

## 2. 余震観測記録を用いた弓ヶ浜半島の基盤構造

盛川仁\*・赤松純平\*\*・吉川大智\*・野口竜也\*・西田良平\*

\*鳥取大学工学部

\*\*京都大学防災研究所

### 2.1 はじめに

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 (図 1)。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異常が観測されているにすぎない (吉川 2000)、(山内 1998)。ところがこれら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大きく異なるものとなっている。そこで本研究では、鳥取県西部地震の余震観測を行い、P 波の走時解析により弓ヶ浜半島の地盤構造を推定し、従来の観測結果と比較する。

### 2.2 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観測の結果から推定される地盤構造に違いが見られる地域を含み、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、北から松江北消防署美保関出張所 (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 1)。各地点の観測システムは表 1 のとおりである。各地点ともサンプリング周波数は 200Hz とし、GPS 時計により時刻更正を行っており、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かするように設定し、プリトリガーを 20 秒、全体で 60 秒を記録した。観測された地震数は 106 個で観測点と震源の位置関係を図 2 に示す。座標軸は中央子午線を東経 133.27 度にとった UTM 座標系である。

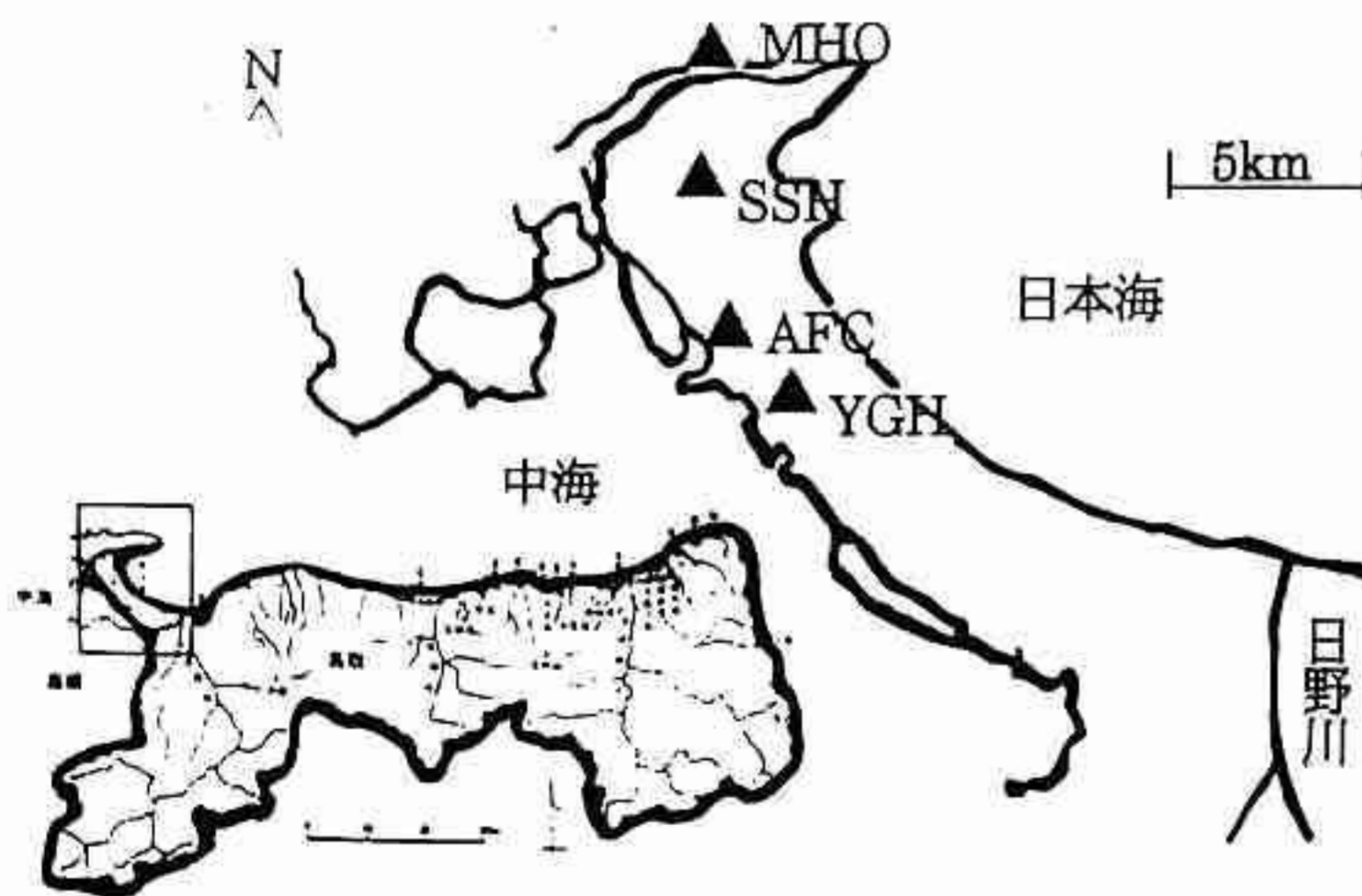


図 1 弓ヶ浜半島と観測点配置

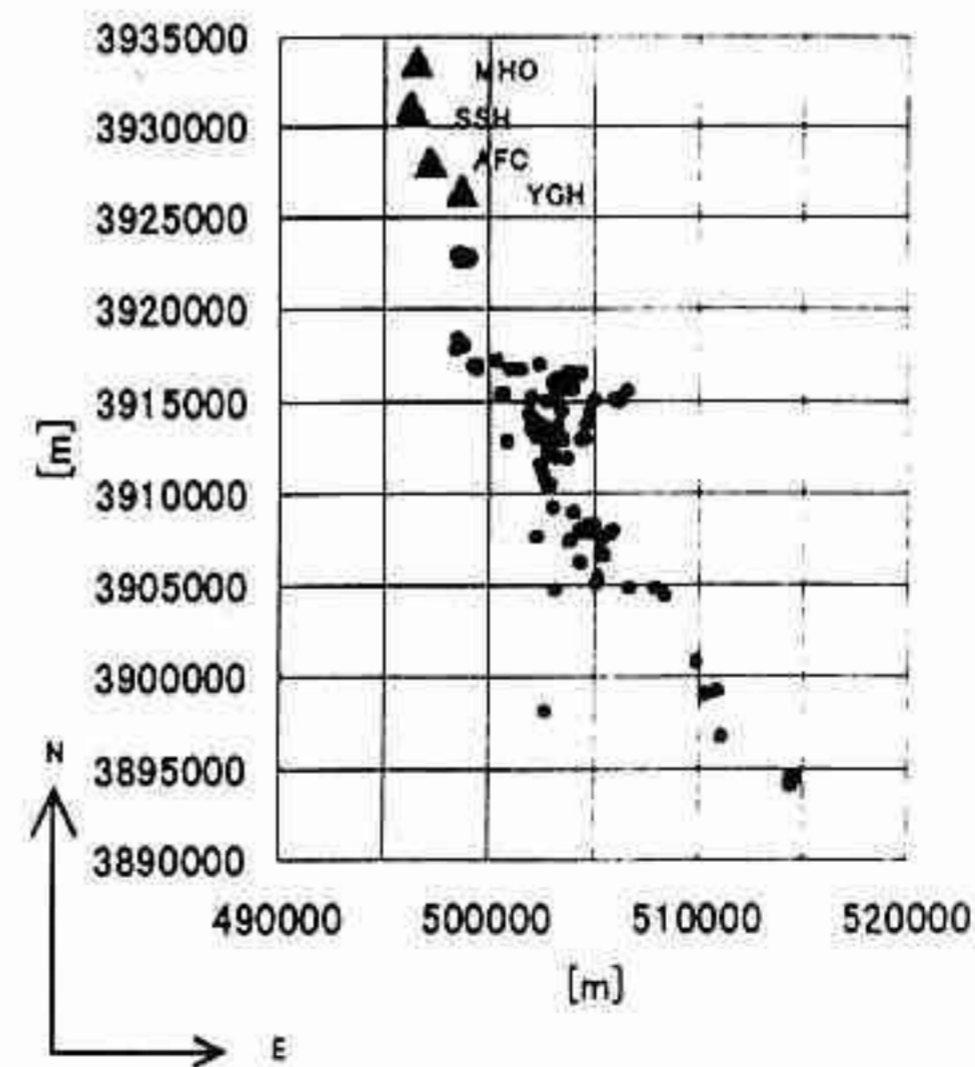


図 2 観測点と余震震源位置 (UTM 座標)

表1 各観測点における観測システム

	松江北消防署 美保関出張所 (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)
地震計	圧電計加速系 (TEAC - BBN)	フォースバランス 型加速度計 (KINEMATRICS 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 (KINEMATRICS ALTUS K2)
増幅器	凡用 DC アンプ (TEAC SA-55)	専用データロガー (20bit 以上)	凡用 DC アンプ (TEAC SA-55)	専用データロガー (20bit 以上)
記録装置	TEAC DR-M3a (16bit)		TEAC DR-M3a (16bit)	

### 2.3 解析方法

各観測点の水平動/上下動スペクトル比 (HV) のピークを与える周期を検討するとともに簡単な走時解析を行った。

各観測点で観測されたすべての余震記録について水平成分と上下動成分のベクトル振幅を用いて HV を計算し、その平均値を求めた。解析区間は全記録を含む約 40 秒をとったが、長周期成分の S/N 比が悪く十分な精度が得られていない可能性がある。しかし、解析区間を 20 秒にしても解析結果に違いは見られなかったため、特に問題はないものと考えている。

次に簡単な走時解析の手法を述べる。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側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3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考え、すべての震源と観測点を結ぶ線上で堆積層の境界位置を調べた。本研究では基盤岩のP波速度は5.8km/s、堆積層のP波速度は1.8km/sと仮定している。

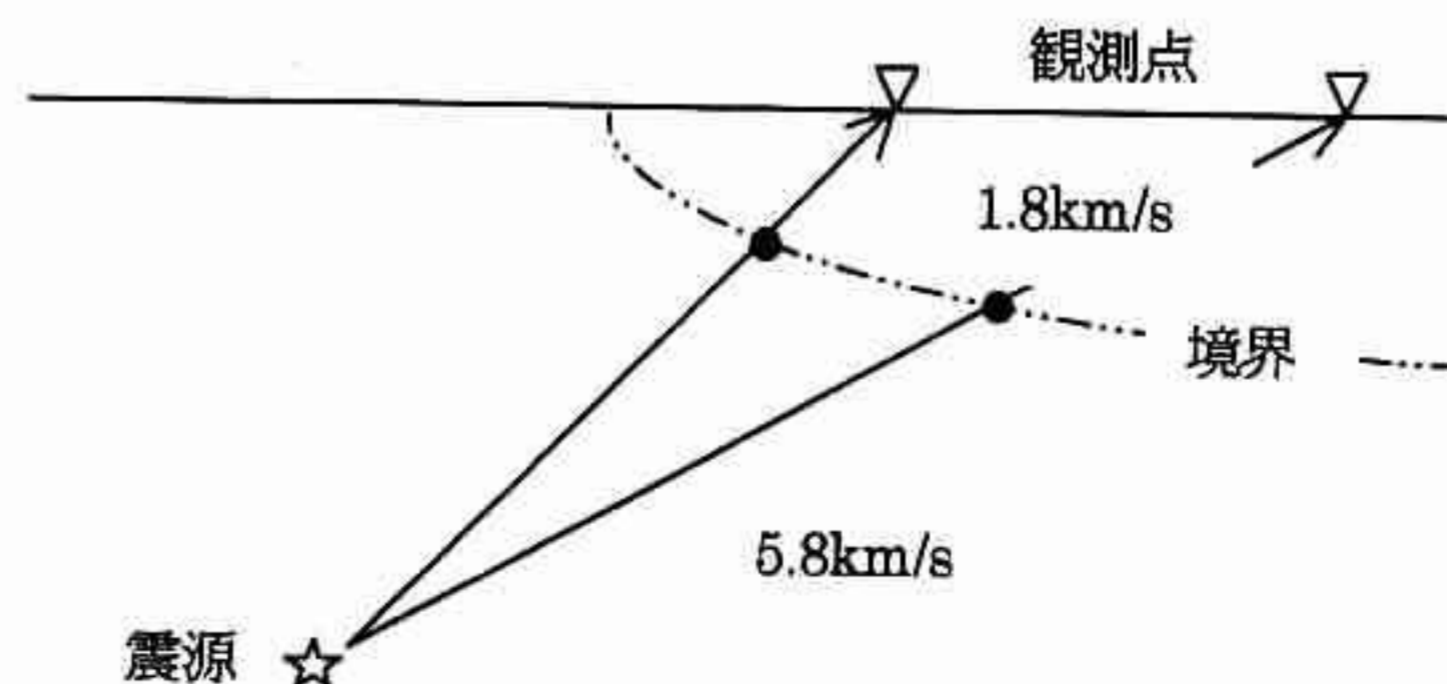


図3 走時解析の考え方

## 2.4 結果及び考察

H/V のピークを与える周期  $T_p$  を観測点ごとに図 4 に示す。この図より北の MHO では、 $T_p$  は 0.3 秒付近にみられ、ほぼ基盤岩上に位置すると考えられる。南に向かうにつれて  $T_p$  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 YGH では  $T_p$  は小さくなり SSH よりもやや小さい値となっている。各観測点での  $T_p$  を UTM-Y 座標軸上にプロットしたものを図 5 に示す。

また走時解析により、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図 6 に示す。屈折を無視しているのではば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る。観測点と震源の位置関係がほぼ直線上にあるため、観測点周辺にのみプロットが集まっている。この図を見ると北から南へ向かって基盤岩がゆるやかに深くなっているが、YGH の周辺で基盤岩が急にせり上がっている。これは図 5 の H/V で予測される傾向と調和的である。

すでに述べたとおり、従来から弓ヶ浜半島周辺では常時微動と重力異常が観測されている。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 1996）、 $T_p'$  の空間分布を図 7 に示す。図 7 には、余震観測を行った場所に対応する測線 A-B を示している。この測線  $\perp$  での  $T_p'$  の値を UTM-Y 座標に投影して、図 5 と同様にプロットしたものを図 8 に示す。図 5、図 6、図 8 を比較するとこれらがほぼ同じ傾向を示していることがわかる。一方、ブーゲー異常図（図 9）をみると YNG 周辺における基盤岩のせり上がりを予想させる顕著な変化は見られず、弾性波から予想される構造とは調和的とは言えない。しかしブーゲー異常は堆積層に比べて非常に深い構造を反映しているものであり、今後はフィルタリングによる表層の密度構造の推定など、より詳細な検討が必要であろう。

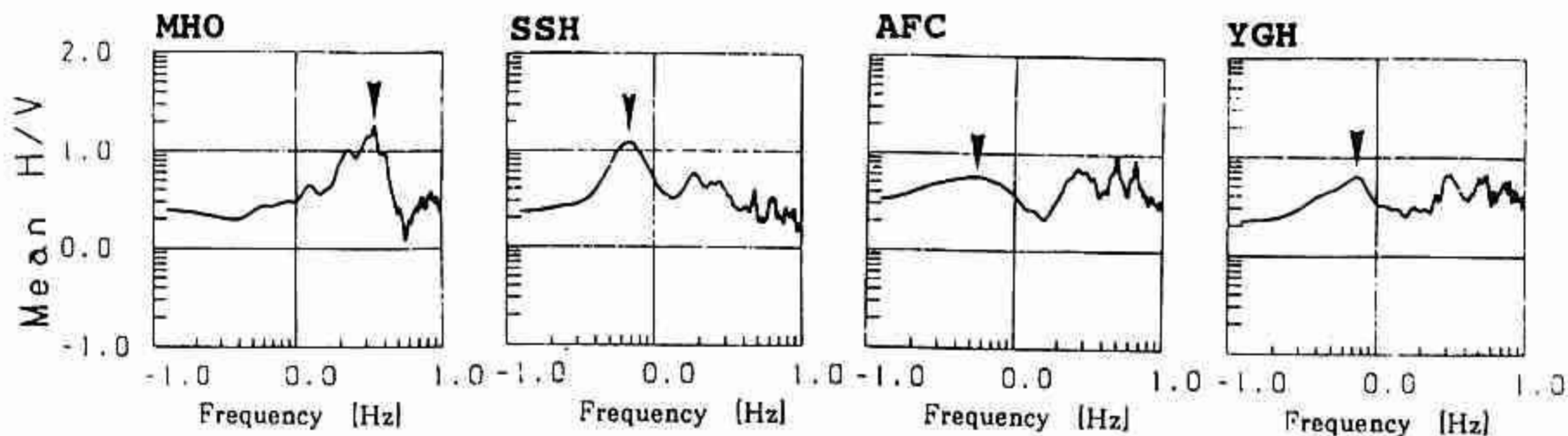


図 4 余震の H/V

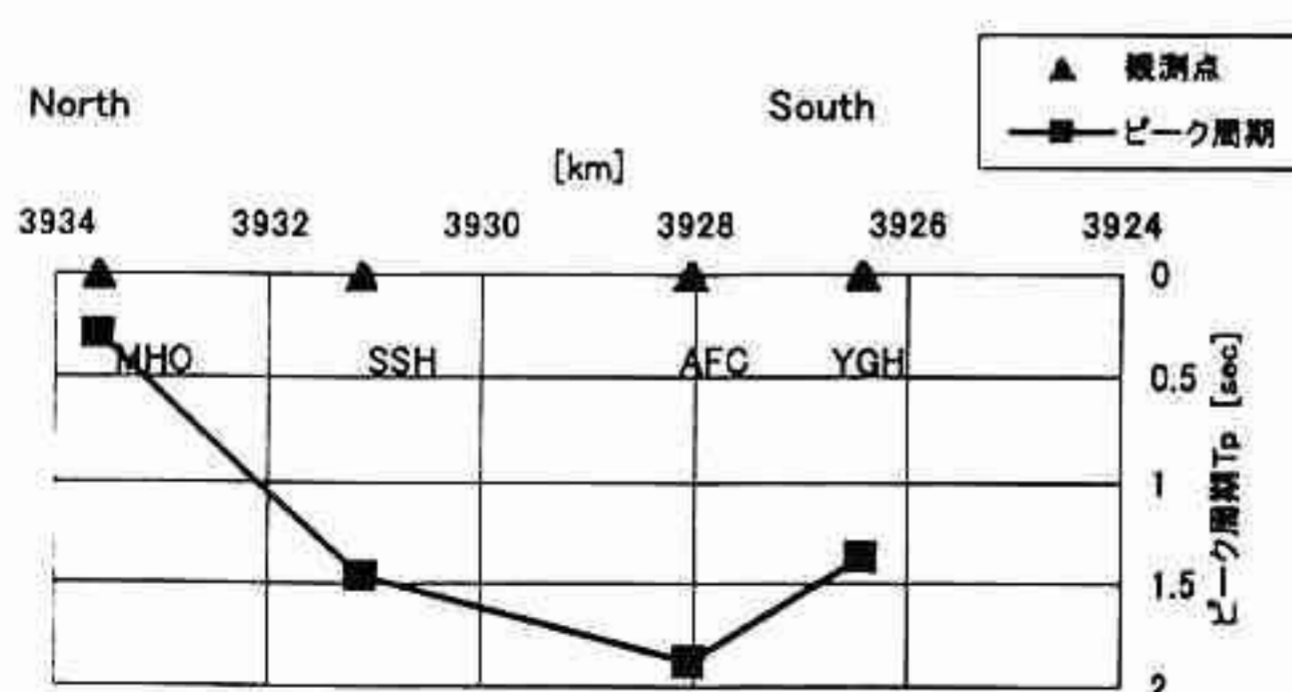


図 5 余震の H/V のピークを与える周期  $T_p$

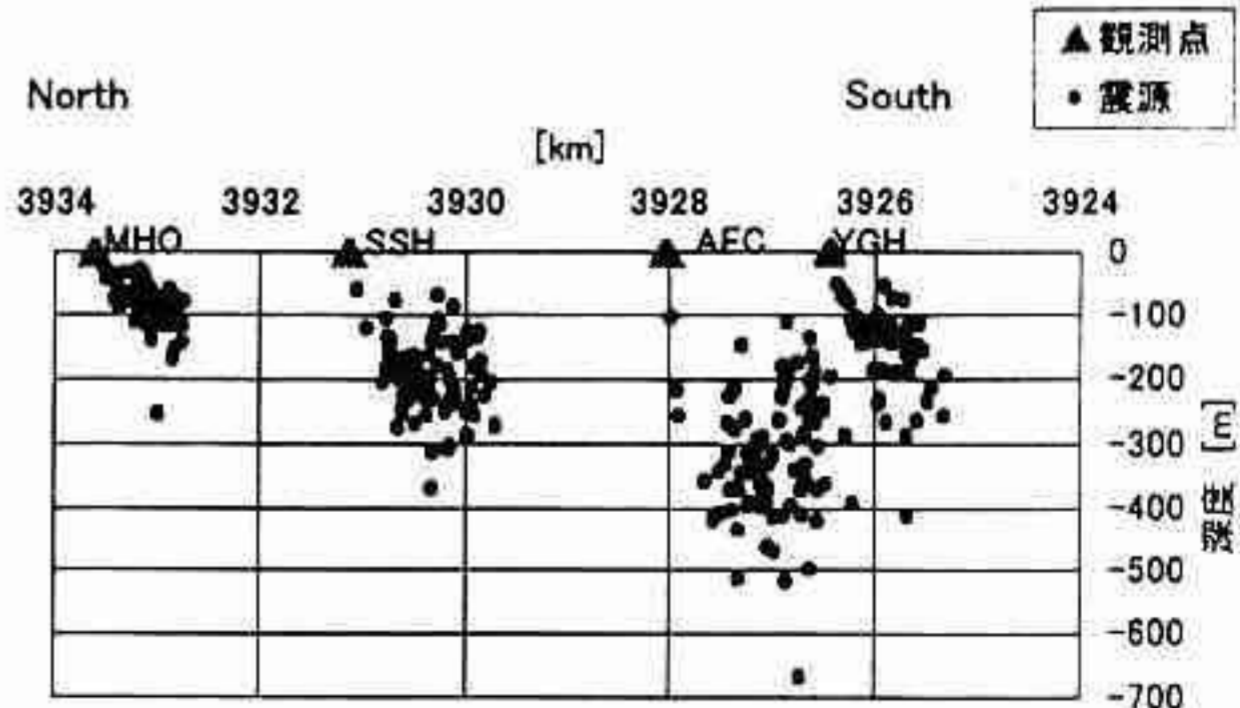


図 6 走時解析による基盤と堆積層の境界位置

## 2.5 まとめ

H/Vと簡単な走時解析から予想される基盤岩構造は、微動観測から予想される構造と調和的であった。重力異常については、今後更なる検討を要する。また本解析で得られた結果を弓ヶ浜半島における地盤構造の初期モデルとし、レイトレーシングを用いてより精度の高い構造の推定を行う予定である。

## 参考文献

- 1) 吉川大智：常時微動による弓ヶ浜半島の地盤特性調査、鳥取大学工学部 卒業論文、2000
- 2) 山内靖喜・岩田昭夫：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 第四号 pp361-pp371、1998
- 3) 若松邦夫・澤田純男・大堀道広・入蔵孝次郎：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、pp21-34、1996

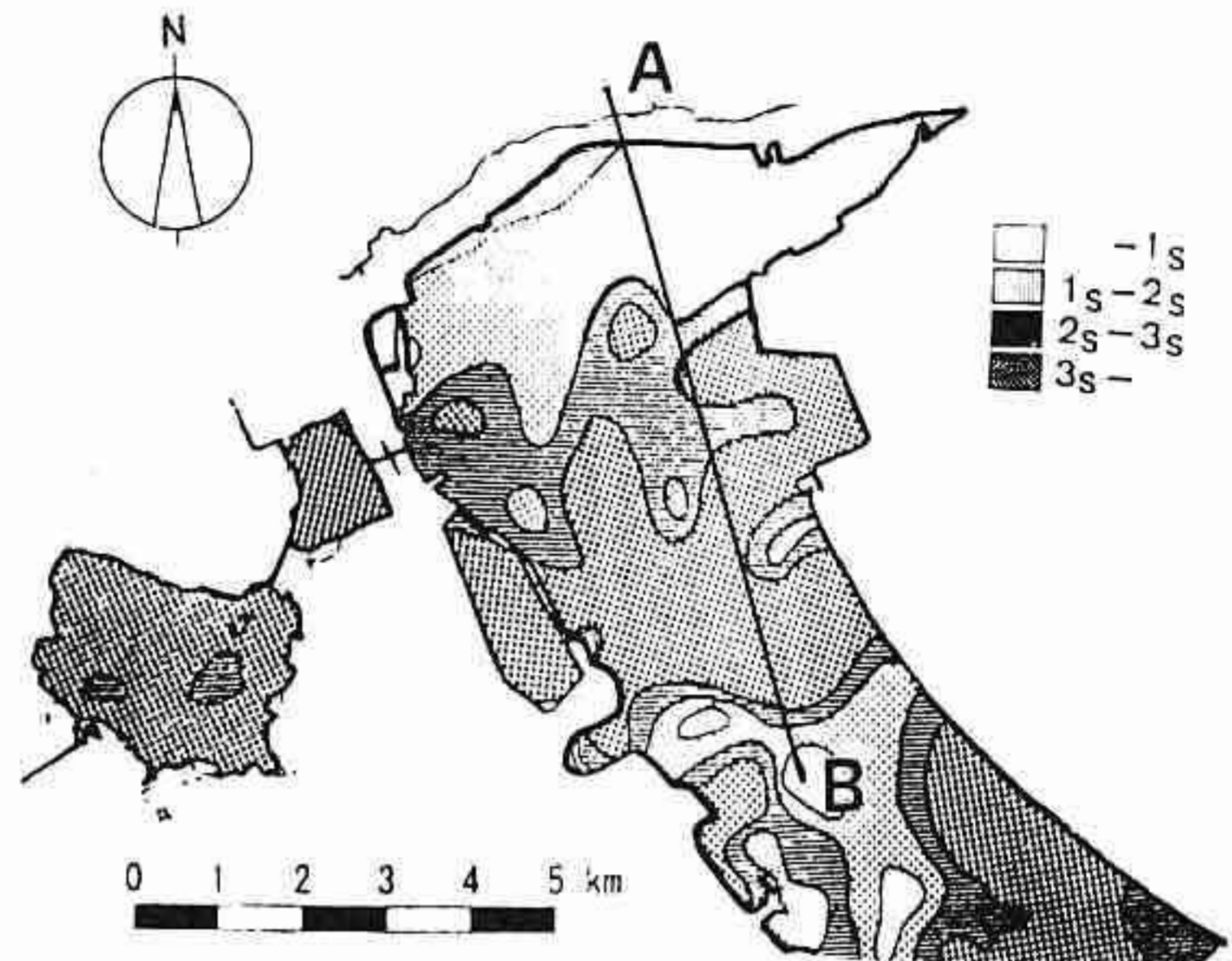


図7 微動のH/Vのピークを与える周期 $T_p'$ の空間分布

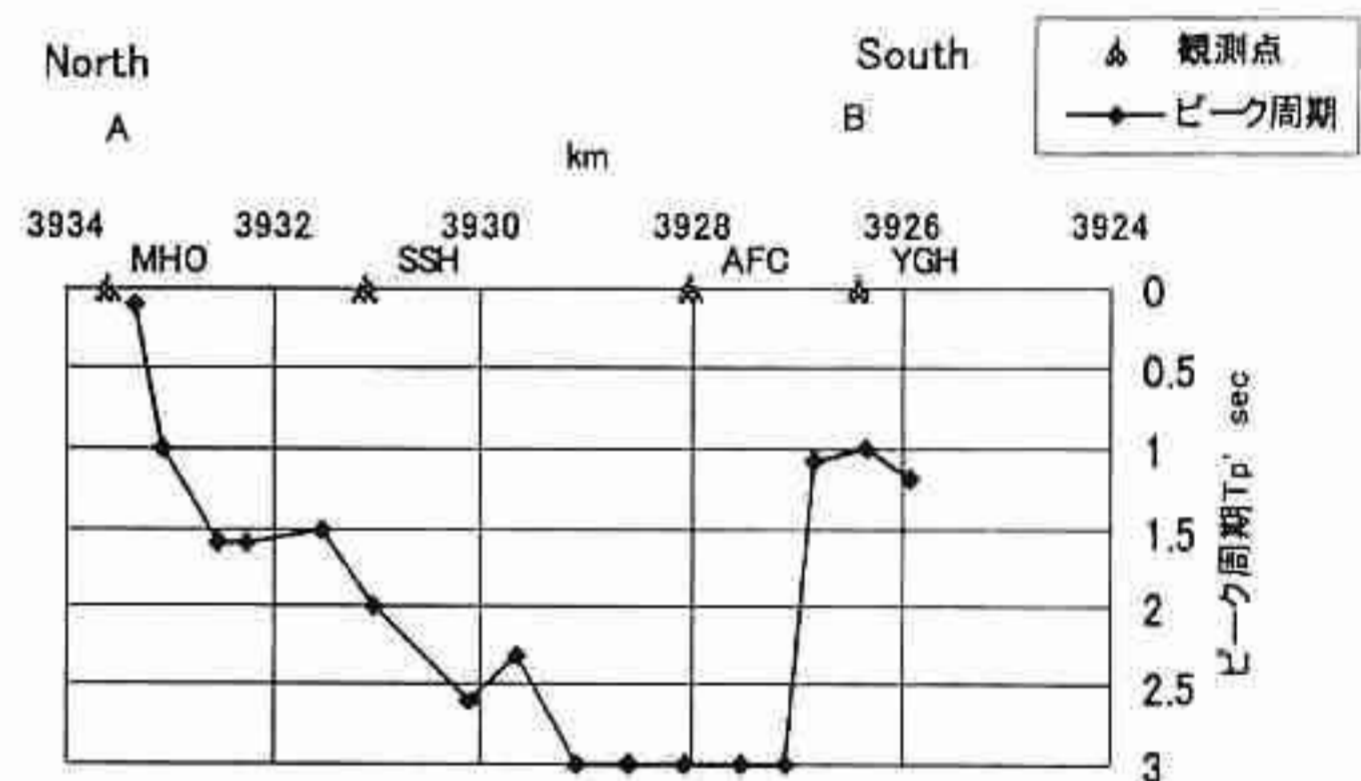


図8 測線A-B上での微動のH/Vのピークを与える周期 $T_p'$

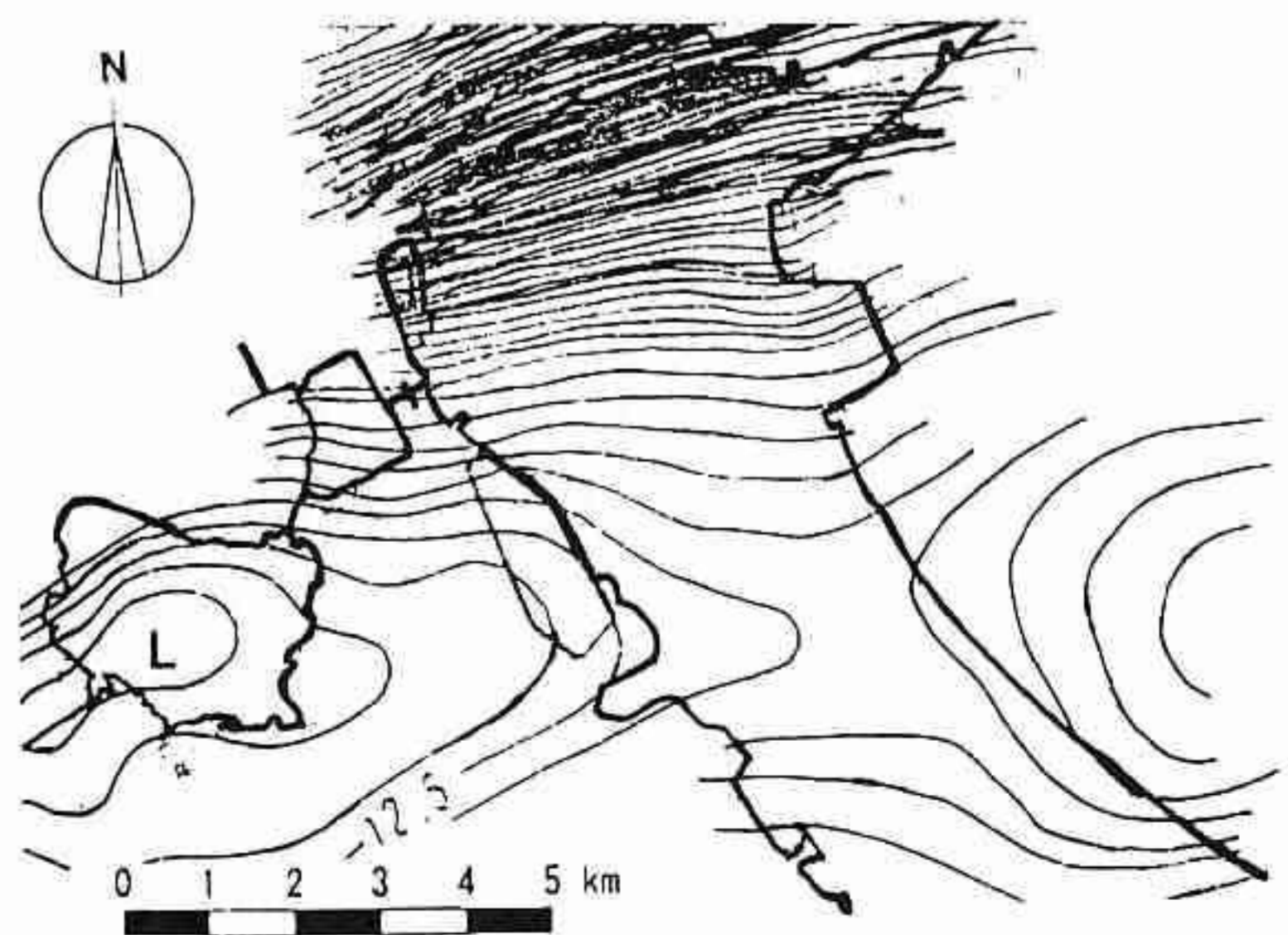


図9 弓ヶ浜半島のブーゲー異常図