

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

京都(11)第16号

NI-53-14-1

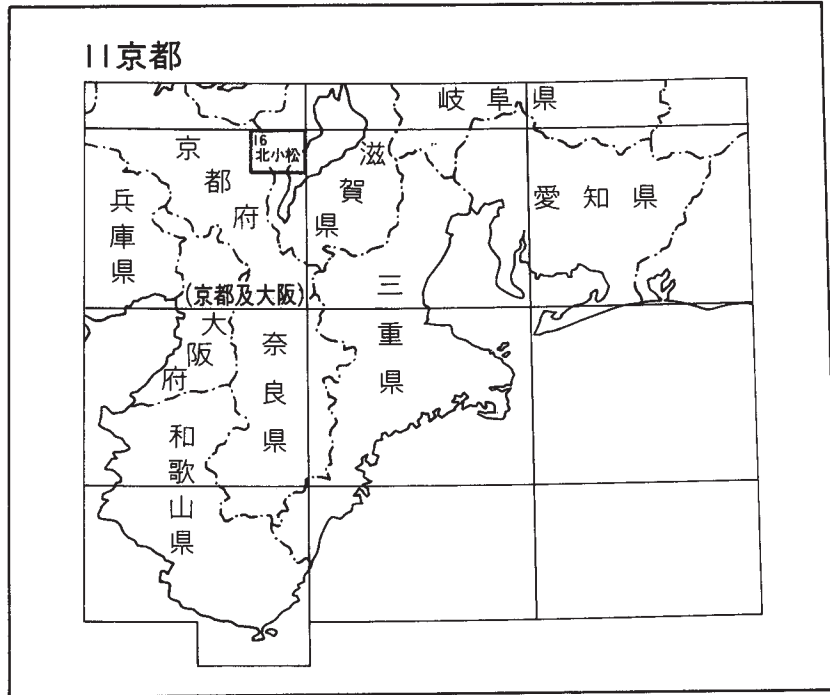
北小松地域の地質

木村克己・吉岡敏和・中野聰志・松岡 篤

平成13年

地質調査所

位置図



() は 1:200,000 図幅名

5 万分の 1 地質図幅索引図

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

11-3 小浜 Obama NI-53-13-8 (1958)	11-4 熊川 Kumagawa NI-53-13-4 (1998)	11-5 竹生島 Chikubu Shima NI-53-7-16 (2001)
11-15 四ッ谷 Yotsuya NI-53-14-5 (1994)	11-16 北小松 Kitakomatsu NI-53-14-1 (2001)	11-17 彦根西部 Hikone-Seibu NI-53-8-13 (1984)
11-27 京都西北部 Kyōto-Seihokubu NI-53-14-6 (1989)	11-28 京都東北部 Kyōto-Tōhokubu NI-53-14-2 (1998)	11-29 近江八幡 Ōmihachiman NI-53-8-14 (未刊行, unpublished)

目 次

I. 地 形	(吉岡敏和)	2
I. 1 山地・丘陵及び斜面の地形		3
I. 2 台地・低地・河川の地形		3
I. 3 変動地形		5
II. 地質概説	(木村克己・吉岡敏和)	5
III. 丹波帯の付加コンプレックス	(木村克己・松岡 篤)	10
III. 1 研究史		10
III. 2 概 説		11
III. 3 II型地層群		14
III. 3. 1 灰屋コンプレックス		14
III. 3. 2 岩 相		14
III. 4 I型地層群		15
III. 4. 1 佐々江コンプレックス		15
III. 4. 2 由良川コンプレックス		15
III. 4. 3 古屋コンプレックス		16
III. 4. 4 岩 相		17
III. 4. 5 岩相間の層序関係		24
III. 5 産出化石と地質年代		26
III. 5. 1 産出化石		26
III. 5. 2 地質年代		31
III. 6 構造層序区分と対比		32
III. 7 地質構造と変形史		34
III. 7. 1 D1ステージ		34
III. 7. 2 D2ステージ		37
III. 7. 3 D3ステージ		41
IV. 花崗岩類及び岩脈類	(中野聰志)	44
IV. 1 概 説		44
IV. 2 研究史		46
IV. 3 花崗岩類		47
IV. 3. 1 花脊別所石英閃緑岩		47
IV. 3. 2 小規模なトーナラル岩		49
IV. 3. 3 比良花崗岩		52
IV. 3. 4 霊仙花崗閃緑岩		65
IV. 4 岩脈類		67

IV. 4. 1 苦鉄質火成岩	68
IV. 4. 2 花崗斑岩	70
IV. 4. 3 流紋デイサイト	71
IV. 5 火成活動史	73
IV. 6 接触変成作用	74
V. 第四系	(吉岡敏和) 74
V. 1 古琵琶湖層群	74
V. 1. 1 畑層	74
V. 1. 2 堅田累層	75
V. 1. 3 高島累層	77
V. 2 段丘堆積物	78
V. 2. 1 高位段丘堆積物	78
V. 2. 2 中位段丘堆積物	78
V. 2. 3 低位段丘堆積物	78
V. 3 山麓緩斜面堆積物	78
V. 4 崩積堆積物	79
V. 5 沖積層	79
VI. 活断層及び地震活動	(吉岡敏和) 79
VI. 1 活断層	79
VI. 1. 1 花折断層	80
VI. 1. 2 比良断層	80
VI. 1. 3 拝戸断層	82
VI. 1. 4 上寺断層	82
VI. 1. 5 その他の活断層	82
VI. 2 地震活動	84
VII. 応用地質	(木村克己) 85
VII. 1 層状マンガン鉱床	85
VII. 2 碎石	86
VII. 3 温泉・鉱泉	87
文献	89

図・表・付図・図版目次

第1図 近畿地方北部の接峰面図	2
第2図 楊梅滝西方登山道より見た近江舞子付近の湖岸と内湖	4
第3図 「北小松」地域周辺の主な水系	4
第4図 近畿地方北部地域の地質概略図	7

第5図	「北小松」地域の地質概略図	8
第6図	「北小松」地域の地質総括図	9
第7図	相区分の概念図	13
第8図	枕状溶岩・砥石型珪質泥岩の岩相	18
第9図	層状チャートの岩相	19
第10図	石灰岩・チャート互層の岩相	19
第11図	珪質泥岩と灰緑色泥岩の岩相	20
第12図	黒色泥岩の岩相	21
第13図	成層砂岩・砂岩泥岩互層の岩相	22
第14図	混在岩の岩相	23
第15図	砥石型珪質泥岩と層状チャートとの整合的累重関係	25
第16図	「北小松」地域に分布するジュラ紀付加コンプレックスの地質時代	30
第17図	近畿地域の地質概略図	36
第18図	D ₂ ステージの小褶曲	37
第19図	D ₂ ステージの南傾斜の逆断層	38
第20図	八丁平断層の破砕帯 (D ₂ ステージ)	39
第21図	S ₂ 劈開の特徴	40
第22図	節理と随伴石英脈の特徴	41
第23図	花折断層と打明断層の破砕帯	42
第24図	琵琶湖周辺の花崗岩体の分布	45
第25図	近江舞子浜から見た比良山系	45
第26図	花脊別所石英閃緑岩の研磨面	48
第27図	「北小松」地域内の花崗岩類のモード組成	49
第28図	花脊別所石英閃緑岩と小規模なトータル岩の偏光顕微鏡写真	51
第29図	細粒等粒状-斑状黒雲母花崗岩の研磨面	53
第30図	細粒等粒状-斑状黒雲母花崗岩の顕微鏡写真	54
第31図	中粒等粒状黒雲母花崗岩の研磨面	55
第32図	中粒等粒状黒雲母花崗岩の顕微鏡写真	55
第33図	中-粗粒等粒状 (一部斑状) 黒雲母花崗岩の研磨面	56
第34図	中-粗粒等粒状 (一部斑状) 黒雲母花崗岩の研磨面	58
第35図	中-粗粒等粒状 (一部斑状) 黒雲母花崗岩と細粒等粒状-斑状黒雲母花崗岩の境界部分の スケッチ	59
第36図	中-粗粒等粒状 (一部斑状) 黒雲母花崗岩と堆積岩との境界部	59
第37図	中-粗粒等粒状 (一部斑状) 黒雲母花崗岩中の長石類の X線マイクロアナライザー反射電子 線像	60
第38図	比良岩体の細-中粒斑状黒雲母花崗岩の研磨面	61
第39図	細-中粒斑状黒雲母花崗岩の顕微鏡写真	61

第40図	比良花崗岩とその周辺の岩脈のD.I.-酸化物変化図	66
第41図	霊山花崗閃緑岩の研磨面	67
第42図	霊山花崗閃緑岩の顕微鏡写真	68
第43図	比良花崗岩中の岩脈類の顕微鏡写真	70
第44図	粗粒等粒状黒雲母花崗岩（右側）に貫入している流紋デイサイト岩脈（左側）	72
第45図	流紋デイサイトの研磨面	72
第46図	古琵琶湖層群畑層に挟まれる畑1火山灰層	75
第47図	「北小松」地域周辺の主要な活断層の分布	81
第48図	低位I段丘堆積物を変位させる花折断層の露頭スケッチ（朽木村猪谷）	82
第49図	比良山地東縁及び琵琶湖底の活構造と探査地点	83
第50図	ソノプローブによる音波探査の結果	84
第51図	丹波地域のマンガン鉱床分布図	85
第52図	「北小松」地域内の花折断層に沿って分布するマンガン鉱床群	87
第1表	「北小松」地域で産出したコノドント化石	26
第2表	「北小松」地域で産出した放散虫化石	27
第3表	本研究報告で新しく得た放散虫化石	28
第4表	ジュラ系・下部白亜系放散虫生層序区分と化石帯の年代（Matsuoka, 1995）	29
第5表	丹波帯の付加コンプレックスの構造層序区分の対比	33
第6表	「北小松」地域内の閃緑岩－トータル岩類の化学分析値	50
第7表	比良花崗岩の化学分析値	62
第8表	比良花崗岩中の斜長石の化学分析値（EPMA分析）	63
第9表	比良花崗岩及びそれに随伴する花崗斑岩中の黒雲母の化学分析値（EPMA分析）	64
第10表	比良花崗岩及びそれに随伴する花崗斑岩中のアルカリ長石のバルク組成（EPMA分析）	65
第11表	口の深谷斑れい岩の化学分析値	69
第12表	比良花崗岩・霊山花崗閃緑岩に伴われる花崗斑岩・流紋デイサイト岩脈の化学分析値	69
第13表	畑2火山灰層のフィッシュントラック年代測定結果	76
第14表	ICP発光分析及び蛍光分析による火山ガラスの化学分析値	76
Fig.1	Summary of geology in the Kitakomatsu district.	96
Fig.2	Tectonic divisions in the Kitakomatsu district.	97
付図A-1	「北小松」地域の露頭・放散虫化石産出地点の位置図	100
第I図版	珪質泥岩（試料No.940）から産出した <i>Tricolocapsa plicarum</i> 帯（ジュラ紀中世 Bajocian－Bathonian前期）放散虫化石	102

北小松地域の地質

木村克己*・吉岡敏和**・中野聰志***・松岡 篤†

北小松地域の地質図幅の作成は、特定地質図幅の研究として行われたものであり、平成9-11年度の調査研究の成果に基づく。本地質図幅及び研究報告をまとめるにあたっては、地形・第四系・活断層及び地震活動を吉岡、地質概説・応用地質を木村、丹波帯の付加コンプレックスについては、放散化石・地質年代を松岡、それ以外を木村、花崗岩類及び岩脈類を中野がそれぞれ担当し、全体のとりまとめを木村が行った。

本研究報告をまとめるにあたり、周琵琶湖花崗岩団体研究グループならびに琵琶湖基盤地質研究会には比良花崗岩体及び霊仙花崗閃緑岩体についてのデータの使用を許可して頂くとともに、周琵琶湖花崗岩団体研究グループの方々には貴重な助言を頂いた。また、大阪府立箕面東高等学校の貴治康夫教諭には、丹波市中央部の花崗岩質岩と岩脈について、未公表データを教示して頂くとともに、薄片をお貸しいただき本研究報告の記載に多大な協力を頂いた。八丁平付近の丹波帯の地質については同志社大学の鈴木博之博士から、また古琵琶湖層群堅田累層の地質については京都教育大学の田中里志助教授から、それぞれ未公表データの提供を受け、有益な助言を頂いた。志賀町役場には温泉掘削コア資料の引用を許可して頂いた。以上の方々に深くお礼申し上げます。

本地域北縁部付近の丹波帯の地質の調査にあたっては地質部の中江 訓技官から、古琵琶湖層群畑層の火山灰層の対比については大阪地域地質センターの水野清秀技官から、それぞれ協力を受けた。本研究に用いた岩石薄片は、北海道支所の佐藤卓見、地質標本館の野神貴嗣、木村 朗の各技官の製作によるものである。

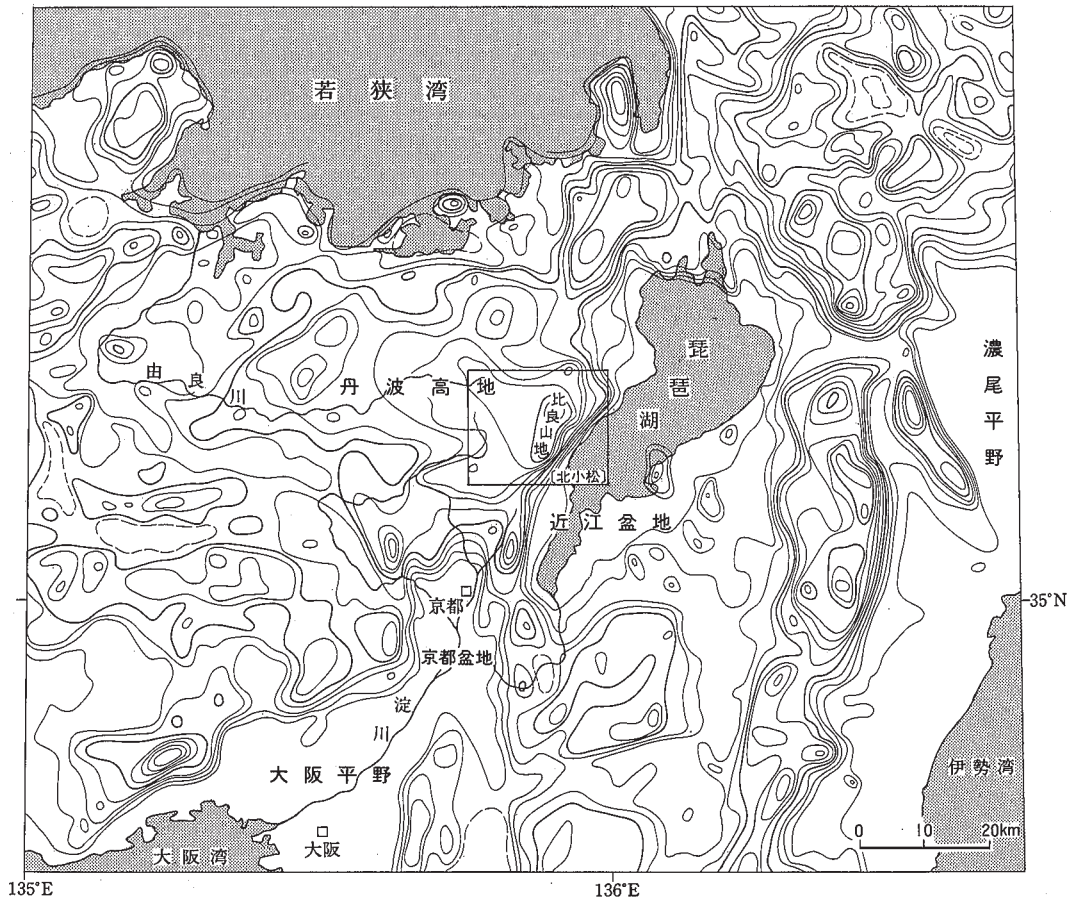
*地質部，**地震地質部，***滋賀大学（平成8-11年度地質調査所併任），†新潟大学（平成8-11年度地質調査所併任）

Keywords: areal geology, geologic map, 1:50,000, Kitakomatsu, Kyoto, Shiga, Lake Biwa, Hira mountain, Adogawa, Tamba, Permian, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Quaternary, Pleistocene, Holocene, Tamba Belt, Sanyo Belt, accretionary complex, Type II suite, Type I suite, Haiya complex, Sasae complex, Yuragawa complex, Furuya complex, Hanase-bessho quartz deorite, tonalite, Hira granite, Ryōzen granodiorite, dikes, granitic porphyry, Kobiwako Group, terrace deposits, alluvium, active fault, Hanaore fault, Hira fault, Uedera fault, Manganese deposits, hot spring, radiolarian fossil

I. 地形

(吉岡敏和)

北小松地域は、東経135° 45' - 136° 0', 北緯35° 10' - 35° 20'の範囲に相当し、行政的には京都府京都市左京区、北桑田郡京北町・美山町、滋賀県大津市、滋賀郡志賀町、高島郡安曇川町・高島町・朽木村に属する。



第1図 近畿地方北部の接峰面図
接峰面図は岡山俊男による(活断層研究会, 1991)。等高線間隔は100m。

本地域は近畿地方北部に位置し、丹波高地と比良山地の境界部に当たる（第1図）。北北東—南南西方向に延びる花折断層に沿う谷によって、西側の丹波高地と東側の比良山地とが境される。丹波高地は標高700-800mの山地からなるのに対し、比良山地は標高1,000-1,200mの山地からなる。比良山地とその東側に位置する琵琶湖は比良断層によって境され、琵琶湖に面する山地斜面は比高1,000m以上あり急斜している。低地は東部の琵琶湖沿岸部と主な河川に沿ってわずかに見られるに過ぎない。

I. 1 山地・丘陵及び斜面の地形

本地域の西半部を占める丹波高地は、標高700-800mに定高性を持った山地である。山地全体では西から東に向かって高度を増す傾向にあるが、本地域内ではこの傾向は認められない。主要な分水界をなす尾根はほぼ一定高度で長く連なるが、山頂部や尾根上には小起伏面はほとんど見られない。山地を刻む谷は概して深く、また谷密度は比較的高めである。谷底平野はほとんど発達しないが、本地域南部の大見川上流、^{あしひだにがわ}芦火谷川上流、^{えがだに}江賀谷上流（八丁平）には埋積性の平地が見られる。

本地域の東半部を占める比良山地は、花折断層と比良断層に挟まれた逆三角形の平面形を呈する山地である。丹波高地に比べて谷密度が小さく、山頂部には小起伏面が発達するため、東西方向の断面は台形をなす。本地域内の最高峰は標高1214.4mの武奈ヶ岳である。比良山地の東側は、琵琶湖との間に比高1,000m以上の急斜面が連続し、いくつかの河谷による浸食が進んでいる。この急斜面の形成は比良断層の活動の結果によるものと考えられる。比良山地の稜線は北部では2分され、その間には鹿ヶ瀬及び畑の小盆地が分布する。

本地域のほぼ中央を北北東—南南西方向に直線的に延びる安曇川の河谷は、花折断層の断層線とほぼ一致しており、両側の谷壁には急斜面が連続する。1662年（寛文2年）の地震の際には大津市葛川梅ノ木町の比良山地側の斜面上部が崩壊し、安曇川をせき止めて多くの被害を出した。

I. 2 台地・低地・河川の地形

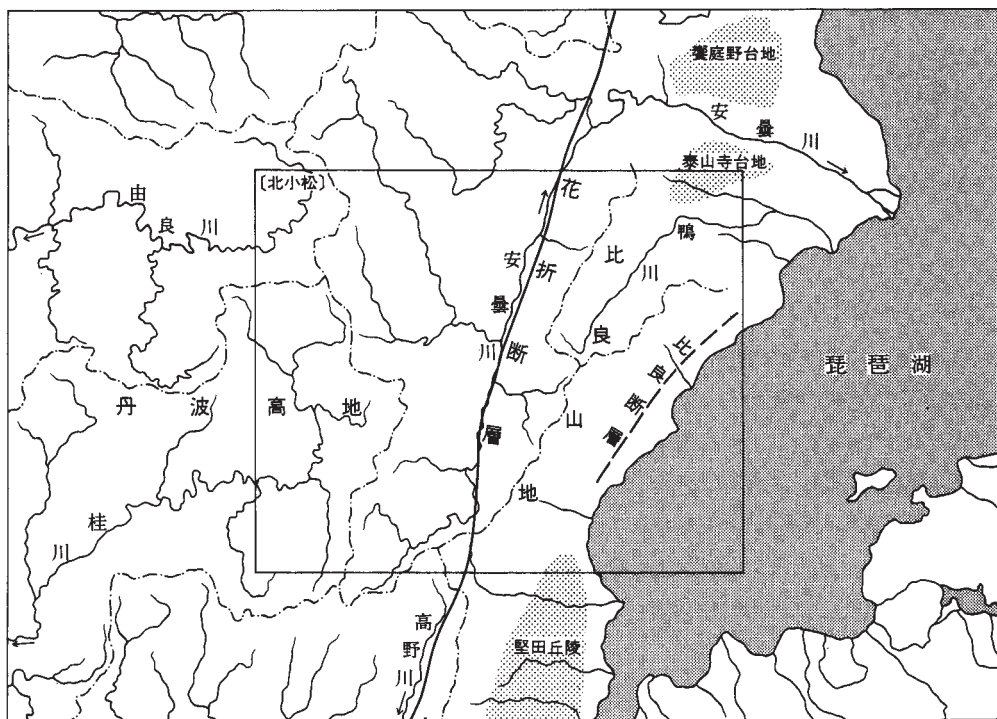
本地域の低地は、琵琶湖の沿岸部及び主な河川に沿ってわずかに分布するのみである。琵琶湖の沿岸部では、比良山地の東麓に形成された扇状地が直接湖に面するファンデルタとなっているため、平坦地はほとんど見られない。また、沿岸部の多くの河川は河床が上昇して天井川となっている。琵琶湖の沿岸には浜堤が見られ、志賀町近江舞子では浜堤の内側に内湖が発達する（第2図）。

本地域北東部には^{ないさんじの}泰山寺野と呼ばれる台地があり、頂部には中位段丘面が広がる（第3図）。その他の地域では、安曇川沿いに低位段丘が断片的に分布するが、それ以外では段丘の発達はよくない。また、南端部の^{りょうぜんやま}霊仙山東麓は^{かた た}堅田丘陵の北端にあたる。台地・丘陵はいずれも主に古琵琶湖層群から形成されている。

本地域の水系は、琵琶湖に直接流れ込む比良山地の東麓部の河川のほかに、花折断層に沿って流れ琵琶湖に注ぐ安曇川水系と、京都盆地を経て大阪湾に注ぐ桂川の水系に大きく分けられる（第3図）。さらに、本地域北西端の京都府美山町付近は、西流して福知山盆地を経て日本海に注ぐ由良川の水系にあ



第2図 やまもものたき 楊梅滝西方登山道より見た近江舞子付近の湖岸と内湖



第3図 「北小松」地域周辺の主な水系

たる。

I. 3 変動地形

本地域のほぼ中央を北北東—南南西方向に延びる花折断層に沿っては、直線状の谷地形が発達する。大津市葛川細川町付近では低位 I 段丘面上に低断層崖が、また葛川坂下町付近では斜面上に逆向き低断層崖が認められる。しかし、断層の大部分が河谷内を通過するため、新期の活動を示す断層変位地形は乏しい。一方、比良山地の東麓に位置する比良断層に沿っては、比高1000mに及ぶ急斜面が連続するが、山麓は扇状地に覆われるため、断層の詳細な位置は不明である。また、琵琶湖沿岸湖底には背斜状の構造を持つ膨らみ地形が認められ、比良断層の活動に伴う変動地形と考えられる。断層変位地形の詳細や断層活動については VI 章で述べる。

II. 地質概説

(木村克己・吉岡敏和)

本地域は、地体構造の上では美濃—丹波帯に属している(第4図)。本地域に見られる地質系統は古い順に、丹波帯のジュラ紀付加コンプレックス、後期白亜紀の花崗岩類・岩脈類、第四紀の古琵琶湖層群、段丘堆積物及び沖積層に区分される。北北東に直線的に流れる安曇川沿いには、花折断層が走り、その東に位置する比良山地の東稜には比良花崗岩が分布し、比良山地の西稜及び花折断層以西に広がる丹波高地は丹波帯の付加コンプレックスで構成されている。比良山地東稜の東山麓には湖岸にかけて古琵琶湖層群・段丘堆積物・沖積層が分布し、その下位にはジュラ紀の付加コンプレックスが伏在する。比良山地東稜の東山麓北部にはNE—SW方向の比良断層、その北麓縁にはNW—SE方向の^{はいど}拜戸断層、そして西稜の北東縁にはNE—SW方向の^{かみでら}上寺断層が走る。本地域の地質概略図及び総括図を第5、6図にそれぞれ示す。

丹波帯の付加コンプレックス

丹波帯は、緑色岩・層状チャートなどの海洋性岩石と泥岩・砂岩などの陸源砕屑岩とが混合し、ジュラ紀に形成された付加コンプレックスから構成されている。このジュラ紀付加コンプレックスは、東方へは八溝・足尾山地まで、西方へは山口県にかけて分布し、全延長は約800kmに達する。これらの岩石が分布する地帯は美濃—丹波帯と総称される。丹波帯の名称は、松下(1953)によって命名され、丹波山地付近の美濃—丹波帯を指すものとして用いられている。

丹波帯の付加コンプレックスは、スラストを介して構造的上位のⅡ型地層群と構造的下位のⅠ型地層群に大きく2分され、波長20-30km、東西方向のアンチフォーム（背斜状褶曲）及びシンフォーム（向斜状褶曲）をなしている（石賀，1983；Imoto，1984；第4図）。

両地層群では構成岩石の年代に違いがある。すなわち、Ⅱ型地層群については、海洋性岩石の年代は石炭紀からジュラ紀古世、陸源砕屑岩の年代は三畳紀新世後期からジュラ紀中世、一方、Ⅰ型地層群については、海洋性岩石の年代は三畳紀からジュラ紀中世、陸源砕屑岩の年代はジュラ紀中-新世をそれぞれ示す（石賀，1983，1985；Imoto，1984）。全体に各岩相の年代がⅡ型地層群に比べてⅠ型地層群で若くなる傾向がある（第6図）。さらに、両地層群はそれぞれ岩相・年代が異なる2ないし3つのコンプレックスに細分されている（第5，6図）。本地域の付加コンプレックスには、Ⅱ型地層群に属する灰屋コンプレックス、Ⅰ型地層群に属する佐々江、由良川、古屋の3つのコンプレックスから構成される。これらの付加コンプレックスは西にプランジする東西性の八丁アンチフォームをなし、その南翼には、波長0.5-6kmの開いた褶曲が発達している。地層の走向は、一般に東西から西北西-東南東であるが、花折断層に向かって、北東-南西に変化する。

花崗岩類及び岩脈類

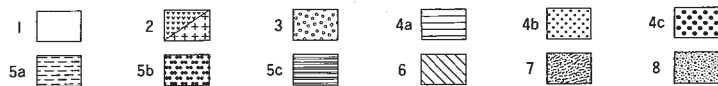
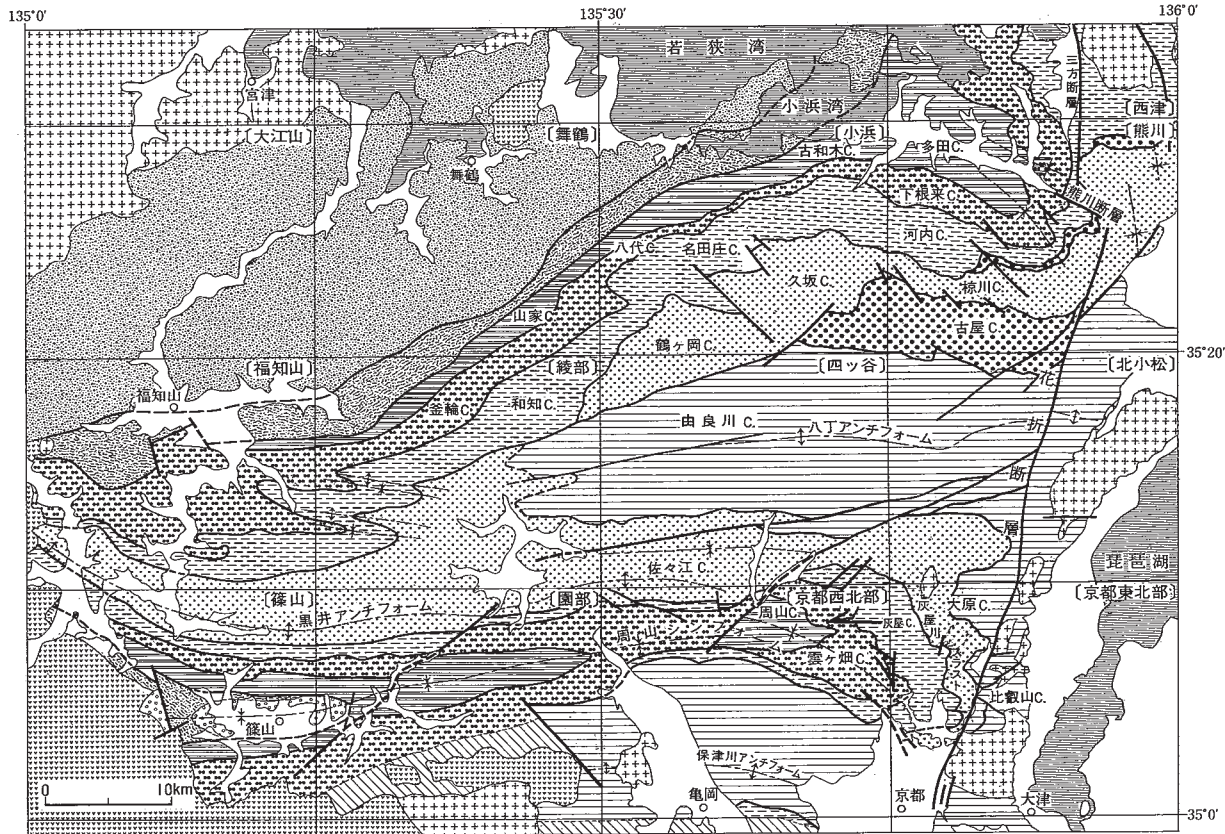
本地域には大小3つの花崗岩体と多数の岩脈が分布している。花崗岩体としては、花脊別所石英閃緑岩体、比良花崗岩体、霊仙花崗閃緑岩体に分けられる。これらの花崗岩体はいずれもジュラ紀付加コンプレックスに貫入し、熱変成作用を与えている。比良花崗岩体からは 72.3 ± 3.6 と 72.8 ± 3.7 Maの黒雲母K-Ar年代（沢田・板谷，1993）、花脊別所石英閃緑岩体からは 101 ± 5.2 Maの普通角閃石K-Ar年代（貴治ほか，1995）がそれぞれ報告されている。これらの花崗岩体は、巨視的には山陽帯の花崗岩類と位置づけられる。

岩脈類は苦鉄質のもの珪長質のものに区分でき、これらは花崗岩類及びジュラ紀付加コンプレックスに貫入している。比良花崗岩を貫く珪長質のものは、岩質からさらに花崗斑岩と流紋デイサイトとに区分される。

古琵琶湖層群

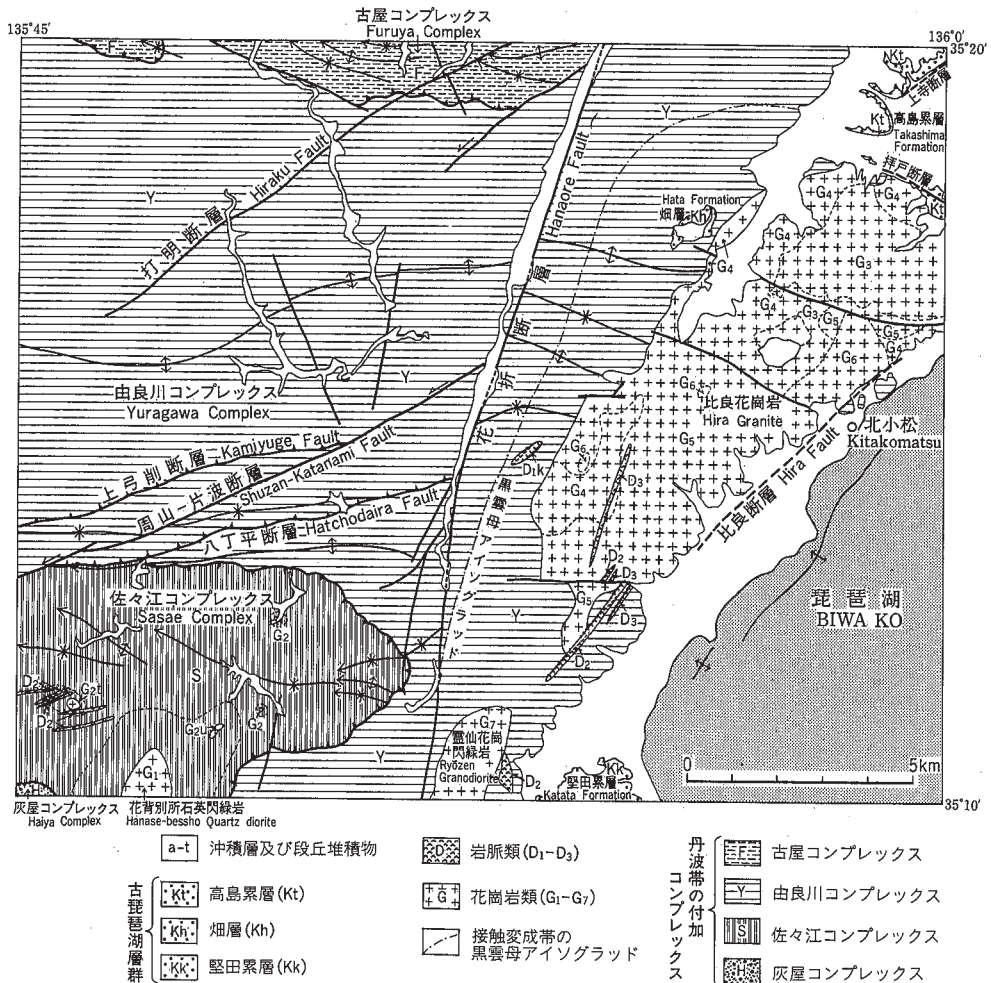
古琵琶湖層群は、琵琶湖周辺から三重県上野盆地周辺にかけて広がる鮮新-更新統の非海成の堆積物である。本地域にはそのうちの畑層、堅田累層及び高島累層が分布する。畑層は高島町畑付近の小盆地を埋めるように分布し、層厚は50m以上である。堅田累層は琵琶湖西岸の堅田丘陵に分布し、木村ほか（1998）の区分による下部層のみが本地域に分布する。高島累層は本地域北東縁部の泰山寺野台地及びその北の饗庭野台地に広く分布する。全体に南東に緩く傾斜し、層厚は80m以上である。

これらはそれぞれ分布域が離れているため別個の地層名が付けられている。しかし、いずれも未固結ないし半固結のシルト層及び砂・礫層からなり、これらに挟まれる火山灰層の対比及びその年代から、畑層と高島累層はともに堅田累層（下部-中部更新統）の一部に相当するものと考えられている。



第4図 近畿地方北部地域の地質概略図

1: 新第三系及び第四系, 2: 後期白亜紀及び古第三紀の酸性火成岩類, 3: 篠山層群, 4: I型地層群 (4a: 由良川コンプレックス, 4b: 佐々江/鶴ヶ岡コンプレックス, 4c: 古屋コンプレックス), 5: II型地層群 (5a: 灰屋コンプレックス, 5b: 雲ヶ畑コンプレックス, 5c: 周山コンプレックス), 6: 未区分ジュラ紀付加コンプレックス, 7: 超丹波帯, 8: 舞鶴帯, C.: コンプレックスの略. 木村ほか (1998) による編さん図を本報告に基づき一部修正.



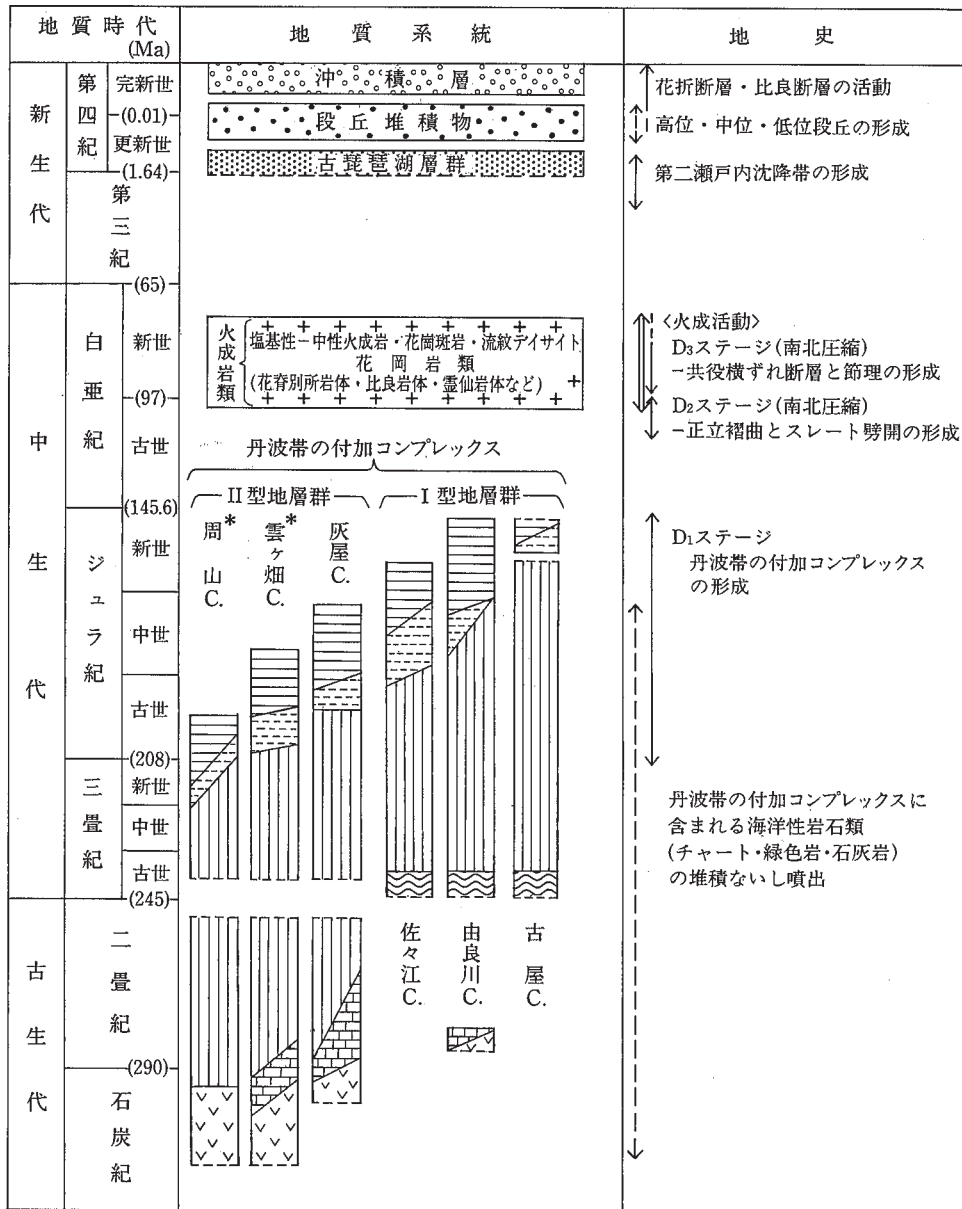
第5図 「北小松」地域の地質概略図

段丘堆積物及び沖積層

本地域では、泰山寺野場地及び主な河川沿いに、河川成の段丘が分布する。これらの段丘堆積物は、中期更新世に形成されたと推定される高位段丘堆積物、主に後期更新世最終間氷期に形成されたと推定される中位段丘堆積物、最終氷期以降に形成されたと推定される低位段丘堆積物に大きく3分できる。

比良山地の北麓には山麓緩斜面堆積物が分布し比較的規模の大きな緩斜面を形成している。堆積物の形成時代は明らかではないが、一部は高位段丘形成時までさかのぼる可能性がある。

沖積層は高島郡内の鴨川下流部、琵琶湖沿岸、その他主要河川に沿って分布する。その他、湿原堆積物は八丁平や比良山地の稜線近くの谷間などに、湖浜堆積物は琵琶湖沿岸の浜堤を形成しており、そして扇状地堆積物は比良山地の東山麓に広く分布している。



* 本図幅地域には露出しない

第6図 「北小松」地域の地質総括図

活断層

本地域周辺には盆地と山地の境界を中心にいくつかの活断層が分布する。このうち本地域内には花折断層、比良断層、拝戸断層、上寺断層などが分布する。

花折断層（中村，1928）は滋賀県高島郡今津町途中谷（「熊川」地域内）から京都盆地の北東部（「京都東北部」地域内）に至る全長48kmの右横ずれ断層である。断層に沿って直線状の谷が発達している。その活動度は不明であるが、河谷の屈曲地形から経験的にA級（平均変位速度1-10m/10³年）である可能性が指摘されている（吉岡，1986）。比良断層は比良山地の東山麓を北東-南西方向に延びる西側隆起の逆断層である。拝戸断層は比良山地の東側尾根の北縁を限って北西-南東方向に延びる、南西側隆起の断層である。上寺断層は泰山寺野台地の南西縁を北東-南西方向に延び、全長は約3kmである。地形からは北西側が隆起していると推定される。

Ⅲ. 丹波帯の付加コンプレックス

（木村克己・松岡 篤）

Ⅲ. 1 研究史

丹波帯の付加コンプレックスの成因について、1970年代前半までは地向斜堆積物起源であるとされ、その地質年代は石灰岩から産出した紡錘虫・珊瑚化石に基づいて主にペルム紀と考えられていた（松下，1953，1971；Sakaguchi，1961，1963；坂口，1973；磯見・黒田，1958：丹波地帯研究グループ，1969，1971，1974，1975など）。その頃の本地域に関連した代表的な層序学的研究には、丹波地帯研究グループ（1969，1971）がある。彼らは丹波帯の付加コンプレックスを下部から上部へ、a-1の7層の岩相層序単元に区分し、それぞれ整合関係をなすと考えた。

1970年代後半以降、丹波帯、秩父帯、四万十帯などを特徴づける付加コンプレックスについて、放散虫化石を中心とした微化石生層序学の研究が爆発的に進み、それまでの地質構造・年代・層序の枠組みが根本的に書き換えられることになった。

丹波帯の付加コンプレックスにおいても、陸源砕屑岩からジュラ紀の放散虫化石が発見され、それより古いペルム紀ないし三畳紀の地質年代を示すチャート・石灰岩・緑色岩などが陸源砕屑岩に含まれる異地性の岩塊であると考えられた（丹波地帯研究グループ，1979a，1979b；Isozaki and Matsuda，1980；竹村，1980；石賀，1983；Imoto，1984；井本・丹波地帯研究グループ，1982など）。こうした微化石層序学的検討の成果に基づいて、丹波帯の付加コンプレックスの層序が再検討され、石賀（1983，

1985), 井本・丹波地帯研究グループ(1982), Imoto(1984)はそれが岩相・地質年代の点で異なる, 断層で境された2つの層序単元に区分できることを明らかにした。石賀(1983)は, 構造的上位のユニットをII型地層群, 下位のユニットをI型地層群と命名した。この地層群は, 岩相・岩相組合せ・地質年代に基づいて区分されており, 構造層序ユニット(tectonostratigraphic unit)の一つといえる。構造層序ユニットは, 丹波帯の付加コンプレックスのように複雑に岩石が複合した地層について, 岩相・年代・地質構造などの総合的な特徴に基づいて区分された層序ユニットである(中江, 2000参照)。1970年代後半以降, 付加コンプレックスの層序区分において, 用いられるようになった。

1980年代以降丹波帯の付加コンプレックスについて, 各地域においてこのような構造層序ユニットの念に基づいた調査・研究が進み, 詳細な地質が明らかにされてきた(木村ほか, 1989, 1994; 井本ほか, 1989, 1991; 栗本・牧本, 1990; 栗本ほか, 1993; Nakae, 1993など)。

本地域付近の丹波帯の付加コンプレックスの岩相・層序・構造については, Yoshizawa *et al.* (1965), 坂口(1973), 丹波地帯研究グループ(1975), 吉田(1979), 滋賀県(1984), 京都府(1985・1986), Yoshida(1986), 鈴木(1990)の研究がある。いずれの報告も, 本地域の一部を占める地質図を公表し, 岩相・地質構造の概要を示しているが, 構造層序ユニットによる層序区分はなされていない。これらのうち, 吉田(1979)は本地域の北部から「熊川」地域の南部にかけて調査し, 古屋層と久坂層とを識別し, 両層の層序を示した。

地質年代に関しては, 吉田(1979), 鈴木(1990), 武蔵野ほか(1995)の報告がある。吉田(1979)は2地点から三畳紀のコノドント化石を報告し, 鈴木(1990)は, 八丁平付近において多数のチャート・泥質岩から, それぞれ三畳紀中世―ジュラ紀古世とジュラ紀古世後期―ジュラ紀新世後期の時代範囲を示す放散虫化石を得た。武蔵野ほか(1995)も八丁平付近の3地点の泥質岩からジュラ紀新世前期から後期にかけての放散虫化石を報告している。

隣接地域の5万分の1地質図幅としては, 小浜(広川ほか, 1957), 四ッ谷(木村ほか, 1994), 京都西北部(井本ほか, 1989), 京都東北部(木村ほか, 1998), 熊川(中江・吉岡, 1998)の研究がある。これらのうち, 小浜図幅以外の地質図幅では丹波帯の付加コンプレックスの構造層序ユニット区分がなされている。

III. 2 概 説

付加コンプレックスの解説

美濃―丹波帯を構成する付加コンプレックスは, 海洋性岩石と陸源砕屑岩とが複雑に混合していることで特徴づけられる。混合の様式としては, 泥質基質と種々の岩質・サイズの岩塊からなる岩相(以下混在岩相と呼ぶ), 及び同一の岩石がスラストで断たれ覆瓦状に繰り返す構造(覆瓦構造)とがある。これらの諸特徴は, 海洋プレートが大陸縁で沈み込むことによって, その上にあった緑色岩・石灰岩・層状チャートなどの海洋性岩石と, 大陸縁に堆積した砂岩・泥岩などの陸源砕屑岩とが混合・変形し, 陸側に付加された結果形成されたと考えられている。

このように著しく岩石が混合・変形した付加コンプレックスであっても, それを構成する各岩相の層

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

丹波帯の付加コンプレックス

研究史で述べたように、丹波帯の付加コンプレックスは、構造層序ユニットとして、スラストを介して、構造的上位のⅡ型地層群と下位のⅠ型地層群の2つの主要な構造層序ユニットに区分される。さらにⅡ型地層群は周山・雲ヶ畑・灰屋の各コンプレックス、Ⅰ型地層群は鶴ヶ岡・由良川の両コンプレックスのより低い階層の構造層序ユニットにそれぞれ細分されている (第5, 6図) 。これまで各コンプレックスの名称は地域毎に異なっていたが、本研究報告では、木村 (2000) に基づき、Ⅱ型地層群については井本ほか (1989) 、Ⅰ型地層群についてはNakae (1990) によって定義された名称をそれぞれ採用した (第6図) 。いずれの名称も、各コンプレックスの模式地になると考えられる地域名にちなんでいる。また、ユニットの名称にはコンプレックスを用いる。地域間の各コンプレックスの対比は、木村ほか (1994, 1998) に基づく。

両地層群では、復元された岩相層序の地質年代・岩相組合せに大きな違いがある (石賀, 1983 ; Imoto, 1984 : 第6図) 。すなわち、Ⅰ型地層群の復元層序では、古生代の岩石がほとんどなく、一般には三疊紀古世の層状珪質粘土岩を基底とし、その上位に三疊紀中世-ジュラ紀古-中世の層状チャート、ジュラ紀の珪質泥岩・黒色泥岩・砂岩が累重した岩相層序で特徴づけられる。この特徴的な岩相層序はチャート碎屑岩シーケンス (chert-clastics sequence) と呼ばれ、日本の各地域のジュラ紀付加コンプレックスで認められている (松岡, 1984 ; 大塚, 1985 ; Otsuka, 1988 ; 松岡, 1989 ; Kimura and Hori, 1993) 。一方、Ⅱ型地層群の復元層序では、石炭紀新世-ペルム紀の緑色岩・石灰岩・層状チャート、その上位の三疊紀-ジュラ紀古世の層状チャート、主にジュラ紀古-中世で、一部三疊紀の珪質泥岩や砂岩・黒色泥岩の碎屑岩類が累重する。

同一地層群内の各コンプレックス間では、それぞれ海洋プレート層序を構成する岩相組合せとその地質年代は類似しているが、各岩相の地質年代幅が少しずつ異なり、構造的下位に向かって若くなる傾向が認められる (第6図) 。

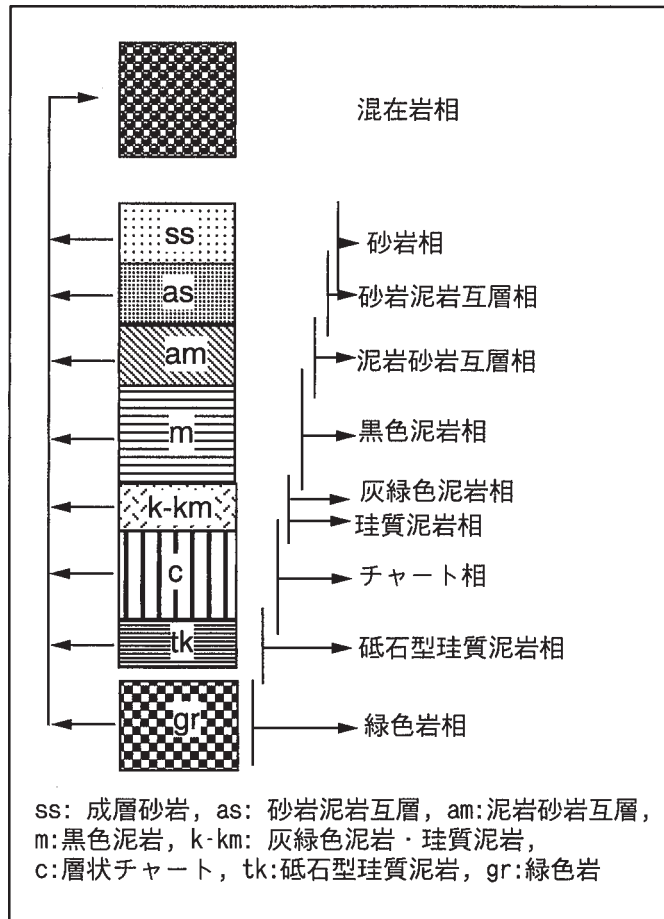
丹波帯の付加コンプレックスの地質大構造は、低角なナップ構造とその内部に発達する覆瓦構造、そしてこれらを曲げる正立褶曲構造で特徴づけられる。ナップ構造と覆瓦構造はジュラ紀から白亜紀最初期にわたる付加過程に関連して形成されたとみなされる (例えば, 石賀, 1983 ; Kimura and Hori, 1993 ; Isozaki, 1997) 。正立褶曲構造には付加コンプレックスとともに下部白亜系の篠山層群も加わっている (坂口, 1959 ; 吉川, 1993) 。また、付加コンプレックスは正立褶曲形成後に、90数Maの放射

年代が得られた行者山花崗閃緑岩や比叡花崗岩の貫入を受けている（井本ほか，1989；木村ほか，1998）ことから，正立褶曲は白亜紀中頃（100Ma頃）に形成されたと考えられる（木村，2000）。

スラストで境された各コンプレックスは，南北・東西方向に少なくとも40kmにわたって延長しており，それぞれナップをなしているとみなせる（木村，2000）。さらに各ナップ内部には覆瓦構造が発達している。覆瓦構造をなすスラストシートの厚さや構成岩相は様々であるが，構造を考える上で最も基本となるものは，海洋プレート層序から構成されるスラストシートである（木村，2000）。

本地域の丹波帯の付加コンプレックス

構造層序ユニットとして，本地域において，構造的上位から下位へ，灰屋，佐々江，古屋，由良川の4つのコンプレックスに区分した。各コンプレックスはスラストで境され，一部でそれを断つと急斜断層で区切られている。4つのコンプレックスのうち，灰屋コンプレックスはII型地層群に，他の3つの



第7図 相区分の概念図

コンプレックスが I 型地層群にそれぞれ属する。

用語の解説

相 5万分の1縮尺の地質図に図示できる厚さ50m以上の岩相は、単一の岩相ユニットではなく、しばしば厚さ50m未満の他の岩相を伴っている。本研究報告では、地質図上での岩相単位として識別できたものを、それらの卓越した岩相名を名称として用いて、緑色岩相、石灰岩相、チャート相、黒色泥岩相などと表現した。各相の卓越岩相とそれに随伴する岩相との一般的関係は、海洋プレート層序における岩相間の層序関係を反映している。例えば、チャート相では、卓越岩相は層状チャートであり、随伴岩相としては層状チャート直下の砥石型珪質泥岩や層状チャート直上に重なる珪質泥岩・黒色泥岩が多い。このような随伴関係を第7図に模式的に示した。ただし、各相内部においては初生的な岩相層序関係が保存されていないことが多く、かつスラストによる繰り返しなどの断層変形による構造的再配置が起きている。

混在岩・岩塊 泥質基質とそれに含まれる様々な岩質のレンズ・角礫からなる岩石を混在岩、レンズ・角礫を岩塊と呼ぶ。一般には鱗片状劈開の発達や岩塊の扁平化・剪断変形など構造的変形が発達する。なお、堆積過程で円磨された礫を含んだり、礫岩としての堆積構造を持ち、明らかに堆積過程で形成された考えられる岩相を呈する場合には、礫岩ないし含礫泥岩と呼ぶ。

砂岩泥岩互層・泥岩砂岩互層 互層する砂岩と泥岩との量比に基づき、両者が等量から砂岩が厚い場合に砂岩泥岩互層、一方泥岩が厚い場合には泥岩砂岩互層と呼ぶ。

III. 3 II型地層群

III. 3. 1 灰屋コンプレックス (Hx, Hg)

命名 井本ほか (1989) による。

分布・構造 本地域では、その南西縁部にわずかに分布するにすぎないが、本地域に隣接した「四ッ谷」地域南東縁、「京都東北部」地域西縁、そして「京都西北部」地域北東縁にかけて幅広く分布する。本コンプレックスの基底は灰屋川スラスト (丹波地帯研究グループ, 1980) によって切られ、下位の佐々江コンプレックスの構造的に上位に重なる。層理面は東西走向で南傾斜である。

対比 本地域に隣接した「四ッ谷」(木村ほか, 1994)・「京都東北部」(木村ほか, 1998)・「京都西北部」(井本ほか, 1989)の各地域に分布する灰屋コンプレックスに連続する(第5表)。

層相 本地域には、灰屋コンプレックスの構造的な最下部を構成する緑色岩相と混在岩相が分布する。この緑色岩相は、周辺地域を含めて延長が約30kmに達する。

III. 3. 2 岩相

緑色岩相 (Hg)

本地域内では露頭は確認できていないが、隣接地域での露頭観察によれば、玄武岩質の塊状溶岩・枕状溶岩・溶岩角礫岩、そしてこれらと同質のハイアロクラスタイトからなる。

混在岩相 (Hx)

本地域内では露頭は確認できていないが、隣接地域での露頭観察によれば、鱗片状劈開の発達した黒色泥岩を基質とし、径数cm—数mあるいはそれ以上の砂岩、チャート、緑色岩、石灰岩などの岩塊を含む。

III. 4 I型地層群

III. 4. 1 佐々江コンプレックス (Sg, St, Sc, Sk, Skm, Sm, Sam, Sas, Sss, Sx)

命名 木村ほか(1994)により命名された。

分布・構造 本地域南西部に広く分布し、京北町八榎川^{やます}や桂川沿いに良い露出が認められる。本コンプレックスは、その下限がスラストで由良川コンプレックスと、上限は灰屋川スラストで灰屋コンプレックスと境されており、そのスラストシートとしての厚さは約3kmに達する。西にプランジするシンプフォーム構造をなす。

対比 本地域西隣の「四ッ谷」地域の佐々江コンプレックス(木村ほか, 1994)に延長する。ただし、今回、佐々江コンプレックスと由良川コンプレックスの境界の位置を変更したため、従来の佐々江コンプレックスの構造的下部は由良川コンプレックスに相当する(詳細は後述)。

層相 混在岩相・チャート相・黒色泥岩相が卓越し、砂岩・砂岩泥岩互層・砥石型珪質泥岩・緑色岩・灰緑色泥岩の各相を伴う。構造的下部と中部において、チャート相と黒色泥岩相とは厚さは200-800mで互いに繰り返し帯状に分布する。チャート相には、砥石型珪質泥岩相が伴う。緑色岩相は、混在岩相中に10-50mの厚さの小規模な岩塊として産出する場合と、チャート相に伴って産する場合とがある。地質図上では、岩塊として産する緑色岩相は50m程に厚さを誇張して描かれている。厚さ約100mと200mの最大規模の緑色岩相が皆子山付近に認められる。最大400mと70mの砂岩相が黒色泥岩相に伴って分布し、そのうち厚さ400mの砂岩相は、泥岩砂岩互層相を伴って東西に5km延長する。砥石型珪質泥岩相は、チャート相に伴って分布する。厚さは下限不明で30-70mである。

III. 4. 2 由良川コンプレックス (Yg, Yt, Yc, Yk, Ykm, Ym, Yft, Yam, Yas, Yss, Yx, Yun)

命名 Nakae (1990)により命名された。

分布・構造 由良川コンプレックスは本地域で最も広い面積を占めており、花折断層の西側では、その上限が本地域北縁部で古屋コンプレックスと、本地域南西部では佐々江コンプレックスと、いずれもスラストで境されている。花折断層の東側のジュラ紀付加コンプレックスは岩相と地質構造とから、すべて本コンプレックスに相当すると考えられる。比良山地の東縁では、比良花崗岩と比良断層で境されてわずかに本コンプレックスの堆積岩が分布するだけだが、扇状地や古琵琶湖層群の下位には本コンプレックスが幅広く伏在していると推定される(地質図のG-H断面図を参照)。下限は不明であるが、スラストシートとしての厚さは3km以上である。針畑川、左京区八丁林道、桂川上流に良好に露出している。

E-WからENE-WSW方向の八丁アンチフォームをなし、その南翼部ではその寄生褶曲が発達している。

対比 本地域西隣の「四ッ谷」地域では、本研究報告において、木村ほか（1994）による佐々江コンプレックスと由良川コンプレックスの境界の位置を変更しているため、従来の佐々江コンプレックスの構造の下部も由良川コンプレックスに含めることになった（第5表、詳細は後述）。南隣の「京都東北部」地域の太原コンプレックス（木村ほか、1998）の構造の下部に相当する。なお、北隣の「熊川」地域の椋川コンプレックス（中江・吉岡、1998）のうち、古屋コンプレックスの南側に分布する椋川コンプレックスが由良川コンプレックスに対比される。

層相 主にチャート相・黒色泥岩相・混在岩相からなり、泥岩砂岩互層相・砂岩相・灰緑色泥岩相・珪質泥岩相・砥石型珪質泥岩相・緑色岩相を伴う。本コンプレックスは層相の違いに基づいてスラストで境される3つのユニットに細分される。

下部ユニットは、下限不明で厚さ約700-1000m、主に泥岩砂岩互層相からなり、砂岩相・黒色泥岩相を伴う。チャート相は小規模なものがわずかに2箇所認められるだけである。

中部ユニットは、厚さ約500-700mで主に混在岩相からなり、チャート相・黒色泥岩相・灰緑色泥岩相を伴う。

上部ユニットは、チャート相・黒色泥岩相・灰緑色泥岩相・混在岩相が卓越し、それらが帯状に配列している。しばしば珪質泥岩・砥石型珪質泥岩・緑色岩・砂岩・砂岩泥岩互層・泥岩砂岩互層の各相を伴う。また、厚さ40mの珪長質凝灰岩相が一地点（大津市の足尾谷）にだけ認められる。チャート相とその上位に重なる黒色泥岩相、場所によっては粗粒砕屑岩相を伴う岩相層序が、スラストによって繰り返す。緑色岩相は20-50mの厚さをなすものが、朽木村の八幡谷上流や桑原周辺に認められる。粗粒砕屑相である砂岩・砂岩泥岩互層・泥岩砂岩互層の各相は、花折断層を挟んで、西部に比べて東部で厚くなる傾向がある。これらの粗粒砕屑相は特に本地域北東縁部の蛇谷ヶ峰北斜面、その南方の明王谷やへく谷沿いで、400-800mの厚さに達する。混在岩相には、小規模なチャート相・黒色泥岩相・緑色岩相がしばしば伴われる。

掘削コアの岩相 (Yun) : 比良花崗岩の東側に扇状地堆積物下に伏在する本コンプレックスの層相に関して、志賀町の温泉掘削コア（地点：志賀町大字北比良地区、本研究報告のE-F断面図を参照）の報告資料（志賀町、1996）に基づいて以下に記述する。なお、深さ1067-1500m間の岩相の記述はスライム試料観察に基づいて報告資料の記述内容を修正した。

掘削地点の標高は115mである。コアは地表からの深さ400m付近まで扇状地堆積物とその下位に伏在する古琵琶湖層群相当の砂・礫層からなり、深さ405mから明瞭な付加コンプレックスの堆積岩から構成される。

深さ405-938m間は主に砂岩泥岩互層・泥岩砂岩互層からなり、深さ938-1067m間は泥岩・チャート片を含み、断層ガウジを伴う破砕物質で主に構成される。そして深さ1067-1500m間は主に層状チャートと黒色ないし珪質泥岩からなる。

III. 4. 3 古屋コンプレックス (Fc, Fk, Fkm, Fm, Fam, Fas)

命名・定義 吉田（1977）により、朽木村古屋付近を模式地として古屋層と命名された。吉田（1977）によって古屋層は砂岩泥岩互層が卓越し、凝灰岩・凝灰質泥岩・層状チャートを伴う三疊系であると記

述され、周囲のスランブ礫岩（本研究報告の混在岩相に相当）からなる久坂層と区別された。古屋層の地質時代は、層状チャートから得たコノドント化石に基づいている（吉田，1979）。Nakae（1990）は、古屋層を砕屑岩のみから構成されると再定義し、周囲の付加コンプレックスとは断層で境されると推定した。本地域北隣の「熊川」地域において、中江・吉岡（1998）は、Nakae（1990）の見解を支持する詳細な地質図を示した。一方、丹波地帯研究グループ（1990）は、本地域西方の福井県遠敷郡名田庄村南部において、古屋層相当の堆積岩類がI型地層群の一部であり、下部から上部へ、層状チャート、灰緑色珪質泥岩、砂岩泥岩互層、黒色砂質泥岩、泥質混在岩（本研究報告の混在岩相に相当）が整合に累重していると判断した。すなわち、丹波地帯研究グループは古屋層をI型地層群の一部を構成する付加コンプレックスであるとみなし、久坂層相当の泥質岩とも一連整合であると判断した。地質時代も泥質岩から産出した放射虫化石から、灰緑色珪質泥岩とその上位の地層はジュラ紀新世であるとした。

本研究報告では、丹波地帯研究グループの見解と同様に、本地域において層状チャートから古屋層の珪質泥岩・泥岩・砂岩泥岩互層へと連続する層序があると判断した。ただし、上位の混在岩との関係は、本地域北隣の「熊川」地域で認められ、中江・吉岡（1998）が示した通り北傾斜のスラストで境される。

古屋層は、層状チャートから砂岩泥岩互層にいたる海洋プレート層序から構成される。しかし、整然とした砂岩泥岩互層が卓越する岩相の特徴は、周囲のI型地層群と異なり、後述するように、砕屑岩の地質時代はジュラ紀新世後期（丹波地帯研究グループ，1990：鈴木・中江，1997：中江・吉岡，1998）であり、明らかに構造的上位の椋川コンプレックス及び構造的低位の由良川コンプレックス上部ユニットよりも若い年代を示す。そこで、本研究報告では、古屋層をI型地層群を構成する一つのコンプレックスとみなし、古屋コンプレックスと呼称する。

分布・構造 花折断層の西側で、本地域の北縁部に古屋コンプレックスの下部が分布しており、その下限はスラストないし高角断層で、構造的低位の由良川コンプレックスと境されている。本地域北隣「熊川」地域の南部には、本コンプレックスが幅広く東西に分布している。その上限はスラストで境されて、構造的上位の椋川コンプレックスが重なる（中江・吉岡，1998）。

層理面はWNW-ESE走向が卓越し、北ないし南に40-60°傾斜している。本コンプレックスはWNW-ESE方向の開いた褶曲構造をなし、褶曲包絡面は北傾斜を示す。

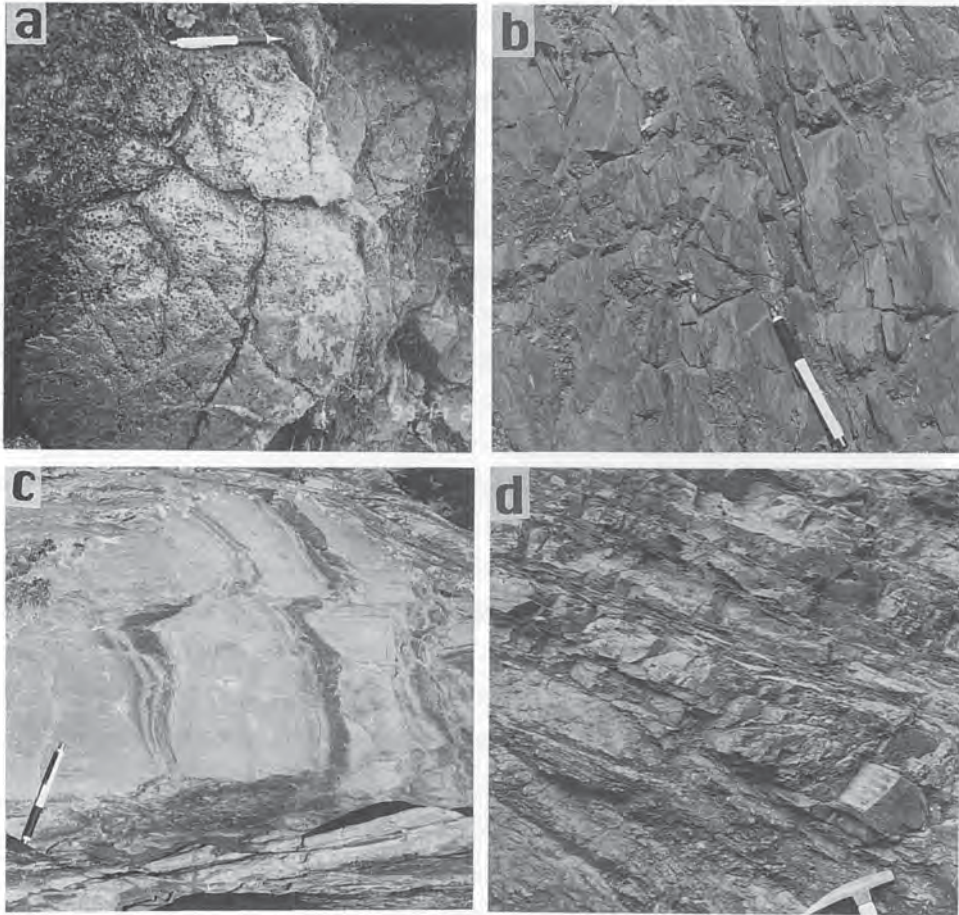
対比 古屋コンプレックスは、「熊川」地域の古屋層（中江・吉岡，1998）及びその直下に出現する層状チャート（椋川コンプレックスに属するとされた）を含めたものに当たる（第5表）。

層相 下部から上部へ、チャート相、珪質泥岩相、灰緑色泥岩相、黒色泥岩相、泥岩砂岩互層相ないし砂岩泥岩互層相が整合的に重なっている。チャート相は美山町由良川沿いや朽木村雲洞谷の南へ伸びる谷沿いでよく観察できる。厚さは最大で90m程である。灰緑色泥岩相の厚さは最大50m程である。チャート相と上位に重なる珪質泥岩相との関係については後述する。

Ⅲ. 4. 4 岩 相

緑色岩相（Sg, Yg）

主に変質玄武岩からなり、枕状溶岩・枕状角礫岩・火山性砕屑岩類・塊状溶岩の様相を呈する。まれに圧砕変形を受け葉理状圧砕岩となっている。溶岩塊には一般に発泡構造が発達している（第8図a）。



第8図 枕状溶岩・砥石型珪質泥岩の岩相

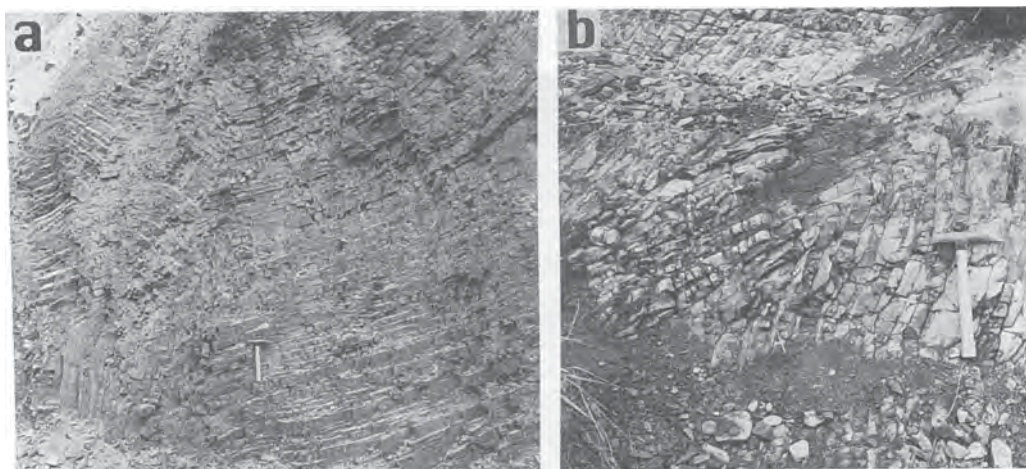
(a) 発泡構造が発達している枕状溶岩（佐々江コンプレックス），(b) 砥石型珪質泥岩（成層タイプ），(c) 砥石型珪質泥岩（互層タイプ），(d) 砥石型珪質泥岩（互層タイプ）。（以上，由良川コンプレックス） ペンの長さ：15cm，ハンマーヘッドの長さ：20cm。

砥石型珪質泥岩相 (St, Yt)

主に砥石型珪質泥岩からなり，わずかに層状チャートを伴う。砥石型珪質泥岩は灰-灰緑色の極細粒珪質粘土岩が5-15cmの厚さで成層したり（第8図b），厚さ5-10cmの有機質黒色粘土岩層と互層する（第8図c, d）ことで特徴づけられる。一般にスレート劈開が発達し，層理面に平行に割られる。まれにドロマイトのレンズを挟む。場所により剪断変形構造が発達し，単層が膨縮・レンズ化し，玄武岩の岩塊を含むことがある。典型的な例は，久多川上流西側の支谷沿いで認められる。これらの粘土岩はスレート状で，主に粘土鉱物からなり，シルト大の碎屑粒子を欠く。硫化鉄の微粒結晶を頻繁に含む。まれにコノドント化石を含む。

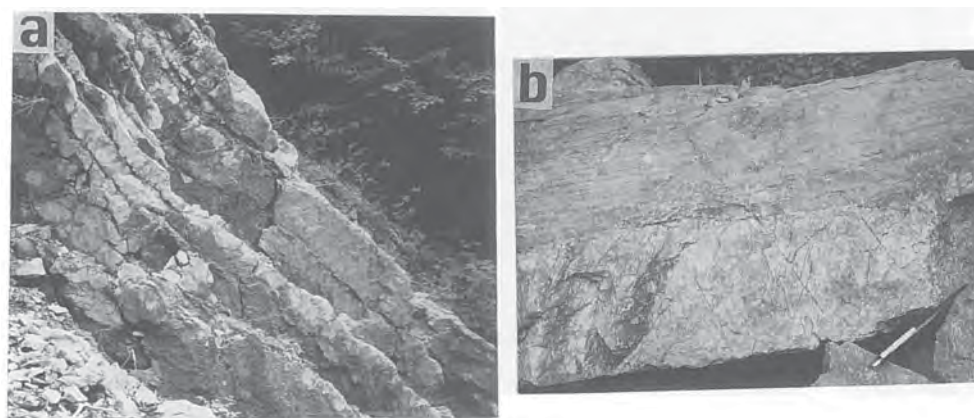
チャート相 (Sc, Yc, Fc)

主に層状チャートからなり、珪質泥岩・砥石型珪質泥岩を伴う。本地域では1地点で成層石灰岩と石灰岩・チャート互層が伴って産出する。層状チャートは厚さ1-10cmのチャート部と1mm以下-5cmの泥質部からなる(第9図a)。層状チャートの層序の下部では泥質部が厚くなり、チャート部と泥質部が2-5cmで互層し、下位の砥石型珪質泥岩に漸移する(第9図b)。全体に弱く再結晶し、一般に灰-暗灰色を呈する。まれに、赤色-暗赤色を呈する層状チャートが赤色泥岩を伴って分布している。最大規模の赤色チャートは、佐々江コンプレックスの足尾谷上流の支谷に分布する。そこでは、灰-暗灰色が卓越する厚さ150mのチャート相内に、30mの厚さで赤色の層状チャートが産出する。赤色チャート単層の



第9図 層状チャートの岩相

(a) 成層タイプの層状チャート。ボックス型の小褶曲をなす。(b) 互層タイプの層状チャート。シェブロン型の小褶曲をなす。(由良川コンプレックス) ハンマーの長さ: 30cm。



第10図 石灰岩・チャート互層の岩相

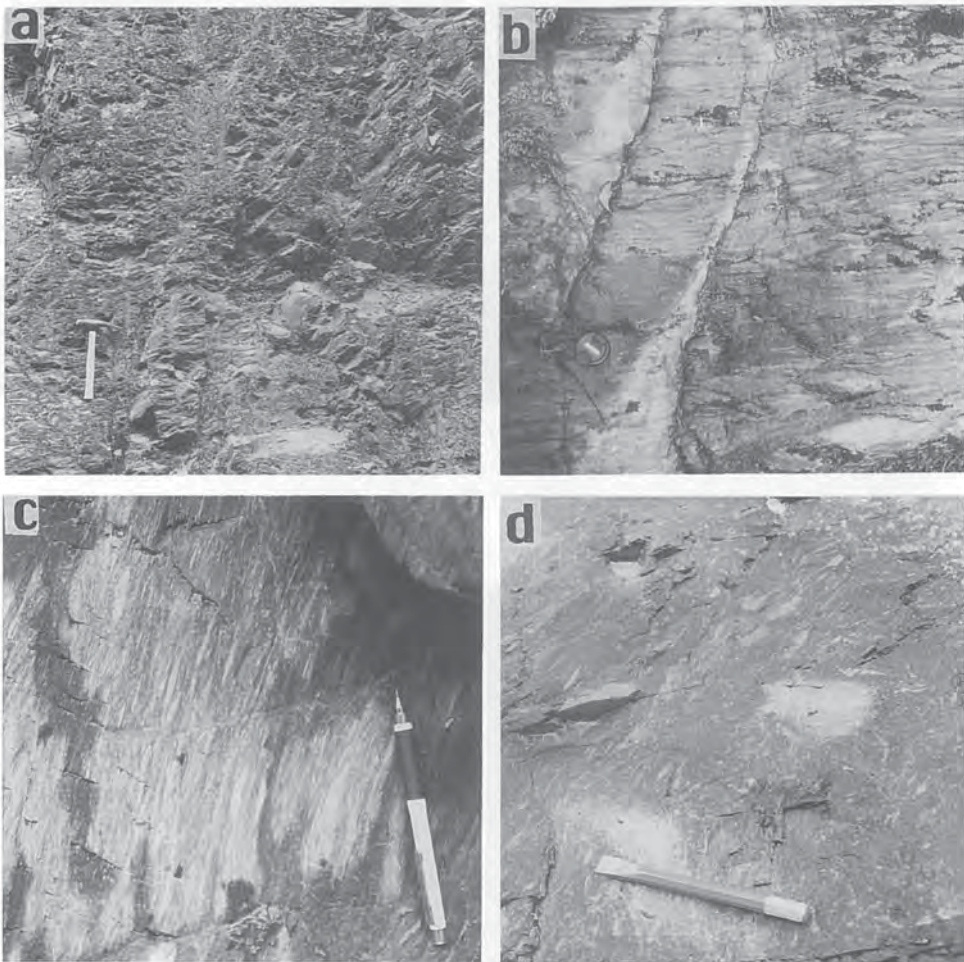
(a) 石灰岩とチャートとの互層(厚さ約1m)。(b) 葉理質の石灰岩(上部)とチャート(下部)。転石の接写。(由良川コンプレックス) ペンの長さ: 15cm。

一部には灰色から緑色に脱色している部分が認められる。

成層石灰岩と石灰岩・チャート互層は、葛川細川町の比良山地西斜面の谷沿いに分布する。厚さは20m程で谷斜面に露出している（第10図a）。層状チャートとの直接の関係はわからない。石灰岩は暗灰色ないし灰色を呈し、ミクライト質で化石を含まない（第10図b）。石灰質シルトないし砂岩を挟む。

珪質泥岩相 (Sk, Yk, Fk)

主に珪質泥岩からなり、ときに珪長質凝灰岩を挟む。珪質泥岩は、灰緑色で、まれに厚さ1cmのシルト質薄層を挟むが、一般には均質な泥質岩で剝離性に富む（第11図a）。なお、珪質泥岩は厚さが10m



第11図 珪質泥岩と灰緑色泥岩の岩相

(a) S1面が発達した珪質泥岩、(b) 灰緑色部と灰色部とが縞状をなす灰緑色泥岩、(c) 伸長した灰緑色のレンズを含む灰緑色泥岩、(d) 灰緑色のレンズを含む灰緑色泥岩。（由良川コンプレックス） ペンの長さ：15cm、カメラのキャップの径：6cm、タガネの長さ：18cm、ハンマーの長さ：30cm。

以下と薄いことが多い。その場合、随伴する層状チャートとともにチャート相に含めている。

顕微鏡観察によると、古屋コンプレックスの珪質泥岩試料には放散虫化石が卓越し、石英・長石の角張ったシルト粒子を含む。シルト質薄層の部分には角張った斜長石が濃集しており、珪長質凝灰岩質であると判断される。スレート劈開と層理面に平行に微小な自生雲母類粘土鉱物が定向配列をなし、放散虫化石は両面の交線方向に伸張している。放散虫化石の伸張方向の末端部には雲母類粘土鉱物からなる圧力影が認められる。

灰色泥岩相 (Sk_m, Y_{km}, F_{km})

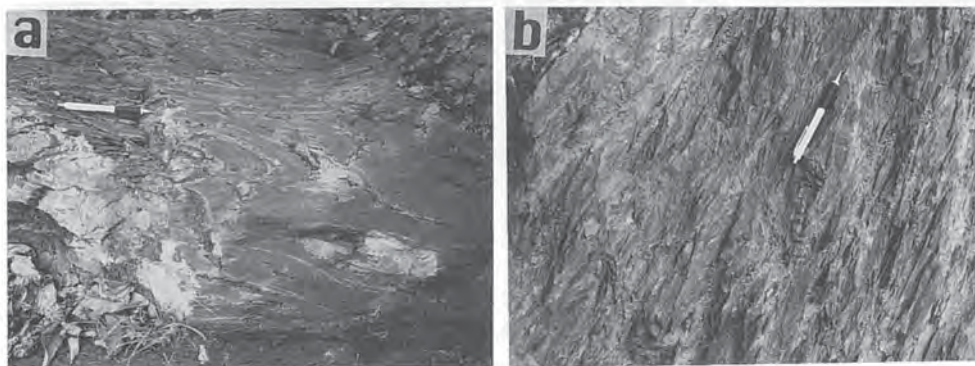
主に、灰緑色泥岩からなり、珪長質凝灰岩・黒色泥岩を伴う。厚さ数10cmで成層したり、灰緑色泥質部と灰-暗灰色泥質部とが互層する(第11図b)。凝灰質な薄層をしばしば挟む。暗灰色のパッチ状のレーベンが普遍的に含まれる。黒色泥岩とは異なり、ほとんど砂岩層や砂岩の葉理を伴うことがない。

佐々江・由良川の両コンプレックスにおいては、灰緑色泥岩は、しばしば灰緑色の部分が灰色-暗灰色泥質岩中にレンズ状となる混在岩的な組織を示し(第11図c, d)、木村ほか(1994)がC型混在岩としたものにあたる。

珪質凝灰岩相 (Yft)

主に珪長質凝灰岩からなり、凝灰質泥岩を伴う。珪長質凝灰岩は灰色-緑色で、厚さ3-20cmで成層し、凝灰質泥岩薄層としばしば互層する。珪質で硬く、成層していることから、層状チャートに類似しているが、チャートに比べて岩石表面観察で粗く見え、級化構造や平行葉理などの堆積構造が所により認められることから識別できる。鏡下ではシルト大の長石が認められる。

珪長質凝灰岩は厚さ数m程をなして黒色泥岩中に所により産出するが、地質図規模のものは、大津市葛川坂下町西方、足尾谷上流に分布するだけである。



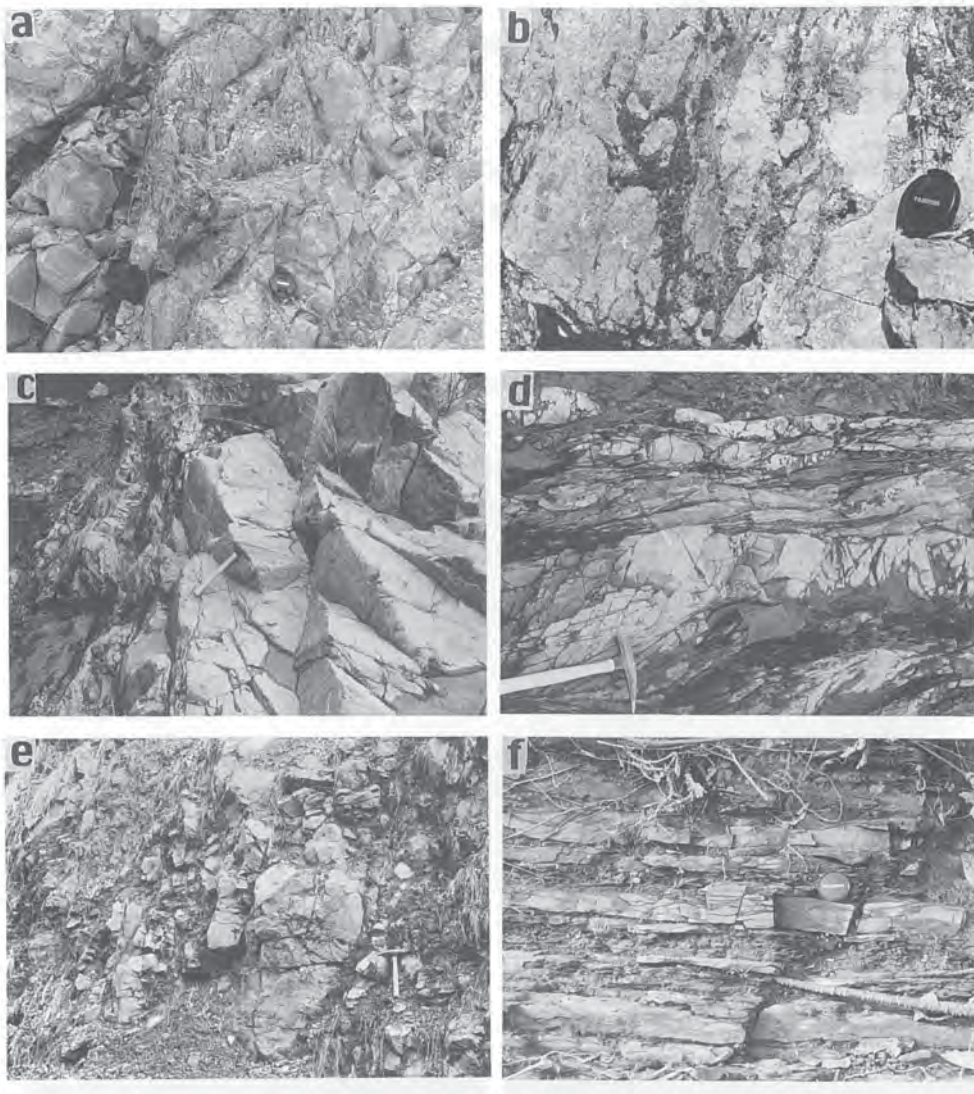
第 12 図 黒色泥岩の岩相

(a) シルト質の平行葉理を有する黒色泥岩、(b) スレート劈開が発達した黒色泥岩。
(由良川コンプレックス) ペンの長さ: 15cm.

黒色泥岩相 (Sm, Ym, Fm)

主に黒色泥岩からなり、泥岩砂岩互層を伴う。所により珪長質な凝灰岩薄層を挟む。

黒色泥岩は、シルト質泥岩で、シルトから砂質の葉理が発達し、しばしば砂岩薄層を挟む(第12図a)。由良川コンプレックスでは、本地域南縁部の百井川中流域などで、小礫を含む厚さ数mの含礫泥岩を挟む。古屋コンプレックスでは、層理面や葉理面にそって、白雲母や炭質物片が濃集していることが多い。由良川コンプレックスや古屋コンプレックスにおいて、層理面が東西性で垂直に近い姿勢を示すとき



第13図 成層砂岩・砂岩泥岩互層の岩相

(a) 成層砂岩, (b) チャート角礫岩 (以上, 佐々江コンプレックス), (c) 成層砂岩と泥岩砂岩互層, (d) 膨縮構造が発達した泥岩砂岩互層, (e) 砂岩部が膨縮Eレンズ化した破断砂岩泥岩互層 (以上, 由良川コンプレックス), (f) 規則的な成層を示す砂岩泥岩互層 (古屋コンプレックス). ハンマーの長さ: 30cm. カメラのキャップの径: 6cm.

ろではスレート劈開と平行となり、黒色泥岩はスレート様で板状に割れやすい特徴を示す（第12図b）。

泥岩砂岩互層（Sam, Yam, Fam）・砂岩泥岩互層相（Sas, Yas, Fas）

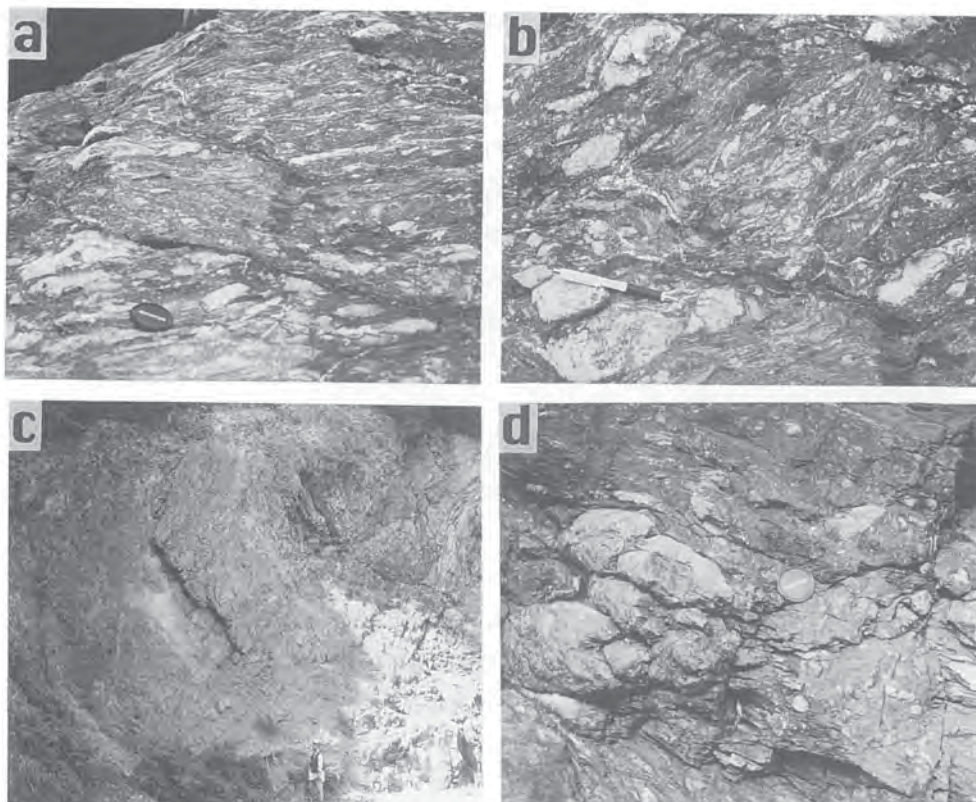
前者が泥岩砂岩互層、後者は砂岩泥岩互層が卓越し、黒色泥岩・成層砂岩を伴う。

由良川・佐々江の両コンプレックスでは、砂岩層が膨縮ないし剪断されレンズ化していることが多い（第13図d, e）。露頭では砂岩層の堆積構造は全体に乏しく、級化構造が所により認められるにすぎない。

古屋コンプレックスでは層理面はよく保存されていることが多く、厚さ5-20cmほどの砂岩層には、リップル葉理、斜交葉理、まれにコンボルト葉理などが発達する（第13図f）。泥岩層には砂質葉理が発達し、炭質物や白雲母などが濃集している。

砂岩相（Sss, Yss）

成層砂岩が卓越し、砂岩泥岩互層・泥岩砂岩互層を伴う。本地域の古屋コンプレックスには地質図で



第 14 図 混在岩の岩相

(a) 伸長した多数の小岩塊を含む混在岩。写真面：水平。(b) 微褶曲をなし膨縮構造が発達した小岩塊を多数含む混在岩。写真面：垂直，S1面にはほぼ直交。aと同一地点。(c) 厚さ10mの層状チャートの小岩塊とそれを取り囲む混在岩。(d) 無秩序に配列した小岩塊を含む混在岩。(以上、由良川コンプレックス)。カメラのキャップ径：6cm。ペンの長さ：15cm。

表現される規模では分布しない。

佐々江コンプレックス 成層砂岩は、50-150cm厚で成層し、青灰色、塊状、中—粗粒、一部礫質であり、部分的に径1-3cmのリップアップクラストが濃集している（第13図a）。また、礫岩が左京区八桝町の八桝川沿いに、礫質砂岩を伴って厚さ40mをなして分布している。この礫岩は黒色—灰色のチャート角礫とわずかな砂質基質からなる（第13図b）。

鏡下の観察では、砂岩は淘汰の良い長石質アレナイトで、多い順から石英、斜長石、カリ長石の粒子からなる。斜長石とカリ長石は同じくらいの量で、両者を加えると石英よりも多い。わずかに、白雲母、珩長質火山岩片を含む。各粒子は亜円から亜角状、円形に近い形をなす。

由良川コンプレックス 成層砂岩は、層理面が識別できないこともあるが、一般には50-150cm厚で成層し、灰白色、塊状、細粒—中粒である（第13図c）。砂岩層は膨縮し剪断変形を受けレンズ化していることが多い。

鏡下の観察では、砂岩は淘汰が比較的良好な長石質ワッケで、多い順から石英、斜長石、カリ長石の粒子からなる。石英量は、斜長石とカリ長石を加えた長石量と同じくらいである。白雲母と珩長質火山岩片の量は佐々江コンプレックスの量よりも多い。各粒子は亜角から角礫状が卓越する。砕ば粒子の回りには白雲母の圧力影が発達する。

古屋コンプレックス 成層砂岩は、50-100cm厚で成層し、青灰色、塊状、細—中粒である。岩質は軟質で風化・円磨されやすく、佐々江・由良川両コンプレックスの砂岩に比べて明らかに強度が低い。

鏡下の観察では、砂岩はしばしば方解石で充ねされており、淘汰が比較的良好な長石質ワッケである。構成粒子は多い順から石英、斜長石、カリ長石、岩片である。石英量は、斜長石とカリ長石を加えた長石量よりやや少ない。岩片は佐々江・由良川両コンプレックスに比べて含有される割合が多く、石英・雲母片岩、珩長質火山岩などが認められる。白雲母の圧力影が認められる。

混在岩相 (Sx, Yx)

主に混在岩からなる。混在岩は鱗片状劈開が発達する黒色泥岩を基質とし、一般に岩塊として、砂岩・チャート・珩質泥岩・酸性凝灰岩、まれに緑色岩を含有する（第14図a—d）。

III. 4. 5 岩相間の層序関係

各コンプレックスを構成する岩相の累重関係では、下位から上位へ砥石型珩質泥岩・層状チャート・珩質泥岩そして黒色泥岩・砂岩泥岩互層からなる初生的な層序が復元される。この初生的層序は、岩相間の整合的な境界が一部で観察できることから支持される。

砥石型珩質泥岩相とチャート相

両相の境界では、しばしば、砥石型珩質泥岩の上位に層状チャートが重なる整合的な累重関係が認められる。一方、砥石型珩質泥岩相の基底は常に剪断変形構造が発達した砥石型珩質泥岩からなり、露頭ではその下位の層状チャートや黒色泥岩、混在岩とスラストで境されているのが所により観察される。



第15図 砥石型珪質泥岩と層状チャートとの整合的累垂関係（由良川コンプレックス）
 砥石型珪質泥岩の下半部に見られる黒色部は剪断された有機質黒色粘土岩からなる。

由良川コンプレックスの例：第15図では、強く剪断され鱗片状劈開が発達した砥石型珪質泥岩の黒色粘土岩が南傾斜の断層で、下位の層状チャートと境されている。一方、砥石型珪質泥岩の上位では、チャートと珪質泥岩とが律動的に互層する層状チャートに漸移的に移り変わっている。

チャート相・珪質泥岩相・黒色泥岩相

チャート相の上位に珪質泥岩相を挟んで黒色泥岩相が整合的に重なる露頭が所により観察される。

佐々江コンプレックスの例：桂川支流の八樹川流域の林道の切り割り露頭では、層状チャートの上位に、厚さ50cmの珪質泥岩、酸性凝灰岩や砂岩薄層を挟む黒色泥岩が順次整合に重なっているのが観察された。この珪質泥岩からは保存の良い放散虫化石が産出した（後述）。

古屋コンプレックスの例：朽木村雲洞谷の南東に伸びる小谷沿いや美山町由良川沿いで観察できる。雲洞谷の小谷では、急な南南東方向の滑滝にそって、下流側に珪質泥岩がWNW-ESE走向、高角北傾斜で、80m以上連続して露出し、その上流側に同様の姿勢をなして層状チャートが露出する。層状チャートの上部5m程は、数-5cmの薄層理で成層し、その上位に灰緑色珪質泥岩が重なる。境界面は軽微すべり面をなすが、チャートの層理面に平行に伸びている。下部10m厚まで、珪質泥岩には頻繁に厚さ3-15cmの細粒珪質凝灰岩層が挟まれ、珪質泥岩と互層状をなす。

第1表 「北小松」地域で産出したコノドント化石（吉田，1979） 地点番号は吉田（1979）による

<p>地点3</p> <p><i>Neospathodus</i> (?) <i>homeri</i> Bender</p> <p><i>Neohindeodella</i> (?) <i>multihamata</i> Huckriede</p> <p><i>Diplododella</i> sp.</p> <p><i>Enantiognathus zieglerei</i> Diebel</p>
<p>地点4</p> <p><i>Neospathodus timorensis</i> Nogami</p> <p><i>Pollygnathus kochi</i> Uckriede</p> <p><i>Cypridodella muelleri</i> Tatge</p> <p><i>Xaniognathus tortilis</i> Tatge</p>

Ⅲ. 5 産出化石と地質年代

本地域では、これまで由良川コンプレックスから、三畳紀を示すコノドント化石（吉田，1979），ジュラ紀新世を示す放散虫化石（鈴木，1990；武蔵野ほか，1995），そして古屋コンプレックスからはジュラ紀新世を示す放散虫化石（鈴木・中江，1997）の産出報告がそれぞれある（第1，2表）。今回，新たに付加コンプレックスの形成年代を明らかにする目的で，海洋プレート層序のうち，層状チャート最上部から珪質泥岩の層準，及びさらに上位の黒色泥岩を中心に放散虫化石の抽出を試みた。その結果，本地域の珪質岩・泥質岩からは多くの地点から放散虫化石が得られたが，一般に保存が不良で一つの化石帯に特定することが困難である場合が多い。特に，花折層以東に分布する付加コンプレックスからは年代決定に有効な放散虫化石は得られなかった。

放散虫化石抽出用に試料を採取した地点（R1-R16）を付図に，産出した放散虫化石のうち，化石帯の位置づけを狭く限定しうる種のリストを第3表にそれぞれ示す。ジュラ系の放散虫生層序区分及び化石帯の年代位置づけは，Matsuoka（1995）に従った（第4表）。Matsuoka（1995）は，ジュラ紀の放散虫生層序区分に関して，JR1-JR8の8つの放散虫化石帯を設定している。以下本研究報告では，ジュラ紀の各化石帯名としてJR1-JR8の記号を用いる。

Ⅲ. 5. 1 産出化石

佐々江コンプレックス

本コンプレックスの構造的下部に分布する層状チャートに整合に重なる珪質泥岩（地点R1），及び黒色泥岩（地点R2）から，*Tricolocapsa* (?) *fusiformis*, *T. Plicarum* などのジュラ紀中世中期のJR4を特徴づける放散虫化石が産出する（第3表）。珪質泥岩から産出した主要な放散虫化石を第I図版に示す。

第2表 「北小松」地域で産出した放散虫化石 gm: 灰緑色泥岩及び珪質泥岩, bm: 黒色泥岩.

構造層序ユニット	由良川コンプレックス																			古層コンプレックス				
	鈴木 (1990)																	武蔵野ほか (1995)		鈴木・中江 (1997)				
試料番号	21	55	56	73B	73C	75	92	93	128	20	46	64c	95	124	127	136	137	139	OG1	OG3	93-3	Fu-1	Fu-4	
岩相	gm	gm	gm	gm	gm	gm	gm	gm	gm	bm	bm	bm	bm	bm	bm	bm	bm	bm	bm	gm	gm	gm	gm	gm
<i>Andromeda podbielensis</i>			cf.																					
<i>Archeodictyomitra apiarium</i>															X	cf.			X					
<i>A. imlayi</i>																							X	
<i>A. minoensis</i>																X	X		X				X	X
<i>A. rigida</i>			cf.											X	cf.									
<i>A. sp.</i>				X	X		X	X	X	X		X	X	X	X	X	X						X	
<i>Archaeospongoprunum sp.</i>												X				X								
<i>Cinguloturris carpatica</i>																			X			X		
<i>C. sp.</i>			X				X	X				X				X								
<i>Dibolachras chandrika</i>							cf.																	
<i>Dictyomitra sp.</i>					X			X		X														
<i>Dictyomitrella sp.</i>							X				X													
<i>Droilus sp.</i>														X										
<i>Eucyrtidellum ptyctum</i>							X					X	X				X	X	X					
<i>E. pyramis</i>																	cf.							
<i>E. unumaense</i>																					cf.			
<i>E. sp.</i>					X		X					X		X	X									X
<i>Gongylothorax sakawaensis</i>							X					X							X					
<i>Hsuum maxwelli</i>	X					cf.	X		X						X			X			cf.			
<i>H. brevicostatum</i>																					cf.			
<i>H. sp.</i>	X	X	X	X	X	X	X		X		X	X	X		X									
<i>Mirifusus mediodilatatus</i>										X	X								X				X	
<i>M. sp.</i>																								X
<i>Obescapsula rotunda</i>								cf.								X								
<i>O. sp.</i>							X																	
<i>Parahsuum sp.</i>						X	X					X		X										
<i>Paronaella sp.</i>				X																				
<i>Parvicingula mashitaensis</i>						X				X		cf.					cf.		X					
<i>P. boesii</i>	X																	X						cf.
<i>P. sp.</i>		X		X	X	X				X	X	X				X	X							cf.
<i>Pseudodictyomitra primitiva</i>																			X					cf.
<i>Praeconocaryomma sp.</i>																		X						
<i>Protunuma ochiense</i>			X		X		X					X						cf.						
<i>P. fusiformis</i>			cf.		X					cf.														
<i>P. japonicus</i>									X							X	X	X	X		X			
<i>P. turbo</i>												cf.												
<i>P. sp.</i>			X	X	X		X	X		X			X									X		
<i>Pseudodictyomitra sp.</i>							X			X														
<i>Ristola kamoensis</i>												X												
<i>R. altissima</i>									X								cf.							
<i>Sethocapsa uterculus</i>																X	X							
<i>S. sp.</i>							X					X	X	X	X	X								
<i>Spongocapsula sp.</i>												X		X	X	X								X
<i>Stichocapsa robusta</i>																					X			
<i>S. naradaniensis</i>							cf.												X		X			
<i>S. sp.</i>											X			X		X	X						X	X
<i>Stichomitra sp.</i>																								X
<i>Stylocapsa tecta</i>																								
<i>Syringocapsa sp.</i>							X			X								X						
<i>Thanarla conica</i>																				cf.		cf.		
<i>Tricolocapsa conexa</i>			cf.																		X			
<i>T. plicarum</i>	X				X																			
<i>T. yaoi</i>																								
<i>T. sp.</i>							X						X	X	X	X		X						X
<i>Unuma sp.</i>												X												
<i>Williriedellum crystallinum</i>																					cf.			
<i>Xitus gifuensis</i>	cf.							X										X						
<i>Xitus sp.</i>								X			X								X					

第3表 本研究報告で新しく得た放射虫化石

sil.ms:珪質泥岩, ms:黒色泥岩, ch:層状チャート, cf:珪長質凝灰岩, A:多量, C:やや多い, M:並, MG:良好, PM:不良, 放射虫化石帯は第4表を参照.

構造層ユニット	佐々江C.										由良川コンプレックス									
	R1	R2	R3	R4	R5	R6	R7	R8	R9	R10	R11	R12	R13	R14	R15	R16	R17			
地点番号	940	97-103	98-101	98-107	97-207	98-102	844	98-202	98-104	98-105	98-108	96-100	98-106	98-201	97-106	97-108	96-116			
試料番号																				
岩相	sil.ms	ms	ch	sil.ms	sil.ms	sil.ms	sil.ms	sil.ms	sil.ms	sil.ms	sil.ms	sil.ms	sil.ms	sil.ms	ms	tf	ms			
含有量/保存	A/MG	A/MG	A/M	C/M	C/M	C/M	A/PM	C/M	A/M	A/M	C/PM	A/M	C/M	C/M	A/M	A/M	C/M			
<i>Stichocapsa tegiminis</i> Yao	○																			
<i>Stichocapsa japonica</i> Yao	○																			
<i>Tricolocapsa (?) fusiformis</i> Yao	○	○																		
<i>Tricolocapsa plicarum</i> Yao	○	○																		
<i>Cyrtocapsa masticoidea</i> Yao	○				○				○											
<i>Tricolocapsa tetragona</i> Matsuoka					○				○				○							
<i>Tricolocapsa corexa</i> Matsuoka					○				○											
<i>Stichocapsa robusta</i> Matsuoka					○				○											
<i>Styllocapsa (?) spiralis</i> Matsuoka group					○				○								○			
<i>Stichocapsa naradaniensis</i> Matsuoka																	○			
<i>Gongylothorax sakawaensis</i> Matsuoka																				
<i>Hsuum maxwellii</i> Pessagno																				
<i>Zhamoidellum ovum</i> Dumitrica															○					
<i>Tricolocapsa yaoi</i> Matsuoka															○					
放射虫化石帯	JR4	JR4	JR4-5	JR6	JR5	JR5-6	JR5-6	JR5-6	JR5	JR5	JR5-6	JR6	JR6	JR5-6	JR7-8	JR7-8	JR6			

由良川コンプレックス

本コンプレックスの中部ユニットから得られた混在岩相中の黒色泥岩(地点R15),珪長質凝灰岩(地点R16)からは,*Zhamoidellum ovum*や*Tricolocapsa yaoi*のようなジュラ紀新世中-後期を示す放射虫化石が産出することから, JR7ないしJR8に相当する可能性が高い.

上部ユニットの黒色泥岩(地点R13, 17)と珪質泥岩(地点R4, 12)は*stichocapsa naradaniensis*や*Styllocapsa(?) spiralis*, *Gongylothorax sakawaensis*など,ジュラ紀新世前期を示す放射虫化石を産出することからJR6,珪質泥岩(地点R5, 9, 10)は*Tricolocapsa tetragona*と*T. conexa*が共産し, JR5の下部を示す. また,大江山東方の道沿いに露出する層状チャート最上部の層状チャート(地点R3)からは,*Tricolocapsa plicarum*と*T. tetragona*の共産が認められ, JR4とJR5の境界付近を指示する. 上述したJR5の下部を示す地点R5の珪質泥岩は,このチャートから漸移的に岩相変化し,チャートの上位に重なる.

次にこれまで本地域から報告されている化石について整理する(第1, 2表).

吉田(1979)は2地点の層状チャートからコノドント化石を得た. 地点4(大津市葛川梅ノ木, 久多川沿い)からは*Neospathodus timorensis*, *Polygnathus kochi*など, スパシアン-前期アニシアン(三疊紀古世後期-三疊紀中世前期)を, 地点3(朽木村小川南, 久多川沿い)の泥質岩中のチャート礫(ただし, 本調査では同地点でこのような岩

第4表 ジュラ系・下部白亜系の放散虫生層序区分と化石帯の年代 (Matsuoka, 1995)

		Age (Ma)	Code (Abbr.)	Zone and zonal definition (Ma)	
CRETACEOUS	Lower (Part)	Barremian (117)	KR3 (Ac)	<i>Acanthocircus carinatus</i>	◆ <i>Acanthocircus carinatus</i> (119)
		Hauterivian (123)	KR2 (Cs)	<i>Cecrops septemporatus</i>	◆ <i>Cecrops septemporatus</i> (127)
		Valanginian (131)	KR1 (Pc)	<i>Pseudodictyomitra carpatica</i>	◆ <i>Pseudodictyomitra carpatica</i> (136)
		Berriasian (135)			
JURASSIC	Upper	Tithonian (141)	JR8 (Lp)	<i>Loopus primitivus</i>	▲ <i>Hsuum maxwelli</i> group (141)
		Kimmeridgian (146)	JR7 (Hm)	<i>Hsuum maxwelli</i>	▲ <i>Tricolocapsa conexa</i> (146)
		Oxfordian (154)	JR6 (Ss)	<i>Stylocapsa(?) spiralis</i>	◆ <i>Stylocapsa(?) spiralis</i> group (155)
	Middle	Callovian (160)	JR5 (Tc)	<i>Tricolocapsa conexa</i>	◆ <i>Tricolocapsa conexa</i> (162)
		Bathonian (164)	JR4 (Tp)	<i>Tricolocapsa plicarum</i>	◆ <i>Tricolocapsa plicarum</i> (170)
		Bajocian (170)			
		Aalenian (175)	JR3 (Lj)	<i>Laxtorum(?) jurassicum</i>	▼ <i>Laxtorum(?) jurassicum</i> (175)
	Lower	Toarcian (184)	JR2 (Te)	<i>Trillus elkhornensis</i>	▼ <i>Trillus elkhornensis</i> (188)
		Pliensbachian (191)	JR1 (Ps)	<i>Parahsuum simplum</i>	▼ <i>Parahsuum simplum</i> (203)
		Sinemurian (200)			
Hettangian (203)					
TR	Up	Rhaetian			

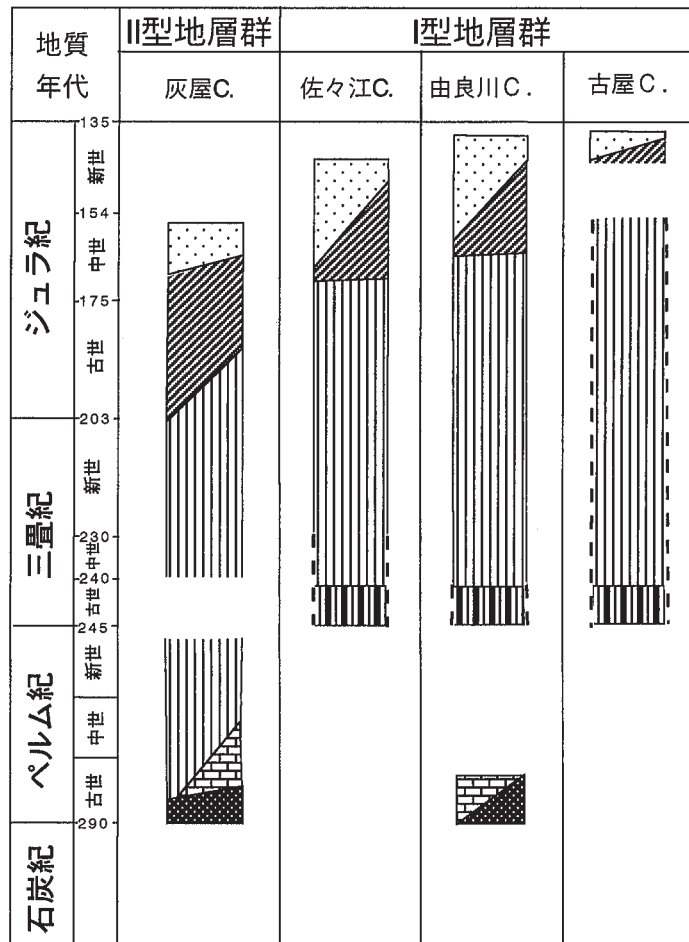
◆	Evolutionary first appearance	▼	First occurrence
▲		▲	Last occurrence

相は認められなかった) からは *Neospathodus(?) homeri* などのスパンアン (三畳紀古世後期) を示すコノドント化石が産出したとしている。

鈴木 (1990) は、八丁平付近の16地点のチャート, 12地点の灰緑色泥岩, 18地点の黒色泥岩から産出した放散虫化石種を報告している。これらのうち, 第2表には比較的地質時代が限定できる放散虫化石が産出した試料だけを選択した。産出した放散虫化石から, 層状チャートは三畳紀中世-ジュラ紀古世, 灰緑色泥岩はジュラ紀古世後半-ジュラ紀新世前半, 黒色泥岩はジュラ紀中世-ジュラ紀新世後半の時代を示すとしている。

武蔵野ほか (1995) は、八丁平の1地点の黒色泥岩, 2地点の珪質泥岩から産出した放散虫化石を報告している。黒色泥岩 (試料OG1) は *Pseudodictyomitra primitiva* 群集帯を特徴づける放散虫化石を産出することから, ジュラ紀新世後期を, 灰緑色泥岩では試料OG3から *Gongylothorax sakawaensis*

-*Stichocapsa naradaniensis* 群集帯を特徴づける放散虫化石が得られたことからジュラ紀新世前期、試料93-3からは *Tricolocapsa yaoi* 群集帯に比較できる放散虫化石を得たことからジュラ紀新世中頃を示すとしている（第2表）。しかし、試料OG3の放散虫化石については、武蔵野ほか（1995）が図版1の3で *Stichocapsa naradaniensis* とした放散虫化石は、*Tricolocapsa conexa* ないし *T. plicarum* と判断されるので、試料OG3の放散虫化石からは、*Guexella nudata* 群集の可能性も生じる。そのため、この珪質泥岩の地質年代としてはジュラ紀中世後期－ジュラ紀新世前期の範囲となる。



 砂岩・黒色泥岩
  珪質泥岩
  層状チャート
 砥石型珪質泥岩
  石灰岩
  緑色岩

第16図 「北小松」地域に分布するジュラ紀付加コンプレックスの地質時代
各岩相の地質時代は「北小松」地域及び隣接地域から産出した化石時代に基づく。岩相の輪部の破線部は推定した時代範囲を示す。

古屋コンプレックス

古屋コンプレックスからの放散虫化石は、鈴木・中江（1997）によって灰緑色泥岩からの産出が報告されている。Matsuoka（1995）の化石帯区分を適用すれば、その群集はJR7あるいはそれより若い化石帯を示す可能性が高い。

Ⅲ. 5. 2 地質年代

これまでに記述した産出化石種の地質年代に基づいて、各コンプレックスの地質年代を整理・検討する。隣接図幅地域の産出化石に基づく地質年代を加味して、各コンプレックスについて復元された海洋プレート層序の各岩相の地質年代範囲を第16図に示す。なお、本地域のいずれのコンプレックスからも、砥石型珪質泥岩については地質年代を示す化石の証拠が得られていないが、本地域では常に三疊紀新世—ジュラ紀の層状チャートに整合的に被われること、「京都西北部」地域では、砥石型珪質泥岩に整合的に重なる層状チャートからアニシアン（三疊紀中世前期）—レーチアン（三疊紀新世後期）の年代範囲にわたるコノドント化石が産出する（Isozaki and Matsuda, 1980）ことから、三疊紀古世とみなすことができる（第16図）。

以下述べるように、古屋コンプレックスを除く他のコンプレックスに関しては、層状チャート、珪質泥岩、泥岩の順に年代が新しくなるとともに、相対的に構造的低位のコンプレックスほど、各岩相の年代が新しくなるという傾向が認められる。古屋コンプレックスに関しては、陸源砕屑岩の地質年代は構造的低位の由良川コンプレックスの中部ユニットに相当し、その上部ユニットよりは明らかに若く、上記の年代極性の傾向からはずれず。

灰屋コンプレックス

本地域からは化石の産出はない。南西方の「京都西北部」地域の研究報告に基づく、ハイアロクラスタイトに含まれる紡錘虫化石から緑色岩はペルム紀古世、紡錘虫化石から石灰岩はペルム紀古—中世丹波地帯研究グループ、1969, 1980）、放散虫化石から層状チャートはペルム紀、三疊紀中世—ジュラ紀古世、珪質泥岩はジュラ紀古—中世、泥岩はジュラ紀中世の年代をそれぞれ示す（井本ほか、1989）。

佐々江コンプレックス

本地域の珪質泥岩及び黒色泥岩からジュラ紀中世中期を示す放散虫化石が得られた。

東に隣接する「四ッ谷」地域の本コンプレックスからは、層状チャートからジュラ紀古世前期の放散虫化石、三疊紀新世を示すコノドント化石が、珪質泥岩からはジュラ紀新世を示す放散虫化石、黒色泥岩からはジュラ紀新世前期の放散虫化石群集がそれぞれ報告されている（木村ほか、1994）。すなわち、本地域と「四ッ谷」地域における珪質泥岩と黒色泥岩の放散虫化石年代を比較すると、本地域ではジュラ紀中世中期を示すのに対して、「四ッ谷」地域でジュラ紀新世前期頃の若い年代を示すという違いがある。

由良川コンプレックス

本コンプレックス中部ユニットの黒色泥岩・珪質凝灰岩の各1試料からジュラ紀新世後期に相当する放散虫化石が得られた。上部ユニット全体の傾向としては、層状チャートから三畳紀新世後期のコノドント化石と層状チャート最上部付近からジュラ紀中世中頃の放散虫化石、珪質泥岩からジュラ紀中世後期-ジュラ紀新世中頃を示す放散虫化石、泥岩からはジュラ紀新世前・後期を示す放散虫化石がそれぞれ産出している。

南隣の「京都東北部」地域の黒色泥岩からは、ジュラ紀新世前半を示す放散虫化石（木村ほか，1998），西隣の「四ッ谷」地域からは、緑色岩に伴う石灰岩からペルム紀古世を示す紡錘虫化石、及び層状チャートは三畳紀-ジュラ紀古世を示す放散虫とコノドント化石、珪質泥岩はジュラ紀中世、黒色泥岩はジュラ紀中世後期-ジュラ紀新世後期の年代をそれぞれ示す放散虫化石が産出している（木村ほか，1994）。

したがって、本地域及び周辺地域から産出した放散虫化石・コノドント化石年代によると、由良川コンプレックスについては、層状チャートは三畳紀-ジュラ紀中世中頃、珪質泥岩はジュラ紀中世後期-ジュラ紀新世後期、黒色泥岩はジュラ紀中世後期-ジュラ紀新世後期の年代範囲を示すことになる。また、中部ユニットは上部ユニットに対して珪質泥岩・黒色泥岩ともに地質年代が若くなる傾向が認められる。

古屋コンプレックス

古屋コンプレックスからの放散虫化石は、鈴木・中江（1997）が示した図版から判断すれば、灰緑色泥岩がジュラ紀新世中期を示すJR7あるいはそれより若い化石帯を示す可能性が高い。

古屋コンプレックスの構造的下位に分布する由良川コンプレックス上部ユニットよりは、新しい年代を示し、由良川コンプレックス中部ユニットの碎屑岩類の年代にほぼ相当する。

なお、層状チャートについては、化石年代が得られていないが、その地質年代については、岩相層序的關係から次のように推定した。地質年代の上限は、すでに記述したように珪質泥岩に整合的に被われること、ジュラ紀新世の地質年代が得られた珪質泥岩は相対的に珪質泥岩層準の上部であることから、ジュラ紀中世頃までと推定した。一方、地質年代の下限は砥石型珪質泥岩を伴っていることから、三畳紀中世まで下がると推定される（第16図）。

Ⅲ. 6 構造層序区分と対比

丹波帯全域の構造層序区分とその対比に関しては、すでに木村ほか（1994，1998）で整理されている。本研究報告の調査結果もこれらの対比の枠組みに矛盾しない。しかし、I型地層群の佐々江コンプレックスと由良川コンプレックスに関しては、両者の境界の位置を「四ッ谷」地域（木村ほか，1994），「京都東北部」地域（木村ほか，1998），「熊川」地域（中江・吉岡，1998）から変更した第5表）。ここでその理由について解説する。

第5表 丹波帯の付加コンプレックスの構造層序区分の対比

図幅名	四ッ谷	北小松	熊川	小浜
文献	木村ほか(1994)	本報告	中江・吉岡(1998)	Nakae(1992)
II型地層群	-	-	多田C.	古和木C.
	雲ヶ畑C.	-	下根来C.	八代C.
	和知/灰屋C.	灰屋C.	河内C.	名田庄C.
I型地層群	-	古屋C.	古屋層	古屋層
	鶴ヶ岡/佐々江C.	佐々江C.	椋川C.	鶴ヶ岡/久坂C.*
	由良川C.	由良川C.	由良川C.	由良川C.

図幅名	京都西北部	北小松	京都東北部
文献	井本ほか(1989)	本報告	木村ほか(1998)
II型地層群	周山ユニット	-	-
	雲ヶ畑ユニット	-	雲ヶ畑C.
	灰屋ユニット	灰屋C.	灰屋C.
I型地層群	-	古屋C.	-
	I型地層群	佐々江C.	-
		由良川C.	大原C.
	-	-	比叡山C.

- : 露出していない, C.: コンプレックス

* 両者はNakae(1992)によって区分されたが, 中江・吉岡(1998)は鶴ヶ岡/久坂の両コンプレックスを一括すると修正した.

佐々江-由良川コンプレックス境界

岩相的には, 由良川コンプレックスはチャート相と黒色泥岩相とが覆瓦構造をなして繰り返し帯状に分布し特徴的な岩相の灰緑色泥岩相が厚く伴われるのに対し, 佐々江コンプレックスは混在岩相が卓越し連続性の乏しいチャート相や緑色岩相をしばしば伴うことで両者は区別される(木村ほか, 1994).

「四ッ谷」地域ではこうした岩相の境界を基準として設定されている(木村ほか, 1994). 地質年代としては, 付加コンプレックスの形成年代を示す黒色泥岩の地質年代が両コンプレックスで異なる. すなわち, 佐々江コンプレックスでは地点R2の黒色泥岩はJR4(第3表)でジュラ紀中世中期であるのに対し, 由良川コンプレックスでは, 主にジュラ紀新世の範囲を示す. ただし, 佐々江コンプレックスでは, 黒色泥岩の地質年代は1地点に限られ, その産出地点は佐々江-由良川コンプレックス境界の近傍である.

本地域において, 上に述べた岩相的特徴の比較によると, 混在岩の基底が最も明瞭な岩相境界である. この境界は, 「京都東北部」地域で設定された大原コンプレックス(由良川コンプレックス相当)の上限にあたる. しかし, すでに述べたように, 放射虫化石年代でみると, その構造的低位の層準にお

いて、珪質泥岩・黒色泥岩から産出した放射虫化石年代にギャップが認められる。そして、岩相・構造的な特徴においても、本研究報告で示した佐々江コンプレックス基底のスラストの直上付近に緑色岩相が分布し、周囲の黒色泥岩相も比較的強い剪断変形構造が発達していることが認められる。

以上の地質年代と岩相・構造的な特徴から、本研究報告では佐々江ー由良川コンプレックスの境界の位置を再設定した。この結果に基づき、第4図においては、予察的な調査に基づき、「四ッ谷」、「京都東北部」地域での同境界の位置を修正している。

III. 7 地質構造と変形史

本地域の付加コンプレックスの地質構造には大小様々な規模の変形構造が認められる。そして異なる変形構造間の前後関係からいくつかの異なる変形時期が識別できる。変形構造の多くはジュラ紀末ないし白亜紀初頭に生じた付加体の形成から白亜紀末にかけて形成されており、変形史は、付加造運動期 (D_1 ステージ)、正立褶曲形成期 (D_2 ステージ)、南北圧縮に伴う横ずれ断層運動期 (D_3 ステージ) の3つのステージ(木村, 1989; 木村ほか, 1989)に区分できる。本研究報告ではこの D_1 - D_3 の各変形ステージについて記述する。

III. 7. 1 D_1 ステージ

D_1 は付加コンプレックスの形成期であり、変形構造にはスラスト、小褶曲 (F_1)、砂岩泥岩互層などの層理面を破断する小断層や鱗片状劈開などがある。

スラスト

スラストは層理面にほぼ平行し、層理面が褶曲や傾動した結果、北ないし南へ様々な角度で傾斜しているのに伴った姿勢を示している。正立褶曲や断層運動による傾動変位を復元すると、形成時には水平に近い低角度で南へ衝上する逆断層であったと推定される。このような初生的な姿勢と運動像から、このタイプの断層はスラストにあたると思われる。

スラストの内、異なる岩相が繰り返す覆瓦構造の形成に関するものを覆瓦スラスト (imbricate thrust)、ナップをなす構造層序単元の基底を切る大規模なものを基底スラスト (sole thrust) と呼び区別する。

覆瓦スラスト 覆瓦スラストは、一枚の単層がデュープレックス構造をなして繰り返す小規模なものから、海洋プレート層序の各岩相内で繰り返す規模、そして海洋プレート層序が一つのスラストシートを構成して覆瓦状に繰り返す規模のものまでが認められる。

佐々江コンプレックスの構造的下部や由良川コンプレックスの上部ユニットなど、チャート相と黒色泥岩相が帯状に配列し繰り返す分布しているところで、海洋プレート層序が一つのスラストシートを構成する典型的な例が認められる。これらの地域では、下位から上位へ、砥石型珪質泥岩・層状チャート・珪質泥岩・黒色泥岩及び砂岩泥岩互層が順次重なる海洋プレート層序ないしその一部が欠損した層序が認められ、これらがその基底に発達するスラストにより断たれて繰り返している。

基底スラスト 主な基底スラストとして、佐々江、由良川、古屋の各コンプレックスを境するスラストがある。その他には、由良川コンプレックスを上部・中部・下部の3つのユニットに3分しているスラストなどがある。

灰屋川スラスト（灰屋川断層：丹波地帯研究グループ、1980）：II型地層群とI型地層群とを境するスラストであり、本地域北西隣の「四ツ谷」地域南部において、丹波地帯研究グループ（1980）により灰屋川断層と命名された。本地域では、灰屋川スラストの露頭は観察できていないが、灰屋コンプレックスと佐々江コンプレックスとの岩相境界としてその位置を推定した。

佐々江コンプレックスの基底スラスト：断層露頭は確認できていない。本基底スラストの位置は、佐々江コンプレックス基底付近に分布する黒色泥岩相中に挟まれる緑色岩相の胚胎層準とその周辺に認められる剪断された黒色泥岩を手がかりとして定めた。

古屋コンプレックスの基底スラスト：本スラストも断層露頭は確認できていない。古屋コンプレックスの基底は厚い層状チャートの基底の層準を指標にして定めた。

由良川コンプレックスのユニット境界をなすスラスト：上部ユニットと中部ユニットを境するスラストは、大規模なチャート相とその下位の混在岩相とを境しており、八丁アンチフォームの北翼と南翼にわたって追跡できる。左京区内の能見川沿いに強く剪断された混在岩が分布しているが、この断層運動に伴う破碎変形と推定される。早稲谷川上流の南北方向の谷沿いでは、山腹に10-20°北に緩やかに傾斜する上部ユニットの層状チャートが分布し、谷底にそって急傾斜の姿勢をなす鱗片状劈開が発達した中部ユニットの混在岩が分布しているのが観察される。

小褶曲

層状チャートに特徴的に発達する。ときに砂岩泥岩互層にも認められる。以下層状チャートに発達する小褶曲について記述する。

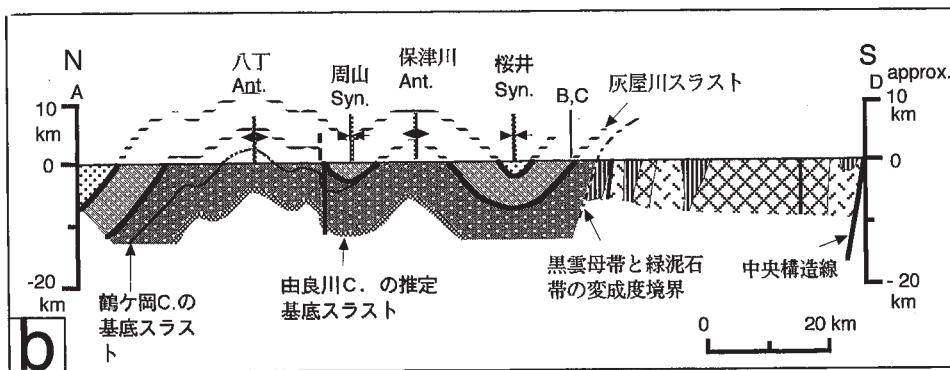
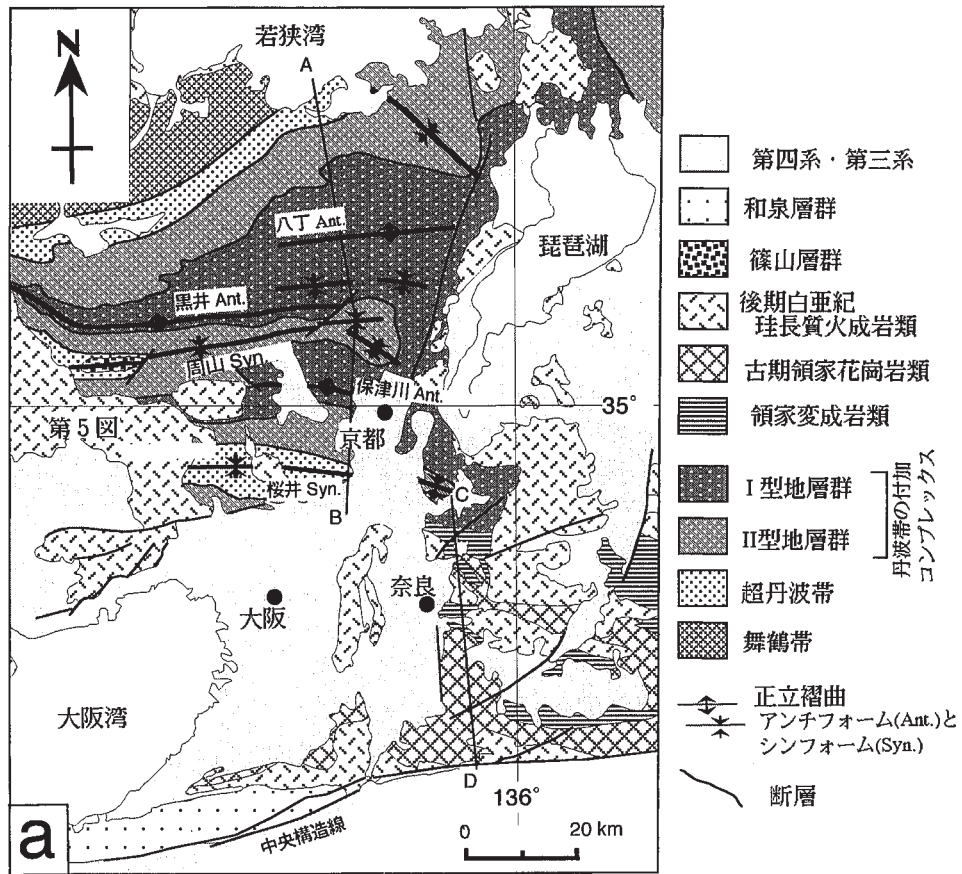
ヒンジ部で折れ曲がり、翼部が平面的なシェブロン型（第10b図）をなすものが多く、半波長は50 cm-1.5mで、翼間隔度は30-90°である。そのほか、褶曲翼が閉じたマッシュルーム状褶曲やヒンジ部が箱形をなす褶曲（第10a図）なども所により認められる。

S₁面

砥石型珪質泥岩、珪質泥岩や剪断変形が顕著な混在岩には、S₁面が発達している（第14a, b図）。S₁面は主に微細な雲母類粘土鉱物が層理面にほぼ平行に定向配列している面であり、それに沿って泥質岩は剝離しやすい。細粒な泥質岩ほど密に発達する傾向が認められる。

鏡下の観察によると、砥石型珪質泥岩・珪質泥岩では微細な雲母類粘土鉱物の定向配列が顕著に発達しており、珪質泥岩では多くの放射虫化石がS₁面に沿って定向配列をなしている。砥石型珪質泥岩が一般にスレート状を呈するのは、S₁面の発達による。

混在岩では、S₁面として鱗片状劈開が発達している。鏡下では劈開は不透明な微粒鉱物からなる黒い筋をなし、その近傍では微細な雲母類粘土鉱物がそれにそって走向配列している。場所により閉じた褶曲変形を示す。扁平で伸びた砂岩・珪質泥岩などの岩塊は、鱗片状劈開面に平行に配列している（第15



第17図 近畿地域の地質概略図 (木村, 2000)

ジュラ紀付加コンプレックスの分布と正立褶曲の位置を示す。Ant.: アンチフォーム,
Syn.: シンフォーム。

a, b図) .

Ⅲ. 7. 2 D₂ステージ

D₂ステージは正立褶曲の形成・発達期であり、変形構造として正立褶曲型の褶曲のほか、東西方向の逆断層やスペースのないしちりめんじわ劈開 (S₂面) がある。D₂ステージの時期については、付加コンプレックスとともに下部白亜系の篠山層群も正立褶曲変形を受けていること (坂口, 1959; 吉川, 1993) , 一方、正立褶曲をなす付加コンプレックスが90数Maの放射年代が得られた行者山花崗閃緑岩や比叡花崗岩の貫入を受けている (井本ほか, 1989; 木村ほか, 1998) ことから、白亜紀中頃 (100 Ma頃) であったと考えられる (木村, 2000) .

正立褶曲

正立褶曲は、東西ないし東北東-西南西走向で高角傾斜の軸面をもつ褶曲である。当初、地層の上位方向に基づいて区別される背斜・向斜の名称を使って、八丁背斜 (丹波地帯研究グループ, 1969) などと呼ばれていたが、覆瓦構造・ナップ構造形成後に生成した褶曲であることが明らかとなったため、凸方向が上向きか、下向きかで判定されるアンチフォームとシンフォームの名称が用いられている (Isozaki and Matsuda, 1980; 石賀, 1983; 木村ほか, 1989) .

丹波帯の付加コンプレックスには、波長20-30kmの第1次オーダーの正立褶曲が発達しており、北



第18図 D₂ステージの小褶曲

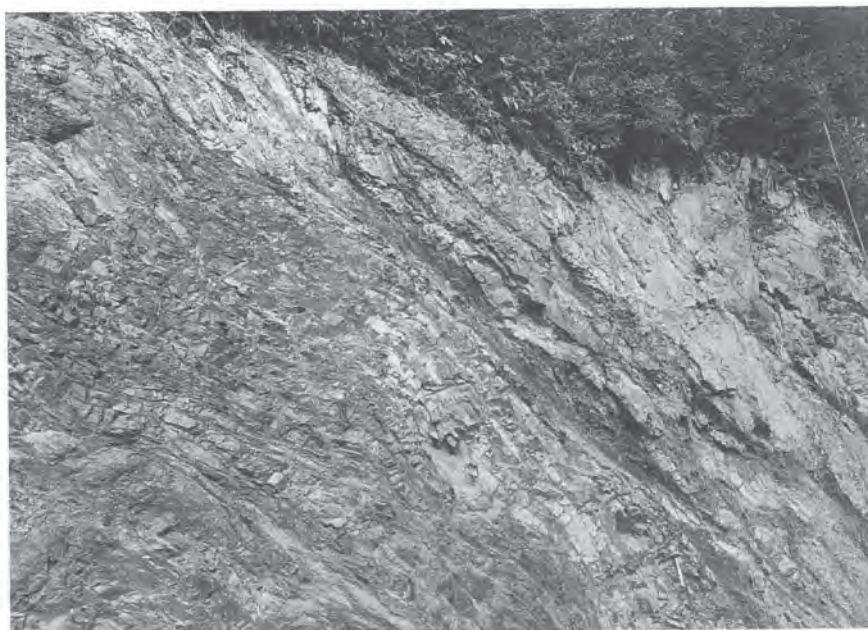
層状チャートに開いた箱型褶曲が形成され、その褶曲軸面に平行にスペース劈開が発達している。
(由良川コンプレックス) ハンマーの長さ: 30cm.

から南へ、八丁アンチフォーム、周山シンフォーム、保津川アンチフォーム、桜井シンフォームと配列している（第17図；木村，2000参照）。正立褶曲に関連した小構造としては、小褶曲、褶曲軸面にはほぼ平行なS₂劈開（後述）が発達する。

八丁アンチフォーム 西端は本地域西方の「綾部」地域の美山町脇谷まで伸び、東へは本地域東部に分布する比良花崗岩によって断たれるまで追跡でき、東西45kmにわたる。八丁アンチフォームの南翼には、波長5-7kmの第2次オーダーの褶曲、さらに波長400m-1.5kmの第3次オーダーの褶曲が発達している。古屋コンプレックスの分布域には、波長1km前後の第3次オーダーの褶曲が認められ、そのヒンジ部付近には波長100m前後の第4次オーダーの褶曲が発達する。

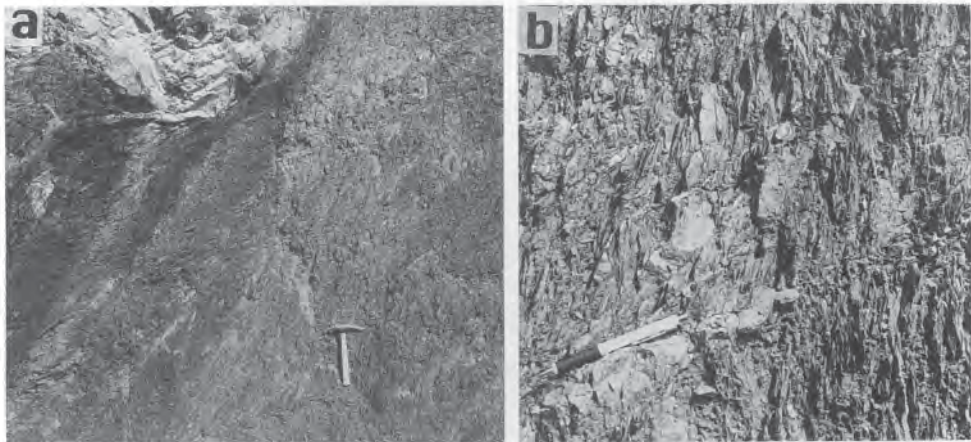
八丁アンチフォームのヒンジ部の2箇所にて地窓状に泥岩砂岩互層相が露出している。ヒンジ部では地窓内も含めて、層界面は低角度ではなく40-80°北傾斜が卓越しているが、泥岩砂岩互層・黒色泥岩と混在岩との岩相境界は低角度をなしている。針畑川沿いでよく見られるように、砂岩単層の堆積構造から地層の上位が確認できた地点では北上位だけでなく南上位逆転部も比較的多く、スレート劈開が発達している。そこで、ヒンジ部付近では、南に転倒した波長10-200m規模の閉じた褶曲が発達し、その褶曲包絡面が緩やかな姿勢を示しているものと推定した。

小褶曲 第1次-第4次オーダーの褶曲のヒンジ部に発達する。多くの場合、翼間角度が90-120°の開いた褶曲である（第18図）。八丁アンチフォームのヒンジ部の泥岩砂岩互層相には閉じた褶曲が発達する。S₂劈開と小褶曲の軸面とはほぼ平行関係をなす。



第19図 D₂ステージの南傾斜の逆断層

写真面左方向が北。断層は幅30-50cmの黒色有機質粘土岩からなる破碎帯を伴い、礫石型珪質泥岩の層界面に平行に走る。断層直上に北方向への劈断センスを示すデュブレックスが形成されている。断層上盤には2条の同系統の逆断層が認められる。（由良川コンプレックス）ハンマーの長さ：30cm。



第20図 八丁平断層の破砕帯 (D₂ステージ)

(a) 鱗片状劈開が発達した有機質黒色粘土岩からなる破砕帯とその上位に重なる層状チャート。(b) 破砕帯の拡大。破砕帯には急斜する鱗片状劈開 (P面) とそれを切る低角度な剪断面 (Y面) が発達している。ハンマーの長さ: 30 cm。ペンの長さ: 15cm。

東西走向の逆断層

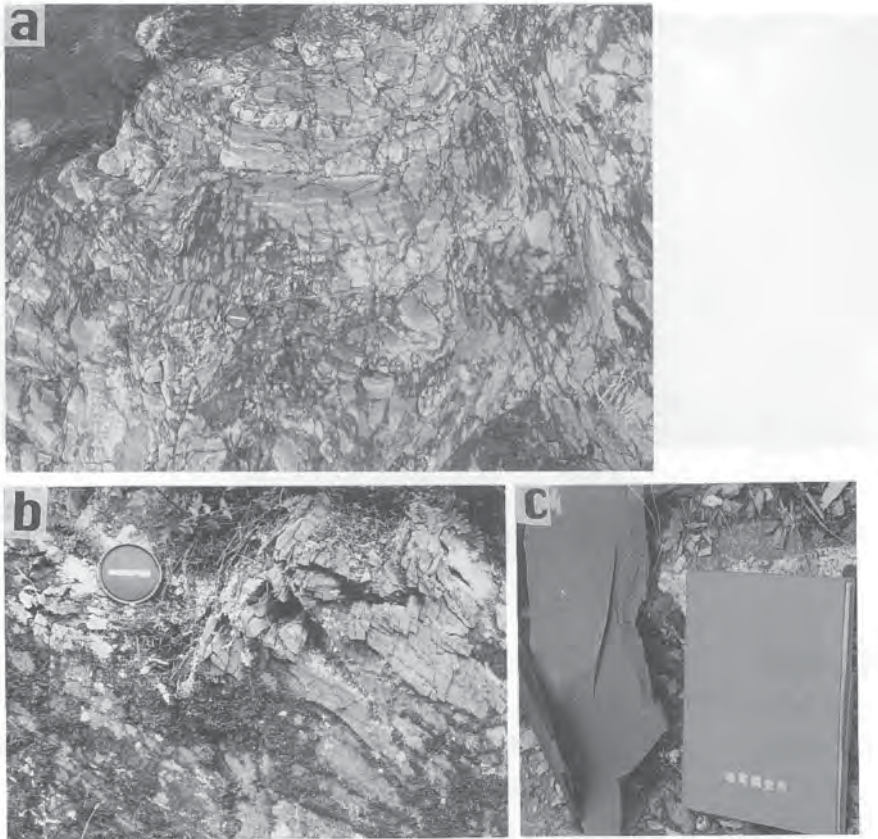
東西ないし西北西-東南東走向、北ないし南に50-70°傾斜した逆断層であり、北傾斜南フェルゲンツの逆断層と南傾斜北フェルゲンツの逆断層とがある。逆断層の姿勢は地層の層理面やS₁面の傾斜と関連しており、層理面やS₁面が北傾斜の地点では北傾斜、南傾斜の地点では南傾斜をなす逆断層(第19図)がそれぞれ発達する。地質図で表現される大規模なものでは、北傾斜の逆断層だけである。

^{かみゆげ}上弓削断層(木村ほか, 1994) 本地域西隣の「四ッ谷」地域から本地域の中央部の左京区の八丁平付近まで、東西に31km以上延長する。本地域内では、波長400m-1kmの第2次オーダーの褶曲が右雁行配列をなして本断層に収れんしている。左ずれのセンスをもった逆断層である。

左京区の大悲山西方の桂川支谷では、E-W走向、60°北傾斜の姿勢を示し、厚さ5mの混在岩起源の断層破砕帯を挟んで、下盤を構成する砥石型珪質泥岩、層状チャートと上盤の混在岩とが接している。断層上盤・下盤ともに、南北45mにわたって剪断変形が強く、平行ないしより低角度の逆断層が4条認められる。断層破砕帯に認められるP-Y面の剪断ファブリックはいずれも南への衝上センスを示す。

八丁平断層(新称) 八丁平付近を通りENE-WSW方向に10km以上延長し、東縁は花折断層に、西縁では周山一片波断層で断たれる。すぐ南側には本断層に収れんする同系統の断層が分布する。

左京区八丁平林道沿いに断層露頭が観察できる。ここでは、層状チャートの基底を断って、強く剪断され薄い石英脈で充填された黒色粘土質岩から構成された断層破砕帯が、幅約20mにわたって分布する(第20図a)。断層破砕帯は、E-W走向、北に30°傾斜する断層面で下盤の剪断された混在岩と接する。剪断された粘土質岩はP-Y面の剪断ファブリックが発達しており、その剪断センスは南への衝上センスを示す(第20図b)。



第21図 S₂劈開の特徴

(a) 微褶曲をなす泥岩砂岩互層（古屋コンプレックス）．褶曲軸面に平行なちりめんじわ状劈開が発達している．(b) 砥石型理質泥岩に発達するペンシル構造（由良川コンプレックス）．右上から左下にスペースト劈開が発達し、ゆるく傾斜する層理面及びS₁面と直交し、その結果、両面構造に囲まれた岩石片が鉛筆状を呈する．(c) 板状に割れる灰緑色泥岩片（古屋コンプレックス）．S₁面にほぼ平行にスペースト劈開が発達し、それにそって割れる．カメラのキャプチャ径：6cm．野帳：縦16cm．

スペースト劈開・ちりめんじわ劈開（S₂劈開）

S₂劈開は、一般にE-W走向で、北ないし南に高角度で傾斜する．その特徴は母岩の岩質や層理面の姿勢によって変化する．岩質では細粒な泥質岩ほど、密にS₂劈開が発達する傾向がある．母岩の姿勢との関連では、S₂劈開が層理面ないしS₁面と90度近く斜交する場合、微褶曲を伴いその翼部に形成されるちりめんじわ劈開となり、ペンシル構造が発達する（第21図a, b）．これは、S₂劈開は常に急傾斜しているので、層理面ないしS₁面が水平に近い姿勢の場合にあたる．一方、S₂劈開が層理面ないしS₁面と平行する場合、S₂劈開は密に発達し、スレート劈開やスペースト劈開となり、それに沿って泥質岩が板状に割れる（第12図b, 第21図c）．

また、S₂劈開の発達度には地域性があり、本地域では、八丁アンチフォームのヒンジ部に分布する由良川コンプレックスの混在岩相と泥岩砂岩互層相、その北側に分布する由良川・古屋の両コンプレック

スの泥質岩分布域で、発達した S_2 劈開が認められる。一方、佐々江コンプレックス分布域では、露頭にて S_2 劈開は識別しがたいほどに弱い。

III. 7. 3 D_3 ステージ

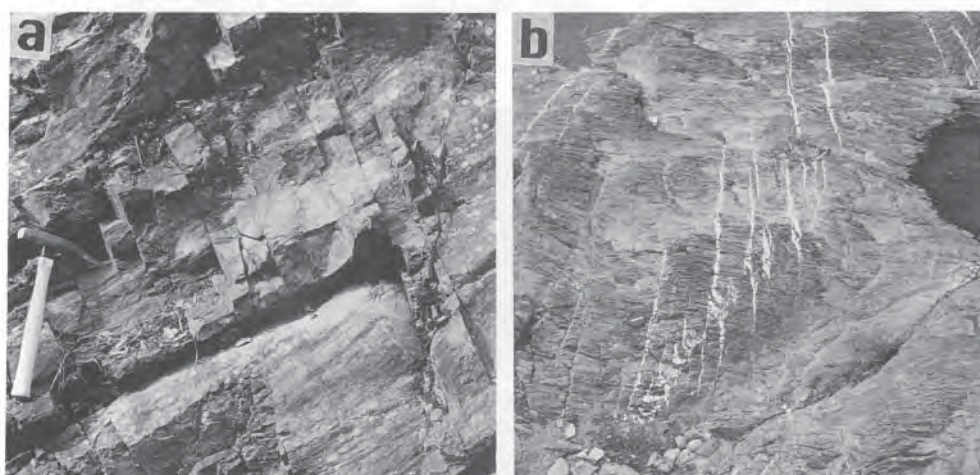
D_3 ステージは、南北走向で急斜する節理、及び共役関係と推定される北東-南西走向の左横ずれ成分を示す断層系と北西-南東走向の右横ずれ成分を示す断層系とからなる。NE-SW系断層には打明断層、周山一片波断層などがある。これらの変形構造は、南北方向の圧縮と東西方向の展張を示す。

これらの節理や断層は、後期白亜紀に活動した花崗岩類とそれによって接触変成を受けたホルンフェルスを切ることで、一方、節理に充填する石英脈の白雲母K-Ar年代が $91.2 \pm 3.7\text{Ma}$ (Shibata and Ishihara, 1974) であり、周囲の花崗岩類と類似した年代を示すことから考えると、 D_3 ステージの時期は花崗岩類の活動時期とほぼ同様の後期白亜紀頃と推定される。

節理

この節理は展張性で10-50cm間隔で発達し(第22図)、一般に南北走向で高角度に傾斜している。ただし、花折断層以東では、南北走向、東に $60-70^\circ$ 傾斜している(第22図a)。花折断層以東で節理が東に傾斜している原因は、節理の傾斜と同様に、 S_1 面と S_2 劈開との交線も東に $60-70^\circ$ ブランチしていることから(第22図a)、花折断層以東の付加コンプレックスが西向きに $20-30^\circ$ 傾動したことによるものと考えられる。なおこの傾動には節理が比良花崗岩の接触変成によるホルンフェルス後に形成されていることから、比良花崗岩も参加していると推定される。

節理にそって、しばしば厚さ1mm-1cmの石脈が貫入している。石英脈は自形の水晶などが晶出



第22図 節理と随伴石英脈の特徴

(a) 泥岩ホルンフェルスに発達する節理。写真右側(東方向)に 65° 傾斜している。写真下半部には左斜め下に伸びる線構造(S_1/S_2 線の交線)が認められる。(b) 灰緑色泥岩に発達する節理とそれを充填する石英脈。石英脈が左ずれ変形を受けた雁行配列をなす。(由良川コンプレックス) ハンマーの長さ: 30cm。カメラのキャップ径: 6cm。

する晶洞を伴い、厚さ5-10cmに達することもある。また、NE-SW、まれにNW-SE方向の断層やキンクバンドにそって、雁行配列をなす(第22図b)。石英脈の雁行配列とその引きずり変形は、南北圧縮を示す。

NE-SW系断層

花折断層の古期活動と擾乱帯(Hd) 花折断層は右横ずれ活断層(吉岡, 1986)であるが, Yoshida (1986), 吉田(1995)が指摘しているように, 丹波帯の付加コンプレックスの引きずりの様式は花折断層がかつて左横ずれ断層であったことを示唆している。最近では左横ずれを示す引きずり構造の存在が, 「京都東北部」地域(木村ほか, 1998), 「熊川」地域(中江・吉岡, 1998)において5万分の1縮尺の地質図の上で明らかにされている。今回, 本地域においても, 花折断層の西側において, 付加コンプレックスの走向が東西性から花折断層の西2km付近で北東-南西から一部南北走向に転じることに認めることができる。花折断層の東側では引きずりの構造は定かではない。

花折断層に沿って, 大野から葛川坊村にかけてと花折峠付近では幅100-300mにわたって, 丹波帯の付加コンプレックスが強く剪断され, 地質構造が擾乱されている(第23図a)。この擾乱帯中の断層にはしばしば断層ガウジを伴う。露頭が散点的にしか認められないため詳細は不明だが, このような変形帯を擾乱帯として地質上で識別した。このような擾乱帯内では, 小断層・破断面・岩塊などの面造はNNE-SSW~NE-SW走向で高角度に傾斜している。朽木村東村井付近の安曇川沿い右岸には厚さ15-20mの砂岩, 葛川梅ノ木町の安曇川沿い左岸にはチャート岩塊を含む厚さ20-30mの混在岩がそれぞれNNE-SSW走向をなして分布しているが, 破砕帯に隣接する丹波帯の付加コンプレックスには対比できる岩相がない。これも断層運動による変位を反映したものと推定される。これらの擾乱帯の大半は, 活断層として地質図上に示した断層線の西側に発達し, 沖積層や段丘層に被覆されている。したがって, 活断層として地質図上に示した断層線の部分を除いて, 擾乱帯は古い時代の活動によって形



第23図 花折断層と打明断層の破砕帯
(a) 花折断層の破砕帯. (b) 打明断層の破砕帯. ハンマーの長さ: 30cm.

成されたものと考えられる。

見かけの左横ずれ変位量の見積り：花折断層の左横ずれ変位量について、吉田（1995）は花折断層の両側に分布する砂岩泥岩互層帯が対比可能であることから10-20kmと推定した。しかし、木村ほか（1998）及び本研究報告に基づく、花折断層西側の砂岩泥岩互層帯はⅡ型地層群に、東側の互層帯はⅠ型地層群由良川コンプレックスにそれぞれ属するので、吉田（1995）の見積りもは適切ではないと判断できる。また吉田（1995）は花折断層の右横ずれ変位を認めていないが、後述するように、花折断層は第四紀には右横ずれ変位を示すので、丹波帯の付加コンプレックスの見かけ変位から求められる花折断層の左横ずれの変位量は、古期の左横ずれ変位量から活断層期の右横ずれ変位量を引いたものに当たる。木村ほか（1998）は、「京都東北部」地域で周山シンフォームの軸跡の対比から、左横ずれ500m以下の変位量を推定している。

本地域では、八丁アンチフォームの軸跡の対比から、約1000mの左ずれ変位が推定される。ただし、同軸跡の位置は花折断層の両側でいずれも200-300mの誤差が考えられるので、誤差を入れると、左ずれ変位400-1600mの範囲となる。

打明断層 ひらき 中江・吉岡（1998）により命名された。「熊川」地域で花折断層に収れんする（中江・吉岡，1998）。打明断層は、本地域内でも京北町広河原北方まで延長することが確認できた。その結果総延長は19kmとなる。このうち広河原北方付近では、地形的に明瞭なりニアメントをなしており、岡田・東郷編（2000）によれば、確実度Ⅱの右横ずれ活断層であると推定されている。

今回、広河原北方付近で打明断層の断層破碎帯と系統的な左横ずれを示す引きずり構造が確認できた。ここでは、打明断層を境にして、付加コンプレックスの走向は北西側のWNW-ESEから、南東側のE-Wに急激に変化する。断層沿いに、混在岩から構成された幅50-100mの擾乱帯が伴われ、その内部の堆積岩の走向はNW-SE~WNW-ESEをなす。これらの走向の変化は左ずれを示している。小谷沿いに断層露頭が3箇所確認された。そこでは厚さ1-2mの断層ガウジ帯が発達し、その周辺には幅2-10mの強い剪断変形帯を伴う（第23図b）。断層ガウジ帯は黒色の断層粘土と角礫からなり、石英脈が破碎され角礫化している。断層面はENE-WSW走向、北傾斜40-60°で15°と25°西ピッチのグループ状の断層条線が認められた。

周山一片波断層（新称） 「京都西北部」地域の京北町周山付近（井本ほか，1989）から本地域の京北町片波を経て、大津市葛川梅ノ木まで、NE-WS~ENE-WSW方向に30km追跡される。井本ほか（1989）、木村ほか（1994）は、本断層による地層のずれから本断層が見かけ左横ずれ断層であることを示している。

断層露頭は、葛川梅ノ木の針畑川河床、京北町片波川沿いの2箇所認められる。それぞれ幅5mと25mの断層破碎帯が認められる。両破碎帯は、鱗片状劈開が著しく発達し石英脈を伴った黒色泥岩基質と、泥岩・砂岩・石英脈の角礫、厚さ10-50cmの数条の断層ガウジから構成され、断層面には水平方向の断層条線が認められる。葛川梅ノ木では、断層ガウジ帯内部の剪断性ファブリックは右ずれを示すが、これは花折断層の右ずれ運動と関連した重複変形と推定される。

IV. 花崗岩類及び岩脈類

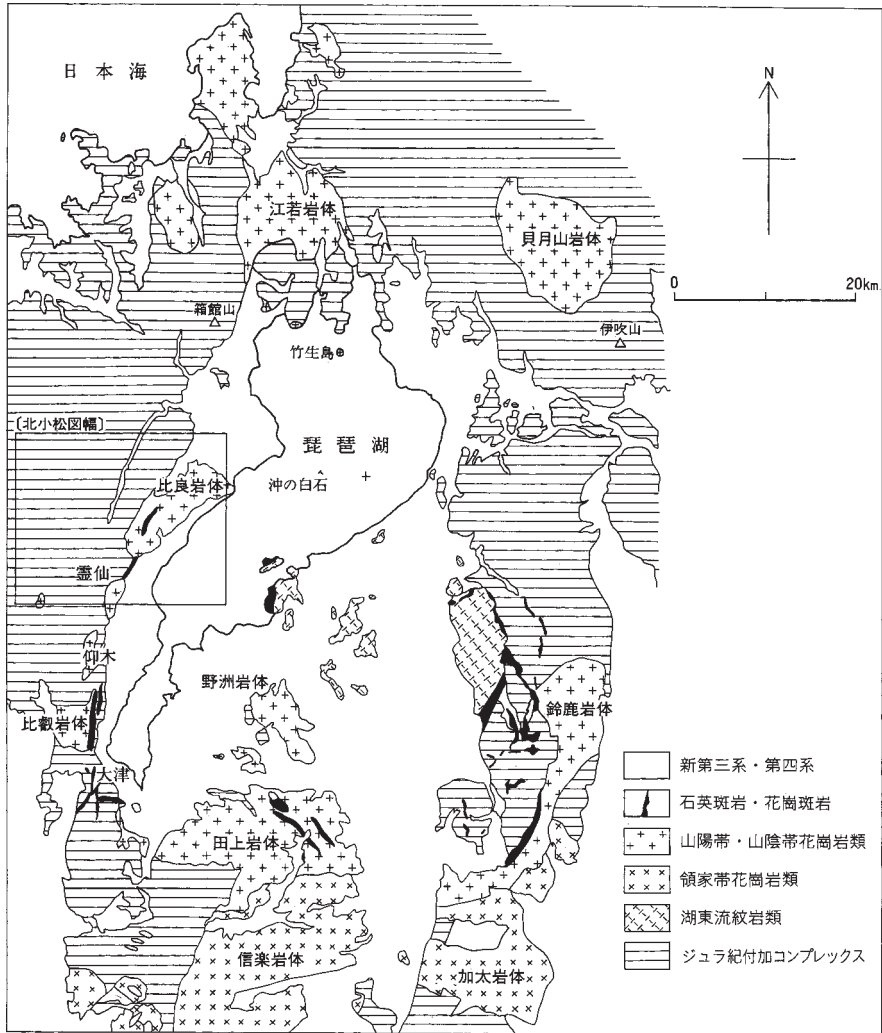
(中野 聰志)

IV. 1 概 説

琵琶湖周辺には、多くの花崗岩体が琵琶湖ないしは近江盆地を取り囲むように分布している（第24図）．これらのうち、貝月山（河合ほか，1970；杉井・沢田，1999）と江若（藤本，1979；澤田ほか，1997）の両岩体を除く琵琶湖南部周辺に分布する花崗岩質岩体は、湖東流紋岩類の噴出に伴うコールドロン形成（西川ほか，1983）に関連した環状岩体をなすものであると考えられている（周琵琶湖花崗岩団体研究グループ，1982，1990，1997；沢田ほか，1985，1994；沓掛ほか，1991）．これらの花崗岩類は、江若岩体の一部のものを除きいずれもチタン鉄鉱系列（Ishihara，1977）に属するものであり、山陽帯の花崗岩類と考えられる．

本地域内の火成岩類には、大小3つの花崗岩体と多数の小岩脈が認められる．これのうち最も大きいものが、比良山地に分布している比良花崗岩体である（第25図a，b）．比良花崗岩体は、上述のコールドロン形成に関連した環状岩体の一員として位置づけられる．本岩体は、幅4-5kmで約13kmに





第 24 図 琵琶湖周辺の花崗岩体の分布



第 25 図 近江舞子浜から見た比良山系

わたりほぼ北東－南西方向に伸長している。比良花崗岩体のすぐ南には、4km×2kmの岩体である霊仙花崗閃緑岩体が存在し、その北側3分の2が本地域内に位置する。比良花崗岩体は、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。また、比良花崗岩体周辺とその南に位置する岩株状の霊仙花崗岩体の内部とその周辺にも岩脈類があり、比良花崗岩体中のものとあわせて、それらの貫入形態、ならびに岩石学的性質などは、前述のコールドロンの範囲や形成機構を考える上で重要である。

霊仙花崗閃緑岩体の西方13kmには、2.5km×1.6kmのやや南北に伸びる花脊別所石英閃緑岩体が存在しており、その北側3分の2が本地域に入る。花脊別所岩体の周囲には、小規模なトータル岩体が伴われるとともに、丹波帯の堆積岩中に貫入する多数の小岩脈が認められる。これらの花崗岩類は、磁鉄鉱系列に属するものとチタン鉄鉱系列に属するものとにわかれる（貴治ほか、2000）。

最後に、本地域内の火成岩類の活動時期について述べる（地質図凡例参照）。花脊別所石英閃緑岩及び周囲の小規模トータル岩の活動は、比良花崗岩の活動に先行したものである。本地域内琵琶湖よりの花崗斑岩・流紋デイサイト岩脈は、比良花崗岩を貫いている。花脊別所岩体の周囲の丹波帯付加コンプレックス中に貫入する多数の小岩脈の活動は比良花崗岩の活動に先行するものとも考えられるが、ここでは便宜上一括して各花崗岩・花崗閃緑岩の活動の後とした。霊仙花崗閃緑岩あるいは比良花崗岩体西方の口の深谷斑れい岩の小岩体については、年代の違いも含めて火成活動史における位置づけが問題である。

なお、以下の本文見出しや地質図の凡例では、各花崗岩単位を岩質名（比良花崗岩など）で表したが、地質学的単位を強調するときは、本文中や図の説明で岩体（比良花崗岩体あるいは比良岩体）という使い方をする。

IV. 2 研究史

花脊別所石英閃緑岩

本岩体については、貴治（1987）がはじめて具体的な岩石記載に言及している。その後、貴治・湯川（1993）は岩石記載と全岩化学分析、貴治ほか（1995）は化学分析値と普通角閃石K-Ar年代値（101.5±5.2Ma）、そして貴治ほか（2000）は微量元素を含むXRF分析値をそれぞれ報告した。

比良花崗岩

比良花崗岩体は、Yoshizawa *et al.*（1965）により岩相分布の概略が明らかにされ、その地質学的位置づけや他の花崗岩体との関係についての考察がなされた。そこでは、比良花崗岩が、地質構造や岩質から、比叡花崗岩とは異なり田上花崗岩や鈴鹿花崗岩のグループ属することや、活動時期は比叡花崗岩のあとと考えられることなどが言及された。また、岩体中央部の大きな石英ひん岩脈のほか、岩体南端部の大きな花崗斑岩脈等の脈岩類の存在が明らかにされた。その後、Uchiyama（1983）により異なった岩相区分が示された。この岩相区分は、岩体北部で新しく細粒斑状相を見出す一方で、Yoshizawa *et al.*（1965）による岩相区分を中粒斑状花崗岩として一括したものである。また、比良花崗岩体中には、花崗斑岩脈とひん岩脈がほぼ平行に、かつ花崗岩体の伸びの方向と調和的にひと続きになって貫入して

いることが確認された。その後、周琵琶湖花崗岩団体研究グループ（1997）は、上記の岩相区分を再検討し岩体全体の詳細な岩相区分と3次元的な構造を示し、石英ひん岩とされてきた岩脈を流紋デイサイトと修正し、さらに、岩脈類はひと続きではなく数本が雁行状に配列していることを示した。

霊仙^{りょうぜん}複合岩体 霊仙花崗閃緑岩

霊仙複合岩体についてはYoshizawa *et al.* (1965)、中本(1982)、Uchiyama (1983)の調査が行われている。Yoshizawa *et al.* (1965)は、この岩体を石英閃緑岩体と呼んだ。中本(1982)は、岩体内の岩相変化に注目し、花崗閃緑岩相の存在に言及した。Uchiyama (1983)は、さらに詳細に岩相区分を行い、花崗閃緑岩相が主岩相であることを示した。貴治(1984)は、環状岩体をなす他の花崗岩体と比較し、本岩体は他の環状花崗岩とは岩質的に異なり活動時期も異なる可能性があるとした。

中本(1982)は、唯一この霊仙岩体に伴う斑岩脈についての記載を行った。それによると、霊仙岩体の東端部で境界を接して分布している斑岩脈が霊仙岩体を貫いている。最近、琵琶湖基盤地質研究会(印刷中)はこの関係を再検討し、逆に斑岩が接触変成作用を受けていると報告している。また、貴治ほか(2000)は微量元素を含むXRF分析値を報告した。

口の深谷斑れい岩

本斑れい岩は、Yoshizawa *et al.* (1965)により丹波帯付加コンプレックス中のレンズ状小岩体として分布が示された。小椋(1979)は本斑れい岩の岩石記載と全岩湿式重量分析を行った。最近、琵琶湖基盤地質研究会(印刷中)により新しくXRF化学分析が行われた。

その他の花崗岩質小岩体及び岩脈類

花折断層以西に分布する花崗岩質小岩体については、貴治(1987)が岩石記載を、貴治・湯川(1993)が岩石記載と化学分析を、また貴治ほか(1995)が化学分析と年代測定を行った。最近、これらの花崗岩質小岩体について、貴治ほか(2000)が微量元素を含む多くのXRF分析値を報告した。また、これらの小岩体と花脊別所石英閃緑岩体に伴われ岩脈およびその周辺に産出する岩脈類については、貴治(1984)、貴治(1986)により岩石記載が行われている。

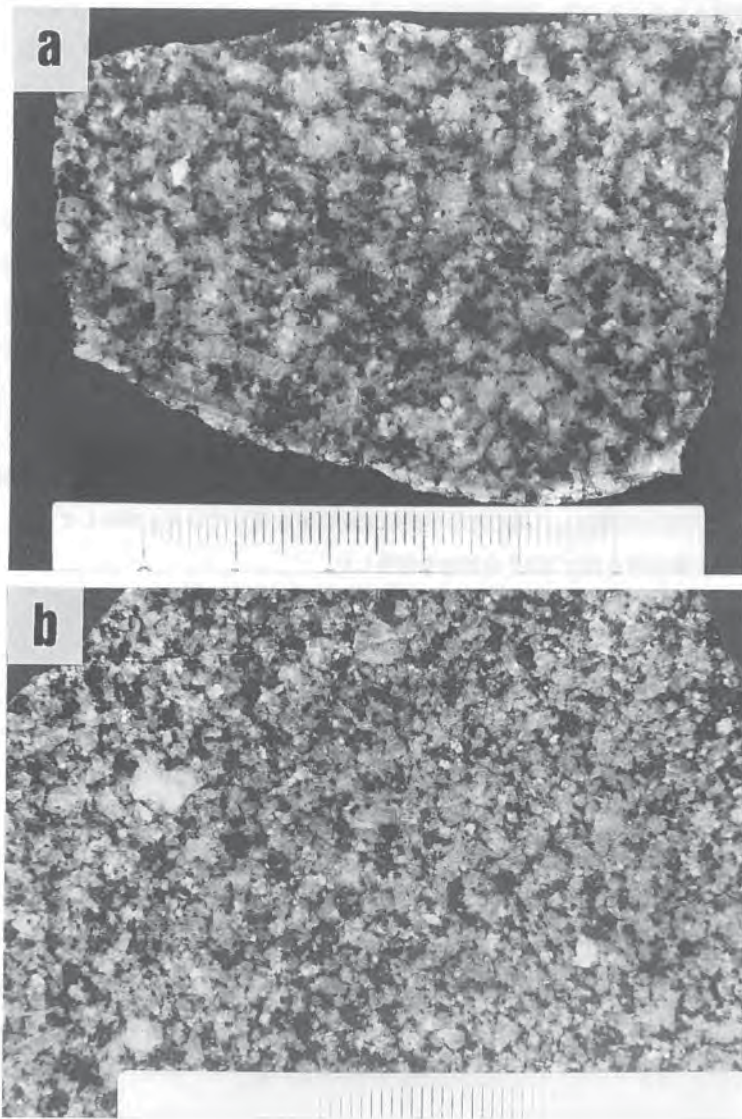
IV. 3 花崗岩類

IV. 3. 1 花脊別所石英閃緑岩 (G₁)

命名 貴治(1987)による。

分布・産状 本地域南西部の京都市左京区別所から南の花脊附近の南北2.5km・東西1.6kmの範囲に分布する。丹波帯中央部に産出する花崗岩質岩体としては、最大のものである。本岩分布域は地形的低所に当たる。教本の珪長質小岩脈に貫入される(貴治, 1986)。

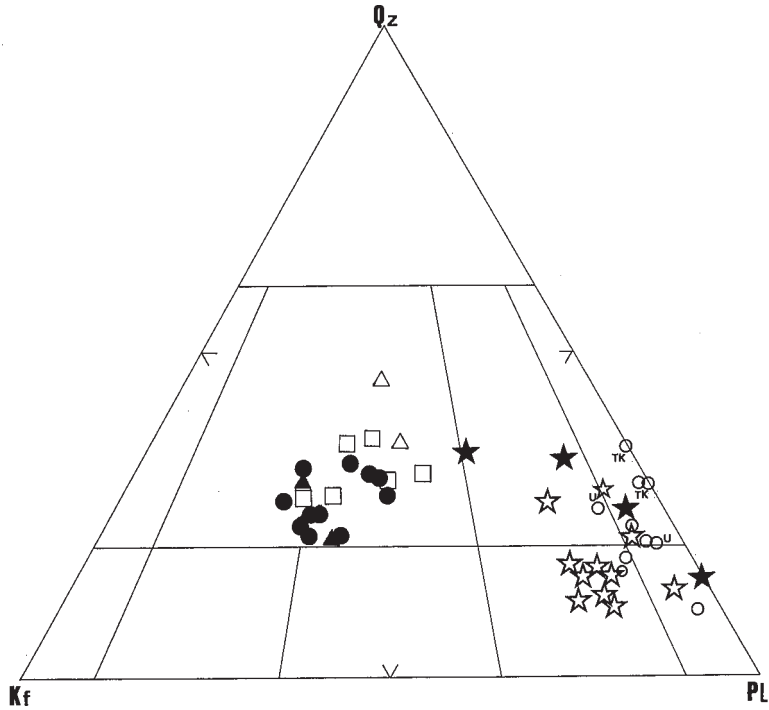
岩相 中一細粒で斜長石の結晶がめだつ完晶質弱斑状であり、斜長石・石英・普通角閃石・アルカリ長石のほか不透明鉱物・アパタイト・スフェーンなどを含んでいる。多くは中粒質であり、斜長石は長径最



第 26 図 花脊別所石英閃緑岩の研磨面
 (a) 典型的な岩相 (試料番号9861605) . (b) 縁辺部の急冷岩相 (試料番号9861606) . スケール1目盛り : 1mm.

大5mm程度である (第26図) . 岩相変化が顕著であり, モード組成でも分散する (第27図) . 丹波帯との境界部では非常に優黒質になる (第26図b) . トーナル岩質のものモード組成は, 石英24.0%, アルカリ長石5.9%, 斜長石55.5%, 黒雲母9.8%, 普通角閃石3.4%, 不透明鉱物0.7%, スフェーン等0.7%である.

鏡下の特徴 顕微鏡写真を第28図a-dに示す. 粒状の石英がめだつ. 黒雲母は, c軸方向に厚味のあるものが多い. Z軸色=褐色である. 普通角閃石は多くのものはZ軸色=緑色である.



第27図 「北小松」地域内の花崗岩類のモード組成

☆：花脊別所石英閃緑岩 (G_1) (貴治, 1987), ○：小規模なトーナル岩 (G_2) (貴治, 1987) (U：午岩岩体, TK：竹次谷岩体), 比良花崗岩 [△：細粒等粒状一斑状黒雲母花崗岩 (G_3), □：中粒等粒状黒雲母花崗岩 (G_4), ●：中一粗粒等粒状(一部斑状)黒雲母花崗岩 (G_5), ▲：細一中粒斑状黒雲母花崗岩 (G_6): (周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1997)], ★：壺仙花崗閃緑岩 (G_7) (中本, 1982; 貴治・湯川, 1993)。

年代 岩体南西部から採取した斜長石のめだつ完晶質弱斑状花崗閃緑岩についての普通角閃石K-Ar年代として101.5±5.2Maが報告されている(貴治ほか, 1995)。

化学組成 貴治ほか(2000)によるXRF分析値のうち本図幅内のものを, 第6表に示す。ただし, 第6表の試料のうち, 放射年代値が報告されたHA-4は, 本図幅の範囲よりわずかに南に位置する地点のものである。

IV. 3. 2 小規模なトーナル岩 (G_2)

花脊別所石英閃緑岩体周辺に分布する花崗閃緑岩一トーナル岩からなる小規模火成岩体である。以下, 貴治(1987)の記載にしたがう。なお, 各小岩体の名称は貴治・湯川(1993)による。

うまいわ 午岩岩体

分布 花脊別所岩体北端部東方約1.5kmに位置する, 露頭での幅10m程度の南北方向の伸びを持つ花崗閃緑岩一トーナル岩質岩体である。

岩相 細一中粒質, 弱斑状である。モード組成を第27図に示す。代表的な岩相のモード組成は, 石英

第6表 「北小松」地域内の閃緑岩－トータル岩類の化学分析値（貴治ほか，2000）

岩体名 試料番号	花脊別所石英閃緑岩体			午岩岩体	竹次谷岩体		靈山花崗閃緑岩体		
	HA-4	HA-5	HA-6	UM-1	TAW-1	TAE-2	RY-1	RY-2	RY-3
SiO ₂	65.52	65.85	66.61	65.17	64.31	63.85	63.31	63.95	65.84
TiO ₂	0.74	0.67	0.61	0.69	0.74	0.70	0.88	0.80	0.64
Al ₂ O ₃	14.12	15.46	15.78	16.14	15.69	15.57	16.71	15.98	15.58
Σ Fe ₂ O ₃	5.41	4.05	3.97	4.53	5.05	4.54	7.17	6.20	5.12
MnO	0.08	0.07	0.06	0.08	0.09	0.08	0.13	0.10	0.08
MgO	2.89	2.45	2.37	2.42	2.84	2.74	2.52	2.36	1.82
CaO	4.22	4	3.27	3.91	4.29	4.55	3.98	5.07	4.64
Na ₂ O	3.95	4.95	4.67	4.57	4.79	4.80	2.62	2.97	3.30
K ₂ O	2.77	2.25	2.44	2.3	1.92	2.91	2.52	2.41	2.96
P ₂ O ₅	0.29	0.25	0.22	0.19	0.28	0.26	0.16	0.15	0.11
Total	99.99	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	99.99	100.00
Fe ₂ O ₃ /FeO比	0.96			0.80	0.21	1.34			
Rb(ppm)	75.2	64.2	97.2	59.7	49.3	48.2	88.2	78.7	98.9
Sr	718.8	905.8	769.8	799.8	965.4	1034.2	262.2	331.8	324.6
Ba	1077	483	514	513	580	592	539	537	604
Th	9.3	11.9	11.8	11.1	11.6	10.5	11.1	7.7	8.9
Nb	16.2	12.5	13.1	12.4	14.1	13.8	7.6	7.5	6.8
Zr	183.3	157.6	136.7	162.1	168.6	142.8	152.6	139.1	153.0
Cr	88.8	62.1	71.6	69.6	108.1	70.6	9.9	9.2	7.2
Ni	34.3	29.4	26.9	31.7	41.4	27.2	tr.	0.8	tr.
Pb	5.6	5.6	5.6	7.5	7.6	4.9	10.6	9.4	9.6
Y	17.5	15.7	16.9	16.8	16.4	15.5	22.1	21.5	21.4
Ce	61.5	68.8	72.8	63.9	79.9	63.3	48.7	43.6	45.4

18.0%，アルカリ長石5.0%，斜長石56.2%，黒雲母10.1%，普通角閃石9.0%，不透明鉱物0.7%，スフェーン等0.9%である。

鏡下の特徴 顕微鏡写真を第28図eに示す。黒雲母は、軸色X＝淡褐色，Y＝Z＝暗褐色，普通角閃石は、Z軸色＝緑色である。アルカリ長石は、少量で間隙充填状である，石英も間隙充填状である。

化学組成 貴治ほか（2000）によるXRF分析値のうち代表的なものを第6表に示す。

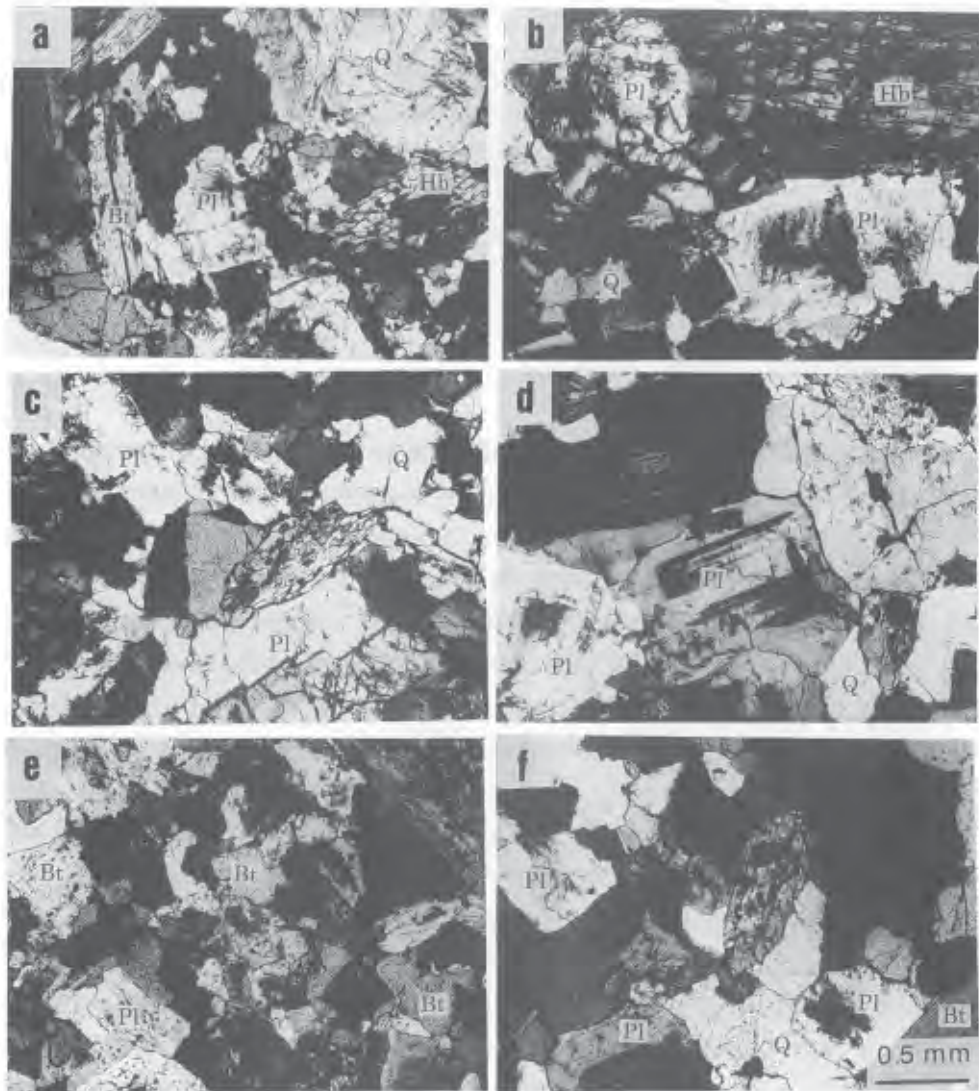
たけし
竹次谷岩体

分布 花脊別所岩体の北西方約2kmに位置する。東西300m・南北250m程度のほぼ円形をなす小規模岩体である。

岩相 中粒弱斑状である。モード組成では、トータル岩，石英閃緑岩，石英モンゾ閃緑岩である（第27図）。石英モンゾ閃緑岩質のものモード組成は、石英12.7%，アルカリ長石8.5%，斜長石61.4%，黒雲母1.4%，普通角閃石14.8%，不透明鉱物0.5%，スフェーン等0.7%である。

鏡下の特徴 顕微鏡写真を第28図fに示す。斜長石は、半自形－自形でゾーニングが顕著である。石英は、他形で粒状－充填状である。黒雲母は、軸色X＝淡黄－淡褐色，Y＝Z＝褐色，普通角閃石は、Z軸色＝淡緑－無色である。

化学組成 貴治ほか（2000）により報告されたXRF分析値のうち代表的なものを第6表に示す。



第 28 図 花脊別所石英閃緑岩と小規模なトーナル岩の偏光顕微鏡写真

(a), (b), (c), (d) 花脊別所石英閃緑岩. (e) 小規模なトーナル岩の午岩岩体. (f) 小規模なトーナル岩の竹次谷岩体.
 Pl: 斜長石, Q: 石英, Bt: 黒雲母, Hb: 普通角閃石. スケールは共通.

IV. 3. 3 比良花崗岩 (G₃, G₄, G₅, G₆)

命名 Yoshizawa et al. (1965) による.

分布・産状 比良岩体は、琵琶湖南部環状岩体を構成すると考えられる岩体の中で最も西部に位置する(第24図). 周囲は丹波帯の付加コンプレックスからなり、その形態と広がりのはっきりした岩体である.

比良花崗岩体は、岩体の伸びにほぼ直交するE-W~N60°W走向の断層によって切られて、4つのブロックに分かれている、階段状に南から北にかけて落ち込んでいるので、北のブロックほど浅所の岩相が露出していることになる. 特に八洲滝北方から揚梅滝に伸びるN60°Wの断層の北と南では岩相が大きく異なる.

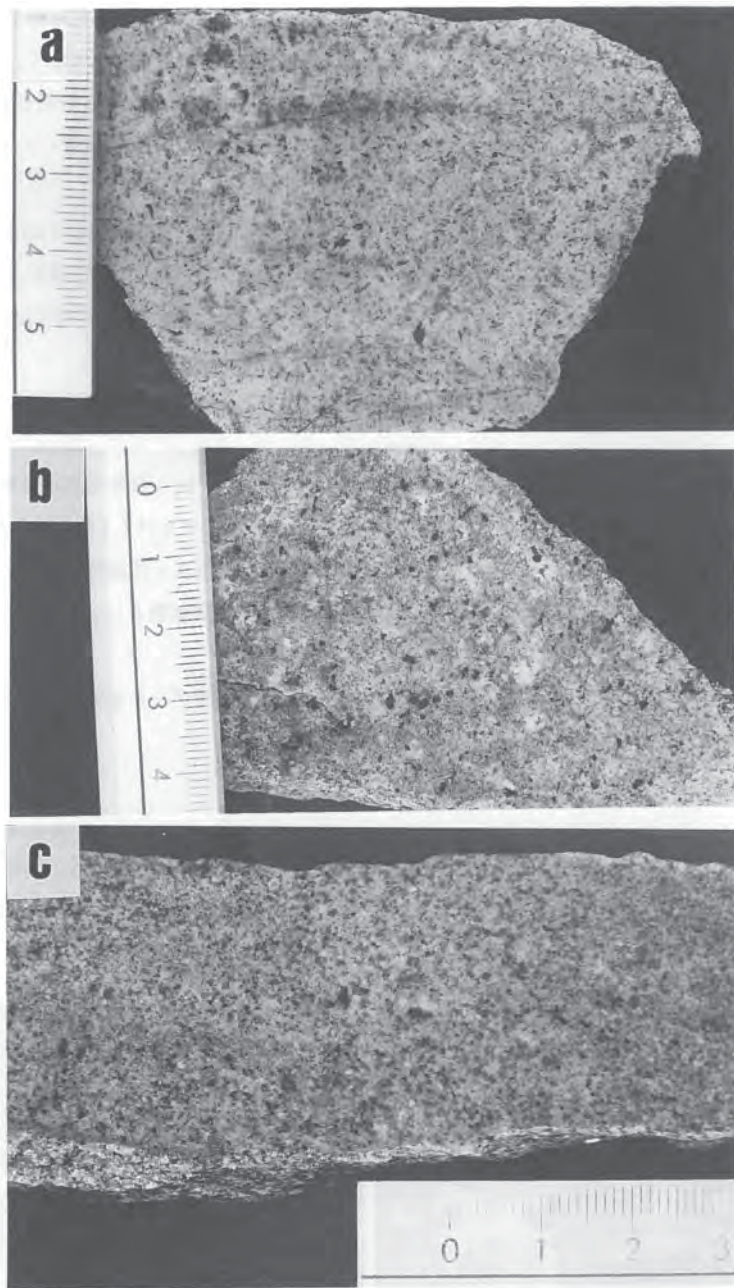
岩相区分 比良花崗岩体は、岩相上以下の4タイプに大別される.

- (1) 細粒等粒状一斑状黒雲母花崗岩 (G₃)
- (2) 中粒等粒状黒雲母花崗岩 (G₄)
- (3) 中-粗粒等粒状 (一部斑状) 花崗岩 (G₅)
- (4) 細-中粒斑状黒雲母花崗岩 (G₆)

岩相は粒度と組織により区分されるが、この岩相区分は基本的に周琵琶湖花崗岩岩体研究グループ(1997)によるものと対応している. すなわち、細粒等粒状一斑状黒雲母花崗岩(周琵琶湖花崗岩岩体研究グループ(1997)の命名による岳山型に対応、以下同様)、中粒等粒状黒雲母花崗岩(鹿ヶ瀬型)、中-粗粒等粒状(一部斑状)黒雲母花崗岩(正面谷型と天神山型を合わせたもの)、細-中粒斑状黒雲母花崗岩(揚梅滝型)である. 中-粗粒等粒状黒雲母花崗岩は、比良花崗岩体の深部の岩相であり、岩体の周縁(特に岩体南部西側境界部)には不均質な細粒黒雲母花崗岩相を伴っている(急冷周辺相). 中粒等粒状黒雲母花崗岩は、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、細粒等粒状一斑状黒雲母花崗岩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. 細粒等粒状一斑状黒雲母花崗岩は、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. 細粒等粒状一斑状黒雲母花崗岩は、中粒等粒状黒雲母花崗岩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. 細-中粒斑状黒雲母花崗岩は、中-粗粒等粒状一斑状黒雲母花崗岩や中粒等粒状黒雲母花崗岩に貫入している.

これらの比良花崗岩類については、アルカリ長石の三斜度(松山, 1992; 周琵琶湖花崗岩岩研, 1997)と帯磁率(周琵琶湖花崗岩岩研, 1997)が測定され報告されている. アルカリ長石の三斜度については、中-粗粒等粒状(一部斑状)黒雲母花崗岩では0.0-0.75, 中粒等粒状黒雲母花崗岩では0.03-0.25, 細粒等粒状一斑状黒雲母花崗岩(岳山型)では0.21-0.28, 細-中粒斑状黒雲母花崗岩(揚梅滝型)では0と0.16, 花崗岩では0.04-0.08という値が得られている. しかし、測定54試料のうち0.3以上のものはわずか3試料、0.2以上のものにしても11試料であり、比良花崗岩体全体として三斜度が低い.

帯磁率については、携帯用帯磁率計カッパーメーターKT-5型を用いたデータであるが、ほとんど 0.1×10^{-3} SI単位以下であり、最大のものでも 0.2×10^{-3} SI単位である、典型的なチタン鉄鉱系列のものである.



第 29 図 細粒等粒状-斑状黒雲母花崗岩の研磨面
(試料番号a: 2D-8. b: 4G-8. C: 2G-6) スケール: 1目盛は1mm, 数字はcmを示す.

細粒等粒状—斑状黒雲母花崗岩 (G₃)

分布 本岩相は、林道鶴川—村井線の南に走る断層を境にして、それより北の岩体北端部において、中粒黒雲母花崗岩に取り囲まれるように分布している。中粒黒雲母花崗岩とは漸移しており、基本的にそれより地形的高所（標高300m以上）に分布しており、岩体天井部を記録している岩相と考えられる。

また、本岩相中には、大小の（幅数cm—数m）アプライト・ペグマタイト・石英質・フェルサイト脈が多数認められる。

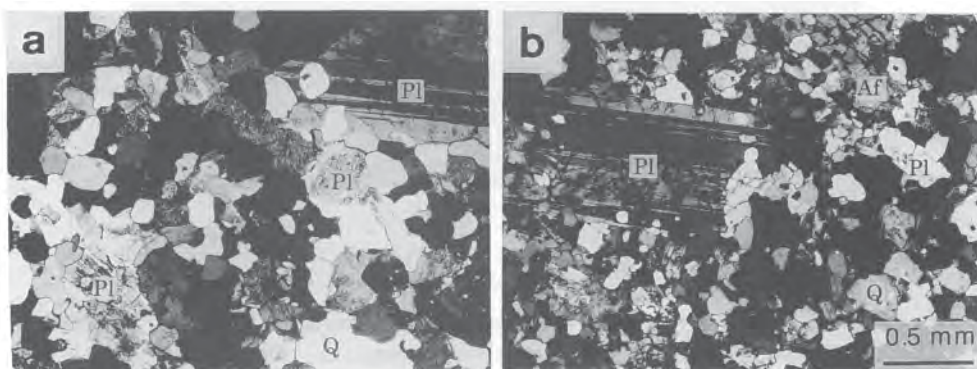
岩相 石英、アルカリ長石、斜長石ともに、1mm以下のサイズである。黒雲母も、1mm以下の微細なものが散在する（第29図）。一般に細粒等粒状であるが、地域的に斑状質になるほか、一露頭でもきわめて粒度変化に富むことが多い。斑状質の部分では、石英、アルカリ長石、斜長石ともに数mmのサイズになる。モード組成を第27図に示す。相対的に石英が多い。

鏡下の特徴 顕微鏡写真を第30図a, bに示す。石英は他形・粒状であり、斑晶はプールの状集合体をなしている。アルカリ長石は一般にパーサイトが発達していないが、斑晶のアルカリ長石は半自形で融食されており、パーサイトが発達する。斜長石は、一般に半自形でアルバイト集片双晶が顕著である。斑晶斜長石は、半自形—自形で基本的に弱いノルマルゾーニングを示し、アルバイト集片双晶が発達する。中心部がソーシユライト化を受けているものがある。黒雲母は、軸色X=淡褐色、Y=Z=褐色である。副成分鉱物として、ジルコン、螢石、不透明鉱物、モナズ石。変質鉱物として、緑泥石、白雲母が認められる。

化学組成 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ（1997）によるXRF分析データを第7表に示す。

中粒等粒状黒雲母花崗岩 (G₄)

分布 本岩相は、中—粗粒等粒状—斑状黒雲母花崗岩に断層で接して、岩体北半部にまとまって分布するほか、中—粗粒等粒状—斑状黒雲母花崗岩分布域中にも分布する。後者の場合では、特に、堂満岳から播り鉢山にかけて釈迦岳に至る標高800m以上の部分にまとまって分布する。奥の深谷ルートでは

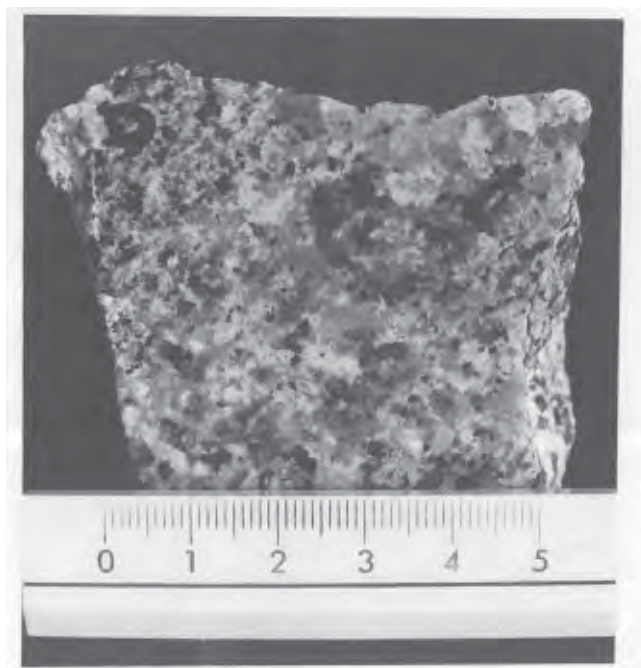


第30図 細粒等粒状—斑状黒雲母花崗岩の顕微鏡写真

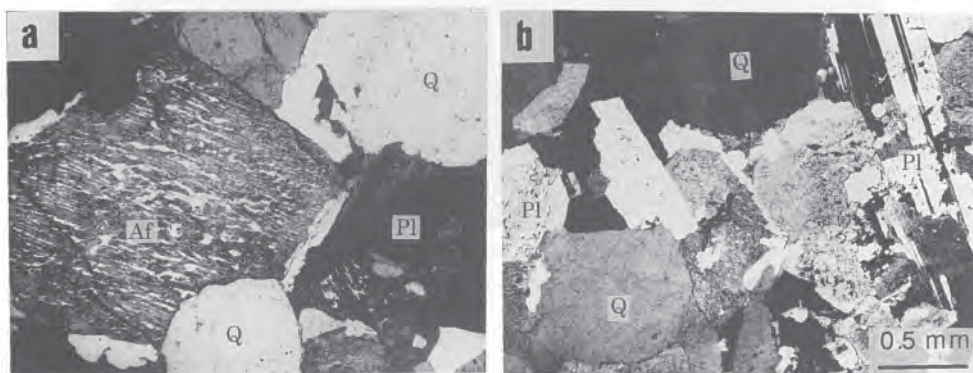
Pl: 斜長石, Af: アルカリ長石, Q: 石英.

約100mの幅の細粒（斑状）相に介在されて丹波帯の付加コンプレックスと接する。

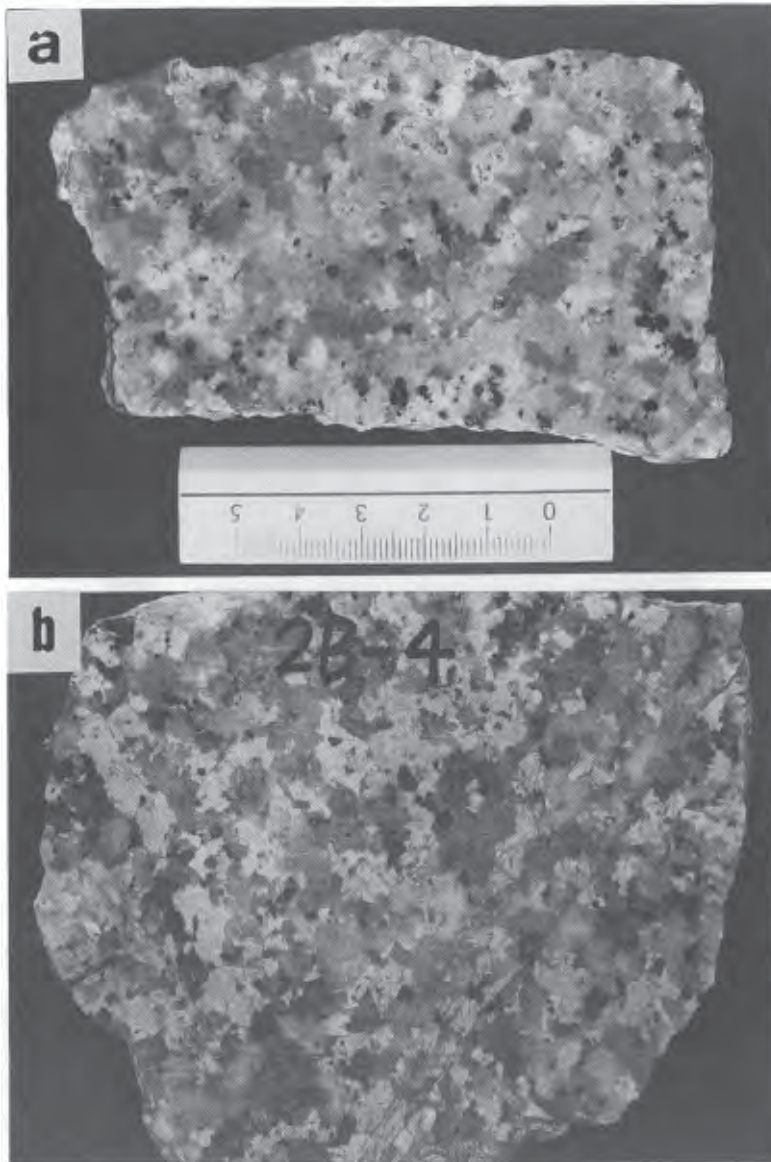
岩相 石英は、ほぼ1-5mm程度で他形・粒状、散在している。アルカリ長石はほぼ長径数mmであるが、時に斑状的になる。斜長石は、一般に長径数mm程度以下である。黒雲母は、1-2mm程度のもものが散在している。比較的均質な岩相であるが、やや粒度が不均質になったりやや粗粒の部分を含むこともある（第31図）。モード組成を第27図に示す。



第31図 中粒等粒状黒雲母花崗岩の研磨面（試料番号：IC-3）
スケール：1目盛は1mm，数字はcmを示す。



第32図 中粒等粒状黒雲母花崗岩の顕微鏡写真
Pl：斜長石，Af：アルカリ長石，Q：石英。



第33図 中—粗粒等粒状（一部斑状）黒雲母花崗岩の研磨面
スケール：1目盛は1mm，数字はcmを示す，スケールは共通。（試料番号a：1E-1，b：2B-4）

鏡下の特徴 顕微鏡写真を第32図a, bに示す。石英は、粒状で波動消光が顕著である。アルカリ長石は、半自形-他形、パーサイトで濁りが顕著である。斜長石は、半自形-自形で弱いノルマルズーニングを示し、中心部がソーシュライト化している。アルバイト集片双晶やミルメカイトが発達する。黒雲母は、軸色X=淡褐色、Y=Z=緑褐色。副成分鉱物として、ジルコン、リン灰石、褐簾石、不透明鉱物、モナズ石が認められ、変質鉱物として、緑泥石、白雲母が認められる。

年代 林道鶴川-村井線入り口付近で採取された中粒黒雲母花崗岩について、 $72.3 \pm 3.6\text{Ma}$ の黒雲母K-Ar年代が報告されている(沢田・板谷, 1993)。

化学組成 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1997)によるXRF分析データを第7表に示す。

中-粗粒等粒状(一部斑状)黒雲母花崗岩(G₅)

分布 本岩相は、岩体中央部に位置するからほぼ八淵滝と揚梅滝を結ぶ方向の断層を境にして、これより南に分布する。一般に粗粒等粒状である(第33図)が、やや粒度が小さくなったり(中粒質であるが、上述の中粒等粒状花崗岩ほど粒度は小さくない)、斑状質(アルカリ長石斑晶)になったりするなどの岩相変化が認められる(第34図)。上述した細粒等粒状-斑状黒雲母花崗岩とは、断層で接している場合がある(第35図)。一露頭でも粒度の変化がある。たとえば、中粒質的な部分がいくつかの地域でまとまって認められるが、その場合も粗粒部分が随所に伴われている。

また、本岩相分布域の天神山から北小松にかけての東端部で、岩体の伸びの方向に平行にやや粒度が小さくなるゾーンが存在する(周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1997)一方、非常に粗粒な部分が正面谷上流に当たる本岩相分布域中央部付近に産出する。

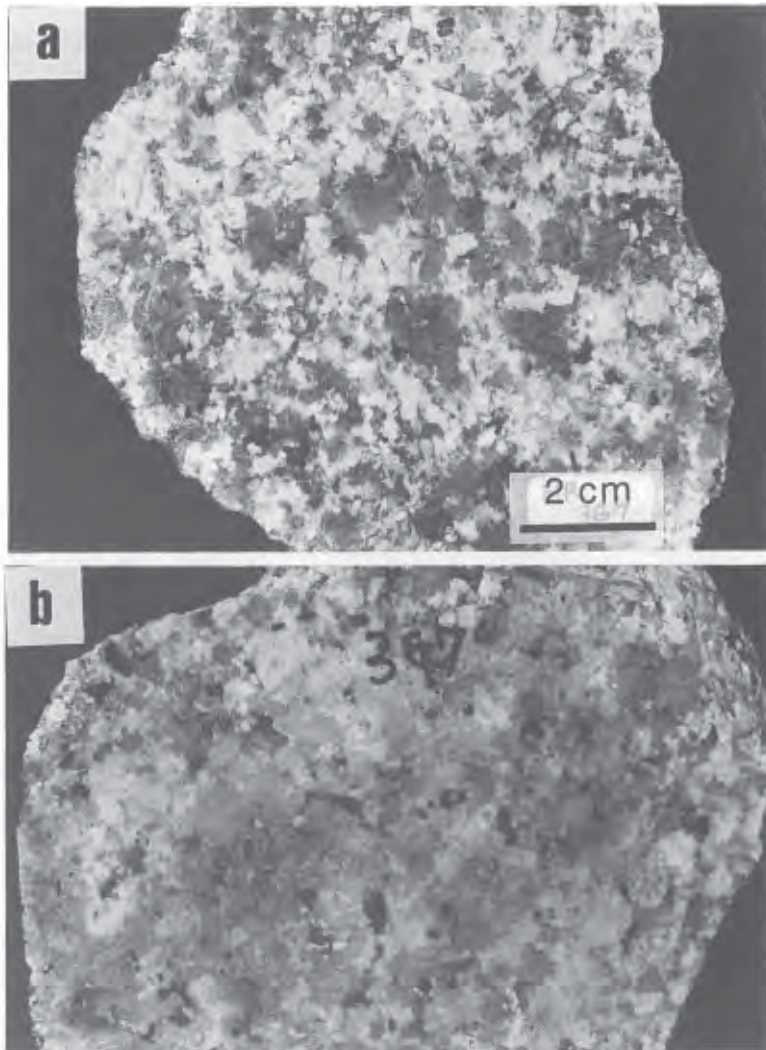
丹波帯付加コンプレックスとの接触部では粒度が下がり細粒になっているほか、黒雲母が濃集したり粒度が不均質な場合が多く認められる(急冷周辺相)(第36図)。

岩相 一般的には、径5mm以上の石英(最大15mm×10mm程度)、アルカリ長石(最大10mm×10mm程度)、斜長石(最大20mm×10mm程度)が集合する(第33, 34図)。正面谷上流部では、これらの鉱物粒子の径が1cmを越える最粗粒部となっている。石英は、一般にプール状である。黒雲母は、長さ1-3mmぐらいのものが点在する。モード組成を第27図に示す。

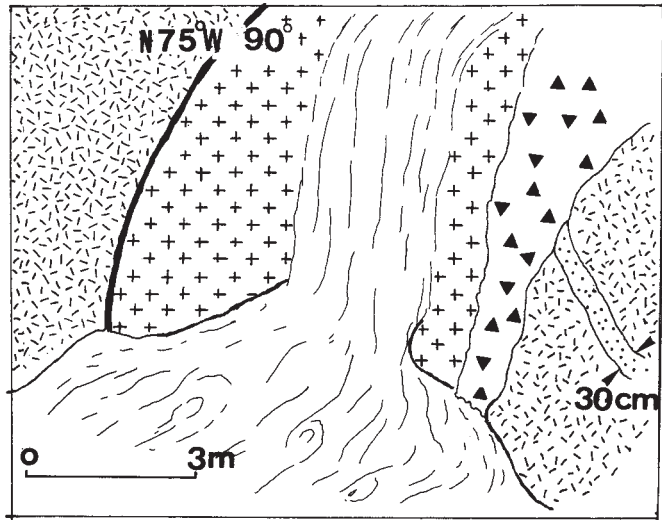
鏡下の特徴 石英は、他形・プール状で、波動消光を示すことがある。アルカリ長石は、すべてパーサイト(第37図a)であり、他形-半自形である。粒間曹長石が発達する。斜長石は、半自形-自形で、アルバイト集片双晶発達しており、中心部はソーシュライト化している。ズーニングは、コアとリムのノルマルが普通であるが、リムの斜長石が内部に入り込んでいるパッチ状組織が見られる(第37図b)。ミルメカイトが発達する。黒雲母は、最大3mm×2mm程度、独立した結晶が散在するが時に集合する。軸色は、X=淡緑-淡黄色、Y=Z=緑色-淡緑色ないしは褐色-淡褐色である。副成分鉱物として、ジルコン、リン灰石、褐簾石、不透明鉱物、モナズ石、変質鉱物として、緑泥石、白雲母が認められる。

年代 岩体中央部正面谷で採取された粗粒黒雲母花崗岩について、 $72.8 \pm 3.7\text{Ma}$ の黒雲母K-Ar年代が報告されている(沢田・板谷, 1993)。

化学組成 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1997)によるXRF分析を第7表に示す。




第 34 図 中一粗粒等粒状（一部斑状）黒雲母花崗岩の研磨面
(a) 中粒質，(b) 粗粒質．aとbの両岩石は一露頭で採取されたもので，露頭内での花崗岩の岩相変化を示している．スケールは共通．（試料番号：3G7；比良登山リフトさんろく駅北東約600m附近，神爾の滝上流）

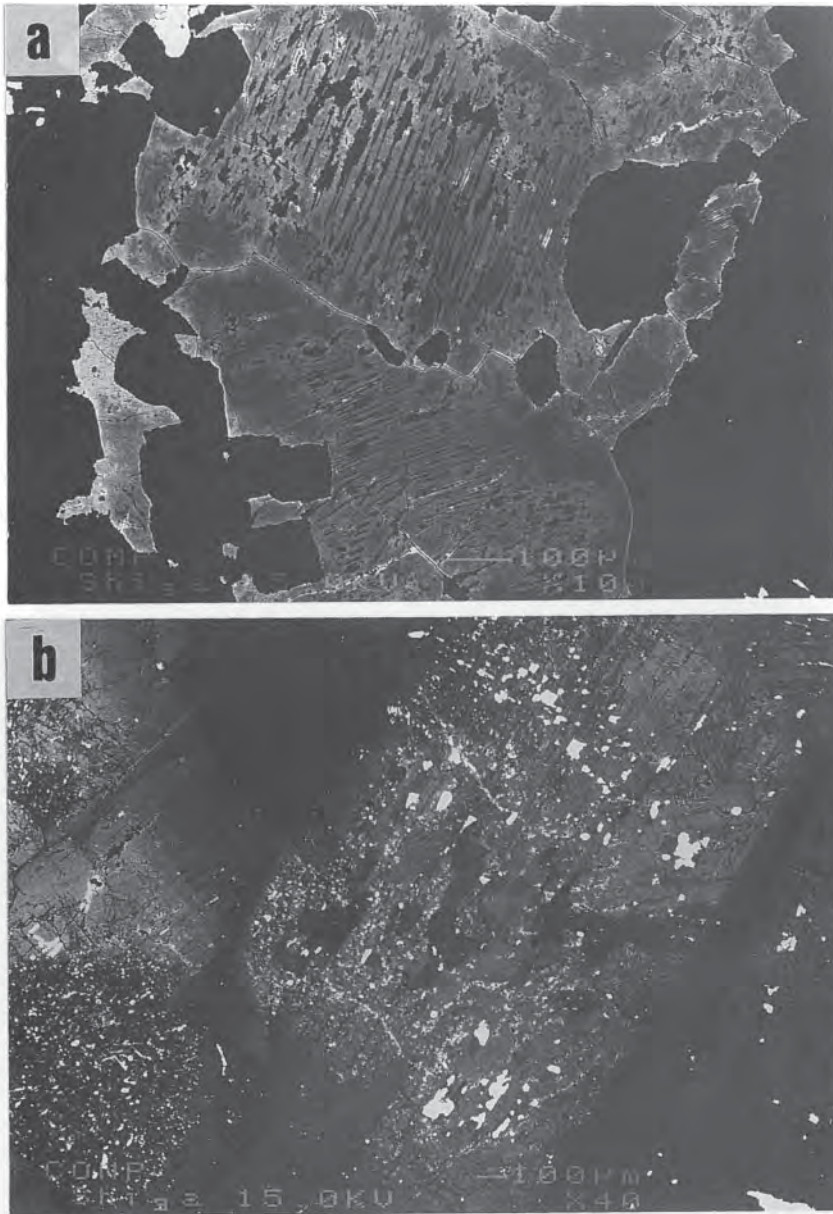


第35図 中—粗粒等粒状（一部斑状）黒雲母花崗岩と細粒等粒状—斑状黒雲母花崗岩の境界部分のスケッチ
 1: 中—粗粒等粒状（一部斑状）黒雲母花崗岩. 2: 細粒等粒状—斑状黒雲母花崗岩. 3: 細粒黒雲母花崗岩脈.
 4: 崩土. 5: 水流. 6: 断層.



 雲母が定向配列した部分

第36図 中—粗粒等粒状（一部斑状）黒雲母花崗岩と堆積岩との境界部
 写真中央の境界より上側がジュラ紀付加コンプレックスの堆積岩，下側が花崗岩である。花崗岩は境界部で細粒になり、黒雲母の顕著な定向配列をなす。ハンマーの長さ；35cm。（比良山地西斜面，奥の深谷沿い）

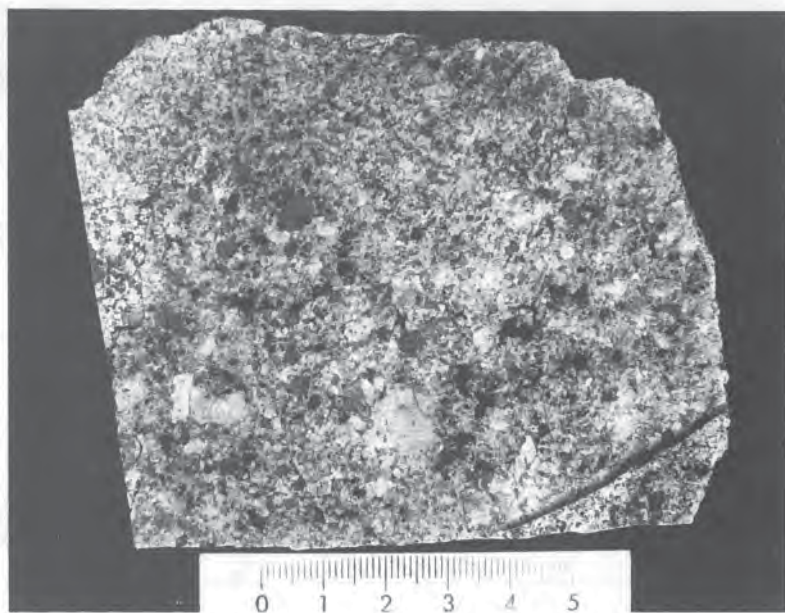


第 37 図 中一粗粒等粒状（一部斑状）黒雲母花崗岩中の長石類のX線マイクロアナライザー反射電子線像
 (a) アルカリ長石のパーサイト組織, (b) 斜長石の累帯構造.

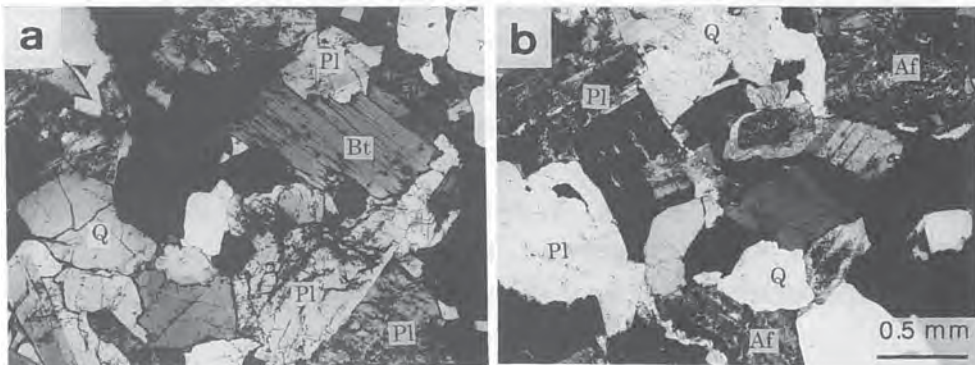
細一中粒斑状黒雲母花崗岩 (G₆)

分布 本岩相は、ほぼ八淵滝と揚梅滝を結ぶ方向の断層と林道鶴川村井線沿いの断層に境された地域の東端部分に幅の広い脈状に産出するほか、主岩相の中一粗粒等粒状（一部斑状）黒雲母花崗岩中にブロック状にあるいは小脈状に点在する。岩相的には、前述の細粒等粒状一斑状黒雲母花崗岩と似ているが、石英斑晶の形に異なる特徴があり、石基結晶のサイズもやや大きい。

岩相 径1mm前後の石英、アルカリ長石、斜長石、黒雲母からなる石基に、アルカリ長石、石英、斜長石の斑晶が点在する（第38図）。斑晶は5mm前後のものが多いが、アルカリ長石は長径1cm程



第 38 図 比良岩体の細一中粒斑状黒雲母花崗岩の研磨面（試料番号3C-6）
スケール：1目盛は1mm，数字はcmを示す。



第 39 図 細一中粒斑状黒雲母花崗岩の顕微鏡写真
Pl：斜長石，Af：アルカリ長石，Q：石英。スケールは共通。

第7表 比良花崗岩の化学分析値 (香掛ほか, 1991: 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1997)

岩体名	中粒等粒状黒雲母花崗岩			中・細粒等粒状 (一部斑状) 黒雲母花崗岩									細・中粒斑状黒雲母花崗岩		
	周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1997)												香掛ほか (1991)		
出典	周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1997)												香掛ほか (1991)		
試料番号	52006	3C2	3G7	3D1	2I2	12906	113001	12913	HR1	HR2	HR3	2A4	3C6	32703	
SiO ₂	76.49	75.45	77.49	76.67	76.07	76.83	77.56	78.73	75.34	76.67	76.20	73.95	77.16	77.25	
TiO ₂	0.08	0.11	0.05	0.10	0.10	0.08	0.08	0.06	0.11	0.09	0.09	0.18	0.07	0.07	
Al ₂ O ₃	12.90	12.95	11.72	12.97	12.78	12.56	12.72	11.89	13.42	12.90	13.13	13.64	12.06	12.09	
Fe ₂ O ₃	0.76	0.56	0.55	1.01	0.59	0.50	0.36	0.46	0.41	0.62	0.36	0.76	0.57	0.34	
FeO	0.65	0.99	0.66	0.53	0.80	0.87	0.96	0.53	0.99	0.65	0.87	1.31	0.64	0.71	
MnO	0.07	0.06	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06	0.05	0.04	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	
MgO	0.13	0.14	0.10	0.09	0.11	0.11	0.09	0.06	0.11	0.08	0.06	0.26	0.06	0.09	
CaO	0.56	1.11	0.70	0.91	1.06	0.92	1.01	0.72	1.07	0.88	0.53	1.83	0.74	0.78	
Na ₂ O	2.64	2.90	2.76	3.22	3.19	3.12	3.20	2.69	3.46	3.51	3.21	3.10	2.89	2.73	
K ₂ O	4.65	4.76	4.64	4.65	4.45	4.30	4.18	4.37	4.95	4.24	4.71	4.11	4.76	4.64	
H ₂ O*	0.76	0.38	0.33	0.42	0.46	0.47	0.44	0.38				0.37	0.35	0.36	
H ₂ O	0.16	0.04	0.03	0.06	0.03	0.04	0.02	0.03				0.02	0.04	0.06	
L.O.I.									0.35	0.26	0.72				
P ₂ O ₅	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.03	0.04	0.02	0.01	
Total	99.86	99.48	99.10	100.72	99.72	99.89	100.70	99.98	100.28	99.97	99.96	99.63	99.41	99.18	
ノルム															
Or	27.48	28.13	27.42	27.48	26.30	25.41	24.70	25.83	29.25	25.06	27.84	24.29	28.13	27.42	
Ab	22.33	24.53	23.35	27.24	26.99	26.40	27.07	22.76	29.27	29.69	27.16	26.23	24.45	23.10	
An	2.78	5.51	3.47	4.51	5.26	4.56	5.01	3.57	5.31	4.36	2.63	9.08	3.67	3.87	
長石成分															
Or比	52.3	48.4	50.6	46.4	44.9	45.1	43.5	49.5	45.8	42.4	48.3	40.8	50.0	50.4	
Ab比	42.5	42.2	43.1	46.0	46.1	46.8	47.7	43.6	45.9	50.2	47.1	44.0	43.5	42.5	
An比	5.3	9.5	6.4	7.6	9.0	8.1	8.8	6.9	8.3	7.4	4.6	15.2	6.5	7.1	
Al ₂ SiO ₅ 飽和度	0.80	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	1.00	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	
微量元素 ppm															
Rb				266	234		224	258	241	223	235	131	302	257	
Sr				50	61		55	40	71	56	40	155	35	45	
Ba									306	182	181				
Th									24	22	27				
Nb									11	11	13				
Zr			110	95			95	74	79	70	75	151	90	72	
Ga									21	17	19				
Cr									5	4	4				
V									17	15	15				
Ni									8	<3	<3				
Zn									37	29	27				
Pb									25	29	29				
Y				68	54		56	51	60	51	64	28	49	55	
La									22	17	23				
Ce									38	42	40				

度相対的に大きいものが存在する。石英斑晶が丸みを帯びているのが一つの特徴である。モード組成を第27図に示す。

鏡下の特徴 顕微鏡写真を第39図a, bに示す。石英は、他形・粒状であるが、斑晶はプール状に集合した全体の形が粒状になっており、波動消光が認められる。アルカリ長石は、間だ充率的に連続するが、パーサイト組織も認められ汚濁が進んでいる。斑晶アルカリ長石は、半自形のパーサイトであり、石英や斜長石をポイキリチックに包有する。斜長石は、一般に半自形でアルバイト集片双晶が発達し、弱い振動ゾーニングがある。斑晶斜長石は、半自形-自形でノルマルゾーニングと振動ゾーニングが認められる。黒雲母は、軸色X=淡黄褐色、Y=Z=緑褐色。副成分鉱物として、ジルコン、リン灰石、褐簾石、不透明鉱物、モナズ石、変質鉱物として、緑泥石、白雲母が認められる。

化学組成 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1997) によるXRF分析を第7表に示す。

比良花崗岩中の造岩鉱物の化学組成

比良花崗岩体を構成する4タイプの花崗岩類のうち細粒等粒状-斑状黒雲母花崗岩を除く3タイプの

第8表 比良花崗岩中の斜長石の化学分析値 (EPMA分析)

岩体名	中-粗粒等粒状 (一部斑状) 黒雲母花崗岩					中粒等粒状黒雲母花崗岩		細-中粒斑状黒雲母花崗岩	
	9808150401		98081701			9808150402		3C6	
SiO ₂	60.50	68.50	56.20	63.34	64.46	61.26	67.17	62.54	66.94
TiO ₂			0.01			< 0.01	< 0.01		
Al ₂ O ₃	24.38	20.28	27.81	22.12	20.57	24.24	20.53	23.46	20.78
FeO*	< 0.01	0.01	0.09	0.13		0.09	< 0.01	0.13	0.05
MgO			0.02	< 0.01	0.01	< 0.01	0.10		
CaO	5.58	0.1	8.69	2.85	2.09	5.11	0.60	3.92	0.44
Na ₂ O	8.57	11.52	6.38	9.76	11.02	8.90	11.61	9.02	11.55
K ₂ O	0.30	0.27	0.20	0.46	0.14	0.22	0.24	0.40	0.25
BaO	0.03	< 0.01	0.08	< 0.01		< 0.01	< 0.01	0.09	
Total	99.36	100.68	99.48	98.66	98.29	99.82	100.25	99.56	100.01
Si	2.706	2.973	2.535	2.835	2.891	2.727	2.941	2.781	2.935
Ti			< 0.001			< 0.001	< 0.001		
Al	1.294	1.038	1.478	1.167	1.087	1.272	1.0596	1.230	1.074
Fe	< 0.001	< 0.001	0.003	0.005		0.004	0.0000	0.005	0.002
Mg			0.002	0.000	0.001	0.000	0.0003		
Ca	0.268	0.005	0.420	0.137	0.100	0.244	0.0282	0.187	0.021
Na	0.743	0.969	0.558	0.847	0.959	0.768	0.9858	0.778	0.982
K	0.017	0.015	0.012	0.026	0.008	0.013	0.0134	0.023	0.014
Ba	< 0.001	< 0.001	0.002			< 0.001	< 0.001		
Total	5.028	5.000	5.010	5.017	5.046	5.027	5.0283	5.004	5.026
An	26.0	0.5	42.4	13.5	9.4	23.8	2.7	18.9	2.0
Ab	72.3	98.0	56.4	83.9	89.8	75.0	96.0	78.8	96.6
Or	1.6	1.5	1.2	2.6	0.7	1.2	1.3	2.3	1.4

岩石名	花崗斑岩					流紋デイサイト			
	98081502		98081503			98081501			
SiO ₂	63.27	64.06	67.95	60.35	68.68	52.01	65.72	60.11	67.33
TiO ₂									
Al ₂ O ₃	23.63	22.03	21.52	25.24	20.79	30.14	21.73	25.88	21.76
FeO*	0.12	0.09	0.01	0.09	0.01	0.20	0.03	0.23	0.09
MgO				0.01					
CaO	3.06	2.82	0.63	5.73	0.13	12.14	2.06	6.84	1.27
Na ₂ O	9.07	10.32	11.57	8.38	11.49	4.71	10.5	7.45	11.05
K ₂ O	0.41	0.36	0.17	0.41	0.19	0.24	0.16	0.62	0.17
BaO	0.03		0.04	0.06				0.10	0.08
Total	99.58	99.66	101.89	100.31	101.28	99.45	100.2	101.24	101.76
Si	2.800	2.841	2.923	2.682	2.961	2.375	2.883	2.655	2.905
Ti									
Al	1.233	1.151	1.091	1.322	1.057	1.622	1.123	1.347	1.107
Fe	0.004	0.003	< 0.001	0.003	< 0.001	0.008	0.001	0.009	0.003
Mg				0.001					
Ca	0.145	0.134	0.029	0.273	0.006	0.594	0.097	0.324	0.059
Na	0.779	0.887	0.965	0.722	0.961	0.417	0.893	0.638	0.925
K	0.023	0.020	0.010	0.024	0.011	0.014	0.009	0.035	0.009
Ba	0.001		0.001	0.001				0.002	0.001
An	15.3	12.8	2.9	26.8	0.6	57.9	9.7	32.5	5.9
Ab	82.2	85.2	96.2	70.9	98.3	40.7	89.4	64.0	93.2
Or	2.5	1.9	0.9	2.3	1.1	1.4	0.9	3.5	0.9

花崗岩類と岩脈類について求めた斜長石と黒雲母の化学組成を第8, 9表に, アルカリ長石のバルク組成を第10表に示す. 測定は, 滋賀大学教育学部設置の日本電子製波長分散型X線マイクロアナライザー一JXA8800Mによる. 測定条件は, 15kV, 0.2 μ Aである. ビーム径は, 斜長石, 黒雲母等の相組成を求める場合は5 μ m, アルカリ長石のバルク組成を求める場合は50 μ mである.

第8表に示す斜長石の化学組成について述べる. 中-粗粒等粒状(一部)斑状黒雲母花崗岩においては, 一部Ab56程度の中性長石が認められるものの, ほとんどは灰曹長石-曹長石の範囲に入る. 中粒黒雲母花崗岩と細-中粒斑状黒雲母花崗岩及び花崗斑岩中の斜長石は, 調べた範囲では灰曹長石-曹長石であり中性長石は存在しない. 一方, 流紋デイサイト中の斜長石には, Ab40程度の曹灰長石が存在し比良花崗岩の斜長石の化学組成とは顕著に異なる. 曹長石については, 最もAb成分に富むものは流紋デイサイト中ではAb93程度であるが, 花崗斑岩や花崗岩中ではAb96を超えるものが普通に存在し中にはAb98を超えるものがある.

第9表に示す黒雲母の化学組成について述べる. 前述の3タイプの花崗岩類と花崗斑岩を通じて大きな化学組成の違いはないようである. これらの化学組成の特徴は, たとえば, 田結庄(1986)のデータと比較してみると, 著しくFeに富むことである. この結果は, 平岡(1996)の分析結果と一致する. X線マイクロアナライザーによる反射電子線像では, 一般に中心部-周辺部の典型的なゾーニングが観察されるが, これはTi含有量の違いによるものであろう.

第10表に示すアルカリ長石のバルク組成について述べる. 分析した中-粗粒等粒状(一部斑状)黒雲母花崗岩3試料のうち1試料についてOr67とほかの2試料とやや異なる値が得られたほかは, 各岩

第9表 比良花崗岩及びそれに随伴する花崗斑岩中の黒雲母の化学分析値 (EPMA分析)

岩体名 試料番号	中-粗粒等粒状(一部斑状)黒雲母花崗岩						中粒等粒状黒雲母花崗岩		細-中粒斑状黒雲母花崗岩		花崗斑岩			
	No.6		98081701		3G6				3C6		No.3		No.5	
SiO ₂	34.31	33.76	34.12	31.98	34.01	33.20	33.71	33.72	34.38	33.50	34.59	34.30	34.39	35.39
TiO ₂	0.94	3.58	2.47	1.74	3.46	0.82	2.02	2.32	1.28	3.17	2.64	0.87	2.10	2.28
Al ₂ O ₃	14.55	14.04	14.18	14.83	13.98	15.48	14.62	14.38	16.53	14.51	15.63	17.84	15.61	14.91
Cr ₂ O ₃	< 0.01			0.02		0.01				0.03	0.03			
FeO*	32.51	30.95	31.83	34.83	32.30	32.53	32.46	33.65	30.73	31.99	31.36	30.44	30.28	28.45
MnO	1.21	1.18	0.91	1.03	1.26	1.20	0.97	1.13	0.98	1.12	1.39	1.55	1.13	
MgO	3.74	3.25	3.76	3.43	3.05	3.33	2.11	2.10	1.71	2.56	1.70	1.38	2.25	4.00
CaO	0.05		0.08	0.03		0.02	0.02						0.03	0.03
Na ₂ O	0.10	0.10	0.05	0.05	0.03	0.02	0.09	0.10	0.08	0.10	0.03	0.03	0.09	0.06
K ₂ O	8.93	9.03	8.90	7.34	8.82	7.81	8.61	9.19	9.15	9.03	9.13	9.18	9.19	8.87
BaO	0.05	0.54	0.04	0.06	0.09	0.07	< 0.01		< 0.01	0.12	0.05	0.04		0.02
Total	96.39	96.43	96.34	95.34	97.00	94.49	94.61	96.59	94.84	96.13	96.55	95.63	95.07	94.01
Si	5.574	5.488	5.526	5.301	5.491	5.482	5.576	5.513	5.067	5.465	5.570	5.541	5.598	5.705
Ti	0.115	0.438	0.301	0.216	0.421	0.102	0.251	0.285	0.157	0.389	0.320	0.106	0.257	0.277
Al	2.786	2.691	2.708	2.899	2.660	3.013	2.850	2.772	3.178	2.789	2.967	3.397	2.995	2.832
Cr	0.001					0.001				0.004	0.003			
Fe	4.417	4.207	4.311	4.829	4.362	4.492	4.490	4.602	4.192	4.364	4.224	4.113	4.122	3.835
Mn	0.166	0.162	0.124	0.144	0.172	0.168	0.136	0.157	0.135	0.154	0.190	0.213	0.156	0.050
Mg	0.907	0.878	0.907	0.847	0.734	0.819	0.520	0.512	0.416	0.623	0.407	0.332	0.546	0.962
Ca	0.009		0.014	0.005		0.004	0.003						0.006	0.018
Na	0.030	0.033	0.015	0.015	0.008	0.006	0.028	0.032	0.027	0.032	0.008	0.009	0.027	0.018
K	1.850	1.872	1.838	1.553	1.816	1.645	1.816	1.917	1.903	1.879	1.875	1.891	1.908	1.908
Ba	0.003	0.005	0.002	0.004	0.006	0.004	< 0.001		< 0.001	0.008	0.003	0.003		0.001
Total	15.857	15.773	15.746	15.813	15.670	15.735	15.670	15.790	15.073	15.706	15.567	15.605	15.615	15.607

第10表 比良花崗岩及びそれに随伴する花崗斑岩中のアルカリ長石のバルク組成 (EPMA分析)

岩体名	中-粗粒等粒状 (一部斑状) 黒雲母花崗岩			中粒等粒状 黒雲母花崗岩	細-中粒斑状 黒雲母花崗岩	花崗斑岩	
	試料番号	No.6	98081701	3G7	9808150402	3C6	No.3
Or	79	78	67	76	74	83	83
Ab	20	22	33	23	25	17	17
An	0.3	0.5	0.6	0.6	0.6	0.1	0.3
	3試料の平均=Or74 Ab25 An0.4						
分析領域数	91	102	105	65	57	61	72

相を通して比較的よく似た値が得られた。中-粗粒等粒状 (一部斑状) 黒雲母花崗岩の3試料の値を分析領域数にもとづいて過重平均すると、比良花崗岩類を通してOr74-76となる。ただし、花崗斑岩中のアルカリ長石のバルク組成は2試料ともOr83であり、花崗岩類とは異なる。

比良花崗岩の全岩化学組成の特徴

比良花崗岩体の分化指数 (D.I.) に対する主成分の変化図を第40図に示す。花崗岩類のSiO₂は73.9-78.8%の間に、D.I.は85.7-93.8の間にある。比良花崗岩類の化学組成は岩型による違いがほとんどなく、化学的に均質な岩体である。Aramaki *et al.* (1972) による日本の花崗岩類の平均組成に比べてK₂Oにやや富み、Na₂Oに乏しい。また、SiO₂に富み、Al₂O₃に乏しい (第40図)。しかし、すべてのものでノルム・コランダムが算出される。これらの特徴は、琵琶湖南部周辺の田上花崗岩体や鈴鹿花崗岩体に共通する。周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1990) は、琵琶湖南部周辺の花崗岩体について、比叡、田上、鈴鹿の各花崗岩体の順にノルムOr/Ab比が大きくなることを示したが、琵琶湖基盤地質研究会 (印刷中) によれば、比良花崗岩体は田上と鈴鹿の両花崗岩体の中間的な値を持つ。比良花崗岩体中の花崗斑岩の化学組成は比良花崗岩とよく似ている。

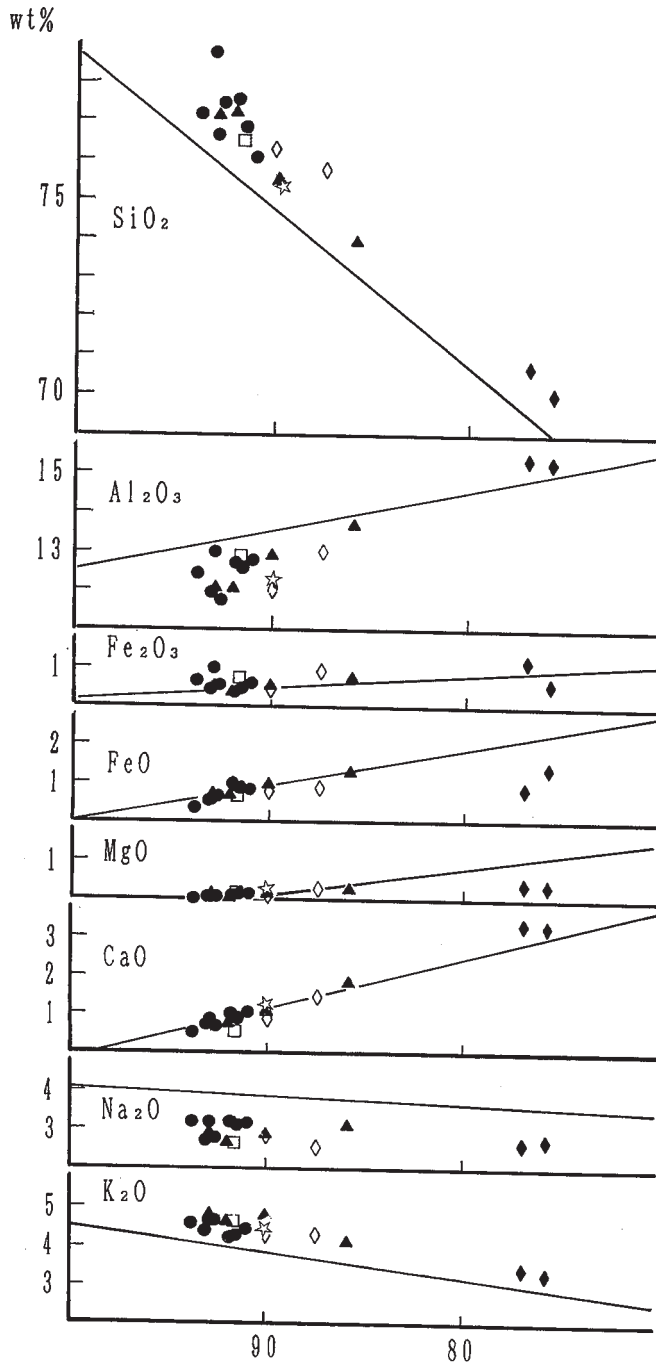
IV. 3. 4 霊仙花崗閃緑岩 (G₇)

命名 Yoshizawa *et al.* (1965) により、石英閃緑岩体として記載されたが、その後の調査結果をもとに、ここでは花崗閃緑岩体とする。

分布・産状 霊仙花崗閃緑岩体は、比良花崗岩体南方に南北約4km、東西約2kmで丹波帯の付加コンプレックスに貫入する楕円状の岩体である。その東方及び南方には花崗斑岩脈が貫入する。

岩相 本岩体は、花崗閃緑岩を主岩相とする (第41図)。岩相変化が著しくまた不均質であるが、一般的には中粒質であり、弱斑状質である。権現山登山口での花崗斑岩との境界部では、細粒石英閃緑岩の岩相を呈する (第42図b)。Uchiyama (1983) によれば、岩体の外側から内側へ漸移する細-中粒弱斑状石英閃緑岩、細-中粒弱斑状花こう閃緑岩、細粒斑状花崗閃緑岩と、岩体の南端部に分布する細-中粒斑状アダメロ岩と粗粒黒雲母花崗岩の5岩相に区分される。モード組成を第27図に示す。

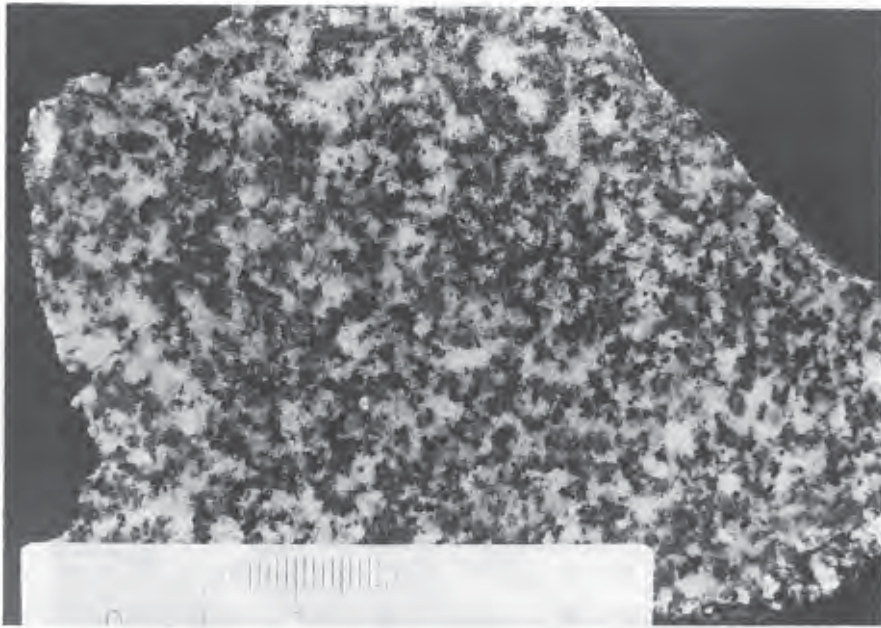
鏡下の特徴 顕微鏡写真を第42図に示す。石英は、他形・間隙充填状であり、弱い波動消光が認められる。アルカリ長石は、他形のパーサイトであり、斜長石や黒雲母・普通角閃石などをポイキリチック



D. I.

第40図 比良花崗岩とその周辺の岩脈のD.I.-酸化物変化図（周碇琵琶湖花崗岩団体研究グループ（1997）を一部改変）

図中の直線はAramaki et al. (1972) による日本の花崗岩類の平均変化トレンド。□：中粒等粒状黒雲母花崗岩，●：中～粗粒等粒状（一部斑状）黒雲母花崗岩，▲：粗～中粒斑状黒雲母花崗岩，◇：比良岩体中の花崗斑岩，☆：霊山岩体付近の花崗斑岩，◆：比良岩体中の流紋デイサイト。



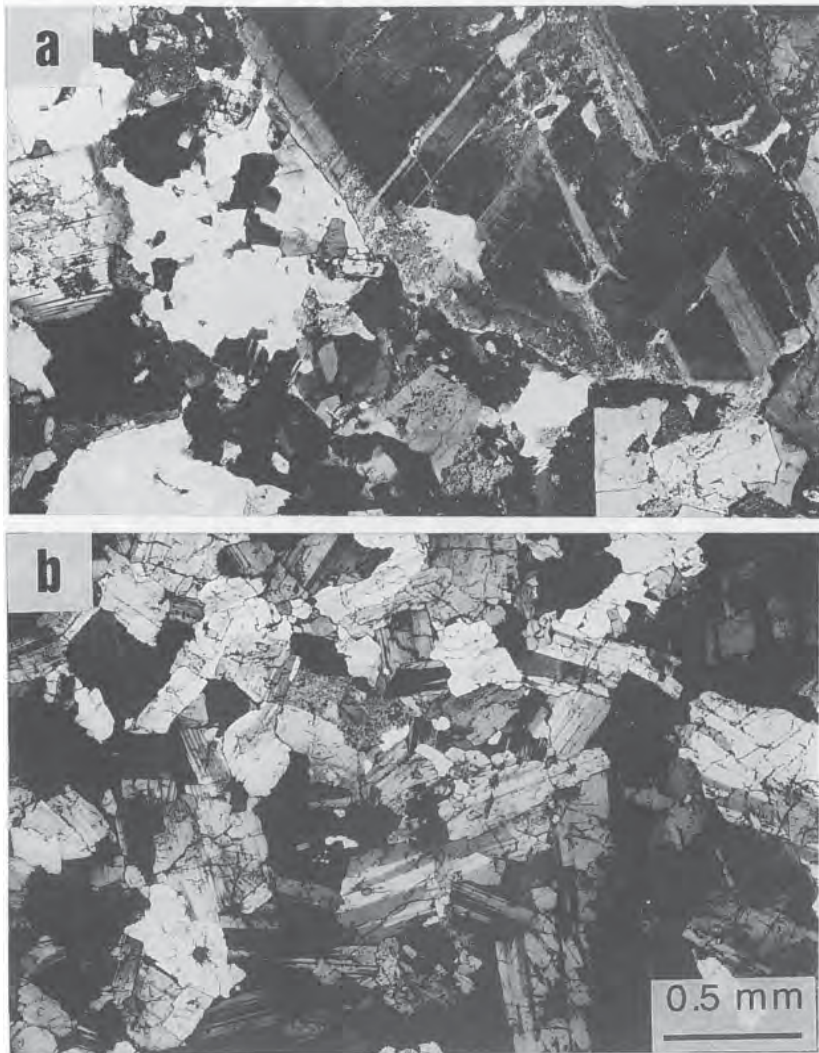
第 41 図 霊仙花崗閃緑岩の研磨面（権現山山頂より登山道南方約500m地点）
スケール：1目盛は1mm，数字はcmを示す。

に含んでいる場合がある。斜長石は，自形であり，アルバイト集片双晶と振動ゾーニングが目立つ。ノーマルゾーニングやアルバイトカールスパッド複合双晶も観察される。黒雲母は，散在するが集合する場合もある。軸色X=淡黄色，Y=Z=褐色である。石英閃緑岩相には，輝石が5%前後存在する。
化学組成 貴治ほか（2000）によるXRF分析値を第6表に示す。

IV. 4 岩 脈 類

貴治（1984）は，丹波帯中央部に分布する火成岩岩脈類の記載を体系的に行った。本地域内では，それらのうち花折断層以西の丹波帯の付加コンプレックス及び花脊別所石英閃緑岩体に貫入するものが含まれる。多くは幅数mの小岩脈であり，岩質的には苦鉄質火成岩と珪長質火成岩とに区分できる。珪長質火成岩は，さらに花崗斑岩と流紋デイサイトに分けられる。また，Yoshizawa *et al.*（1965），小椋（1979），周琵琶湖花崗岩団体研究グループ（1997）らによって，本地域内の花折断層以東の丹波帯の付加コンプレックス及び花崗岩類に貫入する花崗斑岩・流紋デイサイト・斑れい岩の岩脈についての記述がなされている。

後で述べるように，本地域での岩脈類の活動時期については問題があり，岩質の異なる岩脈が同時期に活動したという根拠はないが，ここでは便宜的に一括してほぼ同時期のものとして取り扱った。



第42図 霊仙花崗閃緑岩の顕微鏡写真

(a) 主岩相の花崗閃緑岩相, (b) 花崗斑岩との境界部付近の石英閃緑岩相. スケールは共通.

IV. 4. 1 苦鉄質火成岩 (D₁)

本地域には、苦鉄質火成脈として斑れい岩のほかにも普通角閃石ひん岩と閃緑斑岩が産する。これらのうち、最大のものが口の深谷斑れい岩である。

口の深谷斑れい岩 (D₁k)

命名 小椋 (1979) による。

分布 本岩体は、花崗岩体の西方、明王谷上流部 (口の深谷) において、丹波帯の付加コンプレックス

に貫入する。

岩相 以下、斑れい岩は小椋（1979）の記載による。本岩は、主として斜長石と普通角閃石とからなり、少量の緑泥石、燐灰石、黄鉄鉱、磁鉄鉱、赤鉄鉱、ザクロ石、くさび石、黒雲母、石英、方解石が伴う。斜長石と普通角閃石ともに、自形—半自形である。斜長石は、ソーシユライト化していることが多い。モード組成は、斜長石79.9%、普通角閃石17.0%、緑泥石2.6%、不透明鉱物0.3%、石英0.1%、黒雲母0.1%である。

年代 活動時期を直接示す証拠は得られていない。

化学組成 小椋（1979）と琵琶湖基盤地質研究会（印刷中）によるXRF分析を第11表に示す。小椋（1979）は、岩相記載と化学分析値に基づいて斑れい岩としているが、琵琶湖基盤地質研究会（印刷中）によれば閃緑岩相当の分析値が得られている。小規模ではあるが、岩相変化の大きい岩体である可能性がある。

第11表 口の深谷斑れい岩の化学分析値

岩石名	口の深谷斑れい岩		
	小椋(1979)	琵琶湖基盤地質研究会 (印刷中)	
SiO ₂	48.39	52.38	56.55
TiO ₂	0.88	1.05	1.12
Al ₂ O ₃	24.20	18.64	17.86
Σ Fe ₂ O ₃		7.85	8.55
Fe ₂ O ₃	4.77		
FeO	5.10		
MnO	-	0.15	0.16
MgO	2.75	4.93	3.11
CaO	11.46	7.91	7.52
Na ₂ O	2.17	3.87	3.00
K ₂ O	1.09	1.33	1.01
H ₂ O [*]	0.89		
H ₂ O [†]	0.29		
P ₂ O ₅		0.23	0.25
Total	101.99	98.34	99.13
ノルム			
Or	6.68	7.86	5.97
Ab	18.35	32.75	25.39
An	52.85	29.56	32.28
長石成分			
Or	8.6	11.0	9.4
Ab	23.6	46.7	39.9
An	67.9	42.1	50.7
微量元素 ppm			
Rb		133	67
Sr		609	449
Ba		335	232
Nb		6	8
Zr		138	145
Cr		119	23
V		188	166
Ni		36	5
Zn		106	108
Y		23	21
Cu		25	4

第12表 比良花崗岩・霊山花崗閃緑岩に伴われる花崗斑岩・流紋デイサイト岩脈の化学分析値（A：琵琶湖基盤地質研究会，印刷中）

岩石名	花崗斑岩		流紋デイサイト		花崗斑岩
	周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1997)		比良山地		霊仙山
出典	比良山地		比良山地		霊仙山
場所	比良山地		比良山地		霊仙山
試料番号	42508	31705	43014	31716	910828-06
SiO ₂	75.77	76.23	70.02	70.71	75.19
TiO ₂	0.16	0.08	0.21	0.21	0.13
Al ₂ O ₃	13.00	12.00	15.27	15.36	12.84
Σ Fe ₂ O ₃					1.44
Fe ₂ O ₃	0.91	0.49	0.60	1.12	
FeO	0.87	0.82	1.37	0.82	
MnO	0.04	0.07	0.05	0.06	0.04
MgO	0.27	0.12	0.35	0.38	0.13
CaO	1.44	0.91	3.28	3.37	1.24
Na ₂ O	2.54	2.82	2.70	2.64	2.96
K ₂ O	4.31	4.37	3.27	3.42	4.75
H ₂ O [*]	0.57	0.41	0.98	0.69	
H ₂ O [†]	0.05	0.03	0.03	0.05	
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.04	0.04	0.02
Total	99.96	98.37	98.17	98.87	98.74
ノルム					
Or	25.47	25.83	19.33	20.21	28.07
Ab	21.49	23.86	22.84	22.33	25.04
An	7.14	4.51	16.27	16.72	6.15
長石成分					
Or	47.1	47.7	33.1	34.1	47.4
Ab	39.7	44.0	39.1	37.7	42.3
An	13.2	8.3	27.8	28.2	10.4
アルミ飽和度	0.90	0.90	0.90	0.90	1.00
微量元素 ppm					
Rb	151	218	136	142	192
Sr	143	61	280	309	103
Nb					8
Zr	139	86	109	118	102
Pb					15
Y	31	64	13	10	

IV. 4. 2 花崗斑岩 (D₂)

本地域には、花崗斑岩のほかに石英斑岩やアプライトもしばしば岩脈として産出する。これらを花崗斑岩として一括した。本地域で最大規模の花崗斑岩が、比良花崗岩体及び霊仙花崗閃緑岩体付近に産出する。そのほか、主なものでは、花脊別所石英閃緑岩体中を貫く3本の岩脈、そしてその北西方の竹次谷岩体（トータル岩）付近には、ENE-WSW方向に平行する5本の岩脈が分布する。以下に比良花崗岩体付近に産するものの特徴を記述する。

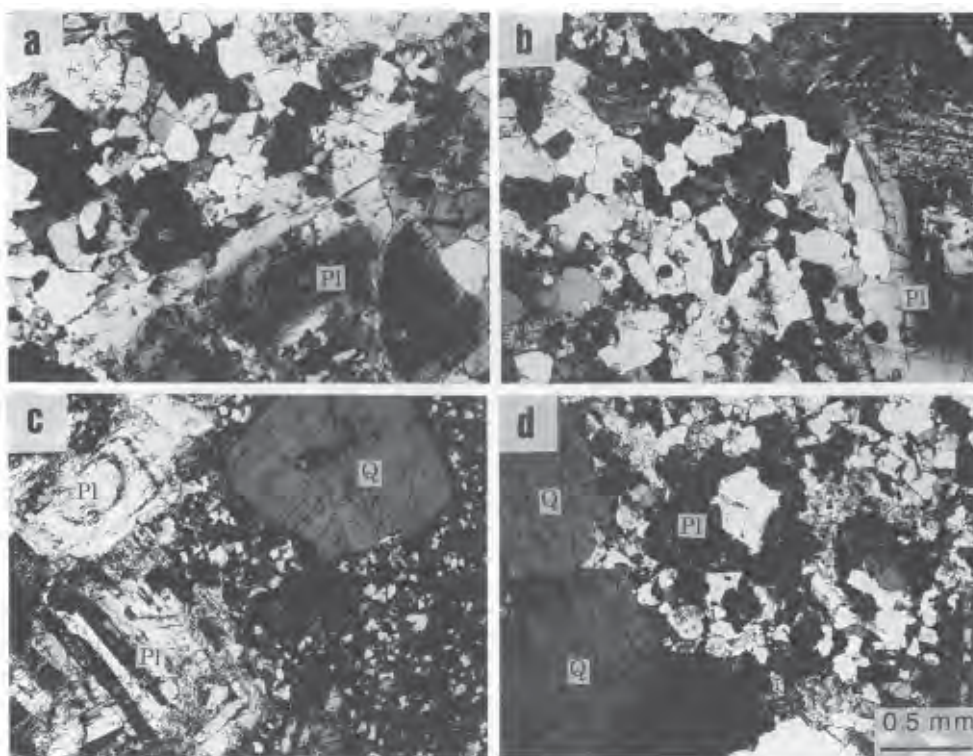
比良花崗岩体に伴っている花崗斑岩

分布・産状 本岩は、比良花崗岩体中において北東から南西方向に伸びる多数の岩脈として産するほか、丹波帯の付加コンプレックスを貫いて分布する。

岩相 自形性の高いアルカリ長石、斜長石、石英、黒雲母を斑晶として含む。その粒径は、最大で2 cmである。

鏡下の特徴 顕微鏡写真を第43図a, bに示す。石基は、斑晶と同じ鉱物組み合わせである。

年代 比良花崗岩の南端部でNE-WS方向に伸びる岩脈の試料について、 70.5 ± 3.5 Maの黒雲母K-Ar年代が報告されている（沢田・板谷, 1993）。



第43図 比良花崗岩中の岩脈類の顕微鏡写真
(a), (b) 花崗斑岩, (c), (d) 流紋デイスイト. Pl: 斜長石, Q: 石英.

化学組成 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ（1997）によるXRF分析データを第12表に示す、

霊仙花崗閃緑岩体東縁付近の花崗斑岩

分布・産状 本岩は丹波帯の付加コンプレックスの泥岩・層状チャートに、走向N5-20°E、傾斜60-70°Nで貫入する。境界付近には幅5-30mmの石英脈がN30°W、傾斜58°Sに伸長する。本岩は東西幅200mで南北方向に長く伸びたかなり大きなもので、その伸長方向から考えて、比良岩体に貫入する花崗斑岩脈に連続するものであると考えられる。

本岩は、雲仙岩体及び丹波帯の付加コンプレックスに貫入するとされてきた（中本，1982）が、霊仙山東方の喜撰川地域においては、トータル岩-石英閃緑岩が、付加コンプレックスに貫入する花崗斑岩を貫いていると考えられる（琵琶湖基盤地質研究会，印刷中）。霊仙岩体の石英閃緑岩と花崗斑岩との境界部では、本岩が閃緑岩に引きはがされたように捕獲されている。また、等粒状組織を持つ石英閃緑岩が、境界部で急冷周辺相を示す。したがって、花崗斑岩脈は、霊仙複合岩体のトータル岩の貫入を受けている可能性がある（琵琶湖基盤地質研究会，印刷中）。

岩相 花崗斑岩ないしは石英斑岩で、比良花崗岩体を貫く花崗斑岩脈と岩相は同じである、**化学組成** 琵琶湖基盤地質研究会（印刷中）によるXRF分析値を第12表に示す。岩相同様、化学組成も比良花崗岩体を貫く花崗斑岩脈のものによく似ている（第40図参照）。

IV. 4. 3 流紋デイサイト (D₃)

流紋デイサイト質の珪長質岩脈は、比良花崗岩体中にいくつか産出するほか、花折断層以西にもわずかに認められる。以下に比良花崗岩体中に産出する流紋デイサイト岩脈について記述する。

分布と産状 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km規模の数本の岩脈として産する。伸長方向はいずれもNNE-SSWである。比良山の正面谷上流部（通称青ガレ）や大谷川上流（第44図）で比良花崗岩に貫入しているのが観察される。流紋デイサイトは花崗斑岩とともに、比良花崗岩体の伸びに平行して貫入する。

岩相 本岩は淡緑色微密で、斑晶として斜長石、黒雲母を含むが、普通角閃石を含む場合もある。それらの粒径は、5mm程度である。石基は微晶質ないしは陰微晶質である。本岩は、肉眼的にも通常の斑岩とは異なる（第45図）。

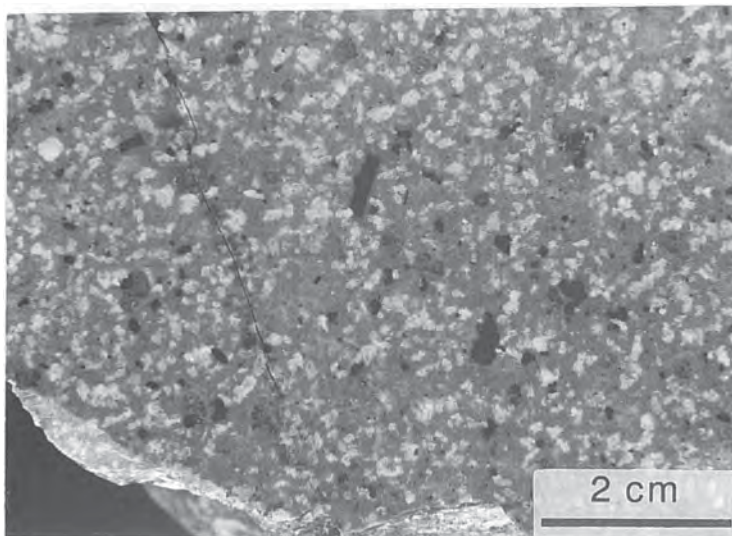
従来この岩石は石英ひん岩と呼ばれてきたが、Yoshizawa *et al.* (1965) は石英斑岩である可能性を指摘した。分析した試料の化学組成（SiO₂約70%）からみると、花崗閃緑斑岩相当であるが、石基の粒度や岩脈周縁部での流理構造などから、流紋デイサイトと呼ぶのが適当である（琵琶湖基盤地質研究会，印刷中）

鏡下の特徴 顕微鏡写真を第43図c, dに示す。石英、アルカリ長石、斜長石、黒雲母からなる。不透明鉱物を多く含む。斑晶の斜長石には顕著なノルマルゾーニングが多く見られる。岩脈の周縁部では斑晶が少なく、流理構造が認められる。

化学組成 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ（1997）によるXRF分析データを第12表に示す。2試料の流紋デイサイトのSiO₂は70.7, 70.0%, D.I.は75.7, 77.0である。日本の花崗岩の平均値に比



第44図 粗粒等粒状黒雲母花崗岩（右側）に貫入している流紋デイサイト岩脈（左側）
ハンマーの置いてあるところが両者の境界部。ハンマーの長さ：45cm。（志賀町大谷川上流より比良岳に至るルート途中）



第45図 流紋デイサイトの研磨面
（第48図の地点で採取された試料。試料番号98081703）

べるとSiO₂, Al₂O₃, CaO, K₂Oに富み, Na₂O, FeO, MgOに乏しい(第40図). ノルムQz-Ab-Orで, 花崗岩, 花崗斑岩, 流紋デイサイトともにきわめて集中した分布を示すが, ノルムAn-Ab-Orでは流紋デイサイトはAn成分に富んだ方向に離れている. 主成分化学組成の違いは斜長石の組成の違いを反映するものと考えられる(琵琶湖基盤地質研究会, 印刷中).

流紋デイサイトの化学組成の特徴として, Rb<Srであることがあげられる. これは, 比良花崗岩体のものがRb>Srであるのとは逆の傾向である. 琵琶湖をはさんで南東部に位置する田上花崗岩体の中かつてひん岩とされてきた岩脈も, 最近流紋岩質であることが判明した(周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2000). の流紋岩質岩脈も, 比良の流紋デイサイトと同じく, 田上花崗岩体の花崗岩と異なりRb<Srの特徴をもつ. の特徴は, 湖東流紋岩本体中に産する秦荘石英斑岩とも共通する特徴(三村ほか, 1976)であり, 注目に値する. 比良花崗岩中の流紋デイサイトのSr含有量は, 湖東流紋岩類のSr含有量とあまり大きく適わない.

IV. 5 火成活動史における位置づけ

岩石学的・地球化学的及び年代学的性質の比較・検討によれば, 比良花崗岩体は, 琵琶湖南部周辺に分布する他の岩体(田上・鈴鹿岩体など)と一連の約7千万年前に固結完了したものと考えられる(沓掛ほか, 1991; 沢田・板谷, 1993など). また, 花崗岩体のSW-NW方向に伸びる形態あるいは岩体に伴われる岩脈類の産状などから, 本岩体は, 湖東流紋岩類の活動によって形成された「湖東コールドロン」に関連した環状岩体をなすものであると考えてよい(沢田ほか, 1994; 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1997). なお, 現在では, 沢田ほか(1994)の「湖東コールドロン」モデルを引き継いで, 新しい名称「琵琶湖コールドロン」が提唱されている(周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2000; 琵琶湖基盤地質研究会, 印刷中).

一方, 花脊別所石英閃緑岩体は, 岩質も比良花崗岩類とはかなり異なり塩基性であるばかりでなく, その測定年代値も異なり時代的にそれらに先行するものである(普通角閃石K-Ar年代101.5±5.2 Ma: 貴治ほか, 1995). 琵琶湖周辺の花崗岩体でも, 鈴鹿や貝月山岩体において約1億年前のK-Ar年代が報告されており(沢田ほか, 1994; 杉井・沢田, 1999), これらの花崗岩体との関係が今後の問題であろう. なお, 花脊別所岩体を含む丹波帯中央部に産する花崗岩質岩体は, いずれもアダカイト質であることが明らかにされ, マグマ成因論の点から注目されている(貴治ほか, 2000).

丹波帯中央部の岩脈類(貴治, 1984)の活動時期については問題が多く, それらの岩質の異なる岩脈が同時期に活動したと考える根拠はない. 花脊別所石英閃緑岩体形成後の活動であることは直接の貫入関係から明らかであり, 比良山地の花崗斑岩脈は比良花崗岩体を貫いているのでそれより新しい. したがって, 岩脈類の活動は, 長期にわたるものであったのかもしれない. 比良花崗岩体中にも輝緑岩岩脈が貫入することから考えると, 本地域内の岩脈類の活動は成因的に一連のものである可能性もある. ここでは, これらの岩脈類の活動を, 比良花崗岩体中の花崗斑岩脈と同じ時期のものとして扱った.

既に述べたように, 霊仙花崗閃緑岩体に接する花崗斑岩脈は, 霊仙岩体より新しいものであるとは言えない. したがって, この霊仙岩体及び比良花崗岩体の西方に分布する斑れい岩は, 湖東コールドロン

の環状岩体及びそれと密接に係る火成岩脈とは時代の異なる、より新しい火成活動の産物である可能性がある。琵琶湖周辺では、最近、湖北に分布する江若花崗岩体についてRb-Sr全岩アイソクロン年代として、57.4Maの値が報告されている（田結庄ほか、1999）のも興味深い。本地域内のこれらの火成岩類の化学組成は、環状岩体を構成する花崗岩類と比較して、より塩基性の化学組成を示している。環状岩体を生成したと考えられる巨大な珪長質マグマ（沢田ほか、1994）が、活動の最終期に比良花崗岩体の西方に分布する斑れい岩及び壺仙複合岩体を形成したのかもしれない。今後より詳細な検討が必要である。

IV. 6 接触変成作用

本地域の花崗岩類の周囲では丹波帯の堆積岩類が接触変成作用を被り、黒雲母や堇青石などの接触変成鉱物を産する。特に花折断層東側では比良花崗岩体周辺の広い範囲にわたって黒雲母を産する接触変成帯となっている。花折断層西側では、接触変成帯が散点的分布する花崗岩体周辺に認められる。花脊別所石英閃緑岩では幅約1kmの範囲、及びその周辺に分布する小規模なトータル岩については半径200-1000mの範囲にわたって、それぞれ黒雲母帯の接触変成域が認められる。

V. 第四系

（吉岡敏和）

本地域の第四系は、琵琶湖沿岸の平野部及び泰山寺野台地に広く分布するほか、山間部の主要河川に沿っても分布する。これらは地形面との関係、風化状態等から、古琵琶湖層群、段丘堆積物、及び沖積層に大別される。

V. 1 古琵琶湖層群

古琵琶湖層群は、琵琶湖周辺から三重県上野盆地周辺にかけて広がる鮮新-更新統の非海成の堆積物である。本層群は北部ほど上位の地層が分布する傾向があり、本地域にはそのうちの最上部に相当する畑層、堅田累層及び高島累層が分布する。

V. 1. 1 畑層 (Kh)

命名 木谷ほか（1992）による。

分布・構造 高島町畑付近の小盆地を埋めるように分布する。北西に緩く（0-15°）傾斜する。

層厚 基盤の凹凸を埋めるように分布し、最深部が地表で確認できないため、層厚は不明である。地表に露出する範囲では50m以上である。なお、木谷ほか（1992）は本層の層厚を100m以上としたが、本層の構造を50-90°の傾斜を持つとして見積もったためと考えられる。

層相 未固結ないし半固結のシルト層及び砂層からなり、しばしば炭質物を含む。分布範囲の縁辺部では角礫混じりとなる。中部のシルト層中に厚さ約20cmの白色ガラス質火山灰層（畑1火山灰層、第46図）を、その上位には細かく成層した白色ないし淡桃色ガラス質火山灰層（畑2火山灰層）を挟む。

層序関係 基盤の中生界を不整合関係で覆い、山麓緩斜面堆積物に不整合で覆われる。

化石 炭質物層にしばしば植物片が含まれるが、それ以外に化石の産出は報告されていない。

年代・対比 本層はその層相や固結度から古琵琶湖層群に属するものと考えられるが、他の古琵琶湖層群とは分布が離れているため、直接の層序関係は不明である。木谷ほか（1992）は本層の数層準の花粉分析を行い、その結果、スギ科花粉（メタセコイア属と同定）が安定して産出したことなどから、本層は上部鮮新統に属するものと推定した。しかし、本層に挟在する畑2火山灰層のフィッシュントラック年代を測定したところ、 $0.74 \pm 0.18\text{Ma}$ のFT年代値が得られた（第13表）。さらに、火山ガラスの化学分析値（第14表）や野外観察から、畑1火山灰層は堅田累層の栗原II火山灰層に、畑2火山灰層は同じく栗原III火山灰層に、それぞれ対比される（大阪センター水野技官による）。したがって、本層は堅田累層に対比され、下部-中部更新統であると考えられる。

V. 1. 2 堅田累層 (Kk)

命名 池辺（1960）による。



第46図 古琵琶湖層群畑層に挟まれる畑1火山灰層
ねじり鎌の長さは約25cm.

第13表 畑2火山灰層のフィッシュョントラック年代測定結果

試料名	測定鉱物 ⁽¹⁾	結晶数 (個)	自発核分裂片飛跡		誘発核分裂片飛跡		χ^2 検定 ⁽³⁾ p(χ^2) (%)	熱中性子線量 ^(3, 4)		相関係数 r	ウラン ⁽⁵⁾ 濃度 (ppm)	年代値 (Ma) ^(6,7,8,9) Age $\pm 1\sigma$	測定方法 ⁽¹⁰⁾
			ρ_s (Ns) (cm ⁻²)	ρ_i (Ni) (cm ⁻²)	ρ_d (Nd) (x10 ⁴ cm ⁻²)								
29BW03-T7	Zr	30	2.97x10 ⁴ (17)	1.25x10 ⁵ (717)	65	8.446 (2595)	0.020	120	0.74 \pm 0.18	ED2			

- (1) 測定鉱物 Zr:ジルコン, Ap:アパタイト,Sp:スフェーン
 (2) P (χ^2): χ^2 値の自由度n-1の χ^2 分布における上側確立 (Galbraith,1981)
 (3) 熱中性子線量測定用標準ガラス: NBS-SRM612
 (4) 照射場所: 立教大学原子炉TRIGA MARK 回転試料棚
 (5) r: ρ_s と ρ_i の相関係数
 (6) 年代値: $T = \ln(1 + \lambda D \cdot \xi \cdot \rho_d \cdot \rho_s / \rho_i) / \lambda D$ [EDIは $\rho_s \times 1/2$]
 (7) 誤差: $\sigma_t = T \times [1/\sum N_s + 1/\sum N_i + 1/\sum N_d + (\sigma_\xi / \xi)^2]^{1/2}$
 (8) ²³⁸Uの全壊変定数: $\lambda D = 1.480 \times 10^{-10} / \text{yr}$
 (9) ξ EDI=370 \pm 4; ξ ED 2=372 \pm 5 (Danbara et al.,1991)
 (10) 測定方法: 外部ディテクター法 (内部面: ED 1, 外部面: ED 2)

第14表 ICP発光分析及び蛍光分析による火山ガラスの化学分析値 (三菱マテリアル資源開発株式会社地科学試験所による)

テフラ名	採取地点	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ba	La	Sc	Sr	V	Y
栗原	大津市仰木-雄琴間	0.25	13.50	1.28	0.07	0.20	1.09	3.44	3.55	0.04	843	30	3	147	9	20
畑2	s-1 (高島町畑)	0.24	12.43	1.39	0.06	0.14	1.03	3.56	3.89	0.06	778	23	2	140	7	17
栗原	大津市仰木-雄琴間	0.44	13.80	3.50	0.16	0.48	3.18	3.40	0.76	0.10	374	5	15	165	9	46
畑1	s-2 (高島町畑)	0.46	13.31	3.66	0.16	0.50	3.23	4.17	0.85	0.13	455	6	17	156	11	46

TiO₂-P₂O₅: % Ba-Y: ppm FeO*: 全鉄

分布・構造 琵琶湖西岸の堅田丘陵を構成して分布する。丘陵の東縁部に背斜構造があり、その東翼は東に急斜する。本地域は分布の北端部に当たり、木村ほか（1998）による下部層のみが分布する。

層厚 堅田累層の最大層厚部では390m以上と見積もられている（木村ほか，1998）。

層相 未固結ないし半固結の粘土，シルト層及び砂礫層からなり，数枚の火山灰層を挟む。層相の側方変化が激しく，田中ほか（1995）は本層の堆積相解析を行い，堆積環境を砂質蛇行河川ないし三角州と推定している。

層序関係 南隣の「京都東北部」地域において基盤の中生界を不整合関係で覆い，高位段丘堆積物及び山麓緩斜面堆積物に不整合で覆われる。

化石 堅田累層からは，京都東北部地域において，樽野（1983）によって *Stegodon akashiensis*（アカシゾウ）の臼歯，Kamei（1966）によって *Manmmuthus paramemmonteus shigensis*（シガゾウ）の臼歯の産出がそれぞれ報告されている。また泥質層からは多くの軟体動物化石が産出する。

年代・対比 本地域の堅田累層中には，下位から喜撰火山灰層，バイオタイト I 火山灰層，バイオタイト II 火山灰層が挟在する。このうち，喜撰火山灰層は大阪層群中のアズキ火山灰層（約0.9Ma）に対比され，九州の猪牟田カランダラが給源であることが指摘されている（鎌田ほか，1994）。また，バイオタイト I 火山灰層からは 0.7 ± 0.1 Ma フィッショントラック年代が得られている（Nishimura and Yokoyama, 1975）。したがって，本層は下部-中部更新統であると考えられる。

V. 1. 3 高島累層 (Kt)

命名 Yokoyama *et al.* (1977) による。このうち本地域に分布するものは暁街道部層に相当するものと考えられる。なお，最上部の下古賀礫層（Yokoyama *et al.*, 1979）とされたものは，本報告では高位段丘堆積物に相当するものとした。

分布・構造 饗庭野台地及び泰山寺野台地の基部に広く分布する。饗庭野台地及び泰山寺野台地では全体的に南東に緩く傾斜するが，饗庭野台地の東縁部（「竹生島」地域内）では饗庭野断層による変位を受けて東に傾斜する。また，比良山地北縁の高島町南拝戸付近にもわずかに分布し，拝戸断層に沿って北東に急斜している。

層厚 基底が不明のため明らかではないが，露出する範囲で80m以上である。

層相 未固結ないし半固結のシルト層及び砂礫層からなり，しばしば炭質物層を挟む。暁街道部層の模式地である饗庭野台地東縁部（「竹生島」地域内）では，白色ガラス質火山灰層（暁火山灰層）を挟む。

層序関係 基底が不明のため明らかではないが，露出する範囲で80m以上である。

化石 Yokoyama *et al.* (1977) によれば，本層中から *Menyanthes* の種子化石を産する。

年代・対比 挟在する暁火山灰層は，横山ほか（1980）によって琵琶湖湖底ボーリングで得られた BB195 火山灰層に対比され，この層準は Biwa- I 逆磁極イベントに当たることから，本火山灰層の年代は約17万年前と推定された。したがって本累層は中部更新統の上部で，古琵琶湖層群の最上部，堅田累層のさらに上位に相当すると考えられた。しかし，最近，吉川・山崎（1998）は饗庭野台地周辺の古琵琶湖層群の層序を再検討し，火山灰層の対比から，本累層が古琵琶湖層群堅田累層の一部に相当する可能性を示した。

V. 2 段丘堆積物

本地域周辺の段丘は、高位段丘、中位段丘、低位段丘に大きく3分される。さらに、段丘面の比高等から、低位段丘は低位Ⅰから低位Ⅲの3面に、中位段丘は中位Ⅰから中位Ⅳの4面に区分できるが、そのうち中位段丘については本地域内には中位Ⅰ段丘のみが分布する。高位段丘については地形面の保存がよくないため、細分せず一括した。以下にそれぞれの地形及び堆積物を記載する。

V. 2. 1 高位段丘堆積物 (th)

本地域北東部の泰山寺野台地及び南部の霊仙山山麓には、赤色風化したシルト質の基質と風化して白色化したチャートの礫を多く含むことで特徴づけられる礫層が分布する。これらの礫層を一括して、高位段丘堆積物とする。

泰山寺野台地での高位段丘堆積物は、厚さ20-50mの円一亜円礫層を主体とし、砂ないしシルト層を挟む。最上部は基質に富むやや細粒の亜角礫層が広がり、赤色に風化する。霊仙山の山麓では、中一大礫大の角礫層からなり、上部は赤色風化している。

V. 2. 2 中位段丘堆積物 (tm)

本地域の中位段丘は、泰山寺野台地頂部の平坦面を構成して分布する。堆積物は中一大礫大の円一亜円礫層からなり、上部に風化シルト質土壌が発達する。下位の高位段丘堆積物及び古琵琶湖層群高島累層を不整合に覆うものと考えられるが、露頭では確認されていない。

V. 2. 3 低位段丘堆積物 (tl₁, tl₂, tl₃)

低位段丘は平野縁辺及び安曇川に沿って分布する。特に安曇川沿いでは段丘面と現河床との比高から低位Ⅰ、低位Ⅱ、低位Ⅲ段丘の3面に区分される。堆積物は主として中一大礫大の亜円礫層からなり、風化土壌を載せない。

V. 3 山麓緩斜面堆積物 (ps)

山地の急斜面の直下には、しばしば小規模な緩斜面が発達する。そのなかでも比良山地の北麓に当たる高島町黒谷付近及び鹿ヶ瀬付近には比較的規模の大きな緩斜面が見られる。これらの緩斜面を構成する堆積物は、山地及び丘陵の構成物からなる岩塊とその風化物のシルト・粘土等からなり、全く淘汰作用を受けていないものと、水流の影響を受けてやや淘汰されているものがある。この堆積物の形成時代は明らかでないが、比良山地南東麓では、扇状地成の高位段丘面に連続するように山麓緩斜面が分布しており、高位段丘形成時までさかのぼる可能性がある。

V. 4 崩積堆積物 (t)

大津市葛川町居町の南には、1662年の寛文地震に伴う崩壊による崩積堆積物が分布する。この崩壊は比良山地の山腹の標高1,000m付近の斜面が地震により崩れ落ちたもので、堆積物は一時、安曇川をせき止めたことが記録に残されている。堆積物は岩塊を含む角礫層で、厚さは50m以上に達する。このほかにも、花折断層に沿う安曇川沿いでは急傾斜地の崩壊が多く発生しており、大津市葛川木戸口町南方にも崩積堆積物が見られる。

V. 5 沖積層 (a, am, ab, al, af)

本地域の沖積層は鴨川の下流部及び琵琶湖沿岸、その他主要な河川に沿って分布する。地質図では、これらのうち湿原堆積物 (am)、湖浜堆積物 (ab)、天井川及び自然堤防堆積物 (al)、扇状地堆積物 (af) は特に区分して示した。

湿原堆積物は京都市左京区の八丁平や、比良山地稜線付近の谷頭部に谷を埋積して分布する。八丁平では、湿原中央部のボーリングにより厚さ2.4m以上の泥炭層（粘土層及び礫層を挟む）からなり、深度約2mに始良Tn火山灰層（AT；約2.5万年前に降下）を挟むことが確認されている（京都市経済局、1985）。琵琶湖の沿岸には湖浜堆積物が浜堤を形成して分布する。また、比良山地から琵琶湖に注ぐ多くの河川は、河道の固定により河床が上昇し、天井川となっている。扇状地堆積物は特に比良山地の東麓に広く分布する。堆積物は花崗岩類の巨礫を含む礫層からなり、マトリックスは花崗岩質の粗粒砂であることが多い。

VI. 活断層及び地震活動

(吉岡敏和)

VI. 1 活断層

本地域を含む近畿地方の北部には多くの活断層が分布する（活断層研究会編、1991；第47図）。本地域内には花折断層と、琵琶湖西岸断層系を構成する比良断層、扨戸断層、上寺断層などが分布し、このうち花折断層が右横ずれ変位を主体とするほかは、上下変位が中心の逆断層であると考えられる。

VI. 1. 1 花折断層

花折断層¹⁾(中村, 1928)は, 今津町水坂峠付近(熊川地域内)から南南西に伸び, 京都盆地の北東部に至る全長約48kmの右横ずれ活断層である。垂直変位は, 両側の山地の高度からみて, 北部で西側隆起, 中南部で東側隆起と推定されるが, 顕著な断層崖を形成しないことから, 垂直変位はあまり大きくないものとみられる。断層に沿っては直線状の谷が発達し, 特に断層のほぼ中央の花折峠北方から朽木村市場付近(熊川地域内)にかけては, 安曇川が断層に沿って北流し, きわめて直線的な谷地形を形成している。

最北部の今津町途中谷付近(熊川地域内)及び南部の京都市左京区大原付近(京都東北部地域内)では, 断層に沿って河谷に系統的な右横ずれ屈曲が見られる(吉岡, 1986) 屈曲量は最大約300mに達し, それらのほとんどが断層沿いの谷の上流方向に屈曲するいわゆるup-hillタイプである。第四系を変位させる断層露頭は乏しいが, 本地域内の朽木村東村井の南の猪谷では, 低位I段丘堆積物と丹波帯堆積岩破砕帯が接する断層露頭が見られる(第48図)。また, 大津市葛川坂下町の南では山地斜面に逆向き低断層崖が認められる。

花折断層の活動度については, これまでに具体的な平均変位速度は得られていないが, 吉岡(1986)は, 横ずれ屈曲河谷とその上流部の長さとの関係から, 本断層の活動度がA級(平均変位速度1-10m/10³年)である可能性を指摘している。

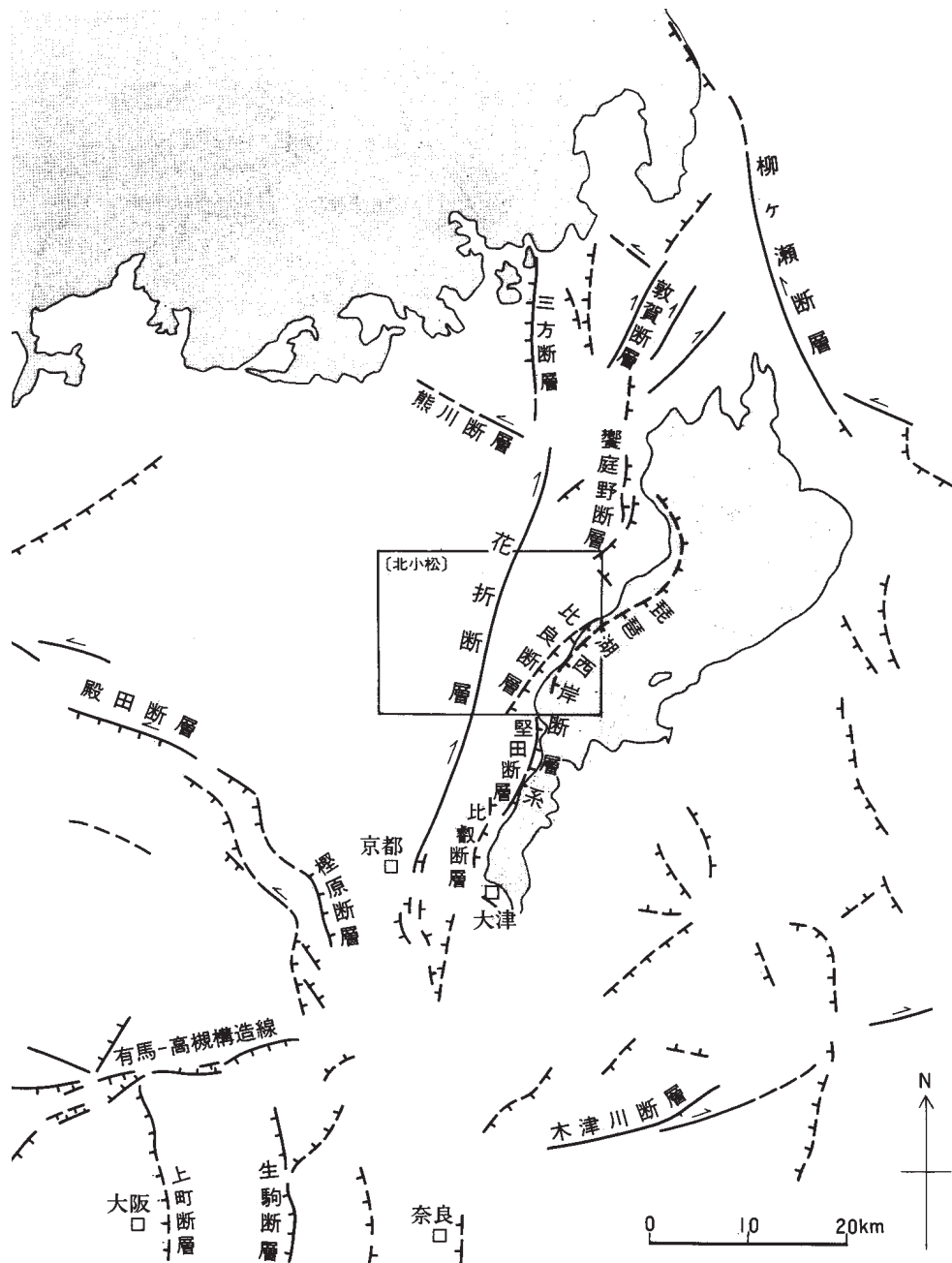
花折断層では, その活動履歴を把握するためトレンチ発掘調査が実施されている。1996年に地質調査所によって断層北部の今津町途中谷南方(熊川地域内)において掘削されたトレンチでは, 15-17世紀に断層の最新活動があったことが確認され, 琵琶湖西岸地方に特に大きな被害をもたらした1662年(寛文二年)の地震の際に, 少なくとも花折断層の北部が活動した可能性が高いものと考えられる(吉岡ほか, 1998)。

VI. 1. 2 比良断層

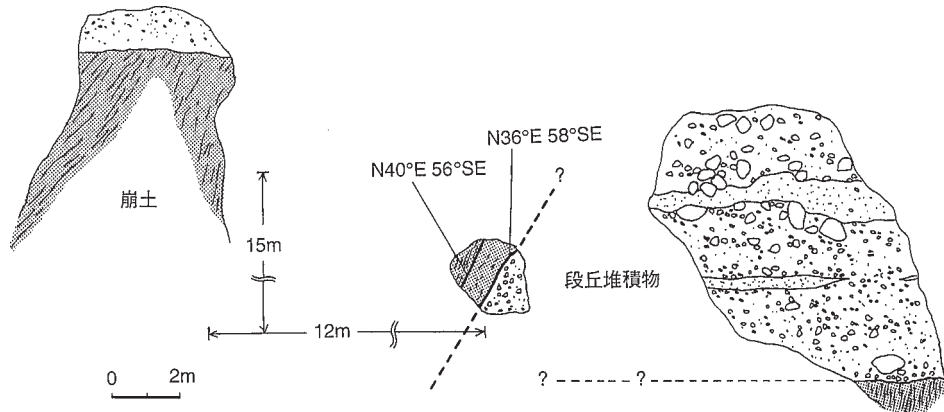
琵琶湖の西岸に沿って伸びる琵琶湖西岸断層系の一部をなし, 比良山地の東麓を北東-南西方向に伸びる西側隆起の活断層である。断層の西側の比良山地と, 東側の琵琶湖湖底の基盤岩との間には2000m以上に及ぶ高度差があり, これらは主に比良断層の活動によって生じたと考えられるが, 断層線が予想される位置に扇状地が発達するため, 志賀町北小松付近の基盤岩中に認められる断層を除いて, 断層は地表では確認されていない。

比良断層に平行して, 沿岸の湖底には, いくつかの背斜状の高まりが認められる。水野ほか(1997)は, 志賀町沖においてソノプローブによる音波探査及び湖底のコアリングを行い(第49図), 大山生竹軽石層(約8万年前)を挟む堆積物が背斜状変形を受けていること, その東翼部では鬼界アカホヤ火山灰層(約7,000年前)を変位させる小断層が存在することを確認した(第50図)。また, 陸上での

1) 花折断層の読み方について, 中村(1928)は「ハナヲリ」とルビを振っているが, 現在では地名・断層名とも「はなおれ」と読むのが一般的であるため, 本研究報告ではこれに従うことにする。



第47図 「北小松」地域周辺の主要な活断層の分布
 周辺の活断層の分布は活断層研究会（1991）による。



第48図 低位I段丘堆積物を変位させる花折断層の露头スケッチ(朽木村猪谷)(吉岡ほか, 2000)
 アミ掛け部は堆積岩(付加コンプレックス)からなる破砕帯。

ボーリングと反射法地震波探査も実施され、そのうちの近江舞子海岸沿いの測線では、北西(山地側)に傾斜する反射面が認められ、湖底の背斜構造の翼部に当たるものと考えられた(水野ほか, 1997)。これらの背斜構造については、その形成時期が後期更新世から完新世に及ぶことから、活構造である可能性が高いが、比良断層との関係については明らかでない。

VI. 1. 3 ^{はいと} 拝戸断層

比良山地の東側尾根の北縁を北西-南東方向に限る断層で、陸上部で約5kmの長さがある。山麓には直線状の崖地形が見られるが、新期の断層活動を示す低断層崖等の地形は認められない。古琵琶湖層群高島累層は断層付近で急斜し、最大約80°北東に傾斜する。

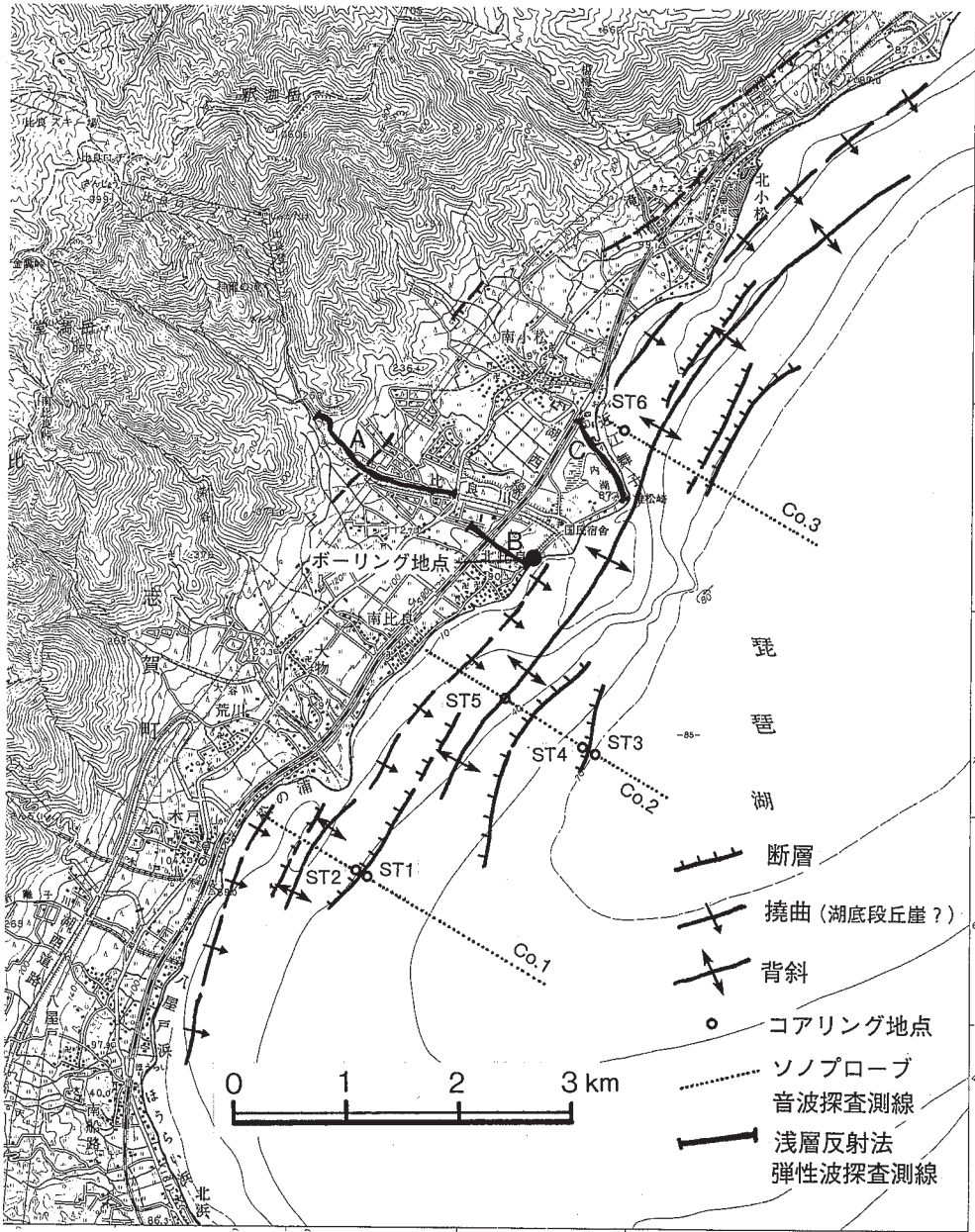
VI. 1. 4 ^{かみでら} 上寺断層¹⁾

泰山寺野台地の南西縁を北東-南西方向に延びる断層で、全長は約3kmである。本地域にはその南西部が分布している。断層は中位段丘の段丘崖の直下を通過するものと考えられるが、低断層崖等の地形は認められない。本断層北東部の安曇川町庄塚南(「竹生島」地域内)では、運動公園建設時に、東に傾斜する古琵琶湖層群高島累層と、低位II段丘堆積物を変位させる小断層が見られた。

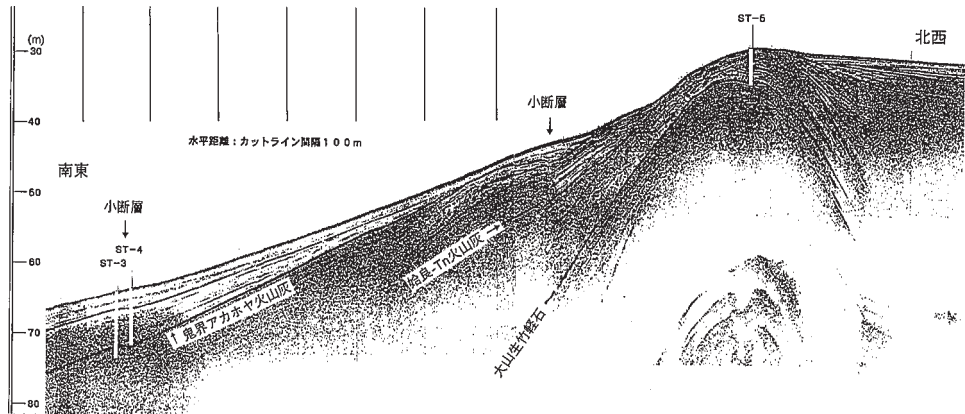
VI. 1. 5 その他の活断層

活断層研究会編(1991)によれば、比良山地北部には北西-南東方向及び北東-南西方向のいくつかの活断層が推定されており、そのうち釈迦岳の北を通過するものは確実度Iとされている。また、池田ほか(1991)によれば、釈迦岳の北に北西-南東方向に釈迦岳北断層、小白谷断層、鶯川断層が、高島町畑付近には北東-南西方向に畑断層がそれぞれ推定されている。このうち釈迦岳北断層では礫層と花

1) 上寺断層について、地名としては「うえでら」であるが、既存の文献では断層名として「かみでら」と読まれているため、本報告ではこれに従うことにする。



第49図 比良山地東縁及び琵琶湖底の活構造と探査地点 (水野ほか, 1997を一部改変)
 国土地理院発行5万分の1地形図「北小松」を使用



第 50 図 ソノプローブによる音波探査の結果（水野ほか，1997）
測線Co.2（第49図参照）の一部

崗岩が接する断層露頭が報告されているが、礫層の年代は不明である。その他については直線状の谷地形と鞍部の連続、及び山地高度の不連続によって推定されたもので、活動性については明らかでない。これらは、山地を構成する比良花崗岩中の断層とほぼ一致することから、断層線の差別浸食による組織地形の可能性もあると考え、地質図では図示しなかった。なお、岡田・東郷編（2000）は、本地域北西部の京都市左京区広河原見町北から経ヶ岳の南にかけて、北東-南西方向に延びるリニアメントに沿って、山地の尾根や河谷に右横ずれ屈曲が見られるとして、確実度Ⅱの活断層を推定した。このリニアメントはⅢ.7.3に記述した打明断層の南西端に一致する。

VI. 2 地震活動

本地域付近で発生した被害地震としては、寛文2年（1662年）の地震が知られている。この地震では福井県若狭地方、滋賀県のほぼ全域（特に湖西地域）、及び京都市南部から大阪市にかけての範囲が大きな被害を受けた。福井県の三方五湖では、菅湖の出口であった気山川の水路が隆起したため排水不能になったといわれている（大長・松田，1982）。また、琵琶湖の西岸では広範囲にわたって水田等が湖に水没したという記録が残されている（大長・松田，1982；寒川・佃，1987）。安曇川沿いの大津市町居では、東側の比良山地の山腹が崩壊し、安曇川をせき止めたことが明王院文書に記録されている。この地震では三方断層（第47図）沿いに地殻変動の記録が見られること、今津町途中谷における花折断層のトレンチ発掘調査でこの地震に伴うと考えられる断層活動が認められた（吉岡ほか，1998）ことから、三方断層と花折断層北部とが同時に活動したものと考えられる。さらに琵琶湖西岸の水没が地殻変動の結果だとすれば、琵琶湖西岸断層系の活断層も同時に活動した可能性がある。なお、宇佐美（1996）はこの地震のマグニチュードをおよそ7¹/₄-7.6と推定している。

VII. 応用地質

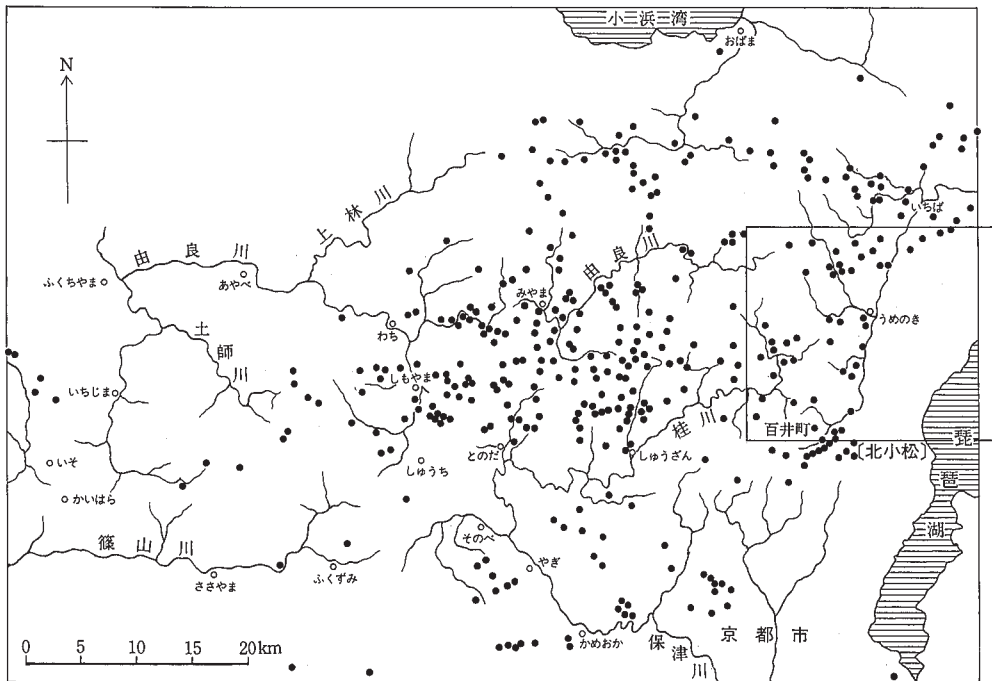
(木村克己)

VII. 1 層状マンガン鉱床

層状マンガン鉱床はI型地層群の層状チャートに密接に伴って産する (Imoto, 1984) . 丹波帯には多数の鉱床が存在したが現在はすべて廃鉱となっている.

本地域には, 高島郡朽木村とその周辺域の鉱床群, 花折断層の西側に配列する鉱床群, 桂川上流域の鉱床群など, 小規模なマンガン鉱床が存在していた (第51図) .

以下, 吉村 (1952, 1969) , 江見ほか (1962) に基づいて, 位置が地形図上で特定できる鉱床の特徴を紹介する.



第51図 丹波地域のマンガン鉱床分布図 (瀧本・石垣, 1973)

高島郡朽木村とその周辺域の鉱床群

以下の記述は江見ほか（1962）に基づく。北川の南側斜面に、八幡谷、源田谷、和佐谷の3鉱山、針畑川沿いに大徳・平良鉱山、翁谷鉱山、久多川沿いに足谷鉱山などが知られている。

大徳・平良鉱山 高島郡朽木村平良の北端に位置し、県道にすぐ接して坑道を設けている。1-3号坑が開坑され、上下2枚の鉱床があった。二酸化マンガン（平均品位 MnO_2 80%）350トン、炭酸マンガン鉱（平均品位 Mn 35%）200トンを産した。鉱石試料の分析では、二酸化マンガン $\text{Mn}45.05\%$ 、 MnO_2 69.16、 Fe 1.68、 SiO_2 20.93、 P 0.08、 S 0.01、炭マン $\text{Mn}29.37\%$ 、 Fe 1.95、 CO_2 30.27、 P 0.11、 S 0.05である。上部の鉱床は、走向延長30m、傾斜延長65m、平均脈幅0.35m、比重3.0で、推定鉱量は、2,048トンある。上部と下部の鉱床を合わせて推定鉱量は約2,700トンに達する。

翁谷鉱山 高島郡朽木村小川。小川部落から針畑川を約3km遡った地点の西方斜面750mの急斜面に位置する。旧坑、上坑、下坑の3坑からなる。二酸化マンガン鉱を主とし、品位は一般に低い。分析試料では、二酸化マンガン全 Mn 34.71%、 MnO_2 51.25、 Fe 3.24、 SiO_2 26.80、 P 0.07、 S 0.04である。旧坑鉱床の推定鉱量は、走向延長15m、傾斜延長8m、平均脈幅0.35m、比重3.0で、126トンとされている。

桂川上流域の鉱床群

桂川流域に、北から南へ、岡田、広河原、倉谷、大布施、花脊の5鉱山が知られている。

花折断層の西側に配列する鉱床群

以下の記述は吉村（1952）に基づく。この付近では、花折断層を境にしてその西側にだけ鉱床が分布しており、東側には認められない（第52図）。鉱山としては、北から南へ、梅木、比良、葛川、久多、久間多賀、木戸口、坂下、大平の7鉱山が知られている。

梅木鉱山 大津市葛川梅ノ木町。安曇川から久多川に入ってすぐの右岸。眞名子型のチョコレート鉱を産した。大鉱体であった模様。

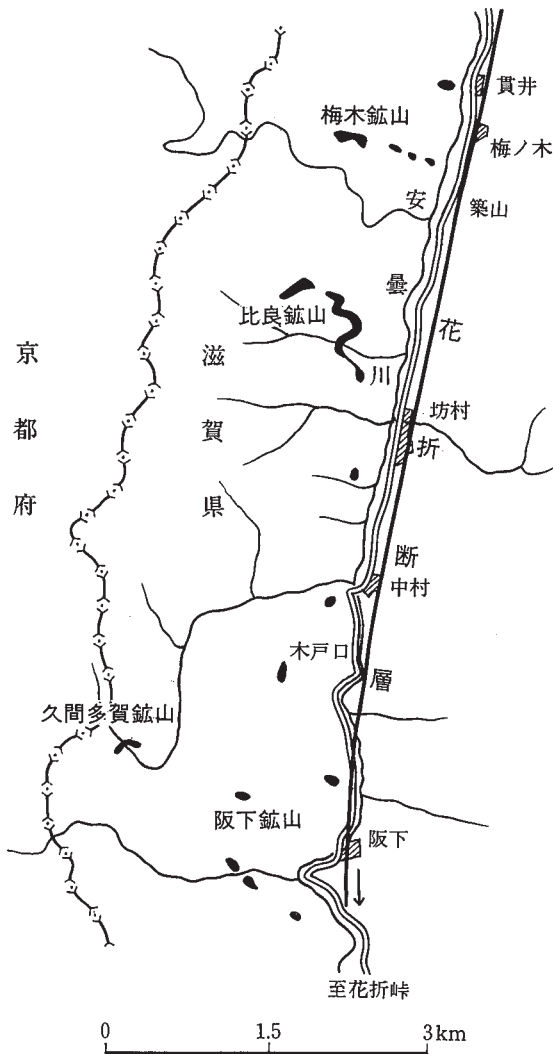
比良鉱山 大津市葛川町居町。町居部落南方のオボレ谷沿いに分布。鉱石は緑マンガン鉱とチョコレート鉱の多い眞名子型である。

久間多賀鉱山 大津市葛川木戸口町。眞名子型鉱床で、チョコレート鉱を含む栗色炭マンを主とした優秀な鉱石を産した。 Mn 43%平均の鉱石約2000tを一時に出鉱したことがある。

Ⅶ. 2 砕 石

現在、本地域内で砕石されているのは、大津市葛川梅木町の安曇川左岸の1箇所だけである。そこでは山麓斜面と低位段丘面を被っている崩積堆積物が採取されている。この堆積物は主にスレート質泥岩と砂岩からなる岩塊を含む角礫層である。

また、葛川坂下町の安曇川右岸に合流する小さな谷沿いにおいて、出合いから200m上流に登った



第 52 図 「北小松」地域内の花折断層に沿って分布するマンガン鉱床群 (吉村, 1952)

地点に、丹波帯の付加コンプレックスの砂岩泥岩互層を砕石した跡が残されている。

VII. 3 温泉・鉱泉

本地域内の温泉・鉱泉は、下記の3箇所である。

白滝 金原 (1992) による。

湧出地：滋賀郡志賀町滋賀郡志賀町の蓬萊山東斜面域 (ただし位置は不確かである)。

温度：7.0℃

湧出量：6.7 l/m

泉質：単純放射能泉（溶存物質総量1,000mg/kg以下， $Rn \geq 50$ マッヘ）

湧出地点は泥岩ホルンフェルスか比良花崗岩上に位置する。

御所湯 和田ほか（1986）による。

調査年月日：1986年2月19日

湧出地：滋賀県志賀町大字大物字青柳。

温度：25.1℃（気温8℃）

湧出量：194 l/m（吸水ポンプ使用）

pH：7.85

泉質：単純弱放射能泉（溶存物質総量458.8mg/kg以下， $8.25 \leq Rn < 50$ マッヘ）

湧出地点は比良花崗岩を基盤としており，比良断層の近傍に位置する。

南小松（仮称） 滋賀県立衛生環境センターの温泉分析書による。

調査年月日：1996年6月6日

湧出地：滋賀県志賀町大字南小松字菖蒲谷

温度：28.7℃（気温24℃）

湧出量：20.6 l/m（吸水ポンプ使用）

pH：7.78

泉質：単純温泉（低張性アルカリ性低温泉；溶存物質総量304mg/kg， $Rn=6.70$ マッヘ）

本温泉は志賀町による1500mの温泉掘削孔から湧出している。地表から400m以深の湧出地点は，砂岩・泥岩・層状チャートからなる丹波帯の付加コンプレックスから構成されている（志賀町温泉掘削資料に基づく）。

文 献

- Aramaki, S., Hirayama, K. and Nozawa, T. (1972) Chemical compositions of Japanese granites, Part 2. Variation trends and average compositions of 1200 analyses. Jour. Geol. Soc. Japan, vol.78. D.39-49.
- 琵琶湖基盤地質研究会 (印刷中) 琵琶湖のカルデラ形成史に関する研究. 琵琶湖博物館調査研究報告.
- 藤本秀弘 (1979) 滋賀県の花崗岩類. 滋賀県自然保護財団編, 滋賀県の自然, p.205-227.
- 平岡義博 (1996) 全岩および鉱物化学組成を用いたモード (重量) 分析—比叡・比良・鞍馬の花崗岩質を例に—. 岩鉱, vol.91, 123-132.
- 広川 治・磯見 博・黒田和男 (1957) 5万分の1地質図幅「小浜」及び同説明書. 地質調査所, 31p.
- 猪木幸夫・黒田和夫・服部 仁 (1961) 5万分の1地質図幅「舞鶴」及び同説明書. 地質調査所, 50p.
- 池辺展生 (1960) 古びわ湖. びわ湖学術研究会会報「びわ湖研究」, no.1, p.2-3.
- 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, 総合学術調査研究報告, 財団法人滋賀県自然保護財団, p.105-233.
- Imoto, N. (1984) Late Paleozoic and Mesozoic cherts in the Tamba Belt, Southwest Japan. Bull. Kyoto Univ. Education, vol.65, p.15-71.
- 井本伸広・松浦浩久・武蔵野 実・清水大吉郎・石田志朗 (1991) 園部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 68p.
- 井本伸広・清水大吉郎・武蔵野 実・石田志朗 (1989) 京都西北部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 84p.
- 井本伸広・丹波地帯研究グループ (1982) 丹波層群の層序と地質構造の再検討. 日本地質学会関西支部報, no.92, p.6.
- 石賀裕明 (1983) “丹波層群”を構成する2組の地層群について—丹波帯西部の例—. 地質雑, vol.89, p.443-454.
- 石賀裕明 (1985) 丹波帯の中・古生界の年代と構造形成. 地球科学, vol.39, p.427-434.
- Ishihara, S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. Mining Geology, vol. 27, p.293-325.
- 磯見 博・黒田和夫 (1958) 若狭西部の地質, 特に古生層の層序と構造について. 地調月報, vol.9, p.133-143.
- Isozaki, Y. (1997) Jurassic accretion tectonics of Japan. The Island Arc, vol.6, p.25-51.
- Isozaki, Y. and Matsuda.T. (1980) Age of the Tamba Group along the Hozugawa “Anticline”, Western Hills of Kyoto, Southwest Japan. Jour. Geosci., Osaka City Univ., vol.23, p.115-134.
- 鎌田浩毅・檀原 徹・山下 透・星住英夫・林田 明・竹村恵二 (1994) 大阪層群アズキ火山灰及び上総層群Ku6C火山灰と中部九州の今市火砕流堆積物との対比—猪牟田カルデラから噴出したco-ignimbrite ash-. 地質雑, vol.100, p.848-866.

- Kamei, T. (1966) Notes on *Elephas shigensis* (Matsumoto and Ozaki) from the Osaka Group and Paleo-Biwa Group. Mem. Fac. Sci. Univ. Kyoto, ser. B, vol.32, p.381-299.
- 活断層研究会編 (1991) [新編] 日本の活断層—分布図と資料. 東京大学出版会, 437p.
- 河井政治・高橋喜芳・加納明彦・鹿野勘次・伊藤一夫・山元敏治・尾田孝夫・織田展吉・安藤敏道 (1970) 月見山花こう岩について. MAGMA, no.21-22, p.18-19.
- 貴治康夫 (1984) 丹波帯中央部の火成岩岩脈の産状と岩石記載. 岩鉱, vol.79, p.394-404.
- 貴治康夫 (1986) 丹波帯中央部にみられる珪岩質岩脈の産状と岩石の特徴. MAGMA, no.78, p.21-24.
- 貴治康夫 (1987) 丹波帯中央部にみられる閃緑岩質岩体の岩石の特徴. MAGMA, no.81, p.1-6.
- 貴治康夫・大平武・板谷徹丸 (1995) 丹波帯中央部に露出する花こう岩類の黒雲母および角閃石のK-Ar年代. 地質学雑誌, vol.101, p.462-465.
- 貴治康夫・小澤大成・村田 守 (2000) 京都市北部, 山陽帯に分布するアダカイト質丹波花崗岩質岩. 岩石鉱物科学, vol.29, p.136-149.
- 貴治康夫・湯川正敏 (1993) 丹波帯中央部にみられる磁鉄鉱系チタン鉄鉱系花こう岩類—岩石の特徴と産状—. MAGMA, no.86, p.23-29.
- 木村克己 (1989) 混在岩とスラブからなる丹波帯ジュラ紀堆積岩コンプレックスのテクトニクス. 構造地質, vol.34, p.53-66.
- 木村克己 (1998) 付加体のout-of-sequence thrust. 地質学論集, no.50, p.131-146.
- 木村克己 (2000) 丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスのスラスト系と運動像. 地質学論集, no.55, p.181-202.
- Kimura, K. and Hori, R. (1993) Offscraping accretion of Jurassic chert-clastic complexes in the Mino-Tamha Belt, central Japan. Jour. Struct. Geol., vol.15, p.145-161.
- 木村克己・牧本 博・吉岡敏和 (1989) 綾部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 104p.
- 木村克己・中江 訓・高橋裕平 (1994) 四ッ谷地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 52p.
- 木村克己・吉岡敏和・井本伸広・田中里志・武蔵野 実・高橋裕平 (1998) 京都東北部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 89p.
- 金原啓司 (1992) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧. 地質調査所, 394p.
- 木谷幹一・松原 久・植村善博 (1992) 滋賀県高島町畑における古琵琶湖層群の層準と堆積環境. 第四紀研究, vol.31, p.113-116.
- 栗本史雄・牧本 博 (1990) 福知山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 97p.
- 栗本史雄・松浦浩久・吉川敏之 (1993) 篠山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 93p.
- 杵掛俊夫・中野聰志・国分一徳・高島里香・周琵琶湖花崗岩団地研究グループ (1991) 琵琶湖周辺の

- 花こう岩質岩体サの3, 花こう岩類の微量元素含有量. 地球科学, vol.45, p.363-367.
- 京都府 (1985・1986) 土地分類基本調査 四ッ谷, 小浜, 北小松, 熊川5万分の1国土調査, 137p.
- 京都市経済局 (1985) 八丁池環境調査報告書. p.274p.
- Matsuda, T. and Isozaki, Y. (1991) Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan: from remote ocean to subduction zone. *Tectonics*, vol.10, p.475-499.
- Matsuoka, A. (1995) Jurassic and Lower Cretaceous radiolarian zonation in Japan and in the western Pacific. *The Island Arc*, vol.4, p.140-153.
- 松岡 篤 (1984) 高知県西部秩父累帯南帯の斗賀野層群. 地質雑, vol.90, p.455-477.
- 松岡 篤 (1989) ジュラ紀テレーンをつなぐ鍵-チャート・碎屑岩シーケンス. 構造地質, no.34, p.135-144.
- 松下 進 (1953) 日本地方地質誌, 近畿地方 (初版). 朝倉書店, 293p.
- 松下 進 (1971) 日本地方地質誌, 近畿地方 (改訂版). 朝倉書店, 379p.
- 松山一昭 (1992) 琵琶湖南部花崗岩類の鉱物学的研究滋賀大学教育学部卒業論文 (手記).
- 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紋岩類の火成作用. 岩鉱, vol.71, p.327-338.
- 水野清秀・小松原 琢・七山 太・寒川 旭・山崎博史 (1997) 琵琶湖西岸断層系の活動性調査. 平成8年度活断層研究調査概要報告書, 地質調査所研究資料集, no.303, p.23-35.
- 武蔵野実・宮崎淳次・高桑 進 (1995) 京都市左京区尾越付近の地質について, 自然科学論叢第27号, p.47-54.
- Nakae, S. (1990) Melanges in the Mesozoic sedimentary complex of the northern part of the Tamba Belt. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.96, p.353-369.
- Nakae, S. (1993) Jurassic Accretionary Complex of the Tamba Terrane, Southwest Japan, and its formative Process. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol.36, p.15-70.
- 中江 訓 (2000) 付加複合体の区分法と付加体地質学における構造層序概念の有効性. 地質学論集, no.55, p.1-15.
- 中江 訓・吉岡敏和 (1998) 熊川地域の地質・地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 71p.
- 中本好一 (1982) 雲仙山地域の石英閃緑岩に関する岩石学的研究, 滋賀大学教育学部卒業論文 (手記).
- 中村新太郎 (1928) 花折断層の予察. 地球, vol.10, p.327-335.
- 西川一雄・西堀 剛・小早川 隆・但馬達雄・辻 一信・佐藤義成 (1979) 湖東流紋岩類. 滋賀県自然保護財団編, 滋賀県の自然, p.229-244.
- Nishimura, S. and Yokoyama, T. (1975) Fishon-track ages of volcanic ashes in core samples of Lake Biwa and Kobiwako Group (2). Horie, S. ed., *Paleolimnology of Lake Biwa and Japanese Pleistocene*, vol.3, p.138-142.
- 小椋俊道 (1979) 比良山地西方・ロノ深谷の斑れい岩, 滋賀県の自然, 滋賀県自然保護財団, 245-249.

- 大塚 勉 (1985) 長野県美濃帯北東部の中・古生界. 地質学雑誌, vol.9, p.583-598.
- Otsuka, T. (1988) Paleozoic-Mesozoic sedimentary complex in the eastern Mino Terrane, central Japan, and its Jurassic tectonism. Jour. Geosci. Osaka City Univ., vol.31, p.63-122.
- 岡田篤正・東郷正美編 (2000) 近畿の活断層. 東京大学出版会, 395p.
- 大長昭雄・松田時彦 (1982) 寛文二年の近江の地震—地変を語る郷帳. 萩原尊禮編著, 古地震—歴史資料と活断層からさぐる, 東京大学出版会, p.203-230.
- 坂口重雄 (1959) 兵庫県篠山盆地の層序と構造. 大阪学芸大学紀要, vol.8, p.34-46.
- Sakaguchi, S. (1961) Stratigraphy and paleontology of the south Tamba District, part 1, Stratigraphy. Mem. Osaka Gakugei Univ., ser. B, vol.10, p.35-67.
- Sakaguchi, S. (1963) Stratigraphy and Palaeontology of the South Tamba District, Pt. II, Palaeontology. Mem. Osaka Gakugei Univ., ser. B, vol.12, p.89-173.
- 坂口重雄 (1973) 丹波地帯における地向斜の発展と造山運動の研究. 大阪教育大学紀要, vol.22, p.23-53.
- 寒川 旭・佃 栄吉 (1987) 琵琶湖西岸の活断層と寛文2年 (1662年) の地震による湖岸地域の水没. 地質ニュース, no.390, p.6-12.
- 澤田一彦・吉田源市・藤井 (高島) 里香 (1997) 琵琶湖周辺の花崗岩質岩体: 江若花崗岩体. 地球科学, vol.51, p.401-412.
- 沢田順弘・板谷徹丸 (1993) 琵琶湖南部後期白亜紀環状花崗岩質岩体のK-Ar年代—巨大コールドロンにおける冷却史—. 地質学雑誌, vol.99, p.975-990.
- 沢田順弘・加々美寛雄・松本一郎・杉井完治・中野聰志・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1994) 琵琶湖南部白亜紀環状花崗岩質岩体と湖東コールドロン. 地質学雑誌, vol.100, p.217-233.
- 沢田順弘・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1985) 琵琶湖南部の環状花崗岩質岩体, 日本地質学会第92年学術大会講演要旨, p.346.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1982) 琵琶湖周辺の花崗岩質岩体—甲賀地方の花崗岩類. 地質学雑誌, vol.88, p.289-298.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1990) 琵琶湖周辺の花崗岩類—その2, 鈴鹿花崗岩体. 地球科学, vol.44, p.184-195.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1997) 琵琶湖周辺の花崗岩類—その3, 比良山地の花こう岩類. 地球科学, vol.51, p.188-198.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (2000) 琵琶湖周辺の花こう岩質岩体—その5. 田上地域の花こう岩類. 地球科学, vol.54, p.380-392.
- Shibata, K. and Ishihara, S. (1974) K-Ar ages of the tungsten and molybdenum deposits in Japan. Econ. Geol., vol.69, p.1207-1214.
- 志賀町 (1996) 平成7年度第1411号 志賀町温泉掘削工事.
- 滋賀県 (1984) 土地分類基本調査 北小松, 5万分の1国土調査, 137p.
- 杉井完治・沢田順弘 (1999) 琵琶湖北東部貝月山花崗岩体. 島根大学地球資源環境学研究報告,

no.18, p.69-84.

- 鈴木寿志・中江 訓 (1997) 丹波帯古屋層の岩相層序と地質年代-滋賀県朽木村から産出したジュラ紀末放射虫化石-。大阪微化石研究会誌, 特別号, no.10, p.205-210.
- 鈴木博之 (1990) 京都北山八丁平湿原の基盤地質。同志社大学理工学研究報告, vol.31, p.23-35.
- 田結庄良昭 (1986) 西南日本内帯における後期中生代-古第三紀花崗岩類の造岩鉱物の化学組成。岩石鉱物鉱床学会誌, vol.81, p.241-259.
- 田結庄良昭・加々美寛雄・柏原雅樹・中野聰志・澤田一彦・森岡幸三朗 (1999) 高Sr同位体初生値を有する近畿地方の白亜紀-古第三紀花崗岩類。本州弧下部地殻と珪長質マグマの生成活動システム (編集:加々美寛雄・藤林紀枝・志村俊昭・土谷信高・周藤賢治), 地質学論集, no.53, p.309-321.
- Taira, A., Tokuyama, H. and Soh, W. (1989) Accretion tectonics and evolution of Japan. In Ben Avraham, Z., eds., The Evolution of the Pacific Ocean Margins. Oxford University Press, New York, p.100-123.
- 竹村厚司 (1980) 亀岡市南部の丹波帯中・古生界。大阪微化石研究会誌, vol.8, p.22-31.
- 瀧本 清・石垣参策 (1973) マンガン鉱。瀧本清編日本地方鉱床誌, 近畿地方, 朝倉書店, p.176-220.
- 田中里志・田中 淳・山崎博史・此松昌彦 (1995) 古琵琶湖層群堅田累層の堆積相と比良山地の隆起。地質学会第102年学術大会講演要旨, p.174.
- 丹波地帯研究グループ (1969) 丹波地帯の古生界 (その1) -京都府北桑田郡京北町東部の古生層-。地球科学, vol.23, p.187-193.
- 丹波地帯研究グループ (1971) 丹波帯の古生界 (その2) -京都府北桑田郡京北町南部の古生層-。地球科学, vol.25, p.211-218.
- 丹波地帯研究グループ (1974) 丹波帯の古生界 (その3) -京都市北方大森, 雲ヶ畑地域の古生層-。地球科学, vol.28, p.57-63.
- 丹波地帯研究グループ (1975) 丹波地帯の地向斜堆積相の研究。地団研専報, vol.33, p.137-143.
- 丹波地帯研究グループ (1979a) 丹波地帯の中・古生界 (その4) -京都市西北山地の中・古生界の岩相と地質構造-。地球科学, vol.33, p.137-143.
- 丹波地帯研究グループ (1979b) 丹波地帯の中・古生界 (その5) -京都市西北山地の中・古生界のコンドント化石-。地球科学, vol.33, p.247-257.
- 丹波地帯研究グループ (1980) 丹波地帯の中・古生界 (その6) -京都府北桑田郡京北町東南部の地質-。地球科学, vol.34, p.200-204.
- 丹波地帯研究グループ (1990) 丹波地帯の中・古生界 (その7) -福井県遠敷郡名田庄村南部地域のI型地層群-。地球科学, vol.44, p.77-89.
- 樽野博幸 (1983) 大阪層群・古琵琶湖層群における長鼻類化石の産出層準。地団研専報, no.25, p.63-65.
- Uchiyama, E. (1983) Plutonic rocks in the Hira mountain range. Abstracts of Master Thesis, Div.

- Educ., Grad. Cour., Kobe Univ., p.48-49.
- 宇佐美龍夫 (1996) 新編日本被害地震総覧 [増補改訂版416-1995] . 東京大学出版会, 493p.
- 和田 稔・松本泰倫・小嶋美穂子・岡本茂 (1986) 滋賀県下の温泉について (15報) . 滋賀県衛生研究所報告, vol.,21, 151-155.
- Yao, A. (1990) Triassic and Jurassic radiolarians. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A., (eds.), Pre-Cretaceous Terranes of Japan. IGCP Project No.224, Osaka, p. 329-345.
- 横山卓雄・中川要之助・竹村恵二・林田 明 (1980) 琵琶湖深層試錐からみた中期更新世. 第四紀研究, vol.19, p.185-201.
- Yokoyama, T., Nakagawa, Y., Takemura, K., Mori, S., Makinouchi, T., Hayashida, A., Iida, Y. and Matsuoka, K. (1979) Stratigraphy of the Takashima Formation of the Plio-Pleistocene Kobiwako Group, Japan. In Horie, S. ed., Paleolimnology of Lake Biwa and Japanese Pleistocene, vol.7, p.100-114.
- Yokoyama, T., Takemura, K. and Matsuoka, K. (1977) Preliminary report on the Takashima Formation, uppermost part of the Kobiwako Group, Plio-Pleistocene sediments around Lake Biwa, Japan. In Horie, S. ed., Paleolimnology of Lake Biwa and Japanese Pleistocene, vol.5, p.54-64.
- 吉田鎮男 (1977) 北部丹波地帯の三種の三畳系について. 本州地向斜内帯総研連絡誌, no.2, p.45-52.
- 吉田鎮男 (1979) 滋賀県朽木村の三畳系. 滋賀県の自然, 滋賀県自然保護財団, p.197-203.
- Yoshida, S. (1986) Hanaori Fault, a left-lateral strike-slip fault, northeast of Kyoto. Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sec. II, p.233-237.
- 吉田鎮男 (1995) 花折断層とその活動性. 地質ニュース, no.489, p.6-16.
- 吉村豊文 (1952) 日本のマンガン鉱床, マンガン研究会, 567p.
- 吉村豊文 (1969) 日本のマンガン鉱床補遺後編, 九州大学理学部研究報告地質之部, vol.9, 特別号2, 1004p.
- 吉川周作・山崎博史 (1998) 古琵琶湖の変遷と琵琶湖の形成. アーバンクボタ, no.37, p.2-11.
- 吉川敏之 (1993) 兵庫県篠山地域の下部白亜系篠山層群の層序と構造. 地質雑, vol.99, p.29-38.
- 吉岡敏和 (1986) 花折断層の変位地形. 地理評, vol.59, p.191-204.
- 吉岡敏和・長 秋雄・木村克己・中江 訓 (2000) 2.5万分の1花折断層ストリップマップ説明書. 構造図 (13), 地質調査所, 35p.
- 吉岡敏和・苅谷愛彦・七山 太・岡田篤正・竹村恵二 (1998) トレンチ発掘調査に基づく花折断層の最新活動と1662年寛文地震. 地震2, vol.51, p.83-97.
- Yoshizawa, H., Ishizaka, K., Kaneko, K. and Kawahara, M. (1965) Geology and petrography of the Hira Granite, and mutual reactions between granites in the northeastern Kinki district, Japan. Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B, vol.31, 279-289.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Kyoto (11) No.16



GEOLOGY

OF THE

KITAKOMATSU DISTRICT

By

Katsumi KIMURA, Toshikazu YOSHIOKA, Satoshi NAKANO

and Atsushi MATSUOKA

(Written in 2000)

(ABSTRACT)

The Kitakomatsu district is situated in both the eastern part of Kyoto Prefecture and the western margin of Shiga Prefecture. The geologic province of the area belongs to the Tamba Belt in the Inner Zone of Southwest Japan. The Tamba Belt consists of Jurassic accretionary complexes, which were intruded by Cretaceous granitic rocks and dikes, and covered unconformably by the Pleistocene Kobiwako Group, terrace deposits and alluvium. Figures 1 and 2 show a summary of the geology and tectonic division of the Kitakomatsu district, respectively.

MESOZOIC

Accretionary complex of the Tamba Belt

The Tamba Belt is underlain by Jurassic accretionary complexes, consisting mainly of Jurassic terrigenous rocks and older oceanic material such as basaltic rocks, limestone, Toisih-type siliceous mudstone, and bedded chert. The age and stratigra-

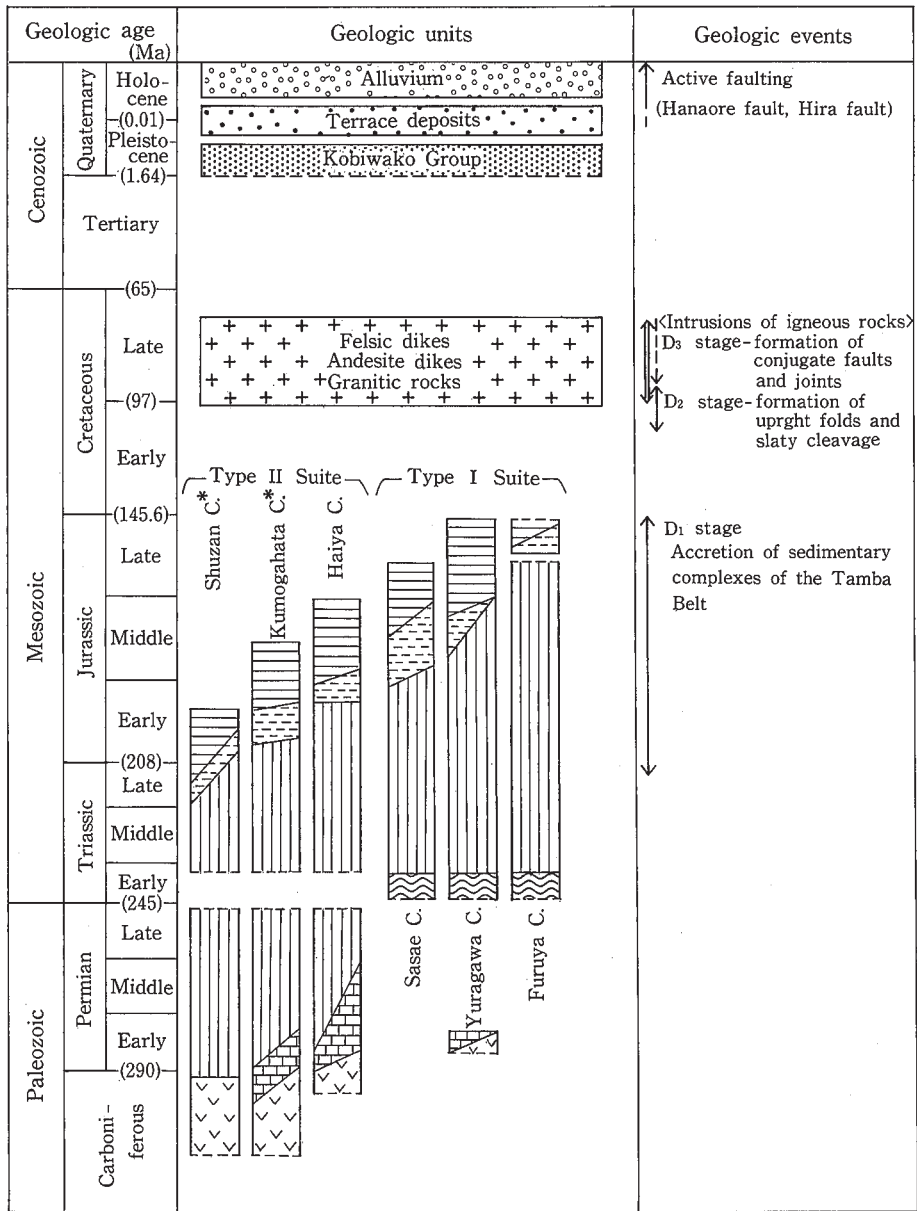


Fig. 1 Summary of geology in the Kitakomatsu district.

phic relationship of these rocks allow us to reconstruct an oceanic plate stratigraphy; that is, in ascending order, basalt rocks, limestone, bedded chert, siliceous mudstone, black mudstone, and sandstone. The youngest age of the terrigenous rocks may indicate the age of accretion onto an accretionary prism by subduction processes.

The Jurassic accretionary complexes in the Tamba Belt, is divided into six tectonostratigraphic units, based mainly on age and lithology of the oceanic plate stratigraphy, which are structurally from top to bottom, named the Shuzan, Kumogahata, Haiya, Sasae (Tsurugaoka), Furuya and Yuragawa Complexes. Each complex is bounded by a thrust fault. Except for the Furuya Complex, the age of the clastic rocks, siliceous mudstone and bedded chert of each complex is younger structurally towards the bottom. The former three complexes form the major unit named the Type II Suite, characterized by Permian bedded chert and limestone underlain by basaltic rocks, while the later three complexes constitute the Type I Suite, characterized by Triassic to Jurassic bedded chert underlain by Lower Triassic Toishi-type siliceous mudstone without significant Permian rocks. Both suites are separated by the Haiya Thrust. The Haiya and Kumogahata Complexes are not distributed in the Kitakomatsu district.

The Jurassic accretionary complexes are folded to form the Hatcho Antiform which plunges westward in the Kitakomatsu district.

The Haiya Complex occupies a small area in the southwestern corner of the district and only includes greenstone and mixed rock.

The Sasae and Yuragawa Complexes are distributed widely in the district, which are characterized by a stacked pile of more than 4 thrust sheets composed of an oceanic plate stratigraphy including in ascending order, Toishi-type siliceous mudstone, bedded chert, siliceous mudstone, greenish gray mudstone, black mudstone with intercalations of interbedded sandstone and mudstone. The Sasae Complex differs from the Yuragawa Complex in the lithology with great amounts of mixed rock including greenstone.

The Furuya Complex is distributed in the northern margin of the district. Although the stratigraphic sequence has not been confirmed by fossil age data, it appears to be characterized by a coherent sequence including in ascending order, bedded chert, siliceous mudstone, greenish gray mudstone, black mudstone and interbedded sandstone and mudstone.

Granitic rocks and dikes

Granitic rocks are distributed widely in the eastern part, and sporadically in the western part of the Kitakomatsu district. The granitic rocks belong to the San'yo Belt, one of the granitic petrographic provinces in Southwest Japan. These rocks are subdivided into the Hanase-bessho quartz diorite, small tonalitic bodies, Hira granite and Ryozen granodiorite, based on their occurrence, petrographic characteristics and radiometric age. The granitic rocks are intruded into the Type I suite of the Tamba Belt. Strata surrounding the granitic rocks have undergone thermal metamorphism forming biotite and rare cordierite. The isotopic ages of the granitic rocks range from 70 to 100 Ma.

The dikes are intruded into the strata of the Tamba Belt and granitic rocks. The dikes are divided into three rock types: mafic rocks, granite porphyry and rhyolitic dacite. The first type includes gabbro, hornblende porphyrite and diorite porphyry. The second type includes granite quartz porphyry and aplite.

CENOZOIC

Pleistocene Kobiwako Group

In the Kitakomatsu district, the Kobiwako Group is distributed in the hilly area surrounding the Hira Mountains and Lake Biwa. The Kobiwako Group includes the Hata, Katata and Takashima Formations, consisting of fluvial and lacustrine gravel, sand, and mud with intercalations of tephra.

Terrace deposits and alluvium

The terrace deposits are mainly distributed in the Katata Hill and Taizanjino plateau and along some large rivers. These terraces are divided into the following: Higher, Middle, and Lower I to III. The Middle terraces were formed during the last interglacial age. These terrace deposits are composed mainly of gravel and sand. Alluvium is widely distributed on the western side of Lake Biwa, and consists of gravel, sand and mud.

Active faults

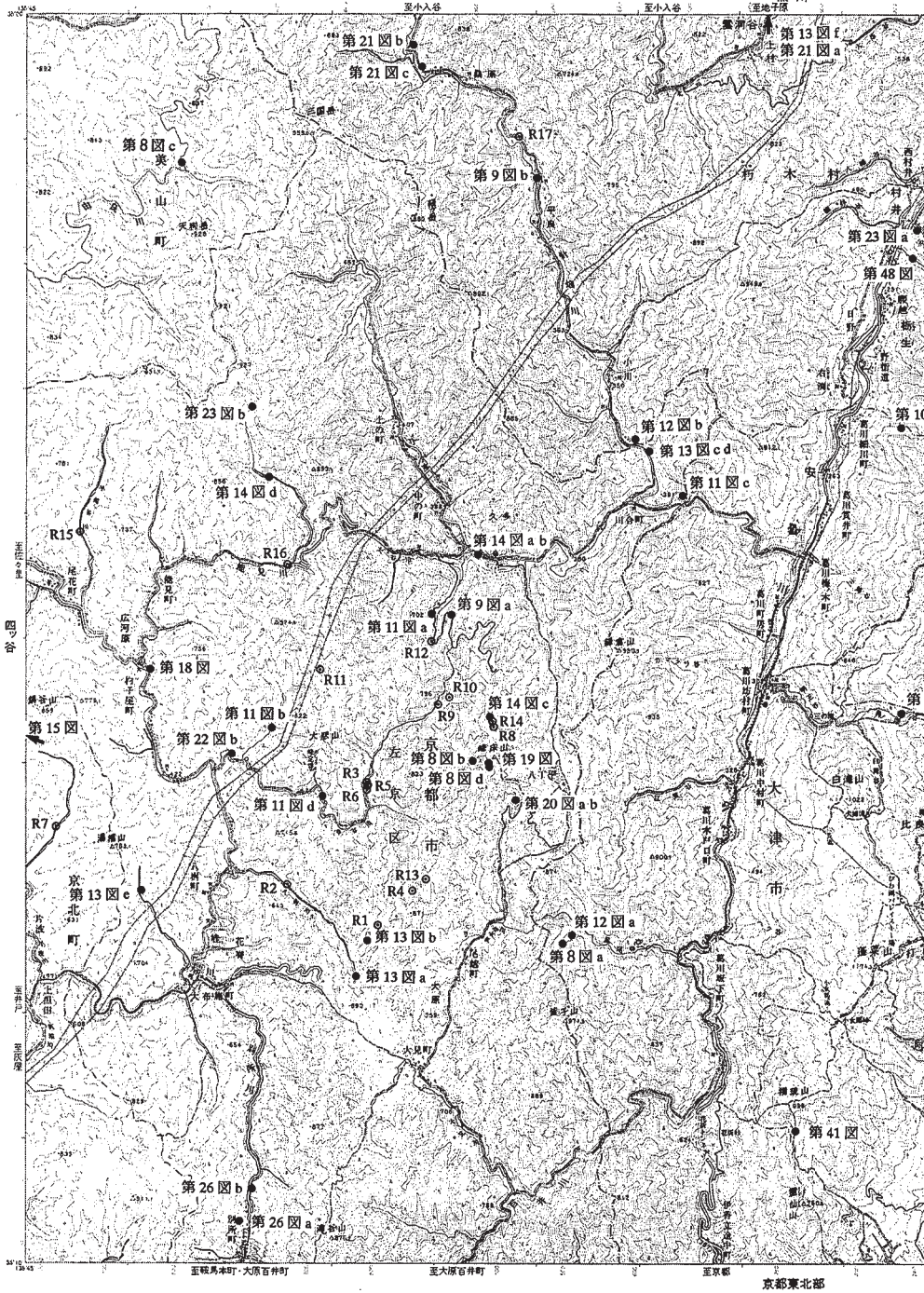
There are several active faults in this district. The Hanaore Fault is a right-lateral strike-slip fault that trends NNE-SSW for a distance of 48 km. Paleoseismological studies show that the last faulting occurred after 15th Century. There are the Hira, Haido and Kamidera Faults along the western shoreline of Lake Biwa. They are reverse faults which have uplifted the Hira Mountains.

ECONOMIC GEOLOGY

In the Kitakomatsu district there are many manganese ore deposits, one working quarry, and three hot springs.

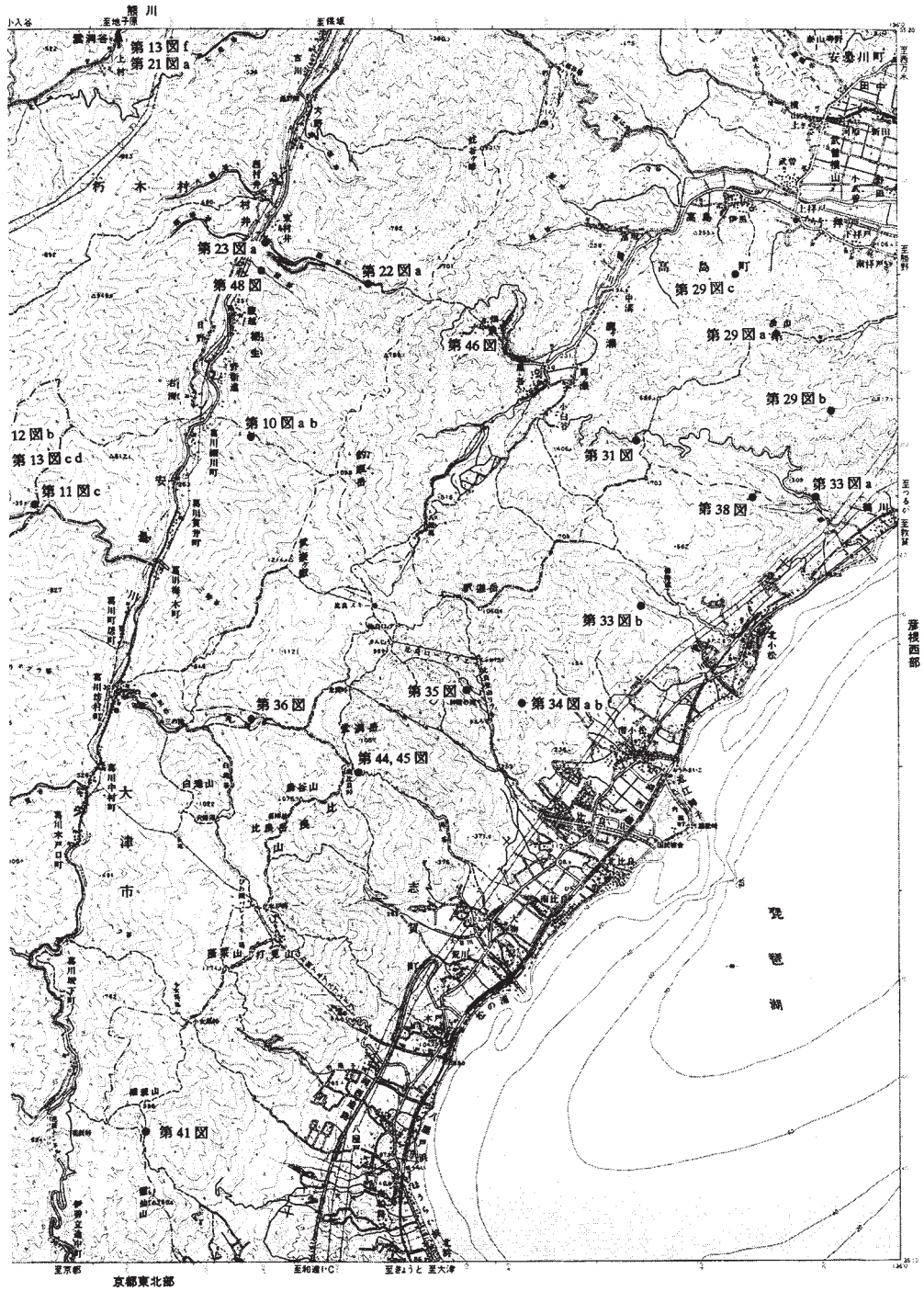
The manganese ore deposits are embedded in the bedded chert of the Yuragawa Complex of the Tamba Belt. All mines have been closed.

There are three hot springs in the mapped district, which are classified into two types of springs, that is, simple and radioactive springs according to their respective water chemistry. Their chemical characteristics are related to the local geology.

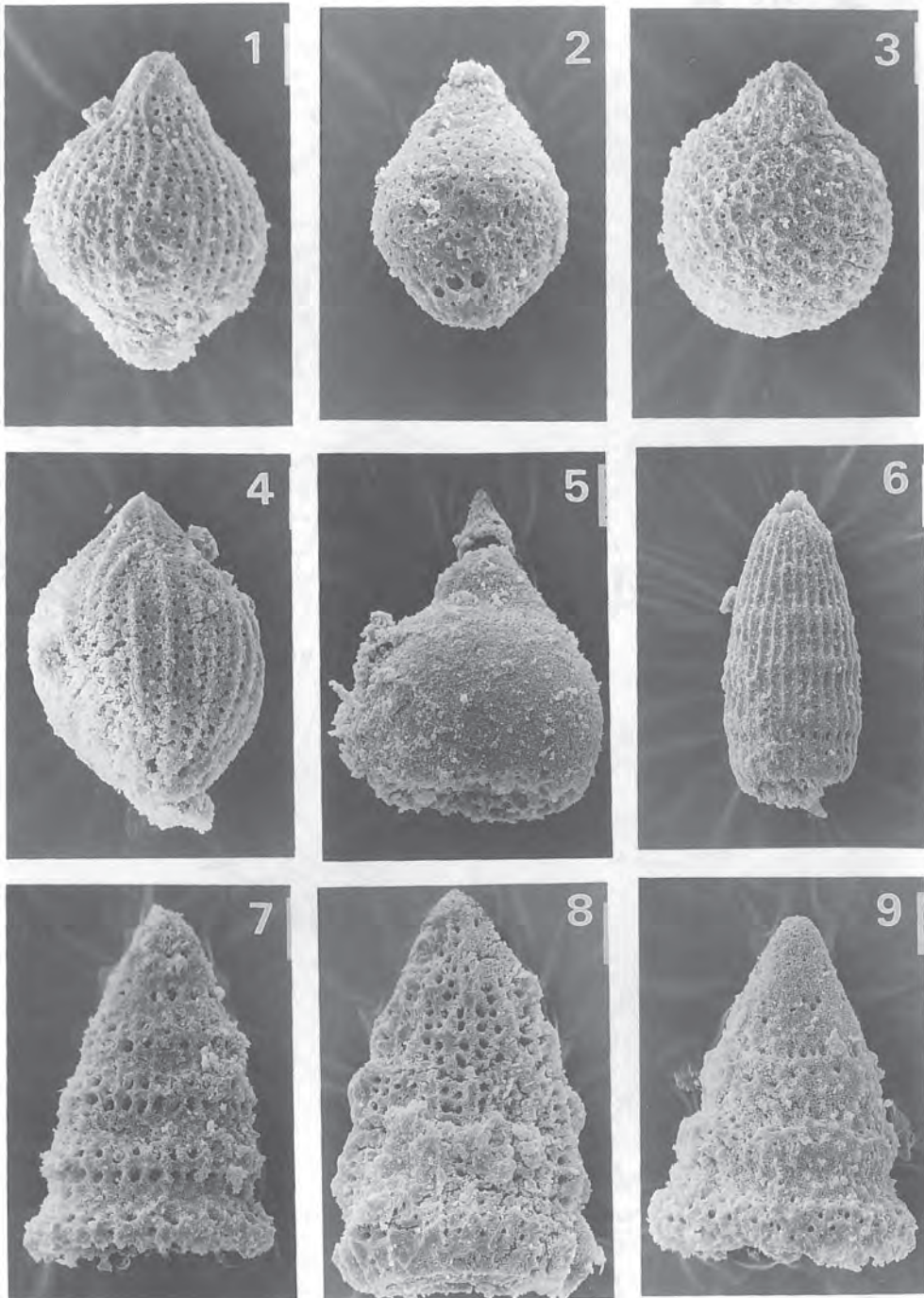


付図A-1 「北小松」地域の露頭、放散虫化石産出地点の位置図 □土地院発行の1/50,000地形図「北小松」を使用
露頭位置と図番号：●第8図，放散虫化石産出地点と地点番号：○R1-17。

北小松



(国土地理院発行の1/50,000地形図「北小松」を使用)



第1図版 珪質泥岩(試料No.940)から産出した *Tricolocapsa plicarum* 帯(ジュラ紀中世 Bajocian-Bathonian 前期)放射虫化石. 倍率はすべて375倍. 産出層準: 佐々江コンプレックス, 地点R1 (付図参照)

1. *Tricolocapsa plicarum* Yao 2. *Tricolocapsa(?) fusiformis* Yao 3. *Tricolocapsa* sp. cf. *T. ruesti* Tan

4. *Protunuma fusiformis* Ichikawa and Yao 5. *Eucyrtidiellum* sp. aff. *E. unumaense* (Yao)

6. *Archaeodictyomitra suzuki* Aita 7. *Dictyomitrella (?) kamoensis* Mizutani and Kido

8. *Hsuum robustum* Pessagno and Whalen 9. *Spongocapsula yehae* Pessagno, Blome and Hull

文献引用例

木村克己・吉岡敏和・中野聰志・松岡 篤（2001） 北小松地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 102p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENC

Kimura, K., Yoshioka, T., Nakano, S. and Matsuoka, A.(2001) *Geology of the Kitakomatsu district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol.Surv Japan, 102p. (in Japanese with English abstract 5p.).

平成13年3月7日 印刷

平成13年3月12日 発行

経済産業省産業技術総合研究所 地質調査所

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 沖 敬 三

印刷所 勝美印刷株式会社

東京都文京区小石川1-3-7

© 2001 Geological Survey of Japan