

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

京都(11)第5号

NI-53-7-16

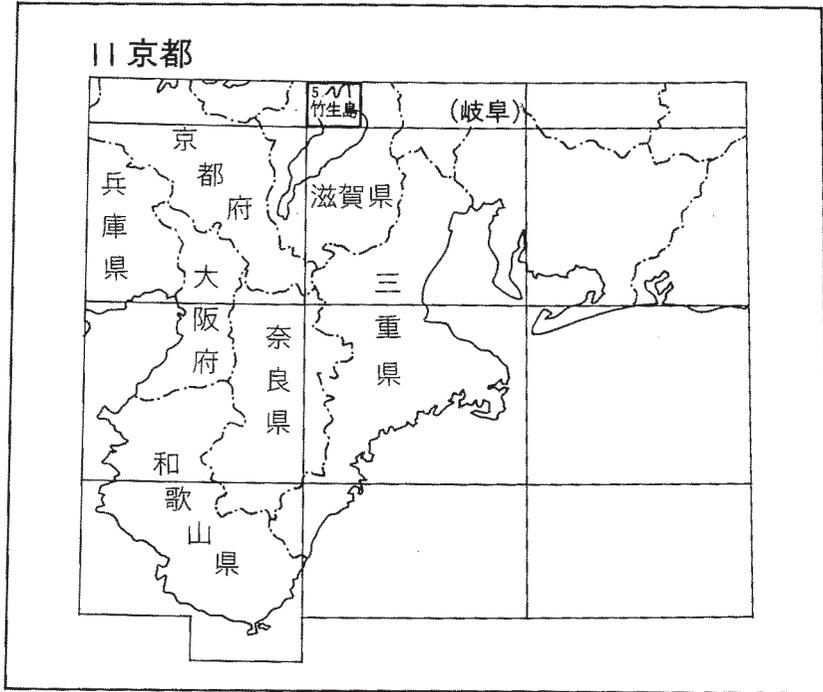
竹 生 島 地 域 の 地 質

中江 訓・吉岡敏和・内藤一樹

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

10-78 西津 Nishizu NI-53-13-3 (未刊行, unpublished)	10-79 敦賀 Tsuruga NI-53-7-15 (1999)	10-80 横山 Yokoyama NI-53-7-11 (2000)
11-4 熊川 Kumagawa NI-53-13-4 (1998)	11-5 竹生島 Chikubu Shima NI-53-7-16 (2001)	11-6 近江長浜 Ōmi-Nagahama NI-53-7-12 (1957)
11-16 北小松 Kitakomatsu NI-53-14-1 (2001)	11-17 彦根西部 Hikone-Seibu NI-53-8-13 (1984)	11-18 彦根東部 Hikone-Tōbu NI-53-8-9 (1976)

目 次

I. 地 形	(中江 訓・吉岡敏和)	1
I. 1 山地・台地及び低地の地形		2
I. 1. 1 山 地		2
I. 1. 2 台地・段丘		3
I. 1. 3 低 地		3
I. 2 水 系		5
I. 2. 1 河 川		5
I. 2. 2 琵琶湖		5
I. 3 変動地形		7
II. 地質概説	(中江 訓)	8
II. 1 丹波テレーン (ジュラ紀付加複合体)		8
II. 2 古第三紀火成岩類		9
II. 3 第四系		11
II. 4 活断層		11
III. 丹波テレーン	(中江 訓)	12
III. 1 研究史		12
III. 1. 1 丹波帯の研究史		12
III. 1. 2 竹生島地域の研究史		14
III. 2 概 要		15
III. 2. 1 海洋プレート層序と付加作用		15
III. 2. 2 地層の混在化と岩相記載		15
III. 2. 3 丹波テレーンの形成史		17
III. 2. 4 丹波テレーンの層序区分と地質概要		17
III. 3 構造層序区分		19
III. 3. 1 河内コンプレックス		19
III. 3. 2 刀根コンプレックス		21
III. 3. 3 在原コンプレックス		23
III. 4 対比と地質年代		29
III. 4. 1 対 比		29
III. 4. 2 地質年代と海洋プレート層序		29
III. 5 丹波テレーンの地質構造		32
III. 5. 1 コンプレックス境界衝上断層		32
III. 5. 2 覆瓦構造		32

III. 5. 3 褶曲 (シンフォーム・アンチフォーム) 構造	32
IV. 火成岩類	(内藤一樹・中江 訓) 33
IV. 1 江若花崗岩	33
IV. 1. 1 研究史	33
IV. 1. 2 概 要	35
IV. 1. 3 岩体の地質	35
IV. 1. 4 粗粒黒雲母花崗岩	36
IV. 1. 5 中粒黒雲母花崗岩	38
IV. 1. 6 細粒斑状黒雲母花崗岩	40
IV. 1. 7 年 代	40
IV. 2 岩 脈	41
IV. 2. 1 分 布	41
IV. 2. 2 岩 相	41
IV. 2. 3 年 代	42
V. 第四系	(吉岡敏和) 42
V. 1 古琵琶湖層群	42
V. 2 段丘堆積物	44
V. 2. 1 高位段丘堆積物及びその相当層	44
V. 2. 2 中位段丘堆積物	45
V. 2. 3 低位段丘堆積物	45
V. 3 崖錐及び小扇状地堆積物	47
V. 4 沖積層	47
VI. 地質構造	(中江 訓) 48
VI. 1 北西-南東走向の高角断層	49
VI. 2 北東-南西走向の高角断層	49
VI. 3 南北走向の高角断層	52
VII. 活断層及び地震活動	(吉岡敏和) 52
VII. 1 活断層	52
VII. 1. 1 酒波断層	53
VII. 1. 2 饗庭野断層	53
VII. 1. 3 上寺断層	55
VII. 1. 4 柳ヶ瀬断層	56
VII. 1. 5 琵琶湖湖底の活断層	57
VII. 2 地震活動	57
VII. 2. 1 1325年の地震	57
VII. 2. 2 1662年の地震	57

VII. 2. 3 姉川地震	58
VIII. 資源地質	(中江 訓) 58
VIII. 1 スカルン鉱床	58
VIII. 2 採石	59
VIII. 3 温泉	59
文献	60
Abstract	67

図・表目次

第1図 竹生島地域の行政区分図	2
第2図 竹生島地域周辺の埋谷面図	3
第3図 竹生島地域の地形区分図	4
第4図 竹生島地域周辺の断層及び水系	6
第5図 西野水道	7
第6図 竹生島地域及びその周辺地域の地質概略図	9
第7図 竹生島地域の地質総括図	10
第8図 海洋プレート層序と付加作用	16
第9図 コンプレックスを特徴づける産状と構造	17
第10図 竹生島地域における丹波テレーンの地質概略図	18
第11図 河内コンプレックスの緑色岩	20
第12図 河内コンプレックスの緑色岩の薄片写真	21
第13図 模式地における在原コンプレックスのルートマップ	24
第14図 竹生島地域北西部における在原コンプレックスのルートマップ	25
第15図 在原コンプレックスの各岩相の露頭写真	26
第16図 在原コンプレックスの各岩相の顕微鏡写真	27
第17図 在原コンプレックスの珪質泥岩から産出した放散虫化石の電子顕微鏡写真	28
第18図 竹生島地域における丹波テレーンの復元層序	31
第19図 竹生島地域及びその周辺に分布する花崗岩類	34
第20図 江若花崗岩のモード組成	36
第21図 江若花崗岩の露頭写真	37
第22図 江若花崗岩の研磨面写真	38
第23図 古琵琶湖層群高島累層の砂礫層及びシルト層	43
第24図 高位段丘堆積物相当層	46
第25図 古琵琶湖層群高島累層を不整合に覆う高位段丘堆積物相当層	46
第26図 低位段丘堆積物の露頭柱状図	47

第27図	天井川となった百瀬川	48
第28図	竹生島地域の地質構造	50
第29図	箱館山断層の露頭	51
第30図	酒波断層石庭地区トレンチの北側壁面スケッチ	54
第31図	饗庭野断層弘川地区トレンチの北側壁面に現われた断層	55
第32図	饗庭野断層弘川地区トレンチの壁面スケッチ	56
第1表	竹生島地域におけるコンプレックスの特徴	19
第2表	竹生島地域及びその周辺地域におけるコンプレックスの対比	30
第3表	竹生島地域及びその周辺に分布する段丘の対比表	45
第4表	竹生島地域及び敦賀地域における温泉の特徴と源泉所在地	59
Fig. 1	Geological map of the Chikubu Shima District	68
Fig. 2	Geologic summary of the Chikubu Shima District	69

竹生島地域の地質

中江 訓*・吉岡敏和**・内藤一樹***

竹生島地域の地質図幅の作成は、特定地質図幅の研究(地震予知のための特定観測地域の地質図幅作成)として行われ、本報告は平成10年度と11年度に実施した現地調査及び室内研究の成果に基づいている。現地調査に当たっては、付加複合体を中江が、火成岩類を内藤と中江が、第四系と活断層を吉岡が担当した。本報告の執筆は以下のとおりに分担し、全体の取りまとめは中江が行った。I章:中江・吉岡、II・III章:中江、IV章:内藤・中江、V章:吉岡、VI章:中江、VII章:吉岡、VIII章:中江。

現地調査においては、大阪市立大学理学部柏木健司氏に協力していただいた。また、滋賀県長浜保健所生活衛生課には、源泉地所在調査における資料収集の便宜を図っていただいた。地質部栗本史雄技官には、現地調査において協力を得た。さらに環境地質部小松原 琢技官からは、断層トレンチ写真の提供を受けた。本研究に用いた岩石薄片は、地質標本館大和田 朗技官及び北海道支所佐藤卓見技官の製作によるものである。

I. 地 形

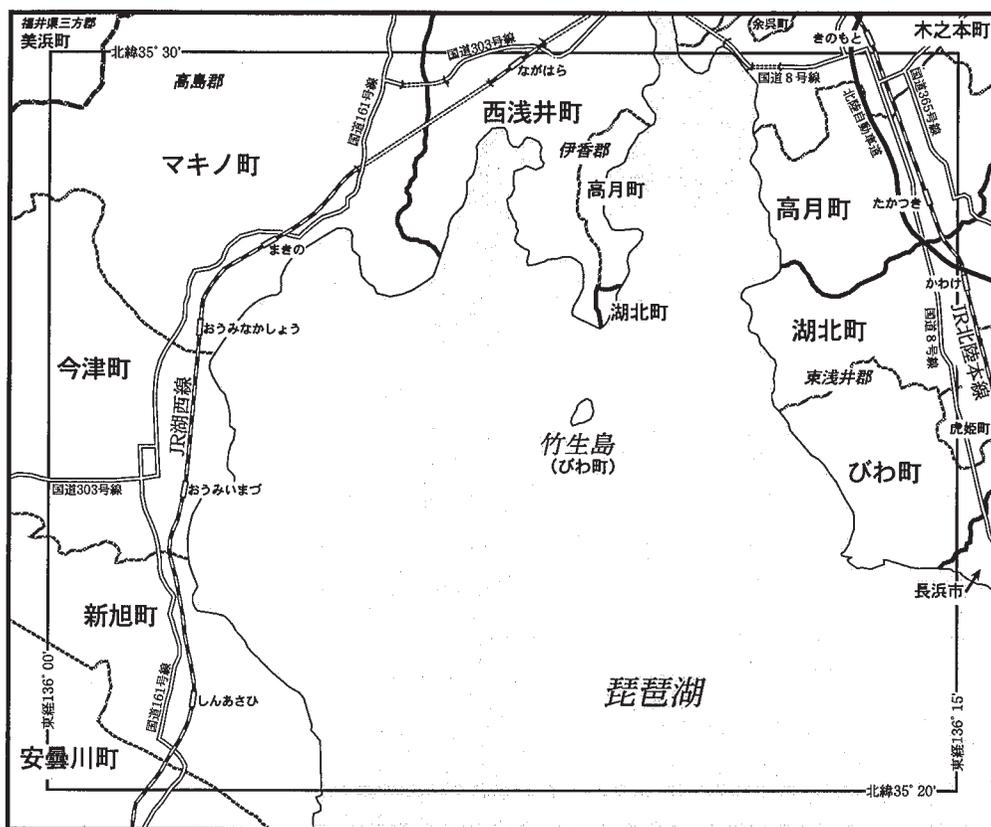
(中江 訓・吉岡敏和)

ちくぶしま
竹生島地域は、東経136°00'-136°15'、北緯35°20'-35°30'の範囲に位置する。行政的には滋賀県高島郡
あどがわ しんあさひ いまづ いかにしあざい きのもと たかつき ひがしあざい こほく とらひめ
安曇川町・新旭町・今津町・マキノ町、伊香郡西浅井町・木之本町・高月町、東浅井郡湖北町・虎姫
町・びわ町、ながはま みあた みはま
町、長浜市、ならびに福井県三方郡美浜町の2県1市11町にまたがる(第1図)。

本地域の大部分は琵琶湖に占められ、その北岸と北西方に野坂(湖北)山地が位置する。低地は琵琶

*地質部、**地震地質部、***資源エネルギー地質部

Keywords : areal geology, geological map, 1 : 50,000, Chikubu Shima, Adogawa, Shin-asahi, Imazu, Makino, Nishiazai, Kinomoto, Takatsuki, Kohoku, Torahime, Biwa, Nagahama, Shiga Prefecture, Shiga Prefecture, Jurassic, Paleogene, Quaternary, Pleistocene, Holocene, Tamba Terrane, accretionary complex, Kojaku Granite, biotite granite, dike, Kobiwako Group, terrace deposits, alluvium, Sanami fault, Aibano fault, Kamidera fault, Yanagase fault, active fault



第1図 竹生島地域の行政区分図

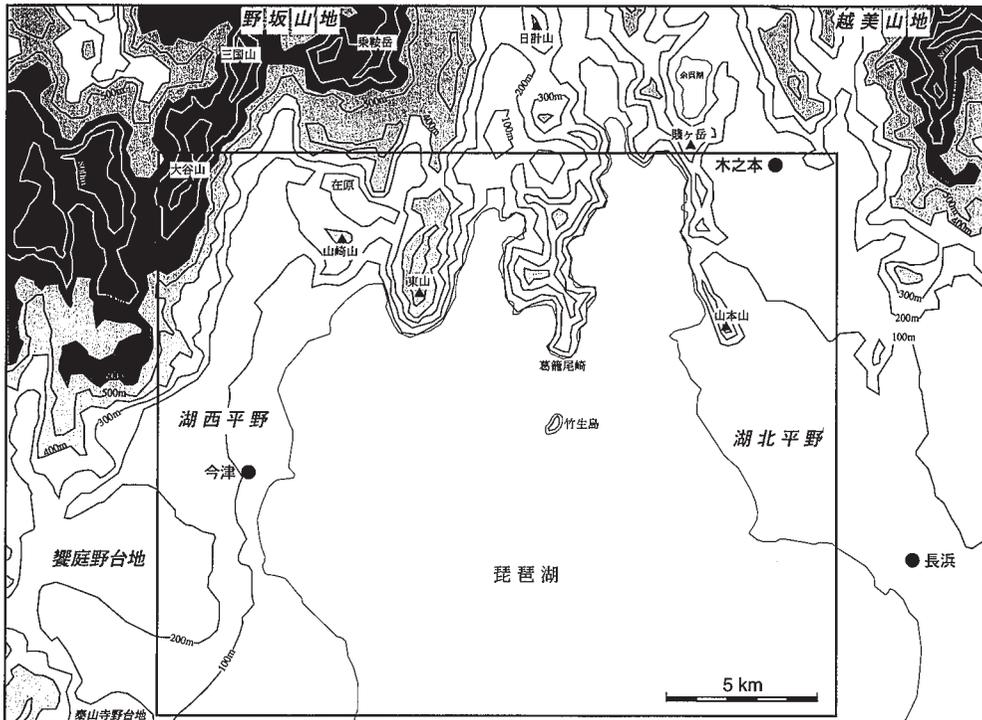
国土地理院発行の5万分の1地形図「竹生島」,及び「熊川」,「西津」,「敦賀」,「横山」,「長浜」,「北小松」,「彦根西部」,「彦根東部」の一部より作成。

湖の周辺に見られ、特に東部と西部にはそれぞれ湖北平野と湖西平野が広がる。南西部には饗庭野台地と泰山寺野台地が見られ、北東部と北西部の山地、及び南西部の台地の前面には、扇状地が発達している(第2図、第3図)。

I. 1 山地・台地及び低地の地形

I. 1. 1 山地

竹生島地域の北部から北隣の敦賀地域を占める野坂山地(第2図)は、熊川断層によって南西方の丹波山地(高地)と、三方断層によって西方の三遠三角地と、さらに柳ヶ瀬断層によって東方の越美(伊吹)山地と接する(第4図参照)。本地域内での野坂山地の最高峰は、北西端に位置する大谷山(813.9m)の南西約1kmの地点で、その標高は海拔817mである。これより東方では急激に標高が低くなり、300-400mに定高性を持つようになる。野坂山地では、ほぼ南北方向の卓越水系に反映される深く急峻



第2図 竹生島地域周辺の埋谷面図

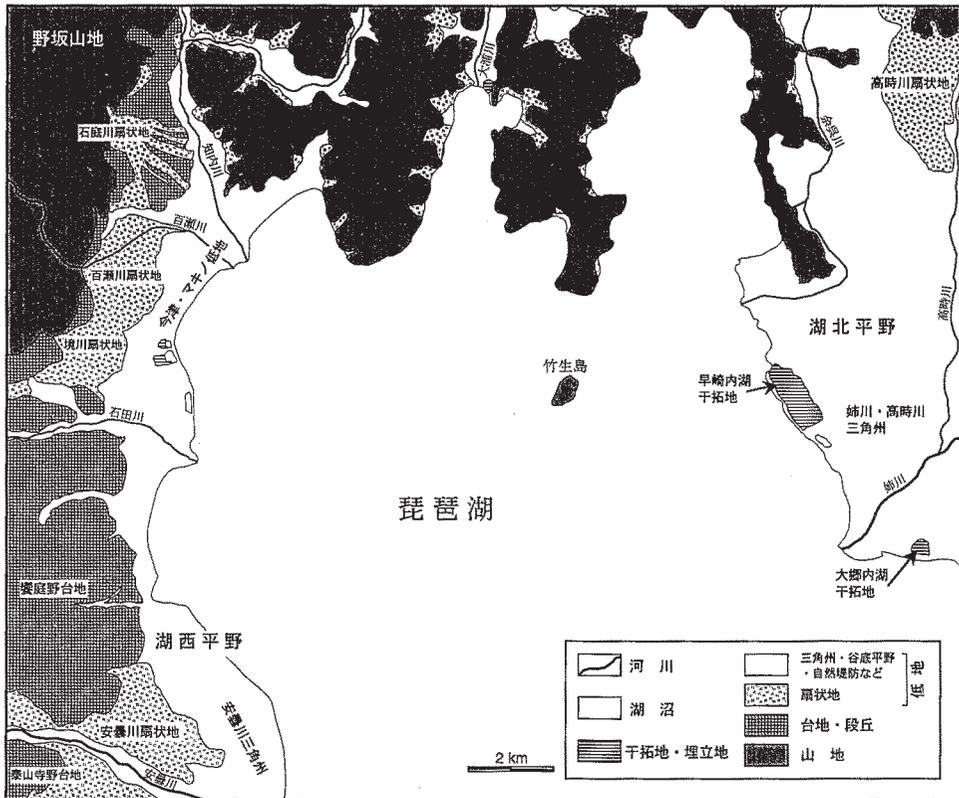
国土地理院発行の5万分の1地形図「竹生島」,及び「熊川」,「西津」,「敦賀」,「横山」,「長浜」,「北小松」,「彦根西部」,「彦根東部」の一部を基に,500m以下の谷を埋めて作成.

な谷が発達する.このような南北性の地形は,敦賀地域から連続しており,江若花崗岩類に認められる南北性の貫入構造や断層の走向方向と調和的である.このため本地域では,野坂山地は南北性の稜線を持つ5つの山塊(西から三国山-大谷山,乗鞍岳-山崎山,東山,日計山-葛籠尾崎,賤ヶ岳-山本山)に分けられ(滋賀県編,1988),その間を八王子川-知内川下流部,知内川上流部,大浦川,大川が流れている(第4図).大谷山の東麓の標高200m付近で,斜面の傾斜が急変する.これより下では扇状地が発達し,緩斜面となっている(第3図).また大谷山から南方には,山頂部に浸食性の小起伏面が発達する.

琵琶湖の最北部に位置する竹生島は,日計山から葛籠尾崎に至る稜線の南方延長に位置する.竹生島の周囲は約2km,最高点の標高は海拔197.4mであり,その北東部に小島を伴う.

I. 1. 2 台地・段丘

竹生島地域の南西部には,安曇川と石田川に挟まれた地域に饗庭野台地が,その南には泰山寺野台地が見られる(第2図).それぞれの頂部は海拔200-300m(湖岸からの比高は約100m)に定高性を持つ平坦面からなり,高位段丘面に相当する(第3図).しかし,饗庭野台地の南東部では深い谷が刻まれて



第3図 竹生島地域の地形区分図
滋賀県編（1988）を修正・簡略化。

おり、平坦面は尾根上に残存するのみである。滋賀県編（1988）ではこの部分を饗庭野丘陵としているが、本報告では饗庭野台地に一括する。

本地城南西部と西隣の熊川地域にかけて流れる安曇川及び石田川の沿岸には、河成の段丘が発達する。また北西部には野坂山地の前面にも、段丘が広く分布する。これらの段丘面は、周辺地域を含めて中位段丘面4面と低位段丘面3面の計7面に区分されるが、そのうち中位I段丘面は本地域には分布しない。

1. 1. 3 低地

低地は琵琶湖周辺に認められ、特に西部の安曇川・石田川・知内川の下流域と、東部の余呉川・高時川・姉川の流域には、それぞれ湖西平野と湖北平野が広がる（第2図；滋賀県編，1988）。琵琶湖北岸では山地が琵琶湖に迫り、そのため低地の分布はわずかである。

湖西平野は、北部の百瀬川や境川などによって形成された複合扇状地と、その前面に発達した三角州性低地である今津・マキノ低地からなる。一方南部では、饗庭野台地・泰山寺野台地の東側に発達し

た安曇川扇状地と、その前面に広がる安曇川三角州からなる（第3図）。湖北平野は、姉川・高時川・余呉川などによって形成された沖積平野で、北東部に見られる高時川扇状地とその南西方に広がる姉川・高時川三角州からなる。

I. 2 水 系

I. 2. 1 河川

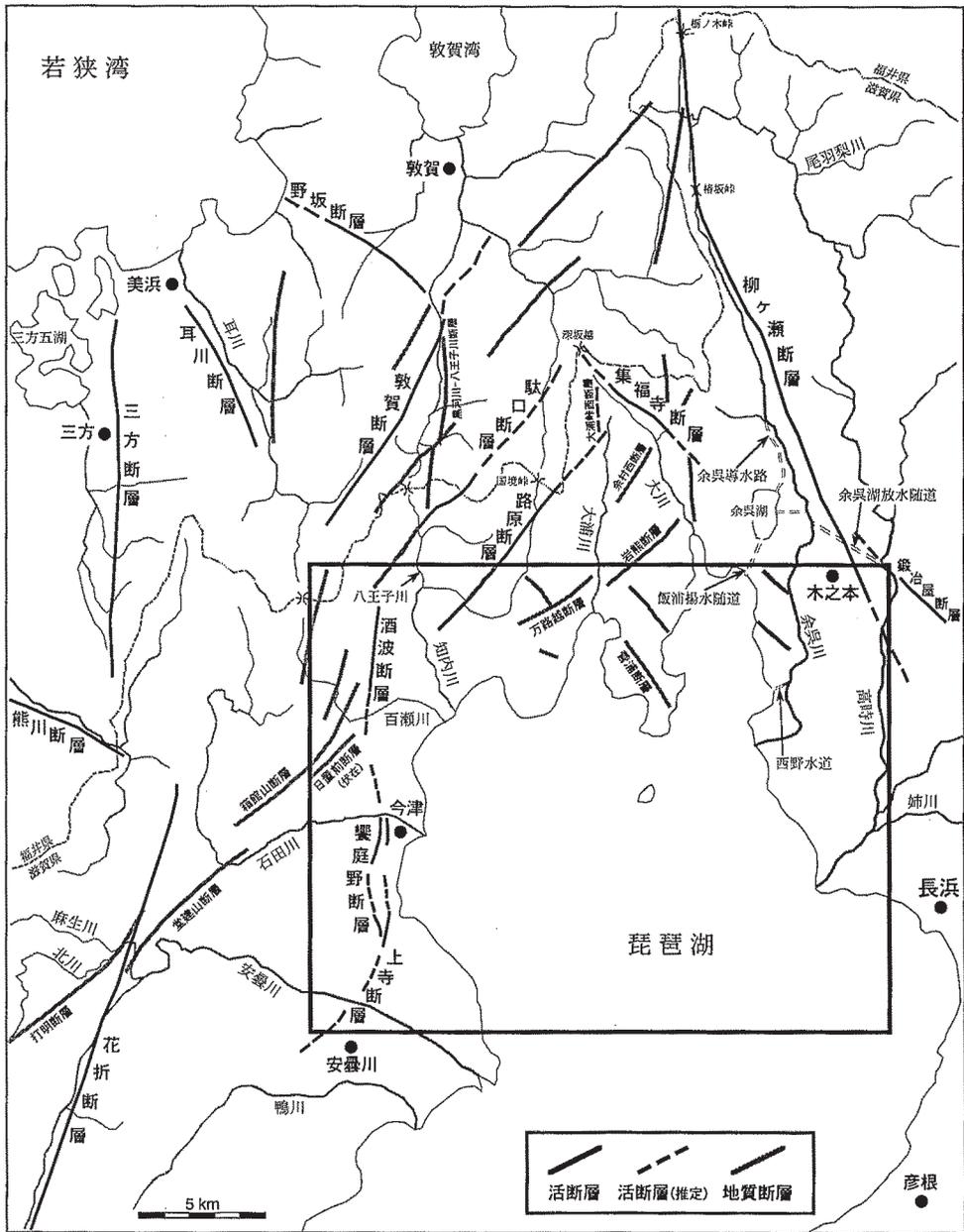
竹生島地域内の河川は、北東方の越美山地から流れる姉川水系（高時川・姉川など）と西方の丹波山地から流れる安曇川水系（安曇川など）のほかは、すべて北方の野坂山地に源を発する（第4図）。これらの河川のうち、美浜町内を北流して若狭湾に注ぐ耳川水系以外は、琵琶湖に流入したのち淀川に至る淀川水系の上流部に当たる。

姉川水系は、滋賀・福井県境の栃ノ木峠から発する高時川が尾羽梨川や草野川などの支流を集めた後、伊吹山南東部を源流とする姉川に合流し、本地域南東部のびわ町南浜において琵琶湖に注ぐ。安曇川水系は、京都市左京区の百井峠付近を源流とした安曇川が花折断層に沿って北流し、北川や麻生川などの小規模な支流を集め、南隣の彦根西部地域北西部の安曇川町南船木において琵琶湖に注入する。一方、野坂山地から南流し琵琶湖に至る河川には、知内川や大浦川などがあり、これらすべては滋賀・福井県境の峠（日本海側と太平洋側の分水嶺に当たる）を源流とする小規模な河川である。また越美山地と野坂山地を境する柳ヶ瀬断層に沿っては、椿坂峠から発した余呉川が南流する。余呉川は湖北町尾上で琵琶湖に注ぐが、敦賀地域南東端で余呉導水路により余呉湖に一部流入し、そこから余呉湖放水隧道を経て高時川に放流されている。さらにこれとは反対に、琵琶湖から湖水を汲み揚げ、飯浦揚水隧道を通じて余呉湖に送水している。また余呉川の下流では水路と隧道（西野水道）を掘削し、直接琵琶湖に放流している。これらは余呉川と余呉湖の氾濫防止と周辺農地への灌漑利用が目的とされている。

西野水道：北側と西側を山地で囲まれた高月町西野（旧西野村）は、その南部を流れる余呉川が氾濫すると再三にわたり冠水し、農作物に多大な被害を与えていた。そこで西野村の充滿寺住職西野恵莊は、氾濫防止のために西側の山地（西野山）の掘削を計画し、彦根藩主井伊直亮の許可を得た。1840（天保11）年7月29日に起工したが一時中断され、1842（天保13）年に再開し、1845（弘化2）年に水道が貫通した。これによって余呉川の排水能力が向上し、氾濫を防ぐ役割を果たした。1950（昭和25）年に新水道が完成し、さらに1977（昭和52）年に大型の新放水路が完成した（第5図）。

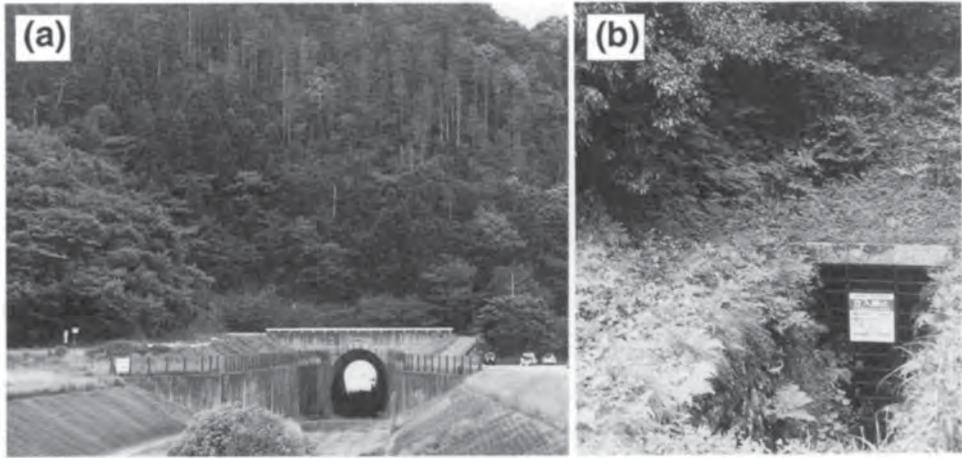
I. 2. 2 琵琶湖

琵琶湖の面積は670.40km²に及び、湖面標高は海拔約85mである。最狭部は大津市堅田と守山市木浜との間で、これより南を南湖、北を北湖と呼ぶ。南湖は水深が浅く大部分が5m以浅である。一方、北湖では深度50m以深が大部分を占め、特にその北部と西部が深く、東部が浅いという特徴を持っている。さらに、東部の湖底は緩やかに西に傾斜するのに対し、西部では湖岸から一挙に最深部まで落ち込む。北湖の最深部は、竹生島地域と彦根西部地域との境界付近の南端西寄りに位置する安曇川河口沖で、水深は103.4mである。湖底のこのような非対称な地形は、西岸沿いに発達する断層に対し



第4図 竹生島地域周辺の断層及び水系

水系は、国土地理院発行の20万分の1地勢図「岐阜」及び「宮津」を基に作成。断層（一部省略）の分布は、活断層研究会（1991）と本研究による。



第5図 西野水道

(a) : 1977年完成の新放水路. トンネルの向こう側は琵琶湖, (b) : 1845年完成の水道 (現在は立入禁止).

て、東側が西に緩やかに傾動したためと考えられている。このような地形とは別に、竹生島から葛籠尾崎の東側にかけては、北北東-南南西方向に長軸を持つ舟底状の凹地が認められる。

琵琶湖は広大であるため、本邦の湖としては珍しく湖岸に浜堤が認められる。以前は、浜堤の陸側に多くの内湖（潟湖）が見られたが、現在では今津町浜分の浜分沼や湖北町東尾上の野田沼などを除いて、そのほとんどが干拓された（第3図参照）。

I. 3 変動地形

竹生島地域を含む琵琶湖北方に発達する変動地形については、古くより山崎・多田（1927）、東郷（1974）により研究が行われている。東郷（1974）は、敦賀地域内の三国山や乗鞍岳山頂部に現在見られる小起伏面が形成された後に、南北方向を主とする断層変位によってこの地域が小地塊化したと考えた。本地域の西部は琵琶湖西岸活断層系の北端部に当たり、いくつかの南北走向の活断層が分布する（第4図）。本地域の北西部、大谷山の東麓には南北走向の酒波断層^{さなみ}が、その南方延長に当たる饗庭野台地の東縁には北北西-南南東ないし北北東-南南西に延びる饗庭野断層が位置する。これらはいずれも西側隆起の逆断層である。饗庭野台地の頂部の平坦面は高位段丘面に相当する段丘面であるが、その東部では南東から北西に傾斜している。この傾斜は堆積面の本来の傾斜とは逆方向で、地殻変動による傾動を示すものと推定される。この傾動は台地東縁に位置する饗庭野断層の活動と関係するものと考えられる。それぞれの活断層については第VII章で詳しく述べる。

Ⅱ. 地 質 概 説

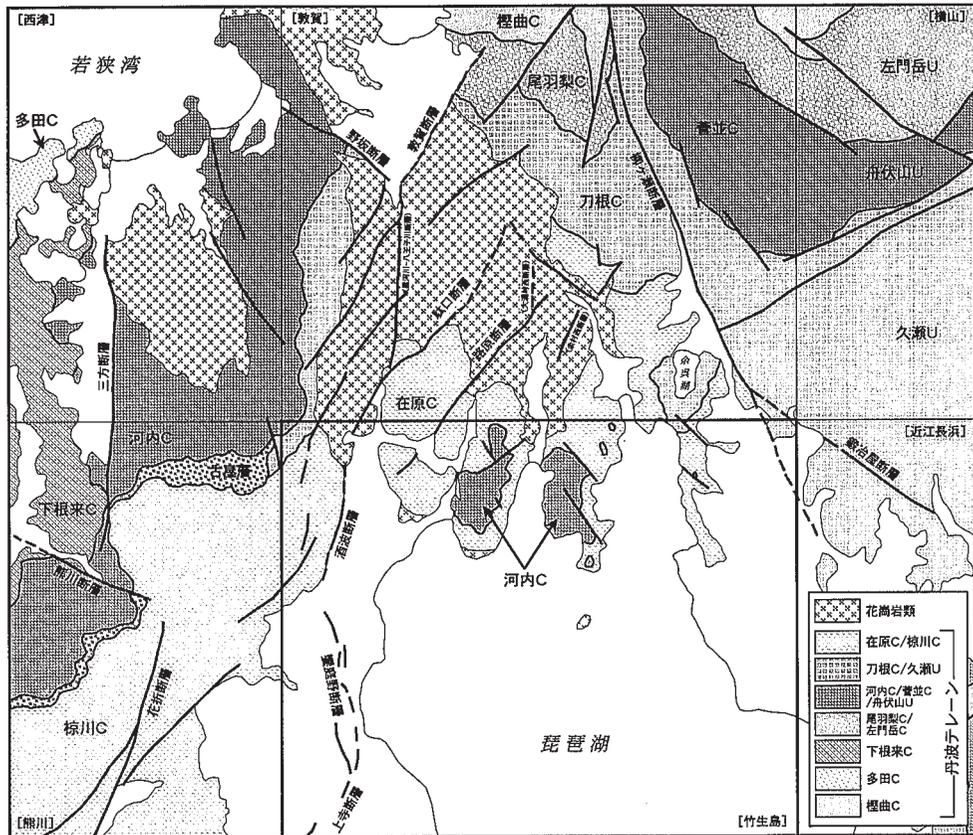
(中江 訓)

竹生島地域の大部分は滋賀県の湖北地方に位置し、地体構造区分の上では丹波帯に属している。本地域には、丹波帯に分布するジュラ紀の付加複合体とこれに貫入した古第三紀の火成岩類（花崗岩体・岩脈）が露出し、さらにそれらを覆う第四系が広く分布する。竹生島地域及び周辺地域の地質概略図を第6図に、本地域の地質総括図を第7図に示す。

Ⅱ. 1 丹波テレーン（ジュラ紀付加複合体）

丹波帯に分布する古期堆積岩類（中-古生界）は、砂岩・泥岩などからなる陸源性碎屑岩類と、それより年代の古いチャート・石灰岩・玄武岩などの海洋プレート上部を構成していた海洋性岩石類から構成される。この古期堆積岩類は、海洋プレートが大陸縁で沈み込むことによって、陸源性碎屑岩類と海洋性岩石類が変形・混合されてできたジュラ紀の付加複合体であると考えられている。丹波帯に分布するこのようなジュラ紀付加複合体は従来より丹波層群と呼ばれていたが、最近では付加複合体が堆積岩を主体とすることから、丹波帯堆積岩コンプレックスと記述されるようになった。しかしながら、付加複合体については岩相層序区分が適用できないと判断されるようになったこと、さらに丹波帯堆積岩コンプレックスという呼称は層序单元名ではないことから、本報告では従来の丹波層群（あるいは丹波帯堆積岩コンプレックス）を丹波テレーンと呼ぶことにする。

丹波テレーンは、一般に東西方向の軸を持つ波長10-20kmの褶曲（シンフォーム・アンチフォーム）構造をなしており、岩相組合せ・堆積年代・地質構造の異なる複数の構造層序单元に区分することができる。従来、構造的下位と上位に2分されていたⅠ型地層群とⅡ型地層群は、Ⅱテレーンとして位置付けられる。またⅠ・Ⅱ型Ⅱテレーンは、さらに低次階層の構造層序单元（コンプレックス）に細分される。竹生島地域では、構造的上位から河内^{こうち}、刀根^{とね}、在原^{ありはら}の各コンプレックスに区分される。竹生島地域の河内コンプレックスは、緑色岩のみから構成される。刀根コンプレックスは、緑色岩・チャート・砂岩などの岩体と泥質混在岩からなり、全体として混在相を呈する。在原コンプレックスは、チャート・泥岩・砂岩を主体とする整然相-破断相が卓越し、チャートや砂岩の岩体と泥質混在岩からなる混在相を伴う。刀根と在原の両コンプレックスはⅠ型Ⅱテレーンに、河内コンプレックスはⅡ型Ⅱテレーンに含まれる。



第6図 竹生島地域及びその周辺地域の地質概略図

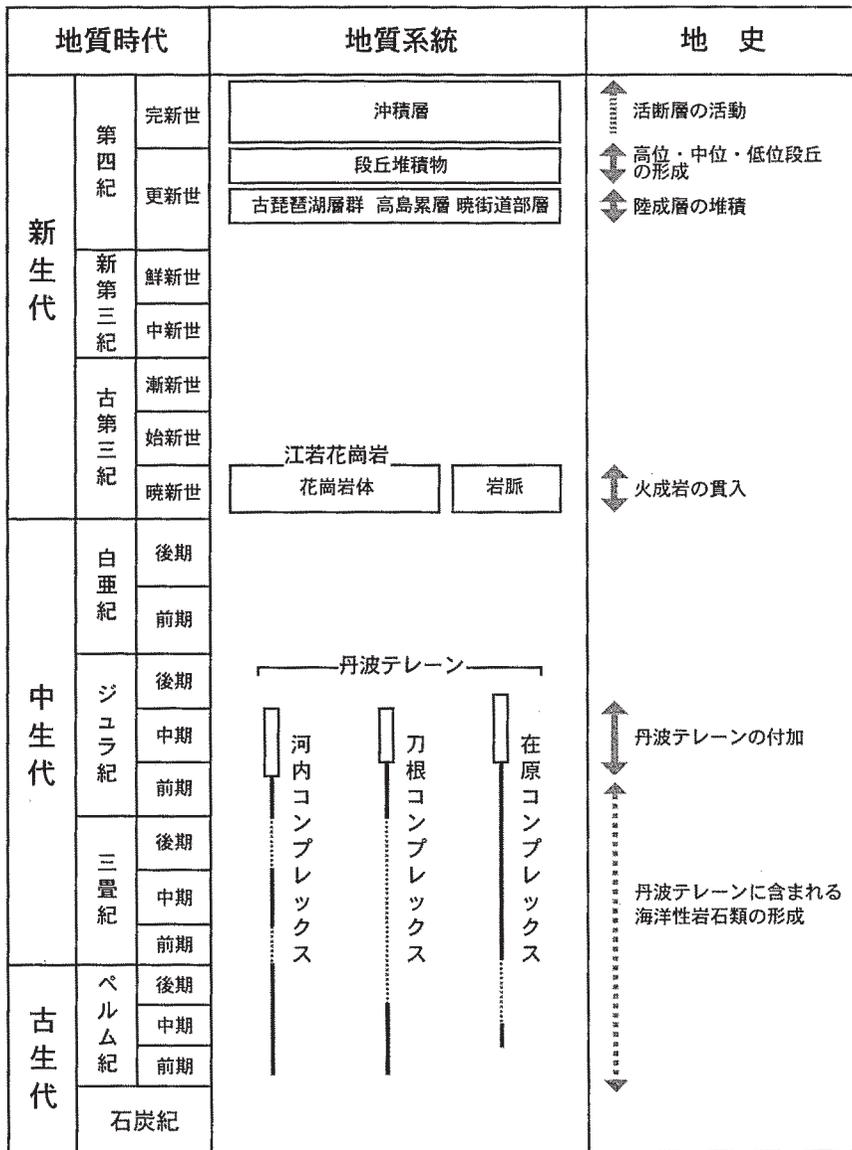
磯見 (1956), 中江・吉岡 (1998), 栗本ほか (1999), 斎藤・沢田 (2000) と本研究, 及び未公表資料から編集・作成. [] 内は5万分の1地質図幅名を示す. C: コンプレックス, U: ユニット.

II. 2 古第三紀火成岩類

竹生島地域に露出する火成岩類は、花崗岩類からなる岩体と岩脈に分けられる。これらの火成岩類は、丹波テレーンに貫入し、接触変成を与えている。

竹生島地域の花崗岩類は江若花崗岩と呼ばれ、黒雲母花崗岩を主体とする。本地域から北隣の敦賀地域にかけて広く分布し、粗粒黒雲母花崗岩、中粒黒雲母花崗岩、細粒斑状黒雲母花崗岩に区分できる。江若花崗岩の地表での分布は、江若岩体、西浜岩体、海津大崎岩体、竹生島岩体に分かれている。江若花崗岩の年代として、今庄地域からは約59Maの黒雲母K-Ar年代が、敦賀地域からは約63Maの黒雲母K-Ar年代と約57MaのRb-Sr全岩アイソトロン年代が得られている。このことから本地域の江若花崗岩も古第三紀の初頭にかけて形成したと推定される。

岩脈は主に花崗斑岩・花崗閃緑斑岩・花崗閃緑岩からなる。比較的小規模であり、貫入面は北北西-



第7図 竹生島地域の地質総括図

丹波テレーン構成岩類の堆積年代は、本研究ならびに中江・吉岡（1998）、栗本ほか（1999）、斎藤・沢田（2000）を参照した。丹波テレーンの付加年代は、泥岩から産出した放射虫化石に基づき、実線の囲みで示した。また海洋性岩石類の形成年代のうち、産出化石からその年代が決定された部分を実線で、未確定・不明である部分を破線で示した。

南南東走向と東北東-西南西走向が卓越する傾向がある。敦賀地域では、花崗閃緑岩が江若花崗岩に貫入しているので、これよりも新しい年代（古第三紀以降）に活動したと考えられる。

Ⅱ. 3 第四系

竹生島地域の第四系は、琵琶湖に近接する平野部、饗庭野台地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。これらの第四系は、地形面との関係、及び堆積物や表土の風化状態などから、古琵琶湖層群、段丘堆積物、ならびに沖積層に大別される。

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非海成の堆積物からなる鮮新-更新統である。竹生島地域にはそのうちの最上部に当たる高島累層の暁街道部層のみが、饗庭野台地及び泰山寺野台地の基部に広く分布するほか、野坂山地の山麓にも局所的に見られる。本部層は、未固結ないし半固結のシルト層と砂礫層からなり、一部で暁火山灰層を挟む。

段丘堆積物：竹生島地域では、高位段丘、中位段丘、低位段丘に大きく3分し、さらに段丘面の比高等から、中位段丘を3面に、低位段丘を3面にそれぞれ細分した。これらの段丘堆積物は円-亜円礫層を主体とし、砂層ないしシルト層を挟む。

崖錐及び小扇状地堆積物：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。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・粘土などからなる。これらを一括して、崖錐及び小扇状地堆積物とした。

沖積層：沖積層は、三角州堆積物、緩扇状地及び谷底平野堆積物、湖浜堆積物、ならびに天井川及び自然堤防堆積物に識別される。これらは、琵琶湖の東岸と西岸の平野表層部に比較的広く分布している。三角州堆積物は姉川や安曇川などの河口付近に発達し、主に砂及びシルトからなる。湖浜堆積物は琵琶湖の東岸と西岸に比較的良く発達し、主に砂からなる。湖浜堆積物が形成する浜堤の内側には、内湖を含む湿地の堆積物が分布する。自然堤防堆積物は姉川・高時川、ならびに安曇川に沿って顕著に発達する。

Ⅱ. 4 活断層

竹生島地域を含む近畿地方の北部には多くの活断層が分布し、本地域西部には琵琶湖西岸断層系に属する酒波断層、饗庭野断層、及び上寺断層の一部が分布する。一方、北東部には柳ヶ瀬断層の一部が伏在して分布する。さらに琵琶湖の湖底にも活断層の存在が推定されているが、その確実度は高くない。

Ⅲ. 丹波テレーン

(中江 訓)

竹生島地域は北隣の敦賀地域とともに、西側の丹波地域と東側の美濃地域の境界部に位置している。従来、慣用的に西側の地域を丹波帯、東側の地域を美濃帯と呼んでいたが、これらは層序単元（地質体）の名称ではない。さらに両帯に分布するジュラ紀の付加複合体は本質的には同一の地質体であるので、層序単元名としては「丹波-美濃テレーン（あるいは丹波-美濃-足尾テレーン）」とすべきである（例えば、中江，2000a）。そこで本報告では、本地域周辺に分布するジュラ紀付加複合体を「丹波テレーン（terrane）」とし、広域変成作用を被っていない非変成の付加複合体（従来の丹波層群）が分布する地質区（地域）を「丹波帯（belt）」と呼ぶことにする。なお、領家帯はこの付加複合体の変成相（領家変成岩）と領家花崗岩の分布域を指している。

Ⅲ. 1 研究史

Ⅲ. 1. 1 丹波帯の研究史

丹波帯における研究は、地質調査所による20万分の1比叡山図幅（山下，1894）と20万分の1宮津図幅（巨智部，1894）の調査に始まり、20万分の1敦賀図幅（大築・清野，1919）、7万5千の1地質図幅伏見（石井，1932）に引き継がれたが、これらに先立ち、竹生島地域を含む地域として20万分の1名古屋図幅（三浦，1890）が出版されていた。これらの図幅では、本地域周辺の丹波帯にはいわゆる秩父古生層が広く分布し、一部に花崗岩類からなる貫入岩体が認められるとされた。その後は京都大学を中心とする、中村ほか（1936）の京都西山地域、小野山（1931）の兵庫県篠山地域、井上（1931）の滋賀県高島地域における層序学的研究に続き、松下（1950，1953）の総括的研究報告などがある。そのほかに大阪教育大学を中心とする、坂口（1957，1959）、Sakaguchi（1961）、さらには丹波地帯研究グループ（1969，1971）などの精力的な地域地質の研究成果が挙げられる。これら1970年代前半までの成果に基づけば、丹波テレーンは、一連整合の古生界（主に石炭系-ペルム系）からなる厚い地向斜堆積物で構成され、東西方向の軸を持つ褶曲、あるいは東西走向の衝上断層によって繰り返し露出すると考えられていた（坂口，1973；丹波地帯研究グループ，1975）。この時期の研究では、地層の年代決定は石灰岩から得られた紡錘虫・サンゴなどの化石に基づいていた。

この頃までにも、三疊紀を示す化石の産出（例えば、ハロピア化石：Nakazawa and Nogami，1967，モノチス化石：丹波地帯研究グループ，1971）がすでに報告されていたが、1970年代の中頃になると、

吉田・脇田（1975）によるチャートからの三疊紀コノドント化石の発見に始まり、多くの地点のチャートからペルム紀・三疊紀のコノドント化石が産出した。これらのことから、丹波テレーンには古生界とともに三疊系が多く含まれることが明らかにされた。一方、東側の美濃テレーンでは石灰岩やチャートよりさらに分布の広い砕屑岩について、シルト岩からジュラ紀のアンモナイト化石（Sato, 1974）が、砂岩からは中生代の植物化石（西田ほか, 1974, 1977）が発見されていた。

1970年代末-1980年代初頭には、丹波テレーンとともに美濃テレーンや秩父テレーンなどにおいて、放散虫化石を中心とした微化石層序学的研究が飛躍的に進展し、それまでの岩相層序・堆積年代・地質構造の枠組みが根本的に改められることとなった。その先駆的研究として、美濃帯犬山地域での Yao *et al.*（1980）、Yao（1982）、及び丹波帯保津川地域での Isozaki and Matsuda（1980）による詳細な化石層序学的検討が挙げられる。これらの結果、チャートから泥岩に連続する露頭において、三疊系から中部ジュラ系に至る岩相層序が認められることが初めて示された。

その後丹波テレーンでも、砕屑岩からジュラ紀の放散虫化石が相次いで発見され、それまで現地性の地層と考えられていたペルム紀あるいは三疊紀の緑色岩・石灰岩・チャートなどが、ジュラ紀の砕屑岩に取り込まれた岩体であることが明らかにされた（竹村, 1980；石賀, 1983；Imoto, 1984）。さらに各地で岩相層序・堆積年代・地質構造が再検討され、丹波テレーンは、石炭紀からジュラ紀に至るいずれかの堆積年代を示す異なった岩相が入り混じった地質体であることが明らかにされた。

1980年代の中頃以降になると、それまでの成果を踏まえて丹波テレーンの層序区分について議論されるようになった。まず、丹波帯西部・中央部において石賀（1983）とImoto（1984）は、岩相及び堆積年代の違いに基づき2組の層序単元に識別し、構造的低位のものをⅠ型地層群、上位のものをⅡ型地層群と呼んだ。さらにⅡ型地層群は構造的低位よりTⅡa、TⅡb、TⅡcの3つの層序単元に細分され（田辺・丹波地帯研究グループ, 1987）、またⅡ型地層群中で最も構造的上位に位置する後期三疊紀の層序単位（TⅡd）が識別された（武蔵野ほか, 1992；丹波地帯研究グループ, 1995など）。一方Ⅰ型地層群については、Nakae（1990, 1992）、中江・吉岡（1998）及び木村ほか（1994）が、丹波帯北部において2-3の層序単元に細分した。これらの層序区分は、地層の岩相的特徴と上下・側方への累重関係に基づいた岩相層序区分ではなく、岩相組合せ・堆積年代・地質構造などの特徴に基づく構造層序区分である。最近、中江（2000a）によって付加複合体における構造層序区分法について議論されたが、それによると、基本となる層序単位には「コンプレックス」、その上位階層の層序単位には「テレーン」を用いることを提唱した。石賀（1983）などによって区分されたⅠ型・Ⅱ型地層群は亜テレーンに、これを細分した層序単位はコンプレックスに位置づけられる。

この時期の丹波帯では、綾部（木村ほか, 1989）と京都西北部（井本ほか, 1989）を皮切りに、福知山（栗本・牧本, 1990）、園部（井本ほか, 1991）、篠山（栗本ほか, 1993）、四ツ谷（木村ほか, 1994）、広根（松浦ほか, 1995）、熊川（中江・吉岡, 1998）、京都東北部（木村ほか, 1998）など、数多くの地域地質研究報告が出版され、最新の地質情報に基づく5万分の1地質図幅が提供された。

これらの層序学的・構造地質学的研究のほかにも、丹波テレーンについての堆積学的研究や砂岩組成の検討、あるいは緑色岩の化学組成とその起源についても研究がなされている。武蔵野・中村（1976）、楠（1989）ならびに丹波地帯研究グループ（1990）などは、堆積相の記載とともに堆積機構や

後背地の環境について議論した。また砂岩組成については坂口ほか（1970）以降、砂岩中の重鉍物の検討（藤原，1977），砂岩の堆積年代とその組成変化に関する一連の研究（武蔵野，1984；楠・武蔵野，1987，1989，1992；楠ほか，1986；木村ほか，1989など）が挙げられる。緑色岩については、岩生（1962）が炉材珪石鉍床の成因を考察する中で緑色岩の分布と地質構造に触れている。また化学組成については、全岩組成（Hashimoto *et al.*, 1970；佐野・田崎，1989；中江，1991；武藤・石渡，1999）や、残晶単斜輝石の組成，ならびにSrとNdの同位体比の検討（Hashimoto，1972；佐野・田崎，1989）が行われ，その起源について議論された。その結果，丹波テレーンの緑色岩はソレアイトから過アルカリ玄武岩であり，ぶどう石-パンペリー石相からパンペリー-石-アクチノ閃石相の低度広域変成作用を被ったことが明らかになった（Hashimoto and Saito，1970）。最近Sano *et al.*（2000）は，これらの成果に基づき丹波テレーンの緑色岩の起源として，（i）組成的にN-type MORBに類似した海洋島のアルカリ玄武岩・ソレアイトと，（ii）通常の海洋島のアルカリ玄武岩・ソレアイトの2つのタイプがあることを示した。

一方，これまでの各種の研究成果に基づいて丹波テレーンの形成史がまとめられた。それによると，丹波テレーンは構造的上位の層序単元ほど年代が古く，構造的下位に向かって成長する付加体として解釈され（Nakae，1993），さらにI型・II型亜テレーンでは，それぞれ異なる形態の衝上断層系の発達により別個の付加・形成過程を経たことが指摘された（木村，2000）。

III. 1. 2 竹生島地域の研究史

竹生島地域を含む丹波帯に関する地質図の作成は，地質調査所による20万分の1名古屋図幅（三浦，1890）に始まり，その後滋賀県によって20万分の1地質図が編纂された（滋賀県，1954）。塚野・伊藤（1967）は敦賀市南部-琵琶湖北岸にかけての広い地域を調査し，それまで細分されていなかった丹波テレーンを，岩相の違いと石灰岩から産出した紡錘虫化石の年代に基づいて，下位より余呉層，奥川並層，賤ヶ岳層，金居原層，草野川層，土倉層，横山嶽層，三国嶽層に区分した。そして産出した紡錘虫化石に基づく化石帯を設定し，岩相区分との対比を検討した。さらに柳ヶ瀬断層を境にその東西で岩相地質構造に大きな違いがあることを述べた。竹生島地域では塚野・伊藤（1967）の層序区分のうち，^{しずがたけ}賤ヶ岳層がそのほとんどを占め，北東端のごく狭い地域に^{くさのかわ}草野川層が分布している。

滝本ほか（1965）は，琵琶湖北岸のマキノ町海津大崎にあるマキノ鉱山（スカルン鉍床）の調査報告を行い，合わせて周辺の地質図を公表している。

これ以降は，10万分の1滋賀県地質図（滋賀自然環境研究会編，1979），土地分類基本調査敦賀・竹生島（福井県編，1983），及び同調査竹生島（滋賀県編，1988）などの地質図が公表されている。これらの地質図では，丹波テレーンは古生界（石炭系-ペルム系）として扱われ，多くの断層と花崗岩類の貫入により複雑な地質構造を示しているとされた。なお脇田ほか（1992）は，竹生島地域を含む20万分の1地質図岐阜を編纂している。

竹生島地域内での最近の研究報告はないが，本地域に隣接する5万分の1地質図幅ならびに地域地質研究報告としては，近江長浜（磯見，1956），彦根東部（宮村ほか，1976），彦根西部（石田ほか，1984），熊川（中江・吉岡，1998），敦賀（栗本ほか，1999），横山（斎藤・沢田，2000），北小松（木村ほか，印

刷中) が出版されている。

Ⅲ. 2 概要

丹波テレーンは、砂岩・泥岩などの陸源性砕屑岩類と、それより年代の古い緑色岩・石灰岩・チャートなどの海洋性岩石類から構成された、ジュラ紀の付加複合体からなる。これは通常、地層の初生的上下・側方方向への連続性が様々な程度に破断され、異なる岩相が混在した複雑な地質構造をなしている。そこで、丹波テレーンの地質記載をする際に必要な、付加体地質学の観点に立った基本的な概念について解説する。

Ⅲ. 2. 1 海洋プレート層序と付加作用

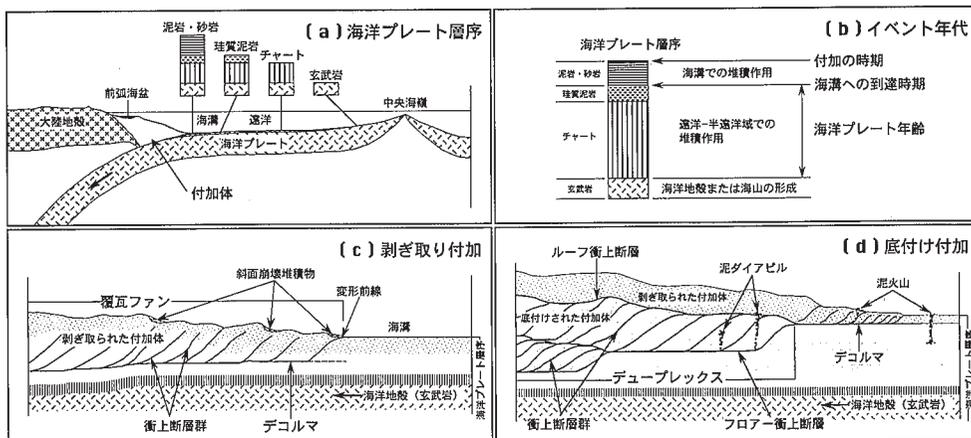
付加複合体の構成岩類の岩相組合せとその堆積年代から、付加する直前の海洋プレート上の岩相層序を復元することができる。この復元層序は一般的に下位より、海洋地殻あるいは海山・海洋島（玄武岩類）、遠洋性堆積物（チャート）、半遠洋性堆積物（珩質泥岩）、陸源性砕屑物（泥岩・砂岩）の順に累重している。この層序は、海洋プレートが遠洋域で形成されてから、大陸に向かって水平移動し、海溝に沈み込むまでの堆積環境の変遷を記録している（第8図a）。そのためこのような特徴を示す層序は、海洋プレート層序と呼ばれている（Taira *et al.*, 1989 ; Isozaki *et al.*, 1990）。またテレーンやコンプレックスを構成する堆積物が付加した年代は、陸源性砕屑岩類の堆積年代のうち最も若い年代で近似することができる（第8図b）。

海洋プレートが大陸プレートの下に沈み込むと、海洋プレート上の堆積物に衝上断層群（覆瓦ファン・デュプレックス）が形成される。これによって海洋プレート上の堆積物は剥ぎ取られ、その内部で陸源性砕屑岩類と海洋性岩石類とが複雑に混合し合いながら、大陸プレートの前面に付加していく（第8図c, d）。このような過程の結果として、衝上断層で境された堆積物が構造的に集積し、陸側に厚く海溝側に薄くなる楔状の地質体が形成されることになる。このように、堆積物が海洋プレートから大陸プレートへ移動する過程を付加作用（accretion）、この作用によって形成された地質体を付加体（accretionary wedge）と呼んでいる。

Ⅲ. 2. 2 地層の混在化と岩相記載

地層の破断・混在化や構造変形の程度に応じて、以下のように「整然相」、「破断相」、「混在相」の3相に分類する（第9図）。これらは岩石標本大から露頭規模あるいは地質図規模に至るまで、すべての規模において見られる。しかし露頭規模以下では、通常固有の岩石名によって記載できるので、本報告では「整然相・破断相・混在相」を、ある特定の岩相・構造を持つ岩石群からなり、縮尺5万分の1の地質図で表現できる規模を持つひとまとまりの地質体に対して用いることにする。

整然相：地層の初生的な堆積関係や上下・側方への連続性が保持されている。そのため岩相間は整合関係を基本とする。整然相は、単一の岩相からなる場合や複数の岩相の岩石が累重する場合がある。一般的に、砂岩・泥岩などの互層からなる成層砕屑岩層（第9図b）と、地層面にほぼ平行な衝上断層群



第8図 海洋プレート層序と付加作用

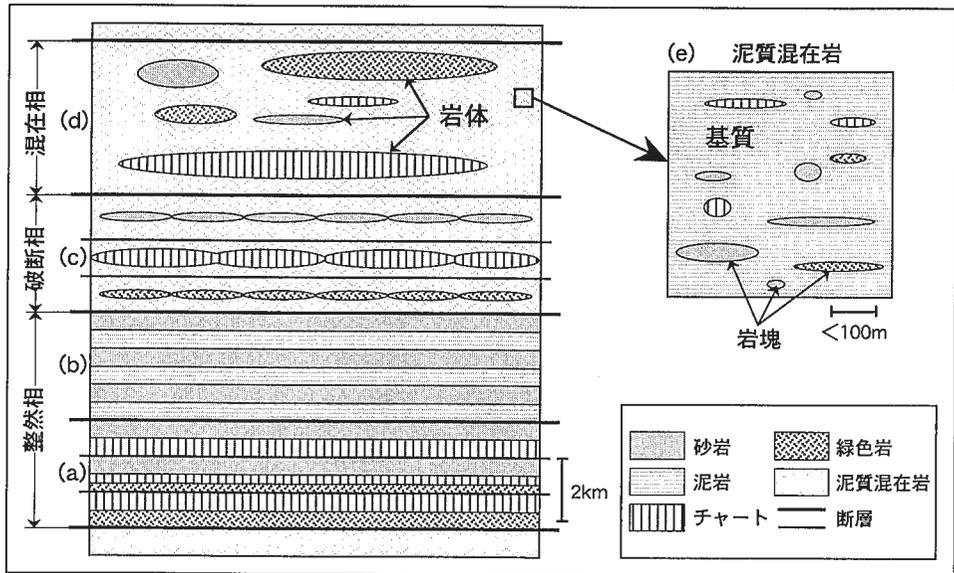
(a) 海洋プレートが中央海嶺で生成された後、その上位にチャート、珪質泥岩、泥岩・砂岩が堆積して、海洋プレート層序が形成される。(b) 海洋プレート層序が示す地質学的イベントの年代。(c) 海溝付近の付加体先端部では、ほぼ水平なデコルマから派生する陸側に傾斜した衝上断層がより海溝側に順次発生し、覆瓦ファンを形成する。これによって堆積物が剥ぎ取られ付加する。(d) 付加体のより深部では、デコルマは下方に転移する。これにより、堆積物はデュープレックスを形成しながら付加される。中江 (2000a) より引用。

によって、チャート-砕屑岩シーケンスに代表される海洋プレート層序が構造的に繰り返す覆瓦構造を示す(第9図a)場合とがある。

破断相: 地層としての連続性が部分的にあるいは全体的に破断している(第9図c)。地層が全体にわたって破断した場合は、走向方向に伸長した岩体を形成するが、岩体の側方への連続性により地層としての成層構造がある程度追跡できる。岩相間は剪断面や断層で接する場合や、接触面が不明瞭で異なる岩相が密着している場合もある。また、部分的に初生的な整合関係が残されることもある。

混在相: 地層としての連続性が完全に欠如し、様々な規模の岩体とそれを包有する泥質混在岩からなる(第9図d)。岩体は互いに完全に分離しており、側方に連続しない。堆積環境・堆積年代の異なる様々な岩相の岩体が混合している。ここでは便宜的に、岩体を縮尺5万の1の地質図において表現できる程度の規模(層厚100m以上)のものとする。また規模に応じて、大規模岩体(層厚500m以上・走向方向への連続性が5km以上)、中規模岩体(層厚300-500m程度・走向方向へ3-5km程度)、小規模岩体(層厚100-300m程度・走向方向へ300m-3km程度)に区分する。これらの岩体は、緑色岩・チャート・砂岩などの単一の岩相からなる場合もあれば、いくつかの岩相が複合している場合もある。

さらに泥質混在岩は、泥岩からなる基質と様々な岩相あるいは単一の岩相からなる岩塊(岩体以下の規模で縮尺5万分の1の地質図に表現できないもの)に細分される(第9図e)。岩体と泥質混在岩、ならびに岩塊と基質との集積形態は、それぞれ前者は後者に包有されている。そして、それらの接触関係は剪断面であったり、あるいは剪断面を伴わない密着した関係であることもある。



第9図 コンプレックスを特徴づける産状と構造

地層の破断・混在化の程度に応じて、整然相 (a-b)・破断相 (c)・混在相 (d) に分類される。整然相では、地層の初生的な堆積関係や上下・側方方向への連続性が保持されており、(a) は海洋プレート層序が衝上断層により繰り返し露出する覆瓦構造、(b) は砂岩・泥岩などの互層からなる成層碎屑岩層である。地層としての連続性が部分的に破断すると破断相 (c) を呈し、完全に破断し、地層が分断され岩体を形成すると混在相 (d) を示す。混在相は地層としての連続性が完全に欠如し、様々な規模の岩体とそれを包有する泥質混在岩からなる。泥質混在岩 (e) はさらに泥岩からなる基質と岩塊に細分される。中江 (2000b) より引用。

Ⅲ. 2. 3 丹波テレーンの形成史

既述のように丹波テレーンは、構造的低位のⅠ型亜テレーンと高位のⅡ型亜テレーンに2分されており、東西方向の軸を持つ波長10-20kmの褶曲 (シンフォーム・アンチフォーム) 構造をなしている (石賀, 1983; Imoto, 1984)。Ⅰ型・Ⅱ型亜テレーンの相違点として、(i) 古生代 (主にペルム紀) の緑色岩・石灰岩・チャートがⅡ型亜テレーンに頻繁に含まれるのに対し、Ⅰ型亜テレーンではそれらがほとんど認められない、(ii) Ⅱ型亜テレーンにはほとんど見られない珪質粘土岩と層状マンガがⅠ型亜テレーンには含まれている、ことが挙げられる。両亜テレーンのこのような違いは、両者が異なる様式の付加作用によって形成された可能性があることを示している (中江, 1993; 木村, 2000)。つまり、古生代の後半に生成された海洋プレートが海山を伴って前期-中期ジュラ紀にかけて沈み込み、その結果としてⅡ型亜テレーンが形成される。引き続き中期-後期ジュラ紀にかけては、海洋プレート上には海山がほとんど無く海洋プレート上面の地形は平坦になり、スムーズな沈み込み付加が起り、Ⅰ型亜テレーンを形成した。この際、チャート中にあるペルム紀-三畳紀境界の珪質粘土岩がデコルマとして機能したと考えられる (中江, 1993; Kimura and Hori, 1993)。

Ⅲ. 2. 4 丹波テレーンの層序区分と地質概要

本報告では竹生島地域の丹波テレーンについて、岩相組合せ・堆積年代・地質構造などの特徴を基

第1表 竹生島地域におけるコンプレックスの特徴

P: ペルム紀, T: 三疊紀, J: ジュラ紀, E: 前期, M: 中期, L: 後期, e: 前半, () は推定年代を示す

		岩相組合せと堆積年代					産状と地質構造		
		砂岩	泥岩・珪質泥岩	チャート	石灰岩	緑色岩	混在化	岩体の規模	岩体/泥質混在岩の割合
河内C	年代	—	eEJ-MJ	MP-MJ	E-MP	(EP)	混在相	小-大規模	上部は泥質混在岩が卓越下部は岩体が卓越
	岩相	小-大規模岩体として泥質混在岩に包有される。	泥質混在岩の基質として産出する場合と、小-中規模岩体としてチャートの上位に累重する場合がある。	大規模な岩体として泥質混在岩に包有される。灰色-赤色の層状チャートを主体とする	小規模岩体として泥質混在岩に包有される	大規模な岩体として産出する。玄武岩・ドレライトからなる。			
刀根C	年代	—	MJ	J	E-MP	(EP)	混在相	小-中規模	泥質混在岩が卓越
	岩相	小-中規模岩体として泥質混在岩に包有される。	泥質混在岩の基質として産出する場合と、小-中規模岩体としてチャートの上位に累重する場合がある。	小-中規模岩体として泥質混在岩に包有される。灰色の層状チャートを主体とする	泥質混在岩中に岩塊として包有される	小-中規模な岩体として泥質混在岩にわずかに包有される。玄武岩・ドレライトからなる。			
在原C	年代	—	M-eLJ	MT-MJ	eMP	(EP)	整然相と混在相	中-大規模	泥質混在岩が卓越
	岩相	岩体として泥質混在岩に包有される場合と、整然相としてチャートの上位に累重する場合がある。	泥質混在岩の基質として産出する場合と、岩体としてチャートの上位に累重する場合がある。	中-大規模岩体として泥質混在岩に包有される場合と、泥岩・砂岩を伴って整然相を構成する場合がある。灰色の層状チャートを主体とする。	小規模な岩体として泥質混在岩にわずかに包有される場合と、チャートと互層する場合がある。	小規模な岩体として泥質混在岩にわずかに包有される。玄武岩溶岩からなる。			

レックスは、刀根・在原の両コンプレックスの構造的上位に低角に累重しており、シンフォーム軸周辺に露出している。

竹生島地域の丹波テレーンは花崗岩類（江若花崗岩）に貫入され、その周辺域では接触変成作用を被っている。特に花崗岩体の近傍ではホルンフェルスになっているが、肉眼観察では泥岩に微細な黒雲母が晶出しているのが確認できる程度である。

なお竹生島地域における丹波テレーン構成岩の露出状況は極めて悪く、そのため岩相分布を調査する際には、露頭のみではなく山腹斜面に見られる転石の岩相と分布も参考にして、地質図を作成した。

III. 3 構造層序区分

III. 3. 1 河内コンプレックス (Kg)

河内コンプレックスは中江・吉岡（1998）によって定義・命名された。模式地は西隣の熊川地域内の、福井県^{おにゅう}東濃郡上中町熊川南方の河内周辺である。河内コンプレックスは岩相組合せの違いから見かけ下部と上部に識別できる。下部は緑色岩とチャートからなる大規模な岩体で構成され、上部は緑色岩・石灰岩・チャート・砂岩などの小-中規模岩体を包有する泥質混在岩からなる（第1表）。竹生島地域では、河内コンプレックス下部の緑色岩岩体のみが分布し、これを海津緑色岩岩体と呼ぶことにする。

海津緑色岩岩体

(1) 命名・模式地

新称。海津緑色岩岩体は、マキノ町海津の採石場跡地を模式地とする。

(2) 分布

海津緑色岩岩体は数ヶ所に分かれて分布する。最も広く分布するのはマキノ町海津東方の東山（594.8 m）から北に向かう稜線沿いの地域と、西浅井町大浦から菅浦の周辺地域である。これらのほかに本地城北西端（美浜町耳川上流部）と東部の木之本町赤尾西方の尾根にわずかに露出する。海津と大浦-菅清



第11図 河内コンプレックスの緑色岩
ハンマーの長さは約30cm

周辺では、海津緑色岩岩体を構成する緑色岩が、見かけ下位に位置する在原コンプレックスの地質構造に大きく斜交し、長径数km程度の広がりを持って分布する（第10図）。またそれ以外では、長径数100m程度の規模で稜線沿いに露出している。これらのことから、海津緑色岩岩体は衝上断層を境にして在原コンプレックスの構造的上位に位置すると判断できる。ただし、両者の境界は確認されていない。本岩体の上限は、露出が無く不明である。見かけの層厚は300-400m以上である。

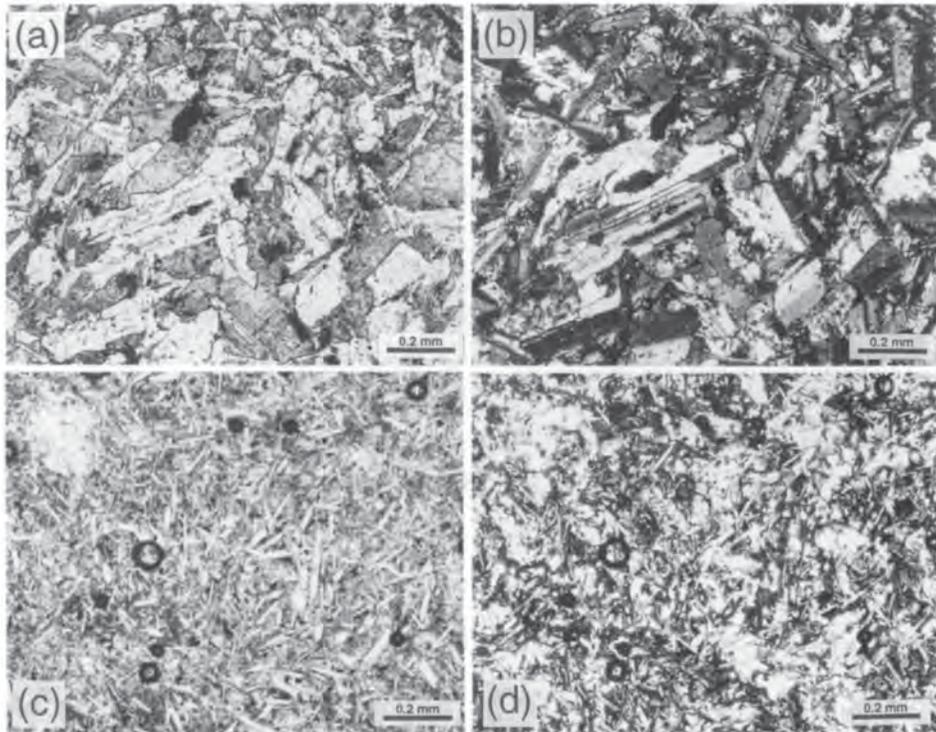
(3) 対比

竹生島地域北西端の海津緑色岩岩体は、熊川地域の河内コンプレックス（中江・吉岡，1998）及び敦賀地域の菅並^{すがなみ}コンプレックス（栗本ほか，1999）のうち、緑色岩が卓越する下部に連続する。したがって海津緑色岩岩体は、河内・菅並コンプレックスの一部に対比される。

(4) 岩相組合せ・産状

海津緑色岩岩体は、緑色岩のみから構成されるのが特徴である。緑色岩の見かけの厚さは300-400m以上であり、地表では数100m×数100mから2km×5km以上にわたって露出する。緑色岩には玄武岩・ドレライトが卓越し、玄武岩火山砕屑岩が含まれる。

緑色岩 (Kg)：玄武岩とドレライトを主体とし玄武岩火山砕屑岩を含むが、海津緑色岩岩体中ではドレライトが量的に最も多い。ドレライトは暗緑色で塊状な岩石であり（第11図）、顕微鏡下では斜長石と普通輝石を主成分鉱物とし（第12図a, b）、不透明鉱物やかんらん石が含まれることが確認できる。またドレライトは玄武岩に比べ構成鉱物の粒径が大きく、オフィティック組織-サブオフィティック組織が発達している。玄武岩は露頭では暗赤色-暗褐色を呈し塊状ないし枕状の熔岩として見られる。枕



第12図 河内コンプレックスの緑色岩の薄片写真

ドレライトは、斜長石と普通輝石を主成分鉱物とし不透明鉱物やかんらん石を含む。オフィティック組織-サブオフィティック組織が発達している (a: 単ニコル, b: 直交ニコル)。玄武岩は、中粒・短冊状の斜長石からなる石基がインターグラニューラー組織を示す。杏仁状構造をなす空隙 (左上) には、微晶質石英が充填している (c: 単ニコル, d: 直交ニコル)。

状熔岩には発泡構造が見られることがある。顕微鏡下では、インターグラニューラー組織を示す中粒・短冊状の斜長石からなる石基 (第12図c, d) と、まれに斜長石や普通輝石からなる斑晶が認めれる。玄武岩・ドレライトとも変質していることが多く、さらにカタクラスティックな破壊を被った試料が認められる。

(5) 原岩年代

竹生島地域の海津緑色岩岩体は緑色岩のみから構成されているので、化石の産出は無い。しかしながら周辺地域のコンプレックスの対比から、緑色岩の形成年代は前期ペルム紀ないしそれ以前と推定される。

Ⅲ. 3. 2 刀根コンプレックス (Tx, Tg, Tc, Ts)

(1) 命名・模式地

栗本ほか (1999) によって定義・命名された。敦賀地域では、敦賀市刀根西方の林道沿いが模式地である。竹生島地域では、敦賀地域から分布が連続する刀根コンプレックスがわずかに認められるだけな

ので、本報告では栗本ほか（1999）の名称を踏襲する。

(2) 分布

刀根コンプレックスは、本地域北西部の大谷山北西方の狭い範囲、ならびに北東部の賤ヶ岳隧道付近と木之本の東方に分布している（第10図）。刀根コンプレックスの上限を、北西部では河内コンプレックス下部の海津緑色岩岩体との境界としたが、北東部では上限は露出していない。下限については、下位の在原コンプレックスとの境界を明確にできなかったために、刀根コンプレックスのチャート岩体あるいは緑色岩岩体の基底部を持って便宜的に定めた。本地域での見かけの層厚は200-300m程度である。なお、敦賀地域において刀根コンプレックスの構造的上位に位置する尾羽梨^{おぼなし}コンプレックスは、本地域では分布しない。

(3) 対比

敦賀地域の刀根コンプレックス（栗本ほか，1999）は塚野・伊藤（1965，1967）の賤ヶ岳層・刀根層・杉箒層の大部分を含むが、竹生島地域では塚野・伊藤（1967）の賤ヶ岳層下部に対比される。また斎藤・沢田（2000）の久瀬^{くせ}ユニットに相当する。

(4) 岩相組合せ・産状

竹生島地域の刀根コンプレックスは混在相を呈し、緑色岩・チャート・砂岩からなる小-中規模岩体（敦賀地域では石灰岩の小規模岩体を含む）と、それらを包有する泥質混在岩からなる。

泥質混在岩（Tx）：泥質混在岩は様々な岩相からなる岩塊を含む泥質岩からなる。基質は、黒色-暗灰色を呈し、シルト-細粒砂大の碎屑粒子を含む淘汰の悪い泥岩である。砂岩の岩塊が量的に最も多く、チャートや緑色岩の岩塊は比較的少ない。岩塊は長径が数cmから数m程度の規模を持ち、完全に分離・分散し基質に支持されたような産状を示す。

緑色岩（Tg）：本地域北東部に分布する緑色岩は、暗赤色-暗褐色の玄武岩ないし細粒のドレライトからなる。剪断と風化を強く受けているため、露頭では塊状なのか枕状なのか判別しにくい。見かけの層厚が100m程度の小規模岩体として産出する。

チャート（Tc）：本地域北西部で見られるチャートは、灰色-暗灰色の珪質と黒色の泥岩薄層との律動的な互層からなる層状チャートとして露出する。珪質層の厚さは1-10cm程度で、泥岩層の厚さは5mm以下である。鏡下観察では、隠微晶質-微晶質石英から構成されていることが確認できる。再結晶化が著しく石英脈が多く発達しているため、放散虫遺骸や海綿骨針などは全く見られない。見かけの層厚が500mから1km程度の小規模-中規模岩体として産出することが多く、また泥質混在岩中の岩塊としても認められる。

砂岩（Ts）：砂岩は暗灰色を呈し中粒-粗粒で、層理面が不明瞭な塊状砂岩として見られる。砂岩は見かけの層厚が100mから500m程度の小規模岩体として産出するほか、泥質混在岩中の岩塊として多く含まれる。

(5) 産出化石及び年代

本コンプレックスからは化石が得られていない。敦賀地域の刀根コンプレックスでは、石灰岩から前期ペルム紀の紡錘虫化石（塚野・伊藤，1965）が、また泥質混在岩の泥岩・珪質泥岩から中期ジュラ紀の放散虫化石（栗本ほか，1999）が産出している。

Ⅲ. 3. 3 在原コンプレックス (Ax, Ag, Al, Ay, Ac, Ai, Am, As)

(1) 命名・模式地

在原コンプレックスは、敦賀地域において栗本ほか(1999)によって定義・命名され、マキノ町在原から北方の乗鞍岳に至る林道沿いが模式地とされた(第13図)。敦賀地域の在原コンプレックスの分布が竹生島地域にも連続するが、本地域では適当な模式地が設定できなかったため、本報告では栗本ほか(1999)の名称を踏襲する。

(2) 分布

在原コンプレックスは、本地域北西部の今津町酒波^{さなみ}とマキノ町牧野-海津から琵琶湖北岸の西浅井町大浦-月出^{つきで}を経て、北東部の木之本町赤尾ならびに高月町西野にかけて広く分布する(第10図)。北西部と北東部では、本コンプレックスは刀根コンプレックスの構造的下位に位置するが、琵琶湖北岸では刀根コンプレックスを欠いて河内コンプレックスの海津緑色岩岩体の構造的下位に位置している。在原コンプレックスの上限は、海津緑色岩岩体あるいは刀根コンプレックスによって断たれて、下限は第四系と琵琶湖に覆われ不明である。見かけの層厚は、2,500m以上である。

(3) 対比

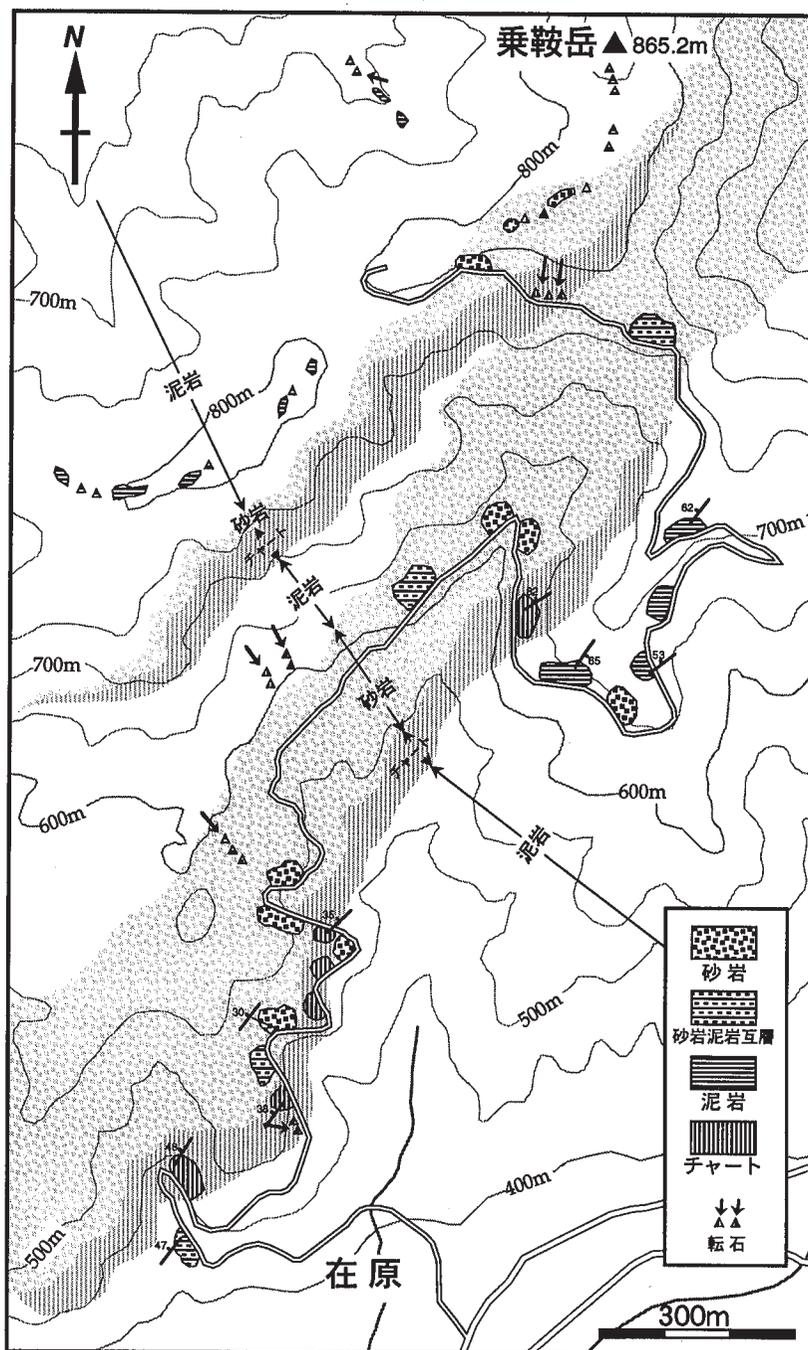
在原コンプレックスは、敦賀地域では塚野・伊藤(1967)の賤ヶ岳層下部に、竹生島地域では同じく賤ヶ岳層上部に相当する。また本地域の在原コンプレックスは、西隣の熊川地域に分布する椋川^{むくがわ}コンプレックス(中江・吉岡, 1998)の東方延長である。

(4) 岩相組合せ・産状

竹生島地域の在原コンプレックスでは、整然相あるいは破断相が卓越し、混在相を伴っている(第1表)。整然相では、チャート・珪質泥岩・泥岩・砂岩などからなる大規模な岩体が泥質混在岩を挟まずに累重し、地質図上では混在化が認められない、見かけ整然とした様相を呈する。破断相は、整然相と比較して大規模岩体の側方への連続性が乏しく、岩体間に泥質混在岩を挟む。混在相は、緑色岩・石灰岩・チャート・砂岩などの岩体とそれを包有する泥質混在岩からなる。本地域北西部では、砂岩やチャートからなる中規模-大規模岩体を包有する泥質混在岩が卓越するが、東側では、次第に泥質混在岩が減少し、砂岩・チャートなどの岩体の規模が大きくなるとともに、泥質混在岩を間に挟まず累重し、全体として整然相を呈する傾向が認められる。

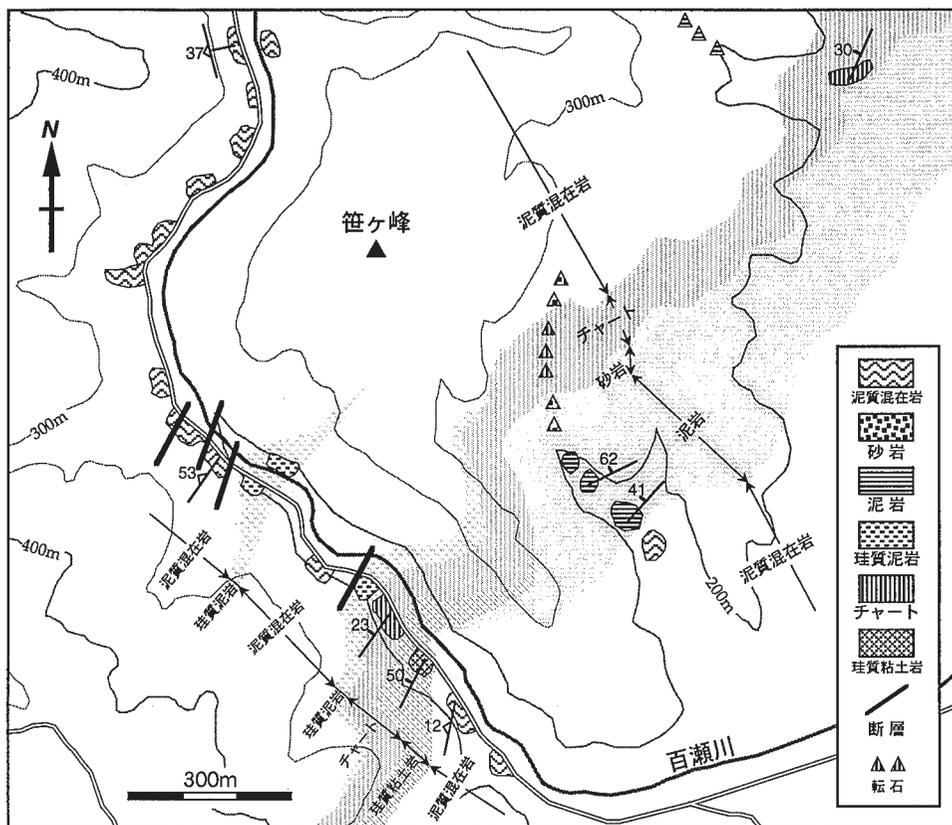
模式地(第13図)では、見かけ下位(南側)に泥岩が分布し、より上位にチャート・砂岩が繰り返し露出し、さらにその上位には再び泥岩が認められる。本地域北西部の今津町酒波北方の百瀬川沿いでは、見かけ下位(南側)に泥質混在岩と泥岩が分布し、その上位に珪質粘土岩・チャート・珪質泥岩が累重する(第14図)。これらの産状は、チャート-砕屑岩シーケンスの一部に類似する岩相層序である。

泥質混在岩 (Ax) : 泥質混在岩は様々な岩相からなる岩塊を含む泥質岩からなる。基質の泥岩は、黒色-暗灰色を呈し、シルト-細粒砂大の砕屑粒子を含む淘汰の悪い泥岩である。また鱗片状劈開が発達し、そのため強い剥離性を示すことが多い。岩塊は、長径が数cm程度の規模から見かけの層厚が100m程度の規模を持ち、砂岩・珪質泥岩・チャート・石灰岩・玄武岩といった様々な岩相からなるが、砂岩の岩塊が量的に最も多く、石灰岩・緑色岩の岩塊はまれである。また岩塊は、完全に分離・分散



第13図 模式地における在原コンプレックスのルートマップ

見かけ下位（南側）に泥岩が分布し、より上位にチャートと砂岩が繰り返し露出し、さらにその上位には泥岩が認められる。マキノ町在原（教賀地域内）。



第14図 竹生島地域北西部における在原コンプレックスのルートマップ
見かけ下位(南側)から珪質粘土岩、チャート、珪質泥岩が累重する。この産状は、チャート-砕屑岩シーケンスの一部に相当する岩相層序である。今津町酒波北方の百瀬川沿い。

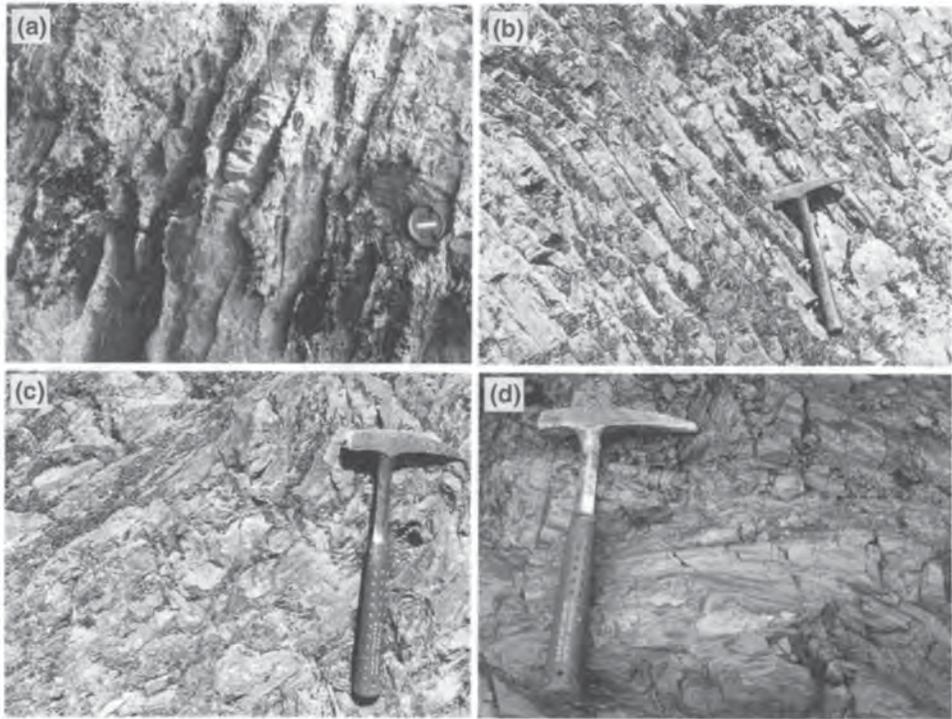
し基質に支持されたような産状を示す。

緑色岩 (Ag) : 緑色岩としては、マキノ町白谷東方で、発泡した玄武岩溶岩が露出しているが、著しく風化している。この緑色岩は小規模な岩体をなしていると思われる。

石灰岩 (Al) : 石灰岩は小規模な岩体として混在相に含まれ、マキノ町白谷東方、海津北西方、海津大崎周辺、西浅井町菅浦南東方などに分布している(第15図a)。灰色-灰白色を呈し、結晶質で塊状なミクライトが多い。

珪質粘土岩 (Ay) : 珪質粘土岩はチャートに密接に伴い、その下位に位置する。珪質粘土岩は、灰色-灰緑色の極細粒珪質粘土岩を主体として、灰色のチャートと互層し次第に層状チャートに移化する。一般的にはこの珪質粘土岩は黒色の粘土岩とともに層厚3-15cm程度の互層をなすが、本地域では観察されなかった。この珪質粘土岩には劈開が発達し、また粘土鉱物と隠微晶質石英からなりシルト大以上の砕屑物を欠くのが特徴である(第16図a)。

チャート (Ac) : チャートと泥岩薄層との律動的な互層からなる層状チャートとして露出することが



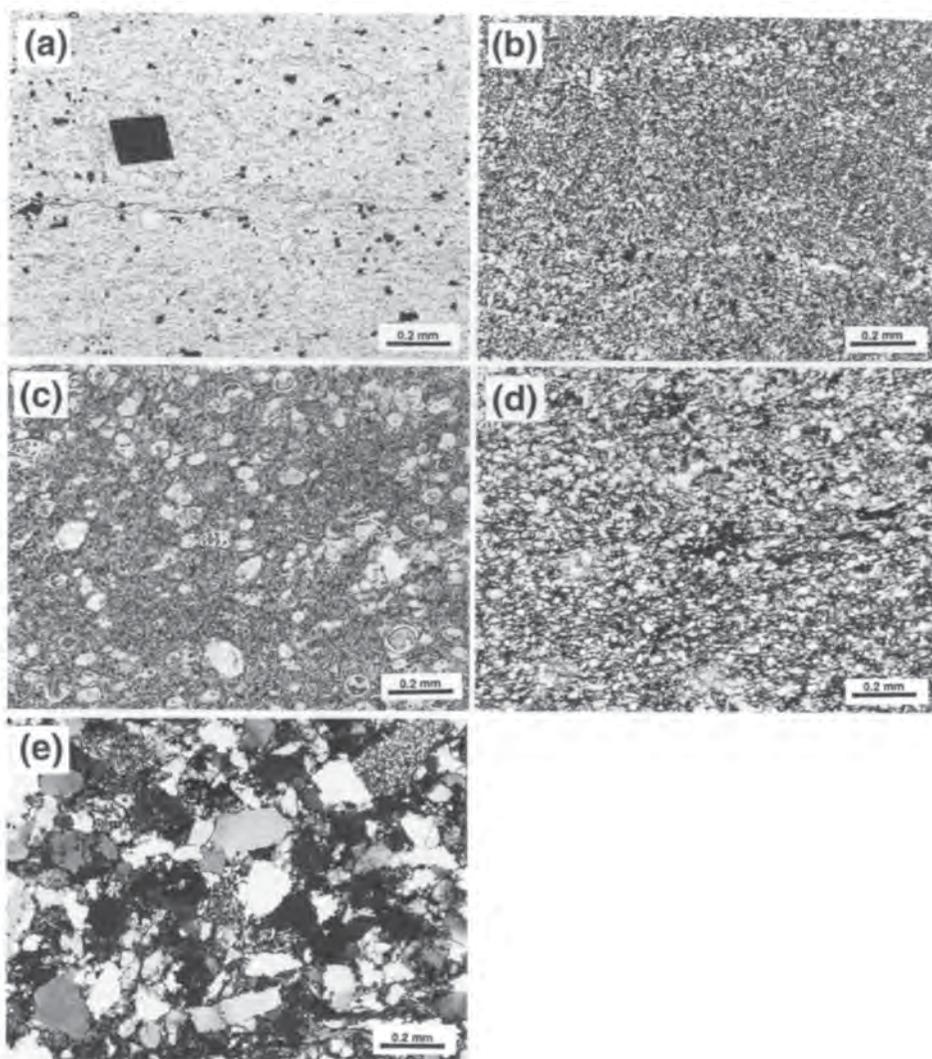
第15図 在原コンプレックスの各岩相の露頭写真

(a) : 石灰岩 (マキノ町海津), (b) : チャート (マキノ町在原), (c) : 珪質泥岩 (マキノ町在原), (d) : 泥岩 (今津町酒波). レンズキャップの直径は約5cm, ハンマーの長さは約30cm.

一般的であるが、泥岩薄層が欠如し層理が不明瞭になる場合も認められる。チャート単層は厚さ1-10 cm程度で、泥岩単層は5mm以下であることが多い(第15図b)。チャートは灰色-暗灰色-黒色を呈することが多く、白色あるいは灰緑色を呈する場合もある。鏡下観察では、隠微晶質-微晶質石英から構成されていることが確認できる(第16図b)が、再結晶化が著しく石英脈が多く発達している場合もある。粘土鉱物のほかには、シルト大以上の明瞭な碎屑粒子は全く認められない。チャート全体が再結晶しているため、放散虫遺骸や海綿骨針は認識できないことが多い。また赤色チャートには不透明鉱物が多く含まれている。

珪質泥岩 (Ai) : 珪質泥岩は暗灰色-灰白色を呈し、シルト大の粒子をあまり含まず、葉理などの内部堆積構造がほとんど見られない均質な泥質岩である(第15図c)。珪質泥岩は層状チャートの近傍に露出することが多く、しばしば層状チャートから漸移しその上位に重なることが、露頭で確認できる。鏡下観察からは、ごく微細な石英粒子や粘土鉱物からなることがわかり、石英などのシルト大の碎屑粒子や不透明鉱物が見られるがあまり多くない(第16図c)。

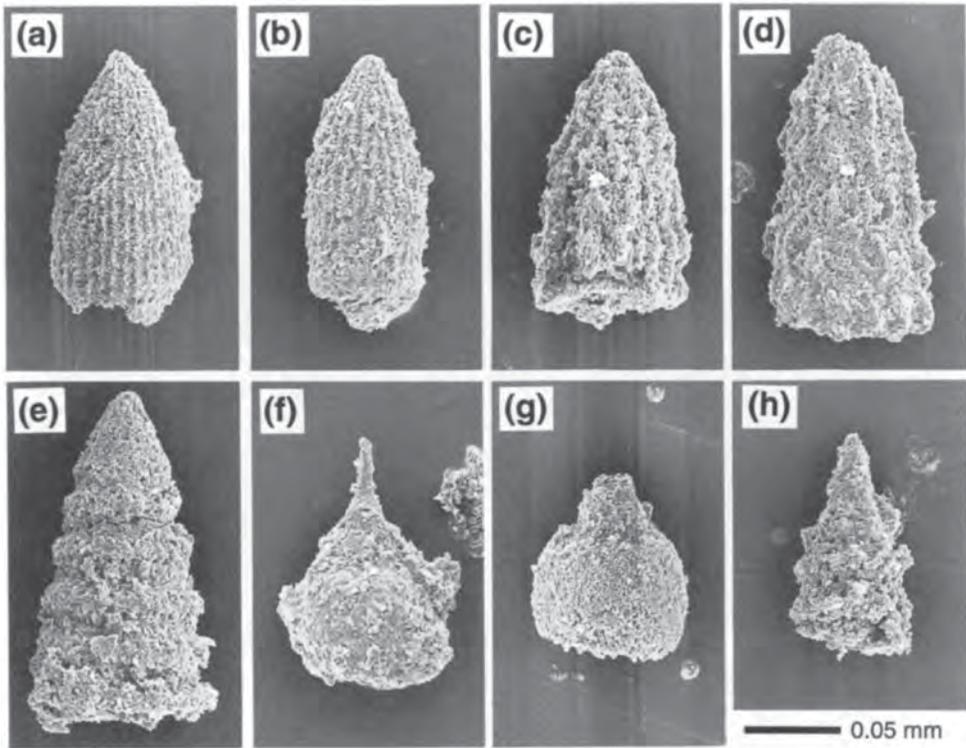
泥岩 (Am) : 泥岩には、暗灰色の細粒で均質な泥岩やシルト質泥岩、あるいは黒色の鱗片状泥岩など岩相の異なる泥質岩が含まれる。通常は、シルト大以下の細粒な碎屑粒子からなる暗灰色-黒色の泥岩であるが、シルト-細粒砂の葉理ないし薄層を挟在することもあり(第15図d)、部分的に粗粒なところ



第16図 在原コンプレックスの各岩相の顕微鏡写真

(a) : 珪質粘土岩 (今津町梅原) . ごく微細な粘土鉱物と隠微晶質石英からなり、自形した黄鉄鉱 (左上の黒色の菱形) が含まれる. 単交ニコール. (b) : チャート (マキノ町荒路) . 微晶質石英から構成されるが、全体的に再結晶している. 直交ニコール. (c) : 珪質泥岩 (マキノ町石庭) . 微晶質石英や粘土鉱物からなる基質中に放散虫化石が多く含まれる. 単交ニコール. (d) : シルト質の黒色泥岩 (今津町梅原) . 珪質泥岩と比較すると石英や斜長石などの碎屑粒子が多く含まれる. 直交ニコール. (e) : 砂岩 (マキノ町海津) . 碎屑粒子として石英, 斜長石, 黒雲母, 岩片などを含む. 直交ニコール.

はシルト岩となる. 鏡下では石英や長石などの碎屑粒子と粘土鉱物が認められる (第16図d) . また微細な粘土鉱物が走向配列する様子が観察されることもある. 在原コンプレックスでは、これらの泥岩からなる岩体の規模は層厚100-300mで走向方向に3-5km程度のものから、チャート・砂岩とともに整然相として分布するものまでである.



第17図 在原コンプレックスの珪質泥岩から産出した放射虫化石の電子顕微鏡写真
 (a) : *Archaeodictyomitra* sp., (b) : *Archaeodictyomitra* sp. cf. *A. suzukii*, (c) - (d) : *Hsuum* sp., (e) :
Dictyomitrella (?) sp., (f) : *Eucyrtidiellum unumaense*, (g) : *Eucyrtidiellum* sp., (h) : *Paruicingula* sp.

砂岩 (As) : 泥質混在岩に包有された岩体を構成するものと、チャートとともに整然相をなすものがある。一般に成層した砂岩や層理が不明瞭になった塊状砂岩として見られるが、一部では砂岩泥岩互層を含んでいる。砂岩はチャートまたは泥岩の見かけ上位に分布する傾向がある。露頭では一般に暗灰色を呈し、中粒-粗粒の碎屑粒子からなる。鏡下では、石英・斜長石・黒雲母・岩片などからなることが確認できる (第16図e)。

(5) 産出化石及び年代

マキノ町西浜北方の山崎山の南側斜面 (地点F1) と西浅井町菅浦南東方の西側斜面 (F2) の2地点の石灰岩から、*Pseudofusulina* sp. や *Parafusulina* sp. などの中期ペルム紀を示す紡錘虫化石の産出が報告されている (塚野・伊藤, 1967)。マキノ町石庭西方 (地点R) の珪質泥岩から、*Archaeodictyomitra* 属、*Dictyomitrella* (?) 属、*Eucyrtidiellum* 属、*Paruicingula* 属、*Hsuum* 属などの放射虫化石を新たに産出した (第17図)。これらは保存状態が悪く多くの化石の種は同定できない。しかしながら *Archaeodictyomitra* sp. cf. *A. suzukii*, *Dictyomitrella* (?) sp., *Eucyrtidiellum unumaense* 共産関係から、指示年代はおおよそ中期ジュラ紀であるとみなされる。

Ⅲ. 4 対比と地質年代

Ⅲ. 4. 1 対比

コンプレックスの対比は、岩相組合せと堆積年代、ならびに混在相や整然相といった構造要素などを基準に行うことができる。丹波テレーンのコンプレックスの対比については、すでにNakae (1993) と中江 (2000b) , 及び木村ほか (1994) と木村 (2000) によって試案が出されているが、ここでは竹生島地域と隣接する地域のコンプレックスの対比について検討する (第2表)。

(1) 海津緑色岩岩体

海津緑色岩岩体は数ヶ所に分断されて露出しているが、緑色岩のみから構成されるという特徴から、初生的には見かけの層厚が300-400m程度で側方へ10数km以上の広がりを持っているとみなされる。緑色岩のみから構成されるという点では、熊川地域の河内コンプレックスと敦賀地域の菅並コンプレックスの下部に見られる大規模な緑色岩岩体に類似し、地質図上でも海津緑色岩岩体の分布は、河内・菅並の両コンプレックス下部の緑色岩岩体から連続している。したがって海津緑色岩岩体は、河内・菅並コンプレックスの一部である。

河内・菅並コンプレックスでは、基底部の緑色岩体の見かけ上位にチャート・緑色岩・砂岩などの岩体を伴う泥質混在岩が見られ、さらに菅並コンプレックスは横山地域の舟伏山ユニットふなふせやま (斎藤・沢田, 2000) へ連続している。

(2) 刀根コンプレックス

刀根コンプレックスは泥質混在岩を主体とし、緑色岩・チャート・砂岩の小規模岩体を比較的少量含む混在相である。このような特徴は、分布が連続する敦賀地域の刀根コンプレックスだけでなく、横山地域においても久瀬ユニット (斎藤・沢田, 2000) として認められる。これに対し熊川地域では、刀根コンプレックスに相当するコンプレックスは存在しない。

(3) 在原コンプレックス

在原コンプレックスに連続する熊川地域の椋川コンプレックスでは、泥質混在岩を主体としチャートからなる中規模岩体を伴っている。このチャートは下位に珪質粘土岩を伴い上位に珪質泥岩・泥岩が累重している。さらにペルム紀のチャートは存在していない。このような特徴は、竹生島地域北西部の在原コンプレックスにも認められる。一方、敦賀地域や竹生島地域北東部の在原コンプレックスは椋川コンプレックスとは異なり、泥質混在岩をあまり含まず、チャート・泥岩・砂岩からなる整然相ないし破断相を呈している。このことから本地域周辺では、一連のコンプレックスである在原-椋川コンプレックスの構成要素が、側方へ西から東に向けて、混在相主体から整然相主体に漸移的に変化することを示している。

Ⅲ. 4. 2 地質年代と海洋プレート層序

竹生島地域の丹波テレーンからの産出化石は非常に少なく、コンプレックス構成岩の年代を決定することができない。したがって先に述べたように、対比が可能な隣接地域のコンプレックスからの産出化

第2表 竹生島地域及びその周辺地域におけるコンプレックスの対比

熊川地域 中江・吉岡 (1998)	竹生島地域 本報告	敦賀地域 栗本ほか (1999)	横山地域 斎藤・沢田 (2000)
		檜 曲	檜 曲
多 田			
下根来			
		尾羽梨	左門岳
河 内	(海津緑色岩岩体)	菅 並	舟伏山
	刀 根	刀 根	久 瀬
椋 川	在 原	在 原	
由良川			

石の資料を合わせて、本地域のコンプレックスの地質年代を推定する。さらに、本研究で得られた岩相と年代の関係と、周辺地域での研究成果（中江・吉岡，1998；栗本ほか，1999；斎藤・沢田，2000）とを合わせて、各コンプレックスの初生層序を復元する（第18図）。

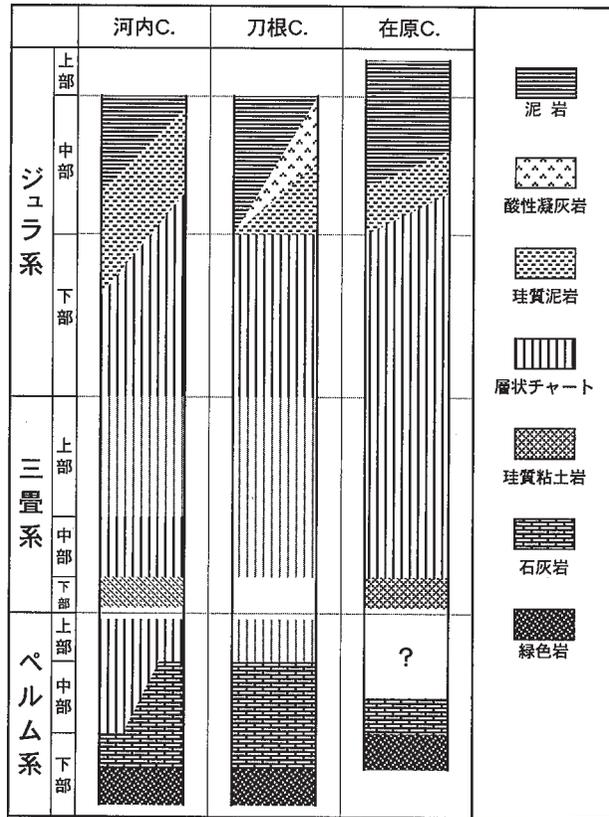
(1) 河内コンプレックス

海津緑色岩岩体は、熊川地域の河内コンプレックスと敦賀地域の菅並コンプレックスの下部の緑色岩岩体に相当する。河内及び菅並の両コンプレックスの緑色岩の形成年代は、これに付随する石灰岩の年代が前期-中期ペルム紀を示す（中江・吉岡，1998；栗本ほか，1999）ことから、前期ペルム紀あるいはそれ以前と推定される。したがって海津緑色岩岩体の原岩形成年代も、前期ペルム紀あるいはそれ以前と考えられる。緑色岩以外の河内コンプレックスと菅並コンプレックスの構成岩は、前者では石灰岩が前期-中期ペルム紀，チャートが後期ペルム紀・前期-中期ジュラ紀，珪質泥岩と泥岩が中期ジュラ紀，そして後者ではチャートは中期ペルム紀を示している（中江・吉岡，1998；栗本ほか，1999）。また横山地域の舟伏山ユニット構成岩では、チャートがペルム紀・中期三畳紀，珪質泥岩が前期ジュラ紀の後半-中期ジュラ紀の初頭を，泥岩が中期ジュラ紀を示している（斎藤・沢田，2000）。

これらより河内コンプレックスの初生的な岩相層序（海洋プレート層序）は、下位より緑色岩（下部ペルム系），石灰岩（下部-中部ペルム系），チャート（中部ペルム系-中部ジュラ系），珪質泥岩（下部-中部ジュラ系），泥岩（中部ジュラ系）となり，海津緑色岩岩体はこの層序の一部であるとみなされる。

(2) 刀根コンプレックス

竹生島地域の刀根コンプレックスからは化石の産出がなく，しかも敦賀地域の刀根コンプレックス構成岩の年代は石灰岩と泥岩・酸性凝灰岩しか知られておらず，それぞれ後期石炭紀と前期-中期ペルム紀，ならびに中期ジュラ紀である（塚野・伊藤，1967；栗本ほか，1999）。しかしながら栗本ほか（1999）の刀根コンプレックスのうち，塚野・伊藤（1967）が杉箸層としていた部分には石炭紀の石灰岩が含まれることから，中江（2000b）はこれを刀根コンプレックスから除外した。また横山地域の久瀬ユニット構成岩の年代は，珪質泥岩が中期ジュラ紀を，泥岩が中期ジュラ紀の中頃を示し，チャートは前期ジュラ紀と推定された（斎藤・沢田，2000）。さらに横山地域東方の谷汲地域では，久瀬ユニットに相当する泥岩の年代は中期ジュラ紀の後半である（斎藤，1989）。



第18図 竹生島地域における丹波テレーンの復元層序

薄い紋様は、堆積年代が推定であることを示す。本研究と中江・吉岡（1998）、栗本ほか（1999）、斎藤・沢田（2000）により作成。

以上より刀根コンプレックスの初生的岩相層序（海洋プレート層序）は、下位から緑色岩（下部ペルム系）、石灰岩（下部-中部ペルム系）、チャート（下部ジュラ系）、珪質泥岩（中部ジュラ系）、泥岩（中部ジュラ系）となる。

(3) 在原コンプレックス

竹生島地域の在原コンプレックスでは、石灰岩から中期ペルム紀の前半を示す紡錘虫化石が、そして珪質泥岩から中期ジュラ紀の放射虫化石が産出している。また熊川地域の棕川コンプレックスでは、チャートが中期三畳紀から中期ジュラ紀を示し、珪質泥岩は中期ジュラ紀の中頃を、泥岩は中期ジュラ紀-後期ジュラ紀の初頭を示している（中江・吉岡，1998）。したがって在原コンプレックスの初生的岩相層序（海洋プレート層序）は、中部ペルム系の緑色岩・石灰岩が基底部に位置し、その上位に三畳系-中部ジュラ系のチャート、中部ジュラ系の下部の珪質泥岩、中部ジュラ系-上部ジュラ系の下部の泥岩の順に累重している。またこの層序では、ペルム系のチャートが欠如していると考えられる。

Ⅲ. 5 丹波テレーンの地質構造

竹生島地域における丹波テレーンの主要な地質構造には、コンプレックスを特徴づける変形構造と、さらにこれら初期の基本構造を変位・変形させた後期の変形構造がある。初期の構造としてはコンプレックス境界をなす衝上断層や在原コンプレックスで推定される覆瓦構造などの衝上断層群が、また後期の構造としてはコンプレックスを褶曲させたシンフォーム・アンチフォームとこれらを切断する高角断層が挙げられる。なお高角断層とその一部である活断層は、丹波テレーンのみならず江若花崗岩や第四系も変位させている場合があるので、これについては第Ⅵ・Ⅶ章で記述する。

Ⅲ. 5. 1 コンプレックス境界衝上断層

各コンプレックスの境界は衝上断層であると推定されるが、その露頭は確認されていない。緑色岩から構成される竹生島地域の河内コンプレックスは、その構造的低位の在原コンプレックスの岩相分布や褶曲などの地質構造とは斜交して分布している（第10図参照）。このことは、両コンプレックス間には構造的な不連続面が存在することを意味しており、これを衝上断層による構造であると推定するのが妥当であろう。

さらに周辺地域を含めて見ると、本地域の北東部と北西部では刀根コンプレックスの分布が認められるが、琵琶湖北岸では刀根コンプレックスが欠如し、河内コンプレックスと在原コンプレックスが接する。このことは、河内コンプレックスの基底に推定される衝上断層が、コンプレックスの帯状配列に斜交していることを示唆するのか、あるいは刀根コンプレックス自体の分布が初生的に途切れていたことを表しているかの、2つの可能性が考えられる。

Ⅲ. 5. 2 覆瓦構造

在原コンプレックスでは、珪質粘土岩、チャート、泥岩・砂岩の順に露出する傾向が認められる。また各岩相間では、整合的に移化することが確認できる場合がある。ただし泥岩から見かけ上位の珪質粘土岩あるいはチャートに移化する関係は見いだせない。このことは珪質粘土岩またはチャートが基底をなし、その上位に珪質泥岩、泥岩が累重したことを示している。また在原コンプレックス全体にわたってこの層序は数回繰り返し露出し、類似の層序的關係が認められる。このような産状から、上記の層序が1つのシートを構成し、それらが累重した覆瓦構造をなしていると考えられる。各シートの基底部の様子は実際には観察できなかったが、衝上断層によって下限が画されていると予想される。

Ⅲ. 5. 3 褶曲（シンフォーム・アンチフォーム）構造

在原コンプレックスの構造は西側から、北東-南西走向・北西傾斜、北西-南東走向・北東傾斜、北東-南西走向・北西傾斜の順に変化している。つまり、南北性で北に緩くブランチする軸を持つ褶曲（シンフォーム・アンチフォーム）構造をなしていると考えられる（第10図参照）。褶曲軸のうちシンフォーム軸周辺には、在原コンプレックスの構造的上位に位置する河内コンプレックスまたは刀根コン

プレックスが分布する傾向がある。

この褶曲構造は、コンプレックス境界や覆瓦構造をなす衝上断層を曲げている。敦賀地域内でも、河内-菅並コンプレックスや刀根コンプレックスの分布形態から、南北性のアンチフォームの存在が認められるが、このアンチフォーム軸付近に江若花崗岩が貫入している（第6図参照）。しかしながら、江若花崗岩がこの褶曲構造によって変形を被ったかどうかは定かではない。

IV. 火成岩類

(内藤一樹・中江 訓)

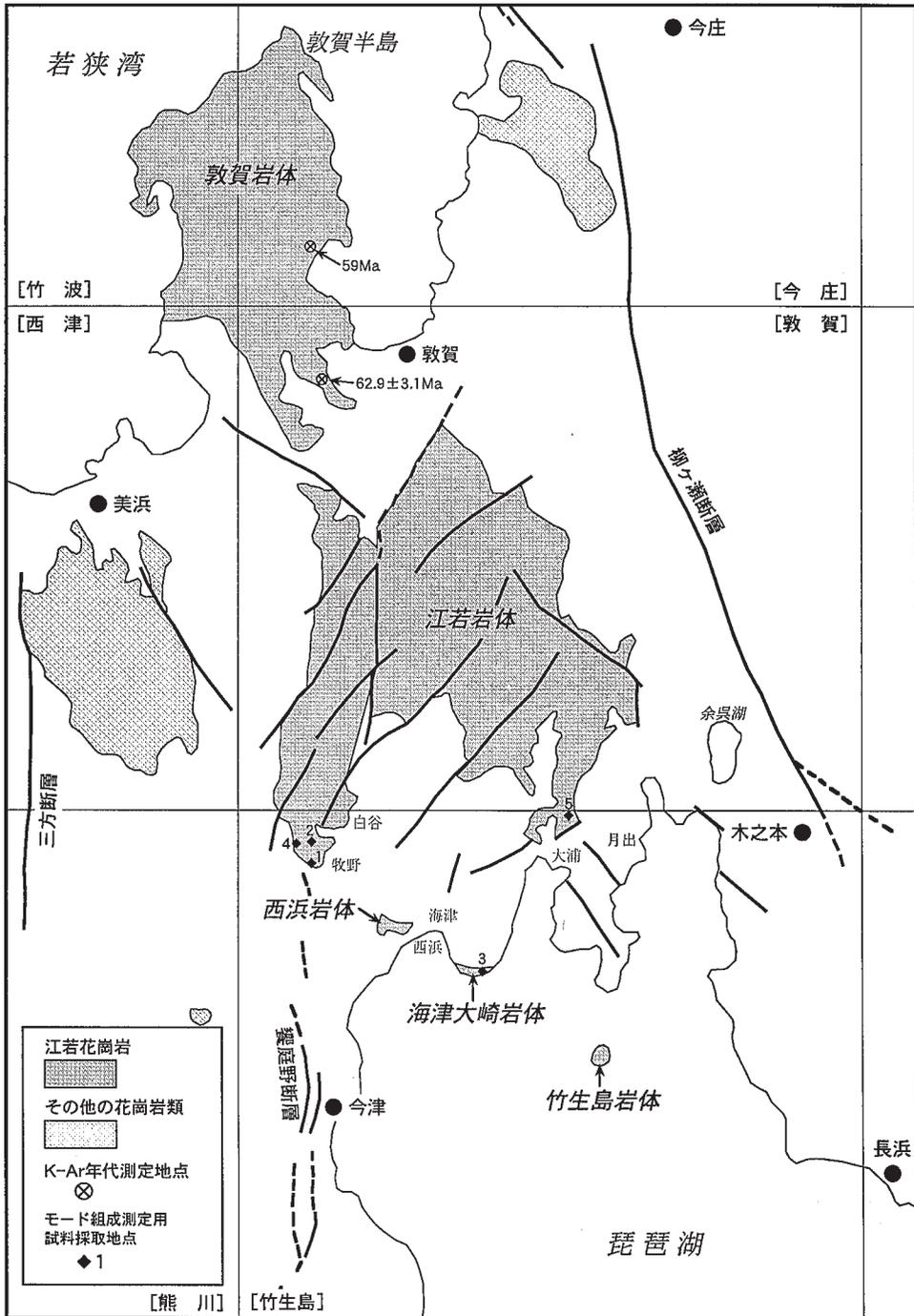
竹生島地域における火成岩類としては、黒雲母花崗岩からなる花崗岩体と、花崗斑岩・花崗閃緑斑岩・花崗閃緑岩からなる岩脈が認められる。両者は周辺の丹波テレーンに貫入し接触変成を与えている。花崗岩体の分布はあまり広くないが、本地域北部に分布する岩体は、北隣の敦賀地域に見られる大規模な花崗岩体の連続である。一方、岩脈は比較的小規模である。

IV. 1 江若花崗岩

IV. 1. 1 研究史

琵琶湖北方に位置する竹生島地域北部から敦賀地域にかけて見られる花崗岩類は、20万分の1名古屋図幅（三浦，1890）と20万分の1敦賀図幅（大築・清野，1919）によって初めてその分布が示され、その年代は古生代以降、第三紀以前と推定された。その後、河野・植田（1966）が敦賀半島に露出する黒雲母花崗岩から59Maの黒雲母K-Ar年代を報告し、さらに藤本（1979）がこの地域の花崗岩類に対して「江若^{こうじやく}花崗岩」という名称を用いて、岩相を記述した。これ以降は、琵琶湖北方に分布する花崗岩類についての目立った研究報告はなかった。一方、竹生島地域を含む地質図としては、土地分類基本調査敦賀・竹生島（福井県編，1983）、同調査竹生島（滋賀県編，1988）、及び20万分の1地質図岐阜（脇田ほか，1992）などが公表され、江若花崗岩の年代が古第三紀とされている（脇田ほか，1992）。

最近になって、澤田ほか（1997）は竹生島地域北部から敦賀地域にかけての江若花崗岩を、粗粒黒雲母花崗岩、中粒黒雲母花崗岩、細粒斑状花崗岩に区分し、さらにそれぞれの岩相の岩石学的・化学的特徴について詳細な研究を行った。また敦賀半島を含む敦賀地域の江若花崗岩については、栗本ほか（1999）もほぼ同様の岩相区分と岩石記載を行うとともに、粗粒黒雲母花崗岩から約63Maの黒雲母K-Ar年代を報告した。



第19図 竹生島地域及びその周辺に分布する花崗岩類

福井県編 (1983, 1986), 滋賀県編 (1988), 澤田ほか (1997), 栗本ほか (1999), 及び本研究より作成。モード組成測定用試料採取地点の番号は第20図の番号に一致。

IV. 1. 2 概要

(1) 名称

竹生島地域とその北方に露出する花崗岩類は、その分布から4地域に分けることができる(第19図)。これらのうち、敦賀半島全域に分布する花崗岩類はこれまで「敦賀花崗岩」などと呼ばれ(福井県編, 1986; 原山ほか, 1988), 敦賀市南部から福井・滋賀県境にかけて分布する花崗岩類は「江若花崗岩」と名付けられた(藤本, 1979)。また、澤田ほか(1997)は藤本(1979)の江若花崗岩に対し、「江若花崗岩体」と命名した。これらに対し栗本ほか(1999)は、敦賀花崗岩と江若花崗岩とは共通した記載岩石の特徴を持つことから、両者を一括して江若花崗岩という名称を用いることを提案した。本報告では栗本ほか(1999)を踏襲して、従来の敦賀花崗岩と江若花崗岩を合わせて「江若花崗岩」と呼ぶことにする。なお個々の分布域が敦賀平野によって断たれているので、それぞれを「敦賀岩体」及び「江若岩体」と呼ぶ。さらに江若岩体から離れて南側の地域に花崗岩類が小規模に露出するが、それぞれについては個別の岩体名を用いることにする。

(2) 地質概略

竹生島地域の江若花崗岩は、江若岩体の南端部といくつかの小規模な岩体として分布する。江若岩体は、本地域北部のマキノ町牧野-白谷周辺と西浅井町大浦北方のJR永原駅周辺に露出する。一方、小規模な岩体は琵琶湖北岸周辺の、マキノ町西浜(西浜岩体)、マキノ町海津大崎(海津大崎岩体)、びわ町竹生島(竹生島岩体)に露出する。本地域の江若花崗岩は、黒雲母を普遍的に含む花崗岩であり(第20図)、粗粒黒雲母花崗岩、中粒黒雲母花崗岩、細粒斑状黒雲母花崗岩に区分できる。

IV. 1. 3 岩体の地質

(1) 江若岩体

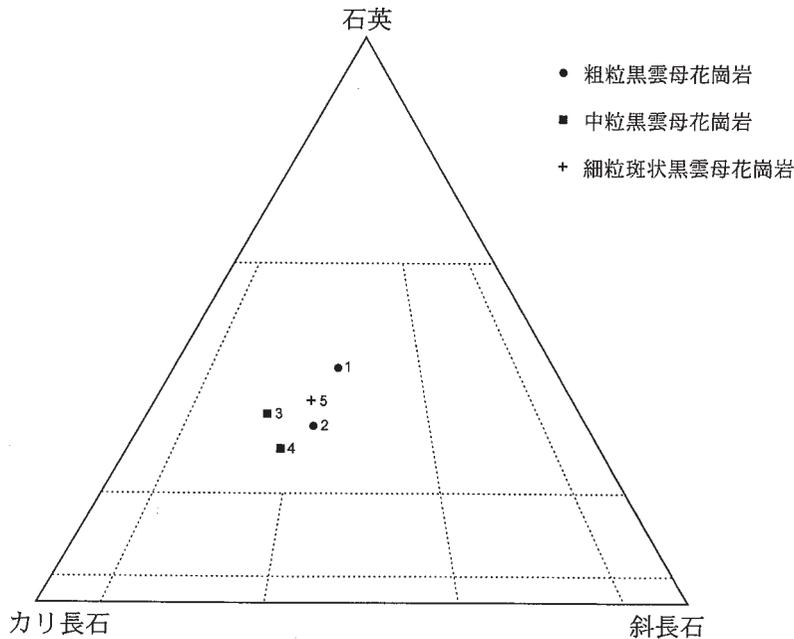
江若岩体は敦賀地域の西半部に広く分布するが、竹生島地域ではその南端部が、マキノ町牧野-白谷周辺の東西約2km・南北約2kmの範囲、ならびに西浅井町大浦北方のJR永原駅周辺に東西約2km・南北約1kmの範囲に認められる(第19図)。

牧野-白谷の岩体はその西側で丹波テレーンと接し、両者の境界から、貫入面はおおよそ北西-南東走向で西に中角-高角で傾斜していると判断できる。粗粒黒雲母花崗岩と中粒黒雲母花崗岩からなり、北北東-南南西走向の節理が発達している。両者間には明瞭な境界は見られず、幅約100-200mの漸移帯をもって移行する。粗粒・中粒黒雲母花崗岩とも、著しく風化するとともにマサ化している(第21図a)。

永原駅周辺の岩体は急傾斜した貫入面をもって丹波テレーンに接するが、南東側では北東-南西走向の高角断層で丹波テレーンと接すると判断できる。この岩体は中粒黒雲母花崗岩と細粒斑状黒雲母花崗岩からなるが、両者の関係は不明である。中粒・細粒斑状黒雲母花崗岩とも風化が進みマサ化している。永原駅西側の中粒黒雲母花崗岩には、南北走向で高角の節理が顕著に発達する(第21図b)。

(2) 西浜岩体

西浜岩体はマキノ町西浜の北西に、東西約1km・南北約500mの範囲に分布する(第19図)。北側の丹波テレーンとは、東南東-西北西走向で北に中角-高角に傾斜した貫入面で接する。中粒黒雲母花崗



第20図 江若花崗岩のモード組成

1-2: 江若岩体 (マキノ町白谷西方), 3: 海津大崎岩体 (マキノ町海津大崎), 4: 江若岩体 (マキノ町白谷西方), 5: 江若岩体 (西浅井町大浦JR永原駅北東). 試料番号は第19図を参照.

岩からなり、著しく風化している.

(3) 海津大崎岩体

海津大崎岩体はマキノ町海津大崎周辺に、東西約1km・南北約300mの範囲に露出する(第19図). 北側の丹波テレーンとは、おおよそ東西走向で急傾斜した貫入面で接する. 一般に等粒状を呈する中粒黒雲母花崗岩からなるが、岩体の周縁部では斑状をなす. 北東-南西走向と北西-南東走向の節理が発達している.

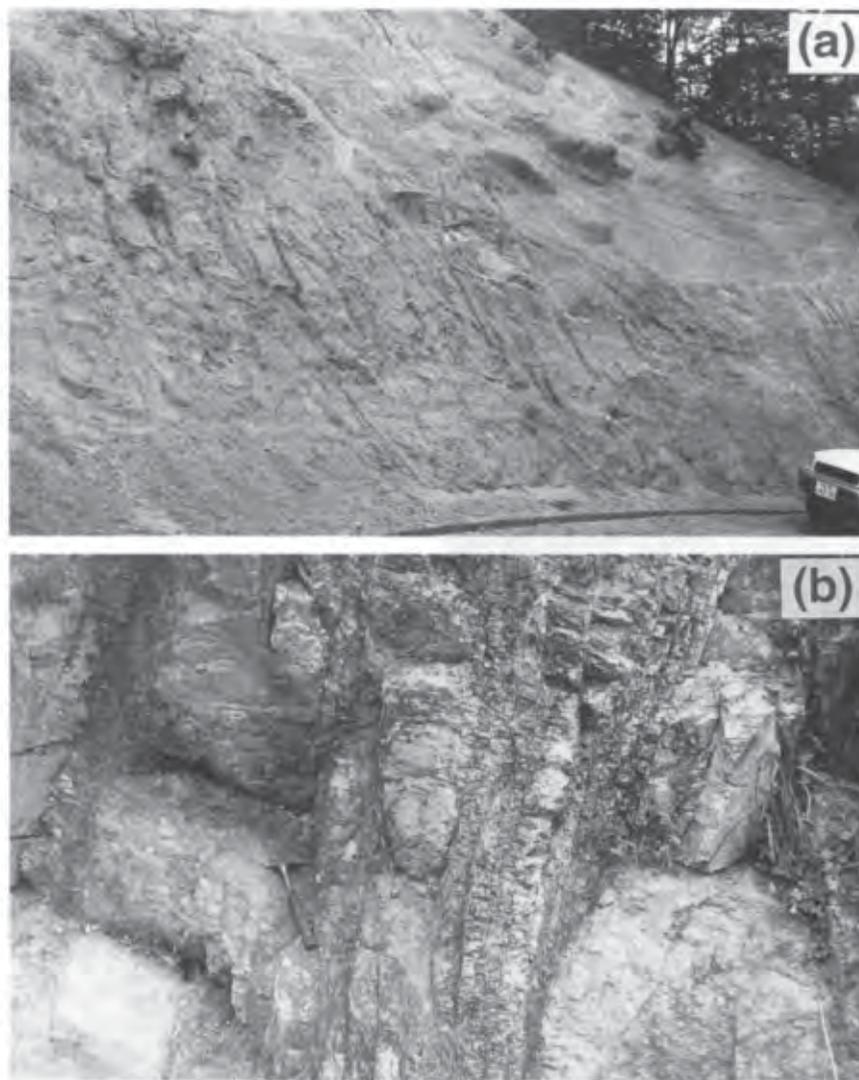
(4) 竹生島岩体

竹生島岩体は湖北町葛籠尾崎沖に、東西約500m・南北約700mの竹生島(びわ町)として露出している(第19図). 細粒斑状黒雲母花崗岩からなる. 北東-南西走向と北西-南東走向の節理が発達する.

IV. 1. 4 粗粒黒雲母花崗岩 (Gc)

(1) 分布・関係

敦賀地域に分布する江若岩体の粗粒黒雲母花崗岩の南方延長部が、マキノ町牧野-白谷周辺に分布する. 後述の中粒黒雲母花崗岩とは明瞭な境界は見られず、幅約100-200mの漸移帯をもって移化する. 漸移帯では、等粒状・粗粒な岩相から徐々に構成鉱物の粒度が小さくなるとともに、やや細粒の鉱物が次第に多くなる連続的な変化をしながら、中粒黒雲母花崗岩に移り変わる.

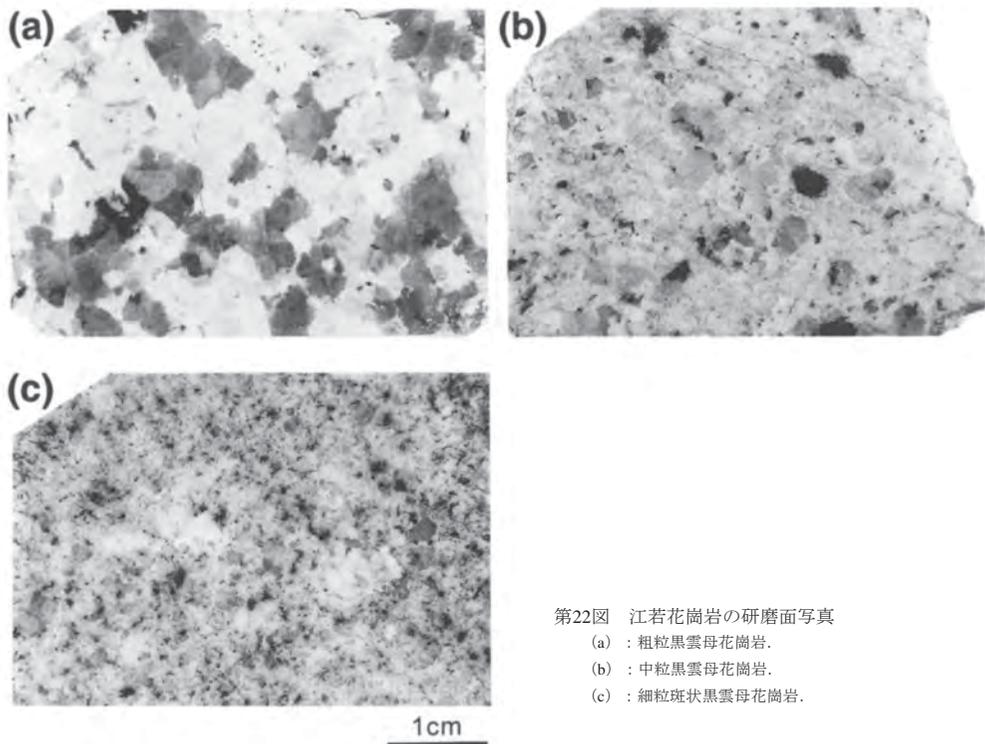


第21図 江若花崗岩の露頭写真

(a) : 江若岩体の粗粒黒雲母花崗岩. 風化が著しく, 全体的にマサ化している (マキノ町牧野の西方). (b) : 江若岩体の中粒黒雲母花崗岩. 南北走向の節理が発達し, それに沿ってマサ化している (西浅井町のJR永原駅西側). ハンマーの長さは約30cm.

(2) 岩相

江若岩体 : 塊状の等粒状粗粒黒雲母花崗岩 (色指数3) からなる (第22図a). この黒雲母花崗岩は塊状であり, 片理や流理構造は見られない. まれに長径10-30cmの閃緑岩質の暗色包有岩を含むことがある. 構成鉱物としては, 主に石英・カリ長石・斜長石・黒雲母を含み, 燐灰石・褐れん石・ジルコン及び不透明鉱物を副成分鉱物として伴う. 肉眼観察では, 石英は淡灰色, カリ長石は白色ないし淡紅



第22図 江若花崗岩の研磨面写真

- (a) : 粗粒黒雲母花崗岩.
- (b) : 中粒黒雲母花崗岩.
- (c) : 細粒斑状黒雲母花崗岩.

色の自形-半自形結晶であることがわかる。澤田ほか(1997)は、本岩を中粒黒雲母花崗岩の深部相と考えた。

岩石記載

粗粒黒雲母花崗岩 (IM 17-01)

産地：マキノ町白谷西方（江若岩体）

主成分鉱物：石英，カリ長石，斜長石，黒雲母.

副成分鉱物：燐灰石，ジルコン，不透明鉱物.

石英（径1-8mm）は他形で，弱い波動消光を示す。斜長石（長径1-5mm）は半自形で比較的自形性が良く，弱い累帯構造が認められる。カリ長石（径2-7mm）は他形で，幅の広い紐状のパーサイト組織が発達し，カリ長石どうしの接合部に曹長石質斜長石の粒間結晶が生じている。黒雲母（径0.5-2mm）は半自形-自形で， $Y = Z$ = 褐色である。不透明鉱物は粒状結晶で黒雲母に接し，または包有されている。

IV. 1. 5 中粒黒雲母花崗岩 (Gm)

(1) 分布・関係

敦賀地域に分布する江若岩体の中粒黒雲母花崗岩の南方延長部が，マキノ町白谷の西方，西浅井町のJR永原駅周辺に分布する。既述のように，粗粒黒雲母花崗岩に漸移することが江若岩体で認められる。

一方、本岩と後述の細粒斑状黒雲母花崗岩との境界は永原駅周辺に存在すると推定されるが、露出状況が良くないため、境界を示す露頭は確認できなかった。敦賀地域においては、細粒斑状黒雲母花崗岩が中粒黒雲母花崗岩を貫くことが確認されている（栗本ほか，1999）。中粒黒雲母花崗岩はこれらのほかに、西浜岩体と海津大崎岩体を構成している。

(2) 岩相

江若岩体：江若岩体の中粒黒雲母花崗岩は、やや粗粒の石英粒が目立つ中粒黒雲母花崗岩（色指数2-3）を主体とする（第22図b）。一般に、片理などが見られない塊状優白質である。暗色包有物はほとんど含まれない。マキノ町白谷の西方では、全体にN30°E走向の節理が発達してマサ化が進んでいる。マサ化した露頭では、露頭表面に粒状の石英が目立つ蛙目状になっている。丹波テレーンに接する岩体周縁部では、径5-10mm程度の石英粒が斑状に見える弱斑状組織となり、しばしばミアロリチックキャビティーが見られる。

主に石英・カリ長石・斜長石・黒雲母からなり、燐灰石・褐れん石・ジルコン・不透明鉱物を副成分鉱物として含む。肉眼では、石英は淡灰色、カリ長石は白色ないし淡紅色に見える。石英は径1-3mmの半自形、カリ長石は長径2-7mmの自形ないし半自形、斜長石は長径2-3mmの自形ないし半自形、黒雲母は径0.5-2mm程度の板状結晶である。

西浜岩体：西浜岩体では、径5-7mm程度の斑状の石英を含む弱斑状中粒黒雲母花崗岩（色指数2-3）の岩相を呈する。全体的に牧野-白谷周辺の江若岩体のものよりも、斑晶・石基ともに粒度がやや小さい。風化が著しいため詳しい岩相記載ができないが、淡灰色の石英、径5mm程度の淡紅色のカリ長石、径0.5-1mmの黒雲母を含む。

海津大崎岩体：海津大崎岩体では、中粒黒雲母花崗岩（色指数2-3）の岩相を呈する。肉眼では、石英は淡灰色、カリ長石は淡紅色に見える。主に径2-5mmの淡灰色の石英、長径2-5mmの淡紅色のカリ長石、長径2-3mmの斜長石、径0.5-1mmの黒雲母からなる。丹波テレーンと接する岩体周縁部では、径1-4mmの石英を斑晶とする細粒斑状の岩相となる。ミアロリチックキャビティーが発達し、半深成岩的な岩相を呈する。

岩石記載

中粒黒雲母花崗岩（IM 16-02）

産地：マキノ町白谷南西方（江若岩体）

主成分鉱物：石英、カリ長石、斜長石、黒雲母。

副成分及び二次鉱物：緑泥石、燐灰石、ジルコン、不透明鉱物。

石英（径0.5-5mm）は粒状もしくは他形で、弱い波動消光を示す。斜長石（長径0.5-2mm）は半自形で、弱い累帯構造が認められる。カリ長石（径0.5-2mm）は他形で、パーサイト組織が発達し、カリ石どうしの接合部に曹長石質斜長石の粒間結晶を生じている。黒雲母（径0.2-1mm）は半自形-自形で、Y=Z=褐色-緑褐色である。黒雲母の大部分は緑泥石化している。

中粒黒雲母花崗岩（CK 01-04）

産地：マキノ町海津大崎（海津大崎岩体）

主成分鉱物：石英、カリ長石、斜長石、黒雲母。

副成分鉱物：燐灰石，ジルコン，不透明鉱物。

石英（径0.5-3mm）は他形で，弱い波動消光を示す。斜長石（長径0.3-1mm）は半自形で，弱い累帯構造が認められる。カリ長石（径0.2-2mm）は他形で，パーサイト組織が発達し，カリ長石どうしの接合部に曹長石質斜長石の粒間結晶を生じている。黒雲母（径0.1-1mm）は半自形で，Y=Z=褐色-緑褐色である。不透明鉱物は粒状で黒雲母に包有される。

IV. 1. 6 細粒斑状黒雲母花崗岩 (Gf)

(1) 分布・関係

細粒斑状黒雲母花崗岩は，西浅井町大浦北方（JR永原駅周辺）の江若岩体南端部に分布するほか，竹生島岩体を構成する。細粒斑状黒雲母花崗岩と他の花崗岩との直接の関係は観察できないが，既述のように敦賀地域では，細粒斑状黒雲母花崗岩が中粒黒雲母花崗岩に貫入している（栗本ほか，1999）。

(2) 岩相

江若岩体：江若岩体では，主として細粒斑状黒雲母花崗岩（色指数2-3）からなる（第22図c）。半自形-融食形の石英，自形-半自形の斜長石・カリ長石を斑晶とする弱い斑状組織を示すが，斑晶の量はほとんど無いものから30%程度までと多様である。主に石英・カリ長石・斜長石・黒雲母からなり，白雲母・燐灰石・褐れん石・ジルコン・不透明鉱物を副成分鉱物として含む。石基は粒径0.2-1mm程度であり，石英は半自形，斜長石は半自形-自形，カリ長石は他形結晶，黒雲母は自形-半自形である。斑晶として，長径3-4mmの石英・カリ長石を含む。

竹生島岩体：竹生島岩体では，細粒黒雲母花崗岩ないし細粒斑状黒雲母花崗岩の岩相を呈する。N60°E走向とN30°W走向の節理が良く発達し，N60°E走向の節理には幅1cm以下の石英細脈がしばしば伴う。全般的にミアロリチックキャビティーがしばしば見られるが，竹生島東岸ではミアロリチックキャビティーが特に多く，半深成岩的な岩相を示す。

岩石記載

細粒斑状黒雲母花崗岩（TR 31）

産地：西浅井町大浦北方，JR永原駅東北東1km

主成分鉱物：石英，カリ長石，斜長石，黒雲母。

副成分鉱物：白雲母，燐灰石，褐れん石，ジルコン，不透明鉱物。

石英（径0.1-0.7mm，斑状のものは径1.5-3mm）は他形で，弱い波動消光を示す。斜長石（長径0.2-1.5mm）は半自形で，弱い累帯構造が認められる。カリ長石（径0.5-1mm，斑状のものは2-4mm）は他形で，パーサイト組織が発達する。黒雲母（径0.1-1.5mm）は半自形で，Y=Z=褐色-茶褐色である。

IV. 1. 7 年代

江若花崗岩の放射年代値として従来報告されたのは敦賀岩体からであり，竹生島地域の江若岩体からは得られていなかった。しかしながら，花崗岩類の記載岩石学的特徴は江若岩体と敦賀岩体とは同一であることから，本地域の江若岩体の年代も敦賀岩体に類似すると考えられた。敦賀地域の敦賀岩体（粗粒黒雲母花崗岩）からは62.9±3.1Maの黒雲母K-Ar年代が得られ（栗本ほか，1999），また今庄

地域の敦賀岩体（細粒斑状黒雲母花崗岩）からは59Maの黒雲母K-Ar年代がすでに報告されている（河野・植田，1966）。最近，田結庄ほか（1999）は，敦賀地域の江若岩体と竹生島地域の海津大崎岩体において，粗粒黒雲母花崗岩（1試料），中粒黒雲母花崗岩（4試料），細粒斑状黒雲母花崗岩（2試料）の同位体分析を行い， 57.4 ± 5.1 MaのRb-Sr全岩アイソクロン年代を得た。これら3つの値は誤差の範囲内で一致している。以上のことから，江若花崗岩の活動時期は古第三紀の初頭に当たり，貫入したのち急速に冷却したと考えられる。

IV. 2 岩 脈 (P)

IV. 2. 1 分布

竹生島地域に見られる岩脈は，主に花崗斑岩・花崗閃緑岩・花崗閃緑斑岩からなる。すべての岩脈は比較的小規模であり，周辺の丹波テレーンにほぼ垂直な貫入面をもって接している。貫入面には顕著な方向性は認められないが，北北西-南南東走向と東北東-西南西走向が卓越する傾向にある。以下に地質図に表現できる岩脈について記述する。

大谷山南西方：竹生島地域北西端の大谷山南西方には，ほぼ南北走向で幅約100m・南北1km以上の岩脈と，さらにその南側に東北東-西南西走向で幅約50m・東西約700mほどの岩脈が見られる。これらは花崗閃緑斑岩からなる。

海津北西方：マキノ町海津の北西方の山地斜面に，中粒の花崗斑岩の露頭が確認された。周辺での転石分布などから，幅約50m・南北約500m程度の規模の岩脈であると考えられる。

大浦周辺：西浅井町大浦の西に，幅約50m・南北約300mの範囲に花崗斑岩からなる岩脈が露出する。大浦の東南東には，幅約150m・南北約900m程度の岩脈が認められる。これは細粒の花崗閃緑岩からなり，北北西-南南東走向で高角な節理が発達している。さらにこの南西側には，北北西-南南東走向で幅約50m・南北500m以上の岩脈が見られる。この岩脈は，弱い斑状を呈する細粒の花崗岩からなる。

月出北東方：西浅井町^{つきで}月出の北東に，北東-南西走向の南北2条の岩脈が見られる。北側の岩脈は幅約100mほどで，細粒で斑状の黒雲母花崗岩の岩相を呈する。融食形の石英と半自形のカリ長石を斑晶（径5mm以下）として含む。南側の岩脈は幅約50mほどで，花崗斑岩からなる。主に石英・斜長石からなり黒雲母を伴う。アプライト質なところもあり，一部に石英・長石からなるペグマタイトが見られる。

IV. 2. 2 岩相

竹生島地域に見られる岩脈は，主に花崗斑岩・花崗閃緑岩・花崗閃緑斑岩などからなるが，中間的な岩相も認められる。露頭においては，これらを明瞭に区分するのが困難であることが多い。

花崗斑岩は斑晶が多く約60%に達する。斑晶としては，粒状の石英（径2-10mm）とカリ長石（長径5-15mm）を含む。花崗閃緑岩は細粒で，花崗斑岩と比較して有色鉱物が多い。等粒状であるが，弱い斑状組織を示すことがある。岩相は不均質で，同一薄片中でもカリ長石を含むやや粒度の大きい部分

(径1mm程度)と、カリ長石をほとんど含まない細粒な部分(径0.5mm以下)が見られる。斑状組織がより明瞭になると、花崗閃緑斑岩になる。花崗閃緑斑岩は、灰色-暗灰色を呈し緻密で硬い。斑晶を約20%含み、斜長石、石英、角閃石からなる。石英(径2-5mm)は半自形、斜長石(長径2-10mm)は半自形、角閃石(長径1-5mm)は自形結晶である。本岩は、岩相の特徴から敦賀地域に分布する花崗閃緑斑岩に対比される。

岩石記載

細粒角閃石含有黒雲母花崗岩 (CK 12-01)

産地：西浅井町大浦南東1.2km

主成分鉱物：石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、角閃石。

副成分鉱物：緑泥石、燐灰石、ジルコン、磁鉄鉱、チタン鉄鉱。

石英(径0.1-0.7mm)は他形で、弱い波動消光を示す。斜長石(長径0.2-1mm)は半自形で、弱い累帯構造が認められる。カリ長石(径0.5-1mm)は他形で、わずかにパーサイト組織が認められる。黒雲母(径0.1-0.3mm)は半自形で、Y=Z=褐色-茶褐色である。黒雲母は緑泥石化しているものが多く、しばしばスフェンを包有する。角閃石(長径0.05-0.2mm)は長柱状の自形結晶で、Z=緑褐色を示す。

IV. 2. 3 年代

敦賀地域では、花崗閃緑斑岩が江若花崗岩の粗粒黒雲母花崗岩に貫入している(栗本ほか, 1999)ので、古第三紀以降に貫入したと考えられる。

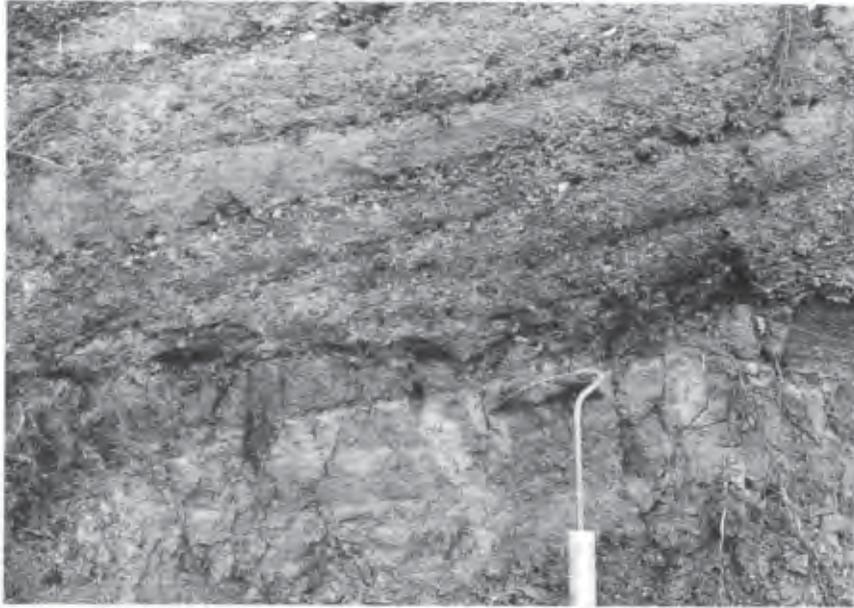
V. 第四系

(吉岡敏和)

竹生島地域の第四系は、琵琶湖に近接する平野部、饗庭野台地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。これらの第四系は、地形面との関係と堆積物や表土の風化状態などから、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非海成の堆積物からなる鮮新-更新統であり、竹生島地域にはそのうちの最上部に当たる高島累層たかしま 暁あかつき 街道部層かいどうのみが分布する。



第23図 古琵琶湖層群高島累層の砂礫層及びシルト層(新旭町熊野本西方)
ねじり鎌の横幅は約12cm

高島累層暁街道部層 (Kb)

(1) 命名

Yokoyama *et al.* (1977) により命名。Yokoyama *et al.* (1979) は高島累層を4つの部層に区分し、下位から白土谷部層・井ノロ礫層・暁街道部層・下古賀礫層とした。このうち竹生島地域の饗庭野台地東部に分布するものは、暁街道部層に相当する。なお高島累層最上部の下古賀礫層とされたものは、本報告では高位段丘堆積物に相当するものとした。

(2) 分布・層厚・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ほか、野坂山地の山麓にも局所的に分布する。基盤の丹波テレーン（在原コンプレックス）を不整合関係で覆い、高位段丘堆積物に不整合で覆われる。基底の形状が不明のため明らかではないが、層厚は露出する範囲で80m以上である。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、台地東縁部では饗庭野断層の影響を受けて東に傾斜する。

(3) 層相

未固結ないし半固結のシルト層と砂礫層からなる（第23図）。新旭町熊野本西方では、白色ガラス質火山灰層（あかつき 暁火山灰層）を挟む。野坂山地の山麓ではやや不淘汰な礫混じりシルト層を主体とする。

(4) 化石

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

(5) 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た。この層準はBiwa- I 逆磁極イベントに当たることから、BB195火山灰層の年代は約17万年前と推定された。したがって、暁火山灰層を含む暁街道部層は中部更新統の上部に対比され、古琵琶湖層群の最上部に相当すると考えられる。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暁街道部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。野坂山地の山麓に分布する古琵琶湖層群については年代を示す根拠はないが、その分布から高島累層暁街道部層に対比されるものと考えた。

V. 2 段丘堆積物

本報告では、竹生島地域南西部と西隣の熊川地域南東部に発達する段丘を、高位段丘、中位段丘、低位段丘に大きく3分した。さらに段丘面の比高等から、中位段丘を I -IVの4面に、低位段丘を I -IIIの3面に、それぞれ細分した。高位段丘については地形面の保存が良くないため、細分せず一括した。また本地域には中位 I 段丘面は見られない。第3表には、本地域の段丘区分と従来の研究による段丘区分との対比を示した。以下にそれぞれの地形及び堆積物を記載する。

V. 2. 1 高位段丘堆積物及びその相当層 (th)

饗庭野台地、泰山寺野台地、及び安曇川支流の北川と麻生川に沿った地域には、赤色化したシルト質基質とチャートの漂白礫で特徴づけられる礫層が分布する。また、饗庭野台地西方の堂建山付近（西隣の熊川地域内）には、尾根上に赤色風化した礫層が分布する。

Yokoyama *et al.* (1977, 1979) は、饗庭野台地南東部に分布する層厚50-70mの礫層を下古賀礫層とし、古琵琶湖層群最上部に属するものとし、この礫層と段丘堆積物の間には不整合が存在すると考えた。これに対し石田ほか（1984）は、古琵琶湖層群高島累層そのものが高位段丘堆積物と考えた。一方、東郷（1971）は地形学的な見地から饗庭野台地と泰山寺野台地の地形面区分を行い、饗庭野台地に分布する層厚60m前後の砂礫層を台地頂部に広がる段丘面の構成層と考えた。そして、台地頂部の段丘面を饗庭野 I 面及び饗庭野 II 面に区分した。

中江・吉岡（1998）は、本地域内の饗庭野台地南縁の安曇川町下古賀東方に露出する層厚50m以上の円礫層（第24図）は台地頂部までほぼ一連整合であり、台地東縁の新旭町熊野本では層厚30m以上の円礫層がシルト層と砂層を主体とする高島累層を緩やかな傾斜不整合で覆い、さらにこの円礫層は上方に向かって細粒化し赤色風化する段丘面構成層に連続するとした。これらのことから中江・吉岡（1998）は、東郷（1971）が区分した饗庭野 I 面と饗庭野 II 面の両者を、段丘構成層の特徴から区分することは困難で、区分されるとしても饗庭野 II 面の構成層は表層のみの薄層であると考えた。本報告でもこれに従い、上述の饗庭野台地や泰山寺野台地などに見られる礫層を一括して、高位段丘堆積物及びその相当層とした。

饗庭野台地での高位段丘堆積物及びその相当層は、層厚50m以上の円-垂円礫層を主体とし、砂層

第3表 竹生島地域及びその周辺に分布する段丘の対比表

*：竹生島地域内では中位Ⅰ段丘面は分布しない。

東郷 (1971)	Ishida and Nakagawa (1978)	小松原ほか (1998)	本報告
万木面	Alluvium	福岡面	沖積面
		万木面	
		北仰面	
		弘川面	
中野面	Lower terrace II	中野Ⅱ面	低位Ⅲ段丘面
		中野Ⅰ面	
奥山面	Lower terrace I	奥山面	低位Ⅱ段丘面
			低位Ⅰ段丘面
泰山寺野Ⅳ面	Middle terrace IV	中位 - 高位段丘面	中位Ⅳ段丘面
泰山寺野Ⅲ面	Middle terrace III		中位Ⅲ段丘面
泰山寺野Ⅱ面	Middle terrace II		中位Ⅱ段丘面
泰山寺野Ⅰ面	Middle terrace I		中位Ⅰ段丘面 *
饗庭野Ⅱ面	High terrace II		高位段丘面
饗庭野Ⅰ面	High terrace I		
堂建山面	(Bojigadani formation)		

ないシルト層を挟む。最上部にはシルト質の基質に富むやや細粒の亜角礫を含む礫層が広がり、赤色に風化している。今津町大供西方の自衛隊駐屯地入口付近では、高島累層を不整合で覆うクロスラミナの発達する層厚10m以上の礫層が見られる (第25図)

V. 2. 2 中位段丘堆積物 (tm2, tm3, tm4)

竹生島地域の中位段丘は、泰山寺野台地の大部分と饗庭野台地の北部、さらに安曇川・石田川等の主要河川に沿って分布する。本地域と西隣の熊川地域南東部を含む地域では、段丘面の高度から、中位Ⅰ・中位Ⅱ・中位Ⅲ・中位Ⅳの4つの段丘面に区分される。このうち中位Ⅰ段丘堆積物は本地域には分布しない。中位段丘の堆積物は中-大礫大の円-亜円礫層からなり、中位Ⅰ及びⅡ段丘堆積物では上部に風化シルト質土壌が発達する。今津町^{ひのおきま}日置前付近の山麓に分布する中位Ⅲ段丘堆積物は、山麓扇状地成の巨礫を含む堆積物からなる。

V. 2. 3 低位段丘堆積物 (tl1, tl2, tl3)

竹生島地域の低位段丘は主な河川に沿って分布し、段丘面の高度から、低位Ⅰ・低位Ⅱ・低位Ⅲの3

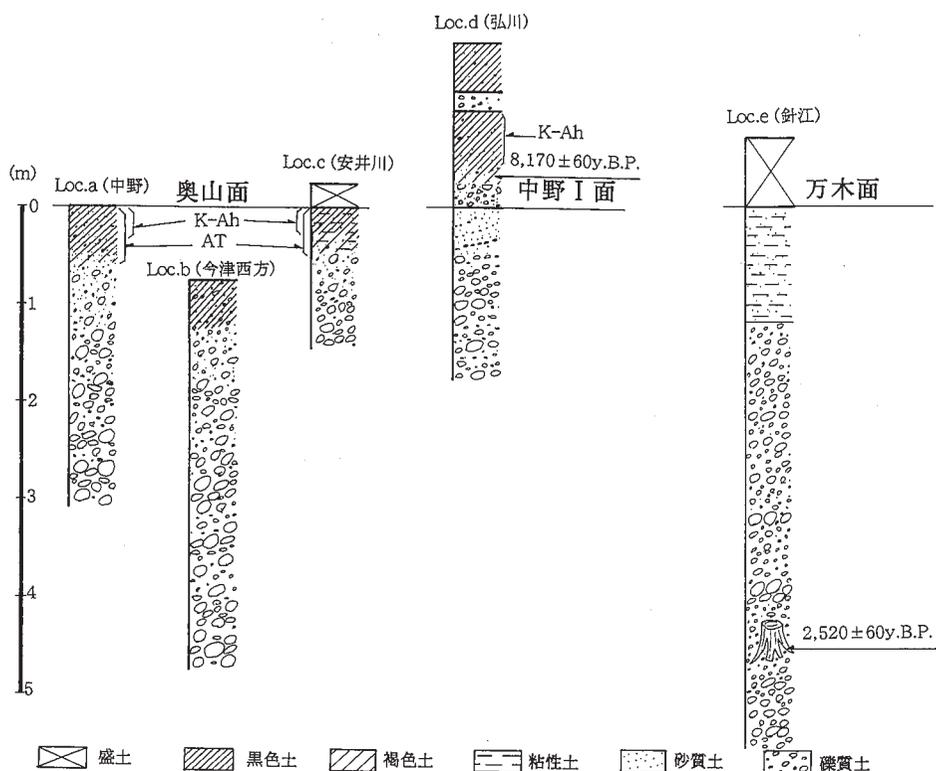


第24図 高位段丘堆積物相当層（安曇川町下古賀東方）
崖の高さは約30m. 中央下寄りに人物.



第25図 古琵琶湖層群高島累層を不整合に覆う高位段丘堆積物相当層（今津町大共西方の陸上自衛隊今津駐屯地入口付近）

矢印は不整合面を示す. 露頭の高さは約10m.



第26図 低位段丘堆積物の露頭柱状図 (小松原ほか, 1999)

つの段丘面に区分される。低位段丘の堆積物は、主として中-大礫大の円一壱円礫層からなり、風化土壌をほとんど載せない。小松原ほか (1998) による露頭柱状図を第26図に示す。これによれば、今津町弘川の南方及び新旭町熊野本南西に見られる低位 I 段丘 (奥山面) 堆積物上には、始良Tnテフラ (AT, 約2.5万年前に降下) が載る。また、今津町弘川の低位III段丘 (中野 I 面) 堆積物直上からは、 $8,170 \pm 60$ 年BPの ^{14}C 年代が得られている (小松原ほか, 1998)。

V. 3 崖錐及び小扇状地堆積物 (f)

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。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角礫及び岩塊と、その風化物のシルト・粘土などからなる。これらを一括して崖錐及び小扇状地堆積物とした。

V. 4 沖積層 (a, ab, al)

竹生島地域の沖積層は、三角州堆積物、緩扇状地及び谷底平野堆積物 (a)、湖浜堆積物 (ab)、ならび



第27図 天井川となった百瀬川
トンネルの背後の高まりが百瀬川の堤防（マキノ町沢の南方の百瀬川隧道）。

に天井川及び自然堤防堆積物（al）に識別され、琵琶湖の東岸及び西岸の平野表層部に比較的広く分布している。特に姉川と安曇川の河口付近には、砂及びシルトからなる三角州堆積物が発達する。湖浜堆積物は、琵琶湖の東岸と西岸に比較的良く発達する。湖浜堆積物が形成する浜堤の内側には、内湖を含む湿地の堆積物が分布する。自然堤防堆積物は姉川、高時川、及び安曇川に沿って顕著に発達する。また、百瀬川では河床が上昇し、天井川となっている（第27図）。

平野地下の沖積層については、植村（1997）が平野部のボーリング資料をまとめている。これによると、今津町市街地付近で砂礫層、泥層、腐植土層からなる沖積層が10-15mの厚さで伏在するとしている。

VI. 地質構造

（中江 訓）

ここでは丹波テレーンの褶曲（シンフォーム・アンチフォーム）構造形成、及び江若花崗岩の貫入以降の地質構造について記述する。なお、活断層と地震活動については次章で扱う。

東郷（1974）は、竹生島地域内の琵琶湖北岸から敦賀地域にかけての地質構造、特に断層と変動地形

との関連を議論した。それによると、この地域に認められる主要な断層の走向には、南北・北西-南東・北東-南西・東西の4系統に分類でき、そのうち前者3者が特に発達しているとされた。岡田・東郷編（2000）には、竹生島地域内では饗庭野断層や柳ヶ瀬断層などの主要な活断層以外にも、断層（推定の活断層も含む）やリニアメントの存在が示されている。

本研究においても、断層ないし断層破碎帯の露頭の存在からいくつかの高角断層を認めることができ、さらに地質図上での丹波テレーンや江若花崗岩の分布の食い違いからも、高角断層が推定される（第28図）。この断層には東郷（1974）が指摘したとおり、北西-南東走向と北東-南西走向の断層が同程度見られ、これらとは斜交する南北走向の断層が本地域西部に多く認められる。またその一部は、活断層として最近まで活動している（第VII章参照）。さらに、新期堆積物に覆われて定かでないが、琵琶湖北岸にも南北走向の高角断層の存在も推定される。これらの断層は、丹波テレーンや江若花崗岩の分布を変位させ、あるいは褶曲構造を切断しているので、これらの構造形成の後に活動したとみなされる。

VI. 1 北西-南東走向の高角断層

顕著なものは琵琶湖北岸の東側で多く見られ、コンプレックス境界を変位させている。これらの高角断層に沿う見かけの変位は左ずれが卓越しているが、垂直変位もあると考えられる。例えば、西浅井町菅浦東方の菅浦断層に沿っては、断層南西側に広く分布する海津緑色岩岩体が北東側では露出しないことから、この断層には南西側が相対的に沈下する垂直成分の変位がある可能性がある。

竹生島地域北東端には、活断層である柳ヶ瀬断層の伏在推定部分が記されている。この付近の柳ヶ瀬断層は、北西-南東走向で左ずれ変位を示している（杉山ほか、1994）。

菅浦断層（新称）

西浅井町菅浦の北東方約500mに、北西-南東走向・急傾斜の断層面を持って2km以上の延長を持つ。奥琵琶湖パークウェイに沿って、著しく剪断された砂岩泥岩互層が露出する。この断層の東西で、岩相が明瞭に異なる。

VI. 2 北東-南西走向の高角断層

北東-南西走向の高角断層が、琵琶湖北岸の西側に多く認められる。岡田・東郷編（2000）は、本地域西側から北東-南西走向の活断層として、敦賀断層の南方延長（確実度Ⅰ）、マキノ断層（確実度Ⅱ）、路原断層（確実度Ⅱ）、岩熊断層（確実度Ⅱ）などと、今津町酒波の西方、マキノ・西浅井町境の万路越、及び西浅井町山田の南方にリニアメントを認めている。これらのうち、マキノ断層は敦賀地域の駄口断層の南方延長として位置づけられ、また路原断層、岩熊断層、ならびに万路越のリニアメントは、地質図上で変位が認められる断層である。ただし本地域内で見られる駄口断層と路原断層の延長部が、活断層として最近活動したかどうかはわからない。一方、酒波西方のリニアメントでは中位段丘堆積物に変位が見られない（第VII章参照）。しかしその下位の古琵琶湖層群が急傾斜していることから、地質断層（日置前断層）が存在し、その大部分は中位段丘堆積物下に伏在していると判断した。さらに日置前断層



第29図 箱館山断層の露头

断層面の走向・傾斜はN24° E, 83° Sで、断層面上にはほぼ水平の条線が見られた。断層付近では泥岩が著しく剪断され、崩落している。矢印は断層面を示す。露头の幅は約4.5m（今津町酒波北西方の酒波谷沿い）。

く剪断された花崗斑岩がその北側400mにわたって広がる。赤坂山と笹ヶ峰の南西でも、幅15m程度の破砕帯が認められた（第29図）。岡田・東郷編（2000）では、箱館山断層の位置にリニアメントを認めている。

駄口断層

活断層研究会編（1980）によって、敦賀地域内の敦賀市駄口からマキノ町白谷北方までの約9kmにわたる活断層（活動度I）とされた。この断層は白谷北方から竹生島地域内まで南西に約2.5km追跡できるが、この部分では活断層としての証拠はない。敦賀地域内では、右ずれ方向に屈曲した河谷と尾根、ならびに北西側隆起の断層崖が見られる（栗本ほか、1999）。

路原断層

東郷（1974）により命名。活断層研究会編（1991）では、敦賀地域内の西浅井町沓掛からマキノ町上^{かみいで}開田までの約10kmにわたる活断層（確実度I）とされたが、栗本ほか（1999）では、北半分のマキノ町路原南西方までの約7kmが右ずれの活断層（推定部分含む）とされている。路原より南西側（竹生島地域内）では、路原断層の延長が上開田まで約3km連続し丹波テレーンの分布に変位を与えているが、活断層としての証拠はない。

万路越断層（新称）

東郷（1974）によって活断層として図示されたが、岡田・東郷編（2000）では、マキノ町^{こあらじ}小荒路から北東の方路越を経て西浅井町黒山に至る約4kmの右ずれ変位を伴うリニアメントとして示された。本

研究では断層露頭が確認できなかったが、丹波テレーンの海津緑色岩岩体と在原コンプレックスの分布から、北東-南西走向の断層が存在すると推定した。

岩熊断層

東郷（1974）によって活断層として図示され、活断層研究会編（1980）によって大浦断層（確実度Ⅱの活断層）と命名された。さらに岡田・東郷編（2000）では、大浦断層の北東部（敦賀地域内の西浅井町岩熊から大浦に至る）だけを新たに岩熊断層とし、南西部を削除している。本研究では断層露頭は見いだせなかったが、丹波テレーンと江若花崗岩の分布状況から断層を推定した。

VI. 3 南北走向の高角断層

南北走向の高角断層はあまり多くはないが、竹生島地域の西部から北部にかけていくつか認められる。特に北西部には、断層露頭が確認された断層が見られる。また酒波断層や饗庭野断層は、活断層として最近まで活動した可能性がある（第Ⅶ章参照）。

活断層研究会編（1991）では、黒河川-八王子川断層・山中断層・大浦峠西断層・余村西断層などの活断層が図示され、後3者の南方延長が竹生島地域内まで描かれている。なお栗本ほか（1999）は、大浦峠西断層を推定の活断層に、黒河川-八王子川断層と余村西断層を地質断層としている（第4図、第6図参照）。

マキノ町白谷、マキノ町海津-小荒路-野口、西浅井町黒山、及び大浦の周辺では、新期堆積物に覆われて定かでないが、丹波テレーンの分布状況から南北走向の高角断層の存在が推定できる。また岡田・東郷編（2000）は、マキノ町野口-小荒路にリニアメントを認めている。これらは上記の黒河川-八王子川断層・山中断層・大浦峠西断層・余村西断層の南方延長に相当する。海津-小荒路一野口と大浦の推定断層に沿う変位は、海津緑色岩岩体の基底面の分布状況から判断して、東側が相対的に沈下する垂直成分が大きかったとみなせる。第28図には、丹波テレーンの岩相分布と走向の変化から推定したアンチフォームを図示した。このアンチフォームの軸跡は、南北走向の高角断層あるいはリニアメントの位置と方向にほぼ一致する。

Ⅶ. 活断層及び地震活動

（吉岡敏和）

Ⅶ. 1 活断層

竹島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（第4図、第28図）。本地域西部に

は琵琶湖西岸断層系に属する酒波断層^{さなみ}、饗庭野断層^{あいばの}、及び上寺断層^{かみでら}の一部が、北東部には柳ヶ瀬断層の一部が伏在して分布する。また、琵琶湖の湖底にも活断層の存在が推定されているが、その確実度は高くない。

Ⅶ. 1. 1 酒波断層

(1) 命名

活断層研究会編（1980）による。

(2) 分布・変位

酒波断層は琵琶湖西岸断層系の最北部に当たる。全長は約5kmで、山地と平野の境界をほぼ南北に延びる。なお活断層研究会編（1980, 1991）は、今津町酒波付近から山麓に沿って南西方向にも断層線を延ばしている。しかし、この線上では中位・段丘堆積物に変位が見られないことから、本報告ではこの部分については活断層とせず、伏在の地質断層（日置前断層：第Ⅵ章参照）とした。酒波断層の北部に当たるマキノ町石庭^{いしげ}付近では、開析された扇状地面に撓曲変形と見られる増傾斜が認められる。

(3) 活動履歴

断層の活動履歴を把握するために、1999年にマキノ町石庭において地質調査所によるトレンチ発掘調査が実施された。その結果、トレンチ壁面には逆断層の可能性を示唆する礫の配列と、地表付近に達する地割れの痕跡が認められた（第30図）。また地割れを埋積した堆積物から得られた年代測定値より、この地点の酒波断層は約2,800-3,000年前に何らかの活動をした可能性があることが指摘された（吉岡ほか, 2000）。

Ⅶ. 1. 2 饗庭野断層

(1) 命名

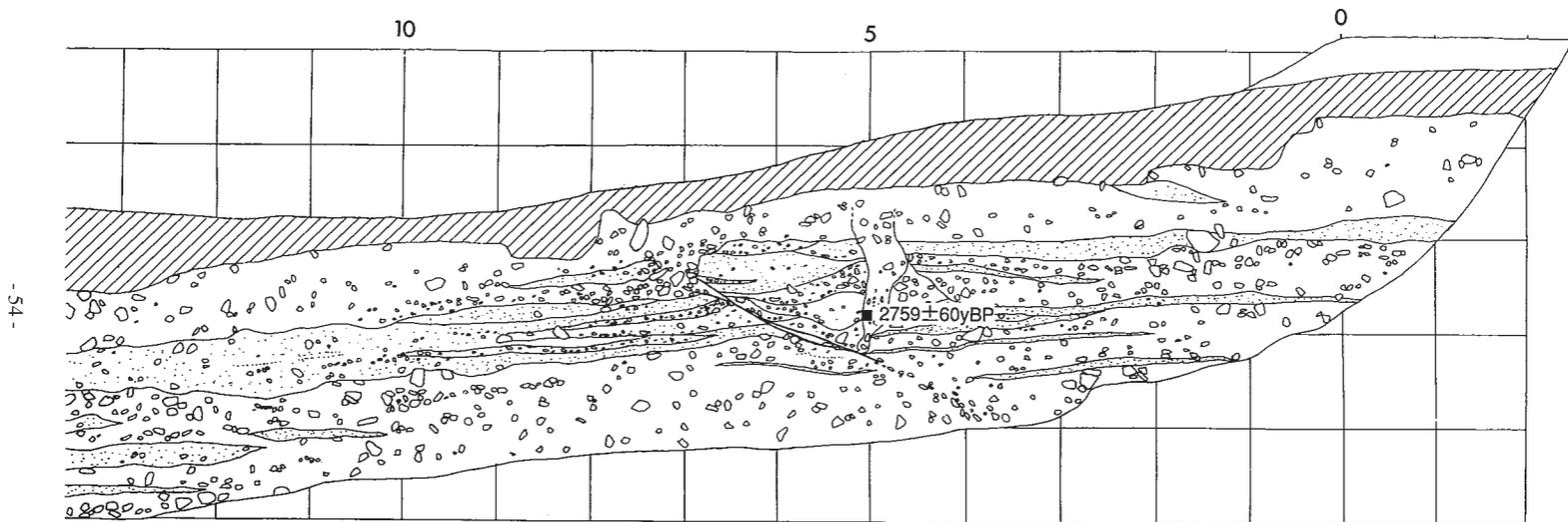
活断層研究会編（1980）による。

(2) 分布・変位

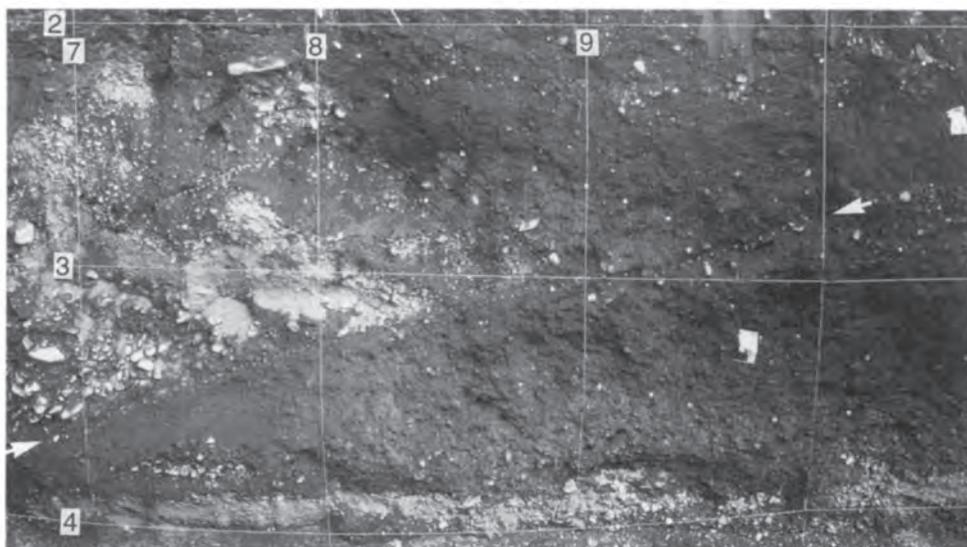
酒波断層の南に位置する饗庭野断層は、琵琶湖西岸断層系の北部に当たり、饗庭野台地の東縁を限る活断層である。ほぼ南北方向に延び、全長は約8kmである。トレースは数本の併走する断層（日爪断層^{ひづめ}、今津断層、五十川断層^{いしかがわ}）からなり、いずれも西側隆起の変位センスを持つ。饗庭野断層北部の今津町弘川南方付近では、低位Ⅰ段丘面から低位Ⅲ段丘面が日爪断層によって変位を受け、低位Ⅰ段丘面に比高約3mの低断層崖が形成されている。小松原ほか（1998）は、段丘面の詳細な区分と編年を行い、饗庭野断層の24,000年前以降の平均変位速度を、上下方向で約2mm/年と見積もっている。

(3) 活動履歴

饗庭野断層付近の琵琶湖沿岸では、1662（寛文2）年の地震の際に湖岸が沈没し水没したという記録が残されており（大長・松田, 1982；寒川・佃, 1987）、従来この沈没は饗庭野断層の活動によるものと考えられてきた。小松原ほか（1999）は、饗庭野断層上の今津町弘川及び新旭町饗庭におけるトレンチ調査の結果を報告し、それぞれのトレンチ壁面において完新世の地層を変形させる逆断層を記載した（第31図・第32図）。そして、トレンチ壁面から得られた年代と、周辺の変位を受けた段丘面の年代、



第30図 酒波断層石庭地区トレンチの北側壁面スケッチ
グリッドの間隔は1m (吉岡ほか, 2000) .



第31図 饗庭野断層弘川地区トレンチの北側壁面に現われた断層（小松原 琢氏撮影）
 矢印は断層を示す。グリッドに付した番号は第32図のスケッチ（北壁側）中のグリッド番号に一致する。グリッドの間隔は1m。

琵琶湖岸の新旭町針江で確認された埋没林の年代を総合して、饗庭野断層の最新活動時期を約2,400年-2,800年前、それに先立つ活動時期を約7,600年-9,200年前と見積り、1回の地震での単位変位量を上下成分で3-5mと推定した。また、饗庭野断層は1662（寛文2）年の地震の際には活動しなかったものと考えた。

饗庭野断層の活動再来間隔については、最新活動時期とそれに先立つ活動時期からは4,800-6,800年となるが、先に述べた平均変位速度（約2mm/年）と単位変位量（3-5m）からは、より短い約1,500-2,500年という値が得られる。杉山ほか（1999）は、この調査結果に基づいて後者の再来間隔の値を採用し地震発生確率を計算した。それによると、今後100年以内における饗庭野断層での、マグニチュード7程度以上の地震が発生する確率は、12-38%^(注)となることが指摘されている。

Ⅶ. 1. 3 上寺断層

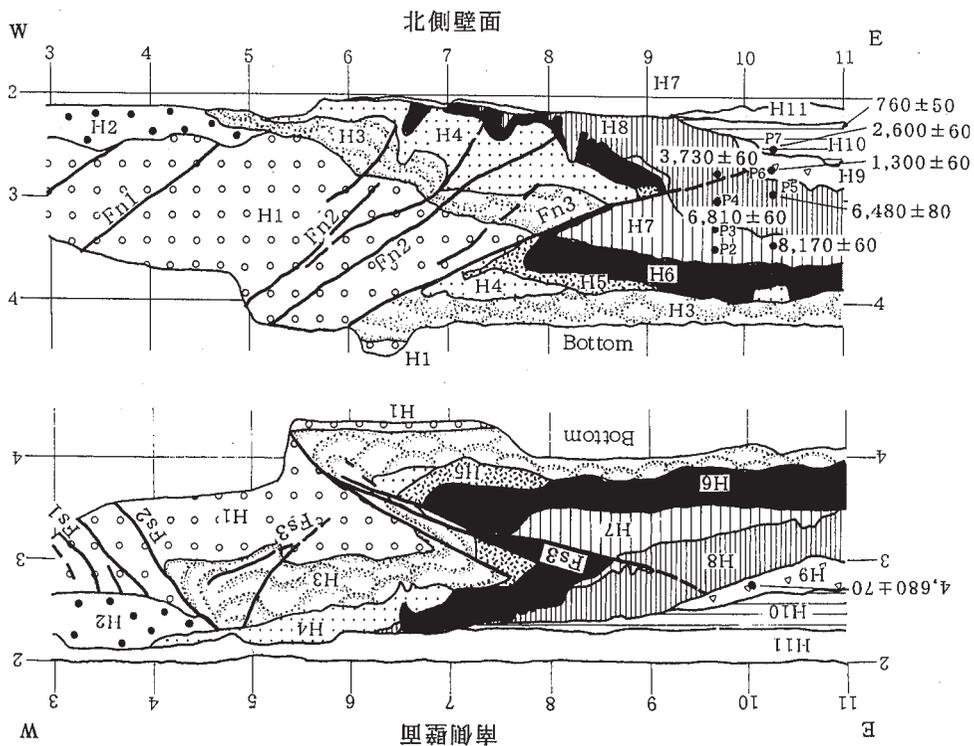
(1) 命名

東郷（1971）による。

(2) 分布・変位

上寺断層は、泰山寺野台地の南西縁を北東-南西方向に全長は約3kmにわたって延びる。断層は段丘崖の直下を通過するものと考えられるが、低断層崖などの地形は認められない。断層北東部の安曇川町庄塚の南では、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

（注）政府の地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会が取りまとめた「（改訂草案）長期的な地震発生確率の評価手法について」に基づいて、地震の発生確率の分布が対数正規分布に従い、標準偏差が0.23であるとした場合の計算値



第32図 養庭野断層弘川地区トレンチの壁面スケッチ (小松原ほか, 1999)
北壁スケッチのグリッド番号は第31図の写真中の番号に一致する。グリッドの間隔は1m.

せる断層 (副断層) が見られた。

Ⅶ. 1. 4 柳ヶ瀬断層

(1) 命名

柳ヶ瀬断層が地質学的に最初に認識されたのは、山崎・多田 (1927) である。その後、杉村 (1963) は第四紀に左横ずれ変位を伴って活動していることを推定した。

(2) 分布・変位

柳ヶ瀬断層は、木之本町木之本付近から福井県の今庄町板取付近にかけて、南北ないし北北西-南南東方向に延びる左横ずれ活断層で、全長は約30kmである (杉山ほか, 1994)。竹生島地域には、そのうち南端の一部が沖積低地下に伏在して分布するのみである。

(3) 活動履歴

柳ヶ瀬断層の活動履歴調査としては、地質調査所が1992年に余呉町椿坂で、さらに1997年にはその北方約4kmの椿坂峠においてトレンチ調査を実施した。その結果、1992年の調査では約600-700年前に最新活動があったものと推定されたが (杉山ほか, 1993)、1997年の調査では最新活動は7,000-7,200年前と判断された。これらより、最新活動時期が地点により異なることが明らかになった (吉岡ほか,

1998b) .

Ⅶ. 1. 5 琵琶湖湖底の活断層

琵琶湖北部の湖底には、植村・太井子（1990）によって湖底地形ならびにユニブームとエアージェットの記録から、マキノ町沖から新旭町の安曇川三角州沖を経て南方の比良山地沖に連続する西岸湖底断層系と、湖北町沖から長浜市沖に至る東岸湖底断層系の存在が推定されていた。しかしながら、西岸湖底断層系のうち今津町沖と安曇川三角州沖の間については、水野・小松原（1999）がソノプロープによる音波探査を行った。その結果、断層による変形が認められないことから、植村・太井子（1990）によって西岸湖底断層系とされた段差は湖底段丘崖であるとみなされた（水野・小松原，1999）。一方、東岸湖底断層系については、岡村ほか（1992）がソノプロープによる音波探査を行い、長浜市沖において埋積された撓曲構造を認めた。しかしその変形時期は、鬼界アカホヤ火山灰の降下（約7,000年前）以前であるとした。

Ⅶ. 2 地震活動

竹生島地域周辺で発生した主な被害地震としては、1325（正中2）年の地震と1662（寛文2）年の地震、そして1909（明治42）年の姉川地震が知られている。

Ⅶ. 2. 1 1325年の地震

1325年の地震では、福井県南部と滋賀県北部に大きな被害が生じ、本地域内では琵琶湖内の竹生島の一部が崩壊したほか、愛発中山（マキノ町小荒路付近あるいはその北方か）の斜面が崩れるなどの被害が出た。余呉町椿坂の柳ヶ瀬断層と敦賀断層南部で実施したトレンチ調査では、それぞれ約600-700年前に断層活動があったことが推定されており、この活動が1325年の地震に相当する可能性が指摘されている（杉山ほか，1993，1998）。

Ⅶ. 2. 2 1662年の地震

1662年の地震では福井県若狭地方、滋賀県のほぼ全域（特に湖西地方）、及び京都市南部から大阪市にかけての広い範囲が大きな被害を受けた。竹生島地域の北西方（西津地域内）に位置する三方五湖では、地震前は菅湖から久々子湖に流れていた気山川が、途中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など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（南西隣の北小松地域内）では、東側の比良山地の山腹が崩壊し安曇川を堰止めたことが、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こと（吉岡ほか，1998a）から、三方断層と花折断層北部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 $7\frac{1}{4}$ -7.6と推定している。

Ⅶ. 2. 3 姉川地震

姉川（江濃^{ごうのう}）地震は、1909（明治42）年8月14日午後3時31分に、柳ヶ瀬断層の南端を震源として発生した。滋賀県北東部から岐阜県南西部にかけての広範囲に大きな被害を与え、特に滋賀県内では虎姫町で最も多く、家屋の倒壊・山崩れなどのほか、死者41名、負傷者784名を出した（彦根測候所、1911）。マグニチュードは6.8と推定される（宇佐美、1987）。

Ⅷ. 資源地質

（中江 訓）

Ⅷ. 1 スカルン鉱床

竹生島地域内で、鉱山として採掘されたスカルン鉱床にはマキノ鉱山しか報告がなく、そのほかは小規模に採掘された記録が報告されているのみである。これらはすべて閉山している。

マキノ鉱山

滋賀県高島郡マキノ町海津の南東方約2kmに位置し、海津大崎北側の山腹にある。マキノ鉱山は、昭和39年9月から昭和40年1月まで手掘りによって小規模に稼行されていたが、その後休止した（滝本ほか、1965）。珪灰鉄鉱・灰鉄輝石・珪灰石・透輝石・ざくろ石などの鉱物を産出した（辻・北原、1979；清水・松尾、1975）。ここでは丹波テレーン在原コンプレックスの泥岩中に挟まれる小規模な石灰岩岩塊が、南側に露出する黒雲母花崗岩の貫入によって接触交代作用を被り、スカルンを形成したと考えられている（滝本ほか、1965）。

大浦小ッ組

西浅井町大浦より南西約1kmに位置すると推定されるが、正確な所在を確認できなかったため、地質図には所在を示していない。この周辺には、丹波テレーン在原コンプレックスの泥岩・砂岩などが分布している。磯部ほか（1976）によると、ここでは接触変成作用を受けた石灰岩が見られ、ざくろ石を採掘し研磨材・建材として利用していた。接触変成作用を与えたとみなされる花崗斑岩は、大浦集落の西端に露出している。

月出

西浅井町月出より東北東約500mの琵琶湖湖岸に位置し、丹波テレーン在原コンプレックスの泥岩などに接触変成作用を与えた黒雲母花崗岩と花崗斑岩の岩脈が見られる。このうち花崗斑岩脈の両側に

第4表 竹生島地域及び敦賀地域における温泉の特徴と源泉所在地
 「地点1」と「地点3」は、所在を地質図に示してある。また「敦賀」は、所在が敦賀地域にあることを示す。

地点	源泉名	源泉所在地	開発年次	温度(℃)	掘削深度(m)	湧出量(l/分)	泉質
敦賀	名称未定	西浅井町大浦字羽部114	—	22	—	1.38	自噴 単純炭酸鉄泉
1	マキノ温泉	マキノ町大字白谷字山田	S51	17.8	300	150	動力 放射能泉（緩和性低張冷鉱泉）
敦賀	マキノ白谷温泉	マキノ町奥谷1	S55	16.4	215	60	動力 単純弱放射能冷鉱泉（アルカリ性低張冷鉱泉）
敦賀	余呉湖温泉	余呉町大字下余呉2311	S57	15.5	40	20.7	自噴 単純鉄冷鉱泉（低張性中性冷鉱泉）
2	名称未定	新旭町大字針江字大久保5-192	—	27.1	750	370	自噴 単純温泉（低張性中性低温泉）
3	北近江の湯	高月町大字唐川字上野色89	—	36	1,500	67.6	動力 ナトリウム-塩化物泉（低張性アルカリ性温泉）

スカルンが形成され、珪灰石・透輝石・ざくろ石などが採取される。昭和15年頃に鑄物砂用として、ざくろ石が採掘されていた（松尾，1977）。

VIII. 2 採石

竹生島地域では、北端部中央の奥琵琶湖トンネル東側の1ヶ所、マキノ町海津北東方の2ヶ所で、丹波テレーン河内コンプレックスの海津緑色岩岩体を採掘していたが、現在は稼行していない。

VIII. 3 温泉

竹生島地域内には、マキノ町白谷と新旭町針江ならびに高月町唐川の3ヶ所に、温泉が認められる。また本地域の北側（敦賀地域内）に位置する、マキノ町奥谷、西浅井町大浦、余呉町下余呉にも温泉の存在が報告されている。しかし、栗本ほか（1999）には大浦の温泉の記述がなく、また他の2温泉についても詳細が記されていないので、ここで改めて第4表に掲載する。

マキノ温泉及びマキノ白谷温泉

マキノ温泉の所在地は高島郡マキノ町大字白谷宇山田（地点1）。昭和51年11月に開発され、八王子川下流右岸の段丘上から300m掘削された。泉質は放射能泉で、ポンプによって毎分150ℓの湧出がある（園ほか，1976；田中ほか，1981）。この付近は、花崗岩類と接触変成を被った丹波テレーンの分布域である。これより北東方約220mのマキノ町奥谷（敦賀地域内）にはマキノ白谷温泉があり、昭和55年4月に八王子川上流左岸の段丘上から215m掘削された。泉質は単純弱放射冷鉱泉で、ポンプによって毎分60ℓの湧出が見られる（中村ほか，1981）。

新旭町針江の温泉

高島郡新旭町大字針江字大久保にある旧宅地造成地の深さ約750mの井戸水である（地点2：詳細な所在が確定できなかったため地質図には記していない）。ここは三角州からなる琵琶湖西岸の低地に位置し、以前から天然ガスの試掘が行われていた。泉質は単純温泉で、毎分370ℓの自噴が見られる（川本ほか，1998）。

北近江の湯

源泉の所在地は伊香郡高月町大字唐川字上野色（地点3）。地下1500mまで掘削され、36.0℃の温泉水をポンプによって毎分67.7ℓ汲み上げている。泉質はナトリウム-塩化物泉である。この周辺では20-30m以深に丹波テレーンが分布しており、柳ヶ瀬断層に付随したとみなされる断層の破砕帯内に貯えられた地下水を利用した温泉である（川本ほか、1998）。

西浅井町大浦の温泉

源泉の所在地は伊香郡西浅井町大浦字羽部（敦賀地域内）。毎分1.38ℓの自然湧出が見られる。泉質は単純炭酸鉄泉である（河辺・小林、1973）。

余呉湖温泉

源泉の所在地は伊香郡余呉町下余呉（敦賀地域内）。昭和57年度に余呉湖の北端から120mの地点で掘削された。単純鉄冷鉱泉で、毎分20.7ℓの自噴が見られる。この付近は丹波テレーン分布域で、これを基盤とする沖積層中に貯留された被圧水が源泉となっていると考えられている（金田ほか、1983）。

文 献

- 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.
- 藤本秀弘（1979） 滋賀県の花崗岩。滋賀県の自然，（財）滋賀県自然保護財団，p. 205-227.
- 藤原重彦（1977） 丹波地帯中・南部砂岩中の重鉱物。本州地向斜内帯総研連絡誌，no. 2，p. 10-17.
- 福井県編（1983） 土地分類基本調査 敦賀・竹生島。39p.
- 福井県編（1986） 土地分類基本調査 竹波・今庄。44p.
- 原山 智・棚瀬充史・赤羽久忠・仲井 豊（1988） 美濃帯の火成岩類。日本の地質「中部地方Ⅱ」，共立出版，p. 88-96.
- Hashimoto, M. (1972) Relic clinopyroxenes of Paleozoic greenstones of the Tamba and Mikabu Terranes, Southwest Japan. *Jour. Jaan. Assoc. Min. Petr Econ. Geol.*, vol. 67, p. 323-331.
- Hashimoto, M., Kashima, N. and Saito, Y. (1970) Chemical composition of Paleozoic greenstones from two areas of Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 76, p. 463-476.
- Hashimoto, M. and Saito, Y. (1970) Metamorphism of Paleozoic greenstones of the Tamba plateau, Kyoto Prefecture. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 76, p. 1-6.
- 彦根測候所（1911） 近江国姉川地震報告。94p.
- Imoto, N.(1984) Late Paleozoic and Mesozoic cherts in the Tamba Belt, Southwest Japan. *Bull. Kyoto Univ. Education, ser. B*, 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.
- 井上重一 (1931) 滋賀県高島郡中部地質概報. 地球, vol. 16, p. 409-420.
- 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.
- 石井清彦 (1932) 7万5千分の1地質図幅伏見及び同地質説明書. 地質調査所, 42p.
- 磯部敏雄・岡田 久・高橋政宏・北岸武彦 (1976) 滋賀県神崎郡佐目子谷の鉱物及び同県伊香郡大浦産鉱物について. 京都地学会会誌, no. 29, p. 1-9.
- 磯見 博 (1956) 5万分の1地質図幅近江長浜及び同説明書. 地質調査所, 51p.
- 石田志朗・河田清雄・宮村 学 (1984) 彦根西部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 121p.
- Ishida, S. and Nakagawa, Y. (1978) Preliminary report on geology of Aibano, northwest of Lake Biwa, Japan. In Horie, S. ed., *Paleolimnology of Lake Biwa and Japanese Pleistocene*, vol. 6, p. 39-53.
- Isozaki, Y., Maruyama, S. and Furuoka, F. (1990) Accreted oceanic Materials in Japan. *Tectonophysics*, vol. 181, p. 179-205.
- 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.
- 岩生周一 (1962) 丹波地域炉材珪石の地質. 鉱山地質, vol. 12, p. 334-345.
- 金田恵美子・大野達雄・園 正・和田 稔 (1983) 滋賀県下の温泉について (第12報). 滋賀県立衛生環境センター所報, vol. 18, p. 107-108.
- 活断層研究会編 (1980) 日本の活断層—分布図と資料. 東京大学出版会, 363p.
- 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.
- 河辺朝美・小林慈信 (1973) 滋賀県の温泉 (泉質) について (第5報). 滋賀県立衛生公害研究所報, vol. 9, p. 29-30.
- 川本 寛・松井由廣・寺倉宏美・谷口秀治・和田 稔 (1998) 滋賀県下の温泉について (第22報). 滋賀県立衛生環境センター所報, vol. 33, p. 103-110.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦産火成岩のK-Ar dating (V) —西南日本の花崗岩類—. 岩鉱, vol. 56, p. 191-211.
- 木村克己 (2000) 丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスのスラスト系と運動像. 地質学論集, no. 55, p. 181-202.
- Kimura, K. and Hori, R. (1993) Offscraping accretion of Jurassic chert-clastic complexes in the Mino -Tamba Belt, central Japan. *Jour. Struct. Geol.*, vol. 15, p. 145-161.
- 木村克己・牧本 博・吉岡敏和 (1989) 綾部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 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.
- 木村克己・吉岡敏和・中野聰志・松岡 篤（印刷中）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。
- 巨智部忠承（1894）20万分の1宮津図幅及び同地質説明書。地質調査所，64p.
- 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.
- 栗本史雄・内藤一樹・杉山雄一・中江 訓（1999）敦賀地域の地質。地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，72p.
- 楠 利夫（1989）丹波帯Ⅱ型地層群天ヶ瀬砂岩層の堆積機構と堆積場。地球科学，vol. 43，p. 211-223.
- 楠 利夫・武蔵野 実（1987）丹波帯，Ⅱ型地層群周山シンフォーム周辺の砂岩の鉱物組成の検討。日本地質学会関西支部報，no. 103，p. 3-5.
- 楠 利夫・武蔵野 実（1989）丹波帯砂岩の特性。地球科学，vol. 43，p. 75-83.
- 楠 利夫・武蔵野 実（1992）丹波帯の三畳系-下部ジュラ系の砂岩組成とその意義。地質学論集，no. 38，p. 99-110.
- 楠 利夫・武蔵野 実・安養寺寿樹・石賀裕明（1986）丹波帯と超丹波帯の砂岩組成。碎屑性堆積物研究会報，no. 4，p. 23-32.
- 小松原 琢・水野清秀・寒川 旭・七山 太・木下博久・松木宏彰・新見 健・吉村辰朗・井上 基・居川信之・葛原秀雄・中村美重・関司高志・横井川博之（1998）琵琶湖西岸活断層系北部，饗庭野断層の第四紀後期の活動。地調月報，vol. 49，p. 447-460.
- 小松原 琢・水野清秀・寒川 旭・七山 太・木下博久・新見 健・間野道子・吉村辰朗・井上 基・葛原秀雄・関司高志・中村美重・横井川博之（1999）琵琶湖西岸活断層系北部・饗庭野断層の活動履歴。地震2，vol. 51，p. 379-394.
- 松尾源一郎（1977）滋賀県月出の接触変成帯と産出鉱物。京都地学会会誌，no. 30，p. 1-22.
- 松下 進（1950）京都府地質誌。地学，vol. 2，p. 41-49.
- 松下 進（1953）日本地方地質誌，近畿地方（初版）。朝倉書店，293p.
- 松浦浩久・栗本史雄・寒川 旭・豊 遙秋（1995）広根地域の地質。地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，110p.
- 三浦宗次郎（1890）20万分の1名古屋図幅及び同地質説明書。地質調査所，70p.
- 宮村 学・三村弘二・横山卓雄（1976）彦根東部地域の地質。地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，49p.
- 水野清秀・小松原 琢（1999）琵琶湖西岸断層系堅田断層及び今津-高島沖湖底断層の補備調査。平成10年度活断層・古地震研究調査概要報告書，地質調査所速報，no. EQ/99/3，p. 215-224.
- 武蔵野 実（1984）丹波地帯の2組の地層群における碎屑岩の岩質の特徴とその相違について。DESK

- 総研「近畿地方を中心とする後期古生代-古第三紀の堆積盆の変遷」報告, p. 111-115.
- 武蔵野 実・楠 智美・楠 利夫 (1992) 丹波帯の構造的最上位に見られる三畳系砕屑層. 京都教育大学紀要, ser. B, vol. 80, p. 1-9.
- 武蔵野 実・中村雅利 (1976) 京都市北部雲ヶ畑地域, 栗夜叉谷の砂岩と礫岩. 京都教育大学紀要, ser. B, vol. 49, p. 25-40.
- 武藤俊充・石渡 明 (1999) 福井県小浜地域の丹波帯および滋賀県雲仙石灰岩体の緑色岩の岩石学的比較研究. 日本地質学会第106年学術大会講演要旨, p. 327.
- 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.
- 中江 訓 (1991) 化学組成からみた丹波帯緑色岩の起源. 岩鉱, vol. 86, p. 487-496.
- Nakae, S. (1992) A formative process of the sedimentary complex of the Tamba Terrane in the Wakasa area, Southwest Japan: An example of continuous accretion. *Jour Geol. Soc. Japan*, vol. 98, p. 401-413.
- 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 (1993) デコルマ面としての遠洋性珪質岩中のP-T境界—丹波帯のジュラ紀付加作用に関連して—. 地調月報, vol. 44, p. 471-481.
- 中江 訓 (2000a) 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 (2000b) 西南日本内帯ジュラ紀付加複合体の広域対比. 地質学論集, no. 55, p. 73-98.
- 中江 訓・吉岡敏和 (1998) 熊川地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 71p.
- 中村新太郎・松下 進・館林寛吾 (1936) 京都西山山地の地質. 地球, vol. 26, p. 311-334.
- 中村昇一・田中勝美・園 正・田中孝幸・徳地幹夫 (1981) 滋賀県下の温泉について (第10報). 滋賀県立衛生研究所報, vol. 16, p. 118-119.
- Nakazawa, K. and Nogami, Y. (1967) Problematic occurrence of the Upper Triassic fossils from western hills of Kyoto. *Mem. Fac. Sci, Kyoto Univ., Ser. Geol & Mineral*, vol. 34, p. 9-22.
- 西田 誠・足立 守・近藤直門 (1974) 犬山北方域のいわゆる古生層より産出した材化石とその地質学的意義. 植物研究雑誌, vol. 49, p. 265-273.
- 西田 誠・足立 守・阿部 宏 (1977) 岐阜県関ヶ原北方の“古生層”より産出した材化石. 植物研究雑誌, vol. 52, p. 33-38.
- 岡田篤正・東郷正美編 (2000) 近畿の活断層. 東京大学出版会, 395p.
- 岡村 眞・佐藤比呂志・隈元 崇・堤 昭人・嶋本利彦・東郷正美・植村善博・松田時彦・露口耕治 (1992) 琵琶湖湖底活断層の音波探査 (予報). 活断層研究, no. 10, p. 53-64.
- 小野山文武 (1931) 篠山盆地地質概観. 地球, vol. 16, p. 159-175.
- 大築洋之助・清野信雄 (1919) 20万分の1教賀図幅及び同地質説明書. 地質調査所, 191p.

- 坂口重雄 (1957) 京都西山の層序と構造. 大阪学芸大学紀要, vol. 6, p. 13-24.
- 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 palaeontology of the South Tamba district, part I Stratigraphy. *Mem. Osaka Gakugei Univ., Ser. B*, vol. 10, p. 35-67.
- 坂口重雄 (1973) 丹波地帯における地角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.
- 坂口重雄・平岡由次・柴山元彦・曾我一郎 (1970) 京都西山地角斜堆積物の研究. 大阪教育大学紀要, vol. 19, p. 13-31.
- 斎藤 眞 (1989) 美濃帯西部岐阜県谷汲村地域のジュラ紀メラランジェ. 地質雑, vol. 95, p. 579-594.
- 斎藤 眞・沢田順弘 (2000) 横山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 126p.
- 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.
- 佐野 栄・田崎耕市 (1989) 丹波帯の緑色岩. 地質学論集, no. 33, p. 53-67.
- Sano, S., Hayasaka, Y. and Tazaki, K. (2000) Geochemical characteristics of Carboniferous greenstones in Inner Zone of Southwest Japan. *The Island Arc*, vol. 9, p. 81-96.
- Sato, T. (1974) A Jurassic ammonite from near Inuyama, north of Nagoya. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan. N.S.*, vol. 96, p. 469-661.
- 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. 40-412.
- 滋賀県 (1954) 20万分の1滋賀県地質図.
- 滋賀県編 (1988) 土地分類基本調査 竹生島. 64p.
- 滋賀自然環境研究会編 (1979) 滋賀県の自然. (財) 滋賀県自然保護財団, 541p.
- 清水照夫・松尾源一郎 (1975) 滋賀県高島郡・マキノ鉱山. 京都地学会会誌, no. 28, p. 18-22.
- 杉村 新 (1963) 柳ヶ瀬断層. 第四紀研究, vol. 2, p. 220-231.
- 杉山雄一・栗田泰夫・佃 栄吉・吉岡敏和 (1993) 1992年瀬柳ヶ瀬断層 (椿坂地区) トレンチ調査. 活断層研究, no. 11, p. 100-109.
- 杉山雄一・栗田泰夫・吉岡敏和 (1994) 柳ヶ瀬-養老断層系ストリップマップ. 地質調査所.
- 杉山雄一・下川浩一・栗田泰夫・佐竹健治・水野清秀・吉岡敏和・小松原 琢・七山 太・荻谷愛彦・吾妻 崇・伏島祐一郎・佃 栄吉・寒川 旭・須貝俊彦 (1999) 近畿三角地帯における主要活断層の調査結果と地震危険度. 平成10年度活断層・古地震研究調査概要報告書. 地質調査所速報, no. EQ/99/3, p. 285-309.
- 杉山雄一・吉岡敏和・寒川 旭・佐竹健治 (1998) 敦賀断層の活動履歴調査. 地質調査所速報, no. EQ/98/1 (平成9年度活断層・古地震研究調査概要報告書), p. 101-112.
- 園 正・中村昇一・堤 正雄 (1976) 滋賀県下の温泉について (第7報). 滋賀県立衛生研究所報, vol. 12, p. 128-129.

- 田結庄良昭・加々美寛雄・柚原雅樹・中野聡志・澤田一彦・森岡幸三郎 (1999) 高Sr同位体比初生値を有する近畿地方の白亜紀～古第三紀花崗岩類. 地質学論集, no. 53, p. 309-321.
- Taira, A., Tokuyama, H. and Soh, W. (1989) Accretion tectonics and evolution of Japan. In Ben-Avraham, Z. ed., *The evolution of the Pacific Ocean Margins*, Oxford Univ. 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, no. 8, p. 22-31.
- 滝本 清・佐野美則・山本重幸・熊谷博光 (1965) 第3章近畿地方, 第1節滋賀県, A マキノ地区. 国内鉄鋼原料調査, 第4報, 通商産業省鉱山審議会鉱山部会, p. 7-9.
- 丹波地帯研究グループ (1969) 丹波地帯の古生界 (その1) 一京都府北桑田郡京北町東部の古生層一. 地球科学, vol. 23, p. 187-193.
- 丹波地帯研究グループ (1971) 丹波地帯の古生界 (その2) 一京都府北桑田郡京北町の古生層一. 地球科学, vol. 25, p. 211-218.
- 丹波地帯研究グループ (1975) 丹波地帯の地向斜堆積相の研究. 地団研専報, no. 19, p. 13-23.
- 丹波地帯研究グループ (1990) 丹波地帯の中・古生界 (その7) 一福井県遠敷郡名田庄村南部地域に分布するI型地層群一. 地球科学, vol. 44, p. 77-90.
- 丹波地帯研究グループ (1995) 大阪府北摂山地, 泥岩層からのトリアス紀中世放散虫化石の発見. 地球科学, vol. 49, p. 433-436.
- 田辺利幸・丹波地帯研究グループ (1987) 丹波帯周山シンフォーム内部の中生界層序. 日本地質学会関西支部報, no. 102, p. 2-3.
- 田中勝美・中村昇一・園 正・田中孝幸・徳地幹夫 (1981) 滋賀県における温泉の泉質について. 滋賀県立衛生環境センター所報, vol. 16, p. 120-125.
- 東郷正美 (1971) 饗庭野台地の変形について. 地理評, vol. 44, p. 194-200.
- 東郷正美 (1974) 琵琶湖北岸・野坂山地の変動地形. 地理評, vol. 47, p. 669-683.
- 辻 一信・北原隆男 (1979) 滋賀県下のおもな鉱物・鉱床. 滋賀自然環境研究会編, 滋賀県の自然, p. 479-541.
- 塚野喜蔵・伊藤政昭 (1965) 敦賀市東部山地の古生層について. 福井大学学芸学部紀要, II (自然科学), no. 14, p. 101-116.
- 塚野喜蔵・伊藤政昭 (1967) 福井, 滋賀県境の古生層について (予報). 福井大学教育学部紀要, II (自然科学), no. 17, p. 81-91.
- 植村善博 (1997) 今津町の地形環境. 今津町史編集委員会編, 今津町史, 第1巻 古代-中世, p. 22-53.
- 植村善博・太井子宏和 (1990) 琵琶湖湖底の活構造と湖盆の変遷. 地理評, vol. 63, p. 722-740.
- 宇佐美龍夫 (1987) 新編日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 434p.
- 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.
- 脇田浩二・原山 智・鹿野和彦・三村弘二・坂本 亨 (1992) 20万分の1地質図 岐阜. 地質調査所.
- 山崎直方・多田文男 (1927) 琵琶湖附近の地形と其の地体構造につきて. 地震研究所彙報, vol. 2, p. 85-108.

- 山下傳吉 (1894) 20万分の1比叡山図幅及び同地質説明書. 地質調査所, 80p.
- Yao, A. (1982) Middle Triassic to Early Jurassic radiolarians from the Inuyama area, central Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 25, p. 53-70.
- Yao, A. Matsuda, T. and Isozaki, Y. (1980) Triassic to Jurassic radiolarians from the Inuyama area, Central Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, vol. 23, p. 135-154.
- 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.
- 吉田光広・脇田全啓 (1975) 京都西北山地の三畳紀コノドントの産出について. 地団研専報, no. 19, p. 43-48.
- 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.
- 吉岡敏和・苅谷愛彦・七山 太・岡田篤正・竹村恵二 (1998a) 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.
- 吉岡敏和・杉山雄一・細矢卓志・逸見健一郎・渡辺俊一・田中英幸 (1998b) 柳ヶ瀬断層の最新活動—滋賀県余呉町椿坂峠におけるトレンチ発掘調査—. 地震2, vol. 51, p. 281-287.
- 吉岡敏和・宮下由香里・杉山雄一 (2000) 琵琶湖西岸断層系酒波断層の活動履歴調査. 平成11年度活断層・古地震研究調査概要報告書, 地質調査所速報, no. EQ/00/2, p. 119-126.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50, 000

Kyōto (11) No. 5



GEOLOGY

OF THE

CHIKUBU SHIMA DISTRICT

By

Satoshi NAKAE, Toshikazu YOSHIOKA and kazuki NAITO

(Written in 2000)

(ABSTRACT)

The Chikubu Shima district, situated mainly in northern part of Shiga Prefecture, geologically belongs to the Inner Zone of Southwest Japan. The district includes three major geologic units : (1) mainly Jurassic accretionary complex of the Tamba Terrane ; (2) Paleogene granitic rock and dikes ; (3) Quaternary non-marine sediments. The Tamba Terrane is intruded by the granitic rock and dikes, and unconformably covered by the Quaternary sediments. The geology of this district is summarized in Figs. 1 and 2.

JURASSIC

Tamba Terrane

Geologic entity of the Tamba Terrane consists of terrigenous clastic rocks, pelagic rocks and volcanic rocks of oceanic seamount, and was formed as accretionary complexes through subduction-accretion during Early to Late Jurassic time. It is characterized by dismembering and chaotically mixing of the above rocks. These rocks in the Chikubu Shima district comprise Permian basaltic rocks and limestones of volcanic seamounts, Permian to Middle Jurassic cherts of pelagic realm, and younger terrigenous clastic rocks of Middle to Late Jurassic. Oceanic plate stratigraphy can be restored on

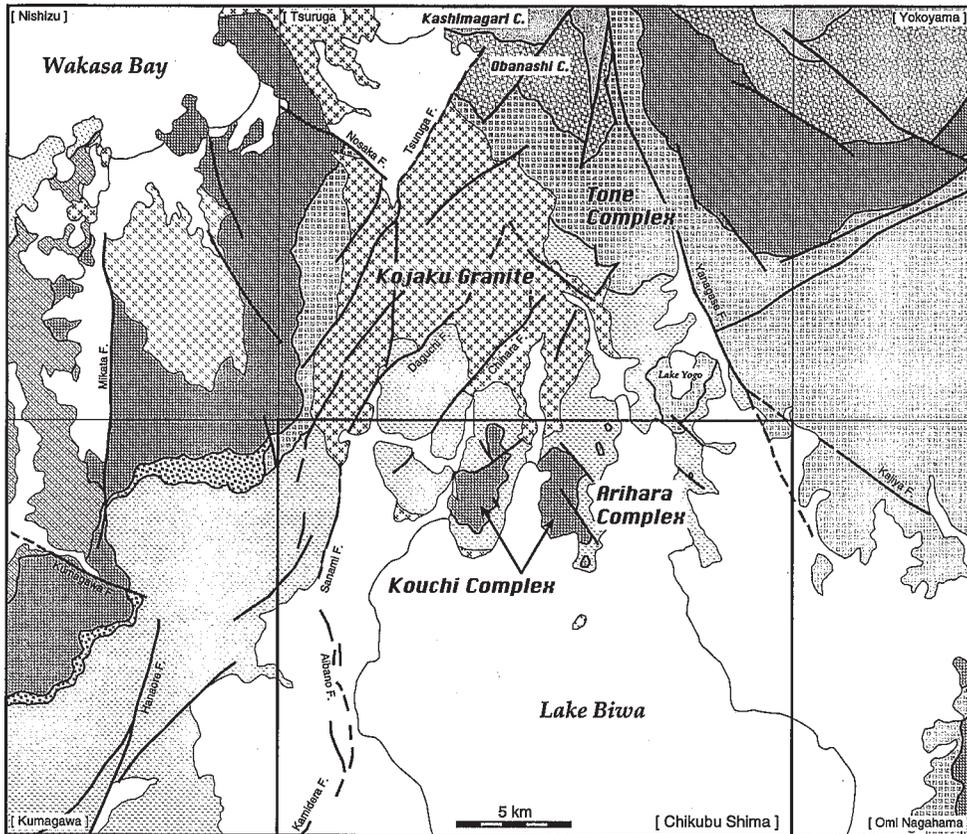


Fig. 1 Geological map of the Chikubu Shima District

the basis of interrelation between lithology and depositional age of these rocks. This stratigraphy begins with basaltic rocks and limestones, and is followed by a sequence from cherts to clastic rocks.

The Tamba Terrane in the Chikubu Shima district is tectonostratigraphically divided into three units ; they are the Kouchi, Tone and Arihara Complexes, in tectonically descending order. The Kouchi Complex in the district consists mainly of basaltic rocks, which may be Early Permian in age. The Tone Complex is composed of Middle Jurassic clastic rocks with subordinate Triassic to Jurassic cherts and Permian basaltic rocks and limestones. The Arihara Complex consists of predominant Middle to Late Jurassic clastic rocks, and minor amounts of Triassic to Middle Jurassic cherts. These complexes are considered to be bounded by a thrust fault each other.

PALEOGENE

Kōjaku Granite and dikes

The Kōjaku Granite is composed of coarse- and medium-grained biotite granites, and

Age		Geologic Unit		Geologic Event
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvium	↑ Active faulting ↔ Formation of terrace ↓ Deposition of non-marine sediments
		Pleistocene	Terrace deposits	
			Kobiwako Group, Takashima Formation Akatsukikaido Member	
	Neogene	Pliocene	Kojaku Granite and Dikes	↔ Intrusion of igneous rocks
		Miocene		
	Paleogene	Oligocene		
Eocene				
Paleocene				
Mesozoic	Cretaceous	Late		
		Early		
	Jurassic	Late		
		Middle		
		Early		
	Triassic	Late		
		Middle		
		Early		
	Paleozoic	Permian	Late	
Middle				
Early				
Carboniferous				

Fig. 2 Geologic summary of the Chikubu Shima District

fine-grained porphyritic biotite granite. It sporadically crops out as several bodies, namely the Kōjaku, Nishihama, Kaizu-ōsaki and Chikubushima Bodies. The dikes consist mainly of granite porphyry, granodiorite porphyry and granodiorite, and strike NNW-SSE and NEE-SWW. The NNW-SSE striking dikes extend more than 1.5 km long and the NEE-SWW striking ones crop out with less than 500 m long. These granitic bodies and dikes intrude into the Jurassic accretionary complex of the Tamba

Terrane in Paleogene time.

QUATERNARY

Quaternary sediments in the Chikubu Shima district is distributed around Lake Biwa-ko. They are divided into the Kobiwako Group, terrace deposits and alluvium.

Kobiwako Group

The Kobiwako Group consists of the Pliocene to Pleistocene non-marine deposits distributed around Lake Biwa-ko. In the district, only the Pleistocene Akatsukikaido Member of the Takashima Formation is observed. This member consists mainly of silt and sand, and is intercalated with a volcanic ash layer (the Akatsuki ash layer). This ash layer shows an age of 0.17 Ma base on the correlation to the Biwa-I Reverse Event.

Terrace deposits and alluvium

Terrace deposits are mainly distributed in the Aibano and Taisanjino Hills, and along major rivers such as the Adogawa and Ishidagawa. These terraces are composed mainly of gravel, sand and silt, and are divided into the Higher, Middle II to IV and Lower I to III. The Higher terrace was formed in the Middle Pleistocene, and the others were formed in the Late Pleistocene. Alluvium is widely distributed around the Lake Biwa-ko, and along major rivers such as the Adogawa, Ishidagawa in the north-west of this district, and the Yogogawa, Takatokigawa and Anegawa in the northeast parts. It consists mainly of gravels, sand and mud.

ACTIVE FAULTS

Four active faults are observed in the Chikubu Shima district. The Sanami, Aibano and Kamidera faults run in the western part of this district, and the Yanagase fault is observed in the northeastern part.

The Sanami fault, north of the Aibano fault, is a reverse fault and extends N-S for about 5 km long. The last faulting was occurred about 2, 800-3, 000 years ago. The Aibano fault is a reverse fault, extending N-S for about 8 km long along the eastern margin of the Aibano Hills. Paleoseismological studies indicate the last faulting of this fault was occurred about 2, 400-2, 800 years ago. The Kamidera fault extends NE-SW for about 3 km long along the eastern margin of the Taisanjino Hills. The Yanagase fault, extending NNW-SSE and running about 30 km long, is one of major active faults in Southwest Japan. The southern end of this fault is concealed under the alluvium.

RESOURCES GEOLOGY

There are a few skarn deposits and hot springs in the Chikubu Shima district. Skarn deposits are known at three localities and have been quarried. But, now all of them are closed. The skarn minerals were formed from limestones in the Tamba Terrane by contact metasomatism. Three hot springs observed in this district are categorized into

three spring types ; simple springs, Na-Cl springs and radioactive springs, according to their respective water chemistry.

文献引用例

中江 訓・吉岡敏和・内藤一樹（2001）竹生島地域の地質．地域地質研究報告（5万
分の1地質図幅），地質調査所，71p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Nakae, S., Yoshioka, T. and Naito, K (2001) *Geology of the Chikubu Shima district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 71p. (in Japanese with English abstract 5p.).

平成13年1月17日 印刷

平成13年1月22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 溝手堅治

印刷所 アサヒビジネス株式会社

茨城県土浦市虫掛3317-2

© 2001 Geological Survey of Japan