

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

京都(11)第81号

NI-53-15-11

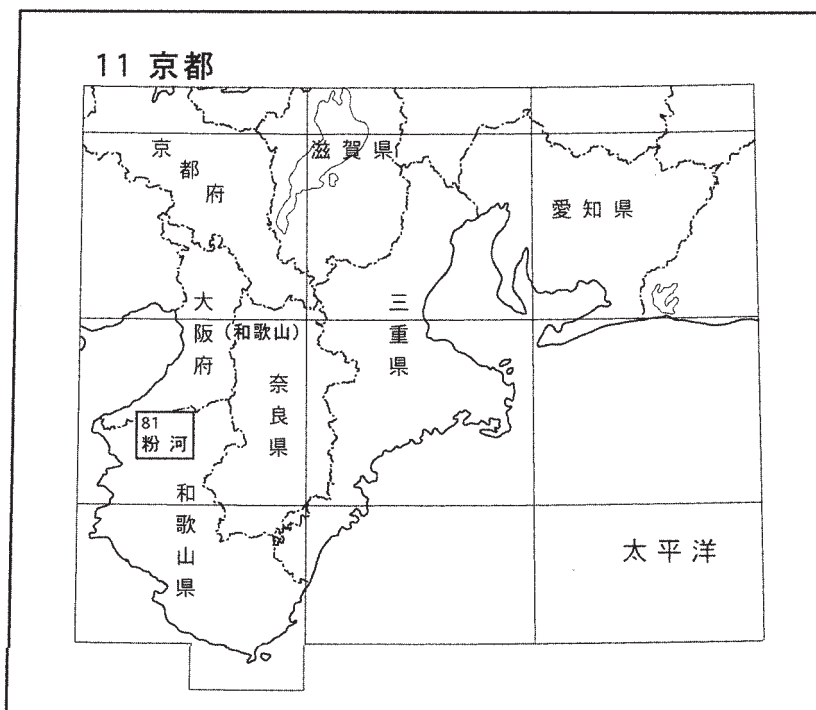
粉河地域の地質

牧本 博・宮田隆夫・水野清秀・寒川 旭

平成16年

独立行政法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

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

11-72・80 和歌山及び尾崎 Wakayama and Ozaki NI-53-15-14・15 (1993)	11-73 岸和田 Kishiwada NI-53-15-10 (1986)	11-74 五條 Gojō NI-53-15-6 (未刊行, unpublished)
	11-81 粉河 Kokawa NI-53-15-11 (2004)	11-82 高野山 Kōya San NI-53-15-7 (1959)
11-88 海南 Kainan NI-53-15-16 (1956)	11-89 動木 Todoroki NI-53-15-12 (1956)	11-90 伯母子岳 Obako Dake NI-53-15-8 (未刊行, unpublished)

粉河地域の地質

牧本 博*・宮田隆夫**・水野清秀***・寒川 旭***

地質調査総合センター（元地質調査所）は、1882年の創立以来、国土の地球科学的実態を解明するための調査研究を行い、さまざまな縮尺の地質図を作成・出版してきた。そのうちで、5万分の1地質図幅は自らの地質調査に基づく最も詳細な地質図であり、基本的な地質情報が網羅されている。

「粉河」地域の地質図幅の作成は、平成9～12年度に実施した野外調査による。また、和泉層群及び中央構造線については、宮田隆夫の長年にわたる調査結果が含まれている。野外調査・室内研究及び原稿執筆では、三波川帯・四万十帯・岩脈類を牧本が、和泉層群を宮田が、鮮新・更新統を水野清秀が、地形・第四系を寒川が、中央構造線を水野・寒川・宮田が担当し、全体のとりまとめを牧本が行った。

本研究のとりまとめに当たっては、大阪市立大学市川浩一郎名誉教授から和泉層群及び中央構造線に関して多くの点で御教示頂いた。河口雄三氏（元大阪市立大学、現三井鉱山エンジニアリング株式会社）並びに藤田雅大氏（元大阪市立大学、現大阪府立高等学校）から、和泉層群に関する未公開資料を提供して頂いた。朴 孝卿氏（元神戸大学）には、和泉層群の記述に当たり神戸大学修士論文の研究成果を参照させて頂いた。粉河町在住の山本浩久氏には、菖蒲谷層群中のいくつかの火山灰層の露頭を御教示いただき、またサンプルを提供して頂いた。なお、和泉層群の酸性凝灰岩に関するフィッシュン・トラック年代値の一部は、元大阪市立大学弘原 海清教授と宮田隆夫との共同研究によるものである。

本研究のために使用した薄片の作製は、地質標本館の野神貴嗣・大和田 朗・福田和幸、及び北海道地質調査連携研究体の佐藤卓見の各氏による。

（平成14年度稿）

所 属

* 地球科学情報研究部門

** 神戸大学理学部地球惑星科学科

*** 関西地質調査連携研究体

Keywords : areal geology, geological map, 1:50,000, Kokawa, Izumi Mountain, Jurassic, Cretaceous, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Sambagawa Schists, Hanazono Formation, Izumi Group, Shobudani Group, Osaka Group, Median Tectonic Line, MTL, active fault, Negoro Fault, Kieslager, Imori Mine

目 次

第1章 地 形	1
1.1 山 地	2
1.2 丘陵及び台地	2
1.3 低 地	3
1.4 活断層	3
第2章 地質概説	4
第3章 三波川結晶片岩類	9
3.1 概要と研究史	9
3.2 ユニット区分	10
3.3 飯盛ユニット	12
3.4 野上ユニット	16
3.5 美里ユニット	18
3.6 三波川変成作用	20
3.7 地質構造	24
第4章 四万十帯白亜系花園層	25
第5章 上部白亜系和泉層群	28
5.1 研究史と地層区分の大綱	28
5.2 主部相の和泉層群	28
5.2.1 岩相と堆積サイクル	28
5.2.2 構成岩石	32
5.2.3 加太層	33
5.2.4 信達層	33
5.2.5 岩出層	33
5.2.6 粉河層	33
5.2.7 堆積構造	34
5.3 南部相の和泉層群	34
5.3.1 名手層	34
5.4 産出化石と地質年代	36
5.5 地質構造	38
5.5.1 褶 曲	38
5.5.2 断 層	39
第6章 岩脈類	41
6.1 珪長質岩脈	41
6.2 安山岩岩脈	41
第7章 鮮新・更新統	44
7.1 菖蒲谷層群	44
7.1.1 概 要	44
7.1.2 貴志川層	46
7.1.3 笠田層	47
7.1.4 東毛層	48
7.1.5 根来観測井ボーリングによる地下地質	50
7.1.6 火山灰層	50
7.2 大阪層群	52
7.2.1 概 要	52
7.2.2 層序・岩相	52
第8章 第四系	53

8. 1	段丘堆積物	53
8. 2	地すべりまたは崖錐堆積物	58
8. 3	沖積層	58
第9章	中央構造線	61
9. 1	はじめに	61
9. 2	第四紀以前の活動	61
9. 3	第四紀前半の活動	64
9. 4	活断層—第四紀後半の活動	66
第10章	応用地質	74
10. 1	銅鉱床	74
10. 2	滑石鉱床	76
10. 3	垂炭	77
10. 4	採石	77
10. 5	温泉・鉱泉	77
10. 6	地震災害	77
10. 7	地すべり	79
文 献		80
Abstract		86

図・表目次

第 1. 1 図	近畿西部—四国東端部の地形及び活断層	1
第 1. 2 図	「粉河」地域の埋谷面図	2
第 2. 1 図	「粉河」地域及び隣接地域の地質概略図	4
第 2. 2 図	「粉河」地域の地質総括図	5
第 3. 1 図	紀伊半島西部の三波川結晶片岩類の地質概要	10
第 3. 2 図	ユニット境界部の観察地点とルートマップ	11
第 3. 3 図	野上ユニットの泥質片岩に見られる小褶曲	12
第 3. 4 図	飯盛ユニットの地質柱状図	13
第 3. 5 図	飯盛ユニットの岩相	14
第 3. 6 図	三波川結晶片岩類の顕微鏡写真	15
第 3. 7 図	野上ユニットの岩相	17
第 3. 8 図	野上ユニットに発達する小褶曲の軸面と軸の姿勢	19
第 3. 9 図	美里ユニットの柱状図	20
第 3.10 図	美里ユニットの岩相	21
第 3.11 図	変成鉱物の分布	22
第 4. 1 図	花園層のルートマップ	25
第 4. 2 図	花園層泥質混在岩及び近接する三波川帯泥質片岩の岩相	26
第 4. 3 図	花園層構成岩類の顕微鏡写真	27
第 5. 1 図	和泉山脈及び淡路島—友ヶ島の和泉層群の層序区分	29
第 5. 2 図	和泉山脈及び淡路島の和泉層群の地質概略図	29
第 5. 3 図	和泉層群にみられる砂岩泥岩互層の露頭写真	30
第 5. 4 図	和泉層群にみられる小堆積サイクルの例	31
第 5. 5 図	砂岩・泥岩ダイアグラムからみた小堆積サイクルの境界	31
第 5. 6 図	和泉層群の地質柱状図	32
第 5. 7 図	和泉層群酸性凝灰岩 (t ₁₅) 露頭写真	34
第 5. 8 図	和泉層群の古流向	35
第 5. 9 図	スランプ褶曲と古流向のステレオ投影	35
第 5.10 図	南部相の塊状礫岩層の露頭写真	36

第 5.11 図	和泉層群の年代とアンモナイト化石帯	37
第 5.12 図	和泉層群主部相の積算層厚とフィッショソ・トラック年代	38
第 5.13 図	和泉層群にみられる層面すべりと小褶曲	39
第 5.14 図	和泉層群, 砂岩泥岩薄互層にみられる小規模な転倒褶曲	40
第 6. 1 図	岩脈類の顕微鏡写真	42
第 6. 2 図	安山岩岩脈の分布図	43
第 6. 3 図	安山岩岩脈の産状	43
第 7. 1 図	瀬戸内海及び中央構造線沿いの鮮新・更新統の分布	44
第 7. 2 図	菖蒲谷層群と大阪層群の層序の対比図	45
第 7. 3 図	紀ノ川流域に分布する鮮新・更新統の地層名対比	45
第 7. 4 図	菖蒲谷層群の柱状図作成, サンプリソ地点位置	47
第 7. 5 図	貴志川層及び笠田層の主な地点の地質柱状図	48
第 7. 6 図	笠田層支流型礫層とそれに挟まるシルト層の露頭	49
第 7. 7 図	東毛層の模式的な南北地質柱状断面	49
第 7. 8 図	根来観測井ボーリソコアの地質柱状図	50
第 7. 9 図	東毛層の本流型礫層とそれに重なる粉河寺火山灰及びシルト層	52
第 8. 1 図	紀ノ川の河床縦断段丘投影図	53
第 8. 2 図	五条平地域の崖錐性段丘堆積物に挟まれた始良-Tn 火山灰	54
第 8. 3 図	紀ノ川南岸西半部及び貴志川流域の段丘面分布図	54
第 8. 4 図	紀ノ川南岸西半部及び貴志川流域における th 面堆積物の柱状図	55
第 8. 5 図	紀ノ川南岸西半部及び貴志川流域における tm ₁ 面堆積物の柱状図	55
第 8. 6 図	紀ノ川南岸西半部及び貴志川流域における tm ₂ 面堆積物の柱状図	56
第 8. 7 図	紀ノ川南岸西半部及び貴志川流域における tl 面堆積物の柱状図	56
第 8. 8 図	紀ノ川南岸東半部の段丘面分布図	57
第 8. 9 図	紀ノ川南岸東半部における段丘面堆積物の柱状図	57
第 8.10 図	沖積層の柱状図の位置図	58
第 8.11 図	沖積層の主な柱状図 (「粉河」地域東部)	59
第 8.12 図	沖積層の主な柱状図 (「粉河」地域西部)	60
第 8.13 図	沖積層の柱状図と N 値	60
第 9. 1 図	中央構造線境界断層の断層露頭 (和歌山県かつらぎ町広浦北方)	62
第 9. 2 図	根来断層の断層露頭 (和歌山県岩出町根来東方の菩提峠)	63
第 9. 3 図	五条谷断層の断層露頭 (和歌山県かつらぎ町広口東方)	64
第 9. 4 図	打田町を通る平野の南北方向の反射法探査断面	65
第 9. 5 図	打田町付近の模式的な平野地下南北断面	65
第 9. 6 図	山口—湯屋谷の変位地形	66
第 9. 7 図	山—安上の変位地形	66
第 9. 8 図	tm 面の垂直変位	67
第 9. 9 図	根来—琵琶谷の閉塞丘陵と右横ずれ変位	67
第 9.10 図	菩提峠周辺の変位地形	68
第 9.11 図	桜池周辺の変位地形	68
第 9.12 図	粉河北方の変位地形	69
第 9.13 図	横ずれ屈曲量 (D) と断層から上流の長さ (L) の関係	69
第 9.14 図	和歌山市上黒谷地区における根来断層のトレンチ調査位置	70
第 9.15 図	上黒谷 No.3 トレンチのスケッチ	71
第 9.16 図	上黒谷 No.4 トレンチのスケッチ	72
第 9.17 図	上黒谷 No.2 トレンチのスケッチ	73
第 10.1 図	飯盛・麻生津・神路鉱床の柱状図	75
第 10.2 図	飯盛鉱業所跡	75
第 10.3 図	滑石鉱床位置図	76

第 10.4 図	巨大地震の発生時期	78
第 10.5 図	川辺遺跡の液状化跡	78
第 3. 1 表	三波川結晶片岩類の変成鉱物の組み合わせ	23
第 5. 1 表	和泉層群の酸性凝灰岩のフィッション・トラック年代	37
第 7. 1 表	菖蒲谷層群の主な火山灰及び対比される広域火山灰の屈折率及び化学組成	51
第 7. 2 表	前田火山灰のフィッション・トラック年代測定結果	51
第 10.1 表	層状含銅硫化鉄鉱床の概要	74
Fig. 1	Geology of the Kokawa District	87

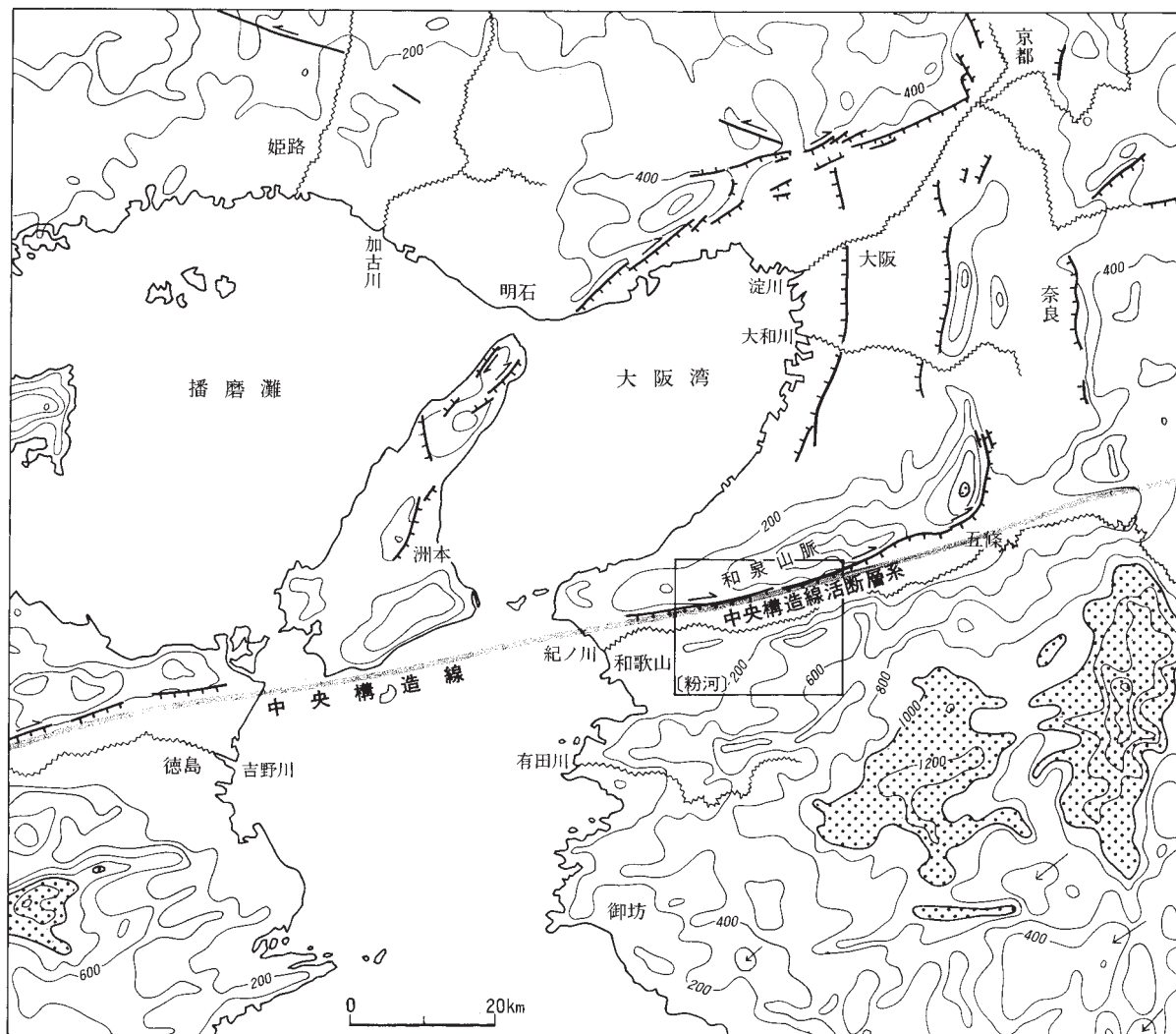
第1章 地形

(寒川 旭)

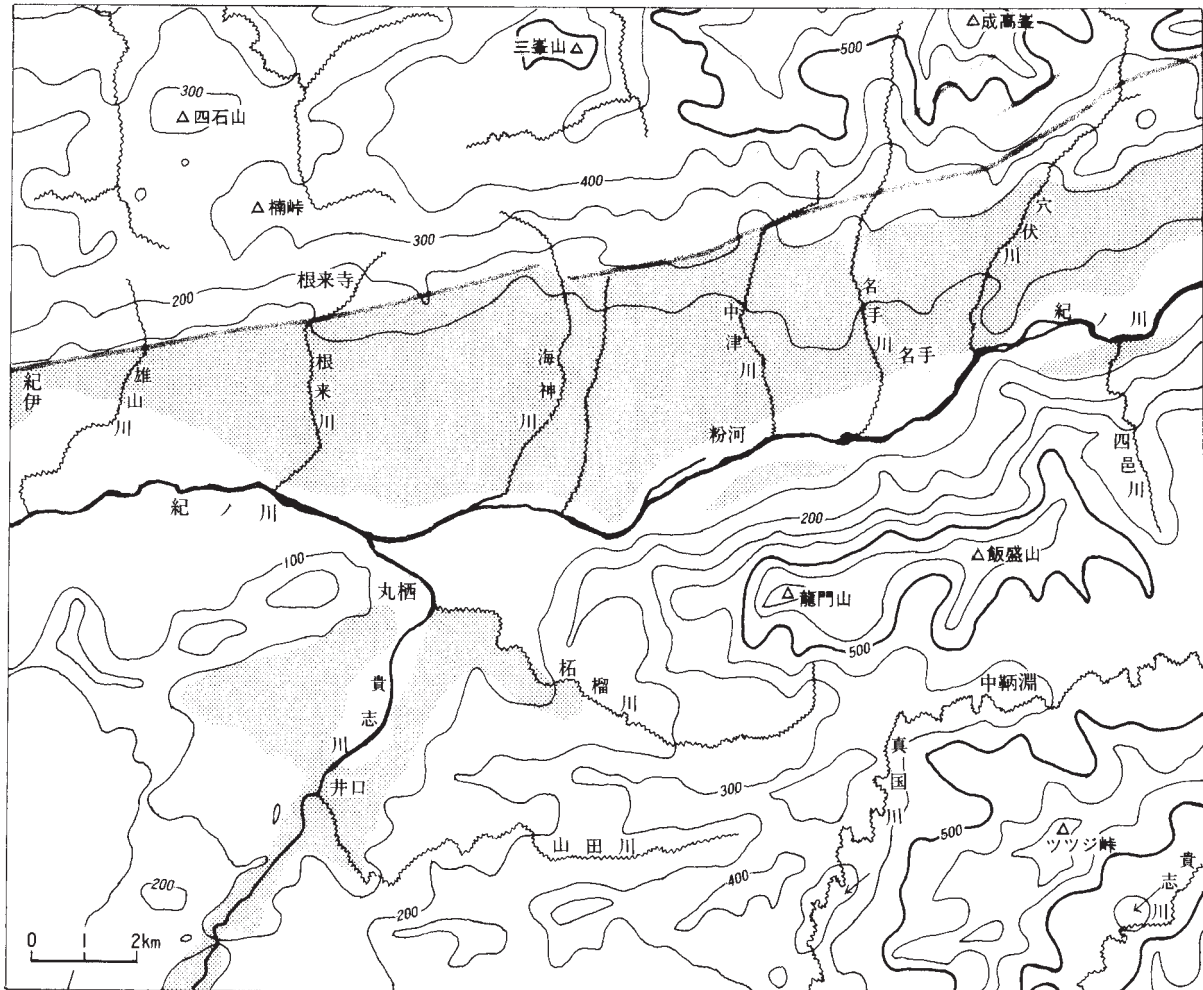
「粉河」地域は、北緯 $34^{\circ} 10' - 34^{\circ} 20'$ 、東経 $135^{\circ} 15' - 135^{\circ} 30'$ (但し日本測地系, 世界測地系では北緯 $34^{\circ} 10' 11.9'' - 34^{\circ} 20' 11.8''$, 東経 $135^{\circ} 14' 50.0'' - 135^{\circ} 29' 49.9''$) の範囲を占め, 和歌山県の北端に位置する. 行政区分としては, 和歌山県那賀郡を中央にして, 北部には大阪府阪南市・泉南市・泉佐野市, 西部には和歌山市, 南部には和歌山県海南市と海草郡, 東部には和歌山県伊都郡が位置する.

本地域の地形は, 東西に流れる紀ノ川を境にして南北

に2分される(第1.1図, 第1.2図). 紀ノ川の北側には和泉山脈がそびえ, 南側には紀伊山地の北西端部がみられる. 両山地の間には紀ノ川に沿って平野が発達し, 南北幅約4kmの範囲には和泉山脈から南流する河川によって形成された扇状地性の段丘群が広く発達している. 本地域の南西部では, 紀伊山地北西端部を北流した貴志川が紀ノ川に注いでおり, その西側には丘陵が分布している.



第1.1図 近畿西部-四国東端部の地形及び活断層埋谷面図に活断層を記入. 等高線の数字は海拔高度(m)を示す.



第 1.2 図 「粉河」地域の埋谷面図
 等高線の数字は海拔高度 (m), 灰色部は第四系が分布する丘陵及び台地を示す.

1. 1 山 地

紀ノ川の北側を占める和泉山脈は、およそ 10 km の幅で東西に連なっている。本地域内では、東部の成高峯 (標高 809.7 m) を最高点にして、中部の三峯山 (標高 576.5 m)、西部の四石山 (標高 384.4 m) と、山頂部は西に向かって少しずつ高度を下げている。

一方、紀ノ川の南側に広がる紀伊山地は東西・南北幅いずれも 100 km に及ぶ広大な山地である。本地域に含まれる同山地北西端部は、細かく見ると起伏に富んでいる。特に、紀ノ川現流路の南に並行する南北幅 5 km の部分が、東西に連なる細長い高まりを形成しており、この中に飯盛山 (標高 745.7 m) や龍門山 (標高 758.6 m) が位置している。この南側では、山地は全体として南に向かってゆっくりと高度を増しており、ツツジ峠 (標高 775.4 m) が本地域内での最高点である。

1. 2 丘陵及び台地

和泉山脈と紀伊山地の間に形成された幅約 4 km で東西にのびる地域 (紀ノ川河谷) には丘陵・台地が発達している。この中で、紀ノ川の現流路は南の縁に沿って緩やかに蛇行しているが、この流路に沿って紀ノ川本流が形成した河岸段丘が連続している。また、紀ノ川河谷の東部に大阪層群相当層の昌蒲谷層群から構成される丘陵が見られる。さらに、これらの丘陵の周囲には、和泉山脈から紀ノ川に向かって南流する穴吹川・名手川・中津川などの河川 (紀ノ川の支流) が形成した段丘面が広く発達している。紀ノ川河谷内では西よりの地域ほど新しい段丘面の分布範囲が広くなり扇状地の形態を示している。

一方、紀ノ川以南では、貴志川に沿って河岸段丘が連続し、その西側には三波川結晶片岩類で構成される丘陵 (標高 250 m 以下) が分布している。

本地域の段丘面は、紀ノ川本流が形成した河岸段丘を

基準としている。これに向かって注ぐ形で、紀ノ川支流の貴志川や、和泉山脈から流下する多くの河川による段丘面が発達したものと解釈できる。これらは、地形的な連続性や、段丘堆積物の風化程度などに基づいて、上位から高位段丘 (th) 面・中位段丘 (tm_1 ・ tm_2) 面・低位段丘 (tl_1 ・ tl_2) 面と区分できる。

1.3 低地

紀ノ川及び貴志川の現流路に沿って、段丘面の下位には、完新世に形成された低地が細長く発達している。紀ノ川の北側では、西ほど新しい段丘面が卓越しているが、本地域の西端に至ると、低位段丘より沖積低地の占める面積が大きくなっている。また、沖積低地の地表面には、紀ノ川などの旧流路、及びこれに対応する自然堤防や後背湿地が存在する。

1.4 活断層

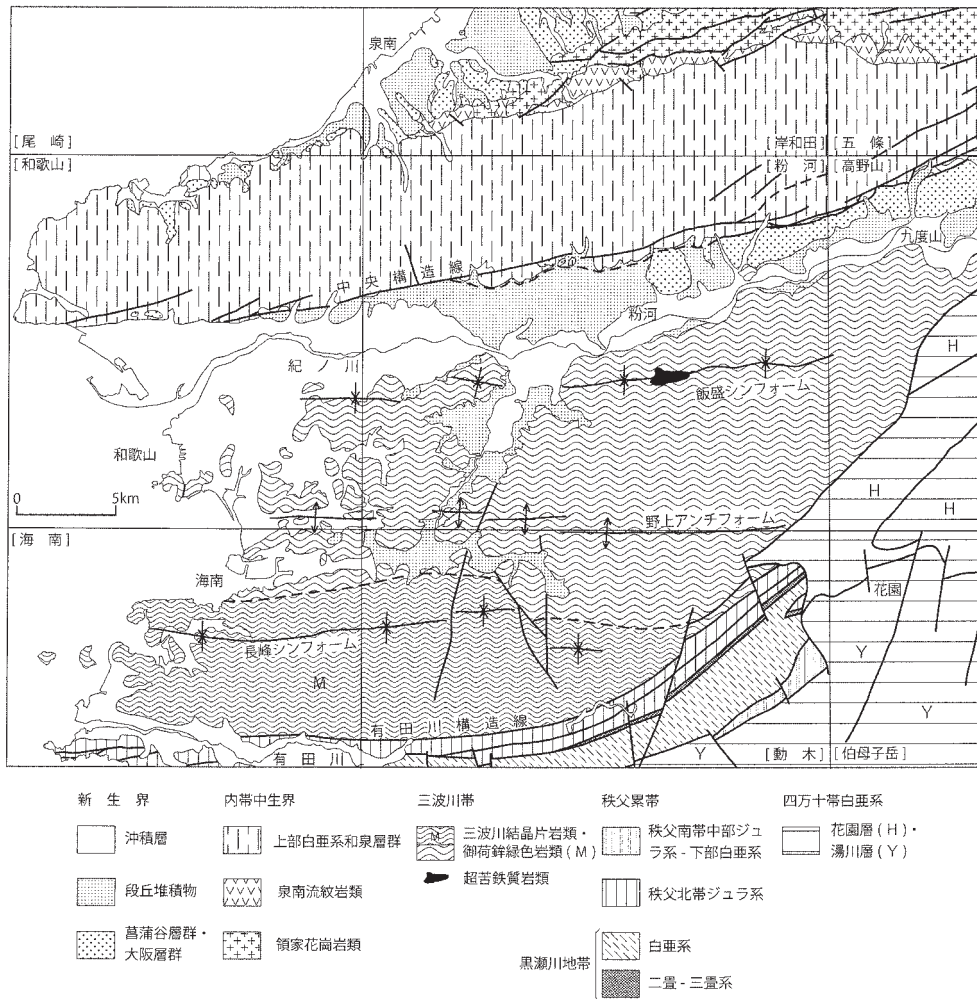
本地域では、紀ノ川現流路の3～4 km 北側に、日本列島最大の地質境界である中央構造線が発達している。この構造線に沿って中央構造線活断層系が分布しているが(第1.1図)、その位置は、細かく見ると地質境界としての(狭義の)中央構造線の少し北側に当たっている(第1.2図)。この活断層系は右横ずれ変位の卓越する活動を行っており、断層を横切る位置に沿って、段丘面は主として北上がりの変位を示し、河谷や丘陵尾根は顕著な右横ずれを示す屈曲を系統的に行っている(岡田・寒川, 1978など)。

第2章 地質概説

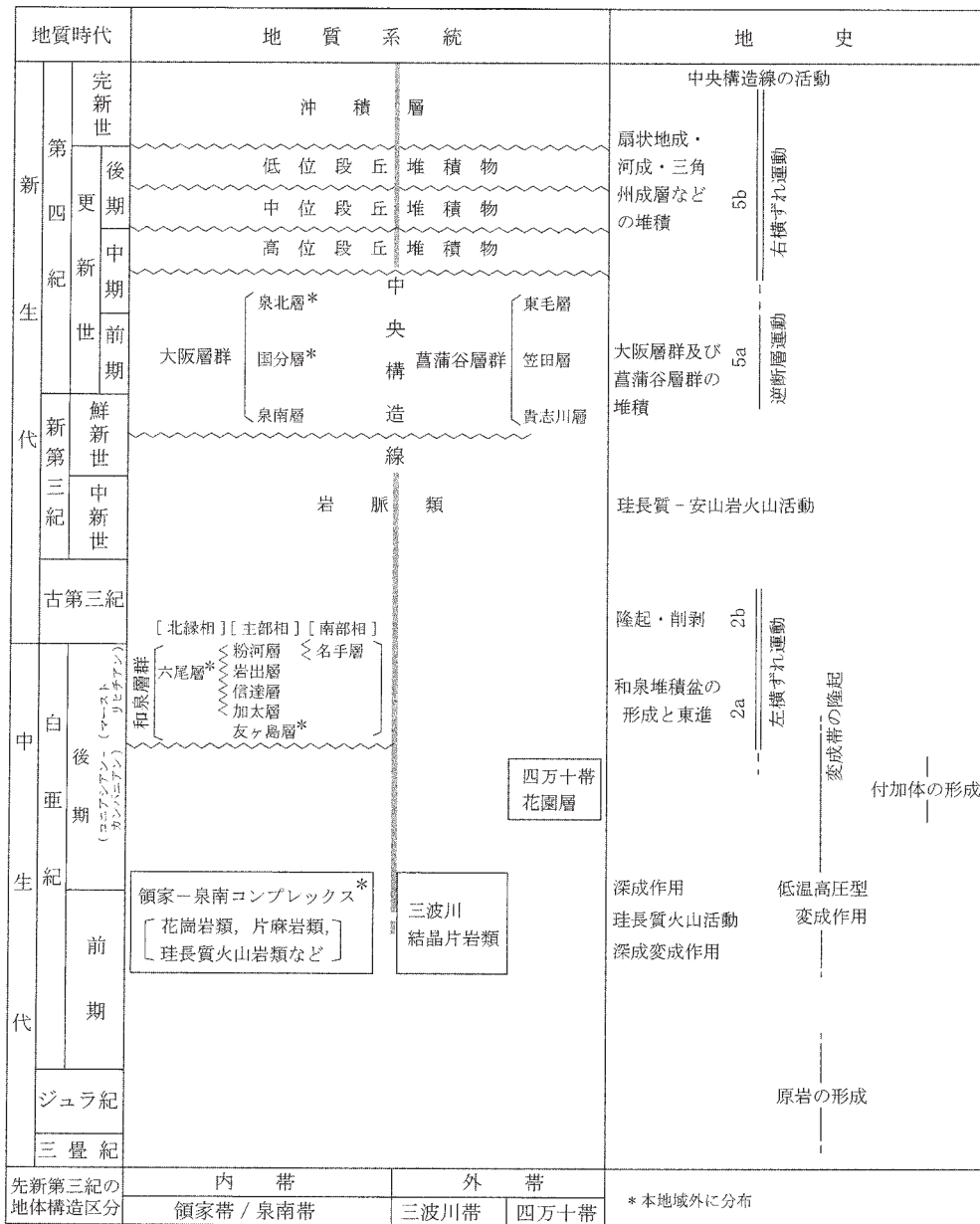
(牧本 博・宮田隆夫・水野清秀・寒川 旭)

「粉河」地域は、中央構造線が紀ノ川の北に広がる丘陵・台地の北縁に沿って走り、西南日本の先新第三紀の地帯構造区分からみると内帯・外帯の両帯にまたがっている(第2.1図)。すなわち、中央構造線より南側は西南日本外帯に当たり、南東隅を除く大部分を三波川帯が占める。本地域の三波川帯は三波川結晶片岩類からなり、紀ノ川の南方に広がる山地及び丘陵を構成するとともに、中央構造線に沿っても点々と分布している。更に、地震探査の結果から、同岩類は紀ノ川北側に分布する新生界の下位に広がっていることが確認されている(吉川ほか, 1992)。本地域の南東隅は四万十帯に属し、後期白亜紀の付加コンプレックス花園層が分布する。北東側

の三波川結晶片岩類とは有田川^{ありだがわ}構造線で境されている。これに対し、中央構造線より北側は西南日本内帯に当たり、領家帯の最南部を占める上部白亜系和泉層群が和泉山脈を構成して東西に延びて分布している。近畿地方西部の領家帯は、和泉層群のほか、白亜紀に形成された領家花崗岩類と泉南流紋岩類(市原ほか, 1986の領家-泉南コンプレックス; 第2.2図)からなり、これらは本地域北隣の「岸和田」地域及びこれより東方に広く分布する。また、これらの地質体は、片状構造の顕著な花崗岩類と片麻岩類からなる領家主帯と、この南側に断層で境されて分布する泉南流紋岩類・新期花崗岩類及び和泉層群からなる泉南帯に区分され(山田, 1987)、この区分



第2.1図 「粉河」地域及び隣接地域の地質概略図
市原ほか(1986), 栗本ほか(1998)及び本報告の調査結果をもとに作成。



第 2.2 図 「粉河」地域の地質総括図

によれば本地域の中央構造線以北は泉南帯に属する。

本地域の新生界は、新第三紀に貫入した岩脈類、鮮新・更新統、及び第四系からなる。岩脈類は、中央構造線及び有田川構造線に沿って産する珪長質岩脈と、三波川結晶片岩類に貫入する安山岩岩脈が産する。鮮新・更新統は、和泉山脈の南側に葛蒲谷層群が紀ノ川に沿って東西に延びて分布し、和泉山脈北側の本地域北西隅には大阪層群が狭小に認められる。第四系は、主要河川沿いに高-低位段丘堆積物及び沖積層が分布し、また山地部には点々と地すべりまたは崖錐堆積物が認められる。

なお、本地域周辺の 5 万分の 1 地質図幅としては、「岸和田」(市原ほか, 1986), 「和歌山及び尾崎」(宮田ほか, 1993), 「高野山」(平山・神戸, 1959), 「海南」

(平山・田中, 1956a), 「^{とどろき}動木」(平山・田中, 1956b) が刊行されている。

三波川帯は、低温高压型の変成帯であり、関東山地から九州佐賀関半島まで約 800 km に渡って広がる。三波川帯を構成する変成岩類は、主体をなす三波川結晶片岩類と、その南縁部に断続して分布する御荷鉾緑色岩類からなる。三波川結晶片岩類は数多くのナップの積み重なりとして産し、断層で境されて御荷鉾緑色岩類の構造的な下位を占める。三波川結晶片岩類の原岩は後期ジュラ紀-白亜紀の最前期の付加コンプレックスであり、その変成年代は前期白亜紀の半ばから後期白亜紀とされる (Isozaki, 1996 など)。そして、K-Ar 年代等の放射年

代から後期白亜紀後半に変成場から地表近くに上昇したと考えられている。

本地域の三波川結晶片岩類は紀伊半島西部に分布する同岩類の主要部を占める。1950年代後半以後の調査研究を通じて層序・構造の概要が解明され、本地域についてみれば、その地質構造は飯盛シンフォーム及び野上アンチフォームにより規定されている（第2.1図；岩橋，1968など）。本地域の三波川結晶片岩類は岩相と地質構造の特徴から、構造的上位から下位へ飯盛，野上，美里の3ユニットに区分でき、それぞれ断層で境されている。このうち、野上ユニットと美里ユニットは、これまでの野上帯（岩橋，1968）、あるいは駒淵ユニット（廣田，1991）を2分したものである。飯盛ユニットは曹長石の斑状変晶を含む点紋片岩からなり、飯盛シンフォームの軸部を占め、野上，美里の両ユニットは曹長石の斑状変晶を含まない無点紋片岩からなり、飯盛シンフォームの南翼部を構成する。

飯盛ユニットは、飯盛シンフォームの軸を取り巻く厚層の苦鉄質片岩を基準に、これより上位の泥質片岩を主体に超苦鉄質岩類が多く産する部分、及びこれより下位の泥質片岩と苦鉄質片岩が繰り返す部分とから構成される。飯盛シンフォームの褶曲軸は東部では西落とし、一方西部では東落としである。中央構造線沿いに産する三波川結晶片岩類は、今回の調査結果によれば点紋泥質片岩からなり、本報告では飯盛ユニットの北方延長とみなし、これに含めた。野上ユニットは、泥質片岩を主体に、苦鉄質片岩・石英片岩・砂質片岩及び超苦鉄質岩類からなる。同ユニットは、露頭規模で、北または南に急傾斜する軸面を持つ閉じた褶曲が顕著に発達し、これにより下位の美里ユニットと区分される。この露頭規模の褶曲は北傾斜の包絡面が卓越し、全体として北に向かい構造的上位が分布すると考えられるが、詳細は不明である。美里ユニットは、泥質片岩を主体に比較的よく連続する苦鉄質片岩や砂質片岩を挟んでいる。野上ユニットと異なり、露頭規模では多くの場合平滑な片理面を示している。同ユニットは、北傾斜の同斜構造をなしている。

超苦鉄質岩類は、飯盛ユニットに含まれる龍門山の頂部を構成する岩体が最大で、このほか飯盛ユニットに多くの小岩体が、また野上ユニットに2岩体が認められる。

本地域の三波川変成岩類は、変成度の上昇に伴い泥質片岩にざくろ石、更に黒雲母が出現することから、緑泥石帯、ざくろ石帯及び黒雲母帯に分帯できる。飯盛ユニットはざくろ石帯及び黒雲母帯からなり、野上及び美里の両ユニットは緑泥石帯に区分される。一方、苦鉄質片岩には、飯盛ユニットでは普通角閃石・藍閃石・黒雲母など、野上ユニットではアクチノ閃石・パンペリー石など、美里ユニットではパンペリー石・細粒のアクチノ閃石などが産する。以上から、各ユニットの変成相は、飯盛ユニット：藍閃石片岩相から緑れん石角閃岩相、野上

ユニット：パンペリー石-アクチノ閃石相、美里ユニット：パンペリー石-アクチノ閃石相の低変成度部と判断され、構造的上位に向かって変成度が上昇している。一方、これまでに報告されている放射年代は3ユニットで差はなく72～80 Maの範囲に入り、このような変成温度構造は、上記の地質構造も含めて、変成場からの上昇に引き続く定置時の再配列で生じたとみなされる。

四万十帯の後期白亜紀付加コンプレックスの花園層は、本地域の南東隅に分布し、北側の三波川結晶片岩類とは断層（有田川構造線）で境される。西南日本外帯の地帯配列では、多くの場合三波川帯の南側には秩父帯の地層群が分布するが、本地域を含む紀伊半島中央部では秩父帯の分布を欠き、三波川帯が直接四万十帯に接している（第2.1図）。このような地帯配列の解明には、大和大峯研究グループの一連の研究（例えば1981）及び栗本（1982）による従来秩父帯とされていた地層からの白亜紀放散虫化石の報告とそれに基づく四万十帯の認定が寄与している。

本地域の花園層は、泥質混在岩及び泥岩を主体とし、有田川構造線に近接した部分は強く破碎・変形している。本層の分布は北東-南西方向に走る断層で2分され、北西側は苦鉄質火山性碎屑岩及びドレライト、チャートを挟み、北東-南西走向で、南東方向に55～90°傾斜する同斜構造をなしている。一方、南東側は厚い砂岩を挟み、北東-南西走向で、北西方向に45～55°傾斜している。本層の地質時代は、放散虫化石から後期白亜紀コニアシアンからカンパニアンである（栗本，1982）。苦鉄質火山性碎屑岩及びドレライトの変成鉱物組み合わせによれば、ぶどう石-パンペリー石相程度の変成作用を受けている。

和泉層群は、白亜紀末期の海成層で、四国西部から近畿地方西部まで分布する。近畿地方西部の和泉山脈では南北幅ほぼ10 kmで分布し、泉南流紋岩類を不整合に覆う。その積算層厚は、南北方向で約6,000 m、東西方向では20,000 m以上にも達する。この和泉層群は主にタービダイト相（主部相）とこれの側方変化相に当たる非タービダイト相（北縁相と南部相）からなる。

主部相はタービダイトを主体とする砂岩と泥岩、ときに礫岩と砂岩のリズミカルな互層からなり、上方薄層化及び上方細粒化する小堆積サイクルの繰り返しが認められる。また、酸性のガラス質凝灰岩-ガラス質結晶凝灰岩を多く挟み地層対比に有効である。和泉山脈では、主部相は下位から上位へ加太・信達・岩出・粉河の4層に細分され、本地域には加太層の最上部から粉河層までが分布する。主部相には多量の堆積構造がみられ、とくにフルート・キャストやグループ・キャストなどのソールマークが多く、これらから求めた古流向には、東北東から西南西への軸流と、北から南または北西から南東への側方流が識別できる。

南部相は、和泉山脈南縁に沿って断続的に分布し、名手層と呼ばれている。主に塊状の礫岩・砂岩・泥岩からなり、主部相の粉河層とは指交関係で移り変わる。なお、北縁相は六尾層と呼ばれ、和泉山脈北縁に沿って東西に分布するが、本地域には分布しない。

和泉山脈の和泉層群の地質年代は、「岸和田」地域内に主な産地があるアンモナイト化石から白亜紀マーストリヒチアン期とされている。なお、和泉山脈から西へ、淡路島から四国にかけて順次より下位の化石層準が確認されており、四国西部ではカンパニアン期中期に及んでいる。

和泉層群は西隣「和歌山」地域から本地域西端部にかけて大規模な向斜構造、すなわち孝子向斜を形成し、さらに東方の本地域中央部-東部では同斜構造へ移りかわっている。孝子向斜の褶曲軸は東へプランジしており、和泉層群の主部相ではより若い地層がより東方に出現する。孝子向斜の北翼では地層は一般に南東へ30～60°傾斜し、これはより東方の同斜構造をなす地層の構造と調和的である。一方、孝子向斜の南翼では、地層は北東-東へ35～60°傾斜している。

和泉層群は、南側で三波川結晶片岩類と中央構造線で境される。和泉山脈地域には、泉南帯と三波川帯との境界断層であるこの中央構造線のほかに、泉南帯と領家主帯との境界断層（第5.2図のF）及び北東-南西方向の横ずれ成分をもつ断層群（第5.2図のF₁～F₄）などが発達し、それらの断層系が結合し、デュプレックス構造帯を形成している。それは、中央構造線の五条屈曲（宮田，1990）の西側、和泉山脈地域に発達し、「岸和田」地域（市原ほか，1986）にはその一部がよくみられる。泉南帯は基本的には中央構造線に沿う伸張デュプレックス帯とも考えられ、和泉層群は中央構造線のこのデュプレックス帯を覆っている。

岩脈類のうち、中央構造線沿いに産する珪長質岩脈は今回の調査では1地点で試料採取でき、角閃石デイサイトからなる。有田川構造線沿いの珪長質岩脈は1地点のみに産し、優白質で強く破碎・変質した珪長質岩である。安山岩岩脈は、本地域南東部の三波川結晶片岩類に貫入し、幅約20 m-1 mで無斑晶質斜方輝石単斜輝石安山岩からなる。その活動時期は、周辺地域での地質状況及び類似した岩脈類の既放射年代値から、珪長質岩脈は中新世、安山岩岩脈は中新世-中期鮮新世とした。

鮮新・更新統のうち、菖蒲谷層群は和泉山脈の南側に沿って東西に細長く分布し、中央構造線により主要な分布の北限を境されている。中央構造線の活動に密接に伴って形成された河川成砂礫層からなり、三波川結晶片岩類及び和泉層群を不整合に覆う。本地域では下位から貴志川、笠田、東毛の3層に区分され、全層厚は200 m以上である。7枚の火山灰層を挟んでおり、この火山灰層や産出化石などによる大阪層群との対比から、地質時

代は後期鮮新世-中期更新世（ほぼ3.5 Ma-0.3 Ma）である。

本地域の大阪層群は、薄い礫層からなる狭小な分布のみであるが、「和歌山及び尾崎」地域の同層群とともに和泉山脈北西麓の丘陵地域を構成している。大阪盆地南部に広がる大阪層群は下位から泉南、国分、泉北の3層に区分されるが、本地域の大阪層群は最下部層の泉南層に当たり、地質時代は後期鮮新世である。

第四系の段丘堆積物は、紀ノ川とその支流貴志川などに沿って、また和泉山脈内では大阪湾に注ぐ河川沿いに分布し、河岸段丘及び扇状地性の段丘を形成している。段丘堆積物は高位、中位、低位の堆積物に3分でき、更に中位、低位の堆積物については紀ノ川と貴志川沿いではそれぞれ上位面堆積物・下位面堆積物に2分できる。いずれも後背地の構成岩石（和泉層群・三波川帯など）に由来するの垂角-亜円礫を主体とした砂礫層からなる。高位段丘堆積物は層厚2～6 m、中位段丘堆積物は層厚2～12 mで、礫の多くは風化してくさり礫となっており赤色風化殻が発達している。中位段丘面はかなり開析されているが、堆積原面は保存されている。一方、低位段丘堆積物は層厚2 m以下で、礫はわずかに風化を受けている程度で新鮮なものも含まれている。低位段丘面はわずかに開析されている程度である。

沖積層は、主に紀ノ川及び貴志川に沿って分布する。氾濫原堆積物及び現河床堆積物からなり、礫、砂及び泥から構成されている。

本地域の主要な断層として中央構造線及び有田川構造線がみられる。

中央構造線は、関東から九州まで延長1,000 kmに達する大断層で、その活動は大きく以下の5つの時期に区分することができる（Ichikawa, 1980；市川，1991など）。1）前-中期白亜紀、2）後期白亜紀-古第三紀前半、3）古第三紀後半-最前期中新世、4）中新世前半、5）第四紀。本地域では、このうち、2）及び5）の時期の活動をみることができる（第2.2図に、それぞれ2 aと2 b、5 aと5 bとして示す）。1）及び2）の時期には左横ずれの、また5）の時期には右横ずれの断層運動が卓越している。

2）の時期には、中央構造線の左横ずれ変位に伴い、和泉層群の堆積盆が同断層の北側に形成された。

5）の時期に含まれる第四紀前半には、中央構造線は和泉層群と三波川結晶片岩類の地質境界にほぼ一致した北傾斜の逆断層として活動した。本地域では、この断層は菖蒲谷断層とその西方延長の根来南断層に当たり、この活動によって中央構造線の北側には和泉山脈が形成され、南側には東西方向の凹地が発達し菖蒲谷層群が堆積した。

更に、第四紀後半になると、広域的な東西方向の圧縮応力場のもとで、地質境界としての中央構造線に沿う断

層活動が不活発になり、新たにやや北側に右横ずれ成分の卓越する活断層系が発生した。本地域では、根来断層・桜池断層・五条谷断層などがこの断層系に含まれる。これらの断層は低位段丘面を変位させ（北側が上昇）、また断層面を開析する河谷を右横ずれさせている。根来断層の変位量及び段丘面の形成年代から求めた変位速度は、水平方向で最大 $3.1 \text{ m}/10^3 \text{ 年}$ 、垂直方向で $0.40 \text{ m}/10^3 \text{ 年}$ であり（岡田・寒川，1978）、活断層としての活動度は松田（1975）によれば水平方向で A 級下位、垂直方向で B 級中-下位である。

有田川構造線は、市川・波田（1966）により有田川中流域において三波川帯と秩父帯を境する断層として命名された。本構造線は有田川下-中流域ではほぼ東西に走り、更に東方では走向を北東に変え、本地域南東隅を通り、更に北東方に延びている。秩父帯の分布が途絶える

南隣「動木」地域の北東隅以東では三波川帯と四万十帯を境し、日本の地質「近畿地方」編集委員会編（1987）ではこの部分についても有田川構造線の名称が使用されており、本報告でもそれに従う。なお、本構造線は「動木」図幅（平山・田中，1956b）や東隣「高野山」図幅（平山・神戸，1959）などでは御荷鉾構造線と呼ばれている。本構造線は、本地域では北東-南西の走向で、北西に急傾斜している。

本地域に被害を与えた地震には、一連の南海地震がある。南海地震は南海トラフ沿いのプレート境界で発生するもので、古文書や遺跡で発見された液状化跡などから確認できる 684 年の白鳳南海地震以後、1946 年の昭和南海地震（M 8.0）まで少なくとも 9 回発生したことが判明している。

第3章 三波川結晶片岩類

(牧本 博)

3.1 概要と研究史

本地域の三波川結晶片岩類は、紀ノ川沿いを含め地域南半部に広く分布し(第3.1図)、泥質片岩・苦鉄質片岩・石英片岩などの結晶片岩類及び超苦鉄質岩類から構成されている。また、紀ノ川の北方、中央構造線に沿っても断続的に狭小な分布が認められる。本地域の三波川結晶片岩類は、紀伊半島西部における本岩類の分布の中央部北半に当たり、その地質構造は基本的には東西に延びる飯盛シンフォーム及び野上アンチフォームに規定されている。更に、飯盛シンフォームの軸部に向かってより高変成度の片岩類が産し、その地質構造を勘案すれば、構造的上位に向かって変成度が上昇している。

なお、紀ノ川以南の三波川結晶片岩類のほぼ西半分(特に貴志川以西)、及び龍門山-飯盛山の北斜面は露頭が少なく、また風化が進んでいるため野外での岩相の確認が困難なことが多く、更に検鏡に耐える岩石試料の採取も容易ではない。このため、以下の記述は主に三波川結晶片岩類分布域の南東部での観察が中心となっている。

[研究史] 本地域を含めた紀伊半島西部の三波川結晶片岩類は、1950年代後半-1960年代に集中的に研究され、その層序及び地質構造の概要が明らかにされた(兼平, 1955; 岩橋, 1960, 1962; 神山ほか, 1964, 1966; 秋元, 1966; Nakayama, 1958; 中山, 1960など)。このうち、岩橋(1962)は、三波川帯において北から順に点紋片岩類・無点紋片岩類及び御荷鉾緑色岩類が分布することからそれぞれを飯盛帯・野上帯及び長峯(峰)帯と名付けた。神山ほか(1964)は、本地域の三波川結晶片岩類のほぼ北半部を調査し、岩橋の飯盛帯及び野上帯に当たる三波川結晶片岩類を構造的下位から^{ともぶら}鞍淵互層群・飯盛緑色片岩層群及び竜門互層群に三分し、更にこのうちの飯盛緑色片岩層群を四国三波川帯の三縄層主部の緑色片岩層に当たるとした。一方、秋元(1966)はほぼ同地域を調査し、神山ほか(1964)と異なった地質構造一全体として複背斜構造で特徴づけられ、点紋結晶片岩類は無点紋片岩類の下位を占める一をなすとした。また、金属鉱物探鉱促進事業団(1967)は本地域東端部から「高野山」地域内の本岩類の詳細な地質図を作成し、金属鉱物探鉱促進事業団(1969)は桃山町市場周辺で5本のボーリングを実施し地下地質構造を解析した。

このほか、変成作用に関連して、Kanehira(1967)は飯盛鉱山付近の南北ルートで変成分帯し、Kanehira and Banno(1960), Hashimoto and Kanehira(1979)は変成鉱物や鉱物共生を記載している。

その後、1990年代になって研究が再び活発化し、廣田(1991)は飯盛山-龍門山を中心とする地域の三波川結晶片岩類を無点紋片岩からなる鞍淵ユニットとその構造的上位を占め点紋片岩からなる飯盛ユニットに区分し、両者は地質構造が斜交すること、及び変成度が急変することから断層で境されるとした。また、廣田(1991, 1993)は、かつらぎ町船岡山付近に灰曹長石-黒雲母帯に達する結晶片岩類の小分布(これを船岡山岩体と呼んだ)を認め、周囲のざくろ石帯の片岩類とは変成度や岩石組織が不連続/異質として構造岩塊あるいはスラスト・シートとみなした。村上(1991)は、船戸-^{はとぼ}鳩山地域を調査研究し、シンフォーム・アンチフォームが繰り返す地質構造を報告し、全体としてざくろ石帯に属するが、北に向かい変成度が上昇し、1地点で黒雲母が産するとして。王・前川(1997)は「和歌山」地域を含めて広く変成分帯を行い、緑泥石帯・ざくろ石帯・黒雲母帯に区分するとともに、黒雲母帯がざくろ石帯中のシンフォーム軸部及びこれに並行する褶曲帯に沿って東西に延びて複数列帯状分布するとして。また、緑泥石とざくろ石間のFe-Mg分配から、灰曹長石-黒雲母帯に達する船岡山岩体を除けば、同地域の黒雲母帯は四国中央部の黒雲母帯低変成度部に当たるとした。更に、石川(1997)は、龍門山を中心とする地域の岩相・地質構造を報告し、廣田(1991)が報告した鞍淵ユニットと飯盛ユニットを境する断層がより西方に延長される可能性を指摘した。

上記のほか、変成鉱物に関して、Hashimoto *et al.*(1990)は飯盛地域の石英片岩中のMnに富む角閃石・ざくろ石・単斜輝石を記載し、王・前川(1997)は黒雲母・ざくろ石・緑泥石の化学組成を報告した。最近では、藤原ほか(2002)は岩出町紀ノ川南岸の苦鉄質片岩から手稲石ほかのテルル鉱物及びこれに伴う自然金の産出を報告している。

なお、紀ノ川北方、中央構造線沿いの三波川結晶片岩類については、古く河田(1939)が紅れん石片岩や蛇紋岩の産出を報告している。その後、近畿西部MTL研究グループ(1981)や角田ほか(1981)などで三波川結晶片岩類の分布が示され、最近では水野ほか(1994)によりその分布域・産出状況が詳細に示されている。

三波川結晶片岩類に随伴する超苦鉄質-苦鉄質岩類について、Kunugiza (1980, 1982) 及び中山 (1983) による研究がある。また、村上 (1991) は超苦鉄質岩の産状と岩石記載を報告している。

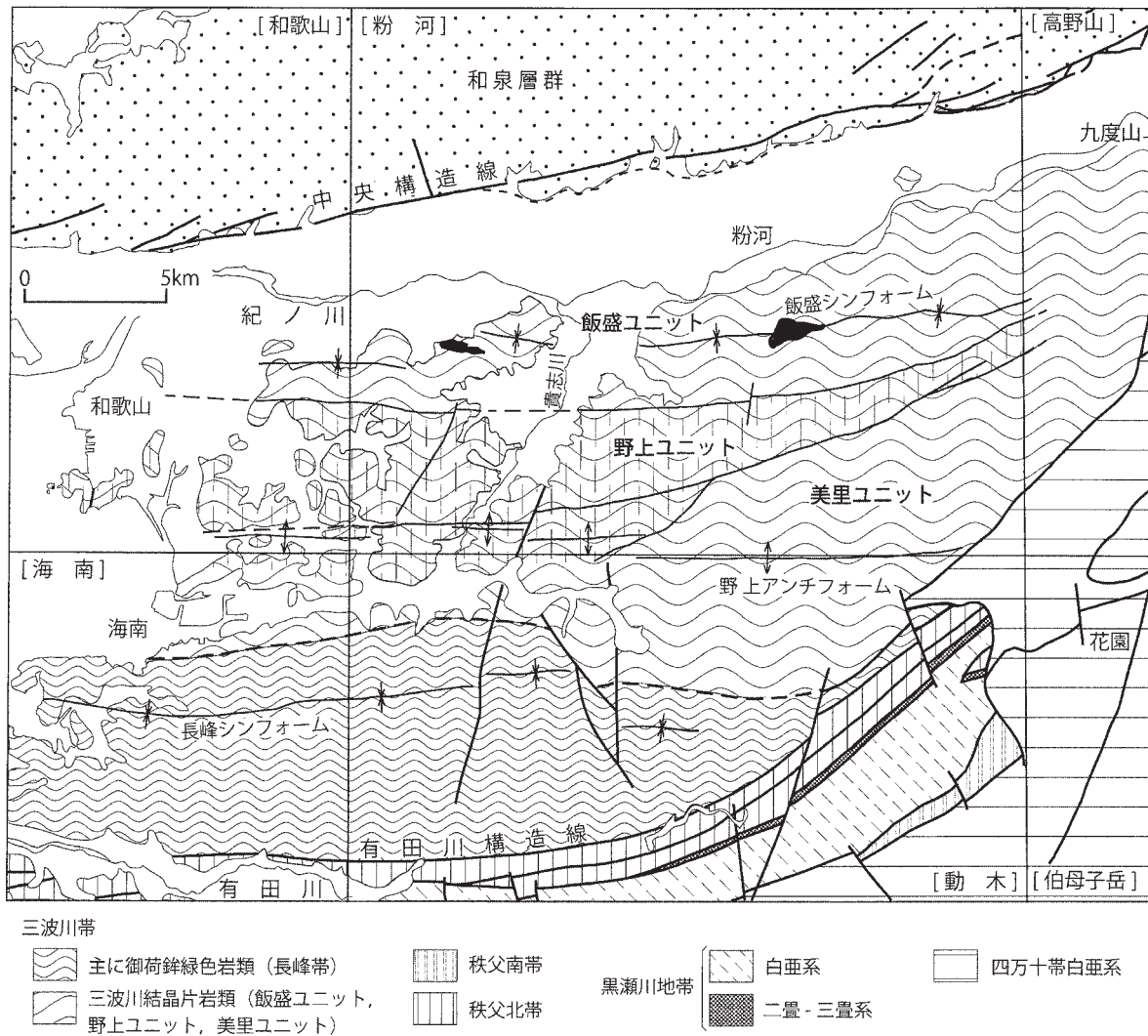
三波川結晶片岩類の放射年代については、栗本 (1993, 1995) が本地域から東方九度山町にかけて分布する泥質片岩の白雲母 (計 15 試料) について 68.7 ~ 78.6 Ma の K-Ar 年代を報告している。また、Takasu *et al.* (1996) は船岡山岩体を含む飯盛山周辺の点紋泥質片岩及び点紋石英片岩中の白雲母 (計 4 試料) について 72.7 ~ 78.6 Ma の、de Jong *et al.* (2000) は同じく飯盛山東方、四よ邑むら川沿いの点紋苦鉄質片岩中の白雲母 1 試料について 73.0 Ma の Ar-Ar 年代を報告している。

これまでに紀伊半島西部の三波川結晶片岩類から化石産出の報告はないが、山田 (1997) は南隣の「動木」地域の御荷鉾緑色岩類とこれを覆うチャート・碎屑岩類か

らジュラ紀中世-新世を示す放散虫化石の産出を報告している。

3.2 ユニット区分

本地域の三波川結晶片岩類は、その岩相と産状から三つの地質単元に区分できる。各地質単元は、それぞれ北傾斜の断層で境され、東西に広がって分布している。本報告では、この三つの地質単元を北から南へ、あるいは構造的上位から下位へ、飯盛ユニット、野上ユニット、美里ユニットと命名した (第 3.1 図)。このうち、野上ユニットと美里ユニットは、これまでの野上帯 (岩橋, 1968)、あるいは鞆淵ユニット (廣田, 1991) を細分したものである。飯盛ユニットは点紋 (曹長石の斑状変晶) を含む片岩から、野上、美里の両ユニットはこれを含まない無点紋片岩からなる。



第 3.1 図 紀伊半島西部の三波川結晶片岩類の地質概要

新生界は一括 (白地)。栗本ほか (1998) 及び本報告の調査結果をもとに作成。

なお、中央構造線沿いに産する三波川結晶片岩類は、今回の調査結果によればすべて点紋泥質片岩からなり、飯盛ユニットの北方延長とみなして、同ユニットの項で記載する。

飯盛ユニットと野上ユニットの区分

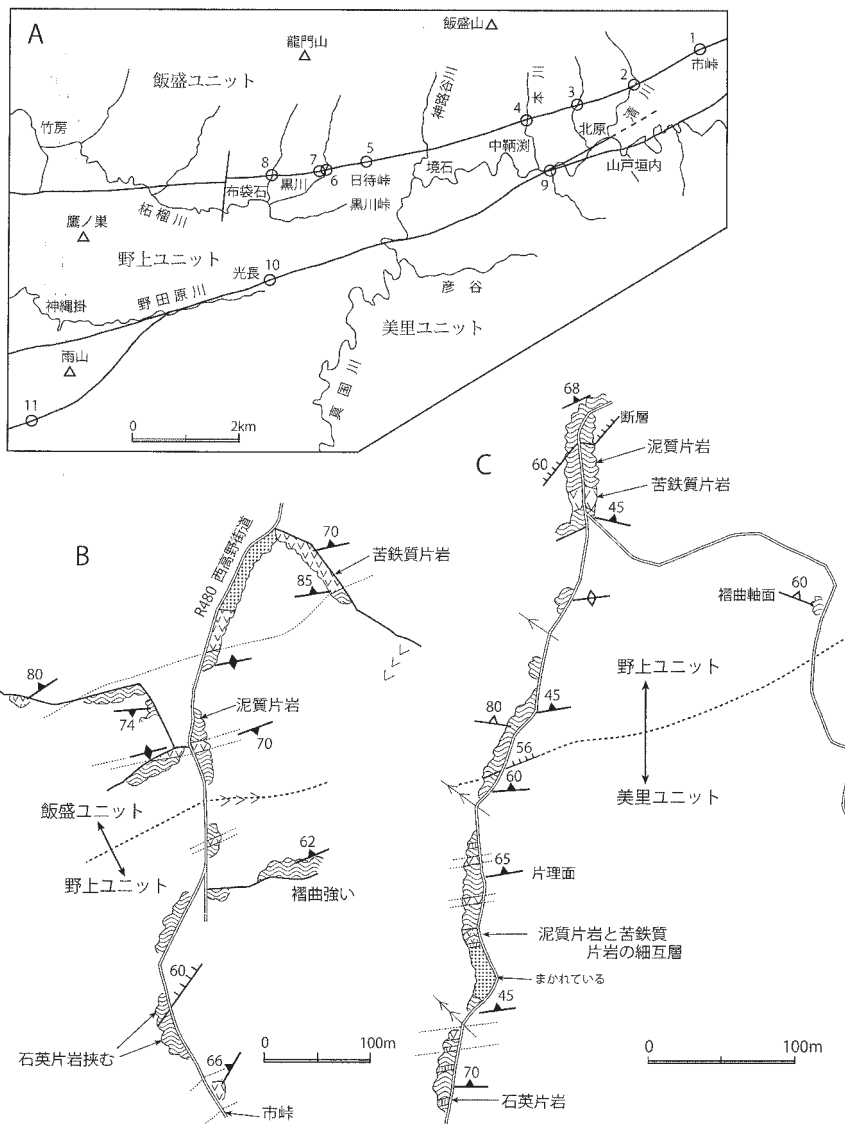
上記のように、飯盛ユニットは点紋片岩から、野上ユニットはこれを含まない無点紋片岩から構成されるが、両ユニットの境界とした地点（第3.2図Aの地点1～8など）を通る各ルートでは、断層（2地点）及び幅1m～30mの露頭欠如（その他の地点）を挟んで、北側に点紋片岩が、南側に無点紋泥質片岩が分布し、片岩類の再結晶度は肉眼的にも不連続に変化するのが観察され

る。更に、このユニット境界線の伸びは、地質図にも示されるように、その近傍の両ユニットの片岩類の示す片理の走向とやや斜交している。以上のことから、両ユニットは全体として断層で境されると判断した。

以下、ユニット境界部の主な観察結果を示す。

第3.2図Aの地点1：かつらぎ町市峠北方約300mの国道（西高野街道）沿い（第3.2図B）。

約30mの露頭欠如を挟み、北側に点紋泥質片岩、南側に小褶曲が発達した無点紋泥質片岩が分布する。ユニット境界すぐ北側の点紋泥質片岩中には、ユニット境界断層に並行すると推定されるほぼ東西走向、垂直の断層（破碎帯幅約70cm）がみられる。



第3.2図 ユニット境界部の観察地点とルートマップ
 A: ユニット境界部の観察地点
 B: かつらぎ町市峠北方（本図Aの地点1周辺）のルートマップ
 C: 雨山南西方（本図Aの地点11周辺）のルートマップ

第3.2図Aの地点7：桃山町布袋石から東へ黒川に至る道路沿い。

約1 mの露頭欠如を挟み、北側に点紋泥質片岩、南側に無点紋泥質片岩が分布する。

第3.2図Aの地点8：桃山町布袋石から北に入る道路沿い。

北側の点紋泥質片岩と南側の無点紋泥質片岩は、走向N75° W、傾斜55° Sの断層で境される。破碎帯の幅約30 cm。「高野山」図幅（平山・神戸、1959）の説明書（p.4脚注）には、「桃山町布袋石には断層の好露出があって、ここでは点紋帯と無点紋帯とはN85° Wの走向で、南へ65°の傾斜の（幅約1.3 m）断層で境されているのが観察される」との記述があり、おそらく本地点に当たると判断される（破碎帯の幅が異なるが、平山・神戸（1959）は道路東側の沢に沿った崖を観察したと推定される。この部分は現在コンクリートで覆われている）。

更に、本地域西端部の和歌山市四季の郷公園南端の道路沿いで、公園建設時に断層が観察された。北側に点紋泥質片岩、南側に小褶曲が発達した無点紋泥質片岩が露出し、断層を挟んで両側約3 mが強く破碎している（この崖は、現在は残されていない）。

野上ユニットと美里ユニットの区分

野上ユニットと、その南側（構造的低位）に分布する美里ユニットは、いずれも無点紋片岩からなり、従来は岩橋（1968）では野上帯、廣田（1991）では韮淵ユニットなどと一括されている。今回の調査によれば、野上ユ

ニットとした片岩類には露頭規模で閉じた褶曲（第3.3図）が顕著に発達しており、一方南側の美里ユニットとした片岩類では、全般に片理は平滑で北傾斜の同斜構造を呈し、野上ユニットに見られるような露頭規模の褶曲を欠いており、両者を産状から区分できる。

野上ユニットと美里ユニットを境する断層は、以下の3地点で観察できる。

第3.2図Aの地点9：粉河町岩滝西方の沢沿い

真国川に沿ってほぼN70° Eの走向で、幅約2 mの破碎帯が認められる。

第3.2図Aの地点10：桃山町光長

両ユニットは走向N80° E、傾斜50° Nの断層で境される。破碎帯の幅約は約1 m。

第3.2図Aの地点11：雨山南西方の道路沿い（第3.2図C）

走向N75° E、傾斜56° Nの断層で境される。破碎帯の幅約は約30 cm。

このほか、かつらぎ町鳥淵及び下鞆淵付近のいずれも真国川沿い、タスキ峠付近の道路沿いなどで、露頭欠如を挟むものの、両ユニットの片岩類が近接して産するのが観察できる。

3.3 飯盛ユニット (Ip, Is, Im, Iq)

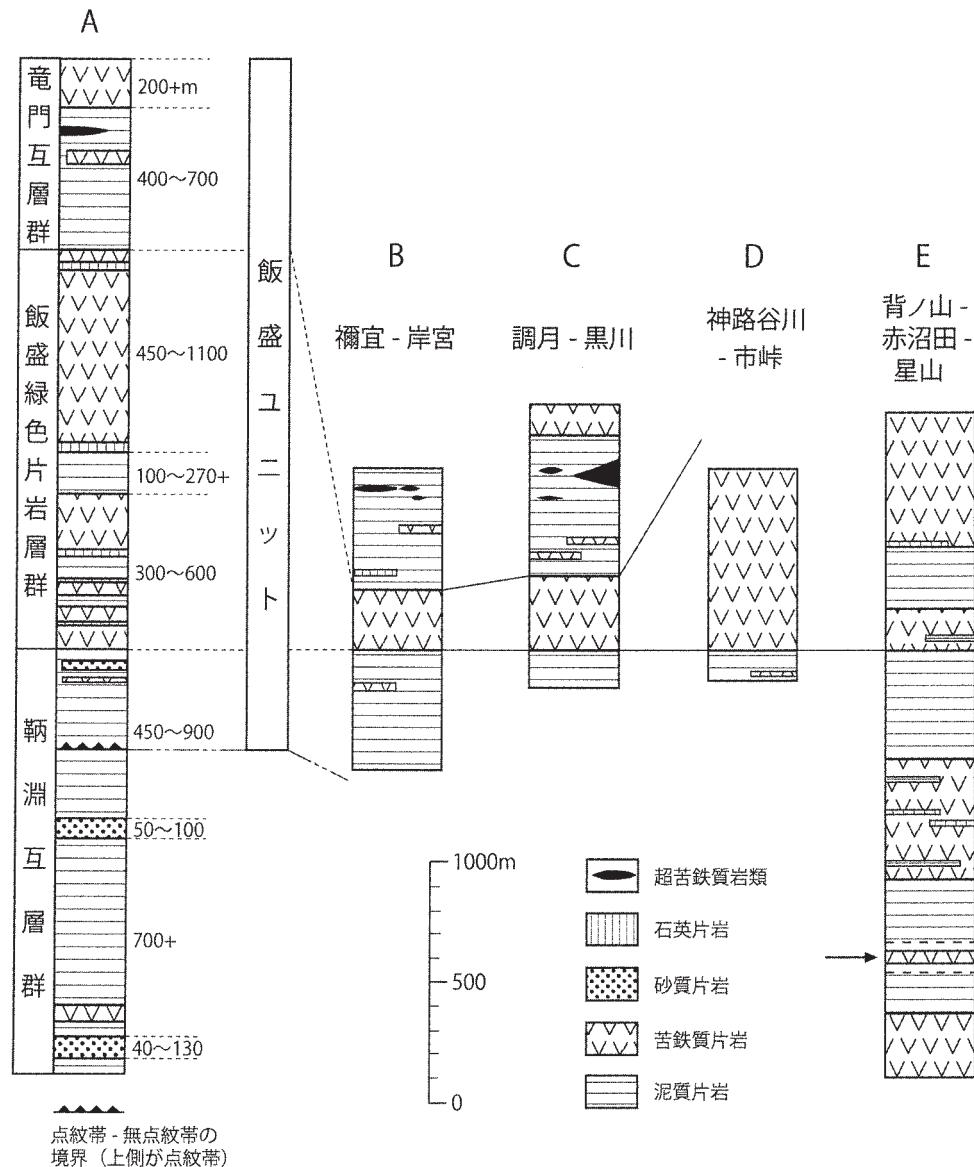
地層名

廣田（1991）による。神山ほか（1964）の総合柱状図



第3.3図 野上ユニットの泥質片岩に見られる小褶曲

小褶曲の翼間角は50°～90°で、軸面は南に約70°傾斜する。写真の横幅約75 cm。桃山町神繩掛南西方、野田原川南岸に沿う道路の切割。



第3.4図 飯盛ユニットの地質柱状図

地質柱状図Aは神山ほか（1964）の総合柱状図を簡略化したもの。また、その層厚は神山ほか（1964）による。本報告では、同柱状図に示された点紋帯と無点紋帯の境界に相当する部分より構造的上位を飯盛ユニットとしている。柱状図Eの矢印は船岡山岩体に相当する部分を示す。

（第3.4図A）では無点紋片岩から点紋片岩へ連続的に移り変わるとされているが、本報告では点紋が出現する部分を境に区分し、これより構造的上位を本ユニットとしている。

分布

紀ノ川沿い及びその南側に東西に広がって分布する。この他、中央構造線に沿って点々と点紋泥質片岩の小露出があり、これも本ユニットに属するものとした。紀ノ川南側では、かつらぎ町四邑川沿い、飯盛山南西方の神路谷川沿い、柘榴川沿いなどに典型的に露出している。

船岡山岩体（廣田，1991，1993）は、紀ノ川中の小島

（船岡山）及びその北方と南方の紀ノ川に面した部分からなる。

層序

本ユニットの見かけの層序を第3.4図B-Eに示す。飯盛シンフォームの軸を取り巻く厚層の苦鉄質片岩を基準に、これより上位の泥質片岩を主体とし超苦鉄質岩類が多く産する部分、及びこれより下位の泥質片岩と苦鉄質片岩が繰り返す部分とから構成される。なお、飯盛シンフォームを取り巻く苦鉄質片岩をはじめとして、地質図ではみかけ厚層な岩層として示しているが、地質図に示した褶曲のほか、野外ではしばしば露頭規模での等斜

褶曲や円筒状褶曲が観察され、地層の繰り返しにより厚層化している可能性がある。

船岡山岩体に相当する部分を第3.4図Eに矢印で示す。周囲との関係は野外では確認できないが、泥質片岩に挟まれて産すると思われる。

岩相

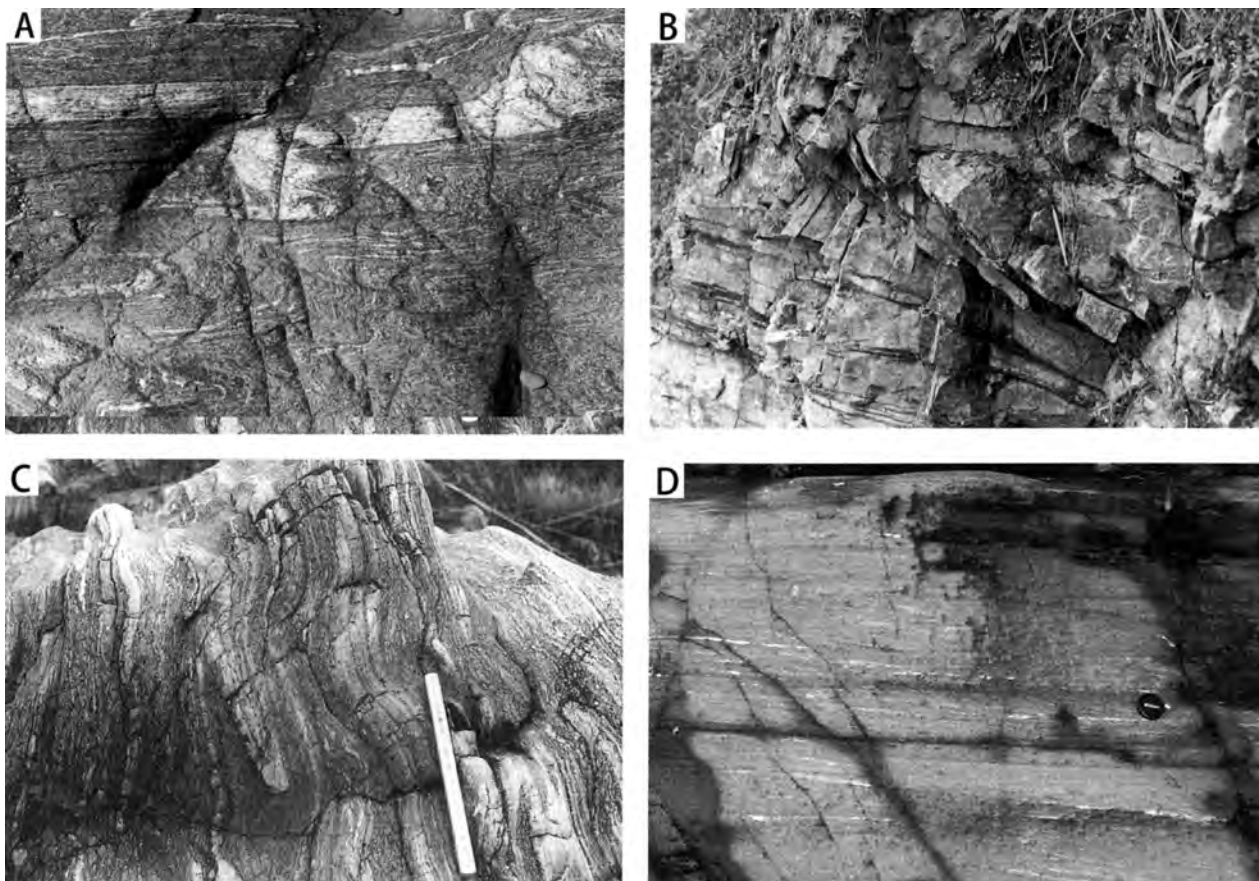
本ユニットは、泥質片岩・苦鉄質片岩を主体とし、石英片岩・砂質片岩・超苦鉄質岩類を挟んでいる。片岩類はいずれも曹長石の斑状変晶（点紋）を含む。

泥質片岩は泥質岩を原岩とし、暗灰色を呈し、片理が明瞭に発達する。しばしば折り畳まれた褶曲が認められる（第3.5図A）。片理面上には一般に細密褶曲による線構造が認められる。変成鉱物は全般に粗粒で、主に石英・曹長石・白雲母・緑泥石・緑れん石・ざくろ石・石墨からなり、一部に黒雲母が含まれる（第3.6図A）。この他、アパタイト・電気石・方解石などを少量含む。

砂質片岩は、砂質岩を原岩とし、灰-灰白色を呈する。地質図に示す規模のものとして貴志川町岸宮北東方に2

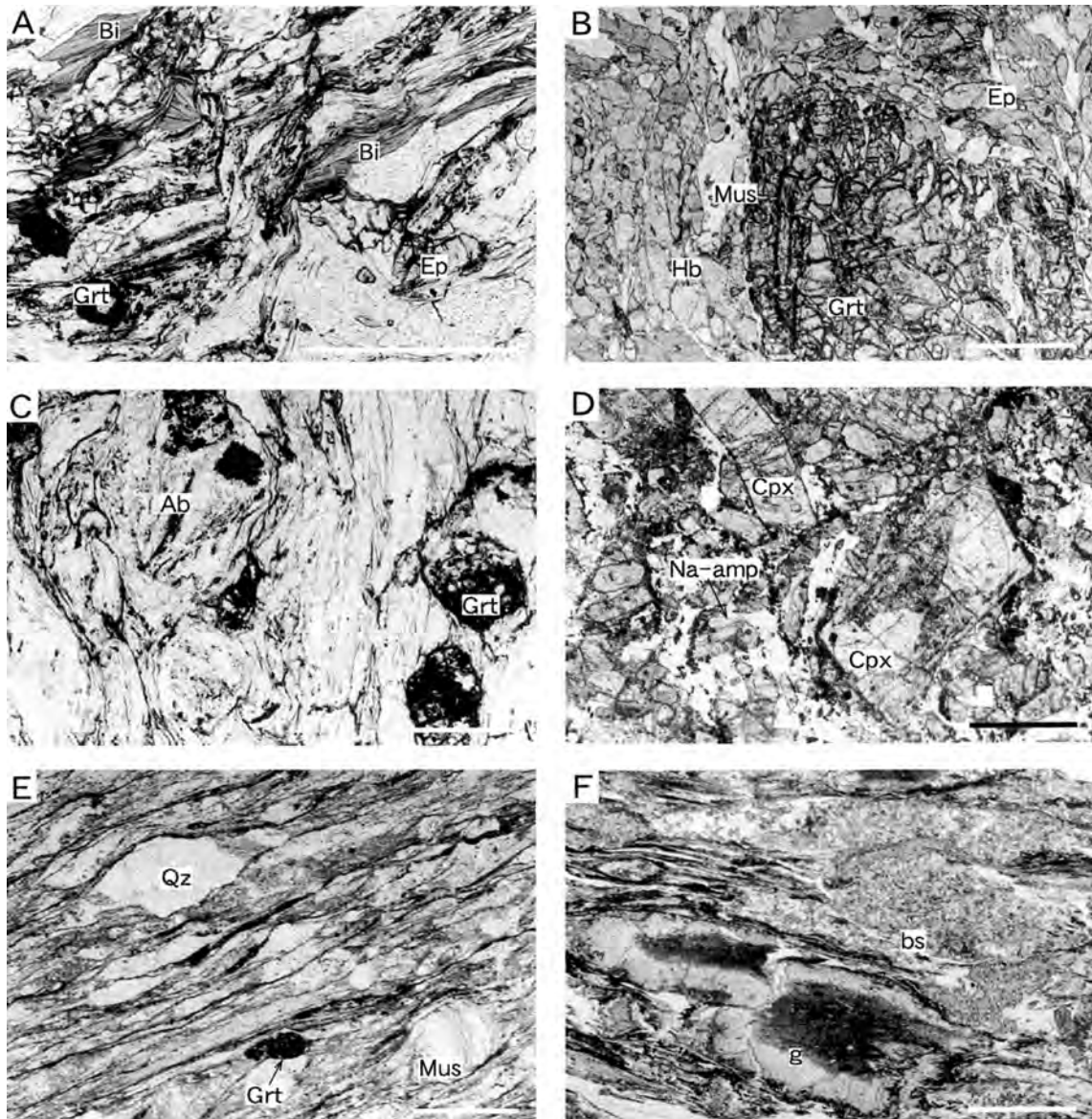
層あり、この他は層厚数10cm-数mと薄く、泥質片岩に挟まれて産する。泥質片岩に比べ、片理や線構造の発達は弱い。変成鉱物の構成は泥質片岩と共通する。碎屑粒子として石英・曹長石・カリ長石・ざくろ石・褐れん石などを含む。これらの碎屑粒子はしばしば片理に平行な破断面により細片化している。

苦鉄質片岩は、変成鉱物の量比の違いを反映した緑色・暗緑色・暗青色などさまざまな色調の層厚数mm-数cmの層の積み重なりからなり（第3.5図C, D）、苦鉄質火山性碎屑岩を原岩とする。石英質層（チャート由来）を挟むことがある。しばしば角閃石など長柱状の変成鉱物の配列による線構造を肉眼的に確認できる。本地域内では飯盛鉱山などキースラーガー型鉱床を数多く胚胎している。鏡下では、主に緑泥石・緑れん石・Ca角閃石・アルカリ角閃石・曹長石・白雲母などからなり、石英・方解石・アパタイト・不透明鉱物などを少量含む。パンペリー石や残存鉱物としての火成単斜輝石は認められない。



第3.5図 飯盛ユニットの岩相

- A: 泥質片岩。石英質層（優白質部）を挟み、露頭全体で密に閉じた褶曲が発達する。写真の横幅約50cm。打田町竹房、紀ノ川沿い。
- B: 石英片岩。層状チャートに由来し、一部に閉じた褶曲が発達。粉河町勝神。
- C: 苦鉄質片岩。石英質層を挟み、閉じた褶曲が発達。打田町竹房東方、紀ノ川沿い。
- D: 同。緑-濃緑-灰緑色などさまざまな色調の層が層状に重なる。かつらぎ町東浜田南方、四邑川沿い。



第 3.6 図 三波川結晶片岩類の顕微鏡写真

飯盛ユニット A: 黒雲母を含む泥質片岩 (GSJ R78322), 貴志川町鳩羽山東方約 500 m. B: 船岡山岩体の苦鉄質片岩 (GSJ R78311), かつらぎ町船岡山, 紀ノ川沿い. C: 中央構造線沿いに産する泥質片岩 (GSJ R78309). ざくろ石は殆どが仮像になっている. 和歌山市上黒谷.

野上ユニット D: ドレライト起源の苦鉄質片岩 (GSJ R78328). 単斜輝石は時計皿構造が顕著でチタンオーゾナイト質である. また, 単斜輝石の周縁部にはアルカリ角閃石やアルカリ輝石が生じている. 桃山町神繩掛.

美里ユニット E: 砂質片岩 (GSJ R78334). 砕屑粒子として, 石英・長石のほか, 少量のざくろ石・白雲母などを含む. 美里町長谷宮北東約 1 km. F: 火山性砕屑岩由来の苦鉄質片岩 (GSJ R78339). ガラス片 (g) や急冷した玄武岩溶岩片 (bs) などを含む. 美里町深山谷.

Qz: 石英, Ab: 曹長石, Mus: 白雲母, Ep: 緑れん石, Chl: 緑泥石, Grt: ざくろ石, Bi: 黒雲母, Hb: 普通角閃石, Na-amp: アルカリ角閃石, Cpx: 単斜輝石. スケールバーは 0.5 mm.

石英片岩は、層状チャートに由来し、多くは苦鉄質片岩に伴って産するが、一部は泥質片岩に挟まれて産する。石英を主体とし白-灰白色を呈するが、紅れん石を含むものではピンク色を、赤鉄鉱を含むものでは暗褐色を呈する。一部に閉じた褶曲が観察される(第3.5図B)。

船岡山岩体は、泥質片岩を主体とするが、船岡山は主に苦鉄質片岩(第3.6図B)からなり泥質片岩・石英片岩を伴っている。周囲の飯盛ユニットの片岩類に比べより粗粒で、灰曹長石(最大An 12)も見いだされている(廣田, 1993)。

超苦鉄質岩類は、構造的にみかけ最上位を占める泥質片岩層中に大小様々の大きさの岩体として産する。このうち、龍門山の頂部を構成するものが径0.8 km × 2 kmと最大の岩体で、ダナイト及びこれに由来する蛇紋岩からなる。Kunugiza(1982)によれば、本岩体はこの他に少量のウェールライト及び単斜輝石岩を伴う。次に大きな岩体は和歌山市鳩羽山^{はとば}北方のもので、同様にダナイト及びこれに由来する蛇紋岩からなる。龍門山山頂の三角点付近、及び鳩羽山北方の岩体西端の道路沿いの本岩は、どちらも塊状のダナイトで、風化表面では淡褐色を呈する。鏡下では主にかんらん石からなり、この他少量の蛇紋石-滑石-クロム鉄鉱/磁鉄鉱からなる。かんらん石には微細な磁鉄鉱が包有され、変成かんらん岩としての特徴を示している(Kunugiza, 1982)。

上記の2岩体以外は小規模で、さまざまな程度に蛇紋岩化したダナイト・ウェールライトからなる。

地質構造

飯盛シンフォームの軸が飯盛山から西へ龍門山、寺山とそのほぼ頂部を連ねて東西に走り、貴志川以西では、多軸的な構造に変わるものの、その延長は御茶屋^{おちやごてんやま}御殿山のすぐ南に伸びている。更に西方では、軸は雁行状に南方にずれて城ヶ峯^{じょうがみね}のすぐ南から西方へ「和歌山及び尾崎」地域(宮田ほか, 1993)の和歌山市大日山北方に至っている。この褶曲軸より南では飯盛山南方の苦鉄質片岩がなす1シンフォーム1アンチフォームなど小規模な褶曲が認められるものの、片岩類は全体として北傾斜を示している。詳細に見れば、片岩類の走向は東部でN 80° E、中央部でほぼ東西、西部でN 80° Wと緩く湾曲しており、北へ40~90°傾斜している。一方、褶曲軸の北側では、四邑川沿いに認められる2シンフォーム1アンチフォームをはじめ軸長の短い褶曲が存在するが、全体としてほぼ東西の走向で南に20~80°傾斜している。本地域に限って飯盛シンフォームの姿勢を見ると、南翼のほうが北翼よりも全般に急傾斜であり、同シンフォームの軸面はやや北に倒れていると判断される。同様の褶曲姿勢は神山ほか(1964)の断面図E-E'にも見ることができる。

<中央構造線沿いの三波川結晶片岩類>

中央構造線沿いの三波川結晶片岩類は、東から西へ以下の5地域に分布する(水野ほか, 1994)。

- 1) かつらぎ町広浦
- 2) 那賀町^{はい}林ヶ峯
- 3) 打田町^{ひがしみたに}東三谷
- 4) 岩出町^{きたおおいけ}北大池付近(3地点)
- 5) 和歌山市^{かみくろだに}上黒谷

このうち、1)(第9.1図参照)、2)は地質図に示すように泥質片岩が東西に細長く伸びて分布しており、河田(1939)により当時の露頭状況をうかがい知ることができる。1)、3)の結晶片岩の破碎帯については角田ほか(1981)に観察結果が示されている。5)は岩橋(1959)に露頭の存在が記されており、更に4)、5)についてはMiyata(1980)に片岩類の破碎帯の記載がある。

今回の調査では、1)、2)、5)で分布を確認でき、その産状と岩相記載は以下の通りである。一方、3)、4)はその後の造成工事により片岩類の分布を観察できなかった。

1) かつらぎ町広浦では、計5露頭を観察でき、いずれも泥質片岩からなる。泥質片岩は全般に強く破碎されており、また風化も著しい。検鏡した試料(HM 00022404)では、鏡下で長径最大1.5 mmの曹長石斑状変晶と破碎のため細粒化したざくろ石が確認できる。

2) 那賀町林ヶ峯では、3露頭を観察でき、いずれも泥質片岩からなる。このうち2露頭の泥質片岩は強く破碎されているが、1露頭では比較的変形の弱い岩石(HM 00022601)を採取できた。鏡下では、長径最大1.2 mmの曹長石斑状変晶と長径0.5 mm程度のざくろ石が確認できる。

なお、河田(1939)は、地点1)、2)で紅れん石片岩や蛇紋岩の産出を報告しているが、露頭状況の変化のため確認できなかった。

5) 和歌山市上黒谷では、池のすぐ西側の山道沿いに破碎した泥質片岩が南北に幅10 m程度で分布している。泥質片岩に認められる卓越した破碎帯は東西走向で北に約60°傾斜している。鏡下では、破碎・変質が強いが、長径最大1.0 mmの曹長石斑状変晶とざくろ石(大部分は仮像)を含んでいる(第3.6図C)。

以上のように、今回の調査によれば中央構造線沿いに産する片岩類はいずれもざくろ石帯に属する点紋片岩である。

3.4 野上ユニット(Np, Ns, Nm, Nq)

地層名

新称。岩橋(1968)の野上帯、廣田(1991)の鞆淵ユニットのそれぞれ上半部に当たる。神山ほか(1964)の総合柱状図(第3.4図A)の点紋が出現する部分より下部の部分の上部に当たる。

分布

飯盛ユニットの南側（構造的低位）に産し、本地域西半部では南北幅 5 km 以上と幅広く分布するが、東方に向かい狭くなり、東端部では南北幅約 1 km になる。真国川、^{ぎくろ}柘榴川、^{のたはら}野田原川の各河川沿いに良い露出がある。

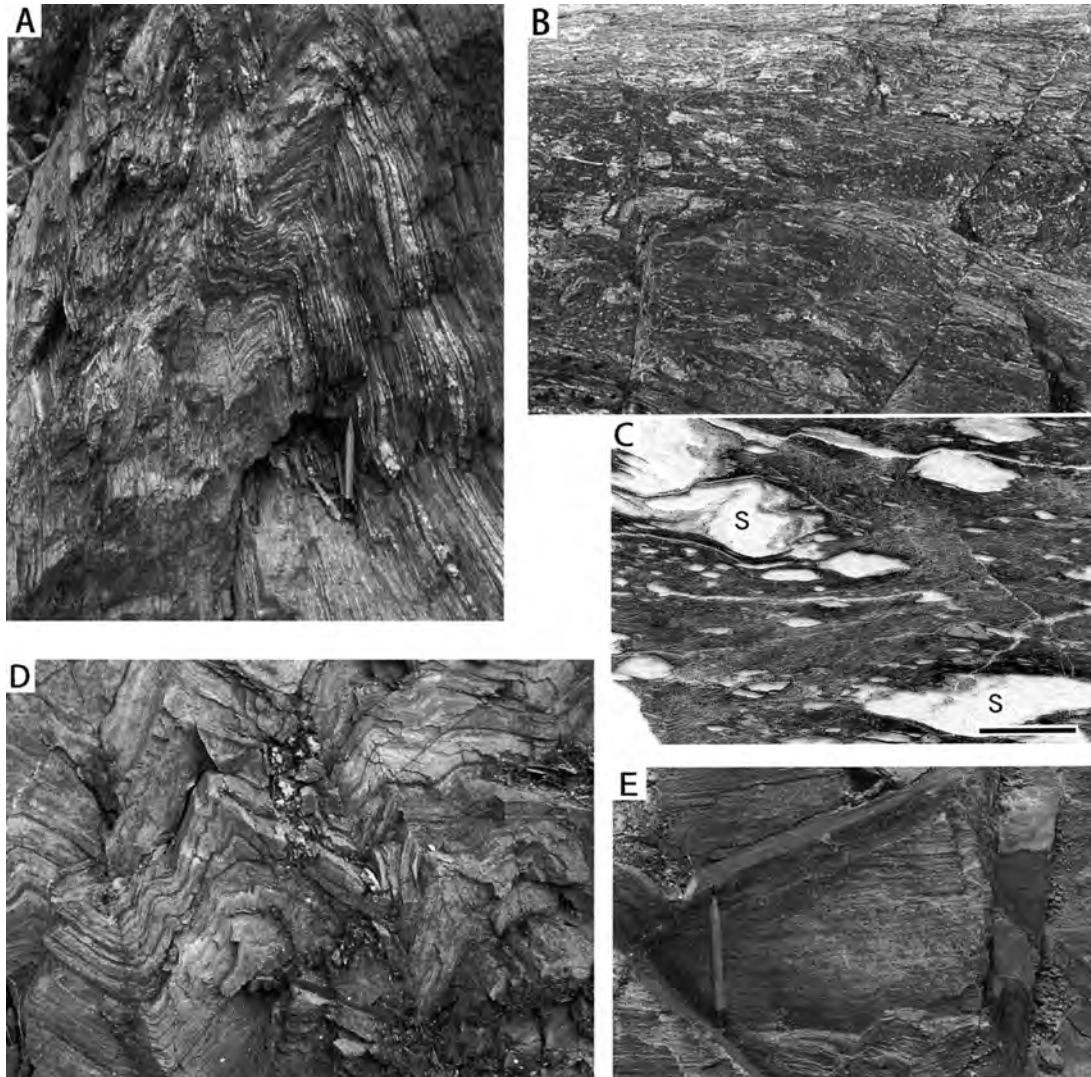
層序

泥質片岩を主体に、苦鉄質片岩・石英片岩・砂質片岩を挟むが、露頭規模の小褶曲が顕著に発達すること（更

により大きなスケールでも褶曲が想定されること）から、層序・層厚などの詳細は不明である。野上町国木原付近には、苦鉄質片岩に伴って超苦鉄質岩類の 2 小岩体が産する。

岩相

泥質片岩・苦鉄質片岩・石英片岩・砂質片岩及び超苦鉄質岩類からなる。片岩類には、露頭規模での褶曲に伴いしばしば軸面劈開が発達する（第 3.7 図 D）。



第 3.7 図 野上ユニットの岩相

- A：泥質片岩。軸面が南（左方）に急傾斜した非対称褶曲を呈する。粉河町^{あたらし}新子，真国川沿い。
- B：泥質混在岩に由来する泥質片岩。泥質基質中に主に石英質岩（チャート由来）の細片が含まれる。走向東西で、ほぼ直立する片理面を南から見る。桃山町處垣内，野田原川沿い。上下約 50 cm。
- C：B の岩石試料の拡大（GSJ R78327）。泥質基質中に石英質岩の細片（s）を含む。スケールバーは 5 mm。
- D：褶曲した砂質片岩。軸面は南（右方）に急傾斜する。写真の横幅約 70 cm。粉河町新子，真国川沿い。
- E：砂質片岩の片理面に発達する線構造（細密褶曲の軸）。走向がほぼ東西で、北に急傾斜する片理面を南から見る。打田町松尾峠北方約 250 m。

泥質片岩は暗灰色を呈し、片理が強く発達する。多くの場合、石英・曹長石に富む優白質層と緑泥石や石墨に富む暗灰色の層の数mmオーダーの縞状構造を呈する(第3.7図A)。片理面上には、一般に細密褶曲による線構造が認められ、しばしばキンク褶曲やエシュロン状の石英脈がみられる。桃山町^{とこがいと}處垣内の野田原川沿いには、泥岩基質中に大部分石英質岩(チャート由来)の細片を含む混在岩に由来する泥質片岩(第3.7図B, C)も認められる。

主に石英・曹長石・白雲母・緑泥石・緑れん石・炭質物からなり、アパタイト・電気石・スティルプノメレン・方解石などを少量含む。

砂質片岩は灰白-灰色を呈し、一般に片理の発達は弱く、その間隔も厚さ数cm-30cmと泥質片岩に比べ幅広い。片理面上の線構造も泥質片岩に比べ全般に発達は弱いが、飯盛ユニットに近接した地域ではしばしば認められる(第3.7図E)。変成鉱物の構成は泥質片岩と共通するが、石英及び曹長石をより多く含んでいる。このほか、砕屑粒子として石英・斜長石・カリ長石を、また時にざくろ石・褐れん石などを含む。これらの砕屑粒子は、飯盛ユニットのものと同様しばしば片理面に平行な破断面で細片化している。

苦鉄質片岩の大部分は苦鉄質火山性砕屑岩を原岩とするが、一部にドレライトに由来するものがある。

苦鉄質火山性砕屑岩起源のものは、飯盛ユニットと同様に、変成鉱物の量比の違いを反映した淡緑色・緑色・灰緑色などさまざまな色調の層厚数mm-数cmの層の積み重なりからなり、片理に沿って割れやすい。変成鉱物として、緑泥石・緑れん石・アクチノ閃石・アルカリ角閃石・パンペリー石・曹長石・白雲母・石英・方解石などを含む。残存鉱物としての火成単斜輝石は含まない。

ドレライト起源のものは桃山町^{かんしょうがけ}神繩掛や滝谷峠付近などに産し、暗灰色・塊状で、一般に堅硬である。時計皿構造の発達したTiに富む単斜輝石を含み(第3.6図D)、一部に斜長石の仮像が確認できる。変成鉱物として、緑泥石・緑れん石・アルカリ角閃石・アルカリ輝石・パンペリー石・曹長石・白雲母・方解石などを含む。アルカリ角閃石・アルカリ輝石は単斜輝石の周縁部を、またパンペリー石は斜長石の一部をそれぞれ置き換えて生じている。

石英片岩は層状チャートを起源とし、石英が卓越するものでは灰-灰白色を呈するが、随伴する鉱物種により灰青色(アルカリ角閃石を随伴)、暗褐色(スティルプノメレン)、赤褐色(赤鉄鉱)などを呈する。苦鉄質片岩に伴ったり、泥質片岩に挟まれて産する。主に石英からなり、白雲母・緑泥石・アルカリ角閃石・スティルプノメレン・赤鉄鉱などを含む。

超苦鉄質岩類は、野上町国木原付近に苦鉄質片岩に伴って2小岩体が産する。暗緑色を呈し、大部分は片状を

帯び、一部に塊状な部分がみられる。ダナイト及びウェールライト(単斜輝石かんらん岩)からなり、全般に蛇紋岩化が強い。多くの場合、鏡下では蛇紋石±単斜輝石±クロマイトと微細粒の磁鉄鉱からなるが、ときに以下に記するようにかんらん石が残っていることがある。

西方の岩体の西端部にあたる道路沿いの本岩は、暗緑色・塊状で、比較的蛇紋岩化を免れており、鏡下での観察ではかんらん石(モードで約7%、以下同)・蛇紋石(57%)・単斜輝石(16%)・磁鉄鉱など不透明鉱物(8%)のほか、褐色角閃石(7%)・褐色黒雲母(7%)を含むウェールライトである。

岩石構造及び地質構造

野上ユニットの片岩類を特徴づける露頭規模の閉じた褶曲は、波長が数cmから数10cm、翼間角60~100°程度のものが多く、また非対称褶曲が卓越する(第3.3図、第3.7図A, D、第3.8図A)。褶曲軸は基本的に線構造と一致し、時に軸面に平行な軸面劈開も発達する。この露頭規模の小褶曲の軸面の極と軸のステレオ投影図を第3.8図Bに示す。軸面はおおよそ南に急傾斜しているが西部地域では北に急傾斜するものも認められる。この褶曲に伴う包絡面は、野外では多くの場合北傾斜をなしており、一部で包絡面がほぼ水平な場合がある。前者の場合、非対称褶曲の背斜部に注目すると北翼側は南翼部より一般に長くなっている。このことから、大きくみて北に向かい構造的上位が産すると判断される。一方、褶曲軸は東部では西落としとなっているが、中央部で東落としのものが現れ、西部では東落としが卓越となっている。この傾向は、神山ほか(1964)にも指摘されている本地域の片岩類の線構造の特徴と一致している。

野上ユニットの片岩類には、上に記した露頭規模のものに加え、同様の特徴を有するより大規模(半波長数十mから数百m)な褶曲も数多く発達すると判断される。このうち、地質図に表現できる半波長数十mから数百mの褶曲として、本地域中央部の兩山から西に広がる厚層の苦鉄質片岩が1シンフォーム2アンチフォームを形成している。また、桃山町高壺山南方や海南市原野南方にはアンチフォームが、海南市小池峠南方にはシンフォームが存在する。これらの他にも、地質図には示していないが、苦鉄質片岩や石英片岩の層厚が走向方向に急変したり、苦鉄質片岩や石英片岩が雁行して分布することから、多数の褶曲の存在が想定される。

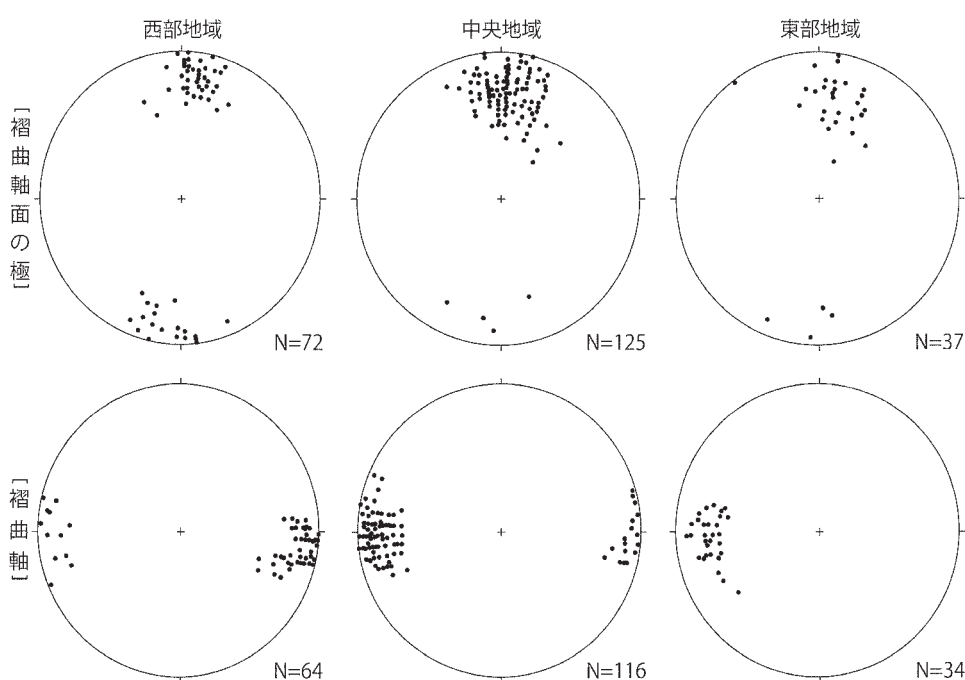
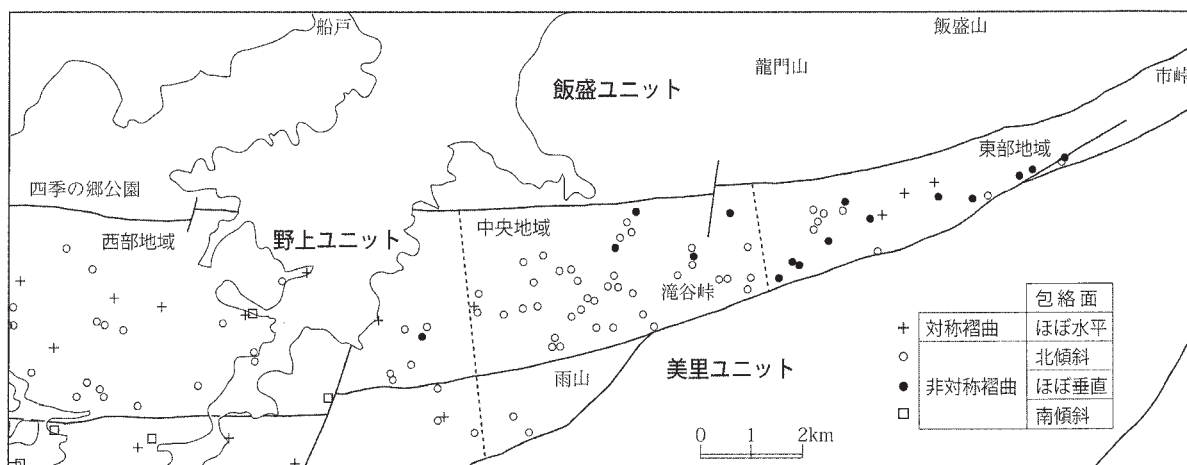
3.5 美里ユニット(Mp, Ms, Mm, Mq)

地層名

新称。岩橋(1968)の野上層の下半部に相当する。

分布

本地域南東部に東南東-西南西に延びて分布する。真国川沿い(彦谷口から南へ^{えんみょうじ}円明寺まで)、粉河町彦谷、



第3.8図 野上ユニットに発達する小褶曲の軸面と軸の姿勢
 A : 褶曲の姿勢の地域的分布, B : 褶曲軸面と褶曲軸のステレオ投影図 (下半球投影)

美里町高城谷・同町深山谷などの沢沿いに典型的に露出している。

層序

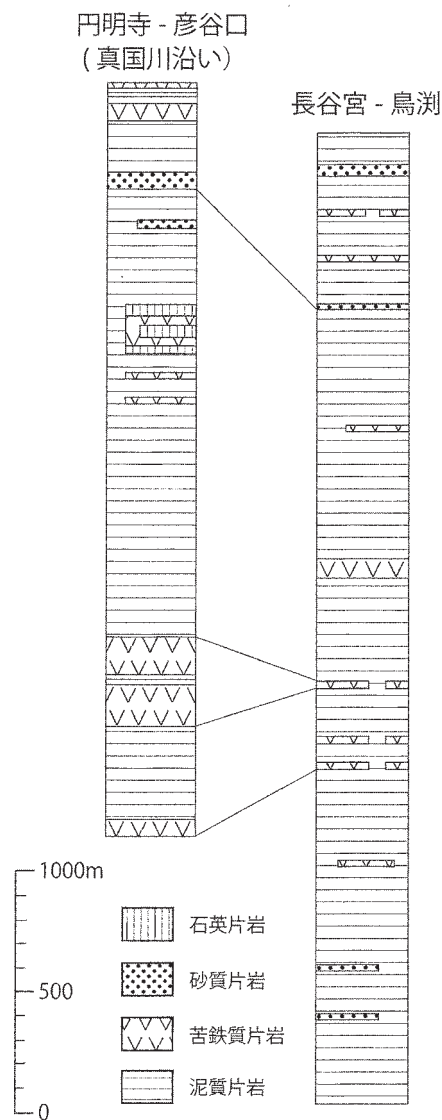
見かけの層厚 4000 m 以上に達する (第 3.9 図)。泥質片岩を主体とし、比較的よく連続する苦鉄質片岩や砂質片岩を挟んでいる。また苦鉄質片岩に伴って少量の石英片岩が産する。なお、本地域内では超苦鉄質岩類の産出は確認していない。

岩相

野上ユニットに比べ全般に変形の程度は弱く、露頭全体を通じ平滑な片理面を示すことが多く (第 3.10 図 A)、野上ユニットに特徴的な露頭規模の閉じた小褶曲の形成

は見られない。特に本ユニットの南半部 (層序の見かけ下半部) については片理面に沿って薄くはがれる性質をしめすものの、片理面上の線構造の発達は微弱-無のことがあり (第 3.10 図 B)、千枚岩と呼ぶのがふさわしい岩石も認められる。変形構造としては、泥質薄層 (扁平化した泥岩片) が示す片理面に平行な軸面を有する折り畳み褶曲や、開いた小褶曲、片理面を曲げるキンク褶曲などが認められる。

泥質片岩は、大部分が泥岩を起源とするが、美里町高城谷などでは泥岩基質中にチャートや砂岩の細片を含む混在岩に由来するものが認められる。また、桃山町中畑北方の真国川沿いには泥岩砂岩の細互層に由来するもの



第 3.9 図 美里ユニットの柱状図

が産する (第 3.10 図 D)。

泥質片岩は、暗灰色を呈し、薄くはげ易い。変成鉱物構成は野上ユニットのものと共通する。

砂質片岩は灰白色で、層厚数 cm-30 cm 程度の間隔で片理が発達する。しばしば扁平化した泥岩片を含む (第 3.10 図 C)。変成鉱物構成は野上ユニットのものと共通する。碎屑粒子として石英・斜長石・カリ長石のほか、褐れん石・ざくろ石・白雲母 (第 3.6 図 E) などが確認される。

苦鉄質片岩は、野上ユニットと同様に苦鉄質火山性碎屑岩起源のものを主体とし、多くは緑色系の薄層が細かく成層するが、美里町円明寺やその東方の深山谷には赤褐色-赤紫色を呈するものが産する。また美里町高城谷では枕状溶岩の産状を呈する玄武岩溶岩 (第 3.10 図 E) や長径 30 cm 以下の溶岩片を含む火山性角礫岩も認められる。

変成鉱物として、主に緑泥石・緑れん石・アクチノ閃石・パンペリー石・曹長石・白雲母を含み、アルカリ角閃石・方解石・石英・スティルブノメレンなどを少量含む。このうち、アルカリ角閃石は北縁部にのみ産し、また南半部に産するアクチノ閃石は細粒・針状である。残存鉱物としての火成単斜輝石は南半部に広く認められる。

石英片岩は苦鉄質片岩に伴って小規模に産する。変成鉱物の構成は野上ユニットに共通する。

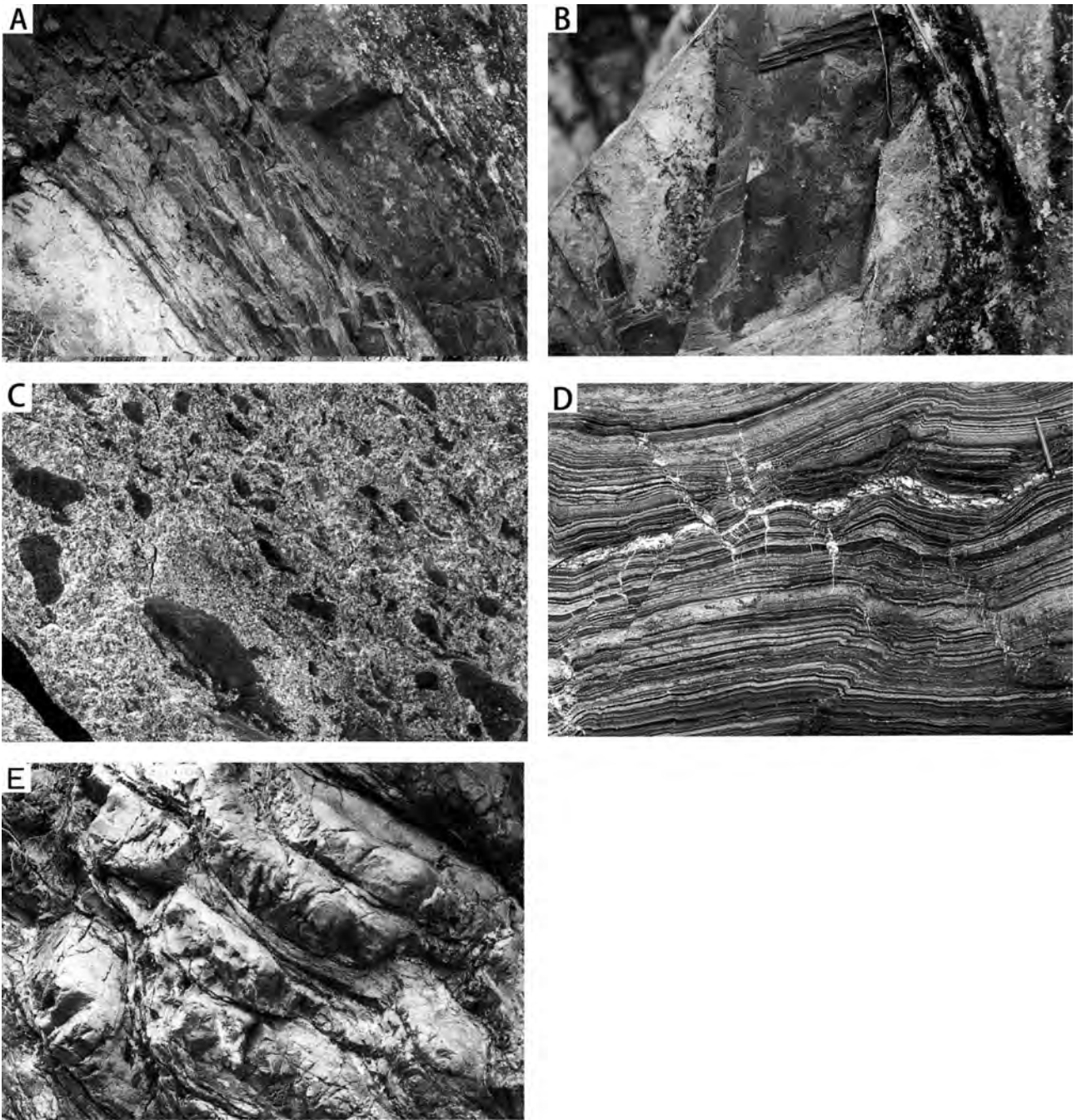
地質構造 南隣の「動木」地域との境界に沿ってほぼ東西に野上アンチフォームの軸が通っており、桃山町野田原南方及び美里町毛原上付近のごく狭い範囲で南傾斜を示すほかは、本ユニットは北傾斜の同斜構造をなしている。すなわち、東半部では走向がほぼ N75° E で北へ 50 ~ 80°, 西半部では走向が東西から N80° E で北へ 65 ~ 90°それぞれ傾斜している。

3.6 三波川変成作用

変成鉱物組み合わせと変成相

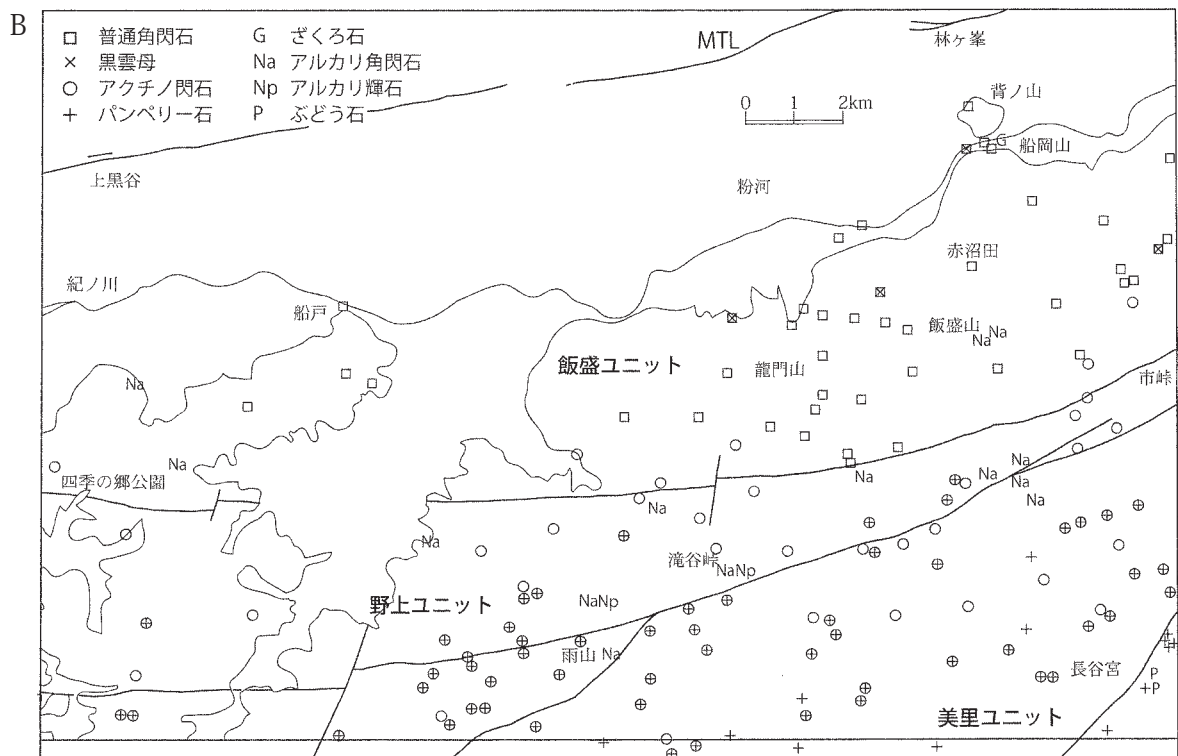
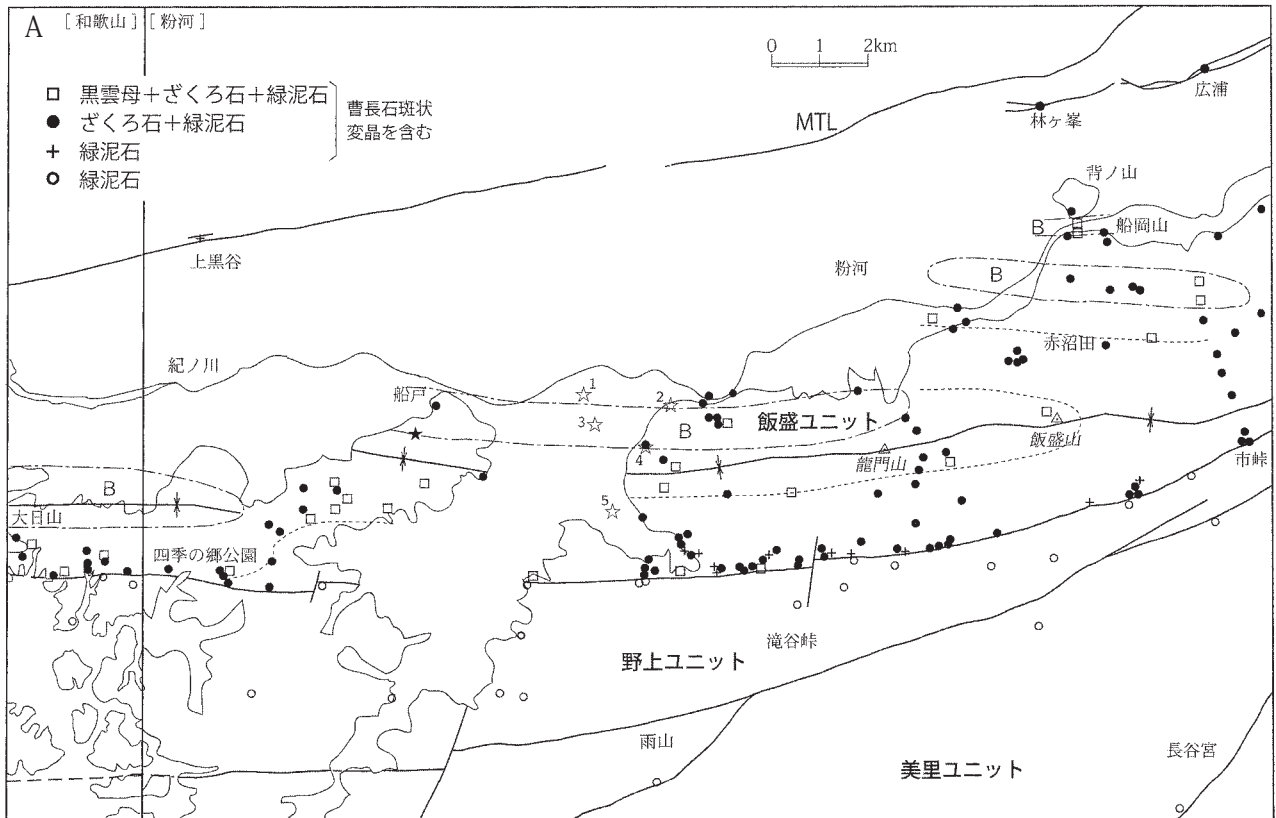
本地域の三波川結晶片岩類は、同岩類が最も広範囲に分布する四国中央部における変成分帯 (東野, 1990 など) と同様に、変成度の上昇に伴い泥質片岩にざくろ石、更に黒雲母が出現することから、緑泥石帯、ざくろ石帯及び黒雲母帯に区分できる (第 3.1 表及び第 3.11 図 A)。すなわち、野上ユニットと美里ユニットの泥質片岩の変成鉱物組み合わせは石英-曹長石-白雲母-緑泥石±緑れん石で緑泥石帯に区分される。飯盛ユニットでは、石英-曹長石-白雲母-緑泥石±緑れん石の組み合わせにざくろ石及びざくろ石+黒雲母が加わり、ざくろ石帯及び黒雲母帯に区分される。王・前川 (1997) の示した黒雲母帯 (第 3.11 図 A の一点鎖線で示す) に本報告での黒雲母の産出 (同破線) を加えると、飯盛シンフォームを取り囲む苦鉄質片岩より上位の泥質片岩層では、黒雲母帯は雁行するシンフォーム軸部を占めている。また、那賀町赤沼田周辺及び船岡山周辺の黒雲母帯は、王・前川 (1997) が指摘しているように、それぞれ神山ほか (1964) が報告した褶曲帯の地域、及び廣田 (1991) の船岡山岩体に対応している。

次に苦鉄質片岩 (第 3.1 表及び第 3.11 図 B) についてみると、美里ユニットではアクチノ閃石+パンペリー石の変成鉱物組み合わせを示し、このうち下半部のアクチノ閃石は細粒・針状で、また下半部には多くの場合火成単斜輝石が残留鉱物として含まれている。野上ユニットの変成鉱物組み合わせは、下半部は美里ユニットの上半部と共通するが、上半部ではパンペリー石を欠いている。また、全般にアルカリ角閃石の産出頻度が高くなり、一部にアルカリ輝石が産する。飯盛ユニットのうち、ざくろ石帯では Ca 角閃石±Ca-Na 角閃石-緑れん石-緑泥



第 3.10 図 美里ユニットの岩相

- A : 平滑な片理を示す泥質片岩. 写真右方が北で, 片理は北に約 60° 傾斜する. 横幅約 1.2m. 美里町円明寺の道路沿い.
- B : 泥質片岩の片理面の近接写真. 北傾斜の片理面を南から見る. 線構造は殆ど認められない. 写真の横幅約 35cm. 美里町四郷西方約 1km, 南北に走る沢沿い.
- C : 泥岩片を含む砂質片岩. 東西走向で北傾斜の片理面を南から見る. 泥岩片は扁平化し, また左上-右下方向に延びている. 泥岩片には, 細密褶曲による線構造が確認できる. 写真の横幅約 40cm. 野上町吉野の貴志川沿い (南隣の「動木」地域内).
- D : 砂岩泥岩細互層に由来する片岩. 粉河町和田南方, 真国川沿い.
- E : 枕状溶岩の構造を示す苦鉄質片岩. 横幅約 80cm. 美里町高城谷.



第 3.11 図 変成鉱物の分布

A : 泥質片岩. 星印 (1 ~ 5) は金属鉱物探鉱促進事業団 (1969) によるボーリング位置. 3 を除いて, ボーリング試料から黒雲母が確認されている. 一点鎖線で囲まれた範囲は王・前川 (1997) による黒雲母帯. 短破線は本報告により広がった黒雲母帯の範囲. B : 苦鉄質片岩

第3.1表 三波川結晶片岩類の変成鉱物の組み合わせ

		三波川結晶片岩類			四万十帯
		飯盛ユニット	野上ユニット	美里ユニット	
苦 鉄 質 片 岩	普通角閃石	—————			
	Na, Ca-Na角閃石	—————	—————		
	アクチノ閃石		—————		
	黒雲母	—————			
	パンペリー石		—————		
	Na輝石		—————		
	緑れん石	—————			
	緑泥石	—————			
	ぶどう石*1				—————
単斜輝石*2			—————		
+ 曹長石 ± 石英, 白雲母					
泥 質 片 岩	黒雲母	—————			
	ざくろ石	—————			
	緑泥石	—————			
	緑れん石	—————			
+ 石英, 曹長石, 白雲母					
		黒雲母帯	ざくろ石帯	緑泥石帯	

*1, *2 は各々脈鉱物, 残留鉱物として産する.

石-曹長石斑状変晶の組み合わせがみられ, 黒雲母帯では普通角閃石や黒雲母が産するようになる. また, 船岡山岩体の苦鉄質片岩は, 普通角閃石-緑れん石-ざくろ石の組み合わせ(第3.6図B)を示し, 緑泥石の量が少なくなる. なお, 本地域にはローソン石・ひすい輝石は産出しない.

このような本地域にみられる変成鉱物組み合わせによれば, 各ユニットの変成相は, 美里ユニット:パンペリー石-アクチノ閃石相の低変成度部, 野上ユニット:パンペリー石-アクチノ閃石相-藍閃石片岩相, 飯盛ユニット:藍閃石片岩相から緑れん石角閃岩相と判断され, 構造的上位により高変成度のユニットが重なるといえる. また, 各ユニット内部においても, 変成鉱物組み合わせの変化は構造的上位に向かって変成度が上昇していることを示している.

変成作用及び原岩形成の時代

本地域及び周辺の三波川結晶片岩類については, 栗本(1995)により泥質片岩中の白雲母のK-Ar年代が報告されている. 今回のユニット区分を適用すれば, 飯盛ユニット:72.0~75.0 Ma(7試料), 野上ユニット:74.0 Ma(1試料), 美里ユニット:72.1~80.0 Ma(6試料)となる. また, Takasu *et al.* (1996)は飯盛ユニットの泥質片岩2試料と珪質片岩2試料について75~77 Maの白雲母Ar-Ar年代, 及びde Jong, K. *et al.* (2000)は同じく飯盛ユニットの泥質片岩1試料について72.8 Maの全岩Ar-Ar年代を報告している. 以上の

放射年代は72~80 Maの範囲に入り, 3ユニットに年代差は認められない. この年代範囲が示す後期白亜紀の後半に本地域の片岩類は冷却過程あるいは変成場からの上昇過程にあったといえる. なお, 三波川結晶片岩類の変成作用のピークは, 四国三波川帯で求められたRb-Sr全岩年代116 ± 10 Ma(南新ほか, 1979)から白亜紀前期とされている(Isozaki and Itaya, 1990ほか). 紀伊半島中央部においても, Yamaguchi and Yanagi (1970)により点紋片岩3個についてRb-Sr全岩アイソクロン年代110 ± 20 Maが報告されている.

本地域の三波川結晶片岩類から化石は未発見である. 一方, 三波川帯南縁部を構成する御荷鉾緑色岩類については, 山田(1997)は南隣「動木」地域において, 同岩類に伴われるチャート・碎屑岩類から以下のジュラ紀中世-新世を示す放散虫化石を報告している.

御荷鉾緑色岩類を整合に覆う赤白チャート(沼田層):ジュラ紀中世後半-新世初期

Mirifusus guadalupensis, *M. fragilis*, *Syringocapsa* (?) sp., *Hsuum maxwelli*, *H. sp.*

御荷鉾緑色岩類の南側に産するチャート-碎屑岩シークエンスの珪質泥岩(嵯峨層):ジュラ紀中世-新世

Protunuma (?) sp., *Hsuum cf. brevicostatum*

現時点では, 化石の証拠から三波川結晶片岩類の原岩形成の時代を特定できないが, 御荷鉾緑色岩類からの産出化石や三波川結晶片岩類についての多数の放射年代をもとに後期ジュラ紀(一部白亜紀の最前期?)と考えら

れている (Isozaki and Itaya, 1990).

3. 7 地質構造

<褶曲> 本地域の三波川結晶片岩類にみられる主要な褶曲は、東西に延びる褶曲軸を持つ飯盛シンフォーム及び野上アンチフォームであり、更に南方に分布する長峰シンフォームとともに、半波長約5 kmの正立褶曲系を構成し、紀伊半島西部、特に和歌山市-海南市付近の本岩類の褶曲構造を規定している。その他、同様に東西走向で、より小スケール(半波長200~500 m程度)の褶曲がかつらぎ町星川、飯盛山南方、桃山町雨山-野上町稲荷山、貴志川町御茶屋御殿山-鳩羽山などに認められる。

飯盛シンフォーム

本シンフォームは、褶曲軸がかつらぎ町市峠北方から西へ飯盛山、龍門山、寺山、御茶屋御殿山の山頂近くを連ねて走り、更に西方では南方にずれて城ヶ峯から西隣「和歌山」地域の大日山北方に延びている(宮田ほか, 1993)。褶曲軸はおよそ本地域東部で西落し、西部で東落しで、「3.4 野上ユニット」の項で記述した同ユニットを特徴づける小褶曲の褶曲軸の地域的变化(第3.7図B)と調和的である。本シンフォームは大きくみれば軸面が立った開いた形状を示すが、寺山-龍門山周辺では岩層や鉱体のつながりから軸面が北へ約45°程度倒れた構造も報告されている(神山ほか, 1964の第3図E-E', F-F')。本シンフォームの東方延長は、「高野山」地域内で褶曲軸が走向を北東-南西方向に振り、軸面が南に倒れた等斜シンフォームとなっている(岩橋, 1962; 神山ほか, 1964)。

野上アンチフォーム

本アンチフォームは、褶曲軸が本地域と南隣「動木」地域のほぼ境界部に沿って東西に走り、更に西方に延びている(岩橋, 1960; 和歌山県, 1970など)。本地域では、南東隅に褶曲軸の東端が延びてきており、走向を少し北に振りながら、有田川構造線に絶たれている。褶曲

の形状は、褶曲軸面がほぼ垂直で、褶曲軸に近接した地域でも片理面の傾斜が大きいことからキック褶曲に類似した形状をなすと考えられる。本アンチフォームの軸部に沿って断層の存在が指摘されているが(原ほか, 1977)、このような褶曲の形状に関係するのかもしれない。なお、本アンチフォームの西方延長を含む「和歌山」地域では、半波長200~300 mのアンチフォーム・シンフォームが繰り返す多軸的な構造となっている(宮田ほか, 1993)。

<断層>

三波川帯に関係した断層として、1)各ユニットを境する東西性の断層、2)これを切る南北性の断層、及び3)有田川構造線がある。このうち、1)については「3.2 ユニット区分」の項で記述した。南北性の断層は、桃山町善田、美里町円明寺西方、野上町長谷西方、和歌山市大谷峠付近にみられ、南北から北北東-南南西方向に延びている。いずれも点紋片岩と無点紋片岩の境界や苦鉄質片岩層が側方に連続せずにはずれることから引いたもので、断層露頭は観察していない。

有田川構造線

本構造線は本地域南東隅を通り、三波川帯と四万十帯を境している。本地域では断層露頭そのものは観察されないが、断層面は三波川・四万十帯の岩石の分布から北に急傾斜すると判断できる。本構造線に沿った幅100 m程度の範囲の泥質片岩は強く破碎・変形を受けている。美里町毛原上及び同長谷宮から南に入る沢沿いでは幅10 m程度の露頭欠如を挟み、北西側に三波川帯の泥質片岩、南東側に四万十帯の泥質混在岩が分布している。また、同町新城の貴志川沿いでは幅約80 mの露頭欠如(しんじょう)で両者が産している(第4.1図参照)。同地点では、三波川帯中には走向が北東-南西方向の断層が数多く随伴し、この一つには珪長質の岩脈を挟んでいる。なお、本地域を含め広範囲に観察した栗本(1982)は本構造線を「一般にN60°E, 60°Nの走向・傾斜を有する幅数10 mの擾乱帯」としている。

第4章 四万十帯白亜系花園層 (Hx, ss, bs, ch)

(牧本 博)

本地域の四万十帯花園層は南東端部の狭い範囲を占めるのみであるが、同様の構成岩石・地質時代を示すとみなされる地層は、第2.1図の花園層(H)、及び20万分の1地質図幅「和歌山」(栗本ほか, 1998)の花園層及び相当層(H₁-H₄)に示されるように、本地域周辺をその分布の西端として、北東方向に奈良県下まで細長く延びて分布している。

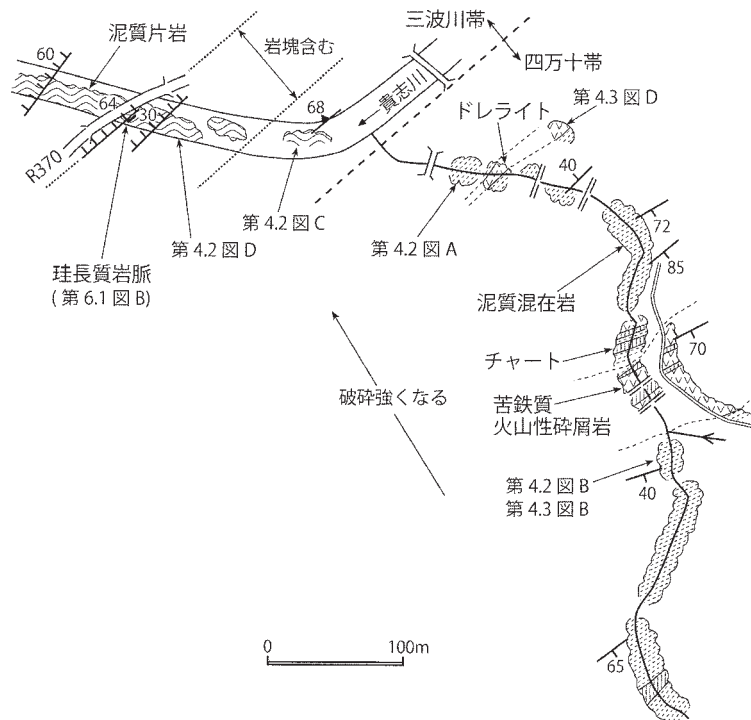
本地域の花園層は、北西半部と南東半部で地層の傾斜方向が異なることや、南東半部に砂岩が顕著に挟まれることなど岩石構成も異なり、断層露頭を確認できないが、両地域は東北東-西南西方向の断層で境されると判断される。また、本層の岩石は、全体として弱い片状を帯びているが、特に有田川構造線に近接した幅数10m程度(東部ではもう少し幅広く150m程度)の範囲は破碎が強く片状化の程度も進んでいる(地質図ではこの部分を波線で示した)。

地層名 栗本(1982)による。

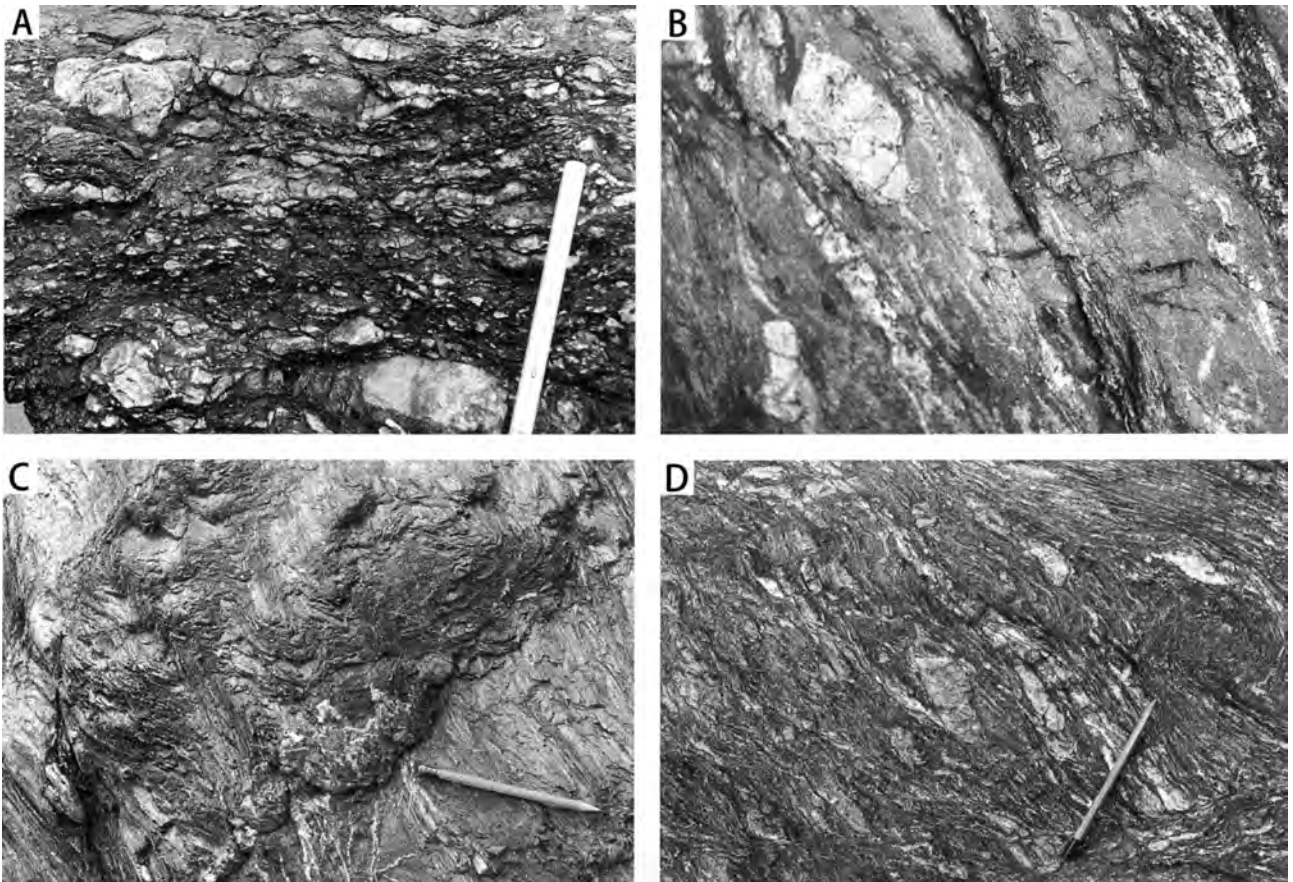
分布 本地域南東端に分布する。美里町新城^{しんじょう}から南に入る沢(第4.1図)、同町長谷宮から南に入る沢の上流沿いに好露出がある。三波川結晶片岩類とは有田川構造線で境される。

岩相 本地域の花園層は、主に泥質混在岩及び泥岩(Hx)からなり、苦鉄質火山性碎屑岩(ドレライトを伴う)(bs)、チャート(ch)及び砂岩(ss)を伴う。

泥質混在岩及び泥岩(Hx)は大部分が泥質混在岩からなり、一部に泥岩が認められる。泥質混在岩は暗灰-灰色の泥岩基質中に玄武岩・チャート・砂岩などの大小様々の岩塊を含む(第4.2図B)。泥岩基質は弱い片状を帯びるが、その構造は砂岩片内部には及んでいない(第4.3図B)。泥質混在岩のうち、有田川構造線近くのもは破碎・片状化が強くなり(第4.2図A)、少し風化した露頭などでは北側の三波川帯泥質片岩と混同する場合もあるが、三波川帯泥質片岩と比べると、1)片状化が弱いこと、2)チャートや砂岩の岩塊を含むこと、3)鏡下での観察(第4.3図A)などから識別可能である。



第4.1図 花園層のルートマップ
美里町新城南方の貴志川沿い



第 4.2 図 花園層泥質混在岩及び近接する三波川帯泥質片岩の岩相
各露頭の位置は第 4.1 図参照。

- A：泥質混在岩 泥岩基質は破碎・片状化を示すが、砂岩やチャートの岩塊は角張っている。スケールは約 21 cm。
 B：泥質混在岩 泥岩基質の片状化は弱く、また岩塊とはすべり面を介することなく接している。写真の横幅約 40 cm。
 C：花園層のすぐ北に産する泥質片岩 花園層の泥質混在岩に比べ片理が強く、閉じた小褶曲も発達する。
 D：チャートや砂岩の岩塊を含む泥質片岩。泥岩基質や岩塊の変形が著しい。

泥岩は暗灰色で、多くの場合弱い片状を帯びており薄く割れやすい。

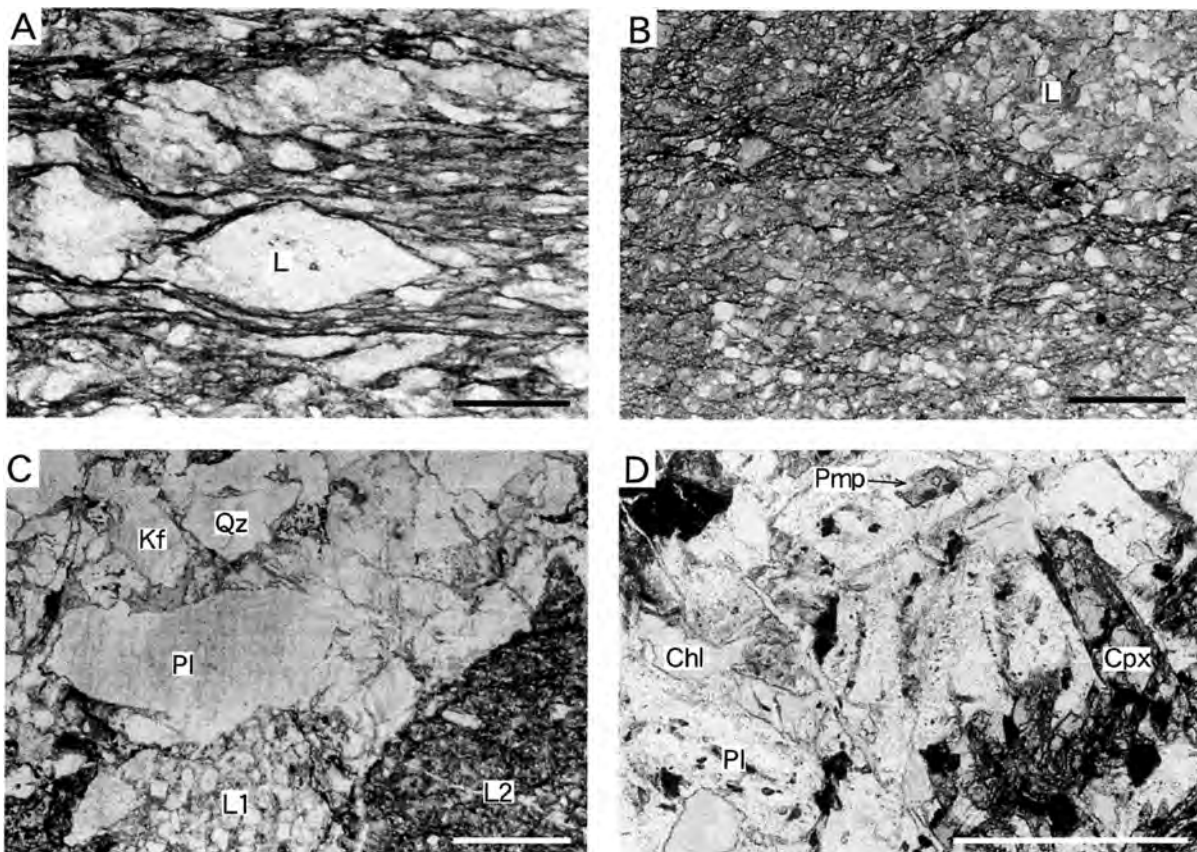
苦鉄質火山性碎屑岩 (bs) のうち、美里町新城の南方約 500 m に産するものは、層厚約 80 m で、チャートの薄層を挟んでいる (第 4.1 図)。この南西方、構造的上位に産するものは、層厚 10 m 以下でチャートを伴っており、一部に赤紫色を呈する部分がある。本岩は、地質図に示した以外でも、泥質混在岩中に層厚 2.5～6 m で挟まれたり、径 1 m 以下の岩塊として含まれている。

本岩は、緑-灰緑色・不均質な岩石で、方解石±石英±曹長石の細脈が数多く発達する。鏡下では、玄武岩の破片や凝灰質岩の細片の集合からなる。玄武岩破片は、岩質的には無斑晶質単斜輝石玄武岩で、急冷によるバリオライト組織を示すものから完晶質のものまで、さまざまな冷却段階に対応するものが認められる。変成鉱物としてパンベリー石 (緑色の多色性が強い)・緑泥石・緑れん石・方解石を、また残存鉱物として単斜輝石を含む。

ドレライトは、美里町新城から南に入る沢の入口に産し、沢沿いで幅約 4 m、その北東方の道路沿いでは幅約 10 m である (第 4.1 図)。暗灰緑色・塊状の岩石で、鏡下では単斜輝石・苦鉄質鉱物の仮像 (現在は緑泥石)・斜長石・不透明鉱物からなる (第 4.3 図 D)。変成鉱物は苦鉄質火山性碎屑岩のそれに共通する。

チャート (ch) は、大規模なものではなく、地質図に示したもので層厚約 10 m である。これ以外は、厚さ数 m 程度の薄層や、泥質基質に含まれる小岩塊として産する。小岩塊として産するものは、多くの場合膨縮が著しく、厚さ数 cm 程度でも長径数 10 cm 程度に及ぶものも認められる。白色暗灰色-赤色を呈し、単層の厚さ数 cm 程度の層状チャートである。鏡下では、微細な石英を主体とし、少量の緑泥石・白雲母・不透明鉱物を含む。一部に放射虫化石の痕跡を確認できる。

砂岩 (ss) は、厚層 (厚さ 10-数 10 m) のものが 3 層認められるほか、泥質混在岩中に層厚 2 m-数 10 cm



第 4.3 図 花園層構成岩類の顕微鏡写真

- A : 有田川構造線すぐ南方の泥質混在岩 (GSJ R78341)。泥質基質中に珪質泥岩 (L) などの岩片を含む。美里町長谷宮南方約 1 km。
- B : 泥岩 (GSJ R78342)。第 4.2 図 B に示す泥岩基質部で、変形が弱い。極細粒砂岩の細片 (L) を含む。採取位置は第 4.1 図参照。
- C : 砂岩 (GSJ R78344)。碎屑粒子として石英・長石類のほか、砂岩 (L1) や凝灰岩 (L2)、安山岩質-玄武岩質溶岩などの岩片を含む。片状化が弱く、石英などに波動消光が認められる程度である。美里町新城南方約 2 km。
- D : ドレライト (GSJ R78346)。斜長石の一部がパンペリー石に置き換えられている。採取位置は第 4.1 図参照。
- Qz : 石英, Pl : 斜長石, Kf : カリ長石, Chl : 緑泥石, Pmp : パンペリー石, Cpx : 単斜輝石。
スケールバーは 0.5 mm。

の薄層として含まれている。灰白-淡灰色を呈し、粒度は中粒-極細粒で、肉眼では塊状にみえる。一部に泥岩のクラストを含むものがある。鏡下では、石英や長石類の碎屑粒子に弱い波動消光が認められるなど、ごく弱い片状を帯びている。砂岩組成は、石英>斜長石>カリ長石で、珪質-苦鉄質火山岩・砂岩・泥岩・チャートなどの岩片を含む(第 4.3 図 C)。

変成作用 苦鉄質火山性碎屑岩及びドレライトは、パンペリー石-緑泥石-緑れん石-曹長石-白雲母の変成鉱物組み合わせ(第 3.1 表参照)を示し、鏡下で明確にアクチノ閃石と判断されるものはない。パンペリー石は主に斜長石の一部を置き換えて生じている。また、パンペリー石、ぶどう石、曹長石-石英-方解石などの細脈が観察される。したがって、ぶどう石-パンペリー石相程度の

変成作用を受けていると判断される。

地質構造 本層を 2 分する東北東-西南西方向の断層より北西側では、走向はおおよそ東北東-西南西方向で、南東に 55~90°傾斜する同斜構造をなすが、有田川構造線に近接した一部では走向 55~90°で北西に傾斜している。一方、南東側では、走向が北東-南西で北西に 45-55°傾斜している。

地質時代 栗本(1982)によれば、本地域に隣接する花園層の泥岩・酸性凝灰岩から *Archaeodictyomitra squinaboli* □ *Dictyomitra duodecimcostata* 群集及び *Amphipyndax enesseffi* □ *Mylocercion* sp. 群集の放散虫化石を産出し、本層の地質時代は後期白亜紀コニアアンからカンパニアンである。

第5章 上部白亜系和泉層群

(宮田隆夫)

5.1 研究史と地層区分の大綱

和泉山脈を構成する中生界を Harada (1890) が和泉砂岩層と命名して以来、和泉層群について数多くの研究がなされている。「岸和田」図幅(市原ほか, 1986)及び「和歌山及び尾崎」図幅(宮田ほか, 1993)で、和泉山脈の和泉層群に関する研究史が触れられているので、ここではその概要を記述する。小林(1931)及び Matsumoto (1954)によって、大阪府泉南市から南下し和泉山脈を横切る根来街道を基準とする、和泉層群の層序の大綱が明らかになった。市川(1960)は酸性凝灰岩を鍵層として用いた小堆積サイクルを基準にした層序区分を提案し、その後この層序区分は確立された(市川・大橋, 1965; Ichikawa and Ohashi, 1968; 田中, 1965; Miyata, 1980; 近畿西部 MTL 研究グループ, 1981; 市原ほか, 1986; 宮田ほか, 1993)。さらに、和泉層群の諸特徴と堆積盆形成とを関係づける研究がなされている(例えば、市川ほか, 1981; Miyata, 1989, 1990; 宮田, 1996)。このほか、和泉山脈西部の和泉層群については、堀井(1959)及び石上・吉松(1972)による層序学的研究や、滝川(1985)及び Tanaka (1989)による堆積学的研究、Yokoyama and Hada (1989)、横山(1991, 1995, 1999)などの応用地質学的研究がある。

これらの研究に加え、和泉層群から産出する大型化石についての研究も多い。アンモナイト類では Matsumoto (1936), Matsumoto and Morozumi (1980) など、二枚貝では Ichikawa and Maeda (1958 a, b, 1963, 1966), 市川・前田(1960), 両角ほか(1981), Tashiro and Morozumi (1982) などの研究がある。その他にも、オウムガイ類(Morozumi, 1979), サメの歯(西本・両角, 1979), 植物化石(Matsuo, 1966)及びコダイアマモ(郡場・三木, 1931; Koriba and Miki, 1958; 徳橋・両角, 1983)の研究がある。

和泉山脈の和泉層群は、タービダイト相(主部相)と非タービダイト相(北縁相及び南部相)とに大別される(第5.1図)。さらに主部相の和泉層群は、上方への岩相変化の様式の違いにもとづいて、下位より加太層・信達層・岩出層及び粉河層の4層に区分される(市川ほか, 1979; 近畿西部 MTL 研究グループ, 1981; Miyata *et al.*, 1992)。これら4層は地質概略図(第5.2図)に示されるように、西から東へそれぞれ順に分布する。なお、淡路島の和泉層群も同様に層序区分されているが(第

5.1図; Morozumi, 1985; 高橋ほか, 1992など)、友ヶ島に分布する和泉層群とともに、和泉山脈の和泉層群とは海域及び断層により隔てられ直接の層序関係は不明である。

「粉河」地域には、和泉山脈中央部を構成する主部相の南半部及び南部相が分布している。

5.2 主部相の和泉層群

5.2.1 岩相と堆積サイクル

主部相は、礫岩・砂岩・泥岩の有律的な互層からなり、礫岩砂岩泥岩互層と砂岩泥岩互層からなる。

礫岩砂岩泥岩互層は、厚さ5m以下(平均1.5~2m)の厚い礫岩・砂岩と薄い泥岩との互層からなり、礫岩質泥岩層や後述する砂岩泥岩中-薄互層をしばしば伴う。礫岩の構成礫は中礫-細礫である。砂岩は粗粒であり、しばしば礫質で、砂岩単層内で正級化の反復を示す複合した砂岩である。このように礫岩、礫質砂岩、礫質泥岩で特徴づけられた層相は主チャンネル充填堆積物とみなされている(Tanaka, 1989)。

砂岩泥岩互層については、砂岩単層の厚さで次のように3分した(第5.3図)。

- (1) 砂岩泥岩厚互層 砂岩単層の厚さが30cm以上2m未満の互層が優勢なもの。
- (2) 砂岩泥岩中互層 砂岩単層の厚さが15cm以上30cm未満の互層が優勢なもの。
- (3) 砂岩泥岩薄互層 砂岩単層の厚さが15cm未満の互層が優勢なもの。

厚互層をなす砂岩は一般に基底部の粒度が粗粒-中粒で、時に極粗粒である。砂岩は正級化を示すものが多い。しばしば砂岩単層内で正級化の反復を示す複合砂岩が観察される。砂岩層と下位の泥岩層との境界は一般に明瞭であり、砂岩層底面には荷重痕がよく発達し、しばしばグループ・キャストも見られ、下底面は一般に凸凹している。また、砂岩層には癒着(amalgamation)やマッド・クラスト(mud clast)がみられる。泥岩部は一般に薄く、15cm以下の場合が多い。

中互層をなす砂岩は、基底部の粒度が一般に中粒-細粒で、粗粒なものはまれである。砂岩単層の厚さが比較的揃っていて、遠望して非常に律動的に見える互層は、一般に泥岩部が極めて薄く、砂岩と泥岩との境界は上面、下面とも明瞭である。

薄互層をなす砂岩には次の2タイプが認められる。第

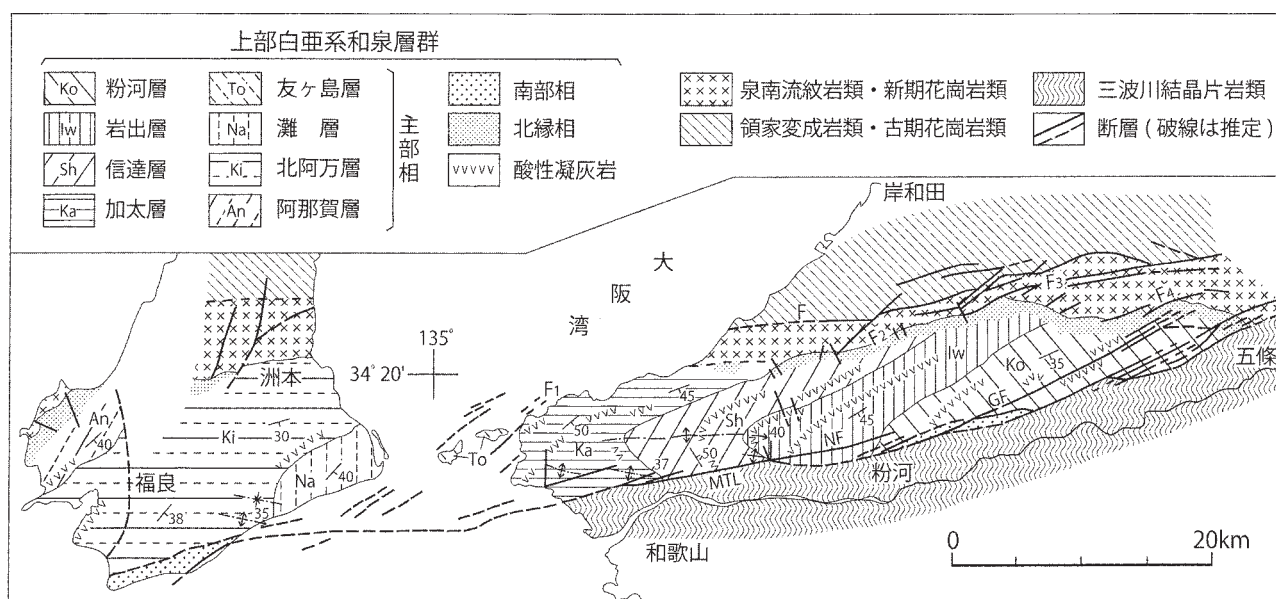
和泉山脈

	北縁相	主 部 相	南部相	年代
泉南流紋岩類及び 新期花崗岩類 六尾層 500 露頭なし		粉河層 > 3900	名手層 > 700	マーストリヒチアン
		岩出層 5100		
		信達層 6900		
		加太層 > 4500m		

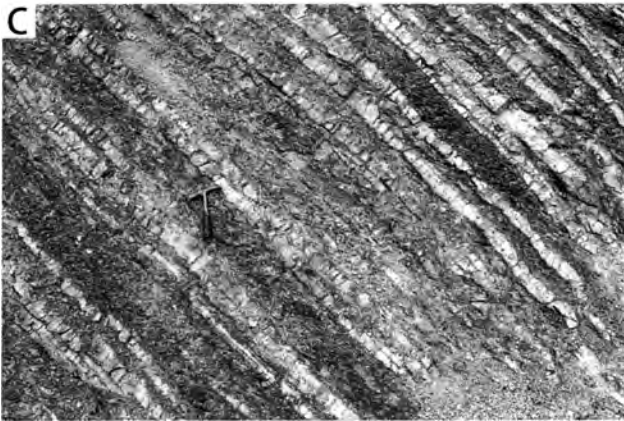
淡路島 - 友ヶ島

	北縁相	主 部 相	南部相	年代
泉南流紋岩類 及び 新期花崗岩類 西淡層 500 露頭なし		友ヶ島層 > 1700	F	マーストリヒチアン ?カンパン ニアン
		灘 層 > 2500	下灘層 600	
		北阿万層 4500		
		阿那賀層 1750		

第 5.1 図 和泉山脈及び淡路島-友ヶ島の和泉層群の層序区分
 市原ほか（1986）及び Morozumi（1985）に加筆。数字は最大積算層厚（主部相は東西方向に、北縁相及び南部相は南北方向に積算。単位は m）。K₁-K₉、S₁-S₉、及び I₁-I₈ は小堆積サイクルを示す。



第 5.2 図 和泉山脈及び淡路島の和泉層群の地質概略図
 Miyata（1990）及び Morozumi（1985）による。MTL：中央構造線，NF：根来断層，GF：五条谷断層，F：領家主帯と泉南帯（山田，1987）との境界断層。F₁-F₄：NE-SW 系の断層。



第5.3図 和泉層群にみられる砂岩泥岩互層の露頭写真
 A：砂岩泥岩厚互層（大阪府阪南市山中溪南方）
 B：砂岩泥岩中互層（和歌山県岩出町風吹隧道北方）
 C：砂岩泥岩薄互層（和歌山県かつらぎ町天賀東方）

1のタイプは一般に細粒な砂岩で、堅くて緻密である。これは主に5～15cmの厚さをもち、15～25cm程度の厚さの泥岩と互層をなす。第2のタイプは層厚が10～15cmと薄いにもかかわらず、粒度が粗粒～極粗粒と粗い砂岩である。この砂岩の下面は凸面状を示し、時に砂岩の癒着やマッド・クラストが見られる。

本報告では、「和歌山及び尾崎」図幅での記載と同様、中互層・薄互層の優勢な層相を泥岩優勢の砂岩泥岩互層と呼び、厚互層の優勢な層相を砂岩優勢の砂岩泥岩互層と呼ぶ。泥岩優勢の砂岩泥岩互層から砂岩優勢の砂岩泥岩互層への変化が急激であるのに対して、砂岩優勢の砂岩泥岩互層から泥岩優勢の砂岩泥岩互層への変化は一般に緩慢である。

和泉層群の砂岩泥岩互層の垂直方向への変化をみると、一般に上位へ行くほど砂岩単層の厚さが減少し（第5.4図）、泥岩の占める割合が増加し、砂岩の粒度が細くなる傾向が種々のオーダーで認められる（市川・大橋, 1965；田中, 1965）。田中（1965）は数mから数100mオーダーの繰返しを、第4級堆積サイクルと呼び、さらにこれを巨視的にまとめ、上方薄層化・上方細粒化を示す数100mオーダーの第3級堆積サイクル（小堆積輪廻）にもとついて、層序区分を行った。このオーダー

のものを市川・大橋（1965）では小積成サイクルと、市原ほか（1986）では小堆積サイクルと呼んでいる。本報告では同様に小堆積サイクルを認定し（第5.5図）、主部相の各層を細分した（第5.6図）

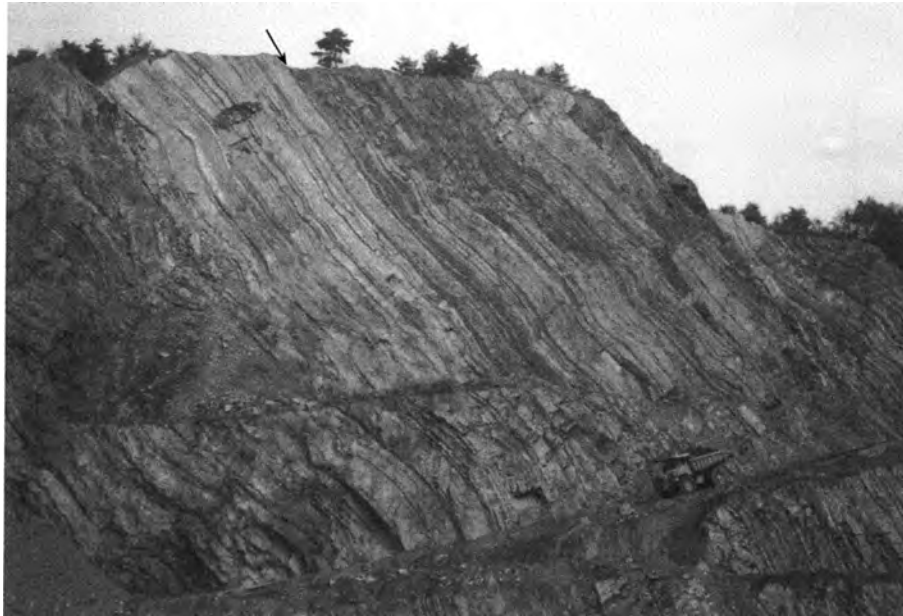
本報告では、「岸和田」図幅及び「和歌山及び尾崎」図幅と同様に、小堆積サイクル中での層相変化が読み取れるように、小堆積サイクルの層相を次の3型に大別して記号で示した。信達層を例にすると、以下のようになる。

Sc：砂岩・礫岩優勢の礫岩砂岩泥岩互層（厚い礫岩・砂岩の優勢な層相）

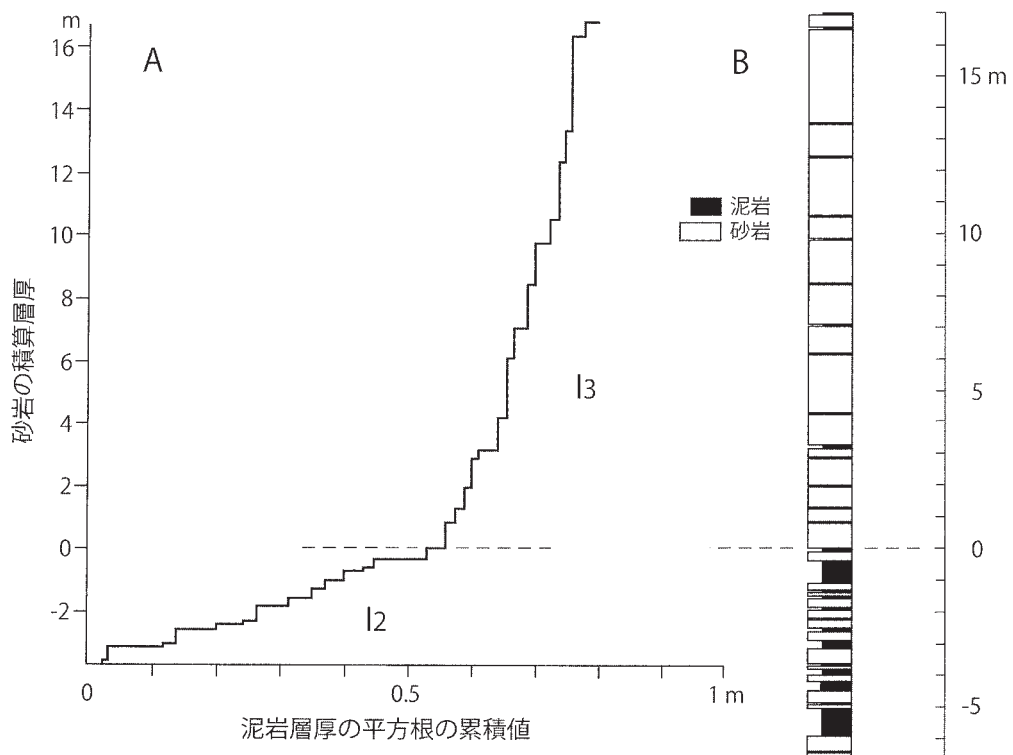
Ss：砂岩優勢の砂岩泥岩互層（厚互層の優勢な層相）

Sm：泥岩優勢の砂岩泥岩互層（中互層及び薄互層の優勢な層相）

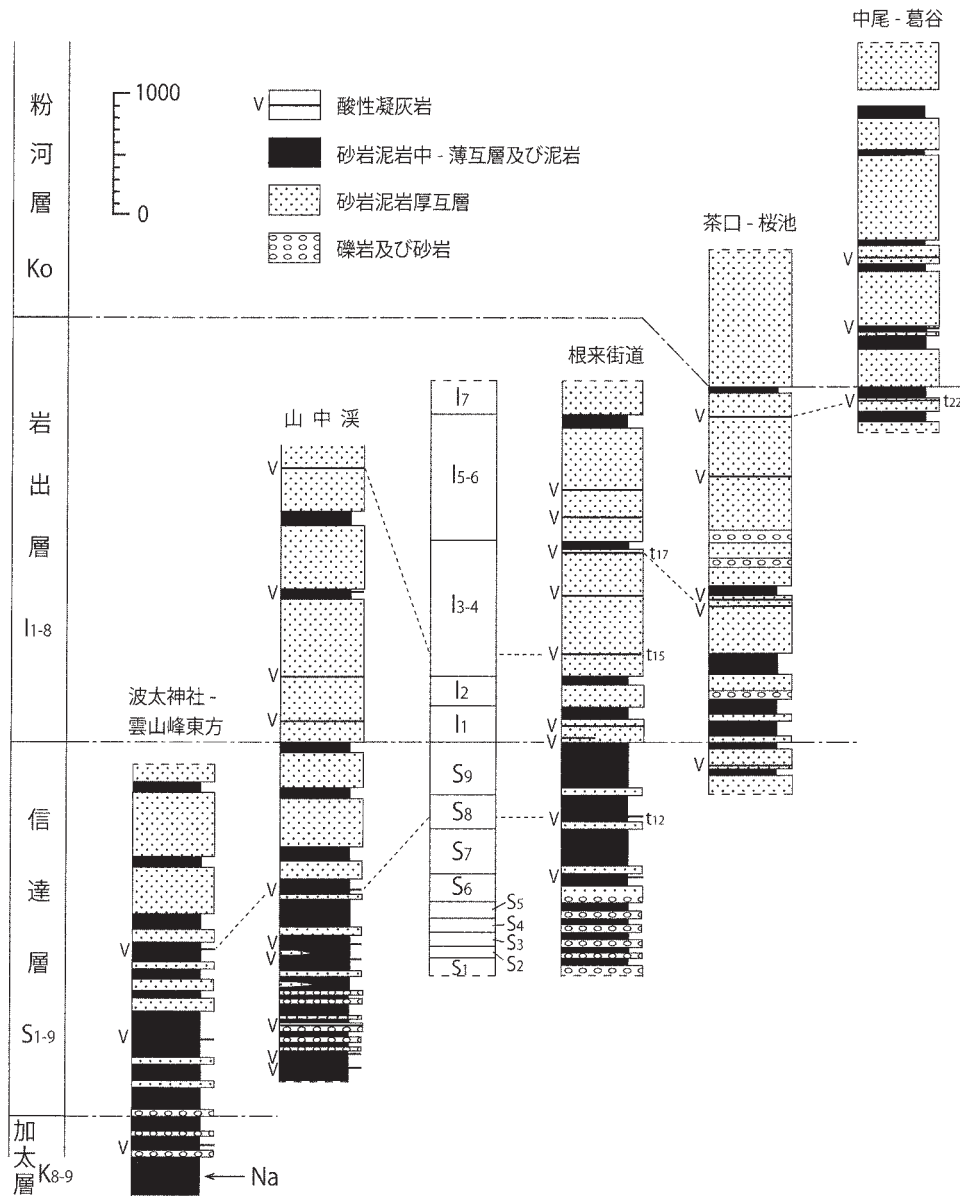
更に、地質図では、上記のSc, Ss, Smと小堆積サイクルの下位からの番号1, 2, 3, …を併用して、例えばSc₁, Ss₁, Sm₁のように示した。加太層・岩出層についても同様である。粉河層については、Kos, Komに区分した。



第 5.4 図 和泉層群にみられる小堆積サイクルの例
 写真中央部で砂岩泥岩厚互層から砂岩泥岩薄互層に変化する様子（上端部を矢印で示す）がみられる。（和歌山県岩出町風吹隧道北方の採石場）



第 5.5 図 砂岩・泥岩ダイアグラムからみた小堆積サイクルの境界
 A：岩出層を例に，小堆積サイクル I_2 と I_3 の境界部を示す．
 B：ダイアグラム A 作成のもとになった地質柱状図．岩出町風吹隧道北方の採石場で作成．



第 5.6 図 和泉層群の地質柱状図
 波太神社-雲山峰東方ルートは西隣「和歌山」地域内にあり、本地域との境界のすぐ西方に当たる。Na は北縁相の畦谷泥岩層を示す。

5. 2. 2 構成岩石

主部相の和泉層群を構成する岩石は礫岩・砂岩・泥岩及び酸性凝灰岩である。以下、各岩石の岩相の特徴を記載する。

礫岩 一般に砂岩礫岩互層の一員として出現する。礫岩の構成礫は主に大礫-中礫よりなり、まれに巨礫を含む。礫の円磨度は良い。礫種は酸性火砕岩・石英斑岩を主体とし、その他花崗斑岩・脈石英・砂岩・泥岩・チャート等を含んでいる。基質は一般に砂質である。

砂岩 砂岩泥岩中互層-薄互層及び砂岩礫岩互層の一員として出現し、厚さは 2 m 以下で数 cm まで変化する。

色は一般に灰色から青みがかった灰色を示す。粒度は厚い砂岩 (> 30cm) で粗粒から中粒、時に極粗粒なものが存在する。薄い砂岩 (< 30cm) は一般に中粒から細粒であるが、時として粗粒-極粗粒なものも存在する。砂岩単層の内部にはしばしば級化構造がみられる。厚い砂岩層の下部あるいは中部にしばしば細礫ないし中礫の密集が観察される。後者は上位の砂岩層と合体した複合砂岩層にみられる。厚い砂岩層には泥岩の偽礫が散在したり、平行葉理の発達するものがみられる。まれに皿状構造がみられる。

泥岩 砂岩とともに砂岩泥岩互層の一員として出現

し、厚さは5 cmから25 cm程度のもが多く、まれに40 cmから50 cmの層厚をもつものも存在する。主に灰黒色を呈し、一般に細-中粒シルト質で緻密であるが、板状に割れやすい。また、平行葉理が見られる場合もある。

酸性凝灰岩 色は淡緑色から暗灰色であるが、尾根などに産する風化を受けたものは、灰白色-白色を呈する。外観はチャート状で緻密・堅硬であるが、層理及びこれに直交する割れ目が発達する。層厚は本地域では80 cm-5 mである。ガラス質凝灰岩-ガラス質結晶凝灰岩で、一般に細粒であるが、時に粗粒部も認められ、平行葉理が見られる。凝灰質砂岩や凝灰質泥岩を伴うこともあり、層理面に底痕が観察されることもある。それらの特徴から、凝灰岩層が二次的に堆積した水中堆積層であることが推定できる。

5. 2. 3 加太層 (Kc, Km)

加太層は、「和歌山及び尾崎」地域の和歌山市加太から大阪府岬町多奈川、阪南町箱作を経て、「岸和田」地域内の泉南市六尾まで分布する。

本報告では、「和歌山及び尾崎」図幅における記述と同様、近畿西部MTL研究グループ(1981)・市原ほか(1986)が区分した加太層を基本的に使用する。加太層は石上・吉松(1972)が命名したが、石上・吉松(1972)の友ヶ島層の一部、加太層、岬層、孝子層、箱作層などを併せたものである。

加太層は、その主要部が分布する「和歌山及び尾崎」地域では、比較的連続性がよい酸性凝灰岩(t_1 - t_7)を用いて、小堆積サイクルにもとづく層序区分(K_1 - K_9)が行われている(宮田ほか, 1993)。本地域では加太層の一部が北西端に分布するのみで、砂岩・礫岩優勢互層(K_c)及び泥岩・優勢砂岩泥岩中-薄互層(K_m)からなる。加太層の積算層厚は4,500 m以上に達するが、本地域では200 mほどである(第5.6図)。Tanaka(1989)によると、本地域の加太層の地層はチャンネル堆積物に相当する。

5. 2. 4 信達層 (Sc, Ss, Sm)

信達層(田中, 1965)は「岸和田」地域の泉南市大字信達の金熊寺川を模式地とする(市原ほか, 1986)。模式地では約1,700 mの層厚を示すが、本地域ではより厚く、JR阪和線に沿う山中溪では約2,800 mに達する(第5.6図)。本層を市川(1960)・田中(1965)は和泉山脈中部における和泉層群の下部亜層群とし、小堆積サイクルに基づき8つに細分(それぞれIZL2.1-IZL2.8とB1-B8)した。その後、市川・大橋(1965)はこれを改訂し9区分(IZL1-IZL9と表記)した(Miyata, 1980; 宮田ほか, 1987; 宮田・両角, 1987)。なお、それらを「岸和田」図幅及び「和歌山及び尾崎」図幅では

S_1 - S_9 としている。本報告でもこの表記に従う。

信達層は本地域の北西部に分布する。以下では、下部層(S_1 - S_5)と上部層(S_6 - S_9)とに分けて記述する。 S_1 - S_5 は砂岩、礫岩、泥岩の互層で特徴づけられる。北東から南西へ、砂岩・礫岩優勢互層から泥岩優勢砂岩泥岩中-薄互層、砂岩優勢砂岩泥岩厚互層へ著しく側方変化をする。また、 S_6 - S_9 は砂岩・泥岩の中互層-細互層で主に特徴づけられ、比較的連続性のよい酸性凝灰岩層(t_{10} と t_{12})を2層挟んでいる。上部層のうち S_7 - S_9 では、本地域における分布の西半で砂岩優勢砂岩泥岩厚互層に変化する。

5. 2. 5 岩出層 (Ic, Is, Im)

岩出層は本地域の北・中央部に広く分布し、泉南市信達葛畑西方を流れる金熊寺川から根来寺東方までを模式地とする。層厚は根来街道付近で約2,900 m、那賀郡粉河町茶口を經由して池田隧道付近に至る泉佐野線沿いでは約2,800 mである。岩出層には10層の酸性凝灰岩(t_{13} - t_{22} , 第5.7図)が挟まれている。凝灰岩の分布にもとづいて小堆積サイクルを認定すると、本地域の岩出層は I_1 , I_2 , I_{3-4} , I_{5-6} , I_{7-8} に区分される。これらはMiyata(1980)のIZM1, IZM2, IZM3-4, IZM5-6, IZM7に相当する。岩出層の岩相は下位の信達層とは異なり、泥岩優勢砂岩泥岩互層を伴わず、北東方向から南西方向へ、礫岩層、砂岩層から砂岩優勢砂岩泥岩互層へと側方変化する。砂岩優勢砂岩泥岩互層の砂岩層は級化部やその底面にフルート・キャスト、グループ・キャストの底痕がしばしば観察される。古流向の解析によると、乱泥流の流れは東北東方向から西南西方向が卓越する。

5. 2. 6 粉河層 (Kos, Kom)

粉河層は本地域の北東部において、泉佐野-打田線からかつらぎ町西峯東方まで広く分布する。本地域の粉河層は主として砂岩泥岩互層及び泥岩からなり、 t_{23} 及びこれより上位の5~6層の酸性凝灰岩を挟む。層厚は中尾北方-葛谷ルートで2,900 mである(第5.6図)。

粉河層の岩相は、隣接する「岸和田」・「五條」及び「高野山」地域を含めて大きくみると、南西から北東に向かって側方へ3相(I-III相)が識別される。I相は、本地域の粉河層の大部分を構成し、粉川町西川原ルートに模式的に発達する。主に砂岩泥岩厚互層が発達し、3小堆積サイクルが認められる。各小堆積サイクルの基底付近の砂岩は中粒から粗粒で厚層をなす石質ワッケである。内部堆積構造として、極細粒礫や泥岩岩片、時に炭質物が葉理状に配列する平行葉理やコンポリュート葉理が観察される。II相は本地域北端部の右隅に狭小に分布するのみであるが、「岸和田」地域では本層の主体をなしている。泥岩及び砂岩泥岩薄互層からなり、砂岩泥岩薄互層は細粒砂岩からシルト岩と泥岩との互層である。



第 5.7 図 和泉層群酸性凝灰岩 (t_{15}) の露頭写真
 岩出層 I_{3-4} 下部に挟まれる。凝灰岩層の厚さは約 2.4 m で、73.1 Ma の F.T.
 年代 (第 5.1 表参照) が得られている。右 (南東) 方向に移動したスランプ褶
 曲がみられる (和歌山県岩出町風吹隧道北方の採石場)

那賀町中尾北東方 1.5 km の地点でイノセラムス等の二枚貝の化石が産出した。III 相は本地域には分布しないが、「岸和田」地域では砂岩泥岩厚互層及び礫岩砂岩互層からなる。粉河層はこのように細粒相 (II 相) を挟んで、その西方と東方で層相が大きく変化する。このような細粒相の挟みは和泉層群に一般に認められていないので、本層の特徴である。

5. 2. 7 堆積構造

ソール・マーク 本地域の和泉層群には各種のソール・マーク (フルート・キャスト, カレント・クレセント・キャストなどの洗掘痕や, グループ・キャスト, ブラッシュ・キャスト, プロッド・キャストなどの物体痕, frondescent cast, 荷重痕) が発達する。流痕の解析から推定される古流向は、北から南及び北東から南西のものが卓越している。和泉山脈における古流向の検討 (第 5.8 図及び田中, 1965) にもとづく、東北東から西南西への軸流が一般的である。これに対して、北から南、北西から南東への流れは側方流と考えられている。

スランプ褶曲 主部相の和泉層群にはスランプ褶曲がしばしば観察されるので、以下にその主な特徴を記載する。

スランプ褶曲は一般に翼間角の小さい等斜褶曲-閉塞褶曲で、軸部で層厚の大きい (class 2) タイプである。立体的には、直線的な褶曲軸をもち、概して東側へのヘルゲンツを示す非対称反転褶曲ないし横臥褶曲である。

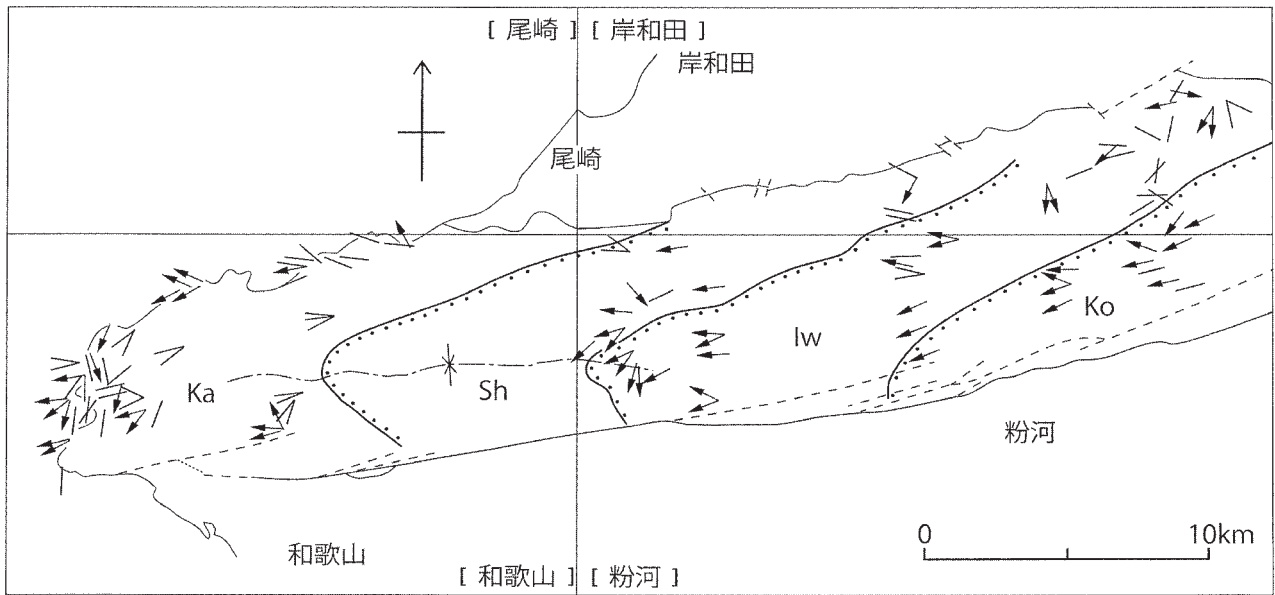
褶曲軸はほとんど水平なものが多く、その方向は、地点により変化するものの、地点毎に比較的まとまっている (第 5.9 図)。スランプ褶曲の構造解析にもとついて、当時の海底に局部的ではあるが、東方への古斜面が推定される (Miyata, 1990; 宮田, 1991)。これは古流向から推定される古斜面とは逆の向きであり、むしろ後述する和泉層群の向斜構造の軸のプランジ方向と調和する。

5. 3 南部相の和泉層群

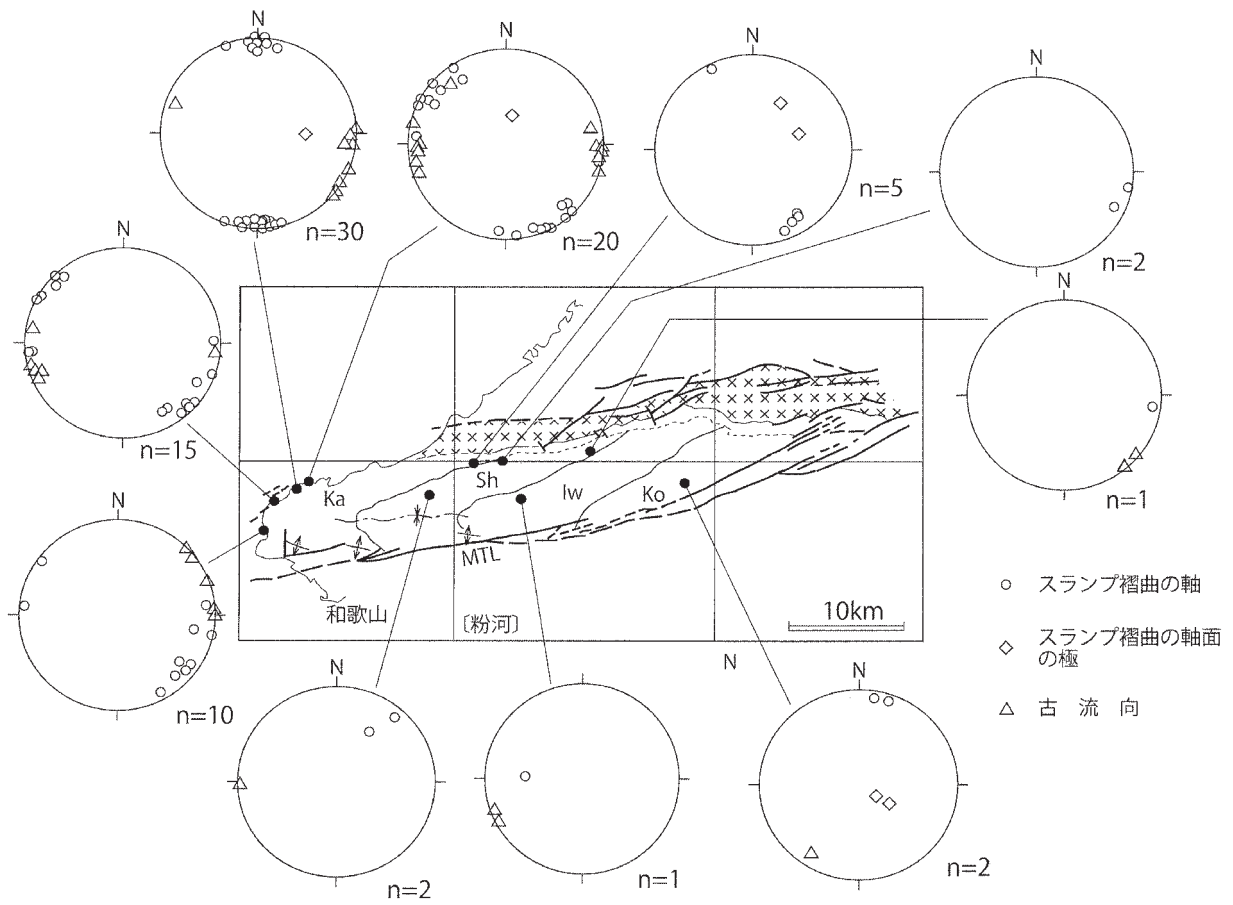
5. 3. 1 名手層 (Snc, Sns, Snm)

名手層 (田中, 1965) は、中央構造線主断層に沿って粉河町上丹生谷から東方へ狭長に分布する。層厚は広浦付近で 700 m である。本層は粉河層と指交関係にあるが、断層で境される場合も多い。

主に塊状・無層理の礫岩、砂岩、泥岩からなる非級化層を主体とした岩相で、主部相の和泉層群とは異なる。礫岩の礫は中礫-大礫からなり、ときに花崗岩の巨礫を含む。礫の円磨度は高いが、分級は悪い (第 5.10 図)。基質量はやや多く、中粒から粗粒砂岩である。礫種は酸性火砕岩、石英斑岩、花崗斑岩、花崗岩、泥岩 (ホルンフェルス)、礫岩、砂岩、赤色チャートなどからなる。砂岩は灰色から暗灰色の石質アレナイトである。泥岩は塊状で、明灰色から黒色である。



第5.8図 和泉層群の古流向 (宮田ほか, 1987 に加筆)
 Ka : 加太層, Sh : 信達層, Iw : 岩出層, Ko : 粉河層.



第5.9図 スランプ褶曲と古流向のステレオ投影
 シュミットネットの下半球に投影. nはスランプ褶曲の軸の測定数.



第 5.10 図 南部相の塊状礫岩層の露頭写真
スケールの 500 円硬貨は径 27 mm. (和歌山県那賀町切畑北方)

5. 4 産出化石と地質年代

産出化石

加太層からは、「和歌山」地域内でイノセラムスやその他の二枚貝化石（江原，1925；石上・吉松，1972），ウニ化石，植物化石（Matsuo，1966）などを産する。

信達層からは和歌山市滝畑付近でカキ化石が産出する。

本地域の粉河層からはときに二枚貝，腕足貝化石が産出する。また，中尾北東 1.5 km の「岸和田」地域でイノセラムス等の二枚貝化石を産する。

信達層及び加太層上部層に対比される北縁相の畦谷泥岩層からは，アンモナイト・二枚貝等の化石が多数産出するが，その主な産地は北隣の「岸和田」地域内で，市原ほか（1986）に詳述されている。Morozumi（1985）によれば，六尾及び滝ノ池の畦谷泥岩層（加太層上部層に対比）から *Pachydiscus* (*Pachydiscus*) *kobayashii* (Shimizu), *Canadoceras tanii* Matsumoto and Morozumi, *Nostoceras* aff. *hetonaiense* Matsumoto, *Baculites regina* Obata and Matsumoto が産出し，それらを含む層準は *Nostoceras hetonaiense* 帯の一部に対比され，ヘトナイ統上部階の K6b1，おそらく下部マーストリヒチアンになる（第 5.11 図）。一方，蕎原西方の畦谷泥岩層（信達層に対応）のアンモナイト化石群は北海道のヘトナイ統上部階 K6b2 に対比され，マーストリヒ

チアンである（Matsumoto and Morozumi，1980）。また，同化石群は淡路島の *Pachydiscus* aff. *subcompressus* 帯に対比される（Morozumi，1985）。

フィッション・トラック年代

和泉層群の酸性凝灰岩のフィッション・トラック年代値は，弘原海ほか（1989）・宮田（1991）・宮田ほか（1993）で報告された 5 試料のみである。これらの測定結果を第 5.1 表に示す。

和泉山脈の主部相の和泉層群から得られている 5 試料（酸性凝灰岩 t_1 , t_2 , t_7 , t_{12} , t_{27} ）のジルコンのフィッション・トラック年代値（第 5.12 図）は約 77-72 Ma の範囲にあるが，誤差の範囲を含めるとほとんど同じ年代値といえる。得られたフィッション・トラック年代は，和泉山脈西端の 77 Ma を除くと，Harland *et al.*（1990）の地質年代スケールにおけるマーストリヒチアン（74～65 Ma）に含まれる値である。したがって，数百万年間という地質学的には短い期間に和泉層群の厚い主部相が形成されたと推定される。また，それぞれの得られた年代値と t_1 から積算した層厚とから，和泉層群の平均的な堆積速度を試算すると，第一近似として $2 \text{ m}/10^3 \text{ 年}$ より大きい値が得られる。この値は和泉層群の部層の堆積年数から田中（1965）が推定した堆積速度（最大値）とも調和している。



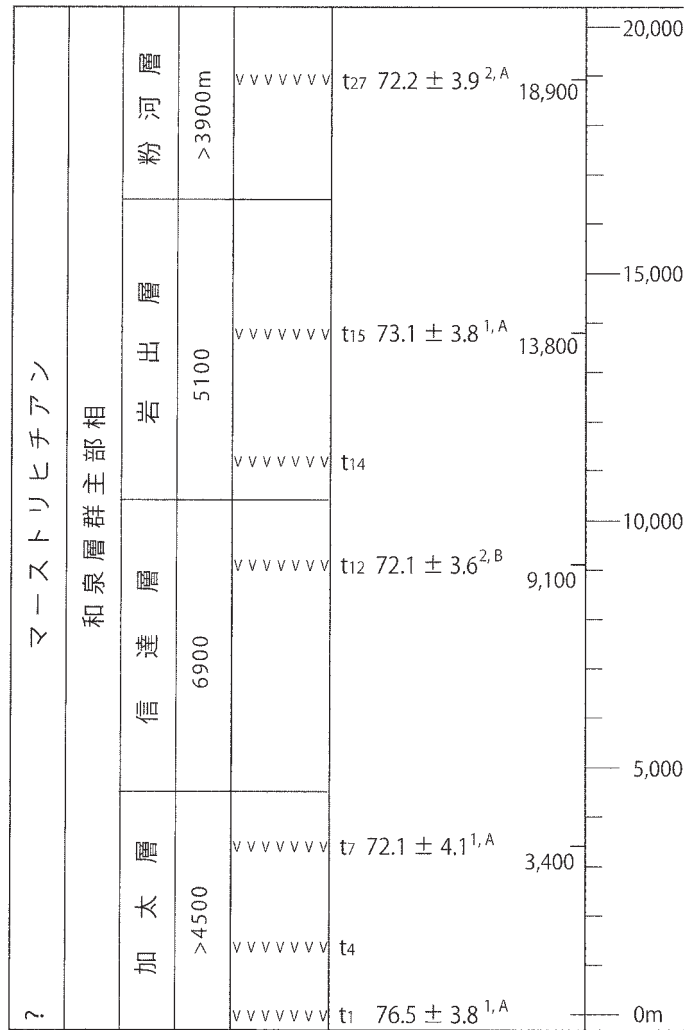
* イノセラムス化石帯

第 5.11 図 和泉層群の年代とアンモナイト化石帯 (市原ほか, 1986 による)
Morozumi (1985) を簡略化して作成。各柱の右下の波線は東方に向かって
基底部の年代が若くなることを示す。

第 5.1 表 和泉層群の酸性凝灰岩のフィッション・トラック年代

試料名	結晶数 n (個)	自発核分裂飛跡		誘導核分裂飛跡		P(χ^2) (%)	熱中性子線量		相関係数 r	ウラン濃度 U (ppm)	年代値 T (Ma)	誤差 $\pm \epsilon T$ (Ma)	測定 方法
		$\rho_s(N_s)(t/cm^2)$	総数(t)	$\rho_i(N_i)(t/cm^2)$	総数(t)		$\rho d(Nd)(n/cm^2)$	総数(n)					
t ₁ (IZ 1)	30	7.82×10^6	2398	3.20×10^6	981	59	8.48×10^4	1256	0.638	302	76.5	3.8	ED2
t ₇ (IZ 2)	30	5.59×10^6	1436	2.43×10^6	624	>99	8.48×10^4	1256	0.784	229	72.1	4.1	ED2
t ₁₅ (IZ 4)	30	7.50×10^6	1900	3.26×10^6	826	44.99	8.59×10^4	1270	0.792	300	73.1	3.8	ED2
t ₂₇ (IZ 5)	16	7.72×10^6	2406	1.59×10^6	495	4	8.07×10^4	2484	0.730	160	72.2	3.9	ED1

- 1) 測定鉱物: ジルコン。測定方法: 外部ディテクター法 (内部面: ED1, 外部面: ED2)
- 2) 測定者: ㈱京都フィッショントラック, 照射場所: 立教大学原子炉 TRIGA MARK II 回転試料棚
- 3) P (χ^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)
- 4) 熱中性子線量測定用標準ガラス: NBS-SRM612
- 5) r: ρ_s と ρ_i の相関係数
- 6) 年代値: $T = \ln(1 + \lambda_D \cdot \zeta \cdot \rho_d \cdot \rho_s / \rho_i) / \lambda_D$ (ED1 の場合は $\rho_s = 1/2$)
誤差: $\sigma t = T \cdot [1 / \sum N_s + 1 / \sum N_i + 1 / \sum N_d + (\sigma \zeta / \zeta)^2]^{1/2}$ ($\sigma \zeta$: ζ の 1 σ 誤差)
²³⁸U の全壊変定数: $\lambda_D = 1.480 \times 10^{-10} / \text{yr}$, $\zeta_{ED1} = 370 \pm 4$, $\zeta_{ED2} = 372 \pm 5$



第 5.12 図 和泉層群主部相の積算層厚とフィッシュ・トラック年代
 積算層厚 (図の右端欄) は t₁ を基準に算定. 1 : 外部ディテクター法, 2 : 内部ディテクター法, A : 株式会社京都フィッシュ・トラック, B : 弘原海ほか (1989).

5. 5 地質構造

5. 5. 1 褶曲

孝子向斜

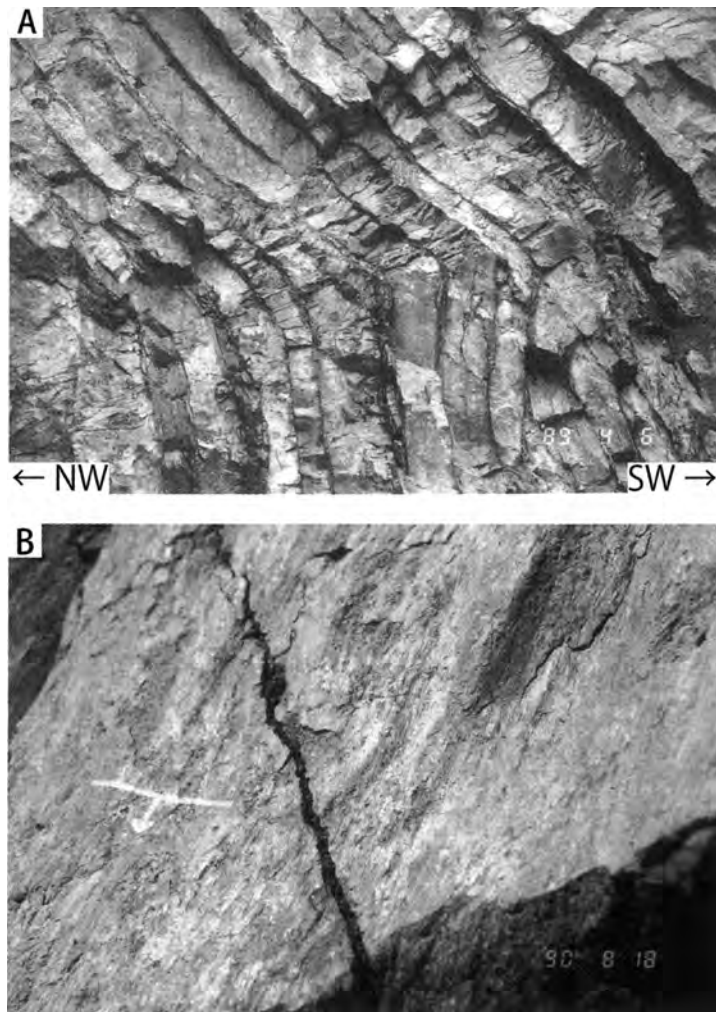
「和歌山及び尾崎」図幅 (宮田ほか, 1993) に記したように, 和泉山脈の西部地域で和泉層群は向斜構造 (孝子向斜) を形成するのに対して, 和泉山脈の西端部及び東部地域では和泉層群は同斜構造を形成する. 本地域では, 西端部に孝子向斜の一部が延びてきている. 向斜軸は東へ約 40° のプランジをもつので, より若い地層が東に分布する (Miyata, 1980). その向斜構造は岩出層 I₃₋₄ では消滅し, I₃₋₄ より上位の地層は同斜構造を形成する. 向斜構造の北翼と同斜構造の地層の傾斜は一般に 20 ~ 50° であり, その南翼では北東へ約 50° である.

また, 向斜構造が消滅し同斜構造に移り変わる部分には, 中央構造線に沿って 1/2 波長が 0.5 km の小規模な 1 背斜 1 向斜が発達する. これらの褶曲軸も, 孝子向斜の褶曲軸と同様に東へ約 37° のプランジを示す.

小褶曲

和泉層群中にはしばしば小規模な層内褶曲が見られる. その多くは重力によって引き起こされた褶曲である. その 1 つは先に 5.2.7 で記述したスランプ褶曲であり, 他の 1 つは層面すべりに伴う褶曲 (第 5.13 図 A) である.

砂岩泥岩互層からなる和泉層群には, 層面に沿ってフィルム状の断層岩や鏡肌, 条線 (第 5.13 図 B) がしばしば見られることから, かなりの頻度で層面すべりが起こっていることがわかる. 層面すべりの大きさは, 和



第 5.13 図 和泉層群にみられる層面すべりと小褶曲

- A : 層面すべりに伴い小規模な背斜が発達。背斜の南翼は急傾斜し、しばしば地層は逆転している。褶曲軸部において砂岩泥岩互層の砂岩層に節理が発達する。また、小規模な逆断層が層面すべりで変位しステップ状構造を形成する。層理面に沿う剪断ひずみは 1.3。
- B : 層面すべりを示す鏡肌。砂岩泥岩互層の砂岩層上面に発達。条線の方向は層理面の傾斜方向と調和している。写真中の矢印は地層の傾斜方向を、長い白線は走向を示す。
(いずれも和歌山県岩出町風吹隧道北方の採石場)

泉層群の砂岩泥岩互層を切る小断層のステップ状構造から求めると、一般に数 cm から数 m である。複数のステップ状構造からさらに層理面に平行なせん断ひずみを求めると、0.3 ~ 1.4 の値が得られる。

上記の小褶曲の他に、形成時期や形成メカニズムがまだ十分に解明されていない非対称褶曲が認められる。この非対称褶曲は 1/2 波長が 50 cm-5 m 程度と小規模で、粉河層の砂岩泥岩中互層-薄互層中に時々見られる(第 5.14 図)。褶曲軸はほとんど水平 (10° /N 45-60 $^{\circ}$ E) で、地層の一般走向とほぼ調和している。褶曲している部分の地層の厚さは 4 ~ 18 m であり、上下方向に向かって次第に消滅している。褶曲軸面は北へ緩く傾斜し、同様に背斜と向斜の間に見られる逆断層も北へ緩く傾いている。

5. 5. 2 断層

本地域の和泉層群には、4 つの南北性断層が見られる。その 1 つは本地域東部の五条平西方の谷に現れ、南北方向に 1 km 程度延びている。その南側は五条谷断層に収斂している。他の 3 つは四石山付近、楠畑と湯屋谷に発達する北北西-南南東方向の断層である。そのうち、四石山付近の断層は北方の谷まで延びており、その長さは 2.8 km 程度である。本断層に沿って、上記の孝子向斜の北翼の一般走向は東西方向に変化し、見かけ上、右セパレーションを示す。楠畑と湯屋谷の断層はそれらの断層露頭を直接観察することはできないが、地層の破碎・擾乱から推定される。



第 5. 14 図 和泉層群，砂岩泥岩薄互層にみられる小規模な転倒褶曲
北西-南東方向の崖を南西側から見る．崖の高さ約 5 m（和歌山県かつらぎ
町広口北方）．

第6章 岩脈類

(牧本 博)

本地域の岩脈として、中央構造線に沿って珪長質岩脈が点々と産し、三波川結晶片岩類と四万十帯花園層を境する有田川構造線に沿っても1地点で珪長質岩脈が産する。また、飯盛山南東方の三波川結晶片岩類には安山岩岩脈が貫入している。いずれも小規模なものであり、また断層沿いに産するものは破碎・変質が強い。

6.1 珪長質岩脈 (F)

中央構造線沿いの珪長質岩脈

中央構造線に沿っては、東から西へ以下の5地域で珪長質岩脈産出の報告がある。

1) かつらぎ町^{なてかみ}名手上周辺: 石英ひん岩 (田中, 1965) 及び酸性岩脈 (近畿西部 MTL 研究グループ, 1981)

2) かつらぎ町切畑周辺: 石英ひん岩 (田中, 1965)

3) 粉河町桜池南西方: 石英ひん岩 (田中, 1965), 酸性貫入岩 (角田ほか, 1981), 及び酸性岩脈 (篠原ほか, 1983)

4) 岩出町東坂本周辺: 石英ひん岩 (田中, 1965), 石英斑岩 (津田, 1963), 新期貫入岩 (岩橋, 1974), 酸性貫入岩 (角田ほか, 1981), 及び酸性岩脈 (篠原ほか, 1983)

5) 和歌山市^{かみくろだに}上黒谷: 安山岩-流紋岩貫入岩 (水野ほか, 2000)

また、打田町東坂本の観測井においても、珪長質岩脈の存在が報告されている。

今回の調査によれば、岩脈露頭の殆どがその後の造成工事により消失しており、地域4)に含まれる打田町西三谷北西方に産する岩脈のみ観察及び試料採取できた。本岩脈は、和泉層群の岩石ともども破碎・風化が強く、岩脈の幅や貫入境界などの産状は観察困難である。篠原ほか(1983)によれば、東北東-西南西に延びる岩脈として描かれている。肉眼では優白質・細粒、無斑晶質で、風化面では淡褐色を呈する。鏡下では、石英・斜長石・苦鉄質鉱物(現在はすべて仮像)の微斑晶と細粒の石英・長石・不透明鉱物の石基からなる(第6.1図A)。仮像の苦鉄質鉱物のうち、一部に形状から角閃石と判断できるものがあり、角閃石デイサイトと同定した。

有田川構造線沿いの珪長質岩脈

本岩脈は、有田川構造線から約120mほど三波川帯中に入った地点に約3m四方の小分布として産するのみである(産出地点は第4.1図参照)。本岩脈は、周囲の泥質片岩とともに強く変形・破碎しており、貫入境界

面も不明で、岩脈の延びも確認できない。肉眼では、優白色で細粒・無斑晶質の岩石である。鏡下では、主に石英と斜長石の細粒結晶の集合からなり、少量の斜長石微斑晶が確認できる(第6.1図B)。破碎に伴って斜長石微斑晶が破断され、破断面に沿っては白雲母や粘土鉱物などが生じている。苦鉄質鉱物は確認できない。原岩の同定は困難なので、ここでは珪長質岩として報告しておく。

なお、東隣「高野山」図幅(平山・神戸, 1959)では三波川結晶片岩類及び四万十帯に貫入する岩脈として「石英安山岩(quartz andesite)」が報告されており、その岩石記載から同様の珪長質岩脈と判断される。

活動時期

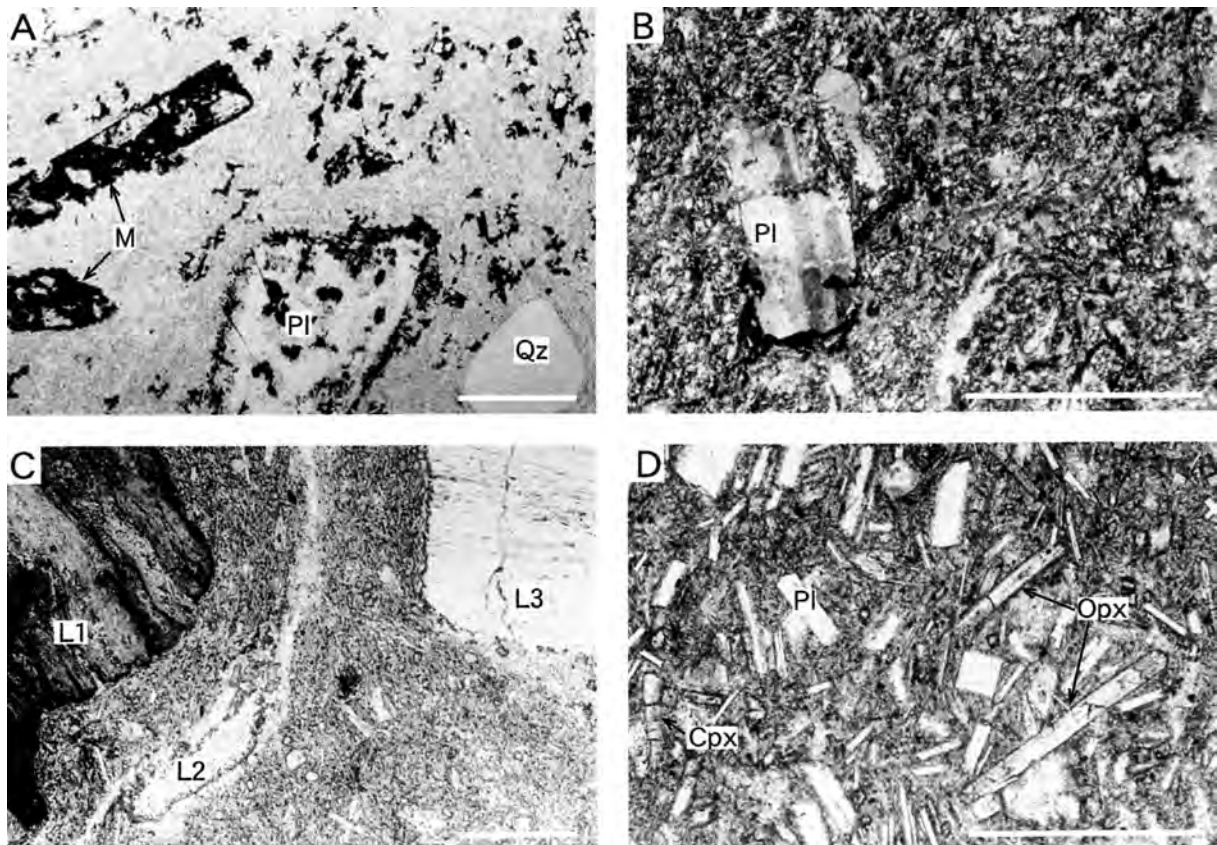
本地域の珪長質岩脈の活動時期を特定する情報はない。本地域の東方に当たる紀伊半島中央部では、四万十帯花園層に貫入しているデイサイト岩脈について14.6Maの全岩K-Ar年代が報告されている(和田, 1999)。同じく大峯酸性岩類について11.6~15.6Maの全岩K-Ar年代が報告されている(Shibata and Nozawa, 1967; Itaya et al., 1982)。また、奈良・三重県境の中央構造線に沿って産する高見山酸性火山岩のK-Ar年代は12.8Maである(柴田ほか, 1988)。本報告では、これら類似した化学組成の岩脈類の放射年代から、珪長質岩脈の活動時期を中新世と判断した。

6.2 安山岩岩脈 (A)

飯盛山南東方的那賀郡鞆淵付近に「玄武岩」岩脈が産することは、既に小林(1942)及び岩橋(1955)により報告されている。本報告では、以下に示す岩石記載をふまえて斜方輝石単斜輝石安山岩岩脈として報告する。なお、南隣「^{とどろき}動木」地域北縁部には平山・田中(1956b)により三波川結晶片岩類に貫入する岩脈として「珪長斑岩」が報告されているが、今回の検討によれば、その岩質はここで記載する安山岩岩脈に類似する。

分布 本岩脈は、真国川沿いの鳥淵からほぼ東西の走向で岩滝まで点々と分布し、更に岩滝から南へ約2kmの彦谷上流部では南北に延びて産する(第6.2図)。岩脈の幅は、鳥淵で2m以下(第6.3図A)、北原で2~3m、岩滝で最も厚く20m程度となり、彦谷上流部では10m以上である。

岩相 全般に新鮮で、暗灰色(風化面では灰色-褐色)・細粒・塊状の無斑晶質岩である。岩滝や彦谷上流



第 6.1 図 岩脈類の顕微鏡写真

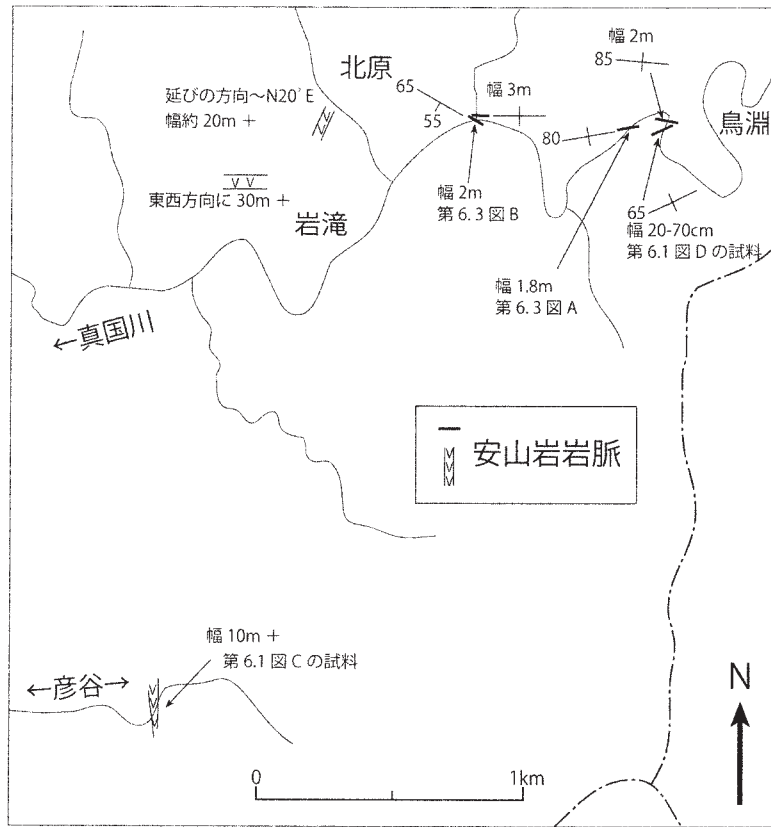
- A : 中央構造線沿いに産する角閃石デイサイト (GSJ R78352). 苦鉄質鉱物 (M) は仮像になっており, 石英斑晶は融食されている. 打田町西三谷約 500 m 北西.
- B : 有田川構造線沿いの珧長質岩脈 (GSJ R78351). 細粒の石英・長石からなる基質中に斜長石斑晶が認められる. 全般に破碎が強い. 採取位置は第 4.1 図参照.
- C : 斜方輝石単斜輝石安山岩 (GSJ R78349). 苦鉄質片岩 (L1), 石英片岩 (L2, L3) などの捕獲岩片を含む. 採取位置は第 6.2 図参照.
- D : 斜方輝石単斜輝石安山岩 (GSJ R78350). 採取位置は第 6.2 図参照.
- Qz : 石英, Pl : 斜長石, Cpx : 単斜輝石, Opx : 斜方輝石. スケールバーは 0.5 mm.

部では捕獲岩片として長径数 cm 以下の片岩類を取り込んでいる (第 6.1 図 C). 粉河町山戸垣内の真国川と清川分岐点に産する本岩脈は, 東西性の断層による破碎を受けている (第 6.3 図 B).

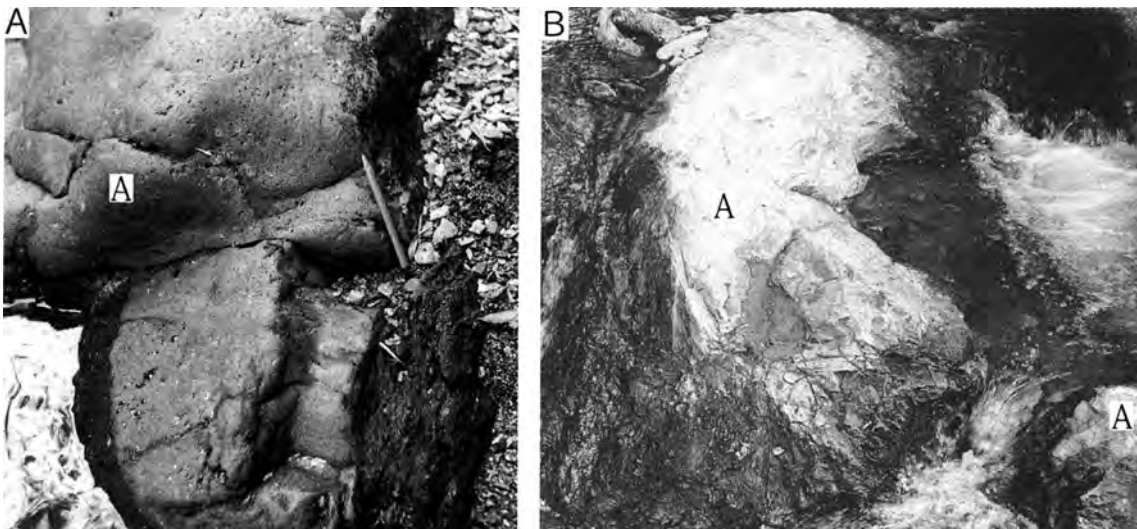
鏡下では, 斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 不透明鉱物及びメソスタシスからなり (第 6.1 図 D), このうち斜長石とメソスタシスが主体をなす. 単斜輝石と斜方輝石はほぼ等量である. 各地点で結晶度の違いはあっても共通した鉱物組み合わせを示し, 多くの場合新鮮である. 斜長石・単斜輝石及び斜方輝石の一部はやや粗粒で微斑晶として産する. 斜長石は長柱状-卓状で, 大部分が長径 0.1 ~ 0.3 mm 程度, 微斑晶で 0.8 mm 位である. 単斜輝石は短柱状-粒状, 斜方輝石は長柱状-棒状で, 大部

分は長径 0.1 ~ 0.2 mm 程度であるが, 時に長径 0.5 mm 以上になる.

活動時期 本岩脈の活動時期は三波川結晶片岩類に貫入していることのみで不詳であるが, 「岸和田」地域には鉱物組み合わせや岩石組織が類似した安山岩溶岩及び岩脈が産し, 同溶岩は中新統甘南備層を覆い, 大阪層群に覆われている (市原ほか, 1986) ことから, 本報告では中新世から前期更新世の活動とした. なお, 和田 (1999) は南東隣の「伯母子岳」地域の北西隅に産する安山岩岩脈について 15.2 Ma の全岩 K-Ar 年代を報告している. 同岩脈は四万十帯花園層に貫入し, 岩石記載によれば完晶質で苦鉄質鉱物として単斜輝石のみを含み, 本報告の安山岩脈とは少し岩質が異なっている.



第 6.2 図 安山岩岩脈の分布図



第 6.3 図 安山岩岩脈の産状

A : 安山岩岩脈 (A), 右下部は急傾斜した泥質片岩, B : 泥質片岩とともに断層で破碎した安山岩岩脈 (A). 写真の横幅約 1 m. いずれも真国川沿い, 位置は第 6.2 図に示す.

第7章 鮮新・更新統

(水野清秀)

本地域の鮮新・更新統は紀ノ川流域に分布する^{しよふだに}菖蒲谷層群と和泉山脈より北側に分布する大阪層群に区別される(第7.1図, 第7.2図).

紀ノ川流域には河谷北縁に位置する中央構造線の活動と密接に関係しながら, 厚い地層が長年にわたって堆積したと考えられる. この堆積盆地は, 和泉山脈の北側に広がる大阪層群の堆積盆地(市原編, 1993)とほぼ同時期に存在しながら, 明らかに独立していて, しかも大阪層群と同程度の層厚を有する. これまで紀ノ川流域の鮮新・更新統は菖蒲谷層(河田, 1939)と呼ばれてきたが, 上記の理由から菖蒲谷層群と呼ぶ.

7.1 菖蒲谷層群

7.1.1 概要

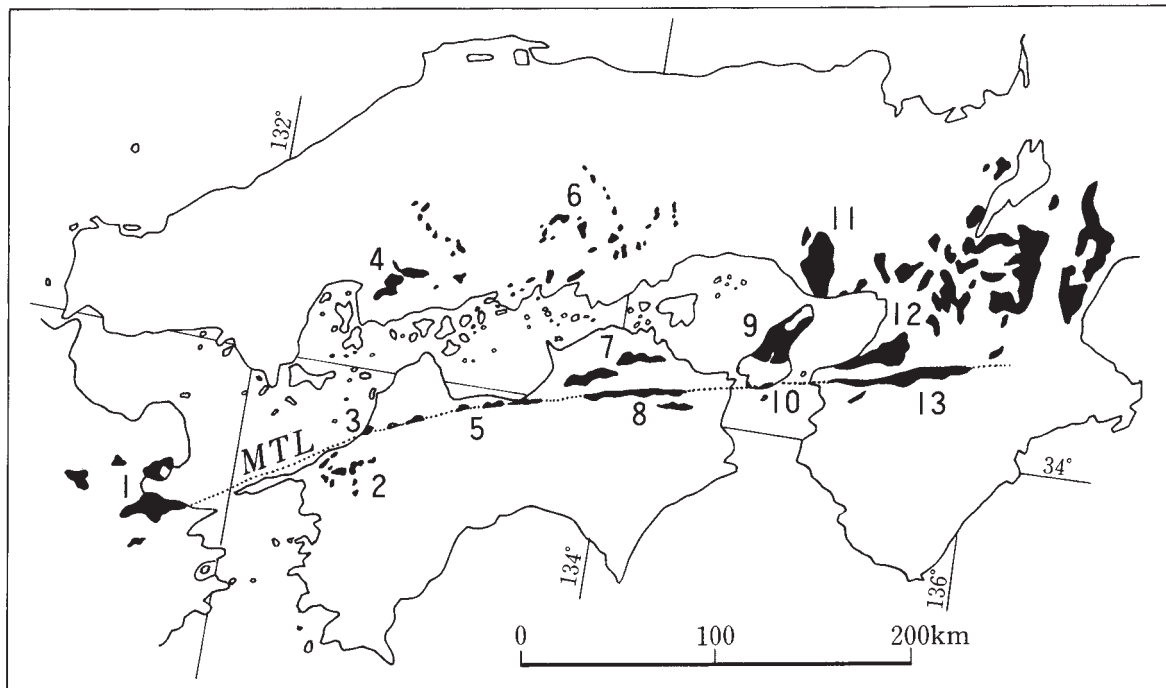
(1) 研究史

紀ノ川に沿って分布し, 段丘堆積物に覆われる未固結の堆積物は, 河田(1939)によって菖蒲谷層と命名され

た. この地層の一部は断層によって変位していることが示され, Kobayashi(1941), 小林(1951)によって中央構造線の第四紀における運動(菖蒲谷時階の運動)ととらえられた. その後, これらの断層は古い地層を切るが新しい地層に覆われる断層と, 明瞭な断層地形を伴う活断層とに分けられた(岡田, 1973; 寒川, 1977; 岡田・寒川, 1978).

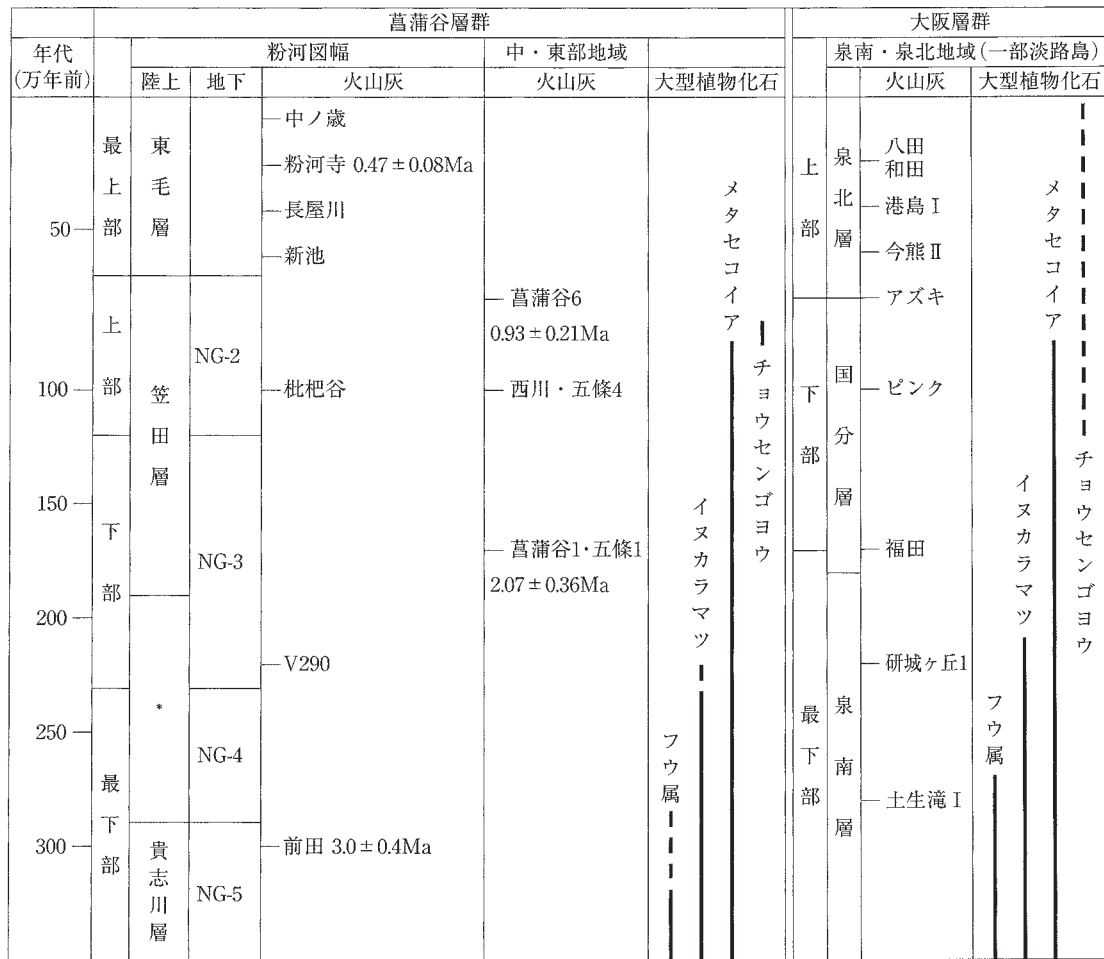
菖蒲谷層に相当する地層は地域によって様々な名称で呼ばれたが, 岩相の違いや断層に切られる, 断層を覆うなどの違いによって上下2~3の地層に分けることが示された(第7.3図). 志井田(1954)は, 本地域東方の大淀・吉野^{りゆうもん}地域の鮮新・更新統を大淀累層とそれを不整合に覆う竜門累層に区分した. その層位関係に対応させて寒川(1977)は, 紀ノ川流域全域に対して, 下位の菖蒲谷層と上位の五条層に分けた.

紀ノ川流域では, 堆積物は広範な地域から供給されたと考えられる多種類の比較的円磨度の高い礫を主体とする古紀ノ川本流型礫層と, 北側または南側の山地から供



第7.1図 瀬戸内海及び中央構造線沿いの鮮新・更新統の分布(水野, 1992)

1. 碩南層群及び大分層群, 2. 大洲礫層及び内子礫層, 3. 郡中層, 4. 西条層, 5. 岡村層, 6. 尾道礫層及び佐用礫層(古第三系?), 7. 三豊層群, 8. 森山層, 土柱層, 9-12. 大阪層群, 13. 菖蒲谷層群.



* 地表に露出しない。

第7.2図 菖蒲谷層群と大阪層群の層序の対比図

数字はフィッション・トラック年代。菖蒲谷6火山灰及び菖蒲谷1火山灰の年代測定値は鈴木(1988)による。大阪層群の層序は市原ほか(1986)、大型植物化石は百原(1993)に基づく。

粉河図幅		紀ノ川流域全域				根来地下	橋本地域	高野山図幅	五條地域	大淀・吉野地域	
本報告 2004		水野 1992	水野・百原 1993	寒川 1977	水野ほか 1999	河田 1939	平山・神戸 1959	鈴鹿 1958	志井田 1954	梅田 1973	
菖蒲谷層群	最上部	東毛層	最上部層								
	上部	笠田層	上部層	五条層	NG-2	菖蒲谷層	出塔層	竜門累層	竜門累層	竜門累層	
	下部		下部層		NG-3			菖蒲谷層	大淀累層		
	最下部	貴志川層	最下部層	最下部層	菖蒲谷層	NG-4			大淀累層		
					NG-5					香束累層	

第7.3図 紀ノ川流域に分布する鮮新・更新統の地層名対比

相互の層位関係は模式地における概念的なもので、広域的には各層はほとんど指交関係になる。

給され限られた礫種からなる円磨度の比較的低い支流河川型礫層、及びその間に挟まる砂層、シルト層、泥炭層などの細粒堆積物に大きく分けられる。橋本市から五條市にかけての地域では、上部の層準で本流型礫層の分布が北部や南部に急激に広がることから、この礫層を鍵に上下に区分され、これが菖蒲谷層（大淀累層）と五条層（竜門累層）の境界とされている。また、五條市や大淀町の紀ノ川（河谷）北岸部では、下位の支流河川型礫層主体層を切る断層が上位の本流型礫層に覆われている露頭が発見されていて、この区分は重要な意味がある。しかし挟在する火山灰の対比や植物化石群集の特徴から広域的に同時間面を推定すると、多くの場合、岩相境界と時間面が斜交していて、岩相が側方に変化していると考えられる。また不整合が認められるのは断層近傍だけであり、それ以外では整合的である。以上のように、岩相に基づき、紀ノ川流域に分布する鮮新・更新統を層序区分することはほとんど不可能に近い。

水野・百原（1993）は、橋本市-五條市の地域で大型植物化石群集と火山灰層の対比を基本にして、本流型礫層が南北に急激に広がる層準を境に、菖蒲谷層を下部層と上部層に区分した。両部層に相当する地層は紀ノ川流域に最も広く分布し、両部層の分布地域の差はそれほど大きくはない。下部層の最下部からはイヌカラマツ（*Pseudolarix kaempferi*）が産出し、それより上位には第三紀型化石は出現しなくなる。また大阪層群の福田火山灰（吉川，1976）に対比される菖蒲谷1，五條1火山灰を下部に挟む。上部層では大阪層群のピンク火山灰に対比される五條4，枇杷谷火山灰が挟まれている（第7.2図）。上部層の植物化石は上位ヘメタセコイアが消滅し、変わって寒冷気候を示すチョウセンゴヨウ（*Pinus koraiensis*）が出現するなどの特徴があり（Momohara *et al.*, 1990；水野・百原，1993），以上から下部層の年代は約2～1.2 Ma，上部層の年代は約1.2～0.8 Maと推定されている（水野，1992）。

東部、吉野地域には香束累層と呼ばれる、カリアクルミ属（*Carya*）などの3 Ma以前の地層にしか産出しない植物化石を含む地層がある（三木，1948；梅田，1973）。水野・百原（1993）はこの層準を最下部層と呼び、上位の地層とは不整合である可能性を指摘した。一方粉河町付近には、挟まれる火山灰の対比から上部層よりも新しい0.3 Ma前後の地層が分布していることがわかり、水野（1992）はこの層準を最上部層と呼んだ。

紀ノ川流域の地層からは、古くから大型植物化石についての産出報告があり、特に三木（1948）、志井田・粉川（1954）、Momohara *et al.*（1990）などによって大阪層群に類似した多くの植物化石が報告されている。

一方、「粉河」地域内の紀ノ川流域低地-丘陵地地下に厚い菖蒲谷層群の地層が存在していることが明らかとなってきた。吉川ほか（1992）は、紀ノ川河谷を横断する

反射法地震探査を実施し、平野地下に層厚800 mにも及ぶ新时期堆積層が存在して、しかも北側に傾動しながら厚くなっているようすを示した。また水野ほか（1999）は、平野北縁部でのボーリングコアを解析し、少なくとも層厚500 m以上の菖蒲谷層群が平野地下に存在することを示し、またその年代を松山クロンからギルバートクロンにまで及ぶ可能性が高いことを示した。

(2) 層序区分

水野（1992）及び水野・百原（1993）が示した菖蒲谷層最下部層、下部層、上部層、最上部層にあたる層準をそれぞれ菖蒲谷層群最下部、下部、上部、最上部と呼ぶ。その上で「粉河」地域内の菖蒲谷層群を分布地域に基づいて以下のように地層区分することにする。

貴志川周辺に分布する菖蒲谷層群を貴志川層と呼ぶ。吉川ほか（1992）が地下反射断面で示した北に傾動する地質構造（第9.4図参照）を考慮すると、この地層は菖蒲谷層群の中でも下位の層準になると考えられる。後述する年代測定値や植物化石も本層が最下部に相当することを示している。本地域内の紀ノ川北岸に分布する菖蒲谷層群下部-上部に相当する地層は、橋本-五條付近に比べて下部・上部境界を特定の鍵層で分けることが困難である。そこで本報告では両層準を一括して笠田層と呼ぶ。最上部に相当する粉河町付近に分布する層準は東毛層と呼ぶ。

以上まとめると、本地域内の菖蒲谷層群は、下位より貴志川層、笠田層、東毛層（すべて新称）に区分される。

なお、以下の記載では、各層に加え、地下地質についても根来観測井のボーリングコア（水野ほか，1999）に基づいて記述する。水野ほか（1999）は根来地域の平野地下の菖蒲谷層群をNG-2からNG-5までの岩相ユニットに分けたが（第7.8図参照）、古地磁気層序や植物化石からはおおまかにNG-2が上部、NG-3が下部、NG-4，5が最下部に相当すると考えられる。

7. 1. 2 貴志川層（SL）

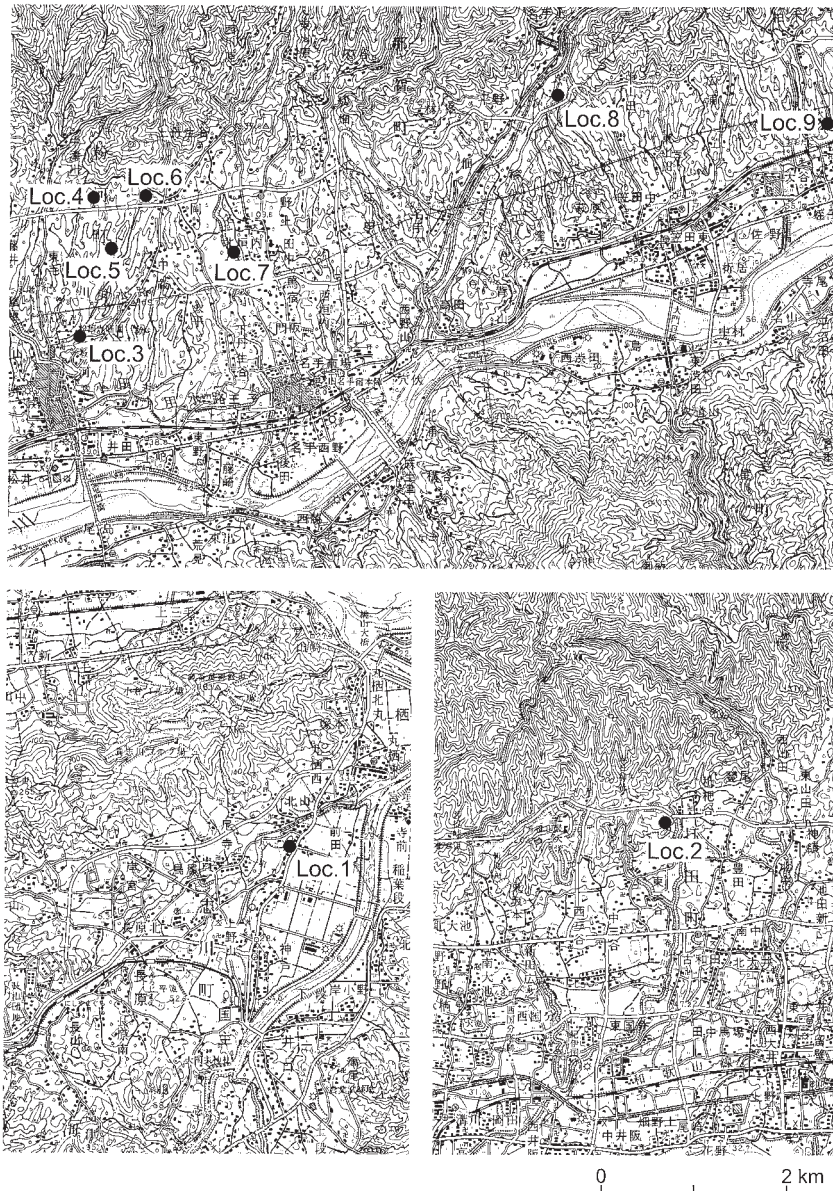
地層名 新称。水野・百原（1993）では、菖蒲谷層下部層に含められている。

分布 本地域南西部貴志川沿いの貴志川町上野山-前田、桃山町調月-神田で、段丘堆積物の下位にわずかに露出している。

層厚 30 m 以上。

層相 支流河川型堆積物である、主として中礫サイズの結晶片岩からなる垂角-垂円礫層とシルト、砂層の不規則な互層からなり、薄い垂炭層を挟むところがある。また、前田では1枚の火山灰層（前田火山灰）を挟んでいる（第7.4，7.5図）。

植物化石 神田の垂炭層からスイショウ（*Glyptostrobus pensilis*）、セコイア（*Sequoia*



第7.4図 菖蒲谷層群の柱状図作成，サンプリング地点位置
 国土地理院発行の5万分の1地形図「粉河」使用。

sempervirens), イヌカラムツ (*Pseudolarix kaempferi*), フウ (*Liquidambar formosana*) などが産出している (三木, 1948).

7. 1. 3 笠田層 (SM)

地層名 新称. 水野・百原 (1993) 及び水野ほか (1994) では, 菖蒲谷層下部層と上部層に区分されている. 両層準の境界が不明確であることから, 一括して命名した.

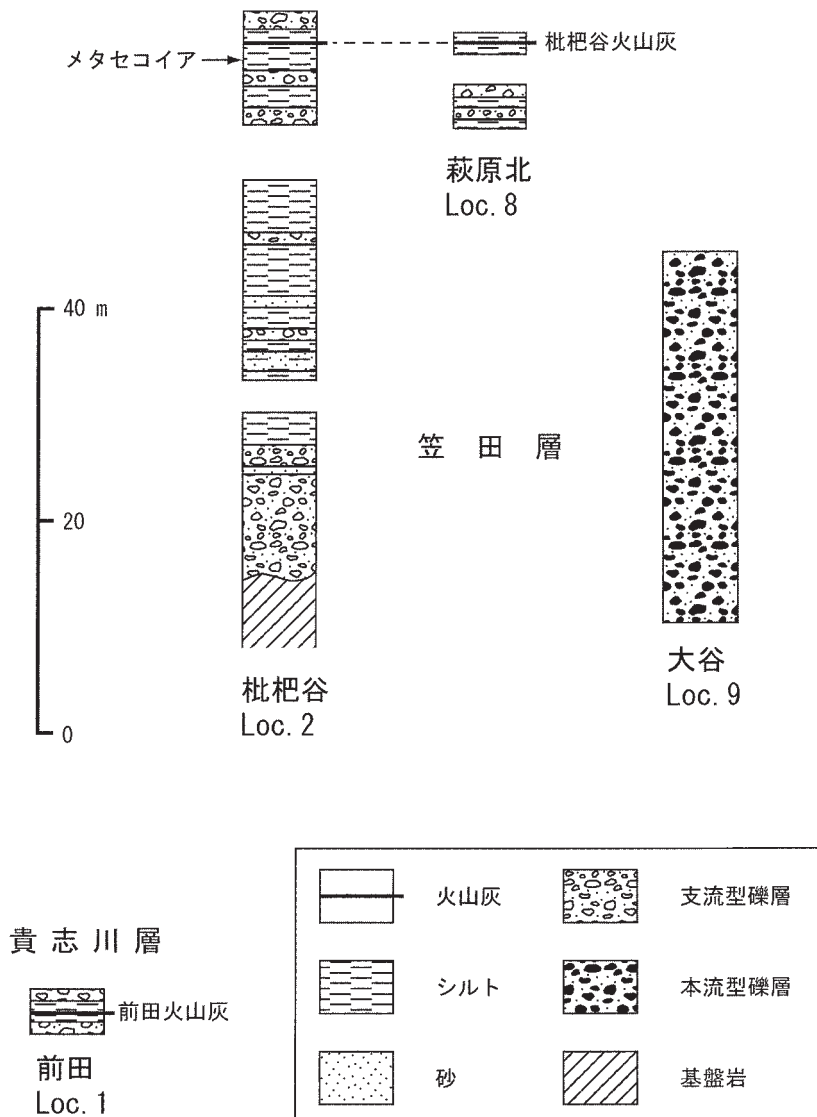
分布 那賀町名手^{なて}下からかつらぎ町柏木にかけての紀ノ川北岸丘陵にまとまった分布があり, さらに「高野山」地域内の丘陵地に連続する. そのほか和歌山市北野, 岩出町菩提峠^{ぼだい}周辺, 打田町枇杷谷^{びわ}などの和泉山脈南麓部に

点在する.

層厚 100 m 以上.

層位関係 貴志川層との直接的な関係は, 分布が離れているため不明であるが, 挟まれている植物化石や火山灰層からは, 貴志川層より新しいと考えられる.

層相 かつらぎ町大谷-萩原の丘陵南半部では, 古紀ノ川の本流型堆積物が主体であり, 中-大礫サイズのチャート, 砂岩などの垂円-垂角礫から構成されている (第7.5図). これらの層相は, 北へ支流型礫層主体層 (中-大礫サイズの主に砂岩の垂角礫層) へと側方変化し, 薄いシルト層, 砂層を挟むようになる (第7.6図). 支流型礫層とシルト・砂層の不規則な互層は打田町枇杷谷や和歌山市北野にもみられる. 岩出町菩提峠近くの断層



第 7.5 図 貴志川層及び笠田層の主な地点の地質柱状図
地点は第 7.4 図参照.

沿いでは、本流型の垂円礫層がみられるが、側方にシルト主体層に変化している。本層の比較的上部の層準には枇杷谷火山灰層（水野・百原，1993）が挟まれている。

植物化石 菩提峠西の本層中から、メタセコイア属 (*Metasequoia*)，コウヨウザン属 (*Cunninghamia*) が産出している（篠原ほか，1983）。また枇杷谷では、枇杷谷火山灰下位の炭質シルト層からメタセコイア，オオバラモミ (*Picea koribai*)，スギ (*Cryptomeria japonica*) が産出している（水野・百原，1993）。

7. 1. 4 東毛層 (SU)

地層名 新称。水野（1992）は、粉河町に分布する地層を火山灰の対比から菖蒲谷層上部層より新しいとして菖蒲谷層最上部層と呼んだが、その層準に相当する地層に対して命名する。また水野ほか（1994）は、最上部層

の分布を地質図に示したが、その中で上部層とされた地層の一部も含めて、東毛層として本報告で再定義する。

分布 粉河町粉河-野上にかけての丘陵地。

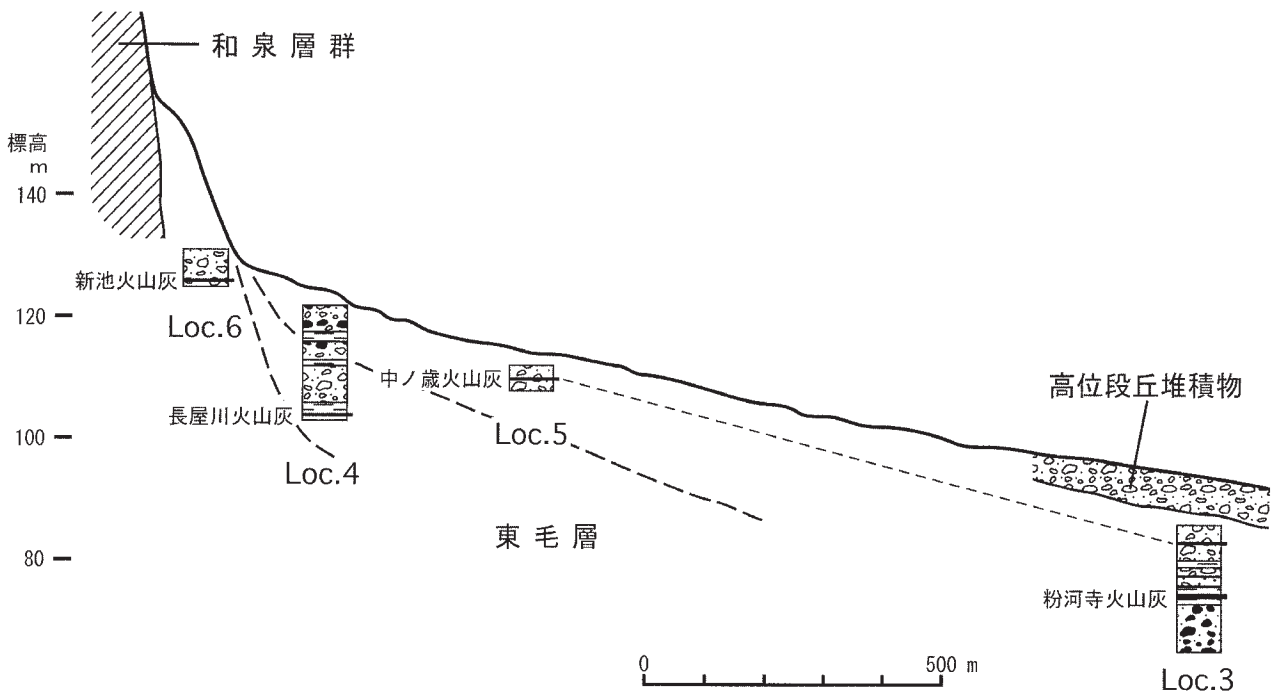
層厚 70 m 程度。

層位関係 広域に及ぶ鍵層がないため、笠田層との直接の関係は不明である。挟在する火山灰の対比（後述）からは、笠田層より新しいと考えられるが、一部の層準は笠田層上部と重なっている可能性がある。本層の最上部は高位段丘堆積物と軽微な不整合で接する。

層相 粉河町中津川東方の和泉層群からなる基盤山地の南縁、標高 150 m 前後の高まりを作る本層は、中-大礫サイズの砂岩の垂角礫を主体とした支流型礫層からなり、1 枚の火山灰層（新池火山灰）を挟んでいる。より上位の層準の地層は、さらに南側のやや標高の低い丘陵地に分布していて、火山灰層の対比に基づく上下関係か



第7.6図 笠田層支流型礫層とそれに挟まるシルト層の露頭
(かつらぎ町柏木)



第7.7図 東毛層の模式的な南北地質柱状断面
地点は第7.4図参照。岩相の凡例は第7.5図と同じ。

らは、上位の地層ほど段階的に分布域が南に縮小されていくと推定される(第7.7図)。堆積物は支流型の中-大礫サイズの主に砂岩からなる垂角礫層が主体であり、薄いシルト層をレンズ状に挟むことが多い。中津川東では、本層上部に中礫サイズのチャート、酸性火砕岩などの円-垂円礫を含むが、これらの礫は和泉層群の礫岩を構成していたものが再堆積したものとみられる。またこの付

近には植物化石を含む炭質シルト層が数枚不規則に挟まれ、さらに1枚の火山灰層(長屋川火山灰)が認められた。粉河市街地の北東では、中-大礫サイズの主としてチャート、砂岩の垂円礫からなる本流型礫層がみられ、上位へ支流型礫層に変わる。この境界付近に1枚の火山灰層(粉河寺火山灰)が挟まれていて、さらに上位の礫層中にも別の火山灰層(中ノ歳火山灰)が認められる。

植物化石 名手川河床（第7.4図のLoc. 7）に分布する砂質シルト層から花粉化石が得られた（パリーノ・サーヴェイ株式会社の分析による）。この層準は、東毛層下部か、笠田層上部かは明確ではない。花粉構成は木本花粉45%、草本花粉25%、シダ植物孢子29%で、木本花粉ではトウヒ属 (*Picea*) とマツ属単維管束亜属 (*Pinus* subgen. *Haploxylon*) が優占し、ツガ属 (*Tsuga*)、コナラ亜属 (*Quercus* subgen. *Lepidobalanus*) 等を伴う。草本花粉ではイネ科 (Gramineae) とカヤツリグサ科 (Cyperaceae) が多産し、水生植物のサジオモダカ属 (*Alisma*) とオモダカ属 (*Sagittaria*) が産出している。またメタセコイアなどの前期更新世以前の地層から産出する、いわゆるメタセコイア植物群の要素はみられない。

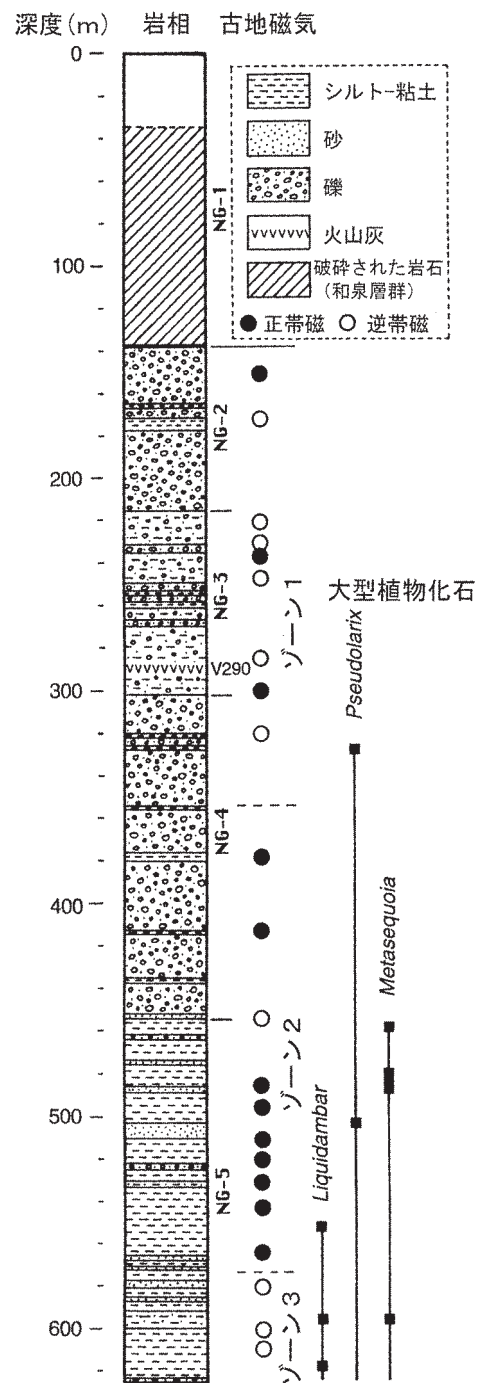
7. 1. 5 根来観測井ボーリングによる地下地質

岩出町東坂本にある産業技術総合研究所（当時の地質調査所）根来地下水観測井建設に伴って、深度625 mのボーリングが行われ、連続したコアが採取された。この位置は和泉層群からなる孤立丘陵上で、根来南断層を貫いて下盤側に厚い菖蒲谷層群の地層が観察された（水野ほか，1999）。以下、水野ほか（1999）にしたがって記載する。

層相 菖蒲谷層群は上位よりNG-2からNG-5の4つの岩相ユニットに分けられている（第7.8図）。NG-2は深度137 mから215 mまでの地層であり、チャート、砂岩の垂円礫を主体とする本流型-支流型の礫層が優勢で、薄い砂、シルト層を挟んでいる。NG-3は深度215 mから301 mまでの地層で、厚さ4 m以下の主に砂岩礫からなる支流型細-中礫層と砂礫混じりのシルト層の互層が主体である。シルト層中にはしばしば植物片などの炭質物が含まれている。また深度約290 mには、火山灰層 (V290) が挟まれている。NG-4は深度301 mから453 mまでの地層で、細-中礫サイズの砂岩、チャート、結晶片岩などの円-垂円礫からなる本流型礫層が主体であり、薄いシルト層がまれに挟まれている。NG-5は深度453 mから625 mまでの地層であり、やや固結度が高いシルト層や砂質シルト層が優勢で、植物片などの炭質物を含んでいることが多い。挟まれる礫層は径2 cm以下の砂岩あるいは結晶片岩の垂角-垂円礫からなり、支流型とみられる。

古地磁気 菖蒲谷層群の地層のうち、22の層準に対して古地磁気極性が求められている。その結果をもとに、上位から逆帯磁の優先する古地磁気ゾーン1、正帯磁の優先するゾーン2、逆帯磁の優先するゾーン3に分けられる（第7.8図）。ゾーン1は松山クロン、ゾーン2はガウスクロン、ゾーン3はギルバートクロンに対比されている。

植物化石 フウ属の果実が深度552 m以深の3層準から、イヌカラマツ属の短枝、葉が深度327 m以深の2



第7.8図 根来観測井ボーリングコアの地質柱状図
水野ほか（1999）に加筆

層準から、またメタセコイア属の球果、葉、種子が深度457.5 m以深の6層準から産出している（第7.8図）。

7. 1. 6 火山灰層

鍵層が乏しい菖蒲谷層群の中で、火山灰層は大変重要であることから、以下にその特徴と対比について記載する。各火山灰層を構成する火山ガラスと斜方輝石の屈折率及び火山ガラスの化学組成値を第7.1表に示す。また

対比される大阪層群の火山灰層の値も併せて示した。

A. 前田火山灰 (新称)

貴志川層中に挟まる火山灰層で、貴志川町前田 (Loc. 1) でのみ観察されている。層厚約 10~20 cm の、黄灰色、風化したごましお状の結晶の多い火山灰で、重鋳物は角閃石を主体としている。ジルコンを用いたフィッシュン・トラック年代が 3.0 ± 0.4 Ma と求められた (第 7.2 表)。

B. V290 火山灰 (水野ほか, 1999)

根来観測井ボーリングコアの深度約 290 m に認められる厚さ約 20 cm のガラス質火山灰層である。重鋳物はほとんど見られず、火山ガラスの化学組成では Ba の含有量が他の火山灰に比べて少ない特徴がある。淡路島に分布する大阪層群中の研城ヶ丘 1 火山灰層 (高橋ほか, 1992 : およそ 2.3~2.4 Ma) に対比されている (水野ほか, 1999)。

C. 枇杷谷火山灰 (水野・百原, 1993)

笠田層中に挟まる火山灰層であり、打田町枇杷谷とか

つらぎ町萩原北方の穴伏川沿いから東隣「高野山」地域にかかる丘陵地内に分布する (水野ほか, 1994)。厚さ 30~100 cm の灰白-淡桃色のガラス質の火山灰からなり、重鋳物として角閃石のほか、斜方輝石を含んでいる。古地磁気は正帯磁である。「高野山」地域の高野口町に分布する西川火山灰や、五條市北方に分布する五條 4 火山灰に対比されている。また大阪層群中のピンク火山灰 (Itihara *et al.*, 1975 ; 吉川, 1976 : 約 1.0Ma) に対比されている (水野・百原, 1993)。

D. 新池火山灰 (新称)

東毛層下部に挟まる火山灰層であり、粉河北の Loc. 6 でのみ確認された。厚さ約 15 cm, 黄灰色のやや風化したガラス質火山灰からなる。重鋳物は角閃石、斜方輝石、単斜輝石が含まれる。斜方輝石の屈折率レンジがかなり広いのが特徴である。大阪層群の今熊 II 火山灰 (吉川, 1976 : 約 0.7 Ma) に火山ガラスの化学組成が類似し、対比される。

E. 長屋川火山灰 (新称)

第 7.1 表 菖蒲谷層群の主な火山灰及び対比される広域火山灰の屈折率及び化学組成

火山灰名	採取地点	屈折率		ガラスの主成分化学組成 (%)										ガラスの微量成分組成 (ppm)					
		ガラス (n)	斜方輝石 (γ)	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ba	La	Sc	Sr	V	Y	
中ノ歳	粉河町中ノ歳	1.518-1.522																	
BT61*	琵琶湖高島沖	1.518-1.522																	
BT62*	琵琶湖高島沖	1.517-1.521																	
粉河寺	粉河町粉河	1.497-1.499	1.721-1.727	0.13	11.84	0.94	0.03	0.10	1.68	2.95	4.35	0.06	483	21	<1	159	3	9	
八田	堺市八田寺町	1.497-1.499	1.717-1.725																
和田**	堺市和田	1.496-1.499	1.718-1.728	0.13	12.12	1.10	0.04	0.05	1.17	2.89	4.44	0.03	532	28	1	107	2	11	
長屋川	粉河町中津川	1.502-1.505	1.702-1.709	0.30	12.15	1.75	0.06	0.23	1.63	3.93	2.75	0.05	446	21	7	99	13	37	
港島 I**	神戸市東灘区魚崎浜	1.504-1.505	1.704-1.710	0.31	12.14	1.75	0.06	0.25	1.67	3.92	3.04	0.06	455	22	7	99	14	38	
新池	粉河町上丹生谷	1.499-1.501	1.702-1.732	0.15	11.96	1.59	0.05	0.11	1.28	3.64	3.11	0.03	517	22	7	80	2	22	
今熊 II**	大阪狭山市今熊	1.497-1.502		0.14	12.50	1.38	0.07	0.10	1.09	3.53	3.30	0.04	512	26	3	87	3	28	
枇杷谷	打田町枇杷谷	1.499-1.501	1.705-1.709	0.21	12.40	1.23	0.06	0.16	1.22	3.13	3.89	0.04	829	30	2	150	6	17	
枇杷谷	かつらぎ町萩原北	1.500-1.501	1.701-1.712	0.22	12.17	1.24	0.06	0.16	1.21	3.21	3.94	0.03	809	28	2	143	7	16	
ピンク**	和泉市光明池	1.500-1.501	1.704-1.710	0.21	11.50	1.21	0.06	0.14	1.17	3.35	4.27	0.03	804	27	1	141	6	16	
V290	岩出町根来観測井	1.497-1.499		0.04	12.83	1.13	0.05	0.02	0.64	3.12	3.95	0.04	271	22	2	43	<1	20	
研城ヶ丘 I	一宮町江井	1.497-1.499		0.03	12.78	1.10	0.05	0.01	0.65	3.20	3.70	0.02	281	24	2	42	<1	22	

屈折率測定は、RIMS86 (京都フィッシュン・トラック社製) による。分析者: 水野清秀
 化学分析は ICP 発光分析法と蛍光分析法 (吉川ほか, 2000) による。分析者: 三菱マテリアル資源開発株式会社地科学試験所
 * 印火山灰の屈折率は吉川・井内 (1991) による, ** 印火山灰の化学組成は吉川ほか (2000) による。
 Fe₂O₃T は総 Fe 量を Fe₂O₃ として計算した値。

第 7.2 表 前田火山灰のフィッシュン・トラック年代測定結果

試料名	結晶数	自発核分裂片飛跡		誘発核分裂片飛跡		χ ² 検定 P(χ ²)*	熱中性子線量		相関係数 r**	ウラン濃度 (ppm)	年代値 T*** (Ma, ±1σ)
	(個)	ρs (cm ⁻²)	Ns	ρi (cm ⁻²)	Ni		ρd (cm ⁻²)	Nd			
前田火山灰	30	1.24x10 ⁵	57	1.11x10 ⁶	509	74	8.142x10 ⁴	2501	0.416	110	3.0 ± 0.4

測定鋳物: ジルコン
 測定方法: 外部ディテクター法 (外部面: ED2)
 *P (χ²): χ² 値の自由度 n-1 の χ² 分布における上側確率 (Galbraith, 1981)
 熱中性子線量測定用標準ガラス: NBS-SRM612
 熱中性子照射場所: 立教大学原子炉 TRIGA MARK II 回転試料棚
 **r: ρs と ρi の相関係数
 ***年代値 T = ln (1 + λ_D · ζ · ρd · ρs / ρi) / λ_D
 誤差 σ t = Γ · [1 / Σ Ns + 1 / Σ Ni + 1 / Σ Nd + (σ ζ / ζ)]^{1/2}
 ζ ED2 = 372 ± 5 (Danbara *et al.*, 1991)
 ζ ED2 = 334 ± 4 (Iwano and Danbara, 1997)
²³⁸U の全壊変定数: λ_D = 1.480x10⁻¹⁰/yr
 測定者: 株式会社京都フィッシュン・トラック

東毛層中部に挟まる火山灰層であり、粉河北の Loc. 4 でのみ確認された。厚さ約 50 cm, 肌色-桃色がかった灰白色のガラス質火山灰からなる。重鉱物として角閃石、斜方輝石を含んでいる。火山ガラスの屈折率や化学組成は大阪平野地下で見つかった港島I火山灰(吉川ほか, 2000 : 約 0.45 Ma) に類似しており、対比される可能性が高い。

F. 粉河寺火山灰 (水野・吉川, 1991)

東毛層上部に挟まる火山灰層であり、粉河市街北東部の粉河寺周辺 (Loc. 3 など) に分布する (第 7.9 図)。厚さ 40 cm 程度で、場所によりさらに上位に 80 cm の二次堆積物が重なる。灰白色、ややごま塩状の火山灰からなり、重鉱物は黒雲母、角閃石が多く、斜方輝石も含まれる。この火山灰のフィッシュョン・トラック年代が 0.47 ± 0.08 Ma と求められている (水野・吉川, 1991)。火山ガラスの化学分析値や重鉱物の屈折率などから、大阪層群の八田火山灰または和田火山灰 (吉川, 1976 : 約 0.3 Ma) に対比されている (水野・吉川, 1991)。

G. 中ノ歳火山灰 (新称)

東毛層最上部に挟まる火山灰層であり、粉河北方の Loc. 5 が模式地で、ここでは層厚約 30 cm のやや風化したうすアズキ色のガラス質火山灰からなる。Loc. 3 付近の粉河寺火山灰の 8 m ほど上位の風化した薄い火山灰層に対比される。模式地の火山灰層はほとんどが淡褐色の火山ガラスからなり、その屈折率が高いのが特徴である

(第 7.1 表)。このような特徴をもつ火山灰として、琵琶湖湖底堆積物に挟まる BT 61, BT 62 火山灰 (吉川・井内, 1991 : 約 0.25 Ma) があり、どちらかに対比される可能性が高い。

7. 2 大阪層群 (Os)

7. 2. 1 概要

大阪層群は、大阪湾周辺の丘陵地や平野地下に分布する鮮新-更新統であり、古くから詳細な調査が行われてきた。主として河川-湖沼成の堆積物であり、上部には温暖期に対応した海成層を挟んでいる。堆積時期は約 3.5 ~ 0.3 Ma の範囲を示す (市原編, 1993)。図幅内では、大阪層群は、和泉山脈北縁の阪南市緑ヶ丘に、基盤の和泉層群を覆ってわずかに分布するのみである。この地層は北隣「岸和田」地域に連続し、大阪層群最下部の泉南層に位置づけられている (Itihara *et al.*, 1975 ; 市原ほか, 1986)。その堆積年代はおよそ 3 Ma と推定されている。

7. 2. 2 層序・岩相

阪南市緑ヶ丘での泉南層は、中礫-大礫サイズの砂岩の亜円-亜角礫層を主体とする河川成の堆積物で、5 m 前後の厚さを有する。

粉河寺火山灰



第 7.9 図 東毛層の本流型礫層とそれに重なる粉河寺火山灰及びシルト層火山灰層の厚さは約 40 cm。

第8章 第四系

(寒川 旭・水野清秀)

本地域の第四系は、段丘堆積物、地すべりまたは崖錐堆積物、及び沖積層からなる。

8.1 段丘堆積物 (th, tm, tm₁, tm₂, tl, tl₁, tl₂)

紀ノ川流域には、紀ノ川本流が形成した河岸段丘が連続的に分布している。また、和泉山脈から南流する河川が形成した扇状地性の段丘面群が広く発達しているが、これらは紀ノ川本流が形成した段丘面と概ね連続しており、両者を一括した対比が可能である。

寒川(1977)は、紀ノ川(上流の吉野川も含め)流域の段丘面を上位より五条・山田・恋野・山陰^{やまかげ}・野原・二見・今井面と7区分し、本流が形成した段丘面について第8.1図のような河床縦断曲線を作成した。このうち、五条面は紀ノ川河谷に厚く堆積した大阪層群相当層の菖蒲谷層群の堆積面で、原面の一部が現在も保存されている(寒川, 1977; 水野・百原, 1993)。

岡田・寒川(1978)は紀ノ川沿いの段丘面を th・tm₁・tm₂・tl₁・tl₂・tl₃ 面に区分したが、それぞれ山田・恋野・山陰・野原・二見・今井面に対応している。同じく、水野ほか(1994)は H・M₁・M₂・L₁・L₂ に区分し、それぞれ山田・恋野・山陰・野原・二見に対応する。本報告では、本地域の段丘面を基本的には th・tm₁・tm₂・tl₁・tl₂ 面に区分し、細分が困難な地域では tm₁・tm₂ 面を一括して tm 面、tl₁・tl₂ 面を一括して tl 面とした。

寒川(1977)、岡田・寒川(1978)及び水野ほか(1994)に詳しく示されているように、紀ノ川流域以北については、本流が形成した段丘面の堆積物は和泉層群と三波川帯・秩父帯などの外帯由来の円-亜円礫から構成されており、支流による段丘面の堆積物は和泉層群の亜円-亜角礫から構成されている。また、tm₂ 面を含め

て、これより上位の段丘面堆積物には赤色風化殻が見られるが、古い段丘面堆積物ほど赤みが強く風化殻も厚く、“くさり礫”が多く含まれている。ちなみに、tm₂ 面堆積物は 7.5 YR, tm₁ 面堆積物は 5 YR-2.5 YR 程度の色調を示すことが多い。また、tl₁ 面堆積物がやや風化を受けている程度で、tl₂ 面堆積物は概ね新鮮である。

これらの段丘面の形成年代について、岡田・寒川(1978)は、tl₂ 面を関東平野の立川面に、tl₁ 面を武蔵野面に対比して、それぞれ 2~3 万年前、5~6 万年前と考えている。また、tm₁ 面と tm₂ 面をそれぞれ、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)に対比している。tm₂ 面、及びこれより上位の段丘面堆積物に赤色風化殻が認められることも、段丘面形成以後に経た温暖期の湿潤熱帯性気候に対応している。

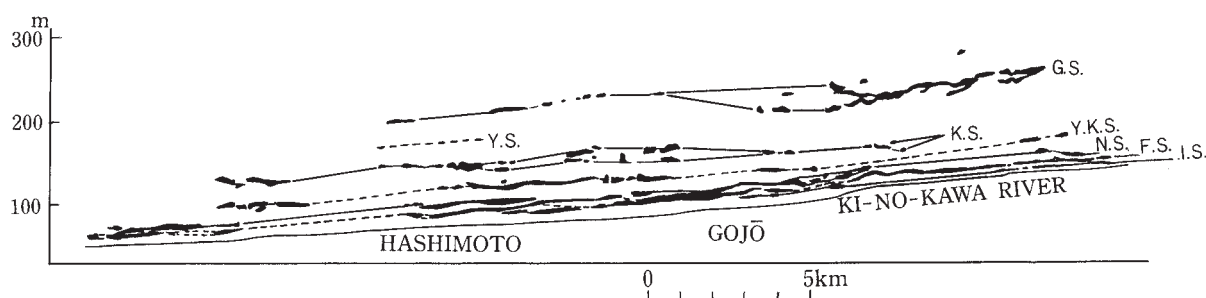
また、かつらぎ町五条平において、tl₂ 面堆積物中から 2.5 万年前頃に降下したと考えられている始良-Tn 火山灰(町田・新井, 2003)が検出されており(第8.2図)、上述の推定年代と矛盾しない結果となる。

一方、紀ノ川南岸の段丘面については、これまで研究がなされていないので、今回詳しく記載した。

まず、貴志川流域では、第8.3図のように段丘面を th・tm₁・tm₂・tl 面に区分した。一部の地域では tl 面を tl₁・tl₂ 面に細分可能である。

th 面堆積物については、第8.4図に柱状図を示したが、いずれも 2.5 YR-5 YR の赤色風化殻が見られ、Loc. 2^{つかつき}(調月)では最大径 20 cm の亜角礫からなる砂礫層が 6 m の厚さで堆積している。なお、赤色風化殻の色調については、標準土色帖のマンセル表示を用い、測定に当たっては、採取した試料の少量を、野外で直射日光を避けながら、土色帖の表示カードと比較した。

tm 面については、概ね上位の面(tm₁面)と下位の面(tm₂面)に区分が可能である。

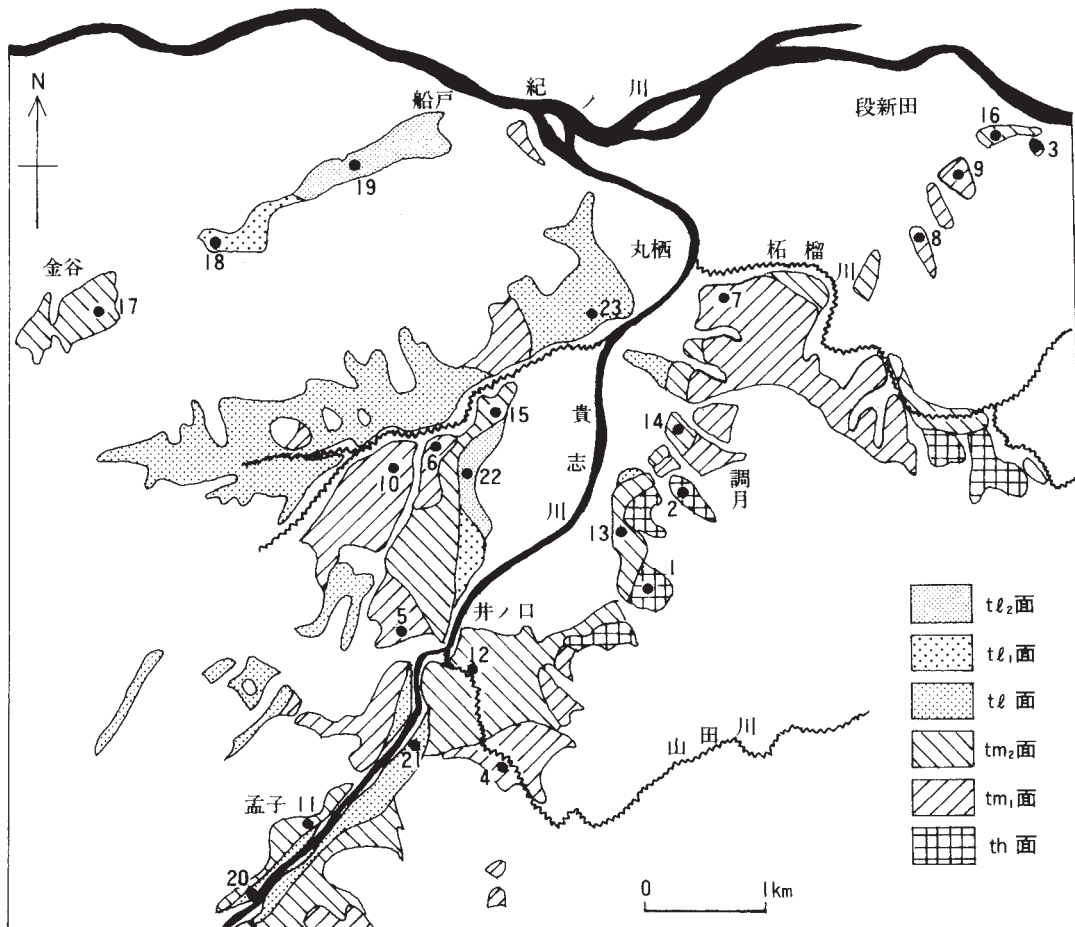


第8.1図 紀ノ川の河床縦断段丘投影図(寒川, 1977より)

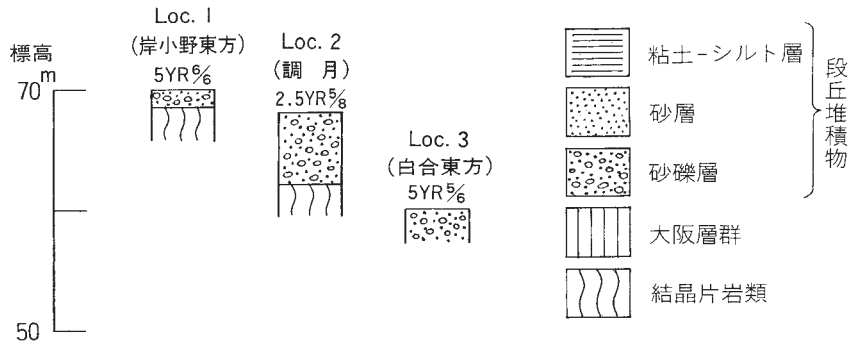
I.S.: 今井面, F.S.: 二見面, N.S.: 野原面, YK.S.: 山陰面, K.S.: 恋野面, Y.S.: 山田面, G.S.: 五条面。



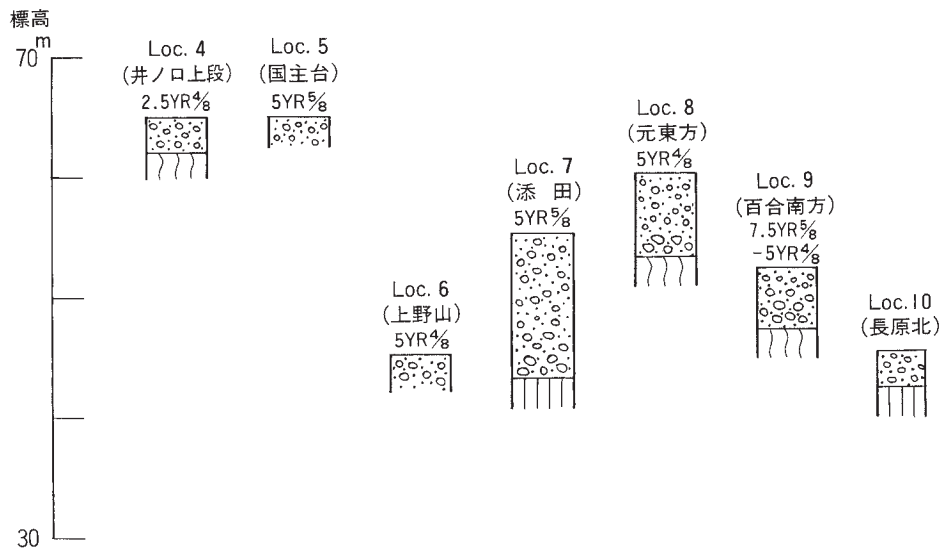
第 8.2 図 五条平地域の崖錐性段丘堆積物に挟まれた始良-Tn 火山灰



第 8.3 図 紀ノ川南岸西半部及び貴志川流域の段丘面分布図



第 8.4 図 紀ノ川南岸西半部及び貴志川流域における th 面堆積物の柱状図



第 8.5 図 紀ノ川南岸西半部及び貴志川流域における tm₁ 面堆積物の柱状図
凡例は第 8.4 図に同じ。

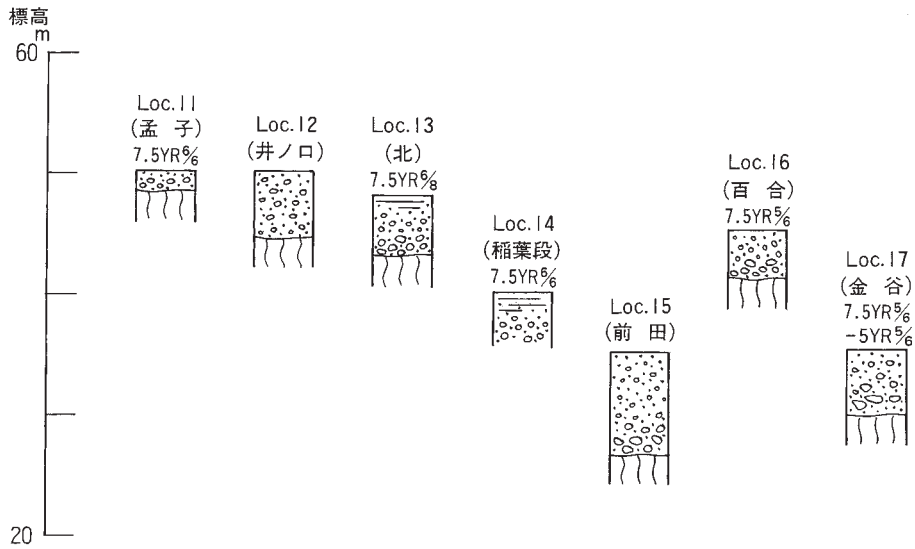
tm₁ 面堆積物は、第 8.5 図に示したように、5 YR 程度の赤色風化殻が見られる。本堆積物は結晶片岩やチャートからなる亜角-亜円礫で構成されており、前者はくさり礫になっていることが多い。Loc. 7 (添田) では最大径 12 cm の亜円-亜角礫からなる砂礫層が 12 m 近い厚さで堆積し、下位の細礫を含む粘土層 (菖蒲谷層群) を覆っていた。Loc. 8 (元東方) では最大径 20 cm の亜円-亜角礫が結晶片岩を不整合に覆って 6.5 m の厚さで、Loc. 9 (百合) では最大径 25 cm の円礫が結晶片岩を不整合に覆って約 5 m の厚さで堆積していた。Loc. 9 の礫は円磨度が高く、紀ノ川本流の影響を受けている。Loc. 10 (長原北) のボーリング資料では、厚さ約 3 m の段丘堆積物が菖蒲谷層群の砂・粘土層 (少なくとも深さ 35 m まで堆積) を覆っていた。

tm₂ 面堆積物については、第 8.6 図に示したように、最大 10 m の層厚をもち、7.5 YR 程度の赤色風化殻が発達している。Loc. 13 (北) では、結晶片岩を不整合に

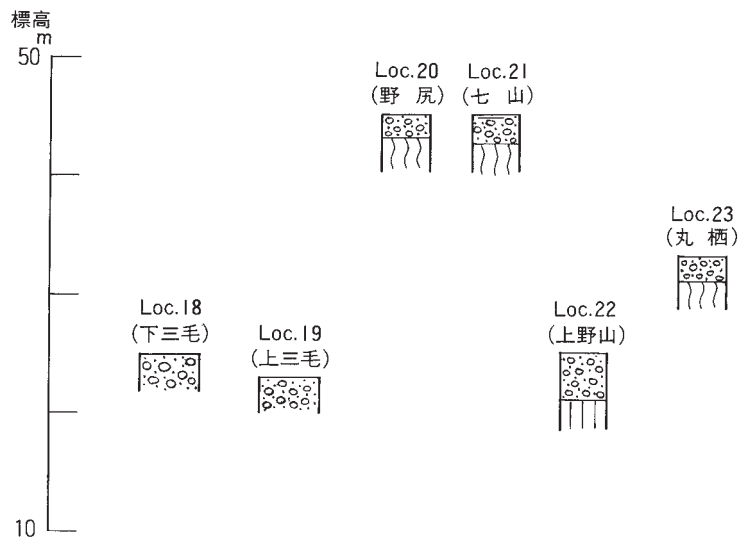
覆って最大径 20 cm の亜円-円礫が 1.5 m の厚さで堆積し、これを最大径 15 cm の亜円-円礫が 1.5 m の厚さで覆い、最上部の 2 m は細礫を含むシルトが堆積していた。Loc. 15 (前田) では結晶片岩を不整合に覆って厚さ 8~9 m の段丘堆積物が覆っていたが、下部は最大径 30 cm の亜円-円礫、中-上部は最大径 10 cm の亜円礫を含む砂で構成されていた。

紀ノ川南岸で本地域西端の位置には、丘陵の北縁沿いに段丘がわずかに発達している。このうち、Loc. 17 (金谷) における tm₂ 面の堆積物 (第 8.6 図) は、片岩類を不整合に覆って 5.3 m の厚さで堆積しており、下部は最大径 30 cm の亜角礫、上部は細礫を含むシルトで構成されていた。

tl 面堆積物は、tl₁ 面について Loc. 18 (下三毛)、tl₂ 面について Loc. 19 (上三毛) で観察されたが (第 8.7 図)、いずれも風化をほとんど受けておらず、赤色風化殻も見られない。前者は、上部の厚さ 3 m の部分が最大径 25



第 8.6 図 紀ノ川南岸西半部及び貴志川流域における tm_2 面堆積物の柱状図
凡例は第 8.4 図に同じ。



第 8.7 図 紀ノ川南岸西半部及び貴志川流域における t_1 面堆積物の柱状図
凡例は第 8.4 図に同じ。

cm の垂角礫で背後の丘陵から直接供給されたもの、下部の厚さ 2 m 以上の部分が最大径 20 cm の垂角礫と円-垂円礫が混在したもので、下部には本流の影響も認められる。後者は最大径 20 cm の垂円-円礫よりなり、紀ノ川本流による堆積物と判断される。

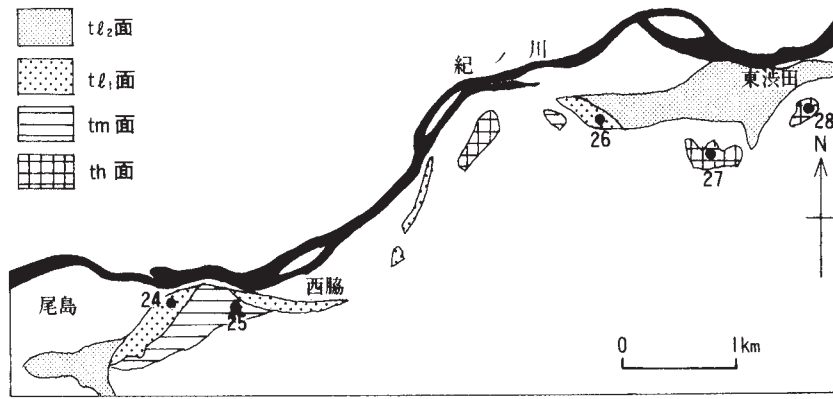
t_1 面堆積物については、ボーリング資料からも把握できる。Loc. 20 (野尻)・21 (七山) はともに、結晶片岩を覆って t_1 面堆積物の砂礫層が 2~3 m の厚さで堆積していた。Loc. 22 (上野山) では t_2 面堆積物の砂礫が約 3 m の厚さで堆積し、下位には菖蒲谷層群と判断される粘土・砂・砂礫層が深さ 23 m まで続いていた。

Loc. 23 (丸栖) では、結晶片岩を覆って、厚さ約 2 m の t_1 面堆積物の砂礫層が見られた。

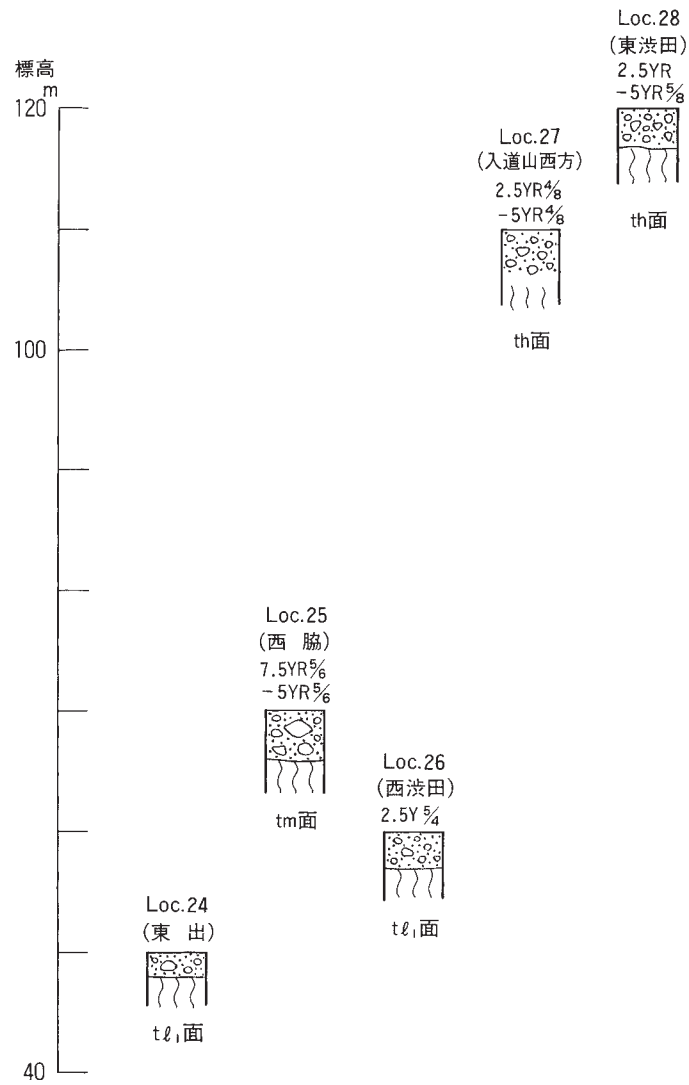
紀ノ川南岸のかつらぎ町東洪田から粉河町尾島にかけての段丘面の分布については第 8.8 図、堆積物の柱状図は第 8.9 図に示した。

th 面堆積物は Loc. 27 (入道山西方) と Loc. 28 (東洪田) で認められるが、いずれも結晶片岩の垂角礫とチャートの垂円礫で構成され、2.5 YR-5 YR の赤色風化殻が発達していた。

tm 面堆積物は Loc. 25 (西脇) で見られるが、結晶片岩の垂角礫 (最大径 40 cm) とチャートの円-垂円礫



第 8.8 図 紀ノ川南岸東半部の段丘面分布図
凡例は第 8.4 図に同じ。



第 8.9 図 紀ノ川南岸東半部における段丘面堆積物の柱状図
凡例は第 8.4 図に同じ。

(最大径 30 cm) で構成されていたが、前者は背後の山地から供給され、後者は紀ノ川によって運搬されたものである。7.5 YR-5 YR の赤色風化殻が見られる。

Loc. 24 (東出)・Loc. 26 (西洪田) では t_1 面堆積物が認められたが、いずれも結晶片岩類を覆って、厚さ 2 ~ 3 m の円-垂円礫 (最大径は前者が 30 cm 後者は 20 cm) が堆積していたが、赤色風化殻は見られず、礫の風化もごくわずかである。

8. 2 地すべりまたは崖錐堆積物 (ls)

本地域内には、主に三波川結晶片岩類が分布する紀ノ川南方の山地内と和泉層群が分布する和泉山脈内に地すべり地形及び地すべり堆積物が認められる。地質図には空中写真判読から推定される滑落崖と地すべり堆積体を示してある。一つの地すべり体の大きさは、大きいもので幅 500 m 程度で、多くは幅 300 m 以内、長さ 700 m 以内の規模である。

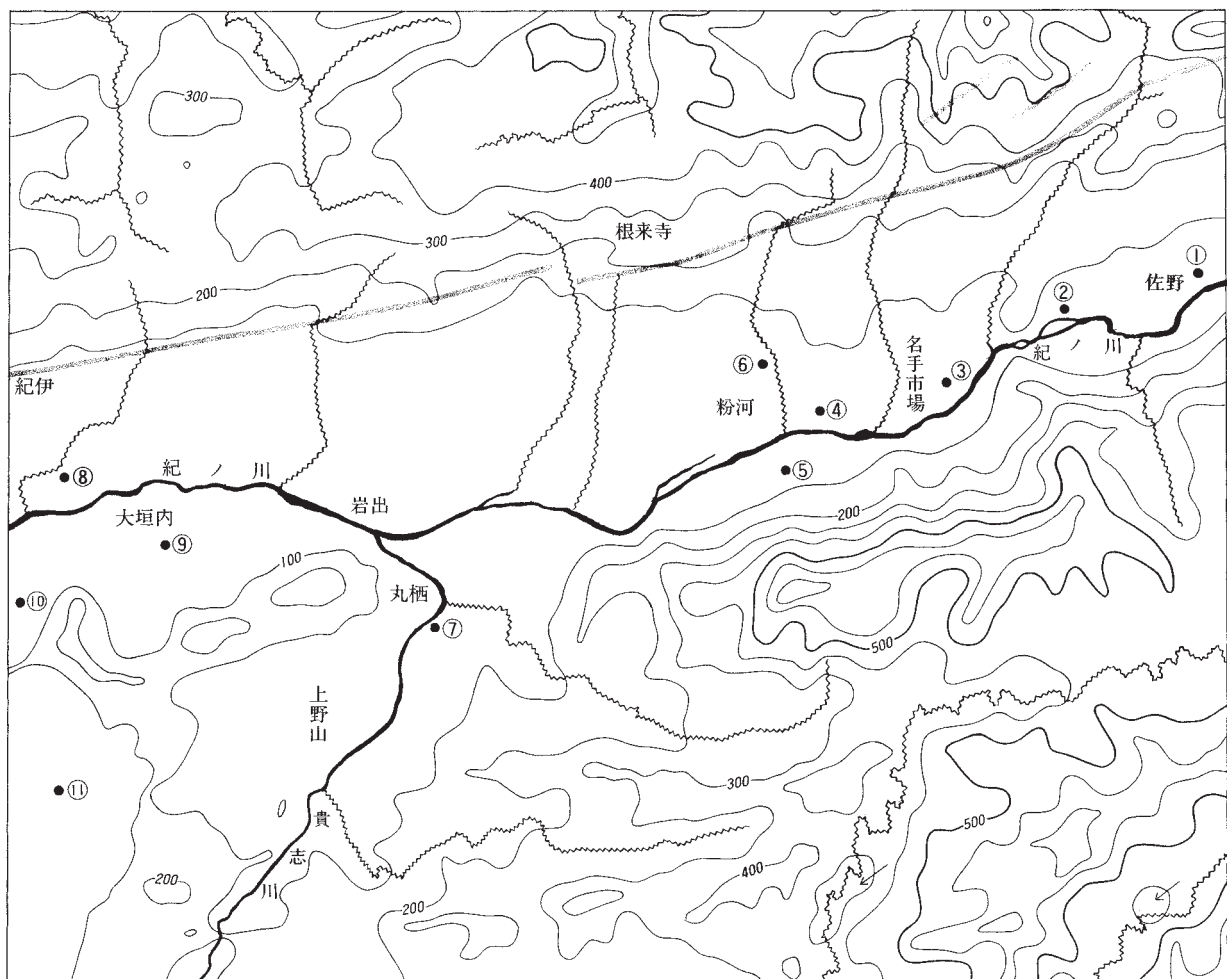
龍門山の西山腹に分布する地すべり堆積物は、全体的な地質構造を残しながら、結晶片岩類の巨礫サイズのブ

ロック、場所によっては中-大礫サイズのブロックになっている。また龍門山地北麓の地すべり堆積物は結晶片岩の中-巨礫サイズの角礫からなり、部分的に植物片などを含む砂層が挟まれていることもある。本層の基質はかなりしまっていて古い時期の堆積物と推定される。那賀町北部の和泉山脈中の地すべりは、中尾断層、大松断層などの活断層に沿って分布しているものが多い。かつらぎ町大松では、砂岩層の地質構造を比較的残したまま、中-巨礫サイズのブロックになっているものが多くみられる。那賀町林ヶ峯に分布する地すべり堆積物は、主として中礫サイズの結晶片岩角礫からなり、砂岩、チャートの垂円礫を含んでいる。

8. 3 沖積層 (a)

本地域では、紀ノ川・貴志川の現河道の周辺に沖積層が分布しているが、地方自治体などが保管しているボーリング資料から沖積層の層厚や層相がある程度把握できる (第 8.10 図)。

紀ノ川流域における地点① (佐野) では、固結度の高



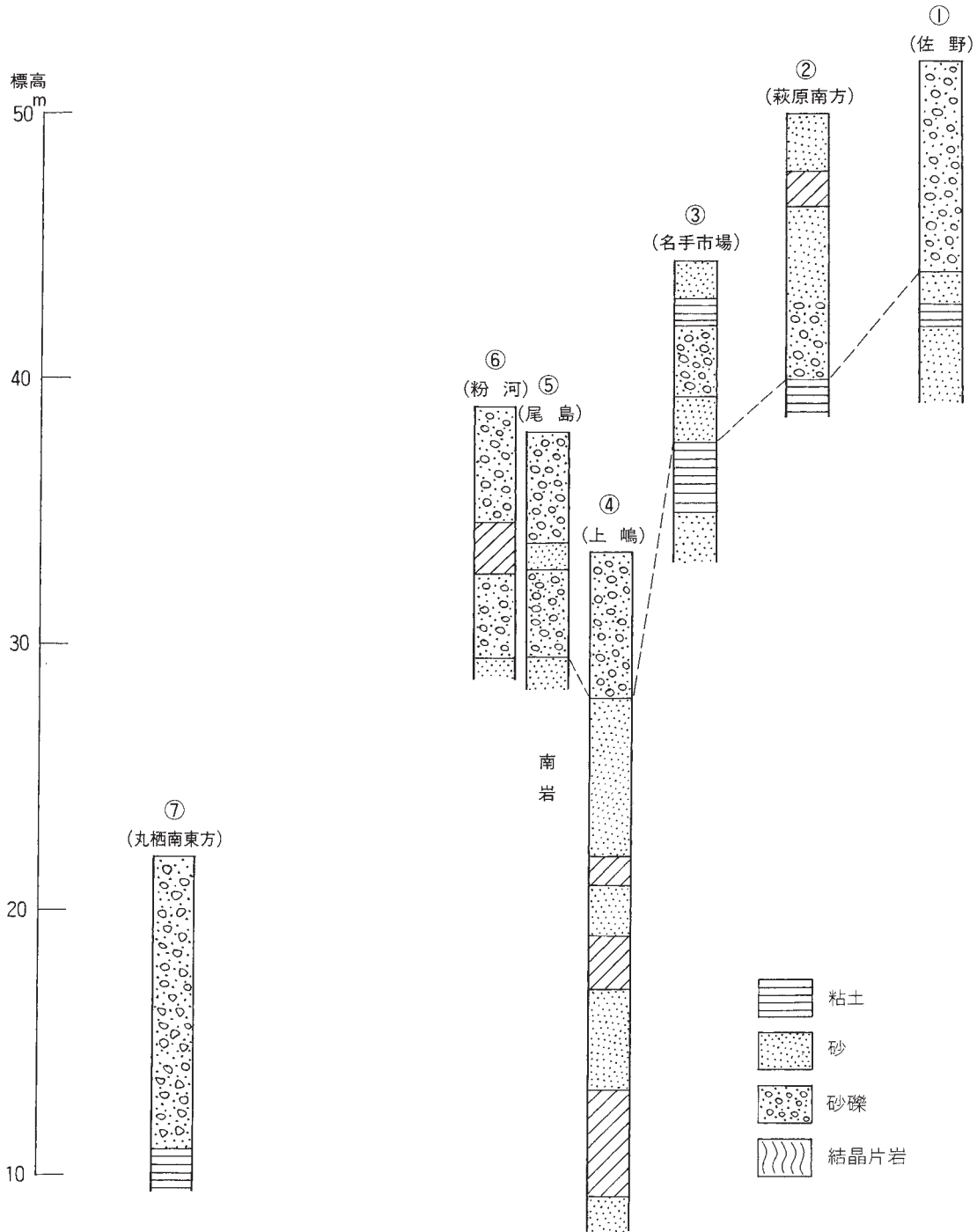
第 8.10 図 沖積層の柱状図の位置図

い (N 値が 50 以上) 砂・粘土層を覆って厚さ 8 m の砂礫層が堆積している。紀ノ川の現河道によって運搬された砂礫が菖蒲谷層群を覆ったもので、この砂礫層の全部、または大半が沖積層と判断される。以下、第 8.11・12 図に柱状図を、第 8.13 図に代表的な地点での N 値を示す。

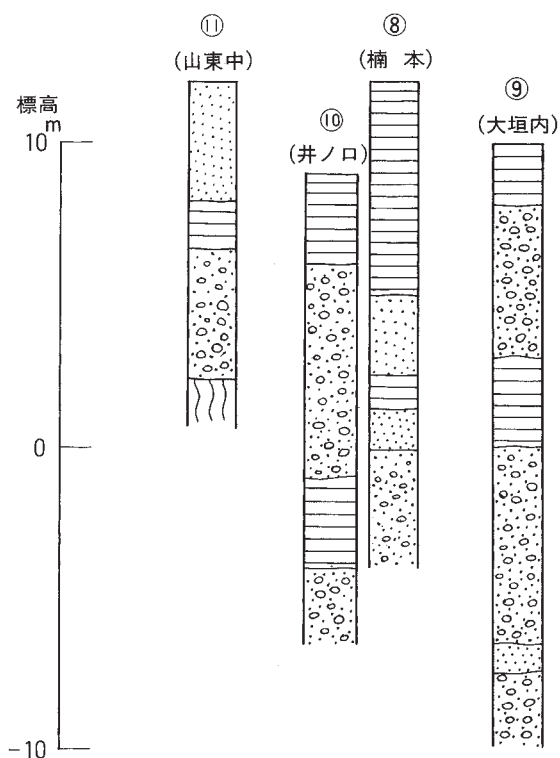
地点② (萩原南) では固結度の高い粘土層を覆って厚さ 10 m の砂・シルト・砂礫層が堆積しているが、この

うち下部の 3 m は砂礫が卓越している。また、地点③ (名手市場) では固結度の高い粘土層を覆って厚さ 7 m の砂・粘土・砂礫層が堆積している。

紀ノ川の北岸沿いの地点④ (上嶋) では、固結度の高い粘土混じり砂層を覆って厚さ 8 m の砂礫層が堆積している。南岸の地点⑤ (尾島) でも、固結度の高い砂層を覆って厚さ 9 m の砂礫層が堆積している。北岸で支流である中津川下流に沿った地点⑥ (粉河) では、固結



第 8.11 図 沖積層の主な柱状図 (「粉河」地域東部)



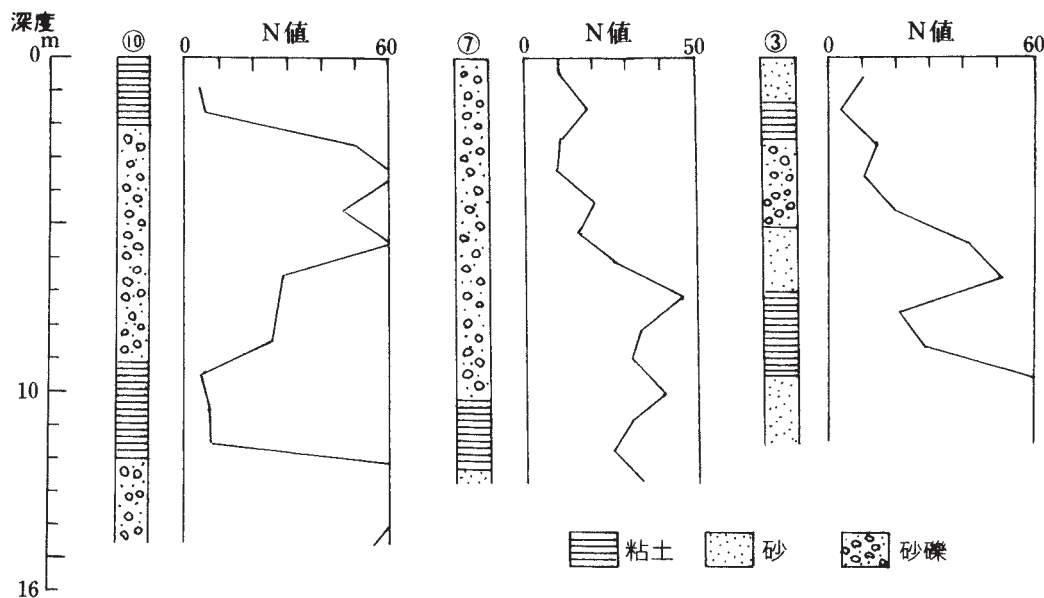
第 8.12 図 沖積層の主な柱状図（「粉河」地域西部）
凡例は第 8.11 図に同じ。

度の高い砂礫層を覆って厚さ 8 m の砂礫層（厚さ 2 m のシルトをレンズ状に含む）が堆積しているが、ここでは厚さ 8 m の砂礫層の N 値が 20 以下なので、これ全体が沖積層と判断される。

紀ノ川南岸で貴志川との合流地点にある地点⑦（丸栖南東方）では、固結度の高い粘土層を覆って厚さ 10 m の砂礫層が堆積している。

本地域西端で紀ノ川北岸にある地点⑧（楠本）では、地表面下 12 m までは比較的柔らかい（N 値 20 以下）の粘土・砂層からなり沖積層と考えられる。これより下位は砂・砂礫層で固結度が急に高くなる。紀ノ川南岸の地点⑨（大垣内）では、地表下 7 m まで N 値 35 以下の砂礫層、それより下では 5 m の厚さで N 値 10 以下の粘土・砂層が堆積し、これらは沖積層と推定される。更に下位では砂・礫層の固結度が急に高くなる。地点⑩（井ノ口）でも、地表面下 12 m までは N 値の小さい粘土・砂礫層、それ以下は固結度の高い砂礫層となる。

本地域南西端で、和歌浦湾に向かって西流する和田川の形成した沖積面上にある地点⑪（山東中）では、結晶片岩類を覆って厚さ 10 m の沖積層が堆積している。そのうち、下部の厚さ 4 m の部分は砂礫層、それより上位は粘土・砂・砂礫層で、全体の N 値は 15 以下である。



第 8.13 図 沖積層の柱状図と N 値

第9章 中央構造線

(水野清秀・寒川 旭・宮田隆夫)

9.1 はじめに

(宮田隆夫)

中央構造線は西南日本を内帯と外帯に分ける第一級の断層であり、前期白亜紀から第四紀にいたる長い複雑な活動史をもっている。中央構造線は、内帯と外帯を分ける主境界断層以外にも、多くの副断層を伴い、全体として中央構造線システム(断層系)と呼ばれている。中央構造線システムに沿って、多くの堆積盆地や山地が形成され、西南日本の新しい時期の地殻変動もその活動と関係づけられている(例えば、Huzita, 1980; 杉山, 1992)。一方、中央構造線システムは東アジアの巨大な横ずれ断層系の1つとして、前期白亜紀に誕生して以来、日本列島地域の帯状構造の配列に重要な役割をもつと考えられている。

中央構造線システムは、九州から関東まで長さ1,000 km以上にも達し、それに沿って地域ごとに地球科学的な特徴が違っている。その違いにもとづいて、大きく4つの地域(西から東へI-IV域)に分けられている(Ichikawa, 1980)。I・II域の中央構造線(主境界断層)に沿っては後期白亜紀の地層が細長く分布し、本地域を含む淡路島南縁から紀伊半島中央部までの範囲がそのうちのIIC域に当たる。中央構造線の活動史は大きく次の5期に分けられている(Ichikawa, 1980; 市川, 1991など)。

第1期 和泉層群・大野川層群(九州)堆積前(白亜紀前期-中頃、いわゆる鹿塩時階)。

西南日本における左横ずれを主とする時期。

第2期 白亜期後期-古第三紀前半。左横ずれ断層運動の時期。

さらに、次の2つの時期に分けられる。

2a期;和泉層群(九州では大野川層群)堆積期。横ずれ堆積盆の形成。

2b期;和泉層群堆積後-久万層群堆積前(65~50 Ma、いわゆる市ノ川時階)。

第3期 久万層群堆積後-石槌層群堆積前(古第三紀後半-中新世初め、いわゆる砥部時階)の逆断層運動の時期

第4期 祖母山・石槌・設楽などの堆積盆地の形成中から形成後にかけて

(中新世前期後半-中期)の時期。

第5期 鮮新世-第四紀(近畿地方の場合)。

さらに、次の2つの時期に分けられる。

5a期;菖蒲谷層群最下部-上部堆積の頃(鮮新世-前期更新世、いわゆる菖蒲谷時階)の逆断層運動の時期。

5b期;第四紀後半の右ずれの時期。

本地域では、中央構造線に沿って、上部白亜系和泉層群、鮮新-更新統菖蒲谷層群、沖積層などが分布し、上に示した第2期及び第5期の活動をみることができる。

9.2 第四紀以前の活動

(宮田隆夫)

第2a期の中央構造線:白亜紀和泉堆積盆の形成は中央構造線の断層運動と密接に関係している。そして、その堆積盆を埋めた和泉層群には横ずれ堆積盆に特有の諸特徴が見られる(宮田ほか, 1987)。例えば、①和泉層群の地層は西から東へ若くなる。②向斜軸のプランジが東落ちである。③積算層厚が厚い。和泉山脈において東西方向に計ると積算層厚は20,000 m以上になる。④堆積速度が平均4 km/Maと大きい。⑤古流向は主に東北東から西南西方向であり、地層の若くなる方向とは逆である。⑥主部相の和泉層群は、一般に厚層埋タービダイト相が約10~15 kmのオーダーで分布している。市川ほか(1981)によると、それらの特徴は中央構造線の横ずれ運動に伴う堆積中心の段階的な東進モデルによって説明される。これはチャンネル堆積物の段階的な東進モデル(Tanaka, 1989)ともよく調和している。また、この堆積中心の移動(すなわちより東側の沈降)は未固結の和泉層群にスランプ褶曲を引き起こした。スランプ褶曲の解析から推定される古斜面の方向は一般に東向きであり、古流向から推定される西への広域古斜面とは逆である(Miyata, 1990)。

一方、中央構造線は奈良県五條市で大きく屈曲している。この屈曲を五条屈曲と呼ぶ。この五条屈曲の西側地域(和泉山脈地域)には断層が著しく分布する。左横ずれ成分をもつNE-SW系の断層と2枚の境界断層(中央構造線と泉南帯(山田, 1987)北限の境界断層)とで画された平行四辺形に近い形をなすデュプレックス帯が発達する。この構造は中央構造線の開放性屈曲(releasing bend)における横ずれデュプレックスとみなせる。中央構造線の五条屈曲における伸張性の横ずれデュプレックスによってプルアパート堆積盆が逐次

東に形成された。これに伴い堆積中心が東に移動し、より沈降する東側へ向かって堆積盆の古斜面が東に傾動し、堆積物のスランピングを引き起こしたと考えられる。

この時期の中央構造線の横ずれ運動は、アジアプレートに対する海洋プレートの斜め沈み込みによって引き起こされたと説明されている（例えば、Ichikawa, 1980; Taira *et al.*, 1983）。

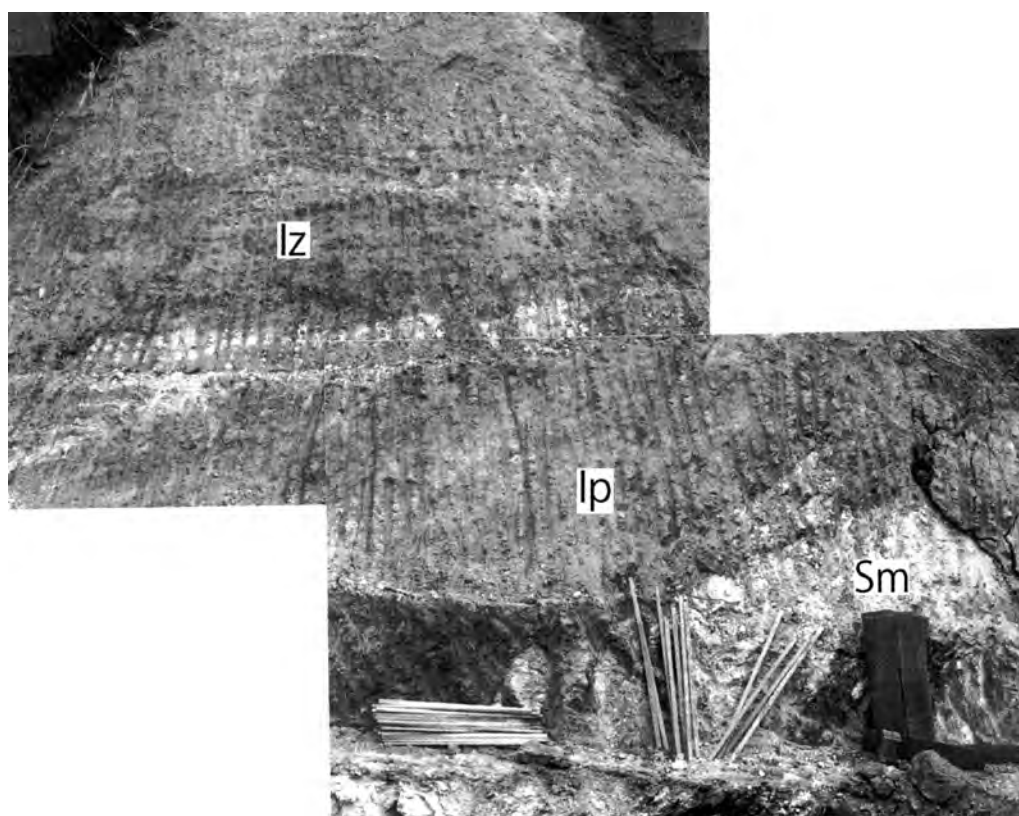
第2b期の中央構造線：この時期の中央構造線の動きは中央構造線に近接する和泉層群の変形構造から推定することができる（Miyata, 1980; Miyata *et al.*, 1980）。その1つは、中央構造線の分岐副断層（リーデルシア型の横ずれ断層）が中央構造線の主境界断層に対して10-20°反時計回りに分布し、ミ型雁行を示す。他の1つは中央構造線に沿う背斜構造が中央構造線の主境界断層に対して水平面上10~20°時計まわりに分布し、杉型雁行を示す。これらの雁行構造の他に、中央構造線主境界断層に沿う和泉層群のプーダン構造や断層角礫帯の非対称構造の特徴も総合判断すると、中央構造線は左横ずれ運動であったと考えられる。これが第2b期であるとするのは次の理由による。当地域を含む紀伊半島西部でみる限り、中央構造線に近接する和泉層群の変形構造・断層角礫の形成は、その一部を菖蒲谷層群が不整合に覆

うことから判断すると和泉層群形成後、菖蒲谷層群形成前になるが、四国西部における久万層群（中期始新世）との不整合関係を考慮すると、それらの形成は和泉層群形成後、久万層群形成前になると考えられる。

本地域における中央構造線（主境界断層）は、東から西に向かって、JR和歌山線^{かせだ}笠田駅北方のかつらぎ町^{きたせ}広浦東方から、那賀町^{ほい}林ヶ峰、粉河町^だ中津川、打田町^{おおいけ}北勢田、岩出町^だ北大池を通り、和歌山市上黒谷西方へと延びている。また、この中央構造線（主境界断層）に加え、分岐副断層として根来断層、桜池断層、五条谷断層が認められる。なお、中央構造線の断層露頭は、現在は新时期堆積物あるいはモルタル等の人工物に広く覆われるために限られている。

中央構造線（主境界断層）のうち、かつらぎ町^{きたせ}広浦北方では、三波川結晶片岩類と和泉層群を境する断層露頭がかつて観察された（第9.1図）。三波川結晶片岩類と和泉層群はともに著しく破碎されており、また三波川結晶片岩類は一部に苦鉄質片岩を挟む泥質片岩から構成されている。

分岐副断層のうち、根来断層は和泉層群の中を岩出町^だ安上付近から根来寺、春日神社南方を通り、打田町^{おおいけ}西山

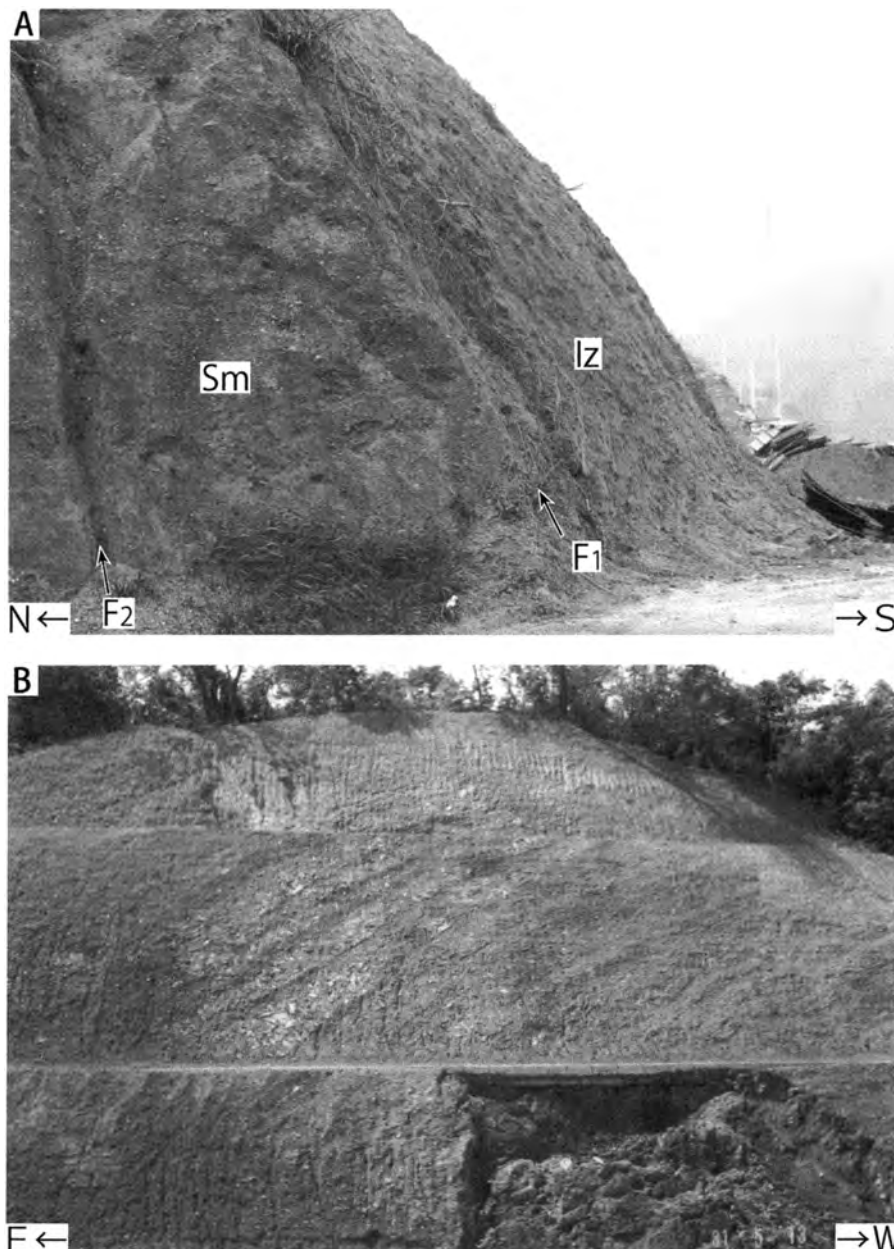


第9.1図 中央構造線主境界断層の断層露頭（和歌山県かつらぎ町^{きたせ}広浦北方）
写真中央部に三波川結晶片岩類（Ip）、写真上部に和泉層群（Iz）が産し、また写真右下には菖蒲谷層群の礫層（Sm）が出現した。ほぼ東西方向の崖（高さ約5m）を南からみる。本露頭は現在コンクリートによって覆われている。

田東方まで、 $N75^{\circ}E$ の方向に直線的に走る断層で、その長さは約10 kmである。篠原ほか(1983)によると、根来断層はさらに右雁行をなす複数の断層群からなる。これらの断層群によって、和泉層群と菖蒲谷層群とが繰り返し分布する。和泉層群は根来断層に沿って断層角礫帯(幅約10 m)やブーダン構造・層面すべり・小断層からなる破碎帯(幅約200 m)を形成する。この破碎帯の一部は菖蒲谷層群に不整合に覆われている。菩提峠付近で根来断層(第9.2図)は、南に急傾斜した断層面を示している。

吉川ほか(1992)は、本地域内の和泉層群の分布が南に少し張りだした地域の地震波解析による中央構造線の地下構造を示した。それによると、中央構造線の断層面は低角度を示すが、高角度で傾斜する根来断層については明瞭に現れていない。

桜池断層は打田町重行付しげき付近から桜池を通り、粉河町中津川東方まで和泉層群中を $N65^{\circ}E$ の方向に走る断層で、その長さは約5 kmである。この断層に伴う和泉層群の著しい破碎帯が中津川東方の谷に沿って露出してい



第9.2図 根来断層の断層露頭(和歌山県岩出町根来東方の菩提峠)

A: 和泉層群起源の断層角礫(Iz)と菖蒲谷層群の礫層(Sm)とが根来断層(F_1)で接する。写真部分の露頭の高さ約6 m。断層面は走向 $N80^{\circ}E$ 、傾斜 $80^{\circ}S$ 。 F_2 は礫層中の根来断層に並行する断層。B: 根来断層に沿って和泉層群の砂岩泥岩互層は幅広い破碎帯を形成する。



第9.3図 五条谷断層の断層露頭（和歌山県かつらぎ町広口東方）
和泉層群の砂岩泥岩厚互層が破碎され、何条かの断層角礫帯を形成する。断層角礫帯はミ型配列を示す。

る。

五条谷断層（近畿西部 MTL 研究グループ，1981）は本地域北東部の和泉層群中を N65° E の方向に那賀町葛谷付近からかつらぎ町五条平までを走り、さらに東方にのびる断層で、約 20 km の長さをもつ。和泉層群は五条谷断層に沿って幅広い破碎帯を形成する（第9.3図）。

9.3 第四紀前半の活動

（水野清秀）

第四紀前半に活動した断層

和泉山脈南縁部には、活断層とは別に、菖蒲谷層群を変位させているが、変位地形の明瞭でない断層が知られていて、菖蒲谷層群の堆積盆地と基盤山地の境界断層となっている。それらは本地域内の那賀町から東へ地域外の橋本市北部をへて五條市北部につづく菖蒲谷断層（水野，1992；水野ほか，1994）、さらに東方の大淀町-吉野町に位置する福神衝上断層（梅田，1973）、千股衝上

断層（志井田，1954）である。

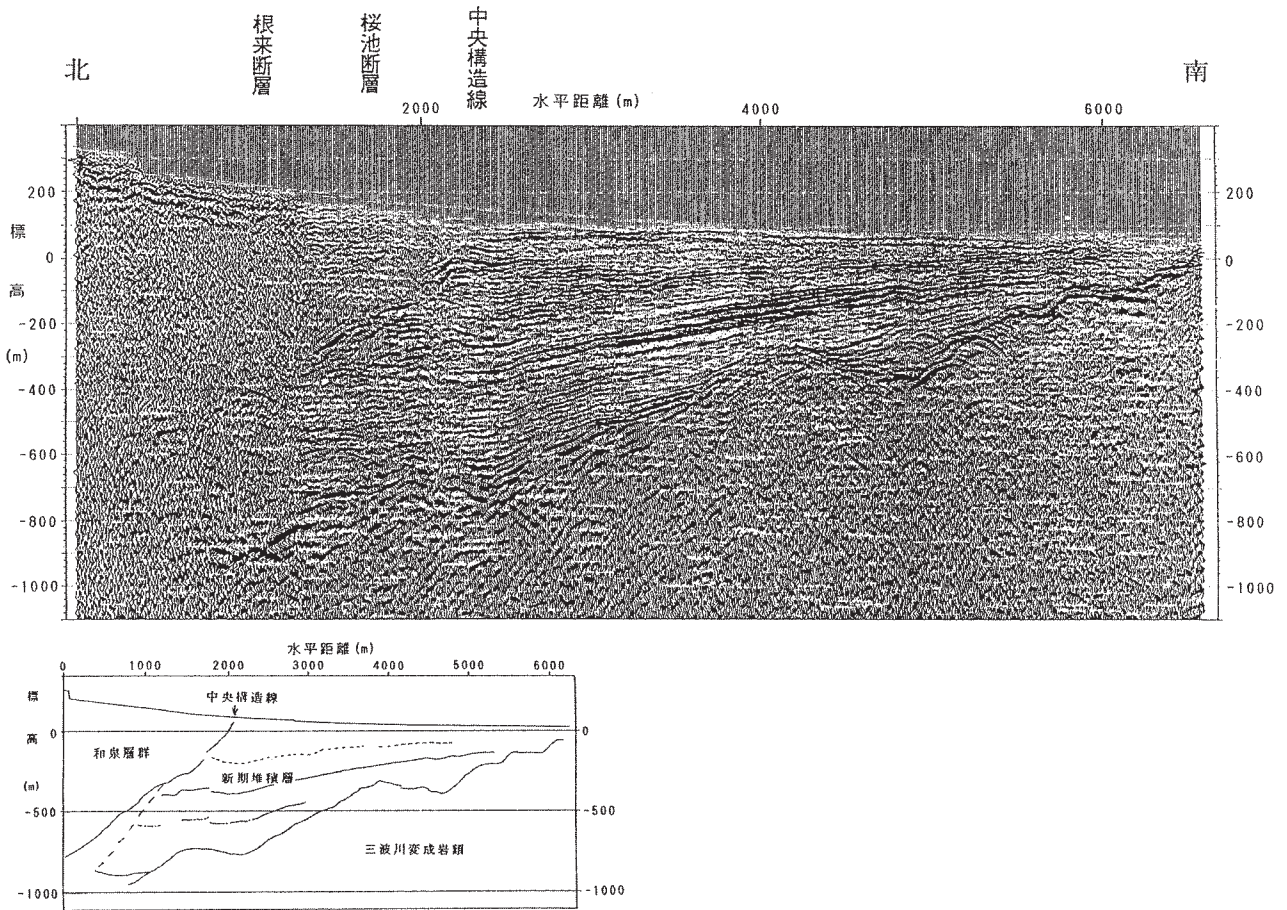
菖蒲谷断層は、「粉河」地域では那賀町切畑からかつらぎ町柏木へとほぼ東西走向で連続している。断層を介して菖蒲谷層群笠田層と基盤岩が接している。断層露頭については、田中（1965）、寒川・岡田（1977）、角田ほか（1981）、水野ほか（1994）などに記載されている。断層面は 30°～70°北傾斜で、逆断層である。断層近傍では、菖蒲谷層群は引きずられ、逆転しているところもみられる。また断層を介して接する基盤岩は三波川帯結晶片岩類や和泉層群の強く破碎された部分である。

菖蒲谷断層の西への延長にあたる根来南断層（佃，1997）に沿っては、低位段丘面を切る低断層崖が断続的に認められ、この断層は最近の地質時代にも活動している活断層と考えられるが、地下では菖蒲谷層群と和泉層群・三波川帯結晶片岩類の破碎帯が接し、菖蒲谷断層と類似した性質を持つと推定される（水野ほか，1999）。根来観測井ボーリングの結果からは、断層の位置は和泉層群と三波川帯結晶片岩類とを境する中央構造線にほぼ一致し、また断層面は北へ 30°程度傾いていると推定されている。

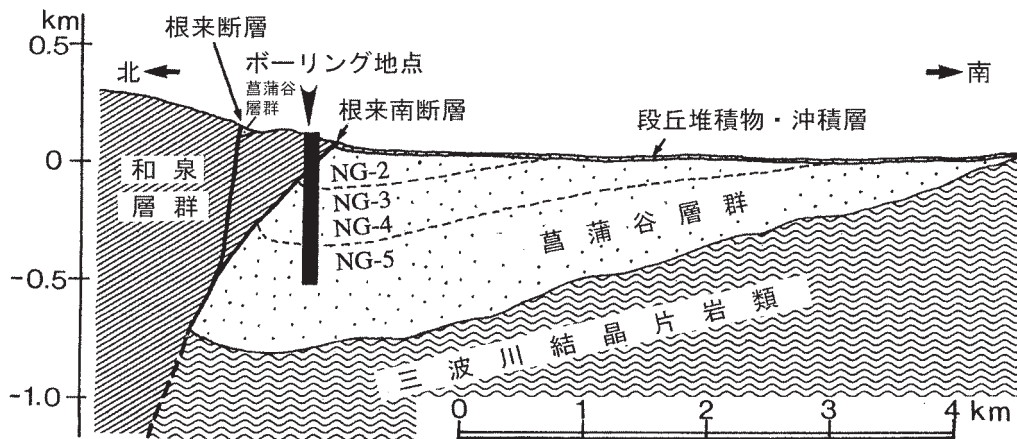
菖蒲谷層群の堆積と断層運動との関係

吉川ほか（1992）によって示された紀ノ川河谷を横断する反射法探査地下断面（第9.4図）は、菖蒲谷層群と考えられる地層が北に傾動しながら、北へ厚くなっていることを示している。そして北縁部では基盤岩と低角度の逆断層で接しているようにみえる。この断層は根来南断層にあたる。この構造を模式的に示したのが第9.5図である。地層の層厚が北に向かって厚くなることは、菖蒲谷層群が堆積している頃から北への傾動運動が継続し、根来南断層が活動していたことを示唆する。根来観測井のボーリング結果によると、コアの最下部はギルバートクロン（Cande and Kent, 1995 : 3.58 Ma より古い）に達している可能性が高く（水野ほか，1999）、また断層に接する上部の地層は松山クロンで菖蒲谷層群上部の層準の可能性が高い。これらのことは、断層が少なくとも菖蒲谷層群最下部の堆積の頃から、上部の堆積の頃まで活動的であったことを示唆する。

大淀町-吉野町付近では菖蒲谷層群下部を変位させる断層を上部が不整合に覆っている露頭が報告されていて（梅田，1973；寒川，1977 など）、また上部の一部の層準も断層変位を受けているという報告もある（松本，2001）。五條から西では菖蒲谷層群上部までの地層は断層変位を受けている（水野・百原，1993）。しかし、最上部の東毛層を切る断層は知られていない。菖蒲谷層群下部・上部は紀ノ川沿いに広く分布し、その北縁部には菖蒲谷断層、根来南断層などがあり、地層は断層近傍以外はゆるく北に傾動している（水野，1992）。これに対して東毛層は分布も狭く、しかも南に縮小していくよう



第9.4図 打田町を通る平野の南北方向の反射法探査断面
吉川ほか（1992）による。



第9.5図 打田町付近の模式的な平野地下南北断面
水野ほか（1999）に加筆。

な分布を示す。これらのことから、菖蒲谷層群最下部から上部堆積の頃にかけて、菖蒲谷断層、根来南断層が盆地内の傾動沈降運動を伴いながら活動していて、最上部堆積の頃には断層運動は不活発になり、堆積場も縮小されていったと考えられる。その変化の時期はおおまかには0.8～0.7 Ma頃と推定される。

9. 4 活断層-第四紀後半の活動

(寒川 旭)

9. 4. 1 活断層の地形・地質学的特徴

本地域には、中央構造線活断層系を構成する活断層のうち、根来断層・桜池断層・五条谷断層・中尾断層・大松断層などが分布している(岡田・寒川, 1978; 活断層研究会編, 1991; 水野ほか, 1994, 2002; 岡田ほか, 1996a・b; 岡田・東郷, 2000など)。いずれも、河谷や

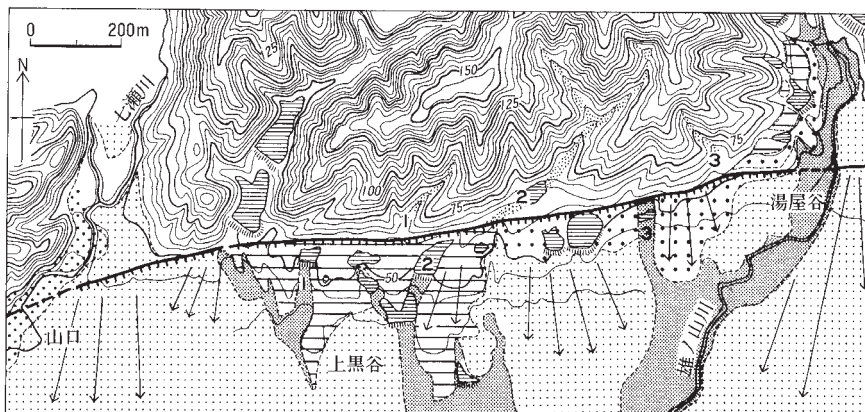
尾根が系統的に屈曲した変位地形が認められ、右横ずれの卓越する断層変位を行っていることがわかる。

このうち、根来断層は、西側の「和歌山」地域から「粉河」地域の中央にかけて15 kmの範囲で、東北東-西南西方向に向かってほぼ直線的に延びている。

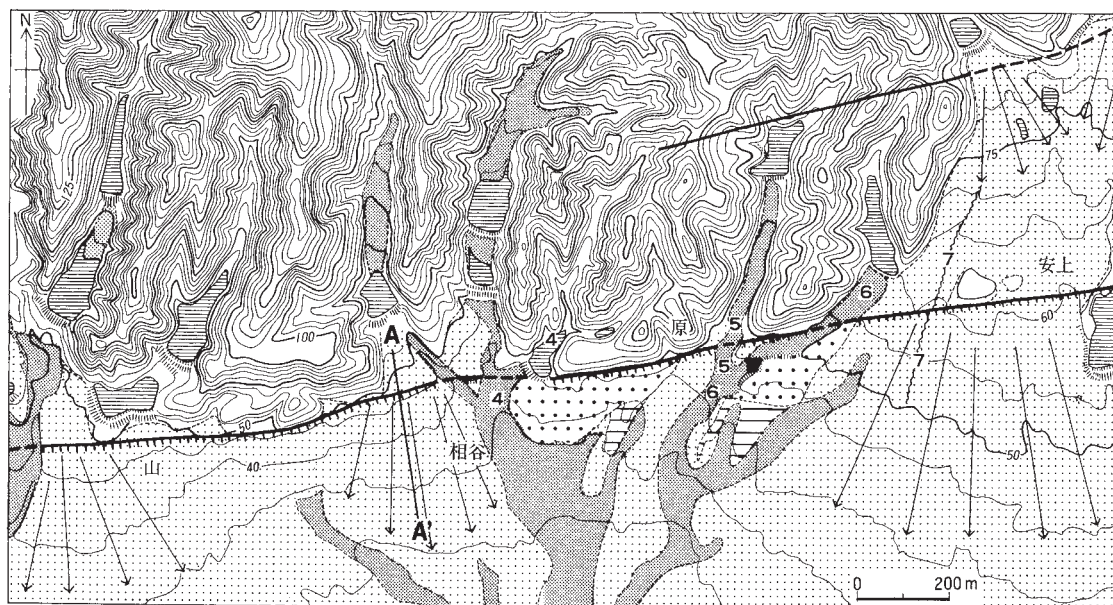
本地域西端の七瀬川以西では、tm面を開析する多くの河谷を右横ずれ方向に変位(最大225 m)させている。また、七瀬川右岸では、走向N86° E-N84° W、傾斜39°～48° Nで、北側の和泉層群と南側のtm面堆積物・大阪層群(本報告の菖蒲谷層群)が逆断層で接する露頭も認められている(岡田・寒川, 1978)。

七瀬川以東の山口-湯屋谷間(第9.6図)では、河谷1～3(明瞭な変位河谷に西から順に番号をつける)がともに右横ずれ方向に変位しており、変位量はそれぞれ210 m, 180 m, 140 mとなる(岡田・寒川, 1978)。

山-安上(第9.7図)でも幅広い河谷4～6がそれぞれ



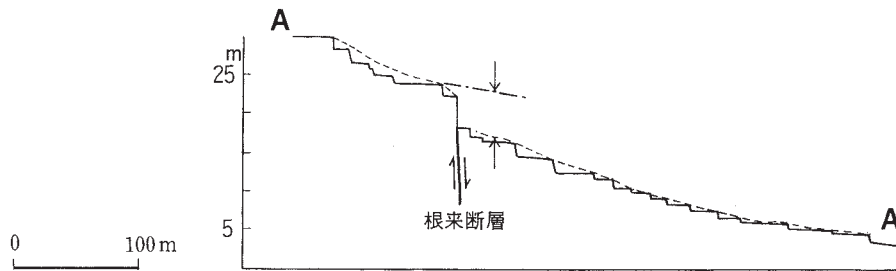
第9.6図 山口-湯屋谷の変位地形(岡田・寒川, 1978より)
数字は河谷番号を示す(第9.7図及び第9.10～12図も同じ)。



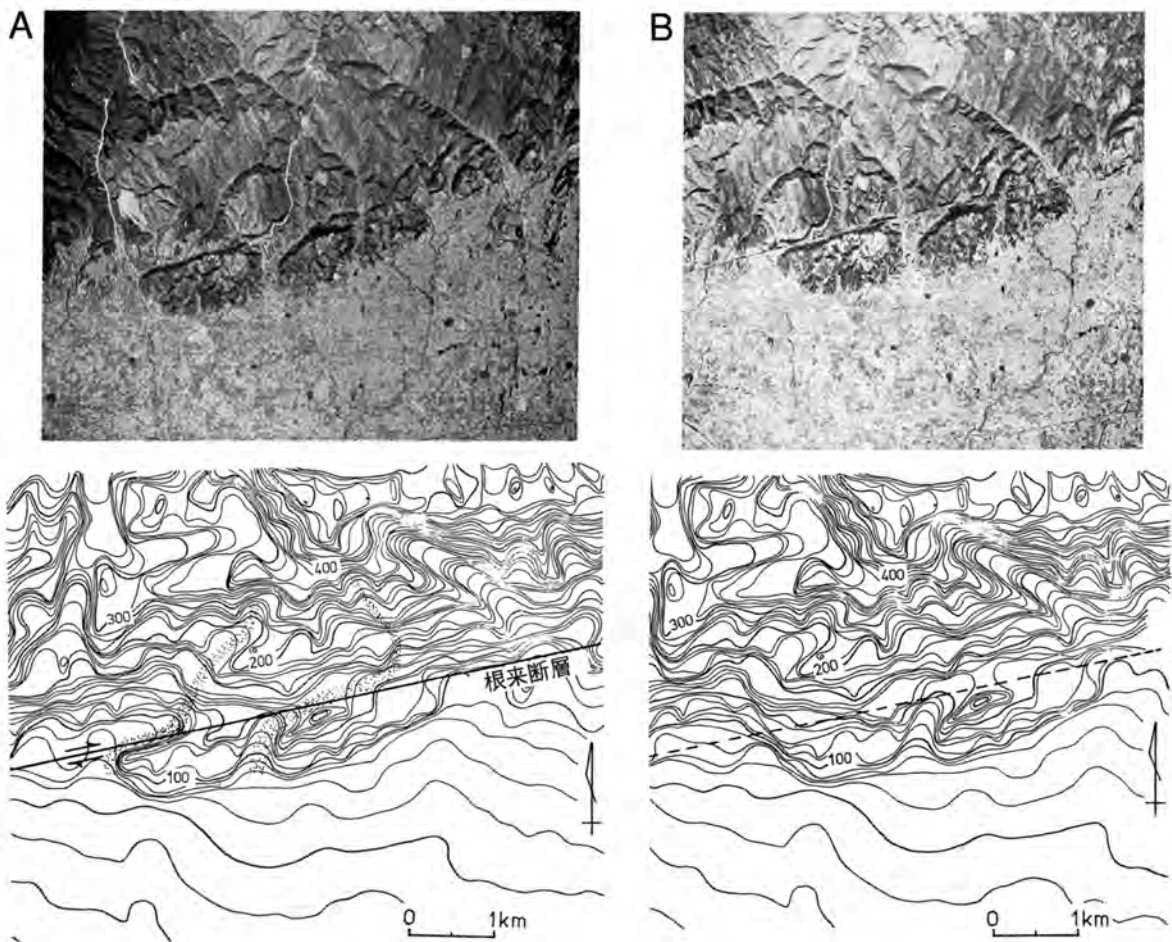
第9.7図 山-安上の変位地形(岡田・寒川, 1978より)
A-A'は第9.8図の断面の位置を示す。

れ右横ずれ方向の屈曲を示している。4では段丘崖が出口を塞ぐように張り出しており、100 m程度の変位量が算定されている。5は右横ずれ方向に36 m屈曲し、6も緩やかに曲がっており、共に断層に沿う右横ずれ変位を示している。また、低断層崖に沿う流路7も約20 m鋭く屈曲している。tm面に関して、第9.8図の断面図に示した位置で6.7 mの垂直変位が見られる（岡田・寒川, 1978）。

根来-琵琶谷間（第9.9図）では、根来断層の南側に東西4 km、南北1 kmの細長い丘陵が見られる。これは広い意味の閉塞丘陵（シャッター・リッジ）で、根来断層による活動の累積によって、山地内を南流する根来川の出口を塞ぎながら成長したものである。第9.9図Aで、根来断層に沿いながら閉塞丘陵を1.2 km左横ずれ方向に移動させると（第9.9図B）、自然な地形に戻ることで、この位置で、少なくとも1.2 kmの右横ずれ



第9.8図 tm面の垂直変位（岡田・寒川, 1978より）
断面の位置は第9.7図に示す。



第9.9図 根来-琵琶谷の閉塞丘陵と右横ずれ変位（Sangawa, 1977）
Bは変位量だけもどしたもの

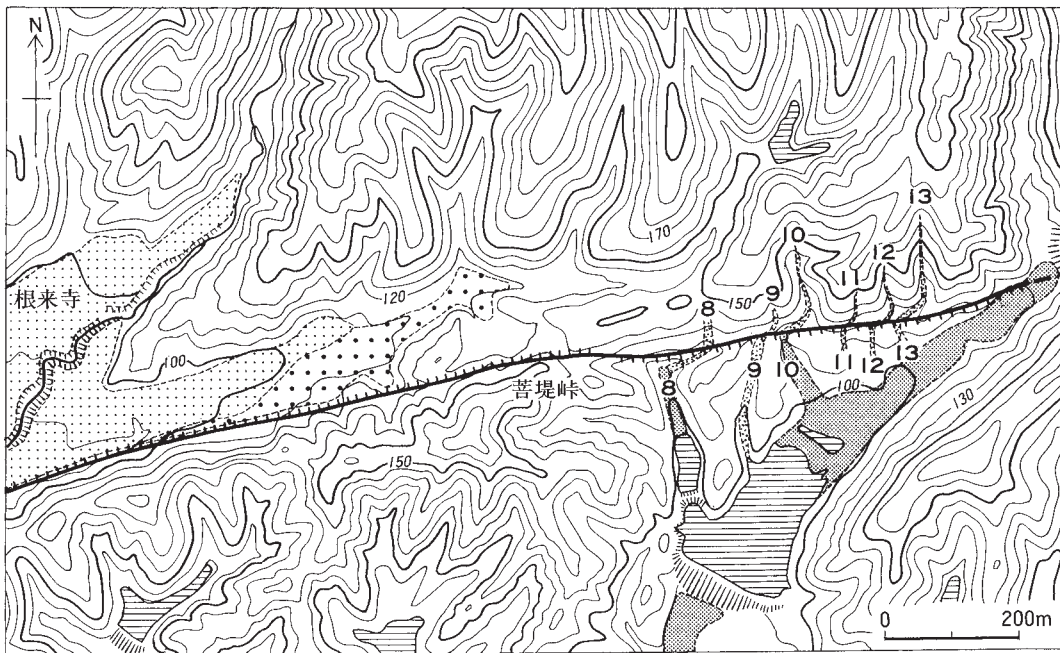
が累積されたと考えている (Sangawa, 1978).

菩提峠付近 (第 9.10 図) では 6 本の小河谷 (8 ~ 13) がすべて右横ずれ方向に系統的に屈曲しており, いずれも 50 m 前後の屈曲量を示している. 河谷から 100 m 西方では, 市川ほか (1976), 岡田・寒川 (1976・1978) によって, 走向 $N70^{\circ}E$, 傾斜 $70^{\circ}S$ の断層面を境にして, 南側の和泉層群が北側の菖蒲谷層群と逆断層で接する露頭が認められている.

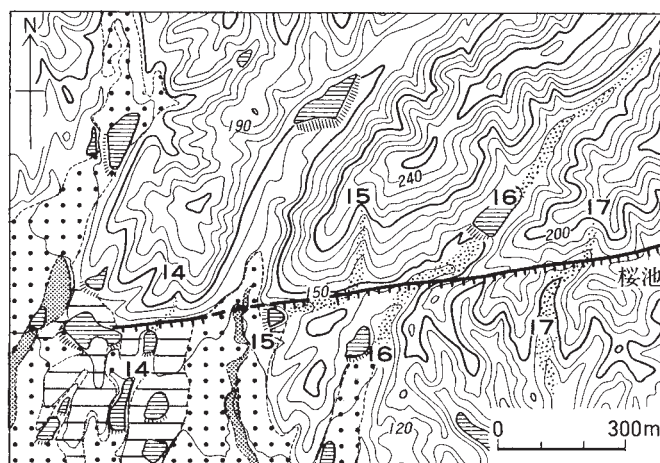
粉河町西部の桜池付近から東方にかけて, 根来断層に

代わって桜池断層及び五条谷断層が始まる. 桜池断層と五条谷断層の境界は不明瞭で, 報告によって微妙に異なるが, 本報告では岡田・寒川 (1978) に従って記載する. 根来断層が山地と平野の境界にほぼ一致しているのに対し, 桜池断層と五条谷断層は地形境界より北に入り, 山地内に位置することになる.

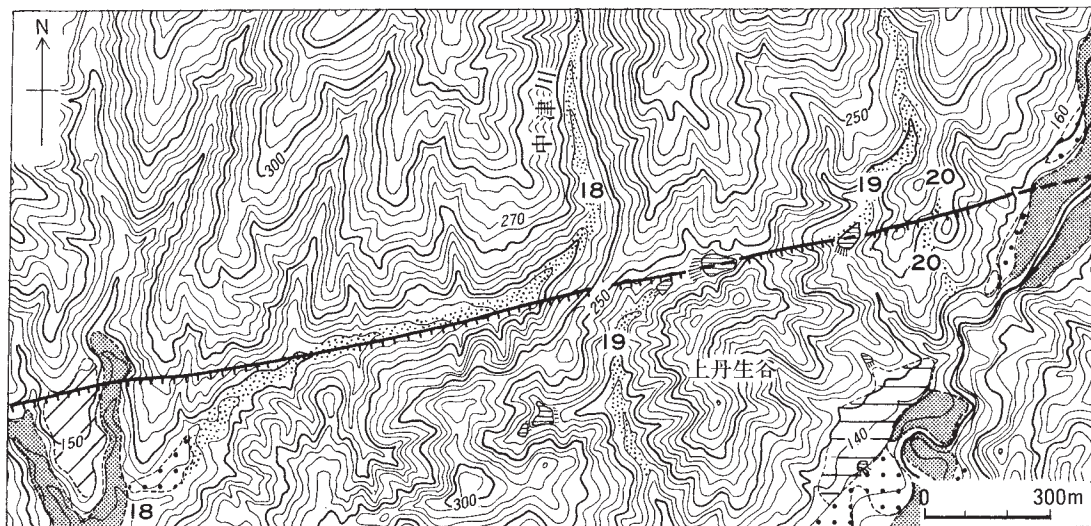
桜池付近では, 桜池断層に沿って, 丘陵及び tm 面を開析する河谷 14 ~ 17 が右横ずれ方向に屈曲している (第 9.11 図). また, 粉河北方 (第 9.12 図) では, 山地



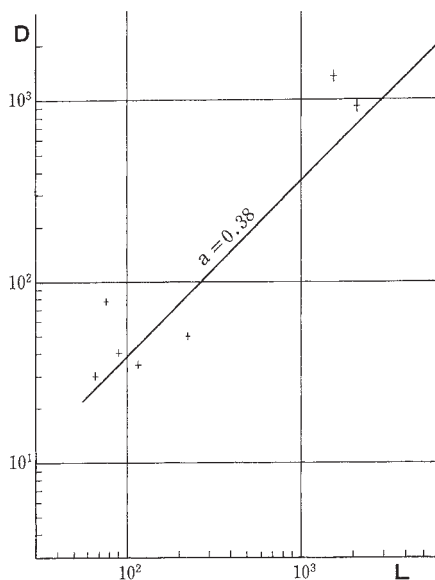
第 9.10 図 菩提峠周辺の変位地形 (岡田・寒川, 1978 より)



第 9.11 図 桜池周辺の変位地形 (岡田・寒川, 1978 より)



第9.12図 粉河北方の変位地形（岡田・寒川，1978より）



第9.13図 横ずれ屈曲量 (D) と断層から上流の長さ (L) の関係

内を南流する中津川 (18) や河谷 19・20 が、いずれも五条谷断層に沿って右横ずれ方向に大きく屈曲している (Kaneko, 1966; 松田, 1973; 岡田, 1973; 岡田・寒川, 1978 など)。屈曲量は河谷 18 で 1,185 ~ 1,375 m, 河谷 19 が 650 m, 河谷 20 が 40 m となる (岡田・寒川, 1978)。

桜池断層・五条谷断層からさらに北側の山地内には、やや斜行する北東-南西方向の小規模な活断層である中尾断層・大松断層が見られる。これらは、和泉山脈を開析する河谷を右ずれ方向に屈曲させると共に、南側がそれぞれ 250 m・200 m 低下するような変位を累積させ

ている (岡田・寒川, 1978)。

岡田・寒川 (1978) は、指標となる段丘面毎に根来断層に沿う河谷の右横ずれ変位の変位速度を算定し、 t_3 面を刻むもので $0.9 \sim 1.4 \text{ m}/10^3$ 年、 t_2 面を刻むもので $1.0 \sim 2.8 \text{ m}/10^3$ 年、 t_1 面を刻むもので $1.7 \sim 3.1 \text{ m}/10^3$ 年、 t_m 面を刻むもので $0.8 \sim 2.8 \text{ m}/10^3$ 年としたが、いずれも大きな差異は生じておらず全体として $1 \sim 3 \text{ m}/10^3$ 年の値となる。これは松田 (1975) による活断層の活動度の分類基準では A クラスとなる。なお、 t_3 面は「和歌山」地域の根来断層沿いに見られるものである。

一方、垂直変位速度については、 t_3 面で $0.11 \sim 0.17 \text{ m}/10^3$ 年、 t_2 面で $0.17 \sim 0.40/10^3 \text{ m}$, t_m 面で $0.14 \sim 0.21/10^3 \text{ m}$ 年と算定され、右横ずれ変位速度に比べて約 10 分の 1 となり、この活断層系が右横ずれ変位の卓越する活動を行っていることを示している (岡田・寒川, 1978)。

また、松田 (1975) は河谷の横ずれ屈曲量 (D) と、断層より上流の長さ (L) について比例関係があり、 $D=aL$ がなりたつとともに、日本において A 級活動度を持つ断層は a の値が $0.1 \sim 1$ になるとしている。第 9.13 図は根来断層について D と L の関係を図示したもので、 a の値は 0.38 となり、この基準からも根来断層が A 級活断層であることがわかる。

9. 4. 2 活断層の活動履歴

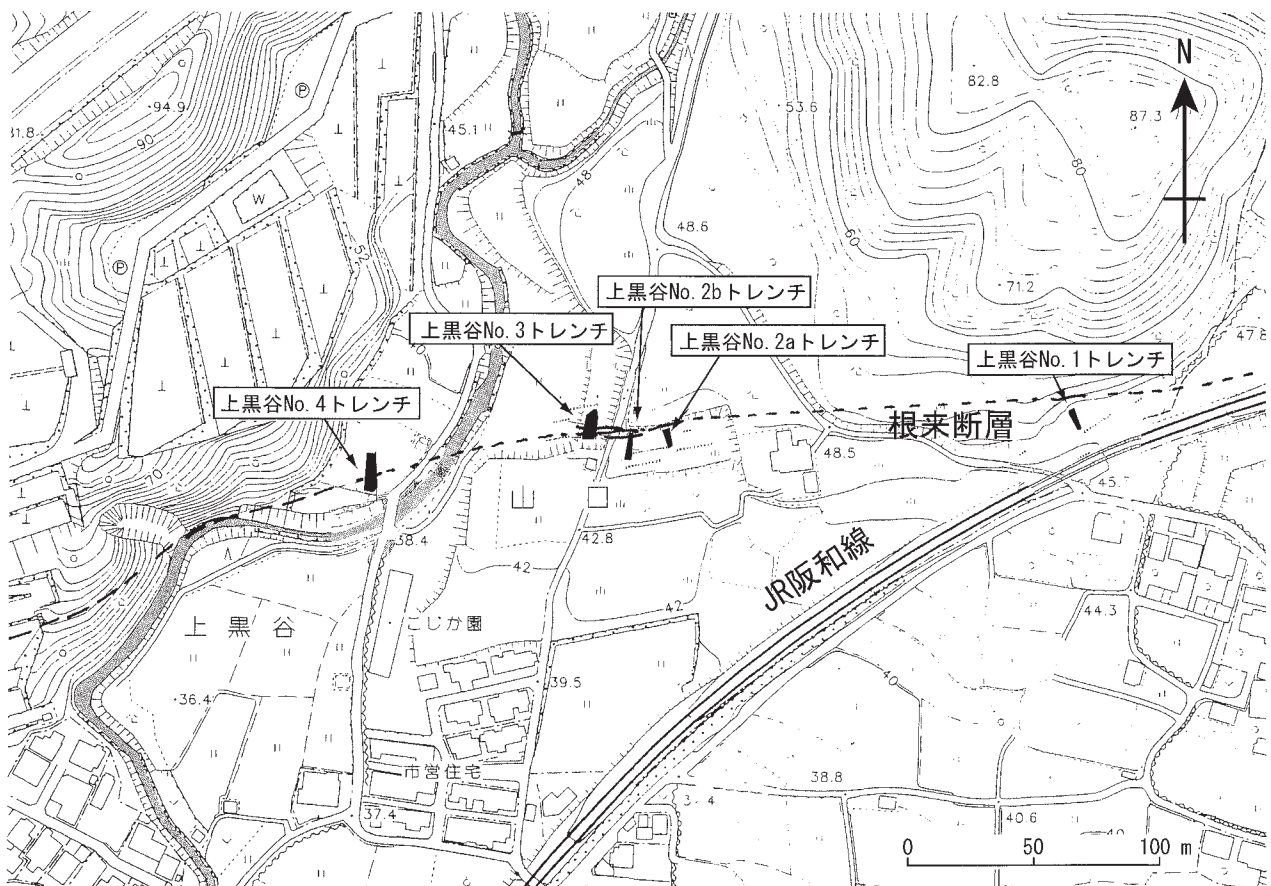
(水野清秀)

兵庫県南部地震の後、地震危険度評価のために、トレンチ掘削調査などによる中央構造線根来断層の活動履歴調査が行われた (佃ほか, 1998; 岡田ほか, 1999; 水野ほか, 2000)。このうち、断層活動時期を限定するのに重要なサイトは、和歌山市上黒谷地区 No.2b, 3, 4 ト

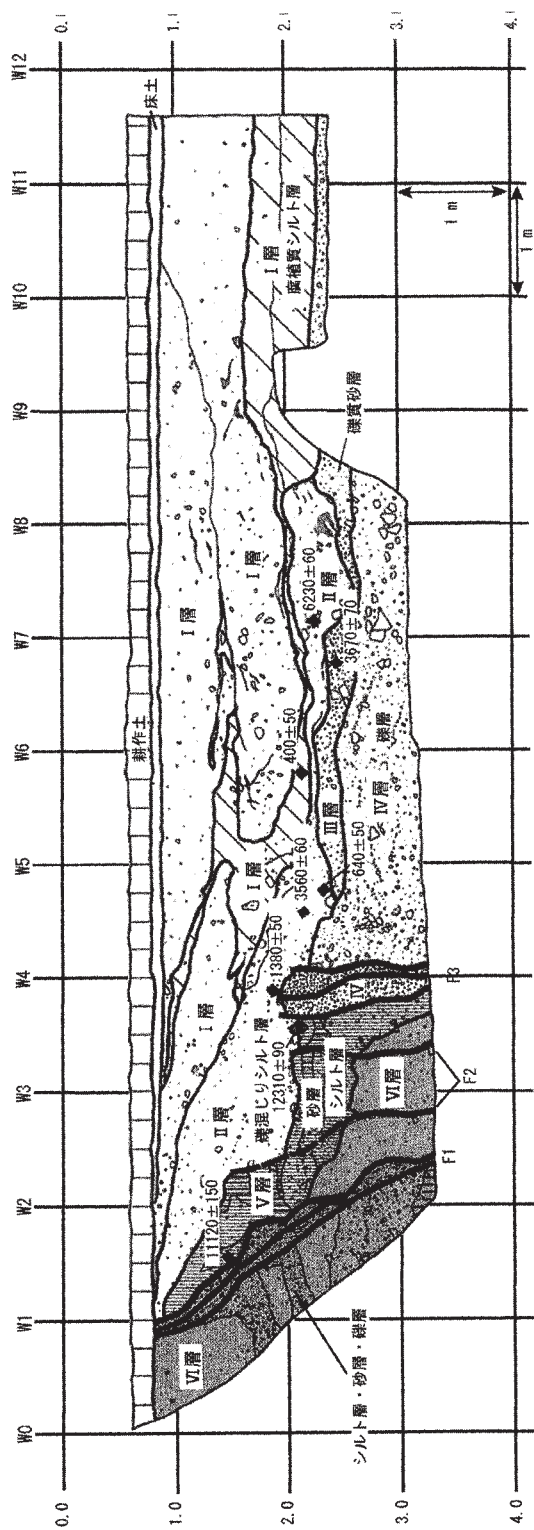
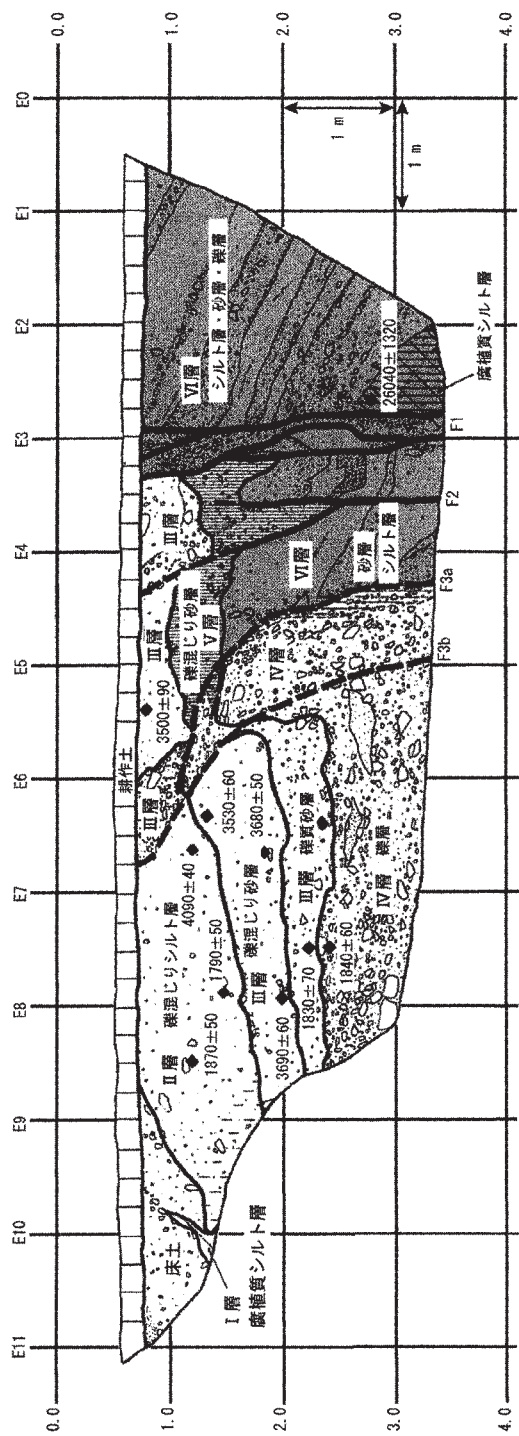
レンチ（第9.14図）及び和歌山市仁王谷地区（「和歌山」地域内）である。

上黒谷 No. 3 トレンチでは、低位段丘堆積物-沖積層を変位させる数条の断層が観察された（佃ほか，1998；第9.15図）。注意しなければならない点は、IV層-II層の年代が、層準に関係なく3,700～3,500 y BP頃と1,800 y BP頃に集中していることであり、地層が堆積した時期より古いあるいは新しい年代の植物片が何らかの影響で多数混入した可能性がある。したがってここでは断層の最新活動時期を特定できない。上黒谷 No. 4 トレンチ（第9.16図）では、少なくとも3回の断層活動が読みとれ、最新活動は1,950～1,910 y BPの年代を示す地層を変位させており、暦年代補正を行っておよそ

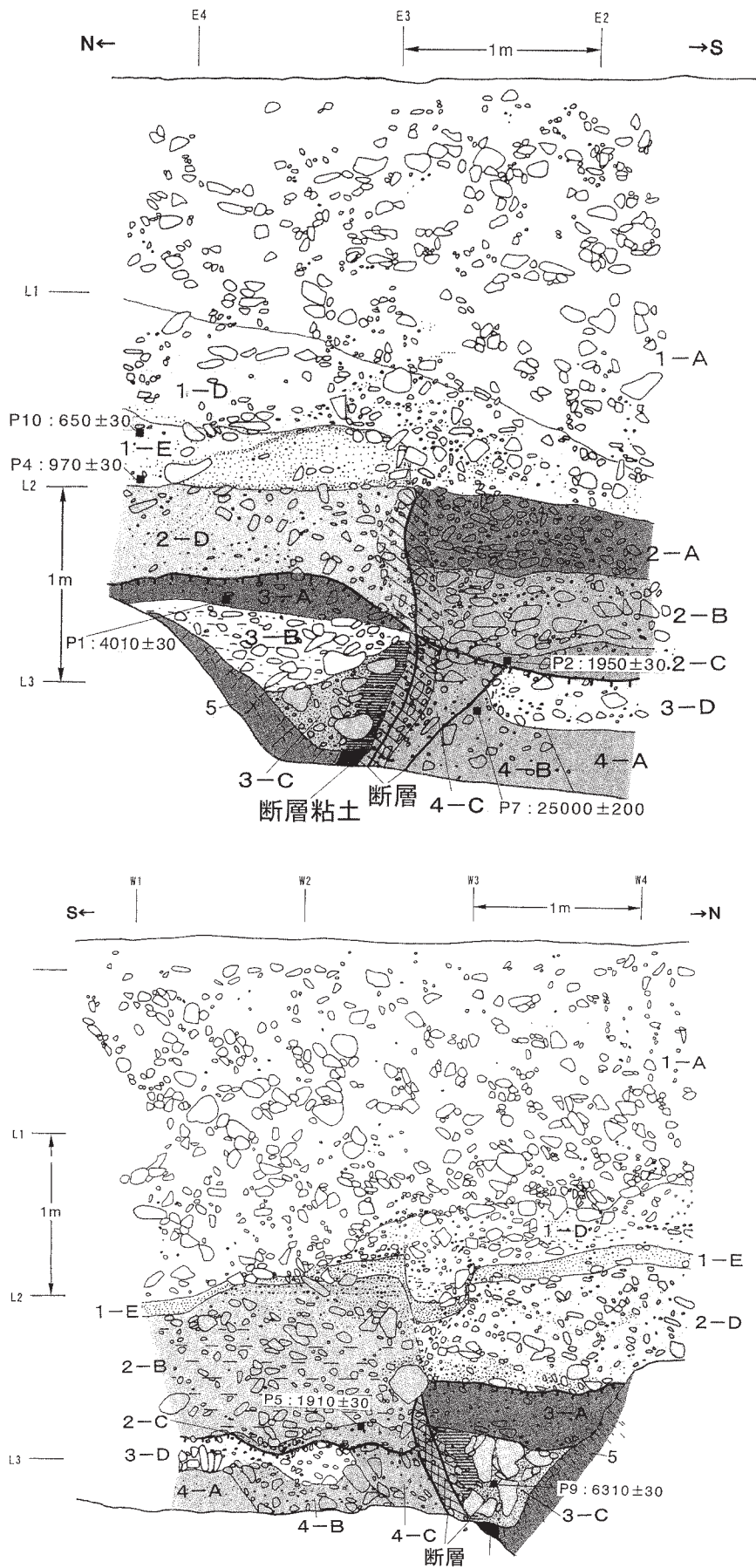
AD100年以降と推定された。根来断層が通過する根来寺付近では、遺跡の発掘調査によって12世紀後半以後の住居跡などの遺構が多く検出されているが、断層変位や変形の痕跡は認められず、また地震による被害記録もないことから、断層の最新活動時期は少なくともAD1,200年以前であると推定される。仁王谷のトレンチ調査では、最新活動時期は約3,400 y BP以降、1,750 y BPまでの間であると推定されている（岡田ほか，1999）。上黒谷 No. 2b トレンチでは、約9,500～11,000 y BPの地層を切る断層が確認され（第9.17図）、断層は7,900 y BPの年代を示す地層に覆われている（佃ほか，1998）。ここでは最新活動以前の断層イベントが確認されたことになる。



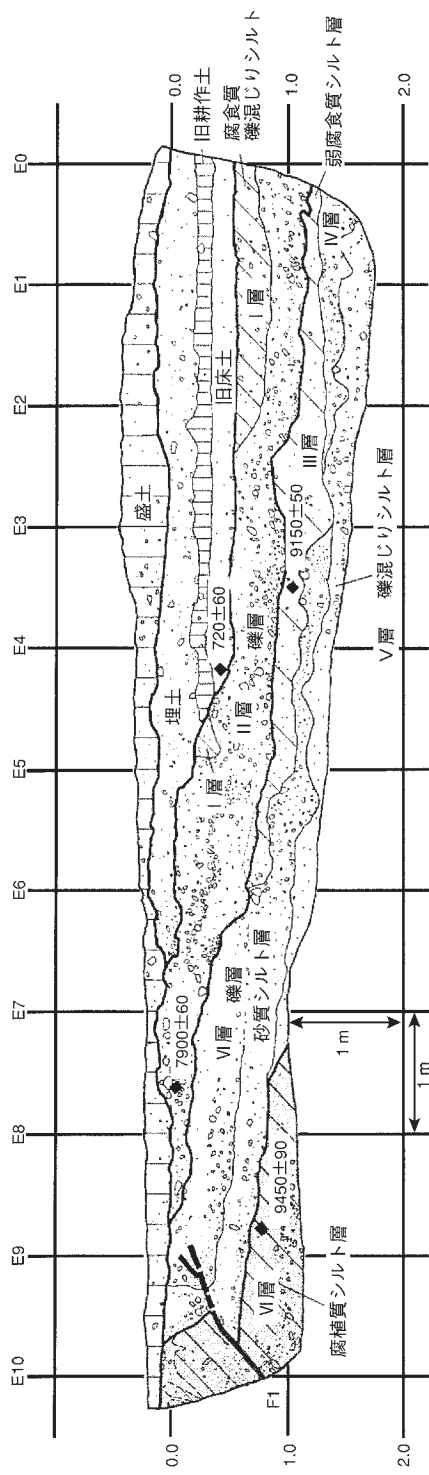
第9.14図 和歌山市上黒谷地区における根来断層のトレンチ調査位置
水野ほか（2000）に加筆。



第9.15図 上黒谷 No.3 トレンチのスケッチ
 佃ほか (1998) に新たな年代測定値を追加。年代測定値は暦年代較正未補正。
 F₁-F₃: 断層。左) 東側壁面, 右) 西側壁面



第9.16図 上黒谷No.4トレンチのスケッチ
水野ほか（2000）に加筆. 年代測定値は暦年代較正未補正. 上) 東側壁面, 下) 西側壁面



第9.17図 上黒谷 No. 2 トレンチのスケッチ
 佃ほか (1998) による。F₁: 断層.

第10章 応用地質

(牧本 博・寒川 旭・水野清秀・宮田隆夫)

10.1 銅鉱床

本地域の三波川変成岩類には多数の層状含銅硫化鉄鉱床（キースラーガー）が産し、このうち飯盛鉱山は産出量・鉱床規模で近畿地方最大として知られている。明治時代には多くの鉱山で採掘されており、金原（1902）にも飯盛・神路・赤沼田・丸山の4鉱山の記述がみられる。大正時代及び昭和10年代を中心に盛んに稼行され銅及び硫黄が出荷されたが、大部分の鉱山は第二次大戦末期-直後に休山となった。戦後は飯盛・麻生津の両鉱山で稼行されたが、1964年に麻生津鉱山が、また1968年に飯盛鉱山が閉山した。なお、本項の記述は、伊藤

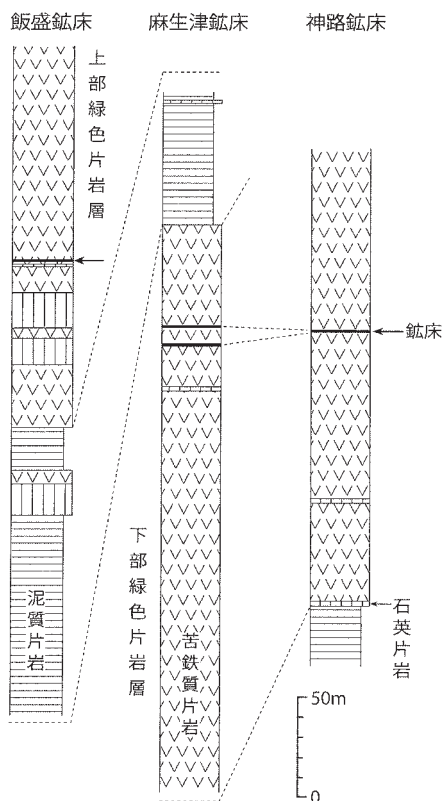
（1937）、吉田（1951）、堀越ほか（1954）、地質調査所編（1956）、岩橋（1959）、神山ほか（1964、1966）、日本鉱業協会（1965）、瀧本・中村（1973）などによる。また、鉱山位置は岩橋（1959、1962）及び金属鉱業事業団（1967）による。

各鉱床の概要を第10.1表に示す。各鉱床は飯盛ユニット中に産し、多くの場合は点紋苦鉄質片岩中に、ときに苦鉄質片岩と泥質片岩の境界部に整合に挟まれている。禰宜・貴志・神路・鞆淵の各鉱床は飯盛向斜南翼側に、久保鉱床は同向斜軸部近くに、その他の鉱床は同向斜北翼側にそれぞれ位置する。また大部分の鉱床は同向斜を取り巻く厚層の苦鉄質片岩（神山ほか（1964）の飯盛緑色片岩層群）中に胚胎する（第10.1図）。各鉱床を

第10.1表 層状含銅硫化鉄鉱床の概要

	鉱床の形態・規模など	昭和36年度の産出粗鉱量			過去の総産出粗鉱量			文献		
		粗鉱量	品位	含有量	期間	粗鉱量	品位		含有量	
1 禰宜	鉱床は走向N50°W、傾斜40°NEで。走向延長約150m、傾斜延長約650m。厚さは30-50cm、部分的に1mに達する。平均品位Cu2.5%、S17%。	S	20.10	休山					3,5,6,9	
2 貴志	地獄谷鉱床と一坑ないし五坑鉱床が約2kmにわたって存在する。両者は断層で境された同一鉱床の可能性があり。鉱床の走向はほぼEWで、北に急傾斜。脈幅は狭いが、走向方向によく連続。上部に酸化銅鉱を多産した。	S	20	休山					3,6,9	
3 飯盛	近畿地方で最大規模。鉱床の厚さは0.5-2m、傾斜方向の延長約250m。鉱床は緩く西落して、落し方向の延長は5kmに及ぶ。鉱床の東半部は一枚の板状鉱床で、西半部は麻生津鉱床と同じく小規模な褶曲を繰り返す。	Cu S	118,000	1.13 18.4	1,334 21,726	T8-S36.12 T8-S43 (休山まで)	2,271,700 約270万	1.30 1.30	29,546 約3.5万	1,2,3,4,6, 7,8,9
4 神路	飯盛向斜北翼の麻生津鉱床の層準にはほぼ相当。鉱床の走向N77°E、傾斜60-70°N。厚さは0.1-1mで、断層による転位が多い。	S	18	休山		S13-S18	32,380	1.00	323	1,3,6,8,9
5 鞆淵	鉱床の走向はほぼEW、傾斜90°近い。上下盤の岩相は飯盛-光永鉱床に類似し、同層準に対比される。	Cu								6,9
6 麻生津	上下2枚の鉱床からなる。鉱床の走向はN80°Eで、東西450m、南北60-70mにわたり開発。母岩とともに波長10-20m規模で褶曲。	Cu S	9,419	0.99 16.4	94 1,543	S34.7-S36.12	21,211	1.03 15.2	219 3,221	6,7,8,9
7 光永	飯盛鉱床の東方延長に当たる。鉱床は厚さ0.1-1m、平均0.3m。北に45°傾斜。	Cu S	20	休山		S12-S19			約198 約3,255	3,6,9
8 久保	飯盛向斜軸部近くに位置。鉱床の詳細は不明。		-							6,9
9 見好	麻生津鉱床よりやや下位にある。鉱床の詳細は不明。		-							6,9
10 寺尾	麻生津鉱床よりやや下位にある。鉱床の詳細は不明。		-							6,9
11 御所	鉱床は苦鉄質片岩と泥質片岩の境界に胚胎。みかけ数個の鉱床からなるが、相互の関係は不明。西側の鉱床は走向N50°W、傾斜60°Nで、厚さは約1.3m。		-							6,9
12 星山	御所鉱床とほぼ同一層準。鉱床の走向N85°E、傾斜80°Nで、厚さは約0.3m。		-							6,9

文献 1) 伊藤（1937）、2) 吉田（1951）、3) 堀越ほか（1954）、4) 地質調査所編（1956）、5) 岩橋（1959）、6) 神山ほか（1964）、7) 神山ほか（1966）、8) 日本鉱業協会（1965）、9) 瀧本・中村（1973）
粗鉱量、含有量の単位はトン、品位の単位は%。



第 10.1 図 飯盛・麻生津・神路鉬床の柱状図
各柱状図は日本鉬業協会（1965）による。

挟む上・下盤の岩相層序や鉬床の落しなどをもとにした鉬床層準の対比によれば、飯盛鉬床の東方延長が光永鉬床に当たり、更に両者は南翼側の鞆淵鉬床に対比され、久保・彌宜鉬床とともに飯盛緑色片岩層群の上部緑色片岩層中に産する。また、麻生津鉬床は南翼側の神路鉬床に対比され、下部緑色片岩層中に産する。

鉬石鉬物は、黄鉄鉬・黄銅鉬を主とし、少量の斑銅鉬・閃亜鉛鉬・磁鉄鉬を伴う。脈石鉬物は石英・方解石・長石類・緑泥石・緑れん石・白雲母などである。本鉬床は、海底火山活動により鉬床の源物質（噴気性堆積鉬床）が供給され、その後周囲の岩石とともに変形・変成作用を受け、鉬石の組織・構造、鉬物組成の改変を経て形成されたと考えられている。

以下、主要な鉬山の沿革を記す。

飯盛鉬山 那賀町西脇（JR 和歌山線名手駅の南方約 2.3 km）に位置する。飯盛鉬山の端緒は明治 11 年（1878）に鉬床露頭が発見されたことに始まる。明治 20 年頃から開発され、個人規模で採掘・精錬されてきたが、大正 8 年（1919）8 月古河鉬業株式会社が買収し、それ以後同社により稼行され、1968 年まで操業した（第 10.2 図）。粗鉬（昭和 26 年 1～9 月生産分）の品位と化学組成は次の通り。Cu 1.19%，Fe 23.76%，S 23.96%，Pb tr.，Zn tr.，SiO₂ 24.58%，Al₂O₃ 7.08%，CaO 7.09%，MgO 3.83%，As tr. 昭和 25～29 年の 5 年間で約 50,300–62,600 トン/年の粗鉬（品位：Cu 0.95～1.27%）を生産した。

神路鉬山 粉河町鞆淵^{ともぶち}（JR 名手駅の南方約 4.5 km）



第 10.2 図 飯盛鉬業所跡
那賀町西脇南方

に位置する。大正年間に稼業された模様だが、詳細は不明。昭和10年(1935)6月に古河鉱業株式会社が買い取り、以後昭和18年(1943)9月まで操業したが、戦時中の人員不足で操業を中止した。

光永鉱山 那賀町赤沼田(JR名手駅の南東方約3.5km)に位置する。旧丸山・赤沼田両鉱山(金原,1902)が合併・改称してできた。幾度か所有者が変わった後、昭和13年光永鉱業株式会社が創立され以後本格的に操業したが、昭和20年休山した。

麻生津鉱山 那賀町赤沼田(JR名手駅の南東方約2.5km)に位置する。明治末期に和歌山の人により開発される。その後放棄されていたが、昭和26年(1951)に個人が買収し、日本鉱業の資金援助で2年間操業した。この後しばらく休山したが、昭和34年(1959)山一鉱業株式会社が買収し、以後開発を進めた。昭和36年(1961)当時、粗鉱800t/月(品位Cu 1.0%, S 15%)を古河鉱業株式会社に売鉱している。昭和38年(1963)の産出粗鉱量は17,347t(品位Cu 0.8%, S 12.3%)。1964年閉山。

禰宜鉱山 和歌山市禰宜(南海貴志川線布施屋駅の南西方約2.3km)に位置する。1850年代頃には採掘されていたようで、その後稼行・休山を繰り返した。大正7年奈良県五條の個人により再開され、幾人かの手をへて、昭和11~12年頃昭和鉱業株式会社が買収した。そして、昭和15年(1940)8月頃から操業し、昭和20年(1945)10月頃まで稼行した。昭和32年3月から奈良県五條の個人が残鉱処理を実施し精鉱処理後出荷したが、昭和33年9月操業休止となった。

その他の鉱山

その他の鉱山の位置は以下の通り。なお、久保鉱山は粉河町久保付近、御所鉱山はかつらぎ町御所付近、星山鉱山はかつらぎ町星山付近と推定されるが、位置の詳細

を確認できず地質図には記入していない。

貴志鉱山: 貴志川線甘露寺前駅の北西方約1.5km

瀬淵鉱山: JR名手駅の南方約4km

見好鉱山: JR笠田駅の南方約2.3km

寺尾鉱山: JR笠田駅の南東方約2km

10.2 滑石鉱床

三波川結晶片岩類の分布地域には蛇紋岩(超苦鉄質岩類)に伴ってその周縁部に滑石が産し、かつて採掘されたが、現在はいずれも操業されていない。なお、本項の記述及び鉱山位置は塚脇(1973)及び津田(1956)による。

本地域には以下の滑石鉱山があった(第10.3図)。

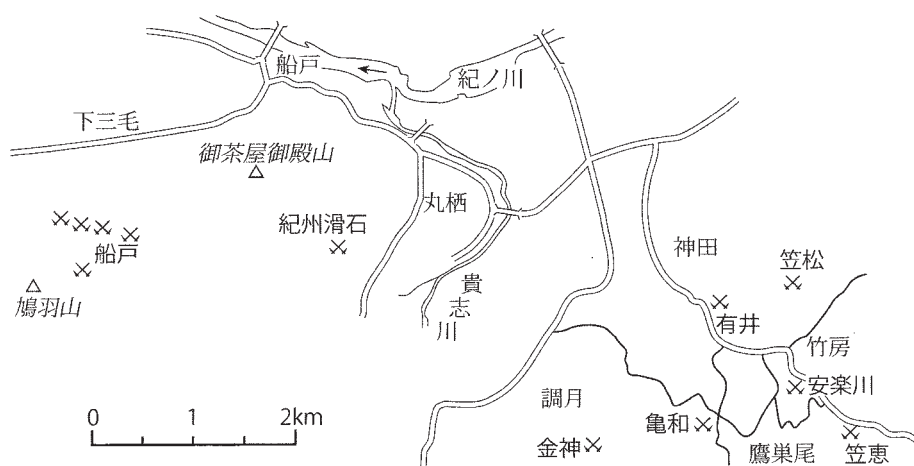
和歌山市下三毛: 船戸鉱山

貴志川町: 紀州滑石鉱山

桃山町: 金神, 有井, 笠恵, 笠松, 亀和, 安楽川の各鉱山

滑石は、泥質片岩と蛇紋岩の接触部の、蛇紋岩側に胚胎し、蛇紋岩化作用後に珪酸分に富んだ熱水により蛇紋岩周縁部が交代されて生じたとされている。

船戸鉱山 和歌山市鳩羽山北方約500mの蛇紋岩に伴う滑石を対象に採掘された。船戸鉱山の端緒は、1890年代に那賀郡紀伊小倉南方で滑石が石筆用に小規模に露天掘りされたことに始まる。その後石綿の探鉱が試みられたが、稼行に至らなかった。昭和26年頃から農業用の添加剤として滑石の需要が増え、昭和28年には約2064トンを生産した。昭和31年当時5坑が稼行中であった。滑石は、蛇紋岩を上盤、泥質片岩を下盤とし、その接触面に沿って蛇紋岩側に厚さ50~160cmで産する。鉱床上盤側は透角閃石を多く含み、蛇紋岩から滑石鉱床へは漸移的に移り変わっている。滑石は、淡緑色で



第10.3図 滑石鉱床位置図
塚脇(1973)及び津田(1956)をもとに作成。

絹糸光沢があり、 $N \approx 1.587$ で短冊状結晶をなす。

この他の鉱山では、有井鉱山が脈幅 10 m に達する大規模な鉱床で、紀州滑石鉱山：脈幅 1 ~ 1.5 m、笠松鉱山：0.5 m、亀和鉱山：1.3 m、笠恵鉱山：最大 2 m である。

10.3 垂炭

桃山町^{こうだ}神田北西方の菖蒲谷層群貴志川層中の垂炭が戦中-戦後の一時期採掘された。以下の記述は石炭庁垂炭局 (1949)、地質調査所編 (1960) による。稼行対象は層厚 0.4 ~ 1.2 m の炭層 2 層で、このほか薄いものを数層を挟む。炭質は木質垂炭で、薄いものでは炭化が進み炭質垂炭も認められた。和歌山垂炭鉱業株式会社安楽川炭鉱により昭和 21 年度 1456 トン、昭和 22 年度 2230 トンが生産され、主に家庭用・工業用燃料として利用された。

10.4 採石

平成 15 年 3 月現在、岩出町北部の風吹峠周辺を中心に 7 地域で、和泉層群の砂岩や礫岩が土木・建築材料として採石されている。

10.5 温泉・鉱泉

本地域には以下の温泉・鉱泉がある (金原, 1992)。

名称	温度(°C)	湧出量(l/min)	泉質	pH
阪南町小川	21.1	5	(Na-HCO ₃)	7.2-7.8
山の中溪	16	7.5		7.93-8.25
和歌山市滝畑	22.0	-	(Na-HCO ₃)	8.2-8.8
岩出町境谷	22.2	-	(Na-HCO ₃)	8.2-8.9
打田町倉谷	17.3	10	単純S泉	8.7-9.2
粉河町遠方	≥25,<42	75	含S-Ca-HCO ₃ ・SO ₄	-

10.6 地震災害

本地域は、繰り返し発生してきた南海地震の地震動によって被害を受けている。江戸時代については、1605 年 2 月 3 日午後 8 時 (慶長 9 年 12 月 16 日戌刻)、1707 年 10 月 28 日午後 2 時 (宝永 4 年 10 月 4 日未刻)、1854 年 12 月 24 日午後 4 時 (嘉永 7・安政元年 11 月 5 日申の中刻) に南海地震が発生したことが古文書などの記録からわかる (文部省震災予防評議会, 1941)。そして、1946 (昭和 21) 年 12 月 21 日午前 4 時 19 分の昭和南海地震では、震度 V の揺れが襲った (宇佐美, 1996 など)。

このうち、1605 年 (M7.9) と 1946 年 (M8.0) は、規模が小さかった。特に、1605 年の場合は地震動がほとんどなくて津波だけが打ち寄せ、「津波地震」と考え

られている。一方、規模の大きかった 1707 年と 1854 年 (ともに M8.4 以上) については、本地域周辺における被害が、以下のように記録されている。

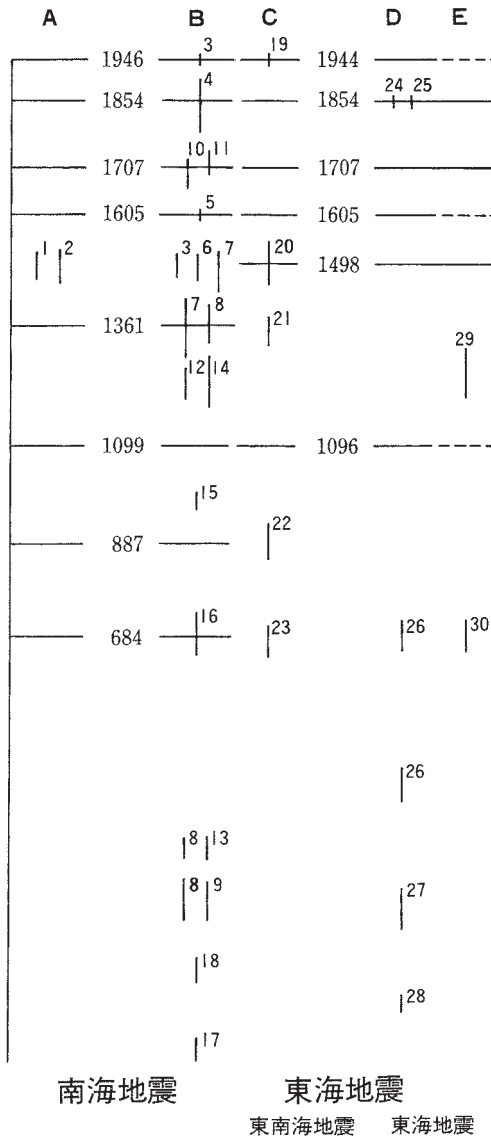
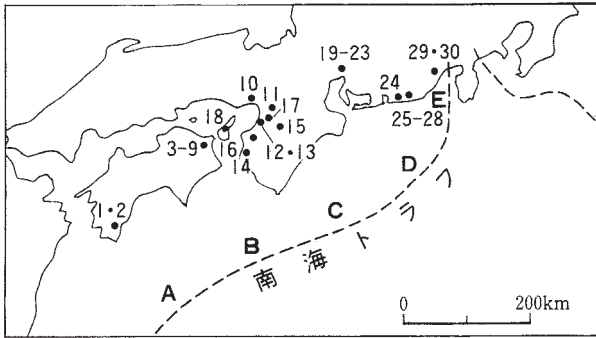
1854 年の安政南海地震については、和歌山市内の低地において「欠作り下田畑ゆり割れ、長さ一丈或は二間、三間づつ割れ、青き砂一面に吹き出し有之、大震りの節は五寸程づつも開き寄致し候。」 (水島某筆記『見聞録』) と書かれており地割れから噴砂が流れ出したことがわかる。ちなみに、水島某は幕末の和歌山城天守閣再建で大工の棟梁を務めている (東京大学地震研究所編, 1987)。

1707 年の宝永地震では、本地域で紀ノ川南岸の沖積低地に位置する小倉地域 (現和歌山市小倉) の庄屋の日記『万覚書』に、「同十月四日九通ツ半時分、大地震仕、夫より夜迄二十度も地震仕、段々日夜ゆり、四五日止す、夫より段々夜昼式度、三度、其後ゆらさる日もあり、併、長々止す、(中略) 右大地震の時、大地所々ニ而壹尺余もゆりわり、水砂吹出し申候。」という記録がある (東京大学地震研究所編, 1983)。

また、地元の土木技術者として著名だった大畑才蔵が、市原村付近の新井の状態を「十月四日未上刻、道七八町あゆみ候ほどの内、老人も覚無之ほどの大地震、地一二寸づつ割れひびき、地方にては床よりどう水砂土など吹き出す、家々ゆがみ潰れ申も有之」 (『才蔵日記』) と書いている。市原村は本地域東隣の「高野山」地域西端の低地に位置し、現在の伊都郡かつらぎ町妙寺である。さらに、『才蔵日記』には、「十月四日、丁ノ町にて大地震一いと (伊都郡) 那賀池々八十三、われ御普請十一月十日より極月廿日迄三十八日」という記述もある (東京大学地震研究所編, 1983)。

第 10.4 図は、南海トラフ (駿河トラフも含めて) を A-E と 5 区分したものである。A・B で起きるのが南海地震、C-E で起きるのが東海地震であるが、最近では、C・D を東南海地震、E を東海地震ということが多い。図中に西暦で示したのが、史料からわかる地震の発生年である (Ando, 1975 などに基づく)。そして、縦線で示したのが、遺跡から検出された南海・東海地震の可能性のある痕跡である (寒川, 1999 など)。記録の充実した江戸時代以降では、このような記録から東海地震と南海地震について、1) ほぼ同時に発生する、2) 東海地震が大きい (小さい) と南海地震も大きい (小さい)、3) 間隔は 90 ~ 150 年、という規則性が読みとれる。

一方、江戸時代より前になると文字記録が激減するので、1605 年の南海地震の前が 1361 年・1099 年・887 年・684 年となって発生間隔が江戸時代の倍 (200 年余り) になり、1498 年・1361 年・887 年・684 年は、南海または東海地震が単独で発生したような誤解を生みやすい。しかし、これに地震の痕跡を考え合わせると、記録の空白が少しずつ埋まり、江戸時代以降に見られる規則性をもっと前から存在したように思える (寒川, 1999、



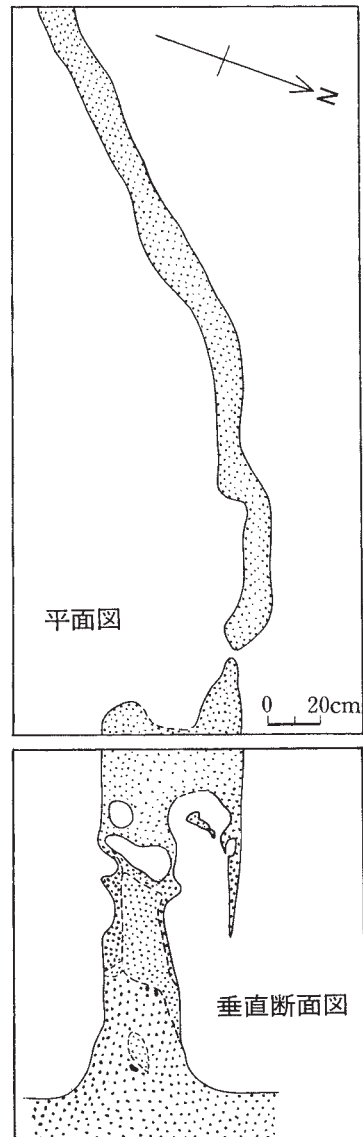
第 10.4 図 巨大地震の発生時期

- 1 アゾノ, 2 船戸, 3 宮ノ前, 4 神宅, 5 黒谷川古城, 6 古城, 7 中島田, 8 黒谷川宮ノ前, 9 黒谷川郡頭, 10 小阪邸跡, 11 池島福万寺, 12 石津太神社, 13 下田, 14 藤並, 15 箸尾, 16 川辺, 17 田井中, 18 下内膳, 19 東畑廃寺, 20 尾張国府跡, 21 門間沼, 22 地藏越, 23 田所, 24 御殿二之宮, 25 袋井宿, 26 坂尻, 27 鶴松, 28 原川, 29 上土, 30 川合 (5 は内陸地震の可能性大)

2001a・b).

このような背景から、21 世紀中頃に次の南海地震と東海地震がほぼ同時に発生する可能性が高いが、昭和の両地震はいずれも規模が小さくて、E 地域が割れ残ったことを考えると、今回は、1854・1707 年のように A-E が一斉に破壊して大きな規模になることが十分に考えられる (寒川, 2001a など)。

また、本地域西端で紀ノ川の北側の沖積低地に位置する、和歌山市川辺の川辺遺跡では、和歌山県文化財センターの発掘調査によって、複数回の時期にまたがる液状化現象の痕跡が認められている。そして、これらの痕跡は南海地震や中央構造線活断層系の活動に関わる痕跡と判断される。最新の時期の痕跡の中で、最も規模の大きい砂脈は最大幅 34 cm、長さ 15 m で N70° E 方向に延びている (第 10.5 図)。7 世紀前半の柱穴の堀方を引き



第 10.5 図 川辺遺跡の液状化跡
 寒川ほか (1989) による。

裂き、奈良時代頃の地層や平安時代の溝に覆われているので、7世紀後半から8世紀初頭の地震による痕跡と考えられている。このように限られた年代で、この地域に大きな地震動を与えたことが史料から把握できるものとして、『日本書紀』に書かれた684年の白鳳南海地震（文部省震災予防評議会編，1941）があげられる（寒川ほか，1989；寒川，1992など）。

10. 7 地すべり

津田（1963）は、和歌山県における明治以降に発生した地すべりをまとめている。それによると本地域の地す

べりは、三波川結晶片岩類分布地では打田町高野、桃山町光長、那賀町赤沼田、横谷、かつらぎ町東洪田、平沼田など、和泉層群分布地では粉河町芦上、那賀町葛谷、かつらぎ町大松など、中央構造線沿いの破碎帯では粉河町中津川・西川原、那賀町切畑・林ヶ峯・平野・名手上、かつらぎ町広浦・柏木などで発生している。地すべりの面積は5～20 ha程度が多い。

上記地すべりのうち、三波川結晶片岩類分布地の横谷のものについて、岩橋（1953）は、地すべり面積は26.5 haで、その時点では三波川結晶片岩類の上位に重なる厚さ約30 mの崖錐層中の3ヶ所で地すべりが著しいと記している。

文 献

- 秋元 宏 (1966) 紀州三波川帯の点紋帯とその周辺部の構造地質学的考察. 地球科学, no.83, p.1-7.
- Cande, S. C. and Kent, D. V. (1995) Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophysical Research*, vol. 100, p. 6093-6095.
- 地質調査所編 (1956) I. 銅. 日本鉱産誌 B I-b 主として金属原料となる鉱石-銅・鉛・亜鉛-, p. 6-95.
- 地質調査所編 (1960) 日本鉱産誌 B V-a 主として燃料となる鉱石-石炭-, p. 527.
- 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.
- de Jong, K., Kurimoto, C. and Guise, P. (2000) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ whole-rock dating of metapelites from the Mikabu and Sambagawa Belts, western Kii Peninsula, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 106, p. 703-712.
- 藤原 卓・岸野正直・小原正顕・松原 聡・宮脇律郎 (2002) 和歌山県, 三波川変成岩中の手稲石ほかのテルル鉱物. 日本鉱物学会創立 50 周年記念年会, 岩鉱学会 2002 年学術講演会, 演旨, p. 34.
- 古河鉱業株式会社飯盛鉱業所 (1955) 飯盛鉱山の概況. 22 p.
- Galbraith, R. H. (1981) On statistical models for fission track counts. *Math. Geol.*, vol. 13, p. 471-488.
- 原 郁夫・秀 敬・武田賢治・佃 栄吉・徳田 満・塩田次男 (1977) 三波川帯の造構運動. 秀敬編三波川帯, 広島大学出版会, p. 307-390.
- Harada, T. (1890) Die Japanischen Inseln. Eine topographisch-geologische Übersicht. Erste Lieferung. *Kais. Jap. Geol. Reichsanst.*
- Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. and Smith, D. G. (1990) A geologic time scale 1989. Cambridge University Press, 263p.
- Hashimoto, M. and Kanehira, K. (1979) Preliminary study on mineral paragenesis of quartz schists of the Iimori district, Sambagawa terrane, Japan. *Mem. Natn. Sci. Mus.*, no. 12, p. 23-27.
- Hashimoto, M., Funakoshi, R. and Kusakabe, K. (1990) Mn-rich amphiboles from quartz schists of the Iimori district, Sambagawa terrane, Wakayama. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 85, p. 481-487.
- 東野外志男 (1990) 四国中央部三波川変成帯の変成分帯. 地質雑, vol. 96, p. 703-718.
- 平山 健・神戸信和 (1959) 5 万分の 1 地質図幅「高野山」及び同説明書. 地質調査所, 41p.
- 平山 健・田中啓策 (1956a) 5 万分の 1 地質図幅「海南」及び説明書. 地質調査所, 62p+abst.12 p.
- 平山 健・田中啓策 (1956b) 5 万分の 1 地質図幅「動木」及び説明書. 地質調査所, 37p+abst.11p.
- 廣田善夫 (1991) 紀伊半島西部の三波川変成帯の地質. 島根大理紀要, vol.25, p. 131-142.
- 廣田善夫 (1993) 紀伊半島西部三波川変成帯の灰曹長石-黒雲母帯. 日本地質学会関西支部報, no. 115, p. 11.
- 堀井 篤 (1959) 和泉山脈西部雄ノ山峠付近の和泉層群について. 立命館大理工紀要, vol. 4, p. 127-134.
- 堀越義一・木村 正・小村幸二郎 (1954) 日本の層状含銅硫化鉄鉱床総覧. 鉱山地質特別号第 1 号, 53p.
- Huzita, K. (1980) Role of the Median Tectonic Line in the Quaternary tectonics of the Japanese Islands. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no.18, p. 129-153.
- 市川浩一郎 (1960) 和泉山脈中部の和泉層群の層相変化及び後背地の問題 (演旨). 地質雑, vol. 66, p. 466.
- Ichikawa, K. (1968) Izumi Range and Median Tectonic Line. In Ikebe, N., Ichikawa, K. and Huzita, K. eds., Geologic guide for excursion to several areas in the Kinki District, Central Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 11, p. 116-118.
- Ichikawa, K. (1980) Geohistory of the Median Tectonic Line of Southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 18, p. 187-212.
- 市川浩一郎 (1991) 中央構造線の活動史からみた MTL 活断層系の意義. 日本地質学会第 98 年学術大会演旨, p. 58-59.
- 市川浩一郎・波田重熙 (1966) 有田川構造線. 日本地質学会関西支部会報, no. 62, 西日本支部会報, no. 45, 合併号, p. 6.
- Ichikawa, K. and Maeda, Y. (1958a) Late Cretaceous Pelecypods from the Izumi Group, Part I. Cucullaeidae (*Pleurogrammatodon*, nov., *Nanonavis* and *Indogrammatodon*). *J. Inst. Polytec., Osaka City Univ.*, vol. 3, p. 61-74.
- Ichikawa, K. and Maeda, Y. (1958b) Late Cretaceous Pelecypods from the Izumi Group, Part II. Orders Taxodontida, Prionodontida, Dysodontida, Desmodontida and Adapedontida. *J. Inst. Polytec., Osaka City Univ.*, no.4, p.71-112.
- 市川浩一郎・前田保夫 (1960) 和泉層群の斧足類化石による生層序区分. 有孔虫, no. 11, p. 5-14.
- Ichikawa, K. and Maeda, Y. (1963) Late Cretaceous

- Pelecypods from the Izumi Group, Part III. Order Heterodontida (1). *J. Geosci., Osaka City Univ.*, no. 7, p. 113-145.
- Ichikawa, K. and Maeda, Y. (1966) *Clisocolus* (Bivalvia, Late Cretaceous) from the Izumi Group of the Kinki District, Japan. *Prof. S. Matsushita Memorial Volume*, p. 233-241.
- 市川浩一郎・宮田隆夫 (1973) 中新世前の中央構造線 (とくに近畿地方). 杉山隆二編, 中央構造線, 東海大学出版会, p. 87-95.
- 市川浩一郎・大橋邦宏 (1965) 大阪南部の泉南酸性火砕岩類と和泉層群. 日本地質学会第 72 年年会地質見学案内書, 19 p.
- Ichikawa, K. and Ohashi, K. (1968) Izumi range and Median Tectonic Line. In Ikebe N., Ichikawa, K. and Huzita, K. eds., *Geologic guide for excursion to several areas in the Kinki district, central Japan*. *J. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 11, p. 116-118.
- 市川浩一郎・宮田隆夫・篠原正男・河口雄三 (1976) 根来断層について. MTL (中央構造線の形成過程に関する総合研究-研究連絡誌-), no. 1, p. 23-26.
- 市川浩一郎・宮田隆夫・篠原正男 (1979) 和泉山脈の和泉層群の層序区分. 日本地質学会関西支部報, no. 85, p. 10-11.
- 市川浩一郎・宮田隆夫・篠原正男 (1981) 和泉層群堆積盆の段階的東進に関するモデルと中央構造線の運動像. 日本地質学会関西支部報, no. 89, p. 11-12.
- 石上知良・吉松敏隆 (1972) 和泉山脈西端部の和泉層群の層序と構造. 和歌山大学芸紀要 (自然科学), no. 19, p. 57-75.
- 石川憲一 (1997) 紀伊半島西部龍門山地域の三波川変成帯. 島根大総合理工紀要シリーズ A, vol. 31, p. 201-216.
- Isozaki, Y. (1996) Anatomy and genesis of a subduction-related orogen: A new view of geotectonic subdivision and evolution of the Japanese Islands. *The Island Arc*, vol. 5, p. 289-320.
- Itaya, T., Nagao, K., Murata, M. and Ogata, K. (1982) Rare gas composition and K-Ar ages of I- and S-types in the Omine Granitic Rocks, central Kii Peninsula, Japan. *Abstr. Issu 5th International Conf. Geochronol. Cosmochronol. Isotope Geol.*, p. 164-165.
- 市原 実編 (1993) 大阪層群. 創元社, 340 p.
- Itihara, M., Yoshikawa, S., Inoue, K., Hayashi, T., Tateishi, M. and Nakajima, K. (1975) Stratigraphy of the Plio-Pleistocene Osaka Group in Sennan- Senpoku areas, south of Osaka, Japan - A standard stratigraphy of the Osaka Group. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 19, p. 1-29.
- 市原 実・市川浩一郎・山田直利 (1986) 岸和田地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 148 p.
- 伊藤萬清 (1937) 飯盛鉾山の現況. 日本鉱業会誌, vol. 53, p. 339-344.
- 岩橋 勉 (1953) 和歌山県那賀郡麻生津村横谷の地回り. 和歌山大学芸紀要 (自然科学), no. 3, p. 33-37.
- 岩橋 勉 (1955) 和歌山県那賀郡鞆淵村の玄武岩について. 和歌山大学芸紀要 (自然科学), no. 5, p. 29-32.
- 岩橋 勉 (1959) 和歌山市の地質. 和歌山大学芸紀要 (自然科学), no. 9, p. 19-26.
- 岩橋 勉 (1960) 和歌山県三波川変成帯中央部の背斜構造. 和歌山大学芸紀要 (自然科学), no. 10, p. 151-157.
- 岩橋 勉 (1962) 紀ノ川南部の点紋結晶片岩帯の地質構造 (予報). 和歌山大学芸紀要 (自然科学), no. 12, p. 53-60.
- 岩橋 勉 (1968) 和歌山県北部長峰山脈の地質構造と層序に関する問題点. 和歌山大教育紀要 (自然科学), no. 18, p. 19-31.
- 岩橋 勉 (1974) 紀の川構造谷, 特に農林省紀の川農業用水路の建設並びに和歌山県紀の川河谷の広域営農団地農道整備事業に関連して. 和歌山大教育紀要 (自然科学), no. 24, p. 17-35.
- Iwano, H. and Danhara, T. (1997) A re-investigation of the geometry factors for fission-track dating of apatite, sphene and zircon. P. Van den Haute and De Corte (eds.), *Advances in Fission-Track Geochronology*, 47-66. Kluwer Academic Publishers.
- 角田隆彦・佐竹義典・金折裕司 (1981) 中央構造線の分布・性状と活動性-紀伊半島中・西部地域における断層露頭の調査及び解析-. 電力中研研報, no. 380044, 203 p.
- 神山貞二・小島丈児・岩橋 勉・秀 敬・吉田博直・中村威・福本博美・米林 滋・浜島 勲・嘉村 豊・大久保義和・由井俊三・兼平慶一郎・濡木輝一・神田茂樹・三浦富士雄・中川正男・大八木規夫 (1964) 和歌山県飯盛周辺地帯の地質と鉾床の位置-飯盛周辺地帯の地質鉾床に関する広域的総合的研究 (その 1) -. 鉾山地質, vol. 14, p. 336-349.
- 神山貞二・小島丈児・岩橋 勉・秀 敬・吉田博直・中村威・福本博美・米林 滋・浜島 勲・嘉村 豊・大久保義和・由井俊三・兼平慶一郎・濡木輝一・神田茂樹・三浦富士雄・中川正男・大八木規夫 (1966) 和歌山県飯盛鉾山周辺地帯の鉾床, 特に層序と地質構造との関係-飯盛周辺地帯の地質鉾床に関する広域的総合研究 (その 2) -. 鉾山地質, vol. 16, p. 332-341.
- 兼平慶一郎 (1955) 和歌山県飯盛鉾山の地質と鉾床. 鉾山地質, vol. 5, p. 231-240.
- Kanehira, K. (1967) Sanbagawa crystalline schists in the Iimori district, Kii Peninsula. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*,

- vol. 33, p. 101-115.
- Kanehira, K. and Banno, S. (1960) Ferriphengite and aegirinejadeite in a crystalline schist of Iimori district, Kii Peninsula. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 66, p. 654-659.
- Kaneko, S. (1966) Transcurrent displacement along the Median Tectonic Line, south-western Japan. *New Zealand Jour. Geol. Geophys.*, vol. 9, p. 45-59.
- 活断層研究会編 (1991) 新編日本の活断層-分布図と資料-. 東京大学出版会, 437 p.
- 河田喜代助 (1939) 紀ノ川流域の“中央線”に沿ふ地質. 矢部教授還暦記念論文集, vol. 1, p. 39-53.
- 金原啓司 (1992) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覽. 地質調査所, 394 p.
- 金原信泰 (1902) 20 万分の 1 地質図幅「和歌山」及び同説明書. 地質調査所, 101 p.
- 近畿西部 MTL 研究グループ (1981) 和泉山脈東部の和泉層群の層序と構造. 地球科学, vol. 35, p. 312-320.
- 金属鉱物探鉱促進事業団 (1967) 昭和 41 年度広域調査報告書 紀の川地域. 4 p.
- 金属鉱物探鉱促進事業団 (1969) 昭和 42 年度精密調査報告書 紀の川地域. 84 p.
- 小林治夫 (1942) 和歌山県飯盛鉱山付近の地質・鉱床. 地質雑, vol. 49, p. 363-375.
- 小林貞一 (1931) 和泉山脈の和泉砂岩層. 地質雑, vol. 38, p. 629-640.
- Kobayashi, T. (1941) The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. *Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, vol. 2, p. 219-578.
- 小林貞一 (1951) 日本地方地質誌「総論-日本の起源と佐川輪廻-」. 朝倉書店.
- 小島丈児 (1965) 飯盛地方の三波川結晶片岩. 日本地質学会第 72 年年会地質見学案内書. 17 p.
- 郡場 寛・三木 茂 (1931) 白亜紀和泉砂岩の化石コダイアマモ (新称) に関する考察. 地球, vol. 15, p. 165-204.
- Koriba, K. and Miki, S. (1958) *Archaeozostera*, A new genus from Upper Cretaceous in Japan. *The Palaeobotanist*, vol. 7, p. 107-110.
- Kunugiza, K. (1980) Dunites and serpentinites in the Sanbagawa metamorphic belt, central Shikoku and Kii Peninsula, Japan. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 75, p. 14-24.
- Kunugiza, K. (1982) Formation of zoning of olivine with progressive metamorphism of serpentinite - an example from the Ryumon peridotite body of the Sanbagawa metamorphic belt, Kii Peninsula. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 77, p. 157-170.
- 栗本史雄 (1982) 和歌山県高野山南西方のいわゆる秩父系-上部白亜系花園層-. 地質雑, vol. 90, p. 900-914.
- 栗本史雄 (1993) 和歌山県北東部の三波川・黒瀬川・四万十帯構成岩類の K-Ar 年代. 地調月報, vol. 44, p. 367-375.
- 栗本史雄 (1995) 和歌山県北部の三波川変成岩類の K-Ar 年代. 地質月報, vol. 46, p. 517-525.
- 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.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス〔日本列島とその周辺〕. 東京大学出版会, 336p.
- 松田時彦 (1973) 活断層としての中央構造線. 杉山隆二編「中央構造線」, 東海大学出版, p. 239-251.
- 松田時彦 (1975) 活断層としての石廊崎断層系の評価. 1974 年伊豆半島沖地震災害調査研究報告, p. 121-125.
- 松本孝之 (2001) 奈良県吉野郡大淀町における更新統菖蒲谷層上部層 (“五条層”) を切る中央構造線の露頭. 地球科学, vol. 55, p. 187-191.
- Matsumoto, T. (1936) Contributions to the Cretaceous paleontology of Japan. I. Preliminary notes on the so-called *Parapachydiscus egertoni* (Forties) from Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 8, p. 259-267.
- Matsumoto, T., ed. (1954) The Cretaceous system in the Japanese Islands. *Japan Soc. Prom. Sci.*, 324 p.
- Matsumoto, T. and Morozumi, Y. (1980) Late Cretaceous Ammonites from the Izumi Mountains, Southwest Japan. *Bull. Osaka Mus. Nat. Hist.*, no. 33, p. 1-31.
- Matsuo, H. (1966) Plant fossils of the Izumi Group (Upper Cretaceous) in the Izumi Mountain Range, Kinki District, Japan. *Ann. Sci., Kanazawa Univ.*, vol. 3, p. 67-75, pl. 1.
- 三木 茂 (1948) 鮮新世以来の近畿並びに近接地域の遺体フロラについて. 鉱物と地質, vol. 9, p. 105-144.
- 南新真祐・柳 哮・山口 勝 (1979) 四国中央部の三波川変成岩の Rb-Sr 全岩年代. 日本列島構成の同位体地球科学, p.68-71.
- Miyata, T. (1980) Wrench fault tectonics of the Median Tectonic Line and deformation of the Cretaceous Izumi Group in west Kinki, Southwest Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 23, p. 65-114.
- Miyata, T. (1989) Cretaceous Izumi sedimentary basin : Pull-aparts with duplex structure along Median Tectonic Line, Southwest Japan. *28th IGC Abstracts*, 2, p. 447.
- Miyata, T. (1990) Slump strain indicative of paleoslope in Cretaceous Izumi sedimentary basin along Median tectonic line, southwest Japan. *Geology*, vol. 18, p. 392-394.
- 宮田隆夫 (1990) 横ずれ断層運動に伴う堆積盆の形成. 構造地質, no. 35, p. 65-70.

- 宮田隆夫 (1991) 和泉堆積盆の急速な沈降とスランピング。堆積学研究会報, no. 35, p. 115-118.
- 宮田隆夫 (1996) 中央構造線の断層運動と和泉層群堆積盆形成のモデル化。原 郁夫先生退官記念論文集, テクトニクスと変成作用, p. 220-226, 創文, 東京。
- 宮田隆夫・両角芳郎 (1987) 和泉山脈の和泉層群と中央構造線。日本地質学会第 94 年学術大会見学旅行案内書, p. 19-38.
- Miyata, T., Ui, H. and Ichikawa, K. (1980) Paleogene left-lateral wrenching on the Median Tectonic Line in Southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 18, p. 51-68.
- 宮田隆夫・両角芳郎・篠原正男 (1987) 和泉帯。中沢圭二ほか編, 日本の地質 6, 近畿地方。共立出版, p. 60-65.
- Miyata, T., Nishimura, T., Maejima, W. and Tanaka, J. (1992) Cretaceous strike-slip basin along the Median Tectonic Line. *29th Intern. Geol. Cong Field Trip Guide Book*, vol. 1, p. 213-223.
- 宮田隆夫・牧本 博・寒川 旭・市川浩一郎 (1993) 和歌山及び尾崎地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 68 p.
- 水野清秀 (1992) 中央構造線に沿う第二瀬戸内期の堆積場—その時代と変遷。地質学論集, no. 40, p. 1-14.
- 水野清秀・吉川清志 (1991) 中期更新世テフラ, Ng-1 火山灰の広域性の検討。第四紀研究, vol. 30, p. 435-438.
- 水野清秀・百原 新 (1993) 菖蒲谷層と段丘層・沖積層。市原 実編著「大阪層群」, 創元社, p. 145-157.
- 水野清秀・寒川 旭・佃 栄吉 (1994) 2 万 5 千分の 1 中央構造線活断層系 (近畿地域) ストリップマップ。構造図, no. 9, 地質調査所。
- 水野清秀・佃 栄吉・高橋 誠・百原 新・内山 高 (1999) 和歌山平野根来地区深層ボーリング調査から明らかになった平野地下の地質。地質雑, vol. 105, p. 235-238.
- 水野清秀・寒川 旭・佃 栄吉 (2000) 中央構造線活断層系・根来断層の活動履歴に関する補備調査-上黒谷 No. 4 トレンチ調査-。地質調査所速報, no. EQ/00/2 (平成 11 年度活断層・古地震研究調査概要報告書), p. 207-220.
- 水野清秀・寒川 旭・関口春子・駒澤正夫・杉山雄一・吉岡俊和・佐竹健治・苅谷愛彦・栗本史雄・吾妻 崇・須貝俊彦・栗田泰夫・大井田徹・片尾 浩・中村正夫・森尻理恵・広島俊夫・村田泰章・牧野雅彦・名和一成 (2002) 50 万分の 1 活構造図「京都」(第 2 版) 説明書。活構造図 11, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 50p.
- 百原 新 (1993) 近畿地方とその周辺の大規模植物化石相。市原 実編, 「大阪層群」, 創元社, p. 256-270.
- Momohara, A., Mizuno, K., Tsuji, S. and Kokawa, S. (1990) Early Pleistocene plant biostratigraphy of the Shobudani Formation, southwest Japan, with reference to extinction of plants. *Quaternary Res. (Daiyonki-Kenkyu)*, vol. 29, p. 1-15.
- 百原 新・水野清秀・沖津 進 (1997) 菖蒲谷層上部層の前期更新世末寒冷期の大規模植物化石群。植生史研究, vol. 5, p. 29-37.
- 文部省震災予防評議会編 (1941) 増訂大日本地震史料, 第 1 巻。鳴鳳社, 945 p.
- Morozumi, Y. (1979) A nautiloid from the Upper Cretaceous Izumi Group in the Izumi Mountains, Southwest Japan. *Bull. Osaka Mus. Nat. Hist.*, no. 32, p. 11-18.
- Morozumi, Y. (1985) Late Cretaceous (Campanian and Maastrichtian) ammonites from Awaji Island, Southwest Japan. *Bull. Osaka Mus. Nat. Hist.*, no. 39, p. 1-58.
- 両角芳郎・桑野素弘・谷 雅則・宮本淳一・田代正之 (1981) 和泉山脈から *Steinmanella (Yeharella) japonica obsoleta* (白亜紀三角貝) の産出とその層序学的意義。大阪市立自然史博物館研報, no. 34, p. 1-5.
- 村上武志 (1991) 和歌山市東方の三波川変成岩類と超苦鉄質岩。島根大地質研報, no. 10, p. 1-9.
- Nakayama, I. (1958) On the geological structure of the low grade metamorphic region in the south of River Kinokawa and petrofabric of quartz in the quartz schist in the region. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B*, vol. 24, p. 235-352.
- 中山 勇 (1960) 三波川帯の造構造運動と岩石構造。地団研専報, no. 10, 41 p.
- 中山 勇 (1983) 四国東部および紀伊半島西部の三波川帯の苦鉄質・超苦鉄質貫入岩について (その 2)。紀伊半島西部の三波川帯四国区での三波川帯の形成と貫入岩との関係について。地球科学, vol. 37, p. 312-328.
- 日本鉱業協会 (1965) 日本の鉱床総覧 (上巻)。581 p.
- 日本の地質「近畿地方」編集委員会編 (1987) 日本の地質 6 近畿地方。共立, 297 p.
- 西本博行・両角芳郎 (1979) 和泉山脈の後期白亜紀板鯰類化石。瑞浪市化石博物館研報, no. 6, p. 133-139.
- 岡田篤正 (1973) 中央構造線の第四紀断層運動について。杉山隆二編, 「中央構造線」, 東海大学出版会, p. 49-86.
- 岡田篤正・寒川 旭 (1976) 和泉山地南縁における中央構造線断層系の活動様式と断層変位速度 (根来断層の新期断層運動について)。MTL, no. 1, p. 37-47.
- 岡田篤正・寒川 旭 (1978) 和泉山脈南麓域における中央構造線の断層変位地形と断層運動。地理学評論, vol. 51, p. 385-405.
- 岡田篤正・東郷正美編 (2000) 近畿の活断層。東京大学出版会, 395 p.
- 岡田篤正・千田 昇・中田 高 (1996a) 2 万 5 千分の 1 都市圏活断層図「和歌山」。国土地理院。

- 岡田篤正・千田 昇・中田 高 (1996b) 2万5千分の1都市圏活断層図「粉河」. 国土地理院.
- 岡田篤正・松井和夫・遠藤 理・有吉道春・斉藤 勝 (1999) 中央構造線活断層系根来断層の性状と最新活動-和歌山市今滝(仁王谷)でのトレンチ調査-. 活断層研究, no. 18, p. 37-54.
- 寒川 旭 (1977) 紀ノ川中流域の地形発達と地殻運動. 地理評, vol. 50, p. 578-595.
- Sangawa, A. (1978) Geomorphic development of the Izumi and Sanuki ranges and relating crustal movement. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Geogr.*, vol. 28, p. 313-338.
- 寒川 旭 (1992) 中央構造線周辺の遺跡で認められた地震跡. 地質学論集, no. 40, p. 171-175.
- 寒川 旭・岡田篤正 (1977) 紀伊半島西部の中央構造線の新期活動に関する断層露頭について. MTL (中央構造線), no. 2, p. 51-60.
- 寒川 旭・大草重康・土井孝之・河内一浩・黒石哲夫 (1989) 和歌山市川辺遺跡における地震跡. 地震学会講演予稿集, no. 2, p. 43.
- 石炭庁垂炭局 (1949) 垂炭資料総覧.
- Shibata, K. and Nozawa, T. (1967) K-Ar ages of granitic rocks from the Outer Zone of Southwest Japan. *Geochem. J.*, vol 1, p.131-137.
- 柴田 賢・杉山雄一・高木秀雄・内海 茂 (1988) 奈良県吉野地域の中央構造線沿いに分布する諸岩石の同位体年代. 地調月報, vol. 39, p. 759-781.
- 志井田 功 (1954) 吉野川流域の地質概要 (1). 奈良県総合文化調査報告書, 吉野川流域, p. 1-13.
- 志井田 功・粉川昭平 (1954) 大和吉野川流域におけるメタセコイア植物化石群を含む“大淀累層”について. 奈良県総合文化調査報告書, 吉野川流域, p. 24-31.
- 篠原正男・宮田隆夫・市川浩一郎 (1993) 根来断層: 和泉山脈南縁の中央構造線の副断層. 地質雑, vol. 89, p. 395-402.
- 杉山雄一 (1992) 西南日本前弧域及び瀬戸内区のネオテクトニクス. 地質学論集, no. 40, 219-233.
- 鈴鹿恒茂 (1958) 地質. 五条市史, 下巻, 五条市, p. 497-516.
- 鈴木正男 (1988) 第四紀火山灰層のフィッシュントラック年代について. 地質学論集, no. 30, p. 219-221.
- Taira, A., Saito, Y. and Hashimoto, M. (1983) The role of oblique subduction and strike-slip tectonics in the evolution of Japan. *Geodynamics Series*, 11, p. 303-316.
- 高橋 浩・寒川 旭・水野清秀・服部 仁 (1992) 洲本地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 107 p.
- Takasu, A., Dallmeyer, R. D. and Hirota, Y. (1996) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovite ages of the Sambagawa schists in the Iimori district, Kii Peninsula, Japan: Implications for orogen-parallel diachronism. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 102, p. 406-418.
- 滝川利美 (1985) 和泉山脈西部地域の和泉層群における堆積学的研究. “スランプ相”の形成とテクトニクス, 構造地質研究会・碎屑性堆積物研究会, p. 125-132.
- 瀧本 清・中村 威 (1973) 1.4 銅・鉛・亜鉛鉱. 瀧本清 (編) 日本地方鉱床誌近畿地方, p. 74-160, 朝倉書店.
- Tanaka, J. (1989) Sedimentary facies of the Izumi Group of the Cretaceous Izumi turbidite system, Southwest Japan - An example of turbidite sedimentation in an elongated strike-slip tectonic basin -. *Jour. Geol. Soc. Japan.*, vol. 95, p. 119-128.
- 田中啓策 (1965) 和泉山脈中部の和泉層群, とくにその堆積相と堆積輪廻について. 地調報告, no. 212, 38p.
- Tashiro, M. and Morozumi, Y. (1982) Late Cretaceous knobby trigonians from the Izumi Mountains, Southwest Japan. *Bull. Osaka Mus. Nat. Hist.*, no. 36, p. 1-8, pls. 1-3.
- 徳橋秀一・両角芳郎 (1983) 和泉層群におけるコダイアモンの分布と産状. 地質ニュース, no. 347, p. 15-27.
- 東京大学地震研究所編 (1983) 新収 日本地震史料 第3巻 別巻. 590 p.
- 東京大学地震研究所編 (1987) 新収 日本地震史料 第5巻 別巻. 2528 p.
- 津田秀郎 (1956) 和歌山県那賀郡船戸鉱山の滑石鉱床. 和歌山大学芸紀要 (自然科学), no.6, p. 1-5.
- 津田秀郎 (1963) 和歌山県における地すべり. 和歌山大学芸紀要 (自然科学), no. 13, p. 25-40.
- 塚脇祐次 (1973) 2.11 滑石. 瀧本 清 (編) 日本地方鉱床誌近畿地方, p. 363-368, 朝倉書店.
- 佃 栄吉 (1997) 中央構造線活断層系 (紀伊半島地域) の活動性調査. 地質調査所研究資料集 no. 303 (平成8年度活断層研究調査概要報告書), p.73-94.
- 佃 栄吉・水野清秀・宮地良典・寒川 旭 (1998) 中央構造線活断層系・根来断層のトレンチ調査. 地質調査所速報, no. EQ/98/1 (平成9年度活断層・古地震研究調査概要報告書), p. 161-177.
- 梅田甲子郎 (1973) 紀伊半島中部の中央構造線. 杉山隆二編, 中央構造線, 東海大学出版会, p. 139-147.
- 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, 493 p.
- 和田穰隆 (1999) 紀伊半島中央部に分布する岩脈の K-Ar 年代. 奈良教育大紀要, vol. 48, 第2号 (自然), p. 7-14.
- 弘原海 清・宮田隆夫・升本眞二 (1989) 埋没深度とジルコンのフィッシュ・トラック長および年代. 日本地質学会第96学術大会演旨, p. 635.

- 和歌山県 (1970) 和歌山の地質 (及び 20 万分の 1 和歌山県地質図). 23p.
- 王 長龍・前川寛和 (1997) 紀伊半島北西部三波川変成帯の曹長石-黒雲母帯. 岩鉱, vol. 92, p. 43-54.
- 山田昌史 (1997) 紀伊半島西部の三波川帯沼田層・嵯峨層から産出したジュラ紀放射散虫化石. 日本地質学会第 104 年学術大会講演要旨, p. 148.
- 山田直利 (1987) 泉南帯 (領家南縁帯) の形成過程. 日本地質学会第 94 年学術大会演旨, p. 572.
- Yamaguchi, M. and Yanagi, T. (1970) Geochronology of some metamorphic rocks in Japan. *Eclogae. geol. Helv.*, vol. 63, p. 371-388.
- 大和大峯研究グループ (1981) 紀伊山地中央部の中・古生界. 地学団体研究会第 35 回総会巡検案内書. 88 p.
- 江原真伍 (1925) 和泉砂岩層に就いて. 地球, vol. 4, p. 345-357.
- 横山俊治 (1991) 和泉層群の節理とそれによる斜面崩壊の構造規制. 構造地質, no. 37, p. 3-11.
- 横山俊治 (1995) 和泉山地の和泉層群の斜面変動岩盤クリーブ構造解析による崩壊「場所」の予測に向けて. 地質雑, vol. 101, p. 134-147.
- 横山俊治 (1999) 和泉層群の深層岩盤クリーブと大規模岩盤すべり. 斜面地質学-その研究動向と今後の展望-, p. 262-266. 日本応用地質学会.
- Yokoyama, S. and Hada, J. (1989) Gravitational creep folds in the Izumi Group of the Izumi Mountains, Southwest Japan. *Jour. Japan Landslide Soc.*, vol. 26, p. 10-18.
- 吉田善亮 (1951) 和歌山県飯盛鉱山含銅硫化鉄鉱床調査. 地調月報, vol. 2, p. 208-212.
- 吉川周作 (1976) 大阪層群の火山灰層について. 地質雑, vol. 82, p. 497-515.
- 吉川周作・井内美郎 (1991) 琵琶湖高島沖ボーリングコアの火山灰層序. 地球科学, vol. 45, p. 81-100.
- 吉川周作・水野清秀・加藤茂弘・里口保文・宮川ちひろ・衣笠善博・三田村宗樹・中川康一 (2000) 神戸市東灘 1,700 m ボーリングコアの火山灰層序. 第四紀研究, vol. 39, p. 505-520.
- 吉川宗治・岩崎好規・井川 猛・横田 裕 (1992) 反射法地震探査による和歌山県西部の中央構造線の地質構造. 地質学論集, no. 40, p. 177-186.

GEOLOGY OF THE KOKAWA DISTRICT

By

Hiroshi MAKIMOTO*, Takao MIYATA**, Kiyohide MIZUNO*** and Akira SANGAWA***

(Written in 2003)

(Abstract)

The Kokawa district is situated in the northwestern part of the Kii Peninsula (Hantō), central Honshū, and geotectonically stretches over both the Inner and Outer Zones of Southwest Japan. The Inner Zone, separated by the Median Tectonic Line (abbreviated below as MTL) from the Outer Zone, is occupied by the Uppermost Cretaceous Izumi Group. The Outer Zone is underlain by high-pressure type Sambagawa Crystalline Schists and Hanazono Formation of the Shimanto Belt. In addition, Miocene to Pliocene dikes, Plio-Pleistocene Shōbudani and Ōsaka Groups, and Quaternary sediments are distributed in the mapped district.

The geology of the district is summarized in Fig. 1.

SAMBAGAWA CRYSTALLINE SCHISTS

The Sambagawa Crystalline Schists lie immediately to the south of the MTL and extend more than 800 km throughout Southwest Japan. They have been derived from strata of mainly Jurassic age through the regional metamorphism of high-pressure intermediate type in Cretaceous time.

The Sambagawa Crystalline Schists are widely exposed in the southern half of the mapped district. They consist of pelitic and mafic schists with minor psammitic schist, quartz schist and ultramafic rocks. Their total thickness is seemingly more than 6,000 m. The schists form the following two large-scale folds with an east-west trend : (1) Iimori Synform about 2 km south of the Kinokawa River and (2) Nogami Antiform along the southern boundary of the map area.

K-Ar and Ar-Ar muscovite ages from pelitic schists of the district have been reported as 72-80 Ma and 75-77 Ma, respectively.

On the basis of their lithology and deformation features, the schists are divided into three units : the Iimori, Nogami and Misato Units (in structurally descending order), separated from each other by faults. The Iimori Unit constitutes an axial part of the Iimori Synform and entirely consists of schists containing porphyroblasts of albite. The Nogami and Misato Units are distributed in the southern limb of the Iimori Synform. The Nogami Unit is marked by intense minor foldings (wavelengths of less than one meter) with northward gently to moderately dipping enveloping surfaces. The Misato Unit homoclinally dips north.

The schists can be divided into three zones on the basis of the appearance of index minerals in pelitic rocks : chlorite, garnet and biotite zones in increasing order of grade. The schists of the Iimori Unit belong to the garnet and biotite zones, and the schists of the Nogami and Misato Units belong to the chlorite zone. Mafic schists of the chlorite zone contain pumpellyite and locally alkali amphibole and alkali pyroxene. The metamorphic facies series of the schists is the pumpellyite-actinolite facies through the glaucophane schist facies to the albite-epidote amphibolite facies. The metamorphic grade increases to the north, i.e. structurally upward.

* Institute of Geoscience

** Department of Earth and Planetary Sciences, Faculty of Science, Kobe University

*** Kansai Collaboratives Research Team of Geological Survey

Age		Geologic unit		Geologic event			
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvium		Displacement of MTL		
		Pleistocene	Late	Lower Terrace Deposits	5b	Right-lateral	
			Middle	Middle Terrace Deposits			
			Early	Higher Terrace Deposits			
		Neogene	Pliocene	Early	Ōsaka Group Sempoku Fm.* Kokubu Fm.* Sennan Fm.	5a	Reverse
	Late			Shōbudani Group Tōge Fm. Kaseda Fm. Kishigawa Fm.			
	Mesozoic	Neogene	Miocene	Andesite and felsic dikes		Upheaval and erosion	
				Paleogene	[Northern Marginal Facies] [Main Facies] [Southern Facies] Izumi Group Mutsuo Fm.* Kokawa Fm.* Iwade Fm. Shindachi Fm. Kada Fm. Tomogashima Fm.	2a	Left-lateral
		Cretaceous	Late	Hanazono Fm. of the Shimanto Belt	2b	Formation of Izumi marine basin and its eastward migration	
	Early		Ryoke-Sennan Complex* [Granitic rocks, gneisses, felsic volcanic rocks, etc.]	Sambagawa Crystalline Schists	Plutonism Felsic volcanism High T/Low P metamorphism and plutonism		High P/Low T metamorphism
Jurassic					Formation of protoliths		
Triassic							
Tectonic division	Inner Zone Ryoke Belt / Sennan Belt		Outer Zone Sambagawa Belt / Shimanto Belt		* : not exposed in the district. Fm.: Formation		

Fig. 1 Geology of the Kokawa District

HANAZONO FORMATION OF THE SHIMANTO BELT

The Hanazono Formation is one of the Cretaceous accretionary complexes of the Shimanto Belt and crops out narrowly at the southeastern corner of the district. It is separated from the Sambagawa Crystalline Schists by the Aridagawa Tectonic Line. It consists of muddy mixed rocks (with clasts of chert, sandstone, mafic volcanoclastic rocks and dolerite), mudstone and sandstone, and yields radiolarian fossils indicating Coniasian to Campanian age. Mafic volcanoclastic rocks contain prehnite and pumpellite, but lack actinolite as metamorphic minerals. The metamorphic facies of the formation belongs to the prehnite-pumpellite facies.

UPPER CRETACEOUS IZUMI GROUP

The Upper Cretaceous Izumi Group is a marine basin-fill sediment in the strike-slip basin along the MTL and extends about 300 km from Matsuyama in western Shikoku to the Izumi Mountains in Kii Peninsula. It forms eastward-plunging synclines, whose axes show a left-hand en échelon arrangement along the bounding MTL. The group becomes younger to the east due to the eastward stepwise migration of the basin depocenter along the MTL from western Shikoku to the Izumi Mountains. Its accumulative thickness is huge.

In the northwestern part of the mapped district, the group forms a major synclinal structure, Kyōshi Syncline, with an axis plunging eastward, and in the central to eastern part of the district, the strata dip homoclinally to the southeast. Anticline and syncline of minor scale, arranged en echelon along the MTL, are developed in the group.

The Izumi Group in this district is composed of the main facies (turbidite facies) and southern facies (non-turbidite facies). The main facies comprises mainly turbidites and associated coarse clastic sediments with acidic tuff layers and is divided into the Kada, Shindachi, Iwade and Kokawa Formations in ascending order. Their accumulative thickness is more than 10,000 m along the axial part of the syncline. The Kada, Shindachi and Iwade Formations are subdivided into 9, 9 and 8 cycles of sedimentation, respectively. Each cycle is 170-900 m thick and characterized by thinning-upward and fining-upward sequence. The southern facies is represented by the Nate Formation consisting of the conglomerate, sandstone and mudstone, and grades into the Kokawa Formation of the main facies laterally northeastward. Longitudinal current flow, obtained from sole markings of sandy turbidites, is westwards, while the movement direction of slump folds, caused by the basin migration, is mainly eastwards. Fission track ages on zircon from acidic tuffs in the group are 77 Ma and 73 Ma. Molluscan fossils yielded from the group indicate also latest Cretaceous Maastrichtian age.

MIOCENE TO PLIOCENE DIKES

Felsic dikes are exposed at seven localities along the MTL and at one locality along the Aridagawa Tectonic Line. Andesite dikes intrude into the Sambagawa Schists south of Mt. Iimoriyama.

PLIO-PLEISTOCENE SHŌBUDANI AND ŌSAKA GROUPS

The Shobudani Group is a sedimentary sequence of upper Pliocene to middle Pleistocene age and crops out in the Kinokawa Valley area extending with an E-W trend; to the north it is limited by the MTL. The group, consisting of gravel, sand and silt of fluvial origin with tuff layers, unconformably overlies the Sambagawa Schists and the Izumi Group. In the mapped district, this group is divided into the Kishigawa, Kaseda and Tōge Formations in ascending order and more than 200 m in total thickness.

The Ōsaka Group is coeval with the Shobudani Group and divided into the Sennan, Kokubu and Sempoku Formations in ascending order in the southern Ōsaka Plain (Heiya). In the mapped district, the Ōsaka Group, correlated with the Sennan Formation, is narrowly exposed at the northwestern corner. It unconformably overlies the Izumi Group and is composed of gravel and sand of fluvial origin.

QUATERNARY

The Quaternary comprises river terrace deposits, landslide deposits and Alluvium.

The river terrace deposits ranging in age from Middle Pleistocene to Holocene are distributed along the Kinokawa and Kishigawa

Rivers and divided into the Higher, Middle and Lower terrace deposits. They are mainly composed of gravel and sand of fluvial origin and less than ten meters in thickness. The Higher and Middle terrace deposits are characterized by red soil formation.

Small-scale landslide deposits are found in the mountain range where the Sambagawa Schists and Izumi Group are exposed.

The Alluvium is mainly distributed along the Kinokawa and Kishigawa Rivers. It is composed of floodplain and present river bed deposits and less than ten meters thick.

MEDIAN TECTONIC LINE

The Median Tectonic Line is one of the best known trench-linked strike-slip faults. The following five stages of activity have been proposed in the displacement history of the MTL : (1) middle-late Cretaceous (left-lateral shear), (2) Campanian (Turonian in Kyushu) to early Paleogene (left-slip), (3) late Paleogene to earliest Miocene (dip-slip), (4) early-middle Miocene to Pliocene (complicated) and (5) Quaternary (dip-slip and right-slip).

The fault movements during stages (2) and (5) are recognized in this district. Stage (2) is characterized by dominant left-slip faulting, inferred from en échelon structures within the Izumi Group. The Izumi sedimentary basin was formed by the left-slip faulting in stage (2). Stage (5) west of the Kii Peninsula is divided into the following two substages : early Quaternary reverse faulting and late Quaternary right-lateral faulting. The former produced the southward gravitational spreading of the Izumi Group. The Negoro Fault in the latter substage, the principal fault of the MTL in the western part of the mapped district, is an active fault with an average slip-rate of 1-3 m/10³yr estimated from features of fault morphology. This displacement occurred mostly along the pre-existing MTL fault system. The strike slip on the MTL changed from left-slip in stage (2) to right-slip in stage (5).

EARTHQUAKES

Great earthquakes named □Nankai Jishin□ took place in A.D. 1946, 1854, 1707, 1605, 1498, 1361, 1099, 887 and 684 according to geological records and ancient documents. Their epicenters were located on the continental slope of the Nankai Trough, which runs parallel to western Japan.

ECONOMIC GEOLOGY

There are many closed mines that mined bedded pyrite deposits embedded in the Sambagawa Crystalline Schists, especially mafic schists. The Imori mine is famous for the largest copper ore production in the Kinki area. Small talc deposits from the ultramafic rocks of the Sambagawa Crystalline Schists and lignite deposits from the Shōbudani Group were once worked.

In the northwestern part of the district, sandstone and conglomerate of the Izumi Group are quarried for aggregate at several localities.

執筆分担

第1章 地形	寒川 旭
第2章 地質概説	牧本 博・宮田隆夫・水野清秀・寒川 旭
第3章 三波川結晶片岩類	牧本 博
第4章 四万十帯白亜系花園層	牧本 博
第5章 上部白亜系和泉層群	宮田隆夫
第6章 岩脈類	牧本 博
第7章 鮮新・更新統	水野清秀
第8章 第四系	寒川 旭・水野清秀
第9章 中央構造線	水野清秀・寒川 旭・宮田隆夫
第10章 応用地質	牧本 博・寒川 旭・水野清秀・宮田隆夫

文献引用例

牧本 博・宮田隆夫・水野清秀・寒川 旭 (2004) 粉河地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 89p.

章単位での引用例

寒川 旭 (2004) 粉河地域の地質, 第1章 地形. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, p. 1-2.

Bibliographic reference

Makimoto, H., Miyata, T., Mizuno, K. and Sangawa, A. (2004) Geology of the Kokawa district. Quadrangle Series, 1 : 50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 89 p. (in Japanese with English abstract 4p.).

Bibliographic reference of each chapter

Sangawa, A. (2004) Geology of the Kokawa district, Chapter 1. Topography. Quadrangle Series, 1 : 50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p.1-2.

地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)

粉河地域の地質

平成16年5月12日 発行

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-1 中央第7

TEL 029-861-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 前田印刷株式会社
