

2. 活断層調査への物理探査法の適用性研究 —野島断層における現場実験結果—

Feasibility study of geophysical methods for characterization of
an active fault —A field experiment at the Nojima fault—

高橋 亨, 野崎京三, 島 裕雅, 山根 誠

Toru Takahashi, Kyozo Nozaki,

Hiromasa Shima, Makoto Yamane

Abstract

For earthquake disaster prevention and earthquake-resistant design, it is very important to determine the location and the activity of an active fault. In investigation of an active fault, delineation of a large scale of subsurface structure around the fault as well as very detailed description of near surface sediments on the fault for evaluation of its activity are required. Geophysical exploration methods have so far contributed mainly to the former purpose. However, very recently we have developed high resolution geophysical methods for exploration of very shallow subsurface structure. These new methods can be effectively used for the latter purpose.

The Hyogo-ken Nanbu earthquake of 1995 created a very remarkable earthquake fault, the Nojima fault, on the northwest coast of Awaji Island. Since this active fault have been also well studied before the earthquake, we selected the fault as a experimental site for the feasibility study of the geophysical methods, especially of newly developed high resolution methods. For characterization of the fault, we tried to apply four kinds of geophysical methods, that are seismic reflection, electrical/electromagnetic method, gravity and ground penetrating radar at three different sites along the fault and for different exploration targets. The experiments have shown the following results:

- (1) The joint interpretation of the deep subsurface images below the fault at the Ogura site by seismic reflection, electrical and gravity methods clearly showed large deformation of the granite basement and its overlaid sediments due to faulting.
- (2) At the Hirabayashi site, the location and the dip of the fault were clearly defined from the resistivity images across the fault. The large deformation of the sediments very close to the fault were identified in both seismic reflection and resistivity images.
- (3) Comparison of the trench survey and very shallow subsurface images of high resolution seismic reflection using a portable vibrator, very dense IP image profiling and ground penetrating radar proved that these methods were a promising tool to evaluate activity of a fault in cooperation with trench and drilling methods.

1 まえがき

地震を発生する可能性のある活断層の正確な位置, 規模, 活動性を把握することは, 地震防災上, あるいは耐震設計上極めて重要である。そのため, これまでにも各機関によって, 活断層の調査手法に関する研究が数多く行われてきた。各種の調査法の中でも, 物理探査法は,

活断層の地下の性状をとらえるためには欠かせない手法であるため, 地震探査法, 電気探査法を中心にその適用性に関する研究が進められてきた (例えば, 内田, 1984¹⁾; 楠・本荘, 1990²⁾)。

活断層調査では, 活断層周辺のいわゆる基盤におよぶ大局的な地質構造を把握することはもちろん, 活動性を評価するためには新しい地層の分布する極浅部の地質構

造まで詳細に把握する必要がある。従来、物理探査は主に前者の目的で利用されることが多かった。しかしながら、筆者達は、最近、バイブレータ震源を利用した高分解能浅層反射法やI.P映像法電気探査、あるいはマイクロ重力探査といった新しい高分解能探査法の開発を行っているが、これらの手法をトレンチ調査やボーリング調査と組み合わせて利用すれば、後者の目的にも貢献できる可能性が出てきたのではないかと考えている。

そこで、筆者達は、主にこのような新しい探査手法の活断層調査への適用性について検討することを目的に、

1995年兵庫県南部地震の地震断層である淡路島の野島断層を対象に各種物理探査法の適用実験を実施した。

2 野島断層の概要

野島断層のある淡路島北部は、標高200~250mの定高性のある山地を主体とし、海岸部の低地とは山麓に分布する北東-南西方向の活断層によって画された地塁をなしている。

淡路島北西部は野島断層、浅野断層が、南東側を楠本断層、東浦断層が走る。これらの淡路島北部のいくつか

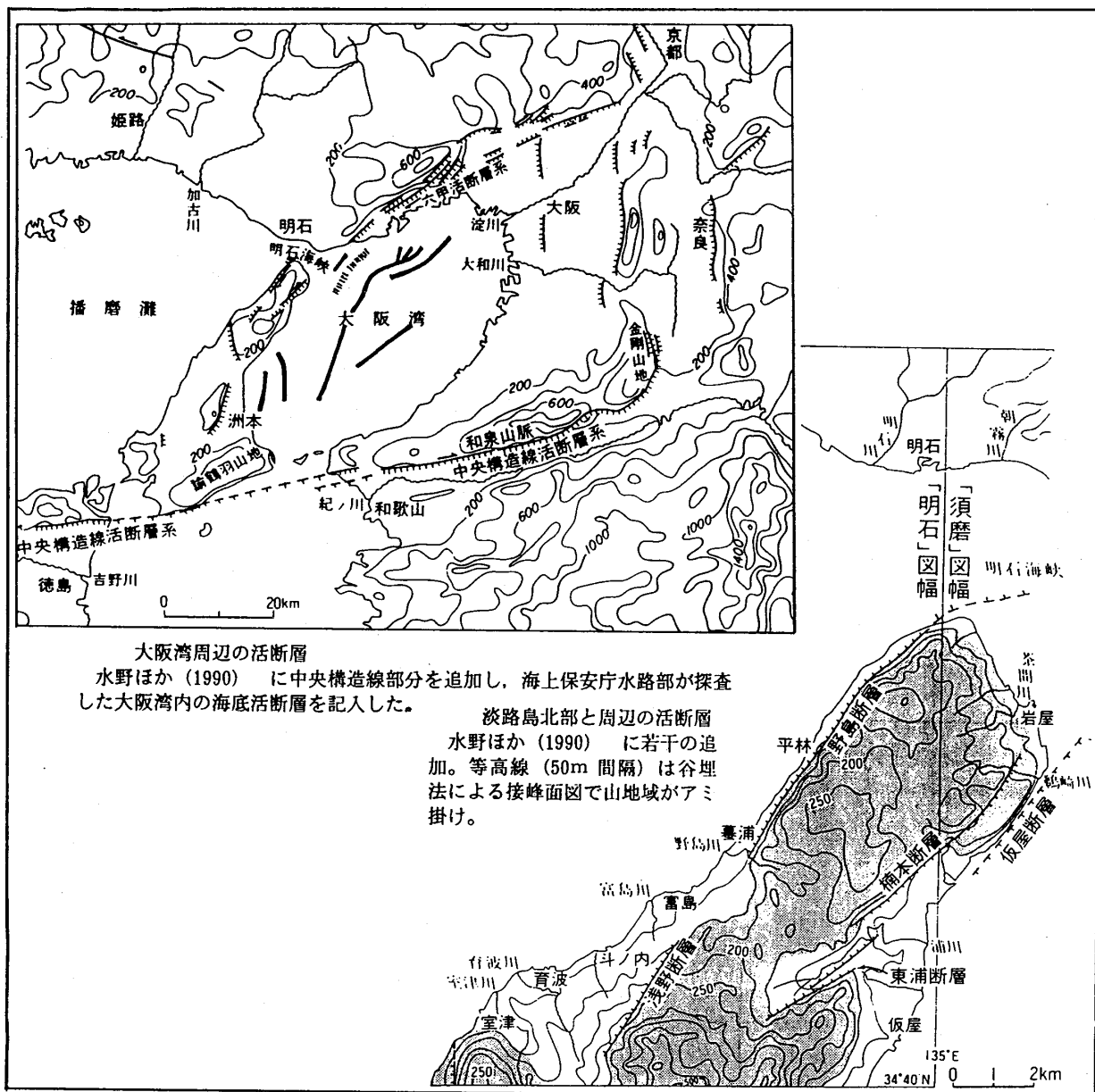


図-1 淡路島周辺の活構造(岡田、1995による)

Fig.1 The tectonic zone around Awaji Island (after Okada, 1995).

の断層は、その北西に位置する六甲山麓の断層系とともに「六甲断層系」と称される活断層系をなしている(岡田, 1995)³⁾(図-1)。

隆起側の山地は主としてこの周辺の基盤である花崗岩類からなり、海岸沿いの平野部には、神戸層群(第三紀始新統から中新統)や大阪層群(鮮新統から更新統)が見られる。淡路島北西部は、北西-南東に延びる直線的な山麓線と幅500mに満たない海岸沿いの丘陵性の低地からなる。この明瞭な地形変換線に野島断層(藤田, 1974)⁴⁾が位置し、その南西延長には大阪層群の撓曲である水越撓曲(水野ほか, 1990)⁵⁾が分布している。

1995年1月17日に発生した兵庫県南部地震は、地形地質的に認識されていたこの既知の活断層である野島断層と水越撓曲北東部に沿って、1~2m規模の南東側隆起、水平右ずれの地表変位を生じさせた。栗田ほか(1996)⁶⁾は、この地表地震断層を大きく2つの断層線に分けた。1つは、江崎灯台から北淡町小倉付近におよぶ花崗岩と神戸層群の境界断層として推定されていた既存の野島断層と一致する長さ8.8kmの部分で、これを野島地震断層と呼んだ。もう1つは、水越撓曲の北東部に沿って現れた長さ3.0kmの部分で、これを小倉地震断層と呼んだ。野島地震断層は、右ずれ逆断層であり、垂直変位はほぼ全域で東側隆起を示す。一方、小倉地震断層も右ずれ断層であるが、野島地震断層と併走する北東部約1kmの区間では、その他の区間と異なり西側隆起を示す(栗田ほか, 1996)⁶⁾。

3 実験サイトと探査目標

このように今回の地震断層は、これまでによく調べられた既存の活断層が再活動したことが明瞭であり、実験サイトとしては最適であると考え、この断層を対象に物理探査法の適用実験を実施することにした。実際の実験サイトとしては、断層付近の地質条件や地表条件等を考慮し、図-2に示す3箇所を選定し、以下のような探査目標を設定して実験を実施した。

(1) 平林地区(北淡町野島平林)

平林地区は、地表での最大変位量2.1mが観測された地点であり、野島地震断層の主要部を代表する地区である。当地区の地質は、基盤の花崗岩と大阪層群の粘土、砂、砂礫が境界断層で接している。水野ほか(1990)によれば、野島断層は約2万年前以降の低位段丘面を変位させており、約1m/1000年の活動度が求められている。ここでの探査目標は、以下の特性を把握することとした。

- ・花崗岩と大阪層群の境界断層の位置、形態
- ・大阪層群の岩相分布

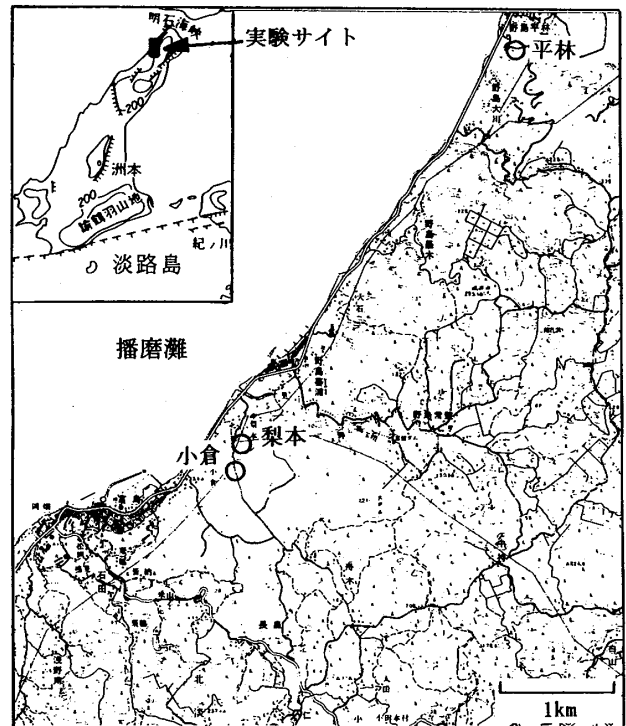


図-2 実験サイト位置図

Fig.2 The location of the experimental site.

- ・大阪層群の中の断層、および断層による地層の変形
- (2) 小倉地区(北淡町小倉)

小倉地区は、併走する野島地震断層と小倉地震断層に挟まれた地区であり、断層の端部での分岐やセグメンテーションの問題、大阪層群中の断層形態の問題等が重要な地区である。小倉地区は、もともとは丘陵性の低山地であったが、造成によって平坦化され、地形改変がなされている。低山地部には広く大阪層群が分布し、山地部は花崗岩類が分布する。小倉地区南西に当たる富島地区には、大阪層群・神戸層群の背斜構造があり、その延長は、北東延長に当たる小倉地区にも伏在していると推定されている。ここでの探査目標は、下記の特性を把握することとした。

- ・断層運動によって変位した花崗岩基盤の形状・深度分布
- ・大阪層群の中の断層、および断層による地層の変形
- (3) 梨本地区(北淡町梨本)

梨本地区は、小倉地震断層の北端部に位置し、この付近だけが他の地区と異なり、西側隆起となっているところである。この地点では、地震後トレンチ調査が行われ、深度約5mまでの断層近傍の地層の様子が観察されている(鈴木ほか, 1995⁷⁾, 栗田・鈴木, 1996⁸⁾)。ここでは、以下の探査目標を設定した。

- ・極浅部の沖積層中の断層、および断層による地層の変形の把握
- ・既存のトレンチ調査との対比

4 実験結果

上記探査目標を念頭に置き、3地区で表-1に示す探査法の適用実験を行った。表に示すように、今回の実験

では、探査法としては、地震探査、電気・電磁探査、重力探査、地下レーダ探査の4種類の探査法の適用性を検討した。この中で特に、パイプリーク震源による反射法地震探査、IP映像法電気探査、マイクロ重力探査は、筆者達が最近新たに開発した高分解能探査法であり、本実験では、主に断層付近の極浅部の地質構造の解明にどの程度適用可能であるかを検討した。

表-1 実験実施項目

Table 1 List of the sites and geophysical methods used in this experiment.

実験地	探査深度	探査法	探査諸元
平林地区	浅層探査 (数 10m)	P波反射法 地震探査	震源：ポータブルパイプリーク 測線：180m、起振、受振間隔：1m
		S波反射法 地震探査	震源：板叩き 測線：180m、起振、受振間隔：1m
		IP映像法 電気探査	測線：100m, 256m 単位電極間隔：2m, 8m
		VLF法 電磁探査	測線：100m、110mの2測線 測点間隔：1m、周波数：22.2、22.3KHz
小倉地区	極浅層探査 (数 m)	IP映像法 電気探査	測線：30m 単位電極間隔：1m
		地下レーダ 探査	アンテナ周波数：500MHZ 測線：30m (プロファイル)
	浅層探査 (数 10m)	P波反射法 地震探査	震源：ポータブルパイプリーク 測線：140m、起振、受振間隔：1m
		IP映像法 電気探査	測線：100m 単位電極間隔：5m
		マイクロ 重力探査	測定範囲：180m×70m 測点間隔：5m、10m、総測点数：109
	中深度探査 (数 100m)	P波反射法 地震探査	震源：重錘落下 測線：1400m、起振：5m、受振：2.5 m
		IP映像法 電気探査	測線：750m 単位電極間隔：25m
		重力探査	測定範囲：1350m×2500m 測点間隔：約 130m、総測点数：312
	梨本地区	極浅層探査 (数 m)	P波反射法 地震探査
IP映像法 電気探査			測線：30m 単位電極間隔：1m
地下レーダ 探査			アンテナ周波数：80、300、500MHZ 測線：30m (プロファイル)

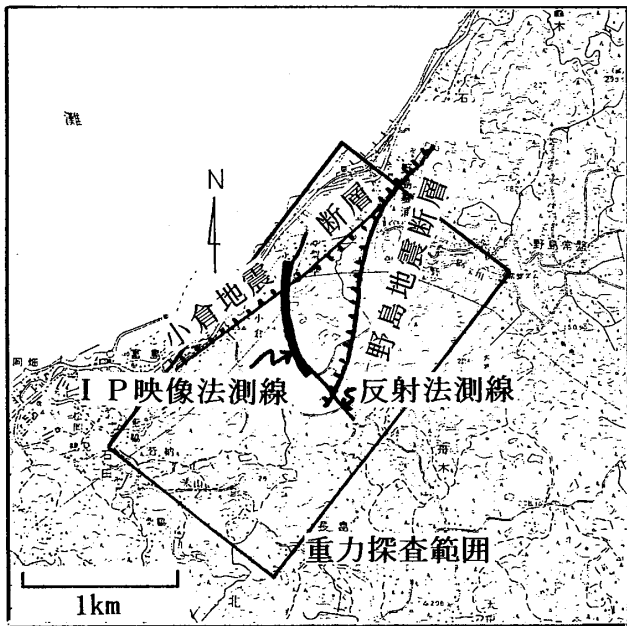


図-3 小倉地区中深度探査測線位置図
Fig. 3 The measurement line and the survey area of the deep exploration at the Ogura site.

また、上述したように、活断層の特性の解明のためには、断層周辺のやや広い範囲の地質構造から、断層極近傍の詳細な地質構造までの把握が必要である。そこで、本実験でも、探査対象深度を、数mの極浅層探査、数10mの浅層探査、数100mの中深度探査と変えた実験を実施し、それぞれのスケールで断層付近の構造がどのようにとらえられるかを検討した。以下には、中深度探査、浅層探査、極浅層探査の結果例を示す。

(1) 中深度探査結果

小倉地区での中深度探査では、花崗岩基盤およびその上位の堆積層の分布状況を探ることを目的に、図-3に示すように、小倉地区の中心部を通る町道に沿って、重錘落下法による反射法地震探査とIP映像法電気探査を実施するとともに、その周辺1.35km×2.5kmの範囲で重力探査を実施した。なお、IP映像法では、ポール・ポール配置で得られた比抵抗断面（以下、比抵抗映像法結果と呼ぶ）とポール・ダイポール配置で得られた比抵抗と充電率（以下、IP映像法結果と呼ぶ）の結果を示す。

図-4は、重力探査の結果得られたこの周辺のブーゲー異常分布をもとに、フィルター処理により深部の状況を示す長波長成分と比較的浅部の状況を示す短波長成分とに分離した結果を示している。長波長成分を見ると、ブーゲー異常の急激な変化は、野島地震断層にあたる花崗岩と堆積層とを境する断層のトレースに良く一致している

ことがわかる。また、低ブーゲー異常帯の走向もほぼこの断層の走向方向と一致していることがわかる。一方、短波長成分を見ると、ブーゲー異常の山谷のトレンドは、小倉地震断層のトレースにほぼ平行に分布しており、地表の断層位置がほぼ高低の境になって海側に低、山側に高異常が分布していることがわかる。

図-5は、IP映像法の結果と反射法地震探査の結果を同じスケールで表示した結果である。

IP映像法の結果を見ると、地表での断層位置の山側に水平距離で100m程度の範囲に低比抵抗、高充電率帯が見られる。また、深部では、断層を境に海側で低比抵抗、陸側で高比抵抗と顕著な違いを示している。

反射法地震探査の結果得られた深度断面にも断層直下にやや特異な構造が現れている。すなわち、小倉断層位置直下で反射波が盛り上がるような様相を呈している点である。断層位置より海側の反射波が深部まで（地表から約400m程度まで）比較的成層性よく分布しているのと対比すると顕著な違いである。地震後のボーリング調査によると、小倉地震断層の海側の花崗岩基盤の深度は約430mで、その上位に神戸、大阪層群の堆積層が分布していることが確かめられており（衣笠ほか、1997）⁹⁾、これらの成層性のよい反射波は基盤上位の堆積層からの反射波と推定される。一方、断層より山側を見ると様相はやや複雑であるが、非常に顕著な何枚かの反射波が、地表に花崗岩の露頭が観察される測線終端に向けてとぎれとぎれではあるが、徐々に浅くなっていく様子を見ることが出来る。特に、測線終端付近に位置する（距離1180m地点）野島地震断層直下で明瞭な反射波のずれが見えるのは、その位置での基盤または堆積層のずれを示しているものと推定される。

小倉断層直下で、重力異常値の高異常、比抵抗値の低異常や反射面の盛り上がりが見られるという探査結果は、地質学的に確認されている小倉南部の大阪層群と神戸層群の背斜構造がその北方に延長していることを示唆する結果ではないかと思われる。この結果は、断層端部での地層の変形や不連続構造を推定する上で重要な情報を提供していると思われる。

(2) 浅層探査結果

浅層探査は、平林地区と小倉地区の2地区で実施したが、ここではまず、平林地区で実施したP波、S波反射法地震探査結果とIP映像法電気探査結果について述べ、その後、小倉地区のみで実施したマイクロ重力探査結果を中深度探査で実施した重力探査と比較してその結果を述べる。

図-6に、平林地区での探査で断層露頭を横切る農道

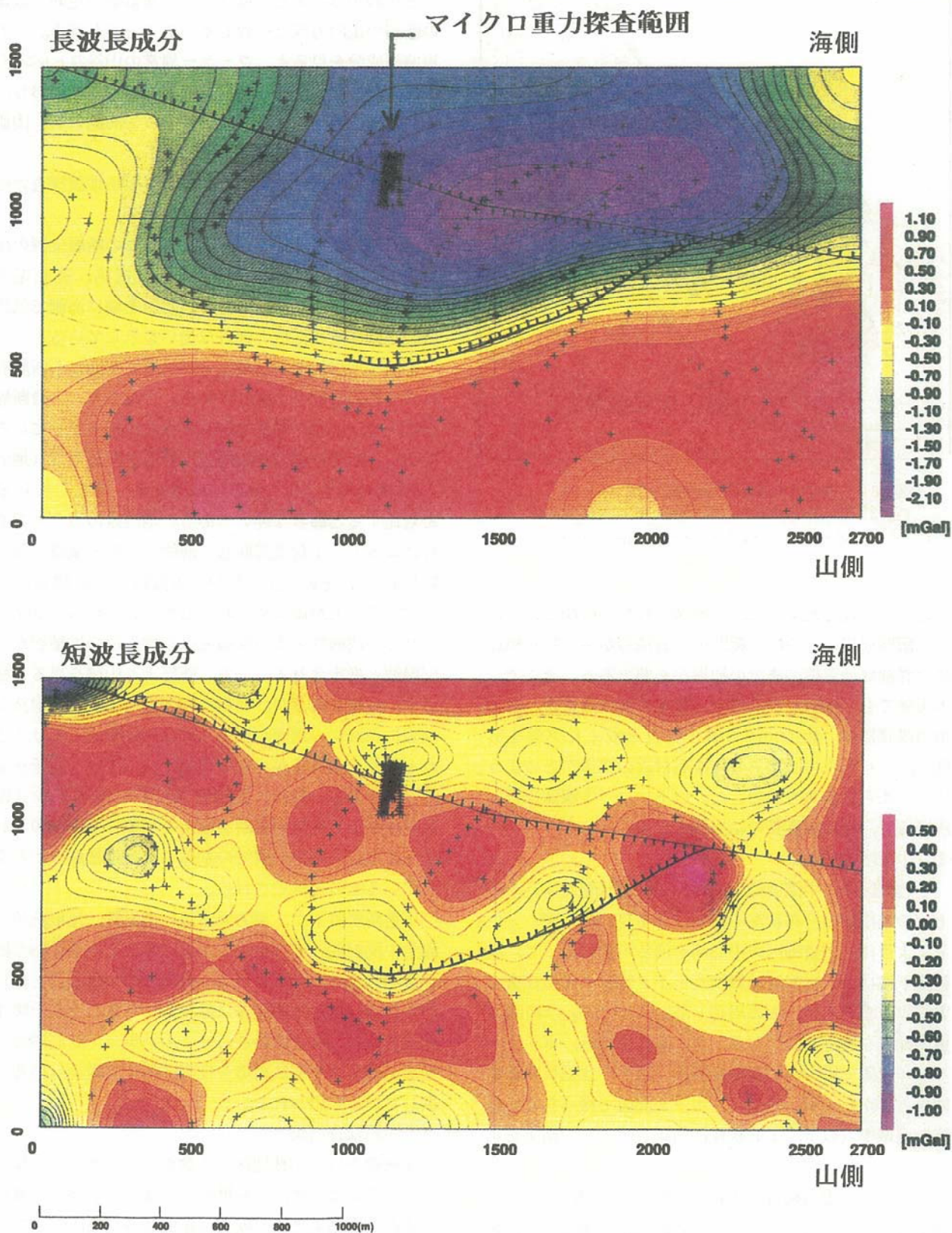


図-4 小倉地区中深度探査重力探査結果
Fig.4 The experimental result of gravity survey at the Ogura site.

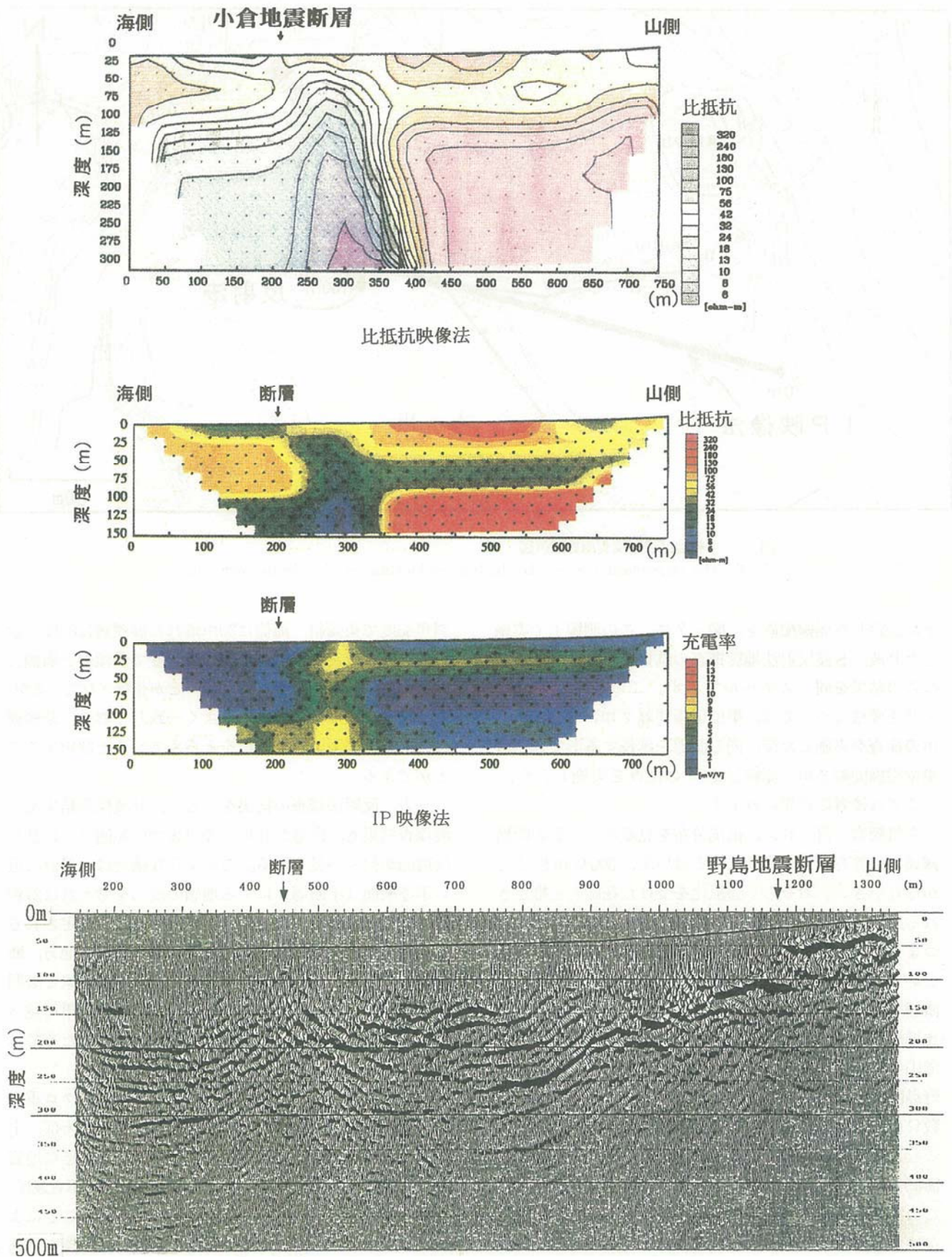


図-5 小倉地区中深度探査 IP映像法電気探査と反射法地震探査結果

Fig. 5 The experimental results of IP image profiling and seismic reflection at the Ogura site.

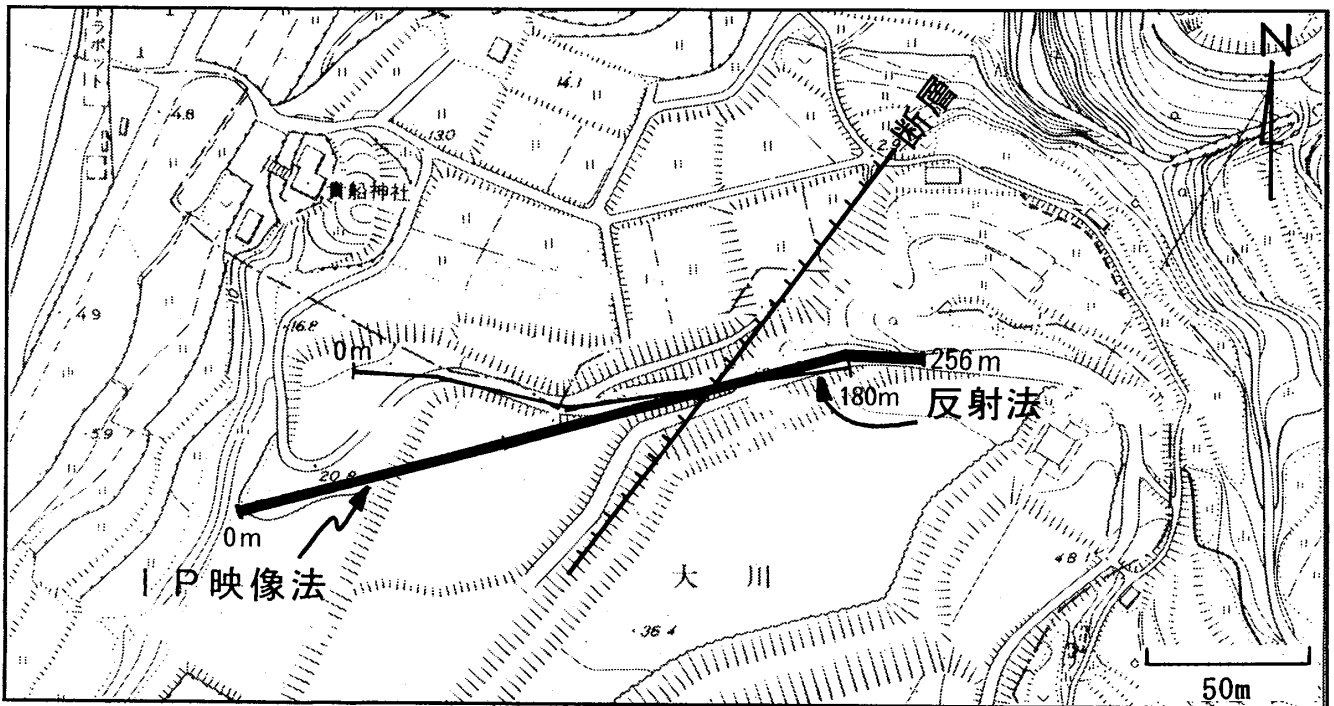


図-6 平林地区浅層探査測線配置図

Fig.6 The measurement line of the shallow exploration at the Hirabayashi site.

上に設定した測線配置を、図-7に、この測線上で実施したP波、S波反射法地震探査の結果とIP映像法電気探査の結果を同一スケールで示す。このサイトでは、IP映像法については、単位電極間隔2m、測線長100mの探査を実施した後、同じ測線を延長する形でさらに単位電極間隔8m、測線長256mの探査を実施したが、ここでは後者の結果のみを示す。

電気探査で得られた比抵抗分布を見ると、地表の断層露頭の位置を境に高比抵抗（とはいえ、300Ωm程度とかなり小さい。おそらく強風化を受けた花崗岩と推定される）の花崗岩と低比抵抗の堆積層が明瞭に識別できる。つまり断層が地質境界に一致する場合、特に岩と堆積層という関係の境界であれば、比抵抗値の変化によって、断層の位置を明瞭にとらえられることがわかる。さらに、比抵抗の結果を注意深く見ると、断層の傾斜角が約75度で山側傾斜であること（伊藤ほか（1996）¹⁰によると、野島断層の傾斜は84度で山側傾斜と推定されている）、数Ωmの低比抵抗帯が数10Ωmの比抵抗帯の下にもぐりこむような形で分布していることがわかる。探査測線の海側には大阪層群の砂礫層の露頭も観察されることから、この海側の数10Ωmの層はその砂礫層に対応するのではないかと推定される。その砂礫層の下の数Ωmの低比抵抗帯は大阪層群の粘性土と推定される。水野ほか（1990）⁵によると、断層近傍の大阪層群の粘性土層は傾

斜角86度で東傾斜、海側に30m離れた砂礫層は83度で西傾斜、さらに20m離れた位置では30度で西傾斜と海側に向かう程傾斜角が緩やかになることが指摘されているが、この結果は比抵抗の分布ともよく一致しており、断層運動による堆積層の変形構造をとらえていると解釈することができる。

一方、反射法探査の結果を見ると、P波探査結果もS波探査結果も、距離が0m～90mまでの範囲で上に凸な反射面が何枚も見られる。このような構造は、鉛直に近い不連続面（小断層）による地層の変形を考えれば解釈が可能であるが、この事実は比抵抗分布から推定される高傾斜角の地層分布とも対応すると思われる。他方、断層位置での反射面の状況を見ると、P、S波結果とも明瞭な不連続は見られない。これは、S波探査結果に見られるように、地表付近に崩積土が堆積しているためではないかと推定される。

次に、小倉地区の断層露頭上で実施したマイクロ重力探査結果について述べる。従来、重力探査といえば、上述したような基盤構造の探査といった非常に大きな地質構造の探査に利用されてきた。しかしながら、筆者達は、マイクロガルオーダーの重力異常値を計測することにより、地下極浅部の地質構造や異物の探査に重力探査が利用できると考え開発を行ってきた。ここでは、測点間隔が5mないしは10mといった極めて高密度な探査を実施

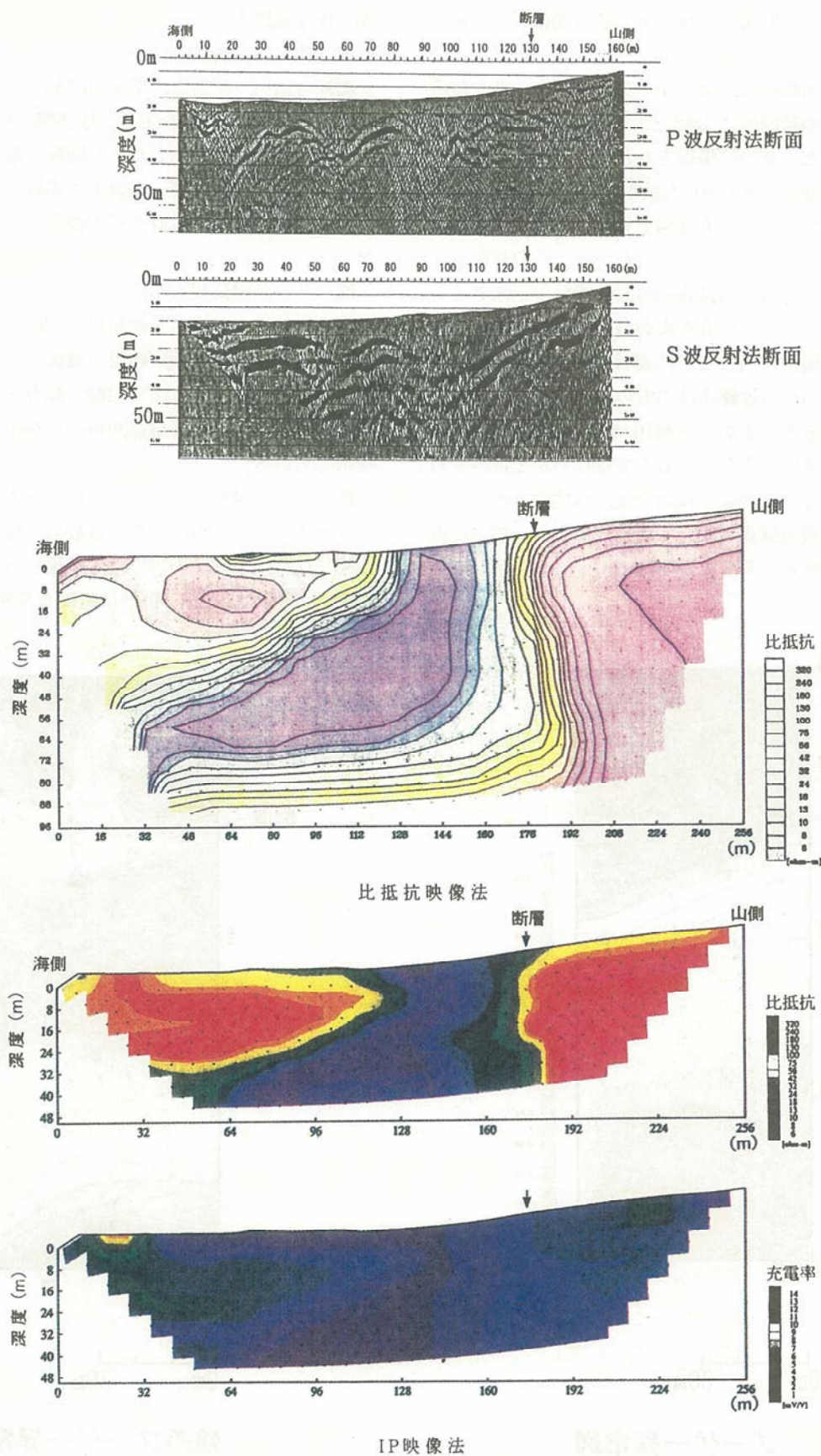


図-7 平林地区浅層探査 I P映像法電気探査と反射法地震探査結果

Fig.7 The experimental results of IP image profiling and seismic reflection at the Hirabayashi site.

することにより、断層極近傍の重力値の変化をとらえることを試みた。

マイクロ重力探査は、図-4の真ん中やや上部に位置する黒い四角の範囲内に109点という高密度に測点を配置して実施した。その結果得られたブーゲー異常図とそれから一次傾向値を差し引いた残差ブーゲー異常図を図-8に示す。残差ブーゲー異常図を見ると、断層を境に高低の明瞭な密度変化があることがわかる。この傾向は、図-4に示した広域重力探査の短波長成分の結果ともよく一致している。この付近の表層は、断層の両側とも地質的には大阪層群に当たるが、表層付近は断層を境に粘性土主体のものから砂礫主体のものに急変しているという地質情報もあることから(皆川ほか, 1995)¹¹⁾、そういった地質の違いを表しているのではないかと推定される。この結果は、このように高密度、高精度(数10マイクロガル)の重力探査を実施することにより、地表付近の断層位置を推定することが可能であることを示している。

(3) 極浅層探査結果

梨本地区での極浅層探査では、ポータブルバイブレータ震源を用い、起振点、受振点間隔をそれぞれ50cmと25cmという小間隔に設定した極浅層反射法地震探査、単位電極間隔を1mとしたIP映像法電気探査、ならびに地下レーダ探査を同一測線上で実施し、その結果をトレンチ発掘調査で得られた壁面観察結果と比較、検討した。

図-9に測線位置を示す。図-10に3種類の探査結果を同一スケールで表示した結果を、粟田・鈴木(1996)⁸⁾によるトレンチ壁面観察結果(原図の左右を逆にしている)と対比して示す。図の左側(測点0m側)が、北側つまり海側で、右側(測点30m側)が南側、つまり山側を示している。

地下レーダ探査では、80, 300, 500MHzの3種類のアンテナを試したが、ここでは最も可探深度の大きかった80MHzの結果のみ示す。この記録を見ると、海側、山側とも深度1~1.5m付近に明瞭な反射面がとらえら

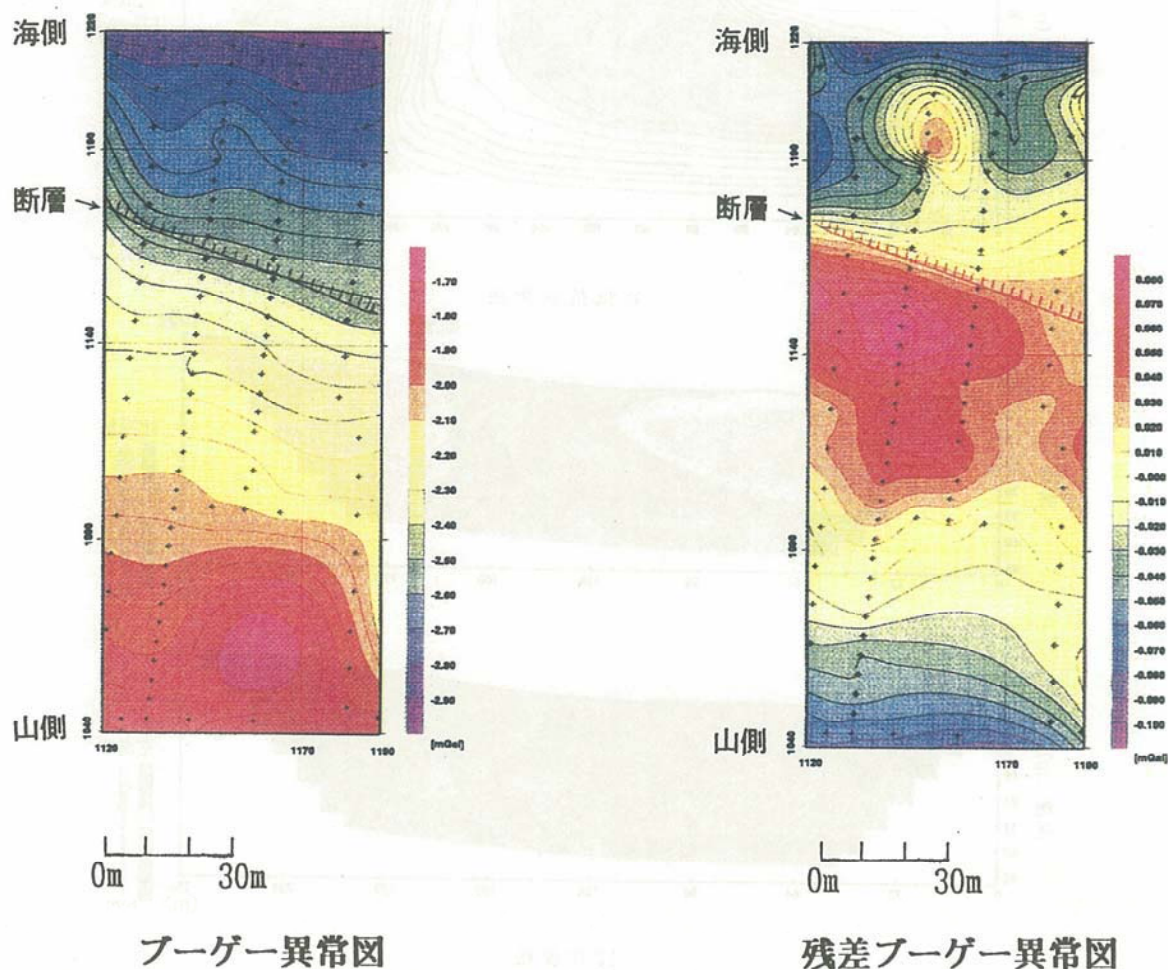


図-8 小倉地区浅層探査 マイクロ重力探査結果

Fig.8 The experimental result of micro gravity survey at the Ogura site.

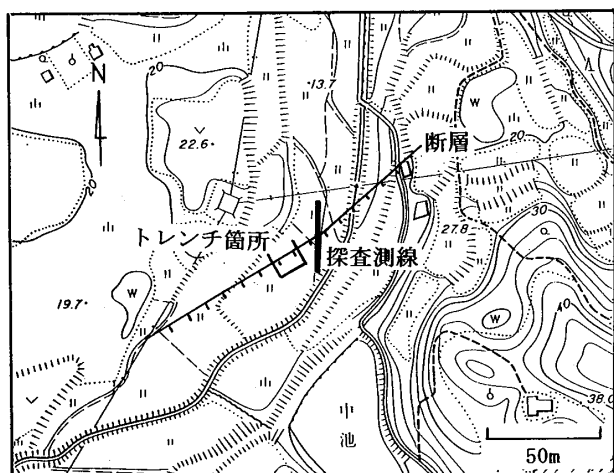


図-9 梨本地区極浅層探査測線配置図

Fig.9 The measurement line of very shallow exploration at the Nashimoto site.

れていることがわかる。トレンチ結果と対比すると、この反射面は人工攪乱層の下部にある自然地盤との境界を示しているのではないかと推定される。電気探査による比抵抗値からもわかるように、このサイトの比抵抗は非常に小さかったため、地下レーダでは十分な可探深度は得られなかったが、分解能の高さ、探査の手軽さ等を考慮すると、地下レーダ法は今後も適用を試みていくべき手法と思われる。

I P 映像法で得られた比抵抗と充電率の結果を見ると、充電率には探査範囲で顕著な違いは見られなかったが、比抵抗は100Ωm以上と以下で顕著な変化が見られた。100Ωm以上の層に着目すると、厚さ3m程度の層が断層の両側に分布するが、それが断層を境に山側で1m程度落ちているように見える。これをトレンチ観察結果と比べると、この3mの層は、大阪層群を覆う砂や礫層に対応すると推定されることから、断層運動による変位1mをとらえた結果と見ることができる。断層位置の低比抵抗帯を見てもわかるように、分解能的には1m程度の空間的な比抵抗の変化もとらえており、高密度のI P 映像法電気探査により、トレンチ調査で対象とする地層の変化を充分とらえられる可能性があることがわかった。

次に、極浅層反射法の結果得られた深度断面を見ると、断層の地表露頭の位置に当たる15m地点を中心に幅10m程度の範囲で反射波の連続性が悪い部分があり、その両側に比較的明瞭な水平な反射波が現れていることがわかる。海側(北西)の反射面は深度2~3mに位置しているが、これはトレンチで確認された大阪層群上面からの反射波ではないかと推定される。一方、山側(南東)の深度5m前後の反射面についてはトレンチの範囲よりも

やや深部なのでこの対比からは解釈が難しい。

今回の探査は休耕田上の軟弱な地表条件の下で実施したにもかかわらず、波長にすると1~2mの反射波が得られ、トレンチ結果を深度方向に外挿するための1つの手法として、ポータブルバイブレータを震源とした極浅層反射法が十分利用可能であることが確かめられた。

5 実験結果のまとめ

活断層調査では、断層の位置や規模、形態の把握に加え、最終的には活動性の評価ということが求められる。その際、物理探査には、いわゆる基盤と呼ばれる岩盤の分布形状を広範囲にとらえ、合わせて岩盤中やその上位の堆積層中での断層の形状や堆積層の変形の様子を正確に把握できる情報を提供することが期待されている。さらには、活動性評価に欠かせないトレンチ調査に匹敵する、あるいはそれを補う情報が提供できるようになれば、物理探査法の活断層調査における位置づけは飛躍的に上がるものと期待される。

このような視点から今回の適用実験の結果をまとめると以下の通りである。

- (1) 小倉地区の中深度探査の結果に見られるように、重力探査、電気探査、地震探査を組み合わせることにより、断層周辺の深度数100m以浅の基盤上面の分布形状や断層運動によると推定される基盤上部の堆積層の変形構造など、活断層の性状把握にとって極めて重要な地質構造をとらえることができた。
- (2) 断層が基盤と堆積層の境界となって現れている場所では、電気探査により断層の水平位置や傾斜角を正しく推定することができた。また、電気探査や地震探査により、断層極近傍の堆積層の変形の様子もとらえることができた。
- (3) 極浅層探査では、各探査法とも分解能的には1mを確保することができることが確かめられ、トレンチ調査の結果とも対比できる可能性を示唆した結果が得られた。

6 あとがき

今回の実験では、物理探査法の活断層調査への適用性を検討するための基礎資料を得ることを第一の目的に実験を実施したため、色々な検証データが得られるようにとやや欲張った計画になってしまったところがある。そのため、個々の探査については、結果的に測線位置や測線長などの探査条件の面でやや不十分なところもあった。

しかしながら、今回の実験の結果、新しく開発した高分解能探査法も加えることにより、活断層調査において

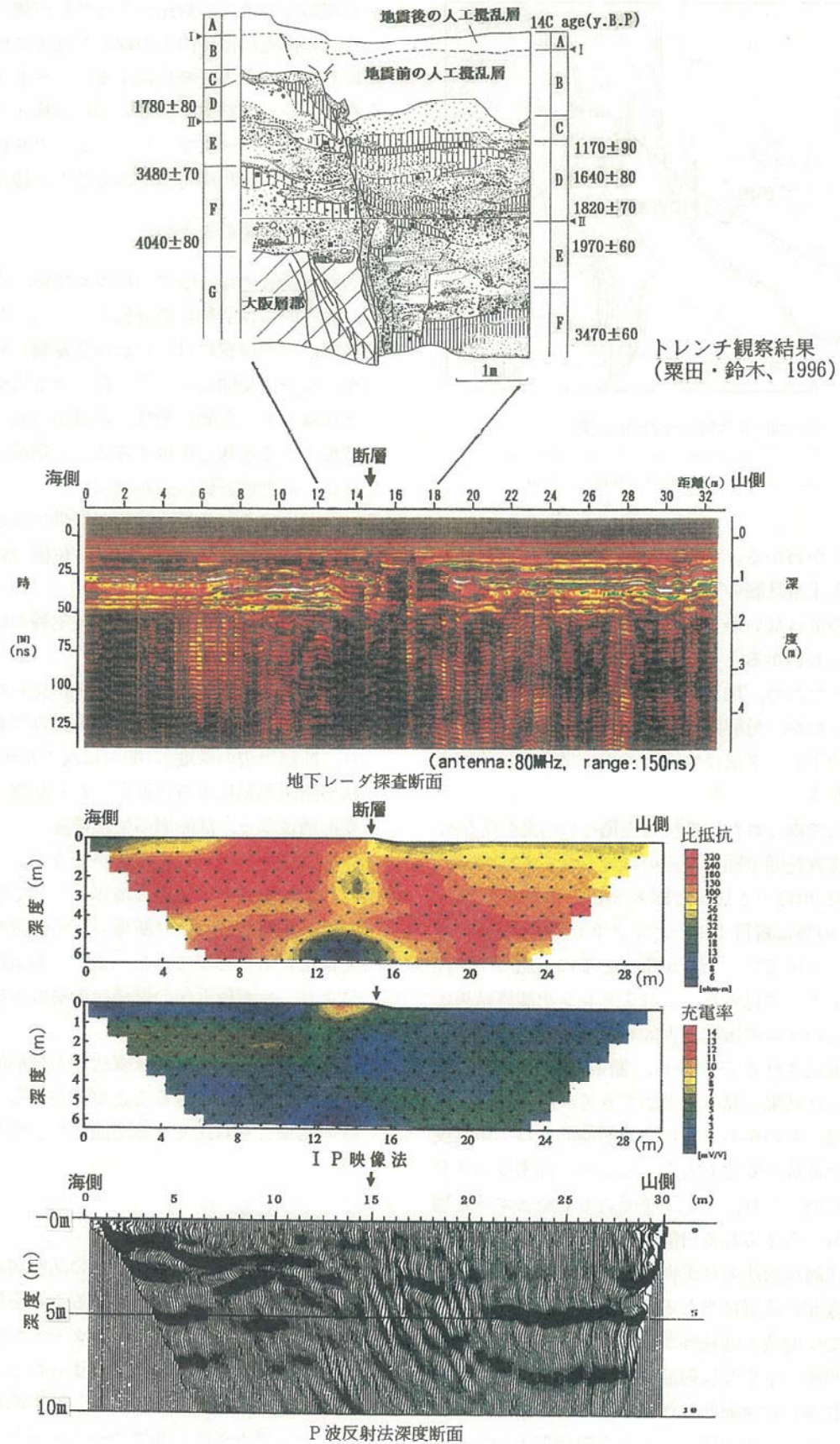


図-10 梨本地区極浅層探査結果

Fig.10 The experimental results of very shallow exploration at the Nashimoto site.

従来期待されていなかった部分においても物理探査法が貢献できる可能性を示せたのではないかと思う。今後は、更に色々なサイトで適用実験を繰り返し、できるだけ早く活断層調査に適した探査技術、ノウハウを確立していきたいと考えている。

謝 辞

本実験の実施にあたり、地質調査所の衣笠善博氏には現地への紹介や実験内容や結果についての数多くのご助言とご意見をいただきました。また、同所の栗田泰夫、水野清秀、下川浩一各氏には、実験結果や地質情報について多くの貴重なご意見、ご教示をいただきました。現地におきましては、北淡町教育委員会の川吉知子氏に数々のご配慮、ご協力をいただきました。ここに深く感謝いたします。

参 考 文 献

- 1) 内田利弘 (1984) : 断層調査のための電磁法の現状, 物理探査, 第37巻, 第5号, 69-83.
- 2) 楠健一郎, 本荘静光 (1990) : 活断層と物理探査, 物理探査, 第43巻, 第6号, 386-401.
- 3) 岡田篤正 (1995) : 六甲－淡路島活断層系と兵庫県南部地震, 地理, 第40巻, 第4号, 86-97.
- 4) 藤田和夫 (1974) : 第四紀地殻変動図「近畿」(5万分の1), 構造図3, 地質調査所.
- 5) 水野清秀, 服部仁, 寒川旭, 高橋浩 (1990) : 明石地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所.
- 6) 栗田泰夫, 水野清秀, 杉山雄一, 井村隆介, 下川浩一, 奥村晃史, 佃栄吉, 木村克己 (1996) : 兵庫県南部地震に伴って出現した地震断層, 地震2, 49巻, 113-124.
- 7) 鈴木康弘, 松田時彦, 中田高, 坂本晃章, 尾高潤一郎, 後藤秀昭, 朝日克彦, 千田昇, 竹内章, 吾妻崇, 岡田篤正, 中村俊夫 (1995) : 兵庫県南部地震の地震断層の活動歴－北淡町梨本地区でのトレンチ発掘調査(中間報告)－, 日本第四紀学会, 「1995年1月17日兵庫県南部地震調査速報会」記録, 33-34.
- 8) 栗田泰夫, 鈴木康弘 (1996) : 1995年兵庫県南部地震を生起した野島地震断層系の活動履歴及び活動性調査, 平成7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.259, 1-5.
- 9) 衣笠善博, 馬少孔, 杉山長志, 石川浩次 (1997) : P波及びS波VSPを用いた深層地質調査, 物理探査学会, 第96回学術講演会論文集, 108-112.
- 10) 伊藤久雄, 桑原保人, 宮崎光旗, 西澤修, 木口努, 藤本光一郎, 大谷具幸, 田中秀美, 樋口孝幸, Susan Agar, Alain Brie, 山本裕祥 (1996) : 断層を貫く坑井調査による野島断層の深部構造, 物理探査, 第49巻, 第6号, 522-535.
- 11) 皆川潤, 大槻憲四郎, 日吉直, 松井和夫, 青野正夫 (1995) : 野島地震断層と構造物被害について, 応用地質学会, 「阪神大震災」中間報告会－人工改変と地震被害－予稿集, 22-37.

