

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
京都(11)第40号
NI-53-14-3

京 都 東 南 部 地 域 の 地 質

脇田浩二・竹内圭史・水野清秀・小松原 琢・中野聰志・竹村恵二・田口雄作

平 成 25 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

【訂正とお詫び】

「京都東南部」の報告書 43 ページ第 4.1 表に誤りがありました。

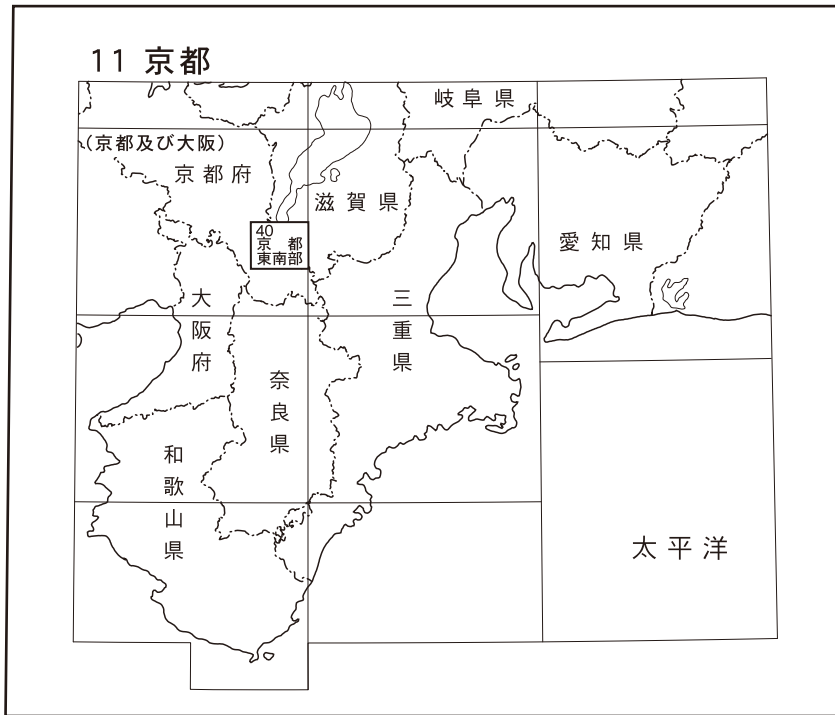
表の上部 4 行が欠落し、試料種類・試料数・場所及び SiO₂ 値が欠けてしまいました。

正しい表をここに再掲します。

お詫びして訂正いたします。

| 試料 | 石山長石 IN 5 | 低品位鉍 IN 8 | 粗粒鉍石 平均 n=26 | 中粒鉍石 平均 n=13 | 細粒鉍石 平均 n=12 | 花崗岩 平均 n=2 |
|--------------------------------|--------------|--------------|-------------------------------|-----------------|-----------------|---------------|
| 場所 | 原石置場 | 東山切羽 | 鉍口から-90m,-70m,-50m,-30m,0mレベル | | | |
| SiO ₂ | 77.58 | 75.20 | 67.62 | 65.93 | 66.39 | 75.59 |
| TiO ₂ | 0.01 | 0.02 | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 12.86 | 14.25 | 19.08 | 19.80 | 20.30 | 14.97 |
| MgO | 0.07 | 0.03 | | | | |
| CaO | 0.35 | 0.18 | 0.36 | 0.39 | 0.37 | 0.46 |
| Na ₂ O | 4.26 | 2.57 | 5.47 | 5.74 | 7.51 | 4.01 |
| K ₂ O | 4.10 | 4.81 | 6.67 | 7.35 | 4.70 | 4.11 |
| Ig. loss | 0.24 | 1.87 | | | | |
| Total | 99.67 | 99.86 | | | | |
| 出典 | a | a | b | b | b | b |

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

| | | |
|---|--|---|
| 11-27 京都西北部 Kyōto-Seihokubu NI-53-14-6 (1989) | 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) |
| 11-39 京都西南部 Kyōto-Seinambu NI-53-14-7 (2005) | 11-40 京都東南部 Kyōto-Tōnambu NI-53-14-3 (2013) | 11-41 水口 Minakuchi NI-53-8-15 (2003) |
| 11-51 大阪東北部 Ōsaka-Tōhokubu NI-53-14-8 (2001) | 11-52 奈良 Nara NI-53-14-4 (2000) | 11-53 上野 Ueno NI-53-8-16 (1996) |

伏見 Fushimi 1:75,000 (1932)

京都東南部地域の地質

脇田浩二*・竹内圭史*・水野清秀*・小松原 琢*・中野聰志**・竹村恵二***・田口雄作****

産業技術総合研究所地質調査総合センターは、1882年にその前身である地質調査所が創設されて以来、国土の地球科学的実態を解明するために調査研究を行い、様々な縮尺の地質図を作成してきた。その中で、5万分の1地質図幅は、自らの地質調査に基づく最も詳細な地質図であり、基本的な地質情報が網羅されている。京都東南部地域の地質は、この5万分の1地質図幅シリーズの一環として作成されたもので、5万分の1縮尺の地質図幅と地域地質研究報告（説明書）から構成されている。

「京都東南部」地域における現地調査は、平成18～21年度に実施した。調査研究と執筆について、丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスのうち瀬田川・大石川以西を脇田が、同コンプレックスの変成作用を受けた東部と南縁部を竹内が、花崗岩及び岩脈を中野が、中新世の綴喜層群を竹内が、古琵琶層群及び大阪層群を水野が、高位段丘以降の更新統・完新統を小松原が、地下地質を竹村が、水資源を田口が、地下資源を中野が、災害地質を小松原・竹村が、それぞれ主に担当した。全体の調整は脇田・竹内が行った。

丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスのI型地層群とII型地層群の区分や地質図の描き方については、京都教育大学副学長武蔵野 實氏、箕面東高等学校教頭貴治康夫氏、同志社女子中・高等学校教諭楠 利夫氏、龍谷大学講師三上禎次氏にご教示・ご議論いただいた。また、貴治康夫氏には、丹波帯付加コンプレックス中の小岩脈についても多大なるご教示と試料類の貸与をいただいた。丹波帯付加コンプレックスの調査に当たって、京都市埋立事業管理事務所（エコランド 音羽の杜）、鴻池建設株式会社大津採石工場、日清都ゴルフ場及び京都国際カントリークラブに便宜を図っていただいた。放散虫化石処理と鑑定については新潟大学栗原敏之氏と石田直人氏にお世話になった。南東部の丹波帯付加コンプレックスについて、京都大学平島崇男教授には王 革凡博士の岩石薄片・資料を貸与していただいた。火成岩類の記載に当たり、田上花崗岩体・信楽花崗岩体については、周琵琶湖花崗岩体研究グループによる調査資料と採取試料を活用させていただいた。田上花崗岩体とそのベグマタイトについては、河野俊夫氏に多数貴重なご教示をいただいた。野外調査に当たっては、新名神高速道路建設工事に伴う露頭観察を頻繁に行った際に、西日本高速道路井手俊也氏及び第二名神大津特定建設工事共同企業体副所長岸本三好氏はじめ多くの方に便宜を図っていただき、関係資料も参考にさせていただいた。瀬田川洗堰南の大戸川の瀬田川流入地点付近の川原の露頭観察及び鑑ダム東方の田上花崗岩体観察に当たっては、国土交通省琵琶湖工事事務所及び田上砂防出張所の方々に便宜を図っていただいた。実際の野外調査に当たっては、安達孝紀氏（大津市立長等小学校）、大橋義也氏（中津川市立坂本中学校）、花田遥平氏（滋賀県立信楽高校）に協力をいただいた（当時、滋賀大学教育学部院生・学生）。また、大津放水路工事の現場観察及び関係資料閲覧については建設省近畿地方建設局の菅沼忠男氏に、大津市瀬田「ニューびわこサウナ」地下のボーリング試料の観察については総支配人青木 勉氏と副支配人森口照雄氏にお手数をおかけした。原山 智氏（信州大学）には鉱物組成分析の標準試料を貸与いただいた。古琵琶湖層群・大阪層群などの鮮新-更新統に関しては、石田志朗博士に露頭情報をご教示いただいた。藤原重彦氏にはボーリングによって採取された火山灰試料をご提供いただいた。千葉大学園芸学部の百原 新博士には植物化石の同定をしていただいた。地下地質関係では、京都盆地地下地質情報収集に当たっては、京都市消防局、(株)阪神コンサルタントの末廣匡基氏にお世話になった。京都盆地及び山科盆地のボーリング断面の作成に当たっては、関西地盤協議会（KG-Net）の地盤データベースを利用させていただき、地域地盤環境研究所の北田奈緒子氏にご協力いただいた。千木良雅弘博士をはじめとする京都大学防災研究所の方々にはボーリング資料をご提供いただいた。京都市役所都市計画局公共建築部企画設計課からは、山科地区のボーリング資・試料をご提供いただいた。資源地質関係では、上田上公民館長大森秀次氏には上田上牧地区の石材について多くのご教示をいただいた。温鉱泉の資料は、京都府健康福祉部薬務課及び滋賀県健康福祉部生活衛生課から、地下水の文献の多くは、立命館大学文学部地理学教室の吉越昭久教授から提供を受けた。京都府建設交通部砂防課及び城陽市役所からは、土砂採取量に関する資料をご提供いただいた。ここに記して謝意を表する。（各氏の所属・役職は当時のものである）

地質調査総合センター内では、石原舜三氏から暗色包有岩の全岩化学分析値のデータの提供を受けた。また丹波帯付加コンプレックスについて、地質情報研究部門の木村克己氏・中江 訓氏から助言を受けた。活断層地震研究センターの小泉尚嗣氏からは、ボーリング資料の提供を受けた。本研究に用いた岩石薄片は、地質標本館の大和田 朗・佐藤卓見・福田和幸各氏の作製によるものである。

本報告では国土地理院発行の5万分の1地形図の地域を指す時に「京都東南部」地域のように「 」をつけて記述することがある。本報告で用いた試料のうち、GSJ R No. の岩石試料は、地質標本館に登録・保管されている。本文中で記述した露頭・試料採取地点の位置は付図の地形図に示したが、球顆花崗岩は乱採集の恐れがあるため示していない。

（平成23年度稿）

所 属

* 地質情報研究部門

** 滋賀大学教育学部

*** 京都大学理学研究科

**** 地圏資源環境研究部門

+ 現所属 山口大学大学院理工学研究科

Keywords: areal geology, geological map, 1:50,000, Kyoto, Shiga, Tamba, Ryoke belt, Tanakami Granite, Tsuzuki Group, Kobiwako Group, Osaka Group, terrace, Permian, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, accretionary complex, metamorphic rocks, contact metamorphism, mélangé, chert, basalt, limestone, mudstone, sandstone, conglomerate, granite, sand, mud, clay, gravel, active fault, water, resources

目 次

| | |
|---------------------------|----|
| 第1章 地 形 | 1 |
| 1.1 地形概説 | 1 |
| 1.2 京都盆地 | 1 |
| 1.3 桃山丘陵 | 2 |
| 1.4 山科盆地 | 2 |
| 1.5 黄檗丘陵 | 2 |
| 1.6 宇治丘陵 | 2 |
| 1.7 醍醐山地 | 3 |
| 1.8 石山丘陵 | 3 |
| 1.9 近江盆地 | 3 |
| 1.10 瀬田丘陵 | 4 |
| 1.11 田上低地 | 4 |
| 1.12 田上・大石丘陵及び宇治田原丘陵 | 4 |
| 1.13 田上山地及び信楽山地 | 4 |
| 1.14 朝宮丘陵 | 4 |
| 第2章 地質概説 | 5 |
| 2.1 地質図研究史 | 5 |
| 2.2 地質概要 | 7 |
| 2.3 丹波帯ジュラ紀付加コンプレックス | 7 |
| 2.4 後期白亜紀火成岩類 | 8 |
| 2.5 中新統綴喜層群 | 8 |
| 2.6 鮮新-中部更新統古琵琶湖層群及び大阪層群 | 8 |
| 2.7 段丘堆積物・沖積層とその相当層 | 9 |
| 2.8 活構造 | 9 |
| 第3章 丹波帯ジュラ紀付加コンプレックス | 10 |
| 3.1 概 要 | 10 |
| 3.2 用語解説 | 11 |
| 3.3 研究史 | 12 |
| 3.4 II型地層群 | 12 |
| 3.5 I型地層群 | 15 |
| 3.6 平野地下の丹波帯ジュラ紀付加コンプレックス | 18 |
| 3.7 丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスの地質構造 | 18 |
| 3.8 領家変成作用と接触変成帯 | 20 |
| 3.8.1 領家変成作用 | 20 |
| 3.8.2 白亜紀花崗岩類による接触変成帯 | 20 |
| 第4章 後期白亜紀火成岩類 | 22 |
| 4.1 概 要 | 22 |

| | | |
|---------|----------------------|----|
| 4.2 | 研究史 | 23 |
| 4.3 | 信楽花崗岩体 | 24 |
| 4.4 | 田上花崗岩体 | 25 |
| 4.5 | 岩脈類 | 46 |
| 4.5.1 | 苦鉄質岩脈 | 46 |
| 4.5.2 | 非顕晶質細粒斑状花崗岩脈 | 48 |
| 4.5.3 | 珪長質岩脈 | 49 |
| 4.6 | 全岩化学組成 | 49 |
| 4.7 | 田上花崗岩体の鉱物学 | 50 |
| 4.8 | 本図幅地域火成岩類の位置づけ | 54 |
| 第5章 | 中新統綴喜層群 | 55 |
| 5.1 | 概要と研究史 | 55 |
| 5.2 | 奥山田層 | 55 |
| 5.3 | 湯屋谷層 | 57 |
| 第6章 | 鮮新-中部更新統古琵琶湖層群及び大阪層群 | 58 |
| 6.1 | 研究史と概要 | 58 |
| 6.1.1 | 古琵琶湖層群の研究史と概要 | 58 |
| 6.1.2 | 大阪層群の研究史と概要 | 60 |
| 6.2 | 古琵琶湖層群 | 62 |
| 6.2.1 | 信楽(朝宮)地域 | 62 |
| 6.2.1.1 | 阿山層 | 62 |
| 6.2.1.2 | 甲賀層 | 62 |
| 6.2.2 | 草津～膳所地域 | 63 |
| 6.2.2.1 | 蒲生層 | 63 |
| 6.2.2.2 | 草津層 | 64 |
| 6.2.2.3 | 堅田層 | 65 |
| 6.3 | 大阪層群 | 66 |
| 6.3.1 | 宇治～宇治田原～大石丘陵 | 66 |
| 6.3.1.1 | 登美ヶ丘 | 66 |
| 6.3.1.2 | 長山層 | 67 |
| 6.3.1.3 | 禪定寺層 | 68 |
| 6.3.1.4 | 長池層 | 68 |
| 6.3.2 | 桃山丘陵～黄檗丘陵 | 69 |
| 6.3.2.1 | 深草層 | 69 |
| 第7章 | 段丘堆積物・沖積層とその相当層 | 72 |
| 7.1 | 研究史 | 73 |
| 7.2 | 高位段丘堆積物 | 73 |
| 7.2.1 | 高位I段丘堆積物 | 73 |
| 7.2.2 | 高位II段丘堆積物 | 74 |
| 7.3 | 中位段丘堆積物 | 75 |

| | | |
|----------|-----------------|----|
| 7. 4 | 低位段丘堆積物 | 75 |
| 7. 4. 1 | 低位 I 段丘堆積物 | 75 |
| 7. 4. 2 | 低位 II 段丘堆積物 | 75 |
| 7. 5 | 斜面堆積物 | 75 |
| 7. 5. 1 | 崖錐堆積物 | 75 |
| 7. 5. 2 | 埋谷緩斜面堆積物 | 75 |
| 7. 6 | 沖積層 | 76 |
| 7. 6. 1 | 緩扇状地堆積物 | 76 |
| 7. 6. 2 | 後背湿地堆積物 | 76 |
| 7. 6. 3 | 天井川堆積物 | 76 |
| 7. 6. 4 | 自然堤防堆積物 | 76 |
| 7. 6. 5 | 旧河道堆積物 | 76 |
| 7. 6. 6 | 現河床堆積物 | 76 |
| 7. 6. 7 | 干拓地堆積物 (旧湖沼堆積物) | 76 |
| 7. 6. 8 | 盛土 | 76 |
| 第 8 章 | 堆積盆地の地下地質 | 77 |
| 8. 1 | 近江盆地 | 77 |
| 8. 2 | 京都盆地及び山科盆地 | 77 |
| 8. 2. 1 | 地下深部層の層序と地質構造 | 77 |
| 8. 2. 2 | 地下の段丘相当層及び沖積層 | 81 |
| 第 9 章 | 地質構造 | 87 |
| 9. 1 | 中生界の地質構造 | 87 |
| 9. 2 | 綴喜層群の地質構造 | 87 |
| 9. 3 | 活構造 | 88 |
| 9. 3. 1 | 瀬田傾動帯 | 88 |
| 9. 3. 2 | 膳所断層 | 90 |
| 9. 3. 3 | 黄檗断層 | 90 |
| 9. 3. 4 | 花山-勸修寺断層 | 91 |
| 9. 3. 5 | 桃山断層 | 91 |
| 9. 3. 6 | 宇治傾動帯 | 91 |
| 9. 3. 7 | 宇治川断層 | 92 |
| 9. 3. 8 | 曾束断層 | 93 |
| 9. 3. 9 | 和束谷断層 | 93 |
| 9. 3. 10 | 裏白断層 | 94 |
| 9. 3. 11 | 田上断層群 | 94 |
| 第 10 章 | 資源地質 | 95 |
| 10. 1 | 鉱物資源 | 95 |
| 10. 1. 1 | 長石鉱床 | 95 |
| 10. 1. 2 | マンガン鉱床 | 97 |
| 10. 1. 3 | 重晶石鉱床 | 98 |

| | | |
|----------|------------|-----|
| 10. 1. 4 | ウラン鉱床 | 98 |
| 10. 1. 5 | 珪灰石鉱床 | 99 |
| 10. 2 | 地下水 | 99 |
| 10. 2. 1 | 山科・醍醐地区 | 99 |
| 10. 2. 2 | 東山・伏見地区 | 99 |
| 10. 3 | 温鉱泉 | 100 |
| 10. 3. 1 | 京都府の温泉 | 101 |
| 10. 3. 2 | 滋賀県の温泉 | 101 |
| 10. 4 | 碎石・砂利 | 101 |
| 第 11 章 | 災害地質 | 102 |
| 11. 1 | 地震 | 102 |
| 11. 2 | 斜面災害 | 102 |
| 11. 2. 1 | 地すべり | 102 |
| 11. 2. 2 | 斜面崩壊 | 102 |
| 11. 2. 3 | 土石流 | 104 |
| 第 12 章 | その他の地質関連事項 | 105 |
| 12. 1 | 天然記念物 | 105 |
| 12. 2 | 巨椋池の干拓 | 106 |
| 12. 3 | オランダ堰堤 | 107 |
| 文 献 | | 122 |
| Abstract | | 122 |

図・表目次

| | | |
|----------|--|----|
| 第 1. 1 図 | 「京都東南部」地域とその周辺の地形概略図 | 1 |
| 第 1. 2 図 | 「京都東南部」地域の接峰面図 | 2 |
| 第 1. 3 図 | 比叡山頂からの石山～南郷～田上地域遠望写真 | 3 |
| 第 1. 4 図 | 音羽山系～南郷地域遠望写真 | 3 |
| 第 1. 5 図 | 田上山系遠望写真 | 3 |
| 第 1. 6 図 | 上田上山系 <small>かみたなかみ</small> （狛坂山）遠望写真 | 3 |
| 第 1. 7 図 | 森林収奪によるはげ山が残る田上山地西端部の風景 | 3 |
| 第 2. 1 図 | 「京都東南部」地域の地質概略図及び地質帯区分図 | 5 |
| 第 2. 2 図 | 「京都東南部」地域の地質総括図 | 6 |
| 第 3. 1 図 | 「京都東南部」地域における丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスのⅠ型地層群とⅡ型地層群の分布 | 10 |
| 第 3. 2 図 | ジュラ紀付加コンプレックスのメランジュにおける用語 | 11 |
| 第 3. 3 図 | メランジュの泥質基質（泥質混在岩） | 13 |
| 第 3. 4 図 | 塊状砂岩と泥岩優勢砂岩泥岩互層の繰り返し | 13 |
| 第 3. 5 図 | 泥岩優勢破断砂岩泥岩互層 | 13 |
| 第 3. 6 図 | 天ヶ瀬ダム周辺の厚い砂岩層で特徴づけられる堆積相 | 14 |
| 第 3. 7 図 | 宇治市志津川支流池ノ屋川の右岸の露頭 | 14 |

| | | |
|-----------|--|----|
| 第 3. 8 図 | 層状チャートの露頭 | 16 |
| 第 3. 9 図 | 砥石型珪質粘土岩の露頭 | 16 |
| 第 3. 10 図 | 大津市膳所上別保町の珪質泥岩から産出した放散虫化石 | 17 |
| 第 3. 11 図 | 丹波帯ジュラ紀付加コンプレックス中の破碎帯 | 18 |
| 第 3. 12 図 | ボーリングコア (KD-0) の岩相の概要 | 18 |
| 第 3. 13 図 | KD-1 コアで観察されるメランジュ (破断砂岩泥岩互層) | 19 |
| 第 3. 14 図 | KD-1 コアで観察されるメランジュ (泥質混在岩) | 19 |
| 第 3. 15 図 | 宇治田原-和東地域の領家変成帯と接触変成帯 | 21 |
| 第 4. 1 図 | 本図幅地域北東部周辺の火成岩類の分布概略図 | 22 |
| 第 4. 2 図 | 湖東コールドロン・琵琶湖コールドロンの輪郭を示す琵琶湖周辺花崗岩体分布図 | 24 |
| 第 4. 3 図 | 本図幅地域に分布する火成岩類のスラブモード組成 | 25 |
| 第 4. 4 図 | 信楽花崗岩体の接写写真 | 25 |
| 第 4. 5 図 | 田上花崗岩体の中～粗粒黒雲母花崗岩 (Gt3) | 26 |
| 第 4. 6 図 | 岩相境界部の写真 | 27 |
| 第 4. 7 図 | 中・粗粒相 (Gt3) 中の細粒・細粒斑状相 (Gt1) のシート状産状 | 28 |
| 第 4. 8 図 | 天井相としての細粒黒雲母花崗岩 (Gt1) | 28 |
| 第 4. 9 図 | 中・粗粒相 (Gt3) の岩相 | 29 |
| 第 4. 10 図 | 中・粗粒相 (Gt3) の薄片接写写真 | 30 |
| 第 4. 11 図 | 中・粗粒相 (Gt3) の顕微鏡写真 | 31 |
| 第 4. 12 図 | 中～粗粒黒雲母花崗岩 (Gt3) に見られるポットホール | 33 |
| 第 4. 13 図 | 中粒斑状黒雲母花崗岩 (Gt2) の岩相 | 33 |
| 第 4. 14 図 | 中粒斑状黒雲母花崗岩 (Gt2) の接写写真 | 34 |
| 第 4. 15 図 | 中粒斑状黒雲母花崗岩 (Gt2) の薄片接写写真 | 35 |
| 第 4. 16 図 | 中粒斑状黒雲母花崗岩 (Gt2) の顕微鏡写真 | 36 |
| 第 4. 17 図 | 中・粗粒斑状相 (Gt2) 中の細粒・細粒斑状相 (Gt1) 岩脈 | 38 |
| 第 4. 18 図 | 中・粗粒斑状相 (Gt2) 中の MME と黒雲母レアリング及びペグマタイト岩相との共存 | 38 |
| 第 4. 19 図 | 細粒・細粒斑状相 (Gt1) の接写写真 | 39 |
| 第 4. 20 図 | 細粒・細粒斑状相 (Gt1) の薄片接写写真 | 39 |
| 第 4. 21 図 | 細粒・細粒斑状相 (Gt1) の顕微鏡写真 | 41 |
| 第 4. 22 図 | 中～粗粒黒雲母花崗岩 (Gt3) 中のペグマタイト | 41 |
| 第 4. 23 図 | ペグマタイトの産状 | 41 |
| 第 4. 24 図 | 球顆花崗岩の露頭 | 42 |
| 第 4. 25 図 | 球顆花崗岩の接写写真 | 42 |
| 第 4. 26 図 | 井上平津鉦山の長石鉦石 | 43 |
| 第 4. 27 図 | 中・粗粒斑状相 (Gt2) 中の細粒暗色包有岩 (MME) の露頭写真 | 44 |
| 第 4. 28 図 | 中・粗粒斑状相 (Gt2) 中の細粒暗色包有岩の岩相 | 44 |
| 第 4. 29 図 | 中・粗粒斑状相 (Gt2) 中の細粒暗色包有岩の薄片接写写真 | 45 |
| 第 4. 30 図 | 中・粗粒斑状相 (Gt2) 中の細粒暗色包有岩の顕微鏡写真 | 45 |
| 第 4. 31 図 | 中・粗粒相 (Gt3) 中に見られる細粒暗色包有岩の露頭写真 | 46 |
| 第 4. 32 図 | 宇治市域の貫入脈岩の薄片接写写真 | 47 |

| | | |
|-----------|-------------------------------|----|
| 第 4. 33 図 | 宇治市域の火成岩脈の顕微鏡写真 | 48 |
| 第 4. 34 図 | 非顕晶質細粒斑状花崗岩弧状脈 (Pg) の岩石組織 | 49 |
| 第 4. 35 図 | 田上花崗岩類の SiO ₂ 量比較図 | 52 |
| 第 4. 36 図 | 田上花崗岩体中の黒雲母の MgO-FeO 図 | 54 |
| 第 5. 1 図 | 奥山田層基底の不整合露頭 | 56 |
| 第 5. 2 図 | 奥山田層上部の塊状細粒砂岩 | 56 |
| 第 5. 3 図 | 湯屋谷層下部の貝化石床 | 57 |
| 第 6. 1 図 | 古琵琶湖層群・大阪層群の地域ごとの層序対比図 | 59 |
| 第 6. 2 図 | 信楽地域の古琵琶湖層群の地質柱状図 | 62 |
| 第 6. 3 図 | 草津～膳所地域の古琵琶湖層群の地質柱状図 | 63 |
| 第 6. 4 図 | 桜ヶ丘砂泥部層の露頭 | 65 |
| 第 6. 5 図 | 宇治田原～大石地域の大阪層群の地質柱状図 | 67 |
| 第 6. 6 図 | 大福礫部層の露頭 | 69 |
| 第 6. 7 図 | 長山層の露頭 | 69 |
| 第 6. 8 図 | 禪定寺層の中礫サイズのチャート礫を主とする礫層の露頭 | 69 |
| 第 6. 9 図 | 桃山丘陵～黄檗丘陵の大阪層群の地質柱状図 | 70 |
| 第 7. 1 図 | 高位 I 段丘柱状図 | 73 |
| 第 7. 2 図 | 高位 II 段丘柱状図 | 74 |
| 第 7. 3 図 | 中位段丘柱状図 | 75 |
| 第 8. 1 図 | 近江盆地の沖積層の厚さ | 77 |
| 第 8. 2 図 | ボーリング及び反射法位置図 | 78 |
| 第 8. 3 図 | KD-1 の柱状図 | 79 |
| 第 8. 4 図 | KD-2 の柱状図 | 79 |
| 第 8. 5 図 | KD-0 の柱状図 | 80 |
| 第 8. 6 図 | 反射法断面 (南北方向: 堀川—巨椋池測線) | 82 |
| 第 8. 7 図 | 反射法まとめ図 | 83 |
| 第 8. 8 図 | 深部ボーリング対比まとめ | 83 |
| 第 8. 9 図 | ボーリングデータからみた京都盆地の南北断面 | 83 |
| 第 8. 10 図 | 沖積層分布層厚 | 84 |
| 第 8. 11 図 | 沖積層の優勢な土質 | 85 |
| 第 8. 12 図 | ボーリングデータからみた山科盆地の南北断面 | 86 |
| 第 9. 1 図 | 近畿地方活断層図 | 88 |
| 第 9. 2 図 | 京都東南部図幅の活構造 | 89 |
| 第 9. 3 図 | 瀬田傾動帯の平面図 | 90 |
| 第 9. 4 図 | 瀬田川の段丘縦断面形 | 90 |
| 第 9. 5 図 | 黄檗断層 (御蔵山断層) の露頭 | 91 |
| 第 9. 6 図 | 花山-勸修寺断層の断面図 | 92 |
| 第 9. 7 図 | 桃山時代の遺物包含層を切る小断層 | 92 |
| 第 9. 8 図 | 宇治傾動帯の地形 | 93 |
| 第 9. 9 図 | 宇治川の段丘縦断面形 | 93 |

| | | |
|------------|--|-----|
| 第 9. 10 図 | 曾束断層の露頭 | 94 |
| 第 9. 11 図 | 田上断層群の露頭 | 94 |
| 第 10. 1 図 | 井上長石鉍山平津鉍床 6 号坑内地質図 | 96 |
| 第 10. 2 図 | 井上長石鉍山遠望 | 96 |
| 第 10. 3 図 | 井上平津鉍床の産状 | 97 |
| 第 10. 4 図 | 田上花崗岩体中での交代性長石～変質花崗岩の形成過程モデル図 | 97 |
| 第 10. 5 図 | 溪井南郷鉍山坑内地質図 | 97 |
| 第 10. 6 図 | 溪井南郷鉍山 | 98 |
| 第 10. 7 図 | 乾長石朝宮鉍山 | 98 |
| 第 10. 8 図 | 珪灰石の露頭 | 98 |
| 第 10. 9 図 | 京都市内不圧地下水面図及び水温分布図 | 99 |
| 第 11. 1 図 | 京都近江盆地地震跡図 | 104 |
| 第 11. 2 図 | 天ヶ瀬ダムと大戸川支流の堆砂量変遷 | 104 |
| 第 12. 1 図 | 石山寺珪灰石露頭 | 105 |
| 第 12. 2 図 | 三川合流付近の地形図 (1590 年代) | 105 |
| 第 12. 3 図 | 三川合流付近の地形図 [淀川改修工事 (1896-1911) 以前] | 106 |
| 第 12. 4 図 | 三川合流付近の地形図 (現在) | 106 |
| 第 12. 5 図 | オランダ堰堤 | 106 |
| 第 3. 1 表 | 大津市膳所上別保町の珪質泥岩から産出した放射虫化石リスト | 17 |
| 第 3. 2 表 | ボーリングコアの位置情報 | 19 |
| 第 4. 1 表 | 井上長石鉍床の鉍石と母岩の全岩化学分析値 | 43 |
| 第 4. 2 表 | 井上平津長石鉍石中の長石類と白雲母の化学分析値 | 43 |
| 第 4. 3 表 a | 田上花崗岩体各岩相の全岩化学組成 (主成分元素) | 51 |
| 第 4. 3 表 b | 田上花崗岩体各岩相の全岩化学組成 (微量成分元素) | 52 |
| 第 4. 4 表 | 田上山バグマタイト産の鉍物種 | 53 |
| 第 6. 1 表 | 古琵琶湖層群・大阪層群の主な火山灰層と関連するテフラのガラスの屈折率及び化学組成一覧 | 64 |
| 第 6. 2 表 | 岩山火山灰層のフィッショントラック年代データ一覧 | 68 |
| 第 7. 1 表 | 研究者別層序対比表 | 72 |
| 第 9. 1 表 | 研究別の活構造名対照表 | 89 |
| 第 10. 1 表 | 京都府及び滋賀県の温鉍泉の水質 | 100 |
| 第 10. 2 表 | 京都府及び滋賀県内のその他の温泉 | 101 |
| 第 11. 1 表 | 京都近江地震歴史 | 103 |
| 付図 A-D | 露頭・試料採取位置図 | 121 |
| Fig. 1 | Geological summary of the Kyōto-Tōnambu district | 123 |

第1章 地形

(小松原 琢)

1.1 地形概説

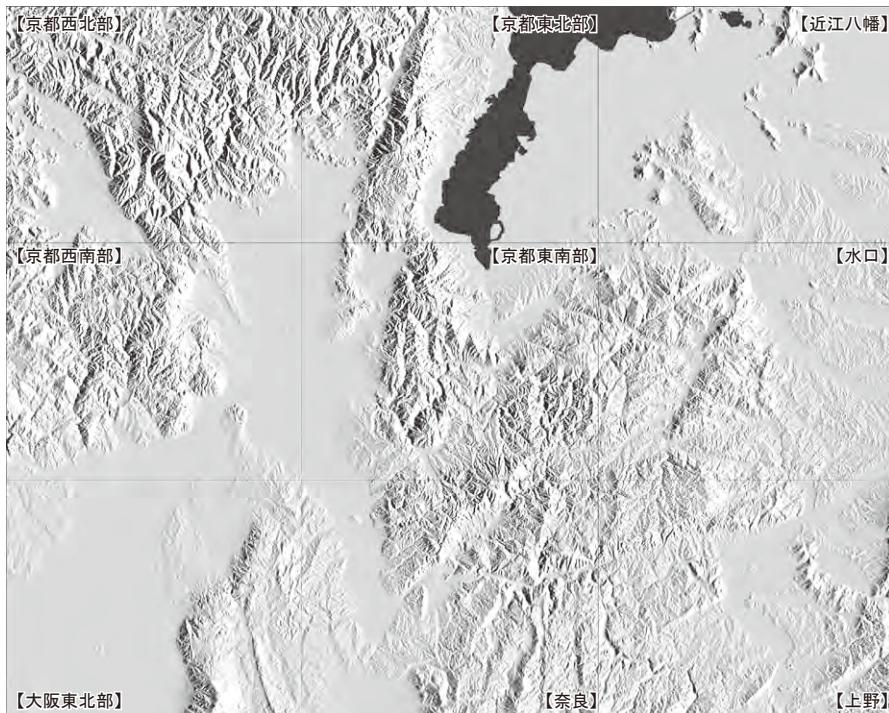
京都東南部地域は、世界測地系の北緯 34°50′ 11″7 - 35°01′ 11″6, 東経 135°44′ 49″8 - 135°59′ 49″3 (日本測地系の北緯 34°50′ - 35°00′, 東経 135°45′ - 136°00′) の範囲に位置し、行政区としては京都府京都市、宇治市、城陽市、宇治田原町、和束町、久御山町、八幡市、京田辺市、滋賀県大津市、甲賀市、草津市、栗東市が含まれる。

本図幅の範囲は京都盆地東部から近江盆地南部周辺の山地・丘陵に至る地域である。この地域は、後期第四紀の構造運動を反映した幅約 2～30 km の南北ないし北東-南西方向に長軸を持つ地塊に分断され(第 1.1 図)、地塊ごとに異なる地形・地質的特徴をもつ。本図幅の東部と中央やや西寄りには稜線の高度が 400～600 m の山地が広がるが、西部(京都盆地)と北東部(近江盆地)は標高 100 m 以下の低地となっている(第 1.2 図)。これら 2 つの低地は瀬田川及び宇治川によって結ばれており、この川が山地を横断する部分では丹波帯の地層を削り込んで深い V 字谷が形成されている。瀬田川も宇治川も共に琵琶湖から流れ出る淀川本流の名称で滋賀県内で

は瀬田川、京都府内では宇治川と呼ばれる。一方、接峰面図では瀬田川・宇治川の流路の南東側に接峰面高度 200～300 m の幅広い谷状の低地があり、ここに古琵琶湖層群・大阪層群及び段丘堆積物が分布する丘陵が広がっている。以下では西から順に地塊や地質と対応する地形区(池田ほか, 1979; 小林ほか, 1982 の地形区名を一部改称)ごとにその地形及び地質的特徴を記す。

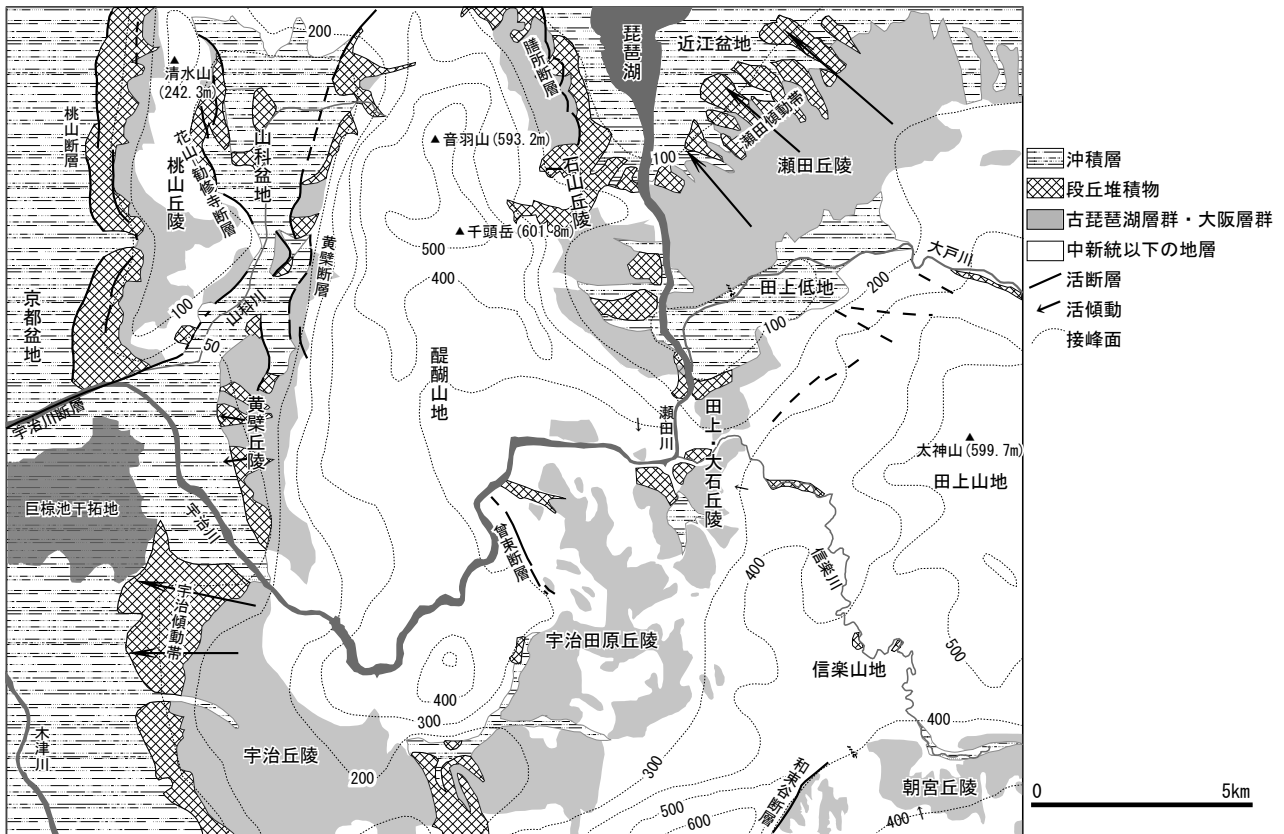
1.2 京都盆地

京都盆地は、南北約 20 km 東西 5～6 km の、ほぼ長方形の盆地である。京都盆地は概ね北に高く南に低い地形をなす。盆地の北西を桂川が、中央部を宇治川、南部を木津川が貫流している。盆地の西縁は京都西山断層帯に、盆地の東縁は花折断層、桃山断層及び宇治傾動帯によって画される。京都盆地の北部は鴨川によって形成された扇状地となっており、北端部の標高は約 80 m である。一方盆地の中・南部は標高 30 m 未満の自然堤防帯となっており、自然堤防と後背低地が分布している。このうち盆地南部の木津川周辺には特に明瞭な自然堤防が



第 1.1 図 「京都東南部」地域とその周辺の地形概略図

国土地理院発行数値地図 50 m メッシュ標高データをカシミール 3D で表示。「京都東南部」等は 5 万分の 1 地形図図画名。



第 1. 2 図 「京都東南部」地域の接峰面図
接峰面図は幅 1 km 以下の谷を埋めて作図。

発達する。また中部の宇治川周辺には後背低地が高い割合を占め、自然堤防の占める割合は低い。特に宇治川左岸には昭和期の干拓事業によって消滅するまで、巨椋池と呼ばれる面積 794 ha の湖沼が存在していた。この干拓地付近における標高は 10 m である。京都盆地は構造性の盆地で、地下には大阪層群から沖積層に至る厚さ最大約 800 m の盆地を埋積する堆積物が分布する。本図幅西部は京都盆地の中央部にあたり、北から順に鴨川の扇状地、自然堤防帯、巨椋池干拓地、木津川沿いの自然堤防帯が分布している。

1. 3 桃山丘陵

桃山丘陵は、西縁を桃山断層（花折断層帯南部）、東縁を花山-勸修寺断層によって境された、南北約 8 km、東西 2 km の「く」の字型の丘陵である。丘陵の最高点は清水山（標高 242.3 m）である。この丘陵の頂部は緩傾斜の小起伏面をなす。丘陵の中軸部には丹波帯 I 型地層群が、その両側には大阪層群が、更に縁辺部の京都盆地及び山科盆地との境界付近には段丘堆積物が、それぞれ分布する。

1. 4 山科盆地

山科盆地は西縁を花山-勸修寺断層、東縁を黄檗断層によって境された漏斗状の形の南北約 5 km 東西約 3 km の盆地である。山科盆地の大部分は山科川などの河川が作り出した扇状地で占められるが、中央部に残丘状に低位段丘堆積物が露出する。この盆地は小さいながらも厚さ最大 360 m に達する新生代の堆積物で覆われた構造盆地である（京都市，2001）。

1. 5 黄檗丘陵

黄檗丘陵は山科盆地の南に位置し、西側の京都盆地と東側の醍醐山地に挟まれた幅 1～2 km、長さ 6 km 程度の小規模な丘陵である。丘陵のはほぼ全域に大阪層群と段丘堆積物が分布し、それらは黄檗断層によって変位している。

1. 6 宇治丘陵

宇治丘陵は、西を京都盆地、北東を醍醐山地、南東を



第 1. 3 図 比叡山頂からの石山～南郷～田上地域遠望写真
比叡山中腹（北隣京都東北部図幅内）から南方に東山山系、音羽山系（醍醐山地）、中央奥に田上山系がかすんでいる。中央左手前には瀬田川が琵琶湖南湖から流れ出ている。



第 1. 4 図 音羽山系～南郷地域遠望写真
琵琶湖東南湖岸から南西方の袴腰山（左奥）、石山寺のある伽藍山（左手前）、岩間山（左～中央奥）、音羽山系（中央～右の後方につらなる）を見る。中央手前から音羽山系に向かって右に延びる小尾根群にほぼ沿った分布で斑状花崗岩脈が伸びている。

宇治田原丘陵と接する標高 300 m 未満の丘陵である。丘陵の西部は西に向かって傾く高位段丘堆積物が広く分布する。段丘面は高位のものほど大きく傾き、傾動帯（宇治傾動帯）による変位を受けている。丘陵の東部には大阪層群が分布し、特に大阪層群の分布する地域には幅 50～300 m の幅広い埋谷緩斜面が発達する。

1. 7 醍醐山地

醍醐山地は標高 602 m の千頭岳を最高地点として東西 3～5 km、南北約 7 km に広がる主として丹波帯の地層からなる山地である（第 1. 3, 1. 4 図）。この山地の西側外縁部には黄檗断層が、東側外縁部には膳所断層が通っている。この山地を穿入蛇行しつつ流下する宇治川の谷壁は傾斜 30 度を越える急斜面が卓越する一方、稜線部は幅広く定高性のある高原状の地形をなす。山地北部にあたる音羽山周辺にはチャートが広く分布し、谷密度が低い。他の地域では樹枝状の比較的密な谷系が発達する。

1. 8 石山丘陵

石山丘陵は醍醐山地と近江盆地に挟まれた東西 1～2 km、南北約 8 km の細長い丘陵である。この丘陵には古琵琶湖層群と段丘堆積物が分布し、ともに膳所断層とそれに伴う褶曲によって変位している。



第 1. 5 図 田上山地遠望写真
瀬田川左岸大日山から見た天神川を挟む堂山～笹間ヶ岳の田上山地。より後方には太神山（599.7 m）から矢筈岳（562 m）へと連なる山並みが見える。中腹に直線状に見える林道が通り、右手前の高まりは笹間ヶ岳（432.8 m）である。



第 1. 6 図 上田上山系（狛坂山）遠望写真
岩間山中腹から東北東方向を眺めた上田上地域の花崗岩山系（中央から右手遠方）。手前中央から左に瀬田丘陵（古琵琶湖層群）が広がり、その奥 b に新名神高速道路（当時は工事中）が見える



第 1. 7 図 森林収奪によるはげ山が残る田上山地西端部の風景
（笹間ヶ岳北東山麓から堂山をのぞむ）

1. 9 近江盆地

近江盆地は南北約 60 km 東西約 30 km の、琵琶湖を取り囲む盆地である。盆地床に位置する琵琶湖の湖面標

高は 84.5 m である。盆地の西縁は琵琶湖西岸断層帯によって画される。一方、盆地の東縁は部分的に鈴鹿西縁断層帯や柳ヶ瀬断層帯などが存在するものの西方に傾動する構造運動（近江傾動運動；植村，2001a）が卓越する。近江盆地の西側（湖西）では扇状地が発達する一方、東側（湖東）では上流から下流に向かって扇状地、自然堤防帯、三角州という地形配列が発達する。本図幅は近江盆地の南端部にあたり、湖西では扇状地、湖東では三角州が卓越する。

1. 10 瀬田丘陵

瀬田丘陵は近江盆地の南東に位置する大部分が標高 200 m 以下の低起伏の丘陵である。丘陵の北部には高段位丘堆積物が、主部には古琵琶湖層群が分布する。これらはともに緩く北西に傾斜し、瀬田傾動帯と呼ばれる傾動帯を構成している。古琵琶湖層群分布地域には幅広い埋積緩斜面からなる谷地形が発達する。

1. 11 田上^{たな かみ}低地

田上低地は大戸川^{だいと}沿いに発達する幅 1～2 km、長さ約 5 km の盆地状の沖積低地である。この低地は田上山地から供給される多量の土砂によって埋積されたものであり、周囲の丘陵・山地との間に活構造は認められていない。田上低地に周囲から流入する大戸川の支流はいずれも天井川となっている。また 1960 年代以前の空中写真には大戸川の旧河道が認められ、この川が河道変遷を繰り返してきたことを読み取ることができる。

1. 12 田上・大石丘陵及び宇治田原丘陵

田上・大石丘陵は瀬田川の狭窄部に位置する標高 300 m 以下の丘陵である。田上・大石丘陵では瀬田川河床に先新第三系が露出するが、丘陵中には主として古琵琶湖

層群が分布し、それを覆って薄い段丘堆積物が分布する。

宇治田原丘陵は宇治川の流路の数 km 東に位置する、標高 100～300 m の幅広い谷状の凹部を占める丘陵である。この丘陵には先新第三系を被覆して大阪層群が分布する。

田上・大石丘陵、宇治田原丘陵ともに丘陵と周囲の山地を境する新生代の断層はなく、大阪層群堆積以前に作られた谷地形をその後の堆積物が埋積した地形と考えられる。

1. 13 田上^{しがらき}山地及び信楽山地

田上山地は大戸川の流域に広がる標高 300～600 m（本図幅内の最高点は太神山^{たなかみ}：599.7 m）の山地である（第 1. 5, 1. 6 図）。この山地には広く花崗岩（田上花崗岩体）が分布する。田上山地では、花崗岩体中の断層や節理と並行する格子状の極めて密な谷系が発達する。特に山地中央部の標高 300～600 m の山地斜面を中心に、バッドランドと呼ばれる、細かな谷筋が斜面を開析して造られた平坦面を欠く斜面地形が発達する（池田，1982）（第 1. 7 図）。田上山地には広範囲にはげ山が見られる（松田・奥西，1970）。

信楽山地は、田上山地と一連の山岳地帯であるが、丹波帯の堆積岩類が分布し、田上山地とは異なる地形的特徴を持つ。信楽山地には樹枝状の谷系が発達し、平坦地は乏しい。また田上山地のようなバッドランドは発達しない。

1. 14 朝宮丘陵

朝宮丘陵は裏白断層と和東谷断層によって信楽山地と境された標高 300～400 m の丘陵である。朝宮丘陵の東は東隣水口図幅内の信楽盆地へと連続する。丘陵内には先古琵琶湖層群の地層・花崗岩が露出し、それらを覆って古琵琶湖層群下部が分布する。

第2章 地質概説

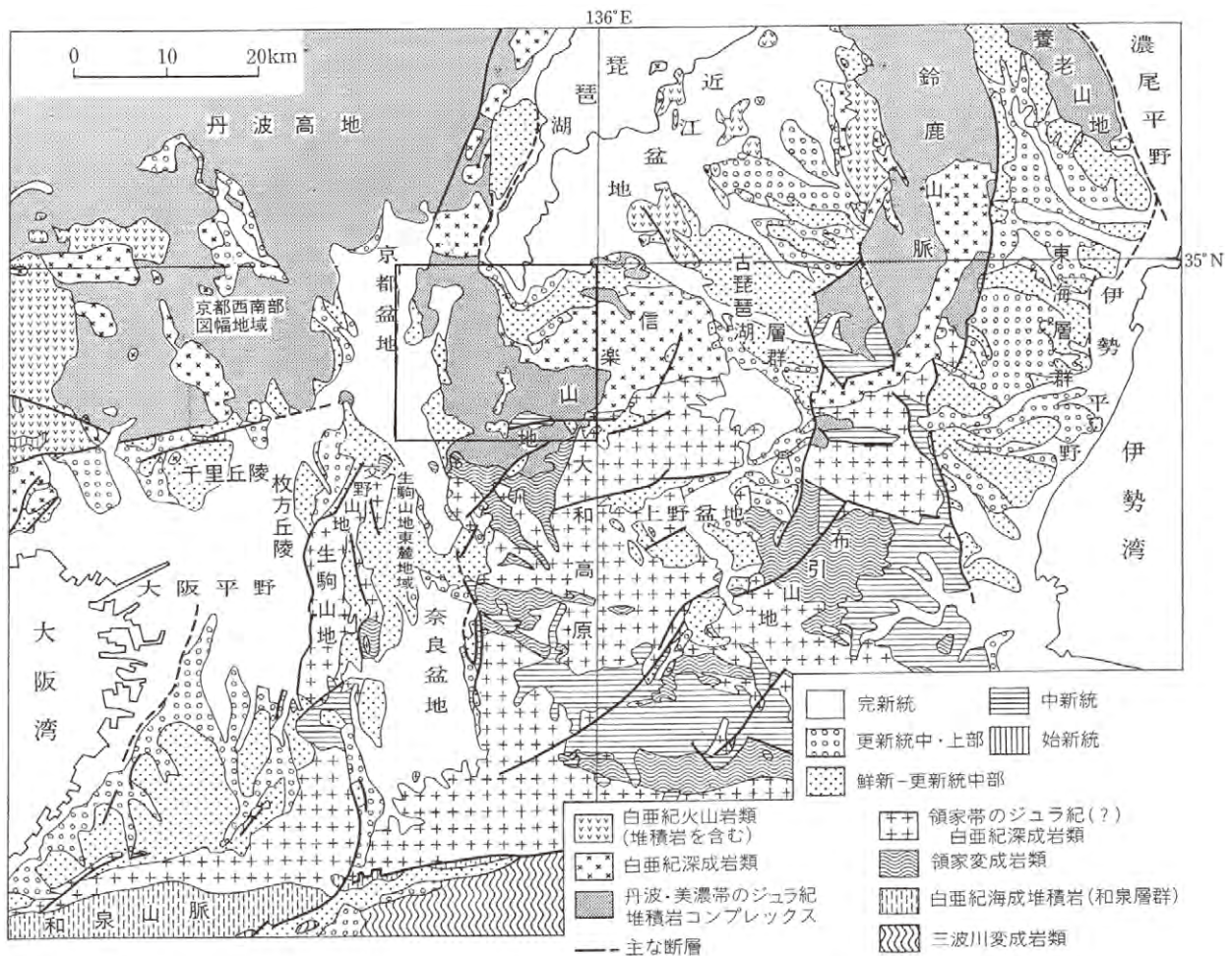
(脇田浩二・竹内圭史・水野清秀・小松原 琢・中野聰志・竹村恵二)

2.1 地質図研究史

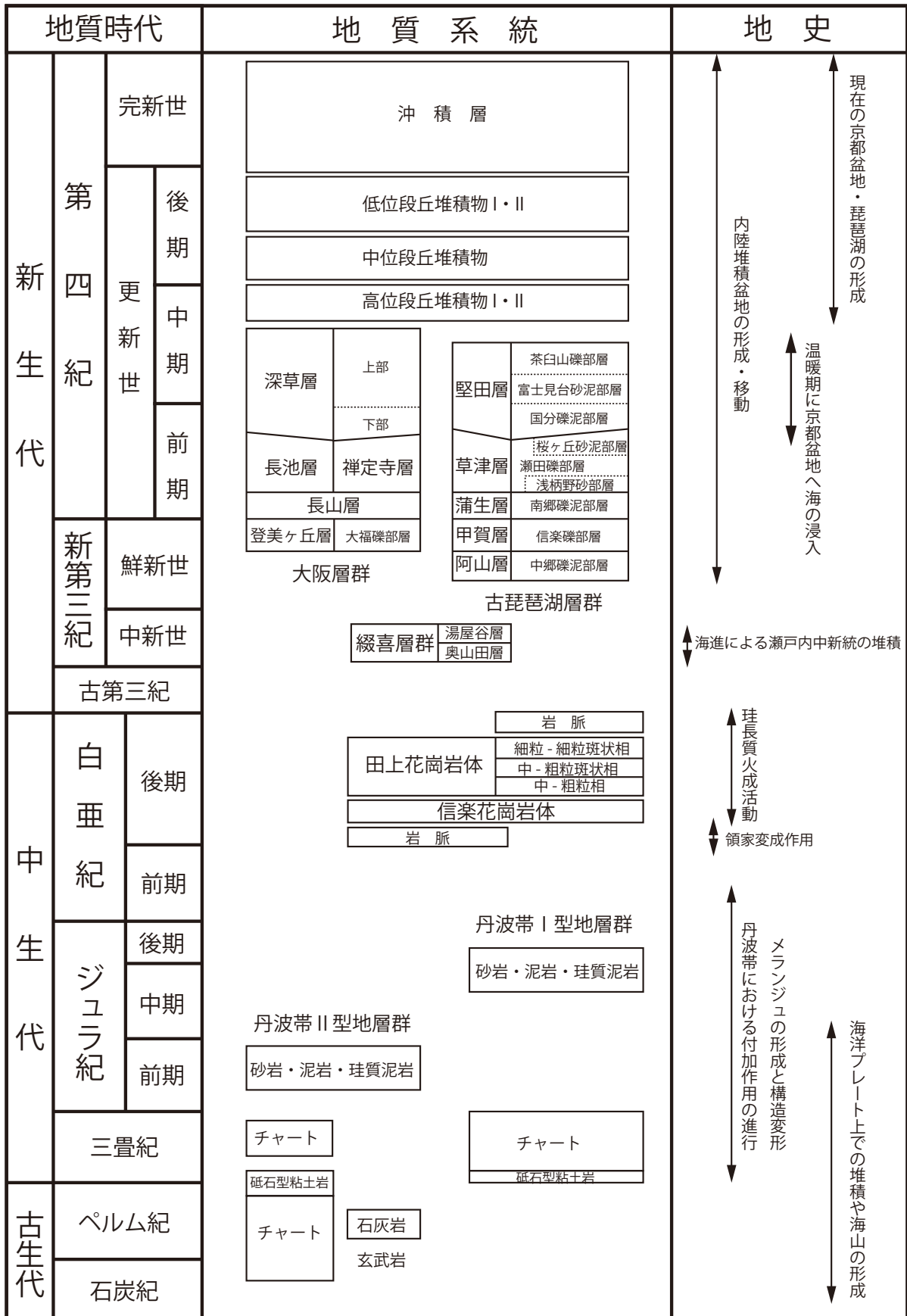
本地域及びその周辺地域でこれまで作成されてきた主な地質図について挙げる。地質調査所が発行した地質図としては、7万5千分の1地質図幅「伏見」(石井, 1932)と20万分の1「京都及大阪」(河田ほか, 1986)及び「名古屋」(水野ほか, 2009b)が本地域周辺をカバーしている。本地域周辺の5万分の1地質図幅はすべて2000年代初期までに完成しており、「京都西北部」(井本ほか, 1989), 「京都東北部」(木村ほか, 1998), 「近江八幡」(吉田ほか, 2003), 「京都西南部」(宮地ほか, 2005), 「水口」(中野ほか, 2003), 「大阪東北部」(宮地ほか, 2001), 「奈良」(尾崎ほか, 2000), 「上野」(川辺ほか, 1996)が利用可能となっている。本地域を含む

地質図はほかに、宮村(1959), 上治(1961b・1962), Yoshizawa *et al.* (1966), 中沢ほか(1979), 石田ほか(1980, 1984b)がある。

また、本地域周辺の地質についての総合的な地方地質誌として日本の地質『近畿地方』編集委員会編(1987), 日本地質学会編(2009a)がある。地方自治体関係の出版物として滋賀自然環境研究会編(1979), 滋賀県自然誌編集委員会編(1991), 記録しておきたい滋賀県の地形・地質編集委員会編(2011), 京都府農林部耕地課・滋賀県企画部土地対策課編(1984), 甲賀市史編さん委員会編(2007a, b), 宇治田原町史編さん委員会(1980), 和束町史編さん委員会編(1995), 及び水山(1973)があり、一般向けの巡検案内書として地学団体研究会京都支部編(1976, 1978, 1990), 滋賀地学研究会編(1977),



第2.1図 「京都東南部」地域の地質概略図及び地質帯区分図
宮地ほか(2005)を改変



第 2. 2 図 「京都東南部」地域の地質総括図

京都地学会編 (1993) や滋賀県高等学校理科教育研究会地学部会編 (2002a, b, c) がある。

2.2 地質概要

本地域には、ジュラ紀付加コンプレックス・白亜紀火成岩類・中新統綴喜層群・鮮新統・中部更新統大阪層群及び古琵琶湖層群・沖積層が分布している (第 2.1 図, 第 2.2 図)。本地域で最も古い地質体は、ジュラ紀付加コンプレックスである。この地質体は、ジュラ紀を中核にした後期三畳紀から前期白亜紀の間、アジア大陸の東縁で海洋プレートが沈み込むことによって形成された地質体で主にメラングジュから構成されている。後期白亜紀には、珪長質の火成作用が活発となり底盤状の花崗岩体や斑状花崗岩を主とする珪長質岩脈及び苦鉄質岩脈が形成され、ジュラ紀付加コンプレックスに貫入している。新生代になると、前中新世末-中中新世初頭には、海成層である綴喜層群が堆積した。鮮新世から中期更新世には、構造盆地を埋積する本地域北東部の古琵琶湖層群及び西部の大阪層群が厚く堆積した。本地域の段丘堆積物は、高位Ⅰ段丘堆積物・高位Ⅱ段丘堆積物・中位段丘堆積物・低位Ⅰ段丘堆積物・低位Ⅱ段丘堆積物に区分される。山地・丘陵の斜面などにはマスムーブメントで形成された斜面堆積物が分布している。また、最終氷期後期以降に平野部に堆積した緩扇状地堆積物、後背湿地堆積物、自然堤防堆積物及び天井川堆積物、旧河道堆積物及び現河床堆積物などが京都盆地や近江盆地の平野部を覆っている。

2.3 丹波帯ジュラ紀付加コンプレックス

丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスは、図幅北西部に小地塊として、図幅中央部にほぼ南北に延びた形状で大きな地塊として、また東南部に変成した地塊としてそれぞれ分布している。丹波帯付加コンプレックスは新生代の地層に覆われ、東側は白亜紀の花崗岩に貫入されている。しかし、北西部や中央の地塊は、その延びの方向や分布から判断して、南北ないし北北東-南南西方向の断層などで区切られた構造地塊であることは、想像に難くない。その証拠に山科盆地の西縁や東縁に近い部分には、丹波帯付加コンプレックスからなる地塊の境界に平行に活断層が分布しているし、丹波帯付加コンプレックスの中央の地塊の中にも北北東-南南西方向の断層が、明瞭にその構造を切っている。

丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスは、石賀 (1983) によって、Ⅰ型地層群とⅡ型地層群に区分された。本地域には、その両者が共に分布している。白亜紀の深成岩の影響で、放散虫化石の産出が不十分であること、様々な岩相が入り乱れて分布することから、更に詳しいユ

ニット (コンプレックス) への細分はできていない。本報告では、これまでの研究成果に基づき、構成岩石や砂岩の組成から、Ⅰ型地層群とⅡ型地層群を区別している。

Ⅰ型地層群は、本地域北西部と、中央北部、南東部などに広く分布している。具体的には、京都市東山区清閑寺から伏見区小栗栖までの北西地域、大津市大津から宇治市炭山へ至る中央部の地域、大津市大石から甲賀市信楽町宮尻に至る南東部の地域などである。主に砂岩・泥岩・珪質泥岩・チャート・砥石型珪質粘土岩などからなり、玄武岩・石灰岩・石灰岩チャート互層・チャート角礫岩などを伴う。泥質基質に泥岩以外の岩塊やスラブを含むメラングジュを形成している。地質図上で最も顕著な岩塊はチャートと砥石型珪質粘土岩で、露頭では砂岩が顕著に礫として含まれる。年代決定に有効な化石の産出は少ないが、中期から後期ジュラ紀の放散虫化石を泥岩や珪質泥岩から産出することから、形成年代は中-後期ジュラ紀であると判断している。また、チャートからは三畳紀の放散虫化石が、石灰岩チャート互層からは三畳紀のコノドントが産出しているが、ペルム紀の化石の産出報告はない。

Ⅱ型地層群は、本地域中央南部から東南縁に比較的まとまって分布する。具体的には、宇治市黄檗山萬福寺東方の高峰山から宇治市池尾の喜撰山を北限とし、南限は宇治市宇治白川から宇治田原町荒木にかけての地域、更に宇治田原町湯屋谷、奥山田南方、甲賀市信楽町上朝宮南方など、本地域の南縁部に沿っても露出している。主に砂岩・泥岩・珪質泥岩・チャート・砥石型珪質粘土岩などからなり、玄武岩・石灰岩・チャートドロマイト互層などを伴う。チャート角礫岩は見いだされない。泥質基質に泥岩以外の岩塊やスラブを含むメラングジュを形成している。地質図上で最も顕著な岩塊は砂岩である。破断砂岩泥岩互層 (broken formation) や泥岩優勢砂岩泥岩互層がしばしば広く分布している。またチャートのスラブはⅠ型地層群と比べて大きなものは少ない。Ⅰ型地層群と同様に年代決定に有効な化石の産出は少ないが、前期ジュラ紀の放散虫化石を泥岩や珪質泥岩から産出することから、形成年代は前期ジュラ紀であると判断している。また、チャートドロマイト互層からは石炭紀の放散虫化石が、チャートからはペルム紀のコノドントが産出している。

丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスの一部は、後期白亜紀の領家変成作用と、白亜紀深成岩類による接触変成作用を被っている。領家変成作用は、西南日本内帯を特徴づける領家変成帯の高温低圧型変成作用である。近畿地方中央部では奈良県から京都府南部にかけて広範囲に及んでおり、本図幅地域南縁部の宇治田原町及び和東町地域は領家変成帯の最北縁部にあたる (Yoshizawa *et al.*, 1966; 尾崎ほか, 2000)。本図幅地域南縁部で東西に走る国道 307 号線付近より南では泥質岩に変成鉱物と

して緑泥石・白雲母が生じており、領家変成帯の最弱変成度の鈹物帯である緑泥石帯に区分される (Wang *et al.*, 1986; 竹内・西岡, 2005).

白亜紀深成岩類による接触変成作用は、信楽花崗岩体によるものと田上花崗岩体によるものがある。本図幅地域の南東隅から南方にかけて分布する信楽花崗岩体に沿って、接触変成により泥質岩に堇青石・黒雲母が生じており、黒雲母帯は花崗岩体からの距離約 2.7 km の裏白峠近くにまで及んでいる。本図幅地域中央部の丹波帯付加コンプレックスは、田上花崗岩体による接触変成作用を被っている。花崗岩の貫入境界が低角なため平面図である地質図では接触変成帯の幅が広くっており、岩間山からその西の宇治市東笠取にかけての地域や東部の大津市猪背山周辺では広く黒雲母帯が認められる。これらの地域の花崗岩体近傍では堇青石及び一部で紅柱石が生じている。また、本図幅北東隅の草津市・栗東市に分布する丹波帯の地層も、全体に田上花崗岩体による低度の接触変成作用を被っている。

2.4 後期白亜紀火成岩類

琵琶湖周辺には、北から時計回りの順に、白亜紀～古第三紀の江若花崗岩体・貝月山花崗岩体・鈴鹿花崗岩体・田上花崗岩体・信楽花崗岩体・比叡花崗岩体・比良花崗岩体が分布し、その内側に小規模に鮎河花崗岩体・野洲花崗岩体が分布している (藤本, 1979; 吉田ほか, 1991)。また、近江八幡市長命寺の宮ヶ浜で粗粒黒雲母花崗岩の小規模な露頭が確認されている (石田ほか, 1984a)。そのほかに、比叡山岩体と比良岩体との間には、やや苦鉄質の仰木花崗閃緑岩体 (比叡花崗岩体の北方) (貴治ほか, 2000) と霊山花崗閃緑岩体 (中本, 1982; Uchiyama, 1983; 琵琶湖基盤地質研究会, 2001; 中野, 2001) が位置している。また、大津市雄琴では深層ボーリングにより花崗岩の存在が報告されている (橋本ほか, 2000)。一方、これらの花崗岩体の内側には、湖東～琵琶湖域内にかけて同時代の湖東流紋岩類が分布している (西川ほか, 1979; 西堀ほか, 1991; 琵琶湖基盤地質研究会, 2001)。各花崗岩体には、それぞれ斑状花崗岩 (花崗斑岩) を主とする岩脈類が貫入している。そのうち比良・鈴鹿以南の琵琶湖南部周辺の各花崗岩体中の斑状花崗岩脈は、内側の湖東流紋岩の分布域を囲むように、琵琶湖南部の周囲に環状に連なっている (沢田ほか, 1994; 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2008)。

本図幅内の火成岩類としては、花崗岩体として、上記の環状花崗岩体のうちの山陽帯に位置づけられる田上花崗岩体の西端部と、それに貫入されている新期領家花崗岩に位置づけられる信楽花崗岩体の北西端部が分布している (周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1982・2000)。岩脈としては、比叡花崗岩体中から田上花崗岩体分布域

にかけて南北方向から東西方向へと弧状に伸びる斑状花崗岩脈が特徴的である (宮村, 1959)。この弧状斑状花崗岩脈は、水口図幅内に分布している北西-南東方向に雁行状の分布を示している斑状花崗岩脈及びほかの花崗岩体中の斑状花崗岩脈と同一の岩相である。このほかに本図幅内の特徴的な岩脈として、図幅中央部の宇治市東端部山中で丹波帯堆積岩中に貫入している珪長質と苦鉄質の 2 種類のそれぞれ特徴的な定向配列を示す小規模な岩脈群がある (貴治, 1986)。

2.5 中新統綴喜層群

本図幅地域南部の宇治田原町地域に分布する綴喜層群 (石田ほか, 1954) は、前期中新世末-中期中新世初頭の海成堆積岩からなる。西南日本に広く点在するこの時期の海成中新統は、第一瀬戸内累層群と総称されている (日本地質学会, 2009)。

綴喜層群は丹波帯付加コンプレックスを不整合に覆ってまとまって分布する。下位の奥山田層と上位の湯屋谷層に層序区分され (石田ほか, 1954)、それぞれ礫岩・砂岩及びシルト岩などの碎屑岩からなる。綴喜層群は *Vicaryella* などの貝化石を豊富に産することでも知られる。綴喜層群は東西に延びる裏白断層・湯屋谷断層を境に、北側は南傾斜、南側は北傾斜する向斜構造をなしている。

2.6 鮮新-中部更新統古琵琶湖層群及び大阪層群

近畿中軸部 (近畿三角帯内) には、鮮新世から現在までの期間に、構造盆地を埋積する一連の地層が堆積していて、丘陵地や平野・盆地の地下に厚く分布している。これらの地層のうち、段丘堆積物・沖積層及びそれらと同時代の地層を除いて、主として琵琶湖の周辺及び南方丘陵にみられる地層は古琵琶湖層群、大阪平野周辺や京都・奈良盆地周辺などに分布している地層は大阪層群と呼ばれている。本図幅地域は、両層群分布地域の境界域に当たり、古琵琶湖層群は近江盆地地下、琵琶湖南東及び南西方の丘陵地と信楽山地内に、大阪層群は、京都盆地及び山科盆地の地下、周辺の丘陵地並びに宇治田原町付近の丘陵地に分布している。大阪層群の上部に浅海成層が挟まる以外は、河川などの淡水成層であり、また薄い火山灰層や亜炭層を挟むことがある。

古琵琶湖層群は、信楽山地に鮮新世の地層が分布していて、阿山層から甲賀層層準と考えられる中郷礫泥部層とその上位の湖東流紋岩の礫を特徴的に含む信楽礫部層に区分される。更に上位の下部更新統蒲生層及び草津層層準の地層は琵琶湖の南方や南東の瀬田丘陵などに分布していて、下位より泥層と礫層を主体とする南郷礫泥部層、砂層を主体とする浅柄野砂部層、砂礫層を主体とす

る瀬田礫部層、砂層及び泥層を主体とする桜ヶ丘砂泥部層に区分される。また、琵琶湖西方の丘陵地には、更に上位の層準である堅田層層準が分布し、下位より砂礫層と泥層を主とする国分礫泥部層、砂層と泥層を主とする富士見台砂泥部層、礫層を主体とする茶白山礫部層に区分される。国分礫泥部層中には、およそ1.0 Maの広域テフラである猪牟田ピンクテフラに対比される池の内Ⅱ火山灰層が挟まれている。

大阪層群は、最も下位の層準が宇治田原町からその北の大津市南部地区に分布しており、下位より京阪奈丘陵の登美ヶ丘層層準にあたる大福礫部層、長山層及び禪定寺層に区分される。大福礫部層は、湖東流紋岩礫を特徴的に含み、信楽地域の信楽礫部層に対比される。また長山層は泥層と礫層が主体で、南郷礫泥部層に対比され、更に禪定寺層は、砂礫層が主体であり、瀬田礫部層層準にはほぼ対比される。宇治市街地南部から城陽市東部、宇治田原町西部にかけての地域には、非常に厚い砂礫層が分布していて、禪定寺層層準から更に上位に及ぶと考えられる。この地層を長池層と呼ぶ（新称）。長池層や禪定寺層の砂礫層は骨材資源として採掘されている。宇治市北部から山科盆地周辺、京都盆地東縁部に分布する大阪層群は長池層の更に上位の層準に及び、深草層と呼ぶ（新称）。泥、砂、礫層からなり、地質図では海成粘土層を数枚挟む上部と挟まない下部に区分した。最も下位の海成粘土層は広域テフラのアズキ火山灰層（約0.85 Ma）を挟んでおり、Ma3に対比される。また深草層最上部には、阿蘇1テフラ（約0.25 Ma）に対比される火山灰層が挟まれている。

2.7 段丘堆積物・沖積層とその相当層

本地域の段丘堆積物は、高位段丘堆積物（Ⅰ及びⅡ）、中位段丘堆積物、低位段丘堆積物（Ⅰ及びⅡ）に区分できる。一方、沖積層の表層は、緩扇状地堆積物、自然堤防堆積物、後背湿地堆積物、沼沢地堆積物、天井川堆積物、現河床堆積物に細分される。山地・丘陵の斜面には段丘堆積物から沖積層の堆積時にかけて堆積した斜面堆積物（埋谷緩斜面堆積物、崖錘堆積物）が分布するが、段丘化した斜面堆積物は段丘として表記している。これら自然の堆積物以外に古墳や埋立地などの人工堆積物（盛土・干拓地堆積物）が分布する。

段丘堆積物は、堆積物の風化程度、堆積物を覆う表土の色調や組織に基づいて以下のように区分される。

高位段丘堆積物は、著しく風化した礫（くさり礫）を多く含み、赤色に酸化した表土に被覆される。このうち表土や堆積物中のシルトに網斑状組織（ローズ斑と呼ばれる）が発達する最高位のを高位Ⅰ段丘堆積物、それと比較して堆積物の風化程度が低いものを高位Ⅱ段丘堆積物とする。これらは、堆積物の風化程度や段丘面の

開析程度などにより、中期更新世後期に離水した堆積物と考えられる。

中位段丘堆積物は、風化（酸化）皮膜をもつ礫を多く含み、褐色の表土に被覆された段丘堆積物を総称したものである。これは堆積物の風化程度から中期更新世末期から後期更新世前半ごろに離水した堆積物と考えられる。

低位段丘堆積物は、比較的新鮮な礫層からなり、暗褐色の表土に覆われる段丘堆積物を総称したものである。これは堆積物の風化程度から後期更新世後半以降に離水した堆積物と考えられる。低位段丘堆積物が発達する場所ではしばしば2段の低位段丘面が認められ、古期のもの（低位Ⅰ段丘）と新期のもの（低位Ⅱ段丘）に細分できる。

マスマーブメントで形成された斜面堆積物のうち、埋谷緩斜面堆積物は、山地・丘陵の斜面や低次の谷から土石流や泥流といった集合流動によって運搬され、谷沿いに堆積した粗大な礫を主として砂及び泥を含む堆積物である。崖錘堆積物は、斜面の基部に落石や匍行によって堆積した粗大な礫や岩屑を主とする堆積物である。

沖積層は、最終氷期最寒冷期以降に堆積し現沖積面を構成する堆積物で、緩扇状地堆積物、後背湿地堆積物、自然堤防堆積物及び天井川堆積物、旧河道堆積物及び現河床堆積物などがある。本図幅では既往研究を基に、京都盆地及び山科盆地では主として軟弱な細粒堆積物の下限を、近江盆地では腐植質堆積物の上限を、それぞれ沖積層基底として扱っている。このように沖積層の基底は、堆積盆地ごとに堆積環境の違いとそれに伴う層相の違いを反映して異なっている。

2.8 活構造

本地域には、①京都盆地の東縁を画する桃山断層、宇治傾動帯、②山科盆地の西縁を画する花山・勤修寺断層、③山科盆地の東縁を画する黄檗断層、④近江盆地の西縁を画する膳所断層という比較的明瞭で活動度の高い断層のほか、⑤京都盆地を東西に横断する宇治川断層、⑥近江盆地南端部の傾動帯（瀬田傾動帯）、⑦醍醐山地南東縁に位置する曾束断層、⑧信楽山地と朝宮丘陵の境界に位置する和束谷断層、などの活動度の低い活構造が存在する（第1.2図）。また、活断層であることを示す証拠は得られていないが、⑨田上山地には田上断層群が存在する。これらのうち、京都盆地、近江盆地及び山科盆地周辺の活構造はいずれも撓曲帯を伴い、伏在する逆断層に伴う構造と考えられるが、曾束断層、和束谷断層及び田上断層群は横ずれ断層と考えられる。

第3章 丹波帯ジュラ紀付加コンプレックス

(脇田浩二・竹内圭史)

3.1 概要

丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスは、本地域の基盤となる地層群である。1960年代までは秩父古生層とも呼ばれ地向斜堆積物として理解されてきたが、現在では後期三畳紀から最前期白亜紀にアジア大陸の縁辺部において海洋プレートの沈み込みによって形成された付加コンプレックスであると理解されている。形成年代の主体がジュラ紀であることから、ここでは丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスと総称する。

丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスは、日本のほかの地域のジュラ紀付加コンプレックスと同様に、海洋プレート層序を基本として構成されている。海洋プレート層序は、海洋プレートが海嶺で生まれて、途中で海山が出来、その後大洋を移動し、海溝で沈み込むまでに堆積・形成された岩石や地層から構成される。主たる構成岩石は、玄武岩・石灰岩・砥石型珪質粘土岩・チャート・珪質泥岩・砂岩及び泥岩である。部分的に、礫岩やチャート角礫岩、石灰岩チャート互層、チャートドロマイト互層などが挟在する。玄武岩や石灰岩は、海洋プレート上に形成された海山や海台の頂部が付加過程で、付加コンプレックスに取り込まれたものと解釈されている。チャートは遠洋性堆積物、珪質泥岩は半遠洋性堆積物、砂岩・泥岩・礫岩やチャート角礫岩は海溝充填堆積物である。石灰岩チャート互層やチャートドロマイト互層は、海山の麓で当時の炭酸塩補償深度（CCD）に近い深さで堆積したと考えられている。

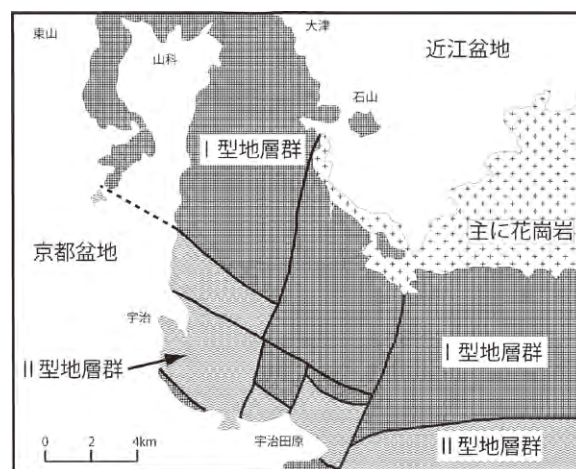
玄武岩・石灰岩・砥石型珪質粘土岩・チャート・珪質泥岩・泥岩・砂岩・礫岩・チャート角礫岩、そして石灰岩チャート互層やチャートドロマイト互層などは本来一連の堆積物で、全体としては数百mの層序であったが、海溝付近で海洋プレートが沈み込む際に、それらが変形・混合して複雑な構造の地質体を形成し、その後1億年以上にわたる後世の変形も受けて現在に至っている。それが、現在本地域に露出している丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスである。

海溝近傍で、海洋プレート層序を変形させる主要な造構過程は、デコルマ面に沿った変形、剥ぎ取り過程や底付け過程で起こるデュプレックス（duplex）などを作りながら起こる変形、順序外衝上断層（out-of-sequence thrust）による変形などがある。泥岩や珪質泥岩の一部、砥石型珪質粘土岩の有機炭素に富んだ部分などは、これらの構造変形の際に流動して、ほかの岩石を取り込んで、

礫状構造（block-in-matrix structure）を取るようになる。こうして、細粒の基質に様々な岩種の礫やスラブを含んだ地質体をメランジュ（melange）と呼ぶ。メランジュは岩石名ではなく、構造変形を受けた地質体の総称で、2万5千分の1縮尺の地質図上に描くことのできる広がりをもったものをいう（Raymond, 1984）。この意味で、本地域の丹波帯付加コンプレックスは、I型地層群もII型地層群もメランジュと呼ぶことができる。

丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスは、石賀（1983）によって、I型地層群とII型地層群に区分された。区分の主要な理由は構成岩石の種類で、ペルム紀の玄武岩や石灰岩、チャートなどが含まれるかどうか、一番重要な区分の鍵となっていた。その後、丹波帯や隣接する美濃帯などで、ジュラ紀付加コンプレックスを細分する研究が進展し、丹波帯では「コンプレックス」（木村ほか、1998；中江、2000；宮地ほか、2005）や「ユニット」（井本ほか、1989）という単位で、細分が進んできた。近年では、丹波帯では、ジュラ紀付加コンプレックスを田能・出灰・本山寺・周山・雲ヶ畑・灰屋・鶴ヶ岡・由良川の各コンプレックスに分ける区分が一般的になっている（中江、2000；宮地ほか、2005；菅森、2006）。これらのうち、出灰・周山・雲ヶ畑・灰屋コンプレックスが石賀（1983）のII型地層群で、鶴ヶ岡・由良川コンプレックスがI型地層群に相当する。本報告では、産出化石の保存や産出頻度が限られており、ユニットあるいはコンプレックスに相当する単位での区分は行っていない。

本地域の丹波帯I型地層群とII型地層群の分布は、第



第3.1図 「京都東南部」地域における丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスのI型地層群とII型地層群の分布

3. 1 図の通りである。両者は断層で接している。石賀 (1983) が指摘しているように、I 型地層群は II 型地層群の構造的低位に位置している。全体として大きく正立褶曲しており、後世の断層によって変位しているため、第 3. 1 図のように、本地域南部では、両者が繰り返し出現している。

3. 2 用語解説

丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスの記述に関する用語は、一般の地層や岩石とは異なるので、以下に解説を加える。

付加プリズム：海洋プレートが沈み込む海溝において、海洋プレート上の堆積物や岩石が陸源碎屑物と混じり合って形成された楔状の地質体。付加コンプレックスの素となった地質体。

付加コンプレックス：付加プリズムが陸上に上昇・露出し観察されるようになった地質体。

海洋プレート層序：海洋プレートの上に堆積した遠洋性堆積物や火山島や海台の岩石、更に陸に近い場所で堆積した半遠洋性堆積物などが、海洋プレートの沈み込みに伴って、海溝において陸源堆積物に覆われてできる層序。
メランジュ：細粒の基質に異地性の岩石が礫として含まれる礫状の地質体で、地質図で描くことのできる広がりを持ったもの。礫状構造という形態を特徴的に有する。日本における多くのメランジュは、海洋プレート層序をなす地層・岩石が海洋プレートの沈み込みに伴って、破断変形して形成される場合が多い。

異地性の岩石：形成の場から離れた場所からもたらされた岩石。メランジュの定義では異地性の岩石を含むことが必須となっている。日本のメランジュでは、海洋プレート層序の陸源堆積岩以外を異地性とみなすことにしている。

メランジュの基質：定義では基質は細粒であれば、岩質を問わない。日本のメランジュでは泥岩が多い。メランジュ形成過程で、流動的に動くものが基質になるので、必ずしも若い年代のものが基質になるとは限らない。丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスでは、砂岩泥岩互層の泥岩を起源とするものが多いが、ペルム紀-三畳紀境界付近の砥石型珪質粘土岩やペルム紀の玄武岩凝灰岩も基質に含まれる場合がある。メランジュでは、規模によって相対的に基質と礫の区分を行うので、地質図規模では礫を含んだ泥質混在岩を基質と呼ぶことになる。

泥質混在岩：上記のようにメランジュは地質図で描ける規模の地質体であり、一方メランジュの基質は定義では相対的な存在であって、岩石として定義されていない。従って実際に野外で観察される礫と泥岩が混じり合った岩石をどのように呼ぶかは、国際的に定義されていない。地質図の記載においては便宜上、露頭規模や採取する試

料規模で基質と礫が混じり合った岩石に対して泥質混在岩と呼ぶ。

混在相：メランジュはその定義においても相対的なもので、露頭規模で礫状構造を有する場合と、露頭規模では整然とした状態（整然相）に見えるが地質図で描くとメランジュの一部として捉えられる場合がある。野外で調査する場合、この両者は明瞭に区別されるのであるが、メランジュの定義ではその区分が曖昧になる。露頭規模で礫状構造を有する場合の状態を記述する場合に、整然相と対比するために、混在相を用いる。

メランジュの礫・スラブ・岩塊：メランジュにおいて基質に包まれて産する礫状の岩石。Wakita (1988) で詳しく議論されている (第 3. 2 図)。メランジュでは、基質 (matrix) と礫 (clast) が相対的な関係で述べられている。基質と対比する意味で用いられる clast に対して、本報告では、礫という用語を用いている。この礫は、大きさに制限はないが、特に長さが 1 m 以上 1 km 未満のもので塊状のものを岩塊 (block)、長さが 1 km 以上で走向方向に細長く伸びたものをスラブ (slab) としている。1 m 未満のものを Wakita (1988) は fragment として区別しているが、本報告では、礫 (clast) に含まれるものとして特に新たな用語は宛てなかった。スラブは、脇田 (2000) で示されたように、海洋プレート層序の破断変形の残存物であり、岩塊や 1 m 以下の礫とは異なる成因で形成されている。またそのような成因が理解されてきたことで、岩塊 (block) は 1 km 以上のものが形成されないということが明らかになり、本報告の定義は Wakita (1988) とその点が異なっている。また、slice も slab と同義として除外した。

コンプレックス：付加過程で形成された地質体で用いる場合には、特定の構造セッティングを想定し、その構造セッティングが継続された期間に形成された一連の付加プリズムが陸上に現れた地質体をコンプレックスと呼ぶ。本報告では、後期三畳紀から前期白亜紀において一連の海洋プレートの沈み込みによって形成され、現在日本の丹波地域に露出することになった地質体にこの用語を適用した。

| 規模 (長さ) | >20km | 20km>1km | 1km>1m | >1m |
|---------|-------|----------|--------|-----|
| 用語 | ユニット | スラブ | 岩塊 | 礫 |
| | | | | |
| | | | | |

第 3. 2 図 ジュラ紀付加コンプレックスのメランジュにおける用語

ユニット:Wakita (1988) で述べられているように、ジュラ紀付加体を区分するのに用いられた便宜的な区分。付加コンプレックスを岩相と年代で差別化できる場合に便宜的に名前をつけて、区分している。中江 (2000) らのコンプレックスと同義であるが、上記の付加コンプレックスの“コンプレックス”と混同しやすいこと、ある特定のテクトニクスによって定義された地質区分でない便宜的な区分であることから、本報告では Wakita (1988) の unit を用語として用いている。中江 (2000) の他多くの研究者が、これらのユニット区分をある特定のテクトニクスによって定められた区分として理解し、全国レベルで対比を行っているが、付加体の形成過程は十分に解明されておらず、偶然の断層で区切られて露出している地質体を表現するには、便宜的な区分としてのユニット (unit) が適切である。

3.3 研究史

西南日本内帯の丹波帯の研究は、中村ほか (1936) や松下 (1950, 1953), Sakaguchi (1961, 1963) などがある。Sakaguchi (1961) は、現在の丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスを上部古生界の丹波層群と命名した。1960-70年代には、丹波地帯研究グループの研究によって、詳細な地質構造が明らかになってきた (丹波地帯研究グループ, 1971, 1974, 1975, 1979a, b, 1980)。放散虫やコノドント化石による生層序の研究も盛んに行われた (Isozaki and Matsuda, 1980; Ishiga and Imoto, 1980; Ishiga, 1982, 1986; Ishiga *et al.*, 1982a, b, c)。石賀 (1983) は、丹波層群を I 型地層群と II 型地層群という 2 組の地層群に分けることを提案した。また、中江 (2000) は、丹波帯と美濃帯・足尾帯など広域のジュラ紀付加コンプレックスの対比を行った。最近では、菅森 (2006) などが、三畳紀に形成された付加コンプレックスの存在を明らかにしている。

本地域の周辺では、京都西北部 (井本ほか, 1989)、京都東北部 (木村ほか, 1998)、京都西南部 (宮地ほか, 2005) などの地質図幅において丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスが詳しくマッピングされた。

本地域に限定すると、古くは石井 (1932) や上治 (1961a, 1962), Yoshizawa *et al.* (1966) があり、更に滋賀県南部地域の地質図 (石田ほか, 1980)、5 万分の 1 表層地質図「京都東南部」 (石田ほか, 1984b)、20 万分の 1 地質図「京都及大阪」 (河田ほか, 1986)、井本 (1991)、田村ほか (1979) などの地質図がある。

宇治市天ヶ瀬地域の砂岩について楠 (1989, 2010) が報告し、楠 (2001a, b) は天ヶ瀬地域の地質図を描いている。また、八尾 (1968)、岡田 (1990)、Zhang (1996MS) もそれぞれ化石の産出を報告するとともに近隣の地質図を示している。

3.4 II 型地層群 (II b, II l, II d, II t, II c, II i, II m, II br, II a, II s, II x,)

概要 II 型地層群は、本図幅地域の中央南半部と東南部に分布している。分布面積は、I 型地層群より狭い。前期ジュラ紀に付加過程によって形成されたメランジュである。砂岩・泥岩・珪質泥岩・チャート・砥石型珪質粘土岩とともに玄武岩を伴う。基質の泥岩の剥離性は一般に弱い。塊状砂岩と泥岩優勢砂岩泥岩互層・破断砂岩泥岩互層を多く含み、チャートスラブは薄く優勢ではない。チャートにはドロマイトを伴う場合があり、そのようなチャートには石炭紀からペルム紀の微化石が含まれている (楠ほか, 2004)。

対比 Mikami *et al.* (2008) では、宇治田原ユニットとして記載している。楠 (2001a) では、産出する微化石の年代から雲ヶ畑ユニットと周山ユニットの中間的なユニットと判断している。中江 (2000) が述べているように、雲ヶ畑ユニット (原記載ではコンプレックス) が大規模な岩体で特徴づけられ泥岩の年代が中期ジュラ紀であるとすると、小規模な岩体が主体の本地層群は周山ユニットに対比するのが適切かもしれない。

分布 本地域の丹波帯ジュラ紀付加コンプレックス II 型地層群は、本地域中央南部から東南縁に比較的まとまって分布する。具体的には、宇治市黄檗山萬福寺東方の高峰山から宇治市池尾の喜撰山を北限とし、南限は宇治市宇治白川から宇治田原町荒木にかけての地域、更に宇治田原町湯屋谷、奥山田南方、甲賀市信楽町上朝宮南方など、本地域の南縁部に沿っても露出している。

観察適地 II 型地層群については、特に模式地は定められていない。本地域で II 型地層群を観察するに最も適しているのは、宇治市天ヶ瀬ダム周辺地域である。ダム下流側には砂岩及び破断砂岩泥岩互層の好露頭がある。また宇治市東部志津川支流の池ノ屋川沿いに微化石を産出する好露頭がある。

岩相 主に砂岩・泥岩・珪質泥岩・チャート・砥石型珪質粘土岩などからなり、玄武岩・石灰岩・チャートドロマイト互層などを伴う。チャート角礫岩は見いだされない。泥質基質に泥岩以外の岩塊やスラブを含むメランジュ (泥質混在相) を形成している。地質図上で最も顕著な岩塊は砂岩である。破断砂岩泥岩互層 (broken formation) や泥岩優勢砂岩泥岩互層がしばしば広く分布している。またチャートのスラブも I 型地層群と比べて大きなものは少ない。メランジュ基質は黒色泥岩で、露頭では mm オーダーから数十 cm までの礫を含んでいる。剥離性は一般にはあまり強くないが、断層沿いなどでは強い剪断変形が観察される (第 3.3 図)。礫の多くは砂岩で、まれに珪質泥岩・チャート・砥石型珪質粘土岩・玄武岩などを伴う。砂岩の鏡下の観察では泥岩の岩片が多く、まれに珪長質凝灰岩や玄武岩の岩片を含む。地質



第 3. 3 図 メランジュの泥質基質（泥質混在岩）
（宇治田原町高尾：付図 B の KSE76）



第 3. 4 図 塊状砂岩と泥岩優勢砂岩泥岩互層の繰り返し
（宇治市天ヶ瀬：付図 B の KSE34）



第 3. 5 図 泥岩優勢破断砂岩泥岩互層
塊状砂岩と互層する。（宇治市天ヶ瀬：付図 B）

図に描ける規模のスラブや岩塊には、砂岩・砂岩泥岩互層・珪質泥岩・チャート・砥石型珪質粘土岩・玄武岩・石灰岩・石灰岩チャート互層・チャートドロマイト互層などがある。

本地域のⅡ型地層群は、大きく分けて3つの岩相に分けられる。宇治市高峰山・五雲峰から喜撰山ダムにかけての地域は、厚さ100m未満の薄いチャートスラブや岩塊を多量に含むメランジュで特徴づけられる。宇治市菟道から喜撰山ダムの下流にかけての地域から天ヶ瀬ダム周辺にかけては、厚い塊状砂岩と泥岩優勢砂岩泥岩互層・破断砂岩泥岩互層を主体とするメランジュが分布しており、これが本地域のⅡ型地層群の中核をなしている岩相である。宇治田原町郷之口から同町奥山田を経て、甲賀市信楽町上朝宮南方の地域にかけては、泥質混在岩から構成される泥質基質が優勢で、厚さ100m未満の薄いチャートや砂岩などのスラブや岩塊がわずかに挟在されている。

砂岩は、メランジュの基質の中に礫として含まれる場合もあるが、しばしば塊状・厚層理砂岩（Ⅱs）として分布している。塊状・厚層理砂岩は厚さ2～5mの厚い塊状砂岩と同程度の厚さの泥岩優勢砂岩泥岩互層の繰り返しからなる。砂岩優勢砂岩泥岩互層（Ⅱa）を伴う場合もある。天ヶ瀬ダムの下流側には、厚い砂岩と砂岩泥岩互層が繰り返す典型的な露頭が存在する（第3.4図）。このダム付近の砂岩泥岩互層は、砂岩層の連続性が悪く、破断砂岩泥岩互層（broken formation：Ⅱbr）となっている（第3.5図）。砂岩の単層の厚さは、5～20cm程度でより厚い泥岩層と互層している。互層の破断の程度は様々で、ほとんど互層の構造が残っているものから、かなり礫状になったものまで存在する。地質図上では、礫状になった部分を除いて、泥岩優勢砂岩泥岩互層あるいは破断砂岩泥岩互層として示してある。ダム周辺の砂岩の堆積相については、楠（1989）が詳しい解析を行っている（第3.6図）。

砂岩は中粒から粗粒で、灰色ないし暗灰色を呈する。鏡下の観察では、淘汰がよく基質は20%程度でワッケ質である（楠・武蔵野，1989）ものが多いが、まれに淘汰の悪い砂岩が含まれる。鉱物粒子としては石英が最も多く、長石は斜長石よりカリ長石が多い。岩片はやや多く含まれており、珪長質深成岩や珪長質～中性の火山岩などを含む。天ヶ瀬ダム付近には厚さ4m以上の礫岩層が知られており、径数mmから30cm以上の礫が含まれている。礫種は、砂岩・チャート・珪長質凝灰岩・中性～塩基性火山岩・ホルンフェルス・結晶片岩などである（楠，1989）。

珪質泥岩（Ⅱi）は、暗灰色ないし灰色で一般の泥岩より放散虫の遺骸を多く含むため珪質である。宇治市志津川東方などで観察されるが、全体としては分布は少ない。層状チャート（Ⅱc）は、厚さ2～10cmの珪質部

と厚さ0.5～2 cm程度の泥質部からなり、灰色・黒色・灰褐色・赤褐色などを呈する。本地域の岩石は花崗岩による接触変成作用を受けているため、化石を産出しなにか産出しても非常に保存が悪い。宇治市五雲峰の近くでは、チャート層が剪断変形でレンズ状になっている箇所が存在する。

砥石型珪質粘土岩 (II t) は、優黒色の炭質部と灰白色の珪質部の互層である。両者の比率は様々であるが、珪質部が優勢なものが多い。それぞれの厚さは数 cm から数十 cm である。変形していることが多く、閉じた褶曲構造がしばしば観察される。

石灰岩 (II l) は、宇治田原町奥山田南方で黒色塊状の厚さ6 m以上の岩塊が観察される。八尾 (1968) が紡錘虫化石を報告したのはこの石灰岩と思われる。岡田 (1990) が報告したように、この地域では泥質混在岩中に厚さ数 cm～数十 cmの石灰岩岩塊がしばしば見られる。

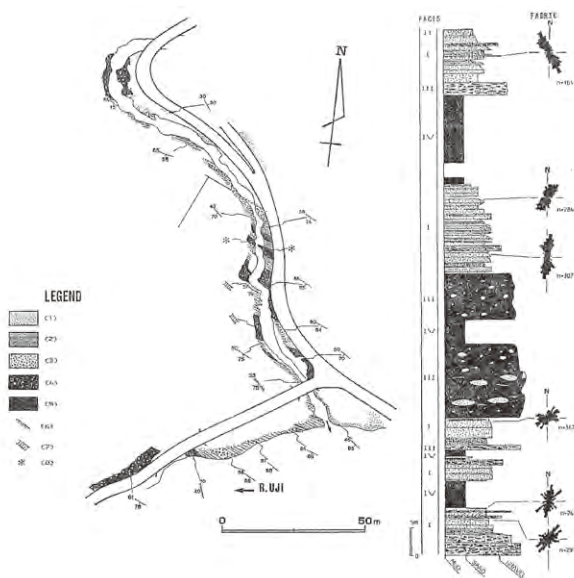
宇治市志津川付近では、チャートドロマイト互層 (II d) が層状チャートに伴っている。厚さ10～25 cmの灰白色ドロマイトが厚さ1～5 cmの灰白色ないし灰色のチャートと互層している。ドロマイトのみが層状に重なっている場合もまれにある。楠ほか (2004) はこのドロマイトを伴うチャート層から石炭紀からペルム紀の化石の産出を報告している。

玄武岩 (II b) は、宇治市天ヶ瀬から東南方の宇治川沿い、宇治田原町高尾・荒木山周辺に厚さ数十 m から100 m程度のスラブや岩塊としてメランジ基質中に挟

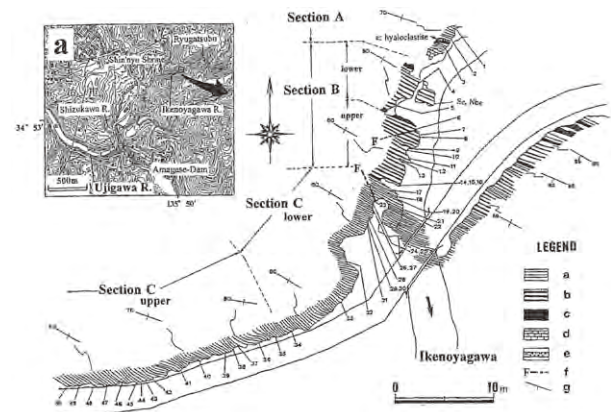
している。これらの玄武岩は、灰色あるいは暗灰色・灰緑色などを呈する凝灰岩が主体であるが、凝灰角礫岩や溶岩を伴う。天ヶ瀬ダム東側では、枕状溶岩も観察される。玄武岩質凝灰岩は、鏡下では、極細粒の基質中に斜長石の斑晶を含んでいる。溶岩は斜長石からなる完晶質の岩石である。宇治田原町奥山田の南では厚さ10 m以下の比較的小規模な灰緑色凝灰岩の岩塊が見られる。

産出化石 前期ジュラ紀の放射虫化石を泥岩や珪質泥岩から産出する。楠 (2001a) は、天ヶ瀬ダムの北方の広い地域において *Parahsuum simplum*, *Bagotum pseudoeraticum* など前期ジュラ紀の放射虫化石を泥岩から報告している。更に、同地域のチャートから、*Follicucullus scholasticus* や *Pseudoalbaillella sakmarensis* など後期ペルム紀の放射虫化石と、*Neogondolella bisselli*, *Streptognathodus elongatus* など前期～中期ペルム紀のコノドント化石が報告されている (楠, 2001a)。また、楠 (2001b) は、宇治田原町北西部の大峰山周辺において、緑灰色珪質泥岩 (頁岩と記載) から、*Parahsuum simplum*, *P. ovale* を含む前期ジュラ紀の放射虫群集を報告している。また、楠ほか (2004) は、宇治市東部志津川支流の池ノ谷側沿いの右岸に露出するチャートからは後期石炭紀後期から後期ペルム紀後期のコノドント化石及び放射虫化石を報告しており、特に最前期ペルム紀 (アッセリアン期) から後期ペルム紀後期 (チャンシングアン期) までは、連続した露頭として観察される (第3.7図)。また、宇治田原町奥山田の南方の林道での暗灰色のチャートから中期ペルム紀の放射虫化石 *Follicucullus scholasticus* を岡田 (1990) も報告している。更に宇治田原町奥山田の石灰岩小規模岩体から、八尾 (1968) が中期ペルム紀後期の紡錘虫化石 *Yabeina* sp. を報告している。

形成年代 前期ジュラ紀の放射虫化石を泥岩や珪質泥岩



第3.6図 天ヶ瀬ダム周辺の厚い砂岩層で特徴づけられる堆積相
楠 (1989) を一部改変し無関係部分を消去。(1) : 塊状砂岩, (2) : 層状砂岩, (3) : 礫岩, (4) : 含礫泥岩, (5) : 泥岩, (6) : 断層, (7) : 破碎帯, (9) : 放射虫化石産出点 (位置は付図B)



第3.7図 宇治市志津川支流池ノ屋川の右岸の露頭
石炭紀からペルム紀の化石を産するチャート (一部ドロマイトが互層) が連続的に露出している (楠ほか, 2004の Fig.2). a: チャート, b: ドロマイトチャート互層, c: ドロマイト, d: 石灰岩, e: ハイアロクラスタイト, f: 断層, g: 走向傾斜

から産出する。付加年代は碎屑岩類の年代に近似できることから、本地域のⅡ型地層群の付加形成年代は前期ジュラ紀であると判断している。

砂岩は、泥岩とほぼ同じ前期ジュラ紀に堆積したと推定される。チャートの堆積年代は、後期石炭紀から三畳紀である。砥石型珪質粘土岩は、丹波帯各地でコノドントなどの化石によって、その形成年代が最末期ペルム紀から最前期三畳紀とみなされている (Imoto and Kozur, 1997) が、本地域での化石の産出はない。石灰岩は、産出化石からペルム紀の存在は知られているが、他の地域のⅡ型地層群の石灰岩年代から考えて石炭紀に及ぶものと考えられる。玄武岩の年代は化石では明らかではないが、石灰岩などと密接に随伴することなどから、やはり後期古生代のものが多いと判断される。

構造 丹波帯付加コンプレックスのⅡ型地層群の走向は、北西-南東方向である。ほぼそれと平行する断層によって区切られており、更に北北東-南南西の断層によっても切られている。宇治市高峰山から喜撰山ダムにかけて他の箇所と岩相が異なっているので、地質構造としては独立した地塊と考えられる。宇治市菟道から宇治田原町高尾にかけての地質体は、厚い砂岩層が卓越する箇所と泥質混在岩が卓越する地域が繰り返している。この繰り返しは、褶曲によるものと推定されるが、その正確な構造は鍵層にあたる地層がないため明らかになっていない。

3.5 I型地層群 (Ib, IIs, Iic, It, Ic, Ii, Im, Ibr, Ia, Is, Icb, Ix)

概要 I型地層群は、本図幅地域の北中部から東南部に広く分布している。厚いチャートや砥石型珪質粘土岩などのスラブや岩塊で特徴付けられる混在相で、ジュラ紀中-後期に形成されたメランジュである。砂岩・泥岩・珪質泥岩・チャート・砥石型珪質粘土岩などからなる海洋プレート層序が破断変形し、形成されている。メランジュの泥質基質の剥離性は非常に弱いか存在しない地域と非常に強い地域がある。砂岩層には、特徴的な岩相であるチャート角礫岩をしばしば伴っている。また、石灰岩チャート互層が石山寺などで観察される。

対比 木村ほか (1998) では、本地域のI型地層群の北部延長の地層群を丹波帯I型地層群の大原ユニット (コンプレックス) と記述している。本地域のすべての地層群がこのユニットに所属するかどうかは明確ではない。楠 (2001a) は、本地域南部の丹波帯付加コンプレックスがI型地層群とⅡ型地層群の中間の年代を示すことから、美濃帯の久瀬ユニットのようにⅡ型地層群に接するI型地層群のような位置づけを想定した。大部分は中江 (2000) の総括的な区分における由良川ユニット (コンプレックス) に対比できると考えるが、一部は楠 (2001a)

の想定のように久瀬ユニットに相当するものも含まれる可能性がある。

分布 本地域の丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスI型地層群は、本地域北西部と、中央北部、南東部の広い地域及び南西部のわずかな地域などに分布している。具体的には、京都盆地と山科盆地を分ける京都市東山区清閑寺から伏見区小栗栖にかけての地域と山科盆地の北縁の山科区御陵・安朱・髭茶屋地域 (本地域北西部)、大津駅前から南に音羽山・千頭岳を経て宇治市炭山へ至る地域 (本地域中央北部)、大津市大石から宇治田原町奥山田北部を経て甲賀史信楽町宮尻に至る地域 (本地域南東部) である。飛び地としては、宇治市宇治白川や綴喜郡宇治田原町郷の口南方などに小分布がある。

観察適地 I型地層群については、特に模式地は定められていない。本地域でI型地層群を観察するに最も適しているのは、宇治市志津川の上流 (炭山以北) から醍醐寺周辺にかけての地域と、大津市大谷から音羽山・千頭岳に至る東海自然歩道沿いの地域である。前者は珪質粘土岩や泥質混在岩が卓越し、後者は厚い砂岩層やチャート層が卓越する。両地域では、岩相は異なるが、どちらもI型地層群の典型的な岩相を観察することができる。

岩相 主に砂岩・泥岩・珪質泥岩・チャート・砥石型珪質粘土岩などからなり、玄武岩・石灰岩・石灰岩チャート互層・チャート角礫岩などを伴う。泥質基質にスラブや岩塊を含むメランジュを形成している。地質図上で最も顕著な岩塊はチャートと砥石型珪質粘土岩で、露頭では砂岩が顕著に礫として含まれる。

メランジュ基質を構成する泥質混在岩 (Ix) は、黒色泥岩で、露頭ではmmオーダーから数十cmまでの礫を含んでいる。基質の泥岩の変形の程度は地域によって異なり、京都市山科区御陵から四ノ宮では剪断変形が非常に弱い。一方、京都市東山区稲荷山付近、山科区醍醐寺周辺及び宇治市西笠取下荘川西付近の砥石型珪質粘土岩が卓越する地域では、泥質基質中の剪断変形が強い傾向がある。露頭で観察される泥質混在岩中の礫の多くは砂岩で、その多くは径数cm以下である。チャートは砂岩より大きく、径数十cmから数mのものが含まれている。それ以外には、珪質泥岩・砥石型珪質粘土岩・玄武岩などを伴う。鏡下では、泥質基質中にシルト岩や玄武岩、珪長質凝灰岩などの岩片が含まれている。

地質図に描ける規模のスラブや岩塊には、砂岩・砂岩泥岩互層・珪質泥岩・チャート・砥石型珪質粘土岩・玄武岩・石灰岩・石灰岩チャート互層・チャート角礫岩などがある。そのサイズや含まれる量比は地域によって大きく異なっている。山科盆地北部に当たる図幅地域北縁部では、変形の弱い泥質混在岩が卓越し、チャートや砥石型珪質粘土岩からなるスラブを伴っている。泥岩優勢砂岩泥岩互層、砂岩、珪質泥岩、チャートなどからなる海洋プレート層序の上部にあたるスラブが繰り返す岩相

もこの地域に含まれている。本地域北部の音羽山の北側では、塊状砂岩と泥岩優勢砂岩泥岩互層そしてチャートのスラブや岩塊から構成され、メランジュの泥質基質は比較的少ない。音羽山トンネルの東側出口に近い大津市膳所上別保町から千頭岳にかけては、砥石型珩質粘土岩を伴う厚さ 200～300 m のチャートと泥岩優勢砂岩泥岩互層のスラブが主体で、メランジュの基質の泥質混在岩は多くはない。京都市伏見区の醍醐寺から宇治市西笠取相月西や東笠取平出にかけては、チャート・砂岩・泥岩優勢砂岩泥岩互層が厚さ 100 m 以下の比較的薄いスラブとして泥質基質中に含まれている。京都市伏見区日野から宇治市西笠取下荘川西にかけては、砥石型珩質粘土岩とチャートが卓越することで特徴付けられる。泥質基質の割合は少ない。本地域東南部は、泥質混在岩や破断砂岩泥岩互層 (Ibr) などが卓越し、厚さ 100 m 以下の比較的薄いチャートスラブが挟在する。塊状砂岩や泥岩優勢砂岩泥岩互層も伴う。

砂岩 (Is) は、灰色ないし暗灰色を呈し、中粒から粗粒の塊状砂岩として産出する場合と、砂岩泥岩互層・破断砂岩泥岩互層あるいは泥質混在岩中の細粒から中粒の砂岩礫として含まれる場合など多様な形で産出する。鏡下では基質がやや多くワッケ質で、石英が多く含まれる。斜長石とカリ長石は同量かやや斜長石が多い。岩片はⅡ型地層群の砂岩よりやや少なく、珩長質・中性の火山岩などが含まれる。これらの特徴は、楠・武蔵野 (1989) の示したⅠ型地層群の砂岩の特徴と一致する。これらの砂岩の後背地については、楠 (2010) に詳しく議論されている。

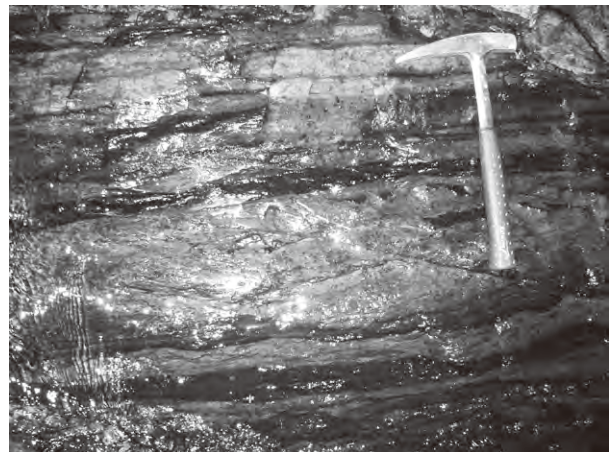
粗粒砂岩にはしばしば泥岩の岩片を多く含み、チャートの角礫を含むことがある。粗粒砂岩と密接に伴って産出するチャート角礫岩 (Icb) は、径 0.5～5 cm の灰白色チャートの角礫からなり基質も放散虫を含むチャートあるいは珩質泥岩である。優黒色の砥石型珩質粘土岩の岩片もわずかに含んでいる。チャートと見間違うほど固く緻密な岩石である。

泥岩 (Im) は、砂岩と互層を形成する場合、メランジュの泥質基質を構成する場合など、付加コンプレックスの重要な構成要素である。本地域北部の音羽山の北側で塊状砂岩と互層する泥岩優勢砂岩泥岩互層は海洋プレート層序での本来の姿に近いもので、メランジュ形成過程において、破断砂岩泥岩互層を経てメランジュ基質へと変形が進んでいく。本地域で観察される泥岩優勢砂岩泥岩互層には、変形の非常に弱いものから、破断砂岩泥岩互層に近いものまで多様な岩相が存在する。

珩質泥岩 (Ii) は、灰色ないし暗灰色を呈し、単層の厚さ数 cm の層状を呈するものと弱い剥離性が発達する塊状のものが存在する。チャートに密接に伴って産出する場合とメランジュ中に単独のスラブや岩塊として含まれる場合がある。全体としては、産出は多くない。



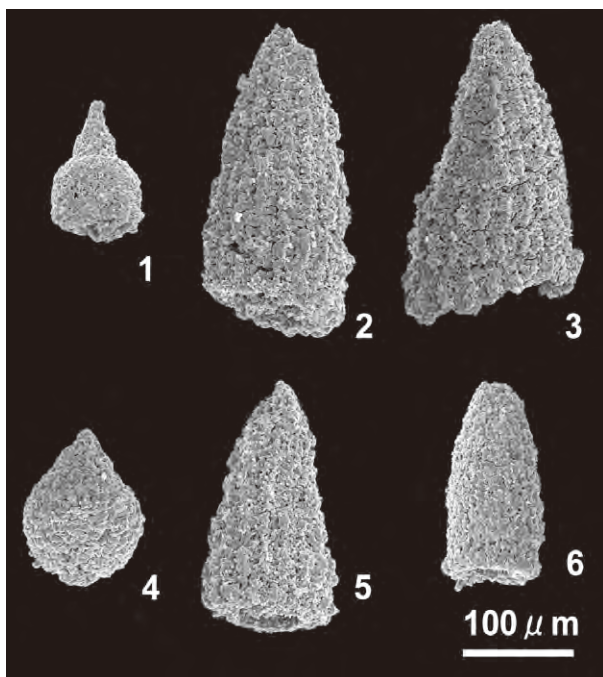
第 3. 8 図 層状チャートの露頭
(山科区高塚山北方：付図 A)



第 3. 9 図 砥石型珩質粘土岩の露頭
河床の露頭であるため写真に水面が写っている。
(宇治市志津川上流：付図 A)

チャート (Ic) は、厚さ 2～10 cm の珩質部と厚さ 0.5～2 cm の泥質部からなる層状チャートである (第 3. 8 図)。灰白色から暗灰色を呈するものが最も多いが、まれに赤色や灰褐色などを呈する場合がある。まれに褶曲変形が観察される場合がある。チャートは風化に強く、醍醐寺・伏見稲荷など多くの寺社の裏手にはチャートからなる小山が聳えており、京都市伏見区大岩山ではチャートが大きな高まりとして露出している。

砥石型珩質粘土岩 (It) は、5～30 cm の灰白色珩質粘土岩と優黒色炭質粘土岩の互層からなる (第 3. 9 図)。本地域のⅠ型地層群には多く観察され、特に京都市伏見区日野から宇治市西笠取下荘川西にかけて卓越している。砥石型珩質粘土岩を伴うメランジュの基質の泥岩では剪断変形が強く、露頭規模でも褶曲が観察される。また宇治市西笠取下荘川西の東南の採石場では砥石型珩質粘土岩・泥岩優勢砂岩泥岩互層のセットが閉じた褶曲を形成しているのが観察できる。地質図には示していない



第3. 10図 大津市膳所上別保町の珪質泥岩から産出した放散虫化石

1. *Eucyrtidiellum* sp., 2. *Hsuum* sp., 3. *Linaresia* ? sp. (1-3: 試料番号 KSE427)
 4. *Striatojaponocapsa plicarum* (Yao), 5. *Hsuum* cf. *brevicostatum* (Ozovoldova), 6. *Spongocapsula* ? sp. (4-6: 試料番号 KSE431) (試料地点は付図 C)

が、砥石型珪質粘土岩の卓越するこの地域は折りたたまれた褶曲をしている可能性が高い。

大津市石山の石山寺には、天然記念物となっている石灰岩チャート互層 (I1c) がある (清水, 1989; 高瀬, 2001: 第12章参照)。本来は石灰岩とチャートの互層であるが、花崗岩による接触変成作用によって、珪灰石あるいは大理石と珪岩の互層となっている。厚さ10~100 cmの灰白色石灰岩と厚さ5~30 cmの灰色チャートの互層で、露頭においても褶曲構造が観察できる (第12. 1図参照)。チャート部はしばしばレンズ状となって、石灰岩の中に取り込まれている。石山寺の北側には砥石型珪質粘土岩が広く分布しているが、その西方の国分には、大理石の小露出があり、石山寺の石灰岩チャート互層の西方延長と考えられる。

宇治市西笠取黒出には石灰岩 (I1s) が厚さ50 m長さ200 mほどの岩塊として露出している。この石灰岩は灰色から暗灰色を呈し、大部分は塊状であるが、一部は1

~5 cmの角礫からなる石灰岩礫岩となっている。

玄武岩 (Ib) は、暗灰色から暗褐色の凝灰岩である。京都市山科区御陵や行者ヶ森、宇治市西笠取・天下峰付近などに厚さ数十 mの薄いスラブとして含まれているほか、泥質混在岩中に礫や岩片として含まれる。一般にこれらの礫や岩片は多くはないが、行者ヶ森の付近の泥質基質中には数多く含まれる。

産出化石 本地域のI型地層群は、花崗岩による接触変成作用の影響などより、年代決定に有効な化石の産出は少ないが、まれに中期~後期ジュラ紀の放散虫化石を泥岩や珪質泥岩から産出する。本研究において新たに珪質泥岩やチャート12試料について放散虫化石処理を行い、2試料から放散虫化石が抽出できた (第3. 10図)。いずれも、大津市膳所池内の西側の尾根に露出する暗灰色珪質泥岩である。産出化石は、*Eucyrtidiellum* sp., *Hsuum* cf. *brevicostatum* などであり、年代は中期ジュラ紀と推定される (第3. 1表)。楠 (2001a, b) は、宇治田原町北西部の大峰山周辺において、緑灰色珪質泥岩 (頁岩と記載) から、*Gongylothorax* aff. *sakawaensis*, *Protunuma japonicus*, *Guexella nudata* を含む中・後期ジュラ紀 (中・後期カロビアン期~オックスフォードイアン期) の *Tricolocapsa conexa* 帯から *Stylocapsa* (?) *spiralis* 帯の放散虫群集を報告している。また、楠 (2001a, b) は、喜撰山ダム周辺においても、黒色泥岩から *Protunuma* sp., *Eucyrtidiellum* sp., *Mirifusus* sp. などの放散虫化石を報告している。また黒色チャートからは前期三畳紀のコノドント *Gondolella* cf. *jubata* や後期三畳紀後期のコノドント *Misikella hernsteini* や *M. posthernsteini* などが産出している (楠, 2001a)。

形成年代 泥岩や珪質泥岩から中・後期ジュラ紀の放散虫化石を産出することから、本地域の丹波帯付加コンプレックスの形成年代は中・後期ジュラ紀であると判断している。

砂岩・泥岩・珪質泥岩の堆積年代は、泥岩とほぼ同じ中期~後期ジュラ紀と推定される。チャートの堆積年代は、主に三畳紀と推定される。砥石型珪質粘土岩は、本地域では化石の産出はないが、ペルム紀のものは少なく、最前期三畳紀のものが主体である可能性が高い。石灰岩チャート互層は、接触変成作用によって化石の産出の報告はないが、丹波帯の同様の岩相では、後期三畳紀の化石が報告されている (小阪・石賀, 1996 など)。

地質構造 丹波帯付加コンプレックスのI型地層群の走向は、西北西-東南東方向で、一部東西あるいは、東北

第3. 1表 大津市膳所上別保町の珪質泥岩から産出した放散虫化石リスト

| 標本登録番号 | 原番号 | 岩石名 | 産出化石 | 地質年代 |
|------------|--------|------|---|--------|
| GSJ F18043 | KSE427 | 珪質泥岩 | <i>Eucyrtidiellum</i> sp. <i>Hsuum</i> sp. <i>Linaresia</i> ? sp. | 中期ジュラ紀 |
| GSJ F18044 | KSE431 | 珪質泥岩 | <i>Eucyrtidiellum</i> sp. <i>Hsuum</i> cf. <i>brevicostatum</i> (Ozovoldova) <i>Striatojaponocapsa plicarum</i> (Yao) | 中期ジュラ紀 |

東-西南西となっている。またこれらの地層は、60°以上で南あるいは北に傾斜している。メランジュの剥離性の方向と地質図に描けるサイズのスラブの延びの方向はほぼ平行である。大津市西部の音羽山北方では砂岩・泥岩・チャートからなるスラブの集合体が褶曲しているのが観察できる。音羽山の南東部にもそのような褶曲の存在の可能性が推定される。

砥石型珪質粘土岩が卓越する京都市山科区醍醐から宇治市西笠取にかけての地域では、メランジュの泥質基質中や砥石型珪質粘土岩中に閉じた褶曲が露頭規模で観察される。また西笠取下荘川西の東にある採石場では、砥石型珪質粘土岩・チャート・泥岩優勢砂岩泥岩互層が褶曲している様子が観察できる。これらのことからこの地域のメランジュには全体として閉じた褶曲構造を有することが推定される。

丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスは、付加過程以降（おそらく新生代）の高角断層によって所々分断されているが、それほど大きな変位は受けていない。地質図に描かれた断層は、露頭で破碎帯は観察されることは少ないが、トンネルの工事記録などでは、明瞭に破碎帯が報告されている。より小さな規模の断層も存在し、まれに露頭で破碎帯が観察できる（第3.11図）。

3.6 平野地下の丹波帯ジュラ紀付加コンプレックス

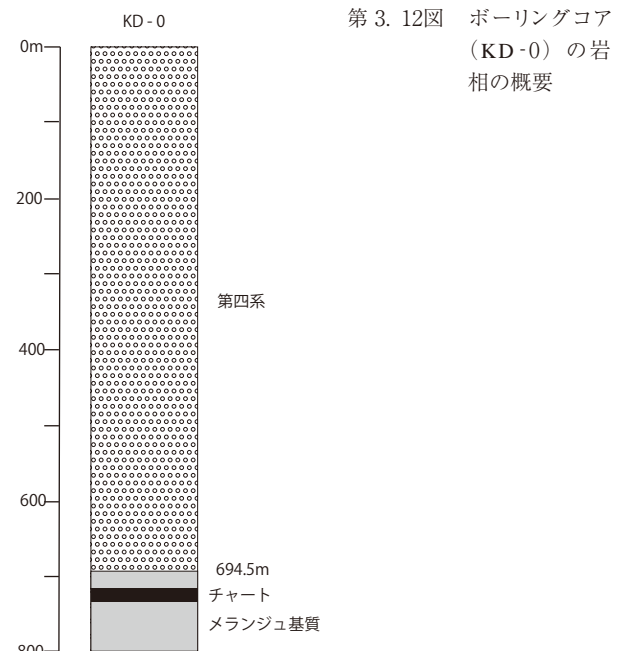
地表が第四紀の地層に覆われている平野部の地下にも、丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスが分布していることが、ボーリング調査などにより明らかになっている。地震関係基礎調査交付金による京都盆地の地下構造に関する調査において、KD-1（平成11年度）、KD-2（平成12年度）、KD-0（平成14年度）のボーリング調査が、反射法地震探査とともに実施された。KD-1とKD-0は、京都東南部図幅地域内であるが、KD-2はわずかに図幅北縁の北側に位置している。掘削深度はそれぞれ、350 m（KD-1）、350 m（KD-2）、800 m（KD-0）である。それぞれの位置は、第3.2表に示した通りである。

それぞれのボーリングコアの下部は基盤で、丹波帯付加コンプレックスに相当する岩石からなる。大半がメランジュ基質を構成する泥質混在岩であるが、一部に破断砂岩泥岩互層やチャート層を挟む（第3.12図）。チャートは厚さ50～100 cmの小岩体と厚さ15 mの大規模岩体がある。泥質混在岩の岩相や変形の程度は、場所によって若干異なっているのが観察される（第3.13図；第3.14図）。変形が激しい箇所では、しばしば多くの砂岩礫とともに、玄武岩凝灰岩の礫を含んでいる。玄武岩凝灰岩の礫は細長く伸びている。また、メランジュの泥質基質（泥質混在岩）が褶曲している様子が細い径のコアでも観察される。

放散虫化石の抽出を試みたが、種や属の同定が可能な



第3.11図 丹波帯ジュラ紀付加コンプレックス中の破碎帯（京都市山科区大宅東方：付図A）



第3.12図 ボーリングコア（KD-0）の岩相の概要

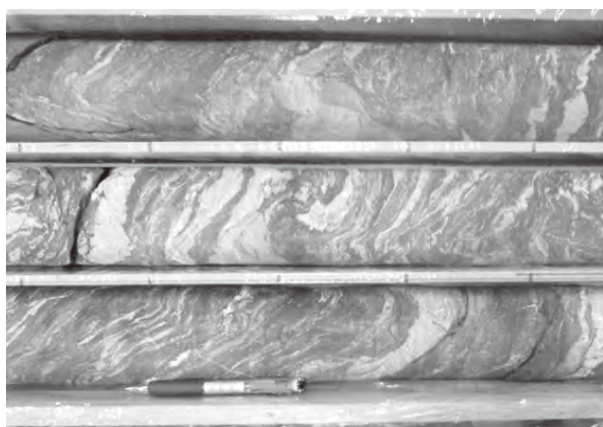
保存のよい化石を得ることができなかった。しかし、岩相と分布の位置関係から、隣接する丹波帯付加コンプレックスのうち、I型地層群のメランジュに相当すると考えられる。

3.7 丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスの地質構造

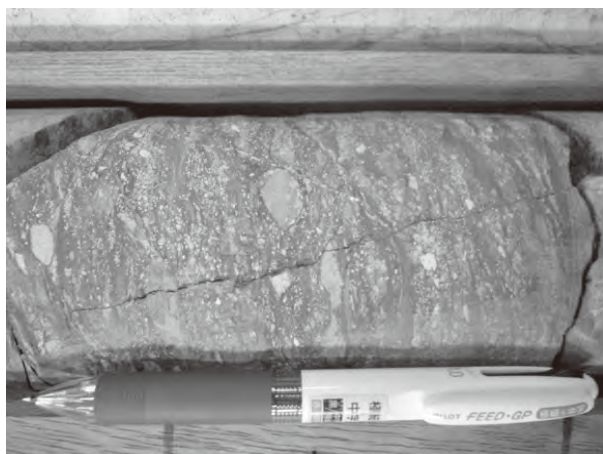
付加コンプレックスでは、付加過程での剥ぎ取り作用の際に形成される断層と、更に付加プリズムが発達する過程で形成される順序外衝上断層など低角の衝上断層が発達する。付加コンプレックスのほとんどの構成要素（スラブ、岩塊、基質など）には、付加過程から後世の変形過程において形成された大小様々な断層が発達している。地質図では、付加コンプレックス内部に発達する付加過程で形成された断層の多くは、表現していない。

第 3. 2 表 ボーリングコアの位置情報
地質図上に地点は示してある：凡例参照

| 名称 | 日本測地系 | | | | 世界測地系 | | | | 標高 (TP) | 地名 |
|------|---|-----------------|--------------|---------|----------------|-----------------|--------------|---------|------------|--|
| | 緯度 | 経度 | 平面直角座標系(VI系) | | 緯度 | 経度 | 平面直角座標系(VI系) | | | |
| | | | X | Y | | | X | Y | | |
| KD-1 | N34° 58' 2.6" | E135° 45' 24.7" | -114516m | -22200m | N34° 58' 14.3" | E135° 45' 14.5" | -114169m | -23198m | 21.0 | 京都市南区上鳥羽鉾立町 鉾立公園内 |
| KD-2 | N35° 0' 45.2" | E135° 45' 1.3" | -109506m | -22781m | N35° 0' 56.8" | E135° 44' 51.1" | -109159m | -23041m | 40.0 | 京都市中京区二条城町 二条城北苗圃 |
| KD-0 | N34° 53' 42.0" | E135° 44' 56.4" | -122545m | -22937m | N34° 53' 53.6" | E135° 44' 46.2" | -122198m | -23198m | 10.8 | 京都府久世郡久御山町大字森字北大内30-1 (旧日本道路公団関西支社京滋バイパス管理事務所敷地内) |
| 備考 | 座標値は、1/2500地形図上において日本測地系の平面直角座標系にて読み取っている。 日本測地系の経緯度および世界測地系の座標値は、“TKY2JGD1379”を用いて変換した値である。 標高は、1/2500地形図上において、等高線(KD-1のみ)あるいは直近の標高点の値をもとに求めている。 | | | | | | | | | |



第 3. 13 図 KD-1 コアで観察されるメラングジュ（破断砂岩泥岩互層）



第 3. 14 図 KD-1 コアで観察されるメラングジュ（泥質混在岩）

地層境界と同じ線で示された各地質要素の境界の大半は断層とみなしてよい。各ユニットの境界は付加体形成時には基本的に低角衝上断層であるが、後世の構造運動によって断層がより高角になったり、より高角な別の断層によって切られたりしている。したがって、本地質図幅地域の付加コンプレックス内の断層は、その大半が付加コンプレックス形成後に形成されたものである。

本地域の丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスのうち北

西部や中央の地塊は、南北ないし北北東-南南西方向の断層などで区切られた構造地塊である（第 3. 1 図）。特に、北西部の地塊の西縁に沿って、活断層が知られており、その北方延長は花折断層に延長する（第 9. 1 図参照）。新生代の地質構造に強く規制された分布であることが明瞭である。大津市石山から、岩間山の西を経て、宇治田原町郷之口にかけては、北北東-南南西の断層が走っている。これは、花折断層や北西部地塊の西縁の構造方向と一致する。同方向の断層は、より東にも分布するが、図幅地域東方では花崗岩の分布によってその構造が明瞭ではなくなっている。

丹波帯付加コンプレックスを切る断層としては、西北西-東南東の断層がしばしば観察される。これは、丹波帯付加コンプレックス内部の構造とほぼ平行である。他には北西-南東の断層が丹波帯付加コンプレックスの分布の北部で観察される。京都市山科区髭茶屋付近で南北に走る断層は、多くの地点で岩相のずれから位置が特定され、新幹線音羽山トンネル内でも破碎帯が確認されている。

丹波帯付加コンプレックスの一般走向は、西北西-東南東あるいは北西-南東方向が卓越している。地域中央北部の音羽山付近や大津市大石などでは東北東-西南西の走向で、京都市山科区御陵などでは東西方向の走向となっている。傾斜はいずれの箇所においても 50°～90°の高角で北ないし南に傾斜している。メラングジュのスラブ内の地層の走向傾斜は、メラングジュの泥質基質の剥離性の方向とほぼ平行に近く、それほど大きく斜交してはいない。

宇治市西笠取下荘川西の東にある採石場では、砥石型珪質粘土岩・チャート・泥岩優勢砂岩泥岩互層が褶曲している様子が、採石場全体のマッピングで明らかになった。この地域から、京都市山科区醍醐にかけての地域では、砥石型珪質粘土岩とチャートのスラブが卓越するメラングジュが分布しているが、そのメラングジュの泥質基質中や砥石型珪質粘土岩中には露頭規模の比較的閉じた褶曲が観察される。また、砥石型珪質粘土岩やチャートのスラブの分布から、閉じた褶曲構造が推定されるが、鍵層が存在しないメラングジュであるため、地質図上に正確

な褶曲の位置を示していない。

図幅地域中央北部の音羽山の北側の塊状砂岩と泥岩優勢砂岩泥岩互層が卓越する地域でもその分布から褶曲が推定される。音羽山南東の厚いチャートが卓越する地域でも、閉じた褶曲の可能性は否定できない。更に、宇治市天ヶ瀬ダム周辺のⅡ型地層群においても厚い塊状砂岩が卓越する地域と泥質混在岩や破断砂岩泥岩互層が卓越する部分が交互に繰り返しており、これが褶曲構造による分布である可能性は高いと考えられる。メランジュを主体とする付加コンプレックスの場合、このような褶曲は当然存在すると推定されるが、鍵層がないメランジュでは、正確な褶曲軸の特定は容易ではない。したがって本地質図幅では褶曲の可能性は示唆するが、地質図上に褶曲軸は一部を除いて表現していない。なお、砂岩優勢砂岩泥岩互層中の級化成層によって判定した地層の上位方向を、地質図中に示してある。南上位が卓越するが、判定できた箇所が少なく褶曲構造解明には不充分である。

3. 8 領家変成作用と接触変成帯

本項では、丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスの一部に変成作用を及ぼした、後期白亜紀の領家変成作用と、第4章で述べる後期白亜紀花崗岩による接触変成作用とを併せて述べる。

3. 8. 1 領家変成作用

奈良県から京都府南部にかけては領家変成帯が広がっており、本図幅地域南部の宇治田原町地域は領家変成帯の最北縁部すなわち最弱変成部にあたる (Yoshizawa *et al.*, 1966; 尾崎ほか, 2000)。この地域では Wang *et al.* (1986), Wang (1989), 竹内・王 (1999), 宮崎 (2000), 竹内・西岡 (2005) の一連の研究がある。

竹内・西岡 (2005) によれば、宇治田原町地域は領家変成帯の変成分帯のうち最弱変成の帯である緑泥石帯にあたる (第3. 15図)。緑泥石帯の始まりは、碎屑粒子の外形を横切って細粒の緑泥石ないし白雲母が生じていることで認定される。変成鉱物が出現するのは、おおよそ宇治田原町を東西に走る国道307号線より南の地域である。ただし非変成岩と弱変成岩の分布は混在しており、緑泥石帯の始まりは明瞭な鉱物アイソグラッドとしては認定されない。緑泥石帯の高温側の鉱物帯である緑泥石-黒雲母帯の始まりは、やはり鉱物アイソグラッドとしては定義されないものの、実用的には泥質岩における黒雲母出現で認定され、それは南隣「奈良」図幅地域北縁の城陽市中から鷲峰山^{じゅうぶさん}を東西に結ぶ線に位置する (竹内・王, 1999, 竹内・西岡, 2005: 第3. 15図)。

このように変成分帯の認定が不確実なため、本図幅の地質図では緑泥石帯の範囲を図示していない。

3. 8. 2 白亜紀花崗岩類による接触変成帯

本図幅東半分の丹波帯の地層のかなりの範囲は、白亜紀花崗岩類による接触変成作用を被っている。接触変成作用には新期領家花崗岩である信楽花崗岩体によるものと、田上花崗岩体によるものがある。論理的には接触変成作用でも黒雲母帯の外側に緑泥石帯が存在するはずであるが、弱変成・変形を被っている丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスの地層において緑泥石帯を認定することは困難であり、地質図では接触変成による黒雲母帯の範囲を示した。

信楽花崗岩体による接触変成帯 本図幅地域の南東隅から南方にかけて分布する信楽花崗岩体により、幅の広い接触変成帯が形成されている。領家変成帯北縁部の緑泥石帯地域における接触変成帯の範囲は、地質図上で東の信楽花崗岩体に近づくにつれて黒雲母が出現することにより識別される。接触変成帯は黒雲母帯が認定でき、それは貫入面から裏白峠近くまでの水平距離約2.7 kmの範囲に及ぶ (第3. 15図)。南隣「奈良」図幅地域では貫入面から最大約2 kmの範囲まで堇青石が出現するが (竹内・王, 1999; 宮崎, 2000), 本図幅地域では堇青石の出現は貫入面の近傍でしか確認されず、最大でも距離約500 m以内の範囲である。また、接触変成作用による緑泥石帯を領家変成作用による緑泥石帯から識別することはさきわめて困難である。

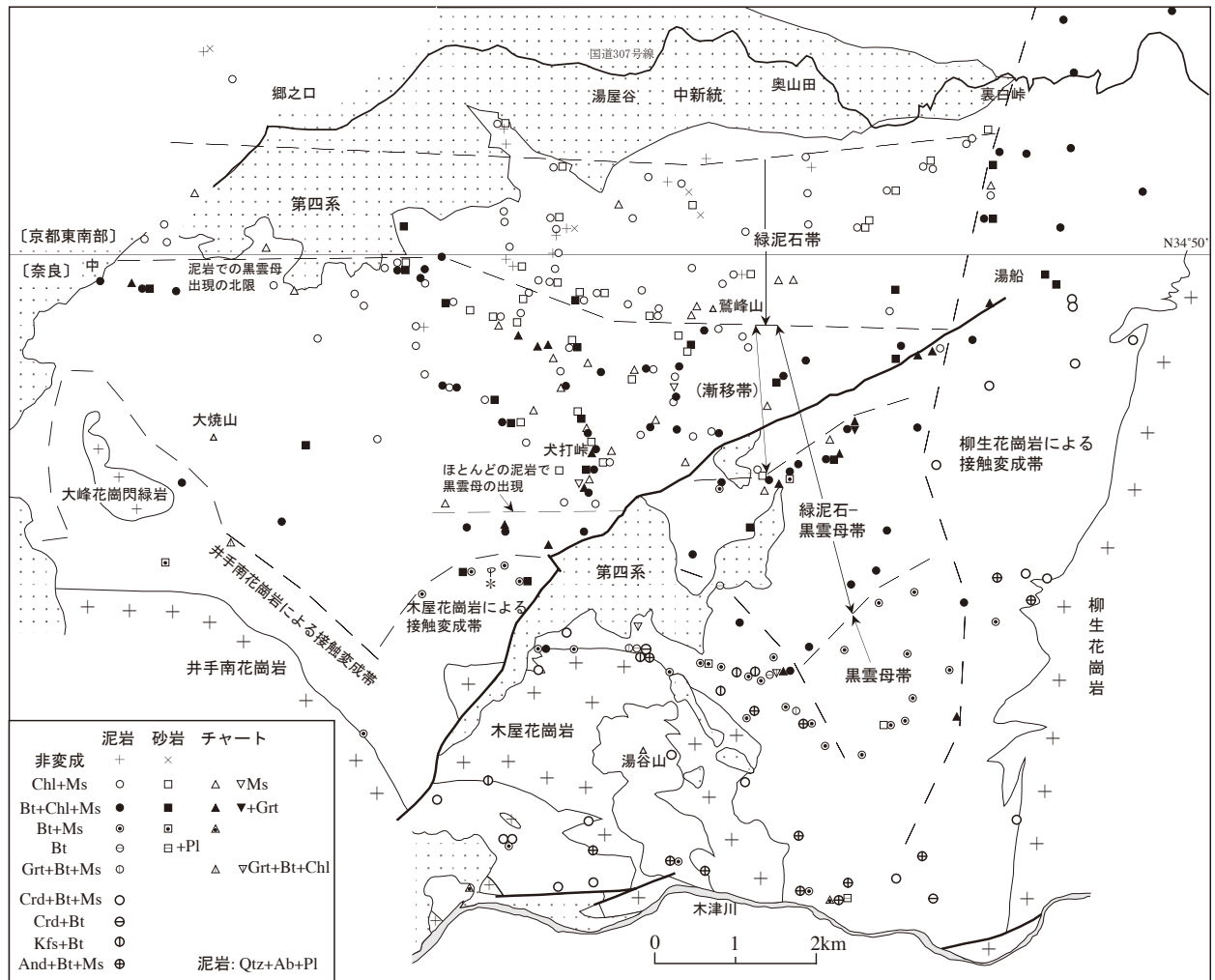
本図幅地域で信楽花崗岩体による黒雲母帯の幅が2.7 kmに達することが判明したことから、竹内・王 (1999), 竹内・西岡 (2005) で示されていた和東町東部地域の領家変成作用による黒雲母帯は、信楽花崗岩体 (柳生花崗岩) の接触変成によるものである可能性がある。

田上花崗岩体による接触変成帯 本図幅南東部では、東方の田上花崗岩体の貫入境界から4 km以上離れた大津市猪背山周辺や甲賀市桶井・宮尻でも変成黒雲母が認められた。ただし4 kmという黒雲母帯の幅は広すぎるようにも思われ、地下浅所に花崗岩体が伏在していてその接触変成である可能性も考えられる。

矢筈ヶ岳から東西に延びる貫入境界に沿う接触変成帯の幅は西部の山城谷で約1.2 kmである。貫入面近傍では丹波帯の泥岩が接触変成により硬堅になっており、しばしば堇青石の斑状変晶が見られるほか、大津市大石富川町の不動岩の川岸では長径5 cmに達する紅柱石の斑状変晶が見られる。

本図幅中央部では岩間山や千頭岳南東方-東方で、広範囲に堇青石斑状変晶が生じている。岩間山の西方では貫入境界から約1.5 kmの範囲まで黒雲母帯が広く認められ、笠取山の北では黒雲母は生じていないものの緑泥石・白雲母が生じている。

大津市伽藍山の石山寺では、接触変成により石灰岩に珪灰石が生じており天然記念物に指定されている (第12章参照)。



第3.15図 宇治田原-和東地域の領家変成帯と接触変成帯

竹内・王 (1999) の第3図を改変し宇治田原地域の資料を追加した図。鉱物の略号は Chl: 緑泥石, Ms: 白雲母, Bt: 黒雲母, Pl: 斜長石, Grt: ざくろ石, Crd: 堇青石, Kfs: カリ長石, And: 紅柱石, Qtz: 石英, Ab: 曹長石。本図幅地域は南隣「奈良」図幅から連なる領家変成帯のうち最低変成度の緑泥石帯にあたる。東部では信楽花崗岩体 (柳生花崗岩) による接触変成帯が裏白峠まで及んでおり、接触変成帯の水平幅は2.7 km に達する。

本図幅北東部の栗東市地域では、地表に露出する丹波帯付加体の全域が、田上花崗岩体の北縁に沿って幅1 km 以上の黒雲母帯となっている。

地質図上で田上花崗岩体の貫入境界から離れた広範囲まで接触変成作用が認められることは、丹波帯の地層と田上花崗岩体との貫入境界が低角度であることを反映している。

第4章 後期白亜紀火成岩類

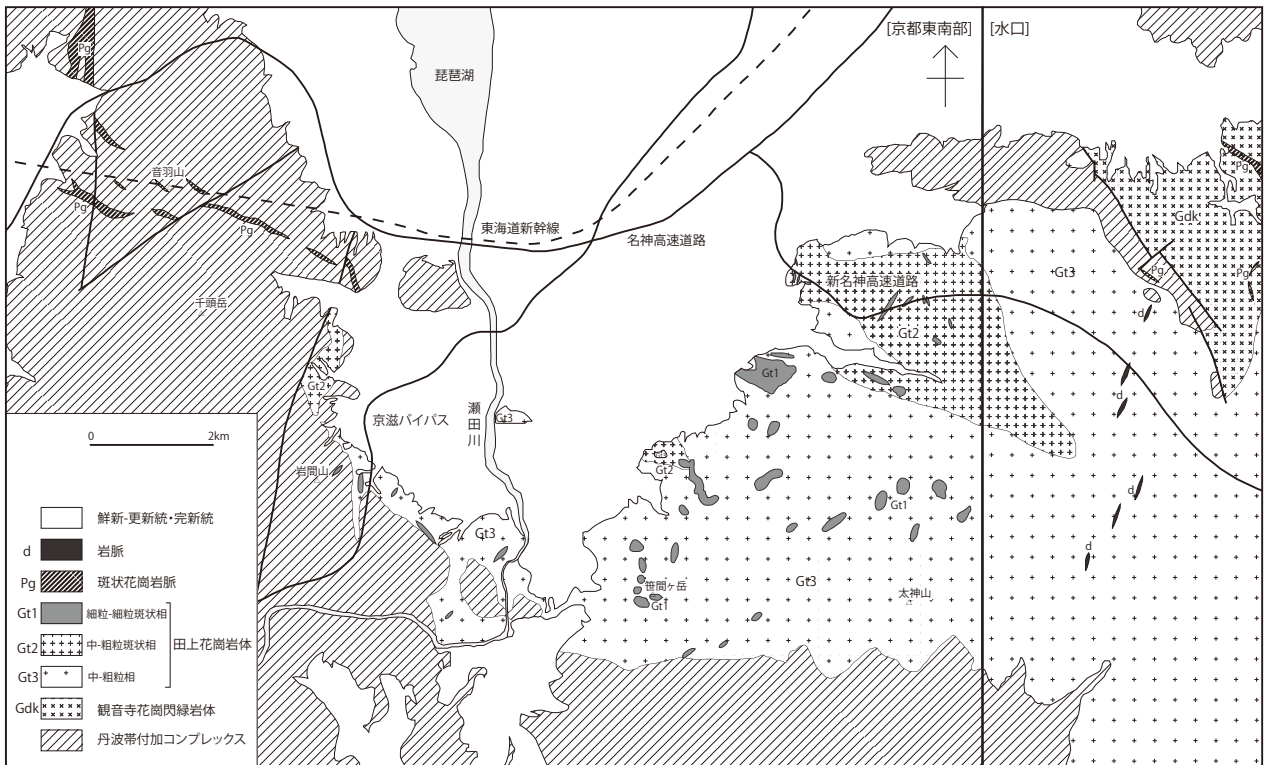
(中野聰志)

4.1 概要

本図幅内の火成岩類は、岩体（花崗岩）及び岩脈（珪長質～苦鉄質）として産出している。火成岩類分布の概略を第4.1図に示した。本図幅域南東端には、信楽花崗岩体（Gs）の一部がわずかに露出している。本図幅内中央部～東部の田上山地には、田上花崗岩体（Gt）の西端部（全体の約1/3）が分布している。岩脈として、本図幅中央部北半の音羽山地には非顕晶質細粒斑状花崗岩の弧状岩脈が、その南半の醍醐山地以南には珪長質～苦鉄質の定向配列を示す小規模岩脈が分布している。

本図幅内の田上花崗岩体は、「水口」図幅（中野ほか、2003）とほぼ同様の岩相である。「水口」図幅では、田上花崗岩体について、中粒斑状黒雲母花崗岩相（Gt4）・中・粗粒黒雲母花崗岩相（Gt3）・細粒・粗粒斑状黒雲母花崗岩相（Gt2）・細粒黒雲母花崗岩相（Gt1）の岩相区分が行われた。その後の調査により、水口図幅で定義された中・粗粒斑状黒雲母花崗岩（Gt4）には本図幅内において粗粒相がほとんどなく中粒斑状相が主であることが判明したが、本図幅でも同じく中・粗粒斑状黒雲母花

崗岩相（ただし記号としてはGt2として再定義）とした。また、「水口」図幅では阿星山～飯道山にかけて広く見られる天井相としての細粒・細粒斑状黒雲母花崗岩相（Gt2）と区別して、図幅西端部の田代付近で細粒黒雲母花崗岩（Gt1）を記載したが、本図幅では岩相の整合性から、細粒・細粒斑状黒雲母花崗岩相（Gt1）として一括した。細粒・細粒斑状相（Gt1）は、これまで中・粗粒相（Gt3）中の天井相として考えられてきたが、その多くがシート状及び岩脈状の産状を示しているとともに、中・粗粒斑状黒雲母花崗岩相（Gt2）中では非顕晶質細粒斑状花崗岩（従来の花崗斑岩）を含む大小の岩脈として存在している。本図幅では、これまで“アプライト”とされてきたGt3相とGt2相中の緻密な非顕晶質細粒花崗岩 [Le Maitre (2002) 参照] 岩脈やペグマタイト岩脈も含めて、以上の細粒の岩脈類はすべてGt1相に区分している。したがって、本図幅での田上花崗岩体については、中・粗粒黒雲母花崗岩相（＝中・粗粒相：Gt3）・中・粗粒斑状黒雲母花崗岩相（中・粗粒斑状相：Gt2）・細粒・細粒斑状黒雲母花崗岩相（＝細粒・細粒斑状相：Gt1）の3岩相からなる岩体として再定義して記載する。なお、



第4.1図 本図幅地域北東部周辺の火成岩類の分布概略図

粗粒・中粒・細粒の区分は5 mmと1 mmをそれぞれ境界としている。上記区分以外では、これまで花崗斑岩あるいは石英斑岩とされてきた脈岩については、その石基粒子が肉眼的に識別できないことから非顕晶質細粒斑状花崗岩 (Pg) として記載した。

田上花崗岩体は瀬田川を超えて西に弧状の岩脈状に伸び、その先端部は大津市国分南方約1 kmまで達している。その花崗岩体の分布を引き継ぐかのように、非顕晶質細粒斑状花崗岩脈が大津市と京都市山科を分ける音羽山地を切るように更に弧状に伸びている。この非顕晶質細粒斑状花崗岩脈は、音羽山以西では2重の弧状岩脈になっている。北側の弧状岩脈は名神高速道路を超えて更に北側に伸びており、その延長部は北隣「京都東北部」内に続き、比叡花崗岩体中では幅最大500mの非顕晶質細粒斑状花崗岩脈としてなお北に伸びている。したがって、この非顕晶質細粒斑状花崗岩脈は、全体としては琵琶湖南湖南端部を取り囲むように弧状に連なっている。

一方、本図幅内西半部の中央部～南部にかけての醍醐山地には、苦鉄質[安山岩 (A)・玄武岩 (B)]と珪長質[非顕晶質細粒斑状花崗岩 (Pg)・流紋岩及び安山岩 (F)]の小規模な岩脈が点在する(貴治, 1986)。そのうち、苦鉄質岩脈は、大峰橋近傍の安山岩(貴治, 1989)を除き、ほぼ北北東-南南西伸長方向を示しており、岩脈全体としても宇治市西笠取～天ヶ瀬にかけての約7 kmにわたり同一方向に連なっているものが大半である。珪長質岩脈も、宇治市炭山から二尾にかけて西北西-東南東方向の小岩脈が同一方向に約4 kmにわたり連なっている。

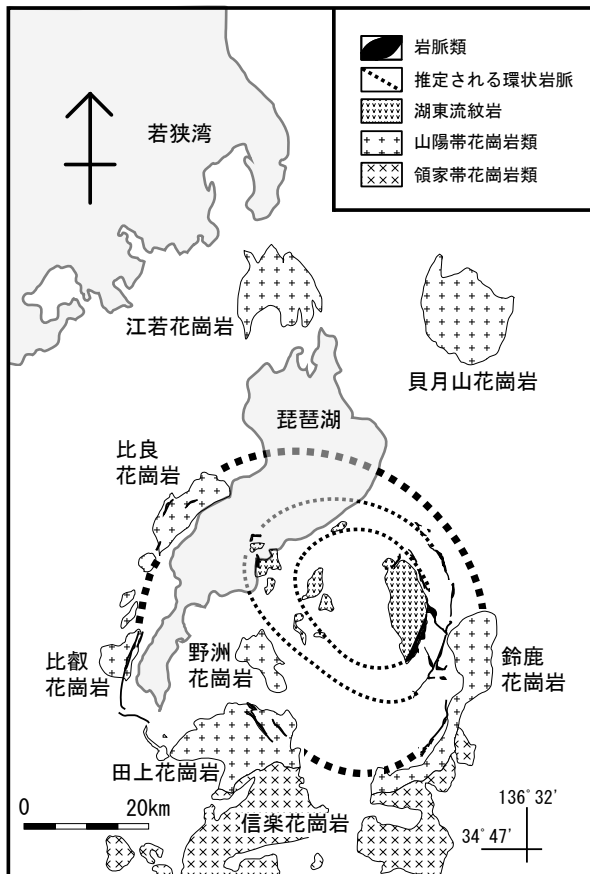
4.2 研究史

本図幅内の火成岩類を理解するためには、琵琶湖周辺の火成岩類についての研究史が重要であるので、以下にその概略を述べる。かつて藤本(1979)がレビューした時点では、野外での岩相区分はもちろん化学組成・年代等を含めてデータは少なく、琵琶湖周辺の花崗岩類についての共通の視点での体系的な研究はほとんどなかった。その後、周琵琶湖花崗岩団体研究グループを中心に、琵琶湖周辺の各花崗岩体や岩脈類についての詳細な野外調査が行われるとともに、化学組成や放射年代測定データが順次公表されてきた[江若岩体: 澤田ほか(1997)・田結庄ほか(1999)、貝月山岩体: 杉井・沢田(1999)、沢田・斎藤(2000)、鈴鹿岩体: 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1990)、田上岩体: 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1982, 2000)、野洲岩体: 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(2005)、比叡岩体: 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(2008)、比良岩体: Yoshizawa *et al.* (1965)・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1997)・中野(2001)]。その結果、これまでにまとった記述のない岩体は、地下に伏在する岩体[たとえば、橋本ほか

(2000)]を除けば、小規模な鮎河花崗岩体と本図幅域に入る瀬田川以西の大津～山科地域の火成岩類、及び仰木花崗閃緑岩体となった。なお、鮎河花崗岩については宮村ほか(1981)によりその分布と岩相が紹介されており、仰木岩体についてはその分布と化学分析値が報告されている(貴治ほか, 2000)。なお、これらの花崗岩類はいずれも、イルメナイト系列(Ishihara, 1977)に属する。

一方、これらの岩体についての放射年代測定と野外調査が進んだ結果、琵琶湖周辺の白亜紀花崗岩体のうち、貝月山花崗岩体と比叡山花崗岩体及び一部の鈴鹿花崗岩の活動年代はより古く、一方江若花崗岩体の活動はより新しい古第三紀であることが明らかになった(沢田ほか, 1994; 沢田・斎藤, 2000; 田結庄ほか, 2000)。残りの琵琶湖南部周辺の花崗岩体は、仰木と霊山の岩体を除き、ほぼ70 Ma頃の活動の産物である。残る仰木岩体については一部それより古い活動時期のものがあ(貴治, 私信)、霊山岩体はそれより新しいものである可能性がある(中野, 2001)。

上記花崗岩体の内側(琵琶湖側)に分布する湖東流紋岩類(三村ほか, 1976)については、それがバイエス型カルデラ形成に伴う火砕流堆積物であることが明らかにされ、そのカルデラは湖東コールドロンと命名された(西川ほか, 1983)。このモデルを土台にして、上記花崗岩研究の進展の中で、白亜紀末の琵琶湖周辺の火成活動を考える視点として、琵琶湖南部周辺の花崗岩類・流紋岩類を火山・深成作用の観点から総合的に把握した“琵琶湖環状花崗岩体”モデルが提起された(沢田ほか, 1994)。このモデルは、湖東コールドロン(西川ほか, 1983; 西堀ほか, 1991)の範囲を大きく上回る琵琶湖コールドロン(周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2000・2008; 琵琶湖基盤地質研究会, 2001)として再定義された(第4.2図)。現在は、琵琶湖コールドロンモデルによる白亜紀末における琵琶湖周辺の火成活動の検証が行われている(周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2008; 天白ほか未公表資料)。その結果、沢田ほか(1994)により琵琶湖南部周辺の一連の花崗岩体の1つと考えられていた比叡花崗岩体は、比良・田上・鈴鹿・野州花崗岩体とは活動年代や化学的特徴が異なることが明らかにされ、更により広域的な火成活動史の視点で琵琶湖周辺の花崗岩類を位置づける作業が進められている(Kutsukake *et al.*, 2010)。かつて、近畿地方における白亜紀末火成活動場は、第Iステージから第Vステージまで順次北上してゆき、琵琶湖周辺の火成活動はいずれも第IIステージ(約110～80 Maないし75 Ma)に属すると要約されていた(田結庄ほか, 1985)。上記の研究は、その第IIステージでの火成活動のより具体的な変遷を解明したものであり、これまでのステージ区分による火成活動史の改訂が必要であることを示している。



第 4. 2 図 湖東コールドロン・琵琶湖コールドロンの輪郭を示す琵琶湖周辺花崗岩体分布図
周琵琶湖花崗岩体研究グループ (2008) の第 1 図を加筆改変し、田上花崗岩周辺を修正。

本図幅地域の火成岩類についてのまとまった記載はこれまで行われていない。本図幅内の火成岩類の存在を最初に報告したのは Hiki *et al.* (1917) であり、本図幅内の非顕晶質細粒斑状花崗岩脈を四ノ宮付近まで三つのブロックに分けて示した。宮村 (1959) は、比叡花崗岩体と田上花崗岩体との地域の地質を記載し、音羽山頂付近の非顕晶質細粒斑状花崗岩脈 (原記載は石英斑岩) を環状断層または裂隙に沿って貫入した環状脈岩として示した。その後の本地域の火成岩類についての調査結果は、公表された地質図 (上治, 1962; 石田ほか, 1980) と、以下に示す田上・比叡両花崗岩体についての報告以外にはない。上記地質図には、岩脈類とともに瀬田川以西の花崗岩についてもその分布が示されているのみである。したがって、本図幅の火成岩の記載は、これまでの比叡花崗岩体と田上花崗岩体との間に位置する火成岩類についての記載の空白を埋めるとともに、以下に述べる琵琶湖周辺の花崗岩類の火成活動史の観点からも新しい知見を提供するものである。

田上花崗岩体については、鉱物関係の文献を除くと、早瀬 (1950) の田上花崗岩・三雲花崗岩の岩相区分への

言及が最初の研究報告であろう。早瀬 (1951) は田上花崗岩体の地質図と 3 試料の化学分析値を報告している。その後 Asayama (1954) は岩石化学的な研究を行い多数の化学分析値を公表するとともに、田上地域の花崗岩ではラジウム含有量が高く三雲地域の花崗岩ではラジウム含有量が低いことを示した。その後, Yoshizawa *et al.* (1965) は、田上花崗岩と三雲花崗岩とを岩体区分し、田上花崗岩に似た小さな岩塊が三雲花崗岩に貫入していると述べた。また、田上花崗岩は岩相変化が激しくペグマタイトに富むことや全体として優白質であることから、比叡花崗岩よりは比良花崗岩体に似るとした。そして、琵琶湖南部周辺の花崗岩体の活動時期を、より新期の比良花崗岩グループ (比良・田上ほか) と比叡花崗岩グループ (比叡・三雲ほか) に分けた。横田 (1974) は、節理系の解析に、Yoshizawa *et al.* (1965, 1966) の田上花崗岩と三雲花崗岩を区分した地質図を引用して示した。その後、田上花崗岩体の地質図としては、この図が普及していった。しかし、これらの岩相区分は、詳細な野外調査によって行われたものではなかった。田上花崗岩体についての野外での詳細な露頭観察による岩相区分は、西橋 (1977MS) などの滋賀大学教育学部の卒業研究によって行われた。その成果にもとづいて、吉田・西橋 (1987) は、三雲花崗岩体は田上花崗岩体に含まれるべきであることや、三雲地域における花崗閃緑岩の分布を記載した。また、吉田ほか (1991) は詳しく花崗岩類の分布を示すと同時に、特徴的な岩脈類の分布も報告した。これらの研究により、現在にいたる田上花崗岩体の基本的岩相区分が確立された。その後、周琵琶湖花崗岩体研究グループ (2000) 及び中野・原山 (2003) により更に改訂が行われて、本図幅作成に至っている。かつて三雲花崗岩とされた地域には、観音寺花崗閃緑岩体が分布するのをはじめ、田上花崗岩体の岩相変化に加え斑状花崗岩～斑状花崗閃緑岩脈が雁行状 (弧状) に分布する (中野ほか, 2003 参照)。本稿では、本図幅内の田上花崗岩体及び信楽花崗岩体については、周琵琶湖花崗岩体研究グループの調査成果を基本に、今回新しく調査を行った成果を加えて記載する。

なお、本図幅内に一部露出している信楽花崗岩体 [領家新期花崗岩 (周琵琶湖花崗岩体研究グループ, 1982)] の研究史については、中野・原山 (2003) を参照されたい。

4. 3 信楽花崗岩体 (Gs)

命名 周琵琶湖花崗岩体研究グループ (1982) の命名による。柳生花崗岩 [有田 (1949) 命名] から連続する木津川以北に分布する領家帯の新期花崗岩として定義された。

分布・産状 北側に分布する田上花崗岩体と木津川以

南に分布する柳生花崗岩体（中島，1960；川辺ほか，1996）との間に，東西約 10 km・南北約 10 km の範囲で分布する。

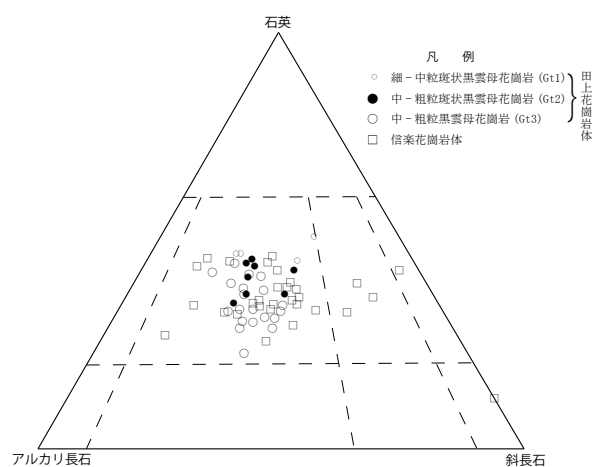
貫入関係 木津川以南の柳生花崗岩とは連続しており，両者は同一岩体中での南北方向における岩相変化と考えられる（周琵琶湖花崗岩団体研究グループ，1982）．北端部では，田上花崗岩体によって貫入されている（周琵琶湖花崗岩団体研究グループ，1982；西村ほか，1990）．
岩相・構造 南部の岩相は普通角閃石を含みアルカリ長石斑晶に弱い定向配列が認められる．田上花崗岩体との境界部では田上花崗岩体に似た岩相になり普通角閃石も認められず等粒状であるが，田上花崗岩に比較してやや優黒質である．また，黒雲母のクロットが特徴的に見られ一部で斑晶状のアルカリ長石も見られる．

上記の岩相変化に対応して，モード組成も広範囲に変化し，木津川に近い南部に分布する普通角閃石を含むトータル岩質のものを除き，田上花崗岩体のモード組成と重複している．信楽花崗岩類のモード組成を，田上花崗岩類や非顕晶質細粒斑状花崗岩等のモード組成とともに，中野・原山（2003）から第 4. 3 図に再録した．

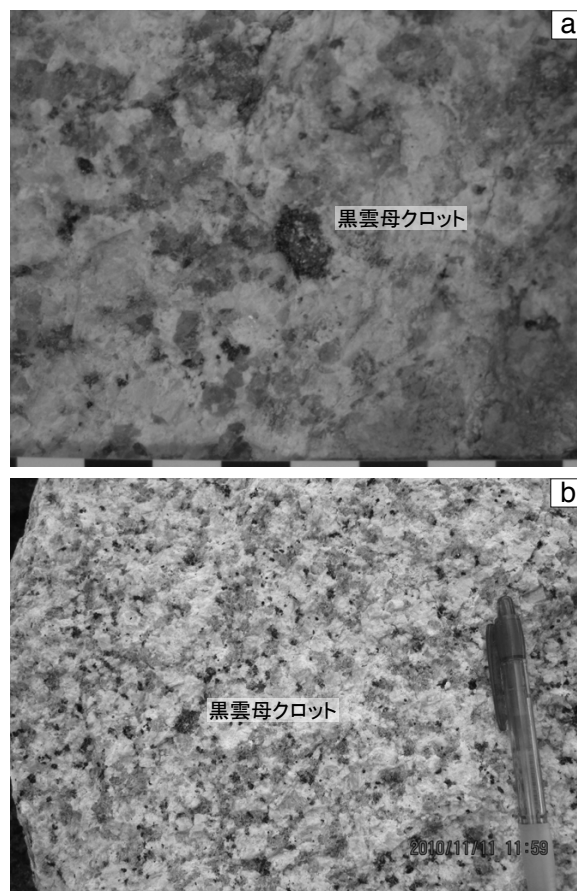
アルカリ長石の色が淡赤色（桃色）になっている部分が，岩体の一部で認められる．本図幅域内の上朝宮地域でも，一部に淡赤色アルカリ長石が認められる．この付近の花崗岩もかなり風化が進んでおり風化との関係が推測されるが，アルカリ長石の赤色化は熱水変質による場合が多い．長石類の赤色化は地殻における物質循環の重要な指標であることが提起されている（Plumper and Putnis, 2009）ので，他の岩相中の場合も含めて注目すべき花崗岩体の特徴になる．

放射年代 本図幅域外の 4 試料について， $68.4 \pm 1.4 \sim 72.6 \pm 1.5$ Ma（後期白亜紀）の黒雲母 K-Ar 年代が得られている（沢田・板谷，1993）．

岩石記載



第 4. 3 図 本図幅域域に分布する火成岩類のスラブモード組成
 中野・原山（2003）を抜粋・改変．



第 4. 4 図 信楽花崗岩体の接写写真
 a: スケールは 1 目盛が 1 cm.（朝宮小学校南）
 b:（乾朝宮鉦山）

粗粒黒雲母花崗岩 (Gs)（甲賀市信楽町上朝宮朝宮小学校南：付図 D）（第 4. 4 図 a）

田上花崗岩体に近い岩相を示している粗粒等粒状～斑状黒雲母花崗岩である．スラブ色指数がやや高い（4.2）．長径数 mm～数 cm の卵型の黒雲母クロットが含まれるほか，一部にアルカリ長石の斑晶が見られる．上朝宮付近では粒度変化に富み，中粒相の露頭があるほか，細粒花崗岩の転石が多い．

粗粒黒雲母花崗岩 (Gs)（甲賀市信楽町乾長石朝宮鉦山：付図 D）（第 4. 4 図 b）

丹波帯堆積岩との接触部に当たり，一部鉦山内で堆積岩との高角境界が観察できる．接触部付近を含めてほとんど細粒化の現象は見られず，中粒質に近い粗粒黒雲母花崗岩である．黒雲母のクロットと一部アルカリ長石の斑晶状のものが見られる点で，田上花崗岩体 (Gt3) とは異なる．

4. 4 ^{たなかみ} 田上花崗岩体 (Gt3, Gt2, Gt1)

命名 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ（1982）の再定義による．既に述べたように，本図幅域から水口図幅域にかけての花崗岩体については，古くは田上花崗岩

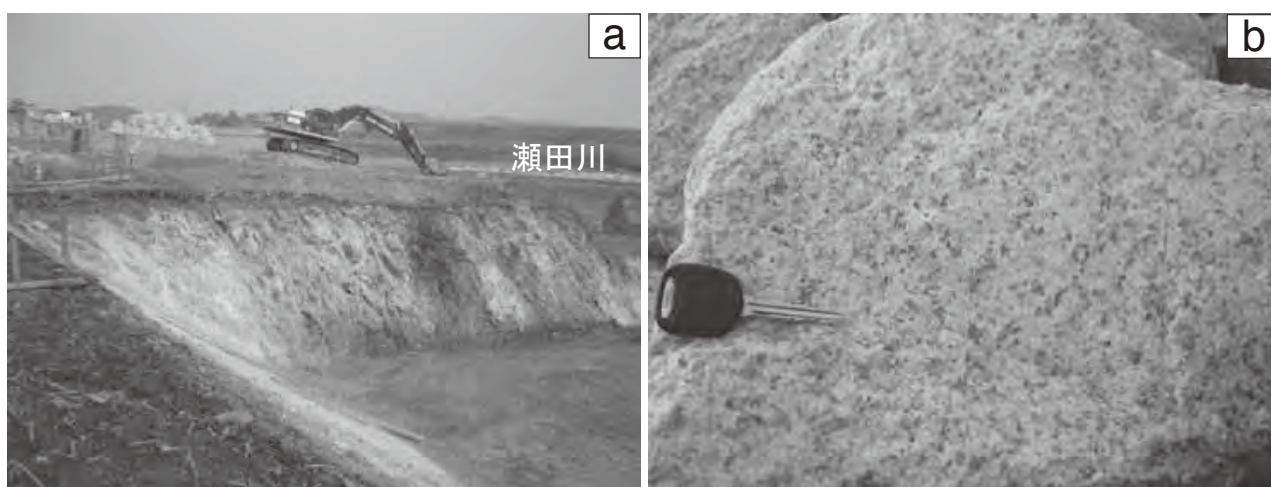
と三雲花崗岩との区分が提唱されていた（早瀬，1951；Asayama, 1954；Yoshizawa *et al.*, 1965；横田，1974）。しかし，その後の野外調査により，そのような岩相区分はできないこと，その境界部付近を中心に金勝～三雲地域には観音寺花崗閃緑岩体が広く分布すること（周琵琶湖花崗岩団体研究グループ，1982）などが明らかになり，不明であった南の信楽花崗岩体との境界も確定した（周琵琶湖花崗岩団体研究グループ，1982）。田上～信楽山地に分布する花崗岩体から，観音寺岩体と信楽岩体を除いた分布域が田上花崗岩体である（周琵琶湖花崗岩団体研究グループ，2000；中野・原山，2003）。

分布・産状 本岩体は，本図幅内から水口図幅内にかけての東西約 20 km・南北約 8 km の範囲に分布している。餅盤状の岩体であるが，その西側延長部は瀬田川を越えて更に北西に弧状に（岩脈状に）伸びる。地表では古琵琶湖層群とルーフの堆積岩類に被覆されて分布が途切れているように見えるだけであり，田上花崗岩体は連続していると推定できる（第 4. 1 図）。なお，近江盆地の地下には花崗岩が広く存在しているはずであり（沢田ほか，1994），本図幅域の平野部地下でも現在までに数ヶ所で花崗岩の存在が確認されている：(1) 瀬田川沿い大津市瀬田大萱ローヤルホテル地下約 400 m（沢田ほか，1994），(2) 国道 1 号線沿い大津市瀬田「琵琶湖温泉」地下約 400 m で花崗岩が出現しており（中野，未公表資料），(3) 建設省大津放水路工事におけるボーリングコアに基づく地質断面図においては，大津市螢谷伽藍山南山麓において地表下約 30 m に中粒花崗岩が確認されるとともに，そこから西方約 4 km の堂の川～諸子川間においては地下に花崗閃緑岩が確認されている（建設省近畿地方建設局大津放水路地質平衡断面図），(4) 瀬田川河床における花崗岩露頭（第 4. 5 図）。

貫入関係 丹波帯堆積岩及び信楽花崗岩に貫入している

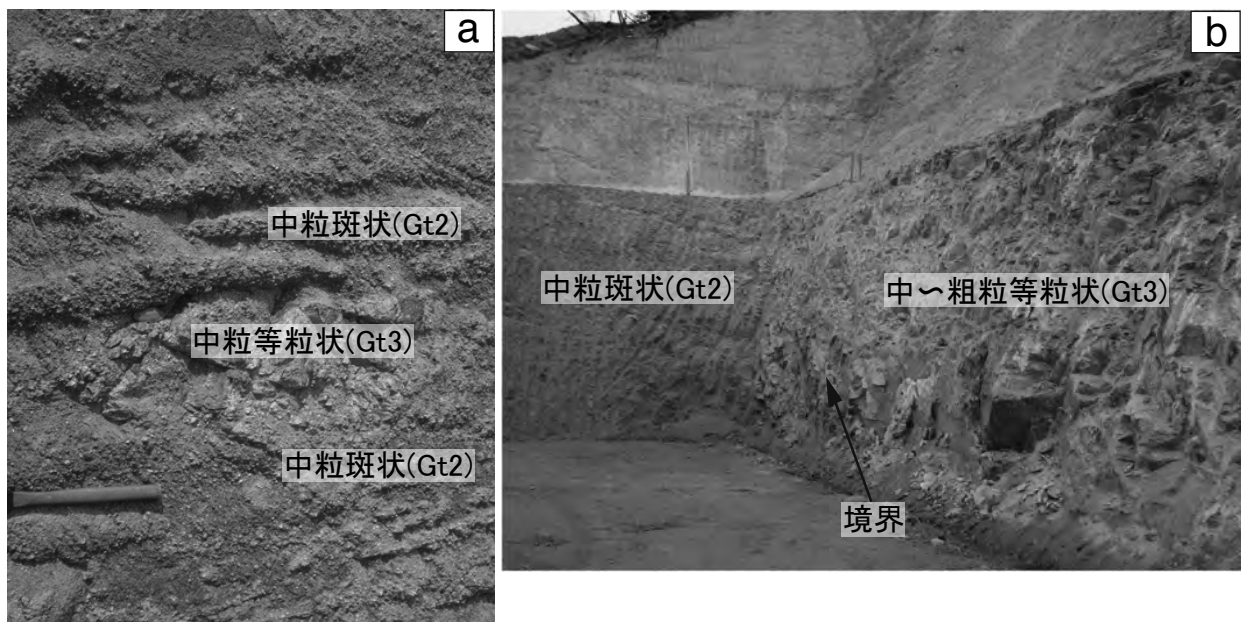
（周琵琶湖花崗岩団体研究グループ，1982，2000；西村ほか，1990）。信楽花崗岩との貫入境界は，水口図幅内の数地点で確認されている。丹波帯への貫入面は一般的に高角度であり，本図幅内でも確認される。丹波帯の堆積岩がルーフ状に田上花崗岩体西縁部に残っている。天神川ダムサイトの南尾根部への途中のペグマタイト多産地域でも堆積岩が小規模に残っており，岩体天井部の状態を示している。中-粗粒斑状相 (Gt2) と中-粗粒相 (Gt3) の関係については，産状（第 4. 6 図 a）や境界付近での岩相変化等から，中-粗粒斑状相 (Gt2) は中-粗粒相 (Gt3) よりやや遅れたマグマ活動の産物と推測される。

岩相・構造 本岩体は主として中-粗粒相 (Gt3) からなる。本図幅内分布域の西北部に中-粗粒斑状相 (Gt2) が紡錘状に伸びて分布する。ほかに細粒-細粒斑状相 (Gt1) が，中-粗粒相 (Gt3) 天井部では主としてシート状に，中-粗粒斑状相 (Gt2) 中では大小の岩脈として広く散在している。主岩相の中-粗粒相 (Gt3) のうち，中粒の部分が岩体の主として周辺部（瀬田川以西，瀬田川東岸大日山，岩体南端部大津市大石等）で観察されるほか，岩体内部でも粗粒部分と混在して広範囲に分布する。中粒・粗粒を問わず等粒状組織が一般的であるが，粒度や組織は場所により変化し，石英プールの間隙充填不規則形状のアルカリ長石の目立つ部分もある。また，アルカリ長石の（淡）赤色化が岩体の各所で認められ，本図幅域内では岩体北部の大津市田上上桐生地区や岩体南部の大津市南郷大石地区で明瞭である。中-粗粒相 (Gt3) と中-粗粒斑状相 (Gt2) 中には，多くのペグマタイトが存在する。また，細粒暗色包有岩 [mafic micro enclaves (たとえば Slaby *et al.*, 2008) または mafic magmatic enclaves (たとえば Barbarin, 2005) (両者ともに略して MME) に相当する] が存在することが最近確認された。なお，石原・村上 (2006) は，本図幅域の細



第 4. 5 図 田上花崗岩体の中～粗粒黒雲母花崗岩 (Gt3)

a: 工事中の露頭, b: 岩相写真。(瀬田川南郷洗堰南河床：付図 C)



第 4. 6 図 岩相境界部の写真

a: 風化して真砂状になっている中粒斑状黒雲母花崗岩 (Gt2) 中の取り込まれているように見える中-粗粒黒雲母花崗岩 (Gt3) の露頭写真 (牧地区神社東: 付図 C), b: 中粒斑状黒雲母花崗岩 (Gt2) と中-粗粒黒雲母花崗岩 (Gt3) (本露頭付近では中粒) の境界。(新名神建設工事ルート露頭: 付図 C)

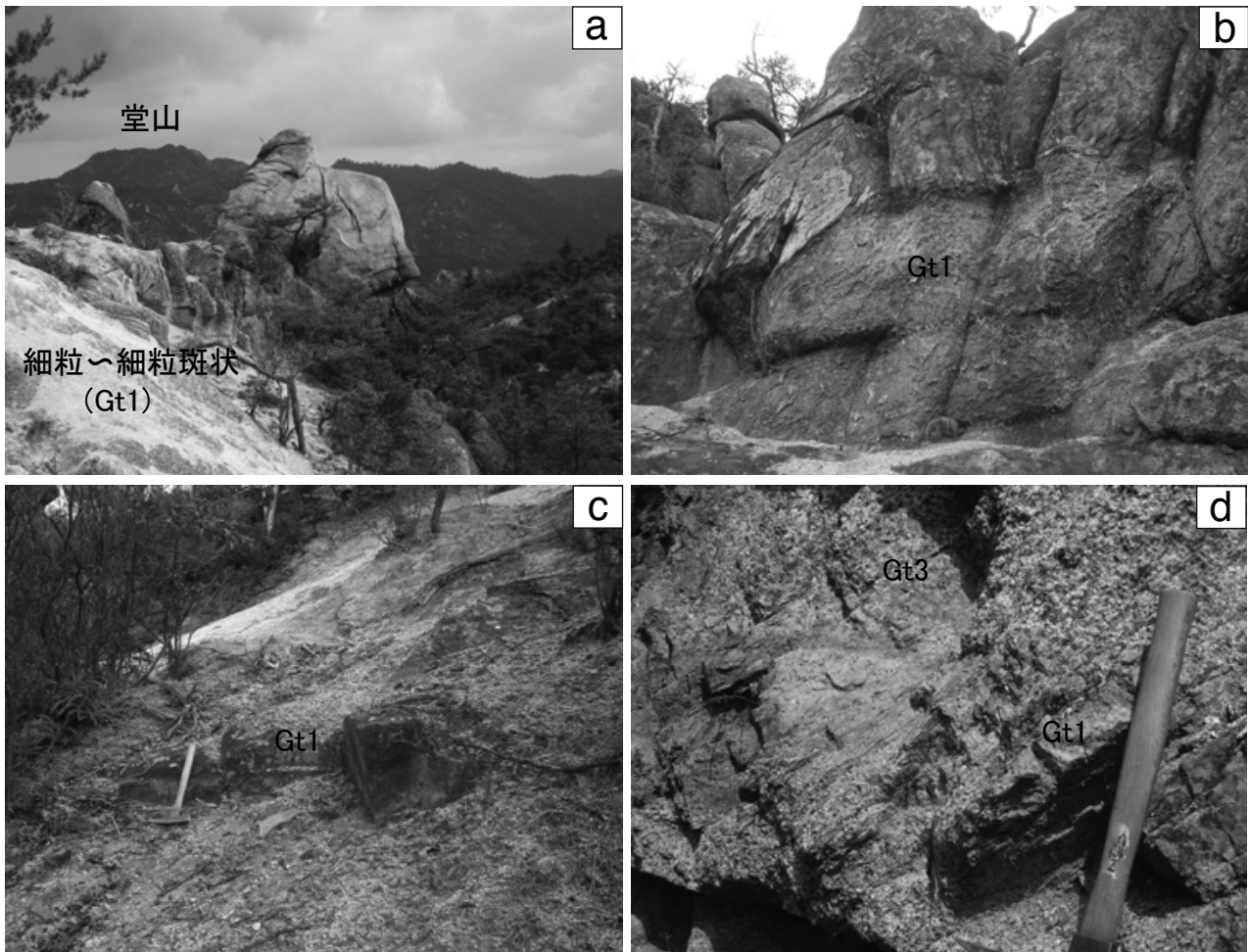
粒暗色包有岩 (MME) を苦鉄質エンクレープと記載している。

中-粗粒斑状相 (Gt2) について、周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1982) の調査により、中-粗粒相 (Gt3) との相互関係が大戸川河床で観察され、両者が接する場合は一般的に中-粗粒相 (Gt3) が細粒になりアルカリ長石の斑晶が増すとされている。今回の調査では、特に新名神高速道路金勝山トンネル付近において、Gt2 相が中-粗粒斑状から粗粒斑状になりまた一見等粒状花崗岩に見える岩相になるが、この場合も全体としては斑状であり Gt3 相に比較してやや優黒質である。本岩相と主岩相の中-粗粒相 (Gt3) との西側境界部と考えられる露頭 (田上牧地区) が 2 箇所見られた。そのうち 1 箇所では真砂化や破碎帯の存在により直接の境界を明瞭に認めることができなかったが、新名神建設工事における D ランプ奥の露頭では、両者の境界がほぼ確定できた (第 4. 6 図 b)。これらの西側境界付近 (田上・牧地区) では、Gt2 相は斑状組織が極めて明瞭になる。一方、中-粗粒相 (Gt3) は境界部付近ではほぼ中粒質である。中-粗粒斑状相 (Gt2) 中には、細粒暗色包有岩 (MME) が多数含まれており、ペグマタイト (脈) も多数存在する。新名神高速道路金勝山トンネル西口までの約 1 km の工事ルートでは、大量の玉石中に細粒暗色包有岩とともに一部で黒雲母シュリーレンや小規模ペグマタイトポケットが見られた。なお、中-粗粒斑状相 (Gt2) においては、細粒暗色包有岩産出地点を中心に、アルカリ長石の赤色 (桃色) 化が広範に見られた。

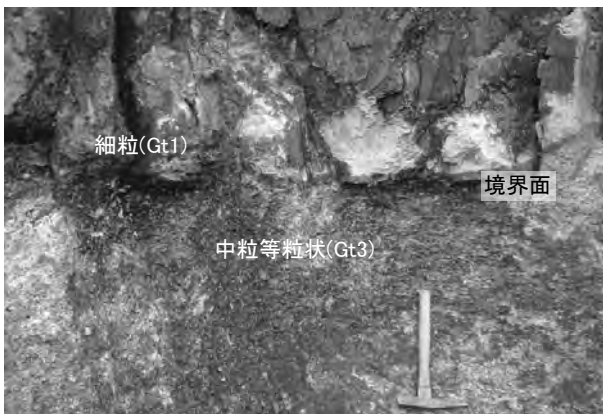
細粒-細粒斑状相 (Gt1) は、中-粗粒相 (Gt3) 中では、岩体高所の天井部を中心にシート状あるいは岩脈状に広く散在している (第 4. 7 図)。ペグマタイト (巨晶部分を含み母岩から明瞭に区分される岩相) は、非顕質細粒花崗岩～細粒花崗岩 (Gt1) 岩脈あるいはシートの一部に存在する場合が多い。また、田上・新免北東部には天井相としての本岩 (第 4. 8 図) が、ミアロリティック・ペグマタイト岩相としてまとまって分布している (河野ほか, 2008)。

ペグマタイト部分を含む岩脈には、従来よく使われてきた用語である“アプライト”的な岩相も多い。しかし、本図幅地域での“アプライト岩脈”は、化学組成上も鉱物組成上も細粒黒雲母花崗岩であり、既に述べたように緻密な非顕質細粒斑状花崗岩として細粒-細粒斑状相 (Gt1) に一括した。中-粗粒斑状相 (Gt2) 中にもペグマタイト部分が見られる。細粒-細粒斑状相 (Gt1) 岩脈と密接な関係で産する場合もあるが、そうでない場合もある (見かけ上の可能性もある)。これらのペグマタイトにも、後述するように一部アプライト的な部分 (帯状) があるが、上記にならない細粒帯として記述する。

田上花崗岩体は周囲を断層系で限られた上昇地塊であり、岩体内部に大小の破碎帯が認められる。破碎帯の花崗岩は、強い変質作用を受けており緑色の変質花崗岩となっている。このうち、中-粗粒斑状相 (Gt2) 中において、新名神高速道路牧カーブ付近では、幅 10 m 長さ 40 m 程度の規模で、N65°W, 70°S ~ N80°W, 80°N 方向に破碎帯が伸びている (西日本高速道路資料)。また、



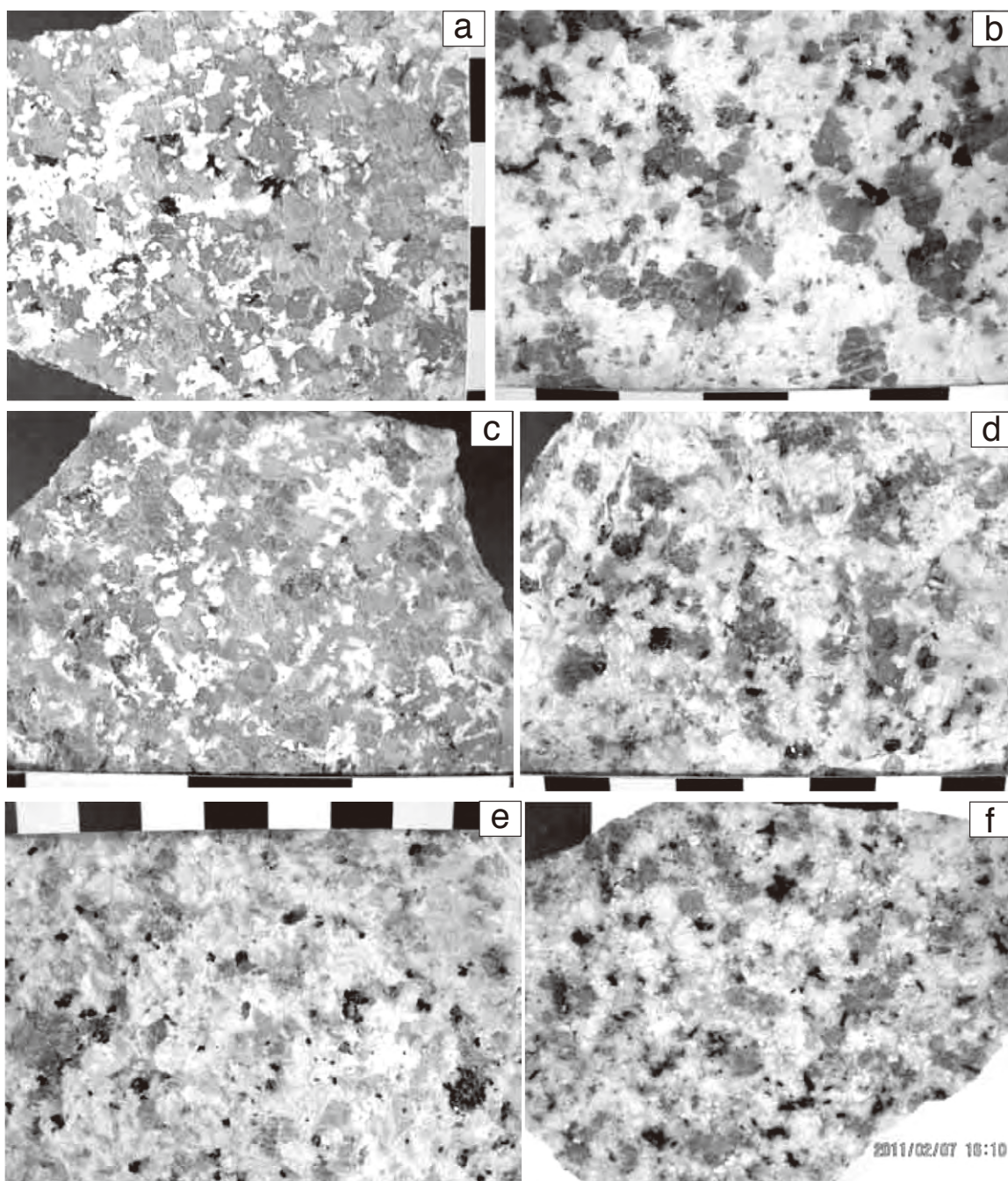
第 4. 7 図 中・粗粒相 (Gt3) 中の細粒・細粒斑状相 (Gt1) のシート状産状
 細粒・細粒斑状相 (Gt1) シートの露頭写真. a: 天井相. 後方に堂山 (384 m) が見える. (笹間ヶ岳南山麓尾根部), b: 天井相 (堂山東側斜面尾根部), c: (堂山南西天神川沿い斜面), d: (天神川奥林道沿い) (地点は付図 C 参照)



第 4. 8 図 天井相としての細粒黒雲母花崗岩 (Gt1)
 中・粗粒相 (Gt3) の上位にある天井相としての細粒黒雲母花崗岩 (Gt1) (=ミアロリティック岩相). (新免北: 付図 C) [河野ほか (2008) 参照].

新名神高速道路建設ルート of St.450 付近での細粒斑状相 (Gt1) の大岩脈近傍で同じような綠色変質花崗岩が認められた. 破碎帯に伴っていると考えられる同じような綠色変質花崗岩は, 浚渫工事によって現れた瀬田川河床の露頭 (第 4. 5 図 a) において中・粗粒相 (Gt3) 中にも観察された.

田上花崗岩体中には大小の多数の節理が発達しており, 節理による深層風化が進んでいる (池田, 1964, 1967). 池田 (1964) は, 主な節理の方位として, $N5^{\circ}E \sim N10^{\circ}W \cdot N50 \sim 65^{\circ}E \cdot N65 \sim 75^{\circ}W$ を報告し, この方位と整合的な谷を C 型谷として分類している. 田上花崗岩体における節理系の成因的な解析は横田 (1974) により行われ, 堂山付近をはじめとする尾根あるいは山腹部において認められる主要節理の方位として $N-S \sim N10^{\circ}W, 65 \sim 80^{\circ}E$ (規則的なまた巨大な節理面を有す) と $N60 \sim 70^{\circ}W \perp$ 及び $N60^{\circ}E \perp$ (谷, 特に直線的な谷に沿って卓越し, $N60^{\circ}E$ 方位のものと共存の場合がある) が挙げられている. これらの節理系は, 冷却節理と剪断節理に区分されており, 前者には $N-S \sim N10^{\circ}W$ の方位



第 4.9 図 中-粗粒相 (Gt3) の岩相

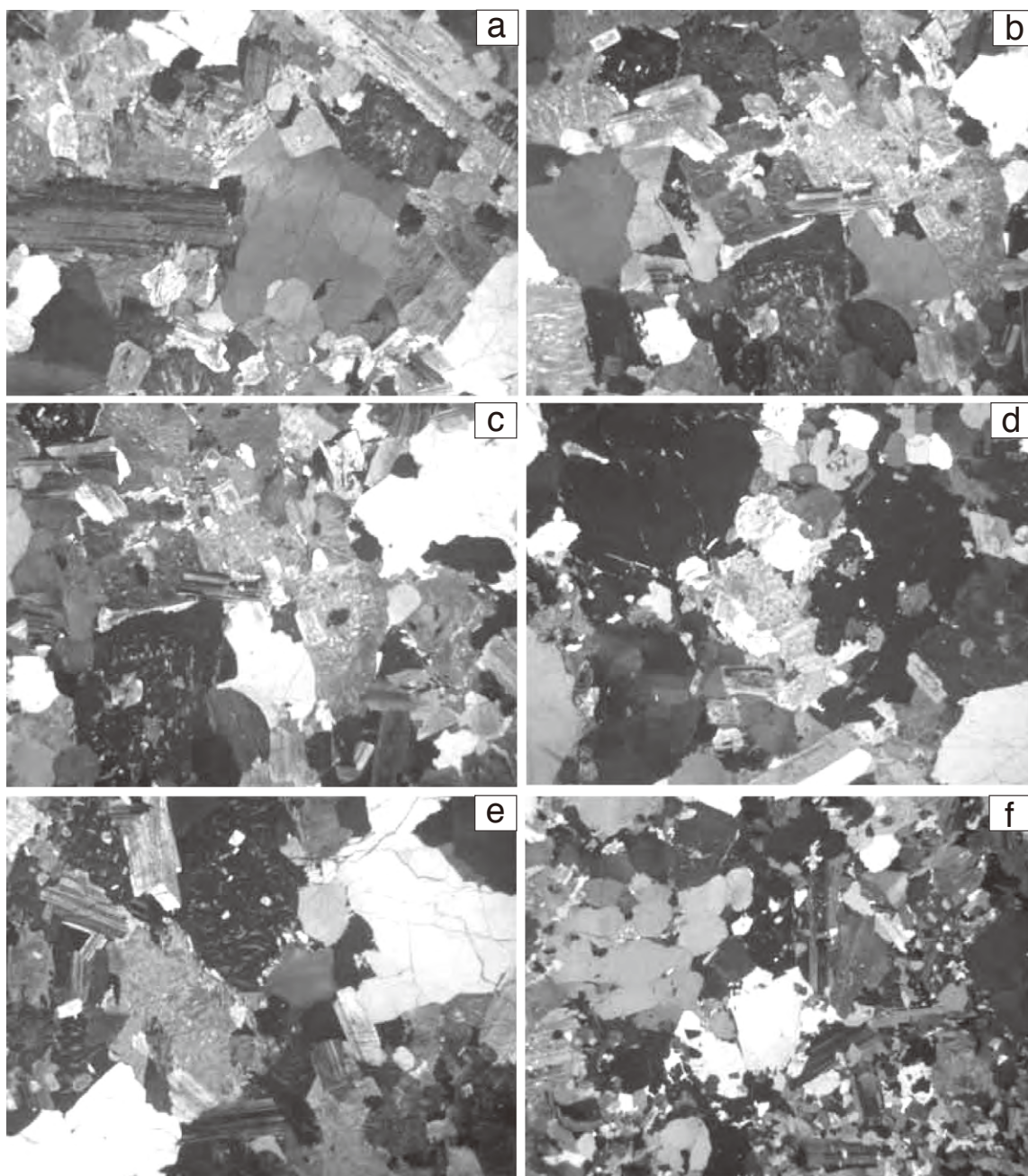
a: 試料番号 KTC01 [大津市上田上大鳥居町北 (水口図幅内)], b: KTC02 (大津市上田上牧の大戸川南), c, d: KTC03-a, b (太神山北東), e: KTC04 (新名神牧カーブ D ランプ南), f: KTC05 (大津市大石鹿跳橋河床) スケールは 1 目盛が 1 cm. (本文と第 4.3 表を参照. 地点は付図 C 参照)

の節理が、後者には $N60 \sim 70^{\circ}W \cdot N60^{\circ}E$ の方位の節理が該当する (横田, 1974).

横田 (1974) は、岩脈と石英脈の方位は、上記節理系のうちの冷却節理と考えられる $N-S \sim N10^{\circ}W$ 方位のものと調和的な方位であるとしている。しかし、本図幅調査では、特に中-粗粒斑状相 (Gt2) 中での岩脈の貫入方位はかなりばらついているという結果が得られた。な

お、横田が記載した信楽付近に分布する $N-S$ 方向の卓越したアプライト岩脈は、流紋岩であることが明らかにされた (周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2000).

放射年代 早瀬・石坂 (1967) 等により報告された鉍物 Rb-Sr 年代は、 $70 \sim 82 \text{ Ma}$ (後期白亜紀) の範囲である: アルカリ長石 ($70 \sim 82 \text{ Ma}$)・黒雲母 ($71 \sim 77 \text{ Ma}$)・白雲母 (77 Ma). 八木ほか (1969) は、田上花崗岩体

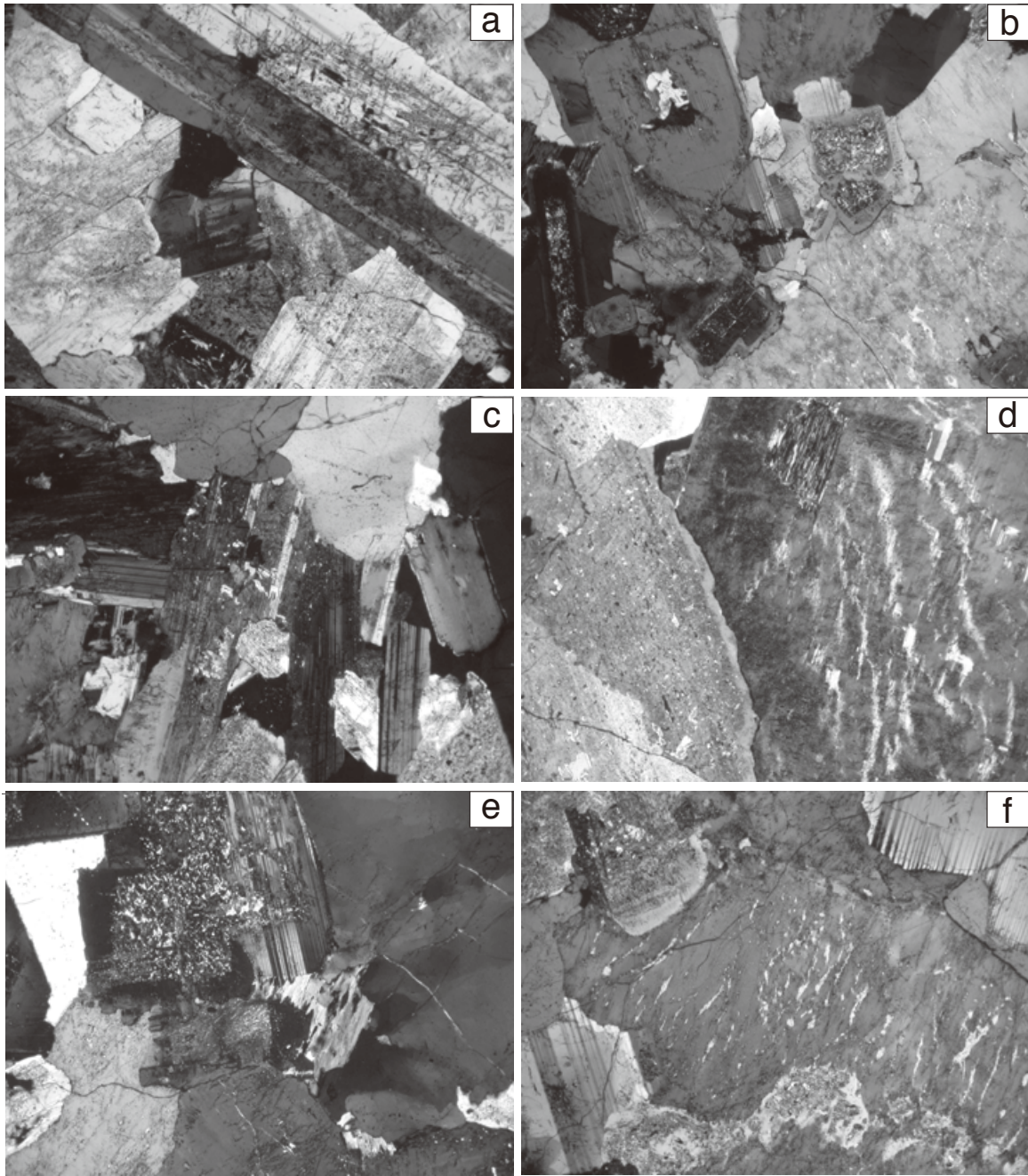


第 4. 10 図 中-粗粒相 (Gt3) の薄片接写写真

偏光フィルターを使用して薄片を接写した写真 (クロスニコル状態)。写真記号は第 4. 9 図に同じ。いずれも写真の横幅は 13.5 mm.

からのアルカリ長石・黒雲母・白雲母の 45 試料の鉱物 Rb-Sr 年代と 2 試料の全岩 Rb-Sr 年代により、田上花崗岩体の地質年代は信頼度 95% で $77.5 \sim 76.3$ Ma であるとした。最近では、沢田・板谷 (1993) により、中-粗粒相 (Gt3) について $67.9 \pm 1.4 \sim 74.7 \pm 1.5$ Ma の黒雲母 K-Ar 年代が報告されている。信楽花崗岩体に田上花崗岩体が貫入しているが、放射年代データの範囲は重複しており明瞭な差は認められない。それぞれ 4 試料の平均では田上 = 71.8 Ma・信楽 = 70.3 Ma となるが、田上

花崗岩体では広く熱水変質作用が進んでいるので(須藤, 1991, 2001; 西村ほか, 1990; 橋本ほか, 2005; 中野ほか, 2006), 若返り年代と考えることができる。沢田ほか (1994) は、田上花崗岩体についての Rb-Sr アイソクロン年代を 79.5 ± 9.0 Ma と報告している。本図幅内新名神高速道路建設工事現場から採集した 2 種類の斑状黒雲母花崗岩の黒雲母 K-Ar 年代は、粗粒斑状黒雲母花崗岩 (Gt2) = 75.8 ± 0.8 Ma・中粒斑状黒雲母花崗岩 (Gt2) = 74.5 ± 0.8 Ma であり、ほぼ同じ結果が得られた (松



第 4.11 図 中・粗粒相 (Gt3) の顕微鏡写真
 写真記号は第 4.9 図に同じ. いずれも写真の横幅は約 2.5 mm

本ほか, 2012).

岩石記載

中・粗粒相 (Gt3)

田上花崗岩体で最も広く分布する岩相で, 水口図幅内の大津市三筋の滝~大鳥居付近に見られる典型的な等粒状岩相 (石英がプール状に連結せず散在する) (水口図幅記載: 中野・原山, 2003) から, 多少なりとも石英がプール状に伸びたりアルカリ長石が連結して斑晶状になったりする岩相への変化がある. 粒度から見ると, 田上岩体

全体では粗粒岩相が主であるが, 本図幅内では, 中・粗粒区分の境界に当たる 5 mm 前後の中・粗粒質岩相が多く, 岩体周辺部を中心に中粒質の部分が多い. 本図幅内の粗粒岩相は露頭では風化が進んでおり, 新鮮な試料を得ることは一部を除いて困難である. 本図幅内の新名神建設工事ルートにおける中・粗粒相 (Gt3) の新鮮な岩石はほとんど中粒質であった. 中・粗粒斑状相 (Gt2) との境界でも粒度は基本的に中粒質である.

粗粒黒雲母花崗岩 (試料番号 KTC01: 第 4.9 図 a):

かみたなかみ
大津市上田上大鳥居町北（付図 C）

本図幅の東隣の水口図幅域の試料であるが、本図幅内に続く岩相であるので記載する。スラブモード組成は、石英（29%）・アルカリ長石（41%）・斜長石（26%）・黒雲母（4%）である。薄片での岩石組織（偏光フィルターを用いた薄片の接写写真：以下同様）を第 4. 10 図 a、顕微鏡組織を第 4. 11 図 a に示した。

中・粗粒黒雲母花崗岩（KTC02：第 4. 9 図 b）：大津市上田上牧，大戸川発電所南方（付図 C）

典型的な等粒状岩相であり、径 5 mm 前後の石英が散在している。スラブモード組成は、石英（22%）・アルカリ長石（43%）・斜長石（30%）・黒雲母（4%）である。薄片での岩石組織を第 4. 10 図 b、顕微鏡組織を第 4. 11 図 b に示した。

鏡下では、他形の石英は波動消光を、自形～半自形の斜長石は漸移的なコア→リムの弱い累帯構造と明瞭なアルバイト集片双晶を、他形のアルカリ長石は脈状～パッチ状の汚濁したパーサイト組織とともに一部で汚濁の少ないラメラ状パーサイトを示す。黒雲母（淡黄色～褐色の多色性）は、かなり緑泥石化している。

中・粗粒黒雲母花崗岩（KTC03-a, b：第 4. 9 図 c, d）：太神山北東（付図 C）

薄片での岩石組織をそれぞれ第 4. 10 図 c, d、顕微鏡組織を第 11 図 c, d に示した。スラブモード組成は、KTC03-a = 石英（38%）・アルカリ長石（38%）・斜長石（22%）・黒雲母（3%）、KTC03b = 石英（42%）・アルカリ長石（42%）・斜長石（15%）・黒雲母（1%）である。鏡下では、他形の石英は波動消光を、自形～半自形の斜長石は漸移的なコア→リムの弱い累帯構造とアルバイト集片双晶を、他形のアルカリ長石は汚濁した脈状～パッチ状のパーサイト組織とともに曹長石パッチ周辺を中心に部分的に格子状双晶を示す。黒雲母（淡黄色～褐色の多色性）は、かなり緑泥石化している。

中粒黒雲母花崗岩（KTC04：第 4. 9 図 e）：新名神建設工事ルート露頭（付図 C）

典型的な中粒・等粒状の岩相であり、長径 5 mm 以下の丸みを帯びた石英粒子が散在しているがまれに石英プールも認められる。黒雲母は長径 1～2 mm 程度の粒子が散在しており、クロットもまれに存在する。

中粒黒雲母花崗岩（全岩化学分析試料 KTC05；GSJ R100371：第 4. 9 図 f）：大津市大石鹿跳橋（付図 C）

中粒等粒状の黒雲母花崗岩である。黒雲母は、長径 1～2 mm の粒子が散在している。石英は、プール状の粒子を含めて径 5 mm 以下であり、散在している。長石類も長径 5 mm 以下であるが、集合してプールをつくり、数 cm の大きさに達している場合がある。やや風化が進んでいる試料であり、長石類の一部に橙色の部分が存在する。

薄片での岩石組織を第 4. 10 図 f、顕微鏡組織を第 4. 11 図 f に示した。鏡下では、他形のアルカリ長石で変質が激しいが一部かなり清澄な粒子も存在する。格子状双晶が見られる粒子がある。斜長石は半自形で、累帯構造はあまり発達せず集片双晶が発達している粒子が多い。黒雲母はかなり変質しており、白

雲母化している粒子も多い。顕微鏡モード組成は、石英（29%）・アルカリ長石（41%）・斜長石（26%）・黒雲母（4%）である。

本地点は、花崗岩と接する丹波帯泥岩ホルンフェルス中の径 1 cm を越える堇青石が採集できる所として知られている（滋賀県高等学校理科教育研究会地学部会，2002b；中野，2011b）。また、本試料採集地点付近でのポットホールはよく知られていた（藤本，1966）が、最近の河川工事により観察できなくなった。しかし、増水していない時には少し下流側の河床で観察できる（第 4. 12 図）。

中・粗粒斑状相（Gt2）

水口図幅（中野・原山，2003）ではダム建設予定地近接の大戸川河床の岩相を模式地として記載してある。しかし、本図幅調査においては、新名神高速道路建設予定ルートのほぼ全面露頭でその岩相（第 4. 13 図）が詳しく観察できた上に、新鮮な化学分析試料（全岩化学組成の項参照）及び年代測定試料（放射年代の項参照）が得られた。本岩相は、岩相・構造の項で既に述べたように、ほぼ等粒状の岩相から斑晶の多い岩相まで変化する。上記大戸川河床試料（色指数は 4.2 で平均的）[第 4. 14～4. 16 図 a, 中野・原山（2003）の第 4. 15・16 図 c の顕微鏡写真]については、ほかの地点の岩相に比べると、粒度は平均的であるがアルカリ長石の斑晶が少ない特徴がある。本岩相のスラブモード組成は、本図幅内の試料の平均では、石英（39%）・アルカリ長石（34%）・斜長石（25%）・黒雲母（3%）であるが、細粒黒雲母の数え落としのため、下記に示す顕微鏡モード組成における黒雲母の割合（6～7%）よりもかなり低くなっていることに注意が必要である。

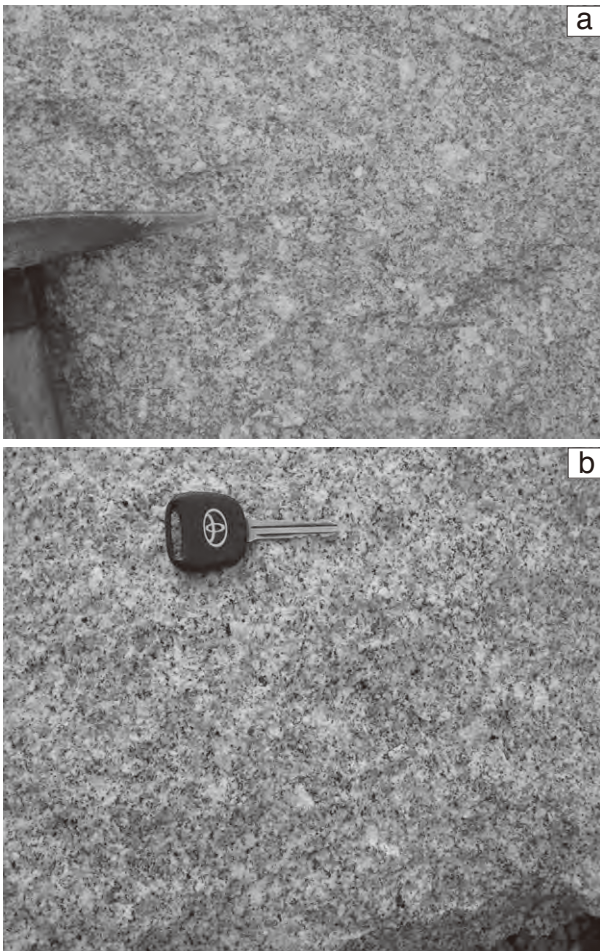
中粒斑状黒雲母花崗岩（全岩化学分析試料 KTM01；GSJ R100372：第 4. 14 図 b）：新名神建設工事ルート露頭（付図 C）

他の地点の岩相と比べると、全体に細粒である。特に、黒雲母は 1 mm 程度の粒子が多数散在しており、やや優黒質に見える。まれに径 2～3 mm の粒子が見られる。アルカリ長石の斑晶も大きい粒子はなく、長径 1 cm 以下の細い短冊状斑晶が特徴である。ほかの地点と比べるとアルカリ長石の淡桃色は目立たないが、わずかに着色している。石英は、5 mm 前後の丸みを帯びたプール状粒子が目立つ。ただし、粒径 1 mm 程度の石英も単独で散在している。

薄片での岩石組織を第 4. 15 図 b、顕微鏡組織を第 4. 16 図 b に示した。顕微鏡モード組成は、石英（36%）・アルカリ長石（31%）・斜長石（27%）・黒雲母（6%）である（大橋，2010）。鏡下では、他形の石英は波動消光を、自形～半自形の斜長石（長径 1 mm 前後の粒子が多い）は若干の振動累帯を伴う漸移的なコア→リムの比較的明瞭な累帯構造と明瞭で微細なアルバイト集片双晶を示す。また、他形のアルカリ長石（肉眼ではほぼ自形に見える斑晶状のアルカリ長石粒子も、鏡下での外形は他の鉱物の輪郭に沿っており非常に不規則な境界面を示すので、以下では斑晶状のアルカリ長石も基質部分のアルカリ長石もすべて



第 4. 12 図 中～粗粒黒雲母花崗岩 (Gt3) に見られるポットホール
低水位時に見られる節理の交差箇所に生じたポットホール。(鹿跳橋下流左岸河床、かつて良く知られていた場所のやや下流：付図 C)



第 4. 13 図 中粒斑状黒雲母花崗岩 (Gt2) の岩相
(新名神建設工事ルートでの玉石：付図 C)

他形として表現する)は、脈状～パッチ(～ビード状)状の汚濁したパーサイト組織とともに、一部で汚濁の少ないラメラ状パーサイトを示す。黒雲母(淡黄色～明褐色の多色性)は一部緑泥石化している。

中粒斑状黒雲母花崗岩(全岩化学分析試料 KTM02；GSJ R100373：第 4. 14 図 c)：新名神建設工事ルート露頭(付図 C)

上述の大戸川河床の水口図幅模式岩石や瀬田川以東に分布する後述の KTM08 の岩相と似ているが、アルカリ長石の色は桃色で目立つ。薄片での岩石組織を第 4. 15 図 c、顕微鏡組織を第 4. 16 図 c に示した。アルカリ長石斑晶のない薄片での顕微鏡モード組成は、石英(38%)・アルカリ長石(28%)・斜長石(28%)・黒雲母(6%)である(大橋, 2010)。

粗粒斑状黒雲母花崗岩(全岩化学分析試料 KTM03；GSJ R100374：第 4. 14 図 d)(K-Ar 年代測定試料番号 KT-Kt-NS-04)：新名神建設工事ルート St.430 金勝山トンネル西口(水口図幅内：付図 C)

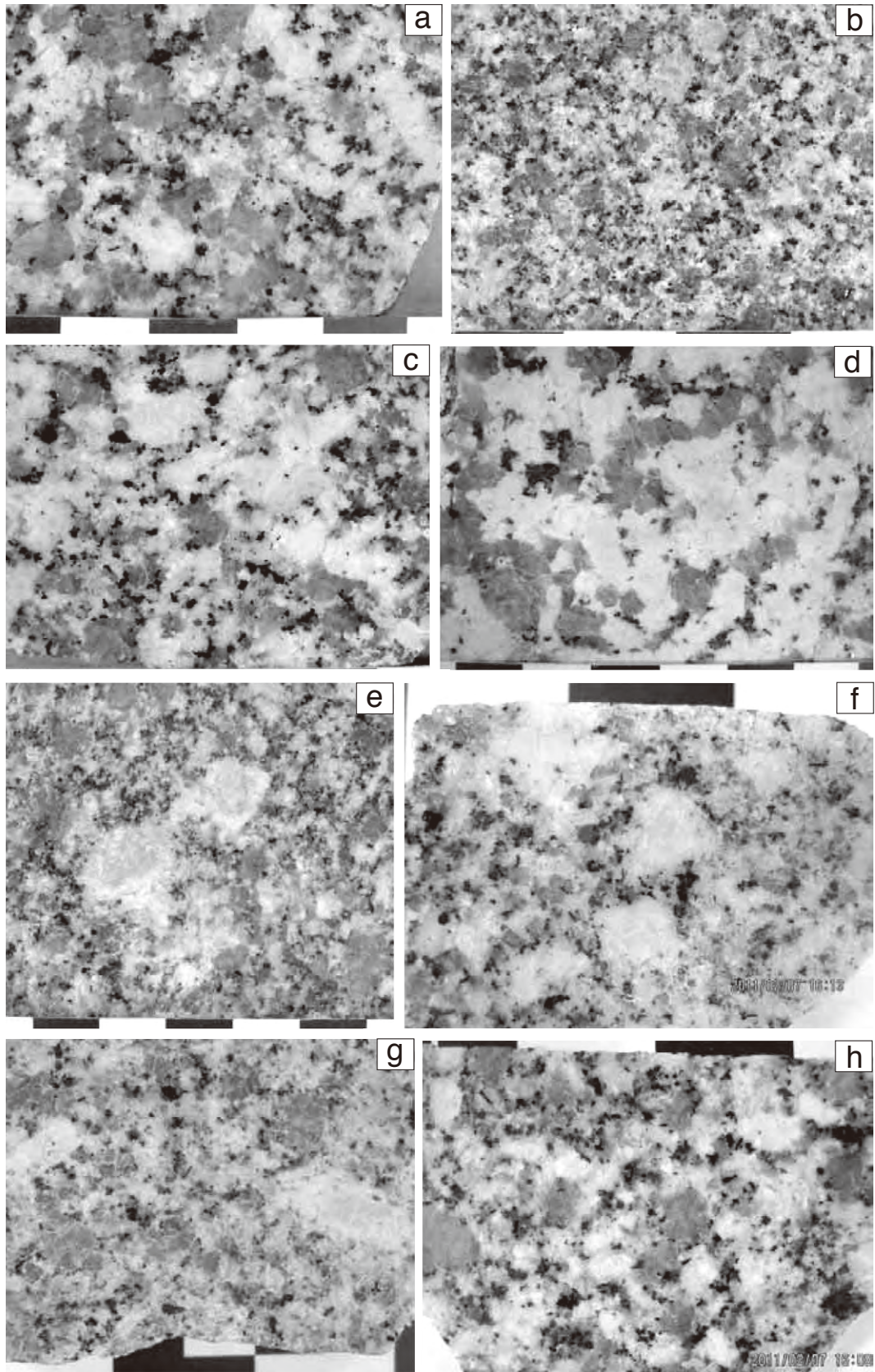
黒雲母は 1～2 mm の粒子が点在しているが、最大径 5 mm 程度のクロット状のものも散在している。石英は径 2～4 mm 程度の粒子も散在しているが、不定形プール状粒子が目立ち長径 3 cm 以上に伸びている場合も多い。淡桃色のアルカリ長石が斑晶として目立ち(最大長径 2 cm)、それらの半自形粒子が集合して更に大きく見える場合(約 2 mm × 3 mm)がある。また、5 mm 前後の半自形～他形アルカリ長石がつながって伸びている場合もある。半自形の斜長石は一般に 5 mm 以下であり、やや量が少ない。全体にほかの地点の岩相に比べると粒度が高く、アルカリ長石と斜長石が見分けにくいこともあり、石英プールやアルカリ長石斑晶が多い面では粗粒黒雲母花崗岩(Gt3)に似る。

薄片での岩石組織を第 4. 15 図 d、顕微鏡組織を第 4. 16 図 d に示した。鏡下では、他形の石英(プール状の粒子で最大長径 1 cm)は波動消光を、自形～半自形の斜長石(最大長径 5 mm 程度)はコアのパッチ状累帯構造を伴う弱い累帯構造と明瞭なアルバイト集片双晶を、他形のアルカリ長石は脈状～パッチ状の汚濁したパーサイト組織とともにカールスバッド双晶を示す。黒雲母は、淡黄色～明褐色の多色性を示す。

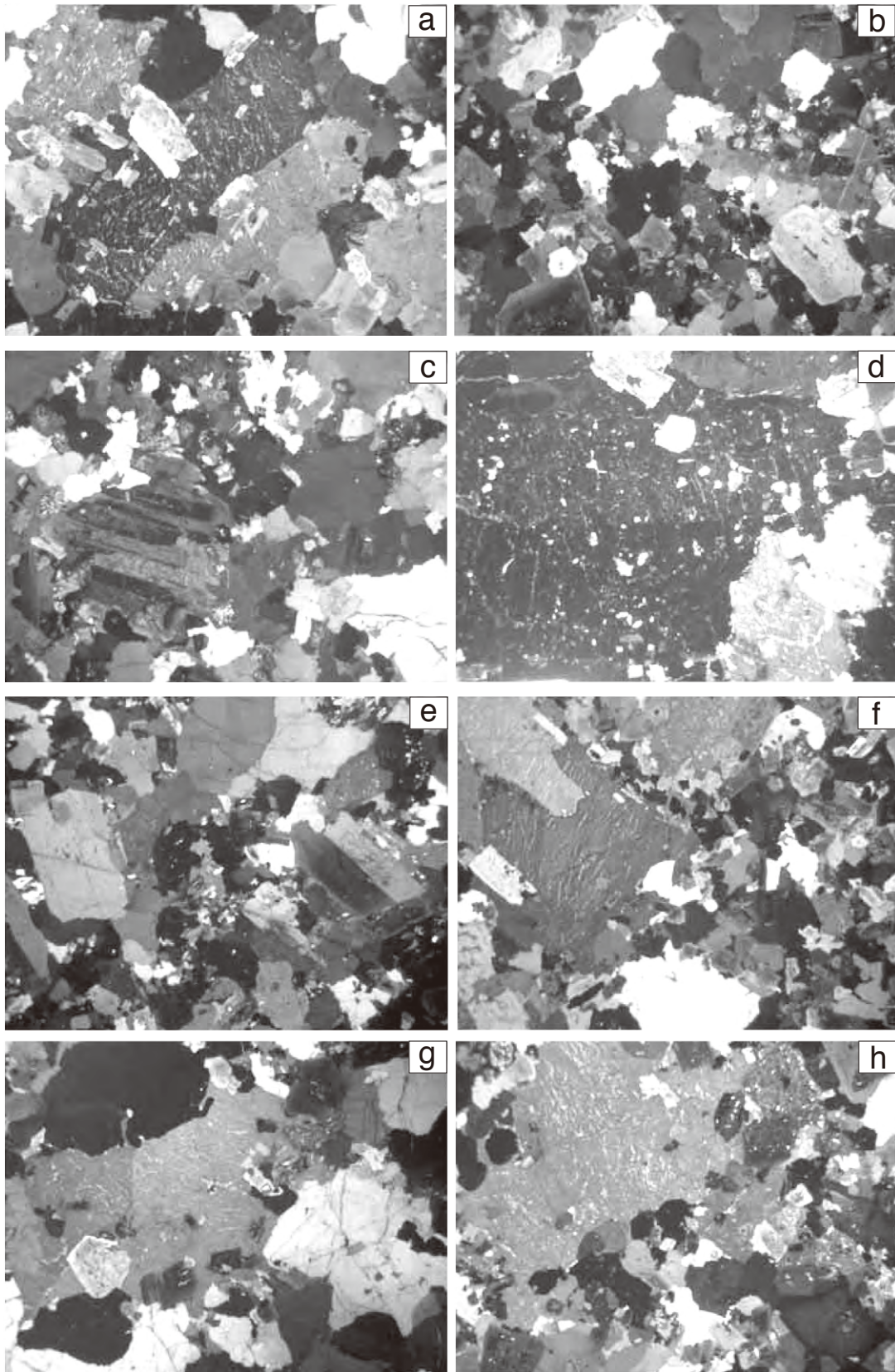
中粒斑状黒雲母花崗岩(全岩化学分析試料 KTM06；GSJ R100376：第 4. 14 図 f)(K-Ar 年代測定試料番号 KT-Kt-NS-06)：新名神建設工事ルート露頭(付図 C)

長径 1 mm 前後の黒雲母がごま塩状に点在している。石英のサイズは幅があるが、プール状の大きいものも長径 5 mm 以下である。少量含まれている薄桃色アルカリ長石は 5 mm 程度の半自形斑晶状の粒子として散在する。斜長石は一般に長径 5 mm 以下であるが、まれに径 5 mm 程度の斑晶状の粒子がある。長石斑晶が小さいことが特徴である。

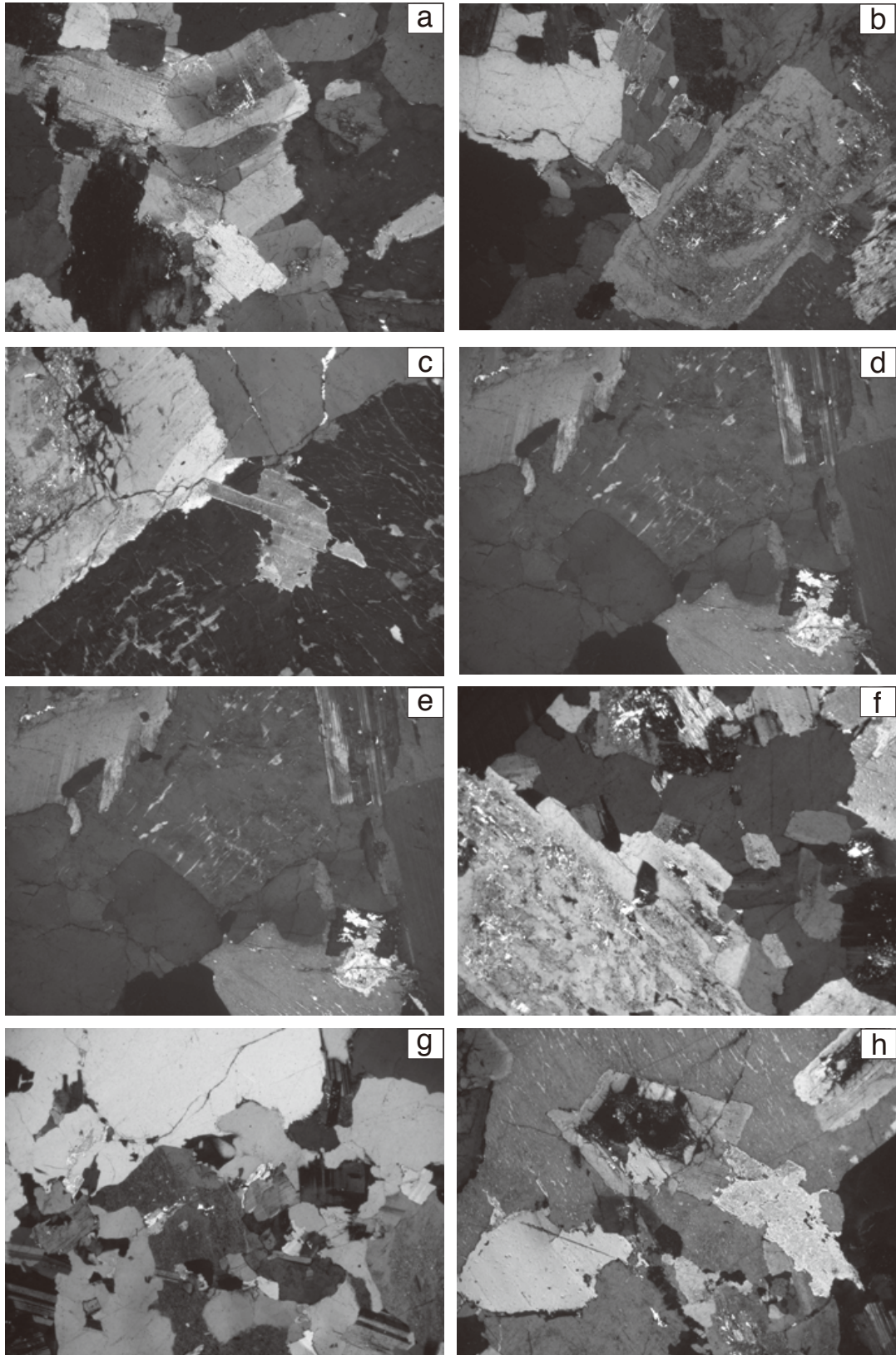
薄片での岩石組織を第 4. 15 図 f、顕微鏡組織を第 4. 16 図 f に示した。鏡下では、アルカリ長石のパーサイト組織の多様性が目立つ。顕微鏡モード組成は、石英(30%)・アルカリ長石(31%)・斜長石(32%)・黒雲母(7%)である。他形の石英



第 4. 14 図 中粒斑状黒雲母花崗岩 (Gt2) の接写写真
 a: 大戸川河床 (水口図幅内), b: KTM01, c: KTM02 (新名神 St.437), d: KTM03, e: KTM04=KTM05, f: KTM06, g: KTM07, h: KTM08 スケールは 1 目盛が 1 cm. (本文と第 4. 3 表を参照. 地点は付図 C 参照)



第 4. 15 図 中粒斑状黒雲母花崗岩 (Gt2) の薄片接写写真
 偏光フィルターを使用して薄片を接写した写真(クロスニコル状態)。写真記号は第 4. 14 図に同じ。
 写真 a の横幅は 12.5mm, b の横幅は 14.3 mm, ほかはいずれも 13.5 mm



第 4. 16図 中粒斑状黒雲母花崗岩 (Gt2) の顕微鏡写真
 写真記号は第 4. 14 図に同じ. いずれも写真の横幅は約 2.5 mm.

は明瞭な波動消光を示す。自形～半自形の斜長石は、コア部にパッチ状累帯構造を伴う（石英パッチも伴う）漸移的なコア→リムの比較的明瞭な累帯構造と、粒子により明瞭あるいは不明瞭なアルバイト集片双晶を示す。他形のアルカリ長石（斑晶的な粒子は長径1 cm以上、2 mm程度の粒子が少ないが散在）は、脈状～小脈状の汚濁したパーサイト組織とともに一部でflameパーサイト組織を示す。なお、斜長石の一部にペリクリン集片双晶が、斑晶的アルカリ長石にカールスパッド双晶が認められた。散在している黒雲母（淡黄色～暗緑褐色の多色性）は、一部緑泥石化している。

中粒斑状黒雲母花崗岩（全岩化学分析試料 KTM07；GSJ R100377；第4. 14 図 h）：南郷千丈川上流旧採石場（付図 C）

黒雲母は長径1 mm程度の粒子が散在しており、～3 mm程度のクロット状のものもやや多い。石英の不定形につながるプールは見られず、径数mm～1 cm程度の丸みを帯びたプール状粒子が散在している。斜長石もアルカリ長石もともに白色であり、色による肉眼的な区別は困難であるが、長径5 mm程度の短冊状の粒子は斜長石である。いずれも長径5 mm以下の粒子が多く、長石類が細長くプール状につながっている場合がある。

薄片での岩石組織を第4. 15 図 h、顕微鏡組織を第4. 16 図 hに示した。鏡下では、他形の石英は波動消光を示す。自形～半自形の斜長石はコア部に一部弱いパッチ状累帯構造を伴う漸移的なコア→リムの弱い累帯構造とアルバイト集片双晶を示す。他形のアルカリ長石は脈状パーサイトがほとんどなくラメラ～ビード～パッチ状パーサイト組織を示すが、それらもなく汚濁のみに見える部分があるとともに、一部で格子状双晶が見られる。なお、アルカリ長石中に斜長石がポイキリティックに含まれている。黒雲母（淡黄色～褐色の多色性）は一部緑泥石化している。

細粒・細粒斑状相（Gt1）（細粒・細粒斑状黒雲母花崗岩・非顕晶質細粒・細粒斑状花崗岩：ペグマタイト・球顆花崗岩・優白質花崗岩を含む）

本岩相は、中・粗粒相（Gt3）中では主として非顕晶質細粒・細粒斑黒雲母状花崗岩として岩脈状あるいはシート状に産出している場合が多い。そのうち、細粒・細粒斑状黒雲母花崗岩のまとまった分布が田上・新免の岩体西端部に見られる（河野ほか、2008）。これは岩体内での分布域から天井相と考えられ、著しい粒度変化は見られず細粒花崗岩であり、全体としてミアロリティック（ペグマタイト的）岩相である。その他の尾根部でのシート状細粒・細粒斑状相（Gt1）（天井相）には、一般に粒度変化が見られときに石英が斑晶状になる。また、シート状天井相及び岩脈の一部にペグマタイト部分を伴う場合が多く（たとえば天白、2011）、また球顆花崗岩を伴う場合がある。これらの細粒・細粒斑状相（Gt1）シートでは、黒雲母のシュリーレン構造 [schlieren layering シュリーレン・レーヤリング（久保、1987、2000）] が

見られる場合（第4. 18 図 a）も多く、含ペグマタイト岩脈における層状構造の一部としての黒雲母濃集帯との関係が注目される（以下、本報告では黒雲母レイアリングと呼ぶ）。なお、中・粗粒相（Gt3）中での岩脈～シートとしての本岩相の分布を地質図に正確に示すことが困難なため、地質図では局所的なまとまった分布域として示した。

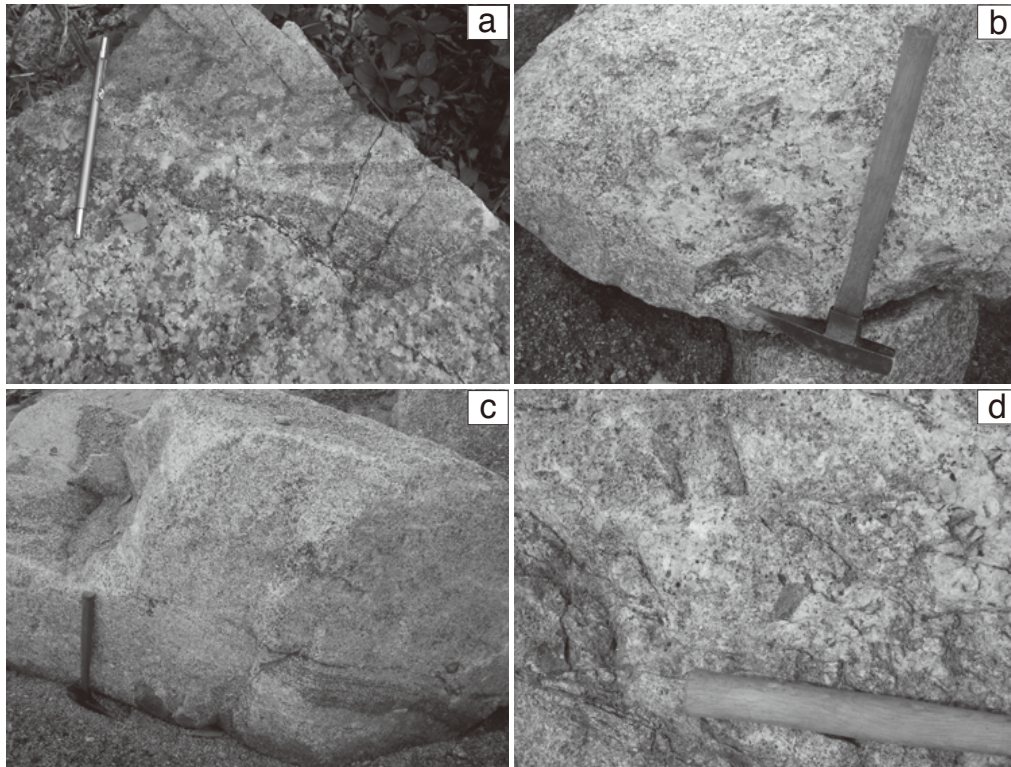
本岩相は、中・粗粒斑状相（Gt2）中では、細粒・細粒斑状黒雲母花崗岩・非顕晶質細粒・細粒斑状花崗岩の大小の岩脈として貫入している（第4. 17 図）。数cm～数十cm程度の岩脈（石英脈も多産）は地質図には表現していない。特に、新名神高速道路建設工事現場では、多数の大小の岩脈が観察された。そのうち、幅5 mの岩脈はN70°E方向でほぼ垂直に貫入している（第4. 18 図 b）。以下に記載する幅約100 mの最も大きい細粒斑状黒雲母花崗岩岩脈の貫入方向は、露頭では境界面が不規則でありまた破碎されて不明瞭であったが、概略NW方向の伸びと推定される。本岩脈中にもペグマタイトが存在するが、岩脈との関係は中・粗粒相（Gt3）中での場合ほど明瞭ではない。また、一部ではペグマタイト部分及び黒雲母レイアリングが暗色包有岩と共存している（第4. 18 図 b, c, d）。

なお、水口図幅内の大戸川河床の幅5 cmの細粒緻密な岩脈（新鮮で青灰色）や上田上の幅1 mの細粒岩脈が従来のアブライト相当岩相であるが、容量比約1%の微細な黒雲母が点在しており、粒度も細粒斑状花崗岩脈の石基部分とほぼ同じ程度であり、全岩化学組成でも両者に大きな違いはない（第4. 3 表参照）。異なる点は、斑晶状粒子の有無である。

細粒斑状黒雲母花崗岩（岩脈中央）（全岩化学分析試料 KTF01；GSJ R100379；第4. 19 図 a）：新名神建設工事ルート露頭（付図 C）

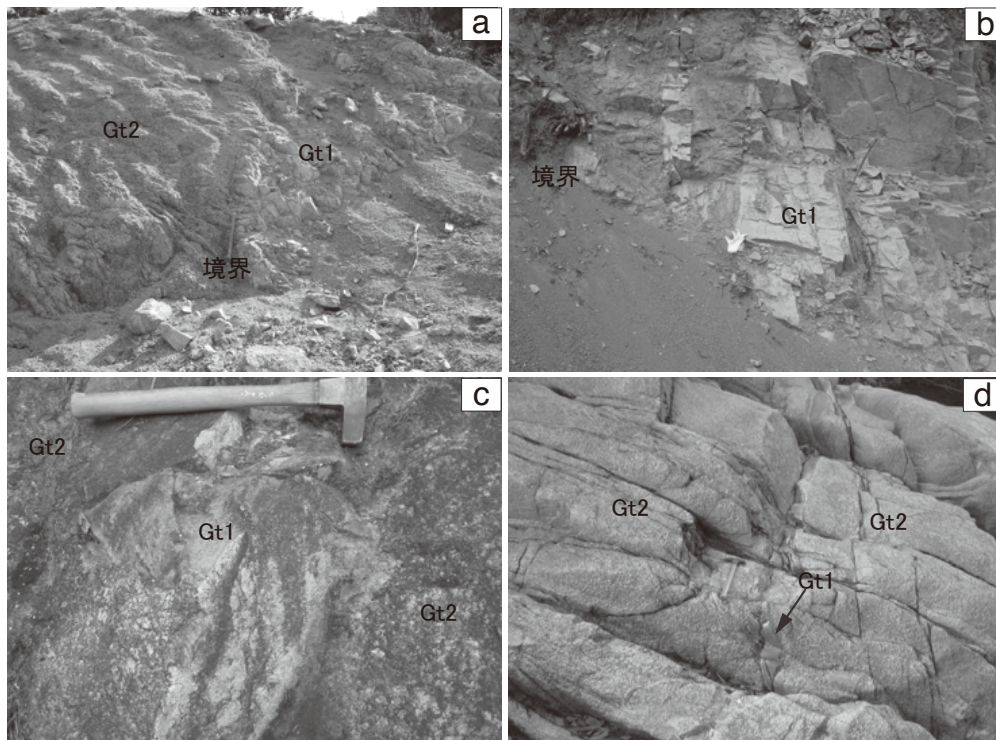
石基は1 mm程度の石英・アルカリ長石・斜長石・黒雲母の集合体である。黒雲母クロット（長径数mm）がところどころに見られ、5 mm前後の丸みを帯びた石英と長径1 cmを超えるアルカリ長石の自形斑晶が目立つ。アルカリ長石の斑晶は薄桃色である。中・粗粒黒雲母花崗岩（Gt3）中での天井相としての（細粒～）細粒斑状黒雲母花崗岩（Gt1）の岩相に酷似している。鏡下では変質がやや進んでいることがわかる。

薄片での岩石組織を第4. 20 図 a、顕微鏡組織を第4. 21 図 aに示した。顕微鏡モード組成は、石英（34%）・アルカリ長石（28%）・斜長石（35%）・黒雲母（3%）である。鏡下では、他形の石英（1.5×2 mm程度）が単独あるいはプール状に存在し、自形～半自形の斜長石（長径1 mm程度で最大2 mm、0.3×0.3 mmの小さい粒子も存在）は漸移的なコア→リムの弱い累帯構造とアルバイト集片双晶を示し、他形のアルカリ長石はパーサイト組織とカールスパッド双晶を示す。変質した黒雲母（淡黄色～橙色あるいは橙色～褐色の多色性）の一部は、緑泥石化している。



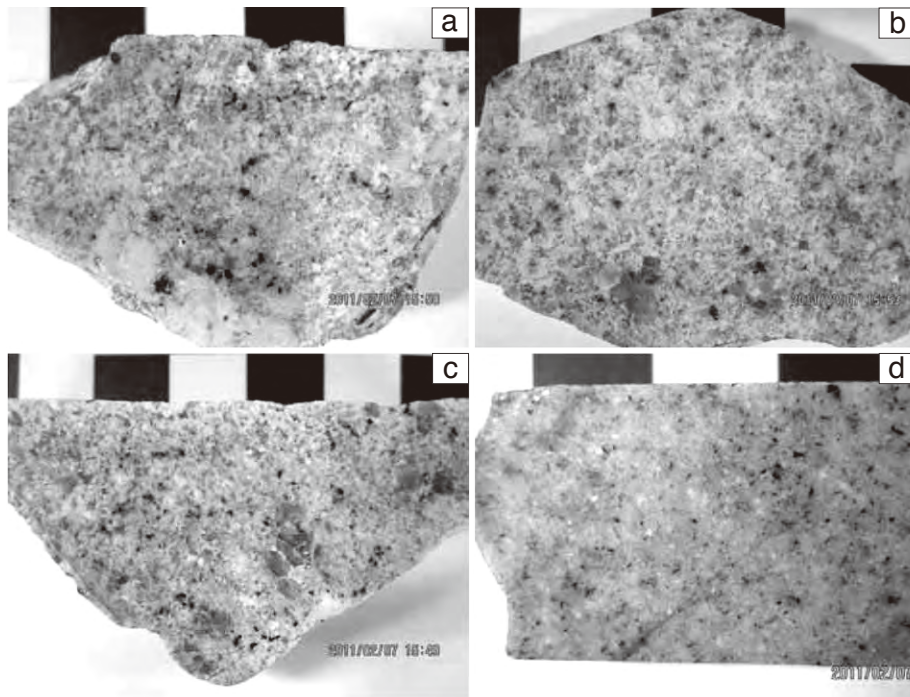
第 4. 17 図 中-粗粒斑状相 (Gt2) 中の細粒-細粒斑状相 (Gt1) 岩脈

a と b: 新名神建設工事ルート露頭, c: KTF03, d: KTF04 大戸川河床 (水口図幅内) (地点は付図 C 参照)

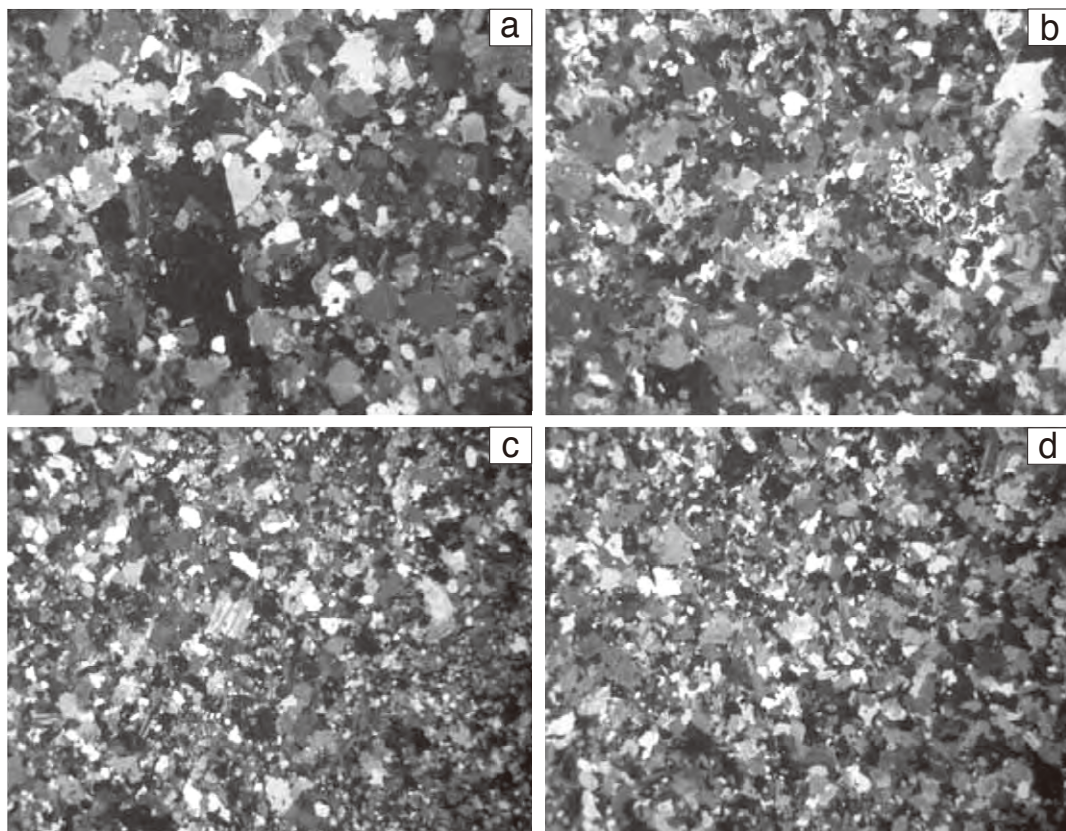


第 4. 18 図 中-粗粒斑状相 (Gt2) 中の MME と黒雲母レアリング及びペグマタイト岩相との共存

a: 黒雲母レアリングを伴う細粒岩脈 (天神川奥林道沿い露頭からの転石: 付図 C), b: ペグマタイト的な部分 (新名神建設工事ルートの転石), c: 同様な転石中の小 MME と黒雲母レアリングの共存, d: ペグマタイトと MME の共存 (上田上牧集落東の新名神建設工事ルート西端)



第 4. 19図 細粒-細粒斑状相 (Gt1) の接写写真
 a: KTF01, b: KTF02, c, d: 優白質花崗岩脈 (アプライト岩脈) : c: KTF03, d: KTF04 [大戸川河床 (水口図幅内)] スケールは 1 目盛が 1 cm. (本文と第 4.3 表を参照. 地点は付図 C 参照)



第 4. 20図 細粒-細粒斑状相 (Gt1) の薄片接写写真
 偏光フィルターを使用して薄片を撮影した拡大写真 (クロスニコル状態). 写真記号は第 4. 19 図に同じ (本文と第 4. 3 表を参照). いずれも写真の横幅は 13.5 mm.

細粒斑状黒雲母花崗岩（岩脈東端）（全岩化学分析試料 KTF02；GSJ R100380：第 4. 19 図 b）：新名神建設工事ルート露頭（付図 C）

上記試料と基本的に同一岩相であり、石基は周辺相としての粒度変化をあまり示していない。しかし、斑晶状の石英やアルカリ長石の粒径は岩脈中央部のそれと比べると小さく多くは 5 mm を超えない。

薄片での岩石組織を第 4. 20 図 b、顕微鏡組織を第 4. 21 図 b に示した。鏡下では、他形の石英がプールの状と文象的に存在し、自形～半自形の斜長石は漸移的なコア→リムの非常に弱い累帯構造と明瞭なアルバイト集片双晶を示し、他形のアルカリ長石は汚濁しているがパーサイト組織はあまり発達していない。黒雲母（橙色～褐色の多色性）は、一部緑泥石化している。

非顕晶質細粒優白質黒雲母花崗岩（“アプライト”）（全岩化学分析試料 KTF03：第 4. 19 図 c）：新名神建設工事ルート平野高架下県道沿い（付図 C）

露頭では、幅 10～30 cm の一部境界が平面状でない岩脈として中粒斑状黒雲母花崗岩 (Gt2) に貫入している (第 4. 17 図 c)。およその伸びの方向は、N10°W, 80°W である。割った断面は白色であり一部薄褐色を帯びている。

1 mm 以下のアルカリ長石・斜長石・石英・黒雲母の集合体である。薄片での岩石組織を第 4. 20 図 c、顕微鏡組織を第 4. 21 図 c に示した。顕微鏡モード組成は、石英 (47%)・アルカリ長石 (37%)・斜長石 (15%)・黒雲母 (1%) である (大橋, 2010)。鏡下では、石英は最大径 0.5 mm 程度であり、自形～半自形の斜長石にはアルバイト集片双晶はあるが累帯構造はほとんどなく、他形のアルカリ長石にはパーサイト組織がほとんど発達しておらず汚濁組織から斜長石等と区別できる程度である。点在している黒雲母（暗褐色～緑色あるいは緑褐色～暗緑褐色の多色性）は、一部緑泥石化している。

非顕晶質細粒優白質黒雲母花崗岩（“アプライト”）（全岩化学分析試料 KTF04：第 4. 19 図 d）：大戸川河床（付図 C）

水口図幅（中野・原山, 2003：p.25-27）では中・粗粒斑状黒雲母花崗岩 (Gt4) として記載した中粒斑状黒雲母花崗岩（本図幅では Gt2）の露頭において、幅約 10 cm の直線状に伸びる岩脈 (N70°E, 70°N) として産する (第 4. 17 図 d)。薄青灰色の基地に微細黒雲母が散在しており、露頭での岩脈としては灰色に見える。ほとんど変質を受けていないので、非常に緻密堅牢な岩石である。

1 mm 以下のアルカリ長石・斜長石・石英・黒雲母の集合体である。薄片での岩石組織を第 4. 20 図 d、顕微鏡組織を第 4. 21 図 d に示した。顕微鏡モード組成は、石英 (54%)・アルカリ長石 (32%)・斜長石 (12%)・黒雲母 (2%) である (大橋, 2010)。鏡下では、長径 0.1 mm 以下の他形の石英が散在するのが目立つ。自形～半自形の斜長石は弱い累帯構造とアルバイト集片双晶を示し、他形のアルカリ長石はパーサイト組織を示す。微粒の黒雲母（黄色～暗緑色の多色性、長径 0.4 mm 以下）が散在している。

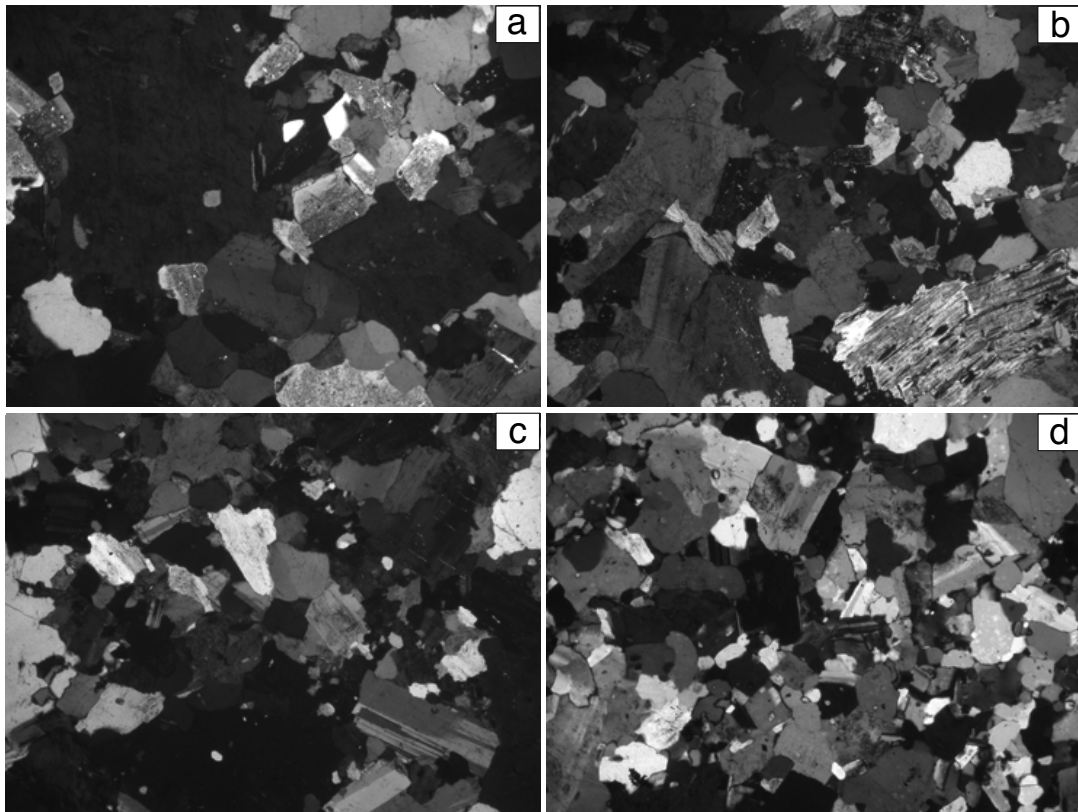
ペグマタイト

田上山地域は、福島県石川・岐阜県苗木地域とともに、日本での三大ペグマタイト産地として明治初年以來知られてきた (大林, 2002；高田, 2004)。かつて中司 (1929) は、田上ペグマタイトについて、「傾斜急な嶺及谷には縦横に走るペグマタイト岩脈があって中に晶洞をなして」と記載した。既に細粒・細粒斑状相 (Gt1) の記載でペグマタイトの産状にも触れたように、田上ペグマタイトは概して母岩→細粒帯→文象帯→巨晶帯という構造を有する (第 4. 22 図) ので、ミアロリティックなもの (河野ほか, 2008) は別にして、岩脈状あるいはシート状の細粒・細粒斑状相 (Gt1) との産状関係が重要である。ペグマタイトは田上花崗岩体の西縁部に当たる笹間ヶ岳～太神山～堂山～上田上地域の中・粗粒相 (Gt3) 中に多産することが知られていた (中司, 1932)。田上花崗岩体の岩相との関係では、中・粗粒相 (Gt3) 中のみならず中・粗粒斑状相 (Gt2) 中にも多いことが確認された。ここでは、新名神高速道路牧地区の境界部付近における、中・粗粒相 (Gt3) 中のペグマタイト (第 4. 23 図 a) と中・粗粒斑状相 (Gt2) 中のペグマタイト (アルカリ長石結晶多産) の産状を示す (第 4. 23 図 b)。なお、これらのペグマタイトの産出については、地質図では場所・産状を表現できていない場合が多い。

田上花崗岩体中での本図幅域におけるペグマタイトの多産 (ペグマタイト地帯) は、田上花崗岩体全体での熱水系の問題として考える必要がある (須藤, 1991, 2001；中野ほか, 2006)。ペグマタイトは産状的にも多様であり (石原, 2003)、その成因は世界的に非常に重要な研究テーマである (London, 2005) ので、田上ペグマタイトについても上記観点からの成因的研究が必要である [(たとえば、河野ほか (2008))]。なお、トパーズや益富雲母に代表される田上産のペグマタイト鉱物については、4.7 項で述べる。

球顆花崗岩

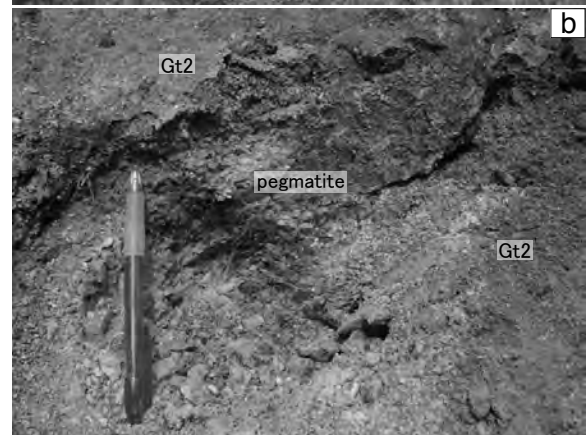
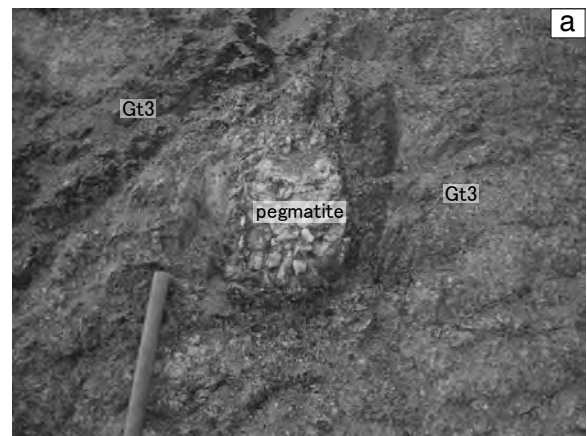
分布・産状 田上花崗岩体西縁部において、日本では珍しい球顆花崗岩の露頭が 2 箇所知られている：(1) 笹間ヶ岳北方 (稲垣, 1966)、(2) 上田上新免吉祥寺川沿い (竹本ほか, 1977)。(1) の笹間ヶ岳と天神川のほぼ中間の尾根部には、球顆花崗岩の密集地域が認められる (第 4. 24 図)。球顆花崗岩は中・粗粒相 (Gt3) を直接の母岩として産出しているのではなく、いわゆる天井相の細粒 (斑状) 相 (Gt1) 中に産出している (第 4. 24 図)。この産状を、稲垣 (1966) は球顆シートとして記載しており、また一部にペグマタイト相が見られることを報告している。新免の産出地点でも、球顆の充填部にペグマタイト的な岩相が認められる。笹間ヶ岳北方の露頭は風化が進んでいるが、新免の露頭は比較的新鮮である。**構造** 球顆の構造は、両地点ともに共通の特徴を示している。長径 1～2 cm の自形アルカリ長石を核にして放



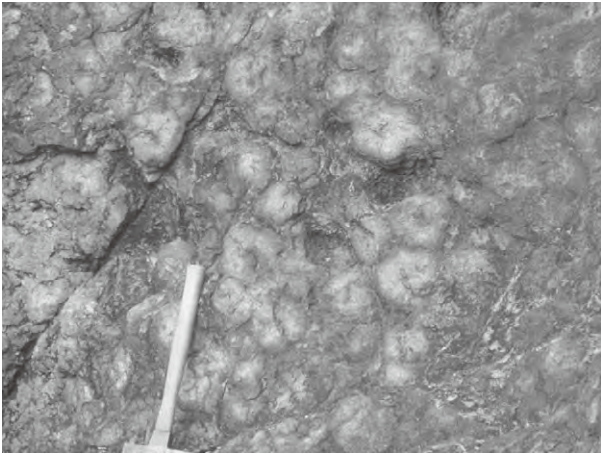
第 4. 21 図. 細粒-細粒斑状相 (Gt1) の顕微鏡写真
 写真記号は第 4. 19 図に同じ (本文と第 4.3 表を参照). いずれも写真の横幅は約 2.5 mm.



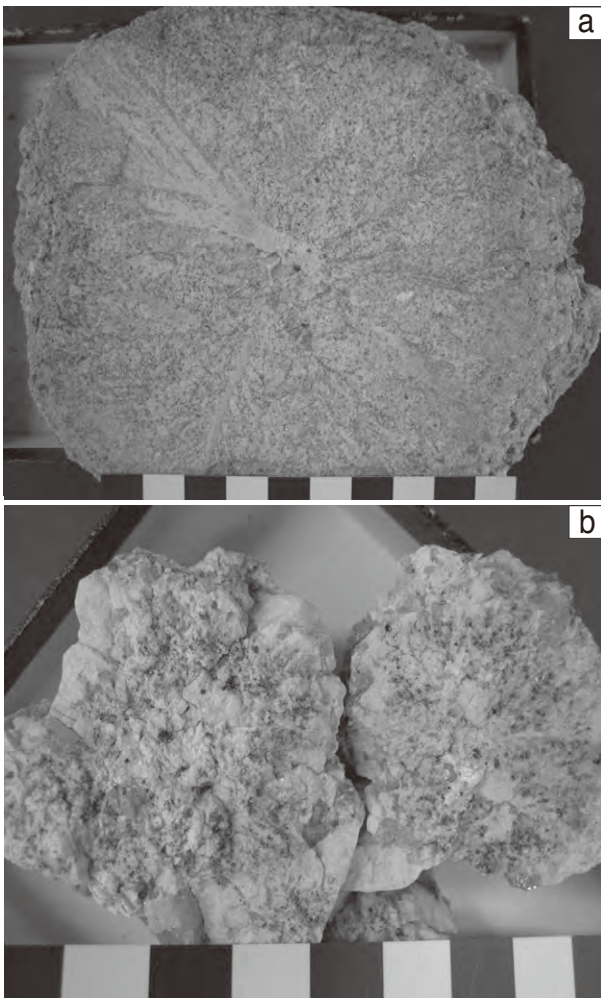
第 4. 22 図 中～粗粒黒雲母花崗岩 (Gt3) 中のペグマタイト
 代表的ペグマタイトである“中沢晶洞” (中沢, 1984) に見られる典型的な帯状構造. 右側上方が
 母岩の粗粒黒雲母花崗岩 (Gt3). (地点は付図 C
 参照)



第 4. 23 図 ペグマタイトの産状→
 a: 中-粗粒相 (Gt3) 中の石英質ペグマタイト, b:
 中-粗粒斑状相 (Gt2) 中の長石質ペグマタイト. (い
 ずれも大津市上田上牧: 付図 C)



第 4. 24 図 球顆花崗岩の露頭
(笹間ヶ岳北東尾根斜面)



第 4. 25 図 球顆花崗岩の接写写真
a: 大球顆の切断面 (笹間ヶ岳地域), b: 小球顆を割った断面 (堂山地域). スケールは 1 目盛が 1 cm.

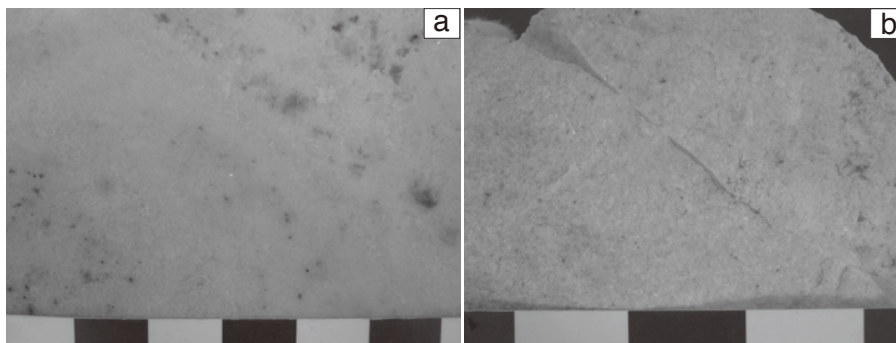
放射状にくさび形のアルカリ長石結晶が伸びて球顆を構成している (第 4. 25 図 a). 放射状アルカリ長石には、石英・斜長石・黒雲母が包有されている (竹本ほか, 1977). 石英はレンズ状であり、アルカリ長石の伸張方向に垂直な方向に伸びている. なお、堂山南西方では、径数 cm の小型球顆花崗岩試料が得られている (第 4. 25 図 b: 河野俊夫氏採集).

熱水変質花崗岩

琵琶湖周辺の花崗岩体のうち、比良花崗岩体と野洲花崗岩体中には、閃亜鉛鉱を代表鉱物とする鉱化作用を伴う閃長岩 (主としてカリ長石と Ab 成分 95 mol% 以上の曹長石からなる) 化した熱水変質岩が知られている (中野ほか, 2001; 西村・中野, 2002). 田上花崗岩体中でこれまで稼行されてきた長石鉱石は、上記変質岩と同じく、岩石学的にはカリ長石と端成分に近い曹長石を主構成鉱物とする閃長岩である (須藤, 1991, 2001; 中野ほか, 2006). ここでは、その中でも代表的な井上平津長石鉱床の鉱石 (中野, 2011a) について述べる.

本鉱石は、石英や有色鉱物をほとんど含まず、全体が白色に見えるという特殊な岩相である (第 4. 26 図). 部分的に、薄桃色ないしは黄褐色の微粒子が点在するが、いくつかの粘土鉱物の集合帯とされている (港, 1974). 細粒~粗粒の累帯構造が見られる. 粗粒部では、量的には少ないが肉眼的に見える石英粒子が散在している. 瀧本ほか (1964) 及び港 (1974) や小早川 (1991) の岩石記載がある. 成因としては、田上花崗岩が熱水変質したものと考えられており、源岩の花崗岩組織に対応すると考えられている細粒~粗粒鉱石の岩相変化がある. 本鉱石の化学分析値 (大阪通商産業局非金属鉱物資源対策委員会, 1989; 小早川, 1991) (第 4. 1 表に再録) と年代測定値 (大阪通商産業局非金属鉱物資源対策委員会, 1989) が報告されている. 粗粒鉱石について、66-67 Ma の K-Ar 年代が求められており、田上花崗岩体の年代測定値と調和的である. これらの報告によれば平津鉱石は、 SiO_2 が 77.6 wt% に対してアルカリ酸化物量が 8.43 wt% 程度の比較的珩長質なものと、 SiO_2 約 67 wt% に対してアルカリ酸化物量が 12 wt% 程度とアルカリに富むもの等が報告されている.

本鉱石 (岩石) は、鉱物組成からみると石英や白雲母を少量含む主としてアルカリ長石と曹長石からなる閃長岩である. しかし、これまでそれぞれの鉱物の化学分析値は求められてこなかった. 今回得られたアルカリ長石と曹長石の化学組成を第 4. 2 表に示す. 曹長石の化学組成は、Ab95 mol% 以上ときわめて端成分に近い. このような曹長石 ($\text{An} > 95 \text{ mol}\%$) は、Le Maitre (2002) にまとめられている国際地質科学連合 (IUGS) による定義ではアルカリ長石である. なお、このような 2 種のアルカリ長石からなる閃長岩を、Tuttle and Bowen (1958) はサブソルバスな閃長岩と分類した. 一方、アルカリ長



第 4. 26 図 井上平津鉱山の長石鋳石

a: 長石鋳石に見られる帯状構造. 右側上下方向の境界部を挟んでその右側に粗粒部分が見られ, その部分では肉眼的に石英粒子が明瞭である. b: 別の長石鋳石に見られる帯状構造. 岩相変化は北東-南西方向の境界を通して見られる. スケールは 1 目盛が 1 cm. (産地は付図 C 参照)

石には若干の組成変化があるが, それは基本的に河野ほか (2008) の組成変化と同じである. そのパーサイト組織は, 小パッチ状である [用語については中野 (1992) 参照].

細粒暗色包有岩

本図幅中の細粒暗色包有岩は, 既に述べたように, 近年 MME [mafic magmatic enclaves (Barbarin, 2005) ないしは mafic microgranular enclaves (Slaby *et al.*, 2008)] と呼ばれているものに相当する (大橋ほか, 2009; 中野ほか, 印刷中).

分布・産状 中-粗粒斑状相 (Gt2) 中に多く含まれるが (第 4. 27, 4. 28 図), 中-粗粒相 (Gt3) 中にも産出する. 前者は新名神高速道路建設ルートで多産し, Gt2 の分布域のほぼ全体に見られるようである. 後者は, 堂山~笹間ヶ岳に産することが本図幅調査で判明した. 大きさは数 cm ~ 20 cm 強の長径のものが多いがそれ以下の小さいものもある. 形は球状~ラグビーボール状の場合がほとんどであるが, 芋状等不規則な形状の場合もある. 近畿地方山陽帯の花崗岩類に細粒暗色包有岩が産出するのは例がないと思われるので, その成因的解明が重要であり, 中野ほか (印刷中) はマグマ混合によるものではなく初期晶出相として位置づけている. この点で, 上述二つの異なる岩相を通して, 既に述べたようなペグマタイトや黒雲母レイアリングとの共存が見られる場合があるので注目される (第 4. 18 図).

構造 ほとんど内部構造は認められないが, 笹間ヶ岳付近のものには狭い (1 mm ~ 数 mm) rim 状の部分が見られる.

岩石記載

中-粗粒斑状相 (Gt2) 中の細粒暗色包有岩 (第 4. 27 図)

中-粗粒斑状相 (Gt2) 中の細粒暗色包有岩の存在については, 既に周琵琶湖花崗岩団体研究グループによって言及されている. また, 石原・村上 (2006) は, 新名神金勝山トンネル付近の玉石中の試料について全岩化

第 4. 1 表 井上長石鋳床の鋳石と母岩の全岩化学分析値

a= 大阪通商産業局非金属資源対策委員会 (1989),
b= 小早川 (1991)

| | | | | | | |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| TiO ₂ | 0.01 | 0.02 | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 12.86 | 14.25 | 19.08 | 19.80 | 20.30 | 14.97 |
| MgO | 0.07 | 0.03 | | | | |
| CaO | 0.35 | 0.18 | 0.36 | 0.39 | 0.37 | 0.46 |
| Na ₂ O | 4.26 | 2.57 | 5.47 | 5.74 | 7.51 | 4.01 |
| K ₂ O | 4.10 | 4.81 | 6.67 | 7.35 | 4.70 | 4.11 |
| Ig. loss | 0.24 | 1.87 | | | | |
| Total | 99.67 | 99.86 | | | | |

出典 a a b b b b

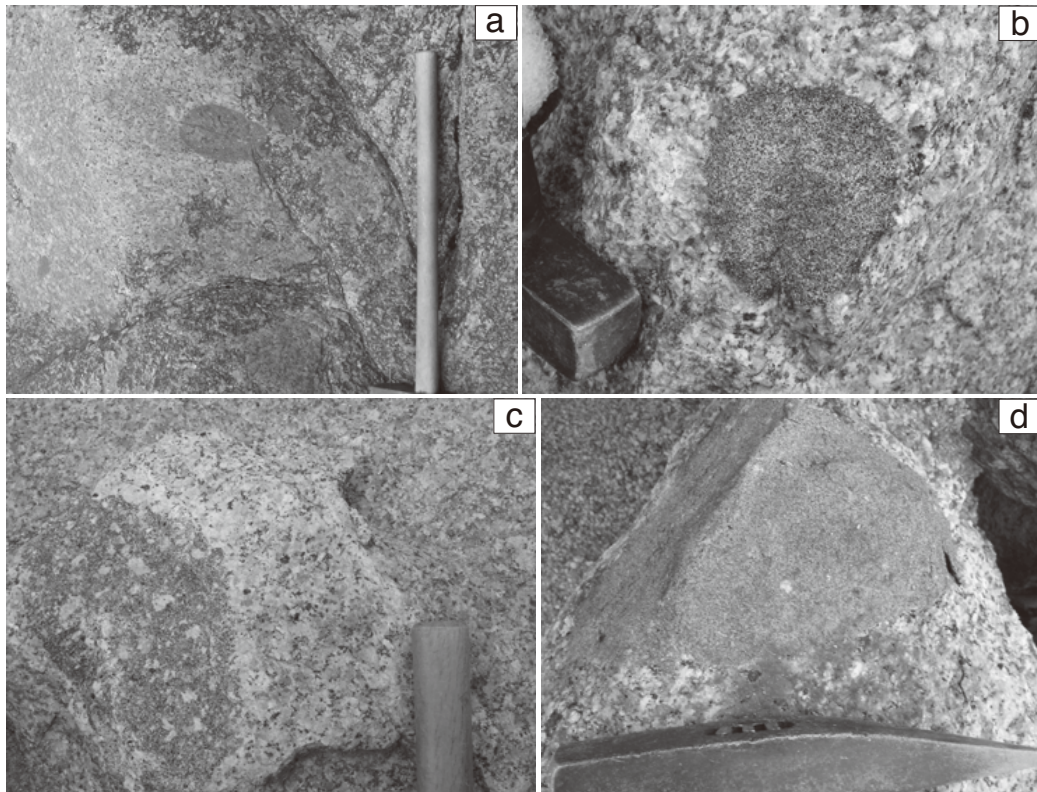
第 4. 2 表 井上平津長石鋳石中の長石類と白雲母の化学分析値

滋賀大学教育学部 JEOL-JXA8800M 使用 (15 kV, 0.02 μA, 5 μm ビーム径)

Ab=albite, Kf=K-feldspar, Af=alkali feldspar,
Mus=muscovite

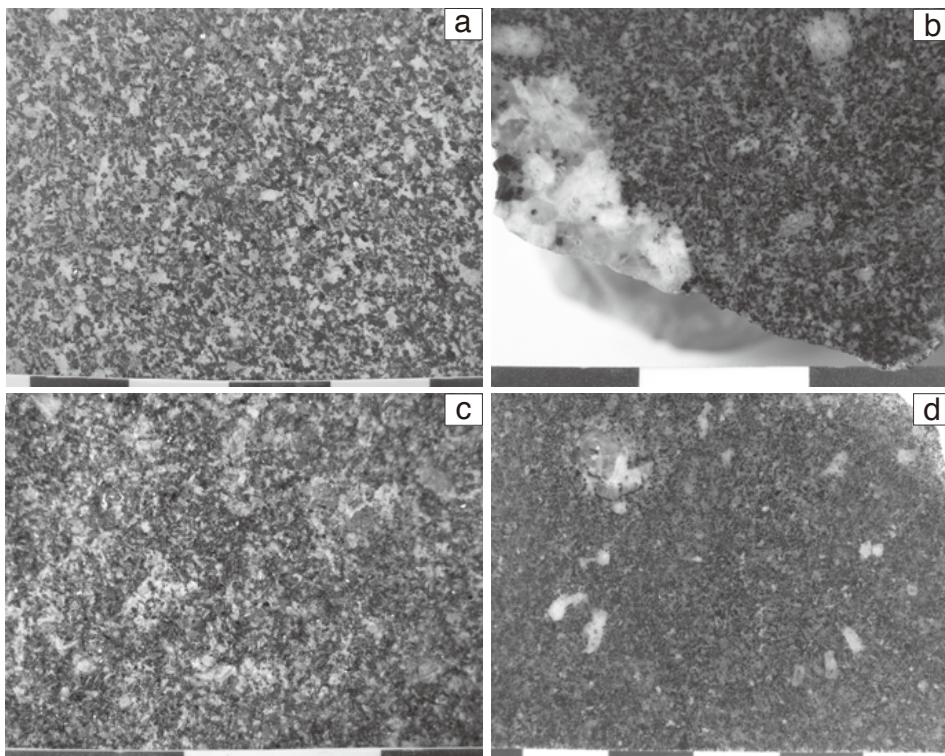
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | Ab | Ab | Kf | Kf | Af | Af | Mus |
| SiO ₂ | 68.37 | 66.86 | 64.54 | 65.00 | 64.24 | 65.36 | 46.31 |
| Al ₂ O ₃ | 20.13 | 19.82 | 18.39 | 18.68 | 18.63 | 18.87 | 36.78 |
| FeO(T) | 0.00 | 0.05 | 0.06 | 0.01 | 0.00 | 0.03 | 1.95 |
| CaO | 0.12 | 0.44 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.05 |
| Na ₂ O | 11.68 | 11.28 | 0.29 | 0.31 | 15.82 | 1.55 | 0.50 |
| K ₂ O | 0.08 | 0.17 | 16.09 | 17.13 | 0.97 | 14.81 | 10.96 |
| BaO | 0.02 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.10 | 0.00 | 0.00 |
| Total(wt%) | | | | | | | |
| Or-Ab-An三成分系組成(mol%) | | | | | | | |
| Or | 0.4 | 1.0 | 97.4 | 97.3 | 91.5 | 86.2 | |
| Ab | 99.0 | 96.9 | 2.6 | 2.7 | 8.5 | 13.7 | |
| An | 0.6 | 2.1 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | |

学組成値 (主成分・微量成分) を記載し, それが希土類元素に富む特徴を有すると述べた. 本図幅調査では, 新名神高速道路建設ルート牧地区と金勝山トンネル西方 St.440 ~ 439 の範囲で, それぞれ集積されていたいわゆる“玉石” (コア岩) 中で細粒暗色包有岩が大量に観察され, 多数の試料を採取した. 中-粗粒斑状相 (Gt2) 中の本岩は, 肉眼的に非常に優黒質に見えるものからやや優白質に見えるものまでである. 本岩については, 京都東南部図幅作成と平行して, 岩石学的鋳物学的解析が行われている (中野ほか, 印刷中).



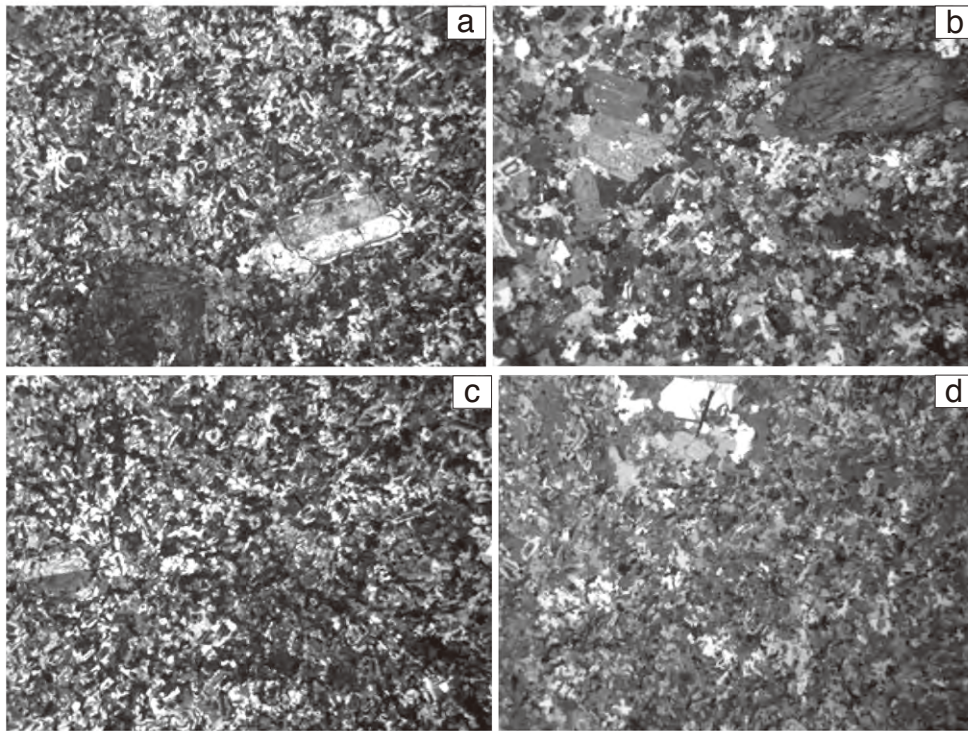
第 4. 27 図 中-粗粒斑状相 (Gt2) 中の細粒暗色包有岩 (MME) の露頭写真

a: 典型的な細粒優黒質の MME [大戸川河床 (水口図幅内)], b: やや優白質の MME, c: 斜長石斑晶が顕著な MME. 周の母岩は非常に粗粒, 言い換えるとややペグマタイトティック. d: 玉石中のやや大きな MME. (b-d: いずれも上田上牧集落東方の新名神工事ルートの玉石) (地点は付図 C 参照)

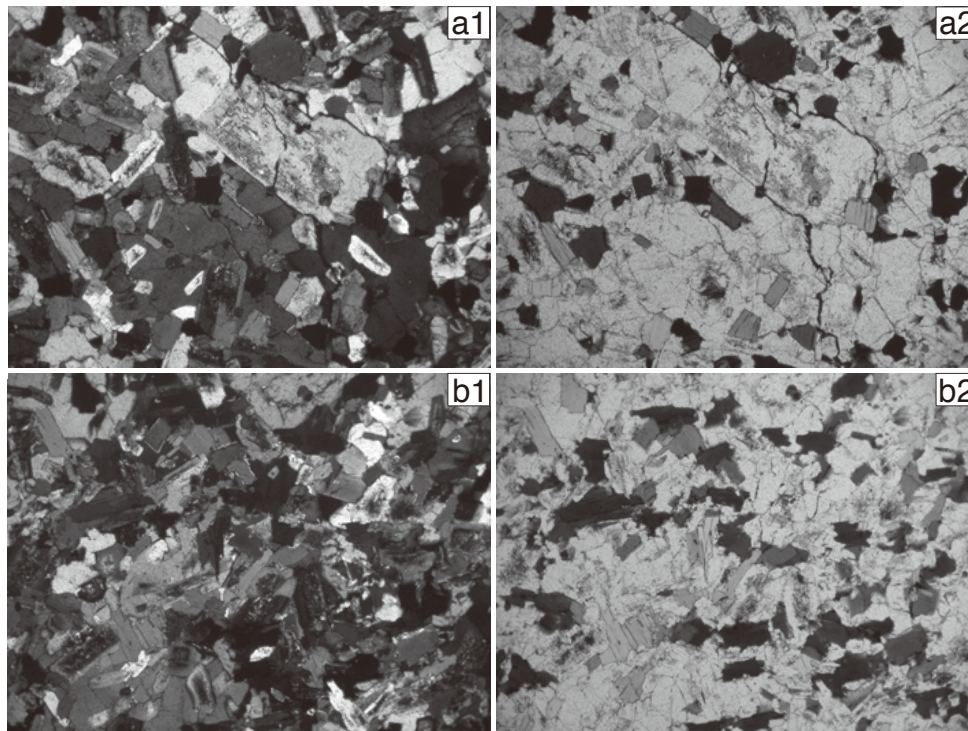


第 4. 28 図 中-粗粒斑状相 (Gt2) 中の細粒暗色包有岩の岩相

いずれも接写写真. a: R50MME [= MNK50: 第 4.3 表: 石原・村上 (2006) 参照], b: 大戸川河床 (水口図幅内) (= 第 4. 27 図 a の試料), c, d: 新名神建設工事ルートの玉石. スケールは 1 目盛が 1 cm



第 4. 29図 中-粗粒斑状相 (Gt2) 中の細粒暗色包有岩の薄片接写写真
 偏光フィルターを使用して薄片を撮影した拡大写真 (クロスニコル状態)。写真 a と d の横幅は 13.1 mm, 写真 b の横幅
 は 13.5 mm, 写真 c の横幅は 12.5 mm. a: 大戸川河床 (水口図幅内), b: MME01, c: MME02, d: MME03. (b-d: 新名神
 建設工事ルート)



第 4. 30図 中-粗粒斑状相 (Gt2) 中の細粒暗色包有岩の顕微鏡写真
 a: MME01, b: MME03 (いずれも新名神建設工事ルート) a1, b1: 複ニコル, a2, b2: 単ニコル. いずれも写真の横幅は約 2.5
 mm.

構成鉱物は、黒雲母・斜長石・石英であるが、それらの基質の中に斑晶状の斜長石（最大長径1 cm 強で自形性が強い）と石英（5 mm 程度で丸みを帯びた外形）が存在することが多い。アルカリ長石は、斜長石の変質したコア部分を交代している不定形微粒のものしか存在しない。岩石切断片の接写写真を第4. 28 図に、偏光フィルターを使用した薄片の接写写真を第4. 29 図に、顕微鏡写真を第4. 30 図に示す。

中・粗粒相 (Gt3) 中の細粒暗色包有岩 (第4. 31 図)

本図幅調査により、中・粗粒相 (Gt3) 中にも数ヶ所で暗色包有岩が存在することが明らかになった。特に、笹間ヶ岳北方には多数存在する。しかし、これらの暗色包有岩は砂状に風化しているものがほとんどであり、新鮮な試料は今のところ得られていない。したがって、本報告では産状の写真を示すに留める。

4. 5 岩脈類 (A, B, Pg, F)

本図幅地域の岩脈には、非顕晶質細粒斑状花崗岩脈（従来の花崗斑岩）のほか苦鉄質岩脈・珪長質岩脈がある。このうち苦鉄質岩脈は田上花崗岩体以前である可能性が高いが、本項でまとめて記述する。

4. 5. 1 苦鉄質岩脈 (A, B)

苦鉄質岩脈には下記のように多様な岩種があり、地質図では安山岩 (A) と玄武岩・スペサルタイト (B) に区分して示した。

分布・産状 宇治市西笠取付近から宇治市天ヶ瀬にかけての醍醐山地に、ほぼ北北東-南南西伸長方向の小岩脈が分布しており、その分布域は伸張方向と整合的な北北東-南南西の方向性を示している（貴治, 1986）。ただし、大峰橋近傍の高マグネシア安山岩（貴治, 1989）の伸張方向は例外的に異なる。脈幅は0.1～8 m である。また、大津市大石龍門南東方から宇治田原町南京都変電所にか

けての範囲の数箇所に、伸長方向が西北西-東南東で幅1～3 m の安山岩岩脈が分布する。

貫入関係 いずれも、丹波帯の堆積岩中に貫入している。

放射年代 本図幅内の岩脈については、直接の年代値は報告されていない。本岩に関連して、京都東北部図幅域の安山岩の角閃石 K-Ar 年代が 108 ± 5 Ma と報告されている（木村・貴治, 1993）。

岩石記載

普通角閃石安山岩 [貴治 (1986) の角閃石ひん岩]

黒色緻密な岩石であり、粗粒の普通角閃石（最大径5 mm）が濃集している部分がある。斜長石、普通角閃石、緑泥石、他形充填的な石英からなるインターサタル～インターグラニューラー組織を示す。薄片の接写写真を第4. 32 図 c, 顕微鏡写真を第4. 33 図 c に示した。顕微鏡モード組成：斜長石 = 59.1 %, 普通角閃石 = 25.7 %, 黒雲母 = 0.4 %, 石英 = 4.4 %, 緑泥石 = 7.3 %, 不透明鉱物 = 4.0 %。

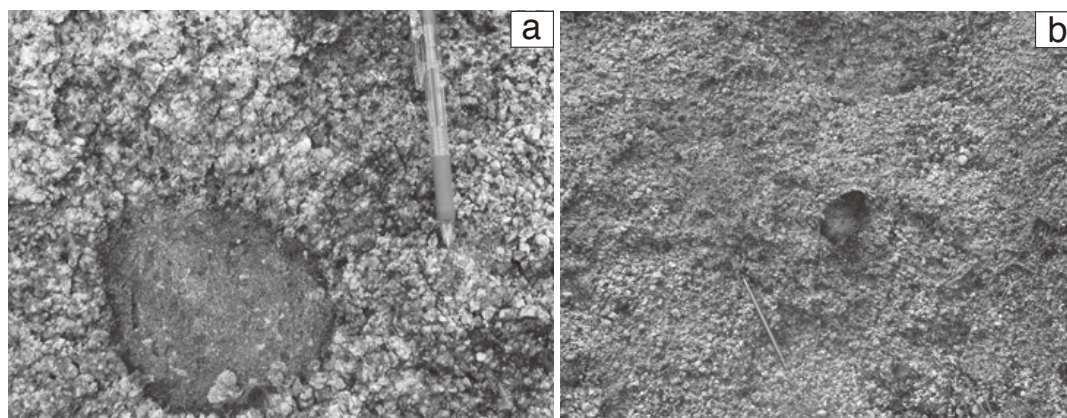
玄武岩 [貴治 (1986) の輝緑岩]

暗緑色緻密な岩石であり、輝石の斑晶が目立ち集斑状（最大径2 mm）をなすことも多い。斜長石と単斜輝石からなるサブオフィティック組織やインターグラニューラー組織を特徴とする。そのほか、黒雲母、針状緑色角閃石、緑泥石、黄鉄鉱、石英の不規則粒を含む。杏仁状（最大径3 mm）や脈状の方解石が見られる。

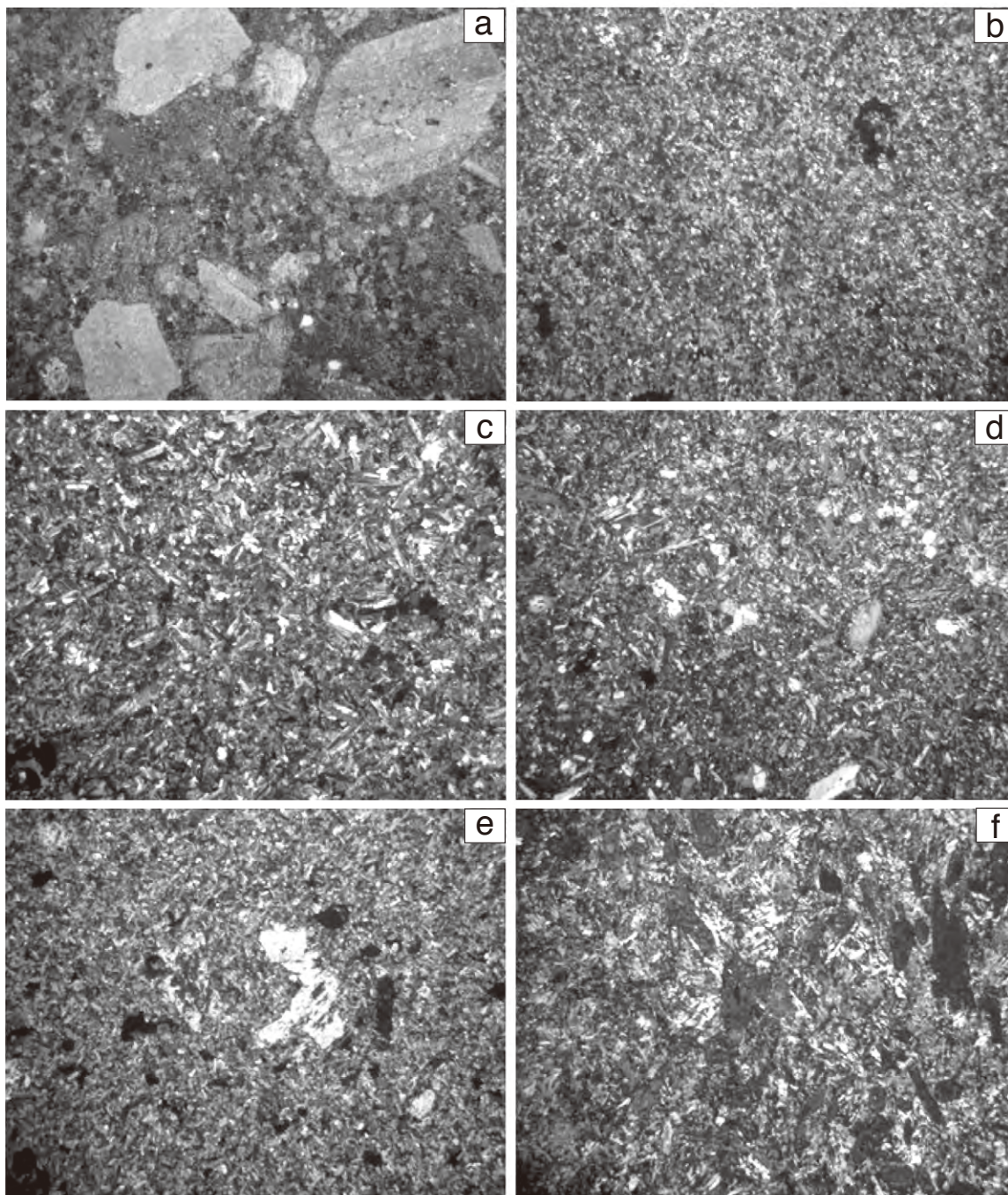
普通角閃石玄武岩 [貴治 (1986) の輝緑岩]

黒色緻密な岩石で外観は普通角閃石安山岩に似るが、褐色普通角閃石の斑晶（最大径8mm）が目立つ。斜長石、単斜輝石、普通角閃石、他形の石英からなるサブオフィティック組織やインターグラニューラー組織を特徴とする。薄片の接写写真を第4. 32 図 d, 顕微鏡写真を第4. 33 図 d に示した。顕微鏡モード組成：斜長石 = 52.5 %, 普通角閃石 = 24.3 %, 単斜輝石 = 6.5 %, 石英 = 0.9 %, 緑泥石 = 12.3 %, 炭酸塩鉱物 = 1.0 %, 不透明鉱物 = 2.5 %。

スペサルタイト（貴治, 1986）



第4. 31 図 中・粗粒相 (Gt3) 中に見られる細粒暗色包有岩の露頭写真
(a, b とも笹間ヶ岳北斜面：付図 C)



第4.32図 宇治市域の貫入脈岩の薄片接写写真

偏光フィルターを使用して薄片を撮影した拡大写真（クロスニコル状態）。a: 非顕晶質細粒斑状花崗岩, b: 流紋岩, c: 普通角閃石安山岩, d: 普通角閃石玄武岩, e: スペサルタイト, f: 安山岩。いずれも写真の横幅は13.5mm。

主として単斜輝石、角閃石、黒雲母、緑泥石、不透明鉱物、炭酸塩鉱物からなる青緑色の岩石である。露頭規模で、斜長石斑晶や石英を含む等の変化がある。全自形粒状組織～インターグラニューラーないしサブオフィティック組織を示す。角閃石、緑泥石、炭酸塩鉱物は変質鉱物であろう。薄片の接写写真を第4.32図e、顕微鏡写真を第4.33図eに示した。

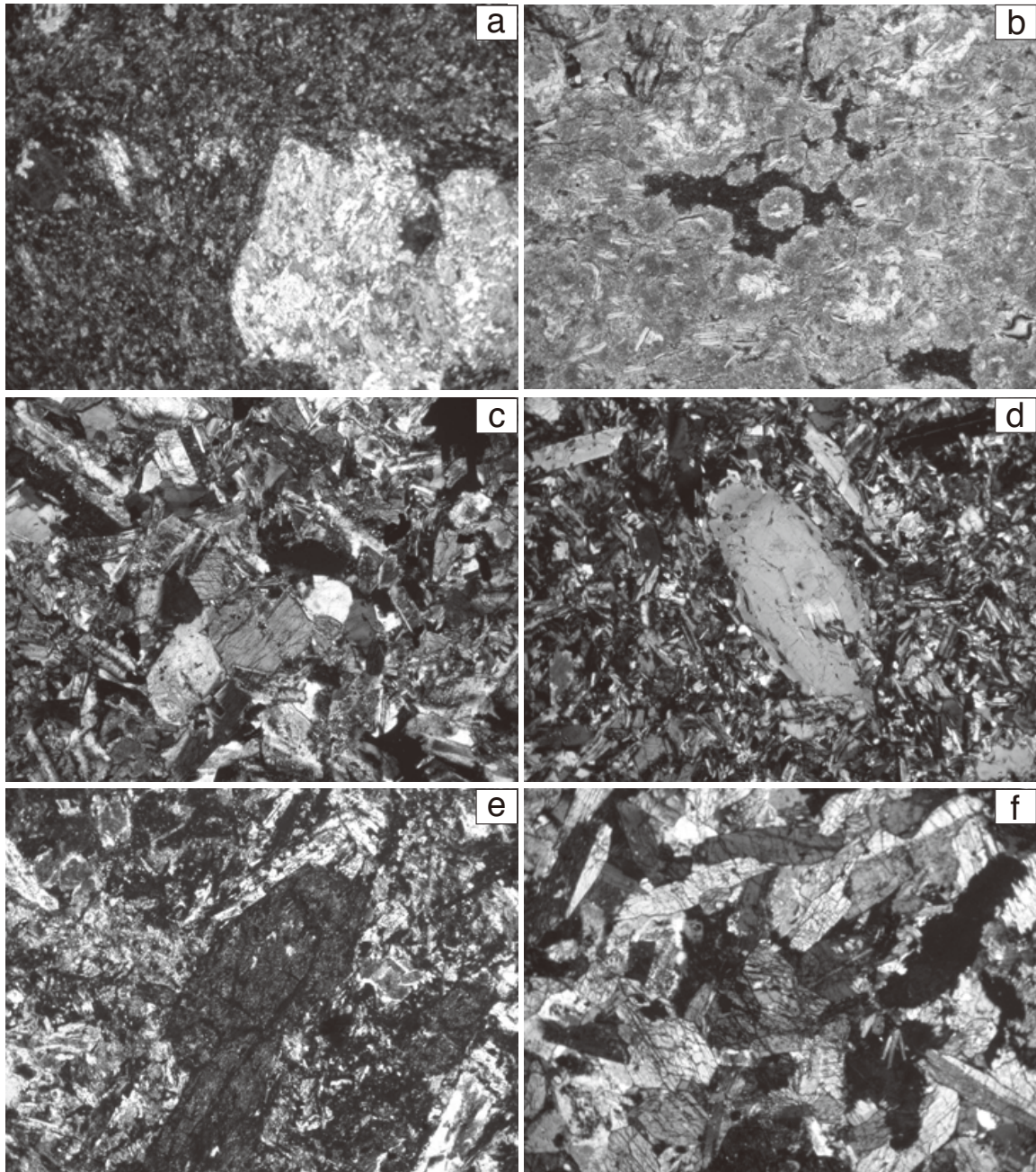
玄武岩（貴治，1986）

京都府宇治田原湯屋谷南方林道欠谷線の玄武岩脈（N14-16°E, 85°E, 幅約2mと幅15cmの2本）は、斜長石、単斜輝石、

かんらん石（仮晶）を含み、石基部分は斜長石、輝石類、炭酸塩鉱物、不透明鉱物からなるインターグラニューラーないしはインターサータル組織を示す（貴治・高田，1994）。貴治・高田（1994）は、本岩の全岩化学組成を報告し、単斜輝石の鉱物学的データを記載している。

安山岩 [貴治（1986）の高マグネシア安山岩]

京都府宇治市宇治川沿いの大峰橋近く、N46°W, 60°Nの幅約8mの岩脈である。エデン閃石質の褐色角閃石が最も自形性が強く、次いで自形性が強いのが斜長石であり、かんらん石



第 4. 33 図 宇治市域の火成岩脈の顕微鏡写真
 写真記号は第 4.32 図と同じ。いずれも写真の横幅は約 2.5 mm.

(仮晶) も含まれる。間隙を充填して、石英等の鉱物が存在する。薄片の接写写真を第 4. 32 図 f, 顕微鏡写真を第 4. 33 図 f に示した。顕微鏡モード組成：斜長石 = 23.0 %, 角閃石 = 66.5 %, 石英 = 4.7 %, 緑泥石 = 5.3 %, 炭酸塩鉱物 = 0.5 %.

4. 5. 2 非顕晶質細粒斑状花崗岩脈 (Pg)

分布・産状 京都東北部図幅内の比叡花崗岩体中から本図幅内の丹波帯に連続する最大幅数百 m の岩脈として産するほか、滋賀県境に近い京都府宇治市の醍醐山地に小岩脈として産する。前者が分布する山科地域の音羽山

地北端部では、その伸長方向が南北からほぼ東西方向へ急激に変化することが知られていたが (宮村, 1959; 上治, 1962; 石田ほか, 1980), 本図幅調査で以下のことが明らかになった。すなわち、比叡山地から南に伸びる非顕晶質細粒斑状花崗岩脈は、上記屈曲とともにその幅は音羽山地に向かい急激に狭小になる。音羽山付近では、この岩脈とほぼ並行にもう一本の非顕晶質細粒斑状花崗岩脈が、山科から大津市国分まで断続して伸びている。
 貫入関係 隣接図幅では比叡花崗岩体及び田上花崗岩体中に貫入しているが、本図幅内では丹波帯堆積岩中に貫

入している。これらは一連の岩脈と考えられる。

構造 本岩の主岩相は長径数 cm に及ぶアルカリ長石の自形斑晶を多く含む典型的な非顕晶質細粒斑状花崗岩組織を示すが、堆積岩との境界部では斑晶がきわめて小さくなる周辺相が一般的に認められる。

放射年代 本図幅内の試料についての年代値は報告されていない。同じ岩相を示す水口図幅内の非顕晶質細粒斑状花崗岩脈については、 69.0 ± 4.2 Ma (後期白亜紀) の黒雲母 K-Ar 年代が得られている (沢田・板谷, 1993)。同じく、本図幅内から連続している比叡花崗岩中の非顕晶質細粒斑状花崗岩については、 67.5 ± 3.4 Ma の黒雲母 K-Ar 年代が報告されている (沢田・板谷, 1993)。

岩石記載

産地：大津市国分旧石切り場 (付図：第 4. 34 図)

薄片の接写写真を第 4. 34 図 a に、顕微鏡写真を第 4. 34 図 b に示す。アルカリ長石斑晶は、図に示されているように全体に熱水変質作用を受けており汚濁状態 (turbid) であるが、本産地の試料の巨斑晶 (2cm) には汚濁していない比較的清潔な部分が残存している (まれに閃光を示す斑晶がある)。

4. 5. 3 珪長質岩脈 (F)

分布・産状 西北西-東南東方向の伸長方向を示す小規模珪長質岩脈が、宇治市炭山から二尾にかけての醍醐山地に同方向に断続的に分布する (貴治, 1986)。多くは非顕晶質細粒斑状花崗岩質であるが、流紋岩 (元記載は珪長岩) と安山岩がそれぞれ 1ヶ所で確認されている (貴治, 1986)。非顕晶質細粒斑状花崗岩は、音羽山地の弧状岩脈の岩相と同じである。

貫入関係 いずれも、丹波帯堆積岩中に貫入している。

放射年代 報告されていない。ただし、本地域の非顕晶質細粒斑状花崗岩が、岩相が同じである音羽山地の弧状

非顕晶質細粒斑状花崗岩脈とは貫入方向も同方向であるので、同じ白亜紀末の一連の火成活動の可能性が高い。

岩石記載

非顕晶質細粒斑状花崗岩 [貴治 (1986) の花崗斑岩]
半自形～自形斜長石斑晶 (最大径 1.5 cm, 平均 5 mm)、アルカリ長石斑晶 (最大径 2 cm, 平均 5 mm)、融食されて丸みを帯びた石英斑晶 (最大 1 cm)、緑泥石に変質した黒雲母斑晶 (平均径 2 mm) と、淡灰色の微粒石基 (0.02～0.04 mm：斑晶と同じ鉱物組み合わせ) とからなる。薄片の接写写真を第 4. 32 図 a、顕微鏡写真を第 4. 33 図 a に示した。

流紋岩 [貴治 (1986) のフェルサイト]

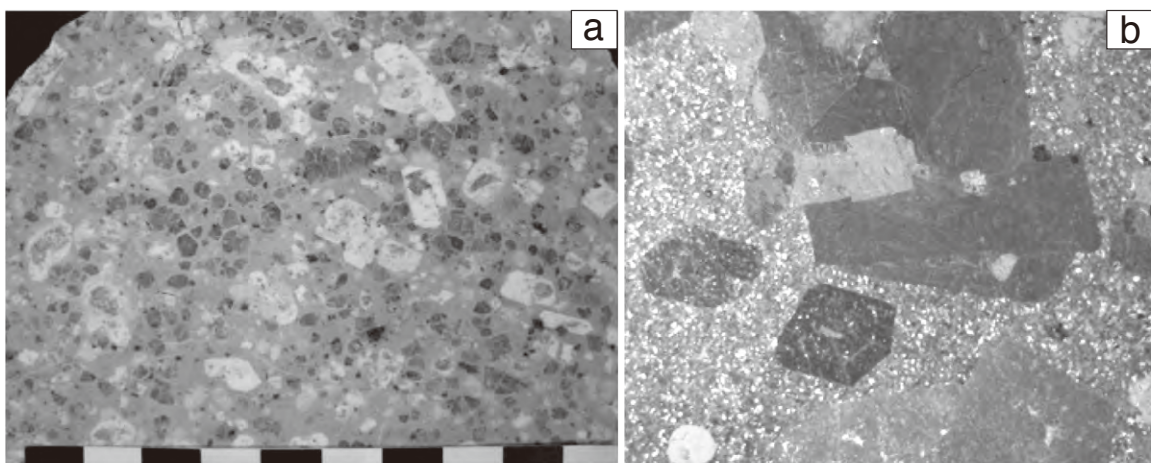
白色で細粒緻密な岩石であり、高温石英の斑晶 (平均径 1 mm) が見られる。石英、長石、絹雲母からなる。変質した長石質のバリオール (平均径 0.2 mm) と絹雲母の定向配列が顕著である。薄片の接写写真を第 4. 32 図 b、顕微鏡写真を第 4. 33 図 b に示した。モード組成：高温石英斑晶 = 0.9 %、石基 (石英 = 6.7 %、絹雲母 = 23.9 %、バリオール = 68.5 %)。

安山岩 [貴治 (1986) の石英ひん岩]

変質が著しいが、肉眼的に明瞭な斑状組織を示す。斑晶は、高温石英 (最大径 4 mm)、卓状の斜長石 (最大径 5 mm)、角閃石や黒雲母が変質したと思われる定向配列している緑泥石からなる。石基は、石英、斜長石、緑泥石、絹雲母からなる。モード組成：斑晶 (石英 = 0.5 %、斜長石 = 7.0 %、緑泥石 (苦鉄質鉱物) = 9.6 %)、石基 = 82.9 %。

4. 6 全岩化学組成

田上花崗岩体～信楽花崗岩体についての全岩化学分析値は、主成分とラドンの分析を行った Asayama (1954) によって多数公表された。それらの分析値は藤本 (1979) にまとめられている。その後の全岩化学分析は主成分のみならず各種微量成分を加えて行われており、本図幅地



第 4. 34 図 非顕晶質細粒斑状花崗岩弧状脈 (Pg) の岩石組織

大津市国分の旧採石場からの試料。a: スラブ接写写真、スケールは 1 目盛が 1 cm。b: 顕微鏡写真 (写真の横幅は約 2.5 mm)。(産地は付図 C 参照)

域の火成岩類及び田上～信楽岩体についての全岩化学組成公表値(杏掛ほか, 1991; 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2000; ほか)は, 天白・琵琶湖基盤地質研究会(2001)に一括されている[中野・原山(2003)に再録]. 最近石原ほか(2005)が報告した田上花崗岩類の全岩化学組成の特徴は次の通りである. 田上花崗岩体は, 非常に珪質であり(73.3-76.7% SiO_2)アルカリに富んでいる(7.95-8.87%). また, Rbに富み(169~420 ppm), Srに乏しい(6~107 ppm). 他の山陽帯の花崗岩類と比較すると, 田上花崗岩体は相対的に希土類元素(合計179~290 ppm)と放射性元素(U=3.1~6.0 ppm, Th=18~30 ppm)に富み, 特にYは40~114 ppmに達し重希土類元素に富み(L/HREE=0.56~1.04), フラットな希土類分布パターン(スパイダー図)を示す.

本稿では, 本図幅内の火成岩類について新しく得られた希土類元素・放射性元素の含有量を含む全岩化学組成に, 石原ほか(2005)の結果を加えて, 第4.3表(a, b)に示した. それに基づいて, 田上花崗岩体中のGt1~Gt3の各岩相及び暗色包有岩の SiO_2 含有量を第4.35図に示した. 今回得られた分析値の特徴は, 概略石原ほか(2005)の上記結果と調和的であるが, 次の点が注目される. すなわち, 石原ほか(2005)では, 細粒-細粒斑状相(Gt1)は中-粗粒相(Gt3)及び中-粗粒斑状相(Gt2)に比べて, 軽希土類元素に乏しく重希土類元素とYに富むと指摘されている. 今回得られた分析値においても, 同じくGt1相では軽希土類元素が少なく重希土類元素とY量がかなり多い. UとThの放射性元素についても, 石原ほか(2005)の結果と調和的であるが, Gt1相では両元素ともに非常に高い含有量を示すとともに, Th/U比はほかの2岩相に比べて低くなっている. 細粒-細粒斑状相(Gt1)の化学組成は, 石原ほか(2005)の周辺相の特徴と同じく, 最も珪質であり($\text{SiO}_2=76\sim78\%$), Rbに富みSrに乏しい.

今回得られた全岩化学組成は, 中-粗粒斑状相(Gt2)と細粒-細粒斑状相(Gt1)のデータがより多く追加されている(第4.3表). この点を考慮して, Gt2相について特に注目すると, 石原ほか(2005)では上記大戸川試料の $\text{SiO}_2=74.05\%$ が報告されているのみであったが, 今回のデータにおいてはほとんどが $\text{SiO}_2=72\%$ 前後であることが明らかになった. また, Rbにも富むがSrにも富む点で中-粗粒相との違いがより明瞭になった. U・Th含有量は, 細粒-細粒斑状相(Gt1)ほどではないが中-粗粒相(Gt3)に近いものであることも明瞭になった.

なお, 細粒暗色包有岩の全岩化学組成については, 本図幅作成作業中に観察・採集された細粒暗色包有岩の解析と検討(中野ほか)が別途印刷中であるので, 本稿ではこれ以前に石原・村上(2006)によって公表された中-粗粒斑状黒雲母花崗岩中の特異な暗色包有岩について言及するに留める(第4.3表). この暗色包有岩には,

その後採集され本稿で記載された試料と同じく, 肉眼的には非常に優黒質に見えるにもかかわらず黒雲母しか含まれていない. しかし, その組成的特徴は, 本図幅に記載の暗色包有岩とは異なり, 希土類元素含有量が非常に高く(REE+Y=1,804 ppm), 特にY(792 ppm)に富む.

4.7 田上花崗岩体の鉱物学

田上地域は, 日本の三大ペグマタイト産地のひとつとして知られ(大林, 2002; 高田, 2004), 世界的にもトパーズほかの美晶の産地として知られてきた(Dana and Ford, 1959; Rakovan *et al.*, 2009). 長島ほか(1975)・山田(1981)・中沢(1984)などによりこれまでに知られている田上ペグマタイトからの産出鉱物を, 第4.4表に示した. 本表は, 辻・北原(1979)及び滋賀県高等学校理科教育研究会地学部会(2002b)と大林(2002)の産出鉱物リストを参照し, その後の産出鉱物-ベルトラン石(高田・小林, 1984), バスタネ石(小林, 1989), ヒンガン石(高田・松原, 1989), トール石(中沢ほか, 2005), 泡そう鉛(中沢, 2006), 満磐ざくろ石(河野, 2007), ミラライト(ミラー石)(Rakovan *et al.*, 2009)を加えたものである. 田上地域からの最近の鉱物記載として, このほかにコロンブ石の記載(鶴田, 2002)があるが, 上記の以前のリストに挙げられていたものである. 最近のペグマタイト鉱物の研究として, アルカリ長石の微細組織(パーサイト組織)の研究がある. 大津市南郷地域のペグマタイト産のアルカリ長石のパーサイト組織[用語等は中野(1992)参照]が詳しく解析され, 熱水反応の記録が解説されている(中野, 1975; Nakano, 1997). 最近では, 大津市新免地域の岩体天井相と考えられる細粒花崗岩(Gt1)中のミアオリティックなペグマタイト産アルカリ長石の熱史が明らかにされ, 低温熱水時期(~200°C)の反応が大きく働いていることが指摘されている(河野ほか, 2008). 更に, アマゾナイト(淡緑色アルカリ長石)の色と微細組織の解析からも, 同様に低温熱水段階に至る広範なペグマタイト環境の変遷の一端が明らかにされた(Nakano and Makino, 2010). なお, 第4.4表にはこれまでのリストには挙げられていた「氷長石」や新しく記載された「アマゾナイト」は載せられていない. これらの名称は, 鉱物の種名としてではなく, その形や色にちなんでつけられているからである.

本地域の最近の鉱物学の特徴として, かつてのほとんどペグマタイト鉱物に限られていた研究(辻・北原, 1979; 長島・長島, 1960; 滋賀県高等学校理科教育研究会地学部会, 2002b)が, ペグマタイトを含めた花崗岩鉱物学あるいはペグマタイト岩石学[たとえばLondon(2008)]として展開されつつあることが挙げられる(西村ほか, 1990; 中野ほか, 1991; 橋本ほか, 2005; 河野

第 4. 3 表 a 田上花崗岩体各岩相の全岩化学組成 (主成分元素)

| 岩相 | Gt3 | Gt2 | Gt2 | Gt2 | Gt2 | Gt2 | Gt2 | Gt2 | Gt2 | Gt1 | Gt1 | Gt1 | Gt1 |
|------------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|-------|---------|---------|---------|---------|---------|--------|--------|
| 試料番号 | KTC05 | KTM01 | KTM02 | KTM03 | KTM04 | KTM05 | KTM06 | KTM08 | KTM09 | KTF01 | KTF02 | KTF03 | KTF04 |
| 標本登録番号GSJ | R100371 | R100372 | R100373 | R100374 | R100375 | | R100376 | R100377 | R100378 | R100379 | R100380 | | |
| SiO ₂ | 75.68 | 73.24 | 73.8 | 72.16 | 73.38 | 71.44 | 73.75 | 71.64 | 74.09 | 77.65 | 75.75 | 77.59 | 76.02 |
| TiO ₂ | 0.026 | 0.161 | 0.156 | 0.097 | 0.192 | 0.202 | 0.17 | 0.175 | 0.167 | 0.049 | 0.05 | 0.017 | 0.02 |
| Al ₂ O ₃ | 13.08 | 13.54 | 13.1 | 13.88 | 13.81 | 13.75 | 13.45 | 13.6 | 13.51 | 12.56 | 12.53 | 12.56 | 12.75 |
| Fe ₂ O ₃ (T) | 1.7 | 2.54 | 2.41 | 1.69 | 3.07 | 3.14 | 2.73 | 2.96 | 2.56 | 1.35 | 1.22 | 0.65 | 0.99 |
| MnO | 0.058 | 0.077 | 0.058 | 0.046 | 0.083 | 0.079 | 0.067 | 0.073 | 0.065 | 0.041 | 0.042 | 0.011 | 0.041 |
| MgO | 0.03 | 0.23 | 0.25 | 0.18 | 0.29 | 0.3 | 0.23 | 0.24 | 0.27 | 0.07 | 0.07 | 0.05 | 0.02 |
| CaO | 0.33 | 1.51 | 1.44 | 1.17 | 1.53 | 1.69 | 1.52 | 1.58 | 1.36 | 0.53 | 0.59 | 0.55 | 0.63 |
| Na ₂ O | 4.25 | 3.58 | 3.47 | 3.69 | 3.94 | 3.87 | 3.61 | 3.62 | 3.7 | 3.93 | 3.94 | 4.18 | 3.36 |
| K ₂ O | 4.11 | 4.32 | 4.33 | 4.9 | 3.71 | 3.52 | 3.97 | 4.01 | 4.45 | 4.32 | 4.23 | 4.3 | 5.56 |
| P ₂ O ₅ | 0.02 | 0.05 | 0.05 | 0.03 | 0.07 | 0.06 | 0.05 | 0.06 | 0.06 | 0.02 | 0.02 | 0.08 | < 0.01 |
| Total S | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | 0.03 | < 0.01 | < 0.01 | 0.01 | 0.01 | < 0.01 | 0.02 | < 0.01 |
| LOI | 0.43 | 0.78 | 1.04 | 0.62 | 0.46 | 0.82 | 0.47 | 0.52 | 0.5 | 0.41 | 0.43 | 0.45 | 0.31 |
| H ₂ O+ | 0.4 | 0.5 | 0.5 | 0.4 | 0.5 | 0.7 | 0.5 | 0.6 | 0.5 | 0.4 | 0.4 | 0.2 | 0.1 |
| H ₂ O- | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.2 | 0.2 | 0.1 | 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 | < 0.1 |
| Total | 99.71 | 100.03 | 100.1 | 98.46 | 100.54 | 98.9 | 100.02 | 98.48 | 100.74 | 100.94 | 98.87 | 100.46 | 99.7 |

(主要元素)(%)

| 岩相 | 周琵琶湖花崗岩体研究グループ(2000) | | | | | | 石原ほか(2005) | | | | | 石原・村上(2006) | |
|--------------------------------|----------------------|-------|-------|-------|-------|-------|------------|-------|-------|-----|-----|-------------|--|
| | Gt3 | Gt2 | Gt1 | Gt3 | Gt3 | Gt2 | Gt1 | Gt1 | Gt1 | Gt1 | MME | MNK50 | |
| 試料番号 | III | IV | V | TKM01 | TKM03 | TKM01 | TKM04 | TKM05 | TKM06 | | | | |
| SiO ₂ | 76.55 | 72.61 | 76.26 | 76.36 | 74.87 | 73.25 | 76.36 | 75.35 | 76.73 | | | 57.62 | |
| TiO ₂ | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.07 | 0.16 | 0.05 | 0.03 | 0.03 | | | 0.81 | |
| Al ₂ O ₃ | 12.82 | 13.91 | 13.13 | 12.95 | 13.32 | 13.60 | 12.51 | 12.99 | 12.53 | | | 14.26 | |
| Fe ₂ O ₃ | 0.19 | 0.45 | 0.88 | 0.82 | 1.26 | 2.28 | 1.08 | 0.64 | 0.85 | | | 15.42 | |
| FeO | 0.75 | 1.50 | nd | | | | | | | | | | |
| MnO | 0.05 | 0.07 | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.06 | 0.03 | 0.01 | 0.03 | | | 0.43 | |
| MgO | 0.03 | 0.22 | 0.03 | 0.02 | 0.07 | 0.25 | 0.08 | 0.02 | 0.03 | | | 1.25 | |
| CaO | 0.45 | 1.41 | 0.45 | 0.46 | 0.94 | 1.36 | 0.69 | 0.28 | 0.42 | | | 0.69 | |
| Na ₂ O | 4.04 | 3.76 | 3.87 | 4.21 | 3.55 | 3.78 | 3.33 | 3.64 | 3.66 | | | 2.69 | |
| K ₂ O | 4.23 | 4.14 | 4.61 | 4.54 | 5.12 | 4.23 | 4.62 | 5.23 | 4.82 | | | 5.59 | |
| P ₂ O ₅ | nd | 0.05 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.07 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | | | 0.29 | |
| Total S | | | | | | 0.03 | | | | | | 0.03 | |
| LOI | 0.59 | 1.32 | nd | nd | nd | | nd | nd | nd | | | nd | |
| H ₂ O+ | | | | | | 0.62 | | | | | | 1.41 | |
| H ₂ O- | | | | | | 0.12 | | | | | | 0.15 | |
| Total | 99.73 | 99.47 | 99.3 | 99.43 | 99.26 | 99.81 | 98.77 | 98.21 | 99.12 | | | 100.64 | |

ほか, 2008). このような観点から, 最近, 田上・羽栗の花崗岩ペグマタイト中の褐れん石の Mn 含有量と REE 元素分布パターン及びジルコン中のモナズ石の REE 元素分布パターンが, I タイプチタン鉄鈹系の花崗岩の特徴を示すことが示された (Hoshino *et al.*, 2005, 2006). また, 日本の花崗岩・花崗岩ペグマタイト中のジルコンが総括的に分析された中で, 田上花崗岩 (羽栗産) 中のジルコンの化学組成も報告された (Hoshino *et al.*, 2010). このジルコン研究を展開して, 田上ペグマタイト中のジルコンについての解析が現在進行中である (角谷ほか, 2012).

田上花崗岩体における熱水の挙動の一つの特徴であるペグマタイトは, そのほとんどが本図幅域内の田上花崗岩体西端部に分布している (中野ほか, 2006). 本図幅域内の熱水の挙動に関してのもう一つの証左である長石鈹床は, 水口図幅域に多いが本図幅域にも広く点在している. これらの長石鈹床とペグマタイト (鈹床) の成因については, 既に須藤 (1991, 2001) が統一的にまとめた形成モデルを提起している. しかしこれについては異

論もある (港, 1974). いずれにせよ, ペグマタイトの産状については, これまであまりに野外での産状記載例が少ないので, 今後はペグマタイト岩石学の観点からの産状調査が必要とされている (London, 2008). かつて中司 (1945) は「晶洞はペグマタイト岩脈の一部にできる空洞である」と述べたが, ペグマタイト岩脈そのものがどのような形態や構造を有するかの具体的説明が残ったままである.

ペグマタイトの母岩としての本図幅地域花崗岩体の長石鈹物学として, アルカリ長石の三斜度の解析により田上花崗岩体と信楽花崗岩体の冷却史の違いを明らかにした研究 (西村ほか, 1990) と, 長石鈹物学の観点から信楽花崗岩体と田上花崗岩体の斜長石及びアルカリ長石の組成と組織を比較した研究 (中野ほか, 1991) とがある. アルカリ長石の平均組成については, その後, 信楽岩体中では Or₈₂Ab₁₈An_{0.1} ~ Or₈₆Ab₁₄An_{0.1}, 田上岩体中では Or₇₂Ab₂₇An_{0.6} ~ Or₈₀Ab₂₀An_{0.2} であり, 両岩体のアルカリ長石の組成が異なることが確認された (青木, 1998). 最近では, 田上花崗岩体中-粗粒相の模式標本地の 1

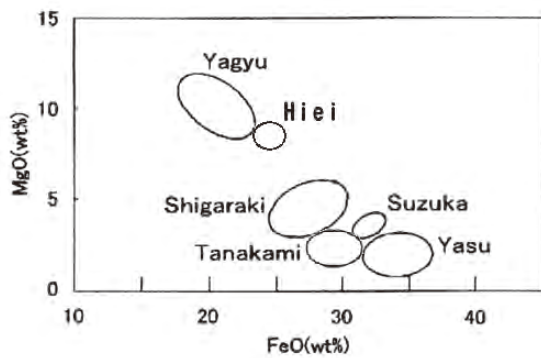
第 4. 4 表 田上山ペグマタイト産の鉱物種

| 分類名 | 鉱物名 | 化学式 | 英語名 | 晶系 | |
|---------------|--------------------------|--|--|------------|---------|
| 1 硫化鉱物 | 方鉛鉱 | PbS | Galena | 立方晶系 | |
| | 閃亜鉛鉱 | ZnS | Sphalerite | 立方晶系 | |
| | 3 磁硫鉄鉱 | Fe _{1-x} S(x=0.1-0.2) | Pyrrhotite | 単斜晶系 | |
| | 4 黄鉄鉱 | FeS ₂ | Pyrite | 立方晶系 | |
| | 5 輝水鉛鉱 | MoS ₂ | Molybdenite | 六方晶系 | |
| 6 酸化鉱物 | 金紅石 | TiO ₂ | Rutile | 正方晶系 | |
| | 7 轟石 | (Mn ²⁺ , Ca)M ³⁺ ₃ O ₇ ·(2±x)H ₂ O | Todorokite | 単斜晶系 | |
| | 8 錫石 | SnO ₂ | Cassiterite | 正方晶系 | |
| | 9 軟マンガン鉱 | MnO ₂ | Pyrolusite | 斜方晶系 | |
| | 10 コルンブ石 | (Fe,Mn)(Nb,Ta) ₂ O ₆ (Nb>Ta) | Columbite | 斜方晶系 | |
| | 11 イットロンタンタル石 | (Fe,Mn)(Ta,Nb) ₂ O ₆ Ta>Nb(Y,U,Fe ³⁺)(Ta>Nb) ₂ O ₆ | Yttrotantalite | 斜方晶系 | |
| | 12 フェルグソン石 | Y(Nb,Ta)O ₄ | Fergusonite | 正方晶系 | |
| | 13 サマルスキー石 | (Y,Er,Ce,U,Ca,Fe,Pb,Th)(Nb,Ta,Ti,Sn) ₂ O ₆ | Samarskite | 単斜晶系 | |
| | 14 石英(水晶) | SiO ₂ | Quartz | 三方晶系 | |
| | 15 玉滴石 | SiO ₂ nH ₂ O | Opal | 非晶質 | |
| | 16 磁鉄鉱 | Fe ₃ O ₄ | Magnetite | 立方晶系 | |
| 17 ハロゲン化鉱物 | 螢石 | CaF ₂ | Fluorite | 立方晶系 | |
| 18 炭酸塩鉱物 | 方解石 | CaCO ₃ | Calcite | 三方晶系 | |
| | 19 菱鉄鉱 | FeCO ₃ | Siderite | 三方晶系 | |
| | 20 バストネス石 | (Ce,La)(CO ₃)F | Bastnaesite | 立方晶系 | |
| | 21 泡蒼鉛 | (BiO) ₂ (CO ₃) | Bismutite | 斜方晶系 | |
| 22 タングステン酸塩鉱物 | 鉄まん重石 | (Fe,Mn)WO ₄ | Wolframite | 単斜晶系 | |
| 23 リン酸塩鉱物 | モナズ石 | (Ca,La,Na)PO ₄ | Monazite | 単斜晶系 | |
| | 24 ゼノタイム | YPO ₄ | Xenotime | 正方晶系 | |
| 25 ネオ珪酸塩鉱物 | ガドリ石 | Be ₂ FeY ₂ O ₂ (SiO ₄) ₂ | Gadolinite | 単斜晶系 | |
| | 26 鉄ばん石榴石 | Fe ³⁺ Al ₂ (SiO ₄) ₃ | Almandine | 立方晶系 | |
| | 27 満ばん石榴石 | Mn ₃ Al ₂ (SiO ₄) ₃ | Spessartine | 立方晶系 | |
| | 28 褐簾石 | (Ca,Ce,La) ₂ (Al,Fe ³⁺ ,Fe ²⁺) ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) | Allanite | 単斜晶系 | |
| | 29 ジルコン | ZrSiO ₄ | Zircon | 正方晶系 | |
| | 30 トパーズ | Al ₂ SiO ₄ (F,OH) ₂ | Topaz | 斜方晶系 | |
| | 31 トール石 | TnSiO ₄ | Thorite | 正方晶系 | |
| | 32 ベルトラン石 | Be ₄ (OH) ₂ Si ₂ O ₇ | Bertrandite | 斜方晶系 | |
| | 33 葡萄石 | Ca ₂ Al ₂ Si ₅ O ₁₆ (OH) ₂ | Prehnite | 斜方晶系 | |
| | 34 ヒンガン石 | (Y,Nd,Ce,La,Sm,Gd)BeSiO ₄ (OH) | Hingganite-(Y) | 単斜晶系 | |
| | 35 シンクロ(リング)珪酸塩 36 鉱物 | 電気石 | Na(Mg,Fe) ₃ Al ₃ (BO ₃) ₃ Si ₃ O ₁₈ (OH,F) ₄ | tourmaline | 三方晶系 |
| | | 36 緑柱石 | Be ₃ Al ₂ Si ₆ O ₁₈ | Beryl | 立方晶系 |
| 37 ミラライト | | K ₂ Ca ₄ Al ₂ Be ₄ Si ₂₄ O ₉₀ ·(H ₂ O) | Milarite | 六方晶系 | |
| 38 フィロ珪酸塩鉱物 | 白雲母 | KAl ₂ AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂ | Muscovite | 単斜晶系 | |
| | 39 黒雲母 | K(Fe,Mg,Al) ₃ (Si _{3-2x} Al _{1-1-x})O ₁₀ (OH) ₂ | Biotite | 単斜晶系 | |
| | 40 チンワルド雲母 | K ₂ (Fe,Li,Al) ₂₋₆ (Si,Al) ₅ O ₂₀ (OH,F) ₄ | Zinnwaldtite | 単斜晶系 | |
| | 41 益富雲母 | KLi(Mn,Fe)AlSi ₃ O ₁₀ (F,OH) ₂ | Musutomilite | 単斜晶系 | |
| | 42 鉄リチア雲母 | K ₂ Li ₃ Fe ₃ (AlSi ₃ O ₁₀)(O,OH,F) | Proto-lithionite | 単斜晶系 | |
| | 43 モンモリロナイト | Na _{0.33} (H ₂ O) ₄ (Al,Mg) ₂ [(OH) ₂ Si ₄ O ₁₀] | Montmorillonite | 単斜晶系 | |
| | 44 緑泥石 | (R ²⁺ _{6-x} -x ³⁺ R ³⁺ +2y)(Al _x Si _{4-x})O ₁₀ (OH) ₈ | Chlorite | 単斜晶系 | |
| | 45 テクト珪酸塩鉱物 | アルカリ長石 | (K,Na)AlSi ₃ O ₈ | Orthoclase | 三斜~単斜晶系 |
| 46 曹長石 | | NaAlSi ₃ O ₈ | Albite | 三斜晶系 | |
| 47 輝沸石 | | (Ca _{0.5} ,Na,K) ₆ (Al ₆ Si ₇ O ₂₂)·~24H ₂ O | Heulandite | 単斜晶系 | |

つである大津市田代三筋の滝道路沿いの粗粒等粒状黒雲母花崗岩試料(中野ほか, 2003)中のアルカリ長石(Or₇₀Ab₃₀An_{0.3}, Or₇₃Ab₂₆An_{0.4}, Or₇₅Ab₂₄An_{0.4})の平均組成を有する3粒子)についての熱史が明らかにされ, その微細組織形成に果たす熱水変質作用の重要性が明らかにされている(橋本ほか, 2005).

一方, 黒雲母については, かつてその化学組成の特徴が湿式分析により Fe/(Fe+Mg) 比と Mn 含有量の観点から明らかにされた(立川, 1964; 立川・藤本, 1967). 中野ほか(1991)は, 田上山花崗岩体と信楽花崗岩体(い

ずれも水口図幅域)の黒雲母についての X 線マイクロアナライザーによる分析値を記載した. 最近では, 地質学の観点から琵琶湖南部周辺の各花崗岩中黒雲母の化学組成の特徴を解析し, FeO-MgO 図上で花崗岩体ごとの組成が明瞭に異なりかつ同一トレンド上で変化することが示されたが(Hiraoka, 1997a, b, 1998), 田上山花崗岩体の黒雲母だけはそのトレンドから外れていた. 現在, 田上山花崗岩体とそのペグマタイト中の黒雲母の化学組成の解析が更に詳しく行われている(花田ほか, 2011; 中野ほか, 印刷中). それによると, 田上山花崗岩体の黒雲



第 4. 36 図 田上花崗岩体中の黒雲母の MgO-FeO 図
周琵琶湖花崗岩体研究グループ (2008) の第 15 図をもとに、田上花崗岩体の黒雲母の組成範囲を更新修正。

母も、琵琶湖周辺花崗岩の黒雲母の組成変化トレンドにのる化学組成を有する (第 4. 36 図)。Hiraoka (1997a, b, 1998) との相違は、黒雲母試料の風化の程度の差による違いである可能性が高い。

4. 8 本図幅地域火成岩類の位置づけ

本図幅内の非顕晶質細粒斑状花崗岩脈 (Pg) は、かねて記載され (宮村, 1959) また地質図で表現されてきた (宮村, 1959; 上治, 1962) ように、比叡山地域からの南北方向の伸びが山科四ノ宮～音羽山地で弧状になり大津市に入るとほぼ東西方向の伸びに変わることが、今回の調査により二重の岩脈群としてより詳しく確認された。本岩脈は、琵琶湖南部周辺の環状に分布していると思なされる各岩体の非顕晶質細粒斑状花崗岩と岩相的に同じであり、また年代的にもほぼ同じ時期の活動の結果と考えられる。今回調査した本図幅内の非顕晶質細粒斑状花崗岩脈が弧状をなして比叡花崗岩体から田上花崗岩体へと連なる事実を含めて、琵琶湖南部周辺の各花崗岩体 (鈴鹿～比良花崗岩体～比叡花崗岩体～田上花崗岩体) を通

しての環状岩脈群の連続性が更に確認された。これらの岩脈群は、琵琶湖コールドロン形成時に発生した環状割れ目を充填したものであると考えることができる (周琵琶湖花崗岩体研究グループ, 2008: 天白ほか, 未公表資料)。

本図幅域内に分布する花崗岩については、瀬田川以西では岩脈状の分布形態であることがこれまでに示されており (宮村, 1959; 石田ほか, 1980), 今回の調査でそのことがより詳しく確認された。すなわち、これまで同一岩相を示すと考えられてきた瀬田川以西の花崗岩が、瀬田川以東の田上花崗岩体と同様、中・粗粒相 (Gt3) と中・粗粒斑状相 (Gt2) の 2 岩相からなることが今回新しく明らかになった。瀬田川以西の岩脈状の花崗岩は、上記岩相中に岩脈状に産する細粒・細粒斑状相 (Gt1) を含めて、瀬田川以東の餅盤状の田上花崗岩体の岩相構成と同じである。瀬田川以東の田上花崗岩体の分布形状は、上記非顕晶質細粒斑状花崗岩の弧状岩脈の伸長方向と調和的な関係を有しているため、琵琶湖コールドロン形成における花崗岩マグマの役割を考える資料となる。

本図幅では、花崗岩に伴うペグマタイト、球顆花崗岩、細粒暗色包有岩及び熱水変質花崗岩について、主としてその産状を記載したが、今後は花崗岩体の熱史の観点からの総合的な検討が必要である。そのような研究は、琵琶湖周辺のほかの花崗岩体あるいはより広域的な観点からの他地域の花崗岩体との火成活動の特徴の比較検討を行うためにも必要と考えられる。

今回の図幅域内の火成活動の更なる位置づけの問題として、上記非顕晶質細粒斑状花崗岩脈とは異なる地域 (宇治市西方近辺) での丹波帯に貫入する珪長質・苦鉄質の岩脈群の存在がある。それらは、岩脈の伸びと分布の両方に関して特定の方向性を示している。しかも、苦鉄質岩脈群の方向性が珪長質岩脈群の東西方向とは異なりおよそ南北方向であることから、その活動時期やテクトニック場がどのようなものであったかが、より広域的な観点からの今後の重要な問題である。

第5章 中新統^{つづき}綴喜層群

(竹内圭史)

5.1 概要と研究史

綴喜層群は、本図幅地域南東部の宇治田原町地域に分布する、碎屑岩からなる海成中新統である。綴喜層群など西南日本に広く点在する前期中新世後期・中期中新世初頭の海成中新統は、第一瀬戸内累層群と総称されている(石田・佐藤, 1987; 吉田, 1992; 日本地質学会, 2009b 参照)。

宇治田原町地域の中新統については、古くは中村(1927)に言及があり、石井(1932)の地質図で分布が示された。綴喜層群の名称は地方名の綴喜郡にちなんだもので、池邊(1949)が最初に綴喜累層として使用し、藤田・中世古(1950)はこれを綴喜層群と仮称した。

石田ほか(1954)は綴喜層群を詳しく研究し、本層群を奥山田累層・湯屋谷累層^{ゆゑあに}に2分し定義・記載した。更に奥山田累層を川上礫岩層・宮村砂岩層・栢凝灰質泥岩層の3部層に、湯屋谷累層を塩谷砂岩層・田原花崗質砂礫岩層の2部層にそれぞれ細分した。Itoigawa(1956)は、綴喜層群を川上基底礫岩・宮村砂岩・栢泥岩・塩谷砂岩・田原シルト岩に区分し、中部3層から貝化石48種を報告した。上治(1961b・1962)は、石田ほか(1954)の層序・地質図を踏襲しつつも、石田ほか(1954)が不整合とした綴喜層群南縁については石井(1932)と同様に全て断層とした地質図を示した。

しかし1960年代以後は、巡検案内書や京都大学の修士論文がある他には詳細な研究はなされておらず、石田ほか(1980, 1984b)の5万分の1地質図では石田ほか(1954)の地質図が概ね踏襲されている。

綴喜層群は貝化石を多産することでも知られている。貝化石などについての報告は、Yokoyama(1930)が37種を報告したことに始まり、池邊(1949)、窪田(1951)、石田ほか(1954)、Itoigawa(1956)、西川(1972)がある。石田ほか(1954)、Itoigawa(1956)は貝化石の瑞浪層群・鮎河層群との共通性を指摘し対比している。

綴喜層群は微化石による生層序学的研究はされていないが、吉田(1992)は浮遊性有孔虫層序により第一瀬戸内累層群を対比する中で、綴喜層群を奈良県・三重県の山柏層群・藤原層群に対比し、前期中新世の後期から中期中新世初頭にかけての地層とした。佐藤・室生団体研究グループ(2009)も同様に対比している。

石田ほか(1954)の部層単位での岩相区分は、彼らの記載でも述べられているように全域には連続しない。そのため本報告では、従来の部層区分は踏襲せず奥山田

層・湯屋谷層に区分するとどめた。地質図では奥山田層を、下位の礫岩を主とする岩相(To)と、上位の砂岩・シルト岩を主とする岩相(Ts)に2分して示した。Toはおおむね石田ほか(1954)の川上礫岩層に相当し、Tsは宮村砂岩層・栢凝灰質泥岩層を併せたものにほぼ相当する。

5.2 奥山田層^{おくやまだ}(To, Ts)

地層名 石田ほか(1954)命名記載。

模式地 石田ほか(1954)は奥山田層の3つの部層毎に模式地を指定しており、川上礫岩層は奥山田南方西の沢、宮村砂岩層は奥山田小学校下の河床、栢凝灰質泥岩層は奥山田の国道沿いである。いずれの模式地とも現在でもよく観察できるほか、奥山田層全体としては奥山田川沿いに露頭が見られる。

分布 宇治田原町地域に国道307号線に沿って東西約5kmの範囲に分布する。穀池峠南西の林道沿いにも礫岩の小分布がある。分布の西端は、宇治田原工業団地の南縁で大阪層群長山層の下位に砂岩が観察され、以西では確認されない。

東西に延びる湯屋谷断層及び裏白断層を境に、北半部は南傾斜、南半部は北傾斜の向斜状の地質構造をしている。

層序関係 基盤の丹波帯付加コンプレックスを不整合に覆う。不整合露頭は、川上礫岩層の模式地である奥山田南方の沢(石田ほか, 1954)で観察される(第5.1図)。本図幅の調査では、他には不整合面を観察できる露頭は見られなかった。

綴喜層群は分布域の北部・西部で鮮新世の大阪層群大福礫部層・長山層に覆われる。

層厚 奥山田の東で140m、湯屋谷・奥山田間で約120m。
岩相 奥山田層は、下部(To)は主に礫岩からなり砂岩・砂質シルト岩を伴い、中上部(Ts)は砂岩・塊状シルト岩を主とする。

下部(To)の礫岩は、径数cm~20cmの丹波帯付加コンプレックスの砂岩・泥岩、花崗岩などの礫を含み、ときに花崗岩の人頭大~2m大の巨礫を含む。基質は淘汰の悪い泥混じりの砂で花崗岩起源の石英・長石粒を多く含む。礫岩の厚さは地域により数m~数十mとかなり異なり、不整合に近い層準でもしばしば砂岩や砂混じりシルト岩が厚く発達している。したがって、本報告の地質図におけるToとTsの境界線は、礫岩の上限を示す

便宜的なものである。奥山田西1 kmのトンネル東口では厚さ1~2 mで礫岩が極細粒砂岩と互層しており、分布の北縁部の下部(To)の厚さはこの周辺で最も厚くなっている。礫岩は一般に上位へ花崗岩起源の石英・長石粒の多い粗粒砂岩、または不淘汰な砂混じりシルト岩あるいは雲母片に富むシルト岩に漸移する。礫岩の上位に白色珪長質凝灰岩ないし凝灰質砂岩が見られることがあるが、連続性を確認できていない。

奥山田の南方、湯屋谷断層の南側地域には主に礫岩と細礫混じり砂岩が分布する。川上礫岩層の模式地の沢の不整合露頭では、丹波帯の地層を覆う不整合面の走向傾斜は65~70°W, 30~55°Nである(第5.1図)。礫は最大径1.2 mの花崗岩が多く、丹波帯の砂岩礫・泥岩角礫を含む。基質には花崗岩起源の石英・長石粒は少ない。より上位の礫岩は、礫径5~10 cmで最大30 cmの花崗岩・丹波帯砂岩礫のほか、径数cm以下のチャート礫も含む。礫岩は上位へ塊状細粒砂岩に漸移している。

殻池峠南西の尾根に小分布する礫岩は、径3~8 cm, 最大20 cmで風化してクサリ礫化しており古琵琶湖層群の信楽礫部層に似ているが、一部で径0.5~1.5 mの花崗岩礫が含まれることから奥山田層である。

奥山田層の中上部(Ts)は、青灰色塊状の細粒砂岩ないしシルト岩からなる(第5.2図)。全体として下位の砂岩から上位のシルト岩へ細粒化している。塊状砂岩にはしばしば粗粒砂岩・礫岩・貝化石密集層が挟在する。上部の灰色塊状シルト岩には礫岩層などの挟在が少なく、節理系が見られることがあり走向傾斜が判定しにくい。塊状シルト岩の一部には白色珪長質凝灰岩ないし凝灰質シルト岩が挟在し、これは石田ほか(1954)の栢凝灰質泥岩層にあたる。凝灰岩は奥山田東の砂防堰堤の道沿いで厚さ20 m以上のほか、茶屋トンネル北西の尾根で数mの露頭が見られたがこれらの連続性は確認できていない。分布域西部では露出が悪いため、塊状シルト岩中の凝灰岩ないし凝灰質部の有無は観察できていない。

地学団体研究会京都支部編(1976, 1978, 1990)などの巡検案内書で紹介された国道307号線沿いの露頭は、今日では覆われてしまった個所も多い。

化石 石田ほか(1954)は、宮村砂岩層の特徴として貝化石 *Katelsia nakamurai* の化石床を、また栢凝灰質泥岩層から *Nuculana kongiensis*・*Phaxas izumoensis*などを報告している。Itoigawa(1956)は、宮村砂岩を *Nipponomarcia* 群集、栢泥岩を *Lucinoma-Acila* 群集・*Felaniella-Dosinia* 群集で特徴づけた。このほか、池邊(1949)は湯屋谷より貝化石 *Nuculana*・*Chlamys* とともに植物化石 *Comptoniphyllum* を、窪田(1951)は *Vicaryella*・*Nuculana* など貝化石5種を、西川(1972)は湯屋谷の東より魚鱗化石をそれぞれ報告した。貝化石は化石床や礫岩中に混在する産状以外にも、しばしば塊状砂岩中に殻溶解

跡化石が散在している。

また、清水ほか(1966)は奥山田西から続成作用起源のアラレ石を報告している。

地質時代 前期中新世の後期から中期中新世初頭に対比されている(吉田, 1992)。



第5.1図 奥山田層基底の不整合露頭
花崗岩礫などからなる礫岩(写真左側)が丹波帯の泥岩(写真右側)を覆う。写真は沢の東岸の露頭で、矢印で示した不整合面はN65°W, 55°N傾斜。ハンマーの長さ28 cm。(奥山田南方西の沢：付図B)。



第5.2図 奥山田層上部の塊状細粒砂岩
砂岩は新鮮面では灰色で、風化面は褐色、一部で海成層に特有の硫黄の黄色を示す。角張って大きく割れ、礫岩・粗粒砂岩層や貝化石層が挟在しない露頭では塊状無層理である。奥山田層の砂岩は全体として上位へ次第にシルト岩に漸移し、シルト岩も色調・割れ方などは砂岩と同様である。ハンマーの長さ28 cm。(奥山田の道路沿い：付図B)

5.3 ^{ゆあんたに}湯屋谷層 (Ty)

地層名 石田ほか (1954) 命名記載。地層名は「ゆあんたに」であるが、地名は平易に「ゆやだに」と読む。

模式地 石田ほか (1954) は湯屋谷層の2つの部層毎に模式地を指定しており、塩谷砂岩層は奥山田の道路沿い、田原花崗質砂礫岩層は奥山田南の河床である。しかしこれらは近年露頭が悪くなっており、湯屋谷層は奥山田と湯屋谷の間の農道沿いや茶屋トンネル西の沢でよく観察される。

分布 奥山田層の上位に、湯屋谷南方から奥山田南方を経て茶屋トンネルまで分布する。

層序関係 奥山田層に整合に重なる。奥山田層の塊状シルト岩に、礫岩を多く挟む岩相が重なる層準を境界とする。この境界は奥山田と湯屋谷の中間の農道沿いや茶屋トンネル西の沢で観察される。

層厚 上限は不明で、150 m 以上。

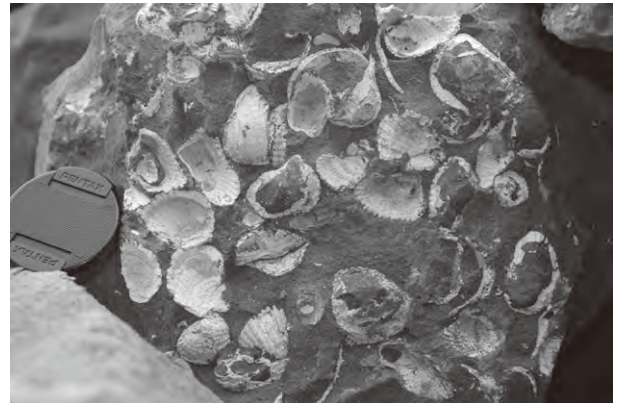
岩相 下部は礫岩層を挟む塊状砂岩を主とし、上部は主に礫岩からなる。

奥山田川沿いでは、奥山田の塊状シルト岩の南側に、湯屋谷層の塊状砂岩が分布する。両者は整合に重なると考えているが境界部は観察できておらず、裏白断層が通る可能性もある。砂岩中にはしばしば厚さ1~2 m、礫径5 cm 以下の礫岩層が挟在し、礫岩中に貝化石破片が密集している場合もある。これらの礫岩層は南に25~30°、一部では60°傾斜している。

奥山田川の支流である茶屋トンネル西の沢では、奥山田層の塊状シルト岩の上位に、厚さ10~50 cmの貝化石床・礫岩を挟む湯屋谷層の塊状細粒砂岩が30°北傾斜で重なり、その上位は単層の厚さ0.5~1 mの礫岩・シルト岩が北傾斜で重なる。この礫岩が主となる層準から上位が石田ほか (1954) の田原花崗質砂礫岩層に相当する。礫岩の礫は丹波帯の暗青灰色の砂岩・泥岩が主であるが、最上部では花崗岩礫を主とする白色の礫岩の転石も見られた。より北方の沢の最奥には再び奥山田層の塊状シルト岩が分布することから、裏白断層が湯屋谷層の北限を限っているものと考えられる。

奥山田と湯屋谷の間の南北に延びる農道沿いや湯屋谷から東への道路沿いでは、北寄りに奥山田層の塊状シルト岩が分布し、その上位(すなわち南側)に湯屋谷層の厚さ5 m以上の礫岩が重なる。ただし、礫岩の上位にも二枚貝化石(殻溶解跡)を含む奥山田層類似の灰色塊状シルト岩が見られる。その南の湯屋谷断層に近い地域には、層理を示す灰白色細粒砂岩・砂質シルト岩が分布する。更に上位に当たる東方の丘陵の露頭では、単層の厚さ50 cm程度の砂岩シルト岩互層の上位に礫岩が重なる。この礫岩は石田ほか (1954) の田原花崗質砂礫岩層に相当するが、露頭が限られており詳細は不明である。

化石 石田ほか (1954) は、主に塩谷砂岩層から貝化石 *Protorotella yuantaniensis*・*Katelsysia nakamurai* などの化石床を報告している。Itoigawa (1956) は、塩谷砂岩を *Prototella-Anadara* 群集で特徴づけた。本図幅の調査では、奥山田川沿いなど石田ほか (1954) の化石産地のほか、奥山田のバイパス道路工事現場で湯屋谷層下部の細粒塊状砂岩中に貝化石密集層が見られた(第5.3図)。
地質時代 前期中新世の後期から中期中新世初頭に対比されている(吉田, 1992)。



第5.3図 湯屋谷層下部の貝化石床

砂岩転石の層理面に沿って *Anadara* sp. が密集している。転石のため層理面の上面なのか下面なのかは不明。レンズキャップの径55 mm。(奥山田のバイパス道路工事現場:付図B)

第6章 鮮新-中部更新統古琵琶湖層群及び大阪層群

(水野清秀)

6.1 研究史と概要

近畿地方の中軸部は、近畿三角帯 (Kinki Triangle) と呼ばれ (Huzita, 1962), 大阪平野, 奈良盆地, 京都盆地, 近江盆地などの平野・盆地と生駒山地, 比良山地, 信楽山地, 鈴鹿山脈などの山地が交互に分布し, 明瞭な地形境界には断層が存在していることが多い. このような地形配列は, 鮮新世以降に形成されてきたものである (水野ほか, 2009a など). また平野地下や周辺の台地・丘陵地には鮮新世以降に堆積した地層が広く分布していて, 中新世の堆積物である第一瀬戸内累層群に対して, 第二瀬戸内累層群とも呼ばれている (池辺, 1957). 沖積層や段丘堆積物及びそれらと同時代の地層を除いて, 大阪平野・奈良盆地・京都盆地及びその周辺の丘陵地に分布している地層群は大阪層群, 近江盆地及びその周辺と南方の甲賀, 伊賀地域に分布している地層群は古琵琶湖層群と呼ばれている (市原編, 1993 など).

6.1.1 古琵琶湖層群の研究史と概要

古琵琶湖層群の層序学的な研究は, 中村 (1929) に始まり, 彼は段丘堆積物より古い地層を古琵琶湖層とその上位の山砂利層に区分した. その後, 池辺 (1933, 1934), 広瀬 (1934) などによる地域的な層序学的調査を経て, Takaya (1963) によって古琵琶湖層群の名称が用いられ, 琵琶湖北西岸地域を除くほぼ全域の地質図と層序が示された. その後は, 火山灰層などを鍵層として各地域の詳細な層序や地質構造, 地層対比などの調査が行われた. 琵琶湖南方の伊賀・甲賀・信楽地域では近藤 (1968), 横山ほか (1968, 1989, 1995), Yokoyama *et al.* (1980, 1982), 横田ほか (1978), 川邊 (1981, 1986), Kawabe (1989), 横山 (1989), 近江盆地南部の大津～湖南～日野～多賀地域では, 鎌掛団研グループ (1972), Ishida *et al.* (1976), 田村ほか (1977, 1993), 古琵琶湖団体研究グループ (1977, 1981, 1992), 横山・雨森 (1991), 雨森ほか (1993), 琵琶湖西岸の堅田丘陵～高島地域では, 東郷 (1971), 林 (1974), Yokoyama (1975), Ishida and Nakagawa (1978), Yokoyama *et al.* (1979), 木谷ほか (1992) などによって層序や地質構造が示されている. これら以外で火山灰層の対比に基づき, 地層の層準や年代に言及している論文として, Yokoyama (1969), Yoshikawa (1984), 山崎ほか (1996), 吉川・檀原 (1996), 田村ほか (2005), 里口・服部 (2008) などがある. また古地磁気層序については, 更に Ishida

et al. (1969), Hayashida *et al.* (1978), Hayashida and Yokoyama (1983) など, フィッション・トラック年代については, 西村・笹嶋 (1970), Nishimura and Yokoyama (1974, 1975), Yokoyama *et al.* (1977), 鈴木 (1988) などの論文がある. 島倉 (1966) は, 古琵琶湖層群の広範囲にわたって, 花粉分析を行っている. 近江盆地や琵琶湖の深層ボーリング調査も行われていて, 主なものは守山 1,000 m ボーリング (Yokoyama *et al.*, 1976; 横山ほか, 1980), 琵琶湖 1,400 m ボーリング (竹村・横山, 1989; 檀原ほか, 2010), 烏丸深層ボーリング (林ほか, 1999; 吉川, 1999) である. また琵琶湖西岸の大津市雄琴地区での長尺コア (アクティブコア) の火山灰を主とする分析が行われている (山崎ほか, 1994). 古琵琶湖層群全体を総括した文献としては, 横山ほか (1979), 林・川辺 (1993), 吉川・山崎 (1998), 橋本ほか (1998), 里口 (2009) などがある. 更に古琵琶湖層群の分布を示した5万分の1地質図幅として以下の地域が出版されている. 熊川 (中江・吉岡, 1998), 竹生島 (中江ほか, 2001), 北小松 (木村ほか, 2001), 彦根西部 (石田ほか, 1984a), 彦根東部 (宮村ほか, 1976), 京都東北部 (木村ほか, 1998), 近江八幡 (吉田ほか, 2003), 御在所山 (原山ほか, 1989), 水口 (中野ほか, 2003), 亀山 (宮村ほか, 1981), 奈良 (尾崎ほか, 2000), 上野 (川辺ほか, 1996), 津西部 (吉田ほか, 1995), 名張 (西岡ほか, 1998). これらのほか, 本図幅の範囲に限定すると, 石田ほか (1980) による「滋賀県南部地域地質図」や石田ほか (1984b) による表層地質図も編集されている.

これらの既存研究から明らかにされていることは, 古琵琶湖層群は積算層厚 1,500 m 以上に及ぶ, 主として河川～湖沼成の堆積物で, 初期の堆積盆地は, 伊賀地域にあったが, 段階的に堆積場が北方に移動し, 現在の堆積盆地は琵琶湖及びその周辺地域であるということである (横山ほか, 1979; 川辺, 1989; 林・川辺, 1993; 吉川・山崎, 1998; 里口, 2009 など). 古琵琶湖層群の地層区分は, 基本的に火山灰層を鍵層として組み立てられた, このような堆積盆地の変遷とそれに対応した層相の違いに基づいて行われている. 古琵琶湖層群の累層オーダーでの区分は, 研究者により若干異なっているが, 本図幅では吉川・山崎 (1998) による層序区分, すなわち下位より上野層, 伊賀層, 阿山層, 甲賀層, 蒲生層, 草津層, 堅田層, 伊香立層に分ける区分を用いる. 上野層には広域火山灰の坂井火山灰 (約 4.1 Ma) に対比される市部火山灰層が挟まっています (田村ほか, 2005), 古琵琶

| | | 大阪層群 | | | | | | | | | | 古琵琶湖層群 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|------|----------|------------------|----------|---------------|--------|--------------------------------|-----------------------------|---------|-----------|----------|---------------------|--------------------|------------|--------------------|-----|------------|------------|------------|-------------|-----------|------|-------|------|------|-----------|------------|----------|--|--|--|--|
| | | 桃山丘陵～黄栗丘陵 | | | | | 宇治丘陵 | | | | | 宇治田原～大石 | | | | | 膳所～石山 | | | | | 瀬田～草津 | | | | | 信楽(朝宮丘陵) | | | | |
| 地質時代 | 百万年前(Ma) | 広域火山灰 | 鳥居(1948) | 梁草団体研究会(1962) | 本報告 | 横山ほか(1975) 城陽礫層研究グループ(1992) | 三田村(1993) 【橋本(1978MS)引用】 | 本報告 | 飯田(1980b) | 本報告 | Ishida et al.(1976) | 古琵琶湖団体研究グループ(1992) | 本報告 | 古琵琶湖団体研究グループ(1981) | 本報告 | 近藤(1968) | 横山ほか(1995) | 中野ほか(2003) | 本報告 | | | | | | | | | | | | |
| 更新世 | 0.5 | 阿蘇1 | 山城層群 | 中ノ茶屋砂礫層 | 鞍ヶ谷累層 | 深草層 | 上部(Ou) | | | | 茶臼山累層 | 茶臼山礫層 | 茶臼山礫部層(Kc) | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 1.0 | 猪車田アズキ 猪車田ピンク | 谷口層 | 大坂層群 | 下部(Ol) | | | | | | 膳所累層 | 富士見台互層 | 堅田層 | 富士見台砂泥部層(Kf) | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 新世 | 1.5 | 恵比須峠福田 | | | | 宇治砂礫層 | 宇治礫層 | | | | 園山累層 | 園分互層 | 園分礫泥部層(Kk) | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 2.0 | Kd44-中 | | | | 城陽礫層II | 城陽B礫層 | 長池層(On) | | | 瀬田累層 | 寺辺砂層 | 瀬田礫部層(Ks) | 瀬田礫層 | 草津層 | 瀬田礫部層(Ks) | 草津層 | 瀬田礫部層(Ks) | 桜ヶ丘砂泥部層(Kr) | | | | | | | | | | | | |
| 鮮新世 | 2.5 | | | | | 城陽礫層I | 城陽A礫層 | | 禪定寺層 | 禪定寺層(Oz) | 石山累層 | 草津層 | 石山礫層 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 3.0 | | | | | 明星ヶ原砂層 | 青谷粘土・礫層 | 青谷礫層 | 長山層(Ot) | 長山層 | 長山層(Ot) | 南郷累層 | 蒲生累層 | 南郷互層 | 蒲生層 | 南郷礫泥部層(Kn) | 荒張互層 | 蒲生層 | 南郷礫泥部層(Kn) | 浅柄野砂層(Ka) | | | | | | | | | | | |
| | 3.5 | | | | | | | | 大福礫層 | 登美ヶ丘層 | 大福礫部層(Of) | | | | | | | | | 信楽礫層 | 信楽礫層 | 伊賀累層 | 信楽礫層 | 甲賀層 | 信楽礫部層(Kg) | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | 伊賀累層 | 信楽累層 | 上野累層 | 中郷部層 | 阿山層 | 中郷礫泥部層(Kt) | | | | | |

太字は層群、層(累層)名、細字は部層名

第 6. 1 図 古琵琶湖層群・大阪層群の地域ごとの層序対比図

琵琶湖層群基底の年代は、それより古い。また、古地磁気層序では、上野層中にギルバート-ガウス境界が、甲賀層と蒲生層のほぼ境界にガウス-松山境界が、堅田層中に松山-ブリュン境界があるとされている (Ishida et al., 1969; Hayashida et al., 1978; Hayashida and Yokoyama, 1983; 内山, 1996 など)。本図幅内では、阿山層から堅田層 (あるいは伊香立層) までの層準の地層が露出していると考えられる。

本図幅内の古琵琶湖層群は、信楽(朝宮)地域と大津～草津地域に分かれて分布している。地域ごとの層序区分及び対比・年代論の研究史と概要は以下のとおりである。また層序対比図を第 6. 1 図に示す。

信楽(朝宮)地域

本図幅内南東部の信楽地域(朝宮丘陵)に分布する古琵琶湖層群は、どの模式地とも接していないために、その層準については不明な点が多かった。近藤(1968)は、信楽地域の古琵琶湖層群を下位の伊賀累層と、上位の信楽礫層に区分した。横山ほか(1978)は、信楽礫層に湖東流紋岩起源の礫が多量に含まれていることに注目し、同様な礫種組成を示す鳥ヶ原地域の北又礫層(近藤, 1968)、宇治田原地域の太福礫層(石田ほか, 1954)との対比を行った。北又礫層の層準は、古琵琶湖層群最下位層準の鳥ヶ原(累)層あるいは上野(累)層に重なることから、信楽礫層も伊賀(累)層層準と推定された(横

山, 1989; Kawabe, 1989; 中野ほか, 2003 など)。また、横山ほか(1995)は、信楽地域の古琵琶湖層群を、下位より江田礫層、信楽累層、信楽礫層に区分し、信楽累層に挟まる火山灰層から 4.8 ± 0.5 Ma のフィッシュン-トラック(FT)年代値を報告した。しかし水野(1999)、中野ほか(2003)は、信楽礫層より下位の地層(中郷部層)中に挟まる中郷火山灰層の FT 年代を 3.18 ± 0.18 Ma と求めた。また水野(1999)はこの火山灰層を甲賀地域の馬杉火山灰層(横山ほか, 1968)に対比した。馬杉火山灰層準は、阿山層(Kawabe, 1989)中に位置することから、信楽礫部層は更に上位の甲賀層(Kawabe, 1989)層準の可能性が高い。なお、朝宮地域に分布する古琵琶湖層群は、本報告では中野ほか(2003)に基づき、下位より中郷礫泥部層、信楽礫部層に区分する(第 6. 1 図)。

大津～草津地域

琵琶湖南方の草津～瀬田～石山～膳所地域の古琵琶湖層群の層序については、Ishida et al. (1976)、古琵琶湖団体研究グループ(1981, 1992)によって詳しく調べられた。Ishida et al. (1976)は、瀬田～石山～膳所地域の古琵琶湖層群の層序を、下位より関ノ津(累)層、南郷層、石山層、神領層、瀬田層、園山層、膳所層、茶臼山層に区分した(原典は英文)。このうち関ノ津層の分布範囲は、本報告では大阪層群に含める(6. 4. 1. 1 参照)。古琵琶湖団体研究グループ(1992)は、Ishida et al. (1976)を

修正して、関ノ津層を除いた地層群を下位より南郷互層、石山礫層、寺辺砂層、国分互層、富士見台互層、茶白山礫層の各部層に区分した。そして南郷互層を蒲生累層、石山礫層を草津累層の層準に対比し、寺辺砂層から上位を膳所累層とした。吉川・山崎（1998）は、膳所累層を広域対比に基づいて堅田累層に含めている。

東方に位置する草津地域については、国分互層から下位の層準が連続しているが、古琵琶湖団体研究グループ（1981）は、更に東方の石部地域を含めて、石山～膳所地域よりも先に調査を行っていた。そして図幅内に分布する地層を下位から荒張互層、浅柄野砂層、瀬田礫層に区分した。また、古地磁気測定からは、荒張互層上部～浅柄野砂層の層準にオルドバイ正帯磁歪帯が位置することを明らかにした。この層準は石山地域の南郷互層層準にも追跡され（横山ほか、1979；古琵琶湖団体研究グループ、1992）、その層準内の桐生Ⅱ火山灰層は湖東地域の古琵琶湖層群の中火山灰層、大阪層群の三ツ松火山灰層に対比されている（Yoshikawa, 1984）。なお、中火山灰層は房総半島上総層群のKd44テフラに対比される広域テフラ（Kd44-中テフラ）である（鈴木・中山、2007）。また瀬田礫層の最下部に挟まる五軒茶屋火山灰層は、広域テフラである恵比須峠-福田テフラ（長橋ほか、2000：約1.75 Ma）に対比されている（Yoshikawa, 1984）。国分互層に挟まれている池の内Ⅱ火山灰層は、大阪層群のピンク火山灰層に対比されていて（古琵琶湖団体研究グループ、1992）、このテフラはハラミヨ正帯磁歪期中に噴出した広域テフラ（猪牟田ピンクテフラ：町田・新井、2003）として認識されている。

このような火山灰層の対比に基づくと、荒張互層の層準は、ほぼ南郷互層に、また瀬田礫層の層準は、石山礫層の層準にほぼ対比され、層相も類似していることから、本図幅では、大津～草津地域の広域にわたって、南郷礫泥部層、瀬田礫部層という名称を用いた。石山地域の寺辺砂層については、確認できる露頭がほとんどなかったため、この層準を瀬田礫部層に含めた。また草津市桜ヶ丘から追分にかけての地域では、瀬田礫部層上部の層相は、シルト-粘土層と砂層の互層が主体であるため、この地域を中心に分布する地層を新たに桜ヶ丘砂泥部層と命名した。そのほかは基本的には古琵琶湖団体研究グループ（1981、1992）に従い、瀬田～草津地域では下位より、南郷礫泥部層、浅柄野砂部層、瀬田礫部層、桜ヶ丘砂泥部層に、また膳所～石山地域では、下位より南郷礫泥部層、瀬田礫部層、国分礫泥部層、富士見台砂泥部層、茶白山礫部層に区分した。そして吉川・山崎（1998）の区分に従い、南郷礫泥部層を蒲生層、浅柄野砂層から桜ヶ丘砂泥部層までを草津層、国分礫泥部層から茶白山礫部層までを堅田層に含めた（第6.1図）。

6.1.2 大阪層群の研究史と概要

京都、大阪地域などの鮮新-更新統については、Nakamura（1926）、中村（1927）が古期洪積層の記述を行ったのをはじめ、京都地域で石井（1932）、三木（1933）、中村ほか（1936）、鳥居（1948）などが地層や化石の記載を、山根（1930）が大阪市の地下層序区分を行った。大阪層群研究グループ（1951）は、大阪・京都・奈良の各盆地及びその周辺の丘陵地を構成し、段丘堆積物や沖積層に覆われる未固結の地層を総称して、大阪層群と命名し、模式地を大阪の千里丘陵とした。その後、播磨盆地や淡路島に分布する同様な地層群も、大阪層群に含められた（池辺、1959；池辺編、1961）。この頃から、大阪層群に挟まる海成粘土層や特徴的な火山灰層を鍵層にして、各地で詳細な層序学的研究や地質図作成が行われるようになった。大阪平野周辺では、Itihara（1953）、市原ほか（1955）、高谷・市原（1961）、原田ほか（1963）、茨木団体研究グループ（1966）、竹辻・市原（1967）、西山団体研究グループ・桂高校地学クラブ（1970）、光明池団体研究グループ（1971）、吉川（1973）、Itihara *et al.*（1975）、岡（1978）、飯田（1980a）、横山ほか（1981）、市原ほか（1984）、大阪層群最下部団体研究グループ（1992）など、京都盆地周辺では、深草団体研究会（1962）、西山団体研究グループ（1967）、飯田（1980b）、三田村（1992、1993）、奈良盆地周辺では、粉川（1954）、坂本（1955）、池辺ほか（1971）、中川（1973）、横山・中川（1974、1984）、染川・吉川（1983）、三田村（1992、1993）、河村（1993）などの論文がある。また、平野地下の深層ボーリング調査としては、大阪平野の深層ボーリング（Ikebe *et al.*, 1970；三田村ほか、1998；吉川ほか、1997、1998など）、関西国際空港地盤調査（中世古編、1984）、神戸地域の深層ボーリング（関西地盤情報活用協議会、1998；吉川ほか、2000など）、京都盆地の深層ボーリング（関西地盤情報活用協議会、2002；京都市、2003b）などが平野地下の反射法探査、重力探査などの物理探査とともに行われ、まとめられている。関連した5万分の1地質図幅として、京都西北部（井本ほか、1989）、京都東北部（木村ほか、1998）、広根（松浦ほか、1995）、京都西南部（宮地ほか、2005）、大阪西北部（藤田・笠間、1982）、大阪東北部（宮地ほか、2001）、奈良（尾崎ほか、2000）、大阪西南部（藤田・前田、1985）、大阪東南部（宮地ほか、1998）、桜井（西岡ほか、2001）、岸和田（市原ほか、1986）などが出版されている。これらのほか、本図幅の範囲に限定すると、石田ほか（1980）による「滋賀県南部地域地質図」や石田ほか（1984b）による表層地質図も編集されている。

大阪層群は、日本における鮮新・更新統の模式地のひとつとして、特に海成粘土層を汎世界的な温暖期に対応させて層序学的な研究が進められた。岩相層序のほかに、古地磁気層序、年代測定、大型植物化石・花粉化石層

序、哺乳動物化石層序などの研究が行われ、市原・亀井(1970)、市原編(1993a)、吉川・三田村(1999)などにまとめられている。大阪層群の累層区分は、古琵琶湖層群とは異なり、地域によって異なった地層名が用いられている。一方、挟在する福田火山灰層及びアズキ火山灰層層準を境界として、大阪層群を最下部、下部、上部に区分する分け方も、用いられている(市原, 1993b; 市原ほか, 1991)。この区分は、メタセコイア植物群(市原, 1960)繁栄期の要素が、2009年以前の定義による鮮新/更新統境界に近い福田火山灰層層準近傍で消滅し、生き残ったメタセコイアを主体とする消滅期の要素が、下部/中部更新統境界に近いアズキ火山灰層の下位で消滅する植物化石層序に対応させたものであり、陸成層における生層序と広域テフラをうまく使った区分法である。ただし、最近の研究によると、いわゆるメタセコイア植物群繁栄期を特徴づける植物の多くが新しい定義の鮮新/更新世境界(2.588 Ma)付近までに消滅しており(百原, 2010)、広域テフラも鮮新・更新世境界に近い朝代火山灰層(吉川, 1976)が注目されている(里口, 2010)。大阪平野に分布する海成粘土層は下位よりMa-1(マイナス1)～Mal3層と呼ばれ、鍵層となっていて、Ma-1層はおよそ1.3 Ma、Mal3層は完新世の海成層である(市原編, 1993aなど)。

本図幅内の大阪層群は、主に宇治田原～大石丘陵、宇治丘陵、桃山～黄檗丘陵に分けて研究されてきた。地域ごとの層序区分及び対比・年代論の研究史と概要は以下のとおりである。また層序対比図を第6.1図に示す。

宇治田原～大石丘陵

京都盆地と近江盆地の間に位置する宇治田原丘陵から田上・大石丘陵に分布する鮮新-更新統は、古琵琶湖層群と大阪層群のどちらに属するのか、明確に定義されていない。この地域の堆積盆地が当時どのように分布していたかを考えると、古い地層は信楽地域と連続していた可能性があるが、大部分の地層は宇治丘陵から更に奈良盆地へとつながっていたと考えられることから、大阪層群に属するものとする。大津市関ノ津地域に分布する地層は、その北方の瀬田～石山地域の古琵琶湖層群とも連続していた可能性が高いが、便宜上ここから南の地域に分布する地層を大阪層群と呼ぶ。

宇治田原～大石地域の大阪層群は、飯田(1980b)によって詳細に調査されていて、下位より大福礫層、長山層、禪定寺層に区分されている。本報告でも、この区分に従い、下位より大福礫部層、長山層、禪定寺層に区分した(第6.1図)。なお、大福礫部層は部層区分であるので、その累層名を、大福礫部層と類似した溶結凝灰岩礫を含む鹿畑礫層(生駒山地東麓)が含まれる京阪奈丘陵最下部の登美ヶ丘(累)層(三田村, 1992)とした。大福礫部層は、既に述べたように、信楽礫部層や北又礫層に対比されるとともに、奈良盆地の最下位の層準に当

たるソノハ礫層(粉川, 1954)に対比されている(尾崎ほか, 2000)。

宇治丘陵

宇治丘陵に分布する大阪層群は、中川・横山(1975)、横山ほか(1975)によって層序が示され、下位より青谷粘土・礫互層、明星ヶ原砂層、城陽礫層Ⅰ、城陽礫層Ⅱ、宇治砂礫層に区分された。城陽礫層研究グループ(1992)は、基本的にこの層序に従いながら、城陽礫層Ⅰ・Ⅱ間に長谷粘土層を追加し、また城陽礫層Ⅱを下部・中部・上部に細分して、堆積相の解析を行っている。三田村(1993)は橋本(1978MS)を引用して、下位より青谷礫層、城陽A礫層、城陽B礫層、宇治礫層に区分した地質図、標準地質柱状図を示した(第6.1図)。これらのうち、青谷粘土・礫互層あるいは青谷礫層とされている層準は、宇治田原丘陵では、長山層の層準に相当することから、本報告では、宇治丘陵の本層準も長山層として表現した。また、明星ヶ原砂層あるいは城陽A礫層から上位の層準は、全体が砂礫質であり、またこれらの地層の分布域は現在では砂利採取後の地形改変や宅地化などで、十分な露頭調査ができなかった。そこで本報告では、これらの砂礫層優勢な地層群を一括して、長池層(新称)として図示した。

なお、橋本(1978MS; 三田村, 1993の引用による)は、城陽A礫層中に挟まる鴨谷火山灰層を広域テフラの恵比須峠福田テフラに対比している。また、宇治礫層最上部に挟まるサンドパイプを伴う厚さ約2mのシルト層をMal層(ハラミヨ正帯磁亜期層準)に対比した。一方、横山ほか(1975)、石田ほか(1984b)は、その1層準下位の海成粘土層Ma0が宇治砂礫層の基底層準にあるとしている。これらの対比から、砂礫層主体の層準は、古琵琶湖層群の草津層(瀬田礫部層)の層準にほぼ対比され、また宇治田原地域の禪定寺層もほぼこれらの層準に対比される。この砂礫質な層準は広域に追跡され、石田・横山(1969)がMiddle Gravelと総称している層準に対応している。

桃山～黄檗丘陵

京都盆地東縁部に位置する桃山丘陵から山科盆地周辺、更にその南の黄檗丘陵にかけて分布する大阪層群は比較的古い時代から研究が行われてきた。鳥居(1948)は、桃山丘陵の大阪層群を山城層群と呼び、下位より堂ヶ原層、谷口(介)層、中ノ茶屋砂礫層及び桃山礫層に区分した。このうち桃山礫層は大部分が段丘堆積物に相当するものである。また谷口層は貝化石を含む海成層に対して用いられているが、必ずしも同じ層準を示していない。その後、深草団体研究会(1962)は、桃山丘陵のうちの深草地区の地層を詳細に調査し、桃山礫層より下位の地層を大阪層群とそれを覆う鞍ヶ谷累層に区分した(第6.1図)。大阪層群からは4枚の海成粘土層が識別され、最下位の四郎粘土にはアズキ火山灰層が挟まれている。

このアズキ火山灰層は、中部九州から約 85 万年前に噴出した広域テフラで（鎌田ほか, 1994）、猪牟田アズキテフラ（町田・新井, 2003）と呼ばれている。深草団体研究会（1962）は、更に下位の淡水成層から山田火山灰層、ピンク火山灰層を見つけている。亀井ほか（1969）は、海成粘土層を Ma3 ~ Ma6 とするとともに、新たに 3 枚の火山灰層を記載している。海成粘土層は、黄檜丘陵でも確認されていて（三木, 1933；石田ほか, 1984b）、これらの海成層を含む地層は、宇治丘陵に分布する地層の最上部からより上位に位置すると考えられる。一方、この地域の大阪層群最上部の砂礫層主体層と高位段丘堆積物の区別は非常に難しく、鞍ヶ谷累層とされた地層も、本報告では大部分、大阪層群に含めている。石田（2002a）は、桃山丘陵の東に小丘陵をなす醍醐東団地で、急傾斜する砂・粘土層の間から阿蘇 1 テフラ（町田・新井, 2003：約 25 万年前）と考えられる火山灰層を記載した。この火山灰層を挟む地層は、大阪層群の可能性が高い。

このように、桃山丘陵～黄檜丘陵では、大阪層群の上限が区域によって異なるのかどうか不明な点が多く、また各海成粘土層がどの層準のものなのか識別が難しいため、本報告では、大阪層群の部層区分は行わず、全体を深草層と呼ぶ（新称）。また地質図では、Ma3 層下限を境にして、下部と上部に区分して表現した。

6. 2 古琵琶湖層群

本図幅内の古琵琶湖層群は、信楽（朝宮）地域と草津～膳所地域に分かれているため、各地域ごとに記載する。

6. 2. 1 信楽（朝宮）地域（Kt, Kg）

信楽地域の古琵琶湖層群は、東方の甲賀地域の阿山層と甲賀層に対比され、それぞれ中郷礫泥部層、信楽礫部層から構成される。主な露頭地点を付図 D に、地質柱状図を第 6. 2 図に示す。なお、阿山層・甲賀層は本図幅地域内ではそれぞれ 1 部層のみからなるが、東方地域では複数の部層に細分されている（中野ほか, 2003）。

6. 2. 1. 1 阿山層

中郷礫泥部層（Kt）

地層名 中野ほか（2003）の中郷部層に基づく。模式地は「水口」図幅内の甲賀市信楽町中郷である。

分布 甲賀市信楽町上朝宮、下朝宮の丘陵から和東町との境界付近にかけて広く分布するほか、宇治田原町奥山田北東方の山地内に孤立して分布する。

層位関係 基盤岩である花崗岩類や丹波帯堆積岩類を不整合に覆っている。

層相 中礫～大礫サイズのチャート、砂岩、頁岩、花崗岩類などの亜角～亜円礫からなる礫層を主体とする。下朝宮南部の S-5 地点（第 6. 2 図）では、巨礫サイズの

礫も含まれ、最大径は約 35 cm に達する。上朝宮集落の南（S-2）では、シルト層や礫まじりのシルト層が挟まれていて、また 2 枚の風化した薄い火山灰層がみられた。更に南方の尾根上（S-4）では基盤の花崗岩を覆って、花崗岩の細・小礫層、更に花崗岩質砂層と薄い粘土・シルト層の互層が重なり、薄い 2 枚の火山灰層が挟まれていた（S-2, S-4 地点は 1981 年当時の露頭）。朝宮付近での層厚は、30 m 程度である。また、宇治田原町奥山田北東約 2 km の標高 380 ~ 390 m の林道沿い（S-9）では、層厚 10 m 程度の中礫～大礫サイズのチャート、砂岩などの亜角～亜円礫からなる礫層が分布している。この地層は孤立して分布しているため、その層準は不明であるが、とりあえず中郷礫泥部層に対比しておく。

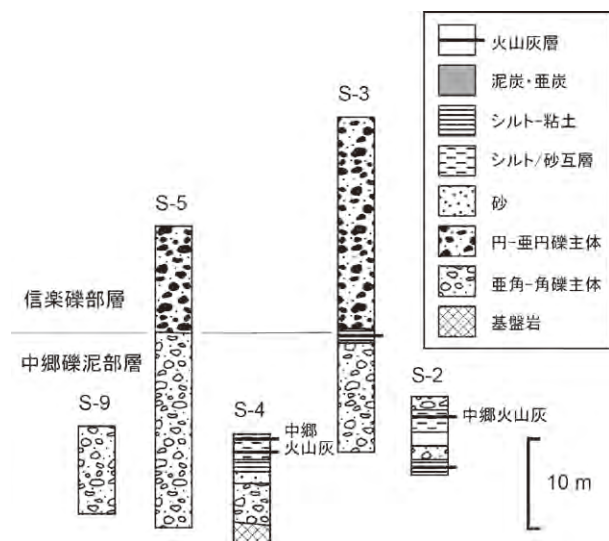
テフラ 本部層中には、風化した薄い火山灰層が数枚挟まれているが、最も特徴的なのが中郷火山灰層（中野ほか, 2003）である。本テフラは、S-2, S-4 地点で観察され、層厚 10 cm 程度で紫がかかった灰色～褐色を呈し、中粒～粗粒砂サイズの結晶質火山灰からなり、保存がよい場合には下部に厚さ 1 cm ほどの細粒層を伴っている。風化しているために火山ガラスは残っておらず、長石と石英が主体であるが黒雲母が残っていることもある。本テフラは、水口図幅内の中郷地区を中心に広く分布していて、そのフィッション・トラック年代は 3.18 ± 0.15 Ma と求められている（中野ほか, 2003）。

6. 2. 1. 2 甲賀層

信楽礫部層（Kg）

地層名 近藤（1968）の信楽礫層に相当する。模式地（もっとも厚い分布地）は「水口」図幅内の甲賀市信楽町杉山である。

分布 上朝宮、下朝宮周辺から西方のゴルフ場周辺にか



第 6. 2 図 信楽地域の古琵琶湖層群の地質柱状図
地点位置は付図 D 参照。

けて広く分布するほか、その南西（S-7など）から殻池峠の東の丘陵地（S-8など）にかけて点在する。

層位関係 朝宮では、中礫泥部層を覆っているほか、殻池峠東から南東の丘陵地では、基盤の丹波帯堆積岩類を直接覆っている。

層相 中礫～大礫サイズの流紋岩類（溶結凝灰岩、石英斑岩）の円～亜円礫を多量に含み、そのほかにチャート、ホルンフェルス化した泥質岩、砂岩、頁岩、花崗岩などの円～亜角礫から構成される礫層である。チャート以外の礫は風化して、いわゆるくさり礫になっている。シルト層、砂層はほとんど挟まない。礫径は概して上方へ細粒になる傾向がみられる。また水平方向では、概して西方に粗くなり、この礫層が概して西方から供給されたことを示唆する。層厚は20～25 m程度である。

6. 2. 2 草津～膳所地域

琵琶湖南方の瀬田丘陵～石山丘陵（草津～瀬田～石山～膳所地域）に分布する古琵琶湖層群は、蒲生層、草津層及び堅田層に区分される。蒲生層は南郷礫泥部層からなり、草津層は更に浅柄野砂部層、瀬田礫部層、桜ヶ丘砂泥部層に細分され、また堅田層は国分礫泥部層、富士見台砂泥部層、茶臼山礫部層に細分される。主要な露頭・柱状図作成位置を付図Cに、また地質柱状図を第6. 3図に示す。なお、蒲生層は本図幅地域内では1部層のみからなるが、東方地域では複数の部層に細分されている（吉田ほか、2003；中野ほか、2003）。

6. 2. 2. 1 蒲生層

南郷礫泥部層 (Kn)

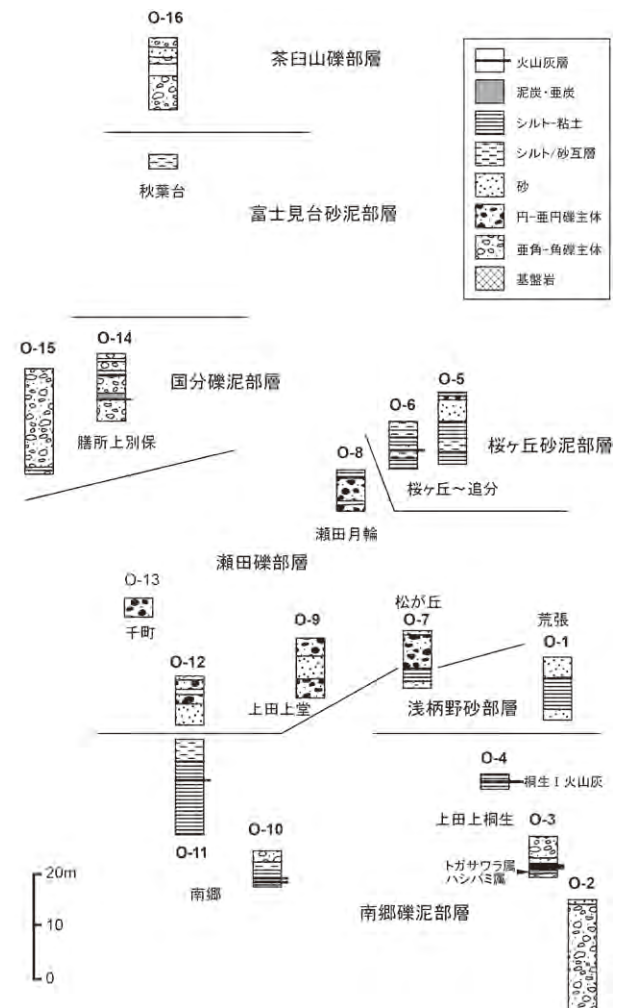
地層名 Ishida *et al.* (1976) の Nango Formation 及び古琵琶湖団体研究グループ (1992) の南郷互層に基づく。模式地は大津市南郷である。瀬田～草津地域では、古琵琶湖団体研究グループ (1981) の荒張互層が本部層に相当する。

分布 大津市上田上桐生町、石居、南郷

層位関係 基盤岩である花崗岩類及び丹波帯堆積岩類を覆っている。

層相 亜角礫層を主体とする層準あるいは場所と、粘土・シルト層主体の層準とに分かれる。上田上桐生町では、最も東部のO-2地点が最下位の層準に当たる。ここでは、層厚20 mに及ぶ中礫～大礫サイズの角～亜角礫層が分布していて、下部では最大径が50 cmに及んでいる。礫種は、チャート、ホルンフェルス、花崗岩類などからなる。まれに薄い花崗岩質砂層やシルト層を挟んでいる。更に上位にあたるO-3地点では、礫径が中礫サイズに細かくなるとともに、薄い礫混じりシルト層や砂混じりシルト層を不規則に挟むようになり、また厚さ30 cm前後の亜炭層や炭質シルト層～砂層、薄い風化した火山灰層がそれぞれ数枚挟まれている。更に西方(O-4付近)は、

その上位の層準と考えられるが、シルト・粘土層が厚くなり、桐生I、II火山灰層と呼ばれるテフラを挟むとされている（古琵琶湖団体研究グループ、1981）が、現在では宅地化されて露頭はほとんど残っていない。石居の大戸川岸では、成谷I、IIと呼ばれる最下部層準の火山灰層を挟むシルト主体層がみられた（古琵琶湖団体研究グループ、1981）が、現在では露頭はほとんど消失している。南郷地区の南部(O-10周辺)では、本部層の下部が露出しており、シルト～砂混じりシルトと砂層との互層に、厚さ10～250 cmの中礫～細礫サイズを主体とする亜円・亜角礫層と薄い風化した火山灰層が数枚挟まっている。また基盤の近くでは中礫～大礫サイズのホルンフェルスなどの亜角礫からなる礫層が楔状に挟まっている。O-11地点付近は、更に上位の層準と考えられ、宅地造成時に厚さ10 m以上の粘土・シルト層がみられ、上部に厚さ60 cm程度の風化した細粒火山灰層が挟まれていた。このテフラは桐生II火山灰層（古琵琶湖団体研究グループ、1981、1992）と推定されるが、風化が著しく、記載岩石学的な特徴は明らかにできなかった。このテフ



第6. 3図 草津～膳所地域の古琵琶湖層群の地質柱状図
地点位置は付図C参照。

ラの10 mほど上位から砂層～礫層が広くみられるようになり、上位の瀬田礫部層となる。南郷礫泥部層の層厚は全体で70 m程度と推定される (Ishida et al., 1976; 古琵琶湖団体研究グループ, 1992)。

テフラ 本部層に挟まる火山灰層は6～7枚あり、Yokoyama (1969), Ishida et al. (1976), 横山ほか (1979), 古琵琶湖団体研究グループ (1981, 1992) などに記載されている。しかし、造成などによる露頭の消失と、観察したテフラのほとんどが風化していることから、これらのテフラの大部分を同定・対比することができなかった。古琵琶湖団体研究グループ (1981, 1992) によると、本部層には下位より成谷 I, II, 荒張 I, II, III, 桐生 I, II の各火山灰層が挟まれており、桐生 I, II 火山灰層が正帯磁でオルドバイ正帯磁垂帯に対比されている。これらのテフラのうち、1983年に上桐生 (O-4 地点) で採取した桐生 I 火山灰層が唯一同定された試料である。その火山ガラスの屈折率と化学組成値を第 6. 1 表に示す。本テフラは、厚さ約 50 cm で灰白色細粒の火山灰からなり、火山ガラス (屈折率 $n=1.501-1.504$) を主体としているほか、重鉱物として普通角閃石と斜方輝石・単斜輝石を含んでいる。ガラスの化学組成では、 K_2O がやや少ない特徴がある。これらの特徴は、桐生 II (= 中) 火山灰層が対比されている房総半島上総層群下部の Kd44 テフラの少し下位にある HS A テフラ (里口, 1995) に類似し (第 6. 1 表), 対比される。

化石 中沢・石田 (1959) は南郷地区の瀬田川河床の本部層から、シキシマサワグルミ (*Cyclocarya paliurus*: 原典では *Pterocarya*), コナンキンハゼ (*Sapium sebiferum* var. *pleistoceaca*), ヒメシャラ (*Stewartia monadelphica*) などの植物化石を報告している。また、古琵琶湖団体研究グループ (1981) は、上桐生地区から、オオバラモミ (*Picea koribai*), ヒメトガサワラ (*Pseudotsuga subrotunda*), ヒメブナ (*Fagus* cf. *microcarpa*) などの植物化石を、石居地区からメタセコイア (*Metasequoia disticha*) などの植物化石を、また両地区からコガネムシ科 (*Scarabaeidea*) やネクイハムシ亜科 (*Donaciine*)

の昆虫化石を報告している。本調査では、上田上桐生 (O-3 地点) の亜炭層からトガサワラ属 (*Pseudotsuga*), ハシバミ属 (*Corylus*) の植物化石が確認された (千葉大学, 百原 新博士の同定による)。

6. 2. 2. 2 草津層

(1) 浅柄野砂部層 (Ka)

地層名 古琵琶湖団体研究グループ (1981) の浅柄野砂部層による。模式地は「京都東南部」図幅北東端から「水口」図幅に入る、栗東市荒張である。

分布 栗東市荒張, 草津市草津市岡本町南部～大津市松が丘～芝原～堂～稲津にかけての瀬田丘陵南部。

層位関係 南郷礫泥部層を整合に覆う。

層相 荒張 (O-1 付近) では、中粒～粗粒砂層, あるいは小礫を含む粗粒砂層～細粒礫層が主体であり、砂質シルト層～シルト層を挟んでいる。岡本町南から松が丘にかけての地域では、この層準は宅地造成などによって、露頭はほとんどみられない。大鳥居から堂, 稲津にかけては、小規模な露頭が点在し、砂層を主体とし、シルト層, 中礫層を挟んでいる。層厚は 20 m 程度である。

テフラ 古琵琶湖団体研究グループ (1981) は、下位より浅柄野, 美濃郷火山灰層と呼ばれる薄いテフラを記載している。

(2) 瀬田礫部層 (Ks)

地層名 古琵琶湖団体研究グループ (1981) の瀬田礫層に基づく。瀬田～石山地域では、Ishida et al. (1976) の Ishiyama Formation, Zinryo Formation, Seta Formation, 古琵琶湖団体研究グループ (1992) の石山礫層, 寺辺砂層の層準に相当する。模式地は、大津市堂から瀬田神領町にかけての地域である。

分布 栗東市荒張から草津市馬場町, 大津市松ヶ丘, 芝原, 堂, 稲津, 瀬田月輪町, 瀬田神領町, 野郷原にかけての瀬田丘陵, 大津市南郷の西部から千町, 大平にかけての石山丘陵に分布する。

層位関係 瀬田丘陵では下位の浅柄野砂部層を, また石

第 6. 1 表 古琵琶湖層群・大阪層群の主な火山灰層と関連するテフラのガラスの屈折率及び化学組成一覧

| 火山灰層名 | 採取地点(および標本登録番号) | 屈折率 ガラス(n) | 火山ガラスの主成分(wt%) | | | | | | | | | | 火山ガラスの微量元素(ppm) | | | | | |
|----------------|------------------------------|---------------|------------------|--------------------------------|----------------------------------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----|-----------------|----|-----|----|----|--|
| | | | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ T | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | Ba | La | Sc | Sr | V | Y | |
| 阿蘇1火山灰層? | 京都市醍醐団地No.10 14.00-14.28m | 1.517-1.520 | 0.64 | 14.59 | 3.67 | 0.07 | 0.64 | 1.98 | 3.37 | 4.31 | 0.11 | 700 | 33 | 6 | 210 | 17 | 35 | |
| 阿蘇1火山灰層? | 京都市地下鉄勧進橋東線No.16 28.4-28.5m | 1.517-1.519 | 0.61 | 14.27 | 3.41 | 0.08 | 0.60 | 1.83 | 3.27 | 4.28 | 0.13 | 812 | 38 | 5 | 233 | 18 | 37 | |
| 阿蘇1火砕流堆積物 | 熊本県菊池市築地 | 1.520-1.525 | 0.70 | 15.90 | 4.09 | 0.10 | 0.69 | 2.17 | 3.61 | 3.47 | 0.14 | 784 | 40 | 12 | 235 | 23 | 38 | |
| アズキ火山灰層 | 京都市深草中ノ郷山町(K-5)(GSJ R100383) | 1.510-1.515 | 0.49 | 14.11 | 2.72 | 0.08 | 0.48 | 1.71 | 3.71 | 4.26 | 0.07 | 763 | 36 | 5 | 217 | 11 | 31 | |
| アズキ火山灰層 | 大阪府和泉市いぶき野 | 1.509-1.547 | 0.53 | 14.53 | 2.97 | 0.09 | 0.47 | 1.98 | 3.59 | 3.96 | 0.11 | 892 | 33 | 9 | 241 | 15 | 33 | |
| 桐生 I 火山灰層 | 大津市上田上桐生(O-4)(GSJ R100382) | 1.501-1.504 | 0.22 | 11.27 | 1.37 | 0.10 | 0.21 | 1.60 | 4.00 | 1.54 | 0.05 | 493 | 11 | 4 | 119 | 5 | 34 | |
| 上総層群 HS A 火山灰層 | 千葉県勝浦市花里 | 1.500-1.505 | 0.22 | 11.59 | 1.52 | 0.10 | 0.28 | 1.73 | 3.93 | 1.76 | 0.06 | 445 | 12 | 3 | 123 | 7 | 34 | |
| 岩山火山灰層 | 宇治田原町岩山(U-9)(GSJ R100381) | 1.500-1.501 | 0.13 | 10.22 | 1.32 | 0.06 | 0.16 | 1.24 | 2.28 | 3.37 | 0.05 | 546 | 22 | 1 | 130 | 2 | 15 | |

火山ガラスの屈折率の測定はRIMS86及びMIAOTIによる(測定者:水野清秀)

火山ガラスの化学組成値は、ICP発光分析法及び原子吸光法(Tamura et al., 2008)による(分析者:三菱マテリアルテクノ株式会社)。

Fe₂O₃Tは、総FeをFe₂O₃として計算した値。

山丘陵では南郷礫泥部層をそれぞれ整合に覆う。

層相 中礫サイズの礫層を主体とする。瀬田丘陵では、本部層下部が分布する馬場町周辺では、単層の厚さ5m前後の中礫サイズのチャート礫を主体とする亜角～亜円礫層あるいは砂礫層が主体で、砂層、シルト層を頻りに挟んでいる。大津市松ヶ丘(O-7地点)周辺では、中礫サイズの亜円～亜角礫層が主体で薄いシルト層～砂層を挟んでいる。礫種はチャートが多く、そのほかに砂岩、石英斑岩、花崗岩などが含まれる。芝原～堂(O-9地点)周辺では、中礫サイズの亜円～亜角礫層と礫混じりの砂層が主体となり、また上部では径10cm程度の大礫サイズの礫が含まれることがある。本部層上部が分布する、瀬田月輪町(O-8地点)では、厚さ数m程度の中礫層～中礫混じりの砂層と厚さ1m前後のシルト-粘土層の互層がみられる。野郷原周辺でも、中礫～細礫層あるいは礫混じり砂層と薄いシルト層～細粒砂層の互層が主体である。石山丘陵においては、下部の層準にあたる南郷(O-12地点)では、中礫サイズのホルンフェルス、チャートなどからなる厚さ1～5m程度の亜円礫層あるいは礫混じり粗粒砂層と厚さ1m以内の細粒砂層との互層がみられ、厚さ1m程度の中礫～大礫サイズのホルンフェルス、チャートなどの亜角～亜円礫層が挟まっていた。更に上位にあたる千町～大平(O-13地点)周辺では、小規模な露頭が点在し、いずれも中礫サイズのチャート礫を主体とする亜円礫層が主体である。西部の基盤岩に近いところでは、中礫～大礫サイズのホルンフェルス、花崗岩の亜角礫からなる礫層がみられることが多い。本部層の上部にあたる大平北部では、中礫サイズの亜円～亜角礫層とシルト層～細粒砂層の互層がみられる。全体の層厚は80m程度である。

テフラ 本部層中に、Yokoyama (1969), Ishida *et al.* (1976), 横山ほか (1979) は下位より寺辺、石山Ⅱ, I火山灰層を、また古琵琶湖団体研究グループ(1981)は下位より下戸山I, II, 丸尾新田, 笠山, 桜ヶ丘火山灰層を、古琵琶湖団体研究グループ(1992)は下位より大平I, II, 下戸山I, 寺辺火山灰層を記載している。しかし、露頭の消失や風化などにより、これらのテフラを確認・同定することはできなかった。

化石 Ishida *et al.* (1976) は、大津市寺辺付近の本部層上部から、オオバタグルミ (*Juglans megacineria*), マンシュウグルミ (*Juglans mandshurica*), ヒメバラモミ (*Picea maximowiczii*) などの植物化石を報告している。古琵琶湖団体研究グループ(1981)は、草津市桜ヶ丘の南方の本部層上部からイチョウ (*Ginkgo biloba*), メタセコイア (*Metasequoia disticha*), ムジナイス (*Distylopsis parrioidea*) など、大津市野郷原の本部層上部からミツガシワ (*Menyanthes trifoliata*) などの植物化石を報告している。また古琵琶湖団体研究グループ(1992)は、千町の本部層からゴミムシ科 (*Harpalidae*) やミズクサハ

ムシ属 (*Plateumaris* sp.) の昆虫化石を報告している。

(3) 桜ヶ丘砂泥部層 (Kr)

地層名 新称。古琵琶湖団体研究グループ(1981)の瀬田礫層とされた層準上部のうち、草津市桜ヶ丘を模式地として発達する砂泥層主体の地層に対して定義する。

分布 草津市岡本町北部から追分町、桜ヶ丘、大津市大江にかけての瀬田丘陵北部。

層位関係 桜ヶ丘周辺では瀬田礫部層の下部に整合に重なり、東部の岡本町、西部の大江付近では瀬田礫部層上部と指交すると推定される。

層相 追分町(O-5地点)や桜ヶ丘(O-6地点)では、単層の厚さ50～200cm程度の粗粒～細粒砂層とシルト-粘土層の互層が主体で、上部に薄い中礫～細礫層を挟んでいる。また部分的に植物片を含む有機質シルト～砂層をレンズ状に挟んでいる(第6.4図)。瀬田丘陵北西部では、段丘堆積物の下位にわずかししか露出がないため、地層の連続性については不明な点が多い。全体の層厚は30m程度である。

テフラ 古琵琶湖団体研究グループ(1981)は、本部層から丸尾新田, 笠山, 桜ヶ丘火山灰層を報告している。風化した薄い火山灰層を確認したが、どのテフラに対比できるのか、明らかにできなかった。

化石 古琵琶湖団体研究グループ(1981)は、追分町付近の本部層からエゴノキ (*Stylax japonica*) などの植物化石とともに、ネクイハムシ亜科 (*Donaciinae*) の昆虫化石を報告している。

6.2.2.3 堅田層

(1) 国分礫泥部層 (Kk)

地層名 古琵琶湖団体研究グループ(1992)の国分互層に基づく。Ishida *et al.* (1976) のZinryo Formation, Seta Formation, Sonoyama Formation 層準にほぼ相当する。露出地は少ないが、模式地を膳所上別保町付近とする。



第6.4図 桜ヶ丘砂泥部層の露頭
草津市桜ヶ丘(O-6地点:付図C)。露頭の高さは約8m。

分布 大津市国分北方から膳所上別保町，池の里，朝日が丘にかけての石山丘陵。

層位関係 基盤岩である丹波帯堆積岩類を直接不整合で覆っている。

層相 礫層を主体とし，薄いシルト層，砂層を頻りに挟む。伽藍山北縁部では，中礫サイズのチャート，砂岩，ホルンフェルスなどの亜円礫からなる礫層あるいは中礫を含む砂礫層が主体で，薄いシルト層，砂層を挟んでいる。膳所上別保のO-14地点では，中礫サイズのチャートを主体とする厚さ2～4m程度の亜角礫層と厚さ50～100cm程度のシルト層，シルト質砂層の互層がみられ，薄い火山灰層と泥炭層が挟まれていた。より北方(O-15地点など)では，中礫～大礫サイズの亜角～角礫層が主体であり，礫種はチャート，砂岩が主である。まれに薄いシルト層～砂層が挟まっている。全体の層厚は80m程度と推定されている(古琵琶湖団体研究グループ，1992)。

テフラ 古琵琶湖団体研究グループ(1992)は，下位より国分I，II，池の内I，II，III，上別保火山灰層を報告している。このうち，池の内II火山灰層は，厚さ40cmのガラス質火山灰層で，正帯磁をしており，大阪層群のピンク火山灰層に対比されている。この池の内の露頭は現在消失している。それ以外のテフラについても，同定できるものはなかった。

化石 古琵琶湖団体研究グループ(1992)は，上別保の本部層から，いくつかの植物化石とともに，ミズクサハムシ属(*Plateumaris* sp.)，ゴミムシ科(*Harpalidae*)などの昆虫化石を報告している。

(2) 富士見台砂泥部層 (Kf)

地層名 古琵琶湖団体研究グループ(1992)の富士見台互層に基づく。Ishida *et al.* (1976)のSonoyama Formation, Zeze Formation層準にほぼ相当する。現在観察できる露頭として，秋葉台を模式地とする。

分布 大津市園山から富士見台，秋葉台，竜が丘にかけての石山丘陵北部に分布する。

層位関係 下位の国分礫泥部層を整合に覆う。

層相 砂層とシルト-粘土層の互層が主体である(Ishida *et al.*, 1976; 古琵琶湖団体研究グループ，1992)。宅地造成により多くの露頭は消滅し，シルト層と砂層の互層からなる小規模な露頭を数地点で確認したのみである。層厚は80m程度である(Ishida *et al.*, 1976; 古琵琶湖団体研究グループ，1992)。

テフラ Ishida *et al.* (1976)及び古琵琶湖団体研究グループ(1992)によると，下位より富士見台，園山，膳所I火山灰層が挟まっている。いずれも風化した薄い火山灰層である。

化石 Ishida *et al.* (1976)は，本部層からセタイシガイ(*Inversidens hirasei*)，オトコタテボシ(*I. reiniana*)，カ

ラスガイ(*Cristaria plicata spatiosa*)，マルドブガイ(*Anodonta calipygos*)，ササノハ属(*Lanceolaria* sp.)などの淡水生貝化石や，ヒシ属(*Trapa* sp.)の植物化石を報告している。

(3) 茶臼山礫部層 (Kc)

地層名 Ishida *et al.* (1976)のChausuyama Formation及び古琵琶湖団体研究グループ(1992)の茶臼山礫層に基づく。模式地は大津市秋葉台である。

分布 大津市富士見台，秋葉台，湖城が丘にかけての石山丘陵東端部。

層位関係 富士見台砂泥部層を整合に覆う。

層相 富士見台(O-16地点)では，中礫～大礫サイズのチャート，砂岩，頁岩などの亜角～亜円礫を主体とする礫層があり，砂層と薄いシルト層が挟まっている。また園山北では段丘堆積物の下位に中礫を含む砂礫層と粗粒砂層の互層が6m以上の厚さでみられた。これらの地層の最上部の層準は，膳所断層に沿って東に急傾斜して地表下に埋没するため，確認することができない。層厚は20m以上に及ぶ。

テフラ Ishida *et al.* (1976)及び古琵琶湖団体研究グループ(1992)によると，本部層中に膳所II火山灰層と呼ばれる風化したテフラが挟まっている。

6.3 大阪層群

本図幅内の大阪層群は，宇治～宇治田原～大石丘陵と桃山～黄檗丘陵に分かれているため，各地域ごとに記載する。

6.3.1 宇治～宇治田原～大石丘陵

宇治丘陵から宇治田原丘陵，更に田上・大石丘陵にかけて分布する大阪層群は，下位より登美ヶ丘層大福礫部層，長山層，禪定寺層，及び禪定寺層とほぼ同層準の長池層に区分される(第6.1図)。これらの地域の主要な露頭・柱状図作成地点位置を付図B・Cに，また地質柱状図を第6.5図に示す。なお，登美ヶ丘層は本図幅地域内では1部層のみからなるが，南方地域では複数の部層に細分されている(尾崎ほか，2000)。

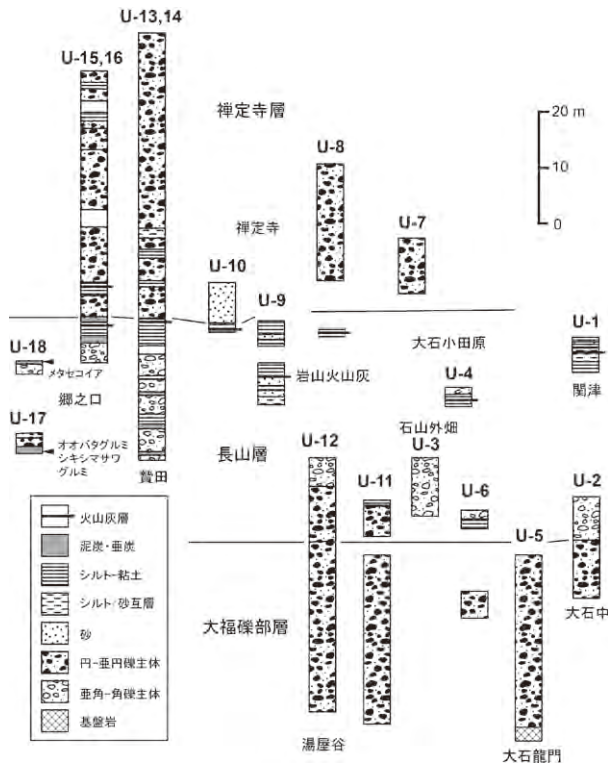
6.3.1.1 登美ヶ丘層

大福礫部層 (Of)

地層名 石田ほか(1954)の大福礫層に基づく。大津市関津地域に分布する本部層は，Ishida *et al.* (1976)が古琵琶湖層群のSekinotsu Formationとした地層にほぼ相当する。模式地は宇治田原町大福である。

分布 大津市関津から南へ大石龍門，大石小田原，宇治田原町奥山田の北，大福，湯屋谷にかけて分布する。

層位関係 基盤岩である花崗岩類，丹波帯堆積岩類，中



第 6. 5 図 宇治田原～大石地域の大阪層群の地質柱状図
地点位置は付図 B・C 参照.

新統綴喜層群を不整合に覆う。

層相 中礫～大礫サイズ、まれに巨礫サイズ（最大径 40 cm）の亜円～亜角礫からなる礫層である（第 6. 6 図）。礫種は流紋岩類（溶結凝灰岩、石英斑岩）、チャート、頁岩、砂岩、花崗岩などからなり、チャート以外の礫は一般に風化していわゆるくさり礫になっている。流紋岩類の起源は、琵琶湖東岸などに露出している白亜紀の湖東流紋岩と推定されている（横田ほか, 1978; 飯田, 1980b など）。全体として上方へ細粒化する傾向がある。砂層やシルト層はほとんど挟まれていない。最大層厚は約 60 m である。

古流路 飯田（1980b）は、礫のインプリケーションを測定し、大局的に北から南への流向を求めている。また、本図幅地域から更に南の犬打峠、和東町への古河川を推定している。信楽地域の信楽礫部層も類似した礫種組成を示していることから、宇治田原町奥山田から殻池峠付近を通り、信楽地域につながる旧流路も存在した可能性はあるが、殻池峠周辺に、大福礫部層の分布は確認されていない。

6. 3. 1. 2 長山層 (Ot)

地層名 飯田(1980b)の長山層に基づく。宇治丘陵では、中川・横山 (1975)、横山ほか (1975) の青谷粘土・礫互層、三田村 [1993: 橋本 (1978MS) を引用] の青谷礫層の層準にほぼ相当する。模式地は宇治田原町岩山の北東地域

である。

分布 大津市関津、大石龍門、石山外畑町、大石曾束、大石小田原、宇治田原町岩山、大福、湯屋谷、立川、郷之口西部、銘城台周辺、宇治市天ヶ瀬などに分布する。

層位関係 下位の大福礫部層を整合に覆い、また基盤岩である花崗岩類、丹波帯堆積岩類、中新統綴喜層群を不整合に覆っている。

層相 関津、大石中 (U-2 地点)、大福 (U-11)、湯屋谷南部 (U-12) などでは、下位の大福礫部層から漸移的に変化し、礫層は流紋岩礫を全く含まなくなるとともに、全体的に細粒化し中礫サイズが主体となり、また円磨度も低くなって、チャートの亜角礫が著しく多くなる層相を示す。また薄いシルト層を挟むところもみられる。一方、本部層が基盤岩を直接覆う場合には、石山外畑町～大石曾束や郷之口西方、天ヶ瀬では礫層が発達する。外畑町の U-3 地点付近では、礫層は中礫～巨礫サイズ（最大径 50 cm）のホルンフェルス、チャート、砂岩、花崗岩などの亜角～亜円礫からなり、20 m ほどの厚さを有している。大石曾束に分布する礫層は、主として中礫サイズのチャート、頁岩などの亜角～亜円礫層からなり、場所によってシルト層などを挟んでいて、基盤岩の近くである U-4 地点では、シルト-粘土層が主体となり、薄い風化した火山灰層が挟まれていた。郷之口北西のくつわ池周辺では、中礫～大礫サイズのチャートを主体とした亜円～亜角礫層が 50 m 程度の厚さで分布している。また天ヶ瀬ダムの西部でも、厚さ 20 m 程度の中礫～大礫サイズのチャート、砂岩の亜円～亜角礫を主体とする礫層がみられる。宇治田原町立川南部 (U-14 地点) や銘城台東 (U-15～U-16 地点) などでは、チャートや砂岩などの中礫サイズの角礫層とシルト～砂層の不規則な互層がみられ、また植物片を含む有機質シルト層や砂層が頻繁に挟まれている（第 6. 7 図）。立川南部の U-13 地点では、角礫層の上位から 5 m ほどは、薄い中礫サイズの亜円～亜角礫層とシルト-粘土層の互層で、上部に 2 枚の風化した薄い火山灰層が挟まれている。また、岩山北東の U-9 地点では、シルト層と砂層の互層が見られ、その中にガラス質の火山灰層（岩山火山灰層: 新称）が挟まれている。この火山灰層の約 10 m 上位にも、風化した火山灰層があり (U-8, U-10 地点)、そのすぐ上位から禪定寺層がはじまる。関津東部 (U-1 地点) では、シルト-粘土層の互層があり、薄い風化した火山灰層が挟まれている。本部層の層厚は全体で最大 60 m 程度と見積もられる。

テフラ 本部層上部に、岩山火山灰層（新称）が挟まっている。このテフラは U-9 地点のみで観察され、これまでのところ、宇治田原～大石地域で唯一風化していないガラス質火山灰層である。厚さは約 25 cm で黄灰白色、細粒の火山灰からなり、火山ガラスを主体としていてその屈折率は $n=1.500 \sim 1.501$ である。重鉱物は非常に少

第 6. 2 表 岩山火山灰層のフィッシュン・トラック年代データ一覧
標本登録番号：GSJ R100381

| 火山灰名 | 測定鉱物 | 結晶数 (個) | 自発核分裂飛跡 | | 誘導核分裂飛跡 | | (2)(3) 熱中性子線量 | | (4) 相関係数 r | (5) χ^2 検定 Pr(χ^2) (%) | ウラン濃度 (ppm) | (6)(7)(8)(9) 年代値 Age $\pm 1\sigma$ (Ma) |
|-------|------|------------|---------------------------------|----|---------------------------------|-----|---------------------------------|------|------------------|---|----------------|--|
| | | | ρ_s (cm ⁻²) | Ns | ρ_i (cm ⁻²) | Ni | ρ_d (cm ⁻²) | Nd | | | | |
| 岩山火山灰 | ジルコン | 40 | 1.01 X10 ⁵ | 32 | 2.53 X10 ⁵ | 797 | 1.253 X10 ⁵ | 4511 | 0.046 | 61 | 170 | 1.9 \pm 0.3 |

(1)測定方法：外部ディテクター法(外部面ED2)

(3)照射場所：原子力科学研究所JRR-3号炉 気送管PN-2

(5) Pr(χ^2)： χ^2 値の自由度(n-1)の χ^2 分布における上側確率

(7)誤差： $\sigma_T = T \times [1/\sum N_s + 1/\sum N_i + 1/\sum N_d + (\sigma_\zeta/\zeta)^2]^{1/2}$

(9) $\zeta_{ED2} = 371 \pm 4$

(2)熱中性子線量ガラス：NIST-SRM612

(4) r： ρ_s と ρ_i の相関係数

(6)年代値： $T = (1/\lambda_D) \cdot \ln[1 + \lambda_D \cdot \zeta \cdot (\rho_s/\rho_i) \cdot \rho_d]$

(8) 238Uの全壊変定数： $\lambda_D = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$

測定：(株)京都フィッシュン・トラック

ない。火山ガラスの化学組成を第 6. 1 表に示すが、これまでのところ、周辺地域のテフラと対比できるものは見つかっていない。このテフラのフィッシュン・トラック年代は、1.9 \pm 0.3 Ma と求められた(第 6. 2 表：測定は(株)京都フィッシュン・トラックによる)。本テフラの約 10 m 上位に、厚さ 30 cm の細粒火山灰層が挟まっているが、風化のため、その記載岩石学的な特徴は明らかでない。

化石 三田村(1993)[橋本(1978MS)を引用]は、宇治地域の本層から、メタセコイア属(*Metasequoia*)、オオバタグルミ(*Juglans megacineria*)、トガサワラ属(*Pseudotsuga* sp.)などの植物化石を報告している。本報告では、銘城北西(U-17, 18)の有機質砂～シルト層から、メタセコイア、オオバタグルミ、シキシマサワグルミ(*Cyclocarya paliurus*)などが産出した。

6. 3. 1. 3 禅定寺層 (Oz)

地層名 飯田(1980b)の禅定寺層に基づく。模式地は、宇治田原町禅定寺である。

分布 大津市大石小田原西部、宇治田原町禅定寺、岩山、立川、^{ねた}贄田に分布する。

層位関係 長山層を整合に覆う。また、大石小田原西部では、基盤岩の丹波帯堆積岩類を不整合で覆っている。

層相 禅定寺(U-8, U-10地点付近)では、下位の長山層のシルト主体層の上に、中礫を含む砂層～砂礫層が 7 m 程度重なり、更に上位に中礫サイズのチャートの亜円礫を主体とする礫層が 50 m ほど重なっている(第 6. 8 図)。礫層中には薄い砂層が挟まるが、シルト層はほとんど見られない。贄田南部(U-13地点周辺)では、中礫サイズの、チャート、砂岩、礫岩などの亜円～亜角礫層が主体で、下部にはシルト～砂層を挟んでいる。また上部の礫層は、基質の粗粒砂の比率が多くなっている。これらの砂礫層は、更に西方の宇治丘陵の長池層に連続する。全体の層厚は 70 m 程度である。

6. 3. 1. 4 長池層 (On)

地層名 新称。宇治丘陵に分布する長山層より上位の砂礫層主体の地層全体に対して命名する。中川・横山(1975)、横山ほか(1975)、城陽礫層研究グループ(1992)は本層を、下位より明星ヶ原砂層、城陽礫層 I、城陽礫層 II、宇治砂礫層に、また三田村(1993)は橋本(1978MS)を引用して、下位より城陽 A 礫層、城陽 B 礫層、宇治礫層に細分している。宇治丘陵では、宅地開発や砂利採取後の地形改変などによって露頭が断片的にしか見られないため、これらの部層の詳細な分布を示せなかった。そこで地質図では長池層として一括して示した。

分布 宇治田原町銘城台から城陽市長池、寺田、宇治市広野町、白川、善法、天神台にかけての宇治丘陵に広く分布する。

層位関係 下位の長山層を整合に覆う。また白川では基盤の丹波帯堆積岩類を不整合で覆っている。本層の下部層準は宇治田原丘陵に分布する禅定寺層から連続し、同層準から更に上位の層準に相当すると考えられる。

層相 全体にわたって、中礫サイズ以下のチャートなどの亜円礫からなる砂礫層が主体であり、薄いシルト層を挟んでいる。連続性のよいシルト-粘土層が 2 層準に挟まれていて、その上限を基準に、三田村(1993)[橋本(1978MS)]は、城陽 A 礫層、城陽 B 礫層、宇治礫層に区分していて、全体の層厚をおよそ 200 m としている。城陽 A 礫層に相当する層準の地層は、宇治田原町銘城台東(U-15, 16地点)で観察できた。下位の長山層の角礫層とシルト-砂層の不規則な互層を覆って、中礫サイズからまれに大礫サイズのチャート、砂岩、頁岩などの亜円～亜角礫からなる厚さ 10 m 程度の礫層があり、更に中礫サイズ以下の砂礫層主体の地層が重なっている。薄いシルト層、砂層を挟んでいる。宇治市白川北部では、中礫サイズ以下の砂礫層中に厚さ 4 m 程度のシルト層が挟まれていて、この層準は城陽 A 礫層の上限にされている。このシルト層より上位は、中礫サイズ以下の砂礫層が 30 m 以上堆積していて、城陽 B 礫層に相当する。城陽 B 礫層上部からその上位の宇治礫層とさ

れる層準については、大規模な、あるいは連続した露頭がほとんどなく、層位関係や地質構造を把握することができなかった。石田ほか(1984b)は、宇治丘陵北部の城南荘周辺と西部の長池付近で、宇治砂礫層基底の層準にMa0層を記載している。一方、三田村(1993)[橋本(1978MS)]では、城南荘付近で厚さ2m程度のサンドパイプを伴う粘土層を記載しており、Ma1層に対比している。城陽礫層研究グループ(1992)は、長池東方の長谷川、青谷川流域に分布する本層の層相を詳細に解析し、下位の長山層層準を含めて6つの堆積相に区分するとともに、扇状地の形成過程について議論している。

テフラ 三田村(1993)[橋本(1978MS)を引用]は、本層中に、下位より、鴨谷、白川Ⅰ、Ⅱ、鴻巣山、広野Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、宇治火山灰層を記載している。このうち、鴨谷火山灰層は広域テフラの恵比須峠福田テフラ(長橋ほか, 2000)に、宇治火山灰層はピンク火山灰層にそれぞれ対比されている(橋本, 1978MS)。

化石 三田村(1993)[橋本(1978MS)を引用]は、本層上部(宇治礫層)の層準から、ヒメバラモミ(*Picea maximowiczii*)、チョウセンゴヨウ(*Pinus koraiensis*)、ミツガシワ(*Menyanthes trifoliata*)の化石を報告している。

6.3.2 桃山丘陵～黄檗丘陵

京都盆地東縁部の桃山丘陵～山科盆地周辺～黄檗丘陵にかけて分布する大阪層群を総称して深草層と呼ぶ(新称)。深草団体研究会(1962)は、桃山丘陵深草地域の大阪層群を詳細に調査し、海成粘土層が4枚挟まることを明らかにしたが、これらの累層名をつけていない。そこで、深草地区を模式地として深草層と呼ぶ。また深草団体研究会(1962)はアズキ火山灰層が挟まる海成粘土層(=Ma3)が最も下位の海成層であることを明らかにしている。そこでMa3層より下位の淡水成層のみからなる層準を下部、Ma3層から上位を上部と呼ぶ。ただしMa3層は各地に連続して分布するわけではないので、実質的には、その地域で見つかった海成粘土層より下位の層準を下部として地質図では表現している。主な露頭観察地点を付図A・Bに、地質柱状図を第6.9図に示す。

6.3.2.1 深草層

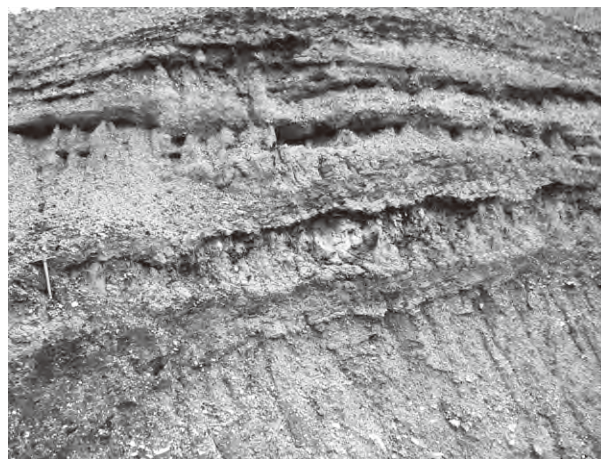
(1) 下部 (O1)

分布 桃山丘陵では京都市伏見区深草東部、小栗栖、山科区勧修寺、黄檗丘陵では、宇治市平尾台～菟道～志津川にかけて分布する。

層位関係 ボーリング資料や反射法探査結果(京都市, 2003b; 小泉ほか, 2002など)によると、黄檗丘陵の地下では300m以上に及ぶ大阪層群が存在すると推定され、下位の長池層層準あるいは更に下位の地層が伏在している。これらの地層を整合に覆っていると推定される。



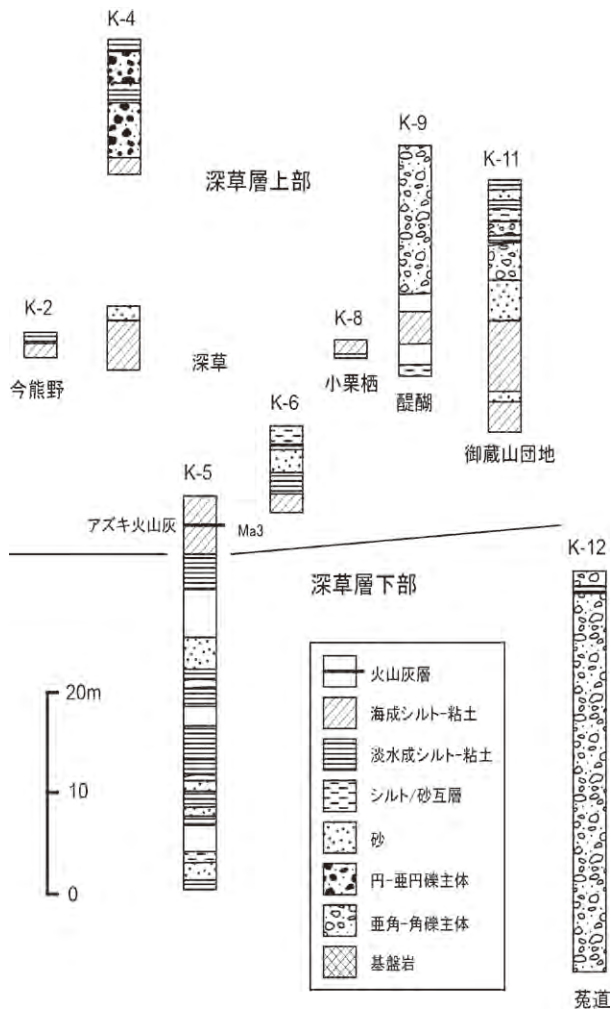
第6.6図 大福礫部層の露頭
大津市大石小田原(付図B:U-6地点近傍)。流紋岩礫は「くさり礫」化して表面にこけが生えている。ハンマーの柄の長さは約35cm。



第6.7図 長山層の露頭
宇治田原町銘城台東(付図B:U-16地点近傍)。角礫層と有機質シルト層・シルト層の互層。左端のハンマーの柄の長さは約35cm。



第6.8図 禅定寺層の中礫サイズのチャート礫を主とする礫層の露頭
宇治田原町禅定寺(付図B:U-8地点)。露頭の高さは約3m。



第 6.9 図 桃山丘陵～黄檗丘陵の大阪層群の地質柱状図
地点位置は付図 A・B 参照。

また東端部や志津川付近では、基盤の丹波帯堆積岩類を直接不整合で覆っている。桃山丘陵や山科盆地では、ボーリング調査や反射法探査結果（京都市，2000，2001a，2002a，2003a）によると、基盤岩の上に深草層下部層準が不整合で覆っていると推定されている。

層相 菟道から志津川にかけての地域では、主に中礫（～大礫）サイズのチャートの亜角～亜円礫からなる礫層が主体で、砂層、シルト層を挟んでいる。東縁の山地縁辺部では特に礫層が発達し、K-12 地点では、中礫～大礫サイズのチャートの亜角～亜円礫層が 40 m ほどの厚さで見られ、上部に薄いシルト～砂層が挟まれている。深草の K-5 地点では、深草層の上部と下部を区切る Ma3 層の下位は、単層の厚さ 50～300 cm ほどのシルト-粘土、粗粒砂-細礫層の互層がみられる。小栗栖では、中礫サイズの主としてチャートの亜角～亜円礫層とシルト層の互層があり、基盤岩に接するところでは、中礫～大礫サイズ（まれに径 40 cm）のチャートなどの角礫層がみられる。全体の層厚は最大 100 m 程度と推定される。

テフラ 深草団体研究会（1962）は、勸修寺の名神高速

道路沿いでピンク火山灰層を記載している。またその上位の山田火山灰層層準の薄い火山灰層も記載されている。

化石 深草団体研究会（1962）は、勸修寺のピンク火山灰層より下位の層準から、ランダイスギ（*Cunninghamia konoshii*）、シキシマサワグルミ（*Cyclocarya paliurus*）、マンシュウグルミ（*Juglans mandshurica*）などの植物化石を報告している。また、山田火山灰層準の粘土層から、ランダイスギ、メタセコイア（*Metasequoia disticha*）、センダン（*Melia azedarach*）、コナンキンハゼ（*Sapium sebiferum* var. *pleistostoceaca*）、コウセキハマナツメ（*Paliurus nipponicus*）などの植物化石を、同層準からカラスガイ属（*Cristaria*）、ドブガイ属（*Anodonta*）などの淡水貝化石を報告している。三木（1948）は Ma3 層直下の層準からミツガシワ（*Menyanthes trifoliata*）を報告している（Kokawa, 1961）。田井（1963）は深草地域の深草層について花粉分析を行い、Ma3 層の少し下位層準を境に下位の *Metasequoia* 帯と上位の *Fagus* 帯に区分し、Ma3 層の少し下位でメタセコイアが消滅したことを示している。

(2) 上部 (Ou)

分布 京都盆地東縁の京都市東山区清閑寺から今熊野、伏見区深草、桃山町、山科盆地周縁の山科区日岡、髭茶屋、伏見区醍醐、小栗栖、日野、黄檗丘陵の木幡周辺に分布する。

層位関係 深草層下部に整合で重なる。清閑寺～今熊野、日岡、醍醐付近の基盤岩沿いでは丹波帯堆積岩類を不整合に覆っている。

層相 深草では、Ma3～Ma6 層と呼ばれる 4 枚の海成粘土層（単層の厚さ 2～10 m、一部は淡水成）を挟み、その間には中礫サイズ以下のチャートの亜円～亜角礫を主体とする砂礫層と薄い淡水成のシルト層、砂層の互層からなる（深草団体研究会，1962；亀井ほか，1969）。K-5 地点では厚さ 5 m 以上の Ma3 層が観察され、アズキ火山灰層が挟まれている。海成粘土層は、伏見稲荷大社（K-4 地点）では少なくとも 2 枚みられ、その間には薄いシルト層、砂層を挟む中礫サイズ以下の砂礫層がみられたが、どの層準かは明らかにできなかった。また東海道本線東山トンネル西口の工事中に、西側に傾く大阪層群が観察され、3 枚の海成粘土層が記載されていて（石田，1969）、Ma4～Ma6 と推定されている（石田ほか，1984b）。この南の「東山洪積世植物遺体包含層」として天然記念物に指定されている露頭（K-2 地点）の下部も海成粘土層と考えられる（石田ほか，1984b）。更にすぐ南の丘陵地にも海成粘土層が分布する。山科盆地の南部から黄檗丘陵にかけての地域では、醍醐（K-9 地点）、日野（K-10 地点）、小栗栖（K-8 地点）、御蔵山団地（K-11 地点）で、それぞれ 1 層（準）の海成粘土～サンド

パイプを含む砂質シルト層が観察されたが、それらの層準は明らかにできなかった。醍醐では、この上位に厚さ20 m 以上の中礫～大礫サイズのチャート、頁岩などの亜角礫を主体とする礫層が重なっている。このほか、木幡や黄檗でも1～2枚の海成粘土層が報告されている(三木, 1933; 石田ほか, 1984b; 石田, 2002b)。また山科盆地北西部の日岡でも、海成粘土層の分布が図示されている(石田ほか, 1984b)。この南のK-1地点では、中礫～大礫サイズのチャート、砂岩、頁岩などの亜角～亜円礫層が30 m 以上の厚さで堆積している。醍醐東団地(K-7地点)では、石田(2002a)によって急傾斜した粘土・砂層中に阿蘇1テフラに対比される火山灰層が報告されている。この地層は、礫層を主体とする高位段丘堆積物とは異なり、大阪層群と推定され、深草層上部に含める。阿蘇1テフラ層準が広域的にみて大阪層群に含まれるのかどうかは、今後の検討課題である。深草層上部の層厚は、ボーリング調査や反射法探査結果(京都市, 2000, 2001a, 2002a, 2003a)などから200 m に達すると推定される。

テフラ 深草付近に分布する深草層上部には、下位よりアズキ、深草Ⅰ、深草Ⅱ、伏見火山灰層が挟まれている(深草団体研究会, 1962; 亀井ほか, 1969)。このうちK-5地点でアズキ火山灰層のみ、確認することができた。アズキ火山灰層の火山ガラスの屈折率と化学組成を第6.1表に示す。この火山灰層は厚さ25 cm 程度で、灰白色を呈し、屈折率の高い火山ガラスが主体である。少量含まれる重鉱物は斜方輝石、単斜輝石が多い。醍醐東団地でのボーリング調査で採取された、石田(2002a)の阿蘇1火山灰層に対比される火山灰層、及び地下鉄のボーリング調査(伏見区竹田)で採取され、やはり阿蘇1火山灰層に対比されている火山灰層(藤原, 2003)の分析値を第6.1表に示した(藤原重彦氏の試料提供による)。いずれの試料も、ガラスの屈折率が高く、また化学組成も阿蘇1火砕流堆積物に類似している。琵琶湖高島沖ボーリングコアでは、近接した層準のBT62, BT61, BT59がこれらに類似した特徴を持ち(吉川・井内, 1991, 1993; 長橋ほか, 2004)、このうちBT61が阿蘇1

テフラに対比されている。本報告で扱ったボーリングコアのテフラはガラスの屈折率からはBT62とBT61に似ており、両テフラとの対比は今後の課題とする。

化石 三木(1948)、鳥居(1948)や深草団体研究会(1962)は深草地域から産出する植物化石、貝化石の報告を行っている。以下、層準を明確にしている深草団体研究会(1962)に従って記載する。Ma3層からはアマミゴヨウ(*Pinus armandi* var. *amamiana*)、アカマツ(*P. densiflora*)などの植物化石が、また貝化石ではサルボウガイ属(*Anadara*)が産出している。Ma4層準及びMa5層準からはアカマツ、シラキ属(*Sapium*)などの植物化石が産出している。更にMa5層準では、ハイガイ(*Anadara granosa*)、シジミ属(*Corbicula*)、ウラカガミ(*Dosinia angulosa*)、スダレガイ属(*Paphia*)などの貝化石、フナクイムシ属(*Teredo*)、カニ、ウニなどが産出している。一方、亀井ほか(1969)は、深草のMa6層下底からトウヨウゾウ(*Stegodon orientalis*)の臼歯化石などを報告している。東海道本線東山トンネル西口工事現場では、アカニシ(*Rapana thomasi*)が産出した(鳥居, 1948)が、ほかに石田(1969)は下位の海成粘土層からマガキ(*Ostrea gigas*)化石を報告している。また野口(1969)は、同じ地点の中位の海成層から珪藻化石 *Coscinodiscus lacustris*、放散虫破片、イソカイメン針骨を、上位の海成層から珪藻化石 *Auliscus pruinosis*、*Coscinodiscus lacustris*、*Melosira* cf. *lyrata*などを報告している。今熊野の「東山洪積世植物遺体包含層」からは、三木(1948)によりアマミゴヨウ(*Pinus armandi* var. *amamiana*)、コナンキンハゼ(*Sapium sebiferum* var. *pleistoceaca*)、コウセキハマナツメ(*Paliurus nipponicus*)などの植物化石が報告されているほか、海成層からシジミ属(*Corbicula*)が報告されている(鳥居, 1948)。小栗栖でもイタボガキ属(*Ostrea* sp.)などの貝化石が産出した(鳥居, 1948)。三木(1933)は、黄檗で、コウセキブナ(*Fagus microcarpa*)、コナンキンハゼ、コウセキハマナツメ、シリプトビシ(*Trapa macropoda*)、など多数の植物化石を記載するとともに、二枚貝の印象化石を報告している。

第7章 段丘堆積物・沖積層とその相当層

(小松原 琢)

7.1 研究史

近江盆地南部周辺の段丘堆積物の研究は、Takaya (1963) による地質調査において段丘堆積物が記載されたことに始まる。1960年代末から70年代には琵琶湖総合開発計画と関連して地質調査が盛んに行われた。宇野沢 (1968) は湖南平野の扇状地を区分するとともにボーリングコアを採取し、平野地下に連続する腐植土が最終氷期に形成されたことを明らかにしている。また、小谷 (1964, 1971) は国土地理院による湖沼図作成調査に基づいて湖底の地形と環境をまとめ、湖底段丘について記載している。

これらとは別に大橋・植村 (1970) は近江盆地の地形分類を行い、近江盆地の低位段丘面が湖底段丘に連続することを指摘した。植村 (1972) は湖東平野の扇状地面と琵琶湖の水位変動の関係を論じ、約 15,000 年前以降、平均 1 mm/年の相対的水位上昇が生じていることを明らかにした。更に大橋 (1975, 1978a, b) は琵琶湖湖岸及び瀬田川上流部の段丘面を湖岸段丘とみなし、それらを指標として琵琶湖の水位変動を議論した。池田ほか (1979) は、近江盆地の地形に関する当時の研究成果を集大成している。

更に1980年代には詳細な地形分類図が相次いで公表され、現在でも基本的に踏襲される段丘面区分がなされるようになった(第7.1表)。国土地理院 (1982) による土地条件図は縮尺 1/25,000 で作成され、現在でも最も大縮尺で詳細な地形分類図である。小林ほか (1982) は土地分類基本調査において段丘区分を示している。また滋賀県教育委員会・財団法人滋賀県文化財保護協会 (1983) は大橋らの研究成果を取りまとめて、詳細な地形面の区分と対比を行っている。更に植村・横山 (1983) や滋賀県教育委員会・財団法人滋賀県文化財保護協会

(1984) は湖東～湖南地域の地下地質と段丘面の関係について議論し、最終氷期の指標テフラである始良 Tn テフラ (AT) が近江盆地地下の多くの地点で産出することを報告するとともに、地形面構成層の層相を詳しく記載した。池田ほか (1991) は、これら80年代に得られた新たな知見を総合して近江盆地の地形発達・地殻変動や琵琶湖の湖水位変動を取りまとめている。

最近では、植村 (2001a) が植村による一連の近江盆地の研究成果 (植村・太井子, 1990; Uemura, 1999 など) を取りまとめて、近江盆地の地形面を広域的に対比するとともに中期第四紀以降において近江盆地全体が西に傾動沈下する近江傾動運動が継続的に行われていることを明らかにしている。また小松原・関西地質調査業協会地盤情報データベース作成委員会 (2010) は、近江盆地の浅層地下地質を取りまとめ、沖積層の厚さや層序の概要を示している。

京都盆地の地形は古く塚本 (1933) に記載された。上治 (1962) は現世層 (沖積層・段丘)、上部洪積層などを区分した地質図を発表しているが、第四系に関する層序学的研究は行っていない。深草団体研究会 (1962) は桃山丘陵に分布する高位段丘が大阪層群を不整合に覆うことを記載し、国土地理院 (1966, 1977) は縮尺 1/25,000 の地形分類図を示し、段丘面を区分した。更に池田・植村 (1980) は木津川流域の段丘面を詳細に記載した。この研究は現在では失われた貴重な露頭を記載しており、重要な価値を持つ。その後吉岡 (1987) は京都盆地・山科盆地周辺の活断層を記載し、その中で当該地域の段丘面を細分している。

1995年の兵庫県南部地震後には、活断層の詳細な記載や地震危険度評価に関連して数多くの研究がなされるようになった。京都市による詳細な活断層調査・地下構造調査によって京都盆地・山科盆地の変動地形の詳細や

第7.1表 研究者別層序対比表

| 京都府域 | | 地 域 | | | | | | | | | | | | |
|--------------|--------------|-------------|--------------|-----------|-----------|-------------------|-----------|-------------|--------------|-----------------|-------------|---------------|-------------|---------|
| | | 京都盆地 | | | | | 近江盆地 | | | | | 京都東南部地域 | | |
| | | 桃山丘陵 | 木津川流域 | 京都盆地・山科盆地 | 京都盆地・山科盆地 | 瀬田丘陵 | 石山丘陵・瀬田丘陵 | 石山丘陵・瀬田丘陵 | 瀬田丘陵 | 瀬田川流域 | 石山丘陵・瀬田丘陵 | 石山丘陵 | | |
| 国土地理院 (1966) | 国土地理院 (1977) | 深草団研 (1962) | 池田・植村 (1980) | 吉岡(1987) | 植村(2001) | Takaya (1963) | 大橋(1978) | 池田ほか (1979) | 古琵琶湖団研(1980) | 滋賀県教育委員会 (1983) | 池田ほか (1991) | 古琵琶湖団研 (1992) | 小林ほか (1982) | 本調査 |
| | | | 高位段丘 | | | | | 最高位段丘 | | 低位小起伏面群 | | | | 砂礫台地 I |
| 洪積段丘上位 | 高位面 | 桃山礫層 | 上位段丘 | I 面 | 高位段丘 | Upper Old terrace | H1 | 高位段丘 | 上位段丘堆積層 | 南郷面群 | 南郷面 | 上位段丘堆積層 | | 高位 I 段丘 |
| 洪積段丘中位 | 上位面 | | | II 面 | | | | | | | | | | 瀬田 I 面 |
| 洪積段丘下位 | 中位面 | | 中位段丘 | III 面 | 中位段丘 | Lower Old Terrace | H2/H3 | 中位段丘 | 中位段丘堆積層 | 瀬田面群 | 瀬田 II 面 | 中位段丘堆積層 | 砂礫台地 II | 中位段丘 |
| 沖積段丘 | 下位面 | | 下位 I 段丘 | IV 面 | 低位段丘 | Younger Terrace | L | 低位段丘 | 下位段丘堆積層 | 平津面群 | 平津 I 面 | 下位段丘堆積層 | 低位段丘 I | 低位 I 段丘 |
| | 低位面 | 下位 II 段丘 | | | | | | | | | | | 平津 II 面 | 低位段丘 II |

地下地質構造が明らかにされた。更に植村（2001b）は京都盆地・山科盆地周辺の地形と活断層を詳細に記載した。関西地盤情報活用協議会地盤研究委員会（2002）は盆地地下の地質に関する研究成果を取りまとめ詳細な層序及び構造に関する資料を提示している。

7.2 高位段丘堆積物 (th1, th2)

本報告では、赤色（マンセル色表示で5YR4/8程度～2.5YR5/8程度の色調）を呈するローム層に被覆され、砂岩や泥岩などの礫では指や鎌で容易に表面を削ることができる程度まで風化した礫（くさり礫）を多く含む段丘堆積物を高位段丘堆積物として記載する。

高位段丘堆積物は表土の特徴と地形的な配列に基づいて古期から順に高位Ⅰ段丘堆積物及び高位Ⅱ段丘堆積物の2層に区分される。

7.2.1 高位Ⅰ段丘堆積物 (th1)

定義 表土中に黄褐色の網斑状組織（ロース斑）が発達し、最高位の段丘面を構成する地層を高位Ⅰ段丘堆積物と定義する。

層序関係 丘陵に露出する部分では大阪層群及び古琵琶湖層群以下の地層を傾斜不整合に覆う。

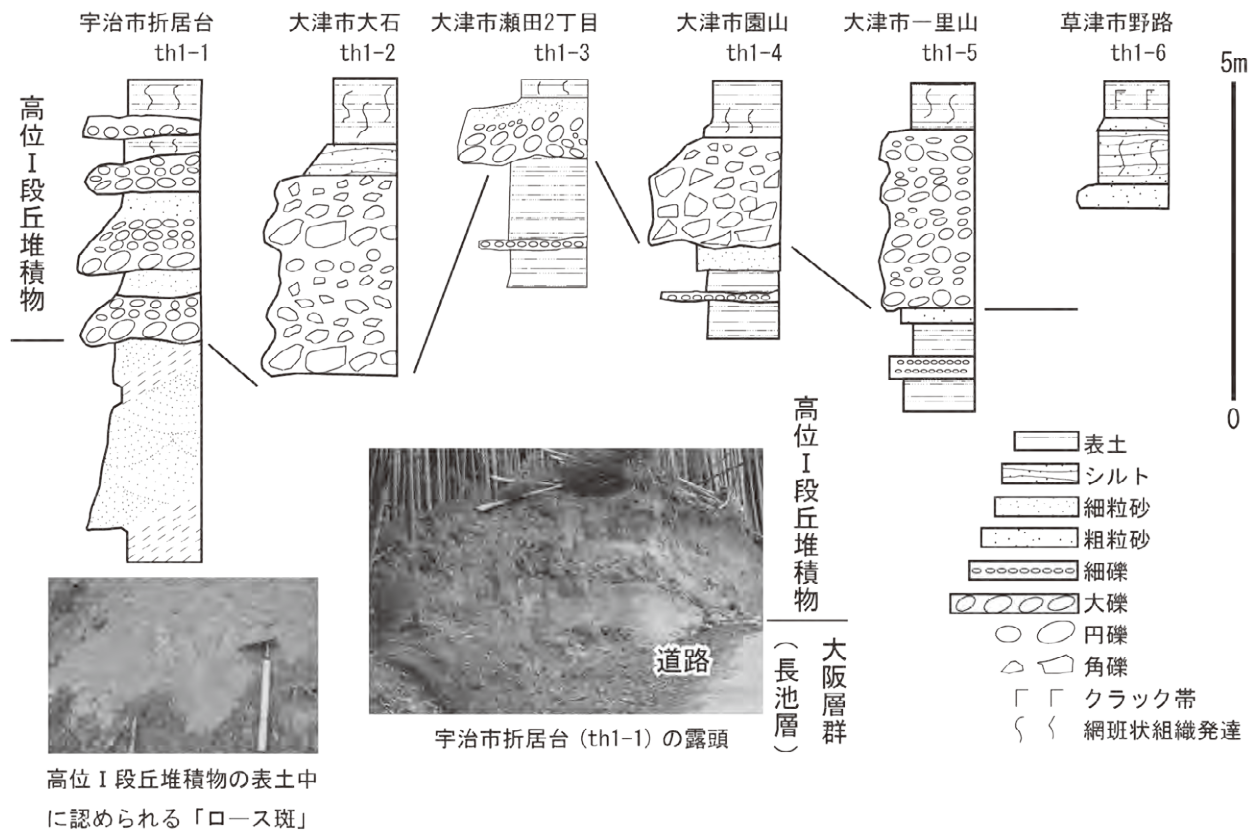
分布 京都盆地・山科盆地及び近江盆地を取り囲む丘陵に広く分布する。特に宇治丘陵北西部と瀬田丘陵北部には広範囲に連続して分布する。

層相 本層は全層厚1～5m程度の淘汰の良くない砂礫層、砂層と泥層からなる（第7.1図）。砂礫層中の礫はチャートなど耐風化性の強い礫種のを除くと「くさり礫」となっていることが多く、チャート礫も大部分が漂白されて割れやすくなっている。礫の大きさや円摩度は場所による違いが大きく、特に山麓の砂礫層では後背地に分布する岩種の角～亜角礫が多く混入し、ところによって巨礫を主体とする。砂層は砂礫層から上方細粒化して漸移するもので、砂礫層と同じく場所による層相の変化が激しい。一般に泥分を含み、上部ほど赤色を呈する。泥層は砂礫層中にレンズ状に挟まれるか、または本層の最上部に薄く分布する。

本層中の泥層及び表土中には黄色ないし黄褐色の明瞭な「ロース斑」が発達する。

本層が大阪層群の深草層や古琵琶湖層群の草津層の砂礫層を覆う場所では、両層の境界が見えない露頭で両者を識別することは困難である。

なお、池田・植村（1980）は宇治市折居台の本層中に、屈折率1.500-1.504の火山ガラスを含む厚さ約30cmの黄桃色火山灰層を記載しているが、この露頭は厚い植生



第7.1図 高位Ⅰ段丘柱状図
地点位置は付図B-C参照。

に覆われており同火山灰層を確認することはできなかった。

地形面の形状 開析された平坦面が残存する。特に宇治丘陵北西部と瀬田丘陵北部では広大な段丘面を形成する。

7. 2. 2 高位Ⅱ段丘堆積物 (th2)

定義 2段の高位段丘面の中では低位の面を構成する段丘堆積物を高位Ⅱ段丘堆積物と定義する。場所によって表土中に「ロース斑」が認められることもあるが、礫の風化程度は高位Ⅰ段丘堆積物よりも低い。

層序関係 陸上に露出する部分では下位層を不整合に覆う。

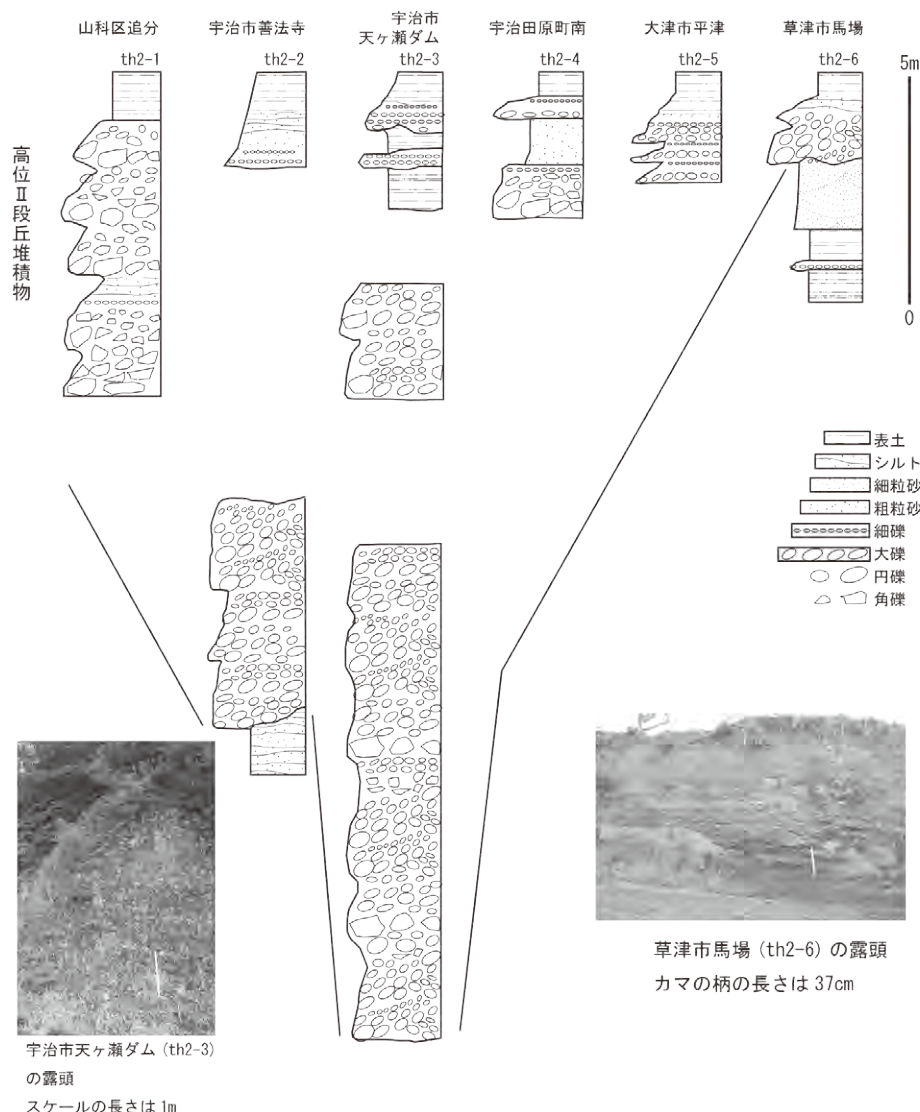
分布 京都盆地・山科盆地及び近江盆地の縁辺部と宇治田原盆地に断片的に分布する。特に黄檗丘陵と天ヶ瀬ダム付近より下流の宇治川沿いに連続的に分布する。

層相 本堆積物は砂礫層を主として砂層や泥層を挟む(第7.2図)。砂礫層中の礫は地域によって礫種や円摩

度に大きな違いがある。特に天ヶ瀬ダム付近より下流の宇治川沿いや宇治田原では本層の砂礫層は10 m以上、最大約50 mの厚さを持ち、斜交層理や覆瓦構造が発達する多数の上方細粒化ユニットに分けられる。このような厚い砂礫層は宇治田原丘陵でも特徴的に認められ、堆積段丘をなしている。厚い砂礫層が発達する地域では、本層の上部に細礫層を挟み、上方細粒化するユニットをなす砂層及び泥層が発達する。一方近江盆地周辺では厚さ数m以下の淘汰の良いくない砂礫層を主体とする。山麓では後背地に分布する岩種によって構成された不淘汰な角~亜角礫を多量に含み、赤色風化した基質によって充填された礫混じり土が主体をなす。

本層上の表土の一部では「ロース斑」が認められるが、多くの箇所では「ロース斑」は認められない。

地形面の形状 開析された地形面を構成する。特に山麓部では崖錘状の斜面と河成段丘面が滑らかに連続することが多い。



第7.2図 高位Ⅱ段丘柱状図
地点位置は付図A-C
参照。

7.3 中位段丘堆積物 (tm)

定義 黄褐色の表土（マンセル色表示で7.5YR5/8程度）に覆われ、若干風化した砂礫層などにより構成される段丘堆積物を中位段丘堆積物と定義する。

層序関係 陸上に露出する部分では下位層を不整合に覆う。

分布 宇治丘陵や桃山丘陵及び石山丘陵では高位段丘面を開析する谷沿いに分布するほか、大石・田上丘陵や宇治田原丘陵などの山間盆地や信楽川沿いに断片的に分布する。

層相 本堆積物全体を観察できる露頭は少ない。桃山丘陵の伏見区桃山町伊賀では厚さ数mの成層した円～亜円礫を主体とする砂礫層が認められる（第7.3図）。その最上部は砂と比較的径の小さな礫の互層をなす。大石田上丘陵の大津市南郷6丁目では成層した円礫を多く含む砂礫層が観察される。両地点以外でも中位段丘堆積物は比較的厚い成層状の砂礫層を主体としており、その多くは堆積段丘であると推定される。

地形面の形状 支流に入りこむように分布する地形面を構成する。特に山麓部では段丘化した埋谷緩斜面状の斜面と河成段丘面が滑らかに連続することが多い。

7.4 低位段丘堆積物 (tl1, tl2)

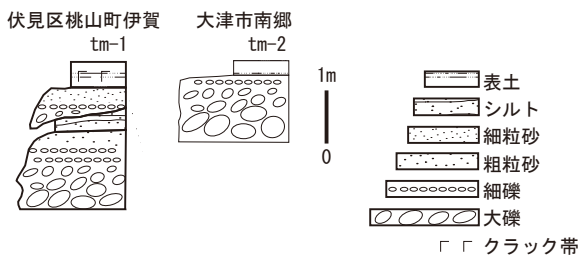
本報告では暗褐色（マンセル色表示で10YR2/3～3/4程度）の表土に覆われた段丘堆積物を低位段丘堆積物として記載する。低位段丘面は2段に区分することができる。本報告では古期（高位）のものを低位I段丘堆積物、新期（低位）のものを低位II段丘堆積物と区分して記載する。

7.4.1 低位I段丘堆積物 (tl1)

定義 2段の低位段丘面のうち高位の段丘面を構成する堆積物を低位I段丘堆積物と定義する。

層序関係 陸上に露出する部分では下位層を不整合に覆う。

分布 近江盆地では琵琶湖西岸側に、京都盆地では盆地



第7.3図 中位段丘柱状図
地点位置は付図A-C参照。

東縁に広く分布するほか、瀬田川・宇治川沿い、信楽川沿い及び宇治田原盆地に断片的に分布する。

層相 現在本堆積物全体を観察できる露頭は少ない。人工的な掘削に伴う露頭や河川沿いの断片的な露頭と地形から、未風化な礫からなる砂礫層を主体とすると考えられる。大津市石山に分布する本堆積物中にも、始良Tnテフラ(AT)が挟まれている（古琵琶湖団体研究グループ, 1992）。大津市大石では2段の低位段丘面のうち、高位の段丘面を構成する堆積物中にATが挟在する（滋賀県教育委員会・財団法人滋賀県文化財保護協会, 1983）。また、宇治田原丘陵の禅定寺において、低位段丘堆積物に対比される崖錘堆積物中に厚さ5～12cmのATが挟在することが小倉(1995)により報告されている。

地形面の形状 支流に入りこむように分布する地形面を構成する。特に宇治田原盆地では段丘化した埋谷緩斜面状の斜面と河成段丘面が滑らかに連続する。

7.4.2 低位II段丘堆積物 (tl2)

定義 2段の低位段丘面のうち低位の段丘面を構成する堆積物を、低位II段丘堆積物と定義する。

層序関係 陸上に露出する部分では下位層を不整合に覆う。

分布 京都盆地東縁と、瀬田川・宇治川沿い、信楽川沿いに断片的に分布する。

層相 断片的な露頭と地形から、未風化な礫からなる砂礫層を主体とすると考えられる。

地形面の形状 低位I段丘堆積物の低位に狭い段丘面を構成していることが多い。

7.5 斜面堆積物 (t, v)

本報告では堆積性の斜面を構成する堆積物を斜面堆積物として記載する。本図幅内には、崖錘堆積物と埋谷緩斜面堆積物が存在する。なお、後期更新世以前に堆積し、現在は開析されている斜面堆積物は段丘として図示している。

7.5.1 崖錘堆積物 (t)

定義 斜面基部に分布し崖錘斜面を構成する堆積物。

分布 山地・丘陵の麓に点在する。地質図に示したもの以外にも、1/50,000図で示すことができない小規模な崖錘堆積物が山地及び丘陵斜面の基部に点在する。

層相 一般に締まりのゆるい礫、砂、泥からなる。礫の種類や形状は背後斜面・流域の地質と地形によって変化する。

7.5.2 埋谷緩斜面堆積物 (v)

定義 丘陵を開析する谷を埋めて幅広い（おおむね幅約50m以上）緩斜面を構成する堆積物。

分布 田上山地、瀬田丘陵や宇治丘陵などの山地・丘陵を開析する谷に沿って分布する。特に砂礫を主体とする古琵琶湖層群・大阪層群の分布する丘陵では、直線状の谷に沿って広く分布する。

層相 さまざまな大きさの角～亜角礫の間を、不淘汰な砂混じり泥の基質が充填する礫層と、礫の少ない基質主体の泥層からなる。礫層の一部には上部に粗大な礫が密な逆級化成層が認められる。

7. 6 沖積層 (af, ab, rb, al, ac, l, r, m)

本章では沖積層のうち特に微地形を構成する表層部の地質に関して記載し、地下地質に関しては第8章で記載する。

沖積層の表層部は微地形と対応して緩扇状地堆積物、後背湿地堆積物、天井川堆積物、自然堤防堆積物、旧河道堆積物、現河床堆積物、干拓地堆積物及び盛土に細分される。

7. 6. 1 緩扇状地堆積物 (af)

本報告では勾配が概ね3°以下の、主として掃流によって形成された扇状地の堆積物を、それよりも急勾配で主として土石流によって形成された扇状地の堆積物と区分して、緩扇状地堆積物として示す。本図幅において緩扇状地堆積物は京都盆地北部と近江盆地の琵琶湖西岸地域及び山科盆地東部に分布する。この堆積物は一般に砂礫層を主体として砂層を含む。

7. 6. 2 後背湿地堆積物 (ab)

後背湿地堆積物は、洪水時に河道から溢流して沖積低地に堆積した細粒の碎屑物からなる。主として砂泥からなるが、扇状地周辺や山間部の河谷及び大規模河川近傍では礫を多く含む。本図幅では近江盆地や京都盆地、山科盆地のほかに大戸川沿いの低地にまとまって分布する。

7. 6. 3 天井川堆積物 (rb)

天井川堆積物は、河道を固定するために人工的に堤防を高く積み上げた結果、周囲の沖積面よりも河床が高くなった河川の河道と堤防を構成する堆積物である。近江盆地の草津川や大戸川水系の天神川に典型的な天井川堆積物が発達するほか、木津川や宇治川の支流にも分布する。

7. 6. 4 自然堤防堆積物 (al)

自然堤防堆積物は、洪水時に河道から溢流・堆積した礫や砂などからなり、河道沿いに微高地を構成する堆積物である。礫を含み、比高1m程度の微高地を構成している。本図幅内では木津川周辺に大規模なものが発達す

るほか、鴨川周辺や近江盆地にも分布する。

7. 6. 5 旧河道堆積物 (ac)

旧河道堆積物は、かつて沖積低地内を流れていた河川の河道上に堆積した河道堆積物及び河道埋積堆積物である。これは場所によって大礫主体の砂礫から泥主体のものまで様々な層相を示す。京都盆地の宇治川近傍に特に顕著なものが認められるほか、近江盆地や山科盆地にも分布する。昭和以降の人工地形改変によって多くの旧河道堆積物が盛土に被覆されている。

7. 6. 6 現河床堆積物 (l)

天井川堆積物を除いて、堤外地に堆積しつつある堆積物を現河床堆積物として記す。本図幅内では宇治川及び木津川において、1/50,000地質図上に表現可能な現河床堆積物が分布する。宇治川の現河床堆積物は主として砂及び泥からなり、木津川の現河床堆積物は砂及び礫を主体とする。

7. 6. 7 干拓地堆積物 (旧湖沼堆積物) (r)

干拓地堆積物は、かつての湖沼のうち干拓によって陸化された地区の表層堆積物である。宇治川南岸の巨椋池干拓地やその対岸(右岸)の横大路沼、及び木幡池周辺の干拓地などがこれに該当する。いずれもかつては宇治川の遊水池であり、増水時と渇水時で水域の面積が大きく変化していた。このような堆積環境を反映して、干拓地堆積物の表層部には主として泥質な堆積物が分布する。巨椋池をはじめとする京都盆地の遊水池は、近代以降だけでなく桃山時代にも豊臣秀吉による大改修が行われるなど盛んに人工地形改変を受けていた(巨椋池土地改良区編, 1962; 伊藤・増田, 2008: 巨椋池については第12章参照)。地質図に示す干拓地堆積物の分布は明治後期に発行された地形図(1/20,000正式図)から読み取ったものである。

7. 6. 8 盛土 (m)

盛土は、人工的に水域ないし自然地盤上に土砂を盛って造成した堆積物である。琵琶湖畔では大津城建設(16世紀末)以降湖岸に盛土され、特に近代以降には大津市周辺の琵琶湖畔で大規模な盛土がなされた。また、丘陵・山地では住宅地、工場団地や変電所、ゴルフ場などの造成のために谷埋盛土がなされている。地質図では、近世以来の歴史記録及び明治以降の旧版地形図から盛土の範囲を読み取って図示した。

第8章 堆積盆地の地下地質

(竹村恵二・小松原 琢)

本報告では、近江盆地及び京都盆地・山科盆地の第四紀堆積盆地の地下層序と地質構造を記載する。

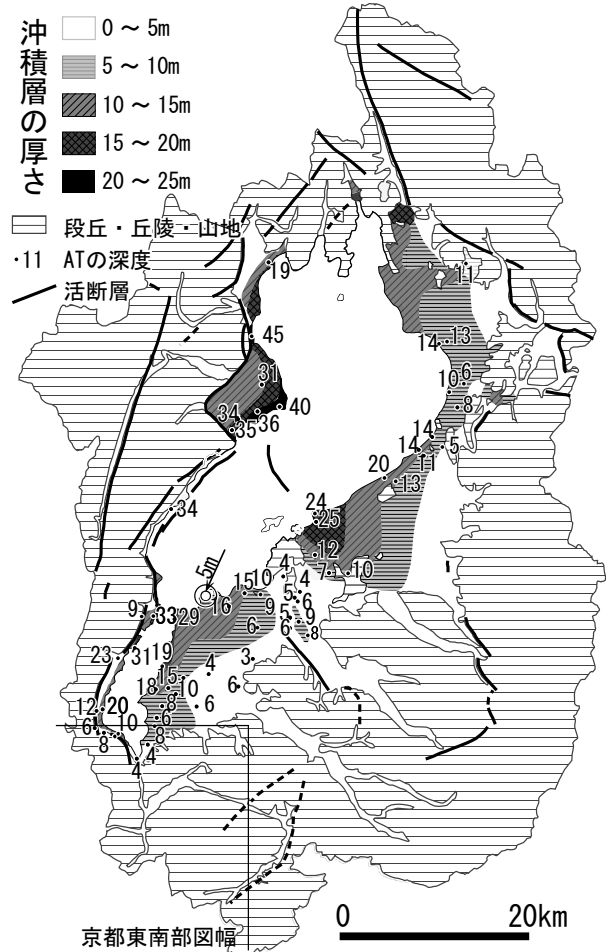
8.1 近江盆地

本図幅内の近江盆地の深部地下地質に関する詳細な資料はないが、大津市瀬田（琵琶湖東岸）の温泉ボーリングによると深度約500mで基盤岩（丹波帯付加コンプレックス・花崗岩）に到達する。本図幅内では古琵琶湖層群とそれを覆う段丘堆積物の境界の深度を直接示すボーリング資料はないが、「京都東北部」図幅内の烏丸地区ボーリングでは深度170m付近に段丘堆積物相当層と古琵琶湖層群相当層の境界が位置すると考えられている（烏丸地区深層ボーリング調査団，1999）ことから、それよりも浅い深度に両者の境界が位置する可能性が高い。

近江盆地の浅層地下地質は、小松原・関西地質調査業協会地盤情報データベース作成委員会（2010）に概要がまとめられている。それによると、湖東地域では始良 Tn テフラ（AT）を挟有する最終氷期の腐植土が広く追跡され分布する。その上限（未補正 ^{14}C 年代で約 16.5 ka）より上位を沖積層とみなしてその層厚分布を求めると、本図幅内の陸上ではほとんどの場所で5m未満と薄い（第8.1図）。また、近江盆地の沖積層は地域や地形場に対応する層相の違いが著しく、連続性に乏しい特徴がある。

8.2 京都盆地及び山科盆地

京都盆地の地下層序及び構造については、1995年兵庫県南部地震（阪神・淡路大震災）以降の、京都市及び京都府・他の研究機関で実施された活断層調査、地下構造調査によって集積されてきた。京都盆地の深部地質や構造については、京都盆地での中・古生層基盤まで届くボーリング3地点、及び反射法地震探査・重力探査により情報が蓄積された（京都市，1999a, 2000, 2001a, 2002a, 2003a；竹村ほか，2003；宮地ほか，2005；竹村，2009）。表層地盤については、ボーリングデータベースの収集が進められ、その利活用がされてきた（関西地盤情報活用協議会地盤研究委員会編，2002）。ここでは、それらの情報に基づき、京都盆地・山科盆地の地下第四系について記述する。



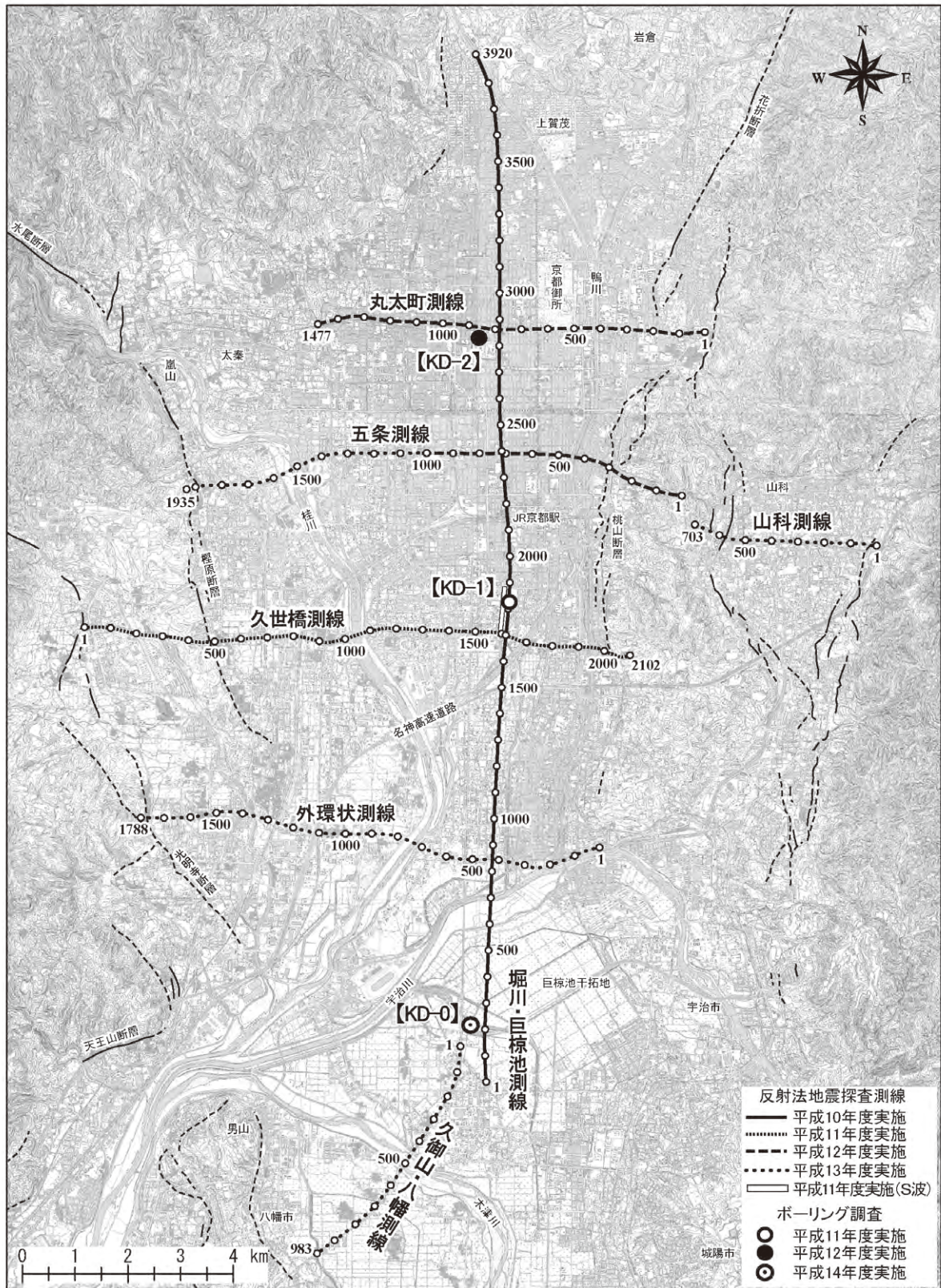
第8.1図 近江盆地の沖積層の厚さ

8.2.1 地下深部層の層序と地質構造

(1) 3本のボーリング結果から明らかにされた盆地内地下層序

京都盆地内の地下層序は、基本的の中・古生層を基盤として第四系（大阪層群相当層、段丘堆積物相当層、沖積層）が重なっている。基盤まで届くボーリングは京都市によって平成11年（KD-1）、平成12年（KD-2）、平成14年（KD-0）に実施された（第3.2表，第8.2図位置図）。

KD-1ボーリング（第8.3図）における基盤岩の上面深度は223.2mで、基盤岩は頁岩・砂岩・チャートからなる。基盤岩と不整合で、未固結の粘土・砂・砂礫の互層が重なる。これらの地層は、盆地東西の丘陵に分布する大阪層群に対比される地層群である。大阪層群相当層はこの地点では、深度37m付近に深とされている。均

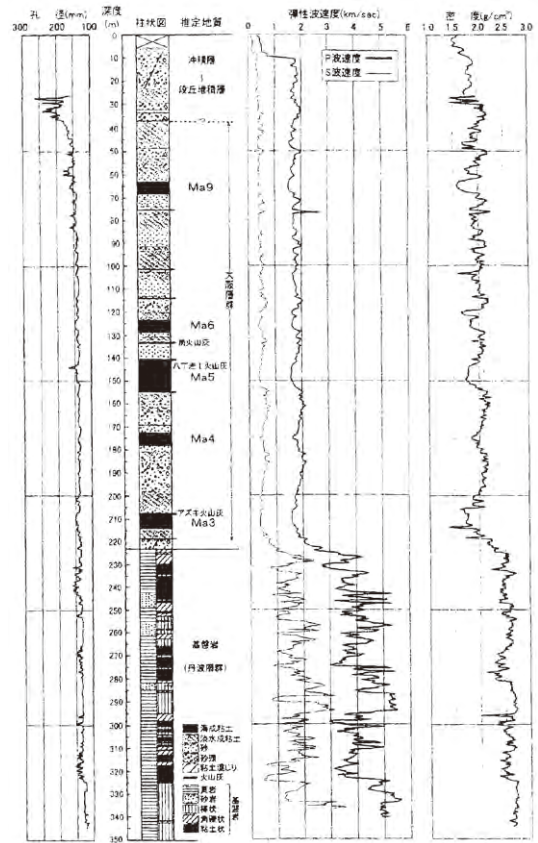


第 8. 2 図 ボーリング及び反射法位置図
 (京都市, 2003b) KD-0 の位置は久御山
 -八幡測線の北東端, 宮地 (2005) 参照.

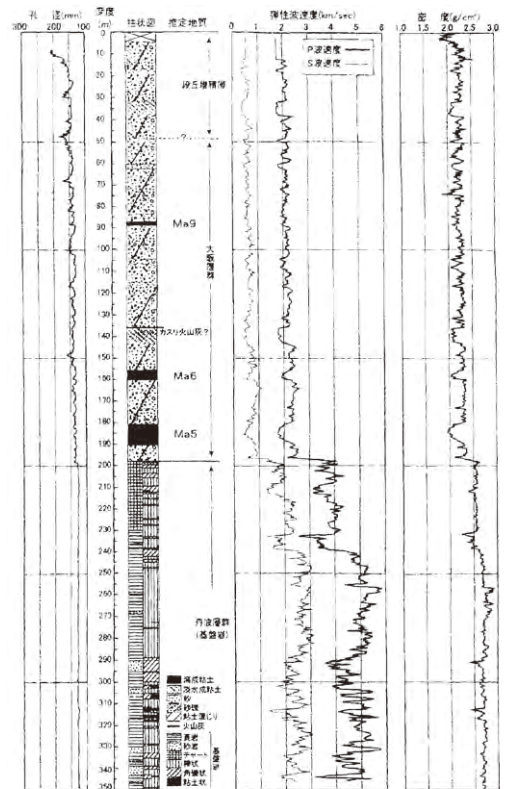
質な粘土層が周期的に挟まれ、コア色調の肉眼判定や、貝殻片・黄鉄鉱などの含有調査により、5層の海成層が挟まれていることが明らかにされた。8層の火山灰層が確認され、深度207.36～207.88 m（厚さ52 cm）の火山灰はアズキ火山灰層に、深度140.90 mの火山灰は八町池I火山灰層に、深度133.21 mの火山灰は誓願寺・梅火山灰に対比された。この火山灰対比に基づき、最下位の海成粘土層は大阪地域や京都盆地周辺に分布している第3海成粘土層（Ma3）に対比され、その上位の3層の海成粘土層は第4海成粘土層（Ma4）から第6海成粘土層（Ma6）に対応するとされている。最上位の海成粘土層（深度63.03～68.70 m）は花粉分析等のデータや大阪地域からの分布が連続する可能性を含めて第9海成粘土層（Ma9）相当と考えられている。弾性波速度は下部ほど速く、 $V_p = 1.8 \sim 2.0$ km/secであり、粘土部分で遅く、岩質とのよい対応が認められる。上位（37 m以浅）の段丘堆積物から沖積層は、砂礫・粘土混じり砂礫・陸成粘土で構成されている。

KD-2 ボーリング（第8.4図）の基盤岩の上面深度は198.0 mで、基盤岩は頁岩・砂岩・チャートからなる。基盤岩に不整合で、未固結の粘土・砂・砂礫の互層が重なる。大阪層群と上位の段丘堆積物～沖積層との境界は不明瞭である。KD-1が均質の粘土層を周期的に挟んだのに比べ、淘汰の悪い扇状地堆積物と考えられる粘土混じり砂礫が80%以上を占めている。3層の海成粘土層が確認され、深度155.80～160.07 m（厚さ4.27 m）と182.21～190.37 m（厚さ8.16 m）の粘土層には、大型のカキ化石が含まれている。肉眼で確認できる火山灰層は発見できなかったが、反射法地震探査の結果で判断される地層の連続性から、最下位の粘土層が第5海成粘土層（Ma5）に、その上位が第6海成粘土層（Ma6）に対比できると考えられる。最上位の海成粘土層は第9海成粘土層（Ma9）に対比されている。弾性波速度は下部ほど速くなり、岩質とおおまかな対応がみられる。KD-1と比較すると、KD-2の弾性波速度と密度は大きく、岩質の違いが現れている。

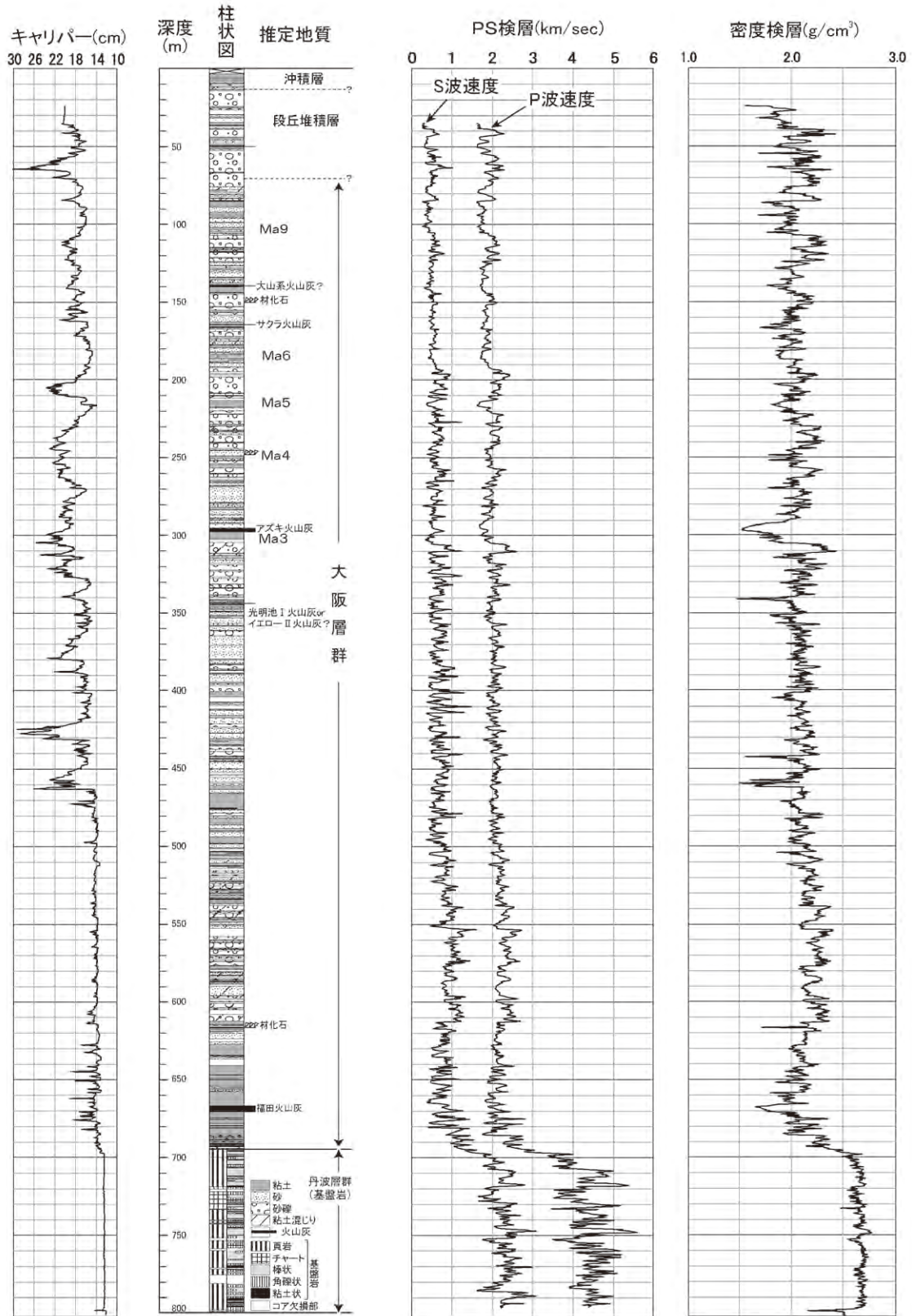
KD-0 ボーリング（第8.5図）の基盤岩の上面深度694.5 mで、基盤岩は頁岩・チャートからなる。その上位には基盤岩に不整合に未固結の粘土・砂・砂礫層の互層が重なる。深度460～520 mと620 m以深は粘土層が卓越し、深度641～691 mは粘土が卓越する。コア観察では、5層の海成粘土層が推定された。上位より深度101.82～106.00 m（厚さ4.18 m）、183.56～186.45 m（厚さ2.89 m）、213.19～217.87 m（厚さ4.68 m）、249.05～250.69 m（厚さ1.64 m）、297.84～300.64 m（厚さ2.80 m）である。火山灰としては、164.88～164.92 mにサクラ火山灰、295.30～297.84 mにアズキ火山灰、667.80～670.79 mに福田火山灰が挟まれている。それらを参照して、海成粘土層層準は、下位より、第3海成粘土層、



第8.3図 KD-1の柱状図（京都市，1999a）
ボーリング位置は地質図に示した。



第8.4図 KD-2の柱状図
（京都市，2000）



第 8. 5 図 KD-0 の柱状図 (京都市, 2003b)

第4海成粘土層層準、第5海成粘土層、第6海成粘土層及び第9海成粘土層層準と推定されている。また、深度72.5 mを境に上部は茶灰色、下部は灰色を示すことから、大阪層群相当層と段丘堆積物・沖積層の境界は73 m付近と推定されている。

(2) 反射法地震探査と重力探査による基盤形状と地質構造

京都盆地では、地下構造探査のために、長い8測線（堀川-巨椋池測線：19.6 km；丸太町測線：7.38 km；五条測線：5.59 km；久世橋測線：10.5 km；五条測線：5.59 km；五条第2測線：4.58 km；山科測線：3.52 km；外環状測線：8.94 km；久御山-八幡測線：4.92 km）の反射法地震波探査が実施された（第8.2図）。その他に大学等の研究機関で活断層構造調査のために実施された測線が存在する。南北ほぼ20 kmの堀川-巨椋池測線は、基盤岩と堆積層の境界が明瞭に認められた。境界（すなわち基盤岩上面深度）は、測線南部の巨椋池干拓地あたりでもっとも深くて600～800 m程度であり、北部の烏丸鞍馬口付近（CMP3200あたり）では、ほとんど地表面下数十mとなり、南から北へ浅くなる傾向がみられる。また中央部の基盤岩上面では、100～200 m程度の起伏が認められる（第8.6図）。堆積層には、明瞭な反射面の繰り返しが見られ、砂礫・砂と粘土層の互層を反映していると考えられる。深層ボーリングコア（KD-1, KD-2, KD-0）の層序との対応から、反射測線での海成粘土層の分布状態を明らかにできる。これらの反射面はほとんど水平であるが、わずかに北へ傾斜していることが認められる。この堆積層にみられる構造と、基盤岩上面の形状はほとんど無関係で、基盤起伏は大阪層群堆積時にすでに存在した埋没地形である。基盤岩上面に落差を伴った明瞭な堆積層変形が宇治川付近で見られ、伏在断層の存在（宇治川断層）が指摘された（京都市, 1999a）。反射法探査8測線から推定される京都盆地の地下構造は第8.7図にまとめられる。山科盆地の地下では、基盤岩深度が200 mを超え、反射法断面には4層の明瞭な反射面が認められる。周辺に分布する海成層を考慮すると、第3海成粘土層、第4海成粘土層層準、第5海成粘土層、第6海成粘土層と考えられる。

重力調査結果は、京都市（2003a）や井上ほか（2004）にまとめられている。ブーゲー異常図では、一般的な傾向として琵琶湖湖盆方向に負の異常が大きくでる傾向があり、東西方向の反射法断面ではほぼ水平の地層であるのに対して、盆地東側のブーゲー異常の負の値が大きくなっている。この補正のために、京都市（2003a）や井上ほか（2004）では、反射法地震探査測線で実施した重力調査結果と反射法地震探査で求められた基盤深度を用いて、補正を実施することにより、基盤深度分布を求めている。その結果、基盤岩深度は宇治川断層を挟んで南北で大きく異なることが明らかになった。最深部は宇治

川断層の南側で、600～800 m程度の深度が認められる。

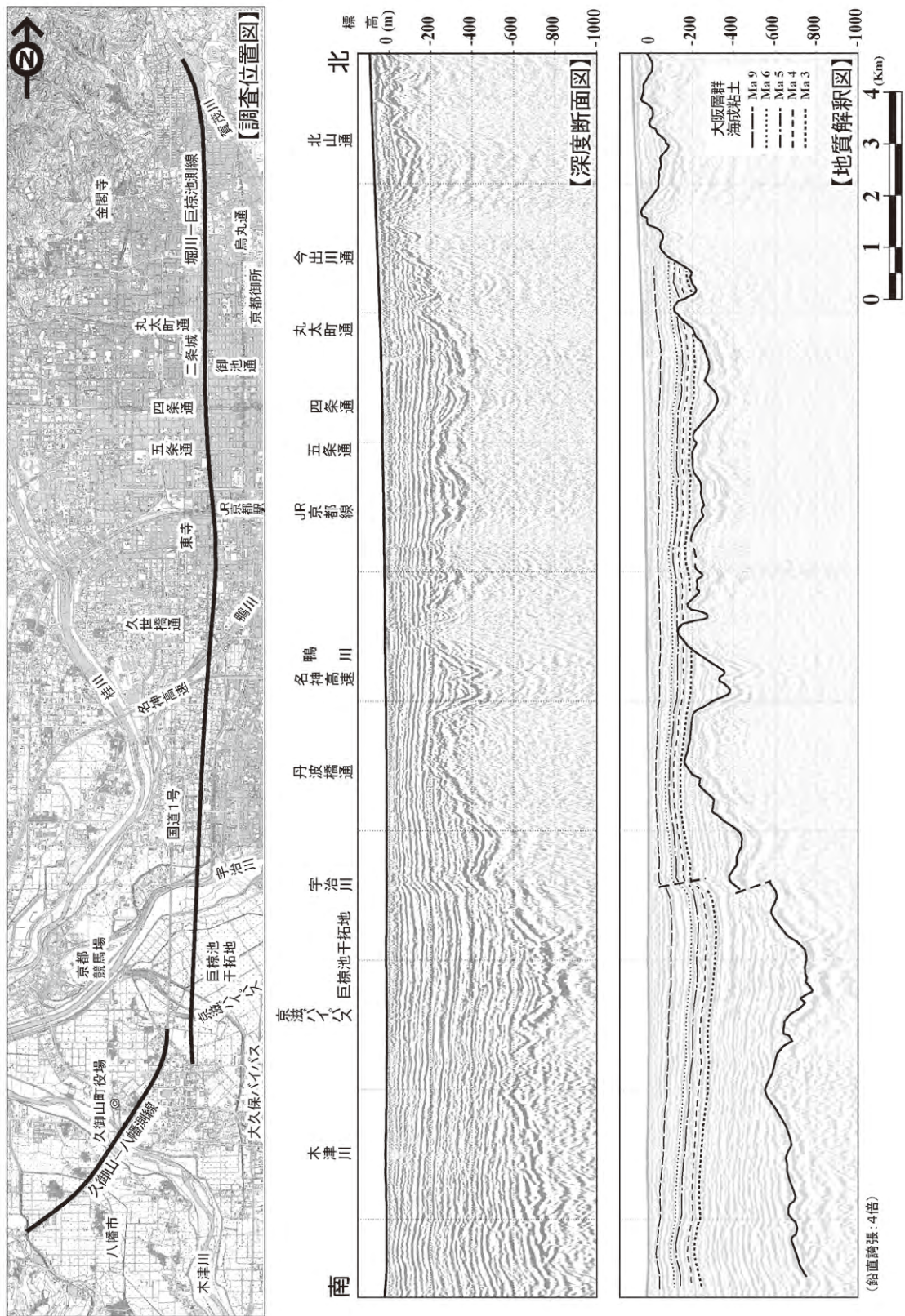
(3) 地下深部の第四系のまとめ

京都盆地及び山科盆地には、南北方向の活断層の活動等により、地下深部に厚い第四紀層が存在している。そのほとんどは、大阪層群相当層である。海成粘土層と火山灰層及び花粉分析結果等から、最下位の海成粘土層は第3海成粘土層であり、その上位には少なくとも第4海成粘土層層準、第5海成粘土層、第6海成粘土層、第9海成粘土層が確認された（第8.8図）。反射法地震探査と重力探査の組み合わせにより、京都盆地及び山科盆地の基盤岩上面構造や堆積層にみられる構造が明らかになった。基盤岩上面構造は宇治川断層により深さが南北で大きく異なり、南側では600～800 mの深度、北側で250 m程度であり、北に向かって浅くなる傾向がみられる。京都盆地の深部地下第四系に関しては、Ma9の上位にMa10の存在を記載した報告（藤原, 2003）や、KD-0の粘土層の解析を海成粘土の観点から実施した報告（木谷・加茂, 2010）が出されている。今後も、Ma10相当層の課題、京都盆地や山科盆地への海進・海退の規模と断層運動に伴う地層の保存などの情報を整理し、大阪側からの地層の連続性や海進の状況との整合性をとりながら、地下層序に関する知見の整理が必要である。

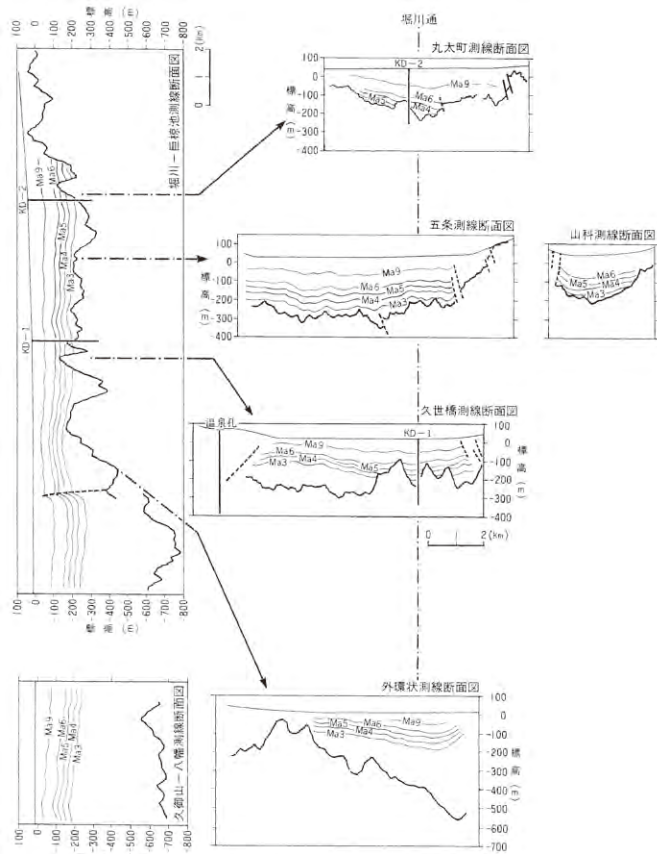
8.2.2 地下の段丘相当層及び沖積層

京都盆地及び山科盆地地下浅層には、大阪層群の上位に段丘相当層及び沖積層が堆積している。これらの地層状況や広がりをもとめるには、ボーリングデータが有効な役割を果たす。京都盆地内のボーリングデータは、2002年に発行された新関西地盤-京都盆地-（関西地盤情報活用協議会地盤研究委員会編, 2002）にまとめられ、その概説が北田ほか（2003）により紹介されている。本図幅では、約8,000本のボーリングデータを用いて、N値などを参考にして地質区分がなされた。京都盆地浅部は、大部分で礫層が分布している。特に、盆地北部は礫層が地表面に露出している地域があり、N値は50を超える。この上位に被覆する表層細粒層（北部ではクロボクが分布）には鬼界アカホヤ火山灰（7300 cal yrBP）が挟まれている。また、平安神宮周辺や丸太町西大路周辺などでは、最終氷期を示す始良Tn火山灰（AT火山灰）が発見されており、これらと¹⁴C年代測定結果が年代決定に有効である。

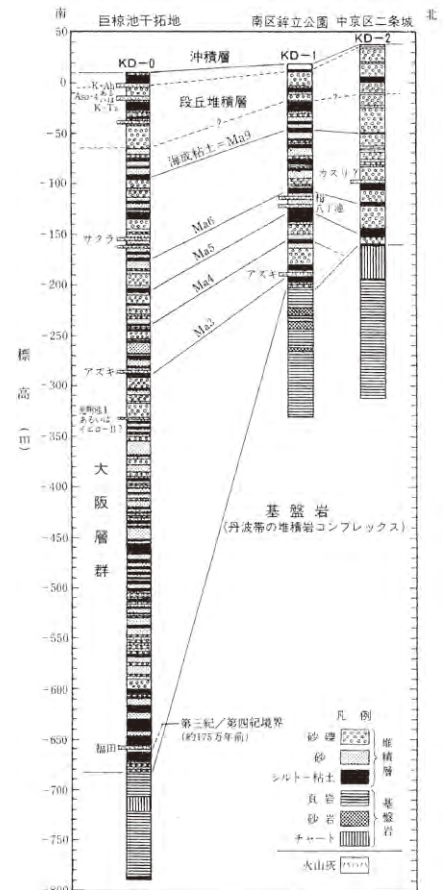
沖積層と段丘堆積物相当層との境界は、主に層相とN値から推定され、沖積層は、粘土層でN値10以下、砂層でN値40以下を目安として、側方への連続性も考慮された（北田ほか, 2003）。京都盆地の浅部地質の代表例として、南北反射法測線（堀川-巨椋池測線）に沿った南北断面を示す（第8.9図）。全体にわたって、厚く礫層が見られ、その下位に粘土・砂からなる大阪層群相当層が確認できる。厚い礫層は北部地域で地表に達し、



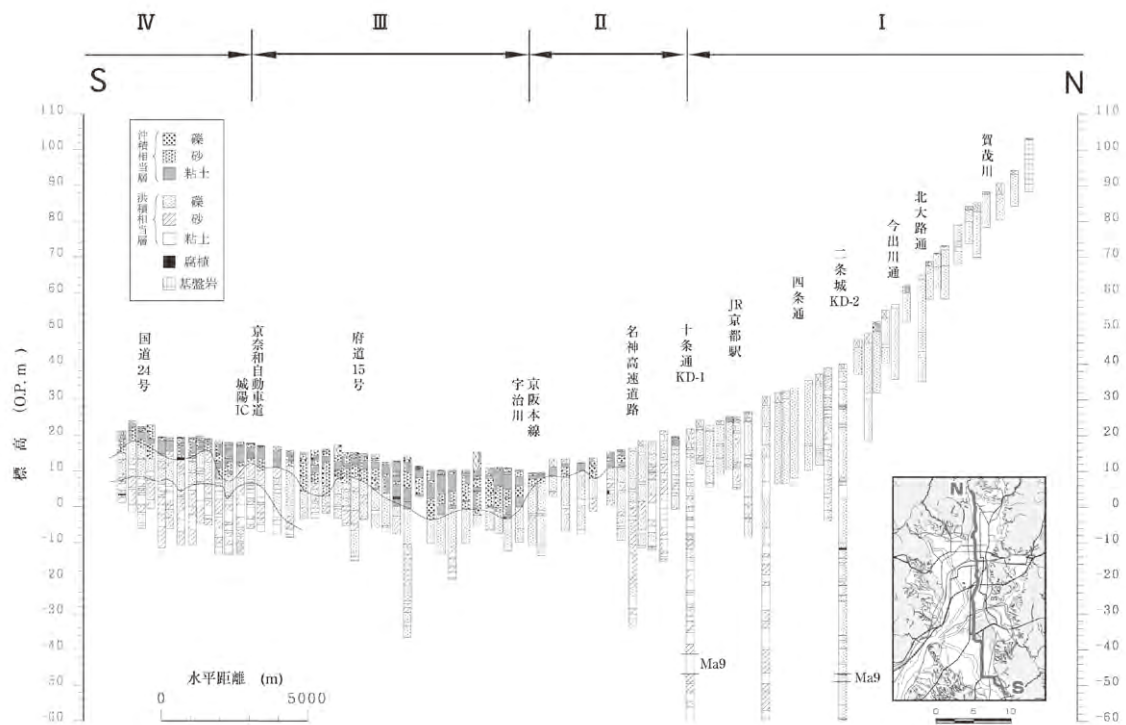
第 8. 6 図 反射法断面 (南北方向: 堀川-巨椋池測線) (京都市, 1999a)



第 8. 7 図 反射法まとめ図
(京都市, 2003b) 測線の位置は第 8. 2 図参照.



第 8. 8 図 深部ボーリング対比まとめ
(京都市, 2003a; 宮地, 2005)

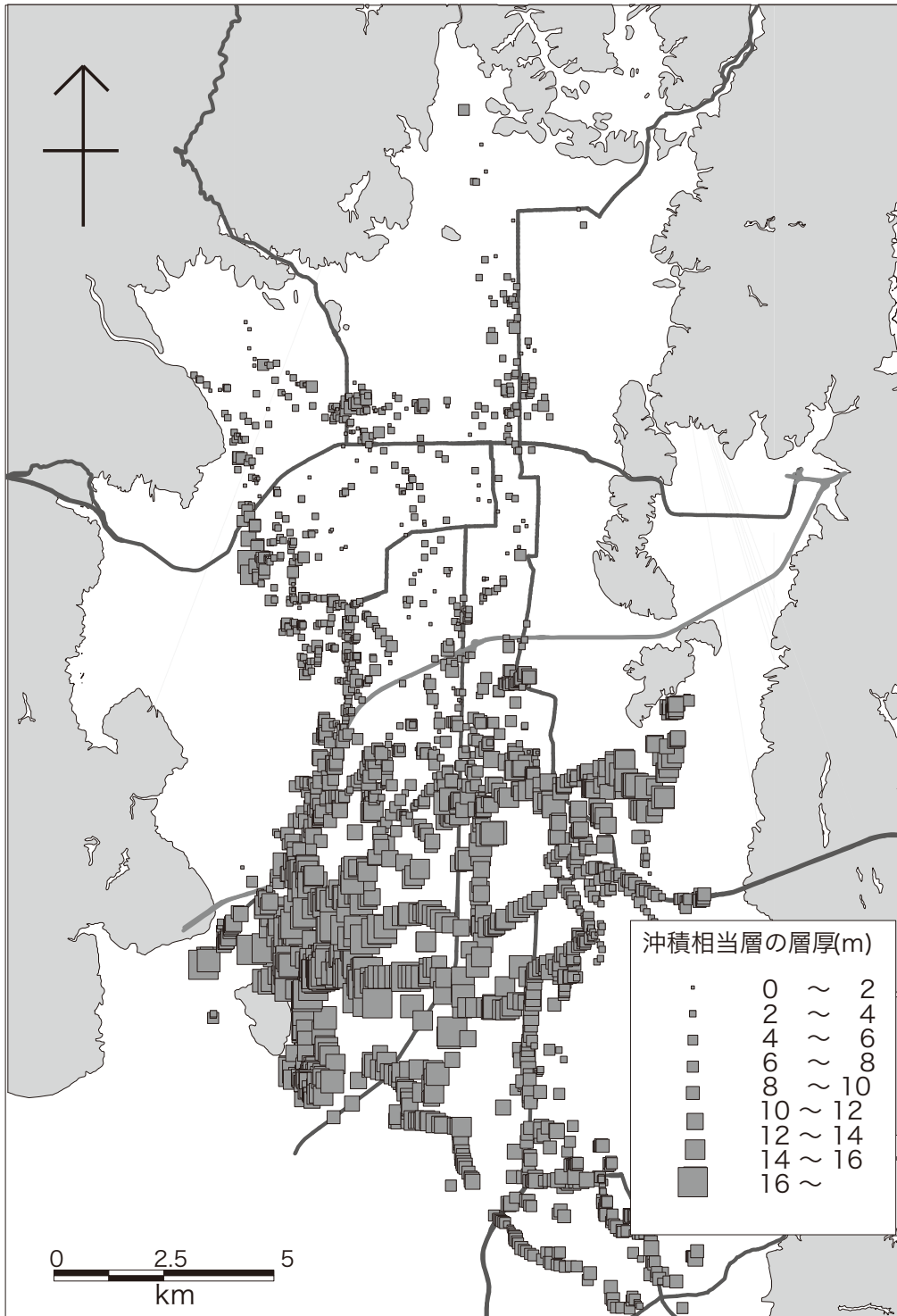


第 8. 9 図 ボーリングデータからみた京都盆地の南北断面 (関西地盤情報活用協議会地盤研究委員会編, 2002)

十条通り以南では、礫層上位に砂・粘土層が分布する。京阪本線以南では10 m程度に達する。沖積層の層厚分布（第8.10図）からは、東西方向での変化より南北方向の変化が大きいことがわかる。また構成層の土性（第8.11図）では、三川合流地域から宇治川北部では粘土層が優勢で、南部地域は砂層が優勢である。基本的に風化花崗岩からの碎屑粒子が卓越する木津川系と宇治川系

の関係が表現されていると考えられる。また、宇治川と木津川の間部である大久保付近では両河川に挟まれた後背湿地型の粘性土が卓越している。

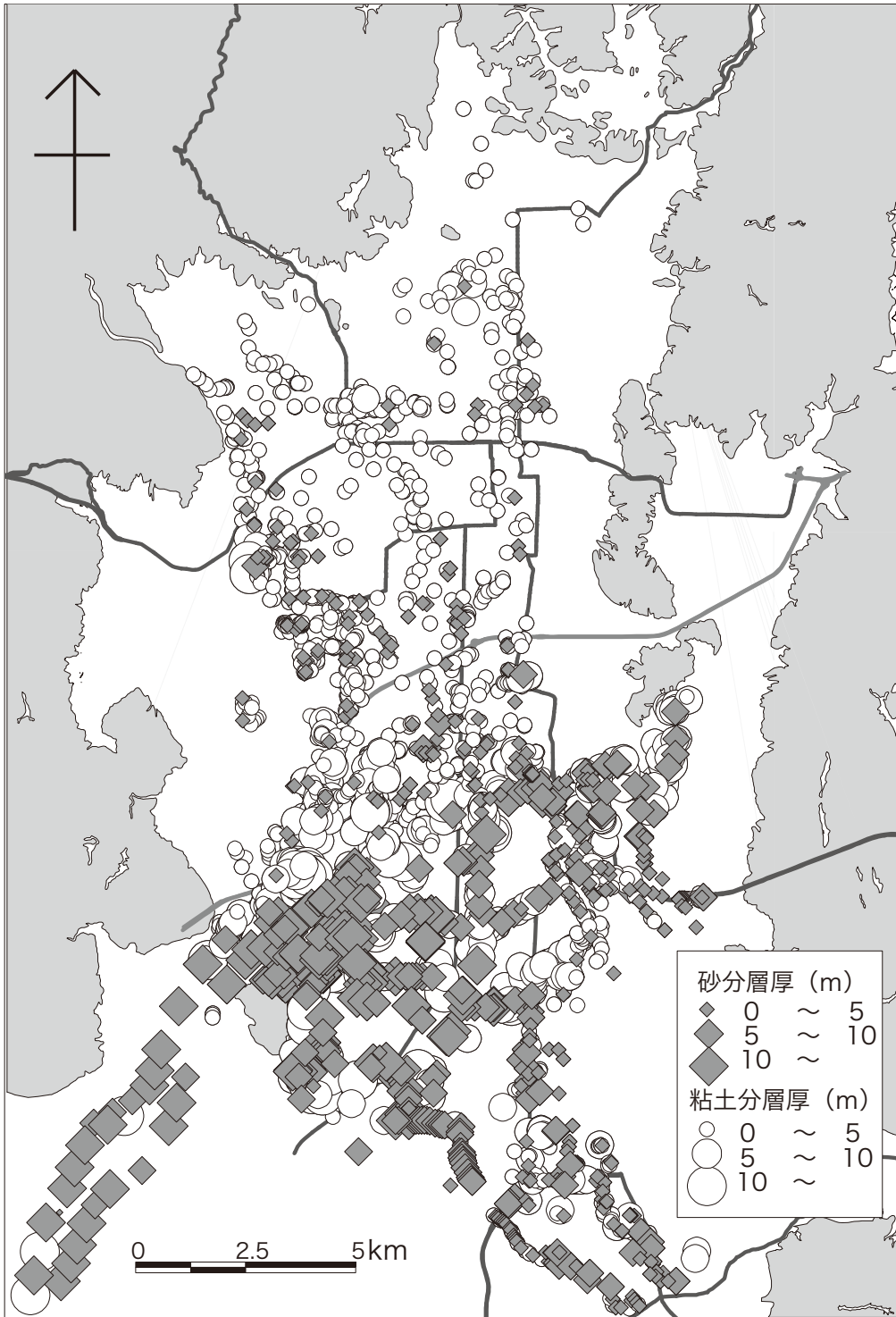
山科盆地の浅部地下地質に関しては、ボーリングデータを南北に並べた第8.12図から、京都盆地のように段丘相当層の厚い礫層が発達していないことがわかり、沖積層相当層との区分は明確にできない。全体に礫層主体



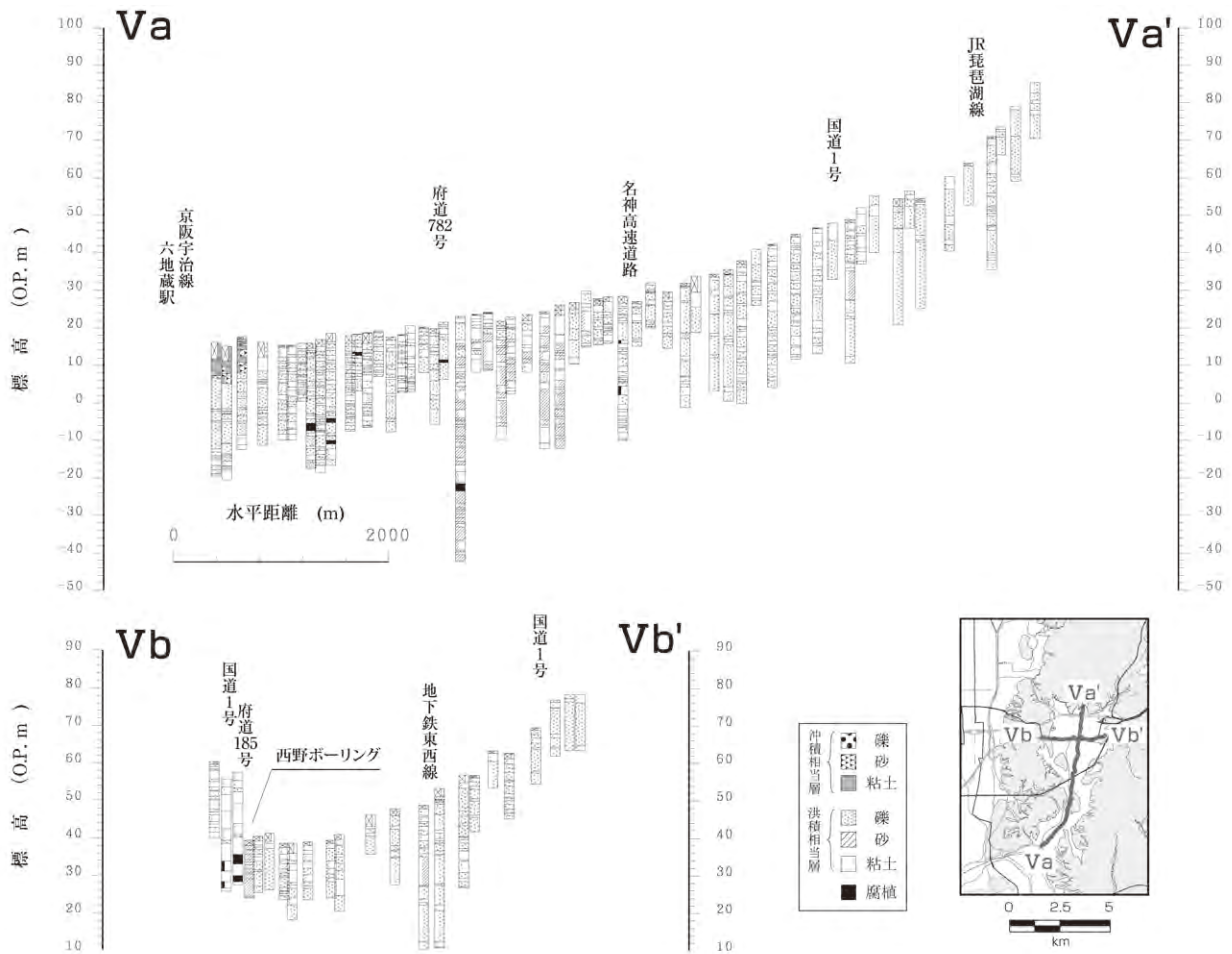
第8.10図 沖積層分布層厚
 (関西地盤情報活用協議会地盤研究委員会編, 2002)

で粘土層を挟む。第 8. 11 図に見られる名神高速道路から府道 782 号線あたりに分布するシルト・砂の卓越する地層は、表層地質分布からみて大阪層群相当層が地表面近くまで分布していると考えられる。このあたりから北部が盆地状になり、周辺山地河川からの砂礫の堆積と、氾濫原でのシルトと砂の堆積がくりかえして互層状の地層が形成されたと考えられる。

なお、年代に関する資料は少ないが、西野小学校の北緯 34°58' 59.8", 東経 135° 48' 11.3"地点のボーリングで 3 点の ^{14}C 年代測定を実施した。深度 6 m で 24,130 ± 110 yrBP, 深度 8.2 m で 26,690 ± 140 yrBP, 深度 15 m で 48,130 ± 780 yrBP の年代値が得られており、沖積層の層厚は薄いことが理解される。



第 8. 11 図 沖積層の優勢な土質
(関西地盤情報活用協議会地盤研究会委員会編, 2002)



第8.12図 ボーリングデータからみた山科盆地の南北断面
 (関西地盤情報活用協議会地盤研究委員会編, 2002)

第9章 地質構造

(小松原 琢・水野清秀・脇田浩二・竹内圭史)

9.1 中生界の地質構造

中生界の地質構造は、丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスの地質構造と後期白亜紀火成岩類の地質構造に細分できる。

丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスの地質構造 丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスからなる北西部や中央の地塊は、南北ないし北北東-南南西方向の断層などで区切られている。中央の地塊の中にも北北東-南南西方向の断層が、明瞭にその構造を切って分布している。丹波帯付加コンプレックスは、Ⅰ型地層群とⅡ型地層群に区分され、両者は明瞭な断層で区切られている。両者の境界はその成因から判断して本来低角な断層だったと推定されるが、現在は東西方向の高角断層として地表に現れている(第3.1図)。Ⅰ型地層群はⅡ型地層群の構造的下に位置している。全体として大きく正立褶曲しているが、後世の構造変形によって更に複雑な地質構造となっている。例えば、宇治市菟道から宇治田原町高尾にかけての地質体は、厚い砂岩層が卓越する箇所とメランジュの泥質基質が卓越する地域が褶曲により繰り返しているが、後世の断層により本来の褶曲構造が不明瞭となっている。また、砥石型珪質粘土岩とチャートのスラブが卓越するメランジュではしばしば翼の閉じた褶曲が観察され、特に宇治市西笠取下荘川西の東にある採石場では、砥石型珪質粘土岩・チャート・泥岩優勢砂岩泥岩互層が明瞭な褶曲構造を有している。

丹波帯付加コンプレックスの走向は、Ⅰ型地層群、Ⅱ型地層群ともに北西-南東ないし西北西-東南東方向で、一部東西あるいは東北東-西南西となっている。傾斜は、60°以上で南あるいは北に傾斜している。メランジュの剥離性の方向と地質図に描けるサイズのスラブの延びの方向はほぼ平行である。丹波帯付加コンプレックスは、新生代の高角断層によって所々分断されているが、それほど大きな変位は受けていない。

本図幅地域の丹波帯付加コンプレックスのうち北西部や中央の地塊においては、南北ないし北北東-南南西方向の断層が顕著である。それらはかつて笠取断層・音羽山断層として地質図に示されている(石井, 1932; 上治, 1962)。本図幅において調べた断層の位置は、上治(1962)の位置と若干異なっており、同一の断層とするべきか判断が分かれるところであるが、これらの断層が丹波帯付加コンプレックスを切る非常に重要な断層であることには違いない。丹波帯付加コンプレックスの西縁にある黄

断層系は、活断層として認識されているが、丹波帯付加コンプレックスの分布を限る重要な断層系でもあり、古くから活動していた断層系が新生代にも再活動していると推定される。大津市石山から岩間山の西を経て宇治田原町郷之口にかけても、北北東-南南西の笠取断層が推定される。笠取断層の方向は、花折断層や中央部地塊の西縁の構造方向と一致する。同方向の断層はより東にも分布するが、図幅地域東部では花崗岩の分布によってその構造が明瞭ではなくなっている。

丹波帯付加コンプレックスを切る断層として、西北西-東南東方向の断層がしばしば観察される。これは、丹波帯付加コンプレックス内部の構造とほぼ平行である。宇治市喜撰山で砂岩の北限を境する喜撰山断層(上治, 1962)はその一例であるが、その位置は本図幅の調査結果とは相違する。

他には北西-南東方向の断層が丹波帯付加コンプレックスの分布の北部で観察される。京都市山科区髭茶屋付近で南北に走る断層は、多くの地点で岩相のずれから位置が特定され、新幹線音羽山トンネル内でも破碎帯が確認されている。

後期白亜紀火成岩類の地質構造 田上花崗岩体の貫入形態については、大津市立木観音・妙見山で丹波帯の地層がルーフペンダントとなっているのをはじめ、岩間山・袴腰山や東部の太神山南では貫入面が低角南西・南傾斜である。したがって田上花崗岩体の南部から西部にかけての地域では、深成岩体の上面付近が現在地表で観察されているものと考えられる。田上花崗岩体全体としても、大きな傾動運動などは被っていないように思われる。

後期白亜紀火成岩類を切る断層には大津市千頭岳東の笠取断層(上治, 1962)がある。そこでは北北東-南南西方向の笠取断層が田上花崗岩体と丹波帯の地層を境しており、変位は西落ちである。また、音羽山周辺の岩脈が南北系の断層系により切られている。一方、東部の田上花崗岩体の周辺では地質図に示される規模の断層の存在は確認されていない。

9.2 綴喜層群の地質構造

湯屋谷断層(新称)

宇治田原町湯屋谷南方から東方へ穀池峠の北方へ延びる、東西延長約4.5 km、垂直変位北落ちの断層。従来の地質図では裏白断層(石田ほか, 1954; 次項参照)が西方へ湯屋谷断層に連続するとされていたが、両者は別の

断層である。西部・東部では南側の丹波帯付加コンプレックスと北側の綴喜層群を境する。中央部では綴喜層群の分布域内に位置し、綴喜層群が本断層の北側では南傾斜、南側では北傾斜する向斜構造をなしている。本報告の調査では断層露頭は観察されず、断層の位置は基盤岩と綴喜層群の露頭分布、綴喜層群の傾斜方向、及び地形から推定した。東端は穀池峠の道路で位置を特定できるが、以東への延長は不明である。西端では大阪層群長山層を変位させていないことから、長山層の堆積以前に活動を終えていたと考えられる。

その他の断層 奥山田北方の道沿いで、奥山田層の塊状シルト岩と丹波帯のチャート角礫岩・チャートがN55°W, 80°Sの断層で接している。北西・南東への延長は不明であるが、北西地域の丹波帯付加コンプレックスに見られる西北西-東南東断層系と関連する可能性もある。

9.3 活構造

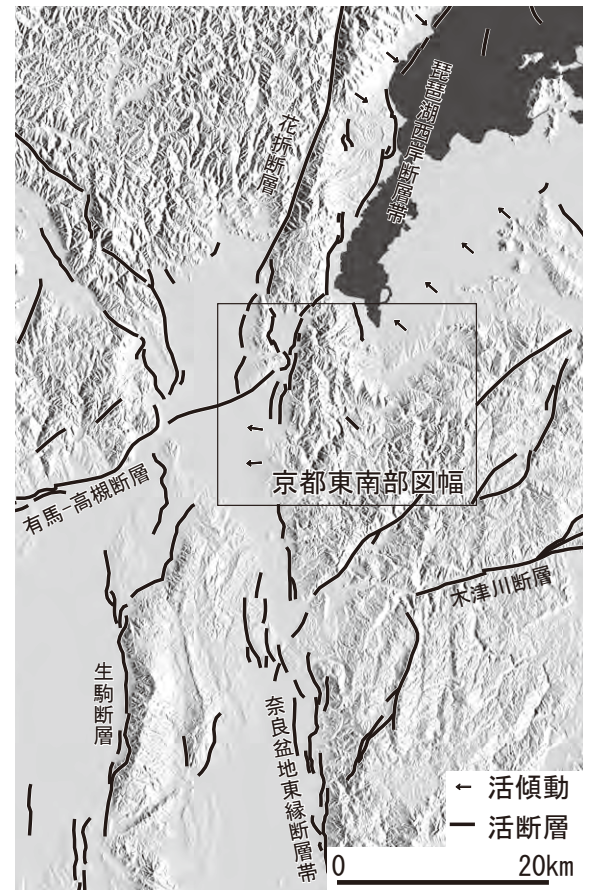
京都東南部図幅には鮮新-更新統から上部第四系を変位させる地質構造が数多く認められる。第四紀後期の変位基準を変形させている構造が活構造に該当することは確実であるが、第四紀後期の変位基準面を欠き鮮新-更新統に変位を与えている地質構造の中にも活構造が含まれている可能性は否定できない。

本図幅地域には逆断層を主体とする活構造が多く認められている(第9.1図)。活構造の多くは山地・丘陵と平野の境界をはじめとする地形境界に位置し、堆積盆地や山地など地形の形成に深く関与してきた。

この地域の活断層に主眼を置いた研究は、藤田ほか(1974)による第四紀地殻変動図の作成に始まる。その後、活断層研究会(1980)による全国的な断層調査によって本図幅を含む近畿地方が全国的に見ても活断層の密集する地域の一つであることが明らかにされた。吉岡(1987)は京都盆地周辺の活断層を記載し、盆地の形成機構について議論した。また、池田ほか(1991)は滋賀県の活断層や変動地形について記載した。

1995年の兵庫県南部地震以降、活構造に関する調査が活発に行われ多くの知見が得られた。それらの調査は詳細な活断層分布図の作成(岡田ほか, 1996; 岡田・東郷, 2000; 植村, 1999, 2001a; 中田・今泉, 2002)、活断層の活動履歴の解明(京都市, 1998a, b, 1999b, 2001b)及び地下地質構造の解明(京都市, 1999a, 2003b)など多くの成果を生み出した。しかし一方で研究ごとに異なった断層名が用いられる例がある。研究別の活構造名対照表を第9.1表に示す。

本図幅内には、1) 高位段丘堆積物ないしそれより新期の地層を変位させる構造(活構造)、2) 古琵琶湖層群・大阪層群を変位させるものの、第四紀後期の変位基



第9.1図 近畿地方活断層図
水野ほか(2002), 岡田・東郷(2000)に加筆して作図。

準を欠く構造(鮮新世または前期第四紀以降に活動した構造)、3) 第四系を変位させる露頭や明瞭な変位地形は見つかっていないものの活構造である可能性をもつ断層(推定活断層)、が存在する(第9.2図)。このうち、後2者は第四紀後期に活動した証拠はないが、活構造と密接な関係をもつ地質構造であるため、本章で記載する。

京都東南部図幅では、①近江盆地の東縁を画する瀬田傾動帯、②近江盆地西縁を画する膳所断層、③山科盆地周辺東縁を画する黄檗断層、④山科盆地西縁を画する花山-勤修寺断層、⑤京都盆地西縁を画する桃山断層、⑥宇治丘陵西部に位置する宇治傾動帯、⑦京都盆地を東西に横断する宇治川断層、⑧宇治田原丘陵西縁部に位置する曾束断層、⑨朝宮丘陵西縁に位置する和東谷断層、が第四紀後期の地層ないし地形を変位させている。また確実に鮮新世ないし前期第四紀以降に活動した断層としてうらじろ裏白断層がある。そのほか田上山地には、系統的な変位地形は認められないものの明瞭なリニアメントを伴う地質断層である田上断層群が存在する。

9.3.1 瀬田傾動帯(新称)

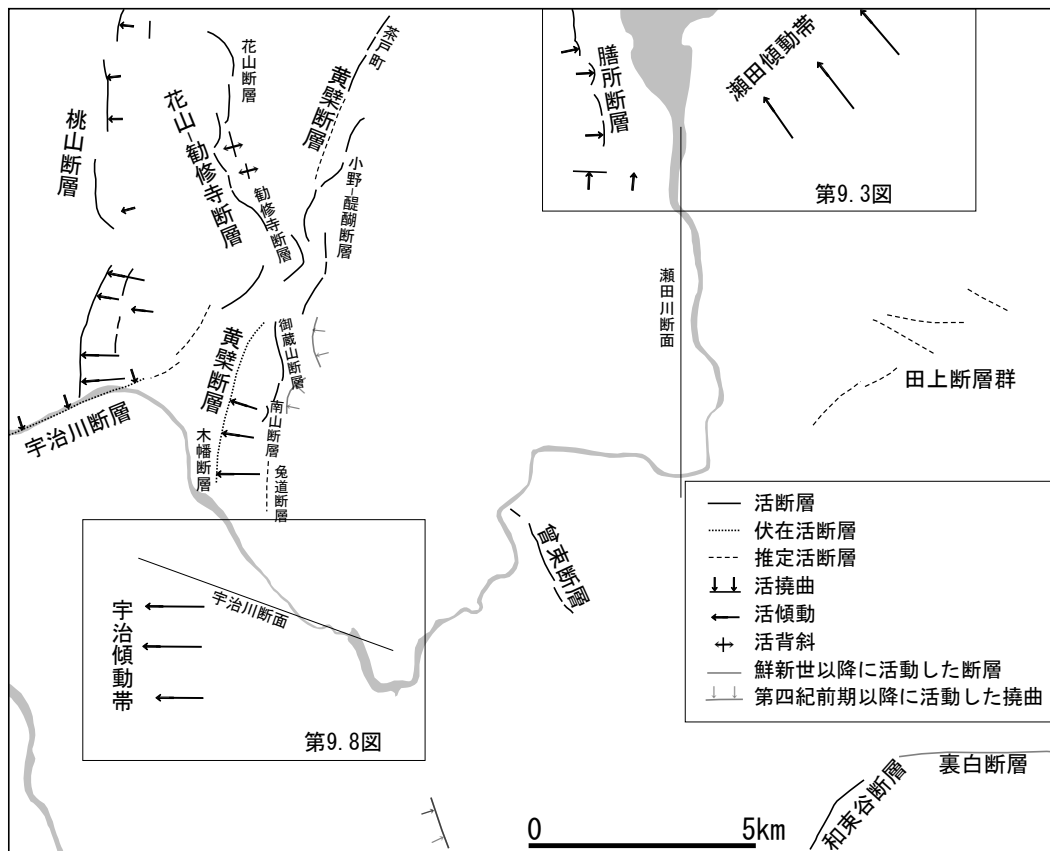
瀬田傾動帯は、本図幅の北に位置する野洲川左岸付近

から大津市の瀬田川付近に至る長さ約 15 km の北西傾斜の傾動帯である。瀬田丘陵では、本傾動帯によって高位 1 段丘面が 1/100 の勾配で北西に傾斜する (第 9. 3 図)。

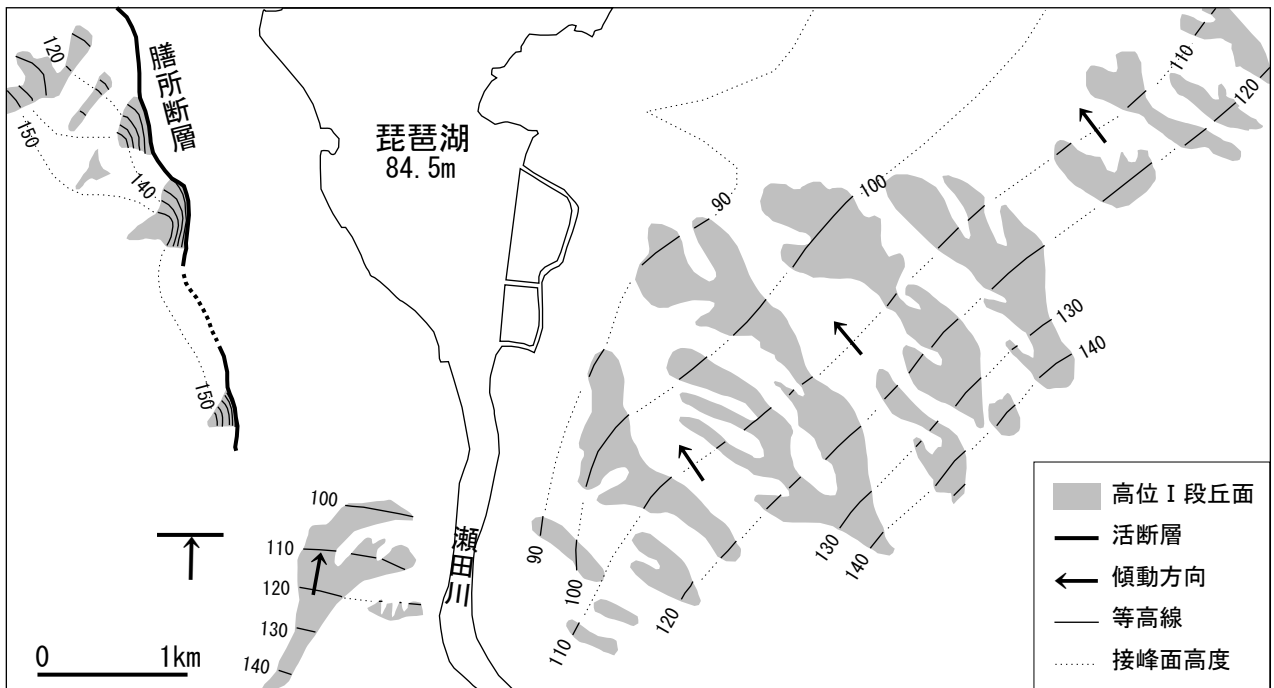
瀬田川沿いの河成段丘面の縦断面図 (第 9. 4 図) によると、この傾動帯の南端は瀬田丘陵南端に及んでいる。中位段丘面が変位していることから、この傾動運動は少

第 9. 1 表 研究別の活構造名対照表

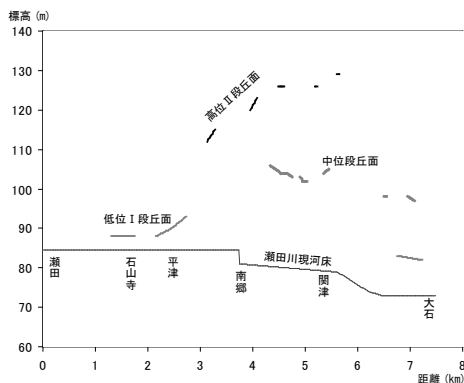
| 本研究 | 植村(2001) | 京都市(2001) | 岡田・東郷編(2000) | 岡田ほか(1996) | 活断層研究会(1991) | 吉岡(1987) | 活断層研究会(1980) | 地震調査研究推進本部(2011) |
|----------|---------------|---------------|--------------|------------|---------------|---------------|----------------|------------------|
| 瀬田傾動帯 | | | 図示のみ | | | | | |
| 膳所断層 | | | 膳所断層 | 膳所断層 | 膳所断層 | | 図示のみ | 琵琶湖西岸断層帯南部 |
| 黄檗断層 | 黄檗断層 | 黄檗断層系 | 茶戸町(断層) | | | | | 三方・花折断層帯南部 |
| | | | 小野断層 | 小野・醍醐断層 | 図示のみ | 小野断層 | 黄檗断層 | |
| | | | 御蔵山断層 | 御蔵山断層 | | 御蔵山断層 | | |
| | | | 木幡断層(撓曲) | 木幡断層 | | | | |
| | | | 黄檗断層 | 南山断層 | | 黄檗断層 | | |
| | 菟道断層 | | | | | | | |
| 花山-勸修寺断層 | 花山断層 勸修寺断層 | 花山断層 勸修寺断層 | 花山-勸修寺断層 | 図示のみ | 花山断層 勸修寺断層 | 花山断層 勸修寺断層 | 山科西(断層) | |
| 桃山断層 | 桃山断層 | 桃山断層系 桃山断層 | 桃山断層 | 桃山断層 | 桃山断層 | 桃山断層 | 東山西縁断層 桃山断層 | |
| 宇治傾動帯 | | | 図示のみ | | | | | |
| 宇治川断層 | | 宇治川断層 | | | | | | |
| 曾束断層 | | | | | | | | |
| 和束谷断層 | | | | | 和束谷断層 | | 和束谷断層 | |



第 9. 2 図 京都東南部図幅の活構造
裏白断層の西半部は鮮新世以降に活動した証拠がないので図示していない。



第9.3図 瀬田傾動帯の平面図
「京都東南部」地域における範囲は第9.2図参照。



第9.4図 瀬田川の段丘縦断面形
縦断面線の位置は第9.2図参照。

なくとも後期更新世以降も継続していると考えられる。この傾動帯は近江傾動運動(植村, 2001a)の一部をなし、近江盆地の形成に直接関与していると考えられる。瀬田丘陵に分布する古琵琶湖層群は、地質図の断面図に示されるように全体に緩く北西方向に傾斜しており、この傾動運動の影響によるものと考えられる。

9.3.2 膳所断層 (Ishida et al., 1976)

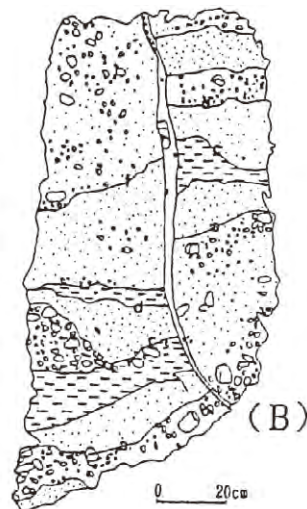
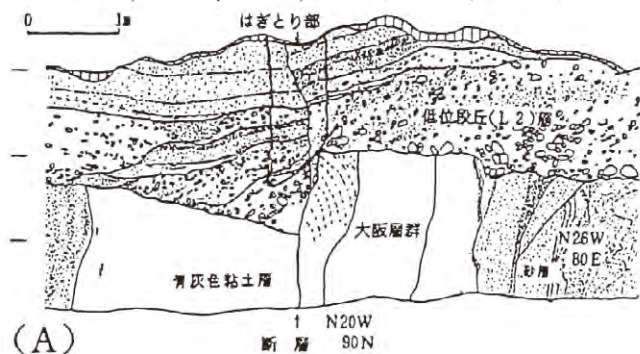
膳所断層は琵琶湖の湖岸から大津市園山に至る長さ約4kmの東落ちの活断層である。この断層は琵琶湖西岸断層帯の南端に位置し、石山丘陵と近江盆地の境界をなしている。膳所断層沿いでは古琵琶湖層群・堅田層が50~70°傾斜する急傾斜帯が認められるほか、高位I~

中位段丘面が撓曲するが、低位段丘面には明瞭な変位は認められない。高位I段丘面の上下変位量は隆起側だけで約50mである(第9.3図)。しかし、沈下側において地下数m~10m以浅にATが出現すること(小松原, 2006)から、上下平均変位速度は0.1mm/千年を大きく上回るとは考えにくく、琵琶湖西岸断層帯を構成する他の活断層と比較して変位速度が著しく小さい。

9.3.3 黄檗断層 (上治, 1962)

黄檗断層は山科盆地の東縁に位置する長さ約10kmの活断層である。複雑な形態を示し、岡田・東郷(2000)は、この断層を小野-醍醐断層、御蔵山断層、木幡断層、菟道断層などの短い断層によって構成される断層群として記載している(第9.2図)。また、黄檗断層全体としては西落ちの断層とみなされるが、御蔵山断層は東落ちの活動である。

黄檗断層は、京都市(2001b, 2002c)により露頭調査やボーリング調査などが行われ、地質構造が詳細に記載されている。それらによると、御蔵山断層の北部では低位段丘堆積物を切る副次断層の露頭が確認されたほか(第9.5図:現在は開発により露頭は無くなっている)、大阪層群が逆転し低位I段丘堆積物に約3mの変位が生じていることがボーリング調査により明らかにされている。菟道断層に関しては、小林ほか(1980, 1984)、小泉ほか(2002)による反射法地震探査やボーリング調査によって、地下に伏在する低角逆断層の存在が確認されている。



第9.5図 黄檗断層（御蔵山断層）の露頭（京都市2002c：京都市伏見区石田）

小野-醍醐断層及び御蔵山断層の更に東側では、大阪層群深草層上部が西に急傾斜する撓曲帯があるが（京都市, 1998a; 石田, 2002b）、変位地形としては明瞭ではない。小野-醍醐断層は、第四紀後期に本断層上端の位置が盆地側に移動したものと考えられる。

黄檗断層は、最北部の茶戸町断層や中部の小野-醍醐断層及び御蔵山断層で低位I段丘面に明確な変位が認められることから、後期更新世以降に活動していると考えられる。

なお、既往研究では茶戸町断層と小野-醍醐断層の間に明瞭な変位地形が認められないことからこの区間に断層を引いていないが、本報告では新期の扇状地堆積物（沖積層）に覆われているものとみなし伏在断層を推定した。

9.3.4 花山-勤修寺断層 [吉岡 (1987) の花山断層と勤修寺断層を岡田・東郷 (2000) が一括]

花山-勤修寺断層は山科盆地の西縁に位置する長さ約6 kmの東落ちの活断層である。この断層は雁行する断層群からなり、北半部では断層の東（沈下）側に低位段丘面を变形させる開いた活背斜を伴っている。山科区西野町における撓曲帯のトレンチ調査によって、約12,000年前以前-AT降下以降及び約35,000年前以前48,000年前以降に活動したことが明らかにされている（京都市, 2001b, 2002c）。また、京都市営醍醐東団地の造成時にはAso-1火山灰層に対比されるテフラを含む大阪層群・深草層最上部が直立ないし西に急傾斜する露頭が出現しており（京都府企画環境部環境企画課, 2002）、大阪層群堆積以降に活発に活動してきたと考えられる。山科区西野山地区におけるピット調査から、本断層の最新の活動時期は約25,000～12,000年前で、その際の上下変位量は約1.4 m以上であったと見積もられている（第9.6図：京都市, 2001b）。

9.3.5 桃山断層（活断層研究会, 1980）

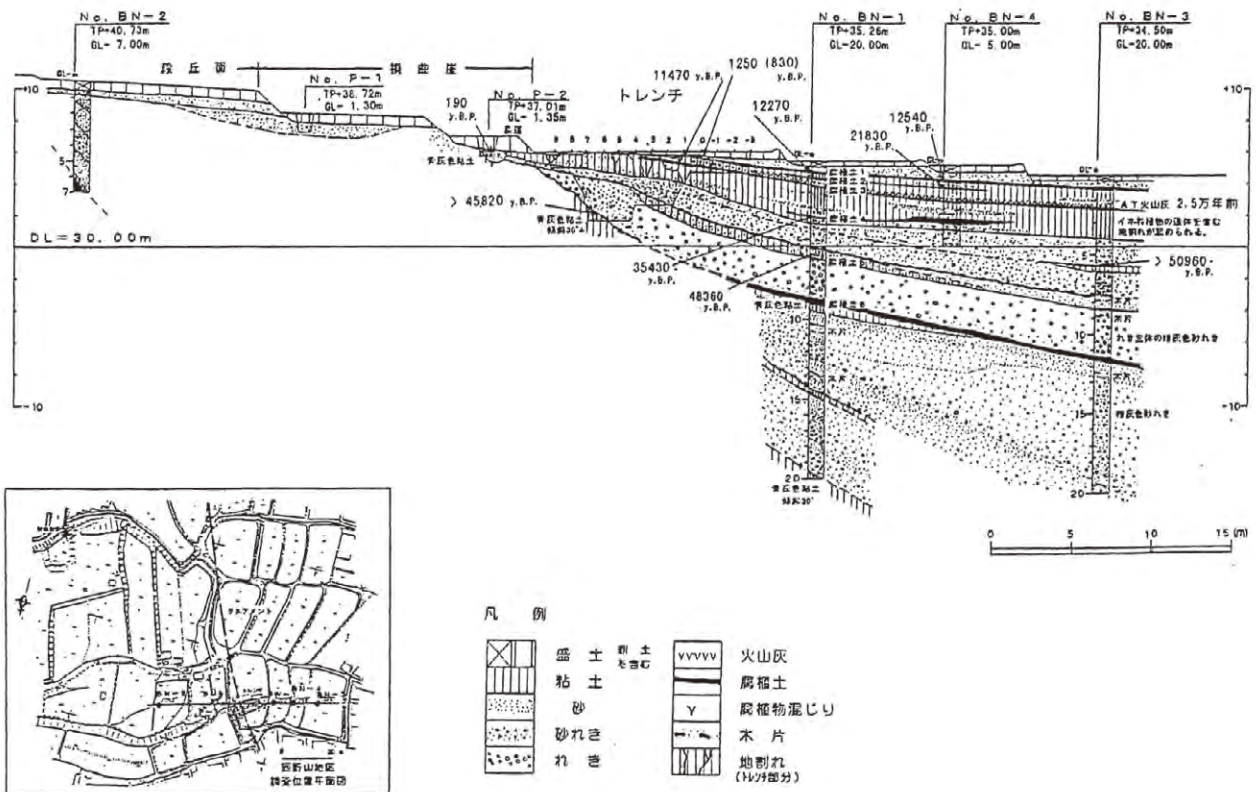
桃山断層は、花折断層帯の最南部に位置する長さ約10 kmの西落ちの断層である。この断層は大部分の区間で大阪層群・深草層と高位段丘面を明瞭に変位させる東側の撓曲と、低位段丘面を緩やかに変位させる西側の撓曲の2条の撓曲からなる。

京都市 (2001b) によると、京都市東山区東福寺南側道路上での群列ボーリングでは、大阪層群から低位段丘堆積物にいたる地層が下位ほど大きく累積的に西傾斜する状態が観察された（第9.6図）。また、断層南部の伏見区桃山長戸町の京都府総合教育センターでは、伏見城遺物包含層の下部層を切り、伏見城遺物包含層の上部層に覆われる小断層が見出されている（第9.7図：京都市, 2001b, 2002c）。京都市 (2001b) は、東福寺付近に分布する低位段丘面の変位量から、第四紀後期における桃山断層の上下変位速度を0.2～0.35 mm/年と見積もっている。また、川崎ほか (1992) は桃山断層の南方延長で反射法地震探査を行っている。

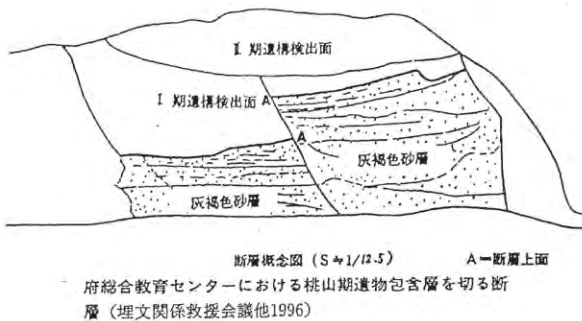
9.3.6 宇治傾動帯（新称）

宇治傾動帯は、宇治丘陵において高位I段丘堆積物及び高位II段丘堆積物を西に傾動させる傾動帯である（第9.8図・第9.9図）。宇治川の段丘縦断面形から推定される撓曲帯の幅は約5 kmに及び、高位II段丘形成時の河床勾配が現河床と同程度であったと仮定するなら上下変位量は100 mに達する。しかし、宇治川右岸（黄檗丘陵）における黄檗断層による高位II段丘面の傾動と比較して、本傾動帯による同段丘面の傾動量は顕著に小さく、宇治傾動帯と黄檗断層は一連の構造とみなしがたい。

なお、宇治丘陵東端部の宇治田原町銘城台（付図BのU-15地点）では、大阪層群長池層及び長山層が東に急傾斜している撓曲帯が見られ、およそ南北に1 kmほど連続する。この撓曲を銘城台撓曲と呼ぶ。しかし、変位地形にはほとんど現れないことから、後期更新世以降



第 9. 6 図 花山-勸修寺断層の断面図
(京都市, 2002d)



← 第 9. 7 図 桃山時代の遺物包含層を切る小断層
(京都市, 2002c: 京都市伏見区桃山町)

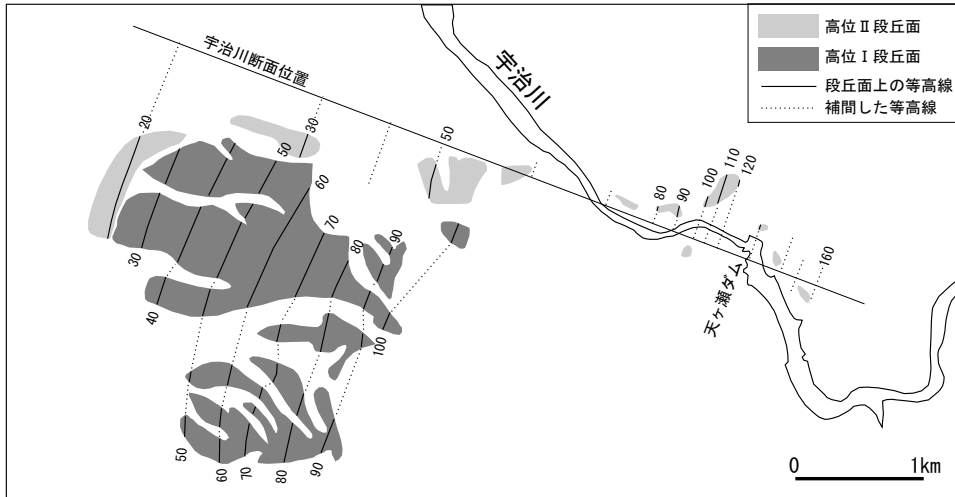
は活動していないと考えられる。

9. 3. 7 宇治川断層 (京都市, 2001b)

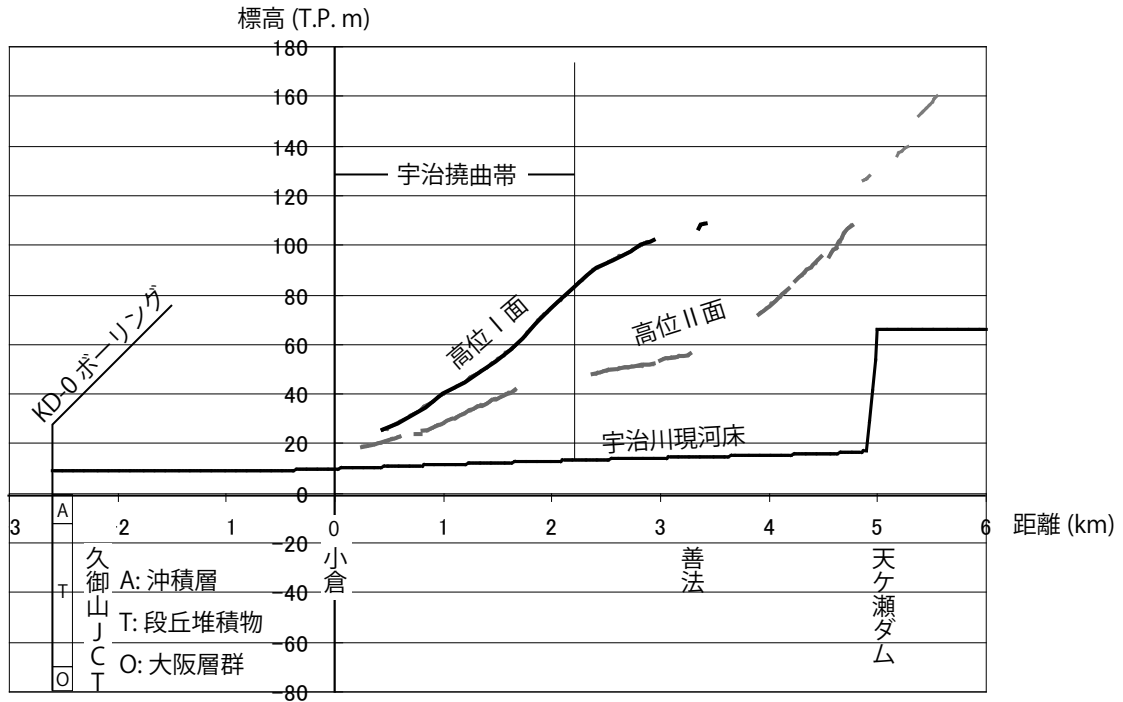
宇治川断層は、京都盆地を東西に横断する南落ちの長さ約 9 km の伏在断層である。この断層は、最初植村・中塚 (1992) によって京都盆地中央部に沖積層を南落ちに変位させる断層 (横大路断層) として指摘され、川崎・小林 (1993) や兵庫県南部地震以降に行われた地下構造探査によって位置や活動度が詳しく検討された (京都市活断層調査委員会, 2004)。宇治川断層は、京都盆地西縁の宇治川と桂川の合流地点付近から宇治川沿いに桃山丘陵南縁に達する。この間で行われた反射法地震探査では、いずれの測線においても大阪層群と基盤岩を南落ちに変位させ、かつ下位層ほど変位量が大きいという変位の累積性が認められている (京都市, 2001b)。ポーリン

グ調査によると、大阪層群上部堆積期以降における本断層の平均変位速度は 0.2 m / 千年程度と想定される (京都市, 2001b)。また最新活動は約 3,100 年前の天城カワゴ平軽石降下以降で約 1,000 年前以前と考えられている (京都市, 2002b)。

宇治川断層の北東側延長にあたる小栗栖では、大阪層群深草層上部のシルト層が 45° 以上の傾斜で南東に傾いている様子が見られる。また、桃山丘陵頂部に深草層下部の地層が分布していることを考えると、桃山丘陵の南東縁に断層がないとこの地質構造を説明できない。これらを総合的に解釈すると、宇治川断層の延長部が、桃山丘陵の南東縁に連続 (あるいは断続して存在) している可能性が高い。



第9.8図 宇治傾動帯の地形
「京都東南部」地域における範囲は第9.2図参照。



第9.9図 宇治川の段丘縦断面形
縦断面線の位置は第9.2図参照。

9.3.8 曾束断層 (新称)

曾束断層は醍醐山地南東部の瀬田川南岸に位置する長さ2.5 kmの短い北北西-南南東走向の断層である。この断層は丹波帯I型地層群に属する泥岩を幅1~2 m程度にわたって破碎し、固結していない断層ガウジを含む千枚岩状の破碎帯を形成している(第9.10図)。また断層を横断する谷や尾根を系統的に右横ずれに数十m変位させていることから、第四紀後期に活動している可能性が高い。断層南端付近においては大阪層群長山層の砂

礫層を急傾斜させる露頭が認められる。

9.3.9 和束谷断層 (横田ほか, 1978)

和束谷断層は本図幅南端から南の奈良図幅に至る長さ約15 kmの北東-南西走向の活断層である。本図幅においては丹波帯II型地層群の泥岩を最大幅数mにわたって著しく破碎させ、固結していない断層ガウジを含む破碎帯を形成する。また古琵琶湖層群甲賀層の礫層と丹波帯堆積岩類の境界をなし、地形的に明瞭な東落ちの断層で



第9.10図 曾束断層の露頭
スタッフの長さは3 m. (大津市曾束：付図C)



第9.11図 田上断層群の露頭
鍬の柄の長さは90 cm. (大津市天神川上流部：付図C)

ある。殻池峠の南（付図DのS-8地点）では、1981年当時、逆断層の露頭が見られた。ここでは中位ないしは低位段丘堆積物相当層と考えられる崖錐性の角礫層と丹波帯堆積岩類がN32°E、66°Wの断層面で接し、基盤岩中には幅約2mの破碎帯が形成されていた。

9.3.10 裏白断層（石田ほか，1954；横田，1974）

裏白断層は、朝宮丘陵の北縁に位置し、宇治田原町奥山田から裏白峠、甲賀市信楽町朝宮をへて、東隣「水口」図幅内の信楽町杉山へ、ほぼ東西方向に約7km連続する断層である。この断層は綴喜層群及び古琵琶湖層群を変位させる、北側隆起の断層である。

裏白峠の東方（付図DのS-6地点）では、丹波帯の地層の破碎帯と古琵琶湖層群信楽礫部層の礫層主体層とが傾斜ほぼ90°の断層面で接していた。朝宮（付図DのS-1地点）では、やや破碎した花崗岩と古琵琶湖層群中郷礫泥部層のシルト混じり礫層が、幅10cm程度の断層粘土～角礫帯を介して72°南に傾く断層面で接していた。

西端部の茶屋トンネル西の沢では、綴喜層群奥山田層上部の塊状シルト岩、湯屋谷層の塊状砂岩・礫岩が北傾斜しており、それらの北方に奥山田層上部の塊状シルト岩が分布することから、両者の間を裏白断層が通ると推定される。その西の奥山田川では、奥山田層の塊状シルト岩、湯屋谷層の礫岩を挟む塊状砂岩が南傾斜で分布している。岩相・地質構造が不連続であることから両地域の間に北西-南東方向の断層の存在を推定しており、この断層が裏白断層をも切っている可能性があるが確認できていない。

本断層は変位地形が明瞭ではなく、後期更新世以降は活動していないと考えられる。

9.3.11 田上断層群（新称）

田上断層群は、田上花崗岩体中に認められる西北西-東南東走向あるいは北東-南西走向で、直線状の谷や高度変換線として明瞭なリニアメントを伴う断層を総称する。これらのリニアメント沿いには花崗岩中の石英脈などを変位させる明瞭な地質断層が認められることが多い。これらの断層の破碎帯は固結したカタクレサイトからなり、固結していない断層ガウジは認められなかった（第9.11図）。地質図に推定活断層として示したものはいずれも断層露頭を確認しているが、第四系を変位させている証拠は得られなかった。

第10章 資源地質

(中野聰志・田口雄作・水野清秀)

10.1 鉱物資源

本図幅地域には、滋賀県内に8箇所の長石鉱山と若干のマンガン鉱山が、京都府内には京都市伏見区醍醐に1箇所、宇治田原町地域に数箇所のマンガン鉱山があった。このうちの長石鉱床は、母岩の花崗岩が熱水変質作用を受けてできたものと考えられている[第4章の優白質花崗岩(熱水変質花崗岩)の項を参照]。一方、マンガン鉱床は、丹波帯の堆積岩類が花崗岩による接触変成作用を受けた際にできたものと考えられており、丹波帯中に存在する多数の他のマンガン鉱床同様、いずれも小規模なものである(高瀬・物部, 1960; 井本, 1966; 日下部, 1976)。これらの鉱床のうち、現在も稼働されているのは2箇所の長石鉱床のみであり、マンガン鉱山はいずれも閉山している。そのほかに、本図幅地域宇治市域には笠取重晶石鉱山が存在したが現在は閉山している。滋賀県田上花崗岩体ペグマタイトは、フェルグソン石、モナズ石、ゼノタイム、イトロタンタル石、ジルコン、ガドリウム石、褐れん石、サマルスキー石、ユークセン石、コロンブ石等の含放射性元素鉱物を含むことから、かつてウラン鉱床として記載されている(瀧本, 1973)。また、同ペグマタイトは、かつて雲母類の鉱床として記載されたほか(地質調査所, 1953)、錫鉱床の典型として田上型として分類された(地質調査所, 1955)。

以下の記述は基本的に、長石鉱床については浅山(1973)・港(1974)・須藤(1991, 2001)を、マンガン鉱床については吉村(1952, 1969)、瀧本・石垣(1973)を引用し、その他の鉱床については瀧本(1973)を引用して記述する。

なお、マンガン鉱床については、石山大平鉱山(大津市国分)と淀山鉱山・大石鉱山・黒山鉱山(以上大津市大石)の各鉱床が「日本のマンガン鉱床」(吉村, 1952)に列挙されている。また、「日本地方鉱床誌:近畿地方」(瀧本, 1973)には、大津市大石地区の池ノ尾鉱山と京都市伏見区の峯山鉱山が鉱床分布図上に示されている。宇治田原地域の立川・宇治田原・大石・第2吉浦・宮前の5鉱山についても、吉村(1969)により表に挙げられている。これらの旧鉱山についてはいずれも詳細が不明であるため、本図幅では省略し地質図にも示していない。

10.1.1 長石鉱床

本図幅地域産の長石は、鉱種名アプライトとして全国生産の多くを占めていた(浅山, 1973; 辻・北原,

1979; 小早川, 1991)。浅山(1973)では、以下に記載する鉱床のうち最初の2鉱床は花崗岩中におけるペグマタイトの長石として、残りの6鉱床は花崗岩中の特異な長石鉱床として分類されている。このうち現在採掘が行われているのは、井上平津鉱山と朝宮乾鉱山である。安斎(1950)は、戦後間もない時期に本図幅内の長石鉱床の報告をしている。そこには、他の文献にはない井上陀羅谷鉱床・大江南郷・ヤマカ南郷・ヤマカ石倉の各鉱床が記載されている。ここでは、そのうち井上陀羅谷鉱床のみ個別に取り上げ、他の3鉱床は溪井南郷鉱山と石倉鉱山の記載に含める。井上陀羅谷鉱床は丹波帯中の長石鉱山であり、他の鉱山はいずれも田上花崗岩体中と信楽花崗岩体中の鉱山であるが、そのほとんどは丹波帯の堆積岩との境界部付近に位置する。

井上陀羅谷^{たらのたに}鉱床:京都市伏見区醍醐陀羅谷(滋賀・京都境界部, 大津市南郷千町西端)

鉱床は、花崗岩と丹波帯堆積岩の境界部にあたり、堆積岩に貫入した走向N20°W傾斜70°Eの優白質花崗岩脈であり、石英が多くかつ割れ目に沿う汚染が多く良質でなく、鉱量も期待できないと記載されている。かつて若干の碎石の採取が行われたようであるが、詳細は不明である。

新平津^{ひらつ}鉱床:大津市石山平津の袴腰山の北中腹

N60°E方向の延長55m最大幅約30mの、良質の長石を50~70%含むペグマタイト鉱山として、1950年から約5年間採掘された。

平津石垣^{ひらつ}鉱床:大津市平津東山

南北方向に約50m延びる幅約15mのほぼ直立のレンズ状鉱床として、戦後数年採掘された。鉱石は長石を約70%含む。

井上平津^{ひらつ}鉱床:大津市石山平津

京滋バイパスのすぐ西、桜峠の約300m北に位置する。鉱床は3~4鉱体に分かれ、南北約400m東西約100mの範囲に不規則な塊状、一部はほぼ板状に存在する。井上長石平津鉱山は1942年から採掘が開始され、地下坑道が-90mまでの数レベルにおいて細かく展開された(第10.1図)。鉄分・石英の少ない良質の長石鉱石を産出する鉱山として知られてきたが、現在は坑道採掘が休止され岩間山東麓の露天掘りが行われているのみである(第10.2図)。往時、月産約500トン。以前より坑道から湧く地下水を温泉の源泉として利用していたほか、2000年頃からは飲用として販売している。

一般に、粗粒黒雲母花崗岩→(粗粒優白質花崗岩)→

小空隙に富む粗粒長石鉍石→細粒長石鉍石→細粒黒雲母花崗岩→粗粒黒雲母花崗岩と並ぶ帯状構造を示す。お互いは漸移している場合が多いが、急に移化する場合もある。産状と鉍石については、それぞれ港（1974）と小早川（1991）の詳しい報告がある。

本鉍床中では場所によって小規模のペグマタイトが伴い、優白質花崗岩及び石英脈も存在する。これらの岩石と鉍石及び母岩の成因的關係は、非常に重要な問題である。港（1974）は、第 10. 3 図に示すように、産状に基づき粗粒～細粒の花崗岩のものと岩相変化を基礎にしてその後の熱水変質反応で各種鉍石が形成されたと指摘した。更に、須藤（1991, 2001）は、細粒花崗岩（優白質花崗岩）の貫入に伴う一連の熱水反応がペグマタイトや交代性長石や変質花崗岩を異なる場所ごとに形成したとするモデルを考え（第 10. 4 図）、井上平津鉍床を溪井南郷鉍床や笹間・石倉鉍床等とともに交代性長石鉍床として位置づけた。

旧溪井平津鉍床：大津市石山平津

井上平津鉍床に隣接する鉍山として、1913 年露天掘り開始、1960 年代初頭まで坑内採掘を行った後、閉山した。鉍石は、井上平津鉍床の鉍石と同様である。

溪井南郷鉍床：大津市南郷新浜

瀬田川の右岸に直近の場所にあり、南西方向に約 20° 傾斜し長さ 200 m 幅最大 100 m 厚さ平均 5 m (最大 20 m) の鉍床である。露天掘りから坑内掘りへと採掘が展開されたが（第 10. 5 図）、現在は閉山している（第 10. 6 図）。往時、月産約 200 トン。なお、多数の断層が母岩及び鉍体を切っている。鉍石の種類と産状は井上平津鉍床と同様であるが、本鉍床中にも小規模のペグマタイトが伴っている（第 10. 5 図）。鉍石には、場所により少量の螢石が伴う。

笹間鉍床：大津市田上笹間ヶ岳の南西中腹

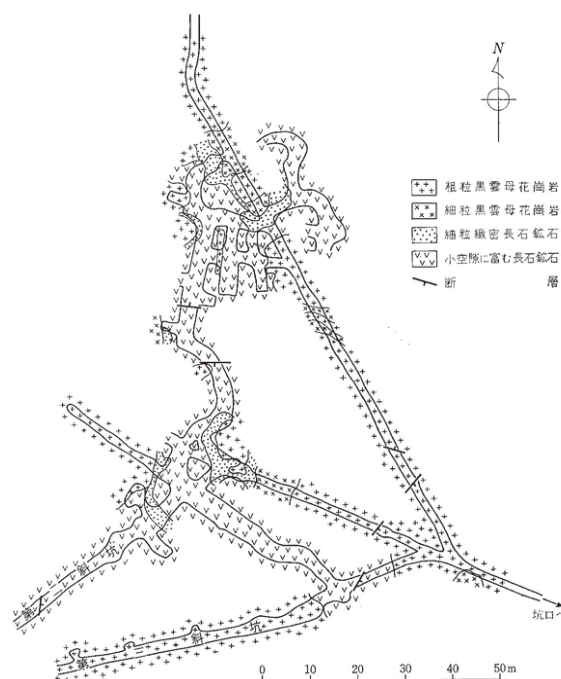
鉍床は数個の鉍体に分かれており、そのうちの一つは長さ約 25 m 幅最大 15 m のかなり厚みのある鉍体であった。主として露天掘りで採掘が進められたが、1970 年の閉山間際には坑道が掘削されて稼行された。往時、月産 120 トン。鉍石は粗粒で少量の石英を伴う。

石倉鉍床：大津市大石富川

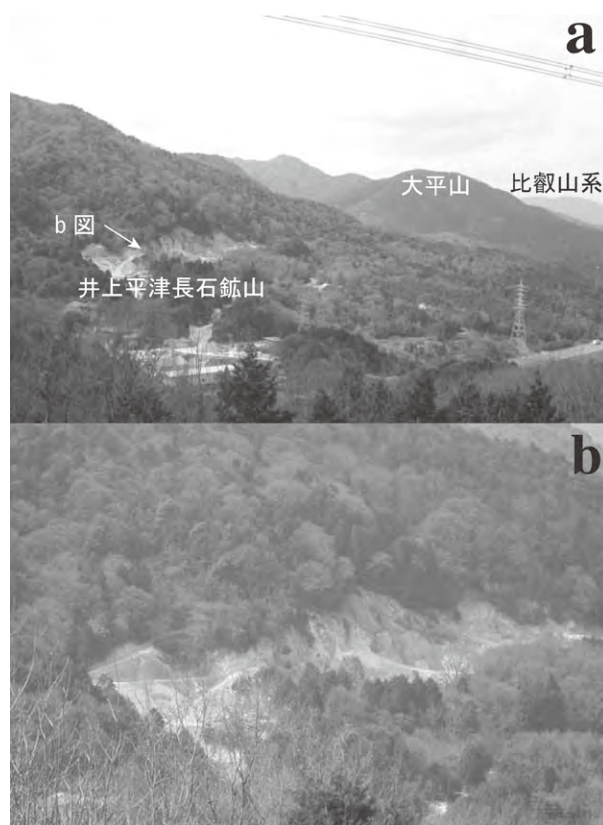
鉍床は数個の鉍体に分かれる。第 1 鉍体は延長 25 m 幅 15 m 厚さ約 10 m、第 2 鉍体は N-S の走向方向に延長約 60 m、70～90° E の傾斜方向に幅最大 30 m、厚さ最大 20 m、第 3 鉍体は延長約 30 m、幅最大 15 m の規模であり、そのほかのいくつかの鉍体が認められた。鉍山として採掘時、月産約 150 トン。鉍石の大部分は石英を含む粗粒鉍石であったが、一部不純物の少ない細粒鉍石が採掘された。小規模のペグマタイトが伴い、まれにわずかに緑柱石が産した。

乾長石朝宮鉍床：甲賀市信楽町上朝宮

現在なお稼行中の、信楽花崗岩体中にある鉍山である



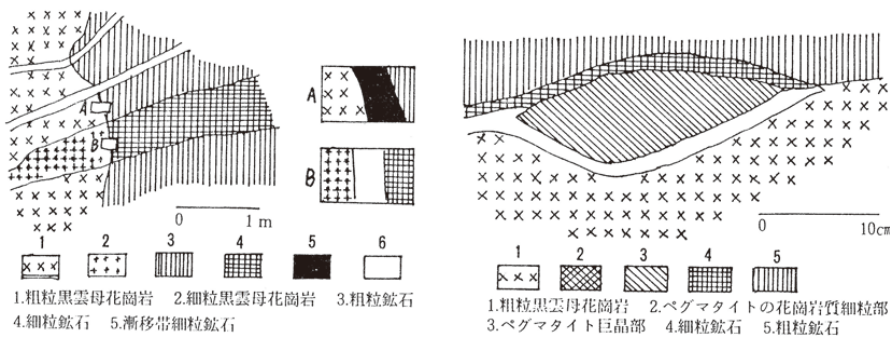
第 10. 1 図 井上長石鉍山平津鉍床 6 号坑内地質図
[浅山, 1973; 原図は八木 (1966)]



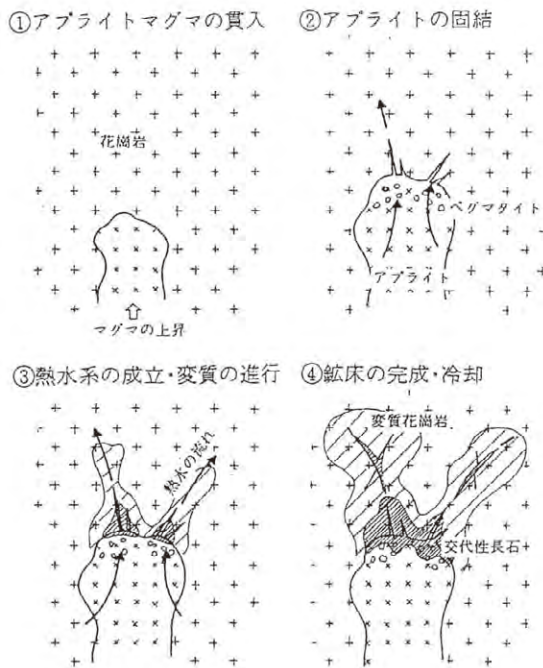
第 10. 2 図 井上長石鉍山遠望

- a: 京滋バイパスを隔てた岩間山東麓にある井上長石鉍山を袴腰山西山麓から望んだ遠景。
- b: 現在の露天掘り露頭の状況。

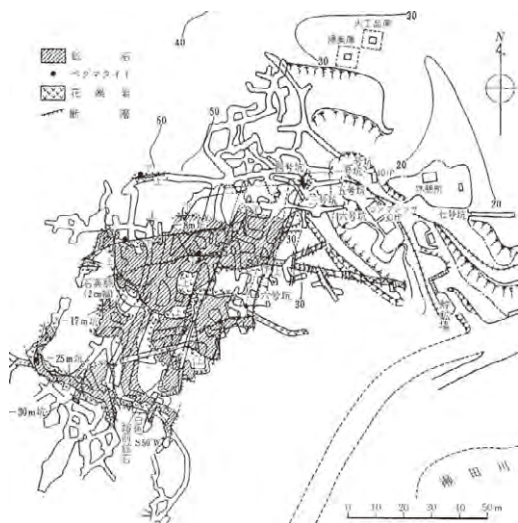
いずれも 2011 年撮影。(位置は付図 C)



第 10. 3図 井上長石鉍床の産状
a: 井上長石平津鉍床の母岩と鉍石の産状模式図, b: 同 鉍床のペグマタイトと鉍の産状模式図. (港, 1974)



第 10. 4図 田上花崗岩体中での交代性長石～変質花崗岩の形成過程モデル図 (須藤, 1991)



第 10. 5図 溪井南郷鉍山坑内地質図 [浅山, 1973: 原図は中村 (1965)]

(第 10. 7 図). 丹波帯の地層との境界が鉍山のすぐ北西側にあるとともに, 田上花崗岩体との境界にも近い場所に位置する. 鉍床は, N50° E 方向に延長約 600 m, 幅最大 250 m の規模である (大阪通商産業局非金属鉍物資源対策委員会, 1989). 1970 年頃は月産 2,500 t であった (浅山, 1973). 鉍石は粗粒であり, 黒雲母をかなり含む部分がある. 現在採掘されている鉍石は主として変質花崗岩からなる. 上記の天津市南部地域の長石鉍床とは異なり, 雲井鉍山タイプ (中野ほか, 2006) のものと考えられる. 現在も稼行されている「水口」地域内の信楽中野鉍山や日産信楽長石鉍山と同じ産状と考えられるが, かつて須藤 (1991) が記載した鉍体中央部に産する交代性長石や優白質花崗岩は現在では確認できない (高木・小村, 2003).

稲森朝宮鉍床: 甲賀市信楽町下朝宮

乾長石朝宮鉍山と同じく, 信楽花崗岩体が丹波帯の堆積岩に貫入している境界部にある鉍山であったが, 須藤 (1991) の調査時には既に閉山していた.

10. 1. 2 マンガン鉍床

焼野鉍床: 天津市膳所上別保町

チャートと泥岩が花崗岩による接触変成作用を受けてできた鉍床である. 鉍区の南部に花崗斑岩があることからそれが熱源とされてきたが, 熱源は地下に伏在する花崗岩と考えるのが妥当であろう. 「近江八幡」図幅内の五百井マンガン鉍床が花崗岩による熱水変質鉍床として五百井型マンガン鉍床とされているのに対し, 焼野型マンガン鉍床として知られていた. しかし, 熱水変質を受けた五百井型鉍石も存在し, それが主たる稼行対象であったようである. 旧鉍山は, 池ノ端・東・露天掘鉍山に分かれていた. 昭和の初め頃から採掘され, 1944 年当時月産 100 トン (Mn 30 %) の採掘量であった. 地質調査所 (1954, 表 p.152) によれば, 鉍床は珪化した幅 0.3 m 以上の板状鉍床である. 高瀬・物部 (1960) は焼野・別保・鳴滝鉍床の坑道図を示している.

鉍石は二酸化マンガン鉍と珪酸マンガン鉍であり, 軟マンガン鉍・炭酸マンガン鉍・バラ輝石・マンガンざくろ石・テフロ石・ペンビス石・石英等からなる (武村,

2011a 参照). 見掛品位は Mn 20 ~ 30 %.

別保鉍床：大津市膳所上別保町

焼野鉍山の北西方約 500 m にあり、鉍山は本鉍床と東部鉍床に分かれて稼行していた。母岩はチャートの接触交代鉍床である。狭い範囲に富鉍体が集中しており、地表からも浅く、短期間に採掘された。鉍石は二酸化マンガングン鉍であり、主として硬マンガングン・軟マンガングンからなる。見掛品位は Mn 50-55 %。地質調査所 (1954, 表 p.152) によれば、鉍床は東西走向、平均幅 0.4 m, 延長数百 m。1949-51 年に Mn 約 1,200 トンを産した。

鳴滝鉍床：大津市膳所雲雀丘鳴滝不動南

鉍石は珪酸マンガングン鉍であり、菱マンガングン・菱鉄鉍・バラ輝石・テフロ石・石英等からなる (武村, 2011b 参照)。見掛品位は Mn 20 ~ 30 %。

醍醐鉍床：京都市伏見区醍醐

鉍石は MnO_2 であり、品位は Mn 30 ~ 42 %。

10. 1. 3 重晶石鉍床

笠取鉍床：宇治市西笠取下庄

丹波帯の堆積岩中に田上花崗岩体由来の熱水鉍液によって生じた鉍床 (鉍量は 5 万トン程度) と考えられている。かつては重晶石鉍山として知られていたが、現在は閉山している。鉍床は、本坑鉍床・北坑鉍床・常磐鉍床に分かれる。前 2 鉍床は、走向 N60 ~ 70° W であり、第 4 章で述べた珪長質岩脈の貫入方向と調和的である。母岩の変質には、珪化作用やスカルン化作用などが認められている。

鉍石は、主として重晶石からなるがときには黄鉄鉍や赤鉄鉍などを伴う。重晶石は白色不透明で、ときに半透明の小結晶が産する。脈石鉍物は主として石英で、母岩との境界部にはアロフェンやハロイサイト系粘土鉍物を伴う。本鉍山の重晶石鉍石と粘土鉍物の化学分析値が公表されている (牧, 1957)。

10. 1. 4 ウラン鉍床 (ペグマタイト鉍床)

田上山 田上花崗岩体のうち、特にその分布西側の本図幅地域の天津市田上~上田上地区のペグマタイト地帯が、花崗岩中のペグマタイトに伴うウラン鉍床として、瀧本 (1973) の表 II.I.25 に挙げられている。田上ペグマタイトは第 4 章で既述のようによく知られてきたが、花崗岩自体も U と Th の含有量が多い (石原ほか, 2005 参照; 第 4 章 4. 6 全岩化学組成)。天白 (2007) は、田上花崗岩体からの γ 線量が山陽帯の他の花崗岩や領家帯新期花崗岩より多いという測定結果を報告している。

1975-79 年に大石富川町の石倉長石鉍床で試錐が行われたが、ウラン鉍床としての価値は低く稼行されたことはない (動力炉・核燃料開発事業団, 1988; 動力炉・核燃料開発事業団中部事業所, 1994)。



第 10. 6 図 溪井南郷鉍山

a: 溪井南郷鉍山の南側露頭 (既に閉山しており現在は他の目的に転用されている)。

b: 写真 a の中央部奥に見られる旧坑道入口。露頭では細粒花崗岩脈が不規則に中~粗粒花崗岩中に貫入している。いずれも 2006 年撮影。(位置は付図 C)



第 10. 7 図 乾長石朝宮鉍山

a: 事務所横から東方に向かって鉍山奥の露頭を望む。b: 同鉍山奥から北方を見た露頭の写真。露頭の後方すぐに堆積岩との境界がある。(位置は付図 D)



第 10. 8 図 珪灰石の露頭

短径 10 cm 程度、長径数十 cm 以上の珪灰石が集合したレンズ状の産状が特徴的である。新鮮面では白色であるが露頭表面は黒ずんでいる。珪灰石レンズに接する大理石部分は真っ白であるがやや離れた部分は黒色大理石になっている。(大津市国分: 付図 C)

10. 1. 5 珪灰石鉱床

石山寺：大津市寺辺（天然記念物）

石山寺の珪灰石は、丹波帯のチャート中にてできている珪灰石・方解石・石英の集合体で、珪灰石部分が大きく発達しているため鉱床ともみなせる（岡野，1961）。石山寺本堂東側の天然記念物に指定されている大きなブロック（第12章参照）が代表的であるが、境内全体にわたり分布しているものと考えられる。その量は、露出する石灰岩の8～10%と推定された。なお、西隣の国分で黒色大理石との特徴的なカラーゾーニングを示す珪灰石岩塊が産する（第10.8図，中野，2011d）ことから、意外にその広がりは大いなる可能性がある。

珪灰石の成因に関してはこれまで、接触交代作用における次の反応式



におけるシリカの供給源は花崗岩であるとされてきた。これに対し清水（1989）は、母岩である丹波帯のチャートがその供給源であろうと推論している。

10. 2 地下水

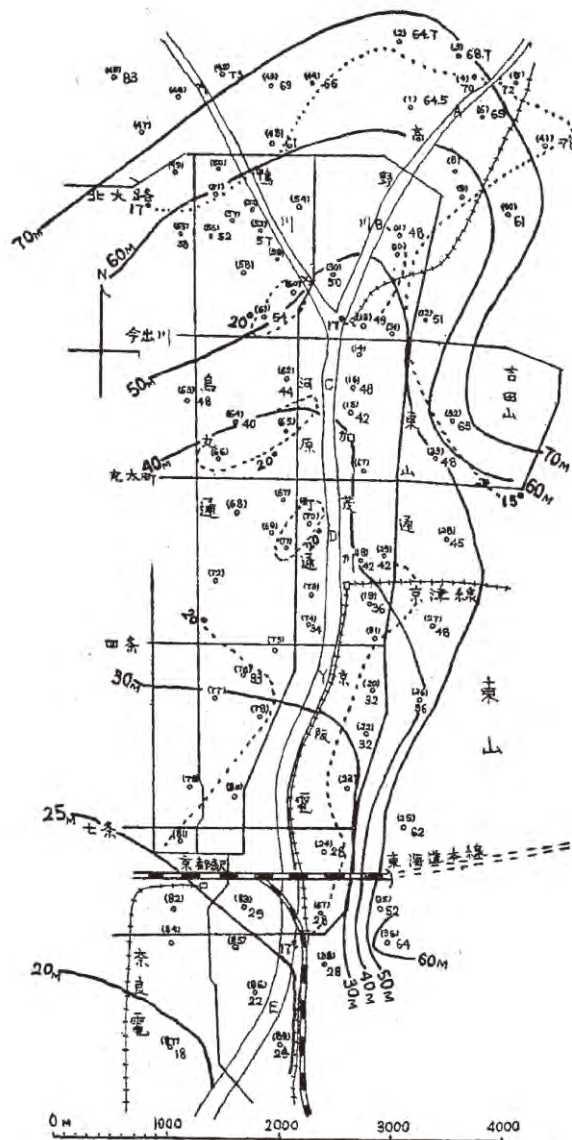
本図幅内の地下水は、とくに京都府側で古くより活発に利用されて現在に至っている。

10. 2. 1 山科・醍醐地区

本地区は西、北、東の三方を山地に囲まれた盆地状の構造になっており、地下水の大部分は周囲の山地から涵養されるものと考えられる。このため、地下水は比較的豊富で、古くより染色・紡績工業用として利用されており、1950年代には10万m³以上を揚水していた（小池，1955）。

瀬野・川端（1965）が1961年8月末に実施した測水調査によると、本地区の不圧地下水は、地形面を踏襲する形で、周囲の山地から涵養され、山科川へ流出する地下水形状を呈している。動水勾配は、北部の山麓部から新幹線の沿線付近までは100分の1以上と比較的きついが、そこから宇治川合流点付近までは、250～300分の1程度で極めて緩いものとなっている。地下水面までの深さは、西方や北方の山麓で、地表から3mを越えるものはなく、盆地中央部では1m未満の地点も見られる。水温は18～24℃で気温の影響を強く受けている。

瀬野・川端（1965）の調査当時、本地区の被圧地下水はさほど多く利用されておらず、深井戸はいずれも自噴していた。小西ほか（1960）によれば、JR山科駅の南約1kmの位置にあった紡績工場は深度120m以深の井戸2本を所有しており、スクリーンは深度9m以下の6箇所を砂礫層に切られていた。水質は重炭酸ナトリウム型を示し、水温は18℃前後であった。この型の水質は滞留時間が長い地下水に多く、したがって本地区の被圧



第10.9図 京都市内不圧地下水面図及び水温分布図（川端，1960）

地下水は循環が活発ではないと推察される。

10. 2. 2 東山・伏見地区

本地区は京都盆地の東縁で、桂川の支流である鴨川の下流域に当たる。本地区の東側に位置する東山丘陵及び桃山丘陵が地下水の流域界となっており、両丘陵に降った降水が浸透して地下水を涵養している。両丘陵と鴨川の間には琵琶湖疎水が流下しており、地下水の流動系に少なからぬ影響を与えていると推察される。

松原（1929）は、伏見区桃山地区の水質から地下水の流下方向を、概して南西方向に向かっているとし、地層の走向の局部的変移に起因すると推定した。また、水温の分布から、桃山地区の西部及び南部の地下水は、琵琶湖疎水の冷却効果を著しく受けているとした。また、大

島（1955）は、1950年代、伏見区では工業用水を地下水に依存する割合が多く、業種別では、染色・紡績関係、食品・醸造関係、化学関係の従業員数50人以下の小規模工場での依存率が高いと記述している。

1950年代頃までは、本地区の不圧地下水は水質もよく水量も豊富であったが、地下水使用量の増加による水位の低下に伴い、1960年代頃から徐々に深井戸による被圧地下水利用へと変換した（堀池、1994）。

本地区の不圧地下水は、河川堆積物・段丘堆積物あるいは扇状地状堆積物中に胚胎している。被圧地下水は、主として大阪層群の上部の比較的透水性のよい2枚の帯水層に胚胎している。本地区の地下水利用は、不圧地下水及び大阪層群上部帯水層からなされている。本図幅の西縁に当たる桂川本流周辺（京都盆地の中央部）では、地表から深度130m以下に胚胎する、大阪層群下部の帯水層から揚水する深井戸も存在する。

鴨川地下水系の流動量は、透水係数 3×10^{-2} cm/秒、動水勾配1/80、流動幅6km、帯水層厚80mと仮定し計算すれば15.6万 m^3 /日となる。この流域の揚水量は13.3万 m^3 /日と推定されるので、差し引き約2万 m^3 /日のプラスとなる。流域の揚水量は推定値より大きい可能性が見込まれるので、鴨川地下水系の地下水収支はマイナス（揚水過多）と評価され、京都盆地の経年的な地下水位の低下や、地盤沈下の原因となっていることも考えられる（以上、大阪通商産業局総務部開発業務課、1983）。

不圧地下水の流動に関し、川端（1960）の地下水図及び地下水温分布図（第10.9図）によれば、東山丘陵から鴨川流域へは、河川を涵養するような流動形態を有することが明白である。堀池（1994）は、桃山丘陵からは新高瀬川を涵養するような流動系で、新高瀬川へは鴨川本流方向からも涵養があると推定している。被圧地下水の流動系は、大阪層群の堆積状況を踏襲し、周辺部から京都盆地中央部方向へ、更に桂川下流方向へ傾斜していると考えられている（大阪通商産業局総務部開発業務課、1983）。

東山丘陵及び桃山丘陵には湧泉が多く存在するが、これらの多くは地表の汚染を受け、塩化物イオン、硝酸イオン、ナトリウムイオンなどの濃度が高く、季節的な濃度の変動も大きい。これに対し、沖積層の不圧水の水質は比較的安定し、地表からの汚染はほとんど見られず、重炭酸カルシウム型の水質を示している（堀池、1994）。

伏見地区は日本酒の醸造地として名高く、多くの酒造会社が存在する。桃山丘陵から沖積平野にかけては、鉄分が0.005 mg/L以下、 $CaCO_3$ としての硬度が60～80 mg/Lの良質の地下水が得られ、温雅な旨口の「伏見酒」を生み出している。しかし、地下水使用量の増加により、地下水の安定的確保が難しくなったため、1960年代頃から徐々に被圧地下水利用へと転換されている（堀池、1994）。

日本名水百選に選ばれている「伏見の御香水」は、桃山地区の御香宮にあった湧泉で、水量不足で涸れてしまっていたが、1982年に深さ150mの深井戸が掘削されて現在に至っている。水質はマグネシウムイオンが5.5 mg/Lと若干高い重炭酸ナトリウム型を示している。

沖積地の被圧地下水の水質は、重炭酸カルシウム型が基本であるが、深度が増すに連れて、ナトリウムイオン、塩化物イオン、鉄分などが増加する傾向にあり、海水の組成に類似した nonbicarbonate alkali を示している。このことから深層部の地下水は、浅層地下水の供給をほとんど受けていないものと考えられている（小西ほか、1960）。

10.3 温 鉱 泉

本図幅内の温鉱泉は、京都府のウェブサイト及び産業技術総合研究所地質調査総合センター（2005）によると、京都府に12箇所、滋賀県に5箇所存在する。このうち、泉質の分析データがあるのは、第10.1表に示すとおり、京都府1箇所、滋賀県2箇所であり、いずれも泉温が40℃以下と低い。以下に概要を記述する。このほかの温泉は詳しい資料が入手できないので、前述の資料から抜き出して第10.2表に一覧する。

第10.1表 京都府及び滋賀県の温鉱泉の水質
（京都府業務課及び滋賀県生活衛生課の資料による）

| 記号 | K1 | S1 | S2 |
|--------------------------------------|---------------------|-----------------|--------------|
| 住 所 | 宇治市志津川 | 大津市月輪 | 大津市石山 |
| 泉温(°C) | 32.4 | 28.6 | 14.8 |
| pH | 8.31 | 7.60 | 6.43 |
| 蒸発残留物(g/kg) | 0.225 | N | N |
| Na ⁺ (mg/L) | 98.6 | 759.8 | 8.8 |
| K ⁺ (mg/L) | 0.8 | 6.9 | 1.0 |
| Mg ²⁺ (mg/L) | 7.7 | 3.4 | 0.9 |
| Ca ²⁺ (mg/L) | 2.7 | 1,082.0 | 4.1 |
| NH ₄ ⁺ (mg/L) | 0.2 | N | N |
| Al ³⁺ (mg/L) | 0.0 | N | N |
| Fe ³⁺ (mg/L) | 0.1 | N | N |
| Mn ²⁺ (mg/L) | 0.0 | N | N |
| Cl ⁻ (mg/L) | 7.3 | 3,013.3 | 2.1 |
| SO ₄ ²⁻ (mg/L) | 0.3 | 0.8 | 2.6 |
| HCO ₃ ⁻ (mg/L) | 242.7 | 172.3 | 29.4 |
| F ⁻ (mg/L) | 0.3 | 2.1 | 1.2 |
| HS ⁻ (mg/L) | 0.3 | N | N |
| CO ₃ ²⁻ (mg/L) | 0.0 | 0.5 | N |
| BO ₂ ⁻ (mg/L) | 0.0 | N | N |
| H ₂ SiO ₃ | 7.9 | 24.2 | 48.3 |
| Rn($\times 10^{-10}$ Ci/kg) | 6.48 | 83.3 | 138.4 |
| 知覚的試験 | 無色、無味、透明、 微硫化水素臭 | N | N |
| 泉 質 | 低張性弱アルカリ性 低温泉 | 低張性アルカリ性 低温泉 | 低張性中性 冷鉱泉 |
| 分析日付 | 1985年10月11日 | 1999年3月12日 | 2005年6月2日 |

(注)表中のNは記述なし

第 10. 2 表 京都府及び滋賀県内のその他の温泉

| 番号 | 名称 | 住所 | 深度(m) | 温度(°C) | pH | 泉質 | 資料 |
|------|----------|------------------|-------|--------|------|-----------------------|------|
| K-2 | 桃山温泉 | 京都府京都市伏見区桃山町泰長老 | 180 | 22.2 | 7.7 | 単純硫黄泉 | A, B |
| K-3 | 桃山指月森温泉 | 京都府京都市伏見区桃山町本多上野 | N | N | N | N | A |
| K-4 | 霊山新温泉 | 京都府京都市東山区清閑寺霊山町 | 37 | 15.4 | 7.2 | 単純弱放射能冷鉱泉 | A, B |
| K-5 | 黄壁温泉 | 京都府宇治市五ヶ庄折坂 | 500 | 26.5 | N | ナトリウム-炭酸水素塩泉 | A, B |
| K-6 | 朝日温泉 | 京都府宇治市宇治又振 | 2 | 20.3 | 7.55 | ナトリウム-炭酸水素-塩化物塩泉 | A, B |
| K-7 | 天ヶ瀬温泉 | 京都府宇治市池尾仙郷山 | N | N | N | ナトリウム-炭酸水素塩泉 | A |
| K-8 | 三室戸温泉 | 京都府宇治市 | 130 | 17.5 | 7.7 | 単純弱放射能冷鉱泉 | B |
| K-9 | 禿道温泉 | 京都府宇治市 | 1 | 21.5 | N | N | B |
| K-10 | くつわ池温泉 | 京都府綴喜郡宇治田原町湯屋谷 | 238 | 13 | 5.7 | 単純第二鉄泉 | A, B |
| K-11 | 湯屋谷温泉 | 京都府綴喜郡宇治田原町湯屋谷 | 1 | 16.6 | 7.6 | ナトリウム-炭酸水素塩泉 | A, B |
| K-12 | 真言院亀の井温泉 | 京都府綴喜郡宇治田原町岩山 | 1 | 17.2 | 7.1 | 単純硫黄泉 | A, B |
| S-3 | 大石温泉 | 滋賀県大津市 | 1,500 | 25.1 | 7.8 | 含ラドン-ナトリウム-炭酸水素-塩化物塩泉 | B |
| S-4 | 南郷温泉 | 滋賀県大津市 | 1 | 25 | N | N | B |
| S-5 | 黒津温泉 | 滋賀県大津市 | 1 | 25 | N | N | B |

(注) : 表中Nは記述なしを示す。資料欄のAは京都府のウェブサイト<http://www.pref.kyoto.jp/yakumu/onsenlist.html>, Bは産業技術総合研究所地質調査総合センター(2005)による。

10. 3. 1 京都府の温泉

宇治市志津川にあり、深井戸から揚湯している。泉温 32.4 °C、pH 8.31 と弱アルカリ性を示す。無味、無色透明で、わずかに硫化水素臭がある。泉質は重炭酸ナトリウム型を示すが、溶存物質総量が少なく、いわゆる単純泉である。泉質的には、低張性弱アルカリ性低温泉に分類される。老人保健施設として利用されている。

10. 3. 2 滋賀県の温泉

(1) 大津市月輪

深度 1,500 m の深井戸から揚湯している。泉温 28.6 °C、pH 7.60 と弱アルカリ性を示す。泉質は塩化カルシウム型で、ナトリウムイオンを多く含む。溶存成分量が多く、濃塩化物泉である。泉質的には、低張性弱アルカリ性低温泉に分類される。この温泉はラドン濃度が 83.3×10^{-10} Ci/kg と高く、放射能泉でもあり、温泉施設として利用されている。

(2) 大津市石山

石山平津町の岩間山東麓桜峠付近にあり、坑道掘り・露天掘りの長石鉾山の坑道からの湧水を利用しているため、泉温 14.8 °C と低く、pH 6.43 と弱酸性を示す。泉質は重炭酸ナトリウム型であるが、溶存物質総量がきわめて少ない単純泉である。泉質的には低張性中性冷鉱泉に分類される。この温泉はラドン濃度が 138.4×10^{-10} Ci/kg と比較的高い放射能を有している。2000 年頃からは、湧水をミネラルウォーターとしても販売している。

10. 4 砕石・砂利

本図幅地域では、丹波帯付加コンプレックスの地層と大阪層群で砕石・砂利が採取されている。

丹波帯の地層については、宇治市の西笠取で泥岩・チャートが、志津川で砂岩が砕石として大規模に稼行されている。また、本図幅地域北東端から「水口」図幅にかけての栗東市荒張では接触変成を被った泥岩・チャートが、本図幅地域東端から「水口」図幅にかけての甲賀市信楽町畑では接触変成を被った泥岩が、それぞれ砕石として稼行されている(高木・小村, 2003)。

城陽市から宇治田原町に分布する大阪層群の砂礫層を、骨材資源として採取している。現在稼行している砂利採取場は、城陽市長池からその東にかけて大規模に展開されている。そのほか、宇治田原町賛田南部や禅定寺にも採取場がある。これらの砂利は、大阪層群長池層及び禅定寺層層準の砂礫層を対象にして採掘されている。城陽市(1997)の資料によると、城陽市で砂利採取が始まったのは1961年(昭和36年)からであり、採取計画認可量は1978年度(昭和53年度)から1988年度(昭和63年度)にかけて原土石量が年間200万 m^3 を超えていたが、その後は減少してきて、1995年度(平成7年度)では、採取計画認可量は原土石量166万 m^3 、製品量133万 m^3 、砂利採取税申告量は104万 m^3 となっている。京都府の資料によると、年間の砂利採取実績量は、平成16年度から21年度までの間で、城陽市では75～133万 m^3 、宇治田原町では8～24万 m^3 となっている。

第11章 災害地質

(小松原 琢)

11.1 地震

京都東南部図幅周辺は日本でもっとも長期にわたる歴史記録が残されている地域にあたり、過去の地震活動に関する豊富な史料が存在する。本図幅内で家屋・構造物の損壊以上の被害（ほぼ震度Ⅴ弱以上）を与えたことを示す歴史時代の地震を第11.1表に示す。

このうち、特に本図幅周辺で生じた地震としては天延四年（976年）山城・近江地震、元暦二年（1185年）近江・山城地震、文禄五年（1596年）伏見地震（慶長伏見地震とも呼ばれる）、文政十三年（1830年）京都地震が挙げられる。元暦二年近江・若狭地震は京都東北部図幅地域の堅田断層など琵琶湖西岸断層帯南部を起震断層として（Kaneda *et al.*, 2008）、京都盆地東部から近江盆地南西部に大きな震動被害をもたらした（西山, 1998, 2000）。文禄五年伏見地震は京都西南部図幅内から南西に伸びる有馬・高槻断層帯を起震断層として（寒川ほか, 1996など）大きな震動被害をもたらした。この地震によって建造中であった伏見城や伏見の城下町は大きな被害を蒙った一方で、京都盆地北東縁の諸寺の被害は軽微であった（たとえば寒川, 2010）。文政十三年京都地震の震央は京都西北部図幅内に想定されており、京都盆地西部から亀岡盆地にかけて被害が著しかったほか、京都盆地中部の淀付近でも著しい被害が生じている（三木, 1979；西山, 2010）。このような地震被害分布には震央からの距離だけでなく地盤条件が強く影響していると考えられ、特に軟弱地盤が発達する京都盆地中部や琵琶湖沿岸の埋立地においてはしばしば局所的に大きな地震被害が生じている（第11.1表）。

地震に伴う液状化や地すべりなどの痕跡は京都盆地と近江盆地の多くの地点で認められている（寒川, 1992, 2007など）。第11.1図に京都東南部図幅の周辺において認められた地震跡を示す（寒川, 2007を元に作図）。近江盆地南部では弥生時代中期頃の地震に伴うと考えられる噴砂跡や、古代以降の遺構面や遺物包含層を変位させる断層や噴砂跡が沖積低地や湖底（河床）において多く認められる。古代以降に地盤の液状化を生じさせた地震としては上記の地震のほかに、福井県若狭地方の三方断層・花折断層帯北部が活動した寛文二年（1662年）近江・若狭地震を挙げることができる（寒川, 1994）。また、大津市瀬田の高位Ⅰ段丘上にある近江国庁跡遺跡においては、天延四年山城・近江地震に伴って倒壊した建物の瓦礫とその後に再度整地されて建設された建物の遺

構が見つまっている（寒川, 2007）。一方、京都盆地では文禄五年伏見地震によるものと考えられる古代・中世の遺構面を切る液状化跡が多数見つまっている（寒川, 1992, 2010など）。特に京都盆地中央部では規模の大きな液状化跡が見つかっており、強い地震動が生じたことが読み取られる。また、京都市伏見の中位段丘上では文禄五年伏見地震に伴って生じた表層地盤を変位させる小断層が認められている（京都市, 2002a；寒川, 2010など）。

11.2 斜面災害

11.2.1 地すべり

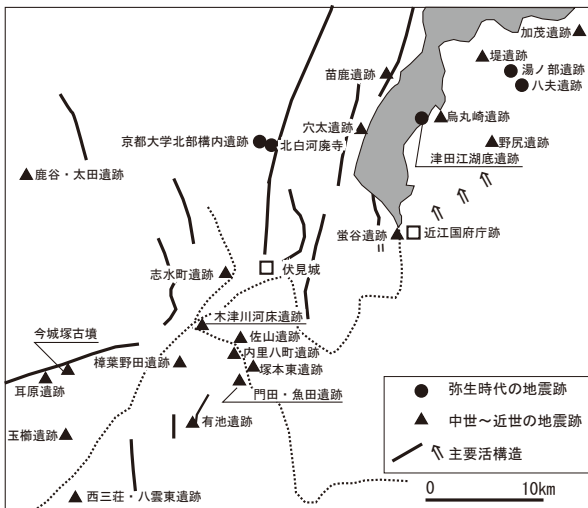
京都東南部図幅地域には、信楽川沿いの接触変成帯や桃山丘陵の大阪層群分布地域の一部に小規模な地すべり地形が認められるが、現在地すべりとして活動しているものは認められていない（清水ほか, 2005）。また、醍醐山地南部の宇治川両岸にはところによって、過去の地すべりによって形成されたと考えられるクラックが発達する岩盤や破碎された角礫層が緩傾斜面を構成している場所がある。しかし、それに伴った地すべり地形は認めがたく、現在は安定した状態にある可能性が高い。

11.2.2 斜面崩壊

本図幅内において、特に注目すべき斜面変動として田上花崗岩体分布地域の土砂流出が挙げられる（稲垣, 2000）。田上花崗岩体分布地域の中でも植生が十分な状態では多量の土砂流出は起きていないが、本図幅地域内では7世紀末の藤原京造営の頃から大量の森林が伐採され、更に燃料利用のための樹根掘り取りが重なって、江戸時代には田上花崗岩体分布地域の広い範囲が禿山と化していた。更に禿山化にともなってマサ土と呼ばれる花崗岩表層の風化土層で崩壊と土砂流出が盛んとなり、著しい斜面荒廃が進んだ（池谷, 2006）。その結果、土砂流出量の増加や河川の天井川化が進んだ。17世紀後半からは山林保護、治山事業や瀬田川の浚渫が行われるようになったが、本格的な植生の回復と土砂流出の沈静化は20世紀を待たなければならなかった。現在でも植生回復を図る山腹工などの治山事業が継続して行われている。その結果第11.2図に示すように土砂流出が減少してきている（池谷, 2006）。

第 11. 1 表 京都近江地震歴史
宇佐美 (2003) 等に基づいて作成.

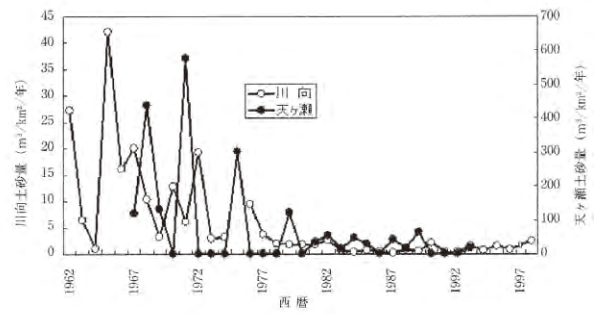
| 年月日(和暦) | 年月日(西暦) | 地震名 | 被害地区 | マグニチュード | 備考 |
|---------------|-----------------|---------------|---------------|-----------|--|
| 天長四年七月十二日 | 827年8月7日 | | 京都 | 6.5~7.0 | 京都で家屋多く潰れる |
| 斉衡三年三月 | 856年 | | 京都 | | 群発地震・京都で家屋破損 |
| 仁和三年七月三十日 | 887年8月22日 | 仁和五畿七道地震 | 五畿七道 | 8.0~8.5 | 南海トラフの海溝型巨大地震 京都で家屋・垣倒れる |
| 寛平二年六月十六日 | 890年7月6日 | | 京都 | 6.0 | 家屋傾く |
| 承平八年四月十五日 | 938年5月17日 | | 京都・紀伊 | 7.0 | 京都の家屋や垣ごとごとく破損 |
| 天延四年六月十八日 | 976年7月17日 | 天延山城・近江地震 | 山城・近江 | ≥6.7 | 京都東部および近江国府(大津市瀬田)など近江南部で家屋倒壊多い 近江国府跡で瓦礫を埋めた後に整地された遺構が見出されている |
| 長久二年七月二十日 | 1041年8月19日 | | 京都 | | 京都・法成寺の鐘楼転倒 |
| 延久二年十月二十日 | 1070年11月25日 | | 大和・山城 | 6.0~6.5 | 京都で垣倒れる |
| 寛治七年二月二十四日 | 1093年3月13日 | | 京都 | 6.0~6.3 | 京都で塔が破損 |
| 嘉保三年十一月二十四日 | 1096年12月11日 | 嘉保東海地震 | 畿内・東海道 | 8.0~8.5 | 東海沖の巨大地震 京都の被害は軽微、東寺の塔の九輪落ちるなど、近江の勢多(瀬田)橋落ちる |
| 元暦二年七月九日 | 1185年7月18日 | 元暦近江地震 | 近江・山城・大和 | 7.4 | 堅田断層を含む琵琶湖西岸断層帯南部を起震断層とする 京都東部、山科盆地、近江盆地南西部で家屋倒壊多い。 |
| 寛元三年七月二十七日 | 1245年8月19日 | | 京都 | | 壁や垣がところどころで破損 |
| 正和六年一月三日 | 1317年2月14日 | | 京都 | 6.5~7.0 | 京都・白河辺の人家ごとごとく潰れる |
| 感応元年五月二十三日 | 1350年6月28日 | | 京都 | 6.0 | 京都・祇園社の石塔の九輪が落ちる |
| 康安元年六月二十四日 | 1361年7月26日 | 康安(正平)南海地震 | 畿内・四国 | 8.1/4~8.5 | 南海トラフの海溝型巨大地震 |
| 応安二年七月二十七日 | 1369年8月29日 | | 京都 | | 京都・東寺の講堂傾く |
| 応永三十二年十一月五日 | 1425年12月14日 | | 京都 | 6.0 | 京都のところどころで垣破損 |
| 文安六年四月十二日 | 1449年5月4日 | | 山城・大和 | 5.3/4~6.5 | 京都・仙洞御所傾くなど市街各地で家屋・垣が破損 |
| 永正十七年三月七日 | 1520年3月25日 | | 紀伊・京都 | 7.0~7.3/4 | 京都ではところどころで垣破損 |
| 天正十三年十一月二十九日 | 1586年1月18日 | 天正地震 | 畿内・東海道ほか | 7.8±0.1 | 養老断層等の活断層の活動 京都・東寺の講堂破損、壬生の堂倒れる |
| 文禄五年閏七月十三日 | 1596年9月5日 | 文禄伏見地震 | 近畿及び近隣 | 7.1/2±1/4 | 有馬-高槻断層帯等の活断層 伏見で被害大。 京都府八幡市八幡の木津川河床遺跡・京都市伏見区の志水町遺跡で液状化・遺構面の変位を生じさせた可能性大 |
| 寛文二年五月一日 | 1662年6月16日 | 寛文近江若狭地震 | 畿内及び近隣 | 7.1/4~7.6 | 三方-花折断層帯北部の活断層の活動 伏見・大津の沿岸部で被害大。 大津市蛸谷(瀬田川河床)の蛸谷遺跡で大規模な液状化跡を生み出した可能性大 |
| 寛文三年十二月六日 | 1664年1月4日 | | 京都・山城 | 5.9 | 二条城と伏見の諸邸破損 |
| 寛文五年五月十二日 | 1665年6月25日 | | 京都 | 6.0 | 二条城の石垣崩れる |
| 宝暦三年一月九日 | 1753年2月11日 | | 京都 | | 洛中の築地等に小被害 |
| 文政二年六月十二日 | 1819年8月2日 | 文政近江八幡地震 | 伊勢・美濃・近江 | 7.1/4±1/4 | 深い地震と考えられる 京都市中で石灯笼多く倒れる |
| 文政十三年二月二日 | 1830年8月19日 | 文政京都地震 | 京都及び隣国 | 6.5±0.2 | 烈震地域は京都市内に限られる。土蔵で被害大、民家の倒壊少ない。 |
| 安政元年六月十五日 | 1854年7月9日 | 安政伊賀上野地震 | 伊賀・伊勢・大和および隣国 | 7.1/4±1/4 | 木津川断層の活動 膳所城大破など |
| 安政元年十一月四日・五日 | 1854年12月23日・24日 | 安政東海地震および南海地震 | 東海道~九州 | 8.4・8.4 | 南海トラフの海溝型巨大地震、2つの地震が約32時間の間隔を置いて続発 膳所城大破、京都市中で潰家あり |
| 昭和二年三月七日 | 1927年3月7日 | 北丹後地震 | 京都府北西部 | 7.3 | 郷村断層・山田断層の活動 |
| 昭和二十一年十二月二十一日 | 1946年12月21日 | 昭和南海地震 | 中部~九州 | 8.0 | 南海トラフの海溝型巨大地震 |
| 平成七年一月十七日 | 1995年1月17日 | 兵庫県南部地震 | 近畿地方 | 7.3 | 野島断層等の活断層の活動 京都盆地で微地形と対応して被害生じる |



第 11. 1 図 京都近江盆地地震跡図
寒川 (2007) を元に作図.

11. 2. 3 土石流

本図幅内には瀬田丘陵や宇治丘陵を中心として広い範囲に埋谷緩斜面が多数発達する。これらは土石流が谷を埋めて堆積することによって形成された新期の地形面である。このことは本図幅の山地・丘陵の広い範囲で新しい地質時代に土石流が多く発生してきたことを示すものである。最近の事例としては、昭和 28 年 (1953 年) に本図幅南部の宇治田原町周辺から「奈良」図幅北部に大きな被害をもたらした南山城水害時の土石流の発生が知られている。



第 11. 2 図 天ヶ瀬ダムと大戸川支流の堆砂量変遷
(池谷, 2006)

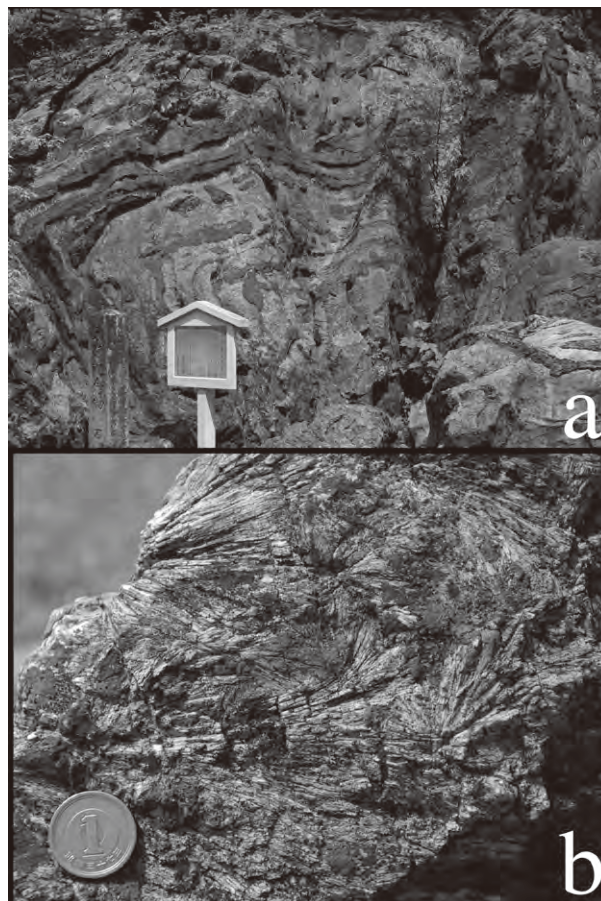
第12章 その他の地質関連事項

(竹村恵二・水野清秀・竹内圭史・小松原 琢)

12.1 天然記念物

石山寺珪灰石（珪灰石） 大津市石山の石山寺境内には、天然記念物の珪灰石がある（岡野，1961；高瀬，2001；滋賀県高等学校理科教育研究会地学部会編，2002a；中野，2011c）。天然記念物の指定は1922年（大正11年）で、2007年には「日本の地質百選」にも選ばれている。地層としての原岩は石灰岩チャート互層であり、厚さ10～100 cmの灰白色石灰岩と厚さ5～30 cmの灰色チャートの互層が、田上花崗岩体による接触変成作用によって珪灰石ないし大理石と珪岩の互層となっている。露頭規模の褶曲構造が見られる（第12.1図a）。珪灰石（ CaSiO_3 ）自体は特に稀な鉱物ではないものの、石山寺の珪灰石は長さ4～5 cmに達する羽毛状結晶の見事な集合体であり（第12.1図b）、それが天然記念物指定の理由とされている。

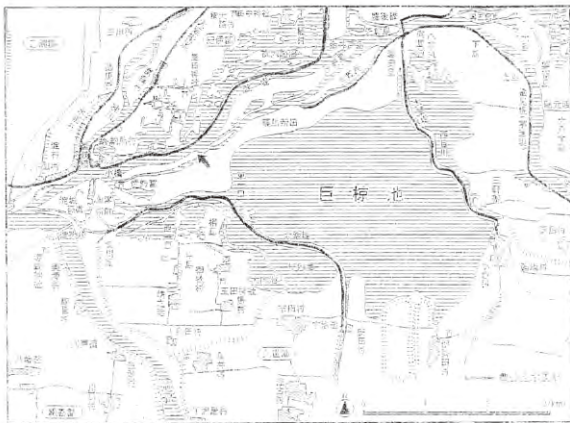
東山洪積世植物遺体包含層 「東山洪積世植物遺体包含層」は、1943年2月19日に国指定の天然記念物とされた。場所は、京都市東山区今熊野南日吉町（付図AのK-2地点）にある。この付近は、中部更新統の大阪層群深草層上部が分布しているところであり、かつては採土場から多くの植物化石が産出したが、現在では露頭は消失している。石碑が立っている私有地内には高さ2 m程度の小規模な露頭があり、そこには海成粘土層と上位にやや有機質の砂質シルト層が見られるが、植物化石が大量に産出するわけではない。三木（1948）は、この近辺からアマミゴヨウ（*Pinus armandi*）、クロマツ（*Pinus thunbergii*）、ツガ（*Tsuga sieboldii*）、サワラ（*Chamaecyparis pisifera*）、ハイネズ（*Juniperus conferta*）、オニグルミ（*Juglans sieboldiana*）、ハンノキ（*Alnus japonica*）、ニレバケヤキ（*Zelkova ungeri*）、ヤドリギ（*Viscum cororatum*）、ホオノキ（*Magnolia obovata*）、カラスザンショウ（*Eagara ailanthoides*）、ヤマフジ（*Wistaria brachybotrys*）、ウコギ（*Acanthopanax sieboldianum*）、エゴノキ（*Styrax japonica*）、ハマゴウ（*Vitex rotundifolia*）など25種類の植物化石を報告している。植物化石にはシリプトビシ（*Trapa macropoda*）、コナンキンハゼ（*Sapium sebiferum* var. *pleistoceaca*）、コウセキハマナツメ（*Paliurus nipponicus*）、シキシマンサク（*Hamamelis parrotioides*）、アミメサワフタギ（*Symplocos reticulata*）などの絶滅種が含まれており、天然記念物に指定された理由としても、絶滅した種類を含み学術上価値が高いとされている。これらの植物化石は、深草地域の大阪層群など同時代の地層



第12.1図 石山寺珪灰石露頭

a：石山寺本堂前の天然記念物に指定されている珪灰石露頭。厚さ10～100 cmの灰白色石灰岩と厚さ5～30 cmの灰色チャートの互層が褶曲構造を示す。
b：境内遊歩道沿いの珪灰石の近接写真。珪灰石独特の羽毛状～柱状の産状が見られる。硬貨の直径は2 cm。（大津市石山寺：付図C）

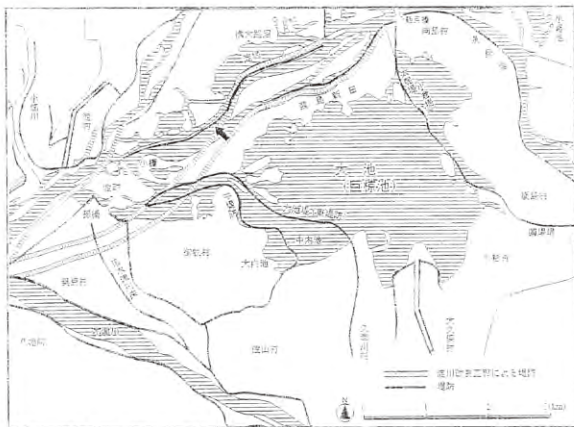
からも産出しているが、市街化による露頭の消失によって、現在ではほとんど見るができなくなっている。



第 12. 2 図 三川合流付近の地形図 (1590 年代)
 (建設省近畿地方建設局・淀川百年史編集委員会編,
 1974；関西地盤情報活用協議会地盤研究委員会編,
 2002)



第 12. 5 図 オランダ堰堤
 (大津市上田上桐生町の草津川：付図 C)



第 12. 3 図 三川合流付近の地形図
 [淀川改修工事 (1896-1911) 以前]
 (建設省近畿地方建設局・淀川百年史編集委員会編,
 1974；関西地盤情報活用協議会地盤研究委員会編,
 2002)



第 12. 4 図 三川合流付近の地形図 (現在)
 (建設省近畿地方建設局・淀川百年史編集委員会編,
 1974；関西地盤情報活用協議会地盤研究委員会編,
 2002)

12. 2 巨椋池の干拓

巨椋池干拓は、桂川・宇治川・木津川の三川合流の立地と地盤に関連した土木工事と考えることができ、この地域の治水と干拓は一体的な考察が必要である。旧巨椋池を含む京都盆地南部・三川合流点付近の治水史については、「淀川百年史」(建設省近畿地方建設局・淀川百年史編集委員会, 1974) に詳しい。それらの資料をまとめて、「新関西地盤－京都盆地－」(関西地盤情報活用協議会地盤研究委員会, 2002) に、巨椋池干拓に関するまとめが記述された。

巨椋池は、昭和の時代(戦前)までは、桂川・宇治川・木津川の三川合流地点にあった約 800 ha の遊水池であり、1933 年(昭和 8 年)に国営干拓事業第 1 号とされた場所である。巨椋池に流れ込んでいたのは宇治川であったが、洪水時には三川から流れ込む淀川の水が逆流して頻繁に水害が起こってきた。以下、治水関連事業との関連事項をまとめる。

この地域の大規模治水事業は 16 世紀に豊臣秀吉によって実施された。大きな工事として、南東から直接流れ込んでいた宇治川を、槇島堤の築堤により北側を迂回させ、同時に太閤堤を築いた(第 12. 2 図)。1868 年(明治元年)から木津川を淀から下流の八幡付近に付け替える工事が行われた。1889 年(明治 22 年)から 1911 年(明治 44 年)にかけて、淀川改良工事が施工された。主な項目は、新淀川の開削、淀川堤防の拡築、三川合流地点の整備、琵琶湖からの流量調整のための瀬田川洗堰の整備の 4 点であった。三川合流地点整備では、桂川の川幅拡幅、桂川と宇治川合流地点の下流への付け替えなどが実施された。改良工事前の三川合流地点付近の様子を第 12. 3 図に示す。また、1924 年(大正 13 年)から 1929 年(昭和 4 年)にかけても付け替え工事が実施され、桂川と宇治川の背割堤、宇治川と木津川の隔流堤を築いた

ことにより、巨椋池は完全に締め切られることになり、水質の悪化が進むことになった。最後に、1933年（昭和8年）～1941年（昭和16年）に国営干拓事業第1号として干拓が実施され、巨椋池は干拓地として利用されることになった（第12.4図）。

12.3 オランダ堰堤

オランダ堰堤は、天津市上桐生の草津川に造られた、切石積みのアーチ式の砂防堰堤である（滋賀県高等学校理科教育研究会地学部会編，2002c：第12.5図）。この堰堤は1882年（明治15年）にオランダ人技師ヨハネス・

デ・レーケの指導の下で田邊義三郎が設計、1889年（明治22年）に完工したと伝えられることから、オランダ堰堤ともデ・レーケ堰堤とも呼ばれ、わが国最古の砂防堰堤とされている。田上山地の治山事業は1873年（明治6年）の「淀川水源砂防法」制定以降本格化し、田上山地の全域で数多くの石積砂防堰堤が造られた。これらの砂防堰堤は植栽工とともに、治山事業着手以前には禿山であった田上山地の緑化と土砂流出防止に大きく寄与している。オランダ堰堤は日本の産業遺産300選、土木学会選奨土木遺産及び天津市指定遺跡に認定されている。

文 献

- 雨森 清・荒川忠彦・北川明昭・小早川 隆・多賀 優・但馬 達雄・田村幹夫・西川一雄・三矢信昭 (1993) 愛知川化石林の地層と堆積環境. 琵琶湖博物館開設準備室研究調査報告, no.1, p.15-31.
- 安斎俊男 (1950) 滋賀縣下長石鉍床概査報告. 地調月報, vol.1, no.2, p.19-22.
- 青木映里香 (1998) Cooling histories of feldspars in the Tanakami and Shigaraki granites from the southeast to Lake Biwa, southwest Japan. 滋賀大学大学院教育学研究科論文集, vol.1, p.62-63.
- 有田忠雄 (1949) 京都府笠置附近の花崗岩類及び変成岩類. 地質雑, vol.55, p.89-104.
- Asayama, T. (1954) The radium content and chemical composition of granitic rocks in Japan, especially in the Tanakami-Mikumo and Hiei regions, Shiga and Kyoto Prefectures. *Mem. Fac. Ind. Arts, Kyoto Tech. Univ., Sci. & Tech.*, no.3-B, p.25-54.
- 浅山哲二 (1973) 2.5 長石. 瀧本 清編, 日本地方鉍床誌 近畿地方, 2. 非金属鉍床, 朝倉書店, 東京, p.312-326.
- Barbarin, B. (2005) Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin and relations with the hosts. *Lithos*, vol.80, p.155-177.
- 琵琶湖基盤地質研究会編 (2001) 琵琶湖のカルデラ形成史の研究. 琵琶湖博物館研究調査報告, no.15, 120p.
- 地学団体研究会京都支部編 (1976) 京都五億年の旅. 法律文化社, 京都, 206p.
- 地学団体研究会京都支部編 (1978) 京都地学ガイド. 法律文化社, 京都, 206p.
- 地学団体研究会京都支部編 (1990) 新京都五億年の旅. 法律文化社, 京都, 171p.
- 地質調査所編 (1953) 日本鉍産誌 B IV 物理的特性を利用する鉍物. 地質調査所, 270p.
- 地質調査所編 (1954) II マンガン鉍. 日本鉍産誌 B I-c 主として金属原料となる鉍石. 地質調査所, p.56-102.
- 地質調査所編 (1955) V 錫鉍. 日本鉍産誌 B I-a 主として金属原料となる鉍石. 地質調査所, p.185-204.
- Dana, E.S. and Ford, W.E. (1959) *A textbook of mineralogy. 4th ed., Modern Asia edition*, John Wiley & Sons Inc., 851p.
- 檀原 徹・山下 透・岩野英樹・竹村恵二・林田 明 (2010) 琵琶湖 1400m 掘削試料の編年: フィッション・トラック年代とテフラ同定の再検討. 第四紀研究, vol.49, p.101-119.
- 動力炉・核燃料開発事業団 (1988) 日本のウラン資源 (II), 59p.
- 動力炉・核燃料開発事業団中部事業所 (1994) 4.4. 酸性貫入岩に伴うタイプ-琵琶湖周辺地域-. 日本のウラン資源, 動力炉・核燃料開発事業団中部事業所, p.375-378.
- 藤本秀弘 (1966) 瀬田川及び信楽川のポットホール. 地学研究, vol.17, p.157-162.
- 藤本秀弘 (1979) 滋賀県の花崗岩類. 滋賀自然環境研究会編, 滋賀県の自然 総合学術調査研究報告, 滋賀県自然保護財団, p.205-227.
- 藤原重彦 (2003) 京都盆地東南部の地下に分布する Ma10 海成粘土層について. 自然災害科学, vol.22, p.225-228.
- 深草団体研究会 (1962) 近畿地方の新期新生代層の研究 I. -京都東南, 深草付近の新生代層-. 地球科学, no.63, p.1-9.
- 花田遥平・木股三善・清水雅浩・星野美保子・越後拓也・西田憲正・中野聰志 (2011) EPMA による黒雲母の化学組成式: 結晶化学と成因的意義. 日本地質学会第 118 年学術大会・日本鉍物科学会 2011 年年会合同学術大会講演要旨集 (セクション C), p.139
- 原田哲朗・石田志朗・大西郁夫・徳岡隆夫 (1963) 大阪南方和泉地域の大坂層群. 地球科学, no.66, p.1-8.
- 原山 智・宮村 学・吉田史郎・三村弘二・栗本史雄 (1989) 御在所山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 145p.
- 橋本 勤・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (2000) 雄琴ボーリングコア花崗岩の記載岩石学. 日本地質学会第 107 年学術大会講演要旨集, p.163.
- 橋本 勤・赤井純治・中野聰志 (2005) 田上花こう岩中のアルカリ長石の微細組織とその形成史. 岩石鉍物科学, vol.34, p.1-14.
- 橋本定樹 (1978MS) 宇治南東部の大阪層群. 大阪市立大学理学部地学教室卒業論文, 51p.
- 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.
- 早瀬一 (1950) 田ノ上山附近の花崗岩地質 (豫報). 地質雑, vol.56, p.257-258.
- 早瀬一 (1951) 田ノ上山花崗岩接觸帯に於ける Extinct Halo Type A. 京都大學理學部地質學鑛物學教室編, 地學, no.3, p.19-23.
- 早瀬一・石坂恭一 (1967) Rb-Sr による地質年令 (I) 西南日本. 岩鉍, vol.58, p.201-212.
- 林 隆夫 (1974) 堅田丘陵の古琵琶湖層群. 地質雑, vol.80, p.261-276.
- 林 隆夫・川辺孝幸 (1993) 古琵琶湖層群と段丘堆積層・沖積層. 市原 実編著, 大阪層群, 創元社, 大阪, p.158-168.
- 林 隆夫・山崎博文・川辺孝幸 (1999) 琵琶湖東岸, 草津市烏丸地区深層ボーリングコアの岩相層序. 琵琶湖博物館研究調査報告, no.12, p.31-60.
- Hayashida, A., Sasajima, S. and Yokoyama, T. (1978) The Brunhes/Matuyama polarity epoch boundary in the Kobiwako group on the west coast of Lake Biwa, central Japan. *Rock Magnetism*

- and *Paleogeophysics*, vol.5, p.55-64.
- Hayashida, A. and Yokoyama, T. (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.
- Hiki, T. (1917) The granite and its satellites in Mount Hiei environs. *Mem. Coll. Eng. Kyoto Imp. Univ.*, vol.7, p.275-282.
- Hiraoka, Y. (1997a) Characterization of weathered products from granites around southern Lake Biwa, central Japan - application to forensic geology. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.103, p.36-46.
- Hiraoka, Y. (1997b) Presumption method for the provenance of weathered products from granites around southern Lake Biwa, central Japan, based on chemical analysis of biotite. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.103, p.770-780.
- Hiraoka, Y. (1998) Estimation of the sedimentary source of biotite in the Plio-Pleistocene Osaka Group, southern Kyoto Prefecture, Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol.41, p.1-17.
- 広瀬正資 (1934) 琵琶湖東南岸の地質. 地球, vol.21, 91-106.
- 堀池 昭 (1994) 古都の名水と伏見の御香水. 日本地下水学会編, 名水を科学する, 技報堂出版, 東京, p.173-185.
- Hoshino, M., Kimata, M., Nishida, N., Kyono, A., Shimizu, M. and Takizawa, S. (2005) The chemistry of allanite from the Daibosatsu Pass, Yamanashi, Japan. *Mineral. Mag.*, vol.69, p.402-423.
- Hoshino, M., Kimata, M. and Shimizu, M. (2006) Allanite - (Ce) in granitic rocks from Japan: Genetic implications of patterns of REE and Mn enrichment. *Canadian Mineralogist*, vol.44, p.45-62.
- Hoshino, M., Kimata, M., Nishida, N., Shimizu, M. and Akasaka, T. (2010) Crystal chemistry of zircon from granitic rocks, Japan: genetic implications of HREE, U and Th enrichment. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*. vol.187, p.167-188.
- Huzita, K. (1962) Tectonic development of the median zone (Setouchi) of Southwest Japan since the Miocene. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol.6, p.103-144.
- 藤田和夫・笠間太郎 (1982) 大阪西北部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 112p.
- 藤田和夫・前田保夫 (1985) 大阪西南部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 103p.
- 藤田和夫・中世古幸次郎 (1950) いわゆる“山砂利”について. 地質雑, vol.56, p.360.
- 藤田和夫・尾池和夫・松村一男 (1974) 第四紀地殻変動図 近畿. 1:500,000, 地質調査所.
- 茨木団体研究グループ (1966) 茨木北方の大阪層群とゾウ化石 (*Elephas shigensis*) の産出. 松下進教授記念論文集, 松下進教授退官記念事業会, p.117-131.
- 飯田義正 (1980a) 泉南地域の大阪層群内に認められる前期更新世の不整合. 大阪微化石研究会誌, no.8, p.1-15.
- 飯田義正 (1980b) 信楽高原西部の古地理学的研究-大福礫層により復元される鮮新世の河谷について-. 地質雑, vol.86, p.741-753.
- 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.
- 池邊展生 (1949) *Comptoniophyllum* の新産地. 礦物と地質, vol.3, p.99-100.
- 池辺展生 (1957) 日本の新生代の積成盆地-特に中新世の積成盆地-. 新生代の研究, no.24・25, p.1-10.
- 池辺展生 (1959) 近畿における旧象化石の分布. 第四紀研究, vol.1, p.109-118.
- 池辺展生編 (1961) 17万分の1兵庫県地質鉱産図及び同説明書. 兵庫県, 171p.
- Ikebe, N., Iwatsu, J. and Takenaka, J. (1970) Quaternary geology of Osaka with special reference to land subsidence. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol.13, p.39-98.
- 池辺展生・石田志朗・千地万造 (1971) 奈良県北葛城郡馬見丘陵から *Stegodon* の発見. 中部地方の鮮新統および最新統, 竹原平一教授記念論文集, 竹原平一教授記念会, p.163-172.
- 池田 碩 (1964) 花崗岩地域の地形学的研究-信楽山地南縁堂山を事例として-. 立命館文学, no.233, p.157-174.
- 池田 碩 (1967) 花崗岩山地の解体過程について-信楽山地南縁・田ノ上山地を事例として-. 京都府私学研究論集, no.5, p.1-24.
- 池田 碩 (1982) 滋賀県田ノ上山地のバッドランド. 水山高幸編, 空から見た地形景観, 大明堂, 東京, 111p.
- 池田 碩・植村善博 (1980) 南山城, 木津川流域の段丘地形. 奈良大学紀要, no.9, p.75-85.
- 池田 碩・大橋 健・植村善博・吉越昭久 (1979) 近江盆地の地形. 滋賀自然環境研究会編, 滋賀県の自然 総合学術調査研究報告, 滋賀県自然保護財団, p.1-112.
- 池田 碩・大橋 健・植村善博 (1991) 滋賀県近江盆地の地形. 滋賀県自然誌編集委員会編, 滋賀県自然誌 総合学術調査研究報告, 滋賀県自然保護財団, p.105-295.
- 池谷 浩 (2006) 「マツ」の話-防災からみた一つの日本史-. 五月書房, 東京, 212p.
- 井本伸廣 (1966) 丹波帯中央部のマンガン鉱床. 京都教育大学紀要, B: 自然科学, no.29, p.19-32.
- 井本伸廣 (1991) 滋賀県の中・古生界-特に丹波帯 I 型・II 型地層群との関係について. 滋賀県自然誌編集委員会編, 滋賀県自然誌 総合学術調査研究報告, 滋賀県自然保護財団, p.297-308.
- 井本伸廣・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.
- 稲垣秀輝 (2000) 滋賀県南西部に分布する風化花崗岩の表層崩壊の特徴. 応用地質, vol.41, p.103-112.
- 稲垣紘武 (1966) 田ノ上山産花崗岩質球顆岩に就いて. 地学研究, 益富記念号, p.212.
- 井上直人・田中靖之・伊藤陽之・岩野祥子・北田奈緒子・福田洋一・竹村恵二 (2004) 2次元重力解析より推定された京都盆地における未固結堆積層の密度-堀川-巨椋池測線

- および久世橋測線-。地震, 第2輯, vol.57, p.45-54.
- 石田志朗 (1969) 京都東山トンネル西口の大坂層群。大阪層群総研連絡紙, no.4, p.12-14.
- 石田志朗 (2002a) 醍醐の阿蘇-1火山灰層。京都府レッドデータブック 2002 下, 地形・地質・自然生態系編, 京都府, p.157.
- 石田志朗 (2002b) 平尾台の大坂層群と高位段丘。京都府レッドデータブック 2002 下, 地形・地質・自然生態系編, 京都府, p.163.
- Ishida, S. and Nakagawa, Y. (1978) Preliminary report on Geology of Aibano, northwest of Lake Biwa, Japan. *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, vol.6, p.39-53.
- 石田志朗・横山卓雄 (1969) 近畿・東海地方の鮮新・更新統火山灰層序, 及び古地理・構造発達史を中心とした諸問題-近畿地方の新时期新生代層の研究, その10-。第四紀研究, vol.8, p.31-43.
- 石田志朗・佐藤隆春 (1987) (2) 瀬戸内区。第3章 新第三系および第四系, 日本の地質6 近畿地方, 共立出版, 東京, p.119-126.
- 石田志朗・糸魚川淳二・森島正夫・森下 晶・中澤圭二・小黒讓司 (1954) 京都府奥山田の新生代層。地質雑, vol.60, p.160-166.
- Ishida, S., Maenaka, K. and Yokoyama, T. (1969) Paleomagnetic chronology of volcanic ash of the Plio-Pleistocene series in Kinki district, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.75, p.183-197.
- Ishida, S., Nakagawa, Y., Nasu, T. and Nishiyama Research Group (1976) Stratigraphy of the Kobiwako Group in Konan area, south of Lake Biwa, central Japan. *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, vol.4, p.109-124.
- 石田志朗・松田高明・渡辺 農・古谷正和・岡本哲雄(監修)(1980) 滋賀県南部地域地質図。5万分の1, 建設省近畿地方建設局大戸川ダム調査事務所。
- 石田志朗・河田清雄・宮村 学 (1984a) 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.
- 石田志朗・井本伸広・武蔵野 実 (1984b) 京都府地域表層地質図。土地分類基本調査 (5万分の1), 京都東北部・京都東南部・水口, 京都府農林部耕地課・滋賀県企画部土地対策課, p.103-129.
- Ishiga, H. (1982) Late Carboniferous and Early Permian radiolarians from the Tamba Belt, Southwest Japan. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, vol.36, p.333-339.
- 石質裕明 (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.
- Ishiga, H. (1986) Late Carboniferous and Permian radiolarian biostratigraphy of southwest Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol.29, p.89-100.
- Ishiga, H. and Imoto, N. (1980) Some Permian Radiolarians in the Tamba District, Southwest Japan. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, vol.34, p.333-345.
- Ishiga, H., Kito, T. and Imoto, N. (1982a) Late Permian radiolarian assemblages in the Tamba district and an adjacent area, Southwest Japan. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, vol.36, p.10-22.
- Ishiga, H., Kito, T. and Imoto, N. (1982b) Permian Radiolarian Biostratigraphy. News of Osaka Micropaleontologists (NOM), Special Volume, Proceedings of the First Japanese Radiolarian Symposium, no.5, p.17-26.
- Ishiga, H., Kito, T. and Imoto, N. (1982c) Middle permian radiolarian assemblages in the Tamba District and an adjacent area, southwest Japan. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, vol.36, p.272-281.
- Ishihara, S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, vol.27, p.293-305.
- 石原舜三 (2003) I-A3 ベグマタイト鉱床。資源地質学会編, 資源環境地質学, 資源地質学会, p.17-22.
- 石原舜三・村上浩康 (2006) 西南日本花崗岩類のレアアース特性: 足摺岬の新第三紀深成岩類と山陽帯の後期白亜紀花崗岩類。地質調査研究報告, vol.57, p.89-103.
- 石原舜三・中野聰志・寺島 滋 (2005) 近畿地方田上花崗岩の化学的特性-特に放射性元素と希土類元素の役割-。地質調査研究報告, vol.56, p.93-98.
- 石井清彦 (1932) 7万5千分の1地質図幅「伏見」及び同説明書。地質調査所, 42p.
- 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 University*, vol.23, p.115-134.
- Itihara, M. (1953) Mechanical analysis of the Hattyoike Alternations of the Neogenic Osaka Group. *Jour. Inst. Polytech. Osaka City Univ.*, Ser. G., vol.1, p.19-33.
- 市原 実 (1960) 大阪, 明石地域の第四紀層に関する諸問題。地球科学, no.49, p.15-25.
- 市原 実編 (1993a) 大阪層群。創元社, 大阪, 340p.
- 市原 実 (1993b) 大阪層群の層序学的研究のまとめ。市原 実編, 大阪層群, 創元社, 大阪, p.305-310.
- 市原 実・亀井節夫 (1970) 大阪層群-平野と丘陵の地質-。科学, vol.40, p.282-291.
- 市原 実・藤田和夫・森下 晶・中世古幸次郎 (1955) 千里山丘陵-大阪層群の研究(その1)-。地質雑, vol.61, p.433-441.
- Itihara, M., Yoshikawa, S., Inoue, K., Hayashi, T., Tateishi, M. and Nakajima, K. (1975) Stratigraphy of the Plio-Pleistocene Osaka Group in Sennan-Senpoku area, south of Osaka, Japan -A standard stratigraphy of the Osaka Group-. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol.19, p.1-29.
- 市原 実・吉川周作・川辺孝幸・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.
- 市原 実・市川浩一郎・山田直利 (1986) 岸和田地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1 地質図幅), 地質調査所, 148p.
- 市原 実・吉川周作・三田村宗樹・水野清秀・林 隆夫 (1991) 12万5千分の1 大阪とその周辺地域の第四紀地質図。アーバンクボタ, no.30.

- 伊藤有加・増田富士雄 (2008) 京都市南部, 巨椋池干拓地の地形と地下地質から復元した湖水深分布と湖水位. 日本地質学会第 115 年学術大会講演要旨, p.271.
- Itoigawa, J. (1956) Molluscan fauna of the Tsuzuki Group in Kyoto Prefecture, Japan. *Mem. Coll. Sci., Kyoto Univ., Ser.B*, vol.23, p.179-192.
- 城陽礫層研究グループ (1992) 宇治丘陵における前期更新世扇状地の形成過程. 地球科学, vol.46, p.57-68.
- 城陽市 (1997) 山砂利採取に関する資料, 平成 8 年度. 城陽市, 60p.
- 角谷安華・河野俊夫・中野聰志・西村彰子・星野美保子 (2012) 滋賀県田上花崗岩体ペグマタイト中のジルコン: 産状・形態・組織・化学組成. 地質調査研究報告, vol.63, p.203-226.
- 鎌掛団研グループ (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.
- 鎌田浩毅・檀原 徹・山下 透・星住英夫・林田 明・竹村恵二 (1994) 大阪層群アズキ火山灰および上総層群 Ku6c 火山灰と中部九州の今市火砕流堆積物との対比-猪牟田カルデラから噴出した co-ignimbrite ash-. 地質雑, vol.106, p.848-866.
- 亀井節夫・石田志朗・横山卓雄・楠木幹浩・田末利治 (1969) 深草より *Stegodon orientalis* の産出とその層準, あわせて Ma6 下位の火山灰層について. 日本地質学会関西支部報, no.66, p.4-8.
- Kaneda, H., Kinoshita, H. and Komatsubara, T. (2008) An 18,000-year record of recurrent folding inferred from sediment slices and cores across a blind segment of Biwako-seigan fault zone, central Japan. *Jour. Geophys. Res.*, vol.113, B05401.
- 関西地質調査業協会地盤情報データベース作成委員会・小松原琢 (2007) 近江盆地の地下地質. 日本応用地質学会平成 19 年度研究発表会講演論文集, p.77-78.
- 関西地盤情報活用協議会地盤研究委員会編 (1998) 新関西地盤-神戸および阪神間-. 関西地盤情報活用協議会, 270p.
- 関西地盤情報活用協議会地盤研究委員会編 (2002) 新関西地盤-京都盆地-. 関西地盤情報活用協議会, 196p.
- 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, no.12, 168p.
- 活断層研究会 (1980) 日本の活断層-分布図と資料-. 東京大学出版会, 東京, 363p.
- 川端 博 (1960) 京都市内加茂川流域の浅層地下水. 京都學藝大學學報, B, 理科, no.16, p.43-47.
- 川邊孝幸 (1981) 琵琶湖南東方, 阿山・甲賀丘陵付近の古琵琶湖層群. 地質雑, vol.87, p.457-473.
- 川辺孝幸 (1986) 上野盆地西部, 花ノ木丘陵の古琵琶湖層群. 地球科学, vol.40, p.383-398.
- 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.
- 川辺孝幸 (1989) 近畿の鮮新~更新統堆積盆地のブロック運動. 地球科学, vol.43, p.402-416.
- 川辺孝幸・高橋裕平・小村良二・田口雄作 (1996) 上野地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 99p.
- 河田清雄・宮村 学・吉田史郎 (1986) 京都及大阪. 20 万分の 1 地質図幅, 地質調査所.
- 河村善也 (1993) 奈良丘陵の大阪層群. 地質雑, vol.99, p.503-523.
- 川崎慎治・小林芳正 (1993) 推定される京都市内「横大路断層」における反射法探査. 地震, 第 2 輯, vol.46, p.275-283.
- 川崎慎治・小林芳正・筒井智樹 (1992) 京都市桃山断層の反射法地震探査. 地震, 第 2 輯, vol.45, p.239-245.
- 建設省近畿地方建設局・淀川百年史編集委員会編 (1974) 淀川百年史. 建設省近畿地方建設局, 1424p.
- 貴治康夫 (1986) 丹波帯東南部の小規模火成岩体の産状と岩石記載. *Magma*, no.76, p.18-24.
- 貴治康夫 (1989) 丹波帯の高マグネシア安山岩およびそれに類似する脈岩. 白木敬一編, 総合研究 (A) 報告書: 日本の高マグネシア安山岩, p.125-132.
- 貴治康夫・高田雅介 (1994) 京都府宇治田原の玄武岩脈に含まれる単斜輝石斑晶. 地学研究, vol.43, p.187-194.
- 貴治康夫・小澤大成・村田 守 (2000) 京都市北部, 山陽帯に分布するアダカイト質丹波花崗岩質岩. 岩石鉱物科学, vol.29, p.136-149.
- 木村克己・貴治康夫 (1993) 美濃-丹羽帯に貫入する高マグネシア安山岩および玄武岩シートの K-Ar 年代. 地質雑, vol.99, p.205-208.
- 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.
- 木村克己・吉岡敏和・中野聰志・松岡 篤 (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.
- 記録しておきたい滋賀県の地形・地質編集委員会編 (2011) 記録しておきたい滋賀県の地形・地質. 琵琶湖博物館研究調査報告, no.26, 221p.
- 北田奈緒子・斎藤礼子・竹村恵二 (2003) 地盤情報データベースからみた京都盆地浅部地質. 自然災害科学, vol.22, p.216-220.
- 木谷幹一・加茂裕介 (2010) 京都盆地南部で掘削された KD-0 コアの海成層層序の再検討. 地球科学, vol.64, p.99-109.
- 木谷幹一・松原 久・植村善博 (1992) 滋賀県高島町畑における古琵琶湖層群の層準と堆積環境. 第四紀研究, vol.31, p.113-116.
- 小林健太郎・高橋誠一・水山高幸・坂口慶治・清水 弘・園田平悟 (1982) I 地形分類図. 土地分類基本調査 (5 万分の 1), 京都東北部・京都東南部・水口, 京都府農林部耕地課・滋賀県企画部土地対策課, p.29-91.
- 小林うさ (1989) 田上から. 京都地学会会誌, no.43, p.97-102.
- 小林芳正・入倉孝次郎・堀家正則・天池文男・岸本清行・春日茂 (1980) 黄檗断層の地震探査. 京都大学防災研究所

- 年報, no.23 B-1, p.95-106.
- 小林芳正・安藤正孝・入倉孝次郎・吉住永三郎 (1984) 黄檗断層の地球物理的・地質学的調査. 地震, 第2輯, vol.37, p.417-428.
- 古琵琶湖団体研究グループ (1977) 水口丘陵西部の古琵琶湖層群. 地球科学, vol.31, p.115-129.
- 古琵琶湖団体研究グループ (1981) 瀬田・石部地域の古琵琶湖層群. 地球科学, vol.35, p.26-40.
- 古琵琶湖団体研究グループ (1992) 大津・石山地域の古琵琶湖層群. 地球科学, vol.46, p.221-234.
- 小早川 隆 (1991) 井上平津鉍床の鉍化作用. 滋賀県自然誌編集委員会編, 滋賀県自然誌 総合学術調査研究報告, 滋賀県自然保護財団, p.809-846.
- 河野俊夫 (2007) 滋賀県田上山産満鑿ザクロ石について. 地学研究, vol.56, p.97-103.
- 河野俊夫・中野聰志・下林典正 (2008) 滋賀県・田上花崗岩体小ベグマタイト産のマントル長石の形成過程. 地質雑, vol.114, p.435-446.
- 小池洋一 (1955) 京都市に於ける地下水使用工業の現状と展望. 京都商工情報, no.22, p.8-9.
- 小泉尚嗣・佃 栄吉・高橋 誠・横田 裕・岩田知孝・入倉孝次郎・上砂正一・高木 清・長谷川昌志 (2002) 黄檗断層の地下構造調査. 地震, 第2輯, vol.55, p.153-166.
- 甲賀市史編さん委員会編 (2007a) 第一節-甲賀の地史. 甲賀市史 第1巻 古代の甲賀, 甲賀市, p.32-81.
- 甲賀市史編さん委員会編 (2007b) 甲賀市地質図 (5万分の1). 甲賀市史第1巻付図, 甲賀市.
- 粉川昭平 (1954) 奈良三笠山附近の地質. 地質雑, vol.60, p.487-493.
- Kokawa, S. (1961) Distribution and phytostратigraphy of *Menyanthes* remains in Japan. *Jour. Biology, Osaka City Univ.*, vol.12, p.123-151.
- 国土地理院 (1966) 京都南部. 1:25,000 土地条件図, 国土地理院.
- 国土地理院 (1977) 京都. 1:25,000 土地条件図, 国土地理院.
- 国土地理院 (1982) 大津. 1:25,000 土地条件図, 国土地理院.
- 小松原 琢 (2006) 琵琶湖西岸断層帯の変位量分布. 地球, 号外, no.54, p.165-170.
- 小松原 琢・関西地質調査業協会地盤情報データベース作成委員会 (2010) 近江盆地の地下地質. 地学雑誌, vol.119, p.683-708.
- 光明池団体研究グループ (1971) 光明池周辺の大坂層群. 地球科学, vol.25, p.201-210.
- 近藤善教 (1968) 伊賀構造盆地の構造地質学的研究. 地調報告, no.231, p.1-30.
- 小西泰次郎・村下敏夫・武居由之・後藤隼次 (1960) 京都市工業用地下水調査報告書-淀川水系地域調査第6報-. 地調月報, vol.11, p.101-116.
- 小阪優子・石賀裕明 (1996) 丹波帯上部トリアス系層状チャート中の“竜ヶ石”石灰岩の形成. 地質雑, vol.102, p.1064-1067.
- 小谷 昌 (1964) 湖底地形の区分について. 地理学評論, vol.38, p.374.
- 小谷 昌 (1971) 琵琶湖の湖底地形およびその環境. 琵琶湖国定公園学術調査報告書, 琵琶湖国定公園学術調査団, p.125-175.
- 久保和也 (1987) 花崗岩の集積構造. 地質ニュース, no.398, 口絵1-4.
- 久保和也 (2000) 累帯深成岩体の貫入固結過程. 月刊地球, 号外30, p.153-160.
- 窪田 薫 (1951) 京都府綴喜郡宇治田原村附近産中新統貝化石の若干について. 鑛物と地質, vol.4, p.159-160.
- 日下部吉彦 (1976) 丹波山地のマンガン鉍床. 地質ニュース, no.267, p.39-45.
- 楠 利夫 (1989) 丹波帯II型地層群天ヶ瀬砂岩層の堆積機構と堆積場. 地球科学, vol.43, p.211-223.
- 楠 利夫 (2001a) 宇治市東方, 宇治川沿いの丹波層群から産出した微化石について. 日本地質学会近畿支部報, no.1, p.26-29.
- 楠 利夫 (2001b) 京都府宇治田原町の丹波層群の頁岩から産出したジュラ紀放射虫化石とその意義. 地球科学, vol.55, p.313-317.
- 楠 利夫 (2010) 砂岩組成から後背地を探る-日本のジュラ紀新世砂岩を例にして-. 地球科学, vol.64, p.83-90.
- 楠 利夫・武蔵野 実 (1989) 丹波帯砂岩の特性. 地球科学, vol.43, p.75-83.
- 楠 利夫・小原正顕・武蔵野 実 (2004) 丹波帯東南部, 宇治市志津川のチャートから得られた石炭紀-ペルム紀の微化石層序. 地球科学, vol.58, p.37-54.
- 沓掛俊夫・中野聰志・国分一徳・高島里香・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1991) 琵琶湖周辺の花崗岩質岩体-その3. 花崗岩類の微量元素含有量-. 地球科学, vol.45, p.363-367.
- Kutsukake, T., Nakano, S. and the collaborative research group for the granites around Lake Biwa (2010) Geochemistry and mineral chemistry of mafic dykes associated with Hiei Granite pluton, southwest Japan. *Jour. Mineral. and Petrol. Sci.*, vol.105, p.309-319.
- 京都地学会編 (1993) 京都の地学図鑑. 京都新聞社, 京都, 264p.
- 京都府企画環境部環境企画課 (2002) 京都府レッドデータブック 2002 下巻-地形・地質・自然生態系編-. 京都府企画環境部環境企画課, 471p.
- 京都府農林部耕地課・滋賀県企画部土地対策課編 (1984) 京都東北部・京都東南部・水口. 土地分類基本調査 (5万分の1), 京都府農林部耕地課・滋賀県企画部土地対策課, 200p.
- 京都市 (1998a) 平成9年度地震関係基礎調査交付金 京都盆地-奈良盆地断層帯に関する調査成果報告書. 京都市消防局防災対策室, 129p.
- 京都市 (1998b) 「京都盆地-奈良盆地断層帯」に関する調査. 科学技術庁編, 第2回活断層調査成果報告会予稿集, p.143-152.
- 京都市 (1999a) 平成10年度地震関係基礎調査交付金 京都

- 盆地の地下構造に関する調査 成果報告書 (概要版). 京都市消防局防災対策室, 33p.
- 京都市 (1999b) 平成10年度地震関係基礎調査交付金 三方・花折断層帯 (桃山断層) に関する調査 成果報告書, 106p.
- 京都市 (2000) 平成11年度地震関係基礎調査交付金 京都盆地の地下構造に関する調査 成果報告書 (概要版). 京都市消防局防災対策室, 46p.
- 京都市 (2001a) 平成12年度地震関係基礎調査交付金 京都盆地の地下構造に関する調査 成果報告書 (概要版). 京都市消防局防災対策室, 64p.
- 京都市 (2001b) 京都の活断層. 京都市消防局防災対策室, 244p + 付録.
- 京都市 (2002a) 平成13年度地震関係基礎調査交付金 京都盆地の地下構造に関する調査 成果報告書 (概要版). 京都市消防局防災対策室, 45p.
- 京都市 (2002b) 平成13年度地震関係基礎調査交付金 宇治川断層に関する調査 成果報告書 (概要編). 京都市消防局防災対策室, 17p.
- 京都市 (2002c) 京都の活断層 第2版. 京都市消防局防災対策室, 272p.
- 京都市 (2003a) 平成14年度地震関係基礎調査交付金 京都盆地の地下構造に関する調査 成果報告書 (概要版). 京都市消防局防災対策室, 46p.
- 京都市 (2003b) 京都盆地の地下構造. 京都市消防局防災対策室, 133p.
- 京都市活断層調査委員会 (尾池和夫・岡田篤正・竹村恵二・植村善博・吉岡敏和・松井和夫・古澤 明・園田玉紀・杉森辰次・梅田孝行・斎藤 勝) (2004) 京都盆地の地下構造を南北に分ける宇治川断層の第四紀断層活動. 活断層研究, no.24, p.139-156.
- Le Maitre, R. W. ed. (2002) *Igneous rocks: A classification and glossary of terms, 2nd edition*. Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks, Cambridge University Press, 236p.
- London, D. (2005) Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future. *Lithos*, vol.80, p.281-303.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス「日本列島とその周辺」. 東京大学出版会, 東京, 336p.
- 牧 俊夫 (1957) 京都府宇治市笠取重晶石鉱床の成因について. 地学研究, vol.9, p.201-213.
- 松原 厚 (1929) 伏見町の地下水に就いて. 醸造学雑誌, vol.6, p.568-588.
- 松田博幸・奥西一夫 (1970) 田上山地の禿山の地形学的特性. 京都大学防災研究所年報, no.13A, p.541-555.
- 松本哲一・中村仁美・廣田明成・星住英夫・高橋 浩・中野俊・中野聰志 (2012) 日本列島における年代未詳岩石の K-Ar 年代測定-地質図幅作成地域の火山岩・深成岩 (平成23年度版) -. 地質調査研究報告, vol.63, p.291-300.
- 松下 進 (1950) 京都府地質誌. 京都大学理學部地質學礦物學教室編, 地學, no.2, p.41-49, 及び no.3, p.36-41.
- 松下 進 (1953) 近畿地方. 日本地方地質誌, 朝倉書店, 東京, 293p.
- 松浦浩久・栗本史雄・寒川 旭・豊 遙秋 (1995) 広根地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 110p.
- Mikami, T., Ishida, K. and Suzuki, S. (2008) Conodont biostratigraphy across the Carnian – Norian Boundary in the Jifukudani Creek, Tamba Terrane, SE Kyoto, Japan. *Stratigraphy*, vol.5, p.163-178.
- 三木晴男 (1979) 京都大地震. 思文閣出版, 京都, 334p.
- 三木 茂 (1933) 山城盆地周辺に於ける洪積層の植物化石. 京都府史蹟勝地保存委員会編, 京都府史蹟名勝天然記念物調査報告, 第14冊, p.1-27.
- 三木 茂 (1948) 鮮新世以来の近畿並に近接地域の遺体フロラに就いて. 礦物と地質, 第9集, p.105-144.
- 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.
- 港 種雄 (1974) 近畿地方の長石アプライト鉱床. 日本鉱業会昭和49年度合同秋季大会 (大阪) 分科研究会資料, p.1-8.
- 三田村宗樹 (1992) 京阪奈丘陵の大阪層群の層序と地質構造. 第四紀研究, vol.31, p.159-177.
- 三田村宗樹 (1993) 奈良盆地. 市原 実編, 大阪層群, 創元社, 大阪, p.87-100.
- 三田村宗樹・吉川周作・石井陽子・貝戸俊一・長橋良隆 (1998) 大阪平野 OD ボーリングコアの岩相. 大阪市立自然史博物館研究報告, no.52, p.1-20.
- 宮地良典 (2005) 京都西南部地域の地質, 第6章 大阪層群 (鮮新-更新統). 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, p.60-67.
- 宮地良典・田結庄良昭・吉川敏之・寒川 旭 (1998) 大阪東南部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 113p.
- 宮地良典・田結庄良昭・寒川 旭 (2001) 大阪東北部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 130p.
- 宮地良典・楠 利夫・武蔵野 實・田結庄良昭・井本伸広 (2005) 京都西南部地域の地質. 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, 90p.
- 宮村 学 (1959) 如意山塊と醍醐山塊の間の地質について. 地学研究, vol.11, p.47-60.
- 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・山田直利・佐藤岱生・寒川 旭 (1981) 亀山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 128p.
- 宮崎一博 (2000) IV. 領家変成岩類及び新期領家花崗岩類による接触変成岩類. 奈良地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, p.16-42.
- 水野清秀 (1999) 近畿中部, 信楽高原周辺に分布する流紋岩礫を含む礫層の年代-火山灰層の対比による検討. 日本地質学会第106年学術大会講演要旨, p.32.

- 水野清秀・寒川 旭・関口春子・駒澤正夫・杉山雄一・吉岡敏和・佐竹健治・荻谷愛彦・栗本史雄・吾妻 崇・須貝俊彦・栗田泰夫・大井田 徹・片尾 浩・中村正夫・森尻理恵・広島俊男・村田泰章・牧野雅彦・名和一成 (2002) 50 万分の1 活構造図「京都」(第2版) 説明書. 活構造図 11, 産総研地質調査総合センター, 50p.
- 水野清秀・岡田篤正・寒川 旭 (2009a) 鮮新世以降の地質構造発達史. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 5 近畿地方, 朝倉書店, 東京, p.62-72.
- 水野清秀・小松原 琢・脇田浩二・竹内圭史・西岡芳晴・渡辺寧・駒澤正夫 (2009b) 20 万分の1 地質図幅「名古屋」(第3版). 産総研地質調査総合センター.
- 水山高幸 (1973) 地質. 林屋辰三郎・藤岡謙二郎編, 宇治市史 1 古代の歴史と景観, 序説 II 宇治市の自然と人文, 1 自然的基礎, 宇治市役所, p.41-50.
- 百原 新 (2010) 中部ヨーロッパと中部日本の新第三紀から第四紀への植物化石群変化の時期: 気候変動との関連で. 第四紀研究, vol.49, p.299-308.
- 長橋良隆・里口保文・吉川周作 (2000) 本州中央部における鮮新-更新世の火砕流堆積物と広域火山灰層との対比および層位噴出年代. 地質雑, vol.106, p.51-69.
- 長橋良隆・吉川周作・宮川ちひろ・内山 高・井内美郎 (2004) 近畿地方および八ヶ岳山麓における過去 43 万年間の広域テフラの層序と編年 - EDS 分析による火山ガラス片の主要成分化学組成 -. 第四紀研究, vol.43, p.15-35.
- 長島弘三・原田一雄・本田真理子 (1975) 滋賀県大津市田ノ上山産新鉱物益富雲母 (Masutomilite). 地学研究, vol.26, p.319-324.
- 長島乙吉・長島弘三 (1960) 日本希元素鉱物. 長島乙吉先生祝賀記念事業会 (日本鉱物趣味の会), p.436.
- 中江 訓 (2000) 西南日本内帯ジュラ紀付加複合体の広域対比. 地質学論集, no.55, p.73-98.
- 中江 訓・吉岡敏和 (1998) 熊川地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の1 地質図幅), 地質調査所, 71p.
- 中江 訓・吉岡敏和・内藤一樹 (2001) 竹生島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の1 地質図幅), 地質調査所, 71p.
- 中川要之助 (1973) 京都府南部木津川左岸地区の大阪層群. 第四紀, 第四紀総合研究連絡誌, no.19, p.43-48.
- 中川要之助・横山卓雄 (1975) 古瀬田川に関する新知見. 日本地質学会第 82 年学術大会講演要旨集, p.397.
- 中島和一 (1960) 大和高原領家帯北縁部の地質. 地球科学, no.49, p.1-14.
- 中本好一 (1982MS) 霊仙山地域の石英閃緑岩について. 滋賀大学教育学部卒業論文, 26p.
- Nakamura, S. (1926) Guide book of excursion D - Geography and geology of Kyoto, Nara, Osaka and Kobe - .3rd Pan pacific Congr., Tokyo.
- 中村新太郎 (1927) 京都大阪奈良神戸四近地質図説明文. 地球, vol.8, p.37-44.
- 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.
- 中村新太郎・松下 進・館林寛吾 (1936) 京都西山山地の地質. 地球, vol.26, p.311-334.
- 中野聰志 (1975) 正長石及び微斜長石マイクロパーサイト中での加熱に伴う K, Na 及び Ca イオンの挙動. 鉱物学雑誌, vol.12, p.165-183.
- 中野聰志 (1992) アルカリ長石: パーサイト研究の現状と課題. 鉱物学雑誌, vol.21, p.161-173.
- Nakano, S. (1997) Calcium distribution in a microperthite from the Nango pegmatite, Otsu City, Japan. *Earth Science (Chikyū Kagaku)*, vol.51, p.51-59.
- 中野聰志 (2001) IV. 花崗岩類及び岩脈類. 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, p.44-74.
- 中野聰志 (2011a) 平津井上長石鉱山. 琵琶湖博物館研究調査報告, no.26, p.181.
- 中野聰志 (2011b) 鹿跳橋の重青石. 琵琶湖博物館研究調査報告, no.26, p.183.
- 中野聰志 (2011c) 石山寺の珪灰石. 琵琶湖博物館研究調査報告, no.26, p.185.
- 中野聰志 (2011d) 国分の珪灰石. 琵琶湖博物館研究調査報告, no.26, p.186.
- 中野聰志・原山 智 (2003) 第 4 章 後期白亜紀火成岩類. 水口地域の地質, 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, p.12-40.
- Nakano, S. and Makino, K. (2010) Amazonitic alkali feldspar from the Tanakami Granitic pluton, southwest Japan. *Jour. Mineral. and Petrol. Sci.*, vol.105, p.45-56.
- 中野聰志・西村貞浩・竹下真弓・稲田里香 (1991) 田上・信楽地域の鉱物学 - 長石類 -. 滋賀県自然誌編集委員会編, 滋賀県自然誌, 滋賀県自然保護財団, p.451-473.
- 中野聰志・沢田順弘・牧野州明・細川栄子・谷村友紀 (2001) 琵琶湖西岸比良山地花崗岩中変質脈の産状と特徴. 日本鉱物学会年会, 日本岩石鉱物鉱床学会学術講演会講演要旨集, p.192.
- 中野聰志・川辺孝幸・原山 智・水野清秀・高木哲一・小村良二・木村克己 (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), 産総研地質調査総合センター, 83p.
- 中野聰志・吉見典浩・富田克敏 (2006) 滋賀県田上山花崗岩体の熱水変質. 滋賀大学教育学部紀要 (自然), vol.56, p.35-49.
- 中野聰志・大橋義也・石原舜三・河野俊夫 (2013) 滋賀県琵琶湖南方・田上山花崗岩体中の細粒暗色包有岩. 地質調査研究報告, vol.64, p.25-49.
- 中世古幸次郎編 (1984) 関西国際空港地盤地質調査. 災害科学研究所報告, 285p.
- 中田 高・今泉俊文 (2002) 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会, 東京, 60p. CD2 枚.
- 中司 稔 (1929) 田上山の鑛物. 地球, vol.11, p.330-344.
- 中司 稔 (1932) 田ノ上山の鑛物の分布状態に就て. 我等の鑛物, vol.1, p.196-206.
- 中司 稔 (1945) 滋賀県田上山地方の晶洞について. 日本鉱物趣味の会研究報告, vol.2, no.1, p.1-14.

- 中沢和雄 (1984) 滋賀県田ノ上, 及び高島地方産の変形水晶について. 地学研究, vol.36, p.107-113.
- 中沢和雄 (2006) 滋賀県大津市田上山産泡蒼鉛. 地学研究, vol.55, p.171-172.
- 中沢和雄・鶴田憲次・高田雅介 (2005) 滋賀県田上山の中沢大晶洞から産出したトル石とその結晶形態. 地学研究, vol.54, p.2-4.
- 中沢圭二・石田志朗 (1959) 瀬田川河床の化石林. 地学研究, vol.11, p.138-143.
- 中沢圭二・立川正久・石田志朗監修 (1979) 滋賀県地質図. 10万分の1, 滋賀県自然保護財団.
- 西橋秀海 (1977MS) 田上地域を中心とする花崗岩の岩石学的研究. 滋賀大学教育学部卒業論文, 41p.
- 日本地質学会編 (2009a) 近畿地方. 日本地方地質誌 5, 朝倉書店, 東京, 453p.
- 日本地質学会編 (2009b) 4.1 第三系. 日本地方地質誌 5, 近畿地方, 4. 新生界, 朝倉書店, 東京, p.193-210.
- 日本の地質『近畿地方』編集委員会編 (1987) 近畿地方. 日本の地質 6, 共立出版, 東京, 297p.
- 西堀 剛・西川一雄・小早川 隆・但馬達夫・岨中貴洋 (1991) 湖東流紋岩類. 滋賀県自然誌編集委員会編, 滋賀県自然誌, 滋賀県自然保護財団, p.387-422.
- 西川一雄・西堀 剛・小早川 隆・但馬達夫・辻 一信・佐藤義成 (1979) 湖東流紋岩類. 滋賀自然環境研究会編, 滋賀県の自然 総合学術調査研究報告, 滋賀県自然保護財団, p.387-422.
- 西川一雄・西堀 剛・小早川 隆・但馬達夫・上嶋正人・三村弘二・片山正人 (1983) 湖東流紋岩およびその活動について. 岩鉱, vol.77, p.51-64.
- 西川廉行 (1972) 綴喜層群および一志層群産の魚鱗化石について. 関西自然科学, no.24, p.19-21, 関西自然科学研究会.
- 西村貞浩・中野聰志 (2002) 滋賀県野洲花こう岩体中の熱水変質岩. 滋賀大学教育紀要 (自然), vol.52, p.21-35.
- 西村貞浩・中野聰志・富田克敏・牧野州明 (1990) 田上・信楽花崗岩中のアルカリ長石の三斜度. 地質雑, vol.96, p.133-142.
- 西村 進・笹嶋貞雄 (1970) Fission-Track 法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.
- Nishimura, S. and Yokoyama, T. (1974) Fission-track ages of volcanic ashes of core samples of Lake Biwa and Kobiwako Group. Paleolim. Lake Biwa Japan. *Pleisto.*, vol.2, p.38-46.
- Nishimura, S. and Yokoyama, T. (1975) Fission-track ages of volcanic ashes of core samples of Lake Biwa and Kobiwako Group (2). Paleolim. Lake Biwa Japan. *Pleisto.*, vol.3, p.138-142.
- 西岡芳晴・尾崎正紀・山元孝広・川辺孝幸 (1998) 名張地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 72p.
- 西岡芳晴・尾崎正紀・寒川 旭・山元孝広・宮地良典 (2001) 桜井地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 141p.
- 西山団体研究グループ (1967) 京都盆地西南部, 西山山麓の大阪層群-近畿地方の新期新生代層の研究, その7-. 地球科学, vol.21, p.1-10.
- 西山昭仁 (1998) 元暦二年 (1185) 京都地震の被害実態と地震直後の動静. 歴史地震, no.14, p.19-44.
- 西山昭仁 (2000) 元暦二年 (1185) 京都地震における京都周辺地域の被害実態. 歴史地震, no.16, p.163-184.
- 西山昭仁 (2010) 文政京都地震 (1830年) における京都盆地での被害要因の検討-棧瓦葺屋根の普及による被害の拡大-. 東京大学地震研究所彙報, vol.85, 1/2, p.33-47.
- 西山団体研究グループ・桂高校地学クラブ (1970) 高槻北方丘陵の大阪層群-近畿地方の新期新生代層の研究, その17-. 地球科学, vol.24, p.208-221.
- 野口寧世 (1969) 東山トンネル西口の大阪層群の珪藻化石. 大阪層群総研連絡紙, no.4, p.14-15.
- 大林達生 (2002) 田上地方のペグマタイト鉱物-日本のペグマタイト産地 その1-. 中津川市鉱物博物館, 20p.
- 小倉博之 (1995) 近畿地方中部の低所に分布する崖錘堆積物. 第四紀, 第四紀総合研究会連絡誌, no.27, p.55-63.
- 巨椋池土地改良区編 (1962) 巨椋池干拓誌. 巨椋池土地改良区, 737p.
- 大橋 健 (1975) 瀬田川の段丘と湖面変化. 人文地理, vol.27, p.649-651.
- 大橋 健 (1978a) 琵琶湖南岸地域の地形発達史. 立命館文学, no.394・395, p.280-302.
- 大橋 健 (1978b) 段丘からみた琵琶湖の湖面変動について. 地学教育, vol.31, p.75-81.
- 大橋 健・植村善博 (1970) 琵琶湖とその周辺の地形. 地理学評論, vol.43, p.401.
- 大橋義也 (2010MS) 田上花崗岩体中苦鉄質包有岩の岩石学的・鉱物学的解析. 滋賀大学大学院教育学研究科修士論文, 81p.
- 大橋義也・中野聰志・石原舜三 (2009) 滋賀県南部・田上花崗岩体中のMME. 日本地質学会第116年学術大会講演要旨, p.268.
- 岡 義記 (1978) 和泉山脈の形成と大阪層群. 第四紀研究, vol.16, p.201-210.
- 岡田篤正・東郷正美編 (2000) 近畿の活断層. 東京大学出版会, 東京, 395p.
- 岡田篤正・東郷正美・中田 高・植村善博・渡辺満久 (1996) 京都東南部. 1:25,000 都市圏活断層図, 国土地理院.
- 岡田素彦 (1990) 京都府南部宇治田原町から産出した二疊紀放射虫化石. 地質雑, vol.96, p.937-939.
- 岡野武雄 (1961) 京都・滋賀地区の珪灰石. 地調月報, vol.12, p.713-716.
- 大阪層群研究グループ (1951) 大阪層群とそれに関連する新生代層. 地球科学, no.6, p.49-60.
- 大阪層群最下部団体研究グループ (1992) 大阪層群中の「不整合」について-松尾丘陵北部の大阪層群-. 地球科学, vol.46, p.209-220.
- 大阪通商産業局非金属鉱物資源対策委員会 (1989) 滋賀県長石資源の合理的開発に向けて (非金属鉱物資源対策事業報

- 告書). 大阪通商産業局, 49p.
- 大阪通商産業局総務部開発業務課 (1983) 桂川下流域地下水利用適正化調査報告. 工業用水, no.297, p.28-49.
- 大島裏二 (1955) 京都の工業と用水の種類. 京都商工情報, no.22, p.3-8.
- 尾崎正紀・寒川 旭・宮崎一博・西岡芳晴・宮地良典・竹内圭史・田口雄作 (2000) 奈良地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 162p.
- Plumper, O. and Putnis, A. (2009) The complex hydrothermal history of granitic rocks: Multiple feldspar replacement reactions under aubaolidia conditions. *Jour. Petrol.*, vol.50, p.967-987.
- Rakovan, J., Ono, M. and Francis, C.A. (2009) Tanakamiyama : a classical Japanese Pegmatite district. *Rocks & Minerals*, vol.84, p.520-527.
- Raymond, L.A. (1984) Classification of mélanges. Geological Society of America, Spec. Paper, no.198, p.7-20.
- Sakaguchi, S. (1961) Stratigraphy and Palaeontology of the South Tamba District, Part 1 Stratigraphy. *Mem. Osaka Univ. Liberal Arts and Educ.*, B, Nat. Sci., vol.10, p.35-67.
- Sakaguchi, S. (1963) Stratigraphy and Palaeontology of the South Tamba District Part 2 Palaeontology. *Mem. Osaka Univ. Liberal Arts and Educ.*, B, Nat. Sci., vol.12, p.89-173.
- 坂本 亨 (1955) 奈良南方の新生代層. 地質雑, vol.61, p.62-71.
- 寒川 旭 (1992) 地震考古学. 中公新書, 中央公論社, 東京, 251p.
- 寒川 旭 (1994) 琵琶湖周辺の遺跡で検出された地震の痕跡. 琵琶湖博物館開設準備室研究調査報告, no.2, p.53-70.
- 寒川 旭 (2007) 地震の日本史 大地は何を語るのか. 中公新書, 中央公論社, 東京, 268p.
- 寒川 旭 (2010) 秀吉を襲った大地震 地震考古学で戦国史を読む. 平凡社新書, 177p.
- 寒川 旭・杉山雄一・宮地良典 (1996) 有馬高槻構造線断層系の活動履歴および地下構造調査. 平成7年度活断層調査研究概要報告書, 地質調査所研究資料集, no.259, p.33-46.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター編 (2005) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧 (第2版) (CD-ROM版). 数値地質図GT-2, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 佐藤隆春・室生団体研究グループ (2009) (2) 奈良県北部とその周辺. 4. 新生界, 4.1.3 新第三系, b. 瀬戸内地域, 日本地質学会編, 日本地方地質誌5 近畿地方, 朝倉書店, 東京, p.202-204.
- 里口保文 (1995) 上総層群中・下部の火山灰層序. 地質雑, vol.101, p.767-782.
- 里口保文 (2009) 伊賀・近江盆地. 日本地質学会編, 日本地方地質誌5 近畿地方, 朝倉書店, 東京, p.253-258.
- 里口保文 (2010) 鮮新-更新世境界付近の広域テフラとテフラ層序の分解能. 第四紀研究, vol.49, p.315-322.
- 里口保文・服部 昇 (2008) 中部更新統古琵琶湖層群上部と上総層群上部の火山灰層の対比. 第四紀研究, vol.47, p.15-27.
- 澤田一彦・吉田源市・藤井 (高島) 里香 (1997) 琵琶湖周辺の花崗岩質岩体: 江若花崗岩体. 地球科学, vol.51, p.401-412.
- 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.
- 沢田順弘・斎藤 真 (2000) IV. 火成岩類. 横山地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, p.57-86.
- 沢田順弘・加々美寛雄・松本一郎・杉井完治・中野聰志・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1994) 琵琶湖南部白亜紀環状花崗岩質岩体と湖東コールドロン. 地質雑, vol.100, p.217-233.
- 瀬野錦蔵・川端 博 (1965) 山科・醍醐地区不圧地下水(浅井戸)調査. 伏見醸友会誌, no.7, p.49-61.
- 滋賀地学研究会編 (1977) 生きている化石湖. 法律文化社, 京都市, 223p.
- 滋賀県高等学校理科教育研究会地学部会編 (2002a) 7. 石山寺周辺-大理石とホルンフェルス-. 改訂 滋賀県 地学のガイド (上), コロナ社, 東京, p.94-104.
- 滋賀県高等学校理科教育研究会地学部会編 (2002b) 8. 田上山と大戸川-治水と利水-. 改訂 滋賀県 地学のガイド (上), コロナ社, 東京, p.116-129.
- 滋賀県高等学校理科教育研究会地学部会編 (2002c) 9. 金勝山-花崗岩の風化地形と石仏-. 改訂 滋賀県 地学のガイド (上), コロナ社, 東京, p.105-115.
- 滋賀県教育委員会・財団法人滋賀県文化財保護協会 (1983) 第一章 瀬田川とその周辺の地形・地質・水文. 滋賀県教育委員会・財団法人滋賀県文化財保護協会編, 瀬田川浚渫工事に伴う流域分布調査瀬田川, 滋賀県教育委員会・財団法人滋賀県文化財保護協会, p.1-80.
- 滋賀県教育委員会・財団法人滋賀県文化財保護協会 (1984) 第2章 琵琶湖南部, 瀬田川周辺の地形-遺跡の立地環境-. 滋賀県教育委員会・財団法人滋賀県文化財保護協会編, 粟津湖底遺跡発掘調査報告書, 滋賀県教育委員会・財団法人滋賀県文化財保護協会, p.6-58.
- 滋賀自然環境研究会編 (1979) 滋賀県の自然 総合学術調査研究報告, 及び10万分の1滋賀県地質図. 滋賀県自然保護財団, 1148p.
- 滋賀県自然誌編集委員会編 (1991) 滋賀県自然誌 総合学術調査研究報告. 滋賀県自然保護財団, 2056p.
- 島倉巳三郎 (1966) 本邦新生代層の花粉層序学的研究IX 古琵琶湖層群. 奈良学芸大学紀要 (自然), vol.14, p.25-39.
- 清水大吉郎 (1989) 洛東五別所と大津石山寺の珪灰石の産状・源岩・成因 (要旨), 日本地質学会関西支部報, no.108, p.8.
- 清水文健・井口 隆・大八木規夫 (2005) 京都東南部. 5万分の1地すべり地形分布図, 第22集 京都及大阪, 防災科学技術研究所研究資料, no.270.
- 清水照夫・松尾源一郎・加藤 昭 (1966) 京都府宇治田原産含ストロンチウム-アラレ石. 地学研究, vol.17, p.44-47.
- 染川治実・吉川周作 (1983) 京都府南部, 田辺丘陵の大阪層群. 地球科学, vol.37, p.98-109.

- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1982) 琵琶湖周辺の花崗岩質岩体-甲賀地方の花崗岩類-. 地質雑, vol.88, p.289-298.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1990) 琵琶湖周辺の花崗岩類-その2. 鈴鹿花崗岩体-. 地球科学, vol.44, p.184-195.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1997) 琵琶湖周辺の花崗岩質岩体-その4. 比良山地の花崗岩類-. 地球科学, vol.51, p.188-198.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (2000) 琵琶湖周辺の花こう質岩体-その5. 田上地域の花崗岩類. 地球科学, vol.54, p.380-102.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (2005) 琵琶湖周辺の花こう質岩体-その6. 野洲花崗岩体. 地球科学, vol.59, p.89-392.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (2008) 比叡花崗岩体の形成史と白亜紀末火成活動における位置付け. 地質雑, vol.114, p.53-69.
- Słaby, E., Götze, J., Wörner, G., Simon, K., Wrzalik, R. and Smigielski, M. (2008) K-feldspar phenocrysts in microgranular magmatic enclaves: A cathodoluminescence and geochemical study of crystal growth as a marker of magma mingling dynamics. *Lithos*, vol.105, p.85-97.
- 須藤定久 (1991) 滋賀県南郷～信楽地区の長石質資源-鉱床の分布とその地質. 日本セラミック協会見学資料, 11p.
- 須藤定久 (2001) 滋賀県南郷～信楽地区の長石質資源-鉱床の分類とその地質・鉱床学的意味-. 地質ニュース, no.559, p.41-49.
- 菅森義晃 (2006) 京都西山地域の上部ペルム系高槻層, 中部三疊系島本層及び三疊紀堆積岩複合体. 地質雑, vol.112, p.390-406.
- 杉井完治・沢田順弘 (1999) 琵琶湖北東部, 後期白亜紀貝月山花崗岩体. 鳥根大学地球資源環境学研究報告, vol.18, p.69-84.
- 鈴木正男 (1988) 第四紀火山灰層のフィッシュトラック年代について. 地質学論集, no.30, p.219-221.
- 鈴木毅彦・中山俊雄 (2007) 東北日本弧, 仙岩地熱地域を給源とする2.0Maに噴出した大規模火砕流に伴う広域テフラ. 火山, vol.52, p.23-38.
- 田井昭子 (1963) 深草・枚方地域における第四紀の堆積物の花粉分析. 地球科学, no.64, p.8-17.
- 田結庄良昭・弘原海 清・政岡邦夫・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1985) 近畿地方における白亜紀～古第三紀火成活動の変遷. 地球科学, vol.39, p.358-371.
- 田結庄良昭・加々美寛雄・柚原雅樹・中野聰志・澤田一彦・森岡幸三郎 (1999) 高Sr同位体比初生値を有する近畿地方の白亜紀～古第三紀花崗岩類. 地質学論集, no.53, p.309-321.
- 田結庄良昭・森岡幸三郎・井口 讓・島田正明・榛葉昌次・藤井宏明・加々美寛雄 (2000) 近畿地方領家帯深成岩類の火成活動区分と放射年代. 月刊地球号外, no.30, p.196-203.
- 高木哲一・小村良二 (2003) 第7章 応用地質. 水口地域の地質, 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, p.57-70.
- 高瀬 博・物部長進 (1960) 滋賀県琵琶湖南東地域マンガニ鉱床-珪酸マンガニ 第1報-. 地調月報, vol.11, p.301-318.
- 高瀬元通 (2001) 天然記念物に指定されている地質環境-石山寺-. 地質と調査, vol.90, p.28-29.
- 高田雅介 (2004) 滋賀県田上山にトパーズを求めて-その1-. ペグマタイト, no.66, p.17-20.
- 高田雅介・小林 進 (1984) 滋賀県田上産ペルトラン石について. 地学研究, vol.35, p.7-12.
- 高田雅介・松原 聰 (1989) 滋賀県田上新免産・ヒンガン石. 地学研究, vol.38, p.7-14.
- 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*, vol.30, Geology and mineralogy, p.81-119.
- 高谷好一・市原 実 (1961) 枚方丘陵の第四紀層-とくに新香里層・枚方層にみられる気候変化について-. 地質雑, vol.67, p.584-592.
- 竹本健一・吉田源市・中野聰志 (1977) 滋賀県大津市田上山における球顆花崗岩の新露頭の発見. 地球科学, vol.31, p.130-131.
- 竹村恵二 (2009) 京都盆地 (大阪層群, 段丘層, 盆地地下). 日本の地質 近畿地方, 朝倉書店, 東京, p.240-244.
- 竹村恵二・横山卓雄 (1989) 琵琶湖1400m掘削試料からみた堆積環境. 陸水学雑誌, vol.50, p.247-254.
- 竹村恵二・横田 裕・末廣匡基 (2003) 京都盆地の深部構造. 自然災害科学, vol.22, p.220-225.
- 武村道雄 (2011a) 鳴滝鉱山 (平尾旧坑) のマンガニ鉱床. 琵琶湖博物館研究調査報告, no.26, p.188.
- 武村道雄 (2011b) 焼野鉱山のマンガニ鉱床. 琵琶湖博物館研究調査報告, no.26, p.189.
- 竹辻 正・市原 実 (1967) 千里山丘陵中央部の大阪層群. 大阪層群総研連絡紙, no.1, p.6-11.
- 竹内圭史・王 革凡 (1999) 京都府和東地域の低変成度領家変成岩. 地調月報, vol.50, p.527-534.
- 竹内圭史・西岡芳晴 (2005) 京都府南部の領家変成帯北縁部. 日本地質学会第112年学術大会 (2005年京都) 見学旅行案内書, p.15-27.
- 瀧本 清編 (1973) 日本地方鉱床誌-近畿地方. 朝倉書店, 東京, 436p.
- 瀧本 清・石垣参策 (1973) 1.7マンガニ鉱. 瀧本 清編, 日本地方鉱床誌 近畿地方, 1. 金属鉱床, 朝倉書店, 東京, p.176-220.
- 瀧本 清・港 種雄・佐野美則 (1964) 滋賀県石山平津長石の鉱床学的研究 (1), とくに母岩および鉱石の鉱物組成について. 水曜會誌, vol.15, p.237-240.
- 田村糸子・山崎晴雄・水野清秀 (2005) 前期鮮新世4.1Ma頃の広域テフラ, 坂井火山灰層とその相当層. 地質雑,

- vol.111, p.727-736.
- Tamura, I., Yamazaki, H. and Mizuno, K. (2008) Characteristics for the recognition of Pliocene and early Pleistocene marker tephras in central Japan. *Quaternary International*, vol.178, p.85-99.
- 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.
- 田村幹夫・松下修治・伊藤克己・酒井助太郎 (1979) 滋賀県の古生層と中生層. 滋賀自然環境研究会編, 滋賀県の自然総合学術調査研究報告, (財) 滋賀県自然保護財団, p.133-159.
- 田村幹夫・雨森 清・小早川 隆・荒川忠彦・北川明照・多賀 優・但馬達雄・西川一雄・三矢信昭 (1993) びわ湖東部中核工業団地造成地域の古琵琶湖層群について. 多賀町文化財・自然誌調査報告書, no.3, p.26-82.
- 丹波地帯研究グループ (1971) 丹波地帯の古生界 (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) 丹波地帯の古生界 (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. 地向斜の諸問題, 地団研専報, no.19, p.13-23.
- 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.247-254.
- 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.
- 立川正久 (1964) 黒雲母花崗岩中の黒雲母のマグネシウム及び鉄含有量 - 主として近畿地方産 -. 地質雑, vol.70, p.127-142.
- 立川正久・藤本秀弘 (1967) 造花崗岩黒雲母のマンガン含有量について - 近畿地方産のもの -. 地質雑, vol.73, p.193-198.
- 天白俊馬・琵琶湖基盤地質研究会 (2001) 琵琶湖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.
- 天白俊馬 (2007) γ 線の測定. 地学教育と科学運動, no.55, p.48-52.
- 天白俊馬 (2011) 田上花崗岩 細粒相. 『記録しておきたい滋賀県の地形・地質』, 琵琶湖博物館研究調査報告, no.26, p.61.
- 東郷正美 (1971) 饗庭野台地の変形について. 地理学評論, vol.44, p.194-200.
- 鳥居昭三 (1948) 京都東山洪積層. 礦物と地質, 第8集, p.62-68.
- 辻 一信・北原隆男 (1979) 滋賀県下のおもな鉱物・鉱床. 滋賀自然環境研究会編, 滋賀県の自然 総合学術調査研究報告, (財) 滋賀県自然保護財団, p.479-541.
- 塚本常雄 (1933) 京都市域の變遷と其地理學的考察. 京都帝国大学地理論叢, 第1輯, p.155-229.
- 鶴田憲次 (2002) 滋賀県田上山産コロンブ石. 地学研究, vol.51, p.29-30.
- Tuttle, O.F. and Bowen, N.L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O . *Geol. Soc. Amer. Mem.*, no.74, 151p.
- Uchiyama, E. (1983) Plutonic rocks in the Hira mountain range. Abstracts of Master Thesis, Div. Educ., Grad. Cour., Kobe Univ., p.48-49.
- 内山 高 (1996) 古地磁気. 服部川足跡化石調査団編, 古琵琶湖層群上野累層の足跡化石, 三重県立博物館, p.33-37.
- 上治寅次郎 (1961a) 比叡造山帯南部の地質構造概観. 横山次郎教授記念論文集, 横山次郎教授退官記念事業会, p.163-173.
- 上治寅次郎 (1961b) 京都近傍地質誌 - 京都・大津・宇治・亀岡・高槻及び隣接市町村を含む -. 地下資源研究所, 82p.
- 上治寅次郎 (1962) 京都近傍地質図. 5万分の1, 地下資源研究所.
- 植村善博 (1972) 洪積世末期以降の琵琶湖の湖面変動. 地理学評論, vol.45, p.499.
- Uemura, Y. (1999) Geomorphic history and tectonic movement of Lake Biwa during the Quaternary period, Japan. *Jour. Fac. Letter. Bukkyo Univ.*, no.83, p.19-29.
- 植村善博 (1999) 京都の地震環境 - (付) 京都盆地の地震災害危険度マップ. ナカニシヤ出版, 京都, 118p.
- 植村善博 (2001a) 比較変動地形論 - プレート境界域の地形と第四紀地殻変動 -. 古今書院, 東京, 203p.
- 植村善博 (2001b) 京都の地震環境. ナカニシヤ出版, 京都, 123p.
- 植村善博・横山卓雄 (1983) 琵琶湖の自然 - 地形と地層・地質 -. 『琵琶湖, その自然と社会』, サンプライト出版, 京都, p.39-45.
- 植村善博・太井子宏和 (1990) 琵琶湖湖底の活構造と湖盆の変遷. 地理学評論, Ser. A, vol.63, p.722-740.
- 植村善博・中塚 良 (1992) 京都盆地南部の地下を横断する横大路断層について. 活断層研究, vol.10, p.65-72.
- 宇治田原町史編さん委員会 (1980) 地質. 宇治田原町教育委員会編, 宇治田原町史 第一巻, 序章, 自然景観, 宇治田原町, p.5-15.
- 宇野沢 昭 (1968) 琵琶湖南平野の構造およびその発達過程について. 地理学評論, vol.41, p.382-383.
- 宇佐美龍夫 (2003) 最新版日本被害地震総覧 - [416]-2001 -. 東京大学出版会, 東京, 605p.
- Wakita, K. (1988) Origin of chaotically mixed rock bodies in the Early Jurassic to Early Cretaceous sedimentary complex of the Mino terrane, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.39, p.675-757.
- 脇田浩二 (2000) 美濃帯のメラランジュ. 地質学論集, no.55, p.145-163.
- Wang, G. (1989) Carbonaceous material in the Ryoke metamorphic rocks, Kinki district, Japan. *Lithos*, vol.22, p.305-316.

- Wang, G., Banno, S. and Takeuchi, K. (1986) Reactions to define the biotite isograd in the Ryoke metamorphic belt, Kii Peninsula, Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol.93, p.9-17.
- 和束町町史編さん委員会編 (1995) 和束町史 (第一巻). 437p.
- 八木伸二郎・早瀬一一・能田 成 (1969) Rb-Sr 法による田ノ上花崗岩類の地質年令. *地質雑*, vol.75, p.84.
- 山田滋夫 (1981) 滋賀県田ノ上山産希有なと (1122) 面をもつ煙水晶. *地学研究*, vol.32, p.37-39.
- 山根新次 (1930) 大阪地質概観. 小川博士還暦記念地学論叢, p.187-203.
- 山崎博史・吉川周作・林 隆夫 (1994) 琵琶湖西岸, 古琵琶湖層群基底部のコアの層序. *地質雑*, vol.100, p.361-367.
- 山崎博史・吉川周作・此松昌彦・三矢信昭 (1996) 古琵琶湖層群高島累層白土谷部層の地質年代. *地質雑*, vol.102, p.303-311.
- 八尾 昭 (1968) 京都府宇治田原町より紡錘虫化石の発見. *地質雑*, vol.74, p.399-400.
- 横田修一郎 (1974) 滋賀県“湖南アルプス”における花崗岩中の節理系. *地質雑*, vol.80, p.205-214.
- 横田修一郎・松岡数充・屋鋪増弘 (1978) 信楽・大和高原の新生代層とそれに関わる諸問題—信楽・大和高原のネオテクトニクス研究 その1—.*地球科学*, vol.32, p.133-150.
- Yokoyama, M. (1930) Neogene shell from Yamashiro. *Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo, Sec.II, vol.II, p.399-403.*
- 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.
- Yokoyama, T. (1975) Plio-Pleistocene Kobiwako Group on the west coast of Lake Biwa with special reference to correlation to the 200 m core sample of Lake Biwa by tephra. *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, vol.3, p.114-137.
- 横山卓雄 (1989) 伊賀盆地西方, 鳥が原地域の古琵琶湖層群. 同志社大学理工学研究報告, vol.30, p.210-224.
- 横山卓雄・雨森 清 (1991) 古琵琶湖層群地質図について. 滋賀県自然誌編集委員会編, 滋賀県自然誌, 滋賀県自然保護財団, p.535-542, および滋賀県湖東地域古琵琶湖層群地質図.
- 横山卓雄・中川要之助 (1974) 関屋地域の大阪層群の層序と古水流方向からみた“奈良湖”の水の流出口について. *地質雑*, vol.80, p.277-286.
- 横山卓雄・中川要之助 (1984) 奈良市北方丘陵の古大阪層群. 同志社大学理工学部紀要, vol.24, p.231-251.
- 横山卓雄・松岡長一郎・那須孝悌・田村幹夫 (1968) 古琵琶湖層群下部, 特に狭山累層について—近畿地方の新时期新生代層の研究, その9—.*地質雑*, vol.74, p.327-341.
- 横山卓雄・中川要之助・松岡長一郎 (1975) 近畿地方の鮮新・更新統. *日本地質学会第81年総会, 巡検案内書*, p.1-24.
- Yokoyama, T., Ishida, S., Danhara, T., Hashimoto, S., Hayashi, T., Hayashida, A., Nakagawa, Y., Nakajima, T., Natsuhara, N., Nishida, J., Otofujii, Y., Sakamoto, M., Takemura, K., Tanaka, N., Torii, M., Yamada, K., Yoshikawa, S. and Horie, S. (1976) Lithofacies of the 1000m core samples on the east coast of Lake Biwa, Japan. *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, vol.4, p.52-66.
- Yokoyama, T., Danhara, T., Kobata, Y. and Nishimura, S. (1977) Fission-track ages of volcanic ashes of core samples of Lake Biwa and the Kobiwako Group (3). *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, vol.5, p.44-53.
- 横山卓雄・松岡長一郎・田村幹夫・雨森 清 (1979) 古琵琶湖層群. 滋賀自然環境研究会編, 滋賀県の自然 総合学術調査研究報告, 滋賀県自然保護財団, p.309-389.
- Yokoyama, T., Nakagawa, Y., Takemura, K., Mori, S., Makinouchi, T., Hayashida, A., Iida, Y. and Matsuoka, K. (1979) Stratigraphy of the Takashima Formation of the Plio-Pleistocene Kobiwako Group, Japan. *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, vol.7, p.100-114.
- Yokoyama, T., Makinouchi, T., Takemura, K., Hayashida, A., Sannomiya, T. and Yamamura, H. (1980) Stratigraphy of the Pliocene Iga-Aburahi Formation of the Kobiwako Group at the east of Iga-Ueno City, Mie Prefecture, Japan. *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, vol.8, p.45-64.
- 横山卓雄・中川要之助・竹村恵二・林田 明 (1980) 琵琶湖深層試錐からみた中期更新世. 第四紀研究, vol.19, p.185-201.
- 横山卓雄・中川要之助・檀原 徹・竹村恵二 (1981) 芝の不整合について (I)—千里山丘陵北縁部の大阪層群の層序および大阪層群中における不整合の発見と意味について—.*同志社大学理工学研究報告*, vol.21, p.301-320.
- Yokoyama, T., Makinouchi, T., Mori, S., Nakagawa, Y., Tamura, M., Takemura, K., Hayashida, A., Amemori, K. and Mori, H. (1982) Stratigraphy of the Pliocene Iga-Aburahi Formation of the Kobiwako Group around Iga-Ueno City, Mie Prefecture, Japan. *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, vol.10, p.48-58.
- 横山卓雄・雨森 清・竹村恵二・田村幹夫・中川要之助・林田 明・牧野内 猛・森 忍・森 彦人 (1989) 伊賀盆地西南の古琵琶湖層群. 同志社大学理工学研究報告, vol.30, p.181-198.
- 横山卓雄・林田 明・太井子 宏・高宮秀毅・竹村恵二・森 彦人 (1995) 滋賀県信楽地域の古琵琶湖層群. 同志社大学理工学研究報告, vol.36, p.45-59.
- 吉田史郎 (1992) 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・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), 地質調査所, 72p.
- 吉田源市・西橋秀海 (1987) 1. 琵琶湖周辺地域. (4) 山陽帯の花こう岩類, 2.5 内帯の白亜紀～古第三紀の火成岩類, 第2章 中・古生界および古第三系, 日本の地質『近畿地方』

- 編集委員会編, 日本の地質 6, 近畿地方, 共立出版, 東京, p.47-49.
- 吉田源市・西橋秀海・竹本健一・久田義之・西村貞浩・齊田敏彦・澤田一彦・中野聰志 (1991) 琵琶湖周辺の花崗岩質岩体. 滋賀県自然誌編集委員会編, 滋賀県自然誌 総合学術調査研究報告, 滋賀県自然保護財団, p.423-449.
- 吉川周作 (1973) 大阪南東部の大阪層群. 地質雑, vol.79, p.33-45.
- 吉川周作 (1976) 大阪層群の火山灰層について. 地質雑, vol.82, p.497-515.
- 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 (1999) 琵琶湖東岸, 烏丸地区深層ボーリングコアの火山灰層序. 琵琶湖博物館研究調査報告, no.12, p.75-87.
- 吉川周作・檀原 徹 (1996) 火山灰とその年代. 服部川足跡化石調査団編, 古琵琶湖層群上野累層の足跡化石, 三重県立博物館, p.25-32.
- 吉川周作・井内美郎 (1991) 琵琶湖高島沖ボーリングコアの火山灰層序. 地球科学, vol.45, p.81-100.
- 吉川周作・井内美郎 (1993) 琵琶湖高島沖ボーリング火山灰から見た中期更新世~完新世の噴火火山史. 地球科学, vol.47, p.97-109.
- 吉川周作・三田村宗樹 (1999) 大阪平野第四系層序と深海底酸素同位体比層序との対比. 地質雑, vol.105, p.332-340.
- 吉川周作・山崎博史 (1998) 古琵琶湖の変遷と琵琶湖の形成. アーバンクボタ, no.37, p.2-11.
- 吉川周作・佃 栄吉・三田村宗樹・中川康一・水野清秀・東脇愛子・片岡香子・高橋 誠 (1997) 大阪市天王寺区夕陽丘 600m ボーリングコアの岩相・火山灰層序. 地調月報, vol.48, p.661-672.
- 吉川周作・三田村宗樹・中川康一・長橋良隆・岩崎好規・越後智雄・辻江賢治・北田奈緒子 (1998) 大阪市津守・大手前・浜ボーリングコアの岩相・火山灰層序. 地質雑, vol.104, p.462-476.
- 吉川周作・水野清秀・加藤茂弘・里口保文・宮川ちひろ・衣笠善博・三田村宗樹・中川康一 (2000) 神戸市東灘 1,700m ボーリングコアの火山灰層序. 第四紀研究, vol.39, p.505-520.
- 吉村豊文 (1952) 日本のマンガン鉱床. マンガン研究会資料, マンガン研究会, 567p.
- 吉村豊文 (1969) (2) 焼野鉾山. 第7節 石山地域, 第7章 近畿地方, 吉村豊文教授記念事業会編, 日本のマンガン鉾床補遺, 後編 日本のマンガン鉾山, p.680-682.
- 吉岡敏和 (1987) 京都盆地周縁部における第四紀の断層活動および盆地形成過程. 第四紀研究, vol.26, p.97-109.
- Yoshizawa, H., Ishizaka, K., Kaneko, K. and Kawahara, M. (1965) Geology and petrology of the Hira granite and mutual relations between granites in the North-eastern Kinki district, Japan. *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, Ser.B*, vol.31, p.279-289.
- Yoshizawa, H., Nakajima, W. and Ishizaka, K. (1966) The Ryoke metamorphic zone of the Kinki district, southwest Japan: Accomplishment of a regional geological map. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser.B*, vol.32, p.437-454.
- Zhang, J. (1996MS) Geology and radiolarian age of the Tamba Group in the Uji area, Kyoto Prefecture. Kyoto University master thesis, 53p.



付図 A-D 露頭・試料採取位置図
 基図は国土地理院発行の数値地図 50000, 「京都東南部」「水口」の一部を使用。

Geology of the Kyōto-Tōnambu District

By

Koji WAKITA*⁺, Keiji TAKEUCHI*, Kiyohide MIZUNO*, Taku KOMATSUBARA*, Satoshi NAKANO**,
Keiji TAKEMURA***, and Yusaku TAGUCHI****

(Written in 2012)

(ABSTRACT)

The Kyoto-Tonambu district is located in the southern part of Kyoto Prefecture, Honshu Island, Japan. Its latitude and longitude range from 34°50' to 35°00' north and 135°45' to 136°00' east, respectively. The geologic entities of the Kyoto-Tonambu district are divided into accretionary complexes, plutonic rocks and Cenozoic sediments, with a Jurassic accretionary complex being the oldest among them. Cretaceous plutonic rocks are widely distributed in the eastern part of the district. Quaternary sediments are found mainly in the western and northeastern parts. The dominant direction of the fault system is NNE to SSW followed by some faults oriented NW to SE. There are active faults in the western and central parts of the district.

Jurassic accretionary complex of the Tamba Belt

A Jurassic accretionary complex occupies the central and southeastern part of the Kyoto Tonambu district. Until the 1960s, it was understood to be a sediment geosyncline, and was also called the Paleozoic Chichibu, but now it is interpreted as being products of ocean plate subduction in Late Triassic to Early Cretaceous times. This complex is one of the most important components of the Japanese basement, and is distributed throughout Japan. The southern margin of this complex suffered low-pressure high-temperature metamorphism, which formed the Ryoke Metamorphic Belt.

The Jurassic accretionary complex in this district is mainly composed of sandstone, mudstone, siliceous mudstone, chert, siliceous claystone, limestone and basalt with minor amounts of chert breccia, conglomerate, interbedded limestone and chert, and interbedded chert and dolomite. The limestone yields Permian fusulinids, the chert contains Late Carboniferous to Triassic conodonts and radiolarians, and the siliceous shale and mudstone include Late Triassic to Early Cretaceous radiolarians. These rock components were deposited on the ancient ocean plate. The basalt and limestone were components of Late Paleozoic seamounts on the ocean plate. The chert came from pelagic sediments, while the siliceous shale is made of hemipelagic sediments. The sandstone, mudstone and conglomerate are trench sediments along the convergent margins. All these rocks are components of Ocean Plate Stratigraphy. The rocks and sediments on the ocean plate subducted and accreted along the continental margins together at the ancient convergent margin.

These rock components of the Jurassic accretionary complex in the Tamba Belt were deformed during and after the accretionary process. The Ocean Plate Stratigraphy sequence is tectonically stacked at the toe of a trench. It accreted to form an ancient accretionary wedge, which sometimes collapsed along the trench due to submarine sliding and mud diapirism, and the components were tectonically disrupted and mixed to form chaotic units called mélanges. The degree of deformation and disruption varies from place to place. However, most of the Jurassic accretionary complex of the Tamba Belt is composed of chaotic mélanges showing block-in-matrix structures. The blocks are chert, basalt, limestone, dolomite, and sandstone, while the matrices are composed of argillaceous rocks such as mudstone and siliceous shale.

The complex is subdivided into two units, the Type I and Type II suites (Ishiga, 1983). The former was formed in the late Middle to early Late Jurassic, while the latter was developed in the late Early Jurassic time. The Type I suite contains Triassic chert and limestone, while the Type II suite yields chert and limestones of the Carboniferous to Permian and Triassic ages. Type I is more

* Institute of Geology and Geoinformation

⁺ present address: Yamaguchi University

** Shiga University

*** Kyoto University

****Institute for Geo-Resources and Environment

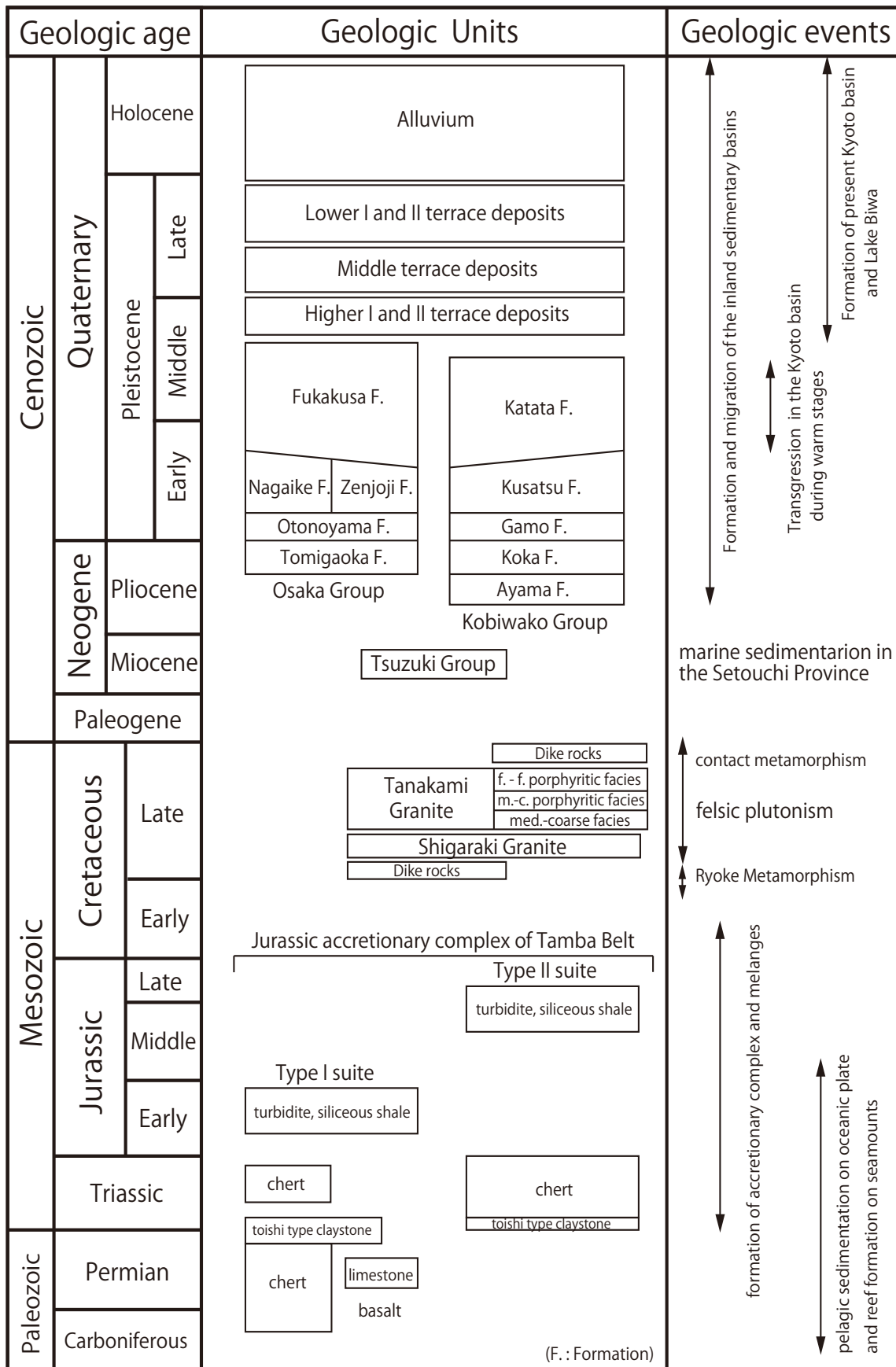


Fig.1 Geological summary of the Kyōto-Tōnambu District

widely distributed than Type II, and occupies the central and northwestern parts of the district. Type II is distributed in the southern and southeastern parts of the district. These two suites were originally formed in different times and places, and attached to each other by out-of-sequence thrusts in the ancient accretionary wedge.

Several vertical faults cut through the accretionary complexes. The faults in the complexes are dominantly NNE-SSW and WNW-ESE. The two suites are also bounded by a vertical fault, although their original boundary was a thrust fault.

The southern margin of the Jurassic accretionary complexes of the Tamba Belt suffered Late Cretaceous low-pressure/high-temperature-type Ryoke metamorphism. The lowest grade chlorite zone is recognized in this district. In the southeastern and central part of the district, the accretionary complexes surrounding the Late Cretaceous granites are metamorphosed up to the cordierite zone, making contact aureoles. The Late Cretaceous dikes intruded into the Jurassic accretionary complexes.

Late Cretaceous igneous rocks

Igneous rocks in the Kyoto-Tonambu district, which was active during the Late Cretaceous period, are divided into Shigaraki granite, Tanakami granite, and dyke rocks.

The Shigaraki granite is distributed as biotite granite locally only in the southeastern margin of this district, in contact with the Tanakami granite. The Tanakami granite, which has intruded into the Shigaraki granite, is subdivided into the following three biotite granite facies on the basis of grain size: medium to coarse-grained, medium to coarse-grained porphyritic, and fine-grained to fine-grained porphyritic biotite granite. The first facies is widely distributed in the pluton, while the second appears to have intruded into the first as the central or inner facies of the pluton. The third facies occurs as sheets in the roof areas of the pluton and as dykes and sheets in other areas. This fine-grained facies includes aphanitic and porphyritic to aphanitic biotite granite dykes. These sheets and dykes are closely associated with pegmatites, spherulitic ball granites and hydrothermally altered rocks. Round mafic microgranular inclusions (enclaves) around 10 cm in diameter are noted to be widely dispersed in the area around the Tanakami granite pluton.

Miocene Tsuzuki Group

The Tsuzuki Group is distributed in the southern part of the Kyoto-Tonambu district. It is the latest Early Miocene to earliest Middle Miocene marine stratum. The Tsuzuki Group is one of the First Setouchi Supergroups in southwest Japan. The Tsuzuki Group is divided into two formations, the Okuyamada and the Yuantani. Both formations are composed of conglomerate, sandstone, and mudstone with minor felsic tuffs. The Tsuzuki Group yields several molluscan fossils, i.e. *Vicaryella* sp., which indicate a warm environment in the earliest Middle Miocene time.

Pliocene to Quaternary sediments

Pliocene to Middle Pleistocene sediments, called the Kobiwako Group, are distributed in the Omi Basin and surrounding hills. The Osaka Group, which is distributed in the Kyoto Basin and surrounding hills, consists mainly of a sequence of fluvial and lacustrine sediments. Marine clay beds are intercalated in the upper part of the Osaka Group. The Kobiwako Group in the mapped district is divided into five formations, the Ayama, Koka, Gamo, Kusatsu and Katata formations in ascending order. The Osaka Group is divided into five formations, the Tomigaoka, Otonoyama, Zenjoji, Nagaike and Fukakusa formations. The two widespread tephra, the Shishimuta-Pink tephra (1.0 Ma) and the Shishimuta-Azuki tephra (0.85 Ma), are intercalated in the Katata and Fukakusa formations. The sand and gravel beds of the Zenjoji and Nagaike Formations are exploited for aggregate resources.

The terrace deposits are distributed in the Omi, Kyoto, and Yamashina Basins and surrounding hills. These terrace deposits consist of gravel, sand and mud. They are subdivided into higher, middle and lower terrace deposits in ascending order.

The Omi, Yamashina and Kyoto Basins are piled up with Quaternary sediments. Deep drilling, seismic exploration and gravity investigation show that the basin-fill deposits reach 600 to 800 m thick on the southwestern side of the Ujigawa Fault in the Kyoto Basin.

Resource geology

There are several hydrothermally altered granite (feldspar) deposits, many small manganese deposits, and a barite deposit in this district. Most of these are now closed. The Tanakami Granite pegmatites were noted in earlier years as natural resources of uranium and mica.

Geohazards

Many historical documents have records of natural disasters, such as flooding, landslides and earthquakes in this district. Earthquakes causing major damage have hit the city of Kyoto every 100 to 300 years since the ninth century.

Soil outflows due to deforestation of the Tanakami granite have been the most frequent and bothersome geohazards in this district since the late seventh century, but reforestation efforts reduced soil outflow in the twentieth century.

執筆分担

| | | |
|------|------------------------|--------------------------------|
| 第1章 | 地形 | 小松原 琢 |
| 第2章 | 地質概説 | 脇田浩二・竹内圭史・中野聰志・水野清秀・小松原 琢・竹村恵二 |
| 第3章 | 丹波帯ジュラ紀付加コンプレックス | 脇田浩二・竹内圭史 |
| 第4章 | 白亜紀深成岩類 | 中野聰志 |
| 第5章 | 中新統綴喜層群 | 竹内圭史 |
| 第6章 | 鮮新 - 中部更新統古琵琶湖層群及び大阪層群 | 水野清秀 |
| 第7章 | 段丘堆積物・沖積層とその相当層 | 小松原 琢 |
| 第8章 | 堆積盆地の地下地質 | 竹村恵二・小松原 琢 |
| 第9章 | 地質構造 | 小松原 琢・水野清秀・脇田浩二・竹内圭史 |
| 第10章 | 資源地質 | 中野聰志・田口雄作・水野清秀 |
| 第11章 | 災害地質 | 小松原 琢 |
| 第12章 | その他の地質関連事項 | 竹村恵二・水野清秀・竹内圭史・小松原 琢 |

文献引用例

脇田浩二・竹内圭史・水野清秀・小松原 琢・中野聰志・竹村恵二・田口雄作 (2013) 京都東南部地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 124p.

章単位での引用例

小松原 琢 (2013) 京都東南部地域の地質, 第 1 章 地形, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, p.1-4.

Bibliographic reference

Wakita, K., Takeuchi, K., Mizuno, K., Komatsubara, T., Nakano, S., Takemura, K. and Taguchi, Y. (2013) Geology of the Kyoto-Tonambu District. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 124p. (in Japanese with English abstract, 3p.).

Bibliographic reference of each chapter

Komatsubara, T. (2013) Geology of the Kyoto-Tonambu District. Chapter 1, Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p.1-4. (in Japanese)

地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)
京都東南部地域の地質
平成 25 年 4 月 15 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 1-1-1 中央第 7
TEL 029-861-3601
本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 株式会社アイネクスト

©2013 Geological Survey of Japan, AIST