常時微動探査及び余震観測記録に基づく弓ヶ浜半島の地盤構造モデルの構築

大崎総合研究所　正会員　○吉田昌平　　鳥取大学　　正会員　　香川敬生
鳥取大学　正会員　　野口竜也　　鳥取大学　学生会員　　西村武

1．はじめに

2000 年 10 月 6 日に鳥取県西部を震源に発生した地震(M7.3)は，北北西-南南東に走向を持つ横ずれ断層型の地震であった．対象領域では地震後に調査・算出されたアンケート震度[1),2)]から，震源断層北部に位置する弓ヶ浜半島の北端(島根半島との境界付近)の幅 0.5km×長さ 3.0km の帯状の領域で震度が 1 程度大きかったことが明らかとなった(図-1). 1995 年兵庫県南部地震の震災の帯と同様，局所的に地震動が大きかったことが示唆される(以下, 異常震度領域). 野口ほか[3)], 新井・Pulido[4)], は表層地盤の違いに起因したサイト増幅特性の違いを指摘している．一方，岡本[5)]は P 波反射法探査の結果に基づいて S 波速度の深部地盤構造を構築し，強震動シミュレーションを実施した結果，余震波形の振幅値の違いを概ね再現できるとした．上述のように様々な検討がなされているが，明確な要因は十分に把握できていない．本研究では異常震度領域の生成要因を把握することを目的とし，強震動シミュレーションによる評価を実施するための地盤構造モデルの構築を試みる．

2．対象解析点と解析手法

当該地域は，吉川ほか[6)]や野口ほか[3),7)]により弓ヶ浜半島を縦断するように常時微動探査と臨時余震観測がなされている(図 2)．吉川ほか[6)]は常時微動のアレイ探査に基づき地盤構造モデルを構築しているが，同地域で実施された P 波反射法探査[8)]の地震基盤深度と比較すると構築モデルの基盤深度がやや浅くなっている．本研究では，既往研究[6),7)]の常時微動探査で得られた位相速度分散曲線と H/V スペクトルを用いて地盤構造モデルの再検討と常設観測点及び臨時余震観測記録で算出された地震動 H/V スペクトルから拡散波動場理論[9)]に基づいて地盤構造モデルの構築を行う．位相速度分散曲線を用いた地盤構造モデルの構築は，レイリー波基本モードを仮定して算出された理論位相速度分散曲線と理論 H/V スペクトルのピーク値が観測値と対応するように地盤構造モデルを調整することで最適な地盤

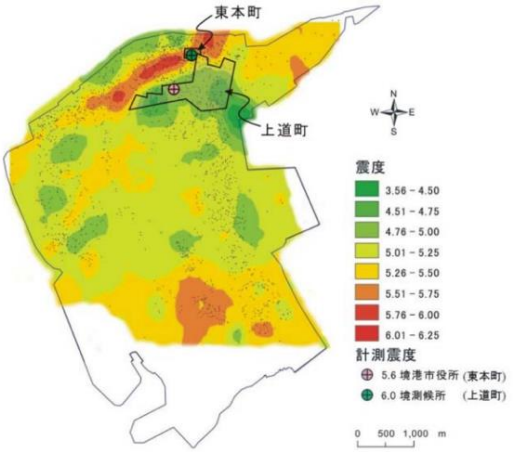

図-1　2000 年鳥取県西部地震の弓ヶ浜半島のアンケート震度(野口ほか[3)]より)

構造モデルを推定した．パラメーターの最適値の探索は焼きなまし法[10)]により実施し，各層の S 波速度を固定し，層厚のみを変えて最適解を探索した．なお地盤構造モデルは 6 層モデルとし, 1-2 層目の S 波速度は PS 検層，3 層目以深は反射法探査の値を参考としている．密度は既往研究[6)]，P 波速度は S 波速度との既往の経験式[11)]により与えた．

拡散波動場理論による解析に用いた地震は入射角の異なる M3.5-M6.6 とし，各観測点で 2~7 個となった．各記録とも S 波部分を含む 10.24 秒を抽出し, 記録の前後に幅 1.0 秒のコサインテーパーをかけ FFT を行い，バンド幅 0.1Hz の Parzen ウィンドウで平滑化した後に地震 H/V スペクトルを算出した．地震 H/V スペクトルのフィッティングも同様に表-1 に示す探索範囲で焼きなまし法により最適解を探索した．常時微動観測と臨時余震観測が実施されている AFC 観測点では，地震動 H/V の単独フィッティングにおいて基盤深度が微動や反射法探査の結果より 1/3 程度浅く算出された(図-3). 堆積層が厚く堆積する当該地域では，中小地震による地震動 H/V スペクトルのみでは深部地盤構造を把握できるほど低周波数領域で十分な分解能を有さなかった可能性がある．そこで本研究で PS 変換波により層境界

キーワード　2000 年鳥取県西部地震，弓ヶ浜半島，地盤構造モデル，地盤震動特性
連絡先　　〒100-0011　東京都千代田区内幸町二丁目 2 番 2 号富国生命ビル
株式会社大崎総合研究所

© Japan Society of Civil Engineers

の情報が反映されるレシーバー関数を含めたジョイントインバージョンを実施し，最適な地盤構造モデルを推定することとした．なお，観測レシーバー関数は水平 2 成分から Radial 成分を算出し, P 波初動 1 秒前から 4 秒間の区間を解析区間とし，Radial 成分と UD 成分のフーリエ振幅比を求め，1~5Hz のバンドパスフィルターをかけてフーリエ逆変換することで算出 [12]した．なお，逆変換する際は振幅を 1.0 とした [13]．レシーバー関数の理論値は Haskell[14]の理論から算出した．レシーバー関数の情報を取り入れることで AFC の基盤深度がより深くなる結果が得られた(図-3).

３．結果

図-2 に示した 10 点で地盤構造モデルの推定を実施した．図-4 の位相速度分散曲線のフィッティング例のように概ね観測値を満たすような構造モデルを構築できた．地震動 H/V スペクトルに関しても同様である(図-3).

得られた S 波速度構造モデルの柱状図の比較を図-5 に示す. YSK から徐々に基盤深度が深くなり, AFC-SSH で基盤深度が 2000m 程度に達する．さらに SSH から MHO の短区間で基盤深度が浅くなるような傾斜地盤であることが確認でき，これは重力異常による基盤構造 [6]の傾向と一致する．よって，不整形地盤の影響が異常震度領域の生成に起因している可能性が示唆される．

４．まとめ

弓ヶ浜半島の異常震度領域の生成要因を把握するために地盤構造モデルの構築を行った．異常震度領域付近では傾斜地盤となっており，不整形地盤の影響を受けている可能性がある．今後は構築したモデルを基に強震動評価を実施し，不整形地盤と異常震度領域との関連について検討したい．

参考文献)1)森ほか：地盤工学研究発表会講演集, 2001, 2)小山ほか：地球惑星科学関連学会予稿集, 2001. 3)野口ほか：地震工学論文集, 2005. 4)新井・Pulido：地震工学研究発表会梗概集, 2003. 5)岡本：鳥取大学博士学位論文，2004. 6)吉川ほか：地震第 2 輯, 2002. 7)野口ほか：東濃地震科学研究所報告, 2009. 8)鳥取県：2004, 8)Kawase *et al*: *BSSA*., 2011. 10)山中：物理探査，2001, 11)狐崎ほか：自然災害科学，1990. 12)小林ほか：日本建築学会構造論文集, 1998. 13)三浦ほか，日本地震工学会論文集，2014. 14)N. A. Haskell : *BSSA*, 1953

表-1　パラメータの探索範囲

Layer	Vs(m/s)	H(m)	減衰(%)
1	170	0-50	0.1-10
2	300	0-200	0.1-10
3	700	0-500	0.1-10
4	1500	0-750	0.1-10
5	2000	0-1500	0.1-10
6	3300	-	0.1-10

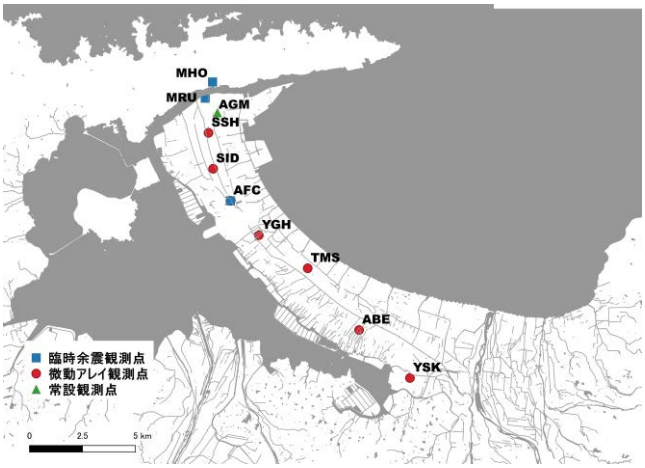

図-2　微動アレイ観測点と臨時余震観測点の位置

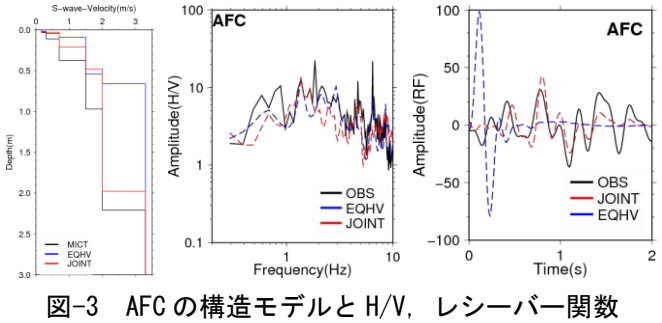

図-3　AFC の構造モデルと H/V，レシーバー関数

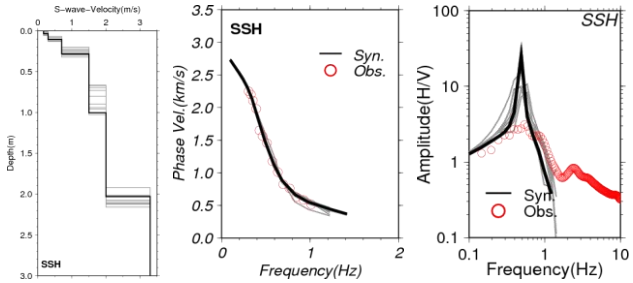

図-4　位相速度分散曲線の H/V スペクトルの一例

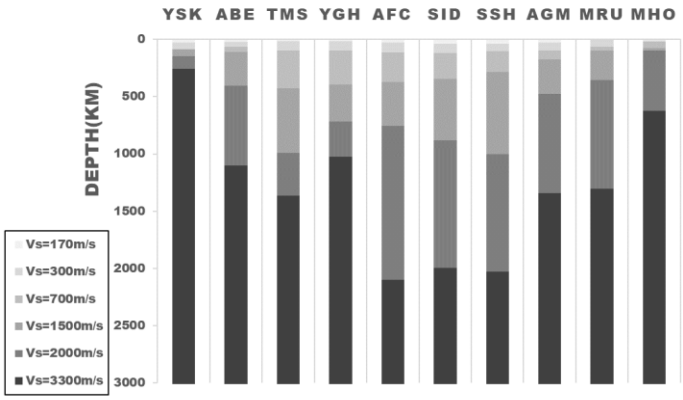

図-5　推定された S 波速度構造モデルの柱状図

© Japan Society of Civil Engineers