

1次元重力探査による断層周辺の密度構造推定

樫原断層および麓村断層について

岩野祥子* 福田洋一* 石山達也*

An Estimation of Fault Related Structures by Means of One-dimensional Gravity Surveys
Case Studies at the Katagihara Fault and the Fumotomura Fault

Sachiko IWANO *, Yoichi FUKUDA * and Tatsuya ISHIYAMA *

Abstract

In order to evaluate the capability of one-dimensional microgravity investigations, we carried out two test surveys across the Katagihara fault in the southwest of Kyoto basin and the Fumotomura fault at the foothills of Suzuka Range. Since seismic reflection survey had already been carried out in these faults, the Bouguer anomaly due to the fault structures was expected in advance at an order of 0.1 mgal across the Katagihara fault and less than 0.1 mgal across the Fumotomura fault. It was also estimated that the spacing of the gravity points should be less than 50 meter to reveal the structures. We therefore conducted precise gravity measurements using a LaCoste & Romberg gravimeter (G-type) at about a 50 meter interval, and also carried out leveling surveys on the same points using a Wild NA3000 digital level. Moreover, we paid much attention for terrain corrections using the 50 meter DEM (Digital Elevation Model) provided by Geographical Survey Institute and partially using a 10 meter DEM compiled by ourselves. Consequently, we achieved 0.1 mgal level precisions for almost all the survey points. Using the gravity anomaly data, density structures in both survey areas were estimated and compared with the structures obtained from seismic reflection survey. The main results are as follows; (1) comparatively simple structures are obtained to explain the gravity anomaly in the Katagihara fault, (2) the density contrast between the basement and the sedimentary layer is 0.58 g/cm^3 in the Katagihara fault, (3) no gravity anomaly due to the displacement on the fault plain is observed in the Fumotomura fault, and (4) possibility of a high density layer is observed beneath the Tokai Group. Although the gravity survey has some limitations and drawbacks, it certainly gives us useful information about the density contrasts. Moreover, one-dimensional gravity survey is quite easy to conduct with very low cost. We therefore recommend that this kind of gravity surveys should be carried out whenever seismic reflection survey is conducted.

Key words : gravity survey ,micro-gravimetry ,seismic reflection survey ,Katagihara fault ,Fumotomura fault , density structure , Bouguer anomaly

キーワード : 重力探査 , マイクログラビメトリー , 反射法地震探査 , 樫原断層 , 麓村断層 , 密度構造 , ブーゲー異常

* 京都大学大学院理学研究科

* Graduate School of Science, Kyoto University

1. はじめに

地表での重力は地下の密度構造を反映しているので、重力異常により、地下の空洞や断層などの構造異常を調べることができる。従来、地下構造の推定を目的とした重力探査は、測線長が数10 km以上に及ぶような広域調査や精密探査に先立っての概査に利用されることが多かったが、近年、マイクログラビメトリーと呼ばれる重力探査手法が開発され、探査範囲数km以下の限られた領域における地下の微細構造の推定などにも利用されるようになってきている(野崎, 1997)。マイクログラビメトリーは、稠密で高精度な重力測定を行い、得られたデータに2次元空間フィルター処理を施すことで地下の微細密度構造を検出しようとするものであるが、同様の手法を断層に直交する1次元測線に用いることで、断層付近の微細構造の推定にも応用できるものと期待される。

重力異常を用いた地下の密度構造の推定では、推定の出発点として何らかの地下密度構造を仮定するのが一般的である。そのための情報としては他の地球物理学的探査手法、とりわけ反射法地震探査の結果がよく利用される。この場合、反射法地震探査からは地質構造の形状が、重力探査からは地下の密度構造に関する情報が得られることになる。ところで、反射法地震探査により得られる地質構造の形状は、その速度解析で弾性波の平均伝播速度についての仮定を必要とするため、一意的に求まるわけではない。したがって、重力探査から得られるブーゲー異常を用いることにより、反射法地震探査結果から得られた地質構造の形状を検証し、また仮定した速度構造が不適切であればそれを修正し、双方の探査結果に合うように、より適切な地下構造を求めることができる。

このように、重力探査と反射法地震探査双方のデータが利用できることはたいへん都合であるので、本研究では反射法地震探査がすでに実施されている京都盆地南西部の榎原断層および鈴鹿山脈東麓の麓村断層を調査対象に選び、重力測定を実施して微細地下密度構造の検出を試みた。榎原断層周辺の測定点は平野部の比較的平坦な地形の起伏が

平坦な場所に位置しているが、麓村断層周辺の測定点は平野部から比較的急峻な山地にまたがっている。このため、麓村断層では高い精度で地形補正を行うことが難しく、地形補正の誤差が榎原断層に比べて大きくなることが予想される。反射法地震探査では、榎原断層も麓村断層も共に背斜の前翼部がイメージされているが、榎原断層の堆積層厚が約350 mと薄いのに対し、麓村断層のそれは約1500 mと非常に厚い。しかしながら、断層面上の変位量は両断層とも100 ~ 200 m程度であり、厚い堆積層に覆われた麓村断層では、断層の形状をブーゲー異常として検出することは必ずしも容易でないと予想される。測定前の見積もりによると、榎原断層の堆積層厚が約300 m、断層落差が約200 mとすると、破砕帯を検出するためには0.1 mgal程度のブーゲー異常変化をとらえる必要がある。一方、麓村断層ではこの精度は断層検出に必ずしも十分とは言えないが、地形補正の精度などを考慮すると、これ以上精度を上げることは難しい。これらの点を考慮し、本研究では麓村断層では精度的にやや不十分とも思われるが、ブーゲー異常として0.1 mgal程度の精度を念頭におき、異なる条件下での1次元のマイクログラビティ探査を実施することにより、微細な地下密度構造推定への本手法の適用の可能性と限界について調べることにした。

II. 調査地域および測線の概要

榎原断層は、京都盆地の西縁部に位置する南北走向、長さ約11 kmの活断層である。京都盆地の西縁部には東から順に榎原丘陵・西山山地が存在し、榎原断層は丘陵と盆地の境界部に位置する。図1に榎原断層周辺の地質図を示す。榎原丘陵は上部更新統の大阪層群から、また西山山地は中古生界の堆積岩から構成される。榎原丘陵に沿っては沖積扇状地・段丘面が分布し、榎原断層はこれらの地形面を変位させるとされている(例えば、岡田ほか, 1996など)。また、榎原断層の上盤側にあたる丘陵部では、大阪層群が東に急傾斜する構造が認められる(西山団体研究グループ, 1967)。

榎原断層では、1996年に断層線を横断する測線

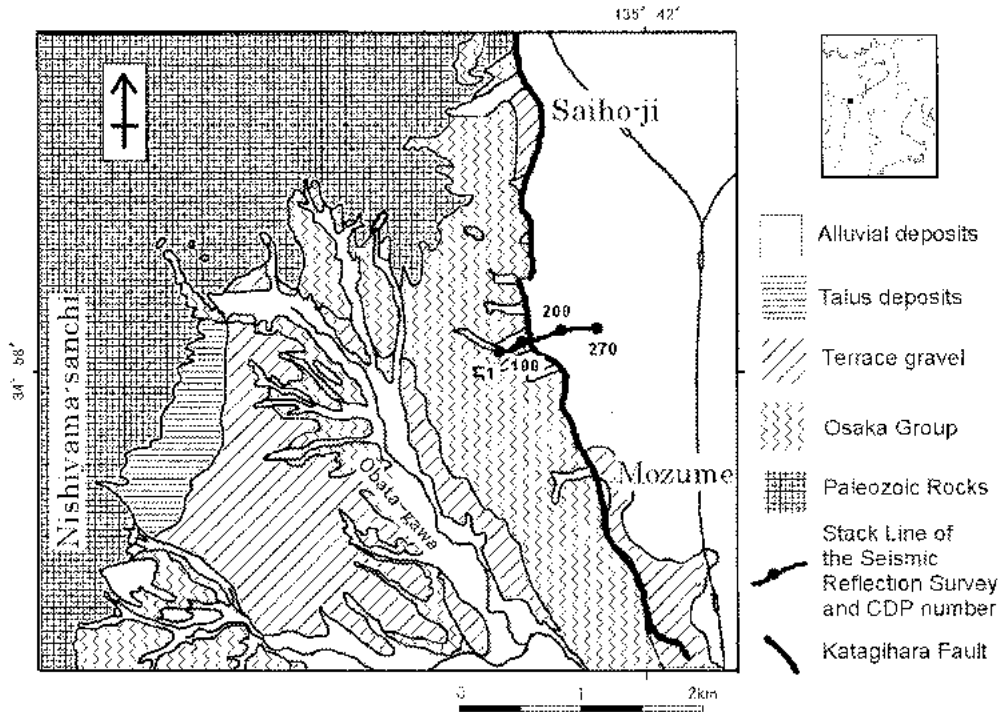


図 1 榎原断層周辺の地質図 (西山団体研究グループ, 1967 を簡略化)。

Fig. 1 Geological map around the Katagihara fault (modified from Study Group of Nishiyama Association, 1967)

で反射法地震探査が実施されており (京都市地域活断層委員会, 1997), その反射断面を図 2 に示す。図 2 から, 更新統は大阪層群・先新第三系基盤岩類が参加する褶曲の東翼がイメージされていることがわかる。京都市地域活断層委員会 (1997) における解釈図 (図 2: 白抜き破線) によると, 大阪層群の層厚は 300 m 程度と比較的薄い。したがって, 断層面を境界とする密度のコントラストが地表に近い部分に存在し, 断層運動の累積として形成された地下密度構造が, ブーゲー異常として明瞭に観察できることが期待される。

先に述べたように, 榎原断層においてはブーゲー異常の振幅として 0.1 mgal 程度の短波長的な重力変化が予想されるが, このような変化を検出するために必要な重力測定点の間隔は, 簡単な見積もりによると約 50 m であることがわかる。そこで本研究においては, 特に微細なブーゲー異常変

化を検出したい断層近傍では測定間隔を狭く, それ以外の測定点では広く設定し, 測定間隔が平均的には 50 m 前後となるように重力測定を実施した。重力探査の測線の長さは, すでに実施されている反射法地震探査の反射測線を含む約 3 km である。なお, 図 3 (a) に榎原断層を含む広域の断層系を, (b) に榎原断層周辺の地形と断層の位置および重力測線の位置を示す。

麓村断層は, 鈴鹿山脈東麓部に位置する活断層である。鈴鹿山脈は南北約 55 km, 東西最大約 10 km で南北に細長くのびる山脈であり, 中古生界の堆積岩類および白亜系の花崗岩類で構成される。鈴鹿山脈の東麓部には鮮新 更新統の東海層群が分布する丘陵が広がり, 麓村断層はその丘陵と平野の境界部に位置し (図 4), 第四紀後期以降に形成された段丘面を明瞭に変位させている (太田・寒川, 1984; 東郷・岡田, 1989; 鈴木ほか, 1996;

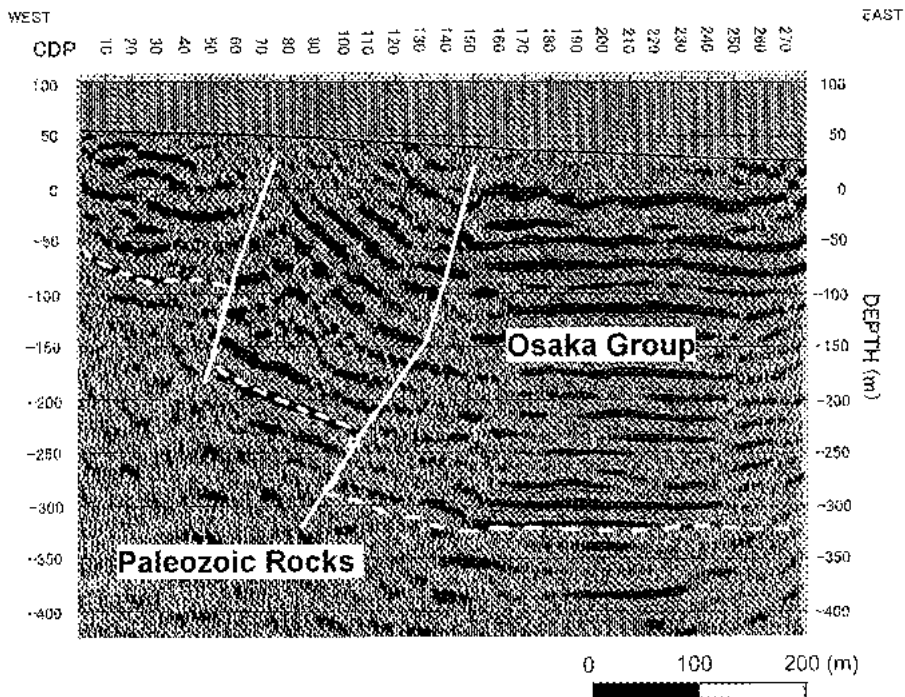


図 2 榎原断層における反射断面図（京都市地域活断層委員会，1997）．
破線は京都市地域活断層委員会（1997）による解釈．

Fig. 2 Seismic reflection profile across Katagihara Fault.
Broken lines show the boundary between basement and sedimentary layer (Research
Committee for Active Faults of Kyoto City, 1997)

石山ほか，1999）。

麓村断層では，1996年に断層を横断し平野部から山地内部にのびる測線で反射法地震探査が実施された（三重県地域活断層委員会，1996）。図5に三重県地域活断層委員会（1996）による反射断面と，石山ほか（1999）に基づくその解釈を示す。石山ほか（1999）によれば，鈴鹿山脈東麓部には層厚1,000 m以上の東海層群が参加する単斜が存在し，麓村断層はその向斜軸付近を切って地表に達している。また，麓村断層の西には新町断層があり，浅部で中古生界を切っている。新町断層は，麓村断層に比べて平均上下変位速度が小さく，また断層線の長さも1 km未滿と短いことから，主断層である麓村断層に対する副次断層であると考えられている（石山ほか，1999）。

重力測定は，反射法地震探査と同一の長さ約6.5

kmの測線上で実施した。図5にも示されているように，新町断層は比較的浅い部分に存在するため，断層構造に起因するプーゲー異常変化も比較的検出が容易であると思われる。それに対し，麓村断層は断層面上の変位量が褶曲にともなう中古生界の垂直落差量に比べてはるかに小さいため，断層構造による顕著な密度差をプーゲー異常から推定することは困難であると予想される。なお，図6(a)に麓村断層を含む広域の活断層系を，(b)に麓村断層周辺の地形と活断層の位置および重力測線の位置を示す。

III. 重力測定と解析方法

榎原断層および麓村断層におけるいずれの重力測定においても，重力計にはラコスト重力計（G型）を用い，原則としてひとつのループを2～3

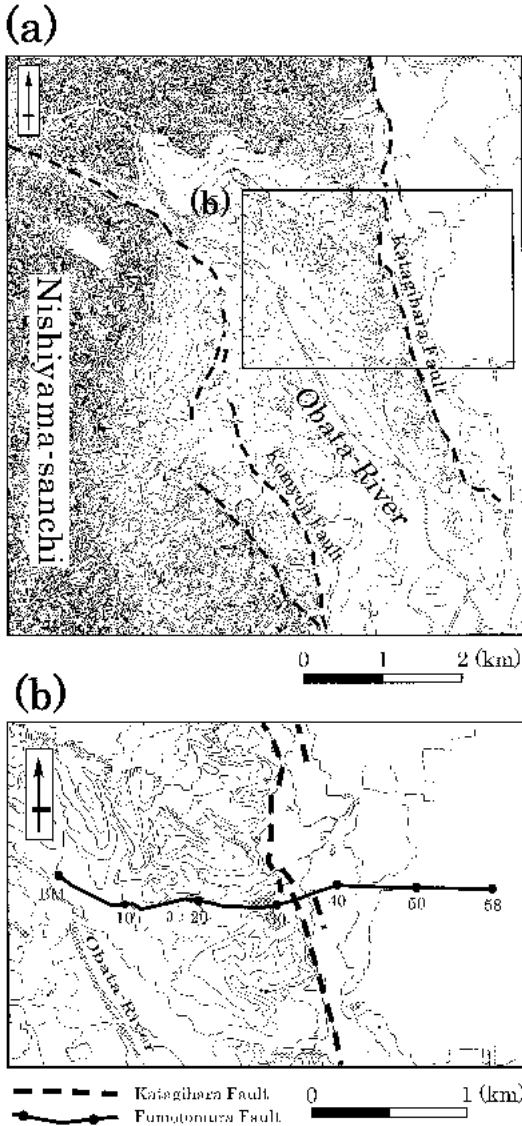


図 3 (a) 榎原断層を含む広域断層系 (活断層研究会, 1991 を簡略化).
 (b) 榎原測線付近の地形および断層, 重力測線の位置図 (活断層研究会, 1991 を簡略化).

Fig. 3 (a) Location map around Katagihara fault (modified from Research Group for Active Faults of Japan, 1991)
 (b) Topographic map around Katagihara survey line. Locations of the fault and the gravity survey line are also shown (modified from Research Group for Active Faults of Japan, 1991)

時間で閉塞するループ法を採用した。測定値には潮汐補正, 計器高補正, ドリフト補正を施し, 測定点における重力値を求めた。なお, 各種補正を施した後, 得られた重力値でとびの大きかった点およびそれに隣接する測定点については再測を行った。各測定点の標高は, ウィルド社製 NA3000 デジタルレベルを用いたトラバース水準測量によって決定した。榎原断層では水準の基準点に国土地理院の水準点を用いたが, 麓村断層では測線付近に水準点がなかったため, 2,500 分の 1 都市計画図の独立標高点を用い, 仮の基準点の値を決めた。

得られた重力値にフリーエア補正, 地形補正を施し, ブーゲー異常を求めた。その際, ブーゲー異常と地形との相関が最も小さくなるように (萩原, 1978) ブーゲー密度を決定した。このように決定したブーゲー密度は, 榎原断層, 麓村断層とも 2.4 g/cm^3 であったが, 麓村断層においては本研究で注目する断層が平野部にあることから, ブーゲー密度として平野部の堆積層に近い値 2.2 g/cm^3 を用いた。地形補正には国土地理院発行の 50 m メッシュ標高データとともに, 独自に作成した 10 m メッシュ標高データを用い, 引力の計算は Banerjee and Gupta (1977) による角柱近似によった。なお, 10 m メッシュ標高データの作成には 2,500 分の 1 都市計画図を利用し, 作成範囲は測定点から半径 150 m 程度の領域とした (岩野・福田, 2000)。

ブーゲー異常からの地下密度構造の推定には 2 次元のタルワニの方法 (Talwani *et al.*, 1959) を用い, 密度構造推定の出発点としては榎原断層については京都市地域活断層委員会 (1997) による反射断面の解釈図 (図 2: 白抜き破線) を, 麓村断層については石山ほか (1999) による解釈図 (図 5: 白抜き破線) を用いた。

IV. 結果および考察

1) 榎原断層

図 7 に測線に沿っての標高およびブーゲー異常を示す。横軸は BM を起点とする各測定点までの距離を, また図に示した矢印は, 反射断面から推

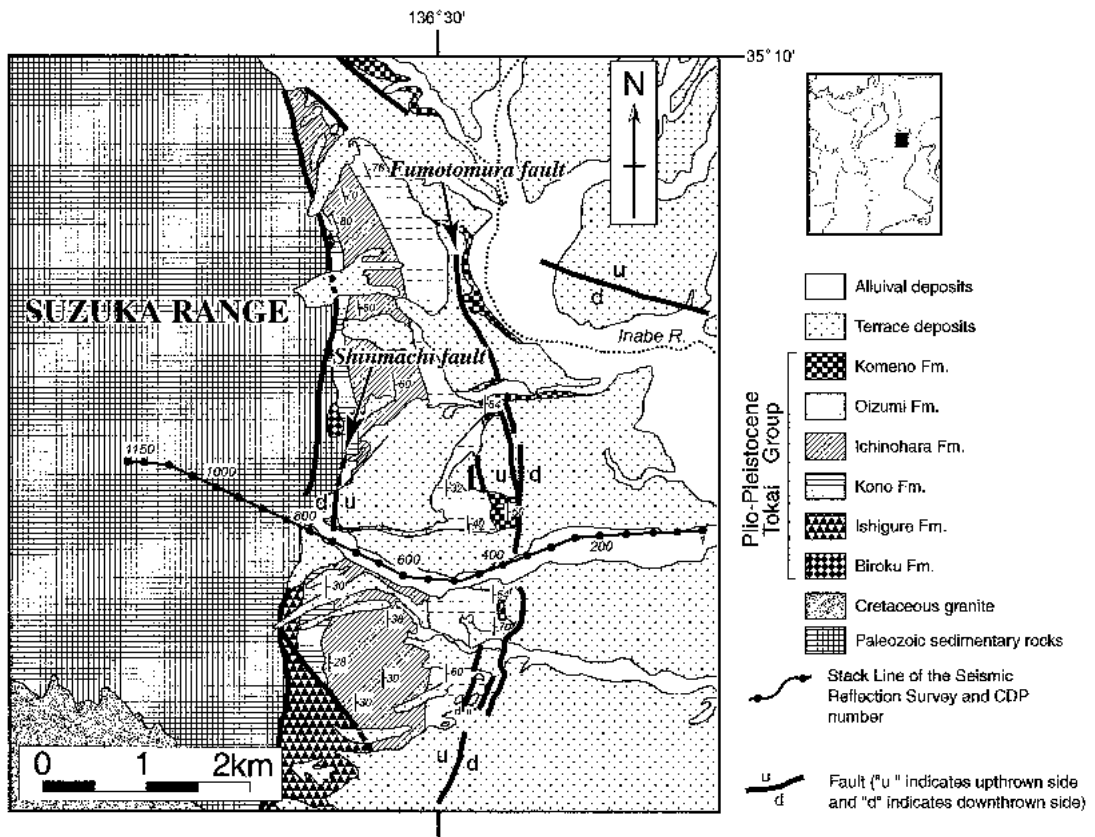


図 4 麓村断層周辺の地質図(原山ほか, 1989 および吉田ほか, 1991 を修正)。

Fig. 4 Geological map around the Fumotomura fault(modified from Harayama et al., 1989 and Yoshida et al., 1991)

定される断層のおおよその位置を示している。図7をみると、断層を挟む幅約1 km にかけて、ブーゲー異常が西から東へ約4 mgal 減少していることがわかる。これは、反射断面から推定される断層構造がこの部分の地下に存在することを示している。

より精密な地下密度構造推定を行うため、まず京都市地域活断層委員会(1997)による反射断面の解釈図(図2:白抜き破線)を元に、基盤(中生界)と堆積層(大阪層群)の2層からなる地下構造を仮定した(図8(a))。なお、BMからの距離1.5 km 付近に比較的大きな池が存在するので、この池を地下構造モデルに組み込んだ。図8(b)に得られたブーゲー異常を示す。また、図8(b)

の実測ブーゲー異常(白丸)と、計算されたブーゲー異常(実線)との差を図8(c)に示す。図8(c)によると、実測とモデルによるブーゲー異常の差は、断層付近において約0.5 mgal に達している。このずれを生じさせる原因として、図9(a)に示すような破砕帯付近の密度低下を仮定すると、計算されたブーゲー異常(図9(b):実線)と実測値(図9(b):白丸)との差を0.1 mgal 程度におさえることが可能である(図9(c))。しかしながら図9(a)に示した破砕帯は、この程度の断層の破砕帯としては構造が大きく、地質学的にみて妥当なものとは言えない。また図には示さないが、仮に地表付近の低密度層のみにより実測ブーゲー異常を説明したとしても、第四紀以降の活動によ

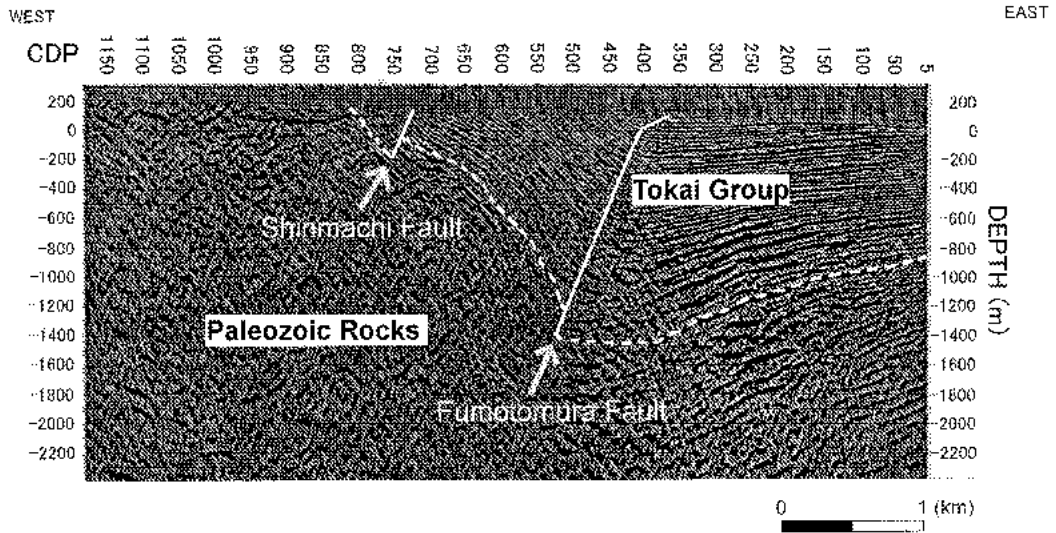


図 5 麓村断層における反射断面図 (三重県地域活断層委員会, 1996).
破線は石山ほか (1999) による解釈.

Fig. 5 Seismic reflection profile across the Fumotomura fault (Research Committee for Active Faults of Mie Prefecture, 1996) Broken line shows the boundary between basement and sedimentary layer (Ishiyama *et al.*, 1999)

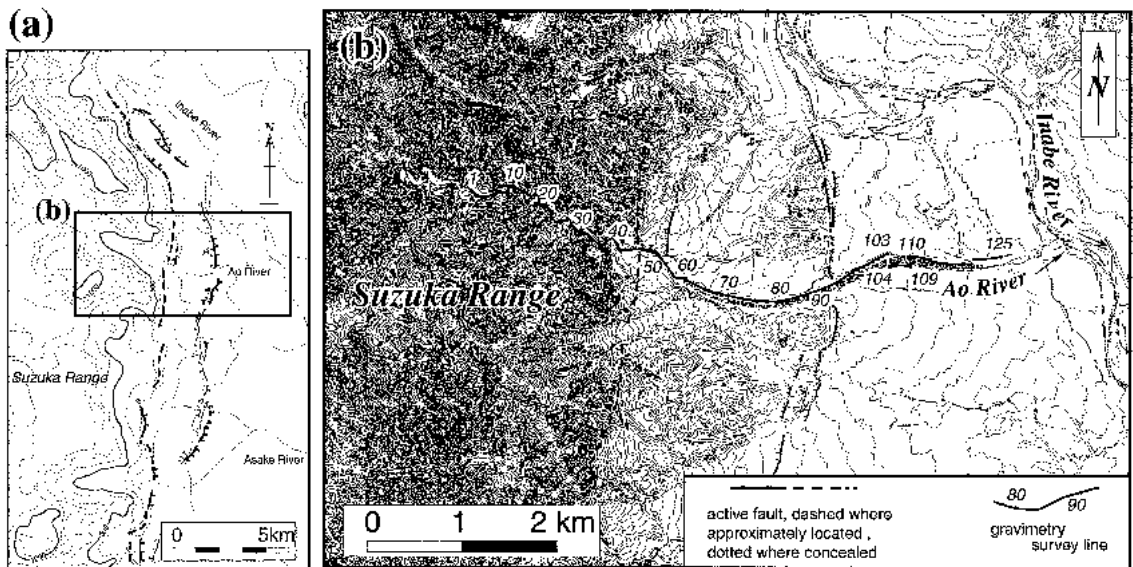


図 6 (a) 麓村断層を含む広域断層系 (石山ほか, 1999).

(b) 麓村測線付近の地形および断層, 重力探査測線の位置図 (三重県地域活断層委員会, 1996).

Fig. 6 (a) Location map around the Fumotomura fault (Ishiyama *et al.*, 1999)

(b) Topographic map around Fumotomura survey line. Locations of active faults and the gravity survey line are also shown.

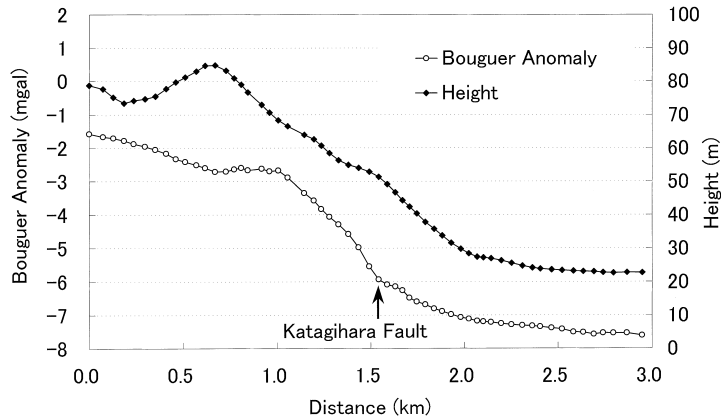


図 7 榎原測線に沿っての標高およびブーゲー異常．
横軸は BM (Bench Mark) から各測定点までの距離を示す．

Fig. 7 Elevation and Bouguer anomaly along Katagihara gravity survey line. Transverse shows distance along gravity survey line from BM (Bench Mark).

り形成された地表付近の堆積層としては厚くなりすぎ、やや不自然である。したがって図 8 (c) の 0.5 mgal 程度のずれは、破碎帯のみによるものであると考えるよりは、例えば地表付近に周囲よりも密度の低い堆積層が存在し、破碎帯とこの低密度層の 2 つの寄与で生じていると考える方が自然であろう。

ところで図 8 (b), (c) に注目すると、モデルによるブーゲー異常と実測ブーゲー異常とは断層近傍のみでずれており、それ以外では非常によく一致している。ここで改めて反射法地震探査の結果をみると、榎原断層における反射法地震探査では大阪層群の褶曲の規模に比して探査測線長が短く、測線末端部の褶曲構造が明瞭にみえていない。そこで、次に断層を挟む両側の密度境界を正しいと考え、断層近傍における密度境界を変形させて、測定により得られたブーゲー異常を忠実に再現するような地下密度構造を推定した。その結果得られた構造を図 10 (a) に示す。実線はブーゲー異常から求めた地下密度構造を、破線は反射断面の解釈図に基づく地下密度構造 (図 8(a) と同一) を示す。また、図 10 (a) に実線で示した構造から計算されるブーゲー異常を図 10 (b) (実線) に、

実測ブーゲー異常との差を図 10 (c) に示す。図 10 (a) (実線) には、反射断面の解釈図 (図 2: 白抜き破線) にみられた 2 つの断層面は現れなかった。ここで得られた密度構造は断層近傍の平均的な密度構造を与えていると解釈できるが、この構造を反射法地震探査の反射断面に重ねると、図 11 のようになる。先に述べた反射断面の不明瞭さを考慮すると、これは断層近傍における地下密度構造の一つとして可能な解釈である。

榎原断層においては、破碎帯を検出するという意味では必ずしも期待どおりの結果が得られたとは言えないが、比較的単純な密度構造モデルで実測ブーゲー異常を 0.1 mgal 程度の精度で説明できることが示された。さらに、ブーゲー異常を用いた地下密度構造推定の利点として、各層の密度差についての高い精度の情報を与えることができるという点があげられる。すなわち、榎原断層における中生界と大阪層群の密度差は 0.58 g/cm^3 と結論できる。

2) 麓村断層

麓村断層における水準測量および重力測定から得られた標高およびブーゲー異常を図 12 に示す。図 12 によると、新町断層に起因すると考えられる

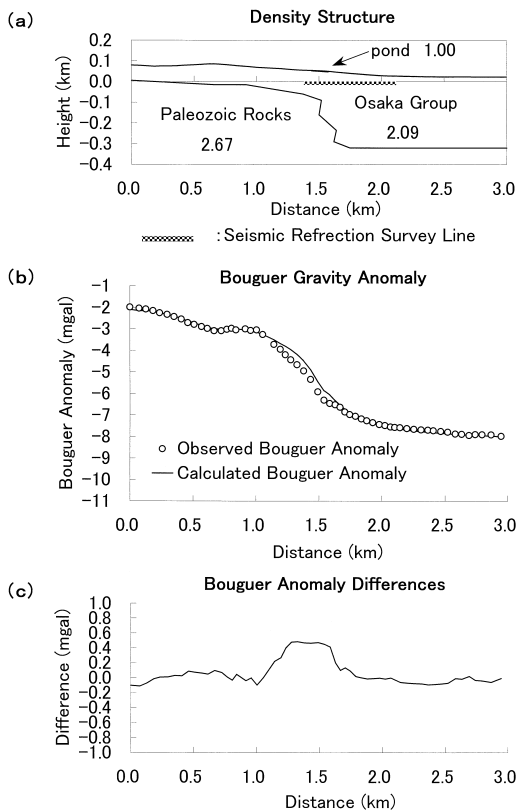


図 8 (a) 榎原測線における反射断面の解釈図に基づく地下密度構造。
 (b) (a)の構造に基づく計算ブーゲー異常(実線)と実測ブーゲー異常(白丸)。
 (c) 計算ブーゲー異常(CBA)と実測ブーゲー異常(OBA)との差(CBA-OBA)。

Fig. 8 (a) Subsurface density structures based on seismic profile across the Katagihara fault.
 (b) Calculated Bouguer anomaly (solid line) based on the structure shown in (a) and observed Bouguer anomaly (open circle).
 (c) Differences between calculated Bouguer anomaly and observed Bouguer anomaly.

ブーゲー異常変化が西端からの距離 2.3 km 付近にみられる。一方、反射断面から推定される麓村断層の位置は西端から距離 3.7 km 付近にあるが、この付近にはブーゲー異常の変化は現れていない。このことは、当初予想されたように断層面上の変位量に比して東海層群の層厚が大きいため、重力の信号が小さくなるためと考えられる。なお、新

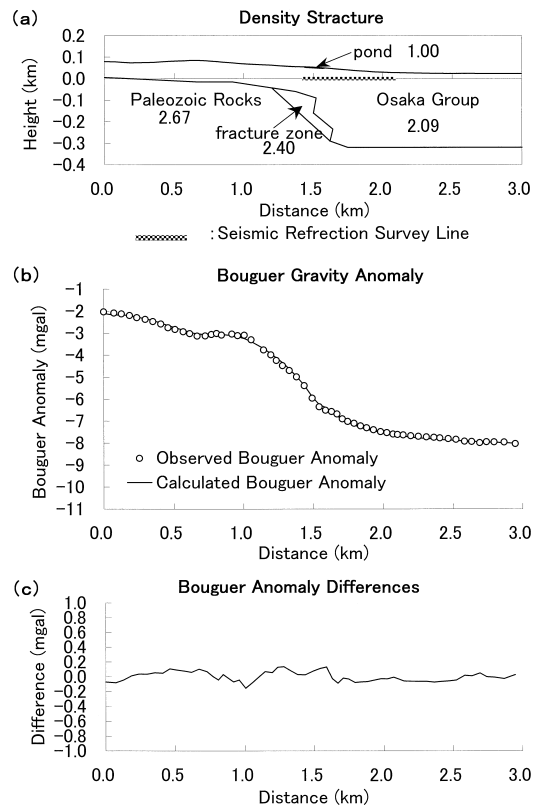


図 9 (a) 榎原測線における反射断面の解釈図に破砕帯を加えた地下密度構造。
 (b) (a)の構造に基づく計算ブーゲー異常(実線)と実測ブーゲー異常(白丸)。
 (c) 計算ブーゲー異常(CBA)と実測ブーゲー異常(OBA)との差(CBA-OBA)。

Fig. 9 (a) Subsurface density structure which consists of density boundary determined from seismic profile and fracture zone.
 (b) Calculated Bouguer anomaly (solid line) based on the structure shown in (a) and observed Bouguer anomaly (open circle).
 (c) Differences between calculated Bouguer anomaly and observed Bouguer anomaly.

町断層以西でブーゲー異常変化が滑らかでないのは、局地的な地形の起伏が激しいために地形補正の誤差が大きいためと考えられる。

地下構造のモデリングに際して、まず石山ほか(1999)による反射断面の解釈図(図5:白抜き破線)を参考に基盤(中生代)と堆積層(東海層群)からなる2層構造を仮定し(図13(a)),地

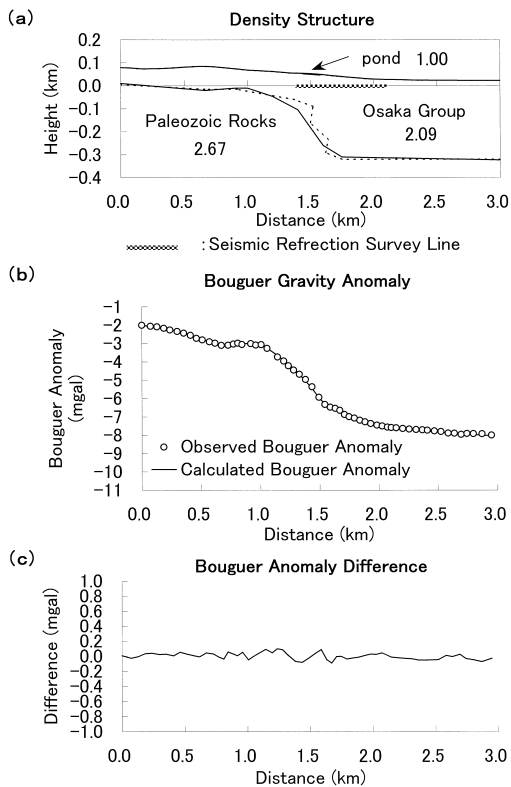


図 10 (a) 榎原測線におけるブーゲー異常から推定した地下密度構造 (実線)。破線は反射断面の解釈図に基づく地下密度構造を示す。
 (b) (a) に実線で示した構造に基づく計算ブーゲー異常 (実線) と実測ブーゲー異常 (白丸)。
 (c) 計算ブーゲー異常 (CBA) と実測ブーゲー異常 (OBA) との差 (CBA - OBA)。

Fig. 10 (a) Subsurface density structure determined from Bouguer anomaly (solid line). Broken line shows subsurface structure based on seismic profile across the Katagihara fault.
 (b) Calculated Bouguer anomaly (solid line) based on the structure shown in (a) solid line, and observed Bouguer anomaly (open circle).
 (c) Differences between calculated Bouguer anomaly and observed Bouguer anomaly.

表におけるブーゲー異常を計算した。その結果を図 13 (b) に示す。また、図 13 (c) には実測ブーゲー異常との差を示す。図 13 (b) をみると、計算されたブーゲー異常 (実線) と実測ブーゲー異常 (白丸) とは東部の平野部を除き、大きく異なっていることがわかる。このうち新町断層以西での差が大きいのは、ブーゲー密度を平地での解析に重点を置いて 2.2 g/cm^3 としたため、山地での地形補正量が相対的に過少に見積もられた結果と考えられるので、本研究ではこの部分のずれについてはこれ以上ふれないことにする。一方、2 km より東方の平野部においては、このようなデータ処理上の問題は考えられず、ブーゲー異常は地下の密度構造を反映していると考えられる。そこで、次に基盤と堆積層間の密度差を 0.40 g/cm^3 と仮定し、基盤が地表に達する地点だけを固定し、ブーゲー異常から地下密度構造を推定した。求めた地下密度構造を図 14 (a) の実線で示す。なお、図中の破線は反射断面による解釈図 (図 13 (a) と同一) を示す。榎原断層の場合と異なり、反射断面の解釈図 (図 14 (a): 破線) とブーゲー異常から推定した地下密度構造 (図 14 (a): 実線) とではその形状が大きく異なっている。2 層構造の地下密度構造を仮定した場合、ブーゲー異常から求められた中生界と東海層群の密度境界 (図 14 (a): 実線) は、地震探査の結果より浅いところに存在した。図 15 はこれらの結果を反射法地震探査の断面に重ねたものである。図 15 の白抜き実線は、重力から求めた密度境界、白抜き破線は図 5 に示した石山ほか (1999) に基づく密度境界である。図 15 の白抜き実線は、CDP ナンバー 400 付近で反射面と交差しており、中生界と東海層群の境界をブーゲー異常から求めた境界に引きなおすのは明らかに無理がある。そこで、重力による境界と反射法地震探査による境界のいずれもが正しいと仮定すると、図 15 の白抜き実線と白抜き破線に挟まれた部分の密度は、中生界の密度に等しいということになる。三重県地域活断層委員会 (1996) における大深度反射法探査解釈図には、この部分に速度の速い層が見つかったという報告があり、以上の結果だけからは断定できないものの、本研

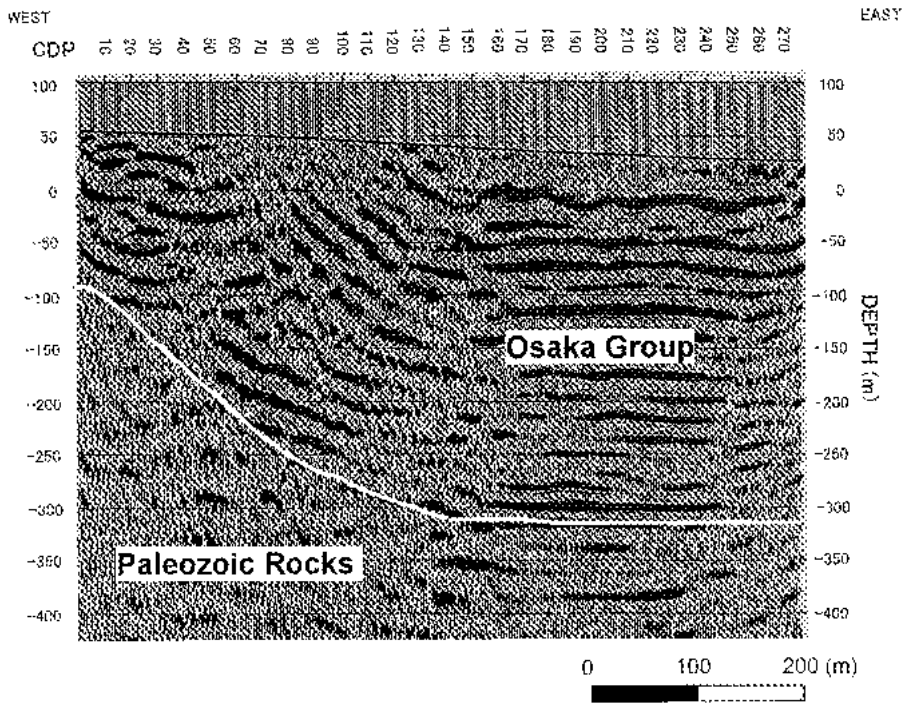


図 11 榎原断層における反射断面図（京都市地域活断層委員会，1997）とブーゲー異常から推定した地下密度構造図．

Fig. 11 Seismic reflection profile (Research Committee for Active Faults of Kyoto City, 1997) and subsurface density structures determined from Bouguer anomaly.

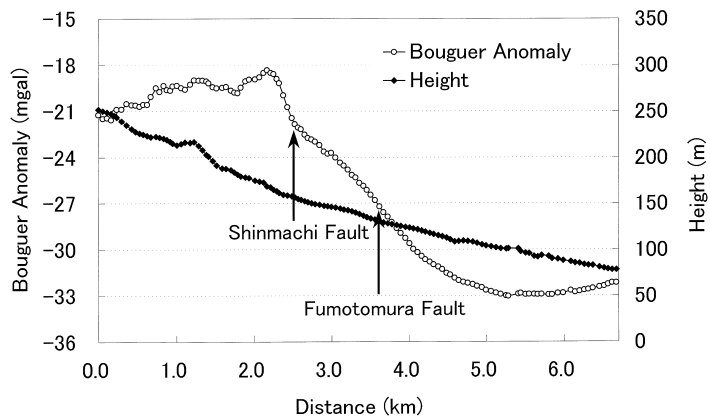


図 12 麓村測線に沿った標高およびブーゲー異常．横軸は測定点1（西端）から各測定点までの距離を示す．

Fig. 12 Elevation and Bouguer anomaly along Fumotomura gravity survey line. Transverse shows distance along gravity survey line from Station 1 (the west end of gravity survey line).

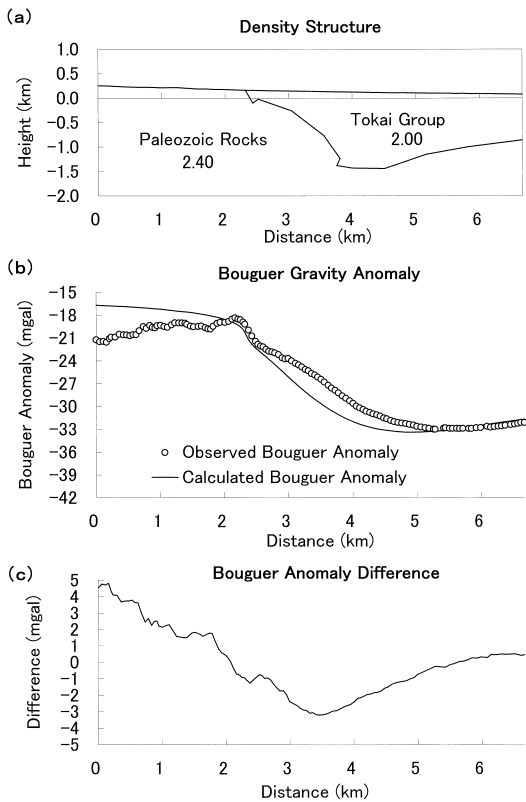


図 13 (a) 麓村測線における反射断面の解釈図に基づく地下密度構造。
 (b) (a) の構造に基づく計算ブーゲー異常 (実線) と実測ブーゲー異常 (白丸)。
 (c) 計算ブーゲー異常 (CBA) と実測ブーゲー異常 (OBA) との差 (CBA - OBA)。

Fig. 13 (a) Subsurface density structures based on seismic profile across Fumotomura Fault.
 (b) Calculated Bouguer anomaly (solid line) based on the structure shown in (a) and observed Bouguer anomaly (open circle).
 (c) Differences between calculated Bouguer anomaly and observed Bouguer anomaly.

究における上記の解釈と調和的である。

V. まとめ

断層に直交する 1 次元測線で稠密な重力測定を実施し、地下の微細密度構造の推定を試みた。破砕帯や、厚い堆積層に覆われた変位量の小さな断層では、必ずしも十分に満足のいく結果は得られ

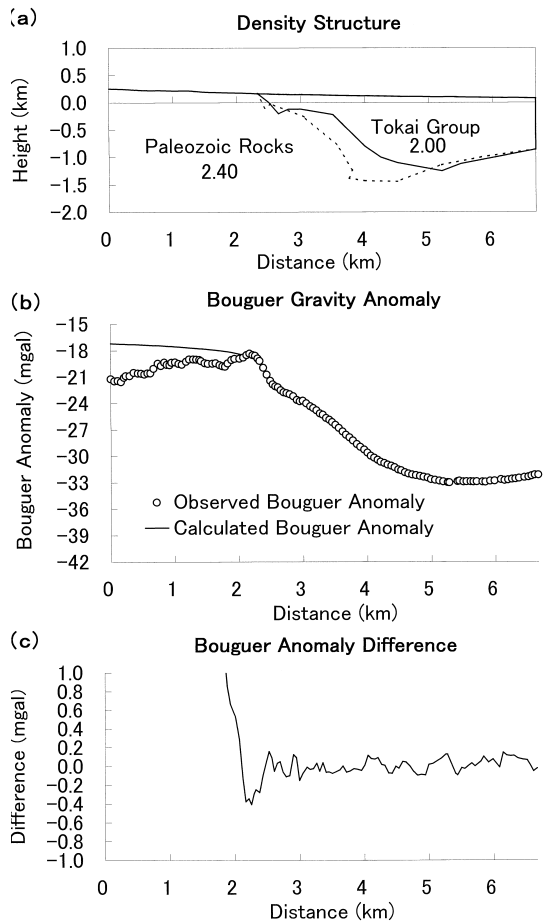


図 14 (a) 麓村測線におけるブーゲー異常から推定した地下密度構造 (実線)。破線は反射断面の解釈図に基づく地下密度構造を示す。
 (b) (a) に実線で示した構造に基づく計算ブーゲー異常 (実線) と実測ブーゲー異常 (白丸)。
 (c) 計算ブーゲー異常 (CBA) と実測ブーゲー異常 (OBA) との差 (CBA - OBA)。

Fig. 14 (a) Subsurface density structure determined from Bouguer anomaly (solid line). Broken line shows subsurface structure based on seismic profile across the Fumotomura fault.
 (b) Calculated Bouguer anomaly (solid line) based on the structure shown in (a) solid line, and observed Bouguer anomaly (open circle).
 (c) Differences between calculated Bouguer anomaly and observed Bouguer anomaly.

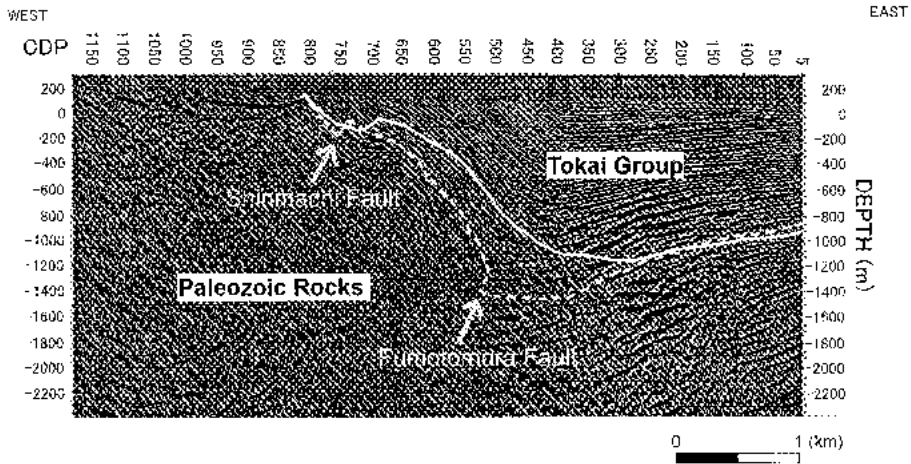


図 15 麓村断層における反射断面図（三重県地域活断層委員会，1996）とブーゲー異常から推定した地下密度構造図．破線は石山ほか（1999）による解釈を示す．

Fig. 15 Seismic reflection profile (Research Committee for Active Faults of Mie Prefecture, 1996) and subsurface density structures determined from Bouguer anomaly. Broken line shows the boundary between basement and sedimentary layer (Ishiyama *et al.*, 1999)

なかったが、それぞれの断層においていくつかの新しい知見が得られた。方法論的な立場からは、本研究で設定した1次元の探査測線に数10m程度の間隔で測定を行い、0.1 mgal程度の精度でブーゲー異常を得ることは、急峻な山地を除けば特に大きな困難はなく、経済的にも極めて効率の良い探査方法と言える。したがって、今後地震探査測線に沿っては測量の一部として必ず重力測定を実施するといったことも考慮すべきであろう。このような方法がより一般的となり、解析方法も向上すれば、本研究では果たせなかった破碎帯などの微細構造の推定にも大いに役立つものと期待できる。

謝 辞

京都大学大学院理学研究科の竹本修三教授には、研究全般にわたって有益な御助言を頂いた。また、竹村恵二助教授には、地下構造推定における地質学的な可能性についての有益なコメントを頂いた。水準測量や重力測定に際しては、京都大学大学院理学研究科測地学講座の院

生諸氏の協力を頂いた。これらの方々から心から感謝の意を表す。

文 献

- Banerjee, B. and Das Gupta, S.P. (1977) Gravitational attraction of a rectangular parallelepiped. *Geophysics*, 42, 1053-1055.
- 萩原幸男 (1978) 地球重力論. 共立全書, 242p.
- 原山 智・宮村 学・吉田史郎・三村弘二・栗本史雄 (1989) 御在所山地域の地質. 地域地質研究報告書(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 145p.
- 石山達也・竹村恵二・岡田篤正 (1999) 鈴鹿山脈東麓地域の第四紀における変形速度. 地震2, 52, 229-240.
- 岩野祥子・福田洋一 (2000) 細密デジタル地形データを用いた地形補正の精度について. 測地学会誌, 46, 149-152.
- 活断層研究会 (1991) 新編 日本の活断層 分布図と資料. 東京大学出版会, 437p.
- 京都市地域活断層委員会 (1997) 平成8年度地震調査研究交付金「京都西山断層群に関する調査 成果報告書」87p.
- 三重県地域活断層委員会 (1996) 平成7年度地震調査研究交付金「鈴鹿東縁断層系に関する調査報告書」.
- 西山団体研究グループ (1967) 京都盆地西南部・西山山麓の大阪層群 近畿地方の新期新生代層の研究その7. 地球科学, 21, 1-10.

野崎京三 (1997) マイクロ重力探査の現状とその
利用. 応用地質技術年報, 19, 35-60.
岡田篤正・植村善博・東郷正美・中田 高・渡辺満久
(1996) 1:25,000 都市圏活断層図「京都西南部」. 国土
地理院技術資料, D.1 No.333.
太田陽子・寒川 旭 (1984) 鈴鹿山脈東麓地域の变位地
形と第四紀地殻変動. 地理学評論, 57, 237-262.
鈴木康弘・千田 昇・渡辺満久・岡田篤正 (1996) 1:25,000
都市圏活断層図「桑名」. 国土地理院技術資料 D.1 No.
333.
Talwani, M., Worzel, J.L. and Landisman, M. (1959)

Rapid gravity computations for two-dimensional
bodies with application to the Mendocino Submarine
Fracture Zone. *J. Geophys. Res.*, 64, 49-59.
東郷正美・岡田篤正 (1989) 鈴鹿山地東麓・大安町にお
ける一志断層系の性状. 活断層研究, 7, 71-81.
吉田史郎・栗本史雄・宮村 学 (1991) 桑名地域の地質 地
域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所,
154p.

(2000年7月24日受付, 2000年11月13日受理)