

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
京都（11）第29号
NI-53-8-14

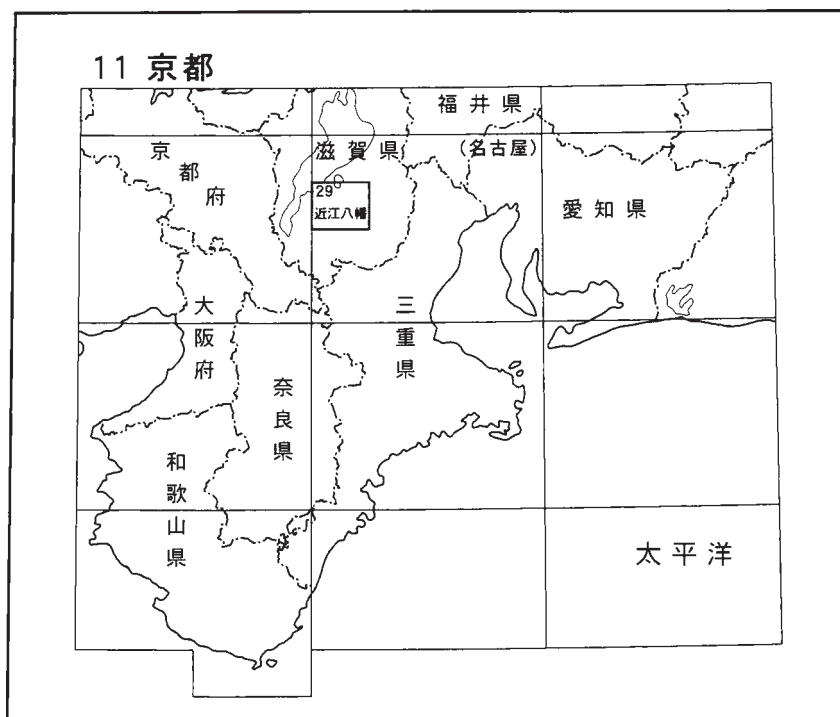
近江八幡地域の地質

吉田史郎・西岡芳晴・木村克己・長森英明

平成 15 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

11-16 北小松 Kitakomatsu NI-53-14-1 (2001)	11-17 彦根西部 Hikone-Seibu NI-53-8-13 (1984)	11-18 彦根東部 Hikone-Tōbu NI-53-8-9 (1976)
11-28 京都東北部 Kyōto-Tōhokubu NI-53-14-2 (1998)	11-29 近江八幡 Ōmi-hachiman NI-53-8-14 (2003)	11-30 御在所山 Gozaisho Yama NI-53-8-10 (1989)
11-40 京都東南部 Kyōto-Tōnambu NI-53-14-3 (未刊行, unpublished)	11-41 水口 Minakuchi NI-53-8-15 (未刊行, unpublished)	11-41 亀山 Kameyama NI-53-8-11 (1981)

近江八幡地域の地質

吉田史郎*・西岡芳晴**・木村克己**・長森英明**

地質調査総合センターは、明治15年(1882)にその前身である地質調査所が創立されて以来、国土の地球科学的実態を解明するため、いろいろな縮尺の地質図を作成し、出版してきた。その中で5万分の1地質図幅は、現地での地質調査に基づく最も詳細かつ基本的な地質図及び研究報告書であり、その中には区画地域の質の高い地質情報が最大限盛り込まれている。

昭和53年(1978)、地震予知連絡会は近い将来、地震発生の可能性が高い地域として、全国8箇所の「特定観測地域」を選定した。これを受け地質調査所は、政府をはじめとする各方面からの強い要請を受け、昭和54年(1979)から「地震予知のための特定観測地域の地質図幅作成計画(特定地質図幅の研究)」を開始した。この事業は、地質調査総合センターに引き継がれ、現在その第5次計画を遂行中である。

「近江八幡」図幅の作成は、特定観測地域「名古屋・京都・大阪・神戸地区」の地質図幅作成計画の一環として行ったもので、野外調査及び室内研究は平成11-13年に実施した。

現地調査並びに報告書の執筆は、ジュラ紀の丹波帯を木村が、後期白亜紀-古第三紀の火成岩類(野洲花崗岩及び湖東流紋岩類)を西岡が、古琵琶湖層群(鮮新-更新統)を吉田・長森が、第四系及び応用地質を吉田が担当した。全体の取りまとめは吉田が行った。

丹波帯の取りまとめに当たっては、スカルン鉱物の鑑定を信州大学牧野州明助教授にお願いした。現地調査に当たっては、(財)滋賀県文化振興事業団希望が丘文化公園には野洲花崗岩の調査に便宜を図って頂いた。古琵琶湖層群の取りまとめ一特に南隣「水口」図幅との調整に際しては、山形大学川邊孝幸助教授に現地・室内において有益な議論を頂いた。特に野洲川河床の吉永互層についてご教示を受けた。応用地質の執筆に当たっては、地圏資源環境研究部門の須藤定久氏からは、五百井鉱山資料の提供を受けた。野洲町銅鑛博物館・水口町役場商工労政課・竜王町役場生涯学習課からは本図幅地域に所在する(所在した)陶器とその原料土について、近江八幡市かわらミュージアムからは八幡瓦について、また甲西町役場企画課からは十二坊温泉について、それぞれご教示あるいは資料の提供を受けた。以上の方々に感謝の意を表す。

本研究に使用した岩石薄片は、北海道地質調査連携研究体の佐藤卓見氏、及び関西地質調査連携研究体の青山秀喜氏の作製による。

(平成14年稿)

所 属

* 地球科学情報研究部門(現所属:文部科学省)

** 地球科学情報研究部門

Keywords: areal geology, geological map, 1:50000, Ōmi-hachiman, Yōkaichi, Shiga Prefecture, Ōmi basin, Lake Biwa, Tamba Belt, Yasu Granite, Koto Rhyolites, Kobiwako Group, Koka Formation, Gamo Formation, Kusatsu Formation, terrace deposits, alluvium, accretionary complex, Type I suite, Jurassic, Late Cretaceous, Paleogene, Neogene, Pliocene, Pleistocene, quarry, hot spring, copper, iron, manganese, limestone, ceramic clay, *Stegodon aurorae*

目 次

第1章 地形	1
1.1 概要	1
1.2 山地	1
1.3 丘陵	1
1.4 段丘	3
1.5 平野	5
1.6 干拓地及び琵琶湖	8
第2章 地質概説	9
2.1 丹波帯付加コンプレックス	9
2.2 後期白亜紀-古第三紀火成岩類	11
2.3 古琵琶湖層群及び第四系	11
第3章 丹波帯	13
3.1 研究史	13
3.2 概説	13
3.3 I型地層群	16
3.4 地質構造	18
第4章 野洲花崗岩	21
4.1 研究史	21
4.2 概要	21
4.3 花崗岩相	22
4.3.1 粗粒相	22
4.3.2 中粒相	23
4.4 花崗斑岩相	24
4.5 その他の小岩体	24
第5章 湖東流紋岩類及び花崗斑岩類	25
5.1 研究史	25
5.2 概要	26
5.3 安土溶結凝灰岩	26
5.4 腰越溶結凝灰岩	27
5.5 瓶割山溶結凝灰岩	29
5.6 奥島山溶結凝灰岩	30
5.7 花崗斑岩類	30
第6章 古琵琶湖層群	31
6.1 研究史	31
6.2 概要	31
6.3 甲賀累層	34
6.3.1 高松礫層	34
6.3.2 吉永互層	34
6.4 蒲生累層	34
6.4.1 下山互層	34
6.4.2 清田互層	34
6.4.3 篠原粘土層	34
6.4.4 山中礫層	35
6.4.5 日枝互層	36
6.4.6 陽気が丘粘土層	37
6.4.7 日野粘土層	37

6. 4. 8	岡屋礫層	37
6. 4. 9	豊田互層	38
6. 4. 10	中在寺互層	38
6. 4. 11	荒張互層	38
6. 5	草津累層	39
6. 5. 1	浅柄野砂層	39
6. 5. 2	瓜生津峠互層	39
6. 5. 3	蒲生堂礫層	39
6. 5. 4	瀬田礫層	40
6. 5. 5	石塔礫層	41
6. 6	未区分及び地下の古琵琶湖層群	42
6. 7	地質構造	42
6. 7. 1	重力異常と地質構造	42
6. 7. 2	断層及び褶曲	43
6. 8	化石・年代及び対比	45
6. 8. 1	化石	45
6. 8. 2	火山灰層	45
6. 8. 3	フィッシュン・トラック年代	46
6. 8. 4	古地磁気編年	48
第7章	第四系	49
7. 1	段丘堆積物	49
7. 1. 1	高位段丘堆積物	49
7. 1. 2	中位Ⅰ段丘堆積物	49
7. 1. 3	中位Ⅱ段丘堆積物	50
7. 1. 4	低位段丘堆積物	51
7. 1. 5	最低位段丘堆積物	52
7. 2	沖積層	52
7. 2. 1	山麓の礫質堆積物	52
7. 2. 2	平野表層部の堆積物	52
7. 2. 3	平野地下の堆積物	55
第8章	応用地質	56
8. 1	銅及び鉄鉱床	56
8. 2	マンガン鉱床	56
8. 3	ペグマタイト及びビスカルン鉱物	57
8. 4	石灰岩	57
8. 5	陶石	58
8. 6	陶器用粘土	58
8. 7	瓦及び煉瓦用粘土	60
8. 8	磨き砂(火山灰)	60
8. 9	土木建築材料	60
8. 10	温泉及び鉱泉	61
8. 11	天然ガス	62
8. 12	地下水	62
8. 13	自然災害	63
文 献		65
Abstract		70

図・表目次

第 1.1 図	琵琶湖周辺地域の接峰面図	2
第 1.2 図	「近江八幡」 図幅地域の自治体行政区画	3
第 1.3 図	「近江八幡」 図幅地域の地形分類図と谷埋面図	4
第 1.4 図	三上山（近江富士）を望む	5
第 1.5 図	八日市市に発達する低位段丘とその背後の高位段丘・八日市丘陵	5
第 1.6 図	国道 8 号線の上を流れる家棟川とその堆積物	6
第 1.7 図	琵琶湖内湖の干拓前後の地理変遷	7
第 2.1 図	「近江八幡」 図幅とその周辺地域の地質概略図	9
第 2.2 図	「近江八幡」 図幅地域の地質総括図	10
第 2.3 図	古琵琶湖層群・大阪層群・東海層群の対比	12
第 3.1 図	丹波帯の付加コンプレックスの復元模式層序	14
第 3.2 図	近畿北部の先新生界の地質概略図と地質断面図	15
第 3.3 図	石部町五軒茶屋付近の採石場に露出する石灰岩相	16
第 3.4 図	チャート石灰岩互層の露頭写真	17
第 3.5 図	砥石型珪質泥岩とその上位に重なる層状チャートの連続層序を示す露頭写真	17
第 3.6 図	層状チャートの露頭写真	18
第 3.7 図	黒色泥岩の露頭写真	19
第 3.8 図	層状チャートに発達する東西性の逆断層	19
第 3.9 図	結晶質石灰岩（大理石）に発達するスペースト劈開	20
第 4.1 図	野洲花崗岩のモード組成	22
第 4.2 図	野洲花崗岩花崗岩相の粗粒相中のペグマタイト	22
第 4.3 図	野洲花崗岩の顕微鏡写真	23
第 4.4 図	野洲花崗岩花崗岩相の中粒相の露頭写真	24
第 5.1 図	湖東流紋岩類の分布概略図	27
第 5.2 図	湖東流紋岩類の顕微鏡写真	28
第 5.3 図	腰越溶結凝灰岩最下部の礫層	28
第 5.4 図	瓶割山溶結凝灰岩の本質レンズ	29
第 5.5 図	瓶割山溶結凝灰岩の角礫状岩片	29
第 5.6 図	瓶割山溶結凝灰岩の節理	29
第 6.1 図	「近江八幡」 図幅地域の古琵琶湖層群の年代と対比	32
第 6.2 図	3 町（竜王町・甲西町・水口町）境界地域南部の水平地質断面図	33
第 6.3 図	篠原粘土層の露頭写真	35
第 6.4 図	山中礫層の露頭写真	35
第 6.5 図	日枝互層の露頭写真	36
第 6.6 図	岡屋礫層の模式地の露頭写真	37
第 6.7 図	豊田互層の露頭写真	38
第 6.8 図	蒲生堂礫層下部の露頭写真	40
第 6.9 図	蒲生堂礫層最上部と高位段丘堆積物の露頭写真	41
第 6.10 図	石塔礫層の模式地の露頭写真	42
第 6.11 図	下田断層の露頭スケッチと写真	44
第 6.12 図	北脇及び五軒茶屋火山灰層の地質柱状図	45
第 6.13 図	新しく認定した火山灰層の地質柱状図	46
第 6.14 図	下田火山灰層と春日火山灰層のジルコン結晶粒ごとの年代値	47
第 7.1 図	八日市丘陵の先端に発達する高位段丘堆積物の露頭写真	50
第 7.2 図	中位Ⅰ段丘堆積物の露頭写真	50
第 7.3 図	中位Ⅱ段丘堆積物の露頭写真	51

第7.4図	山麓の礫質堆積物の露頭写真その1	53
第7.5図	山麓の礫質堆積物の露頭写真その2	53
第7.6図	野洲川河床に発達する流路州堆積物	54
第7.7図	東海道新幹線沿いの平野地下地質断面図	54
第8.1図	五百井鉦山の鉦床断面図	57
第8.2図	近江八幡瓦の生産工場	60
第8.3図	琵琶湖東岸の自噴式井戸（ドッコイショ）の分布	63
第4.1表	「近江八幡」図幅と細野・牧野（2002）の岩相区分との比較	21
第5.1表	織山及び長命寺山付近における湖東流紋岩類の層序区分の変遷	25
第5.2表	湖東流紋岩類主岩体及び東岩体の層序区分の変遷	26
第6.1表	下田火山灰層と春日火山灰層のフィッショントラック年代測定結果	47
第7.1表	「近江八幡」図幅地域の段丘の区分と対比	49
第8.1表	「近江八幡」図幅地域の温泉一覧表	61
第8.2表	「近江八幡」図幅地域の天然ガス井戸	62
Fig.1	Geological summary of the Ōmi-hachiman district	71

第 1 章 地 形

(吉田史郎)

1. 1 概 要

「近江八幡」図幅地域は、北緯 $35^{\circ} 00'$ - $35^{\circ} 10'$ 、東経 $136^{\circ} 00'$ - $136^{\circ} 15'$ の地域を含み、近畿中部に形成された近江盆地の一角を占めている(第1.1図)。近江盆地は鮮新世後期以降の断層運動によって生まれた盆地であるが、第四紀後半以降、東隆起、西沈降の傾動運動を続けたため、現在では盆地西部に沈降部つまり琵琶湖が、盆地東部から東南部に隆起部が分布するようになった。本図幅地域は盆地東南部の隆起した地域を含み、図幅北西端にわずかに琵琶湖を含んでいる。陸域は、昔から湖東及び湖南と呼ばれる地域(地方)に当たる。

本図幅地域は、4市(近江八幡市・八日市市・守山市・栗東市)及び15町(蒲生町・竜王町・日野町・水口町・甲西町・野洲町・中主町・石部町・安土町・能登川町・五箇荘町・愛知川町・秦荘町・湖東町・愛東町)の多くの自治体を含んでおり、地方行政上は東近江として一括される自治体(近江八幡市・八日市市・蒲生町・竜王町・日野町・安土町・五箇荘町・能登川町)が広い面積を占めている。本報告では、これらの市町名が頻出するので、便宜のため第1.2図に行政区画図を示す。

本図幅地域の地形は、山地・丘陵・台地(段丘)・低地(平野)・琵琶湖に区分される(第1.3a, b図)。山地は規模が小さく、北東から南西方向に孤立丘状に配列している。これらの山地を仮に除くと、図幅南部から北西部に向かって丘陵→段丘→平野→琵琶湖の順に高度が低くなっている。そして、東から愛知川・日野川・野洲川がこれらの地形を分断するように北西方向に流れ、琵琶湖に流入している。ちなみに、最も高い海拔高度は山三角点の432.7mであり、最も低いのは琵琶湖湖底の約70mである。

1. 2 山 地

本図幅地域を横切る小山地群は湖東島状山地と総称されることが多く(池田ほか, 1979; 滋賀県, 1983など)、山地周辺の平野との比高100~300m、長径1~8km程の規模を持っている。起伏は急であり、山腹勾配は 30° から 40° に達している。北東から列挙すると、織山(観音寺山)、安土山(190m)、箕作山(370m)、鶴翼山(八幡山)(272m)、長命寺山(333m)、岡山(188m)、瓶割山(234m)、布施山(玉緒山)(241m)、雪野山(龍王山)(309m)、鏡山(385m)、十二坊(岩根山)(405m)、三上山

(近江富士)(432m)、妙光寺山(267m)、菩提寺山(353m)である。

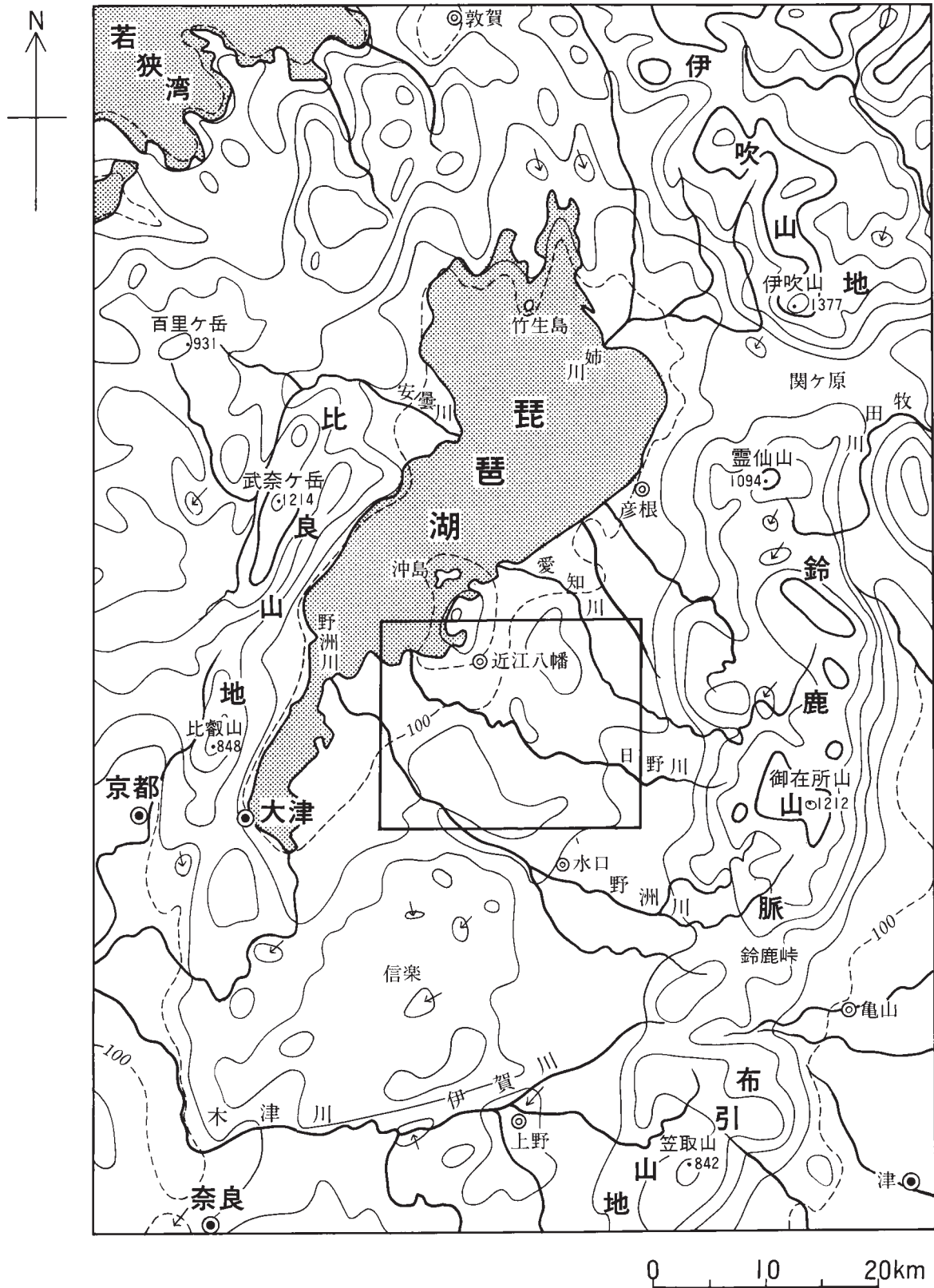
このうち安土山には天正4年(1576)安土城の築城が始まり、織田信長の天下統一の重要拠点となったことは良く知られている。これは安土山が当時、小中の湖に突き出た半島状山地であり、水運の便が良く、そして京都や本拠地の岐阜に近いという利点を重視したからだと言われている。鶴翼山も眺望にすぐれ、桃山時代には羽柴秀次が山頂に八幡城を築城し、近江八幡の旧市街地に当たる町並みを整備した。これらの湖東島状山地は、後期白亜紀-古第三紀の湖東流紋岩類とそれに伴う花崗斑岩類から構成されている。

図幅南西部では、三上山・妙光寺山・菩提寺山・鏡山・十二坊(岩根山)などの山体が一つの連山を作っている。このうち、三上山は富士山に似た美しい山容を見せ、地元では「近江富士」と愛称されている(第1.4図)。しかし火山ではなく、妙光寺山・菩提寺山と共に、ジュラ紀の丹波帯付加コンプレックスからつくられている。一方、鏡山や岩根山は後期白亜紀の野洲花崗岩から出来ている。花崗岩は風化侵食が進み、山腹では細かい谷が刻まれ、植生に乏しい悪地形(バッドランド)が発達し、花崗岩表層は真砂化している。雨洗や土石流によって山腹から流出した大量の土砂は、山中に低平な河谷地形-礫を、麓には麓屑斜面や急扇状地を、山地前面に家棟川・光善寺川・善光寺川・祖父川などの天井川を形成している。

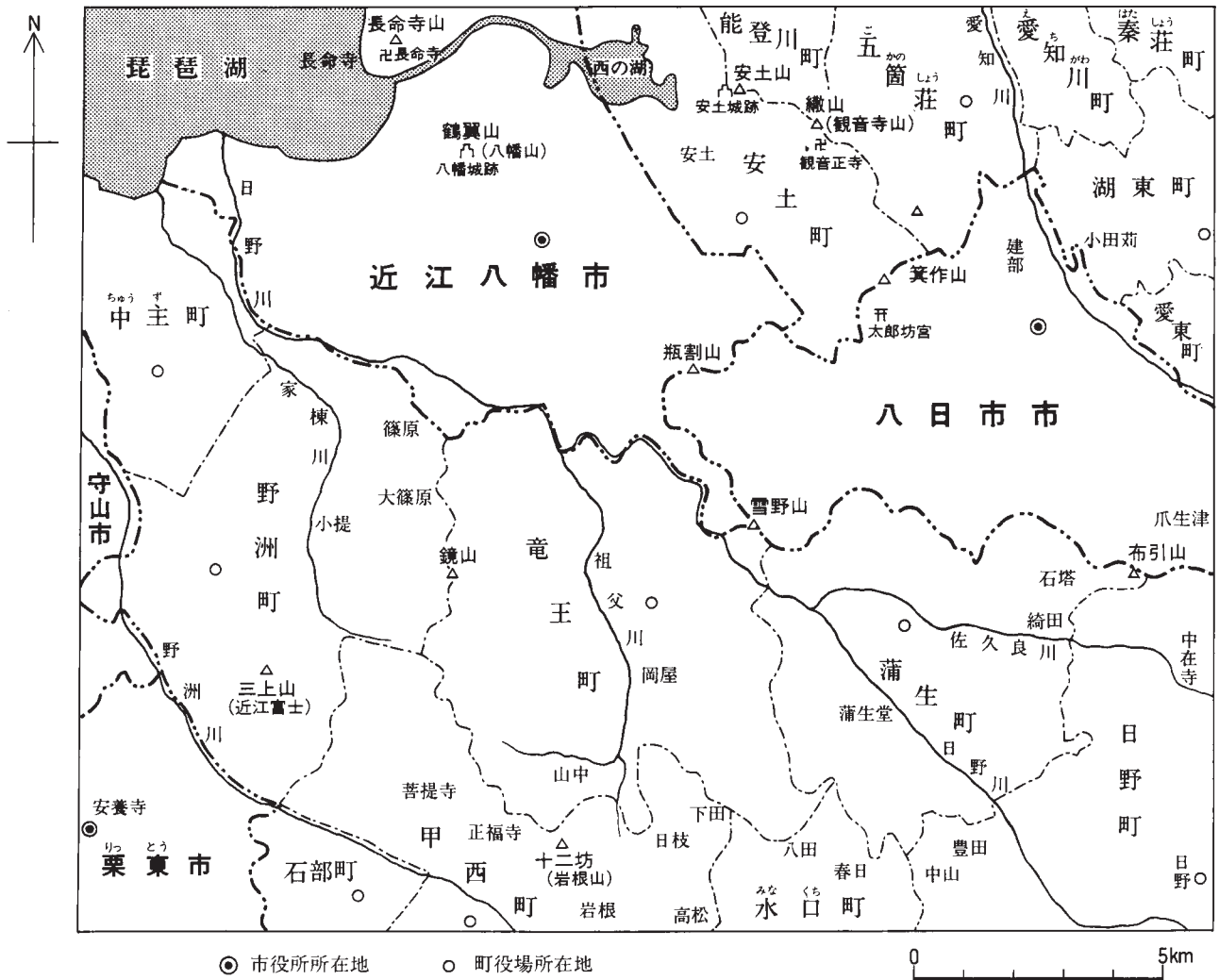
1. 3 丘 陵

丘陵は図幅南部に広がっており、鈴鹿山脈に源流を持つ愛知川・日野川とその支流の佐久良川、そして野洲川によって、東から八日市(布引山)丘陵・日野丘陵・水口丘陵・栗東丘陵に分断されている。本図幅地域には八日市丘陵と日野丘陵の西部が、水口丘陵と栗東丘陵の北部が含まれている(第1.3a図)。

本図幅地域の丘陵の標高は、八日市丘陵の布引山周辺では250m以上に達するが、ほかでは100m~200数10mの範囲であり、緩やかな起伏を見せている(第1.3b図)。丘陵地をつくる古琵琶湖層群はスコップで削れるぐらいに柔らかく、細かい樹枝状の谷が刻み込まれ、谷底には谷底平野が発達している。また、工業団地・工場・住宅団地・ゴルフ場などの人工改変地も数多い。



第 1.1 図 琵琶湖周辺地域の接峰面図
 等高線の間隔は200m. 破線は標高100m. (枠内が「近江八幡」図幅地域)



第 1.2 図 「近江八幡」 図幅地域の自治体行政区画

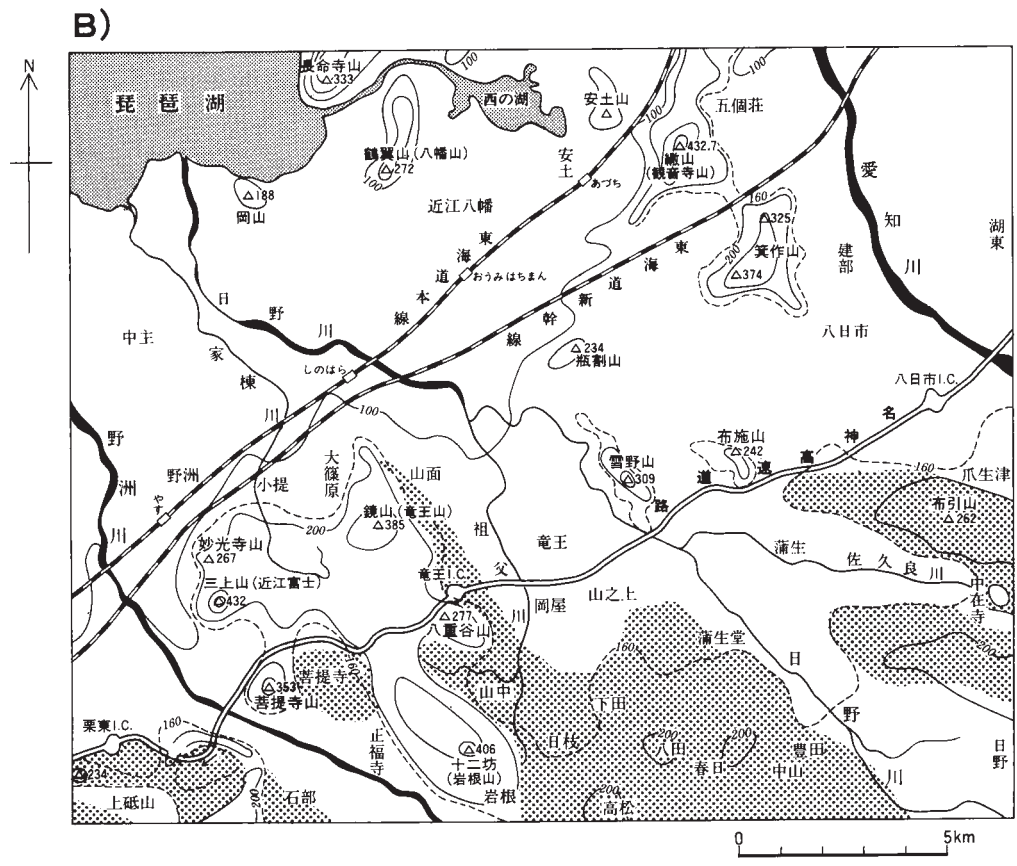
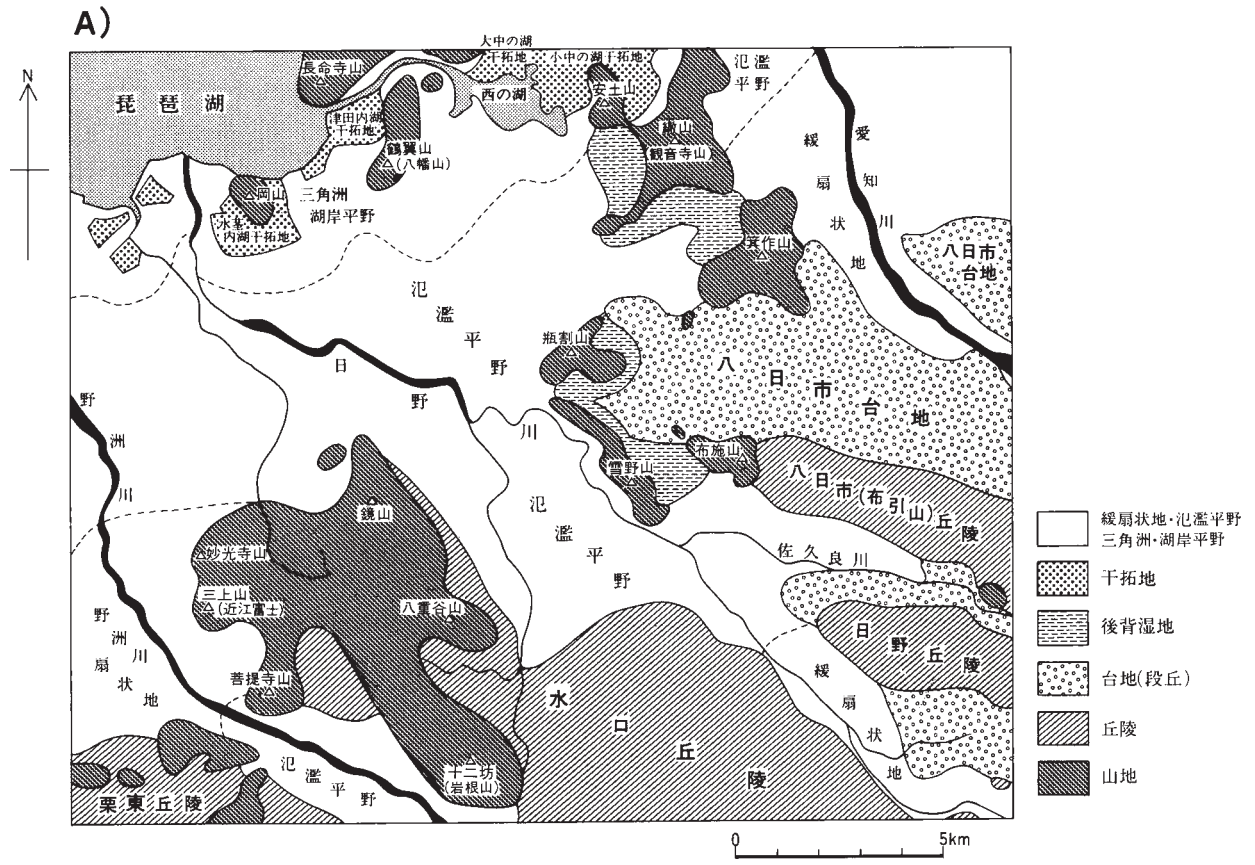
1. 4 段 丘

本図幅地域の台地はすべて段丘からなり、各丘陵の頂部から先端部と丘陵周辺に発達している。おおむね丘陵の頂部から先端部には高位段丘と中位段丘が、丘陵周辺には低位段丘と最低位段丘が分布している。いずれも河川作用によって形成された侵食段丘であり、堆積物は厚さ数 m 程の礫層から出来ている。段丘全体を通じてみると、段丘面の高度、また段丘面と沖積面の比高は湖岸に向かって小さくなる傾向があり、平野に接する辺りで沖積面と交差しているものが多い。また八日市丘陵から栗東丘陵に向かって、全体として段丘面の高度や沖積面との比高が小さくなる傾向がある。

高位段丘は八日市丘陵の布引山以西と水口丘陵先端部に分布し、表層部には古赤色土が長く発達している。高位面の標高は布引山の約 270m から水口丘陵の約 150 m の範囲にあり、八日市丘陵では 22/1,000 の西勾配を

持つ。ここでは東西方向の谷筋による開析が進んでいる。中位段丘は中位Ⅰと中位Ⅱに分けられ、日野丘陵縁辺部や水口丘陵と栗東丘陵の先端部に典型的に見られる。表層部には高位段丘よりも色調が薄い、同じような古赤色土が発達する。面の保存は高位面よりも良好である。

低位段丘は、八日市丘陵と日野丘陵の周辺部に典型的に発達している(第 1.5 図)。特に八日市丘陵北縁から愛知川兩岸に発達する低位段丘が作る台地は、八日市台地と呼ばれる。本図幅地域の段丘面は前述したように、どの面も湖岸方向に高度が低くなり、また沖積(あるいはより下位)面との比高も小さくなる。この関係は、八日市台地の一部を構成する愛知川南岸の低位面が典型的である。この低位面は、図幅東端の御園町では沖積面との比高約 4m であるが、八日市市街地付近で 1m 以下となって、瓶割山や箕作山の山麓辺りで沖積面下に没している。ここでの平均勾配は西へ 5-7/1,000 である。愛知川北岸の低位面(平均勾配 10/1,000)でも、日野丘陵南方の低位面(平均勾配 12/1,000)でも、同様の分布形態



第 1.3 図 「近江八幡」 図幅地域の地形分類図と谷埋面図
 a) 地形分類図. (平野の区分は国土地理院 (1984) による)
 b) 谷埋面図 (網部は丘陵). 等高線は 100m 間隔. 破線は標高 160m.



第1.4図 三上山（近江富士）を望む。（栗東市野洲川大橋上流から撮影）



第1.5図 八日市市に発達する低位段丘とその背後の高位段丘・八日市丘陵
手前の住宅地と水田地が低位段丘。（八日市市太郎坊宮の展望台から俯瞰撮影）

を示している。低位面の表層部には古赤色土は発達しない。面の保存は中位面より良好である。最低位段丘は八日市台地の北にわずかに分布する。

1.5 平野

平野は愛知川・日野川・野洲川によって形成され、おおむね、湖岸方向に緩扇状地→氾濫平野→三角州・湖岸

平野→千拓地の順に配列している（第1.3a図）。

緩扇状地は、愛知川や野洲川の流域では標高約90-105m付近まで前進しているが、日野川では標高130mあたりに留まっている。これは愛知川と野洲川の方が日野川よりも鈴鹿山脈での流域面積が広いため、山脈からより多くの土砂が運搬されるためであろう。愛知川の御河辺橋より下流の緩扇状地では特に自然堤防が良く発達しており、最近では工場敷地に開発利用されている。

緩扇状地の典型例は野洲川扇状地である（野洲町，1987）。これは三上山南麓の石部頭首工付近を扇頂とし、標高 90m 辺りを扇端とする平均勾配 3.2/1,000 の緩扇状地である。この辺りの野洲川も以前は天井川であったが、昭和29年の石部頭首工の完成による上流からの土砂供給の遮断、また昭和30年代からの野洲川河床での砂利採取の活発化によって、最近では河床高度が低下しつつある。

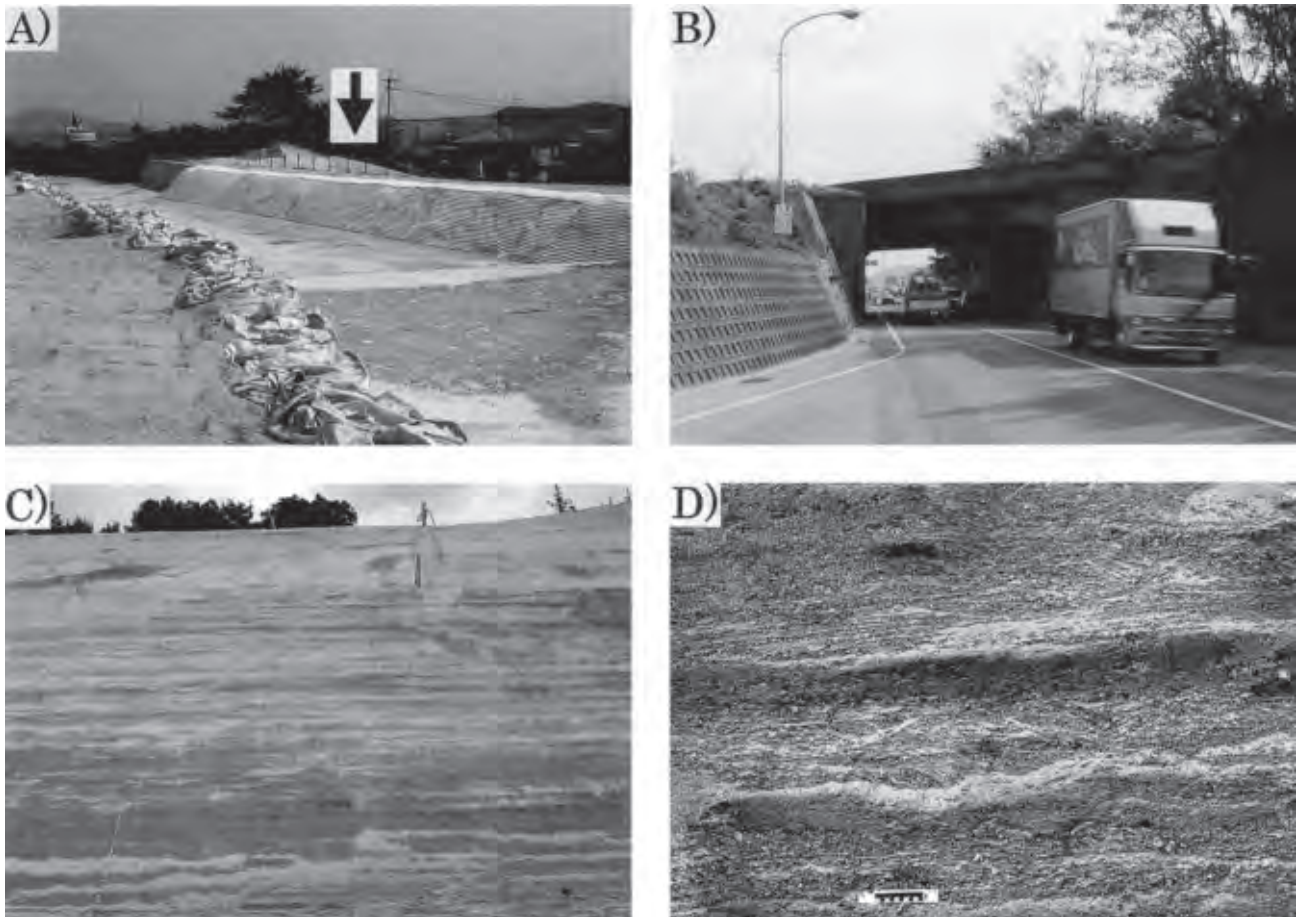
緩扇状地の前面には、標高 85～88m 付近まで氾濫平野が発達している。日野川と野洲川は氾濫平野に達すると蛇行するようになるので、平野には自然堤防が良く発達する。自然堤防は、河川洪水の際に比較的安全のため集落立地の適地となる。氾濫平野上の自然堤防の分布から、ここでは幾筋かの分流が形成されていたことが想定できる。ちなみに現在の河口付近の野洲川は、東西2本に分流していた河道を建設省が一本化して、中央に新河道を敷設したもので（昭和54年6月完成）、中主町を曲

流する流路州堆積物が東の旧河道に相当している。

氾濫平野に突出する湖東島状山地の麓、特に野洲花崗岩からなる鏡山や岩根山周辺は、日本でも有数の天井川地帯であり、家棟川・光善寺川・善光寺川・祖父川などはいずれも天井川となっている。特に野洲町辻町の家棟川は典型であり、河道の下を国道8号線のトンネルが通っている（第1.6図）。ちなみに家棟川は破堤災害を繰り返したため、昭和16年（1941）の大水害を契機に現河道に付け替えられている。

湖東島状山地の前面、山地と段丘のあいだ、河川と河川のあいだ、また自然堤防と自然堤防のあいだは、滞水域になりやすいので後背湿地が発達する。後背湿地では排水が悪く、泥や細砂が沈殿し、そのため地盤は軟弱である。本図幅地域では織山や箕作山の前面、八日市台地と瓶割山・雪野山とのあいだなどに後背湿地が良く発達している。

山麓には、麓屑面（崩積地）・崖錐・土石流錐（沖積錐）・



第 1.6 図 国道 8 号線の上を流れる家棟川とその堆積物（野洲町小堤）

A) 河道改修中の家棟川。

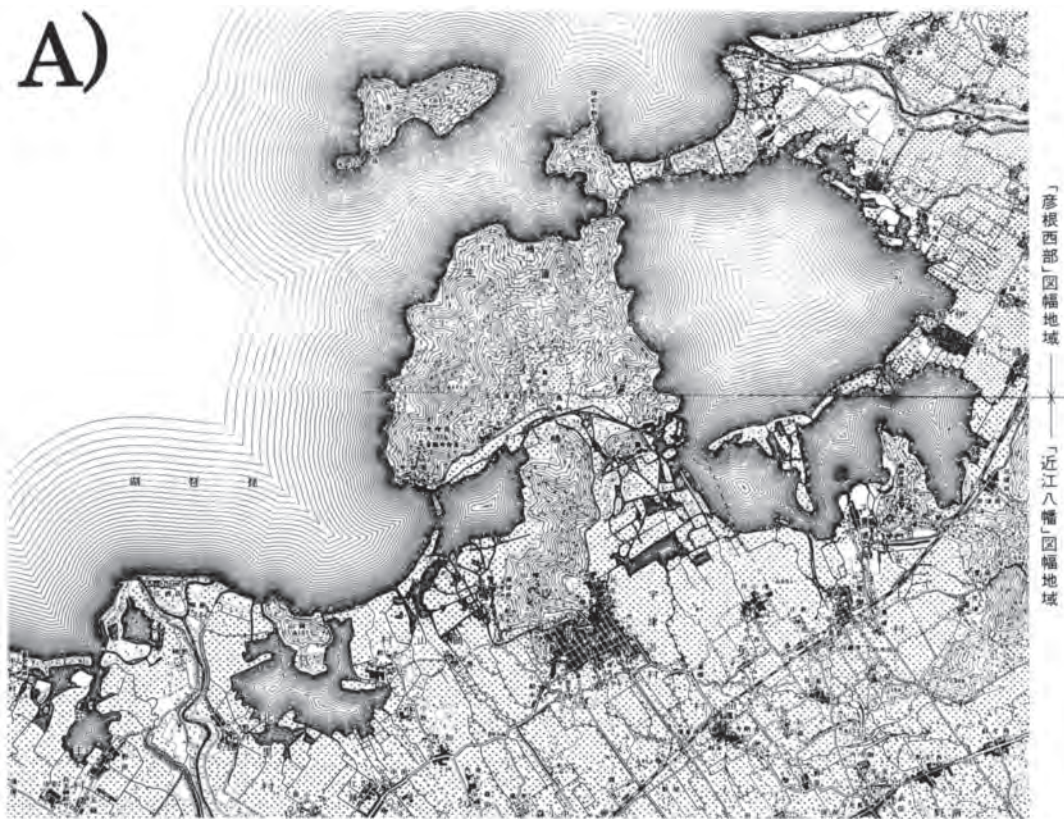
B) 家棟川の下を走る国道 8 号線。

C) 家棟川の自然堤防堆積物。

成層構造が良く発達する。（場所は A の矢印の下。巻尺の長さ 2m）

D) 堆積物の接写。

平行葉理や小型のトラフ型葉理が発達する。（スケールの目盛長 10cm）



第1.7図 琵琶湖内湖の干拓前後の地理変遷

A) 干拓前

(国土地理院5万分の1地形図「多景島」(明治26年測図, 同33年発行)と同「八幡町」(明治25年測図, 同33年発行)を使用した)

B) 現在

(国土地理院5万分の1地形図「彦根西部」(平成3年修正測量, 同6年発行)と同「近江八幡」(平成8年修正測量, 同9年発行)を使用した)

扇状地などと呼ばれる微地形群が発達している。地質図ではこれらを「山麓の礫質堆積物」として一括した。

氾濫平野の前面には三角州平野や湖岸平野が発達している。そのうち、野洲川三角州は我が国最大の湖岸デルタとして知られ、地盤地質が調査されている(尾原ほか, 1967, 1968)。湖岸には幅数100mの浜堤や砂浜が形成されている。

1. 6 干拓地 (r) 及び琵琶湖

湖岸沿いにはかつて大小の内湖が分布していたが、戦中・戦後にかけて相次いで干拓され、今日では西の湖だけが往時の面影を留めている(第1.7図)。主な干拓事業

の経緯を琵琶湖干拓史編纂事務局(1970)に沿って述べると、安土山北部を取り巻く「小中の湖」干拓地は昭和18年着工、昭和21年に干陸した。面積は300ヘクタールである。西の湖北岸の干拓地が「大中の湖」干拓地で、昭和21年に着工し、昭和43年に完成。面積は1,145ヘクタール。鶴翼山と長命山に挟まれた「津田内湖」干拓地は、昭和42年着手し、昭和46年に干陸した。面積119ヘクタール。岡山の南に展開していた「水茎内湖」干拓地は昭和19年から昭和24年にかけて工事が行われ、213ヘクタールが干拓された(第1.3図)。

本図幅地域に含まれる琵琶湖は、北湖の最南部に当たるもので、湖面の平均標高は85m、最も深いところは湖面から-15mである。

第2章 地質概説

(吉田史郎・西岡芳晴・木村克己・長森英明)

「近江八幡」図幅地域とその周辺地域の地質概略図を第2.1図に示す。

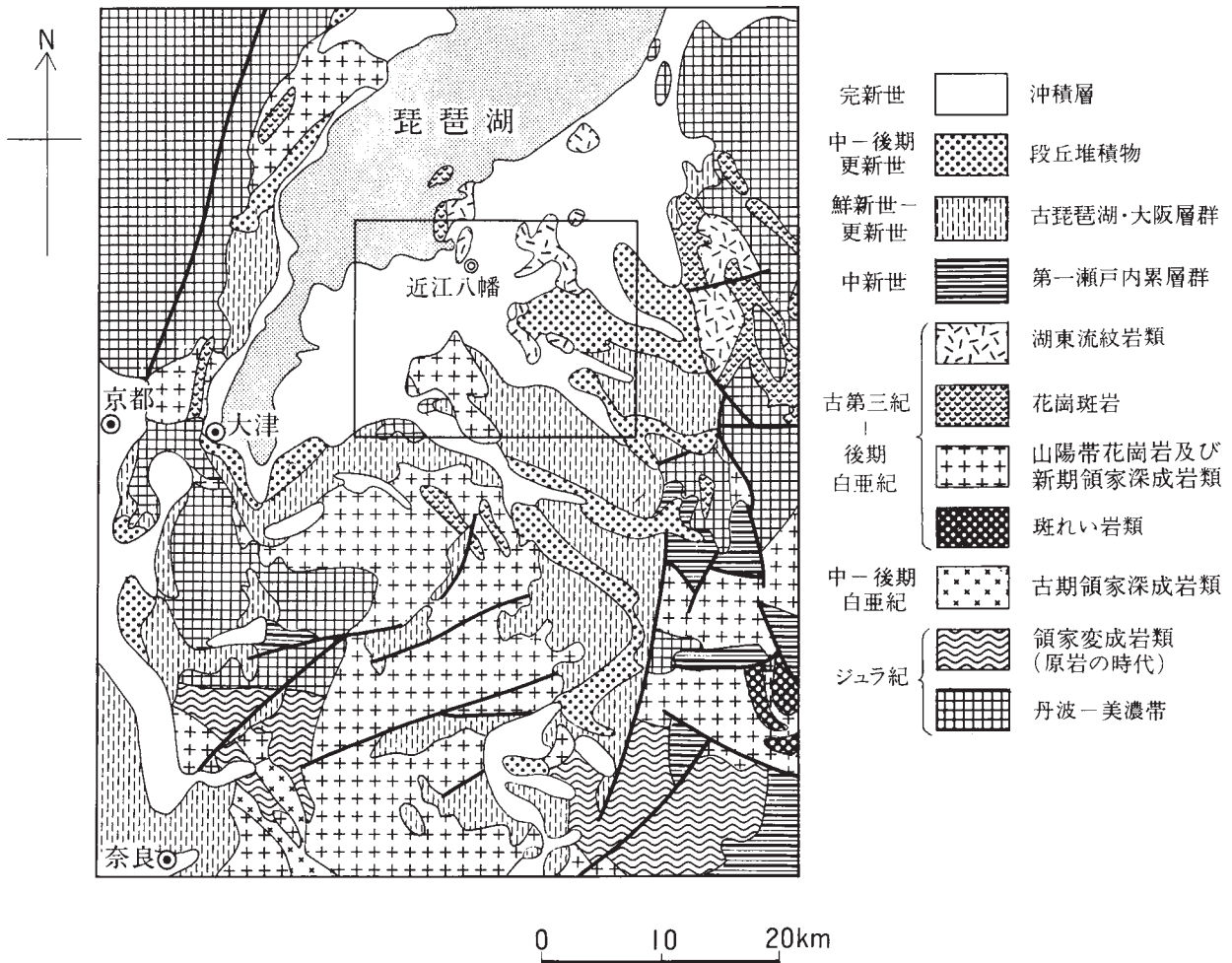
本図幅地域は、中・古生代の地体構造では西南日本内帯の丹波帯に、新生代の地質区では瀬戸内区東部に位置しており、古い地質から大きく、1) 中生代ジュラ紀に付加した丹波帯付加コンプレックス、2) 後期白亜紀-古第三紀の珪長質火成岩類、3) 新生代鮮新世以降の堆積物に分けられる。1) と2) は西南日本内帯の地層・岩石であり、3) は瀬戸内区の堆積物である。また、2) は野洲花崗岩と湖東流紋岩類及び花崗斑岩に、3) は古琵琶湖層群(後期鮮新世-前期更新世)と第四系(段丘堆積物と沖積層)に分けられる。

本図幅地域の地層と岩石の新旧関係、地史の総括を第

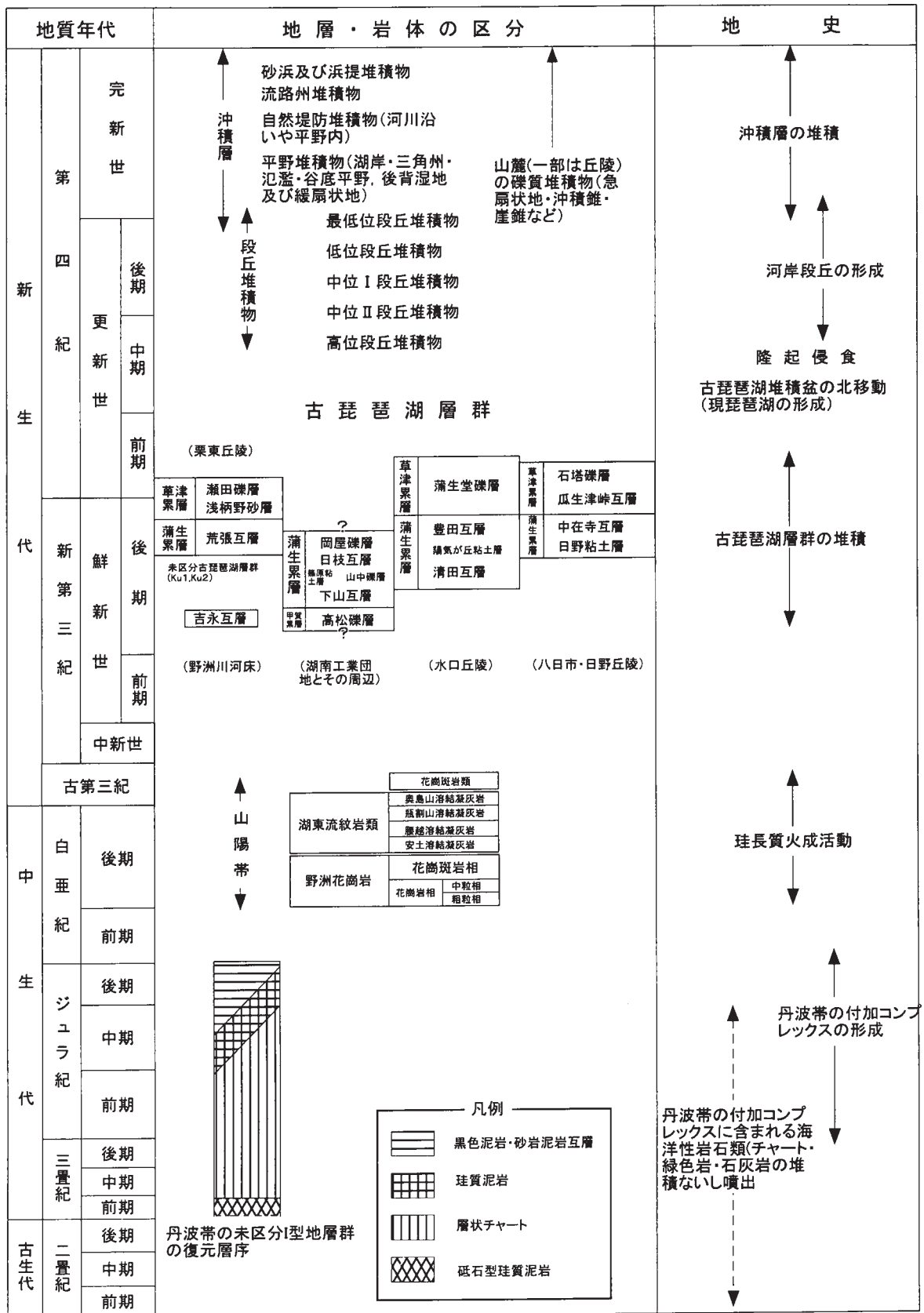
2.2図に示した。

2.1 丹波帯付加コンプレックス

丹波帯は、緑色岩・層状チャートなどの海洋底起源の岩石と、泥岩・砂岩などの陸源砕屑岩とが混合して形成された付加コンプレックスから構成されている。地質年代は、陸源砕屑岩の化石年代に基づいてジュラ紀であるとみなされている。このジュラ紀付加コンプレックスは、東方へは八溝・足尾山地まで、西方へは山口県にまで分布が確認されており、全延長は約800kmに達する。これらの岩石が分布する地帯は美濃-丹波帯と総称される。丹波帯の名称は、松下(1953)によって命名され、美濃



第2.1図 「近江八幡」図幅とその周辺地域の地質概略図
地質調査所(1992)を簡略化して作成。(枠内が「近江八幡」図幅地域)



第2.2図 「近江八幡」 図幅地域の地質総括図

-丹波帯のうち、丹波山地付近の地帯を指すものとして用いられている。

丹波帯の付加コンプレックスは、スラストを介して構造的上位のⅡ型地層群と構造的下位のⅠ型地層群に大きく2分され、波長20～30km、東西方向のアンチフォーム（背斜状褶曲）及びシンフォーム（向斜状褶曲）をなしている（石賀，1983；Imoto，1984；木村，1998，2000）。

両地層群では構成岩石の年代に違いがある。すなわち、Ⅱ型地層群については、海洋性岩石の年代は石炭紀から前期ジュラ紀、陸源砕屑岩の年代は後期三畳紀後半から中期ジュラ紀、一方、Ⅰ型地層群については、海洋性岩石の年代は三畳紀から中期ジュラ紀、陸源砕屑岩の年代は中-後期ジュラ紀をそれぞれ示す（石賀，1983，1985；Imoto，1984）。

本図幅地域の付加コンプレックスは、図幅南西部の狭い範囲、すなわち野洲町三上山付近、甲西町菩提寺山付近、栗東市東部の離れた3箇所分布し、間はほとんど沖積層に覆われている。岩相は、主に層状チャートからなり、石灰岩・砥石型珪質泥岩・黒色泥岩を伴う。石灰岩や各種の泥岩には劈開が発達する。全体に花崗岩による接触熱変成をうけており、泥質岩には全般に変成黒雲母が生成している。全体的な地質構造は、東北東-西南西走向、高角北傾斜であり、北部では半波長400m、西南西方向にプランジした一対の正立褶曲が認められる。こうした岩相的特徴と西に隣接する「京都東北部」図幅地域（木村ほか，1998）との関係から、本図幅地域の付加コンプレックスはⅠ型地層群に相当すると判断される。

2. 2 後期白亜紀-古第三紀火成岩類

後期白亜紀-古第三紀火成岩類は、野洲花崗岩と湖東流紋岩類及び花崗斑岩類からなり、西南日本の火成岩類の分帯としては山陽帯に属している。

野洲花崗岩は野洲町三上山から甲西町十二坊にかけて、東西約7km、南北約9kmの範囲に、北西-両東方向に伸張して分布する。本岩は花崗岩相及び花崗斑岩相に区分され、花崗岩相は更に粗粒相と中粒相に区分できる。粗粒相は中-粗粒の黒雲母花崗岩からなり、岩体南東端部に分布する。中粒相は中粒の黒雲母花崗岩からなり、岩体の最も広い面積を占める。花崗斑岩相は黒雲母花崗斑岩からなり、岩体中央部において花崗岩相を貫いて南北に細長く分布する。

湖東流紋岩類は流紋岩溶結凝灰岩を主とし、東方へ向かって平野部岩体・主岩体・東岩体の3つに大別される（原山ほか，1989）。本図幅地域には平野部岩体の南半分が分布し、それらは岡山・長命寺山かくよくぜん・鶴翼山はちまん・きぬがさ山（観音寺山）・みつくり箕作山・かめわり瓶割山・雪野山・布施山など、残丘状山地として平野部に島状に点在しており、下位から安土溶結凝灰岩・腰越溶結凝灰岩・瓶割山溶結凝

灰岩・奥島山溶結凝灰岩に区分される。

安土溶結凝灰岩は主として輝石角閃石流紋岩及びデイサイト溶結凝灰岩からなり、畿山にのみ分布する。腰越溶結凝灰岩は主として黒雲母流紋岩溶結凝灰岩からなり、砂岩・礫岩を伴い、畿山にのみ分布する。瓶割山溶結凝灰岩は主として黒雲母流紋岩溶結凝灰岩からなり、瓶割山を模式地として本図幅地域に広く分布する。奥島山溶結凝灰岩は主として黒雲母角閃石流紋岩溶結凝灰岩からなり、鶴翼山北部及びその北方に分布する。湖東流紋岩類に伴う花崗斑岩類は主に黒雲母花崗斑岩からなり、斑状黒雲母花崗岩及び花崗閃緑岩を伴い、長命寺山・岡山・瓶割山に分布する。

2. 3 古琵琶湖層群及び第四系

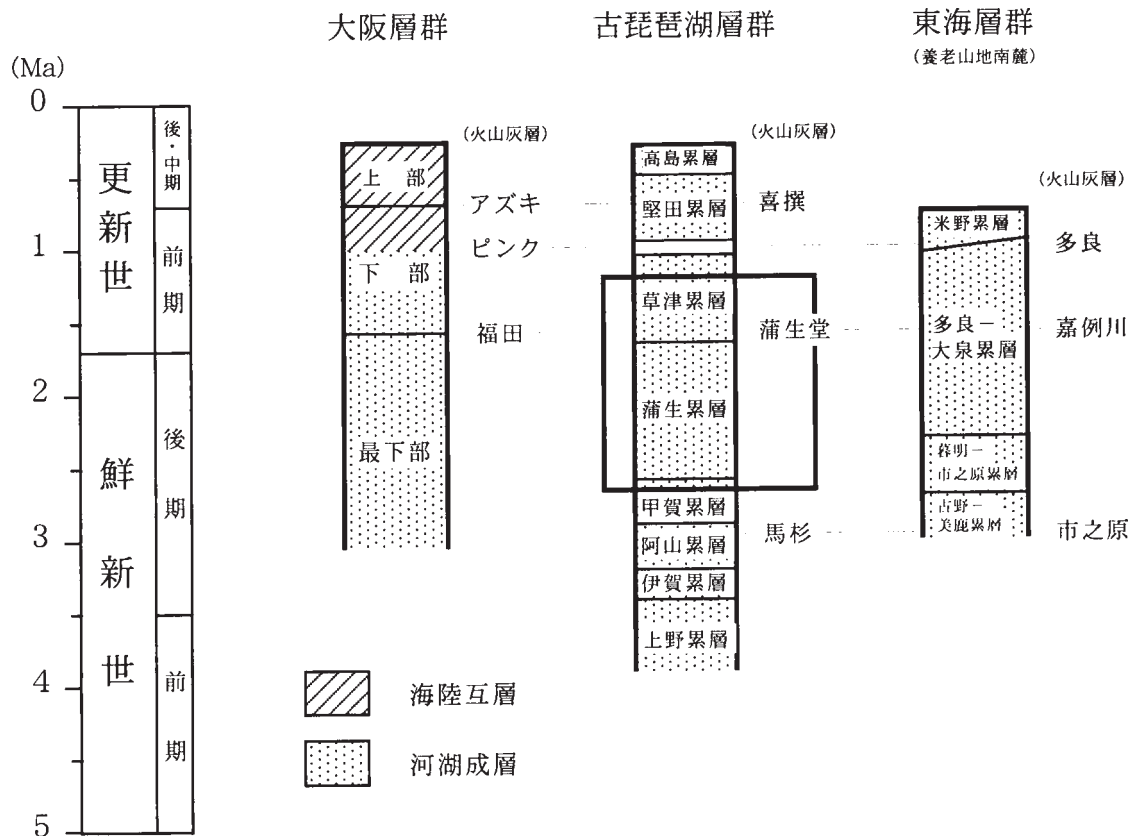
新生代の堆積物は、丘陵地を形成する古琵琶湖層群と、段丘や沖積平野を形成する第四系に大きく分けられる。

古琵琶湖層群は瀬戸内区の堆積物である。瀬戸内区（または瀬戸内地質区）は、西南日本のほぼ中央構造線の北側、中部地方から中国地方にかけて中新世以降形成された沈降帯である（池辺，1957）。ここには、主として鮮新世から更新世にかけて第二瀬戸内海と呼ばれる沈降帯が生じ、第二瀬戸内累層群と呼ばれる主に陸成層が堆積した（笠間・藤田，1957；吉田，1991）。古琵琶湖層群はこの第二瀬戸内累層群に属する。

第二瀬戸内累層群には、琵琶湖周辺の古琵琶湖層群のほか、大阪湾周辺の大坂層群や、伊勢湾周辺の東海層群が属している。大阪層群は約100万年以降になると、陸成層中に海成粘土をしばしば挟むようになるが、古琵琶湖層群と東海層群は、すべて陸（河川-湖）成相からできている。

古琵琶湖層群は近江盆地から伊賀上野盆地の丘陵地に露出しており、全層序の積算層厚は1,500m以上に達する。堆積期間は鮮新世前期から更新世中期にかけての約350万年間であり、下位から上野累層・伊賀累層・阿山累層・甲賀累層・蒲生累層・草津累層・堅田累層・高島累層に分けられている（Kawabe，1989；林・川邊，1993など）。古琵琶湖層群の堆積盆の形成は、まず南の伊賀上野盆地（第1.1図）から始まり、近江盆地南部の阿山・甲賀郡から盆地中部の蒲生郡・草津市を経て、近江盆地北部の湖西-湖北地域に達したことが分かっている（横山ほか，1979；林・川邊，1993など）。近江盆地のほぼ中部に位置する本図幅地域には、古琵琶湖層群中部に相当する甲賀累層・蒲生累層・草津累層が分布している。

古琵琶湖層群は、シャベルで削れる程度の高さの泥（粘土・シルト）層・砂層・砂礫層・礫層からなり、連続性の良い火山灰層をしばしば挟在している。本図幅地域では、甲賀累層はほとんどが礫層から、蒲生累層は砂層・泥層・砂礫層・礫層から、草津累層は礫層・砂層・泥層



第2.3図 古琵琶湖層群・大阪層群・東海層群の対比
 枠内が「近江八幡」図幅地域の層準. 大阪層群は市原編著(1993), 古琵琶湖層群は林・川邊(1993), 東海層群は吉田ほか(1991), 火山灰層の対比は吉川ほか(1988)による.

から構成されている．ほとんどが河川堆積物であり，一部が湖成堆積物である．長鼻類や偶蹄類の骨，脊椎動物の足跡化石，植物化石や淡水棲軟体動物化石を産出する．地質構造は断層や褶曲が発達する地域を除き，走向は琵琶湖湖岸とほぼ平行に走り，数度から10数度で琵琶湖側に傾斜する．

本図幅地域の古琵琶湖層群は，植物相の変遷，火山灰層の対比，古地磁気層編年，また年代測定から，大阪層群最下部-下部や東海層群上部に対比され，後期鮮新世-前期更新世の堆積物であることが分かっている(第2.3図)．

段丘堆積物は丘陵周辺の台地を形成しており，古い方から，高位・中位Ⅰ・中位Ⅱ・低位・最低位段丘に区分できる．高位段丘は八日市(布引山)丘陵・水口丘陵の先端部に，中位段丘は日野丘陵の周辺部に，低位段丘は八日市丘陵周辺から愛知川両岸に，最低位段丘は八日市台地の北に発達している．これらはすべて河成の侵食段丘であり，堆積物は厚さ数m以下のベニア礫層からなる．高位段丘と中位段丘には古赤色土が表層に発達し，堆積物には表面に風化殻を持つ礫が含まれている．形成年代は中期更新世末から後期更新世である．

沖積層は約18,000年前以降の堆積物であり，本図幅地

域では湖岸沿い，愛知川，日野川，野洲川両岸の平野に堆積している．上流から湖岸方向に，おおむね緩扇状地→氾濫平野→三角州平野→湖岸平野の順に堆積物が分布し，ほか，谷底平野や後背湿地の堆積物が認められる．

これらの平野堆積物は，泥・砂・砂礫・礫からなり，最も厚い箇所でも20m以下である．微地形をつくる堆積物として，旧河岸沿いの自然堤防堆積物，現河床に見られる流路州堆積物，そして山麓に発達する麓斜面(崩積地)，崖錐，土石流錐(沖積錐)，急扇状地の堆積物が分布している．なお山麓沿いの堆積物は，凡例で「山麓の礫質堆積物」として一括して表現した．

鮮新世以降の地質構造としては，北西-南東方向の断層が顕著である．鏡山から十二坊(岩根山)へと続く連山を隆起形成した断層であり，西縁の断層を正福寺断層(西落ち)，東縁の断層を下田断層(東落ち)と呼ぶ(古琵琶湖団体研究グループ，1977)．いずれも古琵琶湖層群を切っており，下田断層は中位段丘も変形させている可能性がある．重力異常から見ると，下田断層は地下では湖東流紋岩類と花崗岩類の境界断層となっている可能性があり，もしそうだとすると，その起源は後期白亜紀-古第三紀の火成岩類形成期にさかのぼるかもしれない．

第3章 丹波帯

(木村克己)

3.1 研究史

丹波帯の成因について、1970年代前半までは地向斜堆積物起源であるとされ、その地質年代は石灰岩から産出した紡錘虫・珊瑚化石に基づいて主にペルム系とされていた(松下, 1953, 1971; Sakaguchi, 1961, 1963; 坂口, 1973; 礒見・黒田, 1958; 丹波地帯研究グループ 1969, 1971, 1974, 1975 など)。1970年代後半以降、丹波帯・秩父帯・四十十帯等に関して、砂岩・泥岩などの陸源碎屑岩と層状チャート・石灰岩・緑色岩などの海洋底由来の岩石とが混合した付加コンプレックスについて、放散虫化石を中心とした微化石層序学の研究が爆発的に進み、それまでの地質構造・年代・層序の枠組みが根本的に書き換えられることになった。

丹波帯においても、碎屑岩からジュラ紀の放散虫化石が発見され、ペルム紀ないし三畳紀のチャート・石灰岩・緑色岩などが、ジュラ紀の陸源碎屑岩に含まれる異地性の岩体であることが明らかにされた(丹波地帯研究グループ 1979a, 1979b, 1980; Isozaki and Matsuda, 1980; 竹村, 1980; 石賀, 1983; Imoto, 1984; 井本・丹波地帯研究グループ, 1982など)。こうした微化石層序学の成果に基づいて、丹波帯の付加コンプレックスの層序が再検討され、石賀(1983, 1985)、井本・丹波地帯研究グループ(1982)、Imoto(1984)は、それが岩相・地質年代が異なり、断層で境された2つの地層群に区分できるとし、構成する岩相と地質年代を明らかにした。石賀(1983)は、構造的上位のユニットをII型地層群、下位のユニットをI型地層群と命名した。この地層単元は、断層で境され、含まれる地層の岩相・岩相組合せ・地質年代に基づいて区分されていることから、構造層序ユニット(tectonostratigraphic unit)の一つと言える。構造層序ユニットは、丹波帯の堆積岩コンプレックスのように、複雑に岩石が複合した地層について、岩相・年代・地質構造などの総合的な特徴に基づいて区分された層序ユニットであり(中江, 2000参照)、1970年代後半以降、付加コンプレックスの層序区分において、広く用いられるようになった。

1980年代に入り丹波帯においても、各地域でこのような新しい地層のとらえ方に基づいた調査・研究が進み、詳細な地質が明らかにされてきた(木村ほか1989, 1994; 井本ほか, 1989, 1991; 丹波地帯研究グループ, 1990; 栗本・牧本, 1990; 栗本ほか, 1993; Nakae, 1993など)。

本図幅地域付近の丹波帯の岩相・分布については、土地分類基本調査「近江八幡」(滋賀県, 1983)において5万分の1表層地質図上でのチャート・石灰岩の分布とその簡単な記述が示されている。そのほかでは、マンガニ床の研究に関連して、栗東市下戸山の五百井鉦山の記述の中で、チャート・粘板岩、マンガニ床の分布・構造が記載されている(白水, 1949; 吉村, 1952)。

隣接地域の地質図幅としては、「京都東北部」(木村ほか, 1998)、「北小松」(木村ほか, 2001)、「御在所山」(原山ほか, 1989)、「亀山」(宮村ほか, 1981)の研究があり、詳細な地質が明らかにされている。しかし、本図幅地域の丹波帯の岩石は、これらの地域の岩石との間に沖積層や段丘堆積物、また古琵琶湖層群の分布域が広がっているため、直接の関係は分からない。

3.2 概説

付加コンプレックスの解説

美濃-丹波帯を構成する堆積岩コンプレックスは、海洋性岩石類と陸源碎屑岩類とが混合する複雑な層相を呈する。特に泥岩基質と種々の岩質・サイズの岩塊からなる岩相(以下混在岩相と呼ぶ)と覆瓦構造の発達で特徴づけられる。これらの諸特徴は、海洋プレートが大陸縁で沈み込むことによって、その上にあった海洋プレート起源の緑色岩・石灰岩・層状チャートと、大陸縁に堆積した砂岩及び泥岩などの陸源堆積岩類とが混合・変形し、陸側に付加された結果形成されたと考えられている。このため、こうした複合岩類を付加コンプレックスと呼ばれることが多い。本報告でも以降、この用語を用いる。

著しく岩石が混合・変形した付加コンプレックスであっても、それを構成する各岩相の層序関係と地質年代から、付加する直前の海洋プレート上の岩相層序を復元することができる。この復元された層序は、一般的には下位から上位に向けて、海洋地殻ないし海山の玄武岩類、遠洋性堆積物、半遠洋性堆積物、そして砂岩・泥岩などの陸源堆積物から構成される。この層序は、遠洋性環境下で海洋プレートが海嶺拡大によって形成されてから、大陸縁に向かって水平移動し、海溝に沈み込むまでの堆積環境の変遷史を記録している。そのためこのような特徴を示す層序は特に海洋プレート層序(Oceanic plate stratigraphy)と呼ばれている(例えば, Taira, *et al.*, 1989; Matsuda and Isozaki, 1991)。付加コンプレックスが形成された年代は、泥岩及び砂岩などの陸源堆積物

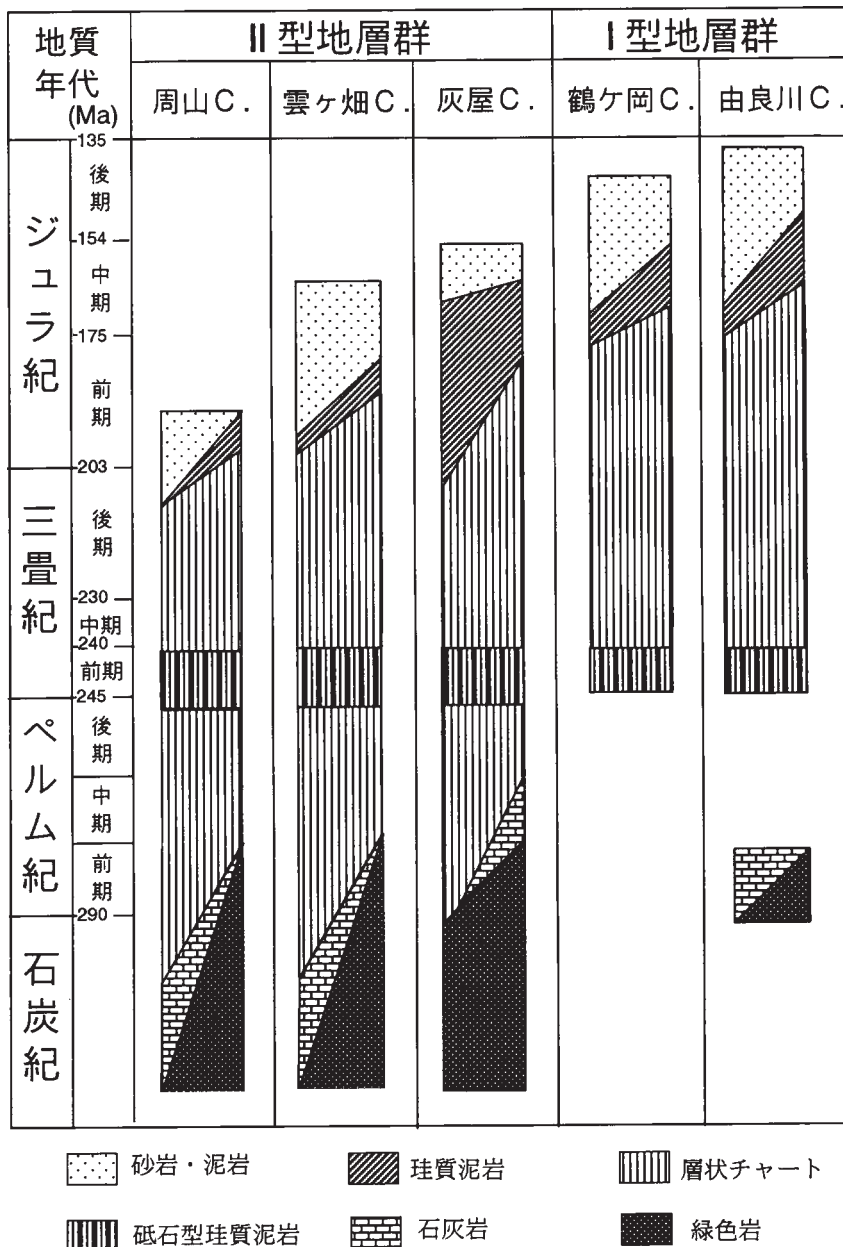
の堆積年代のうち最も若い年代に基づいて推定されている。

丹波帯の付加コンプレックスの概説 (木村ほか, 2001に基づく)

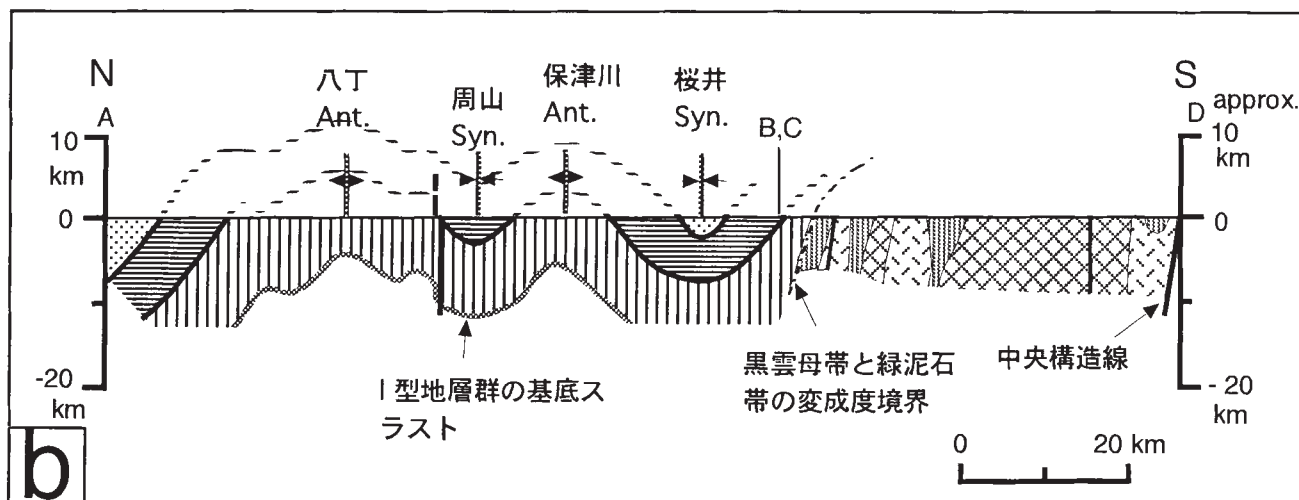
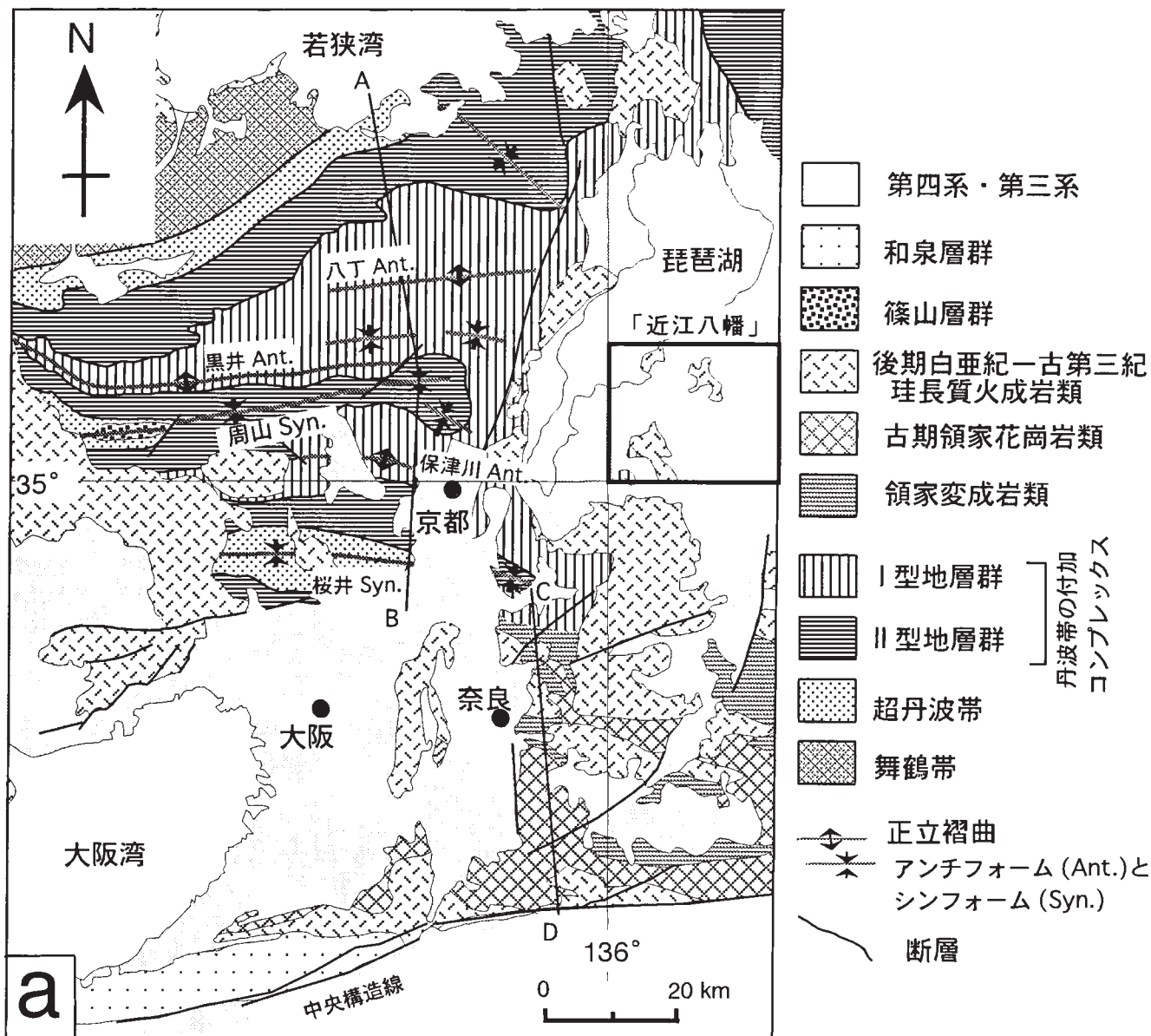
研究史で述べたように, 丹波帯の付加コンプレックスは, 構造層序ユニットとして, スラストを介して, 構造的上位のII型地層群と下位のI型地層群の2つの主要な構造層序ユニットに区分される。更にII型地層群は周山・雲ヶ畑・灰屋の各コンプレックス, I型地層群は鶴ヶ岡・由良川の両コンプレックスのより低い階層の構造層序ユニットにそれぞれ細分されている(第3.1図)。これまで各コンプレックスの名称は地域ごとに異なっていたが, 本報告では, 木村(2000)に基づき, II型地層群については井本ほか(1989), I型地層群については Nakae

(1990)によって定義された名称をそれぞれ採用した(第3.1図)。いずれの名称も, 各コンプレックスの模式地になると考えられる地域名にちなんでいる。地域間の各コンプレックスの対比は, 木村ほか(1994, 1998)に基づく。

両地層群では, 海洋プレート層序をなす初生的岩相層序の地質年代・岩相組合せに大きな違いがある(石賀, 1983; Imoto, 1984: 第3.1図)。すなわち, I型地層群では, 古生代の岩石がほとんどなく, 一般には前期三畳紀の砥石型珪質泥岩を基底とし, その上位に中期三畳紀から前-中期ジュラ紀の層状チャート, 前-後期ジュラ紀の珪質泥岩・砂岩・黒色泥岩が累重した岩相層序で特徴づけられる。一方, II型地層群では, 後期石炭紀からペルム紀の緑色岩・石灰岩・層状チャート, その上位の三畳紀から前期ジュラ紀の層状チャート, 主に前-中期ジュ



第3.1図 丹波帯の付加コンプレックスの復元模式層序
木村(2000)による。C. はコンプレックスの略語。
Maは100万年前。



第3.2図 近畿北部の先新生界の地質概略図 (a) と地質断面図 (b)
木村 (2000) による. (枠内が「近江八幡」図幅地域)

ラ紀で、一部三畳紀の珪質泥岩や砂岩・黒色泥岩の碎屑岩類が累重する岩相層群が復元される。

同一地層群内の各コンプレックス間では、それぞれ海洋プレート層序を構成する岩相組合せとその地質年代は類似しているが、各質相の地質年代幅が少しずつ異なり、構造的低位に向かって若くなる傾向が認められる（第3.1図）。

丹波帯の付加コンプレックスの地質大構造は、低角ナップ構造とその内部に発達する覆瓦構造、そしてこれらを曲げる正立褶曲構造で特徴づけられる（第3.2図）。ナップ構造と覆瓦構造はジュラ紀から白亜紀最初期にわたる付加過程に関連して形成されたとみなされる（例えば、石賀，1983；Kimura and Hori，1993；Isozaki，1997）。正立褶曲構造には付加コンプレックスとともに下部白亜系の篠山層群も参加しており（坂口，1959；吉川，1993），また、付加コンプレックスは正立褶曲構造形成後に90数Maの放射年代が得られた行者山花崗閃緑岩や比叡花崗岩の貫入を受けている（井本ほか，1989；木村ほか，1998）ことから、白亜紀中頃の100Ma頃が正立褶曲の主要な変形時相であったと考えられる（木村，2000）。

スラストで境された各コンプレックスは、南北・東西方向に少なくとも40kmにわたって延長しており、それぞれナップをなしているとみなせる（木村，2000）。更に各ナップ内部には覆瓦構造が発達している。覆瓦構造をなすスラストシートの中で、ほぼ海洋プレート層序から構成されるスラストシートは、地層区分の上で基本となる単位である（木村，2000）。

本図幅地域の丹波帯付加コンプレックス



第3.3図 石部町五軒茶屋付近の採石場に露出する石灰岩相崖に露出する岩石は多くが大理石である。写真手前にはチャート石灰岩互層が認められる。

本報告では、構造層序ユニットとしては、岩相と西隣「京都東北部」図幅地域（木村ほか，1998）及び南西隣「水口」図幅地域（中野ほか，2003印刷中）の地質との対比から、I型地層群の一つのコンプレックスに相当すると推定した。

3.3 I型地層群

命名

石賀（1983）による。

分布・構造

本図幅地域南西部の狭い範囲に、野洲町三上山付近、甲西町菩提寺山付近、栗東市東部の3箇所にあいだを沖積層や段丘堆積物に覆われて分布している。全体的な地質構造は、東北東-西南西走向、高角北傾斜をなす。

対比

層状チャートには砥石型珪質泥岩を伴い、マンガン鉱床を胚胎するという岩相的特徴と、西に隣接する「京都東北部」図幅地域（木村ほか，1998）のI型地層群の走向延長に位置する（第3.2図）ことから、本図幅地域の岩石類はI型地層群に対比できると考えられる。

層相・岩相

層状チャートが卓越し、砥石型珪質泥岩・黒色泥岩・石灰岩を伴う。緑色岩は、石灰岩に伴って厚さ2~3mの玄武岩質溶岩が認められた。全体に、隣接して分布する花崗岩類による接触熱変成を受けており、硬化し部分的に変質を受けている。

石灰岩相（T1）

主に成層構造の発達した再結晶岩石灰岩（大理石）が

卓越し、チャート石灰岩互層を伴う。石灰岩相は、石部町五軒茶屋付近の採石場とその北方延長に位置する甲西町菩提寺の菩提寺山南麓に分布している。五軒茶屋では、石灰岩相は、幅100m、北東：南西走向に約1 km長の岩体として、層状チャートに挟まれて産出する(第3.3図)。岩体の層理面は20～40度北傾斜が卓越していることから、下限は不明で厚さ50m以上と推定される。

採石場の北東端の道に面する地点では、厚さ3～10cmの白色のチャートと厚さ0.5～4cmの黒色石灰岩とが互層するチャート石灰岩互層が認められる(第3.4図)。また、採石場南西端の山腹の切割では、南東から北西に、石灰岩、層状チャート、露頭欠如をおいて黒色泥岩が産出する。

石灰岩と層状チャートのあいだには、幅1～2mで膨縮する塊状の緑色を呈するスカルンが産出する。XRDと簡易元素分析解析の結果によれば、このスカルンは主にヘデン輝石からなり、ザクロ石・方解石・石英が伴っている。隣接する石灰岩は、方解石と一部石英から構成され、ドロマイトは含まないことがXRD解析により確認された。

菩提寺山南麓の地点では、チャートに伴って石灰岩が分布していたとされるが、現在では採掘で大きく削り取られわずかに転石しか残っていない(辻・北原, 1979)。現在は崖沿いにチャートが露出しているが、石灰岩は小さな北に延びる谷沿いに小転石が認められるだけである。辻・北原(1979)によれば、1970年代当時、レンズ状または塊状の石灰岩が認められ、主にチャートと石灰岩との境界部付近に珪灰石・ベスブ石など19種類のスカルン鉱物が産したとされる。



第3.4図 チャート石灰岩互層の露頭写真(石部町五軒茶屋付近の採石場)
白色部がチャート, 黒色部が石灰岩である。(ハンマーの長さ30cm)

砥石型珪質泥岩相 (Tt)

成層した珪質泥質岩を主体とし、一部黒色有機質泥岩や珪質泥質岩とが黒色チャート層と互層する。層状チャートの層序曲下位に位置する。近江富士付近や栗東市伊勢落南部の採石場で、見かけ最大40mの厚さで分布する。このうち、栗東市伊勢落南部の採石場では、南北方向の山腹切割りに、本相から層序的上位の層状チャートへの漸移的に移り変わる連続した層序が観察できる(第3.5図)。そこでは、北側から灰色の珪質泥質岩と黒色有機質泥質岩との互層から、黒色チャートと灰色



第3.5図 砥石型珪質泥岩とその上位に重なる層状チャートの連続層序を示す露頭写真(栗東市伊勢落南の採石場)
写真右側から左側に向かってほぼ直立した砥石型珪質泥岩・層状チャートが重なる。砥石型珪質泥岩の基底(写真右端)は断層で切られて層状チャートと接する。

の珪質泥質岩との互層をへて、成層した暗灰色層状チャートが順次重なっている。本相の北限は幅 10～30 cm の固結した破碎帯によって断たれて層状チャートと接している。黒色有機質泥質岩には2×5cm大のシデライトノジュールが含まれる。

チャート相 (Tc)

主に層状チャートからなり、まれに厚さ数mの珪質泥岩を伴う。層状チャートは灰白色、灰色ないし暗灰色で珪質なチャート層が厚さ数 cm～10cm で成層ないし、厚さ数 m の泥の薄層を挟み互層状を呈する (第 3.6 図)。全般に再結晶質であるが、地域によりその度合いが異なり、日向山や近江富士付近では白色でざらざらした様相を呈するが、日向山南方、名神高速道路南付近では再結晶度が弱く、放散虫化石のスポット状の痕跡が多数認められる。

黒色泥岩相 (Tm)

主に黒色泥岩からなり、まれに砂岩・チャートのレンズを含む。黒色泥岩は、暗灰色から黒色のシルト質泥岩であり、スレート劈開が発達し板状に割れることが多い。五軒茶屋の工場敷地内の崖や石部町宝来坂付近の採石場跡に好露出している。この五軒茶屋の露頭では、南北方向の崖の東面に沿って 100m 程にわたって黒色泥岩が露出している (第 3.7 図)。鏡下では、シルト大の石英・長石・白雲母片を多数含むシルト質泥岩であり、スレート劈開が発達し、変成黒雲母が認められる。泥岩は時に砂岩・珪質泥岩・チャートの小レンズを含む。

地質年代と対比

本図幅地域からは地質年代を示す化石は得られていない。しかし、すでに記述したように、岩相的特徴の類似性と地質構造からは、西に隣接する「京都東北部」図幅地域に分布する I 型地層群 (木村ほか, 1998) に相当すると考えられる。I 型地層群の地質年代については、

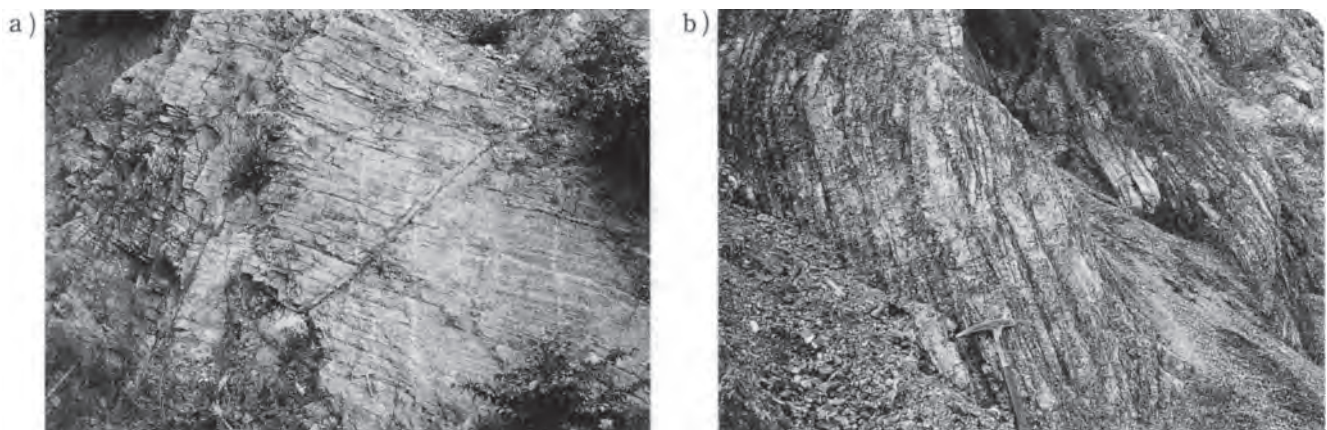
Imoto (1984), Nakae (1993), 木村ほか (2001) によれば、黒色泥岩は中期ジュラ紀後半-後期ジュラ紀、層状チャートは中期三畳紀-中期ジュラ紀、砥石型珪質泥岩は前期三畳紀となる。

3. 4 地質構造

全体的な地質構造は、東北東-西南西走向で、高角北傾斜を特徴としている。この特徴は、「京都東北部」、「京都東南部」、「水口」の各図幅地域の全体的地質構造 (木村ほか, 1998 ; 上治, 1961 ; 中野ほか, 2003 印刷中) と調和的である。本図幅地域では、砥石型珪質泥岩から層状チャート、層状チャートから黒色泥岩への層序的關係が、2箇所 (栗東市伊勢落南部の採石場、五軒茶屋の工場内の崖露頭) で確認され、いずれも南上位逆転を示している。この2地点間の厚さ 2.5km の地層が逆転している可能性がある。

丹波帯の付加コンプレックスには大小様々な規模の変形構造が認められる。変形構造間の前後関係からいくつかの異なる変形時期が識別できる。変形構造の多くはジュラ紀末ないし白亜紀初頭に生じた付加体の形成から白亜紀末にかけて形成されており、変形史は、付加造構運動期 (D1 ステージ)、正立褶曲形成期 (D2 ステージ)、南北圧縮に伴う横ずれ断層運動期 (D3 ステージ) の3つのステージ (木村, 1989, 1998, 2000 ; 木村ほか, 1989 ; 木村ほか, 2001) に区分できる。これらの内、本図幅地域で認められる変形構造としては、D1 ステージの覆瓦スラスト構造、小褶曲、D2 ステージの正立褶曲型の褶曲、東西方向の逆断層やスペースト劈開 (S2 面)、その他時代未詳の高角傾斜断層がある。

覆瓦スラスト構造は、層理に平行に近いスラストによって、元々の海洋プレート層序が構造的に繰り返す構



第 3.6 図 層状チャートの露頭写真 (栗東市伊勢落南の採石場)

a. 緩やかに写真右側に傾斜する層状チャート。(ハンマーの長さ 30cm)

b. 急傾斜をなす層状チャート。密に割れ目が発達しチャートは細片にくずれ易くなっている。(ハンマーの長さ 30cm)



第3.7図 黒色泥岩の露頭写真（石部町五軒茶屋の工場敷地内の崖）
山の斜面の露頭で、写真面で上下方向に延び左側（南方）に高角に傾斜する弱い成層構造が認められる。スレート劈開は成層面にほぼ平行している。（ハンマーの長さ30cm）



第3.8図 層状チャートに発達する東西性の逆断層（栗東市伊勢落南の採石場）
（ハンマーの長さ30cm）

造である。本図幅地域では、栗東市伊勢落から石部町において、下位から上位へ砥石型珪質泥岩、層状チャート、黒色泥岩が重なる層序が、一部欠如しつつも、構造的に上下に繰り返し重なっているのが認められる。

D1の小褶曲は層状チャートにおいてしばしば認められる。主に褶曲のヒンジ部では折れ曲がり、翼部が平面的なシェブロン型をなし、半波長は50cm～1.5mで、翼間角度は30～90°である。近江富士山頂の西への登山道

や石部町西部の採石場にて観察できる。

D2の正立褶曲は、近江富士から妙光寺山にかけて、西南西方向へプランジする半波長400mの開いた背斜状褶曲（アンチフォーム）と向斜状褶曲（シンフォーム）が認められる。こうした地質図規模の褶曲のヒンジ部付近では小規模な褶曲も発達している。

東西方向の逆断層は、伊勢落南の採石場の層状チャートの大規模な露頭でしばしば認められる。そこでは、逆



第3.9図 結晶質石灰岩(大理石)に発達するスペースト劈開(石部町五軒茶屋付近の大理石採石場崖下の転石)チャート石灰岩互層であり,レンズ状のチャートを取り巻く石灰岩中に黒い筋として劈開が認められる.(ペンの長さ15cm)

断層は,東西性で北30~50度の傾斜をなし,幅3~5m間隔で発達し,幅20~30mの断層帯をなす.この断層帯では,チャート層には小さな割れ目が発達し容易にがさがさにくずれ落ちる.逆断層に沿っては,チャートの層

理が引きずられている(第3.8図).

スレート劈開ないしスペースト劈開(S2面)は,黒色泥岩や大理石に発達している.黒色の大理石では露頭で容易に観察することができる(第3.9図).

第4章 野洲花崗岩

(西岡芳晴)

4.1 研究史

琵琶湖南方に分布するいくつかの花崗岩体の中で、本図幅地域南方で野洲花崗岩に最も近接する田上岩体^{たなかみ}については古くは1890年代からペグマタイトが研究されているが、野洲花崗岩については報告がない。しかし花崗岩類が分布することは知られており、20万分の1地質図「名古屋」の第1版(地質調査所, 1956a)では、本岩の位置が“Gb”(黒雲母花崗岩)で塗色されている。また、藤本(1979)は滋賀県下に分布する花崗岩類について記載のまとめをおこない、野洲地域の花崗岩類に関しては、南方の“三雲花崗岩”(最近では田上岩体の一部とみなされることが多い)に属するとしている。

野洲花崗岩について初めてまとまった報告を行ったのは吉田ほか(1991)である。吉田ほか(1991)は滋賀県下の花崗岩質岩体に関する文献を総括して解説する中で、本岩を初めて「野洲花崗岩体」と呼び記述を行っている。また地質図を示し、細粒黒雲母花崗岩と中粒角閃石黒雲母花崗岩に区分できることを示している。

沢田・板谷(1993)は琵琶湖周辺南部の後期白亜紀の火成活動をステージIからIIIの3つに区分した。野洲花崗岩は本図幅地域の湖東流紋岩類と同様にステージIIの活動としている。また、中野・江里口(1997)は野洲花崗岩中の花園ペグマタイトのアルカリ長石について、肉眼・顕微鏡観察やEPMAによる分析などを行い、その特徴がグリーンランド・クロッケン閃長岩体のアルカリ長石のそれと類似し、冷却史としてクロッケンのモデルが概略適用できることを示した。

最近になって細野・牧野(2002)は野洲花崗岩の総括的かつ詳細な報告を行い、本岩を深部相、下部相、主岩相、上部相及び花崗斑岩相と、それに付随する小規模な貫入岩類(花崗斑岩・石英斑岩・アプライト)に区分し、更に深部相から上部相までがこの順に細粒になることを示した。

4.2 概要

野洲花崗岩は希望が丘文化公園から甲西町十二坊(岩根山)にかけて、野洲町・竜王町・甲西町にまたがって、東西約7km、南北約9kmの範囲に、北西-南東方向に細長く分布する。本岩は全体として花崗岩類と花崗斑岩類からなり、それぞれを花崗岩相及び花崗斑岩相と呼ぶことにする。花崗岩相は粗粒相と中粒相に区分した。粗

粒相は中粒相よりも分布する標高が低い傾向がある。細野・牧野(2002)による区分との比較を第4.1表に示す。花崗岩相の粗粒相は中-粗粒の黒雲母モンゾ花崗岩などからなり、岩体の南東端の十二坊付近に分布する。中粒相は中粒の黒雲母優白モンゾ花崗岩などからなり、岩体の最も広い面積を占める。花崗斑岩相は黒雲母花崗斑岩からなり、岩体中央部において花崗岩相を貫いて南北に細長く分布する。

野洲花崗岩の放射年代値は、K-Ar法による中粒相(竜王ゴルフ場付近)の黒雲母の年代値として 69.7 ± 3.5 Ma(後期白亜紀)が得られている(沢田・板谷, 1993)。

なお、本報告で用いる深成岩類の名称はIUGSによる分類(Le Maitre, 1989)に従い、花崗岩の細分名としてはモンゾ花崗岩及び閃長花崗岩を使用する。これらの名称は日本では必ずしも広く使われているものではないが(モンゾ花崗岩は日本ではアダメロ岩と呼ばれることが多い)、国際的な機関であるIUGSにより定められた名称を尊重した。IUGSによる分類では接頭辞Ieuco-の色指数はそれぞれの岩石基本名に対して個別に規定されており、本報告でもそれに従い、訳語としては“優白”を使用する(例えばモンゾ花崗岩においては色指数5以下を黒雲母優白モンゾ花崗岩と呼ぶ)。また、IUGSの系統的な分類には半深成岩に対する岩石名は含まれないが、斑岩(porphyry)という語の使用は認められているので、本報告では斑状組織の顕著な深成岩(斑晶と石基の区別が明瞭であって石基が顕晶質である岩石)には深成岩岩石名の末尾の“岩”を“斑岩”に置き換えた岩石名を用いるものとする(例えば“花崗岩”→“花崗斑岩”)。なお、斑岩においては厳密なモード測定が困難であるので先の優白という接頭辞は使用せず、モンゾ花崗岩と閃長花崗岩の細分も行わない。通常深成岩組織の中にやや大きめの結晶を含むような岩石は“斑状”の語を冠して

第4.1表 「近江八幡」図幅と細野・牧野(2002)の岩相区分との比較

細野・牧野(2002)		本報告	
花崗斑岩相		花崗斑岩相(Yp)	
漸移する 花崗岩類	上部相	花崗岩相	中粒相(Ym)
	主岩相		粗粒相(Yc)
	下部相		
	深部相*		

*深部相はボーリングコアでのみ認められる

呼ぶものとする。また、IUGS の分類では規定されていないが、細粒・中粒・粗粒という修飾語を用い、その境界はおおむね平均粒径 1mm 及び 5mm に置くものとする。

なお、本章及び次章で用いる <GSJ R*****/OH**> は、産業技術総合研究所地質標本館の岩石標本登録番号/著者の採取番号を示す。

4. 3 花崗岩相

花崗斑岩相を挟んで、野洲町と、甲西町十二坊（岩根山）から名神高速道路にかけての 2つの地域に東西に分かれて分布する。中粒相と粗粒相は粒度が若干異なるが、岩相の相違はそれほど際立ったものではない。

4. 3. 1 粗粒相 (Yc)

分布 十二坊以南の甲西町正福寺から岩根にかけて分布する。

岩相 本岩相は平均粒径 3～5mm であり、色指数は 3～5 前後の中-粗粒黒雲母モンゾ花崗岩-黒雲母優白モンゾ花崗岩からなる（第 4.1 図）。概して等粒状であり、岩体内で最も粗粒である。通常は、黒雲母は大きいもので長径 4mm である。まれにやや斑状を呈することがあり、その場合、粒径は細粒結晶が 2～3mm であり、粗粒結晶で 5mm 程度である。

カリ長石がピンク色を呈することがある。またペグマタイト質で不均質な岩相を示すことがある（第 4.2 図）。ここでは無色鉱物は大きいもので径 15mm 程度になり、特にピンク色のカリ長石が目立つ。十二坊南ではか



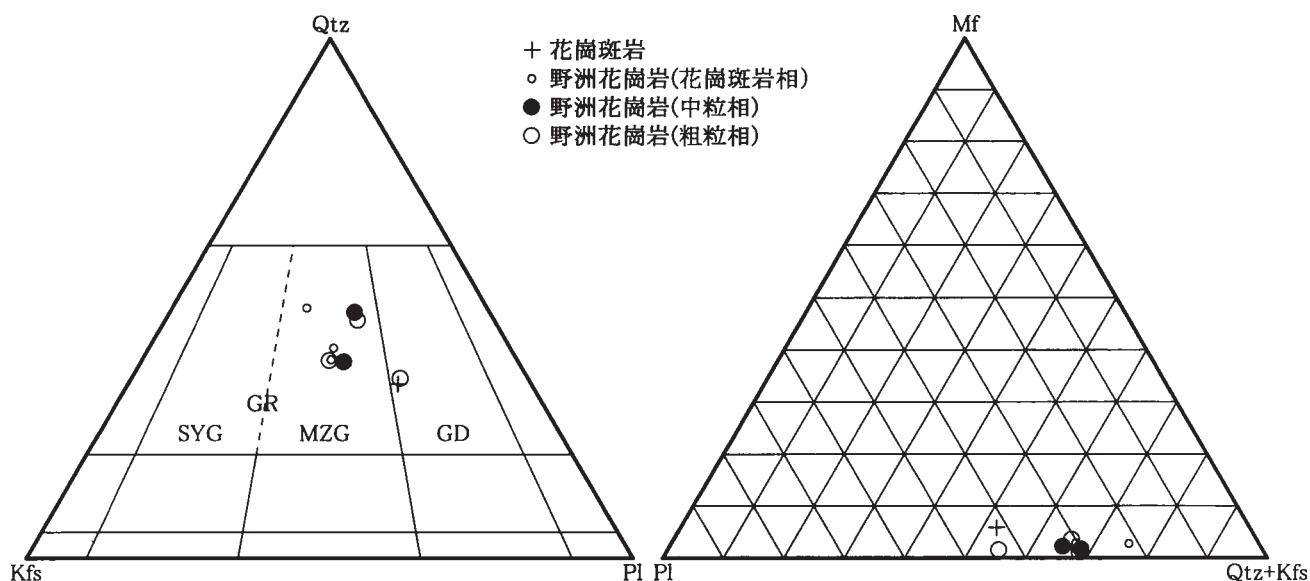
第4.2図 野洲花崗岩花崗岩相の粗粒相中のペグマタイト（甲西町十二坊南）
 鉱物の粒径は 5-10mm であり、岩石名としては粗粒黒雲母優白モンゾ花崗岩である。露頭全体ではやや不均質であって有色鉱物の量や粒度が変化する。写真では分からないがカリ長石がピンク色である。（レンズキャップは径 6cm）

つてペグマタイトが採掘され、花園ペグマタイトと呼ばれていた（中野・江里口，1997）。

またまれに、同一露頭内に平均粒径 1mm 程度の細粒部分が見出される。構成鉱物種は通常の粒度の部分と変わらず、その境界は明瞭ではなく連続的に変化する。

岩石記載

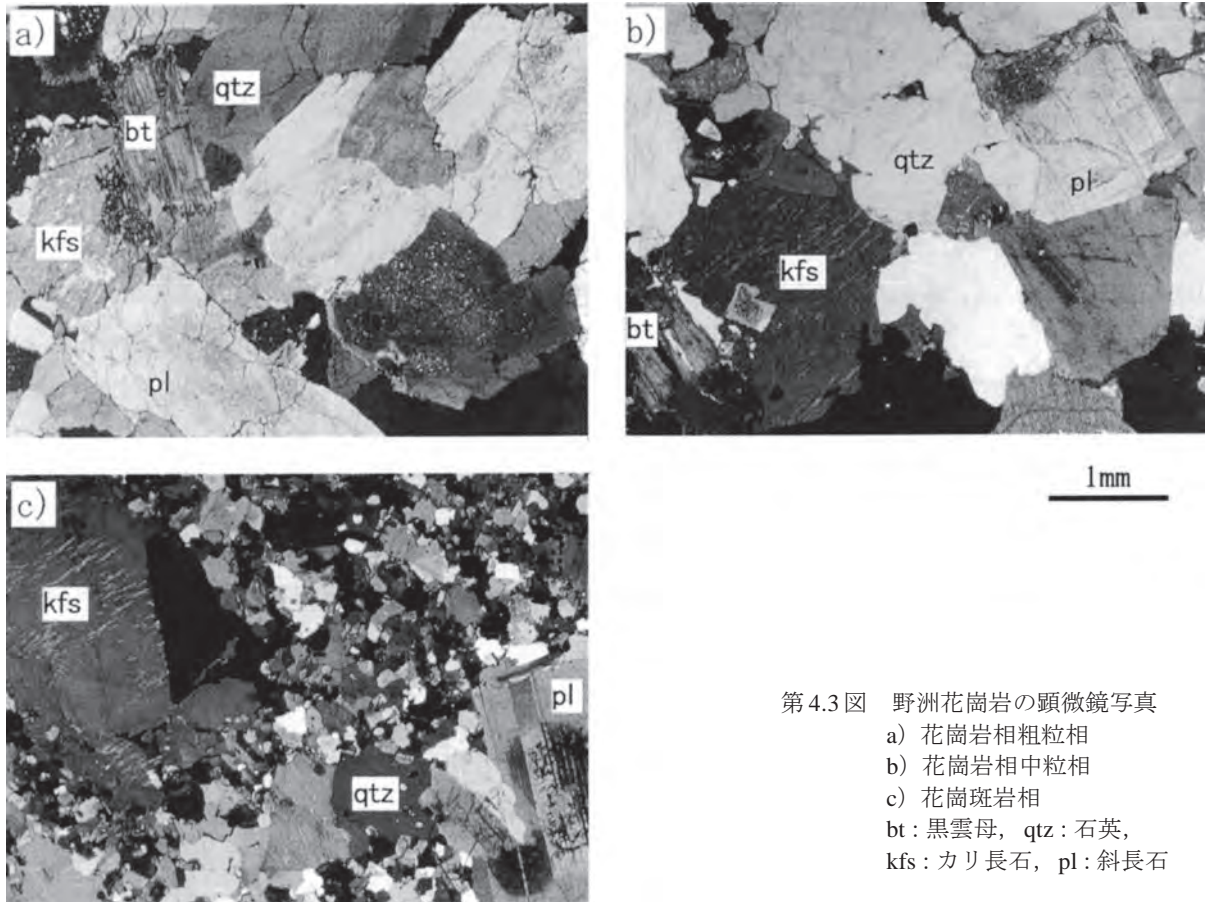
中粒黒雲母優白モンゾ花崗岩（<GSJ R 77782/OH048>，甲西町十二坊西。第 4.3 図の a）



第 4.1 図 野洲花崗岩のモード組成

Qtz : 石英, Kfs : アルカリ長石, Pl : 斜長石, Mf : 有色鉱物, SYG : 閃長花崗岩, MZG : モンゾ花崗岩, GR : 花崗岩, GD : 花崗閃緑岩

Qtz-Kfs-Pl 三角図には IUGS に従った岩石名 (Le Maitre, 1989) を示す。



第4.3図 野洲花崗岩の顕微鏡写真
 a) 花崗岩相粗粒相
 b) 花崗岩相中粒相
 c) 花崗斑岩相
 bt: 黒雲母, qtz: 石英,
 kfs: カリ長石, pl: 斜長石

完晶質等粒状で色指数3前後の岩石である。石英は径2~4mmで他形であり、ごく弱い波動消光を示す。カリ長石は径2~3mmで他形であり、顕著なパーサイト組織を示す。斜長石は長径2mm程度で半自形であり、石英・カリ長石に対して自形を示し、外形は長柱状である。累帯構造はほとんど見られない。黒雲母は長径1~2mmでZ軸色は褐色であり、大きいものは自形性が良く板状である。副成分鉱物として不透明鉱物・褐れん石・ジルコン・燐灰石を含む。

4.3.2 中粒相 (Ym)

分布 野洲町入町から三上山東方にかけての地域及び竜王町鏡山東方から甲西町十二坊山にかけて分布する。花崗岩相の分布域のうち、十二坊(岩根山)以南を除いた広い地域を占める。

岩相 通常は平均粒径2~3mmで、色指数3~5の中粒黒雲母優白モンゾ花崗岩・黒雲母モンゾ花崗岩からなる。粗粒相に比べてやや細粒である。概して等粒状であるがまれにやや斑状を呈することがあり(第4.4図)、その場合細粒部の粒度は1~2mmである。カリ長石がピンク色を呈することがある。

やや斑状の部分は花崗斑岩相との境界付近においても認められる。花崗斑岩相より西側の本岩相については、

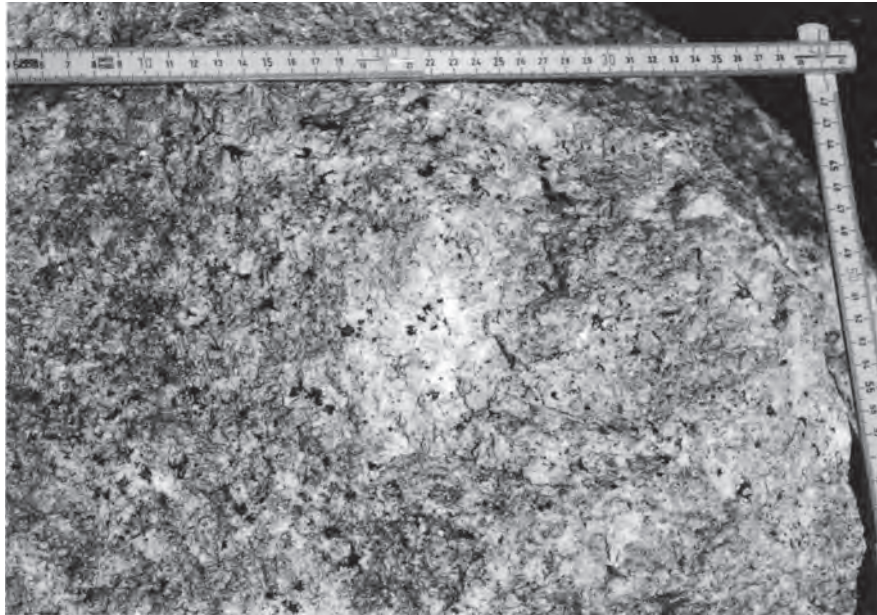
野洲町辻ダム東方の花崗斑岩相との境界部付近においてやや斑状の岩相を示し、粗粒結晶は径2~3mmで、細粒部の粒径は1mm程度である。また野洲町大篠原の大篠原神社南方では径5~10mmの粗粒結晶と径0.5mm程の少量の細粒結晶(約20%)を持つ岩相を示す。この場合、境界に向かうほど斑状組織が明瞭になることがある。肉眼で認められない場合でも鏡下で斑状を示すことがある。東側の本岩相については、竜王町薬師西方において花崗斑岩相との境界付近約400mの範囲でやや斑状の岩相を示し、粗粒結晶は径3~4mmで、細粒結晶は径1mm程度である。いずれの場合も花崗斑岩相に比べて粗粒部と細粒部の区別が明瞭ではなく、また細粒部の粒度も粗い。

なお、辻ダム周辺の本岩はやや細粒で優白岩な岩相を示し、平均粒径2mm程度、色指数2~3である。

岩石記載

中粒黒雲母モンゾ花崗岩 (<GSJ R77783/OH 061>, 竜王町薬師南西。第4.3図のb)

完晶質等粒状で色指数5程度の岩石である。石英は径1~2mmで他形であり、ごく弱い波動消光を示す。カリ長石は通常径2mm程度であるが6mmのものも見られ、他形であり、顕著なパーサイト組織を示す。斜長石は長径1~2



第4.4図 野洲花崗岩花崗岩相の中粒相の露頭写真（野洲町入町）
中粒相の標準的な岩相である中粒黒雲母優白モンゾ花崗岩である。平均粒径は2～3mmであるが、無色鉱物は大きいものでは10mm程度のもも見られ、若干斑状である。

mmで半自形であり、自形性は弱い。核部がソーシュライト化しているものも多く見られる。黒雲母は長径1～2mmでZ軸色は緑褐色であり、半自形で自形性はあまり良くないが自形の場合は厚板状である。不透明鉱物として褐れん石・ジルコン・燐灰石・不透明鉱物を含む。

4. 4 花崗斑岩相 (Yp)

分布 野洲花崗岩分布域のほぼ中央部に、竜王町鏡山から甲西町菩提寺にかけて、南北に細長く分布する。

関係 花崗岩相との関係は本研究では確認できなかったが、細野・牧野 (2002) よれば、本岩相の西端である大篠原東方で買入関係が確認されている。花崗岩相中粒相の岩相の項で述べたとおり、花崗斑岩相の東側、西側双方において、中粒相が境界付近でやや斑状となることがあり、漸移関係が存在する可能性がある。

岩相 黒雲母花崗斑岩からなる。斑晶は通常2～5mmの石英・カリ長石・斜長石と1～2mmの黒雲母である。黒雲母はごく少量である。石基は0.5～1mmであり、花崗岩相に比べて基質が明らかに細粒で斑晶と石基の区別が容易である。

岩石記載

黒雲母花崗斑岩 (< GSJ R 77784/OH062 >, 竜王町鏡山, 第4.3図のc)

完晶質斑状で色指数2程度の岩石である。斑晶は石英・カリ長石・斜長石・黒雲母からなる。石英は通常径2～3mm, 最大で8mm程度であって他形であり、波動消光をほとんど示さない。カリ長石は通常径2～3mmで、最大で11mmである。通常自形性は弱い、大型の斑晶の場合は結晶面は保持していないものの短柱状の自形の外形を持ち、縁辺部で細粒の粒子を包有する。また大型結晶の場合はごく弱い累帯構造を示し、ごく弱いソーパーサイト組織を示す。斜長石は通常長径2mm程度の半自形ないし自形で、自形を示す場合は長柱状であり、累帯構造は顕著でない。黒雲母は長径1mm前後でZ軸色は緑褐色であり、半自形-自形で、自形を示す場合は厚板状である。石基の粒径は0.2～0.5mmであって、斑晶との区別は容易である。構成鉱物の種類は斑晶と同様である。副成分鉱物として不透明鉱物・褐れん石・ジルコン・燐灰石を含む。

4. 5 その他の小岩体

「近江八幡」図幅地域内では栗東市小野南方に花崗岩質岩が小規模に分布する。この岩体は平均粒径2～3mm, 色指数5前後の中粒黒雲母モンゾ花崗岩である。本岩は野洲花崗岩と田上花崗岩の間に位置し、その帰属は不明であるが、野洲花崗岩の花崗岩相中粒相に類似するので、ここでは野洲岩体の一部として扱い、地質図に示した。

第 5 章 湖東流紋岩類及び花崗斑岩類

(西岡芳晴)

5. 1 研究史

琵琶湖東岸の湖東平野及びその東側の鈴鹿山脈西部には、古くから“石英斑岩”や“花崗斑岩”の分布が知られており、これらは先新生代の貫入岩類に属するものと考えられていた(三浦, 1891:地質調査所, 1951, 1956 aなど)。

1960年代に入って、中部地方ではそれまで“花崗斑岩”などと呼ばれていた後期白亜紀酸性岩類の大部分が流紋岩類を主とする火砕流堆積物であり、地表に噴出したものであることが明らかにされ、濃飛流紋岩類と命名された(河田ほか, 1961)。湖東平野及び鈴鹿山脈西部においても、“石英斑岩”や“花崗斑岩”は、大部分が流紋岩を主とする溶結凝灰岩であることが明らかになり(河田, 1969;河田ほか, 1969)、湖東流紋岩類と命名された(三村・河田, 1970)。更に三村により火山層序学的研究が行われ、その成果の一部は5万分の1地質図幅「彦根東部」(宮村ほか, 1976)や三村ほか(1976)にまとめられた。宮村ほか(1976)では、主として流紋岩からなる火山岩とそれに伴う貫入岩を併せて湖東流紋岩類とし、北東隣「彦根東部」図幅地域に分布する湖東流紋岩類を下位から、犬山花崗斑岩・八尾山火砕岩層・深谷層・秦荘石英斑岩・萱原溶結凝灰岩層の5つに区分した。更に三村ほか(1976)は、それらの化学分析値を報告し、火成活動史をまとめた。

その後、西川ほか(1979)は、1970年代の初め頃に発足した湖東流紋岩類の研究グループの成果をまとめて、湖東流紋岩類の分布するほぼ全域の層序をまとめている。西川ほか(1979)は、まず、湖東流紋岩類を鈴鹿山

脈西部の主岩体と近江盆地に点在する平野部岩体に分け、主岩体については宮村ほか(1976)の層序の下位に、加領川溶結凝灰岩層・佐目溶結凝灰岩層の存在を明らかにし、更に八尾山火砕岩層の上位に杠葉尾火砕岩層を区別した。また平野部岩体に関しては、安土中学校横(現安土町役場庁舎裏手)の崖を模式地として下位から、安土溶結凝灰岩層・竜石山層・腰越溶結凝灰岩層・瓶割山溶結凝灰岩層に区分している(第5.1表)。

更に、西川ほか(1983)では、湖東流紋岩類主岩体の火成活動について考察し、萱原溶結凝灰岩・佐目溶結凝灰岩と噴出時期を同じくする君ヶ畑溶結凝灰岩を識別した。なお秦荘石英斑岩については、萱原溶結凝灰岩・佐目溶結凝灰岩との境界で漸移的に溶結凝灰岩に移化することを述べている。形成機構に関しては、2つの火成活動を識別(萱原溶結凝灰岩-秦荘石英安山岩, 八尾山火砕岩-犬山花崗斑岩)し、2回のサイクルによってこの地域にコールドロンが形成されたとし、湖東コールドロンを提唱した。

この頃から、平野部岩体についても研究成果が報告されるようになった。川崎・中野(1982)は「近江八幡」図幅地域の瓶割山の露頭を模式地として瓶割山溶結凝灰岩を再定義してA~Cの3つの岩相に区分し、そして瓶割山溶結凝灰岩がフローユニットに区分できる可能性を指摘した。また、石田ほか(1984)は北隣5万分の1地質図幅「彦根西部」図幅地域において、湖東流紋岩類を3つの地域(西部・中央部・北東部)に分けて層序を示した。更に中野ほか(1984)は、本図幅地域の観音寺山(観音寺山)において、西川ほか(1979)の定義した腰越溶結凝灰岩について更に詳細に検討を行いA・B・Cの3層

第5.1表 観音寺山及び長命寺山付近における湖東流紋岩類の層序区分の変遷

西川ほか(1979)	川崎・中野(1982)	西川ほか(1983)	石田ほか(1984) 「彦根西部」図幅	中野ほか(1984)	本報告
			奥島溶結凝灰岩		奥島溶結凝灰岩
瓶割山溶結凝灰岩層	瓶割山溶結凝灰岩	瓶割山溶結凝灰岩	観音寺溶結凝灰岩	安土城趾溶結凝灰岩	瓶割山溶結凝灰岩
腰越溶結凝灰岩層		腰越溶結凝灰岩 砂岩互層	安楽寺部層	腰越 溶結凝灰岩	A層
竜石山層(砂層)		竜石山礫岩			B層
竜石山層(礫層)			C層		
安土溶結凝灰岩層		安土溶結凝灰岩	安土溶結凝灰岩	安土溶結凝灰岩	安土溶結凝灰岩

第5.2表 湖東流紋岩類主岩体及び東岩体の層序区分の変遷

宮村ほか(1976)	原山ほか(1989)	
	(主岩体)	(東岩体)
犬上花崗斑岩		犬上花崗斑岩 杠葉尾火砕岩
八尾山火砕岩層	八尾山火砕岩層	
	深谷岩屑なだれ 堆積物	
深谷層	深谷層	
秦荘石英斑岩	秦荘石英斑岩	
萱原溶結凝灰岩層	萱原溶結凝灰岩層	
		佐目溶結凝灰岩層

に区分され、サージ堆積物の特徴を持つことを示した。原山ほか(1989)は東隣「御在所山」図幅において、湖東流紋岩類は大きく3つの岩体(平野部岩体・主岩体・東岩体)に区分されることを示し、「御在所山」図幅地域に分布する主岩体と東岩体の層序を示した(第5.2表)。その中で、八尾山火砕岩の最下部、深谷層の直上に新たに深谷岩屑なだれ堆積物を識別し、また、杠葉尾火砕岩がその産状から犬上花崗斑岩とほぼ同時期の活動によるものであることを示した。

湖東流紋岩類の全域の層序が明らかにされる中で、沢田・板谷(1993)は、琵琶湖南方の後期白亜紀-古第三紀火成岩類のK-Ar年代測定を行い、火成活動をステージIからIIIの3つに区分した。「近江八幡」図幅地域の湖東流紋岩類は、野洲花崗岩とともにステージIIに相当する。また、天白・琵琶湖基盤地質研究会(2001)は琵琶湖南方の花崗岩類の化学分析を示す中で、花崗斑岩の化学組成を報告している。

5.2 概要

湖東流紋岩類は、湖東平野から鈴鹿山脈西部に分布する後期白亜紀-古第三紀の珪長質火山岩類で、流紋岩溶結凝灰岩を主とする。湖東流紋岩類に付随して分布する花崗斑岩類も、本章で合わせて記載する。このような斑岩類はしばしば湖東流紋岩類に含められることもあるが、本報告では元の定義(三村・河田, 1970)に従い、それらを除いたものを湖東流紋岩類と呼ぶ。

湖東流紋岩類は東方へ向かって平野部岩体・主岩体・東岩体の3つに大別され(原山ほか, 1989)(第5.1図)、本図幅地域には平野部岩体の南半部が分布する。本図幅地域の湖東流紋岩類は、岡山・長命寺山・鶴翼山・^{かくよくざん} 織山・^{みつくり} 箕作山・瓶割山・雪野山・布施山など、残丘状山地として平野部に島状に点在し、下位から安土溶結凝灰岩・腰越溶結凝灰岩・瓶割山溶結凝灰岩・奥島山溶結凝灰岩に区分される(第5.1表)。これらの名称のうち、奥島山溶結凝灰岩以外は西川ほか(1979)により定義されたもの

で、いずれも“～凝灰岩層”と呼ばれていたが、本報告ではその後の研究者らの慣例に従い、前記のとおり“～凝灰岩”と呼ぶことにする。

安土溶結凝灰岩は主として角閃石輝石流紋岩-デイサイト溶結凝灰岩からなり、織山にのみ分布する。腰越溶結凝灰岩は流紋岩溶結凝灰岩を主として、礫岩・砂岩を挟む。瓶割山溶結凝灰岩は主として黒雲母流紋岩溶結凝灰岩からなり、本図幅地域に広く分布する。奥島山溶結凝灰岩は主として黒雲母角閃石流紋岩溶結凝灰岩からなり、鶴翼山北部及びその北方に分布する。湖東流紋岩類に付随する花崗斑岩は長命寺山・岡山・瓶割山に分布する。

本図幅地域の湖東流紋岩類の放射年代値は、伊藤(1989)によるフィッシュ・トラック年代値(58.2 ± 4.9Ma, 南腰越付近の瓶割山溶結凝灰岩; 62.0 ± 2.7Ma, 箕作山の瓶割山溶結凝灰岩)が得られている。なお、北隣「彦根西部」図幅地域の湖東流紋岩類のK-Ar放射年代値としては、石田ほか(1984)による溶結凝灰岩の全岩年代(62.6 ± 3.1Ma, 63.1 ± 3.2Ma, 59.8 ± 3.0Ma, 60.7 ± 3.0Ma, 57.3 ± 2.9Ma), 及び沢田・板谷(1993)による68.4 ± 1.5Ma(黒雲母), 67.7 ± 2.1Ma(角閃石)が報告されている。

5.3 安土溶結凝灰岩(Aw)

命名 西川ほか(1979)の安土溶結凝灰岩層に由来する。
分布 大部分が織山に分布し、一部が北隣「彦根西部」図幅地域の長勝寺付近に分布する。

層序関係 安土町役場庁舎裏手において、腰越溶結凝灰岩に直接覆われる。「彦根西部」図幅地域の能登川町猪子南西において安楽寺部層(石田ほか, 1984)(本報告の腰越溶結凝灰岩に相当)に直接覆われる。

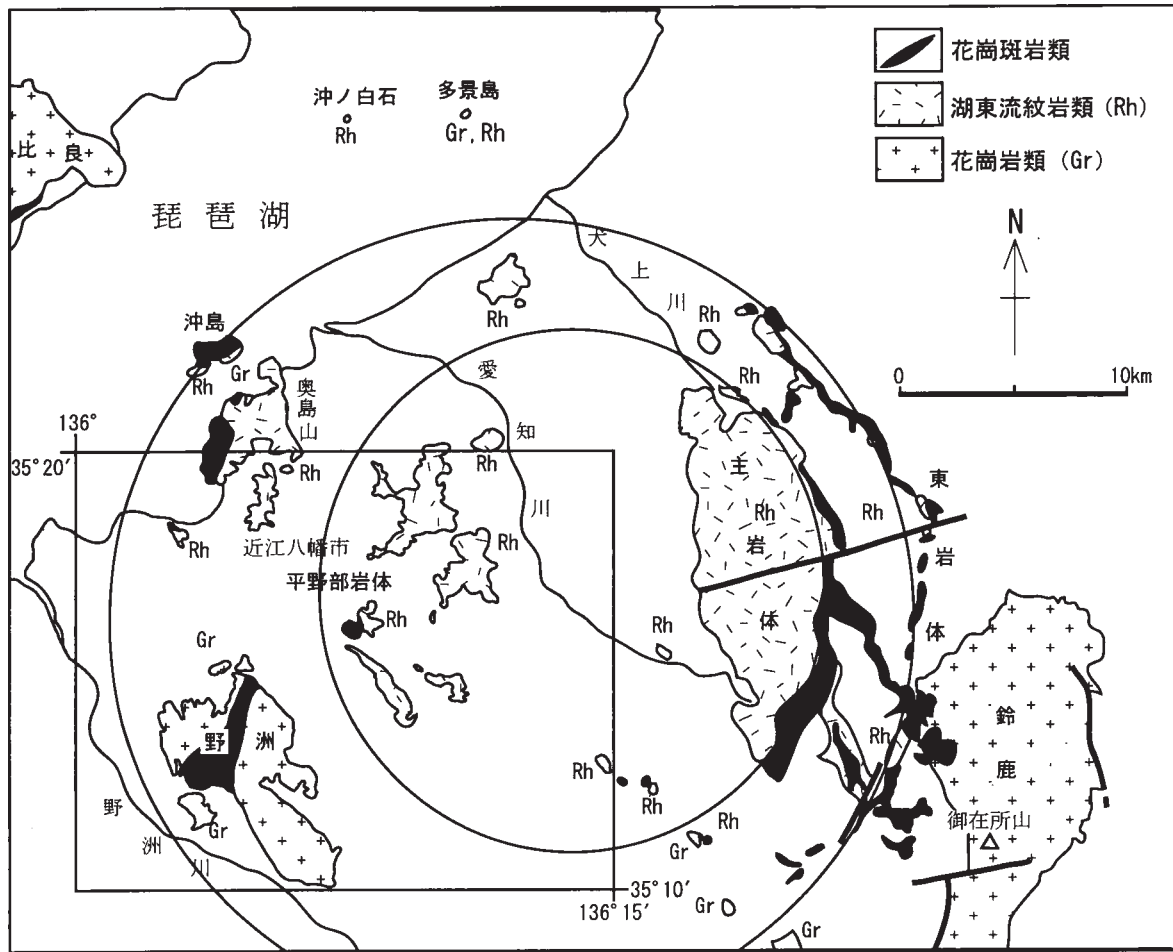
岩相 本岩は赤紫色の流紋岩-デイサイト溶結凝灰岩である。本岩に含まれる有色鉱物は著しく酸化し、暗赤色化した苦鉄質鉱物の仮像が肉眼で識別される。本岩はしばしば淡緑色で、径2~3cmの扇平な本質レンズを含む。北隣「彦根西部」図幅地域の本岩においては、有色鉱物の仮像の形状から角閃石・輝石・かんらん石が含まれていると報告されている(石田ほか, 1984)。

岩石記載

輝石角閃石流紋岩溶結凝灰岩(<GSJR 77779/OH021>, 安土町南腰越図書館南。第5.2図のa)

結晶片: 約7割程度の結晶片を含む。石英は径1~2mmのものが多く、最大4mmである。斜長石は1mm前後、最大2mmである。有色鉱物はほとんどが赤褐色の不透明鉱物と緑泥石の集合体に置き換えられているが、外形から輝石及び角閃石と考えられる。

基質: 脱ガラス化が進んでいる。



第 5.1 図 湖東流紋岩類の分布概略図

原山ほか (1989) が作成した図を一部修正した。湖東コールドロンの二重の弧状岩脈の各々の配列に調和的な接触円を示す。(枠内が「近江八幡」図幅地域)

本質レンズの基質はガラス質ないし脱ガラス化したもので、ガラス質の場合は溶結構造が保存されている。なお、本試料と同一露頭の試料の化学分析値によれば本岩は流紋岩である (石田ほか, 1984)

5. 4 腰越溶結凝灰岩 (Gw)

本岩は層厚 20m 以下であり、地質図では誇張して表現している。なお西川ほか (1979) は腰越溶指凝灰岩の下位に“竜石山層”を識別したが、中野ほか (1984) では本岩に“竜石山層”のうちの砂層を含めて再定義して用いている。本報告では更に“竜石山層”の礫層も含めて一括して腰越溶結凝灰岩と呼ぶことにする。

命名 西川ほか (1979) の腰越溶結凝灰岩層に由来する。

分布 織山の各地 (安土町南腰越, 宮津南, 五個荘町石馬寺, 川並など) に点在して分布する。

層序関係 安土町役場庁舎裏手において、安土溶結凝灰岩を不整合に覆い、瓶割山溶結凝灰岩に覆われる。

岩相 南腰越の安土町役場裏手では、ラミナを有する灰

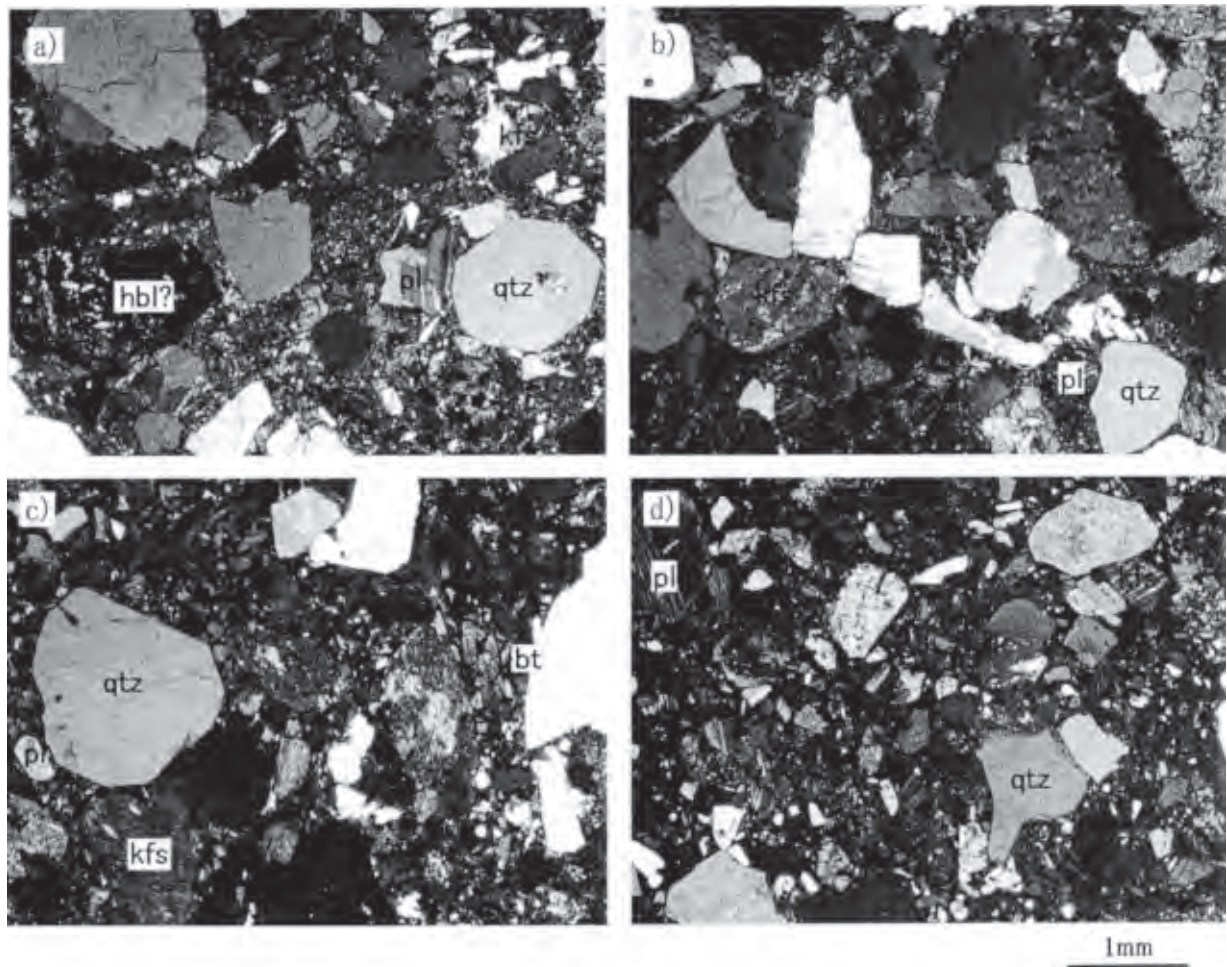
色の溶結凝灰岩を主とし、黒色緻密な溶結凝灰岩、白色凝灰岩・砂岩・礫岩を伴う (第 5.3 図)。宮津南では礫層のみが認められ、5~30 cm 大の溶結凝灰岩角礫を含む。石馬寺では 0.5~1mm の細粒の凝灰岩中にブロック状の厚さ 10cm 程度の黒色緻密な溶結凝灰岩が認められる。

岩石記載

黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 (< GSJ R 77781/OH 039 >, 安土町南腰越役場庁舎裏手。第 5.2 図の b)

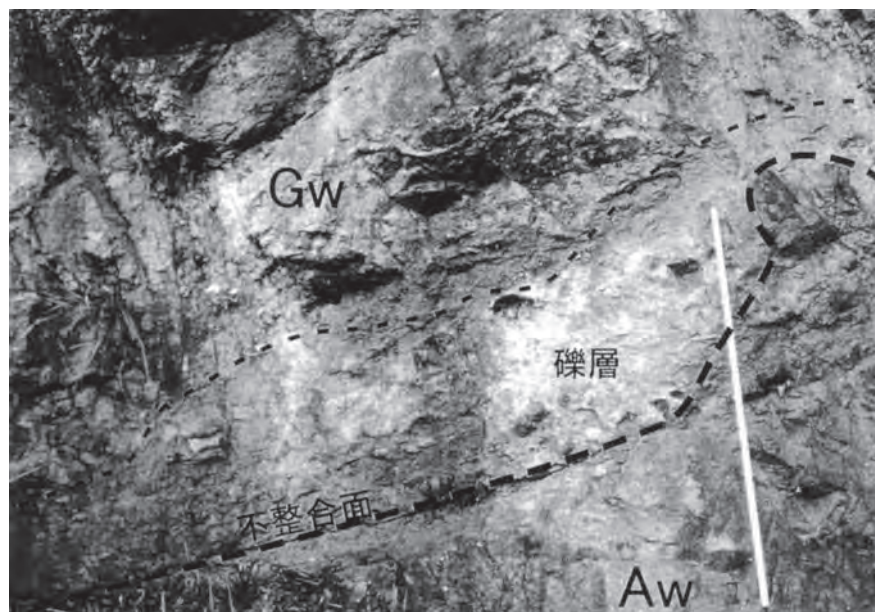
結晶片: 約 8 割程度の結晶片を含む。石英は径 1mm 前後のものが多く、最大径は 3mm である。カリ長石は径 1mm 程のものが多く、最大径 3.5mm であり、半自形である。著しく変質し、ほとんどが変質鉱物に置換されている。斜長石は径 1mm 前後のものが多く、自形-半自形である。ほとんどが変質している。黒雲母は長径 1mm 程の板状で、極少量含まれる。

基質: 赤褐色で脱ガラス化が進んでいる。



第5.2図 湖東流紋岩類の顕微鏡写真

a) 安土溶結凝灰岩, b) 腰越溶結凝灰岩, c) 瓶割山溶結凝灰岩, d) 奥島山溶指凝灰岩
 bt: 黒雲母, hbl: 普通角閃石, qtz: 石英, kfs: カリ長石, pl: 斜長石



第5.3図 腰越溶結凝灰岩最下部の礫層 (安土町南腰越)

礫層の厚さは露頭内でも大きく変化する。写真部分での礫層の厚さは30～60cmであるが、すぐ右側(西方)では急激に厚さを減じる。また写真右側では上位の溶結凝灰岩に大きく削り込まれている。淘汰が悪く、1～10cm大の溶結凝灰岩の亜角礫-亜円礫を多く含む。溶結凝灰岩礫は上位の溶結凝灰岩と類似する。(折尺の長さは1m)

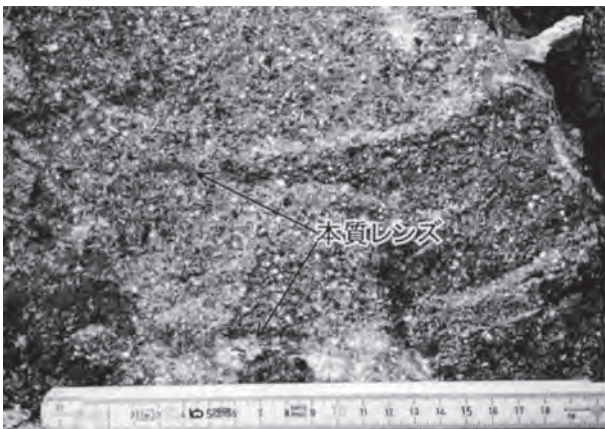
5. 5 瓶割山溶結凝灰岩 (Kw)

命名 西川ほか (1979) により瓶割山溶結凝灰岩層として命名され、川崎・中野 (1982) により再定義された。

分布 近江八幡市岡山から日野町中在寺までの広い範囲の平野部に、鶴翼山・織山・箕作山・瓶割山・雪野山・布施山など、島状に点在して分布する。

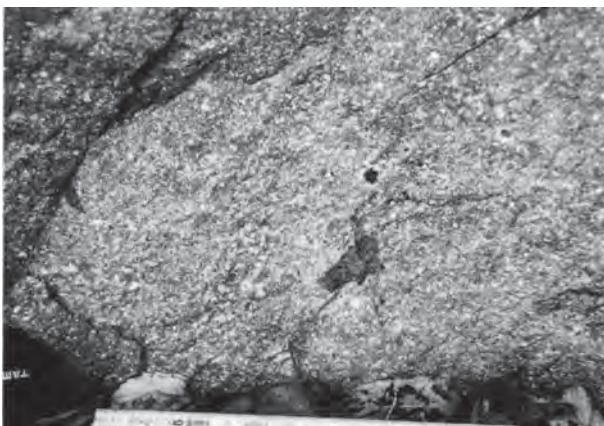
層序関係 安土町役場庁舎裏手において、腰越溶結凝灰岩を直接覆う。奥島山溶結凝灰岩に覆われる。

岩相 緑灰色 - 青灰色の黒雲母流紋岩溶結凝灰岩で、50～80%程度の結晶片を含む。結晶片の50～80%は石英



第5.4図 瓶割山溶結凝灰岩の本質レンズ (近江八幡市瓶割山北)

この露頭での瓶割山溶結凝灰岩は径1～2mmの無色鉱物斑晶と最大径20mmの角礫状岩片を多く含む。写真の長辺方向に伸長して長さ3～6cm、厚さ0.5～1cm程度の灰色の部分の本質レンズである。



第5.5図 瓶割山溶結凝灰岩の角礫状岩片 (蒲生町横山) 岩片は石基よりも濃色の青緑色 - 黒色で角礫状であり、通常径5～10mm程度である。写真中央のものは長径が約30mmである。まれに50mm大のものが含まれることがある。

であり、その径は1～4mm程度である。その他にカリ長石・斜長石、少量の黒雲母を含む。しばしば緑色 - 淡緑色で長径数cmの扁平した本質レンズを多量に含む岩相を示す (第5.4図)。また、5～15mm程度の黒色の泥質岩片を含むことがある (第5.5図)。鶴翼山の本岩は結晶片50～60%他の地域のものとは比べてやや少なく、結晶片における石英の占める割合も50～60%とやはりやや少なめである。また、長命寺山及び鶴翼山に分布する本岩の基質の粒度は最大で0.05mm程度まで再結晶化しており、花崗斑岩の貫入によると思われる。本岩には、瓶割山北方、北腰越などで節理が見られる (第5.6図)。

岩石記載

黒雲母流紋岩溶結凝灰岩 (<GSJR 77786/OH 082>, 能登川町能登川。第5.2図のc)

結晶片: 約6割程度の結晶片を含む。石英は径1～2mmのものが多く、最大径は2.5mmであり、通常他形だが半自形のものも認められる。カリ長石は径1～2mmのものが多く、最大径3.5mmであり、半自形である。著しく変質し、ほとんどが変質鉱物に置換されている。

斜長石は径1～2mmのものが多く、自形・半自形である。ほとんどが変質しているが、集片双晶が残存しているものも見られる。黒雲母は長径1～2mmの板状で、屈曲しているものも見られる。そのほか、ほとんどが不透明鉱物に置換されている有色鉱物が見られるが同定は困難である。少量の不透明鉱物、ジルコンを含む。

基質: 赤褐色で脱ガラス化が進んでいるが、溶結構造が認められる。



第5.6図 瓶割山溶結凝灰岩の節理 (近江八幡市瓶割山北)

節理面 (露頭面にほぼ垂直) の走向傾斜はN86°W50°Sである。(露頭の高さ約5m) (第5.4図と同一露頭)

5. 6 奥島山溶結凝灰岩 (Ow)

命名 石田ほか (1984).

分布 奥島山は、近江八幡市北方から琵琶湖岸に連なる山々の北部に位置する(北隣「彦根西部」図幅地域)。この連山には、長命寺山・姉崎郡山(「彦根西部」図幅地域)などが含まれる。本岩はこれらの山々の大半を占めて分布する。

層序関係 瓶割山溶結凝灰岩の上位に位置するが、直接の関係は不明である。「彦根西部」図幅地域に分布する宮ヶ浜溶結凝灰岩を覆う(石田ほか, 1984)。「彦根西部」図幅地域に分布する伊崎溶結凝灰岩の下位に位置する(石田ほか, 1984)。

岩相 本岩は赤褐色を呈する溶結凝灰岩からなり、肉眼的には安土溶結凝灰岩に類似する。結晶片は60~70%程度で、石英及び斜長石が多く、径1~3mmである。本質レンズは灰色~暗赤褐色で、5~30cm大で扁平化している。苦鉄質鉱物は長さ2~3mm前後で、変質し二次鉱物に置き換えられているが、形状から黒雲母と角閃石が含まれると思われる。節理が顕著である

岩石記載

黒雲母角閃石流紋岩溶結凝灰岩 (<GSJ R77787/OH086 >, 近江八幡市島町南東 500m. 第 5.2 図の d)

結晶片: 約 6 割程度の結晶片を含む。石英は径 0.5~2mm のものが多く、最大 3.5mm で、半自形である。斜長石は 1~2mm のものが多く、最大 2mm で、自形性の良いものは短柱状である。カリ長石は径 1~2mm のものが多い。苦鉄質鉱物はほとんど変質している。黒雲母は板状で大部分が不透明鉱物に置換されている。角閃石は柱状でほとんどが緑泥石や粘土鉱物に置換されているが、その外形から角閃石と判断した。少量の不透明鉱物・ジルコン・褐れん石・燐灰石を含む。

基質: 脱ガラス化を受けている。

そのほか: 本質レンズや石質岩片を含む。

5. 7 花崗斑岩類 (Gp)

ここでは「近江八幡」図幅地域に分布し、湖東流紋岩類に伴う花崗斑岩・斑状花崗岩及び斑状花崗閃緑岩を一括して取り扱い、花崗斑岩類と呼ぶ。これらは、湖東流紋岩類主岩体に伴う犬上花崗斑岩に含められることもあるが、両者の関係が明確ではないのここでは一括しない。

なお、本項で使用する半深成岩の岩石名は IUGS による分類 (Le Maitre, 1989) に従っており、非推奨とされている“石英斑岩”は使用しない。すなわち、花崗岩組

成で斑状組織が顕著な岩石のうち、半深成岩相当(通常は石基が顕晶質)の岩石を一括して花崗斑岩と呼ぶ。

分布 長命寺山西部・岡山・瓶割山東部及び石部町五軒茶屋に分布する。従来の小縮尺の地質図(20万分の1地質図「名古屋」(第2版)(山田ほか, 1981)など)では、しばしば鶴翼山東南部や箕作山東南部に花崗岩質岩の分布が示されていたが、そこには溶結凝灰岩が分布しており、花崗斑岩は分布していない。

関係 長命寺山では瓶割山溶結凝灰岩に貫入し、熱変成を与えている。また、五軒茶屋では湖東流紋岩起源と思われるレンズ状部を包有する(西村ほか, 2001)。

岩相 長命寺山に分布する本岩は黒雲母花崗斑岩であり、石基の粒径は 0.02~0.06mm である。斑晶量は通常は 5 割を越えるが、長命寺町東約 1 km で瓶割山溶結凝灰岩中に貫入していると思われる本岩は斑晶量が 3 割程度である。五軒茶屋の本岩は採石場で確認され、黒雲母花崗斑岩からなる(西村ほか, 2001)。

岡山及び瓶割山に分布する本岩は斑状黒雲母花崗岩ないし斑状角閃石含有黒雲母花崗岩であり、細粒結晶の粒径が 0.2~0.5mm で粒径に幅がある。岡山では露頭は見出されず、転石が数個認められるのみである。瓶割山では、斑状花崗岩の他に花崗斑岩の分布も報告されている(川崎・中野, 1982)

岩石記載

優白質黒雲母花崗斑岩 (<GSJ R 77780/OH 026 >, 近江八幡市長命寺山北西 700 m)

斑晶は斜長石・石英・カリ長石からなる。斜長石は長径が最大 9 mm で累帯構造が顕著であり、自形性が良いが外形がやや丸みを帯びたものが多い。石英は最大径 3mm で丸みを帯びた粒状である。カリ長石は長径が最大 10mm で丸みを帯びている。黒雲母は最大長径 1mm 程度で自形板状を示すが、変質が著しい。このほか変質した有色鉱物がいくつか認められるが元の鉱物は不明である。石基は粒度が 0.02mm 程度である。副成分鉱物として不透明鉱物、燐灰石を含む。

斑状角閃石含有黒雲母花崗岩 (<GSJ R77785/OH075 >, 八日市市上平木町西 1.5 km, 瓶割山)

粗粒結晶は石英・カリ長石・斜長石からなり、鏡下ではいずれも最大径 5mm 程度である。石英は他形粒状である。カリ長石は他形のものが多いが一部に自形を示すものもある。斜長石は自形で累帯構造を示す。黒雲母は少量含まれ、褐色で自形を呈し、長径 1mm 以下の板状である。普通角閃石はごく少量含まれ褐色ないし緑褐色で自形を呈し、長径 1mm 以下である。副成分鉱物として不透明鉱物、褐れん石・ジルコン・燐灰石を含む。

第 6 章 古琵琶湖層群

(吉田史郎・長森英明)

6. 1 研究史

古琵琶湖層群の地質調査は、20万分の1地質図幅「名古屋」(三浦, 1891)の作製のために初めて行われた。同地質図幅は、地質調査所から明治24年(1891)出版され、地質図では第三紀新層として塗色された。昭和初期、中村(1929)はこの地層を古琵琶湖層と呼び、池辺(1933, 1934)、広瀬(1934)などの調査研究を経て、古琵琶湖層あるいは古琵琶湖統と呼ばれるようになった。戦後、Takaya(1963)は近江盆地・伊賀上野盆地・信楽盆地に分布する古琵琶湖層群と段丘のほぼ全域の層序学的研究を行い、それらの概要をほぼ明らかにした。この研究以後は、各盆地に分布する丘陵群ごとの古琵琶湖層群の岩相層序・火山灰層序の確立と対比を行う研究が主となった。

「近江八幡」図幅及び隣接地域の古琵琶湖層群に限ってみると、岩相層序や火山灰層序については、横山ほか(1968, 1979)、鎌掛団体研究グループ(1972)、田村ほか(1977)、古琵琶湖団体研究グループ(以下古琵琶湖団研と略記)(1977, 1980, 1983)、松岡(1979)、石田ほか(1980)、川邊(1981)、Kawabe(1989)、横山・雨森(1991)、橋本ほか(1998)などがある。

脊椎動物化石については、岡崎・松岡(1979)、高橋(1998)の総括があり、最近では南隣「水口」図幅地域の野洲川河床から、長鼻類・偶蹄類・鳥類などの足跡化石が発見された(田村, 1991など)。ほか、堆積学的研究が横山(1968)によって、藍鉄鉱の産状や鉱物学的研究が中野ほか(1998)によって行われている。

1980年代以降には、火山灰層による大阪層群や東海層群との対比(吉川, 1983; Yoshikawa, 1984; 吉川ほか, 1988; 里口ほか, 1999など)、また古地磁気層序(古琵琶湖団研, 1977, 1980, 1983; Hayashida and Yokoyama, 1983; 林田, 1991)の研究が行われた。古琵琶湖堆積盆の古地理像はこれに先立ちYokoyama(1969)によって示され、その後も、横山(1980, 1995)、吉田(1991)、琵琶湖自然史研究会(1994)などによって描かれている。

本図幅地域に隣接する5万分の1地質図幅も、過去四半世紀のあいだに順次整備され。周辺地域の古琵琶湖層群や段丘堆積物について詳しい調査と記載が行われてきた(北東隣「彦根東部」図幅(宮村ほか, 1976)、南東隣「亀山」図幅(宮村ほか, 1981)、北隣「彦根西部」図幅(石田ほか, 1984)、東隣「御在所山」図幅(原山ほか, 1989)、西隣「京都東北部」図幅(木村ほか, 1998)、北

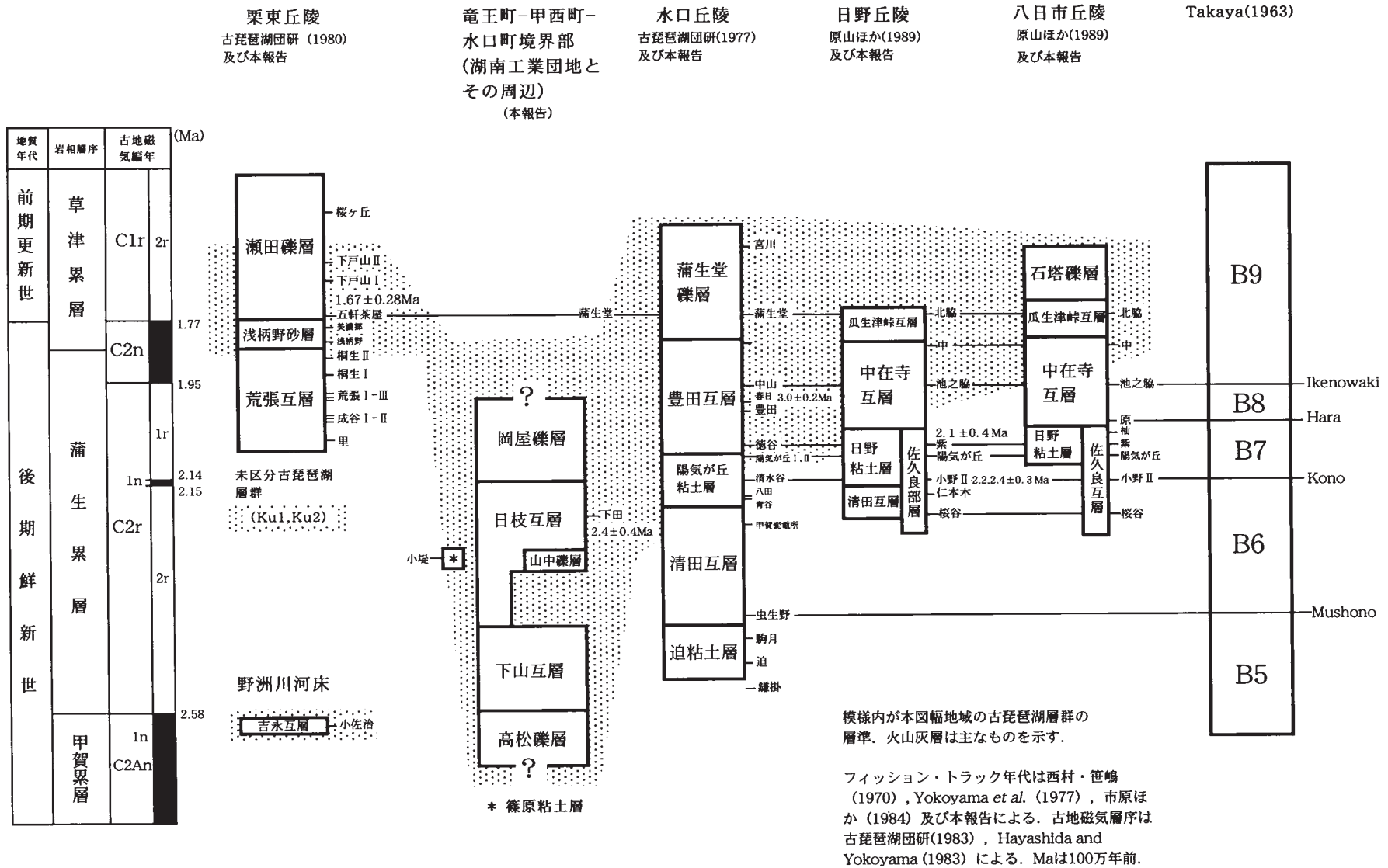
西隣「北小松」図幅(木村ほか, 2001))。

6. 2 概要

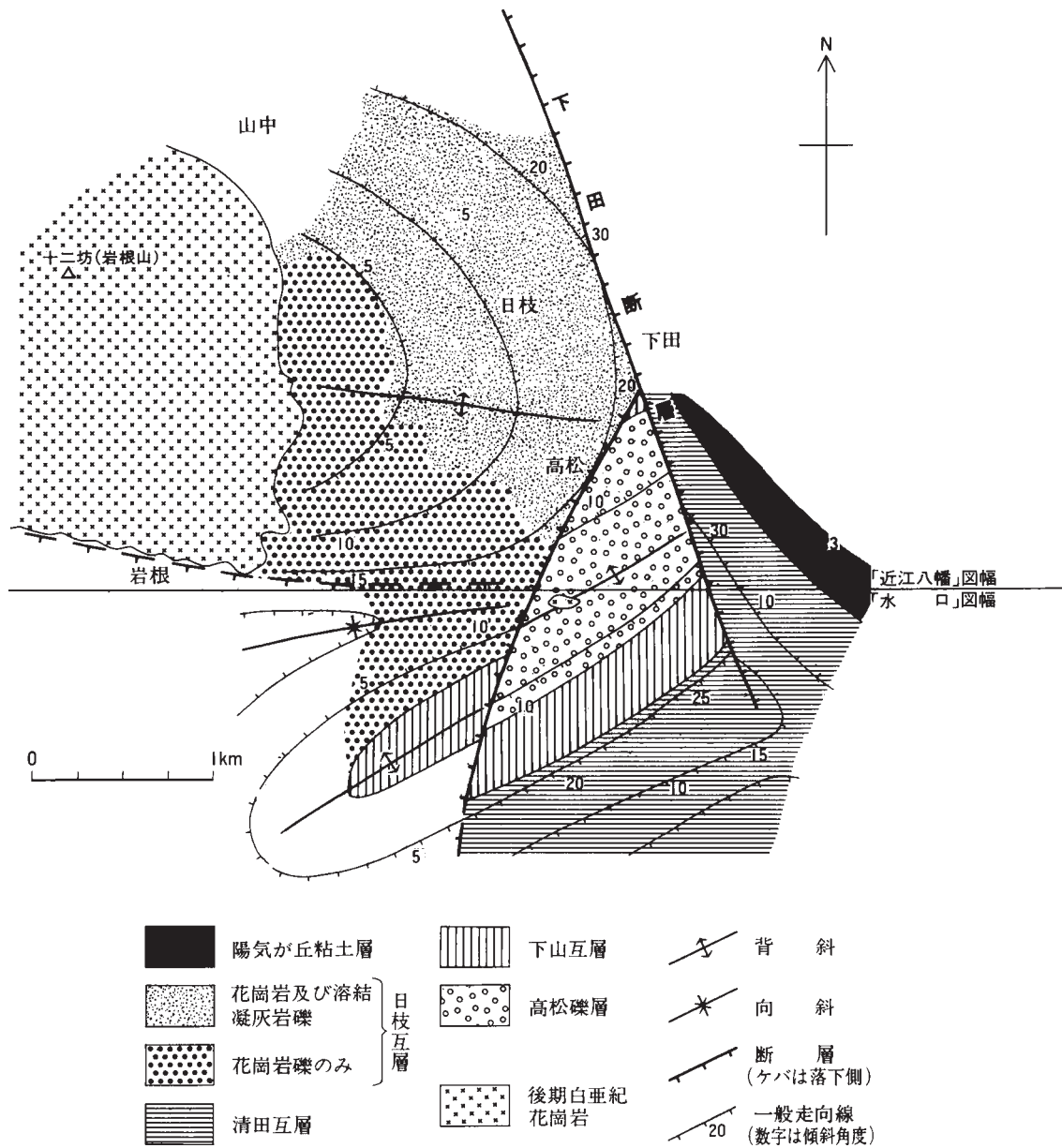
本図幅地域の古琵琶湖層群は、東隣「御在所山」図幅と南隣「水口」図幅に続く堆積物であり、下位から甲賀累層・蒲生累層・草津累層に区分できる。これらは古琵琶湖層群のほぼ中部に相当しており、東から八日市(布引山)丘陵、日野丘陵、水口丘陵、湖南工業団地(以下湖南団地と略記)から鏡山東麓、そして栗東丘陵に露出している。岩相は、甲賀累層は礫層を主として砂層・泥層を伴い、蒲生累層は砂層と泥層に一部砂礫層を伴い、草津累層は礫層・砂層に泥層を伴う。全体の岩相は、蒲生累層上部から草津累層に向かって上方粗粒化し、草津累層は八日市丘陵→水口丘陵→栗東丘陵方向に細粒化する。地質構造は断層による変形が著しい湖南団地から鏡山東麓一帯を除くと、一般走向は琵琶湖湖岸とほぼ平行に湾曲しており、10数度以下の緩傾斜で琵琶湖側に上位層が重なっていく同斜構造である。

甲賀・蒲生・草津の3累層は、丘陵・地域ごとに異なった部層名が与えられ、挟まれる火山灰層によって第6.1図のように対比されている。ただ従来の研究では、鏡山東麓から湖南団地を経て高松ブロック状構造(古琵琶湖団研, 1977)へ至る竜王町・甲西町・水口町の境界地域(以下3町境界地域と呼ぶ)の地層の層序区分と対比については見解が分かれており、1)未区分古琵琶湖層群及び未区分(新第三紀)古期礫層とする見解(田村ほか, 1977; 石田ほか, 1980; 松岡ほか, 1991)、2)古琵琶湖層群の伊賀・油日累層(第2.3図)相当層(未区分層と山砂礫層に二分)とする見解(横山・雨森, 1991)、3)古琵琶湖層群蒲生累層-草津累層の清田互層-蒲生堂礫層とする見解(古琵琶湖団研, 1977)がある。

今回の調査から、第6.2図の水平地質断面図に概略的に表されているように、3町境界地域の地層は、周辺の古琵琶湖層群との岩相の類似性や岩相層序関係、また挟在する下田火山灰層のフィッシュ・トラック年代(後述)から判断して、古琵琶湖層群に当たると判断した。そして、岩相、岩相層序、岩相の側方変化、地質構造の特徴を総合して、この地域の古琵琶湖層群を下位から高松礫層・下山互層・山中礫層・日枝互層・岡屋礫層の順に区分した。すべてを新称した理由は、1)礫種組成が3町境界地域とその周辺の古琵琶湖層群とはっきり異なり、2)3町境界地域は大部分断層によって周辺と接する上



第 6.1 図 「近江八幡」 図幅地域の古琵琶湖層群の年代と対比



第 6.2 図 3 町（竜王町・甲西町・水口町）境界地域南部の水平地質断面図

に、対比可能な火山灰層を欠いているので、周辺の古琵琶湖層群と確実な対比が難しいためである。第 6.1 図の対比は、周辺との岩相層序の比較から行った暫定的なものである。

3 町境界地域の古琵琶湖層群のうち、甲賀累層としたのは高松礫層で、蒲生累層としたのは、その上位の下山互層・山中礫層・日枝互層・岡屋礫層である。山中礫層はすべて近接の野洲花崗岩起源の砕屑物だけから構成される。なお、鏡山北麓に孤立して露出する篠原粘土層も同じ特徴を示すので山中礫層相当層とした。高松・下山・日枝・岡屋の各部層の礫種は、花崗岩礫と湖東流紋岩起源の溶結凝灰岩礫からなり、周辺の清田互層や草津累層はこれに加えて美濃-丹波帯起源の礫を含んでいる。

以下、各層について記述するが、似た層準の部層が丘

陵あるいは地域ごとに異なる地層名で呼ばれているので、基底層準がより下位の（あるいは下位と推定される）部層から順に記述する。

なお、以下の岩相記載中、岩相の特徴を分かりやすくするため、中礫（径 4～64mm）を小型中礫・中型中礫・大型中礫に三分した。小型中礫とは径 1cm 程度からそれ以下の礫、中型中礫とは径 1～4cm 程度の礫、大型中礫とは 4cm 程度からそれ以上の礫を指す（吉田，1988）。

また、以下の礫種記載中、周辺の基盤岩分布や古琵琶湖層群から得られた古流向から判断して、溶結凝灰岩は湖東流紋岩類起源、チャート・砂岩・泥岩・粘板岩は美濃-丹波帯起源と推定した。

6. 3 甲賀累層

Takaya (1963) 命名, 川邊 (1981) 再定義. 三重県阿山郡の丘陵 (南隣「水口」図幅地域) において下位の阿山累層に整合に重なる. 阿山郡阿山町・伊賀町や滋賀県甲賀郡甲南町・甲賀町の丘陵に広く分布しており, 層厚は 180 ~ 200m で連続性の良い砂層と粘土層からなる (川邊, 1981).

6. 3. 1 高松礫層 (Ktk)

地層名 新称である.

模式地 甲西町小砂町の滋賀県動物保護管理センターや, 甲西町リサイクルプラザ周辺.

分布 甲西町と水口町の境界部に発達する高松ブロック状構造に露出する.

層序関係 甲西町広野台北東 (南隣「水口」図幅地域) において花崗岩に不整合に重なる. 上位の下山互層に整合に移化する.

層厚 60 ~ 70m である.

岩相 礫層が卓越し, 連続性の悪い砂層や淘汰の悪い炭質層を挟む. 礫層は花崗岩と溶結凝灰岩の礫と基質からなる. 礫の淘汰は良くないが円磨度は良く, 超円-円礫を含有し, 大きい礫は巨礫に達する. 砂層は白色を呈し, 細粒-極細粒砂からなり, しばしば細礫-中礫を含む.

溶結凝灰岩礫を含有すること, 礫径が大きいこと, 円磨度が非常に良いことを考えあわせると, 湖東流紋岩類分布地域を後背地にもつ河川堆積物であろう.

6. 3. 2 吉永互層 (Kyn)

地層名 中野ほか (2003 印刷中) 命名記載.

模式地 甲西町吉永の野洲川沿いの露頭 (南隣「水口」図幅地域) (中野ほか, 2003 印刷中).

分布 ほとんどが南隣「水口」図幅地域の野洲川沿いに露出する. 本図幅地域には, 野洲川に架かる甲西橋上流約 300m の河床に, その西端部が小佐治火山灰層を挟んで露出するだけである.

層序関係 上下限は露出しない. しかし小佐治火山灰層は, 南隣「水口」図幅地域の甲賀累層上部に挟まれている (川邊, 1981) ので, 甲賀累層上部に対比できる.

層厚 約 30m. そのうち本図幅地域には上部 5m が露出している.

岩相 厚さ数 m の砂層と泥層からなる. 模式地の本層については, 甲西町教育委員会 (1998) によって詳しく行われている.

6. 4 蒲生累層

横山ほか (1968) 命名. 湖東から湖南の丘陵に広く分

布する. 下位の甲賀累層に整合に, 一部では先新生界基盤岩に不整合に重なる. 砂優勢の砂層と泥層からなり, 層厚は 340 ~ 480m である (田村ほか, 1977; 横山ほか, 1979). 本図幅地域では, 八日市・日野・水口・栗東の各丘陵と, 鏡山東麓から湖南団地一帯に露出する.

6. 4. 1 下山互層 (Ksm)

地層名 中野ほか (2003 印刷中) 命名記載.

模式地 水口町下山 (南隣「水口」図幅地域).

分布 高松ブロック状構造に発達する背斜の両翼に露出する. 南翼に露出する部分は「水口」図幅地域に続く.

層序関係 高松礫層に漸移整合に重なる. 南隣「水口」図幅地域で清田互層及び日枝互層に整合に覆われる (第 6.2 図).

層厚 120 ~ 150m であるが, 本図幅地域では下部 10 数 m が露出するだけである.

岩相 全体に花崗岩質の厚さ数 m 以下の砂層・泥層・砂礫層・礫層からなり, 炭質層を挟んでいる. 花崗岩質のため全体に露頭は白色である. 砂層は上位の清田互層のそれよりも淘汰が悪く, 細粒-極粗粒まで粒度変化が激しい. 泥層は砂岩シルトが多い. 砂礫層・礫層の礫は, 中礫以下の花崗岩と溶結凝灰岩の円礫からなり, 上位に重なる日枝互層の礫が花崗岩だけからなるのと異なる.

6. 4. 2 清田互層 (Kk)

地層名 古琵琶湖^{はさま}団研 (1977) 命名記載.

模式地 日野町^{はさま}迫 (古琵琶湖^{はさま}団研, 1977: 南隣「水口」図幅地域).

分布 日野町清田から別所, 水口町中畑から松尾など, いずれも南隣「水口」図幅地域に広く分布する. 本図幅地域では, 図幅南東端の日野町寺尻-別所の間と, 水口町を走る下田断層沿いに露出している.

層序関係 迫粘土層 (南隣「水口」図幅地域) と下山互層に整合に重なる (古琵琶湖^{はさま}団研, 1977; 中野ほか, 2003 印刷中).

層厚 古琵琶湖^{はさま}団研 (1977) によれば約 100m. 本図幅地域には中-上部約 80m が露出する.

岩相 砂優勢の砂層と泥層からなり, 炭質泥層や含礫-砂礫層を挟んでいる. 砂層は厚さ数 m, 粗粒-細粒砂や細礫まじりの砂からなる. 泥層は厚さ 1m 以下で, 灰色-灰白色の砂岩シルトや塊状シルトからなる. 砂岩の場合, 小型トラフ葉理が基底部に発達するのが観察できる. 含礫砂層・砂礫層は細礫-小型中礫を含んでいる. 礫は円礫で, 花崗岩・溶結凝灰岩・チャート・泥岩・砂岩からなる.

6. 4. 3 篠原粘土層 (Ksp)

地層名 新称である.

模式地 野洲町大篠原字笹山の篠原土採土場.

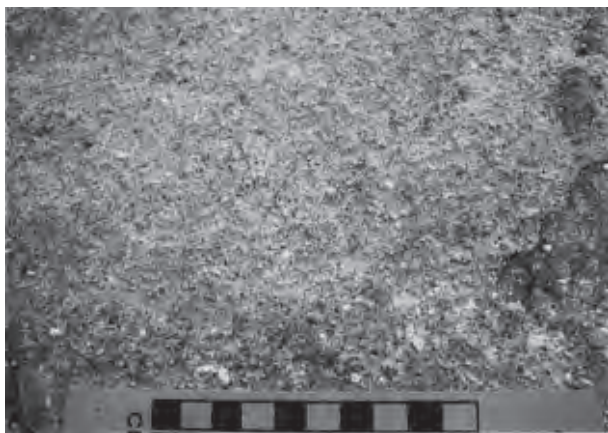
分布 今回確認できた露出は模式地だけである. かつて

は模式地を始め、周辺の数箇所では陶土を採掘していたが、現在では模式地だけで採掘されている(行俊, 2000)。

層序関係 直接の関係は見られなかったが、周辺の地質状況から判断して、野洲花崗岩に不整合に重なるものと推定される。孤立して分布するので他の部層との関係は直接分らないが、花崗岩起源の碎屑物だけからなる点と同じなので、次に述べる山中礫層の相当層とした。

層厚 上下限は露出しない。見られる限りの層厚は6mである。

岩相 厚さ3～5mの灰白色蛙目粘土層の上に厚さ1～2mの花崗岩質極粗粒砂層が重なる。地層はほとんど水平である。蛙目粘土層は、シルト質砂とシルトの厚さ数10cmごとの繰り返しからなる。いずれも石英や長石粒を多数含んでいる(第6.3図)。花崗岩質砂層には小堤火山灰層(後述)が挟まれている。



第6.3図 篠原粘土層の露頭写真(野洲町大篠原, 西池の南)
蛙目粘土層の接写。(スケールの目盛長10cm)

本層の粘土は篠原土と呼ばれ、陶磁器原料に用いられる(第8章 応用地質参照)。

6.4.4 山中礫層(Kym)

地層名 新称である。

模式地 竜王町の嶽川北岸の丘陵。

分布 竜王町山中から竜王ゴルフ場にかけての丘陵。また名神高速道路竜王インターチェンジの西にも小範囲ながら露出する。いずれの地域も地層の傾斜は、水平から数度程度である。

層序関係 鏡山東麓の蒲生累層は、下位から、山中礫層・日枝互層・岡屋礫層の順に区分したが、その特徴は、1) 山中礫層は野洲花崗岩起源の礫と基質だけからなり、泥層・砂層をほとんど挟まない、2) 日枝互層は小型中礫以下の花崗岩と溶結凝灰岩の礫を含み、山中礫層より泥層・砂層を多く挟む、3) 岡屋礫層は中型中礫以上の礫を含み礫層も厚くなる、とまとめられる。

本部層は野洲花崗岩に不整合に重なる。個々の露頭では日枝互層に漸移整合に移化するが、全体としては日枝互層下部の縁辺相と推定される。

層厚 見られる限りの層厚は20～30m。下限は不明である。

岩相 礫・基質とも野洲花崗岩起源の厚さ数m～数10cmの礫層と砂礫層からなり、わずかに砂層と泥層を挟む。基盤の野洲花崗岩付近では、厚さ数cm～数10cmの亜炭質-炭質泥層を挟んでおり、多数の材化石を含んでいる。どの岩相も連続性に乏しく、乱雑かつ不規則に重なる。花崗岩起源の碎屑物からなるため、露頭が白色となり特徴的である。

野洲花崗岩との不整合が観察できる竜王町さくらニュータウンでは、野洲花崗岩に小型トラフ型斜交層理



第6.4図 山中礫層の露頭写真

- A) 野洲花崗岩巨礫を含む基盤直上の山中礫層。(金尺の長さ2m)
(名神高速道路竜王インターチェンジの西)
- B) 基盤岩のすぐ上に発達する蛙目粘土層。(折尺の長さ1m)
(名神高速道路竜王インターチェンジの南)

が良く発達する花崗岩質極粗粒砂層が重なっている。そしてその上には、大型トラフ型斜交層理や平行葉理が発達する花崗岩質粗粒砂層が載る。野洲花崗岩に近い名神高速道路竜王インターチェンジ付近では、径数 10cm から 2m 以上に達する花崗岩の角礫 - 円礫を含む巨礫層（第 6.4 図の A）や蛙目粘土質の泥層（第 6.4 図の B）が、砂層や亜炭層と乱雑に堆積している。

中-上部になると、大型中礫以上を含む礫層は見られなくなって、細礫-小型中礫を含む砂層と泥層が挟在されるようになる。

6. 4. 5 白枝互層 (Kh)

地層名 新称である。

模式地 甲西町日枝町日枝神社周辺。

分布 名神高速道路竜王インターチェンジから模式地を経て、湖南団地一帯に露出している。

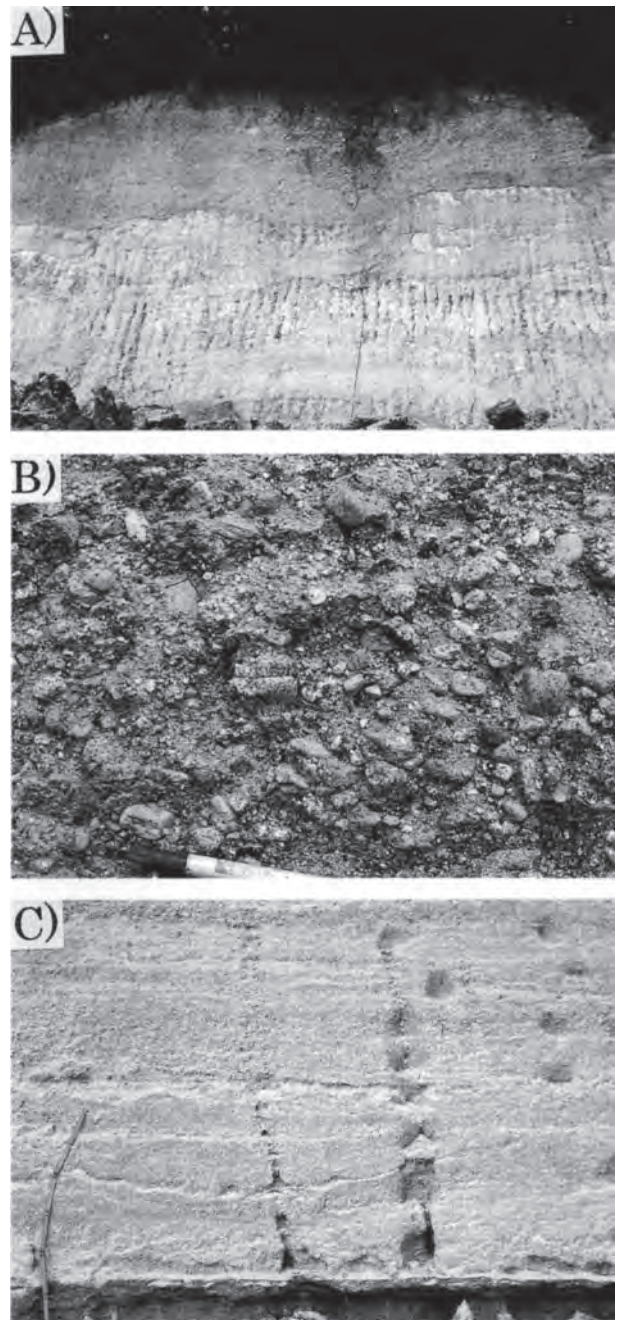
層序関係 山中の北では野洲花崗岩に不整合に重なるが、その南北では山中礫層に整合に重なる。一方、湖南団地では東縁が下田断層によって分布が断たれる。団地南方の広野台（南隣「水口」図幅地域）で下山互層に整合に重なる（第 6.2 図）。

層厚 祖父川西岸では厚さ 40～50m、湖南団地では厚くなって 120～150m に達する。

岩相 典型的には、一回のサイクルが下位から礫層→砂層→泥層の上方細粒化を示すが、そのうち礫層と砂層が優勢である。以下、北から順に述べる。

1) 祖父川西岸では、模式地や甲西町下田よりも礫-砂礫層が多く、更により花崗岩質であるため、露頭は白色-灰白色となっている。ここでの岩相は、下部では礫-砂礫層の厚さは 5m 前後で、その上に重なる泥層の厚さは数 10cm と薄い（第 6.5 図の A）。上方に向かって泥層や砂層の量と厚さが増し、上部では厚さ 2～3m の塊状粘土層も見られる。礫は下部では時に中型中礫を含み（第 6.5 図の B）、中部-上部では小型中礫である。礫-砂礫層にはトラフ型斜交層理が良く発達する（第 6.5 図の C）。この地域の礫は、花崗岩と溶結凝灰岩だけからなる。

2) 模式地の日枝町や甲西町下田では、礫層・砂層・泥層の層厚は 1m から 5m 前後であり、量比もほぼ等しい。礫-砂礫層には小型（まれに中型も）中礫-細礫が含まれ、トラフ型斜交層理が良く発達する。砂層は極粗粒-粗粒砂からなり、平行葉理やトラフ型斜交層理が発達する。トラフ型斜交層理の基底部には、しばしば細礫-小型中礫が密集する。ここでも礫層や砂層は花崗岩質であり、花崗岩と溶結凝灰岩の礫からなる。美濃-丹波帯の礫は入らない。泥層は砂質シルトから塊状粘土まで、様々に粒度変化する。一枚の泥層を見ると、下部では灰色砂質シルトからなり、しばしばチャンネル型の砂層を挟む。中部では厚さ 10 数 cm ～数 10cm ごとのシルトと粘土の互層からなる。上部では塊状粘土となり、最上部では褐



第 6.5 図 日枝互層の露頭写真

- A) チャンネル構造が発達する礫層。（金尺の長さ 2m）
（名神高速道路竜王インターチェンジの東）
- B) 花崗岩と溶結凝灰岩の中礫からなる礫層。（ペンの長さ 14cm）
（竜王町山中、竜王さくらニュータウン）
- C) トラフ型斜交層理の発達する砂層。（折尺の長さ 1m）
（竜王町山中、竜王さくらニュータウン）

色のシルト（いわゆる鬼板）が形成されている。

3) 湖南団地南部でも同じく礫-砂礫層、砂層、泥層が露出しているが、礫がすべて小型中礫以下の花崗岩から

なる点が2)の団地北部と大きく異なっている。第6.2図に示すように、湖南団地では半ドーム状構造が発達しているため、本地域の地層は、2)で述べた団地北部と同時異相の関係にあると推定した。

6. 4. 6 陽気が丘粘土層 (Ky)

地層名 古琵琶湖団研(1977)による。田村ほか(1977)も同じく陽気が丘粘土層の地層名を用いているが、調査結果から前者の定義した陽気が丘粘土層に従う。

模式地 日野町別所及び陽気が丘(古琵琶湖団研, 1977: 南隣「水口」図幅地域)。

分布 水口丘陵中部に帯状に分布するが、本図幅地域には日野町別所と水口町八田南方に露出する。

層序関係 清田互層に整合に重なる。

層厚 古琵琶湖団研(1977)によれば約35m。本図幅地域にはそのうち中一上部約20mが含まれている。

岩相 厚い泥層に薄い砂層をチャンネル状に挟んでいる。泥層は厚さ数mから10数m以上に達し、青灰色塊状の粘土からなる。砂層は厚さ数10cm以下で、細粒一中粒砂からなる。砂層は、上位の豊田互層に近づくと多く、厚くなる。

6. 4. 7 日野粘土層 (Khn)

地層名 Yokoyama (1969) 命名記載。

模式地 県道水口-日野線、日野町陽気が丘(横山ほか, 1979: 南隣「水口」図幅地域)。

分布 八日市・日野丘陵に露出するが、八日市丘陵では東隣「御在所山」図幅地域に分布する。本図幅地域には、日野丘陵の中在寺から安部居にかけての佐久良川河床、日野町松尾の北、日野町木津に位置する二つの小丘に露出する。田村ほか(1977)で示された水口丘陵の本部層は、古琵琶湖団研(1977)の区分に従い、陽気が丘粘土層と豊田互層に二分した。

層序関係 日野丘陵において清田互層に漸移整合に重なる(原山ほか, 1989: 東隣「御在所山」図幅地域)。

層厚 日野丘陵では全層厚は約120mであるが、本図幅地域には最上部約25mが露出する。

岩相 泥層が卓越し薄い砂層を挟んでいる。泥層は厚さ10数m以上に達する場合があり、ほとんど青灰色塊状の粘土からなる。砂層は極細粒-中粒砂からなり、厚さ1m以下で、チャンネル状に挟在する。佐久良川河床に露出する本層には、近接する山地を構成する瓶割山溶結凝灰岩の角礫が、泥層中に乱雑に含まれている。

6. 4. 8 岡屋礫層 (Kgo)

地層名 新称である。古琵琶湖団研(1977)では、鏡山東麓の礫層優勢の地層(以下「東麓の地層」と呼ぶ)は蒲生堂礫層と一連とされているが、模式地(蒲生町蒲生堂の南)周辺の蒲生堂礫層は美濃-丹波帯源の礫(特にチャート)が卓越しているのに対し、「東麓の地層」は花崗岩と溶結凝灰岩の礫だけからなる。両者の境界は、下田断層に引くことが出来る。下田断層は、本章の6.7.1項で述べるように重力異常から見て、西上がり変位量が相対的に大きい断層である。したがって「東麓の地層」の方が、模式地の蒲生堂礫層よりかなり層準が下位になる。以上の理由から、「東麓の地層」を岡屋礫層と新称することにした。

模式地 岡屋西にある大きな崖が模式地(第6.6図のA)。このほか、竜王町ドラゴンハットや松が丘団地周辺にも良い崖がある。

分布 祖父川西岸の丘陵に分布する。下田の北では、下田断層によって豊田互層と接している(後述)。

層序関係 日枝互層から漸移整合に移化する。薬師より北では、野洲花崗岩に不整合に重なる。

層厚 50~60mである。

岩相 典型的な場合、一回のサイクルが礫-砂礫層→砂層



第6.6図 岡屋礫層の模式地の露頭写真(竜王町岡屋の西)
A) チャンネル構造が発達する礫層。(金尺の長さ2m)
B) 溶結凝灰岩と花崗岩の中礫からなる礫層。(ペンの長さ14cm)

→シルト層へと上方細粒化する。一回のサイクルの厚さは10m前後で、3つの構成岩相のうち、礫-砂礫層が最も厚い。礫層はチャンネル状に下位層を削削しており、中型中礫を多数含み、少数の大型中礫を含む（第6.6図のB）。礫は花崗岩と溶結凝灰岩である。花崗岩質のため、露頭は下位の日枝互層同様に灰白色となっている。

6. 4. 9 豊田互層 (Kt)

地層名 古琵琶湖団研(1977)命名記載。

模式地 日野町豊田及び中山(古琵琶湖団研, 1977)。

分布 水口丘陵に分布する。

層序関係 陽気が丘粘土層に漸移整合に重なる。砂層を頻りに挟むので、陽気が丘粘土層と区分できる。

層厚 100～120mである。

岩相 典型的には、一回のサイクルにおいて下位から砂層→泥層へと上方細粒化する。厚さは両者とも数m～5mである。砂層は灰白-淡褐色で中粒-極粗粒砂からなり、平行葉理や斜交層理が発達する。斜交層理の大部分はトラフ型であるが(第6.7図のA)、時々板状型も観察できる。砂層には蛇行州(ポイントバー)の堆積物と見られる大型斜交層理も発達する。厚さ1cm程の逆級化層理を繰り返す厚さ1～2mの砂層も観察できる。

泥層は砂岩シルト-シルトからなり、色調は淡灰-淡緑色である。塊状のものや薄平行葉理が発達するものがあり、サイクルの上部で両者が繰り返すことがある。この部分の泥層には、厚さ10～数10cmの泥質の細粒-中粒砂層がシート状に挟まっている(第6.7図のB)。厚さ10cm前後の淡褐-黄褐色シルトもサイクルの最上部にしばしば観察できる。

豊田互層を構成する砂層と泥層の割合は、いずれの場合でもほぼ等しいが、豊田北西では砂層がやや優勢で粗粒となり、逆に水口町山(地名)の北北西では無層理塊状粘土層が発達している。また1露頭ではあるが、水口

町山の東にある団地入り口には、厚さ5m近い砂礫層が露出している。ここでの砂礫層は、径1～2cmの小型中礫と花崗岩質基質からなり、トラフ型斜交層理が良く発達している。礫はほとんどチャートからなり、まれに溶結凝灰岩を含んでいる。

6. 4. 10 中在寺互層 (Kn)

地層名 雨森(1978MS)が命名記載したものを、横山ほか(1979)が紹介した。

模式地 日野町中在寺である(横山ほか, 1979)。

分布 八日市丘陵と日野丘陵に露出する。そのうち本図幅地域には分布西部が含まれている。中在寺の佐久良川河床には、池之脇火山灰層を挟む最下部が露出している。

層序関係 日野粘土層に漸移整合に重なる。砂層を頻りに挟むことと泥層のほとんどがシルトからなることで、下位の日野粘土層から区分できる。

層厚 80～100mである(原山ほか, 1989)。本図幅地域には上部50～60mが露出している。

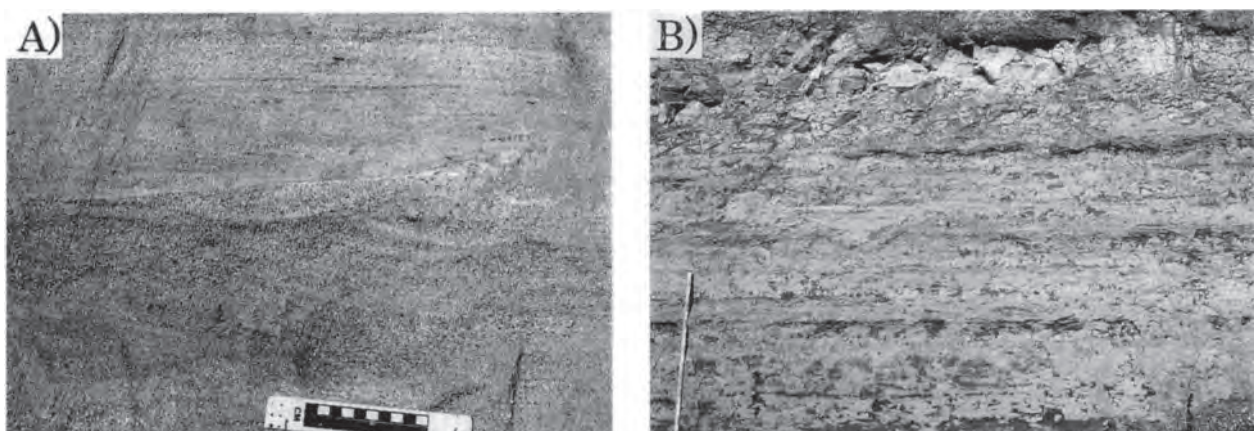
岩相 最上部を除いて厚さ数m以下の砂層と泥層からなる。最上部では厚さ10～15mの泥層(多くは粘土)中に浅いチャンネル状の砂層(厚さ1～2m)を挟んでいる。

砂層は灰白-淡褐色の細粒-粗粒砂からなり、一部では平行葉理や斜交層理が観察できる。しばしばシルトの葉理を挟んでいる。泥層はシルトと粘土からなる。シルトは灰白色あるいは黄褐色のシルト砂岩シルトからなり、塊状のものや平行葉理や波状葉理が発達するものがある。黄褐色シルトが時々、泥層の最上部に発達している。粘土は青灰色塊状である。

6. 4. 11 荒張互層 (Kar)

地層名 古琵琶湖団研(1980)の命名記載。

模式地 栗東市荒張(南隣「水口」図幅地域)(古琵琶湖団研, 1980)。



第6.7図 豊田互層の露頭写真

A) トラフ型斜交層理の発達する砂層。(スケールの目盛長10cm)(日野町中山)

B) シート状砂層を挟む泥層。(金尺の長さ2m)(水口町春日の南方)

分布 大部分が南隣「水口」図幅や南西隣「京都東南部」図幅地域に分布している。本図幅地域では石部町宝来坂にわずかに露出している。

層序関係 丹波帯や後期白亜紀花崗岩類に不整合に重なる（古琵琶湖団研，1980）。

層厚 古琵琶湖団研（1980）によれば80m以上の層厚を持つが、宝来坂ではその最上部、厚さ約5mの部分が露出している。

岩相 古琵琶湖団研（1980）によれば、礫優勢の泥層・砂層・礫層からなる。宝来坂では、小型中礫を含む砂礫層が見られる。

6. 5 草津累層

Yoshikawa（1984）命名。湖東から湖南地域にかけて、蒲生累層に整合に重なって分布しているが、一部地域では先新生界基盤岩類に不整合に重なる。主に礫層と砂層からなり泥層を伴う。層厚は70～90mである。本図幅地域には、八日市丘陵・水口丘陵・甲西町菩提寺・栗東丘陵に分布している。

6. 5. 1 浅柄野砂層 (Ka)

地層名 古琵琶湖団研（1980）の命名記載。

模式地 栗東市浅柄野である（古琵琶湖団研，1980：南隣「水口」図幅地域）。

分布 栗東丘陵に分布する。分布は更に南西に伸び、栗東市浅柄野及び美濃郷（「水口」図幅地域）を経て、大津市上田上（「京都東南部」図幅地域）へと続く。本図幅地域の浅柄野砂層は分布北東部に当たる最上部である。

層序関係 荒張互層に漸移整合に重なる（古琵琶湖団研，1980）。

層厚 石部町石部で30m以上。

岩相 典型的には一回のサイクルが、砂層から始まり泥層で終わる上方細粒化を示している。砂層は褐色で、厚さ数m～10数mへと側方に変化し、下部では細礫を含む中粒-細粒砂、上部では細粒砂からなる。平行葉理や10cm以下の小型トラフ型斜交層理が良く発達している。

時々チャートの小型中礫を含む灰白色花崗岩質砂層が観察できる。

泥層は厚さ1m以下で、青灰色砂岩シルトが多く、黄褐色で平行葉理が良く発達しているシルトもある。石部町宝来坂西方の丹波帯分布地域の近くでは、チャートを含む礫層が発達している。ここでのチャートは亜円礫の小型中礫である。石部町五軒茶屋では泥層が石部町石部より多く、泥層自体も塊状のシルトからなる。

6. 5. 2 瓜生津峠互層 (Ku)

地層名 雨森（1978MS）が命名記載したものを、横山ほか（1979）が紹介した。

模式地 八日市市瓜生津峠（横山ほか，1979：東隣「御在所山」図幅地域）。

分布 「御在所山」図幅地域の鈴鹿山脈麓の愛東町百濟寺から八日市丘陵を経て、本図幅地域の日野丘陵にかけて堆積している。

層序関係 中在寺互層に漸移整合に重なる。水口丘陵の蒲生堂礫層に側方漸移する。中在寺互層とは小型中礫を含むことから区分できる。

層厚 80～100mである。

岩相 典型的な場合、一回のサイクルが下位から砂礫層-礫層→砂層→泥層の順に重なり、このうち泥層が優勢である。層厚は、泥層が数mから10数mに達するが、他の岩相は数m以下である。厚い泥層には、チャンネル状の砂層や砂礫-礫層が不規則に挟まれている。

泥層は大部分、塊状か平行葉理の発達した灰-淡灰色のシルトからなるが、最上部には薄い粘土が堆積している。しばしば炭質部を含み、材化石も含まれている。砂層は褐色の粗粒-中粒砂からなり、トラフ型斜交層理や平行葉理が発達している。しばしば細礫や小型中礫を含有する砂礫層に側方移化している。砂礫-礫層は中粒-極粗粒砂の基質と小型中礫-細礫からなり、露頭では褐色を呈し、成層構造が発達している。礫は円礫-亜円礫であり、種類は90%以上がチャートからなり、他に溶結凝灰岩と砂岩・泥岩を含んでいる。淘汰は普通である。

6. 5. 3 蒲生堂礫層 (Kgm)

地層名 古琵琶湖団研（1977）の命名記載。

模式地 蒲生町蒲生堂の南（古琵琶湖団研，1977）。

分布 水口丘陵北部と甲西町菩提寺に堆積している。

層序関係 豊田互層に漸移整合に重なる。砂礫-礫層を含む層準以上を蒲生堂礫層とした。

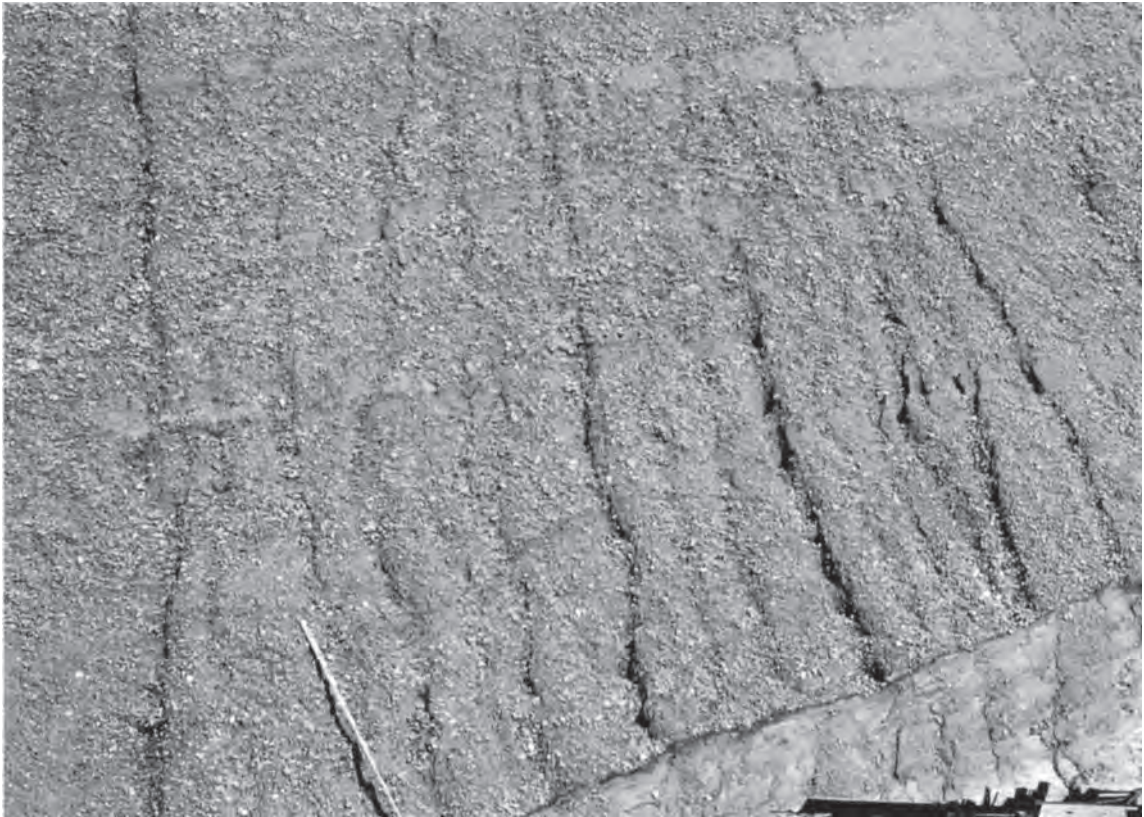
層厚 水口丘陵北部で60～80m、菩提寺で20～30m。

岩相 下部-中部と上部-最上部でかなり異なっている。

1) 下部-中部では、典型的な場合、一回のサイクルが礫-砂礫層→砂層→シルト層→粘土層の順に上方細粒化する。一回の細粒化の厚さは10m前後で、4つの構成岩相のうち、礫-砂礫層が最も厚い。礫層は中型中礫を普通に含み、時に大型中礫を含む。

礫層には、成層構造や大型トラフ型斜交層理が発達する（第6.8図）。規模の大きな露頭では、網状州（braided bar）の堆積物と見られる幅数mから10数mの大型トラフ型斜交層理も観察される。礫種は、チャートが卓越し、溶結凝灰岩・花崗岩・砂岩・泥岩・粘板岩を伴う。

砂層や泥層は厚さ数m以下である。砂層は中粒-粗粒砂からなり、しばしば含礫-砂礫からなるトラフ型斜交層理が発達している。シルト層は灰-淡灰色の砂岩シルト-シルトから、粘土層は青灰色塊状粘土からなる。このほか、サイクル最上部には、黄褐色のシルト層が発達している場合がある。泥岩部にはしばしば高師小僧が形成さ



第 6.8 図 蒲生堂礫層下部の露頭写真（竜王町岡屋の南）
小型中礫のチャートが多く、トラフ状の斜交層理が発達している。（金尺の長さ1m）

れている。

甲西町菩提寺でも同じような堆積サイクルからなるが、礫径は小型中礫以下である。礫種はチャートがほとんどで、これに微量の溶結凝灰岩や泥岩・砂岩を伴う。ただ基盤との不整合直上では、山中礫層同様の花崗岩質泥層がしばしば見られる。しかし、分布が狭く層厚 1m 以下と薄いので、本層に一括した。

2) 上部-最上部の岩相は、水口丘陵北部の蒲生町蒲生堂や宮川で観察できる。ここでは、細粒層をほとんど欠いており、厚い礫層から構成されている（第 6.9 図の A）。礫種は下部同様にチャート・砂岩・泥岩・溶結凝灰岩からなるが、礫径が大礫を含む中型-小型中礫に大きくなり、また全体の淘汰が悪くなっている。礫の風化も全体に進んでおり、チャートには漂白されたものがあり、砂岩・泥岩・溶結凝灰岩には中心まで赤色風化殻が発達したくさり礫が多い（第 6.9 図の B）。

6. 5. 4 瀬田礫層 (Ks)

地層名 古琵琶湖団研（1980）の命名記載。

模式地 大津市上田上の北方（南西隣「京都東南部」図幅地域）。

分布 栗東丘陵の栗東市上砥山-下戸山から草津市・大津市にかけて堆積している（古琵琶湖団研，1980）。本図幅の瀬田礫層はその北東部に当たるもので、ほかの大部分

は南西隣「京都東南部」図幅地域に分布する。

層序関係 下位の浅柄野砂層に漸移整合に重なる。

層厚 83m 以上（古琵琶湖団研，1980）であるが、本図幅地域では約 60m である。

岩相 一回の堆積サイクルは、下部は小型中礫を含む砂礫層→砂層→泥層の順に、上部は細礫まじりの中粒-細粒砂層→泥層の順に重なる場合が多い。つまり上部の方が細粒である。

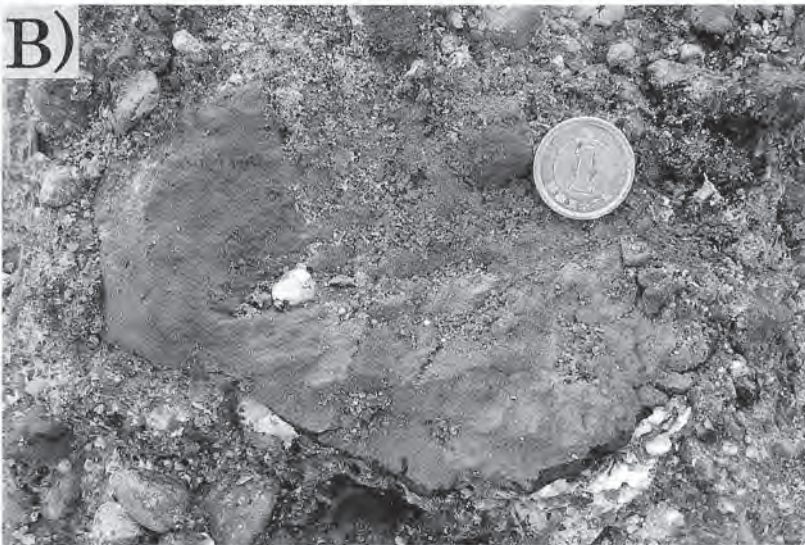
1) 下部では 3 つの構成岩相のうち、砂礫層と砂層が厚く泥層が薄い。上方細粒化の構成岩相は蒲生堂礫層と同じであるが、蒲生堂礫層が中型-大型中礫を含む礫層から始まるのに対し、本部層は小型中礫以下の砂礫層から始まる点で異なる。礫は大部分、チャートの垂円-円礫からなり、少量の砂岩・泥岩、微量の花崗岩の円礫を含有する。溶結凝灰岩は含まない。砂層は褐色の中粒-細粒砂からなり、平行葉理が発達する。泥層は砂岩シルトの場合が多い。

2) 上部では、構成岩相の細礫まじりの砂層にはトラフ型斜交層理が発達し、時にポイントバー型の大型斜交層理も観察できる。泥層は灰色シルトが主で、その中に平行葉理の発達した砂岩シルトの薄層が何層も挟在している。

古琵琶湖団研（1980）によれば、瀬田礫層は全体に南西方向（つまり南西隣「京都東南部」図幅地域）に向かっ



高位段丘堆積物
古琵琶湖層群蒲生堂礫層最上部



第6.9図 蒲生堂礫層最上部と高位段丘堆積物の露頭写真（蒲生町宮川）
A) 大礫を含有する淘汰の悪い礫層からなる蒲生堂礫層に高位段丘堆積物が重なる。（折尺の長さ1m）
B) 芯まで赤色風化が進行した泥岩礫。（1円玉の直径は2cm）

て粗粒化するという。したがって、本図幅地域の瀬田礫層は、全体の中では細粒部分に相当する。

6. 5. 5 石塔礫層

地層名 原山ほか（1989）の命名記載。

模式地 水口町石塔西方約1kmにある採土場（原山ほか，1989）。

分布 東隣「御在所山」図幅地域の秦荘町松尾寺と八日市丘陵に分布する。また次項で述べるように、八日市市街のある低位段丘地下にも、厚さ120mの石塔礫層相当層の分布が地下地質の資料から確認できる（八日市市史

編さん委員会，1983など）。

層序関係 瓜生津峠互層に漸移整合に重なる。瓜生津峠互層に比べ、礫層が優勢であり、中型-大型中礫が普通に含まれている。

層厚 八日市丘陵で100～120mである。

岩相 典型的な場合、一回のサイクルが礫層→砂層→シルト層→粘土層の順に重なる。しかし、砂層と粘土層は欠けている場合が多く、礫層→シルト層の繰り返しがほとんどである。礫層の方が優勢で厚さは数m～5m、一方、泥層・砂層は厚させいぜい1mの薄層である（第6.10図のA）。

礫層は中・粗粒砂の基質と中型・大型中礫（まれに大礫）からなり（第 6.10 図の B），かすかに成層構造や大型トラフ型構造が見られる。横は亜円礫のチャートが多く，円礫の溶結凝灰岩も比較的多く含まれている。この礫層はしばしば下位の泥層をチャンネル状に削剝している。砂層は厚さ 1m 以下で，泥層中にチャンネル状に堆積している。泥層は塊状または平行葉理の発達した淡灰色シルトからなっている。粘土はシルト層の最上部に薄く堆積し，青灰色塊状である。

6. 6 未区分及び地下の古琵琶湖層群

古琵琶湖層群のうち，周辺と孤立して分布するため層準ははっきりと決められないものを，未区分古琵琶湖層群とした。

甲西町 正福寺南方の未区分古琵琶湖層群（Ku1） 正福寺断層沿いの十二坊（岩根山）の山麓線に露出する古琵琶湖層群である。厚さ 5m 程の直立した礫層が正福寺断層と接して露出する。礫層はチャート・溶指凝灰岩・砂岩・泥岩の礫と，細粒・中粒砂の基質からなり，淘汰はあまり良くない。礫は中型・小型中礫以下で，チャートと溶結凝灰岩が多い。チャート（亜円礫）以外は円礫である，

この露頭の古琵琶湖層群は，礫層という点では近傍に堆積している菩提寺の蒲生堂礫層に一致している。しかし本露頭の方が，1) 溶結凝灰岩礫に富んでおり，2) 礫径が一回り大きいことが一致しない。1) と 2) の点と，正福寺断層に伴って露出していることを考え合わせると，同断層の東上がりの活動に伴って（おそらく蒲生堂礫層よりも）下位の地層が引きずられて露出した可能性が強い。

野洲川河床の未区分古琵琶湖層群（Ku2） 甲西橋と甲西大橋そばの野洲川河床に，古琵琶湖層群が露出している。いずれも，厚さ 1m ほどの細粒砂層と泥層からなる。層準については，上流の小佐治火山灰層を挟む吉永互層

よりも上位と推定されるが，甲賀累層あるいは蒲生累層のいずれに当たるか確定する資料がないので，未区分としておく。

地下の古琵琶湖層群 本図幅地域で掘削された地質ボーリングのうち，掘削深度の深いものについて幾つか紹介する。

1) 愛知川左岸の八日市市建部下野町で地下 700m まで掘削された温泉ボーリングの資料では，地下 200m で「若い堆積物」が湖東流紋岩を被覆していることが報告されている（畑中ほか，1990）。この「若い堆積物」は，周辺の地質状況から古琵琶湖層群と判断される。

2) 八日市市の低位段丘，すなわち御園町から市辺町を経て上平木町に達する縦断線に沿う 12 本の地質ボーリングがある（八日市市史編さん委員会，1983）。これによると，低位段丘の下位には，厚さ 120m の礫層・砂礫層・泥層からなる古琵琶湖層群が堆積している。八日市丘陵の古琵琶湖層群との連続性や岩相から，この部分はすべて石塔礫層相当層と判断できる。同様の傾向は滋賀県（1983）の資料からも読み取れる。

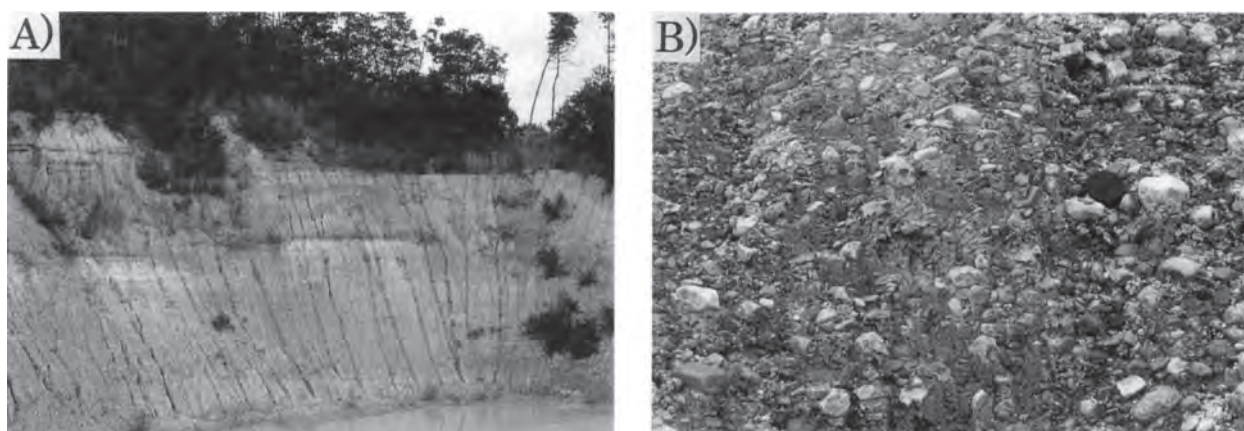
3) 日野町三十坪においてボーリングが実施され，地下 250m まですべて泥層や砂層からなることが分かっている（滋賀県，1983）。この地層は水口丘陵の古琵琶湖層群層序から判断して，豊田互層・陽気丘粘土層・清田互層等の相当層と思われる。

4) 蒲生町市子沖の温泉ボーリングが昭和 59 年から同 60 年にかけて，深度 305m まで掘削された（第 8 章の 8.10 項参照）。その際，掘削深度 303m で基盤に達した（畑中ほか，1988）。

6. 7 地質構造

6. 7. 1 重力異常と地質構造

概要（本章 6.2 項）で述べたように，本図幅地域の古



第 6.10 図 石塔礫層の模式地の露頭写真（八日市市桜川東の北方）

A) 礫層と泥層の繰り返し。（露頭の高さ約 8m）

B) 礫層の接写。（レンズキャップは径 6cm）

琵琶湖層群の地質構造は、断層による変形が著しい湖南団地から高松ブロック状構造一帯を除くと、一般走向は琵琶湖湖岸とほぼ平行に湾曲し、琵琶湖側に上位層が重なる緩やかな同斜構造を示している。

重力異常（西村ほか，1991；駒澤ほか，2002）と本図幅地域の地形の関係を概観すると、等値線（コンターライン）の起伏は、全体として琵琶湖湖岸に向かって低重力となっており、平野部では湖東島状山地の起伏とほぼ調和的である。また、古琵琶湖層群の地質構造から存在が確実視される断層と等値線の関係に注目すると、鏡山から岩根山の東方に位置する下田断層（東落ち）沿いでは、断層と平行に走る直線状の等値線が密になり、そして東に向かって重力値が急激に低くなっているため、下田断層の変位量が比較的大きいことが読み取れる。ただし下田断層が、野洲花崗岩と湖東流紋岩類の境界となっている可能性もあるので、この等値線の変化には、断層変位量に基盤の密度差が加味されている可能性もある。一方、岩根山西縁の正福寺断層は、等値線にはほとんど影響を与えていない。

6.7.2 断層及び褶曲

下田断層 しもだ 古琵琶湖層群（1977）では下田撓曲と呼ばれたが、地表部まで古琵琶湖層群を切っているため下田断層と呼ぶ。古琵琶湖層群の変形状況から判断すると、竜王町山面から甲西町下田を経て水口町甲賀変電所まで確実に連続する。本断層は更に南方に伸び、南隣「水口」図幅地域の思川北岸まで達し、そこで消滅する（第6.2図）。

下田断層の断層面は下田の北の露頭で観察できる。第6.11図にスケッチと写真を示す。断層面はN15°W、80°Eとほぼ鉛直に近い正断層面である。断層のすぐ西側には16E°傾斜を示す礫層と泥層が露出している。礫層は、岡屋礫層を特徴づける花崗岩と溶結凝灰岩の礫からなるので、この部分の地層は岡屋礫層に当たる。西側の傾斜は断層面から数10m離れると数度程の緩傾斜になる。

断層東側は直立した細粒砂層と泥層が幅40mに渡って露出している。やや砂層の量が多いが、この部分の構成岩相は基本的に豊田互層に一致する。ここには規模の小さい逆断層が数本発達している。豊田互層の上には礫層が重なるが、この礫層は蒲生堂礫層を特徴づけるチャート主体の礫層構成を持っている。断層面から約100m離れた崖の蒲生堂礫層は数度程の緩傾斜なので、断層東の急傾斜帯の幅は100m以下と見積もれる。

本断層による古琵琶湖層群の変形は竜王町山面でも観察され、そこではほぼ鉛直の傾斜となっている（古琵琶湖層群，1977）。また、水口町と甲西町の境界線すぐ東の露頭では西に逆転している清田互層が観察できる。

下田断層は山面よりも更に北に伸びる可能性がある。その理由は、本断層の北への延長に位置するJR東海道

本線篠原駅が所在する中位I段丘面が、第7章第四系で述べるように、自然勾配以上の東上がりの増傾斜運動を行っている（東郷（1979）の篠原断層）と見られるからである。西村ほか（1991）や駒澤ほか（2002）の重力等値線もここまで直線状に伸びており、中位I面の東まで本断層が伸びる可能性を排除しない。

以上をまとめると、下田断層は山面北方から思川まで、北北西-南南東方向に約15km延長する西上がりの断層であり、古琵琶湖層群はもちろん、少なくとも中位段丘まで変形させている可能性が指摘できる。

正福寺断層（古琵琶湖層群，1977） 甲西町岩根山西麓には、正福寺を中心に北西-南東方向の直線状の急崖が発達する。この急崖は正福寺断層によって作られたもので、本章の6.6項で述べたように、本断層を境にして野洲花崗岩と古琵琶湖層群の礫層が接している。断層面はN45°W、80°NEの逆断層面が報告されている（古琵琶湖層群，1977）。

本断層の北西延長は、野洲花崗岩体に入って消滅する。南東延長は、野洲川北岸沿いに伸びる可能性が高い（中野ほか，2003印刷中）。また、湖南団地南縁部の古琵琶湖層群にほぼ東西方向の緩い向斜が発達する（第6.2図）ので、甲西町岩根辺りの山麓線にも、断層が発達している可能性がある。

そのほかの断層 県道春日-竜王線沿いの造成地では、東に60°以上で急斜する古琵琶湖層群が露出しており、下田断層の北側に東落ちの断層が想定できる。また、この断層の南東端から水口町山にかけては、古琵琶湖層群の北への傾斜角度が相対的に大きくなるので、ほぼ東西方向に伸びる北落ちの伏在断層の存在が推定できる。

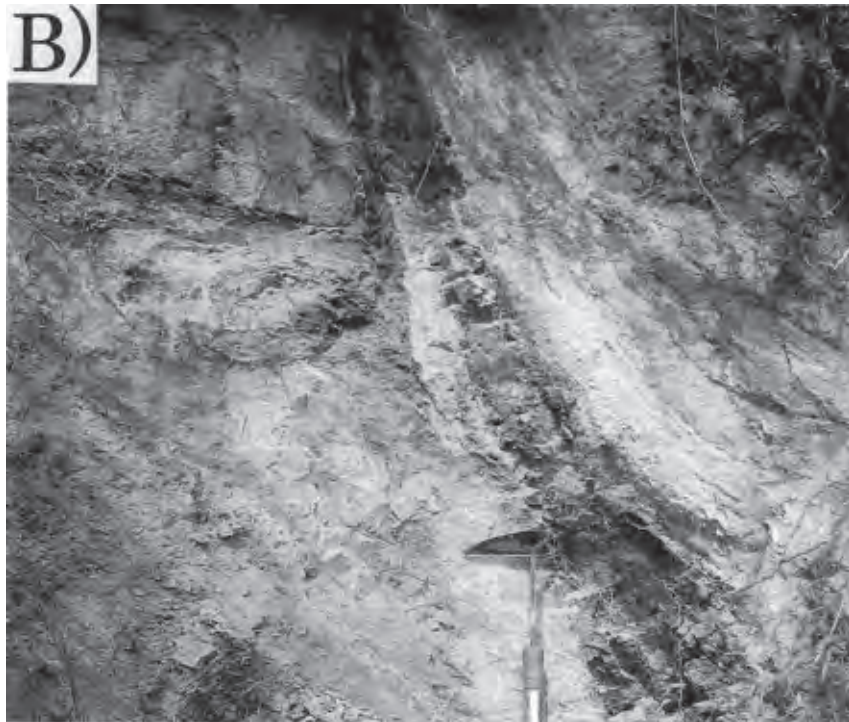
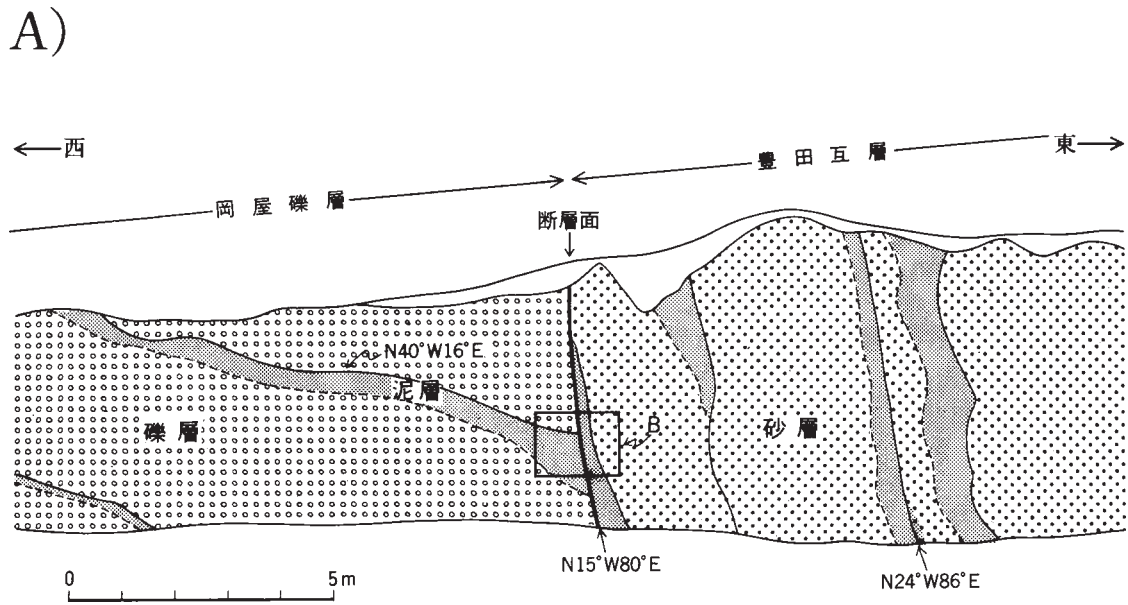
高松ブロック状構造（古琵琶湖層群，1977） 湖南団地の東に発達する構造で、東縁を下田断層で、西縁を西落ちの断層によって境されている。

褶曲構造 湖南団地から高松ブロック状構造一帯に集中している。

1) 湖南団地には、東西方向の背斜軸を持つ半ドーム状構造が発達している。ここでの古琵琶湖層群は、全体に数°から10°以下の緩傾斜であるが、下田断層近傍部では30°~40°東傾斜と急である。この半ドーム構造は、下田断層と正福寺断層に囲まれた山地の隆起運動に伴って形成されたものであろう。

2) 湖南団地南縁部には東西方向の向斜が発達する。北翼・南翼とも古琵琶湖層群は10数°以下で緩い。この向斜は前述したように、正福寺断層に付随する断層によって形成されたものであろう。

3) 高松ブロック状構造の内部には田上花崗岩が露出しており（南隣「水口」図幅地域：中野ほか，2003印刷中）、そこを軸部とする東北東-西南西方向の背斜が発達している（第6.2図）。



第6.11図 下田断層の露頭スケッチと写真(甲西町下田北方の造成地)
 A) 露頭スケッチ. 枠内がB)の位置.
 B) 断層面. (ねじりがまの長さ30cm)

6. 8 化石・年代及び対比

6. 8. 1 化石

滋賀県産の哺乳動物化石をまとめた岡崎・松岡(1979), 樽野(1983), 松岡ほか(1991), 高橋(1998)に基づく, 「近江八幡」図幅地域の古琵琶湖層群から発見された長鼻類化石には, 1) 日野町野出の佐久良川河床からの *Stegodon aurorae* (アケボノゾウ) の上顎臼歯と, 2) これに近い日野町蓮花寺からの *Stegodon aurorae* と推定される右脛骨がある. 産出層準は, 中在寺互層の中火山灰層から瓜生津峠互層の北脇火山灰層のあいだである. 偶蹄類化石は, 日野町蓮花寺や, 東隣「御在所山」図幅地域の日野町鳥居平新田, 河原北出などの蒲生累層から, シカ類の下顎骨や大腿骨が産出している. 同じ鳥居平新田からはワニ類の歯の化石も報告されている.

昭和63年, 甲西町吉永(南隣「水口」図幅地域)を流れる野洲川河床の蒲生累層からの足跡化石の発見をきっかけとして, 各地の古琵琶湖層群から多種多様な足跡化石が報告されるようになった(田村, 1991; 野洲川足跡化石調査団, 1995; 岡村ほか, 1995; 甲西町教育委員会, 1998など). 本図幅地域でも, 長鼻類・偶蹄類・鳥類の足跡化石が, 日野町木津・別所の日野川河床, 日野町中在寺・蓮花寺及び蒲生町^{かぼた}綺田の佐久良川河床, 竜王町名神高速道路竜王インターチェンジそばの工事現場から報告されている. これらの産地を岡村ほか(1995)に基づいて地質図に示した. 今回新たに, 甲西町高松町の東方で, 長鼻類と見られる足跡化石を認めた. これらの足跡化石は, 吉永互層・清田互層・日枝互層・中在寺互層・瓜生津峠互層から認定されている.

植物化石については, 水口丘陵・栗東丘陵の古琵琶湖層群産の植物化石をとりまとめた古琵琶湖団研(1983)が詳しく, 蒲生累層では *Metasequoia disticha*, *Liquidambar formosana*, *Glyptostrobus pensilis*, *Pseudolarix kaempferi*, *Juglans megacineria* などの第三紀型メタセコイア植物群を特徴づける種属は上位層準になると数が少なくなり, 草津累層の蒲生堂・瀬田礫層からは *Menyanthes trifoliata*, *Pinus koraiensis* など第四紀寒冷型の種属が出現し始めることを報告している.

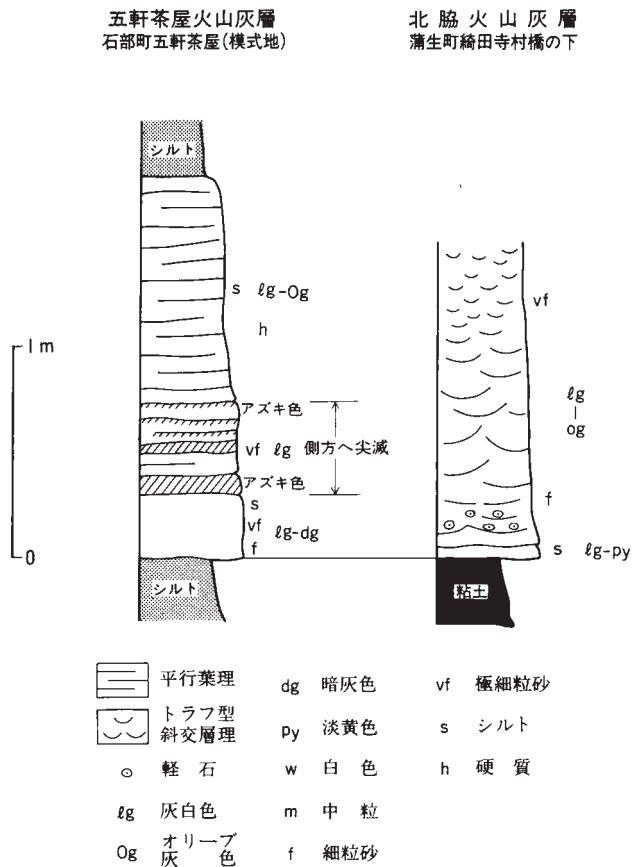
6. 8. 2 火山灰層

地質図の古琵琶湖層群には, 八日市丘陵・日野丘陵の池之脇(Ik)・中(Nk)・北脇(Kw)の火山灰層(Takaya, 1963; Ishida *et al.*, 1969; 横山ほか, 1979), 水口丘陵の陽気が丘II(YkII)・徳谷(Tk)・豊田(Ty)・中山(Na)・蒲生堂(Gm)の各火山灰層(古琵琶湖団研, 1977), 栗東丘陵の五軒茶屋(Gk)・下戸山II(StII)の火山灰層(古琵琶湖団研, 1980), 野洲川河床の小佐治火山灰層(Kz)(横山ほか, 1968; 川邊, 1981)を図示した. このほか, 今

回の調査によって新たに認定した水口丘陵の下田(Sm)・甲賀変電所(Kk)・八田(Ht)・春日(Ks)の各火山灰層, 鏡山北麓の篠原粘土層中の小堤火山灰層(Ko)も示した. いずれも厚さは数cmから2m程の範囲にあり, 岩質は灰色-灰白色味を帯びるガラス質火山灰である. 各火山灰層の層準・分布・産状は前記した諸文献に記載, 岩石学的性質は吉川(1983), Yoshikawa(1984)に掲載されている.

以下, 最も連続する北脇-蒲生堂-五軒茶屋火山灰層と, 今回初めて報告する下田・甲賀変電所・八田・春日の各火山灰層, そして篠原粘土層中の小堤火山灰層について記述する.

北脇(Kw)-蒲生堂(Gm)-五軒茶屋(Gk)火山灰層は同一の火山灰層である(古琵琶湖団研, 1983など)(以下, 最初に名づけられた北脇火山灰層(Ishida *et al.*, 1969)の名称を用いる). 層厚は最も厚い石部町五軒茶屋で180cmである(第6.12図). ここでは, 最下部・下部・主部分けられ, 最下部はシルトサイズ-細粒, 灰白色-暗灰色, 下部は極細粒, 灰白色であり, 薄いアズキ色の葉理が発達する. 主部は厚さ1m以上に達し, シルトサイズ, 灰白色-オリーブ灰色でやや固い. 薄いアズキ色を示す下部は, 側方に尖滅している. 五軒茶屋では平行葉理が, 蒲生町綺田ではトラフ型斜交層理が発達している.



第6.12図 北脇及び五軒茶屋火山灰層の地質柱状図

本火山灰層は古琵琶湖層群だけでなく、近畿一円から新潟や関東地方まで分布が報告されている広域テフラであり、また年代層序学的な観点からも重要なテフラである。西の大坂層群では福田火山灰層に、東の東海層群では嘉例川火山灰層に、更に新潟では辻又川火山灰層に、房総半島ではKd38火山灰層に対比されている。これらの層準は、ほぼメタセコイア植物群消滅期の始まりに当たり、マツヤマクロン中のオルドバイサブクロン(C2n)の直上付近にあり、したがって鮮新世/更新世境界付近(=第三紀/第四紀境界)に位置しているとされる(吉川ほか, 1996; 里口ほか, 1999など)。

下田火山灰層 (Sm) (第 6.13 図の 1) 模式地は甲西町下田の緑ヶ丘東の崖。日枝互層に挟在し、厚さは 65cm である。下田小学校北の崖にも露出する。下部は灰白-オリブ灰色、シルトサイズ・軽石質で平行葉理が発達する。中部と上部は灰白色、シルトサイズであり、中部には弱い平行葉理が発達している。竜王町山中北の宅地造成地にも露出する。

本火山灰層下部の鉱物組成は火山ガラス 39.5%、軽鉱物 7.5%、重鉱物 2.0%、風化粒子 51.0%、重鉱物組成は黒雲母 72.2%、角閃石 26.4%、不透明鉱物 1.4%、火山ガラスの形態は H 型(扁平型) 54.0%、C 型(中間型) 33.5%、T 型(多孔質型) 8.5%、It 型(不規則型) 4.0%、火山ガラスの屈折率は 1.497-1.498 (mode) である(以上、(株) 京都フィッシュン・トラックによる分析)。

この結果を Yoshikawa (1984) の古琵琶湖層群火山灰層の分析結果と比較検討すると、産状や屈折率の特徴は、蒲生累層の最下部に挟まれる鎌掛火山灰層(鎌掛団研グループ, 1972) に似ている。しかし岩相層序から判断すると、本火山灰層が挟まれる日枝互層は、蒲生累層の下から二番目の部層に相当する(第 6.1 図) ので、両者の対比は一致しない。今回得られた下田火山灰層のフィッ

ジョン・トラック年代(後述)は蒲生累層最下部に当たる $2.4 \pm 0.4\text{Ma}$ であり、これは火山灰層の対比に調和的である。しかし、誤差を含めて考えれば、岩相層序による対比とも矛盾はしない。いずれにせよ、正確な対比は今後の課題である。

甲賀変電所火山灰層 (Kk) (第 6.13 図の 2) 模式地は水口町甲賀変電所南の崖。清田互層上部に挟在する。厚さ 0~5cm、シルトサイズ、オリブ灰色である。

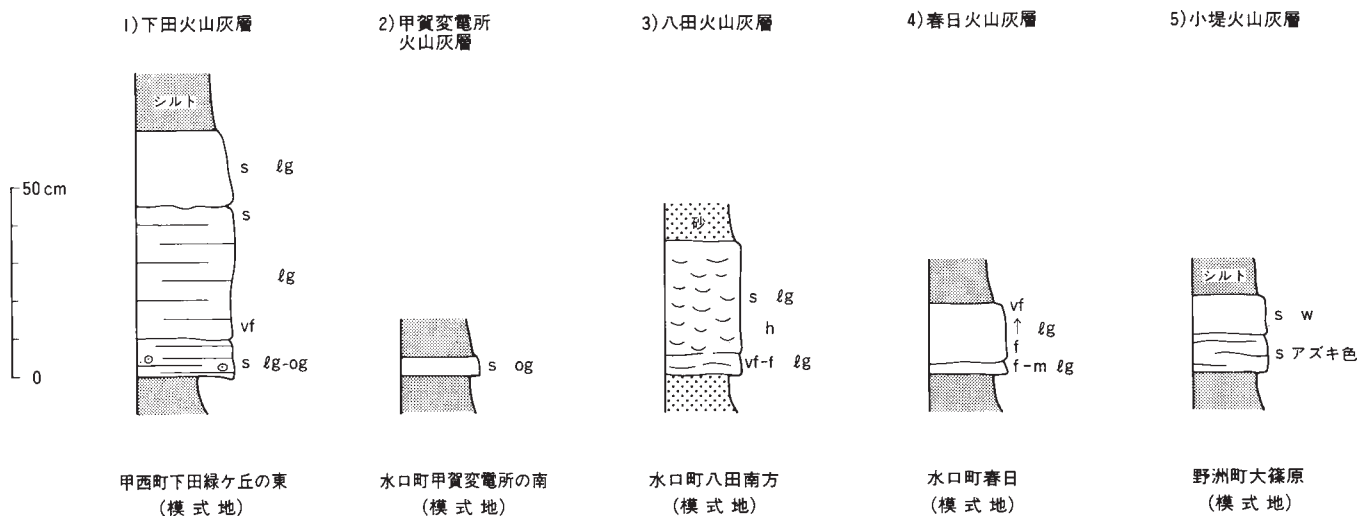
八田火山灰層 (Ht) (第 6.13 図の 3) 模式地は水口町八田の南約 1km の崖。甲賀変電所火山灰層の約 20m 上位、陽気が丘粘土層中に挟まれている。厚さ約 30~35 cm、下部 5cm は極細粒-細粒、灰白色、主部 30cm はシルトサイズ、灰白色で硬く、平行葉理やトラフ型葉理が発達している。風化すると淡黄色となり、特徴的である。

春日火山灰層 (Ks) (第 6.13 図の 4) 模式地は水口町春日南にある養津喰池東にある道路沿いの崖。豊田火山灰層の約 10m 上位の豊田互層に挟在する。中山火山灰層に近い層準に挟まれるが、産状が異なる。模式地のみで確認される。厚さ 18cm、下部 3cm は細粒-中粒、主部 15cm は細粒-極細粒に級化する。全体にガラス質で柔らかく、灰白色を呈する典型的な磨き砂火山灰。フィッシュン・トラック年代については後述する。

小堤火山灰層 (Ko) (第 6.13 図の 5) 模式地は野洲町小堤の東にある篠原土採土場。篠原粘土層に挟在し、模式地のみで確認できる。厚さ 10cm、アズキ色、シルトサイズ、平行葉理の発達した下部と、厚さ 10cm、白色、シルトサイズ、塊状の上部に分けられる。全体に風化が進み柔らかくなっている。

6. 8. 3 フィッシュン・トラック年代

下田火山灰層と春日火山灰層のフィッシュン・トラック年代を測定した。採取地点は地質図に、年代測定結果



第 6.13 図 新しく認定した火山灰層の地質柱状図
凡例は第 6.12 図と同じ。

は第6.1表と第6.14図に示す。

下田火山灰層 試料は下部から採取した。極めて均質な桃色の本質自形ジルコンを100%含み、年代測定試料としての適格性は良である。ランダムに測定した30粒子のデータは、1粒子当たりの平均自発トラック密度が低いことに伴うばらつきを示すが χ^2 検定に合格し、特に問題点は指摘されない。したがって今回測定した30粒子を同一の起源に属するものとみなして年代値 = 2.4 ± 0.4 Maを産出した。

この値は、岩相層序から推定される予想年代より若干古い結果となっている。

春日火山灰層 試料は主部から採取した。この試料も、年代測定試料としての適格性は良である。ジルコン結晶の90%は桃色で比較的自形と良いが、残る10%は赤褐色を呈し磨耗し、相対的に自発トラック密度が高く、明らかに異種年代結晶と判断される。したがって前者を本質結晶と判断し、測定の対象とした。測定結果は、ウラン

濃度が比較的高いため、若い試料としては粒子年代のまとまりが良い。しかし、測定した30粒子のデータは χ^2 検定に失格するが、より古い年代の3粒子を除外すると χ^2 検定に合格する。したがって、残り27粒子を同一起源とみなして年代値 3.0 ± 0.2Maを算出した。

この値は、本層より下位に挟まれる下田火山灰層より古く、他の年代資料から予想される年代値よりもかなり古い値となっている。

このほか、フィッション・トラック年代は、西村・笹嶋(1970)とYokoyama *et al.* (1977)によって、蒲生累層日野粘土層中の小野II・小野III・紫の各火山灰層が測定された。試料が採取されたのはいずれも東隣「御在所山」図幅地域であり、小野II (=清水谷)火山灰層が2.2 ± 0.3Ma (西村・笹嶋, 1970)と2.4 ± 0.4Ma (Yokoyama *et al.*, 1977), 小野III (=別所)火山灰層が2.2 ± 0.4Ma, 紫 (=徳谷)火山灰層が2.1 ± 0.4Ma (以上いずれもYokoyama *et al.*, 1977)と、いずれも第三紀

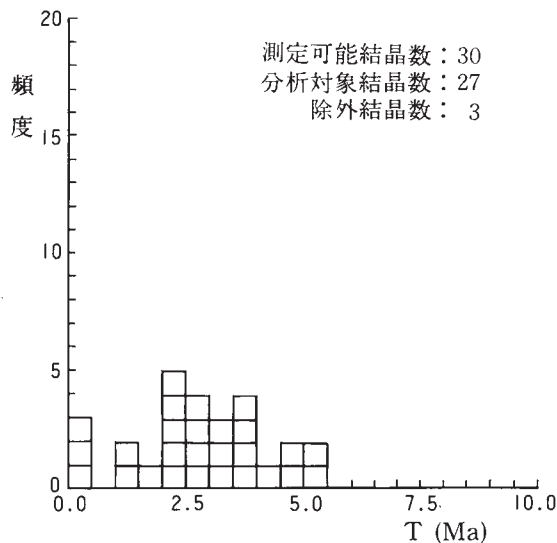
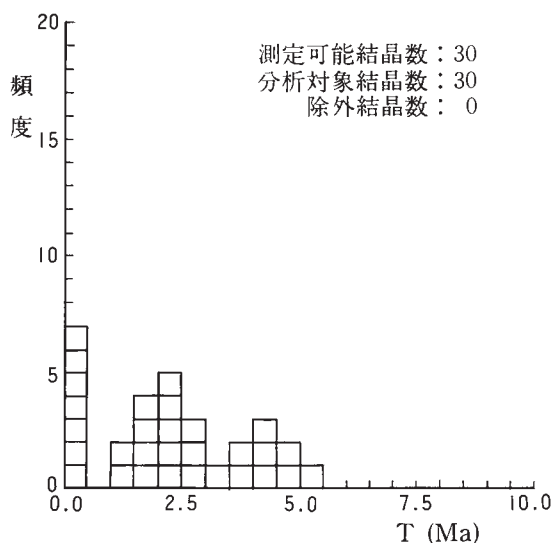
第6.1表 下田火山灰層と春日火山灰層のフィッション・トラック年代測定結果 (測定: 株京都フィッション・トラック)

火山灰層	測定鉱物	結晶数	自発核分裂飛跡		誘発核分裂飛跡		χ^2 検定*1	熱中性子線量*2		相関係数*5	ウラン濃度 (ppm)	年代値(Ma)*6,7,8	測定方法*11
			ρ_s (cm ⁻²)	Ns	ρ_i (cm ⁻²)	Ni		ρ_d (×10 ⁴ cm ⁻²)	Nd				
下田火山灰層	ジルコン	30	1.30×10 ⁵	52	1.61×10 ⁶	645	98	8.029*3	2055	0.577	160	2.4±0.4*9	ED2
春日火山灰層	ジルコン	27	3.80×10 ⁵	181	4.29×10 ⁶	2046	18	10.33*4	2645	0.877	420	3.0±0.2*10	ED2

- 1 $\text{Pr}(\chi^2)$: χ^2 値の自由度 $n-1$ の χ^2 分布における上側確率
- 2 熱中性子線量測定用標準ガラス: IRMM-540
- 3 照射場所: 立教大学炉 TRIGA MAPK II 回転試料棚
- 4 照射場所: 日本原子力研究所 JRR4 気送管
- 5 r : ρ_s と ρ_i の相関係数
- 6 年代値: $T = (1/\lambda_b) \cdot \ln[1 + \lambda_b \cdot \zeta \cdot (\rho_s/\rho_i) \cdot \rho_d]$ (ED1は $\rho_s \times 1/2$)
- 7 誤差: $\sigma_T = T \times [1/\sum N_s + 1/\sum N_i + 1/\sum N_d + (\sigma_\zeta/\zeta)^2]^{1/2}$
- 8 ²³⁸Uの全壊変定数: $\lambda_b = 1.55125 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}$
- 9 $\zeta_{ED1} = 370 \pm 4$; $\zeta_{ED2} = 372 \pm 5$
- 10 $\zeta_{ED1} = 363 \pm 3$; $\zeta_{ED2} = 332 \pm 3$
- 11 測定方法: 外部ディテクター法 (外面: ED2)

下田火山灰層

春日火山灰層



第6.14図 下田火山灰層と春日火山灰層のジルコン結晶粒ごとの年代値 Maは100万年前。測定: (株) 京都フィッション・トラック

鮮新世末の年代値が報告されている。

石部町五軒茶屋の五軒茶屋火山灰層からは、 $1.67 \pm 0.28\text{Ma}$ の値が報告されている(市原ほか, 1984)。ちなみに五軒茶屋火山灰層に対比されている福田火山灰層は同じく市原ほか(1984)によって $1.59 \pm 0.22\text{Ma}$ の値が、嘉例川火山灰層は吉田(1999)によって $1.79 \pm 0.17\text{Ma}$ の値がそれぞれ得られている。一方、吉川ほか(1996)は、フィッション・トラック年代、オールドバイサブクロンの年代論、また同層準付近の微化石層序との比較検討から、福田火山灰層やこれに対比可能な火山灰層の降下年代を約 1.75Ma と推定している。

6. 8. 4 古地磁気編年

水口丘陵の火山灰層については、Ishida *et al.* (1969),

Maenaka *et al.* (1977), 田村ほか(1977)によって古地磁気測定が何層か測定され、その結果は横山ほか(1979)に要約されている。その後、古琵琶湖団研(1977, 1980, 1983)とHayashida and Yokoyama (1983)は、各火山灰層の古地磁気を測定し、近江盆地南部に分布する古琵琶湖層群の古地磁気層序をまとめた。その中で、ガウスクロンとマツヤマクロンの境界は蒲生累層最下部付近に、マツヤマクロン中のオールドバイサブクロン(C2n)の始まりは蒲生累層と草津累層の境界の下位にあることを指摘した(第6.1図)。

以上の各資料から、「近江八幡」図幅地域の古琵琶湖層群は後期鮮新世から前期更新世の堆積物であることが分かる。

第 7 章 第 四 系

(吉田史郎)

本図幅地域の第四系は、中期更新世末から完新世にかけての堆積物であり、段丘堆積物と沖積層に区分される。

7. 1 段丘堆積物

段丘はすべて河成であり、古い方から高位段丘、中位 I 段丘、中位 II 段丘、低位段丘、最低位段丘に区分した。第 7.1 表に、本図幅地域の区分と、西隣「御在所山」図幅及び伊勢湾西岸地域の段丘との対比を示す。この対比は、段丘表層に発達する古赤色土の有無及び色調、堆積物の風化程度、挟在するテフラ、沖積面との比高、段丘面の開析程度に基づいている。

本図幅地域を含め、琵琶湖周辺段丘の地域対比や成因については、1970年代までは良く研究・議論されたが(例えば、Takaya, 1963; 高谷・西田, 1964; 植村, 1979; 池田ほか, 1979)、低位段丘以外は、対比の基準となる広域テフラや化石に乏しいため、その後20数年を経た現在も、地域間の対比や海成段丘との対比は今後の課題として残されている。

7. 1. 1 高位段丘堆積物 (th)

八日市丘陵の八日市市布引山からその西方の丘陵頂部と、水口丘陵の蒲生町山之上周辺の丘陵先端部に分布している。Takaya (1963) の Old Terrace (Nunobikiyama Formation) あるいは旧期段丘に当たる。しばしば布引山段丘とも呼ばれる。

布引山から名神高速道路黒丸パーキングエリアまでは段丘面の開析は進んでいるが、その西の丘陵先端部や水

口丘陵では面の保存は比較的良好い。

本面は丘陵背面を侵食して形成された侵食段丘である。段丘面の高度は、八日市丘陵では布引山で最も高く約 270m に達する。黒丸パーキングエリアからは西に向かって 170 → 125m と低くなる。水口丘陵では北に向かって 150 → 125m に低くなる。

沖積面との比高は布引山付近で約 120m に達するが、黒丸では約 40m になる。更に西では中位 I 面に急速に収斂し、分布西端では図面と交差しているように見える。水口丘陵では沖積面との比高は北端部で 5m 前後である。

堆積物の風化は著しく進んでおり、露頭断面は全体に赤褐色となっている。表層部には色調 2.5-5YR の古赤色土が発達する。

堆積物は八日市丘陵では、厚さ数 m から 5m 程で、礫が密集したベニア礫層からなる(第 7.1 図)。礫径は中礫がほとんどであるが、基底部では大礫を混在する。礫の淘汰は悪い。礫種はチャートがほとんどで、これに溶結凝灰岩、中・古生層の砂岩・泥岩、花崗岩をまじえる。チャートは漂白されており、溶結凝灰岩・花崗岩は芯までハンマーで楽に削れるほどのくさり礫になっている。砂岩や泥岩の表面には赤色風化殻が発達している。チャートは垂円礫、ほかは円礫である。基質は泥質砂からなる。

水口丘陵北端部では、厚さ 1 ~ 2m 以下のベニア礫層からなる(第 6.9 図)。表層部には 7.5-5YR の古赤色土が発達し、その下位に細-中礫大のチャート角礫(おそらく再堆積)を含む泥層が発達している。この泥層には赤白色のロース状やトラ斑状のまだら模様が発達している。ここでは、寒冷型大型植物化石の *Pinus koraiensis* (チョウセンゴヨウ)、*Pinus pentaphylla* (ゴヨウマツ)、*Tsuga diversifolia* (コメツガ)、*Picea maximowiczii* (ヒメバラモミ)、*Colylus* sp. (ハシバミ) が産出する(古琵琶湖団研, 1977)。

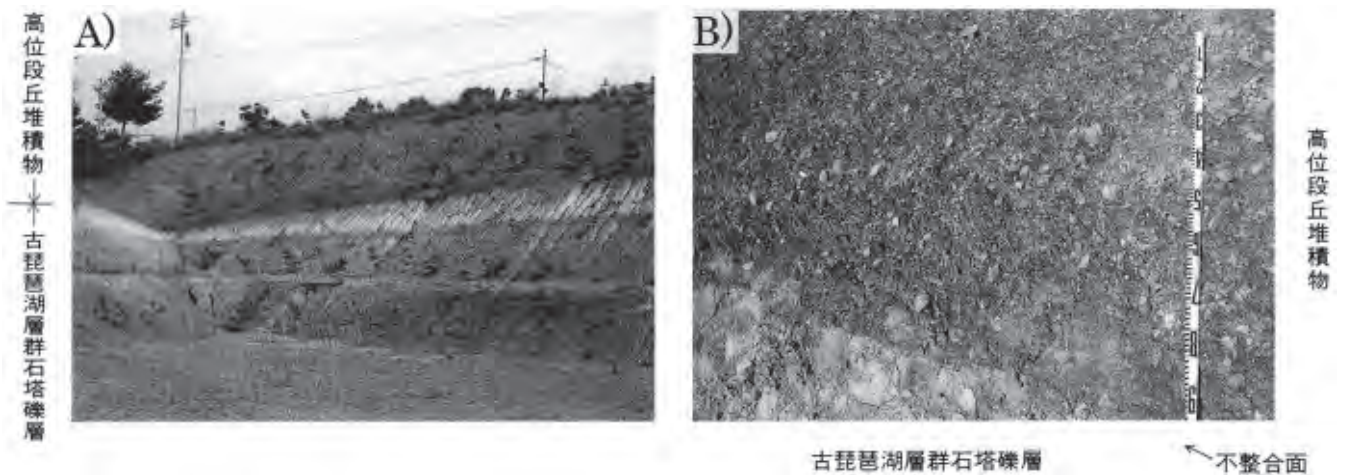
7. 1. 2 中位 I 段丘堆積物 (tm1)

本段丘は、原山ほか(1989)の鳥居平段丘に相当する。日野丘陵周辺部に主に分布するほか、石部町石部、栗東市の下戸山・安養寺に点在している。このほか、近江八幡市上野町では沖積平野上に台地状に孤立して発達している。

日野丘陵では、段丘面の標高(以下は本図幅地域内の値)は、下流に向かって 200 → 130m と低下し、沖積面

第 7.1 表 「近江八幡」図幅地域の段丘の区分と対比

本報告 (吉田ほか, 2002)	「御在所山」図幅地域 (原山ほか, 1989)	伊勢湾西岸地域 (吉田ほか, 1991, 1995)
最低位段丘	低位 III 段丘	低位 II 段丘
低位段丘	低位 I・II 段丘	低位 I 段丘
中位 II 段丘	池之脇段丘(愛知川以南) 百濟寺 II 段丘(愛知川以北)	中位 II 段丘
中位 I 段丘	鳥居平段丘	中位 I 段丘
高位段丘	西明寺礫層	高位 II, III 段丘
		百濟寺 I 段丘



第7.1図 八日市丘陵の先端に発達する高位段丘堆積物の露頭写真(八日市市芝原町)
 A) 古琵琶湖層岩石堂礫層に重なる高位段丘堆積物。(露頭の高さ約10 m)
 B) 不整合面直上の高位段丘堆積物。(金尺の長さ90 cm)

との比高は25→1m以下となる。石部・下戸山・安養寺では、標高130～135m程度で、沖積面との比高はほぼ10mである。

JR 篠原駅が位置する上野町では、本段丘の標高は約100mである。沖積面とは分布東縁で高さ3～5mの段丘崖で接するが、比高は西に向かって急速に小さくなり西縁では沖積面下に埋没する。このような狭い範囲での段丘面の急勾配は、自然勾配以上の傾斜を想定せざるを得ない。この増傾斜運動は、第6章古琵琶湖層群の6.7.2項で述べたように、古琵琶湖層群を西上がりに変形させている下田断層によって生じたものと判断する。

本段丘の露頭は全体に褐色味を帯び、表層部には厚さ数10cm～1m、7.5-(5 YR)の色調を示す古赤色土が発達している。

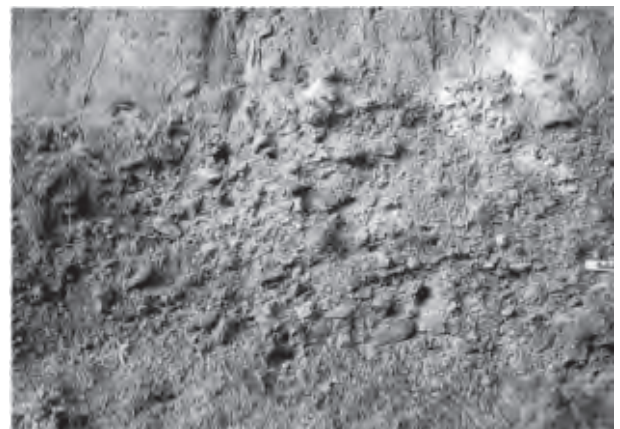
日野丘陵周辺の堆積物は、厚さ数mの礫層と古赤色土からなる(第7.2図)。中礫サイズ以下の礫が密集しており、淘汰は悪い。礫種はチャートが多く、ほかに砂岩や泥岩を伴い、まれに花崗岩も認められる。チャートの一部は漂白され、砂岩・泥岩には赤色風化殻が薄く発達し、花崗岩は全体にもろくなっている。チャートは垂角-垂円礫、ほかは垂円礫である。基質は褐色の泥岩砂である。

石部町石部では厚さ数mの礫層上に7.5YRの古赤色土が重なる。堆積物は日野丘陵よりやや花崗岩質であり、溶結凝灰岩礫を含んでいる。栗東市下戸山・安養寺では堆積物の厚さは1～2m以下であり、礫はほとんどチャートである。

上野町の段丘は、沖積面との比高が他の中位I段丘に比べ小さいが、古赤色土の色調は7.5YRを示し、堆積物の風化程度も他地域の中位I段丘と一致する。

7. 1. 3 中位II段丘堆積物 (tm2)

本段丘は日野丘陵南に主に分布している。このほか、



第7.2図 中位I段丘堆積物の露頭写真(蒲生町野出の南)(スケールの長さ10cm)

同丘陵北の日野町中在寺、水口丘陵北端の蒲生町山之上、鏡山周辺の竜王町山面、野洲町大篠原、甲西町菩提寺に点在している。これらの段丘は、東隣「御在所山」図幅地域(原山ほか、1989)の池之脇段丘に対比できる。愛知川の北では、同じ「御在所山」図幅地域の百済寺段丘の続きが、湖東町横溝出屋敷に小範囲に分布する。

本段丘面は、日野丘陵周辺では下流方向に200→160mと標高は低くなり、沖積面との比高も10→5mと小さくなる。山之上・山面・菩提寺では標高110～135mの範囲にあり、沖積面との比高は数mから5m程である。大篠原の本段丘は扇状地性である。横溝出屋敷の本段丘は標高145～150mで、南に隣接する低位段丘とは、比高1～2mの崖で接する。

本段丘の露頭断面は全体に褐色味を帯びた灰色であり、表層部には10 YRの古赤色土が発達している。

日野丘陵では、厚さ5mほどの密集した礫層からなり、その上位に厚さ約50cmの古赤色土が発達してい

る。礫層は大礫を混在中礫以下の礫と、泥質砂の基質からなり、淘汰は上位の高位及び中位I段丘よりも良い。礫の種類はチャートが多く、砂岩・泥岩・溶結凝灰岩を少量含んでいる。チャートは亜角-亜円礫、ほかは亜円-円礫である。砂岩・泥岩・溶結凝灰岩の表面はもろくなっている。

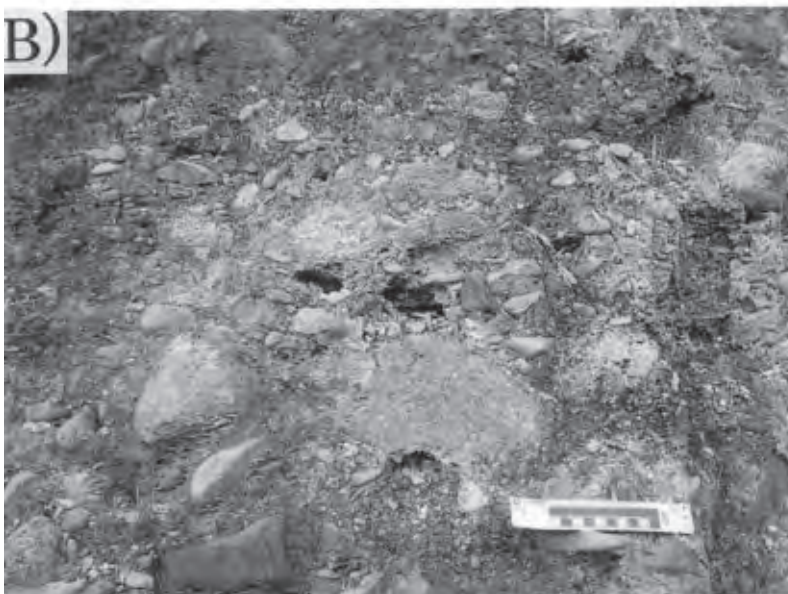
甲西町菩提寺の堆積物は、日野丘陵より細粒である。ここでは少なくとも厚さ3mの堆積物が確認でき（第7.3図）、下位から礫-砂礫層→トラ斑模様の発達する泥層→色調7.5YRの古赤色土の順に重なる。礫-砂礫層には、成層構造や板状型斜交層理が発達する。この斜交層理から得られた古流向は西向きである。礫は大礫を混在中礫以下からなり、チャートが多く、溶結凝灰岩と砂岩が続き、泥岩と花崗岩を少量含んでいる。

7. 1. 4 低位段丘堆積物 (t11)

本図幅地域で最も広い範囲を占める段丘であり Takaya (1963) の Young Terrace (Yokaichi Formation) あるいは新期段丘に当たる。

本段丘は、1) 愛知川北岸の愛東町から湖東町南部にかけて、2) 愛知川南岸の八日市市街地とその周辺地域、そして3) 日野丘陵周辺に広範囲に発達している。いずれの地域も段丘面の開析はほとんど進んでいない。このほか、鏡山周辺にも小範囲に点在している。

1) の愛知川北岸では、標高は下流方向に160→130mと減少し、沖積面とは愛東町鯉江で約10mの崖で接するが、下流の湖東町下岸本で約4mの崖になり、同町小田苧や池庄では沖積平野との境界ははっきりしなくなる。2) の愛知川南岸では、下流に向かって標高は165→



第7.3図 中位II段丘堆積物の露頭写真
(甲西町菩提寺)

- A) 砂礫-礫層に古赤色土が重なる。(折尺の長さ1m)
- B) 大礫を含む礫層。(スケールの目盛長10cm)

105mと変化する。沖積平野とは、本図幅東端の八日市市御園町で約4mの崖で接するが、下流側の札の辻付近では1m以下になり、分布西端の八日市市建部日吉町や末広町では沖積平野との境界は判然としない。3)の日野丘陵周辺では全体に沖積面との比高は小さく、50cm以下の地域が多い。

本段丘表層部には10YRの色調を示す暗褐-黒褐色土が発達している。

堆積物を十分観察できる露頭はほとんどないが、地質ボーリング資料の検討を踏まえて述べると、愛東町鯉江では、厚さは少なくとも10mはある。ここでは、60cmに達する巨礫があり、花崗岩・溶結凝灰岩・チャート・砂岩等の円礫が砂を基質としてルーズにつまっている。礫はいずれも新鮮である。ちなみに、礫種組成は南を流れる愛知川河床のそれと変わらない。2)の八日市市の低位段丘も粗大な礫と砂からなり、堆積物はここでも厚さ10m程度で、最も厚いところで20m近くに達している(八日市市史編さん委員会, 1983)。3)の日野町大窪でも厚さ5~6mの礫層である。

本段丘堆積物に連続する東隣「御在所山」図幅地域の永源寺町甲津畑では、後期更新世の寒冷気候を示す植物化石(Miki, 1956)、後期更新世の放射性炭素年代(市原・高谷, 1965)、同じく後期更新世の2万数千年前の平安神宮火山灰層に対比できる火山灰層(吉川ほか, 1986)が報告されている(原山ほか, 1989)。したがって本段丘の形成時期は、後期更新世末の最終氷期である。

低位I段丘は、本図幅地域だけでなく湖東地域に広く分布し、更に平野地下にも続いていることが多くの地質ボーリング資料によって確認されている。その成因については、最終氷期の琵琶湖水位低下期に、河川勾配が大きくなったときに形成されたものと考えられている(高谷・西田, 1964; 尾原ほか, 1967)。

7. 1. 5 最低位段丘堆積物 (t12)

八日市市の低位段丘北縁に沿って、御園町から緑町にかけて発達している。沖積面との比高は50cm以下で、厚さ1m程度の砂礫層から構成されている。

7. 2 沖積層

沖積層は本図幅地域の広い範囲を占め、湖東島状山地山麓から愛知川・野洲川・日野川などの河川沿いにかけて分布し、更に琵琶湖沿岸地域に分布している。本報告では沖積層を、山麓の礫質堆積物(f)、緩扇状地・谷底平野・三角州平野・氾濫平野・湖岸平野の堆積物(a)、後背湿地堆積物(ab)に区分し、更に微地形を構成する自然堤防堆積物(n1, n2)、流路州堆積物(bl)、砂浜及び浜提堆積物(b2)を取り出して表現した。

7. 2. 1 山麓の礫質堆積物 (f)

湖東島状山地の急斜面山麓に堆積している。山麓堆積物は、崖錐・沖積錐(土石流堆)・麓屑斜面・急扇状地などの地形を形成しているが、それぞれの分布は、断片的であり、小範囲である。形成時期については、最終氷期以降から現在までと推定される。

堆積物はいずれも分布背後の基盤岩起源の礫と砂からなる。崖錐や沖積錐の場合、堆積物の淘汰や円磨度は悪く、1m以上に達する溶結凝灰岩の角礫や花崗岩の亜円礫が含まれている。堆積物には土石流堆積物が認められる(第7.4図)。一方、麓屑斜面や急扇状地では雨洗や葡行で運ばれた岩屑からなる。麓屑斜面は十二坊(岩根山)山麓の正福寺断層沿いに、急扇状地は鏡山山麓の名神高速道路竜王インター付近に典型的に発達しており、両地域とも花崗岩質砂礫層に成層構造が発達している(第7.5図)。

菩提寺西の本層中の亜炭層から、寒冷型の大型植物化石、*Pinus koraiensis* (チョウセンゴヨウ)、*Alnus* sp. (ハンノキ)、*Picea maximowiczii* (ヒメバラモミ)、*Chamaecyparis pisifera* (サワラ)、*Colylus* sp. (ハシバミ)が報告されている(古琵琶湖団研, 1977)。

7. 2. 2 平野表層部の堆積物

湖岸平野・氾濫平野・三角州平野・谷底平野及び緩扇状地の堆積物 (a)

沖積平野は、河川上流から琵琶湖湖岸に向かって模式的には、緩扇状地→谷底平野→氾濫平野→三角州平野→湖岸平野の順に配列している。愛知川沿いには緩扇状地が広がり、大-巨礫まじりの円-亜円礫から構成されている。野洲川下流では、菩提寺山麓の石部頭首工(標高117m)辺りを扇頂とする野洲川扇状地が発達し、主として礫と砂から構成されている(第1.3a図)。

谷底平野と氾濫平野は、佐久良川・日野川・野洲川沿いに広がり、礫・砂・泥から構成されている。佐久良川・日野川の上流や甲西町の野洲川では、河床に古琵琶湖層群が露出しており、したがってこの地域の沖積層は厚さ数mから5m程度の礫層である。三角州平野・湖岸平野は西の湖周辺や琵琶湖沿岸に沿って分布し、主に泥と砂からなり、炭質物を含んでいる。表層部は灰色の砂まじりの泥が覆っている。

後背湿地堆積物 (ab)

1)湖東島状山地と段丘崖または自然堤防帯に囲まれた地域や、2)野洲川・日野川の河道間、またそれぞれの自然堤防帯背後は洪水時には停滞水域になりやすく、そのため後背湿地が形成されている場合が多い。地質図では地形的に識別できる1)の後背湿地だけを示した。堆積物については、次項の「平野地下の堆積物」で述べる。

自然堤防堆積物 (n1, n2)

本図幅地域では天井川の発達が著しいので、この点を



第7.4図 山麓の礫質堆積物の露頭写真その1（八日市市太郎坊宮の西方）
沖積錐を構成する土石流堆積物。（折尺の長さ1m）



第7.5図 山麓の礫質堆積物の露頭写真その2（名神高速道路竜王インターチェンジの北西）
急扇状地を構成する成層構造の発達した花崗岩質砂礫層。（ねじりがまの長さ30cm）

強調するため、1) 天井川沿いの自然堤防を「天井川沿いの自然堤防」とし、それ以外のものを2)「平野内の自然堤防」として区分した。

1) の天井川沿いの自然堤防は、鏡良から十二坊(岩根山)に連なる山地に源流を持つ家棟川・光善寺川・善光寺川・祖父川に良く発達している。この理由は、同山地が風化侵食されやすい野洲花崗岩からなり、大量の土砂

を排出するためである。

堆積物は急扇状地地域では粗大な礫からなる。例えば八日市市太郎坊宮西方の天井川では、1 m 近い溶結凝灰岩の角礫が砂を基質として乱雑に積み重なっている。平野地域になると、ほとんどが砂からなる。例えば野洲町の家棟川は、典型的な天井川となって国道8号線の上を流れているが、ここでの堆積物は平行葉理の発達する小型中礫-細礫まじりの砂から構成されている(第1.6図)。

2) の平野内の自然堤防は、主に氾濫平野や愛知川・日野川沿いに発達し、一部は三角州平野にも発達している。周囲との比高はほとんどないが、周辺の堆積物が泥からなるのに対し、自然堤防上では表層部は細粒-中粒砂が覆い、更に植物腐植土がこれを被覆している場合には、黒-黒褐色となっている。現河川沿いの自然堤防は平野中の自然堤防よりも粒度が粗く、例えば、湖東町清水西方の自然堤防では、巨-大礫からなる沖積層上に、厚さ1m程の細礫まじりの砂が重なっている。

流路州堆積物 (b1)

愛知川・日野川・野洲川に良く発達している。河岸沿いに形成された寄州 (side bar) と、河道中央部に形成された中州 (mid bar) がある。

愛知川では、鈴鹿山脈美濃帯の砂岩・チャート・緑色凝灰岩・泥岩・礫岩、鈴鹿花崗岩類、湖東流紋岩類の流紋岩溶結凝灰岩・火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩の礫と砂か

らなる。礫はすべて亜円礫-円礫である。上流の愛知川橋から御河辺橋のあいだでは、礫の淘汰はあまり良くなく、長径70～80cm大の巨礫が散在し、大礫から小型中礫まで乱雑に堆積している。下流の御幸橋に達すると、淘汰



第7.6図 野洲川河床に発達する流路州堆積物(守山市新庄町の野洲川河床) 遠くに見えるのが三上山(近江富士)。

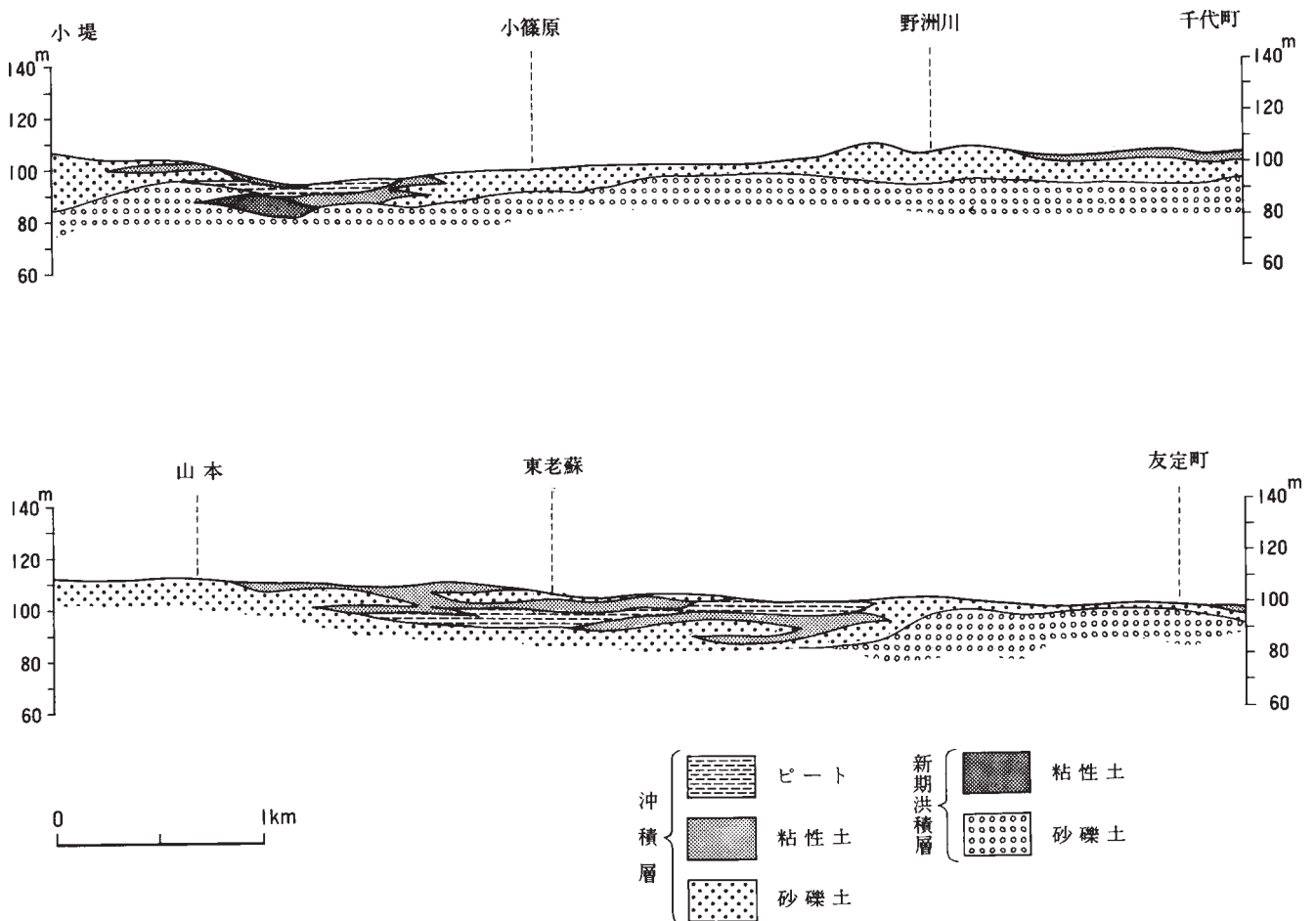
は比較的良くなって、巨礫はほとんど姿を消し、大礫と中型中礫が目立つようになる。

日野川では、流路州の発達は別所橋付近から顕著になる。礫は鈴鹿山脈美濃帯、鈴鹿花崗岩類、そしておそらく犬上花崗斑岩起源の亜円礫-円礫からなり、湖東流紋岩類起源の礫はほとんど見られない。蒲生大橋下流では大礫から大型中礫が、日野川橋下流では中礫がほとんどである。

野洲川(第7.6図)では、美濃帯と田上・鈴鹿花崗岩類の円-亜円礫からなる。甲西橋付近では、厚さ2～3m以下の流路州からなり、堆積物は中礫-大型中礫が多く、50cmに達する巨礫が認められる。野洲川大橋よりも下流では、流路州表層部で中礫まじりの中礫となっている。野洲川の流路州堆積物については、鈴木(1995, 1998など)の詳しい堆積学的研究がある。中主町の旧野洲川の自然堤防堆積物は、平行葉理の発達する小型中礫-細礫まじりの砂から構成されている。

砂浜及び浜提の堆積物 (b2)

琵琶湖湖岸沿いに数100m幅で発達している。比較的淘汰の長い中粒-細粒砂からなるが、日野川河口部では細



第7.7図 東海道新幹線沿いの平野地下地質断面図 日本国有鉄道東海道新幹線支社(1967)に基づいて作成。

礫—小型中礫が散在している。

7. 2. 3 平野地下の堆積物

日本国有鉄道東海道新幹線支社（1967）は、東海道新幹線沿いに実施した深さ10～30mのボーリング資料を基に、新幹線沿いの地質断面図を作成している。その一例を第7.7図に示す。

これによると沖積層は、1) 厚さ10～15m程度の所が多いが、最も厚い所で30m近くになること、2) 大部分砂礫-礫層からなるが、後背湿地では粘性土や炭質層からなっていること、3) 下位には新期洪積層の砂礫土、つまりTakaya（1963）の新期段丘礫層（高谷・西田，1964）が広く堆積していることが分かる。

2)について補足すると、^{きぬがさ}織山と自然堤防間に発達した後背湿地では、厚さ10～15mの粘性土とPEATからなる堆積物が、周辺の砂礫からなる氾濫平野堆積物と指

交している。下流の野洲川と日野川間で発達している後背湿地では、厚さ10m以下でPEATを伴う泥と砂からなり、軟弱地盤を形成している。

一方、琵琶湖湖岸の地下には、鬼界アカホヤ（K-Ah）と始良Tn（AT）の2層の広域テフラが挟在している（烏丸地区深層ボーリング調査団編，1999など）。このうち、約24,000年前のATは、琵琶湖博物館が建つ^{からすま}烏丸半島（東隣「京都東北部」図幅地域）では地下25mにあること、野洲川右岸低地の地下にも広く認められ、その深度は湖岸に向かって次第に深くなること、ATより上位層の層厚も湖岸に向って10→16mに厚くなることが分かっている（野洲町，1987）。したがって、沖積層（約18,000年前以降）の厚さはこれより薄くなる。ここでも沖積層の下位に、低位段丘に続く新期段丘礫層が広がっている。

第8章 応用地質

(吉田史郎)

8.1 銅及び鉄鉱床

野洲川南岸の丹波帯付加コンプレックスでは、規模は小さいが、接触変成作用による硫化鉄床（主に銅鉄床）が随所に形成されている。これは、後期白亜紀の野洲花崗岩や花崗斑岩類（Gp）の貫入によって形成されたもので、鉄石は主に黄銅鉄・褐鉄鉄・黄鉄鉄・赤鉄鉄・蒼鉛鉄・閃亜鉛鉄・方鉛鉄である。

この地の石部町から銅や鉄（ただし当時は金と思われていたようである）が産出することは昔から知られていたようで、木内石亭（草津市出身）はその著書、「雲根誌」（安永2年（1773）刊）において、「近江國石部かなやま西北に金山という山あり、往昔此山にて金を掘りたりと。よつて後、村の名とし、また山の名とす。此山に金を掘りたりという岩窟あり」と記述している。改元紀行にも「昔銅掘りし跡ありて今も石部金山と云う」と記されている。

「新修石部町史」編纂委員会編（1989）によれば、この岩窟は石部山吹屋ケ谷にあり、江戸時代、延宝3年（1675）、正徳5年（1715）に採掘が試みられたが、採算がとれず、たちまち中止のやむなきに至ったという。安永6年（1777）には三たび開発が試みられ、鉄夫10数名が津から招かれ、今度は40貫目の銅を生産することに成功した。その後100年ほど中断した後、かつての銅採掘のうわさを耳にした定次郎なる胎内掘職人が、慶応2年（1866）に石部山において鉄脈を探し当て、翌年から開山することに成功した。

当時の鉄山は鉄夫約50名を雇用し、鉄と粗銅を生産した。「近江国六郡物産図説」に慶応3年（1867）から明治2年（1869）の鉄と粗銅の生産量、販売数、売上高の記録が残っている。これによると、生産量は、鉄は約16～18万斤、粗銅は約5千～8千斤を推移しているが、いずれも操業2年目の明治元年（1868）から急速に伸びている。売上金も慶応3年の934両から、明治元年の1,628両、明治2年の1,520両へと一気に伸びた。しかし次第に採算がとれなくなり、閉山のやむなきに至ったという。現在でも当時の製鉄・精錬場や坑道の跡が残っている（滋賀県高等学校理科教育研究会地学部会編、1980）。

8.2 マンガン鉄床

丹波帯付加コンプレックスからなる栗東市の安養寺山には、かつて層状マンガン鉄床を採掘した五百井鉄山いおいがあった（瀧本、1973）。以下では、この鉄山について調べ

た吉村（1952）に基づき、その内容を略述する

（鉄山名）五百井鉄山

（所在地）栗東市下戸山の安養寺山

（交通）東海道本線草津駅より約5km。金勝川に面交通至便。

（経営）個人経営による自己資本。

（鉄石及び品位）Mn：32～42%

（地質）全域が千枚珪岩からなり粘板岩を伴う。石英脈・石英斑岩・花崗斑岩・アプライトの脈岩によってしばしば貫かれ、接触変質を受けている。また熱水変質も著しい。

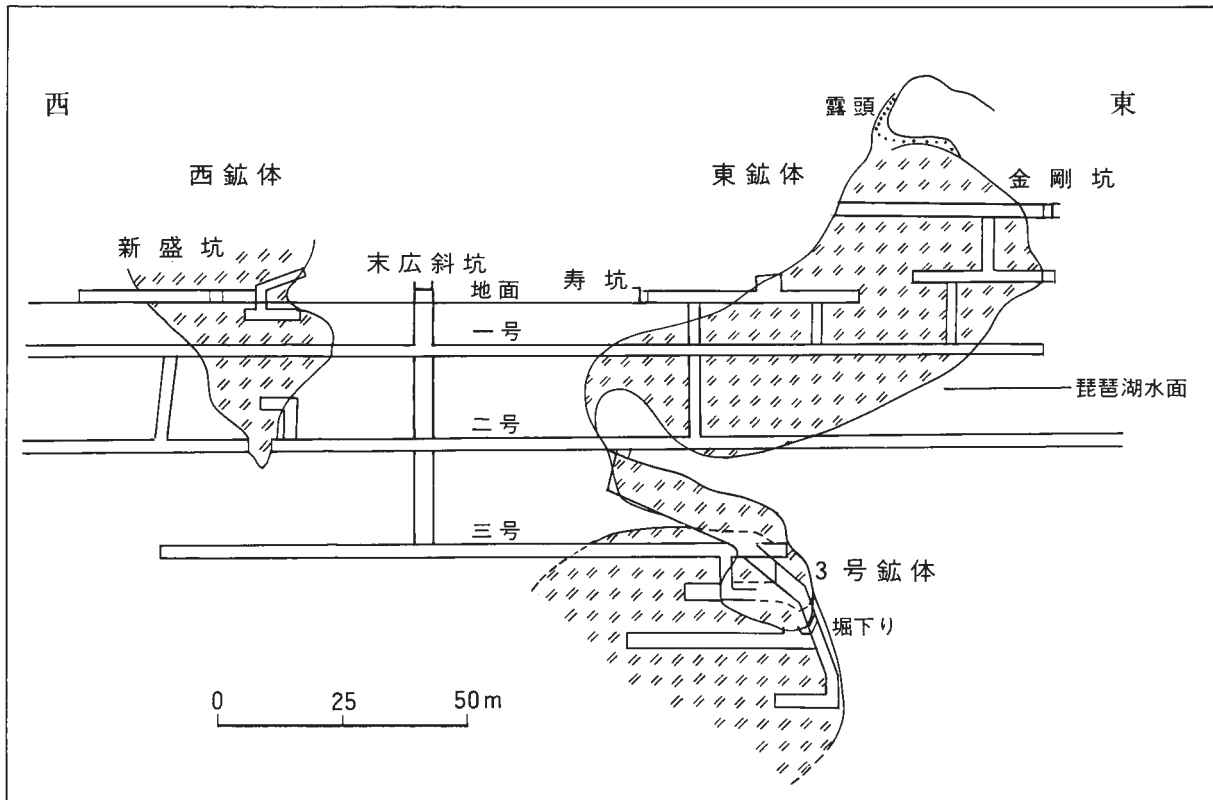
（鉄体）鉄体は厚さ1～1.5mの板状鉄体が垂直方向に波状にうねった形をしており、西鉄体・東鉄体・3号鉄体に分かれ、3号鉄体は東鉄体の下位に発達する（第8.1図）。西鉄体は五百井型と命名され、熱水変質による酸化マンガン鉄床の典型とされた。

（主な鉄物）ハウスマン鉄・バラ輝石・テフロ石・アラバンド鉄・アレガニー石・硬マンガン鉄・軟マンガン鉄・菱マンガン鉄・ダンネモル石・ペンブイス鉄など。まれに蛋白石を産出する。

（沿革）明治21年（1888）に発見。2名の共同経営によって明治37年（1904）まで稼行された。最盛期には職員・労務者あわせて70名が事業に従事し、日本有数のマンガン鉄山であったと言う。しかし、坑内湧水が次第に激しくなり、ついに廃坑のやむなきに至った。大正12年（1923）、岡部忠次郎氏によって再興され、昭和12年（1937）には電化されて、採掘も軌道に乗るようになった。昭和18年（1943）までに2,500トンを経行出荷。この頃までには、東西の鉄床は下底まで操り尽くされたので、以後、新しい鉄床を求めて坑道を延長し、昭和18年（1943）頃に3号富鉄体にたどり着いた。昭和18～20年には1,500トンの鉄石を採掘している。

本鉄山は下記のように昭和38年まで操業している。（戦後の生産量（精鉄中の金属量））昭和21年159トン、昭和22年172トン、昭和23年120トン、昭和24年268トン、昭和25年257トン、昭和26年338トン、昭和27年458トン、昭和28年499トン、昭和29年425トン、昭和30年396トン、昭和31年216トン、昭和32年154トン、昭和33年193トン、昭和34年204トン、昭和35年228トン、昭和36年216トン、昭和37年170トン、昭和38年117トン。合計4590トンである。（以上、地質調査総合センター内部資料による）

（運搬）鉄山から駅までトラック輸送。



第8.1図 五百井鉱山の鉱床断面図
吉村（1952）に加筆.

(人員) 昭和20年(職員5, 労務者56), 昭和21年(職員4, 労務者29), 昭和22年(職員3, 労務者27), 昭和23年(職員1, 労務者24), 昭和24年(職員1, 労務者23), 昭和25年(職員1, 労務者22). (以上, 地質調査総合センター内部資料「滋賀県栗太郡五百井鉱山」(昭和26年)による)

8.3 ペグマタイト及びスカルン鉱物

ペグマタイト鉱物 竜王町・甲西町・野洲町にまたがる野洲花崗岩は, 多種多様なペグマタイト鉱物を産出することで知られている(辻・北原, 1979など). 甲西町の十二坊(岩根山)では, 水晶・長石のほか, 角閃石・鉄カンラン石・磁鉄鉱・沸石類が多産し, まれに電気石も産する. 特に角閃石には美結晶が見られる. 野洲町からは水晶や長石の美結晶が多産する.

スカルン鉱物 甲西町菩提寺山山腹に露出する丹波帯チャートと石灰岩の岩体は, 野洲花崗岩の貫入を受けており, 熱変成によって, チャートは珪岩に, 石灰岩は大理石に変質している. スカルン鉱物は主に大理石と珪岩の接触部に産し, 両者の岩体にも見られる(辻・北原, 1979など). ただし現在, これらの産地はほとんど消失している. 産出鉱物としては, 水晶・珪灰石・ザクロ石・方解石・ペプス石・ぶどう石など, 19種類に及ぶ.

8.4 石灰岩

JR草津線石部駅南西に位置する小高い山は, 通称「^{はい}灰山」と呼ばれ, 江戸時代から昭和30年代まで150年以上に渡って石灰岩が採掘されてきた. この灰山は, 木内石亭著の奇石産誌にも「江州石部宿の駅西の入り口の山にあり, 新道三軒茶屋という村の山也. 色白くやわらかにして塊をなす. 刻めば白粉となる. 真の石灰のごとし」と記されている.

旧東海道や野洲川に面して交通至便と言う立地条件に恵まれていた点も, 採掘が長期継続した理由であろうか. 現在でも当時採掘したと思われる石灰岩体が, 石部駅すぐ西の道路沿いに露出している.

以下, 石部町教育委員会(1959)や「新修石部町史」編纂委員会(1989)を参照して鉱山の沿革を略述する.

石灰採掘は寛政5年(1793)の下灰山の開発に始まり, 文化2年(1805)には上灰山に拡大した. 「近江国六郡物産図説」には, 寛政5年から明治元年(1868)までの年間生産量や1俵当たりの販売価格などの推移が載っているが, それによると, 生産量は寛政5年の1窯で5千俵の生産が, 文化2年の6窯2万1千俵を経て, 明治元年の10窯11万俵へと増加している. 単位価格の方は, 寛政5年から明治元年までの間に1俵当たり銀1匁から1

旬6分の間で変動している。

江戸期を通じて両灰山とも経営は苦しかったようで、明治維新後は石部灰会所に統制されるようになり、各灰山は年産3万3000俵とされた。明治13年(1881)には井上石灰所に改称統一され、大正2年(1913)には石部石灰株式会社が設立された(大正4年の職員29名)。

生産量は明治11年(1879)15万貫(1貫=3.75kg)、明治40年(1907)頃生石灰76.9万貫、沸化石灰42.9万貫と漸増したが、その後は大正9年(1920)66万貫、同11年(1922)49万貫と漸減し、その後、昭和24年には1,500トン、同25年には1,000トンと、規模を縮小しながら経営を続けていたが、昭和32年頃に解散した。人員は昭和24年には職員12名、労務者140名、同25年には職員22名、労務者125名と推移した(ただし労務者の人数は1年間の延べ人員)。(昭和24,25年の数字は地質調査総合センター内部資料「滋賀県甲賀郡石部石灰鉱山」(昭和26年)による)

ちなみに、三浦(1891)によると、生産量は明治20年(1887)約24万貫、同21年32万貫、同22年28万貫で、1円当たり73貫の取引であったことが記されている。

製品は石部石灰の商標で、県内各地は勿論のこと、明治以降は京都・大阪・三重の3府県に出荷された。ちなみに昭和24年の販売量は600トン、同25年は350トンであった。

用途は江戸期では白壁などの建築用、止血剤などの医薬用、紺屋細工用、防虫剤、そして土壌を酸性からアルカリ性に改良する肥料(土壌改良剤)として用いられた。特に江戸後期では、高価な干鰯の代替肥料として用いられた。明治期には肥料用のほか、消毒用、建築用に利用された。

なお甲西町菩提寺山麓の石灰岩も明治期に採掘され、近村に販売されたことがある(甲西町誌編纂委員会編,1974)。生産量は明治20年(1887)12万8千貫、同21年10万2千貫、同22年12万貫である(三浦,1891)。

8.5 陶石

所在地は石部町五軒茶屋である。丹波帯を貫く“半花崗岩質岩石”が陶石化したもので、脈幅2~5m、確認された走向延長100mである(繁沢,1950)。

8.6 陶器用粘土

本図幅地域では、ごく最近まで一甲西町下田や水口町八田では現在でも一各地で焼き物(陶器)が生産され、ほとんどの原料土も近くの古琵琶湖層群から調達されていた。以下ではそれら焼き物と原料土の關係に重点を置いて述べる。

下田焼(所在地:甲西町下田)

甲西町下田で江戸中期の宝暦年間(1751~1764)に始まったもので、きっかけは村人喜多安兵衛による近在での陶土の発見である。安兵衛はこれを契機に京都の清水焼の製陶技法を導入し、下田焼の生産を始めた。当時は半農半陶、半商半陶の窯元がほとんどで、茶碗・皿・急須・土瓶・鉢・徳利などの日用雑器が生産された。

幕末から明治初期の最盛期には、登窯14基、10数戸が生産に従事した。しかし大正期に入ると、瀬戸焼や常滑焼が出回るようになり、売れ行き不振のため廃業が相次ぎ、大正4年(1915)には4戸、昭和10年(1935)には登窯1基、窯元1戸(梅山窯)となり、これも平成元年に廃窯した。このように下田焼の伝統は一時途絶えたが、甲西町の財政支援もあって、甲西町伝統工芸会館にて、平成6年6月、再興下田焼としてよみがえった。

甲西町教育委員会(1995)によれば、江戸期から明治中頃までは近在の丘陵から陶土(古下田焼陶土と称する)を採掘した。この陶土を精錬販売する陶土産も4軒あった。近年は信楽や瀬戸から原料を購入して製陶している。古下田焼陶土は、現在の竜王町山中の通称「長谷」^{ながたに}から採掘したと言う。今回の調査結果を踏まえて、より広い範囲で考えると、古下田焼陶土は古琵琶湖層群蒲生累層の日枝互層あるいは山中礫層に挟在する花崗岩質の白色砂質シルト層を水籤して用いたものと思われる。

八田焼(所在地:水口町八田)

江戸中期の宝暦・明和年間(1751~1772)、村人宮知伊兵衛らが信楽の製陶技法をこの地に導入したことに由来する。江戸末期から明治期が最盛期であり、当時は4軒の卸問屋があり、製品を各地に出荷していたと言う。下田焼同様に、窯元は半農半陶、半商半陶で、幕末には25,26軒の窯元があり、昭和初期には18軒が2基の登窯を共同で維持管理していたが、現在では1軒だけが伝統を守り続けている。

八田焼は、白く施釉した徳利・片口・小鉢などの日用雑器を生産しているほか、神器も手掛けており、京都・奈良方面の神社に納めている。原料土は、明治期の20万分の1地質図幅「名古屋」(三浦,1891)によると、甲賀郡春日・八田の2箇所に産地が掲載されており、産額は2箇所併せて明治20年(1887)で105,800貫、同21年で108,200貫、同22年で103,300貫と記されている。

戦後しばらくまでは、甲賀変電所そばにある通称「高松山」の粘土(おそらく古琵琶湖層群陽気が丘粘土層に属する湖成粘土)を水籤して用いていたが、近年では信楽産陶土を使用しているとのことである。

石部焼(所在地:石部町石部)

石部小学校南に十禅寺と呼ばれる^{あさ}字名がある。江戸後期に石部焼と呼ばれる陶器が生産された地であり、茶碗山とも呼ばれた。

石部町教育委員会(1959)や「新修石部町史」編纂委員会(1989)によると、石部焼は文政年間(1818~1830)

に石部の富豪数名が数基の窯を築き、作陶を開始したことに始まる。釉薬は京都から購入し、陶工も京都清水から招いた。茶碗・鉢・徳利などの日用雑器から生産を始め、次第に水指・筆架・猪口などの精巧な作品を作るようになった。しかし天保年間(1830～1844)を最盛期にやがて経営困難に陥り、ついには廃窯するに至った。その後、明治期に2度、同じ茶碗山にて再興が試みられたことがあるが、いずれも数年と続かなかった。

原料土はこの地から採掘した土を用いたと言うから、おそらく古琵琶湖層群の粘土と思われる。

野洲町鏡山及び三上山の麓で焼かれた陶器

鏡山山麓には、6世紀前半から8世紀にかけての須恵器の窯跡である鏡山古窯址群が存在する。明治期にも小富士焼・篠原焼及び岡田済造窯が開窯し、その後、短期間で閉窯した。

1) 小富士焼(所在地:野洲町小篠原)

明治30年(1897)頃、栗太郡葉山村小野(現栗東市小野)の小山佐多次郎によって開窯され、大正期に閉窯した。窯場は現在のJR東海道本線野洲駅の近く、朝鮮人街道の一里塚付近の小山を利用して築かれた。京都の陶工を招いて、皿・小鉢・蓋物・徳利・急須などの日用雑器を焼き、草津・守山・水口などへ出荷した。原料土はきめの細かい白土を用いた。この原料土は、篠原土(古琵琶湖層群蒲生累層篠原粘土層)と思われるが、詳細は不明である(銅鐸博物館編, 1999; 行俊, 2001)。ちなみに、小富士焼と言う名称は、三上山が近江富士と呼ばれることに由来する。

2) 篠原焼(所在地:野洲町大篠原)

明治28年(1895)頃に中山道から少し山手に窯場が築かれ、遅くとも昭和初めまでには閉窯した。信楽町長野出身の信楽焼陶工、小川利平太の指導によって焼かれたと伝聞され、徳利・土瓶・湯飲みなどの日用品に加え、花瓶・茶壺などの大物も焼かれた(銅鐸博物館編, 1999)。篠原焼の原料土は近場の山から採掘される篠原土で、採掘場は「泥山」あるいは「泥こし山」と言い、かつては正法寺山や向山にもあった。しかし、現在では笹山だけである。陶土を扱う業者は、かつては大篠原や小堤に半農半陶で5～6軒あったが、現在では1軒だけである。篠原土は白色陶土で、以前は清水焼原料として京都方面に出荷されていた。現在でも良質の陶土として全国の陶芸作家に愛用され、地元の学校教材にも用いられている(以上、行俊, 2001)。

篠原土についての地質学的な詳細は、第6章古琵琶湖層群の6.4.3項、篠原粘土層を参照されたい。

3) 岡田済造窯(所在地:野洲町小堤)

小堤から東へ約400mの丘陵地に窯が築かれたもので、明治期から大正期にかけて陶器が焼かれた。茶碗・徳利・火鉢・植木鉢などの日用雑器を焼き、近在の町や村に販売していた。窯場は「篠原土」採掘場の近くにあ

り、陶土は篠原土であった(銅鐸博物館編, 1999)。

鏡山東麓から水口丘陵北部で焼かれた陶器

鏡山焼・雨宮焼・山之上焼と呼ばれたもので、いずれも明治期から戦中にかけてこの地域で焼かれた個人経営の窯であり、近場の粘土を陶土として利用したと伝聞されている。

1) 鏡山焼は鏡山東麓の竜王町山面^{やまづら}の窪野池辺りに登窯が築かれ、陶土は竜王西小学校裏手の粘土を採掘したとのことである。

2) 雨宮焼は竜王町山之上の日吉神社辺りに、山之上焼は竜王町山之上南方にあるアイリスパーク竜王の東に窯が築かれたと言われている(以上、竜王町生涯学習課のご教示による)。

一方、三浦(1891)には、陶磁器原料土の産地として、この辺りの地名が幾つか掲載されている。

a) 蒲生郡鏡(現竜王町鏡)。明治20年(1887)の産額は15,000貫、同21年18,000貫。0.0018円/貫の取引。

b) 野洲郡山ノ上(現竜王町山之上)。明治20年12,300貫、同21年15,350貫、同22年16,034貫の産額、0.0045円/貫の取引。

c) 蒲生郡山中・岡屋・山面(現竜王町の山中・岡屋・山面)では、第三紀砂礫層中の灰白色微粒の粘土を陶磁器の釉薬(及び紙製造用)として用いた。岡屋の粘土は採掘したままの状態、山中と山面の粘土は水籤して出荷された。山面の粘土は西京(京都清水焼用か)に出荷されたとの記述がある。産額については、表中の産地が山中・薬師・山面となっているので、あくまで目安となるが、3産地の生産量を合計すると、明治20年(1887)約4万3千貫、同21年約2万1千貫、同22年約1万9千貫で、取引は0.0015～0.05円/貫。

d) 竜王町山面では花崗岩質粘土を陶磁器原料として、採掘したままの状態以西京に出荷した。

以上の記述にある粘土は今回の調査結果から判断すると、山之上以外は古琵琶湖層群の岡屋礫層・日枝互層・山中礫層に挟在する花崗岩質粘土を、山之上は蒲生堂礫層に挟在する粘土をそれぞれ採掘したものと思われる。なお、鏡焼・雨宮焼・山之上焼の原料土とこれらの産地との対応関係は良く分からない。

このほかにも、三浦(1891)には粘土の採掘地として、蒲生郡中山(現日野町中山か)が掲載されている。これはおそらく、蒲生累層の豊田互層を採掘したものと思われる。ちなみに産額は明治21年(1888)7,164貫、明治22年2,300貫、1貫目当たり0.004円で取引されていた。

以上述べたように、かつては本図幅地域の古琵琶湖層群、特に鏡山山地東麓の野洲花崗岩起源の古琵琶湖層群粘土は、盛んに陶器用原料として用いられていたことが分かる。

8.7 瓦及び煉瓦用粘土

八幡瓦

近江八幡市多賀町付近の八幡堀界限では、八幡瓦の商標で粘土瓦が生産されている(第8.2図)。製品は、寒冷地仕上げ、焼成温度 1080 度、吸水率 6.5%の^{いば}窯し瓦で、特に耐寒性に優れている。

この地に瓦産業が発達した理由は、1)八幡堀から琵琶湖へ至る水運の便が良く、2)原料となるべき良質粘土が周辺の水田から得られたこと、3)瓦の需要が近江八幡やその周辺にあったことが挙げられている。

瓦生産の始まりは江戸初期と言われるが、「八幡瓦」と命名されたのは明治期からである。最盛期の昭和初期には、「だるま窯」を数基そなえた家内工業方式の業者が八幡堀周辺に約 15 軒あり、職工約 100 名をかかえ、年間 160 万枚の瓦を生産していた。昭和 60 年に協業組合八幡瓦製作所が近江八幡市牧町に設立され、以降は、オートメーション方式で 200～220 万枚(平瓦換算)が年産されている。販路は県内のほか、湖上運送を利用して京阪地方や北陸・山陰地方にも及んだ。

原料土は、昔は冬場に水田の表土をはねのけ、その下の粘土を採掘した。採掘地は、近江八幡市市街地周辺の北ノ庄町・牧町・大房町辺りであったと言う。

現在では、各地の古琵琶湖層群の粘土を配合して原料土としている。主な原料土となる「頁岩」は、甲賀方面の古琵琶湖層群から得られる青灰色粘土である。これに「山土(赤)」として蒲生町鈴から採掘される蒲生堂礫層中の褐色粘土と、「山土(黒)」として甲賀方面の古琵琶湖層群の炭質粘土を配合して用いている。

なお明治 22 年(1889)の記録によると、甲西町下田でも瓦製造が 5 軒で行われていたとある(甲西町教育委員会、1995)。

ホフマン煉瓦



第8.2図 近江八幡瓦の生産工場(近江八幡市多賀町かわらミュージアムそば)

近江八幡市船木町に大正 5 年(1916)に建てられたレンガ工場がある。旧中川煉瓦製造所、通称「ホフマン窯」であり、今でも窯の中央には、日本最大規模の高さ 30m の煙突がそびえている。

ドイツ人フリードリッヒ・ホフマンの建築によるもので、同形式のホフマン窯は、明治期から日本各地で作られたが、需要の低迷と機械式窯の普及で、昭和 50 年代までにほとんど姿を消した。現存しているのは近江八幡市を含めて 4 基だけである。

船木町のホフマン窯は明治末期につくられ、最盛期には毎月 30 万個を生産し 100 名近い職工を雇用したが、昭和 42 年 6 月に廃窯となった。その後、町おこしの試みとして、このホフマン窯で、平成 9 年 8 月に 5,100 個のレンガが焼かれたことがある。

煉瓦の原料土は、八幡山周辺の特に砂成分の多い水田のハネ土であったと言う。

8.8 磨き砂(火山灰)

磨き砂(ガラス質火山灰)は主に研磨材料として用いられ、三重県津市では現在でも採掘されており、桑名市や知多半島では明治から大正期にかけて盛んに採掘されていた(吉田・尾崎、1986;吉田ほか、1991、1995)。

木内石亭著の「奇石産誌」には、浮石の現に「漢名浮石和名かるいしという。そのかたち沫のごとし。細孔あり、色白く水に入て浮ぶ。(中略)海辺に多し。また一種山に産する物江州石部宿金山にあり。予先年得て玩ぶに海産と異なることなし」とある。この記述は、その内容と所在地からみて、石部町五軒茶屋に露出する厚さ数 m の五軒茶屋火山灰層(第 6.12 図)に当たると思われる。この五軒茶屋火山灰層が、磨き砂として用いられたかどうかは不明である。

8.9 土木建築材料

採石

本図幅南西部の石部町及び栗東市に露出する丹波帯は、砕石原料として大規模に採掘されてきた。平成 5 年の小村(1994)による調査時点では、この地の採石場は 5 箇所あった。うち 4 箇所(大和産業石部砕石場・共栄産業石部砕石工場・国本建設天狗谷採取場・藤森工業砕石場)は本図幅地域に、1 箇所(三大宝建設砕石場)は南隣「水口」図幅地域に所在する。4 箇所の採石事業所の規模は、従業員数名から 20 名以下であり、採掘対象は丹波帯のチャート・珪質泥岩・泥岩、用途は道路用・コンクリート用・砂用などである。

石材

明治 20 年(1887)頃この地を調べた三浦(1891)は、次の箇所では花崗岩と“石英斑岩”が石材として切り出さ

れていることを報告している（以下、数字は切出高。単位は才。1才は1立方尺=0.0278m³）。

- 1) 野洲郡小堤（現野洲町小型）。明治20年2,658。同21年21,381。同22年58,195。
 - 2) 蒲生郡馬淵（現近江八幡市馬淵町）。明治20年6,000。同21年7,000。同22年8,500。
 - 3) 蒲生郡長福寺（現近江八幡市長福寺町）。明治20年8,000。同21年45,000。同22年47,000。
 - 4) 蒲生郡円山字向山（現近江八幡市円山町か）。明治20年100。同21年150。同22年250。
- 1) -3) は中山道のそばに所在し、交通至便とある。以下、採石地の地質を本報告の調査結果に基づいて読み替えると、1) は野洲花崗岩、2), 3) は花崗斑岩類 (Gp), 4) は地名の比定が正しければ奥島山溶結凝灰岩である。
- 昭和20年代後半の石材に関する記録（地質調査所, 1956b) を見ると、以下の産地で石材が販売されていた。
- a) 鏡山村字薬師（現竜王町薬師）で野洲花崗岩が鏡山石として販売されていた。間知石として整形され建築用に用いられた。
 - b) 近江八幡市馬淵町では花崗斑岩類 (Gp) が長福寺みかげとして販売されていた。間知石として整形され、鉄道用や細工物に用いられた。これは前記2), 3) に当たる。
 - c) 甲西町岩根では野洲花崗岩が切り出され岩根石として販売されていた。土木用である。

d) 野洲町小堤では野洲花崗岩が野洲石として利用され、土木用に売りさばかれていた。これは前記1) に当たる。

野洲花崗岩が盛んに石材として利用された理由は、表面が大粒のピンク色のカリ長石によって彩られ、「さくらみかげ」と呼ばれるほどみごとなためである。採石場は、上記以外にも菩提寺山にも所在していた。岩根山では昭和40年頃までは採石されていた（滋賀県1983；甲西町教育委員会, 1997) が、いずれも現在採石されていない。

川砂利
かつて、野洲川と愛知川では河床の砂利を採掘していた。現在でもこれらの河川沿いには7箇所ほど砂利工場があるが、河床からの採掘は行われていない。

漆喰土
三浦（1891) によると、野洲郡小篠原（現野洲町小篠原）や蒲生郡岡山（現近江八幡市岡山か）では、花崗岩の真砂起源の粘土が漆喰土として採掘されたことが記されている。

8. 10 温泉及び鉱泉

本図幅地域では5箇所温泉・鉱泉が掘削されている。地質図には最近掘削され、所在地がはっきりしている十二坊温泉だけを示した。温泉・鉱泉ごとの湧出地や主な成分等の資料を第8.1表に示す。

第8.1表 「近江八幡」図幅地域の温泉一覧表

温泉名	甲西温泉(下田源泉)	淡海温泉	未定	未定	十二坊温泉
湧出地	甲西町下田字高松	安土町下豊浦	蒲生町市子沖	八日市市建部下野町	甲西町岩根大谷
調査年月日	1968年12月26日		1988年2月22日	1989年10月23日	1994年5月9日
泉温(気温:°C)	17.2(17.8)	16.3(22.5)	26.4(5)	27.8(20.8)	29.8(23.5)
湧出量(l/min)	170(汲上式ポンプ)	83.5(汲上式ポンプ)	102(汲上式ポンプ)	337(汲上式ポンプ)	345.0(水中モータポンプ)
掘削深度(m)	横堀30, 縦堀50	18	305	700	1400
性状(知覚的試験)	無色透明 無味無臭	微黄褐色 金気臭	微弱黄褐色透明 微弱硫化水素臭	無色透明 微弱硫化水素臭	無色透明無臭
密度(気温:°C)	0.9984	0.9983	0.9984	0.9966	0.9983
pH(気温:°C)	7.7(18)	6.5(16.3)	7.46(23)	8.34(24)	8.14(24.4)
蒸発残留物(mg/kg)	217.3	207	221	243	160
ラドン含有量 (キュリーラドン/kg)	14.58×10 ⁻¹⁰		14.1×10 ⁻¹⁰	77.9×10 ⁻¹⁰	36.6×10 ⁻¹⁰
主な陽イオン	Na ⁺ >Ca ⁺⁺ >K ⁺ >Fe ⁺⁺	Ca ⁺⁺ >Na ⁺ >Fe ⁺⁺ >Mg ⁺⁺	Na ⁺ >K ⁺ >Ca ⁺⁺ >NH ₄ ⁺	Na ⁺ >Ca ⁺⁺ >K ⁺ >NH ₄ ⁺	Na ⁺ >Ca ⁺⁺ >K ⁺ >Fe ⁺⁺
主な陰イオン	HCO ₃ ⁻ >Cl ⁻ >F ⁻ >SO ₄ ⁻	HCO ₃ ⁻ >Cl ⁻ >SO ₄ ⁻	HCO ₃ ⁻ >NO ₃ ⁻ >SO ₄ ⁻ >Cl ⁻	HCO ₃ ⁻ >Cl ⁻ >F ⁻ >CO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻ >F ⁻ >Cl ⁻ >SO ₄ ⁻
主な非解離成分	メタ珪酸(H ₂ SiO ₃)	メタ珪酸(H ₂ SiO ₃)	メタ珪酸(H ₂ SiO ₃)	メタ珪酸(H ₂ SiO ₃)	メタ珪酸(H ₂ SiO ₃)
主な溶存ガス成分	遊離炭素(CO ₂)	遊離炭素(CO ₂)	遊離炭素(CO ₂)	遊離炭素(CO ₂)	遊離炭素(CO ₂)
泉質	温泉法規格該当鉱泉 (フッ素イオン)	温泉法規格該当鉱泉 (メタ珪酸イオン)	単純温泉 低張性中性低温泉	単純弱放射能温泉 低張性アルカリ性低温泉	単純弱放射能低温泉 低張性弱アルカリ性低温泉
文献	西村(1974)	金田ほか(1982)	畑中ほか(1988)	畑中ほか(1990)	川本ほか(1996)

甲西温泉（下田源泉）

昭和43年頃に甲西町下田高松にて掘削された泉温17.2°Cの冷鉱泉である。性状はほとんど無色透明、無味無臭、密度は0.9984である。泉質は、フッ素イオン(F⁻)を5.3mg/kgとかなりの量含んでおり、花崗岩起源の温泉と言われる雄琴温泉と似た性質を示す(西村, 1974)。

淡海温泉

昭和56年に安土山ふもとの安土町下豊浦で掘削され、かつては西の湖に面していた。泉温16.3°Cの冷鉱泉である。性状は微黄褐色を呈し、金気臭がある。密度は0.9983である。温泉は湖東流紋岩類からなる安土山そばにあり、そのため泉質は、メタ珪酸(H₂SiO₃)55.1mg/kgや鉄イオン(Fe⁺⁺)9.4mg/kgとかなりの量を含んでいる(金田ほか, 1982)。

蒲生町市子沖の温泉

昭和59年から同60年にかけて深度305mまで掘削された。泉温26.4°Cの単純温泉である。元来は農業水利事業として掘られた井戸で、その後、水温が高く、硫黄臭がしたので分析を行ったところ、温泉法に該当することが判明した。性状は微弱黄褐色透明であり、微弱硫化水素臭がある。密度は0.9984。掘削深度303mで基盤に達した(畑中ほか, 1988)。

八日市市建部の温泉

平成元年頃に愛知川左岸の八日市市建部下野町において、地下700mまで掘られた泉温27.8°Cの単純弱放射能温泉である。性状は無色透明、微弱硫化水素臭がある。密度は0.9966。掘削に際して実施された電気探査から、地下約200mにおいて湖東流紋岩類に達するとされた(畑中ほか, 1990)。

十二坊温泉

十二坊(岩根山)中腹から1,400m掘削し、平成6年に温泉が湧出した。野洲花崗岩深部の被圧裂隙地下水を対象としたもので、温泉は地下約1,000mから湧出し、泉温は29.8°Cである。性状は無色透明無臭、密度0.9983。泉質はラドンを36.6×10⁻¹⁰キュリーラドン/kg含有する単純弱放射能温泉。湧出量は345リットル/分で比較的豊富である(川本ほか, 1996)。

これを源泉として、甲西町は平成11年4月30日に温泉プール併設の十二坊温泉「ゆらら」をオープンし、リクレーションゾーン「湖國十二坊の森」の中核施設とした。同温泉は、疲労回復・健康増進・神経痛・筋肉痛・関節痛に効能があり、町民を中心に利用客でにぎわっている。

8. 11 天然ガス

琵琶湖湖岸に天然ガスが存在することは100年以上も前から知られ、昭和初期には家庭で小規模に利用されていた。昭和10～20年代には、近江天然ガス鉱業所(その後、琵琶湖天然ガス株式会社へ発展)が草津市山田で、

滋賀天然ガス株式会社が湖西地区今津町でガス開発を行った。これらは、いずれも浅層部のガスを上総掘り、もしくは機械掘りの竹管仕上げで採取したものである。しかし両事業も、昭和30年代に入る前に休業し、以後も企業化されることはなかった。

湖岸地帯に賦存する天然ガスは、古琵琶湖層群の砂礫層に胚胎する水溶性ガス-メタンガスである。滋賀県は昭和52年から県下の天然ガス資源についての調査を行い、昭和56年に報告書を取りまとめている(滋賀県, 1981)。その中では、安土町にも天然ガスと付随水が分析された2箇所の井戸が報告されている(第8.2表)。

1)の井戸は深度60m、ガス量は12Nm³/day、水量は>24kl/dayで、ガス水比は0.5<、水温は18.5°Cである。2)の井戸は深度60m、ガス量は2Nm³/day、水量は8kl/dayで、ガス水比は0.25である。

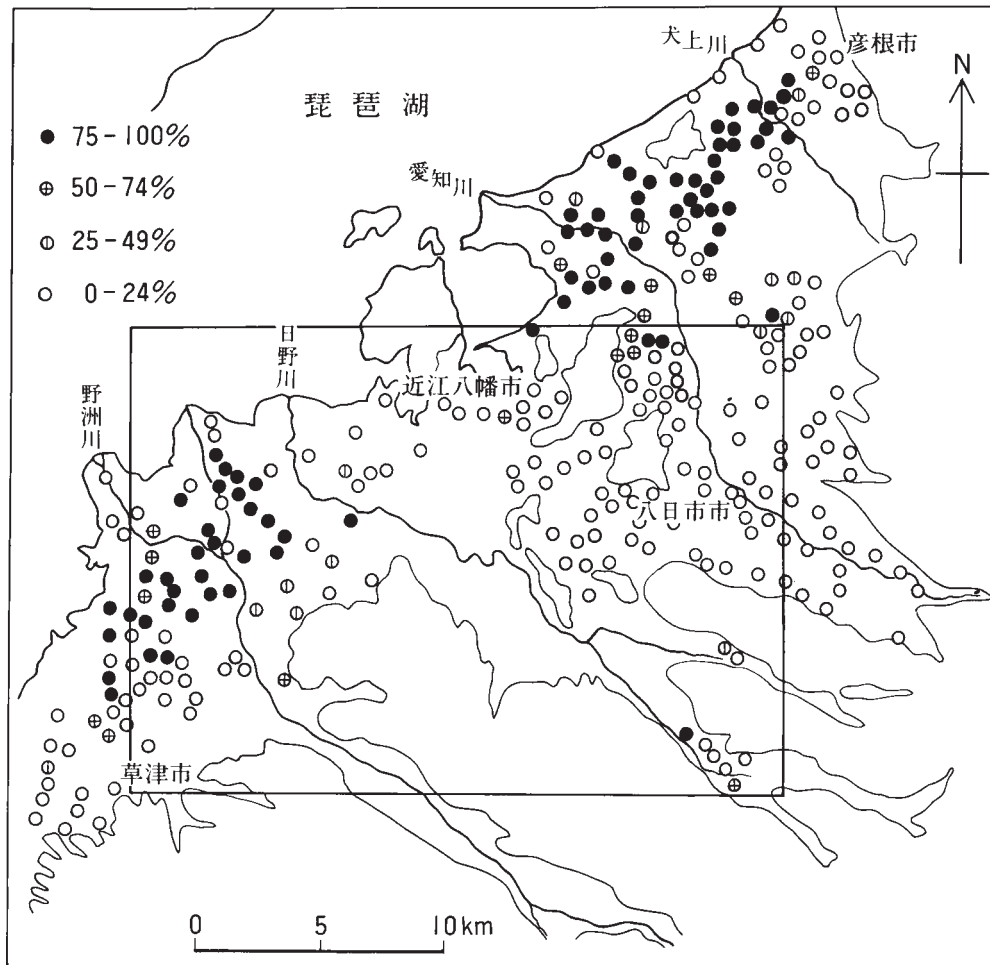
8. 12 地下水

高谷・西田(1964)によると、湖東地域の地下水は、

第8.2表 「近江八幡」図幅地域の天然ガス井戸(滋賀県, 1981)

番号	1)	2)
所在地	安土町	安土町
深度(m)	60	60
水温(°C)	18.5	18
ガス(Nm ³ /d)	12	2
水(kl/d)	>24	8
ガス水比	0.5>	0.25
ガス		
He	0.001	0.000
H ₂	0.000	0.000
O ₂	0.14	0.05
N ₂	9.90	10.76
Ar	0.20	0.21
CO ₂	6.82	6.39
CH ₄	82.94	82.60
C ₂ H ₆	0.000	0.000
C ₃ H ₈	0.000	0.000
N ₂ /He	9900	∞
N ₂ /Ar	49.5	51.2
付随水		
PH	6.6	6.4
HCO ₃ ⁻	305	261
freeCO ₃	170	180
Cl ⁻	9.2	7.8
NH ₄ ⁺	22.4	17.6

天然ガス組成はvol%
付随水の溶存成分はmg / l



第 8.3 図 琵琶湖東岸の自噴式井戸（ドッコイシヨ）の分布
 高谷・西田（1964）に加筆. 百分率 = 自噴式井戸の数 ÷ 全井戸数 × 100
 （枠内が「近江八幡」図幅地域）

ドッコイシヨと呼ばれる自噴式井戸地帯と掘抜き式井戸地帯に分かれており（第 8.3 図）、前者は地下の低位段丘相当層（Takaya（1963）の新时期段丘礫層）起源の井戸水であり、後者は古琵琶湖層群を供給源としている。つまり、八日市市街地に広く分布しているような低位段丘相当層が沖積層の下に広がり、これが地下で被圧帯水層を形成していると解釈されている。第 8.3 図に示されているように、本図幅地域では、八日市市から近江八幡市一帯はほとんどが掘抜き式井戸によって占められている。一方、野洲川下流から湖岸地域では自噴式井戸によって占められている。このことは、野洲川下流部に低位段丘相当層が広く堆積していることに一致している。

地下水の可採水量は野洲町南桜地先では、8,000～10,000m³/day 程度、近江八幡市倉橋では 1,500～3,000 m³/day 程度である（池田ほか、1979）。

8. 13 自然災害

地震災害

「近江八幡」図幅地域に震央を持つ歴史地震は知られていないが、周辺の大地震によって何度か被害を受けている。それらを宇佐美（1987）によってまとめると次の通りである。

- 1) 寛文 2 年（1662）6 月 16 日の琵琶湖西岸地震
水口城の石垣等に被害。
- 2) 享保 16 年（1731）11 月 13 日の地震
近江八幡で青谷橋石垣を損じた。
- 3) 文政 2 年（1819）8 月 2 日の近江地震
近江八幡で全壊 82 軒、半壊 160 軒、死者 5 名。
- 4) 安政元年（1854）7 月 9 日の伊賀上野地震
石部で全壊 30 軒、死者 8 名、負傷者 60 名。

ほか、湖北で姉川地震が明治 42 年（1909）の 8 月 14 に発生しているが、本図幅地域では、ほとんど被害はなかったようである。

地質災害

滋賀県防災・保全等規制現況図（滋賀県、1978）では、急傾斜地崩壊危険区域、地すべり防止区域は狭い範囲で散在的に指定されているだけであるが、砂防指定地は広

い範囲が指定されている。特に、野洲町・甲西町・竜王町の境界である鏡山から岩根山に続く山地は、ほぼ全山が砂防指定地となっている。

同山地は、地質や地形の特徴から見ると、風化されやすい野洲花崗岩露出地であることに加え、山腹斜面も急なため、風化によって大量生産された真砂土が、土石流や雨洗等によってふもとに搬出される地質条件を持っている。ふもとは麓斜面や天井川が多く形成され、また若い断層である下田断層や正福寺断層も発達している。地質地形条件から見ても、砂防指定地としての監視

が今後とも必要である。

古琵琶湖層群分布地では、湖南工業団地南部から高松ブロック状構造一帯が砂防指定地である。地質条件から見ると、この辺り一帯は礫がちの地層、つまり高松礫層や日枝互層の露出地である。特に、高松礫層分布地は地形的にも急な所が多く（これは分布地が断層によって隆起露出したため）、更に粗大な礫が砂によってルーズに詰まっているので、大雨などによって崩れやすい地盤条件となっている。このような地質地形条件から、砂防指定地としての監視が今後とも必要である。

文 献

- 雨森 清 (1978) 滋賀県日野町北部の古琵琶湖層群の層序について. 滋賀大学教育学部卒業論文 (MS).
- 琵琶湖干拓史編纂事務局 (1970) 琵琶湖干拓史. 晃陽堂, 474 p.
- 琵琶湖自然史研究会 (1994) 琵琶湖の自然史—琵琶湖とその生物のおいたち—. 八坂書房, 340p.
- 地質調査所 (1951) 50万分の1地質図幅「京都」(第1版).
- 地質調査所 (1956a) 20万分の1地質図幅「名古屋」(第1版).
- 地質調査所 (1956b) 土木建築材料. 日本鉱産誌, VIII, 293 p.
- 地質調査所 (1992) 100万分の1日本地質図 (第3版).
- 銅鐸博物館編 (1999) ふるさとのやきもの—近江のやきもの・野洲のやきもの—. 平成11年度春期企画展図録, 34 p.
- 藤本秀弘 (1979) 滋賀県の花崗岩類. 滋賀県の自然, 滋賀県自然保護財団, p. 205-227.
- 原山 智・宮村 学・吉田史郎・三村弘二・栗本史雄 (1989) 御在所山地の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 145p.
- 橋本定樹・吉川周作・山崎博史 (1998) 20万分の1「古琵琶湖層群の地質図」. アーバンクボタ, no. 37.
- 畑中 稔・松岡泰倫・松井由廣・岡本茂胤 (1988) 滋賀県下の温泉について(第17報). 滋賀県立衛生環境センター所報, no. 23, p. 108-112.
- 畑中 稔・菅 国夫・井上朋宏・松井由廣・岡本茂胤 (1990) 滋賀県下の温泉について(第18報). 滋賀県立衛生環境センター所報, no. 25, p. 138-142.
- 林 隆夫・川邊孝幸 (1993) 第12章 古琵琶湖層群と段丘堆積層・沖積層. 市原実編著, 大阪層群, 創元社, p. 158-168.
- Hayashida and Yokoyama (1983) Paleomagnetic chronology of the Plio-Pleistocene Kobiwako Group to the southeast of Lake Biwa, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 89, p. 209-221.
- 林田 明 (1991) 滋賀県の新生界・中生界の古地磁気資料. 滋賀県自然誌, 滋賀県自然保護財団, p. 797-807.
- 広瀬正資 (1934) 琵琶湖南岸の地質. 地球, vol. 21, p. 91-106.
- 細野高啓・牧野州明 (2002) 琵琶湖南部, 後期白亜紀野洲花崗岩体の岩相変化. 地質雑, vol. 108, p. 1-15.
- 池辺展生 (1933) 琵琶湖西方の古琵琶湖層. 地球, vol. 20, p. 241-260.
- 池辺展生 (1934) 鈴鹿山脈西側近江甲賀郡下の新生界. 地質雑, vol. 41, p. 399-401.
- 池辺展生 (1957) 日本の新生代の構成盆地—特に中新世の積成区—. 新生代の研究, no. 24-25, p. 508-517.
- 池田 碩・大橋 健・植村善博・吉越昭久 (1979) 近江盆地の地形. 滋賀県の自然, 滋賀県自然保護財団, p. 1-112.
- Imoto, N. (1984) Late Paleozoic and Mesozoic cherts in the Tamba Belt, southwest Japan. *Bull. Kyoto Univ. Education*, vol. 65, p. 15-71.
- 井本伸広・松浦浩久・武蔵野 実・清水大吉郎・石田志朗 (1991) 園部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 68p.
- 井本伸広・清水大吉郎・武蔵野 実・石田志朗 (1989) 京都西北部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 84p.
- 井本伸広・丹波地帯研究グループ (1982) 丹波層群の層序と地質構造の再検討. 日本地質学会関西支部報, no. 92, p. 6.
- 石部町教育委員会 (1959) 石部町史. 石部町, 474p.
- 石田志朗・河田清雄・宮村 学 (1984) 彦根西部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 121p.
- Ishida, S., Maenaka, K. and Yokoyama, T. (1969) Paleomagnetic chronology of volcanic ash of the Plio-Pleistocene series in Kinki District, Japan—the research of younger Cenozoic strata in Kinki District, part 12—1. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 75, p. 183-197.
- 石田志朗・松田高明・渡辺 農・古谷正和・岡本哲雄 (1980) 5万分の1滋賀県南部地域地質図. 近畿地方建設局大戸川ダム調査事務所.
- 石賀裕明 (1983) “丹波層群”を構成する2組の地層群について—丹波帯西部の例—. 地質雑, vol. 89, p. 443-454.
- 石賀裕明 (1985) 丹波帯の中・古生界の年代と構造形成. 地球科学, vol. 39, p. 427-434.
- 磯見 博・黒田和男 (1958) 若狭西部の地質, 特に古生層の層序と構造について. 地調月報, vol. 9, p. 133-143.
- Isozaki, Y. (1997) Jurassic accretion tectonics of Japan. *The Island Arc*, vol. 6, p. 25-51.
- Isozaki, Y. and Matsuda, T. (1980) Age of the Tamba Group along the Hozugawa "Anticline", Western Hills of Kyoto, Southwest Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 23, p. 115-134.
- 市原 実編著 (1993) 大阪層群. 創元社, 340p.
- 市原 実・高谷好一 (1965) 甲津畑植物遺体層の絶対年代. 地球科学, no. 75, iii.
- 市原 実・吉川周作・川邊孝幸・三田村宗樹 (1984) 岸和田市津田川流域のいわゆる“芝の不整合”について—大阪層群の古地磁気層序とフィッション・トラック年代—. 地球

- 科学, vol. 38, p. 1-16.
- 伊藤久敏 (1989) 琵琶湖南東部に分布する湖東流紋岩類のフィッション・トラック年代. 地質雑, vol. 95, p. 479-482.
- 鎌掛団体研究グループ (1972) 滋賀県蒲生郡鎌掛・駒月付近の古琵琶湖層群. 地質雑, vol. 78, p. 601-609.
- 金田恵美子・中村昇一・園 正・田中孝幸・徳地幹夫 (1982) 滋賀県下の温泉について (第11報). 滋賀県立衛生環境センター所報, no. 17, p. 73-74.
- 烏丸地区深層ボーリング調査団編 (1999) 琵琶湖東岸・烏丸地区深層ボーリング調査. 琵琶湖博物館研究調査報告, 滋賀県立琵琶湖博物館, no. 12, 167p.
- 笠間太郎・藤田和夫 (1957) 日本の新生代の堆積区とその変遷 (1) — 瀬戸内地質区の特性と変遷 —. 新生代の研究, no. 24-25, p. 518-526.
- 川邊孝幸 (1981) 琵琶湖南東方, 阿山・甲賀丘陵付近の古琵琶湖層群. 地質雑, vol. 81, p. 457-473.
- Kawabe, T. (1989) Stratigraphy of the lower part of the Kobiwako Group around the Ueno basin, Kinki district, Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 32, p. 39-90.
- 川本 寛・田中孝幸・松井由廣・藤田敏江・勝見紀子・畑中稔 (1996) 滋賀県下の温泉について (第20報). 滋賀県立衛生環境センター所報, no. 31, p. 68-71.
- 河田清雄 (1969) 湖東 (琵琶湖東部) で白亜紀末火山岩類の発見. 地質ニュース, no. 177, p. 11-15.
- 河田清雄・三村弘二・須藤定久 (1969) 琵琶湖東部の白亜紀火成活動. *MAGMA*, no. 16, p. 11-13.
- 河田清雄・山田直利・磯見 博・村山正郎・片田正人 (1961) 中央アルプスとその西域の地質 その2, 濃飛流紋岩類. 地球科学, no. 54, p. 20-31.
- 川崎文男・中野聰志 (1982) 瓶割山の湖東流紋岩類. 滋賀大学教育学部紀要 (自然科学), no. 32, p. 59-66.
- 木村克己 (1989) 混在岩とスラブからなる丹波帯ジュラ紀堆積岩コンプレックスのテクトニクス. 構造地質, vol. 34, p. 53-66.
- 木村克己 (1998) 付加体の out-of-sequence thrust. 地質学論集, no. 50, p. 131-146.
- 木村克己 (2000) 丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスのスラスト系と運動像. 地質学論集, no. 55, p. 181-202.
- Kimura, K. and Hori, R. (1993) Offscraping accretion of Jurassic chert-clastic complexes in the Mino-Tamba Belt, central Japan. *Jour. Struct. Geol.*, vol. 15, p. 145-161.
- 木村克己・牧本 博・吉岡敏和 (1989) 綾部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 104 p.
- 木村克己・松岡 篤・中野聰志・吉岡敏和 (2001) 北小松地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 102p.
- 木村克己・中江 訓・高橋裕平 (1994) 四ッ谷地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 52p.
- 木村克己・吉岡敏和・井本伸広・田中里志・武蔵野 実・高橋裕平 (1998) 京都東北部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 89p.
- 古琵琶湖団体研究グループ (1977) 水口丘陵西部の古琵琶湖層群. 地球科学, vol. 31, p. 19-33.
- 古琵琶湖団体研究グループ (1980) 瀬田・石部地域の古琵琶湖層群. 地球科学, vol. 35, p. 26-40.
- 古琵琶湖団体研究グループ (1983) 水口丘陵・瀬田～石部地域の古琵琶湖層群. 地団研専報, no. 25, p. 67-77.
- 国土地理院 (1984) 2万5千分の1土地条件図「近江八幡」. 駒澤正夫・森尻理恵・広島俊男・村田泰章・牧野雅彦・名和 一成 (2002) 重力構造図. 50万分の1活構造図Ⅱ「京都」 (第2版), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 小村良二 (1994) 平成5年度砕石資源調査報告書. 通商産業省生活産業局・工業技術院地質調査所, 46 p.
- 甲西町教育委員会 (1995) 下田焼の陶土と粘土. 8p.
- 甲西町教育委員会 (1997) 石造物を科学する. 16p.
- 甲西町教育委員会 (1998) 甲西町朝国の野洲川河床足跡化石調査報告. 57p.
- 甲西町誌編纂委員会編 (1974) 甲西町誌. 甲西町教育委員会, 715p.
- 栗本史雄・牧本 博 (1990) 福知山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 97p.
- 栗本史雄・松浦浩久・吉川敏之 (1993) 篠山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 93p.
- Le Maitre, R. W. ed. (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Scientific Publications, 193p.
- Maenaka, K., Yokoyama, T., Ishida, S. (1977) Paleomagnetic stratigraphy and biostratigraphy of the Plio-Pleistocene in Kinki district, Japan. *Quaternary Research*, vol. 7, p. 341-362.
- Matsuda, T. and Isozaki, Y. (1991) Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan : from remote ocean to subduction zone. *Tectonics*, vol. 10, p. 475-499.
- 松岡長一郎 (1979) 10万分の1滋賀県地質図, 滋賀県自然保護財団.
- 松岡長一郎・岡村喜明・田村幹夫 (1991) 滋賀県産の脊椎動物化石. 滋賀県自然誌, 滋賀県自然保護財団, p. 543-625.
- 松下 進 (1953) 日本地方地質誌, 近畿地方 (初版). 朝倉書店, 293p.
- 松下 進 (1971) 日本地方地質誌, 近畿地方 (改訂版). 朝倉書店, 379p.
- Miki, S. (1956) Remains of *Pinus koraiensis* S. et Z. and associated remains in Japan. *Bot. Mag. Tokyo*, vol. 69,

- p. 448-454.
- 三村弘二・片田正人・金谷 弘(1976) 琵琶湖南東八尾山地域の湖東流紋岩類の火成作用. 岩鉱, vol. 71, p. 327-338.
- 三村弘二・河田清雄(1970) 湖東流紋岩類(要旨). 地質雑, vol. 76, p. 110.
- 三浦宗次郎(1891) 20万分の1「名古屋」図幅及び同説明書, 地質調査所, 70p.
- 宮村 学・三村弘二・横山卓雄(1976) 彦根東部地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 49p.
- 宮村 学・吉田史郎・山岡直利・佐藤岱生・寒川 旭(1981) 亀山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 128p.
- Nakae, S. (1990) Melanges in the Mesozoic sedimentary complex of the northern part of the Tamba Belt. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 96, p. 353-369.
- Nakae, S. (1993) Jurassic accretionary complex of the Tamba Terrane. southwest Japan, and its formative process. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 36, p. 15-70.
- 中江 訓(2000) 付加複合体の区分法と付加体地質学における構造層序概念の有効性. 地質学論集, no. 55, p1-15.
- 中村新太郎(1929) 日本に於ける洪積統の分層. 日本学術協会報告, no. 5, p. 115-117.
- 中野聰志・江里口隆之(1997) 滋賀県甲西町花園産花こう岩ペグマタイト中のアルカリ長石. 滋賀大学教育学部紀要(自然科学), no. 47, p. 25-39.
- 中野聰志・井本達也・児玉秀之・藤本あゆみ(1998) 古琵琶湖粘土層中の藍鉄鉱. 滋賀大学教育学部紀要(自然科学), no. 48, p. 31-42.
- 中野聰志・川邊孝幸・原山 智・高木哲一・小村良二・木村克巳(2003) 水口地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所(印刷中).
- 中野聰志・川崎文男・北村 晃・西村貞浩(1984) 湖東・叡山の腰越溶結凝灰岩層について. 滋賀大学教育学部紀要(自然科学), no. 34, p. 15-27.
- 日本国有鉄道東海道新幹線支社(1967) 東海道新幹線地質図(大阪保線所管内).
- 西川一雄・西堀 剛・小早川 隆・但馬達雄・上嶋正人・三村弘二・片田正人(1983) 湖東流紋岩類およびその火成活動について. 岩鉱, vol. 77, p. 51-64.
- 西川一雄・西堀 剛・小早川 隆・但馬達雄・辻 一信・佐藤義成(1979) 湖東流紋岩. 滋賀県の自然, 滋賀県自然保護財団, p. 229-244.
- 西村貞浩・中野聰志・琵琶湖基盤地質研究会(2001) 石部地域の岩脈類. 琵琶湖博物館研究調査報告, no. 15, p. 71-74.
- 西村秀作(1974) 滋賀県温泉の泉質について(第4報). 滋賀県立衛生環境センター所報, no. 8, p. 25-28.
- 西村 進・西田潤一・桂 郁雄・阿部悦夫・橋本 清(1991) 滋賀県の重力異常について. 滋賀県自然誌, 滋賀県自然保護財団, p. 759-769.
- 西村 進・笹島貞雄(1970) Fission Trackによる大阪層群とその相当層中の火山灰の年代測定. 地球科学, vol. 24, p. 222-224.
- 尾原信彦・渡辺和衛・坂本 亨・安藤高明・相原輝雄・金井孝夫・宇野沢 昭(1967) 滋賀県琵琶湖岸野洲川デルタの地盤に関する産業地質学的研究(その1). 地調月報, vol. 18, p. 19-38.
- 尾原信彦・渡辺和衛・坂本 亨・安藤高明・相原輝雄・金井孝夫・宇野沢 昭(1968) 滋賀県琵琶湖岸野洲川デルタの地盤に関する産業地質学的研究(その2). 地調月報, vol. 19, p. 793-829.
- 岡村喜明・田村幹夫・高橋啓一(1995) 古琵琶湖層群産足跡化石の概要. 琵琶湖博物館開設準備室研究調査報告. no. 3, p. 135-199.
- 岡崎美彦・松岡長一郎(1979) 滋賀県産の哺乳動物化石. 滋賀県の自然, 滋賀県自然保護財団, p. 391-467.
- 坂口重雄(1959) 兵庫県篠山盆地の層序と構造. 大阪学芸大学紀要, vol. 8, p. 34-46.
- Sakaguchi, S. (1961) Stratigraphy and paleontology of the south Tamba district, part 1, stratigraphy. *Mem. Osaka Gakugei Univ.*, ser. B, vol. 10, p. 35-67.
- Sakaguchi, S. (1963) Stratigraphy and Palaeontology of the south Tamba district, part 2, palaeontology. *Mem. Osaka Gakugei Univ.*, ser. B, vol. 12, p. 89-173.
- 坂口重雄(1973) 丹波地帯における地向斜の発展と造山運動の研究. 大阪教育大学紀要, vol. 22, p. 23-53.
- 里口保文・長橋良隆・黒川勝巳・吉川周作(1999) 本州中部に分布する鮮新下部更新統の火山灰層序. 地球科学, vol. 53, p. 275-290.
- 沢田順弘・板谷徹丸(1993) 琵琶湖南部後期白亜紀環状花崗岩質岩体のK-Ar年代—巨大コールドロンにおける冷却史—. 地質雑, vol. 99, p. 975-990.
- 滋賀県(1978) 滋賀県防災・保全等規制現況図.
- 滋賀県(1981) 滋賀県天然ガス調査研究報告. 243p.
- 滋賀県(1983) 土地分類基本調査 近江八幡, 5万分の1国土調査, 76p.
- 滋賀県高等学校理科教育研究会地学部会(1980) II. 滋賀県の地学めぐり, 12. 石部周辺, 滋賀県地学のガイド—滋賀県の地質とそのおいたち—. コロナ社, p. 125-131.
- 繁沢和夫(1950) 石部陶石の調査報告. 陶磁器試験所研究時報, no. 4, p. 1.
- 「新修石部町史」編纂委員会(1989) 新修石部町史通史篇. 石部町. 733p.
- 白水春雄(1949) 滋賀県五百井鉱山のマンガン鉱床一帯にハウスマン鉱について—. 地質雑, vol. 55, p. 77-83.

- 鈴木一久(1995) 滋賀県野洲川, 現世河川堆積物の堆積史と洪水氾濫堆積物の堆積機構. 地質雑, vol. 101, p. 717-728.
- 鈴木一久(1998) 礫質河川野洲川の氾濫堆積作用. 地球科学, vol. 52, p. 93-105.
- Taira, A., Tokuyama, H. and Soh, W. (1989) Accretion tectonics and evolution of Japan. In Ben Avraham, Z., eds., The evolution of the Pacific Ocean margins. Oxford University Press, New York, p. 100-123.
- 高橋啓一(1998) 脊椎動物化石とその起源. アーバンクボタ, no. 37, p. 46-56.
- Takaya, Y. (1963) Stratigraphy of the Paleo-Biwa Group and the paleogeography of Lake Biwa with special reference to the origin of the endemic species in Lake Biwa. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, ser. B*, no. 30, p. 81-118.
- 高谷好一・西田一彦(1964) ビワ湖東岸の地質と地下水の流出機構について. 地球科学, no. 74, p. 33-39.
- 竹村厚司(1980) 亀岡市南部の丹波帯中・古生界. 大阪微化石研究会誌, no. 8, p. 22-31.
- 瀧本 清編(1973) 日本地方鉱床誌「近畿地方」. 朝倉書店, 436p.
- 丹波地帯研究グループ(1969) 丹波地帯の古生界(その1)—京都府北桑田郡京北町東部の古生層—. 地球科学, vol. 23, p. 187-193.
- 丹波地帯研究グループ(1971) 丹波帯の古生界(その2)—京都府北桑田郡京北町南部の古生層—. 地球科学, vol. 25, p. 211-218.
- 丹波地帯研究グループ(1974) 丹波帯の古生界(その3)—京都市北方大森, 雲ヶ畑地域の古生層—. 地球科学, vol. 28, p. 57-63.
- 丹波地帯研究グループ(1975) 丹波地帯の地向斜堆積相の研究. 地団研専報, no. 33, p. 137-143.
- 丹波地帯研究グループ(1979a) 丹波地帯の中・古生界(その4)—京都市西北山地の中・古生界の岩相と地質構造—. 地球科学, vol. 33, p. 137-143.
- 丹波地帯研究グループ(1979b) 丹波地帯の中・古生界(その5)—京都市西北山地の中・古生界のコノドント化石—. 地球科学, vol. 33, p. 247-257.
- 丹波地帯研究グループ(1980) 丹波地帯の中・古生界(その6)—京都府北桑田郡京北町東南部の地質—. 地球科学, vol. 34, p. 200-204.
- 丹波地帯研究グループ(1990) 丹波地帯の中・古生界(その7)—福井県遠敷郡名田庄村南部地域のI型地層群—. 地球科学, vol. 44, p. 77-89.
- 田村幹夫(1991) 古琵琶湖層群の哺乳動物足跡化石. 滋賀県自然誌, 滋賀県自然保護財団, p. 627-644.
- 田村幹夫・松岡長一郎・横山卓雄(1977) 滋賀県水口町北方丘陵の古琵琶湖層群, 特に蒲生累層の層序について. 地質雑, vol. 83, p. 749-762.
- 樽野博幸(1983) 大阪層群・古琵琶湖層群における長鼻類化石の産出層準. 地団研専報, no. 25, p. 63-65.
- 天白俊馬・琵琶湖基盤地質研究会(2001) 滋賀県南部花こう岩類の化学組成. 琵琶湖博物館研究調査報告, no. 15, p. 84-105.
- 東郷正美(1979) 近江盆地南部の活断層. 法政大学教養部紀要, no. 32, p. 41-61.
- 辻 一信・北原隆男(1979) 滋賀県下のおもな鉱物・鉱床. 滋賀県の自然, 滋賀県自然保護財団, p. 479-541.
- 上治寅次郎(1961) 京都近傍地質誌. 地下資源研究所, 82p.
- 植村善博(1979) 湖東丘陵の古地理と地形発達史. 立命館文学, no. 410-411, p. 777-808.
- 宇佐美龍夫(1987) 新編日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 434p.
- 山田直利・宮村 学・吉田史郎・近藤善教・須田芳朗(1981) 20万分の1地質図幅「名古屋」(第2版). 地質調査所.
- 野洲町(1987) 野洲町史, 第一巻, 通史編1, 833p.
- 野洲川足跡化石調査団(1995) 野洲川(甲西町)の古琵琶湖層群産足跡化石. 琵琶湖博物館開設準備室研究調査報告, no. 3, p. 1-134.
- 八日市市史編さん委員会(1983) 八日市市史, 第一巻 古代. 八日市市役所, 688p.
- 横山卓雄(1968) 鮮新世末期における古琵琶湖の変遷, とくに岩相変化と斜層理から知られる古水系を中心として. 地質雑, vol. 74, p. 623-632.
- Yokoyama, T. (1969) Tephrochronology and paleogeography of the Plio-Pleistocene in the eastern Setouchi Geologic Province, southwest Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. ser. Geol. & Mineral.*, vol. 36, p. 19-85.
- 横山卓雄編著(1980) 地球の自然史, 三和書房, 328p.
- 横山卓雄(1995) 移動する湖, 琵琶湖—琵琶湖の生い立ちと未来—. 法政出版, 312p.
- 横山卓雄・雨森 清(1991) 滋賀県湖東地域古琵琶湖層群地質図, その1: 日野・水口・甲賀地域, その2: 高宮・百済寺地域. 滋賀県自然保護財団.
- Yokoyama, T., Danahara, T., Kobata, Y. and Nishimura, S. (1977) Fission-track ages of volcanic ashes of core samples of Lake Biwa and the Kobiwako Group. *Paleolim. Lake Biwa Jap. Plei.*, vol. 5, p. 44-53.
- 横山卓雄・松田高明・田村幹夫・雨森 清(1979) 古琵琶湖層群. 滋賀県の自然, 滋賀県自然保護財団, p. 309-390.
- 横山卓雄・松岡長一郎・那須孝悌・田村幹夫(1968) 古琵琶湖層岩下部, 特に佐山累層について—丘畿地方の新期新生代層の研究, その9—. 地質雑, vol. 74, p. 327-341.
- 吉田史郎(1988) 鈴鹿・養老両山系間の鮮新・更新統東海層群. 地球科学, vol. 42, p. 1-16.
- 吉田史郎(1991) 瀬戸内区の発達史—第一・第二瀬戸内海形成期を中心に—. 地調月報, vol. 43, p. 43-67.
- 吉田史郎(1999) 岐阜県南宮山周辺の東海層群牧田累層と東

- 海層岩上部のフィッシュン・トラック年代. 日本地質学会第106年学術大会講演要旨, p. 318.
- 吉田史郎・栗本史雄・宮村 学 (1991) 桑名地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 154 p.
- 吉田史郎・尾崎正妃(1986) 半田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 98p.
- 吉田史郎・高橋裕平・西岡芳晴(1995) 津西部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 136p.
- 吉田源市・西橋秀海・竹本健一・久田義之・西村貞浩・齊田俊彦・澤田和彦・中野聰志(1991) 琵琶湖周辺の花崗岩質岩体. 滋賀県自然誌, 滋賀県自然保護財団, p. 423-449.
- 吉川周作(1983) 大阪層群と古琵琶湖層群の火山灰層の対比. 地団研専報, no. 25, p. 45-61.
- Yoshikawa, S. (1984) Volcanic ash layers in the Osaka and Kobiwako Groups, Kinki district, Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 27, p. 1-40.
- 吉川周作・那須孝悌・樽野博幸・古谷正和(1986) 近畿地方中部に分布する後期更新世～完新世の火山灰層について. 地球科学, vol. 40, p. 18-38.
- 吉川周作・里口保文・長橋良隆 (1996) 第三紀・第四紀境界層準の広域火山灰層-福田・辻又川・Kd38火山灰層一. 地質雑, vol. 102, p. 258-270.
- 吉川周作・吉田史郎・服部俊之 (1988) 三重県員弁郡付近の東海層群火山灰層. 地調月報, vol. 39, p. 615-633.
- 吉川敏之 (1993) 兵庫県篠山地域の下部白亜系篠山層群の層序と構造. 地質雑, vol. 99, p. 29-38.
- 吉村豊文 (1952) 日本のマンガン鉱山, 日本のマンガン鉱床 (後篇). 日本マンガン研究会, 567p.
- 行俊 勉(2000) 野洲のやきもの「篠原焼」—大笹原神社所蔵の在銘作品を中心に—. 野洲町立歴史民俗資料館研究紀要, no. 7, p. 85-95.
- 行俊 勉(2001) 野洲のやきもの「小富士焼」. 野洲町立歴史民俗資料館研究紀要, no. 8, p. 41-50.

GEOLOGY OF THE ŌMI-HACHIMAN DISTRICT

By

Fumio YOSHIDA*, Yoshiharu NISHIOKA**, Katsumi KIMURA** and Hideaki NAGAMORI**

(Written in 2002)

(ABSTRACT)

GENERAL REMARKS

The Ōmi-hachiman district covers a quadrangle area of 35°00'-35°10'N and 136°00'-136°15' E in the central Ōmi basin in Shiga Prefecture. The district is occupied by mountains, hills, diluvial uplands, fluvial lowland and a part of Lake Biwa. This geological map includes the Jurassic Tamba Accretionary Complex, Late Cretaceous Yasu Granite, Late Cretaceous to Paleogene Koto Rhyolites, granite porphyry and other rocks, Plio-Pleistocene Kobiwako Group and late Quaternary deposits in ascending order.

The Jurassic, Cretaceous and Paleogene rocks are exposed in the 200-440m high mountains, and the Kobiwako Group outcrops in the 100-270m high hills. The late Quaternary sediments are distributed on and around the hills and under the fluvial lowland.

The geologic division and history of the mapped district is summarized in Fig. 1.

JURASSIC TAMBA ACCRETIONARY COMPLEX

The Tamba Complex, in the southwest corner of the mapped district, outcrops in the Mikami-yama, Myōkōji-yama, Bodaiji-yama, Nikkō-yama and Anyoji-yama Mountains. The complex in this area is a minor portion of the whole Tamba Belt that occupies a large area of the northern Kinki region.

The complex, which is referred to as Type I Suite (Ishiga, 1983), is characterized by the sequence from toishi-type siliceous mudstone facies through chert facies to black mudstone facies and the intercalation of limestone rocks. These facies are most probably correlated with Triassic to Jurassic ages, and the accretion probably occurred during the Jurassic.

LATE CRETACEOUS YASU GRANITE

The Yasu Granites and Koto Rhyolites are both the products of a felsic plutonism that occurred extensively in southwest Japan in Late Cretaceous and Paleogene times.

The Yasu Granite outcrops largely in and around the Kagami-yama and Iwane-yama Mountains and can be divided into granite facies and granite porphyry facies. The granite facies is further divided into coarse-grained and medium-grained facies.

The coarse-grained facies, exposed in the southern Iwane-yama, is composed mainly of medium- to coarse-grained biotite monzogranite and biotite leucomonzogranite. The medium-grained facies occupies a major area of the two mountains and consists of medium-grained biotite leucomonzogranite and biotite monzogranite. The granite porphyry facies, lying in the central Kagami-yama, is made up of biotite granite porphyry.

LATE CRETACEOUS TO PALEOGENE KOTO RHYOLITES, GRANITE PORPHYRY AND OTHER ROCKS

Koto Rhyolites

The Koto Rhyolites are exposed at the steep and small mountains in the central part of the mapped district such as the

* MEXT (Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology)

**Institute of Geoscience

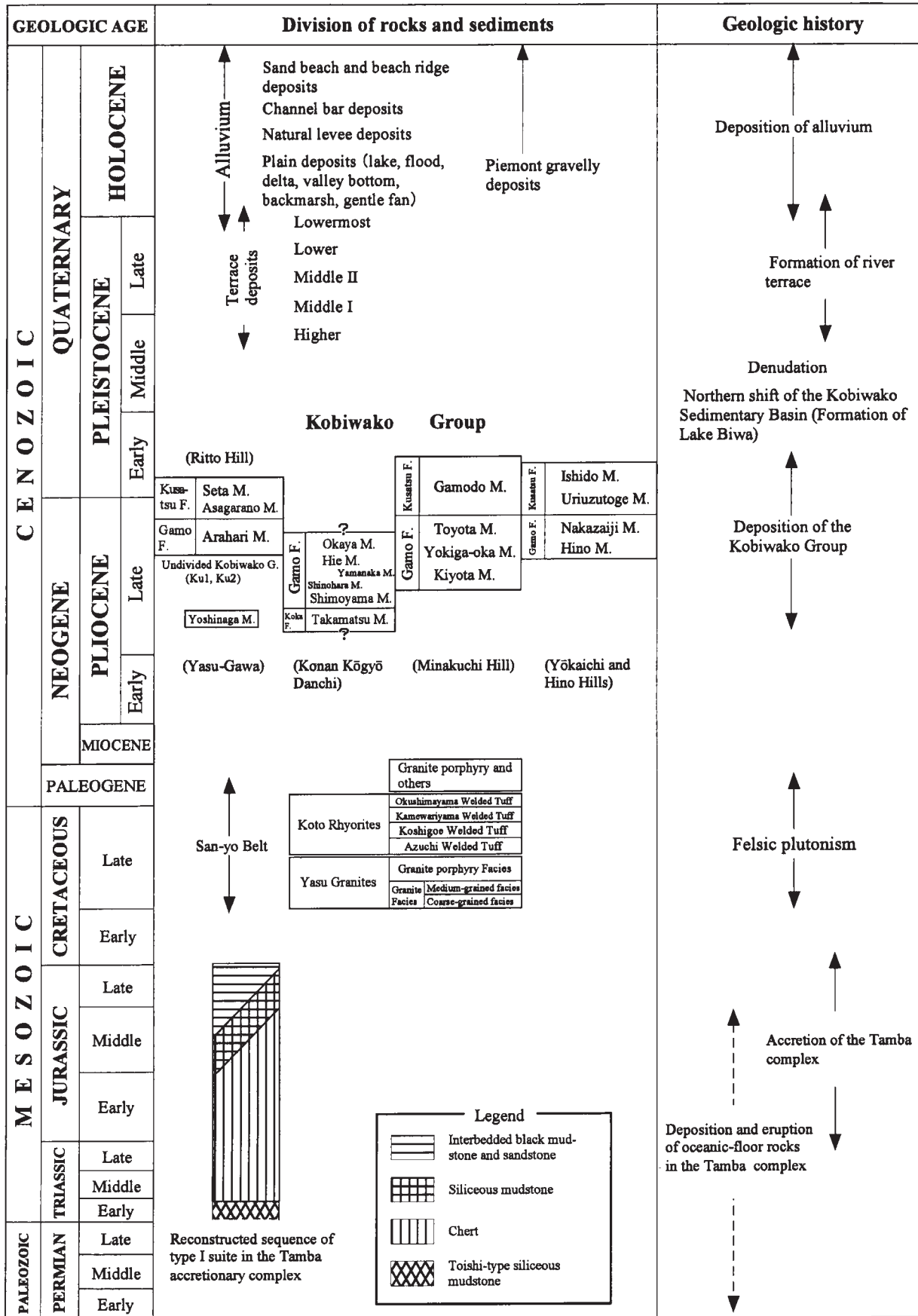


Fig. 1 Geological summary of the Ōmi-hachiman district

Kinugasa-yama, Kamewari-yama, Kakuyoku-zan and neighboring mountains. These rocks consist largely of rhyolite to dacite welded tuff and can be divided into the Azuchi, Koshigoe, Kamewariyama and Okushimayama Welded Tuffs in ascending order.

The Azuchi Tuff crops out mostly at the lower slope of the Kinugasa-yama and consists of pyroxene-hornblende rhyolite and dacite welded tuff. The Koshigoe Tuff, less than 20 meters thick, is sporadically exposed at the slope of the Kinugasa-yama and is composed of biotite rhyolite welded tuff containing a small amount of sandstone and conglomerate. The Kamewariyama Tuff, occupying a large part of the Koto Rhyolites, is made up of biotite rhyolite welded tuff. The Okushimayama Tuff outcrops at the Chōmeiji-yama and Kakuyoku-zan Mountains and consists of biotite-hornblende rhyolite welded tuff.

Granite porphyry and other rocks

The granite porphyry and other rocks, most probably related to the Koto Volcanism, consist of biotite granite porphyry, porphyritic biotite granite and granodiorite and are exposed in the Chōmeiji-yama, Oka-yama and Kamewari-yama Mountains. The porphyry rock in the Chomeiji-yama has intruded into the Kamewariyama Tuff.

PLIO-PLEISTOCENE KOBIWAKO GROUP

The Kobiwako Group is a fluviolacustrine basin-fill of the Kobiwako Sedimentary Basin that formed in the Ōmi and Iga-ueno basins since the Pliocene. The group, more than 1,500 meters thick, consists of mud, sand, pebbly sand, sandy gravel and gravel with many thin intercalations of volcanic ash, and yields fossil plants, a nonmarine fauna-such as *Stegodon* and footprints of mammals and birds.

The sediments in the district, up to 700m thick, correspond to the middle part of the whole succession of the group, and are divided into the Koka, Gamo, and Kusatsu Formations in ascending order. The three formations can be locally subdivided into several members, and correlated with each other on the basis of the tephrostratigraphic and lithostratigraphic relationship as shown in Fig. 1.

The Koka Formation, which outcrops in the Konan Kōgyō Danchi and the Yasu-gawa, consists of abundant pebble - to cobble-sized gravel and rare sand and mud. The Gamo Formation is exposed in the Yōkaichi, Hino, Minakuchi and Ritto hills and the Konan Danchi. This formation is made up of sand, mud and gravel. The Kusatsu Formation, upper formation of the Kobiwako Group in the district, crops out in the above-mentioned hills and is composed of abundant pebble-sized gravel and rare sand and mud. All the members in the Konan Danchi and along the eastern foot of the Kagami-yama Mountain are made up of the sediments derived from the adjacent Yasu Granite and Koto Rhyolites. On the contrary, the deposits of the other members were most probably supplied from the Mino-Tamba Belt and Koto Rhyolites.

Two NW-SE trending major faults, named the Shimoda and Shofukuji Faults, are recognized along the foot of the Kagami-yama and Iwane-yama Mountains. These faults cut or deform the Kobiwako Group.

LATE QUATERNARY DEPOSITS

The late Quaternary deposits in the mapped district comprises 1) latest Middle to Late Pleistocene fluvial terrace deposits in the diluvial uplands and 2) alluvium (Latest Pleistocene to Holocene sediments) under the fluvial lowland.

The terrace deposits, less than 10 meters thick, are divided into higher, middle I, middle II, lower and lowermost terrace deposits from older (upper) to younger (lower). The deposits consist of abundant pebble- to cobble-sized gravel and rare sand. The higher terrace deposits rest on the Kobiwako Group in the Yōkaichi and Minakuchi Hills, and the middle and lower terrace deposits lie around the Yōkaichi, Hino, Minakuchi, and Ritto Hills.

The alluvium under the fluvial lowland, less than 20 meters thick, can be divided into 1) piedmont gravelly deposits, 2) lake plain, flood plain, delta plain, valley bottom plain and gentle fan deposits, 3) backmarsh deposits, 4) natural levee deposits, 5) channel bar deposits and 6) sand beach and beach ridge deposits. All the deposits consist mostly of Holocene veneer of sand, gravel and mud.

ECONOMIC AND ENVIRONMENT GEOLOGY

Manganese deposits in the Tamba Complex were once mined at the Ioi Mine until the early 1960's in the Anyōji-yama in Rittō. Small deposits of copper, iron and limestone in the complex in Ishibe were once mined. Clay of the Kobiwako Group, especially clay of the Yamanaka, Hie and Shinohara Members, was dug as a raw material for pottery types named Hatta-Yaki and Shimoda-Yaki and others. Mud of the alluvium around the Kakuyoku-zan was also excavated for a roof tile called Hachiman-Kawara until recently. Chert, siliceous mudstone and mudstone in the complex are now quarried at several quarries in Ritto and Ishibe. Stone of the Yasu Granite and granite porphyry was once quarried at several stoneworks. A hot spring called the Jūnibō Onsen (or Yurara Onsen) is located at the Iwane-yama in Kōsei. The borehole of this spring was deeply drilled into the Yasu Granite, and the spring welled up in 1994.

執筆分担

第1章 地 形	吉田史郎
第2章 地質概説	吉田史郎・西岡芳晴・木村克己・長森英明
第3章 丹波帯	木村克己
第4章 野洲花崗岩	西岡芳晴
第5章 湖東流紋岩類及び花崗斑岩類	西岡芳晴
第6章 古琵琶湖層群	吉田史郎・長森英明
第7章 第 四 系	吉田史郎
第8章 応用地質	吉田史郎

文献引用例

全体引用の場合：

吉田史郎・西岡芳晴・木村克己・長森英明（2003）近江八幡地域の地質，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，72p.

章単位での引用の場合：

吉田史郎（2003）近江八幡地域の地質，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，p1-8.

Bibliographic reference

In the case of the whole citation :

Yoshida, F., Nishioka, Y., Kimura, K. and Nagamori, H. (2003) Geology of the Ōmi-hachiman district. Quadrangle Series, 1 : 50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 72p. (in Japanese with English abstract 3p.).

In the case of a partial citation :

Yoshida, F. (2003) Geology of the Ōmi-hachiman district, Chapter 1, Topography, Quadrangle Series, 1 : 50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p.1-8. (in Japanese)

地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）近江八幡地域の地質
平成15年5月30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 谷田部印刷株式会社

© 2003 Geological Survey of Japan, AIST



裏表紙説明: 八日市市の箕作山山稜には、湖東流紋岩類（後期白亜紀 - 古第三紀）に属する瓶割山溶結凝灰岩からなる奇岩・怪石が見られる。山腹に建立されている神社は、古代から信仰の対象となってきた太郎坊宮（正式名阿賀神社）。境内には同じ岩石からなる夫婦岩もあり、本殿前の展望台に立つと、古代万葉ロマンの蒲生野が一望できる（本文第 1.5 図）。

Back Cover Photo : A typical exposure of the Kamewariyama Welded Tuff at Mt. Mitsukuriyama in Yōkaichi City. This welded tuff is a member of the Late Cretaceous to Paleogene Koto Rhyolites. The exposed rocks are a symbol of the Tarobō-gū Shrine at the mountain slope.