

55(521.53)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

金沢(10)第79号

**NI-53-7-15**

## 敦 賀 地 域 の 地 質

栗本史雄・内藤一樹・杉山雄一・中江 訓

平 成 11 年

地 質 調 査 所

地域地質研究報告

5 万分の 1 地質図幅

金沢(10) 第 79 号

NI-53-73-15

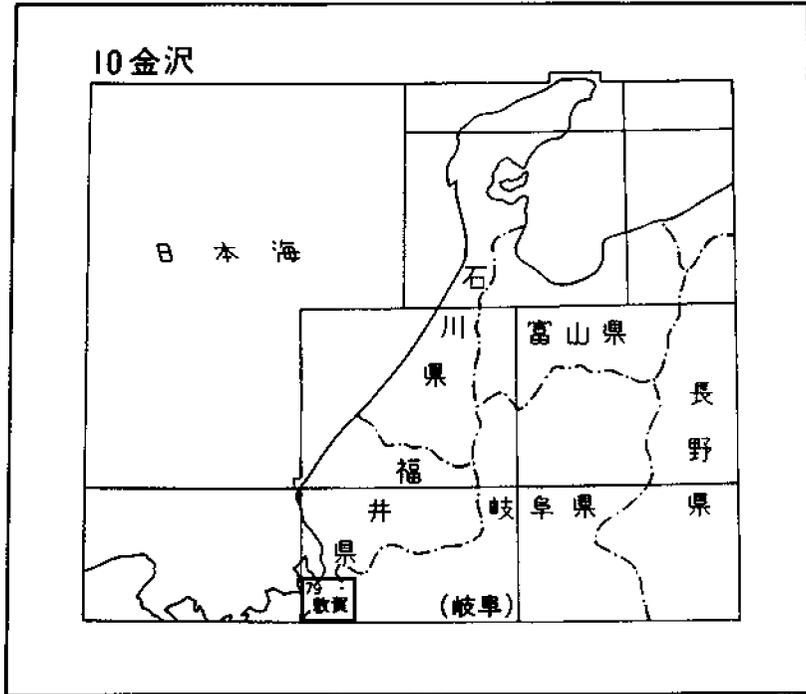
## 敦 賀 地 域 の 地 質

栗本史雄・内藤一樹・杉山雄一・中江 訓

平成 11 年

地 質 調 査 所

位置図



( )は1:200,000 図幅名

5万分の1 地質図幅索引図

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

10-66 竹波 Takenami NI-53-13-2 (未刊行, unpublished)	10-67 今庄 Imajo NI-53-7-14 (未刊行, unpublished)	10-68 冠山 Kanmuriyama NI-53-7-10 (未刊行, unpublished)
10-78 西津 Nishizu NI-53-13-3 (未刊行, unpublished)	10-79 敦賀 Tsuruga NI-53-7-15 (1999)	10-80 横山 Yokoyama NI-53-7-11 (未刊行, unpublished)
11-4 熊川 Kumagawa NI-53-13-4 (1998)	11-5 竹生島 Chikubu Shima NI-53-7-16 (未刊行, unpublished)	11-6 近江長浜 (長浜) Omi-Nagahama NI-53-7-12 (1956)

## 目 次

I . 地 形 .....	(栗本史雄) 1
II . 地質概説 .....	(栗本史雄) 4
III . 美濃 - 丹波帯 .....	(栗本史雄・中江 訓) 6
III. 1 研究史 .....	7
III. 2 概要 .....	8
III. 3 堆積岩コンプレックス .....	10
III. 3. 1 摺曲コンプレックス .....	10
III. 3. 2 尾羽梨コンプレックス .....	11
III. 3. 3 菅並コンプレックス .....	12
III. 3. 4 刀根コンプレックス .....	16
III. 3. 5 在原コンプレックス .....	16
III. 4 産出化石と地質時代 .....	19
III. 4. 1 紡錘虫化石 .....	19
III. 4. 2 放散虫化石 .....	19
III. 4. 3 地質時代 .....	22
III. 5 対比 .....	23
III. 6 地質構造 .....	24
IV . 火成岩類 .....	(内藤一樹) 25
IV. 1 江若花崗岩 .....	25
IV. 1. 1 中粒黒雲母花崗岩 .....	26
IV. 1. 2 粗粒黒雲母花崗岩 .....	28
IV. 1. 3 細粒斑状黒雲母花崗岩 .....	29
IV. 1. 4 放射年代 .....	31
IV. 2 岩脈 .....	31
IV. 2. 1 石英閃緑斑岩 .....	31
IV. 2. 2 花崗閃緑斑岩 .....	32
IV. 2. 3 細粒閃緑岩 .....	32
V . 第四系 .....	(杉山雄一) 32
V. 1 更新統 .....	32
V. 1. 1 高位段丘堆積物 .....	33
V. 1. 2 中位段丘・扇状地堆積物 .....	33

V. 1. 3 低位段丘・扇状地堆積物 .....	33
V. 2 完新統 .....	34
V. 2. 1 小扇状地堆積物 .....	35
V. 2. 2 沖積低地堆積物 .....	35
V. 2. 3 浜堤堆積物 .....	36
V. 2. 4 埋立地・干拓地 .....	37
V. 3 沖積低地下の第四系 .....	37
VI. 活断層 .....	(杉山雄一) 38
VI. 1 概説 .....	38
VI. 2 各説 .....	40
VI. 2. 1 野坂断層 .....	40
VI. 2. 2 敦賀断層 .....	43
VI. 2. 2. 1 敦賀断層北部 .....	44
VI. 2. 2. 2 敦賀断層南部 .....	44
VI. 2. 3 駄口断層 .....	49
VI. 2. 4 路原断層 .....	50
VI. 2. 5 集福寺断層 .....	51
VI. 2. 6 柳ヶ瀬断層 .....	51
VII. 資源地質 .....	(内藤一樹・栗本史雄) 57
文献	58
Abstract	59

## 図・表・図版目次

第 1 図 敦賀図幅地域の埋谷面図 .....	2
第 2 図 敦賀図幅地域の水系図 .....	3
第 3 図 敦賀図幅地域及び周辺地域の地質概略図 .....	5
第 4 図 敦賀図幅地域の地質総括図 .....	6
第 5 図 敦賀図幅地域の美濃・丹波帯のユニット区分図 .....	10
第 6 図 尾羽梨コンプレックスと菅並コンプレックスのルートマップ .....	12
第 7 図 尾羽梨コンプレックスの粗粒砂岩 .....	13
第 8 図 菅並コンプレックスの層状チャート .....	14
第 9 図 菅並コンプレックスのチャートと石灰岩の接触関係 .....	15
第 10 図 菅並コンプレックスの緑色岩 .....	15
第 11 図 刀根コンプレックスの混在岩 .....	17

第12図	刀根コンプレックスの酸性凝灰岩と珪質頁岩	18
第13図	刀根コンプレックスのホルンフェルス	18
第14図	敦賀図幅地域における美濃 - 丹波帯の岩相毎の化石時代	22
第15図	江若花崗岩と岩脈の代表的な岩相	26
第16図	敦賀図幅地域における火成岩類の貫入関係	27
第17図	江若花崗岩のモード組成	27
第18図	敦賀市雨谷南西のルートマップ	30
第19図	細粒斑状黒雲母花崗岩の産状	30
第20図	低位段丘・扇状地堆積物の花粉分析試料採取地点	34
第21図	野坂扇状地を構成する低位扇状地堆積物の花粉分析結果	35
第22図	敦賀市雨谷の黒河川東岸の低位段丘堆積物の柱状図	36
第23図	敦賀市雨谷の黒河川東岸の低位段丘堆積物の花粉分析結果	37
第24図	敦賀図幅地域及びその周辺に分布する主な活断層	39
第25図	長谷扇状地を横断する野坂断層沿いの変位地形	41
第26図	野坂断層による長谷扇状地の上下変位	41
第27図	長谷集落付近の野坂断層沿いの地形とトレンチ調査地点	42
第28図	野坂断層・Bトレンチの調査結果	42
第29図	野坂断層・Cトレンチの調査結果	43
第30図	敦賀市井川で実施された反射法地震探査及びボーリング調査の結果	44
第31図	敦賀市雨谷南方の敦賀断層南部沿いの低断層崖と断層露頭位置図	45
第32図	黒河川最上流域の敦賀断層南部沿いの変位地形とトレンチ・ピット調査地点	47
第33図	敦賀断層南部・aトレンチの調査結果	48
第34図	敦賀断層南部・bトレンチの調査結果	48
第35図	敦賀断層南部・cピットの調査結果	49
第36図	乗鞍岳北 - 西方の駄口断層沿いの変位地形	50
第37図	西浅井町沓掛付近の集福寺断層沿いの地形と地質	51
第38図	柳ヶ瀬断層周辺の埋谷面図と地形判読図	52
第39図	余呉町椿坂付近の柳ヶ瀬断層のトレースとトレンチ調査地点	53
第40図	余呉町下余呉 - 坂口付近の柳ヶ瀬断層沿いの変位地形	54
第41図	柳ヶ瀬断層・椿坂峠地区トレンチ調査結果(1)	55
第42図	柳ヶ瀬断層・椿坂峠地区トレンチ調査結果(2)	56
第43図	柳ヶ瀬断層・椿坂南地区トレンチ調査結果	56
第44図	石灰岩採掘現場	57
第1表	敦賀図幅地域から産出した紡錘虫化石	20
第2表	敦賀図幅地域から産出した放散虫化石	21

第3表	美濃 - 丹波帯のコンプレックスの対比 .....	23
第4表	江若花崗岩及び岩脈の K-Ar 年代測定結果 .....	31
Fig. 1	Geologic summary of the Tsuruga district .....	64
第 I 図版	敦賀図幅地域の美濃 - 丹波帯から産出した放散虫化石 (I) .....	69
第 II 図版	敦賀図幅地域の美濃 - 丹波帯から産出した放散虫化石 (II) .....	71
第 III 図版	敦賀図幅地域の美濃 - 丹波帯から産出した放散虫化石 (III) .....	73

## 敦賀地域の地質

栗本史雄\*・内藤一樹\*\*・杉山雄一\*\*\*・中江 訓\*

敦賀地域の地質図幅の作成は、地震予知のために設定された8ヶ所の特定観測地域の一つである「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たものであり、平成7-9年度の調査及び研究成果に基づいている。本地質図幅及び研究報告書をまとめるにあたっては、美濃-丹波帯を栗本・中江、火成岩類を内藤、第四系と活断層を杉山、資源地質を内藤・栗本がそれぞれ担当し、全体の取りまとめを栗本が行った。

美濃-丹波帯の放散虫化石の同定について、新潟大学の松岡 篤助教授にご教示を得た。厚くお礼申し上げます。

美濃-丹波帯の調査・執筆にあたっては地質部の斎藤 眞技官の協力を得た。本研究に用いた岩石薄片は、地質標本館試料調整課の野神貴嗣、大和田朗、ならびに北海道支所応用地質研究室の佐藤卓見の各技官の製作によるものである。

### I. 地 形

(栗本史雄)

敦賀図幅地域は北緯 $35^{\circ}30'$ - $35^{\circ}40'$ 、東経 $136^{\circ}$ - $136^{\circ}15'$ の範囲を占め、福井県と滋賀県の県境に位置する。行政区分としては福井県敦賀市、三方郡美浜町、滋賀県伊香郡余呉町、木之本町、西浅井町及び高島郡マキノ町にまたがる。本図幅地域は主として山地部分とその北面に広がる敦賀平野から構成され、

\*地質部, \*\*資源エネルギー地質部, \*\*\*地震地質部

Keywords : 1:50,000, geologic map, Tsuruga, Permian, Jurassic, Cretaceous, Paleogene, Quaternary, Mino-Tamba Terrane, accretionary complex, thrust, igneous rocks, Kōjaku Granite, biotite granite, dike, Higher terrace deposits, Middle terrace deposits, Lower terrace deposits, fan deposits, Alluvium, active fault, Yanagase Fault, K-Ar age, radiolaria,  $^{14}\text{C}$  age

北西部では若狭湾，南東部では琵琶湖に面する。

本図幅地域には柳ヶ瀬断層などの北西-南東ないし北北西-南南東走向の活断層と，敦賀断層などの北東-南西走向の活断層が存在する。前者は左横ずれ，後者は右横ずれの活動センスを示し，第四紀の東西圧縮性の応力場を反映した共役断層系をなしている。これらの断層は活断層として重要であるばかりでなく，基盤岩の構造運動に関しても重要な意味を持っており，特に柳ヶ瀬断層は基盤岩の地質構造にも大きな変位を与えている。

### 山地

本図幅地域の山地は南西方で丹波高地に，東方では伊吹山地につながる。第1図の埋谷面図に示すように最高峰で標高1,000mを越えるが，平均して山頂は標高400mから800m程度である。東隣の横山図幅地域，北東隣の冠山図幅地域及び南西隣の熊川図幅地域に向かって高度は増加していく。

本図幅地域中-西部の野坂山地<sup>こうじやく</sup>は，南北方向に延びる稜線と谷地形で特徴づけられる。このような南北性の地形は，この地域の江若花崗岩にみられる南北性の貫入構造や断層と調和的である。一方，本図幅地域東部の山地は，柳ヶ瀬断層に規制された北北西-南南東方向に延びる稜線と谷地形で特徴づけられる。柳ヶ瀬断層を境として，その東側では山地高度が西側より数100 m程度高く，これは同断層の東側



第1図 敦賀図幅地域の埋谷面図

幅500m以下の谷を埋谷。等高線の単位はm。ハッチ部は濃いものから600m以上，600-200m，200-100mを示し，白抜きは100m以下を示す。

上昇の累積変位を示している。

### 河川流域

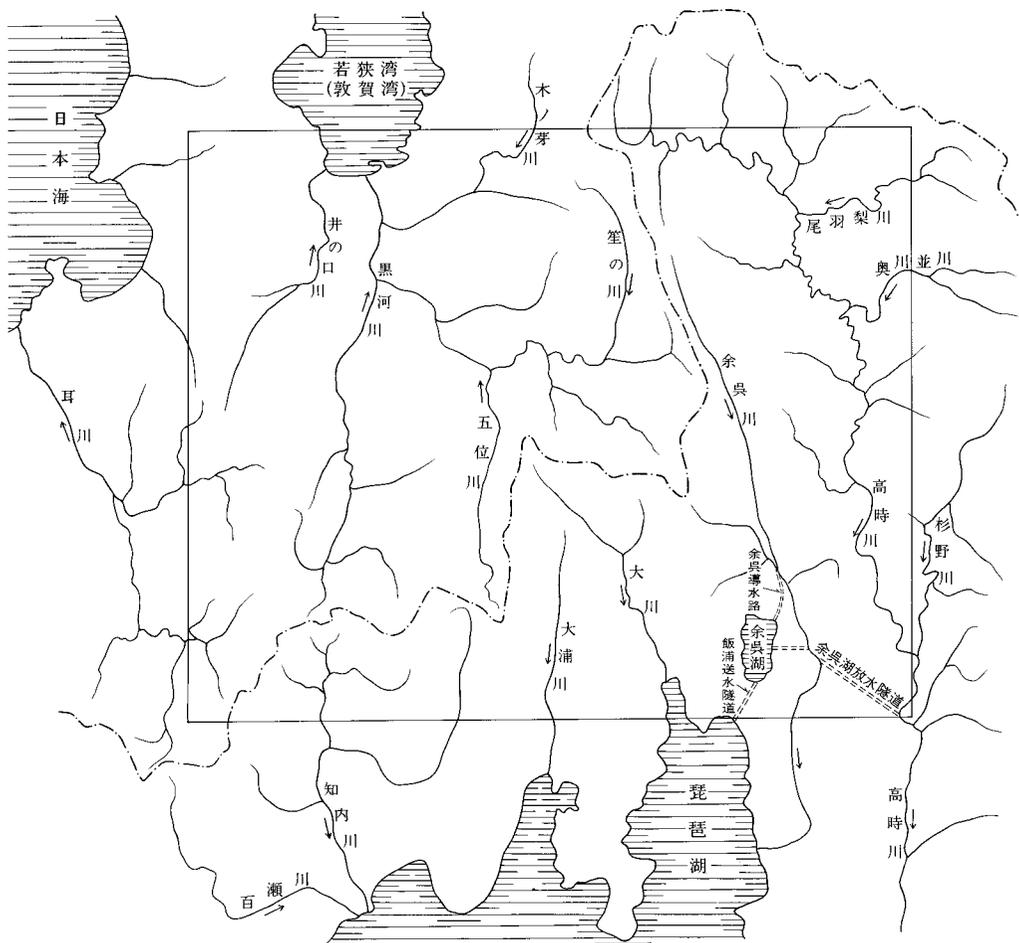
河川に沿って段丘が発達し、高位、中位、低位の3段が認められる。低位段丘が最も広く、高位段丘と中位段丘は狭い分布を示す。また、河川の谷口には小扇状地がよく発達している。

### 低地

沖積低地は標高約200 m以下の部分に相当する(第1図)。若狭湾(敦賀湾)及び日本海に面する沖積低地は標高100 m以下が大部分である。一方、琵琶湖や余呉湖の周辺の沖積低地ではほとんどが標高100-200 mの範囲である。

### 水系

水系図(第2図)に示すように、主要な河川は南北性の流れが卓越している。笙の川、五位川、黒河川、木の芽川、井の口川などは山間部を流れ、最後には敦賀平野を通過して若狭湾に注ぐ。一方、高時川、余呉川、大川、大浦川、知内川などは南方の琵琶湖に注ぐ。両水系の分水嶺は福井と滋賀の県境に一致する。余呉湖は水量調整の役目を果たし、余呉導水路を通して余呉川から余呉湖に水が流れ込み、さらに



第2図 敦賀図幅地域の水系図

余呉湖からは余呉湖放水隧道を経て高時川に至り、飯浦放水隧道を経て琵琶湖に放流されている。

## II. 地 質 概 説

(栗本史雄)

敦賀図幅地域は地体構造区分上、美濃-丹波帯に位置する。本図幅地域には美濃-丹波帯の堆積岩コンプレックスと火成岩類が広く分布し、平野部や河川流域において第四系がそれらを覆う。また、柳ヶ瀬断層、敦賀断層、野坂断層などの活断層が存在する。

敦賀図幅地域を含む周辺の地質概略図を第3図に、本図幅地域の地質総括図を第4図に示す。

### 美濃-丹波帯の堆積岩コンプレックス

美濃-丹波帯の堆積岩類は、海洋プレートの沈み込みの過程で形成された付加体と解釈されている。敦賀図幅地域は美濃帯と丹波帯との境界地域に位置し、両帯の関係や地層群の対比を考察するうえでも重要な地域である。

本図幅地域の美濃-丹波帯の堆積岩類はジュラ紀中期に形成された堆積岩コンプレックスを主体とする。岩相組み合わせや地質構造などの特徴に基づいて、構造的上位より、かしまがり 檜曲コンプレックス、おぼなし 尾羽梨コンプレックス、すがなみ 菅並コンプレックス、とね 刀根コンプレックス及びありはら 在原コンプレックスの5つのコンプレックスに区分できる。檜曲コンプレックスと刀根コンプレックスは混在岩相を、尾羽梨コンプレックスと在原コンプレックスは整然相をそれぞれ主体とし、菅並コンプレックスは混在岩相と整然相の両方から構成される。

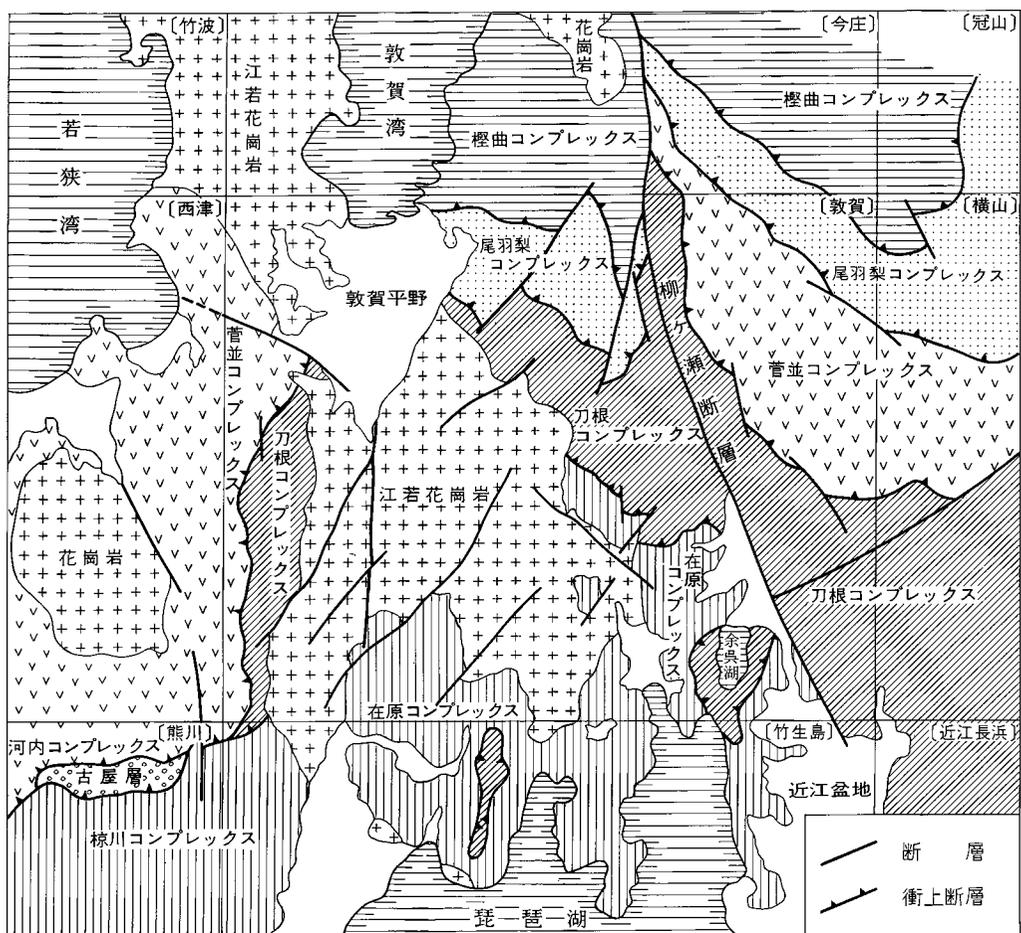
### 火成岩類

火成岩類は、本図幅地域のほぼ中央部に広く分布する江若こうじゃく花崗岩と、小規模な岩脈に分けられる。江若花崗岩は岩相の特徴から中粒黒雲母花崗岩、粗粒黒雲母花崗岩及び細粒斑状黒雲母花崗岩の3種類の岩相に区分される。これらのうち中粒黒雲母花崗岩がもっとも広い分布を示し、本岩から $62.9 \pm 3.1$ Maの黒雲母 K-Ar 年代が得られた。

岩脈は石英閃緑斑岩、花崗閃緑斑岩及び細粒閃緑岩に区分され、いずれも北北東-南南西から北北西-南南東の南北性の方向を示す。石英閃緑斑岩の岩脈は本図幅地域の南東端高時川下流において一岩体が確認され、美濃-丹波帯の堆積岩コンプレックスに貫入する。本岩脈から $70.1 \pm 3.5$ Maの角閃石 K-Ar 年代が得られ、江若花崗岩よりも古い年代を示す。一方、花崗閃緑斑岩及び細粒閃緑岩の岩脈は堆積岩コンプレックスと江若花崗岩の両方に貫入している。

### 第四系

敦賀図幅地域に分布する第四系は高位段丘堆積物、中位段丘・扇状地堆積物、低位段丘堆積物・扇状地堆積



第3図 敦賀図幅地域及び周辺地域の地質概略図

中江・吉岡(1998), 脇田ほか(1992)から編集.

物, 小扇状地堆積物, 沖積低地堆積物及び浜堤堆積物に区分される. 前3者は更新統に, 後3者が完新統にあたるが, 低位段丘・扇状地堆積物の一部は完新統に属する.

### 活断層

本図幅地域には多くの活断層が分布し, 日本列島の中でも活断層の分布が集中する地域の一つに挙げられる. 野坂断層, 集福寺断層及び柳ヶ瀬断層は北西-南東走向の左横ずれ断層系, 敦賀断層, 駄口断層及び路原断層は北東-南西走向の右横ずれ断層系であり, これらの断層は共役関係にあるとみなされる. このような活断層の分布状況は本図幅地域周辺が東西性の圧縮応力場におかれていることを示唆する.



ンプレックスが広く分布する地帯を美濃-丹波帯と呼ぶことにする。

### III. 1 研究史

#### 美濃-丹波帯の研究史

1970年代前半まで美濃-丹波帯の地層群は地向斜堆積物としてとらえられ、石灰岩に含まれる紡錘虫及びサンゴ化石に基づいて、二疊系であると考えられた(松下, 1953; Sakaguchi, 1961; 磯見・黒田, 1958; 丹波地帯研究グループ, 1975; Adachi, 1976など)。しかし1970年代になると, Koike et al. (1971)や吉田・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の二疊紀・三疊紀のコノドント化石の産出が報告されたことから, 二疊系のみならず三疊系も広く分布することがわかってきた。一方, 石灰岩やチャートよりさらに分布の広い砕屑岩については, シルト岩からジュラ紀のアンモナイト化石(Sato, 1974)が, そして砂岩からは中生代の植物化石(西田ほか, 1974, 1977)が発見された。

1980年代初頭になると, 上記の化石とともに放散虫化石に基づいた時代論の再検討が盛んになった。その先駆的研究として, 美濃帯での Yao et al. (1980), Yao(1982), 丹波帯での Isozaki and Matsuda (1980)による詳細な化石層序学的研究が挙げられる。その結果, チャートから頁岩に連続する岩相層序が三疊紀からジュラ紀中期に至ることが初めて示された。また同時期に丹波帯において, 二疊紀のチャートがジュラ紀の頁岩中に混在することが, 竹村(1980)によって示されている。以後各地で層序・構造・地質時代が再検討され, 丹波-美濃帯の地層群は, 石炭紀からジュラ紀(一部で白亜紀初期)におよぶ地質時代のいずれか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なった(例えば水谷, 1981; 脇田, 1983; 小嶋, 1984; 大塚, 1985など)。さらに脇田(1985)は, 岩相と時代の異なる地層・岩石がどのような関係にあるのかを整理し, 古い地層から新しい地層へ連続的に重なる層序を示すタイプと, 古い岩塊が新しい地層中に含まれているタイプに識別した。

1980年代の中頃以降になると, それまでの成果を踏まえて美濃-丹波帯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・中央部地域において石賀(1983)及びImoto(1984)は, 岩相及び地質時代の違いに基づき2組の地層群に識別し, 構造的低位のものをI型地層群, 上位のものをII型地層群と呼んだ。さらにII型地層群は構造的低位よりTII a・TII b・TII cの3ユニットに細分され(楠・武蔵野, 1987; 楠ほか, 1987; 田辺・丹波地帯研究グループ, 1987; 井本ほか, 1989), またII型地層群中で最も構造的上位に位置するユニットとして三疊紀後期のユニット(TII d)が認識された(武蔵野ほか, 1990; 楠・高城山団体研究グループ, 1991; 本田・丹波地帯研究グループ, 1991; 武蔵野ほか, 1992; 武蔵野・丹波地帯研究グループ, 1993; 高城山団体研究グループ, 1993; 栗本ほか, 1993; 楠, 1994)。一方I型地層群については, Nakae(1990)及び木村ほか(1994)が, 丹波帯北部において2-3のユニットに細分した。これらのユニット区分は, 従来の地層の整合的な累重関係に基づいたものではなく, 上下限を断層で画された構造層序ユニットの概念を基本としている。

美濃帯においては丹波帯で提唱されたI型地層群とII型地層群の区分は確認されていないが, Wakita(1988)やOtsuka(1988)などによって岩相・地質構造・地質時代に基づいて, 6-7のユニットが

識別された。

この時期には美濃帯における八幡図幅(脇田, 1984)を皮切りに, 綾部図幅(木村ほか, 1989), 京都西北部図幅(井本ほか, 1989), 福知山図幅(栗本・牧本, 1990), 金山図幅(水谷・小井土, 1992), 美濃図幅(脇田, 1995), 熊川図幅(中江・吉岡, 1998)など, 数多くの1/5万地質図幅が出版された。そして美濃-丹波帯の地層群は一般的に構造的低位のユニットほど地質時代が若く, 構造的低位に向かって順次成長する付加体として解釈されるようになった。

以上のように美濃帯と丹波帯について, それぞれ新しいデータが蓄積され, 特に放散虫化石に基づく地質時代を加味して, 新しい解釈の地質図が提供された。しかし, 現段階でも美濃帯及び丹波帯のユニット区分や両帯間におけるユニット区分の対比についていくつかの問題点が残されている。まず, 両帯内において提唱されたユニット区分と対比については研究者間で一致をみていない。次に岩相についてみると, 美濃帯では砂岩の量が圧倒的に多く, チャート-砕屑岩シーケンスで代表される堆積岩コンプレックスの整然相が目立つ。これに対して丹波帯では混在岩相が広い分布を示す。さらに砕屑岩から産出する放散虫化石によって示される地質時代に関しては, 美濃帯では上限が白亜紀初頭まで及ぶことが明らかになったが, 丹波帯のそれはジュラ紀末期までである。一方, 古い方に目を向ければ, 丹波帯には三畳紀の堆積岩コンプレックスの存在が知られている。

### 敦賀図幅地域の研究史

本図幅地域の美濃-丹波帯に関する地質図としては, 大築・清野(1919)による20万分の1「敦賀図幅」に始まる。その後, 福井県(1955)の20万分の1「福井県地質図」や同じく福井県(1969)の15万分の1「福井県地質図」が出版された。これらの地質図では美濃-丹波帯の地層群は多くの断層と花崗岩の貫入により複雑な地質構造を示し, 古生界(石炭系-二畳系)として扱われた。

塚野・伊藤(1965, 1967)は敦賀図幅地域を含む福井・滋賀両県にまたがる地域を調査し, それまで古生界として一括されていた美濃-丹波帯の地層群を, 柳ヶ瀬断層以西では低位より杉箸層, 刀根層, 敦賀層に, 以東では余呉層, 賤ヶ岳層, 金居原層, 草野川層, 土倉層, 横山嶽層, 三国嶽層にそれぞれ岩相区分した。そして柳ヶ瀬断層を境にその東西で岩相と地質構造に大きな違いがあることを述べた。さらに産出した紡錘虫化石に基づく化石帯を設定し, 岩相区分との対比を検討した。

これ以降, 敦賀図幅地域内では, 20万分の1土地分類図「福井県」(経済企画庁, 1974), 10万分の1「滋賀県地質図」(滋賀自然環境研究会, 1979), 土地分類基本調査「敦賀・竹生島」(福井県, 1985)及び同調査「今庄・冠山・敦賀・横山」(滋賀県, 1990)などの編纂図が公表されている。また, 脇田ほか(1992)は敦賀図幅地域を含む20万分の1「岐阜図幅」を編纂した。なお, 本図幅地域と隣接する5万分の1地質図幅としては, 「近江長浜」(磯見, 1956)と「熊川」(中江・吉岡, 1998)がある。

## III. 2 概要

従来, 地向斜堆積物としてとらえられていた美濃-丹波帯の地層群は, 最近ではその大部分が海洋プレート沈み込みによって形成された付加体と解釈されるようになってきた。また, 海溝の陸側斜面において堆積した地質体の存在も想定されている。

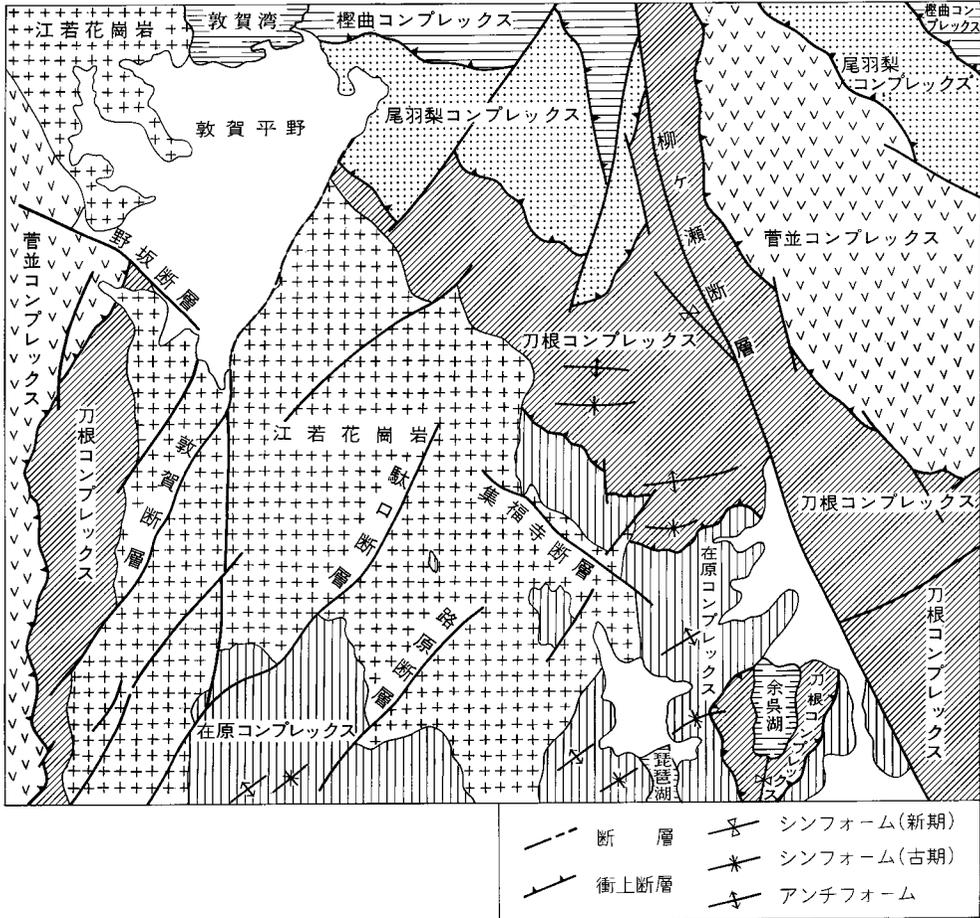
中江・吉岡(1998)は熊川図幅において、丹波帯の堆積岩類を堆積岩コンプレックスと成層砕屑岩層に区分し、さらに堆積岩コンプレックスを地層の破断と混合の程度によって混在岩相と整然相に細分した。混在岩相は様々な大きさや種類の岩塊とそれらを含む泥質基質から構成され、地層の側方への連続性や本来の累重関係が破壊されている。これに対して整然相は地層の上下への整合関係や側方への連続性が保持され、スラストシートの累重という特徴をもつものやチャートから砕屑岩に至る一連のチャート-砕屑岩シーケンスが繰り返して出現するものなどがその代表的なものである。本図幅においても、堆積岩コンプレックスの記載にあたってこれらの用語を使用する。混在岩相を特徴づける緑色岩・チャート・砂岩などの岩体・岩塊という用語については本図幅では便宜上、地質図に表現できる程度の規模(見掛けの層厚が50-100 m以上)のものを岩体、それ以下のものを岩塊と呼ぶ。

本図幅地域的美濃-丹波帯の堆積岩類は堆積岩コンプレックスのみから構成され、岩相組み合わせや地質構造などの特徴に基づいて、5つのコンプレックスに区分される(第5図)。本報告では構造的上位より<sup>かしまがり</sup>櫛曲コンプレックス、<sup>おぼなし</sup>尾羽梨コンプレックス、<sup>すがなみ</sup>菅並コンプレックス、<sup>とね</sup>刀根コンプレックス及び<sup>ありはら</sup>在原コンプレックスと呼び、互いに衝上断層で境されているとみなした。櫛曲コンプレックス及び刀根コンプレックスは混在岩相を主体とし、尾羽梨コンプレックスと在原コンプレックスは整然相を主体とする堆積岩コンプレックスである。また菅並コンプレックスは整然相と混在岩相の両者からなる堆積岩コンプレックスである。

ここで、菅並コンプレックスの認定について説明する。本図幅地域の西端部と北東部に分布する地質体をいずれも菅並コンプレックスと認定し、地質図に示した。同コンプレックスは本図幅中央部では欠如し、東西に分かれて分布する。岩相をみると、西端部の菅並コンプレックスは基底部の緑色岩とチャートの側方への連続が顕著であり、その見掛け上位には混在岩や砂岩が分布する。一方、北東部の菅並コンプレックスは緑色岩とチャートに富み、混在岩を含む。このように構成岩類の量比に違いはあるが、岩相の特徴は類似し、また構造的下位には刀根コンプレックスが位置することから、同一のユニットであると判断した。

本図幅地域的美濃-丹波帯の堆積岩コンプレックスは全体に北にプランジしたアンチフォームとシンフォームを繰り返し、江若花崗岩及び柳ヶ瀬断層を境にしてそれぞれの地質構造が異なる。江若花崗岩より西側では菅並コンプレックスと刀根コンプレックスが分布し、南北性の走向で、西傾斜を示し、構造的上位の菅並コンプレックスがより西方を占める。江若花崗岩より東側で、柳ヶ瀬断層より西側の地域では、櫛曲コンプレックス、尾羽梨コンプレックス、刀根コンプレックス及び在原コンプレックスが分布し、北に行くほど構造的上位のコンプレックスが分布する。柳ヶ瀬断層以東では櫛曲コンプレックス、尾羽梨コンプレックス、菅並コンプレックス及び刀根コンプレックスが分布し、北西-南東ないし北北西-南南東の走向で、北東ないし東北東に傾斜する構造を示し、北東方にいくほど構造的上位のコンプレックスが出現する。

美濃-丹波帯の堆積岩コンプレックスでは、一般に構造的上位のユニットほど砕屑岩の地質時代が古くなる傾向を示す。しかし、本図幅地域では、有意な差を確認できるに十分な放射虫化石を得ることはできなかった。本図幅地域的美濃-丹波帯は、主としてジュラ紀中期に形成された堆積岩コンプレックスから構成されているとみなす。



第5図 敦賀図幅地域の美濃-丹波帯のユニット区分図

### III. 3 堆積岩コンプレックス

#### III. 3. 1 樫曲コンプレックス(Kx, Ks, Km, Kc, K1)

##### 命名・模式地

新称、敦賀市大蔵から樫曲に至るルートを模式地とする。

##### 分布

本コンプレックスは敦賀湾東方(模式地)と図幅地域北東端(余呉町)の2ヶ所に分かれて分布する。敦賀湾東方の樫曲コンプレックスは北東-南西走向の高角断層によって大きく変位を受けており、分布の東限は柳ヶ瀬断層と北北東-西南西の断層によって画される。

## 構造関係

極曲コンプレックスは本図幅地域の美濃-丹波帯での構造的最上位にあたり、その上限は、北隣の今庄図幅地域に及ぶため不明である。一方、下限は構造的下位の尾羽梨コンプレックスに接し、本コンプレックスは尾羽梨コンプレックスの上位に衝上しているとみなされる。

## 層相及び岩相

本コンプレックスはその大部分が混在岩相からなる。混在岩には砂岩、成層頁岩、チャート及び石灰岩の岩体・岩塊が含まれる。チャートの岩体をもっとも多い。砂岩・成層頁岩・チャートの岩体は見掛けの層厚が100 m以下で、走向方向に0.5-3k m連続する。敦賀湾東方の石灰岩は見掛け500 m以上の厚さを有する。

混在岩は一般に砂岩・チャート・緑色岩の岩塊を含み、基質の頁岩には劈開が発達する。

砂岩は細-中粒で、シルトを含み、一般に淘汰は良い。頁岩と互層することがある。

成層頁岩は灰色ないし灰白色を呈し、整然とした層理を示す。一部に珪質、あるいは凝灰質な部分が認められる。

チャートは層状で、白色ないし灰白色を呈し、単層のチャート部分の厚さは2-5cmである。

### Ⅲ. 3. 2 尾羽梨コンプレックス(0s, 0m, 0c, 0g)

#### 命名・模式地

新称。余呉町尾羽梨川沿いルートを模式地とする。

#### 分布

本コンプレックスは本図幅地域の北東端(模式地)と北半部との2ヶ所に分かれて分布する。前者は余呉町に位置し、後者の大部分は敦賀市に含まれ、わずかに余呉町にもまたがる。

#### 構造関係

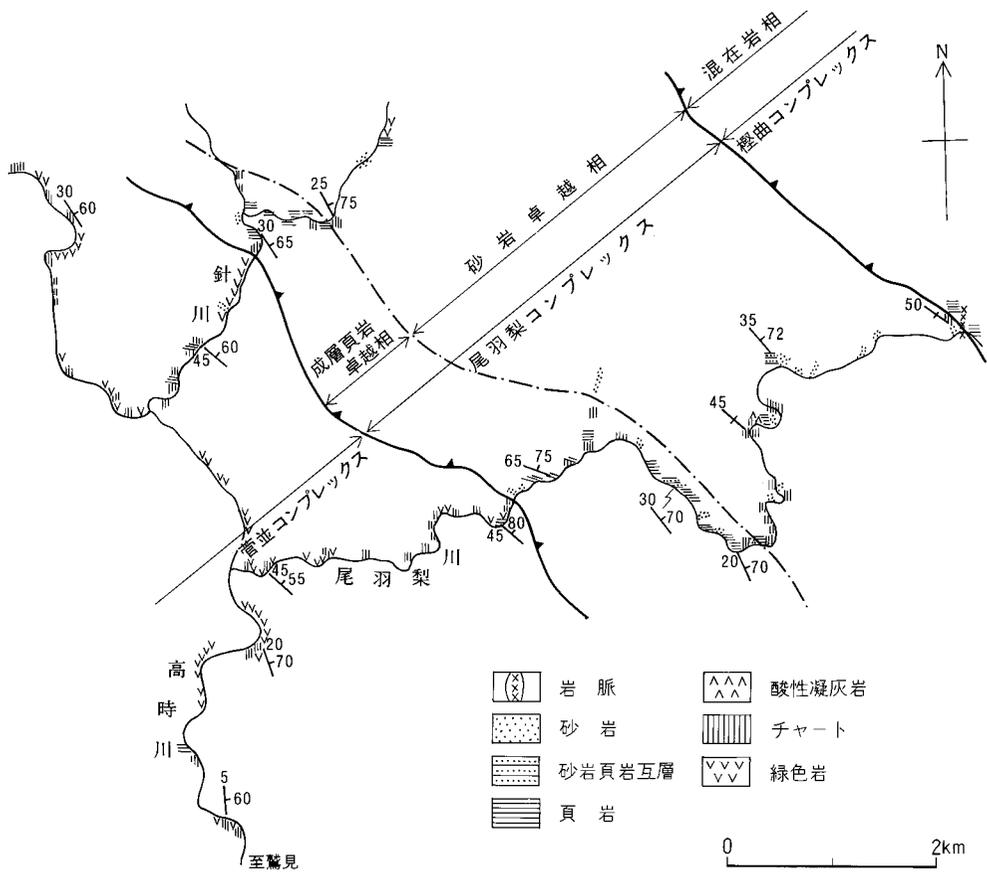
本コンプレックスは構造的な下位の菅並コンプレックスあるいは刀根コンプレックスの上位に衝上する。

#### 層相及び岩相

本コンプレックスは整然相からなり、構成岩類の量比の違いにより成層頁岩卓越相と砂岩卓越相が識別される。前者は成層頁岩を主体として砂岩やチャートを挟み、一部に砂岩の岩塊を含む頁岩も認められる。後者は砂岩や砂岩頁岩互層を主体とし、頁岩、チャート、緑色岩を挟む。本図幅地域北東端の模式地では見掛け下位に成層頁岩卓越相、上位に砂岩卓越相が分布する(第6図)。一方、北半部では砂岩卓越相がほとんどで、成層頁岩は砂岩にはさまれてわずかに分布するのみである。

砂岩は塊状を呈する場合と頁岩と互層する場合がある。砂岩は一般に粗-中粒で、淘汰は良い。しばしば頁岩・チャートのクラストを含む(第7図a-d)。特に本図幅地域北半部の筈の川周辺に分布する砂岩は塊状を呈し、頁岩の挟みがないか、あるいは極めて薄い。この砂岩には数mm-1cm大のクラストが密集して含まれ、基質が極めて少ない(第7図e, f)。

砂岩と互層する頁岩は黒色ないし黒灰色を呈し、厚さは最大数cmである。成層頁岩は黒色で、整然とした層理を示す。一部には珪質などところがあり、灰色ないし灰白色を示す。わずかではあるが、砂岩の



第6図 尾羽梨コンプレックスと菅並コンプレックスのルートマップ(余呉町尾羽梨川流域)

岩塊を含むことがある。

チャートは一般に灰白色で、層状を呈し、単層のチャート部の厚さは2-5cmである。

緑色岩は1ヶ所で確認されたが、走向方向への連続は悪く、地質図上ではレンズ状を呈する。玄武岩溶岩及び火砕岩から構成される。

酸性凝灰岩は地質図には表現していないが、成層頁岩卓越相中に珪質頁岩・チャートに伴って数m程度の厚さで産出する。本岩は白色ないし淡緑色を呈し、成層する。酸性凝灰岩は鏡下において0.05mm程度の結晶片と隠微晶質の基質からなり、基質には火山ガラスの形状が残されている。

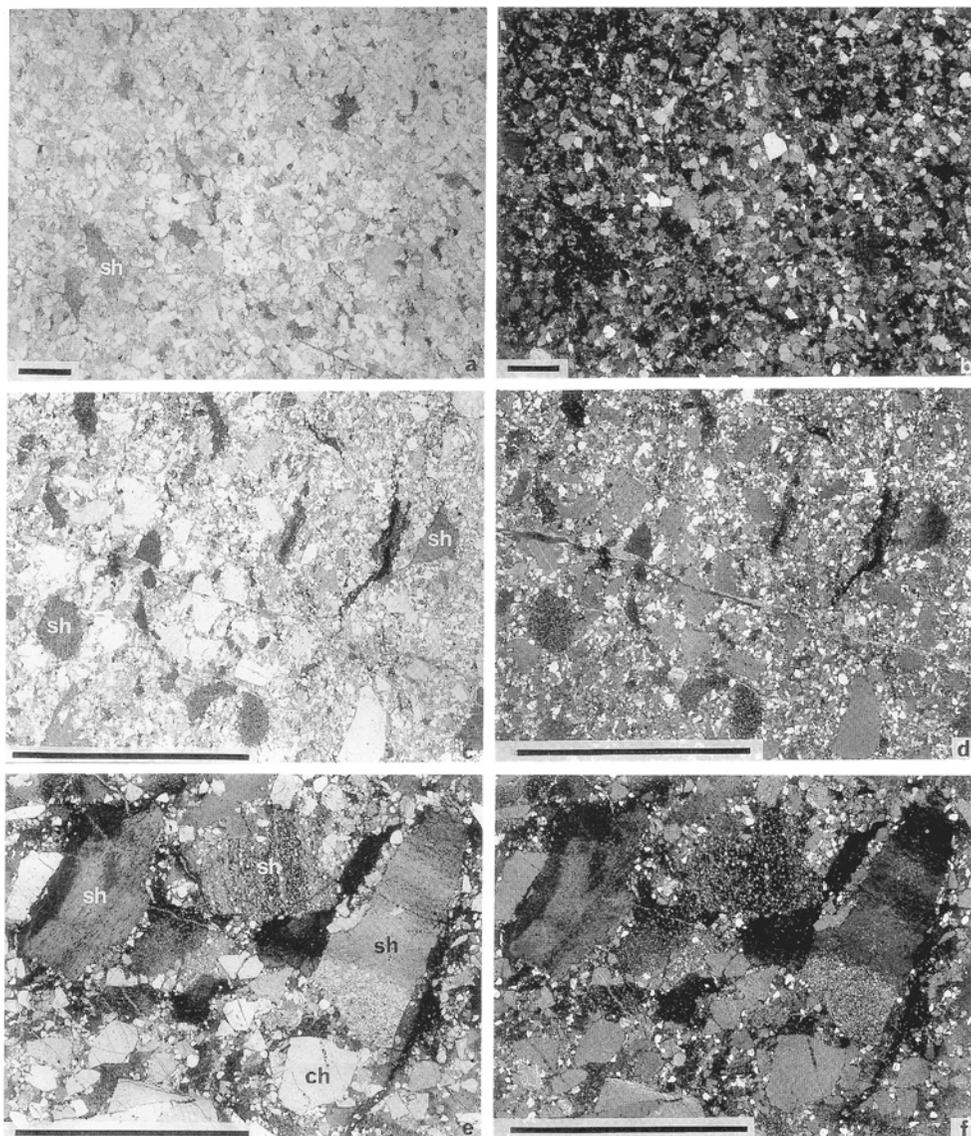
### Ⅲ. 3. 3 菅並コンプレックス(Sx, Ss, Si, Sc, S1, Sg)

#### 命名・模式地

新称、余呉町高時川から尾羽梨川に至るルートを模式地とする。高時川沿いの菅並をコンプレックスの名称として冠する。

#### 分布

本コンプレックスは本図幅地域の北東部(模式地)と西端部の2ヶ所に分かれて分布する。前者は余呉



第7図 尾羽梨コンプレックスの粗粒砂岩

- a, b: 頁岩クラスト (sh) を含む粗粒砂岩 (GSJ R66790, 敦賀市杉箸北北西方)  
 c, d: 頁岩クラスト (sh) を多数含む粗粒砂岩 (GSJ R66791, 敦賀市曾曾木北方)  
 e, f: 数 mm から 1 cm 大の頁岩 (sh) やチャート (ch) のクラストを多数含む基質の少ない砂岩 (GSJ R66792, 敦賀市曾曾木北方)  
 a, c, e は下方ポーラのみ, b, d, f は直交ポーラ, スケールは a, b が 1 mm, c-f が 1 cm.

町に、後者は美浜町に位置する。西端部の本コンプレックスは隣接する熊川・西津の両図幅地域に連続する。

### 構造関係

本コンプレックスは構造的下位の刀根コンプレックスに衝上する。

### 層相及び岩相

菅並コンプレックスは綠色岩・チャートの大規模岩体の集積したものと混在岩とからなり、砂岩、砂

岩頁岩互層と石灰岩を含む。模式地周辺の菅並コンプレックスは緑色岩・チャートの走向方向によく連続する厚い岩体の積み重なったものを主体とし、混在岩を含む。緑色岩・チャートの岩体の見掛けの層厚は0.5-1.5km、走向方向への延長は10kmに及ぶ。混在岩の見掛けの厚さは走向方向への変化が大きく、最大1.5kmに及ぶ。一方、本図幅地域西端部に分布する菅並コンプレックスは主として緑色岩・チャートの大規模岩体と混在岩から構成される。南半部では緑色岩・チャートは本コンプレックスの基底部に沿って南北方向に約7-8km延長し、隣接する西津・熊川両図幅地域に連続する。しかし、北半部では本コンプレックスは混在岩が卓越し、チャート・砂岩頁岩互層・砂岩の岩体を含む。このように分布域によって岩体の規模とその量に違いがみられる。

混在岩は一般に砂岩・チャート・緑色岩の岩塊を含み、基質の頁岩には劈開が発達する。

砂岩は細-中粒で、淘汰は悪い。また砂岩頁岩互層の砂岩は細-中粒で、しばしば破断して膨縮していることがある。

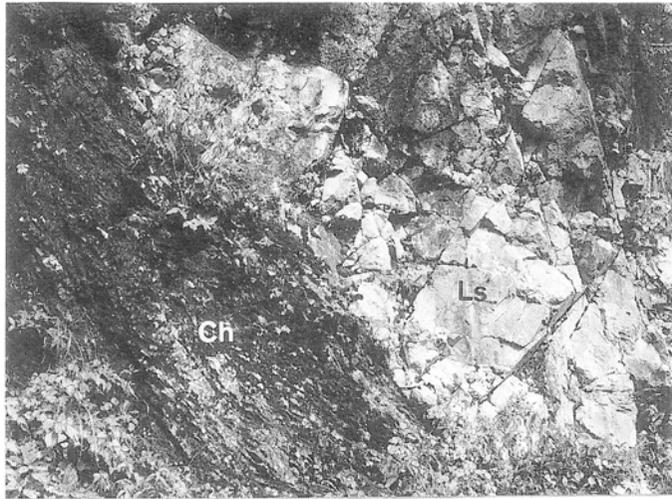
チャートは一般に層状(第8図)で、白色や灰白色を呈し、一部に赤色のものもある。

石灰岩は本図幅地域南西端及び北東部のや半明<sup>ほんみょう</sup>東方において、レンズ状の岩塊として産出し、一般に白色を呈する。実際の大きさは数mであるが、地質図上では誇張して図示した。余呉町田戸東方の奥川並川沿いに露出する石灰岩は3-4mの厚さを有し、厚さ7-8mのチャートと接する。これらの石灰岩とチャートは大規模な緑色岩に含まれるレンズ状岩体である。石灰岩とチャートが接する部分は厚さ10cmの赤みを帯びた頁岩が存在し、やや剪断を受けている(第9図)。

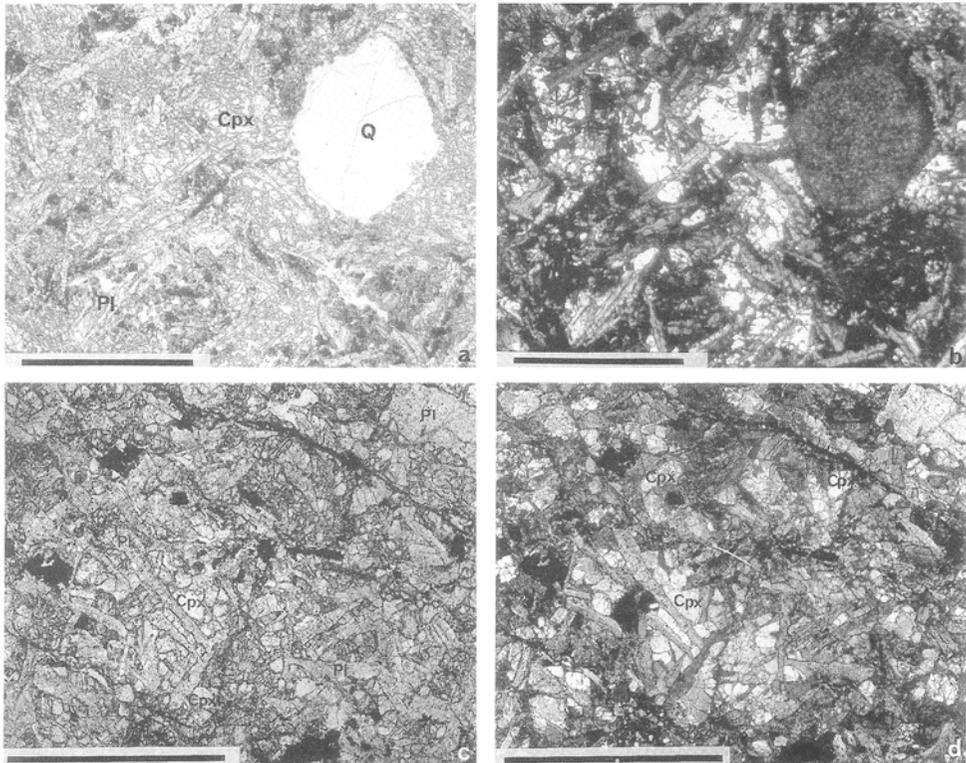
緑色岩は一般に暗緑色を呈し、玄武岩溶岩と同質の火砕岩から構成される。玄武岩溶岩にはオフィティック組織やインターグラニューラー組織を示すものがある(第10図)。一部には粗粒玄武岩が認められ、斜長石と単斜輝石の粗粒結晶の間を斜長石がうめる。



第8図 菅並コンプレックスの層状チャート(余呉町田戸)



第9図 菅並コンプレックスのチャートと石灰岩の接触関係(余呉町田戸東方, 奥川並川)



第10図 菅並コンプレックスの緑色岩

a, b: 玄武岩(GSJ R66794, 余呉町菅並)。斜長石(Pl)と単斜輝石(Cpx)の短冊状結晶がオフィティック組織を示す。右上の白色部(Q)は石英に充填された空隙。

c, d: 玄武岩(GSJ R66795, 余呉町鷺見)。斜長石(Pl)の短冊状結晶の間を粒状の単斜輝石(Cpx)がうめるインターグラニューラー組織を示す。

a, cは下方ポーラのみ, b, dは直交ポーラ, スケールはすべて1mm

### Ⅲ. 3. 4 刀根コンプレックス(Tx, Ts, Ti, Tc, Tl, Tg)

#### 命名・模式地

新称. 柳ヶ瀬トンネル西側出口から南に延び, 柳ヶ瀬山の西側を通る林道を模式地とする. 模式地とは少し離れるが, 笙の川流域の刀根をコンプレックスの名称として冠する. なお, 本コンプレックスの模式地は塚野・伊藤(1965)の刀根層の分布域に含まれる.

#### 分布

本コンプレックスは江若花崗岩の東側と西側の2ヶ所に分かれて分布する. 堆積岩コンプレックス中で最も広い範囲を占め, 特に同花崗岩の東側において広範囲を占める. 美浜町, 敦賀市, 余呉町, 木之本町, 西浅井町にまたがって分布する.

#### 構造関係

本コンプレックスは構造的下位の在原コンプレックスに衝上する.

#### 層相及び岩相

本コンプレックスは混在岩相からなる. 混在岩は緑色岩・チャート・砂岩の岩体や岩塊を含む. 地質図に示したように一般には見掛けの厚さが数10-200 m程度の岩体が多い. 最も規模の大きい岩体は見掛けの厚さ200-300 mで, 走向方向に3km連続する. また, 地質図では表現できない数m-10 m規模の岩塊が多く含まれる.

混在岩は頁岩を基質として砂岩, チャート, 緑色岩の岩塊を含む. 岩塊としては砂岩の割合がもっとも多く, 続いてチャート, 緑色岩の順である(第11図).

砂岩は非常に淘汰が悪く, 頁岩クラストを含むことがある.

砂岩頁岩互層は頁岩優勢なものが多く, 砂岩はしばしばレンズ状を呈している.

チャートは混在岩中の岩塊として産出するほかに, 地質図上で厚さ数10 m程度の厚さでもってレンズ状に分布する. チャートは一般に層状で, 白色や灰白色を呈し, 単層の厚さは2-5cmである.

石灰岩は余呉町杉箸周辺, 野坂岳西方, 赤坂山西方及び木之本に分布する. いずれも数mから10数mの規模で, 混在岩中に産出する.

酸性凝灰岩や珪質頁岩がしばしばチャートに伴って産出する. 酸性凝灰岩は鏡下では多数の放射虫化石と隠微晶質の基質からなる(第12図a, b). 珪質頁岩も同様に放射虫化石を多数含む(第12図c).

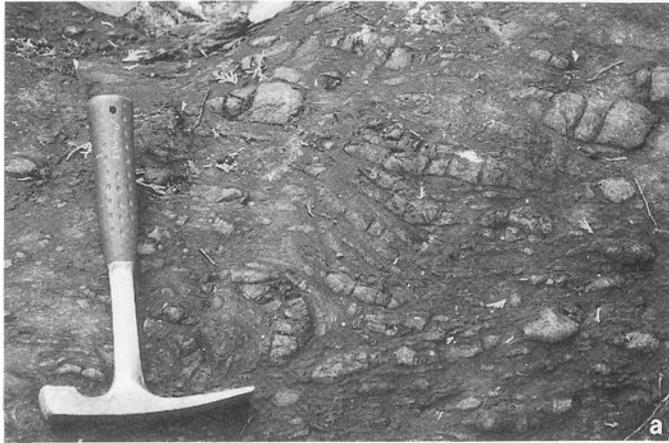
本図幅地域南東部の余呉町菅山寺北方の東北東-西南西走向の断層近傍において, 厚さ2-3 mのチャート礫岩が確認された. このチャート礫岩は径5mm-1cmのチャート角礫と砂岩基質からなる. 小規模であるため地質図には表現していない.

江若花崗岩から地表での距離にして約500mの範囲内では, 頁岩や砂岩がホルンフェルスになっている(第13図). 同花崗岩北東方にあたる敦賀市小河, 曾曾木, 麻生口ではホルンフェルス化が認められ, 細粒の黒雲母が晶出している.

### Ⅲ. 3. 5 在原コンプレックス(As, Am, Ac, Al)

#### 命名・模式地

マキノ町在原西方から乗鞍岳に至るルートを模式地とする.



第 11 図 刀根コンプレックスの混在岩

a: 砂岩の岩塊を含む混在岩。(余呉町上丹生北方, 高時川沿い)

b: 剪断を受けた混在岩。砂岩の岩塊が多いが, チャートの岩塊も存在する(余呉町と敦賀市の境界に位置する柳ヶ瀬山の西方)

## 分布

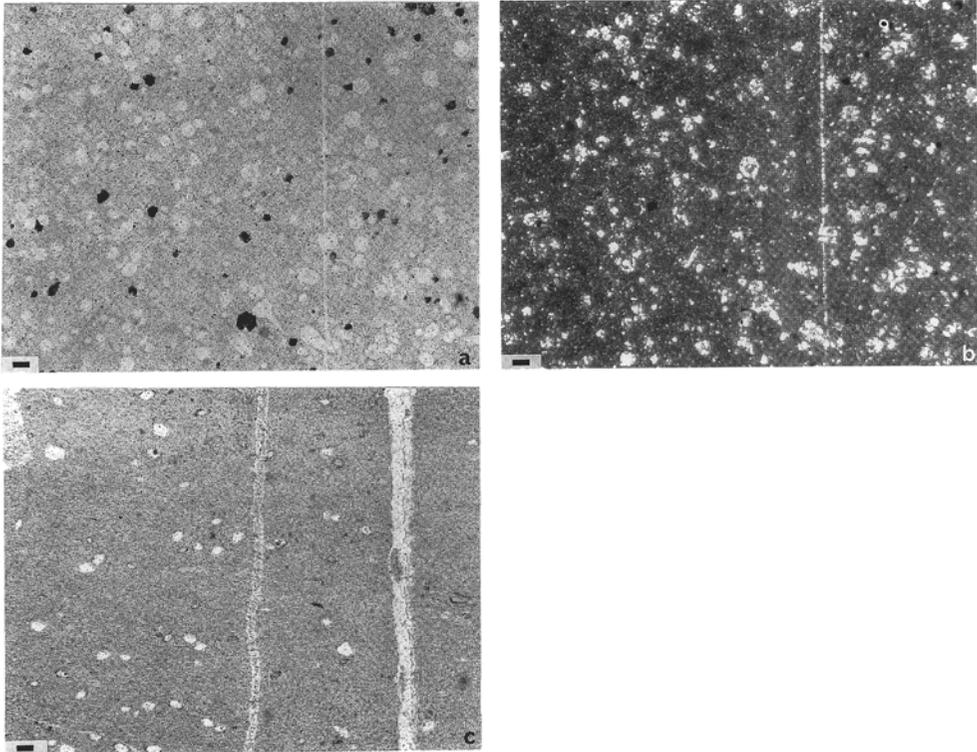
在原コンプレックスは本図幅地域の南縁部に分布し, 東限は柳ヶ瀬断層によって断たれる。分布の南側延長は南隣の竹生島図幅地域におよび, その下限は不明である。また西浅井町山中の北東方の山頂部(657.5m) 周辺には, 本コンプレックスが江若花崗岩上にルーフペンダントとして露出する。

## 構造関係

構造的最下位のコンプレックスである。

## 層相及び岩相

本コンプレックスは砂岩, 頁岩, チャートを主体とする整然相からなる。模式地の在原-乗鞍岳周辺では, 見掛け下位よりチャート, 頁岩, 砂岩ないし砂岩頁岩互層が累重する層序が認められ, この層序は少なくとも3回繰り返す。各岩相の層厚は, チャートが100m程度, 頁岩が100-300m, 砂岩及び砂岩頁岩互層が500-1000m以上である。余呉湖北方に分布する本コンプレックスは, 砂岩を主体とし層厚

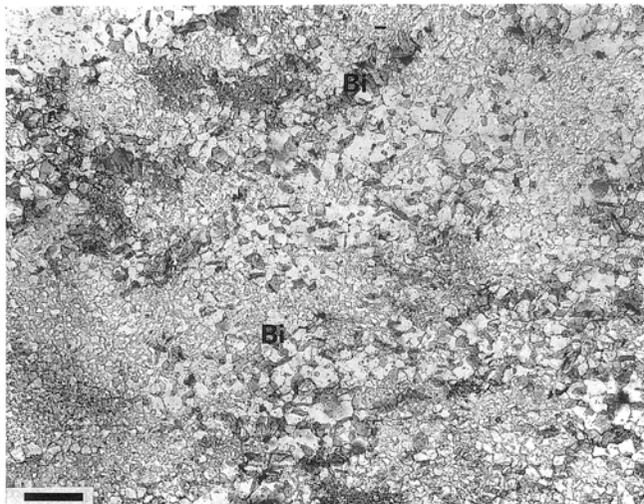


第12図 刀根コンプレックスの酸性凝灰岩と珪質頁岩

a, b: 放散虫化石を多数含む酸性凝灰岩(GSJ R 66813, 余呉町下丹生東方)

放散虫化石(白く抜けている部分)は微晶質石英で充填されている。球形の放散虫化石が多いが、塔状のものや先の尖った形態のものも認められる。この試料は保存良好な放散虫化石を多数含む(第2表地点 R 13 及び第II図版を参照)。aは下方ポーラ、bは直交ポーラ

c: 珪質頁岩(GSJ R 66800, 木之本町大見北方)。放散虫化石(白く抜けている部分)が散在する。下方ポーラのみ、スケールはすべて0.1 mm



第13図 刀根コンプレックスのホルンフェルス(敦賀市麻生口)

0.1 mm 以下の黒雲母(Bi: 暗色の部分)が晶出している。GSJ R 66797。下方ポーラのみ、スケールは0.1 mm

100m 程度の頁岩を含むが、チャートは全く認められない。

砂岩は暗灰色を呈し、中-粗粒である。頁岩は暗灰色-黒色を呈し、部分的に粗粒などところがある。チャートは層状を呈し、単層は厚さ 1-10cm 程度である。一般に灰色-暗灰色-黒色を呈することが多い。

本コンプレックスは江若花崗岩の影響でその全体がホルンフェルス化を受けている。

### III. 4 産出化石と地質時代

#### III. 4. 1 紡錘虫化石

塚野・伊藤(1965;1967)は福井・滋賀両県にまたがる地域を調査し、そのなかで刀根層・敦賀層・杉箸層及び余呉層・横山嶽層・奥川並層に含まれる石灰岩から紡錘虫化石の産出を報告した。それらの産出地点(地点F1-15)を地質図に、主な産出化石を第1表に示した。なお、本図幅と塚野・伊藤(1965, 1967)とは地層区分が異なるため、両者の対照も第1表に示した。塚野・伊藤(1965, 1967)によると、樫曲コンプレックス及び菅並コンプレックスに含まれる石灰岩から産出した紡錘虫化石は二疊紀前期と二疊紀中期を、刀根コンプレックスのものは石炭紀後期と二疊紀前期を示す。

#### III. 4. 2 放散虫化石

敦賀図幅地域からはこれまで放散虫化石の産出報告はない。今回、在原コンプレックスを除くすべてのコンプレックスから地質時代決定に有効な放散虫化石を検出した。それらの産出地点(地点R1-14)を地質図に、産出した放散虫化石を第2表に、代表的な放散虫化石の電子顕微鏡写真を第I-III図版にそれぞれ示す。放散虫化石の示す地質時代を考察するにあたっては、ジュラ紀については Matsuoka (1995)、二疊紀については Ishiga(1990)に基づいた。

#### 樫曲コンプレックス

本コンプレックスからは地点R1-4の頁岩から放散虫化石を得た。地点R2の頁岩からは *Tricolocapsa plicarum*, *Stichocapsa* sp., *Hsuum* sp., *Zartus* sp. などが産出する。この群集は *Tricolocapsa plicarum* と *Zartus* 属が共産することから、Matsuoka (1995)の *Tricolocapsa plicarum* 帯に相当し、ジュラ紀中期の中頃を示すといえる。地点R1, 3, 4の頁岩からは *Tricolocapsa* sp. や *Stichocapsa* sp. を産出し、これらの放散虫化石はジュラ紀を示すと考えられる。

#### 尾羽梨コンプレックス

本コンプレックスからは地点R5-7の頁岩から放散虫化石を得た。地点R5の頁岩から *Bagotum* sp., *Canoptum* sp., *Parahsuum* sp. が産出し、ジュラ紀前期を示す *Parahsuum simplum* 帯あるいは *Trilulus elkhorensis* 帯に相当する可能性があることからジュラ紀前期と考えられる。地点R6の頁岩からは *Tricolocapsa plicarum*, *Archicapsa pachyderma* をはじめ *Stichocapsa japonica*, *Hsuum* sp., *Parvicin-gula* sp. などが産出する。大きな appendage (第3殻室につく皿状の付属物) をもつ *Tricolocapsa plicarum* (第III図版の Fig. 15) が含まれることから、この放散虫化石群集は地点R1の頁岩と同様に *T. plicarum* 帯に相当し、ジュラ紀中期の中頃を示すといえる。地点R7からは *Tricolocapsa* cf. *plicarum*, *Diacanthocapsa normalis*, *Stichocapsa convexa* が産出する。したがってこの放散虫化石群集も *T. plicarum*

第1表 教賀図幅地域から産出した紡錘虫化石

本図幅	地点 番号	これまでの報告			文献
		主な紡錘虫化石	地層名	地点番号	
椋曲 コンプレックス	F1	<i>Triticites cf. plummeri</i>	刀根層	Loc.22	塚野・伊藤 (1965)
	F2	<i>Neoschwagerina craticulifera</i> <i>Yabeina globosa</i>	教賀層	Locs. 1-4	
刀根 コンプレックス	F3	<i>Triticites cf. yamadakensis</i>	杉箸層	Loc.12	
	F4	<i>Triticites cf. opparensis</i>		Loc.13	
	F5	<i>Fusulinella sp.</i>		Loc.14	
	F6	<i>Fusulinella biconica</i>		Loc.17	
	F7	<i>Pseudoschwagerina orientale</i> <i>Triticites cf. kawanoboriensis</i> <i>Pseudofusulina sp.</i>	刀根層	Loc.15	
	F8	<i>Pseudoschwagerina sp.</i>		Loc.16	
	F9	<i>Triticites cf. plummeri</i>		Loc.21	
菅並 コンプレックス	F10	<i>Pseudofusulina cf. krafftii</i> <i>Schubertella cf. giraudi</i>	余呉層	Loc.107	塚野・伊藤 (1967)
	F11	<i>Pseudofusulina cf. krafftii</i> <i>Schubertella cf. giraudi</i>		Loc.108	
	F12	<i>Neoschwagerina cheni</i>	横山嶽層	Loc.103	
	F13	<i>Neoschwagerina cf. margaritae</i> <i>Parafusulina sp.</i>		Loc.109	
	F14	<i>Pseudofusulina sp.</i>	奥川並層	Loc.102	
	F15	<i>Pseudofusulina cf. vulgaris</i> <i>Pseudofusulina cf. krafftii</i>		Loc.114	

帯に相当し、ジュラ紀中期の中頃を示すといえる。

### 菅並コンプレックス

本コンプレックスからは地点R8-10のチャートから放散虫化石を得た。地点R8のチャートからは *Albaillella cf. excelsa* が産出する。 *Albaillella excelsa* は二疊紀後期の中頃を示す。地点R9のチャートからは *Albaillella cf. triangularis* が産出する。 *Albaillella triangularis* は二疊紀後期の前半を示す。地点R10のチャートからは二疊紀中期の末期-二疊紀後期を示す *Follicucullus scholastics* が産出する。なお、本コンプレックス中の頁岩からは地質時代決定に有効な放散虫化石は得られなかった。

### 刀根コンプレックス

地点R11, 12, 14の頁岩及びR13の酸性凝灰岩から放散虫化石を得た。地点R11の頁岩からは属種名不明の *Nassellaria* が産出するので、本群集は中生代を示すと考えられる。地点R12の頁岩からは *Archicapsa pachyderma* をはじめ、 *Tricolocapsa sp.*, *Stichocapsa sp.*, *Hsuum sp.*, *Parvicingula sp.*, *Unuma sp.* などが産出する。これらの放散虫化石の共産から、本群集は *Laxtorum(?) jurassicum* 帯あるいは *T. plicarum* 帯に相当し、ジュラ紀中期の前期、あるいはジュラ紀中期の中頃と考えられる。地点R13の酸性凝灰岩(第12図a, b)からは多数の放散虫化石が産出する。この酸性凝灰岩からは *Hsuum cf. hisuikyense*, *H. rosebudense*, *H. mirabundum* などの *Hsuum* 属, *Archaeodictyomitra gifuensis*, *A. rigida*, *A. suzukii* などの *Archaeodictyomitra* 属及び *Tricolocapsa(?) fusiformis*, *Sti-*

第2表 敦賀図幅地域から産出した放散虫化石

地名	樫曲コンプレックス				尾羽梨コンプレックス				菅並コンプレックス			刀根コンプレックス			
	敦賀市樫曲	敦賀市池河内	余呉町中河内	余呉町中河内	余呉町樺坂峠	余呉町針川	余呉町尾羽梨ダム	余呉町鷺見	余呉町鷺見	余呉町田戸	敦賀市管々木北方	余呉町樺坂東方	余呉町下丹生	木之本町大見	
化石標本登録番号 GSI	F15205	F15206	F15207	F15208	F15209	F15210	F15211	F15212	F15213	F15214	F15215	F15216	F15217	F15218	
岩石標本登録番号 GSI	R66801	R66802	R66803	R66804	R66805	R66806	R66807	R66808	R66809	R66810	R66811	R66812	R66813	R66814	
岩相	sh	sh	sh	sh	sh	sh	sh	ch	ch	ch	sh	sh	at	sh	
地点番号	R1	R2	R3	R4	R5	R6	R7	R8	R9	R10	R11	R12	R13	R14	
<i>Archicapsa pachyderma</i> (Tan Sin Hok)						+						+			
<i>Pantanelium</i> sp.					+							+			
<i>Saitoum levium</i> De Wever														+	
<i>Saitoum</i> sp.														+	
<i>Zartus</i> sp.		+												+	
<i>Archaeodictyomitra gifuensis</i> Takemura														+	
<i>Archaeodictyomitra rigida</i> Pessagno														+	
<i>Archaeodictyomitra suzukii</i> Aita														+	
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.												+		+	
<i>Bagotum</i> sp.					+										
<i>Canoptum</i> sp.					+										
<i>Diacanthocapsa normalis</i> Yao							+								
<i>Dictyomitrella</i> sp.						+									
<i>Eucyrtidellum</i> sp.				+							+				
<i>Hsuum</i> cf. <i>hisuikyoense</i> Isozaki and Matsuda														+	
<i>Hsuum mirabundum</i> Pessagno and Whalen														+	
<i>Hsuum rosebudense</i> Pessagno and Whalen														+	
<i>Hsuum</i> sp.		+				+						+		+	
<i>Lupherium</i> sp.														+	
<i>Parahsuum</i> sp.					+									+	
<i>Parvicingula</i> sp.							+						+		
<i>Parvicingula</i> (?) sp.														+	
<i>Spongocapsula</i> sp.														+	
<i>Stichocapsa convexa</i> Yao							+							+	
<i>Stichocapsa japonica</i> Yao						+								+	
<i>Stichocapsa</i> cf. <i>tegiminis</i> Yao														+	
<i>Stichocapsa</i> sp.		+	+	+										+	
<i>Tricolocapsa</i> (?) <i>fusiformis</i> Yao														+	
<i>Tricolocapsa plicarum</i> Yao		+				+									
<i>Tricolocapsa</i> cf. <i>plicarum</i> Yao							+								
<i>Tricolocapsa rüsti</i> Tan Sin Hok						+									
<i>Tricolocapsa</i> sp.	+	+	+	+		+	+					+	+	+	
<i>Unuma</i> sp.												+			
<i>Williriedellum</i> (?) sp.														+	
<i>Nassellaria</i> gen. and sp. indet.			+				+				+				
<i>Albaillella</i> cf. <i>triangularis</i> Ishiga, Kito and Imoto								+							
<i>Albaillella</i> cf. <i>excelsa</i> Ishiga, Kito and Imoto								+							
<i>Albaillella</i> sp.								+							
<i>Follicucullus scholastics</i> Ormiston and Babcock										+					
<i>Follicucullus</i> sp.										+					

sh: 頁岩, ch: チャート, at: 酸性凝灰岩

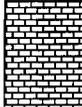
*chocapsa* cf. *tegiminis*, *S. convexa*, *S. japonica*, *Parvicingula* sp., などが産出する。特に *Hsuum* cf. *hisuikyoense* を多数含むことや *Stichocapsa* cf. *tegiminis* を含むことから、この放散虫化石群集は *Laxtorum*(?) *jurassicum* 帯に相当し、ジュラ紀中期の前期を示す。地点 R14 の頁岩からは *Tricolocapsa* sp. が産出することから、本群集はジュラ紀を示すと考えられる。

### Ⅲ. 4. 3 地質時代

各コンプレックスの構成岩類の時代は上述のように、石灰岩が石炭紀後期-二畳紀中期、チャートが二畳紀中期-後期、酸性凝灰岩がジュラ紀中期の前期、そして頁岩がジュラ紀前期-中期という時代幅を持っている(第14図)。これらは構成岩類の地質時代であり、堆積岩コンプレックスの形成時期を示すものではない。一般に堆積岩コンプレックスの形成時代は、構成岩類の中で碎屑岩類の最も新しい時代あるいはそれ以降とみなされている。本報告においても、敦賀図幅地域に分布する堆積岩コンプレックスの形成時代は頁岩の年代で近似されるとして議論を進める。

頁岩から産出した放散虫化石に基づいて、各コンプレックスの形成時代をまとめると、樫曲コンプレックスの形成時代はジュラ紀中期の中頃ないしそれ以降である。尾羽梨コンプレックスにはジュラ紀前期の頁岩が存在するが、最も若い時代を採用すると、本コンプレックスはジュラ紀中期の中頃以降に形成されたといえる。刀根コンプレックスの形成時代はジュラ紀中期の中頃ないしそれ以降である。刀根コンプレックスの酸性凝灰岩からはジュラ紀中期の前期を示す放散虫化石を産出したが、本岩はチャート・珪質頁岩に伴って露出することから、この時代は付加体形成の時代を示すものではないと考えられる。なお、菅並コンプレックスと在原コンプレックスについては頁岩から放散虫化石が産出せず、それぞれのコンプレックスの形成年代は不明である。

以上のことから、本図幅地域の堆積岩コンプレックスはジュラ紀中期、あるいはそれ以降に形成されたと考えられる。

		樫曲コンプレックス	尾羽梨コンプレックス	菅並コンプレックス	刀根コンプレックス
ジュラ紀	後期	 頁岩	 頁岩		 酸性凝灰岩
	中期				
	前期				
三畳紀	後期				
	中期				
	前期				
二畳紀	後期	 石灰岩		 チャート	
	中期				
	前期				
石炭紀	後期			 石灰岩	

第14図 敦賀図幅地域における美濃-丹波帯の岩相毎の化石時代

### III. 5 対 比

本図幅地域と隣接する地域との堆積岩コンプレックス区分の対比について、検討した結果を第3表に示す。

まず、丹波帯については南西に隣接する熊川図幅(中江, 吉岡, 1998)との対比を考察する。本図幅地域の菅並コンプレックスは緑色岩・チャートの大規模岩体と混在岩相から構成されるという特徴から、熊川図幅の河内コンプレックスに対比できる。在原コンプレックスはその分布、構造的位置及び走向の方向を考慮すると、熊川図幅の椋川コンプレックスに対比できる(第3表)。在原コンプレックスは砂岩・頁岩を主体とし、チャートを含む整然相、椋川コンプレックスはチャート・頁岩・珪質頁岩からなるチャート-碎屑岩シーケンス(整然相)と混在岩相から構成される。両コンプレックスを比較すると、混在岩の有無においては相違点はあるが、両者の岩相的な特徴は類似する。なお、刀根コンプレックスに相当する地質体は熊川図幅地域には分布しない。

尾羽梨コンプレックスは砂岩が卓越する整然相からなるが、同様の特徴を持つ地質体は熊川図幅には存在しない。また、構造的関係からみると、椋曲コンプレックスは熊川図幅の下根来コンプレックス、あるいは多田コンプレックスに対比される。しかし、下根来・多田の両コンプレックスは基底部に沿って緑色岩が連続して分布するが、このような特徴は椋曲コンプレックスには認められない。

一方、美濃帯との対比は隣接する地域の5万分の1地質図幅が未出版であるので、20万分の1図幅「岐阜」(脇田ほか, 1992)を参照して検討を行った。まず、尾羽梨コンプレックスは砂岩が卓越する整然相からなること、分布、構造的関係及び走向の方向を考慮すると、同コンプレックスは美濃帯において左門岳ユニットに対比できる。また菅並コンプレックスは緑色岩・チャートの大規模岩体で特徴づけられ、やはり分布範囲と走向の連続性、構造的な位置関係から、左門岳ユニットの構造的下位の舟伏山ユニットに対比される。刀根コンプレックスは頁岩中に砂岩・チャート・緑色岩・石灰岩などの岩体・岩塊を含む混在岩相によって構成され、この岩相的特徴や構造的な位置関係からさらに下位の久瀬ユニットに対比できる。

在原コンプレックスは構造的な位置関係からみると、久瀬ユニットの構造的な下位にあたる那比ユニット

第3表 美濃-丹波帯のコンプレックスの対比

熊川図幅 (中江・吉岡, 1998)		本 図 幅	岐阜図幅 (脇田ほか, 1992)
II 型 地 層 群	多田コンプレックス	堅曲コンプレックス	
	下根来コンプレックス		
		尾羽梨コンプレックス	左門岳ユニット
	河内コンプレックス	菅並コンプレックス	舟伏山ユニット
	刀根コンプレックス	久瀬ユニット	
I 型 地 層 群	椋川コンプレックス	在原コンプレックス	那比ユニット
	由良川コンプレックス		

トに対比できる可能性がある。しかし、20万分の1図幅「岐阜」(脇田ほか, 1992)の那比ユニットは那比・金山・上麻生ユニットを一括して示したものであり、個々のユニットは金山図幅(水谷・小井土, 1992)や美濃図幅(脇田, 1995)などによると岩相の特徴や地質時代などがそれぞれ異なる。より厳密な対比を行うためには岩相・構造・地質時代などの詳細な検討が必要であるが、ここでは上記の指摘にとどめておく。

最上位の樫曲コンプレックスは左門岳ユニットのさらに上位のユニットに対応する可能性があるが、美濃帯ではそのようなユニットは確認されていない。

### III. 6 地質構造

#### コンプレックス境界をなす衝上断層

構造的上位から下位へ樫曲コンプレックスから在原コンプレックスの順に衝上断層を境にして累重すると考えられる。しかし、岩相組み合わせを異にする2つのコンプレックスが分布する地域を詳細に調査しても、露出の状況などの条件により、境界断層としての明確な証拠を得ることができなかった。例えば、コンプレックスどうしの境界断層について、樫曲コンプレックスと尾羽梨コンプレックスの関係を見ると、尾羽梨コンプレックスの砂岩とチャートが分布し、その東方に樫曲コンプレックスの頁岩(混在岩)が分布する(第6図)。両コンプレックスは境界付近においては若干破碎されていて、近傍には岩脈が貫入している。また、尾羽梨コンプレックスと菅並コンプレックスの構造関係では、両コンプレックス間に断層の明瞭な証拠は認められないが、岩相の急変箇所をもって境界として認定した(第6図)。以上のような認定を各ルートで行い、境界断層の通過地点を推定した。

#### 褶曲構造

本図幅地域の美濃-丹波帯の地層群中には2系統の褶曲構造が認められる。第1のものは東西ないし東北東-西南西方向の褶曲構造(古期)で、第2は南北方向の褶曲構造(新期)である(第5図)。

第1の褶曲構造のうち、東西方向で東にプランジして垂直な軸面をもつ褶曲構造が刀根コンプレックスに、北東-南西方向で南西にプランジして垂直な軸面を有する褶曲構造が在原コンプレックスに認められる。これらの褶曲の半波長は0.5-2km程度である。

第2の褶曲構造は本図幅地域中央部の尾羽梨・刀根・在原の各コンプレックスの境界をなす衝上断層の形態や、刀根コンプレックス中の岩体の分布状態からその存在が認められる。本図幅地域及び周辺地域では各コンプレックスは北にプランジするアンチフォームとシンフォームを繰り返し、全体としては北にプランジする複背斜構造を呈している(第3, 5図参照)。本図幅地域の中央部では北にプランジするシンフォームの存在が明瞭に認められるが、アンチフォーム部においては江若花崗岩の進入や柳ヶ瀬断層の影響を受け、もともとの地質構造が乱されている。中江・木村(1998)が指摘したように、この南北性の褶曲構造は上述の東西性の褶曲構造を曲げている可能性がある。また、余呉湖の周囲の刀根コンプレックス中にも南北性の軸をもつ褶曲構造が認められる。

#### 高角断層

本図幅地域内には北西-南東系統及び北東-南西系統の高角断層が認められる。北西-南東系統の断層

のうち柳ヶ瀬断層は活断層としては左横ずれの変位を示す。しかし、美濃-丹波帯地層群の岩相分布をみると、柳ヶ瀬断層は北半部において左横ずれを、南半部においては右横ずれの見掛け変位を示す(第3図)。その他の北西-南東系統の断層や北東-南西系統の断層にも、右横ずれを示すものと左横ずれを示すものの両方がある。

上記の断層以外に、南北性の断層が存在し、これらは主に江若花崗岩に変位を与えているほか、岩脈に関連した活動も認められる。本図幅地域南西端において、南北性の断層が在原コンプレックスと江若花崗岩との境界を切って見掛け左横ずれの変位を与えている(第5図)。

## IV. 火 成 岩 類

(内藤一樹)

敦賀図幅地域には火成岩類として黒雲母花崗岩が広く分布する。また、各種の岩脈が美濃-丹波帯の地層群及び花崗岩に貫入する。

### IV. 1 江若<sup>こうじゃく</sup>花崗岩

本地域に分布する花崗岩は、大築・清野(1919)による20万分の1「敦賀図幅」で分布が示された後、福井県(1955)の20万分の1「福井県地質図」では先第三紀の花崗岩類として、福井県(1969)の15万分の1「福井県地質図」では中生代末から第三紀初期の花崗岩類として扱われてきた。この花崗岩は、本地域内では敦賀平野を挟む南北2つの地域に分かれて分布する。敦賀平野の北西から敦賀半島に分布する岩体については敦賀花崗岩、敦賀平野南部から福井・滋賀県境にかけて分布する岩体については江若花崗岩という名称が用いられてきた(原山ほか、1988)。近年、澤田ほか(1997)は、江若花崗岩の記載岩石学及び化学的特徴についての研究を行い、敦賀平野南部から福井・滋賀県境にかけて分布する岩体を江若花崗岩体と命名した。本図幅では、この江若花崗岩体と敦賀花崗岩とは共通した記載岩石学的特徴を有することから、これらを一括して江若花崗岩という名称を用いる。

澤田ほか(1997)は、江若花崗岩体を粗粒黒雲母花崗岩、中粒黒雲母花崗岩及び細粒斑状花崗岩に区分した。本報告で用いる区分も基本的にこれに従う。澤田ほか(1997)は中粒黒雲母花崗岩中に頂部相と周縁相が認められることを述べた。しかし、この中粒黒雲母花崗岩の岩相変化は幾つかの地域で認められるものの、中粒黒雲母花崗岩は一般に局所的な岩相変化を示すことが多く、頂部相、周縁相として地質図上で明確に区分することは困難であるため、本図幅では示していない。

江若花崗岩は本図幅地域の西半分の多くを占め、中粒黒雲母花崗岩、粗粒黒雲母花崗岩及び細粒斑

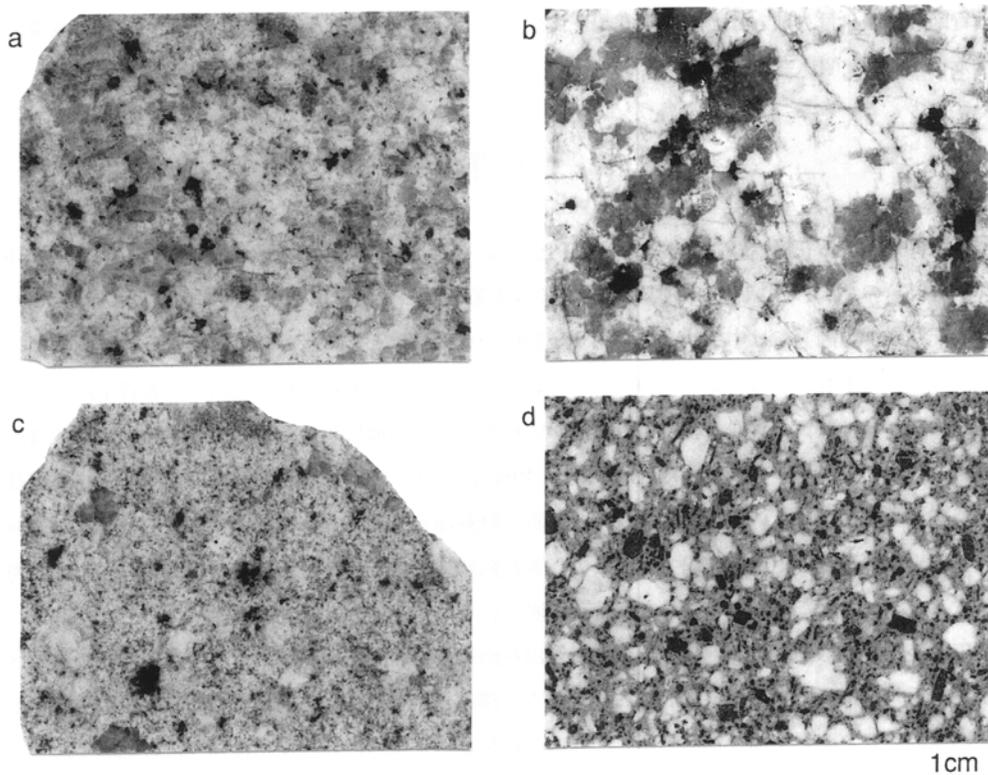
状黒雲母花崗岩の3種類の岩相に区分される(第15図)。これらの岩相の関係を第16図に、各岩相のモード組成を第17図に示す。この図で、すべての岩石は狭義の花崗岩の領域にプロットされるが、粗粒黒雲母花崗岩は、細粒斑状黒雲母花崗岩よりもやや石英に富み、中粒黒雲母花崗岩は細粒斑状黒雲母花崗岩よりもやや石英に乏しい。なお澤田ほか(1997)が図示したモード組成では、粗粒黒雲母花崗岩は細粒斑状黒雲母花崗岩よりも斜長石に富み、中粒黒雲母花崗岩は細粒斑状黒雲母花崗岩よりもカリ長石に富む傾向が認められる。

地質構造については、山崎・多田(1927)、東郷(1974)が江若花崗岩分布地域を含む琵琶湖北岸・野坂山地に発達する変動地形について報告した。東郷(1974)は現在の三国山や乗鞍岳山頂部に残る小起伏面が形成された後に、南北方向を主とする断層運動によってこの地域が小地塊化したと考えた。その後、それぞれの小地塊が隆起・沈降したことを述べ、野坂岳・三国山を含む地塊が東方の乗鞍岳を含む地塊や、行市山を含む地塊よりも相対的に隆起していることを示唆した。

#### IV. 1. 1 中粒黒雲母花崗岩 (G<sub>m</sub>)

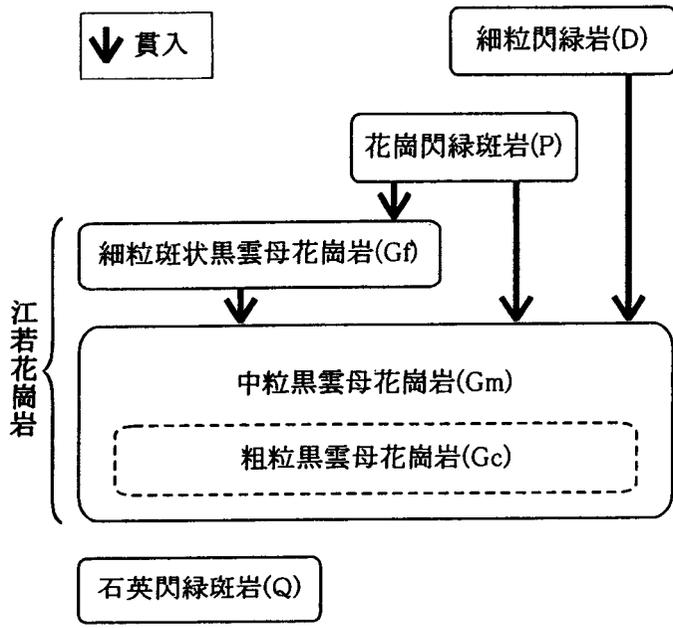
##### 分布

野坂岳東麓、三国山周辺を西限とし、東は敦賀市、西浅井町集福寺近くまでの広い地域に分布する。

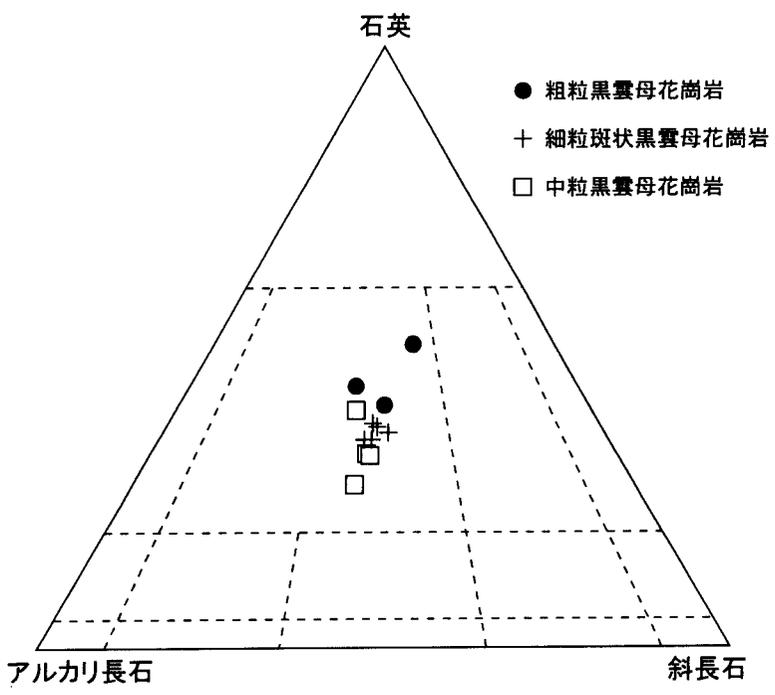


第15図 江若花崗岩と岩脈の代表的な岩相

a: 中粒黒雲母花崗岩(GSJ R66865), b: 粗粒黒雲母花崗岩(GSJ R66866), c: 細粒斑状黒雲母花崗岩(GSJ R66867), d: 花崗閃緑斑岩(GSJ R66870)



第16図 敦賀図幅地域における火成岩類の貫入関係



第17図 江若花崗岩のモード組成  
花崗岩質岩石の区分はIUGS(Streckeisen, 1973)による。

## 関係

本岩分布域西縁の野坂岳東麓, 三国山周辺及び本岩分布域北東縁の敦賀市小河口で急傾斜の接触面を持って美濃-丹波帯の地層群に貫入するが, 本岩分布域南東縁の西浅井町集福寺, 南縁のマキノ町野口では緩傾斜の接触面を持って美濃-丹波帯に貫入する. 花崗岩から1-2kmの範囲で, 周囲の美濃-丹波帯の地層群に接触変成作用が認められる.

## 岩相と構造

中粒黒雲母花崗岩(色指数2-3)を主とする. 一般に塊状優白質で, 地域によって等粒状ないし弱斑状に変化し, 斑状の石英やカリ長石を含むこともある. 敦賀市小河, 奥野などの花崗岩の周縁にあたる地域では長径5-10mmで半自形-自形のカリ長石斑晶が目立つ.

標高の高い地域では径5-7mm程度の融食形の斑状石英が目立ち, 弱斑状組織を呈する. ミアロリティックキャビティー, ベグマタイト, 長さ30cm-1mのレンズ状のアプライトをしばしば含む. この岩相は, 黒河川・八王子川以西の野坂岳東麓から三国山周辺にかけての地域では概ね標高600mを越える地域でみられ, 黒河川・八王子川と五位川・知内川に挟まれた地域では標高約500mを越える地域に, 五位川・知内川以東では標高300mを越える地域にそれぞれ分布する. なお, この岩相は澤田ほか(1997)による頂部相に相当する. 本岩の頂部相の分布する標高が, 花崗岩分布域の西部で高く東部で低いこと, さらに後述する花崗岩の深部相と考えられる粗粒黒雲母花崗岩が主に黒河川-八王子川以西に分布することは, 山崎・多田(1927), 東郷(1974)の示唆した花崗岩体西部が東部より相対的に数100mの上昇をしていることと良く一致する.

本岩は全体的にマサ化していることが多く, 新鮮な岩石はほとんど観察されない. 花崗岩分布地域西半分の黒河川中上流域では南北方向と北北東-南南西方向の節理が発達し, 断層近くでは強い剪断を受け破碎されていることが多い.

## 岩石記載

等粒-弱斑状中粒黒雲母花崗岩(GSJ R66915)

主に石英(32%), アルカリ長石(34%), 斜長石(30%), 黒雲母(2%)からなり燐灰石, 褐れん石, ジルコン, 磁鉄鉱, チタン鉄鉱を副成分鉱物として含む. 石英は1-3mmの半自形結晶で, 波動消光はないかあっても弱い. 斜長石は自形ないし半自形で長径2-3mm. 弱い累帯構造がある. カリ長石は長径2-7mmで, 石英, 斜長石をポイキリティックに包有することが多い. パーサイト構造が発達する. ミルメカイトが認められることがある. 黒雲母は自形-半自形で0.5-2mm, Y=Z=暗褐色である. 燐灰石, ジルコンを包有し, 後者の周囲に多色性ハローを生じている. 一部緑泥石に変質している.

### IV. 1. 2 粗粒黒雲母花崗岩(Gc)

#### 分布

敦賀平野西部から敦賀半島にかけて分布するほか, 敦賀市雨谷から黒河川中上流部の西側及び谷, 滋賀県マキノ町北部の八王子川周辺に分布する.

#### 関係

中粒黒雲母花崗岩とは断層で接する他は明瞭な境界はみられず, 幅約100-200mの漸移帯を持って

漸移する。漸移帯では等粒状・粗粒な岩相から徐々に粒度が小さくなるとともにやや細粒の鉱物が次第に多くなる連続的な変化をしながら中粒黒雲母花崗岩に移り変わる。敦賀平野西部の旗護山付近で美濃 - 丹波帯の地層群に貫入し接触変成作用を与えている。

### 岩相と構造

塊状の等粒状粗粒黒雲母花崗岩(色指数3)からなる。まれに長径10-30cmの閃緑岩質の暗色包有岩を含む。敦賀平野西方の美濃 - 丹波帯の地層群との境界部では、幅100-200mのやや粒度の細かい周縁相を持つ。澤田ほか(1997)は、本岩を中粒黒雲母花崗岩の深部相と考えた。

### 岩石記載

等粒状粗粒黒雲母花崗岩(GSJ R66916)

主に石英(43%)、アルカリ長石(28%)、斜長石(28%)、黒雲母(3%)からなり燐灰石、褐れん石、ジルコン、磁鉄鉱、チタン鉄鉱を副成分鉱物として含む。石英は径2-4mmで集合して最大10mmほどの固まりをつくっている。波動消光は弱い。カリ長石は長径1-5mmで半自形を呈し、また他の鉱物の粒間を埋めている。パーサイト組織が発達し、斜長石とミルメカイトをつくる。斜長石は長径2-4mmで半自形-自形を呈する。弱い累帯構造がある。黒雲母は長径1-3mmの自形-半自形で、Y=Z=暗緑褐色である。一部緑泥石化している。

#### IV. 1. 3 細粒斑状黒雲母花崗岩(Gf)

### 分布

JR小浜線粟野駅南方や野坂岳から三国山への山稜の東麓、滋賀県西浅井町横波から大浦にかけて幅500m-1km、長さ数kmの岩体として分布する。また、敦賀市疋田から駄口にかけてや新道野南方で幅10-20m程度の南北に伸長した岩脈としてみられる。野坂岳南東麓では、規模の大きな岩体の周囲にその伸長方向に平行したアプライト質の小岩脈として多数分布するが(第18図)、本図幅には主なものだけを記した。

### 関係

中粒黒雲母花崗岩、粗粒黒雲母花崗岩を貫く(第19図)。JR小浜線粟野駅南方では美濃 - 丹波帯の地層群を貫く。

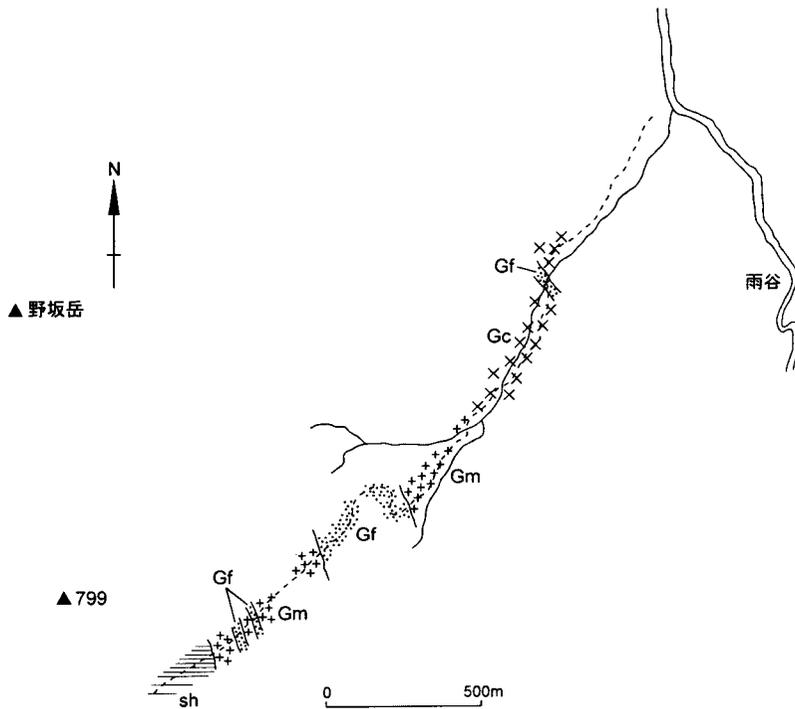
### 岩相と構造

主として細粒斑状黒雲母花崗岩(色指数2)からなる。半自形-融食形の石英、自形-半自形の斜長石、カリ長石、黒雲母を斑晶とする斑状組織を示すが、斑晶の量はほとんどないものから30%程度のもまで多様である。石基の粒度は0.1mm以下の細粒なものから0.5mm程度のもまで場所によって変化する。まれに石基中に細粒の角閃石を含む。

### 岩石記載

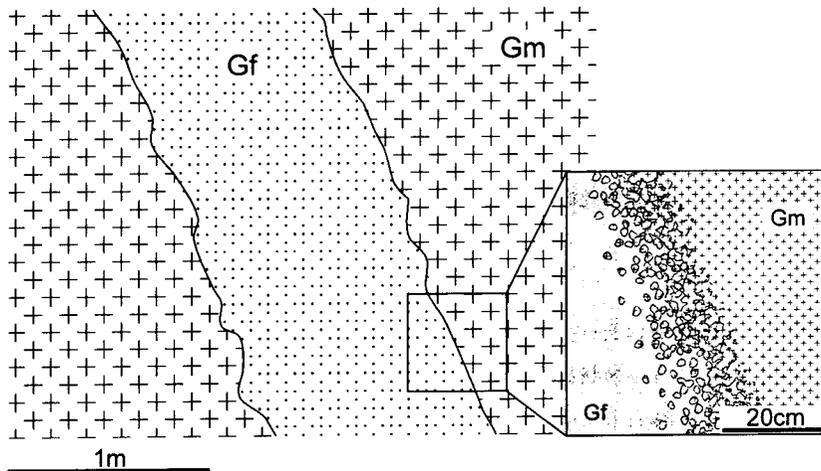
細粒斑状黒雲母花崗岩(GSJ R66917)

主に石英(35%)、アルカリ長石(33%)、斜長石(30%)、黒雲母(2%)からなり白雲母、燐灰石、褐れん石、ジルコン、磁鉄鉱、チタン鉄鉱を副成分鉱物として含む。石基は粒径0.2-1mm程度であり、斑晶として長径3-4mmの石英、カリ長石を含む(9%)。斜長石は0.2-1mmの半自形-自形で弱い累帯構造を示す。カリ



第18図 敦賀市雨谷南西のルートマップ

幅約250mの比較的規模の大きな細粒斑状黒雲母花崗岩(Gf)が中粒黒雲母花崗岩(Gm)に貫入し、周囲に同じ脈方向の幅10m以下の小規模な細粒斑状黒雲母花崗岩脈を伴っている。  
Gc:粗粒黒雲母花崗岩, sh:美濃-丹波帯の刀根コンプレックスの頁岩



第19図 細粒斑状黒雲母花崗岩の産状

細粒斑状黒雲母花崗岩(Gf)が中粒黒雲母花崗岩(Gm)を貫く(敦賀市雨谷南4km)。境界部では細粒斑状黒雲母花崗岩が中粒黒雲母花崗岩の小片を取り込み、中粒黒雲母花崗岩の粒間に染み込むような構造を呈する。

長石と接する外縁部はアルバイトのリムが取り巻いている。カリ長石は0.2-1mmの他形結晶が多く、斑状の結晶は半自形で小さい石英、斜長石をポイキリチックに包有する。パーサイト組織を示す。石英は0.2-1mmの半自形で、斑晶は径2-3mmである。弱い波動消光を示す。黒雲母は長径0.1-2mmの自形-半自形でY=Z=暗緑褐色である。燐灰石、ジルコンを包有し、後者の周囲に多色性ハローを生じている。一部緑泥石に変質している。

#### IV. 1. 4 放射年代

今回、敦賀市原南部の馬坂峠から採取した粗粒黒雲母花崗岩から、 $62.9 \pm 3.1$ Maの黒雲母K-Ar年代が得られた(第4表の地点1)。本地区周辺ではこれまでに、本図幅外の敦賀半島東部の敦賀市常宮に露出する細粒黒雲母アダメロ岩から、59Maの黒雲母K-Ar年代が得られている(河野・植田, 1966)。この細粒黒雲母アダメロ岩は本図幅の細粒斑状黒雲母花崗岩に相当すると考えられ、今回得られた粗粒黒雲母花崗岩より誤差の範囲を超えてやや若い年代となっている。この年代差は前述の貫入関係と矛盾しない。

### IV. 2 岩脈

本図幅地域にみられる岩脈は、岩相により石英閃緑斑岩、花崗閃緑斑岩及び細粒閃緑岩が識別できる。これらは活動時期から、後に述べるように70Maの石英閃緑斑岩と、それより新しい花崗閃緑斑岩と細粒閃緑岩に分けられる(第16図)。

#### IV. 2. 1 石英閃緑斑岩(Q)

石英閃緑斑岩は木之本町大見南方1.5kmの高時川沿いにおいて小規模な北西-南東方向の岩脈として美濃-丹波帯の地層群に貫入する。露頭で暗緑色を呈する。

本岩は細粒完晶質の石英閃緑斑岩である。斑晶として長径0.5-1mmの自形の斜長石、角閃石を含み、石基は長径0.2-0.3mmの斜長石、石英、緑泥石、鉄鉱からなる。斜長石は累帯構造が顕著でアルバイトのリムを持つ。コアは大部分が微細な白雲母に置換されている。石英は半自形で径0.1-0.2mmである。角閃石は長径0.1-0.3mmの自形-半自形で、Z=茶褐色の多色性を示す。

第4表 江若花崗岩及び岩脈のK-Ar年代測定結果  
測定はTeledyne Isotopes社による。試料採集地点は地質図に示す。

試料番号	岩石	測定対象	年代 (Ma)	K (%)	$^{40}\text{Ar}$ rad ( $10^{-5}$ scc/gm)	$^{40}\text{Ar}$ rad (%)
GSJ R66868 (地点1)	粗粒黒雲母花崗岩	黒雲母	62.9±3.1	4.89	1.22	92.0
				4.88	1.21	89.9
GSJ R66869 (地点2)	石英閃緑斑岩	普通角閃石	70.1±3.5	0.39	0.105	65.8
				0.38	0.109	68.1

## 放射年代

本岩からは $70.1 \pm 3.5$ Maの角閃石 K-Ar 放射年代が得られた(第4表の地点2)。この年代は江若花崗岩の形成年代よりも古いものである。

### IV. 2. 2 花崗閃緑斑岩(P)

本岩は図幅地域西部において北北西-南南東に伸長した幅5-20mの岩脈として美濃-丹波帯の地層群に貫入するほか、黒河川上流部で江若花崗岩に貫入する。

本岩は灰緑色で斜長石、石英、角閃石を斑晶とする。風化面では斜長石斑晶が白く目立つ明灰色を呈する。斑晶の斜長石は半自形で長径2-5mm、角閃石は自形で長径0.5-3mm、石英は径1-2mmである。石基は微小な斜長石、石英、アルカリ長石、鉄鉱からなる。

本岩は江若花崗岩を貫くことから、それより新しいと考えられる。

### IV. 2. 3 細粒閃緑岩(D)

本岩は図幅地域東部の美濃-丹波帯の地層群に貫入するほか、江若花崗岩東部で花崗岩に貫入する。走向は北北東-南南西から北北西-南南東で、幅は50cm-1mである。本岩は安山岩-細粒閃緑岩で、露頭で暗赤褐色ないし暗緑褐色を呈する。鏡下では長径0.5-3mmの自形の斜長石と径0.5-1mmの半自形-自形の単斜輝石を斑晶とする斑状組織を示す。単斜輝石は大部分が緑泥石や緑れん石に置換されている。石基は石英、斜長石の微細な結晶からなる。

本岩は江若花崗岩を貫くことから、それより新しいと考えられる。

## V. 第 四 系

(杉山雄一)

### V. 1 更新統

本報告では、敦賀図幅地域に分布する更新統(段丘及び扇状地の堆積物)を、高位段丘堆積物、中位段丘・扇状地堆積物、低位段丘・扇状地堆積物に3分した。高位段丘堆積物と中位段丘・扇状地堆積物については、広域テフラや信頼性の高い同位体年代などの、地層の堆積年代を明確に示すデータは得られていない。従来の研究(武藤ほか, 1981; 福井県, 1985 など)では、高位段丘堆積物は中部更新統、中位段丘・扇状地堆積物は最終間氷期-最終氷期前半頃の堆積物と推定されている。低位段丘・扇状地堆積物

は、 $^{14}\text{C}$ 年代よりおおむね最終氷期後半以降の堆積物であり、一部に完新世の堆積物が含まれる。

#### V. 1. 1 高位段丘堆積物(th)

高位段丘堆積物は、主として大川上流域の西浅井町集福寺・沓掛付近から、敦賀市の新道野付近にかけての地域に分布する。東郷・仲川(1973)及び東郷(1974)は、この地域に分布する本堆積物を沓掛砂礫層と呼んでいる。沓掛付近の本堆積物は30m前後の厚さがあり、主として大-中礫サイズの礫からなる。また、本堆積物の中-上部には、シルト-粘土層(最大層厚1m程度の腐植層を伴う)が頻繁に挟まれている。本堆積物上部の礫は風化して赤色化しており、いわゆるクサリ礫状を呈する。新道野付近の本堆積物は中-大礫サイズの角礫を主とし、新道野南方の大浦峠付近では主にシルト-粘土層と砂層-細礫層との互層からなる。本堆積物はこのほかに、乗鞍岳東方の国境付近などに小規模に分布する。

#### V. 1. 2 中位段丘・扇状地堆積物(tm)

中位段丘・扇状地堆積物は、余呉町下余呉-坂口付近の柳ヶ瀬断層沿いや敦賀市野坂付近の野坂断層沿いに主として分布する。柳ヶ瀬断層沿いに分布する本堆積物は、武藤ほか(1981)の古期及び中期扇状地堆積物に相当する。下余呉付近の本堆積物は、厚さ2-3mの下部層と厚さ6-10m程度の上層からなる。下部層は大礫サイズの角礫を主体とする。上層は主に中-大礫サイズの亜角礫からなり、基底部に厚さ10cm程度の砂層を伴うところがある。野坂断層沿いに分布する本堆積物は、中-巨礫サイズの角礫や亜円礫からなるシルト質基質の砂礫層を主体とし、礫混じりの砂質シルト層を伴う。

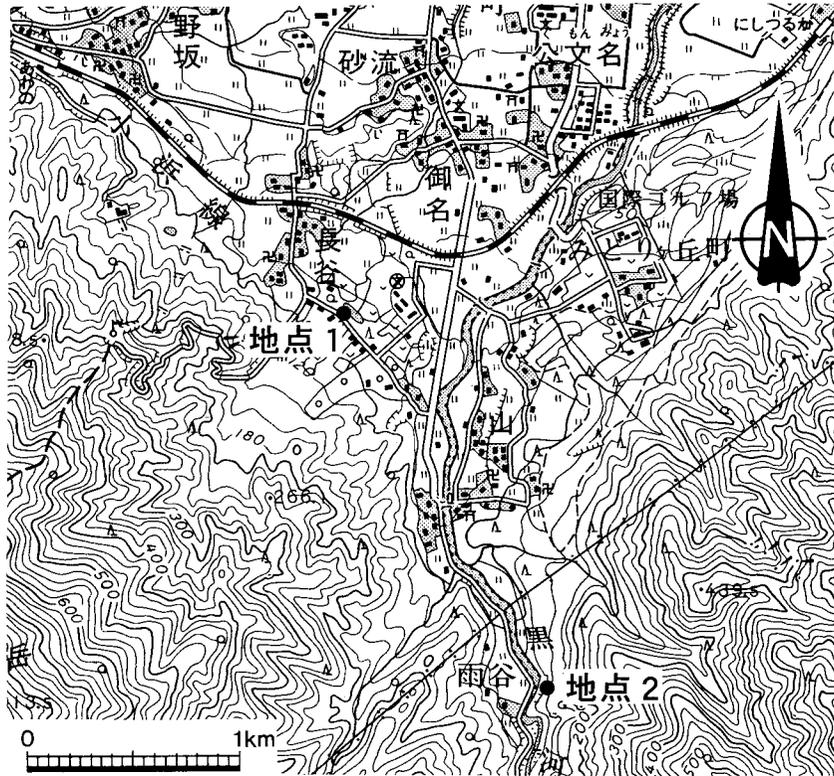
#### V. 1. 3 低位段丘・扇状地堆積物(tl)

低位段丘・扇状地堆積物は、敦賀平野南西縁の長谷-野坂付近(長谷扇状地など)と同南東縁の山泉-雨谷間(敦賀国際ゴルフ場一帯)に広く分布する。このほか、同平野東縁の井川-高野付近、笙の川・五位川流域、大浦川流域、高時川流域などに分布する。以下に、敦賀平野周辺の3地域に分布する本堆積物について略述する。

長谷付近に分布する低位扇状地堆積物は15-35m程度の厚さがある。ボーリングデータ(地質調査所, 1997b)によると、本堆積物は主として巨礫混じりの砂礫層からなり、砂層、シルト層、腐植質粘土層などを挟む。自然露頭、ボーリングコア、トレンチ壁面の各試料の $^{14}\text{C}$ 年代(岡田, 1978; 杉山, 1997; 杉山ほか, 1998b など)から、扇状地面の形成年代は2.5-2万年前頃と推定される。

長谷扇状地(第20図の地点1)で行われたボーリング調査によると、扇状地堆積物の基底(深度約32m)から深度26mまでの層準はトウヒ属が優占する花粉群集を産する(第21図)。また、深度25-19mではスギ属が優占している。 $^{14}\text{C}$ 年代データによると、これらの層準の年代は約4万年前より古いと考えられることから、上述の花粉群集の変遷は、最終氷期の最寒冷期以前の気候変動を示している可能性が高い。

雨谷の黒河川東岸の崖(第20図の地点2)には、敦賀国際ゴルフ場一帯の低位段丘を構成する堆積物が露出する。段丘堆積物は13.5mの層厚を有し、主として巨礫を含む砂礫層からなる。段丘面下3-4.5m及び6m付近の本堆積物上部には、腐植混じりのシルト層や砂層が挟まれている(第22図)。これら



第20図 低位段丘・扇状地堆積物の花粉分析試料採取地点

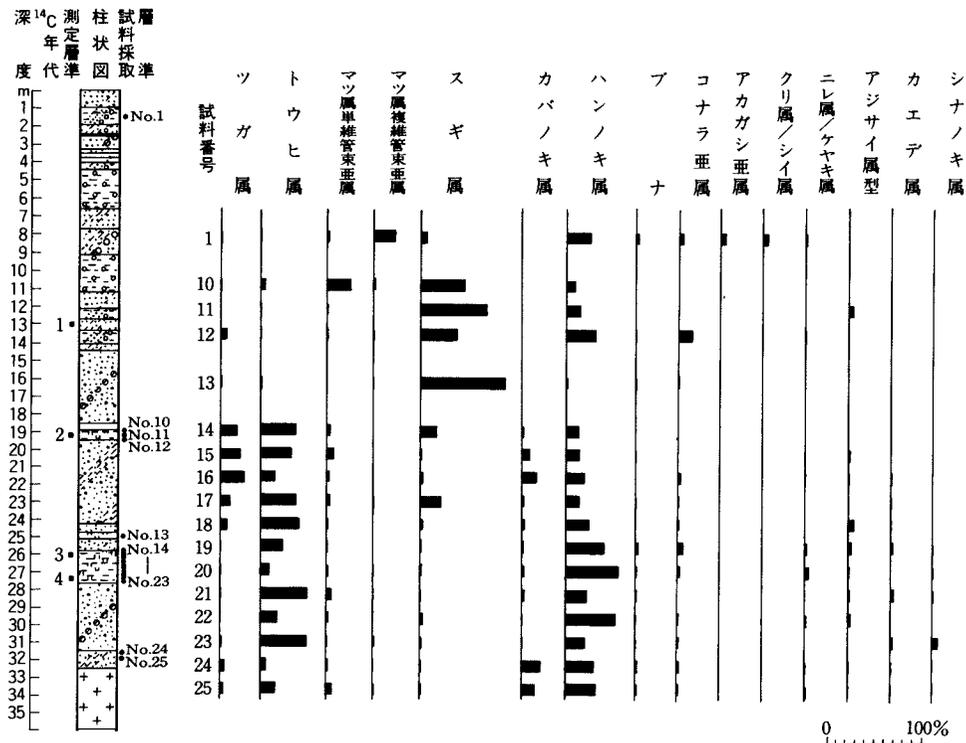
基図は国土地理院発行の5万分の1地形図「敦賀」。

の細粒堆積物からは、ツガ属及び単維管束亜属のマツ属(五葉松亜属)が優占し、トウヒ属、モミ属、カバノキ属を伴う花粉化石群集が産出する(第23図)。この露頭の段丘面下約3mから採取された腐植層の<sup>14</sup>C年代は、1.8万年BP前後である(第22図)。また、岡田(1978)は、敦賀市公文名南方の段丘面下3.5mから採取した腐植物の<sup>14</sup>C年代として、18,300年±470年BPの値を報告している。したがって、黒河川右岸の段丘面の形成年代は、同左岸の長谷付近の扇状地面よりやや新しいと考えられる。

井川付近の低位段丘堆積物は30-40m程度の厚さがあり、層相により、下部・中部・上部の3層に分けられる(第30図参照)。下部層と上部層は玉石混じりの砂礫を主体とする。中部層は主にシルト混じりの砂礫からなり、礫混じりの砂層及びシルト層を頻りに挟む。また、中部層の下部には約2.5万年前に降下したAT火山灰層が挟まれる。下部層の最上部及び中部層最上部の<sup>14</sup>C年代として、それぞれ約3万年BP及び1.1万年BPの年代が得られている(第30図参照)。したがって、厚さ15m前後の上部層の大部分は完新統と考えられる。

## V. 2 完新統

本報告では、敦賀図幅地域に分布する完新統を小扇状地堆積物、沖積低地堆積物及び浜堤堆積物に区分した。このほか、人工的な埋立地・干拓地が敦賀湾岸と琵琶湖畔に小規模に分布する。



第 21 図 野坂扇状地を構成する低位扇状地堆積物の花粉分析結果

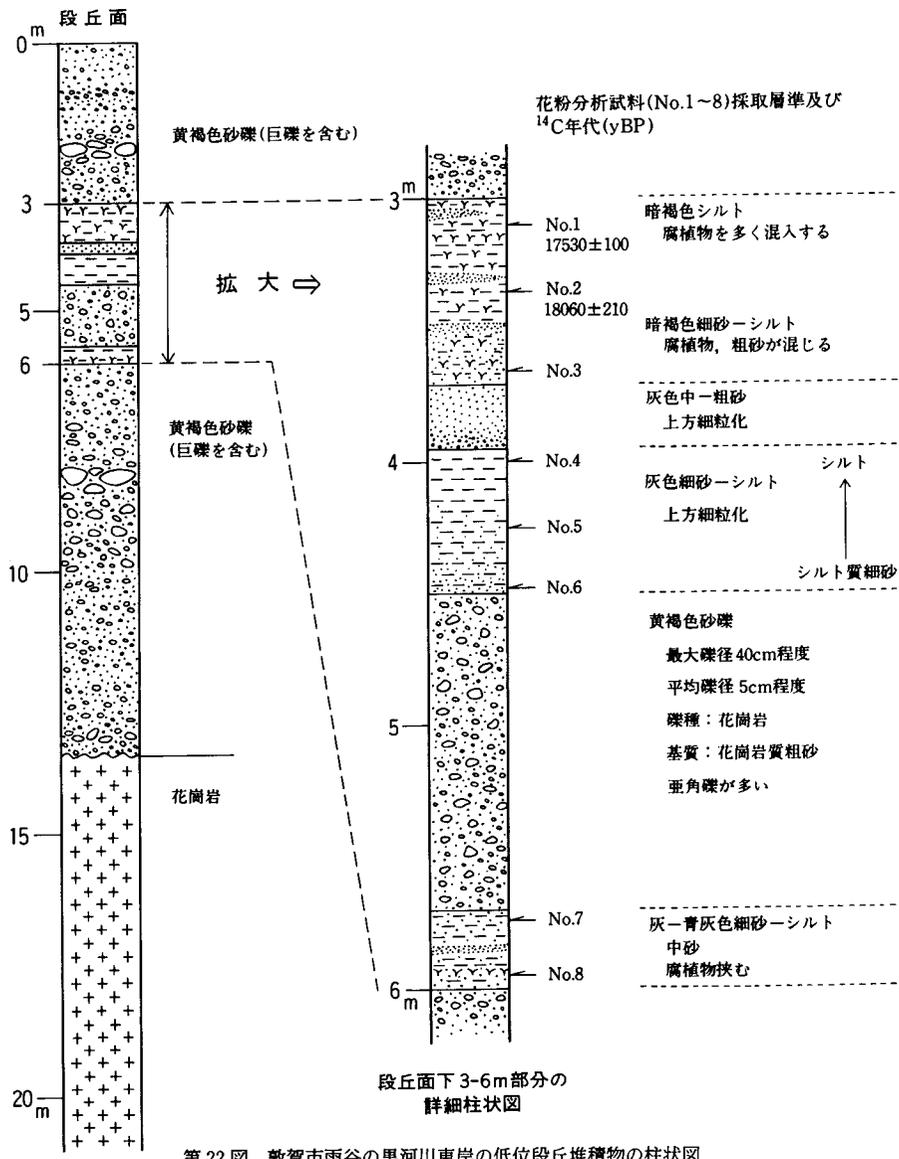
地質調査所(1997 b)のデータに基づき、主要樹木花粉の出現率を示す。層準 1 の<sup>14</sup>C年代(σ<sup>13</sup>C値により補正)は38740±550年BP。試料採取地点は第20図の地点1。

### V. 2. 1 小扇状地堆積物(f)

小扇状地堆積物は、山麓や支谷沿いに分布する小扇状地、崖錐などの堆積性斜面を構成する完新世の堆積物を一括したものであり、一部に土石流堆積物が含まれる。本堆積物は主として大-巨礫を含む砂礫から構成され、まれに材などの植物遺体や連続性の悪い礫混じりのシルト層などが挟まれる。敦賀平野周辺では、本堆積物は主に西部の井の口川流域及び三味線川流域に分布する。この地域の西原、杵見、筋生野などの集落は小扇状地上に立地する。また、柳ヶ瀬断層沿いの余呉町柳ヶ瀬から木之本にかけての余呉川東岸山麓には、典型的な合流扇状地性の本堆積物が分布する。このほか、琵琶湖に注ぐ大浦川の流域や大川の下流域などにも本堆積物が分布する。

### V. 2. 2 沖積低地堆積物(a)

沖積低地堆積物は、各河川沿いの谷底低地(急勾配部を除く)の表層堆積物と筥の川などの大規模河川の完新世扇状地・氾濫原・後背湿地・旧河道などの表層堆積物を一括したものである。敦賀平野南部の本堆積物は黒河川と筥の川の扇状地の堆積物であり、主に砂礫から構成される。一方、敦賀平野北部の沖積低地堆積物は、主に氾濫原や後背湿地の堆積物であり、砂礫層のほかに、礫・砂・腐植混じりのシルト-粘土層を伴う。本堆積物はこのほかに、今市以南の余呉川流域や大川下流域などに比較的広く分布する。余呉川流域の本堆積物は主に砂礫から構成されるが、木之本西方には後背湿地性の粘土-シル

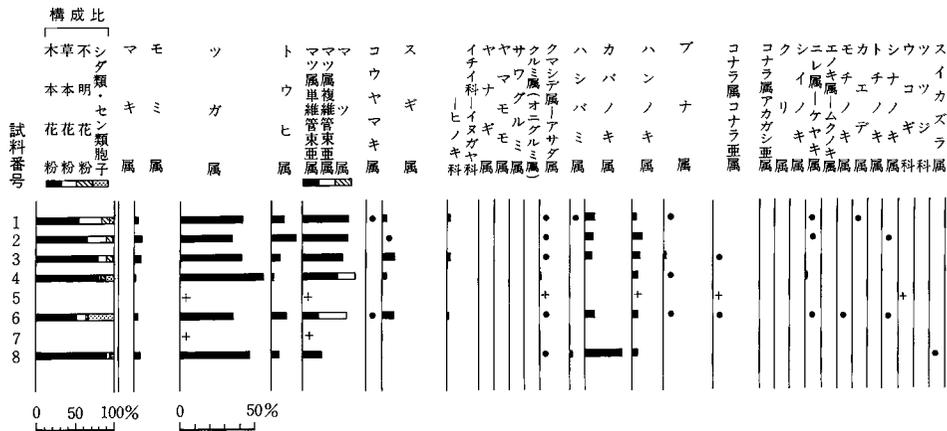


第 22 図 敦賀市雨谷の黒河川東岸の低位段丘堆積物の柱状図  
 地質調査所(1997 a)による。試料採取地点は第 20 図の地点 2。

ト層が分布する。各河川上流部の谷底低地堆積物は主に砂礫からなるが、筥の川源流の池河内には湿原が形成されており、泥炭質の堆積物が分布する。敦賀市街東方の木ノ芽川右岸の埋積谷(内池見, 中池見, 余座池見の各湿原)や大浦峠西方の埋積谷(山門湿原)などにも、泥炭質堆積物が分布する。

### V. 2. 3 浜堤堆積物(b)

浜堤堆積物は、風成砂(飛砂)に一部覆われる浜堤砂からなり、敦賀湾岸に沿って長さ約3kmにわたって分布する。笹嶋・伊藤(1959)及び福井県(1985)によると、筥の川左岸では2, 3列の浜堤が認められ、幅800mほどにわたって本堆積物が分布する。景勝地として保存されている気比の松原は、最前列



•, ◦ : 1%未満の産出、+ 花粉化石の産出が少ない試料における産出

第 23 図 敦賀市雨谷の黒河川東岸の低位段丘堆積物の花粉分析結果

地質調査所(1997 a)のデータによる。主要樹木花粉の出現率を示す。試料採取地点は第 20 図の地点 2。

の浜堤上に位置する。本堆積物の厚さは2-5m程度であり、氣比の松原付近で特に厚い。筈の川右岸では左岸に比べて浜堤の発達が悪く、浜堤の人工改変も進んでいる。

#### V. 2. 4 埋立地・干拓地(r)

本図幅地域では、敦賀湾岸と大川河口付近の琵琶湖畔に埋立地・干拓地が分布する。筈の川河口右岸の敦賀湾奥部は、埠頭、倉庫などの港湾関連施設用地として埋め立てられている。また、金ヶ崎城跡北方の小湾(福浦湾)は、北陸電力敦賀火力発電所用地として埋め立てられている。大川河口の塩津浜西方の塩津内湖と同南方の入り江(婆婆内湖)は、水田用地として干拓されている。

#### V. 3 沖積低地下の第四系

福井県(1985)、石井(1989)などの既存資料によると、敦賀平野中-北部に分布する第四系の厚さは100-170mに達する。このうち、表層部の層厚20-30m程度の部分が完新統と考えられ、これより深い部分は更新統と推定される。更新統は部分的に粘土-シルト層を挟む砂礫からなり、その一部は敦賀平野南縁に分布する低位段丘・扇状地堆積物に連続すると考えられる。完新統の最下部は砂礫層からなり、その上位に一部砂混じりのシルト-粘土層や泥質砂層が分布する。この細粒堆積物は縄文海進に伴う堆積物と考えられ、平野北部の同層からは内湾性の貝化石群集を産する(笹嶋・伊藤, 1959; 福岡, 1986; 東ほか, 1987)。福岡(1986)によると、貝化石を含む細粒堆積物の分布高度は、筈の川河口左岸の松島町で平均海面下7-15m、平野東端の天筒町で同4-9mである。この細粒堆積物は、地質図に示した完新統上部の浜堤堆積物や沖積低地堆積物(氾濫原成の砂礫、後背湿地成の腐植・シルトなど)に覆われている。

敦賀市街東方の中池見湿原に分布する泥炭質堆積物の厚さは40m以上に達し、同堆積物の深度約5.3mと同約17.6mに、それぞれアカホヤ火山灰とAT火山灰が挟まれる(宮本ほか, 1995;

Miyamoto et al., 1996). また、深度約 27m には約 5 万年前に噴出した DKP 火山灰(大山倉吉火山灰)が挟まれており、湿原の形成は 5 万年前以前に遡ることが判明している(宮本ほか, 1995). その北側の内池見湿原の泥炭質堆積物の厚さは 10-20m 程度であり、その下半部からは約 2 万年 BP 及びこれより古い 14C 年代値が得られている(Okada, 1978).

滋賀県(1990)などの既存資料によると、余呉川沿いの沖積低地に分布する第四系は、今市付近や文室川流域では 50m 程度の厚さがあり、主として砂礫から構成される。余呉湖畔では 60m 以上の厚さとなり、粘土-シルト層と砂礫層からなる。

## VI. 活断層

(杉山雄一)

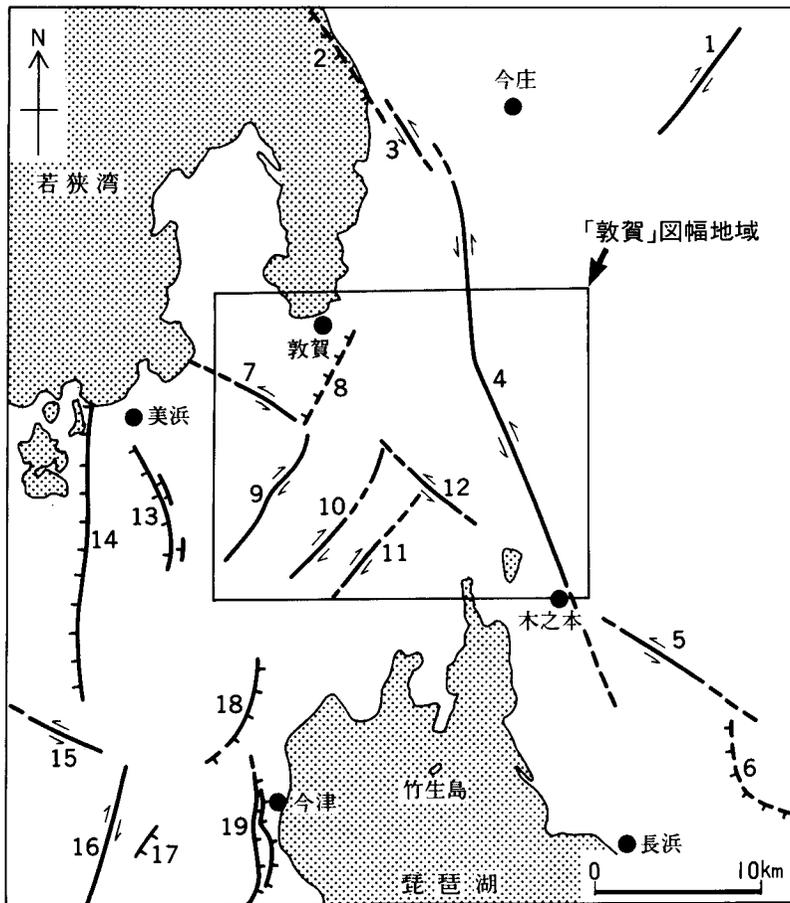
### VI. 1 概説

敦賀図幅地域は、近畿トライアングルの頂部に位置すると同時に、中部山地の西縁部に当たる。本図幅地域周辺(第 24 図)は、日本列島のなかでも、活断層の分布密度が相対的に高い地域である。

本図幅地域には、北西-南東走向と北東-南西走向の共役関係にある活断層が分布する。北西-南東走向の活断層は、野坂断層(第 24 図の 7)と集福寺断層(同図の 12)であり、走向がやや南北に振れる柳ヶ瀬断層(同図の 4)もこの系統に含まれる。これらの活断層は左横ずれ断層である。一方、北東-南西走向の活断層は、敦賀断層(第 24 図の 8 と 9)、駄口断層(同図の 10)及び路原断層(同図の 11)であり、これらは右横ずれ成分を有する。本図幅地域の周辺には、これら 2 系統の活断層のほか、三方断層(第 24 図の 14)、饗庭野断層(同図の 19)などの南北走向の逆断層も分布する。このような活断層の分布と変位センスの特徴は、本図幅地域周辺が第四紀後期に東西性の圧縮応力場におかれていることを示す。

本図幅地域に分布する活断層は、直線谷や鞍部の連続、河谷・尾根の系統的な屈曲などの断層地形を伴い、敦賀断層南部や駄口断層沿いには鮮明な低断層崖が認められる。また、柳ヶ瀬断層と敦賀断層南部は、先第四系の基盤岩類中に幅数 m 以上の顕著な断層破砕帯を伴う。

これらの活断層については、山崎・多田(1927)、岡山(1956)、杉村(1963)らの先駆的な研究がある。空中写真判読を取り入れた詳細な研究は 1970 年代から精力的に進められた。このような研究の主なものとして、東郷(1974)、村井・金子(1975)、岡田(1978)及び武藤ほか(1981)がある。また、藤田・岸本(1972)や藤田(1974)は、本図幅地域を含む近畿トライアングルにおける活断層分布の概要を示した。これらの研究の成果は活断層研究会(1980, 1991)により取りまとめられている。



第24図 敦賀図幅地域及び周辺地域に分布する主な活断層

1：金草岳断層，2：甲斐城断層，3：山中断層，4：柳ヶ瀬断層，5：鍛冶屋断層，6：醍醐断層，7：野坂断層，8：敦賀断層北部，9：敦賀断層南部，10：駄口断層，11：路原断層，12：集福寺断層，13：耳川断層，14：三方断層，15：熊川断層，16：花折断層，17：堂建山断層，18：酒波断層，19：饗庭野断層。断層線に付した矢印は横ずれ方向を示し，ケバは落下側(逆断層の下盤側)を示す。破線は推定部分。

その後、1992年に柳ヶ瀬断層中部のトレンチ掘削による活動履歴調査が行われ、同断層の一部が14世紀の歴史地震に伴って活動した可能性が高いことが明らかにされた(杉山ほか、1993)。さらに、兵庫県南部地震後には、野坂断層、敦賀断層及び柳ヶ瀬断層北部の詳細調査が地質調査所と福井県により実施され、これらの活断層の活動履歴や活動性に関する定量的なデータが得られつつある。

これらの活断層のほかに、本図幅地域南西端部の赤坂山付近には、主稜線を挟んで北北東-南南西方向に延びる2条の線状凹地が認められる。この2条の線状凹地は赤坂山の主稜線部を相対的に落ち込ませるセンスをもつことから、この構造はテクトニックなものではなく、重力性の成因をもつと推定される。

## VI. 2 各 説

### VI. 2. 1 野坂断層(東郷, 1974)

野坂断層は村井・金子(1975)の関峠断層に当たる。本断層は敦賀平野の南西縁に位置し、北西-南東ないし西北西-東南東の走向をもつ。本断層の北西延長は関峠を通過し、西隣の西津岡幅地域の美浜町佐田-北田付近の若狭湾岸へ達すると推定される。一方、本断層の南東端に関しては、黒河川西岸で認められる変位地形が東岸では認められなくなることから、同川沿いの敦賀市山付近と考えられる。断層東端から関峠までの本断層の長さは約4.5km、美浜町の若狭湾岸までの総延長(推定部分を含む)は約7kmである。

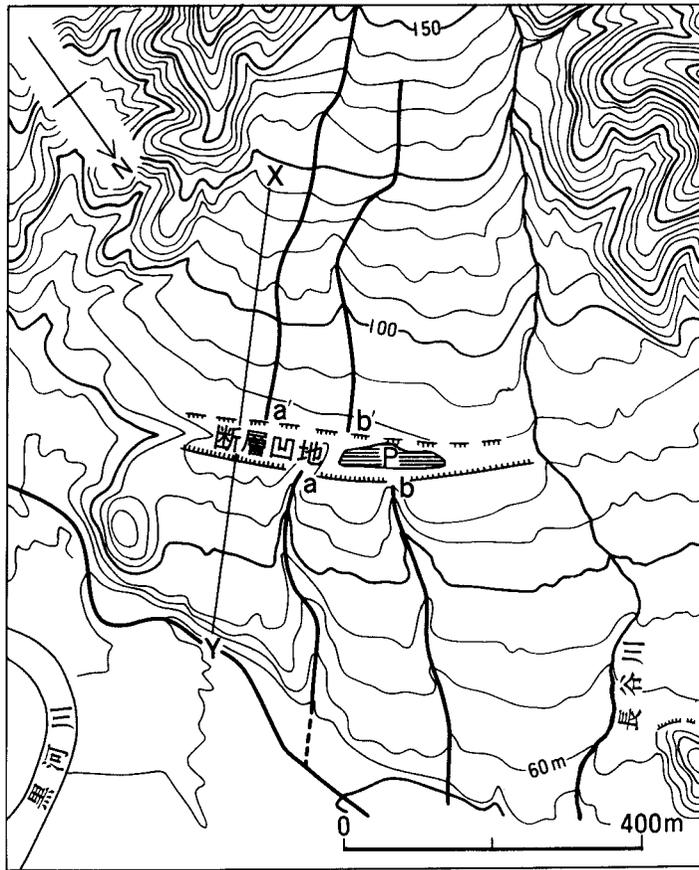
野坂断層は敦賀平野とその南側の野坂山地との境界に当たるため、累積変位では左横ずれ成分に加えて、南側上がりの上下変位成分をもつと推定される。一方、断層南東部の敦賀市長谷付近では、最終氷期及びそれ以降に形成された地形面やその構成層に、北側隆起(平野側隆起)の上下変位が認められる。ここでは、最近数万年間の断層活動に伴う上下変位の向きが、より長期間の累積上下変位の向きと逆になっている。

長谷扇状地には比高5m程度の北側(下流側)上がりの低断層崖が認められ、断層崖に沿って、幅50mほどの断層凹地が形成されている(第25図)。断層凹地状の構造は、ボーリング調査及び反射法地震探査(地質調査所, 1997b, c)でも確認されている。扇状地の原勾配を考慮すると、野坂断層による扇状地面の上下変位量は5-7m程度と推定される(第26図)。また、断層凹地の上流側及び下流側の開析谷の配列(第25図)は左横ずれを示唆する。東郷(1974)及び村井・金子(1975)は横ずれ量を50-60mと推定している。

長谷集落の西方にも、下流側上がりの断層活動を示唆する比高1-1.5m程度の低断層崖や低湿地(埋積された断層凹地)が認められる(第27図)。また、その西方の敦賀市立少年自然の家付近では、少なくとも6つの北流河谷が、野坂断層と交叉する辺りで左ずれ方向に屈曲している。横ずれ量は50-100m程度である。小浜線栗野駅から少年自然の家へ至る道路沿いには、野坂断層に沿う狭い断層谷(小河谷の屈曲部)と閉塞丘が観察される。栗野駅以西では、本断層は山地-低地境界及び線状谷として追跡されるが、明瞭な変位地形は確認されない。

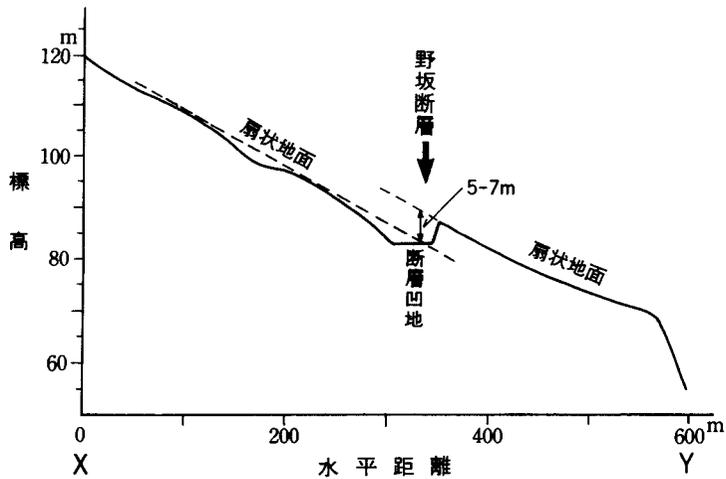
地質調査所は、野坂断層の活動履歴の解明を主な目的として、長谷集落西方の低湿地と低断層崖のトレンチ調査を平成9年度に実施した。この調査により、扇状地堆積物とこれを不整合に覆う完新世堆積物を北側上がりに変位させる断層が確認された(第28図, 第29図)。断層は鉛直ないし高角度で南側(落下側)へ傾斜し、数10cm-1m程度の幅の“断層帯”をなしている。“断層帯”は両側を断層面で限られ、大部分の壁面で地表へ向かって幅が広がっている。“断層帯”の中には堆積物が落ち込み、これを切る派生断層が観察される。このような“断層帯”の特徴は、野坂断層が横ずれ成分の卓越する断層であることを示唆する。

B トレンチの調査結果に基づくと、野坂断層の最新活動時期は、約510年BP以降-230年BP以前



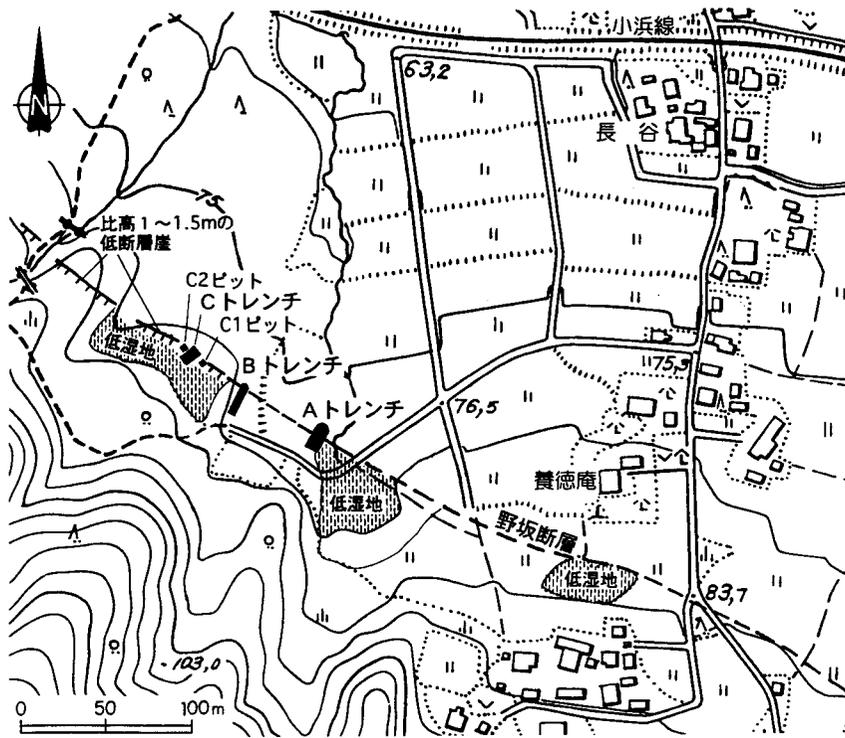
第 25 図 長谷扇状地を横断する野坂断層沿いの変位地形

東郷(1974)に加筆, P: 用水池, 断層凹地北側(扇状地下流側)の a 谷と b 谷の上流は, それぞれ, 断層凹地南側の a' 谷と b' 谷に連続すると考えられる. X-Y は第 26 図の断面図の位置を示す.



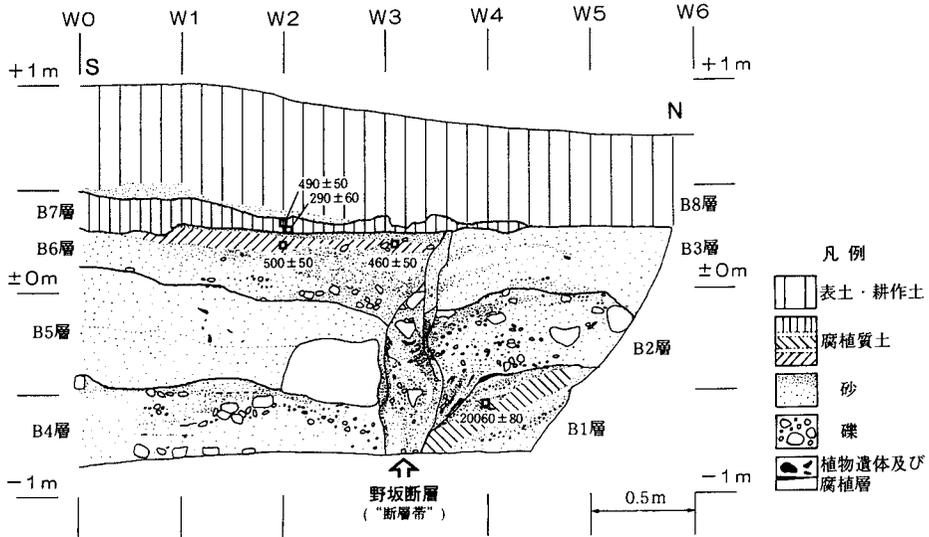
第 26 図 野坂断層による長谷扇状地の上下変位

東郷(1974)に加筆, 断面線 X-Y の位置は第 25 図参照.



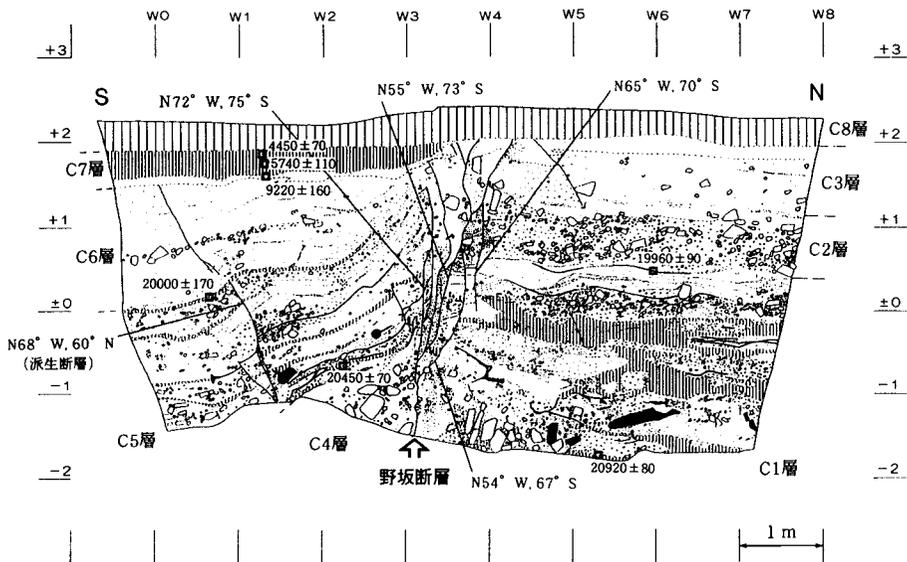
第27図 長谷集落付近の野坂断層沿いの地形とトレンチ調査地点

杉山ほか(1998b)による。



第28図 野坂断層・Bトレンチの調査結果

杉山ほか(1998b)によるBトレンチの西側壁面のスケッチ。図中の数値は $\sigma^{13}\text{C}$ 値により補正した $^{14}\text{C}$ 年代(年BP)。B2層以上は完新統と推定される。層相の類似から、B2層とB3層は、それぞれB4層とB5層に対比される可能性がある。



第 29 図 野坂断層・C トレンチの調査結果

杉山ほか(1998b)によるC トレンチの西側壁面のスケッチ。凡例は第 28 図参照。図中の数値は  $\sigma^{14}\text{C}$  値により補正した  $^{14}\text{C}$  年代(年 BP)。

(補正暦年代では 15 世紀前半-17 世紀中頃)と考えられる。また、この活動に伴う見掛けの上下変位量は、50cm 程度と推定される(杉山ほか, 1998b)。15 世紀から 17 世紀の間に、野坂断層周辺に被害を及ぼした歴史地震としては、1662 年(寛文 2 年)の地震が知られている。同地震では、三方断層、花折断層北部及び琵琶湖西岸断層系の活動が想定あるいは検証されている(大長・松田, 1982; 寒川・佃, 1987; 吉岡ほか, 1998a など)。したがって、これらの断層とともに、野坂断層が活動した可能性がある(杉山ほか, 1998b)。

また、C トレンチの調査結果から、扇状地堆積物(第 29 図の C6 層)の堆積後、これを不整合に覆う完新統(C7 層)の堆積前(約 2 万年前から 9 千年前の間)にも、少なくとも 1 回の断層活動があったと考えられる。

野坂断層の見掛けの平均上下変位速度は、扇状地堆積物の上下変位量と 14C 年代から、 $10\text{cm}/10^3$  年から数  $10\text{cm}/10^3$  年程度(B 級下位の活動度に相当)と見積られる(杉山ほか, 1998b)。横ずれ成分の平均変位速度は、少なくともこの値より大きいと考えられる。

## VI. 2. 2 敦賀断層(村井・金子, 1975)

敦賀断層は敦賀平野の東縁に分布し、その南方延長は黒河川流域を経て、耳川最上流域に達するとされている(村井・金子, 1975; 活断層研究会, 1980, 1991 など)。また、山崎・多田(1927)は、本断層及びその北方延長を木の芽峠断層(崖)と呼んでいる。本研究を含む最近の調査により、敦賀平野東縁沿いの敦賀断層北部と黒河川流域以南の同断層南部とは、断層の性格が大きく異なることが判明した(杉山, 1997; 杉山ほか, 1998a)。このため、以下では敦賀断層北部と同南部に分けて記述する。

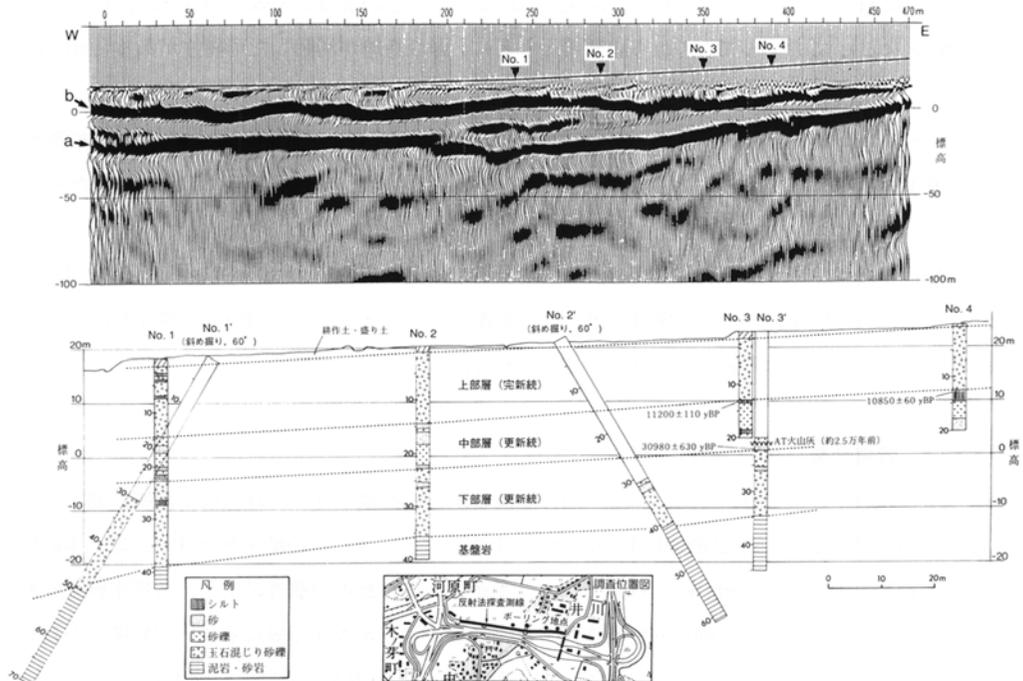
### VI. 2. 2. 1 敦賀断層北部

敦賀断層北部については、直線的な山地-平野境界という大地形上の特徴を除くと、変位地形や断層露頭などの活断層の存在を示唆するデータは得られなかった。本図幅地域北端の敦賀市樫曲では、従来、敦賀断層が通過するとされている鞍部において、農道法面の表土剥ぎによる連続露頭観察が行われ、断層が存在しないことが確認されている(地質調査所, 1997a)。また、反射法地震探査が断層の推定通過位置を横断する4測線で実施されたが、いずれの測線でも、基盤岩上面とこれを覆う更新統及び完新統に変形・変位は認められていない(地質調査所, 1997c)。敦賀市井川の断層推定通過位置を挟んで実施されたボーリング調査でも、基盤岩中に断層破砕帯は検出されず、基盤岩を覆う更新統及び完新統はほぼ一定の勾配でスムーズに繋がる(第30図)。

これらの調査結果から、敦賀断層北部は、基盤岩を覆う更新統の堆積開始以降(少なくとも3万年前以降)、活動していない可能性が高いと判断される。さらに、敦賀平野東縁の山地-平野境界には、断層そのものが存在しない可能性も考えられる。しかし、現時点では、直線的で顕著な地形境界の成因として、地殻変動以外のものは考え難い。このため、地質図では、敦賀平野東縁の山地-平野境界に推定活断層(伏在断層)を表示した。

### VI. 2. 2. 2 敦賀断層南部

敦賀断層南部については、新鮮な低断層崖、断層凹地(湿地)、上部更新統-完新統を変位させる断層露

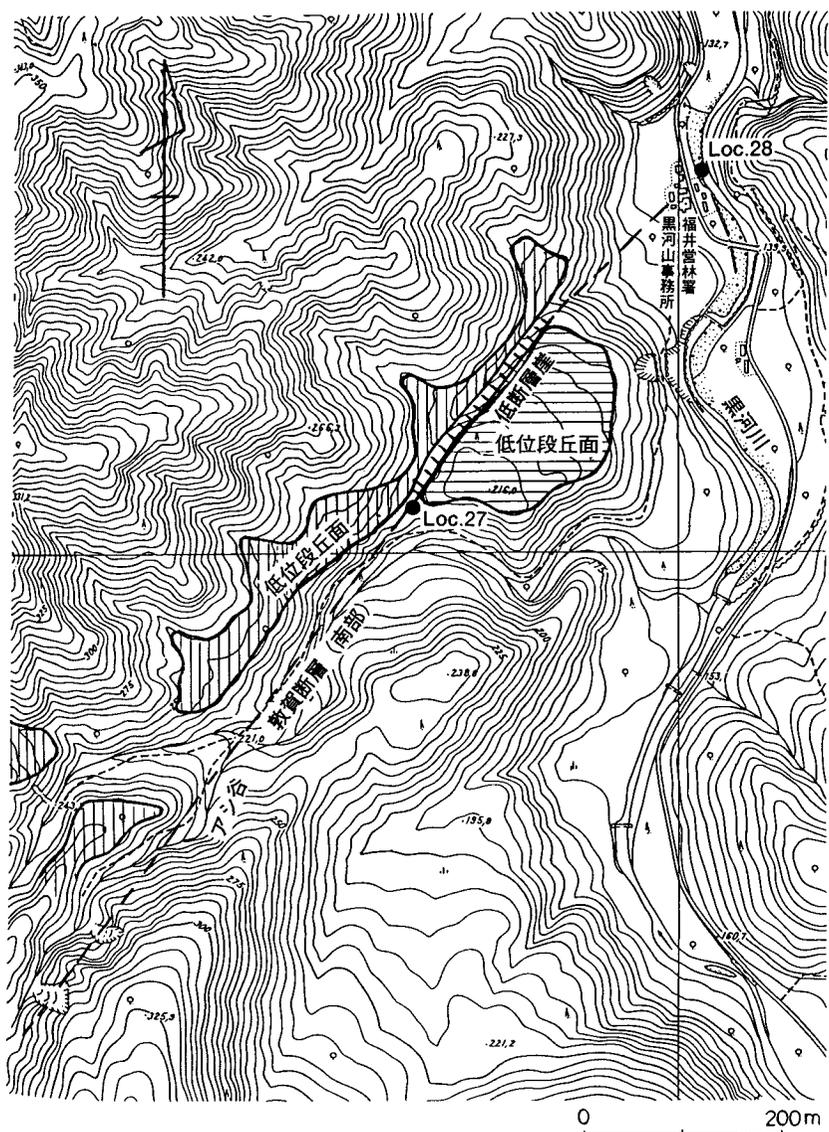


第30図 敦賀市井川で実施された反射法地震探査及びボーリング調査の結果

杉山ほか(1998 a)による、敦賀断層北部の推定通過位置は、No. 2地点とNo. 3地点の間。反射面aは基盤岩と更新統の境界に当たり、反射面bはほぼ上部層の基底に対応する。

頭、尾根と河谷の系統的な右ずれ屈曲など、数多くの活断層の証拠が得られた。現地踏査により確認された断層の長さは約8kmであり、黒河川流域の雨谷付近から三国山西方の折戸谷(耳川支流)まで、全体としてN35°E方向に追跡される。本断層は、江若花崗岩と丹波帯堆積岩類の南北方向に延びる分布を斜めに切っており、江若花崗岩内の各岩相境界と同花崗岩と堆積岩層の境界を見掛け上、活断層の横ずれセンスと調和的に右ずれ方向にずらしている。

福井営林署黒河山事務所の南西には、低位段丘面上に比高約10mの東側上がりりの低断層崖が認められる(第31図)。同図のLoc.27では林道の法面に低断層崖部が広く露出し、幅約6mの破碎帯を伴う断層が観察される。断層西側(低下側)の低位段丘堆積物の基底は未確認であるが、同堆積物基底の上下



第31図 敦賀市雨谷南方の敦賀断層南部沿いの低断層崖と断層露头位置図

杉山(1997)による。

変位量は少なくとも 8m 以上に達する(杉山ほか, 1994). この低断層崖の北東延長に位置する黒河川右岸(第 31 図の Loc. 28)には, 完新統と考えられる未固結の礫層を東側上がりに約 1.4m 変位させる断層が露出する. この断層の北方延長は雨谷集落の対岸付近まで追跡され, 4 地点で断層露頭が確認されている. このうちの 1 地点では, 未固結の小扇状地堆積物が切られている(地質調査所, 1997a).

Loc. 27 より南のアシ谷上流部では 4 地点で断層露頭が観察され, このうちの 2 地点で第四紀の砂礫層も断層変位を被っていることが確認された. また, アシ谷の最上流部には, 地質図に示すように, 低湿地(断層凹地)が形成されている. 低湿地の東側には, 2 つの顕著な風隙が認められる.

低湿地の南側の池の谷及び上の谷の流域では, 鮮明な低断層崖, 湿地(断層凹地), 鞍部等が連なり, 極めて明瞭な変位地形が観察される(第 32 図). 同図の地点①では, 池の谷川の現河床に比高 1-1.5m 程度の東側上がりの低断層崖が認められ, 崖の西側は低湿地になっている. 同図の地点③, ⑥などの低断層崖も, 1.5-2m 程度の比高を示す. 上の谷沿いでは 5 地点で断層露頭が観察され, このうちの 3 地点で, 第四紀の砂礫層や礫混じりの粘性土が断層に切られているのが確認された.

三国山北方の主稜線を越えて折戸谷の流域に入ると, 東西方向に送電線が敷設されている辺りに, 明瞭な右横ずれの変位地形が認められる. ここでは, 西流する小河谷群とその間の尾根が系統的に右ずれ方向に屈曲している. 横ずれ量は 50-150m 程度である. 折戸谷の流域でも 9 地点で断層露頭が観察され, そのうちの 2 地点で第四紀の堆積物が断層変位を被っていることが確認された. この地域では, 見掛けの上下変位のセンスは西側隆起である. 断層条線はほぼ水平であることから, 横ずれ成分が卓越すると考えられる.

敦賀断層は粟柄越古道と折戸谷沿いの林道の出会い付近まで追跡されるが, これより南では明瞭な変位地形及び活断層と考えられる断層の露頭は確認されなかった.

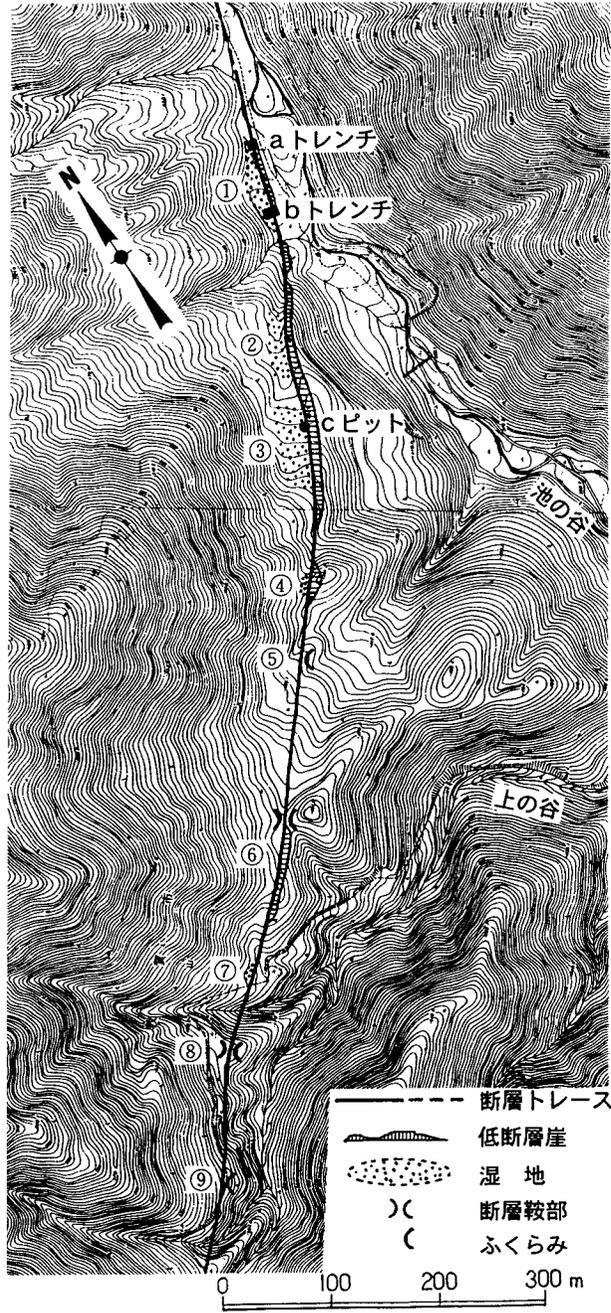
敦賀断層南部については, 池の谷地区において, 低断層崖を横断するトレンチ及びピット掘り調査が行われている(第 32 図). 各トレンチ・ピットでは, 東側上がりの断層変位や構成礫の回転変形を被った堆積物と, これを覆う非変位・非変形の堆積物が観察された(第 33 図, 第 34 図, 第 35 図).

各トレンチ・ピットの調査結果を総合すると, 敦賀断層南部の最新活動は, 約 1500 年 BP(補正暦年代では 6 世紀後半)以降と考えられる(杉山ほか, 1998a). また, b トレンチの調査結果から, 最新活動時期は 900 年 BP から 600 年 BP の間(補正暦年代では 12 世紀後半-14 世紀末)に限定される可能性がある(杉山ほか, 1998a).

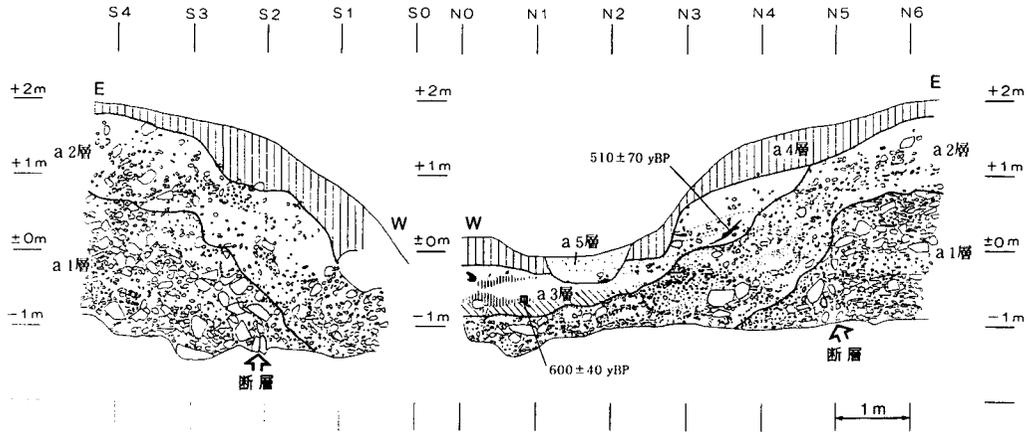
敦賀断層周辺に被害を及ぼした歴史地震としては, 1325 年(正中 2 年)の地震が知られており, 推定される最新活動時期と対応する. この地震では敦賀の気比神宮が倒壊し, 竹生島で崩壊が起きている(宇佐美, 1996 など). 後述するように, 柳ヶ瀬断層の一部(余呉町の椿坂集落付近)でも, 約 600 年 BP の活動の可能性が指摘されており, 敦賀断層南部と柳ヶ瀬断層の一部(椿坂集落付近以南の区間?)が, 1325 年の地震の際に一緒に活動した可能性がある.

最新活動に伴う上下変位量は, トレンチ壁面の観察結果から, 1.5-2m と見積もられる. この値は, 池の谷-上の谷流域の低断層崖の比高及び福井営林署黒河山事務所前の河岸礫層の上下変位量とほぼ等しい.

敦賀断層の平均上下変位速度は, 黒河山事務所南西方の低位段丘の変位量(段丘面の比高約 10m, 段

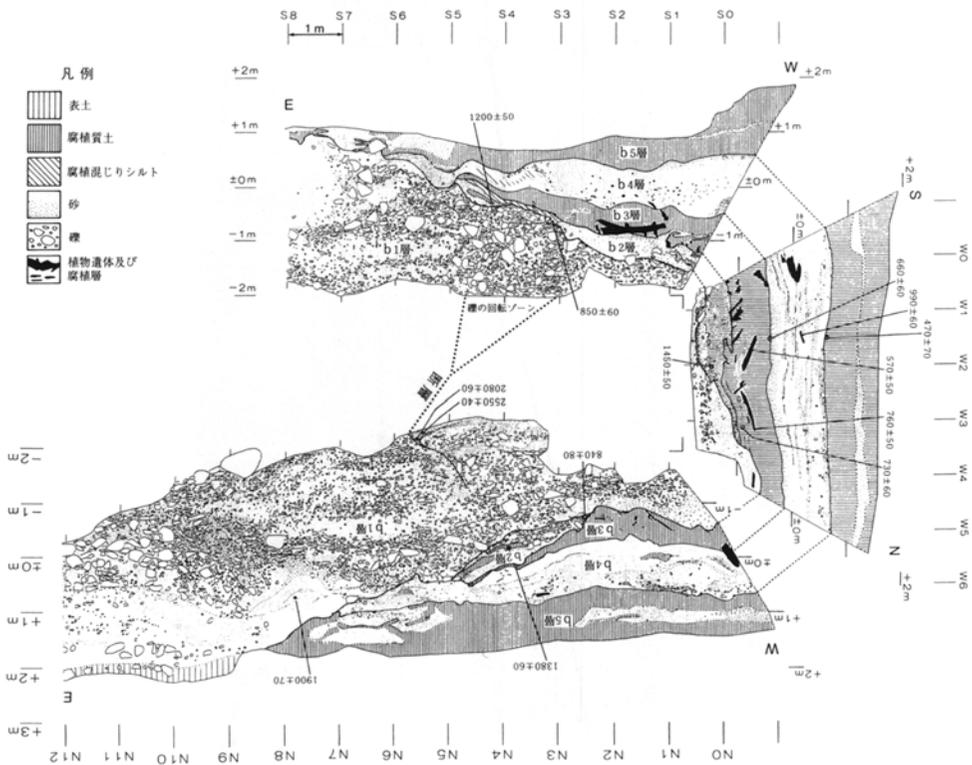


第 32 図 黒河川最上流域の敦賀断層南部沿いの変位地形とトレンチ・ピット調査地点  
 杉山ほか(1998 a)に加筆。



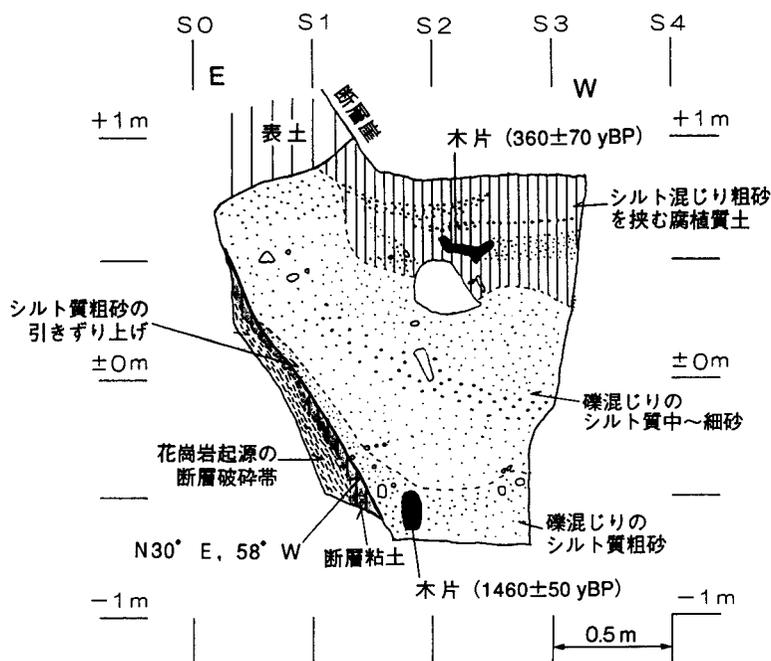
第33図 敦賀断層南部・aトレンチの調査結果

杉山ほか(1998 a)による、aトレンチの南側及び北側壁面のスケッチ。凡例は第34図参照。図中の数値は $\sigma^{13}C$ 値により補正した $^{14}C$ 年代(年BP)。a1層中の礫は、断層位置付近で西側へ落ち込むように回転し、ほぼ直立している。a2層及びa3層は断層変位や変形を被っていない。



第34図 敦賀断層南部・bトレンチの調査結果

杉山ほか(1998 a)による、bトレンチの南側、北側及び西側壁面のスケッチ。図中の数値は $\sigma^{13}C$ 値により補正した $^{14}C$ 年代(年BP)。b1層は東側上がりの断層変位を被っている。b2層以上の各層は断層変異や変形を被っていない。b2層中の腐植質土や腐植質シルトは、最新活動前に形成されていたものが、断層崖部からその前面の低地に二次堆積した可能性が高い。



第35図 敦賀断層南部・cピットの調査結果

杉山ほか(1998 a)による、cピットの南側壁面のスケッチ。図中の数値は $\sigma^{14}\text{C}$ 値により補正した $^{14}\text{C}$ 年代。断層に切られるシルト質砂層中の木片から、 $1460 \pm 50$ 年BPの年代が得られている。

丘堆積物基底の変位量8m以上)と約1.2km下流の同一面と考えられる段丘の構成層から得られた $^{14}\text{C}$ 年代(約1.8万BP;第V章のV.1.3参照)から、50-60cm/103年程度(B級の活動度に相当)と見積もられる。最新活動に伴う上下変位量(1.5-2m)と上記の平均上下変位速度のデータに基づくと、同断層南部の平均活動間隔は、おおよそ3000年程度と推定される。

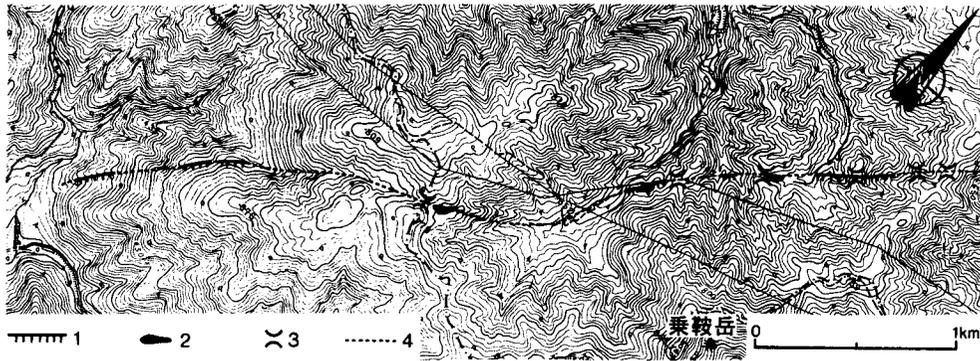
### VI. 2. 3 駄口断層 (活断層研究会, 1980)

駄口断層は、五位川流域の敦賀市駄口付近から、乗鞍岳西方を経てマキノ町白谷北方まで、敦賀断層とほぼ平行に北東-南西方向に追跡される。空中写真判読と現地踏査により確認された断層の長さ(一部、推定活断層部分を含む)は約9kmである。

駄口集落北東方の五位川東岸では、西流する河谷とその間の尾根に右ずれ方向の屈曲(最大屈曲量約100m)がみられ、尾根上には鞍部が認められる。また、駄口集落の南にみられる五位川の旧蛇行流路は、同集落の約800m南の駄口断層との交叉部で、現在の五位川に争奪され、比高約50mの見事な風隙が形成されている。

この風隙より南では、駄口断層は南南西方向の直線状の支谷に沿って南下すると推定される。支谷の出口付近(五位川との合流点から約200m上流)では、花崗岩中に幅数cmの断層粘土を伴うほぼ鉛直な断層が認められ、断層面上には水平な条線が観察された。

乗鞍岳の北方からマキノ町白谷北方にかけての地域では、東郷(1974)が指摘しているように、鮮明な低断層崖、凹地、鞍部等が連なっている(第36図)。断続的に認められる低断層崖はいずれも北西側の隆



第 36 図 乗鞍岳北-西方の駄口断層沿いの変位地形

東郷(1974)に加筆。1：低断層崖，2：凹地，3：鞍部，4：リニアメント(駄口断層)。基図は国土地理院発行の2万5千分の1地形図「駄口」。

起を示し，崖の比高は1-5m程度である．この低断層崖は，鮮明さの点で池の谷-上の谷流域の敦賀断層の低断層崖に匹敵し，駄口断層が数千年前以降に活動した可能性を示唆する．なお乗鞍岳の北西方では，本断層は江若花崗岩と丹波帯堆積岩類との境界を見掛け上，活断層の横ずれセンスとは逆に左ずれ方向にずらしている．このような見掛け上の左ずれは，断層北西側の相対的隆起を反映している可能性がある．

#### VI. 2. 4 路原断層(東郷, 1974)

路原断層は，西浅井町沓掛西方の山中牧場付近から，知内川上流のマキノ町路原南西方にかけて，北東-南西方向に追跡される．本断層は，変位地形の鮮明さの点で，上述の敦賀断層南部や駄口断層南部に比べて劣っている．地質図では，変位地形が比較的明瞭な路原周辺の約2.5kmの区間のみを確実度の高い活断層として赤実線(伏在部は点線)で示した．推定活断層部分を含む断層全体の長さは約7kmである．

山中牧場付近では，北東-南西方向の河谷がほぼ直線状に連なっている．牧場の北東隅では，このリニアメント上の花崗岩中に北東走向の断層が観察された．また，大浦川へ注ぐ4本の東流河谷の上流部は閉塞され，碎屑物により埋積されている．これらのことから，北東方向のリニアメント沿いに路原断層の北方延長を推定するとともに，南北に並ぶ埋積谷の東端沿いにも南北方向の推定活断層を表示した．谷の閉塞・埋積は東側隆起の断層運動を示唆するが，このような現象は断層活動以外の成因を有する可能性もあり，再検討する余地がある．

福井・滋賀県境付近から路原集落南西方にかけての地域(赤実線で示した部分)では，直線状の河谷と鞍部が連続し，これに沿って，幅20-50cm程度の破砕帯を伴う断層が認められる．知内川は野口-路原間の断層線上で右ずれ方向に屈曲しており，断層に沿う川の右ずれ量は約600mである(東郷, 1974)．丹波帯堆積岩類と江若花崗岩との境界も，断層により見掛け上，右ずれ方向に400mほどずれている．

活断層研究会(1991)は，路原断層を南隣の竹生島図幅地域のマキノ町開田付近まで延びるとしているが，同町在原より南の地域では，活断層の存在を示唆する地形・地質学的データは得られなかった．

VI. 2. 5 集福寺断層(伊藤・藤田, 1971 ; 藤田・笠間, 1971)

集福寺断層は西浅井町集福寺付近から大川の北岸沿いに沓掛北西方へ追跡され、さらに滋賀・福井県境の深坂越の峠付近に達すると推定される。本断層も変位地形の鮮明さの点では敦賀断層南部や駄口断層より劣っており、断層線を跨いで分布する低位段丘堆積物には断層変位が認められない。推定部分を含む断層全体の長さは約6kmである。

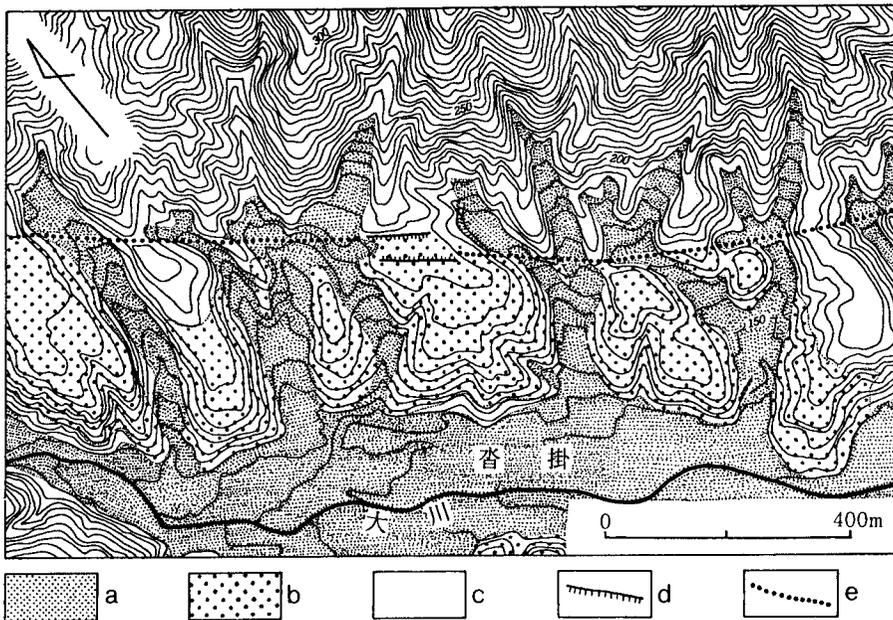
集福寺から沓掛北西にかけての地域では、南流して大川に注ぐ小河谷群とその間の尾根や小丘が系統的に左ずれ方向に屈曲し、閉塞丘や断層凹地を伴う見事な横ずれ変位地形が認められる(第37図)。河谷や尾根の横ずれ量は50-100m程度である。集福寺付近では高位段丘堆積物(沓掛砂礫層)を南側上がりに変位させており、沓掛周辺では本断層が高位段丘堆積物の分布の北限をなしている。

この変位地形は新道野南方の国道8号線の東側で不鮮明となるが、国道8号線西側の大川最上流部の直線谷に連続すると推定される。新道野付近では、断層両側の高位段丘堆積物の分布高度の違いから、同層堆積以降、30m程度の累積上下変位(北側の相対的隆起)があると見積もられる(東郷, 1974)。

VI. 2. 6 柳ヶ瀬断層(山崎・多田, 1927)

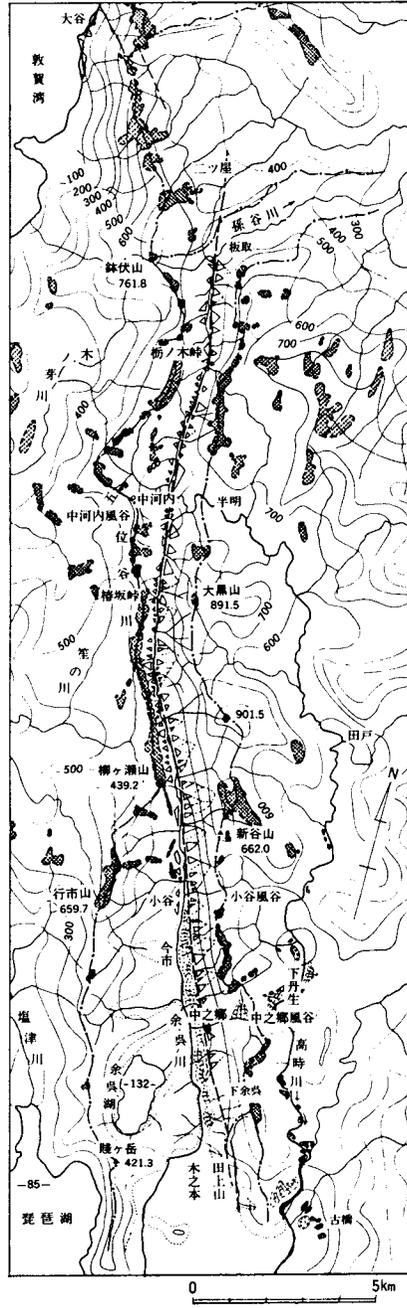
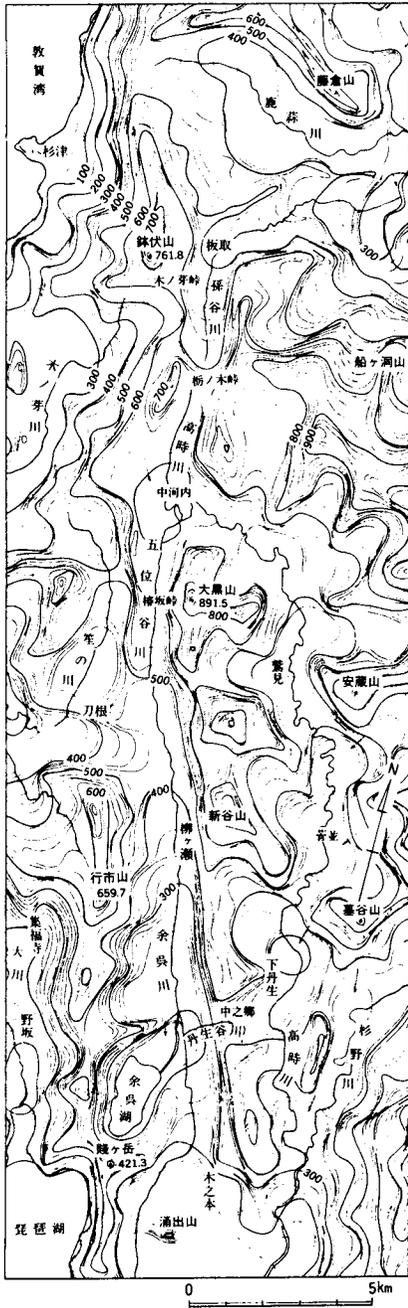
柳ヶ瀬断層は、湖北地域における最も長大な活断層であり、北隣の今庄図幅地域の今庄町二ツ屋付近から、北国街道沿いに栃木峠、椿坂峠を経て、木之本市街地付近まで、北北西-南南東方向に延びる(第38図)。この間の断層の長さは約28kmに達する。

柳ヶ瀬断層のトレースを詳しく見ると、椿坂峠-椿坂集落間で極く緩く“く”の字形に屈曲している。同断層はこの屈曲部を境として、南北に近い走向をもつ北部とN25°W前後の走向をもつ南部に区分できる。



第37図 西浅井町沓掛付近の集福寺断層沿いの地形と地質

東郷(1974)による。a : 沖積層, b : 沓掛砂礫層, c : 花崗岩類, d : 低断層崖, e : リニアメント(集福寺断層)。



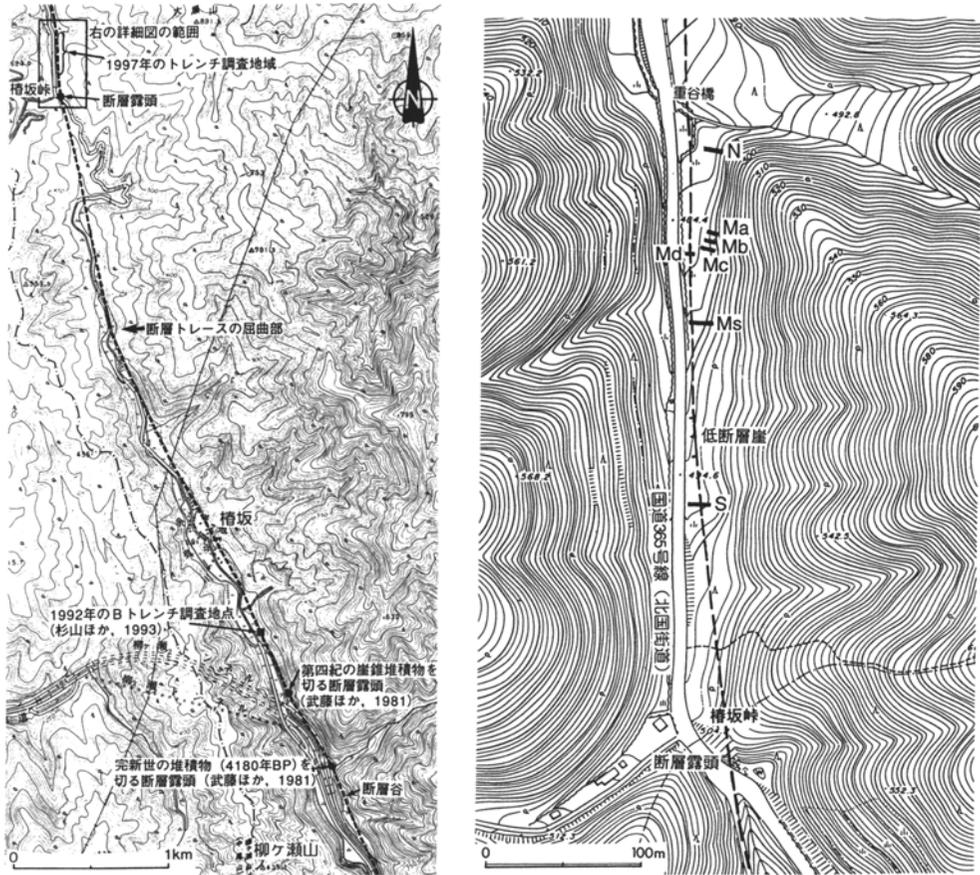
- 小起伏面
- 主尾根分水界
- リニアメント
- △ 三角末端面
- ▨ 小断状地
- ⊙ 河成段丘
- 沖積平野

第 38 図 柳ヶ瀬断層周辺の埋谷面図(左; 谷幅 1 km)と地形判読図(右)

武藤ほか(1981)による。

柳ヶ瀬断層の北方には、山中断層及び甲楽城断層が左雁行状に連なり、一連の断層系をなしている(第 24 図)。一方、本断層の南方延長は、琵琶湖東岸の高時川及び姉川下流の沖積低地下に延びる可能性がある。

北隣の今庄図幅地域では、争奪地点の栃ノ木峠を挟んで、孫谷川上流部と高時川最上流部が顕著な直線状の断層谷(対頂谷)をなしている。孫谷川沿いでは、破碎帯を伴う断層露頭が点々と観察されるが、



第 39 図 余呉町榑坂付近の柳ヶ瀬断層のトレースとトレンチ調査地点

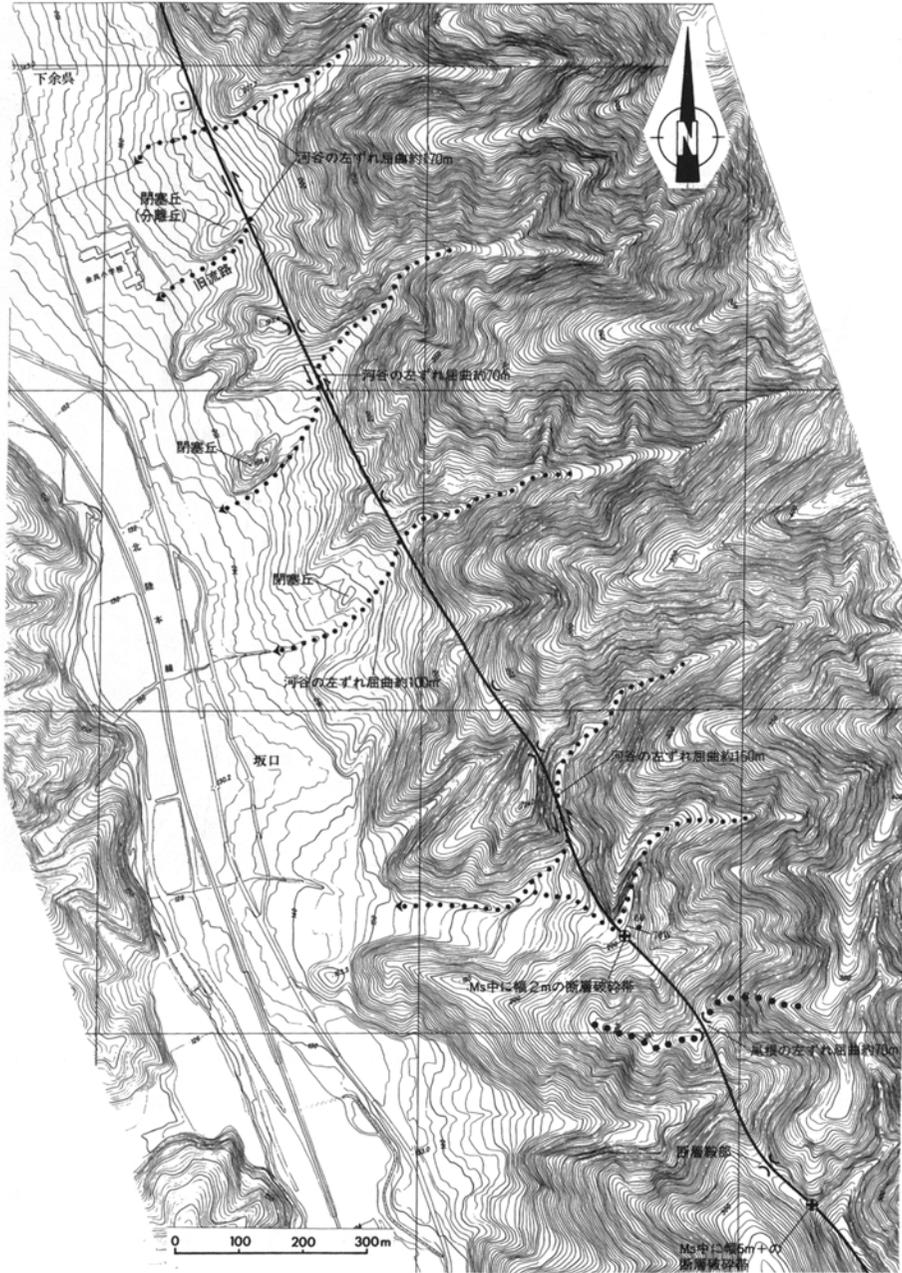
N, Ma, Mb, Mc, Md, Ms 及び S は、平成 9 年度のトレンチ地点を示す。左側の図の基図は、国土地理院発行の 2 万 5 千分の 1 地形図「中河内」。

明瞭な変位地形は認められない。最近、栃ノ木峠の約 1.6km 北の孫谷川東岸での林道工事に伴って、第四紀の礫層を切る柳ヶ瀬断層の露頭が出現し、平成 9 年度に福井県による詳細調査が行われている(福井県, 1998)。

柳ヶ瀬断層は高時川沿いに南下して、本図幅地域北端の余呉町中河内に達し、同集落南側の風隙を抜ける。ここから高時川支流の五位谷川の直線谷を遡り、榑坂峠を通過する。榑坂峠(第 39 図)では、幅 1.2m 程度の破碎帯を伴う断層露頭が観察され、崖錐成と推定される角礫層を切っている(杉山ほか, 1994)。

榑坂峠から柳ヶ瀬にかけての余呉川上流域では、断層破碎帯の分布と東岸の直線的な山麓線から、断層は余呉川の谷底ないし東側の谷壁(山腹斜面基部)沿いを通過すると考えられる。北陸自動車道柳ヶ瀬トンネルの出口付近では、第四紀の堆積物を切る露頭が 2ヶ所で確認されており、断層に切られた堆積物の<sup>14</sup>C年代として、約 4200 年 BP の値が報告されている(武藤ほか, 1981)。また、柳ヶ瀬山東方の同自動車道山側法面東側には、顕著な断層谷が認められる(第 39 図)。

余呉町の今市付近から下余呉にかけての地域では、断層が通過する余呉川東岸の山麓に扇状地が発達



第40図 余呉町下余呉-坂口付近の柳ヶ瀬断層沿いの変位地形

杉山ほか(1994)による。

し、西岸には余呉湖を含む低湿な低地が広がっている。このような地形は、東側隆起の累積上下変位を示唆する。また、下余呉-坂口付近では、河谷や尾根が系統的に左ずれ方向に屈曲し、閉塞丘や鞍部列が認められる(第40図)。横ずれ量は70-170m程度である。柳ヶ瀬断層は、さらに田上山北方の顕著な断層鞍部を通過して、赤川沿いに木之本市街地東部に達すると推定される。

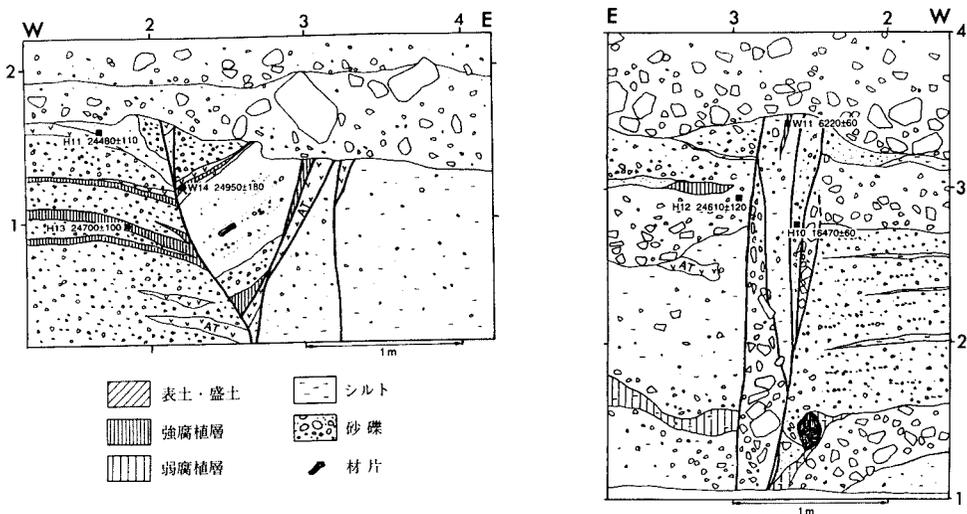
柳ヶ瀬断層の活動履歴については、以下のようなデータが得られている。

栃ノ木峠北方の孫谷川東岸(今庄図幅地域)では、幅約3mの断層破砕帯を伴う本断層により、美濃帯の基盤岩が約10万年前以前に堆積した河成段丘堆積物に衝上している(福井県, 1998)。福井県(1998)によると、河成段堆積物上には約7.5-9.5万年前の鬼界葛原火山灰起源と推定されるβ石英を含む崖錐性堆積物が載り、同堆積物には断層活動に起因する変位・変形は認められない。このデータから、孫谷川流域の柳ヶ瀬断層北部は、最近の約10万年間は活動していない可能性が高いと推定されている(福井県, 1998)。

椿坂峠の北側では、平成9年度に地質調査所によりトレンチ調査が行われ、五位谷川最上流部の谷底下に伏在する断層が確認されている(吉岡ほか, 1998b)。ここでは、断層は約2.5万年前のAT火山灰層を切り、約7千年前のアカホヤ火山灰層を挟む腐植層に覆われている(第41図, 第42図)。断層変位はアカホヤ火山灰層を挟む腐植層の直下にまで達していることから、本トレンチ地点付近では、同火山灰の降下直前に、最新の断層活動が生じたと推定される。断層変位を受けている堆積物と断層を覆う堆積物の<sup>14</sup>C年代データによると、この活動は今から7200-7000年前に生じたと考えられる(吉岡ほか, 1998b)。

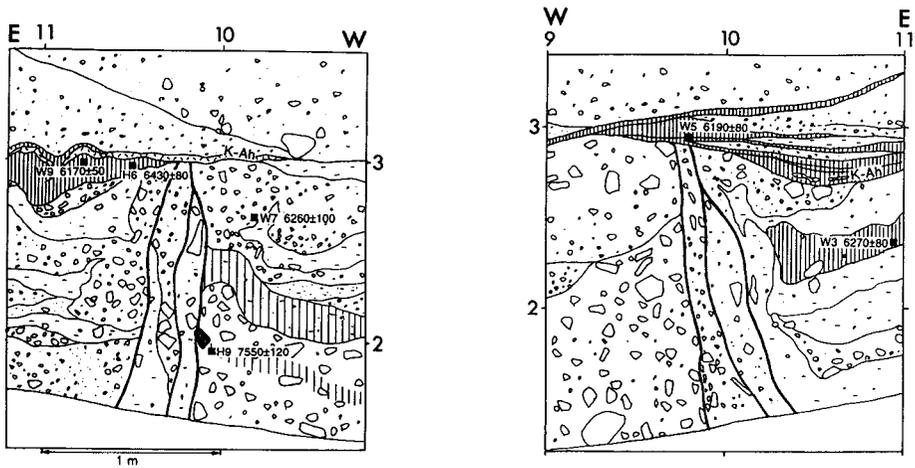
椿坂集落の南側では、平成4年度にトレンチ調査が実施され、砂礫層を西上りに変位させる断層とその東側に形成された断層凹地を埋積するシルト層などが確認されている(第43図)。シルト層からは600年BP前後の<sup>14</sup>C年代が得られており、13世紀後半-15世紀初頭に最新活動が生じたと考えられている(杉山ほか, 1993)。既述のように、この時期に敦賀-琵琶湖北部付近に被害を及ぼした歴史地震としては、1325年(正中2年)の地震が知られており、解明された断層活動はこの地震に対応する可能性が高い。断層面には10-20°北へプランジする礫の擦痕がみられることから、最新の活動に伴って、上下変位量(1.0-0.7m)を上回る左横ずれ変位が生じた可能性が指摘されている(杉山ほか, 1993)。

これまでの調査結果を総合すると、柳ヶ瀬断層は北部ほど活動度が低いと判断され、異なる活動性と



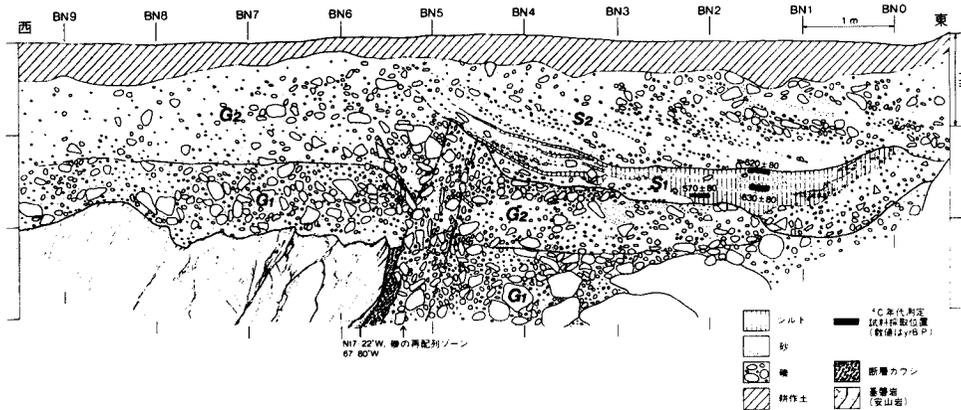
第41図 柳ヶ瀬断層・椿坂峠地区トレンチ調査結果(1).

吉岡敏和原図。左: Ms トレンチの北側壁面, 右: Md トレンチの南側壁面。図中の番号と誤差付き数値は、それぞれ試料番号と<sup>14</sup>C 値により補正した<sup>14</sup>C 年代(年 BP)。両トレンチとも、AT 火山灰層またはその挟在層準が断層変位を被っている。



第 42 図 柳ヶ瀬断層・椿坂峠地区トレンチ調査結果(2)

吉岡敏和原因, S トレンチの南側壁面(左)と北側壁面(右). 凡例は第 41 図参照. 断層変位はアカホヤ火山灰層(K-Ah)の直下に達するが, 同火山灰層には及んでいない. 図中の番号と誤差付き数値は, それぞれ試料番号と  $\sigma^{13}\text{C}$  値により補正した  $^{14}\text{C}$  年代(年 BP). アカホヤ火山灰降下前後の時代の試料は, 実年代よりも千年ほど若めの  $^{14}\text{C}$  年代を示す. 例えば, 北側壁面で断層を覆う腐植層の  $^{14}\text{C}$  年代:  $6190 \pm 80$  年 BP の補正暦年代(1 $\sigma$ )は, 紀元前 5228—5007 年である(吉岡ほか, 1998 b).



第 43 図 柳ヶ瀬断層・椿坂南地区トレンチ調査結果

杉山ほか(1994)による, 1992 年 B トレンチの北側壁面スケッチ. 図中の誤差付き数値は  $\sigma^{13}\text{C}$  値により補正した  $^{14}\text{C}$  年代(年 BP). S1 層は最新活動に伴って形成された断層凹地を埋積した堆積物と考えられ, その年代は約 600 年 BP である.  
G1: 大-巨礫層, G2: 中-大礫層, S1: 砂質シルト-シルト質砂層, S2: 傾斜層理の発達する砂礫層.

活動史をもつ複数の断層区間(セグメント)からなる可能性が示唆される. また, 椿坂峠付近以北の柳ヶ瀬断層は, 最新活動後の経過時間は, 7,000 年以上に達している.

## VII. 資源地質

(内藤一樹・栗本史雄)

### 金属資源

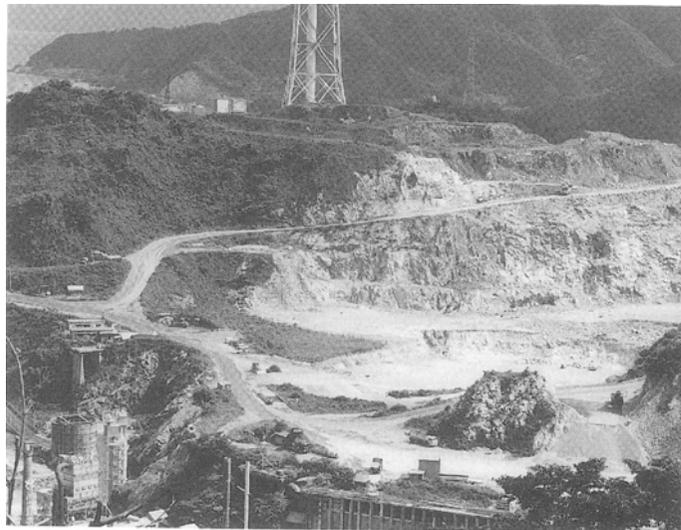
本図幅地域にはみべき金属鉱床はない。わずかに敦賀市山中東方の山腹で昭和26年からしばらくの間、美濃-丹波帯の堆積岩類中に形成された接触鉱床の探鉱が行われた記録があるのみである(平林・辻岡, 1955)。花崗岩中の美濃-丹波帯ルーフ中(在原コンプレックス)に、磁鉄鉱を主としたマンガン鉱を伴う幅10m以下のレンズ状の鉱体がいくつか確認されているが、鉱体が小規模だったため稼行された記録はない。

### 非金属資源

若狭湾に面した敦賀港北東に石灰岩が存在し、北隣の今庄図幅地域にもその分布が及んでいる。地質学的には美濃-丹波帯の檜曲コンプレックスに含まれ、この石灰岩はセメント原料として採掘されている(第44図)。

### ペグマタイト鉱物

本図幅地域中央部に分布する紅若花崗岩は脈状のペグマタイトを胚胎し、フェルグソン石、サマルスキー石、ジルコン、褐れん石などのペグマタイト鉱物を産する(稲井・塚脇, 1973; 辻・北原, 1979)。



第44図 石灰岩採掘現場

美濃-丹波帯堆積岩コンプレックスの檜曲コンプレックスに属する

特に南西端の三国山周辺の明王の禿はペグマタイト鉱物の産地として有名である。

## 採石

本図幅地域内には土木建材料を目的とした採石場が2ヶ所ある(小村, 1997)。敦賀市山中地区では江若花崗岩の中粒黒雲母花崗岩を, また敦賀市檜曲地区では美濃-丹波帯檜曲コンプレックスの砂岩・頁岩を対象として採掘中である。

## 温泉・鉱泉

全国の温泉・鉱泉の分布と成分等の一覧表を示した金原(1992)によると, 本図幅地域には敦賀トンネル温泉(敦賀市高野)と余呉湖温泉(伊香郡余呉町)の2つの温泉がある。前者は単純イオウ泉で温度は25°C, 後者は温度が15.5°Cである。これらの他に, 最近, 放射能泉であるマキノ白谷ラジウム温泉(高島郡マキノ町)が湧出した

## 文 献

- Adachi, M. (1976) Paleogeographic aspects of the Japanese Paleozoic-Mesozoic geosyncline. Jour. Earth Sci, Nagoya Univ., vol.23/24, 13-55.
- 地質調査所(1997a) 近畿三角地帯の主要活断層の先行調査報告 no.2 敦賀断層系地形調査. 地質調査所研究資料集, no. 269, 52p.
- 地質調査所(1997b) 近畿三角地帯の主要活断層の先行調査報告 no.3 敦賀断層系ボーリング調査. 地質調査所研究資料集, no. 270, 74p.
- 地質調査所(1997c) 近畿三角地帯の主要活断層の先行調査報告 no.4 敦賀断層系物理探査. 地質調査所研究資料集, no. 271, 68p.
- 大長昭雄・松田時彦(1982) 寛文二年の近江の地震-地変を語る郷帳. 萩原尊禮編著「古地震-歴史資料と活断層からさぐる」, 東大出版会, p. 203-230.
- 福井県(1955) 20万分の1福井県地質図.
- 福井県(1969) 20万分の1福井県地質図.
- 福井県(1985) 土地分類基本調査5万分の1敦賀・竹生島. 福井県企画開発部地域振興課, 39p.
- 福井県(1998) 柳ヶ瀬断層帯(柳ヶ瀬断層, 山中断層, 甲楽城断層)に関する調査成果報告書. 福井県, 48p.
- 福岡 修(1986) 福井県敦賀市と小浜市々街地の沖積層より出土した貝類化石等について. 福井市立郷土自然科学博物館研究報告, no. 33, p. 31-40.
- 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」編集委員会(編), 日本の地質「中部地方Ⅱ」, 共立出版, p. 88-96.
- 東 洋一・藤井昭二・三浦 静(1987) 福井県敦賀平野にみられる縄文海進期の自然貝殻層と泥炭層の年代. 福井県立博物館紀要, no. 2, p. 1-7.
- 平林万衛・辻岡加四雄(1955) 松和鉱山. 地下資源の全貌, 福井県, 第2輯, p. 26-29.

- 本田輝政・丹波地帯研究グループ(1991) 丹波帯北摂地域の三畳系. 日本地質学会関西支部報, no. 112, p. 8-9.
- 藤田和夫(1974) 50万分の1第四紀地殻変動図「近畿」. 地質調査所.
- 藤田和夫・笠間太郎(1971) 六甲山地とその周辺の地質—5万分の1神戸市及び隣接地域地質図及び説明書. 神戸市企画局, 58p.
- 藤田和夫・岸本北方(1972) 近畿のネオテクトニクスと地震活動. 科学, vol. 42, p. 422-430.
- Imoto, N. (1984) Late Paleozoic and Mesozoic cherts in the Tamba Belt, Southwest Japan. Bull. Kyoto Univ. Education, vol. 65, p. 15-71.
- 井本伸広・清水大吉郎・武蔵野 実・石田史朗(1989) 京都西北部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 84p.
- 稲井信雄・塚脇祐次(1973) ウラン鉱. 瀧本清編, 日本地方鉱床誌, 近畿地方, 朝倉書店, p. 247-265.
- 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.
- Ishiga, H. (1990) Paleozoic radiolarians. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A. (eds.), Pre-Cretaceous terranes of Japan, Osaka, p. 285-295.
- 石井武政(1989) 2万5千分の1福井県敦賀平野水理地質図. 地質調査所.
- 磯見 博(1956) 5万分の1地質図幅「近江長浜」及び同説明書. 地質調査所, 51p.
- 磯見 博・黒田和夫(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. 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.
- 伊藤英文・藤田和夫(1971) 西南日本の第四紀地殻変動から導かれた地殻の流動. 材料, no. 209, p. 190-196.
- 活断層研究会(1980) 日本の活断層—分布図と資料. 東大出版会, 363p.
- 活断層研究会(1991) 新編日本の活断層—分布図と資料. 東大出版会, 437p.
- 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(1974) 20万分の1「福井県」土地分類基本調査.
- 木村克己・牧本 博・吉岡敏和(1989) 綾部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 104p.
- 木村克己・中江 訓・高橋裕平(1994) 四ッ谷地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 52p.
- 金原啓司(1992) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧. 地質調査所, 394p.
- Koike, T., Igo, H., Takizawa, S. and Kinoshita, T. (1971) Contribution to the geological history of the Japanese islands by the conodont biostratigraphy, Part II. Jour. Geol. Soc. Japan, vol.

- 77, p. 165-168.
- 小嶋 智(1984) 岐阜県高山市東部の中・古生層の層序と構造. 地質学雑誌, vol. 90, p. 175-190.
- 小村良二(1997) 平成8年度砕石資源調査報告書, 近畿地方砕石資源調査報告, その6. 通商産業省生活産業局, 地質調査所, 51p.
- 栗本史雄・牧本 博(1990) 福知山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 97p.
- 栗本史雄・松浦浩久・吉川敏之(1993) 篠山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 93p.
- 楠 利夫(1994) 大阪府北摂山地から産出したトリアス紀新世放射虫化石とその意義. 地球科学, vol. 48, p. 253-258.
- 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・安養寺寿樹(1987) 丹波帯の砂岩の特性とその堆積環境. 地学団体研究会第41回総会シンポジウム要旨集, p. 260-266.
- 楠 利夫・高城山団体研究グループ(1991) 兵庫県篠山盆地西部の丹波帯三畳系. 日本地質学会関西支部報, no. 112, p. 7-8.
- Matsuoka, A. (1995) Jurassic and Lower Cretaceous radiolarian zonation in Japan and in the western Pacific. Island Arc, vol. 2, p. 41-49.
- 松下 進(1953) 日本地方地質誌, 近畿地方(初版)朝倉書店, 293p.
- 宮本真二・安田喜憲・北川浩之(1995) 福井県・敦賀市, 中池見湿原堆積物の層相と年代—過去5万年間の堆積環境の変遷—. 地学雑誌, vol. 104, p. 865-873.
- Miyamoto, S., Yasuda, Y. and Kitagawa, H. (1996) Paleoenvironments in the Last Glacial Maximum around the Naka-Ikemi Moor, Fukui Prefecture, Central Japan. Geogr. Rept. Tokyo Metropolitan Univ., no. 31, p. 131-147.
- 水谷伸治郎(1981) 飛騨金山のジュラ紀層について. 瑞浪市化石博物館研究報告, vol. 8, 147-190.
- 水谷伸治郎・小井土由光(1992) 金山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 111p.
- 村井 勇・金子史朗(1975) 琵琶湖周辺の活断層系. 地震研究所彙報, vol. 50, p. 93-108.
- 武蔵野 実・楠 智美・田中功一・楠 利夫(1990) 丹波帯の構造的最上位に見られる三畳系砕屑岩について. 日本地質学会関西支部報, no. 109, p. 5-6.
- 武蔵野 実・楠 智美・楠 利夫(1992) 丹波帯の構造的最上位に見られる三畳系砕屑岩層. 京都教育大学紀要B, vol. 80, p. 1-9.
- 武蔵野 実・丹波地帯研究グループ(1993) 高槻市北部に分布する三畳系. 日本地質学会関西支部報, no. 119, p. 7.
- 武藤 章・豊蔵 勇・松浦一樹・池戸正行(1981) 活断層調査の例—柳ヶ瀬断層. 応用地質, vol. 22, p. 32-51.

- 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・木村克己(1998) 丹波帯東部における付加コンプレックスのユニット区分と地質構造の形成. 日本地質学会第105年学術大会講演要旨, p. 122.
- 中江 訓・吉岡敏和(1998) 熊川地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 71p.
- 西田 誠・足立 守・近藤直門(1974) 犬山北方域のいわゆる古生層より産出した材化石とその地質学的意義. *植物研究雑誌*, vol. 49, p. 265-273.
- 西田 誠・足立 守・阿部 宏(1977) 岐阜県関ヶ原町北方の“古生層”より産出した材化石. *植物研究雑誌*, vol. 52, p. 33-38.
- 岡田篤正(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*, vol. 51, p. 131-146.
- Okada, A. (1978) Structure of the waste-filled valleys and associated crustal movements at the eastern part of the Tsuruga Plain, north of Lake Biwa. *Paleolimnol. Lake Biwa & Japan. Pleistoc.*, vol. 6, p. 66-80.
- 岡山俊雄(1956) 柳ヶ瀬断層と敦賀湾伊勢湾線. *駿台史学*, no. 7, p. 75-101.
- 大塚 勉(1985) 長野県美濃帯北東部の中・古生界. *地質学雑誌*, vol. 91, p. 583-598.
- Otuka, T. (1988) Paleozoic-Mesozoic sedimentary complex in the eastern Mino Terrane, central Japan and its Jurassic tectonism. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 31, p. 63-122.
- 大築洋之助・清野信雄(1919) 20万分の1敦賀図幅及び地質説明書. 地質調査所, 191p.
- Sakaguchi, S. (1961) Stratigraphy and paleontology of the south Tamba district, part 1, *Stratigraphy. Mem. Osaka Gakugei Univ., ser. B*, vol. 10, p. 35-67.
- 寒川 旭・佃 栄吉(1987) 琵琶湖西岸の活断層と寛文2年(1662年)の地震による湖岸地域の水没. *地質ニュース*, no. 390, p. 6-12.
- 笹嶋貞雄・伊藤政昭(1959) 敦賀平野とその地下水について. *福井大学芸学部紀要*, II, 自然科学, no. 9, p. 107-122.
- Sato, T. (1974) A Jurassic ammonite from near Inuyama, north of Nagoya. *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan, N. S.*, vol. 96, p. 469-661.
- 澤田一彦・吉田源市・藤井(高島)里香(1997) 琵琶湖周辺の花崗岩質岩体: 江若花崗岩. *地球科学*, vol. 51, p. 401-412.
- 滋賀県(1990) 土地分類基本調査 5万分の1今庄・冠山・敦賀・横山. 滋賀県企画部土地対策課, 77 p.
- 滋賀県自然環境研究会(1979) 滋賀県の自然, 541p.
- Streckeisen, A. L. (1973) Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geotimes*, vol. 18, p. 26-30.
- 杉村 新(1963) 柳ヶ瀬断層. 第四紀研究, vol. 2, p. 220-231.

- 杉山雄一(1997) 敦賀断層系の活動性調査. 平成8年度活断層研究調査概要報告書, 地質調査所研究資料集, no. 303, p. 1-11.
- 杉山雄一・栗田泰夫・佃 栄吉・吉岡敏和(1993) 1992年柳ヶ瀬断層(椿坂地区)トレンチ調査. 活断層研究, no. 11, p. 100-109.
- 杉山雄一・栗田泰夫・吉岡敏和(1994) 10万分の1柳ヶ瀬-養老断層系ストリップマップ. 地質調査所.
- 杉山雄一・吉岡敏和・佐竹健治(1998a) 敦賀断層の活動履歴調査. 平成9年度活断層研究調査概要報告書, 地質調査所研究速報, no. EQ/98/1, p. 101-112.
- 杉山雄一・吉岡敏和・佐竹健治(1998b) 野坂断層の活動履歴調査. 平成9年度活断層研究調査概要報告書, 地質調査所研究速報, no. EQ/98/1, p. 113-124.
- 高城山団体研究グループ(1993) 丹波帯形成史についての新知見. 地球科学, vol. 47, p. 549-554.
- 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.
- 丹波地帯研究グループ(1975) 丹波地帯の地向斜堆積相の研究. 地団研専報, vol. 33, p. 137-143.
- 田辺利幸・丹波地帯研究グループ(1987) 丹波帯周山シンフォーム内部の中生界層序. 日本地質学会関西支部報, no. 102, p. 2-3.
- 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.
- 東郷正美・仲川信一(1973) 湖北における河川争奪. 法政大地理学集報, no. 2, p. 9-19.
- 辻 一信・北原隆男(1979) 滋賀県下のおもな鉱物・鉱床. 滋賀県自然環境研究会編, 滋賀県の自然, p. 479-541.
- 塚野善藏・伊藤政昭(1965) 敦賀市東部産地の古生層について. 福井大学学芸学部紀要, II(自然科学), no. 14, p. 101-116.
- 塚野善藏・伊藤政昭(1967) 福井・滋賀県境の古生層について(予報). 福井大学教育学部紀要, II(自然科学), no. 17, p. 81-91.
- 宇佐美龍夫(1996) 新編日本被害地震総覧 [増補改訂版 416-1995]. 東大出版会, 493p.
- 脇田浩二(1983) 岐阜県郡上八幡南西方のジュラ紀層にみられる異地性岩体と海底地すべり堆積物. 地調月報, vol. 34, p. 329-342.
- 脇田浩二(1984) 八幡地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 89p.
- 脇田浩二(1985) 美濃帯中・古生界における研究史と最近の研究動向. 地球科学, vol. 39, p. 19-30.
- Wakita, K. (1988) Origin of chaotically mixed rock bodies in the Early Jurassic to Early Cretaceous sedimentary complex of the Mino terrane, central Japan. Jour. Geol. Surv. Japan, vol. 39, p. 675-757.
- 脇田浩二(1995) 美濃地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 36p.
- 脇田浩二・原山 智・鹿野和彦・三村弘二・坂本 亨(1992) 20万分の1地質図幅「岐阜」. 地質調査所.
- 山崎直方・多田文男(1927) 琵琶湖附近の地形と其の地體構造につきて. 地震研究所彙報, vol. 2, p. 85-108.
- Yao, A. (1982) Middle Triassic to Early Jurassic radiolarians from the Inuyama area, central

- Japan. Jour. Geosci., Osaka City Univ., vol.25, p.53-70.
- Yao, A., Matsuda, T. and Isozaki, Y. (1980) Triassic to Jurassic radiolarians from the Inuyama area, central Japan. Jour. Geosci., Osaka City Univ., vol.23, p.135-154.
- 吉田光広・脇田全啓(1975) 京都西北山地の三疊紀コノドントの産出について. 地団研専報, no. 19, p. 43-48.
- 吉岡敏和・荻谷愛彦・七山 太・岡田篤正・竹村恵二(1998a) トレンチ発掘調査に基づく花折断層の最新活動と1662年寛文地震. 地震2, vol. 51, p. 83-97.
- 吉岡敏和・杉山雄一・細矢卓志・逸見健一郎・渡辺俊一・田中英幸(1998b) 柳ヶ瀬断層の最新活動ー滋賀県余呉町椿坂峠におけるトレンチ発掘調査ー. 地震2, vol. 51, p. 281-289.

# QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Kanazawa (10) no. 79

---

## GEOLOGY

OF THE

## TSURUGA DISTRICT

By

Chikao KURIMOTO, Kazuki NAITO, Yuichi SUGIYAMA and Satoshi NAKAE

(written in 1998)

---

### (ABSTRACT)

Tsuruga district is situated in both Fukui and Shiga Prefectures. The geologic province of the district belongs to the Mino-Tamba Terrane in the Inner Zone of Southwest Japan. The district includes Jurassic sedimentary complex of the Mino-Tamba Terrane, Cretaceous Kōjaku Granite with small dikes, and Quaternary deposits. The geology of the district is summarized in Fig.1.

## MESOZOIC

### **Mino-Tamba Terrane**

The Mino-Tamba Terrane is composed of Jurassic sedimentary complexes, consisting mainly of Jurassic terrigenous rocks and older oceanic materials such as basalt, chert, limestone etc. The youngest age of the terrigenous rocks probably indicates the accretionary time of terrigenous and oceanic rocks by subduction process.

The sedimentary complex in the Tsuruga district is divided into the Kashimagari, Obanashi, Suganami, Tone, and Arihara Complexes in tectonically descending order, which are bounded by a thrust. On the basis of radiolarian fossils from shale, the formation of these complexes was completed in Middle Jurassic or later.

### **Kōjaku Granite**

The Kōjaku Granite is distributed in the central part of the district. The granite is divided into three facies on the basis of lithologic character, that is, medium-grained biotite granite, coarse-

Geologic age			Geologic units	Geologic events
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Beach ridge deposits Alluvial lowland deposits Small fan deposits Lower terrace and fan deposits Middle terrace and fan deposits Higher terrace deposits	Active faulting by E-W compressive stress
		Pleistocene		
	Neogene		Dike { Fine-grained diorite Granodiorite porphyry Kōjaku Granite Dike-Quartz diorite porphyry	Intrusion of igneous rocks
	Paleogene			
Mesozoic	Cretaceous	Late	Mino-Tamba Terrane Koshimagari, Obanashi, Suganami, Tone and Arihara Complexes	Accretion of sedimentary complexes of Mino-Tamba Terrane
		Early		
	Jurassic	Late		
		Middle		
		Early		
	Triassic	Late		
		Middle		
		Early		
	Paleozoic	Permian		
Middle				
Early				
Carboniferous				

Fig. 1 Geologic summary of the Tsuruga district.

grained biotite granite, and fine-grained porphyritic biotite granite. Among them the medium-grained biotite granite has the widest distribution, and biotite K-Ar age of this granite is  $62.9 \pm 3.1$  Ma.

### Dikes

Dikes are composed of quartz diorite porphyry, granodiorite porphyry, and fine-grained diorite. Quartz diorite porphyry is intruded into the sedimentary complexes of the Mino-Tamba Terrane in the southeastern area. The hornblende K-Ar age of the dike is  $70.1 \pm 3.5$  Ma, and this age is older than that of the Kōjaku Granite. On the other hand, granodiorite porphyry and fine-grained diorite are intruded both into the sedimentary complexes and the Kōjaku Granite, and they are younger than the Kōjaku Granite.

## QUATERNARY

Quaternary deposits are divided into Higher terrace deposits, Middle terrace and fan deposits, Lower terrace and fan deposits, small fan deposits, Alluvial lowland deposits, and beach ridge deposits. The former three deposits belong to Pleistocene, and latter three to Holocene. A part of

the Lower terrace and fan deposits belongs to Pleistocene.

## **ACTIVE FAULTS**

In the Tsuruga district, there are many active faults, which have two kinds of movement senses. The Nosaka, Shufukuji, and Yanagase Faults are left-lateral strike-slip faults which trend NW-SE, and the Tsuruga, Daguchi, and Chihara Faults are right-lateral strike-slip faults which trend NE-SW. The distribution of these faults suggests that the Tsuruga district has been situated under the E-W compressive stress field in Quaternary time.

## **RESOURCE GEOLOGY**

Limestones in the Kashimagari Complex of the Mino-Tamba Terrane is being operated for cement.

The Kōjaku Granite has a vein-type pegmatite, and yields fergusonite, samarskite, zircon, allanite, etc.

Medium-grained biotite granite of the Kōjaku Granite, and sandstone and shale of the Kashimagari Complex have been quarried for building stone.

There are three hot springs in the district. One of them is sulfur spring, and one of the others is radioactive spring.

## 図 版

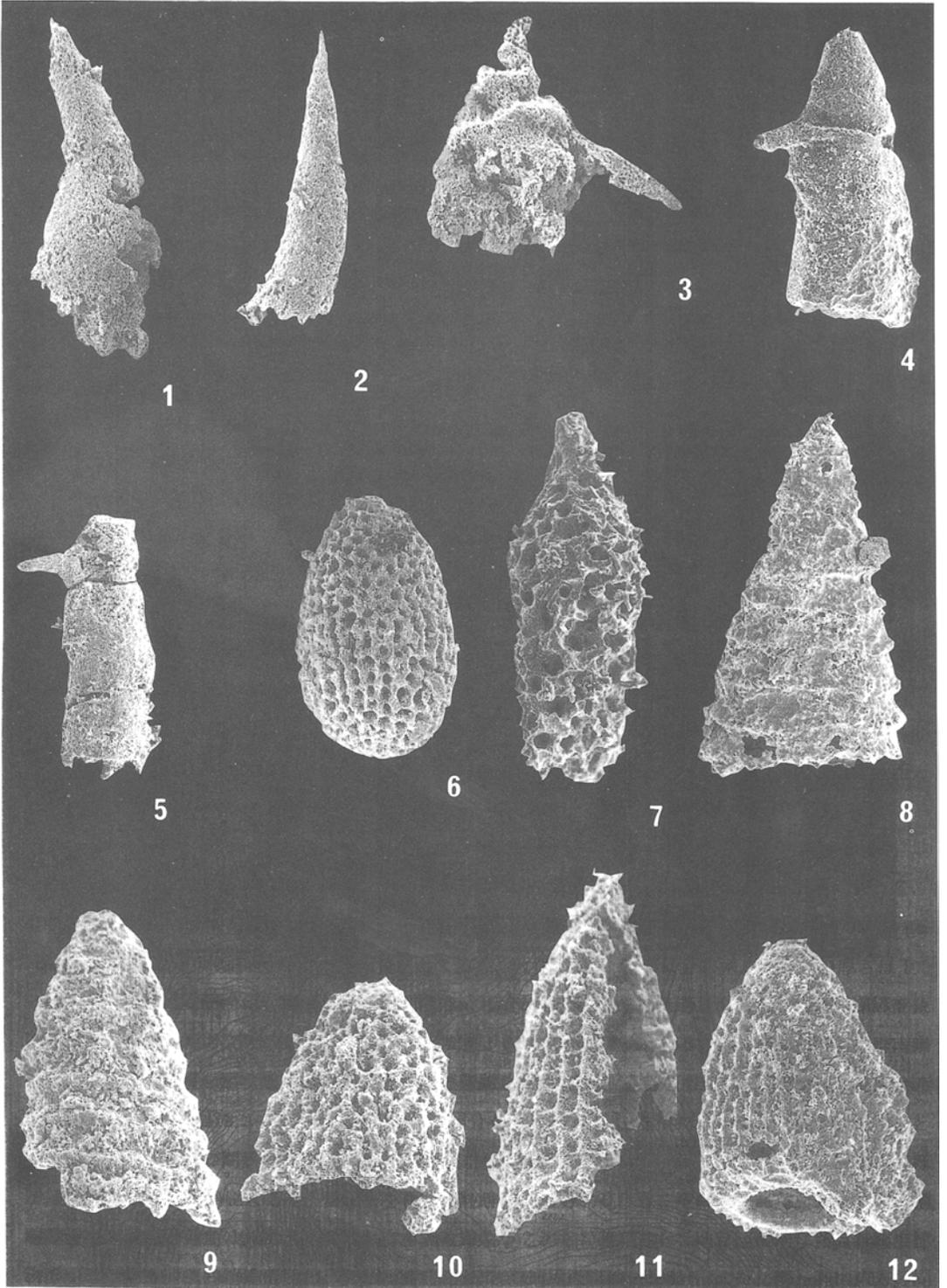
(第 I 図版・第 II 図版・第 III 図版)

第 I 図版 敦賀図幅地域の美濃-丹波帯から産出した放散虫化石 ( I )

- Fig. 1 *Follicucullus scholastics* ORMISTON and BABCOCK 地点R 10, GSJ F 15214-5, x 350  
Fig. 2 *Follicucullus scholastics* ORMISTON and BABCOCK 地点R 10, GSJ F 15214-13, x 430  
Fig. 3 *Albaillella* cf. *triangularis* ISHIGA, KITO and IMOTO 地点R 9, GSJ F 15213-1, x 550  
Fig. 4 *Albaillella* cf. *excelsa* ISHIGA, KITO and IMOTO 地点R 8, GSJ F 15212-7, x 500  
Fig. 5 *Albaillella* cf. *excelsa* ISHIGA, KITO and IMOTO 地点R 8, GSJ F 15212-12, x 400  
Fig. 6 *Bagotum* sp. 地点R 5, GSJ F 15209-3, x 400  
Fig. 7 *Pantanelium* sp. 地点R 5, GSJ F 15209-7, x 600  
Fig. 8 *Canoptum* sp. 地点R 5, GSJ F 15209-2, x 430  
Fig. 9 *Canoptum* sp. 地点R 5, GSJ F 15209-11, x 600  
Fig. 10 *Parahsuum* sp. 地点R 5, GSJ F 15209-12, x 750  
Fig. 11 *Parahsuum* sp. 地点R 5, GSJ F 15209-13, x 700  
Fig. 12 *Parahsuum* sp. 地点R 5, GSJ F 15209-2, x 700

Figs. 1-2 は二疊紀中期の後期ないし二疊紀後期, Fig. 3 は二疊紀後期の前半, Figs. 4-5 は二疊紀後期中頃を示す。菅並コンプレックスのチャートから産出。

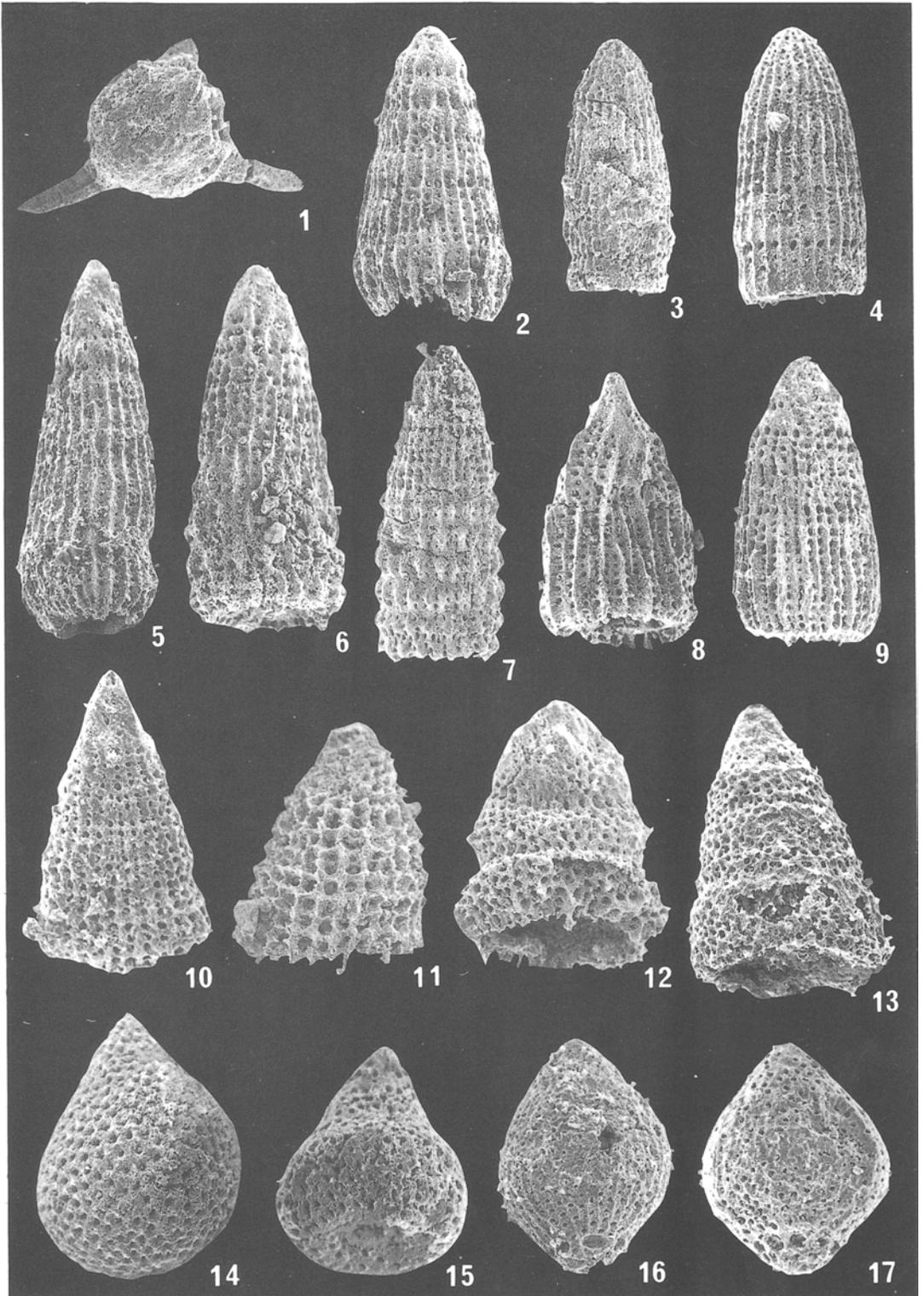
Figs. 6-12 の放散虫化石群集は *Parahsuum simplum* 帯あるいは *Trillus elkhorensis* 帯に相当し、ジュラ紀前期を示す。尾羽梨コンプレックスの頁岩から産出。



第II図版 敦賀図幅地域の美濃-丹波帯から産出した放散虫化石(II)

Fig. 1	<i>Saitoum levium</i> DEWEVER	地点R 13, GSJ F 15217-35, x 600
Fig. 2	<i>Archaeodictyomitra gifuensis</i> TAKEMURA	地点R 13, GSJ F 15217-15, x 500
Fig. 3	<i>Archaeodictyomitra rigida</i> PESSAGNO	地点R 13, GSJ F 15217-12, x 450
Fig. 4	<i>Archaeodictyomitra suzuki</i> AITA	地点R 13, GSJ F 15217-22, x 650
Fig. 5	<i>Archaeodictyomitra</i> sp.	地点R 13, GSJ F 15217-18, x 450
Fig. 6	<i>Hsuum</i> cf. <i>hisuikyoense</i> ISOZAKI and MATSUDA	地点R 13, GSJ F 15217-3, x 430
Fig. 7	<i>Hsuum</i> cf. <i>hisuikyoense</i> ISOZAKI and MATSUDA	地点R 13, GSJ F 15217-5, x 330
Fig. 8	<i>Hsuum mirabundum</i> PESSAGNO and WHALEN	地点R 13, GSJ F 15217-16, x 500
Fig. 9	<i>Hsuum rosebudense</i> PESSAGNO and WHALEN	地点R 13, GSJ F 15217-14, x 500
Fig. 10	<i>Lupherium</i> sp.	地点R 13, GSJ F 15217-20, x 600
Fig. 11	<i>Parahsuum</i> sp.	地点R 13, GSJ F 15217-27, x 550
Fig. 12	<i>Parvicingula</i> (?) sp.	地点R 13, GSJ F 15217-26, x 550
Fig. 13	<i>Spongocapsula</i> sp.	地点R 13, GSJ F 15217-11, x 650
Fig. 14	<i>Stichocapsa convexa</i> YAO	地点R 13, GSJ F 15217-36, x 600
Fig. 15	<i>Stichocapsa japonica</i> YAO	地点R 13, GSJ F 15217-42, x 700
Fig. 16	<i>Stichocapsa</i> cf. <i>tegiminis</i> YAO	地点R 13, GSJ F 15217-38, x 550
Fig. 17	<i>Tricolocapsa</i> (?) <i>fusififormis</i> YAO	地点R 13, GSJ F 15217-40, x 650

Figs. 1-17 の放散虫化石群集は *Laxtorum*(?) *jurassicum* 帯に相当し, ジュラ紀中期の前期を示す。  
 刀根コンプレックスの酸性凝灰岩から産出。



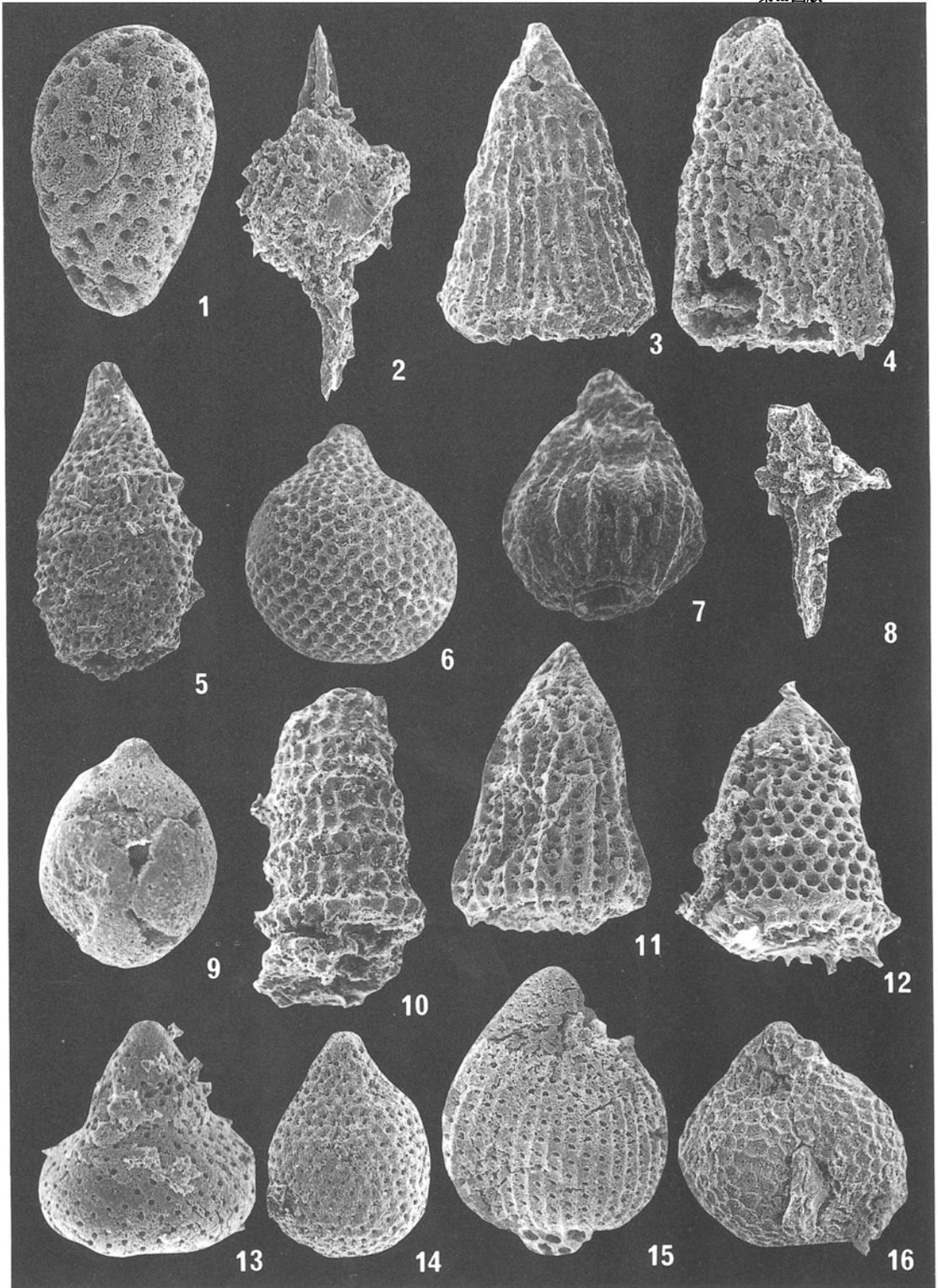
第Ⅲ図版 敦賀図幅地域の美濃-丹波帯から産出した放射虫化石(Ⅲ)

- |         |  |                               |
|---------|--|-------------------------------|
| Fig. 1  | <i>Archicapsa pachyderma</i> (TAN SIN HOK) | 地点R 12, GSJ F 15216-3, x 700  |
| Fig. 2  | <i>Pantanelium</i> sp.                     | 地点R 12, GSJ F 15216-7, x 650  |
| Fig. 3  | <i>Archaeodictyomitra</i> sp.              | 地点R 12, GSJ F 15216-1, x 650  |
| Fig. 4  | <i>Hsuum</i> sp.                           | 地点R 12, GSJ F 15216-10, x 700 |
| Fig. 5  | <i>Parvicingula</i> sp.                    | 地点R 12, GSJ F 15216-5, x 700  |
| Fig. 6  | <i>Tricolocapsa</i> sp.                    | 地点R 12, GSJ F 15216-9, x 650  |
| Fig. 7  | <i>Unuma</i> sp.                           | 地点R 12, GSJ F 15216-6, x 750  |
| Fig. 8  | <i>Zartus</i> sp.                          | 地点R 2, GSJ F 15206-6, x 400   |
| Fig. 9  | <i>Diacanthocapsa normalis</i> YAO         | 地点R 7, GSJ F 15211-8, x 750   |
| Fig. 10 | <i>Dictyomitrella</i> sp.                  | 地点R 6, GSJ F 15210-2, x 750   |
| Fig. 11 | <i>Hsuum</i> sp.                           | 地点R 6, GSJ F 15210-1, x 750   |
| Fig. 12 | <i>Parvicingula</i> sp.                    | 地点R 6, GSJ F 15210-4, x 750   |
| Fig. 13 | <i>Stichocapsa japonica</i> YAO            | 地点R 6, GSJ F 15210-7, x 700   |
| Fig. 14 | <i>Stichocapsa convexa</i> YAO             | 地点R 7, GSJ F 15211-4, x 550   |
| Fig. 15 | <i>Tricolocapsa plicarum</i> YAO           | 地点R 6, GSJ F 15210-5, x 700   |
| Fig. 16 | <i>Tricolocapsa rüsti</i> TAN SIN HOK      | 地点R 6, GSJ F 15210-10, x 650  |

Figs. 1-7 の放射虫化石群集 *Laxtorum* (?) *jurassicum* 帯あるいは *Tricolocapsa plicarum* 帯に相当し、ジュラ紀中期の前-中期を示す。刀根コンプレックスの頁岩から産出。

Figs. 8-16 の放射虫化石群集は *Tricolocapsa plicarum* 帯に相当し、ジュラ紀の中期を示す。

Fig. 8 は樺曲コンプレックスの頁岩, Figs. 9-16 は尾羽梨コンプレックスの頁岩から産出。



文献引用例

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, 73p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Kurimoto, C., Naito, K., Sugiyama, Y. and Nakae, S.(1999) *Geology of the Tsuruga district.* With Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 73 p. (in Japanese with English abstract 3 p.).

---

---

平成 11 年 2 月 10 日 印 刷

平成 11 年 2 月 15 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒 305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 鴻 村 満

印刷所 株式会社 コームラ

〒501-2517 岐阜市三輪プリントピア3