琵琶湖博物館研究調査報告

26号　2011年3月

記録しておきたい滋賀県の地形・地質

● 「記録しておきたい滋賀県の地形・地質」編集委員会 編

LAKE BIWA MUSEUM
琵琶湖博物館

琵琶湖博物館研究調査報告

第 26 号

記録しておきたい滋賀県の地形・地質

『記録しておきたい滋賀県の地形・地質』編集委員会　編

滋賀県立琵琶湖博物館

2011 年 3 月

The Landforms and Geology of Shiga Prefecture Recorded for Posterity

Edited by Editorial Committee of the Landforms and Geology of Shiga Prefecture Recorded for Posterity

Research Report of the Lake Biwa Museum, no.26

Published by the Lake Biwa Museum

1091 Oroshimo, Kusatsu

Shiga 525-0001, Japan

Phone: +81-77-568-4811

Fax: +81-77-568-4850

©Lake Biwa Museum, March 2011

All rights reserved.

Printed in Japan by Higashi-gochikudo Co., Ltd.

表紙写真（撮影　藤本秀弘、1984 年 11 月 23 日）

　堅田丘陵南部を東上空からみる。この後、宅地造成が大々的に行われたところ。中央が山下湾。左（南）雄琴川、中央御呂戸川、右（北）天神川の三角州が発達している。山の下の上や北方、衣川の丘陵の宅地開発が進んでいる。遠方、仰木町の集落の手前（下、東）の丘陵は古くから田畑が広がっていたが、この時点では湖西道路ができ、北大津高校が開校した。

Cover Photograph by Hidehiro FUJIMOTO, 23rd November, 1984. The southern part of Katada Hill.

はじめに

「記録しておきたい滋賀県の地形・地質」と題する報告を出版する運びとなった。はじめにその経緯を簡潔に記すことにする。この報告をつくる計画の始まりは、2003 年 12 月 21 日の「滋賀県地形・地質レッド・データブック作成第 1 回相談会」であった。集まったのは、これまでに滋賀県自然保護財団により出版された、「滋賀県の自然」（1979）と「滋賀県自然誌」（1991）の執筆に携わった人たちである。2002 年に「京都府レッドデータブック」が出て、2003 年にその普及版が出版されたことが、滋賀県でもという気にさせた。

絶滅のおそれのある野生動植物の種に関する報告書が、地形・地質部門にも適用することは、京都の前にすでにいくつかの県でなされていた。しかしながら、その選定と評価の基準については、生物種の場合と異なり、また地形と地質とに関しても事情が異なる。地形は、河川から土砂とくに礫の流出がなくなり、琵琶湖の湖岸線が固定された。その底質はヘドロ化しつつある。一方地質については、とくに若い地質時代の地層は土木工事によって大きく露出して、詳細な研究資料が得られる。しかし、その露頭は工事終了と共になくなったり覆われたりしてしまう。

2003 年 12 月にレッドデータという言葉を使わず、堅苦しい選定基準を問わず、「記録しておきたい地形・地質」編集委員会をつくり、その世話人会をつくったが、できるだけ拡大編集委員会をもつ努力をした。2006 年には 700 項目以上のリストができて、2007 年に原稿の書き方が決定された。この間、執筆依頼、勧誘をできるだけ多くの人たちにお願いする努力がなされた。

2010 年度の琵琶湖博物館研究報告に、現時点で内容が整理できた項目を出版しようという話になった。それは将来も「記録しておきたい地形・地質」の原稿を世に出すことは、形はどうあれ継続し研究に生かされるだろうと考えられるからである。引用文献により、A4 1 ページに制限された内容を検討することができ、新たに提出された項については将来もっと詳しい報告が記載されるきっかけになればと願うものである。一見して気づくことは、かつての開発時に研究・見聞されたはずと思われる多くの記録がぬけていると思われることである。かつて研究、論文発表された方々に、当時の露頭記録を提出いただくことが切望される。

開発計画は少なくなったとはいえ、学問の進歩はわずかの露頭でも貴重な資料が得られるときがあることがわかった。これからも、そのような機会を逃さずに研究すること、また一般の人にも身近の露頭について問題提起をお願いして、「記録しておきたい滋賀県の地形・地質」を充実したものになることを願っている。

平成 23 年 1 月 31 日
編集委員長　石田　志朗

概要

原稿の書式　1 項目　A4　1 ページに収めた。

【分類番号】 分野区分と地域区分に加えて分野内の順番とした。（例：3-03-12　化石分野・甲賀エリア・12 項目）

分野区分　地形：1　地質：2　化石：3　鉱物：4

地域区分　大津エリア　：０１　(大津市)
湖南エリア　：０２　(草津市、守山市、栗東市、野洲市)
甲賀エリア　：０３　(甲賀市、湖南市)
東近江エリア：０４　(近江八幡市、東近江市、日野町、竜王町)
湖東エリア　：０５　(彦根市、愛荘町、豊郷町、甲良町、多賀町)
湖北エリア　：０６　(長浜市、米原市)
湖西エリア　：０７　(高島市)

【地形図名】 国土地理院発行の 25,000 分の 1 地形図名を記し、本誌では電子国土ポータルを使用した（広域を必要とするなど特別なものについては、それを明記して使用した）。

【位置】 緯度経度を記す。地形図に縮尺をつけて、図 1 とした。地点は、図 1 で示した地図の中央であるが、特に説明を要する場合は●印を付けた。

【解説】 平易で、簡潔な文章とした。またできるだけ文献を引用して文章を短くした。

【保全の状態と意義】 現況を述べ、保全の必要性や方法の提案があれば記載した。更に記載することの意義を述べた。

＊写真は、執筆者が撮影したものを載せたが、そうでないものは撮影者名を示した。写真は撮影年を示した。

編集委員　石田志朗　西川一雄　岡村喜明　田村幹夫　中野聰志　里口保文　高橋啓一　辰己 勝　藤本秀弘

執筆者　阿部勇治 (多賀町立博物館)　藤本秀弘　服部 昇 (堅田高等学校)
平尾藤雄 (佛教大学)　河野俊夫　小早川 隆 (多賀町立博物館)
小松原 琢 (産業技術総合研究所地質調査総合センター)　松岡長一郎
宮本真二 (琵琶湖博物館)　中野聰志 (滋賀大学)　西川一雄　西堀 剛
野池耕平　岡村喜明　大橋 健　長 朔男　里口保文　清水克己
澤田一彦 (滋賀大学教育学部附属中学校)　多賀 優 (堅田高等学校)　武村道雄
但馬達雄 (多賀町立博物館)　田村幹夫　辰己 勝 (近畿大学)　天白俊馬
冨田克敏　植村善博 (佛教大学)　山川千代美 (琵琶湖博物館)

事務局　藤本秀弘

目　次

はじめに

概要

第 1 章　地形

都市の中の大断層：膳所断層 7
鹿跳峡谷 8
田上山地 9
大鳥居の断層谷 10
逢坂山・小関越峠の古排水路 11
比叡・大文字山塊東斜面の組織地形 12
四ツ谷川の土石流扇状地 13
地すべり常襲地帯の大型住宅団地 14
大津市雄琴二丁目の古琵琶湖層群と段丘堆積物の傾動 15
堅田内湖 16
堅田断層 17
大谷川扇状地と鹿垣 (ししがき) 18
町居・イオウハゲ (町居崩れ) 19
瀬田丘陵 20
旧草津川の天井川 21
烏丸崎 (烏丸半島) 22
家棟川 23
野洲川下流の新旧流路 24
日野川中流部の段丘地形 25
布引山丘陵と愛知川高位段丘 26
百済寺断層の断層地形 27
永源寺断層の断層地形 28
愛知川下位段丘 29
八幡堀 30
御池岳山頂付近のカルスト地形 31
愛知川河口・大中の湖干拓地 32
犬上川扇状地 33
曽根沼 34
河内風穴 35
入江内湖干拓地 36
関ヶ原断層と変位地形 37
弥高川扇状地 38
伊吹山山麓の石灰岩岩屑流堆積物 39
伊吹山西斜面の大規模崩壊 40
早崎内湖干拓地 41
竹生島 42
沓掛の断層分離丘 (集福寺断層と横ずれ地形) 43
八淵滝 44
乙女ケ池 45
安曇川の鳥趾状三角州 46
泰山寺野 47
高島市新旭町饗庭のバルジ状地形と低断層崖 48
高島市新旭町森浜の水没浜堤 49
饗庭野台地東縁の孤立丘 50
上自在坊の谷中分水界 51
途中谷の断層谷・断層分離丘 52
高島市今津町福岡の背斜丘陵 53
浜分沼 54
百瀬川の天井川地形 55
石田川と百瀬川の河川争奪・平池 56
百瀬川と耳川の河川争奪 57
国境の谷中分水界 58

第 2 章　地質

堆積岩中に貫入する田上花崗岩 60
田上花崗岩　細粒相 61
田上花崗岩　粗粒相 62
球顆花崗岩 63
田上花崗岩　斑状相 64
比叡花崗岩体 (中粒斑状黒雲母花崗岩) 65
花崗斑岩 (比叡花崗岩体中岩脈) 66
花崗閃緑斑岩 (比叡花崗岩体中の岩脈) 67
比叡花崗岩 (中粒等粒状) 68
比良花崗岩　天神山型 69
比良花崗岩に貫入する流紋デイサイト 70
比良花崗岩　正面谷型 71
比良花崗岩　揚梅滝型 72
苗鹿の地層急傾斜帯 73
雄琴の地層急傾斜帯 74

堅田の地層急傾斜帯 75
真野の地層急傾斜帯 76
北雄琴の地層急傾斜帯 77
小野の地層急傾斜帯 78
大津市伊香立向在地町の Aso-4 79
大津市南郷の土石流堆積物 80
花折断層は右ずれ 81
観音寺花崗閃緑岩 82
新草津川工事現場の火山灰層 83
宮町砥石の原石採掘跡 84
信楽花崗岩 85
猪ノ鼻火砕岩脈 (珪長質火砕岩脈) 86
田上花崗岩　中～細粒斑状岩相 87
青土火砕岩脈 (珪長質火砕岩脈) 88
三郷山陶土鉱山 89
古琵琶湖層群の一連の露頭と化石の産地 90
小佐治火山灰層を利用した貯蔵穴 91
葛木断層と地層の急傾斜 92
古琵琶湖層群を浸食してできた滝と、地層中の漣痕・乾裂・足跡化石 93
虫生野火山灰層の採掘跡 94
古琵琶湖層群中の噴砂 95
五軒茶屋火山灰層の採掘跡 96
犬上花崗斑岩と杠葉尾火砕岩の貫入関係 97
和南林道の火道角礫岩 98
萱原溶結凝灰岩の柱状節理 99
杠葉尾火砕岩貫入露頭 100
箕作山十三仏参道付近の花崗斑岩 101
秦荘石英斑岩と萱原溶結凝灰岩層 102
平野部湖東流紋岩類の層序関係の一部が見られる露頭 103
秦荘石英斑岩の縞状構造 104
八幡山西麓南津田の花崗斑岩 105
鈴鹿礫層中の凝灰岩層 106
箕川礫層 107
鎌掛の亜炭鉱山の跡と鉱害圃場整備完工記念碑 108
虎斑土壌 109
永源寺断層露頭 110
萱原付近の枕状溶岩 111
御池谷の枕状溶岩 112
栗栖のメランジュ 113
犬上花崗斑岩中の花崗斑岩と石英斑岩 114
深谷林道の湖東流紋岩類 115
萱原溶結凝灰岩層とその本質レンズ 116
富之尾火山灰層を採掘した穴 117
江若花崗岩　細粒斑状花崗岩 118
柳ヶ瀬断層と余呉湖の埋没林 119
山門湿原 120
比良花崗岩　鹿ヶ瀬型 121
比良花崗岩　岳山 (だけさん) 型 122
江若花崗岩　中粒黒雲母花崗岩 123
江若花崗岩　粗粒黒雲母花崗岩 124
饗庭野の地層急傾斜帯 125
今津町途中谷の花折断層破砕帯 126

第３章　化石

淡水貝類、シカ類化石と足跡化石 128
雄琴のシガゾウの臼歯化石 129
貝類とシカ角化石、足跡化石 130
コイの絶滅種 : スジバゴイ 131
龍骨の里の化石群 132
旧象化石と鳥類足跡化石 133
カズサジカの角化石 134
陶土採掘場の木節粘土層に見られる足跡化石 135
淡水生動物と陸生動物の化石 136
阿山湖・甲賀湖の貝類化石 137
甲賀町の海生貝類化石 138
古琵琶湖層最初の魚類化石 139
貝類化石とナマズの頭部化石 140
アシカ類、イルカ類の化石 141
住民が見つけた足跡化石 142
サイ類とワニ類の化石 143
新名神高速道路とビカリア化石床 144
野田橋の貝化石産地 145
黒滝・黒川一帯の化石群 146
イノシシの頚椎化石と魚類・スッポンの化石 147
古琵琶湖層の貝・植物化石 148
杣川大橋付近の足跡化石 149
土山町鮎河一帯の化石群 150
山麓の足跡化石産地 151
滋賀県初のワニ類の足跡化石 152
コビワコカタバリタニシの産地 153
野洲川足跡化石群 154
野洲川化石林 155
西遊寺の龍歯 156
平子の亜炭層 157

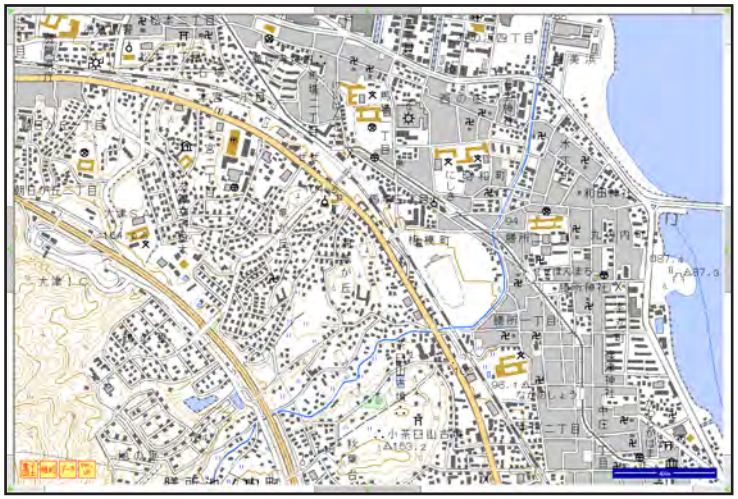
高師小僧 158
長鼻類の足跡化石 159
日野町音羽の化石産地 160
日野川ダム付近の貝化石・足跡化石等 161
1 頭分のシカ類の化石 162
日野町中之郷付近の佐久良川河床の足跡・植物化石 163
蓮花寺化石林層とその周辺 164
「龍歯の里」の足跡化石 165
中峠の化石林層 166
愛知川化石林と足跡化石群 167
多賀町百々女鬼の中部トリアス系層状チャート 168
四手丘陵の化石 169
多賀町エチガ谷の古生代ペルム紀前期の地層 170
ナウマンゾウの牙・臼歯化石 171
多賀町白谷の上部ペルム系層状チャート 172
多賀町権現谷・古生代ペルム紀前期のサンゴ礁 173
アケボノゾウ発掘地 174
伊吹山の化石 175
鴨川河床の化石林と植物化石 176
高島地域で初の足跡化石 177
安曇川河床のトウヒ属化石林 178

第 4 章　鉱物

鹿跳橋の菫青石 180
平津井上長石鉱山 181
田上のペグマタイト鉱物 182
小規模な漂砂鉱床と錫石 183
細粒花崗岩中の小ペグマタイト 184
石山寺の珪灰石 185
国分の珪灰石 186
粗粒花崗岩中の脈状ペグマタイト 187
鳴滝鉱山 (平尾旧坑) のマンガン鉱床 188
焼野鉱山のマンガン鉱床 189
花崗斑岩の月長石 190
長等山の高温石英 191
五別所のスカルン鉱物 192
比叡花崗岩の褐簾石 193
葛川のマンガン鉱床 194
野洲公園の花崗岩中の晶洞と水晶 195
雲井鉱山の長石 196
古城山の菫青石 197
湖南市三雲 , 畑のザクロ石 198
弥栄鉱山のマンガン鉱床 199
甲西町岩根のペグマタイト鉱物 200
金山の磁鉄鉱と磁硫鉄鉱 201
五百井鉱山のマンガン鉱床 202
灰山のスカルン鉱物 203
野洲花崗岩の輝水鉛鉱 204
佐久良川の藍鉄鉱 205
湖東の月長石 206
東近江市蛭谷町のマンガン鉱床 207
長命寺の蛍石 208
沖島西方沖の粒状湖成鉄 209
萱原鉱山の鉱床 210
大堀山のマンガン鉱山跡 211
葛籠尾崎沖の湖成鉄 212
土倉鉱山の鉱床 213
比良の熱水変質鉱物 214
琵琶湖底の藍鉄鉱 215
安曇川の巨大藍鉄鉱団塊 216
朽木のマンガン鉱床 217
今津のマンガン鉱床 218

引用文献

第1章　地形



〔図 1〕膳所断層周辺の地形図

都市の中の大断層：膳所断層

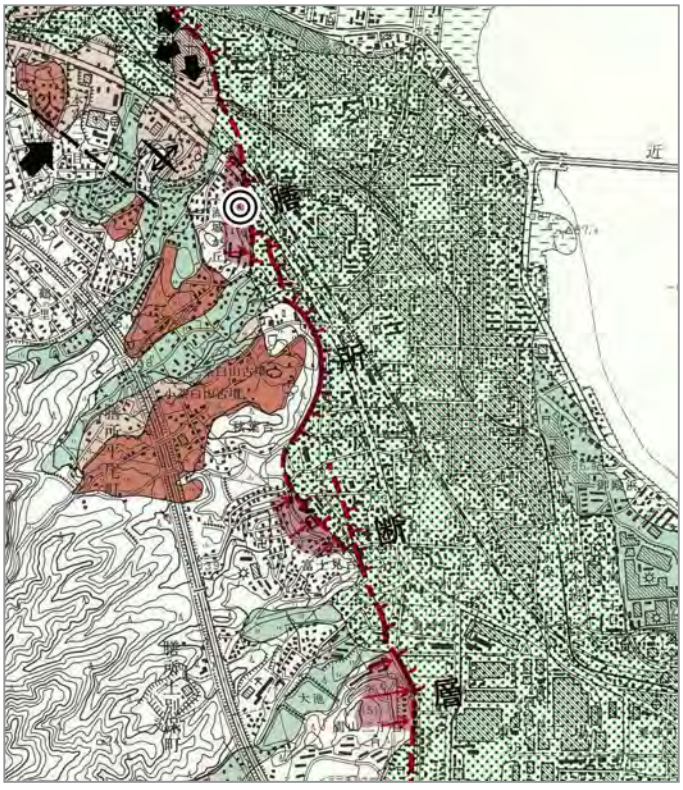
【分類番号】1-01-01
【場所】大津市湖城が丘
【地形図名】瀬田
【位置】北緯 34 度 59 分 46 秒
東経 135 度 52 分 56 秒

【解説】膳所断層は琵琶湖西岸断層系の中で一番南に位置している。しかしこの断層の多くの部分は大津市の市街地を通っている。市街地のいたるところに断層崖や撓曲地形が確認できる。写真 (図 2) は活撓曲構造がよく分かる場所である。山側の地形が膨らんだ円弧の形で平野と交わり、まっすぐな交線をつくっている。これは都市の中の断層線である。近くには小規模ではあるが撓曲構造の露頭も見つかっている。図 3 に膳所断層線が示してある (岡田ほか, 1996)。

【保全の状態と意義】膳所断層は琵琶湖西岸断層系の一部として大地震を引き起こす可能性がある。さらに、都市の中の断層であり、地震が起これば直下型の地震として大きな被害を起こすことが予想される。この意味で、地震の被害想定をしっかりと行い、今できる対策をしっかりと行う必要がある。断層は露頭という形ではほとんど残っていないが、断層地形の形ではかなり残っている。

【執筆者】服部　昇・小松原　琢

〔図 2〕都市の中の大断層 (ほぼフェンスの方向が断層線)



〔図 3〕膳所周辺の活断層図 (◎が写真の地点)(岡田ほか , 1996)

〔図 1〕瀬田川・鹿跳峡谷付近の地形図

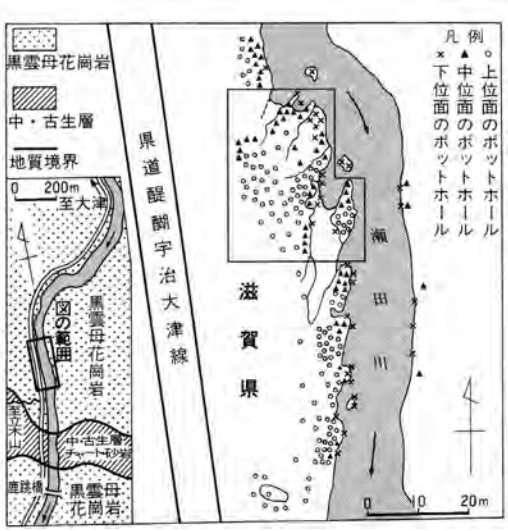
鹿跳峡谷

【分類番号】1-01-02
【場所】大津市石山南御町
【地形図名】瀬田・朝宮
【位置】北緯 34 度 55 分 04 秒
東経 135 度 54 分 49 秒

【解説】鹿跳峡谷は瀬田川の湖尻より 5km ほど下流にあり、全長 1.5km にわたって河床の岩盤が露出し、大小数百のポットホールが見られる。上流側には広く粗粒の黒雲母花崗岩が分布する。中下流の 300m ほどにはホルンフェルス化したチャートや砂岩・頁岩がはさまれ、侵食に対する抵抗力が強いため、低水位期には川幅が 5m くらいになる。鹿が跳んで渡れるくらいの狭さからこの峡谷名になった。ポットホールは、花崗岩の中に見られ、3 段に分かれた段丘状の岩石床面のうち、上位面と、下位面によく発達し、中位面には少ない。上位面のものは増水期に形成され、下位面のものは琵琶湖の低水位期に形成されるもので、現在も形成中のものもある。そのうちの 175 個を調べてみると、直径 20 ～ 30cm のものが 41 個と最も多く、全体の平均直径は 39.2cm であった。ホールの平面形は流れに向かって楕円形で、深さは直径とほぼ同じものが多い (池田 , 1984, 1998)。

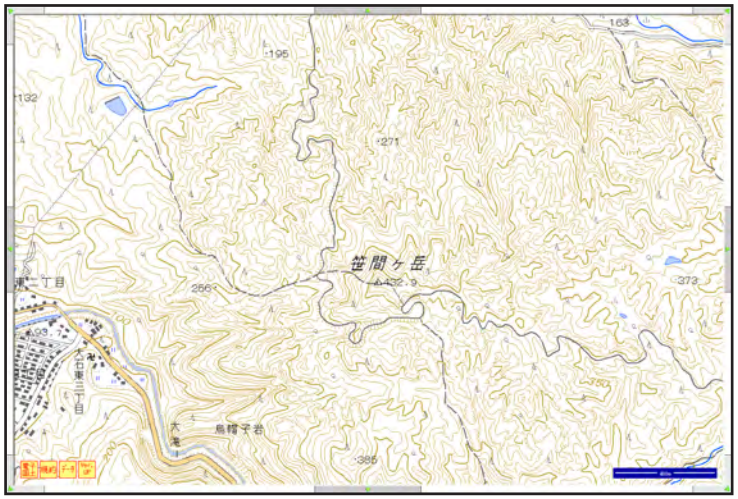
【保全の状態と意義】南郷洗堰での水位調節で、急激な水位や流量の変化がなくなり、現在形成中のものは少なくなっている。花崗岩地域で見られる流水の芸術として保全したい。

【執筆者】辰己　勝



〔図 2〕ポットホールの分布図 (池田 , 1998)

〔図 3〕鹿跳峡谷で発達途中のポットホール (池田 , 1998)



〔図 1〕田上山地・笹間ヶ岳付近の地形図

田上山地

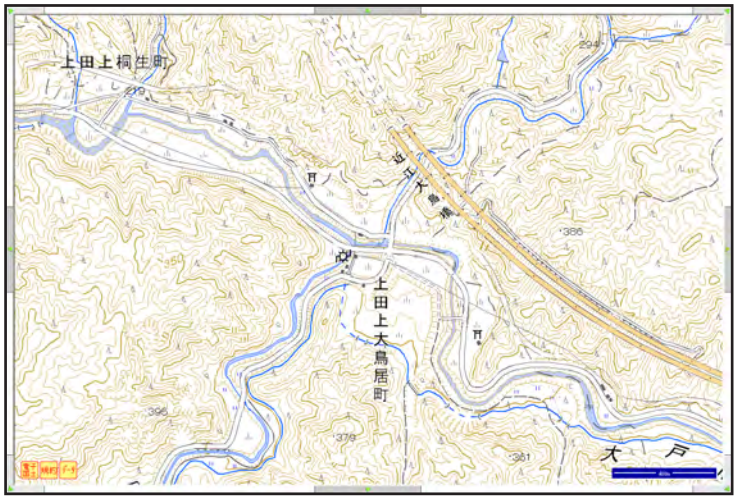
【分類番号】1-01-03
【場所】大津市田上里町
【地形図名】瀬田・朝宮
【位置】北緯 34 度 55 分 10 秒
東経 135 度 56 分 20 秒

【解説】田上山地は信楽山地の北部を占め、中生代中期から新生代のはじめにかけて貫入した花崗岩類によって構成されている。山地内には、太神山 (600m)、矢筈ヶ岳 (561 m)、笹間ヶ岳 (433m)、堂山 (384m) などの諸峰がそびえる。また、山地は風化土壌化の著しく進んだ標高 500m ほどの前輪廻の小起伏平坦面と、それより低い位置にある風化が進んだ現輪廻の小起伏平坦面および現輪廻面の開折前線付近 (急激な侵食域) にあたる場所に分かれている。そして、開析前線では、裸地からなるバッドランドが出現し、前輪廻の平坦面をハチマキ状に取り巻くように分布している (池田 , 1998)。古代から藤原宮や南都七大寺の造営のために樹木の伐採が進み、その後も薪炭、松脂の採取などで、山地が荒廃し、土砂流失が激しい。裸地が目立つ山容を「湖南アルプス」と呼ぶこともある。

【保全の状態と意義】近代以降、オランダ人技師ヨハネス・デ・レーケの指導で砂防ダムが建設され、「砂防」は専門用語になった。その後、田上山地周辺で展開されている事業は「世界の砂防のメッカ」として注目されている。近年では植林が進み、土砂流出は少なくなっているが、継続的な対策が必要である。

【執筆者】辰己　勝

〔図 2〕田上山地のバッドランド (池田 , 1998)



〔図 1〕大鳥居周辺の地形

大鳥居の断層谷

【分類番号】1-01-04
【場所】大津市上田上大鳥居町
【地形図名】三雲
【位置】北緯 34 度 56 分 16 秒
東経 136 度 01 分 49 秒

【解説】野洲川支流の荒川と大戸川支流の田代川は、大部分が北東 - 南西方向に伸びる大鳥居断層に沿って直線状に伸びる断層谷である。大鳥居断層は、極めて直線的なリニアメントと断層谷から、活断層である可能性がある。また大戸川は西北西 - 東南東に田上山地を横断する直線状の谷地形をなし、断層線谷である可能性が高い。旧大鳥居集落は大戸川と大鳥居断層が交差する場所にあたり、特に大鳥居断層にそって旧集落南西方や北方の尾根には明瞭な断層鞍部とそこを通過する明瞭なリニアメントが認められる。大鳥居周辺では第四紀の地層を切る活断層露頭は未だ確認されていないが、花崗岩類からなる基盤岩中にこれらの谷と平行する 2 方向の節理や高角断層が認められる。

【保全の状態と意義】旧大鳥居集落周辺は大戸川ダム用地として収用されているが、ダム計画は 2009 年に凍結された。旧集落の立地していた段丘は人工改変が進んで自然地形はほとんど残されていないが、山地斜面では新名神高速道路などによる人工改変を除き近代の改変は一部に留まっている。2 方向の断層ないし節理に起因する谷が交差することから興味深い地形である。特に大鳥居断層は大津市・草津市中心部に近い場所にありながら活断層であるか否か明らかでないことから、防災上注意すべき対象である。

【執筆者】小松原　琢

〔図 2〕大鳥居周辺の空中写真 (国土地理院 *1968*)

逢坂山・小関越峠の古排水路

【分類番号】1-01-05
【場所】大津市小関町
【地形図名】京都東北部
【位置】北緯 35 度 00 分 23 秒
東経 135 度 50 分 41 秒

〔図 1〕小関越え付近の地形図

【解説】琵琶湖および古琵琶湖の排水路は 4 つが想定されている。現在唯一の排水路をなす湖南の瀬田川・宇治川とその前身である郷の口水道、湖南の甲賀丘陵は南方の伊賀湖へ流入していた古水流が北方の現琵琶湖へ逆転したことで知られる。湖東の山東盆地から関が原低地帯においては西方の琵琶湖へ流入していた古水系が東方の牧田川水系に関が原で截頭され河川争奪が起こっている。さらに、湖北では琵琶湖へ流入する塩津川の上流の新道野付近 (高位段丘面) で谷中分水が認められる。この地区の古水系は北方の若狭湾 (日本海) へ向かう排水路であったか注入河川の上流部が敦賀へ流下する笙の川に争奪されたものか定かではないが後者の公算が大きい。湖南の大津市西部に位置する逢坂山峠と小関峠付近には琵琶湖の古排水路とみなされる地形が明瞭に残されている。西方の京都市の山科盆地北東部へと連続する谷地形群はいずれも谷中分水を示し東側に急 , 西側に緩勾配をなし、皇子山断層の影響で西へ傾く傾動地塊とみなされる。分水嶺の位置 (争奪の肘) は著しく西麓の追分付近や山科川上流沿いには堆積地形 (高位段丘) がよく発達している。

〔図 2〕山科上空から見た逢坂山・琵琶湖 (池田ほか , 1979)

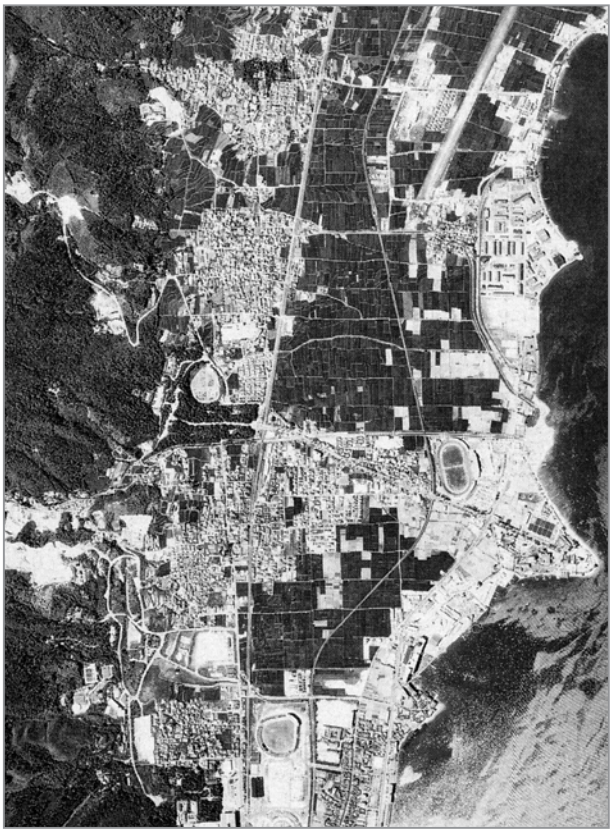
【執筆者】大橋　健

〔図 1〕宇佐山付近の地形図

比叡・大文字山塊東斜面の組織地形

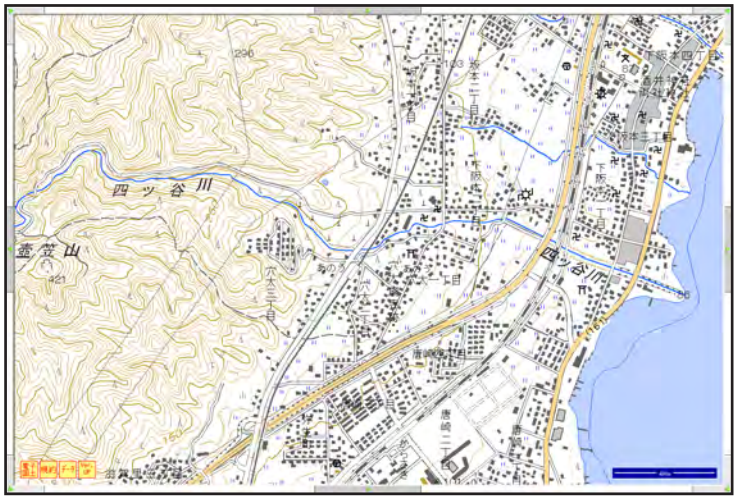
【分類番号】1-01-06
【場所】大津市錦織町
【地形図名】京都東北部
【位置】北緯 35 度 01 分 56 秒
東経 135 度 50 分 57 秒

【解説】比叡・大文字山地は東西両側を花折断層と皇子山断層に限られ近江盆地と京都盆地を分断する典型的な断層地塊山地である。東側の比高約 300 メートルの皇子山断層崖をさらに注意深く見てみるとその 3 合目付近にコブのように突出した小山―宇佐山から壷坂山へと南北に連なっておりアクセントを与えているのに気づく。中生代末に中・古生代層を貫入した北白川花崗岩地帯のなかに貫入した石英斑岩 (脈岩) である。琵琶湖コールドロンの一部であろうと見なされている。風化・侵食に対する抵抗性の違いから花崗岩地帯のなかに取り残されて出来た組織地形である。この脈岩の存在は単に斜面形態にとどまらず断層崖解体の速度や様式さらには山麓の堆積地形の特性や形態などにおいて連鎖的な影響を与えている。西側の山麓には北白川扇状地や音羽川扇状地を事例とした比較的大きな掃流型の砂扇状地が発達し段丘化している。これに対して東側は解析谷の中流部を横木状に脈岩が通過しその部分が遷急点 (峡谷) をなしておりそれより上流側はこの部分で堰止められて袋状の小規模に分割された水系パターンをなす。崖端の侵食が遅れ急崖をなし上部には厚いマサ層が残存し基盤岩の深層風化が著しく不安定な状態をなす。山麓には小さな緩扇状地が列をなす。結果として比叡・大文字山塊の東西の非対称の遠因は脈岩層の有無に求められる。



〔図 2〕皇子が丘周辺の空中写真 (国土地理院 , 1967)

【執筆者】大橋　健



四ツ谷川の土石流扇状地

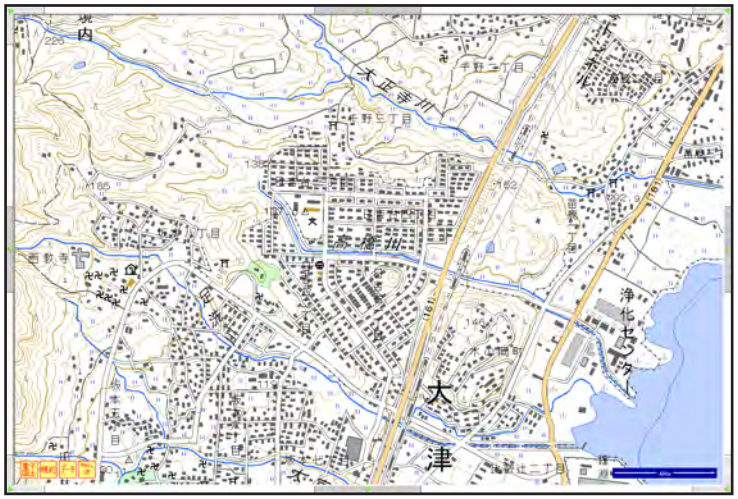
【分類番号】1-01-07
【場所】大津市穴太
【地形図名】京都東北部
【位置】北緯 35 度 03 分 23 秒
東経 135 度 51 分 56 秒

〔図 1〕四ツ谷川と穴太の土石流扇状地の地形図

【解説】比叡山地東斜面を刻む多くの開析谷のなかで一際注目を惹くのが四ッ谷川である。四ッ谷川はカマボコ型の流路沿いが凸形をした典型的な土石流型扇状地をつくっている。穴太廃寺跡遺跡や京津線の穴太駅はその土石流の上に立地している。しかも繰り返し何度も土石流が発生した事は古い土石流面を切り込んで新しい土石流が前面へ押し出し数段の段丘化した地形を呈している事より容易に推測できる。最古のものは中位段丘期にまで遡り、穴太廃寺遺跡発掘調査の際に現れた露頭の観察ではすでに縄文後期以降数度の土石流跡が発見された。土石流が頻発する要因として山麓を比叡断層がはしっていること。源流部の北側がホルンフェルスや中・古生層からなり粗粒な砂礫を生産している事もあるが、中流部に花崗岩地帯を流下し流路を横木状に遮る石英斑岩の脈岩 (琵琶湖コールドロンの一部) が存在することが決定的な要因と見なされる。この部分は侵食に対する抵抗性が大きいためここから上流側は袋状の水系パターンを示し脈岩の部分に形成された峡谷で河流は一端堰止められている。峡谷の谷壁から供給される巨大な角礫層が山麓の活断層によってもたらされた急勾配な川床を押し出した結果上記のような特異な地形が出現したものと解釈される。土石流群の段丘化は明瞭であり、それらが上古下新の関係をもつことより山麓の谷口付近を走る活断層の変位は累積されているものと考えられる。峡谷の上流側には小さな砂防ダムが建設されているが谷口付近は開発が進み現在ほとんど市街地化している。だが、決してそこが土石流から安全だとは言えない。

【執筆者】大橋　健

〔図 2〕比叡山と坂本から穴太の山麓 (池田　碩 2002)



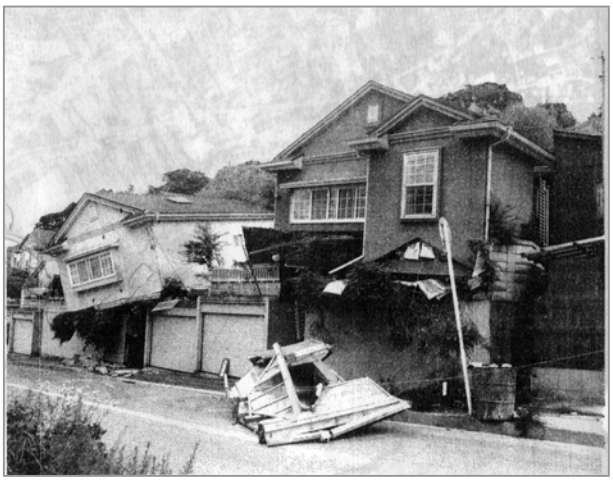
地すべり常襲地帯の大型住宅団地

【分類番号】1-01-08
【場所】大津市日吉台
【地形図名】堅田・草津
【位置】北緯 35 度 04 分 54 秒
東経 135 度 52 分 44 秒

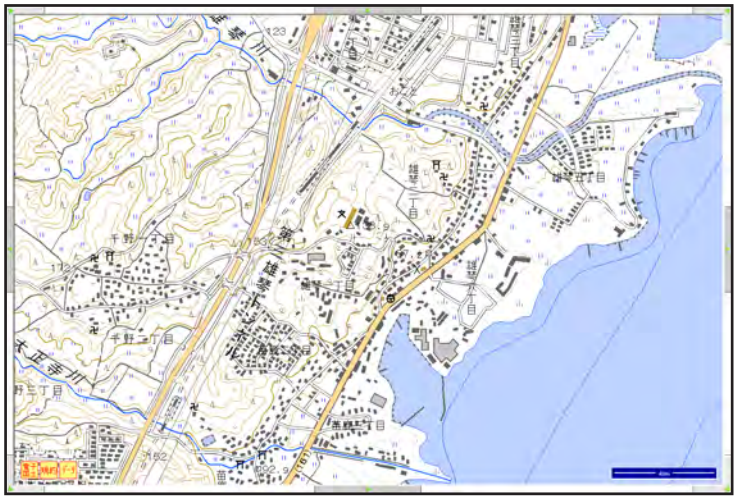
〔図 1〕日吉台住宅造成地と大正寺川付近の地形図

【解説】堅田丘陵では JR 湖西線の開通 (1974) 前後から急速に大型住宅団地の開発が進行した。びわ湖ローズタウン、日吉台そして仰木の里などである。造成前の地形を見ると、堅田丘陵の南端部に位置し、東南端を活断層、堅田断層が走り、古琵琶湖層が直立、緩やかに褶曲して山側に撓みこみ再び山麓において逆断層である西側の比叡断層に引きずられて持ち上がり急傾斜北から南へ単斜構造をなし、下部は厚い古琵琶湖層群の粘土層、上部は砂礫層、全体として流れ盤と受け盤構造が交互している。流れ盤上は緩斜面、地すべり常習地と棚田、河岸段丘の発達が見られる。丘陵の最上部はかって斜交不整合で古扇状地層が薄くカバーしていたが現在はほとんど侵食されて欠損している。その残存形態である丘頂部には砂礫層のキャップロックを形成している。透水性に優れたこの部分は安定しており千野の高地集落などが立地している。日吉台一丁目の平石古墳も同じ条件の箇所を占めている。高橋川や北隣の大正寺川などの侵食谷は両岸で悉く非対称を示し、河道も流れ盤側へ屈曲している。受け盤側の谷壁 (右岸) は急崖をなし植生も密となっている。ここではしばしば崩壊が発生し造成工事後においても 5 軒の家が破壊された記録がある (図 2)。造成工事により高橋川の河道は 200 メートルも移動させられた。とりわけ三〜四丁目の地すべり地帯の切り土と旧河谷部分の埋め土による平坦化は注目される。造成後 20 数年を経過した現在、団地内の各所で宅地の建物の歪、道路や側溝の歪が顕在化してきた。1995 年阪神大地震を契機に加速した傾向がある。オープンクラックとコンプレッションクラックの分布調査を行ったところ沈降と隆起 (最大 15cm)、水平移動 (最大 15cm) との対応も明らかになった。

【執筆者】大橋　健



〔図 2〕日吉台での地すべり被害 (1980)



大津市雄琴二丁目の古琵琶湖層群と段丘堆積物の傾動

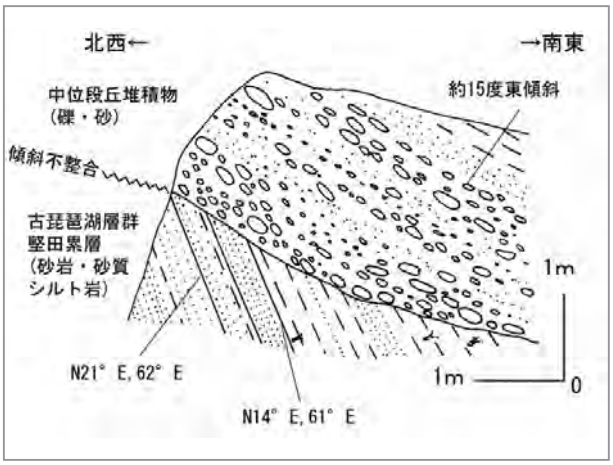
【分類番号】1-01-09
【場所】大津市雄琴 2 丁目
【地形図名】堅田
【位置】北緯 35 度 05 分 29 秒
東経 135 度 53 分 39 秒

〔図 1〕雄琴 2 丁目の傾動を示す露頭周辺の地形図

【解説】堅田断層沿いでは古琵琶湖層群堅田層 (下部～中部更新統) が一部逆転するほど急傾斜する (林 , 1974)。堅田丘陵で大規模な宅地開発が行なわれていた 1990 年代には随所で急傾斜する古琵琶湖層群が露出する大規模露頭が見られたが、現在では堅田断層近傍で古琵琶湖層群が観察できる露頭は少なくなった。この露頭は小さなものだが、市街地近くの道路脇にあって、古琵琶湖層群を段丘礫層が傾斜不整合で覆い、かつ両者共に東に向かって傾斜している状態が誰にでも分かりやすく観察できるという点で地学教材として有用と考えられる。露頭下部に見られる固結した砂岩は、堅田層中部 (林 , 1974 の高城部層) であり、その堆積年代はおおよそ 70 万年前ごろ (中期更新世初頭) である。この砂岩は 70°程度東に傾斜する。砂岩を不整合に覆う未固結の礫層は、礫の風化程度から中位段丘礫層と考えられる。この露頭の 200m 程度北方には褶曲した中位段丘面が認められることから、礫層は元来このような段丘面を構成していたものの、削剥作用によって段丘堆積物上部が削られてしまったと考えられる。この露頭は、堅田層堆積後に断層の活動によって地層が傾斜し、傾斜した堅田層を削って段丘礫層が堆積したものの、さらにその後の地殻変動により段丘礫層も傾斜するようになったことを示している。

【保全の状態と意義】この露頭は比較的観察しやすい場所にあり、雄琴小学校北側の段丘面などとともに地学教育の教材として用いることができる。露頭下部は崩積土により埋まりつつあり特に夏には藪蚊に悩まされる。現状維持ないし調査・見学に際して藪を適宜刈り払うことが望ましい。

【執筆者】小松原　琢



〔図 2〕雄琴 2 丁目の露頭のスケッチ図

〔図 1〕堅田内湖周辺の地形図

堅田内湖

【分類番号】1-01-10
【場所】大津市本堅田
【地形図名】堅田
【位置】北緯 35 度 07 分 07 秒
東経 135 度 55 分 19 秒

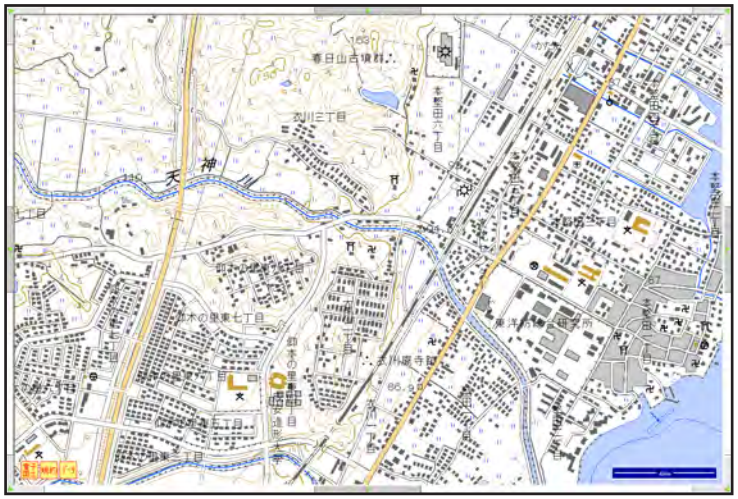
【解説】堅田内湖は南湖西岸唯一の現存内湖である。この内湖は、鳥趾状三角州が発達する南湖にあって 7.9ha という比較的広い面積を有すること、中世から近世にかけて湖上交通の要として栄えた堅田の背後に位置し、港湾都市堅田の立地に大きな意味を持っていたと考えられることから興味深い。本内湖近くで行なわれたボーリング (小松原ほか , 2001) では、内湖に特徴的な有機質細粒堆積物はほとんど認められず、琵琶湖の湖底に堆積した湖成粘土と河川から流入した砂の互層を主とする堆積物が厚く分布している。堆積物の年代測定結果から、堅田内湖が成立したのは地質学的に極めて新しい時代 (少なくとも約 2000 年前以降・おそらく歴史時代) と推定される。

〔図 2〕大規模開発前の堅田内湖 (国土地理院 , 1961)

【保全の状態と意義】堅田内湖は、南湖西岸で唯一の内湖であり、かつ歴史上琵琶湖水運の要となった堅田の成立に深く関係していたと考えられるが、その形成時期、形成要因や人間活動との関連など多くの点が解明できていない。現在本内湖は淡水真珠養殖に利用されてきたが、近年周辺の都市化が進んでいる。特に歴史的に重要な地域であるため、水質および周辺の歴史的景観の保全が求められる。

【指定等】琵琶湖国定公園・ラムサール条約

【執筆者】小松原　琢



〔図 1〕堅田断層中央部の地形

堅田断層

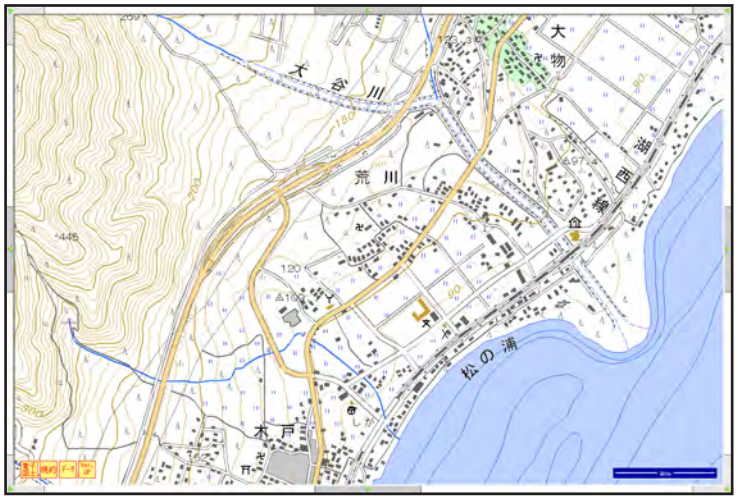
【分類番号】1-01-11
【場所】大津真野～苗鹿
【地形図名】堅田
【位置】北緯 35 度 06 分 48 秒
東経 135 度 54 分 34 秒

【解説】堅田断層は堅田丘陵の東縁を画して南北に伸びる琵琶湖西岸活断層帯の一部をなす断層である。堅田断層の隆起側 (西側) には 中期更新世の約 30 万年前まで堆積が継続していた古琵琶湖層群最上部・堅田層が分布し (林 , 1974; 里口・服部 , 2008)、その変位量は数 100m に達する (戸田ほか , 1996)。このことから堅田断層は中期更新世中期以降に活動を始め、その後 1m/1000 年程度の平均変位速度で活動を継続してきたことが知られる。堅田 6 丁目で行われた地層抜き取り調査では、1185 年の元暦地震によってこの断層が活動したことが明らかになった (Kaneda *et. al.*, 2008)。

【保全の状態と意義】堅田断層沿いには、かつて明瞭な変位地形が認められていた (東郷 , 2000) が、近年地形改変が進み、低断層崖が残る箇所は衣川地区の一部のみである。しかし、本断層は琵琶湖西岸活断層帯南部を代表する活断層であり、歴史的・文化的に重要な堅田低地の形成に果たした役割を考慮すると、改変を最小限に留めるとともに人工改変前の地形図の適切な保管を求めたい。

【執筆者】小松原　琢

〔図 2〕大規模開発前の堅田断層中央部の空中写真 (国土地理院 , 1961)



〔図 1〕大谷川扇状地と荒川集落周辺の地形図

大谷川扇状地と鹿垣 (ししがき)

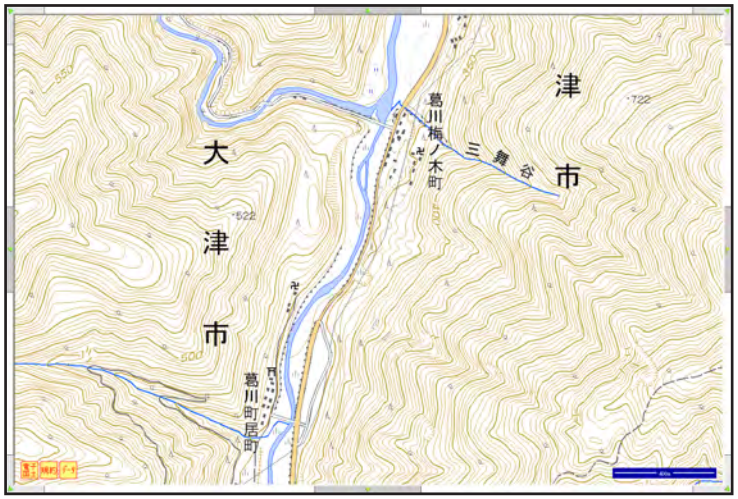
【分類番号】1-01-12
【場所】大津市荒川町・大物町
【地形図名】比良山
【位置】北緯 35 度 12 分 31 秒
東経 135 度 55 分 28 秒

【解説】鹿垣 (ししがき) とは、広辞苑では、「枝つきの竹・木で作った逆茂木。猪・鹿や敵勢の侵入を防ぐのに用いた。鹿砦 (ろくさい)。」とある。比良山地の東麓から北麓に数キロにわたって延びる石列が見られる。高さは数 10 センチから最大 3 メートル。通常、鹿垣または猪垣と呼ばれている。耕作物の野獣からの被害を防止する機能をもつものと見なされてきた。あまりのみごとさのため中世の防衛機能が注目されたこともある。山腹を連続するものが多い中で大谷川の谷口のものは特異な形状をもつ。図 1、図 2 の荒川集落の北側では、東西の延びる道路に沿って、上流の谷口側と北側の大谷川沿いの方が頑強でかつ比高も大きく 3 メートル近くに達する。石列の構造も雑石積で素材は至近で得られる花崗岩を活用している。こうした実態から本地区の鹿垣は土砂災害に対する防災機能を兼ねたものであると言える。ちなみに、「百間堤」を構築し大物地区方面に流下していた左岸の支流、四ッ子川の河道付け替えをした跡や大谷川本流の河道固定後の土石流が作った天井川化のすさまじさは大谷川が異常な荒れ川であることを物語っている。

【執筆者】大橋　健

〔図 2〕荒川集落と大谷川 (国土地理院 , 1975)

〔図 3〕荒川集落北側の鹿垣 (辰己　勝 , 2008)



〔図 1〕イオウハゲ・町居周辺の地形図

町居・イオウハゲ（町居崩れ）

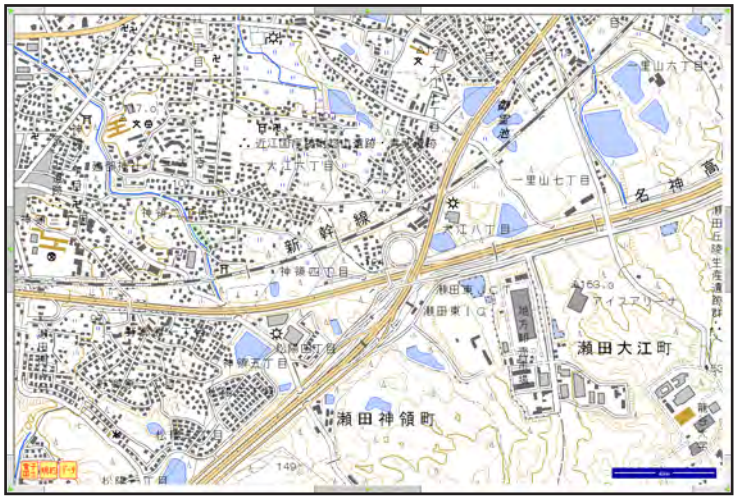
【分類番号】1-01-13
【場所】大津市葛川町
【地形図名】久多・北小松
【位置】北緯 35 度 15 分 35 秒
東経 135 度 52 分 23 秒

【解説】イオウハゲは 1662 年の寛文二年近江若狭地震による崩壊跡である。この地震は福井県の三方断層と花折断層北部を震源断層とし、滋賀県西部に大きな被害をもたらした。イオウハゲを作り出した崩壊（町居崩れ）は、武奈ケ岳南西尾根の斜長約 700m の斜面が一挙に崩れ落ちたもので、町居と梅ノ木の 2 村を埋めつくしたといわれる。その崩積土は安曇川谷を横断する形で堆積し、高さ 37m、貯水量約 590 万㎥という巨大な天然ダムを形成した（井上，2002）。イオウハゲの上部は現在でも図 2 に示すように植生が定着しないハゲ山となっている。また、崩積土は安曇川左岸に比高 100m 余りのなまこ状の丘を形成している。この崩積土には大型ブルドーザーより巨大な岩塊が含まれること、不明瞭な成層構造をもつことなど、崩壊と堆積の様相を表す情報が多く含まれる。

【保全の状態と意義】現在も砂防事業が進められてきているが、崩壊面積 46 万㎡という巨大な崩壊のため広範囲で崩壊時の面影が残っている。崩積土は土砂採取の対象となっていて，年々採取範囲が拡大されつつある。町居崩れは歴史時代における崩壊としては屈指の大規模なもので、巨大崩壊や天然ダム形成のメカニズムの解明などに果たす意義は大きく、将来的には保全が問題となる可能性がある。また旧版地形図が適切に保管されることが望ましい。

【執筆者】小松原　琢

〔図 2〕安曇川対岸からみたイオウハゲ (1999)



〔図 1〕瀬田丘陵の地形図

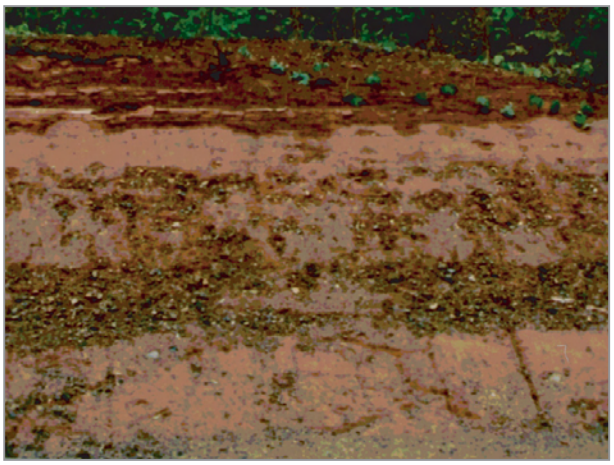
瀬田丘陵

【分類番号】1-01-14
【場所】大津市神領町
【地形図名】瀬田
【位置】北緯 35 度 58 分 14 秒
東経 135 度 55 分 33 秒

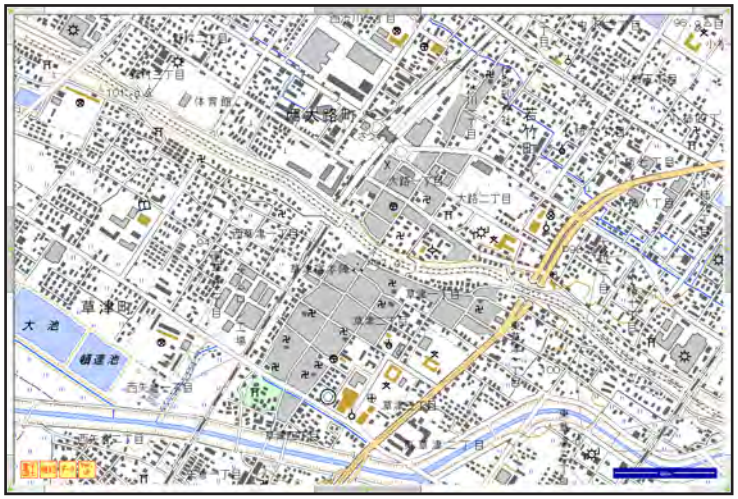
【解説】瀬田丘陵は近江盆地の南縁に位置し、北東 - 南西方向に細長く伸びる丘陵である。丘陵の南半分は古琵琶湖層群・瀬田累層によって構成されるが、北半分は瀬田累層を厚さ数 m 未満の薄い段丘堆積物が覆っている。瀬田丘陵北半部の段丘面は 3 面に区分され (池田ほか , 1979)、このうち最も広い段丘面はチャートを主体とする礫層によって構成され、「ロース斑」と呼ばれる網目状の組織をもつ赤褐色表土に覆われる。表土の特徴から、これは中期更新世に形成された高位段丘面と考えられる。瀬田丘陵の高位段丘面は丘陵を縁どるように分布することや堆積物の礫組成から湖成段丘面と考えられていた (水山ほか , 1971) が、形成様式や年代などは不明である。高位段丘面は北西に約 20/1000 の傾斜で傾いており、これは近江盆地を形作る地殻変動に伴うと考えられる。

【保全の状態と意義】広範囲で大規模な造成工事が行われ、自然地形が残されている地域はわずかとなった。瀬田丘陵は琵琶湖から瀬田川が流出する場所に近く、近江盆地の成因を知る上で鍵となることから、自然の地形・地質が失われることは学術的に大きな損失となる。また防災上の観点から、開発前の詳細な旧版地図が適切に保管されることが望ましい。

【執筆者】小松原　琢



〔図 2〕瀬田丘陵の高位段丘堆積物とそれを覆う赤褐色表土 (2007)



〔図 1〕旧草津川と新草津川付近の地形図

旧草津川の天井川

【分類番号】1-02-15
【場所】草津市草津一丁目
【地形図名】草津
【位置】北緯 35 度 01 分 06 秒
　　東経 135 度 57 分 39 秒

【解説】わが国を代表する天井川であった旧草津川は、2002 年に新草津川の完成により、河川としての機能は果たしていない。しかし、市街地を二つに分断してきた天井川の形成時期や形成過程の研究は、地形学はもとより河川研究の重要な課題であった。自然的側面では、上流域に風化が進んだ花崗岩地帯を持つことが大きな要因である。人文的側面では、上流の田上山地で古代から都城の造営や寺院の建設に大量の木材が切り出され、土砂流出が多かったこと。洪水から集落・田地を守るため、近世以降の堤防のかさ上げを繰り返したことなどがあげられる (小林ほか , 1979)。とりわけ、明治期以降は堤防構築技術の向上とあいまって、鉄道や道路が河床の下をトンネルで抜けるという、特異な景観が出現した。滋賀県でも草津川を筆頭に、各所で同様のトンネルが見られた。草津川では、1886(明治 19) 年に川底を貫くトンネル、通称「マンポ」が掘られ、中山道と東海道の急坂と徒歩渡りが解消された。また、東側の国道 1 号もトンネルで河床をくぐっている。

【保全の状態と意義】廃川となった草津川の跡地利用について検討中であるが、少なくとも旧中山道付近は歴史遺産として残すべきである。

【執筆者】辰己　勝

〔図 2〕1970 年代の草津川とその下をくぐる東海道本線 (池田ほか , 1979)

〔図 3〕国道 1 号線の草津川トンネル (1999)

〔図 1〕烏丸崎とその周辺

烏丸崎 (烏丸半島)

【分類番号】1-02-16
【場所】草津市下物町
【地形図名】草津
【位置】北緯 35 度 04 分 25 秒
東経 135 度 56 分 14 秒

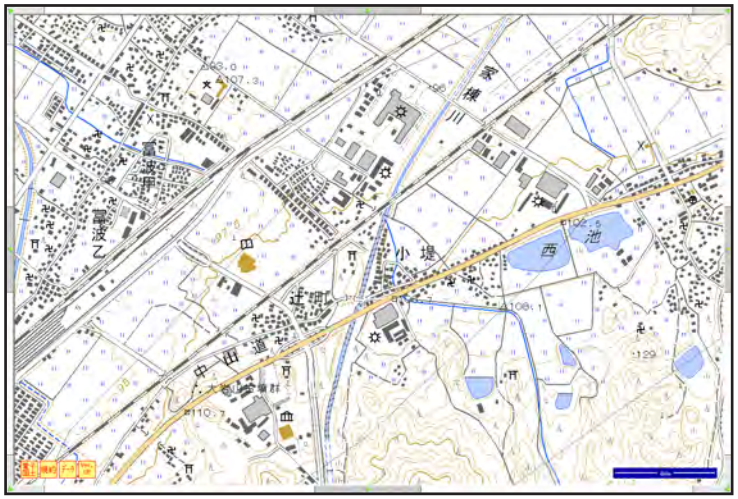
【解説】旧野洲川によって形成された砂嘴である烏丸崎 (からすまざき) は、琵琶湖の南部、赤野井湾と津田江湾の間に大きく張り出した半島で、埋め立て等によって、現在は琵琶湖博物館等が立地している。遺跡はこの半島の南西に沿って分布する。半島の基部付近の発掘調査で弥生時代中期前半の方形周溝墓が 30 基以上検出され、中央に木棺 (もっかん) が検出された遺構もあった。また、半島の中央部の調査においても、同様の方形周溝墓が 30 基以上、先端部の調査においても 20 基以上が見つかり大規模な墓域が形成されていたと推定されている (浜 , 1994)。烏丸崎遺跡の方形周溝墓の周溝からは、多量の土器と共に木製品も多く出土している。その中でも木偶 (もくぐう) は、弥生時代の墓等から出土する人間をかたどった木製品で、野洲市湯ノ部遺跡等の例が知られているが、近江以外の地域では、ほとんど出土しない特殊な遺物とされている。さらに、遺跡内では地震痕跡として鎌倉時代以降に起こったとされる逆断層跡が検出されている (寒川 , 1994)。

【保全の状態と意義】方形周溝墓群の集中的な分布と、野洲川によって形成された砂嘴形成過程を検討するうえで重要である。現状は、浚渫が行われ、発掘調査域は消失しているものと考えられる。

【参考文献】滋賀県教育委員会・(財) 滋賀県文化財保護協会 1996　烏丸崎遺跡発掘調査報告書　70p.

【執筆者】宮本真二

〔図 2〕琵琶湖上空から見た烏丸崎と琵琶湖博物館 (辰己　勝 , 2007)



〔図 1〕家棟川とその周辺

家棟川

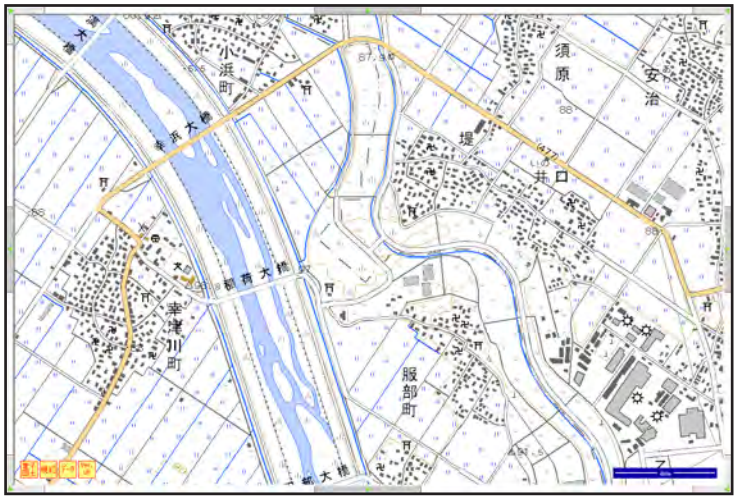
【分類番号】1-02-17
【場所】野洲市小堤
【地形図名】近江八幡
【位置】北緯 35 度 04 分 45 秒
　　東経 136 度 02 分 54 秒

【解説】近江盆地では天井川が発達しているが、家棟川もその一つである。家棟川は、全流長の 67.2%が天井川化している (栗田ほか , 2001)。家棟川の流路は、条里地割の規制をきわめて強くうけていることが指摘されており (佐野 , 1997)、さらには昭和 16(1941) 年の大水害以降にも人工的に開削されている。この条里地割に規制されていることで、家棟川の付替が指摘され、その時期は 15 世紀までに完了していたこと報告されている (佐野 , 1997)。また、天井川化の時期については、現時点では明確ではないが、史料の分析では、その特異な景観が顕著になったのは、17 世紀以降、19 世紀初頭以前とされている (栗田ほか , 2001)。

【保全の状態と意義】人為的な影響を受けて天井川化した河川として極めて重要である。しかし、現在では平坦化事業によって消失している。下流部も図 2 のように 1960 年には北方への直線状河川として付け替えられ、跡地が図 1 のように住宅地になっている。

【執筆者】宮本真二

〔図 2〕国道 8 号の上を流れる家棟川 (国土地理院 , 1961)



〔図 1〕野洲川と旧北流の河道周辺の地形図

野洲川下流の新旧流路

【分類番号】1-02-18
【場所】野洲市堤町・服部町
【地形図名】野洲
【位置】北緯 35 度 06 分 37 秒
東経 135 度 59 分 37 秒

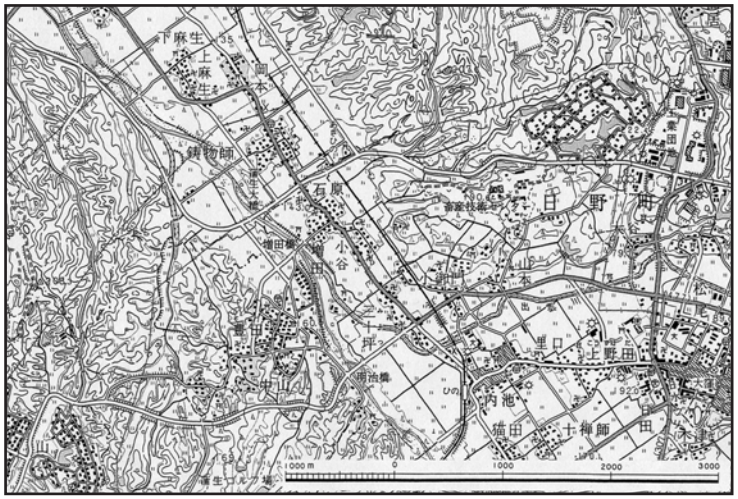
【解説】滋賀県内最大の河川である野洲川は鈴鹿山脈南部に源を発し、中流では古琵琶湖層群からなる甲賀・水口丘陵の中を流れ、下流には琵琶湖岸で最大の沖積平野を展開している。そして 1977 年に新野洲川が完成する以前は、南北両流に分かれて琵琶湖に注ぎ、低平なデルタを形成していた。平野内には、圃場整備前までは、古代から施行された条里型の土地区画が残り、それを乱す旧流路が凹地列となって多数見られ、それに沿う微高地に自然堤防が発達し、古い集落はその上に立地していた。それらの形成時期の検討から、平野の形成期に野洲川の大規模な流路変遷があり、縄文時代には烏丸崎方向に主流があり、その後北へ向かい、古墳時代には旧中主町付近を流れていたことが指摘されている (辰己 , 2004)。また、旧北流の堤防の構築時期は、堤遺跡の発掘から 14 世紀から 17 世紀の間に集中したことも発掘や噴砂などから推定されている (辻 , 1993)。その後、河道が固定され、近世以降は天井川か進み、河口付近のデルタの伸展も著しかった。下流は洪水常習地で破堤の被害も多かったが、新野洲川の完成でその危険度は低くなった。

【保全の状態と意義】完新世になってからも、流路の変遷や、湖岸付近の地形の変化が大きく、平野の地形環境の変遷を知ることのできる格好のフィールドであったが、旧野洲川の堤防は解体されつつある。部分的にでも、堤防の断面を見られるように保存すべきである。新野洲川の河道建設で見つかった服部遺跡は、弥生時代の水田跡をはじめとする複合遺跡として貴重な存在である。

【執筆者】辰己　勝

〔図 2〕旧野洲川南流と湖岸のデルタ (2007)

〔図 3〕旧野洲川堤防・堤遺跡で見つかった噴砂 (1993)



〔図 1〕日野川中流部の地形図

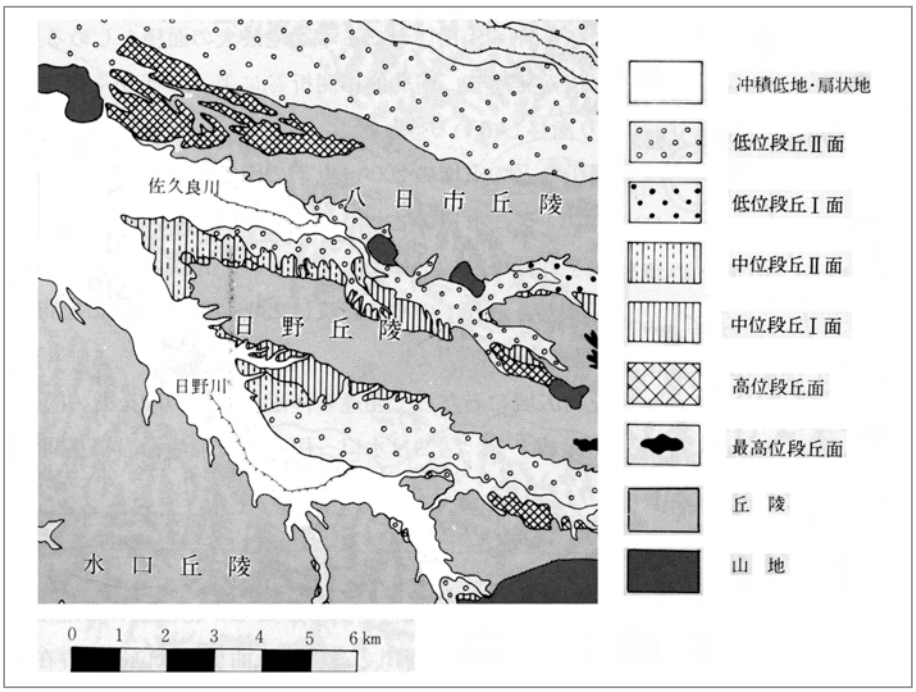
日野川中流部の段丘地形

【分類番号】1-04-19
【場所】蒲生郡蒲生町・日野町
【地形図名】1/50, 000　近江八幡
【位置】北緯 35 度 01 分 27 秒
東経 136 度 13 分 25 秒

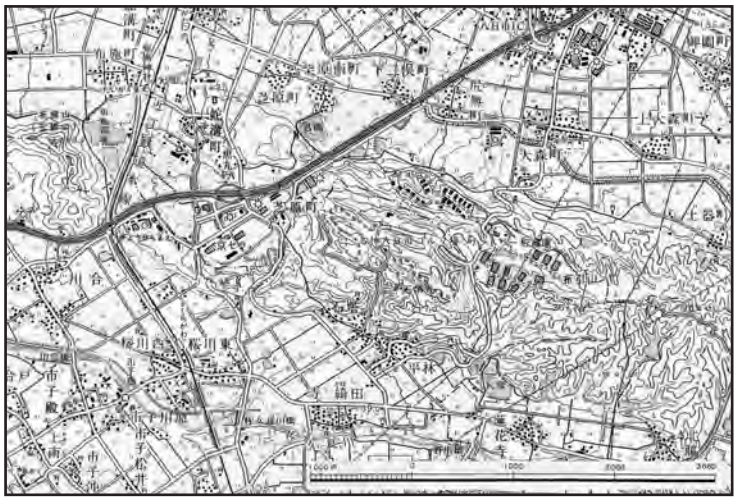
【解説】日野川は、鈴鹿山脈の前山的存在である綿向山 (1, 110 m) に源を発し、中流部は日野丘陵と水口丘陵の水を集め、琵琶湖に注ぐ、長さ 47km、流域面積 211 ｋ㎡の河川である。北側の愛知川と流域面積がほぼ同じなのは、上記丘陵中の支流を集め、幅広い中流部を持っているからである。中流の地形の特徴は、古琵琶湖層からなる丘陵の前面に段丘が発達していることである。支流の佐久良川上流の西明寺付近の最高位段丘は周囲の丘陵上に厚さ 5 ～ 20m の赤褐色砂礫層をのせており、扇状地性の堆積面として区別された。それより下位にある高位段丘は、佐久良川北側の布引丘陵が模式地となっている。また、日野丘陵の前面には中位段丘Ⅱ面の発達がよく、松尾から山本新田を経て大塚付近までの標高 140 ～ 210m の西方に傾く平坦面となり、大塚付近で沖積面下に埋没している。低位段丘面Ⅱ面は、丘陵と沖積面の間の河川沿いに広く分布している (植村 , 1979; 池田ほか , 1979)。このように日野川中流部は近江盆地の中でも丘陵と段丘地形がよく発達し、模式地の一つである。

【保全の状態と意義】丘陵や段丘面の開発が進み、堆積物や広がりを的確につかめる場所が少なくなっているため、模式地の選定等が必要である。

【執筆者】辰己　勝



〔図 2〕日野丘陵周辺の地形分類図 (植村 , 1979)



布引山丘陵と愛知川高位段丘

【分類番号】1-04-20
【場所】東近江市・蒲生郡日野町
【地形図名】1/50, 000　近江八幡
【位置】北緯 35 度 03 分 33 秒
東経 136 度 15 分 05 秒

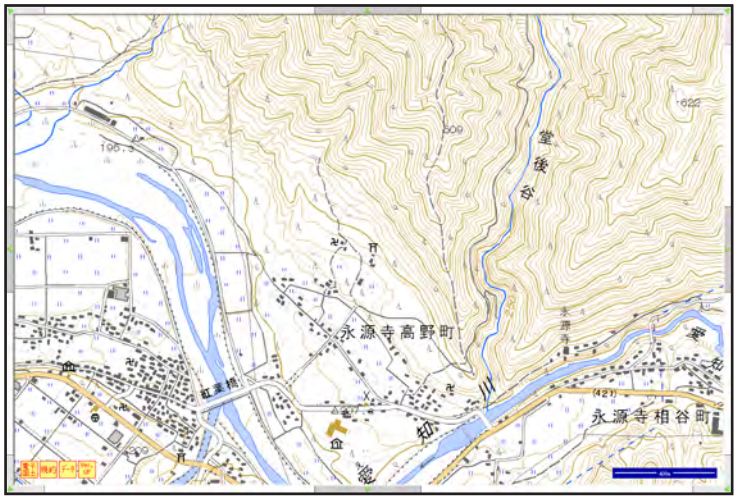
〔図 1〕布引山丘陵とその周辺の地形図

【解説】鈴鹿山麓の西に位置し、愛知川と日野川支流の佐久良川に挟まれている丘陵で、八日市丘陵とも呼ばれる。山麓部の甲津畑地区の高度 400 mから西に向かって東西 14km、南北 2km 前後に広がり、古琵琶湖層群からなっている。北側は愛知川の低位段丘面と比高 50m 前後の急斜面で接し、南側は佐久良川の沖積低地と谷底低地に接し、石小野山 (342 m) や丸山 (270 m) の基盤岩の小丘が点在している。丘陵面は 290 ～ 320m 付近に急崖が連続し、東部にある上位の丘陵Ⅰ面 (蒲生累層) と、下位の丘陵Ⅱ面 (八日市累層) に大別される。また、丘陵の西部ではほぼ 240m 付近で高位段丘面に移行している。愛知川の高位段丘は名神高速道路が横切る芝原町付近から、約 23‰の勾配で北西に傾き、高度 140 m付近で低位段丘面下へ埋没していく。表面に 1 ～ 2m の赤褐色やトラ斑状のロースをのせているのが、高位段丘に区分するときの指標となっている (植村 , 1979)。池田ほか（1991）は参考になる。

【保全の状態と意義】丘陵面は近年ゴルフ場、工業団地等に開発され、開析谷が発達していたかつての自然状態が残っているところは半分程度である。

【執筆者】辰己　勝

〔図 2〕布引山丘陵と鈴鹿山脈 (2007)



〔図 1〕百済寺断層周辺の地形図

百済寺断層の断層地形

【分類番号】1-04-21
【場所】東近江市永源寺高野町から北部へ続く
【地形図名】日野東部
【位置】北緯 35 度 05 分 03 秒
東経 136 度 18 分 41 秒

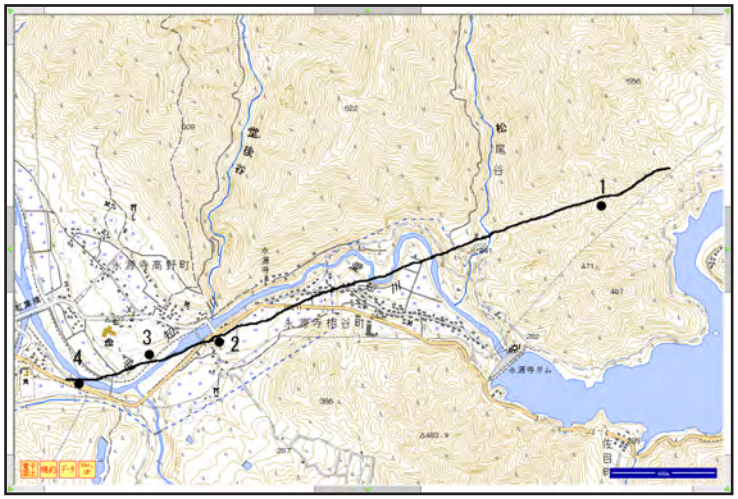
【解説】琵琶湖東部の湖東平野と鈴鹿山脈を境するところには南北性の逆断層がある。近畿三角帯では南北性の山地が多いが、ここ鈴鹿山地も典型的なものである。山地の東側の三重県では急峻な崖になっているが、西側の湖東平野との境はそれほどでもないのは、鈴鹿山地が傾動地塊のように西にやや緩やかになっているからである。それでも、断層地形ははっきりわかる南北性の直線的な境界が地形に残されている。ここ百済寺断層でも図 3 のような山地と湖東平野との境があり、いくすじもの谷が複合扇状地を形成しているのが観察できる。

【保全の状態と意義】断層地形が遠望できる。

【執筆者】但馬達雄

〔図 2〕百済寺断層遠望 (南方向から)(2007)

〔図 3〕複合扇状地



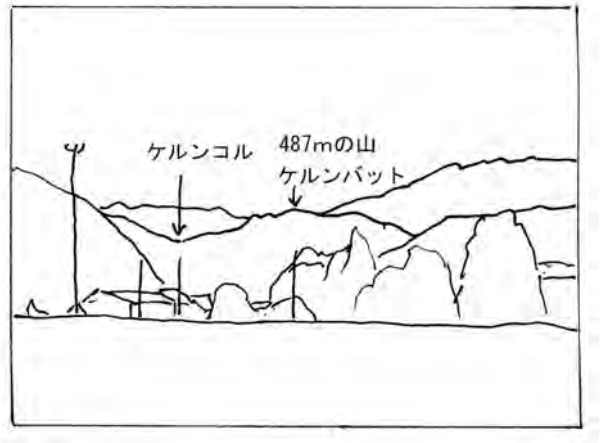
永源寺断層の断層地形

【分類番号】1-04-22
【場所】東近江市永源寺相谷町～山上町
【地形図名】日野東部
【位置】北緯 35 度 05 分 03 秒
東経 136 度 20 分 26 秒

〔図 1〕永源寺断層周辺の地形図

【解説】愛知川の流れが鈴鹿山地から湖東の平野へ出る地点をほぼ東西方向で北落ちの永源寺断層が通っている (西川ほか , 1979)。この断層の破砕帯が、愛知川の岸に点々と見られるが、特にダム堰堤の北側、標高 487m のピークの北側の小谷に連続して現れている。この小谷の谷頭のコルがケルンコル (地点 1)、その南側の標高 487m の小さな山がケルンバットと認められ、その地形は山上小学校の東方 300m 地点付近から遠望することができる。図 1 に記入した太実線は永源寺断層の位置、●記号の地点 2 ～ 4 は、以前は破砕帯、断層面などの露頭が見られた場所であるが、2008 年現在は川の流路移動、植生繁茂、人工改変等で見ることは困難となっている。

【執筆者】西川一雄・但馬達雄

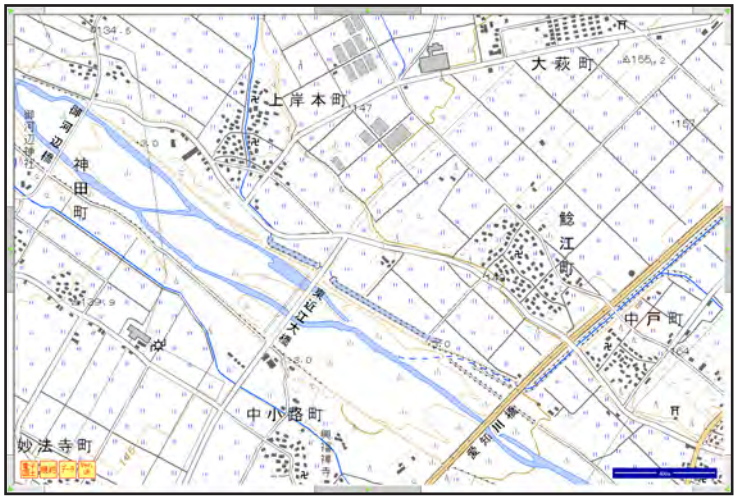


〔図 3〕図 2 の説明図

〔図 2〕ケルンコル・ケルンバット遠望 (2007)

〔図 4〕地点 2 －旦度橋南の永源寺断層 (1970 年代)：西堀剛撮影

〔図 5〕永源寺高野町の茶畑からケルンコル (2007)

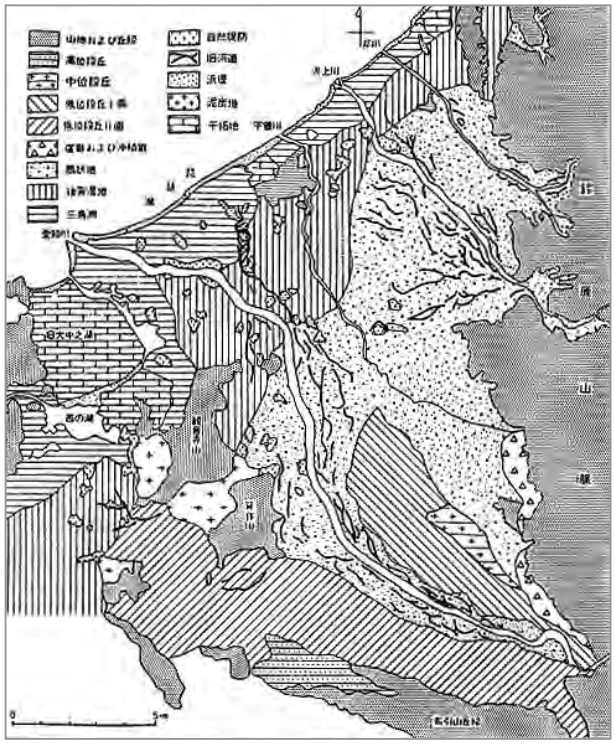


愛知川下位段丘

【分類番号】1-04-23
【場所】東近江市曽根町～
上岸本町付近
【地形図名】百済寺
【位置】北緯 35 度 06 分 35 秒
東経 136 度 14 分 13 秒

〔図 1〕愛知川中流の河床と右岸の下位段丘の地形図

【解説】愛知川は湖東平野最大の河川で、谷口にあたる東近江市高野付近から湖岸まで約 20km に及ぶ長さで平野内を流れ、両岸に見事な段丘、扇状地、デルタを形成している。このうち下位段丘面は谷口から、高度 130m 付近まで、両岸に連続しており、かつての扇状地面が段丘化したもので、開析扇状地の代表例である。段丘面の分布を見ると、右岸には現在の河床勾配よりもやや急な低位段丘Ⅰ面 (妹面) が北東方向に延びており、下流側では扇状地面に没している。この面の延長は湖底の第 1 湖底段丘 (－ 20m 付近) に連続するとされ、最終氷期の前半に形成されたものとされる。一方、左岸では低位段丘Ⅱ面 (八日市面) が、現在の流路から離れて箕作山の南側から近江八幡市街地方面に向かって広がり、この面の形成時期には愛知川の流路が大きく変遷していたことが指摘されている。その時期は、最終氷期の琵琶湖の湖面の低下期に対応し、湖底の－ 10m 付近に見られる第 2 湖底段丘に連続する可能性が高い (池田ほか , 1991)。このほか , 愛知川には右岸に中位段丘 (園面)、左岸に高位段丘 (布引面) が分布し、高位のものほど勾配が急で、鈴鹿山地の隆起と山麓部の鈴鹿西縁活断層の活動の影響を受けている (植村 , 2001)。

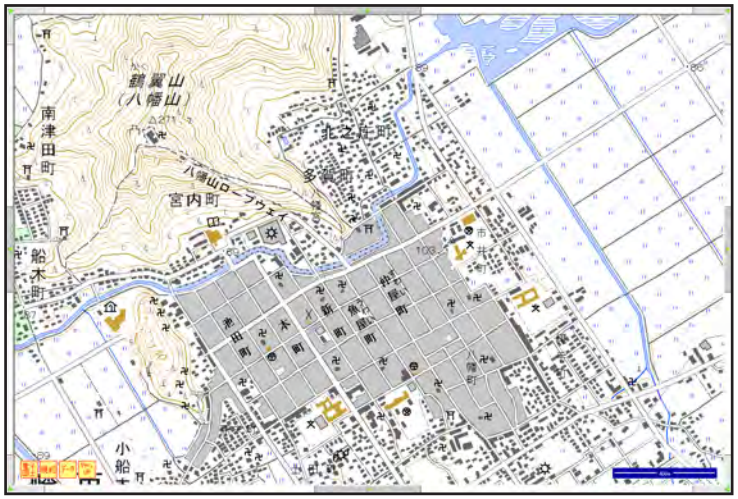


〔図 2〕湖東平野の地形分類図 (植村 , 1971)

【保全の状態と意義】琵琶湖岸の平野の中では、下位段丘 (開析扇状地) が卓越する代表的な平野である。圃場整備後も、段丘崖は残存しており、段丘地形の観察できる場所も多い。

【執筆者】辰己　勝

〔図 3〕愛知川中流右岸、鯰江町付近の段丘崖 (2008)



八幡堀

【分類番号】1-04-24
【場所】近江八幡市
【地形図名】近江八幡
【位置】北緯 35 度 08 分 25 秒
東経 136 度 05 分 30 秒

〔図 1〕近江八幡市街地と八幡堀付近の地形図

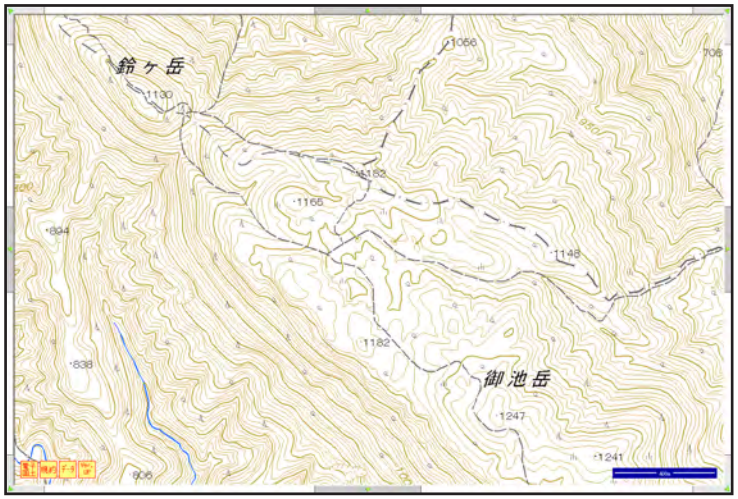
【解説】1585(天正 13) 年豊臣秀吉の甥秀次が八幡の城主になり、城下町を建設した。その後「八幡堀」が開削され、全長 6 ｋｍの運河として、琵琶湖の湖上水運を利用するものはすべてこの運河で八幡の町に入ることを定めた。この堀は江戸時代を通じて商人の町八幡の発展に大きく貢献した。しかし、明治以降、湖上交通が廃れたことや、瀬田川に洗堰が建設され、琵琶湖の湖水面が低下したこともあり、生活排水の漂うドブ川となった。昭和になってからは川ざらえも中止され、ヘドロがたまり悪臭を放っていた。そこで、1970 年住民側から埋立て計画が持ち上がり、市は幅を 4 ｍに狭め、コンクリートで固めた排水路 (暗渠) にすることを決定した。これに対して、近江八幡青年会議所が中心となり、市民と一体となった八幡堀の復活運動が粘り強く続けられ、埋立て計画の見直しを勝ち取った (かわばた , 1991)。そして 1976 年からは全面浚渫工事が行なわれた。1982 年には国土庁の水緑都市モデル地区整備事業の指定を受け、石垣の復元や遊歩道が設置された (西村 , 1997)。現在では市民や観光客の憩いの場所になっている。

【保全の状態と意義】八幡堀は単なる文化遺産ではなく、都市成立の基盤であり、さらに近江商人の活躍網の象徴と捉える。歴史的景観の保全と活用を軸とした「水辺」の再生策として注目されている。現在でも地元の有志の会により月 2 回の除草作業も続けられている。

【指定等】「近江八幡の水郷」として、2005 年に国の「重要文化的景観」の第 1 号に指定された。

【執筆者】辰己　勝

〔図 2〕修復された八幡堀 (2009)



御池岳山頂付近のカルスト地形

【分類番号】1-04-25
【場所】東近江市永源寺町君ヶ畑
【地形図名】篠立・竜ケ岳
【位置】北緯 35 度 11 分 04 秒
東経 136 度 24 分 33 秒

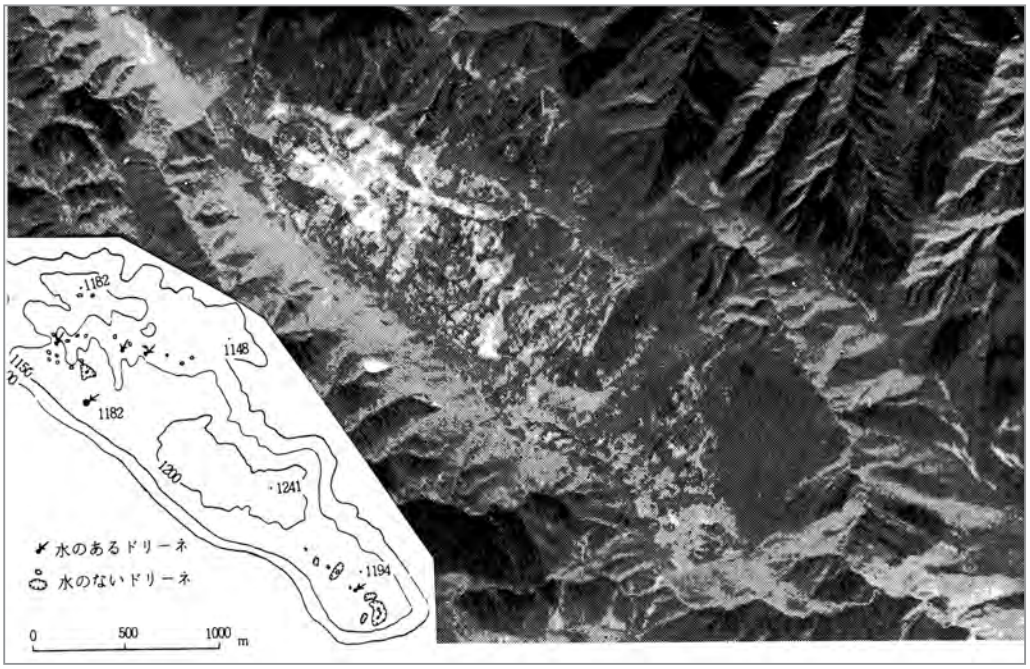
〔図 1〕御池岳山頂付近の地形図

【解説】鈴鹿山脈北部の主峰御池岳 (1241m) はその高度にかかわらず、平坦な台地状の山容で特徴づけられる。これは石灰岩から構成されるカルスト高原であり、北は鈴ケ岳から南は三重県の藤原岳 (1128m) まで北西―南東方向に約 6km にわたって連続している。山頂を占める高原地形は周囲を急崖によって限られており、その幅は一般に 300 ～ 500m 程度にすぎず、最大でも 600m と極めて細長い形態をなす。高原上はすすきと低木の草原景観をなし、多数のドリーネの発達により特徴づけられる。また、周囲にカッレン群が形成されている (池田ほか , 1979)。地質は石灰岩と緑色岩類を主とする霊仙山層から構成され、衝上断層によって下位の砕屑岩類の上にクリッペをなして乗っている (宮村ほか , 1976)。

【保全の状態と意義】保全は良好である。

【指定等】鈴鹿国定公園

【執筆者】植村善博



〔図 2〕御池岳の航空写真とカルスト地形 (池田ほか , 1979)

愛知川河口・大中の湖干拓地

【分類番号】1-04-26
【場所】東近江市栗見出在家町・近江八幡市安土町大中
【地形図名】1/50, 000　彦根西部
【位置】北緯 35 度 12 分 59 秒
東経 136 度 06 分 44 秒

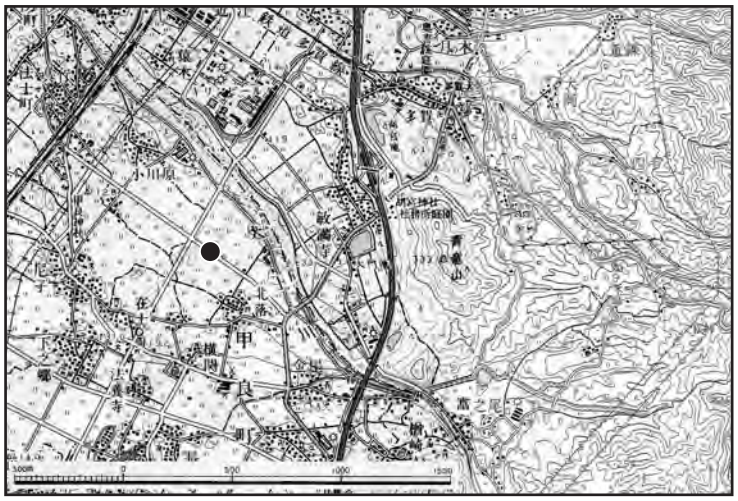
〔図 1〕愛知川河口付近の地形図

【解説】湖東平野中央部を西～北西に流れ、流域面積 198.4k㎡を有する愛知川は、中流部で段丘化した扇状地 (下位段丘) と現在の扇状地、下流部にデルタを形成し琵琶湖に流入する。河口は尖状デルタとなり、右岸には砂堆が連続し、左岸ではかつて砂州の内側にラグーンとして大中の湖を抱いていた。現在の河口は石積みの護岸工事が進み、大中の湖干拓地側にはコンクリートの堤防が築かれ、その前面に砂浜が広がっている。大中の湖の干拓時 (昭和 42 年完成、1146ha) には、南部で大中の湖南遺跡が発見され、その集落跡は小規模な微高地上にあり、弥生時代から鎌倉時代までの遺物が断続的に出土している。かつての砂州に立地した遺跡で、大半が現在の湖面よりも低い位置にあり、湖岸の変遷や湖面の変化を示す重要な手がかりとなっている。

【保全の状態と意義】大中の湖は琵琶湖最大の内湖であったか、干拓され農業に利用されている。干拓地の東側の伊庭内湖、南側の西の湖などの水域が残り、水郷景観と湿地環境の保全に取り組む必要がある。西野・浜中（2005）は参考になる。

【執筆者】辰己　勝

〔図 2〕愛知川河口南岸 (手前) と大中の湖干拓地 (上方の水路の遠方)(2007)



犬上川扇状地

【分類番号】1-05-27
【場所】彦根市 , 犬上郡甲良町 , 多賀町
【地形図名】1/50, 000　彦根東部
【位置】北緯 35 度 14 分 10 秒
東経 136 度 14 分 57 秒

〔図 1〕犬上川扇状地扇央付近の地形図

【解説】犬上川は鈴鹿山脈の中部から北部の水を集め、湖東平野の北部を北西に流れる。延長 25km、流域面積 110k㎡の、琵琶湖に注入する河川では中規模である。下流の平野は、標高 140m 付近を谷口とする半径約 7km の扇状地を展開している。扇端部は標高 87m 付近まで及び、そこから湖岸までのわずか 2km が氾濫原・デルタとなっている。表面の傾斜は 7‰もあり、琵琶湖東岸の平野の中ではもっとも勾配があり、典型的な扇状地の一つである。扇状地上には、数多くの旧流路跡を示す凹地が列をなして配列している。現在の扇状地面は、扇頂付近から開析がはじまり、段丘化が進みつつある。また、流路は扇状地の北側に偏っており、扇状地形成後に右遷したことを示している。湖東平野の扇状地の形成時期は更新世中期にさかのぼることが、上流部や山麓に発達する段丘の存在から指摘されている。またその形成には、鈴鹿山脈の隆起とそれを限る断層線の存在が大きく関与していると思われる。さらに、北に隣接する芹川に比べ、扇状地の発達が良好なことは、上流山地の地質の差異が影響している。芹川が石灰岩地帯を流れ、石灰岩の分解・溶食の影響により、礫の供給が少ないのに対し、犬上川は湖東流紋岩地帯を上流域の持つためであると考えられている (池田ほか , 1991)。

【保全の状態と意義】琵琶湖岸の平野の中では、扇状地が卓越する代表的な平野である。現在の地表面は圃場整備が進み、旧流路跡の追跡が困難な場所も多いが、空中写真や旧版の地形図では明瞭である。

【執筆者】辰己　勝

〔図 2〕犬上川河口上空より中下流部を望む (2007)

〔図 1〕曽根沼とその周辺の地形図

曽根沼

【分類番号】1-05-28
【場所】彦根市三津屋町
【地形図名】能登川
【位置】北緯 35 度 14 分 28 秒
　　東経 136 度 11 分 36 秒

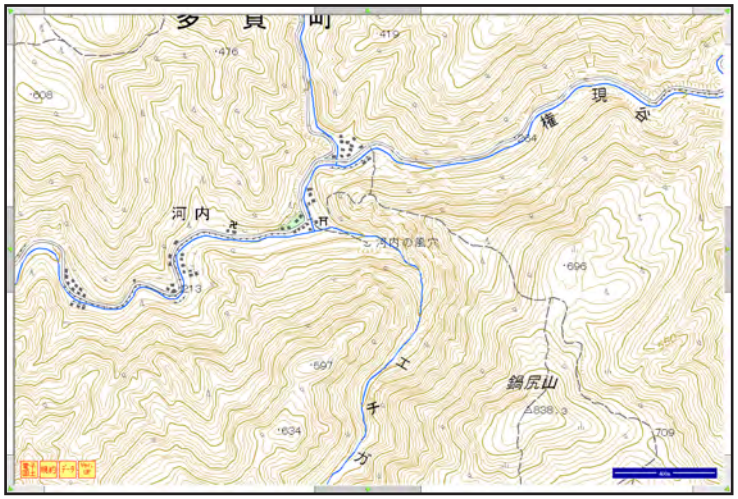
【解説】彦根市の荒神山と琵琶湖の間に位置し、面積 96ha の内湖であったが、1968(昭和 43) 年に西半分の干拓が完成し、現在は 17ha になった。干拓地の標高は 82.7 mで、琵琶湖の湖面標高より 1.8m 低い。曽根沼の付近に東大寺の荘園であった「覇流荘」があったとされ、当時から低湿地であった。それは荒神山の山陰に当たり宇曽川等の堆積が及ばなかったためで、その後沈水して内湖が形成された。その時期は 15 世紀頃とされている。

【保全の状態と意義】沼の周辺は湿地と水田で、自然が保たれているが、歴史的にも貴重な内湖として残したい。

【執筆者】辰己　勝

〔図 2〕曽根沼・荒神山と宇曽川河口 (2007)

〔図 3〕曽根沼周辺の条里復原と覇流荘 (谷岡 , 1964)



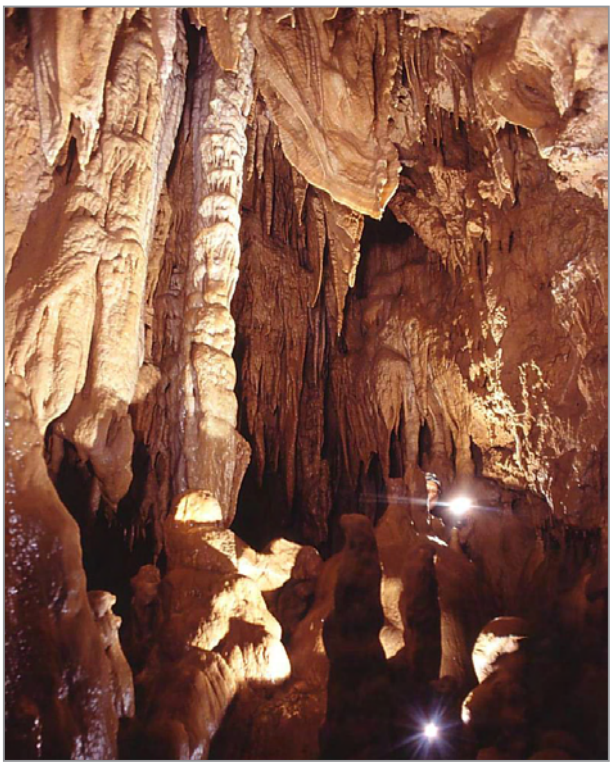
〔図 1〕河内風穴の付近の地形図

河内風穴

【分類番号】1-05-29
【場所】犬上郡多賀町河内宮前
【地形図名】高宮
【位置】北緯 35 度 15 分 05 秒
東経 136 度 21 分 09 秒

【解説】河内風穴は、美濃帯西縁部の霊仙山から鍋尻山にかけて分布する石灰岩体西端に形成された石灰洞で (宮村ほか , 1976)、一部は観光洞として公開されている。割目系が発達しており、洞内は非常に複雑な多層構造を持つ。測量調査の結果によると、総延長は 2004 年の時点で 6, 800m とされている (後藤・イザナギプロジェクト , 2004)。芹川支流であるエチガ谷の地下流路として機能しており、洞口下部にある流出口から地下水が排水されている。洞窟内には、崩落によって形成された大広間、シアターホール、ドリームホールと呼ばれる非常に大きな空間を有している。また、二次生成物 (鍾乳石) の発達が非常に良好で、つらら石、石筍、石柱、カーテン、ストローなど多彩な二次生成物が見られる。

【保全の状態と意義】河内風穴は日本有数の大規模な洞窟であり、2010 年 3 月現在では総延長国内第 4 位の規模を誇る。また、洞窟内における顕著な二次生成物の発達は非常に美しい光景を成す。そのため、現在では希少な二次生成物やその美的景観を保護するため、観光洞を除く範囲において立ち入りの規制が行われている。



〔図 2〕河内風穴内部の様子

【指定等】滋賀県指定 天然記念物・環境省指定 重要湿地 500

【参考文献】水島明夫 (編) 1989 多賀町の石灰洞 多賀町 150p.

【執筆者】野池耕平

〔図 1〕入江内湖干拓地付近の地形図

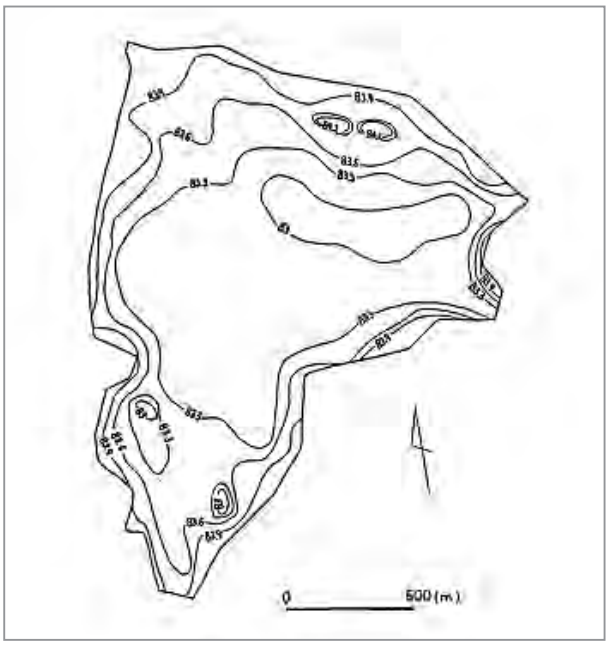
入江内湖干拓地

【分類番号】1-06-30
【場所】米原市入江
【地形図名】彦根東部
【位置】北緯 35 度 18 分 37 秒
東経 136 度 16 分 25 秒

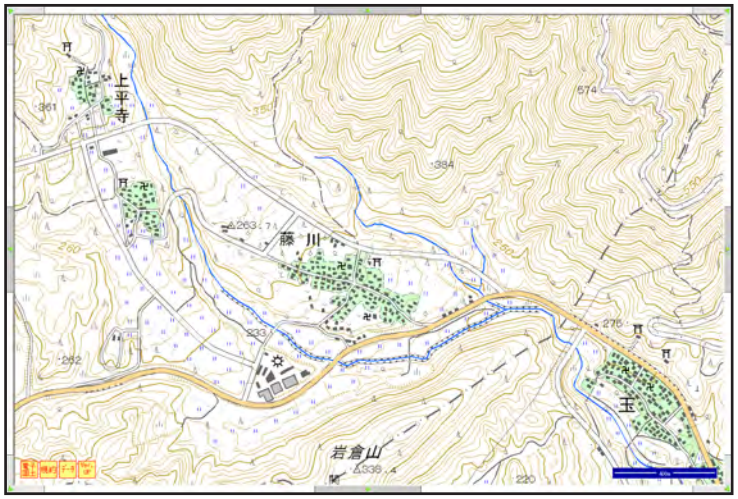
【解説】入江内湖はかつて、大中の湖、小中の湖に次いで琵琶湖の内湖としては 3 番目の面積 (305ha) であったが、1947(昭和 22) 年に干拓された。水深は 0.6 ～ 1.8 m と極めて浅く、最深部は中央や北よりにあった。中央部は 83.3m の低平な湖盆であったが、西の琵琶湖湖岸側と、東の山地に接する部分は急傾斜になっている。また、北側にはかつて天野川のデルタ形成時にできた砂州の一部と思われる礫質の微高地が見られる。琵琶湖湖沼図 (国土地理院 , 1964) に示される底質を見ると、湖盆のほぼ全体が泥炭質埴土で占められ、干拓後は排水不良や地盤沈下に悩まされた。特に、南部の泥炭地でそれが顕著であった。また、琵琶湖東岸の湖底遺跡の代表例で、干拓に伴って、広い地域で縄文前期から平安時代の集落跡が検出されている。土器類とともに木製品の出土も多い。

【保全の状態と意義】現在は完全に陸地化しており、水田に利用されているが、低平な土地で、軟弱地盤が多く、浸水や地震対策が必要である。

【執筆者】辰己　勝



〔図 2〕入江内湖の等深線図 (琵琶湖湖沼図より作成)



関ヶ原断層と変位地形

【分類番号】1-06-31
【場所】米原市上平寺・藤川
【地形図名】関ヶ原
【位置】北緯 35 度 22 分 55 秒
東経 136 度 25 分 43 秒

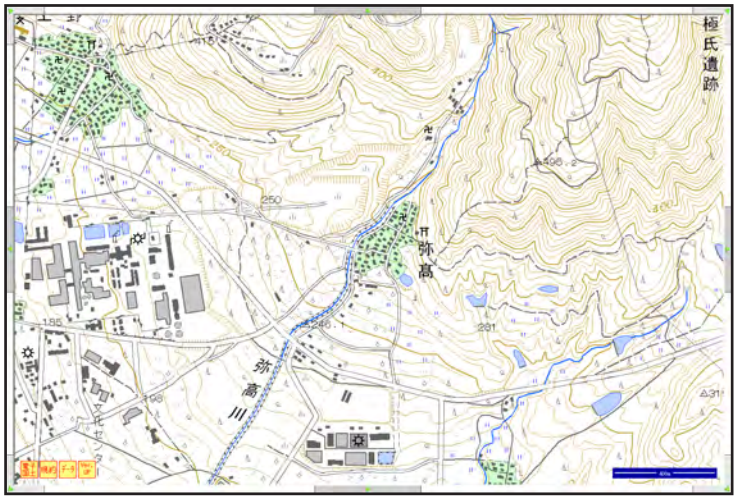
〔図 1〕藤川付近の地形図

【解説】伊吹山南麓にそって西北西走向の関ヶ原断層が走る。これは本州を横断する柳ケ瀬－養老断層系の一部を構成する活断層である。本断層は米原市春照付近から藤川を経て、岐阜県関ヶ原町の瑞竜付近まで約 9km にわたって連続する。これに沿って比高 300 ～ 600m 程度の北上がりの断層崖が発達し、三角末端面が直線的に並んでいる。開析谷には典型的な左横ずれ屈曲が 18 本生じており、30 ～ 120m 程度の屈曲量が得られる。藤川付近での左ずれは 50 ～ 260m に達している (杉山ほか , 1994)。しかし、北上がりの変位は明瞭でなく、横ずれが卓越する B 級の活断層と判断できる (岡田・東郷編 , 2000)。

【保全の状態と意義】全体に良好である。

【執筆者】植村善博

〔図 2〕藤川付近の関ヶ原断層と左ずれオフセット (国土地理院 , 1964)



弥高川扇状地

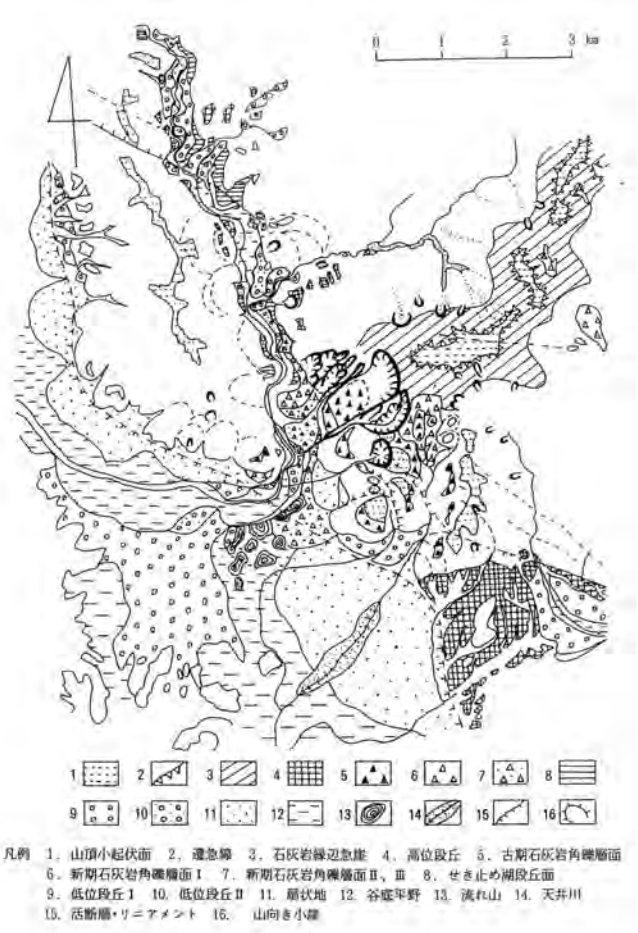
【分類番号】1-06-32
【場所】米原市弥高・春照
【地形図名】関ヶ原
【位置】北緯 35 度 23 分 14 秒
東経 136 度 23 分 41 秒

〔図 1〕弥高扇状地周辺の地形図

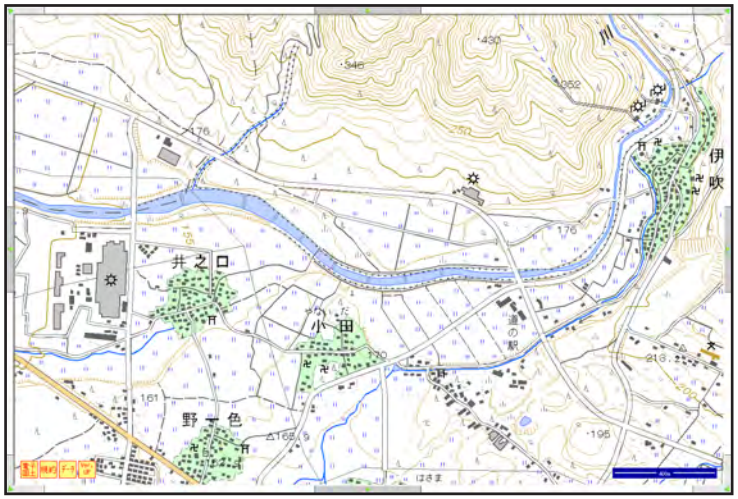
【解説】伊吹山南麓の弥高川は谷口から教科書的な扇状地を形成する。扇頂の高度約 300m から末端の高度 160m 付近まで直径約 2km の円錐状の地形が発達する。平均勾配は約 7%と非常に急傾斜である。これは石灰岩の礫の摩耗に関係をもつ可能性がある (大橋 , 1999)。高度 150 ～ 160m 付近に湧水帯が形成されており、春照、高番、杉澤の集落が円弧状に配列する形態も見事である。果樹園と畑が開かれており、樹林地も広く残っている。

【保全の状態と意義】西部にかつて住友セメントの工場が位置して地形が破壊されている以外は保存は良好といえる。

【執筆者】植村善博



〔図 2〕弥高扇状地の地形分類図 (大橋 , 1999)



〔図 1〕姉川谷口付近の地形図

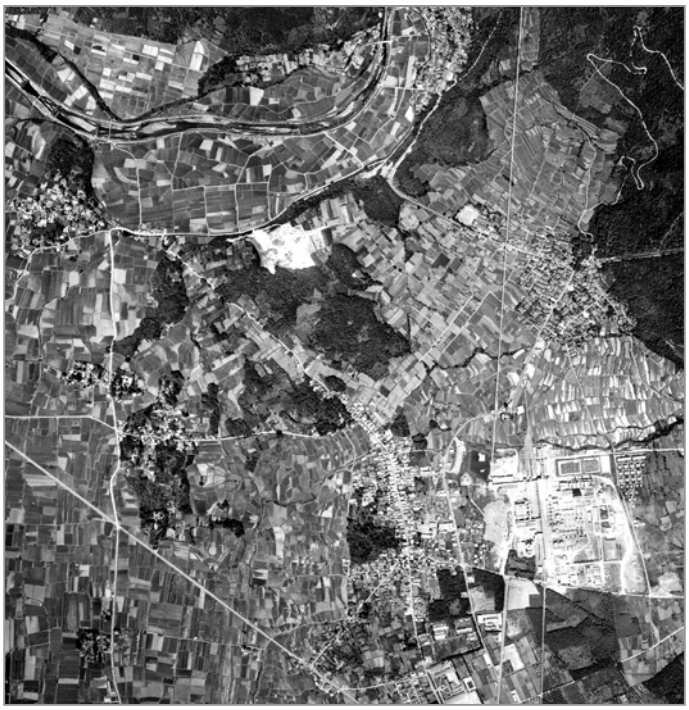
伊吹山山麓の石灰岩岩屑流堆積物

【分類番号】1-06-33
【場所】米原市上野・間田
【地形図名】長浜・関ヶ原
【位置】北緯 35 度 23 分 56 秒
東経 136 度 21 分 53 秒

【解説】姉川の谷口で流路が西へ急折する部分に位置する小田付近には平坦な低位段丘面が南方に向かって発達している。これは姉川がかつて南流して天野川へ合流していたことを示す。この段丘面上には、松林におおわれる多数の小山が並ぶ特異な地形が観察できる。規模や形態は多様であるが、一般に長さ 100 ～ 300m、高度 160 ～ 270m で 5 ～ 30m 程度の比高をもつ。構成物は大小不淘汰な石灰岩の角礫からなり、隙間は固結して石灰角礫岩となっている。また表層部には赤色土がのっている。その成因は、大規模崩壊に伴う岩屑流堆積物による流れ山地形である (植村 , 1996; 大橋 , 1999)。崩壊は地震に誘発された可能性がある。その発生時期は低位段丘期かそれ以前としかいえない。流れ山地形は火山山麓には普通に見られるが、石灰岩地帯の事例はまれで貴重である。

【保全の状態と意義】石灰岩の採掘により相当数が破壊されている。

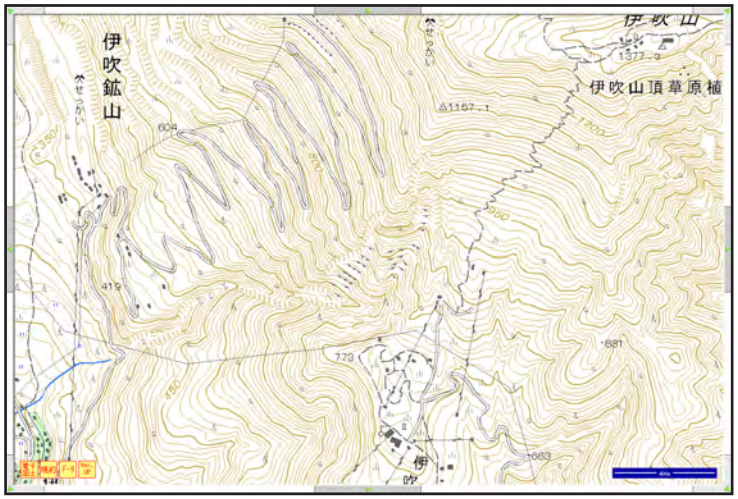
【執筆者】植村善博



〔図 2〕姉川左岸の流れ山地形 (国土地理院 , 1967)

伊吹山西斜面の大規模崩壊

【分類番号】1-06-34
【場所】米原市大久保・大平寺
【地形図名】関ヶ原・美束
【位置】北緯 35 度 24 分 38 秒
東経 136 度 23 分 37 秒



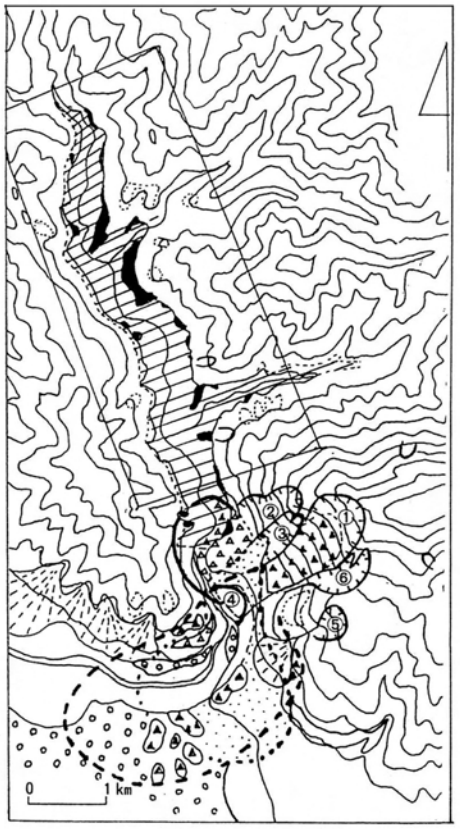
〔図 1〕伊吹山西斜面の地形図

【解説】滋賀県の最高峰伊吹山 (1377m) は石灰岩からなるどっしりとしたなだらかな山容をもち、ランドマークとして親しまれている。一方、姉川河谷に面する西側斜面は急峻で、大規模な崩壊斜面が発達している。北側のものは白ジャレ、南側は大富ヌケと称し、崩壊地形特有の呼び名で知られてきた。崩壊斜面は山頂直下の高度 1300m 付近から 500m 前後にかけて分布し、下部には崩壊岩屑からなる堆積性の緩やかな斜面地形が付着している。この上に大平寺集落が立地していた。この岩屑地形の発達により姉川流路は西へ押しやられ、蝉合峡谷とよぶ狭隘部を形成する。大崩壊の発生には 4 回が識別され、地震に誘発されて発生した可能性が考えられる。このうち、2 回は姉川を堰き止め、上流に天然ダムを形成した。古期のものは、厚さ 10m 以上の湖成層を上部にもつ堆積段丘の吉槻段丘面を形成した堰き止めを生じた。段丘層上部からえられた材化石の年代から推定して約 4 万年前の崩壊発生が推定される (大橋 , 1999)。新期のものは板並付近の谷底低地を埋積する湖成層を堆積させたダムの形成である。この年代は 7000 ～ 8000 年前頃と推定される (伊吹町史編さん委員会 , 1995)。

【保全の状態と意義】崩壊斜面は住友セメントおよび滋賀鉱産による石灰岩採掘のため , 原形が完全に破壊されている。

【指定等】琵琶湖国定公園

【執筆者】植村善博



黒塗部分はせき止め湖段丘、斜線範囲は天然湖（吉槻湖）を示す。図中の①～⑥の番号は崩壊発生順序を示す。
①白じゃれ 1（古期）・流れ山、最も大規模
②白じゃれ 2（新期）・平山のせき止め・吉槻湖の形成
③白じゃれ 3（新期）・谷口の土石流（上層部）
④白じゃれ 4（新期）・せき止め？
⑤勝山谷ぬけ（新期）
⑥大富ぬけ（現在も拡大中）・せき止め？

〔図 2〕伊吹山西斜面の崩壊地形分類図 (大橋 , 1999)

〔図 1〕早崎内湖とその周辺の地形図

早崎内湖干拓地

【分類番号】1-06-35
【場所】長浜市早崎町
【地形図名】竹生島
【位置】北緯 35 度 25 分 16 秒
東経 136 度 12 分 04 秒

【解説】湖北平野の早崎集落から海老江集落の湖岸側には、かつて砂州によって琵琶湖と仕切られた内湾で、「早崎内湖」と呼ばれる入江が広がっていた。面積は 91.9ha で、ゲンゴロウブナの産卵場としても貴重であった。干拓は 1964 年～ 1970 年に滋賀県の事業として進められ、湖岸に 1800m の堤防を築き、全面干拓された。干拓後 40 年が経過し、排水施設の老朽化や農家の後継者不足、経営悪化などの問題が生じている。県は 2001 年秋から、干拓地の一部を周年湛水して、内湖再生事業を試験的に行っている。湛水した 17ha の水田と排水のための水路を「早崎ビオトープ」と呼んでいる。その真ん中を丁野木川が横切り、ビオトープは南北に分断されている。さらに、湖岸堤により琵琶湖とは水系が繋がっておらず、年間の水位変動も約 30cm で、季節的な変化もほとんどない (西野・浜端 , 2005)。

【保全の状態と意義】干拓後に再び淡水化を行った注目すべき場所である。湛水後は湿地性植物や抽水植物の増加、水鳥の生息地としても貴重な場所を提供している。湖北のこの周辺は、琵琶湖岸でも豊かな生物多様性が残され、維持し続けられた地域であり、このビオトープを含めた周辺地域全体の湖岸地域の保全が望まれる。

【執筆者】辰己　勝

〔図 2〕早崎内湖干拓地と湖岸のヨシ帯 (2007)

〔図 1〕竹生島と周辺の地形図

竹生島

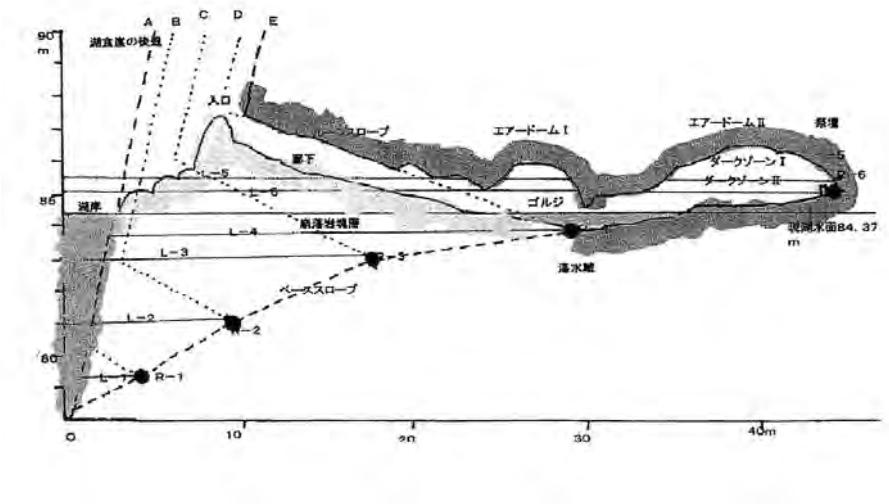
【分類番号】1-06-36
【場所】長浜市早崎町
【地形図名】竹生島
【位置】北緯 35 度 25 分 20 秒
東経 136 度 08 分 37 秒

【解説】琵琶湖北部、葛籠尾崎の南約 2km にある面積約 0.14Km²、周囲約 2km の島。花崗岩からなり、全体が常緑広葉樹に覆われた緑の島をなす。周囲は急崖で取り巻かれており、最高点は高度 197.4m。行基が開いた宝厳寺と明治に分かれた都久夫須麻神社が位置する。北岸には水中洞窟があり、沖の水深 70m 付近の湖底には縄文早期以降の遺物を産する葛籠尾崎湖底遺跡が位置する (大橋ほか , 2006)。北東岸には約 2 万羽といわれるカワウのコロニーがある。

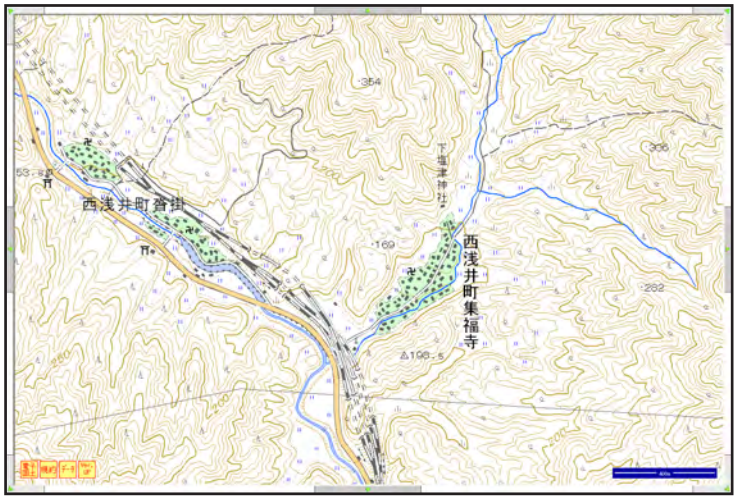
【保全の状態と意義】カワウの糞によって樹木の枯死が著しく進んでいる。

【指定等】国指定名勝・史跡

【執筆者】植村善博



〔図 2〕役行者窟の地形断面 (大橋ほか , 2006)



沓掛の断層分離丘 (集福寺断層と横ずれ地形)

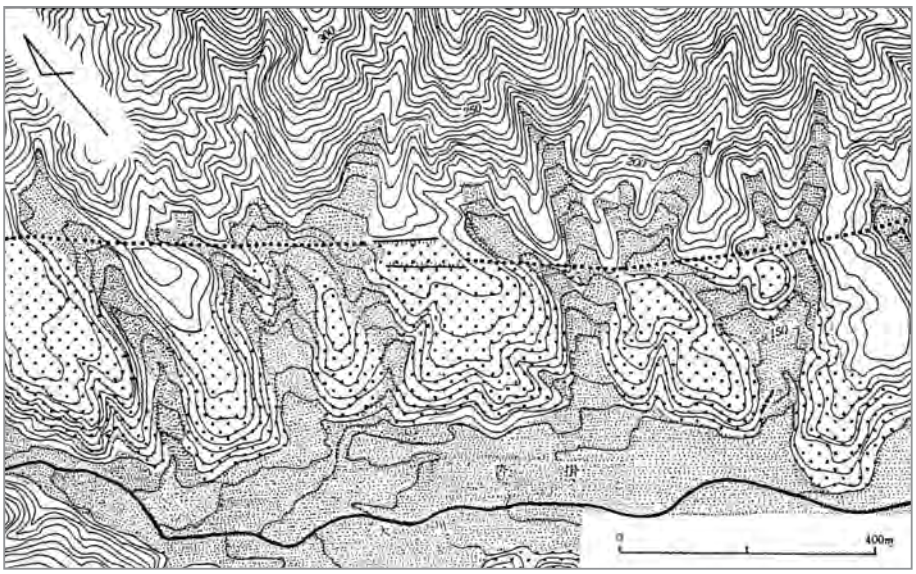
【分類番号】1-06-37
【場所】長浜市西浅井町沓掛・集福寺
【地形図名】木之本
【位置】北緯 35 度 33 分 13 秒
東経 136 度 08 分 57 秒

〔図 1〕沓掛の断層分離丘付近の地形図

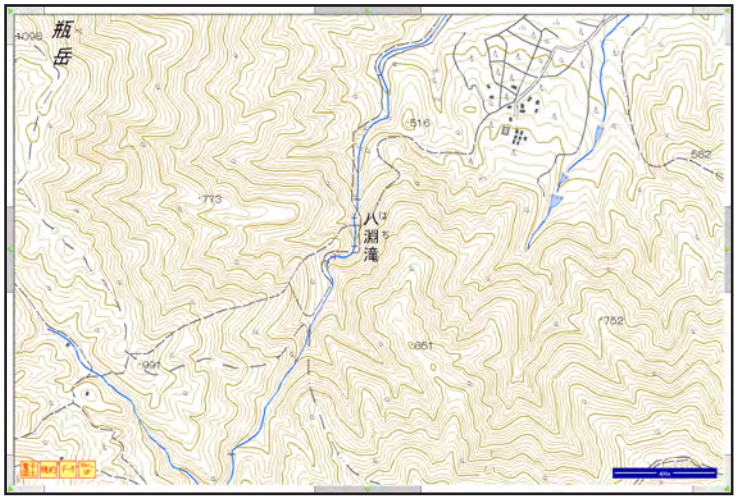
【解説】湖北地域に発達する南北性活断層の中では、変位地形が最も明瞭なもの。大川流域左岸の沓掛集落の北方には高度 180 ～ 250m の平坦面をもつ高位段丘が山地に付着して発達している。山地と段丘との地形境界には比高約 200m 程度の直線的な断層崖が発達する。これは北西走向をもつ集福寺断層によるもので、崖下には高位段丘面を変位させる典型的な屈曲 (オフセット) 地形がみられる。谷および段丘面の左横ずれ累積量は 50 ～ 100m に達し、北東側隆起の低断層崖は約 30m 程度の比高をもつ (東郷・仲川 , 1973)。高位段丘を構成する沓掛砂礫層の年代が不明で、正確な変位速度は得られないが、確実度Ⅰ、活動度 B 級の活断層と判断できる (岡田・東郷 , 2000)。

【保全の状態と意義】段丘面直下を北陸本線が通過し , 地表の一部で破壊がみられる。

【執筆者】植村善博



〔図 2〕集福寺断層による左ずれオフセットと変位地形 (東郷・仲川 , 1973)



〔図 1〕八淵滝付近の地形図

八淵滝

【分類番号】1-07-38
【場所】高島市鹿ケ瀬
【地形図名】北小松
【位置】北緯 35 度 16 分 07 秒
東経 135 度 55 分 11 秒

【解説】高島市の南端、比良山地北部に位置する本県随一の滝。鴨川の上流にあり、高度 550 ～ 650m の高度差約 100m 間を断続する 8 つの滝により落下する見事なもの。岩盤は花崗岩である。最下位の魚止滝が有名で、アクセスもよい。釣瓶岳を水源とする谷はかつて八雲ケ原へ流入していたが、北から八池谷川が激しい侵食を進めたために争奪し、流域が拡大して一層侵食力が増加している。

【保全の状態と意義】良好

【執筆者】植村善博

〔図 2〕八淵滝付近の空中写真 (国土地理院 , 1968)

〔図 1〕乙女ヶ池とその周辺の地形図

乙女ケ池

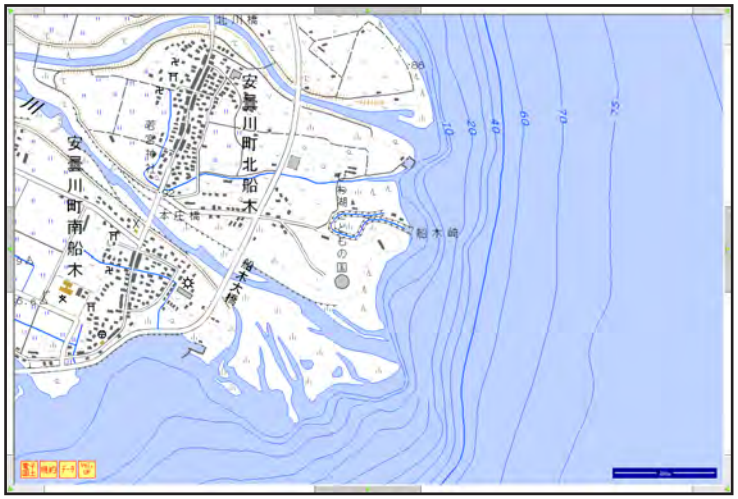
【分類番号】1-07-39
【場所】高島市勝野
【地形図名】勝野
【位置】北緯 35 度 17 分 25 秒
東経 136 度 00 分 53 秒

【解説】高島市南部、勝野の南に位置する長さ約 800m、幅約 70m のラグーンで、打下集落がのる砂州により封鎖されている。琵琶湖との水路は北東端にある。魚類の産卵池として重要で、昭和前期には淡水真珠の養殖場となっていた。平成 5 年に県により水景整備されて公園化されており、釣客や観光客が多い。

【保全の状態と意義】北側から高島病院などが位置する所まで埋立てが大きく進行しており、水質も悪化している。

【執筆者】植村善博

〔図 2〕乙女ヶ池付近の空中写真 (国土地理院 , 1967)



〔図 1〕安曇川河口付近の地形図

安曇川の鳥趾状三角州

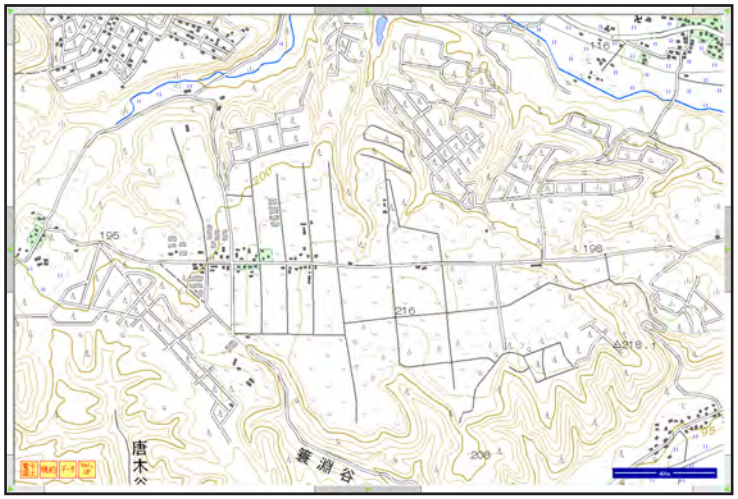
【分類番号】1-07-40
【場所】高島市安曇川町北舟木
【地形図名】勝野
【位置】北緯 35 度 19 分 15 秒
東経 136 度 04 分 37 秒

【解説】鳥の足のゆびのように伸びた三角州を鳥趾状三角州といい、世界ではミシシッピ川のものがもっと有名である。しかし、日本では大規模なものは報告されていない。それは日本では海流や波の作用が大きいためと考えられる。鳥趾状三角州が発達する条件は①河川の流入する水域が穏やかであること、②河川の搬出土砂量が多いこと、③粘土の割合が多く分流路が固定しやすいことなどである (日下編著 , 2002)。こうした条件があると、自然堤防が細長く突き出し、鳥趾状三角州となる。ところで、琵琶湖に流れ込む河川の多くはこの条件を満たしており、規模は大きくないが多くの鳥趾状三角州をつくっている。これは琵琶湖の特徴の一つとも言える。そのなかでも安曇川河口が最も発達している。

【保全の状態と意義】おそらく鳥趾状三角州の数では滋賀県が日本で一番多いだろう。安曇川のものは今も発達しており、鳥趾状三角州の研究には重要な地点だと言える。

【執筆者】服部　昇

〔図 2〕安曇川三角州 (藤本秀弘 , 1997)



〔図 1〕泰山寺野台地の地形図

泰山寺野

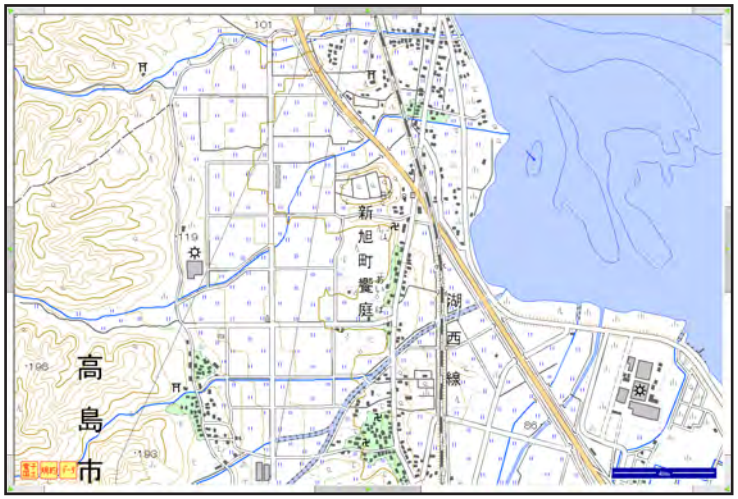
【分類番号】1-07-41
【場所】高島市泰山寺野
【地形図名】北小松・饗庭野
【位置】北緯 35 度 20 分 23 秒
東経 135 度 59 分 04 秒

【解説】安曇川南岸に分布する三角状の洪積台地で、6 段の河岸段丘の集合体からなる (東郷 , 1971)。高位のものほど形成年代が古く、最も広い泰山寺野 I 面は約 10 万年前に形成された。多数の段丘面が発達するのは地殻変動が活発であることを意味する。とくに、東端の上寺断層の活動が重要であり、段丘面は河川とは逆に西へ変形傾斜している。乏水性の台地のため入会地として利用されてきたが、第二次大戦後入植者による開拓がおこなわれ野菜や果樹の栽培地になっている。

【保全の状態と意義】台地地形の保存は良好である。しかし、北部では宅地開発により地形改変が進み、その後放棄されている。滋賀県内で段丘地形の発達が最も典型的であり、研究・教育上価値が高い。

【執筆者】植村善博

〔図 2〕泰山寺野台地周辺の空中写真 (国土地理院 , 1970)



高島市新旭町饗庭のバルジ状地形と低断層崖

【分類番号】1-07-42
【場所】高島市新旭町饗庭
【地形図名】今津
【位置】北緯 35 度 22 分 44 秒
東経 136 度 01 分 52 秒

〔図 1〕饗庭のバルジ状地形と低断層崖付近の地形図

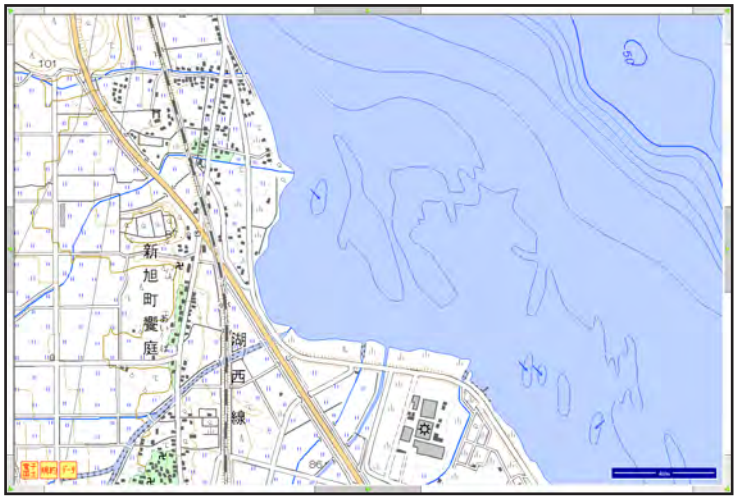
【解説】饗庭野断層は、琵琶湖西岸断層帯の中でも最も活動度が高く、変位地形が明瞭な断層である (東郷 , 2000; 小松原ほか , 1999)。この断層の中央部は日爪断層と五十川断層という 2 つの断層が並走するが、東側の五十川断層沿いには 7 つの孤立丘からなる幅 200 ～ 300m のバルジ状小丘群と東側の低断層崖が発達する。小丘群の頂面は背斜状に変形した低位～高位段丘面によって構成され、おそらく副次的な断層に伴った変形構造が現われているものと考えられる。その小丘群の低地側に位置する断層崖は約 2400 ～ 2800 年前の饗庭野断層の最新活動時に出現した地震断層と一致する。

【保全の状態と意義】琵琶湖西岸断層帯の北部は最新活動から長い時間が経過しており、いつ次の地震を引き起こしてもおかしくない状態にあると考えられている。しかし、低断層崖地形が明瞭な部分は限られており、今後再調査を行なう必要性が生じた場合に備えて現状を保存することが地学研究のみならず防災計画立案の上で必要と考えられる。小丘群は副次的な断層の活動を理解する上で重要な手がかりを与えてくれるもので、地学および防災上重要である。住民の生活のために多少の改変は止むを得ないが特に低断層崖とその東側数十 m の帯状の区間は改変を避けることが望ましい。

〔図 2〕饗庭のバルジ状地形と低断層崖周辺の空中写真 (国土地理院 , 1961)

【参考文献】東郷正美 (2000) 微小地形による活断層判読　古今書院　206p.

【執筆者】小松原　琢



〔図 1〕森浜の水没浜堤周辺の地形図

高島市新旭町森浜の水没浜堤

【分類番号】1-07-43
【場所】高島市新旭町木津地先の琵琶湖中
【地形図名】今津
【位置】北緯 35 度 22 分 49 秒
東経 136 度 02 分 26 秒

【解説】北湖沿岸には歴史時代に水没した集落の伝承や遺跡および湖岸の水没を示す史料が数多く存在する。この地域は、史料から 15 世紀初頭ごろに湖岸の農地が水没したことが示されている (たとえば福田 , 1974; 熊谷 , 2004) 上、かつて湖岸で形成された浜堤状の地形が水深 2m 未満の湖底に認められる。琵琶湖沿岸全体をみても文献史学と地形学の双方から水位変動の証拠が出されている場所は少なく、琵琶湖の水位変動過程や湖岸環境形成史を解明する上で貴重である。

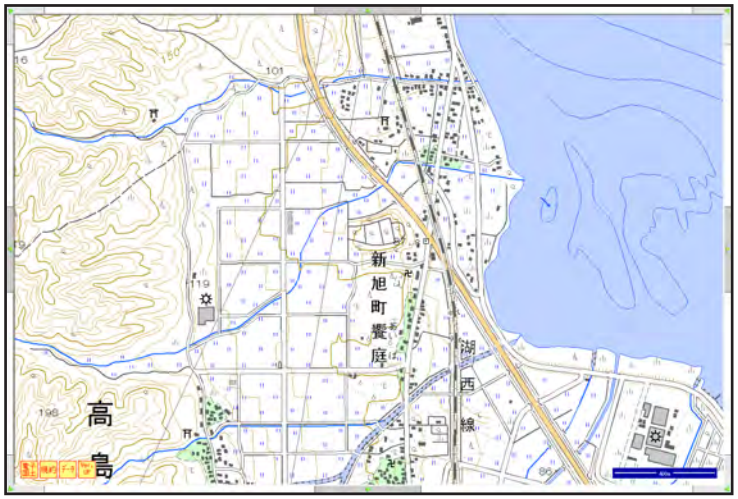
【保全の状態と意義】当地は弥生時代の住居跡である針江浜遺跡や中世前期における湖西の代表的な港である木津港に比定される場所の近くであり、歴史時代における琵琶湖の水位変動・環境変遷と人間活動の関連を明らかにする上で重要である。同時に水深が浅く生物生産性が高い水域である。このような点から地学的興味のみならず、人と湖のかかわりを考える上で重要な価値を持つ。現在、水生植物復元に向けたプロジェクトが行われているほか , 湖畔林越しに水鳥を観察できる水鳥センターや遊歩道が整備され、自然を観察できる場所として人気を集めている。一方周囲では湖底の砂利採取が行われており、砂利採取の影響が及ばないように配慮する必要がある。

【指定等】琵琶湖国定公園・ラムサール条約・森浜遺跡

【参考文献】福田　徹 (1974)　安曇川下流域における条里制の復元．人文地理 , 26, 241-268.
熊谷隆之 (2004) 木津荘引田帳・検注帳と高島郡条里．水野章二編「中世村落の景観と環境 - 山門領近江国木津荘ー」93-145．思文閣出版

【執筆者】小松原　琢

〔図 2〕森浜の水没浜堤周辺で行われているヨシ帯の再生事業



〔図 1〕饗庭野台地東縁の地形図

饗庭野台地東縁の孤立丘

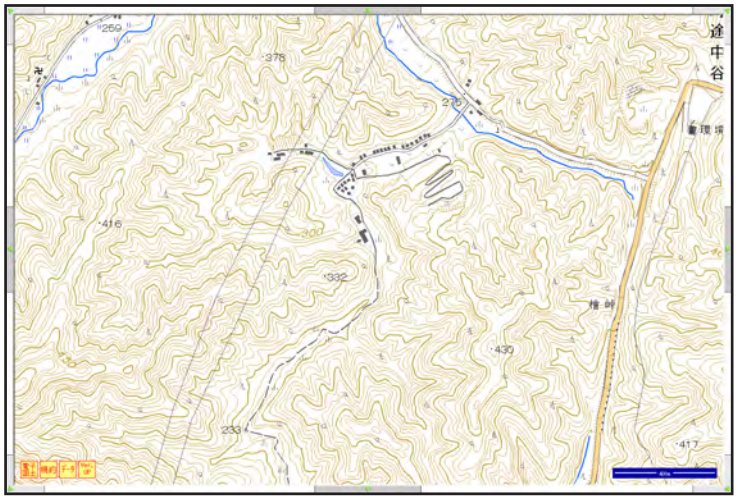
【分類番号】1-07-44
【場所】高島市新旭町饗庭
【地形図名】今津
【位置】北緯 35 度 22 分 50 秒
東経 136 度 01 分 50 秒

【解説】饗庭野台地の東縁は、比高 100m 以上の急崖をなして低地と接する。その中部の岡や五十川付近には低地から突出した孤立丘が 5 つ以上南北にならんでいる。これは中位段丘や低位段丘をのせること、東端が直線状にそろうこと、西へ傾斜していることから、饗庭野断層の逆断層運動によって隆起した断層変位地形である (東郷 , 1971; 寒川 , 1987; 池田ほか , 1991)。

【保全の状態と意義】孤立丘は宅地開発によって改変されたものが多い。今後も破壊の進むことが懸念される。饗庭野断層の活動により形成された典型的な変位地形であり、貴重である。

【執筆者】植村善博

〔図 2〕饗庭野東縁のバルジ地形の空中写真 (国土地理院 , 1967)



上自在坊の谷中分水界

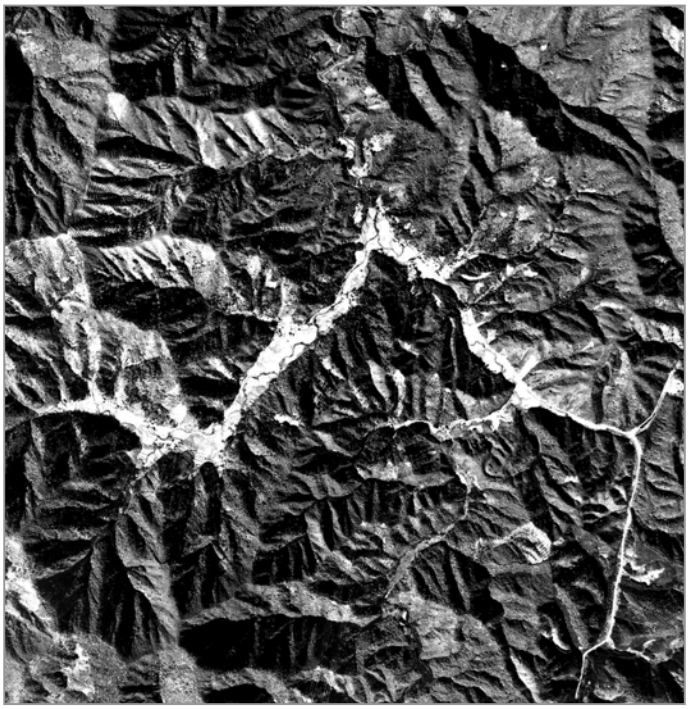
【分類番号】1-07-45
【場所】高島市今津町椋川
【地形図名】饗庭野
【位置】北緯 35 度 23 分 20 秒
東経 135 度 54 分 55 秒

〔図 1〕上自在坊 (図の中央付近) の谷中分水界付近の地形図

【解説】高島市上自在坊は日本海へそそぐ北川の支流、寒風川最上流に位置する。集落の南方には段丘化した谷中分水界があり、流路変遷が生じたことを示す (植村 , 1998)。南側へ流れる搦谷は安曇川支流麻生川の支流で、長い谷をなしている。寒風川上流が搦谷によって争奪されたと考えられる。

【保全の状態と意義】保存状況は良好である。日本海水系と琵琶湖水系との流路変遷を示す点で重要な地形である。

【執筆者】植村善博



〔図 2〕上自在坊の谷中分水界付近の空中写真 (国土地理院 , 1974)

途中谷の断層谷・断層分離丘

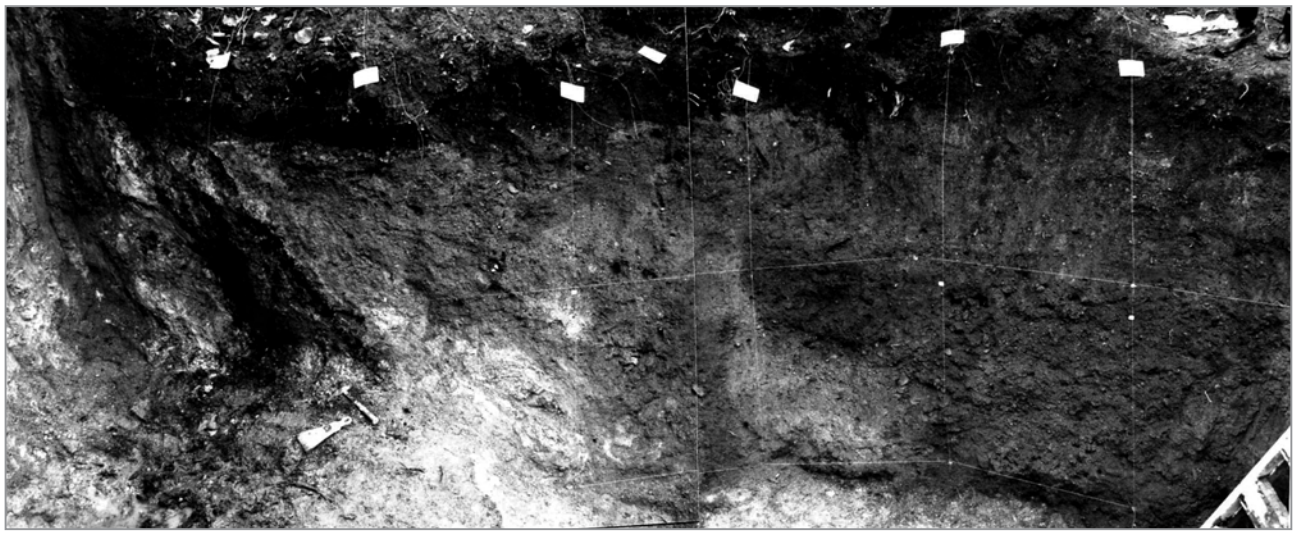
【分類番号】1-07-46
【場所】高島市今津町途中谷
【地形図名】饗庭野
【位置】北緯 35 度 23 分 45 秒
東経 135 度 55 分 50 秒

〔図 1〕途中谷の断層谷・断層分離丘付近の地形図

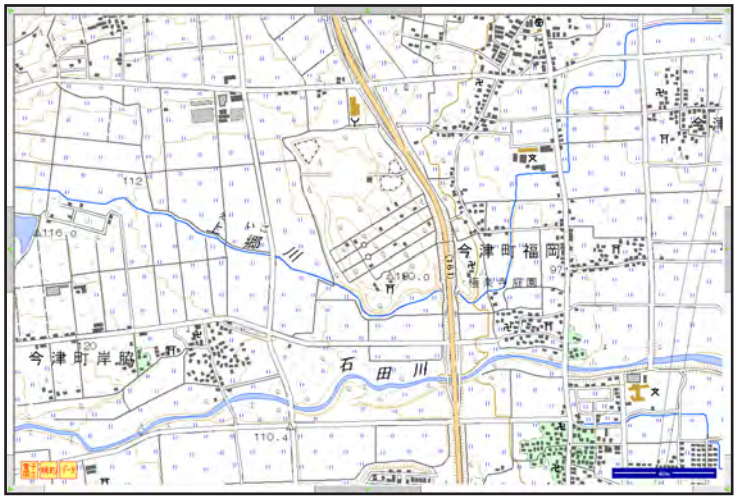
【解説】今津町保坂から朽木町市場の約 6km の間、両側の山地を引き裂くように直線状の谷が延びている。北北東方向のこの谷は花折断層北端にあたる典型的な断層谷であり、付近の丹波帯には断層破砕帯が発達している (中江ほか , 1998; 岡田・東郷編 , 2000)。途中谷集落の西側には 50 ～ 130m の右ずれを示す屈曲した谷と尾根が分布している (吉岡 , 1986)。

【保全の状態と意義】保存は良好である。花折断層の北端にある断層谷で、明瞭な右ずれを示すオフセットの地形が発達する点で重要である。本断層での明瞭な右ずれ地形は本地点と京都市大原小出石町でみられる。

【執筆者】植村善博



〔図 2〕途中谷の花折断層トレンチ断面 (1992)



高島市今津町福岡の背斜丘陵

【分類番号】1-07-47
【場所】高島市今津町福岡
【地形図名】海津・今津
【位置】北緯 35 度 25 分 07 秒
東経 136 度 01 分 04 秒

〔図 1〕福岡の背斜丘陵周辺の地形図

【解説】近江盆地の西縁を画する琵琶湖西岸断層帯は、近畿地方の逆断層としては最も長大で活動度が高いものの 1 つである (小松原ほか , 1999)。その中でも高島市今津町から同市新旭町にかけて南北に伸びる饗庭野断層は、平均変位速度が 2mm/ 年に達し活動度が最も高い。饗庭野断層沿いには多くの特徴ある変位地形が発達するが、断層北端部にあたる今津町福岡集落西方の背斜丘陵は、断層北端部に向かって変位量が急減する変形様式を示しており、学術的に興味深い。

【保全の状態と意義】逆断層末端部の変動形態が地形にそのまま現われている場所はわが国でもそれほど多くない。現在では人工地形改変を受けてしまっているが、高島市 (旧今津町) 作成 1/2, 500 および 1/1, 000 の地図により改変前の地形を知ることができ、地形と歴史環境の復元に重要な手がかりを与えてくれる。今後大規模な地形改変が行われないことが望まれる。

【指定等】妙見山古墳群

【執筆者】小松原　琢

〔図 2〕福岡の背斜丘陵周辺の空中写真 (国土地理院 , 1961)

〔図 1〕浜分沼周辺の地形図

浜分沼

【分類番号】1-07-48
【場所】高島市今津町浜分
【地形図名】海津・今津
【位置】北緯 35 度 25 分 17 秒
東経 136 度 02 分 41 秒

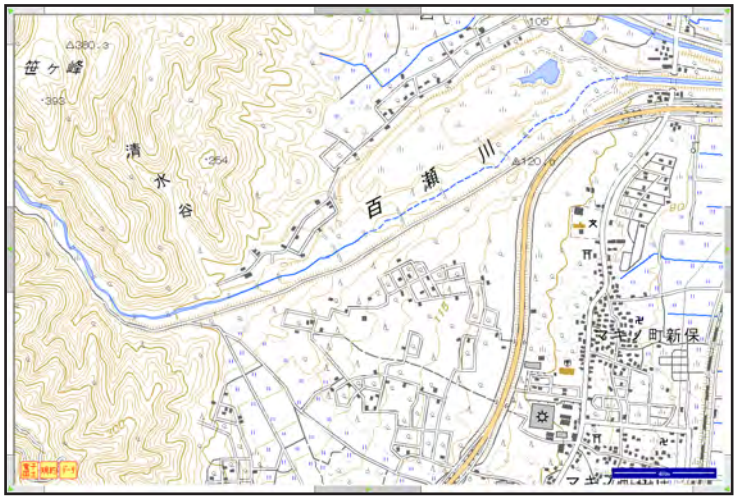
【解説】浜分沼は、小松沼 (近江舞子沼) とともに湖西の内湖の中でも最も自然環境が良好に保たれている。この内湖の東には現湖面との比高約 2m の砂礫質堆積物からなる浜堤が発達し、琵琶湖と内湖を隔てている。浜堤の琵琶湖側湖岸には湖底から引き上げられた中世のものと考えられている石仏群が安置されており、歴史時代における琵琶湖の水位変動や湖岸環境の形成を明らかにする上で重要である。内湖周辺にはヨシなどの植物が生い茂る湿原が広がり、琵琶湖総合開発以前の内湖の景観や機能を推察することができる。浜分沼周辺の湿原には木道が整備されており、鳥類の観察や優れた自然景観を楽しむことができる。

【保全の状態と意義】内湖の周囲に広い湿地帯が発達し、かつての内湖や琵琶湖沿岸のヨシ帯が持っていた水質浄化、魚類・鳥類の繁殖地としての機能を有する浅水域として貴重である。また内湖に共通することであるが貴重な動植物が多く生存し、種の保全の意味からも現在の環境を改変するべきではない。1985 年に汚泥処理と公園整備が行われ、現在は周囲の湿原とともに自然環境を大きく改変しない形で公園として整備された。内湖に流入する水の汚濁や周囲の開発によって動植物の棲息環境が損なわれることがないように見守っていく必要がある。また琵琶湖の湖岸浸食作用によって内湖と琵琶湖を隔てる浜堤で松の根元が露出してしまっているが、この点については琵琶湖への土砂流入の管理を含めて注意深く総合的に検討していくことが望まれる。

【指定等】琵琶湖国定公園・ラムサール条約

【執筆者】小松原　琢

〔図 2〕浜分沼の景観　冬季にはカモなどの水鳥が多く訪れる。写真右側の松林は琵琶湖と内湖を隔てる浜堤上のもの *(2005)*



〔図 1〕百瀬川の天井川周辺の地形図

百瀬川の天井川地形

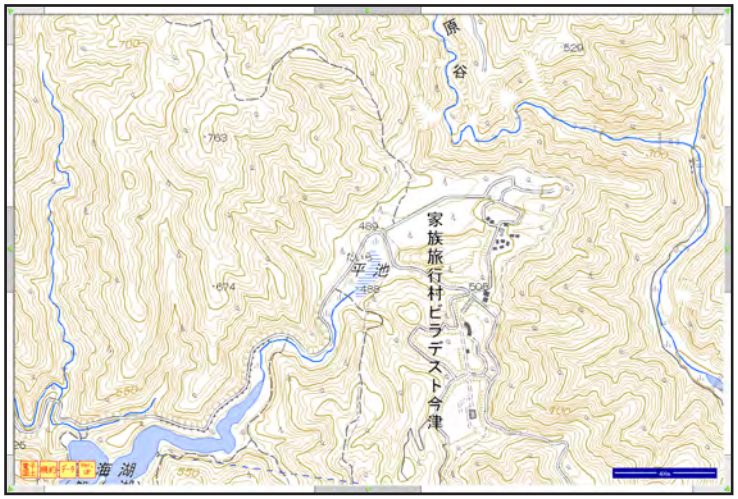
【分類番号】1-07-49
【場所】高島市マキノ町中庄周辺
【地形図名】海津
【位置】北緯 35 度 27 分 00 秒
東経 136 度 01 分 27 秒

【解説】百瀬川は、酒波断層を横断する山麓を扇頂とする半径約 4km の扇状地を形成している。この川は上流部 (川原谷) における河川争奪の結果、流量が大きく、河床勾配が急で、かつ土砂供給量が多いという特徴をもつ (藤原 , 1980)。この川では古くから洪水対策が行われてきたが、特に近代以降の河道固定によって天井川化が急激に進行したことが知られている (芦田編 , 1984)。植村（1997）は参考になる。

【保全の状態と意義】天井川化をもたらした誘因が明確で、かつ規模が大きいという点で、人間活動が地形変化に与えた影響を知る上で貴重な地形である。現在大規模な河道付け替え工事が行われている。天井川堆積物によって作られた堤防状の高まりは多くの場所で土砂採取などの人工改変を受けているが、規模が大きいので扇頂を中心に広く残されている．堆積物が崩れやすく、かつ人工改変が盛んなため露頭状況は刻々と変化しているが、天井川堆積物の露頭を観察することができる。比高の高い天井川を放置することは防災上問題が大きいので、流域の安全という観点から現在行われている河川改修は肯定的に捉えるべきものと考える。しかし人工地形改変の「負の遺産」ともいえる旧天井川地形とそれを構成する堆積物は河川管理上問題ない限り保存され、後学に資することが期待される。一方、河川改修にあたっては再天井川化抑止と生物多様性保全の観点から適度な土砂流出を許容し、砂礫原をもつ河川環境を維持することが望まれる。

【執筆者】小松原　琢

〔図 2〕百瀬川の天井川の堆積物 (2004)



石田川と百瀬川の河川争奪・平池

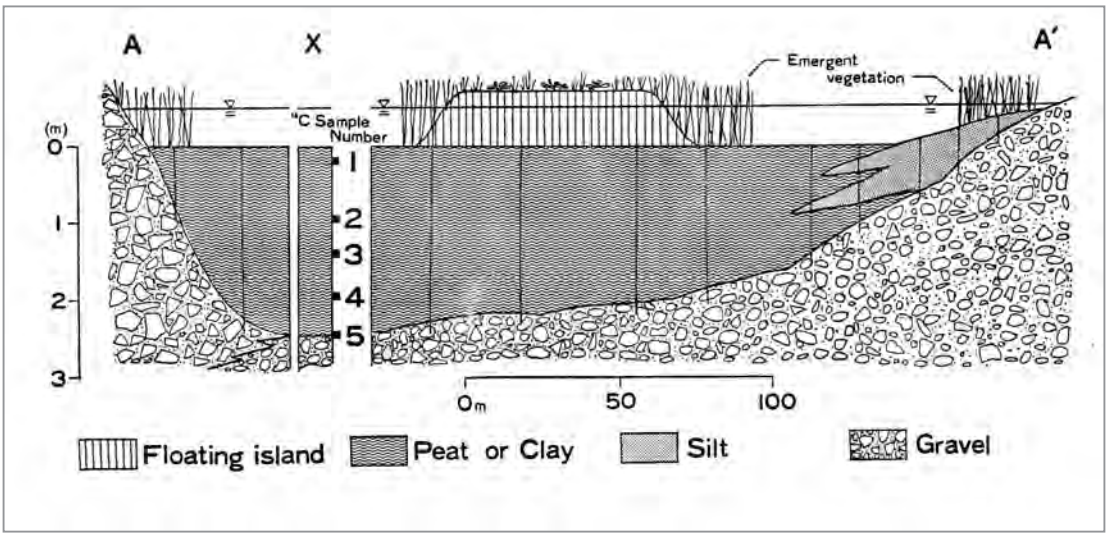
【分類番号】1-07-50
【場所】高島市今津町深清水
【地形図名】熊川・海津
【位置】北緯 35 度 27 分 27 秒
東経 135 度 59 分 35 秒

〔図 1〕平池の湿原とその周辺の地形図

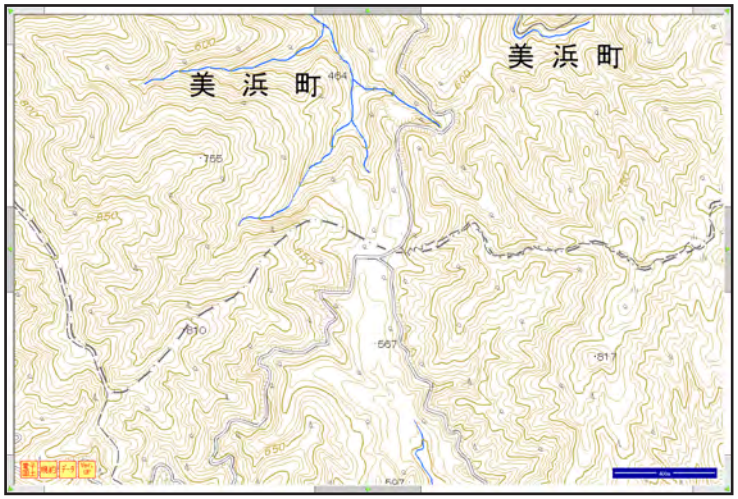
【解説】高島市箱館山の北側、石田川の最上流部に平池と呼ばれる湿原が存在する。高度約 490m の平坦なこの谷底低地は石田川の上流部が百瀬川によって争奪された結果、無能谷化して湿原化したもの (松井 , 1988)。県下最大の約 1 万本の野生カキツバタの群落があり、梅雨期に一斉に開花する。

【保全の状態と意義】良好

【執筆者】植村善博



〔図 2〕平池の地質断面 (松井 , 1988)



〔図 1〕百瀬川最上流部の地形図

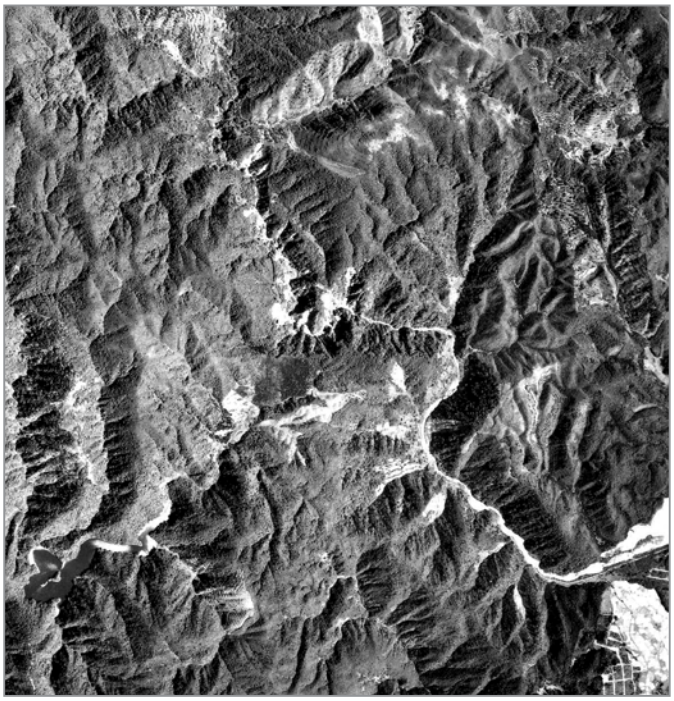
百瀬川と耳川の河川争奪

【分類番号】1-07-51
【場所】高島市マキノ町辻
【地形図名】熊川
【位置】北緯 35 度 29 分 30 秒
東経 135 度 59 分 32 秒

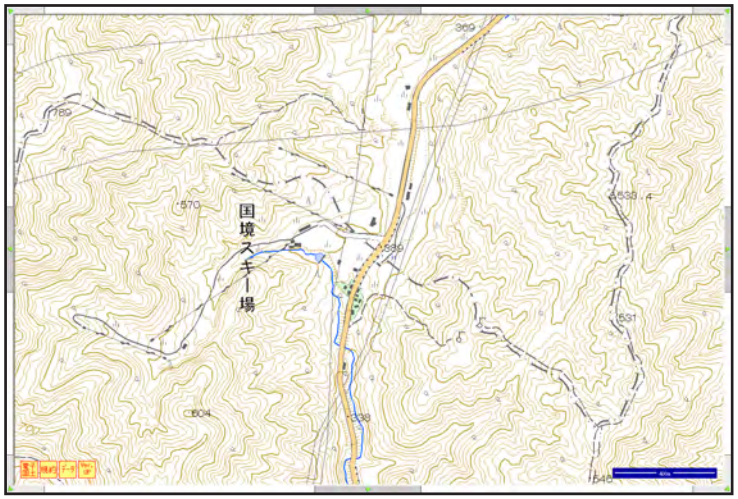
【解説】湖北の三坂山地は断層地塊と谷中分水界の発達が著しい。百瀬川は下流に扇状地、中流に V 字状峡谷、上流になめらかな谷底低地をもち特異な地形配列をなす。最上流部の延長約 2km にわたり緩やかな断面の埋積性低地が福井県境を越えて耳川流域まで連続しており、見事な谷中分水界を形成している (籠瀬 , 1988)。高度は南部で約 500m から北へ高度をあげ、570m 付近で耳川の谷頭によって切られ、急崖で終わっている。地形からみて、耳川水系が百瀬川の流域を争奪したことを示す。この谷底低地面は平池の位置する低地面と連続しており、かつてこの地域の山間地に広く埋積作用が進行したことを暗示する。

【保全の状態と意義】典型的な谷中分水界であり , 百瀬川の地形と発達を考える上で重要である。林道が整備され , アクセスはよくなったが地形は一部で改変を受けている。

【執筆者】植村善博



〔図 2〕百瀬川最上流の河川争奪付近の空中写真 (国土地理院 , 1970)



〔図 1〕国境付近の地形図

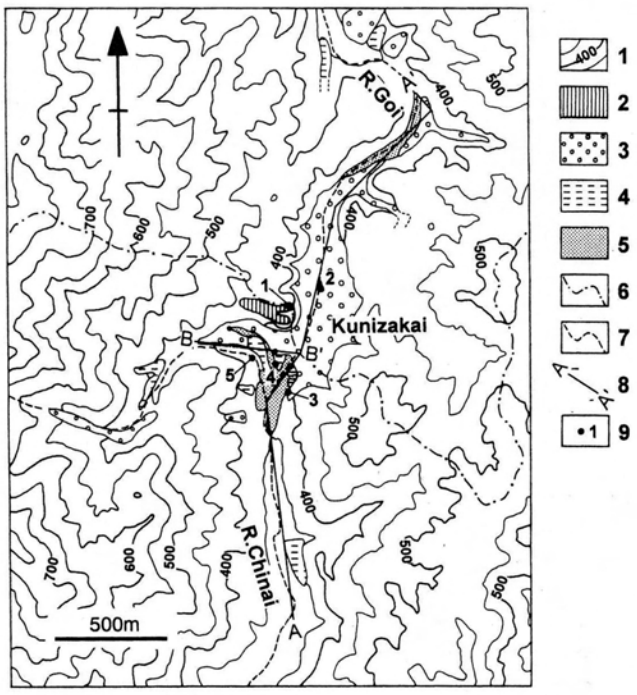
国境の谷中分水界

【分類番号】1-07-52
【場所】高島市マキノ町野口
【地形図名】駄口
【位置】北緯 35 度 32 分 06 秒
東経 136 度 05 分 44 秒

【解説】県最北端、高島市マキノ町国境地区は福井県との境界部で、平らな谷中分水界を形成している。ここで日本海水系の五位川と琵琶湖水系の知内川とが高度 390m 付近の低地で分水している。旧河床を示す砂礫層とチョウセンゴヨウなど寒冷植物遺体を含む泥炭層が観察され、五位川の最上流部を知内川が争奪した結果形成された (松浦 , 1999)。国道 161 号が峠を通過し、国境スキー場が開かれている。

【保全の状態と意義】スキー場の開発により地形は大きく改変されている。

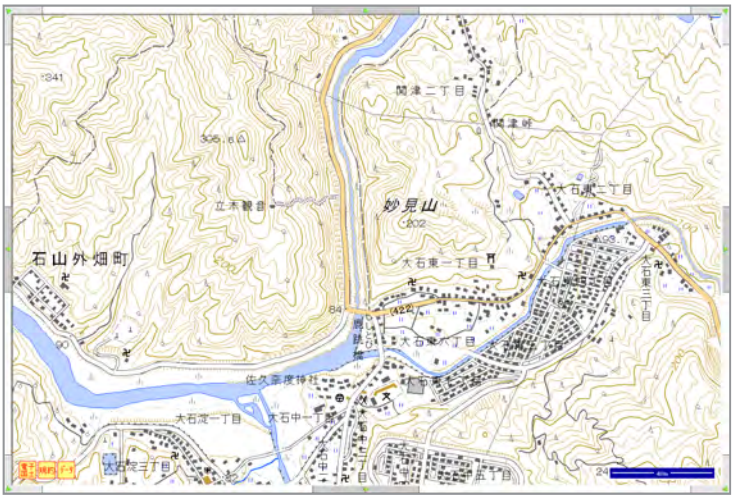
【執筆者】植村善博



1：斜面　2：H 面群およびその構成層
3：L1 面　4：L2 面　5：現沖積面　6：分水界　7：河川

〔図 2〕国境付近の地形 (松浦 , 1999)

第２章　地質



〔図 1〕鹿飛橋周辺の地形図

堆積岩中に貫入する田上花崗岩

【分類番号】2-01-01
【場所】大津市大石鹿跳橋
【地形図名】朝宮・瀬田
【位置】北緯 34 度 54 分 58 秒
東経 135 度 54 分 51 秒

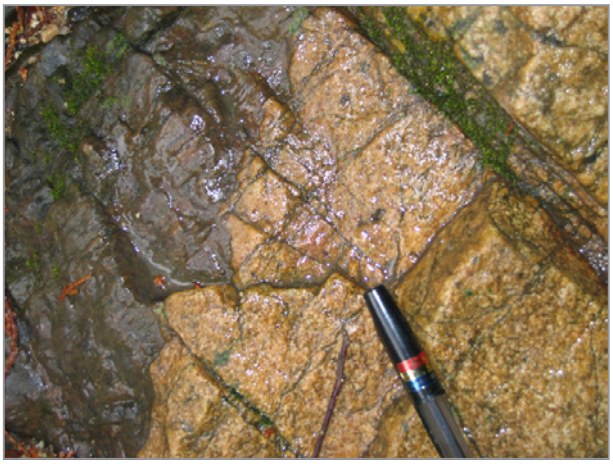
【解説】瀬田川に架かる鹿跳橋の東詰河床は中粒花崗岩で、部分的に幅 10 ～ 15cm の節理が発達している。上流に行くと泥岩・砂岩・チャートなどが花崗岩マグマによる熱変成をうけてできたホルンフェルスに変わる。その間に花崗岩がホルンフェルス中に脈状に貫入している所がなん箇所か見られる。ほぼ東西性の方向に花崗岩が貫入している。花崗岩脈の周縁部はやや細粒になる部分 (急冷周縁相) も見られる。この花崗岩は約 73 ～ 75Ma 前 (沢田・板谷 , 1993) に形成された東方の田上山花崗岩の西縁にあたる。周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (2000) は参考になる。

【保全の状態と意義】花崗岩の貫入が観察できる露頭である。

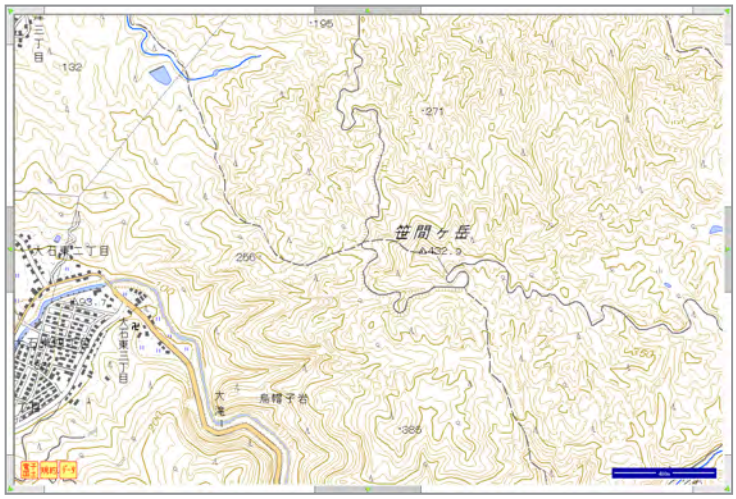
【執筆者】天白俊馬

〔図 2〕鹿跳橋より瀬田川の上流を見る (2007)

〔図 3〕砂岩の層理にほぼ沿って貫入する花崗岩 (やや白色部) (2007)



〔図 4〕泥岩 (黒色) に貫入する花崗岩 (2007)



〔図 1〕笹間ヶ岳周辺の地形図

田上花崗岩　細粒相

【分類番号】2-01-02
【場所】大津市田上山
【地形図名】瀬田・朝宮
【位置】北緯 34 度 55 分 06 秒
　　東経 135 度 56 分 13 秒

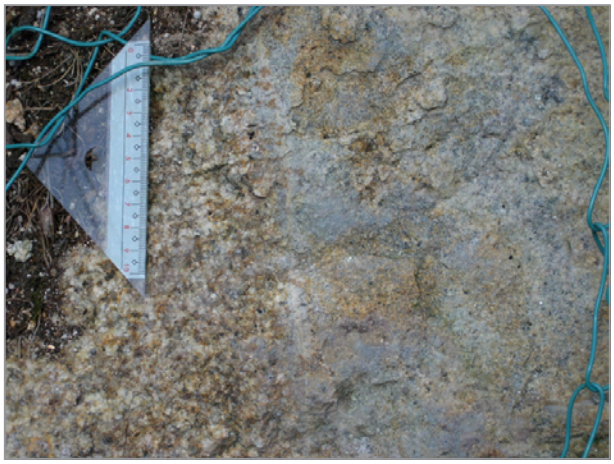
【解説】大津市新免や堂山、笹間ヶ岳一帯の高所の所々に田上花崗岩体の細粒黒雲母花崗岩相が見られる。中～粗粒花崗岩相に貫入する所もありマグマ活動の末期のものと思われる。岩相変化が大きく、黒雲母が少ないアプライト質の部分やペグマタイト質になる部分もある。写真の部分は中粒花崗岩に脈状に貫入し、中に中粒花崗岩を取り込んでいる。周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (2000) は参考になる。

【保全の状態と意義】大津市枝から笹間ヶ岳に通ずる道路上で何箇所か露出しているが崩落防止の金網で被われている所が多く観察できない場合もある。

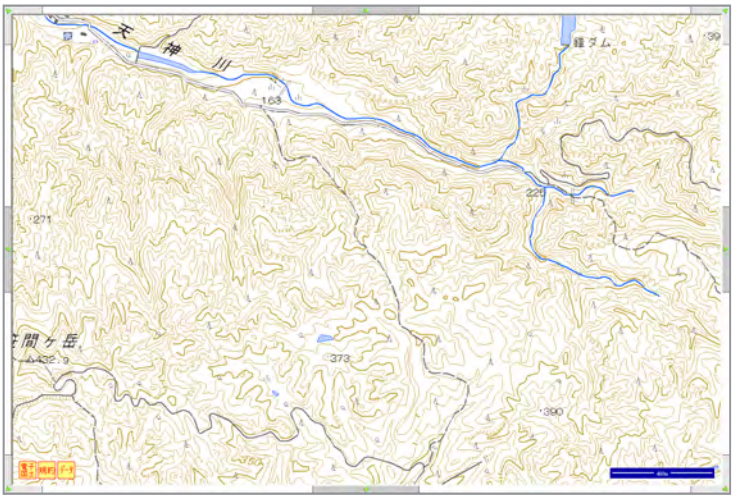
【執筆者】天白俊馬

〔図 2〕露頭の状況 (2007)

〔図 3〕岩脈状の細粒花崗岩、左右端に中粒花崗岩が見られる



〔図 4〕細粒花崗岩に取り込まれた中粒花崗岩 (中央上部)



〔図 1〕天神川周辺の地形図

田上花崗岩　粗粒相

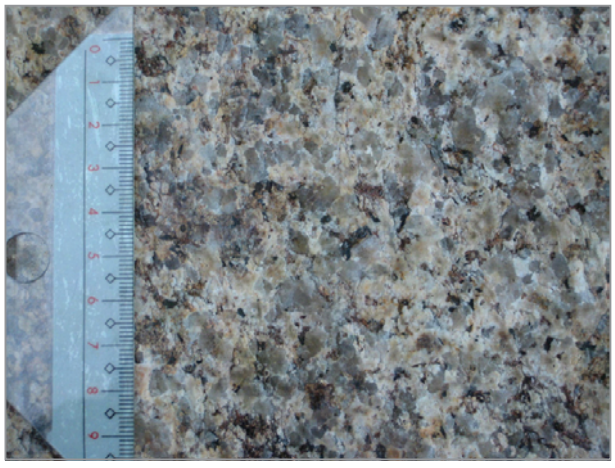
【分類番号】2-01-03
【場所】大津市田上山
【地形図名】瀬田・朝宮
【位置】北緯 34 度 55 分 20 秒
東経 135 度 57 分 14 秒

【解説】古くからペグマタイトを産することで有名な田上山一帯に分布する花崗岩は東方の飯道山周辺まで続いていて 73 ～ 75Ma の K-Ar 年代 (沢田・板谷 , 1993) がえられる。主部は粗粒黒雲母花崗岩で、ほぼ等量の 4 ～ 5mm 以上のアルカリ長石 (白色～淡紅色) 斜長石 (白色) 石英 (灰色) と数％の 2 ～ 3mm の黒雲母が散在する。風化しやすく長期間露出していた面は赤褐色に染まっていたり真砂化している場合が多いが、たえず流水に洗われている面では構成鉱物の区別ができる。周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (2000) は参考になる。

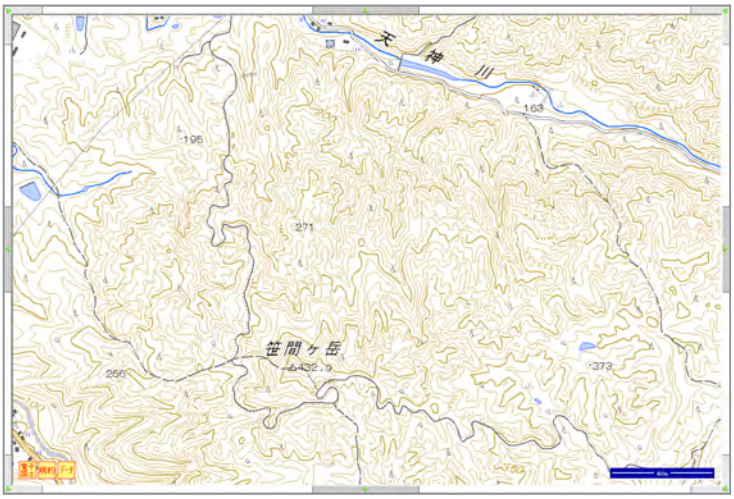
【保全の状態と意義】田上山一帯で見られるが、笹間岳登山道では各所で風化していない露頭を見ることができる。

【執筆者】天白俊馬

〔図 2〕露頭の状況 (2007)



〔図 3〕花崗岩の表面



〔図 1〕笹間ヶ岳周辺の地形図

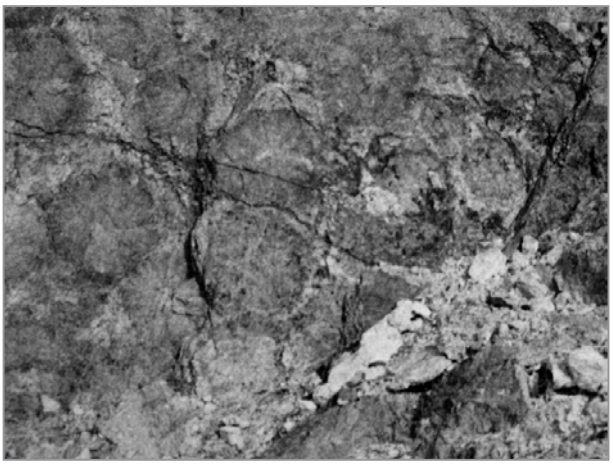
球顆花崗岩

【分類番号】2-01-04
【場所】大津市笹間ヶ岳
【地形図名】瀬田・朝宮
【位置】北緯 34 度 55 分 21 秒
東経 135 度 56 分 33 秒

【解説】田上山地で花崗岩の中に球顆花崗岩が二ヶ所で見つかっている (稲垣 , 1966; 竹本ほか , 1977)。岩はだに野球のボール大の円形の模様がみられる。球体を割ってみると中心部に数 mm のアルカリ長石・石英などがあり、それを取りまくように放射状に成長した大きなアルカリ長石がある。このアルカリ長石の粒間を小さい石英・長石・黒雲母が埋めている。

【保全の状態と意義】球状花崗岩はまれな存在である。風化した崩れやすい露頭である。

【執筆者】天白俊馬



〔図 2〕露頭　横幅が約 40cm(1980)

〔図 3〕取り出した球体、左は断面 (2007)

〔図 1〕上田上桐生町西方の地形図

田上花崗岩　斑状相

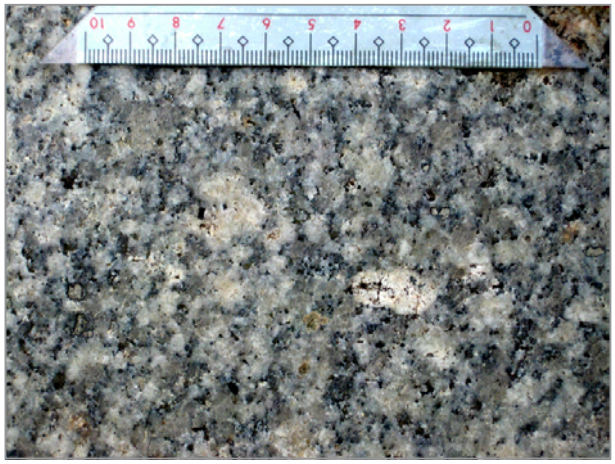
【分類番号】2-01-05
【場所】大津市上田上
【地形図名】三雲
【位置】北緯 34 度 56 分 41 秒
東経 136 度 00 分 13 秒

【解説】花崗岩中のアルカリ長石はしばしば大きく成長し数 cm 以上になることがある。このような花崗岩を斑状花崗岩と呼び、大きな鉱物を斑晶という。田上花崗岩の一部にもそのような岩相が見られる。田上花崗岩では 15 × 10mm 程度のアルカリ長石の他に 10mm 程度の石英も斑晶として見られる。大きなアルカリ長石があるが、岩石全体のアルカリ長石の容量比は斑晶をもたないものとあまり差はない。周琵琶湖花崗岩団体グループ (2000) は参考になる。

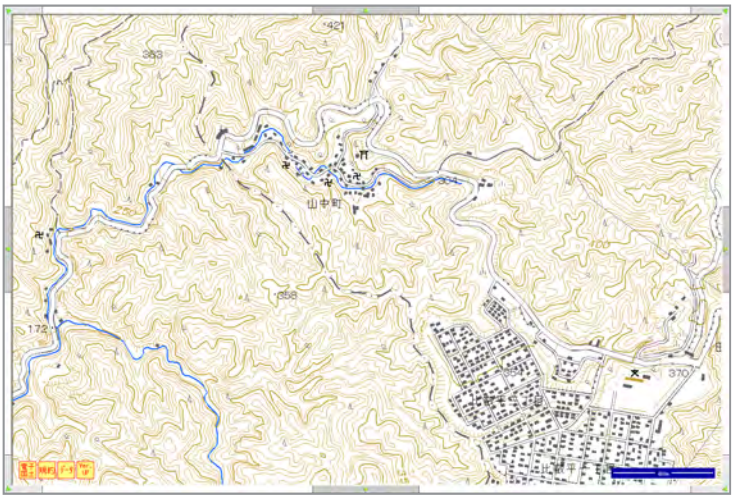
【保全の状態と意義】大戸川河床に露出し容易に観察できる。

【執筆者】天白俊馬

〔図 2〕露頭の状況 (2007)



〔図 3〕中央右白色がアルカリ長石斑晶



比叡花崗岩体 (中粒斑状黒雲母花崗岩)

【分類番号】2-01-06
【場所】大津市穴太
【地形図名】京都東北部
【位置】北緯 35 度 02 分 32 秒
東経 135 度 49 分 21 秒

〔図 1〕比叡花崗岩体 (中粒斑状) の露頭周辺地形図

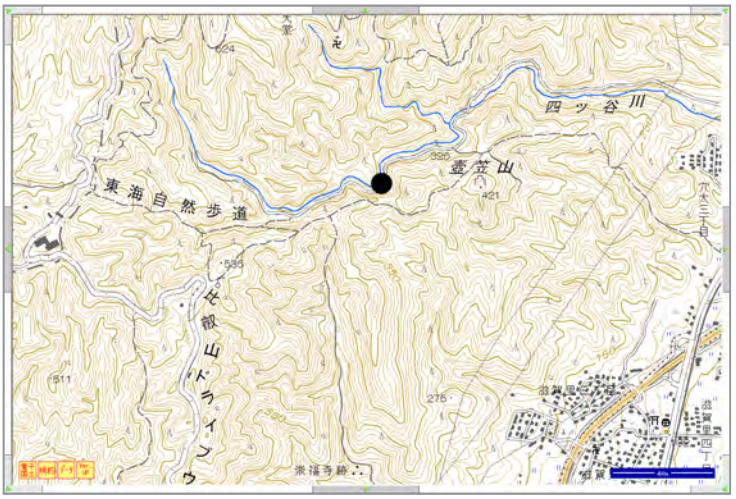
【解説】比叡花崗岩は琵琶湖周辺の白亜期末山陽帯花崗岩の中でも最も西よりにあり、東西 6km・南北 7km で比叡山周辺に分布する。比叡花崗岩体の中粒斑状黒雲母花崗岩は岩体の中心相をなし、これを取り囲むように中粒等粒状黒雲母花崗岩が分布する。両者は漸移関係にある。約 1 億年前にできたことや岩相、化学的性質から 7000 万年前にできた琵琶湖南部の他の花崗岩とは異なるものであると考えられる (周琵琶湖花崗岩団体研究グループ , 2008)。斑状黒雲母花崗岩はアルカリ長石の斑晶が特徴的で、自形の長方形のものと丸味を帯びた他形のものがあり、30cm 四方に約 10 個の割合で含まれる。鏡下ではアルカリ長石は周縁部で間隙充填的にさらに成長している。斜長石は自形または他形でアルカリ長石との接触部では曹長石質のリムとミルメカイトを形成する。石英は間隙充填的である。黒雲母はいくつかの結晶が集合することが多い。副成分鉱物として、褐れん石、燐灰石、モナズ石、ジルコンがある。

【保全の状態と意義】大津市山中町の白川の川底には新鮮な露頭が見られる。

【指定等】琵琶湖国定公園

【執筆者】多賀　優

〔図 2〕中粒斑状黒雲母花崗岩の露頭 (2007)



花崗斑岩
(比叡花崗岩体中岩脈)

【分類番号】2-01-07
【場所】大津市穴太 (壺笠山西)
【地形図名】京都東北部
【位置】北緯 35 度 03 分 21 秒
東経 135 度 50 分 51 秒

〔図 1〕花崗斑岩の露頭周辺の地形図

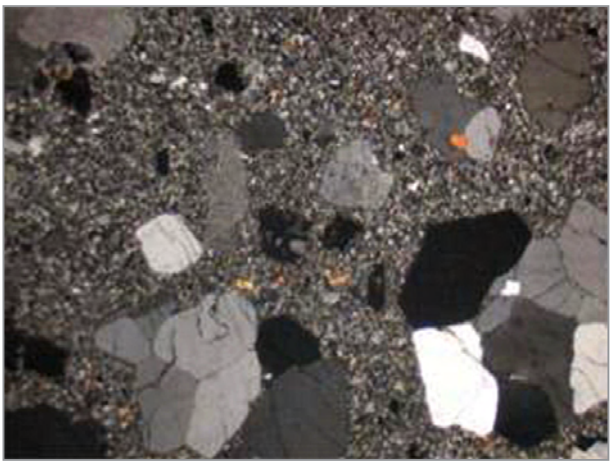
【解説】比叡花崗岩体の斑状花崗岩分布域の北縁部から北方へ伸びる幅約 200m・長さ約 3km 以上の岩脈と、斑状花崗岩が分布する北部域から南方へ伸びる幅約 200m・長さ約 6km 以上の 2 本の岩脈として見られる。いずれも丹波帯の地層・等粒状花崗岩・斑状花崗岩中に貫入し、幅 1 ～ 2m の支脈をもつことがある。斑晶は、径 3 ～ 6mm の半自形アルカリ長石、3 ～ 4mm の丸味を帯びた石英および 1 ～ 2mm の黒雲母からなり、石基は微晶質である。斑晶量は石英＞アルカリ長石＞斜長石＞黒雲母で、アルカリ長石は自形である。石英は肉眼的にも高温石英の外形を示し、鏡下では融食が認められる。黒雲母は集合体としてみられ、自形性が強い。りん灰石の小片を多く含む。石基は斑晶と同じ鉱物組成である。粒度は斑晶の周囲で低い。石基の黒雲母は緑色を帯びる (周琵琶湖花崗岩団体研究グループ , 2008)。

【保全の状態と意義】大津市千石岩において露頭が見られるが、その他にも露頭が多くある。

【指定等】琵琶湖国定公園

【執筆者】多賀　優

〔図 2〕花崗斑岩露頭 (2007)



〔図 3〕花崗斑岩の顕微鏡写真 (直行ニコル。横の長さは 3.4mm)

花崗閃緑斑岩 (比叡花崗岩体中の岩脈)

【分類番号】2-01-08
【場所】大津市坂本本町 (八王子山)
【地形図名】京都東北部
【位置】北緯 35 度 03 分 34 秒
東経 135 度 51 分 08 秒

〔図 1〕花崗閃緑斑岩の露頭周辺地形図

【解説】比叡花崗岩体中の花崗斑岩の岩脈の東側に南北方向に貫入する。幅約 200m、長さ約 3km で、花崗斑岩との貫入関係は確認できない。径 1m の母岩を捕獲することもある。暗灰緑色の斑状の岩石で、斜長石・黒雲母・角閃石の斑晶を含むが、石基は肉眼では識別できない。これまでは石英ヒン岩と呼ばれてきたが、化学組成は安山岩～デイサイト質ではなく、より珪長質であるので花崗閃緑斑岩と呼ぶのが適当である。斑晶は径 2 ～ 4mm の斜長石、3 ～ 4mm の角閃石、1 ～ 2mm の黒雲母が大部分で、石英は少ない。鏡下では、斑晶の斜長石は自形性がよく、この斑晶が集まっていることがある。斑晶の石英のほとんどは融食されている。黒雲母は暗褐色で部分的に緑色である。角閃石 (カーキ色) の斑晶は、へき開に沿って緑色となる。石基は斜長石・アルカリ長石・石英・黒雲母からなる。斑晶の周囲では石基鉱物の粒度がより細粒になり斑晶を取り囲んでいる (周琵琶湖花崗岩団体研究グループ , 2008)。

【保全の状態と意義】大津市千石岩において露頭が見られるが、その他にも露頭が多くある。

【指定等】琵琶湖国定公園

【執筆者】多賀　優

〔図 2〕花崗閃緑斑岩の露頭 (2007)

〔図 3〕花崗閃緑斑岩の顕微鏡写真 (横の長さは 3.4mm)

比叡花崗岩 (中粒等粒状)

【分類番号】2-01-09
【場所】大津市山中町
【地形図名】京都東北部
【位置】北緯 35 度 03 分 35 秒
東経 135 度 51 分 32 秒

〔図 1〕比叡花崗岩体 (中粒等粒状) の露頭周辺地形図

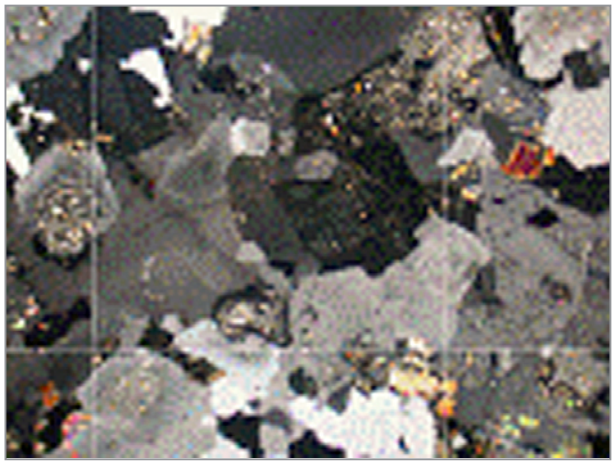
【解説】比叡花崗岩体は琵琶湖周辺の白亜紀末山陽帯花崗岩の中でも最も西よりにあり、東西 6km・南北 7km で比叡山周辺に分布する。比叡花崗岩体の中粒等粒状黒雲母花崗岩は岩体の中心相と考えられる中粒斑状黒雲母花崗岩を取り囲むように分布している。これらの両花崗岩は漸移関係にある。約 1 億年前にできたことや岩相、化学的性質から 7, 000 万年前にできた琵琶湖南部の他の花崗岩とは異なるものであると考えられる (周琵琶湖花崗岩団体研究グループ , 2008)。等粒状花崗岩は暗灰色の黒雲母花崗岩である。等粒状花崗岩は全岩化学組成が SiO_2 ＜ 70％の場合、ホルンブレンドが含まれる。黒雲母が集合して長くのびるシュリーレン (幅 1 ～ 10cm) が数本平行して見られることもあり、優白質粗粒花崗岩に伴う時もある。暗色包有物 (3 ～ 4cm) が見られる。また、黒雲母に富みアルカリ長石斑晶 (3mm) を持つ微花崗岩 (直径 45cm) を包有することもある。長さ 1cm 程度の柱状の褐れん石が肉眼でも認められる。

【保全の状態と意義】大文字山から大比叡にかけて新鮮な露頭が多く見られる。

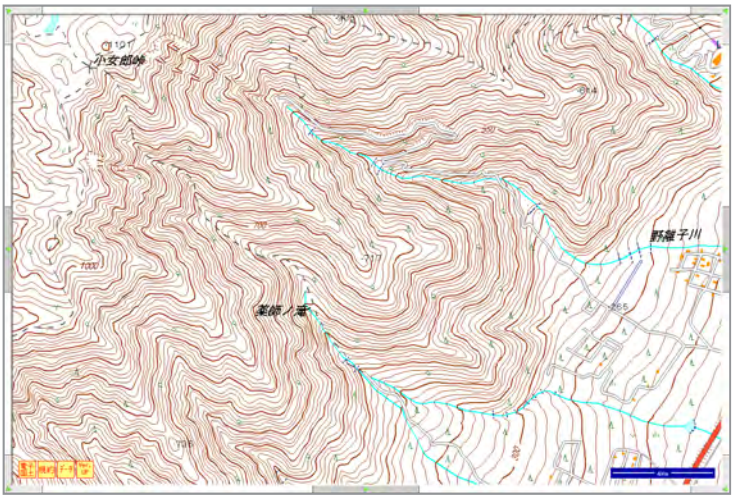
【指定等】琵琶湖国定公園

【執筆者】多賀　優

〔図 2〕中粒等粒状花崗岩の露頭 (2007)



〔図 3〕顕微鏡写真 (直行ニコル)(横の長さは 7mm)



比良花崗岩　天神山型

【分類番号】2-01-10
【場所】大津市志賀町野離子川上流
【地形図名】比良山
【位置】北緯 35 度 11 分 45 秒
東経 135 度 53 分 30 秒

〔図 1〕比良花崗岩　天神山型露頭付近の地形図

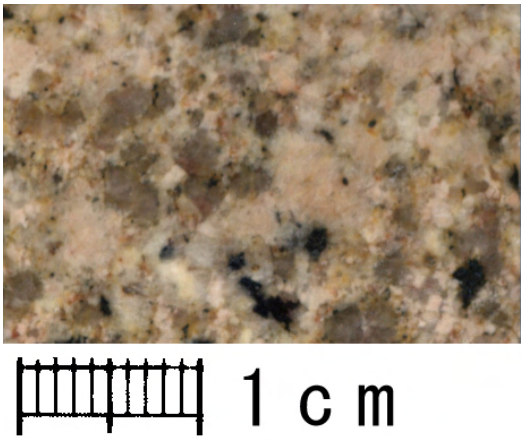
【解説】比良花崗岩体は５岩型から構成され、２種類の岩脈 (花崗斑岩・流紋デイサイト) に貫入されている。岩型は、主に粒度と組織により区分され、正面谷型 (粗粒等粒状黒雲母花崗岩)、天神山型 (中～粗粒等粒状黒雲母花崗岩)、鹿ヶ瀬型 (中粒等粒状黒雲母花崗岩)、岳山型 (細粒等粒状～細粒斑状黒雲母花崗岩)、揚梅滝型 (細～中粒斑状黒雲母花崗岩) とよぶ。正面谷型と天神山型は漸移関係にあり、両者とも粒度が粗いことから、比良花崗岩体の深部の岩相を代表しているとみなされる。

天神山型は、正面谷型よりも粒度が低いことで区別される中～粗粒等位状黒雲母花崗岩である。この岩型は、主に正面谷型の東縁部にあたる天神山から北小松にかけての地域と、鵜川西方に分布している。２× 1㎝のアルカリ長石の自形斑晶を持ち、まれに斜長石の自形斑晶もある。モード組成は正面谷型とほとんど同じである。

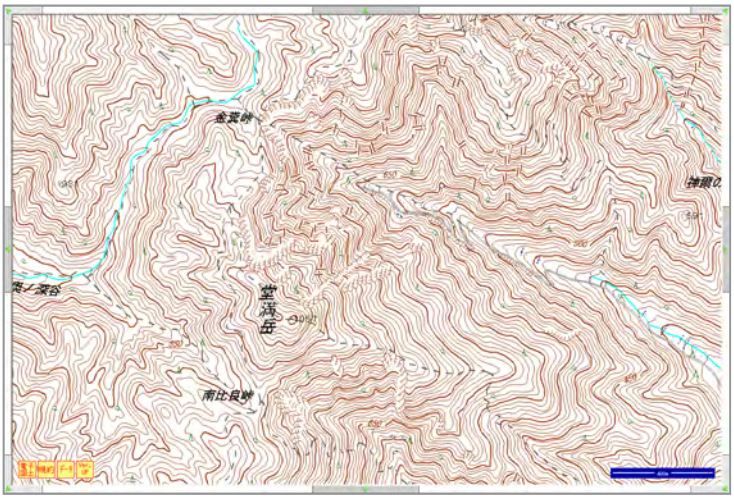
【保全の状態と意義】林道沿いの登山口であり容易に観察できる。

【執筆者】澤田一彦

〔図 2〕露頭の状況 (2008)　金網で覆われている



〔図 3〕比良花崗岩　天神山型



比良花崗岩に貫入する流紋デイサイト

【分類番号】2-01-11
【場所】大津市志賀町比良川上流
【地形図名】比良山
【位置】北緯 35 度 14 分 35 秒
東経 135 度 54 分 41 秒

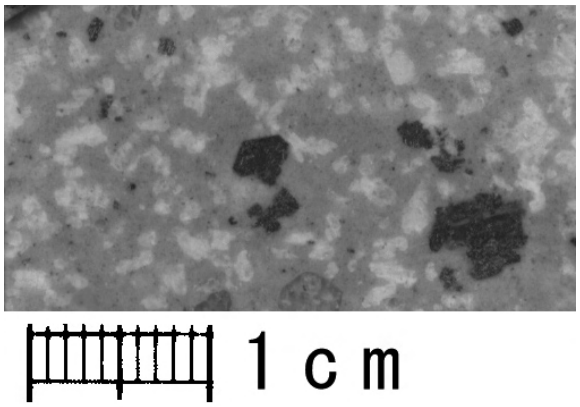
〔図 1〕流紋デイサイトの露頭付近地形図

【解説】本岩は、比良花崗岩体の中央部から南部にかけて、幅 50 ～ 100m、長さ最大数㎞規模の数本の岩脈として分布する。伸長方向はいずれも NNE-SSW である。正面谷上流部 (通称青ガレ) で花崗岩類に貫入しているのが観察される。本岩は淡緑色紙密で、斑晶として斜長石、黒雲母を含むが、角閃石を含む場合もある、それらの粒径は、5㎜程度である。石基は微晶質ないしは陰微晶質で、石英、長石、黒雲母からなる。不透明鉱物を多く含む。斑晶の斜長石には gradual zoning 及び normal zoning が多く見られる。岩脈の周縁部では斑晶が少なく、流理構造が認められる。従来、この岩石は石英ヒン岩と呼ばれてきたが、Yoshizawa *et. al.*(1965) は石英斑岩である可能性を指摘した。今回分析したサンプルの化学組成 (SiO_2 約 70%) からみると、花崗閃緑斑岩相当であるが、石基の粒度や岩脈周縁部での流理構造などから、流紋デイサイトと 呼ぶのが適当であろう。本岩は、肉眼的にも通常の斑岩とは異なる。

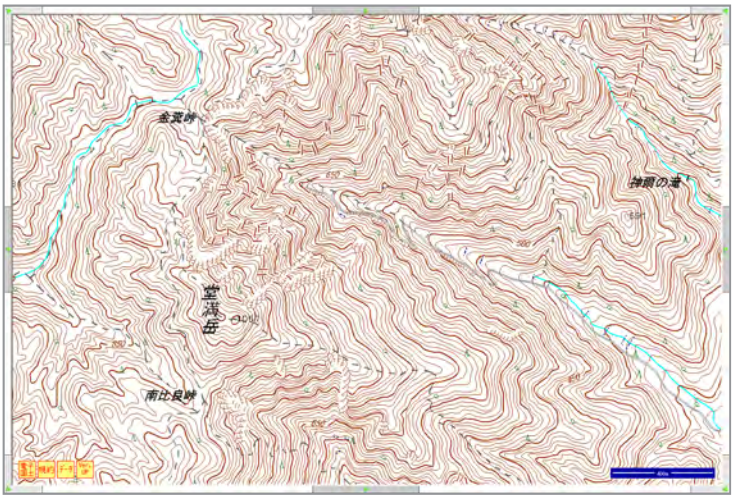
【保全の状態と意義】「青ガレ」の呼び名で親しまれ、容易に観察できる。

【執筆者】澤田一彦

〔図 2〕露頭の状況 (2008)「青ガレ」



〔図 3〕流紋デイサイト



比良花崗岩　正面谷型

【分類番号】2-01-12
【場所】大津市志賀町比良川上流
【地形図名】比良山
【位置】北緯 35 度 14 分 35 秒
東経 135 度 54 分 50 秒

〔図 1〕比良花崗岩　正面谷型露頭付近の地形図

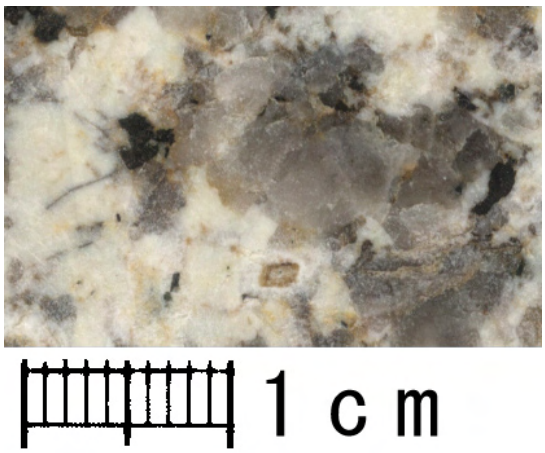
【解説】比良花崗岩体は５岩型から構成され、２種類の岩脈 (花崗斑岩・流紋デイサイト) に貫入されている。岩型は、主に粒度と組織により区分され、正面谷型 (粗粒等粒状黒雲母花崗岩)、天神山型 (中～粗粒等粒状黒雲母花崗岩)、鹿ヶ瀬型 (中粒等粒状黒雲母花崗岩)、岳山型 (細粒等粒状～細粒斑状黒雲母花崗岩)、揚梅滝型 (細～中粒斑状黒雲母花崗岩) とよぶ。正面谷型と天神山型は漸移関係にあり、両者とも粒度が粗いことから、比良花崗岩体の深部の岩相を代表しているとみなされる。

正面谷型花崗岩は、比良岩体中央部から南部の主要部を構成する岩相である。八淵滝北方より揚梅滝を結ぶ断層によって北を限られ、東側では天神山型に漸移する。南側と西側では丹波帯の地層中に高角度で貫入し、母岩をブロック状に取り込んでいる。また、幅数百 m の菫青石ホルンフェルス帯を形成している。一般に、母岩との境界部に近づくにつれ粒度が下がり細粒斑状の不均質な黒雲母花崗岩に変わる。この岩型は、暗色包有物の少ない優白質の花崗岩で、岩相変化はほとんどない。まれに、アプライト脈やペグマタイト脈が見られる。また、正面谷上流で典型的に見られるように、著しく粗粒な部分があり、そこでは３× 2㎝のアルカリ長石の自形斑晶がある。

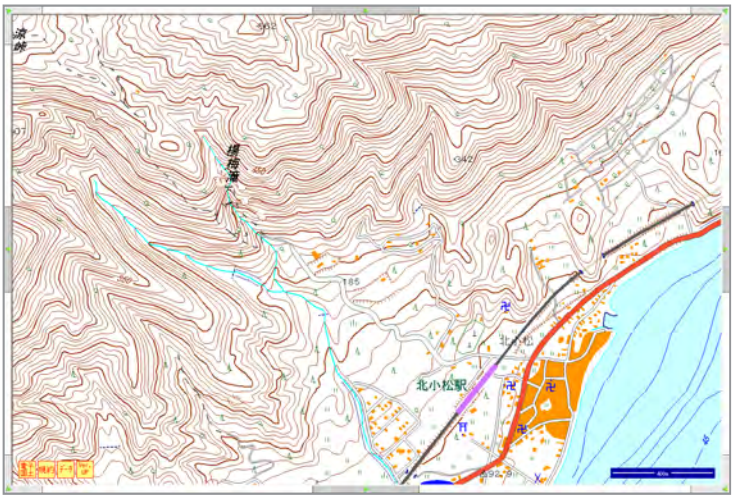
【保全の状態と意義】比良登山の主要な登山道にあり容易に観察できる。

【執筆者】澤田一彦

〔図 2〕露頭の状況 (2008)　砂防ダム



〔図 3〕比良花崗岩　正面谷型



〔図 1〕比良花崗岩　揚梅滝型露頭付近の地形図

比良花崗岩　揚梅滝型

【分類番号】2-01-13
【場所】大津市志賀町滝川上流
【地形図名】北小松
【位置】北緯 35 度 15 分 30 秒
東経 135 度 57 分 55 秒

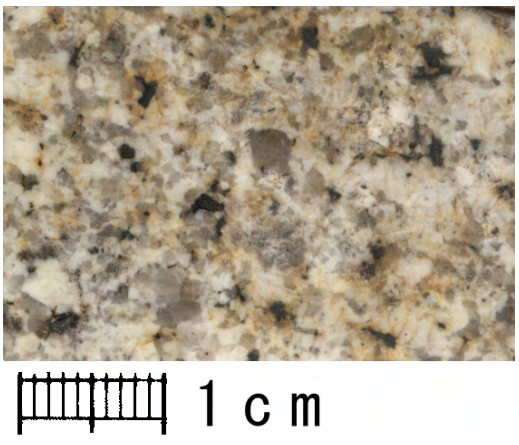
【解説】比良花崗岩体は 5 岩型から構成され、2 種類の岩脈 (花崗斑岩・流紋デイサイト) に貫入されている。岩型は、主に粒度と組織により区分され、正面谷型 (粗粒等粒状黒雲母花崗岩)、天神山型 (中～粗粒等粒状黒雲母花崗岩)、鹿ヶ瀬型 (中粒等粒状黒雲母花崗岩)、岳山型 (細粒等粒状～細粒斑状黒雲母花崗岩)、揚梅滝型 (細～中粒斑状黒雲母花崗岩) とよぶ。揚梅滝型は、鹿ヶ瀬型や天神山型に貫入している。

梅滝型 (細～中粒斑状黒雲母花崗岩は、揚梅滝からその北方にかけて、天神山型や鹿ヶ瀬型に貫入している。また、径数百 m の規模で正面谷型をストック状に貫く場合がある。天神山型との境界は明瞭で、揚梅滝型中に天神山型のゼノプロックが含まれる。しかし、熱変成作用が認められないので、揚梅滝型は他の花崗岩とほぼ同時の貫入と考えられる。モード組成から見ると、他の岩型に比べて有色鉱物の含有量はほぼ同じであるが、ややアルカリ長石に富み、石英含有量が低い傾向にある。

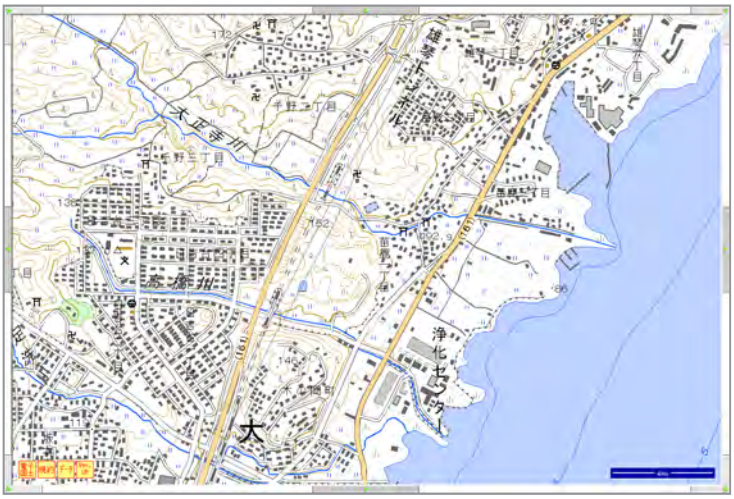
【保全の状態と意義】揚梅滝は、観光名所でもあり、容易に観察できる。

【執筆者】澤田一彦

〔図 2〕露頭の状況 (2008)　揚梅滝「雌滝」



〔図 3〕比良花崗岩　揚梅滝型



苗鹿の地層急傾斜帯

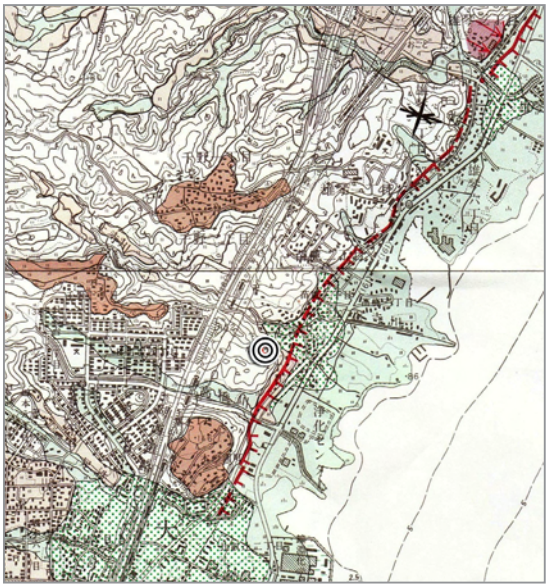
【分類番号】2-01-14
【場所】大津市苗鹿一丁目
【地形図名】堅田・草津
【位置】北緯 35 度 04 分 59 秒
東経 135 度 53 分 13 秒

〔図 1〕苗鹿の地層急傾斜帯露頭付近の地形図

【解説】苗鹿会館の前の道に直角に伸びる細い道を入っていくと畑に出る。その裏山に図２のような露頭が何十年も以前から存在している。よく見ると、地層は堅田断層の影響を受けて約 70°の傾斜をしている。この急傾斜帯の地層には、古琵琶湖層群堅田層の栗原互層から佐川粘土層までの地層が確認できている。この崖近くの造成工事の場所からは地層がほぼ直立して見られる所がある。この露頭の上部には、図３のように不整合に中位段丘レキ層が乗っており (岡田ほか , 1996)、そのレキ層も約 5°の傾斜がみられた。このことは現在も断層の活動が続いていることを示していると言える。

【保全の状態と意義】この露頭は畑の裏の崖となっており、何十年も手つかずの状態が続いている。地元の人の話では少しずつ崩れることはあるが、大きな変化はないそうである。急傾斜を示す地層が見られることとそれに不整合に乗っている段丘レキ層が観察しやすいという点で意義がある。多くの地点が宅地造成などで失われる中で、大事な地点だと言える。

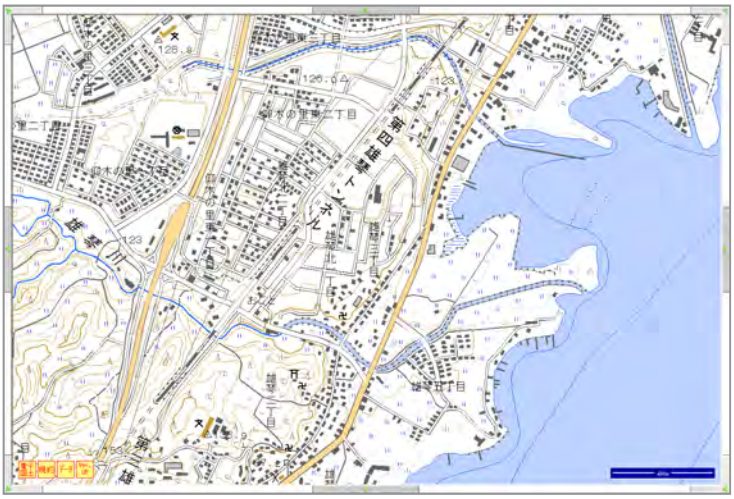
【執筆者】服部　昇



〔図 4〕苗鹿付近の活断層図 (◎が露頭地点)
(岡田ほか , 1996)

〔図 2〕苗鹿の地層急傾斜帯露頭 (2010)

〔図 3〕不整合面と礫層 (2010)



〔図 1〕地層逆転層の見られた付近の地形図

雄琴の地層急傾斜帯

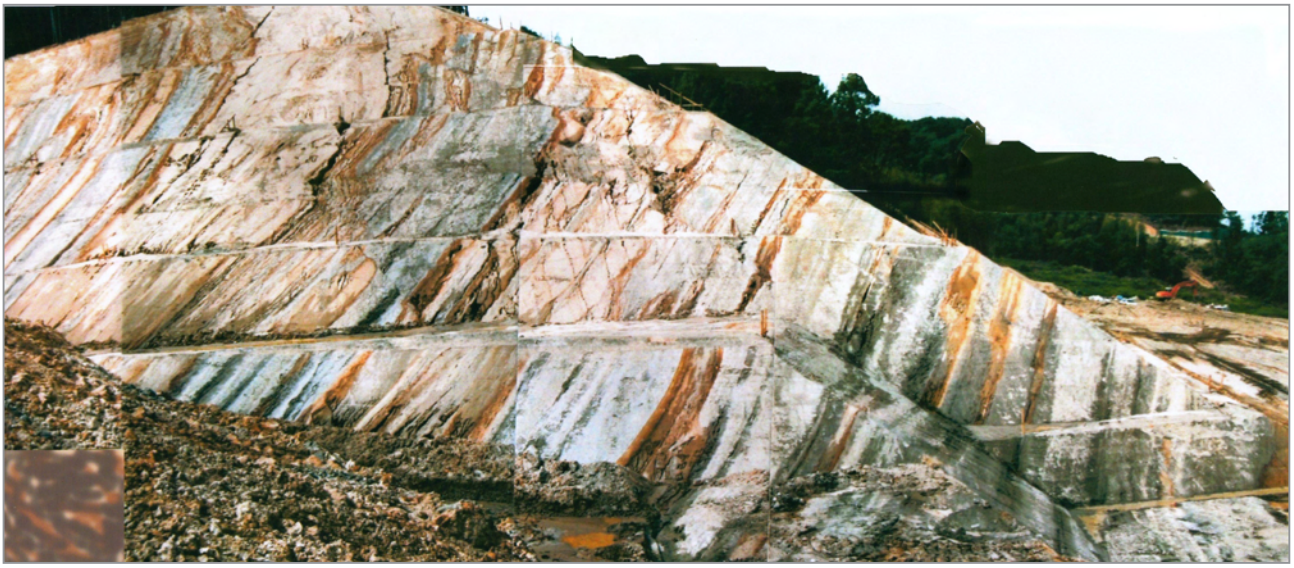
【分類番号】2-01-15
【場所】大津市雄琴 3 丁目
【地形図名】堅田
【位置】北緯 35 度 05 分 56 秒
東経 135 度 54 分 01 秒

【解説】1980 年代から大津市の雄琴地域で大規模宅地造成が行われた。その過程で図 2 のような大規模露頭が出現した。地層は古琵琶湖層群堅田層栗原互層を中心としていた (林 , 1974)。写真は南から北に撮影したものである。写真の右の部分から約 200m 右 (東) 側には堅田断層が地層の走向方向に走っている。地層は大きく褶曲し、垂直よりもやや大きく傾き、写真の右半分では地層の逆転が起きている。この原因は逆断層としての堅田断層の影響だと考えられる。この付近の土地の地下では、堅田断層の影響を受けて地層が垂直近くになっているものと思われる。そこで土地の造成がされると、図 3 のような地層の急傾斜帯が現れている。

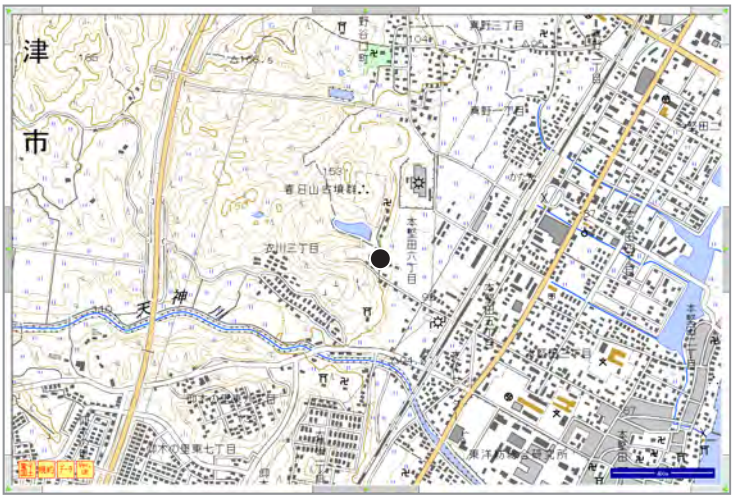
〔図 3〕国道 161 線近くの宅地造成地 (2009)

【保全の状態と意義】この露頭は大規模 (垂直には最大 22m) であり、地層の褶曲・傾動変化と地層の逆転がよく分かるという意味で大きな意義があるが、残念ながらすでに宅地となっている。

【執筆者】服部　昇



〔図 2〕「レークピア」造成工事で現れた地層逆転層 (1984)



〔図 1〕堅田の地層急傾斜帯露頭付近の地形図

堅田の地層急傾斜帯

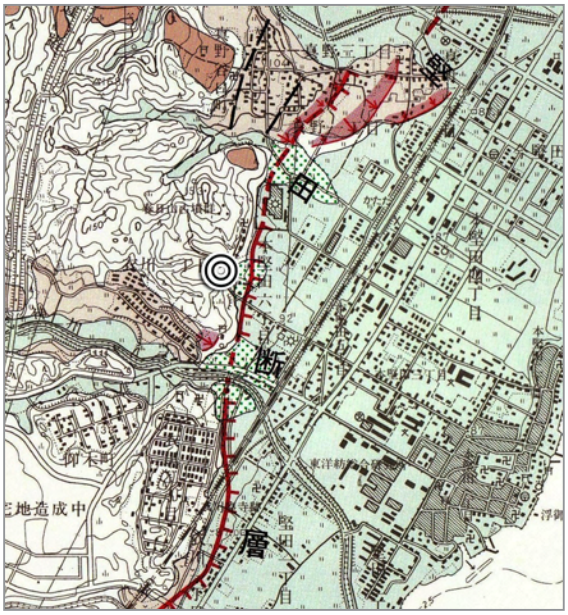
【分類番号】2-01-16
【場所】大津市衣川 3 丁目
【地形図名】堅田
【位置】北緯 35 度 07 分 07 秒
東経 135 度 54 分 27 秒

【解説】JR 堅田駅西方の資材置き場の横の崖に、地層の急傾斜を示す露頭がある。図 2 のように、右 (東) に約 70° 傾斜している。それは約 100 m東にある堅田断層線の方に傾斜している。地層は砂レキ層であり、古琵琶湖層群堅田層の龍華砂レキ層だと考えられる。龍華砂レキ層が一定堆積してから断層の運動は大きくなっているものと考えられる。この露頭の 20 mさらに堅田断層に近づいた小露頭では地層の傾斜は 85° とさらに大きくなっている。堅田断層の影響は断層線に近づくほど大きいと言える。

【保全の状態と意義】近くに断層崖が確認でき断層の位置がわかりやすい地域である。堅田断層に近づくほど地層の急傾斜が大きくなることが分かる地点である。地元の人の話では数十年はこのままだそうである。調べてみるとこの崖の上には農業用のため池がある。この崖はそのため池の堤防の役割も果たしているため、保全はよい。

【執筆者】服部　昇

〔図 2〕現在の堅田の地層急傾斜帯 (2010)



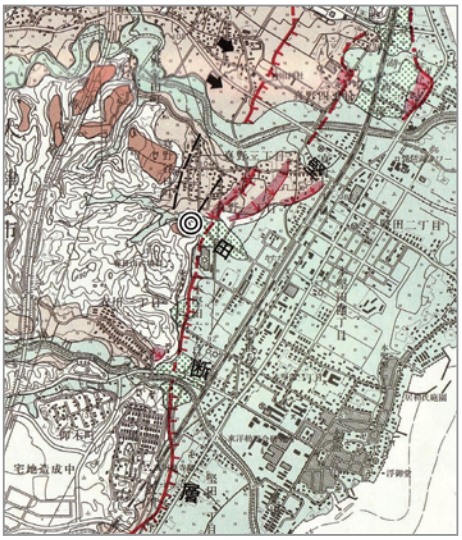
〔図 3〕堅田の活断層図 (◎が写真の地点)(岡田ほか , 1996)

〔図 1〕真野の地層急傾斜露頭付近の地形図

真野の地層急傾斜帯

【分類番号】2-01-17
【場所】大津市真野谷口町
【地形図名】堅田
【位置】北緯 35 度 07 分 23 秒
東経 135 度 54 分 32 秒

【解説】堅田断層は琵琶湖西岸断層系の中で中央に位置しており、高い活動度を持っているとされている (岡田ほか, 1996)。それは、堅田丘陵の東端付近の多くのところに断層崖を形成していることからも示される。また、堅田断層によって作り出された地層の撓曲・地層の急傾斜・地層の逆転構造が、近年の宅地造成工事などの中で確認されている。図２の写真もその一つである。ここは、河川の改修工事に伴う崖の改修工事現場である。写真の地点は堅田断層にほぼ直交する切り取りで、北東からみたものである (図 2、図 3)。写真では、左 (東) に近づくほど地層の傾斜が大きくなり、左端では地層は直立から地層の逆転になり始めている。堅田断層までの距離は 50~60 mである。逆断層としての堅田断層によるものと考えられる。

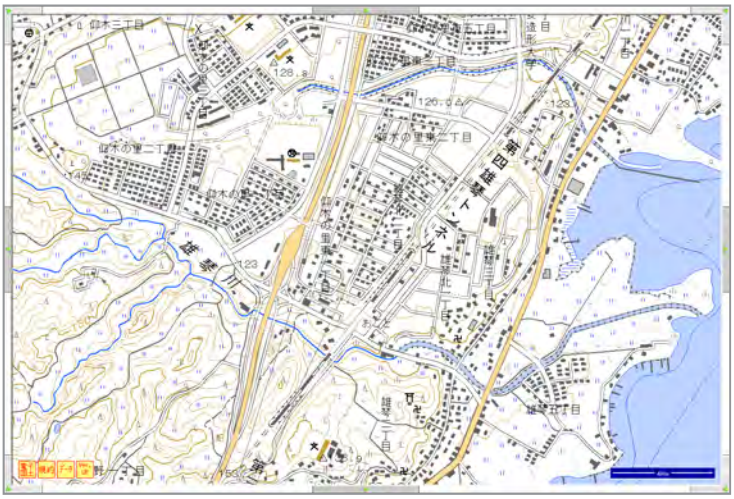


〔図 3〕真野の活断層図 (◎が写真の地点)
(岡田ほか , 1996)

【保全の状態と意義】河川の改修はすでに終わっており、露頭自体は見られなくなっている。露頭が次々と失われていくのは残念である。しかし、堅田断層の南断層と北断層がどのようにつながっているのかを考えていく点でも大事な地点であり、今後工事などで現れる露頭を大事に観察していきたい。

【執筆者】服部　昇

〔図 2〕真野の地層急傾斜帯 (1987)



北雄琴の地層急傾斜帯

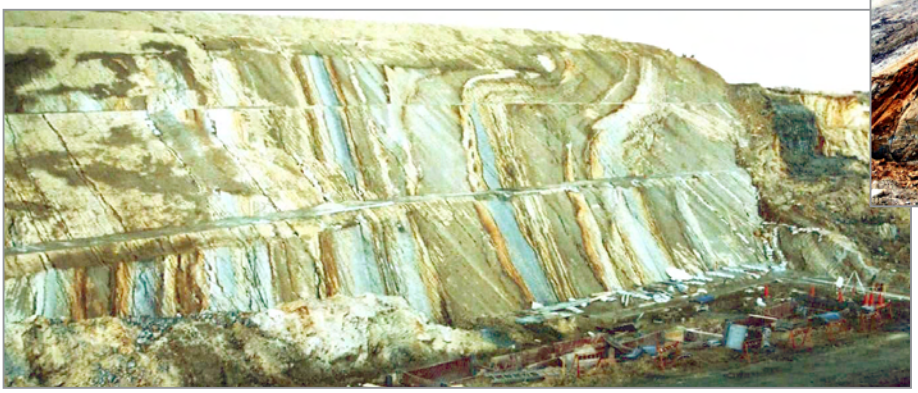
【分類番号】2-01-18
【場所】大津市雄琴 3 丁目
【地形図名】堅田
【位置】北緯 35 度 08 分 04 秒
東経 135 度 54 分 09 秒

〔図 1〕地層の逆転露頭付近の地形図

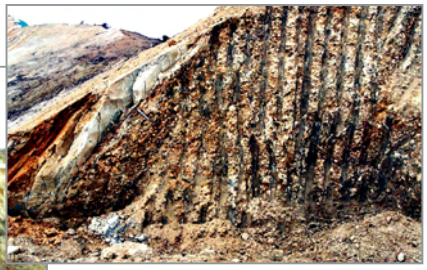
【解説】堅田地区から雄琴地区にかけて、堅田丘陵の東部分で大住宅団地「レークピア」の造成工事が 1980 年代から 1990 年代にかけて行われた。その中で、堅田断層の活動よって作り出された断層地形 (断層崖・地層の急傾斜・地層の逆転など) が多く確認された、この場所もその代表的地点である。丘陵が地滑りや侵食からよく残っている地点である。地層は古琵琶湖層群山下互層と呼ばれている。堅田丘陵の奥の龍華地域では、上仰木火山灰層の時代からすでにレキを多く含む龍華砂礫層となっている。しかし、堅田丘陵の東端に位置する山下地域では、上仰木火山灰の時代 (約 52~53 万年前) 以降も堆積する地層は砂泥の状態が続いた。そこで、山下互層は龍華砂礫層と同じ時代ではあるが、地層の堆積状態はかなり違う砂泥互層中心の地層とされた (林 , 1975)。その中には山下火山灰層 (約 35 万年前) も含まれており、長い間この状態が続いた。しかし、山下火山灰層の上 10 m ぐらいからは図 3 のように本格的な龍華砂レキ層と同じ状態になっていた。図 2 に見られるように、その境界付近は見事な地層の逆転を示している。このことは、堅田断層の活動は 35 万年前より新しい時代の方が活発な活動をしているといえそうだ。そして、おそらくこの活動は現在も続いており、地震活動の活発さの原因になっているといえる。

【保全の状態と意義】すでに宅地化が終わっており、現在は見ることができない。しかし、この付近には変動地形が多いので、記録はしっかりととることが大切である。

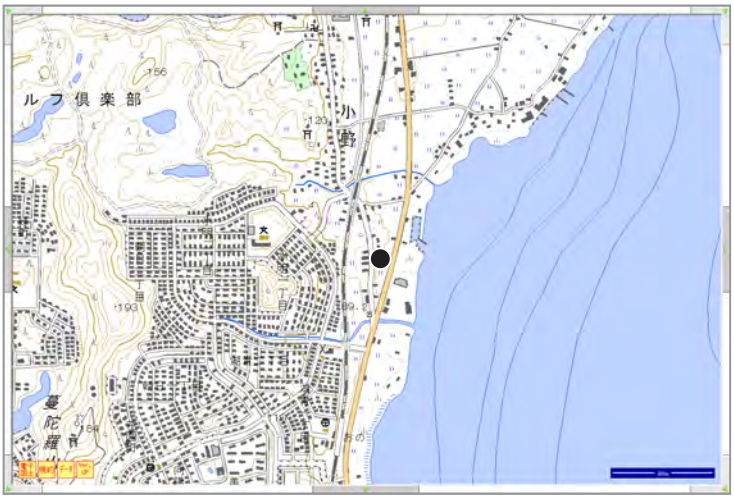
【執筆者】服部　昇



〔図 2〕北雄琴の地層急傾斜帯 (1989)



〔図 3〕地層の逆転露頭 (1989)

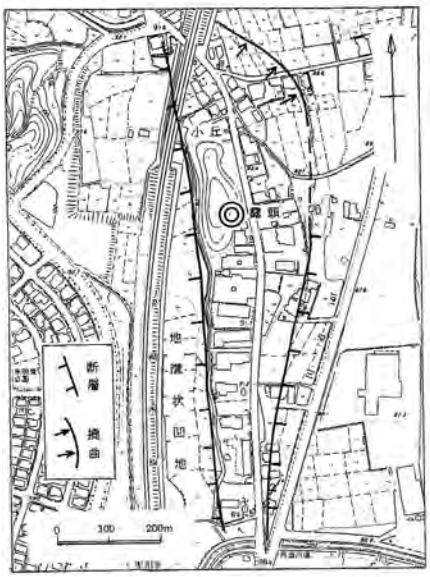


〔図１〕小野の地層急傾斜地点周辺の地形図

小野の地層急傾斜帯

【分類番号】2-01-19
【場所】大津市小野
【地形図名】堅田
【位置】北緯 35 度 08 分 44 秒
東経 135 度 55 分 26 秒

【解説】JR 湖西線小野駅北方の小野地区に、背後の丘陵から離れて孤立した小丘がある (図 1)。この小丘の東側の一部が削り取られて地層が露出している (図 2)。地質は堆積物の特徴から堅田層竜華砂礫層と考えられる。図 3 の左上から右下に不整合が見られる。下部は砂と泥の互層からなり、地層の走向はほぼ南北で傾斜が 60°～ 70°の急傾斜となっている。上部はほとんどが砂礫からなり、地層の走向は同じく南北方向で、傾斜は 20°～ 30°となっている (花折断層研究会、2002)。この小丘の西側は 2 ～ 4m の崖が続いており、小地溝を形成している。また、小丘の横を通る市道に沿って東側に並ぶ住宅の裏側には 1m 余の段差や撓曲地形が見られ (図 4)、堅田断層の一部と考えられている (岡田ほか , 1996)。堅田断層による傾動が進む中で土地の隆起と沈降があり、図のような不整合が形成されたと考えられる。



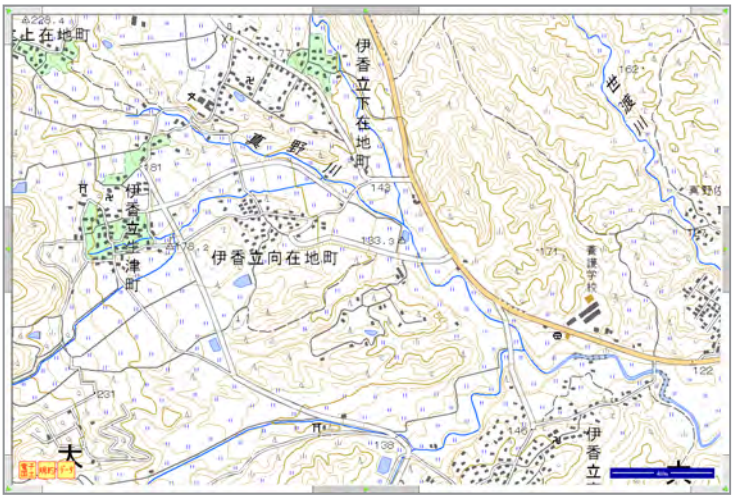
〔図 4〕小丘の地形環境 (◎が写真の地点)
(岡田ほか , 1996)

【保全の状態と意義】竜華砂礫層の堆積が上仰木火山灰の頃 (約 50 万年前) から始まったとすると、変動速度に変化がなければ、1 万年に 1°余ずつ傾動したことになる。すると不整合の上部の地層の堆積は約 30 万年前からのものだと言える。このように、この地点は堅田断層の活動を考える上で重要な地点である。できれば是非保存したい。

【執筆者】服部　昇

〔図 2〕小野の露頭 (2001)

〔図 3〕東西断面の露頭 (2001)



〔図 1〕伊香立の Aso-4 の露頭付近の地形図

大津市伊香立向在地町の Aso-4

【分類番号】2-01-20
【場所】大津市伊香立向在地町
【地形図名】堅田
【位置】北緯 35 度 08 分 13 秒
東経 135 度 52 分 46 秒

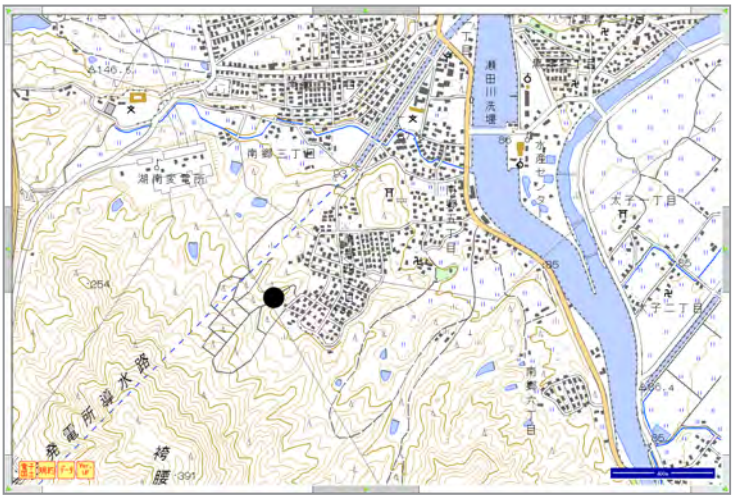
【解説】近江盆地は第四紀火山から離れているため、段丘堆積物の編年に有効なテフラが見つかる場所は多くない上、段丘面を被覆するローム層も発達していない。このため特に中位および高位段丘面の確実な対比・編年は難しい。本露頭では約 8 万 5000 ～ 9 万年前に降下した Aso-4 テフラが純層で中位段丘堆積物中に挟在し (木村ほか , 1998)、段丘の形成年代を知る上で貴重な情報を提供してくれる。Aso-4 は露頭頂部から 1.6m 下の小段付近に厚さ 5 ～ 10cm のレンズ状をなして挟在する。木村ほか（1998）は参考になる。

【保全の状態と意義】中位段丘堆積物の対比・編年にあたって、きわめて貴重な情報を提示してくれる露頭である。人工的に作られた切土露頭であるが過去 10 年以上にわたって改変が加えられた形跡はない。近年はマツ・ヤナギなどの植物が繁茂するようになり、観察条件は悪くなっている。現状維持ないし適宜藪を刈りはらう程度の手入をすることが望ましい。

【執筆者】小松原　琢

〔図 2〕露頭全景 (1997)

〔図 3〕Aso-4 近接撮影 (1997)



大津市南郷の土石流堆積物

【分類番号】2-01-21
【場所】大津市南郷 (団地・青嵐台西部)
【地形図名】瀬田
【位置】北緯 34 度 56 分 00 秒
東経 135 度 54 分 02 秒

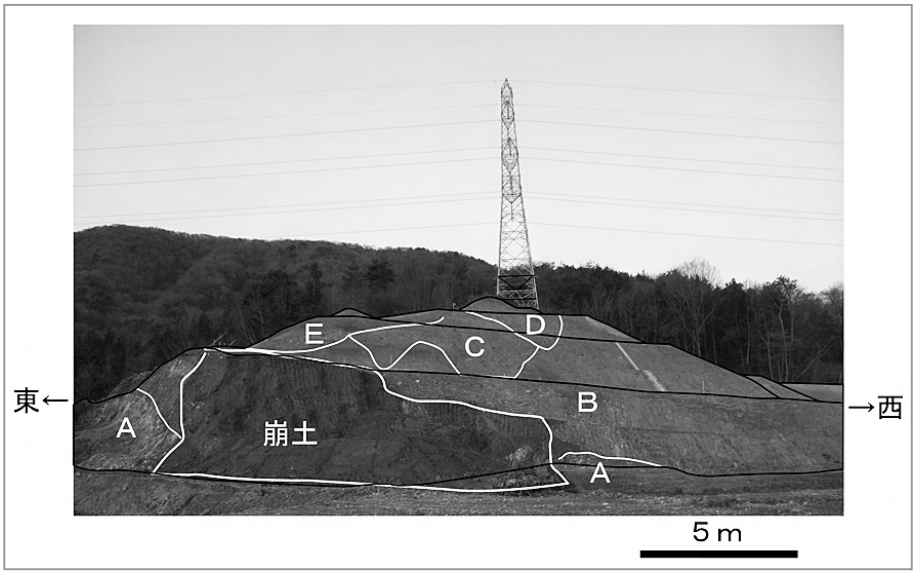
〔図 1〕大津市南郷土石流の露頭周辺の地形図

【解説】滋賀県大津市南郷で古琵琶湖層群の蒲生層～草津層がみられ、下部の泥優勢の砂泥互層、中部の砂礫層、上部の角礫層からなる。上部の巨礫～大礫大の土石流による角礫層は最低５層からなっている。図２の露頭下部では、ほとんどが巨礫大の細粒花崗岩 A(最大径約 1.5m) の角礫からなり (層厚 2m 以上)、その上には巨礫～大礫大の泥質・砂質ホルンフェルスの角礫層 B(層厚 3.5m) が北に傾斜しながら (走向 N80゜～ 85゜ E、傾斜 15゜～ 20゜ N) 下位の角礫層を侵食して堆積する。さらに、この角礫層を大礫大の泥質・砂質ホルンフェルスの角礫からなる角礫層Ｃ・Ｄや大礫大のチャートを主体とする角礫層Ｅが、流下方向とほぼ垂直な東西断面でＶ字型に削り込む。このように、角礫層が北に傾斜しながら何枚か重なり、東西断面で下位の角礫層を他の角礫層がＶ字型に侵食し堆積する。また、中部の砂礫層中に土石流の末端部と考えられる厚さ 10㎝～ 30㎝の角礫層が数枚はさまれ、その上に上部角礫層が堆積することから、中部砂礫層が堆積した時代に次第に南側の隆起が起こり、土石流が起こる頻度が大きくなったことを示している。

【保全の状態と意義】宅地造成中に発見されたもので、現在は見られない。土石流堆積物としては貴重である。

【指定等】琵琶湖国定公園

【執筆者】多賀　優



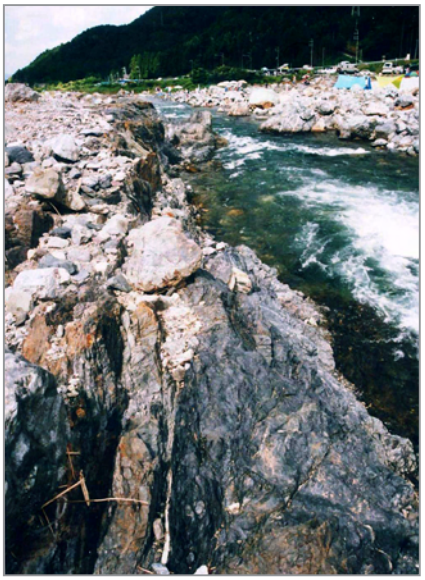
〔図 2〕土石流堆積物である角礫層 (A → B → C → D → E の順に堆積した)(2007)

〔図 1〕葛川梅/木町付近の地形図

花折断層は右ずれ

【分類番号】2-01-22
【場所】大津市葛川梅/木町
【地形図名】花脊
【位置】北緯 35 度 15 分 57 秒
東経 135 度 52 分 25 秒

【解説】花折断層が水平ずれ断層としては右ずれだと言うことは、高島市今津町途中谷などの地形学的研究から示されているが、露頭そのものでは余り示されていない。この地点では河川の流路が東側に偏り、西側の河川域に露頭が広がっている。河川方向に沿って断層による断裂が広がり (図 2)、何本かの断層線も見られる。図 3 では断層線にほぼ直角に観入した流紋デイサイトの白っぽい岩脈が A―B 断層によって切られ、破砕した部分が引きずられている。A―B 線の下側はすべて破砕している。図 4 では硬い岩石であるチャートや頁岩が断層によって引きずられており、また、幅 10 ～ 20cm の断層破砕帯の中でもチャートが引きずられ、リーデル剪断も起こしている。いずれも右ずれ断層であることを示している (花折断層研究会 , 2000)。



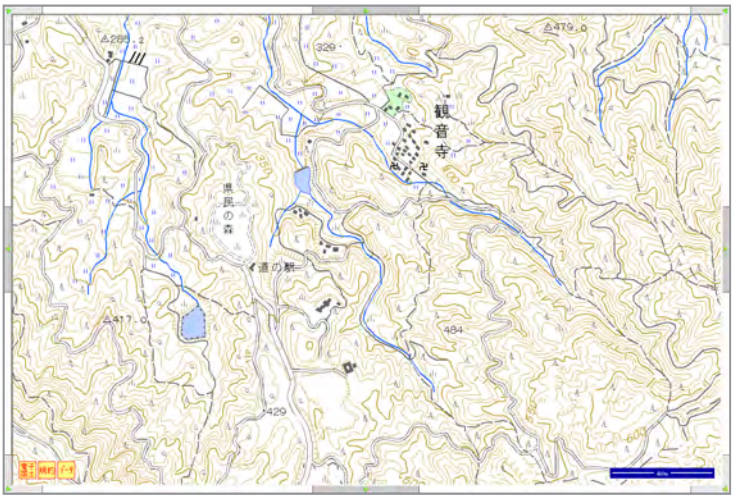
〔図 2〕安曇川沿いの断裂露頭 (1998)

【保全の状態と意義】河川の浸食が大きく、保全は難しいが、細い貫入岩帯が多く変動が見やすい地点である。

【執筆者】服部　昇

〔図 3〕貫入岩帯の破砕・引きずり (水平面)(1998)

〔図 4〕チャートの引きずりとリーデル剪断 (水平面)(1998)



観音寺花崗閃緑岩

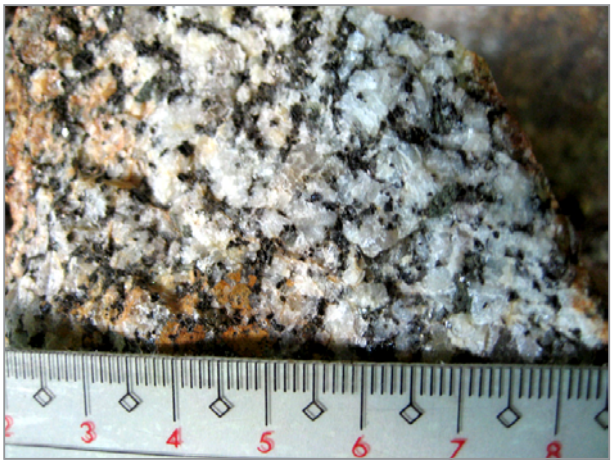
【分類番号】2-02-23
【場所】栗東市観音寺
【地形図名】三雲
【位置】北緯 34 度 58 分 08 秒
　　東経 136 度 02 分 39 秒

〔図 1〕観音寺周辺の地形図

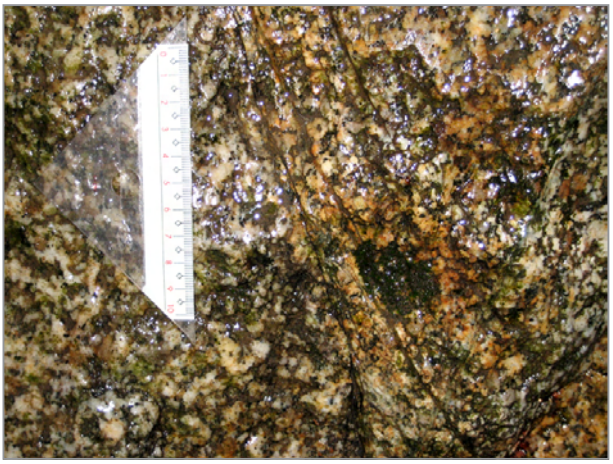
【解説】アルカリ長石が石英や斜長石にくらべて少ない花崗岩質岩を花崗閃緑岩とよび、花崗岩に比べて黒雲母などの有色鉱物が多い。観音寺花崗閃緑岩は甲西町観音寺から鳥ヶ嶽北方および東方にかけて田上花崗岩体の北部、東部に分布する。黒雲母の濃集する部分が定向配列し圧砕される部分も見られ、チャート・泥質岩などを多数取り込んでいる。田上花崗岩の貫入による熱変成作用を受けている。柳生・信楽花崗岩などと岩相が類似していることから領家花崗岩に属すると考えられている。この考えによると観音寺花崗閃緑岩は滋賀県内で最も北部に分布する領家花崗岩である (周琵琶湖花崗岩団体研究グループ , 2000)。周琵琶湖花崗岩団体研究グループ（1982）も参考になる。

【執筆者】天白俊馬

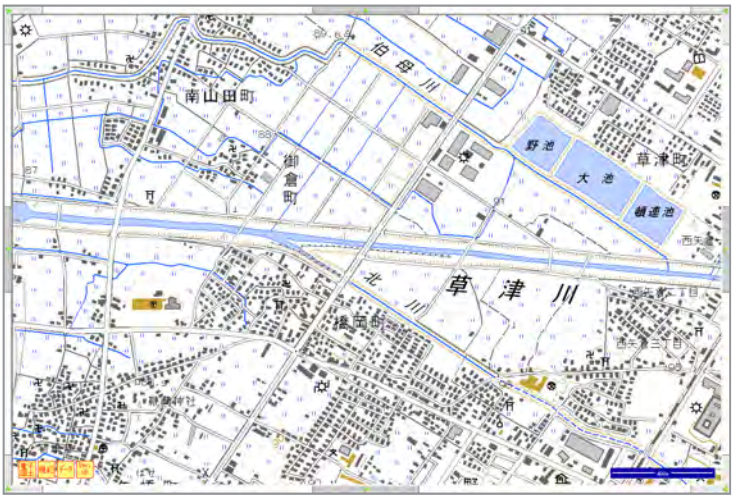
〔図 2〕観音寺花崗閃緑岩の露頭 (2007)



〔図 3〕黒雲母濃集部の定向配列



〔図 4〕取り込まれた泥質岩



新草津川工事現場の火山灰層

【分類番号】2-02-24
【場所】草津市橋岡町
【地形図名】草津
【位置】北緯 35 度 00 分 47 秒
東経 135 度 56 分 12 秒

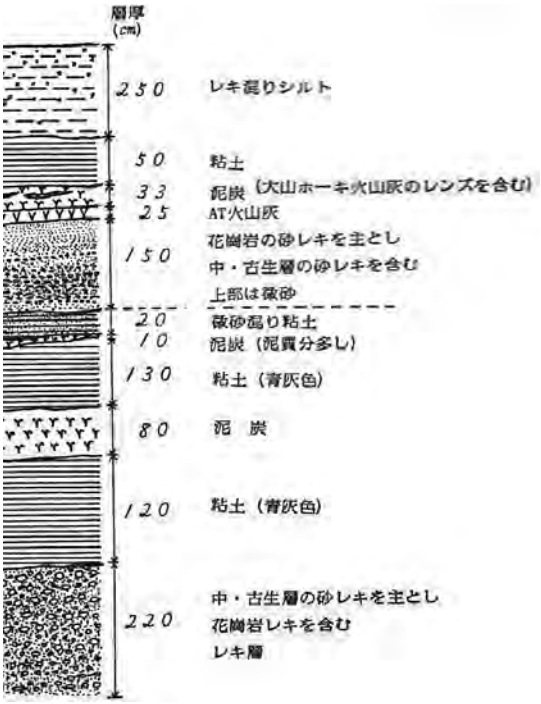
〔図 1〕草津川付け替え工事中に姶良火山灰層が見えた地点

【解説】滋賀県下の沖積平野では、地下 15m 前後の深さにほぼ普遍的に姶良火山灰 (AT) が包含している (石田ほか , 1984; 植村・横山 , 1983)。AT は低位段丘中や琵琶湖の湖底堆積物にも広く分布している (吉川・井内 , 1991, 1993)。1986 ～ 1987 年にかけて草津川付け替え工事が行われ、橋脚工事現場から 2 層の火山灰層が見つかった。上部の火山灰は地下 3m の泥炭層中にレンズ状に大山ホーキ火山灰が、3.3m には姶良火山灰が見られた (藤本 , 1986)。この姶良火山灰層は、露頭の東側では層厚が 20㎝前後で、西側では 70㎝もあった。この火山灰層中に林立したアシの化石が含まれている部分があることから琵琶湖の湖岸のような堆積環境であったと考えられる。またこの露頭では地下約 5m を境に上部と下部を構成する礫種が異なっている。すなわち上部は主として花崗岩礫であるが、下部層は中・古生層の砂岩・頁岩・チャートが多く草津川と野洲川の流路変遷を考える上で重要である。

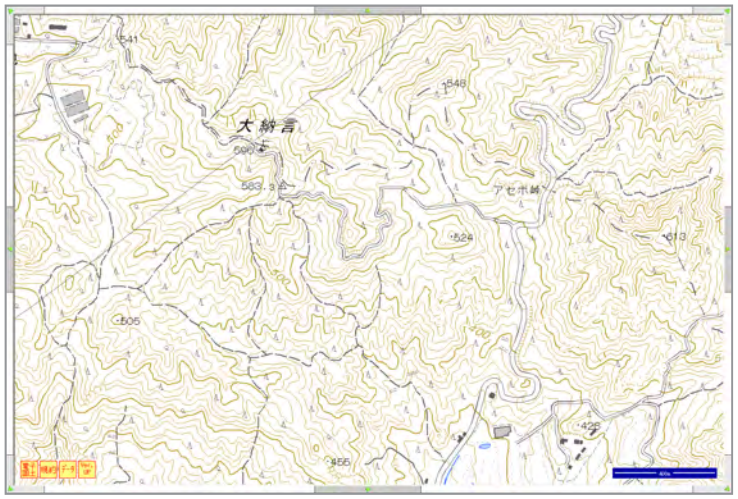
【保全の状態と意義】付け替え工事終了に伴って露頭は埋め戻され現在は観察出来ない。この露頭の下流側では付け替えられた草津川岸に大山ホーキ火山灰層が見られたが、これも今は見ることができない。

【執筆者】藤本秀弘

〔図 2〕草津川付け替え工事現場 (1987)



〔図 3〕露頭柱状図



〔図 1〕砥石原石産出地点付近の地形図

宮町砥石の原石採掘跡

【分類番号】2-03-25
【場所】甲賀市信楽町宮町
【地形図名】三雲
【位置】北緯 34 度 57 分 05 秒
東経 136 度 05 分 24 秒

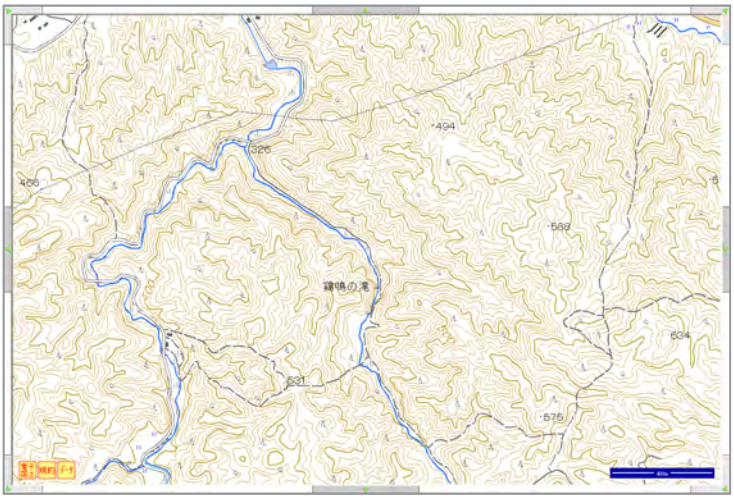
【解説】紫香楽宮の遺跡発掘で脚光を浴びる信楽町宮町では、古くから砥石が生産され、地元を中心に需要が多く、宮町砥石の名で知られていた。特に、農家の草刈り鎌の砥石として愛用され、近在の大工は粗砥として利用した。砥石の原石採掘場は、宮町の北部に連なる山地で、砥石山と通称され、宮町からアセボ峠を越えた湖南市三雲に通じる道路南側の中腹から、西に入り大納言に向かう林道沿いにある。この山地は花崗岩類 (観音寺花崗閃緑岩) で占められ、その上に浸食を免れた中・古生層が小規模にルーフペンダント状に残されている (中野ほか , 2003)。採掘場の岩石は、接触変成を受けてホルンフェルス化した黒色の泥岩ないし細粒の砂岩である。新鮮な部分は黒色・緻密で非常に硬く、また風化の強い部分はもろくて、どちらも砥石には向かず、少し風化して褐色をおびた部分が硬さも適当で砥石に適したようである。

【保全の状態と意義】砥石山は、宮町の法性寺の持ち山で、採掘権は約 5 年毎に入札によって引き継がれ、切り出された石材は荷車で家に運ばれて砥石に加工されていた。昭和 30 年代後半までは全て手作業であったが、その後製材所の動力を利用した石切鋸で加工され、大量生産が可能となり、伊賀地方などに販路がひろげられたが、人工砥石の普及により廃業された。刃物の使用に砥石は必需品で、古くは県内でも各地で生産されたと考えられるが、その実態は不明である。昭和 40 年代まで続いた宮町砥石とその発掘跡を知る意義は大きい。

【執筆者】松岡長一郎

〔図 2〕採石場露頭 (田村幹夫 , 2009)

〔図 3〕宮町砥石



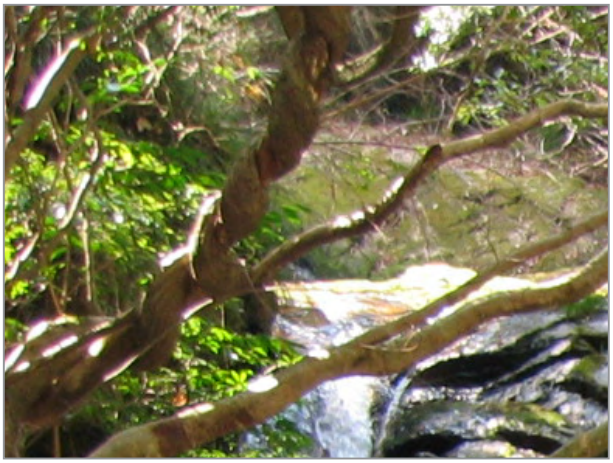
〔図 1〕鶏鳴の滝周辺の地形図

信楽花崗岩

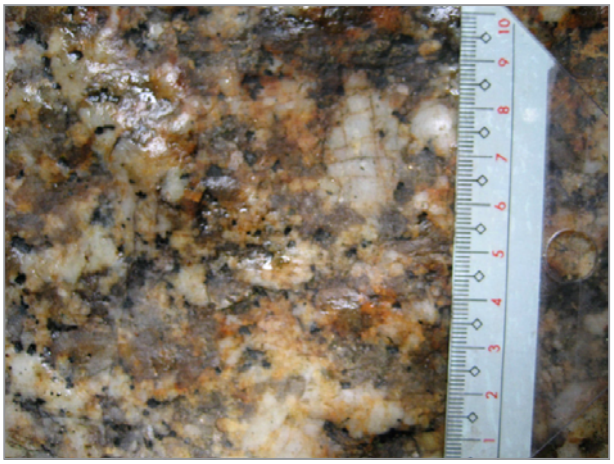
【分類番号】2-03-26
【場所】甲賀市信楽町鶏鳴の滝
【地形図名】信楽
【位置】北緯 34 度 50 分 38 秒
東経 136 度 03 分 46 秒

【解説】領家変成帯に分布する花崗岩を領家花崗岩という。領家帯は滋賀県では見られないが南方の京都府木津川沿いに分布する。そこに貫入する領家花崗岩から連続するのが信楽花崗岩で、中粒～粗粒黒雲母花崗岩である。アルカリ長石はしばしば大きな斑晶になることがあり、石英はいくつか集まってプール状になる。やや小さな黒雲母は集まって一定方向に伸び定向配列することがある。田上花崗岩に貫入されているが、信楽花崗岩の K-Ar 年代は約 70 Ｍａ (沢田・板谷 , 1993) で田上花崗岩とほぼ同年代である。あとから貫入した田上花崗岩の影響をうけて放射年代が若くなっている可能性がある。周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1982) は参考になる。

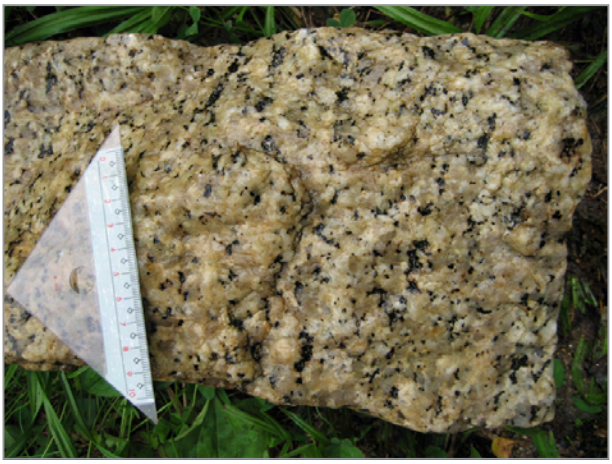
【執筆者】天白俊馬



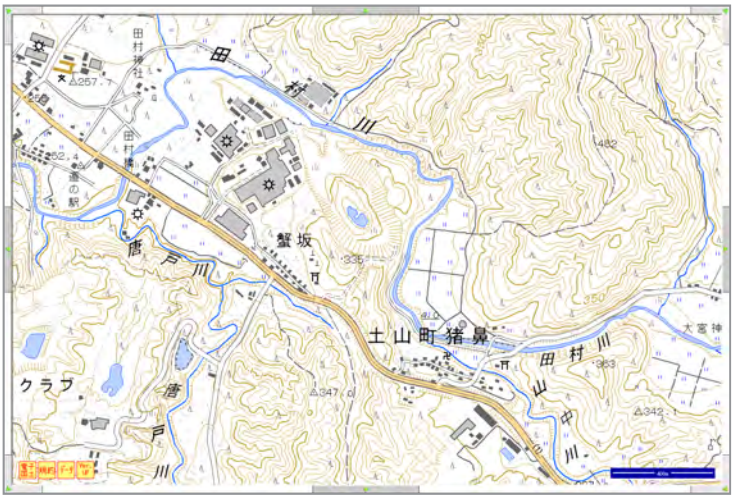
〔図 2〕鶏鳴の滝 (2007)



〔図 3〕アルカリ長石斑晶 (右上白色部)



〔図 4〕黒雲母濃集部の定向配列



猪ノ鼻火砕岩脈 (珪長質火砕岩脈)

【分類番号】2-03-27
【場所】甲賀市土山町猪ノ鼻
(湖国興業採石場内)
【地形図名】土山
【位置】北緯 34 度 55 分 29 秒
東経 136 度 18 分 30 秒

〔図 1〕火砕岩脈の露頭周辺地形図

【解説】滋賀県南部土山町猪ノ鼻の湖国興業採石場内に黒色の火砕岩脈が見られる。火砕岩とはマグマが地下で発泡して、周囲の岩を取り込みながら貫入したもので、猪ノ鼻火砕岩は灰～灰褐色の多量の石英、アルカリ長石、斜長石片を含む流紋岩質凝灰岩である。中・古生層に貫入する石英斑岩と中・古生層の間隙を埋めるような産状を示し、石英斑岩に伴って中・古生層中に非調和に貫入するものと、調和的に貫入するものがある。石英斑岩と火砕岩の境界ははっきりしており、火砕岩が石英斑岩を貫ぬいたり、石英斑岩を取り込んで破砕している場合もある。斑晶は石英＞アルカリ長石＞斜長石＞黒雲母であり、石英が特に多い。石英は他形で多くは破片状であるが、まれに融食形を示す。アルカリ長石は他形の破片状である。斜長石は半自形から他形の破片状である。黒雲母はわずかに見られ他形である。石基は細粒の石英、黒雲母、セリサイトからなり、粒度変化に富む。湖東流紋岩類中の杠葉尾火砕岩と産状や岩相などが似ており、猪ノ鼻火砕岩脈は琵琶湖コールドロンに関わる岩脈と推定される (多賀ほか , 2001)。

【保全の状態と意義】湖国興業による採石場内にある。

【執筆者】多賀　優

〔図 2〕猪ノ鼻火砕岩の露頭 (2001)(ハンマーは 30cm)

〔図 1〕小野峠周辺の地形図

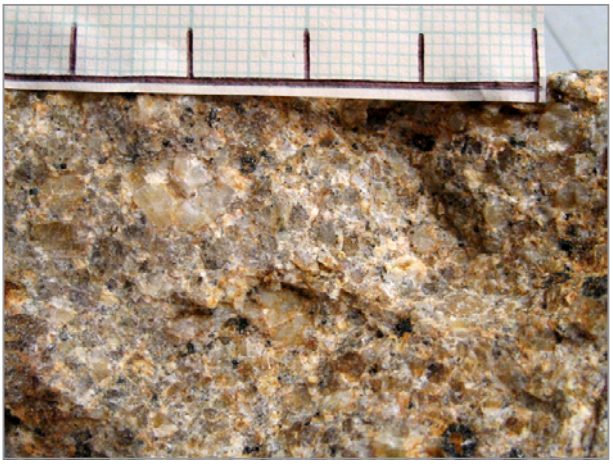
田上花崗岩
中〜細粒斑状岩相

【分類番号】2-03-28
【場所】甲賀市水口町小野峠
【地形図名】水口
【位置】北緯 34 度 55 分 50 秒
　　東経 136 度 07 分 34 秒

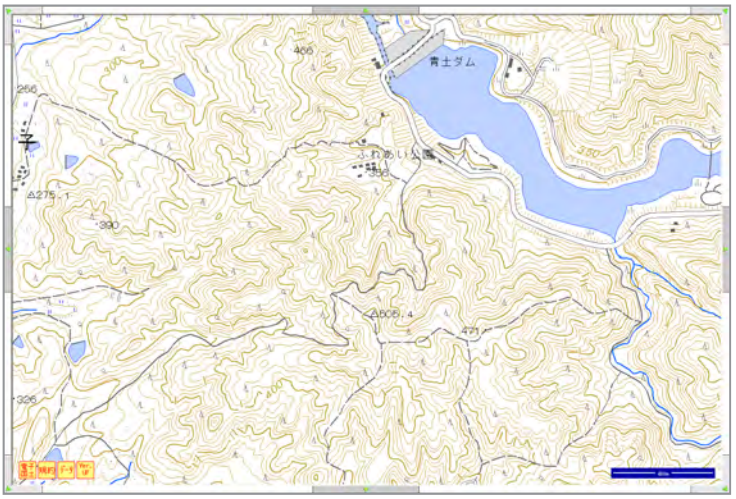
【解説】甲西町鳥ヶ嶽から飯道山にかけて中〜細粒斑状花崗岩が見られる。この岩相は田上花崗岩体の高所や周縁部に分布し、岩相は不均質で斑晶量や石基の粒度変化も大きく、花崗岩体の天井相あるいは周縁相であろう。国道 307 号の旧道小野峠付近では田上花崗岩体が観音寺花崗閃緑岩と接する周縁部にあたり、せまい範囲でこの岩相が見られる。この露頭の 10 メートル西では中粒花崗岩相が露出している。周琵琶湖花崗岩団体グループ (2000) は参考になる。

【執筆者】天白俊馬

〔図 2〕露頭の状況 (2007)



〔図 3〕不均質斑状の岩相



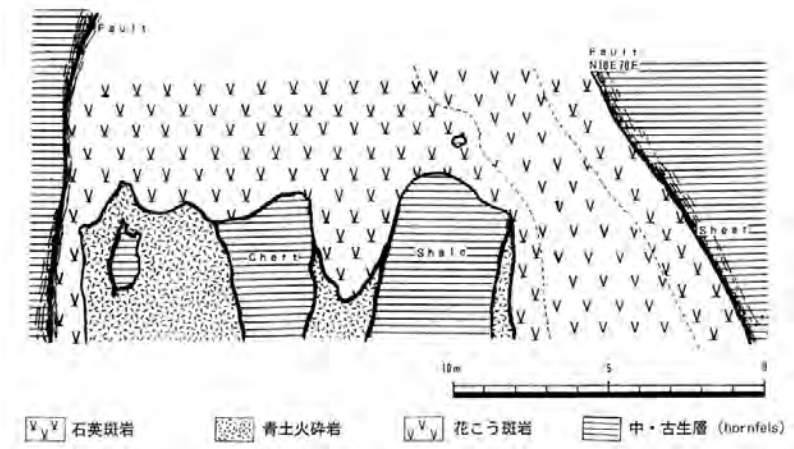
青土火砕岩脈 (珪長質火砕岩脈)

【分類番号】2-03-29
【場所】甲賀市土山町青土
【地形図名】土山
【位置】北緯 34 度 56 分 50 秒
東経 136 度 18 分 02 秒

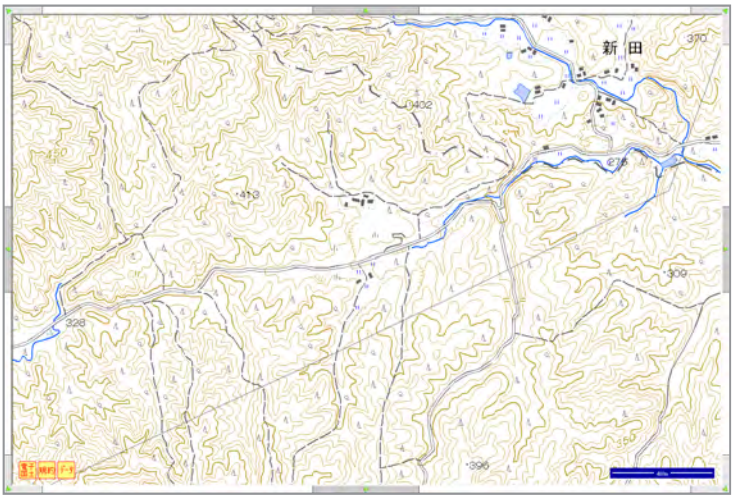
〔図 1〕青土火砕岩脈の露頭周辺地形図

【解説】火砕岩とは地下でマグマが発泡して、周囲の岩を取り込みながら貫入し固結した岩石である。湖東流紋岩中の杠葉尾火砕岩と産状や岩相などが似ており、この火砕岩は琵琶湖コールドロンに関わる岩脈と推定され、琵琶湖コールドロンの活動範囲を知ることができる。滋賀県南部土山町青土には石英斑岩脈に伴う青土火砕岩脈が見られる。石英斑岩脈は青土トーナル岩北部岩体とその南方延長線上の南部小岩体の間に N10° E 方向に幅数 m で分布している。図 2 の露頭では、この石英斑岩脈中の中・古生層の捕獲岩と石英斑岩との間に青土火砕岩が介在している。青土火砕岩と石英斑岩との境界は明瞭ではなく、両者の貫入関係は明らかではない。青土火砕岩は、数 mm ～ 2cm 頁岩やチャート、花崗岩類などの石質岩片を多量に含んでいる。これらは破砕された角礫状で、火砕岩石基部の縞状構造と同じ方向を向いていることが多い (吉田ほか , 2001)。

【執筆者】多賀　優



〔図 2〕青土火砕岩脈の露頭 (吉田ほか , 2001)



三郷山陶土鉱山

【分類番号】2-03-30
【場所】甲賀市信楽町神山
【地形図名】信楽
【位置】北緯 34 度 52 分 01 秒
東経 136 度 05 分 47 秒

〔図 1〕三郷山陶土鉱山周辺の地形図

【解説】信楽焼原料の陶土は、かつては市街地周辺で採掘されていたが、現在県内で規模の大きな陶土鉱山は、三郷山鉱山のみである。採掘対象は耐火粘土と珪砂で、すべて露天掘りで採掘されている。耐火粘土は信楽町内で製土・加工され、陶磁器・建築用タイルなどの原料として使用されている。珪砂はガラス原料・建材などとして利用されている。耐火粘土・珪砂の鉱床は、基盤の領家花崗岩類の凹地を埋積した古琵琶湖層群上野層槇山部層に賦存されている (中野ほか , 2003)。同じ地層には、亜炭の薄層もはさまれている。採掘されている粘土層のうち、石英粒が多く含まれる部分は「蛙目粘土」、亜炭が多く含まれる部分は「木節粘土」と呼ばれている。滋賀県高等学校理科教育研究会地学部会（2002）は参考になる。

【保全の状態と意義】現地は山中にあり、通常は植生に覆われて地層を見ることができない場所である。陶土の採掘が目的とされた露頭であり、採掘が続けられることで常時地層を観察することができるという一面がある。古琵琶湖誕生期の地層が観察できるという点で、学術的価値は高い。保全を考えるよりも、地場産業として採掘が維持され、露頭が保全されることが望ましい。ただし、付近でも例があるが、陶土の採掘跡が残土や産業廃棄物の廃棄場となる場合があるので、注意が必要である。

【執筆者】田村幹夫

〔図 2〕三郷山鉱山 (2004)

古琵琶湖層群の一連の露頭と化石の産地

【分類番号】2-03-31

【場所】甲賀市甲南町寺庄から甲賀町隠岐を経て甲賀町小佐治まで

【地形図名】水口

【位置】北緯 34 度 55 分 18 秒
東経 136 度 11 分 18 秒
（地点①　馬杉火山灰層）
北緯 34 度 55 分 24 秒
東経 136 度 11 分 52 秒
（地点②　ワニの歯の化石産地）

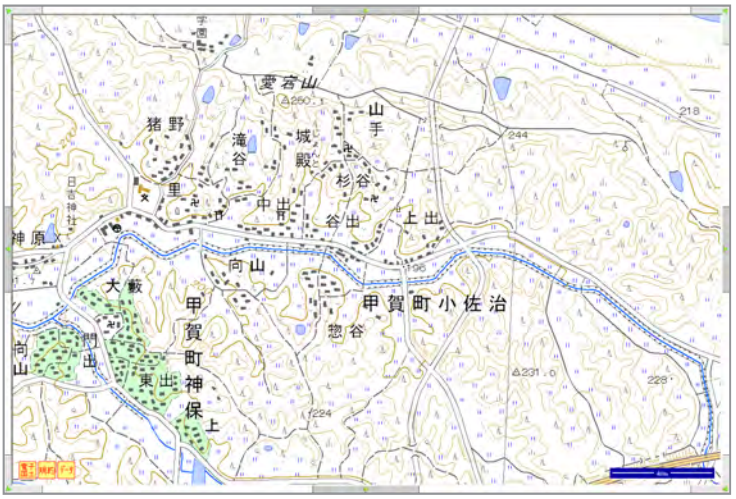
〔図 1〕古琵琶湖層群の一連の露頭周辺の地形図

【解説】草津線寺庄駅北方から甲賀町隠岐を経て小佐治に至る道路沿いとその周辺には、古琵琶湖層群の露頭が点在している。特徴的な火山灰層が何枚もはさまれており、それを鍵層として露頭間の対比をすることが可能である。また、寺庄から小佐治に向かって地層が緩やかに傾斜しており、阿山層・甲賀層・蒲生層の地層を下位から上位へ順に見ていくことができる。粘土層からは、淡水貝・淡水魚（おもに咽頭歯）・植物の葉・木片などの化石が比較的豊富に産出する。また、付近の露頭からは、ワニの歯、イノシシの骨、魚の骨やウロコなどの動物化石も見つかっている。隠岐から小佐治周辺にかけては、当地でドッコンショと呼ばれる自噴井戸が見られる。丘陵に横穴を掘って貯蔵庫にした跡や、飲料水をためた跡なども残されている。またこの付近の水田は非常に軟弱な粘土質であり、圃場整備が行われる以前には米造りに多くの苦労が伴った。現在は逆にその土質を生かして特産のモチ米を生産しており、「モチふるさと館」が観光客でにぎわっている。地学的な関心だけでなく、地質と暮らしの関係を考える上でも興味深い地域である。現地の状況は、コロナ社刊の「改訂滋賀県地学のガイド（上）」に詳述されている（滋賀県高等学校理科教育研究会地学部会，2002)。

【保全の状態と意義】この地域では、対比の容易な火山灰層に恵まれていること、露頭が長期間残されていること、交通が便利なことなど、地層の研究・学習に適した条件がそろっていた。しかしこの数年、この付近でも良好な露頭が急減しており地層観察は年々困難になっている。

【執筆者】田村幹夫

〔図 2〕砂坂粘土層の露頭、ワニの歯が採集された（甲賀町隠岐，1987)



小佐治火山灰層を利用した貯蔵穴

【分類番号】2-03-32
【場所】甲賀市甲賀町小佐治谷出
【地形図名】水口
【位置】北緯 34 度 56 分 04 秒
東経 136 度 13 分 12 秒

〔図 1〕小佐治火山灰層を利用した貯蔵穴周辺の地形図

【解説】民家の裏手の丘陵の麓に、高さ 1.5m ほどの横穴が２つ並んで掘られている。横穴は古琵琶湖層群の粘土層に掘られており、小佐治火山灰層が横穴の天井になるようにつくられている。地元の人の話によると、穴のひとつは冬季に蚕の卵を貯蔵するためのもので、もうひとつは飲料水をためるためのものだったということである。甲賀市小佐治周辺には、古琵琶湖層群甲賀層佐治川部層の厚い粘土層が分布している (川辺，1981)。粘土層はかなり強固で不透水性であるが、乾燥には弱く表面からひび割れてくる。これに対して小佐治火山灰層は、透水性であるが乾燥には強く、粘土層よりもさらに強固な性質がある。そのため、火山灰層を天井にして横穴が掘られたものらしい。小佐治周辺は不透水性の粘土層が卓越していることから、水質のよい浅井戸が少なかった。そのため、わずかなわき水を横穴にためる工夫がされたものである。また、丘陵に掘られた横穴は温度変化が少なく、冬季の寒さよけの貯蔵庫としての役割を果たしていた。この付近には他にも類似の横穴が残されているとのことである。

【保全の状態と意義】2008 年の現地確認では、横穴の入り口は植生におおわれて見えなくなっていた。地学的な環境と密接に関連した生活遺跡としての意義があり、調査が望まれる。
また、この火山灰層は 2009 年に新しく定義された地質時代の一つである第四紀の直前にたまったものである。人類の時代とされる第四紀とそれ以前の時代との境界付近の時代にあることから、学術的にも重要といえる。

【執筆者】田村幹夫・里口保文

〔図 2〕小佐治火山灰層の下に掘られた横穴 (甲賀町小佐治，1991)

葛木断層と地層の急傾斜

【分類番号】2-03-33
【場所】甲賀市深川ニューポリスＢ
【地形図名】水口
【位置】北緯 34 度 56 分 10 秒
東経 136 度 10 分 34 秒

〔図 1〕葛木断層による地層の急傾斜が見られる付近の地形図

【解説】葛木断層は、甲賀市水口町の水口大橋と水口橋の中間点付近から甲南町希望ヶ丘、深川ニューポリス、葛木を経て下野川付近まで、ほぼ北北西－南南東方向に約 8㎞にわたって伸びている (中野ほか , 2003)。断層による古琵琶湖層群の変位は、断層面が東傾斜の逆断層で、東側が約 50m 相対的に上昇している (池田ほか , 1991)。葛木断層は、本地点では古琵琶湖層群甲賀層を変形させているが、新しい時代 (後期更新世以降) に活動した証拠のある断層とはされていない (水野ほか , 2002)。図 2 は、県道水口甲南線沿いの丘陵が掘削された際の露頭で、地層の急傾斜と複雑に発達する多数の断層面が観察できた。葛木断層はこの道路に斜交して希望ヶ丘方向に伸びており、道路造成工事の際には本地点の約 100m 北にある道路沿いの掘削法面でも地層の急傾斜が見られた。

【保全の状態と意義】古琵琶湖層群の掘削面は、数年で植生に覆われる。また現場は民有地で、露頭の保全は不可能である。この付近が断層沿いの地域であることを認識し、掘削が行われる際に調査を実施し、データを残すようにすることが必要であろう。

【執筆者】田村幹夫

〔図 2〕葛木断層と地層の急傾斜 (ニューポリスＢ、2005; 図の右方が東)

古琵琶湖層群を浸食してできた滝と、地層中の漣痕・乾裂・足跡化石

【分類番号】2-03-34
【場所】甲賀市水口町宇川柏貴橋上流の野洲川河床
【地形図名】水口
【位置】北緯 34 度 58 分 01 秒
東経 136 度 09 分 11 秒（上の滝）
北緯 34 度 58 分 01 秒
東経 136 度 08 分 56 秒（下の滝）

〔図 1〕河床に滝のあった地点周辺の地形図

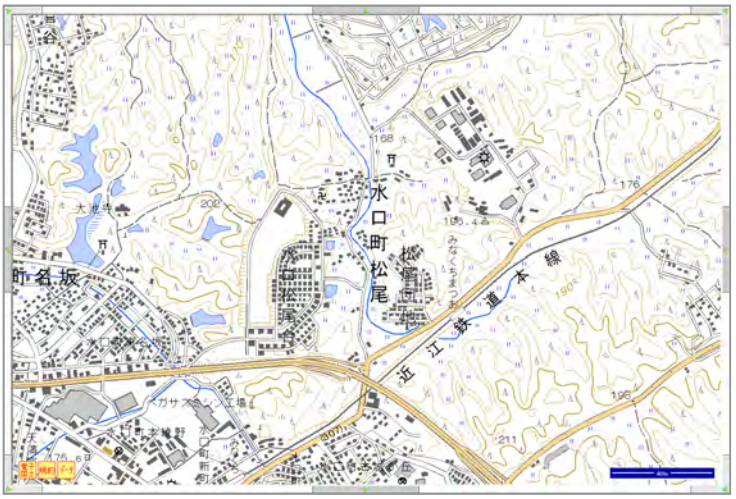
【解説】柏貴橋上流の野洲川河床には、1987 年当時、古琵琶湖層群の地層を浸食してできた滝が 2 つあった。柏貴橋から約 200m 上流の滝を下の滝、約 600m 上流の滝を上の滝とする。下の滝は落差約 2m で、幅は約 50m あった。滝には地層の断面がよく現れており、堆積構造を詳細に観察することができた。また滝の上流には直径 1m 前後のポットホールが多数できていた。滝の断面や上面付近の地層中には、漣痕･乾裂･足跡化石がいたるところに見られた。上の滝は下の滝より規模が小さく、落差は 0.5 ～ 1m、幅約 50m であった。下の滝から上の滝を経て上流の近江鉄道鉄橋下流の堰までは、河床に古琵琶湖層群が連続して露出し、滝付近と同様に漣痕・乾裂・足跡化石などを観察することができた。特にワニの足跡化石が多数見られることが特徴的である。また一部からは淡水貝・植物・ワニの歯などの化石が産出した (田村 , 1991; 岡村ほか , 1995 など)。滝付近の地層は、蒲生層中部で、虫生野火山灰層より少し上位の層準と推測される。

【保全の状態と意義】上下 2 つの滝は、河床に美しい景観をつくっていた。また、付近の地層中には足跡化石・漣痕・乾裂等が豊富に含まれており、貴重な存在であった。しかし、下の滝は、1989 年頃に右岸の護岸工事が行われた際に付近の河床が大規模に掘削され、完全に消失した。また上の滝も、その後の河床の変化で、完全に消滅した。1996 年から 97 年にかけて、水口町教育委員会によって河床の地層の足跡化石の調査が行われた。その成果は、みなくち子どもの森の展示等に生かされている。上の滝があった付近よりも上流では現在も河床に地層が残っており、足跡化石・乾裂・漣痕などが残されているので、これ以上の人工的な破壊は絶対にしないようにすべきであろう。

【執筆者】田村幹夫

〔図 2〕下の滝 (1987)

〔図 3〕下の滝をつくる地層の断面に現れた乾裂と漣痕 (1987)



〔図 1〕虫生野火山灰層の採掘跡周辺の地形図

虫生野火山灰層の採掘跡

【分類番号】2-03-35
【場所】甲賀市水口町松尾
【地形図名】水口
【位置】北緯 34 度 58 分 57 秒
東経 136 度 10 分 57 秒

【解説】現場は、古琵琶湖層群の丘陵のふもとで、川幅 10m 程の思川に向き合った小さな畑の奥に、虫生野火山灰層 (Takaya, 1963) を採掘した穴が残されている。1980 年頃に調査をしたときには、穴の入り口は高さ約 1.5m あるが、内部は水浸しで、奥行き等内部の確認はできなかった。入り口付近に露出している火山灰層は、虫生野火山灰層の下部～中部で、黄白色・細粒でラミナが発達している。採掘が行われていた時期は戦前と思われるが、1980 年頃に地元の人に尋ねてもすでに不明であった。ただ、近所の人による磨き砂としての利用は続いていたらしく、1980 年頃の調査でも、真鍮の仏具などを磨くのに多少の利用があるとのことであった。

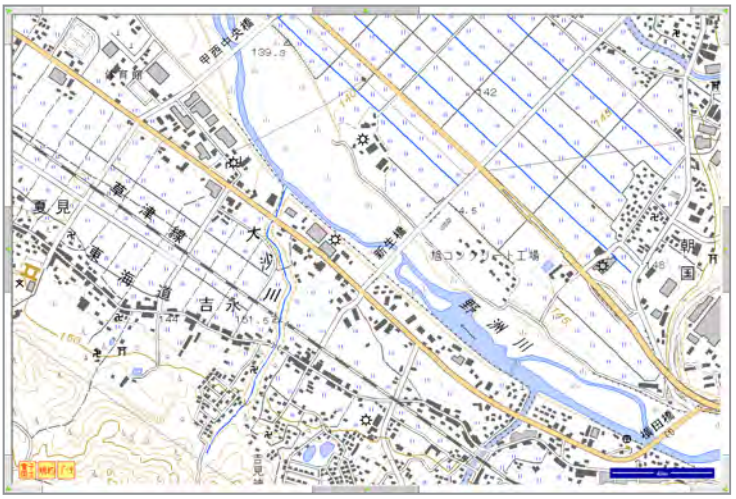
長年の採掘に耐えられるほどの厚さがあるこの火山灰層は、すべてが降ってきて積もったのではなく、火山灰層の見かけから考えると、この地域に降った量は数 cm 程度で、火山灰を噴出した当時にあった洪水などにより多量の水とともに運ばれてきたと考えられている。滋賀県以外の、伊勢湾西岸、掛川、新潟などでも同じ火山灰が確認されている。

【保全の状態と意義】1970 年代末に畑を広げるために穴の周辺が少し削られて、地層がよく見える時期があった。しかし現在は穴の周りは大部分が植生に覆われ、火山灰層の全体を見ることはできない。虫生野火山灰層が常時観察できるということに加えて、産業遺跡としての価値もあり、将来にわたって保全することが望ましい。但し現地は私有地で、一時期見学者が多くなって土地所有者が困っておられたこともあり、十分な注意が必要である。

【執筆者】田村幹夫・里口保文

〔図 2〕虫生野火山灰層が採掘されていた穴 (1989)

〔図 3〕中央の民家の右奥に露頭がある (2008)



〔図 1〕噴砂の見られる周辺の地形図

古琵琶湖層群中の噴砂

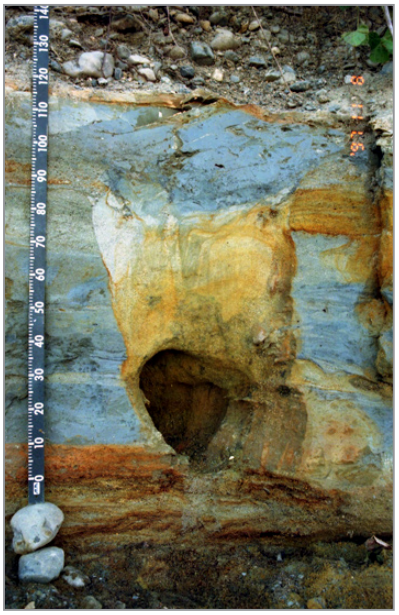
【分類番号】2-03-36
【場所】湖南市吉永新生橋下流の野洲川左岸側
【地形図名】三雲
【位置】北緯 34 度 59 分 30 秒
東経 136 度 06 分 21 秒

【解説】噴砂は、新生橋の約 50m 下流の左岸寄りの、低水敷から立ち上がる高さ約 5m の壁面で発見された (野洲川朝国河床足跡化石調査団 , 1998)。壁面の下部約 4m は古琵琶湖層群の砂泥互層で、上部約 1m が野洲川の高水敷の礫層である。噴砂は、この壁面の中部の古琵琶湖層群中に残されていた。発見当時は、壁面の 5 箇所で噴砂が観察できた。噴砂の高さはどれも約 120㎝程度で、下端部は粗粒砂層から立ち上がり、シルト層・砂層を貫き、上端に向かって広がる漏斗状の形態をしていた。上端部はシルト層の中にキノコ形に広がっており、上位に重なるシルトの破片が漏斗状構造の中に落ち込んでいるのが観察された。全体の構造から、噴砂の形成時期は地層の堆積当時であったと推定される。この場所は、足跡化石群が最初に発見された地点の約 150m 上流で、約 3 ～ 4m 下位の層準にあたる。現地の地層は黒川明氏によって精査されている (野洲川朝国河床足跡化石調査団 , 1998)。それによれば、噴砂の見られたのは露頭番号Ｌ 9 の地点で、噴砂が発見されたのは g 火山灰層の約 16m 上位の層準である。 g 火山灰層は上出 I 火山灰層に対比されるので、噴砂の層準は古琵琶湖層群甲賀層の最上部に相当する。

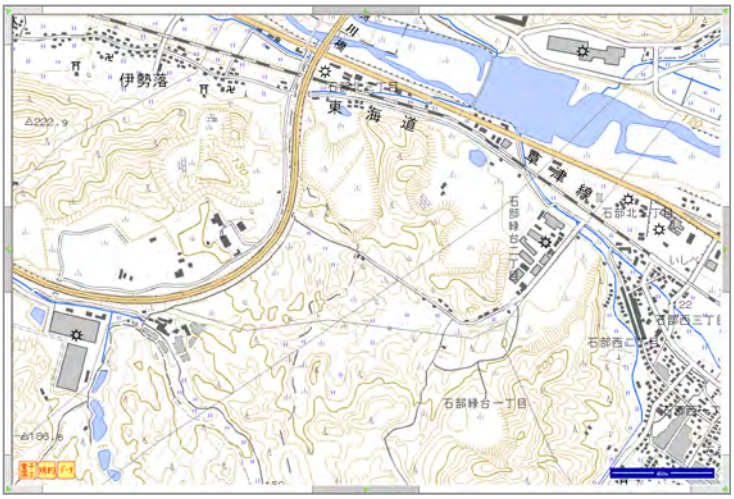
【保全の状態と意義】2008 年の現地確認では、壁面は残されているが、洪水による侵食と植生による被覆で、噴砂は見られなかった。地層自体は残っているので、将来的に同じ壁面で観察できる可能性はある。噴砂の構造が細部まで残されており、貴重な露頭である。

【執筆者】田村幹夫

〔図 2〕噴砂の露頭 (1997)



〔図 3〕噴砂のひとつ (高さ約 120㎝ , 1997)



〔図 1〕五軒茶屋火山灰層の採掘跡周辺の地形図

五軒茶屋火山灰層の採掘跡

【分類番号】2-03-37
【場所】湖南市石部緑台五軒茶屋石部町資源再利用工場向かい
【地形図名】野洲
【位置】北緯 35 度 01 分 06 秒
東経 136 度 02 分 24 秒

【解説】湖南市石部緑台二丁目 (旧地名：五軒茶屋) の石部町資源再利用工場付近の丘陵には、五軒茶屋火山灰層 (古琵琶湖団体研究グループ , 1980) を採掘した坑道 (横穴) が多数残されていた。1984 年の調査時には、道路南側の丘陵一帯が掘削中であり、そこに坑道が露出していた (図 2)。道路南側の坑道はこの掘削ですべて破壊され、消失した。2008 年の現況調査では、石部町資源再利用工場の道路を挟んだ向かい側に火山灰層の露頭が見られた (図 3)。この露頭の上半部が五軒茶屋火山灰層で、層厚は最大で約 3.4m ある。この露頭の右手背後に、露天掘りによって火山灰層を採掘した跡と思われる、直径 30m ほどの馬蹄形の凹地がある。またこの露頭の裏手には、数十 m 四方の範囲に地下の坑道の陥没による凹地地形が 10 カ所以上見られる。地層が向かって左に傾いており、最初は露天掘りであったものが、地表からの深度が深くなって横穴による採掘になったことが推測される。1984 年の調査時には、道路南側の掘削現場で、五軒茶屋火山灰層の下位のやや軟弱なシルト層から、ドブガイ類、タニシ類、イシガイ類等の淡水貝の化石が産出した。

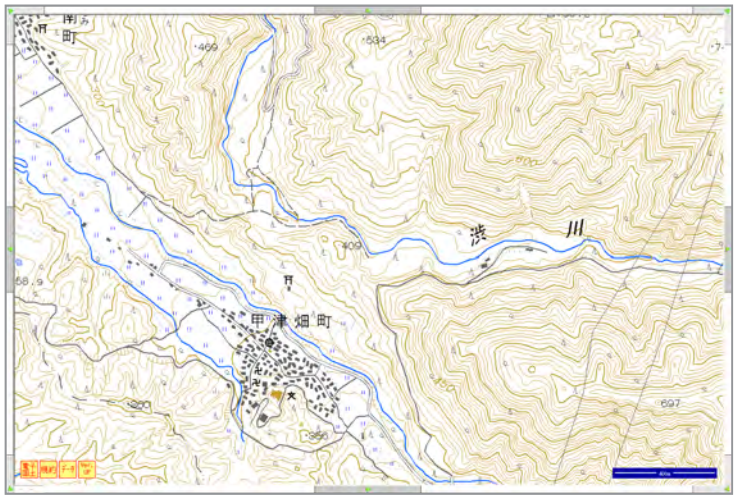
【保全の状態と意義】五軒茶屋火山灰層は、約 175 万年前の岐阜県北部で噴出し、大阪、北陸、伊勢湾周辺、房総半島、新潟など多くの地域で確認されている広域に広がった火山灰層として重要である (吉川ほか , 1996; 里口ほか , 1999 など)。またこの採掘跡は、古琵琶湖層群の火山灰層の採掘跡としては大規模なもので、産業遺跡としての価値もある。道路の拡幅や土砂採取によって失われる恐れがあり、詳細な調査が望まれる。

【執筆者】田村幹夫・里口保文

〔図 2〕火山灰層採掘跡の坑道 (1984)

〔図 3〕五軒茶屋火山灰層の露頭 (石部町資源再利用工場向かい　2008)

〔図 4〕陥没孔と地下の坑道 (2008)



犬上花崗斑岩と杠葉尾火砕岩の貫入関係

【分類番号】2-04-38
【場所】東近江市甲津畑町渋川 (藤切谷)
【地形図名】日野東部
【位置】北緯 35 度 02 分 58 秒
東経 136 度 19 分 30 秒

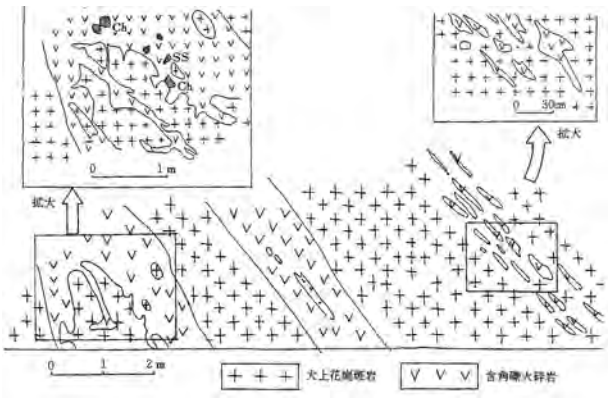
〔図 1〕貫入関係が観察出来る渋川河床の地形図

【解説】杠葉尾火砕岩は湖東流紋岩類の最後の活動の産物であり、非変成の青灰色溶結凝灰岩および優黒色火砕岩からなる (西川ほか , 1979)。優黒色火砕岩には基盤に由来する多量の角礫を含むものから、塑性変形した犬上花崗斑岩を含むものまで様々な岩相がみられ、その産状から火道を示すと考えられる (西堀ほか , 1991; 原山ほか , 1989)。杠葉尾火砕岩は主に永源寺杠葉尾、甲津畑、日本コバ、君ケ畑の地域に分布する。本地点 (甲津畑) では、中・古生層と犬上花崗斑岩の内側弧状岩脈との境界付近に杠葉尾火砕岩が貫入するのが観察でき、杠葉尾火砕岩と犬上花崗斑岩が密接に関係して活動をした産状を示している (西堀ほか , 1991; 原山ほか , 1989)。

【保全の状態と意義】露頭は通常の水面からその直上２．５ｍにある。将来、浸食されて崩壊する可能性もあるが、現在は、堅硬な岩石の表面が適度に洗われて観察しやすい状態に保たれている。両者の形成時期や成因を示唆し、湖東流紋岩類の供給源となった火道の１つであることを理解するのに最適な場所である。

【執筆者】小早川　隆

〔図 2〕渋川右岸の貫入関係のわかる露頭 (1999)



〔図 3〕図 2 の露頭のスケッチ

〔図 4〕上流から見た露頭付近の河床

和南林道の火道角礫岩

【分類番号】2-04-39
【場所】東近江市和南町和南林道
（北側の岩）
【地形図名】日野東部
【位置】北緯 35 度 03 分 26 秒
東経 136 度 19 分 15 秒

〔図 1〕火道角礫岩の路頭周辺の地形図

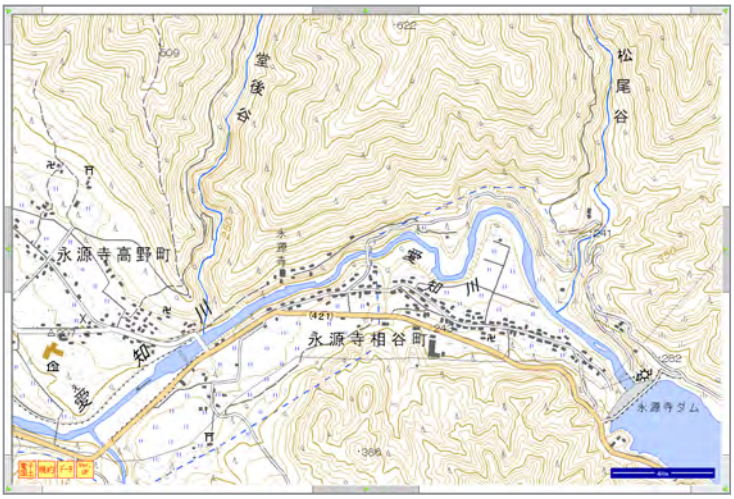
【解説】湖東流紋岩類主岩体の下位にあたる萱原溶結凝灰岩層は灰緑色をした強溶結の溶結凝灰岩である（西川ほか，1979; 西川ほか，1983）。東近江市の和南林道はその分布の最南端である。ここでは、萱原溶結凝灰岩は異質岩片として多量の中・古生層を含み、チャート、粘板岩、緑色岩、砂岩、石灰岩が認められる。中には粘板岩や緑色岩の直径 3m、石灰岩の 75cm の大礫を含む部分がある（図 3）。萱原溶結凝灰岩の異質岩片は、内側弧状岩脈の石英斑岩の近くにとくにに局所的に密集している。この地域は、内側弧状岩脈に沿ったすぐ内側で、ここが火山の火道（開口割れ目）を示すと考えられる。火道付近の中古生層が爆発時に大小の破片となり萱原溶結凝灰岩に取り込まれたのであろう（地学部会湖東ブロック火曜会，1979; 西堀ほか，1991; 原山ほか，1989）。

【保全の状態と意義】湖東流紋岩の噴出孔を示すような火道角礫岩の露頭はいくつか知られるが、ここもその 1 つと考えられ、萱原溶結凝灰岩の噴出様式を考える上で意義が大きい。露頭は林道沿いで見られ図 1 の地点の大きな岩の中には巨大な異質岩片が観察される。

【執筆者】但馬達雄

〔図 2〕和南林道の傍らの露頭の岩 (2007)

〔図 3〕岩には大きな異質岩片が入る (2007)



〔図 1〕柱状節理の発達した路頭周辺の地形図

萱原溶結凝灰岩の柱状節理

【分類番号】2-04-40
【場所】東近江市永源寺相谷町
【地形図名】日野東部
【位置】北緯 35 度 04 分 53 秒
東経 136 度 19 分 25 秒

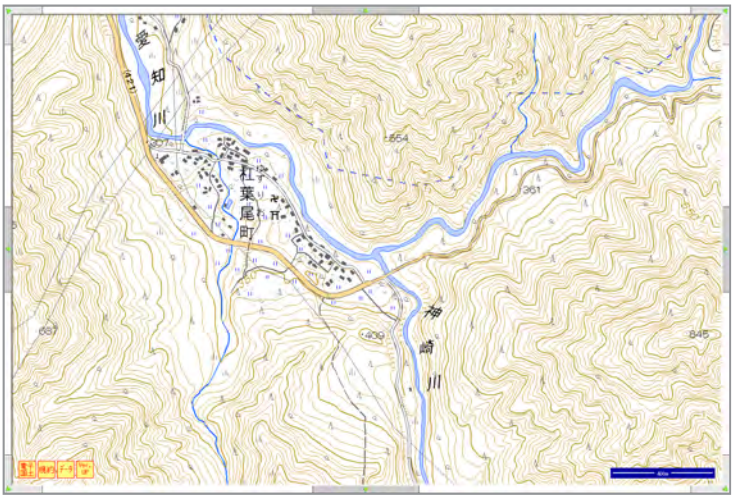
【解説】湖東地域に広く露出する湖東流紋岩類は、中生代白亜紀後期の珪長質火成岩類で、流紋岩溶結凝灰岩を主とし、石英斑岩や花崗斑岩を伴う。湖東流紋岩類の主岩体 (最も広く分布する部分) でも広い分布面積を占めるのが萱原溶結凝灰岩層で、古期の火砕流堆積物からなる (西川ほか , 1983; 原山ほか , 1989; 西堀ほか , 1991)。萱原溶結凝灰岩層は灰緑色強溶結凝灰岩で、径 1 ～ 3mm 程度の破片状の斑晶を含み、石英、斜長石、正長石がみられる。火砕流堆積物が高温で冷え固まるとき溶結した部分に太さ 1m 前後の柱状節理を発達させることはよく知られている。ここではその典型的なものがはっきりと見られる。

【保全の状態と意義】ここは主岩体の萱原溶結凝灰岩層が広く分布している地域の南部にあたり、溶結凝灰岩層の柱状節理や、萱原溶結凝灰岩の特徴を観察するのに適している。この地点は道路沿いの露頭であるが車の通りは少ない。岩盤が比較的安定しているため落石防止のコンクリート被覆がされていないので観察しやすく、本地点の利用価値は高い。

【執筆者】但馬達雄

〔図 2〕萱原溶結凝灰岩の露頭 (2007)

〔図 3〕萱原溶結凝灰岩の露頭 (2007)



〔図 1〕火砕流貫入露頭付近の地形図

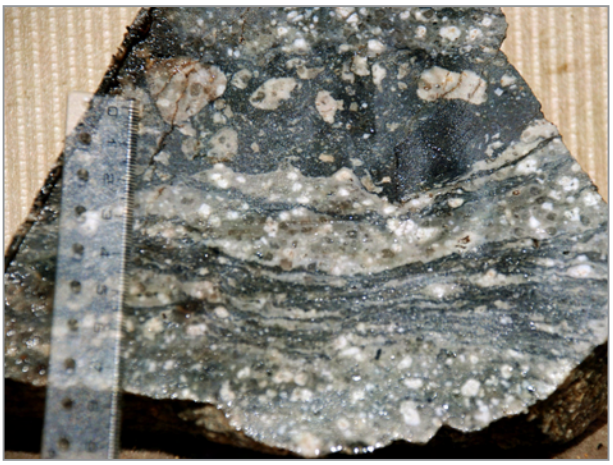
杠葉尾火砕岩貫入露頭

【分類番号】2-04-41
【場所】東近江市杠葉尾町
（神崎川・茶屋川合流点）
【地形図名】竜ケ岳
【位置】北緯 35 度 05 分 32 秒
東経 136 度 23 分 05 秒

【解説】神崎川・茶屋川合流点の右岸岸壁の下部で、中古生層に貫入する犬上花崗斑岩とその中に貫入する杠葉尾火砕岩が見られる（西堀ほか，1991）。露頭はここから下流へ約 100m にわたって点々と河床に続いている。また 700m 程下流右岸に上部に崩壊地のある谷があり、そこから落下した巨礫に、花崗斑岩と火砕岩の貫入関係の観察に好適なものが、河床に多数見られる。

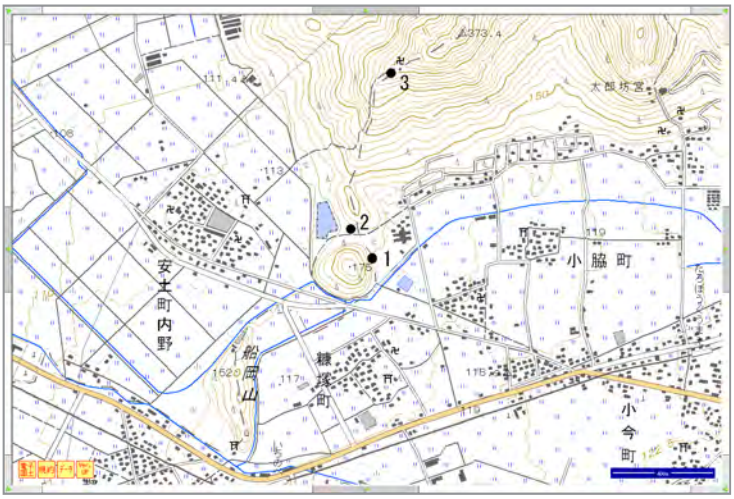
【保全の状態と意義】2008 年現在、図 3 の地点は砂堆となって接近可能であるが、20 年ほど前は深い淵で接近不可能であった。杠葉尾火砕岩は湖東流紋岩の最末期の活動によるものであるが、犬上花崗斑岩と密接な関係をもって活動したことが観察できる露頭のひとつである。河床の礫では優白色の石英斑岩中に、優黒色の杠葉尾火砕岩がまるで墨流しを見るように貫入している様や、火砕岩が石英斑岩を角礫状に取り込んだり、石英斑岩がやわらかなキャラメルを引きちぎったような形で取り込まれていたりする様が観察でき（図 3）、石英斑岩と火砕岩が密接に関係して活動したことがうかがえる（地学部会湖東ブロック火曜会，1979; 原山ほか，1989）。

【執筆者】西川一雄



〔図 2〕河床の礫の断面（石英斑岩と火砕岩の関係）

〔図 3〕合流点岩壁、全体が犬上花崗斑岩（優白色部）その中に貫入する杠葉尾火砕岩（優黒色部）、右岸、下流から上流を見る。



〔図 1〕箕作山花崗斑岩の露頭付近の地形図

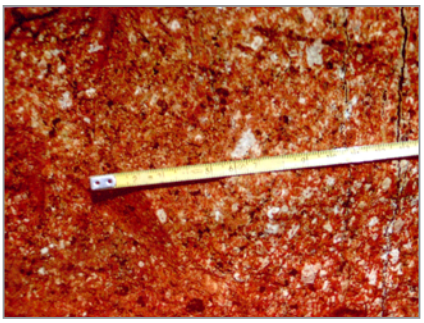
箕作山十三仏参道付近の花崗斑岩

【分類番号】2-04-42
【場所】近江八幡市安土町内野・東近江市小脇町
【地形図名】八日市
【位置】北緯 35 度 06 分 44 秒
東経 136 度 10 分 10 秒

【解説】十三仏から南へ続く尾根とその先に高まる塚状の小山にかけて花崗斑岩が分布している (山田ほか , 1981)。風化が激しく露頭は少ないが、塚状の小山の東側農道の山側に、風化の進んだ露頭 (地点 1) がある。またここから安土町内野へ越える低い峠にはよく風化が進んではいるが組織の残った露頭 (地点 2) がある。ここでは花崗斑岩の組織をそのまま残して、全体が土状になるまで完全に風化した花崗斑岩がみられる。また、内野から十三仏に登る参道には花崗斑岩の大岩塊が多く見られる。十三仏の社殿の大岸壁は溶結凝灰岩であるが、この下で参道の傾斜が少しゆるむ所のやや上に花崗斑岩と溶結凝灰岩の境のあることが、参道の風化面から知られる (地点 3)。

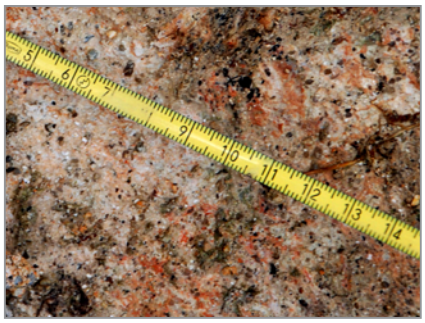
【保全の状態と意義】礫層中の「くさり礫」と同じ程度にくさった (風化の進んだ) 花崗斑岩はあるが、地点 1・2 の花崗斑岩の露頭程風化された露頭はあまりない。風化の進む程度を知る良い場所である。なお、この花崗斑岩は、青蓮寺から十三仏参道の標高 280m 地点より南西に分布し、近江八幡市鶴翼山西麓の舟木町の青根天満宮から南津田町の南津田天満宮にかけて分布する花崗斑岩の岩体や瓶割山や長命寺付近と沖島の貫入岩体など (西堀ほか 1991)、平野部の西側の溶結凝灰岩中に貫入する岩体では比較的分布の広い岩体のひとつである。

【執筆者】西川一雄

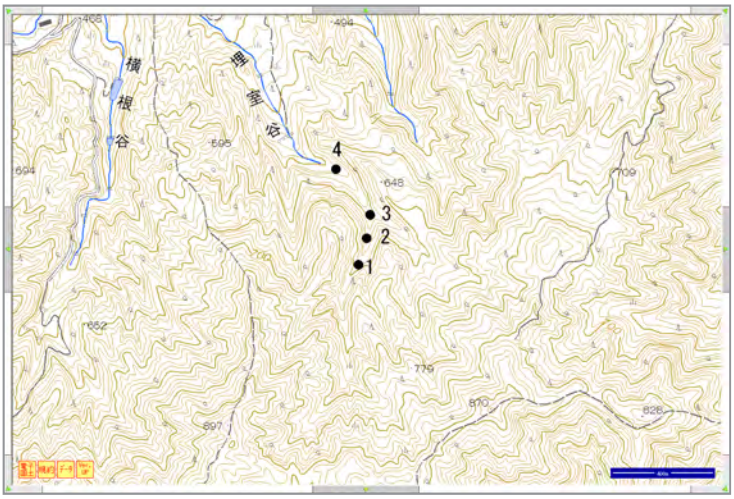


〔図 2〕青蓮寺から内野へ通じる峠の風化のよくすすんだ花崗斑岩

〔図 3〕地点 3 の花崗斑岩風化面



〔図 4〕地点 3 の溶結凝灰岩風化面



秦荘石英斑岩と萱原溶結凝灰岩層

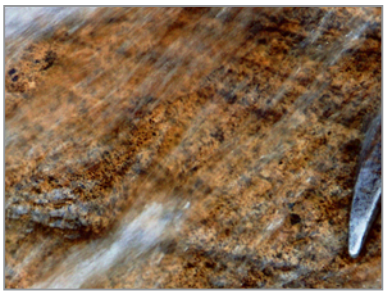
【分類番号】2-04-43
【場所】東近江市百済寺甲
犬上川 (南谷) 支流埋室谷
【地形図名】百済寺
【位置】北緯 35 度 07 分 04 秒
東経 136 度 20 分 30 秒

〔図 1〕秦荘石英斑岩が萱原溶結凝灰岩層に漸移する埋室谷付近の地形図

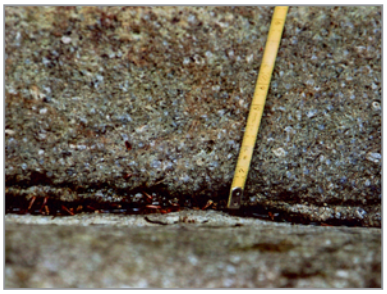
【解説】本露頭では、旧期の湖東流紋岩類の活動期に貫入した秦荘石英斑岩が、次第に萱原溶結凝灰岩層に漸移する状態を連続して見ることができる。地点 1：秦荘石英斑岩　灰緑色をした石英斑岩で、長石 (最大長径 30mm)、石英 (最大径 5mm) の斑晶が顕著で、長石の長軸方向の並びによる流理構造や 2 次的な変質作用によると考えられる緑泥石化した部分とそうでない部分の縞状構造が明瞭である。地点 2：長石斑晶が急激に小型 (最大長径 5mm) になり、完方位性がうすれる。縞状構造は明瞭である。地点 3：大型結晶の存在が目立たなくなる。縞状構造は認められるが、岩石は全体的に萱原溶結凝灰岩に似てくる。地点 4：本質レンズと石質岩片の存在が明らかになり、次第に溶結凝灰岩と見なし得る岩石になる (西川ほか , 1983; 西堀ほか , 1991)。

【執筆者】西堀　剛

〔図 2〕埋室谷における地点図
(西川ほか , 1983 を改変)



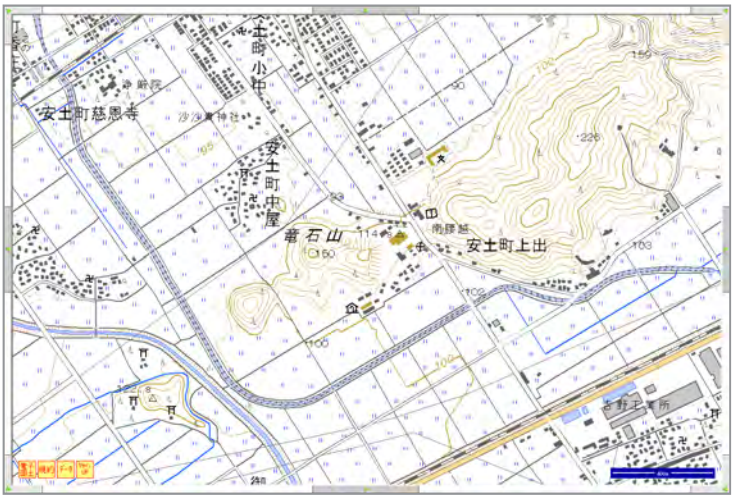
〔図 3〕地点 1 の秦荘石英斑岩 (縞状構造) (2008)



〔図 5〕地点 3 ～ 4 の漸移部の岩石 (萱原溶結凝灰岩) : 谷の右岸で写真の上が東で下が西にあたる。

〔図 4〕地点 1 の秦荘石英斑岩 (縞状構造)

〔図 6〕地点 4 の萱原溶結凝灰岩 (本質レンズ) : 谷の右岸



平野部湖東流紋岩類の層序関係の一部が見られる露頭

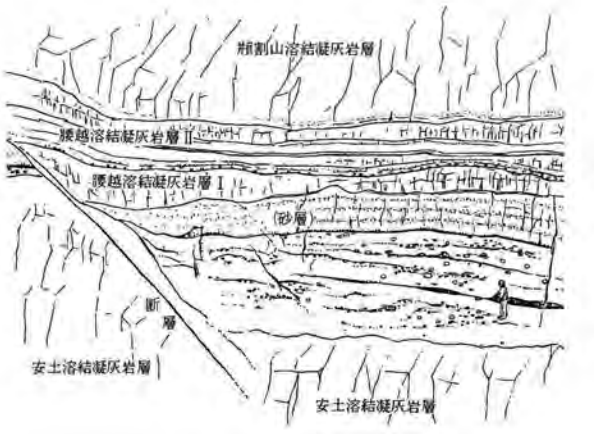
【分類番号】2-04-44
【場所】近江八幡市安土町南腰越
【地形図名】八日市
【位置】北緯 35 度 07 分 55 秒
東経 136 度 08 分 23 秒

〔図 1〕平野部湖東流紋岩類の層序が見える露頭周辺の地形図

【解説】安土町役場西側の竜石山の採石場所の露頭で、安土溶結凝灰岩、腰越溶結凝灰岩、瓶割山溶結凝灰岩の重なりが見られたが、2008 年現在は、崩落した岩塊と植生のため腰越溶結凝灰岩の砂層の部分から上位が観察できるだけになった。かつて 1970 年代には腰越溶結凝灰岩最下部の地層が、安土溶結凝灰岩に不整合に重なり、その厚さが場所によって急激に変化し、上位の溶結凝灰岩層に大きく削り込まれたりする様が観察できた (西川ほか , 1979)。その後、腰越溶結凝灰岩についてはサージ堆積物の特徴を有することが明らかにされた (中野ほか , 1984; Sawada and Nakano, 1992; 沢田・中野 , 2005)。

【保全の状態と意義】湖東流紋岩類の溶結凝灰岩の重なりが直接観察される露頭はほとんどないので、大変貴重な露頭である。

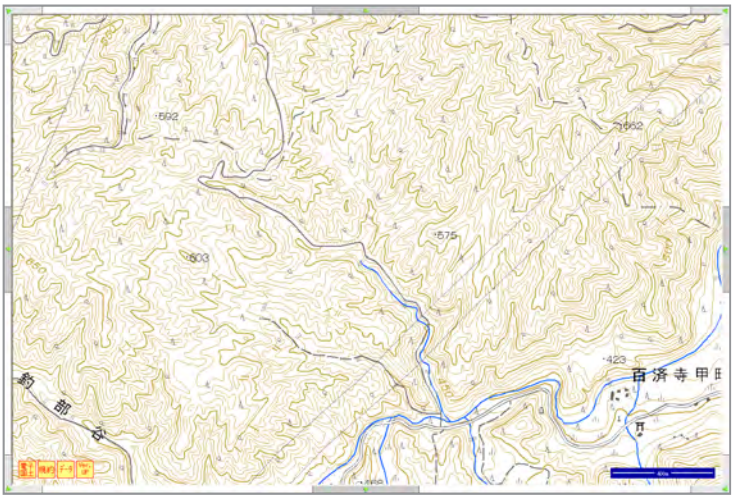
【執筆者】西川一雄



〔図 2〕1970 年中頃の露頭スケッチ (西川ほか , 1979)

〔図 3〕2011 年現在の露頭は車の左端あたりが図 2 の断層の下端になる

〔図 4〕1970 年代の図 2 の露頭



秦荘石英斑岩の縞状構造

【分類番号】2-04-45
【場所】東近江市百済寺甲町犬上川
(南谷) 左岸の支流
【地形図名】百済寺
【位置】北緯 35 度 08 分 04 秒
東経 136 度 19 分 46 秒

〔図 1〕縞状構造を呈する秦荘石英斑岩が広く分布する犬上川 (南谷) 支流周辺地形図

【解説】本露頭は、灰緑色ないし灰色を呈する石英斑岩で、径 5mm 程度の斜長石と石英と少量のカリ長石を含む。特に斜長石は長径 3cm に達するものも含まれる。本岩中には濃淡の色調の差による縞状構造が顕著に見られる。縞状構造の幅は 1 ～ 10cm ほどで、比較的淡色で透明な感じの部分と、暗色で濁った部分が交互に重なっており、部分的に長石の斑晶が縞状構造と平行に並ぶ様子を観察することができる (西川ほか , 1983; 西堀ほか , 1991)。

【保全の状態と意義】秦荘石英斑岩には流理様の縞状構造を呈する部分が多くあるのが特徴のひとつであるが、露頭の多くは山間地でかつ植生が繁茂している。本露頭は林道沿いにあり観察に適した地点のひとつである。

【指定等】湖東県立自然公園 (第 3 種特別地域)

【執筆者】西堀　剛

〔図 2〕縞状構造のある秦荘石英斑岩 (2008)

〔図 3〕縞状構造と長石の斑晶の並び (左上から右下の縞)(2008)

〔図 4〕縞状構造の様子 (左上から右下の縞)(2008)

〔図 1〕津田の花崗斑岩露頭周辺の地形図

八幡山西麓南津田の花崗斑岩

【分類番号】2-04-46
【場所】近江八幡市舟木町・南津田町
【地形図名】近江八幡
【位置】北緯 35 度 08 分 45 秒
東経 136 度 04 分 17 秒

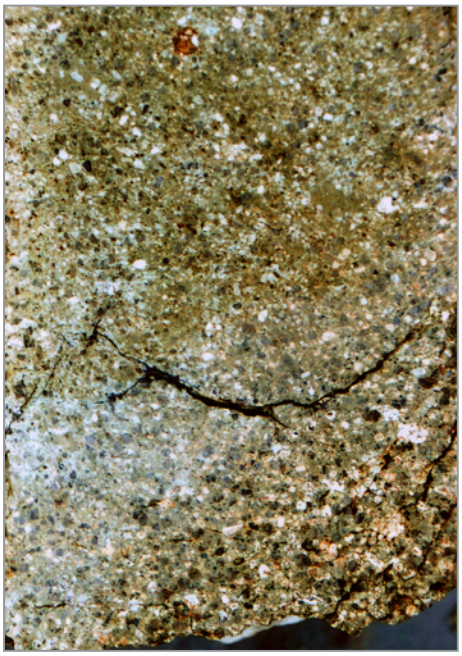
【解説】舟木町青根天満宮北東面の山腹露頭 (地点 1) は花崗斑岩 (図 2) で、社殿南の山腹の露頭は溶結凝灰岩である。ここから北の八王子社の露頭 (地点 2)、その北の眞念寺の北の山腹崩壊防止工の地点 (地点 3) では花崗斑岩がみられ、さらに北の南津田天満宮の背面の露頭 (地点 4) では、凝灰岩に貫入した花崗斑岩の接触面が見られる (図 3)。西堀ほか（1991）は参考になる。

【保全の状態と意義】この場所の花崗斑岩について、5 万分の 1 図幅　近江八幡地域の地質の報告第 5 章で鶴翼山南東部 (南西部の誤りか？) には花崗斑岩の分布はなく、そこには溶結凝灰岩が分布している。として地質図にも花崗斑岩の表示はない。しかし舟木町青根天満宮から北に南津田天満宮までの鶴翼山西麓 800m にわたって花崗斑岩は分布している。

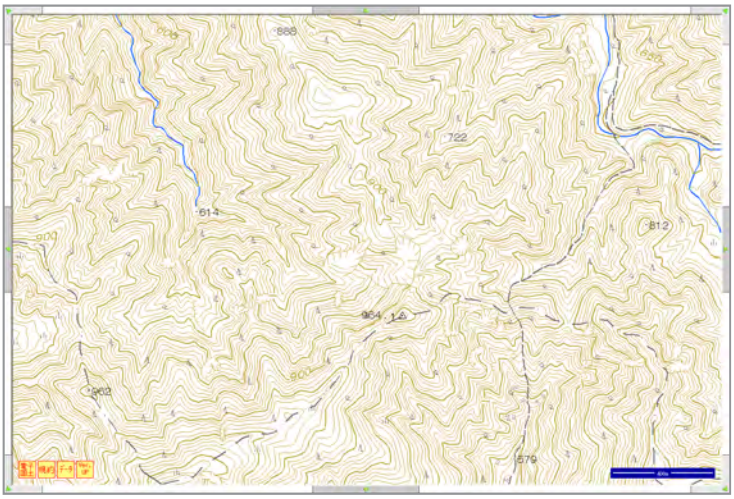
【参考文献】松岡長一郎（1979）滋賀県地質図　滋賀県自然保護財団
山田ほか（1981）20 万分の 1 地質図幅「名古屋」(第 2 版) 地質調査所

【執筆者】西川一雄

〔図 2〕青根天満宮の花崗斑岩



〔図 3〕凝灰岩に貫入した花崗斑岩

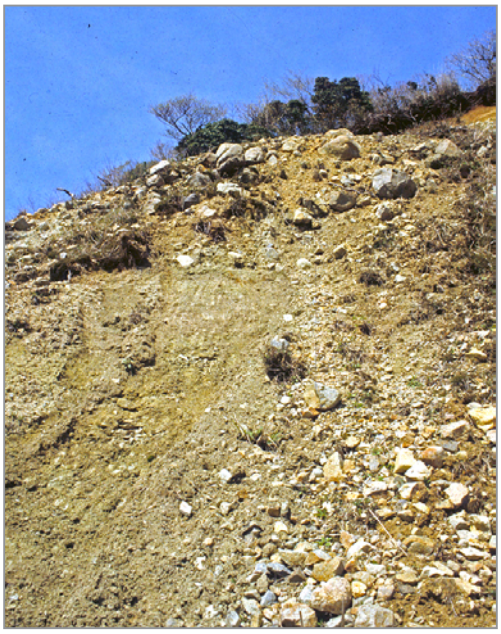


〔図 1〕鈴鹿礫層中の凝灰岩分布地点

鈴鹿礫層中の凝灰岩層

【分類番号】2-04-47
【場所】東近江市永源寺町モガミがれ
【地形図名】日野東部
【位置】北緯 35 度 01 分 30 秒
東経 136 度 21 分 05 秒

【解説】鈴鹿山地の尾根部には礫層が点在分布している。この礫層は、湖東流紋岩礫を含むことが特徴で、その堆積年代については、中新統であると指摘されてきた (嘉藤 , 1957; 原山ほか , 1989; 宮村ほか , 1981; 西川 , 1967; 西川ほか , 1979; 石田 , 1995; 藤本 , 2006)。湖東流紋岩礫を含む礫層は 3 つの時代に区分され①室生火山岩の下で中新世の海成層の上にあるもので、中新世の 1500 万年前ごろのもの、②石仏凝灰岩の上で、三笠安山岩 (約 1300 万年前の中新世中期) の下にあるもの、③古琵琶湖層群の伊賀層をつくる約 300 万年前の鮮新世のものがある (石田 , 1986; 1995)。この地点の礫層中には凝灰岩が含まれそのフィッション・トラック年代測定で 17.9 ± 1.3Ma が得られ堆積時期は中新世前期で、鈴鹿から奈良に至る河谷の存在が浮かび上がる。



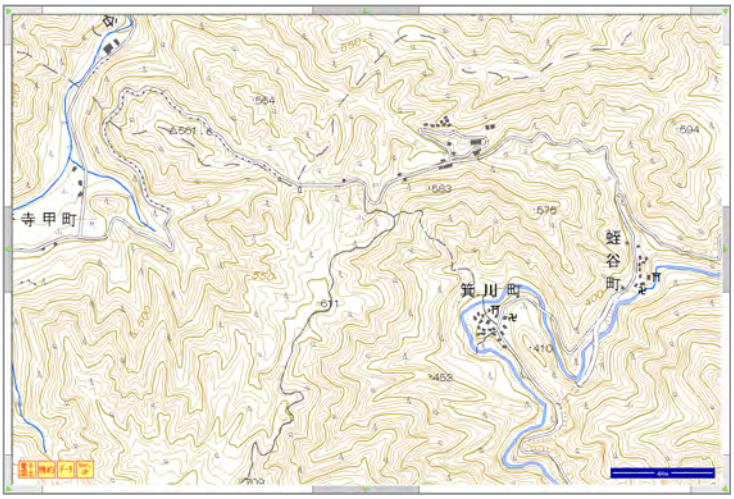
〔図 2〕鈴鹿礫層の露頭

【保全の状態と意義】鈴鹿山脈の尾根部に広く点在分布するこの礫層は、湖東流紋岩の礫を含むことで鈴鹿山脈の隆起以前の古地形を考える上で重要な指標とされてきたが、その堆積年代が不明であった。礫層中の本凝灰岩の年代が明らかになったことで礫層の堆積年代を決めることができる。崩壊が著しい露頭であるため凝灰岩層を特定することはやや難しい。

【指定等】鈴鹿国定公園

【執筆者】藤本秀弘

〔図 3〕凝灰岩中の火山豆石



〔図 1〕箕川礫層の露頭周辺地形図

箕川礫層

【分類番号】2-04-48
【場所】東近江市永源寺箕川町
【地形図名】百済寺
【位置】北緯 35 度 07 分 44 秒
東経 136 度 21 分 28 秒

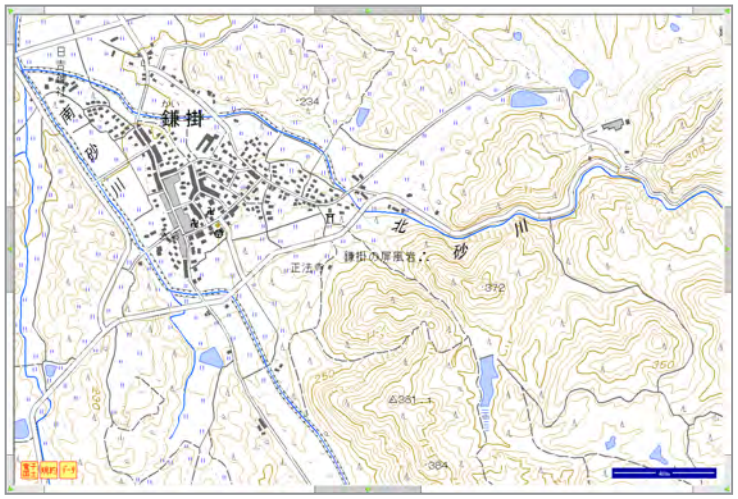
【解説】鈴鹿山地の高所、尾根部には礫層が点在分布している。この礫層は湖東流紋岩礫を含み基盤の凹地を埋めて堆積したように分布する。ここでは林道沿いに礫層が分布し、箕川礫層と呼んでいる。祝が岳 (イハイ岳) 西方の綿向山礫層なども同様のものである。西川ほか (1979) の大萩礫層とは分布は離れているが礫種はほぼ同様である。礫はほとんどが湖東流紋岩類で、犬上花崗斑岩 (直径 1.5 ～ 2m)(特徴的に大きな斑晶 4cm × 3cm などを含む)、萱原溶結凝灰岩や秦荘石英斑岩や八尾山火砕岩 (直径 30 ～ 50cm) が含まれる。礫層の露頭では、タマネギ状風化を受けた礫が露頭中に出っ張っていたり、円礫が林道脇の開削地に転がっていたりする。中・古生層の礫は少なく、こぶし大より小さいチャートの角礫、風化した緑色岩の小さな礫、わずかに円磨された径数 cm のソラマメ大のチャートの礫が含まれる。くさり礫になっているものも多く、その部分が基質のように見えるが、基質 (マトリックス) の部分は少ない。

【保全の状態と意義】鈴鹿山地の高所の礫層は湖東流紋岩を含み、鈴鹿山地の隆起以前の地形を考えるのに重要である。鈴鹿山地の高所の礫層は登山道や道のないところに分布するものが多いが、ここでは林道沿いに観察することができる。

【執筆者】但馬達雄・西川一雄・西堀　剛

〔図 2〕箕川礫層の露頭 (2007)

〔図 3〕箕川礫層の露頭の近接 (2007)



〔図 1〕鎌掛の亜炭鉱山跡周辺の地形図

鎌掛の亜炭鉱山の跡と鉱害圃場整備完工記念碑

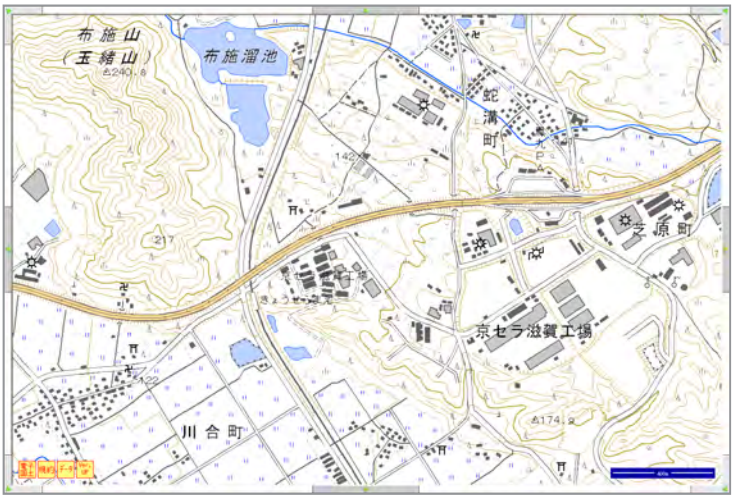
【分類番号】2-04-49
【場所】蒲生郡日野町鎌掛
正法寺の北東
【地形図名】土山
【位置】北緯 34 度 59 分 06 秒
東経 136 度 16 分 02 秒

【解説】日野町東部の山麓地域では、古琵琶湖層群からの亜炭の採掘がかなり古くから行われていた。その全体像については、中島 (2006) にまとめられている。日野町鎌掛の正法寺のすぐ北にある屏風岩に上る谷の入り口に、「鉱害圃場整備完工記念碑」が建てられている。この付近の亜炭鉱山では、比較的地表に近いところにある亜炭層を、坑道を掘って採掘していた。戦後の燃料事情の悪い時期に盛んに掘削されたが、その後急速に下降線をたどり、昭和 30 年代までに操業休止・閉山をしたところが多い。閉山に際しては坑道の埋め戻しなどの災害防止措置がとられなかったため、年月を経て、坑道崩壊による地表の陥没などの被害が発生している。正法寺付近には鎌掛鉱山があり、昭和 37 年まで操業が続けられていた。このため、水田の陥没などの被害が多く発生した。昭和 56 年に炭坑鉱害として認定され、国の事業として災害防止を目的として圃場整備が実施された。記念碑はその完成を祝して、昭和 58 年に建立されたものである。

【保全の状態と意義】古琵琶湖層群からの亜炭の採掘は、特に戦中・戦後の燃料事情との関連が深い。そのような意味で、歴史的な地質遺跡とも言えるものである。亜炭鉱山の施設そのものはほとんど消滅しているので、災害復旧の記念碑が歴史の証人としての役割を果たしている。

【執筆者】田村幹夫

〔図 2〕亜炭鉱山鉱害復旧の記念碑 (2005)



〔図 1〕布引丘陵の虎斑土壌分布地点の地形図

虎斑土壌

【分類番号】2-04-50
【場所】東近江市芝原町
【地形図名】日野西部
【位置】北緯 35 度 04 分 36 秒
　　東経 136 度 11 分 07 秒

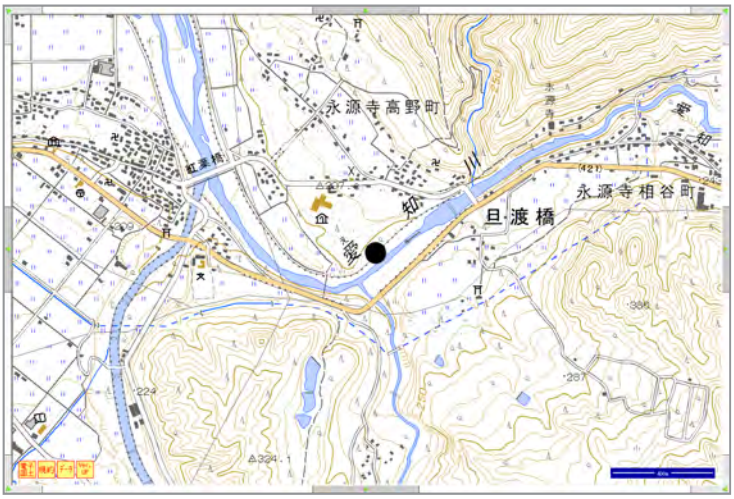
【解説】滋賀県内の高位段丘を形成する地層の上部には、赤褐色の土壌 (虎斑土壌・赤色土・ロースとよばれることがある) が分布している。布引丘陵に分布する高位段丘堆積物の表面近くは赤褐色が強く遠くからもそれとわかる。芝原町の露頭では、地表から 0.5 ～ 1m の礫混じりシルト層がその下部にチャートを主とし湖東流紋岩・中・古生層の砂岩・泥岩・花崗岩を含む礫層が発達している (吉田ほか , 2003)。両者ともに風化が著しく、礫はハンマーで容易に砕ける。上部のシルト層には、白色化した縞状構造が発達しておりこの模様がロースといわれる所以である。この構造は、下部の礫層部分にも発達しているが上部のような連続性がない。このような土壌は熱帯性気候下で生成されることが知られており、現在の日本の気候で生成されたものではないことから古赤色土と呼ばれることもある。

【保全の状態と意義】工場建設用地で現状保存は望めないが、布引丘陵一帯に広く分布しているため将来ともに観察は可能。虎斑土壌のさまざまな土壌相が見られ成因等の観察には最適である。

【執筆者】藤本秀弘

〔図 2〕布引丘陵高位段丘 (2007)

〔図 3〕布引丘陵の虎斑土壌 (2007)



〔図 1〕永源寺断層露頭周辺の地形図

永源寺断層露頭

【分類番号】2-04-51
【場所】東近江市高野町愛知川右岸 (ぬりぶち)
【地形図名】日野東部
【位置】北緯 35 度 04 分 34 秒
東経 136 度 18 分 43 秒

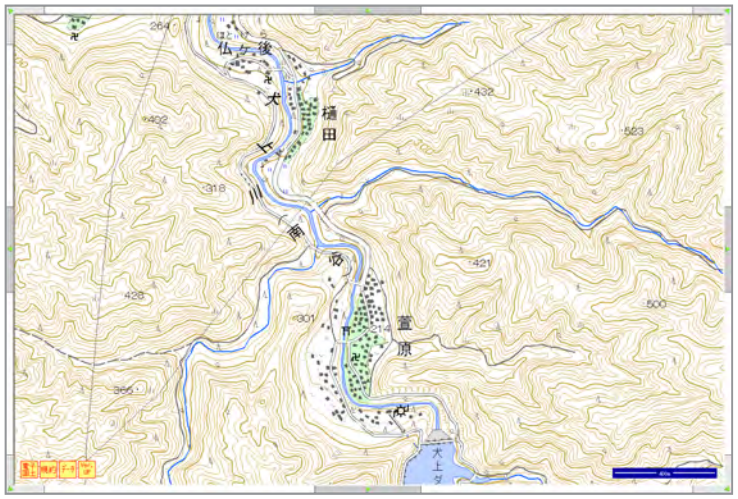
【解説】東近江市高野町の通称「ぬりぶち」(愛知川の流れが北東から北西に向きを変える地点) から旦度橋にかけての愛知川右岸には古琵琶湖層群の露頭が続いている。旦度橋から下流へ約 500m、ぬりぶちの上流約 50m の地点に東西方向に走る永源寺断層の露頭があった。そこでは、断層を境にして下流側 (北側) には湖東流紋岩のみからなる礫層がみられ、断層の上流側 (北側) には古琵琶湖層群の砂・泥層がみられた。そしてこの砂・泥層は 70 度以上の傾斜で北に傾いており、断層が北落ちであることを示していた。古琵琶湖層群の傾きは、断層から離れるに従い急速に水平に近づくことも、連続した露頭で確認できた (西川ほか , 1979)。原山ほか（1989）は参考になる。

【保全の状態と意義】この露頭は、林道開削時の大量の残土の廃棄場として埋められ、永源寺温泉八風の湯の敷地となって、現在は見ることが不可能となった。ここは 1970 年代半ばから 90 年代初めにかけて、湖東地方の高校の地学実習の場として大変貴重な場所であったが、今は昔日の面影なく残念である。

【執筆者】西川一雄

〔図 2〕「ぬりぶち」の礫岩層 (西堀　剛 , 1970 年代撮影)

〔図 3〕「ぬりぶち」の礫岩層での地学実習 (西堀　剛 , 1970 年代撮影)



〔図 1〕萱原周辺の地形図

萱原付近の枕状溶岩

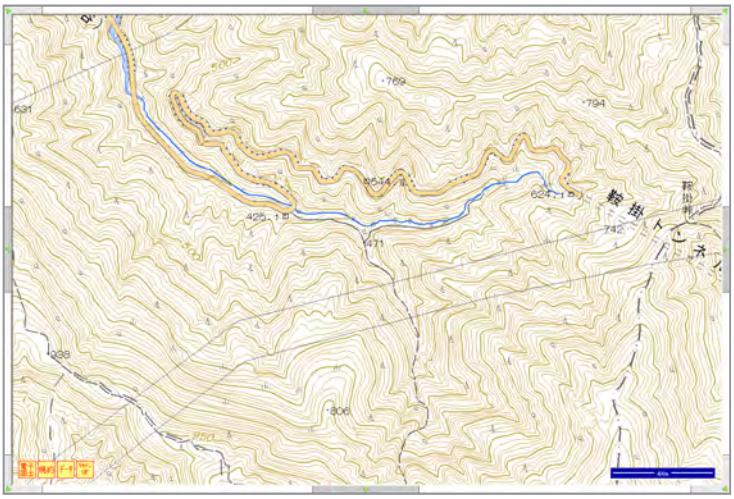
【分類番号】2-05-52
【場所】犬上郡多賀町萱原
【地形図名】高宮
【位置】北緯 35 度 10 分 40 秒
東経 136 度 20 分 10 秒

【解説】鈴鹿山脈北部の脊梁部を形成している霊仙山層は、主として石灰岩と塩基性火山岩からなる。塩基性火山岩は溶岩と凝灰岩からなり、暗緑色ないし暗赤色と、色調変化に富むのが特徴である (宮村ほか , 1976)。萱原集落西端、犬上川南谷右岸の県道切り割りの露頭では、当時の海底火山活動で形成された枕状溶岩を観察することができた。枕状溶岩は暗赤褐色の球状で、その直径は 1m 大のものが多い。

【保全の状態と意義】古生代ペルム紀の海底に噴出した玄武岩質溶岩を観察できる絶好の露頭であったが、現在は落石防止のため被覆工事がなされ、ほとんど観察できなくなっているが惜しまれる。

【執筆者】西堀　剛

〔図 2〕県道切り割りの露頭で見られた枕状溶岩 (1970 年代半ば , 写真の幅は約 5m)



御池谷の枕状溶岩

【分類番号】2-05-53
【場所】犬上郡多賀町大君ヶ畑御池谷
【地形図名】篠立
【位置】北緯 35 度 12 分 04 秒
東経 136 度 24 分 07 秒

〔図 1〕御池谷の枕状溶岩露頭の位置

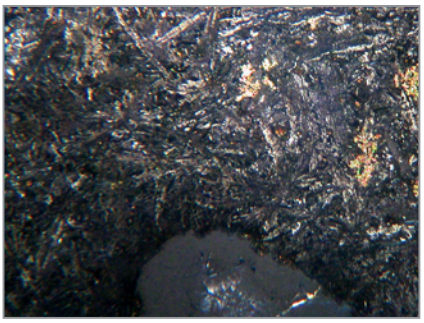
【解説】本露頭は、ジュラ紀付加帯である美濃帯の北鈴鹿ユニット (山縣 , 2000) に含まれる緑色岩ブロックである。断面径が 15 ～数 10cm 程度のピローローブが高密度に累積した Close-packed pillow lava で、正順位を示している。ピローローブの表面には、しばしばコルゲーション (Corrugation-A) と思われる波長数 cm 程度のなめらかな波状の構造があり、断面には球・楕円体の気泡 (Spherical-ellipsoidal vesicle) やピロー内空隙 (Hollow) が発達している部分も見られる。本露頭を構成している緑色岩は暗緑色～暗赤紫色を呈する緻密な岩石で、鏡下では、斜長石の燕尾状結晶が多数観察され、インターグラニュラー組織が認められる。緑泥石や方解石によって充填されたアミグデイルもみられる。また、ピローローブの間は、急冷縁やパラゴナイトが変質したと思われる暗褐色の岩石からなり、緑泥石化している部分もある。滋賀県高等学校理科教育研究会地学部会 (2002) は参考になる。

【保全の状態と意義】鈴鹿山脈北部に分布している美濃帯の緑色岩はしばしば枕状溶岩の産状を示し、東近江市 (旧永源寺町) 藤川谷や多賀町萱原などで報告例がある (原山ほか , 1989; 宮村ほか , 1976)。いずれも、水中 (海面下) での火山活動を示す証拠であり、海嶺付近で噴出した玄武岩質溶岩が比較的低い温度の変成作用を受けたものと考えられている (Jones *et. al.*, 1993)。こうした露頭は付加帯の地史を検討する上で重要でありかつ玄武岩の原組織や噴出時の初生的構造が良好な状態で保存されていることからも、本露頭の価値は極めて高い。本露頭は、急激に崩壊する恐れは無いと思われるが、流失した林道の再整備を実施する際には注意を要する。

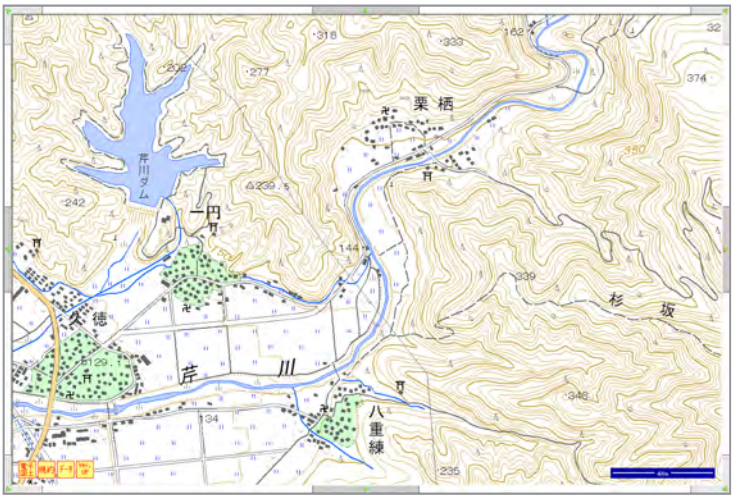
【指定等】鈴鹿国定公園第 3 種特別地域

【執筆者】阿部勇治

〔図 2〕御池谷の枕状溶岩 (緑色岩) 露頭 (2009)



〔図 3〕枕状溶岩を構成する緑色岩の顕微鏡写真 (直交ニコル) 写真の底辺の長さは 2.5mm



栗栖のメランジュ

【分類番号】2-05-54
【場所】犬上郡多賀町栗栖
【地形図名】高宮
【位置】北緯 35 度 14 分 10 秒
東経 136 度 18 分 35 秒

〔図 1〕メランジュ構造が見られる露頭の地形図

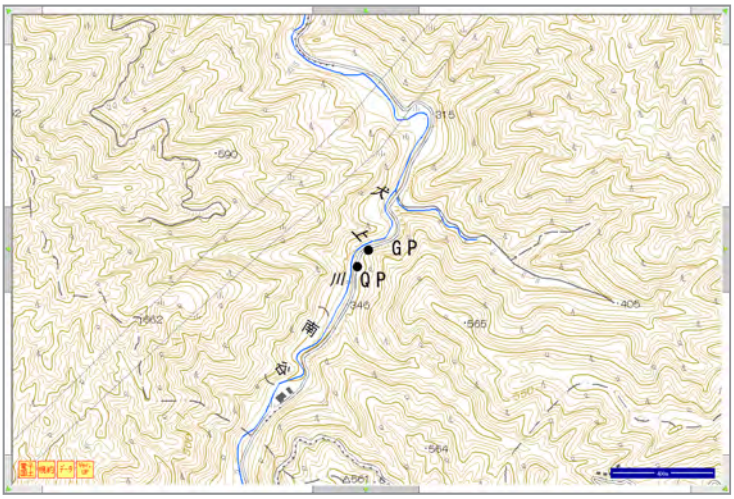
【解説】滋賀県の基盤を形成している堆積岩の大部分は、かつて「秩父古生層」と呼ばれていた。この地層が古生代末に形成されたものであるとされたのは、地層中にフズリナやサンゴの化石を含んだ石灰岩や緑色岩・チャートが含まれることからである。このことから珊瑚礁が発達するような浅い海域に堆積したものと考えられた (宮村ほか , 1976)。その後滋賀県内でもそれまで無化石と考えられていたチャートや泥岩から微化石が発見され、中生代の地層の存在が明らかになった (吉田 , 1979; 井本 , 1991)。同時にプレートの移動による岩盤が付加されるという理論が普及し、この地点の地層は、美濃帯の西縁部にあたりジュラ紀の付加帯と考えられている (井本 , 1991; 石田ほか , 1984)。露頭では地層がブロック状に分断され、末端がレンズ状に引きのばされた構造が見られ、このような構造をメランジュと呼称している。

【保全の状態と意義】メランジュの構造の規模は数㎝から数㎞とさまざまであり、大規模なものはメランジュとして一般にはとらえにくい。本露頭は小規模であるため理解しやすい。

【執筆者】藤本秀弘

〔図 2〕芹川河床のメランジュの露頭 (1987)

〔図 3〕メランジュの構造 (1987)



犬上花崗斑岩中の花崗斑岩と石英斑岩

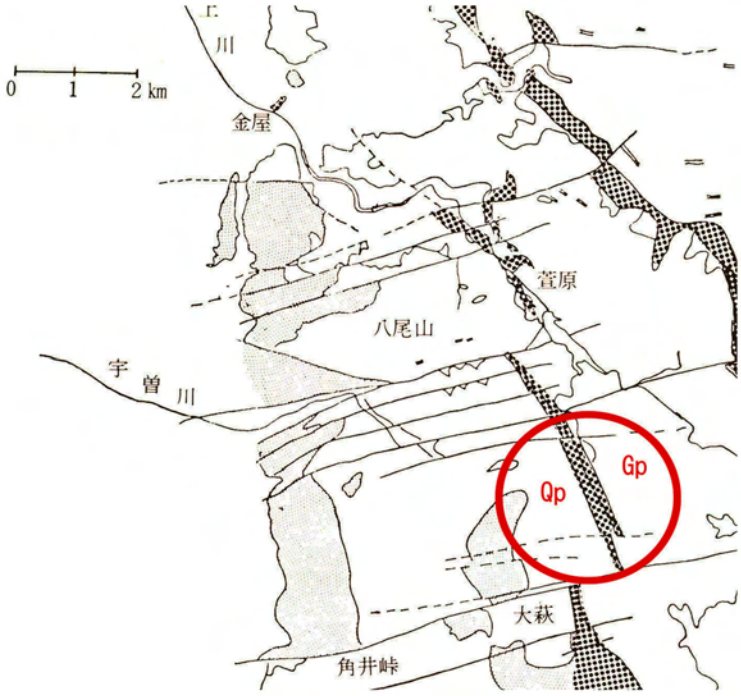
【分類番号】2-05-55
【場所】犬上郡多賀町萱原
【地形図名】百済寺
【位置】北緯 35 度 08 分 29 秒
東経 136 度 21 分 01 秒

〔図 1〕犬上川南谷川の犬上花崗斑岩の花崗斑岩（Ｇｐ：東側）と石英斑岩（Ｑｐ：西側）露頭周辺の地形図

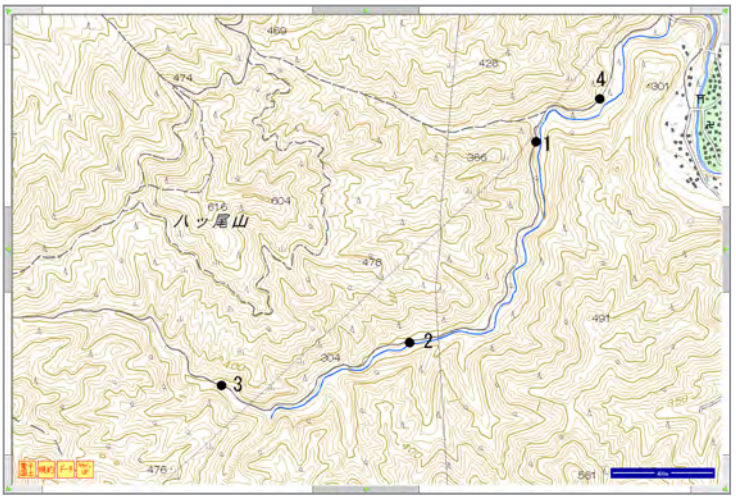
【解説】犬上花崗斑岩は、湖東流紋岩の火山岩に随伴する新旧２時期の貫入岩のうち新期の貫入岩で、当地域では花崗斑岩（最大幅 200m）と石英斑岩（最大幅 200m）が隣接して南北方向に（犬上川南谷川左岸から右岸にかけて）延長 3.5km にわたり分布しており、その様子を河床などで観察できる（西川ほか 1983）。花崗斑岩は、灰白色～灰緑色の石基中に斑晶として径 0.5 ～ 10mm ほどの石英・斜長石・カリ長石の他、少量の黒雲母・角閃石を肉眼で確認できる。岩相変化に富み、周縁相は斑晶量が少なく石基は細粒状または隠微晶質、中心相はほとんど完晶質等粒状の花崗岩に近い。一方石英斑岩はきわめて細粒で、灰緑色の緻密な石基中に径 1 ～ 2mm の石英と少量小型の長石を含む。

【保全の状態と意義】本地域の露頭は湖東コールドロンの縁に沿った弧状岩脈のうち、内側弧状岩脈とよばれるもので、湖東流紋岩類主岩体と中・古生界の境界に沿って貫入している様子を観察することができる。以前は犬上川南谷川沿いの林道の切り割りで貫入の状態をつぶさに見ることができたが、現在はコンクリートで被覆が施され河床付近でしか観察できない。

【執筆者】西堀　剛



〔図 2〕旧大萩（百済寺甲町）の北東部（赤い円で囲んだ部分）に並んで貫入する花崗斑岩 (Gp: 東側）と石英斑岩 (Qp: 西側）(西川ほか , 1979)



深谷林道の湖東流紋岩類

【分類番号】2-05-56
【場所】犬上郡多賀町深谷林道
【地形図名】百済寺　高宮
【位置】北緯 35 度 10 分 26 秒
東経 136 度 19 分 42 秒

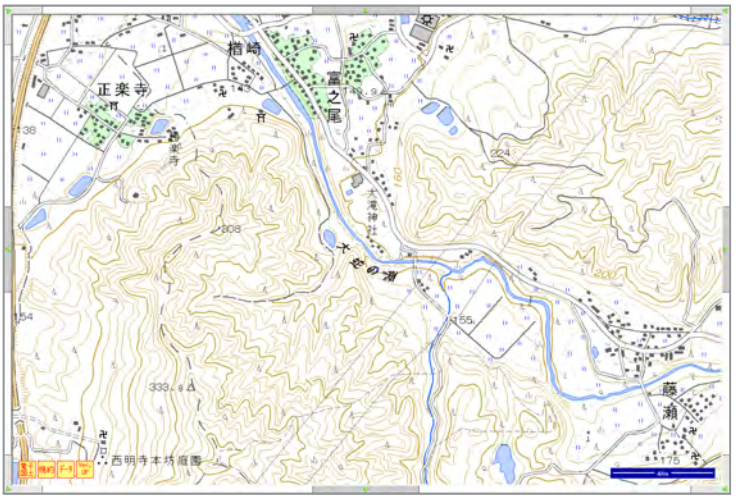
〔図 1〕湖東流紋岩類主岩体の岩石がまとまって分布する深谷林道と八ツ尾山付近の地形図

【解説】本地域は、湖東流紋岩類主岩体を構成する多くの岩石が分布している。萱原溶結凝灰岩層 (図 1 －地点 1)：灰緑色強溶結凝灰岩で、基質よりやや暗色をして強く扁平化した本質レンズ (最大長径 25cm 程度) を容易に識別することができる。深谷岩屑なだれ堆積物 (図 1 －地点 2)：本層は少量の優黒色の基質中に最大径 1m に達する角礫・亜角礫を含み、不均質で淘汰が悪い。礫は萱原溶結凝灰岩および中・古生層起源と思われる頁岩・チャート・砂岩、少量であるが、下位の秦荘石英斑岩を含む。八尾山火砕岩層 (図 1 －地点 3)：暗灰色をした軽石質凝灰岩で、深谷沿いでは上下方向に岩相が変化する。特に下位の深谷岩屑なだれ堆積物と接する地域では、本層中に深谷岩屑なだれ堆積物が不規則な砕屑岩脈として貫入している (図 3)。犬上花崗斑岩 (図 1 －地点 4)：湖東流紋岩類の火山岩に随伴する新旧 2 時期の貫入岩のうちの新期のもので、当地域では萱原溶結凝灰岩層と中・古生界との境界に沿って貫入している。(河田 , 1969; 河田ほか , 1969; 三村ほか , 1976; 原山ほか , 1989) 本地域は湖東流紋岩類主岩体が最もまとまって分布している。特に八尾山火砕岩層は模式的に発達しており、それを林道切り割りと河床で連続して観察することができる。不整合をはさんで新旧 2 時期の火山活動によって形成された下位の萱原溶結凝灰岩層と、上位の八尾山火砕岩層は、岩体の色調や溶結の程度などが対照的である。ここ深谷林道は、湖東流紋岩類の研究において最初に層序がたてられた地点としての意義がある。

〔図 3〕八尾山火砕岩層に貫入する砕屑岩脈 (1970 年代)

〔図 2〕深谷林道沿いのルートマップ (原山ほか 1989) を彩色

【執筆者】西堀　剛



萱原溶結凝灰岩層とその本質レンズ

【分類番号】2-05-57
【場所】犬上郡多賀町富之尾大滝神社付近の犬上川河床
【地形図名】高宮
【位置】北緯 35 度 11 分 25 秒
東経 136 度 17 分 49 秒

〔図 1〕萱原溶結凝灰岩層の新鮮な露頭が続く大蛇の淵周辺の地形図

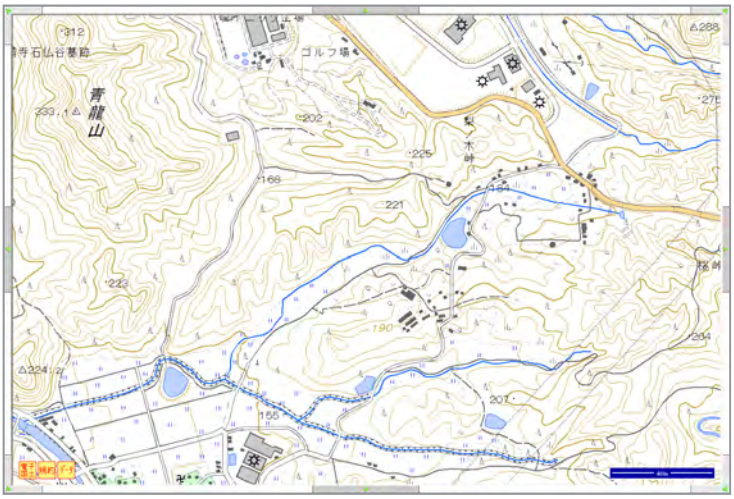
【解説】本露頭は、湖東流紋岩類主岩体の萱原溶結凝灰岩層が、大滝神社付近の犬上川河床を中心に、東西約 400m にわたって分布している (河田 , 1969; 河田ほか , 1969; 三村ほか , 1976)。本層は、淡緑灰色をした強溶結の溶結凝灰岩で、強く扁平化した本体より暗色の本質レンズ (最大長径 25cm 程度) を多く含み、野外で容易に識別することができる。走向はほぼ南北、西落約 10° となっている。斑晶は径 1 ～ 3mm 程度の破片状で、石英、斜長石、正長石がみられ、変質を受けている。石質岩片は多くはないが、径 1 ～ 2cm 程の中・古生層の頁岩やチャートの角礫を含む。

〔図 2〕大滝神社付近の河床大蛇の淵 (2010)

【保全の状態と意義】大滝神社は県道佐目－敏満寺線沿いにある。神社の境内に隣接する犬上川河床は峡谷となって常に流水に洗われており、新鮮な露頭では萱原溶結凝灰岩の本質レンズや斑晶を良好な状態で観察することができる。一般に溶結凝灰岩の特徴は、柱状節理がよく発達することであるが、当地域ではそれが峡谷を形成している。本層と同様の露頭は他にもあるが、風化作用や植生の繁茂、交通至便な地域にある露頭では、落石防止のため、コンクリート等で被覆されたりすることにより、観察が困難になるなかで、本地点の利用価値はきわめて高い。

【執筆者】西堀　剛

〔図 3〕犬上川河床の萱原溶結凝灰岩層中の本質レンズ



富之尾火山灰層を採掘した穴

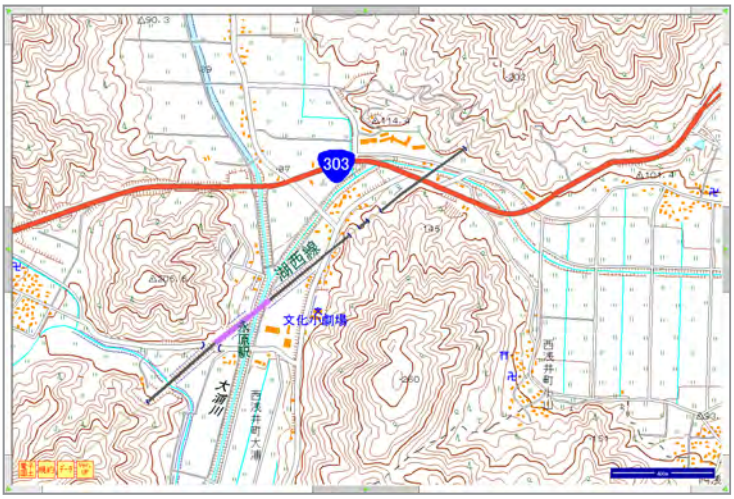
【分類番号】2-05-58
【場所】犬上郡多賀町富之尾
【地形図名】高宮
【位置】北緯 35 度 12 分 22 秒
東経 136 度 18 分 16 秒

〔図 1〕富之尾火山灰層を採掘した穴の周辺地形図

【解説】富之尾の集落から北東の梨の木に向かう小森池川沿いの山麓に、富之尾火山灰層 (多賀町教育委員会 , 1993) を採掘した跡の横穴があった。1981 年に調査した際には、小森池川の北岸に、入り口の高さ約 1m の横穴が残されていた。横穴の内部の高さは 1.5m 以上あったが、崩落した地層の塊が入り口付近に堆積しており、また内部には水がたまって奥に入れなかったために、奥行きは確認できなかった。横穴の入り口には富之尾火山灰層が露出していた。1982 年頃に小森池川が改修された際に入り口は部分的に埋められたが、その後も横穴の存在は確認できた。2008 年に現地調査をした際には、横穴はすでに崩壊して上部の山腹に陥没による凹地地形ができていた。密生する篠竹のために露頭は確認できなかったが、付近に富之尾火山灰層の転石が多量にあった。富之尾火山灰層は、日野丘陵の北脇火山灰層、水口丘陵の蒲生堂火山灰層、湖南の丘陵の五軒茶屋火山灰層に対比されるものである。この火山灰層は、関西地方から関東地方にまで分布する広域火山灰層として重要である。

【執筆者】田村幹夫

〔図 2〕富之尾火山灰層採掘孔の陥没による凹地地形



江若花崗岩
細粒斑状花崗岩

【分類番号】2-06-59
【場所】長浜市西浅井町大浦
【地形図名】海津
【位置】北緯 35 度 30 分 05 秒
東経 136 度 07 分 40 秒

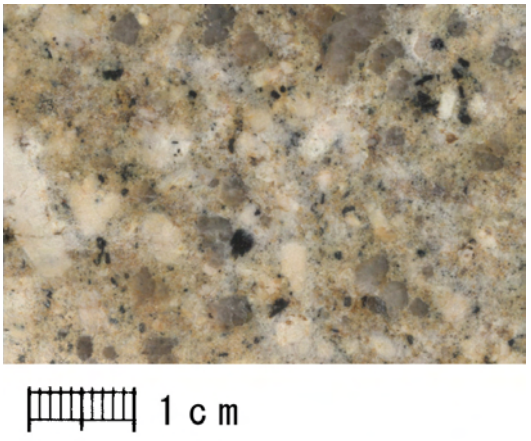
〔図 1〕細粒斑状花崗岩露頭付近の地形図

【解説】野外での観察と岩石の切断面観察により、粒度と岩石組織にもとづいて、江若花崗岩体は３つの岩相、粗粒黒雲母花崗岩、中粒黒雲母花崗岩および細粒斑状花崗岩に区分される。各岩相はいずれも、アプライト、花崗斑岩、細粒黒雲母花崗岩の岩脈に貫かれている。ヒン岩の岩脈は粗粒黒雲母花崗岩にのみ貫入している。

細粒斑状花崗岩は、岩体北西縁や南東縁、五位川沿いや黒河川沿い、新道野付近に、南北方向に伸長して分布している。本岩相は、自形～半自形で淡紅色のアルカリ長石斑晶 (5 ～ 15 ㎜)、自形で灰白色の斜長石斑晶 (3 ～ 5㎜)、石英斑晶 (5 ～ 8㎜)、黒雲母 (2 ～ 3㎜) からなり、石基は細粒 (1mm 前後) である。本岩相は石基に角閃石を含み、粗粒黒雲母花崗岩および中粒黒雲母花崗岩と鉱物組成上で異なっている。中粒黒雲母花崗岩との接触部では、石基が微晶質になり、細かなクラックの発達した融食形の石英斑晶を持つ花崗斑岩に移化する。花崗斑岩はまれに石基が微文象構造を示す。粗粒黒雲母花崗岩との境界部では、直径 20㎝程度の粗粒黒雲母花崗岩を取り込んでいること、粗粒黒雲母花崗岩に急冷周辺相がないこと、節理系が両者の間で異なっていることからみて、粗粒黒雲母花崗岩に細粒斑状花崗岩が貫入したものと考えられる。また、本岩相は中粒黒雲母花崗岩を 5 ～ 10㎝片に引きちぎって捕獲し、また、支脈が中粒黒雲母花崗岩を貫いている。

【保全の状態と意義】やや風化しているが道路沿いで容易に観察できる。

【執筆者】澤田一彦



〔図 2〕江若花崗岩　細粒斑状花崗岩

柳ヶ瀬断層と余呉湖の埋没林

【分類番号】2-06-60
【場所】長浜市余呉町
【地形図名】木之本
【位置】北緯 35 度 31 分 26 秒
東経 136 度 11 分 40 秒

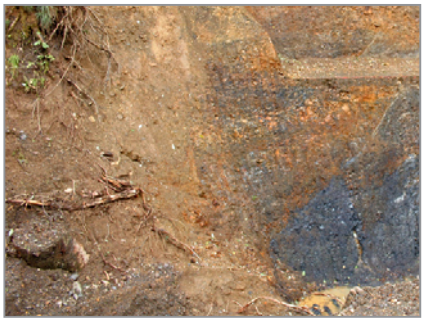
〔図 1〕余呉湖と柳ヶ瀬断層の地形図

【解説】柳ヶ瀬断層は、福井県今庄町から滋賀県長浜市木之本町へ北北西から南南東に伸びる全長約 28km の活断層である (村井・金子 , 1975; 活断層研究会編 , 1991; 栗本ほか , 1994; 栗本ほか , 1999; 岡田・東郷編 , 2000; 中江ほか , 2001; 地震調査研究推進本部地震調査委員会 , 2004)。椿坂峠のトレンチ調査でこの断層活動によって、AT 火山灰層が切られているがその上部のアカホヤ火山灰層は覆われており最新活動後 7, 000 年以上が経過しているとしている (吉岡ほか , 1998)。その南方の椿坂集落南方の調査から最新活動は、13 世紀後半から 15 世紀初頭だとされている (杉山ほか , 1993)。この断層露頭 (図 3) と変位地形は、余呉町坂口の東側山地で左ずれしているのが見られる。余呉湖低地－中之郷風隙谷の地形・地質や地下構造などから、旧河谷の礫層や谷筋を変位基準にすると、柳ヶ瀬断層南部は東上がり約 300m・左ずれ 0.4 ～ 0.5km 前後の累積変位をもつと推定される (岡田 , 2004)。この変位を示す礫層は、余呉町小谷の東尾根に分布しており、余呉湖の水面との標高差は約 200m である。余呉湖の北東端に近い湖底及びその周辺には埋没林が分布しておりその年代は 2000 ± 180yBP(藤本 , 1991) のものから下部の 8060 ± 260yBP(岡田 , 2004) が得られている。

【保全の状態と意義】断層露頭は、砂防工事に伴って掘削されたもので現在は見られない。余呉湖の埋没林は余呉町の天然記念物に指定されており、埋没林分布範囲が水位調節ができる状態で保全されている。

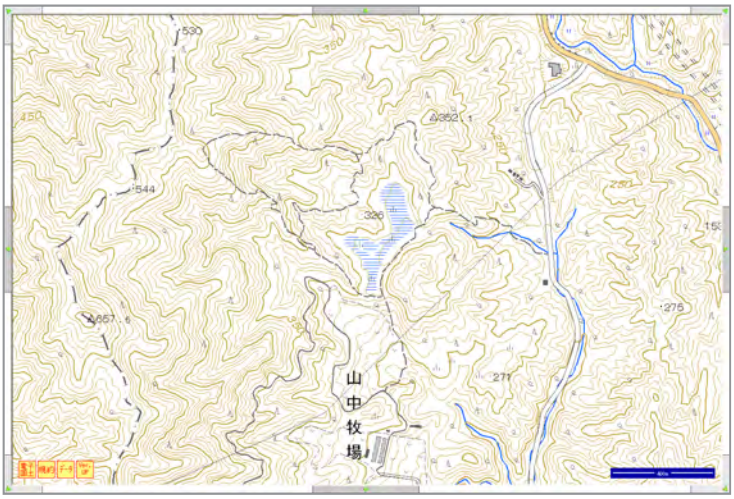
【執筆者】藤本秀弘

〔図 2〕柳ヶ瀬断層と余呉湖 (2004)



〔図 3〕柳ヶ瀬断層の露頭 (2007)

〔図 4〕余呉湖湖底の埋没林 (1970)



〔図 1〕山門湿原の地形図

山門湿原

【分類番号】2-06-61
【場所】長浜市西浅井町山門
【地形図名】駄口
【位置】北緯 35 度 33 分 20 秒
東経 136 度 07 分 08 秒

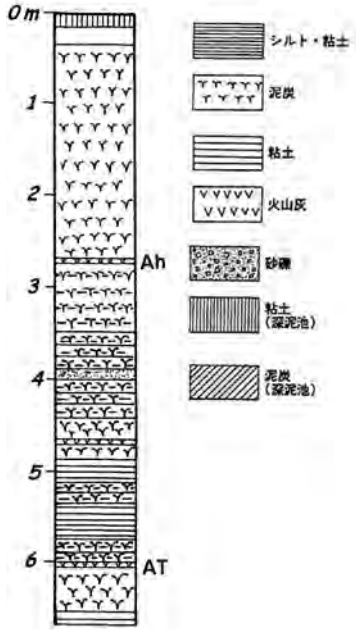
【解説】山門水源の森の中央部に位置する山門湿原は、大浦峠西断層 (村井・金子 , 1975) に東端を限られている。湿原は、その遷移の程度によって北部・中央・南部に区分されている。このうち南部湿原は、流入する河川が無くいわゆる高層湿原 (ミズゴケ湿原) であるが、北部･中央湿原は後背地からの土砂流入によって中間湿原となっている。湿原の後背地の植生は、ブナ・ミズナラが分布する一方で、南斜面にはアカガシが分布するという特異な植生となっている。湿原には、ミツガシワ・ヒツジグサ・キンコウカ・ヤチスギラン・マドリゼンマイ・ミヤマウメモドキなどの北方系とトキソウ・ミミカキグサ類・ヌマガヤ・ノハナショウブ・ミヤコアザミなど南方系の植物が分布している (山門湿原研究グループ , 1992)。南部湿原で実施されたボーリング調査で地下 6m に AT 火山灰、2.8m にアカホヤ火山灰が含まれることが明らかになっている。花粉分析から、約 4 万年前はスギ、ツガ、マツ属、ブナ、コナラ亜属が、約 3 ～ 1.2 万年前には、モミ属、トウヒ属、コメツガ、マツ属とシラカバ属、1 万年以降は、スギが最も優勢となり約 6, 000 年前にはカシ類などの照葉樹が増え始めた (高原 , 1993; 高原 , 1998)。

【保全の状態と意義】水源の森百選 (林野庁)・日本の重要湿地 500(環境省)・ミツガシワ等生育地保護区 (滋賀県) 等に指定。「山門水源の森」は、地元住民を中心とした山門水源の森を次の世代に引き継ぐ会によって保全活動が継続されている。1960 年代に湿原の一部が人為的に改変され遷移が急速に進行したが、湿原に復元され多くの湿原生物が再生している。

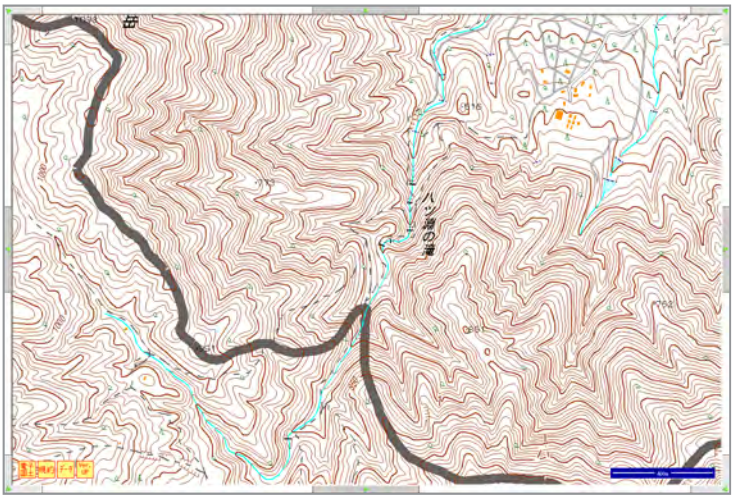
【執筆者】藤本秀弘

〔図 2〕山門湿原 (2010)

〔図 3〕山門南部湿原 (2010)



〔図 4〕南部湿原ボーリング (高原 , 1993 を改変)



〔図 1〕比良花崗岩　鹿ヶ瀬型露頭付近の地形図

比良花崗岩　鹿ヶ瀬型

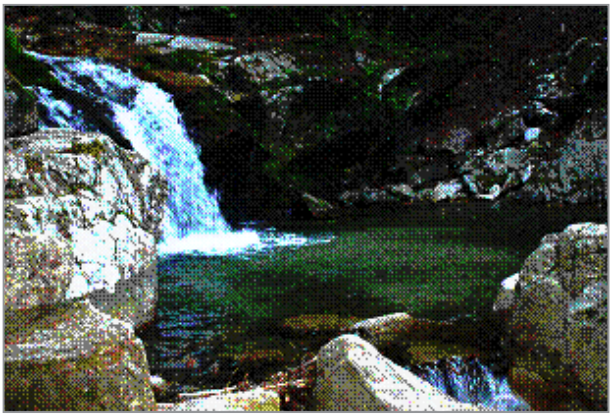
【分類番号】2-07-62
【場所】高島市高島町八淵滝
【地形図名】北小松
【位置】北緯 35 度 16 分 05 秒
東経 135 度 55 分 02 秒

【解説】比良花崗岩体は 5 岩型から構成され、2 種類の岩脈 (花崗斑岩・流紋デイサイト) に貫入されている。岩型は、主に粒度と組織により区分され、正面谷型 (粗粒等粒状黒雲母花崗岩)、天神山型 (中～粗粒等粒状黒雲母花崗岩)、鹿ヶ瀬型 (中粒等粒状黒雲母花崗岩)、岳山型 (細粒等粒状～細粒斑状黒雲母花崗岩)、揚梅滝型 (細～中粒斑状黒雲母花崗岩) とよぶ。鹿ヶ瀬型は中粒相で , その分布が岩体上部にあたる高所を構成すること , さらに , 岳山型と漸移して混然一体とした不均質な産状を示すことから , 本岩体の周縁相をなすものと考えられる。

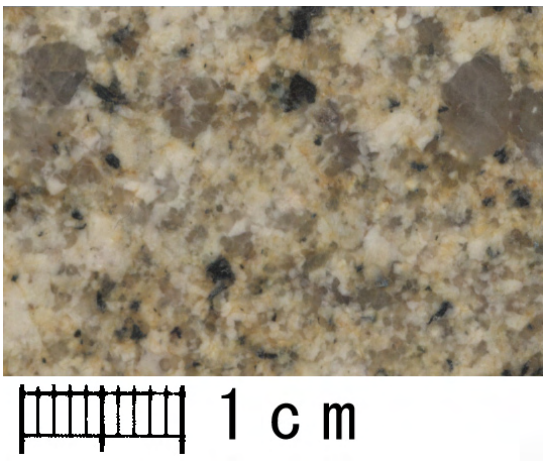
鹿ヶ瀬型 (中粒等粒状黒雲母花崗岩) は , 八淵滝北方と揚梅滝を結ぶ断層の南においては , 摺鉢山から堂満岳を経て釈迦岳西方に至る標高約 800m 以上の高所に分布し , 同断層北方における主要な岩相である。母岩とは高～中角度で接して接触変成作用を与え , 細粒黒雲母花崗岩の細脈を派生している。岩体北西端の伊黒では , ホルンフェルス化した母岩がルーフ状に残っている . ところどころに , より粗粒の黒雲母花崗岩が数 m ～数十 m の幅でみられ , それらと漸移している . この粗粒な岩相は , 正面谷型や天神山型に対比される . 鹿ヶ瀬型は , この関係や産状 , 粒度などから , 正面谷型及び天神山型の周縁相 , または上部相をなすものと考えられる。

【保全の状態と意義】八淵滝の「大すり鉢」の呼び名で親しまれ、容易に観察できる。

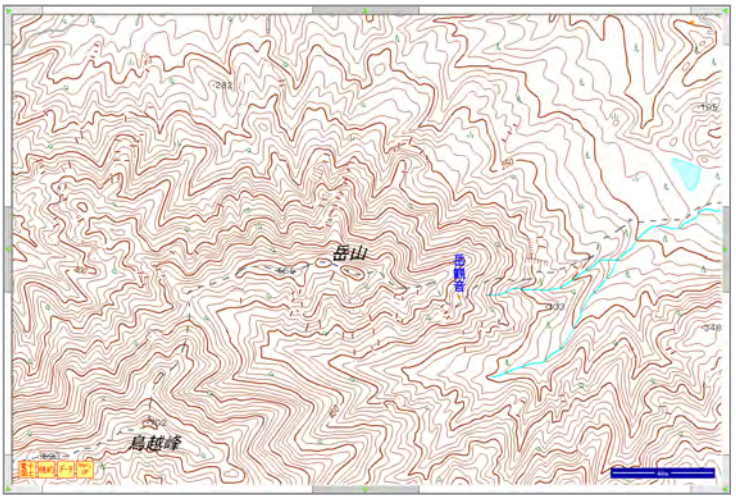
【執筆者】澤田一彦



〔図 2〕露頭の状況 (2008)「大すり鉢」



〔図 3〕比良花崗岩　鹿ヶ瀬型



比良花崗岩
岳山 (だけさん) 型

【分類番号】2-07-63
【場所】高島市高島町岳山
【地形図名】北小松
【位置】北緯 35 度 1 7 分 45 秒
東経 135 度 58 分 50 秒

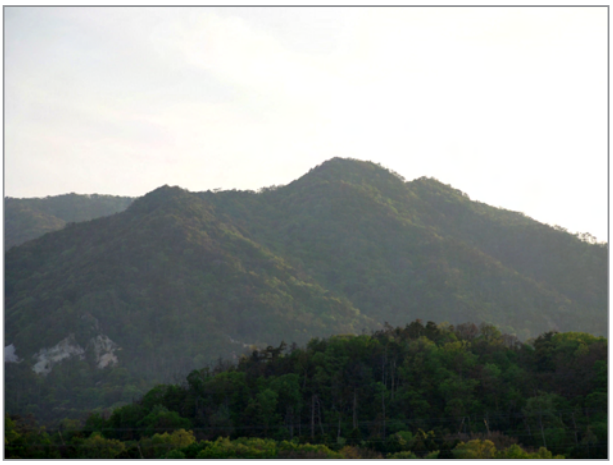
〔図 1〕比良花崗岩　岳山型露頭付近の地形図

【解説】比良花崗岩体は 5 岩型から構成され、2 種類の岩脈 (花崗斑岩・流紋デイサイト) に貫入されている。岩型は、主に粒度と組織により区分され、正面谷型 (粗粒等粒状黒雲母花崗岩)、天神山型 (中～粗粒等粒状黒雲母花崗岩)、鹿ヶ瀬型 (中粒等粒状黒雲母花崗岩)、岳山型 (細粒等粒状～細粒斑状黒雲母花崗岩)、揚梅滝型 (細～中粒斑状黒雲母花崗岩) とよぶ。岳山型は、一部に母岩の丹波帯の地層をルーフペンダントとして残しており、岩相は非常に不均質である。岳山型は鹿ヶ瀬型を覆うように分布し、花崗岩体の天井部を構成する岩相である。

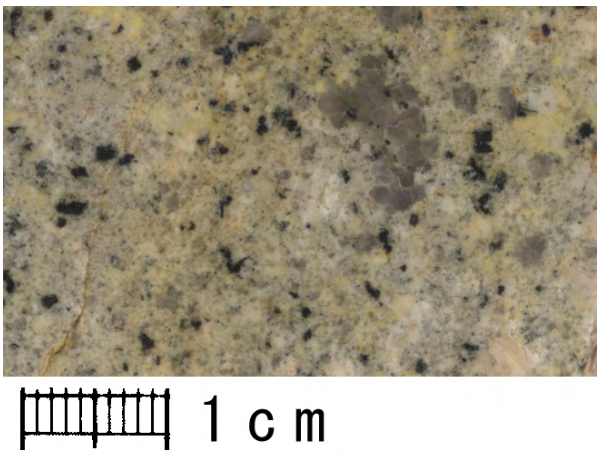
岳山型は、幅数㎝～数 m のアプライト・ペグマタイト・石英・フェルサイトなどの大小さまざまな脈を伴う、岩相変化の著しい花崗岩である。一般に、細粒等粒状組織を示すが、岳山付近の深く切れ込んだ沢沿いや、下拝戸西方、勝野南西の鹿ヶ瀬型との境界部付近では、斑状になる。モード組成から見ると、石英の含有量が他の岩型に比べて、いくぶん高い。また、一部に変質帯が存在する。

【保全の状態と意義】浅く侵食された登山道に点々と見られ容易に観察できる。

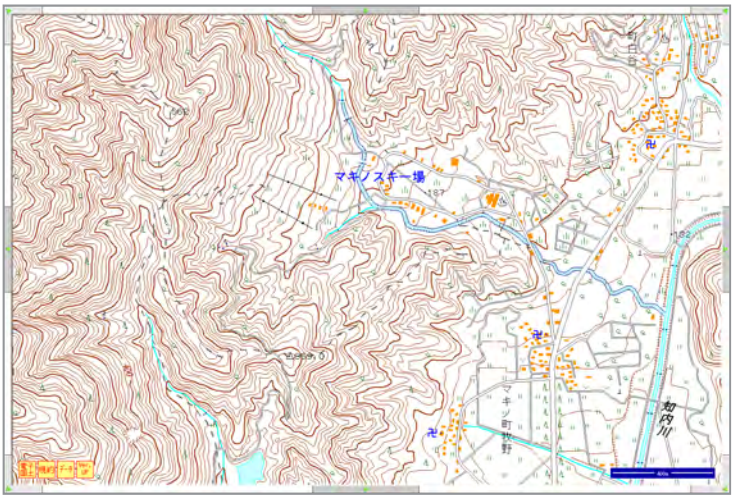
【執筆者】澤田一彦



〔図 2〕小田川の登山口から望む岳山 (2008)



〔図 3〕比良花崗岩　岳山型



江若花崗岩
中粒黒雲母花崗岩

【分類番号】2-07-64
【場所】高島市マキノスキー場
【地形図名】駄口
【位置】北緯 35 度 29 分 40 秒
東経 136 度 01 分 45 秒

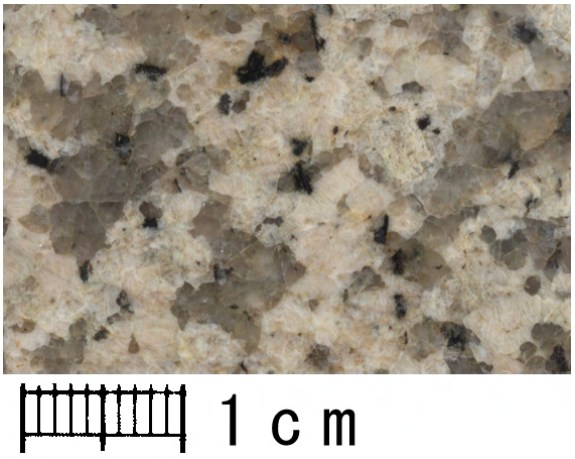
〔図 1〕中粒黒雲母花崗岩露頭付近の地形図

【解説】野外での観察と岩石の切断面観察により、粒度と岩石組織にもとづいて、江若花崗岩体は３つの岩相、粗粒黒雲母花崗岩、中粒黒雲母花崗岩および細粒斑状花崗岩に区分される。各岩相はいずれも、アプライト、花崗斑岩、細粒黒雲母花崗岩の岩脈に貫かれている。ヒン岩の岩脈は粗粒黒雲母花崗岩にのみ貫入している。中粒黒雲母花崗岩は、岩体を構成する主要岩相であり、もっとも広範囲に分布している、なかでも、駄口に見られるものが代表的である。本岩は、岩体の東側でも西側でも、幅の広いところで 1㎞以上にわたり母岩の中・古生層に接触変成作用を与えている。また、本岩は路原、国境、庄で中・古生層に貫入し、さらに南方の山崎山、海津大崎、菅浦、月出、竹生島で再び地表に露出している。本岩相は、大部分が２～３㎜の鉱物粒度を持ち、アルカリ長石と石英に富む等粒状花南岩～アダメロ岩である。透明～半透明で、細かなクラックが発達した石英 (1 ～ 8㎜)、灰白色の斜長石 (1 ～ 5㎜)、アルカリ長石 (3 ～ 15㎜)、散在する黒雲母 (1 ～ 3㎜) からなる。中粒黒雲母花南岩中には､ほとんど暗色包有物が見られない。また､本岩は局所的に熱水変質作用を受けており、路原では、節理に沿って幅 1 ～ 10㎝の石英脈に貫かれ、最大 1㎝の自形の黄鉄鉱を含んでいる。奥麻生付近では、熱水変質作用を受け、黒雲母は完全に緑泥石化し、長石はカオリン化している。

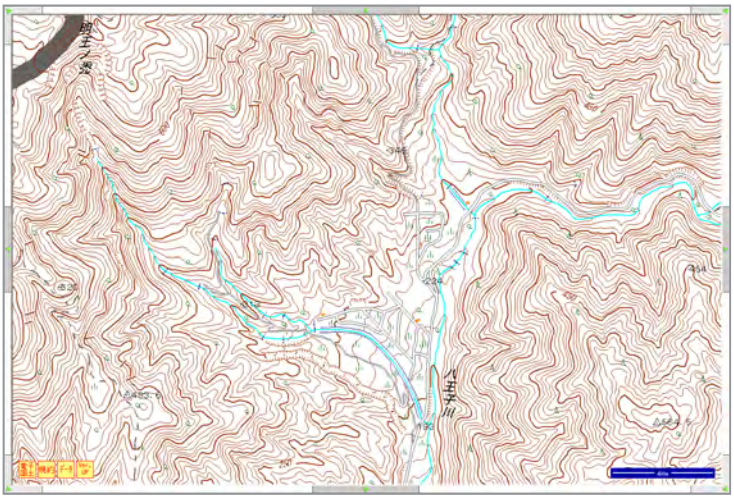
【保全の状態と意義】マキノスキー場と海津大崎は容易に観察できる。海津大崎は琵琶湖八景として、明王禿はペグマタイトの産地でも有名である。

【執筆者】澤田一彦

〔図 2〕露頭の状況 (2008)　マキノスキー場



〔図 3〕江若花崗岩　中粒黒雲母花崗岩



〔図 1〕粗粒黒雲母花崗岩露頭付近の地形図

江若花崗岩
粗粒黒雲母花崗岩

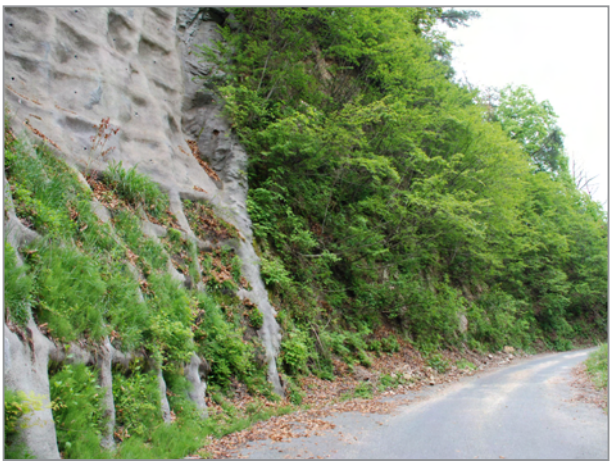
【分類番号】2-07-65
【場所】高島市マキノ町八王子川
【地形図名】駄口
【位置】北緯 35 度 30 分 55 秒
東経 136 度 02 分 30 秒

【解説】野外での観察と岩石の切断面観察により、粒度と岩石組織にもとづいて、江若花崗岩体は３つの岩相、粗粒黒雲母花崗岩、中粒黒雲母花崗岩および細粒斑状花崗岩に区分される。各岩相はいずれも、アプライト、花崗斑岩、細粒黒雲母花崗岩の岩脈に貫かれている。ヒン岩の岩脈は粗粒黒雲母花崗岩にのみ貫入している。

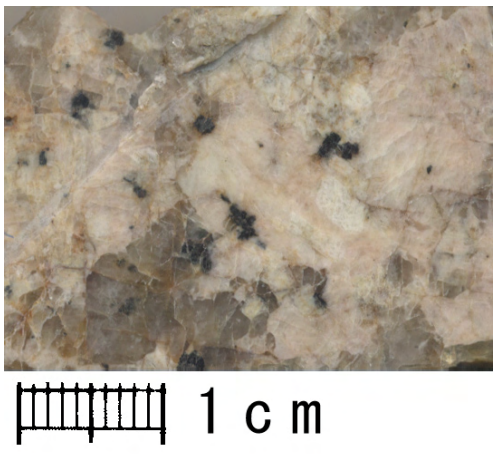
粗粒黒雲母花崗岩は、最大幅約 1㎞、南北に約 3.5㎞で岩体西部の黒河川上流と八王子川に沿って細長く分布するほか、白谷西方の山稜にも分布する。本岩は、透明～半透明の石英 (5 ～ 10㎜)、淡紅色のアルカリ長石 (5 ～ 15㎜)、灰白色の斜長石 (5 ～ 10㎜)、黒雲母 (3 ～ 5 ㎜) からなる花崗岩～アダメロ岩である。塊状ペグマタイトを局所的に含み、径 5 ～ 30㎝程度の暗色包有物を含むことがある。一般に、著しく破砕されている。中粒黒雲母花南岩とは、断層接触の場合をのぞいて、明瞭な境界を持たずに漸移する。

【保全の状態と意義】粗粒黒雲母花崗岩は福井県側に広く分布するため、滋賀県側で唯一観察できる場所である。林道沿いで容易に観察できる。

【執筆者】澤田一彦



〔図 2〕露頭の状況 (2008)



〔図 3〕江若花崗岩　粗粒黒雲母花崗岩

〔図 1〕地層の急傾斜地点付近の地形図

饗庭野の地層急傾斜帯

【分類番号】2-07-66
【場所】高島市今津町大供
【地形図名】饗庭野
【位置】北緯 35 度 23 分 47 秒
東経 136 度 01 分 28 秒

【解説】国道 161 号バイパス沿いに高島市のスノーステーションがあり、その隣に造成された土地に、図２のような露頭が見られる。写真は南から北に撮影されている。地層は右側 (東側) に向かって 50°～ 60°傾斜している。この露頭の東側約 100m には饗庭野断層が地層の走向方向に走っている (岡田ほか , 2005)。したがって、この地層の急傾斜は饗庭野断層によるものと考えられる。写真中央の下から上に白い火山灰層が見られる。これは、栗原Ⅲ火山灰である。高島層の多くは古琵琶湖層群堅田層とほぼ同時代のものであると言える。さらに、この古琵琶湖層の上に不整合に薄い低位の段丘礫層が堆積している。しかも、約 5°東に傾斜している。この傾斜も饗庭野断層の活動によるものと考えられる。

【保全の状態と意義】この露頭は饗庭野断層の活動および高島層の層序を考える上で貴重な露頭である。しかし、年々風化してきており、保全は難しい。

【執筆者】服部　昇

〔図 2〕今津町大供の地層の急傾斜 (2003)

今津町途中谷の花折断層破砕帯

【分類番号】2-07-67
【場所】高島市今津町途中谷
【地形図名】饗庭野
【位置】北緯 35 度 23 分 43 秒
東経 135 度 55 分 47 秒

〔図 1〕花折れ断層破砕帯露頭付近の地形図

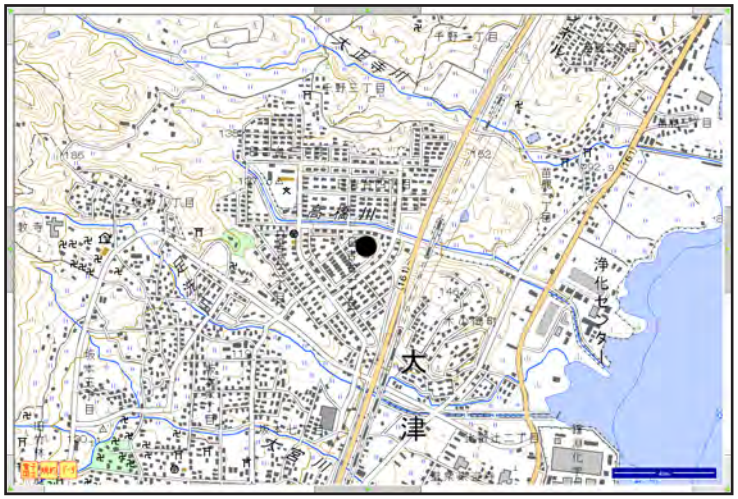
【解説】安曇川の上流はほぼ南北に流れており、その谷は朽木町市場から北方向に今津町保坂まで伸びており、それは花折断層によって形成された谷だとされている。途中谷付近は明瞭な右ずれ断層地形が発達している点で重要な地点である (吉岡 , 1986)。しかし、花折断層で明瞭に右ずれ地形を示している地点はあまりないという点でも大事な地点である。国道 367 号は地形の関係で途中谷付近で急なカーブをしている。そこで、2006 年から道路を直線化する工事がなされた。その新しい道路は部分的に花折断層の真上を通っているために大規模な破砕帯が現れることになった (図 2)。写真の黒い部分は泥質の岩石が破砕されてぼろぼろになっていた。白みを帯びている部分はチャートが破砕されるかブロック状で入っているところであった。写真は北の方向に見たものである。写真の道路の中央から左側 (西側) 約 15m は特に破砕が激しくなっており、花折断層の中央部分だと考えられる。

【保全の状態と意義】この地点はすでに道路となっており、この露頭はすでになくなっている。しかし、花折断層の破砕の様子や規模はよく分かる地点である。今後の道路工事等でできてくる露頭でも記録をしっかり取りたいが、工事に絡むものなので保存はできない。

【執筆者】服部　昇

〔図 2〕途中谷の断層破砕帯の露頭 (2007)

第３章　化石



〔図 1〕大正寺川流域の地形図

淡水貝類、シカ類化石と足跡化石

【分類番号】3-01-01
【場所】大津市日吉台、千野、苗鹿一帯
【地形図名】堅田
【位置】北緯 35 度 04 分 50 秒
東経 135 度 52 分 48 秒

【解説】1970 代後半から 80 年代前半にかけて、大津市坂本の北部の高橋川流域は日吉台の大規模な宅地造成が行われていた。この工事中に貝類化石、特にイシガイ属が平石古墳 3 号公園 (図 1 ●、図 2) 付近から多産した (図 3)。また、1978 年 10 月日吉台三丁目の西縁の露頭からシカ類の第 2、3 後臼歯付き下顎骨の一部 (日吉台標本 : 松岡ほか , 1991)(図 4) が本間祐作氏によって発見された。日吉台の東約 650m の苗鹿一丁目の工事中 (図 5) に多くの偶蹄類と長鼻類の足跡化石 (図 6) が発見された (藤本 , 1998)。また日吉台の北約 750m の大正寺川畔から 1968 年にアケボノゾウの臼歯化石 (千野標本) が転石として発見。北方の大津市仰木宮城谷からは滋賀象の右上顎大臼歯の一部 (仰木標本) が 1919 年頃に発見されている (岡崎ほか , 1979)。

【保全の状態と意義】ここに記録した日吉台、千野、苗鹿一帯を含む丘陵地帯は、現在すでに住宅地になっていて新たな広い産地はないが、まだ千野より北部は丘陵が残されている。今後、広範囲の開発は避けるべきであるが、河川の改修や小範囲の工事に伴う露頭などはあらゆる手段を駆使して情報を集め観察し、記録していかねばならない。

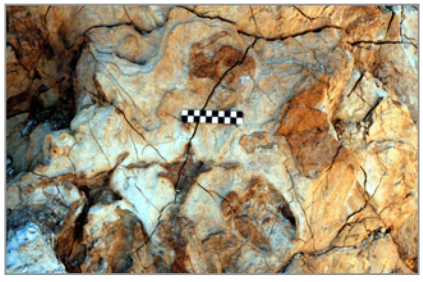
【執筆者】岡村喜明

〔図 2〕日吉台の古墳付近の工事中の様子 (1981)

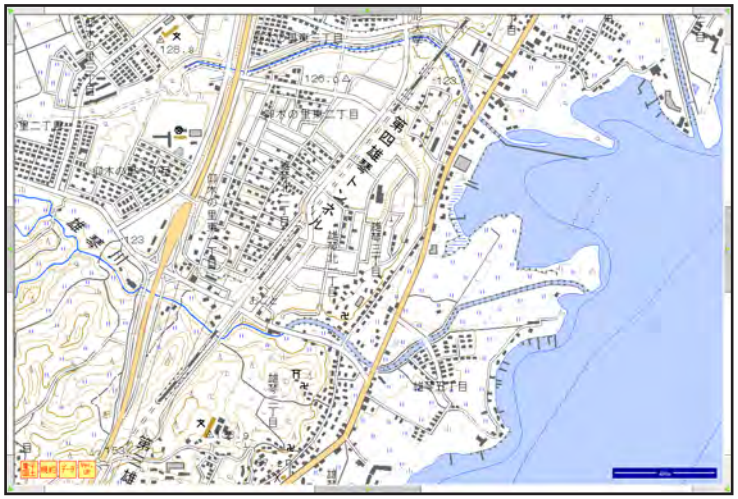
〔図 3〕イシガイ化石

〔図 4〕鹿類の下顎化石の一部

〔図 5〕苗鹿一丁目工事の様子 (1997)



〔図 6〕偶蹄類の足跡化石



〔図 1〕臼歯化石採集地点周辺の地形図

雄琴のシガゾウの臼歯化石

【分類番号】3-01-02
【場所】大津市雄琴三丁目
【地形図名】堅田
【位置】北緯 35 度 05 分 56 秒
東経 135 度 54 分 01 秒

【解説】1990 年代前半、守山北高校の科学部では大津市仰木町の大規模宅地造成地に何度も出かけていた。そんな時、工事現場の人がゾウの牙を発見したという話を聞いた。科学部では文献学習とゾウの足跡化石の見つかる度合から、古琵琶湖層群堅田層からのゾウ化石は栗原互層の層準からよく見つかっていることに気づいていた。そこで、工事によって出てきた大規模露頭の中の栗原互層の層準を特に観察することにした。すると、まずゾウの牙の一部分、続いて大型動物の骨の一部分が見つかった。きっと歯もあるだろうと探すことにした。1992 年、図 3 のようなものが見つかった。見つかった場所は図 1 の露頭の中央部で、砂泥互層の砂層の部分から見つかった。おそらく流されてきたものと思われる。琵琶湖博物館で見てもらったところ、シガゾウの左上顎第 2 大臼歯であることが分かった。それをクリーニングしたものが図 4 である。大きさは約 10 × 20 × 10cm だった。砂泥互層の堆積物は湿地帯の環境を示している。その湿地帯の間を、シガゾウが食料や水を求めて移動していたと考えられる。

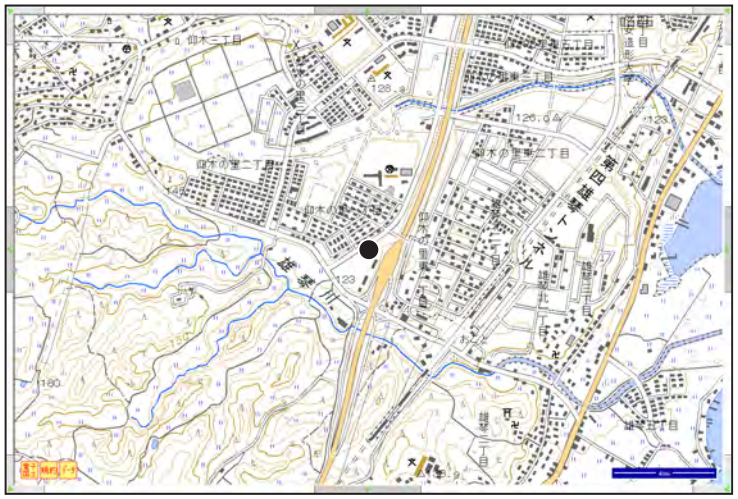
【保全の状態と意義】この地点はすでに宅地造成されており、今では露頭はない。しかし、この栗原層準からはゾウの足跡化石やゾウの臼歯化石が多く見つかっている。したがって、堅田層の他の場所でも見つかるものと考えられる。今後の成果に期待したい。

【執筆者】服部　昇

〔図 2〕シガゾウ臼歯化石発見露頭 (1992)

〔図 3〕発見時のシガゾウ臼歯化石 (1992)

〔図 4〕クリーニングした臼歯化石 (2010)



貝類とシカ角化石、足跡化石

【分類番号】3-01-03
【場所】大津市仰木の里一帯
(JR 湖西線雄琴駅周辺)
【地形図名】堅田
【位置】北緯 35 度 06 分 01 秒
東経 135 度 53 分 28 秒

〔図 1〕雄琴駅周辺の地形図

【解説】1983 年頃、この一帯は湖西道路と住宅地、仰木の里の造成工事が盛んであった。また、仰木の里 1 丁目では県立北大津高校が建設中であった。この広大な工事で周辺の丘陵は削られ化石と火山灰の観察が十分にできた (図 1 ●、図 2)。そんな中、粘土層からは多くの貝類化石 (図 3) が産出し、その上位層である砂・シルトが優勢な層中の栗原 I 火山灰層準からカズサジカの左角の一部 (仰木標本 : 松岡ほか , 1991; 岡村ほか , 1985)(図 4) が産出した。また、雄琴 3 丁目付近の工事中には多くの長鼻類の足跡化石 (図 5) が産出し、滋賀象の臼歯化石も発見された。1973 年には衣川 2 丁目 (仰木の北東約 1.7km) の造成地からコイ科の咽頭歯化石が発見された。この咽頭歯産出の報告が県内初である (小寺・中村 , 1975)。

【保全の状態と意義】1980 年代前半に行われた湖西地域の工事はニュータウンだけではなく、これらに伴う湖西道路の工事の範囲は、大津市坂本本町の北部を流れる足洗川付近から北方に向かって志賀町南船路までつづき、その長さは 11.7km に及んだ。そして古琵琶湖層群堅田層分布域を南北に縦断するように観察できたのである。将来このような広範囲の工事と立ち入って地層と化石の観察ができる機会は恐らくないであろう。

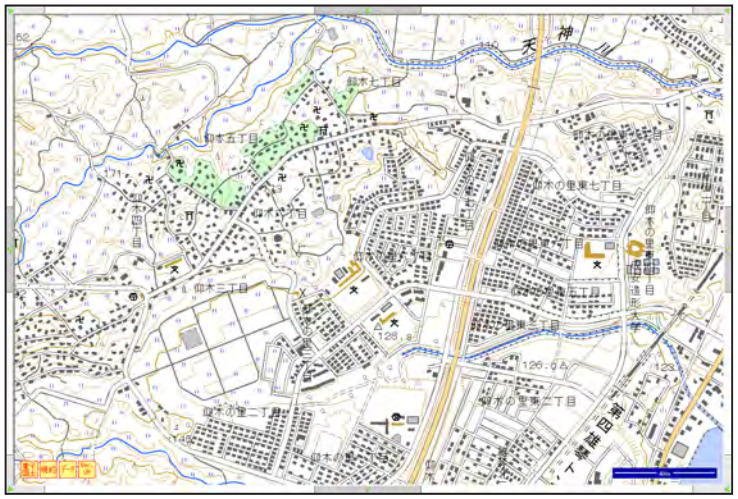
【執筆者】岡村喜明

〔図 3〕淡水生貝類化石

〔図 4〕カズサジカの左角化石

〔図 2〕仰木の里一丁目の工事中の様子

〔図 5〕雄琴三丁目産の長鼻類足跡化石



〔図 1〕咽頭歯の採集地点付近の地形図

コイの絶滅種：スジバゴイ

【分類番号】3-01-04
【場所】大津市仰木の里 6 丁目
【地形図名】堅田
【位置】北緯 35 度 06 分 33 秒
東経 135 度 53 分 27 秒

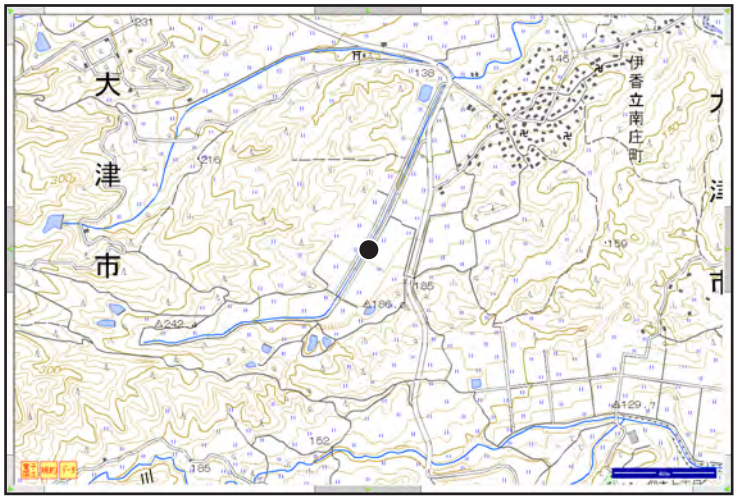
【解説】1990 年、守山北高校の科学部が大津市仰木町の大規模な宅地造成地からコイ科魚類の咽頭歯化石を発見した。しかも、図 2 のように咽頭骨に咽頭歯がついたままの状態であることが特徴的だった。化石の採集地点には古琵琶湖層群堅田層上部の佐川粘土層が広く露出している。この化石は、佐川粘土層に狭在する佐川Ⅱ火山灰層の上位 10cm のところから発見された。この咽頭骨は左のものである。化石咽頭歯には 4 歯が残されていて、他に 1 歯の基底部が確認された。個々の歯の特徴と歯式からコイ属のものであることが分かった。しかし、現在知られているコイ属の現生種ならびに化石咽頭歯とこの化石咽頭歯とを比較した結果、この化石の A1 歯と A2 歯に著しい特徴が見られ、本化石が未記載種であることが確認された (Nakajima and Hattori, 1992)。そこで、この化石は新種のコイ (和名スジバゴイ) として記載された。しかも、このコイは現在は滅んでしまっている。

【保全の状態と意義】コイの咽頭歯は古琵琶湖層群から多く見つかっているが、咽頭骨についたままのものは珍しく、歯式がよく分かる。また、このコイ化石は比較的古琵琶湖層群の中でも新しく、現生のコイとのつながりを考える上で重要である。

【執筆者】服部　昇

〔図 2〕咽頭歯化石 (化石の縦が約 4cm)(1990)

〔図 3〕現生のコイの咽頭歯 (2006)



〔図 1〕竜ヶ谷付近の地形図

龍骨の里の化石群

【分類番号】3-01-05
【場所】大津市伊香立南庄町竜ヶ谷と向在地町一帯
【地形図名】堅田
【位置】北緯 35 度 07 分 25 秒
東経 135 度 52 分 40 秒

【解説】南庄町竜ヶ谷の化石であるが、昔は奥谷と呼ばれていて文化元年 (1804) 旧暦の 11 月、伊香立村南庄に住む市郎兵衛さんによってトウヨウゾウと鹿類の骨や牙などの化石が発見された。これについては「近江の竜骨」松岡長一郎 (1997) と岡村喜明 (2003) に詳しいので、それに譲るが、この産地は図 1 の●印のところである。このほぼ南北に走る竜ヶ谷の両側の丘陵からは圃場工事の時に多くの足跡化石が産出した。しかし、それらの多くは垂直断面であったので印跡動物の確定ができなかった。図 2 の右端の白色の露頭は 1997 年 10 月、執筆者の一人服部によってトリ類の足跡化石が発見され同年 12 月と翌年 8 月に発掘調査をした。その結果、図 3 に示したような多くの大型のトリ類の足跡と少数の長鼻類や偶蹄類の足跡化石が発見できた。ここは伊香立Ⅰ、Ⅱ火山灰層 (里口ほか , 2008) の層準で約 45 万年前である。また、この竜ヶ谷の北約 1km から 1978 年に偶蹄類の趾骨が 1 個、また 1.5km の向在地町 (図 4) からは 2006 年 2 月、図 5 に示したような 3 趾型の足跡化石が長鼻類、偶蹄類の足跡化石と共産した。後者は上仰木火山灰Ⅰ、Ⅱの層準で約 50 数万年前である。

【保全の状態と意義】大津市伊香立一帯は、江戸時代に竜骨とされた多くの歯や骨化石だけでなく、多種類の動物の足跡化石が産出している歴史的、学術的に大変興味深いところである。

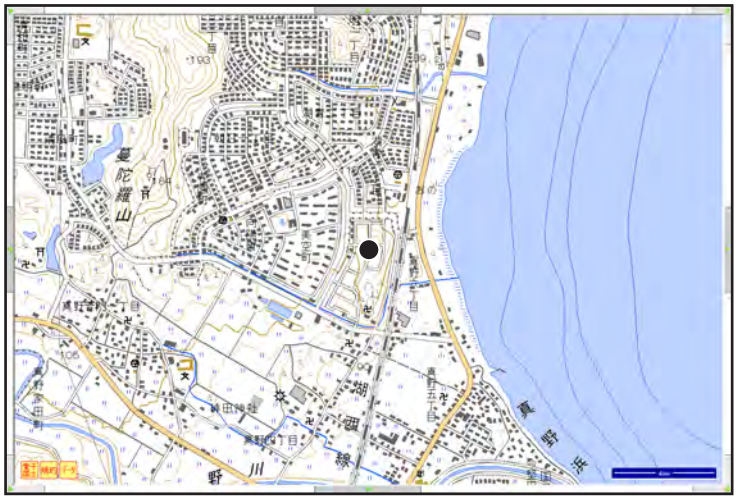
【執筆者】岡村喜明・服部　昇

〔図 2〕竜ヶ谷を下流から見たところ (2006)

〔図 3〕トリ類の足跡化石

〔図 4〕向在地町の駐車場工事現場

〔図 5〕３趾型の足跡化石



旧象化石と鳥類足跡化石

【分類番号】3-01-06
【場所】大津市真野一帯
【地形図名】堅田
【位置】北緯 35 度 08 分 12 秒
東経 135 度 55 分 15 秒

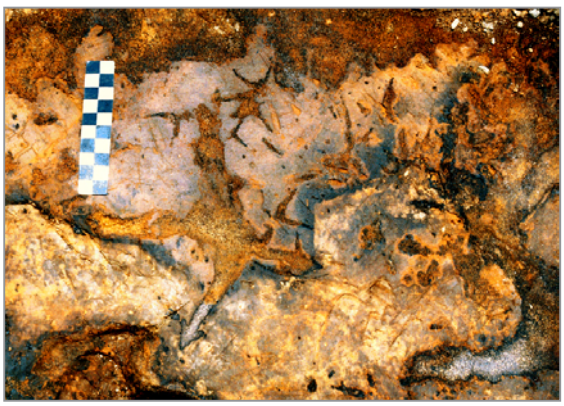
〔図 1〕湖西線小野駅付近の地形図

【解説】1999 年 6 月、JR 小野駅の南南西の宅地造成 (図 1 ●) の工事中にトリ類の足跡化石が服部　昇氏によって発見された。図 2 でもわかるように大型重機やダンプカーが出入りする現場ゆえに工事の休憩の間に急いで発掘、写真撮影、樹脂で型取りをした。足跡は 4 趾型で大きさは大小あったが、これが別種か成鳥と幼鳥の違いかは不詳である (図 3)。また、ここから西方約 1.7km の真野佐川町後山で 1875 年頃、滋賀象の臼歯を伴う左下顎骨化石 (図 4、真野第 1 標本) が発見されている (岡崎ほか , 1979)。これは滋賀象の下顎体の形態がわかる貴重な標本である。

【保全の状態と意義】ここに記録したトリ類の足跡化石は、曼陀羅山の東側の小野地域で行われた広範囲な宅地造成工事で発見されたものである。このような工事では広いことと立ち入りが許可されないことなどから地質、化石の詳しい調査は不可能に近い。おそらく将来このような足跡化石の産出は望めないであろう。

【執筆者】岡村喜明・長　朔男

〔図 2〕小野駅西方の工事現場



〔図 3〕トリ類足跡化石

〔図 4〕シガゾウの左下顎 (真野第 1 標本)

〔図 1〕びわこローズタウン付近の地形図

カズサジカの角化石

【分類番号】3-01-07
【場所】大津市清和町と周辺地域
【地形図名】堅田
【位置】北緯 35 度 08 分 42 秒
東経 135 度 54 分 14 秒

【解説】1980 年 (昭和 55 年)10 月 10 日、蔓陀羅山の西側はびわこローズタウンの大規模な宅地造成が行われていた (図 1 ●)。その北端に近い工事現場 (図 2) でカズサジカの角化石が続けて２個産出した。そのうちの１個 (図 3)(陽明標本: 松岡ほか , 1991) は前頭骨の一部を伴う左角で枝の先端までが残る良好なものであった。もう 1 個の標本も同じくカズサジカ (清和標本) の右角であるが、角の表面は摩滅していて、第 1 枝のみ完全であった。これらはタニシなどの貝類化石と共産し粘土層からの産である。清和町の北西約 1km の大津市伊香立下龍華町大谷から図 4 に示したスイギュウの右上顎骨化石 (大谷標本) が 1911 年に発見されている (岡崎ほか , 1979)。また 1963 年、種類未定の牛類の左右下顎が坂本本町から産出している (坂本本町標本 : 岡崎ほか , 1979)。

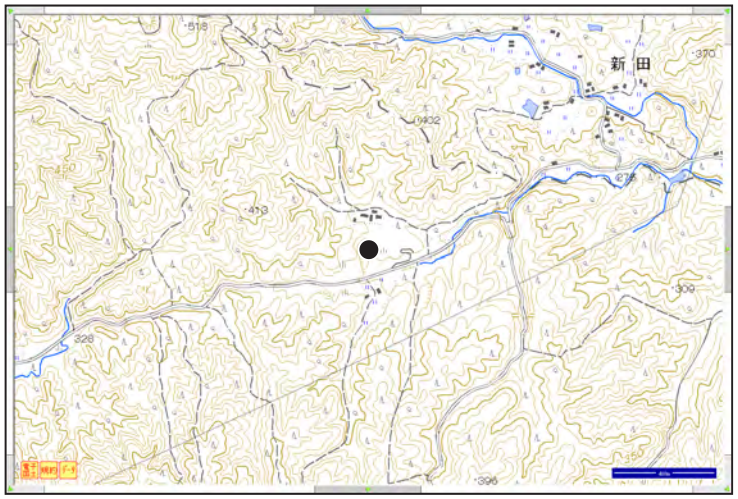
〔図 3〕陽明標本

【保全の状態と意義】スイギュウの上顎骨化石の産出地の様子は知らないが、図 2 を見てわかるように 1980 年代前半の当地域は県内でも有数の大規模な宅地造成が行われていた。それに伴い淡水生の貝類、魚類の咽頭歯化石と貴重な陸生動物化石が発見された。このような大規模な工事は将来ないであろうと考えると、この産出地はぜひとも記録しておかなければならない。

【執筆者】岡村喜明・長　朔男

〔図 2〕清和町付近の工事中の様子 (1980)

〔図 4〕大谷標本



〔図 1〕信楽町東部と三重県槇山付近の地形図

陶土採掘場の木節粘土層に見られる足跡化石

【分類番号】3-03-08
【場所】甲賀市信楽町神山の三郷山鉱山と一帯
【地形図名】信楽
【位置】北緯 34 度 52 分 03 秒
東経 136 度 05 分 46 秒

【解説】甲賀市信楽町神山の三郷山鉱山 (図 1 ●、図 2) と、その東方の三重県伊賀市阿山町円徳院新田一帯は上野層槇山部層の礫、砂、泥と亜炭が分布する。この採掘場は信楽焼などに使われるための陶土の原料である蛙目粘土と木節粘土を掘っており、ともに現在は閉山している。ここの亜炭層面に長鼻類と思われる大きい足跡の断面と偶蹄類の足跡化石が見られる。しかし、作業が行われている時は、詳細な調査は不可能である。図 2 に三郷山鉱山のようすを、その壁面に見られた足跡化石のへこみを図 3 に示すが、垂直断面では足跡化石の全容がわかりにくいため図 4 に円徳院新田の服部氏の採掘場産の偶蹄類の足跡化石を掲載する。

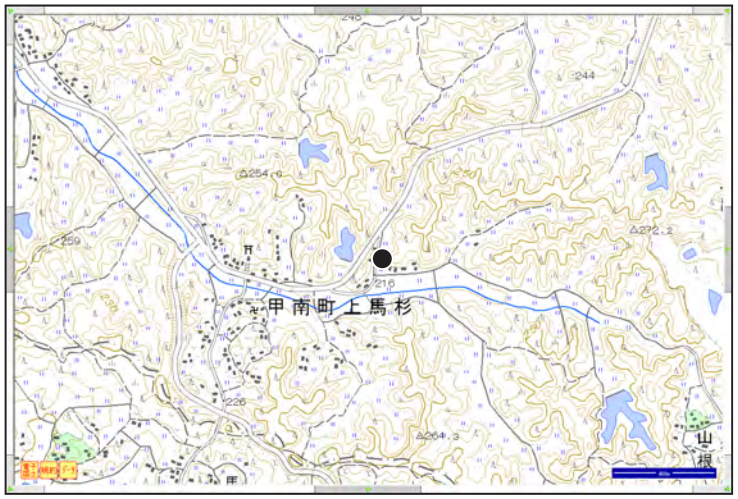
〔図 2〕稼働中の三郷山鉱山の様子

【保全の状態と意義】古琵琶湖層群の堆積物である砂岩・泥岩や炭質物が古くから「やきもの」に利用されていることは有名である。その採掘場からは植物化石だけでなく長鼻類と思われるものと偶蹄類の足跡化石も産することは学術的にたいへん興味深いことである。しかし、採掘鉱山が閉山していることから、これらの現場は荒廃をたどり保存することは不可能である。

【執筆者】岡村喜明

〔図 3〕採掘の崖に見られる足跡化石の断面

〔図 4〕新田の鉱山産の足跡化石



〔図 1〕甲南町上馬杉付近の地形図

淡水生動物と陸生動物の化石

【分類番号】3-03-09
【場所】甲賀市甲南町上馬杉一帯
【地形図名】甲賀
【位置】北緯 34 度 52 分 34 秒
東経 136 度 12 分 21 秒

【解説】甲賀市甲賀町毛枚から甲南町上馬杉に至る峠から南方で 1988 年に行われた道路新設工事 (図 1 ●、図 2) に伴い多くの二枚貝化石と偶蹄類の基節骨 (上馬杉標本 : 松岡ほか , 1991)(図 3) が発見された。骨化石は 1 個の趾骨のみであったのと工事により一部が破損しているので種類は決められない。ここは阿山累層和田部層、馬杉火山灰層の下位にあたり、主に粘土層でなっている。上記した峠から昭和 26 年 (1951) 頃、コイ科の咽頭歯 1 個が貝類化石とともに発見されたが報告はされていない。

【保全の状態と意義】コイ科の咽頭歯、ドブガイ類などの貝類、魚類の骨片、木の葉などの化石の産出は稀ではないが、これら淡水域に棲む動物の化石に混じって陸生の動物の骨化石が発見されたことは記録すべきで、今後この周辺を含めて工事などの際には注目せねばならない。

【執筆者】岡村喜明

〔図 2〕1988 年のバイパス工事の様子

〔図 3〕基節骨の一部 (下) 上は現生鹿の同部位骨

〔図 1〕甲賀町北上野付近の地形図

阿山湖・甲賀湖の貝類化石

【分類番号】3-03-10
【場所】甲賀市甲賀町北上野、大原中、大久保一帯
【地形図名】甲賀
【位置】北緯 34 度 53 分 45 秒
東経 136 度 14 分 07 秒

【解説】甲賀市甲賀町上野の北部 (図 1 ●、図 2)、田堵野、鹿深台 (図 3)、大原中から大久保一帯には、北部の大原川、南部の杣川に挟まれた丘陵が東西に走る。これらの丘陵は阿山層上部と甲賀層下部の粘土層などでなっている (川辺 , 1990)。約 300 万年前の頃、甲賀、甲南地域には広く深い湖が出現し、ムカシフクレドブガイ (図 4)、クサビイシガイなどを主とする淡水生貝類が多く生息したことが、これらの化石が多産することからわかる。

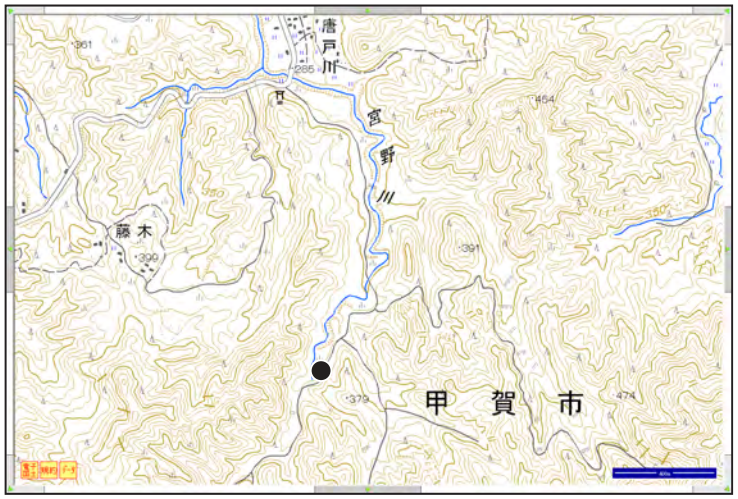
【保全の状態と意義】この付近は 1995 ～ 96 年頃までは粘土層の小規模な露頭や道路工事の際に上記ドブガイをはじめとする淡水生貝類化石が多産していたが、田堵野から大原中、大久保一帯を中心に大規模に開発された住宅地、および甲賀創建館・花風香の湯の建設などによって、以前の丘陵地は変貌した。1995 年頃の鹿深台の大規模な開発の様子を図 3 に示すが、今後この地において地層と化石などの調査をしようとする場合、北上野に残る露頭 (図 2) 以外には昔の面影をとどめた露頭はない。その意味からこの崖は重要である。

【執筆者】岡村喜明

〔図 2〕北上野の粘土層からなる崖 (2007)

〔図 3〕鹿深台住宅地の工事現場

〔図 4〕粘土層から産するムカシフクレドブガイ



〔図 1〕唐戸川南部の宮野川流域の地形図

甲賀町の海生貝類化石

【分類番号】3-03-11
【場所】甲賀市甲賀町滝谷の
宮野川河床
【地形図名】鈴鹿峠
【位置】北緯 34 度 53 分 54 秒
東経 136 度 18 分 09 秒

【解説】広く礫層が分布する唐戸川集落地先で宮野川を渡り南方に進むと廃村になった滝谷集落跡がある。当地域での地質と化石の観察は、このあたりの唐戸川礫岩層の上位のマガキ化石床からはじまる。宮野川を遡ると千谷層、上の平層と鮎河層群の上部に向かってナカムラスダレハマグリの密集、そしてウソシジミ、カガミガイと腕足類のシャミセンガイが産出する。上流 (図 1 ●、図 2) にはエガイ、タマガイ、ユキノアシタ、キララガイ、ソデガイ、フナガタガイ、ジンボエゾフネ、ミゾガイなど (図 3)、産地の狭い割には多くの種類を見ることができる。

【保全の状態と意義】唐戸川礫層から千谷層、上の平層と順を追って観察ができるこの流域は、鮎河層群分布域の最南部にあるため、おそらく外洋に最も近かったと思われ、上記したような多種類の海生貝類化石がみられる。しかし、産地の範囲は狭く産出数も少ないことから貴重な地域である。

【執筆者】岡村喜明

〔図 2〕宮野川河床の様子 (1975)

〔図 3〕貝類化石

〔図 1〕甲賀市甲賀町櫟野付近の地形図

古琵琶湖層最初の魚類化石

【分類番号】3-03-12
【場所】甲賀市甲賀町神の大甲賀ゴルフ場のポンプ室工事現場
【地形図名】鈴鹿峠
【位置】北緯 34 度 54 分 10 秒
東経 136 度 15 分 07 秒

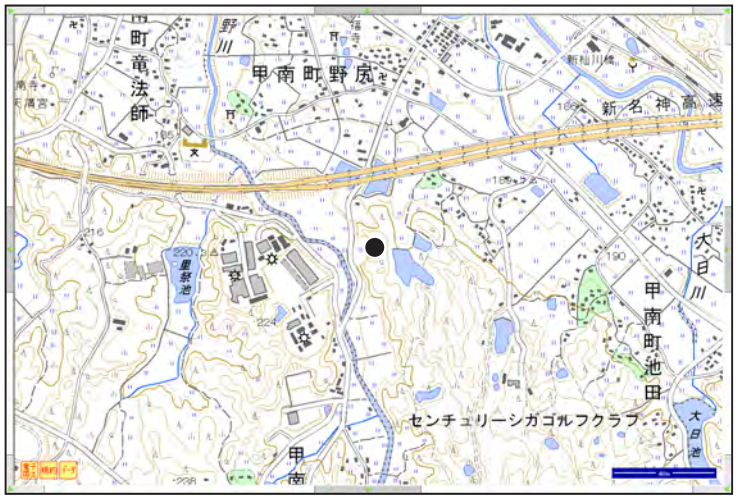
【解説】1981 年 (昭和 56 年) 頃までの古琵琶湖層からの魚類化石は主に咽頭歯で、まれに鰭の棘、骨片などが発見されていた。そんな中、図 1 ●、図 2 のポンプ室工事のため掘り出した粘土層片から、1981 年連結した脊椎骨の一部と多くの肋骨片が木村一郎氏によって発見された。このようにまとまった魚類の骨格化石 (図 3) は当時では初めてで、それ以降の魚類化石の発見の口火をきることになった。ここの層準は阿山層甲南部層 (川辺 , 1990) で、相模火山灰の下位にあたる粘土層である。この粘土層からはドブガイなどの貝類化石も多くみられる。

【保全の状態と意義】この発見は、当地に造られようとしていたゴルフ場のポンプ室の工事中に粘土層から産出したものである。現在、ここと付近一帯は整備されていて大きな露頭は見られない。すぐ北側を流れる大原川河床にも広い露頭がないことから、魚類の連結した脊椎骨化石が初めて発見された記録すべき産出地である。

【執筆者】岡村喜明・長　朔男

〔図 2〕現在の産地の様子 (2009)

〔図 3〕連結した魚類の脊椎骨



〔図 1〕甲南町野尻、柑子付近の地形図

貝類化石とナマズの頭部化石

【分類番号】3-03-13
【場所】甲賀市甲南町野尻、柑子一帯
【地形図名】甲賀
【位置】北緯 34 度 54 分 28 秒
東経 136 度 10 分 47 秒

【解説】昔から甲賀市甲南町野尻南方の竜王山やさらに南方の柑子集落にかけての丘陵では、水田に入れる古琵琶湖層のズニンと呼ぶ粘土の採掘が、また 1970 ～ 80 年代には工場建設の造成が盛んに行われていた。特に竜王山にある 2 箇所の露頭は貝類化石が多産した (図 1 ●、図 2)。その頃、同町柑子の藤川氏が自宅裏の崖 (図 3) から発見したナマズ類の頭部化石 (図 4) は保存の良好なものである (石心館報告 , 1986)。学術報告はされていないが、現在琵琶湖博物館に保管されている。その後も柑子周辺では工場造成や広域農道の工事が行われ、広範囲に粘土層が露出、貝類化石が多産したが、このナマズ類化石を上回る良好な魚類化石の産出例はない。この地域は阿山層和田部層から甲南部層である。

〔図 2〕甲南町野尻の竜王山の崖 (1981)

【保全の状態と意義】竜王山の 2 箇所の大きな粘土取り場と藤川氏宅裏の小範囲の崖は現在でも存在するが、草で覆われていて地質調査は可能であろうが化石を採集することは、ここと周辺では困難である。したがって 1970 ～ 80 年代の貝類とナマズ類の化石の産出を記録しておくことは意義深い。

【執筆者】岡村喜明

〔図 3〕藤川氏宅裏の崖 (2007)

〔図 4〕ナマズ類の頭部化石

〔図 1〕笹路、山女原付近の地形図

アシカ類、イルカ類の化石

【分類番号】3-03-14
【場所】甲賀市土山町笹路、山女原一帯
【地形図名】土山
【位置】北緯 34 度 54 分 50 秒
東経 136 度 20 分 31 秒

【解説】甲賀市土山町笹路から東部には、南北に走る黒滝断層で区切られる花崗岩分布域西縁まで広く鮎河層群が分布し、砂岩・泥岩層、礫層、火山灰層などからなっている。特にこの地域には上の平層と山女原層が分布していて、土山湾が最大の時期の海生動物化石が豊富である。例えば当層群唯一の鰭脚類 (アシカ・アザラシの仲間) の右距骨化石 (図 1 ●、図 2、図 3) が道路工事中に発見された。ほかにゲンロクソデガイ、キリガイダマシ、ユキノアシタなどの貝類化石やコブシガニ、サメの歯、サバなどの魚類、ウキヅツガイなど。またイルカ類の下顎骨化石 (図 4) が山女原の上林神社前の河床から産出した。ほか , 山女原北方の池ヶ原からはメタセコイア、ヤマモモ (岡村ほか , 1991; 西宮 , 2006) などの植物化石が産出している。

【保全の状態と意義】笹路から東部の地域では、現在、新鮮な化石が産出する機会はなくなったが、笹路川河床や山女原北部の池ヶ原では小範囲ながら露頭が確認でき、上の平層から山女原層の地層と化石の観察には最適の地域であり、重要で保全が必要な産地である。

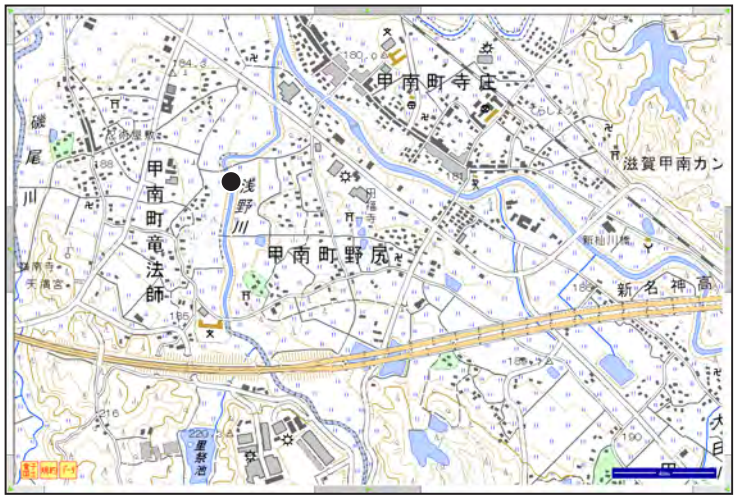
【参考文献】東郷正美 (2000) 微小地形による活断層判読．古今書院 , 206p.

【執筆者】岡村喜明

〔図 2〕笹路と山女原間の道路工事中の様子 (1978)

〔図 3〕アシカの右距骨

〔図 4〕イルカ類の下顎骨 (1977)



〔図 1〕浅野川流域の地形図

住民が見つけた足跡化石

【分類番号】3-03-15
【場所】甲賀市甲南町野尻下浦の浅野川河床
【地形図名】甲賀
【位置】北緯 34 度 54 分 59 秒
東経 136 度 10 分 23 秒

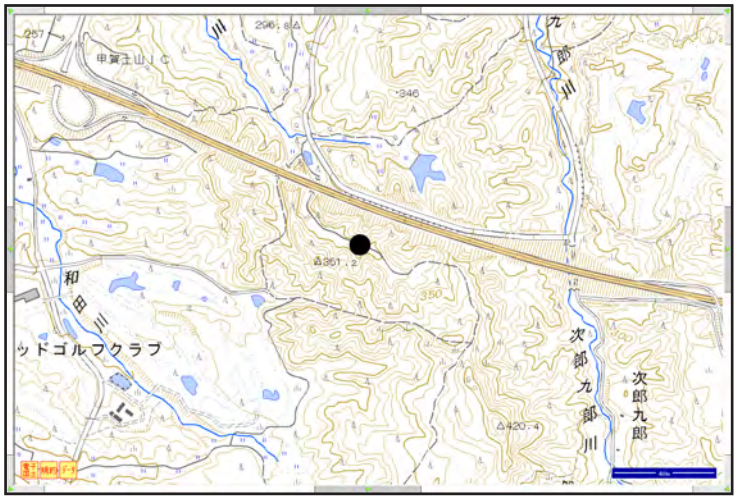
【解説】1994 年 10 月、河川改修工事が行われていた甲賀市甲南町野尻下浦の浅野川河床 (図 1 ●、図 2) から地元の人が足跡化石を発見し、近くの松岡長一郎氏に通報された。この発見は、1988 年に湖南市吉永の野州川河床から足跡化石が発見されて大きく報道されたことによって、周辺住民の記憶に新しく、河床に点々と並ぶ円形のくぼみ (図 3) がゾウ類の足跡の化石かもしれないという直感が早期の通報をもたらした典型的な例である。その後、この少し下流から産出した足跡化石も長鼻類のものであった。ともに当時の甲南町教育委員会が主体となり調査をし、その成果を現地で説明し、役場のホールで展示もした。

【保全の状態と意義】1994 年当時、古琵琶湖層群からの足跡化石は三重県側の伊賀地方の上野層、伊賀層、阿山層と県内側からの甲賀層、蒲生層からのみ発見されていて、県内の阿山層からは未発見であった。その未発見の時代を埋める足跡化石が住民の機転で発見、通報されたことの意義は大きいが、現在は同川河床での観察は不可能となった。

【執筆者】岡村喜明

〔図 2〕浅野川堤防での現地説明会の様子 (1994)

〔図 3〕河床に点々と見られる足跡化石 (1994)



〔図 1〕土山町大沢川上流域の地形図

サイ類とワニ類の化石

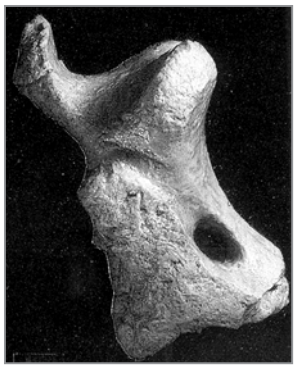
【分類番号】3-03-16
【場所】甲賀市土山町大沢南方の大沢川沿いの林道
【地形図名】土山
【位置】北緯 34 度 55 分 05 秒
東経 136 度 16 分 31 秒

【解説】1992 年 8 月 22 日、大沢一帯の地質調査をしていた木村敏之氏らによって図 1 の● 印の地点 (図 2) からサイ類の第 3 あるいは第 4 頚椎の一部分の化石 (図 3a, b) が発見された。産出層は千谷層の砂泥岩である。この発見までは鮎河層群からの哺乳類の化石は、鯨類〔ヒゲクジラ・歯クジラ〕と鰭脚類 (石田ほか , 1979; 鮎河鯨研究会 , 1979; 岡村ほか , 1991) で、すべて海生哺乳類であった。しかし、このサイ類化石の発見によって陸生哺乳類が加わったことで、木村らは瑞浪層群のサイ類化石との分類学的な検討も可能になるとしている (木村ほか , 1994)。注 : 図 3a, b は、木村敏之氏の了解を得て報文から転載した。また、この付近からワニ類の歯の化石が飯村強氏によって発見されている。

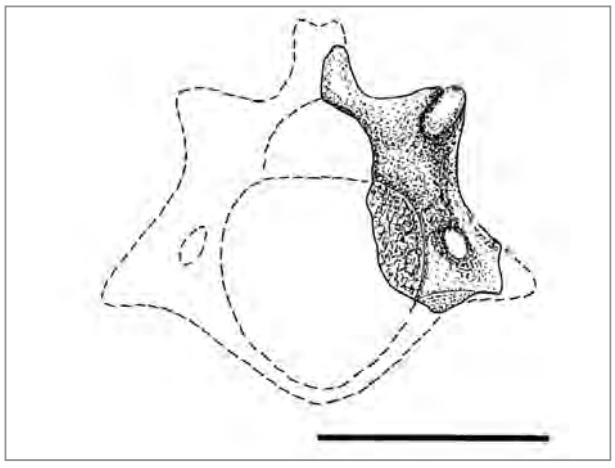
〔図 2〕大沢川上流の産地の様子 (2008)

【保全の状態と意義】滋賀県内唯一の中新統の地層が分布する鮎河層群からのサイ類化石の発見ははじめてであり、ここは貴重な産地である。しかし、現在この崖は網と植生で保護されており母岩は見えにくい。化石は大沢川河床に落下した転石を観察するしかないが、その転石に化石類を含むノジュールは確認しにくい。

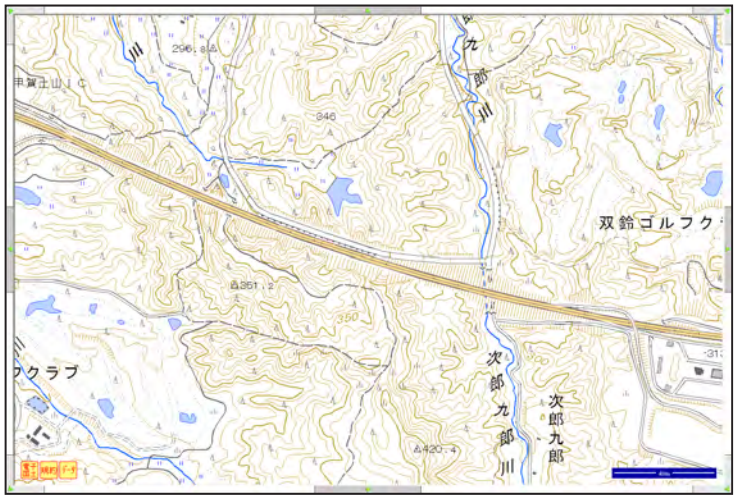
【執筆者】岡村喜明



〔図 3a〕　発見された頚椎の一部分



〔図 3b〕　化石の部位の図 (バーの長さは 10cm)



新名神高速道路とビカリア化石床

【分類番号】3-03-17
【場所】甲賀市土山町大澤
【地形図名】土山
【位置】北緯 34 度 55 分 08 秒
東経 136 度 16 分 44 秒

〔図 1〕新名神高速道路とビカリア化石床周辺の地形図

【解説】新名神高速道路の建設に際して、土山町の委託で、堆積環境研究会により高速道路通過地域の鮎河層群の地質・化石の調査が行われた。この調査では、特に次郎九郎川と大澤川にはさまれた地域から、貝、クジラ類、植物などの化石が豊富に産出した。ビカリア化石床は、2001 年 11 月 25 日に、堆積環境研究会の田村によって発見された。石田ほか (1979) によれば、この付近には鮎河層群の唐戸川層・千谷層・上の平層が分布する。化石床は、千谷層の中部の層準にあたる。ビカリア化石の密集層は細粒砂岩層の中にあり、約 25㎝の間隔で 2 層認められた。ほぼ同じ層準でオキシジミ化石が密集する部分があったが、密集する化石はビカリアかオキシジミのどちらかに偏る傾向があり、両者が混在して密集することは少なかった。

【保全の状態と意義】旧土山町では、鮎河層群の化石採集をする場合には教育委員会に届け出て許可を得ることが定められていた。そのため、ゴルフ場の造成・高速道路の建設などに際して事前の協議を行うことができ、また工事の進行に伴って調査をすることができた。新名神高速道路の完成に伴い露頭は消滅したが、現地には化石床を含む層準の地層が残されている。ビカリア化石の密集層は鮎河層群で唯一のものであり、学術的価値は高い。またビカリア化石は盗掘の対象となりやすいものである。十分な保全対策が必要である。

【指定等】甲賀市では、「鮎河層群の化石採集をする場合には甲賀市教育委員会に連絡して許可を得ること。」としている。

【執筆者】田村幹夫

〔図 2〕ビカリア化石床の発掘調査 (2001)

〔図 3〕ビカリア化石の産状 (2001)

野田橋の貝化石産地

【分類番号】3-03-18
【場所】甲賀市甲南町野田
野田橋上流の杣川河床
【地形図名】水口
【位置】北緯 34 度 55 分 31 秒
東経 136 度 10 分 26 秒

〔図 1〕野田橋の貝化石産地周辺の地形図

【解説】杣川にかかる野田橋の約 50 ～ 100m 上流の粘土層から、殻が残された閉殻のムカシフクレドブガイ等の貝化石が産出する。周辺の丘陵の古琵琶湖層群から産出するムカシフクレドブガイの化石は、ほとんどが貝殻の残らない印象化石で、また貝殻が開いた開殻の化石が多い。これに対して野田橋上流からは、殻が残された閉殻のムカシフクレドブガイの化石が多く産出することが特徴である。同じ地層からは、クサビイシガイ属などの二枚貝、カワニナ類などの巻き貝類の化石も産するが、いずれも貝殻が残っているものが多い。殻の残った貝化石が産出するのは特定の層準で、厚さ 1m ほどの範囲に限られている。化石を産出する地層は丘陵との対比が不十分であるが、付近の河床から産する火山灰層より、阿山層甲南部層の最上部で相模火山灰層の数 m 上位の層準と思われる。

【保全の状態と意義】有殻の貝化石を多産するのは特定の層準のみで、産出層の厚さは 1m 程度である。河川改修や浸食等で貝化石の産出層が少しずつ失われ、2008 年の現地確認では橋の上流左岸側に小範囲に残されているのみである。阿山層から殻の残された貝化石が産出することは少ないので、貴重な露頭である。

【執筆者】田村幹夫

〔図 2〕野田橋付近の川底に露出する古琵琶湖層群の地層 (2008)

〔図 3〕野田橋上流で産出したムカシフクレドブガイの化石

〔図 1〕黒滝、黒川付近の地形図

黒滝・黒川一帯の化石群

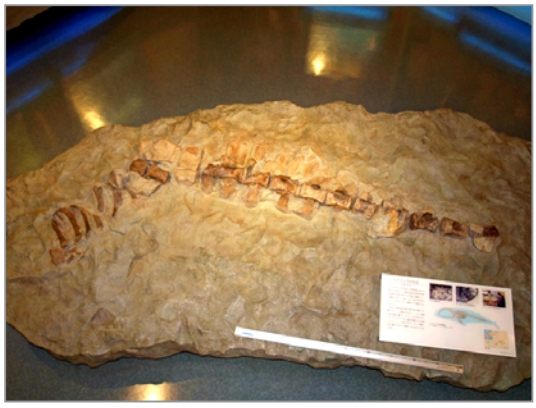
【分類番号】3-03-19
【場所】甲賀市土山町黒滝、黒川一帯
【地形図名】土山
【位置】北緯 34 度 55 分 57 秒
東経 136 度 20 分 53 秒

【解説】鮎河層群分布域の中東部には、千谷層・上の平層時代の砂岩、泥岩が広く分布する。川西、市場付近では礫層からなる唐戸川層の上位の千谷層最下部からマガキ化石が現れ、徐々に海進が進んでいく様子がわかる露頭が田村川沿いに北東方へつづく。特に浅海性のナカムラスダレハマグリが多産する。黒滝地域 (図 1 ●印、図 2) では、これらの貝類とヒゲクジラ類の脊椎骨が連結したもの (鮎河鯨研究会 , 1979)(図 3)、腕足類などが産した。この狭い内湾の西側は南北に走る青土山塊で半島を形成し、その陸地には当時豊かな植生があったことが、現在の谷川に転がる珪化木片や葉、球果の化石が多産することから分かる。また、上の平集落南方のゴルフ場に入る道路工事現場では図 4 に示したようなマツカサの化石 (岡村ほか , 1991; 西宮 , 2006) が多産した。

【保全の状態と意義】田村川の本流と支流には 1970 年代にはよい露頭が見られたが、現在、一部の小露頭を除き、大部分は侵食されている。あるいは山林が深くなり入れない。しかし、田村川河床の一部と支流には小範囲ながらなお多くの化石床があり観察が可能であり、保全の必要がある。

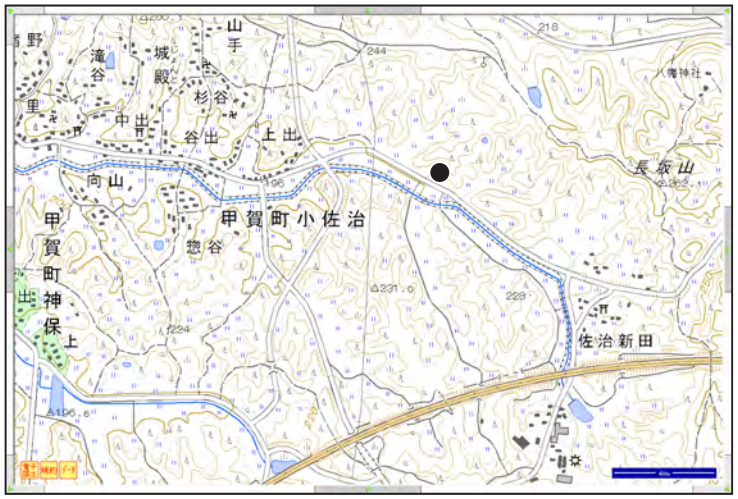
【執筆者】岡村喜明・長　朔男

〔図 2〕黒滝の田村川 (1978)



〔図 3〕黒川産鯨類の脊椎骨化石 (琵琶湖博物館・レプリカ)

〔図 4〕マツカサ化石の断面



〔図 1〕甲賀町小佐治付近の地形図

イノシシの頚椎化石と魚類・スッポンの化石

【分類番号】3-03-20
【場所】甲賀市甲賀町小佐治、佐治新田、岩室一帯
【地形図名】水口
【位置】北緯 34 度 56 分 07 秒
東経 136 度 13 分 39 秒

【解説】1970 ～ 80 年当時、小佐治付近には小規模なところも含めて数箇所の甲賀層佐治川部層小佐治火山灰層を挟む粘土層からなる露頭があり、その中にはドブガイ類を主とする貝類化石が産出した。そのひとつの露頭 (図 1 ●、図 2) からイノシシ類 (佐山標本 : 松岡ほか , 1991) の頚椎化石 (図 3) と魚類の前半部の化石 (図 4) が西出忠氏によって、またここから南東へ 1.3km の佐治新田からスッポン類 (佐治新田標本 : 松岡ほか , 1991)(図 5) の化石が川口貢氏によって発見された。

〔図 3〕イノシシ類の頚椎化石

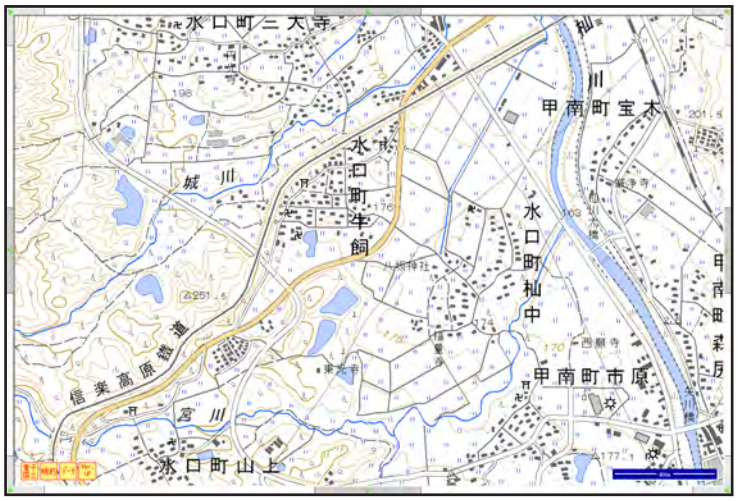
【保全の状態と意義】小佐治地区から新田、岩室に至る地域には今でも粘土層を主とする露頭が存在するが、新たな粘土の採掘や工事は少ない。したがって新鮮な貝類化石ほかの化石類を調査することは困難になってきている。この地域の露頭から貝類、魚類、スッポン類などの淡水生動物化石のほかに陸生動物の化石を産したことはぜひ記録しておく必要がある。

【執筆者】岡村喜明

〔図 2〕イノシシ類化石が産した小佐治の露頭 (1986)

〔図 4〕魚類の前半部の化石

〔図 5〕スッポン類の一部の化石



古琵琶湖層の貝・植物化石

【分類番号】3-03-21
【場所】甲賀市水口町牛飼
【地形図名】水口
【位置】北緯 34 度 56 分 21 秒
東経 136 度 08 分 49 秒

〔図 1〕甲賀市水口町牛飼付近の地形図

【解説】古琵琶湖層における化石の産地は各地に点在する。多くの化石は開発が進められる中で発見されてきた。産地名は記録されるが、採集地は跡形もなく変っているものがほとんどである。しかし、この産地は 1980 年のはじめ頃から現在まで大きな変化が無い場所である (図 2)。写真に示した球果 (図 3) など植物化石を中心に貝、魚類の咽頭歯が産出している。

【保全の状態と意義】古琵琶湖層群の化石の採集地はほとんどが過去形になった。この露頭は堆積環境がよく分かることから、手軽な地学学習のフィールドとしても活用ができる。

【執筆者】長　朔男

〔図 2〕水口町牛飼町の露頭 (2007)

〔図 3〕松笠の化石 (2007)

〔図 1〕杣川大橋付近の足跡化石産地周辺の地形図

杣川大橋付近の足跡化石

【分類番号】3-03-22
【場所】甲賀市水口町杣中付近の杣川河床
【地形図名】水口
【位置】北緯 34 度 56 分 22 秒
東経 136 度 09 分 23 秒

【解説】1970 年代から 90 年代にかけて、甲賀市水口町から甲南町にかけての杣川の、大規模な河川改修工事が行われた。この区域では杣川は古琵琶湖層群を浸食して流れており、改修工事に伴って河床に広範囲に古琵琶湖層が露出した。その際に足跡化石等の化石が発見され、調査が実施された。甲南町深川市場の、磯尾川合流点付近から下流の平田井堰付近にかけては、粘土層を主体とした地層が分布する。磯尾川合流点の粘土層から、植物化石・淡水貝化石等が産出した。また旧甲南病院裏の河床で、地層中に長鼻類の足跡化石が確認された (岡村ほか , 1995)。1990 年頃には、杣川大橋付近に小佐治火山灰層が露出しており、可動式の平田井堰より上流は甲賀層に区分される。平田井堰から下流は、地層は蒲生層下部の砂泥互層となる。平田井堰のすぐ下流では地層が西に急傾斜するが (図 2)、それより下流側では傾斜は緩やかになる。急傾斜付近に内貴火山灰層がはさまれる。かつては、地層の傾斜が緩くなる高圧線下付近から信楽高原鉄道鉄橋付近にかけて、河床に砂泥互層が広く露出しており、一部に炭化した木片・立木の樹根化石が含まれる地層が見られた。砂泥互層中より、長鼻類と偶蹄類の足跡化石が産出した (田村 , 1991; 岡村ほか , 1995)。

【保全の状態と意義】2008 年 5 月の時点では、河床は大部分が草におおわれており、地層の露出している場所は少ない。河床の一部には地層が露出するが、渇水時以外は水没している。

【執筆者】田村幹夫

〔図 2〕杣川大橋下流平田井堰付近の地層の急傾斜 (右岸) (2005)

〔図 3〕旧甲南病院裏の杣川河床 (2008)

〔図 1〕甲賀市土山町鮎河付近地形図

土山町鮎河一帯の化石群

【分類番号】3-03-23
【場所】甲賀市土山町鮎河中畑橋周辺と鮎河一帯
【地形図名】土山
【位置】北緯 34 度 56 分 47 秒
東経 136 度 20 分 15 秒

【解説】鮎河地先の中畑橋付近 (図 1 ●印、図 2) は、江戸時代から木内石亭が床鍋とか提田と言う所から岩貝や足跡石が出ると注目した場所である (木内小繁重暁 , 1773)。この地域は、中新世の鮎河層群分布域の北東部にあたり、当時の鮎河湾とも言える内湾の最も奥で、上の平層、山女原層が東方へ広がる。この地層中にはマガキ、ビカリア (図 3)、ビカリエラ、カガミガイ、オキシジミ、キリガイダマシなどの海生貝類のほかにイルカ類、カニ、シャコなどの甲殻類、サメなどの魚類、植物などの化石が多産する。この浅い内湾で汽水域に棲むもののほかに、山女原層時代に海進が進み、広く外洋とつながっていた証拠となる翼足目のウキヅツガイ (図 4) や深海性魚類であるギスの耳石化石などが産する (柴田 , 1977; 岡村ほか , 1991)。

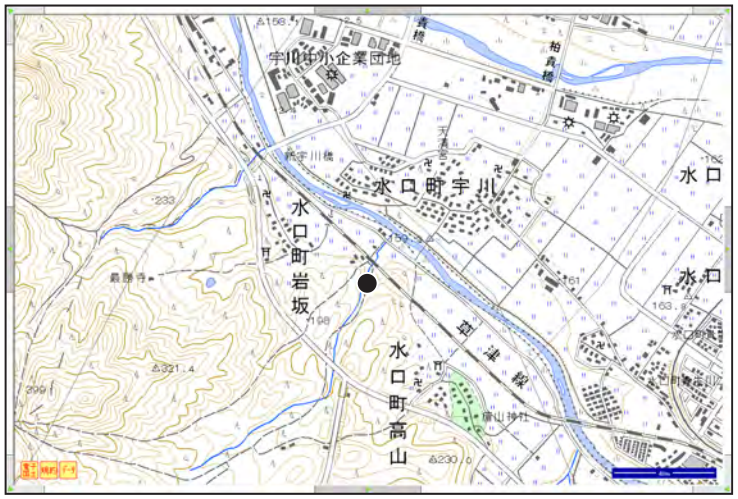
【保全の状態と意義】県内で唯一の中新世の地層である鮎河層群中で、木内石亭も「雲根志」に記録しているこの鮎河地域での化石の種類の豊富さは、同層群のほかの地域を抜く。そして、鮎河集落南東部のサツマ谷や萩原林道、中畑橋付近では、現在でも地層と化石の観察が可能である大切な地域である。(注) 土山町内の鮎河層群で化石の採集、調査をする際は、甲賀市教育委員会への届けが必要である。

【執筆者】岡村喜明・長　朔男

〔図 3〕ビカリア : 殻高は 8cm
(新保建志氏提供)

〔図 2〕中畑橋北西側の崖 (1975)

〔図 4〕ウキヅツガイ長さは 5mm



〔図 1〕水口町高山付近の地形図

山麓の足跡化石産地

【分類番号】3-03-24
【場所】甲賀市水口町岩坂一帯
【地形図名】水口
【位置】北緯 34 度 57 分 03 秒
東経 136 度 08 分 12 秒

【解説】岩坂の足跡化石産地 (図 1 ●) は、甲賀層佐治川部層上部 (川辺 , 1990) が基盤の花崗岩にアバットしているごく狭い範囲である。1995 年、岩坂地区で行われた道路新設工事の法面と路面 (図 2) から発見されたもので、印跡動物は長鼻類と考えられる垂直断面と偶蹄類 (図 3) である。また、ここから北西へ約 1.3km の鳥ヶ嶽山麓の産地は三雲トンネル南方の崖 (ここは湖南市三雲) で、足跡化石の断面が発見された。その垂直断面は大型の動物であろうと考えられるが印跡動物は確定できない。

【保全の状態と意義】山麓のごく限られた範囲から発見された足跡化石である。きっかけは道路工事によるもので現在では観察は不可能である。このような山麓で小範囲の工事においても常時観察をすると足跡化石をはじめ、貴重な標本が得られる典型的な例と言える。

【執筆者】岡村喜明

〔図 2〕岩坂地先の道路工事の様子 (1995)

〔図 3〕工事の掘削面に見える偶蹄類の足跡化石 (1995)

〔図 1〕水口町宇田付近の野州川流域図

滋賀県初のワニ類の足跡化石

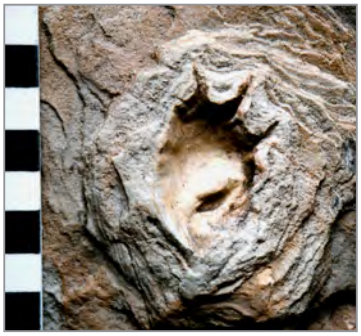
【分類番号】3-03-25
【場所】甲賀市水口町宇田、北内貴一帯の野洲川河床
【地形図名】水口
【位置】北緯 34 度 58 分 01 秒
東経 136 度 09 分 69 秒

【解説】1996 年 (平成 8 年)5 月 19 日、蒲生層が分布する水口町宇田の野州川河床 (図 1 ●、図 2) から数個のワニ類と思われる足跡化石 (図 3) が発見された。この上下流の河床は以前から長鼻類と偶蹄類の足跡化石を産していたので、上下流の河床も含め「水口町野州川河床化石調査団」を結成し 2 年間にわたる調査がされた。その結果、上記した小型のワニ類の足跡のほか , 同類の尾痕と思われる生痕化石 (図 4) やワニ類の歯化石、フン化石？のほか偶蹄類 (図 5) と長鼻類と鳥類の足跡化石、骨化石、植物化石を発見できた (水口町教育委員会ほか , 1998)。

【保全の状態と意義】水口町北内貴から下流の宇田までの野州川河床は、1996 年から 1998 年頃までは比較的広い範囲で貝類、植物、足跡化石が見られる河床が存在したが、現在は浸食が著しく、その範囲は狭くなってきていて、最初の頃の河床 (図 2 の右下部) はすでに見られない。この河床は狭いが県内ではじめてワニ類の足跡化石が発見されたたいへん貴重な産地である。

【執筆者】岡村喜明

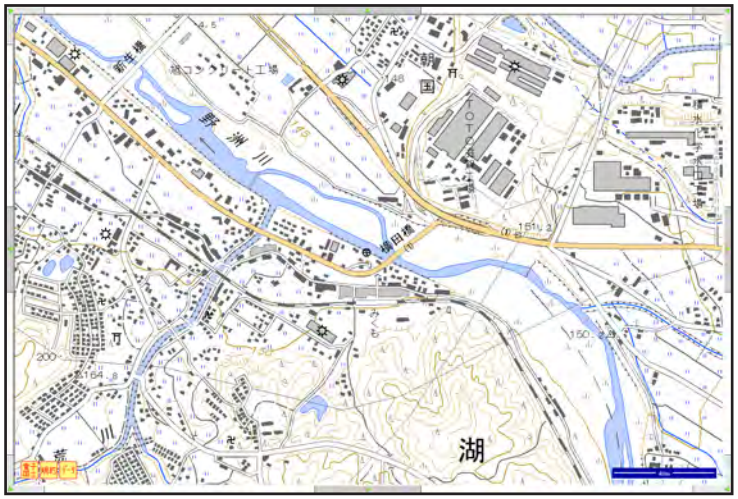
〔図 2〕宇田付近の野州川の様子 (1996)



〔図 3〕小型のワニ類の足跡化石

〔図 4〕ワニ類の尾痕

〔図 5〕北内貴産の偶蹄類の足跡化石



〔図 1〕コビワコカタバリタニシの産地周辺の地形図

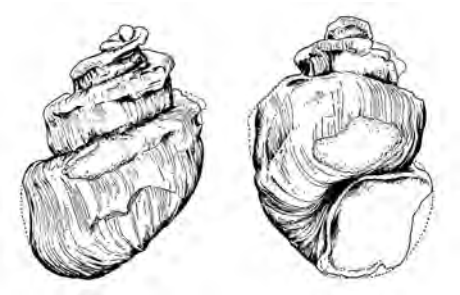
コビワコカタバリタニシの産地

【分類番号】3-03-26
【場所】湖南市三雲横田橋下流の野洲川左岸
【地形図名】三雲
【位置】北緯 34 度 59 分 06 秒
東経 136 度 07 分 02 秒

【解説】1963 年に木村一郎氏によって、湖南市三雲の野洲川の横田橋の左岸側約 50 ～ 80m 下流付近の河床の古琵琶湖層群のシルト層から、特徴ある形態の小型のタニシ化石が採集された。その後の研究で、この化石タニシは、中国及びシベリア (バイカル湖付近) の始新世～鮮新世の地層から少数が報告されている化石属 *Tultomoides* Wenz, 1939 の新種であるとして、*Tultomoides japonica* HABE & TOMODA(和名 ; コビワコカタバリタニシ) と命名された (Habe and Tomoda, 1980)。化石産出地点周辺の河床の地層は、黒川明氏によって精査された (野洲川朝国河床足跡化石調査団 , 1998)。それによれば、化石を賦存する地層は、ｄ火山灰層の約 1.5 ～ 3m 上位、ｃ火山灰層の約 16.5 ～ 18m 上位の層準である。ｃ火山灰層が上出Ⅲ火山灰層に対比されているので、化石包含層の層準は、古琵琶湖層群甲賀層と蒲生層の境界付近に相当する (野洲川朝国河床足跡化石調査団 , 1998)。付近の地層からは、コビワコドブガイ属、ミクモイシガイなどの 2 枚貝化石も産出する (Matsuoka, 1987; 琵琶湖自然史研究会 , 1994)。このほかに、淡水海綿化石、植物化石なども産出する。

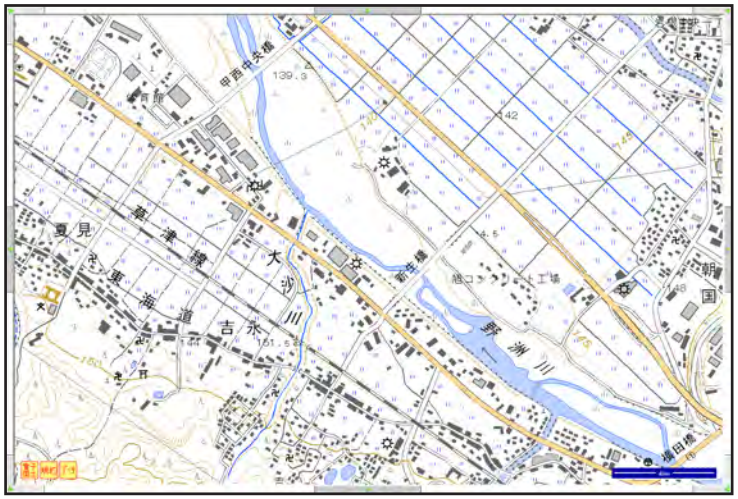
〔図 2〕コビワコカタハリタニシを産出した露頭 (横田橋下流) (1996)

【保全の状態と意義】コビワコカタバリタニシの化石を多産する露頭は、左岸に沿って幅約 5 ～ 10m、長さ約 30m ほどの広さがあり、平常時の川の流れよりも数十㎝以上高い台地状になっていた。しかし 1999 年頃に、短期間に化石の採集を目的に大規模に発掘され、露頭面が川の流れとほぼ同じ高さまで掘り下げられてしまった。その結果、2008 年 5 月時点では、化石産地は平常時でも大部分が水中に没する状態となっている。現地はコビワコカタバリタニシの産出が最初に報告された地点であり、将来にわたって産地と露頭が接近・見学可能な状態に保たれるよう望みたい。



〔図 3〕コビワコカタバリタニシの化石 (Habe and Tomoda, 1980)

【執筆者】田村幹夫



〔図 1〕野洲川足跡化石群発見地点周辺の地形図

野洲川足跡化石群

【分類番号】3-03-27
【場所】湖南市吉永付近の野洲川河床
【地形図名】三雲・野洲
【位置】北緯 34 度 59 分 33 秒
東経 136 度 06 分 18 秒 (地点①)
北緯 34 度 59 分 25 秒
東経 136 度 06 分 35 秒 (地点②)

【解説】野洲川足跡化石群は、図 1 の地点①で、1988 年 9 月 15 日に発見された (田村 , 1991)。発見後、亀井節夫氏 (京都大学 ; 当時) を団長とする野洲川足跡化石調査団によって、同年 9 月～ 12 月と翌年 8 月の 2 回にわたって詳細な調査が行われた (野洲川足跡化石調査団 , 1995)。当初に発見・調査された足跡化石は長鼻類と偶蹄類のものが主体であったが、その後 1995 年に図 1 の地点②で小型のワニの可能性がある足跡化石が発見された (野洲川朝国足跡化石調査団 , 1998)。甲西町による調査の中で黒川明によって河床の地層の詳細な調査が行われ、吉永付近の河床の地層が古琵琶湖層群甲賀層の上部に相当することが明らかにされた (野洲川朝国足跡化石調査団 , 1998)。最初に足跡化石が発見されたのは現在の新生橋の下流にあたる地点であるが、その後の調査で足跡化石は横田橋付近から甲西橋付近まで、広範囲の河床に見られることが明らかになった。象のいたまち編集委員会 (1990) は参考になる。

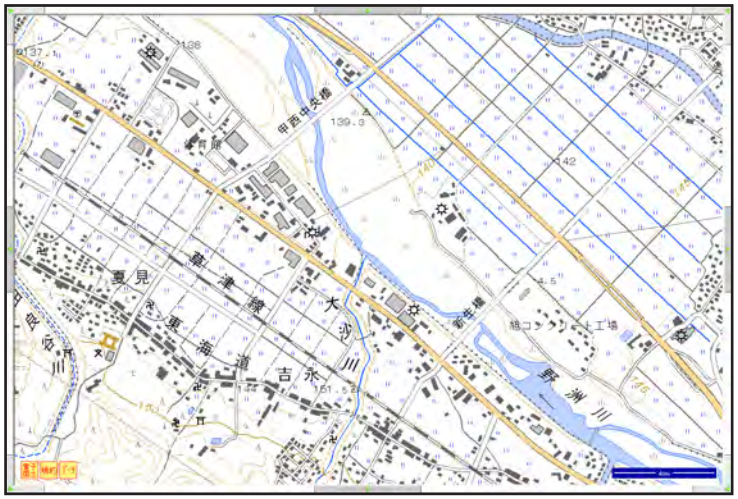
【保全の状態と意義】現地は、日本における鮮新・更新統の長鼻類足跡化石の発見地としての学術的価値が大きく、将来にわたって保存されることが望ましい。しかし現場は河床にあり、洪水による浸食や人為的な改変による消失の危険性もある。これらのことに留意しつつ、保全を図っていくことが必要であろう。

【指定等】1988 年の調査の際に切り取り・保存されたゾウの足跡化石 5 点とシカの足跡化石 1 点が、湖南市 (旧甲西町) 指定文化財 (天然記念物) となっている。現地については、指定等はない。

【執筆者】田村幹夫

〔図 2〕発見時の足跡化石 (長鼻類)
(1988 年 9 月 15 日)

〔図 3〕野洲川足跡化石調査団による学術調査
(1998 年 9 月 23 日)



野洲川化石林

【分類番号】3-03-28
【場所】湖南市三雲横田橋付近から湖南市中央甲西大橋付近までの野洲川河床
【地形図名】三雲・野洲
【位置】北緯 34 度 59 分 39 秒
東経 136 度 06 分 09 秒
(化石林中心部)

〔図 1〕野洲川化石林の中心部周辺の地形図

【解説】湖南市を流れる野洲川には、横田橋付近から甲西大橋付近にかけて、河床に古琵琶湖層群の地層が断続的に露出している。河床の古琵琶湖層群には、直立樹幹・樹根の化石が広範囲に露出しており、野洲川化石林と呼ばれている (田村 , 1991)。河床には現野洲川の運搬物である砂礫が 1 ～ 3m ほどの厚さに堆積しており、1970 年頃までは古琵琶湖層はその下に埋もれて露出することは少なかった。1970 年代～ 80 年代にかけて河床の侵食が激しくなり、各所で河床に屹立する直立樹幹・樹根化石が露出するようになった。特に広範囲に露出したのは、1985 年頃から 95 年頃までの約 10 年の間である。最も多くの直立樹幹・樹根化石が露出したのは、河床の浸食が激しかった甲西中央橋付近から、新生橋上流の堰までの区間である。横田橋付近から甲西中央橋付近にかけての古琵琶湖層群からは、足跡、淡水貝、淡水海綿、昆虫などの動物化石や植物遺体が豊富に産出する (友田・根来 , 1979; Habe and Tomoda, 1980; Matsuoka, 1987; 田村 , 1991; 岡村ほか , 1995; 野洲川足跡化石調査団 , 1995; 野洲川朝国河床足跡化石調査団 , 1998 など)。この地域の古琵琶湖層群のうち甲西中央橋より上流の地域は、古琵琶湖層群甲賀層の上部に相当するとされている (野洲川朝国河床足跡化石調査団 , 1998)。

【保全の状態と意義】愛知川化石林は河川改修によって破壊され、消滅した。また蓮花寺化石林は河川改修によって大半が水没して土砂の下になってしまった。このため現在では野洲川化石林が、琵琶湖東岸地域で唯一常時観察できる大規模な化石林ということになった。常時観察できる状態で保全されることが必要である。

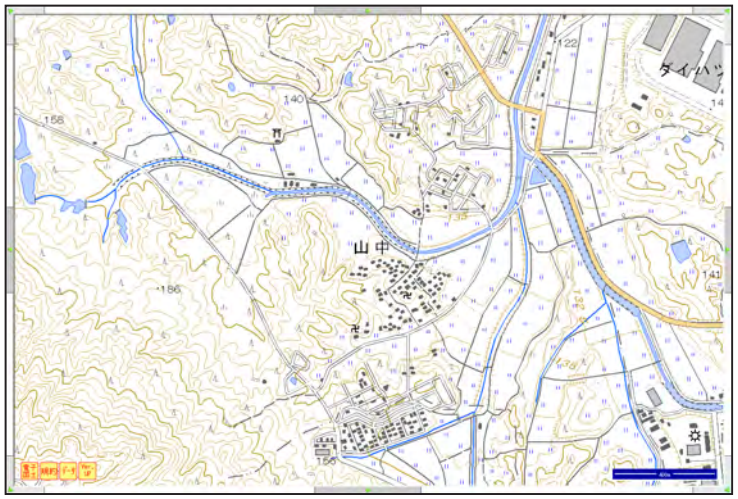
【執筆者】田村幹夫

〔図 2〕河床に露出する立木化石 (甲西中央橋下流)
(1988)

〔図 3〕最大級の立木の根株
(甲西中央橋の約 50m 上流 , 直径約 3.5m)(1978)

西遊寺の龍歯

【分類番号】3-03-29
【場所】不詳
【地形図名】野洲
【位置】北緯 36 度 01 分 58 秒
東経 136 度 06 分 39 秒 (推定)



〔図 1〕龍歯が発見されたと考えられる岩根付近の地形図

【解説】木内石亭 (1724 ～ 1808) は『龍骨辯』に「本国野須郡篠原村ヨリ岩根山へ越ル山中ニテ松樹ヲ堀テ其根ヨリ龍歯一枚ヲ得タリ。予同村西遊寺枕流道人ノ珍蔵トナル。大サ飯器二ツ合セタルゴトク奇品タリ」と記述している (中川 , 1978)。それを裏付ける西遊寺 (図 3) の住職・正徧 (枕流道人) が書き残した所蔵品目録『緒石集記』に「龍歯右堤法善寺老僧浄土宗寶暦年中ニ岩根へ行帰リノ山道ニテ里人松ノ根ヲ掘トテ一石を掘得タリ老僧乞テ携へ帰リ玩セシガ程ナク入寂弟子ノ善福寺勝部村有譲リウケオキシヲ故アリ予ガ物トナル愛玩不斜干時寛政二年正月二日得方金」(松岡 , 1997) とある。記述の岩根の山中の場所を特定することは出来ないが十二坊 (405m) の北側の山裾から下田地域には古琵琶湖地層が分布する。

【保全の状態と意義】正徧の収集した化石や自らが書きとめた古文書類は栗東歴史民俗博物館に寄託されている。一方、石亭の遺石は昭和 13 年 2 月 16 日朝日新聞滋賀版によると蒲生郡馬渕村の妙感寺に 300 数個の遺石が発見され、郷土史家中川泉三氏の手で下郷伝平氏 (長浜市慶雲館) に買い取られて保存されたことが報ぜられた。記事には橋本忠太郎滋賀女子師範教諭がこれを鑑定整理したとある (中神 , 1995)。江戸時代、石亭をはじめ湖南の未石亭、正徧、了観たち弄石家が収集した化石などから当時の産出状況を知ることができ、今日の地学的研究にとって、その資料の保存は大切である。

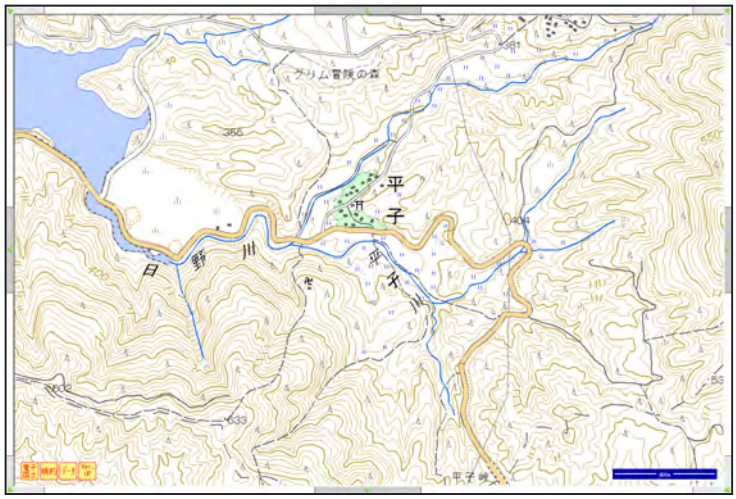
【執筆者】長　朔男

〔図 2〕西遊寺の竜骨　栗東歴史民俗博物館 (2008)

〔図 3〕西遊寺 (2007)

平子の亜炭層

【分類番号】3-04-30
【場所】蒲生郡日野町平子
【地形図名】土山
【位置】北緯 34 度 59 分 20 秒
東経 136 度 19 分 20 秒



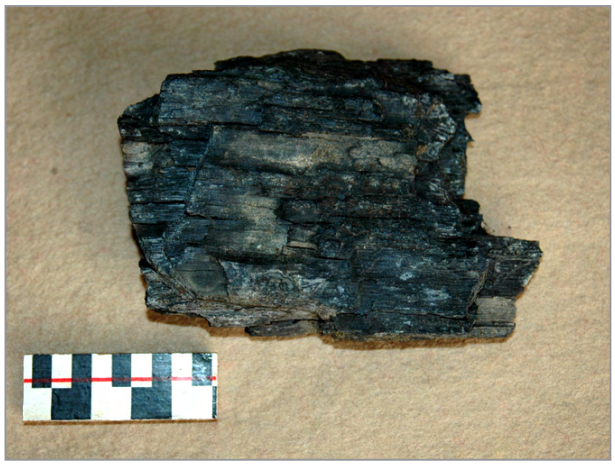
〔図 1〕亜炭採掘地の平子付近の地形図

【解説】滋賀県内において石炭・亜炭の採掘は蒲生郡日野町東南部の平子、熊野、鎌掛などの山間地で比較的古くから行われていた。『淡海録』の江州海陸土産の項に日野谷の産物として「岩木」の記述がある (滋賀県地方史研究家連絡会 , 1980)。また、『新註近江輿地志略』には「いはき」として「石ずみとて日野の鎌掛邊にて土中より掘り薪柴の用とするものありこれ漢名石炭也」とある (宇野 , 1976)。平子鉱山は国道 477 号線日野町から大河原 (甲賀市土山町) へ抜ける日野川上流に位置する (図 1)。亜炭は平子橋付近一帯から採掘されていた (図 2)。閉山 (1964) まで働いていた古沢鴻造氏 (日野町在住、昭和 4 年生) によれば、「常時 25 ～ 26 人が採掘に携わっていた」「採掘・選炭された亜炭は、近江鉄道日野駅から貨車により京阪神へボイラの燃料用として出荷された」。「石炭並みの火力があった」。採掘跡地は坑道の落盤によると思われる陥没 (1985 年頃) があって、圃場整備された水田が被害にあっている。

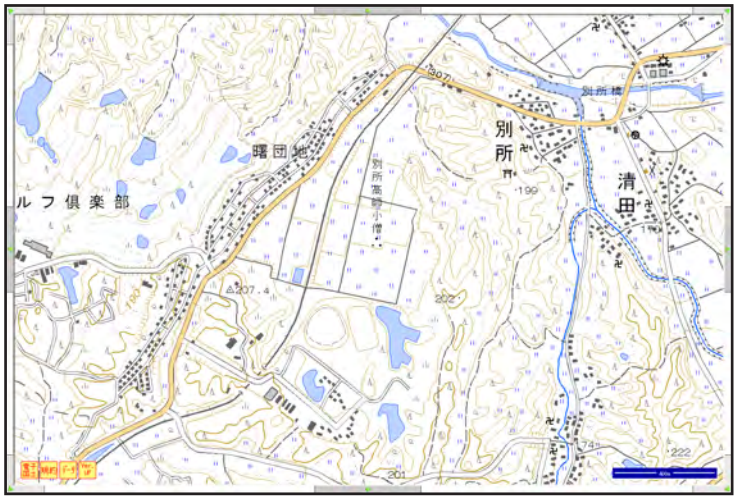
【保全の状態と意義】近代産業発展におけるエネルギーの歴史を風化させないために記録はもとより現地にモニュメントを建て記録に残すべき意義はある。

【執筆者】長　朔男

〔図 2〕亜炭鉱山跡地。野小屋付近に坑道があった (2007)



〔図 3〕採掘跡地で見つかる亜炭 (2007)



〔図 1〕高師小僧産地・日野町別所付近の地形図

高師小僧

【分類番号】3-04-31
【場所】蒲生郡日野町別所真窪
【地形図名】水口
【位置】北緯 34 度 59 分 54 秒
東経 136 度 12 分 48 秒

【解説】「高師小僧」は褐鉄鉱質団塊からなる。愛知県高師村 (現豊橋市高師) の産出地に因んで 1895 年命名された。その成因は地下水に溶けていた鉄分が地中の植物の根の周りに水酸化鉄として沈着し、根は腐敗して消失し、孔となって管状に出来ると考えられている (図 2)。この産地は天然記念物指定当時と地形が変っている。耕地整備 (1984 年) 前までは樹木も疎らな丘陵地であった。指定の石柱が水田の一角に建っている (図 3)。

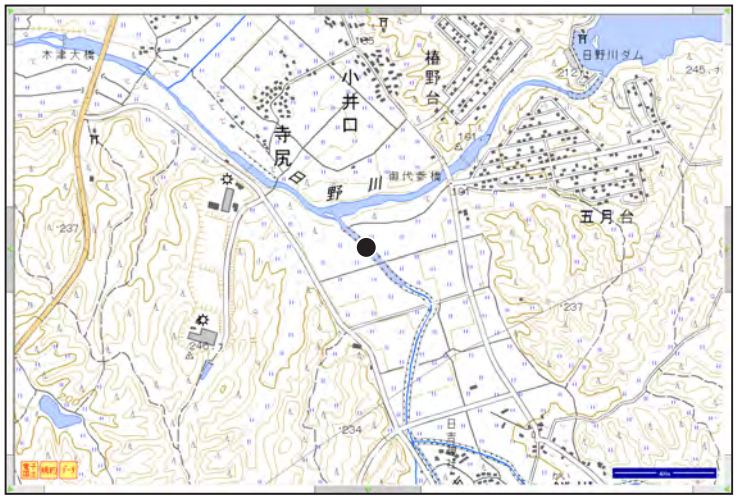
【保全の状態と意義】滋賀県における高師小僧の産地は古琵琶湖層の地域である。ここは水田に開拓されたので見ることはできなくなった。

【指定等】国指定天然記念物 (昭和 19 年 11 月)

【執筆者】長　朔男

〔図 2〕日野町別所産高師小僧 (2008)(久野紫朗採集)

〔図 3〕天然記念物指定の標柱 (2008)



長鼻類の足跡化石

【分類番号】3-04-32
【場所】蒲生郡日野町寺尻の南砂川河床
【地形図名】土山
【位置】北緯 34 度 59 分 54 秒
東経 136 度 15 分 01 秒

〔図 1〕南砂川下流域の地形図

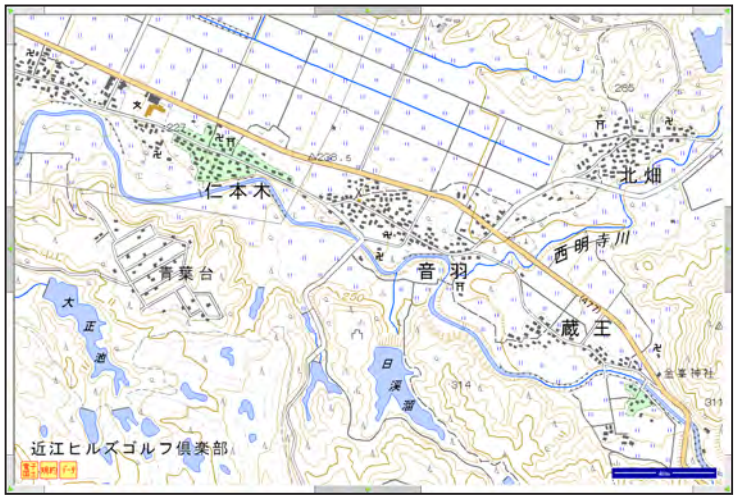
【解説】日野町小井口の日野川ダムの下流と上流の河床には、蒲生層日野粘土層が分布している。1991 年頃までは多くの貝類と偶蹄類、長鼻類の足跡化石が産出し、1992 年 11 月に調査された。その後、支流の南砂川にかかるどんぐり橋下流 60m の河床 (図 1 ●、図 2) でも足跡化石が発見されたが、その質はあまりよくなかったことから総合的な調査はされていない。ここの足跡化石は図３に示したように、現在では長鼻類のアンダープリントとなっている。

【保全の状態と意義】2008 年現在、図３のような長鼻類のアンダープリントは、南砂川の狭い河床のごく一部分にみられるに過ぎない。前記したように質がよくないものであるが、日野川の支流からも産出したと記録をしておくことは意義があり、将来近辺での工事の際は留意せねばならない。

【執筆者】岡村喜明

〔図 2〕アンダープリントが残る河床 (2008)

〔図 3〕長鼻類のアンダープリント



〔図 1〕日野町音羽の化石産地周辺の地形図

日野町音羽の化石産地

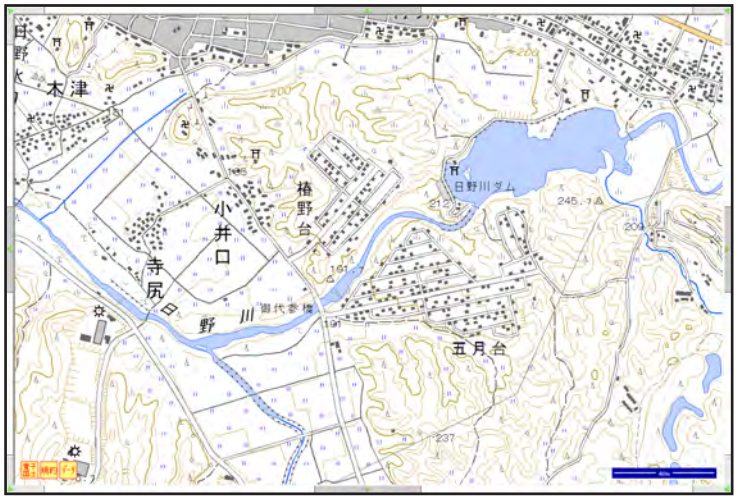
【分類番号】3-04-33
【場所】蒲生郡日野町音羽付近の日野川の河床
【地形図名】日野東部
【位置】北緯 35 度 00 分 09 秒
東経 136 度 17 分 12 秒

【解説】日野町音羽の集落の南側に、日野川にかかる御城橋がある。この橋をはさんで上流・下流の河床には古琵琶湖層群の地層がよく露出しており、河床の粘土層からは、コイ類・フナ類の咽頭歯化石、イシガイ類・ドブガイ類などの淡水貝類化石、オオバタグルミの堅果・マツ類の球果・フウの葉 (?) などの植物化石、偶蹄類および長鼻類の足跡化石などが産出した。地層は粘土・シルト層を主体とする砂泥互層で、橋の約 100m 下流の右岸の壁面に、虫生野火山灰層が見られた。橋の付近から上流にかけての地層は、古琵琶湖層群蒲生層布引山砂層に区分されており (横山・雨森 , 1991)、虫生野火山灰層の下位の層準にあたる。

【保全の状態と意義】この付近では日野川の幅が比較的狭く、両岸から深く掘り込んだ流れとなっているため、河床への砂泥の堆積は少ない。そのため、川底には地層が比較的よく露出している。ただし、2008 年 5 月の時点では、近年大規模な出水がないこともあって、水辺ぎりぎりまで草におおわれているところが多かった。

【執筆者】田村幹夫

〔図 2〕御城橋上流側の河床 (2008)



日野川ダム付近の貝化石・足跡化石等

【分類番号】3-04-34

【場所】日野町小井口 (日野川ダム下流) と西大路 (高橋付近)

【地形図名】日野東部

【位置】北緯 35 度 00 分 11 秒
東経 136 度 15 分 21 秒 (①ダム下流)
北緯 35 度 00 分 24 秒
東経 136 度 16 分 10 秒 (②高橋)
北緯 35 度 00 分 22 秒
東経 136 度 16 分 18 秒 (③和田橋)

〔図 1〕日野川ダム付近の化石産地周辺の地形図

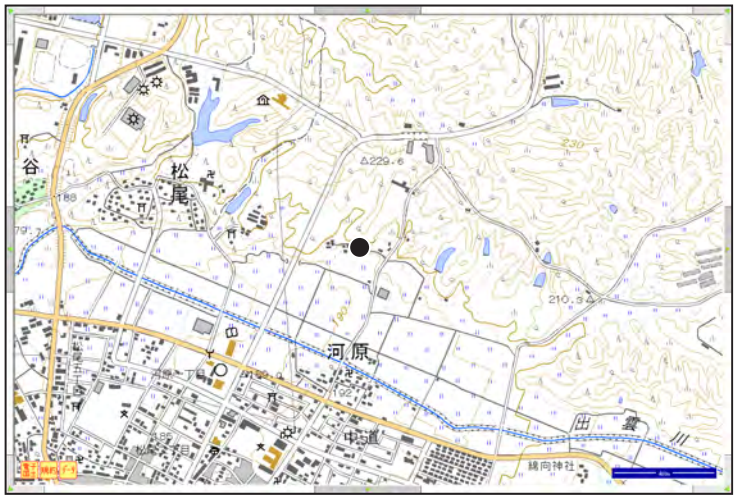
【解説】日野川ダム下流の日野川河床には、古琵琶湖層群の地層が広く露出していた。河床の地層中には火山灰層が見られないが、丘陵の地層との対比で、蒲生層中部で虫生野火山灰層より上位にあたるとされている。河床の古琵琶湖層は、粘土・シルト層優勢の砂泥互層である。河床の粘土層からは、ドブガイ類・イシガイ類・ササノハガイ類・カワニナ類などの淡水貝類の保存のよい化石が産出した。貝化石は殻の残されているものや酸化鉄に置換されているものが多く見られた。地層中には、多数の長鼻類・偶蹄類・鳥類の足跡化石が残されている (田村 , 1991; 岡村ほか , 1995)。日野川ダム上流では、高橋という橋の付近から和田橋上流の堰にかけて、河床に古琵琶湖層群の砂泥互層が露出しており、漣痕・乾裂・長鼻類の足跡化石等が確認されている (岡村ほか , 1995)。

【保全の状態と意義】日野川ダム下流の地点は、2008 年 5 月の現地確認では、水深が深いことと、周辺の川岸が笹と灌木におおわれて通行不可能なため、河床の露頭に接近できなかった。高橋付近の河床は、地層の露出が比較的良好で、少し植生に妨げられるが露頭への接近は可能である。

【執筆者】田村幹夫

〔図 2〕日野川ダム下流　貝化石・足跡化石が見られた付近 (1989)

〔図 3〕日野川ダム上流　高橋の上流側河床 (2008)



〔図 1〕日野町河原北部付近の地形図

1 頭分のシカ類の化石

【分類番号】3-04-35
【場所】蒲生郡日野町河原北方の丘陵地帯
【地形図名】日野東部
【位置】北緯 35 度 01 分 22 秒
東経 136 度 15 分 09 秒

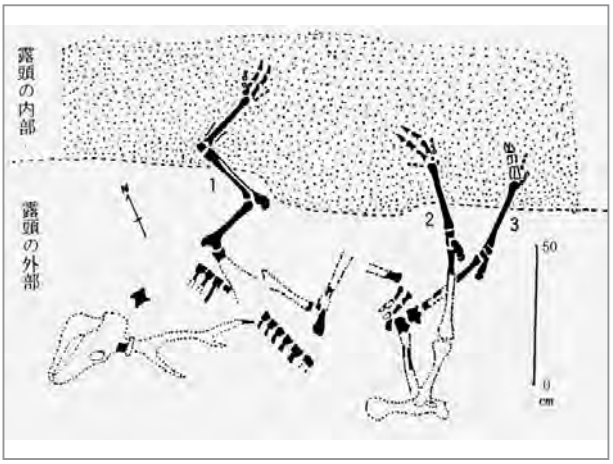
【解説】1981 年 (昭和 56 年) 日野町河原北山 (図 1 ●) の粘土層からなる崖の下の転石から石山高校地学班によって骨片化石が発見された。それらをクリーニングした結果、シカ類の四肢骨と角の一部と確認できたので崖を掘りすすめた (図 2)。そして図 3 のような足趾部などを発掘した。発掘したものと転石に含まれていた部位は図 4 の黒色部分と肋骨片であった。また、ここから北東約 600m にある旧土取り場からワニ類の歯が 3 個産出 (磯部 , 1990) した。ともに蒲生層日野粘土層である。そのほかシカ類の化石 (日野標本 : 岡崎ほか , 1979) が産出したとの報告があるが正確な年月と産地、保管場所は不詳である (広瀬 , 1934; 高井 , 1938)。

〔図 2〕鹿類の化石が出た崖 (1981)

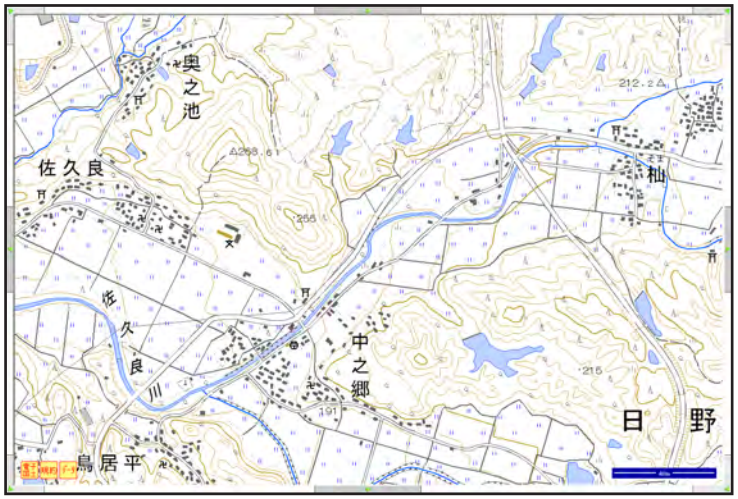
【保全の状態と意義】日野一帯の丘陵からは上記した骨化石のほかにも偶蹄類の大腿骨片の化石 (日野第 2 標本 : 岡崎ほか , 1979) も発見されているが、その産出地の詳しい場所はわからない。このように日野一帯は陸生動物化石の宝庫と言えることから、今後の工事や開発だけでなく小さな露頭にも注目せねばならない。

【執筆者】岡村喜明

〔図 3〕産出した化石の足趾部



〔図 4〕産出した骨化石 (黒色部分)



〔図 1〕中之郷の化石産地周辺の地形図

日野町中之郷付近の佐久良川河床の足跡・植物化石

【分類番号】3-04-36

【場所】蒲生郡日野町中之郷付近及び佐久良付近の佐久良川河床

【地形図名】日野東部

【位置】北緯 35 度 02 分 37 秒
東経 136 度 16 分 06 秒（①中ノ郷付近）
北緯 35 度 02 分 43 秒
東経 136 度 14 分 56 秒（②常栄橋）

【解説】日野町中之郷付近の佐久良川は、1990 年頃までは河床の各所に古琵琶湖層群の地層が露出していた。河床の古琵琶湖層は、蒲生層中部の日野粘土層の層準で、原火山灰層より少し下位にあたると思われる (横山ほか , 1979)。河床の地層は、粘土・シルト・シルト質砂を主体とする砂泥互層で、一部に長鼻類の足跡化石が産出した (岡村ほか , 1995)。日野町佐久良の常栄橋上流の河床では、現在も広範囲に地層が露出している。この付近の河床には、乾裂と、長鼻類・偶蹄類の足跡化石が見られた (岡村ほか , 1995)。また常栄橋の約 200m 上流の河床に徳谷火山灰層 (古琵琶湖団研 , 1977; この火山灰層は田村ほか (1977) で紫火山灰層とされたもの) が見られた。火山灰層の直下にＵ字形の断面を示す特徴的な生痕化石が多数残されていた (田村 , 1991)。

【保全の状態と意義】この付近の佐久良川は大規模な河川改修が行われ、川幅が広げられた。そのため河床への泥砂の堆積が進み、草が繁茂して河床の古琵琶湖層群が覆い隠された。2008 年の現地確認では、中之郷付近は河床の地層は全く見えない。常栄橋付近は一部が草に覆われているが、地層は比較的広範囲に露出している。

【執筆者】田村幹夫

〔図 2〕佐久良川の現況 (中之郷集落の上流　2008)

〔図 3〕常栄橋上流 (2008)

〔図 1〕蓮花寺化石林層周辺の地形図

蓮花寺化石林層とその周辺

【分類番号】3-04-37
【場所】蒲生郡日野町蓮花寺から野出付近にかけての佐久良川河床
【地形図名】日野西部
【位置】北緯 35 度 03 分 15 秒
東経 136 度 13 分 30 秒

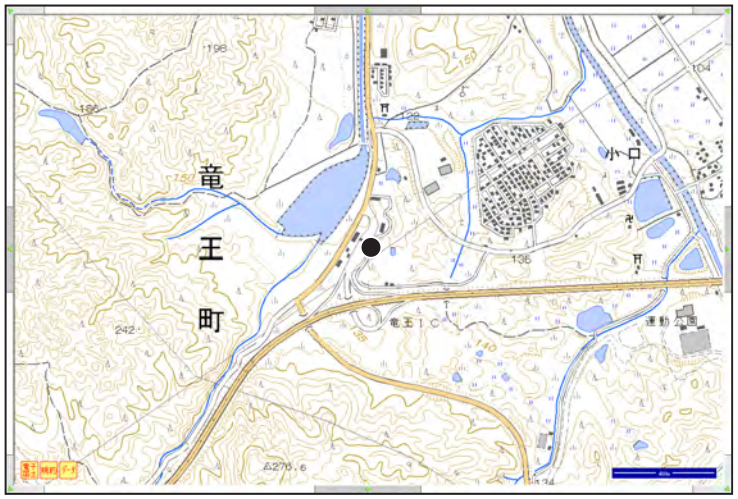
【解説】日野町蓮花寺の牛飼道橋付近の佐久良川の河床には、古琵琶湖層群の地層が露出し、その中に直径が数十㎝～ 1m 前後の炭化した立木の樹根の化石が見られた。樹根化石は、橋のすぐ下流から約 100m 上流の付近まで、10 本前後が地層中に点在していた。地層は下流側に向かって緩く傾いており、橋の約 250m 上流に中火山灰層が見られた。樹根化石を含む地層は厚さ約 4m の粘土層で、蒲生層上部の中火山灰層の直上の層準にあり、蓮花寺化石林層と呼ばれている (雨森 , 1978; 横山ほか , 1979)。5 万分の 1 地質図幅「近江八幡」では、樹根化石を含む河床の地層は中在寺互層に区分されている (吉田ほか , 2003)。牛飼道橋の約 600m 下流の地点で、ステゴドン類の臼歯化石が発見された (岡崎ほか , 1979)。また牛飼道橋の上流約 250m の地点では、中火山灰層の直上、蓮花寺化石林層の最下部の粘土層から、シカ類の化石が発見されている (岡崎ほか , 1979)。牛飼道橋から野出橋にかけての河床の古琵琶湖層からは、長尾類・偶蹄類の足跡化石が産出する (岡村ほか , 1995)。河床の地層からは、メタセコイアの球果などの植物化石が多量に産出する。また藍鉄鉱の産出も多い。

【保全の状態と意義】かつては、牛飼道橋から約 350m 上流の蓮花寺頭首工の付近までほぼ連続して古琵琶湖層群の地層が露出しており、蓮花寺化石林層の樹根化石も 10 本前後が常時河床に露出していた。しかし 1990 年頃に橋の根元に河床浸食防止のための床固め工事が行われたため土砂の堆積が進んだ。2008 年 5 月の現状調査では牛飼道橋の上流側は完全に水没しており、樹根化石は床固め工の下流に 1 個が確認できたのみである。

【執筆者】田村幹夫

〔図 2〕牛飼道橋上流側から見た河床の樹根化石 (1986)

〔図 3〕河床の樹根化石のひとつ (牛飼道橋上流)(1986)



〔図 1〕竜王 IC 付近の地形図

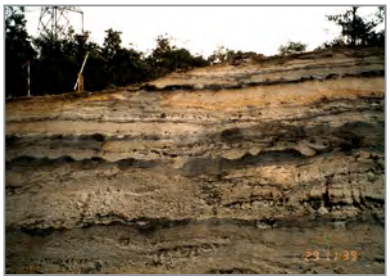
「龍歯の里」の足跡化石

【分類番号】3-04-38
【場所】蒲生郡竜王町小口と岡屋の名神高速道路竜王 IC と周辺、運動公園一帯
【地形図名】野洲
【位置】北緯 35 度 03 分 18 秒
東経 136 度 06 分 08 秒

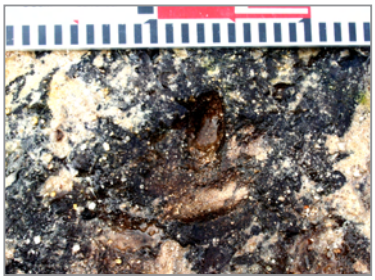
【解説】1991 年 12 月、名神高速道路竜王インターチェンジのゲート付近 (図 1 ●) で拡張工事のため丘陵を掘削していた。高さが約 6m から 8m の法面には図 2 に示したような複数の炭質層面に波打ったようなくぼみが無数に見られた。これらを近接で観察すると大型の動物と偶蹄類による足跡の化石と考えられた。また、この周辺の小さな土砂取り場や南方の砂層と亜炭層が分布する丘陵地にも保存がよくないが足跡化石を確認した (図 3)。その後、ここから東方へ 1.4km の丘陵地で運動公園の工事 (図 4) が行われたが、その法面からは図 5 に示したような長鼻類の足跡化石が発見された。竜王 IC のゲート付近は蒲生層とされている。

【保全の状態と意義】この野州、竜王、岩根一帯は、江戸時代から石亭の「雲根志三編」、西遊寺鳳嶺の「諸石集記」にあるように龍歯 (石) が産出した歴史的なところである。今後新たな露頭が出るかは未知だが、今後も継続して注目せねばならない地域である。

【執筆者】岡村喜明

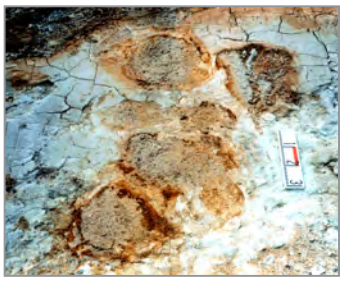


〔図 2〕IC 付近の工事で見られた崖の印跡層断面 (1991)

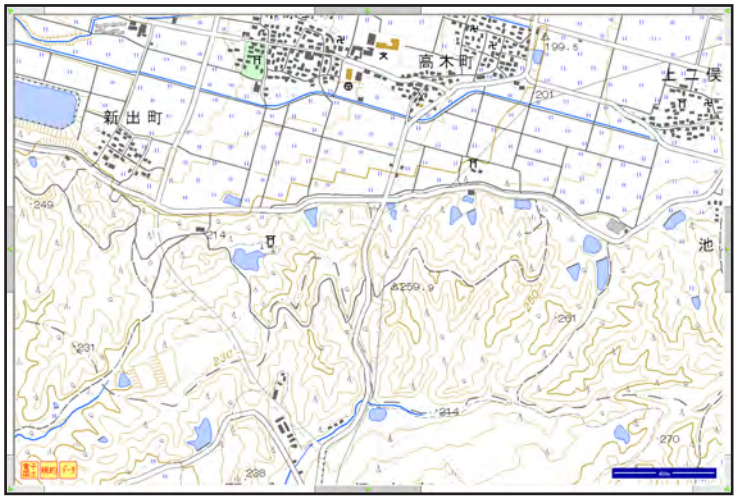


〔図 3〕IC 南東の丘陵産足跡化石

〔図 4〕竜王町の運動公園の工事中の様子 (1991)



〔図 5〕運動公園産長鼻類の足跡化石



〔図 1〕中峠の化石林周辺の地形図

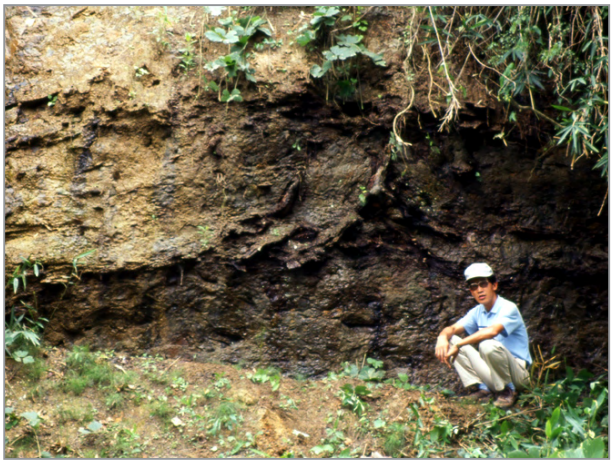
中峠の化石林層

【分類番号】3-04-39
【場所】東近江市 (旧永源寺町) 高木町集落南方の峠
【地形図名】日野東部
【位置】北緯 35 度 03 分 48 秒
東経 136 度 16 分 31 秒

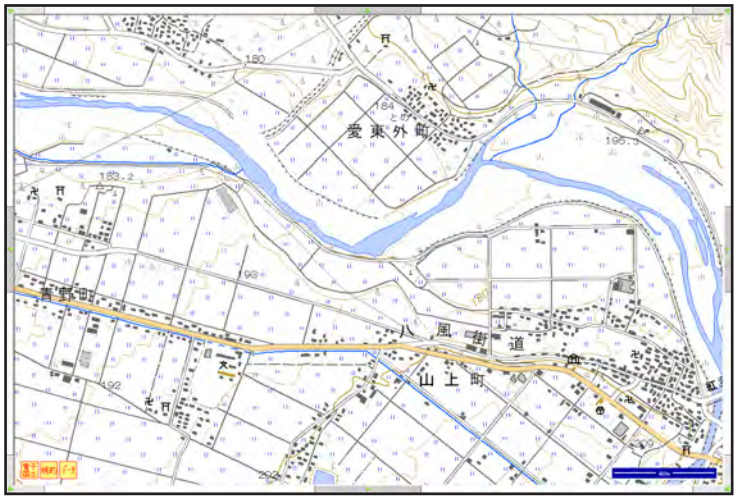
【解説】現地は、古い 2 万 5 千分の 1 地形図には永源寺町中 (なか) の地名があったので、「中峠の化石林層」と呼んでいた。現在の地形図では同じ地区が高木町と表示されているので、「高木の峠の化石林層」と呼ぶ方がよいかもしれない。かつては、峠の切り通しの両側に大型の材化石をはさむシルト層が露出しており、約 1m の有機質シルト層をはさんで大型材化石の層が 2 層見られた (横山ほか , 1979)。材化石の層の中に、立木の樹根部の化石が残されていた。峠のすぐ南で中火山灰層が確認されており、化石林層はその約 5m 上位の層準にあたる。この層準は、蓮花寺化石林層および愛知川化石林層とほぼ同層準であり、蒲生層堆積期の終盤には広範囲に森林が広がっていたことを示す証拠として早くから注目されていた (横山ほか , 1979; 愛知川化石林調査団 , 1993)。

【保全の状態と意義】1980 年頃には、峠の切り通しの両側に地層が露出し、東西いずれの側にも化石林層が見られた。2008 年 5 月の時点では、切り通しの西側は、法面がコンクリートブロックで完全におおわれて、地層は見えない。東側は、峠の最高点付近はコンクリートブロックに覆われているが、高木側に少し下ると地層が露出しており、2 層の材化石層がはさまれている。材化石層の中に、立木の樹根化石も確認できる。中峠化石林層は、古琵琶湖の発達史の重要なエポックを実証するものであり、保全が望まれる。

【執筆者】田村幹夫



〔図 2〕立木の根株の化石 (高木町南方の峠)(1991)



〔図 1〕愛知川化石林周辺の地形図

愛知川化石林と足跡化石群

【分類番号】3-04-40
【場所】東近江市永源寺町山上の愛知川河床
【地形図名】百済寺
【位置】北緯 35 度 05 分 02 秒
東経 136 度 17 分 22 秒

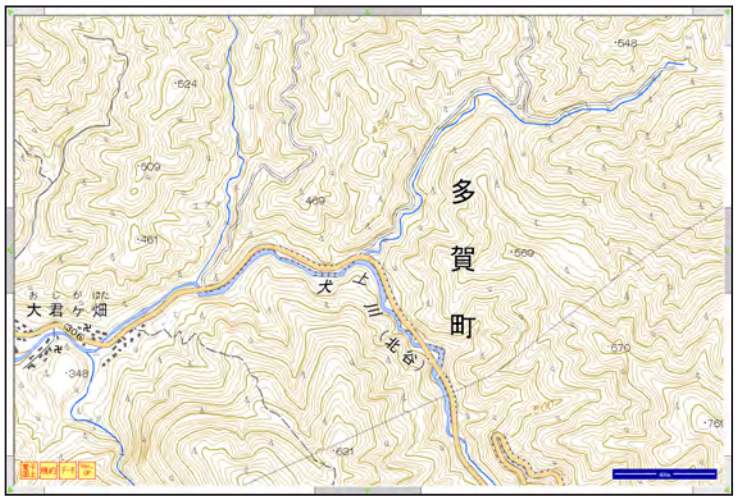
【解説】滋賀県科学教育協会 (1960) によれば、愛知川化石林は 1916 年に農商務省技師渡辺久吉氏により発見されたとのことである。滋賀懸保勝會 (1922) には、化石林として概要の記述がある。この付近の河原で採取した炭化した樹木片が「蚊くすべ」として利用されていたとのことで、この付近の河原に化石林があることは、渡辺氏による発見以前より地元の人たちにはよく知られていた。愛知川化石林を賦存する地層中に足跡化石があることは、1989 年に田村・雨森らによって確認されていた (田村 , 1991)。その後、1990 年 9 月 19 日夜半からの増水によって左岸寄りの河床が浸食され、古琵琶湖層群の地層が広範囲に露出した。同年 10 月 15 日に増井憲一氏によって露出した地層中に多数の立木化石・化石樹根・足跡化石等が発見され、滋賀県教育委員会事務局 (仮称) 琵琶湖博物館開設準備室による調査が実施された (愛知川産化石林調査団 , 1993)。河床の古琵琶湖層には、中火山灰層がはさまれており、化石林層は中火山灰層の約 4m 上の層準から上位に、少なくとも 7 層認められた。この層準は、中峠の化石林層、蓮花寺化石林層とほぼ同層準で、この時期に広範囲に森林が広がっていたことを物語っている。準備室による調査では、化石林の構成樹種・樹木の年齢・植物化石・珪藻化石・足跡化石・火山灰層・堆積環境などについて、詳細な研究が行われた (愛知川産化石林調査団 , 1993)。

〔図 2〕川底に林立する樹根化石 (永源寺町山上)(1990)

【保全の状態と意義】琵琶湖博物館開設準備室による総合的な調査が行われた当時は、河床に化石林を含む地層が広範囲に露出していた。さらに左岸側には、川岸の側面に中火山灰層と化石林層をはさむ地層が露出していた。しかしその後、左岸側の護岸工事が行われ、露出する地層や化石林はほぼ完全に失われてしまった。地学的資産の悲劇として、長く記憶にとどめたいものである。

〔図 3〕護岸工事で化石林は完全に消失した (2008)

【執筆者】田村幹夫・小早川　隆



多賀町百々女鬼の中部トリアス系層状チャート

【分類番号】3-05-41
【場所】犬上郡多賀町大君ヶ畑
百々女鬼
【地形図名】篠立
【位置】北緯 35 度 12 分 48 秒
東経 136 度 23 分 17 秒

〔図 1〕多賀町百々女鬼の中部トリアス系層状チャート露頭付近の地形図

【解説】本露頭は美濃帯西坂ユニット (山縣 , 2000) 中のチャートブロック (中部トリアス系の層状チャート) である。緑色岩の岩脈や小断層によって分断されているものの、赤色チャートの 6m ほどの連続セクションがみられる。この露頭からは放散虫化石やコノドント化石の産出が報告されている。特に放散虫はギリシャ・クレタ島やカナダ・ブリティッシュコロンビアの中部トリアス系から報告されている *Sarla kretaensis* の近似種 (*S. cf. kretaensis*) や、*Triassocampe* sp. が産出しており、このことから *T. deweveri* 群集帯に相当するとされている。また、周辺で産出している放散虫化石の年代と産出層の岩相によって中部トリアス系から上部ジュラ系にいたる海洋プレート層序 (チャート - 砕屑岩シークエンス) が推定されており、本露頭はその下部を構成すると考えられている (栗本・桑原 , 1991)。滋賀県高等学校理科教育研究会地学部会 (2002) は参考になる。

【保全の状態と意義】国道 307 号線と林道が接続する地点のすぐ脇に位置し、アプローチは容易で層状チャートがリズミックに累重している様子もよくわかる。滋賀県高等学校理科教育研究会地学部会 (2002) で紹介されている露頭でもあり、観察地としての利用価値は高い。また、生層序学的な検討がされており、トリアス系のグローバルな対比においても重要な露頭である。風雨にさらされて少しずつ崩壊しているが、消失の恐れはないと思われる。ただし、林道改良工事などの際に吹き付け工が行なわれる可能性はあり、注意が必要である。

【執筆者】阿部勇治

〔図 2〕多賀町百々女鬼の中部トリアス系層状チャート露頭 (2010)

四手丘陵の化石

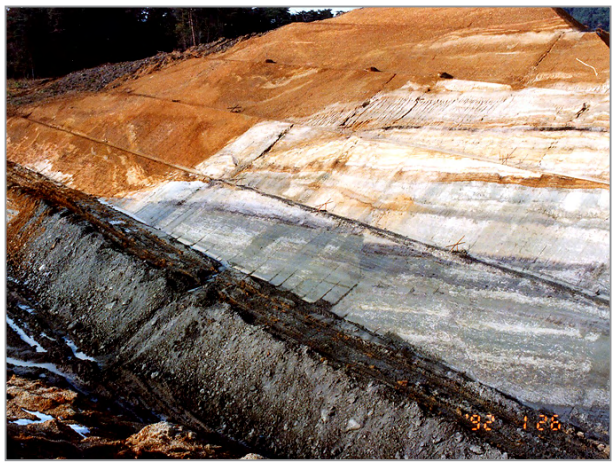
【分類番号】3-05-42
【場所】犬上郡多賀町四手
【地形図名】高宮
【位置】北緯 35 度 13 分 03 秒
東経 136 度 18 分 31 秒

〔図 1〕古琵琶湖層の上に建つ工業団地周辺の地形図

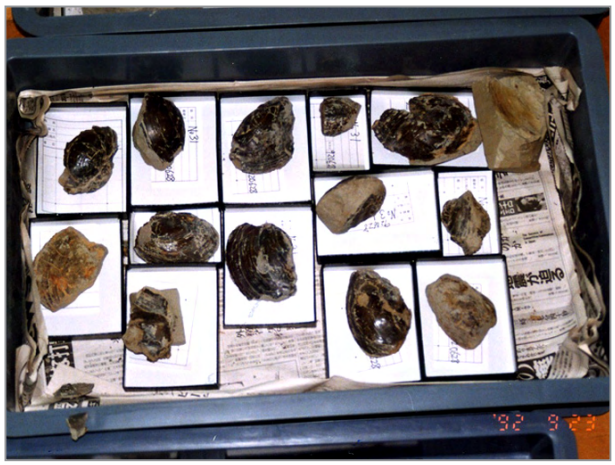
【解説】多賀町四手に分布する古琵琶湖層は北脇火山灰層に相当する火山灰の存在から蒲生層上部と八日市層より構成されている (横山・雨森 , 1991)。さらに、この地域の古琵琶湖層は下位より、四手川部層、四手部層、多賀部層の 3 部層に区分し、四手川部層はさらに下位より滝下橋れき層と亜炭山化石林層に区分される。四手部層は下位より下部四手粘土層、堂山化石林層、上部四手粘土層に区分されている。亜炭山化石林層は、四手川 I と四手川 II の 2 つの火山灰層を挟み、下部四手粘土層は四手火山灰層を上部四手粘土層には富之尾火山灰層を挟んでいる (田村ほか , 1993)。アケボノゾウ化石は四手火山灰の上位 1.3 ～ 1.8m の層準より産出している。また上部四手粘土層からは貝化石が多産する。植物化石は四手部層全体に含まれている。その他、ゾウや偶蹄類の足跡化石も残されている。

【保全の状態と意義】古琵琶湖層から構成されていた四手の丘陵は工業団地の完成に伴って変貌し、一部を除いて殆ど見られなくなった。新しく取り付けられた四手川底には崩れた粘土層がみられ、まれに化石が含まれることがある。

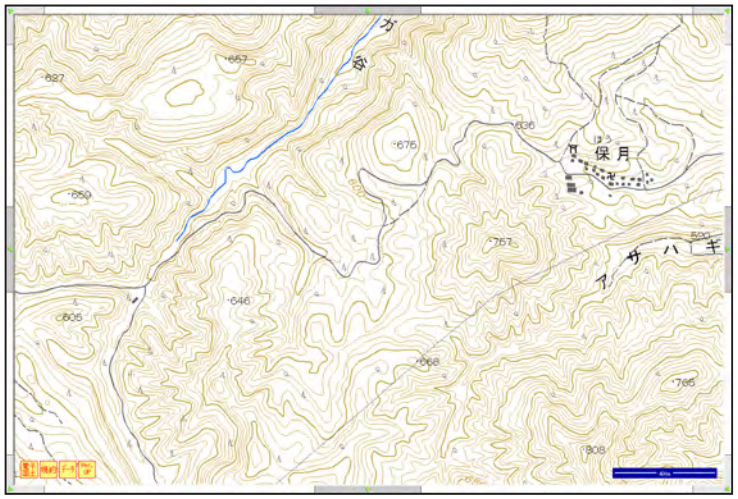
【執筆者】小早川　隆



〔図 2〕高さ 30 mの露頭は白い地層は富之尾火山灰 (1992)



〔図 3〕粘土層からドブガイやカラスガイが多産 (1992)



〔図 1〕エチガ谷付近の地形図

多賀町エチガ谷の古生代ペルム紀前期の地層

【分類番号】3-05-43
【場所】犬上郡多賀町河内エチガ谷
【地形図名】高宮
【位置】北緯 35 度 13 分 53 秒
東経 136 度 21 分 05 秒

【解説】犬上郡多賀町エチガ谷の霊仙山石灰岩からは、腕足貝・二枚貝・巻貝などの化石が見つかっている。わずかに露頭が知られていて石灰岩にはさまれた凝灰岩質石灰岩が傾いている。腕足貝･フズリナなどは権現谷と共通する古生物が見つかっている (大八木 , 1991)。このことから権現谷の石灰岩と同様のペルム紀前期の地層である。霊仙山をはじめ、伊吹山・御池岳・藤原岳などは、かつての海山が並ぶ伊吹海山列を形成していた。これらの海山の海面近くに形成されたサンゴ礁は石灰岩鉱床を形成し、石灰岩はいろいろな産業に供給されている。石灰岩の多くは、縞模様を形成しない塊状で、地層の傾きもなかなか観察することができないが、このエチガ谷の露頭では、傾いた露頭と地層面を観察することができる。霊仙山石灰岩は、エチガ谷を除くと塊状のものが多く縞模様のものは知られていないが、最近多賀町佐目地区からも発見され、サンゴ礁と共に海山の火山活動を確認することができる。

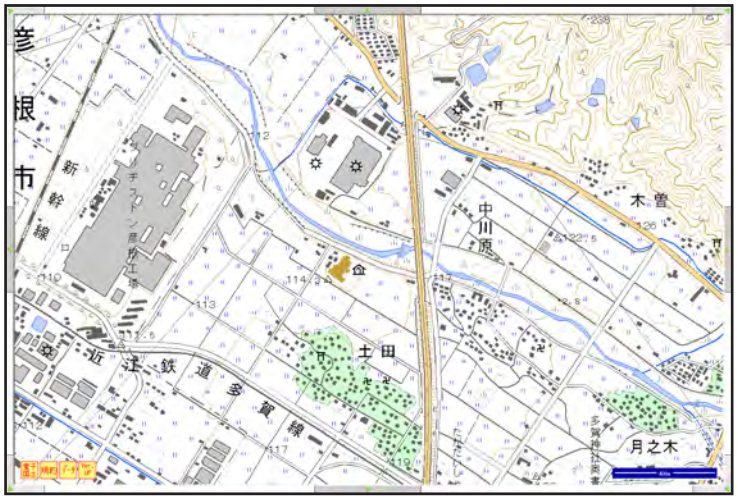
【保全の状態と意義】エチガ谷の地層はその露頭は小さく、地層の延長をたどっても露頭は現れていない。エチガ谷の二枚貝や腕足貝などの化石は、滋賀県内のペルム紀層からは見つかっていないものが多く、貴重なものとなっている。

【執筆者】清水克己

〔図 4〕蘚虫類 *Fistulipora sp.*

〔図 2〕化石産地の露頭

〔図 3〕腕足類　*Enteletes* sp.



〔図 1〕化石が発見された芹川周辺の地形図

ナウマンゾウの牙・臼歯化石

【分類番号】3-05-44
【場所】犬上郡多賀町中川原
【地形図名】高宮
【位置】北緯 35 度 14 分 10 秒
東経 136 度 16 分 49 秒

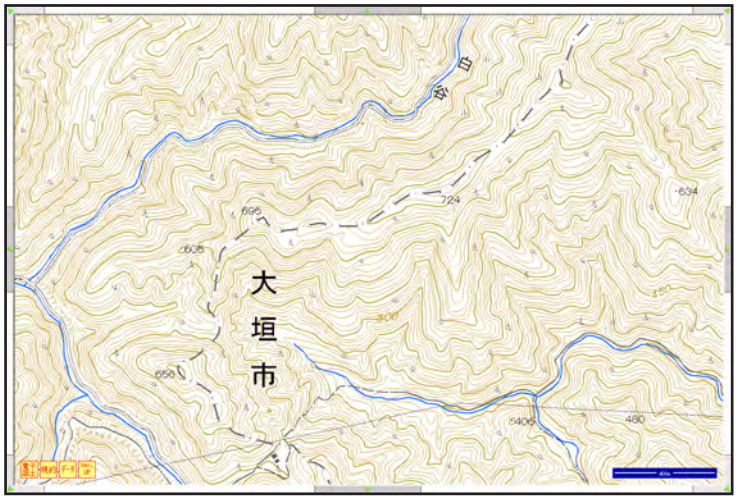
【解説】多賀町久徳の芹川河床から彦根市との境界に至る約 1.5Km の間では、明治以降、平成 21 年 (2009 年) までに 17 個のナウマンゾウの化石が発見されている。その内、１４個が臼歯、１個が骨片、そして２個が切歯 (象牙、門歯) である。臼歯は河原に礫とともに発見されているが、洪水により石灰洞窟が分布する上流から運搬されてきたのか、河原の下方侵食により深いところから洗い出されてきたものか不明であった。平成 10 年 (1998 年) に田村・雨森・小早川によって発見された切歯はそのことを解明する重要な手がかりを与えてくれた。切歯は現河床の下位に広がる、褐色の粘土を挟む礫層に埋積しており、その長さは 2.1m、最大径 15.4cm で、全国の発見例の計測値 (犬塚 , 1977) と比較しても最大級のものである。ナウマンゾウは体高 1.9 ～ 2.7m、今から約 30 万～２万年前に北海道から九州にかけて生息していたとされる。

【保全の状態と意義】芹川の河原全体が草木で覆われている場所が多く、近年、新たな発見は無い。ナウマン象化石が多数発見されているのは長野県野尻湖、茨城県花室川、北海道忠類村であるが、芹川はそれに続く場所と考えられる。また、化石が保存されにくい河原の礫層からの発見例は少なく意義深い。

【執筆者】小早川　隆

〔図 2〕ナウマンゾウ切歯が発見された河原 (橋は名神高速道路) (1998)

〔図 3〕礫層から全容が現れた切歯 (1998)



多賀町白谷の上部ペルム系層状チャート

【分類番号】3-05-45
【場所】犬上郡多賀町白谷
【地形図名】篠立
【位置】北緯 35 度 14 分 07 秒
東経 136 度 22 分 44 秒

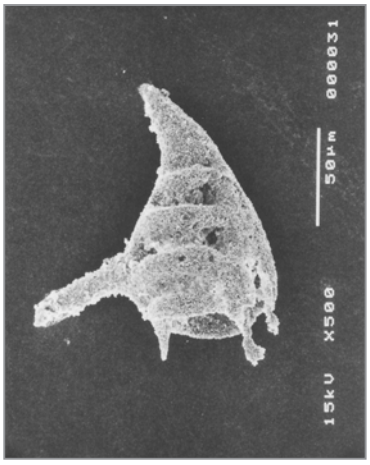
〔図 1〕多賀町白谷の上部ペルム系層状チャート露頭周辺の地形図

【解説】本露頭は、美濃帯北鈴鹿ユニット (山縣 , 2000) 中のチャートブロック (上部ペルム系の層状チャート) である。4m ほどの連続セクションがみられ、Ishiga *et. al.*(1982) によって記載された放散虫 *Neoalbaillella optima-Albaillella triangularis* 亜群集の模式セクションの一つとされている。さらに、桑原 (1997)、Kuwahara(1997) によって設定された放散虫生層序 (*Albaillella* 属 4 種の多産帯) の模式セクションの一つでもある。こうしたことから、上部ペルム系のグローバルな対比に重要な意味を持つ露頭であると言える。また、コノドント化石から、本露頭の最上部にペルム / トリアス系境界層準が含まれている可能性が指摘されており、大量絶滅をもたらした P/T 境界事変を考えるうえでも意義深い。このほか , 山北ほか (2004)、Koike *et. al.*(2004) は、この露頭からコノドント (*Ellisonia* sp. cf. *E. triassica*) の自然集合体化石の産出を報告している。

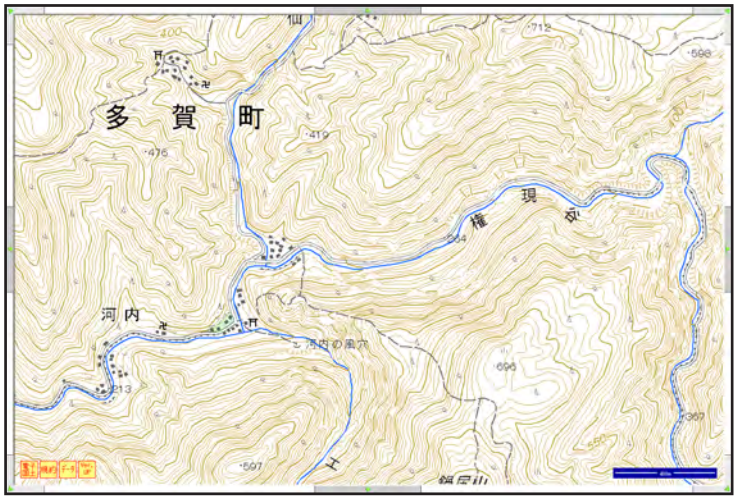
【保全の状態と意義】林道脇の小露頭で、風雨にさらされて少しずつ崩壊している。また、重機を使用すれば簡単に排除できうるサイズであり、林道を拡幅するような事があれば消失する可能性も高い。美濃帯西部地域では数少ない放散虫の模式セクションの 1 つであり、付加体の地史を探る上で保全する意義は大きい。

【執筆者】阿部勇治

〔図 2〕多賀町白谷の上部ペルム系層状チャート露頭 (1998)



〔図 3〕産出した放散虫化石 (*Albaillella triangularis*)
桑原希世子氏提供



〔図 1〕権現谷化石産地の地形図

多賀町権現谷・古生代ペルム紀前期のサンゴ礁

【分類番号】3-05-46
【場所】犬上郡多賀町河内権現谷
【地形図名】彦根東部
【位置】北緯 35 度 15 分 05 秒
東経 136 度 21 分 32 秒

【解説】犬上郡多賀町権現谷には、伊吹海山列の１つ霊仙山を形成する霊仙山石灰岩がガレ場 (小さな岩が転がっている) を形成し、そのガレ場の石灰岩からは三葉虫をはじめフズリナ・腕足貝・サンゴ・海藻などの化石が見つかっている。特に三葉虫は小型で、酢酸や蟻酸による溶解で分離することができ、その小さな個体が知られている。このように酸溶解が可能なことは、化石が部分的に珪質化していることでサンゴなども酸溶解できる。また、権現谷からは、ペタロドント類のサメの歯が見つかり、さらにオウム貝化石も見つかっている。古生代ペルム紀前期の生物相の豊かさを示している。なお、フズリナはパラシュワゲリナやシュードシュワゲリナが知られ、これらのフズリナや三葉虫・サンゴからペルム紀前期とされている。

【保全の状態と意義】権現谷は芹川の上流にあたり、その林道は通行禁止となっているが山仕事などで訪れる人がいる。また、化石産地はガレ場であるため、落石などの危険がある。この点でも適切な指導が必要で、特に夏期のヒルの発生は甚だしく、これらに注意が必要である。

【執筆者】清水克己

〔図 2〕化石産地ガレ場

〔図 3〕三葉虫 *Pseudophillipsia* (Carniphillipsia)

〔図 4〕四放サンゴ *Amandophyllum* sp.

アケボノゾウ発掘地

【分類番号】3-05-47
【場所】犬上郡多賀町四手
【地形図名】高宮
【位置】北緯 35 度 15 分 07 秒
東経 136 度 22 分 44 秒

〔図 1〕発見のきっかけとなった工業団地周辺の地形図

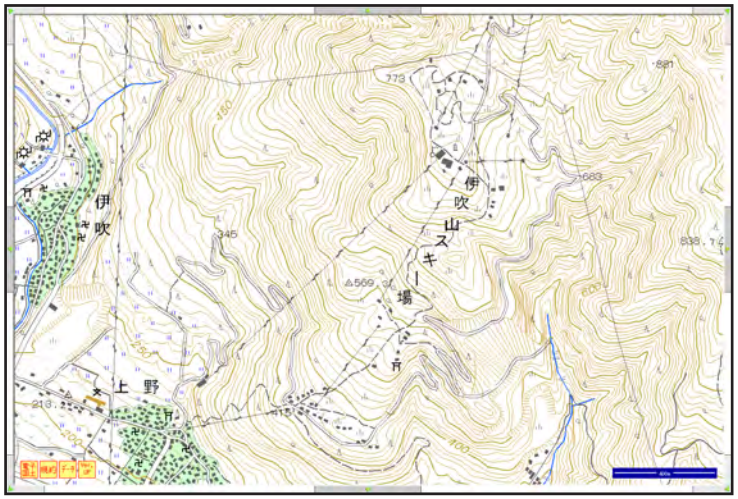
【解説】1993 年 3 月、多賀町四手の古琵琶湖層群蒲生層から、臼歯を含むほぼ完全な 1 個体分のアケボノゾウ *Stegodon aurorae* (Matsumoto) が発掘された (雨森ほか , 1995)。これまで古琵琶湖層群からのアケボノゾウの発見は臼歯のみであり (樽野ほか , 1983)、1 個体分の発見は初めてであった。全国的には 1 個体分のアケボノゾウの骨が比較的そろって産出した例として、樽野・紀川 (1975)、神戸の自然研究グループ (1988)、坂本ほか (1988) などがある。しかし、ここで発見された標本は産出点数、部位種類ともにこれらを上回る標本であり、アケボノゾウの形態的特徴などを研究するうえで重要な標本となっている。現在、この標本および、標本を元にした復元骨格は、発掘現場から約 1 km、びわこ東部中核工業団地の北西端に建設された「あけぼのパーク多賀」に展示されている。

【保全の状態と意義】発掘現場はその後埋め戻され、滋賀鉱産株式会社の貯鉱場となっている。工業団地を通る道路沿いに「アケボノゾウ発掘地」の看板があるが、許可なしに入場することはできない。発見のきっかけとなった排水路が粘土の壁から露出しているため、発掘の位置関係を再現しやすく、現場に立つと当時を彷彿とさせる。

【執筆者】小早川　隆

〔図 2〕写真のほぼ中央がアケボノゾウ発見地点 (1993)

〔図 3〕発掘されたアケボノゾウ全身骨格の記者発表 (1993)



〔図 1〕伊吹山化石産地付近の地形図

伊吹山の化石

【分類番号】3-06-48
【場所】米原市上野町
【地形図名】関ヶ原
【位置】北緯 35 度 24 分 02 秒
東経 136 度 23 分 29 秒

【解説】伊吹山石灰岩はサンゴ礁起源の石灰岩が主体の山である。サンゴ礁とはいえ伊吹山からサンゴ化石がたくさん見つかったということは知られていない。これは、現在の熱帯から亜熱帯にかけての島々や海岸には、サンゴを中心とした浅瀬が形成されている。つまり、島々の周辺にできる浅瀬をサンゴ礁と呼んでいる。従ってサンゴだけでなく、海綿・貝類などの無せきつい動物の骨格－貝殻－がたまったところをサンゴ礁と呼ぶことができる。このようなプロセスでできたのが伊吹山石灰岩である。伊吹山石灰岩からはフズリナ・ウミユリ・軟体動物 (巻貝・アンモナイト)・海藻などが見つかっている。しかし、科学的に調べられたのはフズリナとわずかにサンゴが 1 種だけである。フズリナ類は、パラフズリナとフェルベキーナ・ネオシュワゲリナなどが知られペルム紀前期の後期からペルム紀中期になる。サンゴ類としては、四放サンゴ類が報告されているが、その同定には疑問がある。

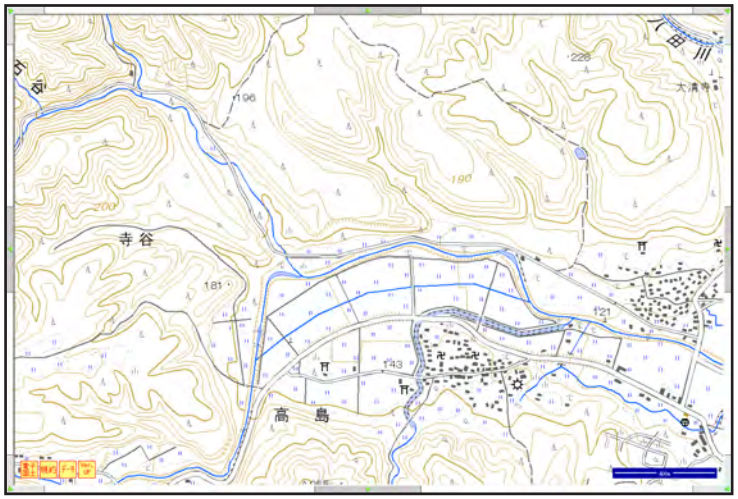
〔図 3〕ウミユリの柄

【保全の状態と意義】フズリナ以外の伊吹山のペルム紀の化石については、その存在も定かではなく、また研究された様子も充分ではない。わずかに伊吹山文化資料館に保存されるのみで、その姿の理解は不十分である。

【参考文献】Kobayashi, M.　1957　Paleontological study of the Ibukiyama Limestone Shiga Prefecture, Central Japan　Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku 5 247-311
Miyamura, M.　1967　Stratigraphy and Geological Structure of the Permian Formations of Mt. Ibuki and its vicinity, Central Japan. Geol. Surv. Japan Report　224　1-42
磯部敏雄　2002　いぶきの化石と鉱物　ふるさと伊吹探訪シリーズ 4　1-30
磯部敏雄　2005　ふるさと伊吹の岩石・鉱物・化石　ふるさと伊吹探訪シリーズ 11　1-74

【執筆者】清水克己

〔図 2〕フズリナ
Verbeekina verbeeki



鴨川河床の化石林と植物化石

【分類番号】3-07-49
【場所】高島市高島武曾
【地形図名】北小松
【位置】北緯 35 度 19 分 02 秒
東経 135 度 58 分 00 秒

〔図 1〕化石林と植物化石露頭付近の地形図

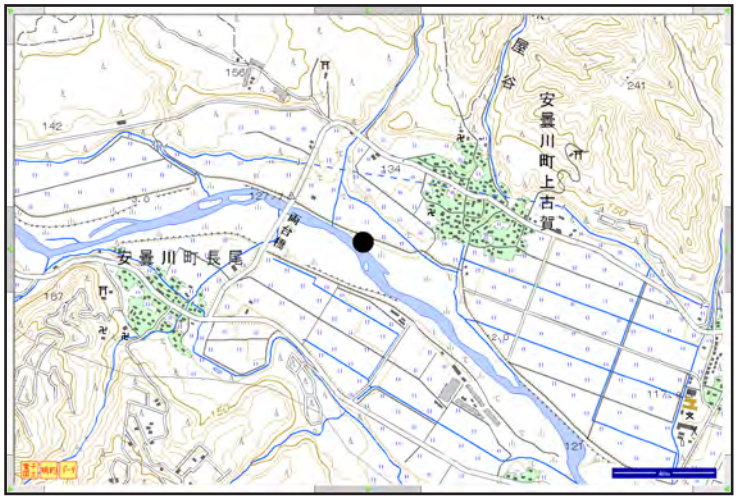
【解説】鴨川が、泰山寺野丘陵の最南端部に沿ってほぼ東に向って流れる付近の右岸側に、高さ 2 ～ 3m の侵食崖が続いている (図 2)。最上位に巨礫の円礫を含む新期の丘礫が、その下位に 20cm 大の円礫を含むよく締まった礫層、さらにその下は、泥炭層を挟む花崗岩質の粗砂の砂泥互層が見られる。この泥炭層のところどころに立ち木や倒木の化石が含まれている (図 3)。この立ち木は、100m ほどの範囲内に 20 本ほどで化石林をつくっている。化石林の樹種は不明であるが、図 3 の化石林の根元からスギの仲間の葉の化石が見つかっている。株は、大きなもので径 60cm ほどのものが見られる。

【保全の状態と意義】化石の発見が少ない湖西地域では貴重な存在である。この地点の右岸側、崖の上面には田圃が広がっているので、鴨川による侵食が進めば護岸壁が設けられる可能性が大きく、記録保存の必要性が高い。

【執筆者】平尾藤雄

〔図 2〕上部は礫層、中央部から下は砂泥互層 (白色部は花崗岩質砂、黒色部は泥炭層)(2004)

〔図 3〕鴨川河床の化石林 (2004)



高島地域で初の足跡化石

【分類番号】3-07-50
【場所】高島市上古賀の安曇川河床
【地形図名】饗庭野
【位置】北緯 35 度 21 分 43 秒
東経 135 度 58 分 29 秒

〔図 1〕両台橋付近の地形図

【解説】執筆者の一人服部から高島市上古賀の安曇川にかかる両台橋下流 (図 1 ●、図 2) で足跡化石を発見したとの連絡を受けて、2004 年 12 月 12 日調査した。その結果同橋直下から下流の両岸に多くの足跡化石 (図 3) を確認した。特に橋から約 300 ～ 400m 下流の左岸に見られるシルト層、泥岩層には多くの長鼻類と若干の偶蹄類の足跡がよく保存されていた。翌年 10 月、高島市教育委員会が主体となり、地元の住民参加で地層、足跡化石、植物化石などの調査をした (高島市教育委員会ほか , 2006)。計 7 本の樹幹・樹根化石 (図 4) は、長径が最大約 36cm あり、木質部が未炭化な状態で保存されていた。木材組織の観察から広葉樹であることがわかっているが、種類までは不明である (斉藤・山川 , 2006)。また、同層からは、ハンノキ、コナラ亜属、エゴノキなどの種子や殻斗化石が産出していた (斉藤・山川 , 2006)。これらの樹幹・樹根化石は、樹幹間隔が約 2m ～ 9 mあり、当時の水辺およびその周辺の落葉広葉樹林が生育していた状態を残している。

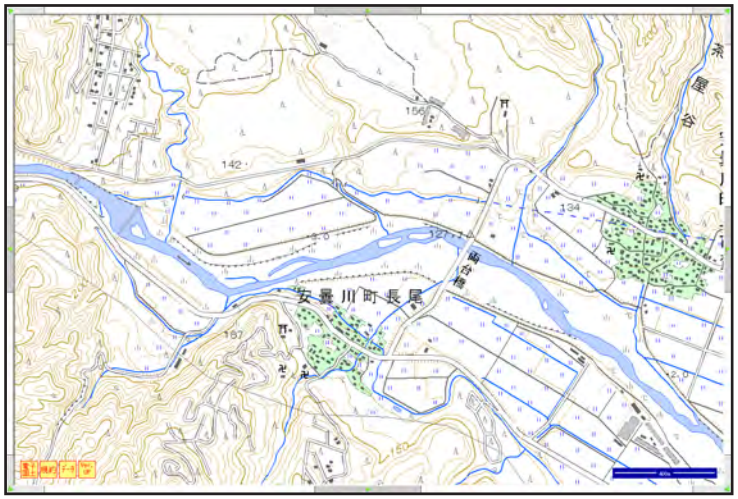
【保全の状態と意義】2004 年までは高島地域の古琵琶湖層から足跡化石は発見されていなかったが、安曇川河床には以前から亜炭層や化石林が確認されていて足跡化石が存在する可能性は大きかった。この発見によって堅田丘陵からはるか離れた約 100 万年前の地層が分布する高島地域において足跡化石が初めて確認できたことは意義がある。現在、この河床は侵食されつつある。

【執筆者】岡村喜明・服部　昇・山川千代美・平尾藤雄

〔図 2〕足跡化石産地の様子 (2004)

〔図 3〕長鼻類と偶蹄類の足跡化石

〔図 4〕樹幹・樹根化石のひとつ



安曇川河床のトウヒ属化石林

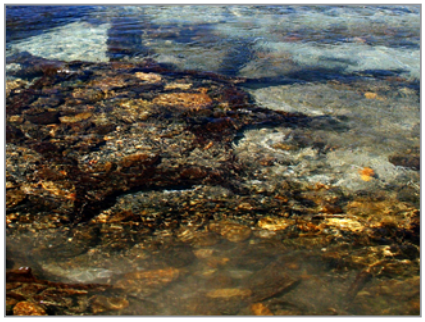
【分類番号】3-07-51
【場所】高島市安曇川町長尾
【地形図名】饗庭野
【位置】北緯 35 度 21 分 48 秒
東経 135 度 58 分 01 秒

〔図 1〕安曇川化石林の出現地付近の地形図

【解説】2006 年秋に安曇川の水位が下がり、川底の地層の調査を行ったときに発見した。緩やかに傾く地層の走行方向に点々と続くトウヒ属の化石林が見られた。水中にも写真のような立木化石が多く見られた。幹の太さは 20 ～ 120cm だった。木と木の間隔は平均で数 m であり、上下の地層にはミツガシワ・ハンノキ・クルミなどの種子や球果の化石を含む泥炭層も見られた。立木化石で大きいものはあまりないが、数は 20 本ほどになった。この地層については、琵琶湖博物館の山川千代美氏によって、泥層中からメタセコイアの球果化石が見つかること、化石林の種類は針葉樹の仲間であることが報告されている。約 80 ～ 100 万年前のものと考えられる。

【保全の状態と意義】安曇川流域では最大の化石林であり、近くの地層からは植物の実や球果の化石も見つかっており、当時の安曇川流域の環境を知る上で最も重要な地域のひとつと考えられる。河川の変動もあり長期的な保全は難しいと思われるが、近くにはまだまだ立木化石があると考えられる。

【執筆者】平尾藤雄・服部　昇



〔図 2〕水中の化石林 (手前の立木化石は直径約 1m)(2006)

〔図 3〕最大の立木化石 (直径 1.2m)(2006)

第 4 章　鉱物

〔図 1〕董青石産出地点付近の地形図

鹿跳橋の菫青石

【分類番号】4-01-01
【場所】大津市大石
【地形図名】朝宮
【位置】北緯 34 度 54 分 53 秒
東経 135 度 54 分 51 秒

【解説】三井寺から銀閣寺巡検コースで観察できる泥質ホルンフェルス中の菫青石が有名であるが、本鹿跳橋の泥質ホルンフェルス中の菫青石は結晶の大きさでは近隣地域においては随一のものといえる。田上花崗岩 (周琵琶湖花崗岩団体研究グループ , 2000) による接触変成作用による。

【保全の状態と意義】鹿跳橋の下の河床部が花崗岩とそれに接する泥質ホルンフェルスの露頭となっている (滋賀県高等学校理科教育研究会地学部会 , 2002)。大変大きい菫青石結晶が産する点で貴重である。洗堰の瀬田川放水量の調整作業による増水に注意が必要である。

【指定等】琵琶湖国定公園

【執筆者】中野聰志

〔図 2〕鹿跳橋上流側河床の露頭 (2008)

〔図 3〕菫青石の接写写真

〔図 1〕平津井上鉱山周辺の地形図

平津井上長石鉱山

【分類番号】4-01-02
【場所】大津市南郷
【地形図名】瀬田
【位置】北緯 34 度 56 分 00 秒
東経 135 度 53 分 18 秒

【解説】田上花崗岩体の延長部が瀬田川を超えた立木観音～千町付近にかけて脈状に分布している。中・粗粒黒雲母花崗岩中に細粒黒雲母花崗岩・アプライト・ペグマタイトが脈状に貫入している。本鉱床は、細～粗粒の黒雲母花崗岩が、熱水変質作用により細～粗粒の長石質鉱石に変化したものである (瀧本ほか , 1964; 小早川 , 1991)。田上花崗岩の熱水変質の全体像については須藤 (2001) によりその鉱床学的研究がまとめられているほか , 最近では中野ほか (2006) がペグマタイト生成との関係を含めて検討している。典型的な長石鉱石は、真っ白でキラキラ光る特徴的な外観を示しており、高級磁器の釉薬として各地に出荷されていた。本鉱床は、昭和 17 年井上太郎氏により開発された。

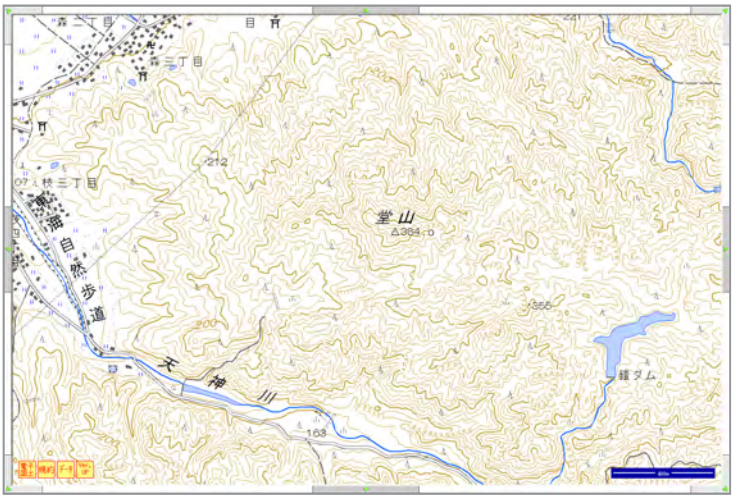
【保全の状態と意義】かつての稼働状況にないが、坑内採掘をやめ露天掘りとして、現在も採掘が行われているため、許可を得れば観察や採集が可能である。

【指定等】琵琶湖国定公園

【執筆者】中野聰志

〔図 2〕南郷中学校横から見た採掘露頭遠景 (2008)

〔図 3〕井上平津長石鉱石の標本 (右)(左下 : 母岩の中粒花崗岩 , 左上 : 細粒花崗岩)



田上のペグマタイト鉱物

【分類番号】4-01-03
【場所】大津市田上山
【地形図名】瀬田
【位置】北緯 34 度 56 分 07 秒
東経 135 度 57 分 12 秒

〔図 1〕田上花崗岩体中で最もペグマタイトが発達している堂山地域の位置

【解説】田上山の笹間ヶ岳～堂山一帯は、日本有数のペグマタイト地帯であり、水晶はもちろんトパーズやベリルの美晶を産することで知られてきた。多くの希元素鉱物の産出が報告されているうえ、新鉱物 “ 益富雲母 ”(長島ほか , 1975) の発見地でもある。40 種類を超える鉱物が確認されているが、産出アマゾナイトについての詳細な記載が最近報告された (Nakano and Makino, 2010)。

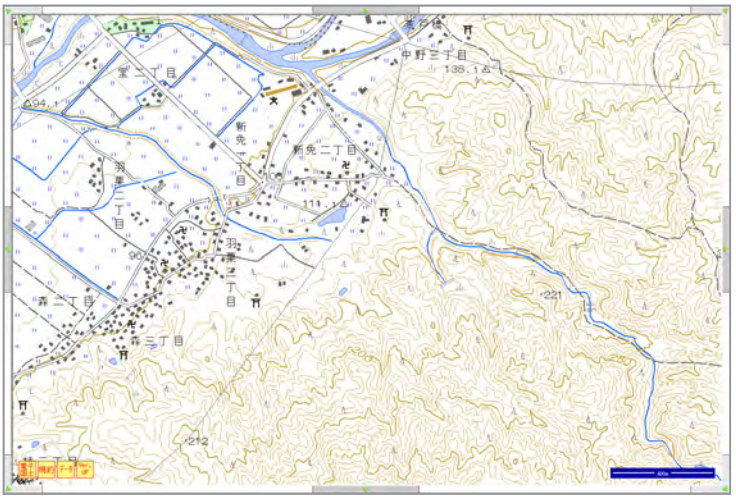
【保全の状態と意義】本地域においてペグマタイトは現在ほとんど産出しないので、中沢 (1985) が発見した現存の大晶洞は貴重である。球状花崗岩露頭とその他のペグマタイト鉱物産地を含めて、十分な保全と整備が必要である。

【執筆者】中野聰志

〔図 2〕ペグマタイトで有名な田上・堂山の遠景 (2008)

〔図 3〕中沢晶洞 (2008)

〔図 4〕田上ペグマタイト産小 “ アマゾナイト ” 結晶
Nakano and Makino (2010) 記載の大 : アマゾナイト ” とは異なる



〔図 1〕漂砂鉱床周辺の地形図

小規模な漂砂鉱床と錫石

【分類番号】4-01-04
【場所】大津市新免 2 丁目
【地形図名】瀬田
【位置】北緯 34 度 56 分 40 秒
東経 135 度 57 分 10 秒

【解説】大津市新免では、吉祥寺川 (淀川水系) から通称「新池」(昭和 57 年の台風時に決壊) に水を引き、農業用水として利用してきた。その水路には、小規模ながら錫石を主体とした漂砂鉱床が形成され、錫石以外にもモナズ石、ジルコン、ゼノタイム、フェルグソン石、コルンブ石 - タンタル石、ユークセン石、ヒンガン石などの放射性元素や希土類元素を含む鉱物が報告されている (高田ほか , 1989)。また、地元の鉱物愛好家・故小林うさ氏はこの漂砂鉱床から「どんぶり鉢」数杯分の錫石と数粒の砂金を採集している。

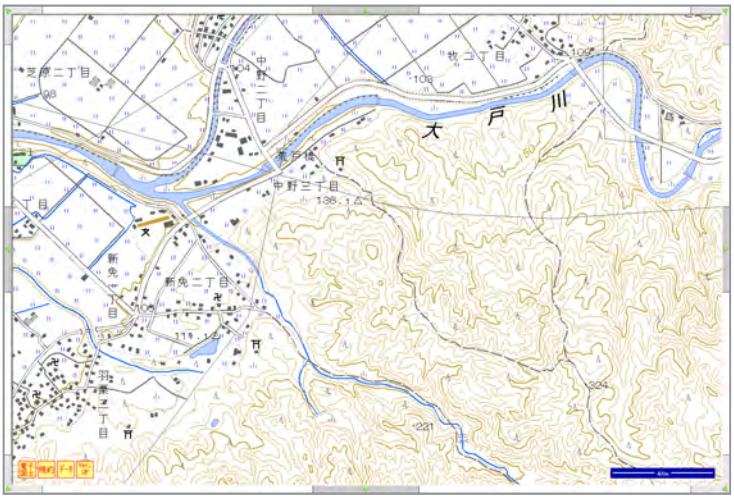
【保全の状態と意義】田上花崗岩体は熱水変質を強く受けており、現在、その熱源として放射性元素の崩壊熱が注目されている。ペグマタイトの新規発見が難しい今、放射性元素や希土類元素を含むペグマタイト鉱物が漂砂鉱床の形で集中する場所は珍しく貴重である。

【指定等】水路の上流部から取水している民家があるため、採集には配慮が必要である。

【執筆者】河野俊夫

〔図 2〕漂砂鉱床露頭 (2006)

〔図 3〕田上山ペグマタイト産錫石 (現地の錫石は幾分丸味を帯びる)



細粒花崗岩中の小ペグマタイト

【分類番号】4-01-05
【場所】大津市中野
【地形図名】瀬田
【位置】北緯 34 度 56 分 56 秒
東経 135 度 57 分 30 秒

〔図 1〕小ペグマタイト露頭付近の地形図

【解説】田上山は主として白亜紀末に貫入した中～粗粒黒雲母花崗岩からなる。その天井相と考えられる細粒黒雲母花崗岩が点在するが、大津市中野附近に分布するものは規模が最も大きい (周琵琶湖花崗岩団体研究グループ , 2000)。この細粒黒雲母花崗岩中には、径数 cm 前後の小ペグマタイトが多く見られ、水晶や長石類を産する。また、数は少ないが握り拳大の晶洞からは、錫石・電気石・ベルトランド石などが産出している (河野ほか , 2008)。

【保全の状態と意義】山頂付近には小規模な石切場跡があり、塊状ペグマタイトの堀り跡や小ペグマタイトがみられる。細粒花崗岩相中の小ペグマタイトは、一般的なペグマタイトに比べ、アプライト帯を伴わない産状を示すこと、カラーマントルゾーニングを示すアルカリ長石が産することなど、学術的価値が高い。

【指定等】三上・田上・信楽県立自然公園

【執筆者】河野俊夫

〔図 2〕細粒花崗岩石切場 (2006)

〔図 3〕細粒花崗岩中の小ペグマタイト

〔図 1〕石山寺周辺の地形図

石山寺の珪灰石

【分類番号】4-01-06
【場所】大津市石山寺
【地形図名】瀬田
【位置】北緯 34 度 57 分 39 秒
東経 135 度 54 分 22 秒

【解説】小規模な石灰岩に花崗岩マグマが作用してできたスカルンの露頭が境内に広がっており、中堂前の露頭には国の天然記念物として指定されている珪灰石がチャートと互層をなして層状に分布している (滋賀県高等学校理科教育研究会地学部会 , 2002) 。珪灰石は幅 1mm 程度長さ数 cm の大きな個体が繊維状に集合しており、球顆状のものもある。チャート層との関係から、もとの炭酸カルシュウム成分と反応したシリカ分は、花崗岩ではなくこのチャートから供給されたという考えが提起されている (清水 , 1989)。

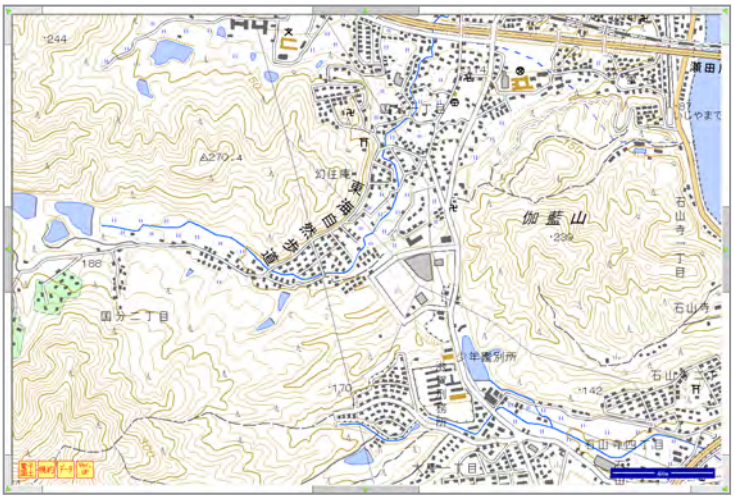
【保全の状態と意義】国の天然記念物に指定されているにもかかわらず、露頭表面は風雨で黒く変色しておりとても珪灰石には見えない。状態の改善と天然記念物としての普及が必要であろう。最近、日本の地質百選の滋賀の一品に指定されている。

【指定等】天然記念物 (国)

【執筆者】中野聰志

〔図 2〕天然記念物の露頭全景 (2008)

〔図 3〕珪灰石 (羽毛状) の接写写真



〔図 1〕国分珪灰石の産出付近の地形図

国分の珪灰石

【分類番号】4-01-07
【場所】大津市国分町
【地形図名】瀬田
【位置】北緯 34 度 57 分 45 秒
東経 135 度 53 分 25 秒

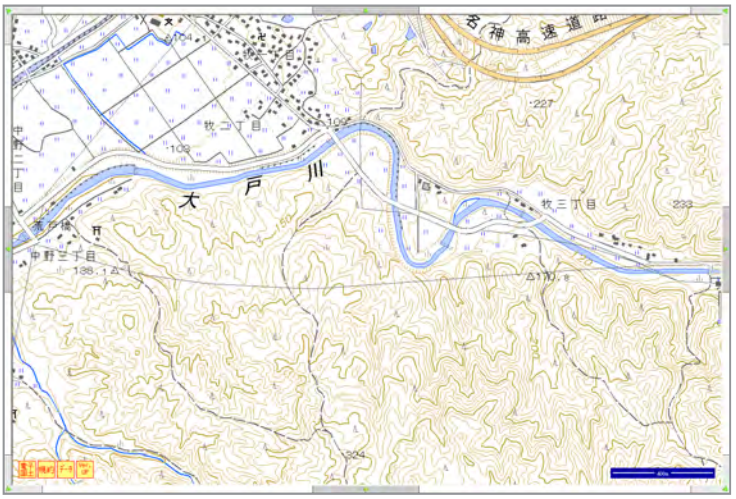
【解説】天然記念物である石山寺の珪灰石露頭と異なり、本地点の珪灰石露頭 (スカルン) は川床であり明瞭にその産状が観察できる (滋賀県高等学校理科部会 , 2000)。珪灰石は大理石の中に長径数 10cm のレンズ状に産しているが、珪灰石の周囲に数 cm 幅の黒色の大理石帯ができているのが特徴である。

【保全の状態と意義】露頭は川の中にあり放置された状態である。住宅地の中に位置するので、採集は不可能な状況にある。

【指定等】琵琶湖国定公園

【執筆者】中野聰志

〔図 2〕珪灰石露頭の写真 (2008)



〔図 1〕脈状ペグマタイト産地付近の地形図

粗粒花崗岩中の脈状ペグマタイト

【分類番号】4-01-08
【場所】大津市牧
【地形図名】瀬田
【位置】北緯 34 度 57 分 05 秒
東経 135 度 58 分 08 秒

【解説】田上山は、主として琵琶湖コールドロンの形成に関連してできた粗粒黒雲母花崗岩からなる。この岩体の北西部にはペグマタイトが比較的多くみられ、かつてトパーズなどの美晶を産した (中津川博物館 , 2002)。また、新鉱物の益富雲母の発見でも知られている (長島ほか , 1975)。現在、田上山では植林が進み、かつてのガレ場の大部分は姿を消してしまい、新たなペグマタイトを見つけることは困難な状況にある。この脈状ペグマタイトは、晶洞部が小さく、産出鉱物は水晶・アルカリ長石・斜長石などありふれたものであるが、幅 25cm、長さは 5m あり、田上山では比較的大きい部類に入る。

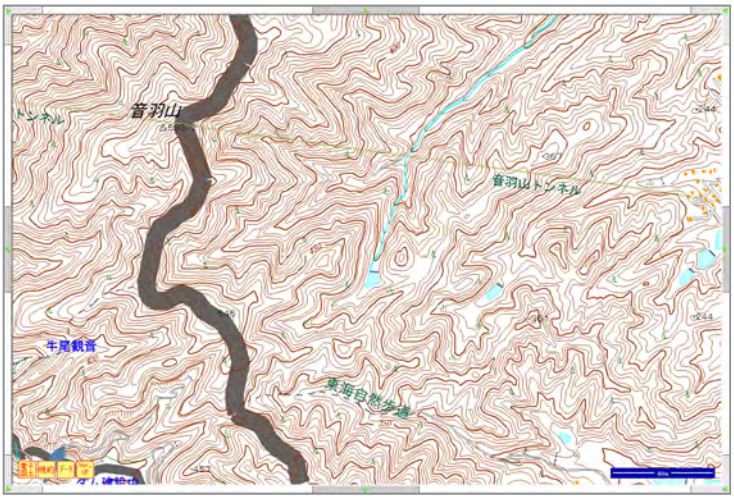
【保全の状態と意義】この脈状ペグマタイトは、比較的新鮮で硬く、母岩との接触部から中心部に向かって、細粒花崗岩帯とアプライト帯・文象帯・巨晶帯・晶洞という典型的なゾーニングが観察できる点、貴重である。

【指定等】露頭に向かう途中の農道は古市秀樹氏の私有地につき、通行許可が必要である。

【執筆者】河野俊夫

〔図 2〕脈状ペグマタイト (2006)(N70° W、55° S)

〔図 3〕晶洞部分の様子 (水晶、正長石、斜長石からなる)



〔図 1〕鳴滝鉱山周辺の地形図

鳴滝鉱山 (平尾旧坑) のマンガン鉱床

【分類番号】4-01-09
【場所】大津市膳所雲雀丘
鳴滝不動南方
【地形図名】瀬田
【位置】北緯 34 度 58 分 21 秒
東経 135 度 51 分 43 秒

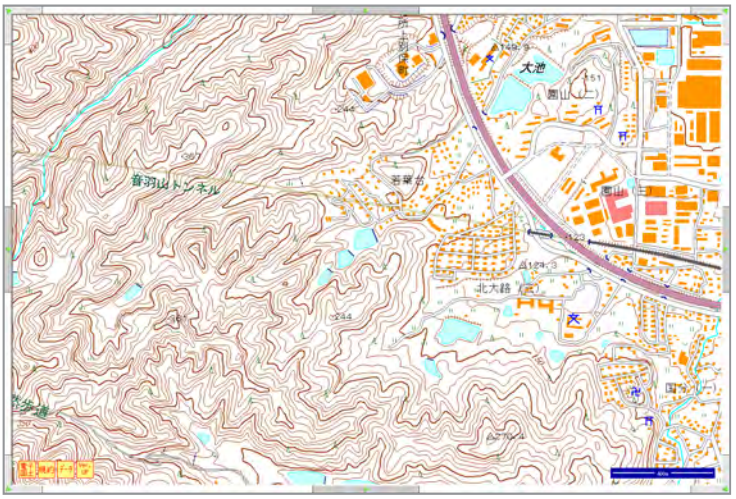
【解説】丹波層群付加コンプレックス中の強い熱変成を受けた層状マンガン鉱床で、大津市膳所平尾町の南西方約 1.8km にある鳴滝不動の南微西方約 400m のところに鉱床がある。鉱床の直ぐ北側には熱変成の影響を与えた大きな石英斑岩の岩脈がある。不動滝の上から溜め池へ行く山道の手前の西側道端に大切坑があり、その上 15m には 2 つの坑道が開いている。上下の坑口の周囲には鉱石が散らばっており、下の方が鉱石が多い。残されている鉱石は、菱マンガン鉱、マンガン礬ざくろ石、ばら輝石、パイロックスマンガン石などからなり、特にマンガン礬ざくろ石が多く含まれている。角閃石族鉱物や石英の混入した低品位のものが多い。また閃亜鉛鉱、閃マンガン鉱、黄鉄鉱、磁硫鉄鉱などの硫化鉱物の鉱染が目立ち、硫黄分が多く低品位である。最近 Be を含む稀産鉱物ヘルバイトの小さい (1mm 以下) ながら四面体結晶をなすものが発見された。鉱山名の鳴滝は、吉村豊文 (1969) の第 438 表の石山地域の中にあり、この鉱山が鳴滝不動の上なので間違いないと思うが、位置が大津市膳所町焼野で、実際とは違っている。鉱山の沿革は不明だが、昭和 28 年の終わりまで稼行していた。

【保全の状態と意義】山道のそばの大切坑は崩れ、土砂の間から水がしみ出している (図 2)。上の 2 つの坑道は中でつながり、鉱石の層を追って中でいくつもに分かれている。坑口から覗くだけで鉱石の層の様子が見られる (図 3) ので貴重である。また、ヘルバイトの結晶形態を現すものは、日本では例が少なく貴重である。本産地のヘルバイトは、京都市の益富地学会館に保存されている。

【執筆者】武村道雄

〔図 2〕2 つある上の坑口 (2007)

〔図 3〕上の坑道の内部 (2007)



〔図 1〕焼野鉱山周辺の地形図

焼野鉱山のマンガン鉱床

【分類番号】4-01-10
【場所】大津市若葉台 (旧膳所焼野町)
【地形図名】瀬田
【位置】北緯 34 度 58 分 21 秒
東経 135 度 52 分 40 秒

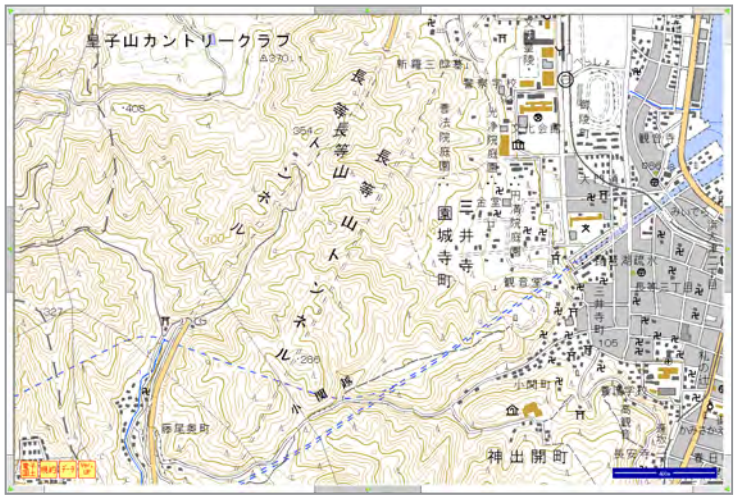
【解説】丹波層群付加コンプレックス中の強い熱変成を受けた層状マンガン鉱床で、若葉台の南西に池が３つ並ぶ小谷があり、下の池 (穴虫池) の南東に北鉱床、南岸に池端孝昭、池端鉱床の上の東側の更に小さい谷に露天掘鉱床がある。また、穴虫池の下には広い選鉱場があった。鉱床の上部では「二酸化」鉱床が発達し、北鉱床と池端鉱床の下部ではばら輝石や菱マンガン鉱の鉱石にマンガン礬ざくろ石やテフロ橄欖石が粒状結晶として生じ、焼野鉱山は接触熱変成を受けたマンガン鉱床の典型とされた。特筆すべきことは、美しい光彩を放つオパールや、ばら輝石を主とする鉱石中に Be を含むヘルバイトを産したことである。また、露点掘鉱床では、母岩の血赤色の赤鉄鉱粘土中に美黄色のノントロン石が含有され、これを貫いて黒色で光沢の強い「ぎら鉱」があり、極彩色であったようである。池端鉱床の南微西方 480m(大津市膳所上別保町) の「観音口」バス停の北の谷には別保鉱山があり、焼野鉱山の一部として稼行されたこともある。別保鉱山は、高品位の「二酸化」を短期間に稼行した。焼野鉱山は、昭和の初頭から露頭の二酸化マンガンを稼行し、戦前には約 2, 000 トン、戦後は約 1 万トンの鉱石を産し、その後閉山に至った (吉村 , 1969)。

【保全の状態と意義】穴虫池下の選鉱場には家が建ち、北鉱床の坑口も見られない。池端鉱床の竪坑の底には水がたまり危険で安全策が必要である。露天掘鉱床は、土嚢で埋められた坑口とずり、及び露天掘り跡が残っている。別所鉱山は、入り口付近西側の坑口は土嚢の隙間から中を覗けるが､他の坑口は埋められて形跡もない。焼野鉱山の鉱物標本はほとんど出回っていないので、博物館等で保存したい。

【執筆者】武村道雄

〔図 2〕池端鉱床の竪坑 (2007)

〔図 3〕露天掘鉱床の坑口とずり (2007)



〔図 1〕花崗斑岩中月長石の産出地点

花崗斑岩の月長石

【分類番号】4-01-11
【場所】大津市長等
【地形図名】京都東北部
【位置】北緯 35 度 00 分 42 秒
東経 135 度 50 分 49 秒

【解説】高温石英の項と重複するが、比叡花崗岩中の南北方向に伸びる大きい花崗斑岩 (周琵琶湖花崗岩団体研究グループ , 2008) 中には、アルカリ長石の大きい斑晶が多く含まれている。そのアルカリ長石斑晶は、湖東流紋岩中の斑晶アルカリ長石 (中野 , 1980;Nakano, 1990) と同じ特徴を示している。すなわち、多くは熱水変質反応を受けて白色化しているが、熱水変質を免れて透明な状態に留まっているもの (月長石) が特にコア部に残る (立川 , 1985)。この透明なアルカリ長石を a 軸方向から見ると、青白い閃光を発する。周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (2008) は参考になる。

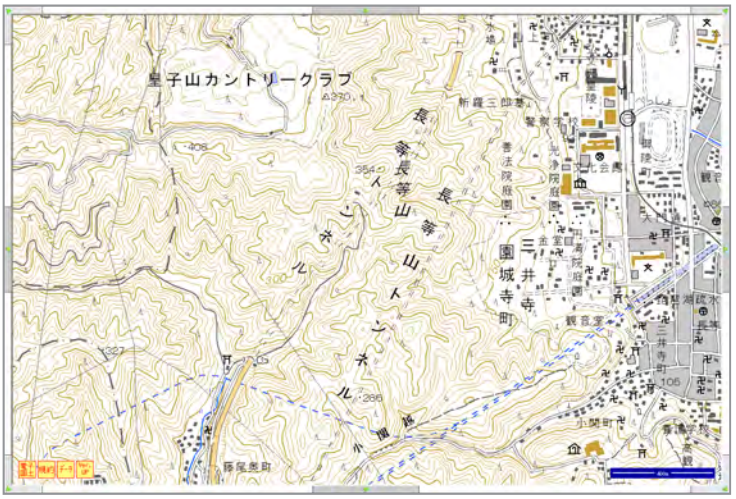
【保全の状態と意義】以前と異なり、現在はほとんど露頭が見えない状態になっているが、それでも転石から発見することが可能である。

【指定等】琵琶湖国定公園。三井寺からの長等山への登山ハイキングコースであるので、採集には注意が必要である。

【執筆者】中野聰志

〔図 2〕斑岩の露頭 (左上方) と転石 (2008)

〔図 3〕月長石斑晶 (白色のリムに包まれているコアの透明部分)



〔図 1〕高温石英産出地点付近の地形図

長等山の高温石英

【分類番号】4-01-12
【場所】大津市長等
【地形図名】京都東北部
【位置】北緯 35 度 00 分 47 秒
東経 135 度 50 分 39 秒

【解説】琵琶湖コールドロンに関係した環状岩脈の一部と考えられている比叡花崗岩体中の岩脈のうち、幅 100m を超えて南北に数キロメーター伸びている花崗斑岩が最大のものである (周琵琶湖花崗岩団体研究グループ , 2008)。その岩脈の南部に位置する本露頭は風化が激しく、高温石英だけが風化を免れてその六角錐状の形のまま残っている (地学団体研究会京都支部 , 1965)。

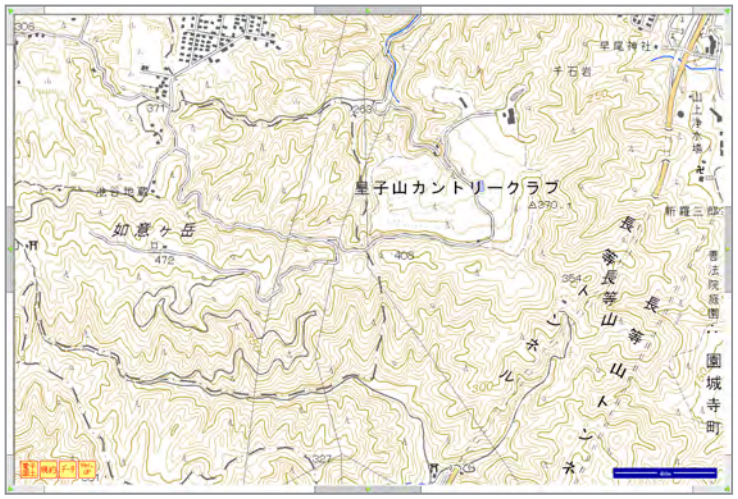
【保全の状態と意義】花崗斑岩が風化して砂山状態になっており、採集は現在もたやすくできる。地質温度計としての高温石英が簡単に採集できる露頭として貴重である。

【指定等】琵琶湖国定公園

【執筆者】中野聰志

〔図 2〕露頭での採集風景 (2008)

〔図 3〕高温石英の接写写真



五別所のスカルン鉱物

【分類番号】4-01-13
【場所】大津市五別所 (洛東五別所)
【地形図名】京都東北部
【位置】北緯 35 度 01 分 01 秒
東経 135 度 50 分 07 秒

〔図 1〕五別所のスカルン露頭の位置

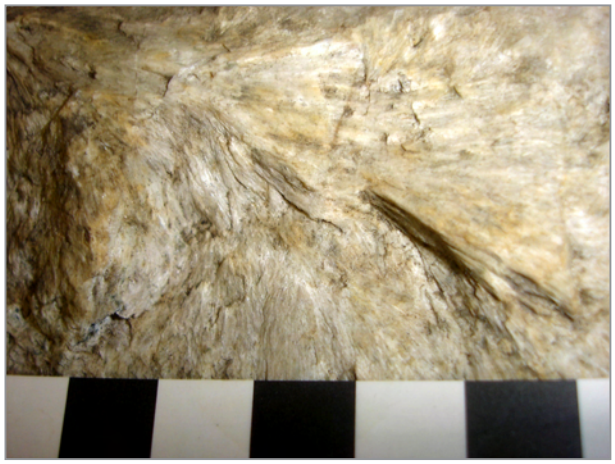
【解説】敗戦後の地学教育の普及を背景に、京都・滋賀の地質野外観察のメッカとなった三井寺・銀閣寺コースでの、スカルン鉱物が産出する重要な場所である。古くから研究されており、ザクロ石、ベスブ石、魚眼石、サーラ輝石等の産出が報告されている。そのうち魚眼石については、Tatekawa (1971) の詳しい記載がある。珪灰石・石英・方解石の組み合わせが観察できる典型的なスカルン露頭である。辻 一信・北原隆男 (1979) は参考になる。

【保全の状態と意義】観察できる露頭は上部の平坦地の端にあるが、ハンマーでたたきやすいところはほぼ採集され尽くした感があり、表面はのっぺりとした状態になっている。場所は、ハイキングコースとして整備されている。スカルン露頭として貴重であり、採集は控えたい。

【指定等】琵琶湖国定公園

【執筆者】中野聰志

〔図 2〕五別所スカルン露頭 (下部は大理石へと続いている) (2008)



〔図 3〕珪灰石 (羽毛状) の接写写真

〔図 1〕比叡花崗岩で代表的な褐簾石産出地点（旧採石場）

比叡花崗岩の褐簾石

【分類番号】4-01-14
【場所】大津市長等
【地形図名】京都東北部
【位置】北緯 35 度 01 分 04 秒
東経 135 度 49 分 46 秒

【解説】比叡花崗岩 (周琵琶湖花崗岩団体研究グループ , 2008) の褐簾石は、比企によって日本では初めて記載され (Hiki, 1917)、また世界で最初に結晶構造解析が行われた (Ueda, 1955)。日本から産出する褐簾石の Mn に乏しいグループに分類される本褐簾石は、希土類 元素として 6wt%前後の La_2O_3、9% wt 前後の Ce_2O_3、3~4wt%の Nd_2O_3 等を含んでいる (Hoshino *et. al.*, 2006)。褐簾石は花崗岩中に普遍的に存在する副成分鉱物であるが、多くは顕微鏡的なサイズである。比叡花崗岩中には、幅 1mm・長さ 5mm を超える肉眼でわかるサイズのものが存在する。

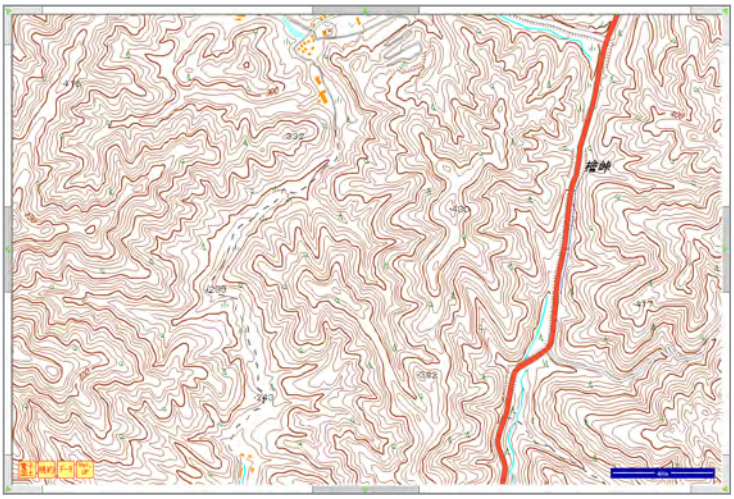
【保全の状態と意義】大津市五別所と京都市池の地蔵薬草園の中間に位置する旧石切り場 (タマネギ状節理に沿って採石された結果である空洞が残されているので、観察・採集は危険であり禁止) の転石中から採集可能であったが、現在は転石がなく採集不可能である。滋賀県分布域・比叡花崗岩中にも存在する。

【指定等】琵琶湖国定公園

【執筆者】中野聰志

〔図 2〕花崗岩採石跡にできた空洞 (2008)

〔図 3〕褐簾石接写写真



〔図 1〕葛川のマンガン鉱床周辺の地形図

葛川のマンガン鉱床

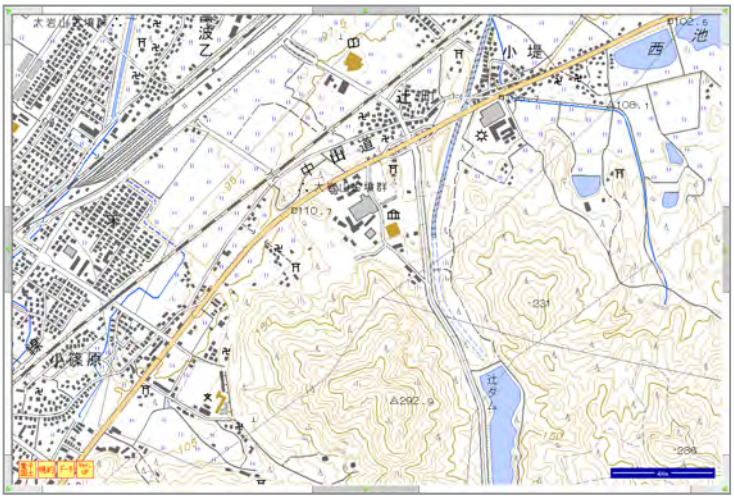
【分類番号】4-01-15
【場所】大津市葛川
【地形図名】花脊
【位置】北緯 35 度 23 分 02 秒
東経 135 度 55 分 01 秒
(比良鉱山川西坑)

【解説】大津市葛川の花折断層西側には丹波層群コンプレックス中に層状マンガン鉱床が多数ある。調査や文献で所在が確認できるのは、梅ノ木、久間多賀 (恵賀谷 ; 伊賀谷)、比良、坂下の各鉱山及び平北方約 750m の旧坑で、比良鉱山の川西坑には露頭 (層状の掘り跡) が残っている。これらのうち前三者は「チョコレート鉱」を含む鉱床で、比良鉱山と久間多賀鉱山から緑マンガン鉱を産した。久間多賀鉱山では、辰砂や黒辰砂の水銀鉱物を産した。比良鉱山の「チョコレート鉱」はＸ線で調べられており、ハウスマン鉱リッベ石を含んでいる。比良鉱山では、ほかに閃マンガン鉱、ヤコブス鉱、ファイトクネヒト鉱、きみマン鉱、菱マンガン鉱、重晶石、テフロ橄欖石、アレガニー石、パイロックスマンガン石、ネオトス石などを産した。坂下鉱山６号坑では、魚卵状の菱マンガン鉱やカリオピライトが層方向の縞状なす美しい鉱石を産し、一部に放散虫化石の見える珪質部を挟んでいる。またハウスマン鉱、テフロ橄欖石やアレガニー石なども産した。坂下鉱山には１～７号坑鉱床があるが、他は所在が確定できていない。平北方の旧坑は花折断層の真上に近い酸化鉱床で、アフテンスク鉱を主とする「ぎら鉱」や、横須賀鉱、バーネス鉱を産した。この地域には他に町居、高野 (第二比良)、葛川、木戸口、四条谷、平、大平などの鉱山があるが所在が確定できておらず、一部は他鉱山と重複の可能性もある。

【保全の状態と意義】梅ノ木鉱山はかつては道路沿いに坑口が開いていたが、今は跡形がない。比良鉱山の下部鉱床は、坑口がすべて埋められているが、一番上の坑口だけに隙間が開いている。それから、下の方にはこじんまりしたずりがある。川西坑は層状チャートの岩場に見事な層状の掘り跡が残っていたが東側の大半崩れてしまった。川西坑の岩場と掘り跡の露頭は一部残っているが、下部鉱床からは山道もなく行き難いので道を付けて保存したい。平北方の旧坑は、杉林の中に坑口と小さい掘り跡がある。鉱床の規模は小さく、鉱石も少しか落ちていない。マンガン鉱床中の水銀鉱物については、辰砂は県外の所々より報告があるが黒辰砂はほとんど報告が無いので特に貴重である。リッベ石は県下では高島市朽木で３カ所知られているが、貴重である。アフテンスク鉱を主とする「ぎら鉱」は花折断層以東や湖東の鉱床に多くあり、本鉱床の南方へは隣接する伊香立地区の途中北西旧坑、京都府との県境付近の途中峠東方旧坑、更に南の京都市の大原鉱山小出石鉱山と続いて産している。この葛川地域のマンガン鉱物は博物館等にはほとんど保存されていないので、集めて保存したい。

【執筆者】武村道雄

〔図 2〕比良鉱山川西坑の露頭 (2007)



〔図 1〕野洲の晶洞付近の地形図

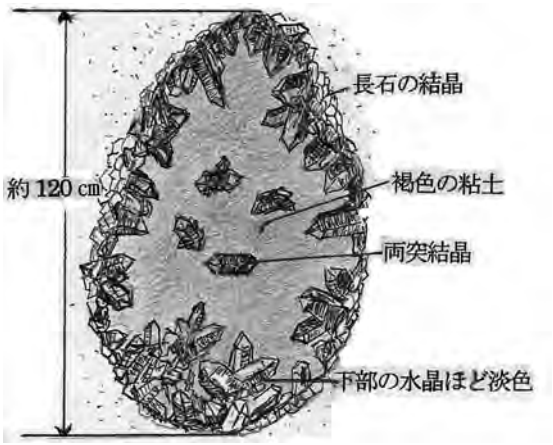
野洲公園の花崗岩中の晶洞と水晶

【分類番号】4-02-16
【場所】野洲市野洲町
【地形図名】野洲
【位置】北緯 35 度 04 分 19 秒
東経 136 度 02 分 37 秒

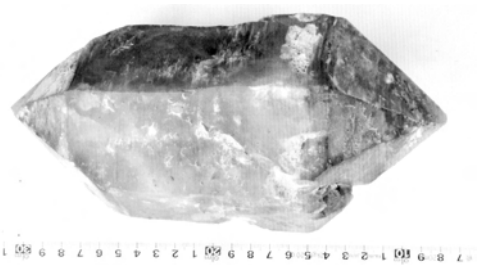
【解説】昭和 38 年 (1965)7 月、名神高速道路の新設工事が進められていて、国道 8 号線に近い野洲公園の花崗岩が重機で崩され、やや風化したその岩と砂がダンプで高速道路の盛り土として運ばれていた。その崖の前を通りかかり、崩された花崗岩の崖に、縦長の大きな楕円形をした褐色の部分が目についた。よく見ると褐色の粘土が晶洞の中を埋めていた。現場の人の許しを得て崖に近づき、柔らかい粘土の中に手を入れると両端の尖った大きな水晶が出てきた。手に傷を負いながら粘土を取り除くと周りに無数の水晶が林立している。作業員の好意で晶洞を重機で砕き、長さ 15cm以上、径 5cm以上の灰白色のいわゆる煙水晶が 20 個以上取り出せた。現場の人の話では、こんなものが水晶であるとは知らず、今までにも出たが、みな運んで埋めたということであった。

【保全の状態と意義】現在、その現場付近の花崗岩は、すべて取り除かれて観られないが、近くの野洲花崗岩体には、同様の晶洞をもつペグマタイトが存在するようである。参考までに、野帳に書きとめた晶洞のスケッチを掲げておく。

【執筆者】松岡長一郎



〔図 2〕晶洞スケッチ



〔図 3〕両突水晶 (中央部)

〔図 4〕晶洞下部で林立の水晶

雲井鉱山の長石

【分類番号】4-03-17
【場所】甲賀市信楽町
【地形図名】三雲
【位置】北緯 34 度 57 分 07 秒
東経 136 度 03 分 34 秒

〔図 1〕雲井鉱山の位置

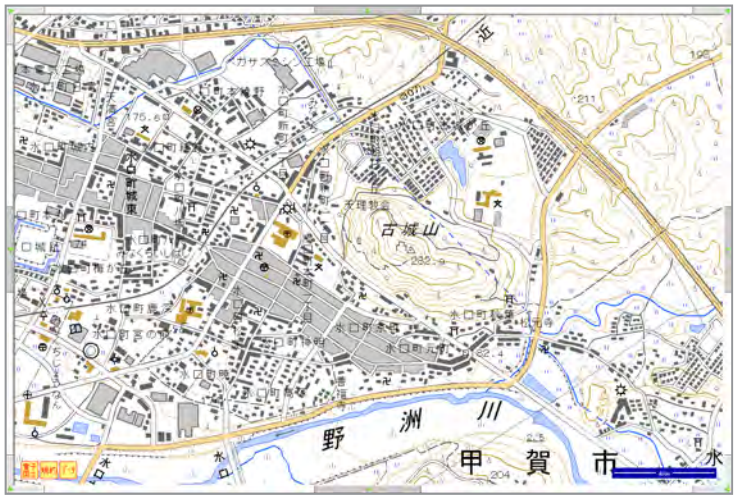
【解説】雲井鉱山は、田上花崗岩体 (周琵琶湖花崗岩団体研究グループ , 2000) 中に分布する長石鉱床のなかで、平津鉱山と並んで知られている。現在も稼行中であるが、変質花崗岩の採取が中心となっている。この花崗岩の熱水変質については、須藤 (2001) により詳しく解説されているが、中野ほか (2006) がさらに詳しく記載した。中野ほか (2003) は参考になる。

【保全の状態と意義】現在稼行中であり、中野ほか (2006) に示されている階段状の露頭は著しく形状変化しているが、熱水変質岩の基本的な産状は変わっていない。

【執筆者】中野聰志・天白俊馬

〔図 2〕雲井鉱山露頭遠景 (東側)(吉見典浩 , 1992)

〔図 3〕雲井鉱山熱水変質脈の露頭（1992）



〔図 1〕古城山の菫青石産地周辺の地形図

古城山の菫青石

【分類番号】4-03-18
【場所】甲賀市水口町水口古城山
【地形図名】水口
【位置】北緯 34 度 58 分 11 秒
東経 136 度 10 分 48 秒

【解説】甲賀市水口町水口の古城山は、菫青石の産地として知られている。佐藤伝蔵は大正 13 年にこの地を訪れて菫青石を採集し、「丹波の櫻天神、若狭の鳥浜、下野の渡良瀬川等より出ずるものと異なることなし。」と賞賛している (佐藤 , 1924)。古城山は南西側の山麓部に観音寺花崗閃緑岩が分布し、中腹から山頂を越えて北東側の山麓までをジュラ系の丹波帯付加コンプレックスがルーフペンダント状に覆っている。ジュラ系は東側の山麓部にチャートが分布するほかは、黒色泥岩相が主体である (中野ほか , 2003)。ジュラ系は、花崗閃緑岩との接触部付近では強い接触変成作用を受けており、黒色泥岩部はホルンフェルス化している。菫青石はこのホルンフェルス化した泥岩相の部分に産する。母岩がやや風化した部分では菫青石が白色を帯び、黒色の母岩中で非常によく目立つ。一部では六角形の花びら形の美晶をなすものもある。櫻天神のもののように菫青石が母岩から抜け落ちるようなことはない。菫青石を含むホルンフェルスは、山麓の古城山観光駐車場から菅健治郎氏顕彰碑の下を経て忠魂碑に至る遊歩道、稲荷神社東方の遊歩道等の付近に転石が多い。露頭は稲荷神社の約 100m 東方で、遊歩道が急坂となる付近で確認できた。

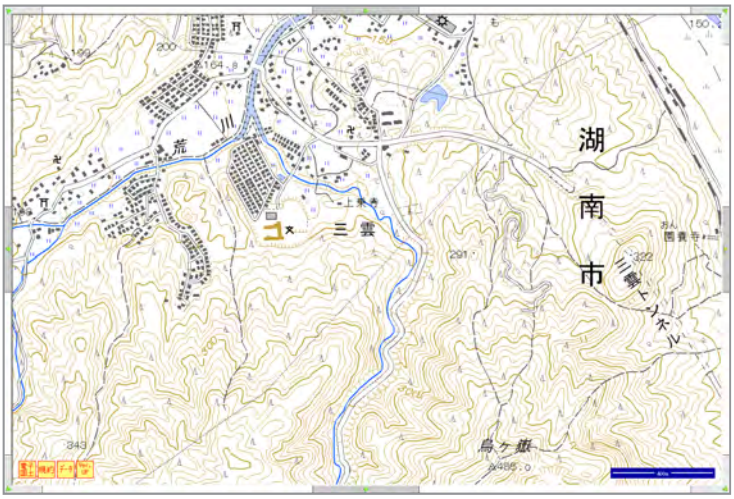
【保全の状態と意義】稲荷神社東方にはかなりの量の転石があり、自然状態であれば長期的に観察可能な状態が維持できる。しかし分布範囲が狭く、盗掘などの被害に遭うことが懸念される。

【指定等】古城山菫青石として、甲賀市指定天然記念物となっている。

【執筆者】田村幹夫

〔図 2〕中腹の稲荷神社。右手が遊歩道。(2009)

〔図 3〕転石に見られる菫青石 (2009)



〔図 1〕ざくろ石産出付近の地形図

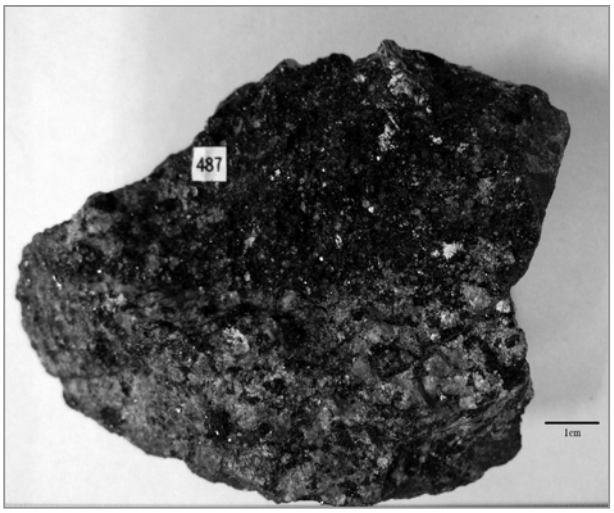
湖南市三雲 , 畑のザクロ石

【分類番号】4-03-19
【場所】湖南市三雲畑
【地形図名】三雲
【位置】北緯 34 度 58 分 26 秒
東経 136 度 06 分 43 秒

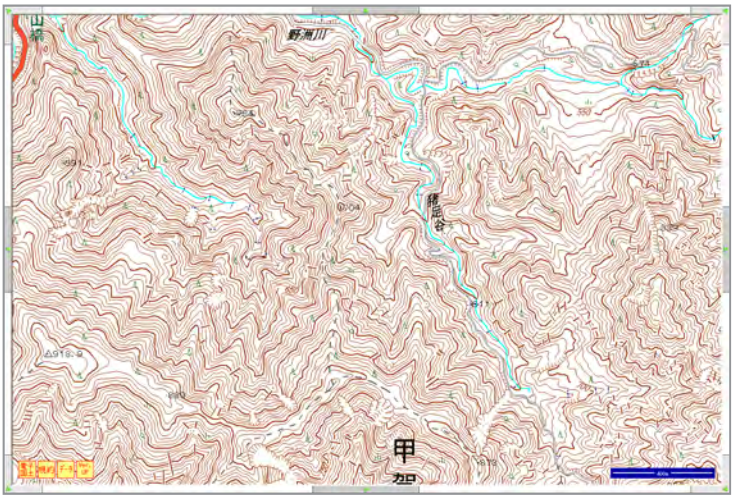
【解説】湖南市三雲字畑の上乗寺の南に広がる観音寺花崗閃緑岩 (中野ほか , 2003) の岩体に捕獲、乃至はルーフ状に載っている丹波層群の砂質泥岩がある。この砂質泥岩は著しく変成を受けて片麻岩化している。この変成砂質泥岩の中に班状変晶のザクロ石が黒雲母に取り囲まれるように産出する (木村 , 1978)。このザクロ石が自形を示し、三八面体の結晶形を示すものが主体である。この畑のザクロ石は 1 ～ 2mm、大きいもので、4 ～ 5mm、赤褐色透明な美晶で、未分析であるが、鉄バンザクロ石と推定できる。

【保全の状態と意義】この畑地域のザクロ石産地は畑集落の井上氏の私有地である。以前井上氏がこのザクロ石を採掘使用を試みられた経緯があって、自由に見学採集は出来ない。しかしかなり盗掘されて一帯が荒れ、良い試料が見当たらないのは残念である。

【執筆者】冨田克敏



〔図 2〕三雲畑のザクロ石



〔図 1〕弥栄鉱山周辺の地形図

弥栄鉱山のマンガン鉱床

【分類番号】4-03-20
【場所】甲賀市土山町大河原
【地形図名】伊船
【位置】北緯 34 度 58 分 48 秒
東経 136 度 22 分 59 秒

【解説】美濃付加コンプレックス中の層状マンガン鉱床で、野洲川ダムの東方、野洲川の支流松尾川の支流猪足谷に猪足谷鉱床、黒谷に黒谷鉱床がある。猪足谷林道が東岸から西岸に渡る橋の西詰めから小さな谷に入ると猪足谷鉱床である。谷を入ると二又になり、二又の間を上がると層状チャートの大岩がある (図 2)。大岩の上はずりで、ずりの東側に本谷坑、更に高丸坑へ続く。西側の谷を進むと旭坑や巴坑に行く。旭坑は最大の鉱床で、走行延長 200m 以上、傾斜延長 50m 以上、鉱体の幅は平均 1.5m、最大 4m に達し、走向はほぼ東西で 60 ～ 80°北に傾斜する。旭坑の東延長と考えられる巴坑 (旧三滝坑) は走向延長 50m 以上、傾斜延長 20m、鉱体の幅は平均 3 ～ 4m であり、走向は北北西－南南東で 75°東へ傾斜しており、断層で旭坑と区分されている。昭和 44 年に閉山している。鉱石には、淡褐色に汚濁した塊状の「炭マン」が多く、粒状の菱マンガン鉱の粒間を微細粒の緑泥石や石英が埋めている。他にはばら輝石や「縞炭マン」があり、高品位の「チョコレート鉱」は少ない。ばら輝石にはカリオピライトを伴うことが多く、カリオピライトを主とする鉱石で「チョコレート鉱」と見間違える鉱石が存在する。ばら輝石は、脈状のものを X 線で調べるとパイロックスマンガン石であった。ハウスマン鉱とヤコブス鉱を含む「縞炭マン」中に稀産のマンガン硼酸塩鉱物であるウィゼル石とサセクス石が発見されている (加藤・松原 , 1964)。

【保全の状態と意義】猪足谷に合流するまでの鉱山の谷ずりや黒谷の奥にはやや大きめの鉱石の転石が落ちている。マンガン鉱石は雨ざらしで年月が経つと二酸化マンガンの染みが割れ目を伝い、良い標本が得られにくくなる。層状構造のわかるあまり変成作用を受けていない鉱石は貴重で、今の内に採集し、博物館等で保存したい。坑道は坑口が閉鎖され、坑内を見ることはできない。ウィゼル石の繊維の長さが 1cm 近くに及ぶ標本、菱マンガン鉱中に黒色のヤコブス鉱の薄層が繰り返す美しい縞状鉱の標本、放散虫化石を含むウーライトの菱マンガン鉱の標本が京都の益富地学会館に保存されている。

【執筆者】武村道雄

〔図 2〕鉱山下の層状チャート (2007)

〔図 3〕岩の上にあるずり (2007)

甲西町岩根のペグマタイト鉱物

【分類番号】4-03-21
【場所】湖南市甲西町岩根
【地形図名】野洲
【位置】北緯 35 度 00 分 13 秒
東経 136 度 06 分 23 秒

〔図 1〕ペグマタイト産出地点付近の地形図

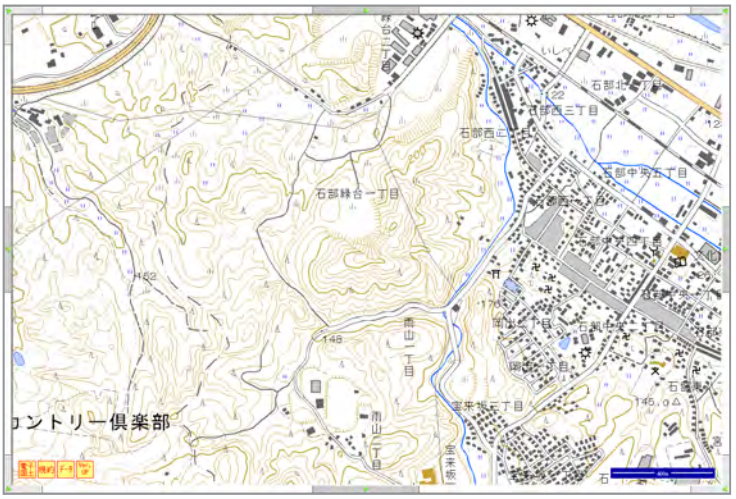
【解説】湖南市甲西町岩根の旧花園採石場の中粒黒雲母花崗岩には、ペグマタイトが伴っている。本採石場のペグマタイト中のアルカリ長石は、赤色不透明な長石に無色透明な長石が混在しているのが特徴である。この無色透明な長石 (月長石) は、熱水反応を受けていない初生的な長石である (中野・江里口 , 1997; Nakano *et. al.*, 2000)。

【保全の状態と意義】本産地のペグマタイト鉱物のうち、アルカリ長石については X 線解析、電子顕微鏡観察、EMPA 解析、マイクロ FT-IR 解析等が行われ、その成果が論文として国際誌等に公表されているので、露頭全体として保存することが必要である。

【執筆者】中野聰志

〔図 2〕ペグマタイトが多産した旧採石場の露頭 (2001)

〔図 3〕ペグマタイトから産したアルカリ長石巨晶 : 淡桃色のアルカリ長石中に透明な月長石部分がパッチ状に混在



〔図 1〕金山付近の地形図

金山の磁鉄鉱と磁硫鉄鉱

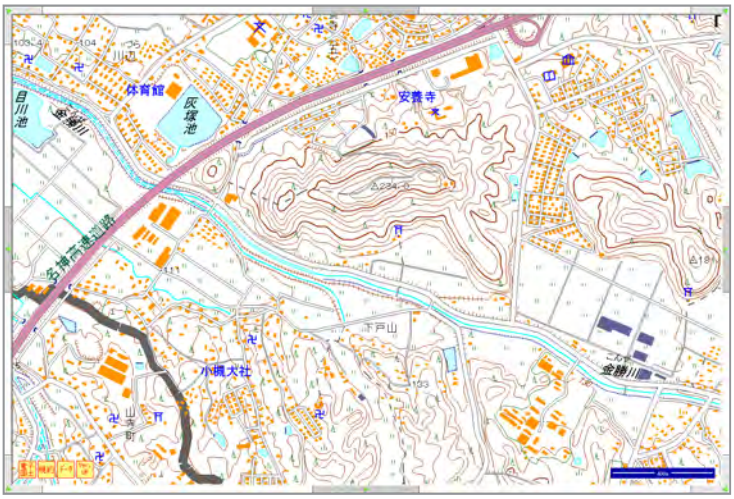
【分類番号】4-03-22
【場所】湖南市石部緑台 1 丁目
【地形図名】野洲
【位置】北緯 35 度 00 分 39 秒
東経 136 度 02 分 44 秒

【解説】湖南市石部緑台 1 丁目の松籟山 (通称金山) の山頂近くに磁鉄鉱と磁硫鉄鉱を主体とするスカルン鉱床の露頭がある。この金山のスカルン鉱床は太平洋戦争時に一時採掘をしたといわれ、鉱床露頭の東斜面にズリ石がかなり多量に残存している。ズリ石堆積物の末端付近の南斜面に坑口があったが現在は崩壊している。松籟山の山体の北斜面一帯のチャート (塊状、層状) は完全に採石されて消失している。松籟山 (金山) の周囲は丹波帯の Ⅰ 型地層群に属するチャート層と南斜面の頁岩砂岩層から成り、走向は東西で傾斜は北落ち約 80° である。チャート層は灰山付近まで続き、所々石灰岩を挟んでいる。このチャート層と石灰岩の境界部にスカルン帯が形成されていて、スカルン鉱床を形成しているが、松籟山付近のスカルンは磁鉄鉱と磁硫鉄鉱を主体としていて、灰山のスカルン鉱床とは若干異なる。鉱石鉱物は最も多量に産する磁鉄鉱、次に磁硫鉄鉱が主に塊状に産する。その他に閃亜鉛鉱、方鉛鉱、黄銅鉱、黄鉄鉱が含まれる。スカルン鉱物は主として、灰鉄輝石、グリューネル閃石である。鉱床には石英や方解石を含み、菱鉄鉱も見られる。 2 次鉱物は赤鉄鉱、針鉄鉱のほか , 孔雀石、白鉛鉱等が産出する (清水ほか , 1976)。

【保全の状態と意義】この金山のスカルン鉱床は鉱山として一時採掘されたが、現在は松籟山山頂近くに露頭が残されているだけである。北方への鉱床の展開は採石のために山体が 30% 以上なくなってわからない。しかし、鉱床の一部が露頭として残っていることと、滋賀県に数少ない磁鉄鉱鉱床として、保存する意義がある。

【執筆者】冨田克敏

〔図 2〕金山鉱床の露頭 (2008)



〔図 1〕五百井鉱山周辺の地形図

五百井鉱山のマンガン鉱床

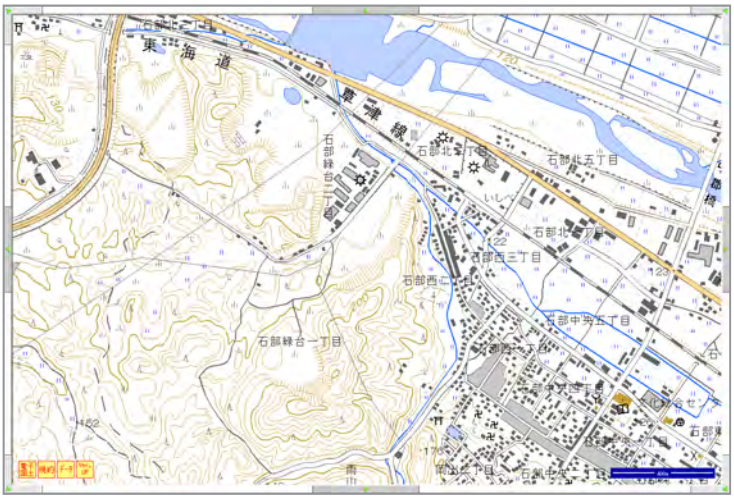
【分類番号】4-03-23
【場所】栗東市下戸山
【地形図名】野洲
【位置】北緯 35 度 00 分 40 秒
東経 136 度 00 分 00 秒

【解説】美濃層群付加コンプレックス中の強い熱変成を受けた層状マンガン鉱床で、東鉱床と西鉱床 (新盛鉱床) がある。安養寺山の南にある五百井神社の西側が鉱山の中心部で、明治 21 年 (1888 年) に発見され、個人経営であるが最盛期には約 70 人が鉱山に従事した日本有数のマンガン鉱山である。東鉱床の下部は三号富鉱体に発展して地面から 160m も掘り下がり、坑内湧水のため坑内に鉱石を残したまま昭和 38 年 (1963 年) に閉山した。五百井鉱山は、上部では二酸化マンガンの鉱石を多産したこと、下部からは黒色粒状のハウスマン鉱やきみマン鉱を主とする高品位鉱を多産したこと、新鉱物滋賀石の原産地であることで特に有名である。二酸化マンガンの鉱石はクリプトメレンを主とし、褐黒色土状の部分はバーネス鉱、黒色で石炭のような「ぎら鉱」の部分はアフテンスク鉱を含み、パイロリュース鉱、水マンガン鉱を含んでいる。滋賀石の記載は 1985 年で、粒状の菱マンガン鉱、園石、緑マンガン鉱からなる淡褐灰色部とヤコブス鉱、ハウスマン鉱、マンガン尖晶石からなる濃褐灰色部が互層する縞状鉱石の割れ目に淡黄色ガラス光沢で数 mm の六角板状をしている。また 1963 年に吉永真弓氏により発見された新鉱物、園石の 10 ある原産地の 1 つである。さらに滋賀県では他にあまり産しない鉱物を多く産し、白鉄鉱、マンガン尖晶石、パイロフアン石、水マンガン鉱、ブルース石、ウェリン石、緑閃石、金雲母が産する。

【保全の状態と意義】坑道の坑口は閉鎖されている。滋賀石、黒色粒状ハウスマン鉱、塊状のファイトクネヒト鉱、きみマン鉱の切断標本、轟石の繊維状で顕著で立派な標本、表面が葡萄状で黒色塊状の水マンガン鉱で少量のパイロリュース鉱と集合する標本が京都の益富地学会館に保存されている。

【執筆者】武村道雄

〔図 2〕閉鎖された末広坑 (2007)



灰山のスカルン鉱物

【分類番号】4-03-24
【場所】湖南市石部緑台 2 丁目
【地形図名】野洲
【位置】北緯 35 度 00 分 58 秒
東経 136 度 02 分 53 秒

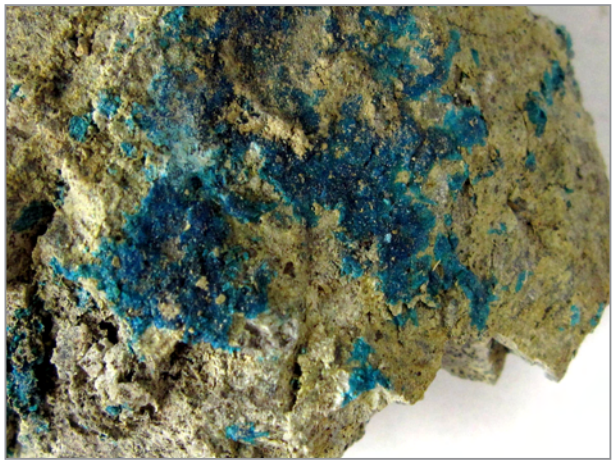
〔図 1〕スカルン鉱物産出地点付近の地形図

【解説】湖南市石部西 2 丁目と石部緑台 2 丁目の境界付近に石灰岩の岩塊が露出している。この石灰岩の山を灰山呼ばれていた。灰山の名称は、この石灰岩を採掘して、石灰肥料を製造していたことから名付けられた、とされている。灰山の周囲は丹波帯のⅠ型地層群に属するチャート層である (吉田ほか , 2003)。このチャート層と石灰岩岩塊の境界部にスカルン帯が形成されている。スカルンは脈状であるが、膨縮が激しく幅約 2m ～数 cm で、最大で約 20m の延長を持つ小規模なものである。スカルン帯は石灰岩側にザクロ石帯 (灰鉄ザクロ石、灰ばんザクロ石)、チャート側に輝石帯 (ヘデンベルグ輝石、透輝石) をなし、鉱石 (黄銅鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、班銅鉱、磁硫鉄鉱) がクロット状に点在する。スカルン帯には少量に緑廉石、ベスブ石が産出する (冨田ほか , 1995)。このスカルン帯の特徴は、多種の 2 次鉱物 (主に ; 孔雀石、水亜鉛銅鉱、白鉛鉱、異極鉱) が生成していて、特に燐酸塩鉱物の希産鉱物 (コーク石、ベゼリ石) が産出したことである (岡本ほか , 1985.1986; 高田・松原 , 1989)。

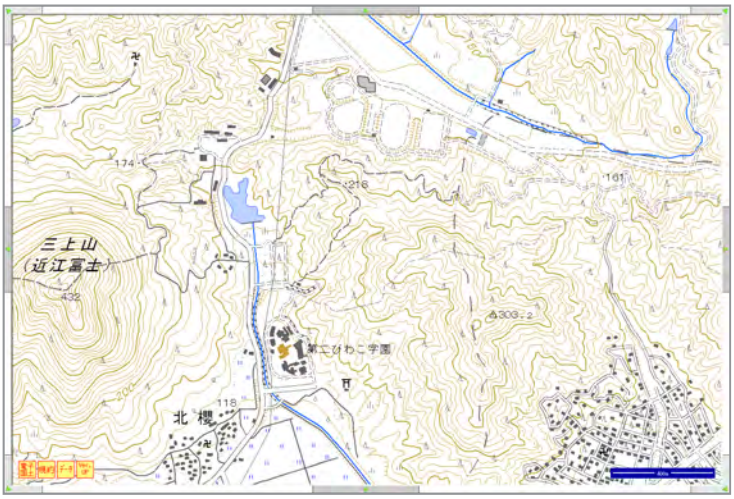
【保全の状態と意義】このスカルン帯は 2 次鉱物の多彩さと希産燐酸塩鉱物が 1979 年に発見されて以来 , 注目されてきた。2 次鉱物生成の地球化学的成因を研究するに格好の産状であったが、しかし、既に、灰山の石灰岩が大量に採石されて、残念ながら既に消滅している。採集された試料の保存が重要である。

【執筆者】冨田克敏

〔図 2〕灰山石灰岩露頭 (2008)



〔図 3〕スカルン帯 2 次鉱物の希産鉱物ベゼル石



〔図 1〕輝水鉛鉱の産出地点

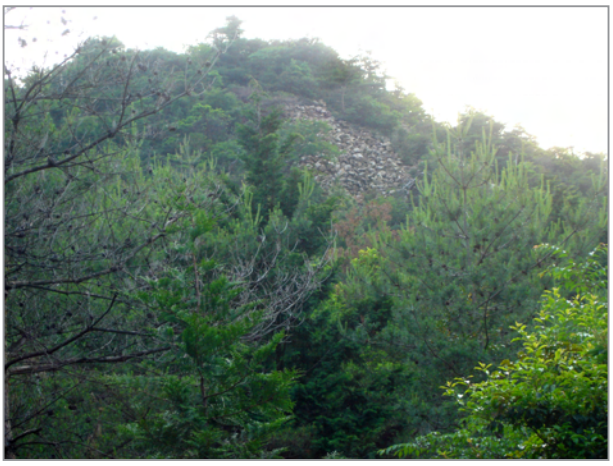
野洲花崗岩の輝水鉛鉱

【分類番号】4-03-25
【場所】湖南市甲西町
【地形図名】野洲
【位置】北緯 35 度 03 分 07 秒
東経 136 度 03 分 03 秒

【解説】野洲花崗岩体の中粒黒雲母花崗岩 (周琵琶湖花崗岩団体研究グループ , 2005) 中に胚胎される輝水鉛鉱である (北原 , 1972)。花崗岩の割れ目に沿って、平均数 mm(最大長径約 1cm) の平板状不定形結晶として見られる。熱水による沈殿鉱物と考えられる。辻 一信・北原隆男 (1979) は参考になる。

【保全の状態と意義】旧採石場のガレ場が放置された状態である。接近・採集亜はともに危険である。花崗岩に関係する熱水作用による金属鉱物の産出露頭として貴重である。

【執筆者】中野聰志



〔図 2〕露頭遠景

〔図 3〕花崗岩表面に付着している銀白色の方鉛鉱

佐久良川の藍鉄鉱

【分類番号】4-04-26
【場所】蒲生郡日野町野出
【地形図名】日野西部
【位置】北緯 35 度 03 分 15 秒
　　東経 136 度 13 分 19 秒

〔図 1〕藍鉄鉱産出地点付近の地形図

【解説】古琵琶湖層・蒲生層が佐久良川河道の基盤となっており、その粘土層 (約 170 万年前) 中に、葡萄の房状・筒状～樹枝状・土状にできている (中野ほか , 1998)。葡萄の房状のものの中に、最大 4cm × 5cm の藍鉄鉱集合体が採集された。本地点での藍鉄鉱結晶については、X 線データや化学組成データ (MnO が最大約 6%含まれている) が報告されている (中野ほか , 1998)。琵琶湖博物館烏丸ボーリングコア試料中の藍鉄鉱粒子も、よく似た組織を示している。

【保全の状態と意義】現在放置された状態であり、また護岸工事によりブロックが広く置かれているので採集は非常に困難である。

【執筆者】中野聰志

〔図 2〕日野町野出の藍鉄鉱産出地点の佐久良川 (2008)

〔図 3〕野出産藍鉄鉱の写真

〔図 1〕月長石産出地点付近の地形図

湖東の月長石

【分類番号】4-04-27
【場所】近江八幡市瓶割山
【地形図名】八日市
【位置】北緯 35 度 06 分 31 秒
東経 136 度 07 分 57 秒

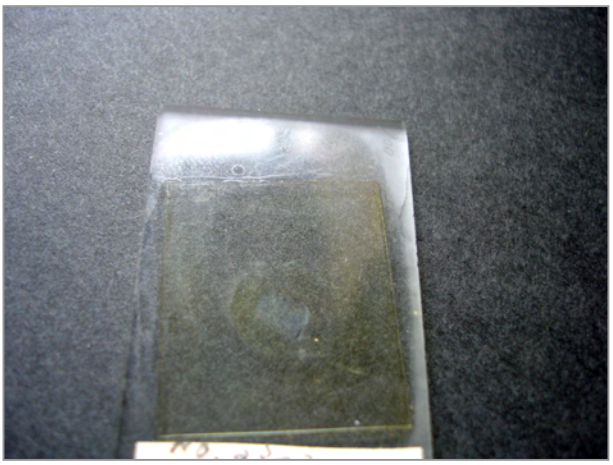
【解説】あまり熱水変質を受けていない湖東流紋岩中には、月長石が見られる。月長石は、クリプトパーサイト組織を有するアルカリ長石であり、(100) 断面ないしはそれに近い断面で閃光が見られる。本露頭の瓶割山溶結凝灰岩 (川崎・中野 , 1982) のほか , 安土役場裏大露頭の安土溶結凝灰岩 (中野ほか , 1984; Sawada and Nakano, 2003; Sawada *et. al.*, 1992) など熱水変質の弱い湖東流紋岩に普遍的に見られる (中野 , 1980; Nakano, 1990)。

【保全の状態と意義】瓶割山霊園の敷地内にあり、採石された巨石は新鮮であるが、露頭の岩石はかなり風化している。岩石の熱水変質作用が鉱物の微細組織と対応する点で重要である。

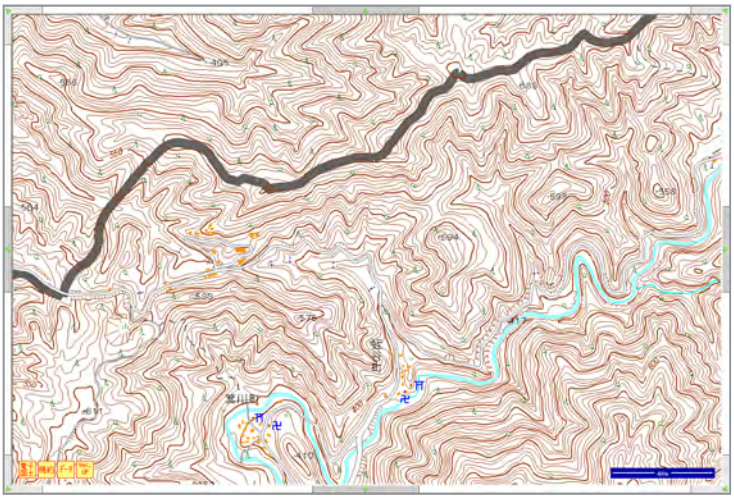
【執筆者】中野聰志

〔図 2〕瓶割山東北端の露頭全景 (2008)

〔図 3〕瓶割山溶結凝灰岩の接写写真 (白色斑晶は熱水変質を受けた長石類、基質部には溶結構造が顕著)



〔図 4〕カバーグラスに覆われた薄片ではあるが、青白い閃光を発している薄片中央部の月長石



東近江市蛭谷町のマンガン鉱床

【分類番号】4-04-28
【場所】東近江市蛭谷町
【地形図名】百済寺
【位置】北緯 35 度 07 分 58 秒
東経 136 度 22 分 05 秒

〔図 1〕蛭谷町のマンガン鉱床周辺の地形図

【解説】蛭谷町には、美濃層群付加コンプレックス中に朝日谷鉱山、大平鉱山、君ケ畑鉱山の 3 つの層状マンガン鉱床がある (原山ほか , 1989)。朝日鉱山は蛭谷集落の北微西方約 500m で、道沿いの砂防堰堤の下に鉱石を含む小さいずり (図 2) があり、ばら輝石と縞状の「炭マン」を産した。縞状の「炭マン」は菱マンガン鉱を主とし、褐色の縞の部分にはマンガン礬ざくろ石と石英の微粒を含んでいる。大平鉱山は、蛭谷集落の西北西約 1km で、皇学園の私有地内に坑道とずりがあり、ばら輝石と「炭マン」とテフロ橄欖石を産した。「炭マン」の菱マンガン中に長さ 4cm に達するパイロックスマンガン石の長柱状結晶が埋没している。君ケ畑鉱山は、蛭谷集落の東方、君ケ畑町との境界近くで東方から御池谷川に合流する足谷にあり、ばら輝石とテフロ橄欖石と「チョコレート鉱」を産した。

【保全の状態と意義】鉱山は閉山し、大平鉱山は私有地のため、君ケ畑鉱山は足谷が急流で道がないため、寄りつくことができない。朝日谷鉱山のずりの上は植林地で、坑道は見あたらない。砂防堰堤工事か植林時に埋められた可能性が高い。ずりでは砂防堰堤の下で削られており、鉱石が道路を越えて下の谷にも落ちている。現在の状態では、朝日鉱山を除いて鉱石の収集は困難である。大平鉱山産のパイロックスマンガン石は特異な産状で貴重であり、採取して博物館等で保存しておきたい。

【執筆者】武村道雄

〔図 2〕朝日鉱山のずり (2007)

〔図 1〕蛍石産出地点付近の地形図

長命寺の蛍石

【分類番号】4-04-29
【場所】近江八幡市長命寺町宮ケ浜
【地形図名】沖島
【位置】北緯 35 度 11 分 23 秒
東経 136 度 05 分 05 秒

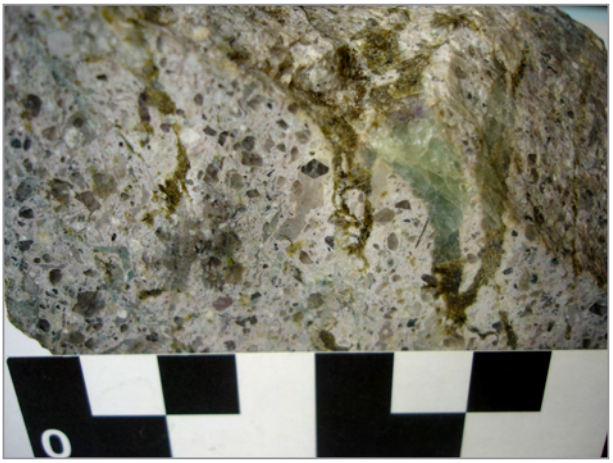
【解説】新鮮で緻密堅固な湖東流紋岩類も、顕微鏡下では広範な熱水変質作用を受けている (Suwa *et. al.*, 1958; 中野 , 1986)。風化変質をうけていない平野部の湖東流紋岩類は一般に青灰色である。そのうちの宮ヶ浜付近に分布する灰色の奥島溶結凝灰岩中に、肉眼でもわかる脈状のホタル石ができている。熱水作用による産物である。

【保全の状態と意義】道路保全のための擁壁工事や吹き付けのため、露頭は失われている。

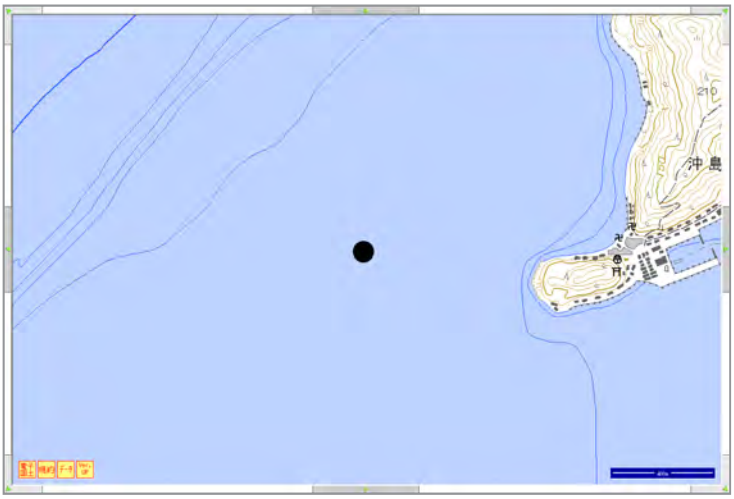
【指定等】琵琶湖国定公園

【執筆者】中野聰志

〔図 2〕長命寺宮ケ浜含溶結凝灰岩露頭 (2008)



〔図 3〕蛍石 (緑色脈状) の接写写真



沖島西方沖の粒状湖成鉄

【分類番号】4-04-30
【場所】近江八幡市沖島西方
【地形図名】沖島
【位置】北緯 35 度 12 分 02 秒
東経 136 度 02 分 36 秒

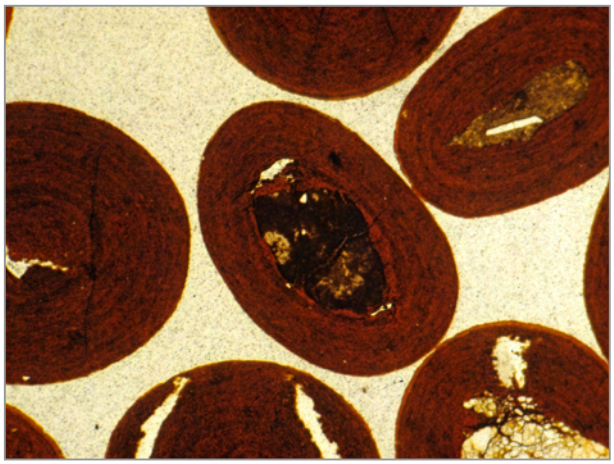
〔図 1〕沖島西方の粒状湖成鉄産地の地形図

【解説】琵琶湖の底に分布する湖成鉄は、底質を構成しているさまざまな形状のものに付着して成長する。沖島西方には比較的広範囲に砂混じり礫質堆積物が分布している。この堆積物は砂 (1/16 ～ 2mm) と礫 (2mm 以上) からなっており、砂は石英とチャートであるのにたいして、礫は亜角礫のチャートが大部分を占めている。この堆積物中に粒状の湖成鉄が含まれている。湖成鉄の形状は、断面が円から楕円形と丸みが優占しているものと角張った砂粒の一部に湖成鉄が付着した 2 種類がある。丸みのある湖成鉄は、核の周りに均質に湖成鉄が付着し縞状構造がすべての粒に見られる。一方不定形の砂粒に付着している湖成鉄は、核になる砂粒の一部、時には半分が湖成鉄に被われている。湖成鉄の生成には、水中の鉄・マンガン成分と酸素の供給が欠かせない。このことから丸みのある湖成鉄は、湖底の湖流で回転することによって必要条件を満たして生成されていると考えられる。他方不定形のものは湖流に接する部分にのみ湖成鉄が付着したものである (藤本 , 1984; 井内ほか , 1991)。

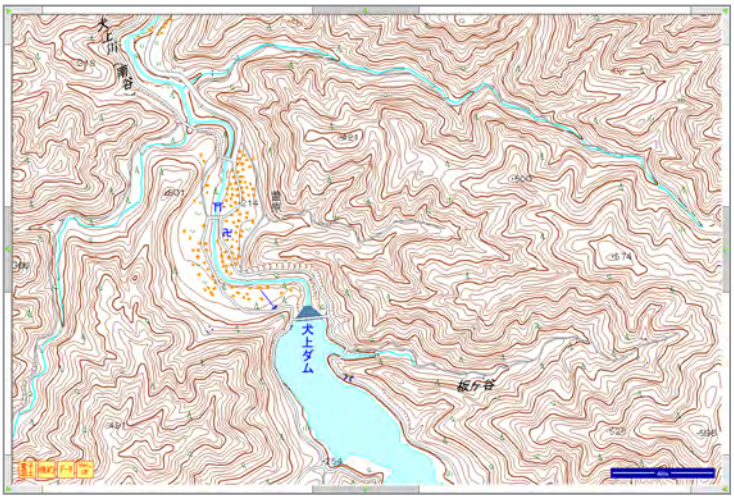
【保全の状態と意義】不定形の砂粒に付着している湖成鉄の産状から、湖成鉄の生成過程が読み取れる貴重な産地である。

【執筆者】藤本秀弘

〔図 2〕粒状湖成鉄 (1970)



〔図 3〕湖成鉄の顕微鏡写真 (長径 2mm)



〔図 1〕萱原鉱山周辺部の地形図

萱原鉱山の鉱床

【分類番号】4-05-31
【場所】犬上郡多賀町萱原
【地形図名】高宮
【位置】北緯 35 度 10 分 24 秒
東経 136 度 20 分 30 秒

【解説】多賀町萱原の東方、萱原南斜面に、美濃層群付加コンプレックス中の層状マンガン鉱床がある (武村 , 2008)。標高 340m のひ押し坑道の坑口から (図 3) から標高 290m の萱原谷の底まですりがあり、すりの表面には鉱石が含まれている。また、すりの横の標高 320m のところにも坑口 (図 2) がある。標高 340m の坑口の真上には露頭があり、掘り跡が溝になって続いている。露頭の周りには層状チャートが分布し、ごつごつした岩場になっている。鉱石は菱マンガン鉱を主とし、高品位部にはハウスマン鉱を主とする「チョコレート鉱」が見られる。また、黒色のヤコブ石を含むものは、層方向の葉理が美しい縞模様を現す。「チョコレート鉱」は稀産のペナント石を集合している。

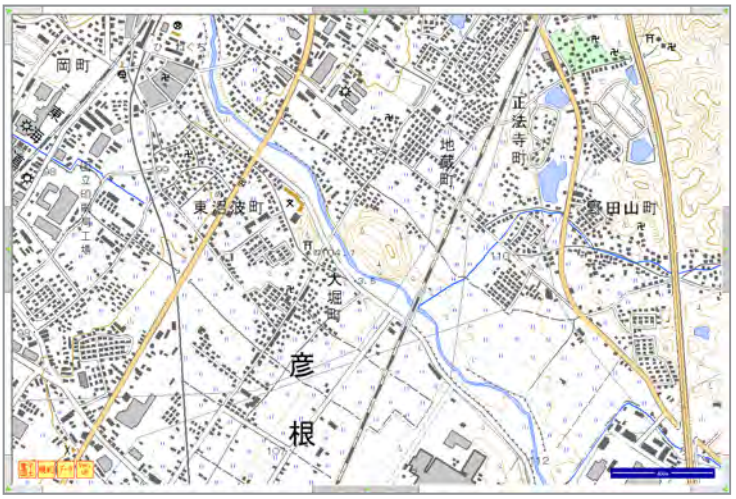
【保全の状態と意義】鉱床の産状と鉱石の採掘方法のわかる露頭を坑外で見ることができるのは大変貴重である。また、鉱石鉱物の採集可能なずりの存在も貴重である。鉱山は閉山したが、露頭とずりは保存したい。

【参考文献】滝本　清・石垣参策　1973　マンガン鉱　日本地方鉱床誌　近畿地方　176-220　朝倉書店

【執筆者】武村道雄

〔図 2〕標高 320m の坑口 (2007)

〔図 3〕標高 340m の坑口 (2007)



大堀山のマンガン鉱山跡

【分類番号】4-05-32
【場所】彦根市大堀町
【地形図名】高宮
【位置】北緯 35 度 14 分 52 秒
東経 136 度 16 分 05 秒

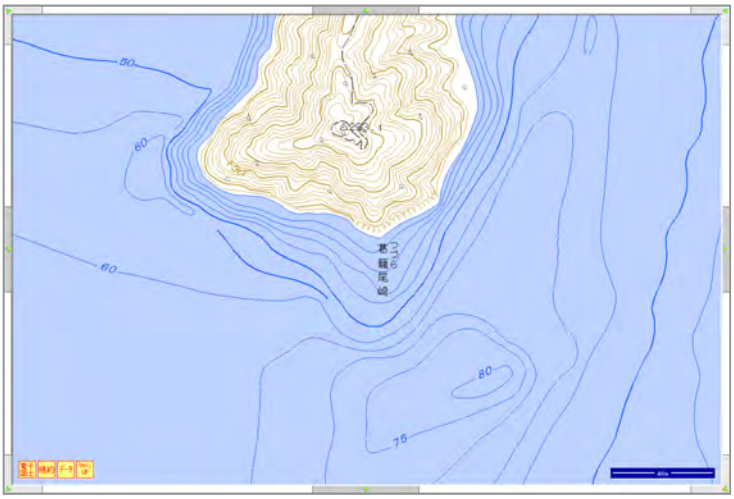
〔図 1〕大堀山のマンガン鉱山跡周辺の地形図

【解説】ジュラ紀付加帯である美濃帯には、しばしば層状マンガン鉱床が発達している。鈴鹿山脈北部の滋賀県側においても、多賀町・彦根市・米原市に分布する彦根ユニット (山縣 , 2000) のチャートブロックが酸化マンガンや珪酸マンガンからなる鉱床を胚胎しており、かつては 16 ヶ所にものぼる鉱山が稼行されていた (成田・小村 , 1972)。大堀鉱山はこうしたマンガン鉱山の一つである。大堀鉱山の鉱体は、層状チャート中に最大幅 3m、傾斜延長 120 ～ 160m にわたって発達しており、昭和 49 年には月産 3, 375t を採掘していた (宮村ほか , 1976)。酸化マンガン鉱物としては、クリプトメレンやパイロルーサイト、ヤコブサイト、マンガノーサイト、ハウスマンナイトなどを産出し、地表近くに高品位の鉱床が発達していたほか , 断層やクラックに沿ったシュート状の富鉱部も形成されていた (成田・小村 , 1972; 清水・松尾 , 1973)。また、珪酸マンガン鉱物としては、スペッサルティン、バラ輝石、パイロクスマンジャイト、ベメント石 (カリオピライト ?)、テフロ石、ヘルバイトなどが産出しており、これらは硫化鉄鉱や方鉛鉱などを伴なっていた (成田・小村 , 1972)。

【保全の状態と意義】かつて、鈴鹿山脈周辺で稼行していたマンガン鉱山は、現在では全て稼行を終え、鉱山施設や坑道の位置も多くは判然としなくなりつつある。大堀鉱山は昭和 50 年代まで稼行を続けたこの地域で最後のマンガン鉱山であり、現在でも坑道の入り口 (2 箇所) や鉱山施設の一部が比較的良好な状態で残されている。また、鉱体は周辺で確認されている鉱床の中では最も規模が大きく、酸化マンガンから珪酸マンガンまで多様な鉱物が産出していた。現在、坑道の入り口は柵によって閉鎖されているが、遊歩道に面していることや落盤の可能性もあることから、今後坑道の埋め戻しが行なわれる可能性も考えられる。

〔図 2〕大堀山のマンガン鉱山跡 (坑道の入口)(2008)

【執筆者】阿部勇治



葛籠尾崎沖の湖成鉄

【分類番号】4-06-33
【場所】長浜市西浅井町葛籠尾
【地形図名】竹生島
【位置】北緯 35 度 26 分 30 秒
東経 136 度 08 分 51 秒

〔図 1〕塊状湖成鉄が分布する葛籠尾崎沖の地形図

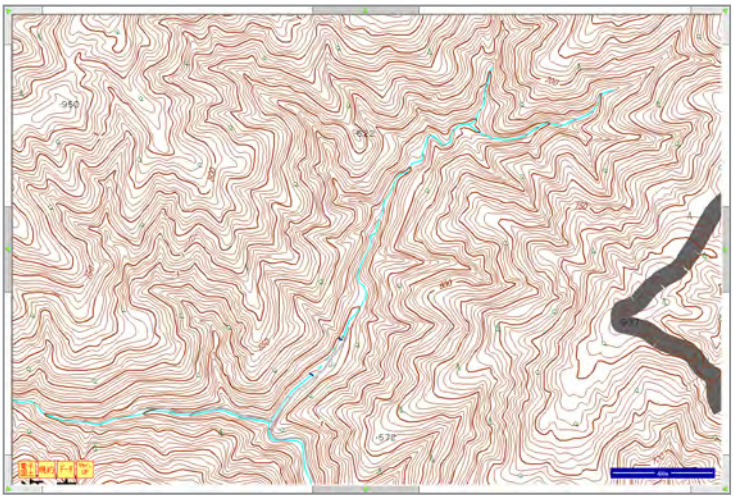
【解説】琵琶湖の底に湖成鉄が広く分布していることを小谷 (1965) は公にした。それ以前にも塩津湾の湖底から漁網にかかって引き上げられた縄文や弥生の土器の表面に鉄錆状の湖成鉄が付着していることは地元では古くから知られていた (小江 , 1975)。塩津湾の湖底には板状の湖成鉄や釦状の湖成鉄が分布している (藤本・立川 , 1970; 藤本 , 1984)。塩津湾西方の葛籠尾崎沖では湖底に分布する巨礫を包むように湖成鉄が付着している。この形状の違いは、湖底堆積物の違いを反映している。その化学組成は鉄とマンガン成分が集中しているが成分は部分によって大きく異なり、礫を取り囲む縞状構造を形成している。このことは湖底で鉄･マンガン成分が底質に付着する時の環境の違いを反映していると考えられる (井内ほか , 1991)。

【保全の状態と意義】この地点では、湖底遺跡が多く発見されており遺物を保全するためプラスチック容器が設置してある。湖成鉄の生成には水中の溶存酸素が重要な役割を果たしている。昨今問題視されている琵琶湖深部での無酸素状態は、今後の湖成鉄の生成に影響を与える可能性がある。

【執筆者】藤本秀弘

〔図 2〕湖成鉄の分布する葛籠尾崎沖 (2009)

〔図 3〕塊状湖成鉄 (1984)



土倉鉱山の鉱床

【分類番号】4-06-34
【場所】長浜市木之本町金居原
【地形図名】美濃川上
【位置】北緯 35 度 36 分 30 秒
東経 136 度 18 分 14 秒

〔図 1〕土倉鉱山周辺の地形図

【解説】大手の日窒鉱業が採掘した大規模な含銅硫化鉄鉱床の鉱山で、美濃層群の付加体中の塊状チャートと層状チャートの間に、泥質基質中に断裂した碁石大から 3 万トン規模の鉱床が混在する鉱床帯が帯状に分布している。主体は東部鉱床で、第二通洞坑口 (図 2) の間の小さい谷の南斜面に、東部鉱床の小さいずりがある。このずりには、ジャスパーや緑色岩などの鉱床体の岩石が多く、含銅硫化鉄鉱の鉱石も含まれている。また、希にマンガン鉱石が落ちている。

【保全の状態と意義】かつて本鉱山産で緑泥石とされていた鉱物の主体が、滋賀県では稀産のグリーナ石と硼素を含むはり稀産のサセスク石が発見された。閉山しているが、貴重な鉱物を産したりずりが残っているので保存がのぞまれる。

【執筆者】武村道雄

〔図 2〕第二通洞坑口 (2007)

〔図 3〕選鉱場跡 (2007)

比良の熱水変質鉱物

【分類番号】4-07-35
【場所】高島市
【地形図名】北小松
【位置】北緯 35 度 16 分 53 秒
東経 135 度 57 分 15 秒

〔図 1〕比良花崗岩体変質閃長岩中の熱水変質鉱物の産出地点

【解説】比良花崗岩体 (周琵琶湖花崗岩団体研究グループ , 1997; 中野 , 2001) 中の鵜川林道での峠付近北側道路沿いに大小の熱水変質帯がいくつも見られる。そのうちの一つが、閃長岩化を受けなおかつ閃亜鉛鉱形成を伴う鉱化作用を受けている (Nakano *et. al.*, 2000; 中野ほか , 2001)。閃長岩化の際に、ホルムキスタイト (本邦初産出:Nakano *et. al.*, 2000) 等ができている。

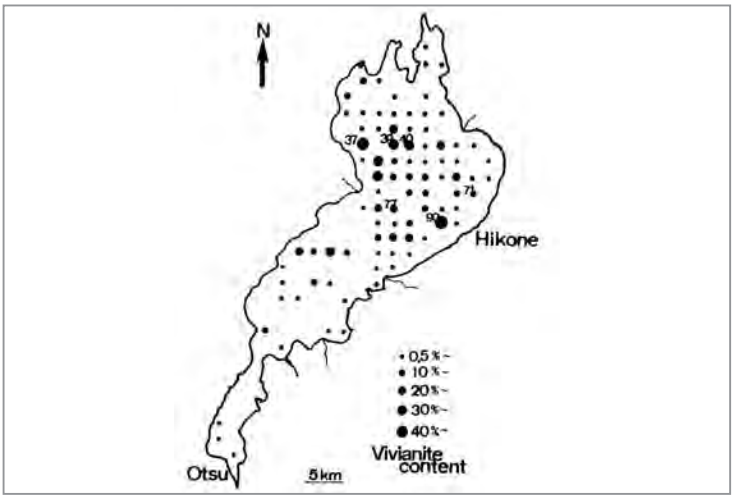
【保全の状態と意義】林道整備工事により道路沿いの斜面がセメント吹き付けを施されているため、上記露頭は現在見られない。しかし、一般的な熱水変質脈はまだ随所に残されている。

【指定等】琵琶湖国定公園

【執筆者】中野聰志

〔図 2〕比良花崗岩中の熱水変質脈露頭 (1990)

〔図 3〕黒色変質脈の一部 (マンガン濃集部)



〔図 1〕湖底における藍鉄鉱の分布 (地点 37(今津沖) が含有量最大且つ MnO 量最大 (23wt%)): 大きい黒丸ほど含有量が高い

琵琶湖底の藍鉄鉱

【分類番号】4-07-36
【場所】琵琶湖北湖深部湖底 (今津沖)
【地形図名】今津
【位置】北緯 35 度 19 分 53 秒
東経 136 度 06 分 16 秒

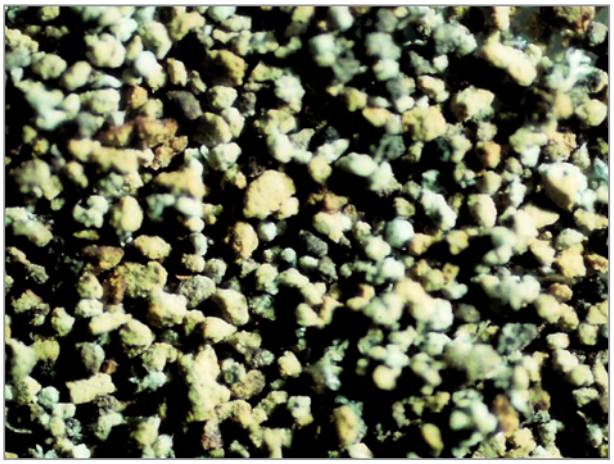
【解説】沖島沖の湖底からの藍鉄鉱塊の報告が、神保 (1916) によりなされた。その後、琵琶湖全域にわたる堆積物調査の過程で、北湖の水深約 10m 以上の湖底には表層数 mm 以下の部分 (還元的環境) に、砂粒サイズの藍鉄鉱が普遍的にできていることが明らかにされた (Nakano, 1992)。珪藻遺骸を含む結晶があることから、成因的にも興味深い。深いところのものは、MnO 含有量が多く注目される。井内ほか（1991）は参考になる。

【保全の状態と意義】琵琶湖の汚染により、これまで酸化状態であった湖底表層の酸欠状態の到来が危惧されている。このような物質循環の問題を理解する上で貴重な琵琶湖湖底における自生鉱物の代表である (中野 , 1995)。

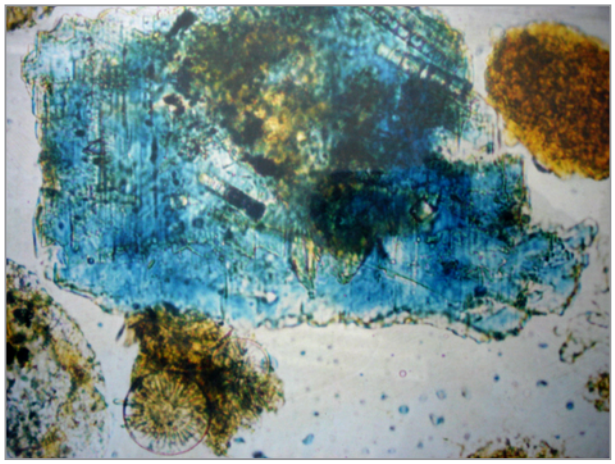
【指定等】琵琶湖国定公園

【執筆者】中野聰志

〔図 2〕琵琶湖北湖湖底表層泥
(カメラセンサー部が着底)
(井内美郎氏提供)



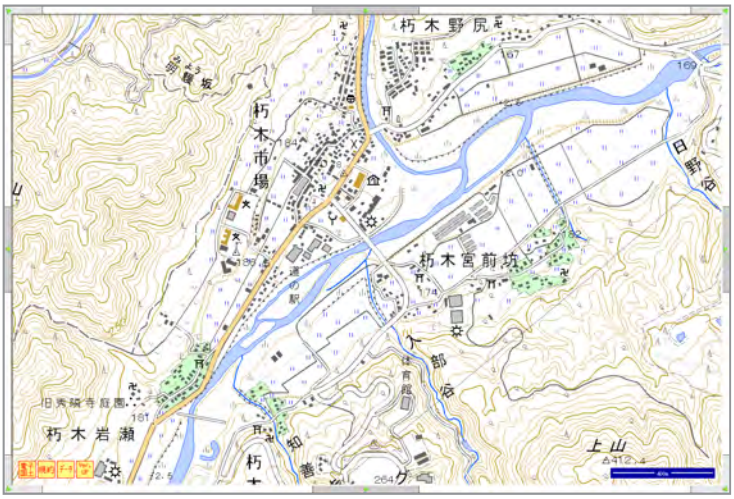
〔図 3〕琵琶湖底で自生している藍鉄鉱粒子
(青緑色 : 径 100~200 μ)



〔図 4〕珪藻遺骸と共存している藍鉄鉱結晶 (長径約 200 μ)

安曇川の巨大藍鉄鉱団塊

【分類番号】4-07-37
【場所】高島市朽木市場
【地形図名】饗庭野
【位置】北緯 35 度 21 分 05 秒
東経 135 度 55 分 08 秒



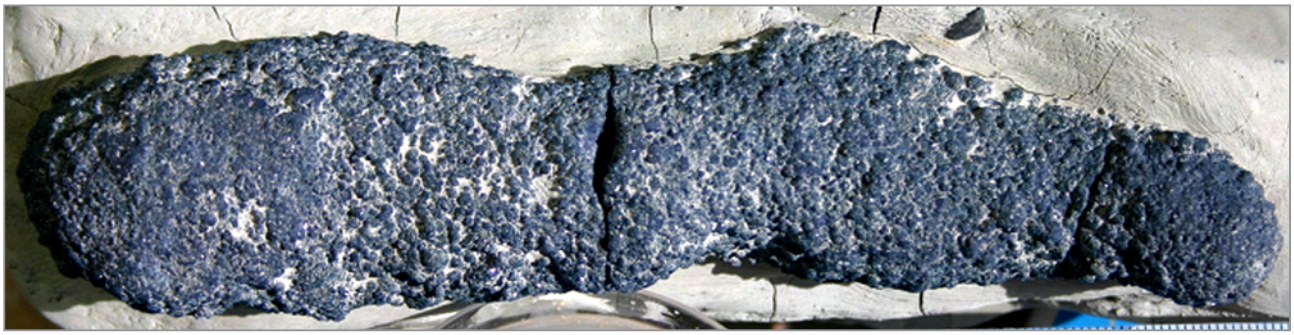
〔図 1〕朽木藍鉄鉱採集地 (川底) 付近の地形図

【解説】藍鉄鉱はリン酸鉄 (Ⅱ) を中心とする化合物で、新鮮なものは無色または白色だが、空気にふれると次第に青色に変色していき、最後にはほとんど黒くなってしまう。古琵琶湖層群中の藍鉄鉱は、粘土層中の植物遺体などの化石に付着して見られることが多い。しかし、朽木の安曇川川底で見つかったものは、図 3 のような藍鉄鉱の単結晶が集合体を作り、図 2 のような藍鉄鉱団塊を形成していた。2005 年 11 月、図 3 の橋の側道工事のために川底が 3m ほど掘り下げられた。その川底の灰白色の粘土層中からこの藍鉄鉱団塊が大量に見つかった。図 3 のものは、おそらく泥層から見つかった藍鉄鉱団塊としては日本で最大のもの (長さ 15.4cm) だと考えられる。少し泥を挟んでいるが、重量は 175.4g だった (高島累層研究会ほか , 2008)。

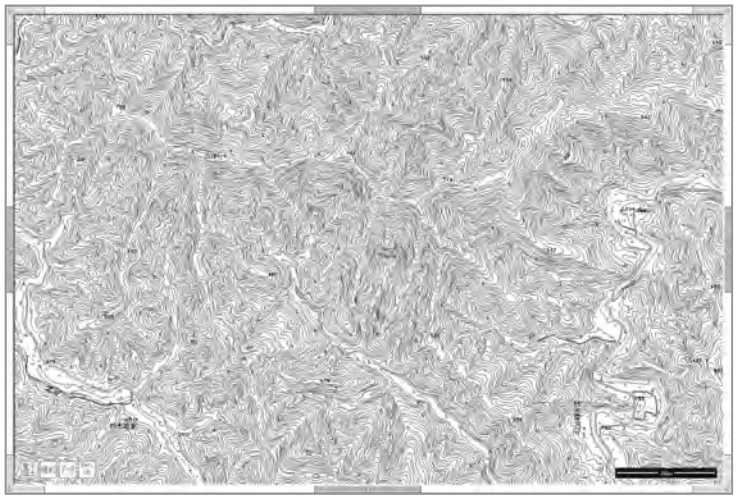
【保全の状態と意義】現在は再び粘土層が厚さ 1m 以上の砂礫層によって覆われており、採集は困難になっているが、水面下約 2m 下にはよい保存状態で残っていると考えられる。現在、各地の報告を見ても、日本にこれだけ大量に泥層中に保存されている場所はおそらくないものと考えられる。また、採集された藍鉄鉱が藍鉄鉱団塊としては最大のものであることも意義が大きい。

【執筆者】服部　昇

〔図 3〕藍鉄鉱単結晶 (長さ約 1mm)



〔図 2〕藍鉄鉱団塊 (長さ 15.4cm, 重量 154g)(2007)



〔図 1〕熊畑鉱山周辺の地形図

朽木のマンガン鉱床

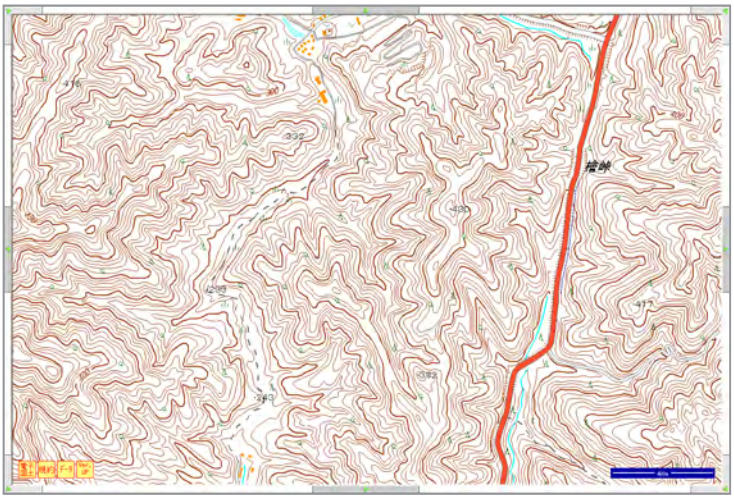
【分類番号】4-07-38
【場所】高島市朽木
【地形図名】古谷
【位置】北緯 35 度 21 分 33 秒
東経 135 度 51 分 09 秒
(熊畑鉱山)

【解説】高島市朽木地区には丹波層群付加コンプレックス中に層状マンガン鉱床が多数密集している。調査や文献で所在が確定できたのは、百福、高島第 2 、乗鞍、尾曽越、東山、立戸、熊畑、第三主有谷、第二主有谷、御宮前 (本坑、東部、栄)、天岩、大野、源田谷、大徳、新八田、八田、小川の各鉱山である。文献の鉱山名や所在地には次のような混乱が生じている。清水・松尾 (1965) の比良鉱山は大徳鉱山のことで、比良鉱山は別に存在する。日下部 (1968) の天岩鉱山は、源田鉱山のことで、天岩鉱山は朽木柏の安曇川東岸に位置する別の鉱床である。天岩鉱山は橋を渡って対岸の朽木岩瀬から鉱石を出していたので、吉村 (1969) では位置が岩瀬になっている。中江ほか (1998) の熊川図幅では、熊畑、立戸、乗鞍などの鉱山の位置がかなりずれている。鉱物で特筆すべきものは、先ず熊畑鉱山のパーセッテンス石が挙げられる。また熊畑鉱山は、質の良いカリオピライトや緑マンガン鉱を多産することや、濃い美桃色のパイロックスマンガン石や脈鉱物でハイアロフェン長石を産したことが知られている。立戸鉱山では濃紅色で純度の高いアレガニー石を産し、アレガニー石と菱マンガン鉱からなる層状の縞状鉱中にウィゼル石を産した。また、高結晶度のバーネス鉱も産した。御宮前鉱山の本坑鉱床と東部鉱床は、武村 (1999) により日本で初めてアフテンスク鉱が発見された産地で、以後アフテンスク鉱は大野、熊畑、高島第 2、八田の各鉱山でも産した。小川、八田、源田谷の 3 鉱山ではリッベ石を産した。リッベ石はハウスマン鉱や菱マンガン鉱と集合することが多く、八田鉱山ではきみマン鉱と集合している。小川、源田谷の両鉱山では比較的多く産し、源田谷鉱山では一部に集合鉱物の少ないものを産した。また源田谷鉱山や百福鉱山では丹波層群では産出の少ないブラウン鉱を産した。大徳鉱山 (原記載では比良鉱山) では自然銅や水マンガン鉱の結晶を産した。またこの地域の鉱床では白色の重晶石細脈を普通に産するが、高島第 2、乗鞍、立戸、八田の各鉱山では黄緑色のものを産した。高島第 2 鉱山では、稀産のペナント石を産した。

【保全の状態と意義】小川鉱山の層状チャートの崖面にある坑口は開いているが、その上にある立派な露頭は土砂で埋もれてしまった。立戸鉱山の露頭も上が崩れてずりと共に埋まってしまった。小川鉱山は下の谷で鉱石の採集は可能であるが、立戸鉱山では困難である。御宮前本坑の露頭は残っているので、保存しておきたい。鉱物は、京都の益富地学会館に多くが保存されており貴重である。

【執筆者】武村道雄

〔図 2〕御宮前鉱山本坑側の露頭 (2007)



〔図 1〕今津のマンガン鉱床周辺の地形図

今津のマンガン鉱床

【分類番号】4-07-39
【場所】高島市今津町
【地形図名】饗庭野
【位置】北緯 35 度 23 分 02 秒
東経 135 度 55 分 01 秒
(熊川鉱山下の坑口)

【解説】今津町には丹波層群付加コンプレックス中に層状マンガン鉱床があり、熊川 (自在坊)、角川、奥村角川、保坂、生見、北生見、篠原の各鉱山が存在する。このうち調査で所在が確定できたのは熊川鉱山だけで、保坂鉱山は熊川図幅説明書に「地形図上でおおよそ確定できる鉱床」として位置が印されているが見つけることができなかった。熊川鉱山へは、日本海へ注ぐ北川の支流寒風川と琵琶湖へ注ぐ安曇川の支流搦谷が河川争奪で低地分水界になっているところに椋川の自在坊がある。ここから搦谷を標高約 245m 地点まで下ると南東からの谷に合う。この谷を約 300m 入ると「炭マン」を産した下の鉱床につく。熊川鉱山の鉱床は６つほどあり、戦時中 (昭和 18 年から終戦) に神戸製鋼が活発に採掘して有名になった。鉱石は菱マンガン鉱を主とし、ほかに緑マンガン鉱、ヤコブス鉱、二酸化マンガンの鉱物、テフロ橄欖石、アレガニー石、ばら輝石、パイロックスマンガン石、含マンガンクリノクロア、ケリー石、ネオトス石などのマンガン鉱物が認められる。

【保全の状態と意義】自在坊の集落は別荘地に変わっている。熊川鉱山の下の鉱床は、谷の直ぐ側に坑口が開いている。坑内は水が溜まり、中から水が流れている。この坑口から搦谷までの谷には時々鉱石が落ちており採集が可能である。熊川鉱山のばら輝石とパイロックスマンガン石は、それぞれ X 線で同定した。外観がよく似ており、肉眼での両者の区別は非常に困難である。また、菱マンガン鉱とテフロ橄欖石の集合体に含まれるヤコブス鉱の周りが褐色の鉱物集合になっている。この褐色部分を X 線で調べると、かなり高濃度のケリー石であった。丹波層群でこのような産状のケリー石は普通だが、熊川鉱山のように高濃度のものは貴重である。

【執筆者】武村道雄

〔図 2〕熊川鉱山の下の坑口 (2007)

引用文献

秋田裕毅 1997 びわ湖 湖底遺跡の謎 創元社 289p.

雨森 清 1978 滋賀県日野町北部の古琵琶湖層群の層序について 滋賀大教育学部卒論 (MS)

雨森 清・小早川隆・多賀町ゾウ化石発掘調査団 1995 滋賀県多賀町の古琵琶湖層群より発見されたアケボノゾウ (予報) 地質雑 101(9) 743-746 口絵 XXV-XXVI

芦田和男編 1984 扇状地の土砂災害 発生機構と防止軽減 古今書院 224p.

鮎河鯨研究会 1979 滋賀県鮎河層群産鯨化石 瑞浪市化石博研報告 6 41-51

琵琶湖自然史研究会 1994 琵琶湖の自然史 八坂書房 340p.

地学部会湖東ブロック火曜会 1979 湖東流紋岩を噴出した火山の火道 滋賀科学 79 52-60

地学団体研究会京都支部編 1965 大文字山の岩石と鉱物

中主町教育委員会編 2001 内湖を掘る 野田沼遺跡第 1 次発掘調査概報 8p.

中主町教育委員会編 2003 野田沼遺跡第 1 次発掘調査報告書 一般廃棄物最終処分場『蓮池の里第二処分場』整備工事に係わる琵琶湖・内湖遺跡の調査 265p.

愛知川産化石林調査団 1993 愛知川化石林その古環境復元の試み 琵琶湖博物館開設準備室研究調査報告 1 129p.

藤本秀弘 1984 琵琶湖産湖成鉄の一、二の話題 岡本巌教授還暦記念論集 88-95

藤本秀弘 1986 草津川付け替え工事現場の AT 火山灰を含む露頭の発見 野洲川の流路変更 東山学園研究紀要 31 82-83

藤本秀弘 1991 鈴鹿山脈の礫層の堆積時期について－火山豆石層からの推定－ 東山学園研究紀要 36 7-18

藤本秀弘 1991 第一章 余呉町の地形と地質 余呉町誌 通史編上巻 1-22 余呉町

藤本秀弘 1998 滋賀県大津市苗鹿から産出した長鼻類・偶蹄類の足跡化石 東山学園紀要 43 31-38

藤本秀弘・立川 正久 1970 塩津湾の堆積について (演旨) 地質雑 76(2) 90-90

藤原敏朗 1980 百瀬川の砂防 新砂防 115 59-62

福田 徹 1974 安曇川下流域における条里制の復元 人文地理 26 241-268

後藤 聡・イザナギプロジェクト 2004 河内風穴調査の現状と展望 日本洞窟学会平成 17 年学術講演会講演要旨

Habe, T. and Tomoda, Y. 1980 Occurrence of the fossil freshwater molluscan genus Tulotomoides from Japan Bull. Mizunami Fossil Mus. 7 85-88

濱 修 1994 湖底の遺跡と集落分布 琵琶湖博物館開設準備室研究調査報告書 2 97-110

花折断層研究会 2002 堅田断層を歩く (I) 滋賀科学 45 42-51

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.

林 隆夫 1974 堅田丘陵の古琵琶湖層群 地質雑 80(6) 261-276

Hiki T. 1917 The granite and its satellites in Mount Hiei environs Mem. Coll. Eng. Kyoto Imp. Univ. 1(7) 275-282

広瀬正資 1934 琵琶湖東南岸の地質 地球 22(2) 110-123

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 44 45-62

細野高啓・牧野州明 2002 琵琶湖南部、後期白亜紀野洲花崗岩体の岩相変化 地質雑 108 1-15

伊吹町史編さん委員会編 1995 伊吹町史 自然編 伊吹町 314p.

池田 碩 1998 花崗岩地形の世界 古今書院 206p.

池田 碩・藤本秀弘 2006 第 1 章永源寺町の自然環境 第 1 節 地形と地質の形成史 永源寺町史－通史編－ 3-38

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 105-295 滋賀県自然保護財団

池田 碩・大橋 健・植村善博・吉越昭久 1979 近江盆地の地形 滋賀県の自然 1-112 滋賀県自然保護財団

稲垣紘武 1966 田ノ上産花崗岩質球顆岩に就いて 地学研究 益富記念号 129-142

井上公夫 2002 琵琶湖西岸地震 (1662) と町居崩れ 田畑茂清・水山高久・井上公夫著「天然ダムと災害」14-18 古今書院

井上公夫・今村隆正 2000 琵琶湖西岸地震と朽木谷の土砂災害 歴史地震研究会 2000 年巡検資料

犬塚則久 1977 ナウマンゾウ (*Palaeoloxodon naumanni*) の切歯の計測 地球科学 31(6) 237-242

石田志朗 1986 新生代後期における近畿の古地理と地形発達 日本地質学会関西支部報 100 21-23

石田志朗 1995 日本一の湖 琵琶湖 日本の自然 地域編 5 近畿 113-125

石田志朗・河田清雄・宮村 学 1984 彦根西部地域の地質 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) (地質調査所) 121p.

石田志朗・岡村喜明・松岡長一郎 1979 鮎河層群の地層と化石 滋賀県の自然 251-300 滋賀県自然保護財団

Ishiga, H., Kito, T. and Imoto, N. 1982 Late Permian radiolarian assemblages in the Tamba district and an adjacent area, Southwest Japan Earth Sci. (Chikyu Kagaku) 36 10-22

磯部敏雄 1990 滋賀県産地案内－その 2－ 京都地学会会誌 44 23

井内美郎・藤本秀弘・中野聡志 1991 琵琶湖の堆積物　滋賀県自然誌 715-758 滋賀県自然保護財団

神保小虎 1916 琵琶湖湖底の藍鉄鉱と褐鉄鉱 地質雑 23 329

地震調査研究推進本部地震調査委員会 2004 柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯の評価 地震調査研究推進本部 HP.

Jones, G., Valsami-Jones, E. and Sano, H. 1993 Nature and tectonic setting of accreted basalts from the Mino terrane central Japan Jour. Geol. Soc. London 150 1167-1181

籠瀬良明 1988 滋賀県百瀬川 大縮尺図で見る平野 古今書院

貝塚爽平・太田陽子・小疇 尚・小池一之・野上道男・町田 洋・米倉伸之編 1985 写真と図でみる地形学 東京大学出版会 241p.

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. 113, B05401 1-19

嘉藤良次郎 1957 養老山脈南縁の地質構造および鈴鹿山脈の形成 地質雑 63 475-484

活断層研究会 1991 新編 日本の活断層－分布図と資料 東京大学出版会 437p.

かわばたごへえ 1991 まちづくりはノーサイド ぎょうせい 278p.

川辺孝幸 1981 琵琶湖東南方，阿山・甲賀丘陵付近の古琵琶湖層群 地質雑 87(7) 457-473

川辺孝幸 1990 古琵琶湖層群 －上野盆地を中心に－ アーバンクボタ 29 30-47

河野俊夫・中野聰志・下林典正 2008 滋賀県・田上花崗岩体小ペグマタイト産のマントル長石の形成過程 地質雑 114 435-446

川崎文男・中野聰志 1982 瓶割山の湖東流紋岩類 滋賀大教育学部紀要 (自然科学) 32 59-66

河田清雄 1969 湖東 (琵琶湖東部) で白亜紀末火山岩類の発見 地質ニュース 177 号 11-15

河田清雄・三村弘二・須藤定久 1969 琵琶湖東部の白亜紀火成活動 MAGMA 11-12

木村一郎 1978 滋賀県甲賀郡甲西町大字三雲小字畑のザクロ石 京都地学会会誌 31 62-65

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.

Kitamura, M. and Yamada, H. 1987 Origin of sector trilling in cordierite in Daimonji hornfels, Kyoto, Japan Contrib. Mineral. Petrol. 97 1 1-6

木村敏之・小澤智生・長谷川善和 1994 滋賀県の中新統鮎河層群よりサイ類化石の産出 名古屋大学古川総合研究資料館報告 10 39-44

北原隆男 1972 希望ヶ丘の自然～地質および鉱物について～ 近江教育 572 51-56

木内小繁重暁 1773 雲根志前編 巻之三 変化類 浪華書林 興文堂蔵版

小早川 隆 1991 井上平津鉱床の鉱化作用 滋賀県自然誌 809-846

小林健太郎・高橋誠一・宮畑己年生 1979 滋賀県草津市の天井川 滋賀大紀要 (人文科学)29 号 80-97

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 31(3) 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 35 26-40

古琵琶湖団体研究グループ 1983 水口丘陵・瀬田－石部地域の古琵琶湖層群 地団研専報 25 67-77

Koike, T., Yamakita, S. and Kadota N. 2004 A natural assemblage of Ellisonia sp. cf. E. triassica Müller (Vertebrata: Conodonta) from the uppermost Permian in the Suzuka Mountains, central Japan Paleont. Research 8(4) 241-253

国土地理院 1964 琵琶湖湖沼図

小松原 琢 2006 琵琶湖西岸断層帯の変位量分布 月刊地球号外 54 活断層とアクテイブテクトニクス 165-170

小松原 琢・水野清秀・寒川 旭・七山 太・木下博久・松本宏彰・新見 健・吉村辰朗・井上 基・居川信之・葛原秀雄・中村美重・図司高志・横井川博之 1998 琵琶湖西岸活断層系北部・饗庭野断層の第四紀後期の活動 地調月報 49(9) 447-460

小松原 琢・水野清秀・松山紀香・細矢卓志・徳田博明・藤根 久 2001 琵琶湖西岸活断層系南部・堅田断層の活動履歴調査 活断層・古地震研究報告 2 91-107

小谷 昌 1965 琵琶湖の湖成鉄と湖底地形 国土地理院時報 29 1-8.

小寺春人・中村 喬 1975 古琵琶湖層群産コイ属化石について 地質雑 81(10) 591-594

神戸の自然研究グループ 1988 神戸の自然 19 アカシ象発掘記 神戸市教育研究所 98p.

甲賀市史編さん委員会 2007 古代の甲賀 甲賀市史 1 71-79

熊谷隆之 2004 木津荘引田帳・検注帳と高島郡条里 水野章二編「中世村落の景観と環境 - 山門領近江国木津荘－」93-145 思文閣出版

栗本史雄・桑原希世子 1991 美濃帯南西部、滋賀県大君ヶ畑地域から産出した放散虫化石 地調月報 42(2) 63-73

栗本史雄・内藤一樹・杉山雄一・中江 訓 1999 敦賀地域の地質 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅) 地質調査所 73p.
栗田三津雄・岡本康弘・小森 隆・井元浩之・江頭進治・大橋 健 2001 天井河川家棟川の形成過程と流域の地形解析 平成 13 年度砂防学会研究発表会プログラム 146-147
日下部吉彦 1968 丹波地帯の層状マンガン鉱床に関する研究 京都大学博士論文
日下 哉編著 2002 図解日本地形用語辞典 東洋書店 246p.
桑原希世子 1997 上部ペルム系放散虫生層序―Albaillella 多産帯― 大阪微化石研究会誌 特別号 (10) 55-57
Kuwahara, K. 1997 Paleontological study of Late Permian Albailla (Radiolaria) Jour. Geosci. Osaka City Univ. 40(2) 15-36
松井順太郎 1988 滋賀県北部・今津町平池から得られた泥炭の ^{14}C 年代 第四紀研究 26(4) 407-408
松岡長一郎 1997 近江の竜骨 サンライズ出版 249p.
松岡長一郎・岡村喜明・田村幹夫 1991 滋賀県産の脊椎動物化石 滋賀県自然誌 543-626 滋賀県自然保護財団
Matsuoka, K. 1987 Malacofaunal succession in Pliocene to Pleistocene non-marine sediments in the Omi and Ueno Basins, Central Japan Jour. Earth Sciences, Nagoya Univ. 35(1) 23-115
松浦旅人 1999 琵琶湖北岸 , 野坂山地における谷中分水界の形成過程 季刊地理学 51(3) 179-187
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 327-338
水口町教育委員会・水口町都市計画課 1998 開け太古の扉 20p.
南庄町龍ヶ谷足跡化石調査団 1998 滋賀県大津市伊香立南庄町龍ヶ谷の足跡化石 (第 2 次発掘調査資料)
宮本真二 2004 木津荘域の地形環境 水野章二編 中世村落の景観と環境 - 山門領近江国木津荘 - 15-22 思文閣出版
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 地域地質調査研究報告 (5 万分の 1 図幅) 地質調査所 128p.
水島明夫 (編) 1989 多賀町の石灰洞 多賀町 150p.
水山高幸・池田 碩・大橋 健 1971 琵琶湖周辺の地形 琵琶湖国定公園学術調査団編集「琵琶湖国定公園学術調査報告書」71-124
村井 勇・金子史朗 1975 琵琶湖周辺の活断層系 地震研彙報 50 93-108
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 日本砿物趣味の会 436p.
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 26(10-12) 319-324
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 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 図幅) 地質調査所 71p.
中神良太 1995 草津風土記 宮川印刷 173p.
中川泉三 1978 龍骨辯 中川泉三著作集 第 4 巻 川瀬泰山堂 80p.
中島伸男 2006 新版近江鈴鹿の鉱山の歴史 サンライズ出版 254p.
中野聰志 1980 湖東和田山産流紋岩質溶結凝灰岩中のアルカリ長石―特に perthite 組織について― 滋賀大教育学部紀要 (自然) 30 36-46
中野聰志 1986 湖東流紋岩中の斑晶鉱物の熱水変質 昭和 60 年度科学研究費補助金総合研究 A「鉱化変質過程における鉱脈生成のメカニズム」(代表:番場猛夫) 223-233
中野聰志 1995 湖沼と鉱物 新版地学教育講座 3 鉱物の科学 145-148 東海大学出版会
中野聰志 2001 花崗岩類及び岩脈類 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) 「北小松」第 4 章 44-74
Nakano, S. 1990 Behavior of alkali feldspar during hydrothermal alteration of the Koto Rhyolites, southwest Japan Earth Sci. (Chikyu Kagaku) 44 61-76
Nakano, S. 1992 Manganoan vivianite in the bottom sediments of Lake Biwa, Japan Mineralog. Jour. 16 96-107
中野聰志・江里口孝之 1997 滋賀県甲西町花園産花こう岩ペグマタイト中のアルカリ長石 滋賀大教育紀要 (自然) 47 25-39
Nakano, S. and Makino, K. 2010 Amazonitic alkali feldspar from the Tanakami granitic pegmatite, southwest Japan Jour. Mineralog. Petrolog. Sci. 105 45-56
中野聰志・大熊 誠・牧野州明 2003 滋賀県田上ペグマタイトアルカリ長石の微細組織とマイクロ FT-IR 解析 日本鉱物学会 2003 年度年会 (仙台) 講演要旨集 202
中野聰志・吉見典浩・冨田克敏 2006 滋賀県田上花崗岩体の熱水変質 滋賀大教育学部紀要 (自然) 56 35-49
Nakano, S., Eriguchi, T. and Makino, K. 2001 Microtexture and water content of alkali feldspar by Fourier-transform infrared microspectrometry Mineralog. Magaz. 65 675-683
Nakano,S., Makino, K. and Eriguchi, T. 2001 Microtexture and water content of alkali feldspar by Fouvier-transform infrared microspectroscopy Mineralog. Magaz. 63 75-86
中野聰志・井本達也・児玉秀之・藤本あゆみ 1998 古琵琶湖粘土層中の藍鉄鉱 滋賀大教育学部紀要 (自然) 48 25-39
中野聰志・川崎文男・北村 晃・西村貞浩 1984 湖東・繖山の腰越溶結凝灰岩について 滋賀大教育学部紀要 (自然) 34 15-27
Nakano,S.,Tanimura,Y.,Makino,K.and Sawada, Y. 2000 Hydrothermal veins in the Hira granite pluton,southwest Japan 31st international geological congress(Rio de Janeiro)abstract volume D34
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 2001 年会 (秋田大学) 講演要旨集
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.
中津川市鉱物博物館 2002 田上地方の鉱物―日本のペグマタイト産地その 1 ― 4p.
中沢和雄 1985 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 36(1-6) 107-113
成田英吉・小村良二 1972 彦根市東部地域のマンガン鉱床 地調月報 23(4) 233-243 pls. 3-4
西川一雄 1967 滋賀・三重県境の中新統？ 滋賀科学 67 32
西堀 剛・西川一雄・小早川 隆・但馬達雄・岨中貴洋 1991 湖東流紋岩類 滋賀県自然誌 387-422 滋賀県自然保護財団
西川一雄・西堀 剛・小早川 隆・但馬達雄・横山卓雄 1979 時代未詳の新第三紀礫層―鈴鹿山脈高所及び山麓に分布する先古琵琶湖層群と考えられる礫層について― 滋賀県の自然 301-308
西川一雄・西堀 剛・小早川 隆・但馬達雄・辻一信・佐藤義成 1979 湖東流紋岩 滋賀県の自然 229-244 滋賀県自然保護財団
西川一雄・西堀 剛・小早川 隆・但馬達雄・上嶋正人・三村弘二・片田正人 1983 湖東流紋岩およびその火成活動について 岩鉱 77 51-64
西村幸夫 1997 町並みまちづくり物語 古今書院 248p.
西宮光一 2006 滋賀県南東部に分布する中部中新統鮎河層群の植物化石 千葉大理学部地球科学卒論文
西野麻知子・浜端悦治編 2005 内湖からのメッセージ サンライズ出版 256p.
Nockolds, S. R., Knox, R. W. O. B. and Chinner, G. A. 1978 Petrology for Students Cambridge Univ. Press
小江慶雄 1975 琵琶湖水底の謎 講談社 205p.
大橋 健 1999 山地災害環境として見た伊吹山地 大経法大科学技術研究所年報 3 63-87
大橋 健・沢 勲・籠 正二・渡辺貴史・内田真二・多田真之・押谷梨絵・中西真基・中村一臣 2006 琵琶湖，竹生島の湖食洞窟―測量結果から見た役行者窟の形態と形成機構― 大経法大論集 91 1-13
岡田篤正 2004 柳ヶ瀬断層南部における第四紀後期の累積変位量と平均変位速度 活断層研究 24 129-138
岡田篤正・東郷正美編 2000 近畿の活断層 東京大学出版会 395p.
岡田篤正・東郷正美・中田 高・植村喜博・渡辺満久 1996 都市圏活断層図 京都東北部 国土地理院
岡田篤正・東郷正美・中田 高・植村喜博・渡辺満久 2005 都市圏活断層図 熊川 国土地理院
岡本鑑吉・中沢和雄・太田 稔 1985 滋賀県石部町灰山より産する銅・鉛・亜鉛の次成鉱物 地学研究 36(7-12) 211-221
岡本鑑吉・宮脇律郎・中井 泉 1986 滋賀県灰山産ピータース石 地学研究 37(7-9) 191-194
岡村喜明 2003 古琵琶湖層と竜骨 琵琶湖流域を読む 下 166-168 サンライズ出版
岡村喜明・瓦林博司・辻 和夫・岩田修一 1985 古琵琶湖層群堅田累層産出カズサジカ 地学研究 36(1-6) 53-60
岡村喜明・松岡長一郎・大江文雄 1991 鮎河層群の化石 補遺 滋賀県自然誌 475-533
岡村喜明・田村幹夫・高橋啓一・琵琶湖博物館資料調査協力員 1995 古琵琶湖層群産足跡化石の概要 琵琶湖博物館開設準備室研究調査報告 3 135-199
岡崎美彦・松岡長一郎 1979 滋賀県産の哺乳動物化石 滋賀県の自然 391-467 滋賀県自然保護財団
斉藤 毅・山川千代美 2006 植物化石 あど川ゾウ足あと化石調査資料集 23-26 高島市教育委員会
坂本 治・町田瑞男・本間岳史・猪山健一・本名信一・島田賢舟 1988 埼玉県狭山市笹井産アケボノゾウの骨格化石の産出について 埼玉県立自然史博研報告 6 33-44 pls. 1-9
寒川 旭 1987 琵琶湖西岸の活断層と寛文 2 年 (1662) の地震による湖岸地域の水没 地質ニュース 390 6-12
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書 2 53-70
佐野静代 1997 古代末期～中世の開発画期と平野部荘園の潅漑水利―近江国野洲川右岸平野を事例として 歴史地理学 183 13-32
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 47 15-27
里口保文・長橋良隆・黒川勝巳・吉川周作 1999 本州中央部に分布する鮮新－下部更新統の火山灰層序 地球科学 53(4) 275-290
佐藤伝蔵 1924 近江水口の堇青石 地質雑 36(421) 192
Sawada, Y., Nakano, S., Nishikawa, K. and Harayama, S. 1992 Huge late Cretaceous cauldron, intracaldera volcaniclastic deposits and related granitic ring complex around the southern Lake Biwa area. The guidebook of the 29th international geological congress Field trip, B25, 191-199

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 99 975-990
沢田順弘・中野聰志 2005 白亜紀琵琶湖巨大コールドロン 日本地質学会第 112 年学術大会見学旅行案内書 55-73
Sawada, Y. and Nakano, S. 2003 Koto Rhyolites and their related granitic rocks around Lake Biwa, southwest Japan. Field guidebook of Hutton symposium V (The origin of granites and related rocks), Toyahashi, Japan, Interim report 28 of geological survey of Japan, 125-134
石心館 1986 珍しい化石 石心館報告 9 69p.
柴田 博 1977 瀬戸内地質区の中新統第一瀬戸内累層群の浮遊性腹足類 瑞浪市化石博研報 4 31-44
滋賀地方史研究家連絡会 1980 淡海録 103p.
滋賀縣保勝會 1922 滋賀縣史跡・名勝・天然記念物調査報告概要 滋賀縣保勝會 138p.
滋賀県科学教育協会 1960 滋賀の自然 滋賀県科学教育協会 270p.
滋賀県高等学校理科教育研究会地学部会 2002 改訂滋賀県地学のガイド (上) 152p.
滋賀県高等学校理科教育研究会地学部会 2002 改訂滋賀県地学のガイド (下) 151p.
清水大吉郎 1989 洛東後別所と大津石山寺の珪灰石の産状・源岩・成因 日本地質学会関西支部報 118 8
清水照夫・松尾源一郎 1965 滋賀県平良鉱山のマンガン鉱物について 地学研究 桜井欽一博士紫授褒章受賞記念特集号 95-100
清水照夫・松尾源一郎 1973 彦根市正法寺町大堀鉱山 京都地学同好会会報 26 72-80
清水照夫・松尾源一郎・藤原 卓・竹村道雄 1976 滋賀県甲賀郡石部鉱山の鉱物 京都地学会会誌 29 号 10-17
杉山雄一・粟田泰夫・吉岡敏和 1994 柳ケ瀬－養老断層ストリップマップ 構造図 10 地質調査所
杉山雄一・栗田泰夫・佃 栄吉・吉岡敏和 1993 1992 年柳ケ瀬断層 (椿坂地区) トレンチ調査 活断層研究 11 100-109
須藤定久 2001 滋賀県南郷～信楽地区の長石質資源―鉱床の分離とその地質 地質ニュース 559 号 41-49
Suwa, K., Matsuzawa, I., Iida, C. and Yamasaki, K. 1958 Mineralogical and geochemicak studies on the weathering of a quartz porphyry. Jour. Earth Sci. Nagoya Univ. 6 75-100
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岩質岩体―その 5 田上地域の花こう岩類 地球科学 54 380-392
周琵琶湖花崗岩団体研究グループ 2005 琵琶湖周辺の花崗岩質岩石―その 6 野洲花こう岩体 地球科学 59 89-102
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火成活動における位置づけ 地質雑 114 53-69
多賀 優・吉田源市・琵琶湖基盤地質研究会 2001 湖東流紋岩に伴う岩脈類：猪ノ鼻火砕岩脈 琵琶湖博物館研究調査報告 (琵琶湖のカルデラ形成史の研究) 15 号 37-52
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 38 7-14
高田雅介・松原 聡 1989 滋賀県甲賀郡石部町灰山の日本新産燐酸塩鉱物 燐銅鉱およびパラショルツ石について 地学研究 38 75-82
高原 光 1993 滋賀県山門湿原周辺における最終氷期以降の植生変遷 日本花粉学会会誌 39 1-10
高橋 学 1994 琵琶湖沿岸平野の地形環境分析 琵琶湖博物館開設準備室研究調査報告書 2 71-86
高井冬二 1938 本邦における新生代哺乳動物 (予報) 地質誌 45(541) 745-763
高島市教育委員会 2006 あど川ゾウ足あと化石調査資料集 30p.
高島累層研究会・冨田克敏・中野聰志 2008 古琵琶湖層群から産した藍鉄鉱とシデライト 地球科学 62 251-252
Takaya, Y. 1963 Stratigraphy of Paleo-Biwa Group and paleogeography of Lake Biwa with special reference to the origin of the endemic species in Lake Biwa. Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, ser.B, 30 81-118
竹本健一・吉田源一・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 31(3) 130-131
瀧本 清・港 種雄・佐野義則 1964 滋賀県石山平津長石の鉱床学的研究 (1) とくに母岩及び鉱石の鉱物組成について 水曜会誌 15-5 237-240
田村幹夫 1991 古琵琶湖層群の哺乳動物足跡化石 滋賀県自然誌 627-644 滋賀県自然保護財団
田村幹夫 1991 古琵琶湖層群の生痕化石 滋賀県自然誌 645-661 滋賀県自然保護財団
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 特に蒲生累層について 地質雑 83(12) 749-762
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 26-68
谷岡武雄 1964 平野の開発 古今書院 344p.
樽野博幸 1983 大阪層群・古琵琶湖層群における長鼻類化石の産出層準 地団研専報 25 63-65
樽野博幸・紀川晴彦 1975 明石市中八木より発掘されたアカシゾウについて 大阪市立自然史博研報 29 1-14 pls. 1-3
立川正久 1985 火成岩中のアルカリ月長石の研究 京都大教養部地学報告 20 1-12
Tatekawa, M. 1971 Apophyllite from Gobesho in Otsu City, Japan Mineralog. Jour. 16 1-6
立川正久・金崎真子・森川光郎 1968 琵琶湖の堆積物の研究 (IV) 琵琶湖流入河川流域の岩石中のアルカリ長石類 (1) 滋賀大教育紀要 69-75
Tatekawa, M. and Kanezaki, M. 1969 On the perthitic texture of moonstones (I) Mineralog. Jour. 6 7-16
河野俊夫・中野聰志 2005 滋賀県田上産マントル長石 日本地質学会第 112 年学術大会要旨 202
辰己 勝 2004 琵琶湖湖岸平野の形成と変遷―野洲川下流平野を中心として 日下雅義編 地形環境と歴史環境 77-86 古今書院
戸田 茂・川崎慎治・中川康一・香川敏幸・横田 裕・小林芳正・岡田篤正 1996 琵琶湖南部周辺における反射法地震探査 活断層研究 15 23-36
冨田克敏・松原 聡・藤田 隆 1995 滋賀県石部町灰山のスカルンと甲西町三雲 (白水) 鉱山の長石鉱床 日本鉱物学会 (1995) 年会巡検資料 11p.
友田淑郎・根来健一郎 1979 古琵琶湖層群から得た新しい古生物学的資料 地球科学 33(4) 236-240
東郷正美 1971 饗庭野台地の変形について 地理学評論 44(3) 193-200
東郷正美 2000 微小地形による活断層判読 古今書院 206p.
東郷政美・仲川信一 1973 湖北山地における河川争奪 法政大学地理学集報 2 9-19
辻 広志 1993 野洲川下流高水敷で発見された M7.6 の地震跡―滋賀県野洲郡中主町・堤遺跡― 滋賀考古 9 58-66
辻一信・北原隆男 1979 滋賀県下のおもな鉱物・鉱床 滋賀県の自然 479-541 滋賀県自然保護財団
Nakajima, T. and Hattori, N. 1992 A new species of the cyprinid fish, Cyprinus(Cyprinus) stridentatus, from the Pleistocene Katata Formation of Kobiwako Group in Otsu City, Shiga Prefecture, Central Japan Eerth Sci. (Chikyu Kagaku) 46(3) 235-240
Ueda, T. 1955 The crystal structure of allanite Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B 22(2) 145-163
植村善博 1979 湖東丘陵の古地理と地形発達史 立命館文学 410/411 143-174
植村善博 1996 伊吹山の自然 日本の自然 地域編 5 近畿 126-127 岩波書店
植村善博 1997 第一章 第一節 今津町の地形環境 今津町史 第一巻 古代・中世 22-53 今津町
植村善博 2001 比較変動地形論 古今書院 88-111
植村喜博・横山卓雄 1983 第 1 章 琵琶湖の自然 2 地形と地層・地質 琵琶湖その自然と社会 39-52 サンブライト出版
宇野健一 1976 新註 近江輿地志略 弘文堂書店 1196p.
山田直利・宮村 学・吉田史郎・近藤善教・須田芳朗 1981 20 万分の 1 地質図幅「名古屋 (第 2 版)」地質調査所
山縣 毅 2000 鈴鹿山脈北部，美濃帯の海洋性岩石の混在 地質学論集 55 165-179
山北 聡・小池敏夫・門田直樹 2004 美濃帯霊仙鍋尻山セクションから産出した Ellisonia(コノドント) の自然集合体 日本古生物学会第 153 回例会予稿集 個人講演 28 43
山門湿原研究グループ 1992 山門湿原の自然 次世代に引き継ぎたいこの自然 62p.
野洲川朝国足跡化石調査団 1998 甲西町朝国の野洲川河床足跡化石調査報告 甲西町教育委員会 57p.
野洲川足跡化石調査団 1995 野洲川 (甲西町) の古琵琶湖層群産足跡化石 琵琶湖博物館開設準備室研究調査報告 3 1-134
横山卓雄・雨森 清 1991 滋賀県湖東地域古琵琶湖層群地質図その 1: 日野・水口・甲賀地域 その 2: 高宮・百済寺地域 滋賀県自然誌総合学術調査研究報告付図・付表 滋賀県自然保護財団
横山卓雄・松岡長一郎・田村幹夫・雨森 清 1979 古琵琶湖層群について 滋賀県の自然 309-389 滋賀県自然保護財団
吉田源市・久田義之・琵琶湖基盤地質研究会 2001 湖東流紋岩に伴う岩脈類－石英斑岩中の青土火砕岩 琵琶湖博物館研究調査報告 (琵琶湖のカルデラ形成史の研究) 15 53-57
吉田史郎 1978 滋賀県鈴鹿山脈西麓の鮎河層群 地調月報 29(7) 441-460
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 (5 万分の 1 地質図幅) 産総研地質調査総合センター 72p.
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 45(2) 81-100
吉川周作・井内美郎 1993 琵琶湖高島沖ボーリングコア火山灰から見た中期更新世～完新世の噴火活動史 地球科学 47 97-109
吉村豊文 1969 日本のマンガン鉱床補遺 後編 日本のマンガン鉱山 九州大学理学部研究報告 (地質学之部) 第 9 巻 特別号－ 2 487-1004
吉岡敏和 1986 花折断層の変位地形 地理学評論 59 191-204
吉岡敏和・杉山雄一・細矢卓志・逸見健一郎・渡辺俊一・田中英幸 1998 柳ヶ瀬断層の最新活動 - 滋賀県余呉町椿峠におけるトレンチ発掘調査― 地震 2 51 281-289
象のいたまち編集委員会 1990 象のいたまち－野洲川河原の足跡化石― 甲西町・甲西町教育委員会 111p.

琵琶湖博物館研究調査報告　第 26 号
記録しておきたい滋賀県の地形・地質

2011 年 (平成 23 年) 3 月　発行
編　集：「記録しておきたい滋賀県の地形・地質」編集委員会
ﾚｲｱｳﾄ：谷川真紀
発　行：滋賀県立琵琶湖博物館
〒 525-0001　滋賀県草津市下物町 1091 番地
電話　077-568-4811
http://www/lbm.go.jp/
印　刷：(有) 東呉竹堂

© 滋賀県立琵琶湖博物館　2011　Printed in Japan

Research Report of the Lake Biwa Museum

No. 26 March 2011

滋賀県立
琵琶湖博物館
LAKE BIWA MUSEUM
〒525-0001 草津市下物町 1091
TEL. 077-568-4811 (代) FAX. 077-568-4850
LAKE BIWA MUSEUM
1091 Oroshimo, Kusatsu
Shiga 525-0001, Japan

R100
古紙パルプ配合率100%再生紙を使用