

2000 年鳥取県西部地震による気象庁境港観測点 における非線形地盤応答特性と 境港市役所における観測記録の再現

香川 敬生¹・星山 賢太郎²・野口 竜也³

¹正会員 鳥取大学学術研究院工学系部門教授（〒680-8552 鳥取市湖山町南 4-101）

E-mail: kagawa@tottori-u.ac.jp

²正会員 株式会社ニュージェック技術開発グループ（〒531-0074 大阪市北区本庄東 2-3-20）

E-mail: hoshiyamakn@newjec.co.jp

³正会員 鳥取大学学術研究院工学系部門 助教（〒680-8552 鳥取市湖山町南 4-101）

E-mail: noguchit@tottori-u.ac.jp

2000 年鳥取県西部地震に際して震度 6 強が観測された気象庁境港観測点の非線形地盤応答を解析し、その結果を用いて計測震度と最大加速度値のみで本震観測波形が得られていない近傍の境港市役所における本震記録の再現を試みた。本震記録およびその他弱震記録が得られている気象庁境港観測点を対象に拡散波動場理論を適用して強震時、弱震時の地震 H/V スペクトル比を満足する地下速度構造を推定した。強震時の地盤構造を用いて本震による工学的基盤波を求め、弱震時の地盤構造に非線形応答特性を設定して本震記録の再現性を評価した。その際、本震記録を良く説明するように非線形応答特性を設定した。最後に境港市役所でも同様に弱震時の地盤構造を推定し、気象庁境港における工学的基盤波を入力して本震時の地表面波形を再現推定した。得られた波形の最大加速度、震度は本震時に震度計の記録紙残されたものと良い対応を示した。

Key Words: the 2000 western Tottori prefecture eq. Sakaiminato city, lost record, non-linear response

1. はじめに

2000 年鳥取県西部地震に際して気象庁境港観測点（以下、JMA 境港）で震度 6 強を記録した。最大加速度も 748cm/s^2 を示し、周辺に建物倒壊などの被害が見られた。一方、JMA 境港から南西に約 650m 離れた鳥取県管理の境港市役所観測点（以下、境港市役所）では震度 6 弱（最大加速度 213cm/s^2 ）であり¹⁾、周辺には大きな被害が見られず、近距離で地震動特性値が大きく異なった。同地震後にはアンケート震度調査²⁾が実施されており、JMA 境港を含む震度 6 強の領域がほぼ東西の带状に分布し、その領域に被害が集中したことが知られている（図-1）。この带状分布については、1995 年兵庫県南部地震の際に生じた震災の帯を生じた神戸市街と同様に深部地盤の不整形性の影響³⁾が示唆されているが⁴⁾、ここでは JMA 境港と境港市役所の 2 地点の差違のみに着目する。

JMA 境港では 3 成分の加速波形が記録され、気象庁から公開されている。その水平 2 成分の波形と応答スペク

トルを図-2 に示すが、EW 成分では周期 1 秒程度でやや小さいものの 1995 年兵庫県南部地震の JR 鷹取波に匹敵するレベルを有し、長周期地震動階級も 4 に達している。一方、境港市役所では本震波形が余震記録上書きされて遺失し、震度計の出力として計測震度と最大加速度が遺

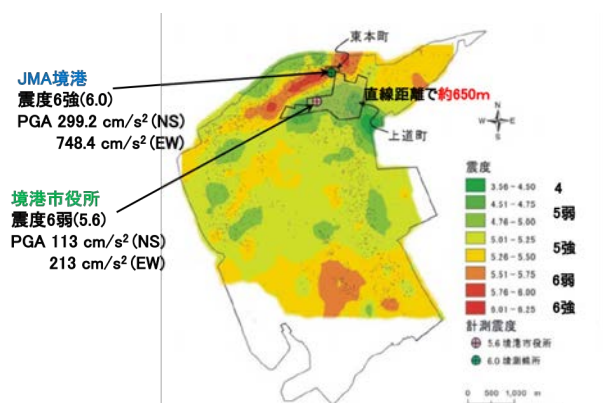


図-1 2000 年鳥取県西部地震のアンケート震度分布²⁾と対象観測点の位置

されたのみとなっている。地震動特性値や被害の様相の違いから、両地点では大きく異なる特性を持った波形となっていたことが示唆され、境港市役所で記録が得られていないことが悔やまれる。

そこで本研究では、境港市役所における本震波形を再現推定することを目的として、両地点の地下速度構造モデルの構築、両地点に共通する基盤入力地震動の推定、JMA 境港の本震（強震）記録による強震時地盤構造とその他弱震記録による強震時地盤構造を用いた非線形地盤応答特性の同定を試みた。

2. JMA 境港の本震および弱震時の地盤応答

JMA 境港で得られた 2000 年鳥取県西部地震 ($M_{JMA}7.3$)

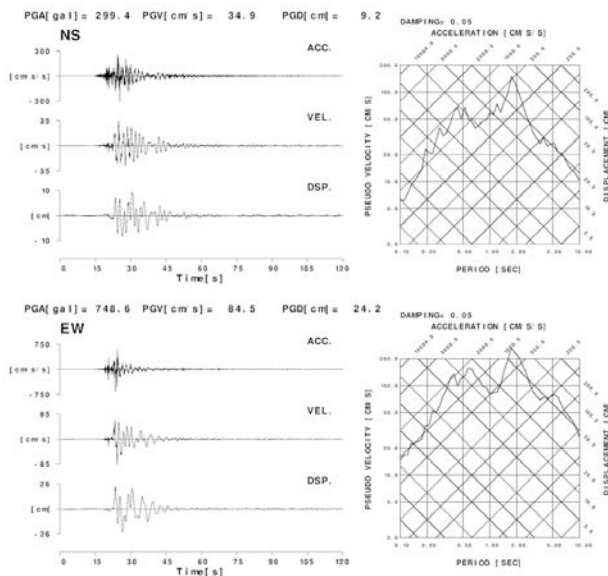


図-2 2000 年鳥取県西部地震による JMA 境港での本震観測記録(水平 2 成分の加速度, 速度, 変位波形と三重応答スペクトル)

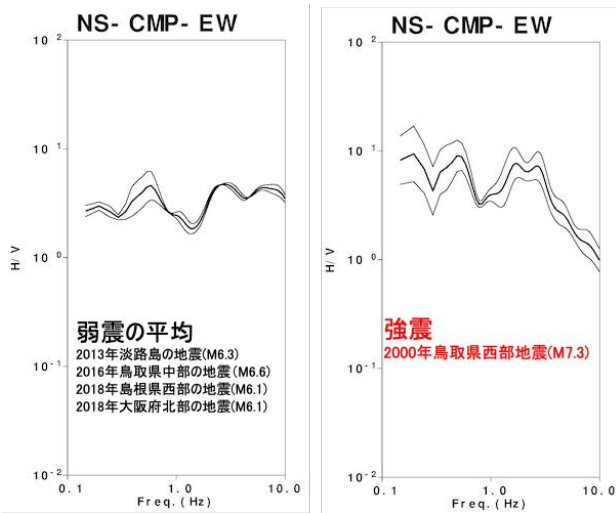


図-3 JMA 境港における弱震平均と強震の H/V

の本震観測記録（強震）に加えて、同様に気象庁から公開されている 2013 年淡路島の地震 ($M_{JMA}6.3$), 2016 年鳥取県中部の地震 ($M_{JMA}6.6$), 2018 年島根県西部の地震 ($M_{JMA}6.1$), 2018 年大阪府北部の地震 ($M_{JMA}6.1$) を弱震動の対象とした。地盤増幅特性を表現するものとして、図-3 に弱震 4 地震の平均と強震による地震動観測記録の H/V スペクトル比（以下、H/V）を示すが、両者は大きく異なっている。また、水平動を NS と EW とした場合で大きさが異なっており、それはそれで興味深いものの、ここでは両者の平均的な特性を示す 2 成分合成値を対象とする。

拡散波動場理論⁵⁾より、地震動 H/V は式(1)に示されるように水平動 (T_H) および上下動 (T_V) の地震基盤からの平面波入射水平清掃地盤の伝達関数と地震基盤の S 波および P 波速度 (V_S , V_P) で表現される。

$$HV(f) = \sqrt{\frac{2V_{P0}}{V_{S0}}} \frac{T_H(f)}{T_V(f)} \quad (1)$$

これを図-3 に適用し、観測 H/V を満たすように地震基盤から表層までの速度構造モデルを推定した。その際、P

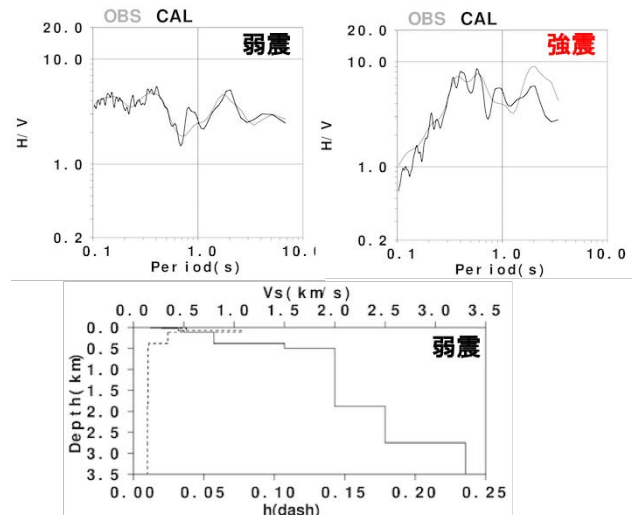


図-4 拡散波動場理論を用いてフィッティングした弱震(左上) 強震(右上)の H/V と弱震時の S 波速度および減衰構造(下)

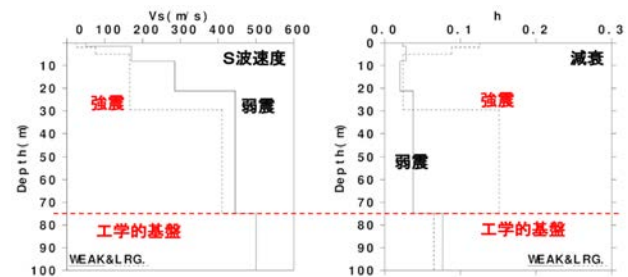


図-5 図-4 の理論 H/V を計算した際の表層部の S 波(左) および減衰(右)構造モデル

的に設定し、層厚、S 波速度、減衰をチューニング対象波速度は S 波速度から⁹⁾、密度は P 波速度から^{例えば⁷⁾経験}とした。この地域では 2000 年鳥取県西部地震以降に地下構造探査が行われており^{例えば^{4),8),9)}}、モデルの設定にはそれらを参照した。まず弱震時のモデルを設定し、深層部を固定した上で表層部を変化させて強震時のモデルを想定した。図-4,5 に結果を示す。S 波速度 500m/s の層よりも浅部を変化させることで弱震モデルから強震モデルを表現できたため、ここを工学的基盤とし、それ以深では非線形応答をしないと仮定する。

3. JMA 境港における非線形地盤応答特性の評価

以上の条件を基に、強震時の速度構造モデルを用いて工学的基盤の入射波をはぎとった。その結果を図-6 に示す。次に、これを入射波として、弱震時のモデルを基にした等価線形解析¹⁰⁾により地表面地震動を計算した。ここまでの解析方針をイメージとして図-7 に示す。非線形応答特性として、内閣府中央防災会議¹¹⁾の設定に準じたものを初期モデルとした(図-8)。計算にあたっては、初期 S 波速度に応じて、地盤層厚を 2 から 5m に再分割した。得られた地表面計算波形を観測波形とともに図-9 に示す。計算上の最大ひずみは 1.1×10^{-2} 程度であり、等

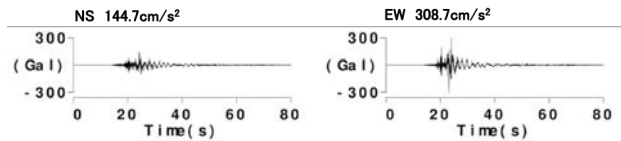


図-6 JMA 境港で想定した工学的基盤波(解放基盤)

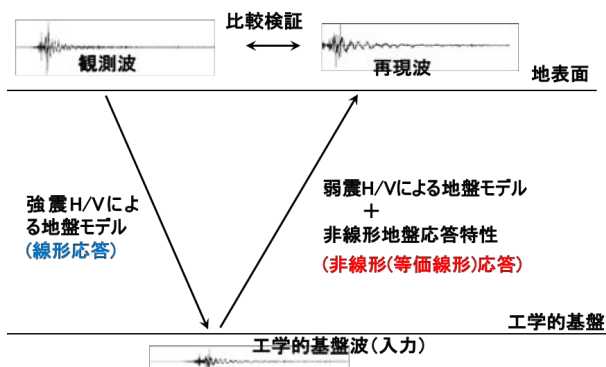


図-7 本研究による非線形地盤応答解析のイメージ

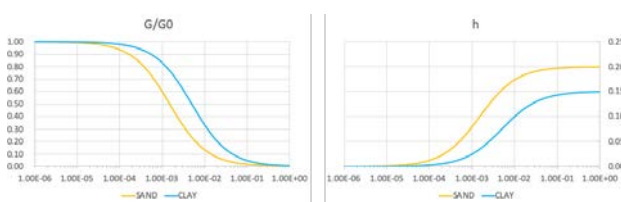


図-8 想定した非線形応答特性

価線形解析による評価でも大きな問題が無いことを確認している。最大値など概ね再現できてはいるものの、まだ検討の余地がある結果となっている。

そこで、図-9 による結果をさらに観測記録に近づけるため、図-8 のモデルから離れて比較的自由に非線形応答特性を設定することを試みた。JMA 境港近傍で実施されたボーリングでは、表層から 30m 程度までが砂地盤、30 から 50m 程度が粘土質地盤、50m から 95m までが砂地盤となっている。土質区分については、後出の図-12 を参照されたい。そこで、深さ 10m 毎に異なる非線形応答特性を与えることとし、砂地盤は R-O モデルの基準ひずみ (γ_{ref}) を 5.0×10^{-4} から 5.0×10^{-3} 、最大減衰 (h_{max}) を 0.10 から 0.35 の範囲で、粘土質地盤は γ_{ref} を 1.0×10^{-3} から 1.0×10^{-2} 、最大減衰 (h_{max}) を 0.04 から 0.20 の範囲で変動させ、観測記録と計算波形のフーリエ振幅スペクトルが良く整合する特性を焼き鈍し法を用いて探索した。得られた非線形応答特性を用いて計算した結果を図-10 に示す。図では応答スペクトルで比較しているが、図-9 では十分ではなかった周期特性についても改善されていることが分かる。

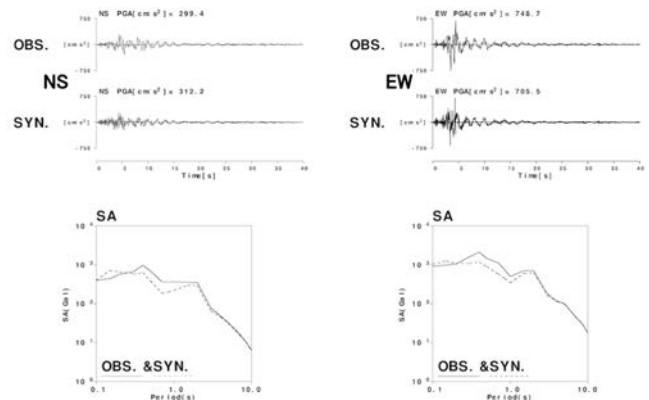


図-9 図-8 の非線形応答特性で評価した JMA 境港の地表面波と観測との比較(上段:波形, 下段:応答スペクトル)

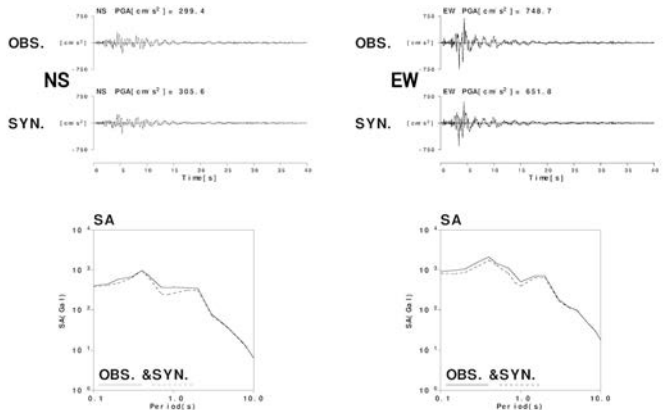


図-10 非線形応答特性を 10m 毎にチューニングしたことを反映した JMA 境港の地表面波と観測との比較(上段:波形, 下段:応答スペクトル)

4. 非線形地盤応答特性の考察

図-10 を計算する際に得られた非線形応答特性を図-11 に示す。暖色系が砂地盤、寒色系が粘土質地盤に対応している。表層から 10m の浅部は γ_{ref} が小さく非線形化しやすい層となっているが、 h_{max} は他の深度の砂地盤に比べて小さい。なお、その他の γ_{ref} は深度や地盤種別に関わらずほぼ同程度となっているのに対して、 h_{max} は砂地盤で大きく粘土質地盤で小さい。 h_{max} の探索範囲は砂地盤と粘土質地盤で重なっており、いずれも探索範囲内に求まっているため、この差は有意なものと考えられる。

JMA 境港で拡散波動場理論により推定した表層の S 波速度構造と減衰を、図-10 の結果を得た等価非線形地盤のそれらと比較したものを図-12 に示す。図には周辺ボーリングによる土質区分を併記している。非線形地盤応答の評価方法が異なるため、両者は必ずしも一致しているとは言えない。このギャップを埋めるためには、剛性と減衰のひずみ依存性を別に与えるなど、より高度な手法の適用が必要と思われる。

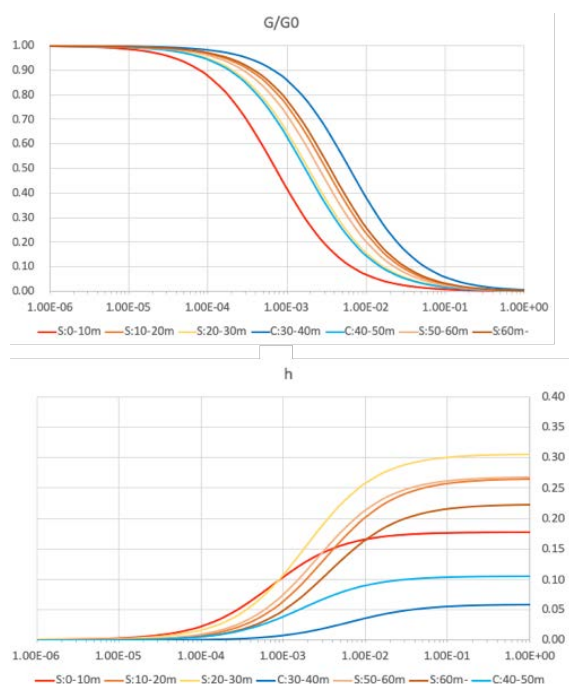


図-11 図-10 の結果を得た際の 10m 毎の非線形応答特性

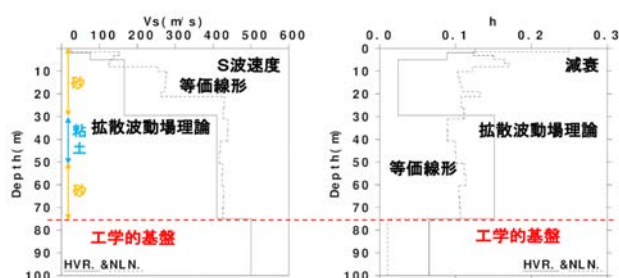


図-12 拡散波動場理論により推定した地盤(実線)と等価線形解析による地盤(破線)の比較

しかし、強震動予測地図で面的な地震動分布を断層モデルなどの波形計算から作成する一般的なアプローチを想定すると、ここでの検討が新たな知見を生み出す可能性が示唆される。JMA 境港以外にも非線形地盤応答を示すほどの強震記録は多く得られている。それらの観測点で、同様に強震および弱震による地下速度構造を求め、強震観測記録を説明する非線形地盤応答特性を評価して解析結果を蓄積すれば、現状一般に用いられている図-8 のような標準特性に、地域性、地盤分類、深度（拘束圧）依存性などを付加したモデル化が可能となると期待される。

5. 境港市役所の本震記録の推定

次に、JMA 境港観測点での検討結果を基に、境港市役所での地盤応答を検討する。図-13 に、JMA 境港と同じ弱震 4 地震による平均としての地震動観測記録の H/V を示す。JMA 境港のような NS と EW の大きな乖離は見られない。また、図-4 の弱震平均と比較すると、特に数 Hz での応答が有意に小さく、この帯域が両者の地盤応答を特徴付けているように思われる。

これに拡散波動場を適用したフィッティング結果を同じく図-13 に付記している。なお、既往の調査⁴⁾を参考

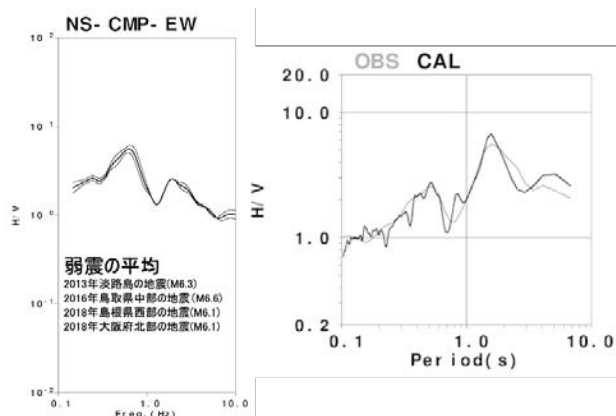


図-13 境港市役所における弱震平均の H/V(左)と拡散波動場理論を用いたフィッティング結果(右)

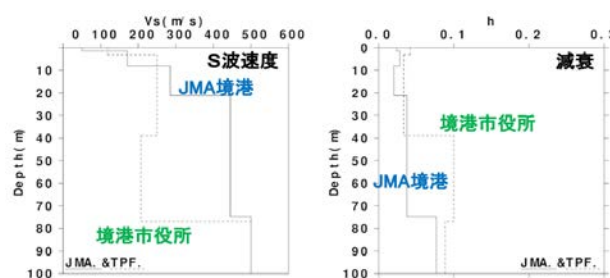


図-14 図-13 の理論 H/V を計算した際の表層部の S 波(左)および減衰(右)構造モデルと JMA 境港と p の比較

に、深部地盤も JMA 境港より少し変化させている。図-14 に JMA 境港と境港市役所で弱震記録から推定された浅部地盤の比較を示す。境港市役所の S 波速度は工学的基盤として設定した 500m/s 層より上面で 250m/s よりも低く、JMA 境港では 20m 以深で 400m/s を超えていることと異なる。一方、ごく表層部は JMA 境港の方が遅い。減衰については、40m 以深で境港市役所の方が JMA 境港よりも大きく求まっている。これらの違いが、上記の地盤応答の差に影響していると考えられる。

JMA 境港で推定した工学的基盤での入力波（図-6）が境港市役所と共通であると仮定し、得られた速度構造モデルに図-11 の非線形地盤応答特性を適用し、失われた地表面地震動の再現計算を試みた。なお、境港市役所近傍のボーリングでは、表層から深さ 10m までが砂地盤、10 から 40m ほどが粘土質地盤、40 から 50m ほどが砂地盤、50 から 60m ほどが粘土質地盤となっており、砂が主体の JMA 境港に対して粘土質が主となっており大きく異なる。これも地盤応答の違いに影響したものと思われる。図-11 では、粘土質地盤の特性は 30 から 40m と 40 から 50m のふたつである。そこで、境港市役所で深さ 40m までの粘土には JMA 境港の 30 から 40m の特性を、50m 以深の粘土には 40 から 50m の特性を与えることとし、砂地盤の表層から 10m は JMA 境港と共通、40 から 50m は JMA 境港における 50m 以深の砂地盤の特性を与えた。これら両地点における土質区分の対応については、

後出の図-16 を参照されたい。

得られた地表面計算波形を、JMA 境港における観測波形とともに図-15 に示す。この時の最大ひずみは 6.7×10^{-3} 程度であり、等価線形解析の適用範囲と考えられる。2000 年鳥取県西部地震の際、現地の記録計に遺された計測震度は 5.6（震度 6 弱）、最大加速度は NS で 113 cm/s^2 、EW で 213 cm/s^2 であった¹⁾。これに対して、計算波形の計測震度は 5.7（水平 2 成分で評価）、最大加速度は NS で 124 cm/s^2 、EW で 253 cm/s^2 とやや過大となっているが、JMA 境港との大きな違いはほぼ再現できている。再現波形からは、JMA 境港に比べて非線形地盤応答の影響が顕著であったことが窺える。図-16 に両地点における弱震（線形）地盤と本震を再現した際の強震（非線形）地盤の S 波速度構造を比較して示す。境港市役所では深さ 40 から 50m の砂地盤と 50m 以深の粘土質地盤の S 波速度が大きく低下しており、この部分の非線形応答が地表面波形に影響したものと考えられる。

6. おわりに

JMA 境港で得られた 2000 年鳥取県西部地震の本震観測記録（強震）とその他 4 地震の弱震観測記録を用いて、拡散波動場理論から弱震時と強震時の地盤構造を求めた。これらを用いて、①強震時の地盤モデルから工学的基盤波を推定できること、②それを弱震時の地盤モデルに入力して等価線形地盤応答を計算し、③観測と比較することで深さおよび土質区分毎の非線形応答特性を評価した。得られた結果は既往の知見と矛盾せず、等価線形計算に用いる非線形地盤応答特性を土質試験ではなく地震観測記録からモデル化できる新たな手法の可能性を示した。

得られた成果を活用し、同地震で観測波形が得られていない境港市役所の本震波形を、同地点で推定した弱震地盤モデルに JMA 境港の工学的基盤波を入力して上記非線形地盤応答特性を考慮することで推定した。得られた波形は、震度計に遺された最大加速度、計測震度と概ね対応しており、JMA 境港に比べて大きな非線形化により、地震動が小さくなったことが示唆された。

JMA 境港周辺の地震動には深部地盤の不整形性も寄与しているとの指摘があるが、共通の工学的基盤波で境港市役所の地震動との違いを再現できたことから、表層地盤の非線形応答特性が高震度域の空間分布をより強調した可能性がある。JMA 境港での強震および弱震のいずれでも EW 成分が卓越することと合わせて、同地域の地震動特性の解明をさらに進めたい。

謝辞：JMA 境港の観測記録は気象庁の公開データを、境港市役所の波形観測記録は鳥取県より提供されたものを用いています。記して感謝します。

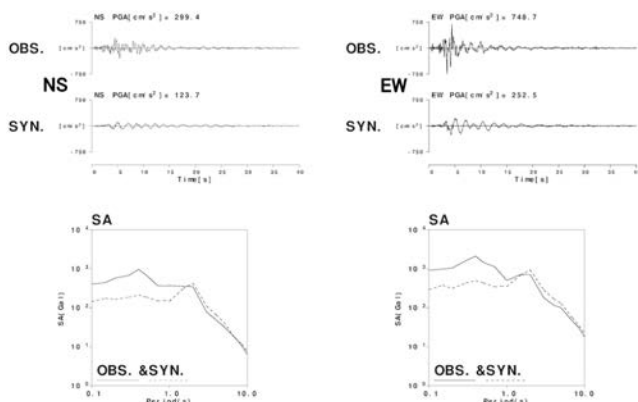


図-15 境港市役所における予測波(SYN)と JMA 境港における観測波(OBS)の比較（上段：波形，下段：応答スペクトル）

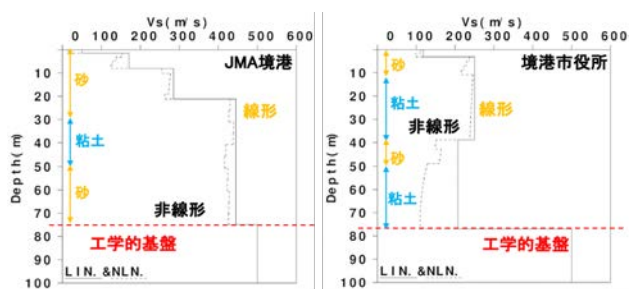


図-16 境港市役所における予測波(SYN)と JMA 境港における観測波(OBS)の比較（上段：波形，下段：応答スペクトル）

参考文献

- 1) 鳥取県：平成12年(2000年)鳥取西部地震「震災誌」，2007.
- 2) 小山真紀，太田裕，西田良平，金本宏司，野口竜也：2000年鳥取県西部地震被災域-境港市-における高密度アンケート調査(1)-調査内容と基礎解析-，地球惑星科学関連学会予稿集，2001.
- 3) 川瀬博，松島信一：「エッジ効果」に着目した単純な二次元盆地構造の三次元波動場解析-兵庫県南部地震の際の震災帯の成因-，地震第2輯，50，431-449，1998.
- 4) 西田良平，寺田一樹，吉川大智，野口竜也，金本宏司，岡本拓也：2000年鳥取県西部地震と弓ヶ浜半島の地下構造，物理探査，55(6)，473-484，2002.
- 5) Kawase, H., Sánchez-Sesma, F.J. and Matsushima, S.: The optimal use of horizontal-to-vertical spectral ratios of earthquake motions for velocity inversions based on diffuse-field theory for plane waves, Bull. Seismo. Soc. Am., 101(5), 2001-2014, 2011.
- 6) 狐崎長狼，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：地震動予測のための深層地盤 P・S 波速度の推定，自然災害科学，9(3)，1-17，1990.
- 7) Gardner, G.H.F, Gardner, L.W. and Gregory, A.R.: Formation velocity and density – the diagnostic basics for stratigraphic traps, Geophysics, 39(6), 759-918, 1974.
- 8) 吉川大智，盛川仁，赤松純平，野口竜也，西田良平：余震，微動，重力を用いた弓ヶ浜半島における2次元基盤構造の推定，地震第2輯，55，61-73，2002.
- 9) 野口竜也，西田良平，林宏一：境港市の震度異常域における2次元表層地盤構造の推定，第28回土木学会地震工学論文集，No. 157，2005.
- 10) Schnabel, P.B., Lysmer, J. and Seed, H.B.: SHAKE - A computer program for earthquake analysis of horizontally layered sites, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, Report No. EERC 72-12, 1972.
- 11) 内閣府中央防災会議：東南海,南海地震等に関する専門調査会(第5回), http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/tounankai_nankaijishin/5/ (2019.09.06 閲覧)

(2019. 9.10 受付)

A STUDY ON REPRODUCING LOST WAVE FORM RECORD AT SAKAMINATO CITY OFFICE UNDER THE 2000 WESTERN TOTTORI PREFECTURE EARTHQUAKE BASED ON NON-LINEAR SOIL CHARACTERISTICS ESTIMATED AT NEARBY JMA SITE

Takao KAGAWA and Tatsuya NOGUCHI

Non-linear soil responses at JMA Sakaiminato site under the 2000 western Tottori prefecture earthquake are examined by using H/V spectral ratios estimated from strong and weak motions. Velocity structure of the site is assumed with assistance of the diffuse wave field theory. Input motion on engineering bedrock at JMA Sakaiminato site is estimated from observed mainshock of the 2000 western Tottori prefecture earthquake from the assumed velocity structure under the strong motion. Non-linear site response by the input motion is estimated from the velocity structure under weak motions with adequate non-linear characteristics, however, equivalent linear methodology is employed for the estimation. The reproduced horizontal wave traces on the surface agree with the observed traces. Velocity structure of Sakaiminato city office site is also estimated from the records under weak motions. Unfortunately, the mainshock wave traces at the site was lost. The lost wave is tried to reproduce using the velocity structure under the weak motion with non-linear soil characteristics and input motion assumed on the engineering bedrock at JMA Sakaiminato site. Horizontal peak ground motion of the reproduced wave traces agree well with the recorded values. It suggests that the estimated mainshock wave at Sakaiminato city office is well reproduced.