

地域地質研究報告
5 万分の 1 地質図幅
金沢 (10) 第78号
NI-53-13-3

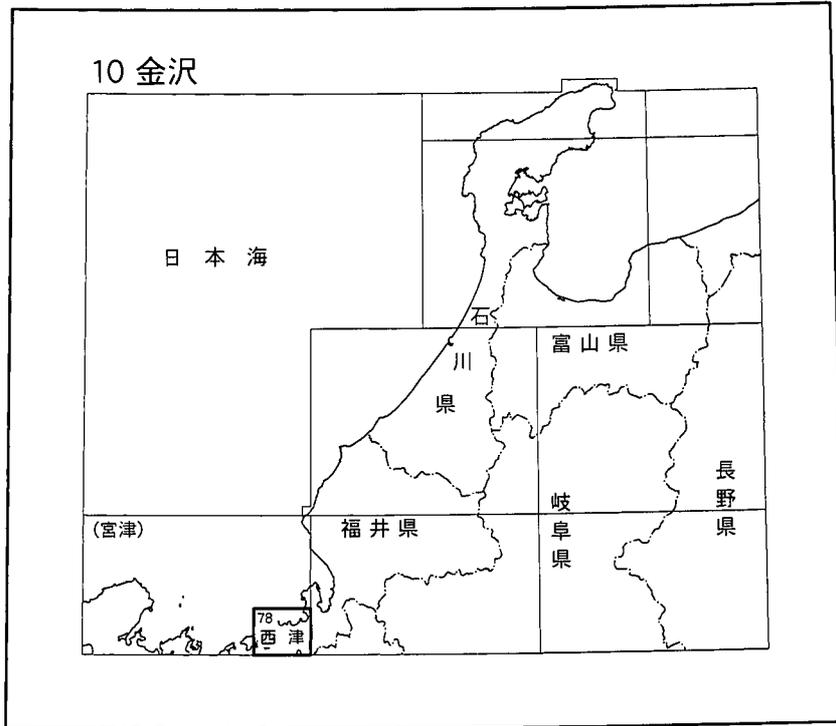
西 津 地 域 の 地 質

中江 訓・小松原 琢・内藤一樹

平 成 14 年

独立行政法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

位置図



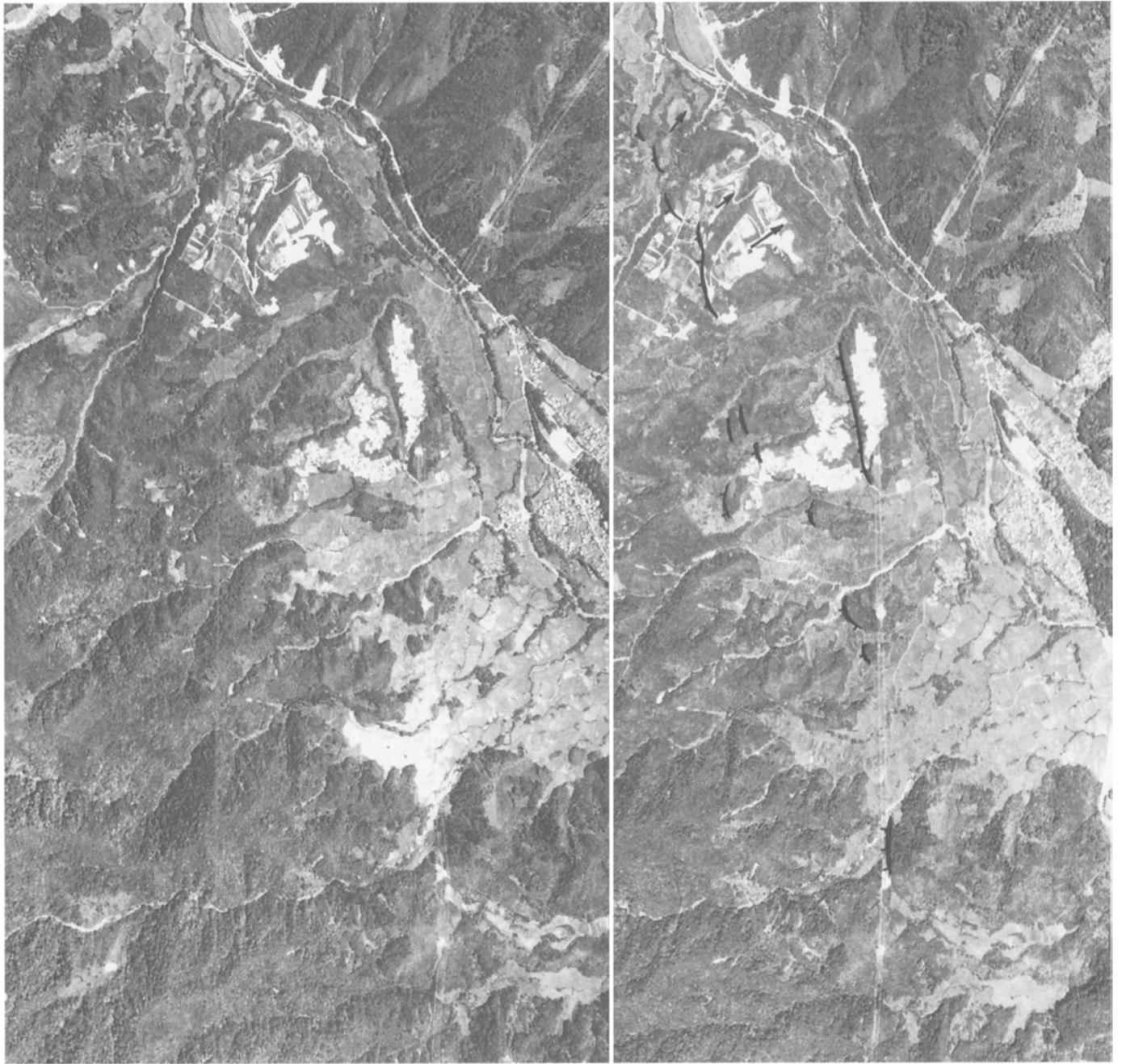
() は 1:200,000 図幅名

5万分の1地質図幅索引図
Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

	10-66 竹波 Takenami NI-53-13-2 (未刊行, unpublished)	7-67 今庄 Imajo NI-53-7-14 (未刊行, unpublished)
10-77 鋸崎 Nokogirizaki NI-53-13-7 (1957)	10-78 西津 Nishizu NI-53-13-3 (2002)	7-79 敦賀 Tsuruga NI-53-7-15 (1999)
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)



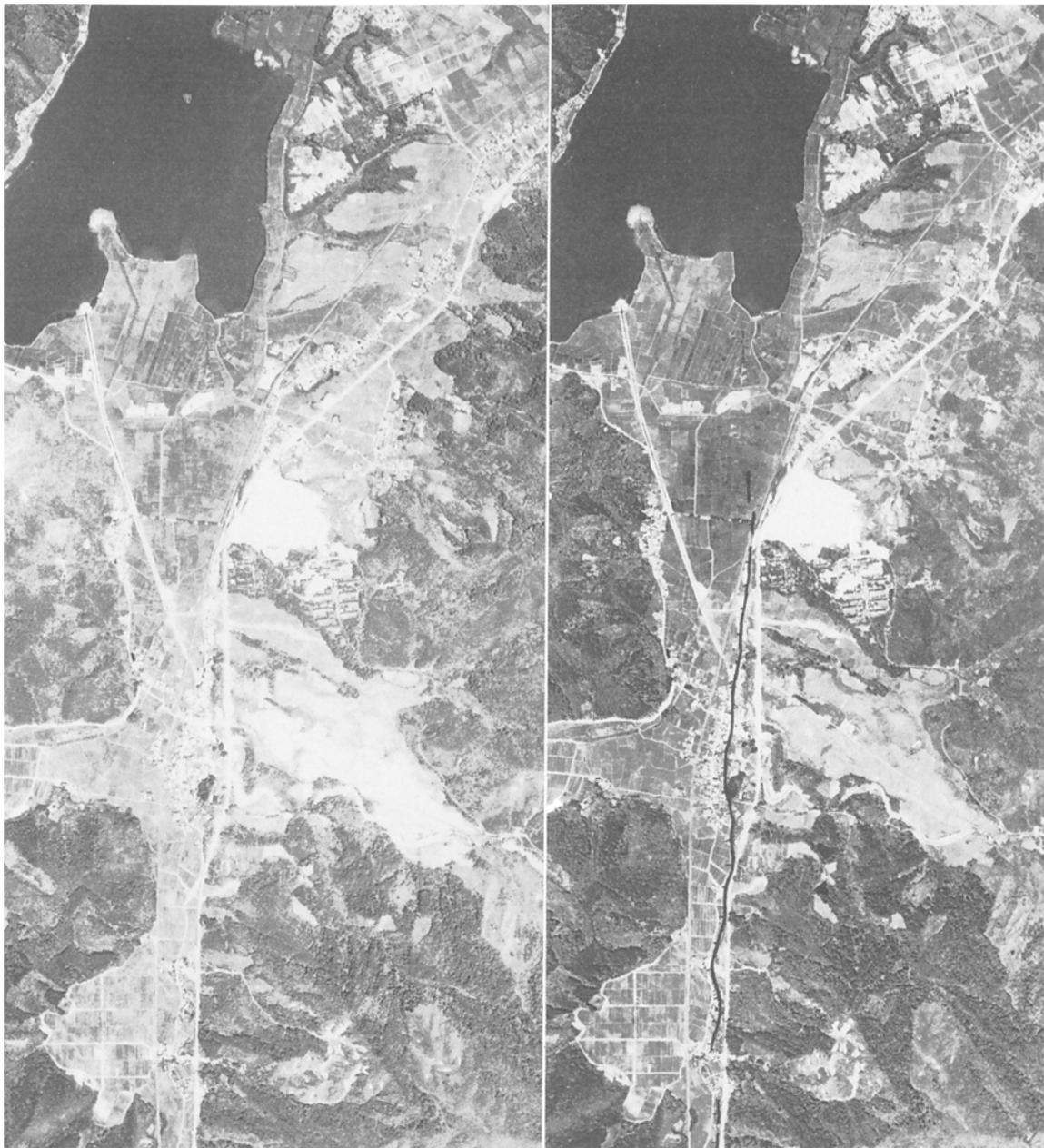
口絵 1 西津地域及びその周辺のJERS-1 (ふよう 1号) による SAR 画像 (合成開口レーダー画像)
 東経135° 45' -136° 00' と北緯35° 30' -35° 40' で囲まれた範囲が西津地域. 使用画像 (1993年 7月13日撮影,
 PATH071, ROW241) は (財) 資源・環境観測解析センター (ERSDAC) より提供を受けた. 経緯度数値は日
 本測地系による.



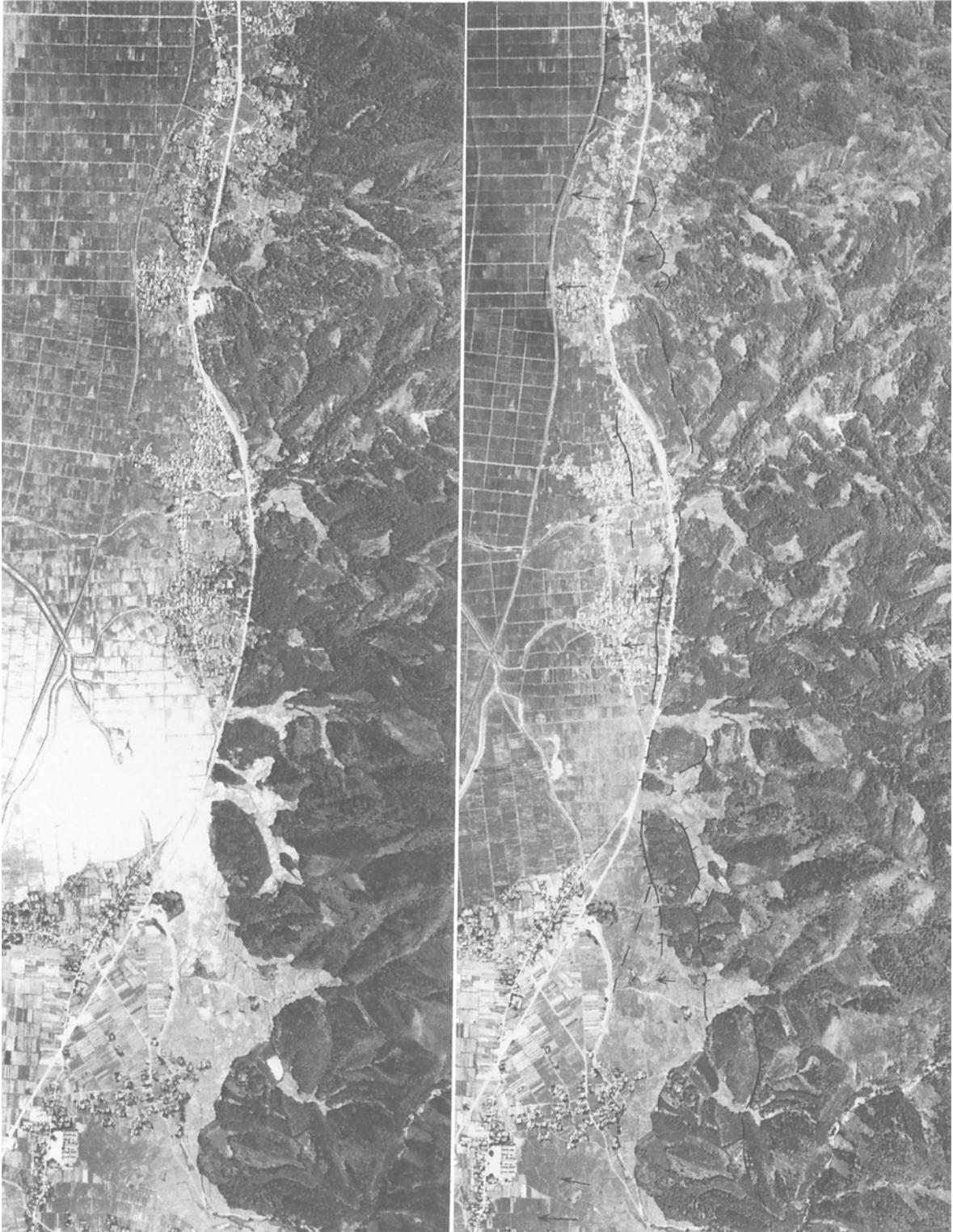
口絵 2 耳川断層主要部の空中写真
国土地理院1968年撮影 (CB68-1X C5-9, 10)



口絵 3 耳川下流部の空中写真
国土地理院1968年撮影 (CB68-1X C3-8, 9)



口絵 4 三方断層北部の空中写真
国土地理院1968年撮影 (CB68-1X C4-4, 5)



口絵 5 三方断層南部の空中写真
国土地理院1968年撮影 (CB68-1X C6-11, 12)

西津地域の地質

中江 訓*・小松原 琢*・内藤一樹**

地質調査総合センターは、1882年にその前身である地質調査所が創設されて以来、国土の地球科学的実態を解明するための調査研究を行ない、様々な縮尺の地質図を作成・出版してきた。そのなかで5万分の1地質図幅は、自らの地質調査に基づく最も詳細な地質図であり、基本的な地質情報が網羅されている。

1978年に地震予知連絡会によって、近い将来に地震の起こる可能性が他より高い地域として全国8ヵ所の「特定観測地域」が選定され、政府をはじめとする各界からこの地域の地質図幅の早急な整備が要請された。これを受けて、1979年から「地震予知のための特定観測地域の地質図幅作成計画（特定地質図幅の研究）」が開始され、現在その第5次計画が実施されている。

西津地域の地質図幅の作成は、特定観測地域「名古屋・京都・大阪・神戸地区」の地質図幅作成計画の一環として行われ、本報告は平成9年度から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、ジュラ系を中江が、上部白亜系-古第三系を内藤と中江が、第四系と活断層を小松原が担当した。本報告の執筆は後記の通りに分担し、全体の取りまとめは中江が行った。

千葉大学園芸学部の百原 新博士には、能登野層中の植物化石の鑑定を賜った。地球科学情報研究部門の堀 常東氏（調査当時：筑波大学地球科学研究科）には、現地調査ならびに放散虫化石の酸処理と抽出作業の一部をお願いした。また同部門の柏木健司氏（調査当時：大阪市立大学大学院理学研究科）には、現地調査に協力していただいた。福井県嶺南振興局敦賀保健所生活衛生課、福井県美浜町企画課政策振興係ならびに福井県三方町総合政策室には、源泉地所在調査における資料収集の便宜を図って頂いた。さらにジビル調査設計(株)地質部長松山幸弘氏には、数々の文献資料を提供していただいた。(財)資源・環境観測解析センター(ERSDAC)にはJERS-1(ふよう1号)による画像データの提供と便宜を図って頂いた。活断層研究センターの堀川晴央氏には、近畿地方の震央分布図を作図していただいた。また本研究に用いた岩石薄片は、地質標本館の野神貴嗣氏、大和田 朗氏、ならびに北海道地質調査連携研究体の佐藤卓見氏の製作によるものである。

(平成13年稿)

所 属

* 地球科学情報研究部門

** 深部地質環境研究センター

Keywords: areal geology, geologic map, 1:50,000, Nishizu, Obama, Kaminaka, Mikata, Mihama, Fukui Prefecture, Imazu, Shiga Prefecture, Early to Middle Jurassic, Late Cretaceous, Paleogene, Quaternary, Pleistocene, Holocene, Tamba Terrane, Kumodaniyama Granite, Kōjaku Granite, Kugushi Granite porphyry, Notono Formation, terrace deposits, alluvium, Mikata fault, Hiruga fault, Mimikawa fault, Nosaka fault

目 次

I. 地 形	1
I. 1 海域の地形	1
I. 1. 1 若狭湾の概要	1
I. 1. 2 湾岸・湾底の地形	1
I. 1. 3 海底の地質構造	1
I. 2 陸域の地形	1
I. 2. 2 山地の地形	3
I. 2. 2 台地の地形	4
I. 2. 3 低地の地形	4
I. 2. 4 水 系	4
II. 地質概説	7
III. ジュラ系丹波テレーン	10
III. 1 研究史	10
III. 1. 1 丹波帯の研究史	10
III. 1. 2 西津地域の研究史	11
III. 2 概 要	11
III. 2. 1 海洋プレート層序と付加作用	12
III. 2. 2 地層の混在化と岩相記載	12
III. 3 構造層序単元	13
III. 3. 1 新庄コンプレックス	15
III. 3. 2 向笠コンプレックス	16
III. 3. 3 世久見コンプレックス	19
III. 4 岩 相	22
III. 4. 1 緑色岩	22
III. 4. 2 石灰岩	23
III. 4. 3 赤色珪質泥岩	25
III. 4. 4 チャート	26
III. 4. 5 珪質泥岩	26
III. 4. 6 泥 岩	27
III. 4. 7 砂岩泥岩互層	28
III. 4. 8 砂 岩	28
III. 4. 9 礫 岩	30
III. 4. 10 泥質混在岩	30
III. 5 産出化石と地質年代	31
III. 5. 1 紡錘虫化石	32
III. 5. 2 放散虫化石	32
III. 5. 3 地質年代	35
III. 5. 4 復元層序	35
III. 6 地質構造	36
III. 6. 1 コンプレックス境界断層	36
III. 6. 2 褶曲構造	37

IV. 上部白亜系-古第三系火成岩類	40
IV. 1 研究史及び概要	40
IV. 1. 1 研究史	40
IV. 1. 2 概 要	40
IV. 2 雲谷山花崗岩	41
IV. 2. 1 命名・分布	41
IV. 2. 2 地 質	41
IV. 2. 3 岩 相	43
IV. 2. 4 化学組成	44
IV. 2. 5 放射年代	46
IV. 3 江若花崗岩	46
IV. 3. 1 命名・分布	46
IV. 3. 2 地質・岩相	46
IV. 3. 3 放射年代	47
IV. 4 久々子花崗斑岩	48
IV. 4. 1 命名・分布	48
IV. 4. 2 地質・岩相	49
IV. 5 岩 脈	50
V. 第四系	52
V. 1 研究史及び概要	52
V. 2 能登野層	52
V. 3 高位段丘堆積物	53
V. 3. 1 高位Ⅰ段丘堆積物	54
V. 3. 2 高位Ⅱ段丘堆積物	54
V. 3. 3 未区分高位段丘堆積物	55
V. 4 中位段丘堆積物	55
V. 4. 1 中位Ⅰ段丘堆積物	55
V. 4. 2 中位Ⅱ段丘堆積物	56
V. 5 低位段丘堆積物	56
V. 5. 1 低位Ⅰ段丘堆積物	56
V. 5. 2 低位Ⅱ段丘堆積物	57
V. 5. 3 低位Ⅲ段丘堆積物	57
V. 6 崖錐・小扇状地堆積物	57
V. 7 沖積層	57
V. 7. 1 旧湿地堆積物	57
V. 7. 2 後背湿地及び自然堤防堆積物	58
V. 7. 3 海浜堆積物	58
V. 8 低地地下の第四系	58
V. 9 地すべり堆積物	60
VI. 地質構造	61
VI. 1 高角傾斜断層	61
VI. 1. 1 南北走向の高角断層	61
VI. 1. 2 北西-南東走向の高角断層	62
VI. 1. 3 北東-南西走向の高角断	63

VI. 2	リニアメント	63
VI. 3	高角傾斜断層による地塊化	64
VII.	活断層及び地震活動	65
VII. 1	活断層	65
VII. 1. 1	野坂断層及び延長の海底断層	66
VII. 1. 2	耳川断層	66
VII. 1. 3	三方断層	67
VII. 1. 4	日向断層及び延長の海底断層	72
VII. 1. 5	熊川断層とその沖合いの海底断層	74
VII. 2	地震活動	74
VIII.	災害地質	77
VIII. 1	土石流災害	77
VIII. 2	地すべり・崩壊	77
VIII. 3	地震危険度	78
IX.	資源地質	79
IX. 1	鉱床	79
IX. 1. 1	金属鉱床	79
IX. 1. 2	非金属鉱床	79
IX. 2	温泉	80
IX. 2. 1	概要	80
IX. 2. 2	源泉地及び泉質	80
IX. 3	天然ガス	81
文 献		82
Abstract		88

図・表・付図目次

口絵 1	西津地域及びその周辺の JERS-1(ふよう 1 号) による SAR 画像	
口絵 2	耳川断層主要部の空中写真	
口絵 3	耳川下流部の空中写真	
口絵 4	三方断層北部の空中写真	
口絵 5	三方断層南部の空中写真	
第 1 図	西津地域の行政区分図	2
第 2 図	西津地域周辺の海底等深線と埋谷面図	2
第 3 図	西津地域の地形分類図	3
第 4 図	西津地域周辺の断層及び水系	4
第 5 図	三方五湖を繋ぐ人工河川	5
第 6 図	西津地域及びその周辺地域の地質概略図	7
第 7 図	西津地域の地質総括図	8
第 8 図	海洋プレート層序と付加作用	12
第 9 図	コンプレックスを特徴づける産状と構造	13
第 10 図	西津地域における丹波テレーンの地質概略図	14
第 11 図	模式地における新庄コンプレックスのルートマップ	16

第 12 図	新庄コンプレックスの柱状図	17
第 13 図	模式地における向笠コンプレックスのルートマップ	18
第 14 図	向笠コンプレックス基底部の産状	18
第 15 図	向笠コンプレックスの柱状図	19
第 16 図	模式地における世久見コンプレックスのルートマップ	20
第 17 図	世久見コンプレックスと超丹波テレーンの産状	20
第 18 図	世久見コンプレックスの柱状図	21
第 19 図	緑色岩の露頭写真 (I)	22
第 20 図	緑色岩の露頭写真 (II)	23
第 21 図	緑色岩の薄片写真	24
第 22 図	玄武岩石灰岩礫岩と石灰質砂岩の露頭写真	25
第 23 図	玄武岩石灰岩礫岩の薄片写真	25
第 24 図	赤色珪質泥岩の露頭写真と薄片写真	26
第 25 図	チャートと酸性凝灰岩の露頭写真	27
第 26 図	チャート・珪質泥岩・酸性凝灰岩・泥岩の薄片写真	28
第 27 図	泥岩及び砂岩泥岩互層の露頭写真	29
第 28 図	砂岩の露頭写真	29
第 29 図	砂岩の薄片写真	30
第 30 図	礫岩の露頭写真	30
第 31 図	泥質混在岩の露頭写真	31
第 32 図	西津地域におけるコンプレックスの岩相とその堆積年代の関係	34
第 33 図	西津地域における丹波テレーンの復元層序	35
第 34 図	西津地域における丹波テレーンの地質大構造の概要	36
第 35 図	コンプレックスの境界付近のルートマップ	38
第 36 図	向笠コンプレックスと世久見コンプレックスの境界断層	38
第 37 図	西津地域及びその周辺における火成岩類の分布	41
第 38 図	雲谷山花崗岩周辺の地質概略図と試料採取地点	42
第 39 図	雲谷山花崗岩のモード組成	43
第 40 図	雲谷山花崗岩の研磨面写真	44
第 41 図	雲谷山花崗岩の主要成分	46
第 42 図	雲谷山花崗岩の微量元素	47-48
第 43 図	江若花崗岩の露頭写真	49
第 44 図	久々子花崗斑岩の露頭写真	50
第 45 図	久々子花崗斑岩の研磨面写真	50
第 46 図	岩脈の研磨面写真	50
第 47 図	能登野層の柱状図	53
第 48 図	段丘堆積物の露頭写真	54
第 49 図	中位 I 段丘堆積物の柱状図	55
第 50 図	久々子湖-三方町気山にかけての低断層崖に沿う地形・地質断面図	56
第 51 図	崖錐及び小扇状地	58
第 52 図	小扇状地堆積物の柱状図と ¹⁴ C年代値	59
第 53 図	耳川下流部の旧河道	59
第 54 図	三方五湖低地の第四系の柱状図	59
第 55 図	地すべり堆積物の層相	60

第 56 図	西津地域における地質大構造の概要	62
第 57 図	高角傾斜断層の露頭写真	63
第 58 図	若狭湾周辺の活断層	65
第 59 図	野坂断層の北西延長に位置する若狭湾底の海底断層	66
第 60 図	耳川断層主要部の地形	67
第 61 図	耳川断層による段丘面の変位	68
第 62 図	耳川断層近傍における高位Ⅱ段丘堆積物の東傾動	68
第 63 図	耳川断層近傍における高位Ⅰ段丘堆積物の西傾動	68
第 64 図	三方断層北部の地形	69
第 65 図	三方断層における段丘面の変位・変形	70
第 66 図	三方断層の露頭	70
第 67 図	気山地区（旧気山小学校校庭）における三方断層のトレンチ断面	71
第 68 図	久々子湖南東岸付近のトレンチで見られた沖積層の変形	71
第 69 図	三方断層南部の地形	72
第 70 図	能登野層と中位Ⅱ段丘堆積物の傾動	72
第 71 図	菅湖及び久々子湖畔におけるボーリングと三方断層による第四系の変位	72
第 72 図	日向湖の音波探査結果	73
第 73 図	菅湖の音波探査結果	73
第 74 図	音波探査結果に見られる日向断層延長の海底断層	74
第 75 図	近畿地方北部における地震の震央分布	75
第 76 図	1662年（寛文二年）の地震による三方五湖周辺の地殻変動と地震後の浸水範囲	76
第 77 図	大規模マスマーブメント地形	77
第 1 表	三方五湖の地形	6
第 2 表	三方五湖における人工河川の初通年代	6
第 3 表	西津地域におけるコンプレックスの特徴	14
第 4 表	西津地域及びその周辺地域におけるコンプレックスの対比	15
第 5 表	石灰岩から産出した紡錘虫化石	32
第 6 表	チャートから産出したペルム紀放散虫化石	32
第 7 表	チャートから産出した三畳紀及びジュラ紀放散虫化石	33
第 8 表	珪質泥岩及び泥岩から産出した三畳紀及びジュラ紀放散虫化石	33
第 9 表	雲谷山花崗岩のモード組成測定結果	43
第 10 表	雲谷山花崗岩の主要成分及び微量元素の測定結果	45
第 11 表	雲谷山花崗岩の放射年代値	45
第 12 表	西津地域における第四系の対比	53
第 13 表	三方五湖低地の主要ボーリング一覧	60
第 14 表	若狭地方における歴史時代の被害地震	75
第 15 表	西津地域における温泉一覧	80
付図	化石産出地点，年代測定用試料採取地点，柱状図作成地点，及びルートマップ図の位置	87
Fig. 1	Geological map of the Nishizu District	89
Fig. 2	Geologic summary of the Nishizu District	90

I. 地 形

(中江 訓・小松原 琢)

西津地域は主に福井県西部(嶺南地方)のほぼ中央に位置し、東経 135°45'~136.0', 北緯 35°30'~35°40'(日本測地系)の範囲に相当する(世界測地系では、北緯 35°30'11"4・東経 135°44'49"8, 北緯 35°40'11"3・東経 135°44'49"8, 北緯 35°40'11"4・東経 135°59'49"7, 北緯 35°30'11"4・東経 135°59'49"7で囲まれた範囲)。行政的には福井県小浜市、遠敷郡上中町、三方郡三方町、美浜町、滋賀県高島郡今津町に属する(第1図)。本報告で主として扱う陸域は西津地域の南部-東部を占め、北部から西部にかけては若狭湾が広がる。このため本報告では、特に断わりのない限り、陸域を指して西津地域と呼ぶことにする。

I. 1 海域の地形

I. 1. 1 若狭湾の概要

若狭湾は、西の丹後半島(経ヶ岬)と東の越前岬とを結んだ線で外洋と区分され、その形状は広い湾口と浅い奥行きによって特徴づけられている。海岸線が複雑に入り組んだ典型的なリアス海岸であり、多数の枝湾と付属湾が発達する。若狭湾の水深は、湾口中央部東寄りでも最も深く 260 m を超えるが、60~100 m の部分が全域の約 50% を占め、湾全域の平均水深は約 100 m である。若狭湾底の地形と地質構造については、主に海上保安庁水路部(1980a, b)と志岐・林(1985)に基づいて記述する。

I. 1. 2 湾岸・湾底の地形

若狭湾沿岸では全域にわたって山地が海岸に迫り、広い平地の発達が乏しい。西津地域では、湾入部に流入する河川が、河口付近に小さな扇状地三角州を形成しているに過ぎない。これは本地域を含む若狭湾南岸が、断層活動によって沈降した結果と考えられている。そのため複雑な海岸線をもつ典型的なリアス海岸をなし、大小様々な半島が突出している(第2図)。これらのうち規模の大きな半島は西から、内外海半島・黒崎・常神半島・敦賀半島と呼ばれ、その間には小浜湾(内外海湾)・矢代湾・世久見湾、さらに常神半島と敦賀半島に挟まれた湾入部が見られる。

若狭湾内の大部分は大陸棚からなり、多数の平坦面が見られる(志岐・林, 1985 の第1図参照)。これらの平坦面は、東側では平坦面 I (水深 80 m 以浅)・平坦面 II (水深 80~95 m)・大陸棚外縁より北方の平坦面 III (水深 200 m 以深)に、また西側では平坦面 I (水深 35 m 以浅)・平坦面 II (水深 41~70 m)・平坦面 III (水深 70~

105 m)・平坦面 IV (水深 100~120 m 以深)に区分されている(海上保安庁水路部, 1980a, b)。これらのうち顕著なものは、東側の平坦面 II と西側の平坦面 III である。両者は元々同一面であり、敦賀半島西方の大グリ^{のさか}の西を通る北西-南東方向の断層(後述の野坂断層の北西延長)によって、10 m 程度の水深差が生じたと考えられている。これらの平坦面上には、小規模の谷状地形が発達するほか、比高 1~2 m 程度の起伏が多数分布している。西津地域の若狭湾内では上記の西側平坦面 I, II, III (第2図)が見られる。

I. 1. 3 海底の地質構造

若狭湾の海底には、中新統(香住層群)が浸食されてできた浸食面を覆って、上記の海底平坦面を構成する第四系(鳥取沖層群上部層)が分布する(山本・梅田, 1993; 山本ほか, 2000)。香住層群の浸食面は大局的には若狭湾東部(敦賀湾東岸沖)に向かって東傾動し、第四系と共に若狭湾東部に多数発達する海底活断層群によって変位している(海上保安庁水路部, 1980a; 活断層研究会, 1991; 山本ほか, 2000)。

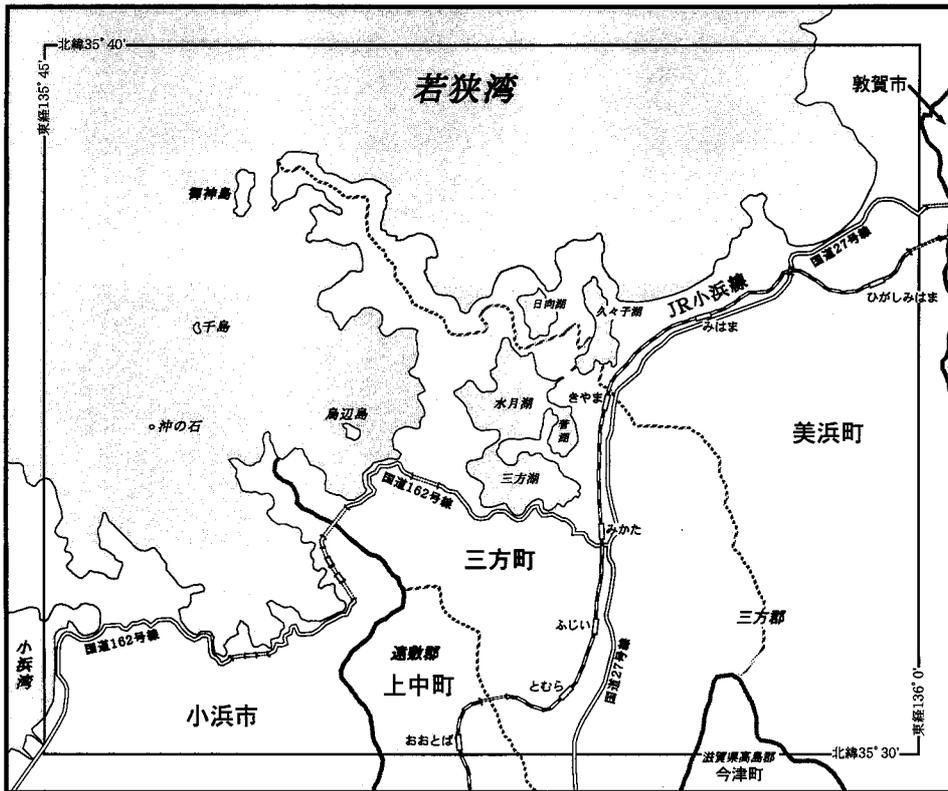
岩礁は海岸沿いや半島の突出端に多く見られ、そのうち敦賀半島西方の大グリや北方のトーグリなどの岩礁がその顕著なものである。これら 2 つの岩礁は、音響記録パターンと付近の陸上地質から判断して、花崗岩類からなると考えられている(海上保安庁水路部, 1980a)。

海上保安庁水路部(1980a, b)によると、若狭湾内の堆積層の変位、及び堆積層基底面深度の急変などから推定された断層が幾つか認められる。そのうち西津地域の周辺海域で顕著なものとして、北西-南東方向の断層が、敦賀半島西方の大グリ^{のさか}の西側と小浜湾口の北側に見られる。また南北方向の断層が、常神半島北東側と敦賀半島北西側に分布している。大グリ西側の断層の陸上延長は、野坂断層に一致する(第2図)。また小浜湾口の北側に見られる断層や、敦賀半島西方の断層の一部は、走向方向・変位方向の類似から、それぞれ熊川断層や日向断層の延長に位置づけられる可能性が高い。

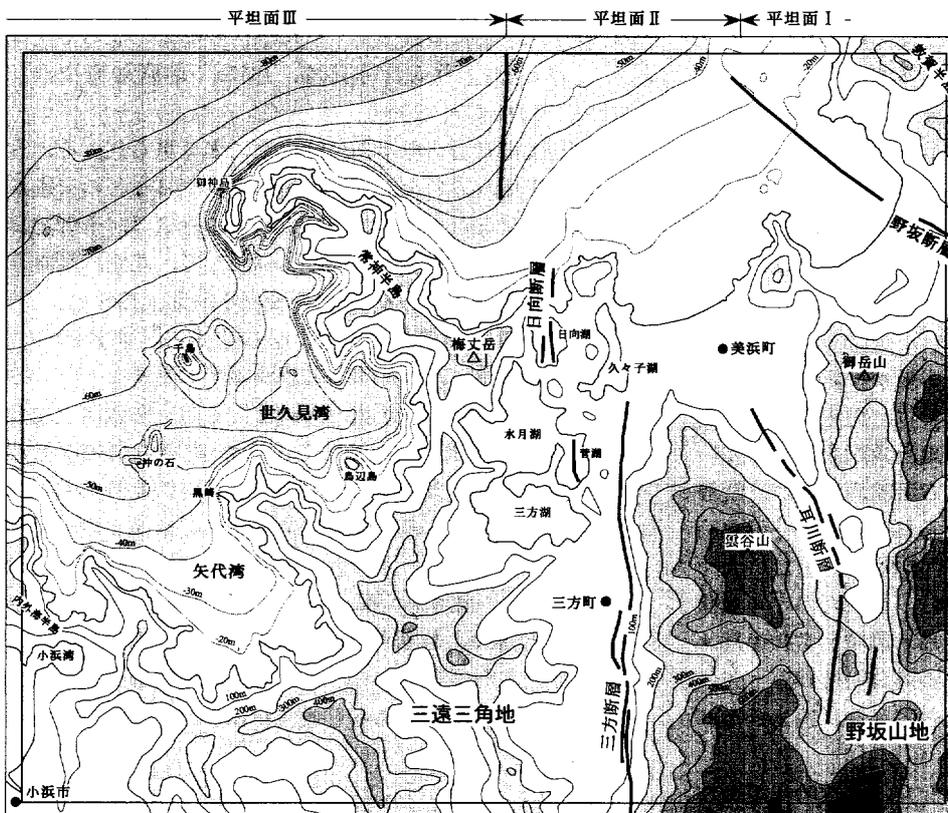
I. 2 陸域の地形

陸域には、山地とこれを開折する河谷や海岸沿いに見られる小規模な台地、低地、ならびに三方五湖の湖沼群が分布する(第3図; 経済企画庁総合開発局, 1974)。

西津地域の大部分は標高 300~900 m の嶺南山地^{れいなん}に含



第1図 西津地域の行政区分図
 国土地理院発行の5万分の1地形図「西津」,
 及び「鋸崎」,「小浜」,
 「熊川」,「竹生島」,「敦
 賀」,「今庄」,「竹波」
 の一部より作成。経緯
 度の数値は日本測地系
 による。

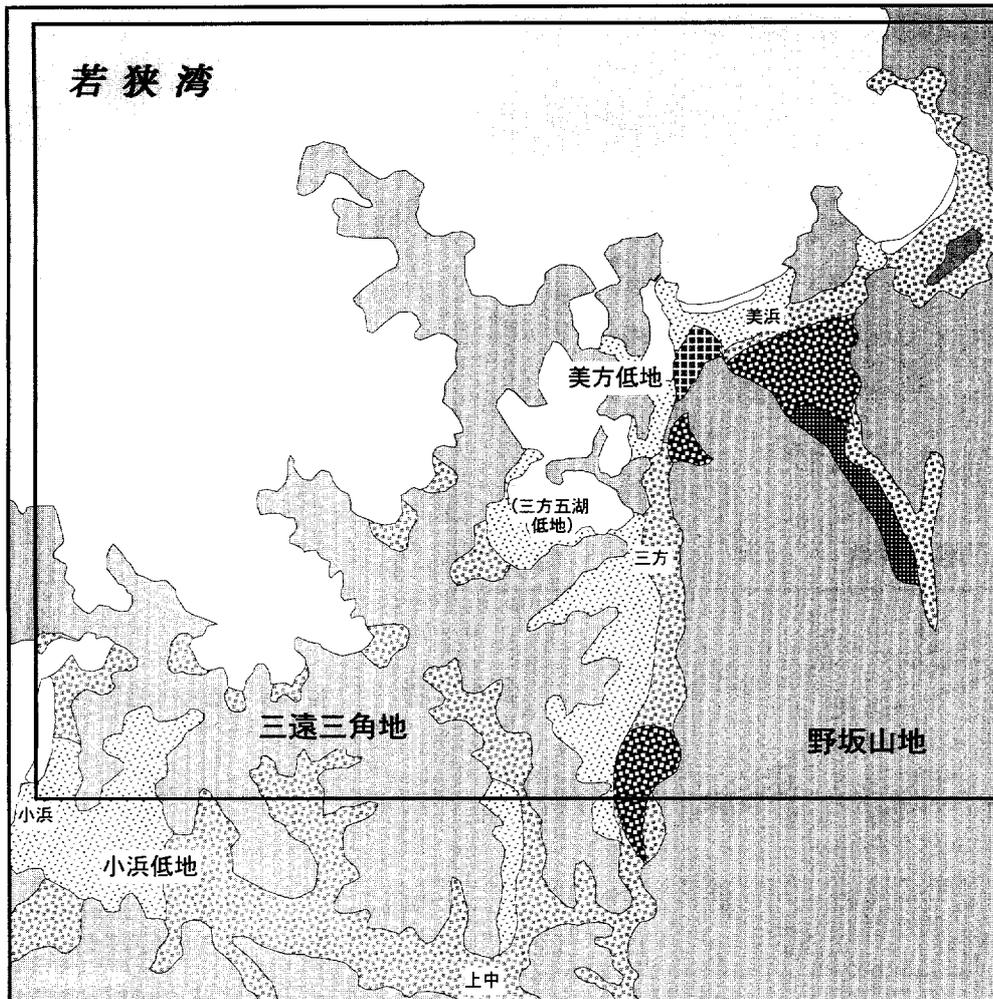


第2図 西津地域周辺の海底
 等深線と埋谷面図
 海底の等深線は、海
 上保安庁水路部(1980
 a, b)より作成。埋谷
 面図は、国土地理院
 発行の5万分の1地
 形図「西津」,及び「鋸
 崎」,「小浜」,「熊
 川」,「竹生島」,「敦
 賀」,「今庄」,「竹波」
 の一部を基に、500 m
 以下の谷を埋めて作
 成。

まれるが、中央付近を南北に横切る三方断層を境として地形的に大きく2分される。東側は山頂の標高が700-950 mの比較的急峻な山地(野坂山地)であるのに対し、

西側は標高450 m以下の低い山地とその間に分布する低地や湖沼群からなる(第2図)。

三方断層西側の嶺南山地は、上中町熊川から小浜市遠



第3図 西津地域の地形分類図
 経済企画庁総合開発局(1974)発行の土地分類図(地形分類図)福井県より作成。枠内は西津地域。

敷方面へ西北西に延びる熊川断層に沿う谷によって、南西側の丹波高地(若丹山地)と境される。三方・熊川断層に囲まれたこの地域は、三遠三角地(吉川, 1951)と呼ばれ、構造的な凹地として古くから注目されてきた。特に三方五湖と鱒川流域に広がる三方五湖低地(岡田, 1984)は、後期更新世以降に三方断層の活動に伴う沈降によって形成された構造的な低地帯と考えられている。

1.2.1 山地の地形

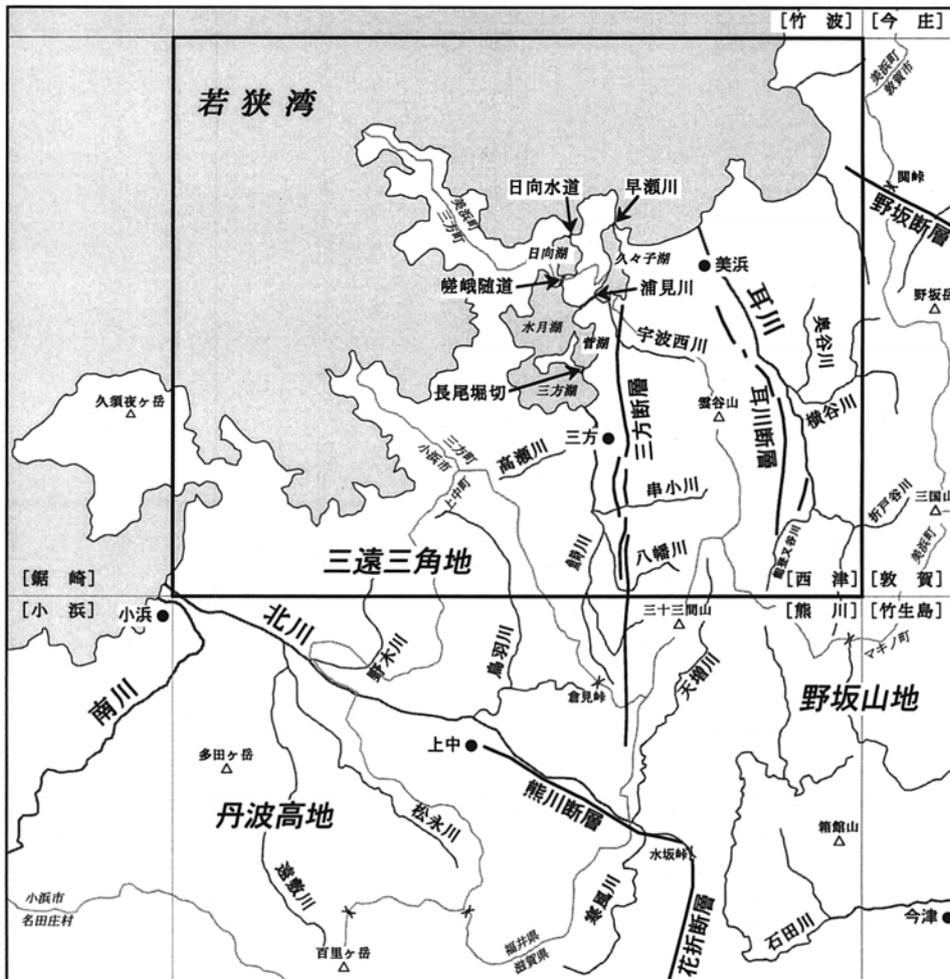
本地域の山地の分布は、丹波テレーンならびに雲谷山花崗岩・江若花崗岩の露出域にほぼ一致している。嶺南山地は、東側の野坂山地と西側の三遠三角地の山地(以下、三遠山地と略称する)に区分される。

野坂山地は東隣の敦賀地域西部に見られる野坂岳(913.5 m)を主峰とする山地で、その東端を柳ヶ瀬断層で、西端を三方断層で断たれ、それぞれ越美山地と三遠山地に接している。標高 800 m 前後に定高性を持ち、

頂上部には緩斜面が見られることが多い。また山頂に近い標高 600-900 m の稜線上には、所々で明瞭な小起伏面が発達する。西津地域内では、美浜町新庄字松屋の南方に標高の最高点(約 930 m)が位置し、耳川沿いの谷を挟んだ西側に雲谷山(786.6 m)が見られる。雲谷山周辺では、分水界をなす尾根が南北方向に延び、その東西に深く急峻な谷が発達している。

三遠山地は、東端と南端で野坂山地と丹波高地に接し、その境界にはそれぞれ三方断層と熊川断層がある。この山地の最高点は小浜市田鳥の東方に位置し、標高426 mである。三遠山地の主要な分水界はほぼ北東-南西方向に延び、水月湖の北西方に位置する梅丈岳(400.2 m)や田鳥東方の最高峰を連ねている。またこれに直交する北西-南東方向の谷と尾根が発達し、西側の若狭湾では、常神半島などの半島・岬と矢代湾・世久見湾などの湾入として見られる。

三遠山地では標高 200-300 m 面が最大の広がりであ



第4図 西津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「宮津」及び「岐阜」を基に作成。断層(一部省略)の分布は、活断層研究会編(1991)と本研究による。

るのに対し、周辺の野坂山地と丹波高地では標高300-400 m面の広がり最大であり、両者には約100 mの標高差が認められる(笹嶋, 1962)。また周辺山地と比較して三遠山地の標高は著しく低く、頂上部の平坦面には約400 mの標高差がある。これらの標高差、ならびに周辺山地と断層で接することから、三遠山地は周辺に対して相対的に沈降したと推定される。

本地域の山地全域には、構造的な弱面に規制された直線状の谷が格子状に発達する地形が認められる(東郷, 1974)。さらに緑色岩など特定の岩石が分布する地域では、スプーンで浅く抉りといったような特徴的な浸食地形(Ⅷ章参照)が数多く認められる。これは斜面表層を覆う表土だけでなく、山地の基盤岩が大規模な岩塊として滑動するマスマーブメントによって形成された地形と考えられる。

1. 2. 2 台地の地形

久々子湖の東方にわずかに見られる。ここでは中位I段丘面の分布におおよそ一致しており、海岸からの比高が20 m程度で起伏があまり見られないのが特徴である。

1. 2. 3 低地の地形

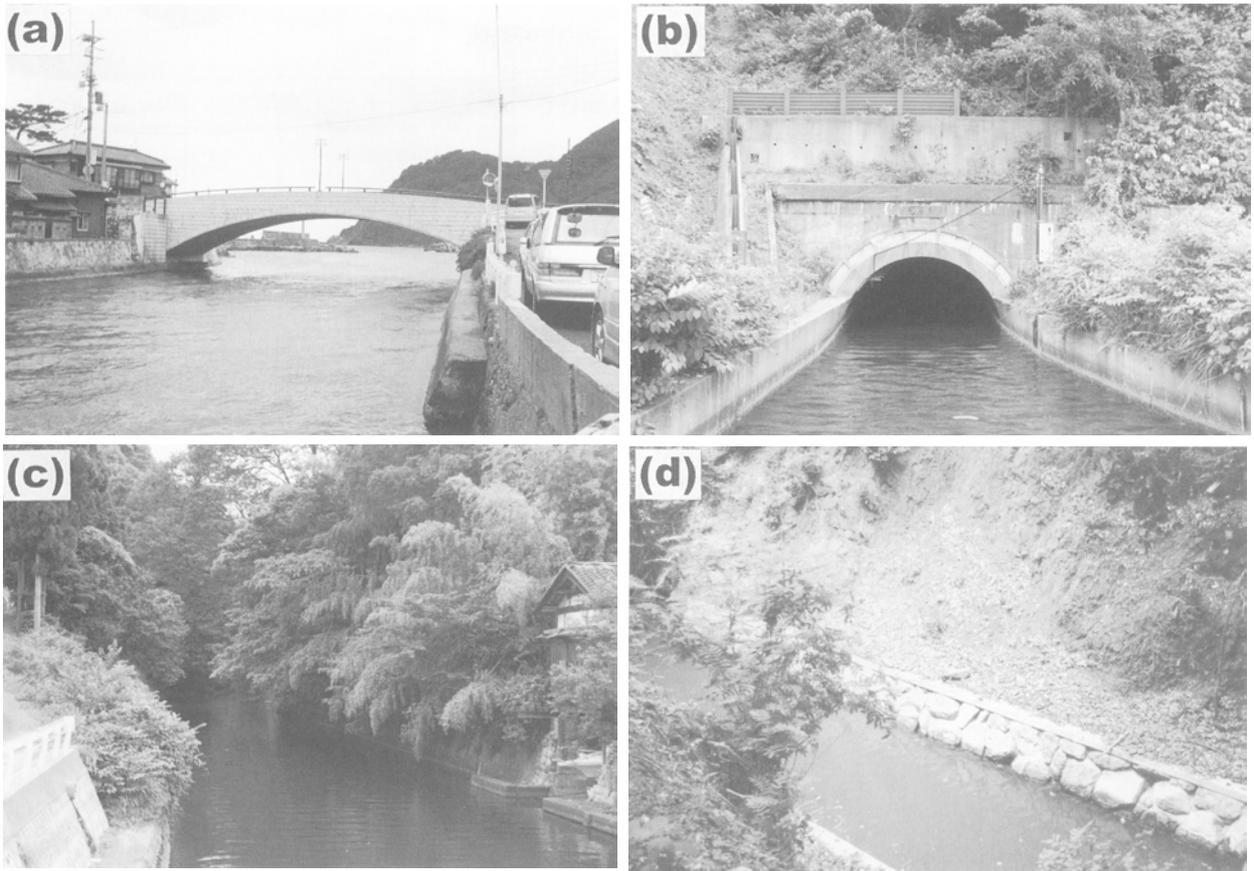
西津地域では低地の面積は狭くないが、北東部-中央部の美方低地と南西部の小浜平野(低地)として分布する。美方低地の東部は、耳川によって形成された扇状地性低地であり、その前面には三角州低地が発達している。さらに、耳川河口から久々子に至る海岸には小砂丘(砂州)が発達している。西部(三方五湖低地)は、野坂山地西麓の小扇状地、ならびに三方五湖周辺とこれに流入する河川に沿って広がる氾濫原性の低地からなっている。一方、小浜平野の大部分は、北川の中・下流域に広がる氾濫原性の低地であり、北川河口を含む小浜市街地には三角州低地が広がっている。また、三遠山地内を流れる鳥羽川や熊野川などの小規模な河川沿いには、河川の規模に比べて幅の広い埋積性の谷底低地が発達する。

本地域では、東半部(ほぼ三方断層以東)の低地周辺に高位-低位の段丘面が発達するが、西半部にあたる三遠三角地には段丘面はほとんど認められない。これは三遠三角地が海水準に対し相対的に沈降していることを示唆する。

1. 2. 4 水系

河川

西津地域には大規模な河川がなく、主要なものとして



第5図 三方五湖を繋ぐ人工河川

(a) : 日向水道 (橋の向こう側は若狭湾), (b) : 嵯峨隧道 (手前が日向湖), (c) : 浦見川 (手前が久々子湖), (d) : 長尾堀割 (右側が菅湖).

南部を占める北川水系, 中央部の早瀬川水系, 東部の耳川水系などが見られる (第4図).

北川水系は, 三方町・今津町境の三十三間山東斜面から発した天増川を源流とし, 寒風川との合流点より北川となる. さらに鳥羽川・野木川・松永川・遠敷川などの支流を集め, 小浜市街を通り小浜湾に注ぐ. その流域面積は, 224.4 km²に及ぶ. 早瀬川水系は, 三方町の倉見峠南東方から北流した鱒川に, 八幡川・高瀬川などの小規模な支流が集まり, 三方湖に注いでいる. さらに三方湖から水月湖・久々子湖を経て, 早瀬川となって若狭湾に流出する. 耳川水系は, 美浜町・マキノ町境の三国山西斜面から流れる折戸谷川を源流とし, 能登又谷川・横谷川などの支流を集め, 美浜町和田で若狭湾に注いでいる. これら3水系の主要部は, それぞれ熊川断層・三方断層ならびに耳川断層の位置と方向に一致している.

三方五湖

三方五湖は, 低地帯に形成された海水-淡水性の湖沼群 (第1表) であり, 日向・久々子・水月・菅・三方の5湖からなる. 面積はそれぞれ, 0.94 km², 1.40 km², 4.20 km², 0.93 km², 3.54 km²である (国土地理院, 1980). このうち三方湖・水月湖・菅湖の3湖は連続した水域をなしているが, 日向湖と久々子湖はそれぞれ独

立した水域である. さらに久々子湖は他の4湖と異なつて, 砂州によって塞がれた潟湖である.

三方湖と久々子湖は流入する河川からの堆積を受けて, 水深はそれぞれ3.7 m, 2.3 mと浅いが, 他の3湖はいずれも深く, 日向湖では水深39 mに達する. また久々子湖は早瀬川によって, 日向湖は日向水道によって外海に通じるため海水の侵入を受け, 特に日向湖は塩分濃度が高く海棲魚が生育している. 5湖のうち南の3湖は元からわずかに通じていたが, 北の久々子湖と日向湖は, それぞれ浦見川と嵯峨隧道によって水月湖と人工的に結ばれている.

三方・水月・菅の3湖には流入する河川はあるが, 排水河川がなかった. このため3湖の水位が上昇すると, 菅湖の東方から溢水し三方町気山を経て久々子湖へ湖水が流れた. しかしこの経路も, 東から流れる気山川の堆積に塞がれ排水困難となり, 3湖沿岸は湖水の氾濫に, 悩まされていた. このため1661年 (寛文元年), 小浜藩主酒井忠直は代官行方久兵衛に水月湖と久々子湖の間に堀割を開く工事を命じた. 着工間もなくこの周辺に地震 (寛文二年) が起こり, 水月湖の北側が上昇, 南西側が沈降し, 湖水は南へ逆流して沿岸が冠水する事態に至った. その後, 1664年にこの堀割 (浦見川) が完成し, 水月湖

第1表 三方五湖の地形
国土地理院(1980)による。

湖名	面積(km ²)	湖岸線長(km)	基準水面(m)	最大水深(m)	測量年次	平均海水度
日向湖	0.94	4.1	0.0	39.1	1980	0.78
久々子湖	1.40	7.6	0.0	2.3		0.45
水月湖	4.20	10.9	0.0	33.7		0.14
菅湖	0.93	4.4	0.0	13.7		0.12
三方湖	3.54	9.7	0.0	3.7		淡水

第2表 三方五湖における人工河川の初通年代
岡田(1993)に基づき作成。

河川名	連結する水域	初通水年	開削以前の状況
日向水道	日向湖-若狭湾	1635年(寛永十二年)	日向湖は湖水面高度1.2mの淡水湖 日向湖増水時には湖水が若狭湾と久々子湖の両方に排水
長尾堀割	三方湖-菅湖	1642年(寛永十九年)	長尾は半島
早瀬川	久々子湖-若狭湾	1664年(寛文四年)	寛文二年地震以前から久々子湖排水のための開削工事が行われていた
浦見川	水月湖-久々子湖	1662年(寛文二年)	寛文二年地震以前から排水のための開削工事が行われていた
嵯峨隧道	水月湖-日向湖	1709年(宝永六年)	自然状態では、菅湖から気山川を通じて排水 元来全く離れた水域

と久々子湖が結ばれた(岡田, 1993)。

これに前後して、上記の日向水道(運河)は1635年(寛永十二年)に完成し、日向湖と外海が通じた。また水月湖から日向湖へ抜ける嵯峨隧道が、1707年(宝永四年)に着工され1709年(宝永六年)に完成(現在の隧道は

1934年完成のもの)し、さらに菅湖と三方湖の間に長尾堀割も、1600年代中頃には切り開かれていた(岡田, 1993)。現在では、5湖がこれらの水路を通じて相互の水位調節がとれるようになっている(第2表, 第5図)。

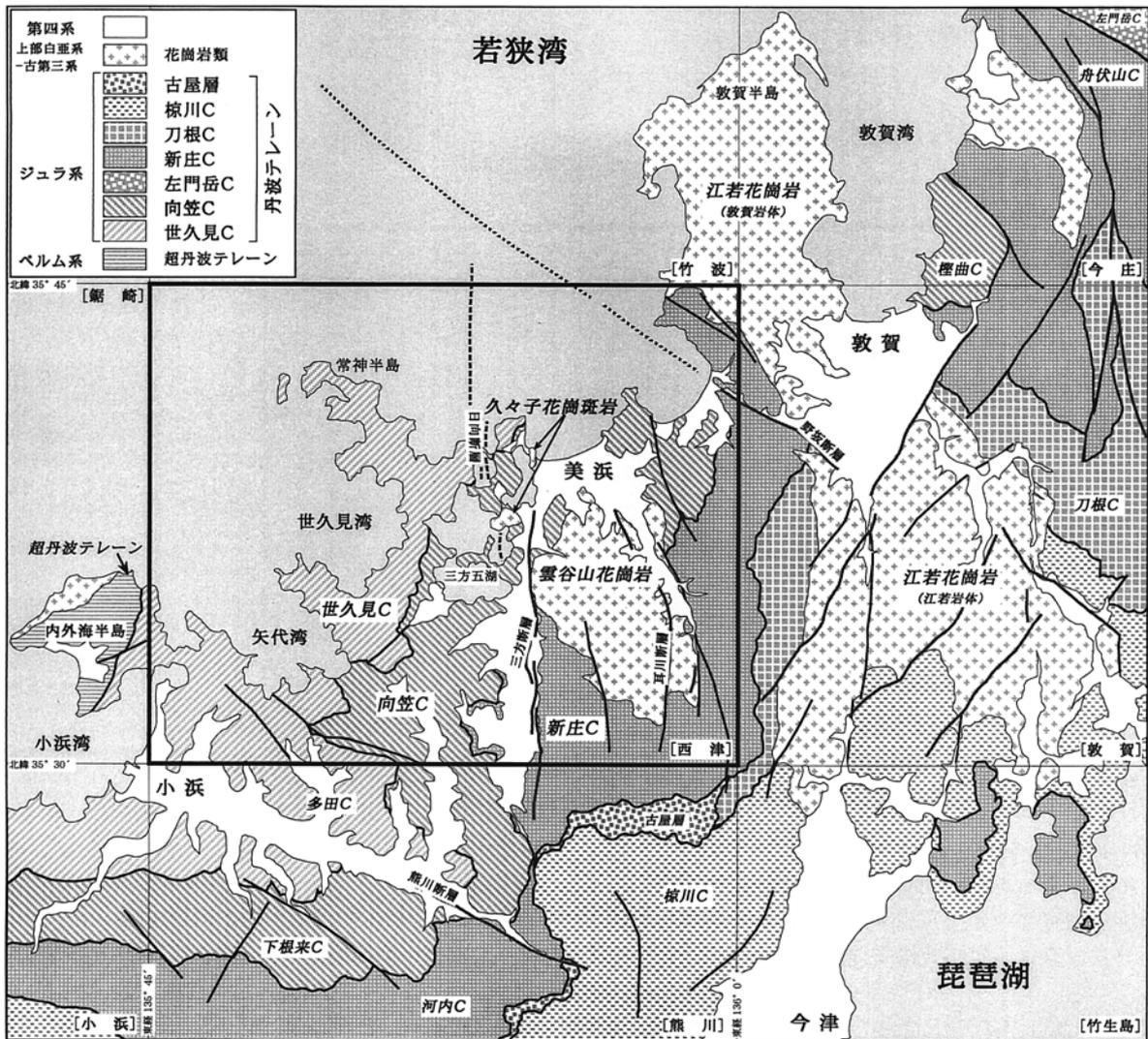
II. 地質概説

(中江 訓・小松原 琢)

西津地域は福井県嶺南地方のほぼ中央に位置し、地体構造区分の上では丹波帯に属している。本地域には、丹波帯のジュラ紀付加複合体とこれに貫入する後期白亜紀-古第三紀の火成岩類(花崗岩類)が露出し、さらにこれらを覆う第四系が分布している。西津地域及び周辺地域の地質概略を第6図に、本地域の地質総括を第7図に示す。

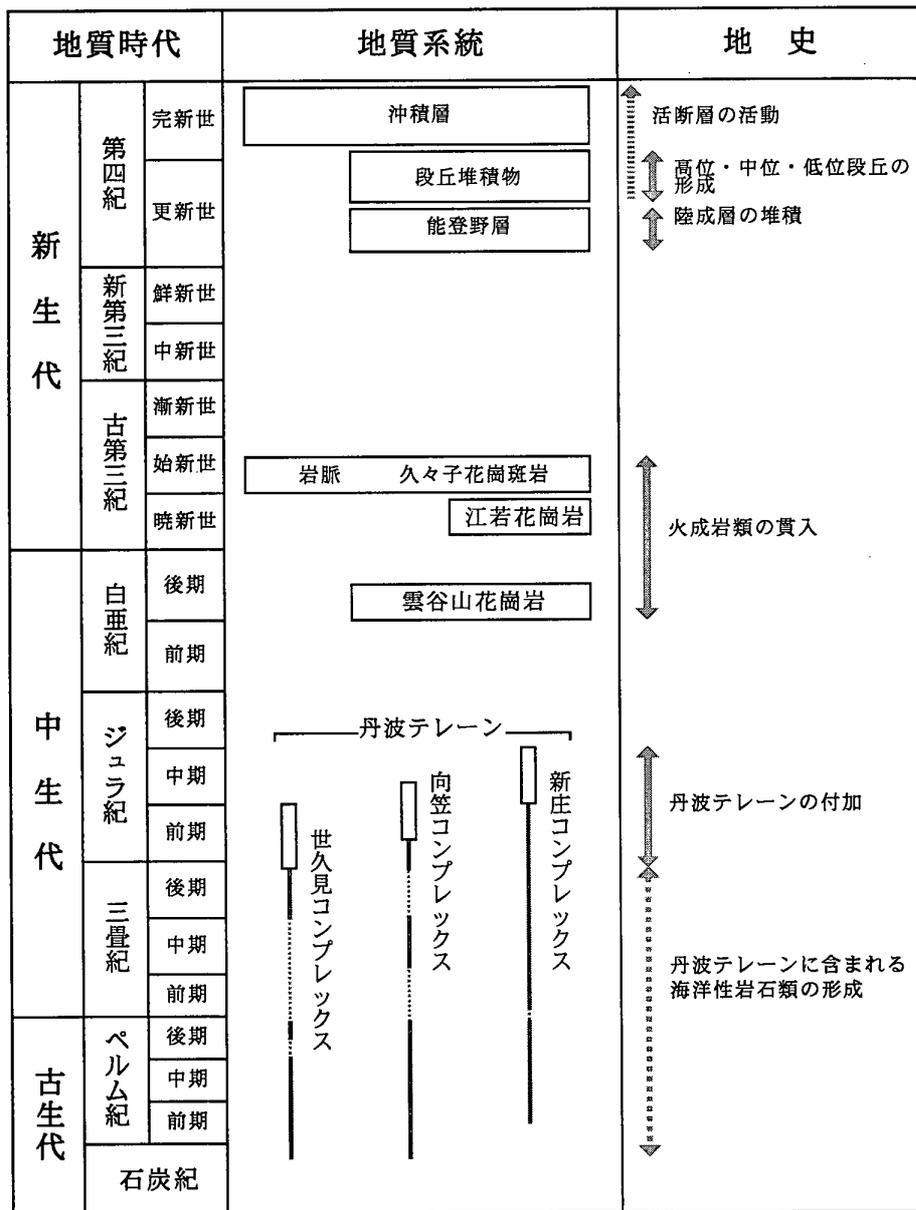
ジュラ系丹波テレーン

丹波帯に分布する付加複合体を丹波テレーンと呼ぶ。これは、海洋プレートが大陸縁で沈み込む際に、主にジュラ紀の砂岩・泥岩などの陸源性碎屑物と、それより年代の古い緑色岩・石灰岩・チャートなどの海洋プレート上部を構成していた海洋性岩石類が混合・変形し、形成されたと考えられている。岩相・地質構造・堆積年代



第6図 西津地域及びその周辺地域の地質概略図

周辺地域の丹波テレーンのうち、河内・舟伏山コンプレックス、椋曲・下根来コンプレックス、ならびに多田コンプレックスは、それぞれ西津地域の新庄、向笠、世久見の各コンプレックスに相当する。花崗岩類のうち、内外海半島北端と敦賀湾東方の岩体は、それぞれ中生代と中新世の花崗閃緑岩である。活断層のうち破線で表したものは、海底に伏在することが確実視されている断層である。本研究のほか、広川・黒田(1957)、中江・吉岡(1998)、中江ほか(2001)、栗本ほか(1999)、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。経緯度の数値は日本測地系による。



第7図 西津地域の地質総括図
 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)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散虫化石に基づき、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。

の違いに基づく、丹波テレーンは幾つかの構造層序単元に区分することができる。まず構造的低位のⅠ型亜テレーンと上位のⅡ型亜テレーンに2分され、さらに両亜テレーンともに低次のコンプレックスに細分される。西津地域では構造的低位より、**新庄コンプレックス**、**向笠コンプレックス**、**世久見コンプレックス**の3コンプレックスに区分される。新庄・向笠・世久見の各コンプレックスはⅡ型亜テレーンに相当し、後期石炭紀-ペルム紀の石灰岩を伴う緑色岩、ペルム紀-中期ジュラ紀のチャート、後期三疊紀ないし前期ジュラ紀-中期ジュラ紀の砕屑岩からなり混在相を呈している。これらのコンプレックスは互いに低角な断層によって接していると考えられ、さらに北西-南東方向から南北方向の軸跡をもつ褶曲によって、複雑に変形している。

上部白亜系-古第三系火成岩類

西津地域の火成岩類は後期白亜紀から古第三紀の前半に地下深部で形成され、丹波テレーンに貫入した後、冷却・固結したと考えられる。火成岩類は岩相・分布・年代により、雲谷山花崗岩、江若花崗岩、久々子花崗斑岩、ならびに岩脈に識別される。雲谷山花崗岩は、中粒で等粒状の黒雲母花崗岩・白雲母花崗岩・両雲母花崗岩からなり、西津地域東部の雲谷山を中心に東西約6 km・南北約10 kmの楕円状の分布をなす岩株を構成している。雲谷山花崗岩の黒雲母と白雲母から、それぞれ $92.8 \pm 4.6 \text{ Ma}$ と $91.5 \pm 4.6 \text{ Ma}$ の K-Ar 年代(後期白亜紀)が得られた。江若花崗岩は、主に中粒-粗粒で等粒状ならびに細粒斑状の黒雲母花崗岩からなり、東隣の敦賀地域西部から今庄・竹波地域の敦賀半島全域にわ

たつて、東西 10-15 km、南北約 30 km の範囲に分布している。西津地域では、北東端にわずかに見られる。江若花崗岩の年代として、これまでに約 59 Ma と約 63 Ma の黒雲母 K-Ar 年代と約 57 Ma の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代（古第三紀の前半）が得られている。久々子花崗斑岩は、主に花崗斑岩や石英斑岩からなり、より細粒なアプライトを伴う。西津地域中央部の久々子湖・菅湖周辺に、長径 1-1.5 km 程度の小規模な岩株として露出している。

岩脈は主に閃緑岩・花崗閃緑斑岩からなる。比較的小規模であり、貫入面は南北ないし北北西-南南東走向と西北西-東南東走向の 2 方向が卓越する。本地域では、この岩脈が雲谷山花崗岩と江若花崗岩に貫入しているので、57-92 Ma より新しい時期（古第三紀の中頃以降）に活動したと考えられる。

第四系

西津地域の第四系は、分布と層序関係から能登野層、段丘堆積物、沖積層、及びその他の断片的に分布する堆積物に区分できる。

能登野層は、垂円礫層を挟む礫まじりのシルト層を主体とする扇状地性の堆積物であり、三方断層の西側に南北方向に長く延びて分布する。下部-中部更新統と考えられる。段丘堆積物は、主に三方断層や耳川断層などの活断層の近傍沿いに分布し、堆積物を覆うローム層の特徴や堆積物の風化程度から、高位段丘堆積物（中部更新統）、中位段丘堆積物（上部更新統の下部）、及び低位段

丘堆積物（上部更新統の上部-完新統）に大別される。沖積層は、旧湿地堆積物、後背湿地及び自然堤防堆積物、ならびに海浜堆積物に区分される。これらは低地を埋積する上部更新統-完新統に属する河川-海成堆積物であり、さらに湖底・海底を埋積する堆積物に連続している。

活断層

西津地域周辺は近畿三角地帯の北端付近に位置し、南北走向及び北西-南東走向の活断層が発達する。本地域では、東から野坂断層、耳川断層、三方断層、日向断層とその海上延長部の活断層が知られている。

野坂断層は、東隣敦賀地域の敦賀市長谷付近から関峠を経て西津地域北東部の美浜町佐田に至る、北西-南東走向の左横ずれ成分をもつ活断層である。さらにこの断層の北西延長の若狭湾内には、同走向で右雁行する南西落ちの長さ約 17 km の断層が認められ、両者を合わせた総延長は約 30 km に達する。耳川断層は、西津地域東部に位置する北北西-南南東走向ないし南北走向の長さ約 8 km の活断層である。従来この断層は西落ちのセンスを持つとされていたが、断層の主体はむしろ東落ちの伏在断層である可能性がある。三方断層は、西津地域中央部を南北に走る長さ約 8 km の西落ちの活断層である。日向断層は、西津地域中央部の日向湖と菅湖の湖底、及びその北方海底に伏在する約 5 km の南北性西落ちの活断層であり、その北方延長が若狭湾沖合いの海底断層として見られる。

III. ジュラ系丹波テレーン

(中江 訓)

丹波帯とは、層序単元(地質体)の名称ではなく西南日本の地体構造(地帯)区分の1つであり、地理的に限定された地域をさしている(松下, 1953 参照)。丹波帯に分布する主にジュラ紀の堆積岩類(付加複合体)を従来は丹波層群(Sakaguchi, 1961; 坂口, 1973)と呼んでいたが、最近では固有の名称を用いず「丹波帯の堆積岩コンプレックス」のように記述されることが多くなってきた。本報告では、層序単元名として「丹波テレーン」を用いることにする。

III. 1 研究史

III. 1. 1 丹波帯の研究史

丹波帯にかかわる研究は、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)、75,000分の1地質図幅伏見(石井, 1932)に引き継がれた。これらの図幅では、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地域地質学的研究(京都西山地域: 中村ほか, 1936、兵庫県篠山地域: 小野山, 1931、滋賀県高島地域: 井上, 1931)と、松下(1950, 1953)の総括的研究報告などがある。これ以降は、大阪教育大学の坂口重雄を中心とする一連の研究(坂口, 1957, 1959; Sakaguchi, 1961; 坂口ほか, 1970, 1973)、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あげられる。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・サングなどの化石に基づいていた。

この頃までにも、三疊紀を示す二枚貝化石の産出(例えば、ハロビア: Nakazawa and Nogami, 1967, モノチス: 丹波地帯研究グループ, 1971)が既に報告されていた。しかしながら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抽出され、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。この時期に松田(1976)は、丹波帯北東部において三疊紀コノドント化石を産出するチャートがペルム紀紡錘虫化石を含む石灰岩とともに泥岩中に混在することなどから、オリストストロームによる形成論を初めて唱え、地向斜造山論に対して問題を投げかけた。

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例(Yao *et al.*, 1980)とともに Isozaki and Matsuda (1980)による丹波帯保津川地域での詳細な化石層序学的検討が挙げられる。この結果、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、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・チャートなどは、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かけての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、海洋プレートの沈み込みに伴って形成された付加複合体であるという認識が広まっていった。

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組の層序単元に区分し、構造的下位のをI型地層群、上位のをII型地層群と呼んだ(本報告ではそれぞれを、I型亜テレーン・II型亜テレーンとする)。さらにII型亜テレーンは構造的な下位より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型亜テレーン中で最も構造的な上位に位置する後期三疊紀の層序単元(TII d)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型亜テレーンについては、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), 四ッ谷(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), 敦賀(栗本ほか, 1999), 竹生島(中江ほか, 2001), 北小松(木村ほか, 2001) 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他にも, 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, 砂岩中の重鉱物の検討(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)が炉材珪石鉱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。また全岩の化学組成 (Hashimoto *et al.*, 1970; 佐野・田崎, 1989; 中江, 1991; 武藤・石渡, 1999, 2000)や, 残晶単斜輝石について化学組成ならびに Sr と Nd の同位体比の検討(Hashimoto, 1972; 佐野・田崎, 1989)が行なわれ, 緑色岩の起源が議論された。その結果, 丹波テレーンの緑色岩はソレラ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は N-type MORB に類似した海洋島のアルカリ玄武岩・ソレライトと, 通常の海洋島のアルカリ玄武岩・ソレライトの 2 つのタイプがあることを示し, マントル溶融とプリュームの上昇が同時に起こることで説明した。そして特に前者は, フェラロンとイザナギの 2 つの海洋プレートの拡大軸近傍での枯渇したマントル物質に起源をもつと推定した。

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单元ほど年代が古く, 構造的低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 型垂テレーンでは, 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 西津地域の研究史

西津地域を含む地質図としては, 地質調査所の 20 万分の 1 地質図幅宮津(巨智部, 1894), 20 万分の 1 福井県地質図(福井県編, 1955), 15 万分の 1 福井県地質図

(福井県編, 1969), さらに 10 万分の 1 滋賀県地質図(滋賀自然環境研究会編, 1979)などが公表されている。これらの地質図では, 丹波帯の古期堆積岩類(丹波テレーン)は古生界(石炭系-ペルム系)として扱われ, 花崗岩類の貫入により複雑な地質構造をなしていることが示されている。また, 磯見・黒田(1958)は若狭地方西部の広範囲を調査し, この地域が多くの断層によって地塊化したことを示した。そしてそれぞれの地塊ごとに岩相・年代・構造が異なることから, 4 つの層群(英語表記では formation としている)を識別した。

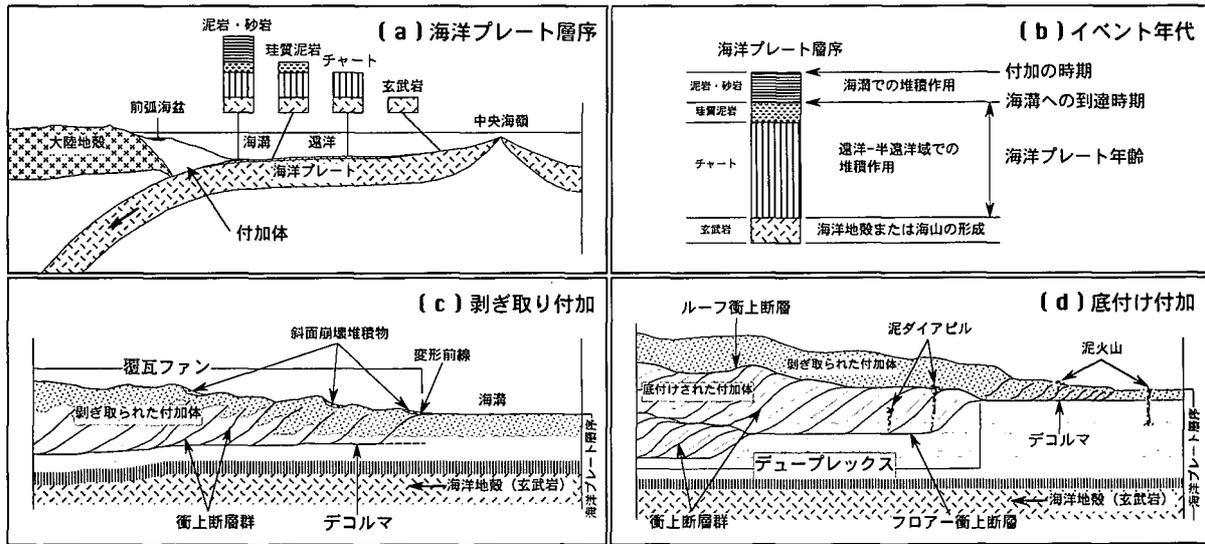
伊藤ほか(1982)は西津地域中央部の三方五湖周辺を調査し, 地質図の作成と地質年代の検討を行なった。それによると, この地域の丹波テレーンは岩相の分布・累重関係から A-G の 7 グループに区分され, 全体として北西-南東性の軸跡をもつ褶曲構造を描いている。さらに, この地域から初めての三疊紀・ジュラ紀放散虫化石の産出を報告した。木戸(1986)は, 本地域南東端のチャートと珪質泥岩からそれぞれペルム紀と中期ジュラ紀の放散虫化石を産出した。一方, 藤井(1991)は伊藤ほか(1982)の研究を引き継ぎ, 小浜市^{やしろ}矢代から三方町^{つれかみ}常神にかけての若狭湾岸において, 放散虫化石による地質年代の検討を行なっている。さらに Nakae (2001, 2002)は, 本地域のチャート・珪質泥岩・泥岩よりペルム紀・三疊紀・ジュラ紀の放散虫化石の産出を報告した。

武藤・石渡(1999, 2000)は西津地域周辺の緑色岩の組成分析を行ない, 緑色岩には海洋島玄武岩と海嶺玄武岩の中間的な組成のソレライトが多く, 一部で海洋島起源のアルカリ玄武岩がソレライトに小規模に貫入していると結論づけた。さらにその成因を, まず海嶺付近で海山のプリュームソースに MORB ソースを多く取り込んで中間的な組成のソレライトが形成され, その後海嶺から離れるにつれ MORB ソースの影響がなくなり, より分化したアルカリ玄武岩が小規模に噴出したとするモデルで説明している。

なお西津地域周辺では, 20 万分の 1 地質図宮津(黒田, 1968)・岐阜(脇田ほか, 1992)のほか, 5 万分の 1 地質図幅として, 鋸崎(広川・黒田, 1957), 小浜(広川ほか, 1958), 熊川(中江・吉岡, 1998), 敦賀(栗本ほか, 1999), 竹生島(中江ほか, 2001)が出版されている。また, 土地分類基本調査敦賀・竹生島(福井県編, 1985), 竹波・今庄(福井県編, 1986), 竹生島(滋賀県編, 1988)なども公表されている。

III. 2 概要

丹波テレーンは, 砂岩・泥岩などの陸源性碎屑岩類と, 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・側方への連続性



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、堆積物はデュプレックスを形成しながら付加される。中江(2000)より引用。

が様々な程度に破断され、異なる岩相が混在した複雑な産状・地質構造をなしている。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は、すでに中江ほか(2001)で解説されているが、ここではそれを若干修正して紹介する。

Ⅲ. 2. 1 海洋プレート層序と付加作用

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(玄武岩類及び石灰岩)、遠洋性堆積物(チャート)、半遠洋性堆積物(珪質泥岩)、陸源性砕屑物(泥岩・砂岩)の順に索重し、海洋プレートが遠洋域で形成されてから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か複雑に混合しあいながら、大陸プレートの前面に付加してゆく(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

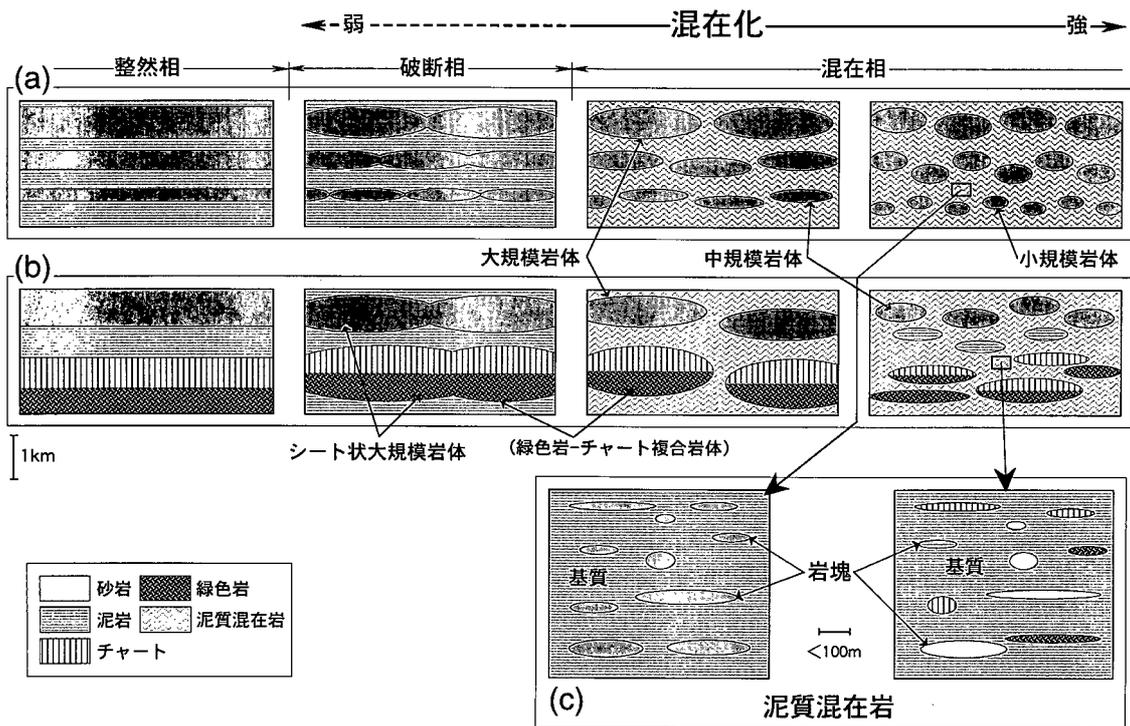
積し、陸側に厚く海溝側に薄くなる楔状の地質体が形成されることになる。このように、堆積物が海洋プレートから大陸プレートへ移動する過程を付加作用(accretion)、この作用によって形成された地質体を付加体(accretionary wedge)と呼んでいる。

Ⅲ. 2. 2 地層の混在化と岩相記載

地層の破断や混在化の程度に応じて、次のように「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・構造をもつ岩石群からなり、縮尺5万分の1の地質図で表現できる規模をも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a)と、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(第9図b)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。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



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・破断相・混在相に分類される。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、地層としての連続性が部分的に破断すると破断相を呈し、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。(a)は砂岩・泥岩などの互層からなる成層碎屑岩層、(b)は海洋プレート層序を表現している。泥質混在岩(c)はさらに泥岩からなる基質と岩塊に細分される。

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：地層としての層序的な連続性が欠如し、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。岩体は互いに完全に分離しており、側方延長上には同様の岩体が分布することはあるが、地層としては連続しない。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。混在相に含まれるこれらの岩体は、緑色岩・チャート・泥岩・砂岩などの単一の岩相からなる場合もあれば、幾つかの岩相が複合している場合もある。岩体の内部では、チャート・泥岩・砂岩などが地層として保持された整然相やその破断相からなることが一般的である。

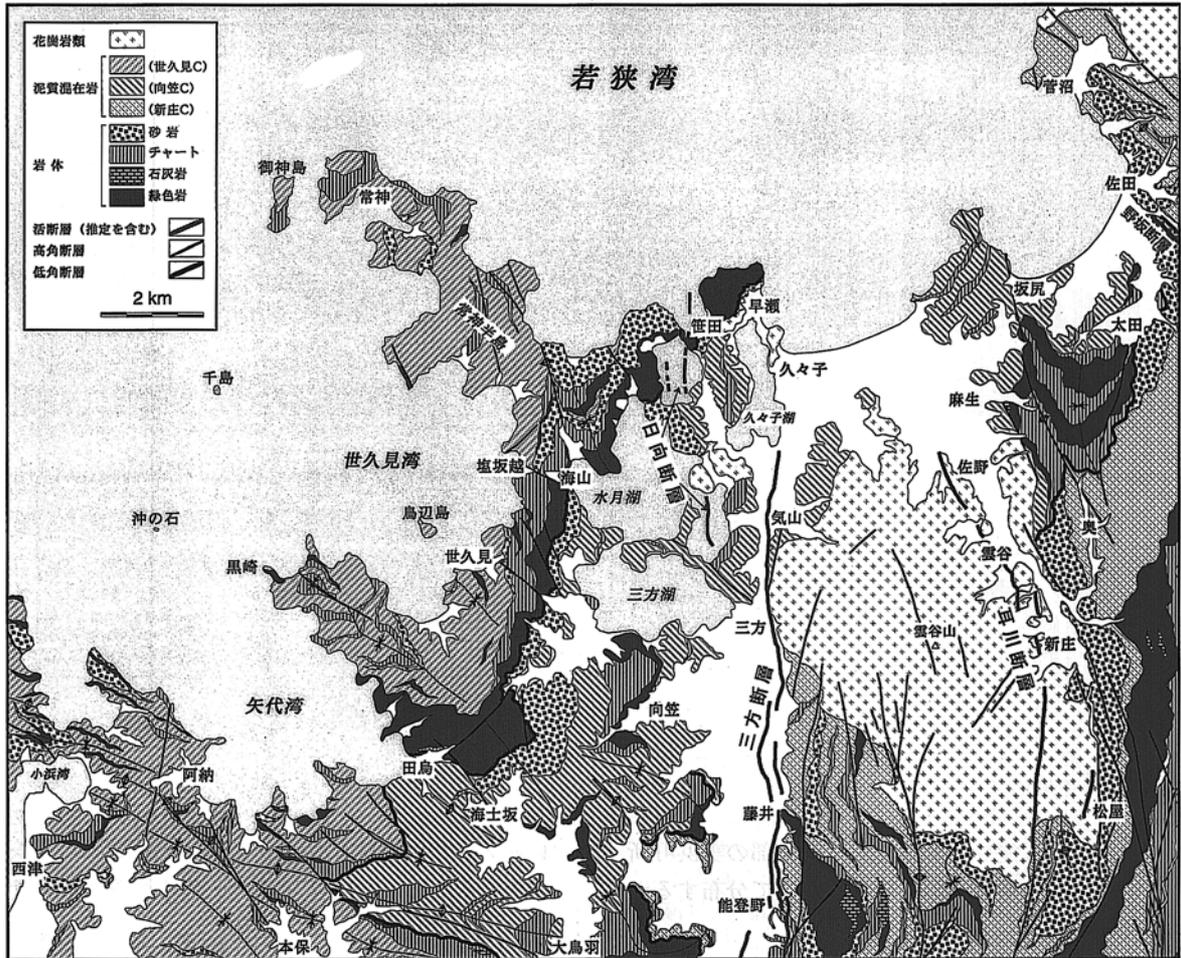
さらに泥質混在岩は、泥岩からなる基質と様々な岩相あるいは単一の岩相からなる岩塊(岩体以下の規模で縮

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c)。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。

III. 3 構造層序单元

丹波テレーンは、主にジュラ紀の砂岩・泥岩などの陸源性碎屑岩類と、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ている。

本報告では丹波テレーンについて、岩相組合せ・各岩相の堆積(形成)年代・地質構造(混在化)の特徴を基準にした構造層序区分をおこなった結果、3つの層序单元(構造的な下位より、新庄コンプレックス、向笠コンプレックス、世久見コンプレックス)に区分される(第10図、第3表、第4表)。これらのコンプレックスはII型垂テレーンに含まれ、後期石炭紀-ペルム紀の石灰岩を伴う緑色岩、ペルム紀-中期ジュラ紀のチャート、後期三疊紀ないし前期ジュラ紀-中期ジュラ紀の碎屑岩から構成されている。なお、新庄コンプレックスの構造的な下位に位置する刀根コンプレックスは本地域には分布しな



第 10 図 西津地域における丹波テレーンの地質概略図

第 3 表 西津地域におけるコンプレックスの特徴

混在化の程度は、◎が顕著であり、○、△、－の順に弱くなる。また岩体と泥質混在岩の割合は、>>, >, ≥の順に小さくなり、＝は同量を示す。年代では、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，m：中頃，l：後半，－：不明，（）：推定を表す。

	岩相組合せと混在化				年代						
	岩相組合せ	混在化	岩体/泥質混在岩の割合	岩体の規模	砂岩	泥岩	珪質泥岩	チャート	石灰岩	緑色岩	
世久見C	上部	泥質混在岩が卓越し、緑色岩・チャート・泥岩・砂岩などの小規模-中規模岩体が包有される。	◎	岩体<混在岩	小-中	-	(EJ)	LT-(J)	EP-IEJ	(E)-MP	-
	下部	基底部の大規模な緑色岩-チャート複合岩体と砂岩・泥岩などの岩体からなり、泥質混在岩を欠く。	-	岩体>混在岩	中-大	-	-	-	-	-	-
向笠C	上部	泥岩・砂岩・礫岩からなる大規模岩体が卓越し、チャート・砂岩の小規模岩体を包有する泥質混在岩は少ない。	△	岩体>混在岩	小-大	-	-	-	-	-	-
	中部	小規模-中規模な緑色岩-チャート複合岩体と、その上位の緑色岩・チャート・砂岩の小規模岩体を包有する泥質混在岩からなる。	◎	岩体<混在岩	小-中	-	(EJ)	-	M-LP	MP	-
	下部	基底部の中規模な緑色岩-チャート複合岩体と、その上位の緑色岩・チャート・泥岩・砂岩の小規模岩体を包有する泥質混在岩からなる。	○	岩体≤混在岩	小-中	-	-	-	-	-	-
新庄C	上部	緑色岩・石灰岩・チャート・珪質泥岩・泥岩・砂岩などの小規模-中規模岩体と、これを包有する泥質混在岩からなる。	◎	岩体≥混在岩	小-中	-	-	-	-	-	-
	中部	砂岩・砂岩泥岩互層の大規模岩体が卓越し、砂岩の中規模岩体を包有する泥質混在岩を伴う。	△	岩体>混在岩	中-大	-	mMJ	(e-m MJ)	MP-mMJ	-	-
	下部	基底部の大規模な緑色岩-チャート複合岩体と、その上位のチャート・砂岩の小規模-中規模岩体を包有する泥質混在岩からなる。	○	岩体=混在岩	小-大	-	-	-	-	-	-

第4表 西津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)	西津地域 本報告	敦賀地域 栗本ほか (1999)
多田	世久見	
下根来	向笠	檜曲
		尾羽梨
河内	新庄	菅並
		刀根
椋川		在原
由良川		

いが、断面図には現れる。

以下に、構造的低位のコンプレックスから順に記述するが、地質図凡例では、下段より地質時代の古い順に地質系統を列記した。

III. 3. 1 新庄コンプレックス(新称)(Sg, Sl, Sc, Si, Sm, Sa, Ss, Sx)

(1) 命名・模式地・分布

美浜町新庄字松尾から東方の折戸谷川沿いを模式地(第11図)として、新庄コンプレックスと命名する。西津地域南部の三方町能登野・藤井から南東部の美浜町新庄を経て北東部の美浜町佐田・菅沼にかけて分布するが、その大半は雲谷山花崗岩の貫入により分布が途切れている。西津地域の表層では、最も低位に位置する。新庄コンプレックスの下限は、東隣の敦賀地域では刀根コンプレックスと、南隣の熊川地域では椋川コンプレックスあるいは古屋層と、それぞれ接する(栗本ほか, 1999; 中江・吉岡, 1998)。また上限は向笠コンプレックスと接する。見掛けの層厚は4,800 m以上である。

(2) 構造層序

新庄コンプレックスは、緑色岩・石灰岩・チャート・砕屑岩などからなる岩体と泥質混在岩から構成される混在相である(第3表)。岩体は小規模なものから層厚1,000 m、側方延長10 km以上の非常に大規模なものまで見られる。泥質混在岩と岩体の分布様式の違いによって、新庄コンプレックスは下部、中部、上部に細分することができる(第12図)。

下部は、緑色岩・チャートの大規模岩体と、チャート・砂岩の小規模-中規模岩体を包有する泥質混在岩からなる。岩体と泥質混在岩の量はほぼ同じである。緑色岩とチャートの大規模な岩体は、泥質混在岩の間に挟まらず密接に伴いあって複合することが多い。ただし本地域南東端の栗柄谷西方では、この緑色岩とチャートからなる複合岩体(以下、緑色岩-チャート複合岩体と呼ぶ: 第9図bを参照)の内部に、砂岩ならびに砂岩泥岩互層からなる小規模-中規模岩体を含む泥質混在岩が認められる(第12図のA)。しかしながら、その側方延長に向

かって層厚が減じ尖滅する。緑色岩-チャート複合岩体の規模は非常に大きく、層厚500 mから最大で1,000 m以上、側方延長10 km以上である。新庄コンプレックスと低位の刀根コンプレックスとの境界断層に沿って分布し、西津地域内では、美浜町新庄南方の栗柄谷沿いから北方の横谷川周辺にわたって、ほぼ連続して露出している(第11図参照)。

緑色岩-チャート複合岩体の上位には、チャート・砂岩などの小規模-中規模な岩体をわずかに含む泥質混在岩が累重する(第12図のA-B)。美浜町松尾周辺では分布幅は狭いが、より北方に向かうほど分布域は広がる。

中部では、砂岩や砂岩泥岩互層などの粗粒砕屑岩からなる大規模岩体が卓越し(第12図のA-C)、より上位に泥質混在岩を伴う傾向がある(第12図のA)。上部との境界は明確には確定できないが、中部の泥質混在岩は砕屑岩からなる中規模岩体以外の岩体をほとんど伴わないのに対し、上部では緑色岩・石灰岩・チャートの岩体を多量に挟在する点で明瞭に異なっている。

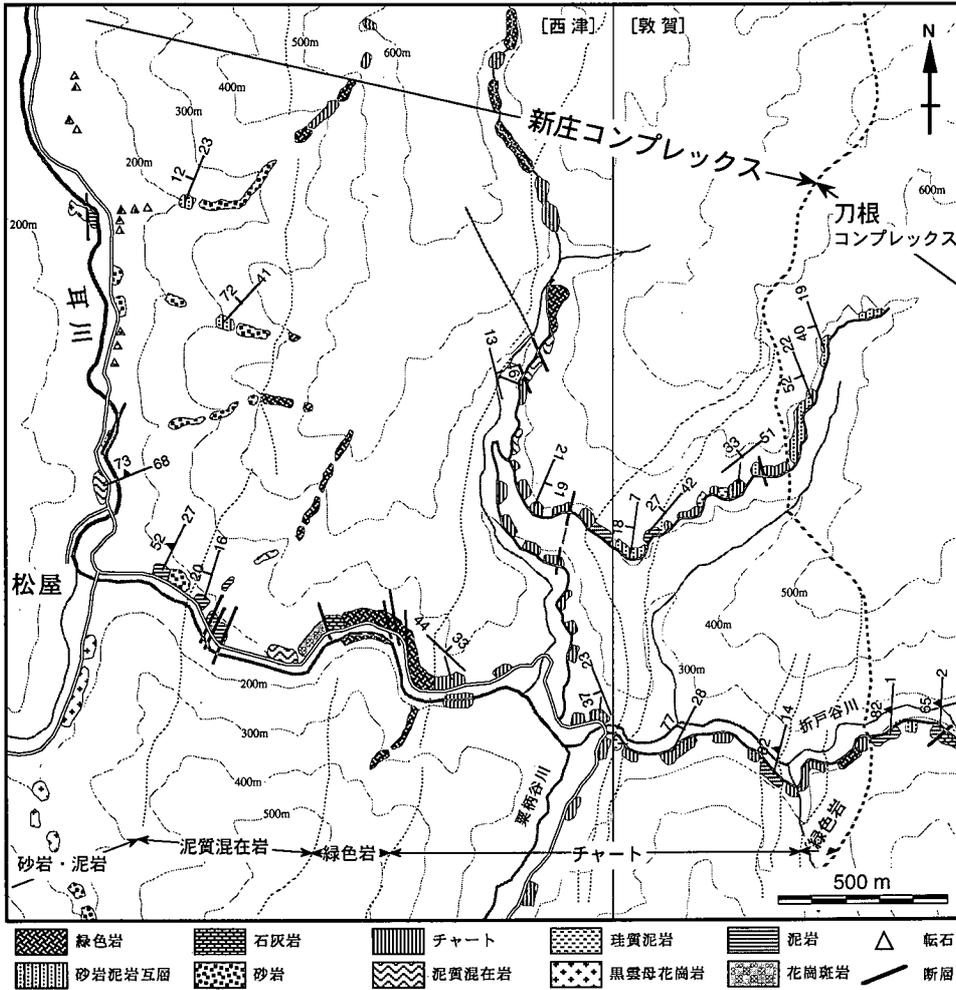
上部では、泥質混在岩とこれに包有される緑色岩・石灰岩・チャート・珪質泥岩・泥岩・砂岩などの小規模-中規模岩体が多く見られる(第12図のD-F)。本地域北東部では、新庄コンプレックスとその上位の向笠コンプレックスとは境界断層によって接するが、両者の走向が斜交するため、新庄コンプレックス上部の分布が途切れている。中部と上部との境界は上述のように明確ではないが、緑色岩やチャートの岩体が産出する層準によって定めた。

(3) 岩相組合せ・産状

新庄コンプレックスは、緑色岩・石灰岩・チャート・珪質泥岩・泥岩・砂岩などから構成され、全体としては泥質混在岩より岩体の方がやや卓越する(第3表)。構成岩のうち緑色岩・チャート・砂岩は、比較的規模の大きい岩体をなす傾向にあり、特に緑色岩とチャートは互いに密接に伴った緑色岩-チャート複合岩体として、新庄コンプレックスの下部と上部に分布する。上述のように、この緑色岩-チャート複合岩体の規模と量比の違いが、新庄コンプレックスを3分する基準の1つになっている。これに対し、珪質泥岩・泥岩ならびに砂岩泥岩互層(破断相も含む)は比較的小さな岩体としてチャートや砂岩に伴ってわずかに見られるほかは、泥質混在岩の基質として広範囲に分布する。また石灰岩は、小規模-中規模を岩体として緑色岩に挟在されたり密接に伴って分布することが多く、泥質混在岩中に単体として包有されることはまれである。

(4) 対比

新庄コンプレックス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に連続する。(第4表)。



第11図
 模式地における新庄コンプレックスのルートマップ
 美浜町新庄字松屋-折戸谷川沿いには、新庄コンプレックス下部-中部が露出する。下位の刀根コンプレックスとは、低角断層によって接すると推定される。東側より、下部に相当する緑色岩・チャートが卓越した大規模な緑色岩-チャート複合岩体とチャートや砂岩の小規模-中規模岩体を包有した泥質混在岩が、その上位(西側)には、中部に相当する泥岩・砂岩からなる大規模な碎屑岩岩体が分布する。

Ⅲ. 3. 2 向笠コンプレックス(新称)(Mg, MI, Mc, Mi, Mm, Ma, Ms, Mb, Mx)

(1) 命名・模式地・分布

三方町向笠周辺を模式地(第13図)として、向笠コンプレックスと命名する。なお模式地周辺では向笠コンプレックスの基底部が分布していないため、上中町三田-三方町岩屋周辺での向笠コンプレックス下部の産状を第14図に示す。西津地域南部の上中町大鳥羽・海士坂から三方町向笠・気山・海山、美浜町早瀬を経て、三方五湖低地と雲谷山花崗岩によって分布が一旦途切れるが、本地域東部の美浜町麻生・坂尻・太田に至る範囲に広く分布する。向笠コンプレックスの下限と上限は、それぞれ新庄コンプレックスと世久見コンプレックスとに接する。見掛けの層厚は3,800m以上である。

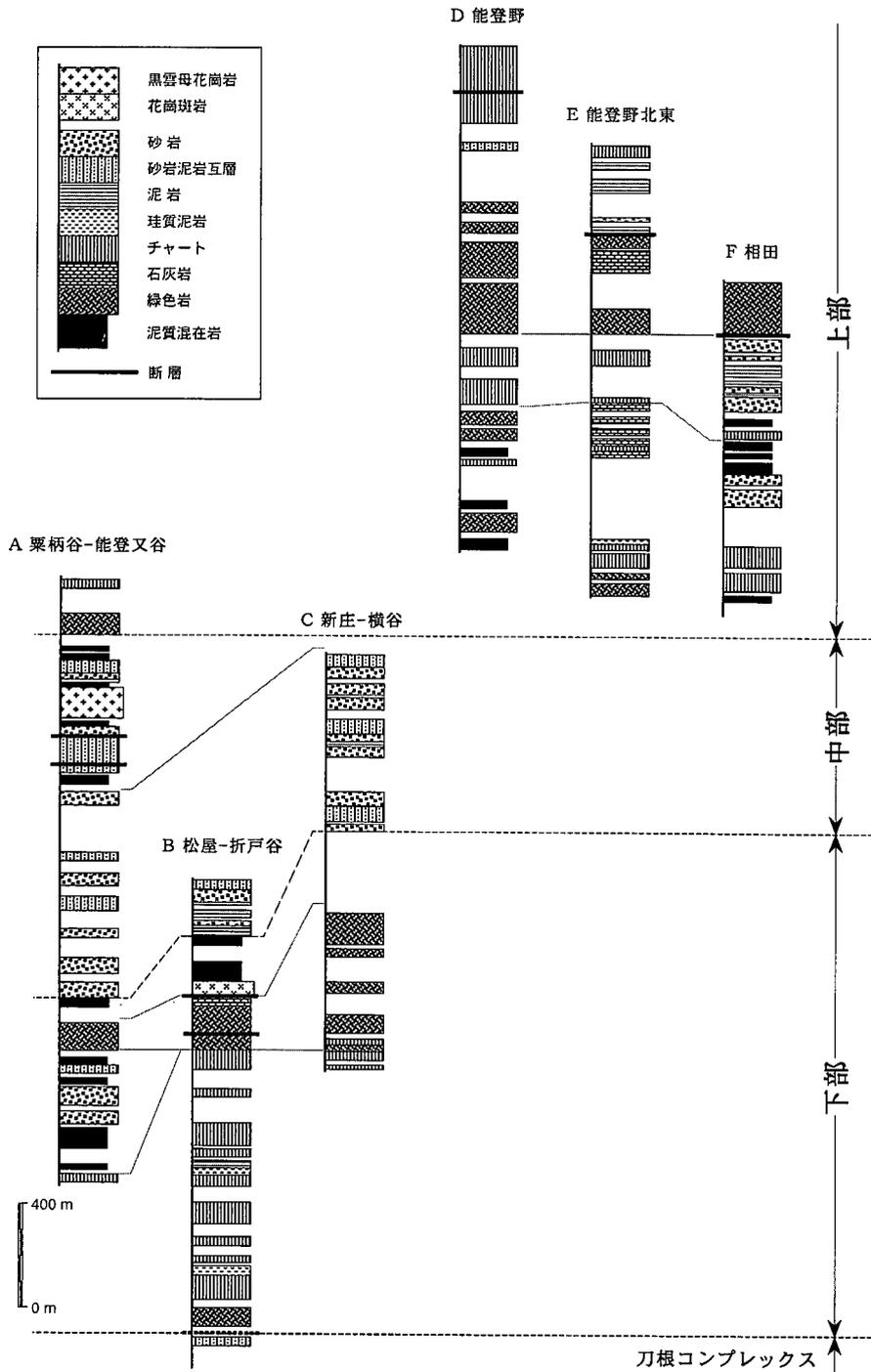
(2) 構造層序

向笠コンプレックスは、緑色岩・チャート・碎屑岩などの岩体と泥質混在岩から構成され、混在相を呈する。岩体は小規模なものから層厚1,000m、側方延長3km以上の大規模なものまで見られる(第3表)。泥質混在岩と岩体の分布様式の違いによって、向笠コンプレックス

は下部、中部、上部に細分することができる(第15図)。

下部には、緑色岩・チャートの中規模岩体と泥質混在岩が卓越し、緑色岩・チャート・泥岩・砂岩などの小規模岩体を伴うが、全体としては泥質混在岩の含有量がやや多い。緑色岩とチャートの岩体は互いに密接に伴って緑色岩-チャート複合岩体を構成し、向笠コンプレックスの基底部に沿って分布する(第15図のG-H)。上中町三田、三方町岩屋、黒田、ならびに美浜町の御岳山周辺で、顕著に認められる。基底部の緑色岩-チャート複合岩体の上位には、泥質混在岩とこれに包有される緑色岩・チャート・泥岩・砂岩などの小規模な岩体が累重することなく、互いに孤立した状態で含まれている。

中部では泥質混在岩が卓越し、緑色岩-チャート複合岩体のほか緑色岩・チャート・砂岩の小規模岩体を含む。緑色岩-チャート複合岩体は下部のものと比較すると規模が小さく中規模程度であり、側方への連続性に乏しい。上中町三田、三方町向笠-成出などに分布している(第15図のJ, L)。泥質混在岩は緑色岩-チャート複合岩体の上位に累重し、緑色岩・チャート・砂岩などの小規模



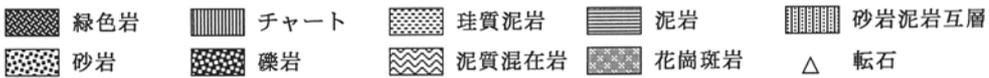
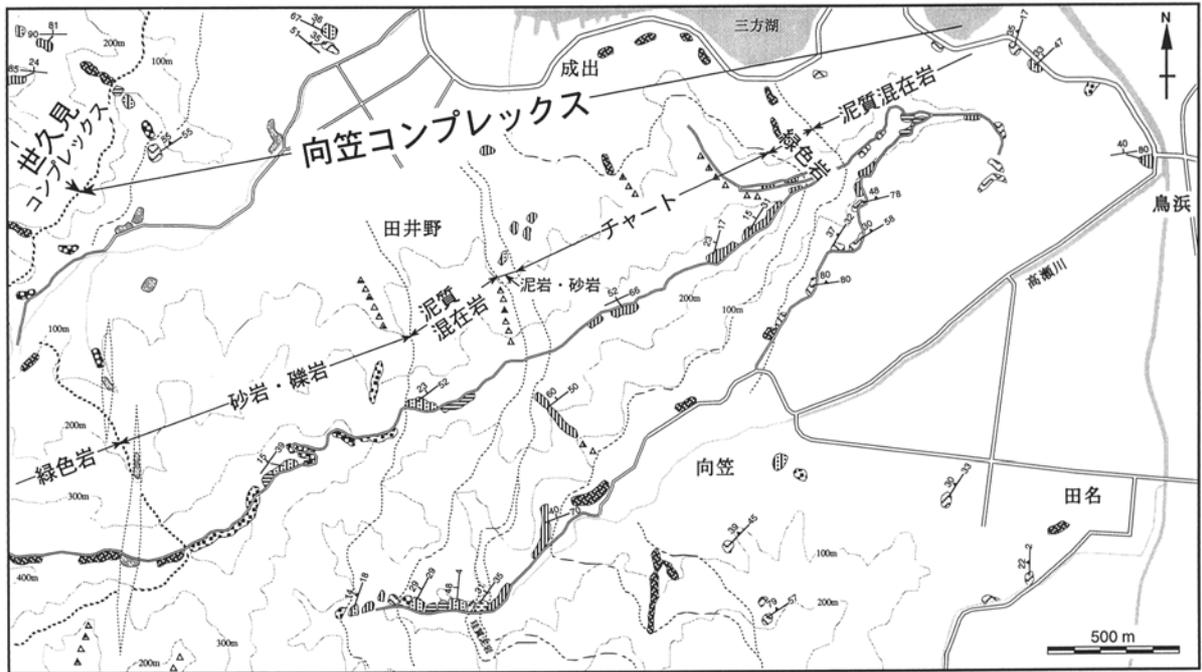
第 12 図 新庄コンプレックスの柱状図

岩体を挟在する。緑色岩-チャート複合岩体の分布が途切れる地域(上中町麻生野, 美浜町坂尻など)では, 下部と中部の泥質混在岩とこれに包有される岩体の岩相・規模に明瞭な差異がないため, 両者の識別は困難である。

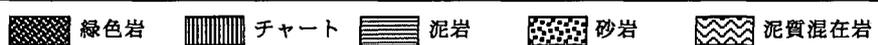
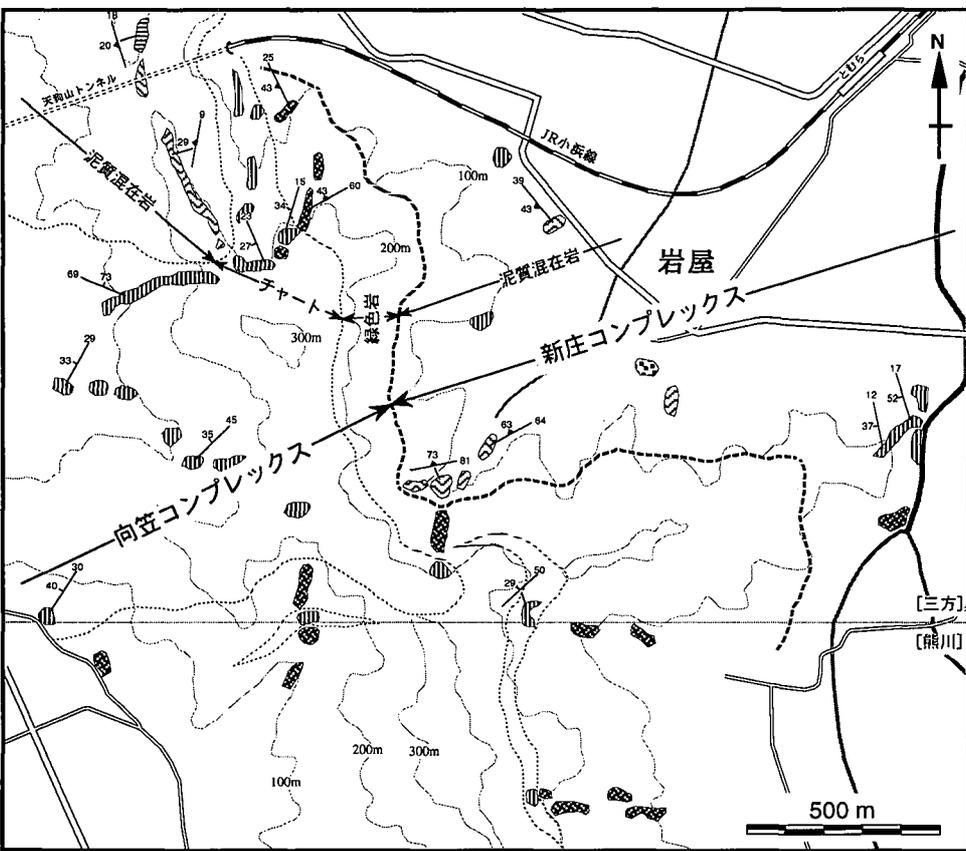
上部では, 泥岩・砂岩などの碎屑岩からなる大規模岩体が卓越しており, 泥質混在岩はあまり多くない(第 15 図の J, L, M)。碎屑岩の大規模岩体は, 上中町海士坂-三方町伊良積と三方町芋-早瀬にかけて, 10 km 以上の側方延長をもって分布する。この碎屑岩岩体内部では, 下位より泥岩, 砂岩泥岩互層, 砂岩・礫岩の順に累重す

る。上方粗粒化の岩相層序をなしているのが特徴である(第 15 図の L)。泥質混在岩は碎屑岩岩体の上位に見られ(第 15 図の K), 小浜市田鳥周辺に分布する。チャート・砂岩などの小規模な岩体をわずかに含んでいる。

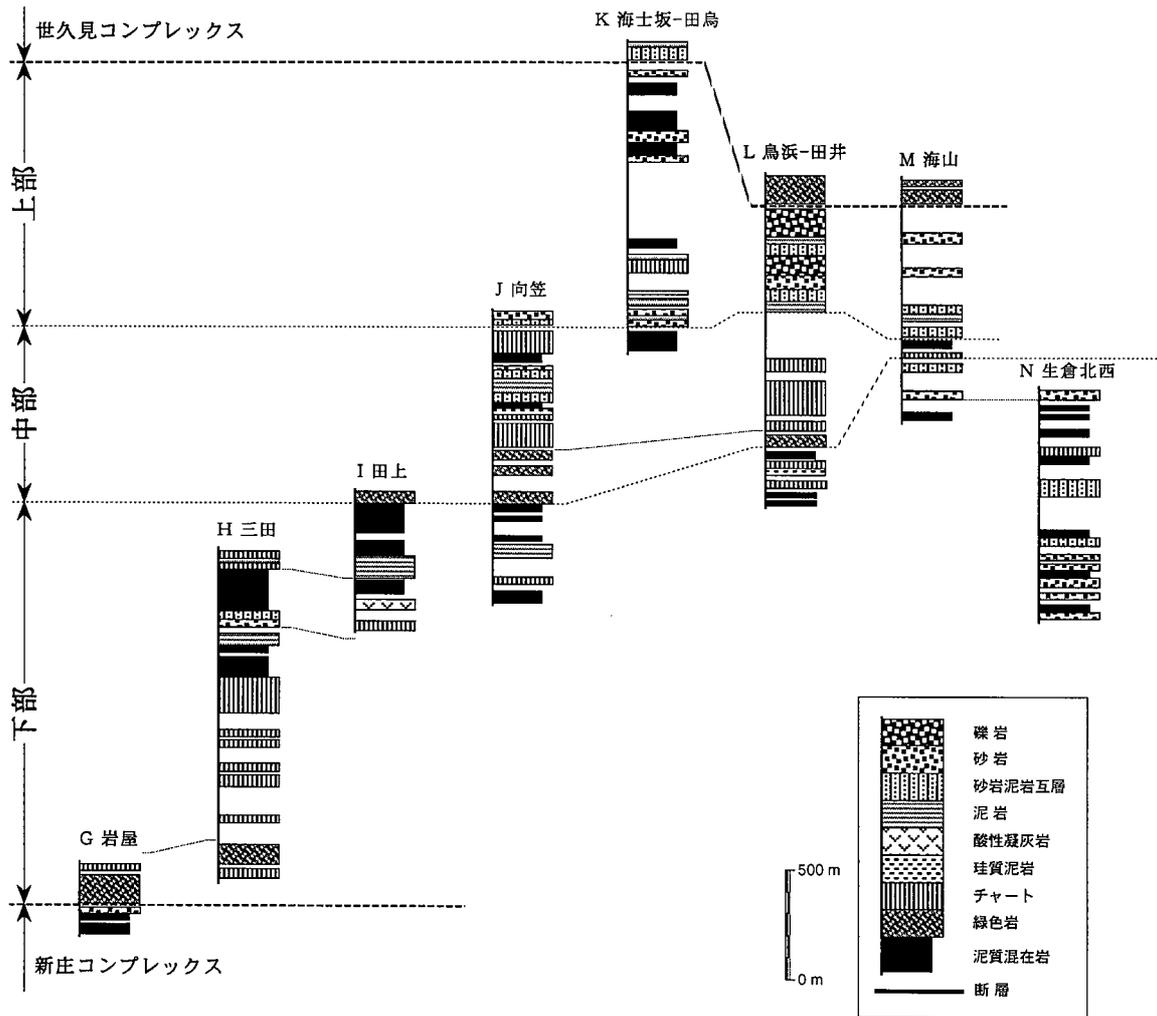
なお伊藤ほか(1982)は, 向笠コンプレックス上部の碎屑岩岩体に挟在される礫岩の岩相と産状を記載し, 流紋岩(本報告では久々子花崗斑岩に属する石英斑岩: 第 IV 章参照)の上位に整合に累重することから, この礫岩を上部白亜系足羽層群に対比した。しかしながら‘流紋岩’は小規模な貫入岩体であり, さらに礫岩は向笠コンブ



第13図 模式地における向笠コンプレックスのルートマップ
 下位(東側)より、向笠コンプレックス下部の泥質混在岩、中部の緑色岩・チャート・泥質混在岩、上部の砂岩などの順に露出している。上位の世久見コンプレックスとは、低角断層によって接すると推定される。(三方町向笠)



第14図 向笠コンプレックス
 基底部の産状
 下位の新庄コンプレックスとは、低角断層によって接すると推定される(三方町岩屋-上中町三田).



第15図 向笠コンプレックスの柱状図

レックス上部の砂岩岩体中に挟在され、コンプレックスの延長方向に7-8 km 程度追跡されることから、足羽層群に対比することはできない。

(3) 岩相組合せ・産状

向笠コンプレックスは、緑色岩・石灰岩・チャート・珪質泥岩・泥岩・砂岩・礫岩などから構成され、岩体の含有量と比較すると泥質混在岩の方がやや多い。構成岩の多くは大小様々な規模の岩体をなすが、緑色岩・チャート・砂岩は比較的規模の大きい岩体をなす傾向にある。特に緑色岩とチャートは複合岩体として、向笠コンプレックス下部-中部に分布することが多い。また石灰岩は、小規模な岩体として緑色岩に挟在されて分布している。一方、砂岩は泥岩・砂岩泥岩互層・礫岩を伴った大規模岩体を構成し、向笠コンプレックス上部の主体をなしている。これらに対し、珪質泥岩・泥岩ならびに砂岩泥岩互層(破断相も含む)は小規模な岩体をなし、単体として泥質混在岩に包有されている。泥質混在岩は向笠コンプレックス上部では多くないが、広範囲にわたって分布する。

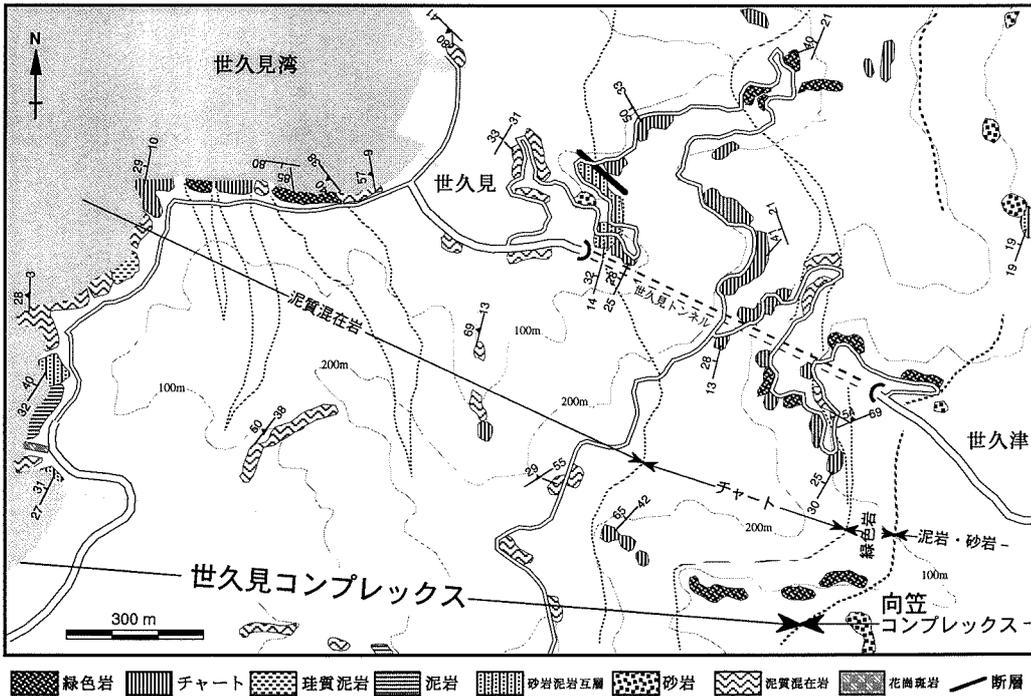
(4) 対比

向笠コンプレックスは、磯見・黒田(1958)の鳥羽層群の大部分と宮川層群・河内層群・世久見層群の一部を合わせたものに相当し、伊藤ほか(1982)のグループC・FとグループD・Gの一部を含む。また本コンプレックスは、熊川地域の下根来コンプレックスへ連続し、敦賀地域の檜曲コンプレックスに対比される(第4表)。

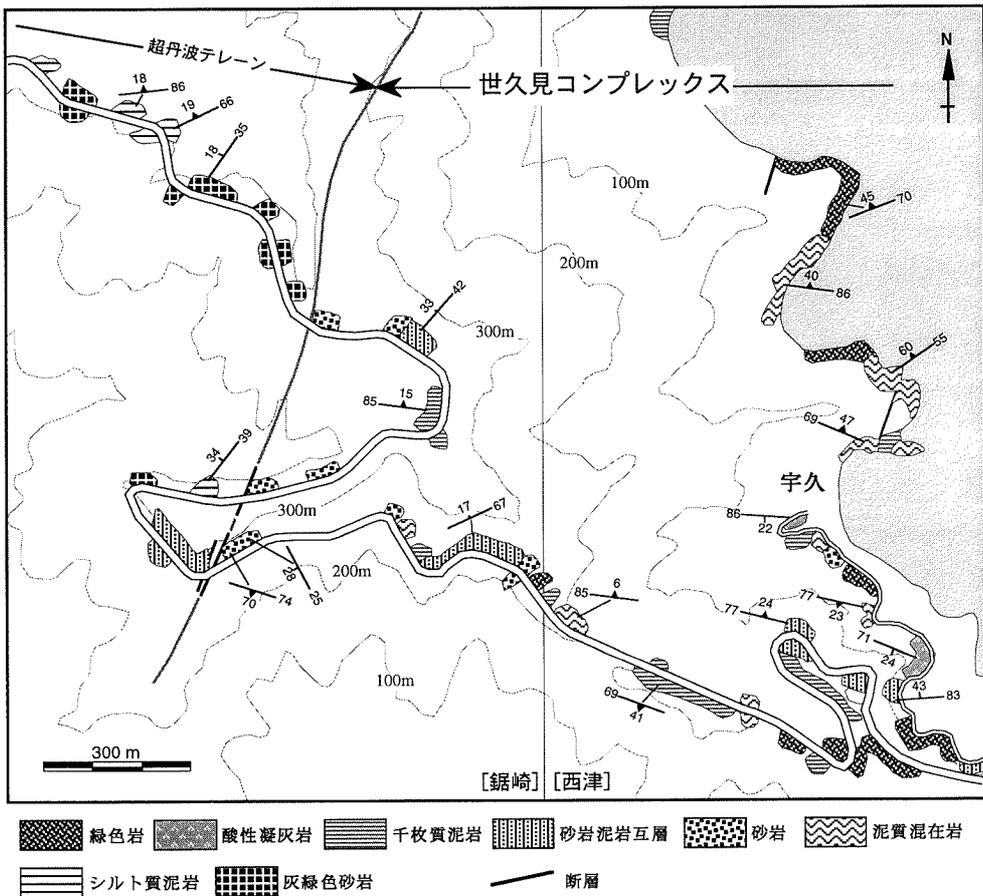
III. 3. 3 世久見コンプレックス(新称)(Eg, El, Er, Ec, Ei, Em, Ea, Es, Ex)

(1) 命名・模式地・分布

三方町世久見周辺を模式地(第16図)として、世久見コンプレックスと命名する。西津地域西部の小浜市西津・阿納あのから三方町世久見・塩坂越・常神を経て、本地域北部の美浜町日向・笹田に至る若狭湾沿岸に広く分布する。世久見コンプレックスは、本地域における丹波テレーンの構造的最上位に位置する。その下限は向笠コンプレックスと接し、また上限は、西隣の鋸崎地域内の内外海半島において、超丹波テレーン(ペルム紀付加複



第16図
 模式地における世久見コンプレックスのルートマップ
 下位(南東側)より、世久見コンプレックス下部の緑色岩・チャート・碎屑岩、上部の泥質混在岩の順に露出する。下位の向笠コンプレックスとは、衝上断層によって接すると推定される(三方町世久見)。



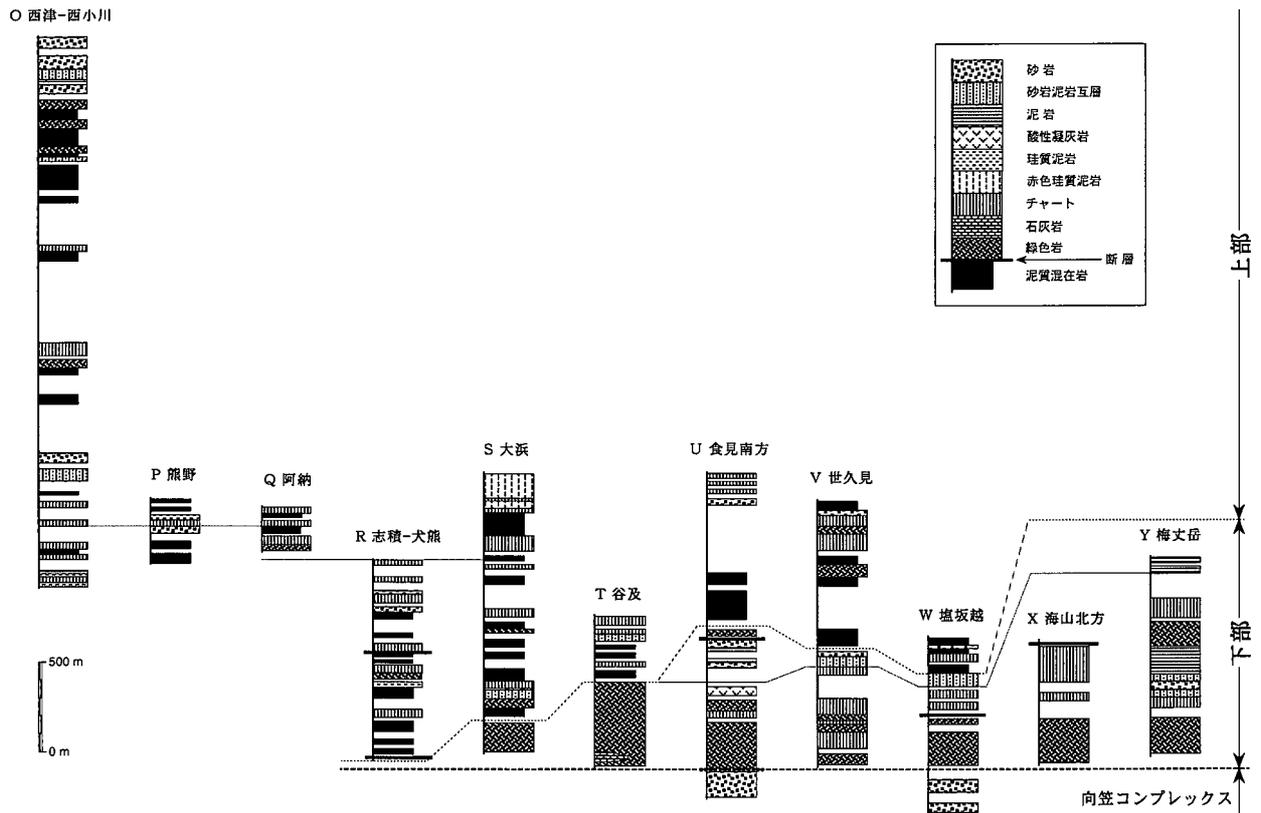
第17図
 世久見コンプレックスと超丹波テレーンの産状両者は断層によって接すると推定される。小浜市宇久東方(鋸崎地域内)。

合体)と接する(第17図)。見掛けの層厚は4,200m以上である。

(2) 構造層序

世久見コンプレックスは、緑色岩・石灰岩・チャー

ト・碎屑岩からなる岩体と泥質混在岩より構成される混在相を呈している。岩体は小規模なものから、層厚1,000m・側方延長10km以上の大規模なものまで見られるが、全体的に泥質混在岩が卓越するのが特徴である。



第 18 図 世久見コンプレックスの柱状図

泥質混在岩と岩体の分布様式の違いによって、世久見コンプレックスは下部と上部に細分することができる(第 18 図)。

下部は、中規模-大規模な緑色岩-チャート複合岩体と砂岩・泥岩などの碎屑岩岩体からなり、泥質混在岩を欠くことが特徴である。特に緑色岩-チャート複合岩体は、世久見コンプレックスの基底部に沿って分布し、本地域内では小浜市田^{たがらす}鳥^{がらす}周辺で分布が一旦途切れるが、北端から南端にわたって 15 km 以上連続する。南西部の小浜市大谷周辺では、緑色岩-チャート複合岩体の層厚は薄く 100 m 程度である(第 18 図の R)。これに対し北東側では、緑色岩-チャート複合岩体の層厚は 500 m 程度まで増加するとともに、上位に大規模な碎屑岩岩体が累重する特徴が認められる(第 18 図の U-Y)。

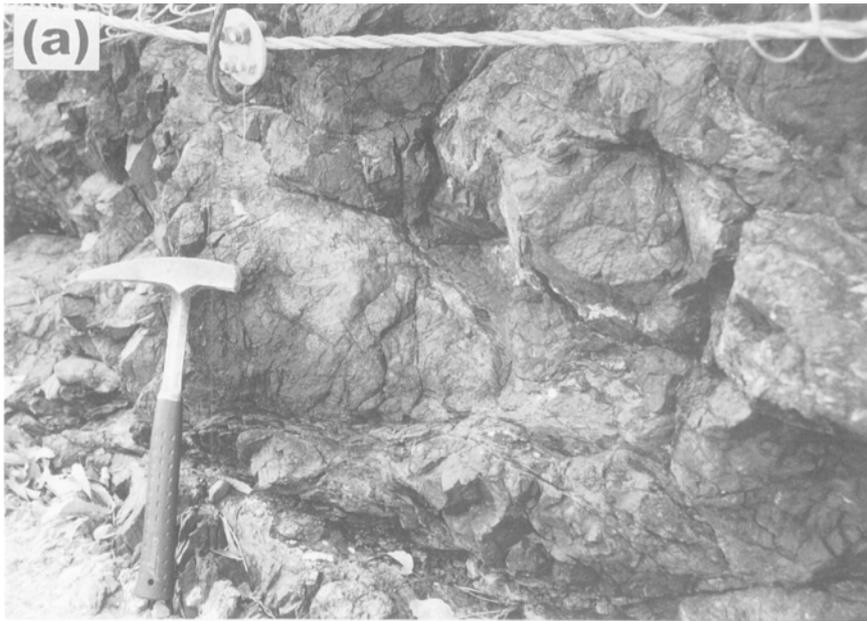
上部では、泥質混在岩と緑色岩・チャートの小規模-中規模岩体が主体をなす。より上位の地域(小浜市阿納尻北西、三方町常神南方)では、泥岩・砂岩などからなる中規模岩体が増加する傾向がある(第 18 図の O)。西北西-東南東方向の軸跡をもつ半波長 300-500 m 程度の褶曲のために正確ではないが、上部の層厚は 3,000 m を越え、世久見コンプレックスの大部分を占めることがわかる。

(3) 岩相組合せ・産状

世久見コンプレックスは、緑色岩・石灰岩・チャー

ト・珪質泥岩・泥岩・砂岩などから構成される。泥質混在岩を主体とする上部が広く分布するため、岩体の含有量と比較すると泥質混在岩の方が圧倒的に多い。構成岩の多くは小規模-中規模の岩体を構成し、泥質混在岩に包有されている。これらの岩体と泥質混在岩は、世久見コンプレックス上部の主体をなしているのが特徴である。一方、緑色岩とチャートは比較的規模の大きい岩体をなす場合もあり、両者は複合岩体として世久見コンプレックス下部を構成している。また、砂岩は泥岩・砂岩泥岩互層を伴って碎屑岩岩体を構成するが、日向湖・水月湖北西方の世久見コンプレックス下部では大規模な碎屑岩岩体として緑色岩-チャート複合岩体の上位に累重するのに対し、本地域西端の上部では中規模を碎屑岩岩体として泥質混在岩に包有されるという相違がある。さらに前者の場合、緑色岩-チャート複合岩体と碎屑岩岩体は密接に伴い、緑色岩-チャート複合岩体の分布が狭く途切れる地域では碎屑岩岩体の分布が乏しくなるという特徴が見られる。

世久見コンプレックスの岩相組合せの特徴として、赤色珪質泥岩と玄武岩石灰岩礫岩を挙げることができる。赤色珪質泥岩の分布は、地質図に表現できるほどの規模はなくまれにしか見られないが、小浜市矢代ならびに大浜ではまとまった分布をなしている。特に矢代周辺では、緑色岩の上位に赤色珪質泥岩と玄武岩石灰岩礫岩が整合



第 19 図 緑色岩の露頭写真 (I)
 (a) : 枕状溶岩 (小浜市阿納),
 (b) : 斜長石巨晶を含む玄武岩 (小浜市釣姫). ハンマーの長さは約 30 cm.

的に累重していることが確認できる(後述).

(4) 対 比

本コンプレックスは、磯見・黒田(1958)の宮川層群・河内層群・世久見層群の大部分と鳥羽層群の一部を合わせたものに相当し、伊藤ほか(1982)のグループ A・B・E とグループ D・F・G の一部を含む。また本コンプレックスは、熊川地域の多田コンプレックスへ連続するが、敦賀地域にはこれに対比されるコンプレックスは分布しない(第 4 表)。

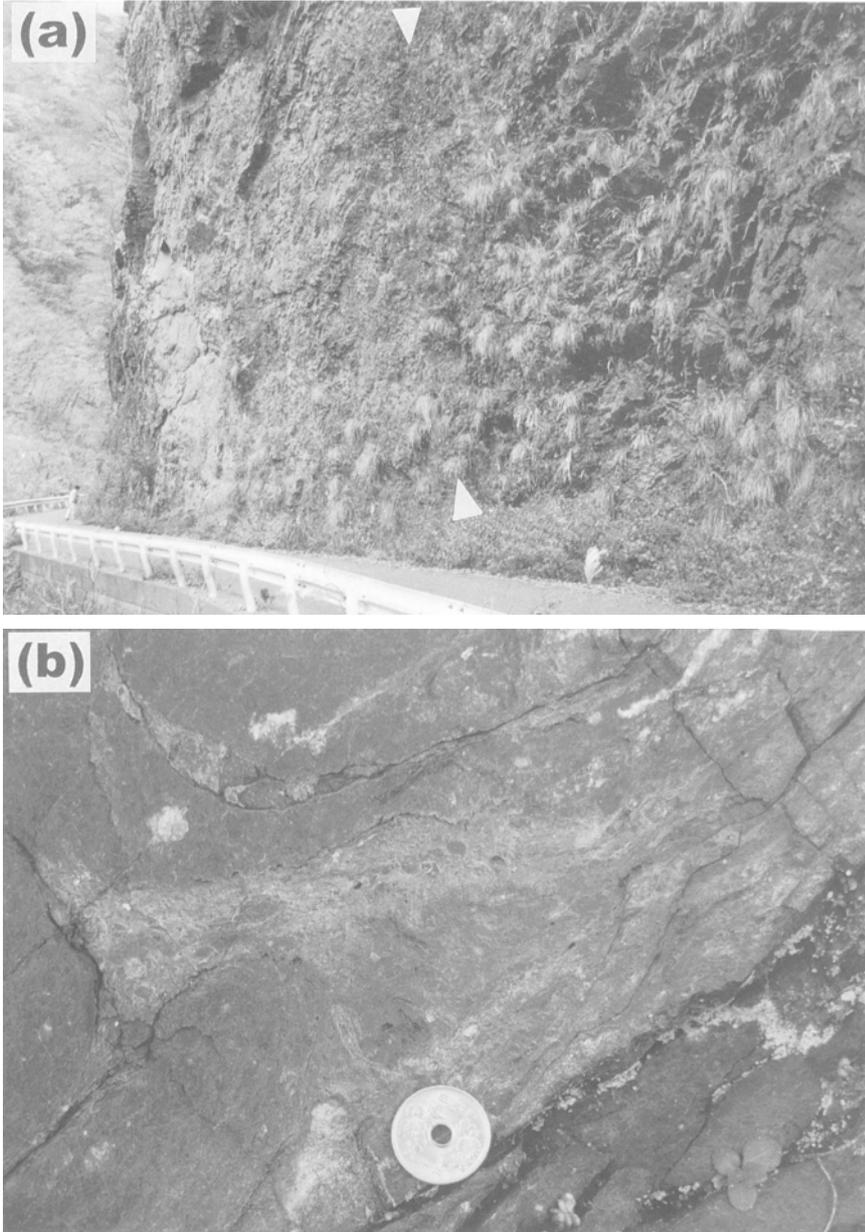
III. 4 岩 相

III. 4. 1 緑色岩 (Sg, Mg, Eg)

緑色岩は新庄・向笠・世久見の各コンプレックスに多

く含まれる。玄武岩とドレライトを主体とし、玄武岩火山砕屑岩を普遍的に含む。一般的に、緑色岩はごく低度の変成を受けているが硬固な岩石である。しかしながら場所により剪断と顕著な風化・変質を被っており、このような露頭では、肉眼での原岩の識別が困難であるばかりか鏡下観察においても判別しにくい。

玄武岩は暗赤色-暗褐色あるいは暗緑色を呈し、露頭では塊状ないし枕状の熔岩として見られる(第 19 図 a)。枕状熔岩には発泡構造が見られることが多く、その空隙はしばしば方解石で充填されている。顕微鏡下では、間粒状(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と、斜長石や普通輝石からなる斑晶が認めれる(第 21 図 a-b)。また、まれに径 1-3 cm 程度の斜長石斑晶を多く含む玄武岩も見られる(第 19 図 b)。



第 20 図 緑色岩の露頭写真(II)
 (a) : 新庄コンプレックス下部の緑色岩-チャート複合岩体. 矢印の左側がドレイイト, 右側がチャート. 左下に人物(美浜町栗柄谷川沿い),
 (b) : 玄武岩火山砕屑岩(美浜町早瀬).

ドレイイトは暗緑色で塊状を岩石であり、露頭では硬く無構造を岩体として露出することが多い(第 20 図 a). 顕微鏡下では、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が含まれることが確認できる(第 21 図 c-d). またドレイ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が発達している.

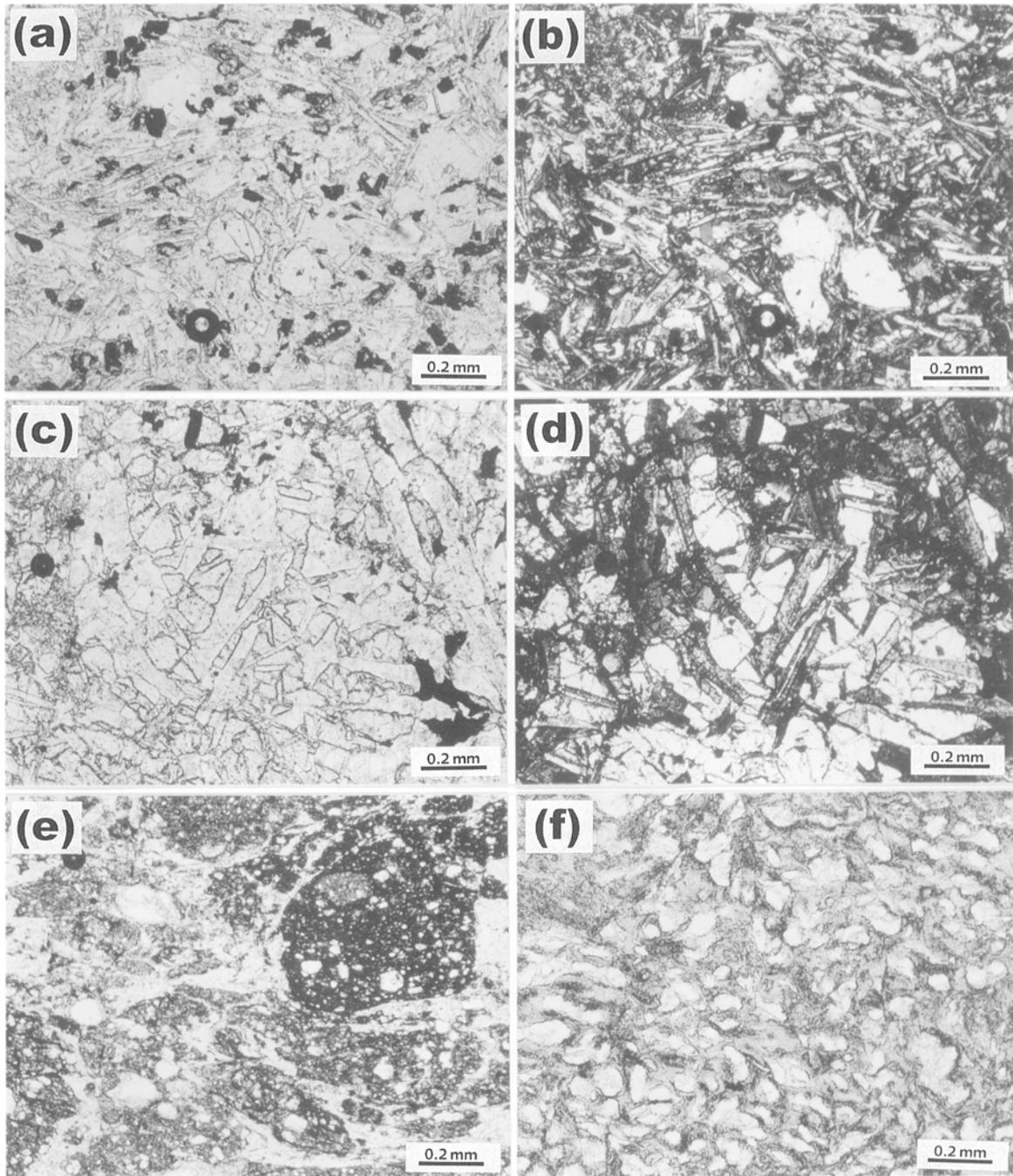
一方、玄武岩火山砕屑岩は玄武岩起源の細粒-粗粒な粒子からなり、露頭では赤褐色-緑褐色を呈している(第 20 図 b). 構成粒子としては、極細粒-粗粒な玄武岩起源の岩片やその破砕物を主体とし、石英・斜長石・変質した輝石などの鉱物粒子を多く含む(第 21 図 e). しかしながら岩石片などの陸源性の物質は含まれていない. 部分的に玄武岩や石灰岩の垂角礫を含む不淘汰礫岩を挟むことがある. また不定形でガラス質の破片を含んだハイア

ロクラスタイトも、しばしば見られる(第 21 図 f).

なお緑色岩の起源については、中江(1991)は主に西隣の小浜地域における玄武岩の全岩主要元素・微量元素の化学組成を検討し、海洋島起源のアルカリ玄武岩・ソレアイト、及び海嶺起源のソレアイトに由来するとした. 武藤・石渡(1999, 2000)は西津地域周辺の緑色岩の組成分析を行ない、海洋島玄武岩と海嶺玄武岩の中間的な組成のソレアイトが多く、一部で海洋島起源のアルカリ玄武岩が小規模に貫入していると結論づけた.

III. 4. 2 石灰岩 (SI, MI, EI)

石灰岩の分布はあまり多くないが、新庄コンプレックス中に小規模岩体として比較的多く認められる. さらに向笠コンプレックスと世久見コンプレックスでは、玄武



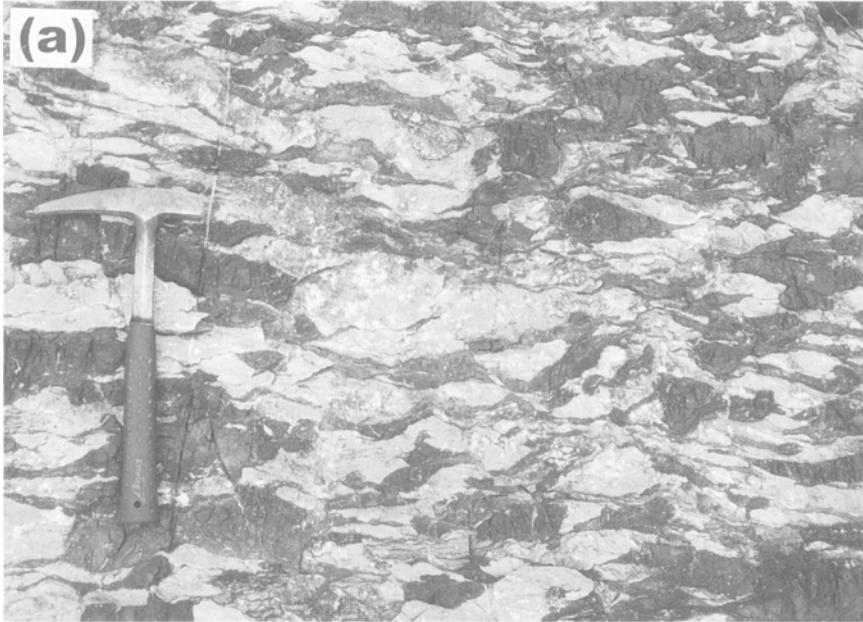
第 21 図 緑色岩の薄片写真

(a)-(b) : 玄武岩. 中粒・短冊状の斜長石からなる石基が間粒状組織を示す(a : 単ニコル, b : 直交ニコル). (c)-(d) : ドレイイト. 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み, 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(c : 単ニコル, d : 直交ニコル). (e) : 玄武岩火山砕屑岩. 玄武岩質岩起源の岩片や斜長石などの鉱物粒子からなる(単ニコル). (f) : ハイアロクラスタイト. 散在した不定形のガラス質破片が見られる(単ニコル).

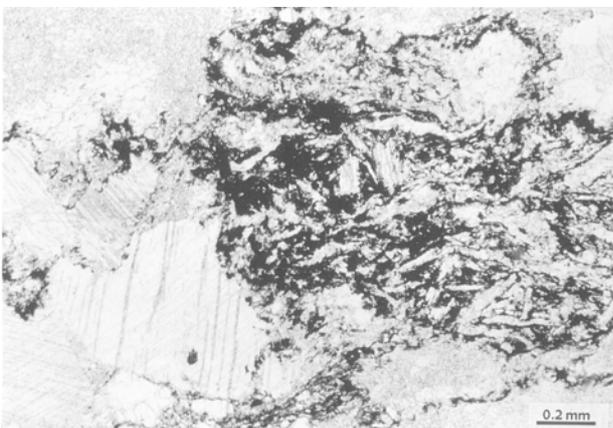
岩と石灰岩を礫とする礫岩(以下, 玄武岩石灰岩礫岩と呼ぶ)や石灰岩の碎屑粒子からなる石灰質砂岩として産出する. なお地質図では, 玄武岩石灰岩礫岩と石灰質砂岩も石灰岩に一括して表した.

岩体をなす石灰岩は, 灰色-灰白色を呈し結晶質で塊状なミクライトが多い. 一方, 玄武岩石灰岩礫岩は基質

を全く含まずに, 玄武岩と石灰岩からなる長径 1-30 cm 程度(最大約 50 cm)のレンズ状の礫から構成される(第 22 図 a). 極細礫岩の鏡下観察でも同様に, 不定形をした玄武岩片と石灰岩片が基質をほとんど挟まずに接している様子が確認できる. 第 23 図). この礫岩はより上位になるに従い, 礫径が小さくなるとともに玄武岩の量が



第 22 図 玄武岩石灰岩礫岩と石灰質砂岩の露頭写真
 (a) : 玄武岩と石灰岩の中礫 (径 10-30 cm 程度) からなる礫岩 (小浜市矢代), (b) : 石灰質砂岩 (小浜市矢代). ハンマーの長さは約 30 cm.

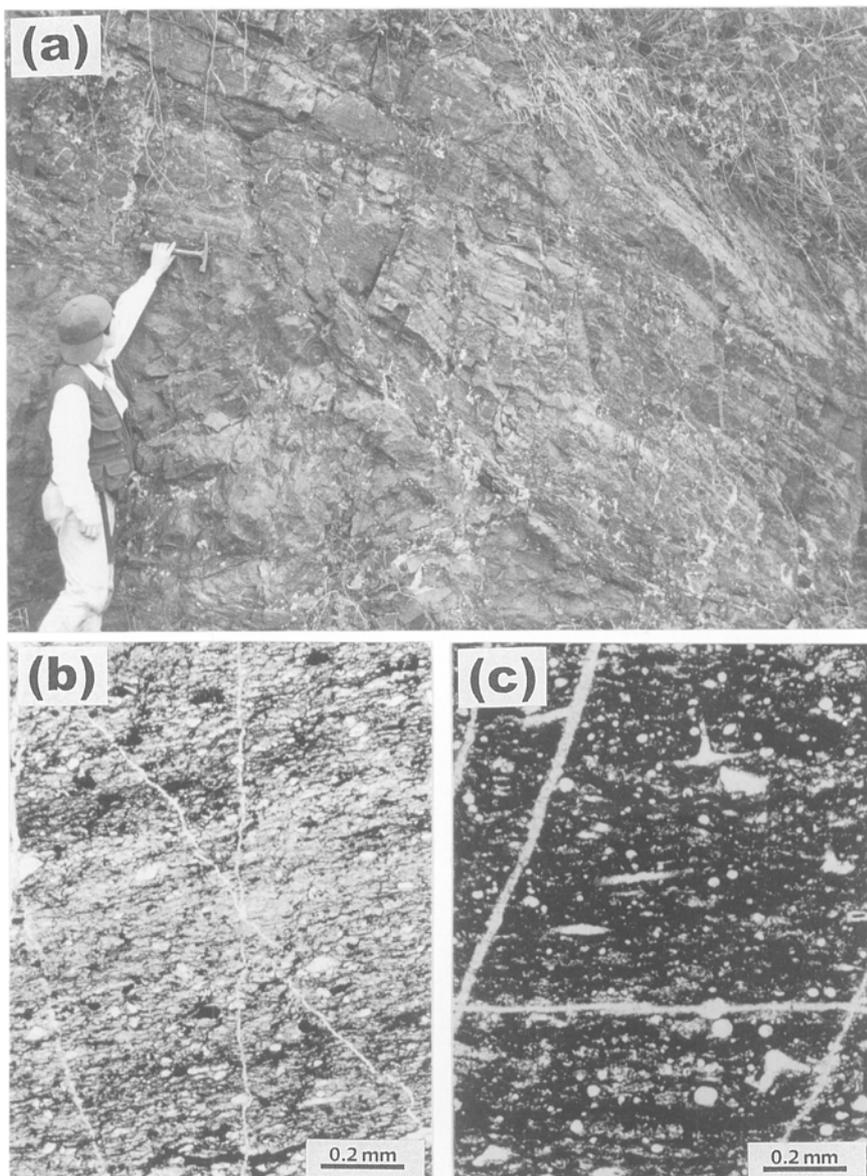


第 23 図 玄武岩石灰岩礫岩の薄片写真
 基質を含まず玄武岩と石灰岩の極細礫からなる.

減少し石灰岩が増加することで、石灰質砂岩となる (第 22 図 b). なお、磯見・黒田 (1958) は西隣の小浜地域から既にこの玄武岩石灰岩礫岩の産状を記しており、石灰岩の礫から中期ペルム紀を示す紡錘虫化石 (*Pseudofusulina japonica*, *Parafusulina kaerimizensis*, *Parafuzulina cf. edoensis*, *Neoschwagerina simplex*, *Neoschwagerina craticulifera*) の産出を報告した.

Ⅲ. 4. 3 赤色珪質泥岩 (Er)

赤色珪質泥岩の分布は地質図に表現できるほどの規模はなく、まれにしか見られなかった. ただし世久見コンプレックスにおいては比較的顕著に認められ、本地域西部の小浜市矢代ならびに大浜ではまとまった分布をなしている. 矢代では、緑色岩の上位を覆う赤色珪質泥岩あ



第 24 図 赤色珪質泥岩の露頭写真と薄片写真

(a) : 緑色岩の上位に累重する赤色珪質泥岩。ハンマーより上方が赤色珪質泥岩(小浜市矢代), (b)-(c) : 鏡下(単ニコール)では, 微細な粘土鉱物と石英などの鉱物粒子のほか暗赤色-暗褐色の筋が見られる(b)。海綿骨針が含まれるとより珪質になる(c)。

るいは赤色泥岩が確認でき(第 24 図 a), さらに上位には赤色チャートと上述の玄武岩石灰岩礫岩が整合的に累重する。なおこの累重関係については, 石渡・中江(2001)に紹介されている。

顕微鏡下では, 定向配列する微細な粘土鉱物と暗赤色-暗褐色の筋が観察され, このほかに玄武岩の細粒な岩片や石英・斜長石の粒子からなることがわかる(第 24 図 b)。また珪質に見えるのは, 部分的に海綿の骨針が多く含まれることによると考えられる(第 24 図 c)。

Ⅲ. 4. 4 チャート (Sc, Mc, Ec)

チャートは, すべてのコンプレックスに普遍的に見られ, 様々な規模の岩体として分布するほか泥質混在岩中の岩塊としても認められる。さらに中規模-大規模のチャート岩体は, 既述のように緑色岩と密接に伴って露出する傾向が強い(第 20 図 a)。

珪質層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多い(第 25 図 a)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。珪質層の層厚は 1-5 cm 程度で, 一般的に灰色-暗灰色-黒色を呈するが, 白色あるいは灰緑色を呈する場合もある。緑色岩の上位のチャートは, 赤色ないし暗赤色を呈することが多い。一方, 泥岩薄層は層厚は 5 mm 以下で黒色を呈する。

鏡下観察から, 隠微晶質-微晶質石英と粘土鉱物から構成され, シルト大以上の明瞭な碎屑粒子は全く認められないことがわかる(第 26 図 a)。一般的には, 再結晶化が著しく石英脈が多く発達し, このため放散虫遺骸や海綿骨針などの保存状態は概して良くない。また赤色チャートには, 不透明鉱物が多く含まれている。

Ⅲ. 4. 5 珪質泥岩 (Si, Mi, Ei)

珪質泥岩は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。また,



第 25 図 チャートと酸性凝灰岩の露頭
写真
(a) : チャートは珪質層と泥
質層の律動的な細互層からな
る, (b) : 酸性凝灰岩と泥岩
薄層の互層. ハンマーの長さ
は約 30 cm. (小浜市阿納)

酸性凝灰岩を伴いそれと互層する場合もある。酸性凝灰岩はこのように珪質泥岩に伴って分布することが多いが、地質図に表現できるほどの分布域がないので、珪質泥岩に含めておく。

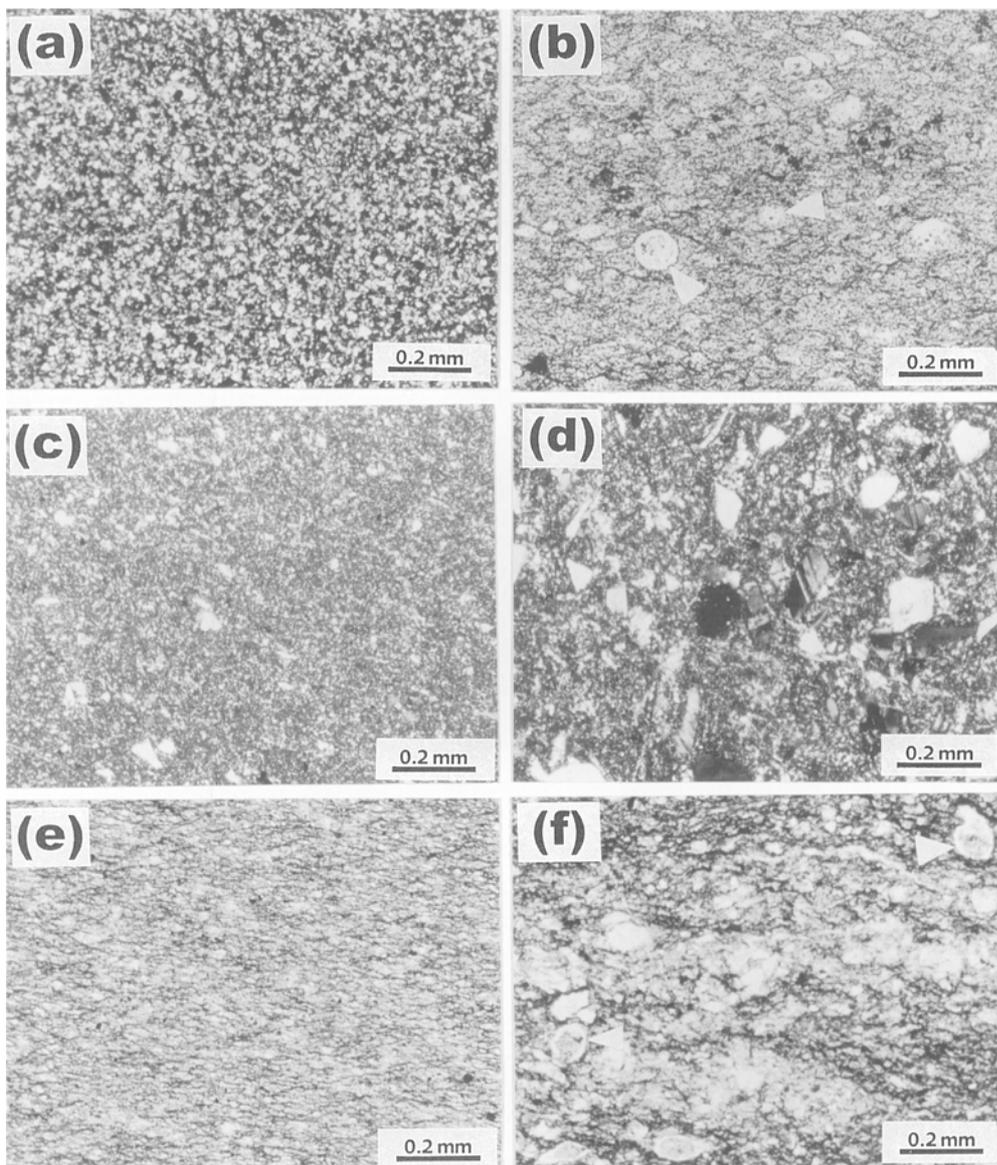
珪質泥岩は暗灰色-灰白色を呈し、葉理などの内部堆積構造がほとんど見られない均質な泥岩である。一般にスレート劈開が発達するが、塊状無構造の場合もある。鏡下観察からは、極微細な石英粒子や粘土鉱物からなる基質中に保存良好な放射虫化石を頻繁に含んでることがわかる。石英などのシルト大の碎屑粒子や不透明鉱物が見られるが、あまり多くない(第 26 図 b)。

一方、酸性凝灰岩は白色-灰白色を示すが、風化した露頭では黄褐色を呈する。細粒-中粒で比較的塊状であるが、珪質泥岩あるいは泥岩と互層することも多い(第

25 図 b)。鏡下では、極細粒-細粒の粒子からなる基質に角張った中粒-極粗粒な石英・斜長石などが散在することが観察される(第 26 図 c-d)。

Ⅲ. 4. 6 泥岩 (Sm, Mm, Em)

泥岩には、暗灰色の均質な泥岩やシルト質泥岩、あるいはスレート劈開が発達する黒色の泥岩など、岩相の異なる泥質岩が含まれる。通常は、シルト大以下の碎屑粒子からなる暗灰色-黒色の泥岩(第 27 図 a)である。シルト-細粒砂の葉理ないし薄層を挟在することもあり、部分的に粗粒なところはシルト岩となる。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、また微細な粘土鉱物が走向配列する様子が観察される(第 26 図 e)。より細粒を泥岩、特に暗灰色の泥岩は鏡下においても構



第 26 図

チャート・珪質泥岩・酸性凝灰岩・泥岩の薄片写真

(a) : チャート(直交ニコル), (b) : 珪質泥岩(単ニコル), (c) : 細粒な酸性凝灰岩(直交ニコル), (d) : 粗粒な酸性凝灰岩(直交ニコル), (e) : 暗灰色泥岩(単ニコル), (f) : 葉理質泥岩(単ニコル). 矢印は放射虫化石を示す.

成粒子の大きさが均質であるが、シルト質泥岩や細粒砂からなる葉理の発達した泥岩では、構成粒子の径は様々である(第 26 図 f)。

Ⅲ. 4. 7 砂岩泥岩互層 (Sa, Ma, Ea)

露頭では砂岩泥岩互層を、砂岩と泥岩の量比によって泥岩優勢と砂岩優勢に、また砂岩層の層厚によって薄層理互層と厚層理互層に識別した。薄層理互層は、層厚 2-20 cm の砂岩と層厚 5-30 cm の泥岩からなる。厚層理互層(第 27 図 b)は、層厚数 10 cm-1 m 程度の砂岩と層厚 10-50 cm 程度の泥岩からなり、ときには幾層かの砂岩層が癒合して、非常に厚い(5-10 m 程度)無層理で塊状の砂岩も伴う。泥岩優勢の薄層理互層では、砂岩の単層が延性的に膨縮したりあるいは剪断作用を受けて様々な程度でレンズ状に破断されることで、破断砂岩泥岩互層をなすことが多い。

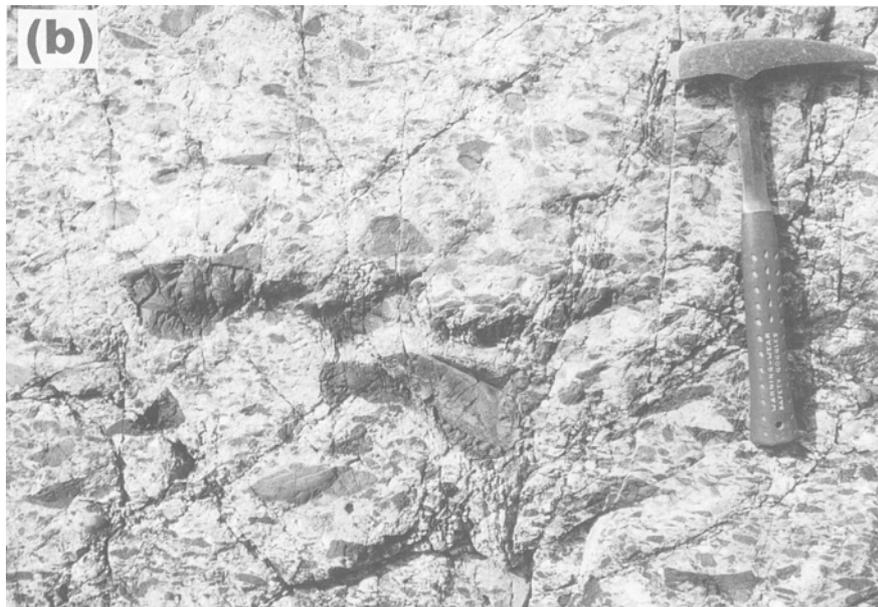
砂岩は、灰色-暗灰色を呈し中粒-粗粒の碎屑粒子からなる。構成粒子は石英が最も多く、次いで斜長石・カリ長石や岩片・不透明鉱物が見られる。長径 1-3 mm 程度の雲母片が層理面に沿って多く含まれる。級化構造や斜交葉理などの内部堆積構造も一部では認められるが、地層の上下判定は一般に困難である。泥岩には、層厚数 mm-1 cm 程度のシルト-中粒砂からなる平行葉理を挟む場合がある。

Ⅲ. 4. 8 砂岩 (Ss, Ms, Es)

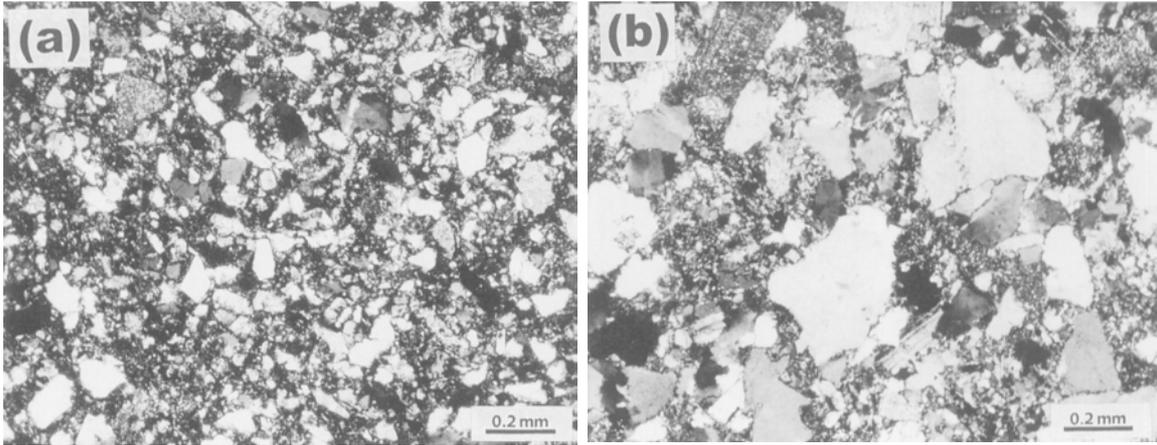
一般的には、泥質混在岩に包有された小規模-中規模岩体を構成するが、向笠コンプレックス上部のように、層厚 500 m 以上で走向方向に 10 km 程度連続する非常に大きなシート状岩体として分布することもある。小規模-中規模岩体の砂岩は、層理が不明瞭になった塊状砂岩としてみられることが多い。これに対し大規模岩体で



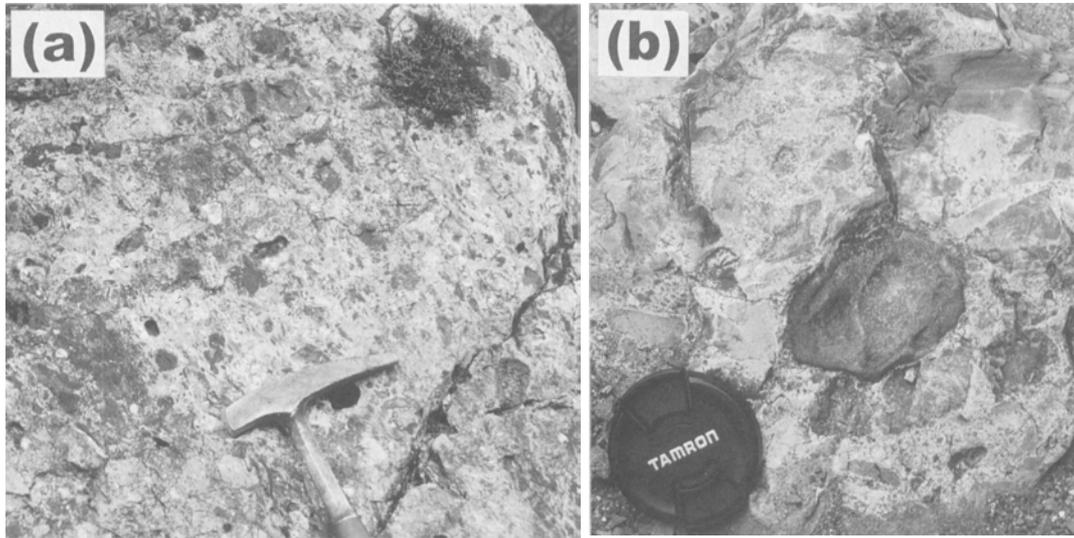
第 27 図 泥岩及び砂岩泥岩互層の露頭写真
(a) : 黒色泥岩(三方町向笠峠), (b) : 厚層理互層(上中町海土坂), ハンマーの長さは約 30 cm.



第 28 図 砂岩の露頭写真
(a) : 層理がやや不明瞭な塊状砂岩, (b) : 泥岩の剥ぎ取り岩片を含む極粗粒砂岩.
ハンマーの長さは約 30 cm.
(美浜町早瀬)



第 29 図 砂岩の薄片写真
(a) : 細粒砂岩, (b) : 粗粒砂岩. (直交ニコル)



第 30 図 礫岩の露頭写真
(a) : 小礫-中礫大の亜円-亜角礫からなる礫岩. ハンマーの長さは約 30cm. (b) : 泥岩・砂岩の亜円礫とチャートの角礫を含む礫岩転石の近影. レンズキャップの直径は約 5 cm. (三方町向笠峠)

は、砂岩には成層構造が比較的明瞭に見られるほか、砂岩泥岩互層や礫岩を伴う。砂岩は中粒-粗粒の碎屑粒子からなり、露頭では一般に暗灰色を呈する(第 28 図 a)。成層する砂岩では、しばしば級化構造が見られるとともに泥岩-シルト岩の薄層を挟む。また厚層理の砂岩単層の基底部には、長径数 mm-最大 30 cm 程度の泥岩の剥ぎ取り岩片(泥岩クラスト)を含む極粗粒砂岩が見られる(第 28 図 b)。

鏡下では、石英が最も卓越しており次いで斜長石・黒雲母・岩片などが多いことが確認できる(第 29 図)。これらの構成粒子はあまり円磨されておらず、粗粒砂岩ではその傾向が強い。

Ⅲ. 4. 9 礫岩 (Mb)

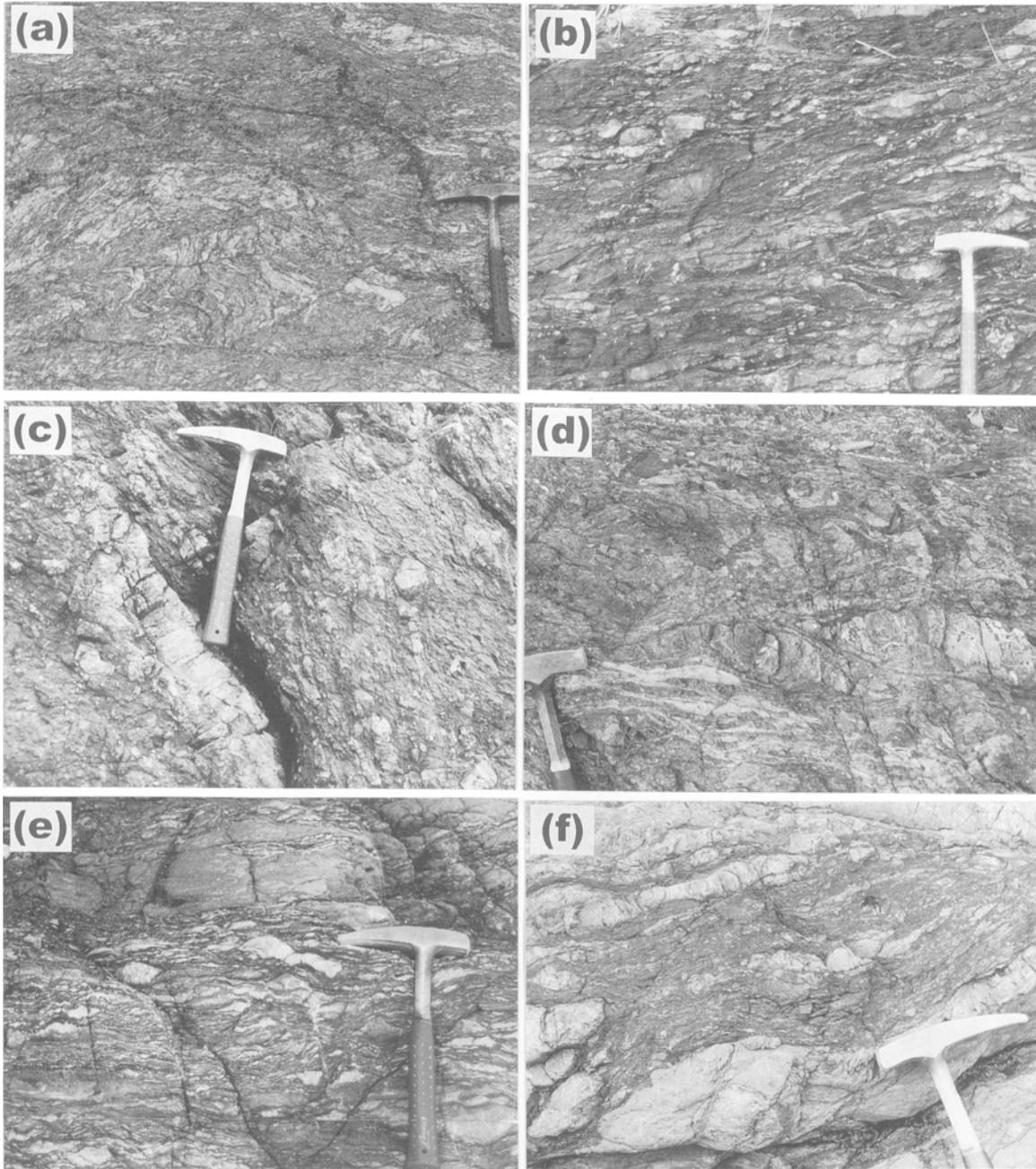
礫岩は砂岩に伴って露出するが、分布は狭くしかもそ

のほとんどは細礫からなるので、地質図では砂岩に含めた。しかしながら、向笠コンプレックス上部の大規模な砂岩岩体には礫岩が普遍的に挟在し、地質図に表現できるだけの分布をもっている。

向笠コンプレックスに見られる礫岩は、一般に粗粒砂からなる基質に支持された径 1 mm-3 cm 程度の亜円礫-亜角礫からなる(第 30 図 a)。礫の淘汰は良くない。粗粒な層準では、砂岩礫や泥岩礫の径が最大で 10 cm に達する(第 30 図 b)。礫種はチャートと泥岩が多く、次いで酸性凝灰岩・珪質泥岩・砂岩などが含まれる。

Ⅲ. 4. 10 泥質混在岩 (Sx, Mx, Ex)

泥質混在岩は様々な岩相からなる岩塊を含む泥質岩である。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。また劈開が発達し、



第 31 図 泥質混在岩の露頭写真

(a)：劈開と小断層が発達した破断した葉理質泥岩(小浜市志積)，(b)：砂岩の岩塊を含む泥質混在岩(三方町常神)，(c)-(d)：砂岩とチャートの岩塊を含む泥質混在岩(c：三方町世久見，d：小浜市西小川)，(e)-(f)：緑色岩の岩塊を含む泥質混在岩(三方町小川)．ハンマーの長さは約 30 cm.

そのため強い剥離性を示すことが多い．岩塊は砂岩・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，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 程度の規模をもち，完全に分離・分散し基質に支持されたような産状を示す．

第 31 図に，様々な泥質混在岩の産状を示す．(a)では岩塊をほとんど含まないが，シルト葉理を挟む劈開の発達した泥岩が褶曲するとともに，剪断の発達に伴う小断

層によって複雑に変形した様子が示されている．(b)はレンズ状の砂岩岩塊を含む泥質混在岩，(c)-(d)は砂岩・チャートの岩塊を含む泥質混在岩，(e)-(f)は砂岩・チャート・緑色岩の岩塊を含む泥質混在岩を示す．

III. 5 産出化石と地質年代

西津地域の丹波テレーンにおいては，これまでに石灰岩からペルム紀の紡錘虫化石(第 5 表)，チャートからペ

第5表 石灰岩から産出した紡錘虫化石
磯見・黒田(1958)より作成。産出地点は付図と地質図
に示した。

コンプレックス	世久見														向笠
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
磯見・黒田(1958)での地点番号	61	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	65	66
<i>Schubertella</i> sp.															
<i>Triticites</i> sp.															
<i>Paraschwagerina oblonga</i>															
<i>Pseudofusulina granumavenae</i>															
<i>Pseudofusulina crassiseptata</i>															
<i>Pseudofusulina japonica</i>															
<i>Pseudofusulina</i> spp.															
<i>Parafusulina</i> sp. cf. <i>P. lutugini</i>															
<i>Parafusulina gigantea</i>															
<i>Parafusulina kaerimizensis</i>															
<i>Parafusulina</i> sp. cf. <i>P. edoensis</i>															
<i>Parafusulina</i> sp.															
<i>Verbeekina verbeeki</i>															
<i>Verbeekina</i> sp.															
<i>Pseudodoliolina ozawai</i>															
<i>Pseudodoliolina</i> sp.															
<i>Misellina</i> sp.															
<i>Cancellina</i> sp.															
<i>Neoschwagerina simplex</i>															
<i>Neoschwagerina craticulifera</i>															
<i>Neoschwagerina margaritae</i>															

ルム紀・三疊紀・ジュラ紀の放散虫化石(第6-7表), そして珪質泥岩及び泥岩から三疊紀・ジュラ紀の放散虫化石(第8表)の産出報告がある(磯見・黒田, 1958; 伊藤ほか, 1982; 木戸, 1986; 藤井, 1991; Nakae, 2001, 2002).

III. 5. 1 紡錘虫化石

第5表に, 磯見・黒田(1958)によって報告された紡錘虫化石を掲載した。向笠コンプレックスと世久見コンプレックスの石灰岩から産出した紡錘虫化石の種構成には大きな違いはなく, 全体的に前期ペルム紀-中期ペルム紀初頭ないし前半を示している。

Triticites 属の生存期間は石炭紀末から Sakmarian 期中頃(前期ペルム紀)まで, また *Paraschwagerina* 属は主に Asselian 期-Sakmarian 期中頃(前期ペルム紀)にかけて棲息した属である(Ross, 1995)。このことから, 世久見コンプレックスの石灰岩(地点 F1, F13)は前期ペルム紀を示す可能性が高い。

Pseudodoliolina ozawai, *Neoschwagerina simplex*, *Parafusulina kaerimizensis* は, *N. simplex* 帯 (Ishii, 1990) または *P. kaerimizensis* 帯 (Ozawa and Kobayashi, 1990) を特徴づける種である。また *Neoschwagerina craticulifera* は, *N. simplex* 帯上位の *N. craticulifera* 帯 (Ishii, 1990; Ozawa and Kobayashi, 1990) を代表する種である。これらの化石帯は中期ペルム紀の初頭ないし前半を示す。一方 *Verbeekina verbeeki*, *Parafusulina*

第6表 チャートから産出したペルム紀放散虫化石
木戸(1986)と Nakae (2001)より作成。
産出地点は付図と地質図に示した。

コンプレックス	世久見					向笠	新庄
	1	2	3	4	5		
地点 (R)							
試料番号	NZ 80-05	NZ 88-07	NZ 20-05	NZ 42-01	NZ 42-05		
岩相	チャート						
<i>Albaillella</i> sp. cf. <i>A. protolevis</i>							
<i>Albaillella sinuata</i>							
<i>Albaillella</i> sp. cf. <i>A. sinuata</i>							
<i>Albaillella</i> sp. aff. <i>A. sinuata</i>							
<i>Albaillella</i> sp. A							
<i>Albaillella</i> spp.							
<i>Follicucullus</i> sp. cf. <i>Fo. monacanthus</i>							
<i>Follicucullus</i> sp. cf. <i>Fo. ventricosus</i>							
<i>Follicucullus scholasticus</i>							
<i>Follicucullus</i> (?) spp.							
<i>Pseudoalbaillella</i> sp. cf. <i>P. fusiformis</i>							
<i>Pseudoalbaillella</i> sp. cf. <i>P. longicornis</i>							
<i>Pseudoalbaillella</i> sp. cf. <i>P. scalprata</i>							
<i>Pseudoalbaillella</i> sp. A							
<i>Pseudoalbaillella</i> spp.							
<i>Pseudoalbaillella</i> (?) spp.							
<i>Gustefana obliqueannulata</i>							
<i>Latentifistula</i> sp.							
<i>Latentifistula</i> (?) sp. A							
<i>Latentifistula</i> (?) sp. B							
<i>Latentifistula</i> (?) sp. C							
<i>Latentifistula</i> (?) sp. D							
<i>Entactinosphaera</i> (?) sp.							
<i>Entactinaria</i> (?) gen. et sp. indet.							
年代	MP- LP	IEP	mLP	LP	MP	IMP	IMP- oLP
文献	Nakae (2001)					木戸(1986)	

e: early, m: middle, l: late, M: Middle, L: Late, C: Carboniferous, P: Permian

gigantea, *Parafusulina edoensis* は, さらに上位層準に位置づけられている *Afghanella schencki* - *V. verbeeki* 帯 (Ozawa and Kobayashi, 1990) を構成し, 中期ペルム紀の中頃を示している。向笠コンプレックスの2地点 (F14, 15) の石灰岩, 及び地点 F1, F13 以外の世久見コンプレックスの石灰岩の年代は, これらの紡錘虫化石より中期ペルム紀の前半であると考えられる。

III. 5. 2 放散虫化石

西津地域からは, 伊藤ほか(1982), 木戸(1986), 藤井(1991), Nakae (2001, 2002) によって, ペルム紀から中期ジュラ紀の放散虫化石の産出が報告されている。第6表から第8表までに, 新庄・向笠・世久見の各コンプレックスから産出した放散虫化石を掲げた。以下に, 各コンプレックスの岩相ごとに記述する。

(1) 新庄コンプレックス

チャート: 木戸(1986)は, 地点 R6(美浜町・松屋東方)

第7表 チャートから産出した三疊紀及びジュラ紀放散虫化石
藤井(1991)と Nakae (2002)より作成. 産出地点は付図
と地質図に示した. N: Nakae (2002).

コンプレックス	世久見											新庄		
地点 (R)	7	8	9	10	11							12	13	14
試料番号	NZ85-02b	NZ85-06	NZ85-07	01	02	03	04	05	06	07		NZ31-04	NZ32-03	NZ38-05a
岩相	チャート													
<i>Archaeosemantis</i> sp.														
<i>Archaeodictyomitra</i> (?) spp.														
<i>Bagotum</i> (?) spp.														
<i>Canoptum</i> sp.														
<i>Dictyomitrella</i> spp.														
<i>Entactinia</i> (?) sp.														
<i>Eucyrtidiellum</i> sp. A														
<i>Eucyrtidiellum</i> spp.														
<i>Hsuum</i> sp. cf. <i>H. infirmum</i>														
<i>Hsuum</i> spp.														
<i>Hsuum</i> (?) spp.														
<i>Lupherium</i> sp.														
<i>Pantanellium</i> sp. cf. <i>P. kluense</i>														
<i>Pantanellium</i> (?) spp.														
<i>Parahsuum</i> sp.														
<i>Parahsuum</i> (?) sp.														
<i>Parahsuum</i> (?) sp.														
<i>Parvicingula</i> sp. cf. <i>P. gigantocornis</i>														
<i>Parvicingula</i> spp.														
<i>Parvicingula</i> (?) spp.														
<i>Sarla</i> (?) sp.														
<i>Stichocapsa tegiminis</i>														
<i>Stichocapsa</i> spp.														
<i>Stichocapsa</i> (?) spp.														
<i>Syringocapsa</i> sp.														
<i>Tricolocapsa</i> sp. cf. <i>T. rüsti</i>														
<i>Tricolocapsa</i> spp.														
<i>Tricolocapsa</i> (?) spp.														
<i>Trillus</i> spp.														
<i>Zartus</i> sp.														
<i>Spumellaria</i> gen. et sp. indet														
年代	J	T	J	EJ	IEJ	J						LT	eEJ	eMJ
文献	N			藤井 (1991)								N		

e: early, l: late, E: Early, M: Middle, L: Late, T: Triassic, J: Jurassic

からペルム紀放散虫化石の産出を報告した(第6表). それによると, 上下約 10 m 離れた層準からそれぞれ中期ペルム紀の後半を示す *Follicucullus* cf. *monacanthus* と *Follicucullus* cf. *ventricosus*, ならびに後期ペルム紀を示す *Follicucullus* *scholasticus* が産出している.

Nakae (2002) は, 3 地点から後期三疊紀ならびに前期-中期ジュラ紀の放散虫化石の産出を報告した(第7表). 地点 R12(敦賀地域内の美浜町折戸谷川)では, 後期三疊紀と推定される *Sarla* (?) 属や *Archaeosemantis* 属の放散虫化石が産出している. 折戸谷川北方の地点 R13 からは, 前期ジュラ紀の初頭を示す *Pantanellium* cf. *kluense* のほかに, *Eucyrtidiellum* 属や *Parahsuum* 属の放散虫化石が産出している. さらに地点 R14(美浜

第8表 珪質泥岩及び泥岩から産出した三疊紀及びジュラ紀放散虫化石
木戸(1986)と Nakae (2002)より作成. 産出地点は付図と地質図に示した. K: 木戸(1986), N: Nakae (2002).

コンプレックス	世久見						向笠	新庄	
地点 (R)	15	16	17	18	19	20	21	22	23
試料番号	NZ68-05	NZ68-06	NZ81-07a	NZ82-02	NZ84-15	NZ61-05	NZ65-03	NZ32-02	NZ49-02
岩相	珪質泥岩	泥岩	泥岩	泥岩	珪質泥岩	泥岩	珪質泥岩	泥岩	
<i>Archaeodictyomitra</i> sp. A									
<i>Archaeodictyomitra</i> sp. B									
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.									
<i>Archicapsa</i> sp.									
<i>Bagotum</i> spp.									
<i>Betraccium perilense</i>									
<i>Betraccium deweveri</i>									
<i>Canoptum</i> sp.									
<i>Eucyrtidiellum</i> spp.									
<i>Hsuum</i> spp.									
<i>Pantanellium</i> sp. cf. <i>P. riedeli</i>									
<i>Parahsuum</i> spp.									
<i>Parahsuum</i> (?) sp.									
<i>Paronaella</i> sp.									
<i>Parvicingula</i> (?) sp.									
<i>Pseudodictyomitra</i> (?) spp.									
<i>Tranhsuum</i> sp.									
<i>Tricolocapsa plicarum</i>									
<i>Tricolocapsa</i> sp. cf. <i>T. rüsti</i>									
<i>Tricolocapsa</i> spp.									
<i>Unuma</i> spp.									
<i>Yamotoum</i> (?) sp.									
<i>Nassellaria</i> gen., indet.									
年代	J	mLT	EJ	J	EJ	MJ	mMJ	J	
文献	N						K	N	

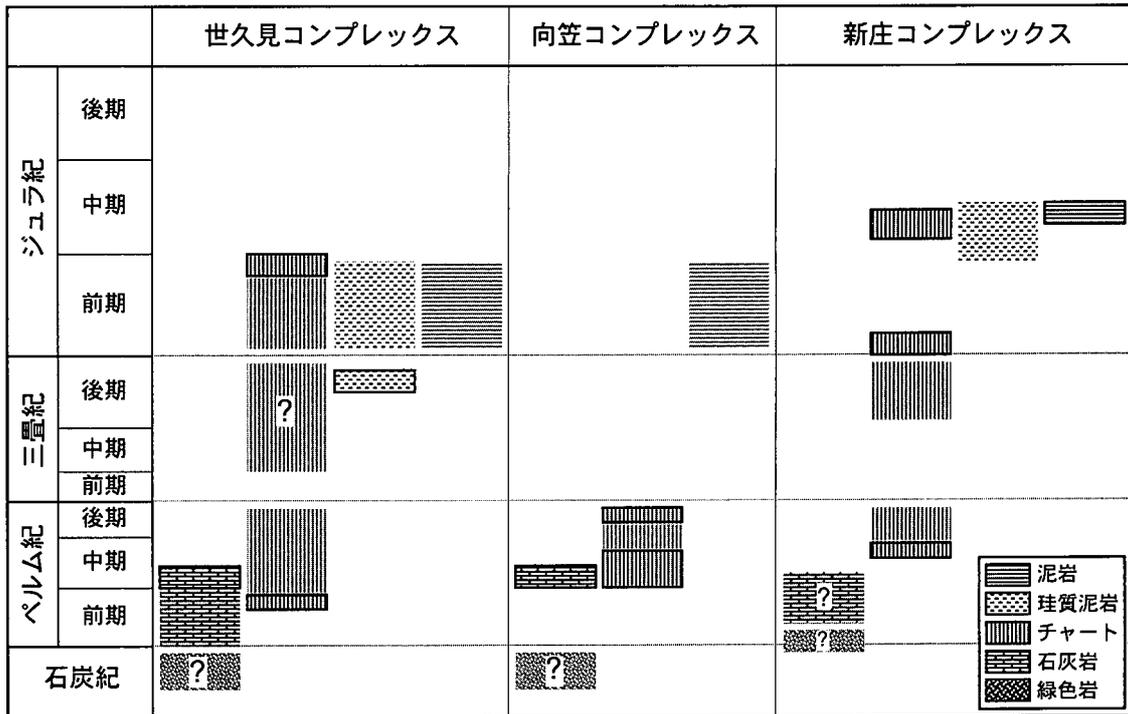
m: middle, E: Early, M: Middle, T: Triassic, J: Jurassic

町田代東方の横谷川)では, *Tricolocapsa* cf. *rüsti* と *Stichocapsa tegiminis* が共産していることから, 中期ジュラ紀の中頃を示すと考えられる.

なお, これらの4地点のチャートは, 新庄コンプレックス下部の大規模な緑色岩-チャート複合岩体に属している.

珪質泥岩: 木戸 (1986) は, 上述の地点 R6 より約 500 m 東方に位置する地点 R21(敦賀地域内の折戸谷川)から, *Hsuum* 属, *Parahsuum* (?) 属, *Archaeodictyomitra* 属, *Eucyrtidiellum* 属などの放散虫化石の産出を報告し(第8表), 中期ジュラ紀の前半を示すと推定した.

泥岩: 2 地点からジュラ紀を示す放散虫化石が産出した(第8表; Nakae, 2002). そのうち地点 R22(美浜



第 32 図 西津地域におけるコンプレックスの岩相とその堆積年代の関係
実線の枠は産出化石によって確定された堆積年代を示す。

町折戸谷川北方)から産出した *Tricolocapsa cf. rüsti* と *T. plicarum* の共存関係から、年代は中期ジュラ紀の中頃であると判断される。

(2) 向笠コンプレックス

チャート：Nakae (2001)によると、3 地点からペルム紀の放散虫化石が産出している(第 6 表)。地点 R3(上中町三田)からは、*Albaillella cf. protolevis*, *Gustefana obliqueannulata*, *Latentifistula* (?) sp. などが産出し、後期ペルム紀の中頃を示す。また、美浜町太田南方の地点 R4 と地点 R5 から産出した *Pseudoalbaillella* 属の放散虫化石は、後期石炭紀から中期ペルム紀までの長期間生存したことが知られている。このうち地点 R5 から産出した *Pseudoalbaillella cf. fusiformis* は、中期ペルム紀の前半を示す。これら 3 地点のチャートは、向笠コンプレックス下部の大規模な緑色岩-チャート複合岩体に属している。

なお伊藤ほか(1982)は、上中町大鳥羽から前期ジュラ紀と推定される放散虫化石の産出を報告した。しかしながら、詳細な産出地点と珪質泥岩・チャートの識別が明確にされていないので、本報告ではこの年代を取り上げない。

泥岩：地点 R19(三方町向笠)と R20(上中町海士坂)からは、*Hsuum* 属, *Parahsuum* 属, *Parvicingula* (?) 属の放散虫化石が産出している。年代は前期ジュラ紀あるいはジュラ紀の範囲内であると考えられるが、詳細には限定できない(第 8 表 ; Nakae, 2002)。

(3) 世久見コンプレックス

チャート：地点 R2(三方町食見)からは *Albaillella sinuata*, *Pseudoalbaillella cf. longicornis*, *Pseudoalbaillella cf. scalprata* が共産し、また地点 R1(三方町世久見北東)からは *Albaillella* 属, *Latentifistula* 属, *Follicuculus* (?) 属の放散虫化石が産出した(第 6 表)。これらはそれぞれ、前期ペルム紀の後半と中期ペルム紀ないし後期ペルム紀を示すと推定される(Nakae, 2001)。

地点 R8(小浜市大浜)の 2 試料からは、それぞれ三畳紀ならびにジュラ紀と推定される放散虫化石が産出している(第 7 表 ; Nakae, 2002)。

藤井(1991)によると、地点 R10(三方町世久見)と地点 R11(梅丈岳西方)からは、*Parvicingula cf. gigantocornis* や *Hsuum cf. infirmum* のほか、*Trillus* 属, *Zartus* 属などの放散虫化石が得られており、さらに地点 R9(小浜市大浜)からは、*Bagotum* (?) 属, *Canoptum* 属, *Parahsuum* (?) 属などの放散虫化石も産出している(第 7 表)。これらはそれぞれ、前期ジュラ紀の後半(Pliensbachian-Toarcian)と、前期ジュラ紀を示す。

伊藤ほか(1982)は、三方町世久見南東方ならびに黒崎-大浜周辺において前期ジュラ紀と推定される放散虫化石の産出を報告した。しかしながら、詳細な産出地点と珪質泥岩・チャートの識別が明確にされていないので、本報告ではこの年代を考慮しないでおく。

地点 R1 と地点 R10 は、世久見コンプレックス下部の大規模な緑色岩-チャート複合岩体に位置し、これらに

対し地点 R2 と地点 R7-9 は、泥質混在岩が卓越する世久見コンプレックス上部に相当する小規模-中規模チャート岩体に含まれる。

珪質泥岩：地点 R15(小浜市犬熊南方)からは、*Eucyrtidiellum* 属、*Hsuum* 属、*Protunuma* 属、*Tricolocapsa* 属などのジュラ紀を示す放射虫化石が産出しているのに対し、地点 R16(三方町食見北方)では、後期三畳紀の後半を示す *Betraccium perilense* と *B. deweveri* が産出している(第8表; Nakae, 2002)。

泥岩：地点 R17(三方町食見南方)と地点 R18(三方町食見北西方)からは、*Canoptum* 属、*Bagotum* 属、*Hsuum* 属、*Parahsuum* 属などの前期ジュラ紀放射虫が産出している(第8表; Nakae, 2002)。

III. 5. 3 地質年代

これまでに記述した産出化石種の指示年代に基づいて、丹波テレーンの地質年代をまとめる。なお、第32図に岩相と地質年代の関係を示す。

(1) 新庄コンプレックス

石灰岩からの化石の産出報告が無いので、その年代は不明である。チャートは、中期ペルム紀の後半、前期ジュラ紀の初頭、ならびに中期ジュラ紀の中頃を示している。このほか、後期ペルム紀と後期三畳紀のある期間も含むと推定される。また、珪質泥岩は中期ジュラ紀の前半ないし中頃を、そして泥岩は中期ジュラ紀の中頃を示している。

(2) 向笠コンプレックス

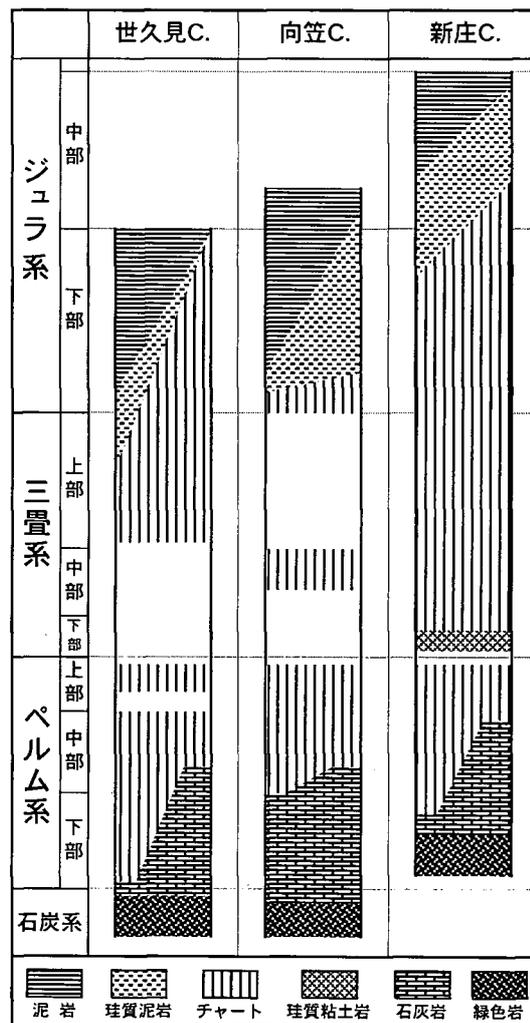
石灰岩は中期ペルム紀の前半ないし中頃の期間を、またチャートは中期ペルム紀の前半と後期ペルム紀の中頃を示している。泥岩の年代は詳細には決まらないが、前期ジュラ紀あるいはジュラ紀の範囲内であると考えられる。

(3) 世久見コンプレックス

石灰岩の年代は、前期ペルム紀から中期ペルム紀の中頃の期間を示している。チャートは、前期ペルム紀の後半と前期ジュラ紀の後半を示しているほか、中期ペルム紀-後期ペルム紀、三畳紀、ならびにジュラ紀のある期間を含む可能性があるとして推定される。珪質泥岩はジュラ紀のある期間の年代を示すほか、後期三畳紀の後半を示している。泥岩の詳細な年代は不明であるが、およそ前期ジュラ紀の範囲内であると判断される。

III. 5. 4 復元層序

西津地域の丹波テレーンからの化石の産出報告は多いとはいえ、コンプレックス構成岩の年代をすべて決定することができない。したがって、本研究で得られた岩相と年代の関係(第32図)と、対比が可能な隣接地域での研究成果(中江・吉岡, 1998; 栗本ほか, 1999)とをあわせて、本地域の丹波テレーンの堆積・形成年代を推定



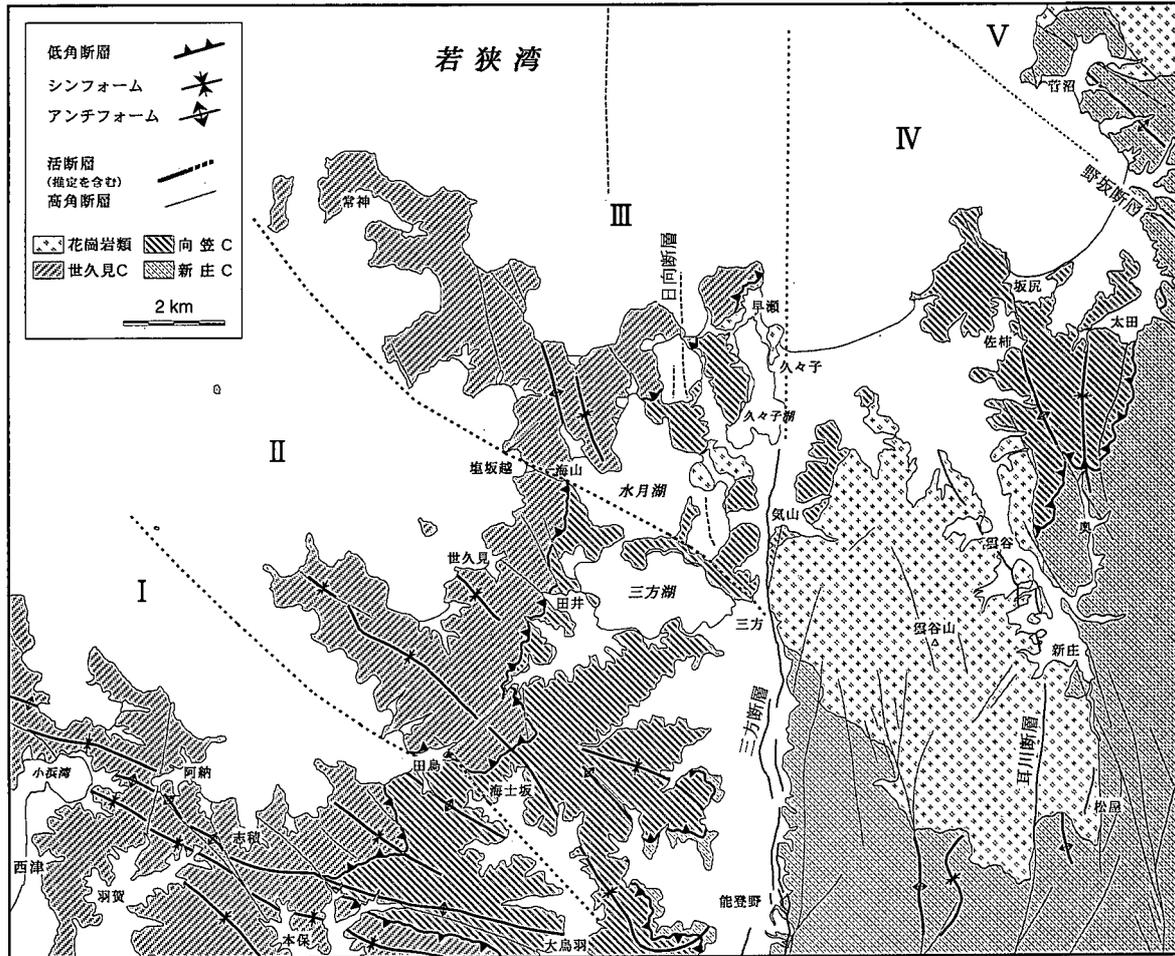
第33図 西津地域における丹波テレーンの復元層序
本研究と中江・吉岡(1998)、栗本ほか(1999)により作成。

し各コンプレックスの初生層序を復元する(第33図)。

(1) 新庄コンプレックス

新庄コンプレックスは、熊川地域の河内コンプレックス(中江・吉岡, 1998)と敦賀地域の菅並コンプレックス(栗本ほか, 1999)の側方延長である(第4表)。両コンプレックスの緑色岩は、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。また河内コンプレックスでは、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、そして菅並コンプレックスでは、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)。

新庄コンプレックスの初生的な岩相層序は、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(下部ペルム系-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)であると判断される。



第 34 図 西津地域における丹波テレーンの地質大構造の概要

(2) 向笠コンプレックス

向笠コンプレックスは、熊川地域の下根来コンプレックス(中江・吉岡, 1998)の北方延長である(第 4 表). したがって、下根来コンプレックスの石灰岩(石炭紀末-前期ペルム紀), チャート(前期?-中期ペルム紀), 珪質泥岩ならびに泥岩(中期ジュラ紀)の年代を考慮すると、向笠コンプレックスの初生的な岩相層序は、下位から緑色岩(上部石炭系), 石灰岩(上部石炭系-中部ペルム系), チャート(下部ペルム系?-下部ジュラ系), 珪質泥岩(下部ジュラ系), 泥岩(下部-中部ジュラ系)となる。

(3) 世久見コンプレックス

世久見コンプレックスは、熊川地域の多田コンプレックス(中江・吉岡, 1998)の北方延長である(第 4 表). しかしながら、多田コンプレックスならびにさらに西方延長(小浜地域)の古和木コンプレックス(Nakae, 1992)からは化石の産出報告がなく、したがって世久見コンプレックスの年代を本報告で示した範囲より詳細にすることはできない. なお、第 33 図に復元した世久見コンプレックスの初生層序は、本調査・研究と Nakae (1993)に基づいて編集・作成した. これらより世久見コンプレックスの初生的な岩相層序は、下位より緑色岩(上部

石炭系), 石灰岩(最上部石炭系-中部ペルム系), チャート(下部ペルム系-下部ジュラ系), 珪質泥岩(上部三畳系-下部ジュラ系), 泥岩(下部ジュラ系)から構成されていると判断される。

III. 6 地質構造

ここでは、雲谷山花崗岩・江若花崗岩の貫入以前に形成されたと考えられる丹波テレーンの地質構造について記述する. 第 34 図には、西津地域における丹波テレーンの地質大構造の概要を図示した。

III. 6. 1 コンプレックス境界断層

コンプレックス境界が露頭で観察できるのは非常に少なく、中でも新庄コンプレックスと向笠コンプレックスの境界は、露出状況が悪く関係は不明である. しかしながら西津地域で確認された地点では、コンプレックス境界は断層関係である. 推定される境界断層は、上盤側のコンプレックスの帯状配列や泥質混在岩ならびに岩体の走向・傾斜に対して極めて低角な断層であると判断される. ここでは、幾つかの地域で観察された境界断層周辺

の地質について記述する。

(1) 刀根・新庄コンプレックスの境界

美浜町折戸谷川沿いとその北方の林道(敦賀地域内)には、新庄コンプレックス下部-中部と下位の刀根コンプレックスが分布するが、両コンプレックスの境界を示す露頭は見られない(第 11 図)。ここでは、刀根コンプレックスの泥岩あるいは砂岩泥岩互層が南北走向ないし北北西-南南東走向で西傾斜を示しているのに対し、新庄コンプレックスの緑色岩・チャートの走向は北東-南西を示しており、境界の上下で両者の走向が大きく斜交している。さらに、緑色岩・チャートの分布と推定されるコンプレックス境界は北北東-南南西方向に延び、チャートの走向に対してコンプレックス境界は斜交している。これらのことから、新庄コンプレックス基底層は緑色岩・チャートの分布方向に斜交した断層によって断たれたと判断できる。

(2) 新庄・向笠コンプレックスの境界

本地域南部の三方町岩屋-上中町大鳥羽周辺(第 14 図)では、東端に分布する新庄コンプレックス上部の泥質混在岩に包有されたチャート岩体の走向(南北方向)と、その上位の向笠コンプレックス下部の緑色岩岩体の延長方向(東西ないし東北東-西南西)は斜交し、チャート岩体が緑色岩岩体によって断たれている。さらに、これより西側に分布する新庄コンプレックスの泥質混在岩が東北東-西南西走向を示すのに対し、その上位の向笠コンプレックスの緑色岩-チャート複合岩体は南北ないし北北東-南南西の走向を示している。

一方、本地域東部の美浜町太田-奥周辺では、新庄コンプレックス中部の大規模な砂岩岩体の上位に、向笠コンプレックス下部の緑色岩-チャート複合岩体が累重している(地質図参照)。ここでは、緑色岩-チャート複合岩体が砂岩岩体の延長方向にやや斜交しているために、部分的に砂岩岩体の分布が途切れ、緑色岩-チャート複合岩体が新庄コンプレックス下部の泥質混在岩と直接に接している。

両コンプレックスの境界関係を明確にできる露頭は見られなかったが、これら 2 地域で認められるように、向笠コンプレックスが地域によって新庄コンプレックス中の異なる層準と接する産状から判断すると、両コンプレックスの境界は断層であると考えられる。

(3) 向笠・世久見コンプレックスの境界

両コンプレックスの境界は、美浜町早瀬で観察できる。新庄・向笠コンプレックス境界と同様に、地質図からは、世久見コンプレックス下部の緑色岩-チャート複合岩体の分布に対して、下位の向笠コンプレックスが斜交していることが読み取れる。

早瀬：美浜町の早瀬漁港北方の海岸沿いのルートマップを第 35 図に示す。南側には、構造的な下位の向笠コンプレックス上部の砂岩が露出する。砂岩は、泥岩ク

ラストを含む礫岩を伴う中粒-粗粒砂からなり、 $N25^{\circ}-49^{\circ}E$, $34^{\circ}-64^{\circ}N$ の走向傾斜を示す。一方北側には、世久見コンプレックス下部の緑色岩が分布する。緑色岩は主に、剥離性の発達した極細粒の玄武岩と同質の火山砕屑岩、ならびに塊状のドレライトからなる。砂岩と緑色岩との境界は、破碎帯をほとんど伴わない $N46^{\circ}E$, $74^{\circ}N$ の走向傾斜の断層で接している(第 36 図)。また断層の上下 5-10 m 程度では、砂岩・緑色岩とも北東-南西走向の剪断面が密に発達している。

断層上盤の緑色岩(細粒玄武岩)に発達する剥離面は、断層の走向傾斜にほぼ一致する。一方、下盤の砂岩に見られる層理面は、南側で北北東-南南西走向であるのに対して、断層近傍では北東-南西走向へとわずかに回転している。

(4) 世久見コンプレックスと超丹波テレーンの境界

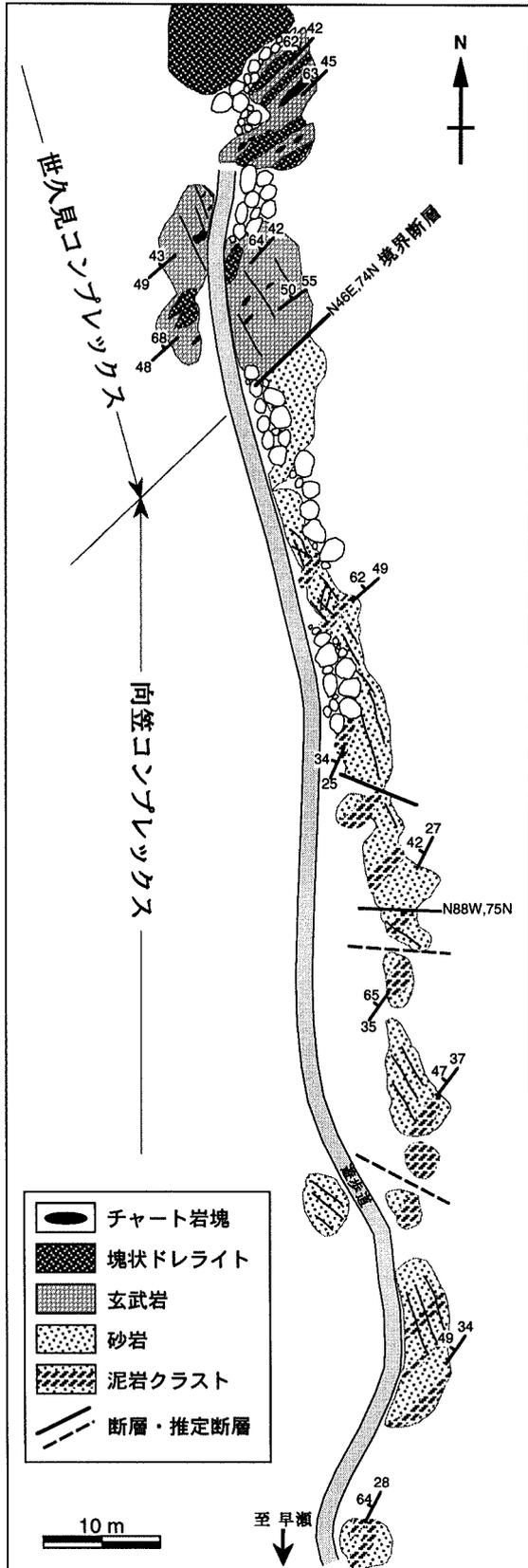
世久見コンプレックスと超丹波テレーンの境界は、西隣崎崎地域の内外海半島で認められる(第 17 図)。ここでは、東側に世久見コンプレックス上部の泥質混在岩と緑色岩や砕屑岩の小規模-中規模岩体が分布している。これらの走向は西北西-東南東方向が卓越し、さらに同方向の軸跡を持つ半波長 300-500 m の翼の開いた褶曲をなしている。これに対し西側では、超丹波テレーンに特徴的な灰緑色塊状砂岩と砂岩泥岩互層が分布している。この砂岩ならびに砂岩泥岩互層は、北東-南西走向で北西に傾斜する同斜構造をなしている。このように、東西での走向は互いに著しく斜交し地質構造が明瞭に異なることから、境界は断層であると考えられる。

Ⅲ. 6. 2 褶曲構造

この褶曲構造は、コンプレックス境界をなす低角断層を曲げ、さらに高角傾斜の断層に切られている。また褶曲の軸跡は、本地域南西部では西北西-東南東方向であり、より東側では北西-南東方向、北北西-南南東方向、さらに南北方向へと回転している。さらにこの軸跡の回転によって、コンプレックスの一般的な走向方向も西側より、西北西-東南東→北東-南西→南北→北西-南東へと回転し、コンプレックスは複雑な分布を呈している(第 34 図)。なお軸跡の回転については、Ⅵ章で記述する。

褶曲構造の規模と姿勢については、以下のように地域ごとに異なった特徴をもっている。第 34 図には、褶曲構造の姿勢の違いによって区分される I-V の 5 つの地塊を示した。

地塊 I(小浜市西津-羽賀-阿納-本保-大鳥羽)では、西北西-東南東方向の軸跡をもつ褶曲構造が発達しており、コンプレックスの一般走向は西北西-東南東と東北東-西南西を示す。この褶曲の姿勢についてはコンプレックス構成岩の分布状態から、半波長が 300 m-1 km 程度で翼間角は 90° 程度(断面図 A-B の西側参照)であり、軸は



第35図 コンプレックスの境界付近のルートマップ
向笠コンプレックス上部の砂岩と世久見コンプレックス下部の緑色岩が接する。石渡・中江(2001)を改変。(美浜町早瀬北方の海岸)



第36図 向笠コンプレックスと世久見コンプレックスの境界断層
ハンマー頭部の位置が境界断層。断層より下が向笠コンプレックスの砂岩，上が世久見コンプレックスの緑色岩。ハンマーの長さは約30 cm。(美浜町早瀬北方の海岸)

水平ないし西に緩くプランジしていると考えられる。

地塊Ⅱ(小浜市田鳥-上中町海士坂-三方町世久見)と地塊Ⅲ(三方町常神-塩坂越-三方-美浜町久々子)は、それぞれ北西-南東方向と北北西-南南東方向の軸跡を持つ褶曲構造が認められる。軸は北西に緩くプランジしており、半波長が1-2 kmで翼間角は120°以上と開いている。地塊Ⅰと比較すると、全体的に緩やかな褶曲構造である(断面図A-B及び断面図C-D参照)。さらに海士坂-能登野付近に見られるシンフォームでは、北西-南東方向の軸跡がその南端部で約90°反時計回りに屈曲している。

これらに対し地塊Ⅳ(三方町三方-能登野-美浜町坂尻-新庄)では、コンプレックスの一般走向がおおよそ南北方向になり、東傾斜の同斜構造が卓越している。しかしながら、南北性の軸跡をもった、翼間角(150°程度)の開いた褶曲構造が幾つか認められる(断面図I-Jの三方断層以東を参照)。雲谷山南方の今津町天増川源流域付近では、南にプランジした翼の開いた一对のシンフォームとアンチフォームが見られるが、アンチフォーム軸部付近はこれに平行する高角傾斜断層(天増川断層：第VI章参照)によって断たれている。一方、美浜町松屋南西方の能登又谷付近では、北にプランジした翼の開いたアンチフォームが見られる。周辺のコンプレックス構成岩の分布状態からは、このアンチフォームの対になるシンフォームの存在が東側に予想されるが、雲谷花崗岩の貫入と高角傾斜断層(VI章参照)のためにわからなくなっている。この他に美浜町佐柿-奥-太田周辺でも、南北性の褶曲が存在するが、高角傾斜断層(佐柿断層・太田断層：第VI章参照)によって構造が重複しているため、明瞭ではない。

さらに東側の地塊Ⅴ(美浜町北田-菅沼)では、褶曲(アンチフォーム)の軸跡は再び北西-南東方向になり北西に

緩やかにプランジしている。翼間角は 60° - 90° 程度であり、比較的閉じている(断面図 D-E の野坂断層以東を参照)。

西側の地塊 I - III, 中央の地塊 IV, ならびに東側の地塊 V では、上述のように褶曲構造の姿勢と発達の程度に

差異が認められ、そのためコンプレックスの一般走向も明瞭に異なっている。これら 3 者の間には、三方断層と野坂断層が存在し、これらの地質構造の改変に寄与した可能性があると思われる。この点については、VI 章で記述する。

IV. 上部白亜系-古第三系火成岩類

(中江 訓・内藤一樹)

IV. 1 研究史及び概要

IV. 1. 1 研究史

西津地域を含む琵琶湖北部から若狭湾沿岸地域には、後期白亜紀から古第三紀にかけて活動・貫入した火成岩類が点在する(第 37 図)。そのうち西津地域の東部と北東端にはそれぞれ、黒雲母花崗岩ならびに白雲母花崗岩からなる雲谷山花崗岩と黒雲母花崗岩からなる江若花崗岩とが分布しており、また中央部北寄りの久々子湖周辺には主に花崗斑岩からなる久々子花崗斑岩が見られる。さらに、閃緑岩あるいは花崗閃緑斑岩からなる岩脈が全域に多数認められる。これらの火成岩類は周辺の丹波テレーンに貫入し、接触変成を与えている。

西津地域周辺での火成岩類の研究は、地質調査所による 20 万分の 1 宮津図幅(巨智部, 1894)、ならびに同敦賀図幅(大築・清野, 1919)によって、遠敷郡(鋸崎地域)、三方郡(西津地域)、敦賀郡(敦賀地域)に幾つかの花崗岩類が分布することが地質図に示されたのが始まりである。これらによると、本地域の花崗岩類は大部分が黒雲母花崗岩で占められるが、三方郡には白雲母花崗岩も分布することが述べられ、また花崗岩類の年代は古生代以降と推定された(巨智部, 1894; 大築・清野, 1919)。これらの花崗岩類は、それぞれ内外海半島北端の花崗閃緑岩、雲谷山花崗岩、ならびに江若花崗岩に相当する。

長らく本地域周辺での調査・研究が途絶えていたが、その後、福井県によって 20 万分の 1 ならびに 15 万分の 1 福井県地質図(福井県編, 1955, 1969)が作成・出版された。これらの研究による新たな成果としては、西津地域周辺の花崗岩類の年代を中生代末ないし第三紀初期に限定したことと、さらに岩相の違いから久々子湖畔の花崗岩類をその他の花崗岩類から区分したことが挙げられる。

1960年代以降になると、東隣の敦賀地域での花崗岩類の調査・研究が進展し始めた。まず河野・植田(1966)は、敦賀半島に露出する黒雲母花崗岩から 59 Ma の黒雲母 K-Ar 年代を報告した。さらに藤本(1979)は、吉田源市による滋賀大学教育学部の卒業論文を引用して、この地域の花崗岩類に対して「江若花崗岩」という名称を用いて岩相を記述した。また吉田ほか(1991)も同様に、吉田源市と澤田一彦による滋賀大学教育学部の卒業論文を引用して、「江若花崗岩体」を名称に用いて類似の報告を行なった。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、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なった。また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なうとともに、粗粒黒雲母花崗岩から約 63 Ma の黒雲母 K-Ar 年代を報告した。さらに田結庄ほか(1999)は、竹生島地域北部と敦賀地域において黒雲母花崗岩 7 試料の同位体分析を行ない、約 57 Ma の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代を報告した。

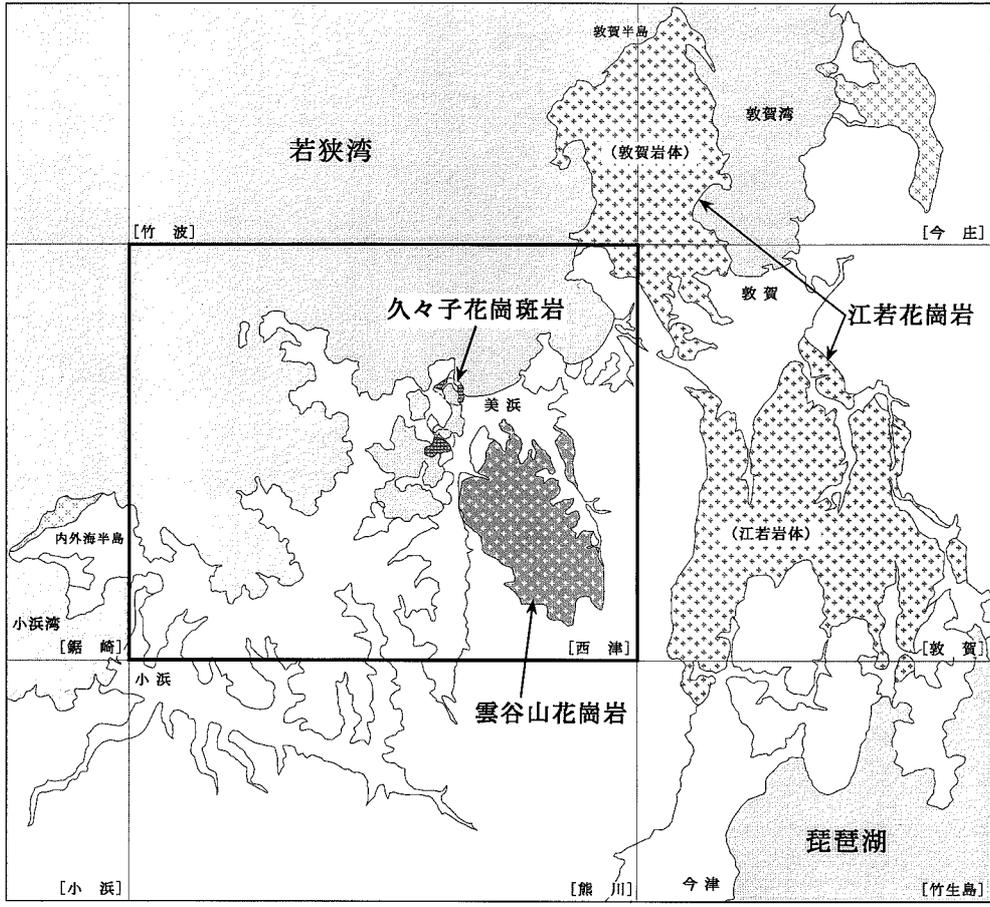
西津地域において巨智部(1894)が「三方郡の花崗岩類」と呼んだ花崗岩については、15 万分の 1 福井県地質図(福井県編, 1969)以外には、これまでほとんど調査・研究されていない。塚野(1965)は若狭湾国定公園学術調査報告の中で、この花崗岩類を美浜町の花崗岩として簡単に記述し、また三方町史編集委員会編(1990)はこれが白雲母花崗岩・黒雲母花崗岩・両雲母花崗岩からなることを述べている。さらに 20 万分の 1 地質図宮津(黒田, 1968)では、白亜紀-古第三紀末区分花崗岩類として示された程度である。そして本報告ではこの花崗岩を雲谷山花崗岩と命名し、地質及び岩相の詳細と約 92 Ma の K-Ar 放射年値を記述する。

なお西津地域周辺の地質図としては、土地分類基本調査敦賀・竹生島(福井県編, 1985)、竹波・今庄(福井県編, 1986)、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)などが公表されている。

IV. 1. 2 概要

雲谷山花崗岩：西津地域東部に位置する雲谷山を中心に、東西約 6 km・南北約 10 km の範囲で北北西-南南東方向に伸長した楕円状に分布する(第 38 図)。周囲の丹波テレーンに対しては中-高角度で外側に傾斜した接触面をもって貫入している。雲谷山花崗岩は、南北ないし北北西-南南東走向の高角傾斜断層によって断たれ、垂直方向に幾らかの変位を受けている。さらにこれらの断層と同方向の花崗斑岩-アプライトの岩脈が、雲谷山花崗岩と周囲の丹波テレーンに貫入している。雲谷山花崗岩は主に黒雲母花崗岩と白雲母花崗岩から構成され、両者の中間的な両雲母花崗岩を伴っており、さらにこれらの花崗岩の量比の違いによって主部相と周縁相に区分される。主部相は雲谷山花崗岩分布域の中心部を占め、黒雲母花崗岩が白雲母花崗岩より卓越するのに対し、その外側の周縁相は白雲母花崗岩を多量に含む。

江若花崗岩：研究史の項で解説したようにこれまで複



第 37 図
西津地域及びその周辺における火成岩類の分布
本研究のほか、広川・黒田(1957)、栗本ほか(1999)、中江ほか(2001)、ならびに未公表資料より作成。

数の名称が用いられていたが、栗本ほか(1999)と中江ほか(2001)は、江若花崗岩の研究史と名称を整理し、従来の敦賀花崗岩(福井県編, 1986; 原山ほか, 1988)と江若花崗岩(藤本, 1979)をあわせて「江若花崗岩」と呼ぶことにした。さらに、江若花崗岩の分布域が大きく 2 分されることから、それぞれを敦賀岩体、江若岩体と命名した(第 37 図)。本報告ではこれを踏襲する。

西津地域の江若花崗岩は、敦賀岩体の南西端として分布し、黒雲母を普遍的に含む中粒-粗粒な花崗岩からなる。周囲の丹波テレーンに対しては中-高角度で外側に傾斜した接触面をもって貫入しているが、北西-南東走向の高角傾斜断層で接するところもある。

久々子花崗斑岩：西津地域中央部北寄りに位置する久々子湖の北側と南側に、小規模な岩体として露出する。ほぼ垂直な接触面をもって周囲の丹波テレーンに貫入している。主に細粒の石英中に石英の斑晶を含む花崗斑岩ならびに石英斑岩からなり、より細粒をアプライトを伴う。

岩脈：閃緑岩ならびに花崗閃緑斑岩からなる。比較的小規模であり、雲谷山花崗岩と江若花崗岩に貫入している。貫入面は、南北ないし北北西-南南東走向と西北西-東南東走向の 2 方向が卓越する。

IV. 2 雲谷山花崗岩 (Gb, Gm)

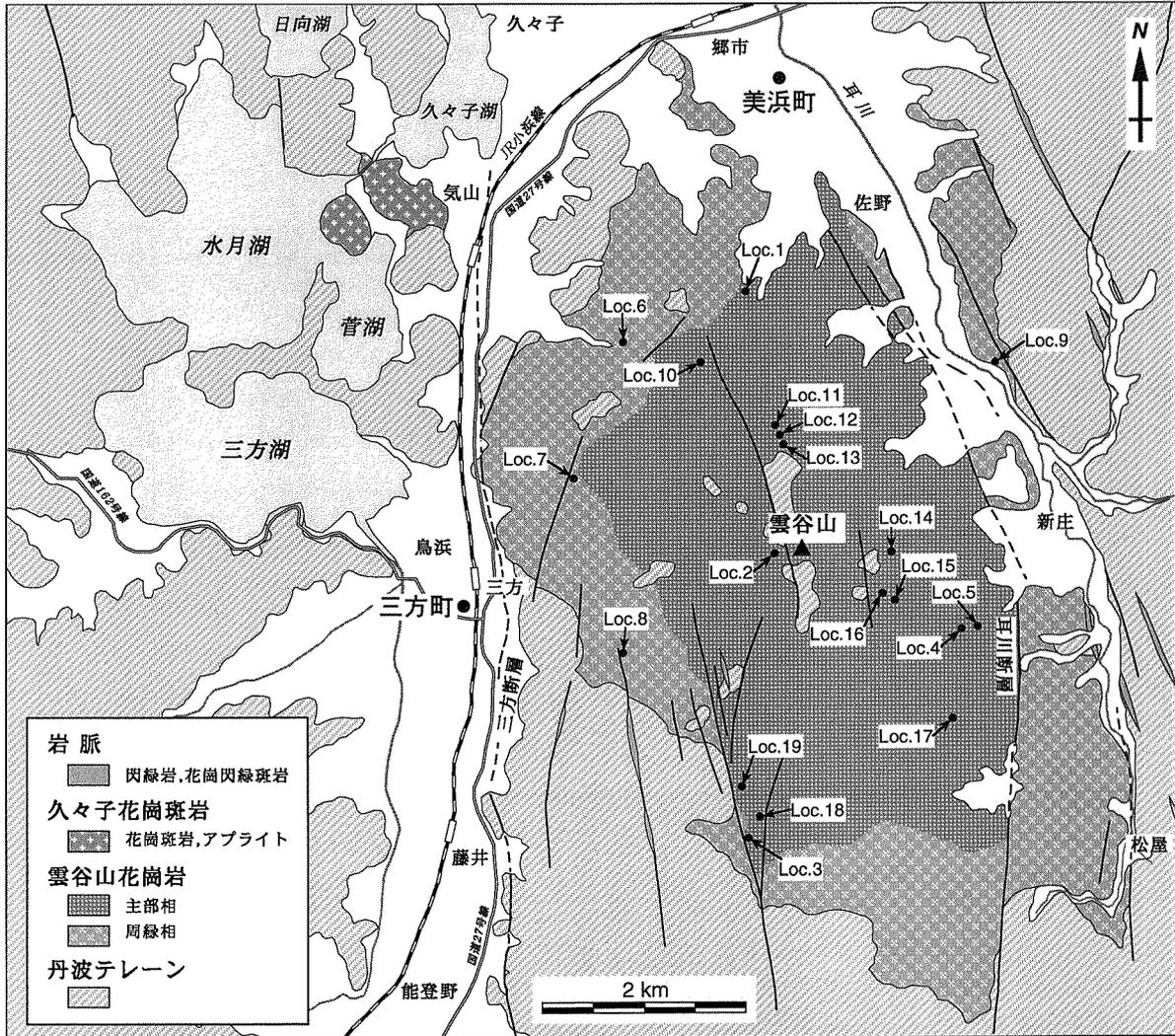
雲谷山花崗岩の地質・岩相と放射年代値についての詳細な調査研究は本報告が初めてであり、以下に記述する。

IV. 2. 1 命名・分布

新称。命名は本報告による。西津地域東部に位置する雲谷山(標高 786.6 m)を中心とした岩株状の岩体を構成していると考えられる。地表では、三方町登山・三方の東方から美浜町郷市・佐野・新庄の南西方にかけて、東西約 6 km・南北約 10 km の北北西-南南東方向に伸長した楕円状の地域に分布する(第 38 図)。

IV. 2. 2 地質

周囲の丹波テレーン側に中-高角度で外側に傾斜した接触面をもって貫入しており、幅 1-2 km 程度にわたって接触変成を与えている。雲谷山頂上をはじめとして標高の高い尾根では、丹波テレーンの堆積岩類が小規模に見られる。標高 400-700 m にかけての雲谷山表層を薄く覆うような分布形態をとることから、この堆積岩はループペンダントであると判断できる。雲谷山花崗岩は南北性の高角傾斜断層によって断たれ、垂直方向に幾ら



第 38 図 雲谷山花崗岩周辺の地質概略図と試料採取地点
 地点番号は、第 9 表のモード組成測定用試料ならびに第 10 表の化学組成分析用試料の番号に一致。

かの変位を受けている。またこれらの断層の一部は、三方断層や耳川断層などの活断層として最近まで活動していることが知られている (VII 章参照)。さらに、これらと同方向の閃緑岩-花崗閃緑斑岩の岩脈に貫入されている。

雲谷山花崗岩は中粒で等粒状の花崗岩からなり、造岩鉱物として石英・斜長石・カリ長石・黒雲母が普遍的に含まれるほか、白雲母やザクロ石などが伴われる。野外における肉眼観察での黒雲母と白雲母の量比に基づいて、黒雲母花崗岩、白雲母含有黒雲母花崗岩、黒雲母含有白雲母花崗岩、白雲母花崗岩に識別した。なお、これらの花崗岩どうしの明瞭な貫入関係は確認されておらず、各岩相は漸移関係である可能性が高い。

雲谷山花崗岩では、白雲母の含有量が分布域の中央部 (モード比=0.51-4.85%) よりも周縁部 (モード比=0.65-10.97%) で富む特徴を持つが、上記 4 種の花崗岩には黒雲母と白雲母の量比を除いて顕著な差は認められない。また断層で接する場合を除いて、各岩相の花崗岩どうしには明瞭な岩相境界が認められない。これらのことから、

これらの岩相の違いは、貫入時期の異なる岩体による変化ではなく、単に黒雲母と白雲母の量比の違いによると判断される。

本報告では、黒雲母と白雲母の量比の違いにより、雲谷山花崗岩を主部相 (黒雲母花崗岩が卓越) と周縁相 (白雲母花崗岩が卓越) に便宜的に区分した (第 38 図)。上述のように各花崗岩の岩相間は漸移すると判断されるが、地質図には黒雲母/白雲母比 (以下、B/M 比と略記) = 1.0 を目安に、両相の境界を記した。

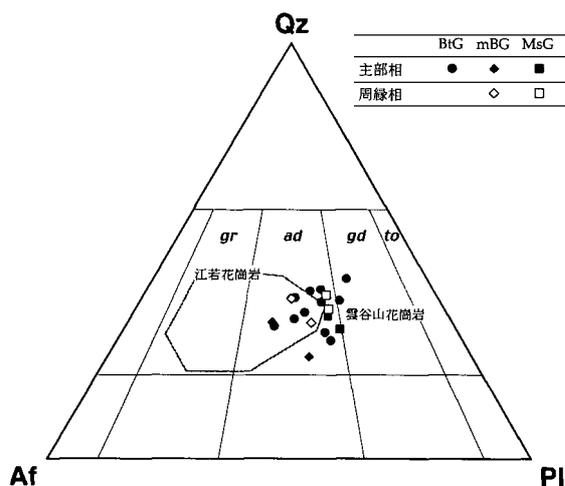
主部相 (Gb) : 主部相は雲谷山花崗岩の中央に位置し、東西約 4 km・南北約 6 km の範囲を占める。黒雲母花崗岩が卓越し、白雲母含有黒雲母花崗岩と黒雲母含有白雲母花崗岩を伴う (モード比で、黒雲母=0.00-8.44%, 白雲母=0.51-4.85%)。雲谷山山頂周辺や尾根の一部には丹波テレーンのループペンダントが分布するが、その周囲の花崗岩やそれを貫く岩脈は、黒雲母をほとんど含まない白雲母花崗岩であることが多い。

周縁相 (Gm) : 周縁相は、主部相の外側に幅 500-

第9表 雲谷山花崗岩のモード組成測定結果

★印は石英・斜長石・カリ長石の合計を100%として再計算した比率。資料採取の地点番号は第38図を参照。BtG：黒雲母花崗岩，mBG：白雲母含有黒雲母花崗岩，MsG：白雲母花崗岩，Qz：石英，Pl：斜長石，Kf：カリ長石，Bt：黒雲母，Mus：白雲母，Chl：緑泥石，Gnt：ザクロ石，Opq：不透明鉱物，Acc：副成分鉱物，B/M：黒雲母/白雲母比。

採取地点	試料番号	岩相	Qz	Pl	Kf	Bt	Mus	Chl	Gnt	Opq	Acc	Qz *	Pl *	Kf *	B / M	
主部相	4	ND01	BtG	35.6	28.9	26.9	6.22	1.24	0.81	0.00	0.00	0.32	38.97	31.58	29.45	5.2
	5	ND02	BtG	36.6	32.1	21.3	8.44	0.92	0.56	0.00	0.05	0.05	40.68	35.68	23.64	9.3
	13	ND04	BtG	35.0	37.7	19.5	4.51	2.10	0.94	0.05	0.10	0.05	38.00	40.84	21.16	2.1
	12	ND05	BtG	32.0	31.9	27.1	6.98	1.41	0.63	0.00	0.00	0.00	35.17	35.05	29.78	5.0
	11	ND06	BtG	28.8	39.7	26.7	3.61	0.73	0.52	0.05	0.00	0.00	30.24	41.73	28.04	5.1
	10	ND07	mBG	32.2	28.9	36.6	1.35	0.76	0.05	0.05	0.00	0.05	32.96	29.58	37.45	1.8
	16	ND31	MsG	32.3	37.8	23.7	1.25	4.49	0.05	0.31	0.00	0.00	34.41	40.30	25.29	0.3
	15	ND32	BtG	35.0	34.7	23.4	5.34	1.12	0.16	0.27	0.00	0.00	37.60	37.31	25.09	4.8
	14	ND33	MsG	29.5	41.9	23.1	0.00	4.85	0.42	0.21	0.00	0.00	31.19	44.36	24.44	0.0
	2	ND34	BtG	32.1	32.2	31.3	3.26	0.57	0.57	0.06	0.00	0.00	33.55	33.73	32.72	5.5
	17	ND35	BtG	26.1	40.6	25.6	6.49	0.87	0.38	0.00	0.00	0.05	28.27	43.99	27.74	7.2
	18	ND36	BtG	39.9	36.5	15.7	6.12	0.93	0.83	0.00	0.00	0.00	43.33	39.62	17.05	6.8
	19	ND37	BtG	31.1	28.7	34.8	4.19	0.51	0.68	0.00	0.00	0.00	32.89	30.32	36.78	8.4
	周縁相	3	ND38	mBG	23.1	39.0	31.7	2.65	2.11	1.24	0.11	0.00	0.05	24.64	41.57	33.79
1		ND9901	BtG	38.6	32.2	24.9	2.91	0.74	0.53	0.00	0.00	0.05	40.34	33.66	25.99	4.1
7		ND03	mBG	30.7	35.4	27.9	1.78	1.56	2.53	0.16	0.00	0.00	32.63	37.67	29.70	1.1
6		ND08	MsG	33.6	36.9	22.8	0.00	5.44	0.75	0.43	0.05	0.00	36.01	39.53	24.47	0.0
9		ND9902	MsG	35.0	33.3	20.6	0.00	10.97	0.10	0.05	0.00	0.00	39.34	37.45	23.21	0.0
8		ND9906	mBG	37.8	29.2	30.4	1.58	0.65	0.22	0.16	0.00	0.00	38.78	30.02	31.09	2.3



第39図 雲谷山花崗岩のモード組成
資料採取の地点番号は第38図を参照。Qz：石英，Af：アルカリ長石，Pl：斜長石，gr：狭義の花崗岩，ad：アダメロ岩，gd：花崗閃緑岩，to：トータル岩。江若花崗岩の範囲は澤田ほか(1997)による。

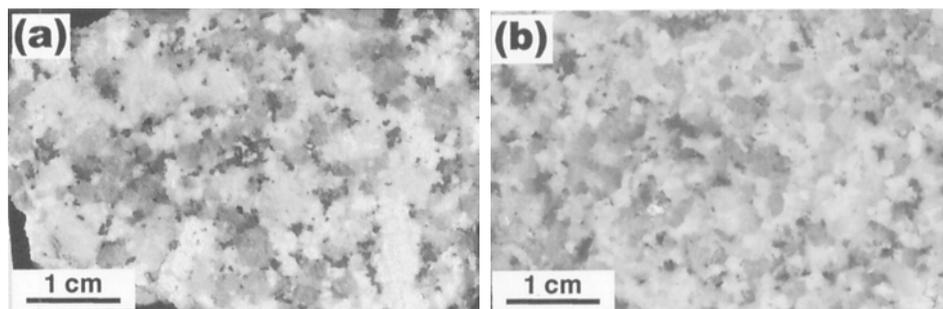
1,500 m の範囲を占める。白雲母花崗岩と黒雲母含有白雲母花崗岩が卓越し，わずかに黒雲母花崗岩と白雲母含有黒雲母花崗岩が認められる（モード比で，黒雲母=0.00-1.58%，白雲母=0.65-10.97%）。特に，耳川中流域の美浜町雲谷の周辺では，黒雲母を全く含まず白雲母の粗粒結晶を多く含む空隙の多いミアロリティックな岩相を示す花崗岩が分布する。

IV. 2. 3 岩 相

野外における露頭観察の際に，黒雲母と白雲母の含有量に基づき雲谷山花崗岩を，黒雲母花崗岩，白雲母花崗岩，ならびにこれらの中間的な岩相として白雲母含有黒雲母花崗岩と黒雲母含有白雲母花崗岩に細分した。さらに，主部相から15試料（黒雲母花崗岩11試料，白雲母含有黒雲母花崗岩2試料，白雲母花崗岩2試料），周縁相から4試料（白雲母花崗岩2試料，白雲母含有黒雲母花崗岩2試料）の計19試料について，モード組成を求めた。測定方法は，岩石薄片上で1試料につき約2,000点の鉱物を計測した。その結果を第9表と第39図に示す。

測定結果から，石英-アルカリ長石-斜長石の比率に基づく花崗岩類の分類図（第39図）を作成した。雲谷山花崗岩は，主部相と周縁相とも，石英・アルカリ長石がほぼ同量で斜長石がやや卓越する。記載岩石学的には，わずかながら花崗閃緑岩に分類される試料もあるが，ほとんどはアダメロ岩である。

黒雲母花崗岩：中粒で等粒状の花崗岩であり，構成鉱物としては石英，斜長石，カリ長石，黒雲母が普遍的に含まれ，わずかに白雲母や緑泥石を含む（第40図a）。ザクロ石をわずかに含むことがある。黒雲母花崗岩のモード組成は，石英=26.1-39.9%（平均33.7%），斜長石=28.7-40.6%（平均34.1%），カリ長石=15.7-34.8%（平均25.2%），黒雲母=2.91-8.44%（平均5.28%），白雲母=0.51-2.10%（平均1.01%），緑泥石=0.16-0.94%（平均0.60%），ザクロ石=0.00-



第 40 図 雲谷山花崗岩の研磨面写真
(a) : 黒雲母花崗岩. (b) : 白雲母花崗岩.

0.27% (平均 0.04%) である。B/M 比は 2.1-9.3 を示し、黒雲母が白雲母の 2 倍以上含有される。

石英は半自形をなし、径 2-3 mm 程度の粒状である。斜長石は自形-半自形した短冊状-長柱状のものが多く、長径は 1-3 mm 程度である。一般にアルバイト双晶が発達している。カリ長石は半他形-他形であり、径 3 mm 程度のものが多く最大で 5 mm 程度である。黒雲母は板状で長径が 0.5-1 mm 程度の他形をなしている。

白雲母花崗岩 : 中粒で等粒状の花崗岩であり、構成鉱物としては石英、斜長石、カリ長石、白雲母が普遍的に含まれ、緑泥石やザクロ石をわずかに含む。黒雲母は全く見られないかごくわずかに含む程度である(第 40 図 b)。白雲母花崗岩のモード組成は、石英=29.5-35.0% (平均 32.6%)、斜長石=33.3-41.9% (平均 37.5%)、カリ長石=20.6-23.7% (平均 22.6%)、黒雲母=0.00-1.25% (平均 0.31%)、白雲母=4.49-10.97% (平均 6.44%)、緑泥石=0.05-0.75% (平均 0.33%)、ザクロ石=0.05-0.43% (平均 0.25%) である。黒雲母花崗岩と比較するとやや粗粒で、斜長石とザクロ石が多いが石英とカリ長石がやや少ない。また黒雲母を殆ど含まないことから、全体的に優白色を呈する。B/M 比は 0-0.3 を示し、一般に黒雲母の含有量は白雲母の 1/3 以下である。

石英は半自形-半他形をなし、径 2-3 mm 程度の粒状である。斜長石は明瞭なアルバイト双晶をなし、自形-半自形した長径 2-5 mm 程度の短冊状-長柱状結晶である。カリ長石は半他形-他形であり、径 2-4 mm 程度のものが多い。白雲母は他形で他の鉱物粒子間を埋めるように見られる。劈開が発達した板状の結晶であり、長径は 0.2-1.5 mm 程度(最大で 4 mm)である。黒雲母はごくまれに見られ、長径が 0.3-0.5 mm 程度の他形をなしている。

白雲母含有黒雲母花崗岩・黒雲母含有白雲母花崗岩 : 上記の花崗岩と同様に、中粒・等粒状であり、構成鉱物は石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、白雲母を主とし、緑泥石やザクロ石がわずかであるが普遍的に含まれる。白雲母含有黒雲母花崗岩のモード組成は、石英=23.1-37.8% (平均 31.0%)、斜長石=28.9-39.0% (平均

33.1%)、カリ長石=27.9-36.6% (平均 31.7%)、黒雲母=1.35-2.65% (平均 1.84%)、白雲母=0.65-2.11% (平均 1.27%)、緑泥石=0.05-2.53% (平均 1.01%)、ザクロ石=0.05-0.16% (平均 0.12%) であり、他の花崗岩と比較してカリ長石に富んでいる。白雲母含有黒雲母花崗岩の B/M 比は 1.1-2.3 を示し、黒雲母がやや卓越している。

IV. 2. 4 化学組成

雲谷山花崗岩の化学組成は本報告によって初めて明らかにされる。主部相から 5 試料、周縁相から 4 試料(黒雲母花崗岩 4 試料、白雲母含有黒雲母花崗岩 3 試料、白雲母花崗岩 2 試料)について、主要元素組成と微量元素濃度の測定を行った。分析方法は蛍光 X 線法を採用し、分析装置は地質調査総合センターに設置されている Phillips 社製 PW1404 型を使用した。具体的な分析方法は内藤・高木(1998)に従った。結果を第 10 表に掲げた。

雲谷山花崗岩の SiO₂ 含有量に対する各主要成分の含有量を第 41 図に示した。主要成分の大半を占める SiO₂ は、71.89-76.33 wt% の範囲にわたる珪長質な組成を示すが、黒雲母花崗岩と比較するとその他の花崗岩の方が SiO₂ に富む傾向がある。また、主部相と周縁相の花崗岩の SiO₂ 比は 75 w% を境に明瞭に異なり、前者は低く後者は高い。さらに、SiO₂ の増加に反して TiO₂、Al₂O₃、Fe₂O₃、MgO、CaO ならびに P₂O₅ の値は減少する。これに対しアルカリ値(Na₂O+K₂O)は SiO₂ の増加に伴って逆に増加傾向にあるが、その値は、黒雲母花崗岩(7.45-8.05 wt%)よりもその他の花崗岩(8.22-8.25 wt%)の方が高い。

その他の主要成分は、TiO₂=0.01-0.22 wt%、Al₂O₃=13.20-14.56 wt%、Fe₂O₃=0.66-2.26 wt%、MnO=0.019-0.078 wt%、MgO=0.01-0.60 wt%、CaO=0.10-1.57 wt%、P₂O₅=0.03-0.13 wt% である。

雲谷山花崗岩の微量元素については、Rb、Sr、Ba など 16 元素の濃度を測定し第 42 図に掲げた。主部相の花崗岩における各元素濃度はおおそ一定しているか、あるいは SiO₂ の増加に伴ってやや減少する傾向が Sr、Ba、

第 10 表 雲谷山花崗岩の主要成分及び微量元素の測定結果

資料採取の地点番号は第 38 図を参照。BtG：黒雲母花崗岩，mBG：白雲母含有黒雲母花崗岩，MsG：白雲母花崗岩。

採取地点	主 部 相					周 縁 相			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
試料番号	ND9901	ND34	ND38	ND01	ND02	ND08	ND03	ND9906	ND9902
岩 相	BtG	BtG	mBG	BtG	BtG	MsG	mBG	mBG	MsG
主成分 (wt%)									
SiO ₂	74.45	74.73	76.09	71.89	72.81	75.38	76.33	75.34	75.95
TiO ₂	0.13	0.12	0.06	0.22	0.21	0.01	0.07	0.07	0.01
Al ₂ O ₃	13.58	13.44	13.20	14.41	14.24	14.20	13.29	13.4	14.56
Fe ₂ O ₃	1.89	1.71	1.36	2.26	2.08	1.17	1.16	1.32	0.66
MnO	0.051	0.053	0.064	0.074	0.070	0.078	0.054	0.070	0.019
MgO	0.26	0.20	0.10	0.60	0.51	0.02	0.09	0.12	0.01
CaO	1.13	0.90	0.64	1.42	1.57	0.21	0.51	0.73	0.10
Na ₂ O	3.49	3.22	3.61	3.30	3.36	4.17	3.77	3.58	4.15
K ₂ O	4.40	4.53	4.44	4.42	4.09	4.05	4.46	4.65	4.10
P ₂ O ₅	0.06	0.05	0.04	0.12	0.13	0.03	0.04	0.04	0.03
LOI	0.60	0.84	0.50	0.77	0.48	1.09	0.71	0.49	0.95
Total	100.04	99.79	100.1	99.48	99.55	100.41	100.49	99.81	100.54
微量元素 (ppm)									
Rb	236	233	243	217	204	412	261	254	551
Sr	109	89	60	180	169	8	51	54	6
Ba	331	391	147	415	322	8	136	152	0
Ce	72	53	51	58	44	29	45	43	38
Cu	8	7	5	11	31	14	18	7	21
Ga	20	17	19	16	20	31	19	19	32
La	38	28	25	25	16	10	21	24	19
Pb	25	29	38	30	27	18	28	31	5
U	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Th	17	6	11	5	9	8	13	7	12
Y	30	31	32	27	27	45	31	34	58
Zn	52	52	41	49	54	33	67	43	20
Zr	104	115	89	100	96	35	79	80	36
Cr	139	140	119	203	144	121	106	116	138
Ni	5	4	3	8	8	4	4	5	5
V	11	10	10	14	15	4	7	6	5

第 11 表 雲谷山花崗岩の放射年代値

測定はアレゲニー・テクノロジー・ジャパン社に依頼した。

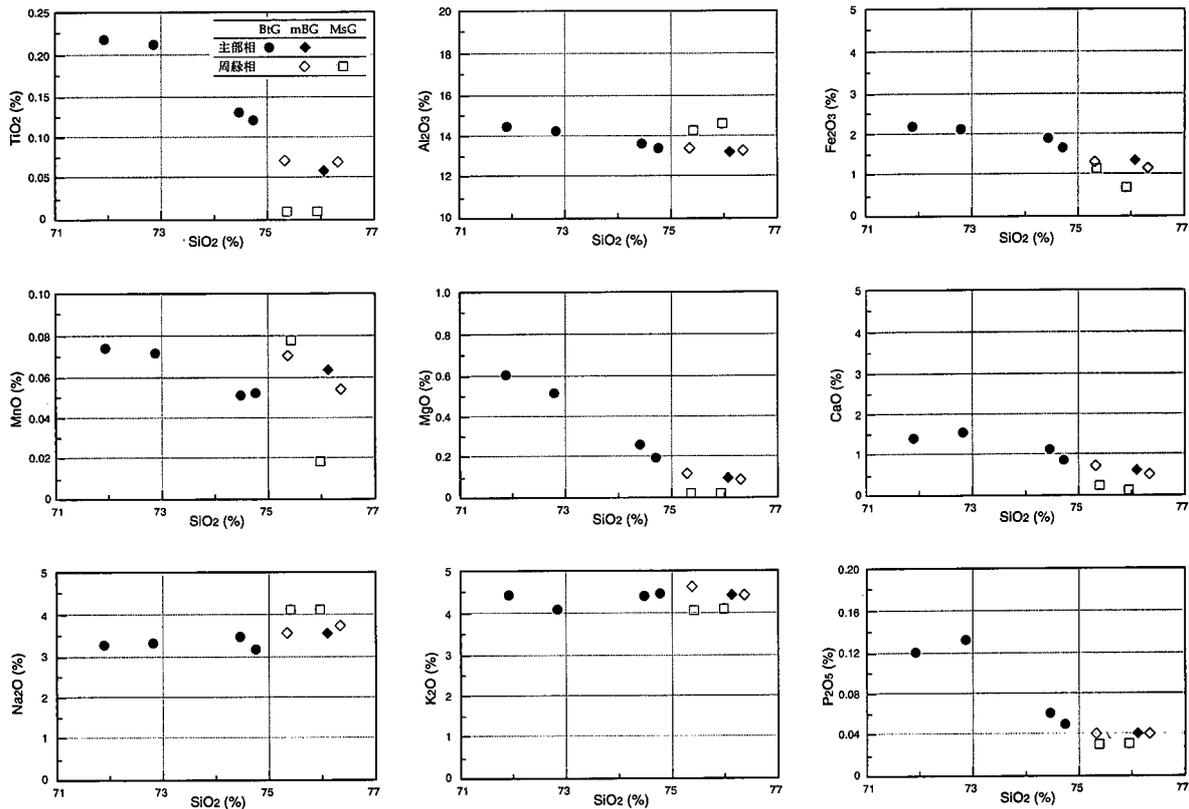
試料番号	岩 石	測定鉱物	年代値 (Ma)	K (%)	⁴⁰ Ar rad (10 ⁻⁵ scc/gm)	⁴⁰ Ar rad (%)
ND 9901	黒雲母花崗岩	黒雲母	92.8±4.6	5.67	2.10	97.5
				5.70	2.11	97.4
ND 9902	白雲母花崗岩	白雲母	91.5±4.6	7.93	2.95	93.4
				7.96	2.85	93.3

$$\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}, \quad \lambda_{\epsilon} = 0.581 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}$$

$$^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-2} \text{atom \%}, \quad ^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar atmosphere} = 295.5 \text{ (Steiger and Jager, 1977)}$$

Ni, V 濃度で見られる。これに対し周縁相、特に白雲母花崗岩において明らかに主部相の傾向に不一致の元素濃度

が認められる (Rb, Ga, Y の濃度は高く, Sr, Ba, Pb, Zr の濃度は低い)。



第 41 図 雲谷山花崗岩の主要成分

IV. 2. 5 放射年代

本調査研究では、雲谷山花崗岩の形成年代を求めるために、黒雲母花崗岩の黒雲母 1 試料 (Loc. 1 : ND 9901) と白雲母花崗岩の白雲母 1 試料 (LOC. 9 : ND9902) について、K-Ar 放射年代測定を行った。測定は各試料とも 2 回行ない、その結果を第 11 表に示す。

ND9901 は主部相に属する黒雲母花崗岩であり、 92.8 ± 4.6 Ma の年代が得られた。一方、ND9902 は周縁相の白雲母花崗岩から採取した試料であり、 91.5 ± 4.6 Ma の年代を示す。両者は誤差の範囲内でよく一致し、後期白亜紀を示している。

IV. 3 江若花崗岩 (Gc)

IV. 3. 1 命名・分布

藤本 (1979) は吉田源市の卒業論文を引用し、敦賀市南部から琵琶湖北方に分布する花崗岩類を「江若花崗岩」と呼んだ。また、吉田ほか (1991) も同様に吉田源市と澤田一彦の卒業論文を引用したが、名称としては「江若花崗岩体」を使用した。さらに澤田ほか (1997) は「江若花崗岩体」を名称とした。これらに対し栗本ほか (1999) は、江若花崗岩 (藤本, 1979) と敦賀花崗岩 (福井県編, 1986 ; 原山ほか, 1988) を一括し、「江若花崗岩」として再定義した。本報告では、栗本ほか (1999) の定義に従う。

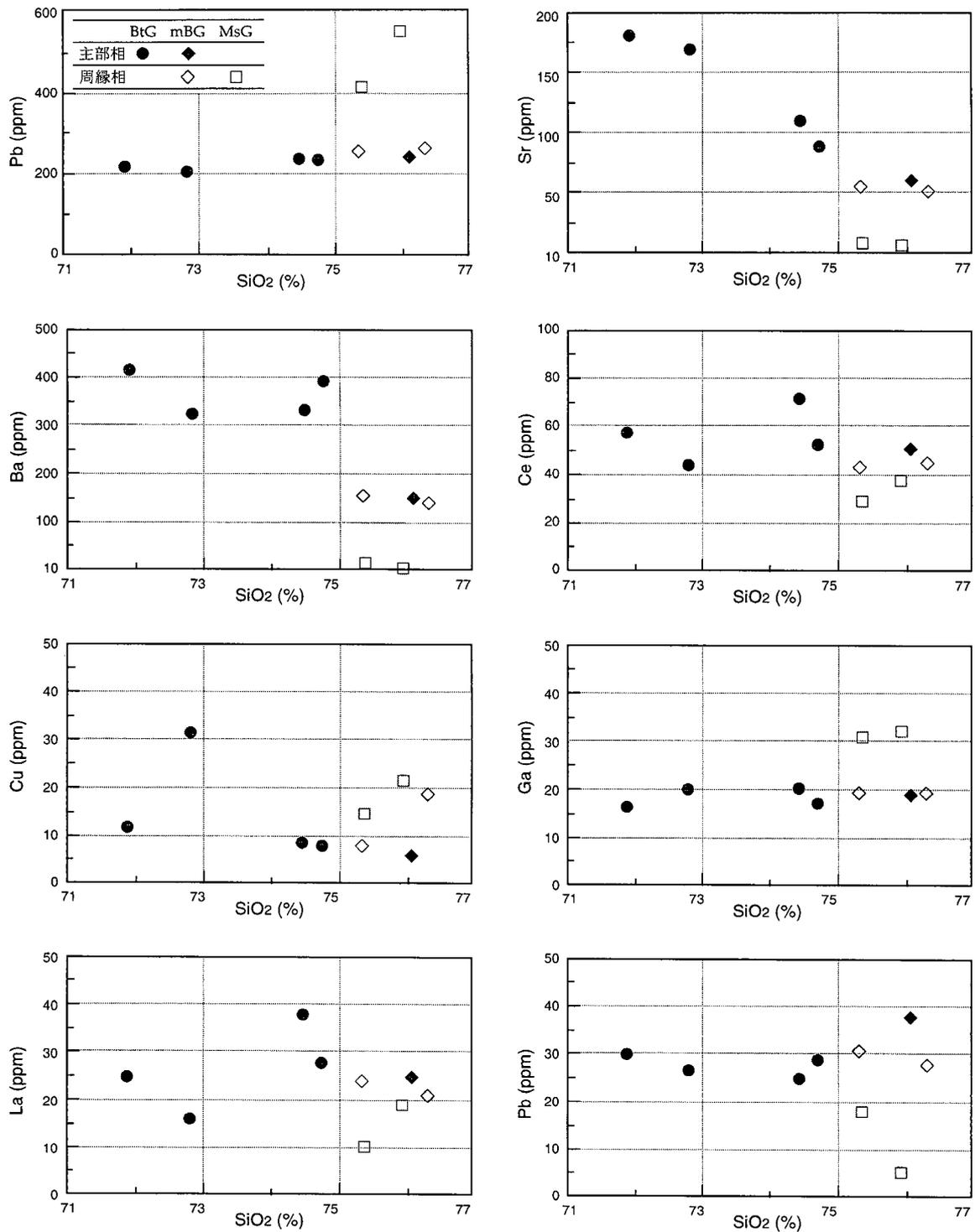
江若花崗岩は、敦賀地域西部から竹生島地域北西部、ならびに今庄・竹波地域の敦賀半島全域にわたって、東西 10-15 km、南北約 30 km の範囲に分布する。西津地域では、北東部の美浜町菅沼の北-東方に見られる。

IV. 3. 2 地質・岩相

江若花崗岩と周囲の丹波テレーンとの境界から、前者の貫入面は南側 (丹波テレーン側) に中角-高角で傾斜していると判断できる。分布の西端は北西-南東走向の高角傾斜断層に断たれて、さらに同方向の岩脈に貫入されている。澤田ほか (1997) によると、江若花崗岩は雲谷山花崗岩と比較すると斜長石に乏しく、記載岩石学的にはアダメロ岩から狭義の花崗岩に分類される (第 39 図参照)。本地域の江若花崗岩は中粒-粗粒な黒雲母花崗岩からなり、北西-南東走向の節理が発達している。

中粒-粗粒黒雲母花崗岩 (Gc) : 弱斑状で中粒ならびに等粒状で粗粒な黒雲母花崗岩からなる (第 43 図 a)。この黒雲母花崗岩は一般に塊状であり、片理や流理構造は見られないが、断層近傍では密な節理が発達する (第 43 図 b)。長径 3-30 cm 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・斜長石・カリ長石・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。石英は径 1-5 mm 程度の



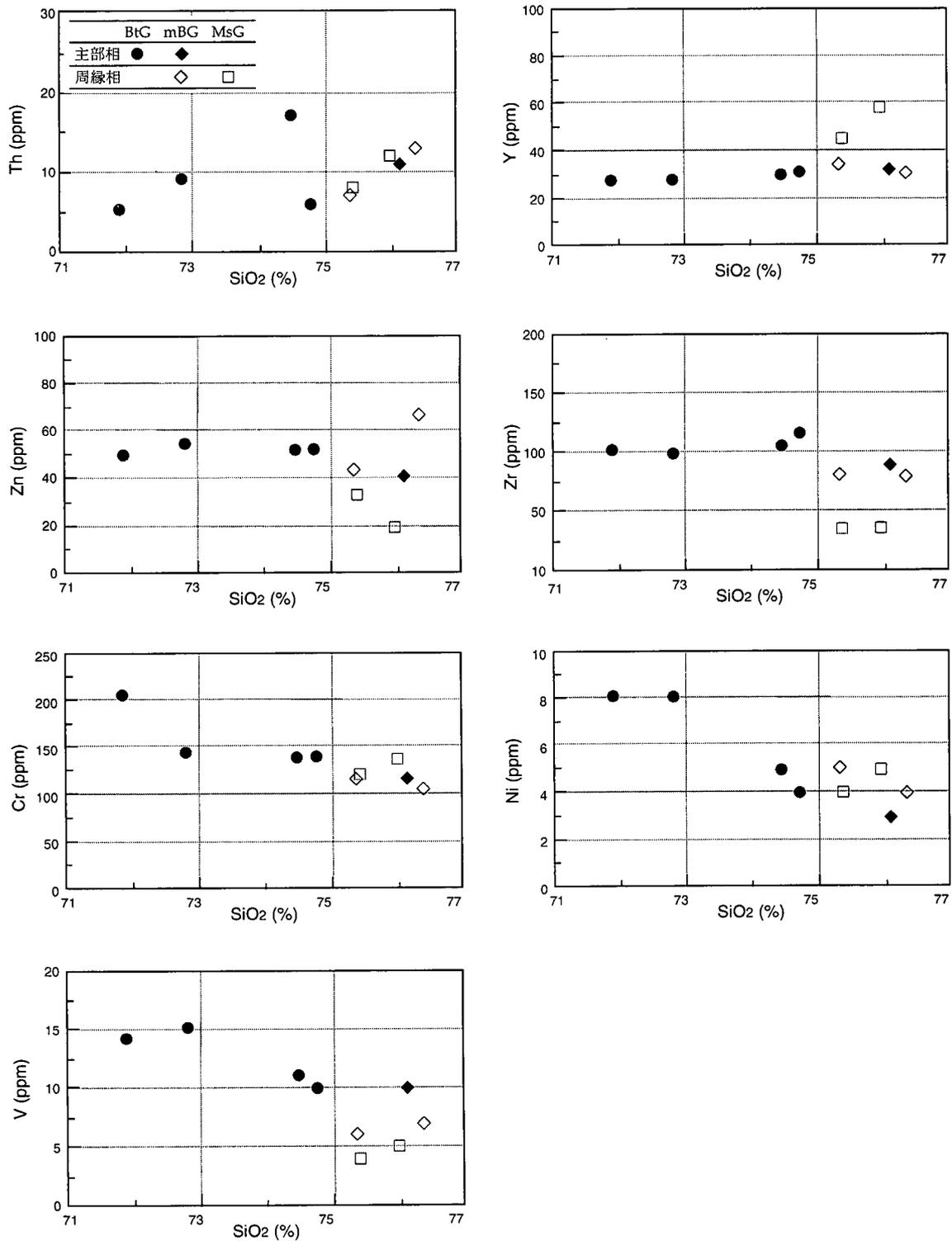
第 42 図 雲谷山花崗岩の微量元素

半自形-半他形をなし淡灰色を呈する。斜長石は乳白色を呈し長径 0.5-3 mm で半自形をなし、弱い累帯構造をなすことがある。カリ長石は径 1-3 mm 程度で白色ないし淡紅色の自形-半自形結晶である。

IV. 3. 3 放射年代

西津地域の江若花崗岩からは放射年代は得られていな

い。敦賀地域では、敦賀岩体の細粒斑状黒雲母花崗岩から 59 Ma の黒雲母 K-Ar 年代(河野・植田, 1966)が、また粗粒黒雲母花崗岩から 62.9 ± 3.1 Ma の黒雲母 K-Ar 年代(栗本ほか, 1999)が得られている。さらに、田結庄ほか(1999)は、敦賀地域と竹生島地域の粗粒黒雲母花崗岩(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)の同位体分析を行ない、 $57.4 \pm$



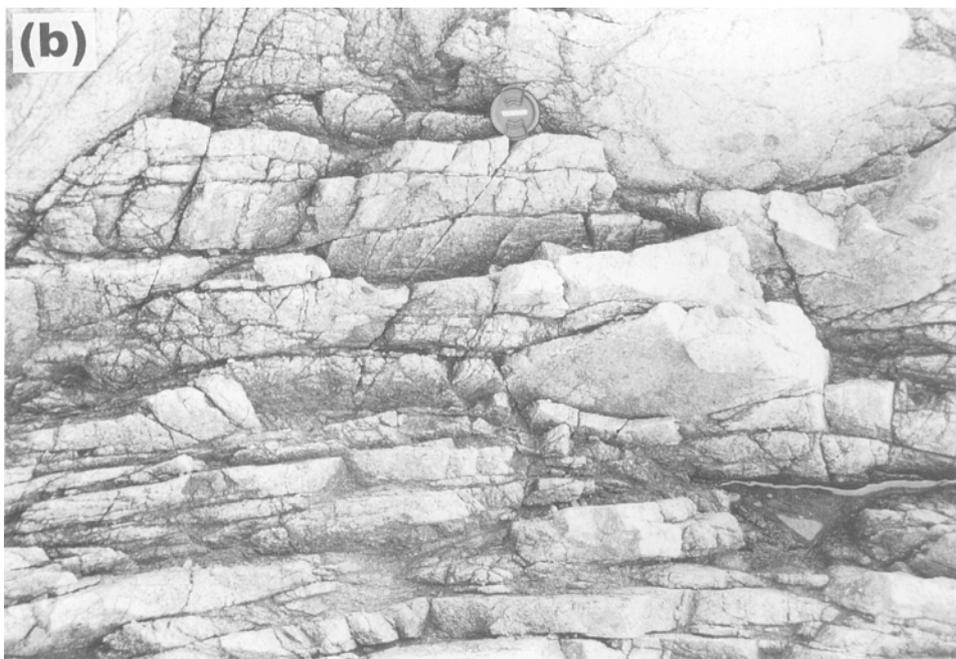
第 42 図 (つづき)

5.1 Ma の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代を得た。これら 3 つの放射年代値は誤差の範囲内で一致することから、江若花崗岩の活動時期は古第三紀の初頭であると判断される。

IV. 4 久々子花崗斑岩 (Gp)

IV. 4. 1 命名・分布

新称. 美浜町久々子の飯切山北側海岸に模式的に露出することから、久々子花崗斑岩と命名する。15 万分の 1 福井県地質図(福井県編, 1969)によって、久々子湖の



第 43 図 江若花崗岩の露頭写真
 (a) : 中粒弱斑状黒雲母花崗岩, (b) : 節理 (N80° W, 85° N) の発達する中粒弱斑状黒雲母花崗岩. レンズキャップの直径は約 5cm. (美浜町菅沼北方)

北側湖畔に花崗岩類が分布することが初めて示され、黒雲母花崗岩からなる江若花崗岩や雲谷山花崗岩から区別された。

久々子湖北側湖畔の飯切山と美浜町笹田、ならびに久々子湖-水月湖間の三方町切^{きりょう}追周辺に、長径 1-1.5 km 程度の小規模な岩体として露出する。また三方湖南西の三方町河内にもわずかに分布しており、伊藤ほか(1982)はこれを「三方流紋岩」と呼び、後期白亜紀の^{おもだに}面谷流紋岩類(河合, 1956)に対比した。

IV. 4. 2 地質・岩相

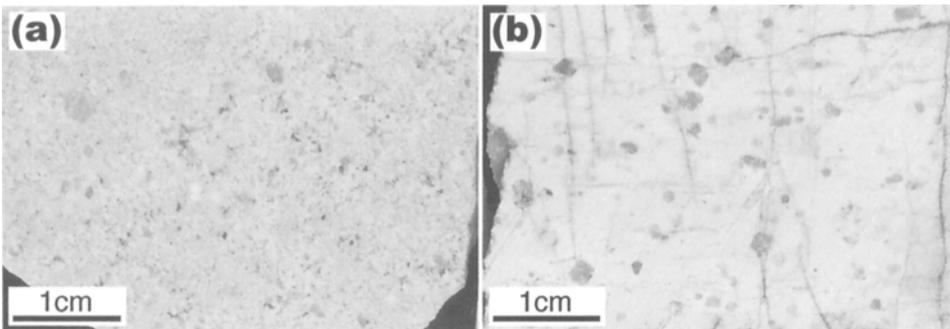
久々子花崗斑岩は、丹波テレーンに対し高角を貫入面

をもった岩株状岩体であると判断される。主に細粒な花崗斑岩からなり、アプライトや石英斑岩などを含む。一般に風化が著しく露頭では黄褐色を呈する(第 44 図)。花崗斑岩は、径 5 mm-1 cm 程度の斜長石の斑晶を含む細粒で優白色の花崗岩質岩である。アプライトは花崗斑岩より細粒で、黒雲母などの有色鉱物に乏しく、径 3-5 mm 程度の石英・斜長石の斑晶を含む弱斑状を呈する(第 45 図 a)。石英斑岩は、優白色の石英中に径 1-3 mm 程度の石英の自形斑晶を含む(第 45 図 b)。

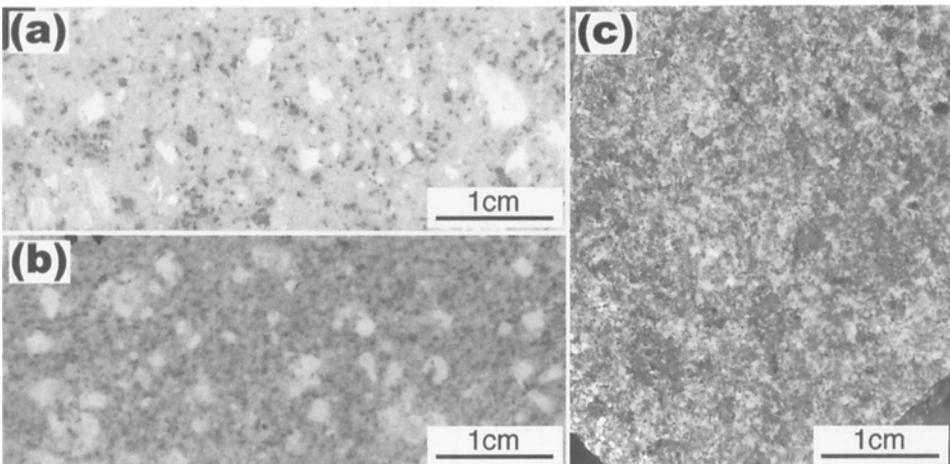
なお久々子花崗斑岩からは放射年代は得られていない。しかし丹波テレーンに貫入していることから、その活動時期は少なくとも中期ジュラ紀以降であると判断される



第 44 図 久々子花崗斑岩の露頭写真
レンズキャップの直径は約 5cm. (美浜町久々子)



第 45 図 久々子花崗斑岩の研磨面写真
(a) : アブライト,
(b) : 石英斑岩.



第 46 図 岩脈の研磨面写真
(a)-(b) : 花崗閃緑斑岩,
(c) : 閃緑岩.

が、ここでは、後述の岩脈と同様の時期に活動したとみなした。

IV. 5 岩 脈 (D)

西津地域に見られる岩脈は江若花崗岩ならびに雲谷山

花崗岩に貫入していることから、古第三紀以降に貫入したものであると判断される。主に閃緑岩や花崗閃緑斑岩などからなる(第 46 図)。

花崗閃緑斑岩は灰色-灰緑色を呈する細粒・斑状の岩石である。石基は微細な石英を主体とし、斜長石や黒雲母をわずかに含む。斑晶としては、長径 2-5 mm の半

自形の斜長石が卓越し、長径 0.5-2 mm の自形の角閃石を伴い、径 1-3 mm の石英をわずかに含む。閃緑岩は細粒で暗灰色を呈し、主に長径 0.5-1.5 mm の自形した斜長石と径 0.3-1 mm の半自形の単斜輝石からなり、径 0.2-0.5 mm の石英を伴う。

すべての岩脈は比較的小規模であり、ほぼ垂直な貫入面をもって周辺の丹波テレーンに接する。貫入面には顕著な方向性が認められ、(i) 西北西-東南東走向、(ii) 南北の 2 方向が多く見られる。この方向は高角傾斜断層の卓越方向に一致する傾向にあり、岩脈は高角傾斜断層に伴って、あるいはその延長線上に分布している。以下に地質図に表現できる岩脈について記述する。

西北西-東南東走向の岩脈：南北走向の岩脈に比較す

ると分布と規模は小さいが、本地域西部の小浜市阿納-田鳥にまとまって分布する。岩脈の幅は数 m-数 10 m 程度で、500 m-1 km 程度の延長をもつと考えられる。

南北走向の岩脈：この方向には、南北のほかに北北西-南南東と北北東-南南西の走向を持つ岩脈が含まれるが、北北西-南南東走向が卓越する。岩脈の規模は、幅数 m-数 10 m で延長数 100 m 程度である。西津地域の全域にわたって見られるが、本地域中央部の三方町世久見から東部の美浜町新庄-坂尻にかけて多く分布する。特に三方町田井-塩坂越-常神と新庄-坂尻付近では、複数の岩脈が不連続ながら一直線上に延長 5 km 以上連なって見られる。

V. 第四系

(小松原 琢)

V. 1 研究史及び概要

西津地域の第四系に関する研究は、北陸第四紀研究グループ(1968)や三浦・若狭団体研究グループ(1969)によって始められた。両者は西津地域周辺の第四系を、能登野層、三方礫層、気山層(中位段丘堆積物)、低位段丘礫層に区分・記載した。その後、町田・新井(1976)により低位段丘堆積物中から始良 Tn 火山灰(AT)が報告され、さらに松井(1989)は、気山層を覆うローム層下部に阿蘇4火山灰(Aso-4)が含まれることから、これが最終間氷期の段丘面であることを示した。これらの研究により、本地域の段丘面の編年が可能になった。

1970年代後半から80年代にかけて、三方湖畔の鳥浜遺跡における縄文時代前期を中心とする考古学研究と関連して地質学的調査が行われ、三方五湖低地の層序・編年に関する知見は著しく増加した(例えば町田, 1981; 岡田, 1984)。町田(1981)は鳥浜遺跡の堆積物中に鬱陵(うつりょう)隠岐火山灰(U-Ok), 鬼界アコホヤ火山灰(K-Ah)などの広域火山灰が挟在することを述べ、安田(1982)は、三方湖底から採取したボーリング試料の花粉分析によって、最終氷期以降の気候変動を明らかにした。岡田(1984)は三方断層周辺の第四系を詳細に記載し、断層活動様式を明らかにした。

1990年代には、三方五湖とその周辺で掘削されたボーリングコアが極めて詳細に解析された。その結果、湖底堆積物の年縞を用いた環境復元や火山灰の暦年決定によって、最終氷期以降における環境変遷が高い時間分解能で解明された(竹村ほか, 1994; 福沢ほか, 1994, 1995, 1996; 福沢, 1995など)。

西津地域の第四系は、能登野層(下部-中部更新統)、段丘堆積物(中部更新統-完新統)、及び沖積層(完新統)のほか、崖錐・小扇状地堆積物、ならびに地すべり堆積物などに区分できる。能登野層は孤立して分布する扇状地性の堆積物である。段丘堆積物は、主に三方断層や耳川断層などの活断層の近傍沿いに分布し、堆積物を覆うローム層の特徴や堆積物の風化程度から、高位段丘堆積物(中部更新統)、中位段丘堆積物(上部更新統の下部)、及び低位段丘堆積物(上部更新統の上部-完新統)に大別される。沖積層は、旧湿地堆積物、後背湿地及び自然堤防堆積物、ならびに海浜堆積物に区分できる。これらの沖積層は、低地を埋積する完新統に属する河川-海成の堆積物である。断片的に分布する堆積物として、山麓に分布する崖錐・小扇状地や地すべり堆積物が認められる

ほか、低地の地下にも第四系が伏在している。従来の研究と西津地域周辺の主要な第四系の対比を第12表に示す。

V. 2 能登野層 (No)

命名

北陸第四紀研究グループ(1968)により命名。

模式地・分布・層厚

三方町能登野付近を模式地とし、三方町南面川から三方・上中町境の倉見峠南方の嶺南牧場付近(南隣の熊川地域内)にかけて、三方断層に沿って南北に細長く分布する。層厚は50-100 m程度。

層序関係

下位の丹波テレーンを不整合に覆う。分布地域が異なるため上位の高位段丘堆積物との関係は直接確認できないが、能登野層には明瞭な堆積面がないことから、両者の堆積時期には時間間隙があると考えられる。

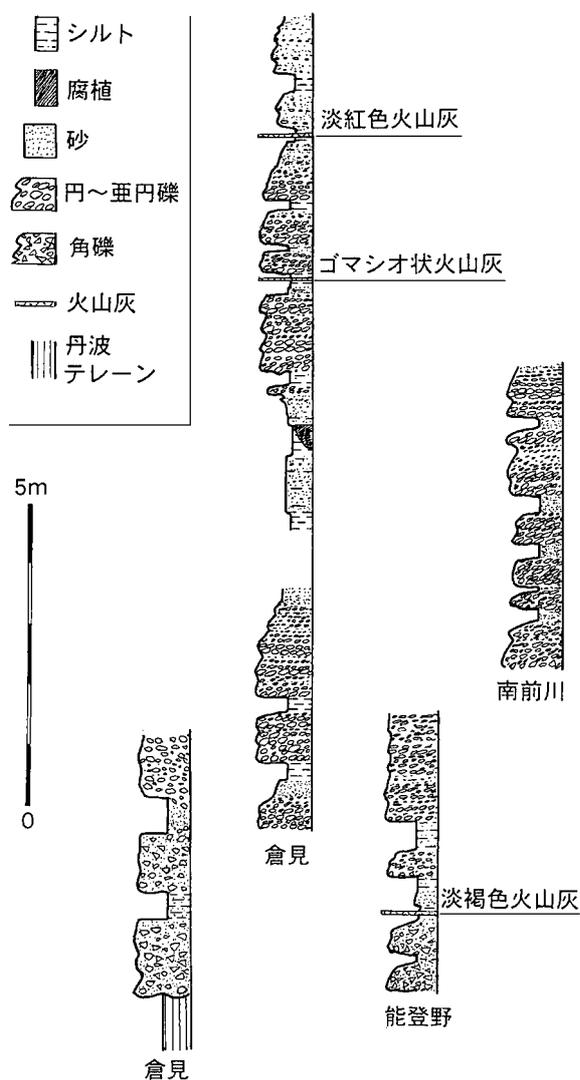
層相

能登野層は、成層した砂礫を主体とし基底部に淘汰不良の角礫を伴う。また、シルト・腐植及び火山灰を挟有し、側方変化が激しい(第47図)。主体をなす成層した砂礫層中の礫は、比較的良く円磨された中-大礫からなる。礫種は後背山地の地質に対応して変化し、雲谷山花崗岩が分布する三方町南前川周辺では花崗岩礫を多く含むが、丹波テレーンが広く分布する三方町藤井以南では砂岩、泥岩、チャートなどの礫からなる。砂は上方細粒化する中-粗粒砂を主とし、多くの場合層厚1 m以下のレンズ状ないし平板状に礫層中に挟在する。シルトは主に層厚数cm-数10 cmの薄層として砂礫層中に挟在するが、局所的には腐植を含む層厚数m以上の層をなす。能登野層の最上部には層厚1 m以上の泥層を伴う。上部の礫層の基質や最上部の泥層は著しく赤色化している。

火山灰層は、西津地域南端部の三方町能登野と熊川地域内の三方町倉見において3層確認された。そのうち最下位のものとは能登野層基底の角礫層中に挟在し、層厚2 cm程度の風化した角閃石を含むガラス質の淡褐色火山灰層である(岡田, 1984)。また倉見においては、それより上位と考えられる層準から普通角閃石と斜長石に富む層厚5 cmのゴマシオ状の火山灰層、さらにその上位に著しく風化した層厚10 cmのガラス質淡紅色火山灰層が認められる。これら3層準の火山灰層は、いずれも現在のところ既知の火山灰層に対比されていない。

第 12 表 西津地域における第四系の対比
*岡田(1984)は地形面として段丘区分している。

北陸第四紀研究グループ(1968) 三浦・若狭団体研究グループ(1969)	岡田(1984)	本報告			地質系統
沖積層	沖積層	沖積層			完新統
低位段丘礫層	低位段丘堆積物*	低位Ⅲ段丘堆積物	低地地下の第四系	崖錐・小扇状地堆積物 地すべり堆積物	
		低位Ⅱ段丘堆積物			
		低位Ⅰ段丘堆積物			
気山層	中位段丘堆積物*	中位Ⅱ段丘堆積物	中位Ⅰ段丘堆積物		上部更新統
		中位Ⅰ段丘堆積物			
三方礫層	高位段丘Ⅱ堆積物*	高位Ⅱ段丘堆積物	未区分高位 段丘堆積物		中部更新統 (-下部更新統?)
	高位段丘Ⅰ堆積物*	高位Ⅰ段丘堆積物			
能登野層	能登野層	能登野層			



第 47 図 能登野層の柱状図

化石

南隣熊川地域の三方町倉見に分布する腐植層から、ヒシ属(*Trapa* sp.), ミツガシワ(*Menyanthes trifoliata*)の種子化石が得られた。また三浦・若狭団体研究グループ(1969)は、ツガ属(*Tsuga* sp.), ハンノキ属(*Alnus* sp.),

ミツガシワ(*Menyanthes trifoliata*)の種子化石, 及び昆虫化石(*Donacia*?)の翅片が得られたことを報告している。

堆積環境

基底部に角礫層を伴い、後背山地に分布する岩種に由来する礫からなる成層した砂礫を主体とすることや、ヒシやミツガシワのような湿地性の植物化石を含む腐植層やシルト層を挟在することから、能登野層は、初期には山麓的な、その後は扇状地的な環境で堆積したと考えられる。

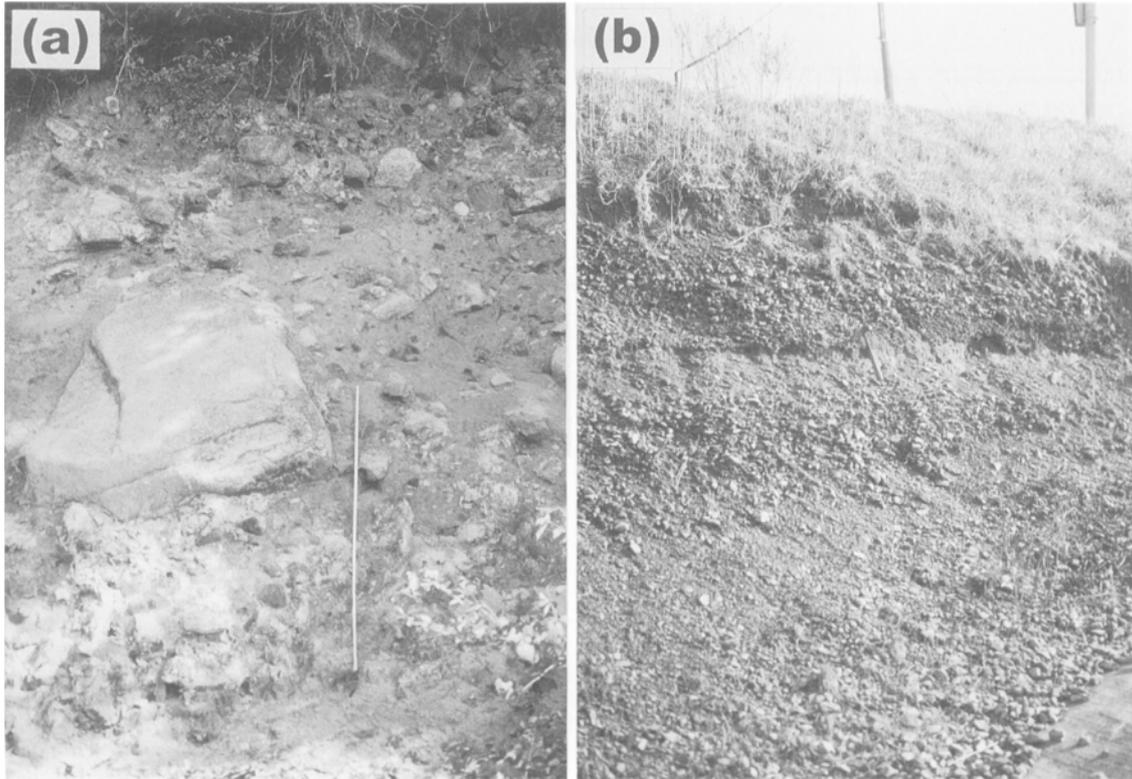
堆積年代

能登野層には近畿地方の鮮新統-下部更新統から普遍的に産するメタセコイア(*Metasequoia*)属の植物遺骸が全く認められないことから、メタセコイアが絶滅した後の前期更新世末期に当たる大阪層群の Ma2 層準(古地磁気層序の松山-ブリュンヌ境界のやや下位, すなわち下部更新統最上部)より上位に対比される(百原, 1993)可能性が高い。さらに能登野層は、堆積面を構成しないことから中期更新世の中頃以前の堆積物と考えられる。以上より、能登野層の堆積年代は、前期更新世の後半ないし中期更新世の前半以降, 中期更新世の中頃以前の堆積物と判断される。

V. 3 高位段丘堆積物 (th₁, th₂, th₃, th)

本報告では、西津地域に見られる段丘堆積物のうち、三方礫層(北陸第四紀研究グループ, 1968)と呼ばれた赤色の表土を伴いクサリ礫を多量に含む段丘堆積物を、高位段丘堆積物として記載する(第 12 表)。三方町気山や美浜町雲谷の高位段丘堆積物は、それぞれ標高が明瞭に異なる段丘面を構成する堆積物に 2 分される。このうち、より高位の段丘面を構成する堆積物を高位Ⅰ段丘堆積物、より低位の段丘面を構成するものを高位Ⅱ段丘堆積物とする。

これに対し上記 2 地域以外に分布する高位段丘堆積物では、段丘面に明瞭な標高差がなく、区分的ことがで



第 48 図 段丘堆積物の露頭写真

(a) 高位 I 段丘堆積物(三方町気山)。花崗岩礫は草かき鎌で容易に削ることができる程度に風化したクサリ礫となっている。基質は赤褐色を呈する。スケールの長さは 1 m。 (b) 低位 I 段丘堆積物(美浜町佐田海岸)。比較的粒径の揃った礫より構成された成層した砂礫層からなる。ハンマーの長さは約 30 cm。

きない。さらにこの高位段丘堆積物を、上記 2 地域の高位 I あるいは高位 II 段丘堆積物と対比する根拠が得られなかったため、未区分高位段丘堆積物として記載する。

V. 3. 1 高位 I 段丘堆積物 (th₁)

分布・層厚・層序関係

三方町気山の三方中学校周辺と美浜町雲谷付近に分布する。層厚は 10 m から場所により 25 m 以上に達する。三方町気山周辺では下位の丹波テレーンを直接不整合に覆うことが多く、美浜町雲谷付近では下位の雲谷山花崗岩を直接に不整合で覆う。一方、本堆積物の上限は、層厚 1.5-2 m 程度の赤褐色ローム層(標準的にはマンセル色表示で 5YR4/8 の土色を呈する)に覆われる。

層相

赤褐色を呈する泥混じり砂を基質とし、著しく風化したクサリ礫化した花崗岩礫とそれより堅硬な砂岩やチャートなどの礫を主とした砂礫からなる(第 48 図 a)。礫は気山周辺、雲谷周辺ともに、最大径 1 m 余りに達する巨礫を多く含む。礫の風化程度は上部の方が下部よりも著しい。本堆積物の最上部約 1 m は、砂優勢で上方細粒化する。

堆積年代

直接年代を求められる試料は得られなかったが、赤褐

色のローム層に覆われることや礫が著しく風化していることから、中期更新世の後半の堆積物と考えられる。

堆積面の形態

本堆積物によって構成される段丘面は、多くの場所で著しい人工地形改変を受けて自然地形があまり残されていないが、地形改変前の空中写真(1968 年撮影)などから、浅い谷によって開析されて波状の微起伏をもつ段丘面であったことが読み取れる(口絵 2)。

V. 3. 2 高位 II 段丘堆積物 (th₂)

分布・層厚・層序関係

三方町気山の福井療養所周辺と、美浜町雲谷及び同松尾西方の耳川沿いに分布する。層厚は 5-20 m 程度。本堆積物は、下位の高位 I 段丘堆積物や雲谷山花崗岩を不整合に覆い、上位の層厚 1-2 m の赤褐色ローム層(標準的にはマンセル色表示で 5YR4/8 の土色を呈する)に被覆される。

層相

褐色の泥まじり砂を主とする基質に、著しく風化したクサリ礫化した花崗岩礫を多量に含む。上部は砂-砂まじりシルトを主体とするが、美浜町雲谷周辺では中部に平行葉理の発達する層厚 5 m の砂層を挟在する。

堆積年代

直接年代を求められる試料は得られなかったが、赤褐色のローム層に覆われることや礫が著しく風化していることから、中期更新世の後半の堆積物と考えられる。

堆積面の形態

本堆積物が構成する段丘面は分布が狭く、古くから人工地形改変を受けていた場所が多いが、浅い谷によって開析された波状の微起伏をもつ段丘面であったと考えられる。

V. 3. 3 未区分高位段丘堆積物 (th)

定義

西津地域の高位段丘堆積物のうち段丘面が2段に分化していない地域のもは、三方町気山ならびに美浜町雲谷付近の高位Ⅰ及び高位Ⅱ段丘堆積物と明確に対比できない。したがって、これらを未区分高位段丘堆積物として一括する。

分布・層厚・層序関係

美浜町北田の北方から美浜町佐田の南方にかけての山麓、ならびに美浜町笹田と日向湖南東岸付近の丘陵に分布する。層厚は5-10 m程度である。本堆積物は、下位の丹波テレーンを不整合で直接に覆い、上位の層厚1-2 mの赤褐色ローム層(標準的にはマンセル色表示で5YR4/8の土色を呈する)に被覆される。なお美浜町佐田では、赤褐色ローム層下部に層厚5 cmの橙色を呈する風化軽石層が挟在する。

層相

著しく風化してクサリ礫化した花崗岩礫を多く含む礫と、褐色の泥まじり砂の基質からなる。上部は砂-砂まじりシルトを主体とする。

堆積年代

直接年代を求められる試料は得られなかったが、赤褐色のローム層に覆われることや礫が著しく風化していることから、中期更新世の後半の堆積物と考えられる。

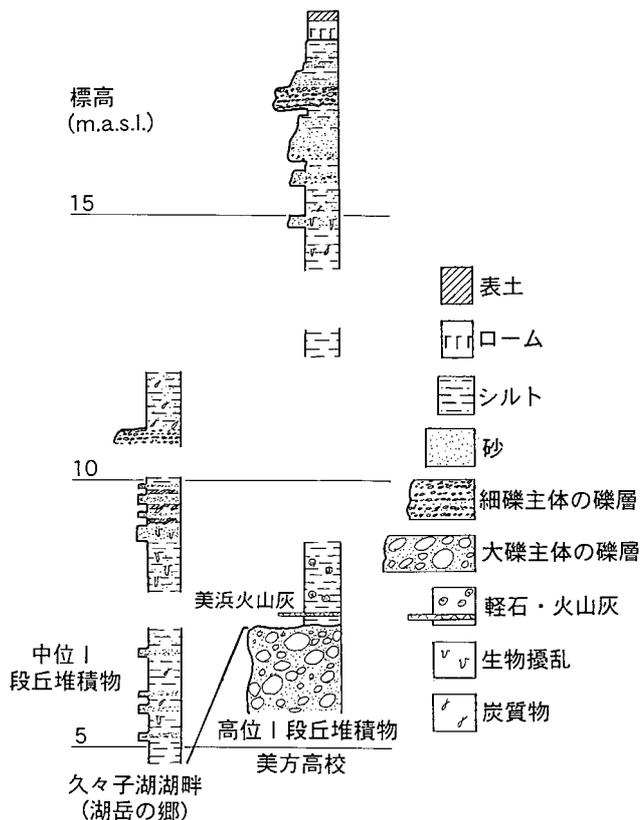
堆積面の形態

他の高位段丘堆積物と同様に、波状の微起伏をもつ堆積面を構成する。

V. 4 中位段丘堆積物 (tm₁, tm₂)

本報告では、弱風化した礫を多く含む黄褐色のローム層に覆われている段丘堆積物を、中位段丘堆積物として記載する。これは、北陸第四紀研究グループ(1968)や三浦・若狭団体研究グループ(1969)によって気山層とされてきたものに相当する(第12表)。

中位段丘面は標高差より2段に細分でき、それぞれは不整合で境される2層の堆積物によって構成される(岡田, 1984)。本報告ではより上位のものを中位Ⅰ段丘面、より下位のものを中位Ⅱ段丘面とし、それぞれを構成する堆積物を中位Ⅰ段丘堆積物、中位Ⅱ段丘堆積物として



第49図 中位Ⅰ段丘堆積物の柱状図

久々子湖東岸の中位Ⅰ段丘堆積物には、著しく生物擾乱を受けた泥層が発達する。

記載する。なお後述するように、三方五湖低地や小浜湾東岸の低地地下には、これらの段丘堆積物に相当する地層が伏在して分布する。

V. 4. 1 中位Ⅰ段丘堆積物 (tm₁)

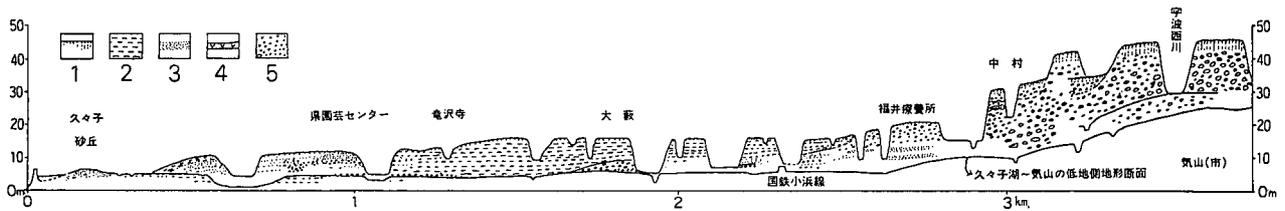
分布・層厚・層序関係

美浜町金山付近から三方町気山及び苧周辺にかけて分布する。層厚は10-20 mと考えられる。下限が確認できる場所は少ないが、気山では、下位の高位段丘堆積物を不整合に覆って中位Ⅰ段丘堆積物が分布する。上限は、下部に阿蘇4火山灰(Aso-4)に対比される火山ガラス(松井, 1989)を挟在する層厚0.5-1 mの褐色ローム層(標準的な土色はマンセル色表示で7.5YR5/8)に覆われる。

層相

主として砂、シルト及び中-細礫からなる(第49図)。下部では、基底の層厚約1 mの細礫まじりの灰色砂層からはじまり、上方に細粒化して層厚5-6 mの成層した灰色のシルト及びシルト質砂に漸移する。基底部の砂層の中には、美浜火山灰(Yasuno, 1991)と呼ばれる層厚5-10 cmの風化軽石層が含まれる。また、シルト及びシルト質砂は硫化物臭を有し、風化・乾燥状態では表面に黄灰色の粉を吹き、多くの場所で生物擾乱が認められる。

上部は、細礫主体の礫、比較的淘汰良好の砂、ならび



第 50 図 久々子湖-三方町気山にかけての低断層崖に沿う地形・地質断面図
 1:古赤色土(厚さは土壌の相対的層厚を示す), 2:シルト層, 3:砂層, 4:火山灰層(降下軽石層),
 5:礫層(礫径は相対的な粒度を示す). 岡田(1984)を引用.

に炭質物を含む青灰色シルトからなる互層で構成される。分布域南限付近ではシルト層は確認できず、全体が砂礫層からなる(第 50 図, 岡田, 1984)。

化石

美浜町気山の中位 I 段丘堆積物下部のシルト層からは, *Theora* sp., *Macoma* sp., *Barnea (Umitakea) dilata* (Souleyet) の軟体動物化石 (Yasuno, 1991) が, また美浜町金山の農業試験場のシルト層からは, クジラ化石(岡田, 1984) が得られている。

堆積環境と年代

層相や海生軟体動物化石ならびにクジラ化石が得られることから, 本段丘堆積物下部の大部分は高海水準期の内湾性堆積物と考えられる。また, 本段丘堆積物を覆うローム層の下部から阿蘇 4 火山灰 (Aso-4) (約 7-9 万年前) が得られることから, この高海水準期は最終間氷期に相当すると考えられる。一方, 上部の砂礫や砂及びシルトは, その後の海面停滞期ないし低下期の堆積物と考えられる。いずれも後期更新世の堆積物と判断される。

堆積面の形態

本堆積物は広く平坦な台地を構成する。

V. 4. 2 中位 II 段丘堆積物 (tm₂)

分布・層厚・層序関係

三方町三方から藤井, 能登野南方に至る三方断層沿い, ならびに美浜町雲谷の南方に分布する。層厚は 2-5 m。三方周辺と笹田では下位の丹波テレーンを, 三方町藤井-能登野周辺では下位の能登野層を, また美浜町雲谷周辺では下位の雲谷山花崗岩をそれぞれ不整合で覆う。一方, 本堆積物の上限は, 層厚 0.5 m 程度の褐色ローム層(標準的な土色はマンセル色表示で 7.5YR5/8)に覆われる。

層相

本堆積物は, 主として中-大礫と礫間を充填する細粒砂主体の基質からなる砂礫層で構成される。花崗岩礫は内部まで酸化しているものが多いが, 礫の風化程度は, 高位段丘堆積物などと比較して明らかに低い。

年代

本堆積物の年代は, ローム層の色調や層厚などから判断して, 後期更新世と考えられる。

堆積面の形態

本堆積物は耳川や鱒川の本流性, 及びそれらの支流沿いの扇状地性の段丘面を構成する。段丘面は多くの場所で地殻変動による変形を受け, 分布は断片的である。

V. 5 低位段丘堆積物 (tl₁, tl₂, tl₃)

本報告では, 風化程度の弱い礫を主体とし暗褐色のローム層ないしクロボク土に覆われる段丘堆積物を, 低位段丘堆積物とする。低位段丘堆積物は, 三方断層沿いや耳川流域などで複数の段丘面を構成し, 段丘面の標高差より, 高位のものから低位 I 段丘, 低位 II 段丘, 低位 III 段丘に区分される。またそれぞれを構成する堆積物を, 低位 I 段丘堆積物, 低位 II 段丘堆積物, 低位 III 段丘堆積物とする。

V. 5. 1 低位 I 段丘堆積物 (tl₁)

分布・層厚・層序関係

美浜町久々子, 雲谷, 新庄, 松屋西方にまとまって分布するほか, 三方町気山南方, 北前川, 能登野南方などの三方断層沿い, ならびに日向湖北東の美浜町笹田に断片的に分布する。本堆積物は, 層厚 20 cm 程度の暗褐色ローム(標準的な土色は 7.5YR3/4-4/6)及びクロボクに覆われる。層厚は 5 m 程度である。

層相

砂礫からなる。礫種や礫径は背後の山地の地質や地形によって異なる。とくに花崗岩礫は, 厚さ 2-5 mm 前後の風化皮膜を有するものが多い。

年代

本堆積物の年代を示す堆積物は得られていないが, ローム層の色などから後期更新世の後半の堆積物と考えられる。

堆積面の形態

本堆積物は, 耳川及び鱒川の支流沿いに形成された扇状地性の段丘面を構成する。段丘面と背後の山地の境界は崖錐斜面を介して連続することが多い。

V. 5. 2 低位Ⅱ段丘堆積物 (tl₂)

分布・層厚・層序関係

美浜町菅沼南方から佐田周辺、ならびに興道寺から新庄付近にまとまって分布しているほか、三方町三方から能登野に至る三方断層沿いにも分布する。下限が確認できる露頭が少ないため正確な層厚は不明であるが、多くの場所で5 m以上と推定される。耳川沿いでは下位の雲谷山花崗岩を不整合に覆っているが、三方町三方から能登野周辺では下位の能登野層あるいは丹波テレーンを不整合に覆う。一方、上限は薄い暗褐色ローム層とクロボク土に覆われる。暗褐色ローム層には、しばしば始良 Tn 火山灰(AT)に由来すると考えられる火山ガラスが認められる。

層相

本堆積物の層相は、場所による変化が激しい。耳川下流部や佐田の海岸部では、主として成層した細-中礫を主体とし、細-中粒砂を層状に挟有する(第48図b)。河川上流部や扇状地では中-大礫を主体とするが、場所により泥層を互層状に挟有する。礫層中の花崗岩礫の多くは、表面付近が若干酸化している。美浜町興道寺では、最上部の砂層中に厚さ約10 cmの始良 Tn 火山灰(AT)が挟在する(町田・新井, 1976)。

年代

本堆積物最上部に始良 Tn 火山灰(AT)が挟在することから、後期更新世の後半の堆積物と考えられる。

堆積面の形態

本堆積物は、支流性の小規模河川沿いに形成された扇状地性の段丘面を構成する。段丘面は枝状に谷の奥まで入り込み、背後の山地の境界は崖錐斜面を介して連続することが多い。

V. 5. 3 低位Ⅲ段丘堆積物 (tl₃)

分布・層厚・層序関係

美浜町佐野から新庄に至る耳川沿いと、三方町気山から能登野に至る三方断層沿いに分布する。層厚は、耳川流域の確認できる場所では5 m未満である。本堆積物の上限は、薄いクロボクや表土に覆われる。またクロボク中には、場所により鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)起源と考えられる帯紅色の火山ガラスが含まれる。

層相

本堆積物は、未風化の礫を主体とする砂礫からなる。礫の大きさと礫種は場所による変化が著しい。

年代

後期更新世末期-完新世の堆積物と考えられる。

堆積面の形態

耳川流域では多数の小規模な段丘崖によって細分された非輪廻性の段丘面群を構成し、支流河川沿いでは小規模な扇状地性の段丘面を構成する。

V. 6 崖錐・小扇状地堆積物 (f)

本報告では、山麓の堆積性緩斜面を構成する堆積物を崖錐・小扇状地堆積物として一括して表記する。第51図aに、小浜市田島の西方約1 kmの海岸沿いに分布する小扇状地を示す。崖錐・小扇状地堆積物は、背後の山地斜面や支流河川から供給された砂礫を主体とする堆積物である。本堆積物は、礫間を充填する不淘汰な砂・泥からなる基質と、主として淘汰不良の中-大礫を主体とする礫から構成される(第51図b)が、礫種や礫径などは背後の山地の地形や地質によって大きく変化する。なお、小扇状地が階段状に多段化している耳川流域と三方断層周辺では、これらの編年や活構造の活動過程復元の観点から段丘堆積物として区分・対比して記載した。

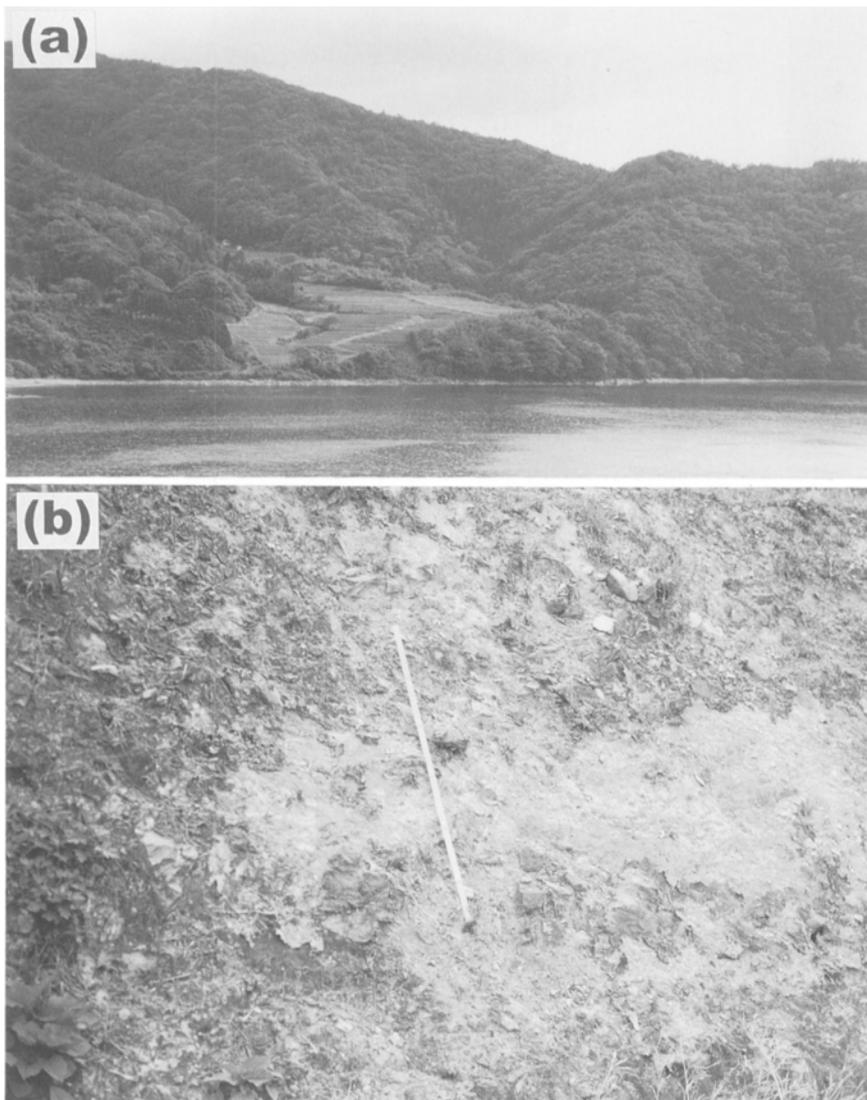
三方湖と菅湖の間に位置する中山低地の南端に位置する小扇状地堆積物からは、第52図に示すような更新世末期-前期完新世を示す年代値(12,340±90 yr. B. P. ならびに6,320±80 yr. B. P.)が得られた(註: yr. B. P. は1950年を基点として何年前かを示す。なおこの年代値は、炭素同位体比の濃度変化を考慮しない未補正年代値である)。この小扇状地は、菅湖岸の小扇状地とともに中山低地を塞ぐ形で発達しており、同低地の湿地的環境の成立に大きな役割を果たしたと考えられる。

V. 7 沖積層 (m, a, b)

本地域の沖積低地の大部分は古代以降の人工地形改変によって、自然堤防や後背湿地などの内陸低地の微地形が改変され、自然微地形の区分は難しい。このため本報告では、内陸の沖積層を、旧湿地堆積物、後背湿地及び自然堤防堆積物、ならびに海浜堆積物に区分した。

V. 7. 1 旧湿地堆積物 (m)

本報告では、近世以降に陸化した湿地を埋積した堆積物を旧湿地堆積物とする。西津地域東部の美浜町坂尻付近、三方五湖湖岸、三方断層西側の三方町中山及び三方町黒田に分布する。これらの旧湿地とその周辺には、連続的に腐植層ないし泥層が分布する。特に三方町中山や黒田の低地では、層厚約20 mにわたってN値5未満の軟弱な泥及び腐植層が連続する。中山の旧湿地周辺にはスギを、黒田ではハンノキなどを主とする埋没林があり、それぞれから約3,000-4,000 yr. B. P. の¹⁴C年代が得られている(植田・辻, 1995; 辻ほか, 1995)。両低地は端部を扇状地によって塞ぎ止められた袋状の地形をなし、湿地や埋没林の形成には扇状地の形成が大きく関与していると考えられる。



第 51 図 崖錐及び小扇状地
 (a) : 小扇状地の地形(小浜市田鳥), (b) : 崖錐堆積物の露頭(美浜町早瀬). 後背山地の基盤岩の礫からなる不淘汰な角礫と, それを含む同質の砂泥からなる.

V. 7. 2 後背湿地及び自然堤防堆積物 (a)

既述した旧湿地を除く沖積低地を, 後背湿地及び自然堤防とする. 西津地域の沖積低地の大部分は, 古代の条里制地割と戦後の農地改良事業による人工地形改変を受け, 旧河道や自然堤防などの微起伏が平坦化され, 表層堆積物は置き換えられている. しかしながら 1968 年撮影の空中写真(口絵 3)からは, 耳川下流部には多くの入り組んだ旧河道がかつては存在したことが読み取れる(第 53 図). このような多くの旧河道は, 条里制施行以降にも耳川の河道が激しく移動したことを示している.

三遠三角地の沖積低地は, 河川規模に対して広く平坦な埋積谷をなし, 河川沿いや小扇状地近傍を除いて地下の堆積物は泥と砂が卓越する. 一方扇状地近傍などでは, 泥層-砂層と指交する砂礫層を主体とする. 三方五湖低地や小浜平野では地下地質資料は豊富とは言えないが, 標準貫入試験による N 値 5 未満の軟弱な泥を多く挟むいわゆる沖積層(最上部更新統-完新統)の層厚は数 m-25 m 程度であり, その下位には N 値 15 以上の砂ない

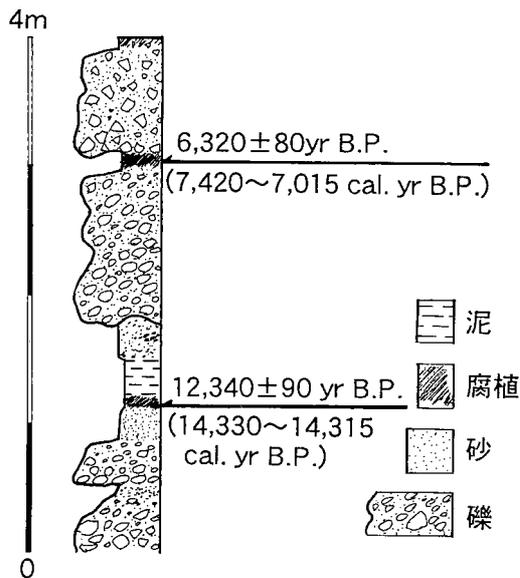
し N 値 30 以上の砂礫層(いわゆる沖積基底礫層; 上部更新統)が連続して分布する.

V. 7. 3 海浜堆積物 (b)

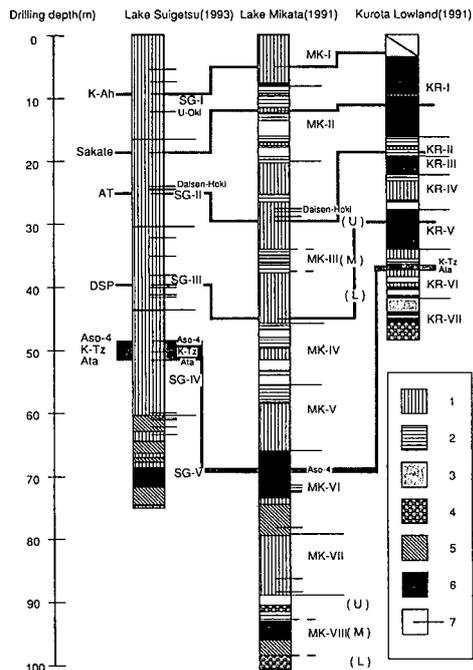
本報告では, 海岸部の堆積作用によって堆積した主として淘汰の良い砂からなる堆積物を, 海浜堆積物として表記する. 小浜湾東岸と美浜町久々子-和田にかけての海岸には, 比高数 m の小規模な砂丘が発達する. 特に久々子湖北東方から耳川河口付近にかけては, 高さ数 m の砂丘が 2 列並走する. このうち, 内陸側の砂丘上に位置する松原遺跡より 7 世紀前半の製塩遺構が見い出されており(網谷, 1995), 古代の海岸線がこの砂丘の前面に位置し, 海側の砂丘は古代以降の海岸線の後退に伴って形成されたと考えられる.

V. 8 低地地下の第四系

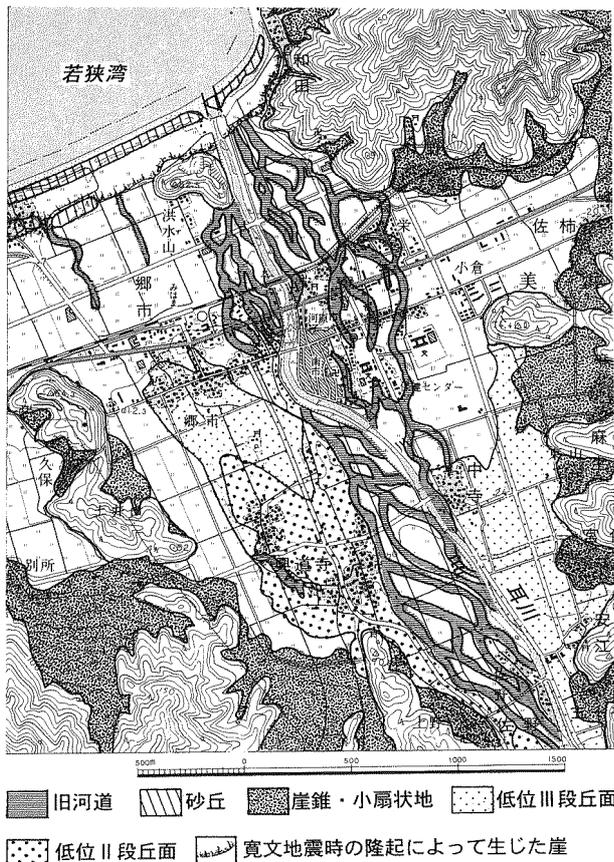
三方五湖低地と小浜湾東岸部の沖積低地には, 層厚数



第52図 小扇状地堆積物の柱状図と¹⁴C年代値
露頭は北緯35°33'54"7, 東経135°54'37"3(経緯度の数値は日本測地系)。(三方町中山)。



第54図 三方五湖低地の第四系の柱状図(竹村ほか, 1994)
1:粘土, 2:シルト, 3:砂, 4:礫, 5:泥炭質粘土, 6:泥炭, 7:火山灰。



第53図 耳川下流部の旧河道
現在はすべて圃場整備などによって地形が改変され、微地形は残っていない。1968年撮影の空中写真(口絵3)から判読し作成。基図として国土地理院発行の25,000分の1地形図「早瀬」の一部を使用。

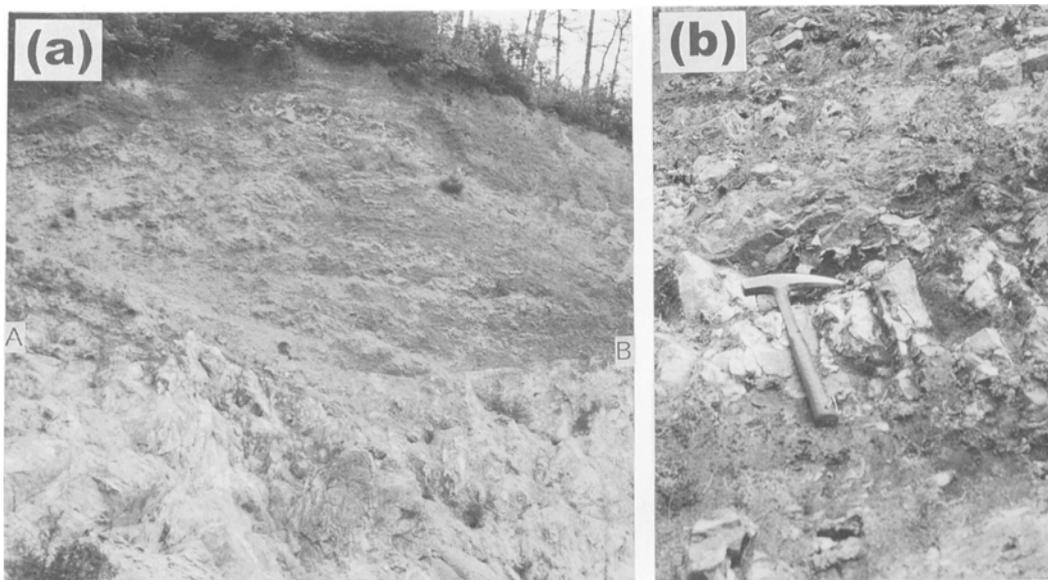
10-100 m 程度の第四系が分布する。

三方五湖低地の第四系については、幾つかの地点でボーリング調査(第13表)が行なわれ、竹村ほか(1994)、福沢(1995)、水野ほか(1999)などに詳しく記載されている。これらの文献と周辺の土質調査資料によると、三方五湖低地の地下には、粘土や腐植層を主体とし基底に礫を伴う層厚 50-100 m の第四系が分布する。粘土などの細粒堆積物中には多くの火山灰が挟在し、水月湖湖心部で掘削されたボーリングコアからは 20 層以上の火山灰層が認められている(第54図、竹村ほか, 1994)。これらには、近畿地方北部で見出された後期更新世の広域火山灰の大部分が含まれることから、水月湖湖底ではほぼ連続的に細粒堆積物が堆積したと考えられている。現在同定されている火山灰層のうち最下位のもののは約 105,000 年前の阿多火山灰(Ata)であり(竹村ほか, 1994)、その下位から温暖期を示す花粉と汽水性の珪藻化石が得られることから、この堆積物はほぼ最終間氷期前後に堆積を始めたと考えられる。また、水月湖などから得られたボーリングコアには明瞭な年縞が認められ、それによる堆積物の詳細な編年と環境変遷が明らかにされている(福沢, 1995)。

小浜平野の地下にも、三方五湖低地と同様に層厚 50-100 m 程度の第四系が分布する(笹嶋, 1962; 国土交通省土地・水資源局国土調査課, 2001 の資料などによる)。笹嶋(1962)によると、北川河口沖の小浜湾内(小浜地域東端付近)のボーリングコアからは、沖積層基底礫層の

第 13 表 三方五湖低地の主要ボーリング一覧

地質図中の番号	位置	出典	孔名	深度	到達層準
①	水月湖北部	水野ほか (1999)	MG-A	61.4m	最終間氷期堆積物
②	菅湖南部		MG-B	20m	最終氷期後半の堆積物
③	久々子湖南岸		MG-C	35.4m	最終間氷期堆積物
④	菅湖東岸		MG-D	20m	中位-高位段丘堆積物相当層
⑤	水月湖湖心	竹村ほか (1994)	SG	75m	最終間氷期堆積物
⑥	三方湖湖心		MK	100.3m	最終間氷期堆積物
⑦	黒田低地		KR	48.2m	最終間氷期堆積物
⑧	三方湖南東部	安田 (1982)		32.2m	最終氷期前半の堆積物



第 55 図 地すべり堆積物の層相(三方町中山)
母岩は丹波テレーンの泥岩を主体とし砂岩を挟在する泥質混在岩。母岩の構造を残したまま、著しく破碎された角礫状を呈する。(a)：全景、A-B より上が地すべり堆積物、下が母岩の丹波テレーン。(b)：近接撮影。ハンマーの長さは約 30 cm。

下位に当たる海拔マイナス 60 m 以深から藍鉄鉱を多く含む厚い粘土層が認められている。これは後期更新世の湖沼成堆積物である可能性が高く、小浜平野においても最終間氷期以降の地層が連続的に堆積している可能性が高い。

V. 9 地すべり堆積物

地すべり堆積物は、丹波テレーンや火成岩類の表層部

が岩塊として剝離・移動した岩塊からなる。地質図には規模が大きく明瞭なもののみを示したが、このほかにも大小様々な規模のものが、地すべり・大規模崩壊地形の近傍に散在する。西津地域内の地すべり堆積物は地形の特徴から判断して、母岩の構造をある程度残し塊状のまま移動する岩盤すべりによる移動岩塊をなす場合が多い。第 55 図には、三方断層近傍の久々子花岡斑岩に貫入された丹波テレーン(泥質混在岩)を母岩とする小規模な地すべり堆積物の露頭を示す。

VI. 地 質 構 造

(中江 訓)

ここでは丹波テレーンの褶曲構造形成、及び火成岩類の貫入以降の地質構造について記述する。本研究においても、断層ないし断層破砕帯の露頭の存在から幾つかの高角傾斜の地質断層を認めることができる。さらに地質図上での丹波テレーンや雲谷山花崗岩、江若花崗岩の分布の食い違いからも、同様の断層が推定される(第 56 図)。また、岡田・東郷編(2000)は空中写真による地形判読に基づいて、幾つかの活断層とリニアメントの存在を示している。なお、活断層と地震活動については次章で扱う。

VI. 1 高角傾斜断層

西津地域に見られる高角傾斜の断層(以下、高角断層と略記する)では、南北走向と北西-南東走向の断層が多く見られるが、後者が西津地域全体にわたって分布しているのに対し、前者は本地域東部に集中し、さらにその一部は活断層(第VII章参照)として最近まで活動しているのが特徴である。これらに対し、北東-南西走向の断層はあまり多くない。また既述のように、高角断層の分布は岩脈の位置と方向に密接に関連している。

これらの断層は、丹波テレーンや江若花崗岩、雲谷山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ため、これらの構造形成の後(少なくとも古第三紀以降)に活動したとみなされる。

VI. 1. 1 南北走向の高角断層

南北性の高角断層には、北北西-南南東走向ならびに北北東-南南西走向のものも含まれる。顕著な断層としては本地域西側より、小浜市阿納^{あの}西方の断層、三方町日向湖から菅湖とその北方の日向断層、三方町久々子から能登野にかけての三方断層、雲谷山南方の断層群、美浜町新庄南方の耳川断層とその南側延長断層、美浜町松屋東方の断層、さらに美浜町奥北方から太田にかけての断層がある。日向・三方・耳川の活断層を除くその他の南北走向の断層の変位は、正確にはわからない。

第 57 図 a は、日向断層の西側約 150 m に位置する同系の南北断層の露頭である。ここでは、幅約 8 m の破砕帯を伴うほぼ鉛直の断層面が明瞭に見られる。

阿納断層(新称)

小浜市阿納西方に、小浜市羽賀北方から阿納トンネルの東側を通り海岸に至る、北北東-南南西走向で延長 3 km 以上の断層である。南北の延長は、それぞれ沖積

層及び若狭湾に達するので不明である。阿納断層では、断層露頭や破砕帯を見ることができた。

三方断層

三方断層(活断層研究会編, 1980)は、久々子湖東岸付近から南隣熊川地域の三方町倉見峠南東方に至る、長さ約 8 km の南北走向・西落ちの逆断層である。活断層としての記述は第VII章に掲げた。

南前川断層(新称)・天増川断層(新称)・能登又谷断層(新称)など

雲谷山南方では大小様々な規模の断層が多く見られ、断層露頭の分布の追跡から、それらが互いに派生・収斂すると考えられる。これらのうち顕著なものは、三方町南前川-藤井-能登野の東方に三方断層と平行に走る断層を南前川断層、今津町の天増川源流部から北方に延びる断層を天増川断層、さらに耳川断層の南方延長部を能登又谷断層と呼ぶことにする。この断層群は雲谷山花崗岩の分布状態(輪郭)から、西側の南前川断層・天増川断層などでは東側隆起の変位を、また東側の能登又谷断層などでは西側隆起の変位を示していると判断できる。これらの断層すべてにおいて、著しく破砕された断層露頭を見ることができた(第 57 図 b)。

太田断層(新称)

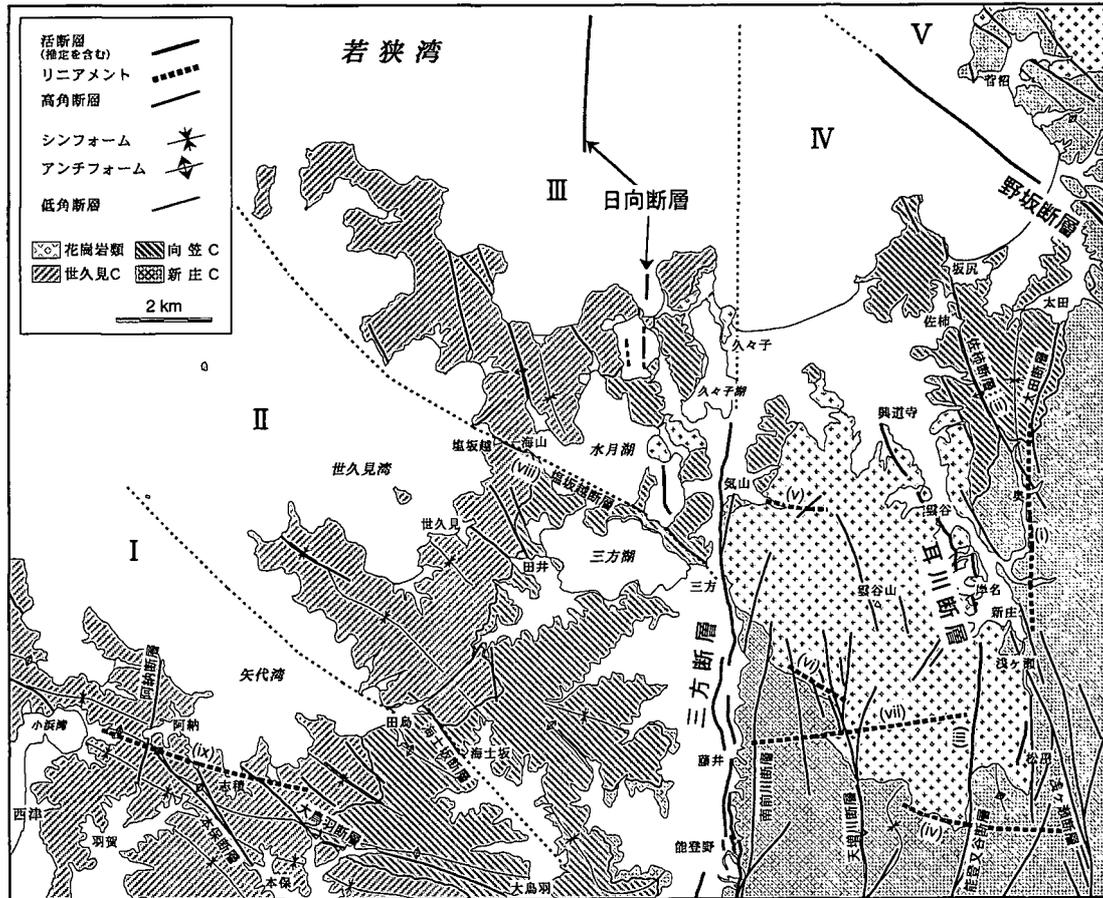
美浜町奥北方から太田にかけての断層は、岡田・東郷編(2000)によって連続性に富む明瞭なリニアメントとして示されている。本研究では断層露頭が確認できなかったが、岩相の分布にずれが見られるので断層であると判断し、太田断層とする。

浅ヶ瀬断層(新称)

美浜町新庄から浅ヶ瀬を経て栗柄谷に沿って南隣熊川地域北東端の百瀬川源流域に至る断層である。走向は北北西-南南東から南北を示し、断層の両端は沖積層に覆われるので総延長は不明であるが、8 km 以上あると考えられる。断層近傍の露頭では、丹波テレーン構成岩が著しく破砕されており、またこの断層に沿っては、アプライト-花崗斑岩からなる幅 50 m-最大 250 m の岩脈が認められる。

佐柿断層(新称)

美浜町坂尻-佐柿-奥に至る、北北西-南南東走向で延長 6 km 以上の断層である。断層の北端は若狭湾に没し南端は尖滅する。明瞭な断層露頭や破砕帯は確認されていないが、アプライト-花崗斑岩からなる幅 50-100 m の岩脈が認められることと、周辺の丹波テレーン構成岩の走向・傾斜が急変することなどから、断層が存在する



第 56 図 西津地域における地質大構造の概要

と判断した。

VI. 1. 2 北西-南東走向の高角断層

北西-南東走向の高角断層は西津地域全域に多く見られるが、そのうち顕著なものは西側より、小浜市阿納^{ほんぼ}本保^{しつみ}、小浜市志積^{しつみ}-大鳥羽^{あまさか}、小浜市田島^{あまさか}-上中町海士坂^{あまさか}、三方町世久見^{しおくし}-田井^{しおくし}、三方町塩坂越^{しおくし}-海山^{しおくし}にかけての断層、及び美浜町佐田^{しおくし}付近の野坂断層が挙げられる。これらの高角断層は丹波テレーンや雲谷山花崗岩を変位させているが、その見かけの変位は左ずれ、右ずれなど様々である。

本保断層(新称)

小浜市阿納から本保にかけて、北西-南東走向で延長 3 km 以上の断層である。南北の延長は、それぞれ若狭湾と沖積層下に達するので不明である。本保断層では断層露頭や破碎帯を見ることができ、断層に沿って丹波テレーンのチャート岩体の分布やアンチフォーム軸跡が途切れる。

大鳥羽断層(新称)

小浜市志積-大鳥羽にかけて、北西-南東から西北西-東南東走向で延長 6 km 以上に及ぶ断層である。南北の延長は、それぞれ若狭湾と沖積層下に達するので不明で

ある。大鳥羽断層の露頭は、志積東方の旧国道 162 号線沿いで見ることができる。断層に沿って丹波テレーンのチャート岩体の分布やシンフォーム軸跡が途切れる。

海士坂断層(新称)

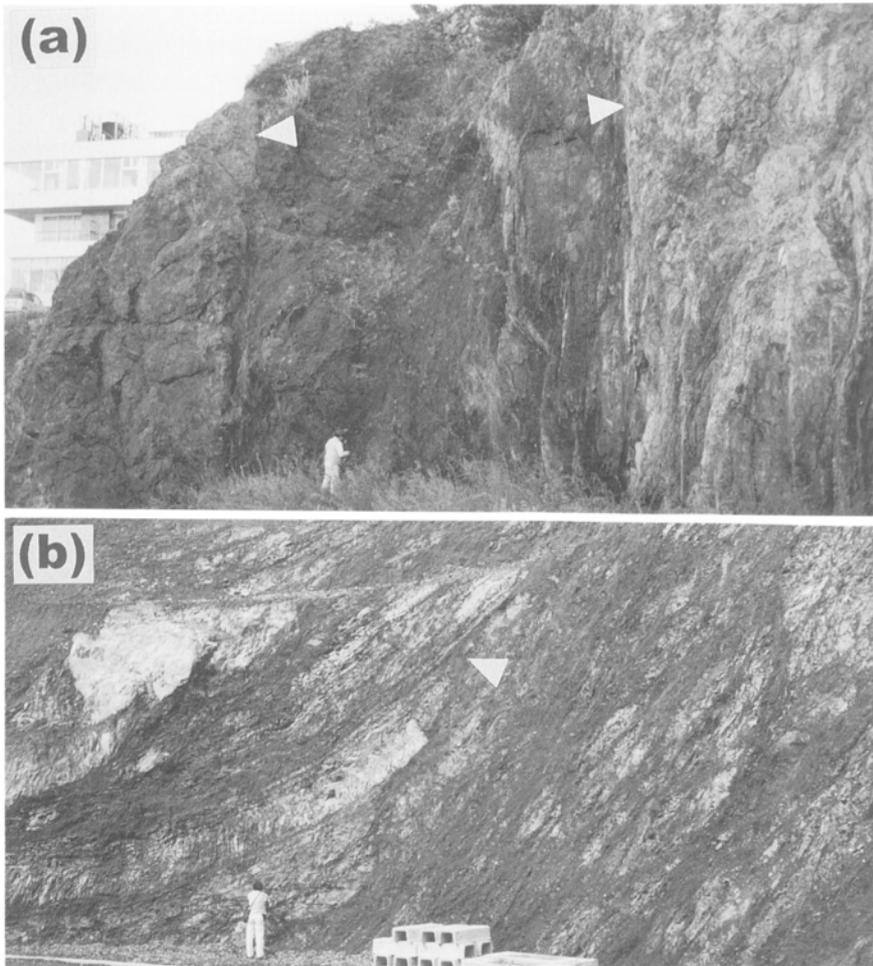
上中町海士坂から北西方に、北西-南東走向で約 1.5 km の断層である。南側の延長は、沖積層下に達するので不明である。世久見コンプレックス下部の大規模な緑色岩体の分布が、この断層を境にして見掛け 200-300 m 程度右ずれに変位している。

塩坂越断層(新称)

三方町塩坂越-海山にかけて、北西-南東走向の延長 300 m 程度の推定断層である。断層の両端はそれぞれ若狭湾と沖積層下ならびに水月湖に達するので不明である。しかしながら南東側には菅湖南岸沿いに、塩坂越断層の延長とみなされる同方向の断層が推定される。塩坂越断層の露頭は認められないが、これを境に南北で走向方向が急変することと岩相分布が食い違うことから、断層を推定した。この断層に沿う変位は、岩相分布から見掛け右ずれと判断される。

野坂断層

野坂断層(東郷, 1974)は、東隣敦賀地域の敦賀市長谷付近から関峠を経て西津地域北東部の美浜町佐田に至る、



第 57 図 高角傾斜断層の露头写真
 (a) : 日向断層と同系の高角傾斜断層. 矢印の間が顕著な破砕帯(三方町日向), (b) : 能登又谷断層によって破砕された泥岩優勢な厚層理互層. 矢印より右が顕著な破砕帯(美浜町能登又谷).

北西-南東走向の左横ずれ成分をもつ活断層である. 活断層としての記述は第VII章に掲げた.

VI. 1. 3 北東-南西走向の高角断層

北東-南西走向の断層も西津地域において認められるが, それらの長さは短く 1-2 km 程度である. また, 幾つかの断層は南北走向の高角断層に収斂する.

VI. 2 リニアメント

岡田・東郷編(2000)は空中写真による地形判読に基づいて, 幾つかのリニアメントを示している. そのうち南北性のリニアメントとして, (i)美浜町太田から奥を経て新庄に至るもの, (ii)美浜町佐柿から奥に至るもの, さらに(iii)美浜町新庄から能登又谷に沿うものを認め, 特に(i)と(iii)を, 連続性に富む明瞭なリニアメントであるとしている. また東西性のリニアメントとしては, (iv)能登又谷川上流-粟柄谷川上流, (v)三方町気山東方の宇波西川沿い, (vi)三方町南前川東方, (vii)三方町藤井東方の串小川沿い, (viii)三方町塩坂越, ならびに(ix)小浜市阿納-志積-矢代に至るものを挙げている. なおこれらのリニアメントに

ついては, 第 56 図中にも番号を付して示した.

南北性のリニアメント

(i)のリニアメントについては, 太田-奥にかけての北半部は上記のように太田断層としたが, 奥-新庄にかけての南半部では特に断層が存在するとは判断できなかった. ただしこの南半部には, 新庄コンプレックスの泥質混在岩に挟まれたチャート岩体が南北走向をもって分布するので, このリニアメントは明瞭な岩相境界として位置づけられる可能性がある. 一方, (ii)のリニアメントは上記の佐柿断層に一致し, また(iii)のリニアメントについては, 本報告では活断層である耳川断層の一部とした.

東西性のリニアメント

東西性のリニアメントのうち(iv)と(vi)は, 雲谷山花崗岩とその周囲の丹波テレーンとの境界にほぼ一致している. このことからこの2つのリニアメントは, 岩相の違いによる差別浸食の結果としてもたらされたと考えられる. (vii)のリニアメントは, 上記の塩坂越断層に一致する. 一方(v), (viii), (iv)のリニアメントについては, これらに一致する高角断層は見られず, また地形を支配するような顕著な岩相境界も認められない.

VI. 3 高角傾斜断層による地塊化

第Ⅲ章で既述したように西津地域では、褶曲構造の規模と姿勢に基づいてⅠ-Ⅴの5つの地塊に区分される。これらの地塊における褶曲の軸跡は、地塊Ⅰでは西北西-東南東を示すが、順次時計回りに回転し、地塊Ⅱでは北西-南東、地塊Ⅲでは北北西-南南東、地塊Ⅳでは南北北となる。さらに地塊Ⅴでは北西-南東を示している(第56図)。それぞれの地塊の境界には、上述の高角断層が

認められる(あるいは推定される)。地塊Ⅰ/Ⅱ間には海士坂断層が位置し、その南側延長には同方向に伸長した沖積低地が分布している。上述のようにこの断層の変位は、右ずれである可能性がある。地塊Ⅱ/Ⅲ間には、右ずれの北西-南東走向の塩坂越断層の存在が推定される。地塊Ⅲ/Ⅳ間は直接これらを境する断層が見られないが、三方断層の北方延長に位置する。さらに地塊Ⅳ/Ⅴ境界は、明らかに野坂断層の北西延長に位置づけられる海底断層に一致する。

VII. 活断層及び地震活動

(小松原 琢)

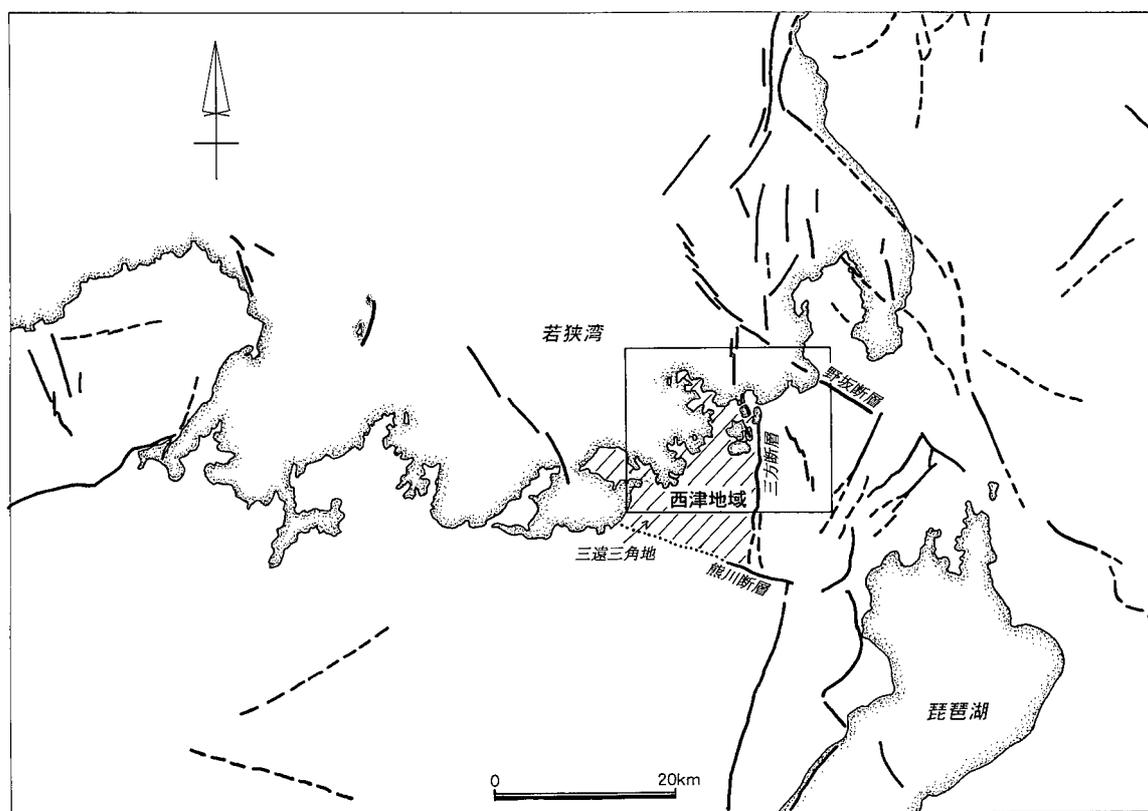
VII. 1 活断層

西津地域における活構造の研究は古く、船越(1926)や山崎・多田(1927)による断層地形研究にまで遡る。その後は吉川(1951)や東郷(1974)などによって、山地の高度や低地の発達状況の違いに着目した地形学的研究として行なわれ、野坂山地・丹波高地とこれらに囲まれる三角形の低地帯(三遠三角地：吉川, 1951)の分化を第四紀の断層活動と結び付けた議論がなされてきた。さらに、岡田(1984)は三方断層の変位地形を詳細に研究し、1662年(寛文二年)の地震に伴う地殻変動様式を明らかにしている。最近の活断層調査においては、野坂断層や三方断層などの活動履歴が明らかにされるようになった(杉山ほか, 1998 ; 小松原ほか, 1999 b)。

西津地域周辺は近畿三角地帯(Hujita, 1962)の北端付近に位置し、後期第四紀に活動した断層が発達する(第

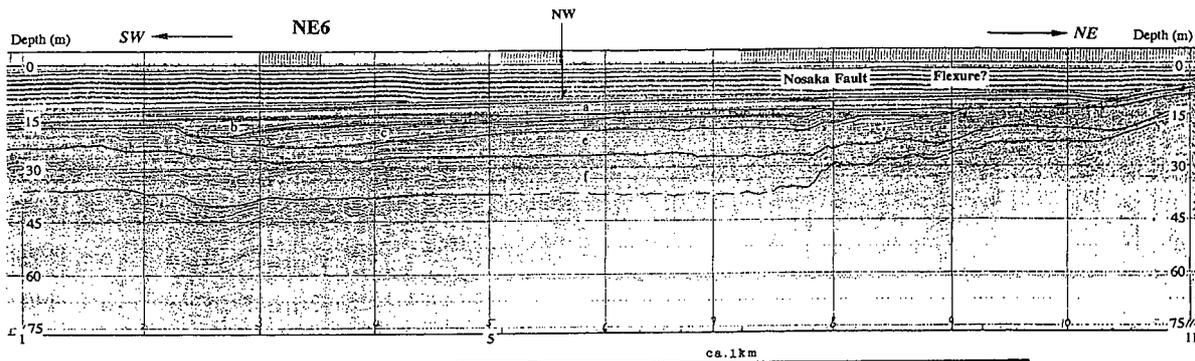
58 図)。この地域は、西南日本弧の中では南北性の逆断層が発達する最西端に当り、本地域を境に東方では活断層の密度が高く、かつ個々の断層の活動度が比較的高い。一方、西津地域より西方では逆断層は少なく、断層の密度・個々の断層の活動度ともに比較的低い(小松原, 2001)。このことは、広域的なテクトニクスの観点から、三方断層などの近畿三角地帯西縁の断層が中央構造線を境とする西南日本内帯の相対的な西への移動と、中部日本地域の地塊との衝突帯に位置するものとして説明されている(吉岡, 1992 ; 小松原, 2001)。

西津地域内には、耳川断層・三方断層・日向断層の南北性逆断層と、野坂断層及びその北西延長に当たる海底の北西-南東走向の横ずれ断層が分布する。また、西津地域の南方に見られる北西-南東走向の熊川断層は三方断層・日向断層とともに、三遠三角地を囲んでいる。



第 58 図 若狭湾周辺の活断層

若狭湾東部は近畿三角地帯北端部に当たり、南北及び北東-南西走向の活断層が密に分布する。また西津地域は、本州における逆断層成分の卓越する活断層が発達する地域の最西端に位置する。活断層研究会編(1991)、岡田・東郷編(2000)、山本ほか(2000)から編纂。



第 59 図 野坂断層の北西延長に位置する若狭湾底の海底断層
 探査はユニブームによる(小松原ほか, 2000). 野坂断層(Nosaka Fault)と記した地点付近で, f 層基底が約 8 m, e 層及び c 層の基底が約 3 m 西落ちに変位する. a 層はこの構造による変位を受けていない.

VII. 1. 1 野坂断層及び延長の海底断層

命名

野坂断層は, 東郷(1974)によって命名された.

分布

東隣敦賀地域の敦賀市長谷付近から関峠を経て, 西津地域北東部の美浜町佐田に至る.

変位

敦賀地域内では明瞭な変位地形をもつが, 西津地域内では変位地形は不明瞭である(岡田・東郷編, 2000). 西津地域内では, 東端部の美浜町佐田付近の国道 27 号線沿いに, 幅数 m 以上にわたり丹波テレーンが著しく破碎されている露頭が見られたものの, 尾根の系統的な屈曲などの特徴的な変位地形は認められない. このことから, 断層の主体は, 国道 27 号線沿いの低位段丘堆積物によって埋積された谷と山地の境界付近の地下に伏在する可能性が高い. 敦賀市街地の南方に見られる最終氷期後期(約 2.2-2.4 万年前)の扇状地面を 5-7 m 上下変位させていることから, 本断層の上下変位速度は 0.2-0.3 mm/yr と見積もられている(杉山ほか, 1998). また丹波テレーンの分布からは, 見掛け 1 km 程度の左横ずれが推定される.

野坂断層の北西延長に当たる若狭湾には, 北西-南東走向で右雁行する南西落ちの長さ約 17 km の断層が認められる(海上保安庁水路部, 1980 a; 小松原ほか, 2000). この海底断層は, 完新統と考えられる地層(a-f 層)を変位させ(第 59 図), その上下変位速度は 0.8 mm/yr 程度に達する可能性が指摘されている(小松原ほか, 2000). 野坂断層とその沖合いの海底断層は, 互いに連続する可能性があり, 両者を合わせた総延長は約 30 km に達すると考えられる(小松原ほか, 2000).

活動履歴

野坂断層の最新活動時期は約 2000 年前以降, 特に 15-17 世紀頃である可能性が高いことが, 敦賀地域内のトレンチ調査によって示されている(杉山ほか, 1998).

VII. 1. 2 耳川断層

命名

活断層研究会(1980)により命名. 本報告では, 岡田・東郷編(2000)によって雲谷山東麓断層群ならびに松屋断層と呼ばれたものを, 耳川断層として一括する.

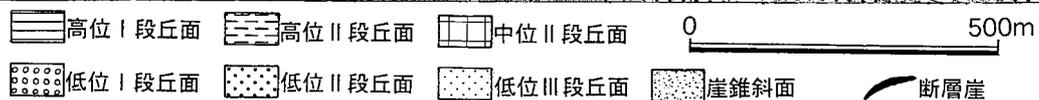
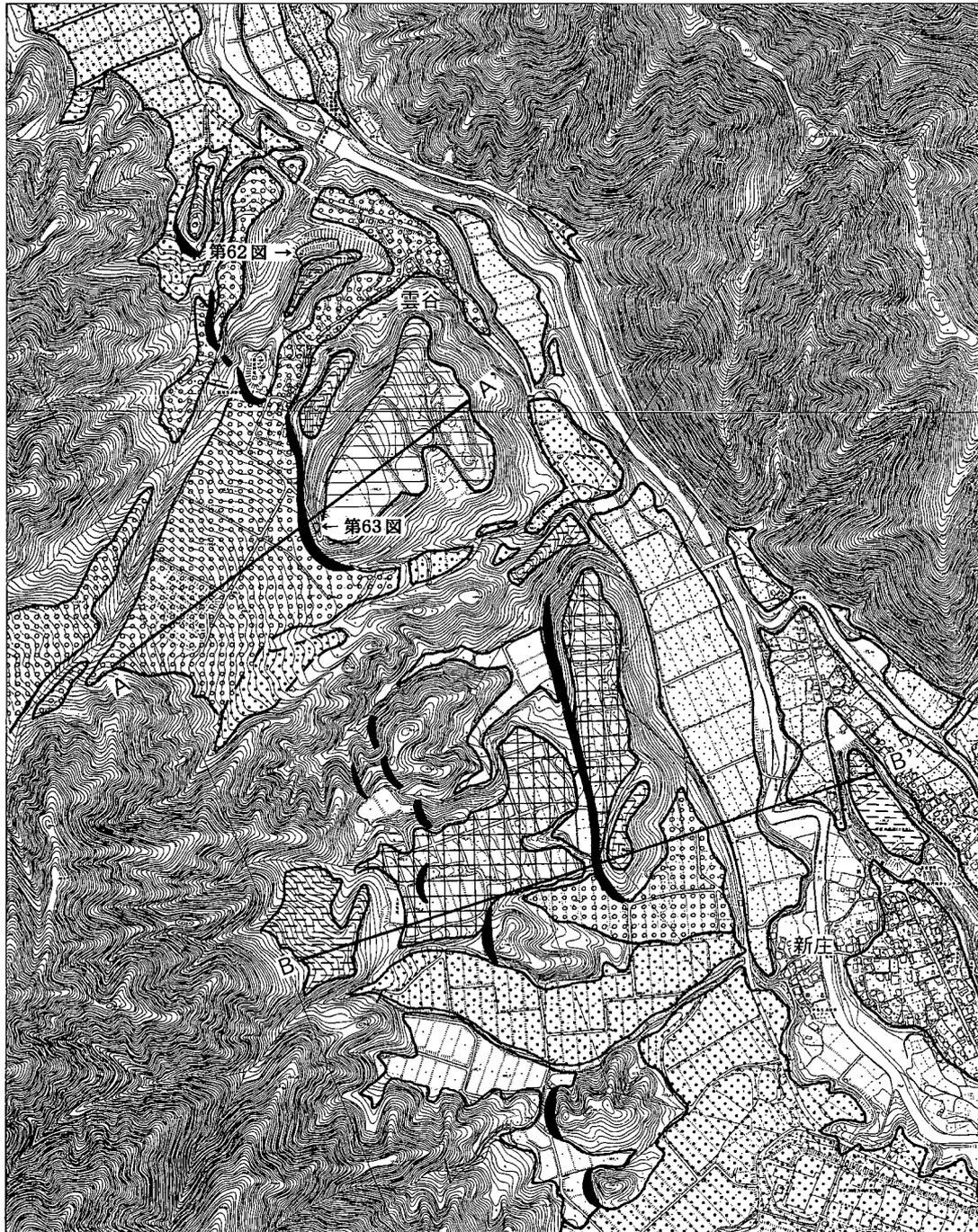
分布

西津地域東部の美浜町興道寺南方から北西-南東走向で耳川左岸に沿って岸名に至り, ここから南北走向で松屋の西方の能登又谷にかけて走る, 長さ約 8 km の活断層である.

変位

従来, 耳川断層は西落ちのセンスを持つ長さ 1-4 km の短い断層によって構成された不連続な断層群として記載された(活断層研究会, 1980, 1991). また, 岡田・東郷編(2000)は, 美浜町新庄付近から同町松尾北西方までの約 2 km の区間で明瞭な断層変位地形が認められないことから, 耳川断層を北部の雲谷山東麓断層群と南部の松屋断層に 2 分して記載した. 本報告では, 美浜町雲谷-岸名周辺で従来より指摘されている西落ちの断層崖の東(上盤)側に, 雲谷山花崗岩の東端と丹波テレーンを境する断層とほぼ一致して, 東落ちの撓曲構造が認められる(口絵 2, 第 60, 61 図)ことから, これらを総称して耳川断層とする.

美浜町雲谷では, 平行葉理の発達する砂層を含む高位 II 段丘堆積物が 5-20° 東傾動する露頭(第 62 図)と, 高位 I 段丘堆積物が約 30° 西傾斜する露頭(第 63 図)が観察される. また雲谷-岸名にかけては, 明瞭な西落ちの逆向き断層崖とその上盤の東落ち撓曲の組み合わせからなる変位地形が認められる(第 60, 61 図). 西落ちの断層は, 高位 I 段丘面を約 30 m, 高位 II 段丘面を約 15 m, 中位 II 段丘面を約 10 m 変位させるが, 低位 II 段丘面より新期の段丘面には変位が認められない. 東落ちの撓曲は, 高位 I 段丘面を約 20 m 以上, 高位 II 段丘面を約 20-30 m 変位させる. 高位段丘面の離水年代を中期更新世の後半(20-30 万年前), 中位 II 段丘面の離水年代を後



第60図 耳川断層主要部の地形
基図は美浜町発行1:2,500地形図

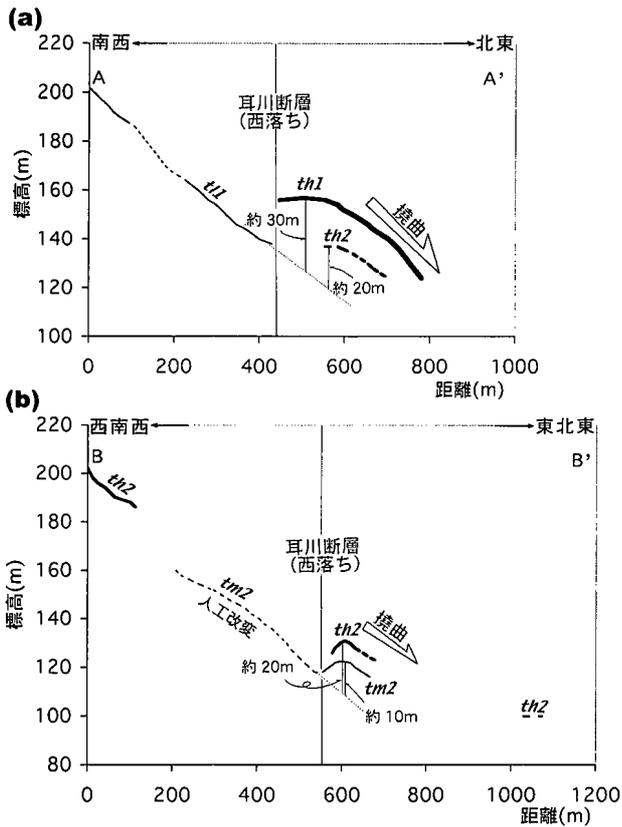
期更新世の前半(約10万年前)とすると、西落ち断層と東落ち撓曲の平均変位速度は共にほぼ 0.1 mm/yr - 0.2 mm/yr 前後と考えられ、ともにB級下位の活動度であると考えられる。

Ⅶ. 1. 3 三方断層 命名

山崎・多田(1927)は、野坂山地と三遠三角地の境界をなす断層崖地形を「三方断層崖」と命名した。活断層研究会(1980)と岡田(1984)は、これを継承して三方断層と命名した。

分布

西津地域中央の久々子湖東岸付近から南隣熊川地域の三方町倉見峠南東方に至る、長さ約8kmの南北走向・



第 61 図 耳川断層による段丘面の変位
(a) : A-A' 断面(美浜町雲谷付近), (b) : B-B' 断面(美浜町新庄付近)。断面位置は第 60 図参照。

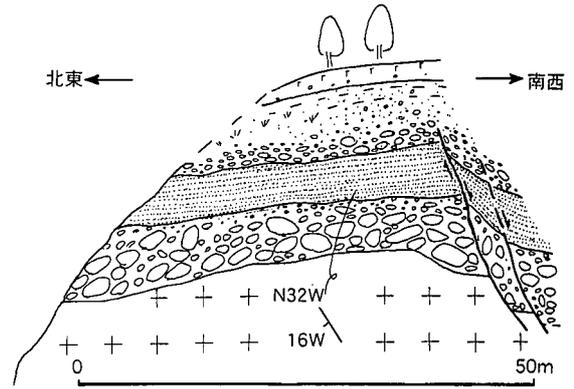
西落ちの逆断層である。西津地域内では概ね国道 27 号線沿いに位置する。北端部は久々子湖東岸付近に位置すると考えられるが、正確な位置は把握できない。

変位

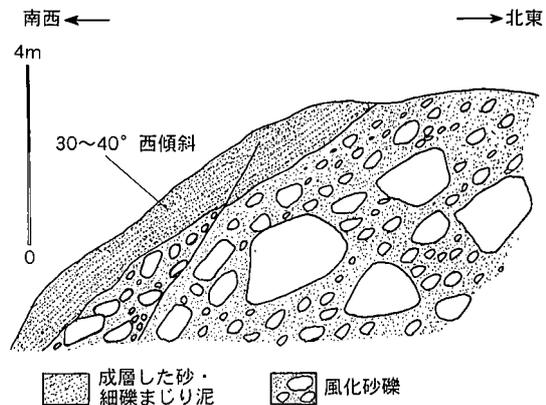
断層北部の気山付近では、高位 I 段丘面から低位 III 段丘面までを累積変位させる明瞭な変位地形が発達し(口絵 4, 第 64 図), ここでは、断層上盤(東)側に撓曲や小規模な背斜状の変位地形を伴う。段丘面の変位量は、確認される限りで高位 I 段丘面で約 35 m, 高位 II 段丘面で 20 m 以上, 低位 I 段丘面で 10 m 以上, 低位 II 段丘面で約 6 m 以上である(第 65 図 a)。気山南部の旧国道脇では、崖錐性の礫まじり砂泥層上に高角逆断層を境として破碎された丹波テレーンが接する(第 66 図)。また旧気山小学校跡地におけるトレンチ調査では、平安時代の遺物を含む土石流性の砂礫層が低角の逆断層によって切られている(第 67 図, 小松原ほか, 1999 b)。

久々子湖南東岸で行ったトレンチ調査では、約 4,000 年前の地層を 40 cm 西落ちに変位させる直立した断層が認められた(第 68 図)。しかし、変位の累積性が認められないことと断層の形状が不自然なことから、これは地盤の側方流動等による変形である可能性が高いと考えられる(小松原ほか, 1999 b)。

断層南部の三方町南前川から能登野に至る区間では、



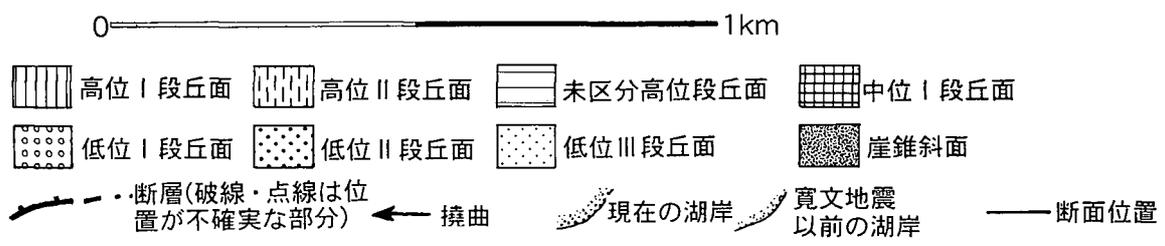
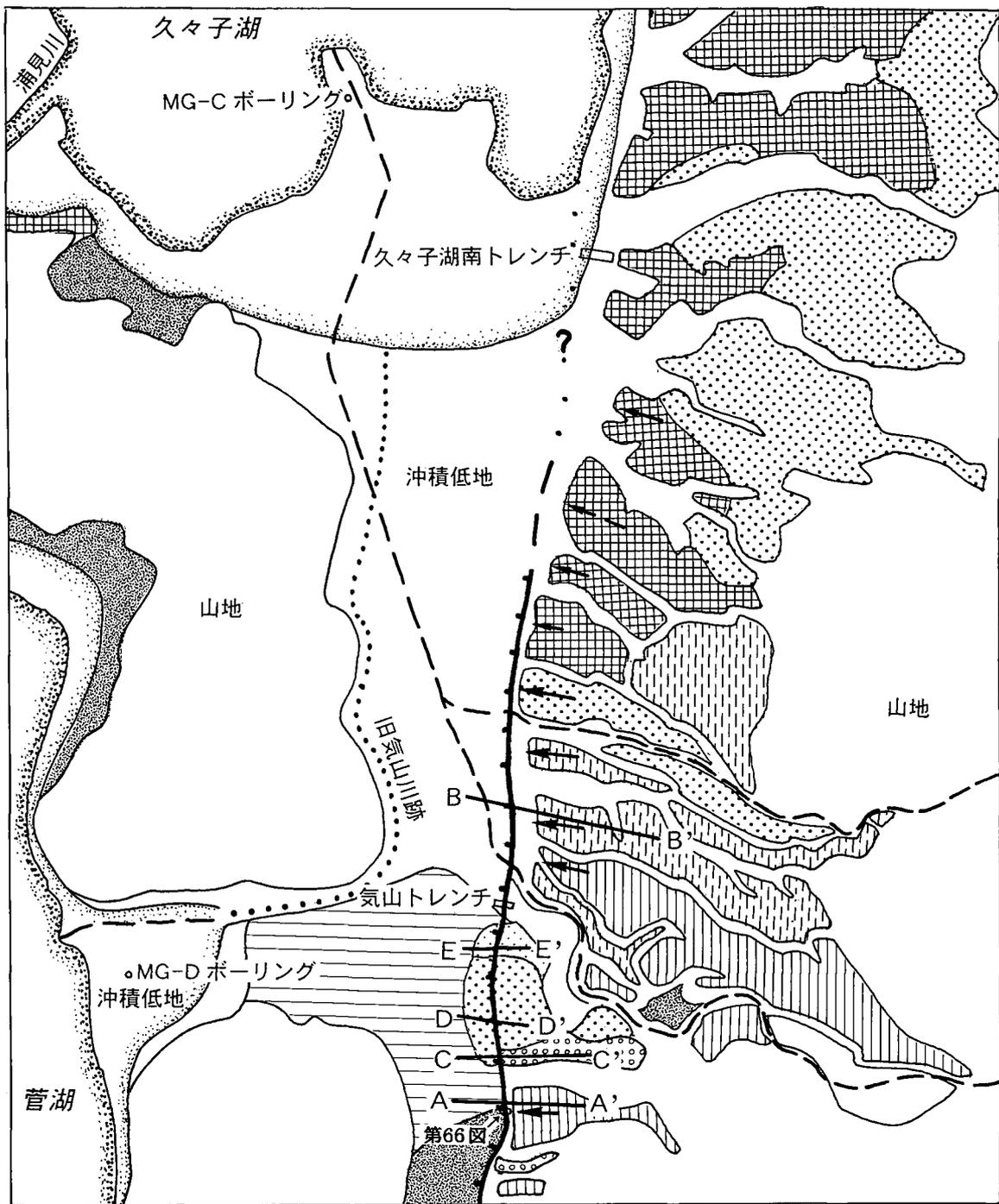
第 62 図 耳川断層近傍における高位 II 段丘堆積物の東傾動
高位 II 段丘堆積物が東に約 20°傾斜する。図の右端の断層は、重力性の正断層(美浜町雲谷)。



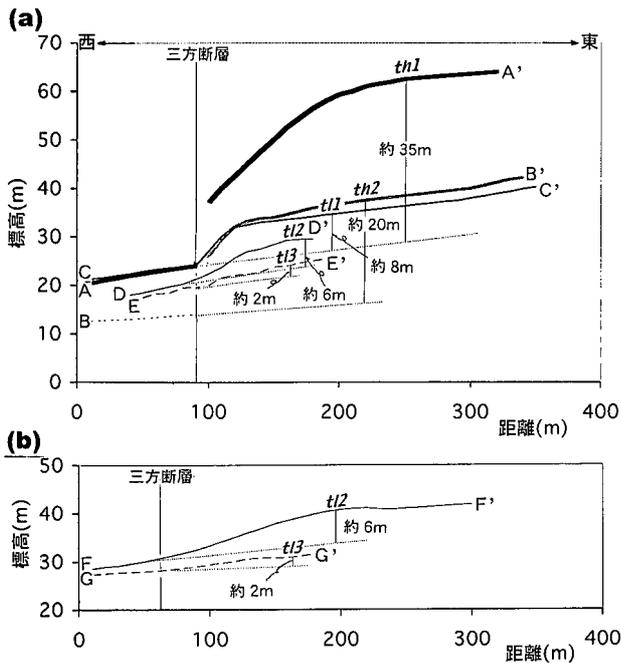
第 63 図 耳川断層近傍における高位 I 段丘堆積物の西傾動
高位 I 段丘堆積物最上部が西傾斜する。図中央のごく小規模な断層は重力性の断層(美浜町雲谷)。

主断層の上盤(東)側に小地塁状の変位地形が連続する(口絵 5, 第 69 図, 岡田, 1984)。この小地塁の西翼では、能登野層が 30°程度, 中位 II 段丘堆積物が 5°程度西傾斜する(第 70 図)。断層変位地形が明瞭な三方町藤井では、低位 II 段丘面が約 6 m, 低位 III 段丘面が約 2 m 西落ち変位する(第 65 図 b)。本地域南端の三方町能登野以南では、断層のトレースは大きく 2 本に分かれる。このうち西側のものは熊川地域北端部の成願寺付近まで認められ、能登野層が分布する丘陵とその西側の低地の境界を画する。この断層の近傍では、能登野層が約 20°, 中位 II 段丘面が約 2-5°西傾斜する。東側の断層は西津地域南端部の八幡川が屈曲する地点付近を通り、熊川地域内の倉見峠南西方に至る。東側の断層沿いでは、丹波テレーンに幅数 m 程度の断層破碎帯が認められる。

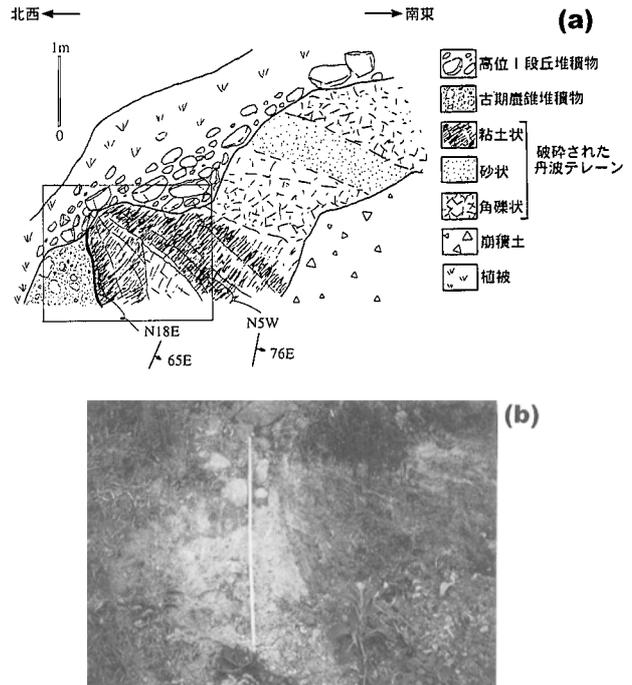
三方断層の変位速度に関しては、以下の値が得られて



第 64 図 三方断層北部の地形



第 65 図 三方断層における段丘面の変位・変形
断層北部の三方町気山周辺(a)と断層南部の三方町藤井周辺(b)における低位段丘面の変形。断面の位置はそれぞれ第 64 図ならびに第 69 図に示す。



第 66 図 三方断層の露頭(三方町気山)
(a) 著しく風化した崖錐堆積物と破碎された丹波テレーンの砂岩泥岩互層が、高角逆断層で接する。左下の枠は写真(b)の範囲を示す。(b) 逆断層の近影。スケールの長さは 1 m。

いる。

久々子湖南岸地区：断層より約 500 m 西方の久々子湖畔で行ったボーリング調査では、沖積層の下位に位置する標高マイナス 22-26 m に海生の珪藻化石を含む泥層が認められた(第 71 図の MG-C, 水野ほか, 1999)。断層上盤(東)側で、これに対比される気山層下部の海成粘土層は標高 5-10 m に分布する。したがって、久々子湖南岸付近における三方断層による気山層下部の海成粘土層の変位量は約 30 m であり、同層の年代を 12.5 万年前の最終間氷期最盛期とすると平均変位速度は約 0.2-0.3 mm/yr である(水野ほか, 1999)。

菅湖東岸地区：断層より約 1 km 西の菅湖畔で行ったボーリング調査では、地表から 3.7 m まで約 47,000 yr. B. P. より古い¹⁴C年代を示す炭質シルト層が、その下位には層厚 16 m 以上の強風化礫を主体とする風化礫層が分布する(第 71 図の MG-D)。年代と礫の風化程度からこの礫層は、高位段丘堆積物に対比される可能性が高い(水野ほか, 1999)。これを高位 I 段丘堆積物に対比するならば、その変位量は 30-50 m となり、変位速度は 0.2 mm/yr 前後と推定される。

三方湖東岸地区：三方湖の湖深部(第 71 図の MG-A)では、標高マイナス 80.9-90.2 m に最終間氷期の湖成層が存在する(竹村ほか, 1994)。一方、断層上盤側にはこれに対比される段丘堆積物は確認できないため、断層の変位速度を推定することはできないが、断層下盤側が

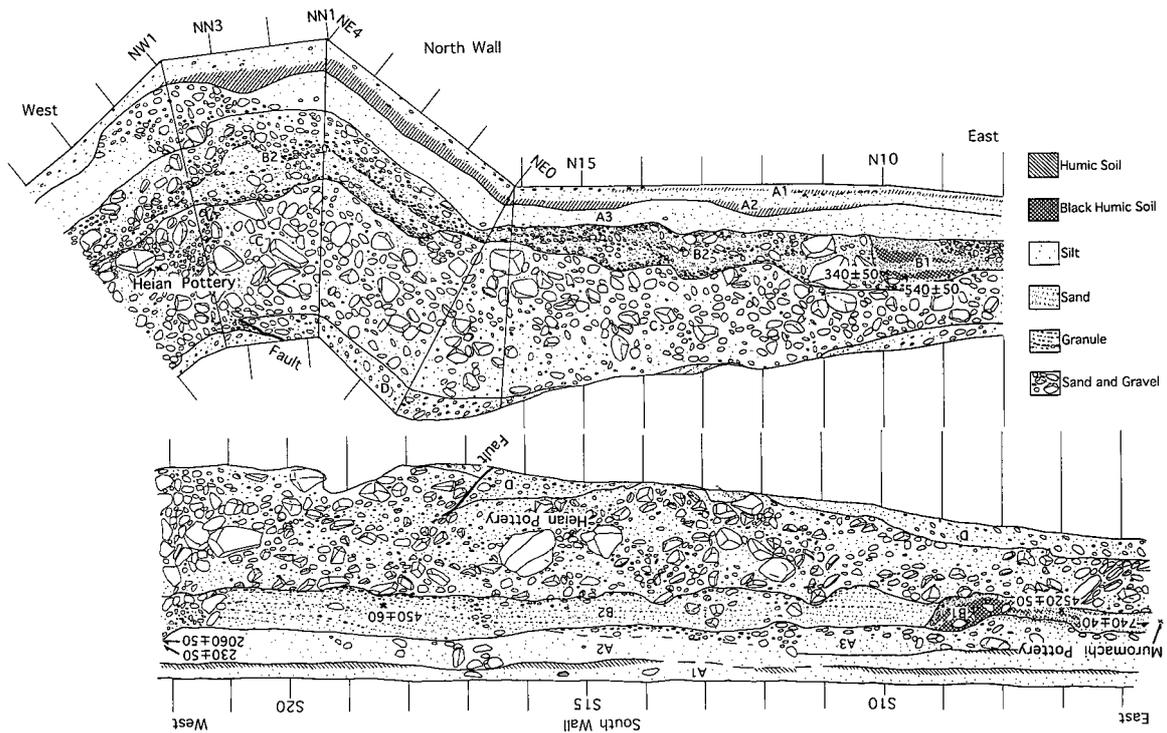
海水準に対して平均で 0.7 mm/yr 程度の速度で沈降しているとみなすことができる(岡田, 1984)。

黒田低地：本地域南部の黒田低地で掘削されたボーリング(竹村ほか, 1994)から、最終間氷期以降は淵水域と湿地的環境がほぼ繰り返し出現することが明らかにされたが、断層上盤側に発達する扇状地性堆積物と対比の基準となる地層は確認できない。しかし、黒田低地における堆積速度はほぼ一定しており、三方湖における堆積速度の約 $\frac{1}{2}$ であることから、沈降速度も同様に三方湖の半分程度と考えることができる。

以上から三方断層の変位速度は、北部(日向断層が並走する区間)で 0.2-0.3 mm/yr 程度、中部(三方湖東岸)で 0.7 mm/yr を若干上回る程度、南部で 0.3 mm/yr を若干上回る程度と考えられる。

活動履歴

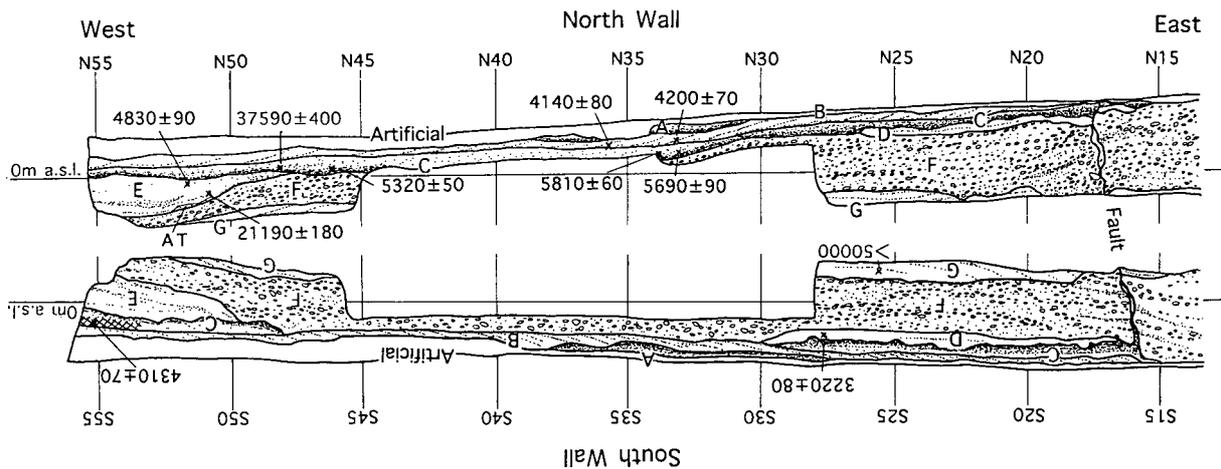
三方町気山におけるトレンチ調査より、平安時代以降に三方断層が活動したことが明らかになった。平安時代以降、西津地域周辺に大きな被害をもたらした可能性が高い歴史地震としては、正中二年(1325 年)の地震と寛文二年(1662 年)の地震が挙げられる。なかでも寛文二年の地震では、日向断層と花折断層北部が活動した可能性が極めて高いとされ(吉岡ほか, 1998; 小松原ほか, 2000)、その間に位置する三方断層も同時に活動した可能性が高いと判断される(岡田, 1984)。



第 67 図 気山地区(旧気山小学校校庭)における三方断層のトレンチ断面

D層とC層に、約40cmの西落ちの逆断層変位が認められる。B層、及びA層には変位が認められない。小松原ほか(1999b)は、C層が粗粒で締めりが悪く、さらに断層変位量が小さいため、B層以上の地層の堆積後に断層が活動したとしても、C層上部以上の堆積物中ではその変位が認められない可能性を強く示唆した。A層(=A1層-A3層)：230±50 yr.B.P.の¹⁴C年代値*が得られた表土・旧耕作土)、B層(=B1層及びB2層)：室町時代の陶器片(Muromachi Pottery)及び740±40～340±50 yr.B.P.の¹⁴C年代値*が得られた砂主体の層)、C層：平安時代の陶器片(Heian Pottery)を産する土石流堆積物、D層：高位段丘堆積物相当層。

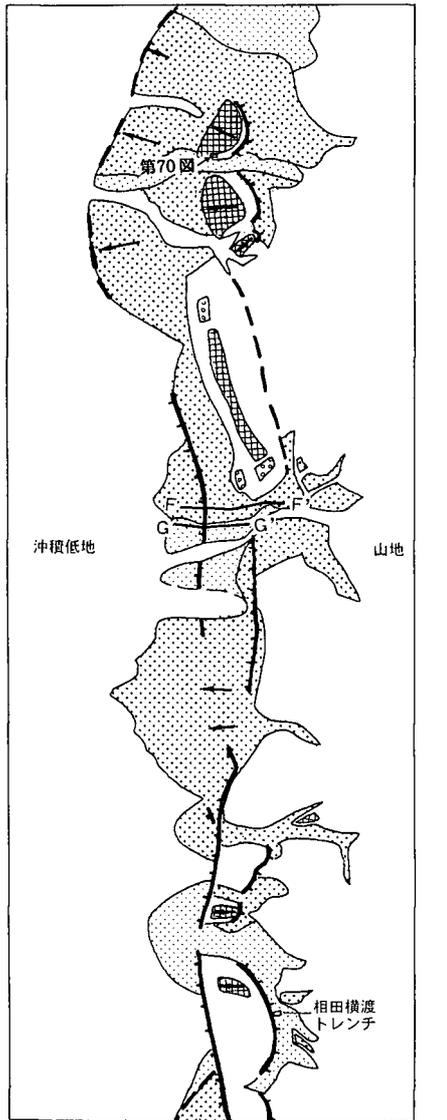
*：遺物の年代と矛盾する¹⁴C年代値は省略する。Humic Soil：腐植土、Black Humic Soil：黒色腐植土、Silt：シルト、Sand：砂、Granule：細礫、Sand and Gravel：砂礫。グリッドの間隔は1m。小松原ほか(1999b)を引用。



第 68 図 久々子湖南東岸付近のトレンチで見られた沖積層の変形

C層からF層までの各層は、図右端付近の漏斗状の形態の直立断層によって一様に約40cm西落ちに上下変位する。小松原ほか(1999b)は、この断層の形態が不自然なことや変位量に累積性がみられないことから、主断層でない可能性が高いと指摘した。C層：5,810±60～4,310±70 yr.B.P.の¹⁴C年代値*が得られた成層状砂層、F層：最大径20cm程度の砂礫層。F層の上位の地層から始良Tn火山灰(AT)が産出。

*：始良Tn火山灰の年代と矛盾する¹⁴C年代値は省略。グリッドの間隔は1m。小松原ほか(1999b)を引用。



第69図 三方断層南部の地形

VII. 1. 4 日向断層及び延長の海底断層命名

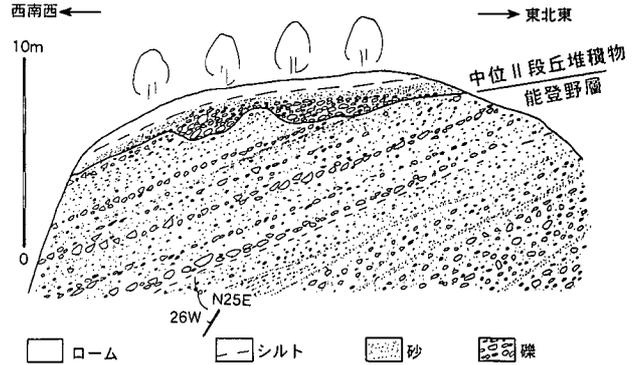
金田ほか(2000)により命名された。

分布

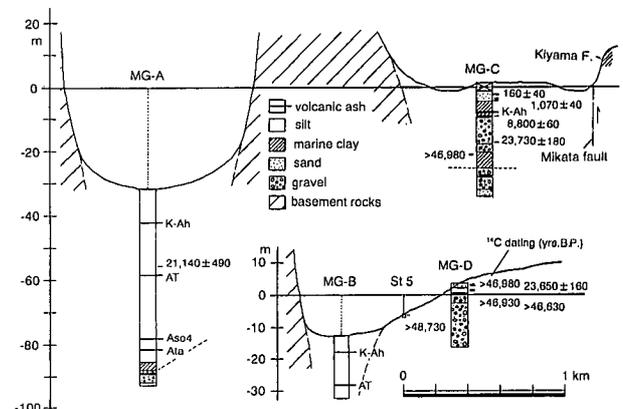
日向沖の若狭湾から日向湖を経て菅湖南部に至る、約5 kmの南北性西落ちの断層である(植村, 1992; 水野ほか, 1999; 小松原ほか, 2000)。水月湖では本断層は確認されていないが、水月湖の東北岸近くを通ると推定される。さらに日向断層の北方延長は、幅2 km程度の緩く西傾斜する傾動帯を介して、長さ約6 kmの南北走向・西落ちの断層(岡田, 1984のa断層系; 海上保安庁, 1980a)へ雁行状に連続する(小松原ほか, 2000)。

変位

日向断層は、幅数10 m-数100 mの撓曲帯をなす。



第70図 能登野層と中位II段丘堆積物の傾動
中位II段丘堆積物は能登野層を傾斜不整合で覆うが、中位II段丘堆積物及び同段丘面も数°西傾斜する。(三方町南前川)

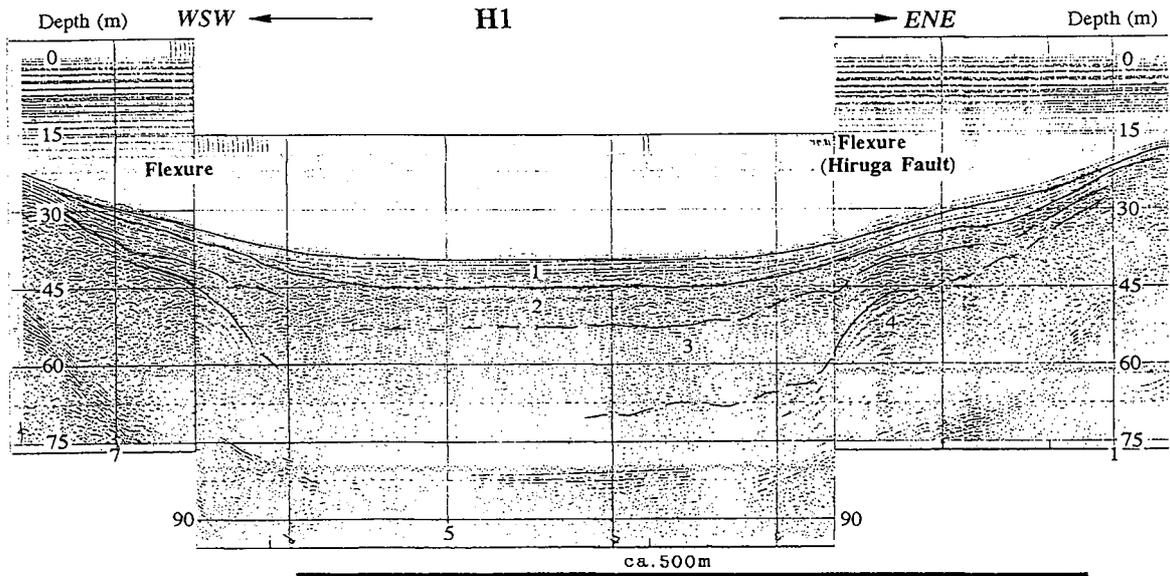


第71図 菅湖及び久々子湖畔におけるボーリングと三方断層による第四系の変位(水野ほか, 1999)

若狭湾の沿岸部では、完新統と考えられる堆積物中の2層準に傾斜不整合が認められ、かつ海底面まで変形している可能性が高い(小松原ほか, 2000)。完新統基底と想定される層準の変位量は10 m程度であり、平均変位速度は約1 mm/yrに達する可能性がある(小松原ほか, 2000)。

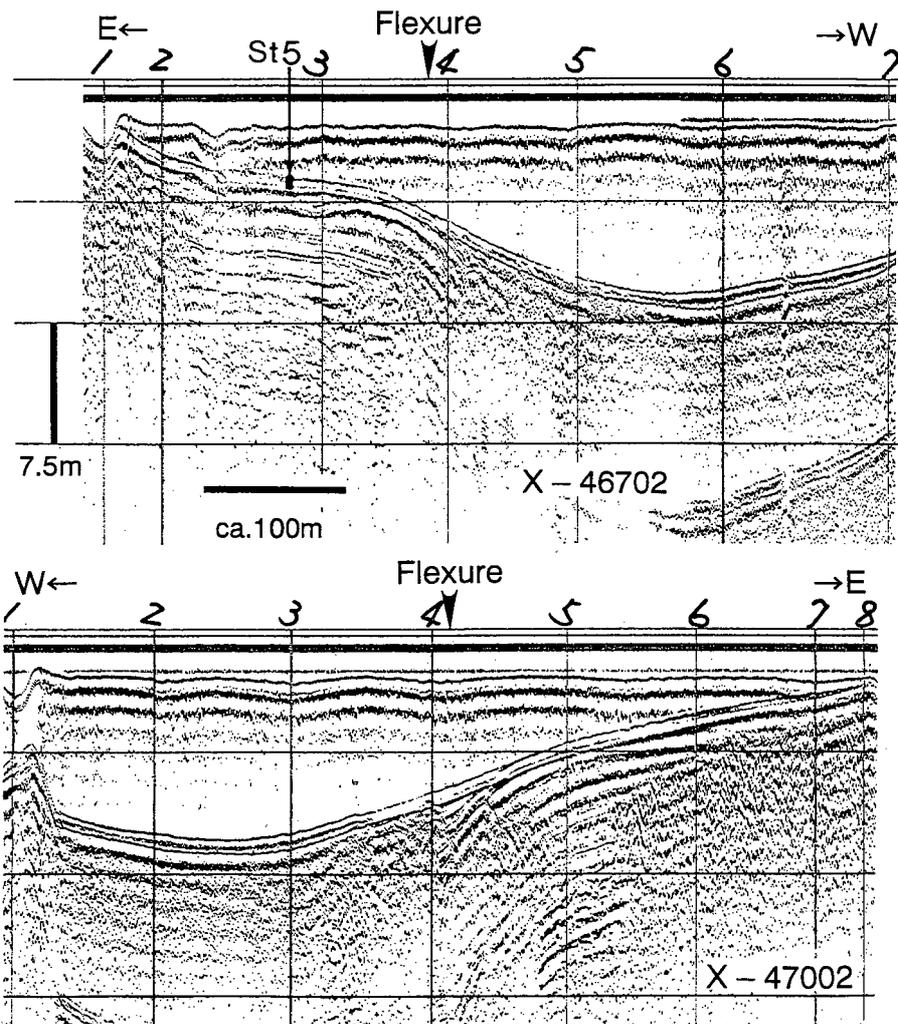
日向湖東部でも、湖底堆積物を累積的に変位させる撓曲構造が認められる(第72図)。なお、日向湖の西部には東側を沈降させる撓曲構造が認められ、日向湖は東西両側の撓曲構造によって湖心部が落ち込む地溝状の構造をなす。

菅湖のほぼ中央を南北に縦断して、屈曲したトレースをもつ撓曲帯が認められる(第73図; 水野ほか, 1999)。菅湖底の日向断層西(下盤)側(水深12.3 m地点)で堀削したボーリング調査では、深度20 mまで粘土層が連続し、深度15.7 mに始良Tn火山灰層(AT)が挟在する。音波探査の結果からみて、この粘土層は菅湖東岸のボーリング(孔口標高3.87 m)において、地表近くに出現した47,000年前以前の¹⁴C年代を示す有機質土を覆って堆積していると考えられる。したがって、菅湖東岸に分



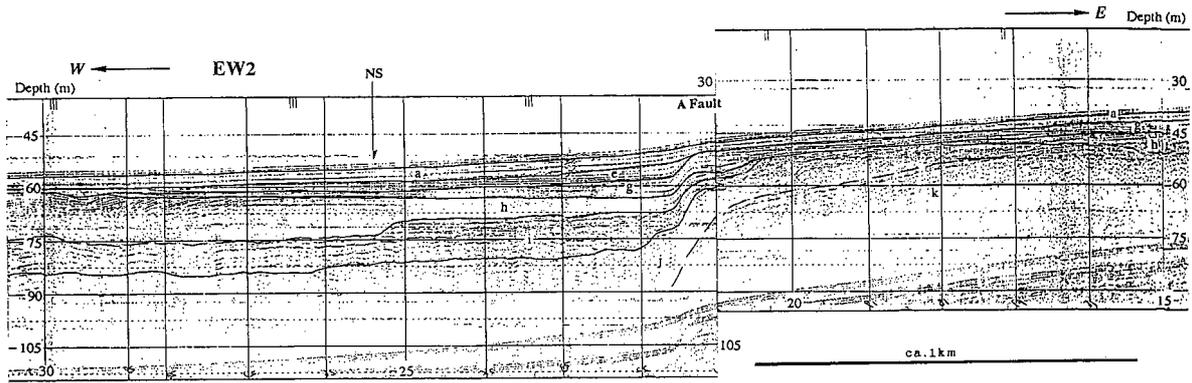
第 72 図 日向湖の音波探査結果

探査はユニブームによる(小松原ほか, 2000)。日向湖の湖底堆積物の年代は不明であるが、反射面の形態により下位より4層, 3層, 2層, 1層に区分できる。湖両側の撓曲帯(Flexure)で下位の地層ほど急傾斜を示し、両構造が累積的に変位していることが読み取れる。



第 73 図 菅湖の音波探査結果

探査はユニブームによる(水野ほか, 1999)。菅湖東部の湖底に分布する地層が撓曲帯(Flexure)で西に急傾斜し、より上位の地層の下に埋没する。



第 74 図 音波探査結果に見られる日向断層延長の海底断層

探査はユニブームによる(小松原ほか, 2000)。A断層(A Fault)と記された位置で、i層基底に約 20 m 以上、h層基底に約 12 m、g層基底に約 10 mの撓曲変位が認められる。e層及びa層はg層の堆積面にアバットないしオーバーラップするが、堆積後の変位の有無は議論しがたい。

布する有機質土とその下位の砂礫層は少なくとも 35 m 以上変位しており、その年代を 5-15 万年前と推定すると、本断層の平均変位速度は 0.2 ないし 0.7 mm/yr 以上に達すると考えられる(水野ほか, 1999)。

日向断層の北方延長の海底断層も、後期第四紀の堆積物を累積的に変位させる撓曲帯をなす(第 74 図; 小松原ほか, 2000)。

活動履歴

日向断層は海底・湖底の表層まで変位させており、きわめて新しい地質時代に活動した可能性が高い。この堆積物の年代値は得られていないが、1662 年(寛文二年)の地震時に日向断層東(上盤)側の広い範囲が隆起したことが、多数の文書史料に記されており、日向断層がこの地震時に活動した可能性が極めて高い(宇佐美, 1978; 岡田, 1984; 小松原ほか, 1999 a)。また本断層沿いでは、完新統である可能性の高い地層中に 2 層準の傾斜不整合が認められることから、完新世に複数回の活動を行っている可能性が高いが、堆積物の年代値は未だ十分に得られていないため、活動間隔について今後の調査が必要である。

VII. 1. 5 熊川断層とその沖合いの海底断層

熊川断層(塚野, 1965)は、三遠三角地(吉川, 1951)の南西端を画する北東落ち・左横ずれ成分をもつ活断層である。この断層は西津地域の南西方に位置するが、小浜平野及び三遠三角地の形成に大きく関与していると考えられるので、本報告でもその活動について指摘する。

熊川断層は、熊川地域内の今津町角川付近から上中町熊川西方に至る区間で、尾根や谷を系統的に左横ずれ屈曲させているが、その北西方では変位地形は認めがたい。しかしその延長にあたる小浜平野では、更新世の段丘堆積物が約 20 m 北落ちに変位している(笹島, 1962)。また北川河口沖の小浜湾内では、標高マイナス 60 m 以深に最終間氷期相当の可能性のある湖沼性堆積物が分布す

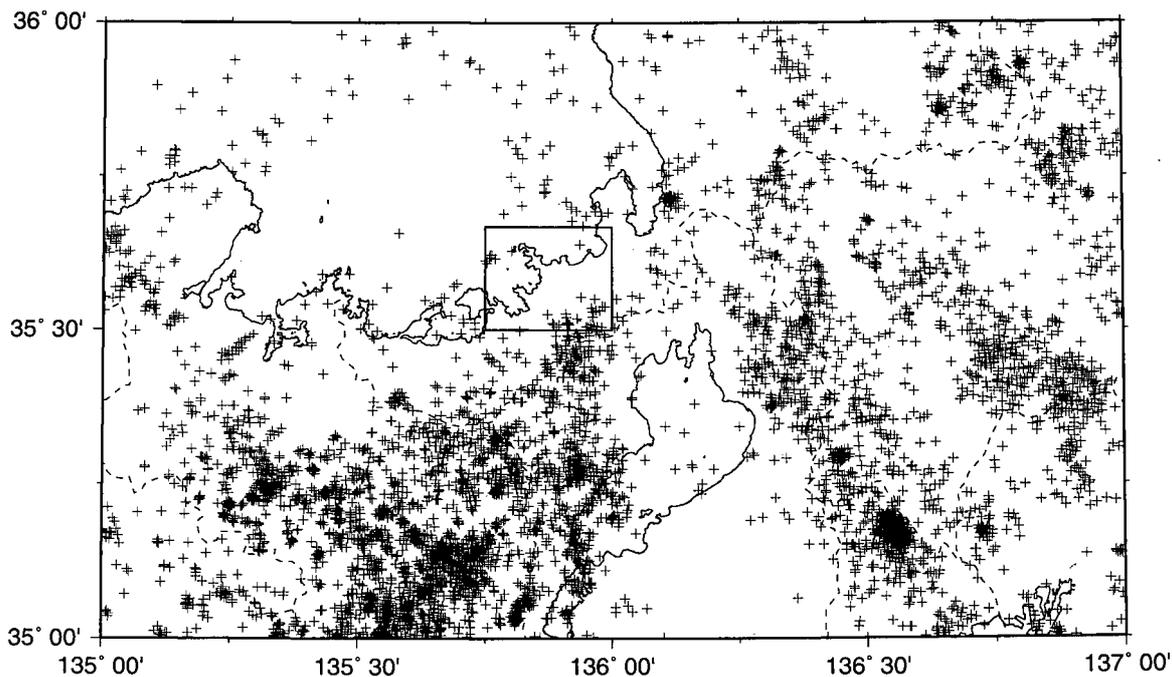
る。これに対し小浜湾北西端に当たる鋸崎では、標高 15 m 付近に最終間氷期の海成段丘面が認められる(岡田, 1978)。これらのことから、最終間氷期以降に小浜湾の東部と西部の間で 75 m 以上の北東落ち上下変位が生じた可能性を指摘できる。この間の平均変位速度は約 0.6 mm/yr に達する可能性が高い。

鋸崎の東沖には、小浜湾断層(細野ほか, 1976)と呼ばれる更新統を東落ちに変位させる断層が存在し、その活動によって小浜湾の東西で上下変動が生じた可能性がある。しかし、熊川断層と小浜湾断層の接合部に当たる小浜湾内には明確な断層は確認できない(細野ほか, 1976)ため、両断層の関係については今後検討の余地がある。

VII. 2 地震活動

西津地域を中心とする近畿地方北部-若狭地方周辺で発生した浅い地震(深度 30 km 以浅)の震央を、第 75 図に示す。この図に示される範囲では、福井平野東部、柳ヶ瀬断層周辺、及び丹波高地周辺などで多くの小規模地震が発生している。これらのうち福井平野東部と柳ヶ瀬断層周辺の地震は、それぞれ 1949 年福井地震(マグニチュード 7.1)ならびに 1909 年江濃(姉川)地震(マグニチュード 6.9)の余震と考えられる。近畿地方北部の小規模地震の震源分布を詳しく解析した Ito (1990)によると、本地域を含む若狭湾周辺の浅い地震が発生する地震発生層の下限深度は 17-20 km 程度と、概ね一定である。本地域は、日本列島の中でも特に活断層の密度が高い近畿三角地帯の北西端に位置し、歴史時代に周辺地域で大きな被害地震が発生している。

若狭地方全域における歴史時代の主な被害地震を、第 14 表にまとめる。若狭地方には中世以降の豊富な文書史料が残されているものの、近世以前の地震記録に関しては史料地震学的な検討が充分行われているとは言えず、記録の見落としや信憑性の低い史料による誤解が残され



第75図 近畿地方北部における地震の震央分布
1991-2000年に気象庁観測網で観測された深度30 km以浅のすべての地震の震央を示す(活断層研究センター堀川晴央氏作図)。図中央付近の枠は西津地域を示す。

第14表 若狭地方における歴史時代の被害地震

①：東京大学地震研究所(1981, 1982, 1983, 1984, 1988), ②：服部ほか, (1996)。マグニチュードは～宇佐美(1996)による。

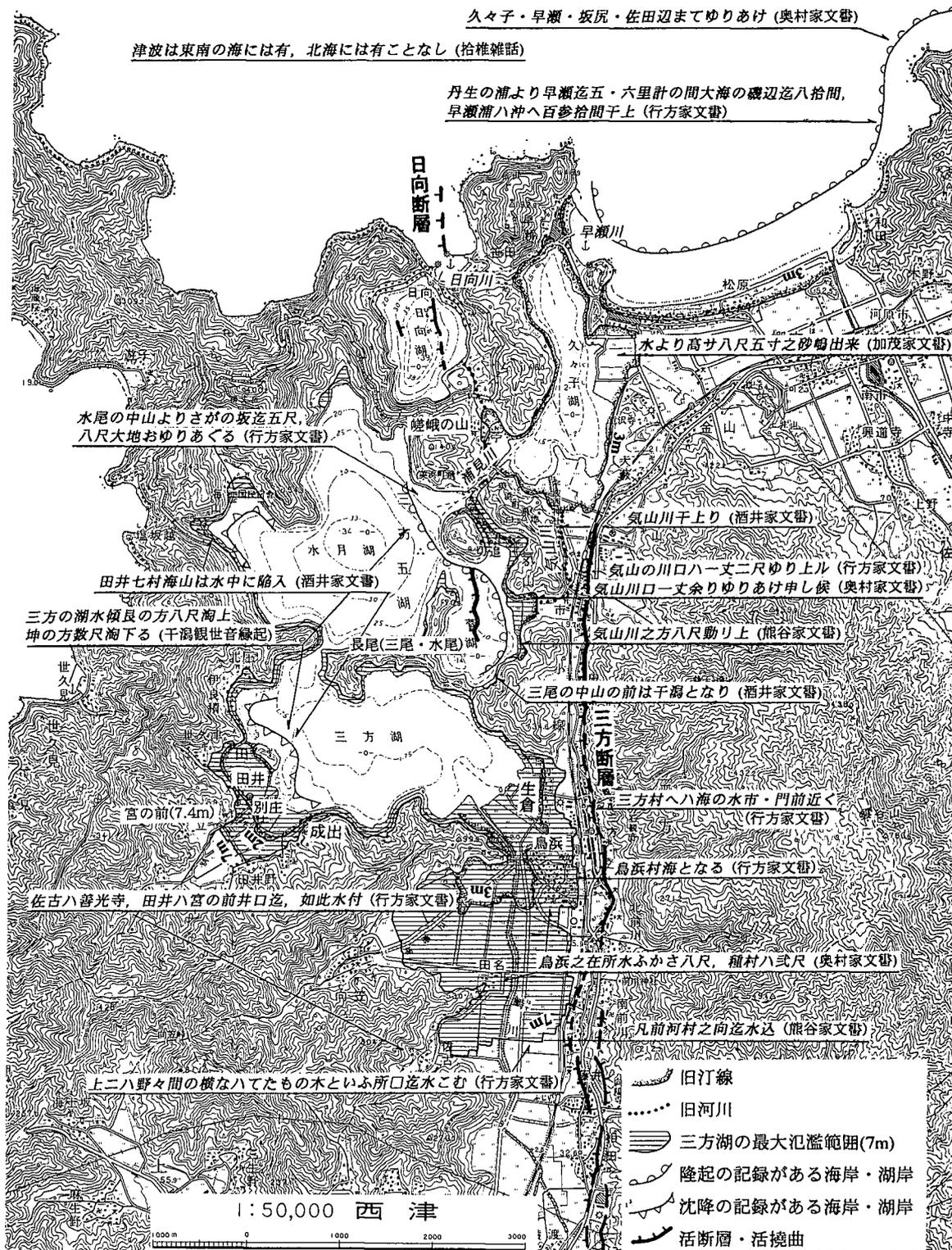
発生日月		マグニチュード	被害等の状況	出典	備考
西暦	和暦				
748年12月9日	天平二十年十一月十一日		敦賀で地変の記録あり	①②	
1325年12月5日	正中二年十月二十一日	6.5±1/4	琵琶湖北部地方で被害大, 敦賀氣比神宮倒壊	①②	柳ヶ瀬断層の活動の可能性大
1544年12月12日	天文十三年十一月二十九日		越前・若狭地方で地震	②	
1662年6月16日	寛文二年五月一日	7 ¹ / ₄ ~7.6	若狭-近江西部で被害大, 地殻変動に関する記録多い	①②	日向断層・三方断層・花折断層(北部)の活動の可能性大
1683年7月11日	天和三年閏五月十七日		若狭三郡で死者35名	①②	
1748年1月27日	延享四年十二月二十七日		若狭三郡で死者615名	①②	酒井家年表史料稿本に記録なし
1963年3月27日	昭和38年3月27日	6.9	若狭湾沖合いの地震	②	

ている可能性も否定できない。これらの歴史時代の被害地震のうち、1662年(寛文二年)の地震は最も規模が大きく、かつ西津地域内の活断層が活動したと考えられる点で重要である。この地震による地殻変動は多くの文書史料に記されており、宇佐美(1978)、東京大学地震研究所(1982, 1988)、大長・松田(1982)、岡田(1984)、三木(1992)、小松原ほか(1999b)などの多くの研究が行われている。これらの研究により、寛文二年の地震時に久々子湖、周辺が約3 m、菅湖東岸が約3-4 m隆起したことが明らかになった(第76図)。その結果、菅湖から気山川を通して久々子湖に排水されていた三方湖などの湖の水位が最大で標高7 m付近まで上昇し、この水位を下げるために行われた浦見川の開削によって、三方湖などの周囲の環境が大きく変化した。

このような文書史料に記された地殻変動は、日向断層

の活動によって引き起こされたとして合理的に説明できる(岡田, 1984; 小松原ほか, 1999a)。また、日向断層が極めて新しい地質時代に活動していることは、岡田(1984)や金田ほか(2000)に記された海岸部の離水波食洞などの高度分布をも良く説明する。さらに、杉山ほか(1998)はトレンチ調査の結果から野坂断層がこの地震時に活動した可能性が高いことを示した。

最近発生した地震としては、西津地域北方の海域で発生した1963年若狭湾地震(マグニチュード6.9)が目される。この地震の震源は野坂断層沖合いの断層の北西方のごく浅い海底にあり、北東-南西走向で右横ずれの断層活動によると考えられている(Abe, 1984)。この地震の深央付近には北東-南西走向北落ちの断層が知られており(山本ほか, 2000)、野坂断層などと共役な断層の活動と考えることができる。



第 76 図 1662 年(寛文二年)の地震による三方五湖周辺の地殻変動と地震後の浸水範囲(小松原ほか, 1999a)

VIII. 災 害 地 質

(小松原 琢)

VIII. 1 土石流災害

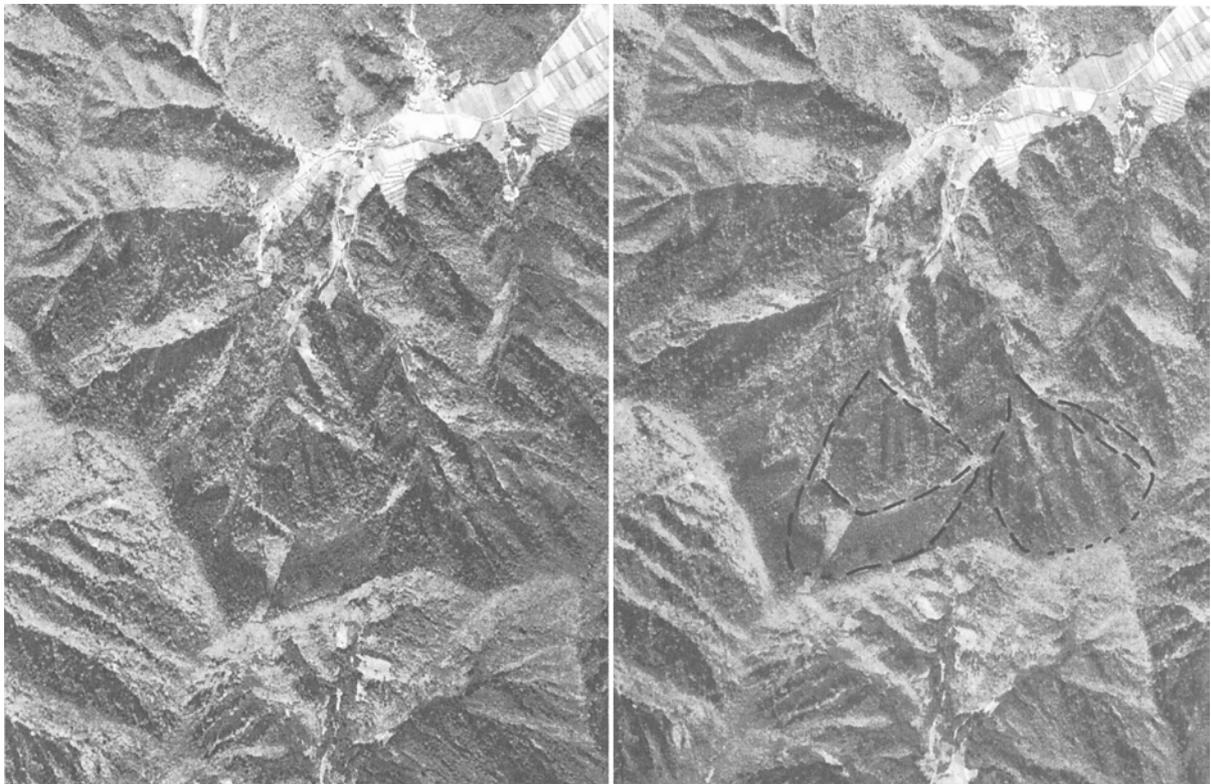
西津地域の山地は標高に対して起伏量が大きく、急な河床勾配の河川が少なくない。特に雲谷山周辺では、表層に厚い風化層が発達する花崗岩類(雲谷山花崗岩)が分布するため、山地の表層崩壊が発生しやすい。また平均河床勾配 10° 以上の急勾配の河川も多いため、土石流が発生しやすい地形・地質条件を備えている。このような状況から、西津地域の中小河川の多くが土石流危険溪流に指定されている(敦賀土木事務所, 1999; 小浜土木事務所, 1997)。歴史的にも、1953年9月の台風13号や1965年9月の台風24号により、三方町の観音川をはじめとする多くの河川で土石流災害が発生し、主として扇状地や山麓の段丘面上の集落に被害を与えた記録がある(服部ほか, 1996; 三方町史編集委員会編, 1990)。

VIII. 2 地すべり・崩壊

西津地域の山地には、スプーンで抉りとったような馬

蹄形ないしボトルネック状の平面形と浅い凹型の断面形を呈する、幅100m以上の比較的規模の大きな浸食地形が多く認められる(第77図; 地質図に地すべり及び大規模崩壊地形として記入)。その多くは尾根頂部に滑落崖状ないし溝状地形を伴い、谷底に至る一連の斜面を構成する。このような一連の浸食地形は、主としてすべり面を境として岩盤が塊状に滑動ないし剝落する移動土砂量が 10^5 - 10^6 m³程度のマスマーブメントによって作られたと考えられる。こうした特徴的な浸食地形は、(1)内陸部の丹波テレーンの緑色岩及び泥質混在岩が分布する地域、ならびに(2)海岸の急斜面に発達し、しかも比較的大規模をものが見られる。さらに、(3)断層や岩脈の近傍にも比較的小規模なものが認められる。

(1)の地域では、傾斜が 20° 前後の流れ盤型の斜面(層理面や劈開面をどの面構造と斜面の傾斜が同方向)が見られ、地すべり及び大規模崩壊地形が多く発達している。ここでは、斜面に塊状の移動岩塊が残留した岩盤すべり状の地形を呈し、地すべり堆積物を伴うものが多い。こうした地形・地質条件は、地すべりや大規模崩壊が発生



第77図 大規模マスマーブメント地形(三方町河内南方)
国土地理院1974年撮影(CB74-12X C8-9, 10)

しやすい素因をもつとすることができる。一方、花崗岩類の分布地域ではその周辺部を除いて地すべり及び大規模崩壊地形はまれである。

(2)の海岸の急斜面では浅い馬蹄形の谷地形が発達し、表層を覆う薄い堆積物を除き移動岩塊はほとんど認められない。また、基岩の岩質や構造と地すべり及び大規模崩壊の発達程度との相関関係は内陸に比べて顕著でない。移動速度と工学的観点からこれらのマスマーブメント活動には、地すべりに分類される緩慢な滑動と、崩壊に分類される急速な岩塊の移動の2つの様式が考えられる。単純に地形から両者を区分することは難しいが、本地域の地すべり・崩壊は比較的急な傾斜の斜面に発達することから、急速な岩塊の移動によって形成された可能性が高い。またこれらの浸食地形が発達する場所では、不安定な土砂が表層を覆って堆積していることが多く、それらによる表層崩壊が発生しやすい。敦賀土木事務所(1999)に示された地すべり防止区域は、こうした浸食地形の中に位置する。

(3)では、(1)(2)に比べて小規模な崩壊地形が多く発達する。一方、断層近傍を除く花崗岩類や丹波テレーンの砂岩・チャートなどの分布域には、地すべり及び大規模崩壊地形はほとんど認められず、代わって幅の狭いガリー状の浸食地形が多く認められる。これは主として、著しく風化した岩盤の表層が崩壊したものである。こうした表層崩壊は個々の崩壊の規模は小さいが、豪雨時などに

多くの箇所が生じる危険があり、また急勾配河川に崩積土が堆積している場所では、土石流災害発生の危険性があり、注意を要する。

VIII. 3 地震危険度

西津地域内には、野坂断層とその沖合いの海底断層、耳川断層、及び三方断層・日向断層とその沖合いの海底断層の3つの断層系が発達する。このうち野坂断層は、寛文二年(1662年)の地震時に活動した可能性が指摘され(杉山ほか, 1998)、三方断層と日向断層は同地震時に活動した可能性が高いと考えられている(小松原ほか, 1999 a, b)。これらの活断層の平均活動間隔(地震の再来間隔)をそれぞれ約5000年及び約3000年として、断層活動が生じる確率を統計的に求めた杉山ほか(1999)と地質調査所活断層研究グループ(2000)によると、両断層ともに今後100年以内における活動を起す確率は0.2%未満と低い。しかし、耳川断層や若狭湾の海底断層については、未だ地震発生の危険度を求める調査は行われていない。さらに、西津地域北方及び東方に当る若狭湾東部海底には活動実態の明らかにされていない数多くの活断層が存在し、本地域南方の琵琶湖西岸活断層系は地震発生確率の高い活断層と考えられており(地質調査所活断層研究グループ, 2000)、近傍地域の活断層の活動に関する注意が必要である。

IX. 資源地質

(中江 訓)

IX. 1 鉱床

西津地域には小規模ながら幾つかの鉱床が認められ、その調査が行なわれた記録がある。しかしながら鉱山として稼行されたものは少なく、鉱床の殆どは小規模であり未開発のままである。現在ではすべての鉱山とも閉鎖されている。

IX. 1. 1 金属鉱床

(1) マンガン鉱床

三方町史編集委員会編(1990)によると、三方町内で少なくとも3カ所でマンガンの採掘が行なわれた記録があるが、採掘跡は確認できなかった。三方町北前川(三方中学校の裏手)では1950年(昭和25年)までマンガンが採掘されていたが、採算がとれず廃坑になった。また、三方町藤井の向陽寺谷(藤井鉱山)や河内(所在不明)においてもマンガンが採掘されたが、開発の時期などは明らかでない。これらの鉱山では付近の地質から判断して、新庄コンプレックスの小規模なチャート岩体を対象に採掘が試みられたと推定される。

藤井鉱山

三方町藤井の東方約2kmの串小川沿いに位置し、新庄コンプレックスの泥質混在岩に包有されるチャート岩体に発達したマンガン鉱床である(吉村, 1969)。ここでは1950年代まで採掘が行なわれていた(Matsubara and Kato, 1986)。

(2) 鉄及び銅鉱床

福良鉱山

梅丈岳東方約1kmの水月湖北岸の谷に位置し、周辺には世久見コンプレックス下部の緑色岩が露出する。北・矢野(1954)によると、鉱床は緑色岩中の節理または裂かを充填した石英脈であり、磁鉄鉱、黄鉄鉱、黄銅鉱などが含まれる。終戦まで稼行されていた。

猫目端^{ねこめはな}鉱床

三方町日向の北西海岸にあり、周辺には世久見コンプレックスの砂岩・泥岩が分布している。鉱床は泥岩の層理面に沿って胚胎した石英脈であり、磁硫鉄鉱、黄鉄鉱、黄銅鉱などを含む(塚脇・武市, 1954)。1845年(弘化2年)より銅を目的として採掘されたが、品質が悪く鉱量も多くないため、現在は稼行の対象となっていない(塚脇・天川, 1954; 塚脇・武市, 1954)。

IX. 1. 2 非金属鉱床

(1) 珪石

若狭珪石鉱山

西津地域北東部、美浜町太田の南東方約2kmの御岳山北斜面に位置し、御岳山を中心とした南北約3km・東西約3kmの範囲内である。御岳山周辺では、向笠コンプレックス下部の大規模な緑色岩-チャート複合岩体が東北東-西南西走向で北に40°-50°傾斜して分布している。福井県経済部商工課(1950)によると、1924年(大正14年)に珪石の所在が発見され、翌年採掘が始められた。さらに1932年(昭和7年)から本格的な採掘に着手した。本鉱山は、佐柿鉱床、麻生鉱床、山上鉱床、新庄鉱床、太田鉱床、及び無名の鉱床の、計6鉱床からなる。

各鉱床と周辺の地質については、安斎(1952)、鈴鹿ほか(1967)、瀧本ほか(1968)などが詳細に記述しているほか、塚脇・宮川(1954)による調査報告もある。これらによると、鉱床は上下2層の緑色岩に挟まれたチャート中に胚胎し、断続的ながら御岳山付近を北西-南東方向に約1.5kmにわたり発達している。採掘は最大規模の山上鉱床において最後まで続けられ、標高400-500mに分布するチャートを対象として露天掘切羽が展開された。珪石は主として、良質な赤白及び青白珪石で、炉材珪石として出荷していた。全体の推定埋蔵鉱量は、約900万tである。

吉田珪石

北・矢野(1954)によれば、三方町小川の西方1km程度の場所と推定される。ここには、世久見コンプレックスの泥質混在岩とともにチャート・緑色岩が海岸沿いに露出しており、チャートに附随して赤白珪石鉱床が見られる。珪石は比較的良質(SiO_2 が約96%、 Fe_2O_3 が約3%、 Al_2O_3 が約1.5%程度)であるが、これまでに採掘されたことはない。

(2) 石灰石

三方町内では、能登野、上野、向笠において生石灰を生産した窯跡が残されていることが、三方町史編集委員会編(1990)に記されている。能登野と上野の東方には、新庄コンプレックス中に比較的大きな石灰岩の岩体が幾つか挟在されているので、おそらくこの石灰岩が採掘されたと思われる。

能登郷谷鉱床

三方町能登野の東方約2kmに第1鉱体が、約2.7kmに第2鉱体が位置し、新庄コンプレックスの緑色岩岩体中に挟在される石灰岩が対象となった。塚脇・

第 15 表 西津地域における温泉一覧

地点	源泉名	源泉所在地	開発年次	源泉数	温度(℃)	湧出量(l/分)		泉質	利用者
1	和田 1 号泉	美浜町和田11-2-5	-	1	<25	75	動力	-	交流センター
2	和田郷市温泉	美浜町和田7-49	-	1	-	-	-	-	個人
3	久々子温泉	美浜町久々子79-1-3	既存	1	16.4	20	動力	単純放射能泉	ホテル
4		美浜町久々子8-15	-	-	-	-	-	-	未利用
5	早瀬 1 号泉	美浜町早瀬11-21	-	1	-	-	-	-	未利用
6	早瀬 2 号泉	美浜町早瀬6-4-1	S44	1	15.5	230	動力	Na・Ca-Cl泉	ホテル
7	日向温泉	美浜町日向47-41	S41	1	<25	17.2	動力	Na・Ca-Cl泉	未利用
8		美浜町日向19字嶋山下2-1	-	1	-	-	-	-	未利用
9	虹岳島温泉	三方町気山字切迫334	S41	1	13.5	15	動力	単純放射能泉	旅館
10	燈島温泉	三方町気山字切迫199-31-2	-	-	-	-	-	-	未利用
11	三方温泉	三方町三方43-5-8	S40	1	12.1	28	自噴	単純放射能泉	旅館

ナトリウム・カルシウム-塩化物泉=Na・Ca-Cl泉

天川(1954)によると、第 1 鉱体では過去に採掘した記録はあるものの、現在では稼行されていない。

(3) 雲 母

三方町三方周辺では、1852 年(嘉永 5 年)頃から 1876 年(明治 9 年)まで雲母を採掘した記録がある(三方町史編集委員会編、1990)。これは雲谷山花崗岩を採掘したものである。

(4) 長 石

美浜町久々子北西の飯切山には第 2 次大戦中に防空壕として掘られた坑道が 2 坑あり、長石鉱床(飯切山長石鉱床)が見られる。これは、断層によって破碎された花崗斑岩中に長石鉱床が発達したものであるが、鉱量が乏しく開発されていない(塚脇・武市、1954)。

IX. 2 温 泉

IX. 2. 1 概 要

西津地域内では、東半部の美浜町ならびに三方町に温泉が認められる。この地域での温泉の自然湧出は少なく、多くは昭和 40 年代に温泉の掘削・開発がなされたものである。これには、観光地である三方五湖周辺への定常的な観光客の誘致策としての意図があった。このため、福井県から委託された温泉調査が幾つか行われてた(例えば、塚野、1964; 初田、1965など)。

IX. 2. 2 源泉地及び泉質

温泉の源泉地調査は、福井県嶺南振興局敦賀保健所の源泉台帳をもとに美浜町役場・三方町役場、及び小浜保健所にて情報収集し、現地ですべての確認調査を行った。

その結果と、平成 8 年度福井県統計年鑑(福井県総務部情報政策課、1998)ならびに福井県嶺南振興局敦賀保健所の「温泉源泉台帳」・「温泉利用状況報告書(浴用、飲用利用分)」とをまとめたものを第 15 表に示す。なお本域内の小浜市ならびに上中町には温泉の報告は無い。源泉台帳によると、西津地域内には 11カ所の温泉が登録されており、そのうち 6カ所で利用されている。これらの源泉水はすべては摂氏 25℃ 以下であり、泉質はナトリウム・カルシウム-塩化物泉、または単純放射能泉である。源泉の多くは火成岩類の近傍に位置するとともに、活断層ないしその延長部近傍にあたるのが特徴である。美浜町和田は耳川断層の北方延長部に、美浜町久々子・早瀬と三方町三方は三方断層ないしその近傍、美浜町日向は日向断層の直上、さらに三方町気山は菅湖の湖底に伏する日向断層の北方延長に位置する。

(1) 美浜町和田

和田には 2カ所の温泉があるが、一般向けには利用されていない。和田 1 号泉(地点 1)はポンプにより毎分 75 l の温泉を汲み揚げており、地域の交流センターとして利用されている。また和田郷市温泉(地点 2)は民宿として利用されたが、現在では家庭用として個人で使用されている。

(2) 美浜町久々子

久々子には 2カ所の温泉の登録があるが、利用は 1カ所のみである。久々子温泉(地点 3)は古くからの湧出が知られており、ポンプによって毎分 20 l の温泉を汲み揚げており、ホテルの温泉として利用されている。未利用温泉(地点 4)の詳細については不明である。地元住人からの聞き取りと現地調査の結果から、久々子湖畔に揚

水用ポンプと思われる痕跡を確認したが、その真偽は定かでない。

(3) 美浜町早瀬

早瀬には2カ所の温泉の登録があるが、利用は1カ所のみである。早瀬1号泉(地点5)は、個人宅で井戸を掘った際に地下水に温泉成分が含まれていたことから登録の届け出を行ったが、温泉としての利用はされていない。早瀬2号泉(地点6)は昭和44年に開発され、ポンプにより毎分230ℓの湧出がある。早瀬温泉として旅館で利用されている。

(4) 美浜町日向

日向には2カ所の温泉の登録がある。日向温泉(地点7)は、日向保育所旧敷地において、昭和41年に掘削されポンプによる毎分17.2ℓの湧出があったが、利用されていない。もう1つの源泉(地点8)については、地元では、昭和30年代に日向湖の東岸で掘削され、一時期利用されていたとの情報が寄せられたが、詳細は不明であり、現地で源泉を確認するに至っていない。

(5) 三方町気山

気山には2カ所の温泉の登録がある。以前から数カ所

で掘削が行われていたが、現在では昭和41年に開発された虹岳島温泉(地点9)が旅館として利用されている。泉温13.5℃の単純放射能泉で、ポンプにより毎分15ℓの湧出がある。燈島温泉(地点10)は20-30年前までは利用されていたが、その詳細は不明である。

(6) 三方町三方

三方には源泉が1カ所ある。三方(三方ラドン)温泉(地点11)は、昭和40年に開発された泉温12.1℃の単純放射能泉で、毎分28ℓの湧出がある。利用者は三方町営旅館であったが平成10年に閉鎖され、平成12年に民間の旅館が新築された。

IX. 3 天然ガス

西津地域内では三方湖周辺の三方町鳥浜・田名・南前川などで明治初期以降、井戸を掘削し天然のガスを家庭用の燃料として利用していた(三方町史編集委員会編、1990)。昭和23年には地質調査所によって、天然ガスの成分・賦布状況・埋蔵量などの調査が行われた(工業技術庁地質調査所、1949)。

文 献

- Abe, K. (1974) Fault parameters determined by near- and far-field data: The Wakasa Bay earthquake of March 26, 1963. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol.64, p.1369-1382.
- 網谷克彦 (1995) 松原遺跡の発掘調査. 敦賀女子短期大学紀要, vol.10, p.11-23.
- 安斎俊男 (1952) 丹波地区炉材珪石調査報告 各説その6 若狭珪石. 地調月報, vol.3, p.36-38.
- 地質調査所活断層研究グループ(2000) 近畿三角地帯における活断層調査—主要活断層の活動履歴と地震危険度—. 第四紀研究, vol.39, p.289-301.
- 大長昭雄・松田時彦 (1982) 寛文二年の近江の地震. 萩原尊礼編, 続古地震, 東京大学出版会, p.203-230.
- 藤井純子 (1991) 福井県三方五湖西部および上中町南部より産出したジュラ紀放射状虫. 福井市立郷土自然科学博物館研究報告, no.38, p.23-39.
- 藤本秀弘 (1979) 滋賀県の花崗岩. 滋賀自然環境研究会地形地質調査部編, 滋賀県の自然 分冊 地形地質編, 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 (1955) 20 万分の1 福井県地質図及び同図幅説明書. 34 p.
- 福井県編 (1969) 15 万分の1 福井県地質図及び同図幅説明書. 117 p.
- 福井県編 (1985) 土地分類基本調査 敦賀・竹生島. 39 p.
- 福井県編 (1986) 土地分類基本調査 竹波・今庄. 44 p.
- 福井県経済部商工課 (1950) 福井県鉱業要覧. 70 p.
- 福井県総務部情報政策課 (1998) 平成8年度(第44回)福井県統計年鑑. 333 p.
- 福沢仁之 (1995) 天然の「時計」・「環境変動検出計」としての湖沼の年縞堆積物. 第四紀研究, vol.34, p.135-149.
- 福沢仁之・小泉 格・岡村 真・安田喜憲 (1994) 福井県水月湖の完新世堆積物に記録された歴史時代の地震・洪水・人間活動イベント. 地学雑誌, vol.103, p.127-139.
- 福沢仁之・小泉 格・岡村 真・安田喜憲 (1995) 水月湖細粒堆積物に認められる過去2,000年間の風成塵・海水準・降水変動の記録. 地学雑誌, vol.104, p.69-91.
- 福沢仁之・竹村恵二・林田 明・北川浩之・安田喜憲 (1996) 年縞湖沼堆積物から復元された三方湖とその周辺の最終氷期最寒冷期の古環境変動. 地形, vol.17, p.323-341.
- 船越素一 (1926) 若狭湾と北但馬及京都盆地を成す断層線の関係に就きて. 地球, vol.5, p.22-31.
- 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. Japan. 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.463-486.
- 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.
- 初田甚一郎 (1965) 三方五湖附近温泉源探査報告. 福井県編, 三方五湖周辺温泉源調査報告書(1), p.1-16.
- 服部 勇・西村真希・西尾裕子 (1996) 福井県における自然災害のリスト. 福井大学積雪研究室研究紀要, no.3 (日本海地域の自然と環境), p.91-136.
- 広川 治・磯見 博・黒田和男 (1958) 5 万分の1 地質図幅小浜及び同説明書. 地質調査所, 31 p.
- 広川 治・黒田和男 (1957) 5 万分の1 地質図幅鯉崎及び同説明書. 地質調査所, 22 p.
- 北陸第四紀研究グループ (1968) 北陸地方の第四系. 地団研専報, no.15, p.263-297.
- 細野武男・広島俊男・鎌田清吉 (1976) 小浜湾の第四系に関する音波探査. 地調月報, vol.27, p.15-22.
- Hujita, K. (1962) Quaternary crustal movements in the "Kinki Triangle", Southwest Japan. *Jour. Geosciences, Osaka City Univ.*, vol.10, p.21-23.
- Imoto, N. (1984) Late Paleozoic and Mesozoic cherts in the Tamba Belt, Southwest Japan (Part 1). *Bull. Kyoto Univ. Education, Ser. B*, no.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, 68 p.
- 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, 84 p.
- 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.
- Ishii, K. (1990) Provinciality of some fusulinacean faunas of Japan. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A. eds., *Pre-Cretaceous terranes of Japan*. Publication of IGCP project no.224, Osaka, p.297-305.

- 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, 42 p.
- 石渡 明・中江 訓 (2001) 福井県若狭地方の夜久野オフィオライトと丹波帯緑色岩. 日本地質学会第108年学術大会見学旅行案内書, p.67-84.
- 磯見 博・黒田和男 (1958) 若狭西部の地質—とく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., 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.
- Ito, K. (1990) Regional variations of the cutoff depth of seismicity in the crust and their relation to heat flow and large inland earthquake. *Jour. Phys. Earth*, vol.38, p.223-250.
- 伊藤政昭・白竹武夫・田中浩二 (1982) 三方五湖西部地域, いわゆる三遠三角地におけるジュラ紀型・トリアス紀型放射虫化石の発見—三方型流紋岩および砂質礫岩の産出と時代考証—. 福井市立郷土自然科学博物館研究報告, vol.29, p.19-25.
- 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.
- 海上保安庁水路部 (1980 a) 5万分の1沿岸の海の基本図 若狭湾東部(海底地形地質調査報告). 25 p.
- 海上保安庁水路部 (1980 b) 5万分の1沿岸の海の基本図 若狭湾西部(海底地形地質調査報告). 27 p.
- 金田平太郎・岡田篤正・小松原 琢 (2000) 若狭湾岸・三方五湖周辺における1662年寛文地震時の地殻変動. 月刊地球号外, no.28, p.119-126.
- 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, 366 p.
- 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, 437 p.
- 河合正虎 (1956) 飛騨山地西部における後期中生代の地殻変動—第1報(荒島岳南方山地の地質学的研究)—. 地質雑, vol.62, p.559-573.
- 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.
- 経済企画庁総合開発局 (1974) 縮尺20万の1土地分類図18(福井県)及び同付属資料. 67 p.
- 木戸 聡 (1986) 福井県美浜町耳川上流より産した放射虫化石. 敦賀高等学校研究集録, no.22, p.1-9.
- 木村克己 (2000) 丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスのラスト系と運動像. 地質学論集, no.55, p.181-202.
- 木村克己・牧本 博・吉岡敏和 (1989) 綾部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 104 p.
- 木村克己・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, 52 p.
- 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, 89 p.
- 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, 102 p.
- 北 卓治・矢野輝夫 (1954) 山東村竹波珪砂, 西田村吉田珪石, 八村福良鉱山調査. 福井県編, 地下資源の全貌1951-1953 調査報告, p.72-76.
- 国土地理院 (1980) 1/10,000 湖沼図「三方五湖」.
- 国土交通省土地・水資源局国土調査課 (2001) 全国地下水(深井戸)資料台帳 近畿編 I (福井県・大阪府・兵庫県・和歌山県). 661 p.
- 小松原 琢 (2001) 琵琶湖周辺の活断層—その成因について—. なまず・鯰一魚が結ぶ琵琶湖と田んぼ—(琵琶湖博物館5周年記念企画展第9回企画展展示解説書), p.59-64.
- 小松原 琢・水野清秀・金田平太郎・須藤宗孝・山根 博 (1999 a) 史料による1662年寛文地震時の三方五湖周辺における地殻変動の復元. 歴史地震, vol.15, p.81-100.
- 小松原 琢・水野清秀・寒川 旭・山崎晴雄 (1999 b) 三方断層のトレンチ調査と寛文地震時の地殻変動に関する検討. 地質調査所速報, no. EQ/99/3 (平成10年度活断層・古地震調査概要報告書), p.197-213.
- 小松原 琢・杉山雄一・水野清秀 (2000) 若狭湾中部, 三方断層および野坂断層北方延長部の音波探査. 地質調査所速報, no. EQ/00/2 (平成11年度活断層・古地震調査概要報告書), p.89-118.
- 工業技術庁地質調査所 (1949) 福井県三方郡八村天然ガス調査報告. 商工省地質調査所速報, no.81, p.1-10.
- 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, 64 p.
- 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, 97 p.
- 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, 93 p.
- 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, 72 p.
- 黒田和男 (1968) 20万分の1地質図 宮津. 地質調査所.
- 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. 砕屑性堆積物研究会報, no.4, p.23-32.
- 町田 洋 (1981) 鳥浜貝塚で見い出された火山灰層. 福井県教育委員会編, 鳥浜貝塚 1980 年度発掘調査概報, p.102-106.
- 町田 洋・新井房夫 (1976) 広域に分布する火山灰—始良 Tn 火山灰の発見とその意義—. 科学, vol.46, p.339-347.
- Matsubara, S. and Kato, A. (1986) Mineral chemistry of contact metamorphosed manganese ores from the Fujii Mine, Fukui Prefecture, Japan. *Mem. National Sci. Museum, Tokyo*, vol.19, p.7-18.
- 松田哲夫 (1976) 丹波帯地向斜性堆積物の層位学的研究. 日本地質学会第 83 年学術大会講演要旨, p.49.
- 松井和夫 (1989) 福井県三方五湖東方の段丘を被覆する土壌中の火山灰について. 名古屋地学, vol.51, p.2-7.
- 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, 293 p.
- 松浦浩久・栗本史雄・寒川 旭・豊 遥秋 (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, 110 p.
- 三方町史編集委員会編 (1990) 三方町史. 福井県三方町, 1290 p.
- 三木晴男 (1992) 江戸時代の地震災害—寛文二年五月一日近江地震の場合—. 中島暢太郎・三木晴男・奥田節夫編, 歴史災害のはなし, 思文閣, p.77-169.
- 三浦 静・若狭団体研究グループ (1969) 福井県若狭地方の洪積統. 福井大学教育学部紀要 II (自然科学), no.19, p.57-70.
- 水野清秀・小松原 琢・山崎晴雄 (1999) 音波探査及びボーリングによる三方五湖低地帯の地下構造. 地質調査所速報, no. EQ/99/3 (平成 10 年度活断層・古地震調査概要報告書), p.187-195.
- 百原 新 (1993) 近畿地方とその周辺的大型植物化石相. 市原 実編, 大阪層群, 創元社, p.256-270.
- 武蔵野 実 (1984) 丹波地帯の 2 組の地層群における砕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) 丹波帯の構造的に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) 福井県小浜地域および滋賀県霊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.
- 武藤俊充・石渡 明 (2000) 福井県小浜市川辺における丹波帯緑色岩の岩石学的多様性とその起源. 日本地質学会第 107 年学術大会講演要旨, p.276.
- 内藤一樹・高木哲一 (1998) ガラスピード法 (5 倍希釈) による岩石の螢光 X 線主成分・微量成分分析. Open-file report, Geol. Surv. Japan, no.331, 99 p.
- 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 (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.
- Nakae, S. (2001) Permian radiolarians from cherts of the Tamba Terrane in the Nishizu district, Fukui, Southwest Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.52, p.245-252.
- Nakae, S. (2002) Triassic and Jurassic radiolarians from the Tamba Terrane in the Nishizu district, Fukui, Southwest Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.53, p.51-59.
- 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, 71 p.
- 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, 71 p.
- 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.
- 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.
- 小浜土木事務所 (1997) 嶺南振興局小浜土木事務所管内土砂災害危険箇所(1/50,000 地図).
- 岡田篤正 (1978) 若狭湾岸地域における主に最終氷期以後の海水準変動と地形発達. 地理学評論(Ser.A), vol.51, p.131-146.
- 岡田篤正 (1984) 三方五湖低地の形成過程と地殻変動. 鳥浜貝塚—縄文前期を主とする低湿地遺蹟の調査, vol.4 (1983年度調査概報), p.9-42.
- 岡田篤正・東郷正美編 (2000) 近畿の活断層. 東京大学出版会, 395 p.
- 岡田孝雄 (1993) 三方五湖の諸運河(堀切)の歴史—日向・長尾・浦見・嵯峨—. 三方古文書を読む全編, 三方五湖の漁業(下)—日向湖と嵯峨隧道, 堀切—, p.43-58.
- 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 敦賀図幅及び同地質説明書. 地質調査所, 191 p.
- Ozawa, T. and Kobayashi, F. (1990) Carboniferous to Permian Akiyoshi Limestone Group. In, *Fossil and recent benthic foraminifera in some selected regions of Japan*, Guidebook for field trips organized on the occasion of forth international symposium on benthic foraminifera, Sendai, p.E1-E31.
- Ross, C. A. (1995) Permian fusulinaceans. In Scholle, P. A., Peryt, T.M. and Ulmer-Scholle, D.S. eds., *The Permian of Northern Pangea, volume 1: paleogeography, paleoclimates, stratigraphy*, Springer-Verlag, p.165-184.
- 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 Gakuzei Univ., ser.B*, vol.10, p.35-67.
- 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.
- 坂口重雄・長谷川 巧・森本啓一 (1973) 福井県小浜市附近の地質. 大阪教育大学紀要, vol.22, p.55-67.
- 坂口重雄・平岡由次・柴山元彦・曾我一郎 (1970) 京都西山地向斜堆積物の研究. 大阪教育大学紀要, vol.19, p.13-31.
- 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 the Inner Zone of Southwest Japan. *The Island Arc*, vol.9, p.81-96.
- 笹嶋貞雄 (1962) 福井県小浜平野の地形・地質と地下水について I. 小浜平野およびその周辺の地形と地質. 福井大学学芸学部紀要 II (自然科学), no.12, p.89-102.
- 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.
- 滋賀県編 (1988) 土地分類基本調査 竹生島. 64 p.
- 滋賀自然環境研究会編 (1979) 滋賀県地質図. (滋賀県の自然 分冊 地形地質編 付図), 滋賀県自然保護財団.
- 志岐常正・林 勇夫 (1985) 第 24 章 若狭湾 I 地質. 日本海洋学会沿岸海洋研究部会編, 日本全国沿岸海洋誌, 東海大学出版会, p.947-957.
- Steinger, R.H. and Jager, E. (1977) Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, vol.36, p.359-362.
- 杉山雄一・寒川 旭・吉岡敏和・佐竹健治 (1998) 野坂断層の活動履歴調査. 地質調査所速報, no. EQ/98/3 (平成 9 年度活断層・古地震調査概要報告書), p.113-124.
- 杉山雄一・下川浩一・栗田泰夫・佐竹健一・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. 地質調査所速報, no. EQ/99/3 (平成 10 年度活断層・古地震調査概要報告書), p.285-309.
- 鈴鹿恒茂・勝島秀夫・吉本 淳・松山幸弘 (1967) A 若狭地区. 国内鉄鋼原料調査, 第 5 報, 通商産業省鉱業審議会鉱山部会, p.361-367.
- 田結庄良昭・加々美寛雄・柚原雅樹・中野 聡・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.
- 竹村恵二・北川浩之・林田 明・安田喜憲 (1994) 三方湖・水月湖・黒田低地の堆積物の層相と年代—三方低地の最終間氷期以降の堆積環境—. 地学雑誌, vol.103, p.233-242.
- 瀧本 清・鈴鹿恒茂・大屋 峻 (1968) 若狭珪石鉱山の地質および鉱床. 水曜会誌, vol.16, p.607-610.
- 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) 丹波地帯の古生界(その 2)—京都府北桑田郡京北町の古生層—. 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)―福井県遠敷郡名田庄村南部のI型地層群―. 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射虫化石の発見. 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層界序. 日本地質学会関西支部報, no.102, p.2-3.
- 東郷正美 (1974) 琵琶湖北岸・野坂山地の変動地形. 地理学評論, vol.47, p.669-683.
- 東京大学地震研究所 (1981) 新収日本地震史料, 第1巻. 日本電気協会, 193 p.
- 東京大学地震研究所 (1982) 新収日本地震史料, 第2巻. 日本電気協会, 575 p.
- 東京大学地震研究所 (1983) 新収日本地震史料, 第3巻. 日本電気協会, 961 p.
- 東京大学地震研究所 (1984) 新収日本地震史料, 第4巻. 日本電気協会, 870 p.
- 東京大学地震研究所 (1988) 新収日本地震史料, 補遺. 日本電気協会, 1222 p.
- 辻 誠一郎・植田弥生・木村勝彦 (1995) 福井県三方低地帯南部における完新世湿地林の復元と古生態. 植生史研究, vol.3, 61-70.
- 塚野善蔵 (1964) 福井県三方町・美浜町温泉徴候調査報告. 福井県, 21 p.
- 塚野善蔵 (1965) 若狭湾地域の地形と地質. 日本自然保護協会調査報告, no.16, 若狭湾国定公園学術調査報告, 日本自然保護協会, p.9-35.
- 塚脇祐次・天川佳広 (1954) 十村, 熊川村地内石灰石鉱床, 北西郷村磁硫鉄鉱床調査. 福井県編, 地下資源の全貌 1951-1953 調査報告, p.194-201.
- 塚脇祐次・宮川彦一郎 (1954) 嶺南地区若狭けい石鉱山, 敦賀セメント鉱山, 品川飯盛鉱山調査. 福井県編, 地下資源の全貌 1951-1953 調査報告, p.65-71.
- 塚脇祐次・武市敏雄 (1954) 愛発村地内石灰石鉱床, 三方郡梅丈岳周辺調査. 福井県編, 地下資源の全貌 1951-1953 調査報告, p.221-227.
- 敦賀土木事務所 (1999) 嶺南振興局敦賀土木事務所管内土砂災害危険箇所(1/50,000 地図).
- 植田弥生・辻 誠一郎 (1995) 三方低地帯北部, 中山のスギ埋没株とその放射性炭素年代. 植生史研究, vol.3, p.33-35.
- 植村善博 (1992) 琵琶湖・三方五湖の地形と活構造. 1662(寛文2)年地震の地殻変動を訪ねて. 琵琶湖西岸―三方五湖付近の活構造巡検案内書, 断層研究資料センター, p.32-46.
- 宇佐美竜夫 (1978) 琵琶湖西岸地震. 宇佐美竜夫著, 大地震, そしえて文庫 34, そしえて, p.28-38.
- 宇佐美竜夫 (1996) 新編日本被害地度総覧. 東京大学出版会, 493 p.
- 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.
- 山本博文・上嶋正人・岸本漬行 (2000) 20万分の1海洋地質図 ゲンタツ瀬海底地質図説明書. 地質調査所, 35 p.
- 山本博文・梅田美由紀 (1993) 北陸沖日本海の地質構造とその意義. 福井市自然史博物館研究報告, no.40, p.13-26.
- 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, 80 p.
- 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.
- 山崎直方・多田文男 (1927) 琵琶湖北部地帯の地形学的研究. 地震研究所彙報, vol.2, p.85-108.
- 安田喜憲 (1982) 福井県三方湖の泥土の花粉分析的研究. 第四紀研究, vol.21, p.255-271.
- Yasuno, T. (1991) Discovery of Molluscan fossils and a tephra layer from the Late Pleistocene Kiyama Formation in the west of Fukui Prefecture, central Japan. *Bull. Fukui Mus. Nat. Hist.*, no.38, p.9-14.
- 吉田源市・西橋秀海・竹本健一・久田義之・西村貞浩・斎田一彦・中野聰志 (1991) 琵琶湖周辺の花崗岩質岩体. 滋賀県自然誌編集委員会編, 滋賀県自然誌(総合学術調査研究報告), 滋賀県自然保護財団, p.423-449.
- 吉田光広・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.
- 吉川文次 (1951) 福井県の地形区. 地理と社会, 福井県地理学会, p.1-4.
- 吉村豊文 (1969) 日本のマンガン鉱床補遺, 後編, 日本のマンガン鉱山. 九州大学理学部研究報告(地質学), vol.9, 特別号-2, p.486-1004.
- 吉岡敏和 (1992) 近畿地方北部のネオテクトニクス. 地調月報, vol.43, p.87-90.
- 吉岡敏和・荻谷愛彦・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. 地震第2輯, vol.51, p.83-97.



付図 化石産出地点, 年代測定用試料採取地点, 柱状図作成地点, 及びルートマップ図の位置
基図として国土地理院発行の5万分の1地形図「西津」, 及び「熊川」, 「竹生島」, 「敦賀」の一部を使用.

Geology of the Nishizu District

By

Satoshi NAKAE*, Taku KOMATSUBARA* and Kazuki NAITO**

(Written in 2001)

(ABSTRACT)

The Nishizu district, mainly located in western part of Fukui Prefecture, geologically belongs to the Inner Zone of Southwest Japan. The district includes three major geologic units: (1) Jurassic accretionary complex of the Tamba Terrane; (2) Late Cretaceous to Paleogene granitic rocks and dikes; (3) Quaternary non-marine sediments. The Tamba Terrane is intruded by the granitic rocks 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 Nishizu district comprise Late Carboniferous to Permian basaltic rocks and limestones of volcanic seamounts, Permian to Middle Jurassic cherts of pelagic realm, and younger terrigenous clastic rocks of Early to Middle Jurassic. Oceanic plate stratigraphy can be restored on 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 Nishizu district is tectonostratigraphically divided into three units; they are the Shinjō, Mukasa and Sekumi Complexes, in tectonically ascending order. **The Shinjō Complex** contains Permian basaltic rocks and limestones, Permian to Middle Jurassic cherts, and Middle Jurassic clastic rocks. **The Mukasa Complex** mainly consists of Late Carboniferous to Permian basaltic rocks and limestones, Permian to Early Jurassic cherts, and early Middle Jurassic clastic rocks. **The Sekumi Complex** is composed of Late Carboniferous to Permian basaltic rocks and limestones, Permian to Early Jurassic cherts, and Early Jurassic clastic rocks. These complexes are considered to be bounded by a low-angle fault each other.

Late Cretaceous to Paleogene

Late Cretaceous to Paleogene igneous rocks intrude into the surrounding Jurassic accretionary complex of the Tamba Terrane. **Kumodaniyama Granite** mainly consists of biotite granites, muscovite granites and two mica granites, and widely crops out at the eastern part of this district. K-Ar age from both biotites and muscovites of the granite indicates around 92 Ma. **Kōjaku Granite** in this district is composed of coarse- to medium-grained biotite granites, and is recognized at the northeastern area. 57–63 Ma for the age of the Kōjaku Granite is already reported. **Kugushi Granite porphyry** is composed of fine-grained granite porphyry and aplite and is distributed around Lake Kugushi at the central area. Its age is still unknown. **Dikes** consist mainly of diolite and granodiolite porphyry, and strike N-S and WNW-ESE. The N-S striking dikes generally extend several hundreds of meter long (maximum more than 5 km long). The WNW-ESE striking ones crop out with less than 1 km long.

Quaternary

Quaternary sediments in the Nishizu district is distributed around Lake Mikata-go-ko and along active faults. They are

* Institute of Geoscience

**Research Center for Deep Geological Environments

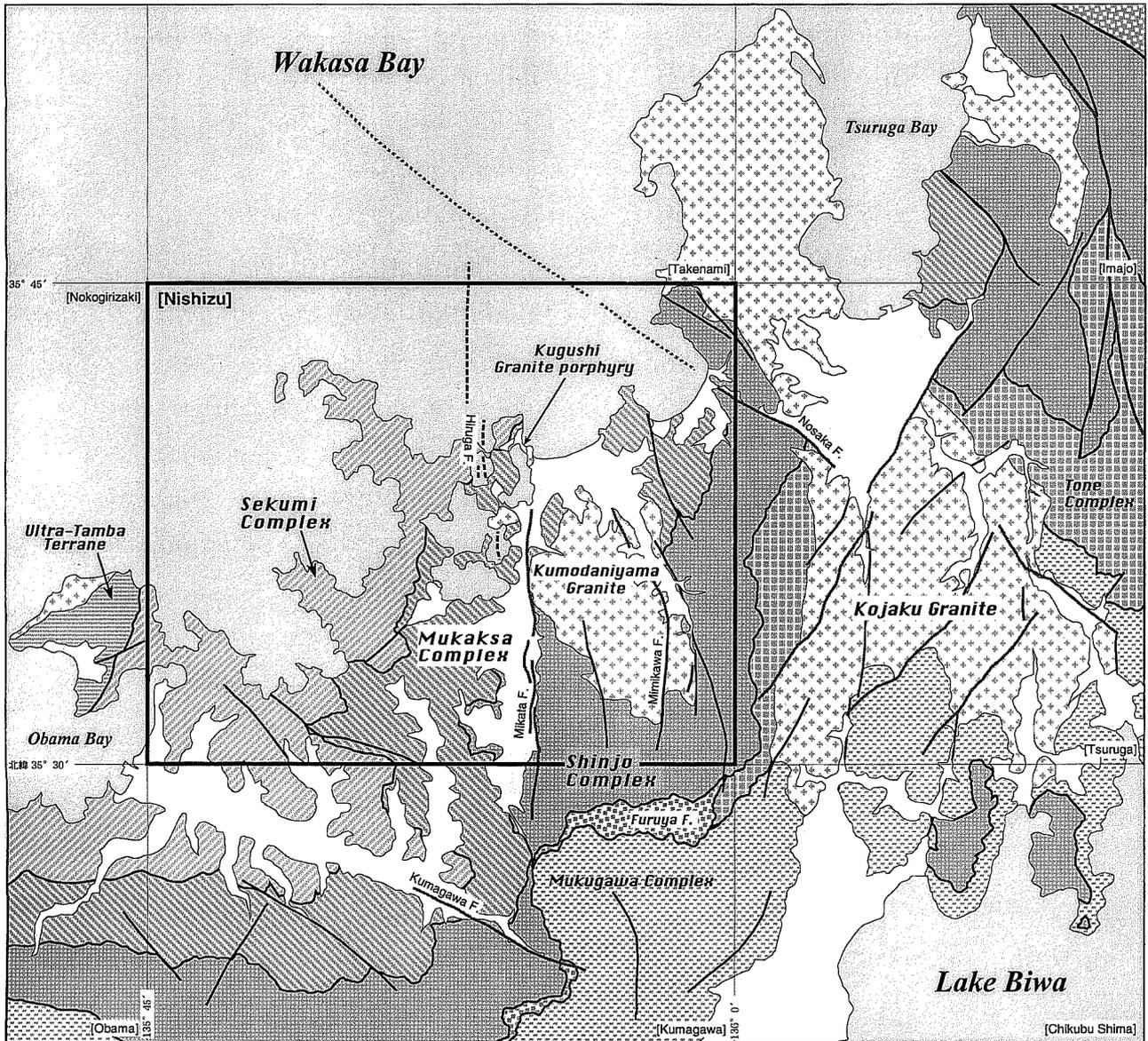


Fig. 1 Geological map of the Nishizu District
 Latitude and longitude values are referred to the Japanese Terrestrial Reference Frame.

divided into the Notono Formation, terrace deposits and alluvium.

Notono Formation

The Notono Formation is observed along the Mikata Fault and is mainly composed of weathered silt and gravel. This formation is inferred to be a Lower to Middle Pleistocene deposit.

Terrace deposits and alluvium

Terrace deposits are mainly distributed on the foot of Mt. Kumodani-yama in the eastern area. These deposits are mainly composed of gravel, sand and silt, and are divided into the Higher (undivided, II and I), Middle (II and I) and Lower (III to I) ones. The Higher and the Lower III terrace deposits were formed respectively in the Middle Pleistocene and Holocene, and the others were formed in the Late Pleistocene. Alluvium mainly consists of gravels, sand and mud.

Active faults

Four active faults are observed in the Nishizu district. The Nosaka, Mimikawa, Mikata and Hiruga Faults run in the eastern and central part of this district.

The Nosaka Fault is a left-handed strike-slip fault and extends NW-SE for about 30 km long. The Mimikawa Fault is a reverse fault and extends N-S or NW-SE for about 8 km long along the eastern margin of the Kumodaniyama Granite. The N-S extending Mikata Fault is an eastward-dipping reverse fault and runs for about 8 km long along the western margin

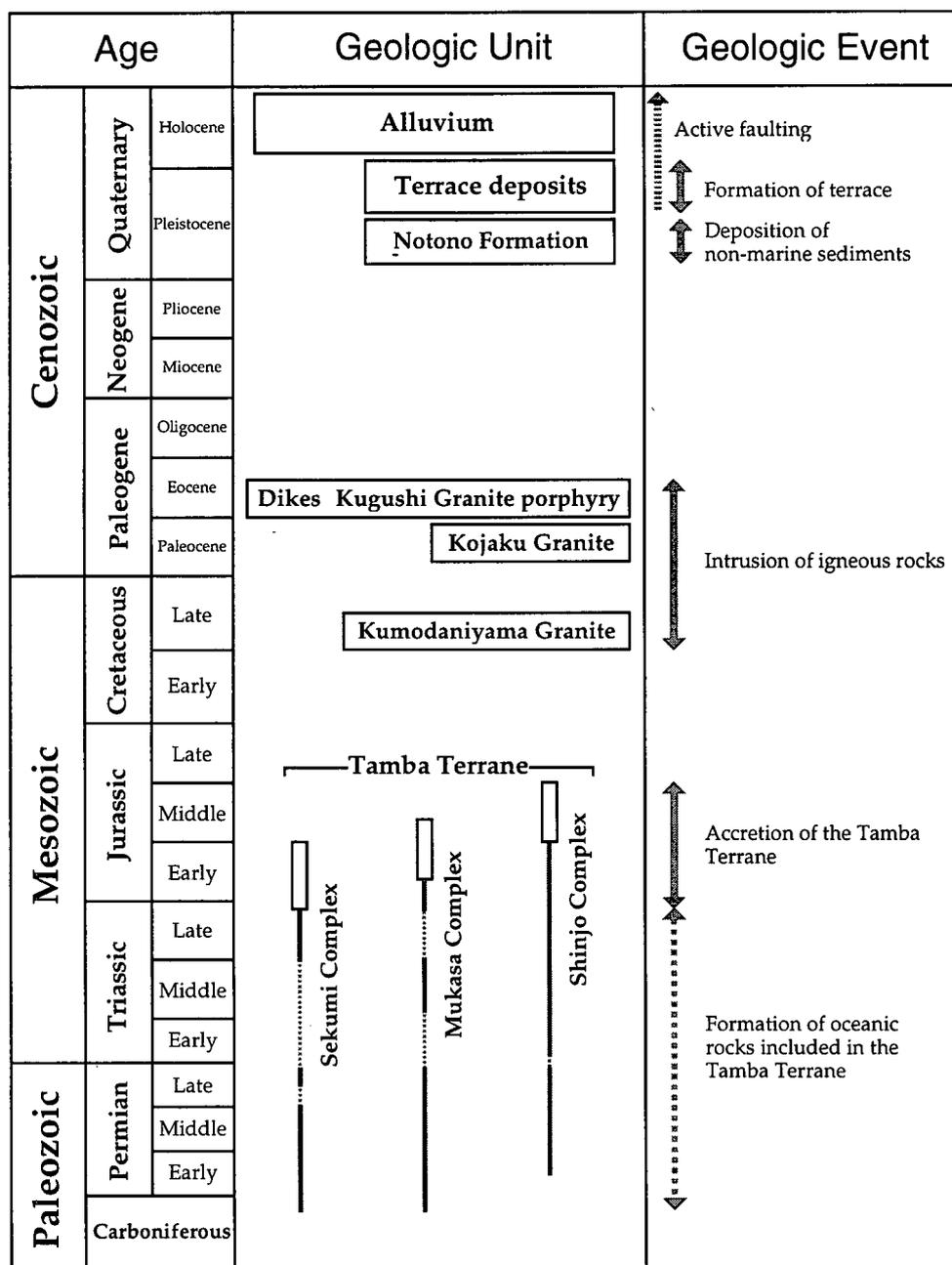


Fig. 2 Geologic summary of the Nishizu District

of the Kumodaniyama Granite. Paleoseismological studies on this fault indicate the last faulting was occurred in 1662. The Hiruga Fault extends N-S and runs about 5 km long.

Resources Geology

Several mines and hot springs in the Nishizu district are known, but all mines are closed or have not been worked. Manganese ore deposits related to cherts have been mined at Fujii and was closed in 1950's. From Hiruga, mining of pyrites, pyrrhotites, magnetites and chalcopyrites, related to quartz veins, were reported. Silicstones at Ota and Ogawa, and limestones at Notono, Ueno and Mukasa, mica at Mikata and feldspar at Kugushi were quarried. These mines and ore deposits are related to the rocks of the Tamba Terrane. There are 11 hot springs in this district and some of them are categorized into two spring types: simple radioactive spring and Na · Ca-Cl springs, according to their respective water chemistry.

執筆分担

I. 地形	中江 訓・小松原 琢
II. 地質概説	中江 訓・小松原 琢
III. ジュラ系丹波テレーン	中江 訓
IV. 上部白亜系-古第三系火成岩類	中江 訓・内藤一樹
V. 第四系	小松原 琢
VI. 地質構造	中江 訓
VII. 活断層及び地震活動	小松原 琢
VIII. 災害地質	小松原 琢
IX. 資源地質	中江 訓

文献引用例

全体引用の場合：

中江 訓・小松原 琢・内藤一樹 (2002) 西津地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 90p.

章単位での引用の場合：

中江 訓・小松原 琢 (2002) 西津地域の地質, I. 地形. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, p.1-6.

Bibliographic reference

In the case of the whole citation:

Nakae, S., Komatsubara, T. and Naito, K. (2002) Geology of the Nishizu district, Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 90 p. (in Japanese with English abstract 3 p.).

In the case of a partial citation:

Nakae, S. and Komatsubara, T. (2002) Geology of the Nishizu district, I. Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p.1-6. (in Japanese).

地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) 西津地域の地質

平成 14 年 4 月 24 日 発行

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

〒 305-8567 茨城県つくば市東 1 丁目 1-1 中央第 7

TEL 0298-61-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。
