

論文

大山西麓の基盤について—重力異常観測と常時微動観測による推定—

小金井 茜*・野口 竜也**・小室 裕明*

Relief of the basement rocks beneath the western Daisen Volcano
— estimation from Bouguer gravity anomaly observation and microtremor measurement —

Akane Koganei *, Tatsuya Noguchi ** and Hiroaki Komuro *

Abstract

Bouguer gravity anomaly observations revealed the basement relief under the western flank of Daisen Volcano. A total of 250 observation points including 150 new points in the studied area with 9x10 km in size describe a N-S basement ridge in this area after the band-pass filtering of 1-20 km in wavelength. In addition, three point array observations of microtremor showed that the Daisen volcanoclastic sediments covering the basement rocks consist of 2 or 3 layers in this area. Single point microtremor observations also revealed predominant periods, which nearly represent the Daisen volcanoclastic sediments. The thickness changes of these sediments are in good agreement with the basement relief estimated from the gravity anomaly.

Key words: Bouguer gravity anomaly observation, microtremor measurement, Daisen Volcano, basement relief

はじめに

鳥取県西部に位置する大山火山は、主峰剣ヶ峰 (1,729 m) とその西側の弥山 (1,709 m) を中心に、東西約 35 km、南北約 30 km の大型の第四紀複成火山である (第 1 図)。約 100 万年前に噴火活動が始まり、2 万年前までデイサイトの溶岩・火砕岩噴出が続いた (津久井, 1984; 津久井ほか, 1985)。その積算噴出量は、75.2 DRE km³ とされている (山元, 2015)。

大山火山一帯には広範囲に及ぶ低重力異常が観測され、この低重力異常域は大山火山岩類が埋積する基盤起伏を反映したものと解釈された (小室ほか, 1997)。しかし、低重力異常域の中心部に近い大山寺でのボーリング調査結果 (竹下ほか, 2012) は、この地点での基盤深度が重力異常から期待されるほど深くないことを示している。また、石賀ほか (1989) で報告されたボーリング試料などによる基盤標高も、重力異常とは必ずしも調和的ではない。

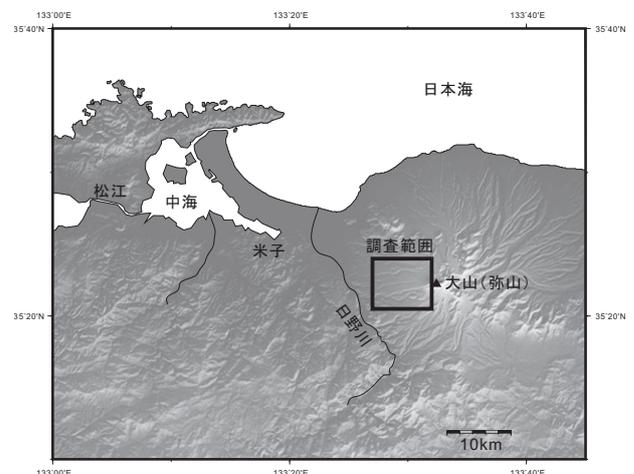
そこで、本研究では、大山西麓のより稠密な重力観測と微動観測を併せて行うことにより、精密な基盤起伏の推定を試みる。

研究地域と地質概説

基盤起伏をできるだけ正確に見積もるためには、基盤の露出が見られるか、あるいは基盤まで達するボーリング試料が得られる地点を研究地域に含むことが望ましい。このような

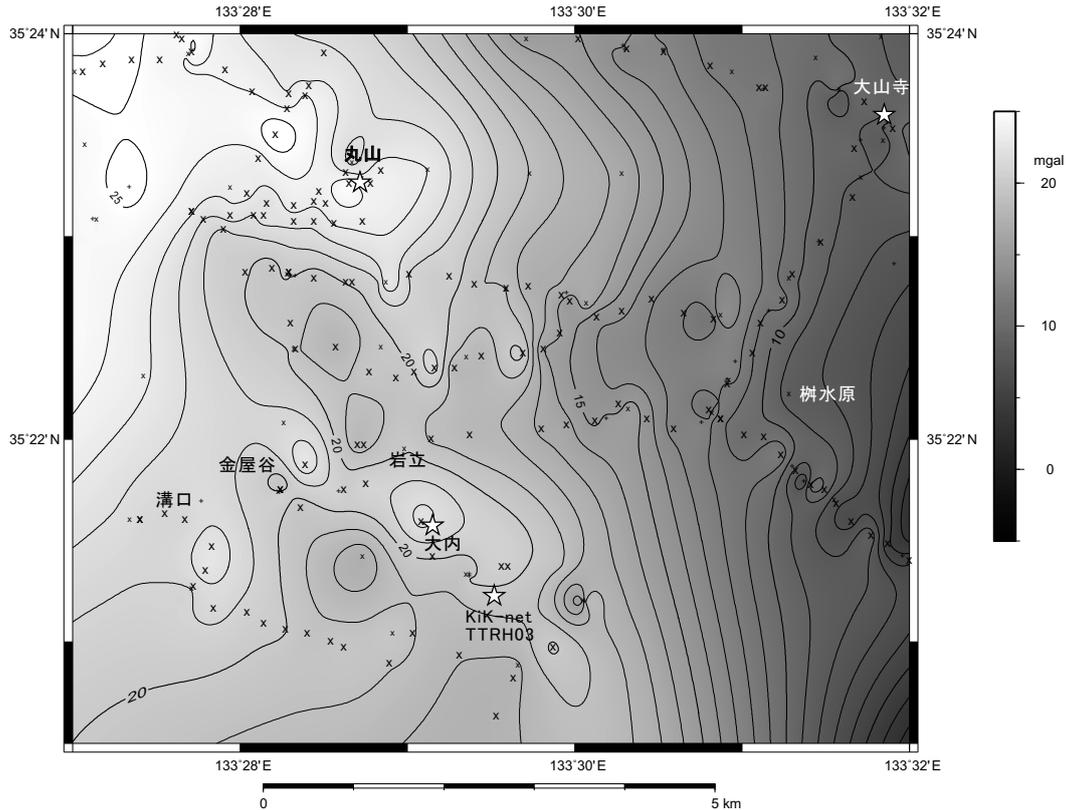
観点から、第 1 図の黒枠で示した範囲を研究地域とした。

この地域には、基盤岩として、飛騨帯の西方延長とされたジュラ紀片麻岩類と、その片麻岩類を捕獲する江尾花崗岩が分布している (石賀ほか, 1989)。江尾花崗岩については、ジルコン U-Pb 年代からジュラ紀最前期とされる (石原ほか, 2012)。また、大山の西方や南方には、古第三紀の花崗岩類が広く分布している (Hattori and Shibata, 1974)。これらの基盤岩類を覆って、大山全域に分布する更新世の溝口凝灰角礫岩 (赤木, 1973) と、その上位に更新世の弥山火砕流堆積物が分布し、これらを弥山溶岩ドーム由来の崖錐堆積物が覆う (津久井, 1984)。



第 1 図 重力異常観測および常時微動観測の範囲 (四角枠内)
地形レリーフデータは、国土地理院発行数値地図 50 m メッシュを使用した

* 690-8504 島根大学総合理工学研究科地球資源環境学教室
Department of Geoscience, Shimane University, Matsue 690-8504, Japan
** 680-8552 鳥取大学大学院工学研究科地圏環境工学研究室
Geospheric Structure and Dynamics Laboratory, Tottori University,
Tottori 680-8552, Japan



第2図 プーゲー重力異常分布図

仮定密度 2611 kg/m^3 。星印はボーリング試料の報告がある地点および基盤岩露出地点。X：新規観測点，x：既存観測点（小室ほか，1997），+：既存観測点（地質調査所編，2000；Shichi and Yamamoto, 2001）

研究地域内で基盤まで達した既存ボーリングは以下の3地点である。丸山集落東方（第2図の「丸山」）では、標高370m地点で、地表から350m以深までは大山の火山岩類、その下位に地表から850mまで角閃石片麻岩が分布するので（石賀ほか，1989），この地点の基盤標高は20m a.s.l.となる（第2図）。大山寺の標高770m地点では、地表から670～680m間に火山噴出物と基盤岩を構成する花崗岩類の境界があるとされるので（竹下ほか，2012），この地点では基盤標高は90m a.s.l.である。また、国立研究開発法人防災科学技術研究所のKiK-net 溝口観測点（http://www.hinet.bosai.go.jp/st_info/detail，観測点コード：TTRH03）によると、大内の標高420m地点で地表から11mには礫混じり砂層と凝灰角礫岩の境界があり、深度81mに凝灰角礫岩と石英閃緑岩の境界があるとされているので、この地点の基盤標高は338m a.s.l.となる。

なお、大内集落付近の沢中では、標高440m付近に基盤の片麻岩が露出しており、これも基盤起伏の参照点として利用できる。

重力異常

第1図黒枠で示した範囲内の $133^{\circ}27' \text{ E} \sim 133^{\circ}32' \text{ E}$ 、 $35^{\circ}20.5' \text{ N} \sim 35^{\circ}24' \text{ N}$ の領域で重力観測を行なった。使用した重力計は、ラコスト・ロンベルグ重力計 G1047 である。測点間隔は、1 km

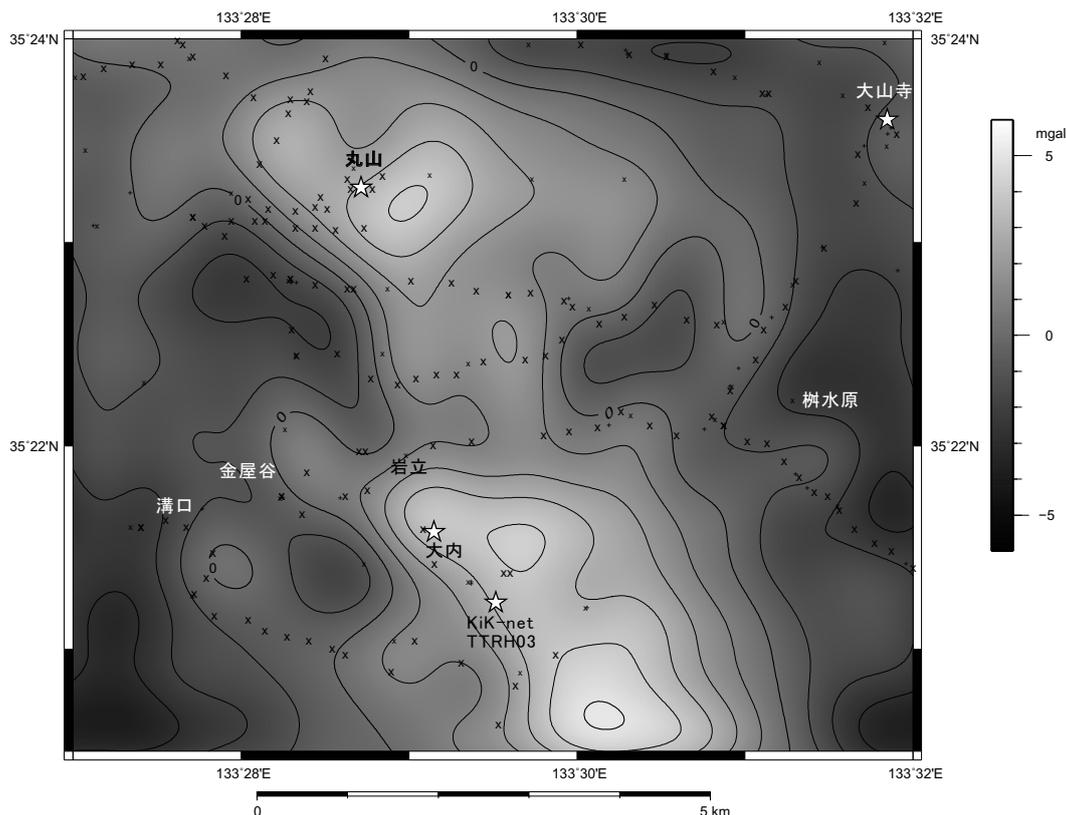
間に約4点となるようにし、標高値と緯度経度はGPSにより取得した。

地質調査所（2000），Shichi and Yamamoto（2001），小室ほか（1997）による既存の観測点60点に、今回新たに150点の測点データを併せた210点のデータをもとにプーゲー重力異常分布図を作成した（第2図）。地形補正は、国土地理院発行数値地図50mメッシュ（標高）のデジタルデータを利用するソフトウェアTC50（Yamamoto, 2002）により、地殻の密度を花崗岩類の平均密度 2611 kg/m^3 （村田ほか，1991）として行なった。

第2図では、大山寺を含む東半分に大きな低重力異常が認められる。しかし大山寺の基盤標高は、90m a.s.l.であり、丸山集落東方の20m a.s.l.よりも高い。このことは、調査地域東半分の低プーゲー重力異常が基盤起伏を直接には反映していないことを意味する。

この低重力異常域は、大山から蒜山にかけて広く分布する長波長の低重力異常なので、長波長をカットするフィルターによって基盤起伏に起因する重力異常分布の抽出を試みることにする。

第3図は、プーゲー重力異常分布に波長1～20kmのバンドパスフィルターをかけた結果の重力異常図である。調査地域中央で南北に延びる高重力異常が観察できる。基盤岩露出地点の大内及び丸山集落東方のボーリング地点では、重力異常値は4mgalであった。また、大山寺のボーリング地点では-1mgalであった。



第3図 バンドパスフィルター残差重力異常分布図

ブーゲー重力異常分布（第2図）に波長1～20kmのバンドパスフィルターをかけた残差重力異常図。星印はボーリング試料の報告がある地点及び基盤岩露出地点

微動観測

本研究では、3成分単点観測及び微動アレイ観測を、重力観測の範囲を含む133°25'E～133°32'E, 35°20'N～35°25'Nの範囲で行なった。

3成分単点観測は、水平動2成分、上下動1成分が測定可能な一体型の地震計で観測を行い、得られた微動記録から周波数解析により水平動2成分（NS成分・EW成分）と上下動成分の3成分のフーリエスペクトルよりH/Vスペクトル（水平動/上下動スペクトル）を求めることで、地盤の震動特性や地下構造が得られる。この観測を稠密に行うことで、局所的な地盤震動や地下構造の違いを把握することができる。また、PS検層などにより地下の速度構造が判明している場合は、そのS波速度構造を用いて四分の一波長則により簡易的に2層モデルの層厚を推定することができる。

3成分単点観測の観測点は、重力観測と同様に観測点1kmに4点とし、79点とした。微動計の設置は重力観測の観測位置に合わせるようにつとめた。観測システムとしては、3成分の加速度計、レコーダー、アンプ一体型の地震計GPL6A-3P（アカシ）および同形式の地震計JU410（白山工業）を用いた。サンプリング周波数は100Hzで観測時間を10分間とした。

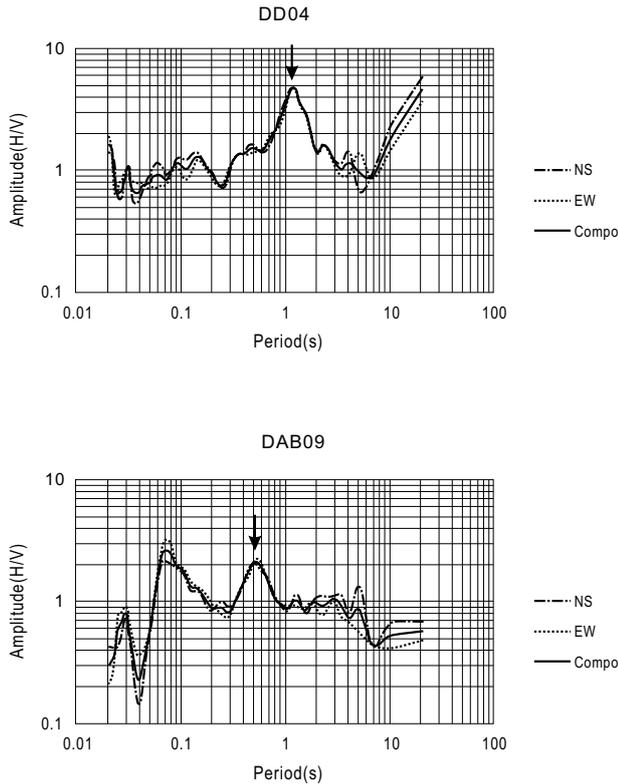
微動アレイ観測は、地震計3台を正三角形の各頂点に置き、1台を正三角形の外接円の中心になるようにアレイ配置する。中心の地震計と各頂点との距離は外接円の半径であり、等間

隔に配置しているため、各地震計間で観測された微動の時間差及び位相差により地盤の速度構造を推定する。微動アレイ観測により推定することのできる地下深度は、アレイ半径の4～5倍とされる（多田ほか、2007）。

本研究地域の南西部では、野口ほか（2010）により3成分単点観測73点及びアレイ半径2m, 10mの微動アレイ観測3点の微動探査が行われている。その結果、堆積層が50m程度の厚さで存在するとの推定結果が得られている。しかし、地盤深部の基盤岩の境界までの速度構造は推定されていない。

そこで本研究では、より地下深部の構造を推定するためにアレイ半径を拡大して観測を行った。アレイ観測の観測点は4点で実施し、アレイ半径は0.6m, 5m, 15m, 30m, 60mとした。観測時間は、半径0.6m, 5m, 15mはサンプリング周波数500Hzで10分間、30m, 60mについてはサンプリング周波数200Hzで15分間観測を行った。アレイ半径0.6m, 5m, 15mの観測システムとしては、微動を検知する4台のセンサーに固有周期0.5秒の速度計HS-1（GeoSpace）、最大5000倍の利得を持つ直流アンプSA-56（TEAC）、分解能16bitのデジタルデータレコーダーes-8（TEAC）をケーブルにより接続させる仕様である。また、アレイ半径30m, 60mの観測においては、3成分単点観測と同様の地震計JU410（白山工業）を4台用いて、内蔵のGPSクロックにより各地震計を同期させて観測を実施した。

3成分単点観測の解析は、微動データ表示ツール（静的）-TremorDataView（先名・藤原、2008）を使用した。観測し



第4図 常時微動単点観測の解析によるH/Vスペクトル観測点位置は第5図参照。矢印は、この地点における卓越周期を示す

た微動の波形を1区間20.48秒として観測点の周辺での交通振動などによるノイズが少ない波形を5区間以上抽出した。観測波形を選択する際は、波形を目視することにより自動車や歩行者などの交通振動のある区間を削除し、ノイズの少ないデータを選択した。これにより得られたH/Vのグラフからピークを読み取り、そのピークを卓越周期とした。

微動アレイ観測の解析は、アレイ解析ツールBIDOver2.0(長, 2010)を用いてCCA法により位相速度分散曲線を求めた。CCA法(Centerless circular array法)とは、Cho *et al.* (2006)により提案された微動アレイ解析手法の1つで、その適用範囲はアレイ半径の数十倍の波長領域に及ぶとされる。

CCA法による解析で求めた位相速度分散曲線をもとに、TremorDataViewを用いて地下構造のモデリングを行った。まず、仮定した地下構造モデルを与えた。地下構造モデルの初期値は、防災科学技術研究所のK-NET, KiK-netによるボーリングデータを参考にした。与える地下構造モデルの要素は、層厚(m)、密度(kg/m³)、P波速度(m/s)、S波速度(m/s)の4つである。P波速度(V_P)とS波速度(V_S)の関係は次式を用いた(狐崎ほか, 1990)。

$$V_P = 1.11 \times V_S + 1290 \text{ (m/s)}$$

この式により求められたP波速度は、精度を考慮するために有効数字3桁の概略値とした。

第1表 アレイ観測の解析結果

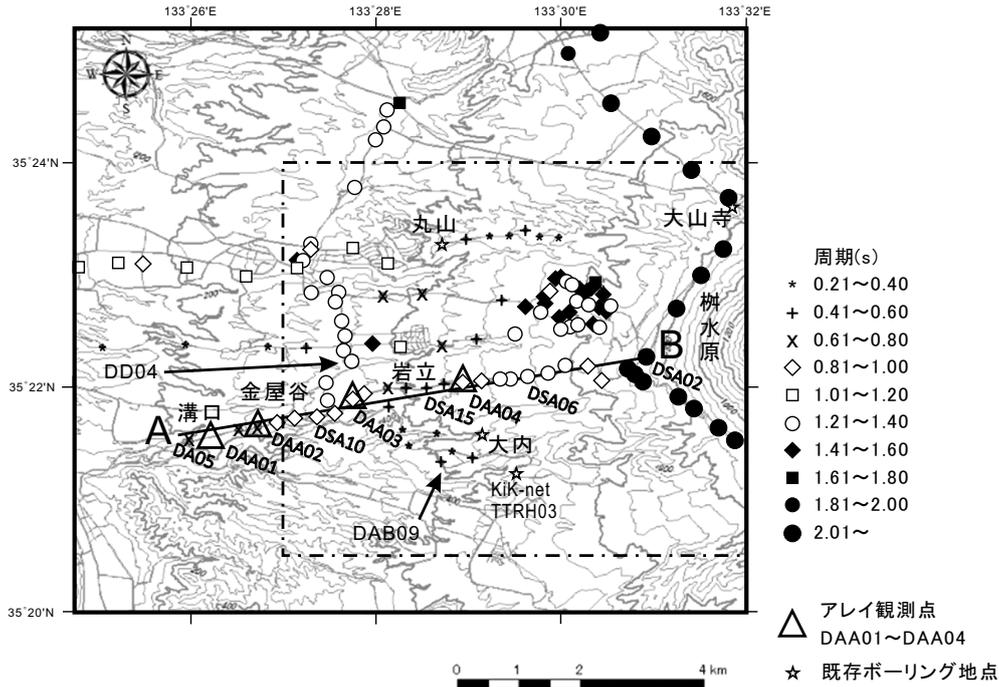
	層厚 (m)	密度 (kg/m ³)	P波速度 (m/s)	S波速度 (m/s)
DAA01				
第1層	27	2.00×10 ³	1.67×10 ³	3.50×10 ²
第3層	120	2.40×10 ³	2.02×10 ³	6.60×10 ²
第4層(基盤)	∞	2.60×10 ³	2.84×10 ³	1.40×10 ³
DAA02				
第1層	15	2.00×10 ³	1.78×10 ³	4.50×10 ²
第3層	90	2.40×10 ³	2.02×10 ³	6.60×10 ²
第4層(基盤)	∞	2.60×10 ³	2.84×10 ³	1.40×10 ³
DAA03				
第1層	15	2.00×10 ³	1.56×10 ³	2.50×10 ²
第2層	40	2.05×10 ³	1.67×10 ³	3.50×10 ²
第3層	120	2.40×10 ³	2.02×10 ³	6.60×10 ²
第4層(基盤)	∞	2.60×10 ³	2.84×10 ³	1.40×10 ³
DAA04				
第1層	15	2.00×10 ³	1.45×10 ³	1.50×10 ²
第2層	40	2.05×10 ³	1.67×10 ³	3.50×10 ²
第3層	120	2.40×10 ³	2.02×10 ³	6.60×10 ²
第4層(基盤)	∞	2.60×10 ³	2.84×10 ³	1.40×10 ³

以上の操作により得られた位相速度の理論曲線を、観測により得られた位相速度分散曲線に重ねた。理論曲線と観測結果の位相速度分散曲線が一致することを優先に地下構造モデルを調整する順解析(フォワードモデリング)を行った。このとき、アレイ観測を行った地点付近でのH/Vスペクトルのグラフと一致するように考慮した。

解析結果

3成分単点観測の解析により得られたH/Vスペクトルの例を第4図に、基盤岩と凝灰角礫岩の境界と判断した固有周期の分布図を第5図に示す。H/Vスペクトルに明瞭なピークがみられたのは、57地点であった。周期が短いということ、表層の地層の情報を感度よく含んだ周期と判断し、データの多い短周期域では、データの分割幅を狭めてより詳細な分布図になるようつとめた。この周期分布図には鳥取大学の既存未公表観測データも併せている。調査地域中央部に位置する岩立周辺で周期が短く、大山寺から榎水原にかけて南北に長周期域がみられた。

微動アレイ観測データの解析により得られたDAA01~DAA04(第5図)の地下構造モデルを第1表に示す。地下構造モデルは、KiK-net溝口のボーリングのデータにもとづき、第1層目を礫混じり砂、第2層目を礫混じり砂と凝灰角礫岩の境界が不明瞭な混合層と考え、第3層目は凝灰角礫岩、第4層目は基盤岩類とした。第1表には、第1層目から第4層目までの層厚を「層厚」の列に表した。アレイ観測点DAA01, DAA02では第2層目が見られず、3層構造として解析を行った。DAA03,



第5図 微動単点観測による周期分布図
一点鎖線区画は重力観測範囲 (第2,3図の領域), A-Bは第6図参照

DAA04については、第2層目が存在する4層構造とした。第1層目のS波速度は、位相速度分散曲線により読み取ることのできる最小位相速度を採用し、第2層目以降はKiK-net溝口のPS検層の結果を用いた。密度は経験的な値を参考にして第1層目を $2.00 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ 、第2層目を $2.05 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ 、第3層目を $2.40 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ 、第4層目を $2.60 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ とした(野口ほか, 2010)。

また、今回行った微動の3成分単点観測により得られた各地点のH/Vスペクトルから卓越周期を読み取り分布図を作成した(第5図)。防災科学技術研究所のKiK-net溝口でのPS検層のボーリング柱状図から、基盤岩までの地層の層厚を用いて、四分の一波長則により地盤の固有周期を算出したところ0.52秒であった。このボーリング地点の近傍の観測点(DAB09)の卓越周期は0.51秒でありほぼ一致しているので、H/Vスペクトルの卓越周期は基盤岩類と被覆層(大山火山噴出物)との境界までの深度に対応していると考えられる。そこで、他の地点ではDAB09を基準とし、地層の連続性を考慮に入れて卓越周期を読み取った。また、大山寺でのボーリング柱状図をもとに同様に地盤の固有周期を算出したところ4.68秒であった。近傍の観測点(D01)で4.10秒であることから1~5秒の周期帯で弥山付近の卓越周期を読み取った。

考 察

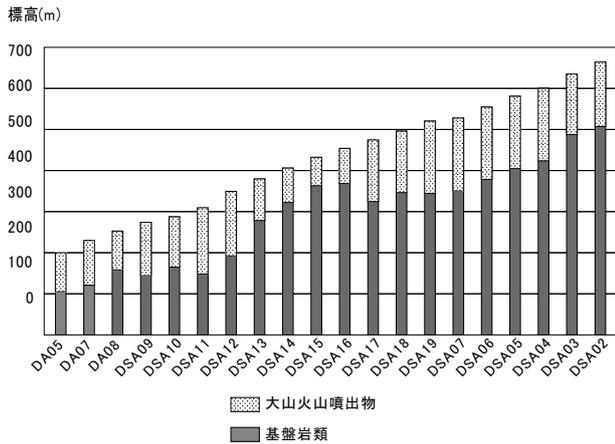
バンドパスフィルタ重力異常図(第3図)をみると、基盤岩が露出する大内と丸山集落東方のボーリング地点は、4mgalの高重力異常を示している。一方、大山寺におけるボーリング地点でのバンドパスフィルタ重力異常値は-1mgalであ

る。しかし、丸山集落東方の基盤標高は20m a.s.l.、大山寺における基盤標高は90m a.s.l.であるから、大内および丸山集落東方の重力値は、やや高めである。

丸山集落東方のボーリング地点地下には、基盤岩としてジュラ紀片麻岩類が分布しており、大内においても同様である。片麻岩類の平均密度(強制湿潤)は 2711 kg/m^3 とされている(村田ほか, 1991)。一方、大山寺のボーリング地点の地下には花崗岩類が分布しており(竹下ほか, 2012)、花崗岩の平均密度(強制湿潤)は 2611 kg/m^3 である(村田ほか, 1991)。この密度の差により、重力異常値の違いが表れたと考えられる。

単点観測による周期分布は、本研究地域中央の金屋谷から岩立にかけて周期が短くなっている(第5図)。地下の速度構造が水平方向に大きく変化しないと考えたとき、卓越周期は被覆層(大山火山噴出物)の層厚に対応するため、周期が短くなる層厚が薄くなると推定できることから、岩立付近では周囲より基盤岩が地表近くに存在することを示している。また、弥山に近づくにつれて1秒を超え、長周期に変化している。つまり基盤岩類の深度が深くなっているといえる。卓越周期から得られた大山火山噴出物の層厚を、海拔標高に換算し基盤形状を調べた(第6図)。被覆層(大山火山噴出物)と基盤岩類との2層構造と考え、四分の一波長則により算出した。ここで用いた表層の速度は、Alei観測で得られた地下構造モデル(第1表)から $V_s=6.60 \times 10^2 \text{ m/s}$ の層より上層の速度を層厚による重み付き平均で求め、さらに4地点を平均した値($5.80 \times 10^2 \text{ m/s}$)とした。なお、各地点の表層の速度について、DAA01では $6.00 \times 10^2 \text{ m/s}$ 、DAA02では $6.30 \times 10^2 \text{ m/s}$ 、DAA03では $5.50 \times 10^2 \text{ m/s}$ 、DAA04では $5.40 \times 10^2 \text{ m/s}$ であった。

これによると、基盤岩の海拔標高は短周期の卓越周期がみ



第6図 第5図A-Bラインに沿った大山火山噴出物層厚単点微動観測により得られた卓越周期を、アレイ観測の結果と総合して大山火山噴出物の層厚に換算した各観測点の推定層厚。

られた岩立と長周期がみられた大山寺では、基盤標高に400mほどの落差があることが明らかになった。卓越周期が長周期とみられる榊水原周辺では、基盤深度に大きなばらつきがみられた。ただし、今回の観測システムでは長周期成分の卓越周期を安定して得ることが難しく、大山寺では地表から約680m地点に大山火山噴出物と基盤岩類との境界が存在し、その境界の情報を得るには3成分単点観測では十分に推定できない可能性がある。短周期域の岩立や金屋谷付近では、アレイ観測の解析により作成した地下構造モデルによる大山火山噴出物の層厚とおおむね一致していた。

また、アレイ観測の解析により、3層構造もしくは4層構造の地下構造モデルが推定できた。DAA03及びDAA04の地下構造モデルではS波速度 3.50×10^3 m/sの層が存在するが、この層は、弥山火砕流(津久井, 1984)と考えられる。弥山火砕流は、大山西麓から北西麓に流下した層厚20~50mの火砕流堆積物である。弥山火砕流は、微動アレイ観測を行った4地点を覆っている。DAA01, DAA02の地点は弥山火砕流の末端部であるために、この火砕流堆積物が存在しないか、あるいは層厚が薄くて、微動探査で推定された地下構造には反映されなかったと考えられる。

謝 辞

本論文をまとめるにあたっては、鳥根大学総合理工学部地球資源環境学科地球物質システム学セミナーでの議論と、鳥根大学工学部土木工学科地圏環境工学研究室のセミナーでの

議論が有益であった。また、志知龍一名古屋大学名誉教授と愛媛大学大学院理工学研究科の山本明彦教授には、重力観測について日ごろからご指導いただいている。以上の方々に厚く御礼申し上げます。

文 献

- 赤木三郎, 1973, 大山火山の地質. 日本自然保護協会調査報告, 45, 9-32.
- 地質調査所(編), 2000. 日本重力CD-ROM, 数値地質図P-2. 地質調査所.
- 長 郁夫, 2010, BIDOver2.0. <https://staff.aist.go.jp/ikuo-chou/BIDO/2.0/bidodl.html>
- Cho, I., Tada, T. and Shiozaki, Y., 2006, Centerless circular array method: Inferring phase velocities of Rayleigh waves in broad wavelength ranges using microtremor record. *Jour. Geophys. Res.*, **111**, B09315, doi:10.1029/2005JB004235.
- Hattori, H. and Shibata, K., 1974, Concordant K-Ar and Rb-Sr ages of the Tottori granite, western Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **25**, 157-173.
- 石賀裕明・鈴木盛久・飯泉 滋・西村貢一・加々美寛雄・田中 忍, 1989, 飛騨帯の西方延長: とくに鳥取県大山西方溝口町で発見された片麻岩類と圧砕岩類について. *地質雑*, **95**, 129-132.
- 石原舜三・平野英雄・谷 健一郎, 2012, 山陰地方中部における飛騨と三郡変成岩類に貫入するジュラ紀花崗岩類. *地質調査研究報告*, **63**, 227-231.
- 村田泰章・須田芳朗・菊地恒夫編, 1991, 日本の岩石物性値-密度, 磁性, P波速度, 有効空隙率, 熱伝導率-. 地質調査所報告, No. 276, 302pp.
- 狐崎長琅・後藤典俊・小林芳正・井川 猛・堀家正則・斉藤徳美・黒田 徹・山根一修・奥住宏一, 1990, 地震予測のための深層地盤P・S波速度の推定. *地震災害科学*, **9**, 1-17.
- 小室裕明・志知龍一・中野英樹・毛利志保, 1997, 重力異常からみた大山-蒜山火山群の基盤形態. *火山*, **42**, 153-157.
- 野口竜也・中谷英史・岩堀謙介・杉原優太・香川敬生, 2010, 重力および微動探査による大山南西麓地域の地盤構造推定. 第13回日本地震工学シンポジウム.
- 先名重樹・藤原広行, 2008, 微動探査観測ツールの開発 その1 - 常時微動解析ツール-. *防災科技研報告*, No.313, 1-133.
- Shichi, R. and Yamamoto, A., 2001, Gravity database of Southwest Japan (CD-ROM). *Bull. Nagoya Univ. Museum, Spec. Rept.*, No.9.
- 多田 卓・澤入雅弘・篠崎祐三, 2007, 極小微動アレイ観測による表面波位相速度の推定その1. CCA法, ノイズ補正CCA法, CCA円位相法. *日本建築学会大会学術講演梗概集(九州)*, 265-266.
- 竹下浩征・草野高志・八木公史・郷津知太郎, 2012, 大山火山における深層ボーリング試料の岩石記載とK-Ar年代. *地質技術*, **2**, 29-48.
- 津久井雅志, 1984, 大山火山の地質. *地質学雑誌*, **90**, 643-658.
- 津久井雅志・西戸裕嗣・長尾敬介, 1985, 蒜山火山群・大山火山のK-Ar年代. *地質雑*, **91**, 279-288.
- Yamamoto, A., 2002, Spherical terrain corrections for gravity anomaly using a digital elevation model gridded with nodes at every 50m. *Jour. Fac. Hokkaido Univ., Ser. VII (Geophysics)*, **11**, 845-880.
- 山元孝広, 2015, 日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図. *地質調査総合センター研究資料集*, No. 613.

(受付: 2016年12月7日, 受理: 2016年12月27日)