

# 鳥取県西部地震の余震記録に基づく弓ヶ浜半島の 基盤構造の推定

盛川 仁<sup>1</sup>・吉川大智<sup>2</sup>・赤松純平<sup>3</sup>・西田良平<sup>4</sup>・野口竜也<sup>5</sup>

<sup>1</sup> 正会員 工博 東京工業大学助教授 大学院総合理工学研究科 (〒 226-8502 横浜市緑区長津田長 4259)

<sup>2</sup> 学生員 鳥取大学大学院 工学研究科土木工学専攻 (〒 680-852 鳥取市湖山町南 4-101)

<sup>3</sup> 非会員 理博 京都大学助教授 防災研究所 (〒 611-0011 宇治市五ヶ庄)

<sup>4</sup> 正会員 理博 鳥取大学教授 工学部土木工学科 (〒 680-852 鳥取市湖山町南 4-101)

<sup>5</sup> 学生員 工修 鳥取大学大学院 工学研究科社会開発工学専攻 (〒 680-852 鳥取市湖山町南 4-101)

弓ヶ浜半島は鳥取県西部にあり、日野川河口から島根半島に向かって北西方向に伸びる長さ約 16km、幅 3~5km の弧状の砂州である。この地域では 2000 年鳥取県西部地震の際に、種々の被害が報告されているが、これらの被害と地盤構造との関連性について検討することは今後の地震防災を考えていく上でも重要である。しかし地震基盤までの地盤構造に関する情報は皆無に近く、わずかに常時微動と重力値が観測されているにすぎない。ところがこれらの観測結果から予想される地盤構造は弓ヶ浜半島中央部で互いに異なるものとなっている。本研究では、鳥取県西部地震の余震観測とともに重力値の再観測を行い、簡単な P 波の走時解析とレイトレーシングを用いて弓ヶ浜半島の地盤構造を推定する。

**Key Words :** *bedrock configuration, Bouguer anomaly, ray tracing, travel time, P wave, microseisms, H/V spectral ratio, 2000 Tottoriken-Seibu Earthquake*

## 1. はじめに

弓ヶ浜半島は、図-1 に示すとおり、鳥取県西部の島根県との境界に位置する弧状の砂州である。その長さは約 16km、幅は 3~5km で米子市から北西方向に島根半島に向かって伸びている。この地域では、2000 年鳥取県西部地震の際に、震源からの距離が比較的大きいにも関わらず、多くの被害が報告されている。このような被害の成因を検討することは、今後の地震防災を考えていく上でも極めて重要であるが、そのための基礎資料となる地盤構造についての情報は十分に整備されているとはいえないのが現状である。表層地質についてはボーリングデータを整理したものがあるものの<sup>1)</sup>、地震基盤と呼ばれる S 波速度が 3km/s を越えるような基盤岩の 3 次元構造に関する情報は皆無に近い。

弓ヶ浜半島の基盤構造を念頭においた調査としては、これまでに常時微動<sup>2)</sup>と重力値<sup>3)</sup>の観測が行われているにすぎない。しかし、前者は対象としている周期帯がやや短周期よりで、基盤岩に至る深い構造を知るにはやや不十分であった。また、10~20km 程度のスケールの半島の基盤構造の変化を詳細に議論するには、重力値の測定点も十分に密であるとはいえず、微動、重力のいずれの観測値も弓ヶ浜半島の基盤構造を議論するには不満があった。そのうえ、両者の観測結果から予想される基盤構造は弓ヶ浜半島中央部で互いに異なる傾向を示している。

そこで本研究では、鳥取県西部地震の余震観測を行い、P 波の走時解析とレイトレーシングにより弓ヶ浜半島の地盤構造を推定するとともに、重力値の再測定

を行って、これまでの観測結果と比較、検討する。

## 2. 観測

### (1) 余震観測

2000 年 10 月 13 日から 11 月 13 日までの一ヶ月間、弓ヶ浜半島北部に 4 つの観測点を置いて鳥取県西部地震の余震観測を行った。4 つの観測点は、従来の微動観測結果と重力測定の結果からそれぞれ、推定される地盤構造が互いに調和的でないと考えられる地域を含み、かつ震源地域に向かって観測点が直線上に並ぶように配置した。4 つの観測点は、図-2 に示すとおり、北から松江北消防署美保出張所 (MHO)、境水産高校 (SSH)、自衛隊美保基地 (AFC)、境港消防署弓ヶ浜出張所 (YGH) に設置した。図中の YNG は米子市役所に設置されている K-NET の観測点で、一部の解析では、K-NET の記録も利用した。MHO は境水道の北側、島根半島側で海岸より 500m 程内陸に入ったところで、露岩上ではないが、堆積層はごく薄いものと考えられる場所で、それ以外の 3 点はいずれも堆積層上にある。MHO, SSH, YGH は地表に直接コンクリートを打って床としている建物内に、AFC は発電設備がおかれていた建物内で発電機が設置されていたコンクリートの土台 (建物の床とは縁が切れている) に設置した。また、SSH と YGH では石膏によってセンサーをコンクリートに固定しているが、それ以外の地点では固定していない。

各地点の観測システムは表-1 のとおりである。種々のセンサーを利用しているが、2 秒程度より短周期側では計器補正によってセンサーによらず同じ波形が得ら

表-1 各観測点の観測システム

	松江消防署 美保関出張所 (MHO)	境水産高校 (SSH)	航空自衛隊 美保基地 (AFC)	境港消防署 弓ヶ浜出張所 (YGH)
地震計	フォースバランス型 加速度計 (Kinometrics Altus K2)	サーボ型速度計 (勝島製作所 SD-203)	フォースバランス型 加速度計 (Kinometrics Altus K2)	圧電型加速度計 (BBN 510)
増幅器		汎用 DC アンプ (TEAC SA-55)		汎用 DC アンプ (TEAC SA-55)
記録装置	内蔵専用データロガー (20bit 以上)	TEAC DR-M3a (16bit)	内蔵専用データロガー (20bit 以上)	TEAC DR-M3a (16bit)

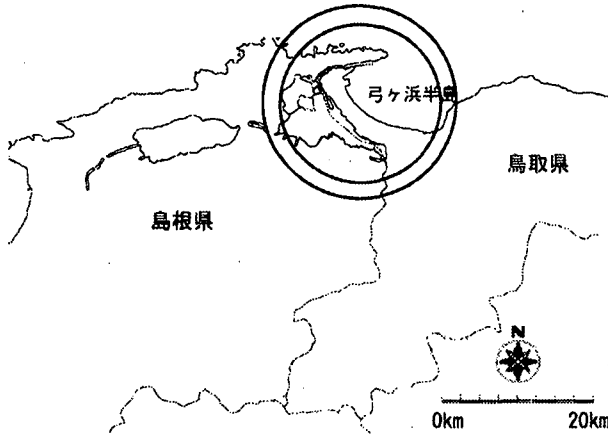


図-1 弓ヶ浜半島位置図

れることを確かめている。各地点ともサンプリング周波数は 200Hz とし、GPS 時計によって時刻較正を行っており、誤差はサンプリング時間間隔以下である。観測方法は一定のレベルを越えるとトリガーがかかるように設定し、プレトリガーを 20 秒、全体で 60 秒を記録した。少なくとも 3 点同時に記録された地震は 106 個あり、その震央位置は図-2 に示すとおりである。

(2) 重力測定

重力測定は、シントレックス CG-3M とラコスト G 型を使用して、2001 年 4 月 28 日～5 月 19 日にかけて実施した。半島の中央部分では約 500m のメッシュで、南部では約 1km のメッシュで測定を行い、総測定点数は約 200 点である。測定点の配置を図-7 に丸印で示している。各点の位置と標高は、ディファレンシャル GPS により 1m 以内の精度で求まっており、今回の調査には十分な精度をもつ。

3. 解析方法と結果

(1) 水平動/上下動スペクトル比

まず、各観測点の水平動/上下動スペクトル比 (H/V) のピークを与える周期を検討する。各観測点において長周期領域の S/N 比が良好な M3.5 以上の余震について、水平動成分 (直交 2 成分のベクトル和) と上下動成分を用いて H/V を計算し、その平均値を求めた。解析

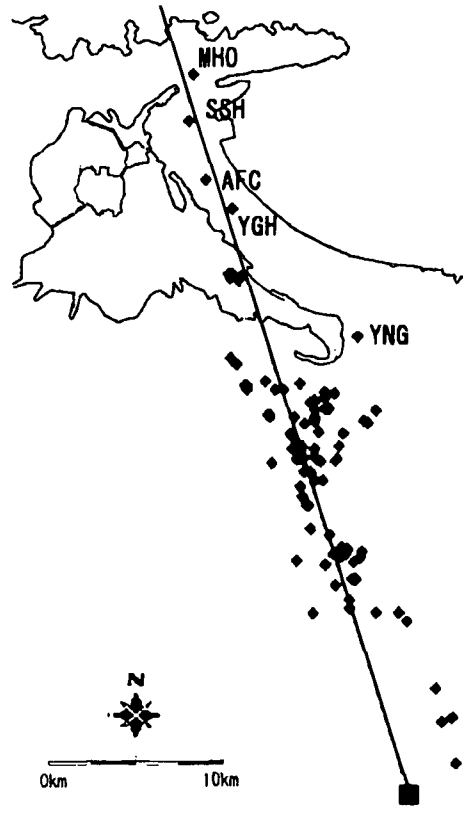


図-2 余震観測点の配置と解析に用いた余震の震央

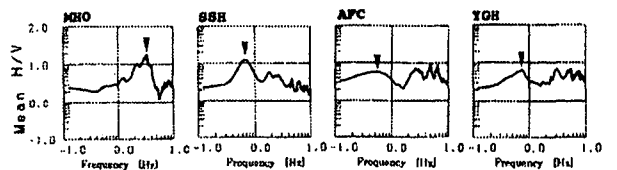


図-3 余震の H/V の平均

区間は全記録を含む約 40 秒をとったが、解析区間を 20 秒にしても結果に違いはみられなかったため、解析区間長の影響は少ないものと考えている。

図-3 に各地点の H/V の平均値を示す。また、各観測点において H/V のピークを与える周期  $T_P$  を観測点ごとに UTM-Y 座標軸上にプロットしたものを図-4 に示す。図より、MHO では  $T_P$  は 0.3 秒程度の値となっており、ほぼ基盤岩上に位置すると考えられる。南に

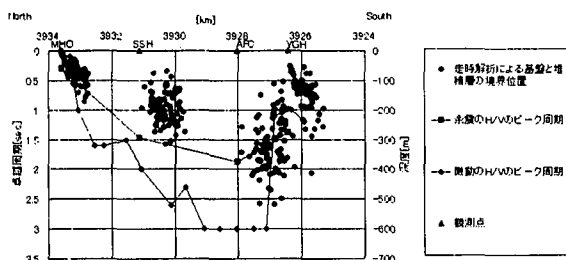


図-4 余震と微動の H/V のピークを与える周期と走時解析から得られた堆積層と基盤岩の境界位置

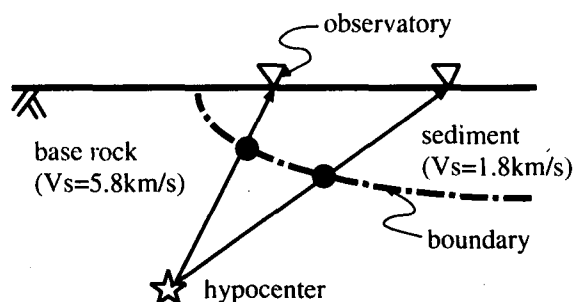


図-5 走時解析の考え方

向かうにつれて  $T_p$  の値は大きくなり、AFC でもっとも大きく 2 秒弱の値となっている。ところがさらに南の YGH では  $T_p$  は小さくなり、SSH よりも小さい値となっていることがわかる。

## (2) 走時解析

次に、簡単な P 波の走時解析を行った。通常の屈折法地震探査のように多数の観測点を取ることが出来なかったこと、また必ずしも震源が測線の延長線上にないことを考慮して、走時の違いを基盤岩深度の違いとみなすことで大まかな基盤岩構造の推定を行う。図-5 に示すように、弓ヶ浜半島に一層の堆積層を仮定し、P 波初動は震源より観測点に向かって屈折することなく一直線に到達するものとする。このとき堆積層がないとした場合の走時に対する観測された走時の遅れを説明する位置に基盤岩と堆積層の境界があるものとする。

以下の解析では、基盤岩の P 波速度は 5.8km/s、堆積層の P 波速度は 1.8km/s と仮定した。図-4 に基盤と堆積層の境界になる位置を UTM-Y 座標軸上に投影したものを ● で示している。屈折を無視しているため、ばらつきが非常に大きくなっているが、各観測点周辺の基盤深さを大まかに予測することは可能であろう。

## (3) レイトレーシング

レイトレーシングは 2 次元解析用の汎用プログラム (Seis83) を用いた。P 波速度構造は京都大学防災研究所が鳥取県西部地震の震源決定に使用したものを採用している。ただし、堆積層の部分は、ごく最近堆積した砂州であること、地下水位が高いことを考慮して 1.7km/s、その下には風化岩層を念頭において 4km/s 程度の層が 1km 前後存在するものとして、観測記録をうまく説明できるような地盤構造をフォワードモデリングによ

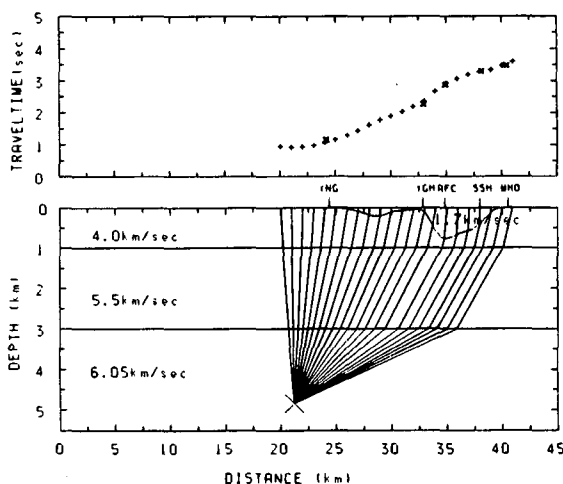


図-6 レイトレーシングの結果の一例

て検討した。各層の P 波速度は図-6 に示している。堆積層の形状は、余震の H/V や走時解析で得られた結果から北からゆるやかに深くなって AFC のあたりで急に浅くなるというモデルを初期モデルとして与えている。YGH より南側の構造については、余震観測点がないので議論できないが、従来の微動観測の結果<sup>2)</sup>から予想される構造を与えている。

解析に際しては、4 つの観測点をだいたい通る南北の測線を設定し、その測線上の近くに震央がある地震 28 個の記録を用いた。レイトレーシングによる解析結果の一例を図-6 に示す。図中の横軸は測線の南端の ■ の位置を原点としてその点から各地震の震央および観測点までの距離をとったものである。計算によって求められた走時を + で、観測波から得られた走時を × で表している。最終的に得られたモデルでは、地震によらず観測値と計算値は良い一致を示した。米子の K-NET の観測点 (YNG) は、測線から大きく離れているため、計算値とは若干のずれが見られるが、あわせて検討できるように図中にプロットしている。

## (4) 重力異常

国土地理院の数値地図の 50m メッシュ標高データを利用した約 20km の範囲までの地形補正をはじめとして、各種の補正を行った後、仮定密度を  $2.65t/m^3$  とし、ブーゲー異常を求めた。その結果を図-7 に示す。測定点の配置を見るとわかるとおり、盆地中央部の広い範囲で測定点がないが、この地域は航空自衛隊の美保基地および米子空港の敷地で、測定時に協力の依頼が間に合わなかったためである。従って、得られたブーゲー異常のコンター図も半島の中央部ではやや精度が劣ることに注意が必要である。

島根半島から弓ヶ浜にかけての急激なブーゲー異常の落ち込みは地形的にも予想されるとおりである。ブーゲー異常の値は、半島の北から中央部に向って、ゆるやかに低くなっていき、半島中央部の美保基地 (AFC) 周辺で最も低異常を示している。さらに、南側に向って急勾配で高くなり半島の付け根付近で緩やかな変化を示している。このことから、全体としては南に向って高異常となるようなトレンドをもっており、そのう

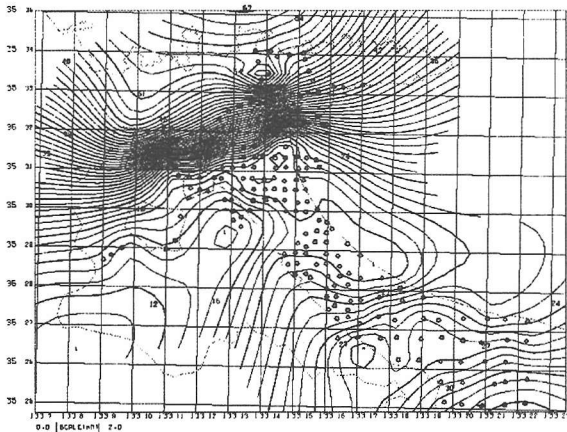


図-7 ブーゲー異常図 (仮定密度 2.65t/m<sup>3</sup>)

えの細かい変動が表層の影響を表しているものと考えられると、表層部分を反映したブーゲー異常の変化は、レイトレーシングにおいて設定したようなモデルとほぼ同様の傾向を示すものと考えられる。

#### 4. 議論

以上に示したとおり、余震のH/Vのピークを与える周期 $T_p$ の変化、走時解析でおおまかに見える基盤岩の境界、レイトレーシングによってP波走時を説明する堆積盆地の形状、ブーゲー異常の分布は、いずれも、弓ヶ浜半島の北端から南へ向ってゆるやかに基盤岩が深くなり、AFCからYGHにかけて急激に浅くなるという傾向を示している。

走時解析とレイトレーシングから得られる構造は、堆積層と基盤岩層の速度の設定が異なるため直接比較して議論することは難しいものの、得られた結果から堆積層の最深部のおよその深さが、500~700m程度であると考えてもよいであろう。ただ、レイトレーシングの計算では、観測点がわずかに4点であるためよほど、大きな誤差がなければずれているようには見えないという点には注意が必要である。しかし、人工地震による屈折法探査と違って、様々な震源位置からのP波に対する走時をほぼ説明できているため、現時点の解析の範囲では、信頼に足る結果であると考えている。

既に西田ら<sup>2)</sup>によって得られている、微動のH/Vのピークを与える周期 $T_p'$ も図-4にあわせて示している。微動のH/Vのピーク周期 $T_p'$ は基盤岩深度の相対的な変化を表すものと考えられているが(例えば若松ら<sup>4)</sup>)、余震観測を行った場所に対応する測線上での $T_p'$ の値をUTM-Y座標に投影したものである。微動の $T_p'$ については、3秒より長い周期については、計測器の制約から信頼性が低いためあまり厳密なことは難しいが、やはりAFCのあたりが最も深くYGHの北側で急に基盤岩が浅くなっていることを示唆している。また、微動の $T_p'$ の半島全体の分布を図-8に示した。このコンターからブーゲー異常のコンターと比較的良好な対応がみられることがわかる。

今後は、観測および解析においてさらなる詳細な検討を行っていく予定である。まず、重力測定について

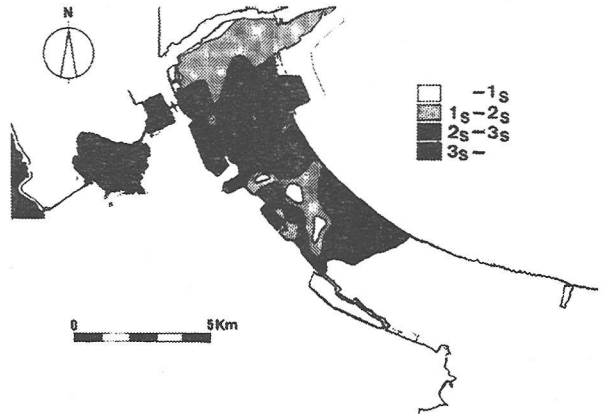


図-8 微動のH/Vのピーク周期 $T_p'$ の分布

は、最も重要な盆地中央部の測定点の空白を埋めるとともに、表層構造を知るために、フィルタリング等の手法を用いた検討を行う。微動についても、3秒より長周期領域の再検討、岩盤点(MHO)と堆積層上の観測点での微動の関係、アレー観測による速度構造の推定を行う。また、解析については2次元のレイトレーシングだけでなく、3次元構造モデルを与えることによって、YNGの記録も含めて全ての余震記録をうまく説明できる構造を検討していく。さらに、P波だけでなくS波走時、また、走時だけでなく振幅情報を考慮した速度構造のより正確な推定も行う。

#### 5. まとめ

2000年鳥取県西部地震の際に比較的大きな被害がみられた弓ヶ浜半島の基盤構造を、余震観測、重力観測、微動観測結果を用いて検討した。その結果、余震および微動のH/V、余震のP波走時から予想される基盤構造は互いに調和的であり、北から南向きに緩やかに深くなり、半島中央部で700m程度の最深部に達し、その南側に2kmで500m程浅くなるという基盤の急変部が続いていることが明らかとなった。

謝辞：解析の一部において、防災科学技術研究所のK-NETのTTR008観測点の記録を利用させていただいた。

#### 参考文献

- 1) 木山・藤村 編：96鳥取県地盤図，地盤工学会中国支部，1996。
- 2) 西田・野口・岸本・吉川・足立：常時微動による弓ヶ浜半島及び周辺部の地盤特性調査，第52回土木学会中国支部研究発表会発表概要集，2000，pp.93-94。
- 3) 山内・岩田：宍道湖低地帯東部における熱水資源評価，応用地質，第39巻，第4号，1998，pp.361-371。
- 4) 若松・澤田・大堀・入倉：微動から見た大阪平野の地盤振動特性，第24回地盤振動シンポジウム，1996，pp.21-34。