黄檗断層の地球物理学的・地質学的調査

京都大学理学部地球物理学教室 小 林 芳 正

京都大学防災研究所 安藤雅孝・入倉孝次郎

(財)物理探査研究会, 京都大学名誉教授 吉 住 永 三 郎

(昭和 59 年 5 月 2 日受理)

A Geophysical and Geological Exploration of the Obaku Fault, Kyoto

Yoshimasa KOBAYASHI

Department of Geophysics, Kyoto University

Masataka ANDO, Kojiro IRIKURA

Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

and

Eizaburo YOSHIZUMI

Institute for Geophysical Exploration

(Received May 2, 1984)

The Obaku fault is an active fault bounding the south-eastern edge of the Kyoto Basin. The location and underground structure of the fault has been investigated by means of electric-resistivity survey (ρ_a - ρ_u method), borings and trench excavation. The findings are discussed by comparing existing information on the fault obtained by seismic surveys, observation of microtremors and γ -ray measurements with observation of outcrops made in a construction-work area near the investigated site. This study reveals that the electrical method is effective for detecting discontinuities at shallow depths, and also other geophysical methods have their merits at various stages of investigations of active faults.

§1. はじめに

活断層の活動度を判定するには、トレンチ掘削調査により、活断層に沿う地層のずれの年代・ずれの量を決定するのが最も有効かつ確実である。この方法が成功するには、年代決定可能な地層を断層が切つている個所を掘り当てることが必要である。しかしながら、用地や経費の都合上それほど広範囲の掘削はできないから、このような場所をいかにして見出すかが問題である。これまでの調査では掘削地点は主に地形を頼りに選定されてきたが、この選定をよりの確にするために地球物理学的地下探査法の適用が考えられる。このような手法は、地下には大きな違いを残すが地形にはそれほど表われていない活断層を見出すためにも必要であり、地震予知との関連でも今後重要度が高まると思われる。

昭和 58 年 9 月 27 日発表

活断層の地下構造調査法として、浅層反射法が最近急速に試みられるようになってきた [加野・他 (1981); 加野・渡辺 (1983); 吉川・他 (1983)]. 解析の分解能と地下断面表示能力からみて、この方法は今後最も期待できる方法の一つではあるが、現状では計測装置・労力ともやや大掛りになり過ぎるきらいがあり、時と場所によつてはもつと簡便な方法も求められる。筆者等は今回、京都府宇治市の黄檗断層で、そのような手法の一つとしての $\rho_a - \rho_u$ 電気探査を試み、ボーリングおよびトレンチの結果と比較してみる機会があつた。この地点はかねてから微動測定・地震探査・地震観測などいろいろ研究されており [安藤・他 (1980); 入倉 (1976); IRIKURA and KAWANAKA (1980); 春日 (1983); KASUGA and IRIKURA (1982); 狐崎・他 (1971); 小林・他 (1980); 見野・竹内 (1977)], それらの結果と比較してみるのに好都合である。本稿は、黄檗断層についてのこれまでの諸研究のうち、断層の位置・構造に関係の深い成果を概括し、次いで今回の調査結果を述べて、諸調査方法および結果を総合的に検討してみようとするものである。

§2. 黄檗断層の背景と既存の調査

a. 背景

京都盆地南部の東縁を限る黄檗断層は、上治 (1961) により宇治層 (大阪層群の一部) を切る断層として記載されている。この断層は活断層研究会 (1980) によつても、確実度 I (確実度とは第四紀に活動していることの確かさ。確実度 I は確実な活断層)、活動度 B (0.1 mm/y < 平均変位速度 < 1 mm/y) と判定された。近畿の活断層分布との関連でみると、丹波帯

と近畿三角地域の境界をなす大断層である花折断層の南端付近に位置し、右ずれの花折断層から見れば杉型に雁行するとも見られる一方、琵琶湖西岸沿いの比良・堅田断層系の延長とも見られ、その性格はこの地域のテクトニクスを理解する上で興味がある。また、活断層研究会の活断層分布図を見ると、黄檗断層に沿つて天延 4 年 (976 年) の山城・近江の地震 ($M6.7$)、承平 8 年 (938 年) の京都・大和紀伊の地震 ($M6.9$) が起つており、また比較的近い場所では文祿 5 年 (1596 年) の京都および畿内の地震 ($M7.1/4$) も起つていて、地震予知の観点からも注目されるのである。

本研究でとりあげるのは、この黄檗断層のうち、Fig. 1, 2 に示される京大黄檗グラウンドおよびその南側に接する宅地造成地付近を通つている部分

Fig. 1. Location of the investigated site. 1: Obaku fault after Ueji (1961), 2: the same determined by seismic-refraction surveys by KITSUNEZAKI *et al.* (1971) as well as KOBAYASHI *et al.* (1980), and 3: measuring line by KITSUNEZAKI *et al.* (1971).

Fig. 2. Investigated area. No. 1 and No. 2 are boreholes in the Obaku Hospital. POOL denotes a borehole in the Community Swimming Pool of Uji. A: Obaku fault after UEJI (1961), B: fault line inferred by seismic prospecting and/or microtremor measurements [IRIKURA and KAWANAKA, (1980)], and C: fault line inferred by γ -ray measurements [MINO and TAKEUCHI (1977)]. D is the fault line inferred by electrical resistivity in the present study. E1 through E4 are measuring lines for electric resistivity. The small letters, No. 1, 2 and 3 on E1 line are the boring sites and TRENCH is the exploratory-trench site in the present study. SKETCH indicates the location of an outcrop observed in the construction area.

である。

b. 地震探査

黄檗断層が最初に応用地震学的観点から注目されたのは狐崎・他 (1971) による地震探査の際であつた。Upper Mantle Project の一環として、京都盆地南部を横断する測線で屈折法地震探査を行なつた彼らは、この盆地の基盤 (速度 $4.4 \sim 5.2$ km/s) が地表下最大約 700 m の深さにあることなどを明らかにする一方、盆地東南部の京大黄檗グラウンド付近で比高約 150 m に達する基盤の段差を発見した。

この段差上の測線で得られた地震波記録は「教科書的に見事な」走時の遅れを示した (狐崎・他 (1971) の Fig. 5)。この地下の段差の位置は上治 (1961) の地質図に示されている黄檗断層とよく一致し、「黄檗病院をわずかに南にはずれたところ、京大グラウンドの中央を横切る」位置に見出された [狐崎・他 (1971) および Fig. 2 を参照]。この解析結果は、探査と前後して行われたボーリング (黄檗病院 No. 1, No. 2 および宇治市営プール深井戸ボーリング) 結果とも矛盾しない。これらのボーリングは断層の山側では地表下 50 m 余で基岩に到達したのに、盆地側では 190 m 掘削しても着岩しなかつたからである (Fig. 3)。

小林・他 (1980) はより詳細な断層地下構造の決定を意図して、上と同じ測線で測点間隔を小さくとして地震探査を行なつた。この結果、従来黄檗断層が存在すると推測されていた付近

Fig. 3. Cross-section estimated by seismic studies. Line 1 was Obtained by KITSUNEZAKI *et al.* (1971). Line 2 was obtained by the method of differences and 3 by the method of Hales (1958). Both methods were applied by KOBAYASHI *et al.* (1980). V_s are measured points by KITSUNEZAKI *et al.* (1971). Figures in layers with and without parenthesis are P-wave velocities obtained by KOBAYASHI *et al.* (1980) and those by KITSUNEZAKI *et al.* (1971), respectively.

で、0.8~0.9 km/s 程度の第1層の下で第2層速度が水平方向に 1.6 km/s (盆地側) から 2.7 km/s (山側) に急変していることが見出された。この 2.7 km/s 層の深さは、従来推定されていた断層線の東側における基岩 (4.4 km/s 層) の深さ 50 m よりも浅く、速度値から考えて基岩上に堆積している洪積礫層が黄檗断層で断ち切られているものと推測された。

二つの地震探査結果とボーリング柱状図を併せて示すと Fig. 3 のようである。

c. 微動観測

IRIKURA and KAWANAKA (1980) は黄檗断層に跨る地帯で、固有周期 1 秒の地震計を用いて微動観測を行ない、微動のパワースペクトル比が断層推定線を境に急変することを見出した (Fig. 4)。スペクトルの振幅は、1~3 Hz の周波数帯域で、堆積層の薄い側 (山側) に比し、堆積層の厚い側 (盆地側) で顕著に大きかった。彼らは盆地側から伝わるレイリー波またはラブ波を考え、地下の階段状構造におけるそれらの反射・透過係数の周波数依存によりこの現象

Fig. 4. Top: Observation points of microtremors after IRIKURA and KAWANAKA (1980). Bottom: Ratios of square-roots of power spectra at S4 to those at S2, S3, S5, S8 and S12.

Fig. 5. Spectral amplitudes of microtremors determined as mean amplitudes of outputs of narrow band-pass filters whose central periods are given on the right [KASUGA (1983)]. The amplitudes change remarkably across the inferred fault.

線の付近ではたまたま従来の断層推定線と交わっている。また空中写真 (KK 67-7 Y, 18~19C6) でみると、彼らの推定線は、御蔵山・木幡南山の東側の急斜面 (東面) に連続するリニヤメントに沿っており、本来の黄檗断層の副断層の可能性も考えられる [小林・他 (1980)]。

§ 3. 今回の調査

a. $\rho_a - \rho_u$ 電気探査法

今回行なった $\rho_a - \rho_u$ 探査法は、従来の水平層構造の探査に用いられている、見掛比抵抗と電極間隔のいわゆる $\rho_a - a$ 曲線を解析する垂直探査法や、任意地下構造の探査に用いられている、見掛比抵抗による曲線や擬似断面で表示する水平探査法を総括する方法として、吉住によって提案されたものである [吉住 (1983 a, b)]。

$\rho_a - \rho_u$ 探査法の基礎的な考え方は、地下構造を単位体積要素の集合体として、種々の電極配置によって測定される見掛比抵抗 (ρ_a) から地中各場所の単位体積の比抵抗 (ρ_u) を解析し、地下構造をこれらの単位体積比抵抗で表示する考え方で、解析操作はシミュレーションの反復で、

を解釈した。

春日 (1983) は固有周期 2 秒の地震計 (水平成分) 8 台を用いて、黄檗断層に跨る 8 地点 (間隔約 100 m) で微動の同時観測を行なった。各観測点の出力を狭いバンドパス・フィルターに通し、その平均振幅を地点ごとにプロットすると Fig 5 のようであった。図から中心周期 0.45~2.0 秒 (周波数 2.2~0.5 Hz) のバンドの振幅が G1 から G3 までの間で急変していることが明らかである。このスペクトル急変箇所は前項の地震探査の測線位置では断層の推定位置と一致している。したがって、当地域では Fig. 4 の破線が地下に隠された黄檗断層の段差の線を示していると推測される。

d. γ 線測定

見野・竹内 (1977) は京都大学防災研究所の東方 1 km あたりを中心に 6 測線、約 200 点 (20 m 間隔) で γ 線測定を行なった。その結果、Fig. 2 の一点鎖線 C に沿って γ 線強度のピークが認められた。この走向はほぼ N45° W であり、従来考えられていた黄檗断層の走向とは異なるが、地震探査測

シミュレーション構造による測定データと現地での測定データとを比較し、所要の地下構造が得られるまでシミュレーションを反復する方法である。

今回の調査は $\rho_a - \rho_u$ 探査法の断層への適用例であるが、探査結果の解析には断層の上部の堆積層の有無が重要な事項となる。それ故、探査の立場から断層を大別して次の二種類に区別している。すなわち、

(1) 侵食環境下にある断層面が地表面に及んでいる断層。

(2) 堆積環境下にある被覆層が地表面下に存在する断層

である。

(1) の場合は (2) の場合に比べて、前述のシミュレーションの反復解析操作は割に簡単である。黄檗断層は (1) の場合である。

測定は、京都大学黄檗グラウンドを東西に横切る、北から E1, E2, E3 の 3 本の測線 (長さ各 96 m, 電極間隔 2 m) およびグラウンドの南側にはずれた位置の E4 測線 (長さ 192 m, 電極間隔 4 m) で行なつた。解析結果は Fig. 6a~d のようである。図の目盛は E1~E3 については縦横とも 1 目盛が 2 m, E4 については 1 目盛が 4 m である。比抵抗値は 1 から 9 の 9 段階の相対評価であり、等高線図で示されている (断面図は他の断面図と左右を合わせるため表裏反転してある)。

どの断面でも、山側 (東側) から斜め下方に比抵抗の小さい領域があり、次に比抵抗の大きい領域があつて、その次に比抵抗の小さい領域へと推移している。等高線の混み具合 (比抵抗の変化の度合い) は最初の低から高への推移帯の方が、次の高から低への推移帯よりも著しい。しかし、前の方の推移帯は原地形に沿っており、またグラウンドの山側境界付近は滞水していることが多いことから考えて、含水比の高い部分を示していると考えられるの

(a)

(b)

(c)

Fig. 6. Unit-volume resistivity distributions on cross-sections across the inferred fault, E1 through E4. The resistivity is given in relative scale from 0 to 9 (bottom figures) and contour lines are drawn for resistivity (top figures). The thick arrow indicates a vertical discontinuity of resistivity. a: E1 line. No. 1, 2 and 3 give locations of borings. b: E2 line, c: E3 line, and d: E4 line. All diagrams are reversed by interchanging the left and right sides in order to match these diagrams with other illustrations.

いし砂礫層で、これは古い盛土部分と思われる。すなわち No. 2 孔と No. 3 孔の位置で原地表面の標高差が 5 m 程度あったものと推定される。次いで各柱状図に現われる地層を対照してみると、No. 1 孔では 7.8~12.6 m, No. 2 孔では 14.1~17.3 m に暗灰色~黄褐色の N 値 20~30 のシルトが見られるのに対し、No. 3 孔では同種のシルトは全く見られない。さらに No. 1, No. 2 孔ではこのシルトの上位にそれぞれ腐植まじりの砂質シルト、または粘土質砂が見られるが、No. 3 孔では腐植まじりの地層はみられない。No. 1 孔の 12.6 m 以深の砂ないし砂礫と No. 2 孔の 17.3 m 以深の砂層も高い N 値からみて連続するものと思われる。以上のことから No. 1 と No. 2 孔の間にはほぼ地層の連続が推測されるのに対し、No. 2 と No. 3 孔の間では連続していないようである。このことは No. 2 孔と No. 3 孔の間に不整合か断層があることを示すものであろう。なお、No. 1 孔と No. 2 孔の間で Fig. 7 に記入したような地層の連続が仮定できるならば、地層の傾斜は $6.3 \text{ m}/35 \text{ m} = 0.18$ 以上となるが、このことは、後述するように、この断層線付近では地層の急傾斜が認められるという一般的傾向と合っている。また、No. 2 孔と No. 3 孔の間で地層の不連続を想定することは

に対し、後の方の推移帯は鉛直で地上では特別の地盤状態と対応していないのが特徴である。そこで我々は当初、後者（鉛直の推移帯）が黄檗断層の運動による地下構造の変化を示すものと推測した。そのような考えから各測線上の鉛直の推移帯に矢印を付してある（E1 測線だけはボーリング位置も小矢印で示してある）。平面図上で矢印個所を繋ぐとほぼ $N20^\circ W$ の走向を示す（Fig. 2 の破線 D）。この方向は地形の走向にほぼ沿うが、従来想定されていたどの黄檗断層の方向とも異なり、上治（1961）・春日（1983）の線と見野・竹内（1977）の線の間中間的な走向を示す。

b. ボーリング

電気探査の E1 測線に沿って深さ 20 m のコア・ボーリングを 3 本行なった。ボーリング位置は Fig. 2 に示されている。柱状図を Fig. 7 に示す。柱状図を比較してみると、No. 1 および 2 孔ではいずれも地表下 2~3 m で N 値 50 以上の礫まじり砂ないし粘土質砂礫があるのに対し、No. 3 孔では地表下 5 m ほどは非常にゆるい砂ないし砂礫層で、これは古い盛土部分と思われる。すなわち No. 2 孔と No. 3 孔の位置で原地表面の標高差が 5 m 程度あったものと推定される。次いで各柱状図に現われる地層を対照してみると、No. 1 孔では 7.8~12.6 m, No. 2 孔では 14.1~17.3 m に暗灰色~黄褐色の N 値 20~30 のシルトが見られるのに対し、No. 3 孔では同種のシルトは全く見られない。さらに No. 1, No. 2 孔ではこのシルトの上位にそれぞれ腐植まじりの砂質シルト、または粘土質砂が見られるが、No. 3 孔では腐植まじりの地層はみられない。No. 1 孔の 12.6 m 以深の砂ないし砂礫と No. 2 孔の 17.3 m 以深の砂層も高い N 値からみて連続するものと思われる。以上のことから No. 1 と No. 2 孔の間にはほぼ地層の連続が推測されるのに対し、No. 2 と No. 3 孔の間では連続していないようである。このことは No. 2 孔と No. 3 孔の間に不整合か断層があることを示すものであろう。なお、No. 1 孔と No. 2 孔の間で Fig. 7 に記入したような地層の連続が仮定できるならば、地層の傾斜は $6.3 \text{ m}/35 \text{ m} = 0.18$ 以上となるが、このことは、後述するように、この断層線付近では地層の急傾斜が認められるという一般的傾向と合っている。また、No. 2 孔と No. 3 孔の間で地層の不連続を想定することは

Fig. 7. Profile inferred from three borings along the line E1. The continuity between No. 1 and No. 2 holes is evident, while between No. 2 No. 3 a discontinuity such as a fault or unconformity has to be assumed.

Fig. 8. Schematic sketch of the trench wall excavated nearly parallel to the line E3. The trench is located approximately between poles Nos. 17 and 24. A minor crack presumably related to fault movement was found out (arrow).

電気探査結果からみても不都合ではない。

c. トレンチ調査および人工的露頭の観察

トレンチは電気探査の E3 測線にほぼ沿い、杭 No. 17~23 にわたって掘削された。長さ約 12m、深さ最大 5m である。概略のスケッチを Fig. 8 に示す。トレンチの西側（盆地側）1/3 余は No. 3 ボーリングから推定されたように古い盛土中であった。この地域は第 2 次

世界大戦終了まで陸軍火薬庫として使用されていたので、かつて火薬庫建設に伴ないかなりの土砂の切り盛りが行われたものと思われる。そして 1960 年ごろ、京都大学黄檗グラウンドが建設されるに当り、さらに新たに土砂の移動が行われ、原地形は一層わかりにくくなったものであろう。

電気探査 E3 測線解析結果とトレンチのスケッチを比較してみると、電気探査断面の矢印は旧切土・盛土境界のあたりに一致しており、地山が高比抵抗部分、盛土が低比抵抗部分に対応している。地表および砂礫層は高比抵抗なのに対し、シルト層および盛土・地山境界が低比抵抗であると考えれば一応の解釈がつく。しかし、この比抵抗の不連続が人工的な切土・盛土の境界を示すだけとは考えられない。図をみると比抵抗の不連続が深さ 10~15 m まで追跡されるからである。ボーリング柱状図の示す盛土の厚さは 4.5 m に過ぎないから、この位置の切土・盛土の境界もこの程度のものであろう。実際には不連続面は地下深くまで達しているのである。

切土・盛土の境界と地下の不連続面の位置が一致している理由として、火薬庫または黄檗グラウンドが造られる前に、この位置に黄檗断層崖があり、グラウンドはこの山側を削り、盆地側を埋めて造成されたとも考えられる。これを確かめるため 1948 年米軍により撮影された 1/40,000 空中写真 (M873 39-40) を用いて調べたが、このような断層崖を示す地形は見出せなかつた。地形改変は 1948 以前に行われたのかもしれない。

この切土・盛土境界が断層による不連続と関係があると考ええるもう一つの証拠として、本トレンチの露出された地山部分を詳しく観察すると、小規模ではあるが地層の乱れが認められた。これは Fig. 8 の礫まじり粘土層が小断層により断ち切られているものと思われる。このような小断層の意義については後に論じる。

本調査の後、黄檗グラウンドのすぐ南側でたまたま大規模な宅地造成工事が行われ、黄檗断層の南方延長と思われる地層の撓曲を観察する機会があつた。ここでは大阪層群下部層と思われる砂ないしシルト層が幅約 100 m にわたって最大 30° 程度西に傾斜し、その西・東境界付近で小規模の正および逆断層が何本かずつ観察された。西境界付近の露頭のスケッチを Fig. 9 に示す。このような全般的撓曲およびそれに伴う小規模な断層形成がこの付近における黄檗断層の一般的な変動形式であるとする、上述のトレンチで観察された地層の断絶も Fig. 9 の小断層のようなものであつたと考えられる。この種の小断層の発生機構の考察は別の機会

Fig. 9. Sketch of an artificial outcrop of the fault in the construction-work area. The location is indicated in Fig. 2. F denotes a fault and the thick solid line the unconformity between the Upper and Lower Osaka groups.

にゆずることとして、いまは大局的な変動の傾向だけを見ると、この幅の地帯における西傾斜から、黄檗断層は西落ちの正または逆断層ということになる。この層準での落差は $100 \times \tan 30^\circ = 60 \text{ m}$ 程度以下と考えられるが、この値は狐崎 (1971) による基岩の段差 150 m よりも小さく、程よいオーダーであるといえる。

§ 4. 議 論

前節までに述べた諸調査結果にもとづき、活断層調査法のうち微動観測・地震探査法・電気探査法を中心にその適用性を考えてみたい。

まず、固有周期 $1 \sim 2$ 秒程度の地震計による微動観測の経験によれば、この方法は比較的確実に断層線を検出できるようである [古川・他 (1984); 春日 (1983); 竹内・他 (1984)]。しかし、スペクトル比が急変する微動の周期帯域 ($1 \sim 3 \text{ Hz}$) からみても、またこのような振幅やスペクトル分布を説明する試みの理論解析 [IRIKURA and KAWANAKA, 1980] によつても、これらの変化は比較的深い構造 (黄檗断層の場合、地表下 50 m 以深にある基盤の段差) によつて生じていると考えられるから、もつと浅部だけの食い違いの検出には向かないかもしれない。またその波長から考えて、断層位置決定も 10 m のオーダーまでと考えられ、より分解能の高い他の調査に先立つ概査として実施するのが適当と考えられる。観測および解析の労力は中程度である。

次に地震探査法 (ここでは屈折法のみを論じる) は深さ 50 m 以上の基岩の段差の検出にも [狐崎・他 (1971)], 深さ 25 m 程度の中間層の変化を見出すにも [小林・他 (1980)] 有効であつた。しかし、前者はかなり大規模な爆破探査ではじめて可能となつたものであり、屈折法による限り数 10 m 以深の探査は、十分な強さの震源を用意する点で都市域では困難な場合が多いであろう。これに対し、後者は小型 (82 cm^3) エアガンを震源とし、スタッキングを行なつた調査であり、この規模の探査は都市域でも大体可能である。地震探査法の分解能は、対象周波数が数 $10 \sim$ 数 100 Hz と高いのに応じて、微動観測よりも一般に高いであろう。しかし、その程度は通常は数 m の分解能が限度で、数 m 以浅の探査には向かない。屈折法ないし古典的反射法の観測・解析の労力は微動観測よりも大きい。Common Depth Point 法など近代的反射法による場合はその程度は一段と大きい。したがつて地震探査法は、他の情報によつて概略の地下構造がわかつている場合に一層微細な構造を明らかにしたいときに適した方法であろう。

電気探査法は前の二つの方法と異なり、電極間隔を狭めることにより、浅部に対する分解能を任意に高めることができる。反面、地表電極だけに依存する限り、深部に対する分解能は下らざるを得ない。しかし、電気探査法の大きな利点は測定の労力が前二者に比してかなり小さいことである。そこで浅部に向くその特徴を生かした適用法としては、他の情報により断層の存在が推定される区間を調べ、その位置を詳しく決定することがあろう。

本稿ではほとんど触れなかつたが、重力測定も概査段階で有効な場合が多いであろう。 γ 線測定はその結果の意義づけが困難な場合もままあるが、測定が簡単であるという大きな利点があるので、他の方法と組合せてその適用性をさらに調査してみる価値があろう。

結局、物理探査法にはそれぞれ長短があり、それらのいくつかを組合せることは欠点を補いつて結果の解釈を容易にする意味で常に望ましいといえる。いずれの場合にも、断層の地下

構造について何らかの知識があることは物理探査をより効率よく適用するために有益である。黄檗断層の解釈も、もしボーリングや宅地造成現場の露頭の観察がなかつたとしたらかなり困難だつたと思われる。

謝 辞

電気探査、ボーリング、トレンチ露頭の解釈については東洋地質株式会社柏井善夫、中井卓己、木下融氏に負うところが大きい。宅地造成地の露頭スケッチは近畿地質センター清水欣一、藤原重彦、吉川達也氏のご好意により作成していただいた。造成地立入りについては株式会社団地サービス、東海興業株式会社にお世話になった。当地域の地質全般につき京都大学理学部地質学鉱物学教室、石田志朗、西村進両助教授のご教示を得た。

この研究のうち電気探査、ボーリング調査、トレンチ調査は東京海上各務財団の基金により行われた。

文 献

- 安藤雅孝・須藤 研・橋田俊彦・入倉孝次郎・五十嵐千秋, 1980, 地震波速度の精密連続観測 (1), 地震 2, **33**, 501-515.
- HALES, E. W., 1958, An Accurate Graphical Method for Interpreting Seismic Refraction Lines, *Geophysical Prospecting*, **6**, 285-294.
- 古川信雄・春田 茂・竹内文朗・天池文男, 1984, やや長周期微動の観測による福井地震断層探査, 地震 2, **38**, 投稿中.
- IRIKURA, K. and T. KAWANAGA, 1980, Characteristics of Microtremors on Ground with Discontinuous Underground Structure, *Bull. Disaster Prevention Research Inst.*, **30**, 81-96.
- 加野直己・渡辺史郎・田中信一・内田俊弘・駒井二郎, 1981, 榑挽断層地域における浅層反射法の実験, 物理探査学会昭和 56 年度春季講演予稿集, 70-71.
- 加野直己・渡辺史郎, 1983, 上平断層群における浅層反射法, 物理探査学会昭和 58 年度春季講演予稿集, 25-26.
- KASUGA, S. and K. IRIKURA, 1982, Earthquake Ground Motions Influenced by Horizontally Discontinuous Structures, *Bull. Disaster Prevention Research Inst.*, **32**, 97-114.
- 春田 茂, 1983, 表層に覆われた断層近傍における微動の振幅変化, 地震学会昭和 58 年度春季講演予稿集, 190-191.
- 活断層研究会, 1980, 日本の活断層, 東京大学出版会, 224-229.
- 狐崎長良・後藤典俊・岩崎好規, 1971, 地震探査からみた京都盆地南部の地下構造とこれに関連した地震工学上の若干の問題, 京都大学防災研究所年報, **14-A**, 203-215.
- 小林芳正・入倉孝次郎・堀家正則・天池文男・岸本清行・春田 茂, 1980, 黄檗断層の地震探査, 京都大学防災研究所年報, **23**, B-1, 95-106.
- 見野和夫・竹内文朗, 1977, 黄檗断層付近の γ 線測定, 京都大学防災研究所年報, **20**, B-1, 29-33.
- 竹内文朗・古川信雄・平野憲雄, 1984, 福井地震断層の走向を微動測定で定める試み, 地震学会昭和 59 年度春季講演予稿集, 225.
- 上治寅次郎, 1961, 京都近傍地質誌, 地下資源研究所
- 吉川恵也・大島洋志・土井利明, 1983, 浅層反射法による断層調査の一例, 物理探査学会昭和 58 年度春季講演予稿集, 23-24.
- 吉住永三郎・小西紘子・柏井善夫・中井卓己・木下 融, 1983, $\rho_a - \rho_u$ 探査法による探査例, 物理探査学会昭和 58 年度春季講演予稿集 102-103.
- 吉住永三郎・柏井善夫・中井卓己・入倉孝次郎・安藤雅孝, 1983, $\rho_a - \rho_u$ 法による探査例 (その 2), 物理探査学会昭和 58 年度秋季講演予稿集, 11-12.