

鳥取平野における地震動評価のための 3次元地盤構造モデルの構築

石田勇介¹・野口竜也²・香川敬生³

¹学生会員 工修 鳥取大学大学院工学研究科大学院生 (〒 680-8552 鳥取県鳥取市湖山町南 4 丁目 101 番地)
E-mail: ishida06005@cv.tottori-u.ac.jp

²正会員 工博 鳥取大学工学部土木工学科助教 (〒 680-8552 鳥取県鳥取市湖山町南 4 丁目 101 番地)
E-mail: noguchit@cv.tottori-u.ac.jp

³正会員 理博 鳥取大学工学部土木工学科教授 (〒 680-8552 鳥取県鳥取市湖山町南 4 丁目 101 番地)
E-mail: Kagawa@cv.tottori-u.ac.jp

鳥取平野を対象に地震動評価のための 3 次元地盤構造モデルの構築を目的として本研究をおこなった。まず、既往の常時微動アレー探査結果から統一物性値モデルを設定した。そのモデルに基づいて既存の位相速度データからインバージョン解析を用いて各層厚を推定した。その結果と既存の重力探査の結果をまとめて各層境界深度分布を推定した。各層境界深度分布を求める際に 2 次元 3 次 B スプライン関数を用いた。得られた 3 次元地盤構造モデルを用いて、3 次元有限差分法に基づき 1943 年鳥取地震 (M7.2) を想定した地震動シミュレーションをおこなった。シミュレーションによる地震動分布と鳥取地震時における被害分布を比較することにより、本研究モデルの有用性が確認された。

Key Words : 3-D subsurface structure model, Gravity, Microtremor, Strong ground motion estimation, Tottori plain

1. はじめに

1943 年鳥取地震 (M7.2) が発生した際、鳥取平野内において現在の鳥取市街地が形成されている範囲をはじめとする局所的な被害集中が起きていたことが報告されている¹⁾。被害が局所的に集中した原因については、観測地震動波形記録等の現存する資料が数少ないことに起因して、未だに科学的根拠に基づいた明確な解明はなされていない。鳥取平野は鳥取県東部に位置した山陰地方東部の中核都市として、今後も政治、経済、文化の中心となり山陰地方の発展を支えるための拠点地域である。そのため、将来の地震に備えた防災対策を講じる上で地震動シミュレーションに資する高精度な地盤構造モデルの構築が望まれる。

観測される地震動は、震源特性、伝播特性、地盤特性の 3 つの特性を掛け合わせることで説明される。その中でも建物被害に最も強く影響するのが地盤特性である。震源で放射された地震波は、深部地盤内を伝播して工学的基盤から地表に向かい、平野や盆地にみられる軟弱な表層地盤中で反射、透過を繰り返し、表層地盤の S 波速度が小さいほど地表における地震波の振幅が増幅される。したがって地震工学上、地盤特性を適切に評価することが重要な課題となる。

近年、堆積盆地等の地盤構造の 3 次元的不規則性による地震波の局所的な増幅に関心が寄せられている。

その契機となったのが、1995 年兵庫県南部地震 (M7.3) である。この地震の際に盆地端部域に生じた震災の帯に関しては、地震波が堆積盆地に入射した時に盆地端部付近で生成された盆地生成表面波と直達 S 波との増幅的干渉によるエッジ効果が主因であったことが明らかにされている²⁾。また、シミュレーションに際して、より実現象に則した地震動評価をおこなうためには従来の重複反射理論を用いた 1 次元的な解析ではなく、2 次元もしくは 3 次元地盤構造モデルを用いた多次元空間における波動伝播を考慮に入れた地震動解析をおこなう必要があることが示唆されている³⁾。

鳥取平野における既存モデルとしては、2004 年に鳥取県により鳥取県全土を対象として一律 500m メッシュ間隔とした 3 次元地盤構造モデル⁴⁾ (以下では鳥取県モデルと呼ぶ) が構築されている。しかし、本研究が対象としている平野部においては、500m メッシュ間隔では堆積層の不規則構造を表現しきれていない可能性が考えられ、地震動シミュレーションに用いるためのモデルとしては必ずしも十分とは言えない。

現在、鳥取県モデルが構築された時に比べて地盤構造に関するデータが質・量ともに増していることもあり、2 次元、3 次元的效果を取り入れた合理的な解析が可能な状況にある。そこで、本研究では鳥取平野を対象として主に常時微動探査および重力探査結果に基づき、より細かいメッシュ間隔で工学的基盤から地震基

盤までを包括した 3 次元地盤構造モデルの構築を目的とした。さらに、本研究モデルおよびその他のモデル（国が公開している J-SHIS モデル⁵⁾）および鳥取県により作成された鳥取県モデル）を用いて、1943 年鳥取地震を想定した地震動シミュレーションをおこない、結果を比較することにより本研究モデルの有用性についての検証をおこなった。

2. 鳥取平野における既存の地盤構造モデル

本研究は、1943 年鳥取地震による建物被害分布の範囲を含む、東経 $134^{\circ}05' \sim 134^{\circ}20'$ 、北緯 $35^{\circ}24' \sim 35^{\circ}36'$ で囲まれる図-1 に示す領域（ $18\text{km} \times 18\text{km}$ ）を対象とした。鳥取平野では、これまでに各種物理探査法を用いた地盤構造の調査研究が数多く実施されており、それらの結果に基づいた地盤構造モデルがそれぞれ推定されている^{6),7),8),9)}。その中でも、常時微動アレー探査が最も多くおこなわれており、レイリー波の位相速度分散曲線を介して 1 次元 S 波速度構造モデルが推定されている。図-1 の観測点名が付記されている地点における位相速度分散曲線を一例として図-2 に示す。低周波数帯域まで良好に比較的大きな位相速度が得られている。その他の地点の位相速度分散曲線については、大半では 1Hz 以下の周波数帯での位相速度データが得られていない。原因として、展開されたアレーの大きさや地域特性（不規則構造や微動のパワー不足等）による影響であることが第一に挙げられる。また、層境界のインピーダンス比が小さいために表面波の分散特性が明瞭ではないことも原因のひとつとして推察される。堆積層が薄いと思われる地点（山際等）では、高周波数帯域でも位相速度が十分に大きく、低周波数帯域における位相速度が得られていない。高周波数帯域で位相速度が小さく、低周波数帯域で大きな位相速度データを得られている地点では堆積層が低速度であり、尚且つ、深部地盤内の層境界のコントラストがはっきりしていると考えられる。既存の全 64 観測点の内、低周波数帯域で $V_S=2500\text{m/s}$ 前後の位相速度データが得られている観測点数は 12 地点である。

既存の位相速度データから推定されている 1 次元 S 波速度構造モデルは、地質的背景を考慮に入れて、観測位相速度とモデルから計算される位相速度がある程度一致するように逐次モデル調整をして決定されている。図-3 に観測位相速度分散曲線をもとに推定された 1 次元 S 波速度構造モデルの例を示す。図-3 から鳥取平野では、 $V_S=700\text{m/s}$ 、 $V_S=1500\text{m/s}$ および $V_S=2500\text{m/s}$ の層が比較的厚く堆積していることから、この領域内では支配的な地層であることが推測される。したがって、本研究により作成する 3 次元地盤構造モデルにつ

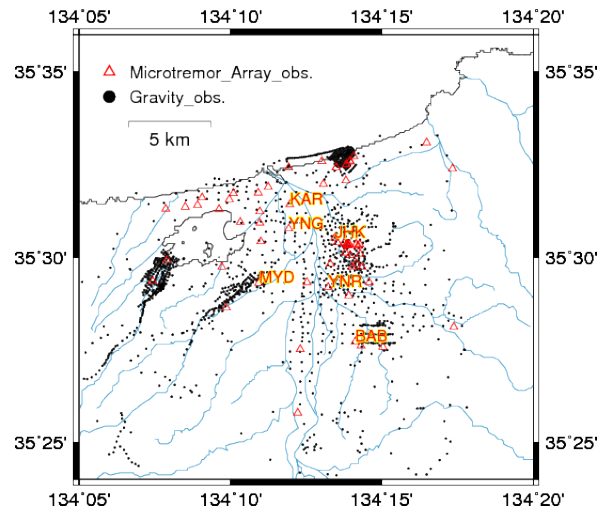


図-1 モデル化対象領域

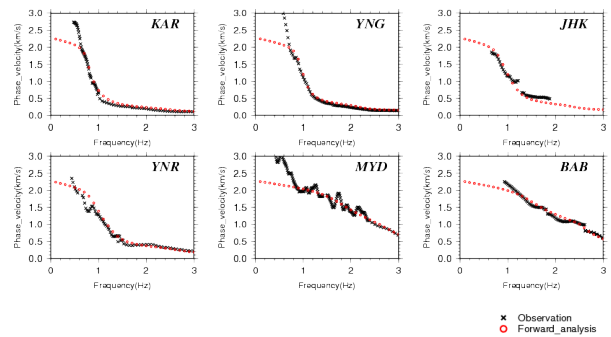


図-2 位相速度分散曲線

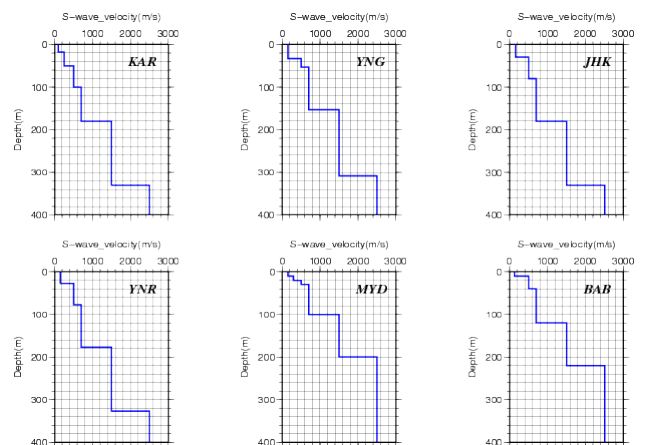


図-3 1 次元 S 波速度構造モデル

いても、表-1 に示すようにこの 3 層に基づいた統一物性値モデルとする。P 波速度は、以下に示す回帰式¹⁰⁾を用いて S 波速度から求めた。密度については先験的な値を参考にして決定した。なお、 Q_S 値については、平成 22 年度版長周期地震動予測地図¹¹⁾内に掲載されて

いる全国 1 次地下構造モデルの堆積層媒質モデルを参照した。

表-1 統一物性値モデル

	Density (t/m ³)	P-wave vel. (m/s)	S-wave vel. (m/s)	Q_S value
First layer	2.0	2070	700	140
Second layer	2.2	2960	1500	300
Third layer	2.4	4070	2500	400

しかし、先に述べたように位相速度データのみでは $V_S=2500\text{m/s}$ の層の情報を持った観測データが対象領域に対して圧倒的に不足している。そこで、本研究では、 $V_S=700\text{m/s}$ および $V_S=1500\text{m/s}$ の層厚については、常時微動探査結果から推定されたモデルを、 $V_S=2500\text{m/s}$ の層厚については重力探査結果を参考にして構築することを考える。

重力探査も常時微動探査と同様に精力的に実施されており、観測から得られる重力異常から 3 次元密度構造モデルが推定されている。図-4 には、第一層目の密度を 2.0t/m^3 、第二層目の密度を 2.2t/m^3 および第三層目の密度を 2.4t/m^3 とする多層モデルを仮定した際の第三層目の上面深度を示している。対象領域の中央に流れる第一級河川である千代川に沿って基盤が落ち込んだ深い盆地構造を示している。

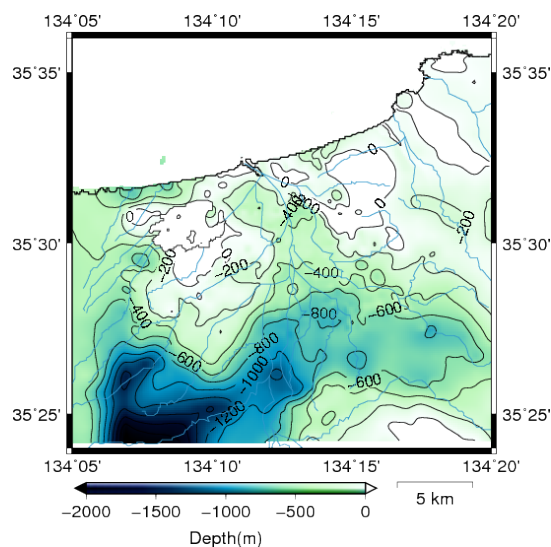


図-4 3 次元密度構造モデル

3. 物理探査結果に基づく 3 次元地盤構造モデルの構築

既存の常時微動アレー探査結果から $V_S=700\text{m/s}$ および $V_S=1500\text{m/s}$ の層の下面までの各層境界深度を得た。また、 $V_S=2500\text{m/s}$ の層の下面までの深度情報については、重力解析により推定された既存の密度構造モデルから得た。ここでは、これらの結果をまとめることで、本研究のモデル化対象領域内における各層境界面深度分布を推定する。また、グリッドモデル化する際には、2 次元 3 次 B スプライン関数を用いることにより 200m 格子間隔で空間的に補間する。

補間関数を用いてデータ補間する際に、深度情報のみでは適当な基盤形状を得ることが難しい場合がある。そこで、国土地理院が発行している 50m メッシュ標高データ¹²⁾、および日本海洋データセンターが Web 上で提供している日本周辺海域の 500m メッシュ水深データ¹³⁾からそれぞれ緯度経度 30 秒 (約 30m) 間隔でデータ抽出をおこない、山地や海底面が露頭基盤であるとともに堆積層媒質モデルにおける各層境界深度面が標高または水深データの深度面と連続であるという仮定のもと、標高および水深データを補完データとして用いる。こうすることでモデル化対象領域内におけるデータ密度にほぼ偏りがなくなる。こうした操作は一般的によく用いられており、妥当な結果を得られている実績が多々ある¹⁴⁾。

抽出した標高および水深データと常時微動アレー探査、重力探査から推定したモデルにおける各層の境界深度データを合わせて、18km 四方の領域を 200m × 200m 格子に分割した 2 次元 3 次 B スプライン関数で空間的に補間することでモデル化した。2 次元 3 次 B スプライン関数は、

$$z(x, y) = \sum_{i=I}^{I+3} \sum_{j=J}^{J+3} c_{i,j} B_{4+I-i} \left(\frac{x - x_I}{w_x} \right) B_{4+J-j} \left(\frac{y - y_J}{w_y} \right)$$

であり、 $B_I(r)$ は、

$$\begin{aligned} B_1(r) &= \frac{r^3}{6} \\ B_2(r) &= \frac{-3r^3 + 3r^2 + 3r + 1}{6} \\ B_3(r) &= \frac{3r^3 - 6r^2 + 4}{6} \\ B_4(r) &= \frac{-r^3 + 3r^2 - 3r + 1}{6} \end{aligned}$$

で表される 3 次関数である。ここに、 I, J はそれぞれ 2 方向の分割したグリッド数を表す。本研究においては、 $I = J = 90$ とした。

2 次元 3 次 B スプライン関数を用いて表現したことにより、空間微分値も連続した滑らかなモデルとなり、不整形地盤を対象とした 3 次元有限差分法に基づいた

地震動応答計算をおこなう際にそのまま用いることができる。ただし、垂直あるいはオーバーハングするような層境界を表現することはできていない。

統一物性値モデルに基づいて推定した各層境界深度分布を図-5に示す。 $V_S=2500\text{m/s}$ 層下面までの深度分布図(左下)をみると、平野中央部において基盤の落ち込みがみられ、最深部で約600mとなっている。鳥取市街地が形成されている(EW: NS) = (12km: 10km)の周辺地域において基盤傾斜が急峻となっている。したがって、この範囲は盆地端部域にあたることから、エッジ効果による地震動振幅の増大が懸念される。

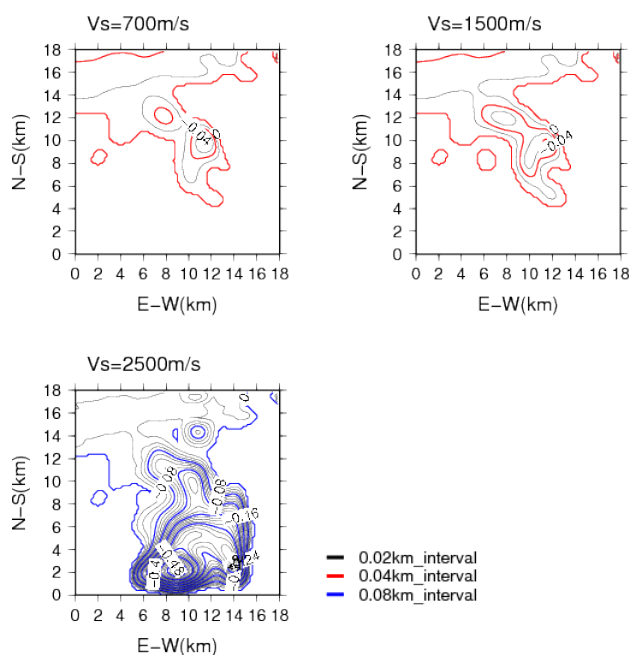


図-5 3次元地盤構造モデル

$V_S=1500\text{m/s}$ 層下面までの深度分布図(右上)をみると、最深部が平野中央部において深さ約80mに達している。平野中央部より北側の深度分布形状は、 $V_S=2500\text{m/s}$ 層下面における深度分布と類似した傾向となっている。しかし、平野中央部より南側では、 $V_S=2500\text{m/s}$ の層の下面での深度分布において西南方向へ向かって深くなっている様子が見受けられるのに対して、 $V_S=1500\text{m/s}$ 層下面での深度分布では西南方向への沈み込みはみられない。したがって、平野中央部から西南方向の著しい深度変化は、 $V_S=1500\text{m/s} \sim 2500\text{m/s}$ の地層間で起きていると考えられる。

$V_S=700\text{m/s}$ 層下面までの深度分布図(左上)における最深部は、 $V_S=1500\text{m/s}$ と同様に深さ80m程である。ただし、 $V_S=1500\text{m/s}$ の層と比べ、全体的に浅くなっている。

なお、地震動シミュレーションをおこなう際に

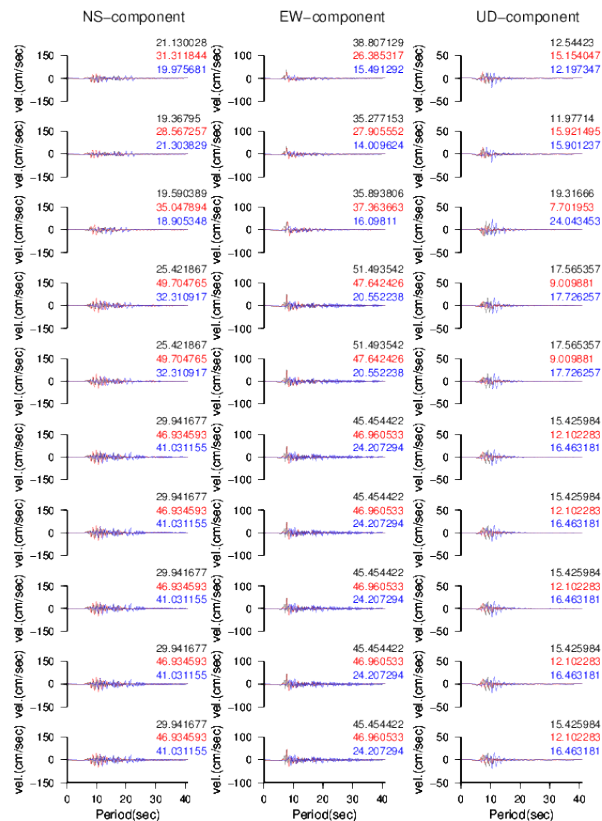


図-6 工学的基盤面でのシミュレーション速度波形

は、 $V_S=2500\text{m/s}$ の下層に地震発生領域として、 $V_S=3000\text{m/s}$ の層が最深部で30000mまで存在するものとした。また、スプライン関数を用いて作成した領域外の構造モデルについては、 $V_S=3000\text{m/s}$ の層が露頭していると仮定した。ただし、領域境界周辺でテーパー処理を施し、急激な構造変化を生じないような遷移領域を設けている。したがって、以後でおこなう地震動シミュレーションにより得られる結果についてもスプライン関数を用いて作成した領域内のみを議論の対象とする。

4. 1943年鳥取地震を想定した地震動シミュレーション

本研究における地震動の計算は3次元有限差分法に基づいておこなう。また、ここでは1943年鳥取地震を引き起こしたと考えられている吉岡・鹿野断層について既往研究¹⁵⁾を参考にして鳥取県が作成した震源モデルを用いて、同地震を想定した地震動シミュレーションをおこなう。計算に際して、地盤構造モデルを最小格子間隔40mの食い違い格子に離散化した。また、1波長を5グリッドで表現し、計算上限周波数を1.5Hzとして空間4次・時間2次の精度で計算をおこなった。計算ステップ間隔は、100Hzと十分に小さくすることで計

算が安定するように考慮した．全ステップ数は 4000 ステップ（40 秒間）としている．図-6 の工学基盤面でのシミュレーション速度波形は，本研究モデル，J-SHIS モデルおよび鳥取県モデルのそれぞれのモデルから計算された時系列速度波形の一例を示している（本研究モデル-黒線，J-SHIS モデル-赤線，鳥取県モデル-青線）．ただし，鳥取県モデルによる計算結果は鳥取県が独自におこなったものであり，統計的グリーン関数法を用いることにより広帯域で工学的基盤面での地震動を得ている．そのため，計算条件の差異が結果に及ぼす影響をできる限り除去するために波形全てに周波数 0.1Hz ～1.5Hz のバンドパスフィルターを施している．

5. 結果および考察

本研究モデルによる結果について，鳥取市街地に位置する JHK および YNR において最大振幅が 30m/s 程度の比較的大きな振幅を持つ NS 成分の波が計算された．また，平野中央部に位置する BAB，YNR においては，振幅値 50m/s 前後で継続時間の長い EW 成分の波が到来している．図-7 を見ても，比較的大きな速度振幅が平野中央部に分布している．この原因は，震源モデルが横ずれ型の破壊挙動を起こしたことによるディレクティビティ効果であると考えられる．J-SHIS モデルおよび鳥取県モデルによる計算結果をみると，全体的に振幅が小さく，継続時間も短いことから堆積地盤構造による影響が十分に表現されていないと思われる．

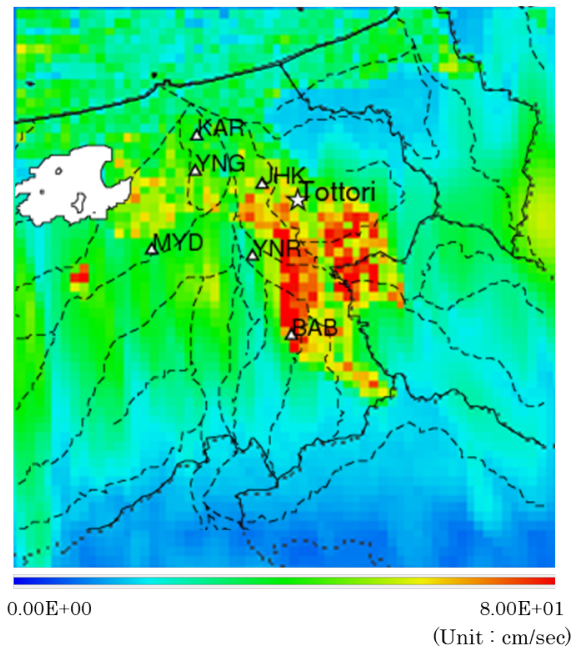


図-7 最大速度振幅分布（NS 成分）

6. 結論

本研究は，鳥取平野において地震動評価のための 3 次元地盤構造モデルの構築を目的としておこなった．以下に，本研究により得られた成果をまとめる．

- 3 次元地盤構造モデルを構築する上で必要となる堆積層媒質モデルについて，地質構造とこれまでにおこなわれた物理探査により得られている知見をもとに堆積層を 3 分割するモデルを作成した．なお，3 層の S 波速度構造は，それぞれ $V_S=700\text{m/s}$ ， $V_S=1500\text{m/s}$ ， $V_S=2500\text{m/s}$ とした．
- 既存の位相速度データおよび重力異常データを用いて，2 次元 3 次 B スプライン関数による 3 次元地盤構造モデルを作成した．
- 本研究により作成したモデルを用いて 1943 年鳥取地震を想定した地震動シミュレーションをおこなった．また，J-SHIS モデルおよび鳥取県モデルによる結果と比較することで堆積層が地震動波形に及ぼす影響を確認した．

今後，さらにデータを追加することでモデルの精度を高める必要がある．また，モデルの妥当性の検証について，より多角的に検討を進める必要がある．

謝辞： 本研究に使用しました常時微動アレー探査データおよび重力探査データは，鳥取大学工学部土木工学科地圏環境工学研究室に在籍しておられた方々によりおこなわれたものです．また，水域の深度データとして用いました 500m メッシュ水深データは，日本海洋データセンターにより Web 上で無償提供しているものを使用しました．本研究における地震動応答計算は，独立行政法人防災科学技術研究所が無償提供している GMS¹⁶⁾ (Ground Motion Simulator) を用いておこないました．一部の図の作成には，GMT¹⁷⁾ を使用しました．記して

感謝いたします。

参考文献

- 1) 日本建築学会：鳥取県震災調査報告，建築雑誌，2，3月合併号，1944.
- 2) 川瀬 博，松島 信一，GRAVES Robert W., SOMERVILLE Paul G.: 「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，Vol. 50, pp.431-449, 1998.
- 3) 中道 聡，川瀬 博：2次元盆地構造における盆地生成表面波の発生とそれに伴う「エッジ効果」に関する研究，日本建築学会大会学術講演梗概集，B-2，構造II，振動，原子力プラント，pp.279-280, 2000.
- 4) 鳥取県：鳥取県地震防災調査研究報告書，Webページ (<http://www.pref.tottori.lg.jp/jishinbousaichousa/>) pp.5-14, 2005.
- 5) 独立行政法人防災科学技術研究所：統合化地下構造データベースの構築，地下構造構築ワーキンググループ報告書，Vol. 361, 2011.
- 6) 野口竜也，西田良平：微動による鳥取平野の地盤構造推定，土木学会論文集，No. 710/I-60, pp.473-478, 2002.
- 7) 野口竜也，西田良平，岡本拓夫，平澤孝規：人工地震・微動・重力観測による鳥取平野の地盤構造の推定，地震工学研究発表会講演概要，Vol.27, pp.1-7, 2003.
- 8) 野口竜也，山下 毅，西田良平：微動探査データに基づく鳥取平野の3次元地盤構造モデルの構築，土木学会年次学術講演会講演概要集，Vol.63, I-151, 2008.
- 9) 野口竜也，杉原優太，杉浦慎一，香川敬生：微動および重力観測による鳥取平野南部の地盤構造推定，土木学会次学術講演会講演概要集，Vol.64, I-330, 2009.
- 10) 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：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，Vol.9, No. 3, pp.4-10, 1990.
- 11) 文部科学省研究開発局，国立大学法人東京大学地震研究所，独立行政法人防災科学技術研究所：長周期地震動予測地図作成等支援事業成果報告書，p. 23, 2012.
- 12) 国土地理院：数値地図50mメッシュ(標高)，CD-ROM，日本-III，第1次地域区画コード番号5334, 1997.
- 13) 日本海洋データセンター(JODC)：500mメッシュ水深データ，日本海洋データセンターHPページ (http://www.jodc.go.jp/index_j.html)
- 14) 香川敬生，澤田純男，岩崎好規，南莊 淳：大阪体積盆地における深部地盤構造のモデル化，地震工学研究発表会講演概要，Vol.22, pp.199-202, 1993.
- 15) Kanamori, H.: DETERMINATION OF EFFECTIVE TECTONIC STRESS ASSOCIATED WITH EARTHQUAKE FAULTING. THE TOTTORI EARTHQUAKE OF 1943, Phys. Earth Planet., Interiors 5, pp.426-434, 1972.
- 16) 青井 真，早川俊彦，藤原広行：地震動シミュレータ，物理探査，Vol.57, pp.651-666, 2004.
- 17) Wessel, P. and W. H. F. Smith: Free software helps map and display data, EOS Trans., Amer. Geophys. U., Vol.72, No. 41, p. 441, 1991.

(平成24年9月25日受付)

MODELING 3-D SUBSURFACE STRUCTURE FOR STRONG GROUND MOTION ESTIMATION IN THE TOTTORI PLAIN

Yusuke ISHIDA, Tatsuya NOGUCHI and Takao KAGAWA

This study was performed for the purpose of constructing 3-D subsurface structure model for strong ground motion estimation in the Tottori plain. First, previously proposed layered structure models were integrated into an averaged layered structure model. Thickness of each layer was estimated at microtremor array observation site through the inversion analysis from observed phase velocity data with the layered structure models. Distributions of layer boundary depths were estimated from the results and gravity survey data. 2-D 3rd-order B-spline function was adopted for modeling boundary depth distribution. Strong ground motions due to the 1943 Tottori earthquake (M7.2) was simulated by the 3-D finite difference method. The 3-D subsurface structure model was well verified by comparing the distribution of peak ground velocity with the damage distribution under the 1943 Tottori earthquake.