深谷断層周辺における反射法地震探査

——江南台地と妻沼低地の地下構造——

地質調査所* 山口和雄・加野直巳・横倉隆伸

木口 努・横田俊之・田中明子

東京大学地震研究所** 佐藤比呂志

Seismic Reflection Survey around the Fukaya Fault

—Subsurface Structure between the Konan Terrace and
the Menuma Lowland—

Kazuo YAMAGUCHI, Naomi KANO, Takanobu YOKOKURA, Tsutomu KIGUCHI,
Toshiyuki YOKOTA and Akiko TANAKA

Geological Survey of Japan, 1-1-3, Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan

Hiroshi SATO

Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 1-1-1, Yayoi, Bunkyo-ku,
Tokyo 113-0032, Japan

(Received September 6, 1999; Accepted August 7, 2000)

Several active faults have been recognized based on displacement of geomorphic surfaces around the Konan terrace and Menuma lowland, Saitama Prefecture, northwestern Kanto Plain. In this area, a shallow damaging earthquake occurred (1931 Nishi Saitama earthquake, $M=6.9$) and the Median Tectonic Line (MTL) probably extends southeastward. However, the relationship between the active faults and the MTL is not well known, because the subsurface structure of them has not been investigated enough. We therefore conducted seismic reflection surveys and interpreted the seismic sections together with previously published geological and geophysical data. The following conclusions are reached:

(1) A similar deformation pattern of sedimentary layers is detected at 100 m to 1 km depth under both the flexure scarp of the Fukaya fault and its extension. This supports the southeast extension of the fault. The Fukaya fault has been active at least to the Kumagaya Ohashi of the Ara River based on the estimated ages of the deformed layers.

(2) Discontinuous reflectors are recognized at 100 m to 1 km depth near the Naranashi fault that has been inferred from surface geology. They are the material boundary MTL, which juxtaposes the Sanbagawa metamorphic rocks against the Neogene strata. But the material boundary MTL is not clear to the northeast of the Naranashi fault.

(3) The Fukaya fault and Konan fault are considered as a listric master fault dipping southwest and a secondary fault dipping northeast, respectively, and they have formed a pop-up. This is based on reflector dips, directions of fault displacement, stress field and fault lengths.

(4) The dip and strike of the Naranashi fault are similar to those of the source fault of the Nishi Saitama earthquake. This implies that the two faults correspond.

(5) A schematic model is proposed in which the Naranashi fault branches off northeastward at depths and continues upward to the Fukaya fault.

Key words: Seismic reflection survey, Fukaya fault, Naranashi fault, 1931 Nishi Saitama earthquake, Median Tectonic Line

* 〒305-8567 茨城県つくば市東 1-1-3

** 〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1

§ 1. はじめに

関東平野北西部の江南台地、妻沼低地とその周辺地域には活断層、被害地震の震央、中央構造線（以下、MTL）が存在する (Figs. 1, 2, 3). 深谷断層、櫛挽断層、江南断層等は地形面の変位に基づいて認定された北西-南東走向の活断層であり [活断層研究会 (1991)], 本地域は深谷断層付近を境として少しずつ異なった変動をする2つの地形ブロックに分けられる [堀口 (1974)]. 1931年の西埼玉地震 ($M=6.9$) の震央は櫛挽台地付近、震源の深さは10 km以内とされ、この地震は荒川・利根川沿いの沖積低地に大きな被害をもたらした [堀口 (1986)]. 関東山地と足尾山地で挟まれた平野下の重力基盤面には北西-南東方向に延びる窪みが推定され [駒澤・他 (1997)], また、西南日本の主要地質構造線であるMTLの関東地方への延長部は、関東山地北縁を通り [武井 (1986)], 本地域付近を経て南東方の大宮台地下の基盤内へ続く [矢島 (1981)].

活断層の運動に伴う撓曲崖の出現やブロック毎の地形変動といった地表付近の現象は、地下深部の基盤運動が堆積層を通して間接的に地表に反映されたものである [矢島 (1981), 小玉 (1994)]. 上記の活断層、重力基盤の

窪み、MTL、西埼玉地震について、それぞれの関連性は以前から示唆されている [Abe (1974), 松田・他 (1975), YAMAZAKI (1984), 駒澤・他 (1997)] が、地表付近のデータだけでは基盤運動が堆積層を通してどのように地表付近に及んでいるのかはよく分からず、詳しいことは不明であった.

筆者らは関東山地縁辺から江南台地を経て妻沼低地に至る地域において、MTLの推定通過域、江南断層、深谷断層の推定延長域を横切る調査測線を設定し反射法地震探査を実施した. 本論文では調査測線周辺の地質と反射法地震探査の概要を述べ、次に、反射断面に基づいて、既存の活断層・地質・反射法データを参照しながら、測線付近における活断層の地下構造、活断層とMTLの関係について考察する.

§ 2. 研究地域の概要

2.1 地表地質

関東山地北東縁から平野部に至る地域は、地形と地表地質分布がよく一致し、山地の中・古生界、丘陵の新第三系、台地・低地の第四系に大別される (Fig. 2).

中・古生界は主に関東山地に露出し、北西-南東方向の帯状配列をなし、北から南へ三波川変成帯・秩父帯・四万十帯が分布する [武井 (1986)]. この他に断片的であるが、越畑付近に領家変成岩・花崗岩と越畑花崗岩 [武井 (1982)], 吉見丘陵に三波川変成帯の結晶片岩 [武井・他 (1976)] と吉見変成岩類 [村井 (1986)] が分布する. 関東平野部の深井戸データによれば、関東山地でみられる帯状配列は東方の関東平野下に続いている (Fig. 3).

新第三系は比企丘陵と荒川流域 [松丸・林 (1980), 本間 (1987)], 櫛挽台地の関東山地山麓沿いと松久丘陵 [松丸 (1977)], 観音山等に主として中新統が分布する. これらの新第三系は産出化石の類似性等によって対比され、一般走向は北西-南東であり、北東側ほど地層の年代が新しい [松丸 (1977), 松丸・林 (1980)].

比企丘陵と荒川流域の新第三系は一連の堆積層と考えられる [松丸・林 (1980)]. 比企丘陵には、構成岩石や地質構造の違いに基づいて、奈良梨断層 [小勝・他 (1970)] と大谷断層 [武井・小池 (1981)] という北西-南東走向の断層が推定され、これらは中新世までに形成されたと考えられている [武井・小池 (1981)]. 両断層で挟まれる地域の新第三系には顕著な褶曲構造が認められスランブ構造が発達するが、奈良梨断層の南側の新第三系は緩やかな向斜構造や盆状構造を呈し、大谷断層の北側の中新統も走向・傾斜の変化は小さく約 40° の同斜構造と考えられている [松丸・林 (1980), 武井・他

Fig. 1. Active faults and topography in the Kanto district. Active faults from SUGIYAMA *et al.* (1997), deep boring sites from YAMAMIZU (1996) and SUZUKI and OMURA (1999), and topography from digital elevation model with 250 m grid by Geographical Survey Institute. Thin lines are prefectural borders.

Fig. 2. Geologic map around the study area simplified from SAITAMA PREFECTURE (1995). Active faults and inferred faults from Research Group for Active Faults of Japan (1991) and TAKEI and KOIKE (1981). Boring sites from SAITAMA PREFECTURE (1974, 1999). Epicenter and focal mechanism of the 1931 Nishi Saitama Earthquake from ABE (1974). Seismic survey line S1, A and RAN97 from YAMAGUCHI *et al.* (1996), SAITAMA PREFECTURE (1999) and IKAWA *et al.* (1998), respectively.

(1976), 武井・小池 (1981)].

江南台地は荒川により形成された扇状地面が残った堆積段丘で、後期更新世の扇状地礫層が下位の新第三系を不整合で覆う。櫛挽台地は上記の扇状地面が浸食されてきたより新しい浸食段丘である [堀口 (1986)]. 妻沼低地は荒川の形成したより新期の扇状地にあたり、流路跡を示す窪地が何本も認められる [堀口 (1986)].

2.2 活断層と被害地震

Fig. 2 の範囲内では深谷断層、櫛挽断層、江南断層等の北西-南東走向の活断層が認定され [活断層研究会 (1991)], これらは杉山・他 (1997) が提唱した深谷断層系 (仮称) の一部である。各断層の確実度はいずれも I, 活動度は深谷断層が B 級, 櫛挽断層と江南断層が C 級とされ, 変位の方向は深谷断層が南西側隆起, 櫛挽断層と江南断層が北東側隆起であり, 横ずれ成分の有無や断層面の傾斜は不明である [活断層研究会 (1991)].

深谷断層は地表で幅数 100 m の緩やかな撓曲崖を形成する [松田・他 (1975)]. 撓曲崖の地下の深度数 10 m から 1500 m にかけて, 撓曲崖の南西側の堆積層は北東傾斜, 北東側の堆積層は水平ないし緩傾斜であり, 撓曲崖を境として地下で堆積層の傾斜が変化することが既存の反射断面から読取れる [山口・他 (1996), 埼玉県 (1999)]. 櫛挽断層は櫛挽台地上に比高 3 m の南西向きの低断層崖を形成している [松田 (1974)]. 反射断面では, 断層崖の南西側は反射面に乏しく, 断層崖の北東側に北東傾斜の同斜構造が存在する [山口・他 (1996)]. 江南断層は礫層基底面の高度不連続等から認められた活断層 [丸田 (1975)] で, 地下構造は明らかになっていない。この他に, 今市-菅谷断層は確実度 III の活断層で北東側隆起とされている [活断層研究会 (1991)] が, 変位の方向は信頼性が低い。

関東平野北西部を震源とする被害地震は 818 年 (弘

Fig. 3. Schematic diagram of Pre-Neogene geologic structures in the Kanto district modified from YAJIMA *et al.* (1986).

仁9年)の地震($M=7.5$), 1931年の西埼玉地震等がある。818年の地震は、関東一円に被害を与えており、深谷断層系の活動により引き起こされた可能性がある〔佐竹・他(1997)〕。西埼玉地震は、震源の深さ1 km, 長さ20 km, 幅10 km, 走向 $N106^{\circ}E$, 傾斜 $80^{\circ}S$ の高角断層面が左横ずれしたと推定されているが、地表地震断層は出現しなかった〔ABE(1974)〕。震源の深さは破壊領域の上端を示すと考えられる〔ABE(1974)〕。

2.3 MTL

西南日本では、三波川変成岩類と領家帯の境界としてのMTL(物質境界MTL)は、 30° から 40° で北に傾斜

し地下深部でさらに低角となることが分かっており、MTLに沿う活断層は物質境界MTLから枝分かれしたショートカット断層であると考えられている〔Ito *et al.* (1996)〕。

関東地方のMTLは、関東山地北縁から関東平野中央部を経て平野東方へ達すると推定されている(Fig. 3)が、西南日本のMTLに比べると、位置や地下の形態、活断層との関係はよく分かっていない。武井・他(1976)は、奈良梨断層を境とする新第三系の発達状態や構造の違いは基盤の性格の違いを反映し、奈良梨断層がMTLに相当するとしている。一方、小坂(1979)や矢島(1981)は、奈良梨断層の北東側に点する領家帯の諸岩石を三波川変成岩類の上にのる衝上体(Fig. 3の三波川帯と領家帯の重なる部分)とみなし、MTLは比企丘陵の北方を通ると考えている。松丸・林(1980)は、奈良梨断層の位置に断層ではなく向斜構造が存在すると考えている。ABE(1974)はMTLの位置と局所的な走向が西埼玉地震の震源断層の位置・走向と似ていることからMTLは活動的であると考え、松田・他(1975)は深谷断層や櫛挽断層はMTLに属する活断層系を構成すると述べている。

§ 3. 反射法地震探査概要

3.1 データ取得

反射法地震探査測線S2(以下、測線S2)は、埼玉県寄居町下郷から熊谷市新堀に至る約12 kmの区間に設定した(Fig. 4)。測線S2の標高は、荒川横断部の幅500 m, 深さ数mから10 mの凹部を除いて、関東山地山麓線の110 mから妻沼低地の40 mへとなだらかに低下する(Fig. 6bのデータムプレーン)。受振点は道路路肩や河川敷に設定し、各受振点間の中点を発震点とした。荒川水路部には受振器を設置せず、荒川河川敷を含めた

Fig. 4. Map around the seismic survey line. S2 is the CMP stacking line of this study with every 100 CMP numbers. The legend is the same as that of Fig. 2. Active faults from SAWA *et al.* (1996) and inferred faults from TAKEI and KOIKE (1981). Base maps are parts of 1:50,000 topographic map 'Fukaya', 'Kumagaya' and 'Yorii' of Geographical Survey Institute.

Table 1. Parameters for the seismic reflection survey of line S2.

Line Name	Yorii (Southwest)	Kumagaya (Northeast)
Seismic Source	Weight Drop	Vibrator (IVI T15000)
Source Point Interval		10m
No. of Source Point	500	619
Total No. of Source Point		1119
Weight	400kg	
Drop Height	2m or 3m	
No. of Drop/Source Point	10	
Source Pattern	0m, ± 2 m, ± 4 m	Fixed
Sweep Frequency		15 - 100Hz
Sweep Length		16s
Sweeps/Source Point		6 or 8
Receiver	Geophone (MarkProducts UM2)	
Receiver Point Interval		10m
No. of Receiver Point	672 (station 1 - 672)	791 (529 - 1319)
Total No. of Receiver Point		1319 (station 1 - 1319)
Natural Frequency		10Hz
Elements/Receiver Point		12
Group Length	10m (0.8m $\times$ 12 elements)	
Spread (as a general rule)	South 44 + North 100	North 144
Offset	435m - 5m, 5m - 995m	5m - 1435m
Standard CMP Fold		72
CMP Interval		5m
No. of CMP	1159 (CMP 5 - 1163)	1404 (1024 - 2427)
Total No. of CMP		2423 (CMP 5 - 2427)
CMP Line Length	5790m	7015m
Total CMP Line Length		12110m
Recording System	DAS1 (OYO GEOSPACE)	
No. of Channel		144ch
Sampling Rate		2ms
Record Length	4s	20s (before correlation)
Survey Date	Feb. 27 - Mar. 7, 1996	Jan. 25 - Feb. 6, 1997

Table 2. Data processing flow.

Edit
Vertical Stack
Crosscorrelation (Kumagaya line)
Geometry Input
Statics Correction
Bandpass Filter
Deconvolution
Gain Recovery
CMP Sort
First Break Mute
Velocity Analysis
NMO Correction
Stretch Mute
CMP Stack (Fig.6a)
Migration (Fig.6b)

Fig. 5. Shot records with different sources for the same shot-receiver spread at the tie of Yorii line and Kumagaya line (shot station: 572.5, receiver stations: 539-672). Automatic gain control is applied and relative amplitudes of each trace are not preserved.

600 m の範囲、家屋密集地、交通量の大きい道路では発震しなかった。

データ取得は寄居測線と熊谷測線に分けて実施した (Table 1)。震源は寄居測線で重錘落下震源、熊谷測線でパイププレート震源を使用した。発震点・受振点展開は、測線 S2 の両端で固定展開、荒川北岸の明戸付近で振分展開とした以外は、寄居測線で振分展開、熊谷測線でエンドオン展開を原則とした。両測線の接続部では 144 点の受振点を重ねた。その他の探査諸元は両測線で共通とした。

3.2 データ処理

データ処理は Table 2 に示す一般的な CMP 重合法を適用した。各項目でパラメータテストを行った。各処理項目の詳細は YILMAZ (1987), 芦田 (1993), 水越・田村 (1999) 等を参照されたい。

ショット記録をみると、重錘落下震源では表面波が卓越し、パイププレート震源では一部でコリレーションノイズが生じている (Fig. 5) が、走時や波形、震源エネルギーに顕著な差異はないと判断する。NMO 補正で使用する重合速度は定速度重合法 (連続する 15CMP を使用) と速度スペクトル法 (同じく 5CMP) を併用して決定した。区間速度はこの重合速度から算出した。重合速度を時間と CMP の両方向に平滑化した速度を用いて、周波数-空間 (f - x あるいは ω - x) 領域の差分方程式マ

イグレーションを適用した。マイグレーション前後の反射断面 (Figs. 6a, 6b) を比較し、マイグレーションにより反射面端部や強振幅ノイズから生ずるスマイルノイズと真の反射面との識別に留意した。

3.3 反射断面

以下では、主として深度断面 (Fig. 6b) に基づいて記載し、必要に応じて時間断面 (Fig. 6a) を参照する。

深度断面では標高 0 m 付近から -1800 m 付近に反射面と考えられる波群が認められる。CMP1200 より南西側は反射面の連続性が悪く、CMP1200 から 2000 は北東傾斜の成層構造、CMP2000 より北東側は明瞭な水平成層構造をなす。測線方向と調査地における地層の一般走向からみて、反射面の傾斜は真の傾斜に近いと考えられる。区間速度 (Fig. 6a) は、水平層の場合には地層の P 波速度に相当し、断面全体としては浅部の 2.1 km/s から深部の 3 km/s 以上へと漸増する。

測線 S2 周辺でこれまでに実施された反射法地震探査は、山地縁辺から低地に至る測線 S1 [山口・他 (1996)] と測線 RAN97 [井川・他 (1998)], 深谷断層の撓曲崖直下を対象とした測線 A [埴玉県 (1999)] がある (Fig. 2)。探査仕様やデータ処理内容は各測線で異なる。可探深度は測線 S1 と S2 は約 2 km であり、測線 RAN97 は 3

Fig. 6. Seismic sections of line S2. Arrows show surface positions of faults or their extensions. Datum planes are the moving average of surface elevation of receiver stations. Time 0 s and elevation 0 m are 0 m above sea level. The CMP interval is 5 m. (a) CMP stacked time section without migration. Numerical values are interval velocities in km/s calculated from stacking velocities. The time scale is adjusted to compare reflectors in Fig. 6a with those in Fig. 6b. (b) Depth section with poststack migration. No vertical exaggeration. (c) Interpretation of the depth section. R1, R2, P; characteristic reflectors, NF, FF, KF1, KF2; inferred fault planes, Part1, Part2; see the text.

km [井川・他(1998)] とやや深い。

§ 4. 議 論

4.1 反射面と第四系・新第三系との対比

測線 S2 周辺には複数のボーリングデータがある (Figs. 2, 4, 7)。地点 B1 では標高 -102 m に 30 万年前の火山灰が存在し、地表から標高 -110 m の坑底まで粘土・砂礫・シルトの未固結層からなる [埼玉県 (1999)]。Fig. 7 の未固結の粘土・砂・礫層は第四系に、泥岩・砂岩・礫岩層は新第三系に相当し [埼玉県 (1974)]、これによれば測線 S2 北東端付近の第四系は層厚約 140 m である。一方、新第三系の最上位層が観音山、押切、明戸 (Fig. 2, 4) に露出し [松丸・林(1980)、福田・他(1988)、埼玉県 (1995)、本間(1987)]、新第三系は北西-南東走向であるから、観音山と押切を結ぶ線より南西側では第四系はごく薄いと考えられる。以上のことから、第四系と新第三系の境界は、測線北東端から

CMP2100、標高 -100 m 付近のほぼ水平な強振幅の反射面 (Fig. 6c の R1) であると判断される。この反射面は CMP2050 付近より南西側へ追跡できない。

岩槻、下総、府中の坑井 (Fig. 1) における P 波速度の実測値は、先新第三系基盤で 4.8 km/s から 5 km/s、新第三系で 2.4 km/s から 3.2 km/s、第四系で 1.8 km/s から 2.1 km/s である [YAMAMIZU (1996)]。測線付近の新第三系の分布と区間速度からみて、反射断面で捉えられた反射面の大半は新第三系に対応すると考えられる。CMP2000 から 1200、標高 0 m から -1200 m の部分 (Fig. 6c の Part 1) の反射面は比較的単調な北東傾斜であるが、CMP1200 から 200、標高 0 m から -1200 m の部分 (Fig. 6c の Part 2) は波打った反射面や断続的な反射面からなる複雑な構造である。このことは、地表地質から推定される比企丘陵の新第三系の地下構造、すなわち、大谷断層の北側は同斜構造で大谷断層と奈良梨断層で挟まれた部分は褶曲構造やスランプ構造を示すこと [松丸・林(1980)、武井・他(1976)、武井・小池(1981)] と概略一致する。また、比企丘陵に露出する新第三系が江南台地の薄い第四系下へと続くことが反射断面により確かめられた。

4.2 深谷断層の南東延長

深谷断層の延長は、変位速度分布や重力異常により指摘されているが [垣見・他(1981)、多田(1983)、YAMAZAKI (1984)]、本論文では反射断面に基づいて検討する。

Fig. 4 の深谷断層線は約 100 m の幅で帯状に延びる撓曲崖のトレースを示し [澤・他(1996)]、その延長と測線 S2 との交点が地点 Pt1 である。Pt1 付近の標高 -50 m から -1500 m 以深にかけて、南西側で北東傾斜、北東側で水平となる構造が認められる。同様に、測線 RAN97 の反射断面 [井川・他(1998)] の熊谷大橋付近でも、標高 -200 m から -1300 m にかけて、南西側で北東傾斜、北東側で水平という構造が認められる。この 2 地点の地質構造は、測線 S1 [山口・他(1996)] と測線 A [埼玉県 (1999)] が撓曲崖と交差する地点の地下でみられる地質構造と類似している。Pt1 付近と熊谷大橋付近には地表に変位地形はない [松田・他(1975)] が、両地点は深谷断層の撓曲崖の南東延長に位置し、しかも撓曲崖の南東端 (三ヶ尻) からそれぞれ約 1 km, 3 km しか離れていない。以上のことから、(1) 上記 4 地点の地下でみられる地質構造 (南西側で北東傾斜、北東側で水平ないし緩傾斜) は一連の構造であり、(2) 断層活動は撓曲崖の延長域、少なくとも熊谷大橋付近にまで及んでいて、(3) 断層は沖積低地の地下に伏在するが、荒川の浸食・堆積作用の影響で地表には変位地形が残っていない、ことが推定される。

Fig. 7. Columnar sections of boring cores modified from SAITAMA PREFECTURE (1974). See Figs. 2 and 4 for boring sites.

次に伏在部分の活動性について考察する。Pt1 周辺の標高 -50 m 付近の変形を受けている地層の年代はボーリング資料から後期更新世以降と考えられる。また、Pt1 周辺の -50 m から -400 m 付近では深部はほぼ南西側の地層傾斜が急であり、このことは断層変位の累積性を示す。従って、三ヶ尻から Pt1 までの伏在部分は確実に活断層と考えられる。一方、測線 RAN97 の反射断面〔井川・他 (1998)〕では熊谷大橋付近の後期更新統（標高 -200 m 以浅）の変形は不明である。しかしながら、断層の変位速度分布が撓曲崖の南東端で最大に近く〔垣見・他 (1981)〕、また撓曲崖の南東端と熊谷大橋は距離 3 km で近接し、上記 4 地点の地質構造は一連の構造とみなされるから、活断層としての深谷断層は少なくとも熊谷大橋付近まで伏在すると考えるのが妥当である。

深谷断層は、断層変位地形に基づいて地表で確認される約 10 km の部分〔活断層研究会 (1991)〕と、南東方への延長（熊谷大橋付近まで）と北西方への延長（埼玉県本庄市付近まで）〔埼玉県 (1999)〕とを合わせると、総延長 15 km 以上となる。また、深谷断層に沿って、少なくとも長さ約 15 km、幅約 500 m、深度数 10 m から 1 km 以深というサイズの地層の変形帯が存在すると考えられ、今後、この変形帯の総延長の見積もり、この変形帯の地震動増幅に対する効果の検証等が重要と考えられる。

4.3 奈良梨断層と MTL

CMP150、標高 0 m から CMP250、-100 m の緩い北東傾斜の反射面と、CMP250、-250 m から CMP450、-800 m へと落ち込む断続的な反射面 (Fig. 6c の R2、太い実線) は、いずれも強振幅で波形がよく似ている。CMP300 付近の区間速度は新第三系の地層速度〔YAMAMIZU (1996)〕の範囲内にあり、測線 S2 南西端の周辺山地には三波川変成岩類が露出することから、これらの強振幅の反射面は三波川変成岩類の上面に相当し、その上位は新第三系と考えられる。反射面が断続する形態から、元は連続していた三波川変成岩類の上面が、相対的に南西側が隆起する南傾斜の高角断層 (Fig. 6c の NF) に切断され、標高 -800 m 付近へと階段状に落ち込んだ構造が推定される。奈良梨断層付近の新第三系には松丸・林 (1980) が推定したような向斜構造は存在しないようである。奈良梨断層の一部と一致する今市-菅谷断層は、北東側隆起〔活断層研究会 (1991)〕ではなく、南西側隆起の可能性がある。

反射断面では新第三系が基盤の三波川変成岩類を覆って堆積しているだけのように見える。しかしながら、両者は地表地質図では断層で接する〔松丸・林 (1980)〕とされていることから、地下でも同様に断層関係にある可

能性が高く、その場合、両者の境界は物質境界 MTL といえるであろう。

測線 S2 の反射断面では CMP450 の北東方における物質境界 MTL の存否は不明であるが、もし存在するならば時間断面の区間速度を表示した部分より深部、深度断面ではおよそ標高 -1000 m 以深と考えられる。一方、測線 RAN97 の反射断面では、比企丘陵中央部から徐々に深くなり荒川付近で深度 3000 m に達する P 波速度 5.3 km/s の反射面は三波川変成岩類の上面とされている〔井川・他 (1998)〕。しかし、この速度は館林 (Figs. 1, 3) の坑井で測定された領家帯の花崗岩の P 波速度〔鈴木・小村 (1999)〕とも概略一致し、速度データのみでは基盤岩が三波川変成岩類か領家帯か判断できないと考えられる。基盤深度と基盤岩種を特定するボーリングが必要である。

4.4 深谷断層と江南断層の関係

時間断面の CMP1450、走時 1.3 s から CMP1550、1.2 s 付近の反射面（以下、P）は、深度断面では、反射面の両端からスマイルノイズが曲線状に生じており、真の反射面の部分は CMP1550、標高 -1700 m から CMP1650、-1500 m 付近 (Fig. 6c の P') である。P あるいは P' は南西に傾斜し、周辺の反射面の大半が北東傾斜であることと対照をなす。P' は孤立した反射面であるが、右上方（北東側浅部）への延長は、反射面の傾斜が北東から水平へと変化する部分に滑らかに繋がり、Pt1 のやや北東方の CMP2100 付近で地表に達すると考えられる。一般に、断層による変形は地下浅部等の固結度が低い地層中では撓曲変形になることが知られている〔渡辺 (1996)〕。深谷断層は、地下浅部では撓曲帯を形成し、地下深部では断層面に沿って変位すると考えられ、本論文では P あるいは P' を深谷断層の断層面と解釈する。地下深部での低角断層運動が、地下浅部では撓曲として認められる断層の例は、生駒断層系〔下川・他 (1997)〕、六甲断層帯〔兵庫県阪神・淡路大震災復興本部防災部 (1997)〕等でみられる。

測線 S2 周辺の最大主圧縮軸は、深さ 20 数 km 以浅の地震の発震機構や第四紀層の褶曲軸の方向等から東西ないし北東-南西方向と推定され〔野口・他 (1986)、鈴木 (1992)〕、GPS で観測される東西方向の縮み〔国土地理院 (1999)〕もこれに調和する。

江南断層の地表から地下 1 km 付近までは北東傾斜のやや乱れた同斜構造が特徴的にみられる。江南断層とその北西延長方に位置する櫛挽断層には以下の共通点がある。(1) 地表の断層位置付近の北東方に北東傾斜の同斜構造が存在する。(2) 北西-南東走向、北東側隆起であり深谷断層と関東山地の間に位置する。(3) 地表の断層線

Fig. 8. Schematic diagram of the fault planes. Solid lines and broken lines are interpretation of the seismic sections to a depth of 2 km and inference based on the interpreted fault dips, respectively. The broken line labeled Naranashi fault corresponds to the source fault of the 1931 Nishi Saitama earthquake. The Fukaya fault continues along another broken line and converges to the Naranashi fault at depths.

の長さは深谷断層の半分以下である。

深谷断層の断層形態(推定), 付近の応力状態, 江南断層と深谷断層の長さの関係から, 深谷断層を深度 1 km から 2 km でやや低角となるリストリックな主断層 (Fig. 6c の FF), 江南断層を主断層に伴う副次的な断層と解釈し, 江南断層の断層面として北東傾斜の反射面(層面断層, Fig. 6c の KF1), あるいは, 北東傾斜の反射面の断続部や端部を結ぶ面 (Fig. 6c の KF2) 等を想定する。深谷断層と江南断層に挟まれた部分は, 東西ないし北東-南西方向を主軸とする圧縮応力場のもとで, ポップアップを形成していると考えられ (Fig. 8), これにより両断層の地表における上下変位方向の違いが説明できる。ここに述べた断層の主従関係やポップアップの形成は, 深谷断層と櫛挽断層の場合にも当てはまると考えられる。

4.5 断層構造のモデル

奈良梨断層は, 地表地質から北西-南東走向とされ [小勝・他 (1970)], 反射断面から少なくとも深度 1 km 程度まで南傾斜の高角断層と推定される。西埼玉地震の震源断層は西北西-東南東走向, 南傾斜 80° , 深さ 10 km までの断層面を持つ [ABE (1974)]。このように奈良梨断層と西埼玉地震の震源断層は, 断層面の走向・傾斜に類似性が認められる。また, 西埼玉地震の震央位置は繰返し修正され [堀口 (1986)] 誤差が大きい。以上のことから, 奈良梨断層は西埼玉地震の震源断層の最上部に相当すると考える。1931 年の西埼玉地震では奈良梨断層が

活動した可能性がある。

Fig. 8 は, 筆者らが現時点で考えている調査地域付近の断層構造の模式図であり, 深度 2 km 以浅の部分は反射断面の解釈を採用し, 2 km 以深の部分は 2 km 以浅の断層面の傾斜に基づいている。奈良梨断層は深度 10 km 付近までの高角断層であり地下浅部で複数の断層に分岐すると推定し, 深谷断層は深度 2 km 以深で低角化するが奈良梨断層の高角断層に滑らかに収斂させるために深部で再び高角化すると推定した。江南断層は深谷断層に対する副次的な断層とみなし, 深谷断層と江南断層でポップアップを形成する。

§ 5. ま と め

関東平野北西部の江南台地から妻沼低地付近にかけて測線長 12 km, 探査深度約 2 km の反射法地震探査を行い, CMP 重合法に基づいて作成された時間断面, 速度分布, マイグレーション後の深度断面を示した。反射断面に基づいて, 既存の地質データ等を参照しながら, 測線付近の地下構造について考察した, その結果は以下の通りである。

(1) 活断層である深谷断層の撓曲崖とその延長域において, 深度 100 m から 1 km 付近の地層に, 同様の変形(南側で北東傾斜, 北側で水平ないし緩傾斜)が認められ, 従来から推定されていた深谷断層の南東方への延長・伏在が裏付けられた。変形している深度 100 m 以浅の地層年代や撓曲崖沿いの変位速度分布からみて, 少なくとも荒川に架かる熊谷大橋付近までの伏在部分は活断層と考えられる。

(2) 推定断層とされていた奈良梨断層の深度数 100 m から 1 km 付近で北東に落込む断続的な反射面が認められた。この反射面は物質境界 MTL, すなわち, 三波川変成岩類と新第三系の境界に相当すると考えられる。奈良梨断層の北東方での物質境界 MTL の位置は不明である。

(3) 反射面の傾斜, 地表における断層変位の方向, 周辺の応力状態, 断層の長さから, 深谷断層は南西傾斜のリストリックな主断層, 江南断層は深谷断層に対する副次的な北東傾斜の断層と考えられ, 両断層に囲まれた部分は, 北東-南西方向を主軸とする圧縮応力により持ち上げられポップアップを形成していると考えられる。

(4) 奈良梨断層の地下数 100 m 付近の断層構造は西埼玉地震の震源断層の最上部に相当する可能性がある。この場合, 奈良梨断層は深度 10 km 付近まで高角の断層面を持つと考えられる。調査地付近の断層構造として, 奈良梨断層の深部から深谷断層が分岐するモデルを推定した。

謝 辞

現地調査に際して寄居町、川本町、熊谷市の各自治体にご協力いただきました。株式会社地球科学総合研究所の川中 卓氏は井川・他(1998)に関連する同社の内部資料を提供して下さいました。地質調査所の杉山雄一氏、竹内圭史氏から反射断面の地質解釈に際してご助言をいただきました。原稿査読者の渡辺満久氏、匿名の1名および編集委員の堤 浩之氏には原稿を丁寧に読んでいただき、査読意見と不備な点についてのご指摘は、本稿の内容、体裁を改善する上でとても有益でした。以上の皆様に感謝いたします。

文 献

- ABE, K., 1974, Seismic displacement and ground motion near a fault: the Saitama earthquake of September 21, 1931, *J. Geophys. Res.*, **79**, 4393-4399.
- 芦田 謙, 1993, 弾性波探査反射法, 建設・防災技術者のための物理探査, 森北出版, 62-112.
- 福田 理・永田松三・鈴木宏芳, 1988, 関東平野の地下地質と地層流体, 地質学論集, **31**, 5-40.
- 本間岳史, 1987, 関東山地北東縁部荒川中流の中新統(その3)―楊井層の層相と層序―, 埼玉県立自然博物館研究報告, **5**, 23-48.
- 堀口萬吉, 1974, 関東平野西部の地形区分と段丘面の変動, 関東地方の地震と地殻変動, ラティス, 119-127.
- 堀口萬吉, 1986, 埼玉県の地形と地質, 新編埼玉県史別編 **3**, 7-74.
- 兵庫県阪神・淡路大震災復興本部防災部, 1997, 六甲断層帯に関する調査, 平成7年度・平成8年度地震調査研究交付金成果報告会予稿集, 科学技術庁, 122-127.
- 井川 猛・川中 卓・小澤岳史・伊藤谷生・笠原敬司・佐藤比呂志, 1998, 関東平野北西部の反射法地震探査による地下構造, 1998年地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, SL-p013.
- ITO, T., T. IKAWA, S. YAMAKITA and T. MAEDA, 1996, Gently north-dipping Median Tectonic Line (MTL) revealed by recent seismic reflection studies, southwest Japan, *Tectonophysics*, **264**, 51-63.
- 垣見俊弘・森 和雄・山崎晴雄・矢崎清貫・福田 理・小玉喜三郎・鈴木慰元・岡 重文・桂島 茂, 1981, 平野部における活断層探査手法および活断層の活動度に関する総合研究報告書, 科学技術庁研究調整局, 16-31.
- 活断層研究会, 1991, 新編日本の活断層, 東京大学出版会, 437 p.
- 小玉喜三郎, 1994, 地質環境のフレームワークとしての基盤テクニクスについて, 地質学雑誌, **100**, 417-424.
- 小勝幸夫・小林洋二・渋谷 紘・武井暁朔・竹内敏晴・角田史雄・堀口萬吉・町田二郎・村井武文・吉田弘安・吉羽興一, 1970, 埼玉県寄居町付近の中生代後期の地層・岩石を中心とした地質学的研究, 地質学雑誌, **76**, 421-431.
- 国土地理院, 1999, GPS 連続観測から求めた全国の水平地殻変動速度, 地震予知連絡会会報, **62**, 515-523.
- 駒澤正夫・広島俊男・長谷川 功・村田泰章・杉山雄一, 1997, 重力構造図, 50 万分の1 活構造図「東京」(第2版) 説明書, 地質調査所, 13-19.
- 小坂和夫, 1979, 関東山地北東縁部付近の白亜紀以降の断層運動史, 地質学雑誌, **85**, 157-176.
- 丸田英明, 1975, 東京直下型地震に関する調査(その2), 東京都防災会議, 55-65.
- 松田時彦, 1974, 東京直下型地震に関する調査(その1), 東京都防災会議, 57-77.
- 松田時彦・山崎晴雄・金子史郎, 1975, 東京直下型地震に関する調査(その2), 東京都防災会議, 75-108.
- 松丸国照, 1977, 関東山地北縁～北東縁の新第三系の層序, 地質学雑誌, **83**, 213-225.
- 松丸国照・林 明, 1980, 関東山地東縁の新第三系の層序, 地質学雑誌, **86**, 225-242.
- 水越育郎・田村八洲夫, 1999, データ処理技術, 反射波法地震探査, 物理探査ハンドブック, 物理探査学会, 49-76.
- 村井武文, 1986, 中・古生界, 関東山地, 吉見丘陵の变成岩, 日本の地質 **3**「関東地方」, 共立出版, 45-47.
- 野口伸一・笠原敬司・鈴木宏芳・岡田義光, 1986, 埼玉・群馬県境付近の浅発地震活動と応力場, 地震学会講演予稿集, No. 1, A04.
- 澤 祥・渡辺満久・八木浩司, 1996, 1:25,000 都市圏活断層図「熊谷」, 国土地理院.
- 埼玉県, 1974, 5 万分の1 土地分類基本調査「熊谷」, 51 p.
- 埼玉県, 1995, 埼玉県表層地質図, 埼玉県県政情報資料室.
- 埼玉県, 1999, 平成10年度地震関係基礎調査交付金 関東平野北西縁断層帯(深谷断層)に関する調査成果報告書, 109 p.
- 佐竹健治・石田端穂・杉山雄一, 1997, 地震構造図, 50 万分の1 活構造図「東京」(第2版) 説明書, 地質調査所, 9-12.
- 下川浩一・荻谷愛彦・宮地良典・寒川 旭, 1997, 生駒断層系の活動性調査, 地質調査所研究資料集 No. 303 (平成8年度活断層研究調査概要報告書), 37-49.
- 杉山雄一・須貝俊彦・井村隆介・水野清秀・遠藤秀典・下川浩一・山崎晴雄, 1997, 活構造図(本図), 50 万分の1 活構造図「東京」(第2版) 説明書, 地質調査所, 1-8.
- 鈴木宏芳, 1992, 地殻内地震の発震機構から推定される関東平野の地殻応力の特徴, 地震 **2**, **45**, 33-43.
- 鈴木宏芳・小村健太郎, 1999, 関東地域の孔井データ資料集, 防災科学技術研究所研究資料, **191**, 1-80.
- 多田 堯, 1983, 関東平野の基盤構造と重力異常(2)―活断層の地球物理学的研究―, 地震 **2**, **36**, 359-372.
- 武井暁朔・村井武文・平野英雄, 1976, 関東山地北東縁部の地質構造, 地質学論集, **13**, 25-31.
- 武井暁朔・小池美津子, 1981, 関東平野西縁の地質, 地質学論集, **20**, 169-176.
- 武井暁朔, 1982, 関東山地北縁部の領家帯, 地質学雑誌, **88**, 431-435.
- 武井暁朔, 1986, 中・古生界, 関東山地, 概説, 日本の

- 地質 3「関東地方」, 共立出版, 1-4.
- 渡辺満久, 1996, トレンチ調査における event 解析の問題点, 活断層研究, **15**, 64-72.
- 矢島敏彦, 1981, 関東平野基盤岩類の岩石学的特徴と地質構造, 地質学論集, **20**, 187-206.
- 矢島敏彦・吉田尚・鈴木慰元・楡井 久, 1986, 中・古生界, 関東平野の先新第三系, 日本の地質 3「関東地方」, 共立出版, 76-78.
- 山口和雄・加野直巳・横田俊之・横倉隆伸・木口 努, 1996, 反射法地震探査でみた埼玉県櫛挽地域の地下構造, 地震 2, **49**, 327-335.
- YAMAMIZU, F., 1996, Down-hole measurements of seismic wave velocities in deep soil deposits beneath the Tokyo metropolitan area, Report of the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, **56**, 1-32.
- YAMAZAKI, H., 1984, On the relationship between active faults and basin-forming movement, Geogr. Rep. Tokyo Metropolitan Univ., **19**, 67-78.
- YILMAZ, O., 1987, Seismic data processing: Investigation in geophysics, 2, Society of Exploration Geophysicists, 526 p.