

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

京都(11)第52号

NI-53-14-4

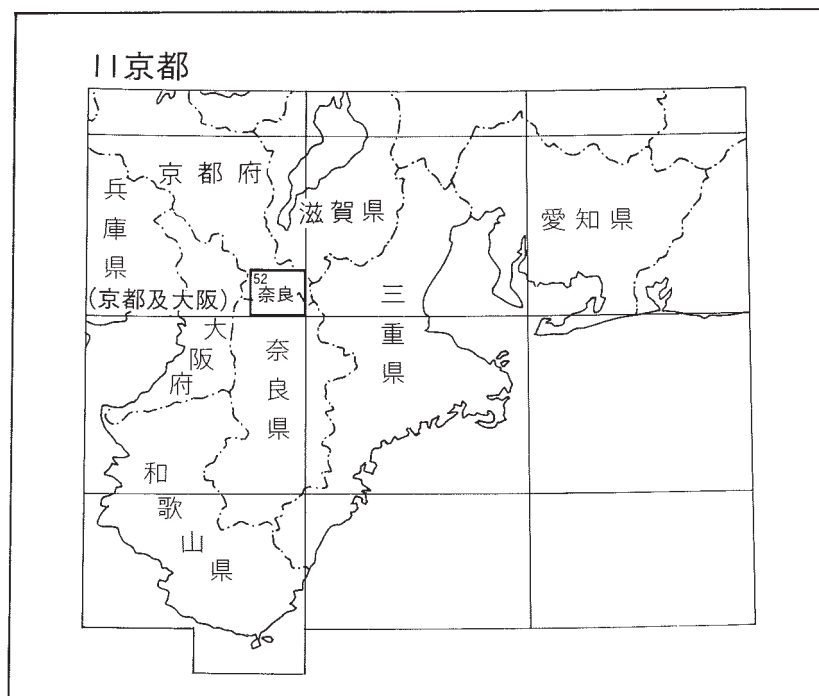
奈良地域の地質

尾崎正紀・寒川 旭・宮崎一博・西岡芳晴
宮地良典・竹内圭史・田口雄作

平成 12 年

地 質 調 査 所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

5万分の1地質図幅索引図

Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

11-39 伏見 Fushimi 1:75,000 (1932) 京都西南部 Kyōto-Seinambu NI-53-14-7 (未刊行, unpublished)	11-40 京都東南部 Kyōto-Tōnambu NI-53-14-3 (未刊行, unpublished)	11-41 水口 Minakuchi NI-53-8-15 (未刊行, unpublished)
11-51 大阪東北部 Ōsaka-Tōhokubu NI-53-14-8 (未刊行, unpublished)	11-52 奈良 Nara NI-53-14-4 (2000)	11-53 上野 Ueno NI-53-8-16 (1996)
11-63 大阪東南部 Ōsaka-Tōnambu NI-53-15-5 (1998)	11-64 桜井 Sakurai NI-53-15-1 (未刊行, unpublished)	11-65 名張 Nabari NI-53-9-13 (1998)

目 次

I. 地 形	(寒川 旭・尾崎正紀)	2
II. 地質概説	(尾崎正紀・寒川 旭・宮崎一博・西岡芳晴・宮地良典・竹内圭史)	7
III. 丹波帯堆積岩コンプレックス (領家変成岩類の原岩)	(竹内圭史)	12
III. 1 研究史及び概要		12
III. 2 岩 相		13
III. 3 化石と地質時代		15
III. 4 地質構造		16
IV. 領家変成岩類及び新期領家花崗岩類による接触変成岩類	(宮崎一博)	16
IV. 1 研究史及び概要		16
IV. 2 領家変成岩類		19
IV. 2. 1 緑泥石帯		20
IV. 2. 2 緑泥石-黒雲母帯		25
IV. 2. 3 黒雲母帯		27
IV. 2. 4 珪線石帯		28
IV. 3 新期領家花崗岩類による接触変成岩類		37
IV. 3. 1 堇青石帯		37
IV. 3. 2 珪線石帯におけ新期領家花崗岩類の接触変成作用の影響		39
IV. 4 領家変成岩類の地質構造		39
IV. 5 領家変成作用及び新期花崗岩類による接触変成作用		42
V. 深成岩類	(西岡芳晴)	42
V. 1 研究史及び概要		42
V. 2 斑れい岩類		47
V. 3 閃緑岩類		48
V. 4 古期領家花崗岩類		49
V. 4. 1 城立トータル岩		50
V. 4. 2 須川花崗閃緑岩		50
V. 4. 3 狭川花崗岩		51
V. 4. 4 勝風トータル岩		52
V. 5 新期領家花崗岩類		53
V. 5. 1 阿保花崗岩		53
V. 5. 2 柳生花崗岩		53
V. 5. 3 山城花崗岩		55

V. 5. 4	大峰花崗閃緑岩	56
V. 5. 5	井出南花崗岩	57
V. 5. 6	木屋花崗岩	58
V. 5. 7	交野花崗岩	59
V. 5. 8	田池花崗岩	59
VI.	中新統	(尾崎正紀) 60
VI. 1	研究史及び概要	60
VI. 2	地獄谷累層	64
VI. 2. 1	鉢伏礫岩層	66
VI. 2. 2	東山礫岩層	66
VI. 2. 3	鬼ヶ辻泥岩砂岩層	66
VI. 2. 4	小野味礫岩層	67
VI. 2. 5	石仏凝灰岩層	67
VI. 2. 6	飯守礫岩層	69
VI. 2. 7	化石・堆積環境	69
VI. 3	三笠安山岩	69
VII.	鮮新統(古琵琶湖層群)	(尾崎正紀) 70
VII. 1	研究史及び概要	71
VII. 2	北又礫層	72
VII. 3	信楽礫層	73
VII. 4	大福礫層	73
VII. 5	ソノハ礫層	76
VIII.	鮮新統最上部－更新統下部(大阪層群)	(宮地良典・尾崎正紀) 77
VIII. 1	研究史	77
VIII. 2	層序	80
VIII. 3	登美ヶ丘累層	82
VIII. 3. 1	切通砂層	82
VIII. 3. 2	鹿背山互層	82
VIII. 3. 3	上梅谷砂層	84
VIII. 3. 4	鹿畑礫層	86
VIII. 3. 5	東畑互層	86
VIII. 4	田辺累層	91
VIII. 4. 1	水取礫層	91
VIII. 4. 2	柘榴互層	95
VIII. 5	精華累層	95

VIII. 6	火山灰層及び海成粘土層	96
VIII. 6. 1	火山灰層	96
VIII. 6. 2	海成粘土層	99
VIII. 7	化石	100
IX.	更新統中部-完新統 (寒川 旭・尾崎正紀)	102
IX. 1	更新統中・上部 (段丘堆積物)	102
IX. 1. 1	木津川下流域	104
IX. 1. 2	奈良盆地北部	106
IX. 2	完新統	108
IX. 2. 1	木津川下流域	109
IX. 2. 2	奈良盆地北部	113
X.	中新統-更新統下部に発達する地質構造 (尾崎正紀・宮地良典・竹内圭史)	115
X. 1	北東-南西系断層及び撓曲	116
X. 2	南北系断層及び撓曲	121
XI.	活構造及び地震災害 (寒川 旭)	124
XI. 1	活構造	124
XI. 1. 1	奈良市付近の活構造	124
XI. 1. 2	相楽郡地域の活構造	127
XI. 2	地震災害	129
XI. 2. 1	史料から見た地震災害	129
XI. 2. 2	地震の痕跡	129
XII.	資源地質 (尾崎正紀・宮崎一博・竹内圭史)	133
XIII.	水文地質 (田口雄作)	134
XIII. 1	不圧地下水	134
XIII. 1. 1	木津川下流域の不圧地下水	135
XIII. 1. 2	奈良盆地の不圧地下水	135
XIII. 1. 3	地下水分水界	142
XIII. 2	被圧地下水	144
XIII. 2. 1	木津川下流域の被圧地下水	144
XIII. 2. 2	奈良盆地の被圧地下水	144
XIII. 2. 3	相楽丘陵 (奈良丘陵北東部) の地下水	145
XIII. 3	温鉱泉	145
XIII. 3. 1	京都府の温鉱泉	146
XIII. 3. 2	奈良県の温鉱泉	148
文 献		148

図・表目次

第1図	奈良図幅地域の行政区分図	2
第2図	奈良図幅及び周辺地域の埋谷面図と水系	4
第3図	奈良図幅地域の地形区分	5
第4図	奈良図幅地域の地形	6
第5図	奈良図幅地域の地質総括図	8
第6図	奈良図幅及び周辺地域の地質概略図	9
第7図	丹波帯堆積岩コンプレックスに見られる小褶曲	14
第8図	変成泥岩における変成鉱物組合せの分布	21
第9図	変成泥岩中の再結晶石英粒子の粒径の地域的变化	22
第10図	線泥石白雲母粘板岩の薄片写真	23
第11図	葉理と斜交するスレート劈開	24
第12図	変成砂岩中の碎屑性カリ長石の周囲に生じた細粒黒雲母	24
第13図	黒雲母緑泥石白雲母粘板岩の薄片写真	26
第14図	白雲母黒雲母粘板岩の薄片写真	27
第15図	黒雲母片岩の露頭写真	29
第16図	黒雲母片麻岩及びメタテクサイトの露頭写真	30
第17図	メタテクサイトの露頭写真	31
第18図	珪線石帯の変成岩と花崗岩の接触・包有関係	32
第19図	珪線石黒雲母片麻岩の薄片写真	33
第20図	白雲母に交代される珪線石を含む黒雲母片麻岩の薄片写真	34
第21図	カリ長石と紅柱石が共存する黒雲母片岩の薄片写真	34
第22図	珪線石帯低温部及び柳生花崗岩近傍の変成層状チャートと褶曲構造	35
第23図	珪線石帯高温部の変成層状チャート	36
第24図	堇青石黒雲母ホルンフェルスの薄片写真	38
第25図	堇青石黒雲母片岩中の堇青石斑状変晶	38
第26図	珪線石黒雲母片岩中の堇青石	39
第27図	変成岩類の片理及び片麻状構造の極をシュミットネットにプロットするために 用いた領域分割図	40
第28図	変成岩類の片理及び片麻状構造の極のプロット	41
第29図	奈良図幅地域内の深成岩体名の変遷	44
第30図	奈良図幅及び周辺地域の深成岩類の分布	45

第31図	奈良図幅地域の深成岩類の貫入関係	46
第32図	奈良図幅地域の深成岩類のモード組成	46
第33図	斑れい岩類及び閃緑岩類の顕微鏡写真	48
第34図	花崗岩質脈に貫入される閃緑岩	49
第35図	古期領家花崗岩類の顕微鏡写真	51
第36図	阿保花崗岩の顕微鏡写真	54
第37図	柳生花崗岩の顕微鏡写真	55
第38図	斑状構造を示す山城花崗岩	56
第39図	山城花崗岩の顕微鏡写真	56
第40図	大峰花崗閃緑岩の顕微鏡写真	57
第41図	井出南花崗岩及び木屋花崗岩の顕微鏡写真	58
第42図	奈良図幅及び周辺地域の中新統の分布	61
第43図	奈良図幅及び周辺地域の中新統の層序及び年代	62
第44図	奈良市に分布する中新-更新統の層序区分の変遷	63
第45図	地獄谷累層の露頭写真	65
第46図	奈良図幅及び周辺地域の鮮新統の分布	71
第47図	大福礫層・ソノハ礫層・北又礫層の露頭写真	74
第48図	奈良図幅及び周辺地域における鮮新統最上部-更新統中部(大阪層群)の分布	78
第49図	田辺丘陵及び奈良丘陵に分布する大阪層群の層序区分の変遷	79
第50図	奈良図幅地域に分布する大阪層群の層序区分	81
第51図	奈良丘陵東部の地質図	83
第52図	木津町東部及び加茂町西部付近の地質断面図	84
第53図	上梅谷砂層に発達する斜交層理とパミス・サンド火山灰層の露頭写真	85
第54図	田辺丘陵に分布する登美ヶ丘累層の古流系	87
第55図	東畑互層の模式的な露頭写真	88
第56図	田辺丘陵に分布する田辺累層と精華累層の柱状スケッチ	89
第57図	奈良丘陵東部に分布する東畑互層と水取礫層の境界付近の地質柱状図	90
第58図	水取礫層のアバット不整合面	92
第59図	田辺丘陵に分布する田辺累層の古流系	94
第60図	精華累層の古流系	97
第61図	福田火山灰層及び第1海成粘土層の露頭写真	99
第62図	和東地域の水取礫層下部のシルトから産出する花粉化石	101
第63図	木津川流域の段丘面の分布と露頭及びボーリングの位置	102
第64図	木津川流域のth面堆積物の地質柱状図	104
第65図	木津川流域のtm・tl面堆積物の地質柱状図	105

第66図	大阪層群を不整合に覆うtm面堆積物の露頭写真	105
第67図	奈良盆地北端部の段丘面の分布と露頭及びボーリングの位置	106
第68図	奈良盆地北端部の段丘堆積物の地質柱状図	107
第69図	大阪層群を不整合に覆うth面堆積物	108
第70図	木津川流路に沿うボーリング柱状図	110
第71図	木津川流域及び奈良盆地北縁部に沿う主なボーリング柱状図とN値	111
第72図	木津川沿い地域のボーリング柱状図	112
第73図	奈良盆地北端部のボーリング柱状図	114
第74図	奈良図幅地域の中新統一更新統下部に発達する断層及び撓曲	115
第75図	信楽山地及び奈良盆地の地質断面図	117
第76図	北東-南西系断層の露頭写真	118
第77図	田辺丘陵及び周辺地域に分布する大阪層群の走向線図	123
第78図	奈良盆地東縁の活構造	125
第79図	奈良坂撓曲による段丘面の変形	126
第80図	奈良坂撓曲に沿う地形断面図	126
第81図	奈良坂撓曲に沿う断層露頭	127
第82図	木津川断層の分布	128
第83図	木津川断層におけるトレンチ調査	128
第84図	地震の痕跡を検出した遺跡の分布図	130
第85図	恭仁京右京関連遺跡で検出した液状化現象	131
第86図	塚本東遺跡で検出した液状化現象	132
第87図	木津遺跡で検出された砂脈	133
第88図	地下水面図	138
第89図	地下水及び河川水の水質パターン	140
第90図	地下水及び河川水のトリリニア・ダイアグラム	143
第91図	相楽丘陵（奈良丘陵北東部）の地質断面図	146
第92図	温鉱泉水の水質パターン	147
第93図	温鉱泉水のトリリニア・ダイアグラム	147
第1表	変成分帯対比表	20
第2表	奈良図幅地域内の深成岩類の放射年代	47
第3表	石仏凝灰岩層のフィッション・トラック年代	68
第4表	奈良図幅地域の不圧地下水測水表	136
第5表	奈良図幅地域の地下水，河川水，温鉱泉水の水質	137
Fig. 1	Summary of geology in the Nara district	159

奈良地域の地質

尾崎正紀*・寒川 旭**・宮崎一博*・西岡芳晴*・宮地良典*・竹内圭史*・田口雄作***

奈良図幅地域は、地震予知のために全国に設定された特定観測地域8箇所の一つである「名古屋・京都・大阪・神戸地区」に位置する。本報告は、この地域の地質情報を把握するため行われた研究をとりまとめたものである。

現地調査は、平成8-10年度に実施した。分担は以下のとおりである。

領家変成岩類 …………… 竹内(木津川以北)、宮崎(木津川以南)
深成岩類 …………… 西岡、宮崎
中新統 …………… 尾崎
鮮新統-更新統下部 …………… 宮地(JR奈良線以西)、尾崎(JR奈良線以东)
更新統中部-第四系 …………… 寒川、尾崎
活構造 …………… 寒川
地下水 …………… 田口

以上の調査結果に基づき、丹波帯堆積岩コンプレックス(領家変成岩類の原岩)は竹内が、変成岩類としての記載は宮崎が、深成岩類は西岡が執筆した。中新統と鮮新統は尾崎が、鮮新統最上部-更新統下部(大阪層群)は宮地と尾崎がそれぞれの担当地域を執筆した。地形と更新統中部-完新統は寒川と尾崎が、中新統-更新統下部に発達する地質構造は尾崎・宮地・竹内が、活構造・地震災害は寒川が執筆した。また、資源地質は尾崎・宮崎・竹内が、水文地質は田口が分担執筆した。全体のとりまとめは尾崎が行った。

本研究にあたり、同志社大学理工学研究所の鈴木博之教授には、京田辺市地域の地質について資料を御教示いただいた。神戸大学発達科学部の田結庄良昭教授には、田辺地域の深成岩について御教示いただいた。中華人民共和国の王 革凡博士には、領家変成岩類について未公表資料及び岩石薄片を提供していただいた。木津川に沿う低地及び奈良盆地内の低地の主として地方自治体に保管されている公共事業に関するボーリング資料の収集に当たっては、各自治体の担当課にご協力をいただいた。地下水の現地調査に際しては、奈良教育大学教育学部谷口真人氏及び日本振興株式会社にも多大のお世話になった。また、地下水資料収集に当たって、京都教育大学武田一郎氏のご協力を得た。以上、記して感謝の意を表す。

本報告作成の際に使用した岩石薄片は地質標本館試料調整課安部正治(故人)・野神貴嗣・大和田 朗、北海道支所佐藤卓見の各技官によって作製されたものである。

本報告で用いる(GSJ R 12345/ABCD)は、地質調査所岩石標本登録番号/著者の採取番号を示す。

*地質部 **大阪地域地質センター ***環境地質部(現CCOP, タイ国)

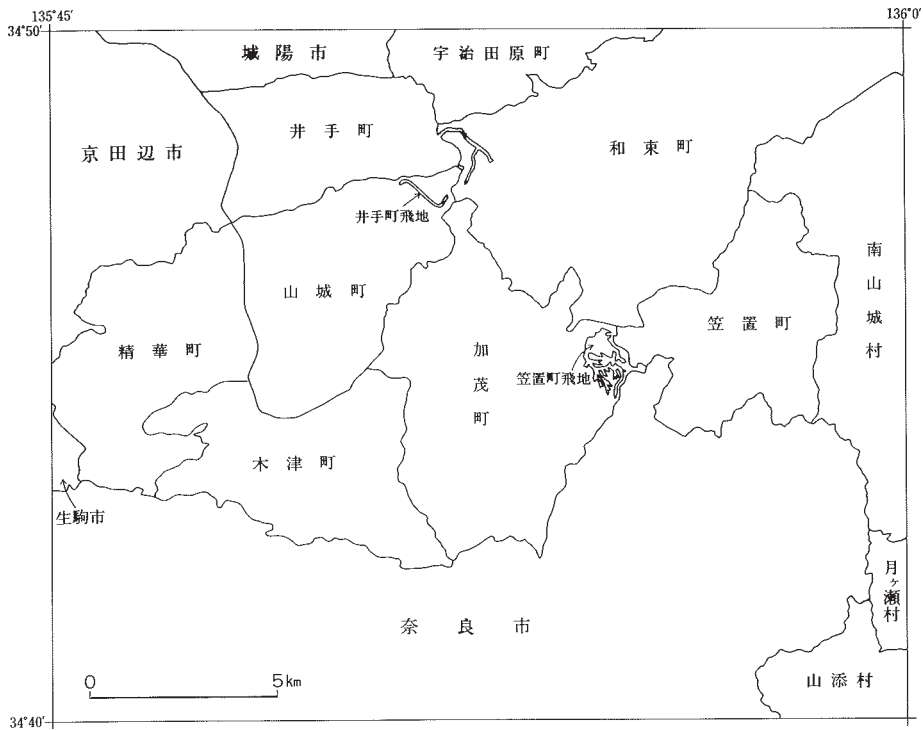
Key word : areal geology, geologic map, 1:50,000, Nara, Kyoto, Jurassic, Cretaceous, Neogene, Quaternary, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Tamba Belt, Ryoke Metamorphic Rocks, metamorphism, Ryoke Granitic Rocks, granite, granodiorite, gabbro, tonalite, Jigokudani Formation, Mikasa Andesite, Kobiwako Group, Osaka Group, terrace deposits, alluvium, active fault, hot spring, quarry

I. 地 形

(寒川 旭・尾崎正紀)

奈良図幅地域は、北緯 $34^{\circ}40' - 34^{\circ}50'$ 、東経 $135^{\circ}45' - 136^{\circ}0'$ の範囲を占め、奈良県北部と京都府南部の県境に位置する。行政区分としては、京都府南部の城陽市、京田辺市、綴喜郡井手町・宇治田原町、相楽郡精華町・木津町・加茂町・笠置町・和東町・南山城村、及び奈良県北部の奈良市、生駒市、添上郡月ヶ瀬村、山辺郡山添村を含む（第1図）。

奈良図幅地域の地形に関しては、池田・植村（1980）、京都府農林部耕地課編（1983）、奈良県企画部開発調整課編（1984）、池田・大橋（1996）の報告・研究がある。また、和東地域の和東谷断層沿いの特



第1図 奈良図幅地域の行政区分図
国土地理院発行5万分の1地形図「奈良」に基づく。

徹的な地形に関しては、樽松（1957）、京都府農林部耕地課編（1983）、和東町町史編さん委員会編（1995）で詳細に述べられている。

本図幅地域の地形を概観すると、中・東部には標高700m以下の山地・高原が広がり、西部には標高100m前後で定高性のある丘陵を挟んで京都盆地と奈良盆地が発達する（第2・3図）。以下の地形区分の名称は京都府農林部耕地課編（1983）や奈良県企画部開発調整課編（1984）に従った。

山地 木津川を挟んで、北側の信楽^{しがらき}山地と南側の大和高原に区分できる（第3図、第4-a図）。信楽山地は、更に北東-南西方向に走る和東谷断層（第4-b図：X章）を境にして、北西側の鷺峰^{じゅうぶさん}山山地と南東側の三ヶ岳^{みつがたけ}山山地に細分される。

鷺峰山山地は、鷺峰山（標高682m）を最高点とし、おおむね400-600mの標高を保つ。稜線の標高は北西に向かって緩やかに減少する。主に領家変成岩類（原岩は丹波帯）からなる。三ヶ岳山山地は、三ヶ岳（標高618m）を最高点とし、おおむね標高500m前後で定高性を保っている。鷺峰山山地と同様に北西方向へ全体の標高が低下する。三ヶ岳東側の柳生花崗岩と西側の領家変成岩類の分布を境に100mほど東側が低くなる。

大和高原は、おおむね400-500mの標高を保ちながら、なだらかな陵線を連ねている。大和高原は主に領家変成岩類と領家花崗岩類から構成されるが、一体山（標高596.1m）などわずかな高まりを示す地域は斑れい岩からなる。北流して木津川に合流する河川に沿って、南北方向に幅600m以下の低地（盆地）が認められる。

丘陵及び台地 丘陵は主に鮮新-更新統（大阪層群：VIII章）から構成され、京都盆地及び奈良盆地縁辺の田辺丘陵・奈良丘陵・西の京丘陵・井手丘陵・宇治丘陵と和東谷断層沿いに発達する和東丘陵に区分される。

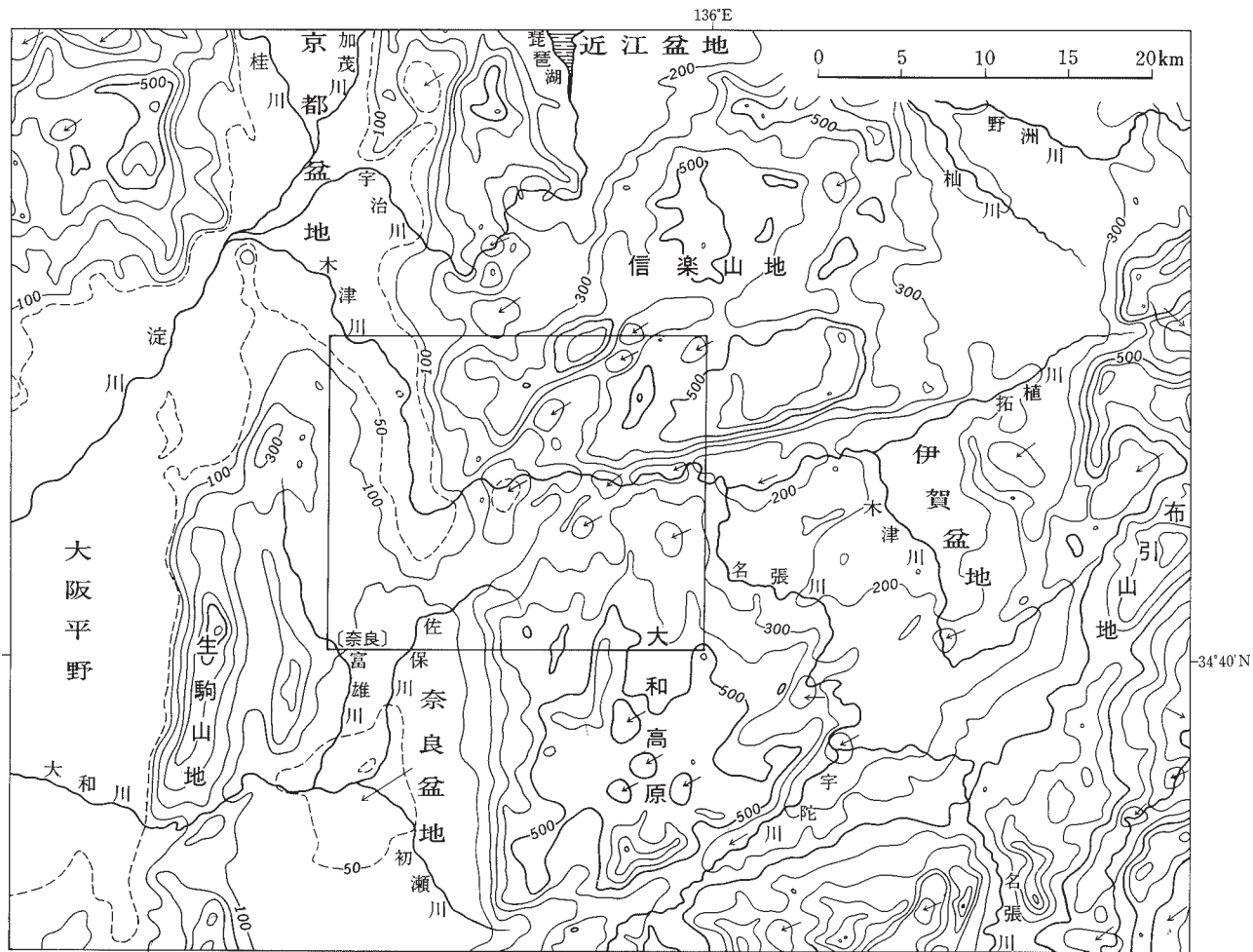
田辺丘陵は木津町から北流する木津川の左岸に沿って京田辺市から精華町にかけて広く発達する。奈良丘陵（第4-C図）は山田川より南側の奈良市・木津町・加茂町にかけて分布し、秋篠川より西側には西の京丘陵が発達する。これら丘陵は、標高100-150m程度のなだらかな稜線を連ねている。

井手丘陵及び宇治丘陵は、木津川東岸に発達する（第4-d図）。おおむね大阪層群の分布域と一致するが、井手丘陵に分布する大阪層群は薄い。宇治丘陵は大半が北隣の京都東南部図幅地域に発達する扇状の丘陵で、堆積相解析から更新世前期に形成された扇状地が開析を受けたものと推定されている（城陽礫層研究グループ、1992）。

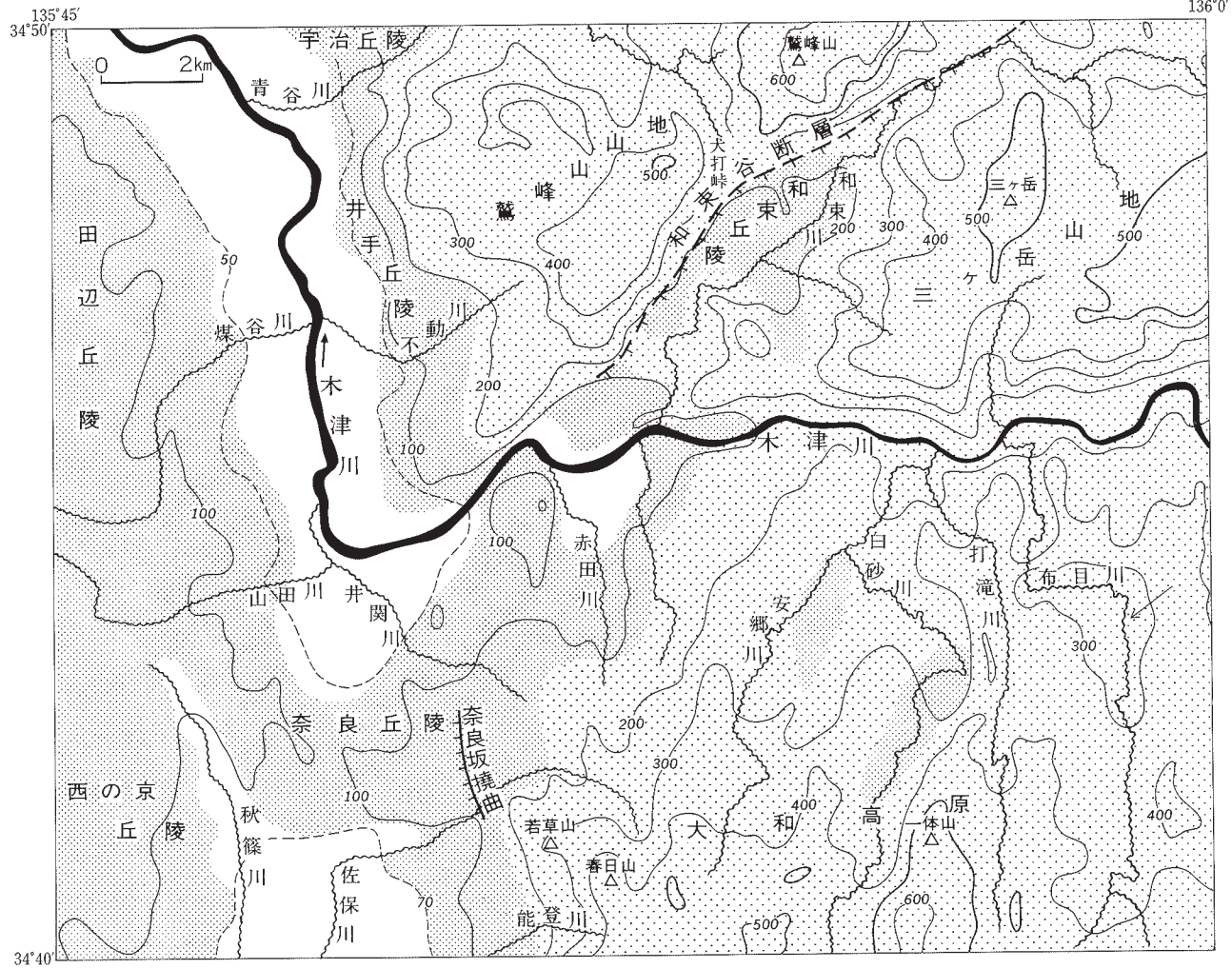
和東丘陵は、鷺峰山山地の南東縁、和東谷断層に沿った断層の下盤側の地域に、北東-南西方向の幅1.5km、長さ5kmの範囲に発達する（第4-b図）。標高は200m前後で、木津川の支流である和東川や和東川に注ぐ多くの小河川によって開析を受けている。

台地は、木津川の両岸では田辺丘陵を開析する河谷に沿って、低地との間に形成されているが、いずれも分布範囲は狭い。奈良丘陵では、盆地内に流入する河川によって形成された扇状地性の台地がやや広範囲に発達する。これら台地はいずれも、更新統中・上部の段丘堆積物から構成されており、台地の連続性や台地を構成する段丘堆積物の風化程度から、高・中・低位段丘面に区分される（XI章）。

低地 奈良盆地と京都盆地に比較的広い低地が発達する。特に奈良盆地の低地には奈良盆地東縁の急崖（第4-e図）に発達する断層（撓曲）（X・XI章）の活動による凹地に、最大厚さ600mに達する中新



第2図 奈良図幅及び周辺地域の埋谷面図と水系
 京都府農林部耕地課編 (1983) の図に加筆し、一部簡略化。埋谷面図は幅1kmの谷を埋積して作成。



第3図 奈良国幅地域の地形区分

等高線は国土地理院発行の5万分の1地形図「奈良」に基づき、500mの谷を埋めて作成した埋谷面図。数字は標高 (m) を示す。



統-完新統が堆積する（佐野，1980）。一方，京都盆地の南端部では，木津川に沿って，幅1-2kmの低地
が形成されているが，鮮新-完新統の厚さは300m以下と推定され，奈良盆地ほど厚くはない。

水系 本図幅地域の水系は，淀川水系に属する木津川水系と大和川水系とに区分される（第2図）。

木津川は上流の伊賀盆地（上野図幅地域内）では北流するが，信楽山地（木津川断層）に接すると西流
しながら，大和高原を北流してきた布目川・白砂川などや，信楽山地から南流してきた和東川などの支
流（第3図）を加え，京都盆地南端（木津町付近）にまで流下する。京都盆地南端で木津川は北流し，京
都盆地中央部付近で宇治川などととも淀川に合流する。京都盆地南部の木津川の支流である不動川や
煤谷川などは，本来低地内を流路を変えながら幅広く流れていたが，人工的に現在の位置（低地の東側）
に固定され，近世以降の治水工事によって天井川の形態をとるようになった。

一方，大和川の支流である佐保川や秋篠川などは，奈良盆地周辺域のみを源泉とする特徴を持ち，奈
良盆地中央部で生駒山地（西接の大阪東北部）を貫き西流する大和川へ合流する。

II. 地 質 概 説

（尾崎正紀・寒川 旭・宮崎一博・西岡芳晴・宮地良典・竹内圭史）

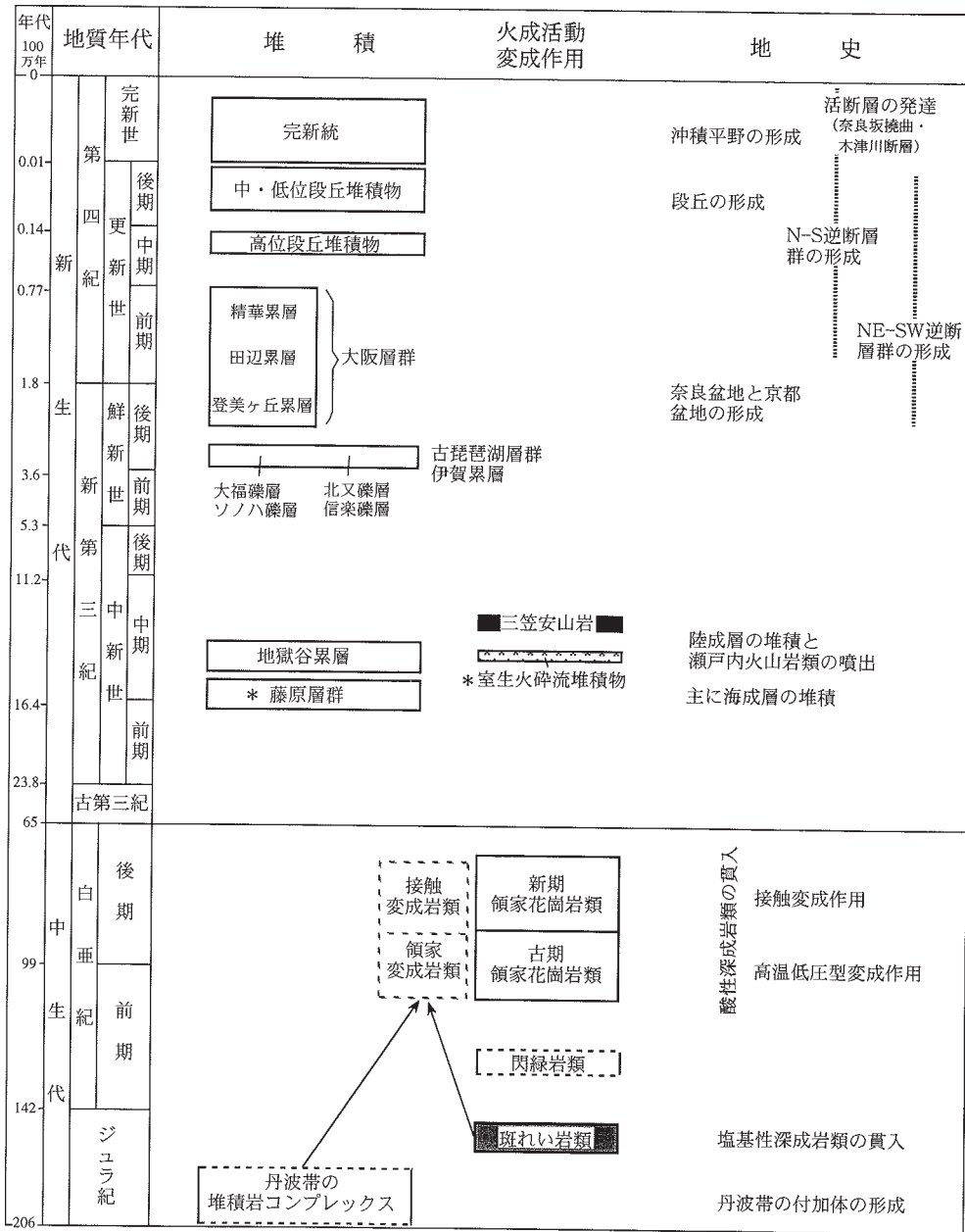
奈良図幅地域の地質総括を第5図に，周辺地域を含めた地質概略図を第6図に示す。奈良図幅地域は，
地体区分上，領家帯と丹波帯の境界付近に位置し，丹波帯堆積岩コンプレックスからなる一連の地層が
変成作用を受けた領家変成岩類が深成岩類とともに広く分布する。そして，これら基盤岩類を覆って中
新統中部（地獄谷累層），鮮新統（大福礫層など），鮮新統上部-更新統下部（大阪層群），更新統中・上
部（段丘堆積物），完新統が分布する。

丹波帯堆積岩コンプレックス（領家変成岩類の原岩） 奈良図幅地域内の笠置地域は，中部地方の高
遠-塩尻地域，中国地方の岩国-柳井地域とともに，領家変成岩類から非変成の堆積岩コンプレックスに
かけての一連の岩相が分布する地域の一つである。

本図幅地域の領家変成岩類は，北隣の京都東南部地域から連続して分布する丹波帯の地層群を原岩と
する。丹波帯の地層群は，石炭紀-ジュラ紀の地層・岩塊を構成物として主にジュラ紀に形成された付加
体を主とし，一部に正常堆積岩を含む堆積岩コンプレックスである。これらは岩相・地質時代及び構造

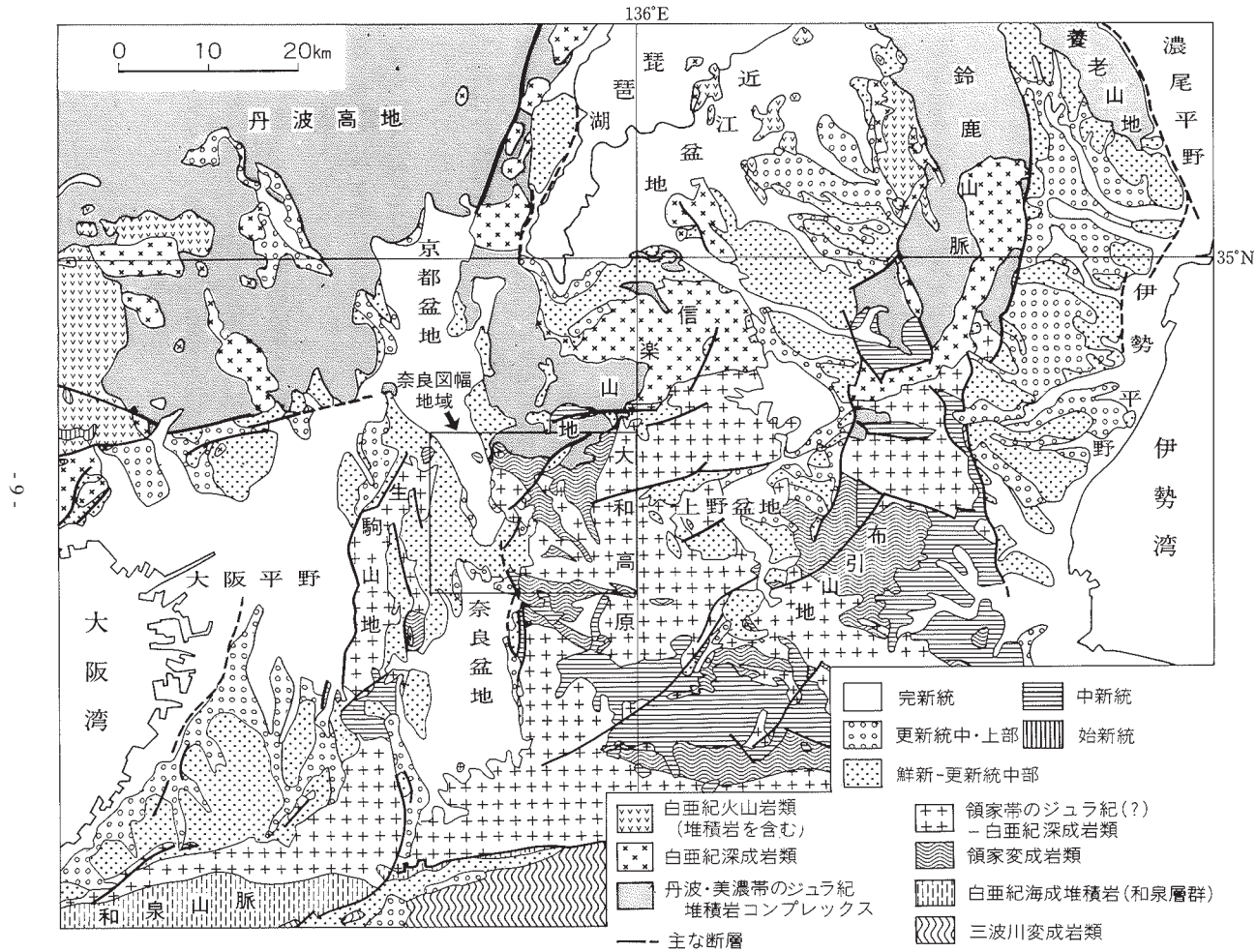
第4図 奈良図幅地域の地形

- a: 信楽山地と大和高原。（奈良市左京より撮影）
- b: 和東谷断層沿いの地形。（和東町門前より撮影）
→ ←の延長部が和東谷断層。
- c: 奈良盆地及び奈良丘陵。（奈良市若草山より撮影）
- d: 井出及び宇治丘陵と信楽山地。（奈良市左京より撮影）
- e: 奈良盆地東縁の若草山と春日山。（奈良市平城宮跡より撮影）



* 奈良図幅地域には分布しない

第5図 奈良図幅地域の地質総括図



20万分の1地質図幅「京都及大阪」(河田ほか, 1986), 「名古屋」(山田ほか, 1981), 「和歌山」(栗本ほか, 1998), 50万分の1地質図幅「京都」(田中ほか, 1982)を簡略化。なお, 領家変成岩類については, 本報告の黒雲母帯以上の領家変成岩類の分布を示した。黒雲母帯以下の低変成度の領家変成岩類は丹波帯堆積岩コンプレックスに含めた。領家変成作用自体は, ここに示した領家変成岩類の分布域より, より広範囲の丹波帯堆積岩コンプレックスの岩石に及んでいる。肉眼で非変成の堆積岩と低度の領家変成作用を被った岩石とを区別することは難しい。黒雲母帯以上の変成度の変成泥岩は, 肉眼で容易に識別できる程多量の黒雲母を生じている。

第6図 奈良図幅及び周辺地域の地質概略図

的位置の異なる2つの地層群に区分され、I型地層群・II型地層群と呼ばれている。比較的緑色岩・石灰岩に富み、同じ岩相同士と比較すると相対的に古い年代を示すII型地層群が構造的上位に位置し、若い年代を示すI型地層群が構造的低位に位置する（石賀，1983；木村ほか，1998）。

本図幅地域の丹波帯堆積岩コンプレックスは、大部分が泥岩・チャートからなる。北縁部では、泥岩に代わり含礫泥岩が卓越するようになり、砂岩を含むほか緑色岩・石灰岩の岩塊がごくわずかに挟在する。これらは岩相の特徴から、本図幅地域に広く分布する和東ユニットと、北縁部から北隣地域にかけて分布する宇治田原ユニットに区分される。和東ユニットはI型地層群に、宇治田原ユニットはII型地層群にそれぞれ対比される可能性が高い。

領家変成岩類及び変成作用 本図幅地域に分布する領家変成岩類は白亜紀の高温低圧型変成岩類であり、丹波帯堆積岩コンプレックスを原岩とする。木津川以北では領家変成岩類のスレート劈開及び片理の走向は西北西-東南東であり、北半分で北に急傾斜し、南半分では南西に急傾斜する。木津川以南から奈良市大慈山町以北では、変成岩類の片理及び片麻状構造は北西-南東走向で南へ傾斜する場合が多い。大慈山町付近には東西走向の軸面を持つシンフォームの存在が推定され、このシンフォーム軸以南では、片理及び片麻状構造は東西走向で、傾斜は北傾斜となる。

古期領家花崗岩類は、領家変成岩類の片理及び片麻状構造と調和的に貫入する。前出の大慈山町付近のシンフォーム軸のヒンジ部には、阿保花崗岩が片理及び片麻状構造に調和的に貫入する。本報告では、阿保花崗岩を新期領家花崗岩に含めているが、変成岩類との貫入関係は古期領家花崗岩類と同様に調和的であり、この点が特異である。また、阿保花崗岩と変成岩類との境界付近にはミグマタイトが多く見られる。

阿保花崗岩を除く新期領家花崗岩類は本図幅地域北部において、変成岩類のスレート劈開及び片理に非調和的に貫入する。本図幅地域南部では、阿保花崗岩を除く新期領家花崗岩類が変成岩類の片理及び片麻状構造を押し分けるように貫入しており、これらの面構造は花崗岩類の貫入面に合わせるように湾曲している。

領家変成岩類は、変成泥岩の鉱物組合せにより、緑泥石帯・緑泥石-黒雲母帯・黒雲母帯・珪線石帯の4つに変成分帯できる。変成度はこの順に高くなり、また、南に分布する変成岩ほど変成度が高くなっている。変成岩としての岩相は、変成度の上昇にともない大きく変化し、緑泥石帯から黒雲母帯低温部までが粘板岩、黒雲母帯高温部から珪線石帯低温部までが片岩、珪線石帯高温部が片麻岩ないしメタテクサイトとなる。領家変成岩類は阿保花崗岩を除く新期領家花崗岩類による接触変成作用を受けており、木津川以北では、堇青石帯が識別できる。木津川以南では、変成岩類の構成鉱物の粒度及び鉱物組合せから接触変成作用が及んだ領域を識別することは困難になる。

深成岩類 深成岩類は塩基性岩類、古期領家花崗岩類、新期領家花崗岩類に大別できる。

塩基性岩類は斑れい岩類及び閃緑岩類からなり、いずれも領家花崗岩類中のゼノリスとして産する。斑れい岩類は神野山岩体（山添村神野山）及び一体山岩体（奈良市一体山）の2つの径1-2kmの小岩体として分布する。

古期領家花崗岩類は城立トータル岩、須川花崗閃緑岩、狭川花崗岩及び勝風トータル岩からなる。いずれも木津川より南側に分布し、前三者には強い片状構造を特徴とするが、勝風トータル岩は片状構造

を示さないことが多い。古期花崗岩類の貫入は放射年代から判断すると白亜紀中頃である。

新期領家花崗岩類は阿保花崗岩，柳生花崗岩，山城花崗岩，大峰花崗閃緑岩，井出南花崗岩，木屋花崗岩，交野花崗岩，田池花崗岩からなり，いずれも顕著な片状構造を示さない。これらの多くは大和高原に分布し，交野花崗岩及び田池花崗岩の2岩体のみが本図幅地域西縁部の田辺地域に分布する。新期領家花崗岩類の貫入は放射年代から見て白亜紀後期である。

中新統 本図幅地域の奈良市東部には中新統中部の地獄谷累層とそれを覆う三笠安山岩が分布する（第42・43図）。地獄谷累層は層厚30-120mの河川堆積物で，下位より鉢伏礫岩層，東山礫岩層，鬼ヶ辻泥岩砂岩層，矢田原礫岩層及び小野味礫層，石仏凝灰岩層，飯守礫岩層に区分できる。このうち矢田原礫岩層は本図幅地域内には分布しない。鉢伏礫岩層，東山礫岩層から鬼ヶ辻泥岩砂岩層は，角礫主体の巨礫から泥岩砂岩の互層へと変化する一連の上方細粒化層で，堆積当時の凹地を埋めるように堆積している。石仏凝灰岩層は主に非溶結の火山礫凝灰岩からなり，室生火砕流堆積物に対比される。石仏凝灰岩層を覆う飯守礫岩層は，大量に石仏凝灰岩層の礫を含む。三笠安山岩は層厚90m以下の角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩の溶岩で，火山礫凝灰岩やドレライト岩脈を伴う。石仏凝灰岩層は約15Ma（Ma：百万年前），三笠安山岩は約13Maの放射年代を示す。

鮮新統 鮮新統は厚さ10-70mの大礫主体の地層で，本図幅地域内では地域的に北又礫層，信楽礫層，大福礫層及びソノハ礫層に区分できる（第46図）。これら礫層は北方から供給された白亜紀の湖東流紋岩の円礫を多く含む特徴を持ち，一部谷埋タイプの分布形態を示す。奈良・京都盆地と上野盆地に明確に堆積域が分かれる以前（和東谷断層などが形成される以前）に堆積したもので，古琵琶湖層群伊賀累層に対比できる（第50図）。なお，ソノハ礫層は中新統中部に位置づけられていたが，岩相や分布の特徴などから三笠安山岩に直接覆われるソノハ礫層を中新統地獄谷累層の飯守礫岩層に，その他のソノハ礫層を鮮新統に位置づけた。

鮮新統最上部-更新統下部 本図幅地域の鮮新統最上部-更新統下部（大阪層群）は，厚さ300m以上で，京都盆地南部から奈良盆地北部周辺の丘陵地及び盆地の地下に分布する。下位より，登美ヶ丘累層（切通砂層，鹿背山互層，上梅谷砂層，鹿畑礫層，東畑互層），田辺累層（水取礫層・柘榴互層），精華累層に区分できる。これらの地層は大阪層群の標準層序である最下部から下部に対比される。主に河川堆積物からなるが，柘榴互層には第1海成粘土層が挟まれる。ソノハ礫層などの鮮新統とは異なり，礫はチャート主体で，湖東流紋岩の礫はほとんど含まない。

更新統中・上部-完新統 本図幅地域の段丘堆積物は，現木津川流路に沿うものと奈良盆地周辺に分布するものに大別される。地域によって異なる地形環境で生じているので，厳密な対比が困難なため，高・中・低位に3区分した。低位の段丘面は最終氷期から数万年前までに，中位段丘面は最終間氷期及びそれ以降の亜間氷期に，高位段丘面は最終間氷期以前に堆積したものである。中位・高位段丘面は赤色風化殻を伴うことが多く，前者が7.5YR-5YR，後者が5YR-2.5YR程度の色調を示す。

完新統は，地形学的に地すべり堆積物及び崩積堆積物，扇状地堆積物，氾濫原及び谷底平野堆積物，現河床堆積物に区分できる。奈良盆地北部と京都盆地南部の低地では，大阪層群あるいは中位段丘堆積物より古い段丘堆積物との不整合を境にして，厚さ数m程度の砂礫層（低位段丘堆積物）が分布し，更にその上位に軟弱な細粒堆積物（主に氾濫原堆積物）が覆っている。

活断層 奈良盆地の東縁は奈良盆地東縁断層系に限られており、その北端部の奈良坂撓曲が本図幅地域に分布する。この撓曲は高位段丘面を東上りに約33m変位させており、0.13-0.17m/10³年の平均変位速度が算定されている。また、奈良市奈良阪町では、高位段丘堆積物が西へ傾き、複数の小断層（西傾斜の逆断層）によって高位段丘堆積物が変位を受けた状況が観察されている。また、地質調査所が実施したトレンチ調査では、奈良盆地東縁活断層系が、奈良時代より前の最近の1万年間に少なくとも1度活動したことが判明しており、奈良坂撓曲もこの時に活動した可能性がある。

Ⅲ. 丹波帯堆積岩コンプレックス（領家変成岩類の原岩）

（竹内圭史）

Ⅲ. 1 研究史及び概要

本図幅地域の領家変成岩類のうち、木津川より北の和東地域には弱変成の部分^{わづか}が広く分布しており、そこでは原岩である丹波帯の地層の特徴が良く保存されている。そこで本報告では、領家変成岩類を原岩と領家変成作用とに分けて記述することにし、本章では領家変成岩類の原岩としての丹波帯堆積岩コンプレックスについて扱う。

本図幅地域周辺では、領家変成岩類としての研究は多いものの、原岩である丹波帯の地層の特徴に着目した研究は比較的少ない。7万5千分の1地質図幅「伏見」（石井、1932）、中島（1960）、京都府農林部耕地課編（1983）、石田ほか（1980）による地質図のほかには、北隣の京都東南部図幅地域で楠（1989）・岡田（1990）による地質学・堆積学的研究及び八尾（1968）のフズリナ化石の報告があるのみである。

本図幅地域の丹波帯堆積岩コンプレックスは、主に泥岩・チャートからなる。北縁部では少量の砂岩を含み、泥岩に代わり含礫泥岩が卓越する。緑色岩・石灰岩は本図幅地域ではレンズ状岩体^{れんずじょうがんたい}がごくわずかに挟在するのみであるが、北隣地域ではしばしば挟在する（八尾、1968；楠、1989；岡田、1990）。

これまで丹波帯堆積岩コンプレックスは岩相に基づき、本図幅地域の大部分を占めるユニットと北縁部を占めるユニットの2つのユニットに区分されてきた（中島、1960；八尾、1968；竹内・王、1999）。本報告ではこれらを和東ユニット、宇治田原ユニットと呼ぶ。本図幅地域の大部分を占める和東ユニットはほとんど泥岩・チャートからなり、緑色岩・石灰岩をほとんど含まない。それに対し、北縁部の宇治田原ユニットは泥岩・チャートのほか含礫泥岩・砂岩からなり緑色岩・石灰岩を含むことが特徴である。両ユニット境界の位置は必ずしも明確ではないが、本報告では竹内・王（1999）に従い、砂岩が含まれる層準の南限を示標として、宇治田原町の東海自然歩道から和東町原山にかけて西北西-東南東方向へ延びる位置を境界とする。境界付近の地層の見かけの傾斜は高角北傾斜であり、和東ユニットの見かけの上位に宇治田原ユニットが位置する。和東谷断層の東側の地域では指標となる岩相が分布しないた

め宇治田原ユニットの存在は明確でない。

楠（1989）・岡田（1990）は北隣地域に分布する砂岩・緑色岩・石灰岩を含む地層が丹波帯のⅡ型地層群に属することを指摘した。本地域北縁のユニットの砂岩層及び砂岩挟有層準は、楠（1989）が報告した天ヶ瀬地域の砂岩レンズを含む地層に連続する可能性が高い。鷲峰山以北に分布する含礫泥岩は、岡田（1990）がⅡ型地層群とした地層に連続している。これらのことから、本図幅地域北縁の宇治田原ユニットはⅡ型地層群にあたる可能性が高く、一方和東ユニットは岩相からⅠ型地層群にあたる可能性が考えられる。しかし、本地域では変成作用のため放射虫などの微化石が産出せず各岩相の地質時代が不明であり、ユニットの区分・対比には不確かな点が残されている。

木津川以南の領家変成帯の高変成度の地域では、変成作用のため原岩の組織が失われておりしばしば原岩が判定しにくい、原岩はほとんどが泥岩及びチャートからなる。

本図幅地域北西部の京田辺市地域には散点的に変成した泥岩及びチャートが分布する。これらは岩相と分布位置からみて東方の井手町地域の丹波帯の延長と思われる。

木津川以南地域と京田辺市地域の領家変成岩は、岩相からは和東ユニットに属するものと推定される。

Ⅲ. 2 岩 相

本図幅地域に分布する丹波帯堆積岩コンプレックスの和東ユニットと宇治田原ユニットは、岩相組み合わせは異なるが、各岩相は同様な特徴を有するので、まとめて両ユニットの岩相について述べる。

泥岩 (Rm, Um) 泥岩は丹波帯堆積岩コンプレックスの主体をなす。泥岩は暗青色-黒色で、一般に粘土鉱物の配列による層理・劈開が見られる頁岩である。しばしば灰色のシルト岩-極細粒砂岩の葉理-薄層が挟在する（第7-a図）。泥岩の粒度がシルト粒にまで粗くなり、更には砂粒を含み不淘汰な砂岩との中間的な岩相を示すこともある。一部では泥岩にせん断変形を受けて不規則な形状の砂岩レンズを含む岩相も見られる。

含礫泥岩 (Ua) 本報告では本図幅地域北縁にまとまって分布する含礫泥岩を主とし泥岩を伴う岩相を含礫泥岩Uaとして区分した。南側の泥岩との境界は漸移的であり、鷲峰山を通るチャート層の南限を便宜的な境界とした。より南の地域にも泥岩中に厚さ数m以下の含礫泥岩が挟在することがあるが、地質図に示せる規模のものは見られない。

含礫泥岩は片状の泥岩を基質とし各種の岩塊を含む。含礫泥岩中の岩塊は径数mm-10cmのレンズ状で、砂岩・チャートのほか緑色岩・石灰岩が見られる。礫の量は地域変化に富み、本図幅地域最北縁では基質と礫の割合が2:1にもなるが、他の地域では泥岩中にわずかに礫が認められる程度のことも多く、その場合は泥岩との識別はしばしば困難になる。

チャート (Rc, Uc) チャートは層厚数m-数百mの細長いレンズ状の形態をして分布している。泥岩に対するチャートの量は地域変化に富み、本図幅地域北部と木津川の南岸地域でチャートが比較的多く、本図幅地域南部と木津川の北岸地域ではチャートは少ない。

チャートが厚く連続して分布している中には、ときに厚さ数mの泥岩が挟在している。地質図上での



第7図 丹波帯堆積岩コンプレックスに見られる小褶曲

a：木屋花崗岩により接触変成作用を受けた泥岩。砂岩薄層が多数挟在しており、等斜褶曲やゆじたすべり面の発達が見て取れる。木屋花崗岩から100mの地点で、泥岩には接触変成作用により紅柱石・堇青石斑状変晶が生じている。（和東町長井の和東川沿い）

b：緑泥石-黒雲母帯の層状チャート。層厚20mにわたり非対称な閉じた褶曲が発達している。（和東町原山の和東川沿い）

チャートと泥岩の分布は、しばしば両者が側方へ指交しているかのような形態を示す。これらのことは複数のチャート岩塊が構造的に累重していることを示すものと解釈される。

チャートは灰色-黒色の層状チャートで、単層の厚さは通常1-3cmと比較的薄い(第7-b図)。しばしばチャートから厚さ数mの珪質泥岩を経て泥岩に漸移する岩相層序が見られる。その際には層状チャートの明瞭な珪質部・泥質部がしだいに不明瞭になり泥岩の均質な層理へと変化していく。この岩相層序は丹波帯で木村ほか(1998)が報告したのものによく似ており、竹内・王(1999)はこの岩相層序に基づき地層の上位方向を判定して、本図幅北部地域に半波長2km以下の褶曲群の存在を示唆した。

なお、丹波帯にしばしば見られる砥石型珪質頁岩は本図幅地域ではまだ確認されていない。

砂岩 (Rs, Us) 本報告の地質図では、砂岩岩塊ならびに泥岩に伴って砂岩層を多く含む岩相を砂岩に区分して図示した。砂岩は本図幅地域北縁部に多く、より南の地域ではほとんど見られない。北隣の宇治市地域では砂岩泥岩互層を主とする岩相の分布が知られているが(楠, 1989)、本図幅地域内では互層は見られない。

砂岩は厚さ数m-十数mの塊状の中-粗粒砂岩である。鷲峰山の南では特に厚い砂岩層が累重し全層厚は350mに達する。また、泥岩中に数cm-数十cmのレンズ状の砂岩が含まれていることもしばしばある。

苦鉄質火山岩 (Rb, Ub) 中島(1960)は苦鉄質火山岩起源の変成岩の存在を報告し、Yoshizawa *et al.* (1966)でも数箇所苦鉄質火山岩の分布が示されている。しかし、本報告の調査では、それらの一部しか確認できなかった。和東ユニットに属する苦鉄質火山岩(Rb)で地質図に示せる規模のものは、宇治田原町地域で貴治・丹波地帯研究グループ(1980)が報告した厚さ15mの緑色岩層とその北西方の2箇所である。このほかに3地点で苦鉄質凝灰岩・火山岩の小分布が見られ、井手町多賀では厚さ2m以上のたまねぎ状風化を示す塊状の溶岩ないし貫入岩、本図幅地域北縁の城陽市の沢では厚さ20cmのレンズ状の淡緑色凝灰岩が泥岩とチャートの間に挟まれている。

宇治田原町の犬打川河床に分布する苦鉄質火山岩(Ub)は南北幅30mにわたり露出する。しかし走向延長北西約50mの露頭には連続しないので、レンズ状の岩塊であると推定される。苦鉄質火山岩の岩相は、露頭の北半部では緑灰色の塊状の細粒な溶岩ないし貫入岩であり、南半部ではそれが角礫化し間隙を方解石が充填している。

石灰岩 (U1) 石灰岩は宇治田原町の犬打川の1地点でのみ観察された。上述の苦鉄質火山岩の北側に近接して厚さ約5mの含礫泥岩が露出し、その中に厚さ数cm-1mのレンズ状-層状の石灰岩岩塊が多数含まれている。石灰岩は白色塊状で、再結晶して方解石の集合体となっている。中島(1960)はこの石灰岩からフズリナ化石を報告したが、今回の調査では海ユリ化石の破片が見られるのみでフズリナ化石は認められなかった。

III. 3 化石と地質時代

領家変成作用による再結晶のため化石の産出はごく限られ、本図幅地域北縁部の宇治田原町犬打川の石灰岩から二疊紀中期のフズリナ化石 *Schwagerina* sp., *Neoschwagerina* sp., *Pseudodoliolina*(?) (中島, 1960) が知られているのみである。また、鷲峰山北方の石灰岩(京都東南部図幅地域内)から二疊紀中

期のフズリナ化石（八尾，1968），泥質チャートから二疊紀中-後期の放散虫化石（岡田，1990）が報告されている．これらから，本図幅地域北縁部に分布する石灰岩の地質時代は二疊紀中期であり，チャートの少なくとも一部は二疊紀中期-後期であると考えられる．このほかには和東町原山の北の砂岩レンズから花粉化石（Takahashi and Yao, 1969）が報告されているのみで，原岩の主体をなす泥岩についてはまだ産出化石の報告がない．

III. 4 地質構造

本地域の領家変成岩類の地質構造は，木津川以北では領家変成岩類の原岩の層理面の走向は西北西-東南東であり，北半部で北に急傾斜し，南半部では南に急傾斜する．木津川以南から大慈山町以北では，変成岩類の面構造は北西-南東走向で南へ傾斜する場合が多い．大慈山町付近には東西走向の軸面を持つシンフォームの存在が推定され，このシンフォーム軸以南では，面構造は東西走向で，傾斜は北傾斜となる．

中島（1960）は領家変成岩類の片理面の傾斜に基づき，大構造として木屋花崗岩の北縁に沿う和東背斜を認定した．しかしその後，本地域の領家変成岩類の少なくとも北部地域には波長数百m-2kmの閉じた褶曲が発達していることが地層の上下判定から明らかにされた（竹内・王，1999）．高変成度の地域では地層の上下判定資料が得られないため褶曲構造の認定は困難であるが，このような閉じた褶曲構造は中部地方高遠地域でも報告されており（牧本ほか，1996），領家変成岩類分布域全体を通じて褶曲構造が発達している可能性がある．

露頭規模の地質構造としては，チャートにしばしば波長数十cmの褶曲が見られる（第7-b図）．Hara（1962）は領家変成作用以前にチャートの小褶曲や鉞物面構造を形成した構造運動があったと考え，これを丹波変形作用（Tamba deformation）と呼んだ．また，中島（1960）が報告したように，チャートには微褶曲の褶曲軸である線構造がしばしば観察され，それらは一般に西北西に10-20°ブランチしている．

IV. 領家変成岩類及び新期領家花崗岩類による接触変成岩類

（宮崎一博）

IV. 1 研究史及び概要

領家変成岩類は，西南日本内帯に分布する白亜紀の高温低圧型変成岩であり，ほぼ同時期の領家花崗岩類に密接に伴う．その分布距離は，東の茨城県筑波山から西の大分県国東半島^{くにさき}まで総延長約900kmに達する．

研究史 本図幅地域の領家変成岩類の研究の歴史は長く、古くは昭和初期にまで遡る。石井（1932）は7万5千分の1地質図幅「伏見」の中で、本図幅地域の領家変成岩類を片麻岩・雲母片岩・石英片岩に区分している。同地質図幅の中で、本図幅地域木津川以北の領家変成岩類は、西北西-東南東走向で高角度に北または南に傾斜して分布しているのが示された。同説明書には、片麻岩は火成岩と堆積岩の混合によって生じ、雲母片岩は片状黒雲母花崗岩による変成作用により堆積岩から生じ、雲母片岩中に生じている紅柱石は細粒黒雲母花崗岩の接触変成作用により生じたものと記されている。このように、本図幅地域の領家変成岩類は花崗岩類の貫入に伴う（接触）変成作用により生じ、花崗岩体から遠ざかるにつれ、黒雲母粘板岩を経て非変成の粘板岩に移り変わると考えられた。有田（1949）も、本図幅地域の変成岩類と花崗岩類の関係に着目し、変成岩類を4つの型に分類した。同論文では、片状構造を持たない細粒花崗岩に関係する変成岩を K_1 型、片状構造のある細粒花崗岩に関係するものを K_2 型、粗粒花崗岩に関係するものを Y_1 型、そして K_2 型と Y_1 型の両方の特性を持つものを K_2Y_1 型として分類した。更に、細粒（黒雲母）花崗岩を木屋花崗岩と命名し、粗粒花崗岩（前出の石井（1932）の片状黒雲母花崗岩に相当）を柳生花崗岩と命名した。

中島（1960）は、変成岩類と花崗岩類の更なる細分を行い、変成岩類の変成作用と火成作用ならびに造構作用の関係を調べた。同論文では、領家変成岩類は、北から南へ、含黒雲母粘板岩帯・両雲母千枚岩帯・堇青石片状ホルンフェルス亜帯・紅柱石珪線石片状ホルンフェルス亜帯・珪線石片麻岩帯に分けられた。変成度はこの順に高くなっており、このような変成岩を生じた変成作用を旧期変成作用と呼び、その後起こった片状構造を持たない花崗岩類の貫入に伴う新期接触変成作用と区別した。花崗岩類も旧期変成岩類の形成時期に活動したと考えられる旧期花崗岩類と、新期接触変成岩の形成に関与したと考えられる新期花崗岩類に区分された。ただし、本報告で新期領家花崗岩類に分類した細粒花崗岩（本報告の阿保花崗岩）と木屋花崗岩1型（本報告における木屋花崗岩にほぼ相当）は、同論文では旧期花崗岩類に区分されている。これら以外の花崗岩体では、旧期花崗岩類と新期花崗岩類の区分は本報告の古期領家花崗岩類と新期領家花崗岩類の区分にほぼ相当する。同論文では、木屋花崗岩1型による接触変成作用を他の新期花崗岩類の接触変成作用と区別し、旧期接触変成作用と呼んでいる。花崗岩類の接触変成作用は、各花崗岩体ごとに詳しく述べられている。同論文では、岩石構造ならびに地質構造についても述べられている。変成岩類の面構造は、原岩の層理ないし葉理と、これらが変成作用により強調された片理を S_1 、北部の粘板岩に多く見られる S_1 と斜交する流動劈開面（スレート劈開）を S_2 、大峰花崗閃緑岩体周辺部のみ発達する断層裂劈開面 S_3 が識別されている。線構造は、微褶曲軸 L_1 、及び S_1 と S_2 の交線 L_1' 、鉱物の走向配列 L_1'' 、 S_1 と S_3 の交線 L_2 が識別されている。これらの研究の成果をふまえて、造構作用と火成・変成作用のまとめが行われた。それによると、領家変成岩類の原岩の堆積後に西北西ないし東西性褶曲運動（小褶曲を伴う緩い背斜構造の形成：和東背斜と命名）が起き、旧期変成作用及び旧期変成岩類の形成（旧期花崗岩類の進入を伴う）とドーム構造の形成を経て、南北性の曲降（ベーズン構造の形成）と新期花崗岩類の貫入ならびに新期接触変成作用が起こったとされた。

Hara（1962）は、本図幅地域の領家変成岩類の詳細な構造地質学的研究を行った。地質図から読める大局的構造と多くの試料で測定された岩石の面構造・線構造から、本図幅地域の領家変成岩類に係る変形作用、変成作用、火成作用の変遷をまとめている。それによると、領家変成作用が起きる以前に、

本図幅地域の構成岩石は、東西方向のトレンドを持つ地質構造の形成で特徴づけられる丹波変形を受けた。このときに、岩石には B_1 褶曲及びその軸面劈開であると考えられる S_{1-2} 面が形成された。 B_1 褶曲には未固結時のスランブ褶曲様のものから明らかに軸面劈開（スレート劈開）を伴う褶曲構造まであり、丹波変形が今日でいう付加体形成時及びそれに続く変形に相当することを示している。多くの場合、 S_{1-2} は層理・葉理にほぼ平行な劈開面をなし、本図幅地域南部では変成岩の片理・片麻状構造をなしている。領家変成作用に伴う変形は、古期領家変形作用と新期領家変形作用の2つに大きく分けられる。古期領家変形作用は、和束町南以南の領家変成岩類に広く認められる。この変形は丹波変形に重複しており、 S_{1-2} 面上の変成鉱物の走向配列による L_{2-3} 線構造の形成を伴う。古期領家変形作用の後期には狭川花崗岩が貫入し、周囲の変成岩類は温度が上昇しプラスティックな変形を被っている。その後、領家変成岩類は柳生花崗岩に代表されるストック状の新期領家花崗岩の貫入と新期領家変形作用を更に重複して受け、中島（1960）でその存在が指摘されているドーム・ペーズン構造が形成されたとしている。この論文では、造岩鉱物、特に変成チャート中の石英のc軸ファブリックについての多数の測定結果も示されており、変形構造形成の応力場と岩石構造の形成メカニズムについても議論されている。

Wang *et al.*（1986）は、木津川以北の領家変成岩類における黒雲母の出現を岩石学的に詳細に研究した。彼らは、本図幅地域における変成泥岩・変成砂岩の鉱物組合せをもとに、領家変成岩類を緑泥石帯・漸移帯・緑泥石-黒雲母帯・黒雲母帯・珪線石帯に分帯した。変成度はこの順に北から南へ高くなる。黒雲母の出現し始める黒雲母アイソグラッドは、カリ長石を含む変成泥岩・変成砂岩での黒雲母アイソグラッド（ BI_1 ）とそれを含まない変成泥岩での黒雲母アイソグラッド（ BI_2 ）が識別されている。このうち BI_2 に相当する黒雲母生成反応は連続反応であり、温度の上昇とともに黒雲母と共存する白雲母のセラドナイト成分（Alに乏しく、Si, Fe, Mgに富む白雲母の端成分）が減少することが示された。一方、 BI_1 に相当する黒雲母生成反応で生じる黒雲母は、変成時の圧力が高压であるほど、セラドナイト成分に富む白雲母と共存することが岩石学的解析から予想された。実際に、中圧型であるDalradianと領家帯の BI_1 に相当する岩石での白雲母のセラドナイト成分の実測値からその予想が支持された。Wang（1989）は、本図幅地域の変成泥岩中の炭質物の石墨化度の測定を行った。石墨化の完了は緑泥石-黒雲母帯高温部で達成されており、その温度は410-440℃と推定された。ただし、この温度見積もりは、その後、Nakamura（1995）により再検討され、石墨化の完了温度として490℃が見積もられている。

Sakakibara（1995）は、近畿地方に分布する花崗岩マイロナイトならびに片麻状花崗岩の剪断センスの決定を行い、本図幅地域においても狭川花崗岩について、上盤側が南東方向へ移動する剪断センスを得ている。竹内・王（1999）は、Wang *et al.*（1986）の試料に独自の試料を追加して、変成泥岩・変成砂岩・変成チャートにおける黒雲母の出現を再検討したが、岩石学的な検討はなされていない。王（1985）は、黒雲母帯低温部からのCa-Fe-Mnざくろ石の産出を報告している。

本図幅地域の領家変成岩類についての放射年代の報告はないが、隣接する地域の領家変成岩類の放射年代値が、Ishizaka（1966）により報告されている。白雲母と黒雲母のRb-Sr年代とK-Ar年代が求められているが、年代値は61-231Ma（Ma：百万年前）と大きくばらついている。これらの結果にさまざまな検討を加え、黒雲母のRb-Sr年代値として最も多く見られる101-108Maが領家変成岩類の変成作用の年代であるとしている。

概要 本図幅地域に分布する領家変成岩類の原岩は、丹波帯堆積岩コンプレックスを構成する岩石であり、泥岩・砂岩・層状チャートと少量の苦鉄質火山岩・石灰岩からなる。領家変成岩類の変成度は、北部から南部に向かって高くなっており、本図幅地域北縁から和東町南の南方までは粘板岩、木津川付近が片岩、それ以南が片麻岩ないしメタテクサイトとなっている。

変成岩類のスレート劈開及び片理は、和東以北では西北西-東南東の走向で北へ急傾斜し、宇治田原町^{うしとら}山-和東町南-笠置町^{あさりいち}有市以南から木津川以北では西北西-東南東の走向で南へ急傾斜する。木津川以南から奈良市大慈山町^{だいじせん}以北では、変成岩類の片理及び片麻状構造は北西-南東走向で南へ傾斜する場合が多い。大慈山町付近には東西走向のシンフォームの存在が推定され、このシンフォーム以南では、片麻状構造は東西走向で、傾斜は北傾斜となる。

領家変成岩類には領家花崗岩類が随所で貫入している。本報告で古期領家花崗岩類に分類される花崗岩類は本図幅地域木津川以南に分布し、変成岩類の片理及び片麻状構造に調和的に貫入する。本報告で新期領家花崗岩とされる阿保花崗岩は、他の新期領家花崗岩類と異なり、変成岩類の片理及び片麻状構造に調和的に貫入している。また、阿保花崗岩の中には弱い片麻状構造を持つものがある。阿保花崗岩の周囲ではミグマタイトが頻繁に見られることから、この花崗岩体の貫入は領家変成作用のピークからそれほど時間間隔を経ずに行われたと考えられる。

阿保花崗岩を除く新期領家花崗岩類は、本図幅地域北東部で、変成岩類のスレート劈開及び片理を明らかに切って貫入する。木津川以南では、変成岩類の片理及び片麻状構造が新期領家花崗岩である柳生花崗岩の貫入面に合わせるように、南北に屈曲している。また、新期領家花崗岩である山城花崗岩体の南部でも変成岩類の片理及び片麻状構造は、北東-南西方向に湾曲している。

阿保花崗岩を除く新期領家花崗岩類は領家変成岩類に接触変成作用を与えており、その接触変成域は本図幅地域北東部で明瞭である。木津川以南でも新期領家花崗岩類による接触変成作用が想定されるが、花崗岩類のごく近傍を除いて、変成岩としての岩相変化及び鉱物共生の変化を識別することは難しい。

IV. 2 領家変成岩類

本図幅地域でこれまでになされた、領家変成岩類の岩相及び鉱物組合せによる変成分帯の結果と本報告での変成分帯の結果の対比を第1表に示す。中島（1960）の分帯は、変成鉱物の組み合わせと変成岩としての岩相を組み合わせたものである。Wang *et al.*（1986）は、特に低変成度の部分での変成泥岩・変成砂岩中の鉱物共生を岩石学的に詳しく調べ、鉱物共生に主眼を置いた変成分帯を行っている。竹内・王（1999）では、Wang *et al.*（1986）の岩石試料に新しく加えた岩石試料の検鏡結果を加味して変成分帯がなされている。岩石学的な検討はなされていないが、変成泥岩・変成砂岩・変成チャートなど、さまざまな岩石における黒雲母の出現域が示されている。本報告の変成分帯は、基本的には、Wang *et al.*

（1986）の結果を踏襲した。ただし、カリ長石碎屑粒子を含む砂岩や泥岩にのみ黒雲母が出現する漸移帯は省略した。その理由は、漸移帯はカリ長石碎屑粒子を含む砂岩・泥岩での黒雲母の出現をもとに決定されるため、そのような岩石が出現しない所では、漸移帯の認定が困難なためである。また、中島（1960）の堇青石片状ホルンフェルス亜帯は、本報告では新期領家花崗岩類の接触変成作用によるものとして扱

第1表 変成分帯対比表

中島 (1960)	Wang et al. (1986)	竹内・王 (1999)	本報告
含黒雲母粘板岩帯	緑泥石帯	緑泥石帯	緑泥石帯
	漸移帯		
両雲母千枚岩帯	緑泥石-黒雲母帯	漸移帯	緑泥石-黒雲母帯
	黒雲母帯	緑泥石-黒雲母帯	
董青石片状 ホルンフェルス垂帯			
紅柱石珪線石片状 ホルンフェルス垂帯	珪線石帯		珪線石帯
珪線石片麻岩帯			

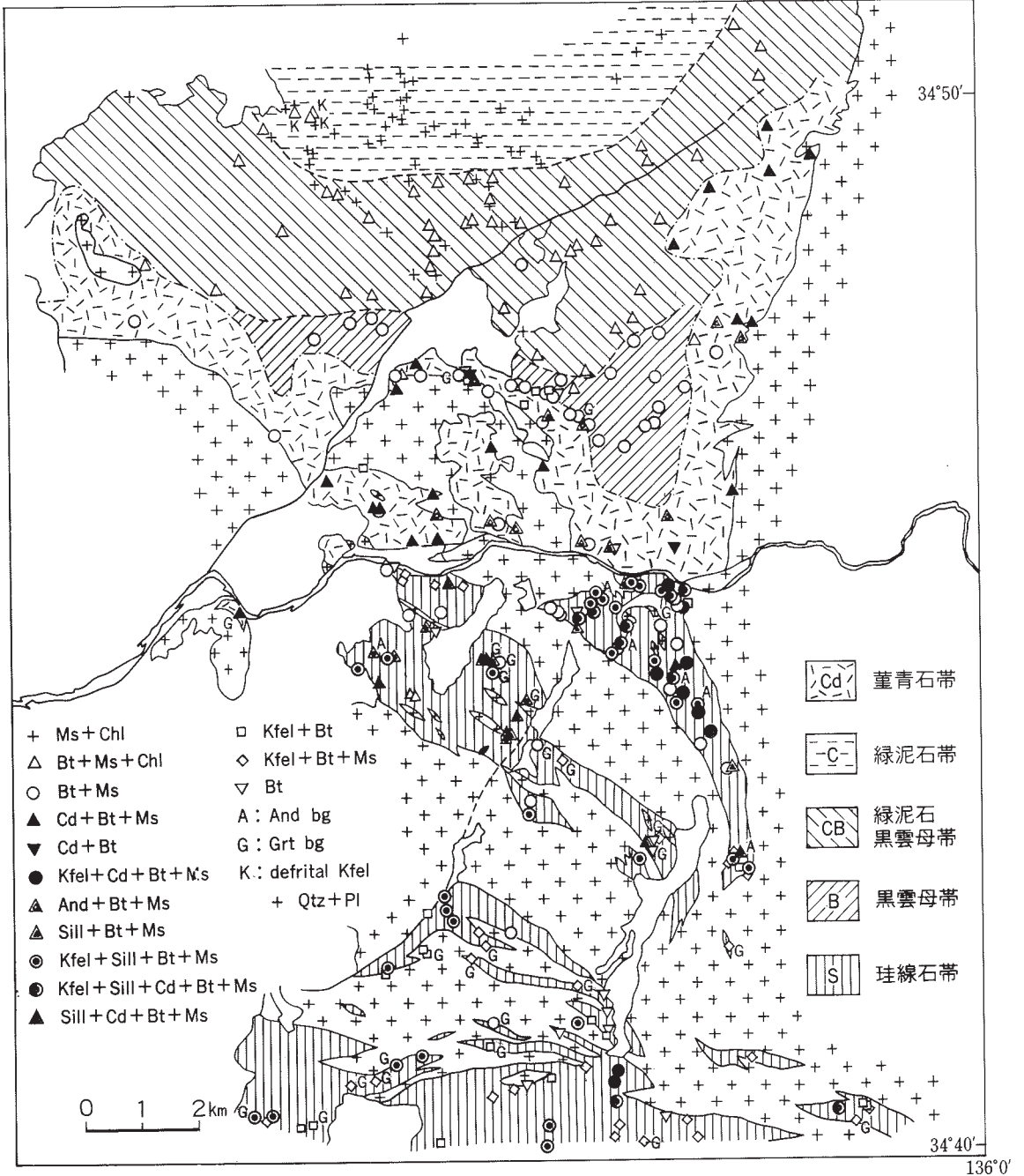
う。同じく、中島 (1960) の紅柱石珪線石片状ホルンフェルス垂帯は、本報告では珪線石帯に含めることにする。このような取り扱い、変成岩としての岩相より、鉱物共生に主眼を置いた変成分帯であることによる。

本図幅地域の領家変成岩類の変成岩としての岩相は、変成度とともに大きく変化する。以下では、変成泥岩の鉱物組合せにより変成分帯を行った各鉱物帯ごとに、変成岩としての岩相を述べる。各鉱物帯の分布と変成泥岩に見られる変成鉱物組合せを第8図に示した。また、変成泥岩中に含まれる再結晶石英粒子の粒径を第9図に示した。本図幅地域に分布する領家変成岩類は、緑泥石帯・緑泥石-黒雲母帯・黒雲母帯・珪線石帯に変成分帯できる。この順に変成度も高くなり、変成鉱物の粒度も粗くなる。ただし、黒雲母帯高温部は、後述する新时期領家花崗岩類の接触変成域である董青石帯と重複している。この重複部分と珪線石帯低温部には紅柱石が出現することから、黒雲母帯と珪線石帯の間に紅柱石帯が存在する可能性があると考えられる。紅柱石帯の広がり、本報告では確定できなかったので省略するが、領家変成岩類は北から南へ緑泥石帯・緑泥石-黒雲母帯・黒雲母帯・紅柱石帯・珪線石帯と配列していた可能性がある。

なお、本報告で記載した変成岩類の面構造は、構成鉱物が細粒で薄く板状に割れる劈開面をスレート劈開、構成鉱物がより粗粒で個々の結晶が肉眼で観察できるものを片理、更に粗粒で花崗岩質の優白質層と黒雲母に富む黒色の層からなる縞状構造を片麻状構造と呼んだ。これらの面構造は、Hara (1962) のS₁₋₂に相当する。

IV. 2. 1 緑泥石帯 (C)

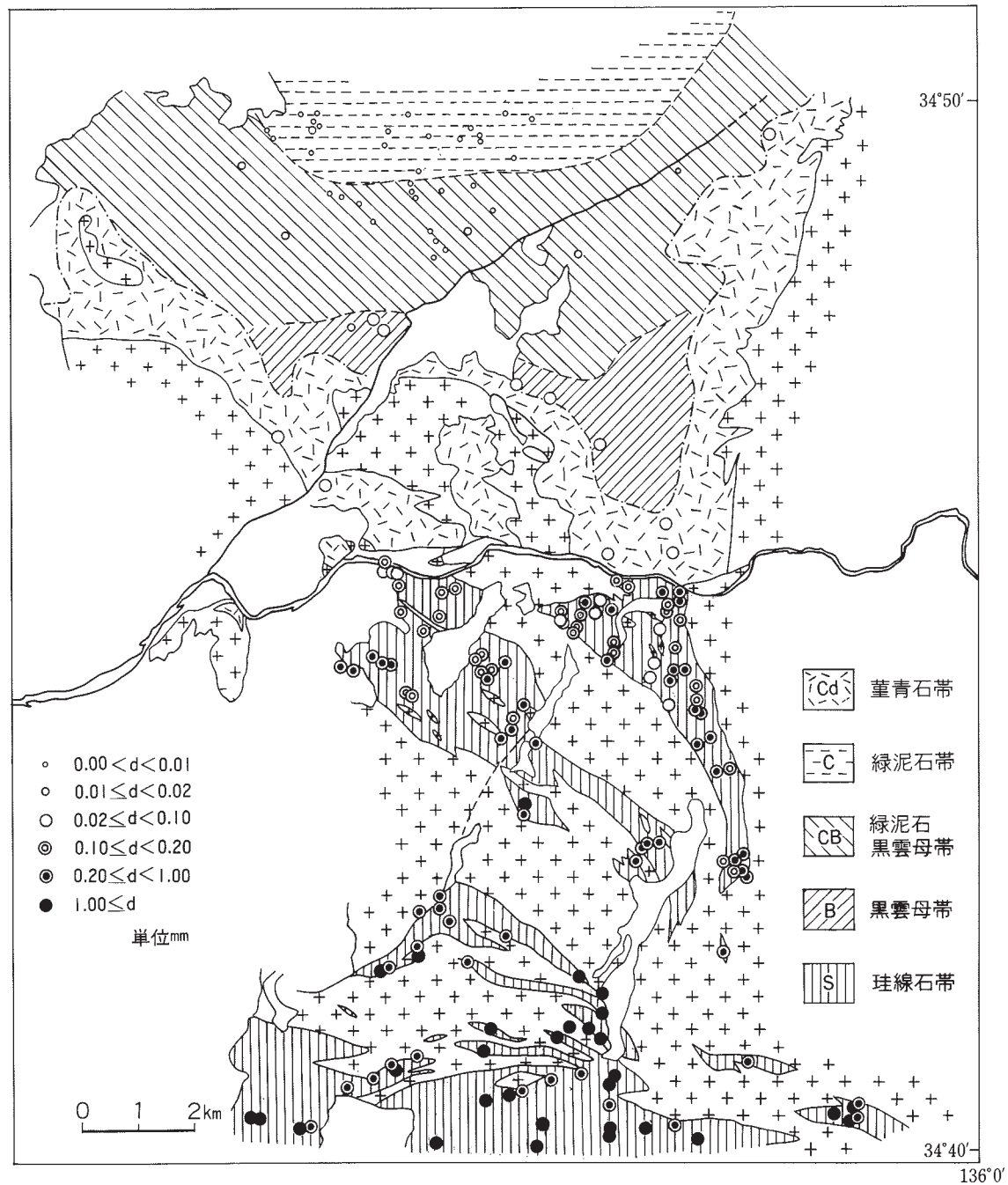
緑泥石+白雲母の鉱物共生を持つ変成泥岩の分布領域で、なおかつカリ長石の碎層粒子を含まない変成泥岩に黒雲母が出現しない領域を緑泥石帯とした。ただし、カリ長石の碎層粒子を含む変成泥岩・変成砂岩には本帯でも黒雲母が出現する。本帯は、Wang *et al.* (1986) の緑泥石帯と漸移帯の両方を合わ



第8図 変成泥岩における変成鉱物組合せの分布

木津川以北の変成泥岩における鉱物組合せの決定では、竹内・王 (1999) の薄片を再検鏡した。この中には、Wang *et al.* (1986) の薄片が含まれる。鉱物の略記は以下のとおり (以下、各図ではこの略記を用いる)。Ms: 白雲母, Chl: 緑泥石, Bt: 黒雲母, Cd: 堇青石, Kfel: カリ長石, And: 紅柱石, Sill: 珪線石, Pl: 斜長石, To: 電気石。

136°0'

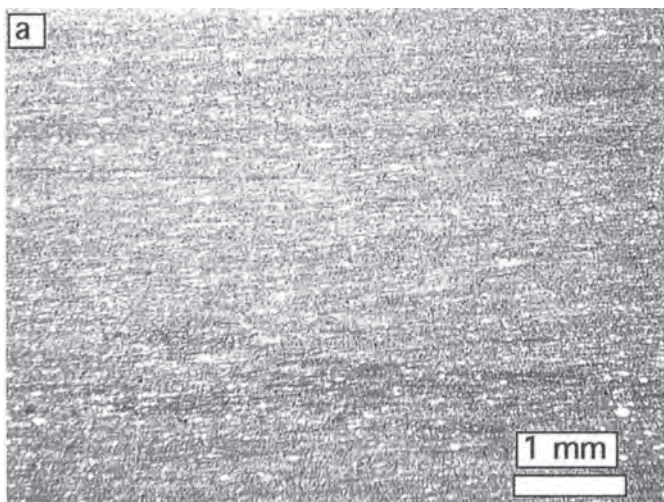


第9図 変成泥岩中の再結晶石英粒子の粒径の地域的变化

使用した試料は、第8図で使用したものと同一。粒径は約 120° で交差する境界を持つ石英粒子の内接円の直径として求めた。

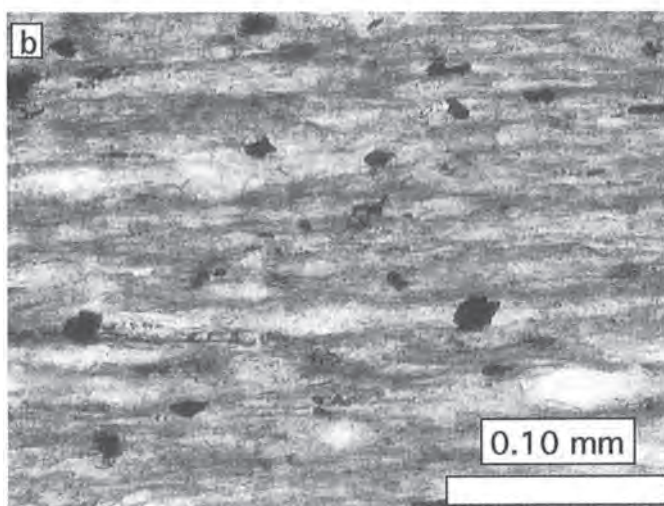
せたものに相当する。本帯の領家変成岩類は、変成作用により細粒の緑泥石・白雲母を生じているが、原岩の堆積構造は良く保存されており、見かけは非変成の丹波帯堆積岩コンプレックスを構成する岩石とほとんど変わらない。

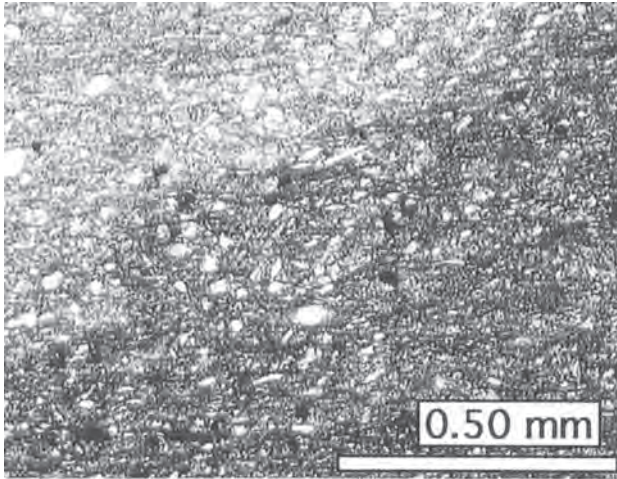
変成泥岩 本帯の変成泥岩は炭質物を多く含み、肉眼では灰黒色を呈する。スレート劈開にそって薄く割れやすい。碎屑粒子をより多く含むシルト質の岩石では、スレート劈開の発達はいくらか弱くなる。また、ほとんどの場合、石英・斜長石の角張った碎屑粒子が含まれる。カリ長石の碎屑粒子を含む場合は、後述する変成砂岩の場合と同様、その周囲に細粒の黒雲母が生じている。鏡下では、スレート劈開にそって白雲母・緑泥石の(001)面が平行に並ぶ(第10図)。スレート劈開は、原岩の層理及び葉理とほぼ平行に発達する場合が多いが、明らかに層理もしくは葉理と斜交して発達する場合もある(第11図)。



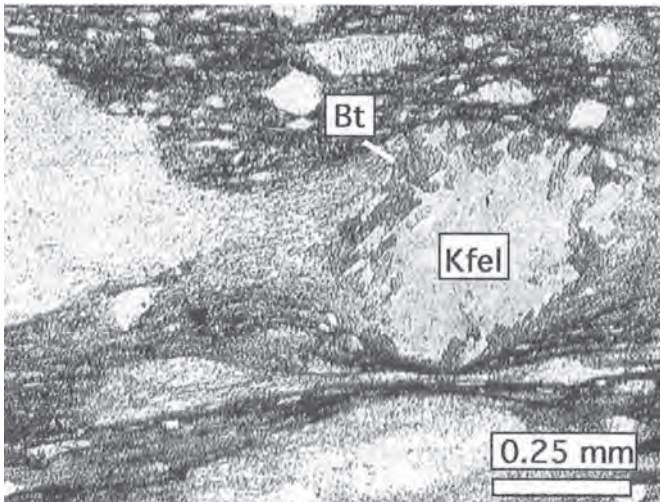
第10図 緑泥石白雲母粘板岩の薄片写真

a: スレート劈開の発達する粘板岩。
b: aの拡大写真。白色部は石英・長石、暗色部は緑泥石・白雲母からなる。白雲母・緑泥石の長軸はスレート劈開に平行に並ぶ。(和東町犬打峠北約2.25 km地福谷浴い)





第11図 葉理と斜交するスレート劈開
薄片左上は、碎屑粒子を多く含むシルト質の部分、右下は炭質物を多く含む泥質部。写真水平方向に白雲母・緑泥石・細粒の不透明鉱物が配列するスレート劈開が発達。スレート開はシルト質な部分と泥質部との境界に明らかに斜交する。（宇治田原町良山北東約1.75km）



第12図 変成砂岩中の碎屑性カリ長石の周囲に生じた細粒黒雲母
スレート劈開が発達する淘汰の悪い砂岩。碎屑粒子として含まれるカリ長石（Kfel）の周囲に細粒の黒雲母（Bt）が生じている。（宇治田原町良山北東約1.75km）

岩石記載： 緑泥石白雲母粘板岩（第10図，和東町犬打峠北約2.25km地福谷沿い）

スレート劈開が発達する。スレート劈開に沿い、細粒板状（数 $10\mu\text{m}\times$ 数 μm ）の白雲母・緑泥石が定向配列し、その（001）面はスレート劈開にほぼ平行である。細粒な不透明鉱物・炭質物もスレート劈開に平行に濃集する。角張った石英・斜長石・白雲母・黒雲母・電気石の碎屑粒子を含む。碎屑粒子の長軸はスレート劈開にほぼ平行である。再結晶で生じたと思われる 120° で交差する粒界を持つ石英の粒径は約 $5\mu\text{m}$ である。このほかに少量のチタン石を含む。

変成砂岩 この帯の変成砂岩には、石英・斜長石・カリ長石の角張った碎屑粒子が見られ、その粒界に細粒な白雲母・緑泥石が生じている。また、折れ曲がった白雲母・黒雲母の碎屑粒子も認められる。カリ長石の碎屑粒子を含む場合は、カリ長石の周囲に細粒の黒雲母が生じている（第12図）。

変成チャート 本帯の変成チャートは、細粒の再結晶石英粒子の集合体からなり、石英の粒径は $5\text{-}10\mu\text{m}$ である。粘土質な葉理の部分では、白雲母・緑泥石を多く含み、石英の粒径はより細粒である。本帯

の変成チャートの一部には、黒雲母が生じている場合があるが、その岩石学的意味付けはできていない。また、珪質泥岩では、もとは放散虫化石であったと考えられる紡錘形の石英集合体が含まれる。

変成苦鉄質火山岩 変成鉱物として、緑泥石・緑簾石・黒雲母・アクチノ閃石・チタン石・アルバイト・方解石が生じている。

本帯には、このほかに少量の結晶質石灰岩が変成苦鉄質火山岩に伴って産出する。

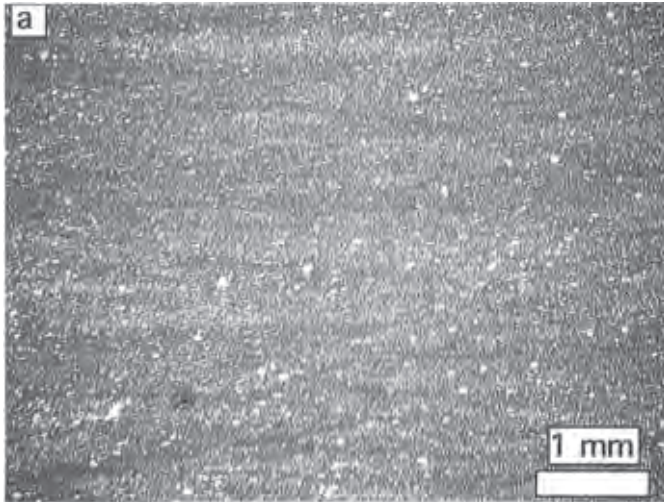
IV. 2. 2 緑泥石-黒雲母帯 (CB)

緑泥石+黒雲母の鉱物組合せが見られる変成泥岩の分布域を緑泥石-黒雲母帯とした。変成泥岩における黒雲母の出現（黒雲母アイソグラッド）によって、前出の緑泥石帯と境される。黒雲母アイソグラッド付近で変成泥岩に含まれる黒雲母は細粒で、その含まれる量も少ない。本報告では、以下の基準で黒雲母アイソグラッドの位置を決定した。1) 碎屑性カリ長石を含まない変成泥岩における黒雲母の出現線を黒雲母アイソグラッドとする。2) 碎屑性カリ長石を含む変成泥岩中の黒雲母は、前述したようにカリ長石の周囲に細粒の黒雲母が生じており、同一薄片中の他の黒雲母の出現もカリ長石が参加する変成反応で生じた可能性があるため、黒雲母アイソグラッドを確定する資料としては使用しない。3) 薄片中に不均一に生じ、クロスニコル下でも黄褐色の濁った多色性を示す緑泥石を置換する黒雲母様鉱物は、酸化緑泥石とした。本報告で決定した黒雲母アイソグラッドは、良山北東約1kmの地点から、犬打峠北約1kmを通り、湯船西約1.5kmを通る。その位置は、Wang *et al.* (1986) の変成泥岩における黒雲母アイソグラッドの位置とほぼ同じである。一方、竹内・王 (1999) の黒雲母アイソグラッドは、本図幅地域西部で約1km北側に引かれている。この位置の違いは、竹内・王 (1999) では、碎屑性カリ長石を含まない泥岩での黒雲母の出現を黒雲母アイソグラッドを確定するのに使用したために生じたものである。また、竹内・王 (1999) は、柳生花崗岩の接触変成作用による黒雲母の出現と領家変成作用による黒雲母の出現とを区別し、本図幅地域東部における黒雲母アイソグラッドと柳生花崗岩の接触変成作用による黒雲母出現線を別々に引いている。確かに、本図幅地域東部における黒雲母の出現は、柳生花崗岩による接触変成作用の結果である可能性もある。しかし、黒雲母が出現し始める付近での個々の露頭の黒雲母を含む岩石の肉眼観察ならびにその岩石の鏡下における黒雲母の産状から、柳生花崗岩の接触変成作用で生じた黒雲母とそうでない黒雲母を区別することは不可能である。

本報告での黒雲母アイソグラッドは、北に凹の形態をなし、原岩の丹波帯堆積岩コプレックスを構成する堆積岩類の一般走向と斜交する。黒雲母アイソグラッドとしてWang *et al.* (1986)、または竹内・王 (1999) の結果を用いても、黒雲母アイソグラッドと堆積岩類の一般走向の斜交関係は認められる。

本帯が後述する黒雲母帯と接する和東町西方では、本帯の幅は南北約3.5kmと広いが、新时期家花崗岩類の接触変成域である堇青石帯と接する部分では、その幅が狭くなっている。特に、堇青石帯が直接本帯と接する湯船付近では、本帯の幅は約1.5kmとなる。

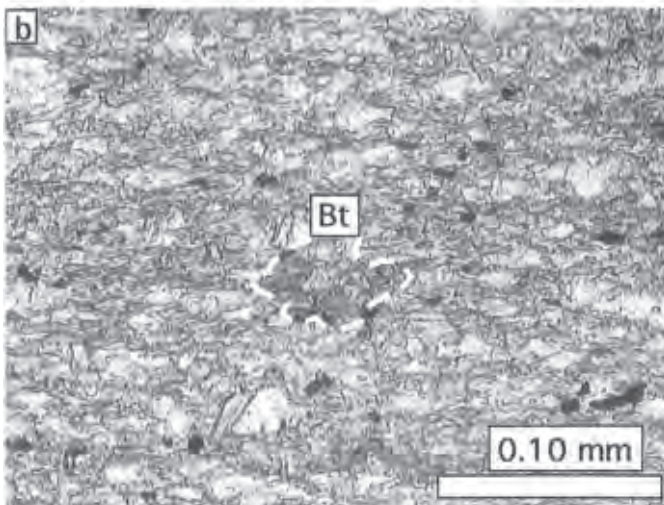
変成泥岩 黒雲母アイソグラッド付近での変成泥岩の外見は、緑泥石帯の変成泥岩とほとんど変わらず、鏡下でも球形ないし卵形の細粒黒雲母集合体が散在するにすぎない(第13図)。黒雲母帯に近づくにつれ、黒雲母の量は増加し、粒度も粗くなる。また、(001)面がスレート劈開に平行な定向配列をする白雲母・緑泥石の間に、(001)面が両鉱物に平行な黒雲母が生じるようになる。この帯に入っても、出



第13図 黒雲母緑泥石白雲母粘板岩の薄片写真

a : スレート劈開が発達する粘板岩。碎屑粒子を比較的多く含む。

b : aの拡大写真。白色部は石英・斜長石。暗色部は緑泥石・白雲母で、多くは写真水平方向に長軸が伸びた形態をなす。写真中央部に細粒の黒雲母 (Bt) の集合体からなる卵形の点紋が生じている。(和東町犬打峠北西約2.25km)



現頻度は少ないが、黒雲母を含まない変成泥岩は存在する。

岩石記載：黒雲母緑泥石白雲母粘板岩（第13図，和東町犬打峠北西約2.25km）

石英・斜長石の碎屑物粒子を比較的多く含む泥岩を原岩とする粘板岩で、スレート劈開が発達する。白雲母・緑泥石の(001)面の多くは、スレート劈開と平行で、数 $10\mu\text{m}$ ×数 μm の板状である。碎屑粒子が多い薄層中では白雲母・緑泥石の(001)面はスレート劈開と大きく斜交し、さまざまな方位を持つ。その粒径はより細粒で数 μm ×数 μm であり、長軸と短軸の比が1に近い。少量の黒雲母は、卵形の細粒集合体として薄片中に散在する。集合体内部の黒雲母の(001)面の方位はさまざまである。粒界が 120° で交わる再結晶石英粒子の粒径は、 $5\text{-}10\mu\text{m}$ である。このほかに、少量の炭質物・電気石・不透明鉱物・チタン石を含む。

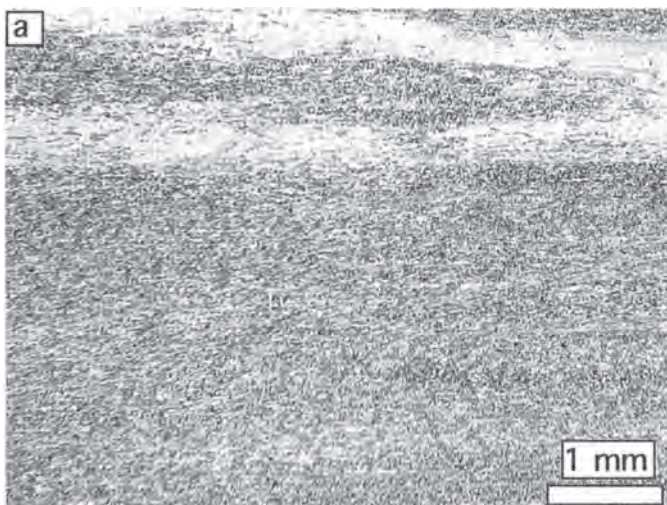
変成砂岩 野外及び鏡下観察において、緑泥石帯の変成砂岩に同じ。

変成チャート 緑泥石帯の変成チャートとほぼ同じ、ごくまれに、細粒のざくろ石を含む場合がある。再結晶石英粒子の粒径は、黒雲母帯に近づくにつれ粗粒になる。

IV. 2. 3 黒雲母帯 (B)

変成泥岩において黒雲母+白雲母の共生が広く見られる領域で、堇青石が生じていない地域を黒雲母帯とした。前出の緑泥石-黒雲母帯とは、緑泥石の消滅（緑泥石消滅アイソグラッド）で境される。緑泥石消滅アイソグラッドの位置は、Wang *et al.* (1986) ならびに竹内・王 (1999) とほぼ同じである。

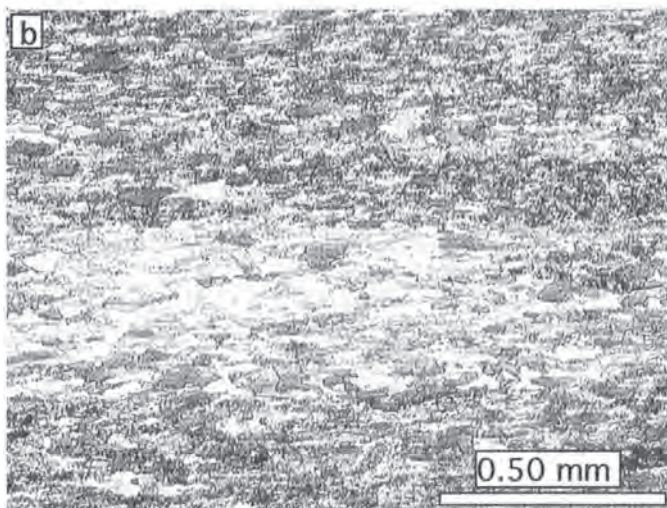
緑泥石消滅アイソグラッドは、原岩である丹波帯堆積岩コンプレックスの一般走向と明らかに斜交する。また、木屋花崗岩や柳生花崗岩に近づくにつれ、緑泥石消滅アイソグラッドは北側に張り出す。本図幅地域北東部と北西部の新时期領家花崗岩が貫入している場所では、緑泥石-黒雲母帯が後述する堇青石



第14図 白雲母黒雲母粘板岩の薄片写真

a : スレート劈開が発達する粘板岩・暗色の斑点は黒雲母。

b : aの拡大写真。白色部は石英・斜長石からなる。暗色板状の鉱物は、スレート劈開に平行に生じた黒雲母。（和東町南の南東約2.0km）



帯と直接接するため緑泥石消滅アイソグラッドが引けない。

変成泥岩 緑泥石-黒雲母帯の変成泥岩に比べ構成鉱物の粒度は粗粒になる。炭質物を多く含み、肉眼では灰黒色を呈す。白雲母・黒雲母の劈開面からのキラキラした光沢が観察できる。スレート劈開が発達するが、緑泥石-黒雲母帯の粘板岩に比べると、より厚いスラブ状に割れる。南方に向かって構成鉱物の粒度は更に粗粒化し、黒雲母片岩になる。

岩石記載：白雲母黒雲母粘板岩（第14図，和東町南の南東約2.0km）

碎屑物粒子はほとんど見られない。約100 μm ×10 μm の板状の白雲母がスレート劈開と平行に生じており、(001)面もスレート劈開と平行である。低倍率での鏡下観察では、黒雲母は薄片全体に点紋状に生じている。より高倍率での鏡下観察では、黒雲母は白雲母に比べより正方形に近い断面で見えるが、その(001)面はスレート劈開と平行である。石英粒子の粒径は約30 μm である。その他、斜長石・炭質物と少量の不透明鉱物・電気石が含まれる。

変成チャート 再結晶石英粒子の粒径は30-50 μm で、緑泥石-黒雲母帯の変成チャートに比べより粗粒になる。この帯の変成チャートにもごくまれに細粒のざくろ石が含まれる。

IV. 2. 4 珪線石帯 (S)

変成泥岩に珪線石（針状のフィプロライト）が出現する領域を珪線石帯とした。前出の黒雲母帯との関係は、新期領家花崗岩類の接触変成域である堇青石帯が分布するため明らかでない。ただし、木津川に近いこの帯の最も低変成度の場所では、変成泥岩中に紅柱石が生じており、黒雲母帯との間に幅の狭い紅柱石帯が存在する可能性がある。

本帯は木津川以南に分布し、古期領家花崗岩類である狭川花崗岩及び須川花崗閃緑岩が変成岩の面構造にほぼ平行に貫入する。また、本帯南半分では、さまざまな規模の阿保花崗岩が変成岩の面構造にほぼ調和的に多数貫入している。特に、本帯南部大慈山町付近では、比較的大きい阿保花崗岩の岩体が幾重にも枝分かれして変成岩に貫入しており、また、境界付近では変成岩と花崗岩が渾然一体となったミグマタイトが多く見られる。この花崗岩体は、大慈山町付近に分布する東西走向の軸を持つシンフォームのヒンジ部に貫入していると考えられる。

本帯北部では木屋花崗岩が変成岩の片理と明らかに斜交して貫入している。本帯東部には柳生花崗岩が貫入する。笠置付近では変成岩の片理の走向は、北西-南東であるが、柳生花崗岩の貫入面に近づくにつれ、その走向が南北方向に湾曲する。尾羽根付近では、変成岩の片理及び片麻状構造の走向と柳生花崗岩の貫入面の走向はほぼ平行になる。本帯西部には、山城花崗岩が貫入する。山城花崗岩の北側では、変成岩の片理及び片麻状構造の一般走向はこの岩体の貫入面に調和的に北西-南東方向である。一方、この岩体の南東側では、変成岩の片理及び片麻状構造の一般走向は北西-南東から北東-南西方向に湾曲する。

本帯の変成岩類の構成鉱物の粒度は、南方へ向かうにつれ明らかに粗粒となっている。

変成泥岩 本帯の分布域北部から南部にかけ、変成泥岩は変成岩としての岩相が大きく変化する。その岩相は、細粒で片理が発達する黒雲母片岩から、より粗粒で縞状構造の発達する黒雲母片麻岩を経て、

優白質の花崗岩質薄層が顕著に発達するメタテクサイトと呼べるようなものまでである。高温部では、露頭スケールで変成岩と花崗岩が不均一に混ざり合ったミグマタイトも多く見られる。森清（1998）で指摘されているように、ミグマタイトという用語の使われ方は広く、この語だけでは、問題の岩石が本質的にどのような性質のものか良くわからない場合がある。ここでは、Brown（1973）の定義に従い、メタテクサイト、ダイヤテクサイト、ミグマタイトの用語を使う。この場合、メタテクサイトとは、部分溶融と変成分化作用で、優白質の分泌脈・プールの形成を被った岩石を呼ぶ。ダイヤテクサイトは、メタテクサイトの連続した縞状構造が破壊され、標本サイズで均一な花崗岩質の岩石を呼ぶ。部分溶融が進行し、メルトの量が多くなることにより、メタテクサイトから連続的にダイヤテクサイトに変化する。ただし、本図幅地域には、明確にダイヤテクサイトと呼べるものは存在しない。ミグマタイトは、メタテクサイトないしダイヤテクサイトと定義の仕方が若干異なる。ミグマタイトは、露頭規模で変成岩と花崗岩質岩が混ざり合ったもの全体に対して用いる。この場合の花崗岩質岩は貫入してきた花崗岩メルトが固結したものでも構わない。ただし、花崗岩中の角張った変成岩ゼノリスのように、ほとんど部分溶融が進行していないような場合は、ミグマタイトとは呼ばず、単に花崗岩とその捕獲岩と呼ぶ。

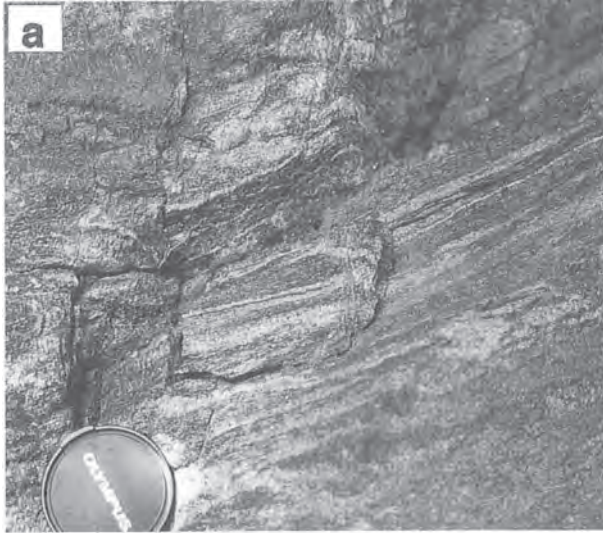
本帯低温部の変成泥岩は片理が発達する黒雲母片岩である。笠置町打滝川河口では泥岩中に挟まれる膨縮した砂岩層が見られる（第15図）。この場合変成泥岩には顕著な片理が発達し、片理は砂岩・泥岩の境界である層理面にほぼ平行である。片理の発達は、原岩が粘土質岩と考えられる岩石の場合特に顕著で、シルト質の場合はその発達は弱くなる。砂岩ではほとんどの場合、片理は発達せず塊状である。

黒雲母片岩の地域から南方に向かうにつれ、変成岩類の粒度は粗粒化し、縞状構造が発達した黒雲母片麻岩になる。また、花崗岩質のポッドや薄層が頻繁に見られるようになる。本報告で黒雲母片麻岩としたものは、黒雲母に富む層と長石・石英に富む層の繰り返しからなる縞状構造が顕著に発達する（第16-a図）。繰り返しがリズムで平行性が良く、原岩の堆積構造のように見える。ただし、この場合も、不規則に褶曲した花崗岩質薄層が認められ、部分溶融が進行した可能性もある。

この帯の更に南部では、変成岩類の粒度は更に粗粒になり、もはや原岩構造は識別が困難になる。粗



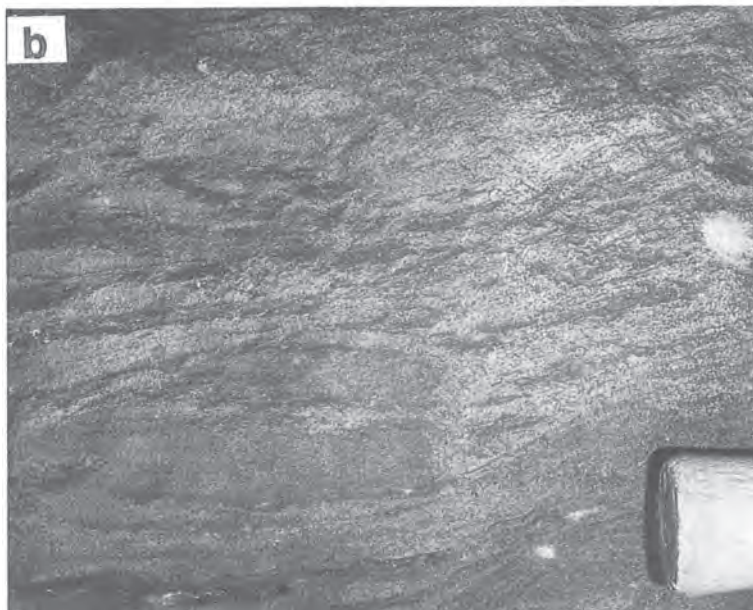
第15図 黒雲母片岩の露頭写真
暗色部は片理の発達する黒雲母片岩。
写真下側は、膨縮した変成砂岩。
（笠置町打滝川河口）



第16図 黒雲母片麻岩及びメタテクサイトの露頭写真

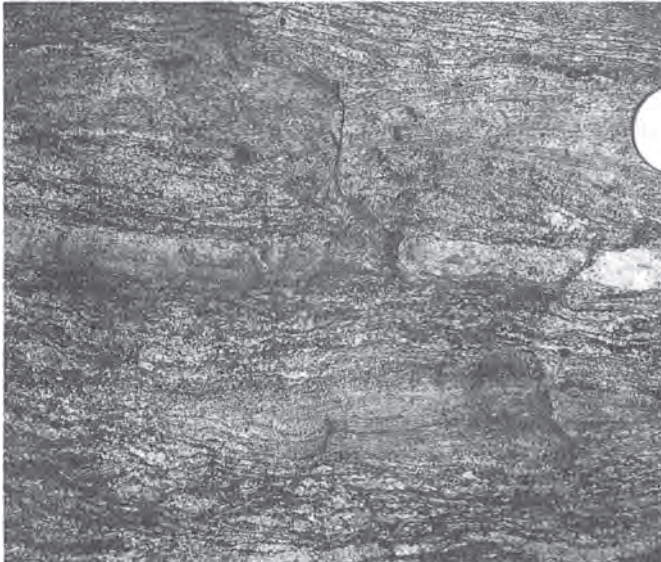
a：黒雲母片麻岩の露頭写真。白色部は花崗岩質な薄層。暗色部は黒雲母に富む部分。（阪原町中村南東約0.5km白砂川沿い）

b：メタテクサイトの露頭写真。白色部は花崗岩質な部分。暗色部は黒雲母が濃集した部分。（平清水町安郷川河床）



粒な縞状構造の形成は、変成分化作用と部分熔融が進行した結果と考えられる。平清水町安郷川沿いでは、花崗岩質な部分と黒雲母の濃集した片麻岩質の部分が繰り返している（第16-b図）。前出の定義からこの岩石はメタテクサイトと呼べる。更に南部には、同様の組織ながら全体的により粗粒なものも見られる（第17図）。更に、花崗岩質の部分が多くなり、露頭に近づいてみると花崗岩だが、少しはなれてみると黒雲母の濃集した薄層がいく筋も見え、変成岩の残像を残した花崗岩のように見えるものもある。

本帯低温部の変成泥岩には小規模な花崗岩の貫入が認められる。笠置町広岡の白砂川河床では、シルトないし細粒砂岩を原岩とする変成岩中に小規模な花崗岩脈が貫入するのが見られる（第18-a図）。シ

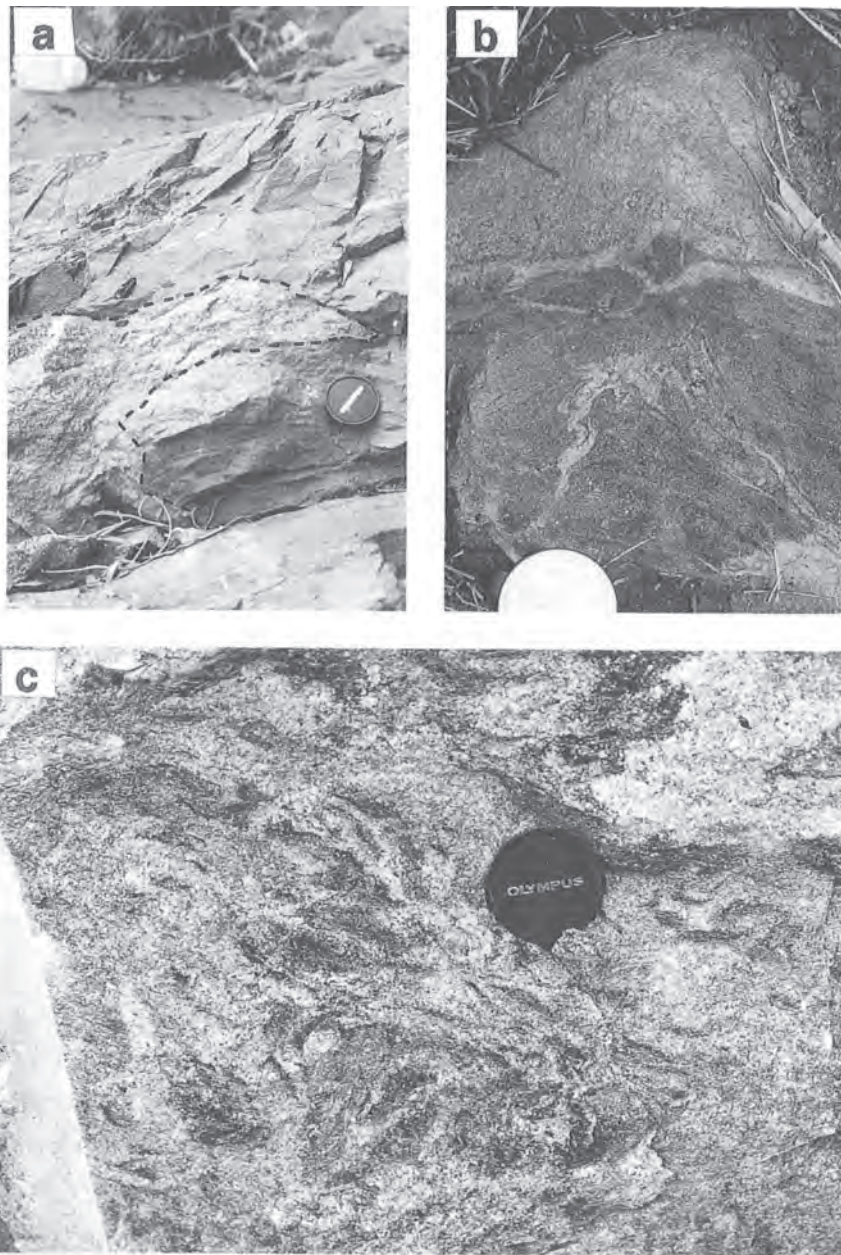


第17図 メタテクサイトの露頭写真
白色部は花崗岩質な部分．暗色部は黒雲母が濃集した部分．（山添村峯寺南約0.5km深川河床）

ルト岩には弱い片理が発達するが、片理は原岩の葉理とほぼ平行である。花崗岩は、この葉理・片理と明らかに斜交して貫入しており、花崗岩と変成岩の境界部は直線的で明瞭である。

本帯中部付近では、阿保花崗岩が優白質な境界層を伴って変成岩と接触しているのが観察できる（第18-b図）。この場合、変成岩中には、境界層と同じような優白質のプチグマティック脈が発達する。また、より南方では、前出のメタテクサイトと考えられる変成岩が多く見られ、阿保花崗岩と変成岩類の分布域の境界付近には、両者が入り交じったミグマタイトが出現する。この場合、貫入花崗岩メルトとその場で部分溶解で生じたメルトの両方が分布する可能性がある。このようなミグマタイトの典型的な例では、変成岩の部分は、花崗岩の部分と明瞭な境界を持たず、不規則に流動し、全体が分解してバラバラになりかけているような様相を呈す（第18-C図）。

本帯の変成泥岩を特徴づける鉱物組合せは、カリ長石＋珪線石＋黒雲母である（第19図）。ただし、珪線石は周囲から白雲母に交代されたものが多い（第20図）。特に、本帯北西部の変成泥岩では、ほとんどの珪線石は白雲母に包有されており、カリ長石を含まない。本帯低温部では、紅柱石を含む変成泥岩が認められる。紅柱石は笠置町木津川南岸の岩石に出現し、不規則な外形をし、長軸が片理に平行な柱状結晶である（第21図）。この場合、微細な炭質物を多量に包有するカリ長石のポイキロプラストを伴う。紅柱石の周囲には、フィブライト（針状の珪線石）が生じている。本帯中部以南では、紅柱石は含まれなくなる。堇青石は、本帯北東部の柳生花崗岩・木屋花崗岩・狭川花崗岩に挟まれた領域の変成泥岩に出現する。その産状から、この堇青石は新期領家花崗岩類の接触変成作用により生じた可能性がある。このほかに、本帯南東部では、まれではあるが堇青石を含む変成泥岩が出現し、その場合、カリ長石＋堇青石＋珪線石＋黒雲母もしくは、カリ長石＋堇青石＋黒雲母の鉱物共生が見られる。ざくろ石は、本帯全体を通じて、比較的珪質な変成泥岩に出現する。ただし、ざくろ石が堇青石と共存することはない。

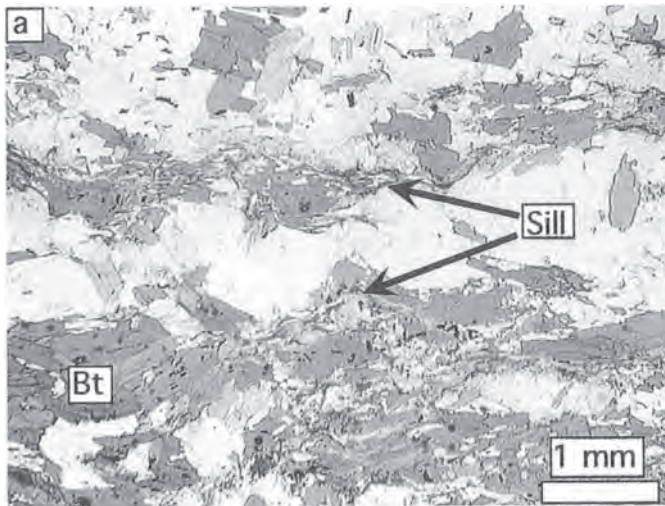


第18図 珪線石帯の変成岩と花崗岩の接触・包有関係

a: 変成シルト岩に貫入する花崗岩脈. 白色部は花崗岩岩脈 (木屋花崗岩). 暗灰部は変成シルト岩. 破線が花崗岩と変成岩の境界. (広岡町白砂川河床)

b: 黒雲母片麻岩と細粒黒雲母花崗岩 (阿保花崗岩) の接触関係. 暗色部は黒雲母片麻岩. 内部に白色のプティグマテイク脈が発達する. 白色部は細粒黒雲母花崗岩 (阿保花崗岩). 黒雲母片麻岩との境界部に優白質境界層が発達する. (狭川東町)

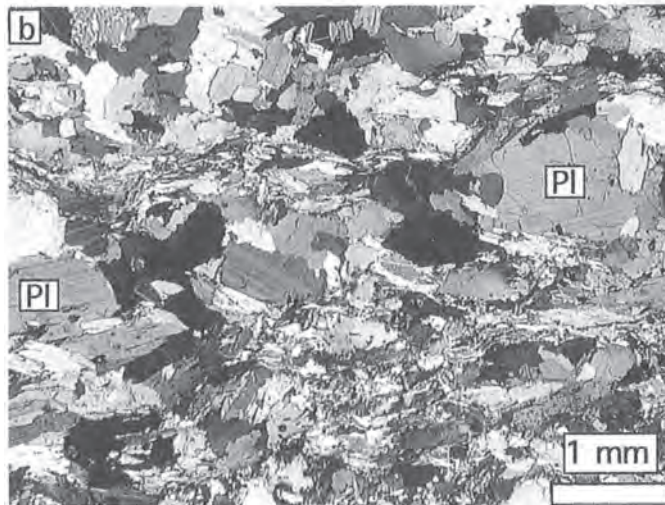
c: ミグマタイトの露頭写真. 黒色部は黒雲母を多く含む変成岩の部分. 白色部は不均一な細粒黒雲母花崗岩 (阿保花崗岩). (大慈山町)



第19図 珪線石黒雲母片麻岩の薄片写真

a：オープンニコル。片麻状構造に垂直で、線構造に平行な薄片。白色部は、石英・斜長石・カリ長石・暗色部は黒雲母 (Bt) ・繊維状の珪線石 (Sill) が生じている。

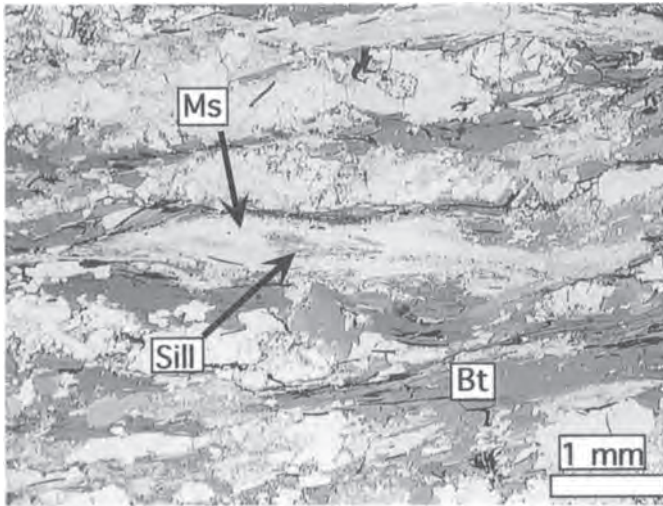
b：クロスニコル。斜長石 (Pl) の自形性の強い結晶が目立つ。(須川町上須川西約1.0km安郷川沿い)



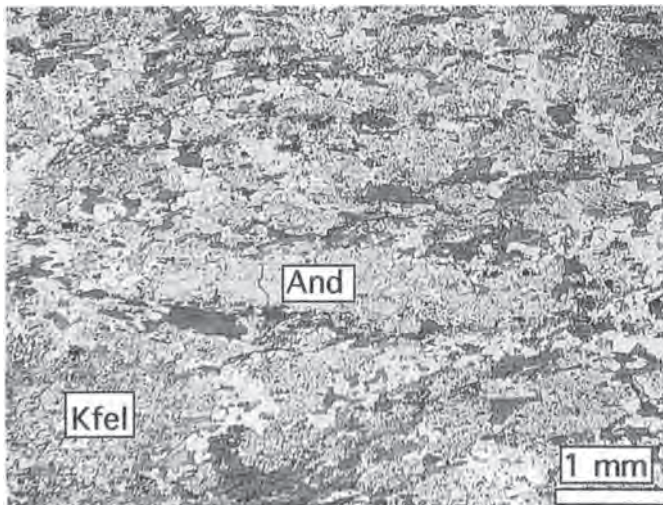
岩石記載：珪線石黒雲母片麻岩（第19図，須川町上須川西約1.0km安郷川沿い）

黒雲母が濃集した層と石英・長石が濃集した層が数mm-数10mm間隔で繰り返す縞状構造が発達する。黒雲母は約1.0mm×0.2mmの板状で、(001)面は片麻状構造にほぼ平行である。珪線石は、針状のフィブロライトで、黒雲母が濃集した層に密集して生じている。斜長石は、自形性が強く、粒径約1.0mmのものが存在する。カリ長石は他形で、内部に微細な炭質物・不透明鉱物の包有物を含む。石英は粒径0.5-1.0mmである。白雲母は、フィブロライトが密集した部分に細粒板状の形態で少量含まれる。このほかに少量のジルコン・不透明鉱物を含むが、電気石は含まれない。

変成チャート この帯には比較的多くの変成チャートが分布する。その原岩は層状チャートである。層状チャートでは、ほとんど石英からなるチャート部の間に、もとは薄い粘土層だったと考えられる黒雲母に富む層が狭まりそれらが規則正しく繰り返す（第22-a図）。層状チャートには、褶曲構造がよく観察される。褶曲の形態には、さまざまなものがある。軸面劈開の発達しない閉じた褶曲は、明らかに



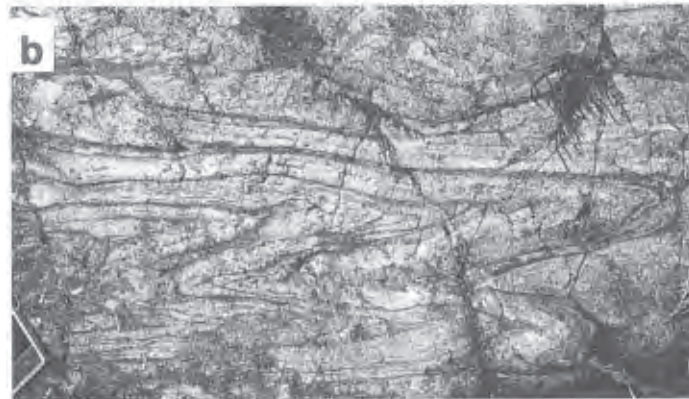
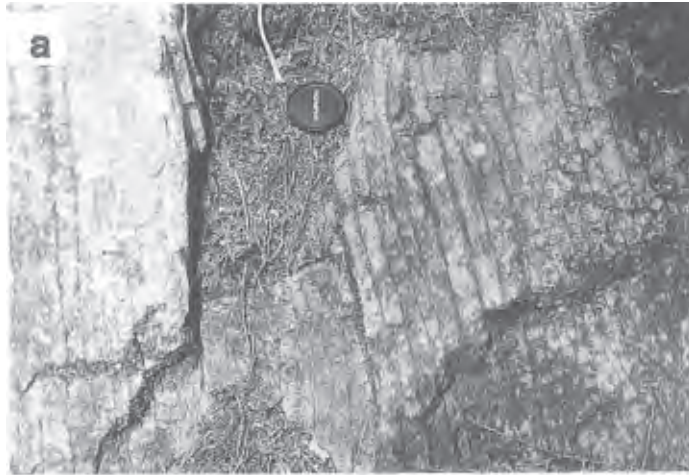
第20図 白雲母に交代される珪縁石を含む黒雲母片麻岩の薄片写真。片麻状構造に垂直で、線構造に平行な薄片。白色部は石英・斜長石・カリ長石・白雲母 (Ms)。暗色部は黒雲母 (Bt)。白雲母内部には、針状の珪縁石 (Sill) が包有される。(簗多林町下簗多林南約1.0km白砂川沿い)



第21図 カリ長石と紅柱石が共存する黒雲母片麻岩の薄片写真。片理に垂直で、線構造に平行な薄片。白色部は石英・斜長石・カリ長石 (Kfel)・紅柱石 (And)。暗色部は黒雲母。この薄片写真では確認できないが、紅柱石の周囲には、針状の珪縁石が生じている。(笠置町滝打川河口)

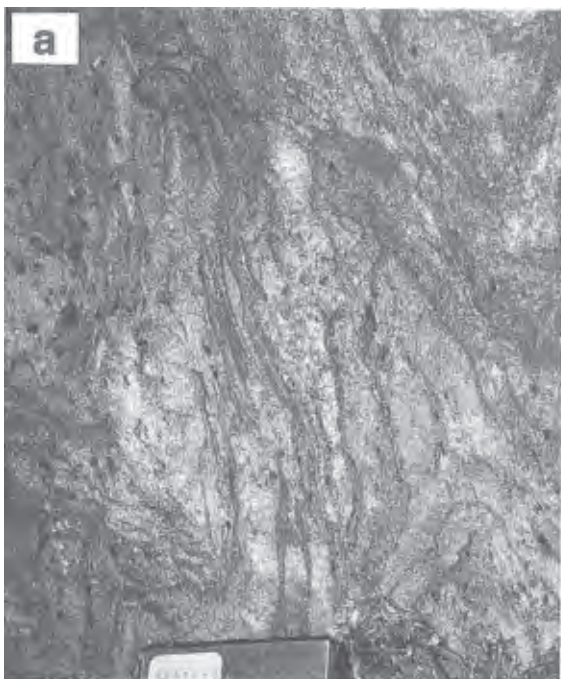
ヒンジ部で層厚が厚くなっている。また、褶曲軸面は直線ではなく緩やかに波打っている (第22-b図)。柳生花崗岩近傍では、開いた褶曲が見られる。柳生花崗岩近傍では、このような開いた褶曲とともに、層理面と大きく斜交する劈開が発達する (第22-c図)。劈開は開いた褶曲の軸面にほぼ平行であり、この褶曲の軸面劈開に相当する可能性がある。

本帯南部に分布する変成チャートは、複雑に褶曲したものが多い (第23-a図)。褶曲軸面自体が更に褶曲しており、複雑な様相を呈す。また、本帯南部の変成チャートでは、比較的多くのカリ長石を含み、外見が層状チャートに見える以外は、優白質花崗岩に近い様相を呈している (第23-b図)。極端な場合、層状チャートであることを識別するための優黒質の粘土部であったと思われる黒雲母に富む薄層が徐々に不明瞭になり、ついには、優白質花崗岩に漸移しているように見える露頭もある。



第22図 珪線石帯低温部及び柳生花崗岩近傍の変成層状チャートと褶曲構造

- a: 変成層状チャートの露頭写真。(笠置町南笠置南約1.5km)
- b: 変成層状チャートの褶曲。(笠置町南笠置南約1.5km)
- c: 柳生花崗岩近傍の変成層状チャートの褶曲と軸面劈開。(笠置町南笠置南東約1.25km打滝川沿い)



第23図 珪線石帯高温部の変成層状チャート
a : 珪線石帯高温部の複雑な褶曲をする変成層状チャート。(忍辱山町円成寺北約0.25km)
b : カリ長石を多く含み花崗岩質になった変成層状チャート。(誓多林町下誓多林南約1.0km白砂川沿い)



本帯の変成チャートは、黒雲母帯の層状チャートに比べ、明らかに粗粒である。本帯低温部では、石英の平均粒径は約0.1mmであるが、高温部である南部では、急激に粗粒になり、平均粒径は1mmを超える。急激な粒子の粗粒化に伴い、石英粒子の粒界は不規則な形のものが多くなる。本帯の変成チャー

トには、変成鉱物として珪線石、ざくろ石が含まれる。

変成苦鉄質火山岩 地質図では省略したが、本帯の坂原町中村付近にも小規模（層厚5m以下）の変成苦鉄質岩（角閃岩）が産出する。その変成鉱物組合せは、普通角閃石＋斜長石＋黒雲母で、少量の不透明鉱物を伴う。普通角閃石・斜長石はグラノプラスチックな組織を示す。

IV. 3 新期領家花崗岩類による接触変成岩類

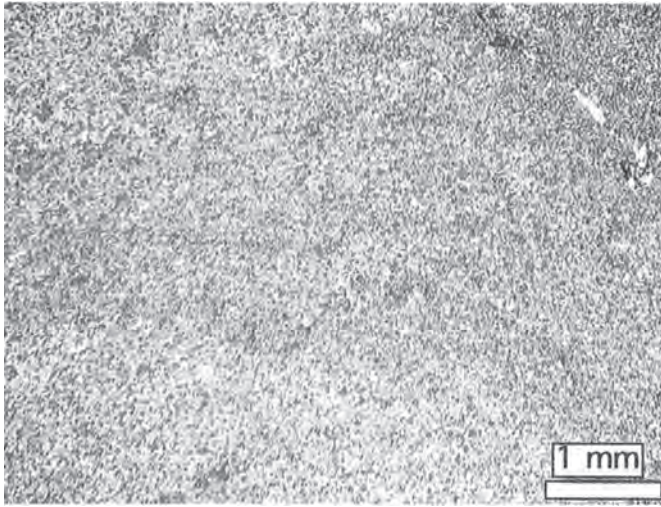
新期領家花崗岩類は、本図幅地域の領家変成岩類に貫入するが、その明瞭な接触変成域は、木津川以北でのみ識別可能である。木津川以北でも、通常の変成の堆積岩に花崗岩が貫入した場合と異なり、黒雲母の出現で定義される黒雲母帯の識別は領家変成作用による黒雲母帯と重複するため、本図幅地域においてその識別は不可能である。したがって、本報告では、木津川以北の変成泥岩に堇青石が出現する堇青石帯の変成岩を領家変成岩類とは区別して、新期領家花崗岩による接触変成岩とした。堇青石帯の分布は第8図に示した。珪線石帯北東部の変成泥岩にも堇青石が含まれる。堇青石の産状より、これらの岩石は珪線石帯に属する岩石が、新期領家花崗岩類の接触変成作用を重複して受けた結果生じたと考えた。

なお、本報告では、阿保花崗岩を新期領家花崗岩類に含めているが、この花崗岩は周囲の変成岩類に対し明瞭な接触変成作用を与えていない。この花崗岩は他の新期領家花崗岩類と異なり、変成岩の片理及び片麻状構造に調和的に貫入している。更に、変成岩との境界付近では、ミグマタイトが多く見られることより、この花崗岩は領家変成作用のピークの時期からそれほど時間間隔を置かずに入ってきたと考えられる。

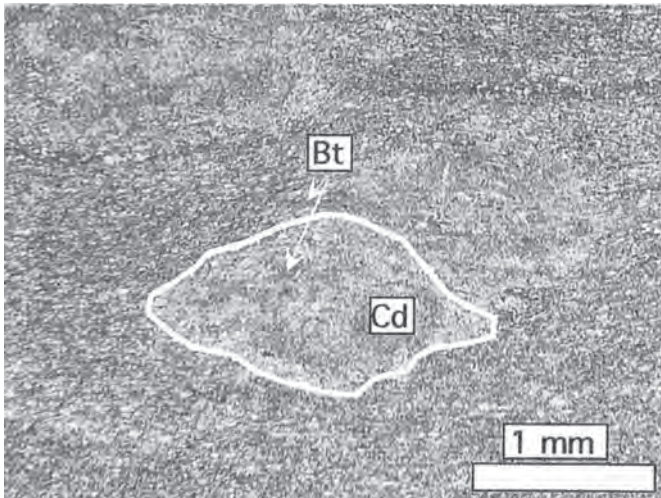
IV. 3. 1 堇青石帯 (Cd)

堇青石＋黒雲母の変成鉱物組合せを示す変成泥岩の分布域で、珪線石が出現しない領域を堇青石帯とした。その分布域は木津川以北と木津川以南の山城花崗岩の近傍の法花寺野付近である。この帯の分布は、新期領家花崗岩類近傍の変成泥岩の採取試料が少ないため、湯船付近を除いて中島（1960）の堇青石ホルンフェルス帯の分布を基に決定した。湯船付近の堇青石ホルンフェルス帯の幅は、竹内・王（1999）を参考にした。この帯は大局的には新期領家花崗岩類の分布を取り巻くように分布し、この帯が花崗岩類の貫入による接触変成作用により形成されたことを示している。堇青石帯の幅は新期領家花崗岩類から約500m-1kmであるが、和東町湯船付近では広く、最大約2kmの幅で分布する。南部では黒雲母帯から、北部では緑泥石-黒雲母帯から堇青石の出現によって堇青石帯へ移り変わる。

変成泥岩 この帯の変成泥岩の岩石組織は、接触変成作用を受ける前の領家変成岩類の組織に依存するらしく、スレート劈開が発達する粘板岩もしくは片理の発達する黒雲母片岩から変わったと見なされる岩石の場合は、片理の発達する堇青石黒雲母片岩になる。和東町湯船東方では、柳生花崗岩から離れると、前出の緑泥石-黒雲母帯の粘板岩が分布する。堇青石帯に入ると構成鉱物は粗粒化し、岩石も粘板岩から堇青石黒雲母片岩へ変化する。一方、スレート劈開の発達が悪いシルト質岩もしくは細粒砂岩の場合は、堇青石帯では堇青石黒雲母ホルンフェルスとなる（第24図）。新期領家花崗岩類のごく近傍では、



第24図 堇青石黒雲母ホルンフェルスの薄片写真
白色部は石英・斜長石、暗色粒状鉱物は黒雲母。この薄片の視野内には認められないが、ピナイト化した堇青石が含まれる。（笠置町北笠置）



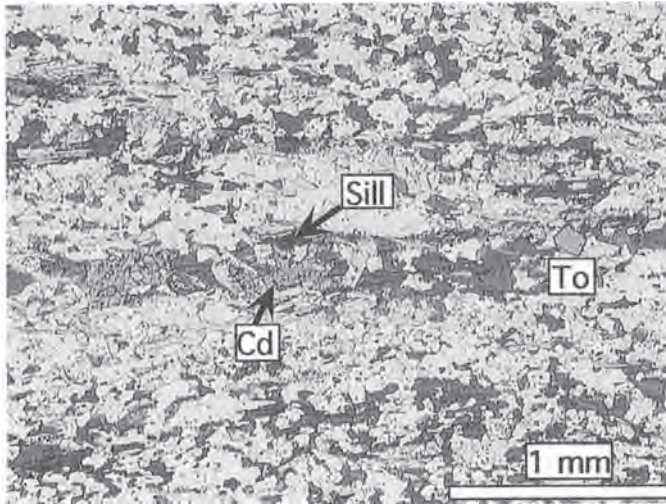
第25図 堇青石黒雲母片岩中の堇青石斑状変晶
堇青石 (Cd) ポイキロプラストを含む黒雲母片岩。黒雲母 (Bt) ・白雲母の(001)面の走向配列による片理が発達。堇青石内部には、片理を構成する白雲母・黒雲母が包有される。この薄片の堇青石はピナイト化している。（加茂町銭司）

花崗岩質の細脈が多数貫入し、構成鉱物の粒度も粗粒化する。

変成鉱物として生じている堇青石は、他形で、片理もしくはスレート劈開を構成する白雲母・黒雲母をポイキロプラスティックに包有する（第25図）。ただし、花崗岩体近傍では、大型で花弁双晶をなすものもある。多くの場合堇青石は、白雲母・黒雲母の集合体、もしくは緑泥石やピナイトに交代されている。変成鉱物として生じている紅柱石は、片理が発達する岩石では、長軸が片理に平行に成長したものが多く、多くの場合、紅柱石を含む岩石は、堇青石から変化したと考えられる細粒白雲母の不定形集合体もしくは、ピナイトを含む。紅柱石も多くの場合白雲母の集合体に交代されている。

岩石記載： 堇青石黒雲母ホルンフェルス（第24図、笠置町北笠置北約0.5km）

塊状で、炭質物を多く含み黒色を呈する。10-50 μ mの粒径の黒雲母が大量に生じている。黒雲母の(001)



第26図 珪線石黒雲母片岩中の
 堇青石
 片理に垂直で、線構造に平行な薄片。
 ピナイト化した堇青石 (Cd) が針状の
 珪線石 (Sill) を包有する。白色部は石
 英・斜長石・カリ長石、暗色部は黒雲
 母・電気石 (To)。(広岡町)

面は、あらゆる方向を向いている。石英は、粒径 $10\text{-}30\mu\text{m}$ で、斜長石・黒雲母とグラノプラスチックな組織をなす。堇青石は、不定形をしたものが少量含まれるが多くはピナイト化している。カリ長石・白雲母は含まれていない。これらの鉱物のほかに、炭質物と少量の不透明鉱物・電気石を含む。

変成砂岩 花崗岩体から離れた場所では、角張った外形の碎屑物粒子が多く含まれ、その粒界に細粒の黒雲母が多量に生じている。花崗岩体近傍では、碎屑物粒子はほとんど無くなり、石英・斜長石・カリ長石・黒雲母からなるグラノプラスチックな組織になる。

変成チャート 層状チャートを原岩とする変成チャートで、再結晶石英の粒径は花崗岩体に向かって増大する。まれに、少量のざくろ石が生じている場合がある。

IV. 3. 2 珪線石帯における新期領家花崗岩類の接触変成作用の影響

木津川以南では、新期領家花崗岩類による接触変成作用の影響は明瞭でなくなる。しかし、珪線石帯北東部の変成泥岩には、堇青石が生じている。この付近に生じている堇青石は少量で、多くの場合ピナイト化している。堇青石の出現頻度は、特に柳生花崗岩の近くで高くなる。珪線石黒雲母片岩に堇青石が生じている場合、ピナイト化した堇青石が針状の珪線石 (フィブロライト) を内部に包有する (第26図)。また、柳生花崗岩のごく近傍では、花崗岩質の細脈が黒雲母片岩中に多く見られ、その細脈中のみ粗粒の堇青石が生じている。これらの堇青石の産状より、珪線石帯北東部の堇青石は、柳生花崗岩の接触変成作用により生じたと判断した。

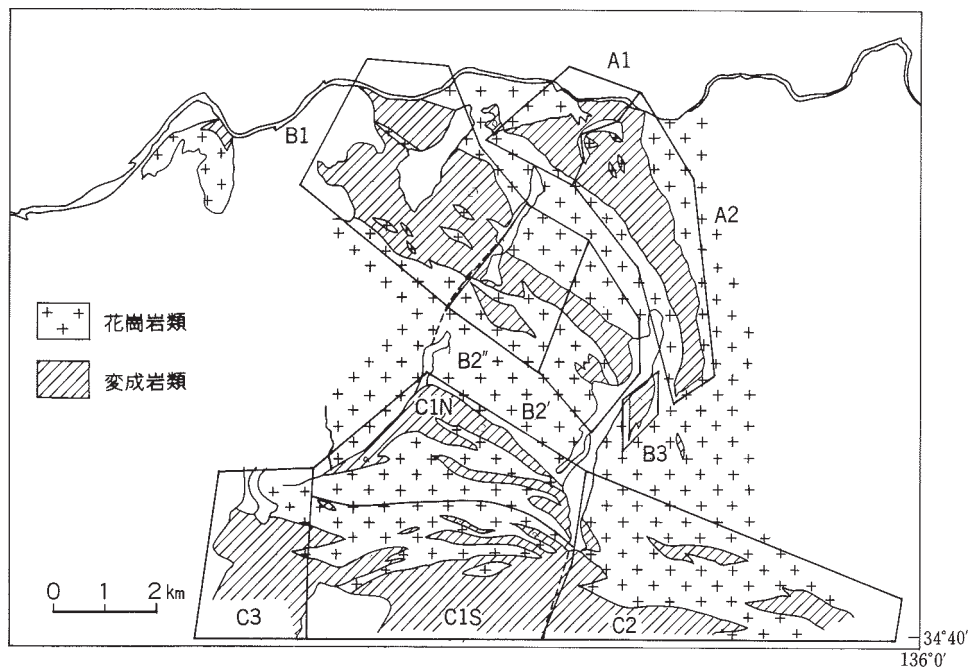
IV. 4 領家変成岩類の地質構造

本図幅地域木津川以南の領家変成岩類の地質構造は、原岩である丹波帯堆積岩コンプレックス形成時

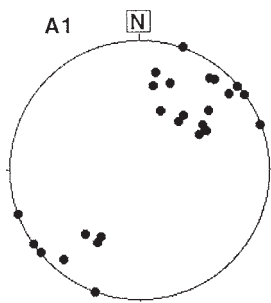
の変形に、後の領家変成作用時及び新时期領家花崗岩類の貫入に伴う変形が重なって形成されたものである。なお、木津川以北の領家変成岩類の地質構造については、丹波帯堆積岩コンプレックスの章を参照されたい。

第27図に木津川以南の領家変成岩類をいくつかの領域に分割した図を示した。この図の各領域内での変成岩類の片理もしくは片麻状構造の極をシュミットネットの下半球に投影したのが第28図である。本図幅地域の断面図C-Fは、中央部の誓多林せたりんから須川を通り笠置西方に至るもので、領域A1-B2'-C1N-C1Sを横断する。最も北に位置する領域A1では、片理は南傾斜が卓越する。領域B2'では、狭川花崗岩・須川花崗岩及び阿保花崗岩が変成岩類の片理及び片麻状構造にほぼ平行に貫入する。この領域の変成岩類の片理及び片麻状構造も南傾斜が多い。一方、大慈山町付近では比較的大きな阿保花崗岩が変成岩中に複雑に貫入している。この花崗岩体の南北両側を含む領域C1N+C1Sでは、変成岩類の片理及び片麻状構造は、花崗岩体の北側で南傾斜、南側で北傾斜である。したがって、花崗岩体が分布する付近に西北西-東南東方向で、ほぼ垂直な軸面を持つシンフォームの存在が推定できる。領域C1N+C1Sの片理及び片麻状構造の極もN77W21°に極を持つ大円上に分散しており、シンフォームの存在を指示する。また、地質図上での阿保花崗岩の複雑な分布形態は、シンフォーム及びその寄生褶曲形成時に、これらの褶曲のヒンジ部に花崗岩マグマが定置した結果できたものと解釈した。

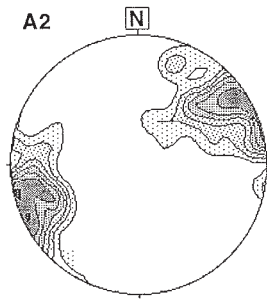
木津川以南加茂東方の領域B1に分布する変成岩類の片理及び片麻状構造は南傾斜が多いが、北傾斜を示すものもある。この付近は変成岩類の露出状況が悪いため地質図上では表現していないが、半波長1km以下のシンフォーム・アンチフォームが存在する可能性がある。この領域の片理及び片麻状構造の



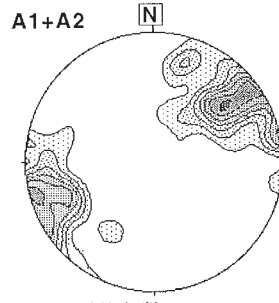
第27図 変成岩類の片理及び片麻状構造の極をシュミットネットにプロットするために用いた領域分割図



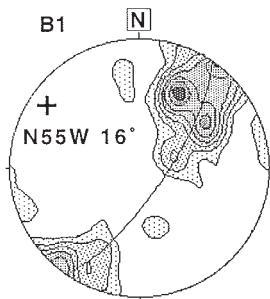
測定数:24



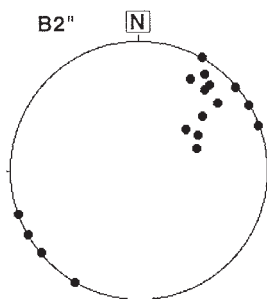
測定数:92



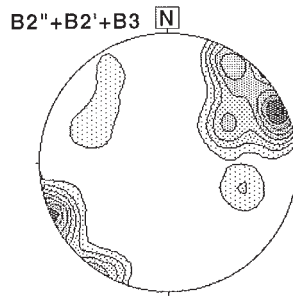
測定数:116



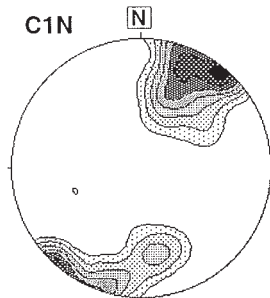
測定数:66



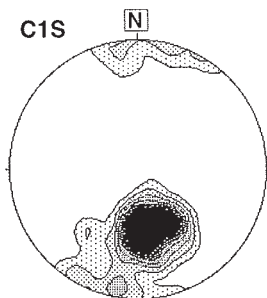
測定数:16



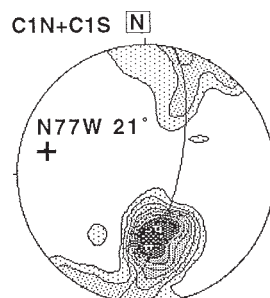
測定数:31



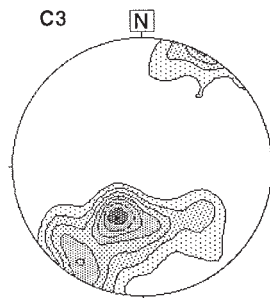
測定数:39



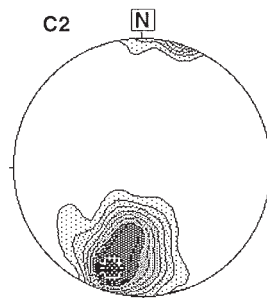
測定数:73



測定数:112



測定数:45



測定数:48

第28図 変成岩類の片理及び片麻状構造の極のプロット
 片理及び片麻状構造の極をシュミットネット下半球に投影したもの。第27図の各領域ごとに表示。コンターは1%きざみ。十字は、片理及び片麻状構造が分散する大円の極を表す。

極は、N55W16°に極を持つ大円上に分散する（第28図）。領域C2とC3は、大慈山町付近に推定されるシンフォームの南翼に相当し、片麻状構造の傾斜はおおむね北傾斜である。

本図幅地域の東部地域では柳生花崗岩が領家変成岩類に貫入しており、柳生花崗岩近傍の領域では、地質図上に示したように片理及び片麻状構造の走向が北西-南東から南北へ湾曲している。この状況は、領域A2及び領域B2”+B2'+B3の片理及び片麻状構造の極の分布にも表れている（第28図）。柳生花崗岩の貫入に伴う変成岩類の変形構造及び線構造・面構造の発達については、Hara（1962）に詳しい。同様の新期領家花崗岩による変成岩類の片理及び片麻状構造の湾曲は、山城花崗岩の周辺でも見られ、上須川東方において、片理及び片麻状構造の走向が北西-南東から北東-南西へ湾曲している。

IV. 5 領家変成作用及び新期花崗岩類による接触変成作用

本図幅地域の領家変成岩類は、変成泥岩の鉱物組合せより、緑泥石帯・黒雲母-緑泥石帯・黒雲母帯・珪線石帯に分帯できる。本図幅地域の領家変成岩類の変成温度は、Wang（1989）とNakamura（1995）により、緑泥石-黒雲母帯高温部で $T=490^{\circ}\text{C}$ と見積もられている。また、本図幅地域での白雲母が不安定になる反応： $\text{白雲母} + \text{石英} = \text{Al}_2\text{SiO}_5\text{鉱物} + \text{カリ長石} + \text{水}$ が紅柱石-珪線石相転移付近で起きていることより、この変成作用が高温低圧型であることは明らかである。また、カリ長石+珪線石の鉱物共生が出現し始める付近での変成泥岩での鉱物組合せの変化は、領家変成岩類の東方延長である筑波変成岩類（宮崎ほか，1992）ならびに中部地方高遠付近の領家変成岩類（森清ほか，1998）のそれに類似している。更に、変成圧力は、Wang *et al.*（1986）より、本図幅地域の領家変成作用は中圧型Dalradianより低圧であることが示されている。

阿保花崗岩を除く新期領家花崗岩類による接触変成作用は、堇青石が広く生じていることを特徴とする。宮崎ほか（1992）及び宮崎（1999）で指摘されているように、カリ長石+堇青石がより広く出現する変成作用は、カリ長石+珪線石が広く出現する変成作用に比べ、より低圧の条件を示す。したがって、本図幅地域の阿保花崗岩を除く新期領家花崗岩類による接触変成作用は、領家変成作用に比べより低圧の条件で進行したと考えられる。

V. 深成岩類

（西岡芳晴）

V. 1 研究史及び概要

研究史 奈良図幅地域の変成岩類及び深成岩類は、すでに第二次世界大戦以前から20万分の1地質図

幅「大阪」(山下, 1892)や7万5千分の1地質図幅「伏見」(石井, 1932)が作成されるなど古くから研究されている。本図幅地域の北半分を含んでいる伏見図幅では、酸性深成岩類は“細粒黒雲母花崗岩”

(本図幅の木屋花崗岩, 大峰花崗閃緑岩に相当)と黒雲母花崗岩(本図幅の柳生花崗岩, 山城花崗岩, 井出南花崗岩に相当)に2分されている。

戦後, 有田(1949)は笠置周辺の変成岩類と深成岩類を詳しく調査し, その中で深成岩類を貫入時期の異なる2つの岩体(古期の“木屋花崗岩”と新期の“柳生花崗岩”)に分けた。その後, 中島(1960)は有田(1949)の範囲を含む大和高原北部の広い範囲について調査し, 地質図を示すとともに, 火成作用と変成作用の時階区分を行った。更にHara(1962)は, 有田(1949)で扱った地域の変成岩類の構造について論じ, その中で, 中島(1960)の木屋花崗岩の一部(木屋花崗岩2型)をSakawa granodiorite(本報告の狭川花崗岩に相当)として区別した。一方, 中部地方も含む領家帯に点在する塩基性岩類についても岩石学的な研究が行われた(吉澤, 1949; Yoshizawa, 1952)。

Yoshizawa *et al.* (1966)はそれまで蓄積されていた野外データ(吉澤, 1449; 中島, 1960など)を集大成し, 近畿地方領家帯全域にわたる10万分の1地質図を作成した。そしてその中でYoshizawa *et al.* (1966)は塩基性岩類が変成度の高いところに偏って分布し, 帯状配列をなすことを指摘した。この地質図は以後に行われる深成岩体毎のより詳細な研究や, 貫入時期によるステージ区分のよりどころとなった。

1970年代後半から奈良図幅地域東部の柳生花崗岩について詳しい研究が行われた。桜井とその共同研究者は柳生花崗岩についてその詳細な岩相区分を示すと共に, 片麻状構造, 石英の粒径, 組織に基づき岩体の内部構造を明らかにし, 固結時及び固結後の変形について考察した(桜井・原, 1979; Sakurai *et al.*, 1983; 桜井・原, 1985)。なお, 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1982)は滋賀県信楽町から三重県上野市にかけての花崗岩類の区分について再検討し, 木津川より北側に分布する柳生花崗岩を信楽花崗岩と呼んだ。中部地方の領家帯では, 古期と新期に2分されていた花崗岩類の貫入時期の再検討が行われ, 濃飛流紋岩との関係を基準にした新しい区分法が提唱された(山田・仲, 1969; 山田, 1971)近畿地方においても岩体区分や相互関係の検討が進められ近畿地方の南部については領家研究グループ(1974)によりまとめられた。近畿地方の東部については端山ほか(1982)により広域的な調査に基づく岩体区分が行われ, 相互関係が明らかにされた。このような近畿地方各地の地質学的, 岩石学的研究成果を受けて, 政岡(1984)及び田結庄ほか(1985)は近畿地方の山陰帯, 山陽帯, 領家帯における火成活動を総括した。その中で中部地方領家帯との総合的な対比を行い, 近畿地方領家帯の火成岩類を4時期に区分した。一方で河田ほか(1986)により20万分の1地質図幅「京都及大阪」が作成されている。また, 貴治(1986)は奈良図幅地域を含む京都府東南部の小規模火成岩体の研究を行い産状と岩石学的特徴の詳細を明らかにしている。

領家帯の塩基性岩類の成因及び時代については1970年代から精力的な研究が行われていた(杓掛, 1977; 杓掛ほか, 1979など)。1980年代になると, 近畿地方の塩基性岩類についても岩石学的及び年代学的研究がより活発に行われた。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類に囲まれており変成岩類を貫いていないことを示した。更に田結庄ほか(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が産すること、全岩や鉱物の化学組成の特徴が類似することから、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。塩基性岩の年代に関しては、ジルコンのU-Pb年代として白亜紀-古第三紀（飯泉ほか、1993）の年代が得られた。一方でKagami *et al.* (1995) は生駒山斑れい岩のSm-Nd全岩アイソクロン法でジュラ紀の年代を出した。加々美ほか（1996）は、生駒山の変輝緑岩類は斑れい岩とほぼ同時期のジュラ紀初期-中期に形成され、その ϵ Sr初生値及び ϵ Nd初生値は海洋島火山岩類とは異なり島弧、陸弧、あるいは大陸内で活動した火山岩類の値の範囲に入ると変更している。

本図幅地域に分布する深成岩について、主要な文献における岩体名の関係を第29図に示す。

概要 本図幅地域の深成岩類は塩基性深成岩類と酸性深成岩類に大別され、酸性深成岩類は更に古期領家花崗岩類と新期領家花崗岩類に別けられる。古期領家花崗岩類は強い片状構造を示し、周囲の変成岩類に調和的に貫入している。新期領家花崗岩類は塊状か弱い片状構造を示し、変成岩類や古期領家花崗岩類の構造を切って貫入している。本図幅及び周辺地域に分布する深成岩類の概略図を第30図に、貫入関係を第31図に示す。また、酸性深成岩類のモード組成を第32図に示す。

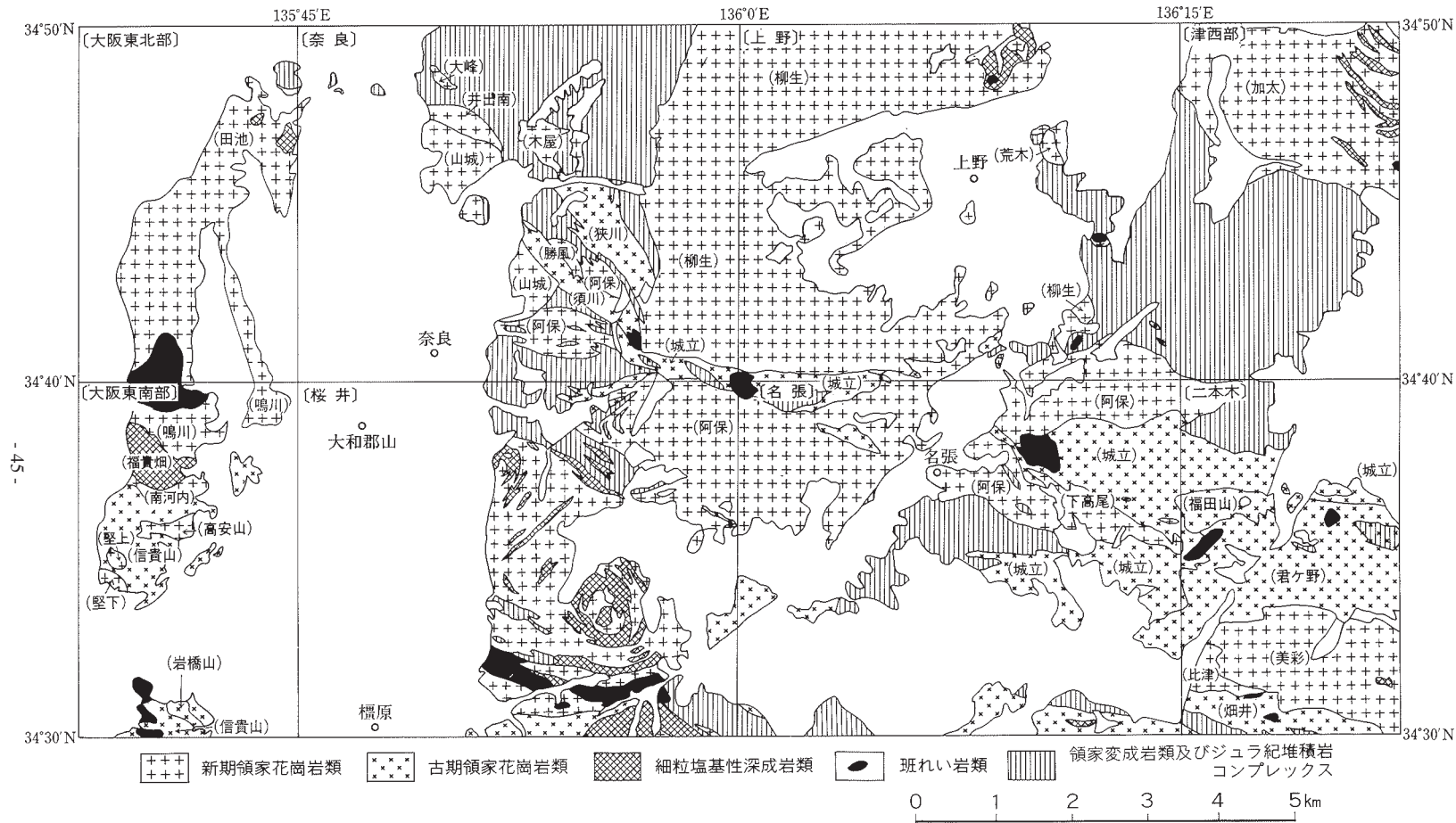
塩基性深成岩類は斑れい岩類と閃緑岩類からなる。斑れい岩類は一体山に分布するほか、図幅南東端の神野山の山麓にも分布する。閃緑岩類は山城花崗岩中と柳生花崗岩中に捕獲されている。

古期領家花崗岩類は城立トータル岩、須川花崗閃緑岩、狭川花崗岩、勝風トータル岩からなる。古期領家花崗岩類はいずれも木津川より南に分布し、概して強い片状構造を持つが、勝風トータル岩は通常は片状構造を示さない。

新期領家花崗岩類は阿保花崗岩、柳生花崗岩、山城花崗岩、大峰花崗閃緑岩、井出南花崗岩、木屋花崗岩、交野花崗岩、田池花崗岩からなり、塊状または弱い片状構造を持つ。柳生花崗岩、山城花崗岩は中-粗粒の花崗岩類で、比較的規模の大きい岩体を形成する。大峰花崗閃緑岩、井出南花崗岩、木屋花崗岩はいずれも木津川より北側に分布し、他の新期領家花崗岩類と比べた場合、大峰花崗閃緑岩がやや優黒質、井出南花崗岩がやや優白質で粗粒、木屋花崗岩がやや細粒であるという特徴を持つ。交野花崗岩

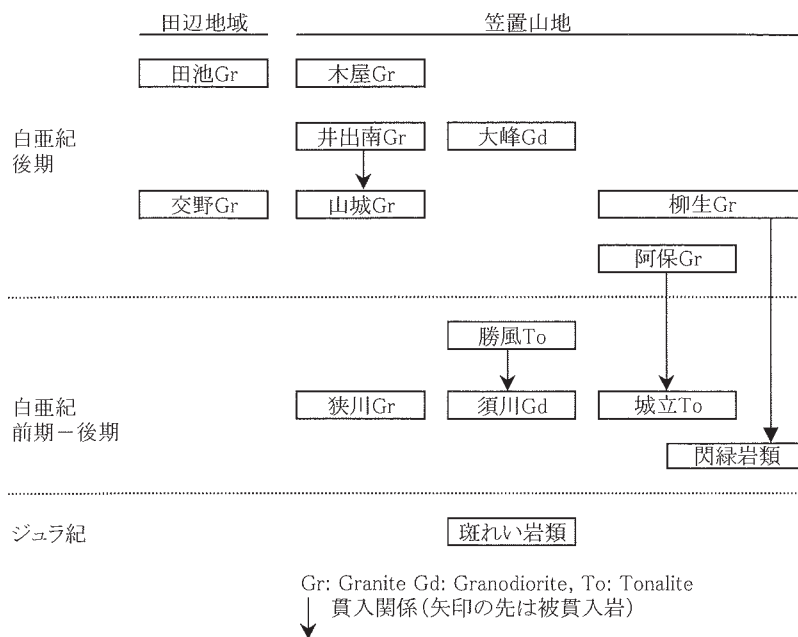
有田(1949)	中島(1960)	Hara(1962)	周琵琶湖団体研究グループ(1982)	政岡(1984)	川辺ほか(1996) 上野図幅	本報告
	細粒花崗岩				阿保花崗岩	阿保花崗岩
柳生花崗岩	柳生型花崗岩	柳生岩体	Yagy granite	信楽花崗岩	柳生花崗岩	信楽花崗岩
		鳴川岩体				柳生花崗岩
	山城岩体			山城花崗岩		
	井出南花崗岩			井出南花崗岩		
	大峰花崗閃緑岩				大峰花崗閃緑岩	
木屋花崗岩	木屋花崗岩	1型	Koya granodioritic rocks	木屋花崗岩	木屋花崗岩	木屋花崗岩
		2型				Sakawa granodiorite
	須川花崗閃緑岩		須川花崗閃緑岩	須川花崗閃緑岩		
		Sakawa fine-grained granodioritic rocks			城立トータル岩	城立トータル岩
						勝風トータル岩

第29図 奈良図幅地域内の深成岩体名の変遷
 主要な文献で使用されている岩体名（岩型名）の対応を示す。

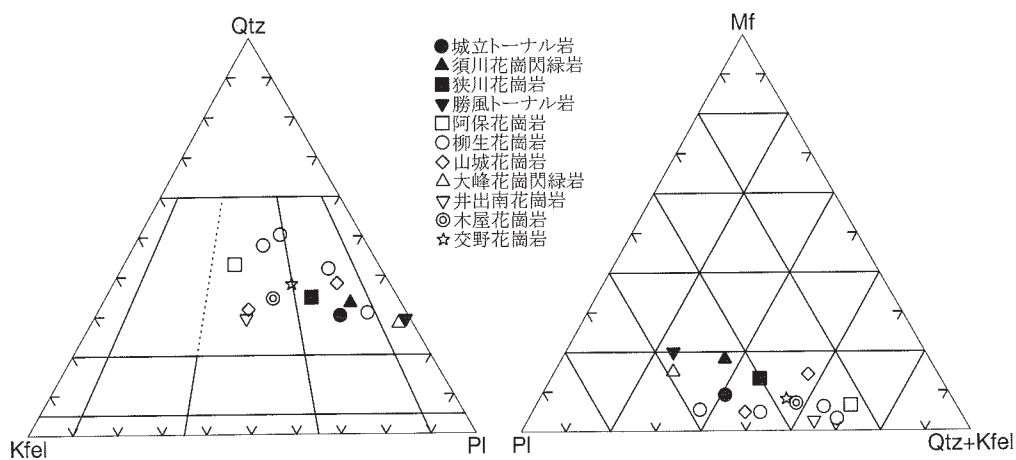


第30図 奈良図幅及び周辺地域の深成岩類の分布

()内は岩体名。河田ほか(1986), 栗本ほか(1998), 山田ほか(1981), 宮地ほか(1998), 川辺ほか(1996), 吉田ほか(1995), 西岡ほか(1998)に基づき作成。



第31図 奈良図幅地域の深成岩類の貫入関係



第32図 奈良図幅地域の深成岩類のモード組成
 Qtz: 石英, Kfel: アルカリ長石, PI: 斜長石, Mf: 有色鉱物
 区分はLe Maitre ed. (1989) による。

及び田池花崗岩は図幅西端部の田池地域に分布する黒雲母花崗岩で、交野花崗岩が中-粗粒、田池花崗岩が細-中粒である。

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

第2表 奈良図幅地域内の深成岩類の放射年代

	岩体名	年代	方法及び鉱物	試料採取地	文献	備考
新期領家深成岩類	木屋花崗岩	75Ma** 94Ma*	K-Ar, 黒雲母 Rb-Sr, 黒雲母	和東町撰原 和東町木屋北	河野・植田(1966) Ishizaka(1966)	
	大峰花崗閃緑岩	127Ma*	Rb-Sr, 黒雲母	井手町大峰	Ishizaka(1966)	126Ma*と130Ma*の平均値
	山城花崗岩	70Ma** 143Ma** 84Ma*	K-Ar, 黒雲母 K-Ar, 角閃石 Rb-Sr, 黒雲母	奈良市鳴川 奈良市鳴川 奈良市鳴川	Ishizaka(1966) Ishizaka(1966) Ishizaka(1966)	原著では“Yagyū granite”の “Narukawa-Yamashiro body”
	柳生花崗岩	78Ma** 153Ma*	K-Ar, 黒雲母 Rb-Sr, 黒雲母	笠置町笠置山南 南山城村大河原	河野・植田(1966) Ishizaka(1966)	
		68Ma*	Rb-Sr, 黒雲母	島ヶ原村(「上野」図幅地域内)	早瀬・石坂(1967)	
		69.9±1.4Ma	K-Ar, 黒雲母	和東町童仙坊	沢田・板谷(1993)	
		72.6±1.5Ma	K-Ar, 黒雲母	和東町童仙坊北(「上野」図幅地域内)	沢田・板谷(1993)	
		70.8±1.4Ma	K-Ar, 黒雲母	上野市諏訪北西(「上野」図幅地域内)	沢田・板谷(1993)	
	68.4±1.4Ma	K-Ar, 黒雲母	上野市三田(「上野」図幅地域内)	沢田・板谷(1993)		
	阿保花崗岩	103Ma*	Rb-Sr, 黒雲母	都祁村深川(「桜井」図幅地域内)	Ishizaka(1966)	
古期領家深成岩類	勝風トータル岩	109Ma*	Rb-Sr, 黒雲母	奈良市須川町須川北	Ishizaka(1966)	原著では“Fine-grained quartz diorite”
狭川花崗岩	109Ma*	Rb-Sr, 黒雲母	奈良市阪原町中村	Ishizaka(1966)	104Ma*と114Ma*の平均値, 原著では“Koya granite”	
須川花崗閃緑岩	91Ma*	Rb-Sr, 黒雲母	奈良市須川町須川	Ishizaka(1966)		
城立トータル岩	88±2Ma	²³⁶ U- ²⁰⁶ Pb, ジルコン	青山町霧雨(「名張」図幅地域内)	石坂(1969)	原著では霧雨花崗閃緑岩	
	93±4Ma	²³⁵ U- ²⁰⁷ Pb, ジルコン	青山町霧雨(「名張」図幅地域内)	石坂(1969)	原著では霧雨花崗閃緑岩	

* 壊変定数 $1.42 \times 10^{-11}/y$ で再計算

** 壊変定数 $0.581 \times 10^{-10}/y$ で再計算

近隣図幅地域で測定されているものも含めて示した。

径2mm, 5mmにおいた。

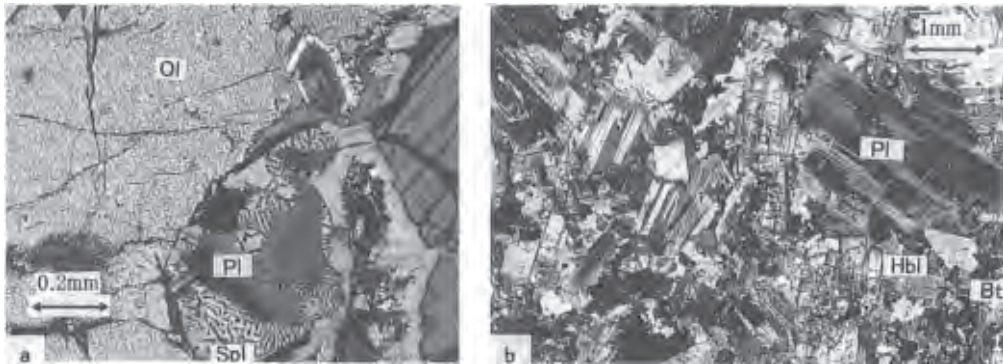
これまでに報告された放射年代値をまとめて第2表に示す。古期花崗岩類は88-109Ma (Ma: 百万年前) の値代値を示す。新期領家花崗岩類はおおむね60-95Ma程度の年代値を示すが、やや古い年代値を示す岩体もある(大峰花崗閃緑岩, 阿保花崗岩)。

V. 2 斑れい岩類 (Gb)

分布 斑れい岩類は奈良市一体山及び山添村神野山に分布する。一体山では約1.5km×0.6kmの岩体をなす。神野山では図幅地域内では岩体の西北端のみが分布し、隣接図幅地域(上野, 名張及び桜井)へ連続する。

貫入関係 一体山及び神野山の斑れい岩体は城立トータル岩と柳生花崗岩の境界部に位置するが、それらとの貫入関係は観察できない。後述の放射年代で示すように、斑れい岩はジュラ紀に形成されたと考えられ、花崗岩類中の捕獲岩と解釈されている。

岩相及び産状 一体山の斑れい岩は中粒かんらん石輝石角閃石斑れい岩からなる。田結庄ほか(1989)は一体山においてかんらん石輝石角閃石斑れいノーライトを記載している。神野山の斑れい岩は、今回、風化のため良好な試料が得られなかったが、田結庄(1987)によれば、本図幅地域内においては主として角閃石斑れい岩が分布し、一部に輝石かんらん石角閃石斑れいノーライト、トータル岩及びコートランドタイトを伴う。



第33図 斑れい岩類及び閃緑岩類の顕微鏡写真

a: 斑れい岩類 (GSJ R 68247)

b: 閃緑岩類 (GSJ R 68248)

Ol: かんらん石, Pl: 斜長石, spe: スピネル, Hbl: 普通角閃石, Bt: 黒雲母

岩石記載

中粒かんらん石輝石角閃石斑れい岩 (GSJ R 68247, 奈良市一体山, 第33-a図)

平均粒径2-3mm程度の等粒状の岩石である。

主成分鉱物: 斜長石・普通角閃石・単斜輝石・かんらん石・黒雲母

副成分鉱物: スピネル・不透明鉱物・金雲母・緑泥石

斜長石は自形・半自形のものが多く、累帯構造を示さない。普通角閃石のZ軸色は淡褐色-淡緑色であり他形で、自形斜長石の粒間を埋める。緑泥石の集合体に置き換えられたものや、核部が無色化したものもある。かんらん石は周囲を角閃石で取り囲まれ、しばしば角閃石と虫食い状の緑色スピネルからなるシンプレクタイトを伴う。金雲母は細粒(0.2mm程度)の結晶の集合体をなす。

年代 飯泉ほか(1993)は近畿地方における斑れい岩類のジルコンのU-Pb年代を測定し、一体山の岩体については72-95Maを得た。一方で、Kagami *et al.* (1995)は近畿地方における斑れい岩類のSm-Nd同位体を測定し、Sm-Ndアイソクロン図において、一体山及び神野山の斑れい岩は、生駒山の斑れい岩の示す 192 ± 19 Ma(ジュラ紀前期)のアイソクロンの周囲にプロットされることを示し、それらが同様な起源物質から形成された可能性を指摘した。そして、72-95Maの年代は花崗岩類の年代値として一致することなどから、形成年代ではなく冷却年代を示している可能性が強いとした。本図幅地域ではkagami *et al.* (1995)に従い斑れい岩の形成年代をジュラ紀とした。

V. 3 閃緑岩類 (Di)

分布 山添村峰寺及び山城町^{じんどうじ}神童子に分布する。峰寺では長径約1kmと約0.3kmの2つのブロックに分かれて分布する。神童子ではごく小規模で数mの分布が確認できる。

貫入関係 本岩は柳生花崗岩中に分布する。柳生花崗岩の岩質はやや不均質になり、捕獲の影響と考えられることから本報告では柳生花崗岩中の捕獲岩体であると解釈した。一方で、峰寺の露頭では“岩脈状”の形態をしており、分布もレンズ状である(第34図)。川辺ほか(1996)では東隣の上野図幅地域



第34図 花崗岩質脈に貫入される閃緑岩
柳生花崗岩中で花崗岩質の細脈で分断されている閃緑岩のブロック（山添村大橋）

において本岩とほぼ同質の岩脈が柳生花崗岩を貫くのを確認している。また、峰寺の閃緑岩類は、斑れい岩体である一体山と神野山の間分布し、斑れい岩体の並びの方向と閃緑岩類のレンズの伸びの方向も一致する。

岩相及び産状 細-中粒角閃石黒雲母閃緑岩、石英閃緑岩、斑れい岩からなる。峰寺のものは平均粒径2mm程度である。神童子のものは平均粒径1-2mm程度である。神童子のものは斜長石のAnは60-65程度で分類上は斑れい岩であるが、粒度などの肉眼的特徴や鉱物の組み合わせが、他の閃緑岩類と一致することから、このグループに含めた。

岩石記載

細粒角閃石黒雲母斑れい岩（GSJ R 68248, 山城町神童子南西, 第33-b図）

平均粒径1-2mm程度の等粒状の岩石である。

主成分鉱物：斜長石・石英・角閃石・黒雲母

副成分鉱物：カリ長石・不透明鉱物・ジルコン・チタン石

斜長石は自形-半自形で累帯構造が顕著で核部でAn60-65程度である。斜長石はカリ長石の離溶組織を持つ。角閃石は自形-半自形でZ軸色は緑褐色であり、細粒のもの（2mm以下）が多い。

V. 4 古期領家花崗岩類

本図幅地域には、城立トータル岩、須川花崗閃緑岩、狭川花崗岩、勝風トータル岩の4岩体が分布する。

V. 4. 1 城立トータル岩 (Gjr)

命名 端山ほか (1982) による。

分布 端山ほか (1982) は二本木図幅地域内の三重県白山町城立付近に分布する片状トータル岩を城立トータル岩と呼び地質図には分布を名張盆地の東側まで示した。その後、川辺ほか (1996) 及び西岡ほか (1998) は、本岩体が西方の名張盆地西側まで広がっていることを示し、本研究によってその分布は更に西方に連続し、本図幅地域内の奈良県水間町付近まで達することが明らかになった。

したがって全体では三重県白山町から奈良県水間町付近まで東西約35km、南北約10kmの範囲に分布する。

貫入関係 領家変成岩類の片状構造に調和的に貫入する。東隣の上野図幅地域内では、阿保花崗岩が城立トータル岩に貫入している (川辺ほか, 1996)。また、東南の名張図幅地域内では領家変成岩類を捕獲している (西岡ほか, 1998)。

岩相及び産状 大部分が片状組織が顕著な中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩及びトータル岩からなる。通常は角閃石の量は黒雲母より少ない。まれに角閃石を含まず花崗岩質となる。平均粒径は2-3mmである。片状構造は薄く伸びた黒雲母集合体の配列によるものが主で、黒雲母の集合体はしばしばフィルム状を呈する。片状構造は北西-南東ないし東西走向で、北傾斜であり、岩体の伸びの方向に一致する。

岩石記載

片状中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R 68249, 山添村大君, 第35-a図)

フィルム状の黒雲母集合体による片状構造を有する、平均粒径2-3mm程度の等粒状の岩石である。

主成分鉱物：石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・普通角閃石

副成分鉱物：褐れん石・燐灰石・ジルコン・チタン石

鏡下でも黒雲母の集合体による片状構造が明瞭である。石英は弱い波動消光を示す。斜長石は自形-半自形で累帯構造の発達は弱い。カリ長石はボイキリティックにやや丸みを帯びた斜長石を含むことがある。普通角閃石のZ軸色は緑褐色である。

年代 ジルコンの放射年代値として²³⁸U-²⁰⁶Pb法の88Ma及び、²³⁵U-²⁰⁷Pb法の93Ma (石坂, 1969) が得られている (第2表)。

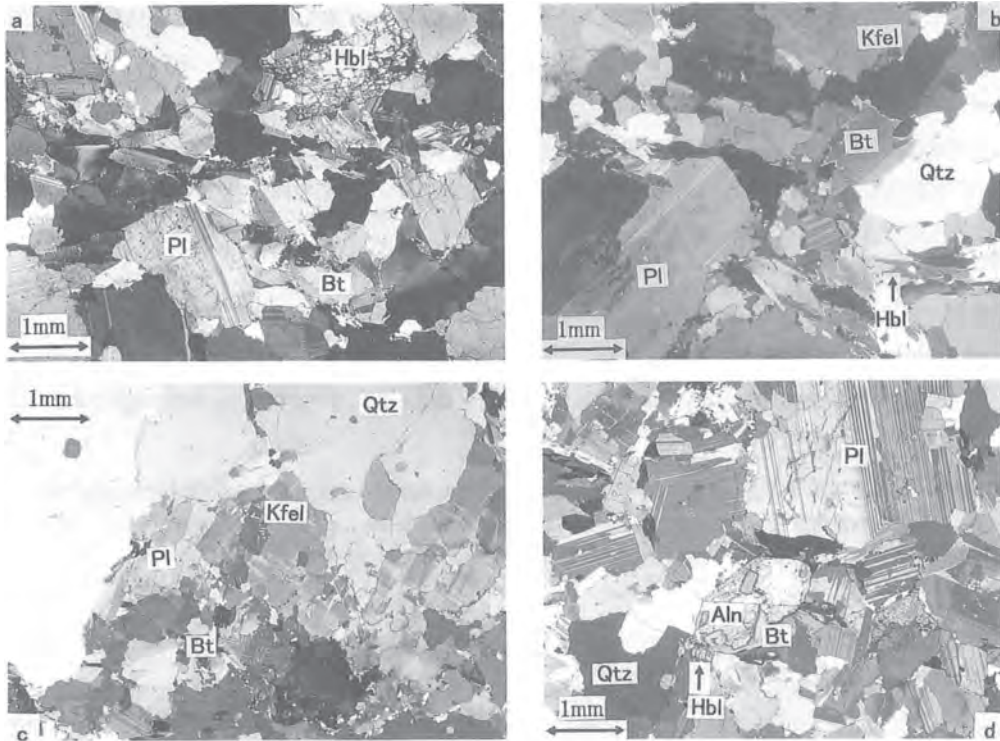
V. 4. 2 須川花崗閃緑岩 (Gsk)

命名 中島 (1960) による。

分布 加茂町尻杖から奈良市大柳生町泉にかけて、長さ約6km、幅約1kmの北西-南東方向に伸びた帯状に分布する。

貫入関係 領家変成岩類の片状構造に対し調和的に貫入する。

岩相及び産状 大部分が片状の中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩及びトータル岩からなり、一部花崗岩を含む。片状構造は一般に有色鉱物の走向性によるが、しばしば不明瞭である。片状構造の方位は概して北西-南東走向、南傾斜であり、岩体の伸びの方向と一致する。粒度は一般に平均粒径2-3mm程度であり、ごくまれにやや細粒なことがある。色指数は10-20程度である。



第35図 古期領家花崗岩類の顕微鏡写真

a: 城立トータル岩 (GSJ R 68249) b: 須川花崗閃緑岩 (GSJ R 68250)
 c: 狭川花崗岩 (GSJ R 68251) d: 勝風トータル岩 (GSJ R 68252)
 Pl: 斜長石, Hbl: 普通角閃石, Bt: 黒雲母, Qtz: 石英, Kfel: アルカリ長石, Aln: 褐れん石

岩石記載

片状中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R 68250, 加茂町^{つじ}南東, 第35-b図)

黒雲母の走向配列による片状構造を有する, 平均粒径2-3mm程度の等粒状の岩石である. まれに最大径8mmの斜長石を含む.

主成分鉱物: 斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・普通角閃石

副成分鉱物: 燐灰石・チタン石・ジルコン・不透明鉱物

斜長石は半自形-自形で, 弱い累帯構造を示し, カリ長石との接触部付近ではミルメカイトの発達が顕著である. 石英は波動消光を示さない. カリ長石はポイキリティックに自形性の良い斜長石や黒雲母を含むことがある. 黒雲母は他形-半自形である. 普通角閃石は黒雲母及びチタン石とクロットを形成することが多く, Z軸色は淡緑色である.

年代 Rb-Sr法による黒雲母の放射年代値として91Ma (Ishizaka, 1966) が得られている.

V. 4. 3 狭川花崗岩 (Gsw)

命名 Hara (1962) の“Sakawa Granite”を訳した. 中島 (1960) の木屋1花崗岩は本岩に相当する.

分布 京都府加茂町山田から奈良市^{さかほら}阪原町にかけて、長さ約6km、幅2kmの北西-南東方向に伸びた帯状に分布する。

貫入関係 領家変成岩類の片状構造に対し調和的に貫入する。

岩相及び産状 片状黒雲母花崗閃緑岩及び花崗岩からなり、平均粒径2-3mm程度、色指数10-13程度。片状構造は黒雲母の配列によるもので、北西-南東走向であり、岩体の伸びの方向と一致する。まれにざくろ石を含むことがある。

岩石記載

弱片状中粒黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R 68251, 奈良市下狭川町, 第35-c図)

黒雲母及び黒雲母クロットの定向配列による弱い片状構造を示し、平均粒径2mm程度の岩石である。

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母

副成分鉱物：ジルコン・燐灰石・不透明鉱物

斜長石は自形-他形で、弱い累帯構造を示し、カリ長石との接触部付近ではミルメカイトの形成が顕著である。石英は弱い波動消光を示す。カリ長石はマイクロクリン構造を示し、ポイキリティックに斜長石、黒雲母、石英を含むことがある。黒雲母は1mm大の粒子が多く、クロットを形成することがある。

年代 Rb-Sr法による黒雲母の放射年代値として109Ma (Ishizaka, 1966) が得られている (第2表)。

V. 4. 4 勝風トータル岩 (Gsb)

命名 新称である。Hara (1962) の“Sakawa fine-grained granodioritic rocks”に相当する。

分布 加茂町勝風から奈良市狭川両町にかけて (約3km×0.6km) と、加茂町里東方 (約1km×0.3km) の2箇所分布する。

貫入関係 領家変成岩類及び須川トータル岩の片状構造に対し調和的に貫入する。

岩相及び産状 細-中粒の角閃石黒雲母トータル岩及び花崗閃緑岩からなる。平均粒径は1-2mm程度である。色指数は10-20程度である。概して塊状であるがまれに弱い片状構造を示す。

加茂町里東方では本岩は均質であるが、須川トータル岩との接触部付近では、1つの露頭内でも不均質となり、奈良市狭川両町安郷川沿いではやや優白質な岩相と優黒質な岩相が見られる。本岩は一般に片状構造を持たないが、変成岩類及び須川トータル岩の構造に調和的な分布を示すことから、古期領家花崗岩類とした。

岩石記載

細粒角閃石黒雲母トータル岩 (GSJ R 68252, 奈良市狭川両町西, 第35-d図)

平均粒径1-2mm程度で弱い片状構造を示す岩石である。

主成分鉱物：斜長石・石英・黒雲母・角閃石

副成分鉱物：カリ長石・チタン石・燐灰石・ジルコン・不透明鉱物・褐れん石

斜長石は自形-半自形で、累帯構造を示し、まれに核部がソーシュライト化する。石英は弱い波動消光を示す。カリ長石は他結晶粒間にごく少量含まれる。黒雲母は他形-自形である。角閃石は半自形でZ軸色は緑褐色である。チタン石は1mm大で比較的多く含まれる。褐れん石は1.5mm大である。

年代 Rb-Sr法による黒雲母の放射年代値として109Ma (Ishizaka, 1966) が得られている (第2表) .

V. 5 新期領家花崗岩類

本図幅地域では阿保花崗岩, 柳生花崗岩, 山城花崗岩, 大峰花崗閃緑岩, 井出南花崗岩, 木屋花崗岩, 交野花崗岩, 田池花崗岩の8岩体が分布する.

V. 5. 1 阿保花崗岩 (Gao)

命名 端山ほか (1982) が三重県上野市阿保周辺に分布する細粒の黒雲母花崗岩に対して命名した. その後, 川辺ほか (1996) 及び西岡ほか (1998) は名張市及び山添村に分布する同様の岩相を阿保花崗岩に含めた. 本報告書では更に西方の奈良市大慈仙町^{だいじせん}周辺に分布する岩相も含めて阿保花崗岩と呼称する. 南隣する桜井図幅地域の都祁村^{つゐ}深川^{ふかかわ}に分布する“深川花崗岩” (政岡, 1984) も本花崗岩に属する.

分布 三重県青山町^{あおくがの}奥鹿野から上野市阿保, 名張盆地周辺, 山添村を経て奈良市大慈仙町に至る, 東西約38km, 南北約7kmの範囲に断続的に分布する.

貫入関係 上野図幅地域内では城立トータル岩や領家変成岩を捕獲岩類として取りこむ (川辺ほか, 1996) . 名張図幅地域内では阿保花崗岩が城立トータル岩を貫く (西岡ほか, 1998) . 本図幅地域内では, 領家変成岩に対して調和的に貫入している. 川辺ほか (1996) は本岩が柳生花崗岩を捕獲岩として取り込んでおり, 柳生花崗岩を貫くとしたが, 本報告では変成岩の構造との調和的な産状を重視して, 柳生花崗岩の貫入以前に貫入した岩体であると解釈した. 一方で本岩中に見られる片状構造は古期領家花崗岩類のそれに比べて弱く, また, 名張・桜井両図幅地域においては塊状な岩相が広く露出することから新期領家花崗岩類に含めた.

岩相及び産状 細-中粒黒雲母花崗岩からなる. 通常平均粒径1-2mm程度で塊状であるが, 一体山西方では径2-3mm程度になる. 弱い片状構造を示すこともある. 奈良市大柳生^{かみせたりん}から上誓多林にかけての地域ではやや不均質になる.

岩石記載

弱斑状中粒黒雲母花崗岩 (GSJ R 68253, 奈良市忍辱山町^{にんにくせん}, 第36図)

平均粒径1-2mm程度の岩石で, やや大きめの斜長石 (3-4mm) を含む

主成分鉱物: 石英・カリ長石・斜長石・黒雲母

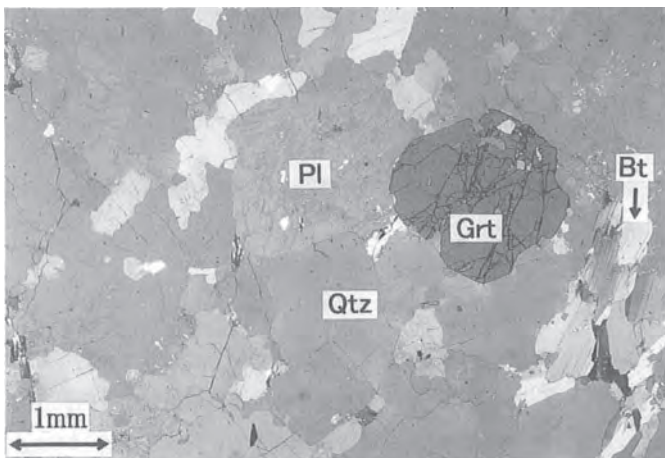
副成分鉱物: 燐灰石・ジルコン・ざくろ石・不透明鉱物

石英は弱い波動消光を示す. 斜長石は累帯構造をほとんど示さず, カリ長石との接触部付近でミルメカイトを生じている. 黒雲母は自形性が良い.

年代 Rb-Sr法による黒雲母の放射年代値として103Ma (Ishizaka, 1966) が得られている (第2表) .

V. 5. 2 柳生花崗岩 (Gyg)

命名 有田 (1949) による.



第36図 阿保花崗岩の顕微鏡写真
(GSJ R 68253) Pl:斜長石, Qtz:石
英, Bt:黒雲母, Grt:ざくろ石

分布 奈良市柳生から滋賀県信楽町にかけて東西約13km, 南北約10kmの範囲に分布する。

貫入関係 領家変成岩類と閃緑岩類に貫入する。

岩相及び産状 中-粗粒黒雲母花崗岩ないし花崗閃緑岩を主とし、トータル岩を含む。角閃石を含むこともある。色指数は10-15程度である。平均粒径3-5mmであるが、まれに2mm程度になる。岩体の周辺部では境界と平行な片状構造を示すことがある。

岩相変化及び構造は木津川断層の南側では、縁辺部から核部へ向かって連続的に岩相を変化させる累帯構造を示す(桜井・原, 1979, 1985)。本図幅地域内では、南部及び東南部にトータル岩質の岩相が見られ、北部及び北東部に向かって花崗閃緑岩質、花崗岩質へと変化する。片状構造は概して岩体の中心へ向かって傾斜している。木津川断層の北側では岩相変化に乏しい。

笠置町有市の北方約2kmの、横川上流において本岩を貫く断層露頭が観察できる。断層の走向傾斜はN72°W, 44°SWで、幅約1cmの白色粘土層及び幅約50cmの破碎帯を伴っている。

年代 放射年代値としては、黒雲母のK-Ar法による68-78Ma(河野・植田, 1966; 沢田・板谷, 1993)、黒雲母のRb-Sr法による68Ma(早瀬・石坂, 1967)及び153Ma(石坂, 1966)が得られている(第2表)。

岩石記載

弱片状中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R 68254, 笠置町興ヶ原町北, 第37-a図)

黒雲母の定向配列による片状構造を示し、平均粒径3mm程度の等粒状の岩石である。

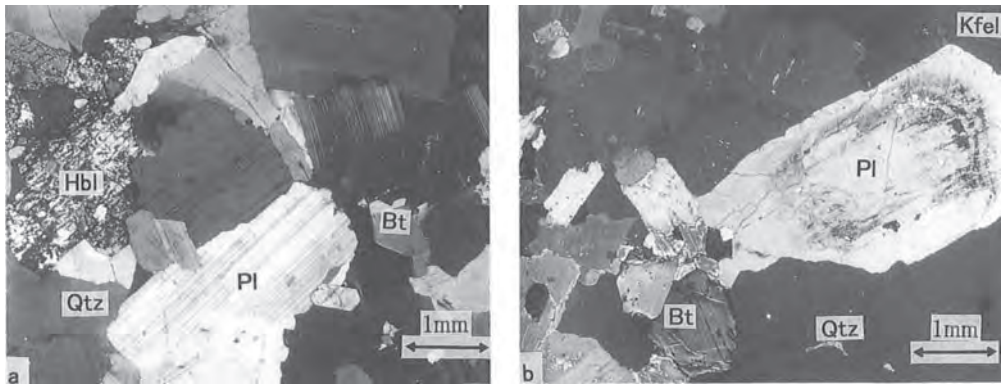
主成分鉱物: 石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・普通角閃石

副成分鉱物: 褐れん石・不透明鉱物・ジルコン・燐灰石・チタン石

石英は弱い波動消光を示す。斜長石は自形-半自形で自形性が良く、累帯構造は弱い。カリ長石は小さく(1.5mm以下)間隙充填状のものが多い。黒雲母は他形-半自形である。普通角閃石は半自形でZ軸色は緑褐色である。

粗粒優白質黒雲母花崗岩 (GSJ R 68255, 笠置町童仙房, 第37-b図)

平均粒径7mm程度の等粒状の岩石である。



第37図 柳生花崗岩の顕微鏡写真

a: 弱片状中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R 68254)

b: 粗粒優白質黒雲母花崗岩 (GSJ R 68255)

Pl: 斜長石, Qtz: 石英, Bt: 黒雲母, Hbl: 普通角閃石, Kfel: アルカリ長石

主成分鉱物: 石英・斜長石・カリ長石・黒雲母

副成分鉱物: ジルコン・燐灰石・不透明鉱物

石英はごく弱い波動消光を示す。斜長石は自形・半自形で弱い類帯積造を示し、カリ長石との接触部ではミルメカイトを生じている。カリ長石はパーサイト組織が顕著である。黒雲母は自形性が良い。

V. 5. 3 山城花崗岩 (Gys)

命名 中島 (1960) が柳生花崗岩の一部として、山城町に分布する岩体に対して使用した。中島 (1960) は奈良市東鳴川町に分布するものを鳴川花崗岩として区別したが、両者の岩相は非常によく似ており、本報告では両者を一括して山城花崗岩として再定義して用いる。なお、生駒山地の“鳴川花崗岩” (生駒山地領家帯研究グループ, 1997) とは別の岩体である。

分布 山城町から木津町^{ほっけじの}法花寺野にかけて (7×5km) と、加茂町西小から奈良市東鳴川にかけて (5×3km) 2箇所分布する。

貫入関係 領家変成岩類に貫入し、井出南花崗岩に貫かれる。

岩相及び産状 主として斑状中-粗粒の角閃石黒雲母花崗岩及び花崗閃緑岩からなる。平均粒径3-5mmで10-20mmのカリ長石の粗粒結晶を含み、色指数10-15程度の岩石である (第38図)。しばしば斑状組織の目だたない岩相を示す。まれにやや優白質で角閃石を欠くことがある。また、しばしば弱い片状構造を示す。片状構造はカリ長石の粗粒結晶や有色鉱物の定向配列によるものである。暗色包有岩を含み、その長軸方向は片状構造の向きと一致する傾向がある。

岩石記載

弱斑状弱片状粗粒角閃石黒雲母花崗岩 (GSJ R 68256, 山城町不動川沿い, 第39図)

平均粒径6mm程度で、10-15mm程度の斑状カリ長石の斑晶を持ち、斑状カリ長石の定向配列による弱い片状構造を示す岩石である。



第38図 斑状構造を示す山城花崗岩

2-3cm大のカリ長石の自形斑晶が目立つ山城花崗岩。山城花崗岩は多くの場合このような斑状組織を示す。(山城町神童子)



第39図 山城花崗岩の顕微鏡写真 (GSJ R 68256) Pl:斜長石, Qtz:石英, Kfel:アルカリ長石, Bt:黒雲母, Hbl:普通角閃石

主成分鉱物: 石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・角閃石

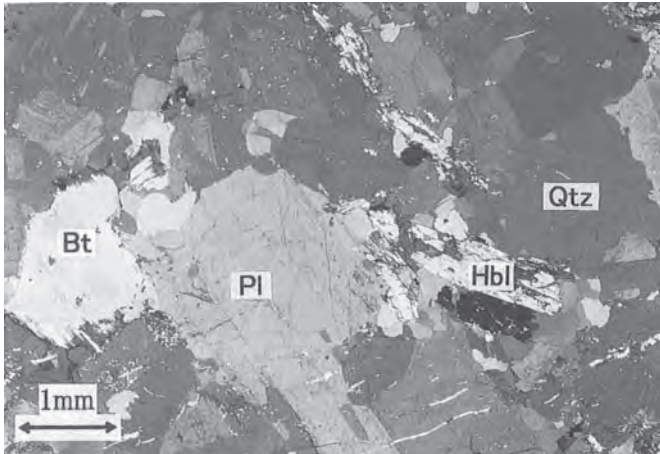
副成分鉱物: 不透明鉱物・燐灰石・ジルコン・褐れん石

石英は弱い波動消光を示す。斜長石は自形-半自形であり、カリ長石の接触部でミルメカイトを生じている。カリ長石はパーサイト構造を示し、まれにマイクロクリン構造を示す。黒雲母は自形性が良い。角閃石はZ軸色は緑褐色で一般に自形性が良いが、クロットを形成することもある。

年代 放射年代値として70Ma (K-Ar法, 黒雲母), 84Ma (Rb-Sr法, 黒雲母), 143Ma (K-Ar法, 角閃石) が得られている (Ishizaka, 1966; 第2表)。

V. 5. 4 大峰花崗閃緑岩 (Gom)

命名 中島 (1960) が井手町大峰に分布する中粒の花崗閃緑岩に対し命名した。岩質ではトータル岩



第40図 大峰花崗閃緑岩の顕微鏡写真
(GSJ R 68257) P : 斜長石, Qtz : 石英, Bt : 黒雲母, Hbl : 普通角閃石

をより多く含むが、本報告では中島（1960）が命名した名前をそのまま使用する。

分布 井手町大峰付近において、約1.5km×0.5kmの範囲に分布する。

貫入関係 周囲を領家変成岩類に囲まれており、それらに非調和的に貫入している。

岩相及び産状 中粒角閃石黒雲母トータル岩を主とし、花崗閃緑岩を含む。角閃石の量が多い岩相も見られ、黒雲母よりも若干多い場合もある。角閃石の多い岩相では自形の角閃石が目立つ。粒度はおおむね平均粒径2-3mmである。

岩石記載 中粒角閃石黒雲母トータル岩（GSJ R 68257, 井手町多賀東, 第40図）

平均粒径2mm程度の等粒状の岩石である。

主成分鉱物：石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・角閃石

副成分鉱物：不透明鉱物・磷灰石・ジルコン・褐れん石

石英は波動消光を示す。斜長石は自形-半自形で累帯構造が明瞭である。カリ長石は少量である。角閃石のZ軸色は淡褐色である。

年代 Rb-Sr法による黒雲母の年代値として127Maが得られている（Ishizaka, 1966）（第2表）。この年代値は新期領家花崗岩類としては古い値であるが、片状構造を持たず、領家変成岩類に非調和に貫入することから、新期領家花崗岩類と解釈した。

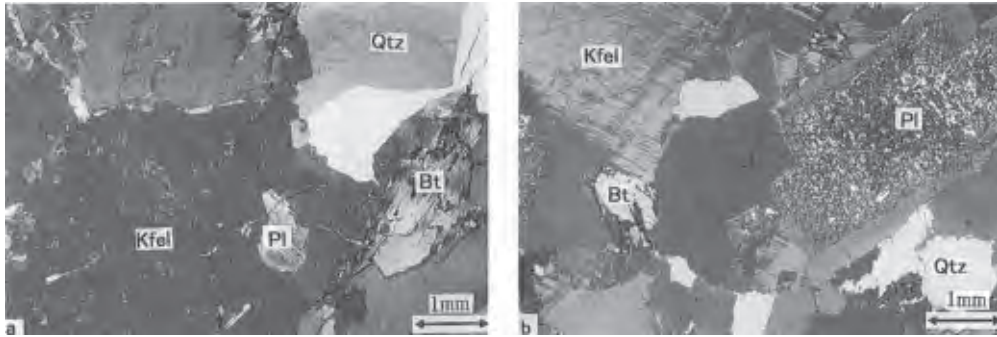
V. 5. 5 井出南花崗岩 (Gid)

命名 中島（1960）が井手町井手南東の粗粒花崗岩に対して命名した。なお、本岩体の分布域の地名は井手町であるが、中島（1960）の命名に従う。

分布 井手町井手東から加茂町奥畑西にかけて、長さ約5km、幅約1.5kmの範囲に分布する。

貫入関係 不動川沿いにおいて山城花崗岩を貫く（中島, 1960）。

岩相及び産状 中-粗粒黒雲母花崗岩及び優白質黒雲母花崗岩からなる。角閃石は肉眼では認められな



第41図 井出南花崗岩及び木屋花崗岩の顕微鏡写真

a : 井出南花崗岩 (GSJ R 68258)

b : 木屋花崗岩 (GSJ R 68259)

Pl : 斜長石, Qtz : 石英, Kfel : アルカリ長石, Bt : 黒雲母

いが、鏡下で含むことがある。粒径は平均3-5mm程度、色指数は3-10程度である。自形で大きめ（4-5 mm）の黒雲母が目立つ。山城花崗岩との相違は明瞭ではない。中島（1960）の記載では粗粒岩相となっているが、粗粒であるのは鳴子川沿いに限られており、不動川及び天神川沿いでは平均粒径3-4mmの中粒岩相である。

岩石記載

粗粒優白質黒雲母花崗岩（GSJ R 68258, 加茂町三上山南^{さんじょうさん}, 第41-a図）

等粒状の岩石で平均粒径は4mm程度であるが、黒雲母は最大7mm程度に達するものもある。

主成分鉱物：カリ長石・石英・斜長石・黒雲母

副成分鉱物：不透明鉱物・ジルコン

カリ長石はパーサイト構造が顕著である。石英は波動消光が顕著である。斜長石は累帯構造をほとんど示さない。黒雲母は自形性が良い。

V. 5. 6 木屋花崗岩 (Gky)

命名 有田（1949）により和東町木屋周辺の黒雲母花崗岩に対し命名された。その後、中島（1960）は木屋花崗岩を片状構造の弱い1と片状構造の顕著な2に区分した。一方、Hara（1962）は中島（1960）の木屋花崗岩2を“Sakawa Granite”（狭川花崗岩）として区別し、木屋花崗岩としては中島（1960）の木屋花崗岩1のみを示すとした。本報告ではHara（1962）の区分を用いる。

分布 和東町石寺から木屋にかけて、湯谷山の領家変成岩を取り囲むように分布する。

関係 領家変成岩類の低変度の部分に貫入し、接触変成を与えている。

岩相及び産状 大部分が中粒黒雲母花崗岩（平均粒径2-3mm）、色指数5-10程度の岩石からなり、白雲母を含む優白質な花崗岩（色指数3以下程度）を伴う。優白質な花崗岩はしばしば細粒（平均粒径0.5-2 mm）になる。

岩石記載

中粒黒雲母花崗岩 (GSJ R 68259, 和東町撰原北西, 第41-b図)

平均粒径2mm程度の等粒状で塊状の岩石である。

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母

副成分鉱物：燐灰石・不透明鉱物・ジルコン

斜長石は自形-半自形で、累帯構造が明瞭であり、しばしば核部がソーシユライト化している。石英は明瞭な波動消光を示す。カリ長石はポイキリティックに自形の斜長石・カリ長石を含むことがあり、しばしばマイクロクリン構造を示す。黒雲母は自形-半自形である。

年代 放射年代としては黒雲母のK-Ar法で75Ma (河野・植田, 1966) , 黒雲母のRb-Sr法で94Ma (Ishizaka, 1966) の値が得られている (第2表) 。

V. 5. 7 交野花崗岩 (Gkt)

命名 新称である。

分布 大阪府交野市周辺に分布するが詳細は不明である。本図幅地域では図幅西端部の田辺町普賢寺西方にわずかに分布する。

貫入関係 大阪層群に不整合に覆われる以外は不明である。

岩相及び産状 中-粗粒黒雲母花崗岩からなる。平均粒径は3-5mm程度であり、色指数は8-15程度である。まれに弱い片状構造を示す。カリ長石が斑晶状に20mm大の大きさになることがある。

岩石記載

弱斑状中粒黒雲母花崗岩 (GSJ R 68260, 枚方市畜産団地)

平均粒径3mm程度でカリ長石が15mm大の弱い斑状組織を示す岩石である。

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母

副成分鉱物：燐灰石・ジルコン・不透明鉱物

石英は弱い波動消光を示すことがある。斜長石は自形-半自形で、顕著な累帯構造を示すことがあり、カリ長石との境界部でミルメカイトを生じている。また、集片双晶にたわみが見られることがある。カリ長石はパーサイト構造が顕著で、マイクロクリン構造が見られることがある。黒雲母は自形-半自形である。不透明鉱物はごく少量含まれる。

V. 5. 8 田池花崗岩 (Gti)

命名 生駒山地領家帯研究グループ (1997) による。

分布 南西の大阪東南部図幅地域の生駒山地に広く分布する。本図幅地域では西端部の田辺町水取西方にわずかに分布し、西隣の大阪東北部図幅地域へ連続する。

貫入関係 大阪層群に不整合に覆われる以外は、本図幅地域内では関係は不明である。

岩相及び産状 細-中粒黒雲母花崗岩からなる。平均粒径は一般に1-2mm程度であるが、まれに2-3mm程度になる。図幅地域内ではほとんどが真砂化している。

VI. 中 新 統

(尾崎正妃)

VI. 1 研究史及び概要

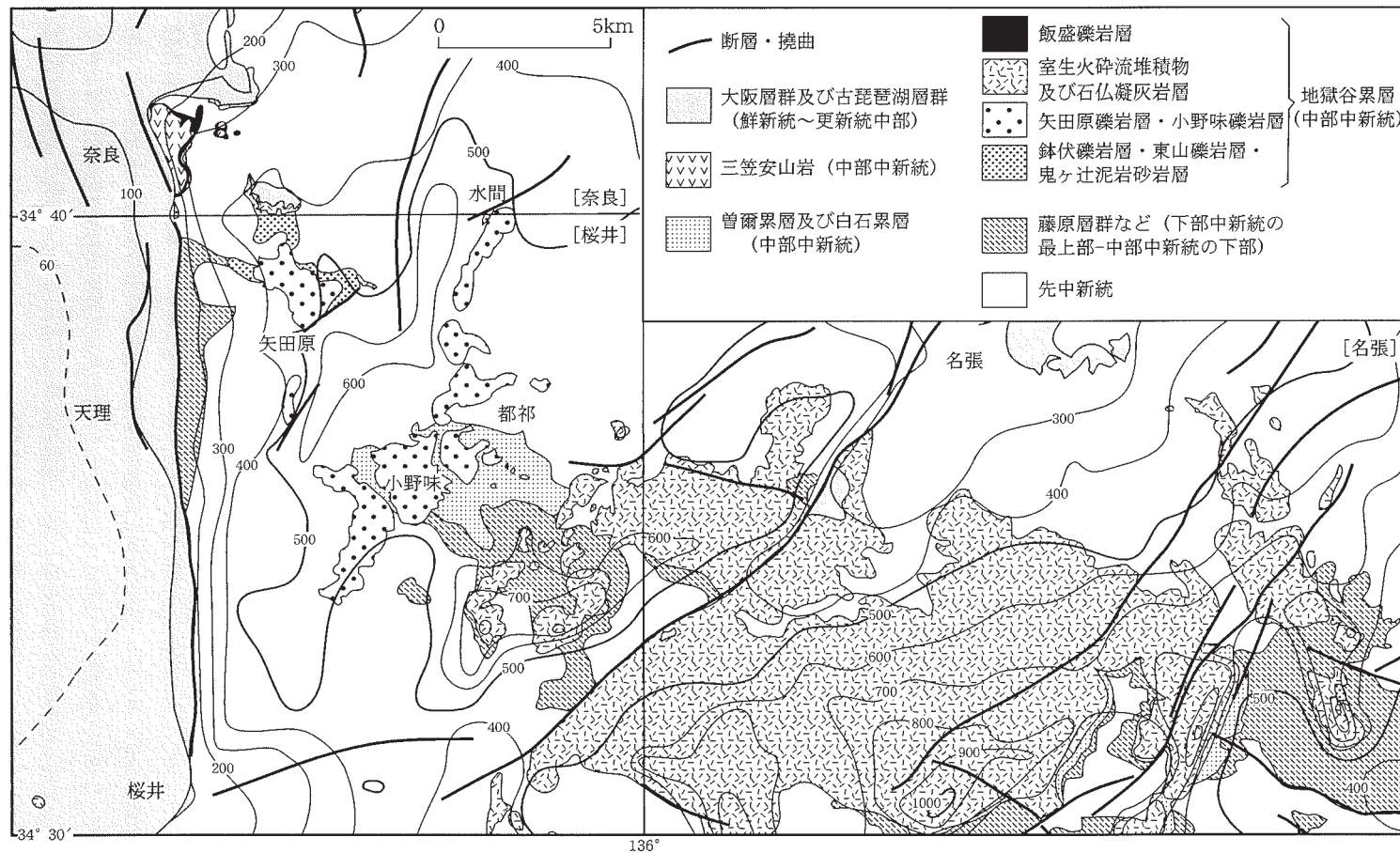
奈良図幅地域及び周辺地域には、藤原層群などの陸成層から海成層が連続して堆積する地層（中新世前期末から中新世中期の初頭に堆積）と、それらを不整合で覆う河川堆積物、火山砕屑岩及び火山岩（中新世中期）が分布する（第42・43図）。このうち本図幅地域には、中部中新統の地獄谷累層及び小野味礫岩層と三笠安山岩が奈良市に分布する。地獄谷累層は、下位より鉢伏礫岩層、東山礫岩層、鬼ヶ辻泥岩砂岩層、矢田原礫岩層、石仏凝灰岩層、飯守礫岩層に細分でき、本図幅地域内では奈良市にのみ分布する。なお、矢田原礫岩層は本図幅地域内では分布しないと判断した。小野味礫岩層は矢田原礫岩層に対比され、奈良市東部の水間に分布する。三笠安山岩は奈良市若草山付近に分布し、凝灰角礫岩やドレライト岩脈を伴う。

奈良市に分布する中新-更新統の層序区分の変遷を第44図に示す。

下記のように、研究報告によって同じ地層であっても礫層と礫岩、累層と層群など、カテゴリーが異なる。多少煩雑になるが、引用の際には個々の研究報告で使用された呼称に従った。室生火山岩（志井田ほか、1960など）に関しては、西岡ほか（1998）に従って室生火砕流堆積物と呼ぶ。これは、単一の冷却ユニットからなる火砕流堆積物から構成され、噴出源も分布域に存在しないため、火山岩ではなく火砕流堆積物であるとする考えに基づく。

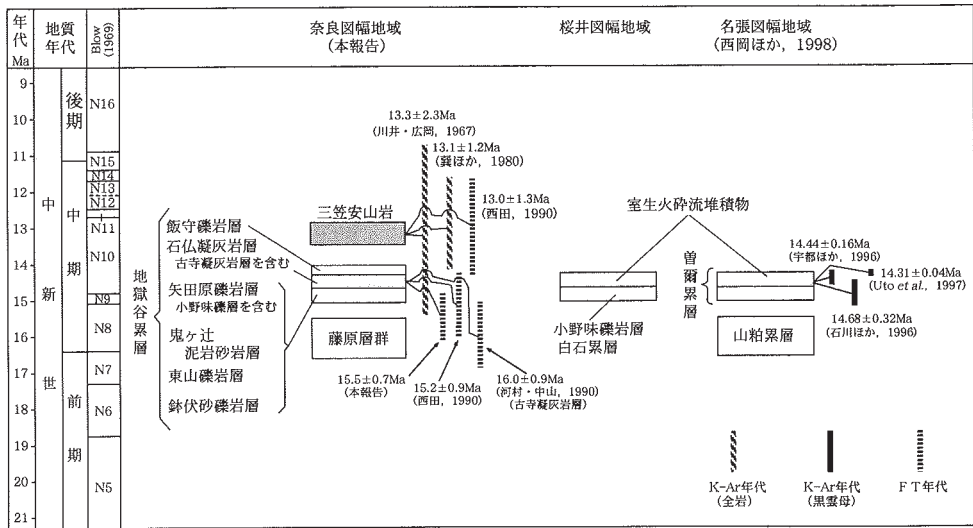
【地獄谷累層】槇山（1926）は地獄谷付近に分布する下部の礫岩と上部の凝灰岩に対して初めて地獄谷層と命名した。中村（1926, 1927）では古期洪積層として分布が示された。その後、粉川（1954a, b）によって地獄谷累層は下位より巨礫岩、花崗岩質砂岩、石英安山岩質凝灰岩に、また島倉（1963）と嶋倉ほか（1971）によって下位より鉢伏砂礫岩層、東山礫岩層、鬼ヶ辻泥岩砂岩層、矢田原礫層（礫岩層ではなく、礫層と命名）、石仏凝灰岩層、中ノ川凝灰質砂岩層に区分された（第44図）。嶋倉ほか（1971）は地獄谷累層の地質年代を中新世末期-鮮新世初期と考えた。

嶋倉ほか（1971）の時代論に対して、横田ほか（1978）は地獄谷累層の上位を覆う三笠安山岩の放射年代が後述のように中新世を示すことから、地獄谷累層も中新統中部と考えた。また、横田ほか（1978）は大和高原に分布する中新統中部を一括して室生層群と命名し、下位より地獄谷累層、室生火山岩類、ソノハ礫層、三笠安山岩類に区分した。横田ほか（1978）のソノハ累層とは、大和高原に分かれて分布するソノハ礫層（粉川、1954b）、小野味礫層（志井田・柴田、1968）、矢田原礫層（島倉、1963）の大部分を一つの累層にまとめたものである。



第42図 奈良図幅及び周辺地域の中新統の分布

上部更新統～完新統は省略。横田ほか(1978), 河田ほか(1986), 西岡ほか(1998)に, 本報告の調査結果を加え作成。等高線は幅2km以下の谷を埋めて作成した埋谷面図(数字は標高m)で, 国土地理院発行20万分の1地形図「京都及び大阪」「和歌山」「伊勢」に基づき作成。[]内は, 5万分の1図幅地域の名称。



第43図 奈良図幅及び周辺地域の中新統の層序及び年代
タイムスケールはBerggren *et al.* (1995) による。

表層地質図「桜井」(奈良県企画部開発調整課編, 1982)や「奈良・大阪東北部・大阪東南部」(奈良県企画部開発調整課編, 1984)の中新統中部の層序区分は、ほぼ横田ほか(1978)が踏襲された。なお、奈良県企画部開発調整課編(1984)では奈良市石切峠のソノハ礫層を石切峠礫層と命名している。

【小野味礫岩層】本報告では小野味礫岩層と呼ぶが、従来の研究報告では小野味礫層と呼ばれている。桜井図幅地域の小野味付近などに分布し(第42図)、白石累層と室生火砕流の上位に載る第四系として命名(小野味礫層)された(志井田・柴田, 1968)ものである。図幅中央南端(奈良市水間)が小野味礫岩層の分布域の北端にあたる。梅田・石賀(1976)は、室生火砕流堆積物の礫を含まないことから小野味礫岩層を白石累層の上位及び室生火砕流堆積物の下位に位置づけた。これに対し、横田ほか(1978)は室生火砕流堆積物の直上に位置づけソノハ累層に含めた。

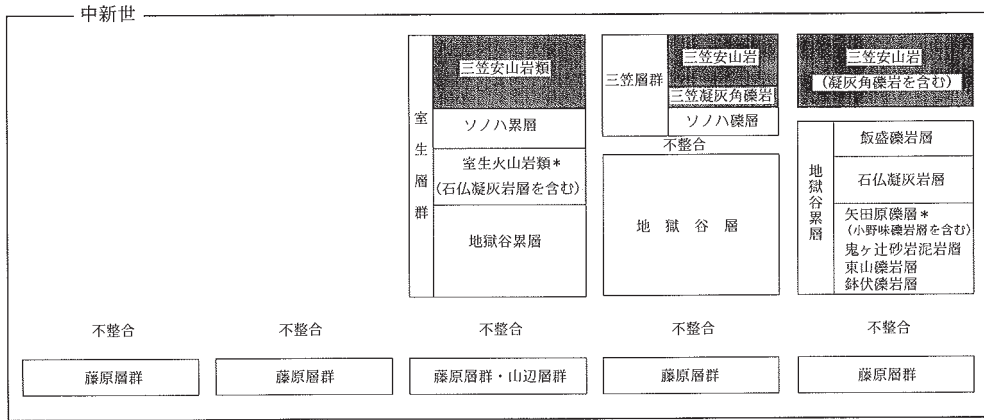
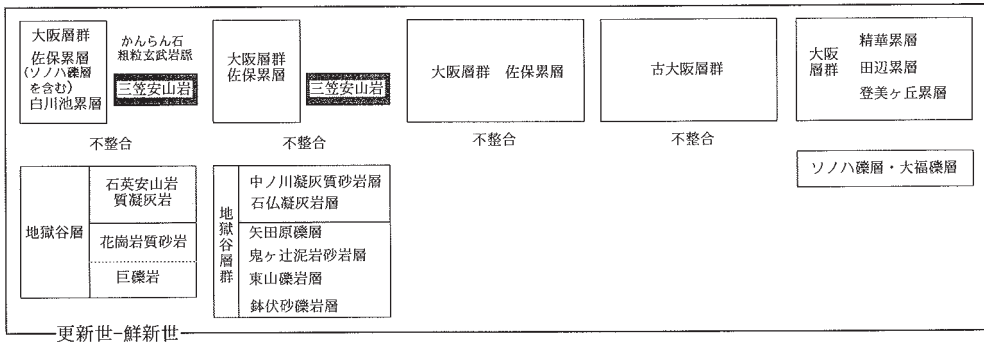
【三笠安山岩】横山(1926)によって三笠山や春日山に分布する三笠山安山岩と初めて紹介され、中村(1926, 1927)では含石英凝灰岩(本報告の石仏凝灰岩層)や砂岩などに流出した複輝石安山岩の火山、春本(1932)では主に輝石紫蘇輝石安山岩からなる小溶岩丘として記載された。

これらの火山岩体説に対し粉川(1954a, b)は、三笠安山岩は釣鐘状の火山岩体として分布するのではなく大阪層群にシート状に挟まれると解釈した。この解釈は島倉(1963)、嶋倉ほか(1971)にも踏襲された。

粉川(1954a, b)の三笠安山岩が大阪層群に挟まれるという考えに対して、横田ほか(1978)は放射年代(川井・広岡, 1967)などから三笠安山岩を前述の中新統中部室生層群の最上部に位置づけた(第44図)。中川ほか(1983)も横田ほか(1978)と同様にソノハ礫層及び三笠安山岩は大阪層群に覆われるとしたが、地獄谷累層とは不整合関係にあるとして、地獄谷累層と区別してソノハ礫層と三笠安山岩(三笠凝灰岩層を含む)を合わせて三笠層群と呼んだ(第44図)。

粉川 (1954) 嶋倉ほか (1971) 横田ほか (1978) 中川ほか (1983) 本報告

奈良市東部 奈良市東部-東南部 (奈良市史) (室生層群は、地獄谷・曾爾・都介野地域を総括した名称) 奈良市北方丘陵 奈良図幅地域



*奈良図幅地域には分布しない。

第44図 奈良市に分布する中新-更新統の層序区分の変遷

三笠安山岩に貫入するカンラン石ドレライト岩脈に関しては、春本 (1935, 1943) や粉川 (1951) の記載がある。

ソノハ礫層と小野味礫層は横田ほか (1978) 以降共に中新統と扱われているが、本報告では下記のように位置づけた。

【ソノハ礫層の層序学的位置づけ】本報告ではソノハ礫層を2分した。すなわち、ソノハ・中ノ川と石切峠付近に分布する礫層を、山城町や木津町に分布する礫層とあわせソノハ礫層とし、鮮新統大福礫層に対比した (VII章参照)。一方、若草山付近のソノハ礫層については飯守礫層と呼び、中新統中部の地獄谷累層の最上部に位置づけた。その理由は下記のとおりである。

ソノハ礫層とは元来、ソノハ・中ノ川、石切峠、若草山 (三笠山) 周辺に分布する石仏凝灰岩層より上位の地層を指す (粉川, 1954b)。前述のように横田ほか (1978) 以降は三笠安山岩に覆われるソノハ礫層は中新統中部に位置づけられてきた (第44図) が、三笠安山岩に覆われるソノハ礫層は若草山 (三笠山) 周辺に分布するソノハ礫層のみである。3地域のソノハ礫層は同じ層準の礫層であるという前提に

たつて議論されているが、次章で述べるように野外調査の結果からみると、若草山周辺のソノハ礫層とソノハ・中ノ川、石切峠のソノハ礫層とは岩相が一致しない。若草山付近のソノハ礫層は多くの石仏凝灰岩層の大礫を含み、基質も凝灰岩質で白色を呈するが、ソノハ礫層の特徴とされる湖東流紋岩をほとんど含まない。これに対し、ソノハ・中ノ川、石切峠のソノハ礫層は、湖東流紋岩を多く含み、石仏凝灰岩層の直上に載るが、石仏凝灰岩層の礫は面積比5%以下である。

これら岩相の特徴とともに、大福礫層や木津町などに分布する同様な礫層がソノハ・中ノ川、石切峠のソノハ礫層に南北に連続するように分布する（第46図）ことから、ソノハ礫層の大部分を大福礫層に対比した。

【小野味礫岩層の層序学的位置づけ】主に桜井図幅地域内に分布する小野味礫層全体については今回十分な野外調査を実施できなかった。室生火砕流堆積物の礫を含まないことなどから、本報告では小野味礫層を矢田原礫層に対比し、室生火砕流堆積物の直下の礫層に位置づけ、小野味礫岩層と改称した。

従来、礫に室生火砕流堆積物を含まないという理由で、小野味礫岩層は第四系に位置づけられていた（志井田・柴田、1968）。これに対し、横田ほか（1978）はソノハ礫層と小野味礫岩層を対比し、室生火砕流堆積物の上位へ位置づけたが、その層序学的な根拠はソノハ礫層に岩相が類似することのみである。

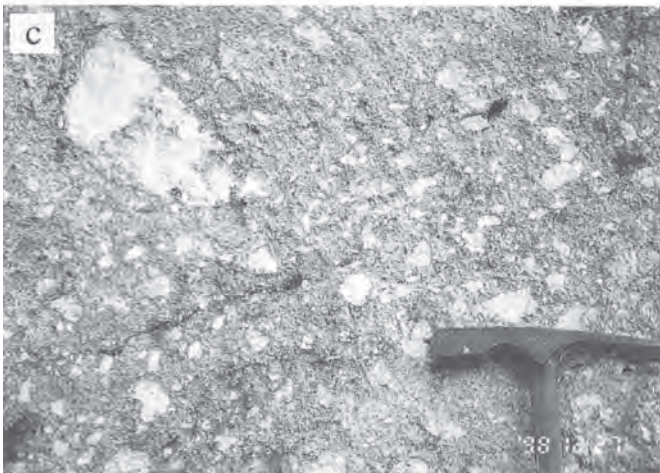
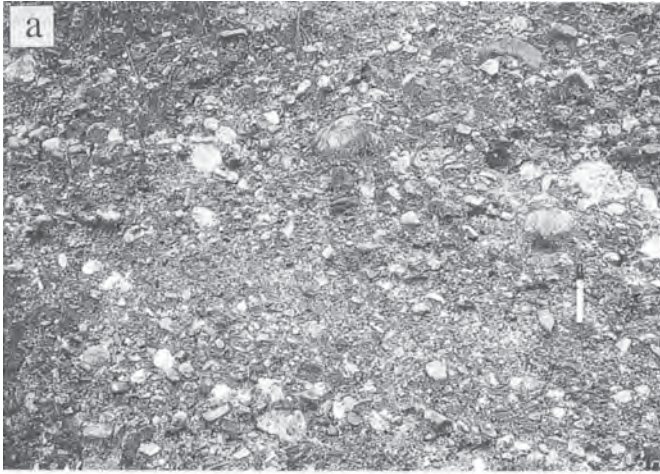
もし室生火砕流堆積物の堆積直後に堆積した地層であれば、礫層中に室生火砕流堆積物が礫として、あるいは基質中に多く含まれるはずである。したがって、小野味礫層が室生火砕流堆積物より上位の堆積物だとすると、現在のように室生火砕流堆積物が十分削割された後、志井田・柴田（1968）が考えたように第四紀などに堆積した可能性が高く、室生火砕流堆積物堆積直後に堆積したとは考えにくい。

小野味礫層の下位に分布する白石累層は、層厚約20mで、下位から上位へ礫岩（チャート・花崗岩などの円礫→砂岩→炭質泥岩（白色凝灰岩の薄層を伴い、一部異常堆積を示す）と上方へ細粒化し、室生火砕流堆積物に覆われる。この白石累層の累重パターンは地獄谷累層の東山礫岩層、鬼ヶ辻泥岩砂岩層に全く一致する。このことから、後述のように岩相は異なるものの層準的には小野味礫岩層と矢田原礫岩層は対比される可能性が高いと考えた。

VI. 2 地獄谷累層

地層名は、粉川（1954b）による。模式地は奈良市地獄谷付近で、奈良市の東部や南東部に散在して分布する。層厚は30-120mで、堆積当時の谷を埋める堆積形態を示すため層厚変化は著しい。藤原層群とは不整合関係で接し、三笠安山岩に覆われる。本層は奈良県都祁村南部（桜井図幅地域内）に分布する白石累層（志井田・柴田、1968）、首爾地方など（名張図幅地域内）に分布する首爾累層（西岡ほか、1998）に対比される（第43図）。

地獄谷累層は、下位より鉢伏礫岩層・東山礫岩層・鬼ヶ辻泥岩砂岩層・矢田原礫層及び小野味礫岩層・石仏凝灰岩層・飯守礫岩層に細分した。後述のように、飯守礫岩層以外の名称は島倉（1963）及び嶋倉ほか（1971）に従う。ただし、鉢伏砂礫岩は鉢伏礫岩層に、矢田原礫層は矢田原礫岩層と岩相部分を改称した。また、仏凝灰岩層と中ノ川凝灰岩質砂岩層（島倉、1963）は、一括して石仏凝灰岩層と呼ぶ。矢田原礫岩層は本図幅内には分布しない。前述のように、小野味礫岩層は矢田原礫岩層に対比されると



第45図 地獄谷累層の露頭写真

a: 鉢伏砂礫岩層. (奈良市奈良市春日山石窟仏南東約250m地点)

スケールは約14cm.

b: 鬼ヶ辻砂岩泥岩層中の岩相. (奈良市春日山石窟仏南の池の側)

細粒砂質の堆積物の中に, 泥岩の角礫, チャートの円礫が含まれる. スケールのペンは約14cm.

c: 石仏凝灰岩層の岩相. (奈良市中ノ川南東約750m地点)

して、地獄谷累層に含めた。飯守礫岩層は前述のようにソノハ礫層と呼ばれた礫層の一部である。なお、鉢伏礫岩層と東山礫岩層は地質図上の分布範囲が小さいため、地質図では一括して示した。

奈良市ソノハ・中ノ川付近から地獄谷付近の地獄谷累層の走向傾斜はE-WからNE-SW、 $2-20^{\circ}$ N～NWである。全体としては南の矢田原（桜井図幅地域内）から花山をとりまくようにソノハ・中ノ川へ連続して分布する。一方、若草山と春日山付近の奈良盆地沿いに分布する地獄谷累層の走向傾斜は、NNW-SSE、 $10-15^{\circ}$ Wの単斜構造を示す（第75図）。

VI. 2. 1 ^{ほちぶせ} 鉢伏礫岩層 (J₁)

地層名 嶋倉ほか (1971)。

模式地 奈良市鹿野園町の東方から鉢伏町付近（桜井図幅地域内）。

分布 奈良市春日山石窟仏の西方の谷、奈良市水間（以上奈良図幅地域内）、春日宮天皇陵北西部の谷沿い及び鉢伏町（以上、桜井図幅地域内）に分布する。

層厚 模式地で0-20m、春日山石窟仏の西の谷沿いで5m以下、水間では10m以上である。

層序関係 地獄谷累層の基底礫岩で、東山礫岩層とは漸移関係にある。

岩相 角礫-亜角礫主体の不淘汰な中-大礫岩からなり、基底部では巨礫を含む（第76-c図）。基盤と接する不整合面は凹凸が激しい。上方へ急激に細粒化する。礫は粗粒花崗岩、花崗閃緑岩、片麻岩、細粒凝灰岩、チャート、流紋岩（湖東流紋岩）、砂岩、シルト岩からなる。

VI. 2. 2 東山礫岩層 (J₂)

地層名 嶋倉ほか (1971)。

模式地 奈良市の地獄谷南方の峡谷から県道東山線に沿う崖（春日宮天皇陵北西部；桜井図幅地域内）。

分布 春日山石窟仏の西の谷（奈良図幅地域内）、春日宮天皇陵北西部の谷及び鉢伏町、和田町南方の川底や米谷・中畑町（以上桜井図幅地域内）に分布する。

層厚 25m以下。

層序関係 下位の鉢伏礫岩層と一連の堆積物である。基盤岩類を直接覆うこともある。

岩相 中礫-大礫の亜円-円礫主体の礫岩層からなり（第45-a図）、炭質物の薄層（1-3mm）を伴い細礫が含まれる淘汰の悪い細粒-中粒砂岩（0.5-2m）が挟まれる。礫支持主体で、基質は主に花崗岩質の粗粒砂からなる。礫種は粗粒花崗岩、花崗閃緑岩、片麻岩、細粒凝灰岩、チャート、溶結流紋岩、砂岩、シルト岩などからなる。上位へチャートの比率が増し、本部層上部では過半数（中礫個数比）を占める。

VI. 2. 3 ^{おにがつじ} 鬼ヶ辻泥岩砂岩層 (J₃)

地層名 嶋倉 (1963)。

模式地 奈良市北東部の鬼ヶ辻北方の月ヶ瀬旧街道に沿う崖。

分布 鬼ヶ辻の佐保川沿い、花山、若草山山麓、地獄谷石窟仏の南から春日宮天皇陵の北西部付近に分布する。

層厚 20-30m.

層序関係 下位の東山礫岩層と漸移する。若草山北西部山腹では基盤岩に不整合で接する。

岩相 それぞれ層厚10cm-2mの砂岩と泥岩の互層からなり、細礫-中礫サイズの礫岩層（層厚1m以下）や亜炭層（層厚30cm以下）を挟む。砂岩は粗粒-極細粒砂岩からなり、石英・長石・雲母粒を多く含む。泥岩は豆石（ピソライト）が含まれることもある。若草山北西部の山腹では厚さ4-5mに達する泥岩が認められる。

石仏凝灰岩層の直下である本部層の上部には、チャートの円礫、砂岩・泥岩の角礫、礫岩（チャート円礫主体）のブロックを含み、泥-細粒砂質を持ち、淘汰の極めて悪い地層（厚さ10m以下）が認められ（第45-b図）、土石流堆積物に類似する。粉川（1954b）は層間異常帯と報告している。同様な地質現象は、室生火砕流堆積物直下の白石累層最上部にも認められている（志井田・柴田，1968）。

VI. 2. 4 ^{おのみ}小野味礫岩層 (J₄)

地層名 志井田・柴田（1968）の小野味礫層を小野味礫岩層と改名。

模式地 天理市小野味付近。

分布 天理市北東部の小野味・福住町、奈良市東部の水間・別所（水間以外桜井図幅地域内）に分布する（第42図）。

層厚 30-50m.

層序関係 層準としては桜井図幅地域に分布する矢田原礫岩層に対比される。

岩相 模式地では、主に大礫サイズの亜円-円礫岩層（礫支持）からなり、上部は砂岩、シルト岩の薄層を挟む。礫は主に花崗岩類と変成岩類からなり、ほかに砂岩・シルト岩・凝灰岩（以上、中新統）やチャートを含む。

水間地域では、主に巨礫サイズ（最大径数m）の亜角礫-角礫岩層（礫支持）からなる。礫は変成岩類と花崗岩類からなり、中新統やチャートからなる礫をほとんど含まない。

全体にくさり礫化は認められないが、チャート以外の礫は脆く、固結度からは礫層の呼称が相応しい。また、礫のサイズや礫種から推定すると、礫は水間から小野味地域へ供給されたものと推定される。

VI. 2. 5 ^{せきぶつ}石仏凝灰岩層 (J₅)

地層名 島倉（1963）の石仏凝灰岩層と中ノ川凝灰岩質砂岩層をあわせて、石仏凝灰岩層と呼ぶ。また、木津町鹿背山北東に点在する古寺凝灰岩層（河村・中山，1989）も石仏凝灰岩層に含めた。

模式地 地獄谷石仏付近。

分布 奈良市の中ノ川・鬼ヶ辻・地獄谷石窟仏・春日山東山麓、木津町鹿背山などに分布する。なお、春日石窟仏や地獄谷石窟仏などの磨崖仏は本層に彫られたものである。

層序関係 鬼ヶ辻泥岩砂岩層と矢田原礫層を覆う。

層厚 20-35m。室生火砕流堆積物の層さ（最大約400m；西岡ほか，1998）と比較すると、極めて薄い。

岩相 下部（層厚15-30m）は暗灰色-灰白色を呈する非溶結の火山礫軽石凝灰岩及び凝灰岩からなり、

白色の角礫-亜円礫の軽石（20cm以下）を多く含む（第45-c図）。径1cm以下の豆石の密集層が認められることもある。一部平行層理が発達する。上部（層厚5-15m）は白色の淘汰がよい極細粒凝灰岩及び凝灰質シルト岩からなり、平行層理や斜交層理がよく発達する。上部は島倉（1963）の中ノ川凝灰質砂岩層に相当する。上部、下部ともに、斑晶として石英（主に2mm以下）・斜長石（主に2mm以下）・黒雲母（2mm以下）を含み、まれにシソ輝石、ザクロ石が認められる。

直木津町鹿背山付近に分布する古寺凝灰岩層（河村・中山，1989）と呼ばれる凝灰岩層（厚さは3.2m以上）は、葉理がよく発達し、自形-半自形結晶である石英、長石のほかには黒雲母からなり、角閃石、ジルコンや不透明鉱物も含まれる。最上部は礫岩層が挟まれる。厳密な対比には検討の余地もあるが、後述のようにFT（フィッシュン・トラック）年代からみると、石仏凝灰岩層と同時代に堆積したものと考えられるため、石仏凝灰岩層に含めた。

室生火砕流堆積物との関係 石仏凝灰岩層は室生火砕流堆積物の縁辺相として考えられている（中村，1927；島倉，1963；横田ほか，1978；西田，1992など）。名張図幅地域などに広く分布する室生火砕流堆積物は、黒色ガラス質の溶結した火山礫凝灰岩からなる下部と脱ガラス化作用を受けた白-灰色の溶結火山礫凝灰岩からなる上部に区分される（西岡ほか，1998）。室生火砕流堆積物の上部と下部は構成鉱物や火山ガラスなどに両者に違いは認められない（志井田ほか，1960；西田，1992；西岡，1998など）。岩相・堆積構造からみると、本図幅地域の石仏凝灰岩層上部は室生火砕流堆積物（特に上部）の非溶結部分が再堆積したものと考えられる。

放射年代 石仏凝灰岩層からはFT年代 15.2 ± 0.9 Ma（西田，1990），古寺凝灰岩層からは 16.0 ± 0.9 Ma（河村・中山，1989）が得られている。今回、ソノハ付近（Na-28）の石仏凝灰岩層からはFT年代 15.5 ± 0.7 Maが得られた（第3表）。

第3表 石仏凝灰岩層のフィッシュン・トラック年代

試料名	測定 鉱物	結晶数 (個)	自発核分裂片飛跡 ρ_s (cm^{-2})	誘発核分裂片飛跡 (Ns) ρ_i (cm^{-2})	χ^2 検定 $p(\chi^2)$ (%)	(1)	(2,3)	(4)	(5,6,7,8)	(9)
						熱中性子線量 ρ_d ($\times 10^6 \text{cm}^{-2}$)	熱中性子線量 (Nd)	相関 係数 r	ウラン 濃度 (ppm)	年代値 (Ma)
Na-28	ジルコン	30	2.15×10^6 (1268)	4.25×10^6 (2504)	39	8.264 (2539)	0.82	410	15.5 ± 0.7	ED2

(1) $P(\chi^2)$: χ^2 値の自由度n-1の χ^2 分布における上側確率 (Galbraith, 1981)

(2) 熱中性子線量測定用標準ガラス : NBS-SRM612

(3) 照射場所 : 立教大学原子炉 TRIGA MARK 回転資料棚

(4) r : ρ_s と ρ_i の相関係数

(5) 年代値 : $T = \ln(1 + \lambda_D \cdot \xi \cdot \rho_d \cdot \rho_s / \rho_i) / \lambda_D$ (ED1は $\rho_s * 1/2$)

(6) 誤差 : $\sigma_T = T * [1 / \sum N_s + 1 / \sum N_i + 1 / \sum N_d + (\sigma_\xi / \xi)^2]^{1/2}$

(7) ^{238}U の全壊変定数 : $\lambda_D = 1.480 \times 10^{-10} / \text{yr}$

(8) ξ ED1=370 \pm 4 ; ξ ED2=372 \pm 5 (Danbara *et al.*, 1991)

(9) 測定方法 : 外部ディテクター法 (内部面 : ED1, 外部面 : ED2)

測定 : (株) 京都フィッシュン・トラック

一方、室生火砕流堆積物の放射年代としては、川井・広岡（1967）がK-Ar年代 $13.1 \pm 0.4\text{Ma}$ （Matsuda *et al.*（1986）は再計算して $13.5 \pm 0.4\text{Ma}$ の値を得ている）を、Matsuda *et al.*（1986）がFT年代 $15.3 \pm 0.6\text{Ma}$ 、 $15.7 \pm 0.7\text{Ma}$ とK-Ar法 $17.5 \pm 0.9\text{Ma}$ を報告している。最近では、黒雲母K-Ar年代として $14.44 \pm 0.16\text{Ma}$ （宇都ほか、1996）及び $14.86 \pm 0.32\text{Ma}$ （石川ほか、1996）、黒雲母の $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代として $14.31 \pm 0.04\text{Ma}$ （Uto *et al.*, 1997）が得られている。

VI. 2. 6 飯守礫岩層 (J₆)

地層名 新称.

模式地 奈良市飯守の南、若草山（三笠山）の北西200-300mの山腹.

層序関係 石仏凝灰岩層の上位に位置づけられ、三笠安山岩に覆われる.

層厚 10-20m.

岩相 淘汰の悪い中-大礫の礫岩層からなる。礫種は主にチャートの円礫と白色凝灰岩及び火山礫凝灰岩（石仏凝灰岩層起源）の亜角礫からなり、領家変成岩類と花崗岩類を亜角礫-亜円礫を含む。白色凝灰岩は大礫主体で、基質も全体として白色凝灰岩質となる。

VI. 2. 7 化石・堆積環境

化石 鬼ヶ辻泥岩砂岩層の炭層中から葉化石（粉川、1955；嶋倉ほか、1971）や花粉化石（三木、1948；島倉、1963）が産出し、白石累層に対比されている。また、鬼ヶ辻泥岩砂岩層からは珪藻化石が産出し、中規模湖沼の沿岸で、湖岸線の変化に富んだ環境が推定され、石仏凝灰岩層に近い層準ほど湖沼の縮小が推定されている（嶋倉ほか、1971）。

堆積環境 本図幅地域内の地獄谷累層は、その分布・岩相から堆積当時の凹地を埋めた河川堆積物と考えられる。また、地獄谷累層下部の礫岩層に含まれる湖東流紋岩（河田、1969；三村・河田、1970）の礫の存在からは、現在の琵琶湖地域にあった山地から奈良市東部を経て、室生地域の曾爾層群小長尾礫層や東山礫岩層に礫を供給した河谷があったと推定されている（石田、1986）。

一方、矢田原礫岩層の堆積は、地獄谷累層下部の礫岩層と分布域や礫種が異なることと、鬼ヶ辻泥岩砂岩層が石仏凝灰岩層に直接覆われる鬼ヶ辻泥岩砂岩部層最上部には土石流堆積物と推定される異常堆積層が形成されていることを考え合わせると、室生火砕流堆積物が噴出する直前の堆積環境の変化（たとえば急激な隆起）を反映した地質現象を示している可能性がある。

VI. 3 三笠安山岩 (M)

岩体名 春本（1932）。三笠凝灰角礫岩層（中川ほか、1983）は本岩に含める。

模式地 三笠温泉付近.

分布 奈良市の若草山、春日山、飯守町南部、白毫寺町、鹿屋園（桜井図幅地域内）に分布する。

層序関係 地獄谷累層を不整合で覆い、大阪層群に不整合に覆われる。

層厚 90m以下.

岩相 主に角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩の溶岩からなる。多くは全体に黒色を呈し、流理構造が発達することがある。風化すると赤褐色を呈する。一部タマネギ状風化を示す。

斑晶としては自形-半自形の斜長石・シソ輝石・普通輝石・不透明鉄鉱物が、石基として斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱物が認められる。

春日山から若草山（三笠山）の東の谷沿いには、厚さ10m以下の安山岩凝灰角礫岩が三笠安山岩の下位に認められる。この凝灰角礫岩は三笠凝灰角礫岩層とも呼ばれている（中川ほか，1983）。風化すると灰色を呈する。

放射年代 K-Ar年代としては $13.3 \pm 2.3\text{Ma}$ （川井・広岡，1967）， $13.1 \pm 1.2\text{Ma}$ （巽ほか，1980）が、FT年代としては $13.0 \pm 1.3\text{Ma}$ の（西田，1990）が報告されている。

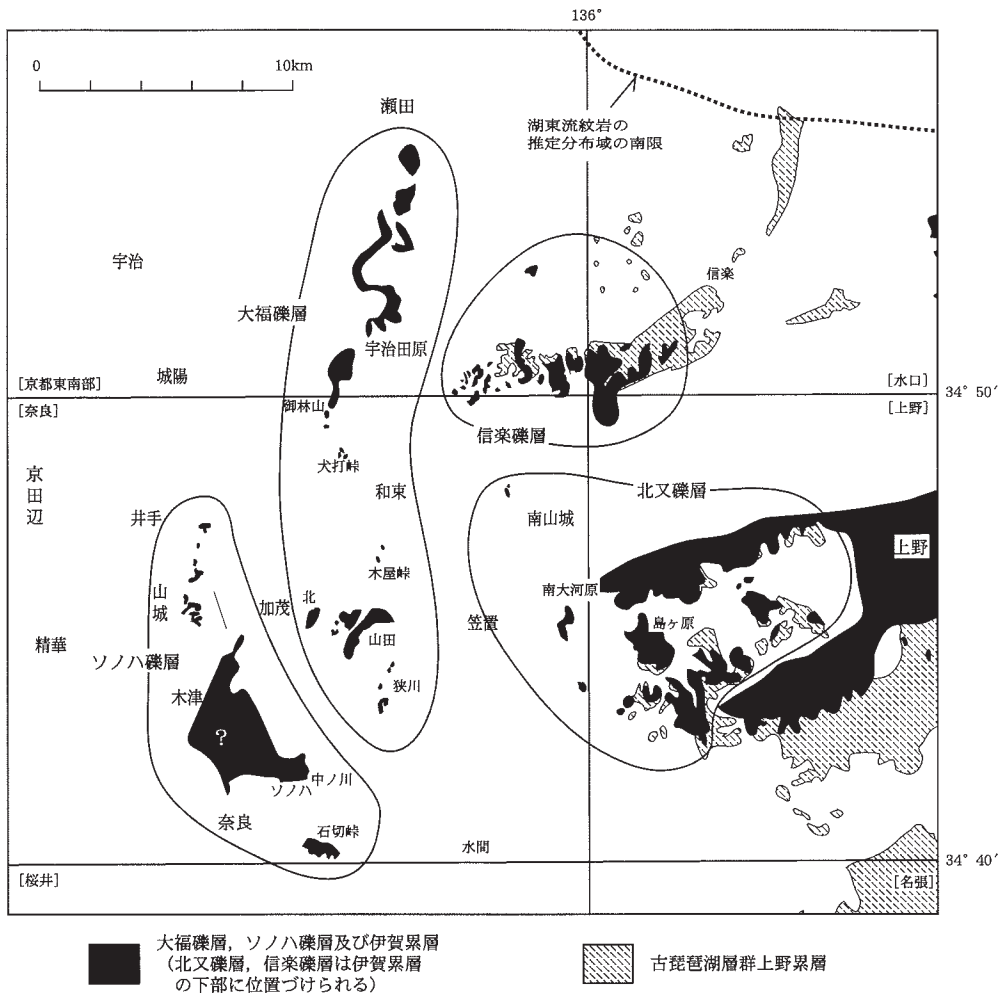
付随岩脈 カンラン石ドレライト岩脈（幅10m以下）が若草山山頂から南東及び西へ6-700m付近の山腹から春日山山頂の西側160-170mの山腹へかけて南北方向に貫入する。斑晶として、自形-半自形の斜長石・アルカリ長石・カンラン石・石英が、石基として斜長石・普通輝石、磁鉄鉱が認められる。

地質構造 若草山と春日山付近の三笠安山岩基底部の走向傾斜はNNE-SSW， $10-15^\circ$ WNWで、この地質構造は奈良盆地東沿いの南北方向の断層群による変形の影響を強く受けている。

Ⅶ. 鮮新統（古琵琶湖層群）

（尾崎正妃）

近畿地方の鮮新-更新統は、鈴鹿山脈の西縁から大和高原に分布する古琵琶湖層群と奈良盆地から大阪湾周辺に分布する大阪層群に区分されている。奈良図幅地域は両層群分布域の境界に位置し、本図幅地域の東部に分布するものは古琵琶湖層群、中・西部に分布するものは大阪層群と呼ばれている。しかし、本報告では両層群に区分して記載するのではなく、奈良盆地と上野盆地に堆積域が明確に分かれる以前に堆積した地層とそれ以降の地層、すなわち鮮新統（本章）と鮮新統最上部-更新統下部（Ⅶ章）とに分けて記載する（第46・48・50図）。鮮新統は、古琵琶湖層群伊賀累層に対比される北又礫層、信楽礫層、大福礫層、ソノハ礫層からなり、湖東流紋岩の礫を多く含む特徴を持つ。これら礫層は、木津川断層や和東谷断層による変位を受け、その基底面は北西方向へ傾動する（Ⅹ章参照）。この傾動運動に伴って琵琶湖方面からの湖東流紋岩が礫の供給されなくなり、鮮新世後期中頃以降はこれら礫層に代わって現在の奈良-京都盆地と上野盆地域に堆積域の中心が移ったと推定される。



第46図 奈良図幅及び周辺地域の鮮新統の分布

先鮮新統及び鮮新統最上部-完新統は省略。地層の分布は、近藤（1968）、横田ほか（1978）、飯田（1980）、山田ほか（1981）、河田ほか（1986）、川辺ほか（1996）に、本報告の調査結果を加え作成。湖東流紋岩の推定分布域は河田（1969）による。等高線は幅2km以下の谷を埋めて作成した埋谷面図（数字は標高m）で、国土地理院発行20万分の1地形図「京都及び大阪」「和歌山」「名古屋」「伊勢」に基づき作成した。[]内は、5万分の1図幅地域の名称を示す。

VII. 1 研究史及び概要

研究史 奈良図幅地域の北東端から^{しがらき}信楽地域（京都東南部及び水口図幅地域）、及び奈良図幅地域東部から島ヶ原地域（上野図幅地域）の定高性を持つ山地の稜線部や丘陵部には、流紋岩質溶結凝灰岩の礫を多く含む特徴を持つ礫層が分布する。これらの礫層の分布はNakamura（1933）によって認識され、上治（1944）は現在の南山城村北又、田山付近に分布する夾炭層を相楽層と命名し、その最上部に厚さ20-30mの砂礫層が分布することを示した。その後、信楽に分布するものは信楽礫層、島ヶ原のものは北

又礫層と命名された(近藤, 1968)。北又礫層は田山礫層とも呼ばれる(横山, 1974)。

信楽の西方の大津市瀬田から和束町にも信楽礫層及び北又礫層と同様な礫層が分布し、大福礫層と呼ばれる(石田ほか, 1954)。飯田(1980)は大福礫層を堆積学的に検討し、信楽礫層及び北又礫層に対比するとともに古地理や構造運動との関係を詳細に求めている。また、河村(1993)は加茂町や木津町に分布する同様な礫層を観音寺礫層と命名し、大福礫層に対比している。

信楽礫層、北又礫層、大福礫層は一連の堆積物と考えられ、信楽礫層及び北又礫層の礫径は全体として東方ほど小さくなる傾向や礫種に白亜紀の湖東流紋岩礫(河田, 1969; 三村・河田, 1970)を多量に含むことから、北方から南流ないし南東方向へ堆積物が供給されたと考えられている(Takaya, 1963; 横山, 1974; 横山ほか, 1975; 横田ほか, 1978)。また、大福礫層の古流向などからも瀬田から木屋峠を通り上野盆地に至る南流する河川(古山城川と命名)が推定されている(飯田, 1980)。

北又礫層、信楽礫層及び大福礫層は、横田ほか(1978)ではTakaya(1963)による古琵琶湖層群の層序区分(下位より、伊賀、甲賀、堅田累層)の伊賀累層に、飯田(1980)ではYokoyama(1969)による層序区分(下位より、島ヶ原、伊賀・油日、佐山、蒲生、八日市、堅田累層)の伊賀・油日累層に、また林・川辺(1993)ではKawabe(1989)の層序区分(下位より、上野、伊賀、阿山、甲賀、蒲生、草津、堅田、高島累層)の伊賀累層下部に位置づけている。大福礫層は大阪層群最下部にも対比されている(三田村, 1993など)。これら対比される累層の堆積年代は3-4Ma(鮮新世中頃)と推定されている(Yokoyama, 1969; 林・川辺, 1993)。

本報告では上記の礫層のほかに、前章で述べたようにソノハ礫層(粉川, 1954b)の一部も鮮新統に含めた。

概要 奈良図幅地域内の鮮新統は、南山城村童仙房から南大河原に分布する北又礫層、信楽町(京都東南部図幅地域内)から和束町北東部に分布する信楽礫層、宇治田原町(京都東南部図幅地域内)から和束町・加茂町地域・奈良市狭川に分布する大福礫層、奈良市ソノハ-地獄谷地域・木津町・山城町地域に分布するソノハ礫層に区分した(第46図)。

ソノハ礫層はソノハ・中ノ川、石切峠に分布するものに加え、木津町鹿背山東方・加茂町観音寺や山城町に分布する同様な礫層も含めてソノハ礫層と再定義する(第46図)。なお、大福礫層とソノハ礫層の分布域は便宜上のものであり、両礫層は一連の堆積物と考えられる。

北又礫層及び信楽礫層は林・川辺(1993)の上野累層を広く覆う。大福礫層及びソノハ礫層は先鮮新統を不整合に覆い、加茂町北・観音寺や木津町鹿背山附近で大阪層群登美ヶ丘累層に不整合に覆われる。

VII. 2 北又礫層 (Ki)

地層名 近藤(1968)。

模式地 南山城村田山の割尾坂(上野図幅地域内)。

分布 上野盆地島ヶ原地方から上野盆地西縁部(大和高原)、本図幅地域内では南山城村の童仙房(三ヶ岳東方)や、南大河原南方の山頂部に分布する。

層厚 南大河原南方で約35m、童仙房で約15mである。

岩相 [南大河原南方の山頂部] 大礫主体で、礫支持の礫層からなる。礫層が直接花崗岩類を覆うことが多いが、基底部（厚さ5m以下）に材化石を含む一部炭質なシルト層や花崗岩質の粗粒砂-細礫層を伴うこともある。まれに砂層・シルト層を挟む。礫は主に湖東流紋岩とチャートの亜円-円礫からなり、一部花崗岩類、ホルンフェルスを含む。ただし、基底部には花崗岩類の巨礫サイズの角-亜角礫が認められる。チャート以外クサリ礫化が顕著である。

[童仙房] 角-亜角礫の巨-大礫サイズの礫層（第47-a図）からなる。礫支持で、基質は花崗岩質の粗粒砂である。礫種は近接する丹波帯堆積岩コンプレックスを反映して頁岩の角-亜角礫が多い。チャート以外の礫はクサリ礫化が顕著である。

VII. 3 ^{しがらき} 信楽礫層 (Si)

地層名 近藤（1968）。

模式地 信楽町杉山（水口図幅地域内）。

分布 信楽から朝宮地域（京都東南部及び水口図幅地域内）に分布する。本図幅地域内では、和東町湯船及びその東方に分布する。

層厚 模式地では約100m（近藤，1968），湯船付近で20m以上である。

岩相 大-巨礫主体の円-亜円礫層で、多くが礫支持である。まれに砂層、シルト層の薄層（層厚1m以下が主）を挟む。礫は湖東流紋岩、チャート、ホルンフェルス、花崗岩類などからなる。チャート以外は、クサリ礫化が認められる。

VII. 4 ^{おおふく} 大福礫層 (Of)

地層名 石田ほか（1954）による。飯田（1980）は瀬田から和東町に分布する礫層を大福礫層に含めているが、更に南方の加茂町の山田・北に分布する同様な特徴を持つ礫層も大福礫層に含める（第46図）。

模式地 京都府宇治田原町大福の西方400mの道路西側の崖（京都東南部図幅地域内）。

分布・分布形態 滋賀県大津市関ノ津、京都府の宇治田原町大福付近（以上、京都東南部図幅地域内）、和東町、加茂町付近に分布する（第46図）。和東以北では幅300-400m、深さ30-40mの谷地形（犬打峠に典型的に認められる；第4-b図）に沿って、加茂町山田付近ではやや平坦面の残る山地及び丘陵地や低地に分布する。

層厚 模式地で60m以上、御林山東方から犬打峠で最大35m、木屋峠北付近で4m以上、加茂町山田付近で40-50m、狭川両町付近で5-15mである。

岩相 瀬田から犬打峠までは湖東流紋岩を多く含む大礫主体の円礫層であるが、木屋峠北から加茂町山田・北付近の大福礫層は、湖東流紋岩が相対的に少なくなり、花崗岩礫の大-巨礫が多くなる。これは瀬田南から犬打峠までが丹波帯堆積岩コンプレックスを基盤としていたのに対し、木屋峠北から加茂町山田にかけては花崗岩類が分布していることが要因と考えられる。

[御林山東方から犬打峠] 下部（層厚20-30m）は亜円礫主体の中-大礫層（一部巨礫も含む）（第47-b



第47図 大福礫層・ソノハ礫層・

北又礫層の露頭写真

a: 北又礫層. (南山城村童仙房, 三ヶ岳東約800m地点)

b: 大福礫層. ハンマーの長さは約18cm. (和東町御林山東約500m)

c: ソノハ礫層. (奈良市中ノ川)



d: ソノハ礫層2. スケールは約14cm.
(奈良市石切峠)

e: ソノハ礫層3. (山城町綺田東方的
1km, 天神川沿い)

b-fの礫層中で白色を呈する中-大礫
サイズの亜円-円礫が湖東流紋岩礫.



図) からなり、上部 (10-20m) は主に中礫層からなり砂層を挟む。礫支持で、基質は粗粒砂からなる。礫種はホルンフェルス、湖東流紋岩、花崗岩類、チャートなどからなる。飯田 (1980) で述べられているように、湖東流紋岩は他の礫種に比べ礫径の大きなものが多く、巨礫の大半を占める。上部に分布する礫の礫種は下部と同じであるが、全体にチャートの量比が増す。

【木屋峠北】 礫支持の大礫 (巨礫も含む) 礫層からなり、粗粒砂主体の基質を持つ。礫種は湖東流紋岩 (大礫の個数比20-30%)、チャート (20-30%)、花崗岩類 (20-30%)、ホルンフェルス・砂岩・頁岩 (15-25%)、中新統?の泥岩・凝灰岩 (5%以下) からなる。流紋岩は円礫からなり、チャートは円礫主体であるが角礫チャートも含む。ホルンフェルス、砂岩、頁岩、花崗岩類の大-巨礫は亜角礫を、中礫は円礫を示すものが多い。

【加茂町山田・北及び笠置町飛地付近】 下部は (厚さ約30m) の中-大礫層からなる礫支持礫層で、花崗岩質の基質を持つ。チャート (大礫個数比30-50%)、領家変成岩類及び花崗岩類 (30-40%)、湖東流紋

岩（10-20%）などの円礫からなる。一部基底部付近には変成岩類や花崗岩類などの巨礫サイズの亜角-角礫層も認められる。上部（厚さ20m以上）はそれぞれ厚さ2m以下の中礫-粗粒砂層とシルト層の互層からなり、厚さ60cmの火山灰層を挟む。全体として、西北西方向への単斜構造（約5°）を示し、基盤岩類とは東側では不整合、西側では断層（山田断層）で接する。上部は山田断層南東側沿いのみに分布し、南北方向の逆断層のセンスを示す小断層が発達する。上部は島ヶ原地域の伊賀累層上部（北又礫層の上位）の奥田互層（川辺ほか，1996）に対比できる。

〔奈良市狭川両町〕シルト-粘土層（厚さ3m以下）と極細粒砂層（厚さ1m以下）の互層からなり、褐炭層の薄層を挟む。三木（1948）は奈良盆地に分布する大阪層群と異なる花粉化石を報告している。横田ほか（1978）はTakaya（1963）の伊賀累層に対比している。また、奈良県企画部開発調整課編（1984）は中新統としている。狭川断層が和東谷断層や山田断層などと同様に、大福礫層堆積直後に形成されたと推定すると、その連続性から加茂町山田に分布する大福礫層の上部に対比できる。

VII. 5 ソノハ礫層 (So)

地層名 粉川（1954b）を再定義。ソノハ・中ノ川、石切峠に分布するものを指すとともに、木津町鹿背山東方から加茂町観音寺付近に分布する同様な礫層（中川ほか，1983；河村，1993）、山城町の山地に分布する礫層もソノハ礫層と呼ぶ。

模式地 奈良市のソノハ・中ノ川地域。

分布 奈良市北東部のソノハ・中ノ川、石切峠南部、加茂町観音寺や木津町鹿背山、山城町の神童子周辺域に分布する。加茂町観音寺とソノハ・中ノ川との地下（近畿農政局計画部，1980，1983）にも分布する（第52図）。

層厚 ソノハ・中ノ川付近で70m以上、石切峠で60m以上、観音寺・鹿背山で30m、山城町で10-20mである。なお、木津町上梅谷付近（ソノハ・中ノ川と観音寺の間）のボーリング資料（近畿農政局計画部，1980，1983）によると、厚さ約90mのソノハ礫層の分布が示されているが、岩相からみれば50m程度と推定される（第52図）。

岩相 大福礫層に比べ全体としては湖東流紋岩の礫はやや少なくなり、相対的にチャートや花崗岩礫が増す。

〔中ノ川地域〕中ノ川付近では、大-巨礫から中-大礫サイズへと上方へ細粒化する厚さ1-5mの礫支持礫層（第47-c図）の累重からなり、厚さ1m前後の砂層を挟む。淘汰は悪く、基質は粗粒砂からなる。礫種は湖東流紋岩（大礫個数比40-50%）、チャート（10-15%）、砂岩や頁岩を原岩とする頰家変成岩類及び花崗岩類（15-20%）、石仏凝灰岩層（10-15%）からなる。チャート、流紋岩が円礫主体、ほかには亜円礫-亜角礫からなる。泥岩は一部巨礫サイズの角礫からなる。チャート以外はクサリ礫化を示す。最上部では厚さ2m以下のシルト層や砂層を伴うようになる。

〔石切峠地域〕大-中礫サイズ（巨礫サイズを含む）の礫支持礫層（第47-d図）からなり、淘汰の悪い細礫層、粗粒砂層を挟む。基底部付近では巨礫サイズのチャートの円礫も含まれる。基質は粗粒砂や亜角礫の細礫からなる。チャート主体で、ほかに湖東流紋岩、石仏凝灰岩層、砂岩、頁岩、泥岩（鬼ヶ辻

泥岩砂岩層？），花崗岩類からなる。円礫主体であるが，石仏凝灰岩層及び泥岩の角礫も含まれる。

【大野山】大野山西側の南北方向の谷には，チャート・砂岩の亜円礫が卓越する大-中礫主体に礫層が分布する。基盤は花崗岩からなることから，堆積時は北方から礫を供給する河川が発達していたと推定される。更にその南側に分布する礫層は，チャート，流紋岩，変成岩類，ホルンフェルスからなる。チャート，流紋岩は亜円礫から円礫主体であるが，特に花崗岩類・変成岩類は亜角礫のものが多い。まれに，シルトの角礫も含まれる。

【観音寺-鹿背山】礫支持礫層からなり，中-巨礫サイズのチャート円礫，大-巨礫サイズの花崗岩類及びホルンフェルスの亜角-角礫，湖東流紋岩の亜円礫からなる。

【山城町】山城町^{かぼた}綺田の東方の標高160-170mの稜線部に分布するソノハ礫層は，礫層からなる下部（厚さ4-5m）と，花崗岩質砂層-細礫層からシルト-細粒砂層（厚さ数10cm-1m）へ上方細粒化する上部（厚さ5m以上）からなる。礫層は礫支持で，基質は花崗岩質の粗粒砂からなる。大-巨礫サイズの亜円礫主体，主に湖東流紋岩，ホルンフェルス及び砂岩の礫からなり，ほかに花崗岩類，細粒砂岩，チャートの礫を含む（第47-e図）。

山城町平尾東方（標高105-115m）及び椿井東方（標高90-105m）の丘陵地頂部のソノハ礫層は，下位より大礫-巨礫主体の礫層（厚さ0-7m），シルト-極細粒砂層（厚さ1-2m），粗粒砂-細礫層（厚さ5-30cm）とシルト-極細粒砂層（5-30cm）の互層（厚さ5m以上で上限は不明）の累重からなる。基底部の礫層は礫支持主体で，基質は花崗岩質の粗粒砂からなる。厚さ1m以下の砂層を挟むこともある。主にチャート，ホルンフェルス及び湖東流紋岩の礫からなり，基底部以外は円礫-亜円礫主体である。

VIII. 鮮新統最上部-更新統下部（大阪層群）

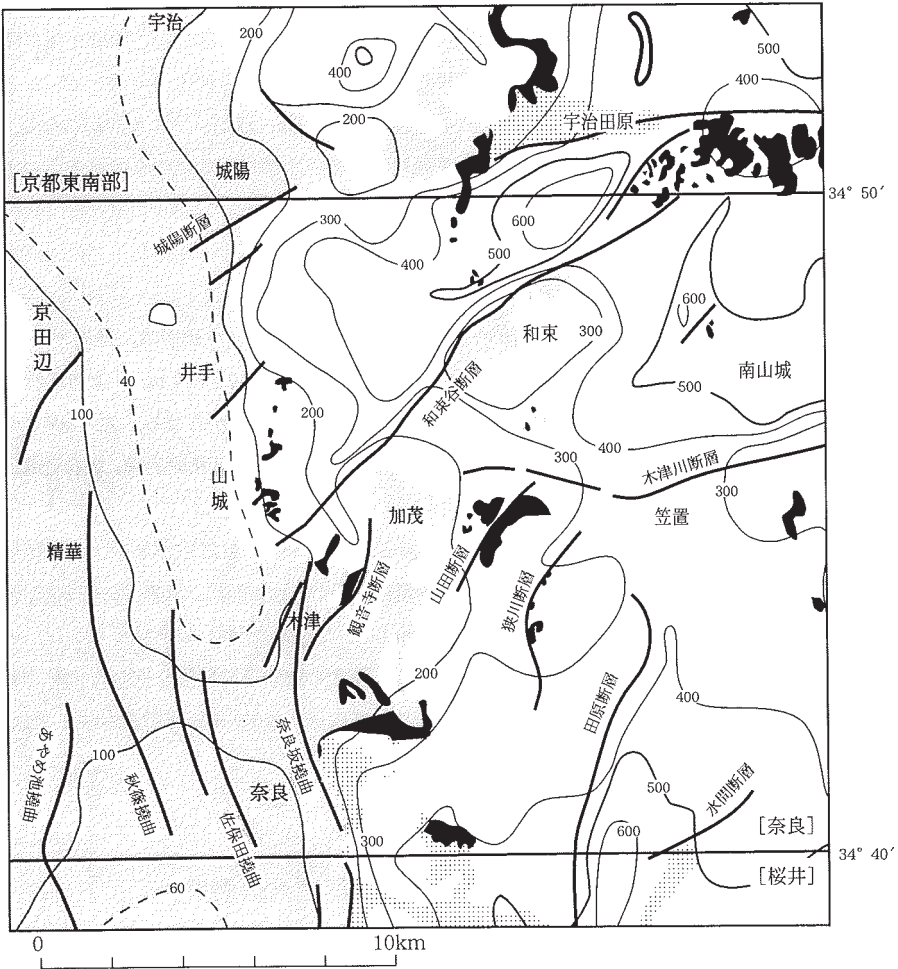
（宮地良典・尾崎正紀）






VIII. 1 研究史

本図幅地域内の大阪層群（鮮新統最上部-更新統下部）は，田辺・西の京・奈良丘陵（京田辺市・精華町・木津町・加茂町・奈良市），宇治・井手丘陵（城陽市・井手町・山城町）及び和東丘陵に分布する（第3・48図）。本図幅地域の大阪層群は一連の堆積物であるが，以下略記したように丘陵ごとに研究が行われ，異なる層序区分が試みられてきた。それらの主な層序区分を第49図に示す。以下の研究報告のほかにも，本図幅地域内の表層地質図として奈良県企画部開発調整課編（1984）と京都府農林部耕地課編（1983）が報告されている。

【田辺丘陵-西の京丘陵東部】京田辺市，精華町，奈良市北西部に分布する大阪層群を指す。中川（1967，1973），横山ほか（1975）によって層序の概要が示され，その後，横山ほか（1978），染川・吉川（1983），

135° 45'

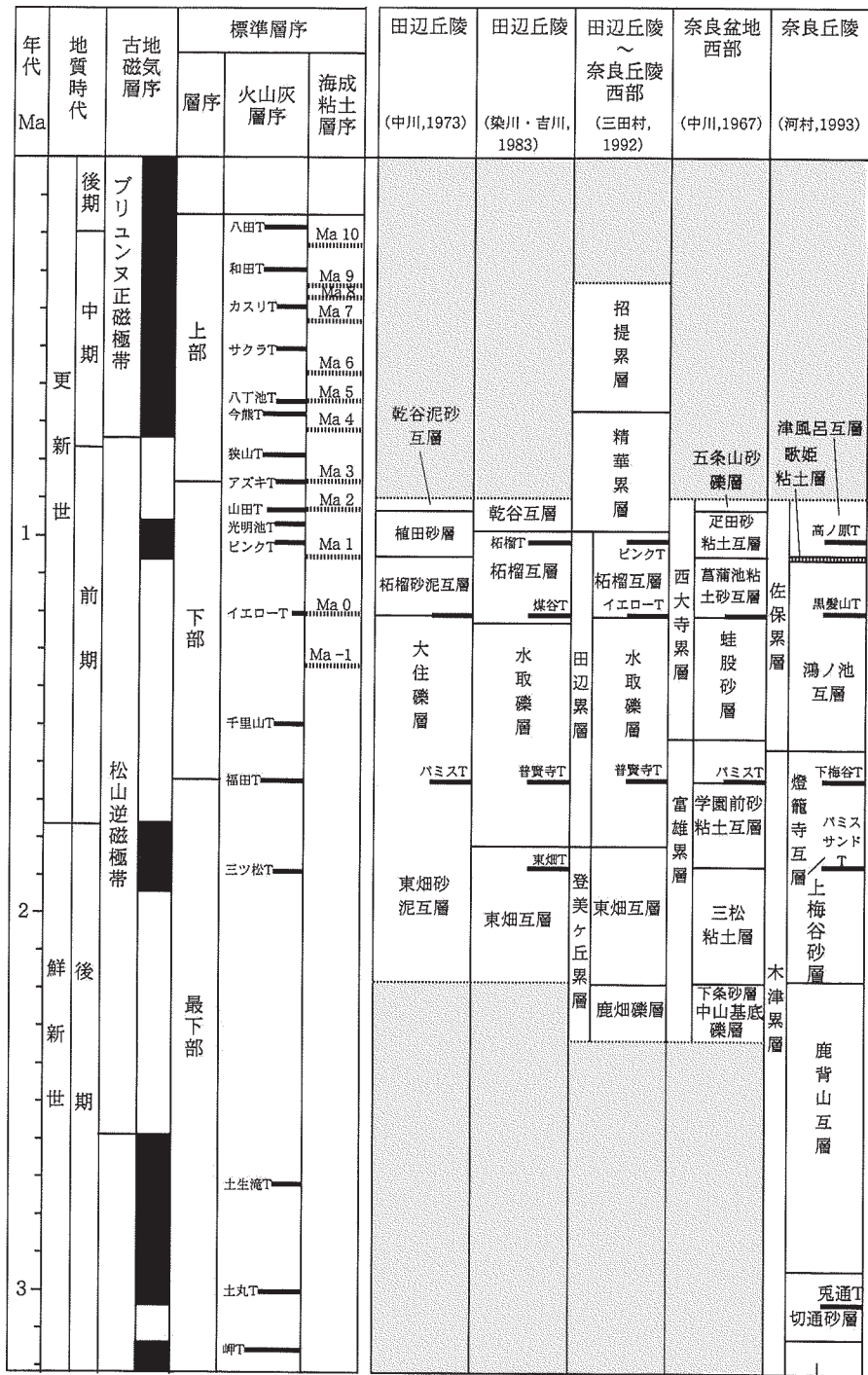


- | | | | |
|---|--|---|------------------------------|
|  | 大阪層群、古琵琶湖層群中・下部
(鮮新統最上部～更新統中部) |  | 中新統 (藤原層群・地獄谷累層
・三笠安山岩など) |
|  | 大福礫層、ソノハ礫層及び
古琵琶湖層群上野累層・伊賀累層
(鮮新統) |  | 先中新統 |
| | |  | 断層・撓曲 |

第48図 奈良図幅及び周辺地域における鮮新統最上部-更新統中部 (大阪層群) の分布
先中新統は省略。等高線は幅2km以下の谷を埋めて作成した埋谷面図 (数字は標高で単位はm) で、国土地理院発行20万分の1地形図「京都及び大阪」「和歌山」「名古屋」「伊勢」に基づき作成。[]内は、5万分の1図幅地域の名称を示す。

三田村 (1992) の火山灰層を鍵層とした詳細な層序・地質構造が明らかにされた。特に染川・吉川 (1983) は火山灰層について、三田村 (1992) は地質構造について詳細に述べている。

【奈良丘陵】奈良丘陵中央部から奈良市街地東縁部に分布する大阪層群については、糸魚川ほか (1953)、粉川 (1954b, 1955, 1956)、Ikebe and Shimakura (1968)、嶋倉ほか (1971) の先駆的な層序及び化



標準層序は市原編 (1993) の表24.1を簡略化

T: 火山灰層

観音寺礫層

第49図 田辺丘陵及び奈良丘陵に分布する大阪層群の層序区分の変遷

石に関する研究が行われている。その後、奈良丘陵東部を中心に、河村（1975）、近畿農政局計画部資源課（1976）、中川ほか（1983）、横山・中川（1984）、池田ほか（1986）、河村・中山（1989）、中山・河村（1993）、河村（1993, 1994）など、火山灰層序に基づいた詳細な層序・地質構造・化石の研究が行われてきた。

【宇治丘陵-井手丘陵】宇治市・城陽市・宇治田原町付近の宇治丘陵に分布する大阪層群のうち、奈良図幅地域にはその南端部が分布する。また、宇治丘陵南方の井手町・山城町の井手丘陵にも大阪層群が連続して分布する。これらの地域の大阪層群に関しては、中川・横山（1975）、横山ほか（1975）、橋本（1978 MS）、城陽礫層研究グループ（1992）の研究報告がある。なお、橋本（1978MS）の内容については三田村（1993）で紹介されている。

【和東地域】和東谷断層南東側沿いの丘陵地に分布する大阪層群に関しては、樽松（1957）と三田村（1993）の研究報告がある。樽松（1957）は“古期更新層”として和東谷断層との関係を、三田村（1993）は層序と地質構造を明らかにしている。

VIII. 2 層 序

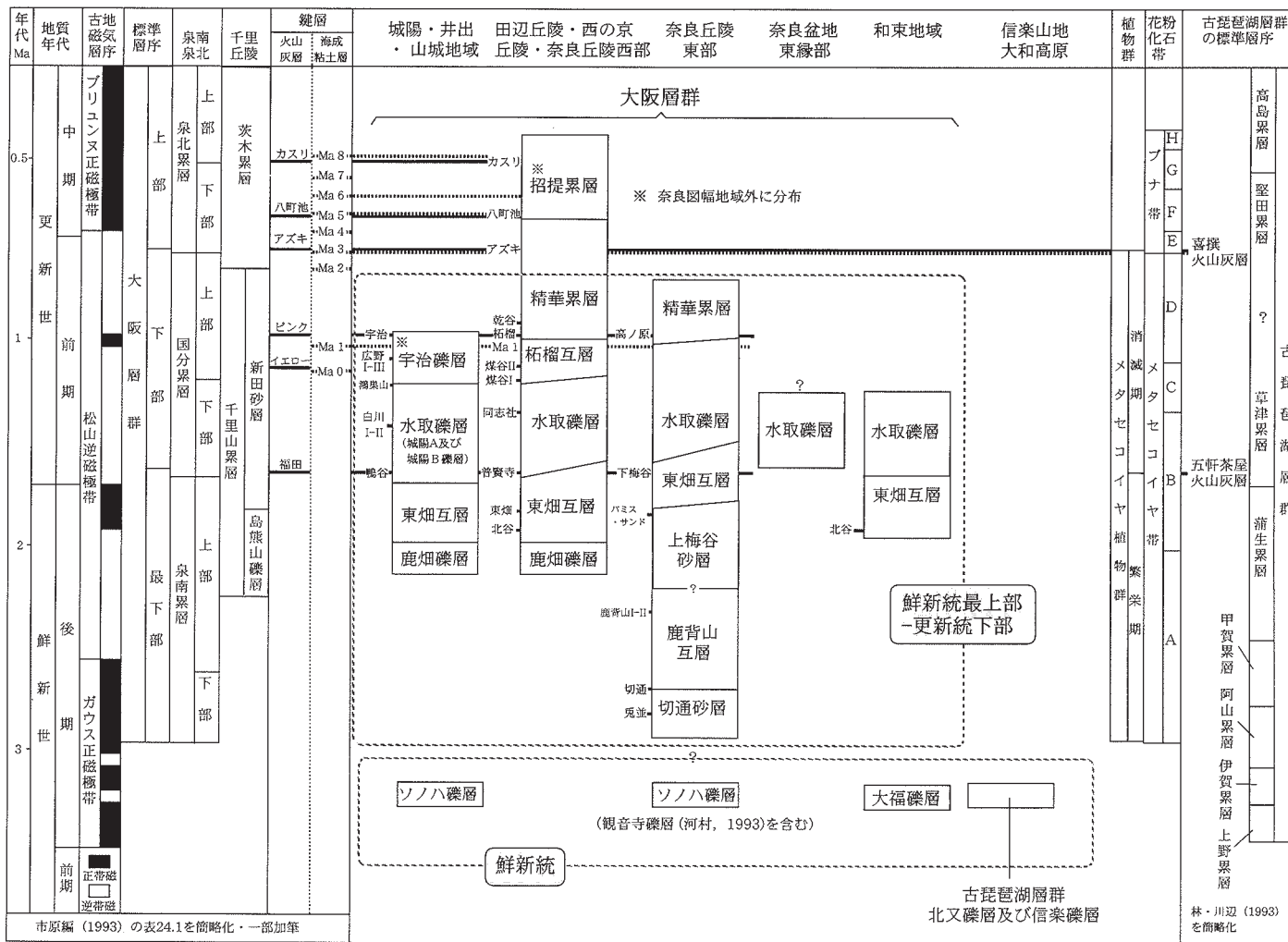
層序区分 上述のように本図幅地域の大阪層群は地域ごとに研究が行われていたため、著者や丘陵ごとに層序区分が異なる。また、岩相区分の境界を火山灰層や海成粘土層の境界に一致させたものが多い。

鍵層に一致させた層序区分をそのまま利用すると、地質図幅のように比較的広い範囲の地質図では岩相変化をうまく表現できない。そこで本報告では、奈良図幅地域の大阪層群全体を一連の堆積物として扱うとともに、岩相区分と鍵層の組み合わせで地質図を表現した。すなわち、岩相区分に関しては、染川・吉川（1983）、三田村（1992）、河村（1993）による層序区分を一部再定義し組み合わせ、下位より登美ヶ丘累層（切通砂層、鹿背山互層、上梅谷砂層、鹿畑礫層、東畑互層）、田辺累層（水取礫層、柘榴互層）及び精華累層に区分した（第50図）。鍵層は、広域的に認められる福田火山灰層、第1海成粘土層（Ma1層）、ピンク火山灰層のみを示した。これら鍵層と岩相層序区分の境界とが結果的に一致する地域もある。

なお、上記の鍵層は後述のように地域ごとに異なる名称が与えられているが、本報告では標準的な名称に統一して使用する。

大阪層群の標準層序 大阪層群は火山灰鍵層、古地磁気層序、海成粘土層、フィツジョン・トラック年代、花粉化石、植物葉化石、珪藻化石、哺乳類化石など、数多くの手法によって層序学的な研究が行われ、それらの成果は市原・亀井（1970）、市原編（1993）などにまとめられている。そして、大阪層群の標準層序は、最下部、下部及び上部に区分されている（市原, 1960；市原・亀井, 1970；市原ほか, 1988；市原, 1993など）（第49・50図）。

最下部はメタセコイア植物群繁栄期を示す植物化石を含む河成・湖成堆積物からなる。下部はメタセコイア植物群消滅期の河川・湖沼成の堆積物で一部海成粘土層を挟む。上部はメタセコイア植物群が全く認められない河成・湖成堆積物と海成粘土層の互層で特徴づけられる。最下部と下部及び下部と上部の境界は、それぞれ福田火山灰層を挟むシルト層の上限とアズキ火山灰層下限に置かれ、それらの層準はそれぞれ鮮新世と更新世及び更新世前期と更新世中期の境界付近に位置づけられる。



第50図 奈良岡幅地域に分布する大阪層群の層序区分

本図幅地域の大坂層群は、上記の標準層序からみると、最下部から下部に対比される（第50図）。

なお、近接する大阪東南部地域の地質図幅（宮地ほか、1998）では、松浦ほか（1997）の大阪湾周辺地域の地質図編纂において行われた大阪層群の層序区分（下位より、下部層・中部層・上部層）を用いているが、これは上記の最下部、下部、上部に一致する。

VIII. 3 登美ヶ丘累層

登美ヶ丘累層は、三田村（1992）によって田辺丘陵の鹿畑礫層と東畑互層を合わせた累層として定義されたものである。しかし、本報告では奈良丘陵東部に分布する切通砂層・鹿背山互層・上梅谷砂礫層（河村、1993）を登美ヶ丘累層の下部に位置づけた。すなわち登美ヶ丘累層は、下位より切通砂層・鹿背山互層・上梅谷砂礫層、鹿畑礫層、東畑互層からなる。鹿畑礫層と上梅谷砂礫層は同時異相と考えられる。

VIII. 3. 1 ^{きりどし}切通砂層 (O₁)

地層名 河村（1975, 1993）。

模式地 木津町鹿背山東方の切通（なお、切通の地名は国土地理院発行の5万分の1及び2万5千分の1地形図には掲載されていない）。

分布 木津町鹿背山東方、加茂町兎並・北に分布する（第51図）。

層厚 約25m。

層序関係 上記地域では領家変成岩類や花崗岩類を不整合で覆い、ソノハ礫層（河村（1993）の観音寺礫層）を覆う。観音寺断層の東側のボーリング柱状図から推定すると、切通砂層の下位に更に層厚約30mの粘土及びシルトを主体とする地層が分布する（第52図）。

岩相 花崗岩質の粗粒・極粗粒砂層からなり、細礫や中礫（主に径3cm以下）を多く含む。シルトや褐炭の薄層（主に層厚1m以下）を挟むこともある。礫は主に花崗岩起源の角礫-亜角礫からなり、白色凝灰岩、シルト、チャートの角-亜角礫も含まれる。砂礫層には平行層理や斜交層理が発達することもある。本部層下部には兎並火山灰層（河村・中山、1989；河村、1993）が挟まれている。

VIII. 3. 2 ^{かきやま}鹿背山互層 (O₂)

地層名 河村（1993）。河村（1993）は切通火山灰層から鹿背山Ⅱ火山灰層の層準までを鹿背山互層としているが、本報告ではこれら2つの火山灰層の層準付近に挟まれた下記のような互層卓越層を指す。

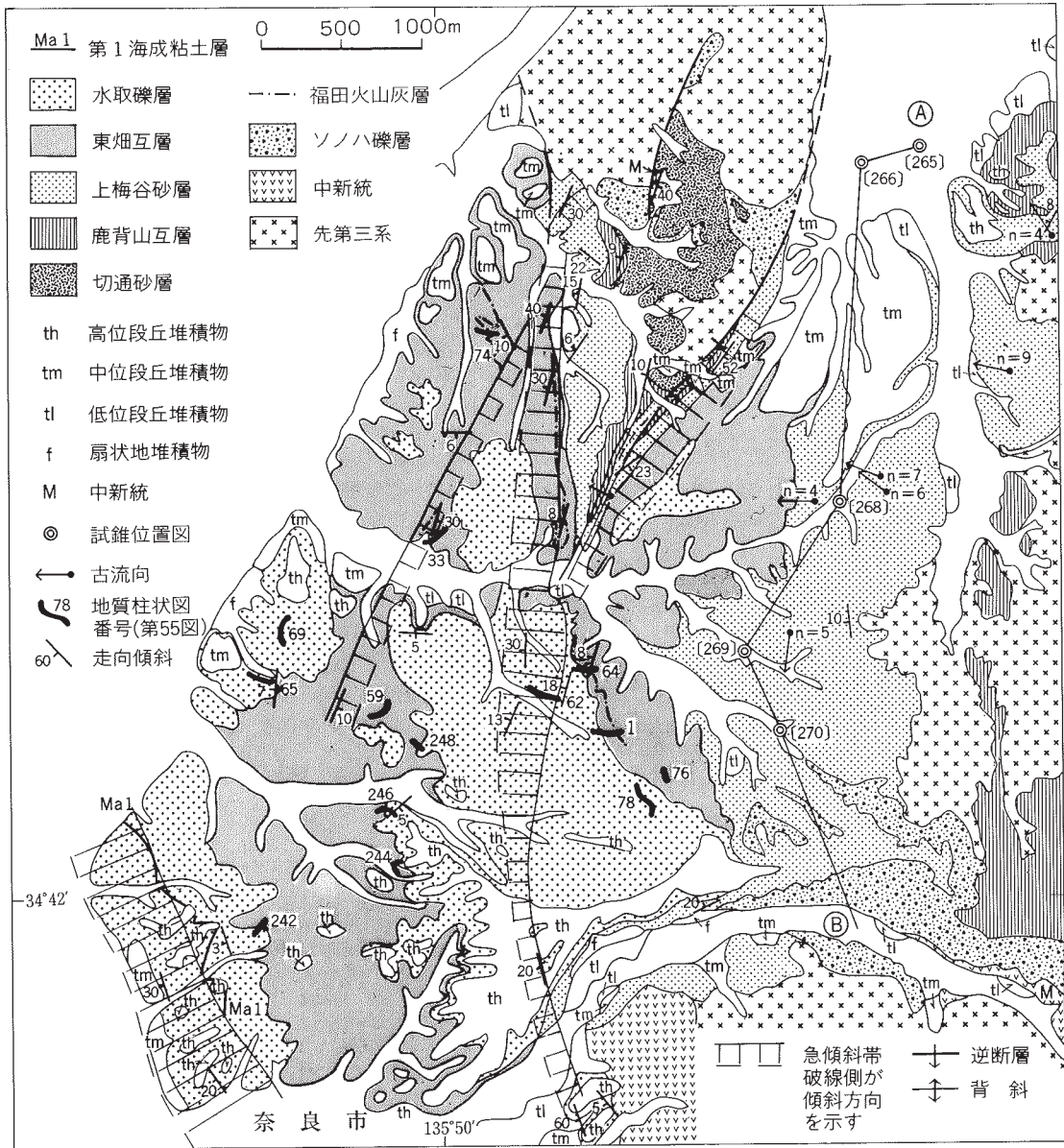
模式地 木津町鹿背山付近。

分布 鹿背山付近、加茂町の里・南加茂台・北などに分布する。

層厚 10-35m。

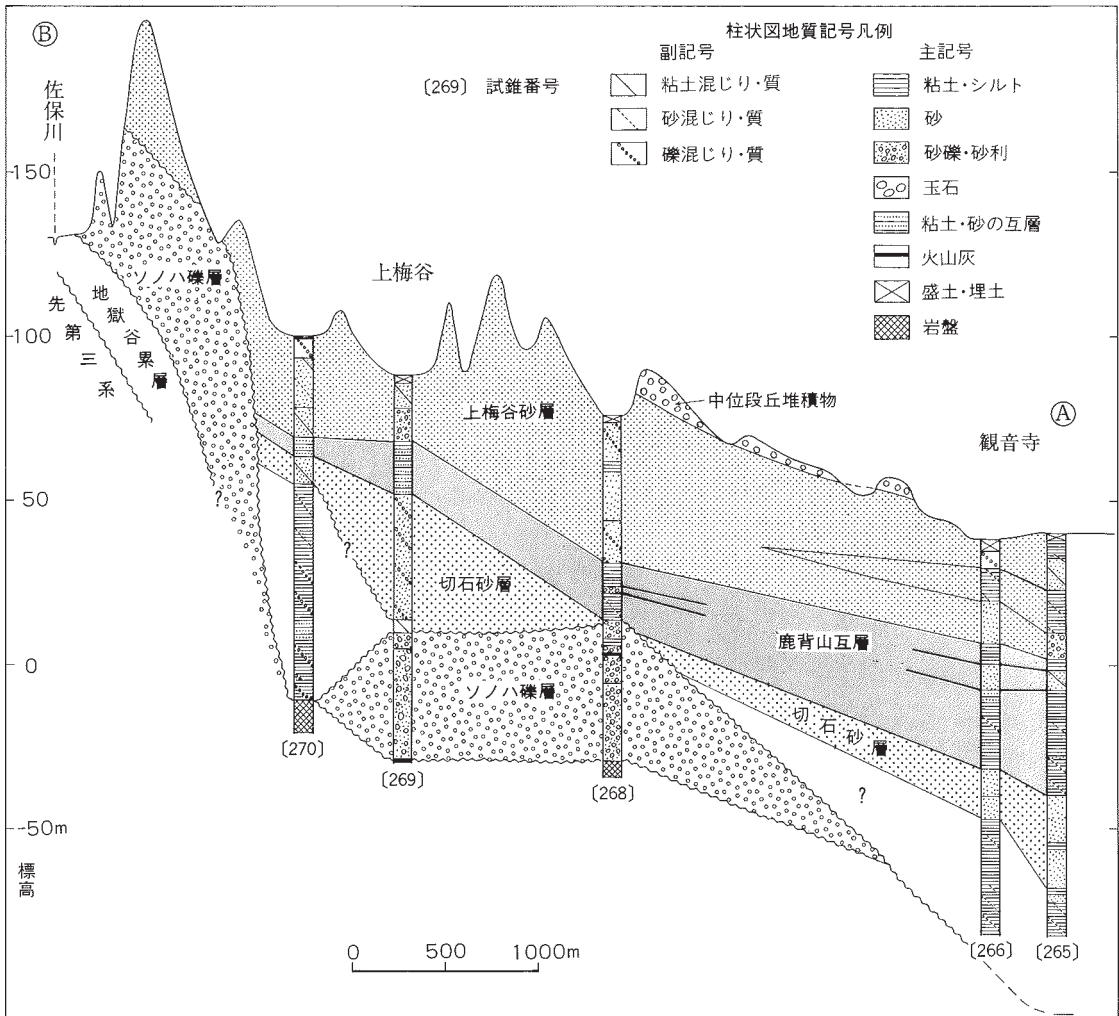
層序関係 下位の切通砂層とは漸移関係。

岩相 鹿背山付近では、礫混じりの砂層（層厚0.5-3m）、シルト-粘土層（0.5-2.5m）の互層からなる。中-細礫を多く含む砂層は級化で特徴づけられる。シルト-粘土層は細粒砂層や褐炭層を伴う。里・



第51図 奈良丘陵東部の地質図

古流向(上梅谷砂層)はプランナー型斜交層理から求めた. n: 測定数



第52図 木津町東部及び加茂町西部付近の地質断面図

試錐サンプルは近畿農政局計画部（1980・1983）による。試錐の位置は第51図に示す。層序区分も一部解釈も異なるため、本報告の対比と清水・川崎（1976）及び近畿農政局計画部（1980・1983）の元々の対比（第91図）とは異なるので注意。なお、試錐270近畿農政局計画部（1980・1983）は清水・川崎（1976）のW4に一致するが、清水・川崎（1976）による柱状図の岩相（第91図）と、近畿農政局計画部（1980・1983）のそれ（本図）とは大きく異なる。本図では近畿農政局計画部（1980・1983）の柱状図の岩相に従い解釈した。

南加茂台では特に細粒堆積物が卓越し、シルト-粘土層主体（厚さ10m以上に達することもある）の地層からなる。本部層の基底部付近に切通火山灰層が、上限付近に鹿背山Ⅰと鹿背山Ⅱ火山灰層が挟まれる（河村，1993）。

VIII. 3. 3 ^{かみうめたに}上梅谷砂層 (O₃)

地層名 河村（1993）の上梅谷砂層と灯籠寺互層の下部を合わせた砂礫層及び砂層を上梅谷砂層とし

て再定義する。横山・中川（1984）の上梅谷砂層の一部に相当する。福田火山灰層（下梅谷火山灰層）の下位10-20mの層準付近の砂層卓越層までを指す。

模式地 木津町上梅谷。

分布 木津町上梅谷・鹿背山，加茂町南加茂台・西小，奈良市川上町に分布する。

層厚 15-70m。

層序関係 下位の鹿背山互層を広く覆う（第52図）。

岩相 下部は砂層の卓越する砂礫層，上部は淘汰のよい砂層からなる。全体に斜交層理が発達し，特に3cm以下の礫を含む砂層にはセットの厚さ3-45cm，傾斜15-40°のプラナー型斜交層理が特徴的に認められ（第53-a図），西への古流向を示す（第51図）。川上町の本部層下部は中礫層が卓越して，チャート，凝灰岩（石仏凝灰岩層起源）の礫を多く含む。

本部層上部には，バミス・サンド火山灰層（河村，1993；中山・河村，1993）が堆積構造に沿うよう



第53図 上梅谷砂層に発達する斜交層理とバミス・サンド火山灰層の露頭写真

a：プラナー型斜交層理。（加茂町南加茂台南東部）

b：斜交層理に沿って挟まれるバミス・サンド火山灰層。（上梅谷北東800m付近）



に挟在する（第53-b図）。挟在する層準から見る限り、いくつかの火山灰層が混在していると考えられる。

VIII. 3. 4 鹿畑礫層 (O₄)

地層名 三田村（1992）。

模式地 生駒市鹿畑周辺（大阪東北部図幅地域内）。

分布 精華町打田、生駒市鹿畑（以上、大阪東北部図幅地域内）、京田辺市薪、井手町井手・山城町綺田付近に分布する。

層厚 京田辺市、精華町及び生駒市で0-20m。井手町、山城町で厚さ15m以上。

層序関係 田辺丘陵地域では基盤の凹地を埋積する基底礫岩で、奈良丘陵東部の上梅谷砂層とは同時異相。

岩相 【生駒市鹿畑・京田辺市薪】 模式地の生駒市鹿畑では花崗岩や溶結凝灰岩の亜円礫及びチャート、ホルンフェルスの亜角礫の中礫からなる。京田辺市薪ではチャートの円礫を主とする中礫からなり、まれに領家変成岩類の亜角礫を含む。水取西方の甘南備山（大阪東北部図幅地域内）への登山道沿いでは中礫から極粗粒砂への級化構造を示す厚さ3-5mの礫層の累重からなる。また、登山道沿いにプラナー型斜交層理が見られ、西への古流向を示す（第54図）。

【井手町井手・山城町綺田】 標高70-100mの丘陵地に分布し、亜角礫主体の不淘汰な礫支持中-大礫層からなる。礫層は上位へ細粒化し、細-中礫層と砂層の互層へと変化し、厚さ2-3mの細粒砂-シルト層が挟まれることもある。礫層基底部には花崗岩類の大礫サイズの角礫が認められる。

VIII. 3. 5 東畑互層 (O₅)

地層名 染川・吉川（1983）。奈良丘陵では河村（1993）の灯籠寺互層上部に、和東地域では三田村（1993）の下部層に相当する。城陽市では中川・横山（1975）の明星ヶ原砂層及び橋本（1978MS）が井手町多賀付近に分布するとして青谷礫層に一致する。ただし、この付近の青谷礫層は模式地の青谷礫層で特徴的に認められる角礫層は分布しない。

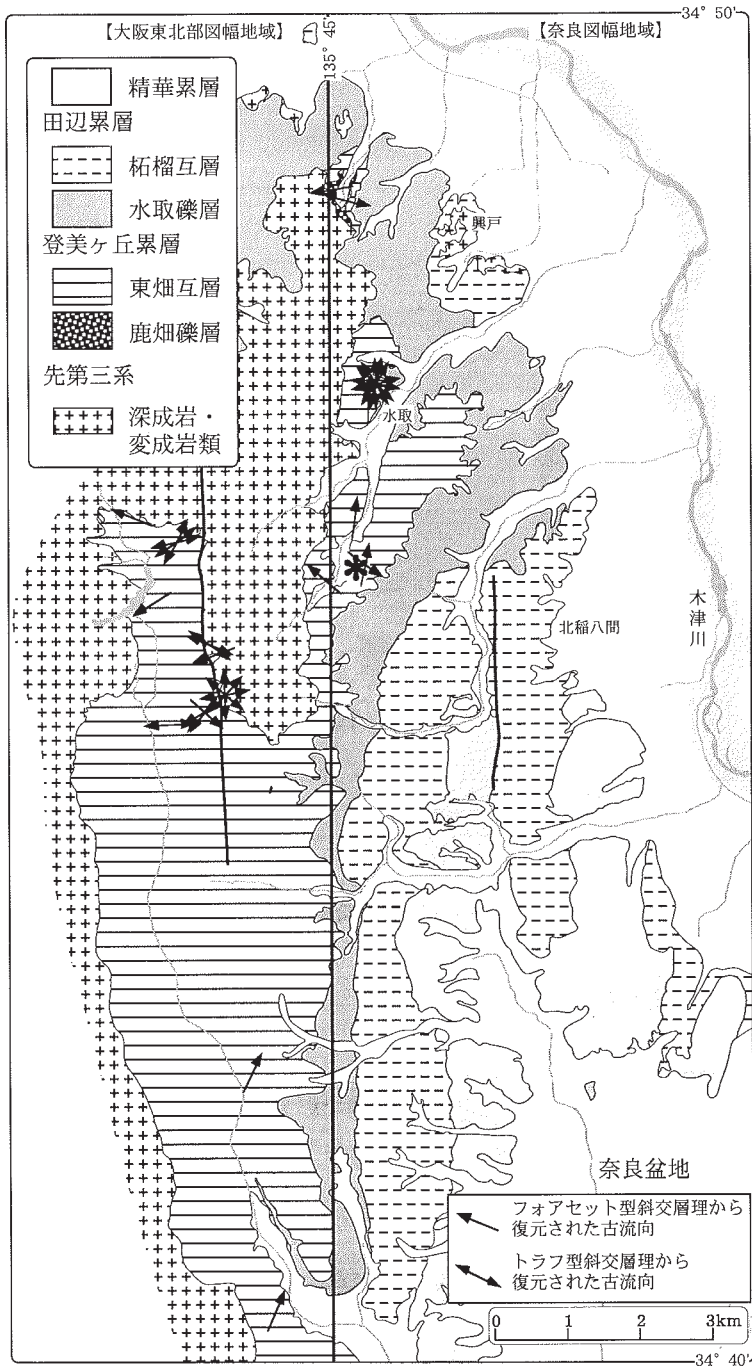
模式地 精華町東畑。

分布 新田辺市普賢寺、精華町東畑、奈良市奈良阪町西方、木津町下梅谷・木津・梅見台・国見台、井手町多賀・井手、山城町綺田、和東町別所・白栖南部に分布する。

層厚 田辺丘陵西縁の地表部では約30m以上で、東方に向かって厚くなる。井手町多賀付近で30-40m。和東地域で40m以下。

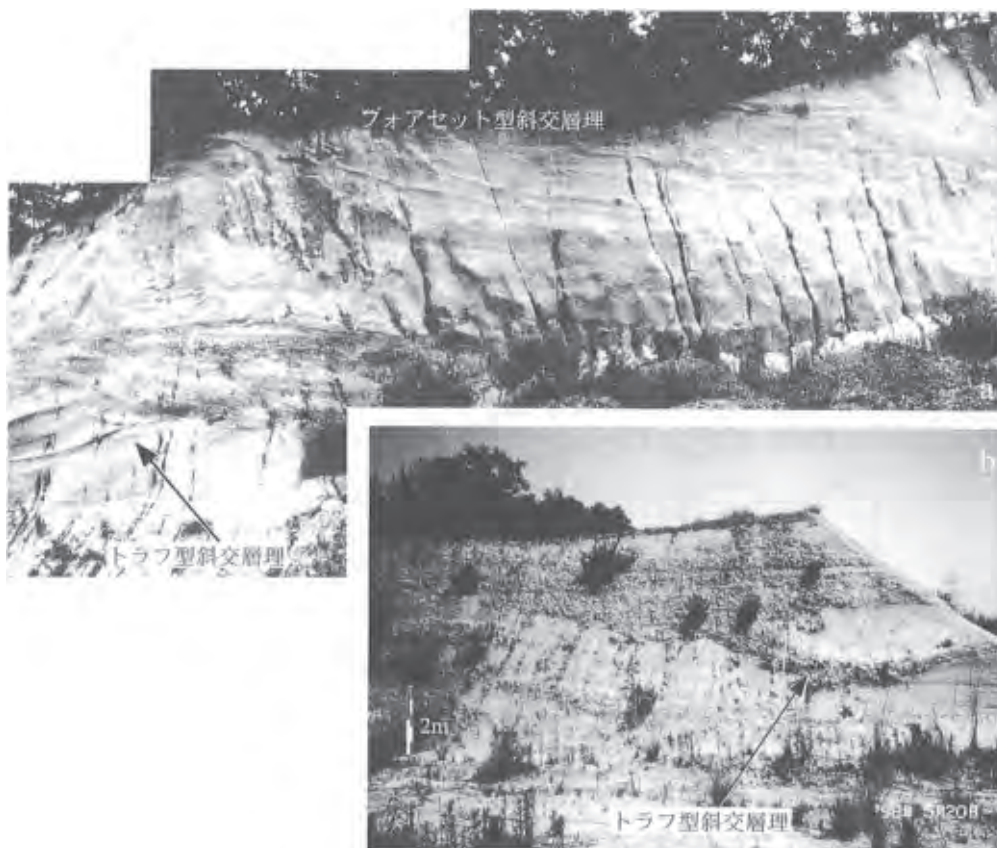
層序関係 京田辺市・井手町南部では鹿畑礫層を覆い、井手町北部・和東町では直接基盤に接する。

岩相 【普賢寺、東畑などの田辺丘陵】 主に砂層とシルト層の互層（層厚4m以下）からなり、砂礫層を（6m以下）挟む。互層は層さ20-80cmの中-粗粒砂層とシルト層の累重からなり、しばしば炭質物を含む。砂礫層は極粗粒砂層と中礫主体で、斜交層理がよく発達する（第55図）。斜交層理はトラフ型斜交層理を主とし、プラナー型斜交層理も認められる（第54図）。水取から奈良市富雄にかけて本部層の中間には連続性のよい灰緑色シルト層（層厚2-4m）が挟まれる（第56-a図の柱状スケッチの中部のシル



第54図 田辺丘陵に分布する登美ヶ丘累層の古流系

北部では北東から、水取以南では南からの古流系が卓越する。プラナー型斜交層理は、1層準から50以上のフォアセット面を測定しその平均方向を、トラフ型斜交層理はトラフの壁面の走向方向を示した。古流向は地層の走向・傾斜による1次補正のみを行った。*は第56-a図の柱状スケッチの位置を示す。



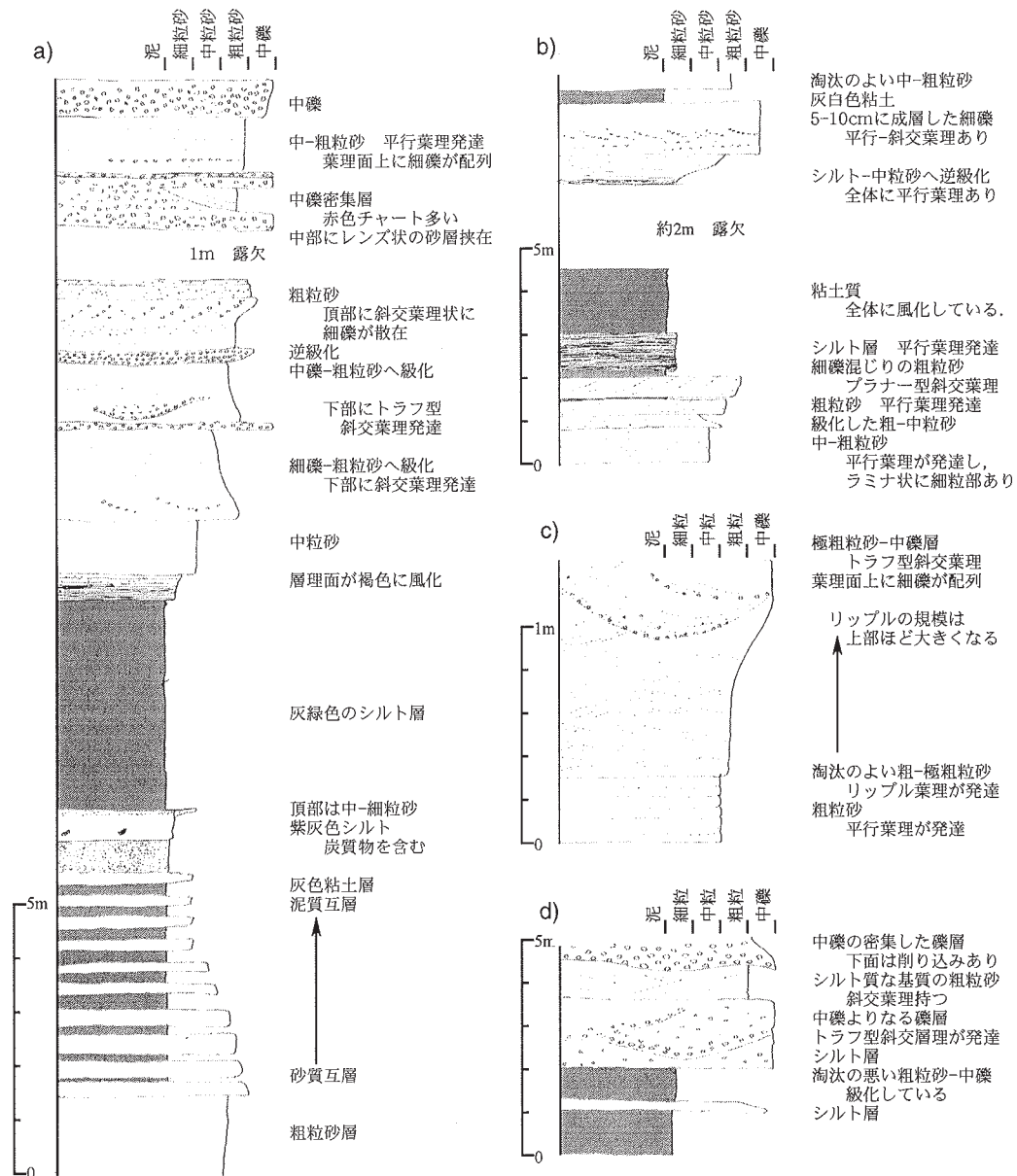
第55図 東畑互層の模式的な露頭写真
 a: 下部はトラフ型, 上部はプラナー型斜交層理が発達する。(京田辺市田辺)
 b: トラフ埋積型の礫層。(京田辺市多々羅)

ト層)。

第56-a図は京田辺市水取で得られた柱状スケッチである。砂泥互層は上方に細粒化し、その上位に緑灰色のシルト層が累重する。更にその上位には逆級化した砂層やトラフ型斜交層理が発達する礫層が累重する。本層の古流系はばらつきが多いが、田辺丘陵北部では北東からの古流系が卓越し、水取以南では南からの古流系が卓越する。また、本図幅地域西方の富雄川流域では東からの古流系が卓越する(第54図)。

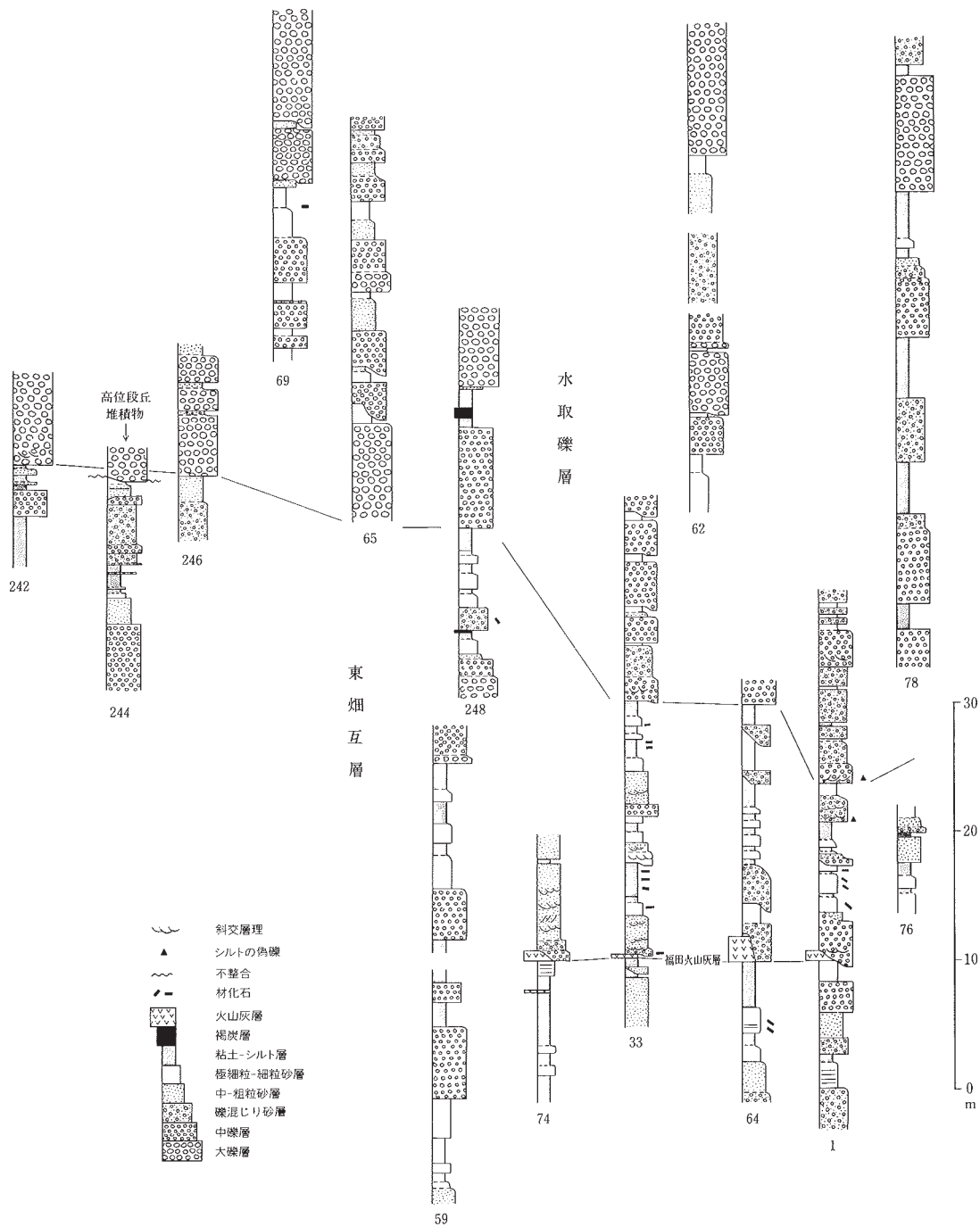
本部層下部には北谷火山灰層と東畑火山灰層が、本図幅地域西方の東畑互層上部には福田火山灰層が挟在する。

【木津町木津・下梅谷・国見台-奈良市奈良阪町西方】シルト層(層厚6m以下)、砂層(層厚3m以下)及び礫層(層厚5m以下)の累重からなる(第57図)。シルト層と砂層は平行層理がよく発達し、材化石が多産する。礫層はチャネル状にシルト層及び砂層に挟まれる。礫はチャートの中礫が個数比95%以上を占め、他に凝灰岩、花崗岩類を含む。礫層にはプラナー型斜交層理が顕著で、トラフ型斜交層理は



第56図 田辺丘陵に分布する田辺累層と精華累層の柱状スケッチ

- a: 東畑互層の柱状スケッチ。(京田辺市水取; 第54図の*)
 b: 柘榴互層の柱状スケッチ。平行葉理や斜交葉理の発達した砂層と平行葉理の発達したシルト層よりなる。逆級化した砂層も見られる。(精華町柘榴; 第59図の*1)
 c: 柘榴互層中に見られる逆級化構造。下部は平行葉理を持つ砂層から、リップル葉理、そしてトラフ型斜交葉理へと上方へ粗粒化し、水流のエネルギーも増大していることを示す。(精華町山田; 第59図の*2)
 d: 精華累層に見られるシルト-泥層が挟まれるトラフ型斜交層理や級化構造を持つ礫層。(奈良市中山町; 第60図の*)



第57図 奈良丘陵東部に分布する東畑互層と水取礫層の境界付近の地質柱状図
 地質柱状図の位置は第51図に示す。

まれである。木津・下梅谷・梅見台の本部層上部には福田火山灰層が挟まれる。また、中山・河村（1993）と河村（1993）の火山灰層区分に従うと、奈良阪西方では黒髪山 I-IV 火山灰層、木津では井関川 I・II・III 火山灰層が上部に挟まれる。

【井手町多賀・上井手】トラフ型斜交層理がよく発達する中-細礫を含む砂層（厚さ1.5-5m）、シルト-粘土と細-中粒砂層の互層（層厚2-4m）、褐炭層を伴い材化石が散在するシルト-粘土層（厚さ0.5-3m）の累重からなる。なお、京都府農林部耕地課編（1983）で山城町神童子付近に分布するとされた大阪層群は、本報告では前章の鮮新統に位置づけた。

【和東地域】主にシルト-極細粒砂（厚さ数10cm-数m）の累重からなり、一部砂層や褐炭層の薄層を挟む。上部には厚さ40-80cmの火山灰層があり、下位より白色細粒火山灰（10-12cm）、平行葉理の発達する白色極細粒火山灰（80cm以上）からなる。火山ガラスは多孔質型主体で、重鉱物はわずかであるが角閃石、黒雲母を含み、火山ガラスの屈折率は1.502-0.504である（火山ガラスの屈折率は東京都フィッシュン・トラックに依頼した。以下の記載した火山ガラスの屈折率も同様）。後述のように上位の水取礫層下部の花粉化石はメタセコイア帯のB帯に対比されることから判断すると、田辺丘陵の北谷火山灰層（染川・吉川、1983）に対比される可能性がある。

VIII. 4 田辺累層

田辺累層は東畑火山灰層の挟まれるシルト層の上限からピンク火山灰層の上限までの地層として定義されたものである（三田村、1992）。しかし、田辺丘陵以外の調査結果も考慮し、本報告では田辺累層を、福田火山灰層が挟まれる層準付近の礫層が卓越する地層からピンク火山灰層の挟まれる層準付近の砂泥互層卓越層（田辺丘陵）あるいはやや礫層の卓越する礫層と砂-シルト層の互層（田辺丘陵以外）までとして再定義する。本累層は田辺丘陵においては水取礫層と柘榴互層に区分されるが、奈良丘陵中・東部では水取礫層のみとなる。また、京都東南部図幅地域の宇治丘陵に分布する宇治礫層（橋本、1978MS）も層準的には田辺累層上部に位置づけられ、田辺丘陵の柘榴互層と同時異相の関係にある。田辺累層の模式地は東畑の煤谷川の谷沿いで、層厚は180m以上と推定されている（三田村、1992）。

VIII. 4. 1 ^{みずとり}水取礫層 (O₆)

地層名 染川・吉川（1983）命名。東畑互層と水取礫層の境界は、田辺丘陵から西の京丘陵では福田火山灰層付近、奈良丘陵では福田火山灰層より15-40m上位の層準（第57図）とした。また、水取礫層の上限は奈良丘陵中・西部ではピンク火山灰層の下限付近とした。奈良丘陵では河村（1993）の鴻ノ池互層の大部分、城陽市南部では中川・横山（1975）の明星ヶ原砂層・城陽礫層 I・長谷粘土層・城陽礫層 II 及び橋本（1978MS）の城陽A礫層及び城陽B礫層に、和東地域では三田村（1993）の上部層に相当する。

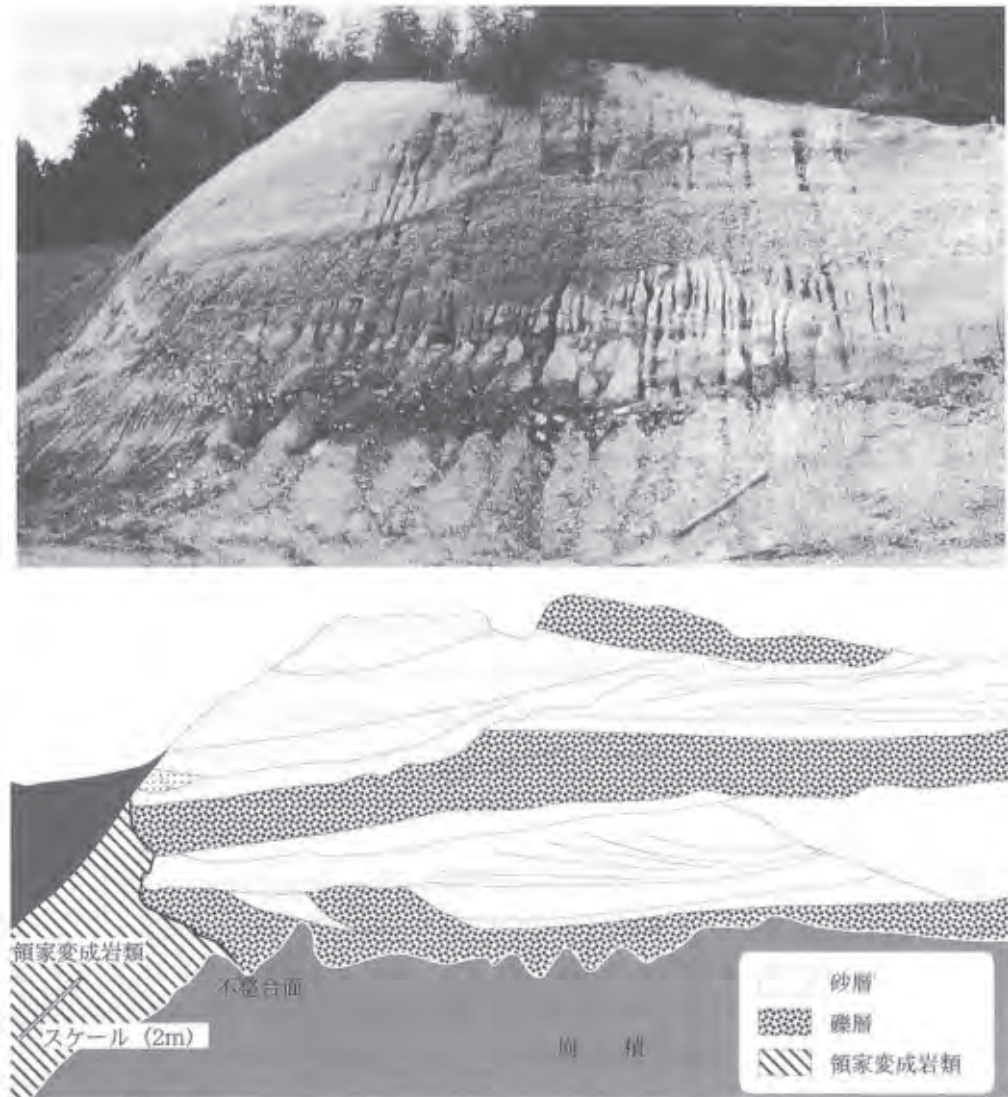
模式地 精華町東畑口南方の砂採取場付近と定義されているが、現在露頭はほとんどない。

分布 京田辺市大住から宮津、精華町東畑、奈良市登美ヶ丘・千代ヶ丘にかけての地域、木津町下梅谷・梅見台、奈良市奈良阪町・雑司町・毫寺町にかけての地域、木津町市坂から奈良市法蓮町にかけて

の地域，城陽市南部の市辺や飯盛山の東方，和東町の石寺・白栖・原山・木屋峠北部付近に分布する。

層厚 京田辺市宮津周辺で最大約85m．精華町東畑周辺では約20m．奈良市街地東部では50-80m．城陽市南部・井手町北部で150m以上．城陽市飯盛山東方で15-30m．和東地域で70m以上．

層序関係 水取礫層は東畑互層の上位に載るが，京田辺市興戸の同志社大学の北の露頭では領家変成岩類にアバットする（第58図）．和東丘陵では東畑互層を広く覆う．



第58図 水取礫層のアバット不整合面

アバット面はN40° E53° N．基盤岩は泥岩起源の変成岩である．ここではチャート起源の変成岩の角-歪角礫の中礫よりなり，約50m側方ではチャートの円礫をレンズ状に含む砂層と指交関係にある．（京田辺市興戸の同志社大学北の道沿い）

岩相 [京田辺市・精華町・奈良市北西部] 中礫からなる礫層よりなり、粗粒砂からなる砂層を挟在する。礫は主にチャートの円礫を多く含む。京田辺市興戸では領家変成岩類を直接覆い変成岩類の角礫を多く含む。この礫層はトラフ型斜交層理が卓越し、まれにプラナー型斜交層理も見られる。京田辺市薪周辺ではトラフ型斜交層理を持つ粗粒砂-礫層を主とする。あやめ池付近ではプラナー型斜交層理葉理の発達する砂層が卓越し、泥層や礫層を挟在する。京田辺市ではトラフ型斜交層理から復元される古流系は東西性を示し、京田辺市菱田では東からの古流向が測定される(第59図)。基底部付近に福田(普賢寺)火山灰層、上部に同志社火山灰層が挟まれる。なお、本地域の東畑互層と水取礫層との境界は、北部では福田火山灰層に一致させ、南部では礫層が挟まれるようになる層準とした。

[木津町梅見台周辺など] 主に中-大礫主体(巨礫を含むこともある)の礫層(層厚10m以下)の累重からなり、シルト-粘土層(層厚0.1-5m)、砂層(層厚8m以下)を挟む(第57図)。礫層は礫支持で基質は花崗岩質の粗粒砂からなる。礫層全体にトラフ型斜交層理がよく発達する。礫はチャートの円礫(中礫個数比で85-95%)を主体とし、湖東流紋岩、石仏凝灰岩層、花崗岩類、領家変成岩類、安山岩の円礫(主に中礫以下)をわずかに含む。シルト-粘土層は褐炭層(厚さ0.5m以下)を伴うことが多く、材化石が多産することもある。

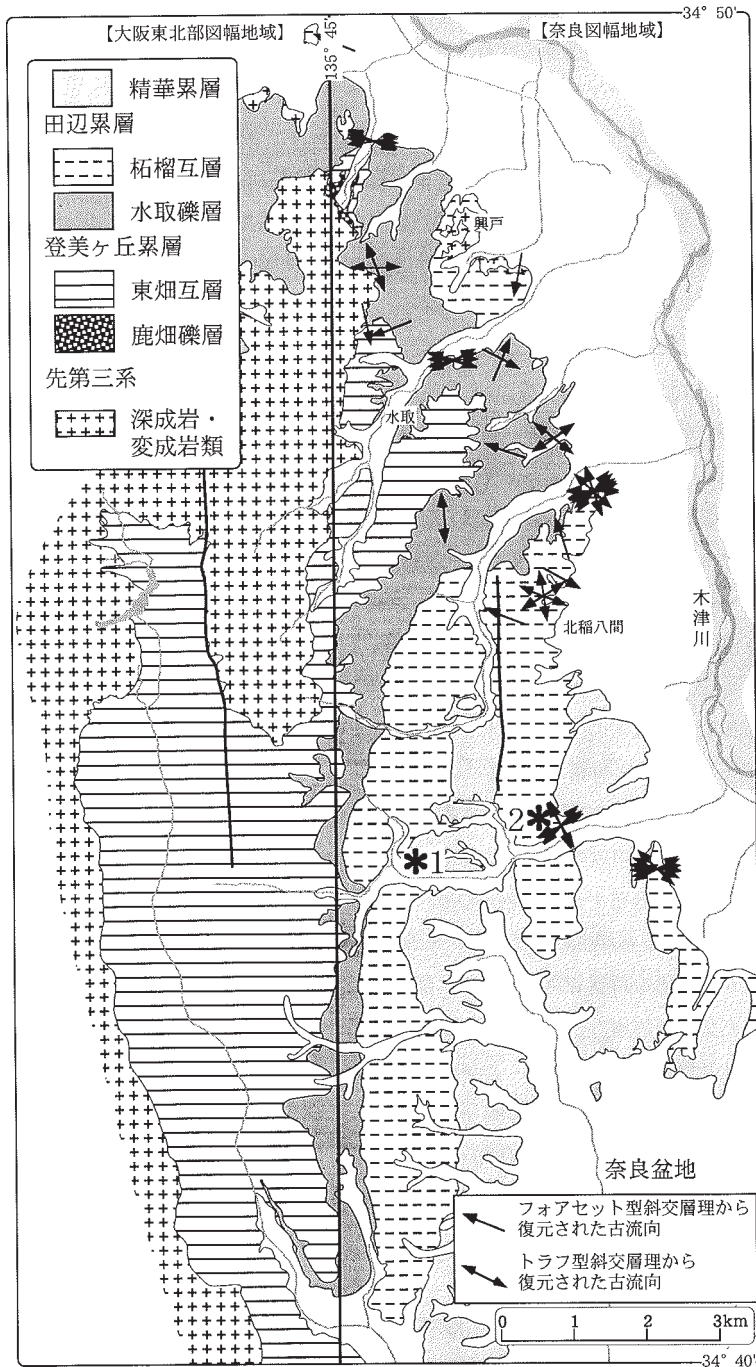
[奈良市法蓮町・佐保台付近] 主に中-大礫の礫層(層厚9m以下)からなり、細粒-中粒砂層(層厚6m以下)やシルト-粘土層(層厚4m以下)を挟む。礫層は礫支持主体で、基質は花崗岩質の粗粒砂からなる。礫は主にチャートの円礫(中礫の個数比で85-95%)からなり、ほかに石仏凝灰岩層、花崗岩類、領家変成岩類、安山岩、流紋岩の主に中礫サイズ以下の円礫をわずかに含む。また、シルト・粘土の角礫(中礫サイズ以下)の密集層が認められることがある。シルト-粘土層には褐炭層(厚さ0.5m以下)が伴うことがあり、材化石も不規則に散在して産する。最上部に第1海成粘土層が挟まれる。

[奈良市街地東縁部] 佐保川以南の奈良盆地東縁、正倉院の東の丘陵沿いから白毫寺町に至る山地と盆地の境界付近や高畑町に分布する。山地との境界付近では三笠安山岩に直接載る範囲では傾斜は10-15°WSW程度であるが、奈良坂撓曲沿いでは60-90°Wと急傾斜する。中-大礫サイズの円礫層で、砂層をよく挟む。まれにシルト層の薄層も認められる。礫は主にチャート(中礫個数比95%前後)からなり、一部湖東流紋岩、石仏凝灰岩層、三笠安山岩、領家変成岩の細-中礫サイズの亜角礫-円礫を含む。チャート以外の礫もクサリ礫化は認められない。メタセコイヤ植物群の産出(三木, 1948)から、坂本(1955)は本地域の大坂層群を標準層序の大坂層群下部に対比している。

[城陽市南部-井手町多賀] 下部(層厚約20m)は淘汰のよい中粒砂層と細礫混じりの粗粒砂層との互層で、上部(層厚約50m)は組礫混じりの粗粒砂層と中礫を含む礫層の互層である。礫層は中-粗粒砂の基質とチャートを主とする亜円-亜角礫で構成されている。下部には福田火山灰層に対比される鴨谷火山灰層が挟まれる。厚さ30-50cm、白桃色-暗灰色、中粒-細粒で、重鉱物は角閃石・斜方輝石からなり、径1-2mmの軽石を多量に含んでいる。ほかに白川I-II火山灰層が最上部に挟まれる(橋本, 1978MS)。

[城陽市飯盛山東方] 礫層主体でシルト-泥層の薄層が挟まれる地層からなる。標高200-220mの定高性のある山地稜線部に丹波帯堆積岩コンプレックスを不整合で覆い分布する。礫層は中礫主体で、礫は主にチャート円礫からなる。厚さ3mの砂質の火山灰層も挟まれる。

[和東地域] 下部は級化砂礫層と淘汰のよい粗粒-中粒砂層の累重からなり、厚さ1m以下のシルト層



第59図 田辺丘陵に分布する田辺累層の古流向

全体に東西性の古流系を示すトラフ型斜交層理が発達する。柘榴互層に見られるプランナー型斜交層理から、北部の京田辺市興戸では北から、精華町北稲八間付近では南及び東からの古流系が復元されている。*1と*2は、第56-b図と第56-c図の柱状スケッチの位置を示す。

を挟む。砂礫層はトラフ型斜交層理がよく発達する。礫は円礫-亜円礫の中礫-大礫からなり、一部周辺基盤から直接供給された角礫-亜角礫の礫も混在する。礫種はチャートが中礫-大礫の個数比で90%以上を占め、ほかに頁岩や砂岩が含まれる。後述のようにシルト層の花粉化石はメタセコイア帯のB帯に対比される。上部は、主に周辺の基盤岩類から直接供給された角礫-亜角礫のチャート、頁岩、砂岩からなる中-大礫層と小-中礫混じりのシルト細粒砂岩層がそれぞれ厚さ数cm-1mで互層する。

VIII. 4. 2 ^{ざくろ} 柘榴互層 (O₇)

地層名 染川・吉川 (1983) 命名。上限はピンク火山灰層の上限とする。上部には第1海成粘土層が挟まれる。

模式地 京田辺市谷付近。

分布 京田辺市興戸の同志社大学周辺と精華町祝園から山田、奈良市あやめ池周辺に分布する。

層厚 約60m。

層序関係 水取礫層と漸移関係にある。

岩相 それぞれ厚さ20-50cmの砂層と泥層の互層よりなり、やや厚い砂層や礫層を挟む。互層の砂層には平行葉理がしばしば認められ、上部にはリップル型斜交葉理が観察されることもある。泥層は主に灰白色シルト層よりなり、しばしばリップル型斜交葉理や平行葉理が認められる(第56-b図)。挟在する厚い砂層は主に粗粒砂、礫層は中礫サイズの円礫よりなる。これら砂層及び礫層にはトラフ型斜交層理が卓越する。シルト層から砂礫層へ逆級化する砂層も挟在し、砂層の下部から中部ではリップル型斜交葉理が発達し、リップルの規模は上部ほど大きくなる特徴を持つ。また、この砂層の上部ではトラフ型斜交層理の発達する砂礫層になる。このような堆積構造を持つ砂層は河川の氾濫時の堆積物と推定されている(坂本ほか, 1992)。

砂層に発達する斜交層理から求められる古流向は東西性が卓越する。同志社大学付近では北から、北稲八間付近では南から東方向の古流向を示すプラナー型斜交層理も認められる(第59図)。

VIII. 5 ^{せいか} 精華累層 (O₈)

地層名 三田村 (1992) 命名。ピンク火山灰層の上限から八丁池火山灰層を含むシルト層の下限までの砂礫を含む互層と定義されている。しかし本報告では、ピンク火山灰層準付近の砂礫層卓越互層の出現を精華累層の下限と位置づける。上限は本図幅地域には分布しない。上部はアズキ火山灰層とMa2層を挟む。染川・吉川 (1983) の乾谷互層及び河村 (1993) の津風呂互層は、精華累層の下・中部に相当する。本図幅地域にはアズキ火山灰層を挟む層準より下位の精華累層下部が分布する。

模式地 精華町柘榴の南。

分布 奈良市の西ノ京町西方の丘陵域から精華町の乾谷・柘榴に至る地域、奈良市山陵町から精華町山田・植田に至る地域、奈良市左京に分布する。

層厚 60m以上。

層序関係 柘榴互層とは漸移関係。

岩相 砂礫層とシルト層の互層からなり、礫層を挟在する。互層は厚さ20-100cmに成層した中粒砂-細礫よりなる砂礫層と厚さ5-20cmに成層したシルト層よりなる。砂礫層はしばしば級化層理やプラナー型斜交層理が発達する(第56-d図)。シルト層は平行葉理を持つこともある。礫層はほとんどが中礫サイズのチャートの円礫からなる。トラフ型斜交層理から復元される古流向はばらつきがある。プラナー型斜交層理からは西からの古流向が求められる(第60図)。

VIII. 6 火山灰層及び海成粘土層

VIII. 6. 1 火山灰層

大阪層群中には標準的な火山灰層として、下位より岬・土丸 I・II, 水間 I・II, 土生滝 I・II・III, 朝代, 真ノ池, 三ツ松, 福田, 千里山 I・II, イエロー I-IV, 竜ヶ池, ピンク, 光明池 I-IV, 山田 I・II, アズキ, 狭山, 今熊 I・II, 八町池 I・II, 梅, サクラ, 茱萸木^{ぐみのき}, カスリ, 和田, 八田などが挟まれる (Itihara *et al.*, 1975)。

本図幅地域においても多くの火山灰層が挟在し(第50図), 横山ほか(1978), 染川・吉川(1983), 中山・河村(1993), 河村(1993)などで詳細に記載されている。

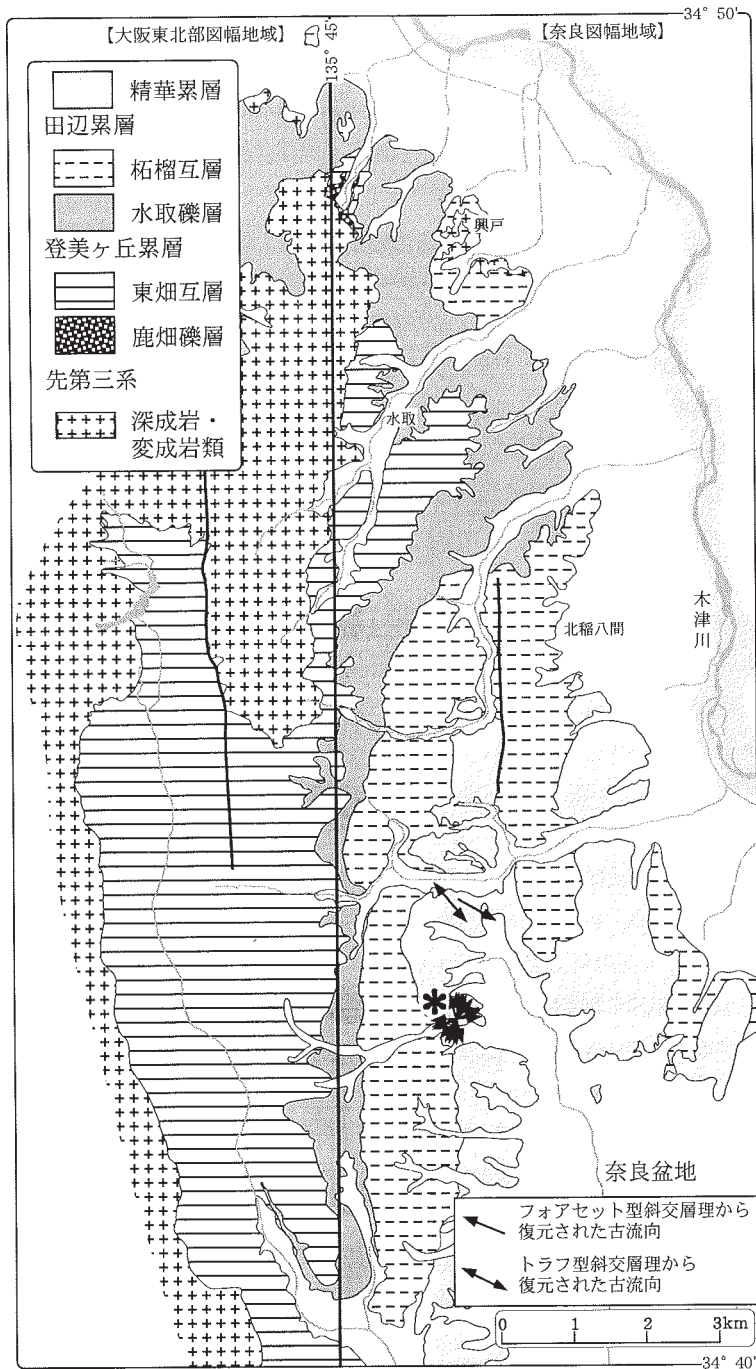
【**田辺丘陵**】下位より兔並, 東畑, 普賢寺, 同志社, 煤谷 I, 煤谷 II, 柘榴, 乾谷火山灰層などが確認されている(横山ほか, 1978; 染川・吉川, 1993)。普賢寺火山灰層は福田火山灰層に, 柘榴火山灰層はピンク火山灰層に対比されている(染川・吉川, 1993)。

【**奈良丘陵東部**】下位より兔並^{うなみ}, 切通, 鹿背山 I・II, パミス・サンド火山灰層, 下梅谷, 井関川 I・II・III, 般若寺, 黒髪山 I・II・III・IV, 高ノ原火山灰層が挟在するとされている(河村・中山, 1989; 中山・河村, 1993; 河村, 1993)。下梅谷火山灰層と高ノ原火山灰層はそれぞれ福田火山灰層とピンク火山灰層に対比されている(中山・河村, 1993; 河村, 1993), 兔並火山灰層からはフィッシュトラック年代 (FT年代) $2.9 \pm 0.2\text{Ma}$ が得られている(河村, 1993)。

上記の火山灰層のうち, 井関川 I・II・III火山灰層, 般若寺火山灰層及び黒髪山 I・II・III・IV火山灰層は, 河村(1993)では約100mの地層に挟まれる8層準の火山灰層とされているが, 今回の調査結果からはこれら火山灰層は東畑互層最上部から水取礫層基底部の間の層準の厚さ約30mに挟まれる。これらすべての火山灰層を確認できる露頭条件ではなかったので厳密なことはいえないが, 井関川 I-III火山灰層は木津町木津・下梅谷地域に, 般若寺火山灰層は奈良市川上町西方の奈良坂撓曲帯中の大阪層群中に, 黒髪山 I-IV火山灰層は奈良阪付近に分布が限定されている(河村, 1993)ことから, 同じ層準の火山灰層に対して地域ごとに異なる名称が与えられた可能性がある。

【**宇治丘陵**】下位より明星ヶ原, 鴨谷, 白川 I, 白川 II, 鴻巣山, 広野 I, 広野 II, 広野 III, 宇治火山灰層の挟在が確認され, 鴨谷火山灰層及び宇治火山灰層はそれぞれ福田火山灰層とピンク火山灰層に対比されている(橋本, 1978MS)。

以上のように, 多くの火山灰層の挟在が明らかにされているが, 京阪奈良丘陵の開発・造成が終了した地域では露頭条件が悪いため, 既存の研究報告で命名・記載された火山灰層の確認もままならない状態である。そのため地質図には, 本図幅地域において比較的広域的に連続して挟在し, かつ広域対比され



第60図 精華累層の古流系
西からのフォアセット型斜交層理が見られる。*は第56-d図の柱状スケッチの位置を示す。

ている福田火山灰層とピンク火山灰層に対比される火山灰層のみを記載する。他の火山灰層の詳細な記載については個々の文献を参照されたい。

福田火山灰層 (A₁) 福田火山灰層の命名は、Itihara *et al.* (1975) による。田辺丘陵では普賢寺火山灰層 (横山ほか, 1978), 奈良丘陵東部では梅谷 III 火山灰層 (横山・中川, 1984), 下梅谷火山灰層 (河村, 1993), 城陽市では鴨谷火山灰層 (橋本, 1978MS) と呼ばれる。福田火山灰層と第 1 海成粘土層との間の厚さは、田辺地域で約 100-120m と推定される。

田辺丘陵では京田辺市普賢寺周辺から精華町東畑にかけて広く分布し、普賢寺北方では層厚 250-300 cm で、東畑付近では 180cm である。下部は灰白色中粒火山灰 (10-30cm), 中部は暗赤-暗紫色中-細粒火山灰 (20-30cm) で、上部は 5cm 以下の白色軽石を含む白-灰白色細粒火山灰 (130cm) からなる。上部の下部には平行葉理も見られることがある (横山ほか, 1978; 染川・吉川, 1983)。

木津町東部では層厚 60-200cm で、梅見台の露頭では黄灰色中粒火山灰 (20-30cm), 平行葉理の発達する白色細粒火山灰 (10-15cm), 桃灰色-暗紫色細粒火山灰層 (20-30cm), 灰白色細粒火山灰層 (10cm 以上) からなる (第 61-a 図: この露頭では桃灰色-暗紫色細粒火山灰層より上位は砂礫層に覆われる)。扁平型の多い火山ガラスの屈折率は $n=1.501-1.502$ で、重鉍物は微量であるが角閃石、輝石、黒雲母、鉄鉍物を含む。

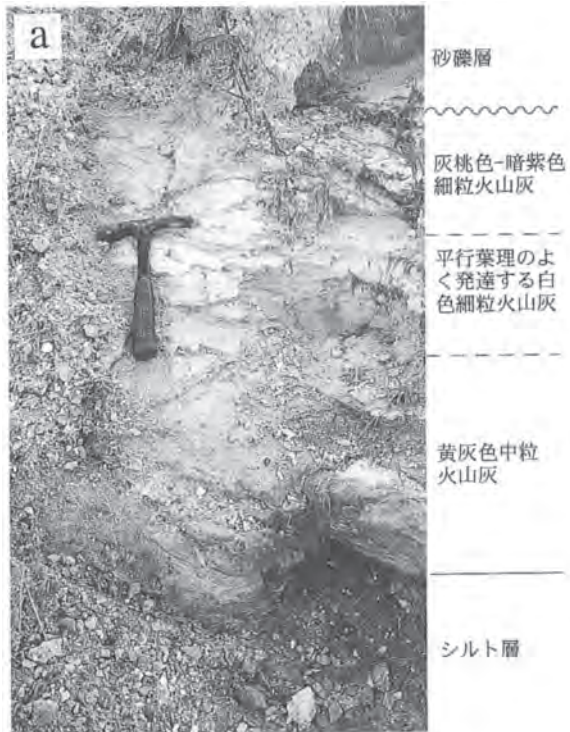
城陽市鴨谷や井手町多賀に分布する鴨谷火山灰層は厚さ 30-60cm の中粒-細粒火山灰層で、下位より黄褐色 (10-15cm), 白-薄桃色 (15-20cm), 白色 (5cm), 桃灰色 (15cm) 色を呈する。重鉍物は角閃石・斜方輝石からなり、黒雲母も含む。径 1-2mm の軽石を多量に含む。

本図幅地域からは普賢寺火山灰層として $1.62 \pm 0.04\text{Ma}$ (横山ほか, 1978), $1.60 \pm 0.25\text{Ma}$ (鈴木, 1988) の FT 年代が得られている。なお、吉川ほか (1996) は、関東まで含めた広域対比から福田火山灰層の堆積年代を約 1.75Ma と見積もっている。福田火山灰層は、古琵琶湖層群の五軒茶屋火山灰層、蒲生堂火山灰層及び北脇火山灰層 (Ishida *et al.*, 1969; 古琵琶湖団体研究グループ, 1977, 1981), 東海層群の嘉例川火山灰層 (森, 1971) に対比されている。

ピンク火山灰層 (A₂) 灰白色-淡桃色を呈するガラス質の細粒火山灰で、田辺丘陵では柘榴火山灰層 (染川・吉川, 1983), 木津町西部付近では高ノ原火山灰層 (河村, 1993) と呼ばれる。大阪平野や田辺丘陵・奈良盆地西縁部では第 1 海成粘土層の上位に挟まれる (Itihara *et al.*, 1975)。

田辺丘陵南部の精華町北稲八間から山田、柘榴周辺に、奈良丘陵の相楽周辺に分布する。層厚は、20-70 cm 程度で、柘榴周辺では約 70cm である。全体に淡桃色-白色で細-中粒であり中部に 5-15cm の黄白色で中-粗粒な部分を挟むこともある。図幅西方の奈良市二名付近では下部の淡桃色の部分には生痕が発達する。

本図幅地域のピンク火山灰層からは放射年代は得られていないが、大阪府南部 (五条図幅地域内) のピンク火山灰層からは $1.0 \pm 0.2\text{Ma}$ (横山ほか, 1984), $0.92 \pm 0.52\text{Ma}$, $1.03 \pm 0.25\text{Ma}$ (以上, 鈴木, 1988), $1.00 \pm 0.04\text{Ma}$ (壇原ほか, 1997) の FT 年代が得られている。給源は大分県の耶馬溪火砕流と^{きつかわ}考えられている (吉川ほか, 1991)。



第61図 福田火山灰層及び第1海成粘土層の露頭写真

a：福田火山灰層。（木津町国見台小学校東；第57図の柱状図1）

b：第1海成粘土層。（奈良市佐保台南沿いの道路から南へ約300m）



VIII. 6. 2 海成粘土層

海成粘土層は高位段丘堆積層を除く更新世中期中頃までの大阪層群には12層の海成粘土層が確認されており、下位よりMa-1, Ma0, Ma1, Ma2, Ma3, Ma4, Ma5, Ma6, Ma7, Ma8, Ma9, Ma10層と略記される。そのうち本図幅地域には更新世前期の中頃のMa1層が挟まれる（第50図）。特にMa1

層は西の京・奈良・田辺丘陵に連続的に挟まれる。なお、精華累層下部（砂茶屋付近など）に第2海成粘土層が報告されている（嶋倉ほか，1971）。

第1海成粘土層 (Ma₁) 市原（1960）の命名による海成粘土層で、奈良丘陵ではあやめ第1海成粘土層（嶋倉ほか，1971）や歌姫粘土層（河村，1993）と呼ばれる。

主に青灰色を呈するシルト-粘土からなる（第61-b図）。北稲八間では層厚約2.5mの暗灰色粘土層で、10-30cmに1層程度の割合で細粒から中粒砂のラミナが挟まれる。

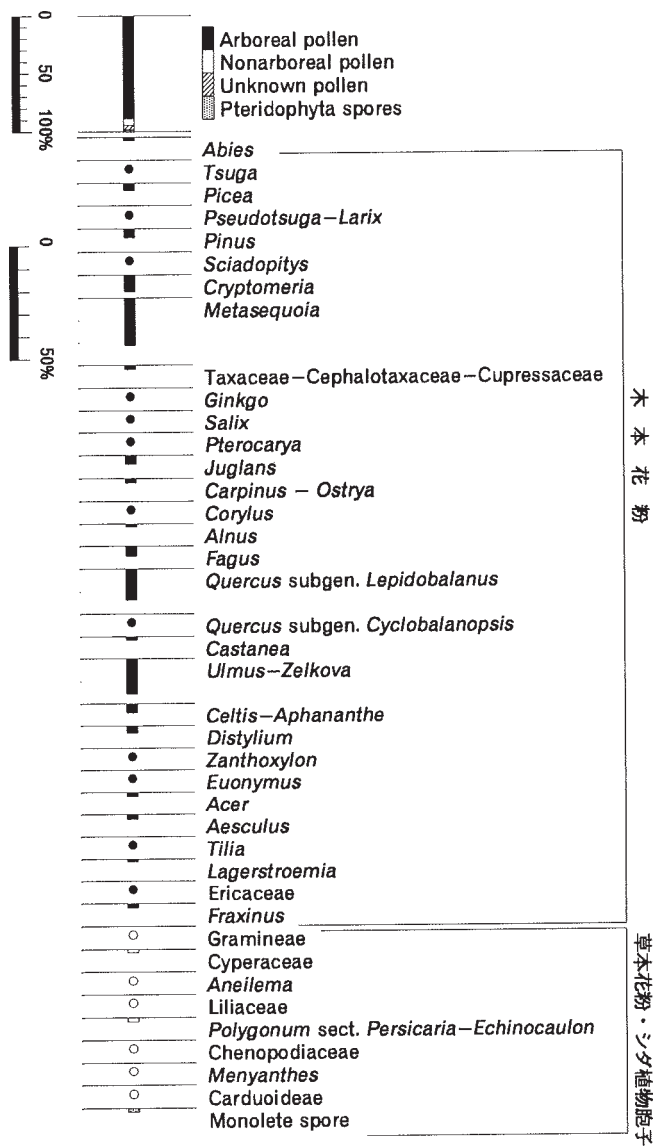
精華町北稲八間の西（僧坊撓曲の西側沿い）、木津町曾根山から奈良市奈良阪町付近（曾根山撓曲及び佐保田撓曲沿い）、奈良市あやめ池付近から（あやめ池撓曲の西沿い）から精華町柘榴付近に、枚方丘陵や宇治丘陵（橋本，1978MS）に分布する。全体としてこの海成粘土層は奈良盆地に比較的連続して分布する。ただし、既存の研究報告で記載された露頭のうち、北稲八間の西、奈良阪町、柘榴付近以外のものは、造成が完了したためほとんど観察できなかった。層厚は田辺丘陵で3-8m、奈良丘陵で2-8mの変化する。特に奈良丘陵では東方へ急激に薄くなる。

横山ほか（1978）は、Ma₁層の層準は南部ほど厚くなっていることから大和川付近から奈良盆地に海が進入したと考えた。一方、宮地（1998）は、(1)生駒山地周辺でこの粘土層の連続がよいこと、(2)この層準の下位の地層はトラフ型斜交層理が卓越し、上位ではプラナー型斜交層理が卓越することから、この層準付近で堆積物の供給量が増加したと推定できること、(3)古流系がこの層準より下位では東西性が卓越しているのに対し、上位では南北性に変わることから、Ma₁層の層準までは生駒山地はなく、大阪平野と連続した堆積盆であったと考えた。

VIII. 7 化石

植物化石 奈良図幅域内の大坂層群からはメタセコイア植物群繁栄期と消滅期の大型葉化石及び花粉化石の産出が多く報告されている（三木，1948；糸魚川ほか，1953；粉川，1955，1956；嶋倉ほか，1971；Matsuoka，1976；南木，1981；染川・吉川，1983；横山・中川，1984；池田ほか，1986；三田村，1992；河村，1993）。なお、今回和東地域の水取礫層下部のシルト層から得られた花粉化石は、*Ulmus-Zelkova*が多産することで特徴づけられ、メタセコイア帯のB帯（田井，1970）に対比される（第62図）。

その他 奈良市あやめ付近のMa₁層からはシジミ・シリプトビシの実などから淡水に近い堆積環境が、中部からはハイガイや、魚、サメの歯、カニ、海浜植物、アカマツなどの化石から静かな内海あるいは奥深い入海が、上部からは植物及び昆虫化石から湖沼のような環境が推定されている（西川，1968）。また、奈良市左京付近のMa₁層からは潟湖の環境を特徴づける珪藻化石（嶋倉ほか，1971）、渦鞭毛藻化石（Matsuoka，1976）が報告されている。以上のほかに、奈良市奈良阪町と木津町梅見台の間に分布する東畑互層上部から昆虫化石が得られている（粉川，1955）。



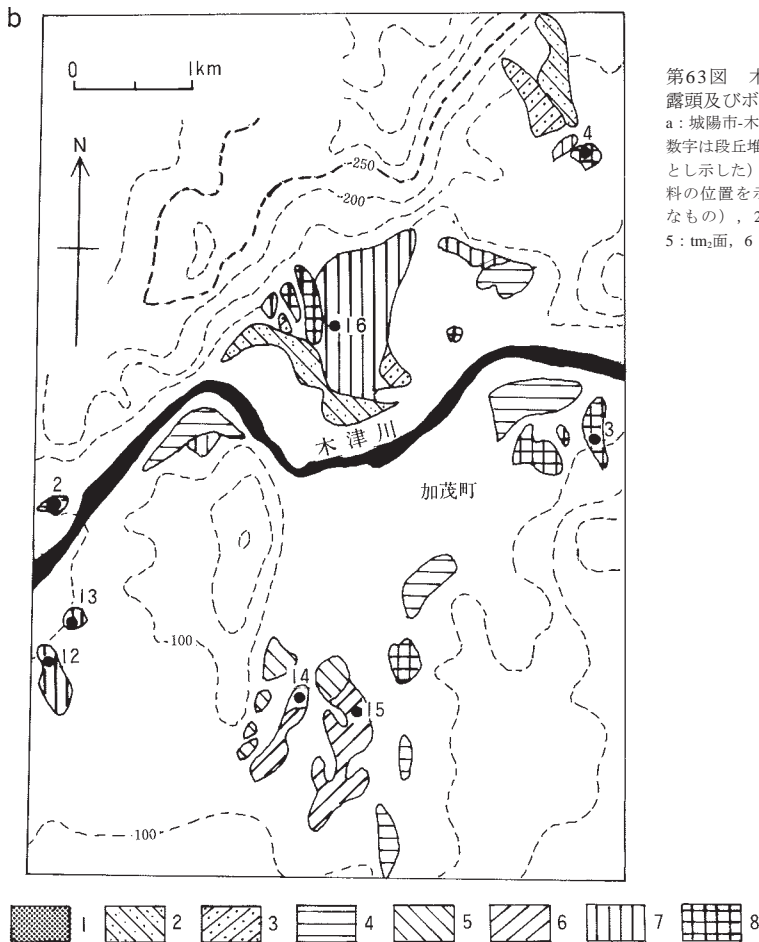
第62図 和東地域の水取礫層下部のシルト層から産出する花粉化石
採取地点：和東町石寺北部 分析依頼：バリノ・サーヴェイ株式会社

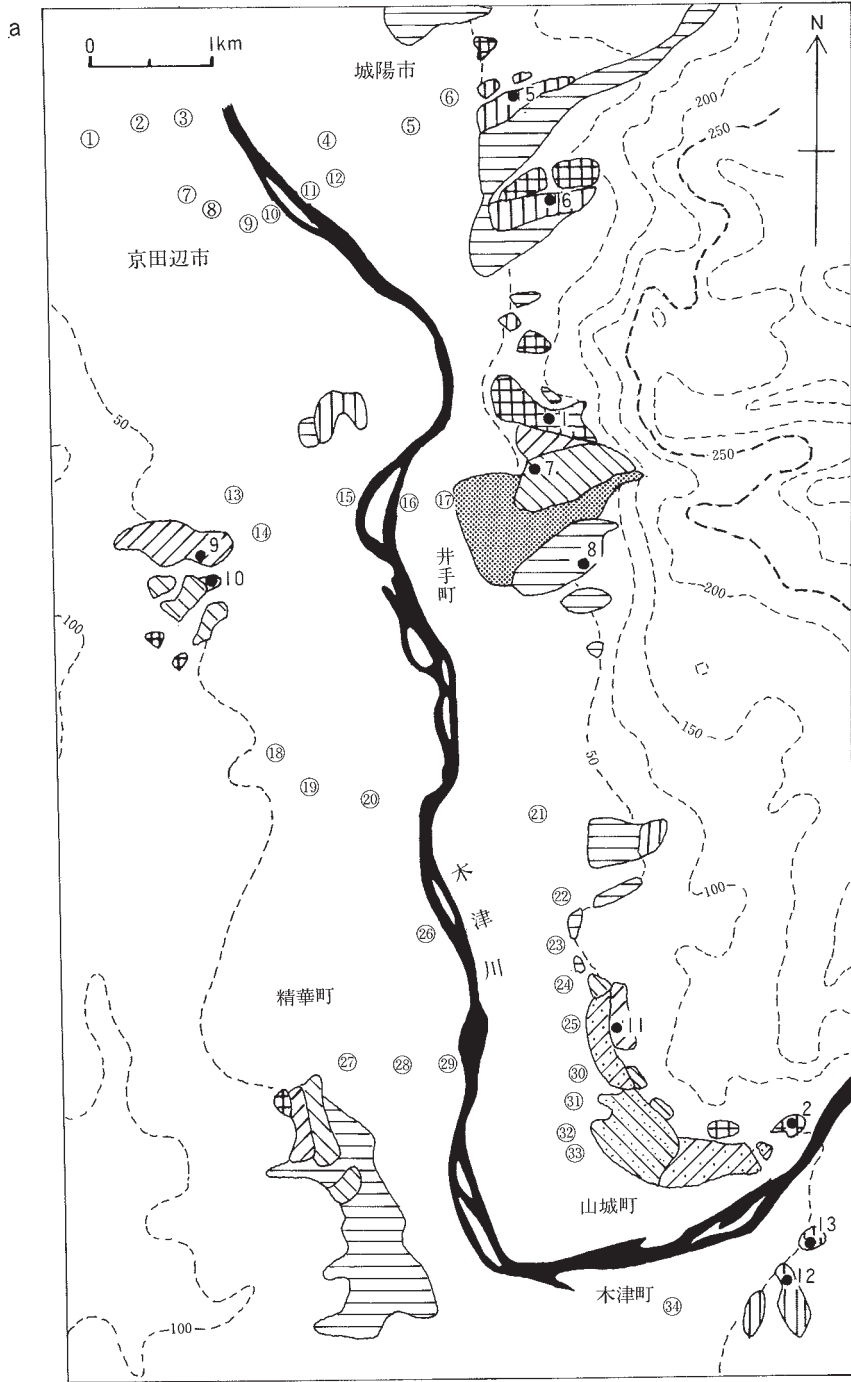
IX. 更新統中部-完新統

(寒川 旭・尾崎正紀)

IX. 1 更新統中・上部 (段丘堆積物) (th, tm, tl)

本図幅地域に分布する段丘面について、国土地理院撮影の4万分の1, 2万分の1空中写真, 1948年に米軍が撮影した1万分の1空中写真を用いて区分を行った。更に、野外調査において、段丘堆積物の層相、層厚及び風化程度に注目して観察を行った。特に風化の状態を示す指標となる赤色風化殻について、段丘堆積物中の充填物質 (マトリクス) を採取し、「標準土色帖」のマンセル表示に基いて色調を測定した。





多くの段丘面は、小規模な河川に沿う河成段丘として形成されており、地域によって段丘堆積物をもたらした地形環境が異なるため、厳密な対比は困難である。このため、本図幅地域全体の段丘堆積物及び段丘面を高位・中位・低位という3つのグループに大別して把握することにした。

低位段丘面は最終氷河期から数万年前までに形成されたもの（関東平野の立川面や武蔵野面）に相当し、段丘面もあまり開析を受けていない。中位段丘面は最終間氷期（約13万年前）及び、それ以降の亜間氷期（約8万年前）に相当し、小河谷によってかなり開析されている。高位段丘面は最終間氷期以前に形成されたもので、平坦な堆積原面が部分的に残されている。

以下、高位、中位、低位段丘は、それぞれth, tm, tlと略記して記載する。

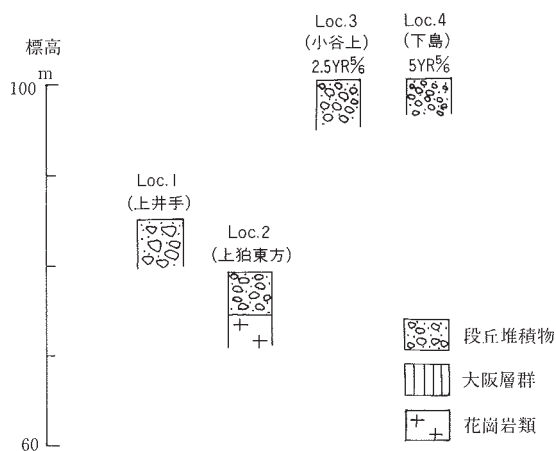
IX. 1. 1 木津川下流域

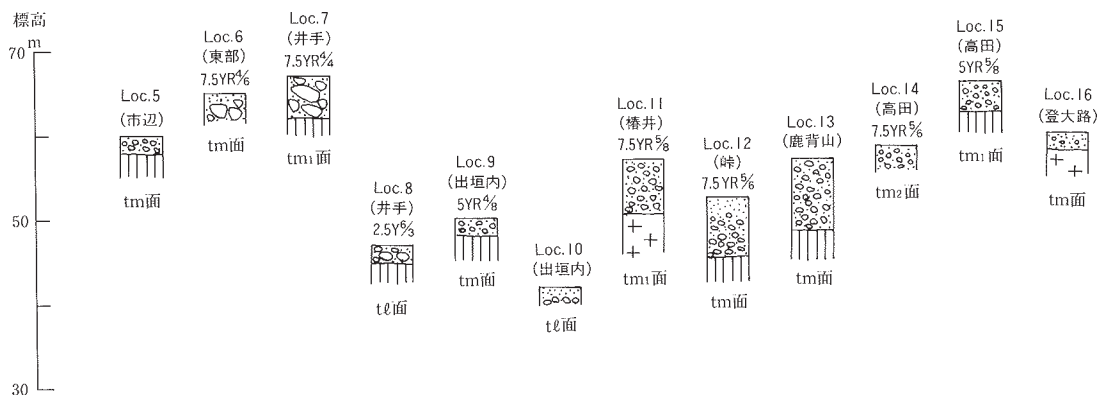
木津川下流域の段丘面について、池田・植村（1980）及び京都府農林部耕地課編（1983）は上位・中位・下位Ⅰ・下位Ⅱ面に4区分している。本報告のth面が上位段丘面、tm面が中位段丘面、tl面が下位Ⅰ・Ⅱ面にそれぞれ対応する。また八木ほか（1998）も上位・中位・下位面に区分しているが、これは本報告のth面・tm面・tl面に相当する。

第63図は城陽市から加茂町に至る範囲の段丘面の分布を、第64・65図は露頭の地質柱状図を示す。

高位段丘面及び高位段丘堆積物 この地域にはth面が点々と分布しているが、木津川現流路に近接する、Loc.2（山城町^{かみこま}上粕東方）周辺では、標高70-80mにth面が分布しており、花崗岩を不整合に覆う砂礫層（最大径25cmの亜円・亜角礫からなる）が5-6mの厚さで堆積している。当時の木津川本流によって形成された段丘面と考えられる。

このほかのth面の多くは、分布状況から判断して、当時の木津川本流に対して周辺から流入していた支流による段丘面と思える。そして、第64図に示した地点では、堆積物は少なくとも4mの厚さを持ち、地表付近が5YR-2.5YRの色調を示している。





第65図 木津川流域のtm・tl面堆積物の地質柱状図
凡例は第64図と同じ。



第66図 大阪層群を不整合に覆う
tm面堆積物の露頭写真
撮影地点Loc.12 (第63図)。

中位段丘面及び中位段丘堆積物 各地域に断片的に分布する。木津町峠の標高55m付近 (Loc.12) では大阪層群の粘土-砂層を不整合に覆う、厚さ約7mのtm面堆積物が見られる (第66図)。堆積物の中-下部は最大径20cmの亜円-円礫を含む砂礫、上部は最大径10cmの亜円礫を少し含む砂層で構成されており、地表付近は7.5YR5/6の色調を示している。また、北側に近接したLoc.13では、厚さ8.5mの砂礫層 (最大径20cmの亜円-円礫) が大阪層群を不整合に覆っている。

山城町樺井におけるtm面は上位 (tm1) と下位 (tm2) に細分できる。このうちtm1面相当のLoc.11では、花崗岩を不整合に覆う厚さ6-7mのtm1面堆積物が認められ、最大径16cmの亜円礫を多く含む砂礫層で構成されている。

加茂町河原から登大路にかけて、tm面 (tm面グループの中でも最も低位に位置する) が木津川本流による段丘面として広く分布し、北方の山地から、この面の形成時に対応して崖錐状の堆積物が供給され

ている。この中のLoc.16では最大径3cmの花崗岩礫をわずかに含む砂で構成されている。

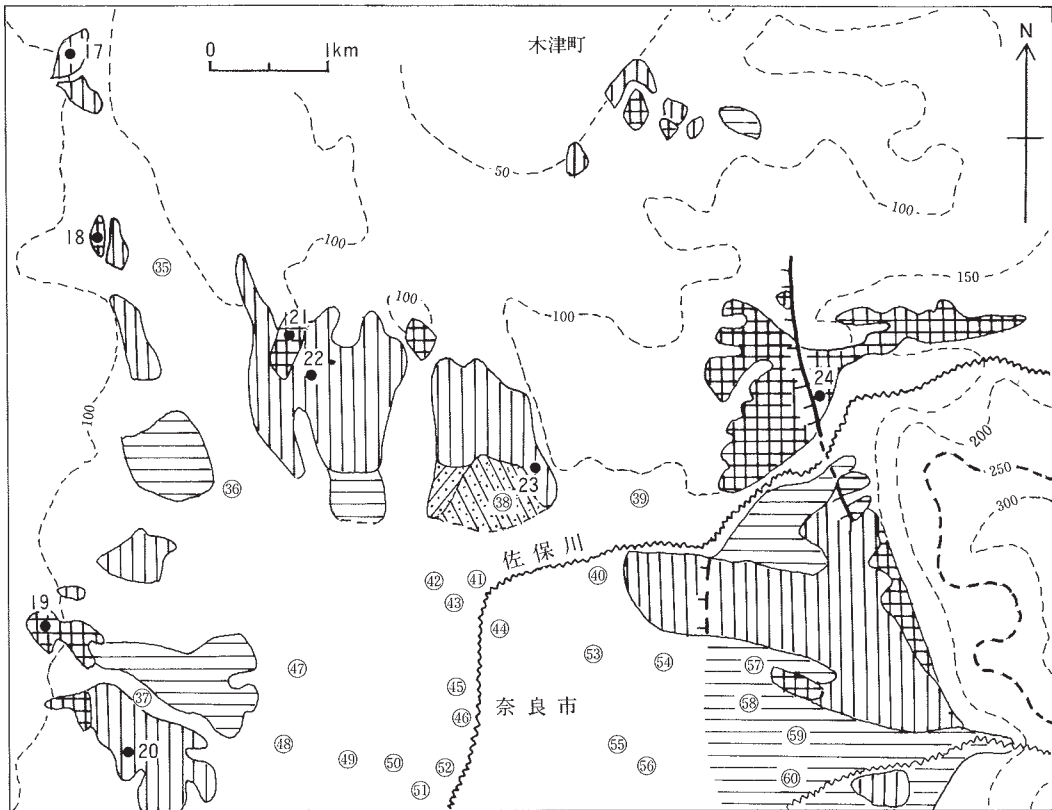
これ以外のtm面の大半は、当時の木津川本流に注ぐ支流によって形成されたと考えられる。第65図に示したように、堆積物の厚さは2-7mで、堆積物の色調も7.5YR-5YRである。

このうち、井手町上井手・京田辺市出垣内・加茂町高田に分布するtm面は上位と下位の2つの段丘面（上位よりtm1・tm2面）に細分できる。

低位段丘面及び低位段丘堆積物 t1面も第63図の全域に点在している。面はほとんど開析を受けておらず、堆積物もやや風化を受けた程度で、第65図のLoc.8（最大径30cmの亜円-亜角礫）とLoc.10（最大径10cmの亜円礫）に示したように、色調も2.5Y程度で赤味を帯びていない。山城町椿井付近と加茂町河原付近では、上位と下位の2面（上位よりt11, t12面）に区分が可能である。t12面は沖積面との比高が小さく、一部では交差する。

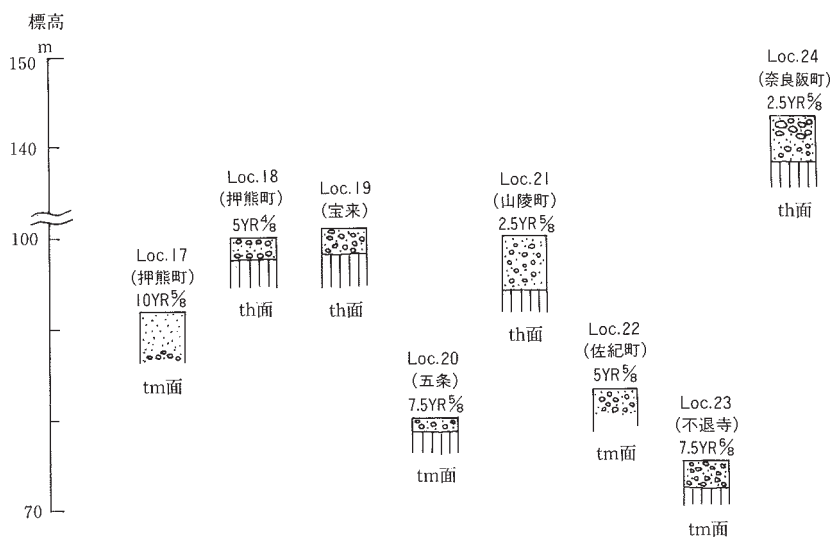
IX. 1. 2 奈良盆地北部

奈良盆地東縁に発達する段丘堆積物について、古いものから、^{こくぞうやま}虚空蔵山礫層（志井田，1953），奈良坂



第67図 奈良盆地北端部の段丘面の分布と露頭及びボーリングの位置

太い実線は奈良坂撓曲。太い破線は撓曲崖の可能性のあるもの。数字は段丘堆積物の観察地点、丸で囲んだ数字はボーリング試料の位置。凡例は第63図と同じ。



第68図 奈良盆地北端部の段丘堆積物の地質柱状図
凡例は第64図と同じ。

礫層（糸魚川ほか，1953），鹿野園礫層（坂本，1955）と名づけられている。寒川ほか（1985）は段丘面を統一的に区分し，上位から虚空蔵山面・奈良坂面・鹿野園面・和爾面・椽本面・沖積面とした。上述の虚空蔵山礫層・奈良坂礫層・鹿野園礫層はそれぞれ虚空蔵山面・奈良坂面・鹿野園面を構成する段丘堆積物である。

本報告では奈良盆地北端部に限ってth，tm，tl面と区分したが，th面は奈良坂面，tm面は鹿野園面，tl面は椽本面に対応する。和爾面はtm面とtl面を含む段丘面である。

第67図に奈良市周辺（主に奈良盆地周辺）の段丘面の分布を，第68図に露頭の地質柱状図を示す。

高位段丘面及び高位段丘堆積物 th面群の中で最も高位置に分布する段丘面は，奈良市奈良阪町周辺に見られる。東から西流する扇状地面として形成され，堆積原面が広範囲に残されている。そして，奈良坂撓曲（後述）によって約33m東上がりの変位を受けている。

Loc.24（奈良阪）では，厚さ約6mで走向N30°W，傾斜40°Wを示す砂礫層（最大径20cmの円-亜円礫）が大坂層群のシルト層を覆っている（第68図）。また，地表面から3m程度までが2.5YR5/8の色調を示している。

この段丘面より低位に，th面群の中でも比較的新しい段丘面が点在している。Loc.21（山陵町）では，大坂層群のシルト層を覆って，厚さ6m前後の砂礫層（th面堆積物）が堆積する。最大径8cmの亜円-亜角礫より構成されており，地表付近では2.5YR5/8の色調を示す。

Loc.18（押熊町）では，第69図のように，厚さ約2mのth面堆積物（8°Wの傾斜）が，大坂層群（粘土-細礫で12°Wの傾斜）と傾斜不整合の関係にある。th面堆積物は最大径10cmの円-亜円礫で構成され，地表面下1m付近まで，5YR4/8の色調を示す。



第69図 大阪層群を不整合に覆うth堆積物
撮影地点はLoc.18 (第67図)。

奈良ドリームランド西方の露頭では、厚さ4m以上の大礫を含む中礫主体の礫層からなる。亜円礫-円礫からなるチャートも95%以上含み、チャート以外には大阪層群から火山灰やシルト、特にMa1層の直上では、粘土から由来した礫を多く含む。奈良阪町付近では、厚さ6-8mの大礫主体で一部巨礫も含む亜円礫-円礫のチャート礫からなる。

中位段丘面及び中位段丘堆積物 tm面も奈良盆地に流入する小河川による扇状地面として盆地内の全域にわたって発達する。奈良市佐紀町のLoc.22では、最大径8cmの亜円-亜角礫よりなる堆積物が少なくとも3m以上の厚さで堆積しており、地表付近は5YR5/8の色調を示す。その他の段丘面でも、th面堆積物より風化の程度は弱く、10YR-5YRの範囲の色調を帯びている。

低位段丘面及び低位段丘堆積物 tl面も盆地全体に分布しているが、特に奈良市街地を流れる能登川の扇状地として広く分布している。ボーリング資料（後述）から判断すると、ここでは、おおむね4-9mの厚さの砂礫層（上部にシルト・粘土を含む場合がある）が大阪層群を不整合に覆うtl堆積物として発達している。

IX. 2 完新統 (m, f, a, r)

地質図では地形学的に、完新統を地すべり堆積物及び崩積堆積物、扇状地堆積物、氾濫原及び谷底平野堆積物と、現河床堆積物に区分した。以下、簡単にこれら堆積物について記述するが、露頭での情報はほとんど得られなかったため、本項では後述のように既存のボーリング資料に基づく木津川下流域及び奈良盆地北部の地下地質について記述する。

地すべり堆積物及び崩積堆積物 (m) 和東町原山・石寺、笠置町切山、奈良市大平尾町に分布する。和東町原山・石寺のものは和東谷断層の断層崖地形に沿って分布する崩積堆積物で、大礫サイズ主体の角礫と淘汰の悪い粘土・砂の岩屑からなる。笠置町切山のものは木津川に向かって移動する地すべり堆積物で、粘土主体で砂岩・チャートの角礫を含む岩屑からなる。奈良市大平尾町の地すべり堆積物及び

崩積堆積物は、田原断層の沿いの斑れい岩からなる一体山の山麓に位置し、斑れい岩の角礫を多く含む岩屑からなる。

扇状地堆積物 (f) 京都盆地南部の井手町玉水、玉川下流域には本図幅地域内で最も規模の大きい扇状地が発達する。この扇状地周辺の段丘堆積物もすべて扇状地性である。玉水以外の扇状地堆積物は扇端までが200-300m以下の規模の小さなもので、狭川断層や田原断層沿いなど断層崖地形沿いに分布する。

氾濫原及び谷底平野堆積物 (a) 氾濫原堆積物は奈良盆地北部及び京都盆地南部に広く分布し、下記の木津川下流域及び奈良盆地北部の地下地質で述べるように、厚さ5-20mの砂層、粘土-シルト層、礫層からなる。谷底平野堆積物は主に木津川流域に礫と砂を主体とする堆積物として分布する。

現河川内の現河床堆積物 (r) 主に木津川の流路内（幅400m以下）に分布する。主に大礫及び巨礫サイズの円礫と砂からなる。

IX. 2. 1 木津川下流域

城陽市から山城町に至る範囲では、木津川の現流路に沿って、幅2-3kmにわたる低地が10数kmの長さで発達している。

第70図は、現在の木津川の河床縦断投影図（国土地理院作成の5千分の1国土基本図による）を描き、これに、現河道に沿う地点（地点番号は円で囲った数字で示した）の柱状図を示したものである。

⑦では、標高7.01m-10.91m（深度9.00-12.9m）の範囲に4m近い厚さの砂礫層（N値は30-40）が見られ、これより下位はN値が50を超える砂・粘土よりなっている。また、砂礫層より上位は、N値が30以下の砂-粘土（厚さ約9m）で構成されている（第71図）。

⑥では、標高19.06m-23.01m（深度4.65-8.60m）までは、4m前後の厚さの砂礫層（N値は30-40）、これより下位には、N値が50を超える砂-シルトが見られた。そして、砂礫層より上位はN値が5以下のシルト（厚さ約3.5m）で構成されている（第70・74図）。

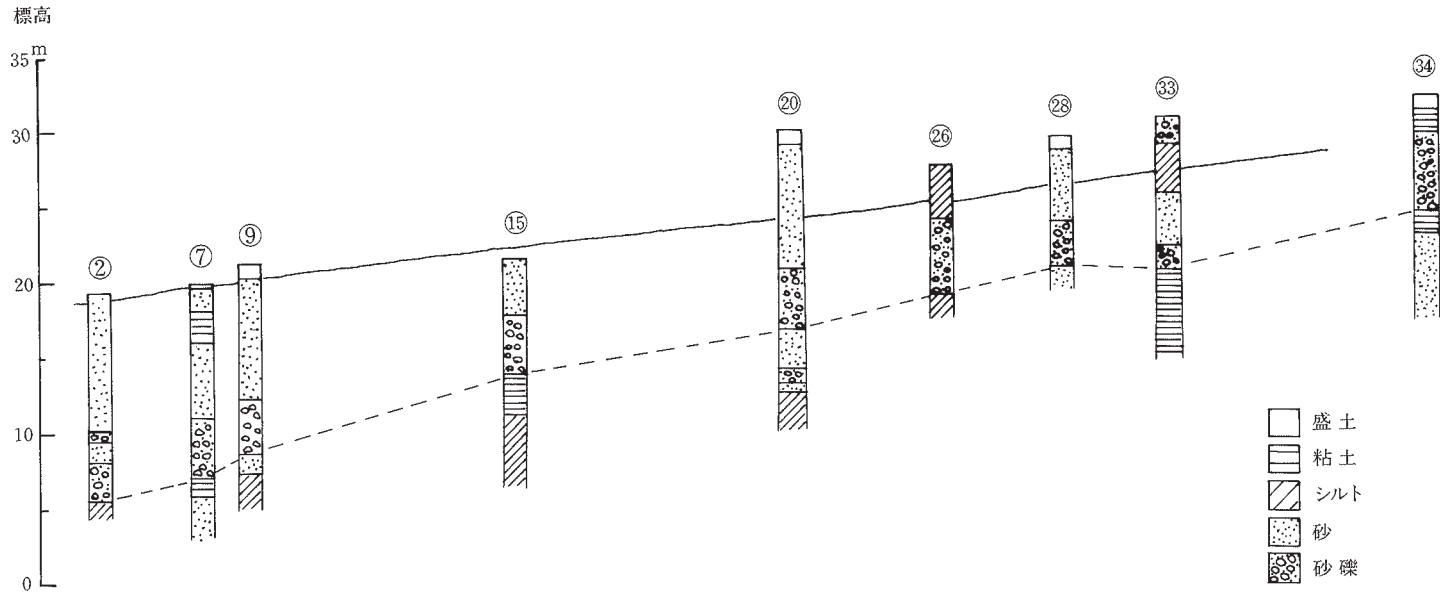
第70図中に示した地域のすべての地質柱状図において、⑦⑥と同じ傾向を示す地質構成が認められる。このうち、砂礫層は厚さ2-5mで下流に向かって徐々に高度を下げっており、砂礫層基底部の勾配は現河床の勾配よりかなり大きい。一連の砂礫層の下位にある砂-シルトは固結度が高く、大阪層群に相当するものと思える。そして、砂礫層の上位の砂・粘土が卓越する地層は完新世に堆積したものと思える。

第72-a図は京田辺市田辺から城陽市青谷に至る柱状図を東西方向に並べて示したものである。いずれも、大阪層群を不整合に覆う砂礫層があり、上位には柔らかい砂-シルト-粘土が認められる。砂礫層は現在の木津川流路から東で厚さを増し、⑥では基底高度が少し低くなる。

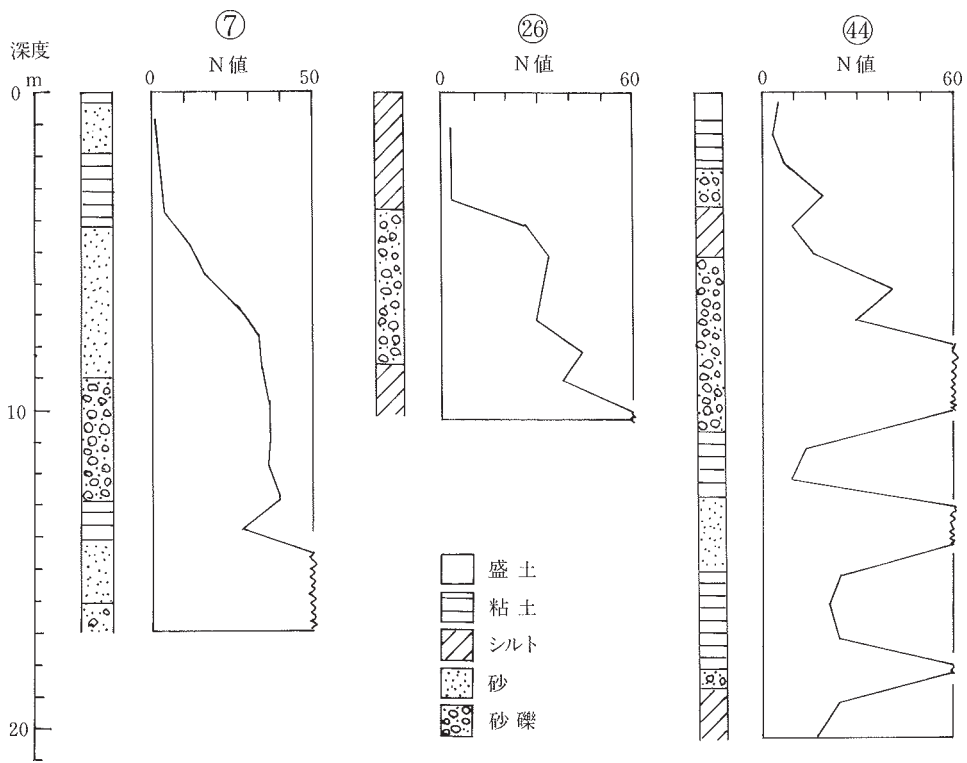
第72-b図は京田辺市と井手町の境にある山城大橋付近の状況を示したもので、標高9-10m付近で、大阪層群を砂礫層が覆っている。

第72-c図は京田辺市三山本から井手町玉水に至る地域である。⑩では、大阪層群を覆って厚さ1mの砂礫層が認められる。更に、上部（標高21-30m）にかけて10m近い厚さの砂礫が見られるが、西流する玉川による完新世の扇状地堆積物として供給されたものと思える。

第72-d図は精華町僧坊から山城町上垣内にかけての地域である。ここでも、大阪層群を不整合に覆う



第70図 木津川流路に沿うボーリング柱状図
実線は現河床の高度，破線は砂礫層の基底を示す。地点は第63図に示す。



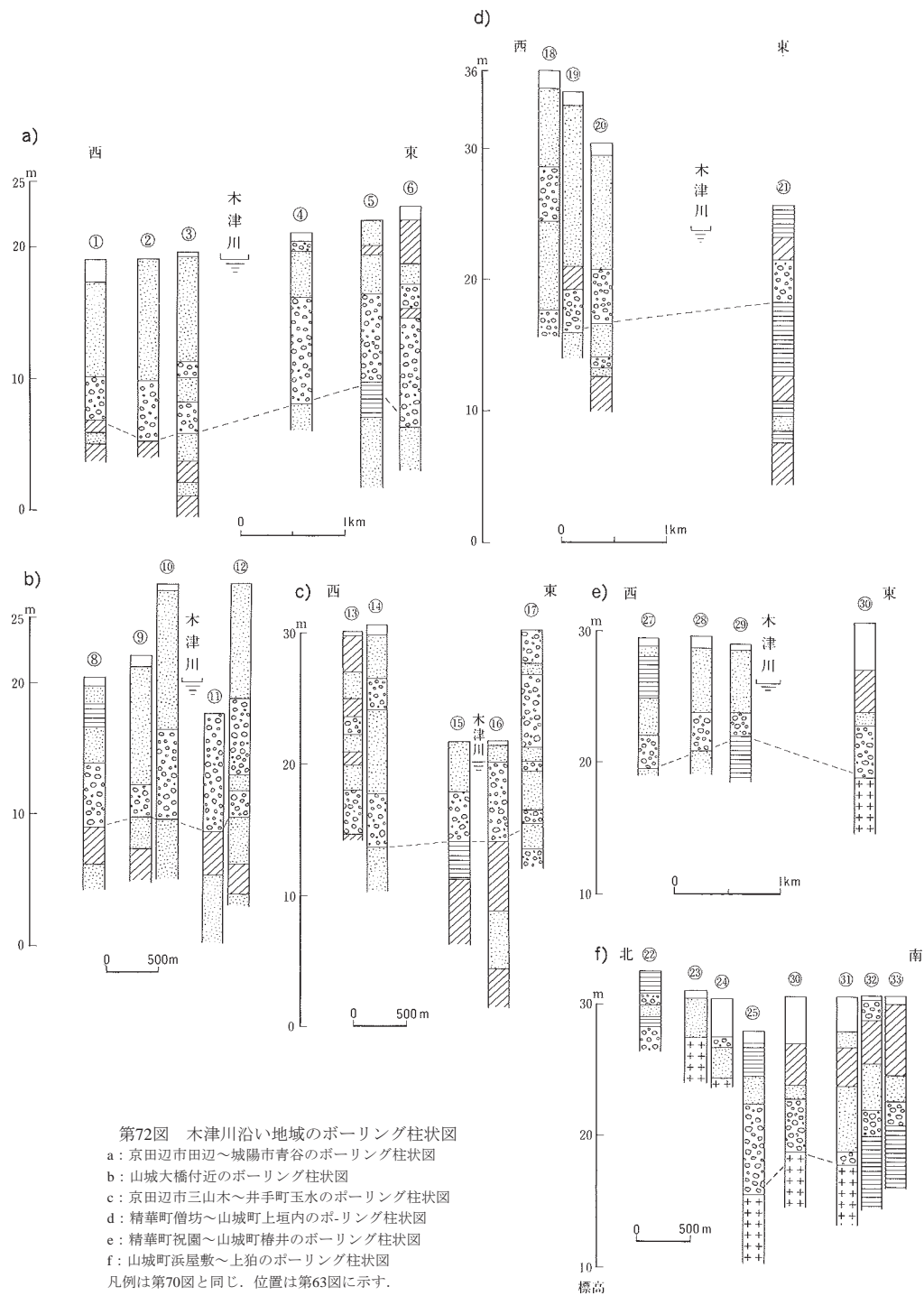
第71図 木津川流域及び奈良盆地北縁部に沿う主なボーリング柱状図とN値
地点は第63・67図に示す。

砂礫層が全ての地域で認められる。

第72-e図は精華町祝園から木津川椿井に到る地域である。②⑦-②⑨では大阪層群を不整合に覆う砂礫（厚さ2-3m）が認められたが、③⑩では花崗岩を覆って厚さ4mの砂礫が堆積していた。

第72-f図は木津町浜屋敷から上粕に至る南北方向の柱状図である。特に③②⑤、③⑩-③⑬では花崗岩や大阪層群を覆って砂礫層及び上位の細粒堆積物が堆積している様子がわかる。また、③⑭、③⑮では標高20m以下の粘土は共にN値が60を超えている。

以上のことから、城陽市から山城町に到る低地では、寒冷な気候の下で世界的に海水準が後退した時期（約2-3万年前頃）に砂礫が多く供給され、大阪層群や花崗岩を不整合に覆ったものと思える。その後、浸食基準面上昇に伴い、氾濫原堆積物として本流の位置では砂礫が後背地では比較的細粒な堆積物が、また、山沿いでは扇状地堆積物が堆積したと考えられる。これら堆積物は完新統に相当すると考えられるが、今後、ボーリング掘削に伴う資料の年代測定などを行うことによって、柱状図に示された地層の年代が把握できるであろう。



IX. 2. 2 奈良盆地北部

本図幅地域に含まれる奈良盆地の北端部の中でも、中央に位置する低地について、第73図に示した東西・南北方向の断面に沿って概要を説明する。

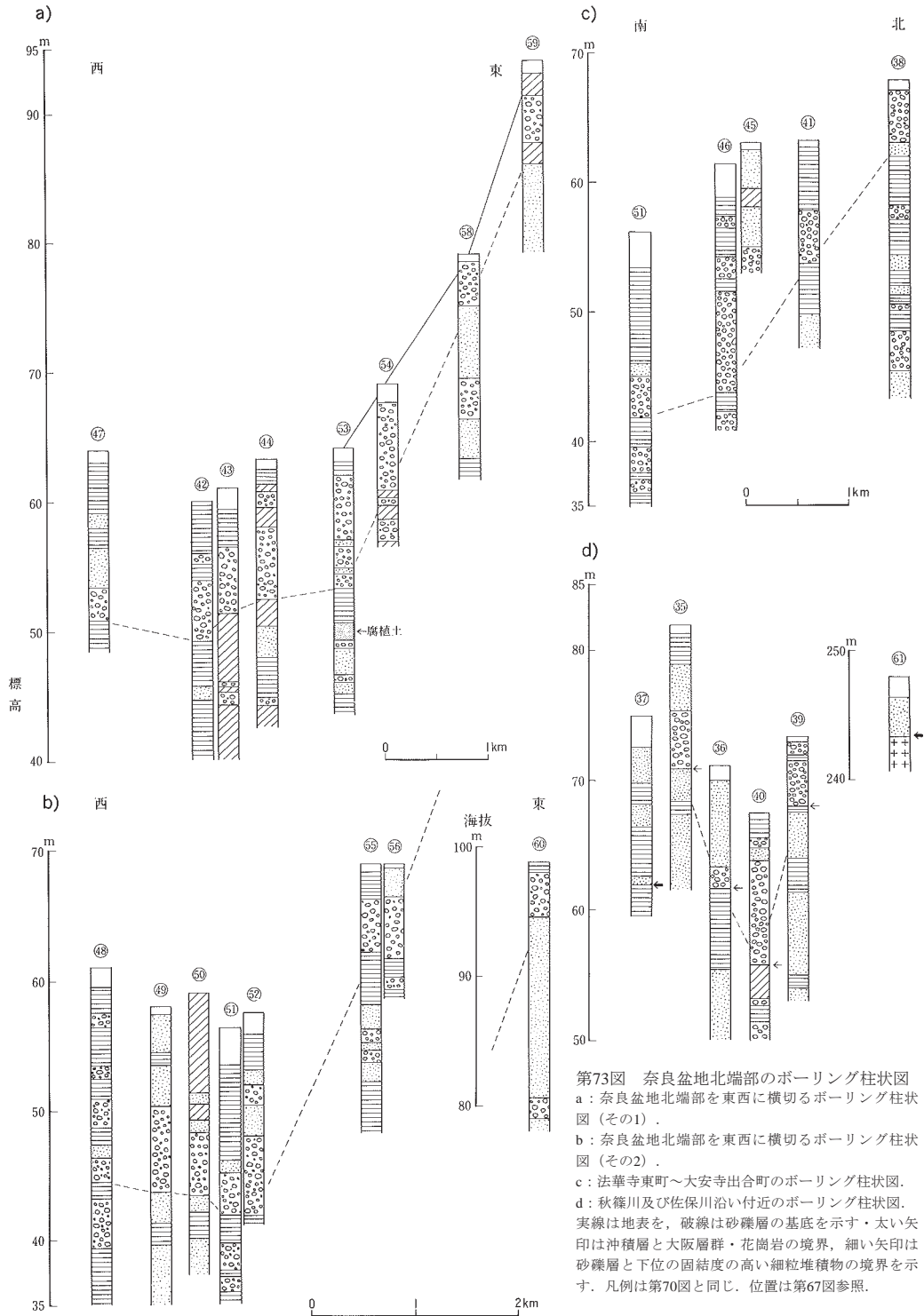
第73-a図は、盆地東縁から西に向かって広がる扇状地性のt1面が、沖積面下に埋没する位置を含んでいる。㉔、㉘、㉙は、厚さ4-7mのt1面堆積物（主に砂礫）が、大阪層群と考えられる固結度の高い細粒堆積物を不整合に覆っている。また、不整合面は地形とほぼ平行する勾配を示している。図の左半分は沖積低地における地下の状況を示したものである。㉑では、深度5.25m-10.75mにかけて5.5mの厚さの砂礫（N値は60以上）が見られ、これより下位はN値が20以上（大部分は60を超える）の粘土・シルト・砂よりなっている。また、砂礫より上位（厚さ5.2m）は、N値が10以下のシルト・粘土と砂礫（砂礫のN値は20）で構成されている（第71図）。㉒、㉓、㉗は㉑、㉘と同様な状況を示し、標高51-54mで大阪層群（または古い段丘堆積物）に対応する地層を覆って砂礫が堆積し、これを末固結の細粒堆積物が覆う状況になっている。また、砂礫の基底部の高度が一定していることから考えて、一連の砂礫が北から南流する流路（現在の佐保川に相当する旧河川）によってもたらされた可能性が高い。一方、高度分布から見て、扇状地性のt1面堆積物の多くが、この砂礫層に対応することも考えられる。

第73-b図はやや南に（1.5km程度）における東西方向の断面図である。第73-a図と似た傾向にあるが、砂礫層の基底高度は標高42-45mとかなり低くなる。

第73-c図は南北方向の断面を示したもので、盆地や北縁の法華寺町付近に発達するt1面が沖積面に移行する位置も含んでいる。㉚では厚さ4mの砂礫（t1面の堆積物）が大阪層群と考えられる地層を不整合に覆っている。他は沖積低地の状況を示したもので、前述のように、固結度の高い細粒堆積物を覆う砂礫が南へ向かって徐々に深度を下げながら分布し、更に、これを未固結の粘土・シルト・砂が覆っている。

全体の傾向として、盆地の中央に位置する低地では、厚さ最大10m程度の砂礫主体の地層が、下位の固結度の高くて細粒な堆積物（大阪層群、または古い段丘堆積物）を覆って広く堆積している。この砂礫の多くはt1面形成期に供給されたものと考えられ、盆地の縁辺に分布するt1面堆積物の一部がこの砂礫層に連続する可能性がある。さらに、その上位には完新統へと移行する厚さ10-15mの氾濫原堆積物が覆う。現段階では柱状図に示した地層の年代は不明であるが、今後ボーリング資料に関する年代測定が行われれば、時代的な考察が可能になるであろう。

第73-d図はその他の地域の資料を示したものである。いずれも完新統あるいはt1面の堆積物が更に古い地層を覆ったものである。㉛は奈良市柳生町の神殿における沖積低地の資料で、花崗岩を覆って厚さ3mの砂礫層が堆積している。

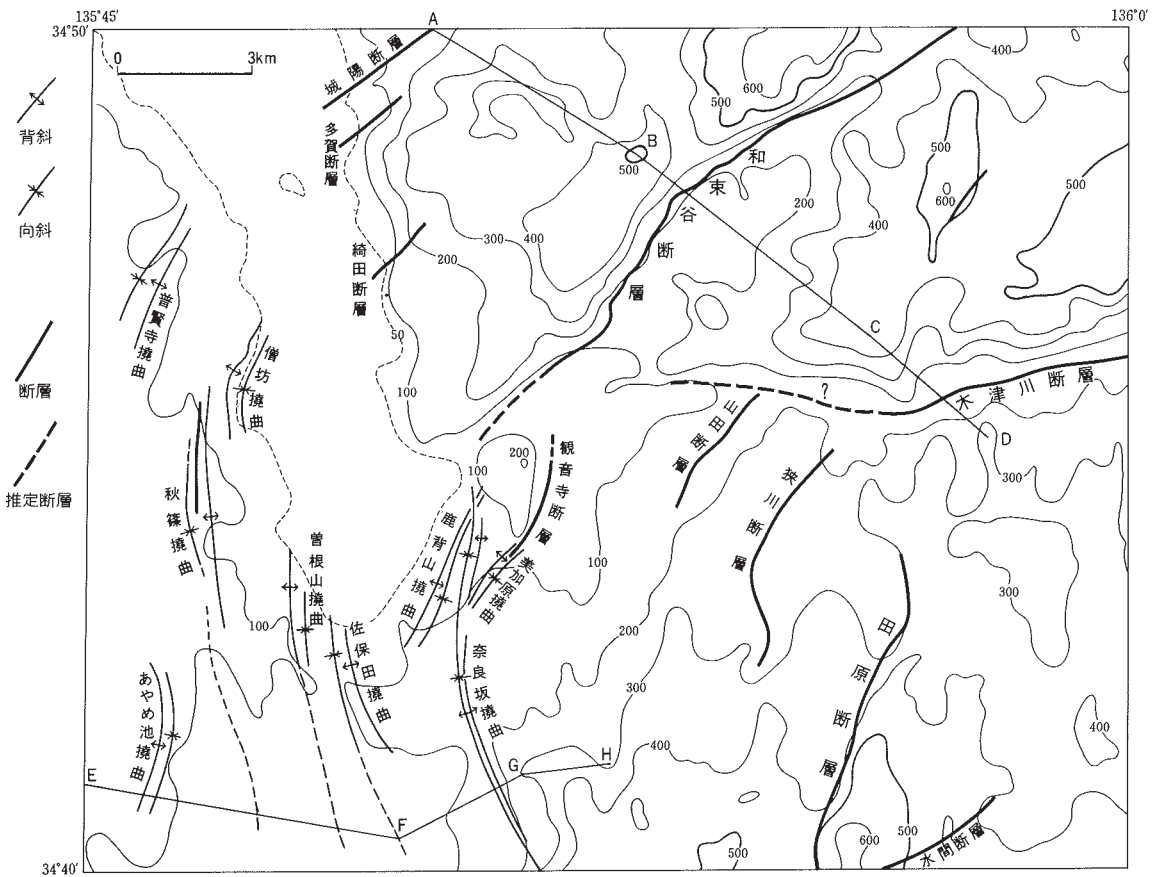


第73図 奈良盆地北端部のボーリング柱状図
 a: 奈良盆地北端部を東西に横切るボーリング柱状図 (その1)。
 b: 奈良盆地北端部を東西に横切るボーリング柱状図 (その2)。
 c: 法華寺東町～大安寺合町のボーリング柱状図。
 d: 秋篠川及び佐保川沿い付近のボーリング柱状図。
 実線は地表を、破線は砂礫層の基底を示す・太い矢印は沖積層と大阪層群・花崗岩の境界、細い矢印は砂礫層と下位の固結度の高い細粒堆積物の境界を示す。凡例は第70図と同じ。位置は第67図参照。

X. 中新統-更新統下部に発達する地質構造

(尾崎正紀・宮地良典・竹内圭史)

第74図に中新統-更新統下部を変位させる断層及び撓曲の分布を示す。本報告ではこれらの地質構造を便宜上、北東-南西系と南北系の断層・撓曲群に分けて記載する。両断層・撓曲群は、主たる形成時期、方向性において厳密には区分できるものでないが、以下のような特徴が認められる。



第74図 奈良図幅地域の中新統-更新統下部に発達する断層及び撓曲
等高線は、国土地理院発行5万分の1地形図「奈良」に基づき、500mの谷を埋谷して作成。数字は、標高 (m)。

和東谷断層や木津川断層で代表される北東-南西系の逆断層・撓曲群の多くは、山地・高原に発達する。また、変位の大きな主な断層は北東側が上盤の逆断層で、これら断層の変位による北西方向への地塊の傾動が顕著に認められる(第2・74・75-a図)。大福礫層などの鮮新統中部はこれら断層によって切られており、北東-南西系の逆断層・撓曲群の形成時期は鮮新世中期以降と推定される。一方、奈良坂撓曲で代表される南北系の逆断層・撓曲群は、本図幅地域西部の鮮新統最上部-更新統が堆積する奈良盆地-京都盆地に幅1-2.5km間隔で雁行する撓曲として集中して発達する(第74・75図)。

なお、本図幅地域に発達すると推定されていた断層のうち、奈良市の東西方向の鬼ヶ辻断層(粉川, 1954)と井手町から城陽市の南北方向の井手断層(樽松, 1957; 藤田, 1974)は、今回の調査ではその存在が確認できなかった。また、田辺・奈良丘陵に発達する地層の急傾斜部を撓曲として地質図では表現しているが、露頭の条件が悪いため確認できなかったため、急傾斜部に断層が存在する可能性は高いと考えられる。

X. 1 北東-南西系断層及び撓曲

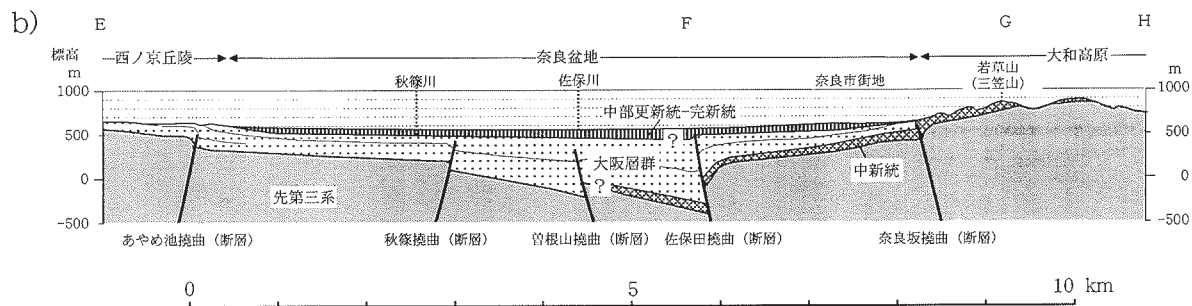
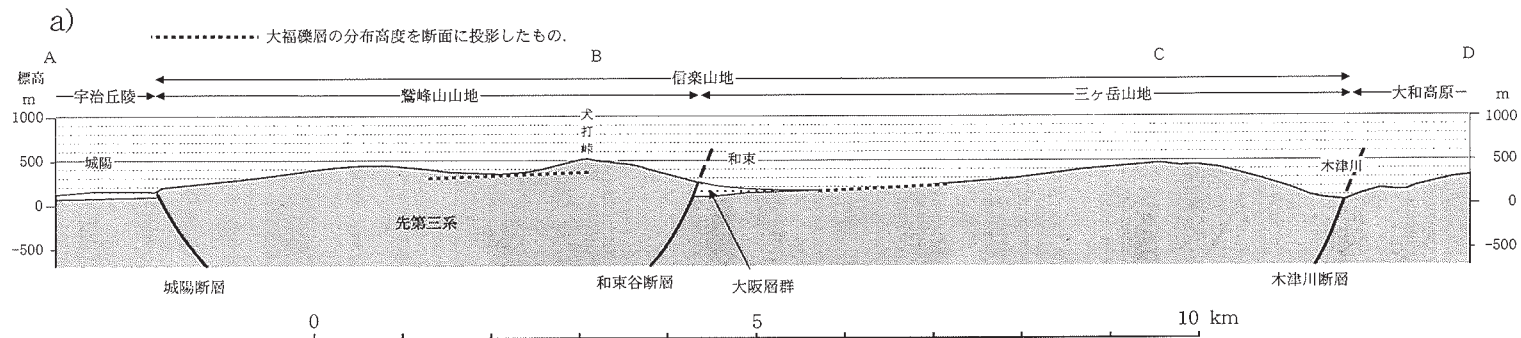
木津川断層(中村, 1934: 活構造としてもXI章に記載) 信楽山地と大和高原及び上野盆地を境する東北東-西南西走向の断層である(多田, 1929; 中村, 1934; 近藤, 1968; 藤田, 1974; 横田ほか, 1976, 1978; 活断層研究会編, 1980, 1991など)。本図幅地域にはその西端部が南山城村北大河原から笠置町笠置にかけて明瞭な断層谷地形として発達する。多田(1929)は、木津川断層の東部を上野断層崖、西部を島ヶ原断層崖と命名している。笠置町以西の木津川断層の地質断層としての延長部は、先第三系の分布を考慮すると木津川沿いに西へ向かい加茂町銭司の東西方向の断層へ連続する可能性が高い。

笠置町北笠置で65°Nの傾斜を示す断層露頭が、南山城村押原(上野図幅地域内)でN80°E, 56°Nで古琵琶湖層群を逆転させている露頭が確認されている(横田ほか, 1978)。

笠置町北笠置では、領家変成岩と柳生花崗岩の境界のずれからは約600mの右横ずれの変位が推定される。また、地形的には200-400m北側隆起の垂直変位が推定できる。上野盆地付近(上野図幅地域内)の古琵琶湖層群(北又礫層など)の分布や地形から、見かけ上の垂直変位は200-300m以上が推定されている(多田, 1929; 横田ほか, 1976)。

和東谷断層(中島, 1960) 和東谷断層は北東-南西から東北東-西南西走向の長さ約25kmの逆断層である。先第三系と鮮新-更新統が接し、北西側が隆起した明確な地形を形成している(第4-b図)。鷲峰山断層崖とも呼ばれる(多田, 1929)。また、地形学的な検討は樽松(1957)によって詳細に行われている。

和東谷断層は和東町原山-湯船間では領家変成岩の頁岩・砂岩とチャートが境していて一部は和東川の流路となっている。しかし湯船以北では断層の位置は地形的・地質的にはっきりしなくなる。更に和東谷断層の北東延長部である信楽町朝宮地域(京都東南部図幅地域)では、鮮新統信楽礫層の分布からは断層による変位は認められない(横田ほか, 1978)。横田ほか(1978)は和東町原山において和東谷断層が分岐することを地質図で示し、石田ほか(1980)では湯船に延びる和東谷断層を和東谷南断層、原山より分岐断層して北北東へ延びるリニアメントを和東谷北断層と呼んで区別している。しかし、和東



第75図 信楽山地及び奈良盆地の地質断面図

a: 城陽-和東-笠置地域の地質断面図。

b: 奈良盆地北部の地質断面図。

断面の位置は第74図に示す。bは佐野(1980)を参考に、地表の調査結果と合わせて作成。

大阪層群
水取礫層
(礫岩)

断層面

丹波帯の堆積岩コンプレックス



第76図 北東-南西系断層の露頭写真

a : 和東谷断層の露頭1. 断層面の走向傾斜は、N55° E, 63° NW. (和東町別所の西)

b : 和東谷断層の露頭2. 断層面の走向傾斜は、N60° E, 40° NW. (和東町白栖の北)



丹波帯の堆積岩
コンプレックス

断層面

大阪層群
水取礫層
砂岩

谷北断層はリニアメントとして明確に認められるものの、丹波帯堆積岩コンプレックスの岩相分布からは明瞭な断層変位は確認できなかったため、本地質図には示していない。なお、和東谷断層の南西側延長部は加茂町登大寺から木津町木津の木津川沿いに至ると考えられる。

和東谷断層の断層面の傾斜は75-30° NW (一部10°程度のこともある)で、谷沿いの断層面と比較して尾根沿いの露頭での断層面の傾斜は緩くなる傾向にある(第76-a, b図)。

和東谷断層沿いの丹波帯堆積岩コンプレックス(領家変成岩類)の岩相分布や和東町石寺での和東谷断層の両側の木屋花崗岩の分布形状から判断すると、和東谷断層には地質図で表現できるような顕著な横ずれ成分は認められない。一方、和東谷断層の北側と南側で大福礫層(Ⅶ章)の基底部の標高差(犬打峠で約365m, 木屋峠付近で約200m)や、飯田(1980)によって求められた礫層の分布から推定された和東谷断層背面の見かけ上の北西方向の傾動量(走向N35° E, 1/15の勾配で北西側へ傾斜; 約70m/



c: 水間断層の露頭. スケールは1m.
断層面の走向傾斜は, E-W, 40° N. (奈良市水間)

d: 綺田断層の露頭. 断層面の走向傾斜は, N35° E, 50° SE. (山城町綺田の東)

領家変成岩類

断層面

鉢伏礫岩層
(巨礫角礫岩)



山城花崗岩

断層面

破砕帯

大阪層群東畑互層 (シルト・砂互層)

km) を考慮すると, 和東谷断層の垂直変位は350-450mと推定される.

和東谷断層沿いに傾動地塊盆地の堆積物として分布する大阪層群東畑互層及び水取礫層は, 北西へ数度の傾きで緩やかに傾斜しているが, 断層沿いでは南東方向へ急斜し, 一部逆転層も認められる. また東畑互層から水取礫層へは顕著な上方粗粒化が認められ, 水取礫層上部では角礫が増す特徴を持つ. これらの岩相変化と東畑互層と水取礫層の堆積年代 (第50図) から推定すると, 少なくとも約200万年前には和東谷断層によって東畑互層が堆積することができる低地が形成され, 約150万年頃には大量の角礫を供給する規模に断層崖が発達していたと考えられる.

なお, 活断層研究会編 (1991) では確実度 I, 活動度 B, 上下成分隆起側は北西約280mの断層と記載されているが, 活断層としての根拠は現在まで得られていない.

観音寺断層及び美加原撓曲 (河村, 1993) 加茂町観音寺から大野に発達する北北西-南南東方向の長さ5km以上 (撓曲部も含める) の断層である. 観音寺では断層によって鮮新-更新統下部と領家花崗岩

が接するが、北東方では第四系に覆われている。観音寺断層の南東延長部は撓曲構造が認められ、美加原撓曲（河村，1993）と呼ばれる。観音寺断層の北方延長部は加茂町の登大路へ連続すると推定される。

鹿背山トンネル東側付近で断層の走向傾斜がN30° E、ほぼ垂直の断層露頭が確認されている（河村，1993）。断層東方の大坂層群は全体として北西へ緩やかに傾斜（5°以下がほとんど）するが、断層沿いの大阪層群の急傾斜部は南東へ30-90°傾斜する。なお、河村（1993）や河村（1994）では観音寺トンネル以北の観音寺断層東側沿いの傾斜を65°、80° WNWとしているが、これらは逆転層の傾斜を示していると思われる。

ボーリングデータと重力探査から求められた基盤等深線図（近畿農政局計画部資源課，1976）や地質図からは、観音寺付近で120m以上、下梅谷付近で約80mの見かけ上の垂直変位が推定できる。

鹿背山撓曲（河村，1993） 木津町鹿背山から市坂に至る長さ約5kmの撓曲で、見かけ上鹿背山南で奈良坂撓曲に切られる（第51図）。撓曲帯は100m程度で、傾斜は最大40° SEに達する。地質図及び重力探査による基盤等深線図（近畿農政局計画部資源課，1976）からは、見かけ上20-50mの垂直変位が推定できる。

山田断層（新称） 加茂町山田付近に発達する北北東-南南東方向の断層で、大福礫層と先第三系を境する。山田断層東側の大福礫層は10-15° Wへ傾斜し、断層西側の上盤側にも大福礫層が分布する。見かけ上、北西側が約50m隆起している。

狭川断層（^{さかわ}帷子，1961；横田ほか，1978） 広岡町から安郷川の東側沿いを走り須川へ連なる断層である。帷子（1961）は狭川断層崖と、また横田ほか（1978）は具体的な記載はないものの地質図中に狭川断層として示している。今回の調査でも断層露頭は確認できなかったが、地形的にリニアメントが明確で断層北西側が60-100m高いこと、大福礫層上部が断層沿いに分布することから、和東谷断層・観音寺断層などと同様の、北西側隆起の逆断層である可能性が高い。

田原断層（横田ほか，1978；活断層研究会編，1991） 白砂川沿いの狭い低地の東縁に位置する北北東-南南東から南北方向に発達する長さ約11kmの東上がりの断層である。横田ほか（1978）の地質図上に引かれた奈良市田原付近（桜井図幅地域内）の南北方向の断層を、活断層研究会編（1991）が更に北方の奈良市阪坂町にまで延長した断層である。帷子（1961）は大柳生断層崖、奈良県企画部開発調整課編（1984）は柳生推定断層と呼んでいる。

断層沿いの地形からは100-200mの比高が求められる。今回の調査結果から得られた傾家変成岩及び傾家花崗岩類の岩相分布を見る限り、田原断層の横ずれ成分はほとんどない。中位段丘堆積物などの礫層が田原断層に沿って分布するが、断層露頭は今回の調査では確認できなかった。なお、活断層研究会編（1991）では確実度 I，活動度 [C]，上下成分隆起側は東側約100m，延長7kmの断層と記載されている。また、八木ほか（1998）は推定活断層としている。

水間断層（^{みま}横田ほか，1978） 奈良市東部の水間付近に、東北東-西南西方向に発達する長さ4km以上の逆断層である。具体的な記載はないが、横田ほか（1978）は水間断層と呼んで地質図に示している。

今回確認できた水間の断層露頭は、不淘汰な角礫主体の巨礫岩層と傾家変成岩類が接する逆断層で、断層の走向傾斜はE-W，40° Nを示す（第76-c図）。断層破砕帯（5-6cm）の上盤側には、ある程度固結した断層粘土（1cm以下）が認められる。小野味礫層と考えられる巨角礫層は、最大2×1mサイズの変

成岩ブロックを含む。

断層をはさんで分布する地獄谷累層の配置や比高から、見かけ上、垂直変位約40mと右ずれ変位200-250mが推定される。なお、活断層研究会編（1991）では確実度Ⅲの活断層と推定され、八木ほか（1998）では活断層として扱われていない。

綺田断層（新称） 山城町綺田北東部の山地と丘陵地の境界付近に発達する逆断層である。断層の走向傾斜はN45° E, 25° SEで、花崗岩と大阪層群が接する（第76-d図）。綺田断層以北の大阪層群の走向傾斜はN-S, 10° Wであるが、断層沿いの大阪層群の走向傾斜はN35° E, 50° SEで地層の逆転も認められる。

多賀断層（新称） 井手町多賀の北東-南西方向の南谷川沿いに発達する断層である。断層南東側の大阪層群は30-40° NWへ急傾斜するのに対し、断層北西側は10°以下の傾斜を示す。断層露頭の確認はできなかったが、大阪層群の分布・走向傾斜の変化や谷地形から、北西側が30m以上隆起した断層と推定される。

城陽断層（新称） 青谷川沿いに発達し丘陵と山地を境する北東-南西方向の断層である（長さ3km以上）。今回断層露頭は確認できなかったが、飯盛山の水取礫層と青谷川北西部の水取礫層の関係から、南東側50-60mの隆起が推定できる。なお、樽松（1957）は城陽断層の北東への延長方向に郷之口断層崖を推定している。

X. 2 南北系断層及び撓曲

奈良坂撓曲（粉川，1954；活構造としてもXI章に記載） 最初の定義（粉川，1954），あるいは活断層（寒川ほか，1985）としての奈良坂撓曲は、奈良市奈良阪町付近の高位段丘堆積物を変位させる北北西-南南東方向の撓曲である。しかし大阪層群の変位からみると、南は雑司町から高畑町に、北は木津町下梅谷から鹿背山に至る長さ約8kmの撓曲である。雑司町以南については地質図では撓曲として描いていないが、高位段丘堆積物と中位段丘堆積物の境界付近に撓曲あるいは断層として発達する可能性が高い。下梅谷-鹿背山付近のものは下梅谷撓曲とも呼ばれる（河村，1993）。奈良坂撓曲の北部では、見かけ上前述の鹿背山撓曲を切る。なお、撓曲名は奈良坂撓曲であるが、名称の由来となった地名は現在奈良阪町と呼ばれている。

撓曲帯の大阪層群の傾斜は奈良阪や下梅谷付近では20-40° W, 正倉院東側で50-60° Wを示す。高位段丘面を変位の基準とすると奈良阪町付近では、相対的に東側が25-30m隆起している。重力探査による基盤等深線図（近畿農政局計画部資源課，1976）から大阪層群基底部の変位は下梅谷付近で50-70mと見積もることができ、大阪層群の岩相分布からも同様な変位が推定できる。

市ノ井断層（嶋倉ほか，1971） 奈良市の若草山東から白毫寺町（ひくごうじ）に南北に発達する市ノ井断層は、奈良市市ノ井の能登川の川底において断層露頭が確認されている（嶋倉ほか，1971）が、今回若草山東から春日山東では領家変成岩類と中新統は不整合関係で接すると考えられ、断層で接するとは認定できなかった。したがって、地質図では能登川付近までを断層として示した。能登川南方の岩井川（桜井図幅地域内）より南側では中新統藤原層群と領家変成岩が接する高樋断層（たかひ）へ連続すると考えられている。

佐保田撓曲（粉川，1954） 奈良市法蓮寺から佐保台・左京へ，北北西-南南東方向に伸びる長さ3km以上の撓曲帯である（第77図）．急傾斜帯で大阪層群は $30-50^{\circ}$ Wへ傾斜する．急傾斜帯の幅は350m程度である．見かけ上の垂直変位は150-200m東側隆起と推定できるが，奈良盆地内に伏在する南方へ向かって変位は大きくなると推定される．佐保田撓曲を挟んで分布する高位段丘堆積物を基準とすると，垂直変位はほとんど認められない．

曾根山撓曲（嶋倉ほか，1971） 奈良市吐師^{はげ}から曾根山をとおり歌姫町に至る延長約3km以上の南北性の撓曲である．撓曲部の大阪層群は $20-30^{\circ}$ Wに傾斜する．撓曲帯の幅は200-300m，垂直成分は150m以上である．

秋篠撓曲（佐野，1980） 秋篠撓曲は秋篠から山田^{ほうぞの}へ延びる約6kmの西落ちの撓曲で，北部では西落ちの断層が推定される．嶋倉ほか（1971）の平城撓曲，染川・吉川（1983）の乾谷撓曲に一致する．撓曲部の大阪層群は $20-50^{\circ}$ Eに傾斜している．撓曲帯の幅は約300mで，見かけの垂直変位は約200mである．

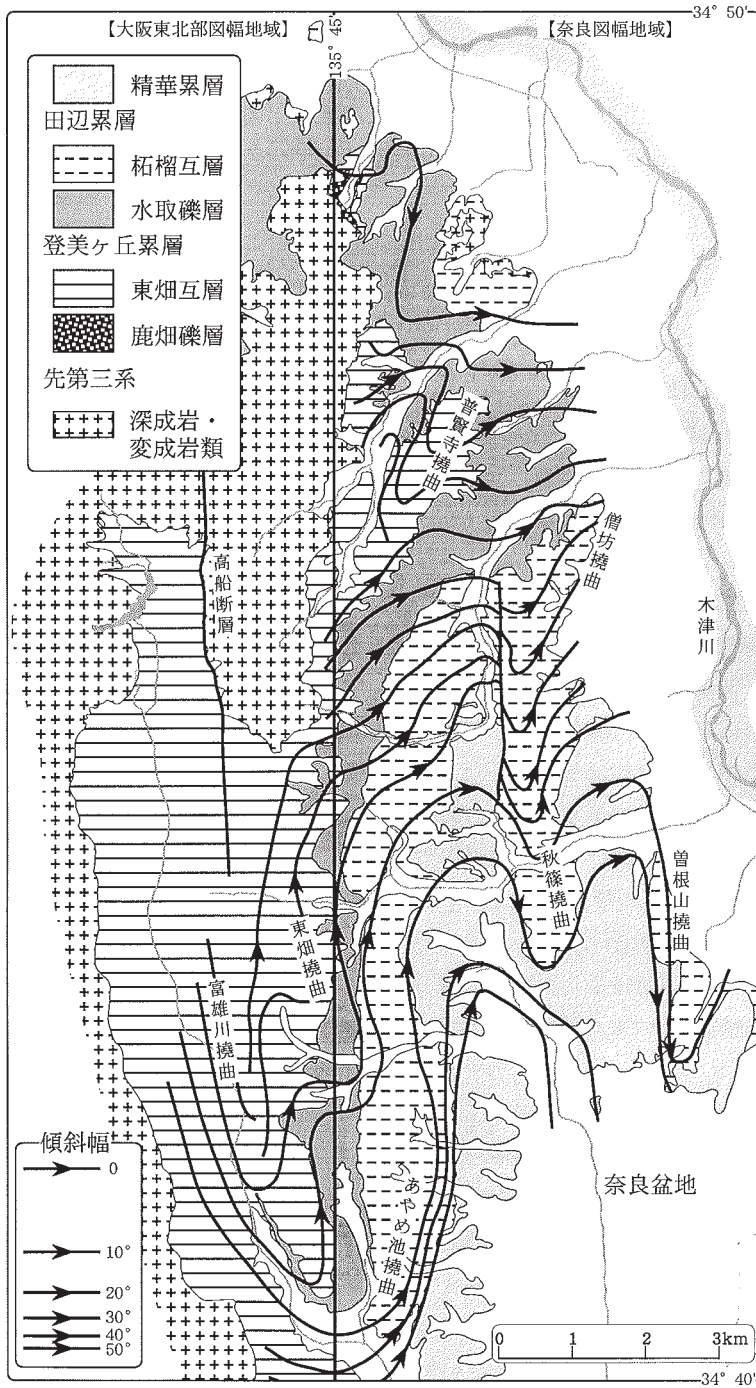
あやめ池撓曲（嶋倉ほか，1971） あやめ池撓曲はほぼ南北に延びる長さは4km以上の撓曲で，北部では北北西-南南東，南部では北北東-南南西方向で東に傾斜した撓曲である．撓曲部の大阪層群は $40-70^{\circ}$ Eに傾斜している．撓曲帯の幅は250m程度で，垂直変位は200m以上である．

僧坊撓曲（佐野，1980） 僧坊から北稻八間に発達する北北東-南南西方向の長さ2.5km以上の東落ちの撓曲である．染川・吉川（1983）の下粕撓曲に一致する．撓曲部の大阪層群は約 30° Eに傾斜している．向斜部が露出していないが，撓曲帯の幅は300m以上で，変位量は東側隆起100m以上と推定される．

なお，僧坊において傾斜した大阪層群下部層とその上位に水平に載る大阪層群最上部層との傾斜不整合が認められている（活断層研究会編，1980）が，本報告ではこの大阪層群最上部層を三田村（1992）と同様，高位段丘堆積物と解釈した．

普賢寺撓曲（染川・吉川，1983） 京田辺市多々羅から水取にかけて北北東-南南西方向に発達する長さ約3km撓曲である．撓曲帯の幅は300-400mで，撓曲部で大阪層群は $20-80^{\circ}$ Wへ傾斜する．水取南では，東側が約80m隆起している．

以上のほかに田辺丘陵西部には，東畑撓曲（三田村，1992），富雄川撓曲^{とみおがわ}（嶋倉ほか，1971）などが発達する（第77図）．



第77図 田辺丘陵及び周辺地域に分布する大阪層群の走向線図

XI. 活構造及び地震災害

(寒川 旭)

XI. 1 活構造

XI. 1. 1 奈良市付近の活構造

奈良盆地東縁北部にあたる奈良市から天理市にかけての区間では、3本の断層（撓曲）が南北方向に平行している（坂本、1955；寒川ほか、1985；活断層研究会編、1980、1991；第78図）。

この中で最も東に位置し、山地と丘陵・段丘面群の境界を走る高樋断層は、基盤岩類と中新統（藤原層群）が接するもので、活動時期は最も古く考えられている（坂本、1955）。高樋断層の西側数百mに平行する三百断層では、中新統と大阪層群下部相当層の白川池累層が垂直に近い断層面で接しており、これを虚空蔵山礫層（最も高位の段丘面を形成する堆積物）が覆っている（坂本、1955）。

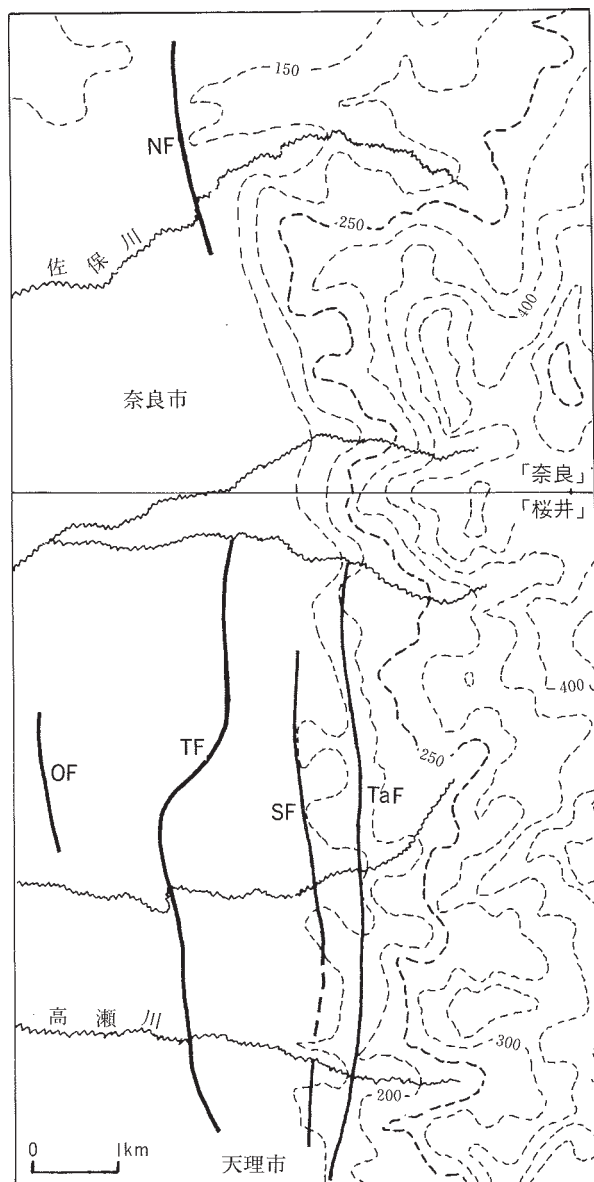
三百断層の500m-1.5km西に発達する天理撓曲は、丘陵・段丘面群と沖積低地を境しており、新旧の段丘面や段丘面を構成する堆積物は、いずれも西に向かって傾いている（坂本、1955；寒川ほか、1985）。天理撓曲の北方延長は、奈良市街地に入って不明瞭になるが、市街地の北方では、段丘面（th面）を変形させる奈良坂撓曲が認められる（坂本、1995；寒川ほか、1985など）。

天理撓曲 寒川ほか（1985）は天理撓曲について垂直方向の平均変位速度を求めているが、鹿野園面・和爾面・櫛本面を基準にした場合、それぞれ、 $0.07-0.14\text{m}/10^3\text{年}$ 、 $0.16-0.28\text{m}/10^3\text{年}$ 、 $0.25-0.30\text{m}/10^3\text{年}$ という値となり、新しい段丘面の場合ほど大きな値となっている。また、寒川ほか（1985）は、天理撓曲に沿う虚空蔵山礫層と白川池累層の変形が同じ程度であることにより、天理撓曲を形成した断層活動は、白川池累層がすでに堆積した後で虚空蔵山礫層によって最高位の段丘面が形成される頃に開始したと考えている。

奈良坂撓曲 本図幅地域に含まれる奈良坂撓曲では、第79図のような段丘面の変位が認められ、Loc.1では小断層、Loc.2・3では地層が撓曲した状況が観察できる。段丘面の変位量は東上りで約33mとなり、 $0.13-0.17\text{m}/10^3\text{年}$ の平均変位速度が示されている（第80・81図；寒川ほか、1985）。

Loc.2ではth面（寒川ほか、1985の奈良坂面）の段丘堆積物が、走向 $N30^\circ W$ 、傾斜 $40^\circ W$ を示している。そして、Loc.3では大阪層群相当層が、走向 $N5^\circ W$ 、傾斜 $62^\circ W$ を示し、これを傾斜不整合に覆うth面堆積物が $30-40^\circ W$ の傾きを示している（寒川ほか、1985）。

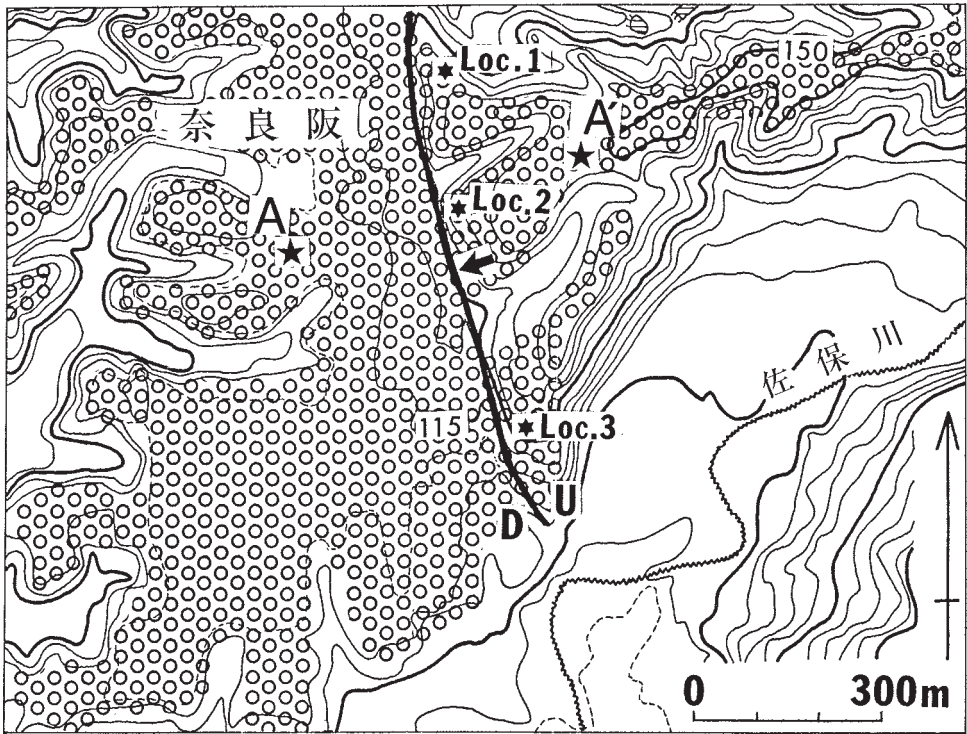
Loc.1について、th面堆積物を変位させる西傾斜の逆断層が3本（a. b. c）平行する様子を、寒川ほか（1985）が図示している（第81図）。これによると、aは走向 $N2^\circ E$ 、傾斜 61° でth面堆積物の基底を西上がりに1.4m変位させている。bは走向 $N5^\circ W$ 傾斜 $61^\circ W$ で大阪層群を70cm、th面堆積物を30cm、



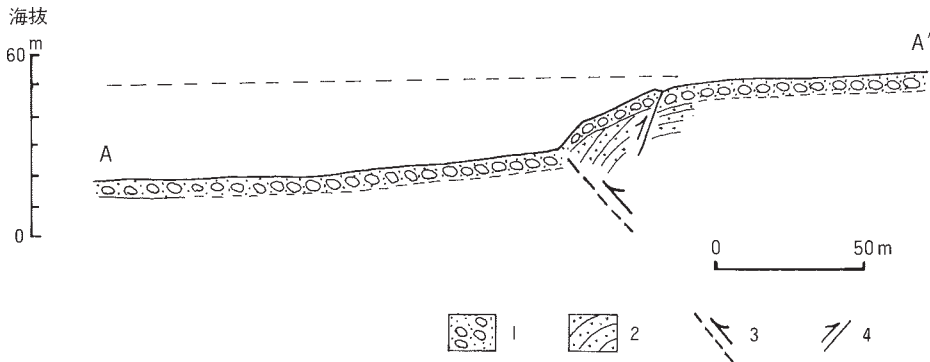
第78図 奈良盆地東縁の活構造
 NF：奈良坂撓曲，TF：天理撓曲 OF：帯解断層，SF：三百断層，TaF：高樋断層

いずれも西上がりに変位させている。cは走向N8°W，傾斜60°Wで大阪層群中のシルト層を90cm西上がりに変位させている。これらの断層はいずれも，撓曲を生じさせた断層変位（東上がり）と逆方向の変位を示しており，撓曲崖を形成する断層活動に伴って副次的に生じた（逆むき）断層である（寒川ほか，1985）。

奈良市街地の東縁には，段丘面群と山地を限る崖地形が見られ，地形的に断層崖と考えられている（帷



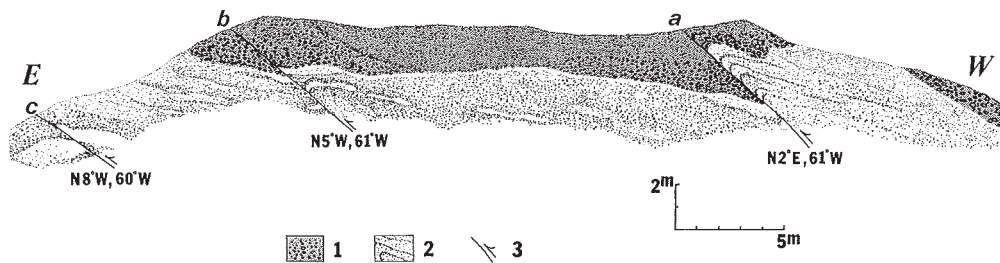
第79図 奈良坂撓曲による段丘面の変形
寒川ほか（1985）による。太実線が撓曲を示す。丸いアミで示したのがth面。



第80図 奈良坂撓曲に沿う地形断面図
寒川（1985）による。断面の位置は第79図に示す。
1：th面堆積物，2：大阪層群，3：推定される主断層，4：露頭で認められる断層

子，1961）。また，市街地の中央に10m前後の落差をもつ急斜面（東上がり）が見られ，撓曲崖である可能性が指摘されている（寒川ほか，1985）。

その他の撓曲 奈良坂撓曲と天理撓曲は一連の東傾斜の活断層と考えられ，奈良盆地東縁断層系と名



第81図 奈良坂撓曲に沿う断層露頭
 スケッチ地点：Loc.1（第79図参照）．寒川（1985）による．
 1：th面堆積物，2：大阪層群，3：断層

付けられ、1996年には地質調査所による総合調査が行われている（奥村ほか、1997）。

この中で行われたトレンチ調査により、当断層系が最近の1万年間（奈良時代よりは前）に少なくとも一度断層活動を行ったことが判明した。また、反射波地震探査やボーリング調査から、天理撓曲の1-2km西側に平行する活断層（帯解断層）が発見され、東側が上昇するような活動を続けていることがわかった（奥村ほか、1997）。

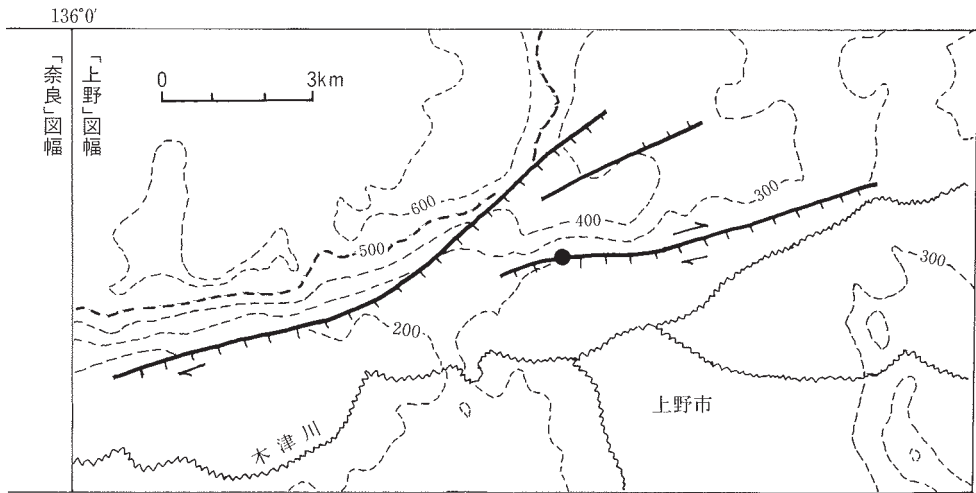
本図幅内の城陽市から奈良市に至る範囲では、この他にも活構造の可能性のある崖地形や段丘面上の急斜面が指摘されている（八木ほか、1998）が、現時点では、活構造であることを地質学的に示す資料は得られていない。

XI. 1. 2 相楽郡地域の活構造

木津川断層系 本図幅地域東端から東へ向って木津川断層系が発達している（中村、1934；横田ほか、1978；活断層研究会編、1980、1991など）。この断層について、1854（嘉永8・安政元）年7月9日（グレゴリオ暦）に発生して上野盆地を中心に大きな被害をもたらした「伊賀上野地震」（後述）の震源断層である可能性が高いと考えられている（宇佐美、1996など）。そして、木津川断層系に沿って、地割れなどの地変が生じたことが報告されている（今村、1911；横田ほか、1976；萩原編、1982など）。

1998年に地質調査所が木津川断層系に関する総合調査を実施し、上野市東高倉におけるトレンチ調査で鮮明な逆断層が検出された（第82図）。断層で切断された下盤側の地層には、中世後期の陶磁器片や、中世中頃の瓦器片が含まれており、この断層が中世の終わり頃以降に活動したことが確実となった（第83図）。この時期に当地域に激しい地震動を与えたのは1854年の伊賀上野地震のみであり、木津川断層系がこの地震を引き起こしたことが判明した（苅谷ほか、1999）。また、トレンチ周辺に横ずれ変化を示唆する変位地形が存在することなどにより、この折りの断層活動が右横ずれ成分を伴っていたことも推定されている（刈谷ほか、1999）。

和束谷断層 前章で述べたように鷲峰山山地の南東縁を限る崖地形に沿って逆断層が発達する。この断層に沿って大阪層群相当層が急傾斜しており第四紀に活動したものと思えるが、第四紀の後期まで活動が継続している証拠は認められていない。



第82図 木津川断層の分布
太実線が活断層。黒丸印は東高倉のトレンチ位置。



第83図 木津川断層におけるトレンチ調査
人の指先の位置に中世の瓦器片が含まれていた。矢印は断層活動の方向を示す。

XI. 2 地震災害

XI. 2. 1 史料から見た地震災害

本図幅地域に大きな被害を与えた地震として、1854（嘉永7・安政元）年7月9日丑刻（午前2時頃）の伊賀上野地震が挙げられる（以下、年月日はグレゴリオ暦で示す）。これは、上野盆地の北縁に発達する木津川断層系によって生じたと考えられており、上野盆地を中心とする近畿中央部に大きな被害を与えた。当時の古文書では、揺れの程度を「地震寸法」として表現し、奈良・上野1.8尺、郡山・四日市・古市・木津・河州1.5尺、江州0.9-1.2尺、福井1.0尺、京都5寸、大阪・堺・紀州・丹波・丹後・幡州3-4寸と書かれている（宇佐美、1996など）。

現在の奈良市街地の中央に位置する元興寺では、南大門前が井上町と呼ばれており、「奈良井上町年代記」には「大ニ震ひ、燈火消、家根の瓦飛上がり、家も倒れ、蔵之壁こぼて崩、其音雷のごとく、諸人の泣声にて驚、病人即死、或ハ押ニ打れ、死人数多有之、奈良町中二百八十人有よし。久保町・水の上（未詳）・清水辺にて、四十人余有之候。元興寺塔の一重め、瓦残らず落ちる。御番所（奉行所）壊ル。土蔵不残壁落ル。春日社石燈籠、不残倒レる。」と被害の状況が示されている（東京大学地震研究所編、1986）。奈良市街での震度はVIと推定されている（宇佐美、1996）。

一方、1596（文禄5・慶長元）年9月5日子刻（午前零時）に生じた伏見地震は、京阪神・淡路島を中心とした広い範囲に大きな被害をもたらした。奈良でも、唐招提寺で戒壇・僧堂などが倒れ、金堂・講堂・東塔などが破壊した。また、法華寺金堂・海竜王寺・興福寺などが破壊し、般若寺の十三重石塔の上二輪と九輪が墜ちており、宇佐美（1996）は震度をVと想定している。

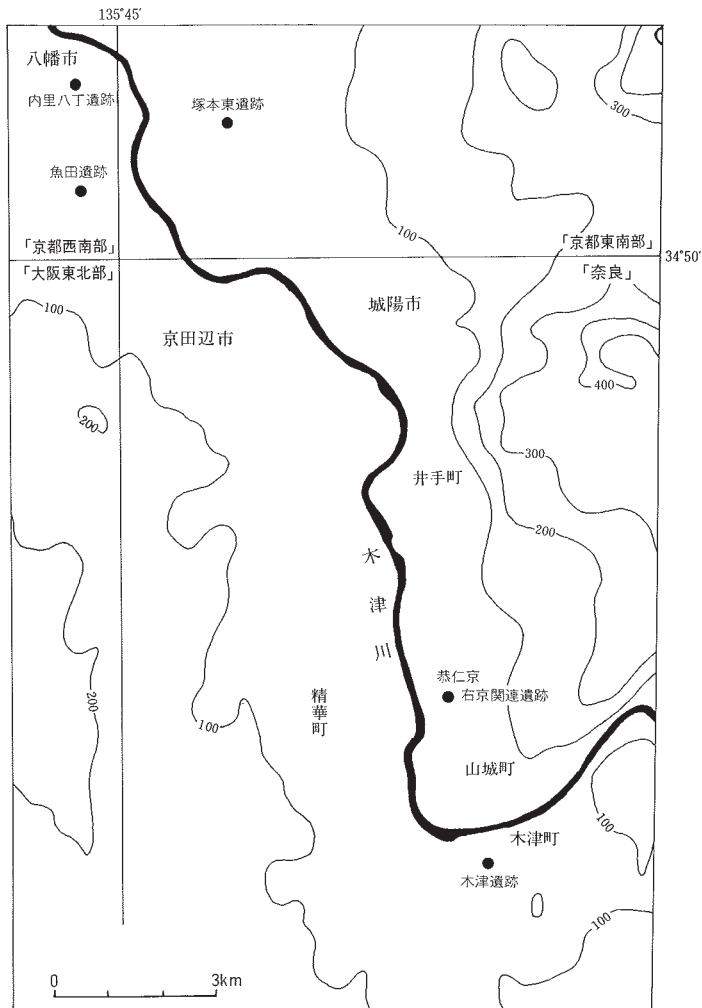
その他、南海トラフのプレート境界からくり返し発生する南海地震でもかなりの揺れを蒙っている。この中で規模の小さかった昭和南海地震では震度IV、規模の大きかった安政（1854年）・宝永（1707年）では、震度V程度の揺れが本図幅地域を襲っている（宇佐美、1996）。前述の「奈良井上町年代記」には、安政南海地震（1854年12月24日）についても書かれているが、記述の中心は大阪湾の津波被害で、地元での具体的な被害に触れていない（東京大学地震研究所編、1987）。

XI. 2. 2 地震の痕跡

本図幅地域内、及び周辺における考古遺跡の発掘調査の過程で地震の痕跡が検出されている（第84図）。

山城町教育委員会が発掘した恭仁京右京関連遺跡では、第85図に示したような液状化の痕跡が検出された。当時の地表面下1.3-1.5mに堆積した中-細粒砂が液状化し、最大幅1.5cmの複数の砂脈を通じて噴砂が上昇し、その一部が当時の地面を覆っている。

噴砂が覆う地表面上には肥前波佐見焼の破片（18世紀後半に製造）が混入しており（山城町教育委員会の中島正氏より御教示頂いた）、地震の発生は18世紀後半以降で現代に到るまでの間に限定される。1854年の伊賀上野地震と、同年の南海地震の可能性があるが、当地域に特に強い揺れを与えた伊賀上野地震の痕跡である可能性が高い。

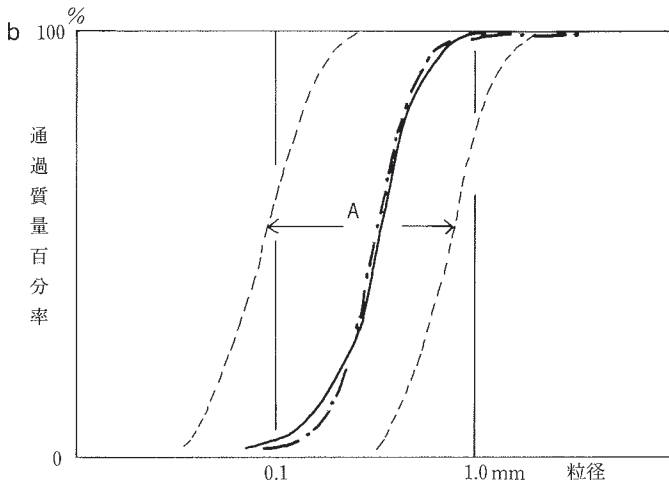
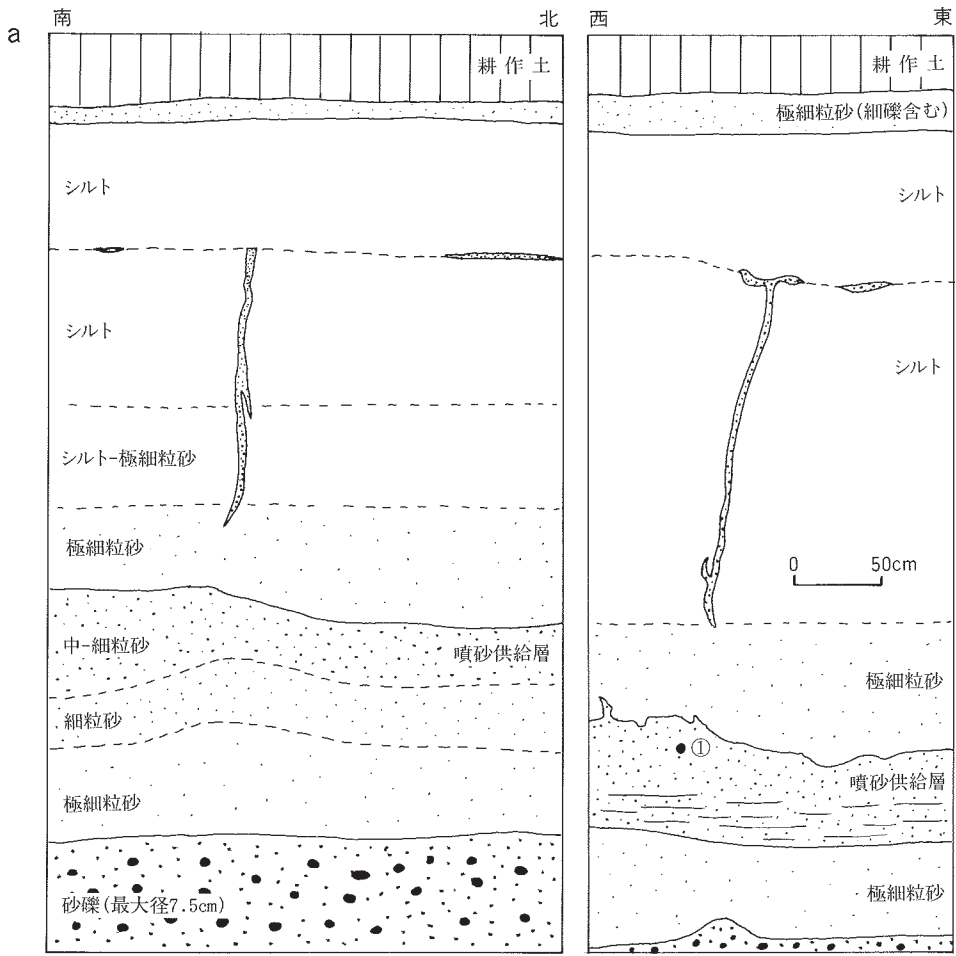


第84図 地震の痕跡を検出した遺跡の分布図

田辺町教育委員会が発掘した京田辺市の魚田遺跡では、砂層から幅1cm程度の砂脈が約70cmの高さまで上昇し、当時の地表面に薄く広がっている状態が検出された。砂脈は中世の地層をすべて引き裂き、近世の地層に覆われているので、1596年の伏見地震の痕跡と考えられている（田辺町教育委員会，1997）。

本図幅地域の北に位置する城陽市の塚本東遺跡でも液状化現象の痕跡が検出され、古代から近世に到る複数回の液状化が生じたことが報告されている（中塚，1996）。

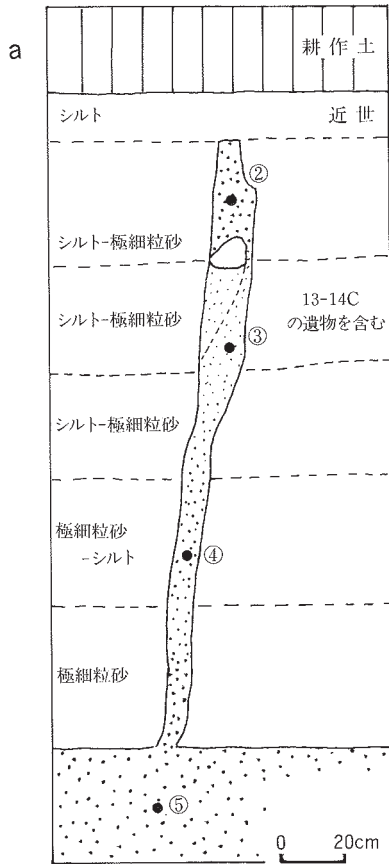
第86-a図は、塚本東遺跡における液状化跡の一部の断面図である。ここでは、中-細粒砂で液状化が生じ約1.5mの高さまで砂脈が上昇し、この先端で浸食されている。第86-b図に示した粒度組成によると、液状化した地層⑤から、砂脈下部④、砂脈中部③と、上ほど粒子が細くなる傾向が顕著で、噴砂の上昇に伴って級化が生じたことがわかる。一方、砂脈上部の②になると互ひ粗い粒子に変わっている



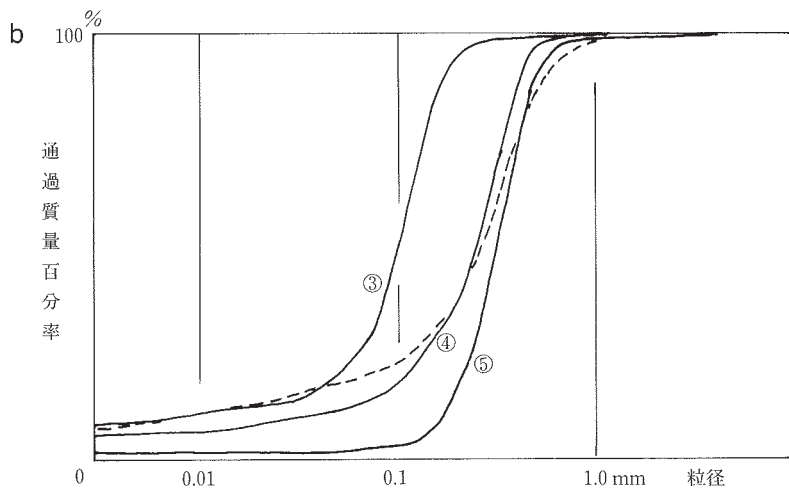
第85図 恭仁京右京関連遺跡で検出した液状化現象

a: 液状化の様子。噴砂を供給した砂層及び砂脈が引き裂く地層は近世に堆積したと考えられる。①は粒度分析試料採取位置。

b: 液状化した地層の粒度組成。実線は恭仁京右京関連遺跡①、一点鎖線は塚本東遺跡②。Aは日本港湾協会(1979)が示した“特に液状化の可能性あり”の範囲。



第86図 塚本東遺跡で検出した液状化現象
 a : 液状化の様子. ②~⑤は粒度分析試料採取位置.
 b : 噴砂の粒度組成. 試料②は破線で示す.





第87図 木津遺跡で検出された砂脈
写真は奈良時代の生活面での平面形を示す。砂脈は更に上位の地層も引き裂いていた。

が、寒川（1999）で示したように、砂を含む地下水が上昇する過程の最終段階で、流速が急に小さくなったことによって生じた現象と考えられる。

第86図の砂脈は、13-14世紀の瓦器片を含む地層を引き裂き、江戸時代の地層に覆われている（城陽市教育委員会の小泉裕司氏に御教示頂いた）ことから、1596年の伏見地震によって生じた可能性が高い。

木津町に位置する木津遺跡でも2地点で液状化の痕跡が検出されており（第87図）、1854年の伊賀上野地震も含めて、近世に生じた地震の産物と考えられる（京都府埋蔵文化財調査研究センター、1986・1989；埋文関係救援連絡会議・埋蔵文化財研究会編、1996）。

XII. 資源地質

（尾崎正紀・宮崎一博・竹内圭史）

マンガン 丹波帯のチャートには各地にマンガン鉱床が知られており、本図幅地域でも鷲峰山・和束でかつて層状マンガン鉱床が稼行されていた（京都府農林部耕地課編、1983）。宇治田原町犬打川南の尾

根のチャートには坑口跡が残っている。

石材・砕石 井手町井手の東方の山吹山付近・木津町法華寺野・和東町木屋では、変成層状チャート・変成珪質泥岩・変成泥岩などが採掘され、道路用・コンクリート用などに使用されている（通商産業省生活産・工業技術院地質調査所，1993）。また、和東町撰原^{えりはら}で木屋花崗岩が、南山城村童仙房で柳生花崗岩が、それぞれかつて石材として採石されていた（石井，1932）。

亜炭 奈良市の若草山南山腹（春日炭坑），二月堂の北（若草炭坑），春日山東の谷浴い（奈良炭坑），地獄谷（三笠炭坑），中ノ川東（中ノ川炭坑）に分布する，地獄谷累層の鬼ヶ辻泥岩砂岩層中の連続性に乏しい炭層が戦中から戦後にかけて小規模に採掘されていた（地質調査所編，1960：嶋倉ほか，1971）。

山砂利 城陽町東部の丘陵地では，川砂利採取を大幅に制限されて以降，昭和30年代後半から大阪層群の砂礫層が現在まで採取されている（五條，1992）。また，京田辺市から奈良市に至る丘陵に分布する大阪層群も，小規模であるが多くの地点で砂礫層が採取されてきた。

磨き砂 奈良市鬼ヶ辻において，中新統の石仏凝灰岩層が磨き砂として採掘されていた（島倉，1963）。また，大阪層群中の福田火山灰層も磨き砂として戦時中までいくつかの場所で掘られていた。

XIII. 水 文 地 質

（田口雄作）

本図幅地域の低地は，大きく分けて2地域に分割できる。すなわち，本図幅地域北西部を占める木津川に沿う低地と，南西部を占める奈良盆地（大和盆地）である。地形的に言えば，両地域を分けるもつとも低い分水界は，京都府と奈良県の県境のJR関西本線平城山駅よりやや南部の，標高90m以下の比較的なだらかな丘陵である。

文献によれば，本地域の地下水に関する研究は，それぞれの地域で独立して実施されたものばかりで，両地域を同時に扱ったものはほとんどない。奈良盆地は従来から多くの研究者によって研究されてきたが，本図幅地域は奈良盆地の北部に位置するため，彼らに記述されていないことが多い。木津川下流域の地下水に関する文献の数は，奈良盆地のものに比べてそれほど多くはない（例えば，尾崎・岸，1961）。

XIII. 1 不圧地下水

本地域の不圧地下水は，以前は生活用水として不可欠の水源であったが，現在は雑用水として使われる以外ほとんど利用されていない。

木津川下流域と奈良盆地の不圧地下水のあり方を把握するため，1998年3月と7月の2回，一斉測水

調査を実施した（第4表）。本地域では、通常3月は渇水期、7月は豊水期にそれぞれ相当するが、1998年は、3月に異常降水、7月には干ばつと異常気象であったため、地下水位は平年のそれとは大分様相を異にしていたと思われる。調査結果を基に地下水面図を作成してみたところ、両時期のそれには有意な相違が見られなかった。したがって、本報告では1998年7月の地下水面図（第88図）をもとに記述することにする。

XIII. 1. 1 木津川下流域の不圧地下水

地下水のあり方と洪水 第88図に示すように、大まかに言えば、本図幅地域内の木津川下流域低地は、京都府木津町から同府城陽市に向かってほぼ南北方向に地下水谷が形成されている。この地下水等高線の形は、地下水が河川を涵養することを意味している。尾崎・岸（1961）によって実施された木津川の流量観測によっても、本低地における木津川は、地下水からの涵養が見られると記述している。しかし、部分的に見れば、東西方向から木津川下に流入する支流は、小規模な扇状地を形成し、地下水面図上では本流とは逆に、河川が地下水を涵養する伏没河川となっているところも見られる。木津川右岸の玉川・天神川・不動川・鳴子川や、左岸の煤谷川・普賢寺川が形成した小扇状地はその典型である。ことに、京都府井手町の玉川が形成した小扇状地にある蟹満寺付近では、現在も地下水が湧出しているのが観測される。これらの小規模扇状地は、丘陵地から木津川までの距離が短いわりに堆積物の供給が多く、鉄道や道路が天井川（堀井、1953）の下をトンネルでぬける光景が見られる。このため、過去には豪雨時に河川が氾濫することが多く、井手町史編集委員会（1983）や山城町役場（1987）によれば、本地域の住民は、16世紀後半から20世紀にかけて10回以上の大洪水や、数多くの水害に遭遇している。また、本地域は古くから人々がこの地で生活していた水文史的な遺跡も多く見られる。例えば、山城町上粕は室町時代の環濠集落跡があり、郷とか垣内と呼ばれる共同生活単位の辻には、郷井戸と呼ばれる共同井戸があり、大里集落には直径が2mを超える大口径井戸も現存している。また、井手町には「六角井戸」と呼ばれる井戸枠が、六角形をした珍しい井戸も見られる。

地下水が豊富と考えられている地域でも、木津川に懸かる泉大橋を挟んで対峙する、木津町木津地区と山城町上粕地区の一部の井戸は、現在では一年中涸渇するほど、地下水位の慢性的な低下現象が顕在化している。

水質 今回実施した分析結果（第5表及び第89・90図参照）によると、木津川下流域の不圧地下水の水質は、一般的にあまり良好とは言えない。ほとんどすべての採水した井戸水の導電率は20mS/mを上回り、家庭雑排水や肥料など地表起源の汚染を受けていると見られるところも多い。磷酸イオンの値が数mg/lを記録するところも見られ、地下水流動も活発とは言えないと考えられる。アンモニウムイオンもわずかながら検出される井戸も多い。また、小扇状地に位置する井戸の地下水の水質はCa-HCO₃型を示し、導電率の値も10-20mS/mであるが、NaClや硝酸性窒素による汚染が、わずかながら検出された。

XIII. 1. 2 奈良盆地の不圧地下水

地下水のあり方 奈良盆地では、近代的な地下水利用が始まる前、住民は水の確保、とくに灌漑用水の確保に苦労した。7世紀から19世紀に至る1,300年間に124回もの渇水があり、平均的には約10年に

第4表 奈良因幡地域の不圧地下水測水表

番号	観測井戸の住所	地盤 標高 (m)	1998年3月12-17日調査			1998年7月22-26日調査			
			水面深度 (m)	湛水深 (m)	地下水面 標高(m)	水面深度 (m)	湛水深 (m)	地下水面 標高(m)	
1	相楽郡木津町	奈良道	35.8	0.58	1.44	35.2	0.72	1.30	35.1
2		鹿背山	40	1.30	3.32	38.7	2.36	2.26	37.6
3		木津	35	>4.07	溜濁	<30.9	>4.07	溜濁	<30.9
4		相楽大仙堂	39	2.46	6.40	36.5	2.71	6.15	36.5
5		相楽の場	36	0.41	2.60	35.6	0.56	2.45	35.4
6		吐師	32.5	3.52	0.66	29.0	3.34	0.84	29.2
7	相楽郡山城町	上狛	40	9.62	19.85	30.4	8.74	20.73	31.3
8		上狛	37	0.95	1.65	36.1	0.95	1.65	36.1
9		上狛西ノ下	33	>4.28	溜濁	<28.7	>4.28	溜濁	<28.7
10		上狛学校前	34.5	0.76	2.47	33.7	0.93	2.30	33.6
11		上狛	29	4.54	2.81	24.5	4.04	4.23	25.0
12		橋井安ノ平	30	1.23	1.47	28.8	1.29	1.41	28.7
13		平尾東方儀	27.5	2.10	0.94	25.4	2.38	0.66	25.1
14		平尾綾杉河原	29	3.48	0.49	25.5	3.59	0.38	25.4
15		綺田中浜	30	0.37	1.95	29.6	1.27	1.05	28.7
16	綴喜郡井手町	井手里	39	6.16	0.48	32.8	6.60	0.04	32.4
17		石垣	39.5	5.41	0.47	34.1	4.87	1.01	34.6
18		多賀奥西	30	4.11	0.02	25.9	4.04	0.09	26.0
19	城陽市	奈島	23	5.06	3.05	17.9	4.18	3.93	18.8
20	相楽郡精華町	菅井	33	2.22	3.83	30.8	1.51	4.54	31.5
21		祝園中	30	1.40	1.64	28.6	1.32	1.72	28.7
22		北稲八間	35	1.25	2.77	33.8	1.26	2.76	33.7
23		下狛内垣内	29.5	0.55	1.32	29.0	0.68	1.19	28.8
24		滝ノ鼻	31	4.10	0.72	26.9	3.44	1.38	27.6
25	京田辺市	江津	30	0.84	未測定	29.2	0.76	2.01	29.2
26		三山木高木	36	0.45	0.86	35.6	0.41	0.90	35.6
27		薪	36	1.17	1.42	34.8	1.31	1.28	34.7
28		浜新田	19	3.54	未測定	15.5	6.72	未測定	12.3 (揚水中)
29		草内	27.5	0.05	0.90	27.5	0.11	0.84	27.4
30		宮垣八反坪	29	0.54	>0.46	28.5	0.55	>0.46	28.5
31	奈良市	歌姫町	80	1.28	3.34	78.7			
32		歌姫町	86	8.90	1.79	77.1			
33		佐紀東町	81	2.16	6.90	78.8			
34		法華寺町	68	0.50	未測定	67.5			
35		高畑町	140	0.49	2.44	139.5	0.50	2.43	131.5
36		南新町	61	1.05	0.51	60.0			
37		唐招提寺	66	0.14	7.11	65.8	0.22	7.14	65.8
38		佐紀東町	76				4.35	2.66	71.7
39		山陵町	78				2.52	1.71	75.5
40		秋篠町	85				1.93	1.80	83.1
41		中山町	102				7.37	18.37	94.6
42		押熊町	99				4.80	2.88	94.2
43		歌姫町	87				9.95	2.16	77.1
44		高門町	125				2.46	4.12	122.5
45		高畑町福井	135				2.26	4.45	132.7
46		上清水町	104				1.55	3.95	102.5
47		紀寺町	90				2.03	3.18	88.0
48		十輪院町	91				3.22	4.18	87.8
49		元興寺町	89				2.73	4.45	86.3
50		東木辻町	79				1.02	9.01	78.0
51		小川町	75				3.55	3.47	71.5
52		大安町	61				0.61	1.54	60.4
53		佐紀町	77				2.93	4.77	74.1
54		西大寺小坊町	76				0.99	2.17	75.0
55		あやめ池南	100				0.17	1.00	99.8
56		疋田町	85				7.20	2.22	77.8
57		菅原町	74				0.44	3.18	73.6
58		宝来4丁目	82				2.00	4.38	80.0
59		尼辻中町	72				2.18	2.21	69.8
60		柏木町	61				0.98	0.49	60.0
61		北天満町	99				2.45	3.25	96.7
62		雑司町	90				1.27	1.73	88.7
63		奈良阪町	115				5.10	5.97	109.7
64		春日野町	102.5				6.00	0.73	96.5
65		法蓮佐保町	73				0.54	5.58	72.5
66		北小路町	80				1.85	2.31	78.2
67		大宮1丁目	69				1.13	1.19	67.9

第5表 奈良圏幅地域の地下水，河川水，温鉱泉水の水質

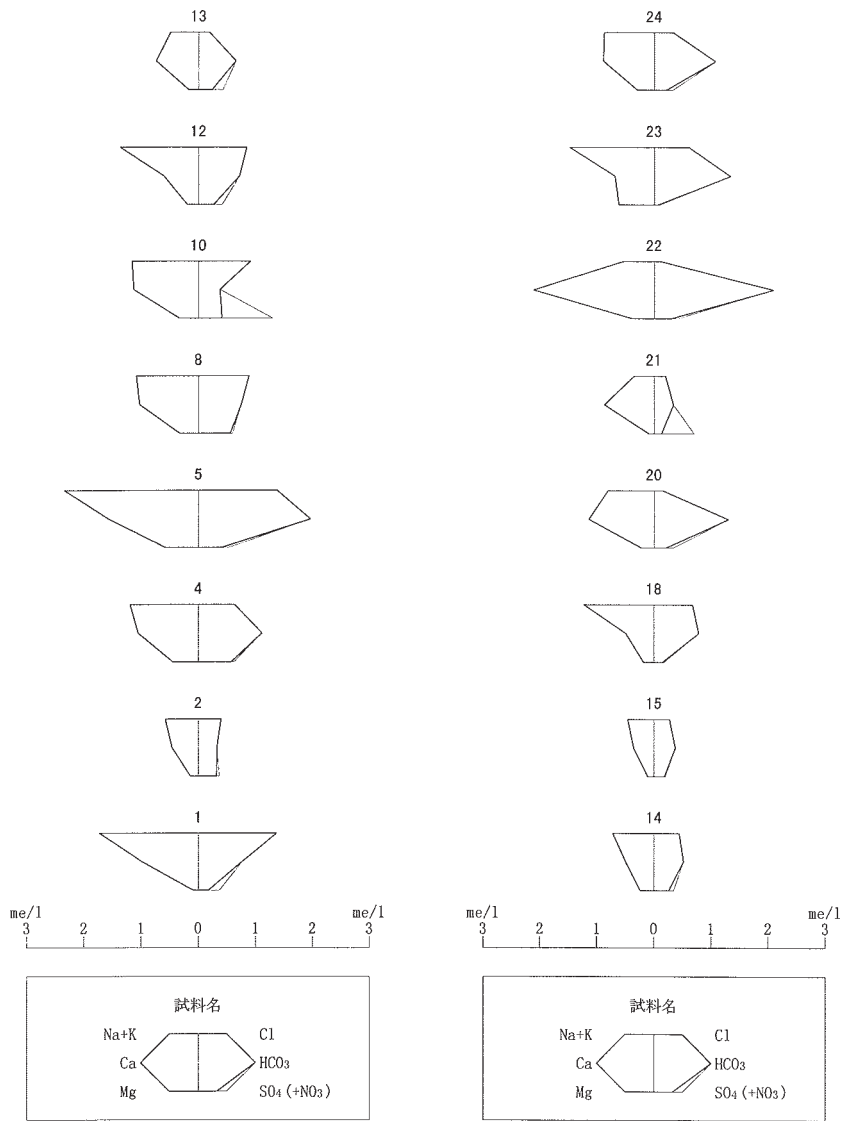
番号	導電率 EC (mS/m)	水温 Tw (°C)	pH	RpH	カルシウム CaCO ₃ (mg/l)	塩化物イオン Cl ⁻ (mg/l)	硫酸イオン SO ₄ ²⁻ (mg/l)	硝酸イオン NO ₃ ⁻ (mg/l)	弗化物イオン F ⁻ (mg/l)	磷酸イオン PO ₄ ³⁻ (mg/l)	臭化物イオン Br ⁻ (mg/l)	ナトリウムイオン Na ⁺ (mg/l)	カリウムイオン K ⁺ (mg/l)	カルシウムイオン Ca ²⁺ (mg/l)	マグネシウムイオン Mg ²⁺ (mg/l)	マンガンイオン Mn ²⁺ (mg/l)	全鉄 total-Fe (mg/l)	アンモニウムイオン NH ₄ ⁺ (mg/l)	珪酸 SiO ₂ (mg/l)
1	34.8	24.9	7.1	7.2	47	48.8	8.7	11.9	ND	2.99	ND	7.5	54.7	19.7	1.1	0.10	0.27	0.10	16.0
2	13.9	24.3	6.2	6.4	20	14.1	15.6	2.7	ND	0.41	ND	9.2	6.8	9.1	1.7	0.06	0.32	0.09	21.5
4	29.8	18.1	7.3	7.6	68	22.5	28.0	2.9	ND	1.20	ND	12.7	24.8	21.0	5.4	0.10	0.56	0.18	21.8
5	47.6	22.8	6.9	6.9	120	49.0	20.0	7.8	ND	ND	ND	44.6	15.5	31.3	7.0	0.10	0.46	tr	24.6
8	29.4	21.4	6.7	6.7	46	31.4	27.0	2.2	ND	0.23	ND	8.6	27.7	20.6	4.0	0.09	0.26	0.08	7.4
10	33.3	21.7	6.6	6.7	23	32.4	19.7	55.2	ND	1.50	ND	8.0	31.7	22.6	4.1	0.10	0.28	0.06	15.8
12	26.0	22.2	6.8	7.0	44	29.9	13.0	9.0	ND	3.42	ND	17.5	23.6	12.1	2.4	0.09	0.47	0.06	19.4
13	15.8	18.0	7.0	6.9	40	6.7	11.5	11.7	ND	ND	ND	9.2	3.4	14.8	2.1	0.05	0.10	ND	12.6
14	16.8	17.7	7.3	7.0	32	15.8	12.6	5.3	ND	tr	ND	10.7	9.8	9.9	2.9	0.09	0.18	ND	12.8
15	10.7	22.5	6.9	6.9	23	9.8	9.0	1.1	ND	tr	ND	6.1	7.4	7.1	1.3	0.05	0.17	0.05	12.2
18	21.4	20.0	6.4	6.6	48	24.0	7.4	1.5	ND	2.85	ND	18.1	17.2	9.8	2.2	0.22	0.61	ND	20.1
20	22.1	24.4	7.0	7.0	80	5.7	10.5	7.6	ND	0.44	ND	13.6	8.2	22.9	2.7	0.10	0.27	tr	18.7
21	15.9	23.0	6.8	6.9	21	7.3	6.6	35.2	ND	2.94	ND	3.3	7.7	17.4	1.1	0.05	0.12	ND	18.8
22	31.4	24.1	6.8	7.1	128	4.3	14.9	6.7	ND	2.25	ND	6.0	10.6	42.4	4.7	0.10	0.22	tr	20.3
23	26.6	23.3	7.2	7.3	82	21.8	3.7	2.0	ND	6.00	ND	19.3	25.1	13.7	7.5	0.10	0.37	0.08	22.7
24	21.7	19.0	6.7	6.7	66	12.1	10.8	6.6	ND	1.65	ND	15.0	8.7	17.8	3.6	0.10	0.21	ND	18.2
25	42.6	19.5	6.9	7.0	117	26.9	32.5	12.7	ND	ND	ND	21.0	19.9	42.6	6.1	0.48	0.40	tr	19.3
26	49.6	23.4	7.0	7.2	133	26.8	58.2	7.1	ND	ND	ND	20.4	16.5	60.3	6.7	0.76	0.63	0.09	17.2
27	25.5	25.0	7.0	7.2	87	15.1	8.4	0.3	ND	1.05	ND	6.1	16.7	31.6	1.5	0.10	0.26	0.07	18.2
28	25.8	17.9	6.0	6.2	51	18.1	31.3	10.2	ND	ND	ND	15.3	4.4	22.0	5.4	1.52	0.21	tr	20.6
29	29.0	28.3	7.5	7.5	100	22.5	1.0	2.6	ND	ND	ND	16.7	16.9	28.1	2.4	0.10	0.52	tr	4.1
30	30.3	28.9	7.4	7.5	118	11.6	11.5	9.3	ND	1.25	ND	13.9	8.1	38.6	1.8	0.10	0.20	ND	24.8
35	17.9	23.9	6.7	6.9	43	8.8	14.0	9.3	ND	1.65	ND	10.6	13.5	12.7	2.5	0.21	0.44	ND	19.5
37	8.7	21.8	7.0	7.1	9	7.1	10.7	7.9	ND	ND	ND	6.1	2.5	4.6	1.8	0.05	0.15	ND	11.7
39	28.2	21.8	5.9	6.1	44	16.9	25.1	33.0	ND	ND	ND	19.4	21.2	19.0	2.1	0.10	0.39	ND	14.5
40	15.7	18.6	5.7	5.9	16	12.6	21.2	9.6	ND	ND	ND	10.9	6.5	8.3	3.3	0.19	0.30	ND	14.0
41	18.0	15.1	5.7	6.6	12	11.6	22.1	30.1	ND	ND	ND	11.5	4.3	14.1	3.3	0.44	0.35	ND	20.2
43	80.2	15.3	5.8	6.1	16	197.2	0.9	63.2	ND	ND	ND	101.5	10.2	25.5	9.0	0.96	1.01	ND	19.7
46	14.1	20.8	6.5	6.6	38	6.2	9.3	4.5	ND	5.60	ND	7.1	8.4	11.8	2.0	0.12	0.61	ND	19.9
50	24.4	未測定	7.3	7.6	54	11.1	18.9	16.7	ND	8.40	ND	16.0	10.5	20.3	3.1	0.21	0.42	ND	23.6
52	28.4	未測定	6.7	7.1	65	23.8	14.5	13.5	ND	ND	ND	22.6	13.0	22.3	2.5	0.21	0.41	ND	21.2
53	20.0	未測定	5.9	6.3	14	19.2	28.4	14.7	ND	ND	ND	18.5	11.1	7.9	2.5	0.43	0.41	ND	17.2
55	17.6	未測定	6.5	6.7	44	9.9	16.5	6.5	ND	ND	ND	14.0	3.4	12.7	4.2	0.20	0.40	0.10	12.2
56	59.3	未測定	未測定	未測定	55	59.8	63.0	56.9	ND	ND	ND	58.7	52.4	14.9	6.1	0.37	0.78	ND	22.7
62	18.3	未測定	6.7	7.1	44	8.1	13.5	6.6	ND	4.45	ND	11.9	11.5	12.8	3.2	0.09	0.24	ND	24.5
63	11.5	未測定	7.1	7.3	13	10.9	13.5	3.6	ND	ND	ND	8.6	6.6	6.3	1.3	0.09	0.24	ND	11.0
64	16.3	未測定	6.3	6.6	24	11.4	14.5	15.9	ND	ND	ND	11.5	6.2	8.4	3.9	0.49	0.21	ND	13.9
65	40.8	未測定	6.9	7.8	106	29.3	42.0	ND	ND	ND	ND	27.7	10.6	41.5	6.7	0.40	0.83	ND	22.6
67	19.0	未測定	6.4	6.6	40	8.6	15.0	18.5	ND	0.49	ND	7.9	5.8	22.2	1.9	0.18	0.42	ND	18.1
R1	9.1	31.8	8.8	8.7	27	5.1	8.3	0.1	ND	ND	ND	8.0	1.8	7.1	1.3	0.05	0.29	ND	17.2
R2	12.2	27.5	7.0	7.1	26	9.5	10.1	4.3	ND	ND	ND	8.0	3.2	9.9	1.9	0.06	0.20	ND	12.6
C1	31.3	19.5	7.0	7.2	90	35.1	1.5	0.8	ND	ND	ND	36.0	6.1	14.1	6.1	0.22	0.20	ND	27.0
C2	15.8	16.7	7.9	8.0	65	8.5	0.5	0.6	ND	1.10	ND	32.8	3.0	1.2	0.3	0.10	0.21	ND	26.3
H1	292.0	33.1	7.7	8.0	1198	369.0	1.5	ND	ND	ND	ND	785.0	29.5	5.7	2.5	1.81	3.64	ND	48.8
H2	322.0	22.7	7.7	7.9	1527	242.1	ND	4.9	ND	ND	ND	881.0	34.5	8.0	2.5	1.98	3.88	ND	55.2
H3	218.0	33.1	7.4	7.5	255	616.2	ND	ND	ND	ND	ND	365.2	21.4	53.1	20.1	3.85	9.90	0.81	52.0
H4	55.4	42.4	7.4	7.5	225	34.1	ND	5.3	ND	ND	ND	109.8	7.0	7.6	3.7	0.49	1.13	0.23	49.0

(注) ND：不検出，tr：痕跡，R1：不動川，R2：木津川，C1・C2：木津川流域被圧地下水，
H1：わかさぎ温泉，H2：笠置大光温泉，H3：天平の湯，H4：宝来温泉 (分析者：田口雄作 1998年7月調査)



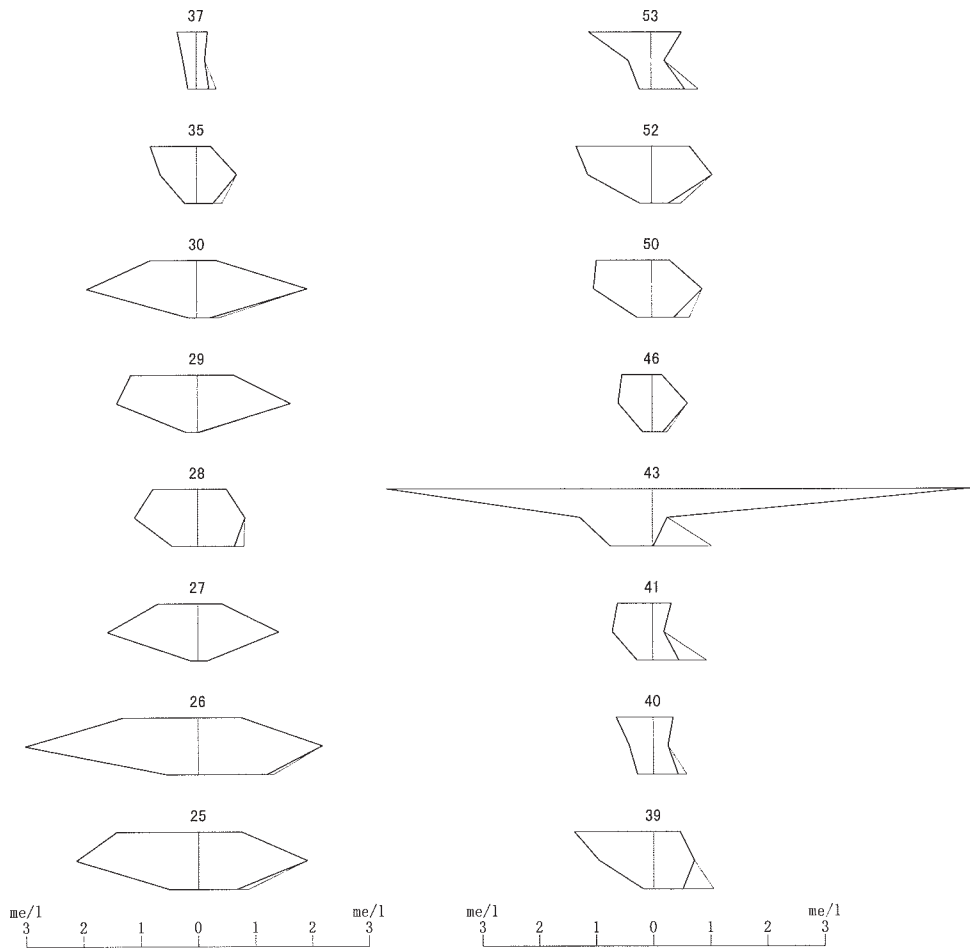


第88図 地下水面図
 1998年7月調査. 図中のA-A'は第91図の断面線を示す. また, 番号・記号は、第4・5表及び第89・90・92・93図のそれにそれぞれ対応する.



第89図 地下水及び河川水の水質パターン（その1）
1998年7月調査。測水地点は第88図に示す。

1回の割合で旱魃の苦勞を味わってきた。これが、本盆地内における小さな溜池の誕生の原因であると言われている（山本，1995）。しかし、本図幅地域の範囲は奈良盆地の北部に相当し、周縁部から地下水が集まりやすく、地表から地下水面までの深度も2m以下（Murakami，1951）と、地下水を比較的得やすかったこともあり、奈良盆地全体に比べて、旱魃の被害は少なかったようである（小林，1940）。また、普段は蓋をして、その上に土を置き耕地として利用し、旱魃の非常時だけ使用する「隠し井戸」が、所々に見られるとの記載もある（村上，1954）。

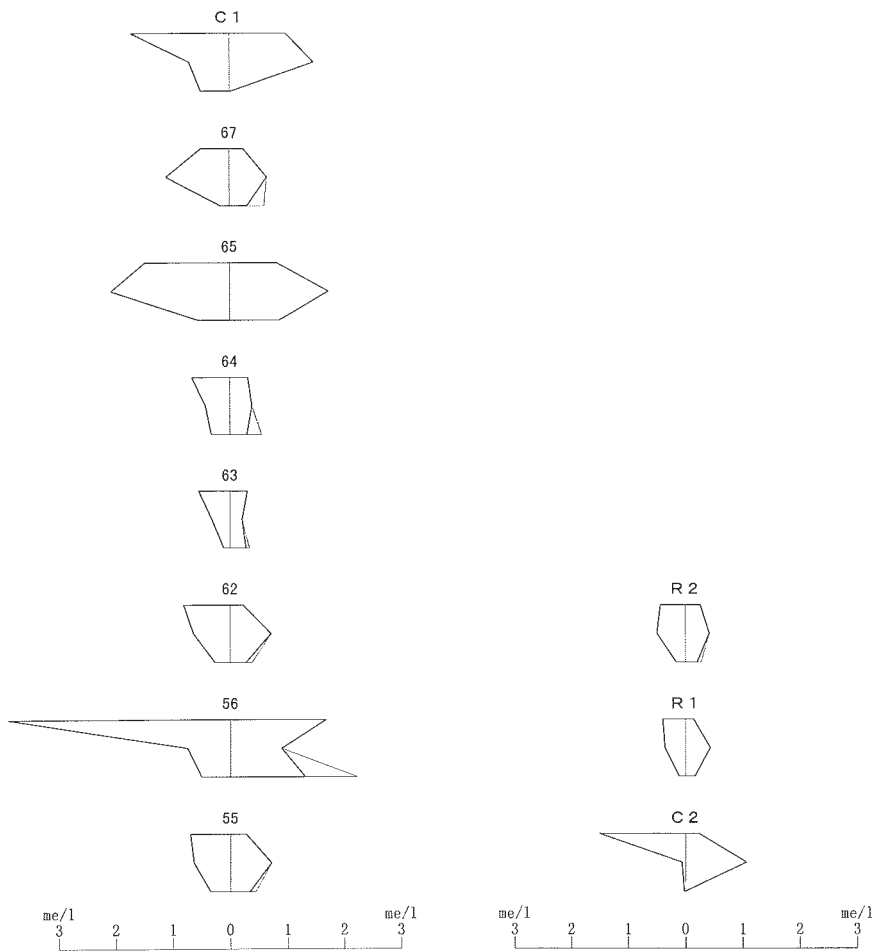


第89図 (その2)

本盆地の不圧地下水の研究は、第二次大戦後から多くの研究者によって調査されている。中でもっとも古いのは、Murakami (1951) が1948年7月に行ったものである。それによると、地下水面は周縁部が高く、盆地の中央に向かって低くなっており、全体的に見れば、地下水が河川を涵養する形状を示している。

第88図に示すように、1998年7月の測水結果も同様で、周縁部から盆地中央部へと地下水が流動する形状を示している。しかし、詳細に第88図を検討すれば、大和川の支流のうち、能登川だけは河川が地下水を涵養する形状を示していることが読みとれる。

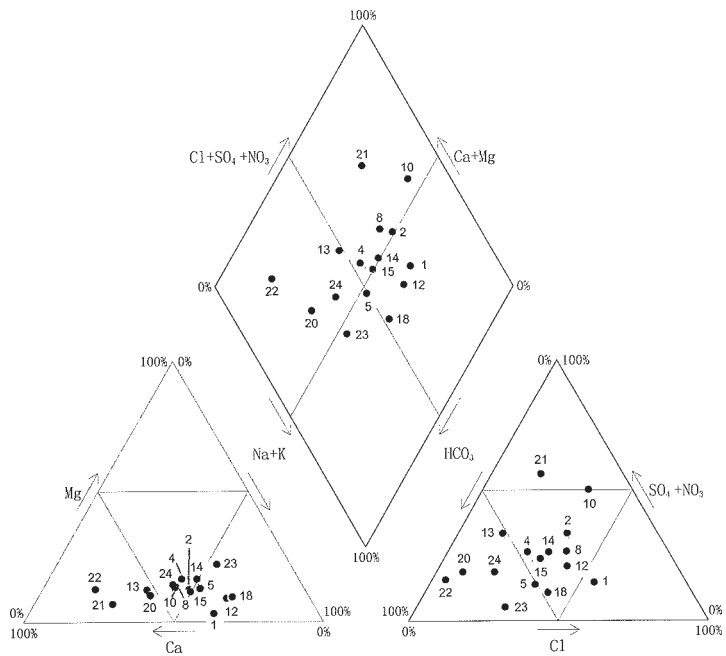
水質 大部分は、一般的なCa-HCO₃型の水質であるが、NO.43やNo.56の井戸のように、極端にNaClや硝酸性窒素に汚染されている所も見られる。また、能登川や佐保川の流域の一部では、磷酸イオン濃度が高い井戸が多く見られる(第4表; 第89・90図)。



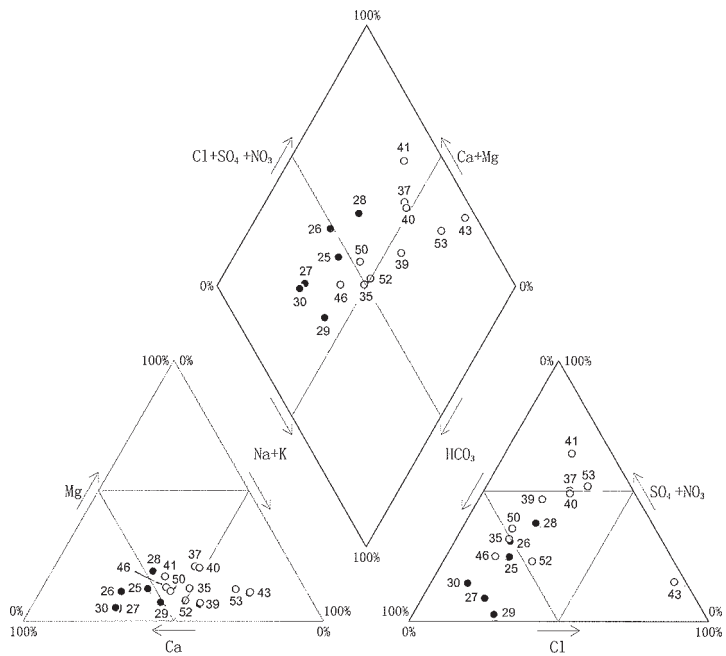
第89図 (その3)

XIII. 1. 3 地下水分水界

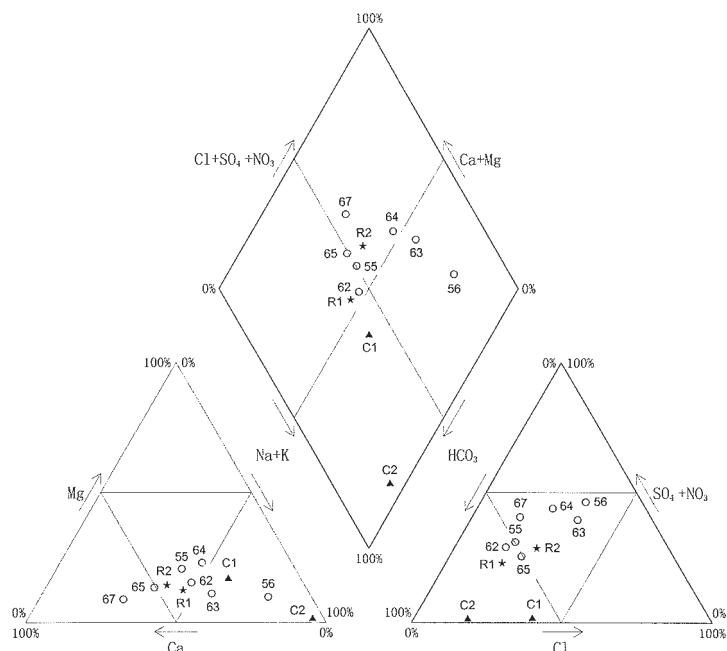
今回作成した地下水面図（第88図）によれば、地下水分水界は、水文地質の冒頭で述べた地形的分水界と、ほぼ一致する。地下水分水界決定のためには、測水地点が若干少ないが、地下水面標高70mの等高線は、木津川流域側及び奈良盆地側に向かってそれぞれ開いている。その間に位置する地盤標高87mの奈良市歌姫町のNo.43の井戸では、1998年7月の調査時点で、地形的分水界周辺に位置する井戸の中では、地下水面標高が約77mともっとも高い。このことから、両流域を分けるもっとも低い地形的分水界においては、奈良県歌姫町周辺で両流域の地下水分水界が形成されているものと推定される。



第90図 地下水及び河川水のトリリニア・ダイアグラム (その1)
1998年7月調査。測水地点は第88図に示す。



第90図 (その2)



第90図 (その3)

XIII. 2 被圧地下水

XIII. 2. 1 木津川下流域の被圧地下水

木津川下流域には、以前は木津川左岸の山田川から普賢寺川流域の平地や、城陽市奈島付近より下流一帯の平地には自噴帯が見られた(村上, 1964)。京田辺市付近や城陽市付近の民家には、小口径の自噴している掘抜井戸が多数存在し、後背地に広く分布する洪積層中に貯留されている地下水の供給を受けていると推定されている(尾崎・岸, 1961)。木津川下流域の被圧地下水の帯水層は、京都府城陽市大字奈島小字久保野において、深度20-100mまでの深さに、粘土層と砂層ないし砂礫層の互層が5組形成されている。このうち、深さ50-90mの砂層が、本地域の有力な帯水層と見られ、酒造業はじめ多くの工業用水として使われてきた。水質はNa-HCO₃型を示し、水量的には十分な量の地下水の確保は難しいと考えられる。

XIII. 2. 2 奈良盆地の被圧地下水

本盆地における被圧地下水の開発は、農業用として1947年頃から、工業用として1950年頃から、また水道用としては1954年以降である(高橋・池田, 1965a)。かつては本盆地に自噴帯が2地域で見られ、そのうちの1つは、本図幅地域内に位置する奈良市の西部から大和郡山市を経て広陵町に至る地域で、奈良市大安寺付近では、深さ150mの井戸で約300m³/dの湧出量があったと記録されている(村上, 1964)。現在では、本図幅地域内では自噴井はまったく見られない。

奈良市内の深井戸は、深度150m程度までのものが多く（高橋・池田，1965b），非灌漑期に被圧水頭が標高約20mであったものが、灌漑期には標高約25mへ上昇するという（宮島，1986）。このように、灌漑の影響が早く現れるのは、被圧地下水への涵養がかなりの割合で存在することを意味するものと考えられる。

奈良盆地内の深井戸の温度分布を測定し、高橋（1963）と村上（1964）は、深さ100mにつき、約5.2℃及び約5.6℃の温度勾配をそれぞれ観測した。稲垣・谷口（1994）も、同様に5.8℃の値を得た。これらの値は、日本の平均的な温度勾配（地中増温率）の2-3℃（新井・西沢，1974）に比べてかなり高い。

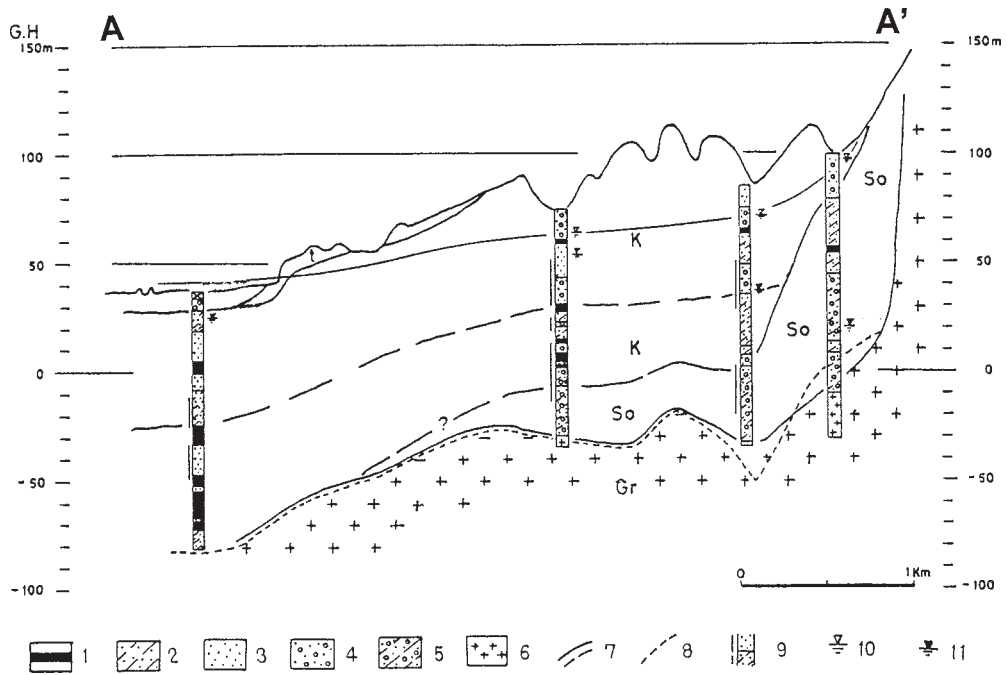
Taniguclli（1994）は、奈良盆地の砂層帯水層への地下水涵養率を、地下水温と井戸深度の関係の季節的な変化と、Type-curve法（Taniguchi，1993）を用いて年間459mmと推定した。沖ほか（1994）は、データの不足はあるものの、地下水流動シミュレーションの結果、現状では本盆地の深層地下水の取水量は、貯留量の1/100以下であることから、過剰揚水になっていないと考えた。これに対し、Taniguchi（1995）は、高橋・池田（1965）が1963年に測定した本盆地内の19本の深井戸の温度勾配と比較して、1993年に34本の井戸で再測定を試みた結果、数℃の温度の低下を観測した。このことから、30年間の揚水量の増加が、流出域の水頭低下を招き、涵養域から低温の地下水の流動を促進したと推定した。この結果は、沖ほか（1994）の考えとは異なり、本地域における地盤沈下等の地下水障害を予測するものとして注目に値する。

XIII. 2. 3 相楽丘陵（奈良丘陵北東部）の地下水

京都府相楽郡木津町及び加茂町の、木津川左支流石部川、赤田川及び新川の流域は相楽丘陵と呼ばれている（清水・川崎，1976）。本丘陵地の地下水調査は、近畿農政局計画部資源課（1976）を中心として実施された。それによると、現在の石部川の谷は、重力探査により明らかにされた基盤を踏襲するような形状を呈している。基盤の谷は、加茂町上梅谷付近から北方向へ徐々に低くなって、同町観音寺付近の低地で標高-100mを示している。本丘陵の不圧地下水はほとんど見るべきものがなく、被圧地下水も十分な水量を有しているとは言い難い。清水・川崎（1976）によれば、第88図中のA-A'で示した地質断面で見ると、本丘陵の被圧帯水層は大阪層群上梅谷層に相当する砂礫・砂層であり、地表下100m程度の深さまで存在し、上部と下部に区分される。大阪層群の下に堆積するソノハ礫層は、比較的よく膠結されているため、難透水層と考えられている（第91図）。大阪層群の厚く堆積しているところは揚水量が多いが、ソノハ礫層の厚いところでは揚水量が乏しい。1963年に近畿農政局計画部資源課（1976）が、木津町梅谷において掘削した深度118mの井戸の透水係数は、 $3\text{-}6 \times 10^{-4}$ (cm/sec) のオーダーであったが、本丘陵地の被圧地下水の水量は豊富とは言えず、大規模な地下水開発は避けるべきと同課は報告している。本丘陵の被圧地下水の水質はNa-HCO₃型で、一般に、滞留時間が長く、流動が活発でないことを示している。

XIII. 3 温 鉱 泉

本図幅地域内に存在する温鉱泉の分布地域は、極めて限定される。京都府側には明治時代からの記載



第91図 相楽丘陵（奈良丘陵北東部）の地質断面図
清水・川崎（1976）を一部改変。

1：粘土，2：粘土混じり砂，3：砂，4：砂礫，5：粘土混じり砂礫，6：花崗岩，7：地質境界，8：重力探査による基盤上面，9：スクリーン，10：自然水位，11：揚水水位，t：段丘堆積物，K：上梅谷層，So：ソノハ礫層，Gr：花崗岩，A-A'：第88図の断面線

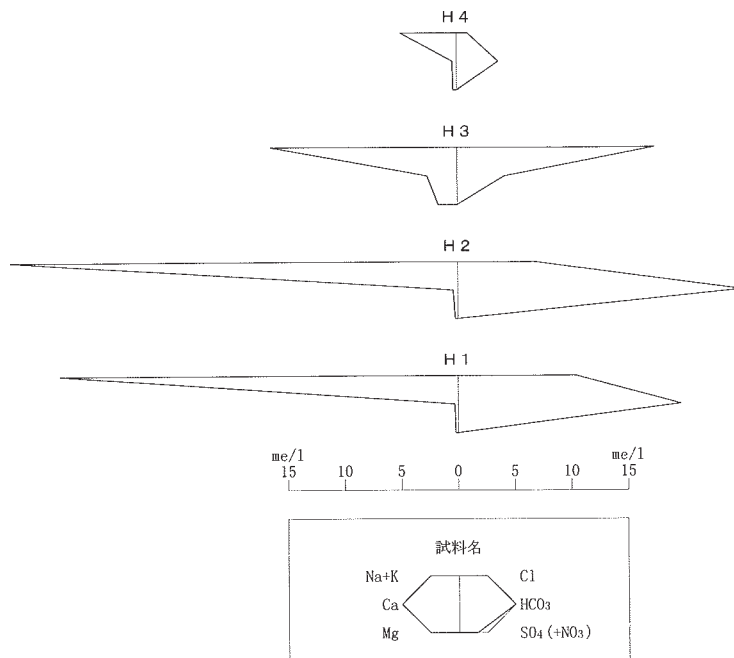
があるが，奈良県側の温鉱泉の開発は非常に新しく，その主体は第二次大戦後のことである。

XIII. 3. 1 京都府の温鉱泉

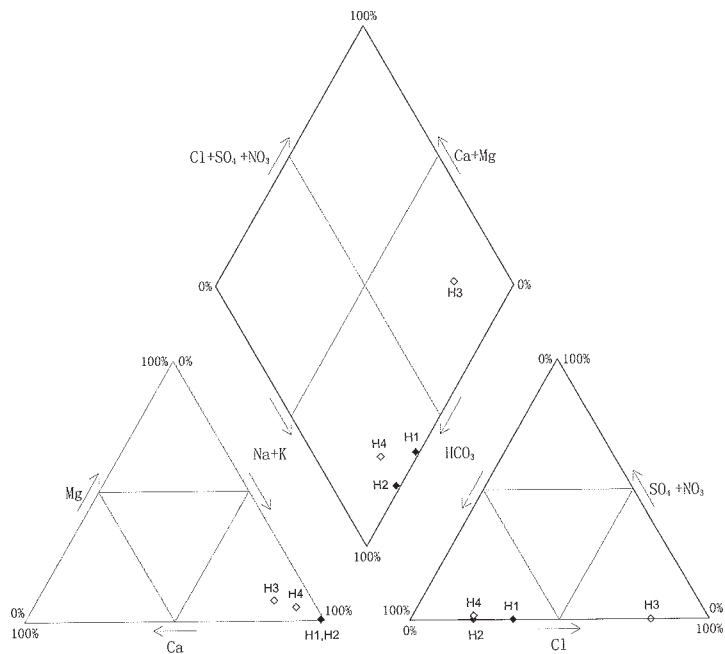
浅見ほか（1964）によれば，京田辺市飯岡付近に深度約3mで，Na-Cl型の高塩分含量を有する鉱泉があり，1913（大正2）年7月の内務省大阪衛生試験所の分析結果も記載されているが，現存していないため詳細は不明である。また，笠置町上有市の木津川の河原で，1872（明治5）年2月に岩石の裂罅より気泡を伴った湧水が発見され，分析した結果，遊離炭酸を伴うNa-HCO₃型の鉱泉であることが判明した。本鉱泉水は天然炭酸鉱泉水として昭和初期まで市販され，浴用泉としても利用されたが，昭和20年代後半の台風により，著しく被害を受けたため放棄されたままになっているという。

このほか，南山城町童仙房には青色を帯びた酸性泉が湧出しているほか，精華町大字五ノ坪に「神人泉」，同町大字北稲八間に「秀水」と呼ばれる古来よりの名泉があると記載されているが詳細は不明である。

笠置町大字有市小字附竹には，深度1,170mを有する「笠置大光天温泉」（第88図H2）があり，現在もわずかに自噴をしているが，放置されたままの状態になっている。今回の調査によれば，泉温は22.7℃で，導電率は322mS/mときわめて高く，水質はNa-HCO₃型であった。京都府衛生部（1985）によれ



第92図 温鉱泉水の水質パターン
1998年7月調査。測水地点は第88図に示す。



第93図 温鉱泉水のトリリニア・ダイアグラム
1998年7月調査。測水地点は第88図に示す。

ば、本鉱泉水にはフッ素含量が24.3mg/kgという値で、我が国の温泉中でも最高値に近いであろうとの記載があるが、今回の分析からはフッ素は検出されなかった（第5表；第92・93図）。

1996（平成8）年4月、笠置町是同町大字笠置小字八ヶ坪に深度1,200mの温泉井を掘削し、「わかさぎ温泉」と命名した。今回の調査によると、泉温は32.2℃で、導電率は292mS/m、水質はNa-HCO₃-Cl型であった（第5表；第92・93図）。

XIII. 3. 2 奈良県の温鉱泉

本図幅地域内の奈良県側での温鉱泉は、従来までは三笠山温泉しかなく、湧水を泉源として使用していた。現在は水量が十分でないなどの理由により、湧水は利用されていない。

近年、平地部で深度800mの井戸の掘削が行われ、奈良市内新大宮の「天平の湯」（第88図H3）及び宝来町の「宝来温泉」（第88図H4）が、25℃以上の泉温を持つ温泉を掘り当てた。「天平の湯」は、泉温が33.1℃とやや低いのが、導電率が218mS/mもあり、水質はNa-Cl型である。これに対し、「宝来温泉」は、泉温が42.4℃と高いが、導電率は55.4mS/mで、水質はNa-HCO₃型であった。両温泉は、位置的には直線距離で2kmあまりしか離れていず、井戸の深さも800mと同じであるにもかかわらず、まったく異なる泉質の温泉であることが判明した。温泉水の物理化学的な性状から判断すると、「天平の湯」は化石塩水タイプの温泉で、「宝来温泉」は、地表水起源の地熱増温タイプの温泉であると考えられる（第5表；第92・93図）。

文 献

- 新井 正・西沢利栄（1974） 水温論。共立出版，228p.
- 有田忠雄（1949） 京都府笠置附近の花崗岩類及變成岩類。地質雑， vol. 55, p. 99-104.
- 浅見益吉郎・安井市治・上坂 弘（1964） 京都府鉱泉誌。京都府衛生研究所，155p.
- Berggren, W.A., Kent, D.V. Swisher, C.C. III, and Aubry, M. -P (1995) A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In Berggren W.A., Kent D.V., Aubry M. -P. and Hardenbol J. (ed), *Geochronology, time scales, and global stratigraphic correlation*, SEPM Spe. Pub., no. 52, p. 129-212.
- Brown, M. (1973) The definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proc. Geol. Assoc.*, vol, 84, p.371-382.
- 地質調査所編（1960） 日本鉱産誌BV-a主として燃料となる鉱石一石炭一。290p.
- 檀原 徹・鎌田浩毅・岩野英樹（1997） 中部九州の耶馬溪火砕流堆積物と大阪層群ピンク火山灰のジルコンのフィッション・トラック年代。地質雑， vol. 103, p. 994-997.
- Danhara, T., Kasuya, M., Iwano, H. and Yamashita, T. (1991) Fission-track age calibration using internal and external surfaces of zircon, *Jour. Geol. Soc, Japan*, vol. 97, p. 977-985.
- Galbraith, R.F. (1981) On statistical models for fission track counts. *Math. Geol.*, vol. 13, p. 471

- 五條英司 (1992) 骨材資源—開発から利用まで—(3)我が国の砂利資源の賦存状況と開発の現状. 骨材資源, no. 92, p. 246-257.
- 藤田和夫 (1974) 第四紀地殻変動図「近畿」(50万分の1), 構造図3. 地質調査所.
- Hara, I. (1962) Studies on the structure of the Ryoke metamorphic rocks of the Kasagi district, Southwest Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*, vol. 4, p. 163-224.
- 春本篤夫 (1932) 奈良三笠山火山の地質. 地球, vol. 17, p. 216-224.
- 春本篤夫 (1935) 奈良春日山附近に産する含石英橄欖石粗粒玄武岩質岩脈に就いて (摘要). 地質雑, vol. 42, p. 288-289.
- 春本篤夫 (1943) 奈良春日山附近産石英橄欖石粗粒玄武岩脈と斑晶石英のエステレル双晶. 博物学会誌, no. 11, p. 29-34.
- 橋本定樹 (1978MS) 宇治南東部の大阪層群. 大阪市立大学理学部地学教室卒業論文.
- 端山好和・山田哲雄・伊藤 誠・杳掛俊夫・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.
- 林 隆夫・川辺孝幸 (1993) 古琵琶湖層群と段丘堆積層・沖積層. 市原 実 (編), 大阪層群, p. 158-168, 創元社, 大阪.
- 堀井 篤 (1953) 木津川水系における天井川の発達. 地球科学, vol. 15, p. 22-26.
- 井手町史編集委員会 (1983) 南山城水害誌. 京都府綴喜郡井手町役場. 257p.
- 飯田義正 (1980) 信楽高原西部の古地理学的研究—大福礫層により復元される鮮新世の河谷について—. 地質雑, vol. 86, p. 741-753.
- 飯泉 滋・Ireland T.R.・河内洋佑・渡辺暉夫・仲井 豊・加々美寛雄・田結庄良昭・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.
- Ikebe, N. and Shimakura, M. (1968) Environs of Nara city. Ikebe N., Ichikawa K. and Huzita K. (ed) *Geologic Guide for Excursion to Several Areas in the Kinki District, Central Japan*, p. 120-123. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 11, p. 120-123.
- 池田 碩・大橋 健 (1996) 奈良盆地の地形学的研究. 奈良大学紀要, no. 25, p. 41-64.
- 池田 碩・竹村恵二・百原 新 (1986) 奈良盆地北部丘陵の地形と地質. 奈良大紀要, no. 15, p. 74-103.
- 池田 碩・植村善博 (1980) 南山城, 木津川流域の段丘地形. 奈良大学紀要, no. 9, p. 75-85.
- 生駒山地領家帯研究グループ (1997) 生駒～信貴山地領家帯の火成活動史. 地球科学, vol. 51, p. 60-71.
- 今村明恒 (1911) 安政元年夏ノ地震・震災予防調査会報告. no. 77, p. 1-16.
- 稲垣典子・谷口真人 (1994) 奈良盆地における地下水温を用いた透水係数及び地下水流動系の推定. ハイドロロジー, vol. 24, p. 171-182.
- 石田志朗 (1986) 新生代後期における近畿の古地理と地形発達. 日本地質学会関西支部報, no. 100, p.

21-23.

- 石田志朗・糸魚川淳二・森島正夫・森下 晶・中澤圭二・小黒讓司 (1954) 京都府奥山田の新生代層.
地質雑, vol. 60, p. 160-166.
- Ishida, S., Maenaka, K. and Yokoyama T. (1969) Palaeomagnetic chronology of volcanic ash of
the Plio-Pleistocene series in Kinki District, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 75, p. 183-197.
- 石田志朗・松田高明・渡辺 農・古谷正和・岡本哲雄監修 (1980) 滋賀県南部地域地質図. 建設省近
畿地方建設局大戸川ダム調査事務所.
- 石井清彦 (1932) 7万5千分の1地質図幅「伏見」及び同説明書. 地質調査所, 42p.
- 石川尚人・阿武 賢・巽 好幸・石坂恭一・板谷徹丸 (1996) 西日本瀬戸内区, 瀬戸内火山岩類のK
-Ar年代と古地磁気方位. 1996年地球惑星学会合同大会予稿集, p. 650.
- 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.
- 市原 實 (1960) 大阪, 明石地域の第四紀層に関する諸問題. 地球科学, no. 49, p. 15-25.
- 市原 実編 (1993) 大阪層群. 創元社, 大阪, 341p.
- 市原 実・亀井節夫 (1970) 大阪層群—平野と丘陵の地質—. 科学, vol. 40, p. 282-291.
- Itihara, M., Yoshikawa, S., Inoue, K., Hayashi, T., Tateishi, M. and Nakajima, K. (1975)
Stratigraphy of the Plio-Pleistocene Osaka Group in the Sennan-Senpoku Area, South of
Osaka, Japan —A standard stratigraphy of the Osaka Group—. *Jour. Geosci. Osaka City
Univ.*, vol. 19, p. 1-29.
- 市原 実・吉川周作・亀井節夫・那須孝梯 (1988) 近畿地方の第四紀層の層序区分. 地質学論集, no.
30, p. 111-125.
- 糸魚川淳二・坂本 亨・粉川昭平 (1953) “奈良坂礫層”について. 堆積学研究, no. 4, p. 1-2.
- 城陽礫層研究グループ (1992) 宇治丘陵における前期更新世扇状地の形成過程. 地球科学, vol. 46, p.
57-68.
- 加々美寛雄・柚原雅樹・岡野 修・飯泉 滋・大和田正明・田結庄良昭・端山好和 (1996) 領家帯に
分布する変輝緑岩の形成年代と地球化学的特徴. 総合研究 (A) 付加体形成における緑色岩の意
義, 研究報告, no. 1, p. 135-142.
- Kagami, H., Yuhara, M., Tainosho, Y., Iizumi, S., Owada, M. and Hayama, Y. (1995) Sm-Nd
isochron ages of mafic igneous rocks from the Ryoke Belt, Southwest Japan : Remains of
Jurassic igneous activity in a late cretaceous granitic terrane. *Geochemical Journal*, vol. 29,
p. 123-135.
- 荻谷愛彦・伏島祐一郎・宮地良典・水野清秀・佐竹健治・寒川 旭・井村隆介 (1999) 木津川断層系
の古地震調査. 平成10年度活断層・古地震研究調査概要報告書, p. 103-113.
- 帷子二郎 (1961) 大和高原の断層地形. 辻村太郎先生古希記念地理学論文集, p. 39-49.
- 活断層研究会編 (1980) 日本の活断層-分布図と資料. 東京大学出版会, 363p.

- 活断層研究会編 (1991) 新編日本の活断層一分布図と資料. 東京大学出版会, 448p.
- 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, p39-90.
- 川辺孝幸・高橋裕平・小村良二・田口雄作 (1996) 上野地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 99p.
- 河田清雄 (1969) 湖東 (琵琶湖東部) で白亜紀末火山岩類の発見. 地質ニュース, no. 177, p. 11-15.
- 河田清雄・宮村 学・吉田史郎 (1986) 20万分の1地質図幅「京都及大阪」. 地質調査所.
- 川井直人・広岡公夫 (1967) 西南日本新生代火成岩類若干についての年代測定結果. 地質雑, vol. 73, p. 68.
- 河村善也 (1975) 奈良市北方の大阪層群について. 日本地質学会第82年学術大会講演要旨, p. 400.
- 河村善也 (1993) 奈良丘陵の大阪層群. 地質雑, vol. 99, p. 503-523.
- 河村善也 (1994) 奈良丘陵の大阪層群についての追加資料—従来の研究との関係を中心に—. 愛知教育大研報 (自然科学), vol. 43, p. 51-68.
- 河村善也・中山勝博 (1989) 京都府木津町鹿背山の中新統. 愛知教育大研報 (自然科学), vol. 38, p. 117-126.
- 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.
- 古琵琶湖団体研究グループ (1977) 水口丘陵西部の古琵琶湖層群. 地球科学, vol. 31, p. 115-129.
- 古琵琶湖団体研究グループ (1981) 瀬田・石部地域の古琵琶湖層群. 地球科学, vol. 35, p. 26-40.
- 貴治康夫 (1986) 丹波帯東南部の小規模火成岩体の産状と岩石記載. MAGMA, no. 76, p. 18-24.
- 貴治康夫・丹波地帯研究グループ (1980) 京都府宇治田原地層群天ヶ瀬砂岩層の堆積機構と堆積場. 地球科学, vol. 43, p. 211-223.
- 吉川清志・水野清秀・杉山雄一 (1991) 関東-九州における前-中期更新世テフラの広域対比. 月刊地球, vol. 13, p. 228-233.
- 近畿農政局計画部資源課 (1976) 農業用地下水調査開発調査相楽地区調査報告書. 76p.
- 近畿農政局計画部 (1980) 京都府水文地質図説明図. 41p.
- 近畿農政局計画部 (1983) 京都府水文地質図 (京都府の水文と地下水付図) .
- 小林重幸 (1940) 奈良盆地の旱害に関する地理学的研究. 地学雑, vol. 52, p. 257-264, p. 325-336.
- 粉川昭平 (1951) 奈良三笠火山の地質 (豫報) —特に新たに発見せる粗粒玄武岩脈について—. 地質雑, Vol. 57, p. 316-317.
- 粉川昭平 (1954a) 奈良三笠山およびその周辺の火山層序学的様相. 90p., 養徳社.
- 粉川昭平 (1954b) 奈良三笠山附近の地質—特に火山活動の年代について—. 地質雑, vol. 60, p. 487-493.
- 粉川昭平 (1955) 奈良三笠山附近の植物および昆虫化石. 地質雑, vol. 61, p. 93-102.
- 近藤善教 (1968) 伊賀構造盆地の構造地質学的研究. 地調報告, no. 231, p. 1-30.
- 樽松静江 (1957) 鷲峰山山塊周辺の構造段丘. 地理評, vol. 30, p. 22-35.

- 栗本史雄・牧本 博・吉田史郎・高橋裕平・駒澤正夫（1998） 20万分の1地質図幅「和歌山」．地質調査所．
- 杵掛俊夫（1977） 領家帯の深成・変成作用の性格．地団研専報，no. 20，p. 37-44．
- 杵掛俊夫・白川頼子・先山 徹・岩井秀治（1979） 東中国における花崗岩類の主化学組成．地質学論集，no. 17，p. 73-86．
- 京都府衛生部（1985） 京都府温泉誌（昭和59年度）．101p．
- 京都府埋蔵文化財調査研究センター（1986） 木津遺跡第4次発掘調査概要．京都府遺跡調査概要第20冊-3，42p．
- 京都府埋蔵文化財調査研究センター（1989） 木津遺跡第6次発掘調査概要．京都府遺跡調査概要第33冊．
- 京都府農林部耕地課編（1983） 大阪東北部・奈良・上野．土地分類基本調査（5万分の1），90p．
- Le Maitre, R.W. ed. (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Scientific Publications, 193p.
- 埋文関係救援連絡会議・埋蔵文化財研究会編（1996） 発掘された地震痕跡．825p．
- 横山次郎（1926） 生駒山脈生成論．地球，vol. 6，p. 87-94．
- 政岡邦夫（1984） 近畿の白亜紀～古第三紀の火成活動について．地団研総会シンポジウム資料集，第38回，p. 69-72．
- Matsuda, T., Torii, M., Tatsumi, Y., Ishizuka, K. and Yokoyama, T. (1986) Fission-track and K-Ar ages of the Muro Volcanic Rocks, Southwest Japan. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, vol. 38, p. 529-535.
- Matsuoka K. (1976) Paleoenvironmental study of the Saho and the Saidaiji Formatio from a view point of palynology. *Bull. Mizunami Fossil Mus.*, no. p. 99-117.
- 松浦浩久・吉岡敏和・宮地良典・水野清秀（1997） 大阪湾周辺地域の地質図の編さん．地質調査所月報，vol. 48，p. 13-18．
- 三木 茂（1948） 鮮新世以来の近畿並に近接地域の遺體フロラに就いて．鉱物と地質，vol. 9，p. 105-144．
- 三村弘二・河田清雄（1970） 湖東流紋岩類（演旨）．地質雑，vol. 76，p. 110．
- 南木睦彦（1981） 奈良盆地西部に分布する2枚の海成層より産出する更新世植物化石．奈良植物研究，vol. 4，p. 15-29．
- 三田村宗樹（1992） 京阪奈丘陵の大阪層群の層序と地質構造．第四紀研究，vol. 31，p. 159-177．
- 三田村宗樹（1993） 奈良盆地．市原 実（編），大阪層群，p. 87-100，創元社，大阪．
- 宮地良典（1998） 「大阪東南部」地域の地質—特に大阪層群の地質と構造発達史—．日本地質学会第105年学術大会講演要旨，p. 9．
- 宮地良典・田結庄良昭・吉川敏之・寒川 旭（1998） 大阪東南部地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，113p．
- 宮島吉雄（1986） 奈良盆地．農業用地下水研究グループ「日本の地下水」編集委員会編，「日本の地下

- 水」, 地球社, p. 560-563.
- 宮崎一博 (1999) 筑波変成岩類の温度圧力見積もり. 地調月報, vol. 50, p. 515-525.
- 宮崎一博・笹田政克・服部 仁 (1992) 筑波山塊周辺の変成深度 (圧力) の異なるLow P/T変成岩類. 地質雑, vol. 98, p. 713-722.
- 森清寿郎 (1998) 領家変成帯のミグマタイトおよび変輝緑岩の産状. 日本地質学会第105年学術大会見学旅行案内書, p. 205-230.
- 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—. 竹原平教授退官記念論文集, p. 99-111.
- Murakami, M. (1951) Groundwater geology of Yamato plain, Nara Prefecture(1). *Bull. Kyoto Gakugei Univ.*, vol. 1, p. 104-122.
- 村上政嗣 (1954) 大和平野の地下構造と地下水. 測量, vol. 4, p. 8-10.
- 村上政嗣 (1964) 近畿地方における地下水の分布—特に深層地下水について—. 経済企画庁総合開発局国土調査課編「全国地下水 (深井戸) 資料台帳 近畿編」, p. 5-30.
- 中川要之助 (1967) 奈良盆地西部の大阪層群. 大阪層群総研連絡誌, no. 1, p. 12-16.
- 中川要之助 (1973) 京都府南部木津川左岸地区の大阪層群. 第四紀総研連絡誌, no. 19, p. 43-48.
- 中川要之助・牧野内 猛・石田志朗・横山卓雄 (1983) 奈良市北方丘陵の地質, とくに地獄谷層・ソノハ礫層・古大阪層群の関係について. 京都大教養地学報告, no. 18, p. 19-30.
- 中川要之助・横山卓雄 (1975) 古瀬田川に関する新知見. 日本地質学会第82年学術大会講演要旨, p. 397.
- 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.
- Nakamura, D. (1995) Comparison and interpretation of graphitization in contact and regional metamorphic rocks. *The Island Arc*, vol. 4, p. 112-127.
- 中村新太郎 (1926) 京都大阪奈良神戸四近地質図 (25万分の1). 地球, vol. 7, 図版第6版.
- Nakamura, S. (1926) Guide book of excursion D—Geography and Geology of Kyoto, Nara Osaka and Kobe—. 3rd Pan Pacific Congr., Tokyo.
- 中村新太郎 (1927) 京都大阪奈良神戸四近地質圖説明文. 地球, vol. 8, p. 37-44.
- 中村新太郎 (1929) 日本に於ける洪積層の分層. 日本学術協会報告, no. 5, p. 115-117.
- Nakamura, S. (1933) Mountain gravels in the Shigaraki Plateau, *Central Japan, Rep. 5th Pacif. Sci. Congr.*, p. 1593-1599.
- 中村新太郎 (1934) 近畿中部に於ける地質構造線. 地球, vol. 22, p. 155-163, 328-337.
- 中塚 良 (1996) 木津川右岸沖積低地・塚本東遺跡 (95-1トレンチ) の微地形条件と地震跡. 城陽市埋蔵文化財調査報告書. 第31集, p. 14-17.
- 中山勝博・河村善也 (1993) 奈良丘陵の大阪層群の火山灰層. 地球科学, vol. 47, p. 289-300.
- 奈良県企画部開発調整課編 (1982) 桜井. 土地分類基本調査 (5万分の1), 52p.
- 奈良県企画部開発調整課編 (1984) 奈良, 大阪東北部, 大阪東南部. 土地分類基本調査, (5万分の1), 52p.

- 日本港湾協会 (1979) 港湾施設の技術上の基準・同解説.
- 日本の地質「近畿地方」編集委員会編 (1987) 近畿地方. 日本の地質, 6, 共立出版, 東京, 297p.
- 西田史朗 (1990) 御蓋山とその周辺の地形と地質. 史跡春日大社境内地実態調査報告及び修景整備基本構想策定報告書, p. 109-127, 春日顕彰会.
- 西田史朗 (1992) 奈良盆地とその周辺の火山灰層序と年代層序. 奈良教育大学紀要. vol. 41, p. 5-22.
- 西川廉行 (1968) 奈良市西部で新たに発見された化石について. 関西自然科学, vol. 19, p. 41-43.
- 西岡芳晴・尾崎正妃・山元孝広・川辺孝幸 (1998) 名張地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 72p.
- 荻原尊禮編 (1982) 古地震—歴史史料と活断層からさぐる. 東京大学出版会, 312p.
- 岡田素彦 (1990) 京都府南部宇治田原町から産出した二疊紀放射虫化石. 地質雑, vol. 96, p. 937-939.
- 沖 泰三・中屋真司・伊藤正明 (1994) 奈良盆地における地下水 (その3) —涵養条件図作成と浅層地下水に関する地下水流動シミュレーション—. 地下水技術, vol. 36, p. 40-50.
- 奥村晃史・寒川 旭・須貝俊彦・高田将志・相馬秀廣 (1997) 奈良盆地東縁断層系の総合調査. 地質調査所研究資料集, no. 303, (平成8年度活断層調査概要報告書), p. 51-62.
- 尾崎次男・岸 和男 (1961) 木津川下流域工業用水源調査報告—淀川水系地域調査 第6報—. 地調月報, vol. 12, p. 531-540.
- 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.
- Sakakibara, N. (1995) Structural evolution of multiple ductile shear zone system in the Ryoke belt, Kinki Province. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, vol. 10, p. 267-322.
- 坂本隆彦・増田富士雄・横川美和 (1992) 扇状地で氾濫時に形成されたクライミングリップル砂層—京都府田辺町の大坂層群—. 月刊地球, no. 8, p. 158-164.
- 坂本 亨 (1955) 奈良南方の新生代層. 地質雑, vol. 61, p. 62-72.
- 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.
- 桜井康博・原 郁夫 (1985) 柳生 zoned pluton の貫入—流動機構. MAGMA, no. 73, p. 59-68.
- Sakurai, Y., Yosida, H. and Kara, I. (1983) Intrusion mechanism of a granite batholith. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, vol. 8, p. 103-122.
- 寒川 旭 (1980) 西南日本中央部の第四紀における地殻変動と地形発達. 西村嘉助先生退官記念地理学論文集, p. 60-65.
- 寒川 旭 (1999) 遺跡に見られる液状化現象の痕跡. 地学雑誌, vol. 108, p. 391-398.
- 寒川 旭・衣笠善博・奥村晃史・八木浩司 (1985) 奈良盆地東縁地域の活構造. 第四紀研究, vol. 24, p. 85-97.
- 佐野正人 (1980) 奈良盆地北部の地質構造 (活構造). 日本応用地質学会関西支部昭和55年度見学会案内書 (奈良-京都地域の開発と応用地質学的諸問題), p. 13-25.
- 沢田順弘・板谷徹丸 (1993) 琵琶湖南部後期白亜紀環状花崗岩質岩体のK-Ar年代—巨大コールドロンにおける冷却史—. 地質雑, vol. 99, p. 975-990.
- 志井田 功 (1953) 東大和高原における新生代の地殻変動と火成活動. 地質雑, vol. 59, p. 321.

- 志井田 功・荒木慶雄・藤田和夫・市原 実・笠間太郎・粉川昭平・梅田甲子郎・山田 純・山本 威
(1960) 室生火山区の研究—特にその南部地域について—。地質雑, vol. 66, p. 1-16.
- 志井田 功・柴田 博 (1968) 東大和高原の新第三系。地質雑, vol. 74, p. 295-302.
- 嶋倉巳三郎 (1963) 本邦新生代層の花粉層序学的研究 VII 地獄谷累層。奈良学芸大学紀要 (自然科学),
vol. 11, p. 13-24.
- 嶋倉巳三郎・梅田甲子郎・粉川昭平・紺田 功・野口寧世・中島和一 (1971) 地質。奈良市史編集審
議会 (編), 奈良市史, 自然編, p. 1-108, 吉川弘文館, 東京.
- 清水欣一・川崎 敏 (1976) 京都府相楽丘陵の水利地質。応用地質, vol. 17, p. 55-61.
- 染川治実・吉川周作 (1983) 京都府南部, 田辺丘陵の大阪層群。地球科学, vol. 37, p. 98-109.
- 鈴木正男 (1988) 第四紀火山灰層のフィッシュトラック年代について。地質学論集, no. 30, p. 219
-221.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1982) 琵琶湖周辺の花崗岩質岩体—甲賀地方の花崗岩類—。地質
雑, vol. 88, p. 289-298.
- 多田文男 (1929) 川の流路の變遷によって知り得たる伊賀國烏ヶ原地塊の運動。震研報, vol. 7, p. 531
-553.
- 田井昭子 (1970) 千里山丘陵の大阪層群下部の花粉分析。地球科学, vol. 24, p. 171-181.
- 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.
- 田結庄良昭・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.
- 田結庄良昭・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 綱 (1963) 地下水地域調査にみられる水温の総括的研究。地調報告, no. 219, p. 1-41.
- 高橋 綱・池田喜代治 (1965a) 奈良県大和盆地の地下水。地調月報, vol. 16, p. 364-395.
- 高橋 綱・池田喜代治 (1965b) 奈良県大和川流域水利地質図。日本水利地質図8, 地質調査所.
- Takahashi, K. and Yao, A. (1969) Plant microfossils from the Permian sandstone in the southern
marginal area of the Tanba Belt. *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan, N.S.*, vol. 73, p. 41-48.
- 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.
- 竹内圭史・王 革凡 (1999) 京都府和東地域の低変成度領家変成岩。地調月報, Vol. 50, p. 527-534.
- 田辺町教育委員会 (1997) 京都府田辺町魚田遺跡第1次・2次発掘調査概報—大住地区ほ場整備事業地
内の調査その1—。田辺町埋蔵文化財調査報告書22集, 11p.
- 田中啓策・山田直利・坂本 亨・吉田史郎・宮村 学 (1982) 50万分の1地質図幅「京都」 (第4版)。
地質調査所.
- Taniguchi, M. (1993) Evaluation of vertical groundwater fluxes and thermal properties of aquifers
based on transient temperature-depth profiles. *Wat. Resour. Res.*, vol. 29, p. 171-179.

- Taniguchi, M. (1994) Estimating recharge rates from groundwater temperatures in the Nara basin, Japan. *Applied Hydrogeol*, vol. 2, p. 7-13.
- Taniguchi, M. (1995) Analysing the long term reduction in groundwater temperature due to pumping. *Hydrol. Sci.*, vol. 40, p. 407-421.
- 巽 好幸・鳥居雅之・石坂恭一 (1980) 瀬戸内火山岩類の火山活動時期および分布範囲について—瀬戸内火山岩類の年代測定, その5. 火山, vol. 25, p. 171-179.
- 東京大学地震研究所編 (1986) 新収日本地震史料. 第5巻 別巻3, 293p.
- 東京大学地震研究所編 (1987) 新収日本地震史料. 第5巻 別巻5-2, 2528p.
- 通商産業省生活産業局・工業技術院地質調査所 (1993) 砕石資源調査報告書—近畿地域砕石資源調査報告, その2— (平成4年度), 84p.
- 上治寅次郎 (1944) 京都府南部の亜炭層に就いて. 採鉱冶金月報, vol. 22, p. 265-269.
- 梅田甲子郎・石賀 敏 (1976) 地理 [自然] 第2章二 地質. 天理市編さん委員会編, 改訂天理市史 (下巻), 天理市, p. 9-24.
- 宇佐美龍夫 (1996) 新編日本被害地震総覧 (増補改訂版416-1995). 東京大学出版会, 493p.
- 宇都浩三・阿武 賢・周藤正史・内海 茂 (1996) 西南日本, 中期中新世室生火山岩のK-Ar年代. 火山, vol. 41, p. 257-261.
- Uto, K., Ishizuka, O., Matsumoto, A., Kamioka, H. and Togashi, S. (1997) Laser-heating $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating system of the Geological Survey of Japan : system outline and preliminary results. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 48, p. 23-46.
- 王 革凡 (1985) 京都府和束地域の領家変成岩から発見されたCa-Mn-Fe ザクロ石. 岩鉱, vol. 80, p. 459-462.
- Wang, G.F. (1989) Carbonaceous material in the Ryoke metamorphic rocks, Kinki district, Japan. *Lithos*, vol. 22, p. 305-316.
- Wang, G.F., Banno, S. and Takeuchi, K. (1986) Reactions to define the biotite isograd in the Ryoke metamorphic belt, Kii Peninsula, Japan. *Contrib. Mineral. Petrol*, vol. 93, p. 9-17.
- 和束町町史編さん委員会編 (1995) 和束町史 (第一巻). 437p.
- 八木浩司・相馬秀廣・岡田篤正・中田 高・池田安隆 (1998) 1:25,000都市圏活断層図「奈良」. 国土地理院.
- 山田直利 (1966) 濃飛流紋岩類を貫く領家花崗岩の存在とその意義. 地質雑, vol. 72, p. 355-358.
- 山田直利・宮村 学・吉田史郎・近藤善教・須田芳郎 (1981) 20万分の1地質図幅「名古屋」 (第2版). 地質調査所.
- 山田直利・仲井 豊 (1969) 濃飛流紋岩と領家花崗岩との地質学的諸関係. 地質学論集, no. 4, p. 51-60.
- 山本莊毅 (1995) 奈良盆地の地下水 (4). 水. vol. 37, p. 79-81.
- 山城町役場 (1987) 山城町史 (本文編). 999p.
- 山下伝吉 (1892) 20万分の1地質図幅「大阪」. 地質調査所.

- 八尾 昭 (1968) 京都府宇治田原町より紡錘虫化石の発見. 地質雑, vol. 74, p. 399-400.
- 横田修一郎・松岡敦充・屋鋪増弘 (1978) 信楽・大和高原の新生代層とそれに関わる諸問題—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.
- 横田修一郎・塩野清治・屋鋪増弘 (1976) 伊賀上野の地震断層. 地球科学, vol. 30, p. 54-56.
- Yokoyama T. (1969) Tephrochronology and paleogeography of the Plio-Pleistocene in the eastern Setouchi geologic province, Southwest Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. Geol. & Mineral*, vol. 36, 19-85.
- 横山卓雄 (1974) 伊賀盆地西部の古琵琶湖層群と古流系. 日本地質学会第81年学術講演要旨, p. 81.
- 横山卓雄・壇原 徹・中川要之助 (1984) 大阪府南部地域の第四系・第三系中の火山灰層のフィッシュオン・トラック年代. 地質雑, vol. 90, p. 781-798.
- 横山卓雄・中川要之助 (1974) 関屋地域の大阪層群の層序と古水流方向から見た“奈良湖”の水の流出口について. 地質雑, vol. 80, p. 277-286.
- 横山卓雄・中川要之助 (1984) 奈良市北方丘陵の古大阪層群. 同志社大学理工学研究報告, vol. 24, p. 231-251.
- 横山卓雄・中川要之助・牧野内 猛・松田高明・竹村恵二・林田 明・壇原 徹・小畑喜彦 (1978) 同志社田辺校地及びその周辺の地質—南山城の自然史—. 同志社大学校地学術調査委員会調査資料, no. 13, 68p.
- 横山卓雄・中川要之助・松岡長一郎 (1975) 近畿地方の鮮新・更新統. 日本地質学会第81回総会巡検案内書, 24p.
- 横山俊治・三田村宗樹・小山 彰・佐野正人 (1990) 奈良盆地北西部の撓曲構造. 90構造研巡検コース資料.
- 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.
- 吉川周作 (1973) 大阪南東部の大阪層群. 地質雑, vol. 79, p. 33-45.
- Yoshikawa, S. (1984) Volcanic ash layers in the Osaka and Kobiwako Groups, Kinki District, Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 27, p. 1-40.
- 吉川周作・里口保文・長橋良隆 (1996) 第三紀・第四紀境界層準の広域火山灰層—福田・辻又川・Kd38火山灰層—. 地質雑, vol. 102, p. 258-270.
- 吉澤 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, no. 1, p. 11-16.
- Yoshizawa, H. (1952) The metagabbroic rocks bearing ferriferous minerals in the Ryoke zone, Japan. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto. Ser. B*, vol. 20, p. 55-68.
- Yoshizawa, H., 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.52



GEOLOGY

OF THE

NARA DISTRICT

By

Masanori OZAKI, Akira SANGAWA, Kazuhiro MIYAZAKI, Yoshiharu NISHIOKA
Yoshinori MIYACHI, Keiji TAKEUCHI and Yuhsaku TAGUTSCHI

(Written in 1999)

(ABSTRACT)

The Nara district, situated between Nara and Kyoto Prefectures, geologically belongs to the Inner Zone in southwest Japan. In the eastern and central regions of the district where there are the Shigaraki Mountain and Yamato Plateau, Mesozoic rocks are distributed and overlain by Miocene and Pliocene series. Low hills and basins, called Nara and Kyoto Basins develop in the western part of the district. The hills are made up of the latest Pliocene to middle Pleistocene sediments with Pleistocene terrace deposits, while the basins are filled with alluviums.

The geology of the district is summarized in Figure 1.

TAMBA BELT (protolith of the Ryoke metamorphic rocks)

The non-metamorphosed sedimentary rocks of the Tamba Belt change gradually into the Ryoke metamorphic rocks in the northern area of the Nara district.

The protolith of the Ryoke metamorphic rocks is the Late Jurassic accretionary complex of

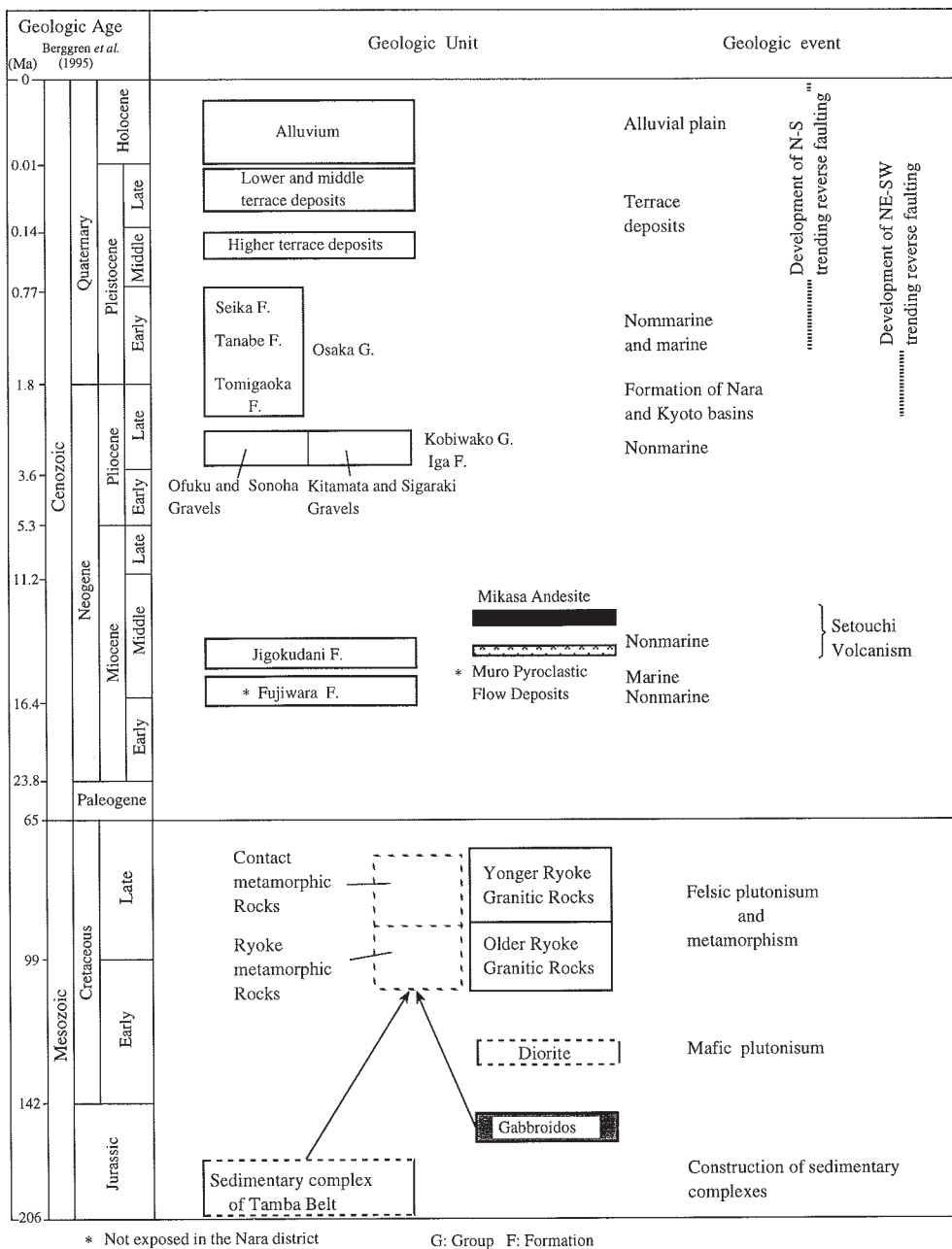


Fig.1 Summary of geology in the Nara district

the Tamba Belt. The sedimentary complex of the Tamba Belt is subdivided into two major units with respect to the lithology, geologic age, and tectonic position. The Type II Suite characterized by greenstone and limestone is relatively older than the tectonically underlying

Type I Suite.

The sedimentary complex in the Nara district is mainly composed of mudstone and bedded chert with minor siliceous mudstone, sandstone, greenstone and limestone. Strata dip steeply north or south. The sedimentary complex is divided into two units based on lithology. The Wazuka Unit is composed of mudstone and bedded chert. Most of the sedimentary complex belongs to this unit. The Ujitawara Unit is characterized by mixed rocks and sandstone with minor intercalations of greenstone and limestone in the northernmost area of the district. The Ujitawara Unit probably belongs to the Type II Suite, while the Wazuka Unit may belong to the Type I Suite.

RYOKE METAMORPHIC ROCKS

Ryoke Metamorphic Rocks underwent high temperature and low pressure (low P/T) metamorphism in the Cretaceous time. Original metamorphic rocks are considered as sedimentary rocks of the sedimentary complex in the Tamba Belt. They consist of mudstone, sandstone, chert, limestone and mafic volcanic rocks. Strike of foliation, such as slaty cleavage, schistosity and gneissosity of metamorphic rocks, trends WNW-ESE on the northern side of the Kizu River, and trends NW-SE on the southern side. The foliation of the metamorphic rocks in the northern part of the northern side of the Kizu River steeply dips north and that in the southern part steeply dips south. The foliation of the metamorphic rocks between the Kizu River and Daijisen-chou generally dips south. A synform with WNW-ESE trend was formed near Daijisen-chou and the foliation of the metamorphic rocks in the southern side of the axis of the synform generally dips north. The metamorphic rocks can be divided into four mineral zones, such as the chlorite, chlorite-biotite, biotite and sillimanite zones, in order of increasing metamorphic grade. Rock type of the metamorphic rocks varies from biotite slate through biotite schist to biotite gneiss and metatexite with increasing metamorphic grade. The Older Ryoke Granitic Rocks and Ao Granite were intruded concordantly into the Ryoke Metamorphic Rocks. The Younger Ryoke Granitic Rocks except Ao Granite were intruded discordantly into the metamorphic rocks in the northern part of this district. Contact aureole of the Younger Ryoke Granitic Rocks except Ao Granite is recognized as a cordierite zone in the northern side of the Kizu River, but it is difficult to distinguish the contact metamorphism from Ryoke metamorphism on the southern part of the Kizu River.

PLUTONIC ROCKS

The plutonic rocks can be divided into mafic rocks, Older Ryoke Granitic Rocks and Younger Ryoke Granitic Rocks. The mafic rocks occur as xenoliths in the granitic rocks. They are mainly composed of hornblende gabbro, norite and diorite.

The Older Ryoke Granitic Rocks occupy the southern and eastern part of the mapped district. They are divided into four groups : (a) Jyoryu Tonalite, (b) Sukawa Granodiorite, (c) Sagawa Granite and (d) Shobu Tonalite. They are Early-Late Cretaceous granitic rocks.

The Younger Ryoke Granitic Rocks are divided into nine groups : (a) Ao Granite, (b) Yagyū granite, (c) Yamashiro Granite, (d) Omine Granodiorite, (e) Ideminami Granite, (f) Koya Granite,

(g) Katano Granite and (h) Taike Granite. They are Late Cretaceous granitic rocks.

MIOCENE

The Middle Miocene in the district is divided into the Jigokudani Formation and Mikasa Andesite. The Jigokudani Formation, 30-120 m thick, is fluvial sediments in origin and can be the Hachibuse Sandstone and Conglomerate, Higasiyama Conglomerate, Onigatsuji Mudstone and Sandstone, Yadahara Conglomerate, Sekibutsu Tuff and Iimori Conglomerate Members, in ascending order. The Sekibutsu Tuff Member is marginal non-welded facies of the Muro Pyroclastic Flow Deposits including orthopyroxene biotite rhyolite welded tuff. The Mikasa Andesite is made up of hornblende-clinopyroxene-orthopyroxene andesite lava with thin beds of tuff breccia in the basal part. A small dolerite dike intrudes the Andesite.

PLIOCENE

Pliocene strata in the district, 70 m thick or less, are areally divided into the Ofuku, Sonoha, Kitamata and Shigaraki Gravel Members, and are correlated to the lower part of the middle Pliocene Iga Formation of the Kobiwako Group. The sediments consist mainly of rounded pebble to cobble gravel, with alternating beds of sand and mud, which reveal fluvial in-channel depositional environment. The gravels are characterized by containing large amounts of the Late Cretaceous Koto Rhyolite distributed in the 40 km north of the region where the Pliocene strata are distributed. The beds have been displaced by the NE-SW trending reverse faults and inclined to the northwest.

LATEST PLIOCENE-MIDDLE PLEISTOCENE

The latest Pliocene to Pleistocene Osaka Group outcrops in hilly lands in the western part of the district. The Group consists of sand, mud and gravels with thin beds of volcanic ash, marine clay and lignite. The gravels in the group are characterized by containing the Tamba sedimentary complex, Ryoke Metamorphic and Granitic rocks, which indicate the sediments were mainly supplied from the eastern region in the Nara district. The group has been displaced by NE-SW trending reverse faults, N-S trending flexures and reverse faults, which formed Nara and Kyoto Basin.

The Group in the district is divided into the Tomigaoka, Tanabe and Seika Formations, in ascending order. The Tomigaoka Formation, 140 m thick or less, is subdivided into five members : Kiridoshi Sand, Kaseyama Alternation, Simoumetani Sand, Sihakata Conglomerate, and Higasibata Alternation, in ascending order. The Tanabe Formation, 200 m thick or less, is composed of the Mizutori Gravel Member in the lower and Zakuro Alternation Members. The Seika Formation, 60 m thick or less, is mainly alternation of gravel and sand, and silt.

TERRACE DEPOSITS AND ALLUVIUM

Terrace deposits in this area are divided into three, named Higher, Middle and Lower, in descending order. The Higher terrace deposits were formed before the last interglacial age. The Middle terrace deposits were formed during the last interglacial age. The Lower terrace deposits were formed in several ten thousands of years.

Alluviums can be divided geographically into landslide and colluvial, fan, flood and valley bottom plains, and present river deposits. The alluvium is widely deposited in two regions. One is a N-S trending valley bottom plain (the south part of the Kyoto basin) along the Kizugawa river. Another is the northern end of the Nara basin. In both regions, sand gravel layer (several meters in thickness) compared to the deposits of the Lower terrace, is widely deposited under the ground. Alluvium, composed by clay, silt sand and gravels, accumulated comfortably over the layer.

ACTIVE FAULT

The eastern margin of the Nara Basin was bordered by an active fault system. Narasaka Flexure, one of the members of this fault system, deformed the Higher Terrace surface about 33 m vertically, at the northeastern corner of the Nara Basin. The mean rate of this flexure is calculated 0.13-0.17 m/10³y. The last event of the fault system was known during the last ten thousands years by trench excavations.

DISASTER CAUSED BY EARTHQUAKES

This area was damaged by the big earthquake, named "Iga-Ueno earthquake", that occurred in 1854. Old documents reported that many houses collapsed and many peoples (about 280) were killed in the town of Nara. The traces of liquefaction, caused by this earthquake, were observed at the site of Kunikyo-Ukyo. Further, this area was impacted by another earthquake in 1596, and the traces of this earthquake were also discovered at some sites.

ECONOMIC GEOLOGY

Some hot springs are located in the northern part of the Nara Basin and Kasagi near the Kizu River. The Ryoke Metamorphic Rocks have been quarried at some places. Lignite embedded in the Jigokudani Formation was once mined until the 1940's.

文献引用例

尾崎正紀・寒川 旭・宮崎一博・西岡芳晴・宮地良典・竹内圭史・田口雄作
(2000) 奈良地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅),
地質調査所, 162p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Ozaki, M., Sangawa, A., Miyazaki, K., Nishioka, Y., Miyachi, Y., Takeuchi,
K. and Tagutschi, Y. (2000) *Geology of the Nara District*. With
Geological Sheet Map at 1: 50,000, Geol. Surv. Japan, 162p. (in
Japanese with English abstract 5p.).

平成 12 年 3 月 21 日 印 刷

平成 12 年 3 月 24 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305-8567 茨城県つくば市東 1 丁目1-3

印 刷 者 岩 見 昌 光

印 刷 所 岩見印刷株式会社

茨城県水海道市宝町2753

©2000 Geological Survey of Japan