山崎断層系大原断層のトレンチ調査

(財)電力中央研究所地質地盤部* 遠田 晋次・宮腰勝義・井上大栄
楠 建一郎・鈴木浩一

Trench Survey for the Ohara Fault of the Yamasaki Fault System at Hurumachi, Ohara Town, Okayama Pref., Japan

Shinji TODA, Katsuyoshi MIYAKOSHI, Daiei INOUE,
Ken'ichiro KUSUNOKI and Koichi SUZUKI

Department of Geology and Geotechnology, Central Research Institute of Electric Power Industry,
1646 Abiko, Abiko, Chiba, 270-11, Japan

(Received August 12, 1994; Accepted January 5, 1995)

The Yamasaki fault system is located from the eastern Okayama to Hyogo Prefectures, southwest Japan, trending in NW-SE direction with a length of 87 kilometers. Earthquake risk evaluation of this fault system is not complete because the past seismic events have not been determined throughout the fault system. This paper reports a comprehensive survey of the Ohara fault, located at the northwestern end of the fault system. High resolution electrical exploration and five drillings at Ohara Town clearly identified the location of the fault underneath the sediment cover. Trench survey was then carried out to determine the past seismic events along the Ohara fault. The following conclusions were derived from these studies. (1) The Ohara fault shows up as a sharp resistivity contrast in the high resolution electrical exploration, reflecting mainly the difference in resistivity between acid tuff and black slate that constitute the northern and southern sides of the fault, respectively. (2) The trench observation in the log and radiocarbon dating of sediments revealed that the latest fault movement along the Ohara fault occurred between 150 and 1200 years B.P. The Harima Earthquake of 868 years AD is most likely to correspond to this fault movement. The timing of the event roughly coincides with the latest event of the Yasutomi fault (Okada *et al.*, 1987) comprising the central part of the Yamasaki fault system. This strongly suggests that the Ohara and Yasutomi faults ruptured simultaneously or as a sequence of events during the Harima Earthquake. (3) The penultimate movement of the Ohara fault was estimated between 1500 and 3000 years B.P. If the latest event corresponds to the Harima Earthquake, then the interval between the last two events is estimated to be 400 to 1900 years. (4) The present trench survey revealed possibly four events along the Ohara fault during the Holocene. Thus the recurrence interval may be about 2500 years. Comparing this result with the interval between the last two events, movement of this fault system is likely to be aperiodic.

Key words: Trench survey, Yamasaki fault system, Ohara fault, Harima earthquake, Multiple event.

§1. はじめに

山崎断層系は、岡山県勝田町から兵庫県加古川中流部にかけて北西-南東に分布する全長 87 km の断層系である。この断層系は断層線の連続性に基づき、北西側から、

大原断層 (34 km)、土方断層 (18 km)、安富断層 (18 km)、碓坂峠断層 (18 km)、琵琶甲断層 (10 km)、三木断層 (22 km) の 6 つのセグメントに分けられ、活動度が B ～C 級とされている [活断層研究会 (1991)]。

山崎断層系は、ほぼ全域にわたって左横ずれを示す河川の屈曲が認められ、多くの研究者によって詳細に記載

* 〒270-11 千葉県我孫子市我孫子 1640

されている [例えば, 松田・岡田 (1968)]. 特に断層系中央部約 50 km では, 100 万年前から現在までの間に 50 ~ 200 m 程度の左横ずれ水平変位を行っているとされている [池辺・他 (1969)].

山崎断層系のうち安富断層については, 岡田・他 (1987) によってトレンチ調査が実施され, 最新活動時期として西暦 868 年に播磨地域一帯に被害をもたらしたと考えられている播磨地震 ($M \geq 7.0$) の可能性が示唆されている. しかしながら, 山崎断層系を構成する他のセグメントが同時に活動したとする証拠は得られておらず, 播磨地震の性格を知り将来考えられる地震の規模を予測するうえでも他のセグメントの最新活動時期を明らかにする必要がある.

今回著者らは, 山崎断層系の北西部を構成する大原断層について, 活動史を明かにするため, 岡山県英田郡大原町古町地区においてトレンチ調査を行なった (Fig. 1). その結果に基づき, 山崎断層系大原断層の最近の活動性と山崎断層系のセグメンテーションについて議論する.

§ 2. 大原断層の位置

2.1 大原町古町地区周辺の変位地形と地質

本調査地域および山崎断層系の変位地形は, 福井 (1981) が詳述している. また, 地質は神戸・広川 (1963) において詳しい. ここでは, 変位地形と地質の概要について記し, トレンチ調査地点周辺の地質状況と予想される断層破砕帯の幅について述べる.

トレンチ調査地点から大原町西町地区にかけては西北西-東南東に顕著な断層線谷が認められる. この断層線谷に向かって小河川が流入しているが, それらには特に左横ずれ変位は認められない. この断層線谷から吉野川を挟んで北西側では, 変位地形が丘陵尾根上の鞍部として表現され, 断層線は若干北に向きを変え北西-南東の走向を示す. Fig. 1 に示されるように, そこでは 1 次谷である 4 つの小河谷が左横ずれを示す系統的な屈曲を示している [福井 (1981)]. そして, 大まかには, 上流域が長いほど屈曲量が大きい傾向が認められる.

調査地点周辺の地質図を Fig. 2 に示す. 見掛け上, 中-古生界が 3~4 km の右横ずれ変位を示している. これは最近の左横ずれ断層運動と異なる.

Fig. 1. (a) Distribution of the Yamasaki fault system. OKADA *et al.* (1987) carried out the trench study across the Yasutomi fault in 1979. (b) Displaced landforms along the Ohara fault around the Ohara Town. Stream channels are offset laterally along the fault trace of the Ohara fault. This study was carried out at the western bank of the Yoshino river (Fig. 3).

Fig. 2. Geological map around the Ohara fault [modified from KOBE and HIROKAWA (1963)]. Legend shows 1: alluvial deposits, 2: terrace deposits, 3: talus deposits, 4: Neogene sedimentary rocks, 5: Cretaceous volcanic rocks, 6: Mesozoic to Paleozoic granodiorite, 7: Mesozoic to Paleozoic gabbro, 8: Mesozoic sandstone and slate, 9: Mesozoic slate, sandstone, chert and diabase, 10: Permian slate, sandstone, chert, limestone and diabase, 11: Paleozoic phyllite, diabase, chert and limestone, 12: fault, 13: dip and strike, 14: trench site. Note that the Paleozoic and Mesozoic formation had been offset right-laterally by the Ohara fault in the opposite sense to the left-lateral displacement in the Quaternary.

トレンチ調査を実施するに際して、基盤の地質構造や主断層と並走する断層の有無、断層角礫・断層ガウジなどの破碎帯の幅・性状などを明かにしておく必要がある。今回の調査では、調査地点周辺の基盤の破碎帯の幅とその性状を把握するために、断層谷および鞍部周辺を調査した。すなわち、断層線を挟んだ両側の地質の違いを把握するとともに各露頭で見られた基盤の破碎の程度を松田・岡田 (1968) の断層破碎帯の破碎度を参考に記載した。その結果、トレンチ調査地点周辺では神戸・広川 (1963) に示されるように、大原断層が凝灰岩 (北側) と粘板岩 (南側) の地質境界になっている可能性が強いことと、周辺の露頭には破碎度 II 以上の断層破碎帯は認められず大原断層における断層破碎帯は数 10 m オーダー以下のかなり狭いものであることが推定された。

2.2 高密度電気探査

一般にトレンチ調査により最近の活動性を解読するには、年代の測定可能な沖積層が厚く堆積している地域が望ましい。その場合、断層変位速度に比べて堆積速度や

侵食速度が大きい地域では変位地形が保存されにくいために、周辺の地形・地質情報のみからトレンチでカバーできる数 10 m の調査範囲に断層位置を把握するのは難しい。そのため、これまでもいくつかの地点で、トレンチ調査に先だって、詳細な断層位置解明のための物理探査や化学探査が実施され、その有用性が検討されてきた [例えば、内田・他 (1984)]。

今回の調査では、調査地点を新期の堆積物の存在が予想される吉野川右岸 (Fig. 1) に予定し、そこでまず高密度電気探査によって断層位置の推定をおこなった。

高密度電気探査は、原理的には従来の電気探査法と同じであるが、測定点をできるだけ高密度に配置して見掛け比抵抗を測定し、2 次元インバージョン解析を行ない地下断面の情報を得るものである。

測定機器仕様、測線と電極配列を Table 1, Table 2 にそれぞれ示す。また、電極は Fig. 3 に示す測線で展開した。なお、測線 EA1, EA3 は水田脇の畦道を、EA2 は吉野川左岸を利用して実施した。測線 EA2 は EA1, EA3

Table 1. A summary of the system for the high resolution electrical exploration.

Contents	Measures (types)	Volume
Measurement device for electrical exploration	McOHM	1
	Output voltage	400 Vp-p
	Output electric current	1~200 mA
	Action voltage	12 V DC
	Cycle time	3.5 sec.
	Data memories	2000 data (max)
	Interface	RS232C
	Scale	206X281X200 mm
Switch box	Weight	about 7.5 kg
	60 channels	1
	Scale	206X281X200 mm
Personal computer	Weight	about 5.3 kg
	PC-286LE (16bit)	1
Electrode bar	φ 15X300 mm	60
Code	60 channels	1

Table 2. Electrode configuration for the high resolution electrical exploration.

Survey line	Length (m)	Electrode configuration
EA-1	250	51 electrodes, 5m interval (wenner, eltran)
EA-2	250	51 electrodes, 5m interval (wenner, eltran)
EA-3	190	39 electrodes, 5m interval (wenner, eltran)

に比べて約 5 m 低い位置にあり吉野川河床では部分的に基盤が露出していることから、測線 EA2 では河床砂礫が薄く覆うだけで堆積物はほとんど存在していない。

探査結果を Fig. 4 に示す。それぞれの比抵抗断面図に認められた顕著な比抵抗境界を E1~E3 として示した。3つの比抵抗断面に共通して認められる特徴は、中~高角度で北に傾斜する比抵抗境界によって北側に低比抵抗部、南側に高比抵抗部と明瞭に分けられることである。また、測線 EA1 と EA3 の比抵抗断面には深度 13~15 m 以浅に約 300 Ωm 以上の高比抵抗値を示す水平な比抵抗層が存在する。

地層の比抵抗値は組成鉱物や、その結晶度・固結度・孔隙率などにより異なるほか、孔隙に含まれる水の量と、その水質とによって著しく左右される。特に、孔隙率への依存度は大きい [志村 (1964)]。したがって一般には、1) 緻密な花崗岩や各種の火山岩は孔隙率の高い堆積岩類よりも比抵抗値が低いこと、2) 破砕度が高く粘土化するほど含水比が高くなるので比抵抗値が低いこと、3) 地下水面下では地下水面より比抵抗値が低いことなどがいえる。これまでのいくつかの地質と比抵抗値に関する研究により、これらの解釈が断層近傍の地質構造にも適用できることが実証されている [例えば、楠・本

Fig. 3. Survey lines of the high resolution electrical exploration and locations of bore holes and the trench. Legend shows 1: survey line, 2: bore hole, 3: trench, 4: fault trace estimated from displaced landforms. E1, E2 and E3 are the most marked resistivity gaps shown in Fig. 4.

庄 (1990)].

これらに基づき、以下に地下構造を考察する。

前述の3つの比抵抗境界 (E1~E3) は、これらをつないだトレンドが Fig. 1 のように北西-南東を示し、変位地形等により推定される断層位置の延長とほぼ一致する。また、それぞれの比抵抗値を比較しても3測線とも同様の地質構造をとらえているものと考えられる。したがって、ここでは2とおりの解釈が可能である。つまり、1) 北側の低比抵抗帯が幅広い断層破砕帯で南側が非破砕部の高比抵抗帯となっている場合、2) 断層を挟んで異なる岩相が接している場合である。前述した神戸・広川 (1963) による地質構造と周辺の基盤の露出状況から、大局的には断層を挟んで北側に中生界の火山岩類 (凝灰岩) と南側に古生界二畳系の粘板岩が分布しており、ここでの比抵抗境界は岩相境界としての大原断層を表している可能性が強い。ちなみに、この推定は後述するボーリング調査結果により検証されたが、それぞれの比抵抗値の実測値として、ボーリング孔における電気検層およびトレンチ法面での比抵抗測定から、北側の凝灰岩は非破砕硬質部で 100~200 Ωm、破砕帯で 10~100 Ωm を示し、南側の粘板岩は非破砕硬質部で 400~800 Ωm、破砕帯で 60~300 Ωm を示すことが確認された。

Fig. 4. Resistivity profiles determined by the high resolution electrical exploration. E1, E2 and E3 are the most marked resistivity gaps. Low resistivity on the northern side and high resistivity on the southern side correspond with tuff and slate, respectively.

Fig. 5. Geological columns of bore holes and geological section. Fault gouge of 1.5 m in width, associated with the Ohara fault, was recognized near the top of the No. 5 bore hole.

Fig. 6. Cores of the No. 7 hole, revealing the formation of the fault gouge of the Ohara fault at the boundary between tuff and slate.

また、EA1とEA3の比抵抗断面図にみられる浅部の水平な高比抵抗層は基盤の露出するEA2測線に見られないことから新期の堆積物を示すと考えられるが、推定される層厚はせいぜい5m前後であり、13~15mの深度にその境界が現われている理由は不明である。なお、ボーリング調査時に認められた地下水位は地表下2.3mであり、地下水の影響ではないことは明らかである。

§3. ボーリング調査

新期の堆積物の層厚と基盤の地質および破碎状況等を調べるため、電気探査結果によって推定された断層位置周辺にボーリングを掘削した（掘削位置をFig. 3に示す）。なお、No. 5とNo. 7は断層を直接貫く目的で、それぞれ北東に57°、南東に50°傾斜させて掘削した。それらの柱状図および推定断面図をFig. 5に示す。

コアの観察から、新期の堆積物として耕作土および砂

質粘土、泥質砂礫層が3.3m~5.1mの層厚で分布しており、基盤はNo. 5孔付近を境に北側が珪質な灰白色凝灰岩、南側が黒色粘板岩であることがわかった。

堆積物は、基盤の岩相境界であるNo. 5孔付近が最も厚く約5mで、南側、北側に、徐々に薄くなる。しかしながら、ボーリングコアが乱されていたため、得られたコアからは泥質砂礫層の中の詳細な地層区分を充分行なうことができず、被覆層中の断層面を確認することはできなかった。

基盤の断層付近での岩相や破碎状況の変化は、No. 7孔において詳細に把握できた（Fig. 6）。以下に、その記載を示す。

No. 7孔斜長6.0~10.05mは、灰白色の酸性凝灰岩であり、全体的に変質作用を被りやや脆弱で、部分的に粘土状~小角礫状を呈していた。黒色粘板岩中の岩相境界付近の斜長10.05~11.8mの部分は、軟弱で鏡肌が顕著

Fig. 7. A sketch of the trench. Several beds marked like MS1, MS2, etc, were distinguished by means of the difference of the constitutional material and grain size. Charcoal samples for ^{14}C dating were collected at some horizons indicating square plots with radiocarbon ages (years B. P.). They are also shown in Fig. 8 and Table 3. Seven faults (F1 to F7) were recognized in sediments.

な断層ガウジとなっており新期の活動が予想される。コアに見られる断層面の傾斜から、断層ガウジの幅は約 1.5 m と考えられる。この断層ガウジは、北側の約 25 cm は橙～褐色に風化が進んでいるが、風化面上に明瞭な条線が残されていることから、比較的新しい時期に活動したことが予想される。

No. 7 孔斜長 11.8～20.6 m では、黒色粘板岩が部分的に破碎されており、剝離状を呈す脆弱部と白色脈の多い短柱状コアが混在している。剪断面は固結したものが多く、軟弱な断層ガウジはほとんど挟んでいない。この部分より南西側のコアは、新鮮・硬質で断層運動による破碎の影響を全く受けていない。

§ 4. トレンチ調査

上述の高密度電気探査結果とボーリング調査結果から、トレンチ掘削位置を No. 3 孔と No. 4 孔の間に設定し、Fig. 3 に示すようなトレンチを掘削した。なお、基盤中の断層を確認するための最深部の掘削は、法面の安定性を考慮して、埋め戻し直前に行なった。

トレンチ法面のスケッチを Fig. 7 に、模式地質柱状図を Fig. 8 に、模式地層区分および礫のファブリックを Fig. 9 に示す。

基盤の断層は前述の調査により予想された位置に認められ、新期の堆積物中にもいくつかの断層が見られた。以下にトレンチ内の地層と断層について述べる。

4.1 トレンチ内の地質

トレンチ内では、ボーリング調査時に記載したものよりも多くの地層の識別が可能であり、それらは複数の断層によって明瞭に変位していた。以下にトレンチ内の地層の特徴について上位のものから詳しく述べる。

1. 耕作土：本層は、地表下 30 cm までで、トレンチ内全法面にはほぼ等しい厚さで見られる。

2. 砂礫混じりローム：本層は、橙色を呈す 1 cm 以下の脆い軽石と同質の基質から構成され、部分的に細礫および砂を多く含む。層厚は約 20 cm 前後でトレンチ内全法面にはほぼ等しい厚さで見られる。周辺にこのようなローム層が認められないことから、耕作土直下に軽石を人工的に敷き詰めた可能性もある。

3. 礫混じり褐色泥質砂層 (MS1)・褐色泥質砂層 (MS2)：本層は、主として無層理塊状の褐色を呈す比較密な泥質の細～中粒砂からなる。北側、南側法面のそれぞれ中央部では、円磨された細～中礫を多く含む部分が認められ、それらは礫混じり褐色泥質砂層 (MS1) として、褐色泥質砂層 (MS2) と区別した。

本層は、一般的な河川堆積物とは考えにくく、いわゆる“フラッドローム（洪水直後の細粒堆積物、火山灰起源のロームではない）”の可能性が強い。上部の MS1 は、その分布と後述する断層との関係から、断層活動によって生じた凹地に周辺から礫がもたらされて形成されたと考えられる。

COLUMN	LITHOLOGY	SYM-BOLE	THICK-NESS (cm)	RADIOCARBON AGE (years B. P.)	FEATURE	EARTHQUAKE EVENT
Cultivated soil		30	156±54		4
Loam with gravel		20	86±48 98±55 156±54 173±43
Brownish gravelly muddy sand	MS1		164±55
Brownish muddy sand	MS2	80	1,299±62
Gravel	G1			Granule to pebble Subrounded to rounded Clast-supported gravel
Sand	S1	20	1,243±61 1,468±70	Medium size sand No stratification Well sorted
Gravel	G2a	60		Granule to cobble Subrounded to rounded Clast-supported gravel Low angle cross lamination	3
Gravel	G2b			Pebble to cobble Subangular to rounded Orthoconglomerate
Sand	S2	20	3,019±62	Medium size sand No stratification Well sorted	2
Sand & gravel	G3	80		Pebble to boulder Well rounded Matrix supported gravel Clast-supported gravel Coarse tail grading	1
Gravel	G4	90		Cobble to boulder Well rounded Matrix-supported gravel Poorly sorted
Gravel	G5	100		Granule to pebble Subrounded to rounded Clast-supported gravel Weathered
Basement					

Fig. 8. Schematic geological column of sediments in the trench. Four fault movements since the beginning of gravel deposition were estimated, as shown by thick vertical bars.

4. 礫層 (G1): 本層は、花崗岩、砂岩、各種の変成岩を主体とする細～中礫よりなる。礫は比較的良く円磨されており、棒状～小判状のものが多く、泥および砂はほとんど含まれておらず、全体としては礫どうしが接触し合って堆積しているクラストサポート型の礫層である。また、やや不明瞭ながらプラナー型の斜交層理が認められ、見掛け上、東に約 30°で傾斜している。

本層はトレンチ東側にレンズ状に認められ、上記のような特徴から、河川における典型的なポイントバー堆積物と考えられる。

5. 砂層 (S1): 本層は、無層理で淘汰が非常に良い中粒砂からなる。北側法面東側と南側法面に見られ、上位の礫層 (G1) や褐色泥質砂層 (MS2) 堆積前もしくは堆積

時に部分的に侵食されている。トレンチ内では最下部が酸化されて橙～褐色になっている。

6. 礫層 (G2a・G2b): 本層は、構成礫径および堆積構造の相違から G2a・G2b の 2 層に分けられる。G2a は、細～大礫よりなる低角のプラナー型斜交層理を示すクラストサポート型の礫層で、上部に向かって礫径が小さくなる複数回の堆積のサイクルが認められる。断層変位の影響を受けていない部分での礫のファブリックの計測から、現在の吉野川と同じく、ほぼ北から南に向かっての河川の流れによって堆積したものと考えられる (Fig. 9)。G2b は、無層理塊状の礫層で、G2a に比べ細礫が少なく、特に最下部では、若干大礫が多くなっている。G2a、G2b とともに、垂角礫～円礫よりなり、花崗岩、砂岩、粘

Fig. 9. Gravel fabric in some beds. Planes containing the maximum and the intermediate axes of gravels are projected onto the lower hemisphere using the Schmidt net. Dots show the projections of long axis on the Schmidt net.

板岩，各種の変成岩類から構成される。

7. 砂層 (S2): 本層は，最大層厚 20 cm の，淘汰の良い無層理中粒砂 (S2) よりなるが，一部では礫混じり中粒砂に層相が変化する。S2 が明瞭に認められるのは北側法面だけであり，南側法面では G3 との境界が不明瞭となっている。つまり，下部の砂礫層 (G3) とは漸移的で基質となる砂の性状が類似している。

8. 砂礫層 (G3): 本層は，中～巨礫主体とし，基質は中粒砂からなるマトリックスサポート型の礫層である。全体としては礫径が上部に向かって小さくなるコーステイル級化を示す。本層はその堆積構造から，何らかのイベントにより一度に急激に運搬堆積したものと考えられる。

9. 礫層 (G4): 本層は泥～巨礫とあらゆる粒径のものが混在し，淘汰が非常に悪い。法面においては円磨度の高い大～巨礫が突出している。全体としては，基質の泥～細礫に支えられたマトリックスサポート型の礫層である。また，初生的な粘土と明らかに異なる橙色～淡褐色を示す流入粘土が顕著に認められる。トレンチの深部で

は基盤の断層運動の影響によって初生的な堆積構造が消滅し，断層変位による引きずりにより礫の再配列が顕著に認められる。礫種は上位の礫層と同じであるが，大～巨礫のほとんどは花崗岩である。花崗岩礫の中には，風化によってややマサ化して脆いものも見られる。

10. 礫層 (G5): 本層は，主として円磨度の良い細～中礫より構成されるクラストサポート型の礫層である。全体に酸化作用を著しく被り褐色を呈し，褐鉄鉱およびマンガンによる汚染が顕著である。トレンチ内では，基盤の断層の南東側の粘板岩上にしか認められない。粘板岩を不整合に覆い，礫層 (G4) によって覆われている。

11. 基盤: ボーリング調査では，断層ガウジを挟んで北東側に凝灰岩，南西側に粘板岩が期待された。しかしながら実際は，第四紀層の断層面直下よりも北東側少なくとも 30 cm ほどは顕著に風化した粘板岩が認められた。

また，最も破碎され細粒化した断層ガウジの部分は，ボーリング調査により推定したように幅約 1.5 m 程度あると考えられる。しかしながら，その断層ガウジの部

Fig. 10. Geological section normal to the Ohara fault as drawn from the bore holes and trench study.

分はトレンチを地表下 6.3 m まで掘削しても現われなかった。ボーリング孔 No. 7 において断層ガウジを確認していることから、地表下約 7.5 m 付近に不整合面が推定され、断層近傍で急激に不整合面が深くなっていることが考えられる (Fig. 10)。

前述した第四紀層も全体として断層面付近で垂れ下がる傾向があり、海上音波探査等で認められる横ずれ断層の形態 [例えば、今泉・他 (1987)] に類似している。断層ガウジ全体の走向の直接計測はできなかったが、断層ガウジの端とみられる F1 断層を北側法面底面と南側法面底面をむすぶ走向として計測したところ、 $N55^{\circ}W$ を示した。これは、変位地形および物理探査から推定される走向と一致している。

南側の粘板岩は層理面に沿って薄い粘土を挟む部分が多く見られ、全体として節理数も多く、弱く破碎されている。多くの剪断面は層面すべりで、走向は $N60\sim70^{\circ}W$ 、傾斜は $40\sim60^{\circ}N$ を示す。また、礫層 (G5) との不整合面から 20~60 cm の範囲は風化が顕著で、褐色を呈す。

4.2 トレンチ内に認められた断層

Fig. 7 に示すように、トレンチ内に 7 つの断層が認められた。以下に、それぞれの性状および各地層との関係を記す。

1. F1 断層: トレンチ最深部において礫層 (G5) を切

り、砂礫層 (G3) に覆われる断層で、北側法面では走向 $N57^{\circ}W$ 、傾斜 $85^{\circ}N$ を示す。北側に接する礫層 (G4) は、法面で見掛け上ほぼ垂直に近い礫の並びを示している。埋め戻し前に、断層近傍の礫層 (G4) の礫のファブリックの計測を行なった結果、長軸と中間軸のなす面および長軸そのものが高角で、 $N45^{\circ}W$ 方向に集中していることがわかった (Fig. 9)。このことは、F1 断層北側 (断層ガウジ側) が落下するような垂直変位成分が大きかった可能性が示唆される。断層面近傍では粘板岩が粘土化し、風化も顕著である。この部分では断層ガウジ内に礫を取り込んだ構造も見られることから、F1 は礫層 (G5) 堆積後 2 回以上変位した可能性が強い。

2. F2 断層: F1 断層から $N65^{\circ}W/45^{\circ}N$ (北側法面) の走向傾斜を示して派生する断層で、礫層 (G5) を切り、砂礫層 (G3) の下部にも明瞭な変形を与えている。基盤の粘板岩中には、明瞭な 1~1.5 cm の断層ガウジを挟む。法面に見られる形状から、見掛け上北東側が約 80 cm 低下している。断層面上のレイクが $17^{\circ}SE$ を示すことから、礫層 (G5) に著しい層厚の変化がなければ、F2 による水平変位量は 2.5 m 程度と推定される。

3. F3 断層: 北側法面では褐色泥質砂層 (MS2) を明瞭に切断し、南側法面では褐色泥質砂層 (MS2) を不明瞭ながら変位させ礫混じり褐色泥質砂層 (MS1) に覆われ

る。砂礫混じりロームと耕作土には覆われて変位を与えていない。基盤付近では、礫のファブリック等から、F1断層より北東側約1 m (断層ガウジからなる幅1.5 mの破碎帯中の中央よりやや北東側)に位置することがわかる。北側法面では、地表に向かって徐々に角度を減じながら上に凸の北傾斜を示し、南側法面では逆に高角度で南に傾斜する。南側法面地表下1.5 m付近では、N88°E/65°Sの走向傾斜を示す。地層の切断状況とそれぞれの走向傾斜等を考慮すると、これらはトレンチを挟んで連続する断層と判断される。

北側法面の断層北東近傍の礫層(G2b)の礫のファブリックをFig. 9に示す。長軸と中間軸のなす面がEW~N60°W/40~70°Nを示し、長軸の向きが比較的低角度である。断層変位の影響を受けていない礫層(G2b)のファブリックは、ほぼランダムであることから(Fig. 9のB)、F3が基盤の断層と大きく斜交し、近傍の礫を引きずっていることが読み取れる。長軸が比較的低角度であることは、鉛直変位よりも水平変位量の方が著しいことを示唆している。

以上のように、F3は、最新の活動によって生成されたと考えられる。

4. F4断層~F7断層: これらの断層は、基盤からの連続性が確認されていないが、後述する地層の切断・変形状況からF3断層形成期に同時に派生したと考えられる小断層である。

北側法面ではF4、F5、F6、南側法面にF7の4つの断層が確認された。いずれも、褐色泥質砂層(MS2)の基底付近まで切断・変形させている。北側法面のF4断層は、F3断層より地表下約3 mで分岐している。F3は褐色泥質砂層(MS2)全体を切断しているが、F4は褐色泥質砂層(MS2)下底面を変位させ、褐色泥質砂層(MS2)内で消滅している。F5、F6断層はともに、北側に傾斜する断層で、F5断層の走向傾斜はN67°W/62°Nである。基盤付近では、砂礫層(G3)を見掛け上鉛直方向に約40 cm変位させている。

F7断層は、南側法面のF3断層に対してアンティセティックに生じており、北傾斜で若干上に凸状の形態を示す。この断層は、礫層(G1・G2)を切断・変形させ、砂礫層(G3)においてF3断層に収斂している。

以上のように、トレンチ内では断層変位と砂礫層の堆積が交互に繰り返されており、古い断層ほど基盤の変位形態をそのまま地表に現わしていたと思われる。したがって、新しい断層活動ほど形態が複雑になっている。それは被覆層の厚さと被覆層中の断層形態を明瞭に反映しており、MANDL (1988) が述べているように、被覆層が厚くなるに連れて基盤の断層面に対してミ型に雁行配

列を示すような構造を示している(Fig. 7)。また、それに伴い派生する小断層・副次断層も多くなっている。

§5. 地層の¹⁴C年代と大原断層の活動履歴

以上のようにトレンチ内で認められた断層変位から、古町地区における山崎断層系大原断層の活動履歴は、やや不確実なものを含め4つのイベントが考えられる(Fig. 8)。以下に古いイベントから述べる。

イベント1: 断層活動時期は、礫層(G4)堆積後、砂礫層(G3)堆積前である。認定根拠は、礫層(G5)と礫層(G4)がF1断層により明瞭に切断され、互いに接しており、その上を砂礫層(G3)に覆われることによる。F1断層はこれ以降動いていないものと考えられる。

イベント2: 断層活動時期は砂礫層(G3)堆積後、砂層(S2)堆積前である。認定根拠はF2断層により砂礫層(G3)が切断され、礫層(G3)に漸移して堆積している砂層(S2)に覆われることによる。F2断層がイベント1にともなって生じたものではないことは、F1断層が砂礫層(G3)に覆われるのに対してF2断層はそれを切ることから明かである。しかしながら、F2断層がその後のイベント3、4にともなって副次的に生じた可能性を否定できないため、やや不確実なイベントといえる。

イベント3: 断層活動時期は砂層(S2)堆積後、礫層(G2b)堆積前である。認定根拠は、砂層(S2)と礫層(G3)が撓曲F3断層に向かって大きく撓曲しているが、南側法面の礫層(G2a)の成層した堆積構造に代表されるように、礫層(G2b・G2a)はこの撓曲運動に参加していないことによる。北側法面ではF3断層近傍の礫層(G2b)中の礫の並びと砂層(S2)の変形が整合することから後述するイベント4と区別しがたいが、礫の再配列は断層の極く近傍だけであり、礫層(G2b)は砂層(S2)と同様の変形を被っていない。また、南側法面の礫層(G2b・G2a)の基盤の断層直上での層厚の増加はイベント4とは異なる断層運動(撓曲)により生じた凹地に厚く堆積したものと考えられる。

イベント4: 断層活動時期は褐色泥質砂層(MS2)堆積後、礫混じり褐色泥質砂層(MS1)堆積前である。認定根拠は、北側法面で褐色泥質砂層(MS2)がF3断層によって明瞭に切断されローム層と耕作土に覆われていること、南側法面でF3断層が褐色泥質砂層(MS2)の基底面を切断しF7断層とともに小地溝を形成して、礫混じり褐色泥質砂層(MS1)に覆われていることによる。また、北側法面でも礫混じり褐色泥質砂層(MS1)は基盤の断層直上付近に分布していることから、旧地表面である褐色泥質砂層(MS2)最上部が断層運動により、断層直上付近で北西-南東を軸とした凹地に落ち込んだことにより

Table 3. Radiocarbon ages of samples dated by Geochron Laboratories Division in Kruger Enterprises Inc., using an accelerator mass spectrometry (AMS). Libby's half life time of 5570 years was used to calculate the ages.

Sample number	Lithology (Symbole)	Material	Krueger Enterprises Code No.	^{14}C age (years B. P.)
YF-1	Loam with gravel	Charcoal	GX-18999-AMS	98± 55
YF-2	Sand (S1)	Charcoal	GX-19000-AMS	1468± 70
YF-3	Loam with gravel	Charcoal	GX-19001-AMS	86± 48
YF-4	Loam with gravel	Charcoal	GX-19002-AMS	173± 43
YF-5	Brownish muddy sand (MS2)	Charcoal	GX-19003-AMS	1299± 62
YF-6	Sand (S1)	Charcoal	GX-19004-AMS	1243± 61
YF-8	Sand (S2)	Charcoal	GX-19006-AMS	3019± 62
YF-9	Brownish muddy sand (MS1)	Charcoal	GX-19007-AMS	164± 55
YF-10	Loam with gravel	Charcoal	GX-19008-AMS	156± 54

堆積した可能性が強い。なお、F4～F6 断層は褐色泥質砂層 (MS2) の基底面をわずかながら変位させていることから、このイベントの際に副次的に生じた断層であると考えられる。

これらのイベントの年代を制約するために、Fig. 7 に示すようないくつかの地層から検出された炭化木片の年代値を、米国クルーガーエンタープライズ社に依頼し、加速器質量分析計を用いた ^{14}C 年代測定法により求めた。測定結果を Table 3 に示す。これにより、最近の 2 回の活動年代に制約を与えることができた。

イベント 3: 3019±62 y. B. P. の年代を示す砂層 (S2) を大きく撓曲させ、その後に堆積した礫層 (G2a, G2b) に覆われている。礫層 (G2a, G2b) の年代は不明であるが、その上位の砂層 (S1) の年代が 1243±61 y. B. P. と 1468±70 y. B. P. を示すことから、約 3000 年前～1500 年前に限定される。

イベント 4 (最新活動時期): 活動時期は、1299±62 y. B. P. の年代値を示す褐色泥質砂 (MS2) 堆積後、最上部が 164±55 y. B. P. を示す褐色礫質泥質砂 (MS1) 堆積前である。褐色泥質砂 (MS2) より下位の砂層 (S1) も 1243±61 y. B. P. と 1468±70 y. B. P. を示すことから、大原断層の最新活動時期は地層年代からは約 1200 年前～150 年前と制約される。

宇佐美 (1987) は、山崎断層系分布域周辺に被害を与えた歴史地震として次のものを挙げている。

1. 868 年播磨地震: $M \geq 7.0$
2. 1711 年伯耆地域の地震: $M = 6\frac{1}{4}$
3. 1864 年播磨・丹波地域の地震: $M = 6\frac{1}{4}$
4. 1916 年神戸地域の地震: $M = 6.1$

これらのうち、1864 年と 1916 年の地震については比較的新しく資料の豊富な地震であり、地震規模がそれほど大きくないことと震源が兵庫県東部地域であること

がわかっているため、大原断層の活動には該当しない。

1711 年の地震は、推定される震源域が大原断層からかなり西方に離れていることと、この地震が 1943 年の鳥取地震の起こり方に似ていることなどの指摘 [武者 (1941～1943)] から、大原断層の活動による地震とは考えにくい。

西暦 868 年の播磨地震は、岡田・他 (1987) によって同じ山崎断層系の安富断層の最新活動による可能性が指摘されている。しかしながら、この地震は宇佐美 (1987) によって、 $M \geq 7.0$ とされており、断層長 18 km の安富断層の単独の破壊だけでは説明困難であるように思われる。

以上の理由より、山崎断層系大原断層の最新活動時期は、現在の歴史史料から考えた場合、安富断層と同様に 868 年の播磨地震である可能性が最も高い。

したがって最新活動時期が西暦 868 年の播磨地震に一致すると考えると、一つ前のイベント 3 との活動間隔は、Fig. 11 に示すように約 400 年以上 1900 年以下ということになる。

上述したような 4 回のイベントの平均活動間隔を求めるにはトレンチ下部の礫層 (G4) の堆積年代を求める必要があるが、今回の調査では礫層 (G4) から炭素試料を検出することができなかった。しかしながら、地形面としては現河床との比高がわずかであり、完新世 [第四紀学会 (1987)] もしくはそれ以前の地形面の可能性が高いといえる。仮に完新世とした場合、1 万年に 4 回の活動があったことになり、平均再来期間は 2500 年程度となる。完新世以前の古い地形面とみなすと、平均再来期間は 2500 年より大きく見積られるが、前述した最新活動時期とその 1 つ前の活動時期の間隔が最大でも約 1900 年であることから、活動間隔の大きなゆらぎを考慮しなくてはならない。

§ 6. 山崎断層系のセグメンテーションと 868 年播磨地震

Fig. 11 に、今回のトレンチ調査結果と岡田・他 (1987) による山崎断層系安富断層のトレンチ調査結果を比較した。岡田・他 (1987) は、5560 年前以降やや不確実なものを含め 3 回の断層運動を検出している。これは、今回のトレンチ調査結果の 1 万年に 4 回程度の活動と大雑把には一致している。最新活動時期については、岡田・他 (1987) は 750～1170 年前という ^{14}C 年代による制約から西暦 868 年の播磨地震の可能性を示唆している。今回調査した大原断層でも、前述のように 1200 年前～150 年前の活動が示唆され、歴史記録に対応させるならば、岡田・他 (1987) の安富断層と同様に播磨地

Fig. 11. Comparison of the estimated ranges of faulting events between the Ohara fault (this study) and the Yasutomi fault (Okada *et al.*, 1987). The fault movements of the two faults roughly coincide. The latest faulting event of the faults is likely to correspond to the 868 Harima Earthquake.

震で変位した可能性が高いことがわかった。

最新活動時期より1つ前の活動については、岡田・他(1987)の安富断層では不確実ながら1900～2500年前の断層運動の可能性を述べた。これについても、今回調査した大原断層では堆積物の¹⁴C年代から1500～3000年前の活動が認められ、広範囲の年代値ではあるがほぼ一致している。

このように、大原断層と安富断層の活動は大雑把には一致しており、地質学的なタイムスケールでほぼ同時期に活動していることがわかった。大原断層と安富断層の間には土万断層が存在するが、この土万断層をスキップして活動するとみるには無理があるため、山崎断層系の大原を構成するこれら3つの断層セグメントは、互いに相互作用を及ぼし、同様な時期に活動しているものと考えられる。つまり、山崎断層系の中でも大原断層、土万断層、安富断層は同時に動くか、時間差をともなったマ

ルチブルイベントをおこした可能性が強いといえる。

なお、最新活動時期と考えられる西暦868年の播磨地震に関しては史料の解析により、 $M \geq 7.0$ であると推定されている[宇佐美(1987)]。松田(1975)の地震の規模と断層破壊長に関する経験式を考慮すると、 $M \geq 7.0$ の地震を発生させるためには少なくとも20 km以上の断層長を考えるのが妥当である。安富断層は断層長が18 kmで、単独で播磨地震程度の地震を発生させるにはやや無理があり、大原断層から安富断層までを一括で破壊させた場合の方が、地震の規模を矛盾なく説明できる。したがって播磨地震では、時間差をともなったマルチブルイベントと考えるよりも同時に動いた可能性の方が強い。この場合、松田(1975)の経験式を適用すると $M = 7.8$ となり、かなり大きな規模の地震となる。この地震規模は、播磨地域の被害からするとやや大き過ぎるとも考えられるが、震央を宇佐美(1987)が推定した位置よ

りも山崎断層側に位置づけければ、説明できるであろう。

§7. おわりに

山崎断層系大原断層の古町地区における詳細な断層位置と最近の活動史を明らかにするために、電気探査、ボーリング・トレンチ調査を実施し、以下のような点が明らかになった。

1) 古町地区における大原断層は、中古生界の酸性凝灰岩（北側）と黒色粘板岩（南側）の地質境界となっており、高密度な地表の電気探査から比抵抗値にも顕著な差異を生じさせていることがわかった。

2) 大原断層の最新活動時期は、地層の年代測定からは150～1200年前と制約された。さらに、歴史上の被害地震記録から西暦868年の播磨地震を引き起こした可能性が強い。

3) 最新活動時期の1つ前の活動は、地層の年代測定からは1500～3000年前と制約された。これにより、最新活動時期が西暦868年の播磨地震であるとする、1つ前のイベントとの活動間隔は、約400年以上1900年以下ということになる。

4) 大原断層の最近の活動は、多く見積っても1万年に4回程度と推定され、平均活動間隔は約2500年前後と考えられる。これは、最新活動時期と1つ前の活動の間隔よりやや長く、活動周期にゆらぎがあるものと考えられる。

5) 今回の調査結果と岡田・他(1987)の安富断層の結果を比較検討すると、平均活動間隔や最近2回の活動時期が似通っており、山崎断層系の中でも大原断層、土方断層、安富断層は、同時に動くか、もしくは時間差をともなったマルチプルイベントをおこすような関係にあると考えられる。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、原子力発電技術機構の垣見俊弘博士には大変有益なご意見をいただいた。また、東京大学理学部の池田安隆博士と匿名査読者、ならびに担当編集委員の嶋本利彦教授には原稿の不備な点をご指摘頂いた。電気探査の実施に際しては、(株)日本地殻調査の城森明氏、九州大学工学部の藤光康宏博士、(財)電力

中央研究所の阿部信太郎博士の御協力を得た。ボーリング・トレンチ調査では森本義見氏の水田をお借りするとともに、浅尾善郎氏を始め、大原町町役場の方々に多岐にわたり暖かくご援助していただいた。調査全般にあたっては、長江倫好氏と中山芳樹氏を中心とする(株)日本パブリックエンジニアリングの方々にご協力いただいた。トレンチ法面の観察および被覆層の変形に関しては、(財)電力中央研究所の上田圭一氏との議論が有益であった。ここに記して以上の方々に心から感謝の意を表する。

文 献

- 福井謙三, 1981, 山崎断層系の変位地形, 地理学評論, 54, 196-213.
- 池辺展生・藤田和夫・松田時彦・岡田篤正, 1969, 山崎断層は横ずれ生動する, 日本地質学会西日本例会講演.
- 今泉俊文・島崎邦彦・宮武 隆・中田 高・岡村 真・千田 昇・貝塚爽平・岩田孝行・神谷真一郎・畑中雄樹・橋田俊彦, 1987, 三浦半島南東部沖金田湾における海底活断層の発見 (新称: 金田湾断層), 活断層研究, 4, 28-36.
- 活断層研究会, 1991, 新編日本の活断層一分布と資料, 東京大学出版会, 363 pp.
- 神戸信和・広川 治, 1963, 5万分の1地質図幅「佐用」および同説明書, 地質調査所, 29 pp.
- 楠 建一郎・本莊静光, 1990, 活断層と物理探査, 物理探査, 43, 386-401.
- MANDL, G., 1988, Mechanics of Tectonic Faulting, Elsevier, 407 pp.
- 松田時彦, 1975, 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震2, 28, 269-283.
- 松田時彦・岡田篤正, 1968, 活断層, 第四紀研究, 7, 188-199.
- 武者金吉, 1941～43, 増訂大日本地震史料, 第1～第3巻, 文部省震災予防評議会.
- 日本第四紀学会, 1987, 日本第四紀地図, 東京大学出版会, 119 pp.
- 岡田篤正・安藤雅孝・佃 為成, 1987, 山崎断層系安富断層のトレンチ調査, 地学雑誌, 96, 81-97.
- 志村 馨, 1964, 電気探査法, 昭晃堂, 182 pp.
- 内田利弘・小川康雄・村上 裕, 1984, 姫之湯断層における地下レーダー法調査, 物理探査学会昭和59年春季講演予稿集, 87-88.
- 宇佐美龍夫, 1987, 新編日本被害地震総覧, 東京大学出版, 453 pp.