

論文 鳥取県西部地震時の境港における地盤応答特性と地震動評価

新井 洋^{*1}

要旨：2000年鳥取県西部地震において、震源から約30km離れていながら甚大な被害を被った境港を対象に地震動推定を行った。まず、境港において微動の移動1点観測を行い、深部地盤の2次元S波速度構造を推定した。次に、推定された地盤構造に基づいて2次元および1次元の地震応答シミュレーション解析を行い、実際の被害分布および地震記録との比較から、被害地域近傍の地震動は、深部地盤の2次元応答の影響は小さく、深部および表層地盤の1次元非線形応答の影響だけでほぼ説明できることを示した。

キーワード：鳥取県西部地震，境港，微動，S波速度構造，地盤応答，液状化

1. はじめに

2000年鳥取県西部地震では、震源から比較的遠い境港市（震央距離30km）においても甚大な被害が発生した。例えば、境水道沿いの幅0.5km×長さ3km程度の帯状の地域では木造住宅の被害が集中した^{1), 2)}。また、この地域の等価アンケート震度の値は周辺地域のそれよりも高い値（6弱）となっている^{1), 2)}（図-1）。このことは、この地域では地震動レベルが局地的に大きかった可能性を示唆している。その原因として地盤構造の影響が考えられるが、この地域の深部地盤構造に関する情報は少ない。したがって、被害要因を定量的に評価するためには、まず、地震基盤までのS波速度構造を多角的に把握することが必須である。

地盤のS波速度構造を簡便・迅速かつ多角的に推定する方法として、微動のアレイ観測と移動1点観測とを併用する方法³⁾がある。吉川ら⁴⁾は、弓ヶ浜半島北部の4地点で微動のアレイ観測を行い、地震基盤までのS波速度構造を推定している。しかし、その多角的な分布については重力異常の情報に基づいて推測しており、不確定な部分もあると思われる。また佐藤ら⁵⁾は、境港市の複数地点において余震観測を行い、得られた記録のスペクトル比の逆解析から地震基盤の2次元構造を推定している。一方、被害地域近傍での本震記録は表層地盤の1次元非線形応答の影響により概ね説明できるとの報告^{6), 7)}もある。

以上の背景から、本研究では、境港市において

微動の移動1点観測を行い、H/Vスペクトル^{8), 9)}の位置的变化に基づいて深部S波速度構造を多角的に推定する。さらに、推定された構造に基づいて地盤をモデル化し、その2次元および1次元の地震応答解析を行って、被害地域近傍で得られた本震記録のシミュレーションを行う。

2. 微動の移動1点観測とH/Vスペクトル

観測は、主として2003年4-5月の日中に、図-1に示す205地点で行った。微動計は固有周期2秒の3成分速度計を用いた。観測波形は増幅後、サンプリング周波数100HzでA/D変換(24bit)し、ノートパソコンに記録した。記録波形が定常性を保っていると考えられる区間を選び、各成分4096

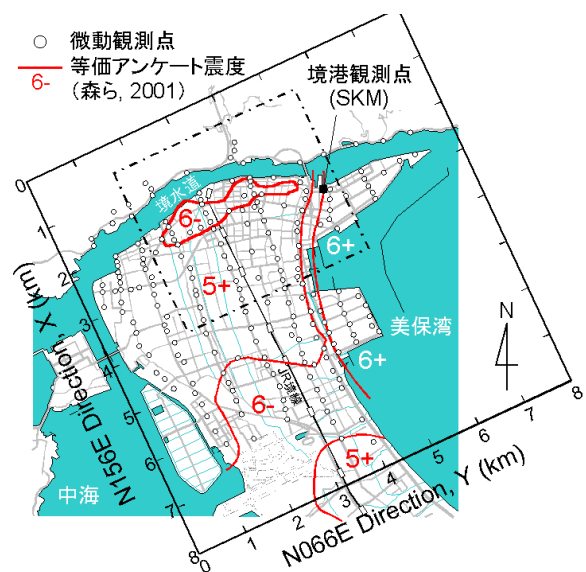


図-1 微動・強震観測点と等価アンケート震度分布¹⁾

*1 防災科学技術研究所 地震防災コリア研究センター 副チーフリーダー 工博（正会員）

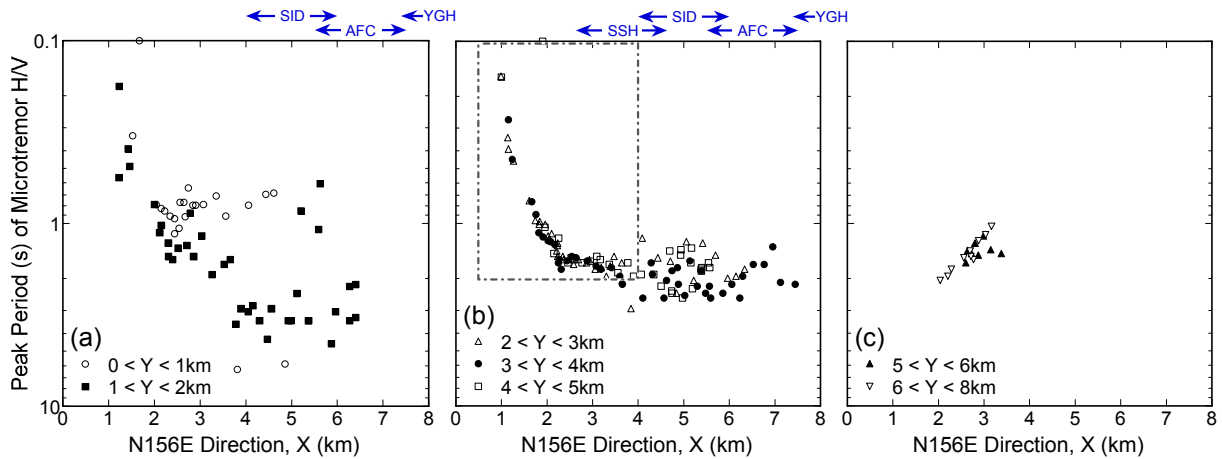


図 - 2 微動 H/V スペクトルのピーク周期の位置的变化

ポイントのデータセットを 8-16 個程度作成して、以後の解析に用いた。

各地点で得られた 3 成分微動データから、時松・新井⁹⁾と同様の方法で H/V スペクトルを求めた。境水道の北側の観測点 (図 - 1 の $X = 1\text{km}$ 付近) では H/V スペクトルの周期特性に明瞭なピークは認められなかった。一方、それ以外の地点では周期 0.1 秒から 2-6 秒程度までの範囲に比較的明瞭なピークが認められ、全体的には、その周期が弓ヶ浜半島に沿って南側 (N156E 方向) に向かって長くなる傾向が認められた。図 - 2 に、各観測点で得られた微動 H/V スペクトルのピーク周期 (以下、 T_p) の N156E 方向 (X 方向) の位置的变化を、N066E 方向 (Y 方向) 幅 1km ごとに示す。図から、 $Y < 2\text{km}$ の範囲 (図 - 2(a)) では、上記の傾向はある程度は認められるものの、 T_p は X 方向に不連続に変化しており、位置によるばらつきが大きい。とくに $4\text{km} < X$ の範囲では、H/V スペクトルにピークが複数認められる場合が多く、その周期は 0.6-1 秒および 2-6 秒の範囲に分布している。しかし、このばらつきは半島の東側に向かうほど小さくなり、 $2 < Y < 5\text{km}$ の範囲 (図 - 2(b)) では、 T_p は $X < 4\text{km}$ の範囲では連続して変化しており、周期 0.1-2 秒の範囲で上記傾向が明瞭に確認される。ただし、 $4\text{km} < X$ の範囲では、H/V スペクトルのピークは単一である場合が多いが、その周期は 1.3-3 秒の範囲でばらついている。さらに東側の $5\text{km} < Y$ の範囲 (図 - 2(c)) では、 T_p は周期 1-2 秒の範囲で北側に向かって長くなってお

り、図 - 2(b)とは逆の傾向となっている。このように、この地域の微動の H/V スペクトルは場所により大きく異なっている。

3. 微動から推定した S 波速度構造断面

微動 H/V スペクトルの位置的なばらつきや複数ピークの原因として、地盤構造の強い不整形性や微動源の影響などが考えられるが、いずれも現時点では想像の域を出ない。そこで本研究では、微動 H/V スペクトルのピークが単一であり、その位置的变化が連続的である $2 < Y < 5\text{km}$, $0 < X < 4\text{km}$ の領域 (図 - 1 および図 - 2(b)の鎖線内) を対象に地盤の S 波速度構造を推定する。図 - 3 に、吉川⁴⁾が微動のアレイ観測を行った 4 地点 (サイト SSH, SID, AFC, YGH) のアレイ内の観測点での H/V スペクトルのピーク周期 T_p と地震基盤

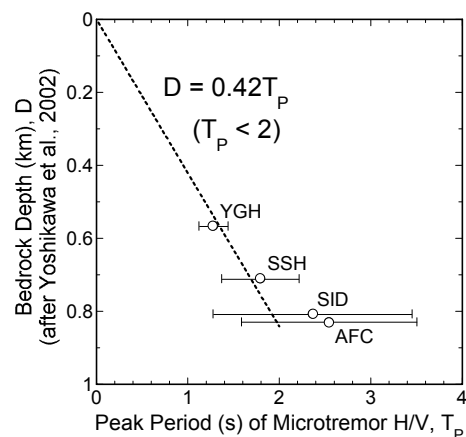


図 - 3 微動観測から推定された地震基盤深度⁴⁾と H/V スペクトルのピーク周期との関係

($V_s > 3\text{km/s}$) の推定深度 D との関係を示す。 T_p はアレイ内での平均値 (印) と標準偏差 (横棒) で表示している。図から、 H/V スペクトルのピーク周期 T_p は地震基盤深度 D と正の相関がありそうである。ここで、サイト SID と AFC では、アレイ内の T_p のばらつき (標準偏差) が大きいことから、直下の地盤構造の不整形性が強い可能性がある。一方、サイト SSH と YGH ではこれが比較的小さいことから、直下地盤を水平成層構造と仮定できると考えられる。確認のため、サイト SSH のアレイ中心で得られた微動 H/V スペクトルと吉川ら⁴⁾の推定地盤構造から計算した水平成層地盤における表面波の理論 H/V スペクトル⁹⁾とを比較して図 - 4 に示す。図から、理論値は観測値と良く対応しており、吉川ら⁴⁾の推定した S 波速度構造はこの地点直下のそれとして妥当と判断される。

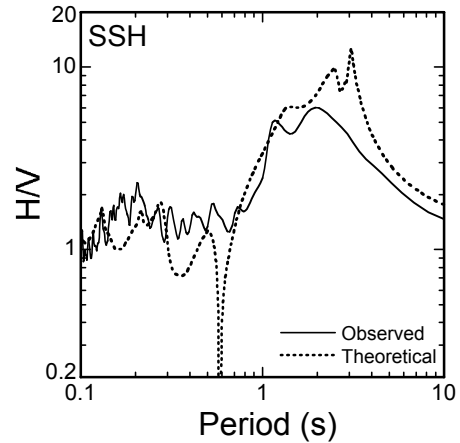


図 - 4 サイト SSH の微動および理論 H/V スペクトル

以上から、サイト SSH と YGH の情報 (図 - 3) に基づいて、地震基盤深度 $D(\text{km})$ と H/V スペクトルのピーク周期 $T_p(\text{s})$ との間に $D = 0.42T_p$ ($T_p < 2$) の関係があると仮定し、対象領域の各観測点において直下の地震基盤深度を推定した (図 - 5(a))。図から、対象領域では地震基盤深度の Y 方向の変化は小さく、地震基盤構造を X 方向の 2 次元断面と仮定して良いことが分かる。また、地震基盤の傾斜は直線的であり、その角度は $0.8 < X < 2.3\text{km}$ の範囲では約 24 度、 $2.3 < X < 4\text{km}$ の範囲では約 3 度である。図 - 5(b) は、図 - 5(a) およびサイト SSH の S 波速度構造⁴⁾に基づいて推定した X 方向の深部 S 波速度構造断面である。この地盤構造モデルでは、最表層の S 波速度が 480m/s となっており、いわゆる工学的基盤以深の地盤が対象とされている。図には比較のため、対象領域において等価アンケート震度が最大 (6 弱) となる地域^{1), 2)} (木造住宅被害の集中域) を示す。図から、木造住宅の被害は、地震基盤の傾斜がほぼ平坦から約 24 度に変化する $X = 2.3\text{km}$ 付近から、傾斜を上る方向に約 0.5km の範囲で生じていることが分かる。この地震基盤構造の不整形性による深部地盤の 2 次元応答が地表での地震動特性や木造住宅の被害分布に影響を与えた可能性も想像されるが、その検討は次章に譲る。

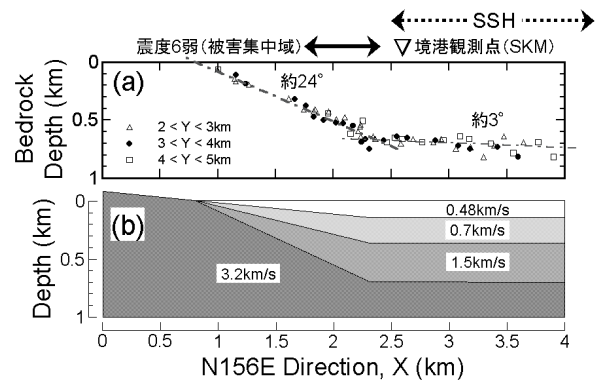


図 - 5 推定された(a)地震基盤深度および(b) S 波速度構造断面 ($N156E$ 方向、 $2 < Y < 5\text{km}$)

4. 深部地盤の不整形性が地震動に与えた影響

図 - 5(b)の深部地盤構造断面を推定した領域では、2000年鳥取県西部地震時に、港湾空港技術研究所港湾地域強震観測網の境港観測点 (図 - 1 : 以下、SKM) において強震記録が得られ、地盤調査資料とともに公開されている¹⁰⁾。また、SKM地点の北東約 4.5km に位置する防災科学技術研究所基盤強震観測網 (KiK-net) の美保関観測点 (SMNH10) では、地表および深度 203m での本震記録が得られ、ボーリングデータおよび PS 検層結果とともに公開されている¹¹⁾。そこで本章では、SMNH10地点の本震記録に基づいてSKM地点直下の地震基盤での岩盤地震動を推定し、これを図 - 5(b)の深部地盤構造モデルへの入力とした2次元および1次元の地震応答シミュレーション解析を行って、深部地盤の不整形性が地震動特性に与えた影響について検討する。

4.1 KiK-net 美保関地点の岩盤地震動の推定

まず、地盤の非線形挙動が比較的小さかったと考えられる SMNH10 地点の地表記録 (EW・NS 方向成分) を、周波数ひずみ依存型の減衰をもつ 1 次元等価線形解析¹²⁾により、地震基盤内の深度 800m まで引き戻し、岩盤露頭波を求めた。この際、深度 203m 以深の PS 検層結果が無いことから、これ以深の地盤構造を仮定する必要がある。そこで、この地点の微動 H/V スペクトル¹³⁾の周期 0.5-0.6 秒付近に見られるピークが地震基盤を反映するものと考え、 $D = 0.42T_p$ の関係から地震基盤深度を 0.23km と仮定して、SMNH10 地点の S 波速度構造とした (図 - 6)。地盤モデルの多質点系への置換は、上下方向に伝播する S 波に対して 10Hz 以下の周波数成分を表現できるように行った。また、各地層の土の非線形性は、ポーリングデータ¹¹⁾および PS 検層結果¹¹⁾に記載されている密度・S 波速度・土質および有効拘束圧に基づき、文献¹⁴⁾を参考にモデル化した。

図 - 7 に、解析から得られた EW・NS 方向成分の最大加速度・速度・せん断ひずみの地中分布を示す。図には、深度 203m での観測値¹¹⁾も示すが、最大加速度・速度とも、解析値は観測値とほぼ対応している。また図 - 7(c)より、最大せん断ひずみは 10^{-4} 未満であり、等価線形解析の適用範囲内のレベルである。このことは、本節での引き戻し解析結果の妥当性をある程度支持している。

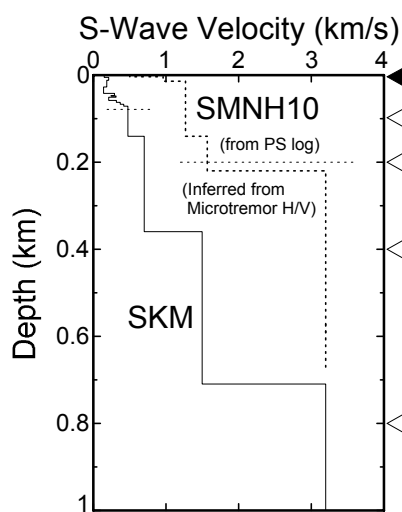


図 - 6 SKM および SMNH10 地点の S 波速度構造^{4), 6), 11)}

4.2 境港観測点の岩盤地震動の推定

次に、4.1 節で得られた SMNH10 地点の直下深度 800m での岩盤露頭波に基づいて、SKM 地点の同深度での岩盤露頭波を推定する。ここで、Pulido and Kubo¹⁵⁾によれば、2000 年鳥取県西部地震における震源からの S 波の放射特性 (Radiation Pattern) は SKM 地点と SMNH10 地点とでは異なっており、したがって両地点の岩盤地震動も異なっていると考えられる。そこで、点震源を仮定した場合の理論地震動の式¹⁵⁾を参考に、両地点の岩盤地震動のスペクトル $A_{SKM}(f)$ 、 $A_{KIK}(f)$ の理論振幅比が次式で近似的に表されるものと考えた。

$$\frac{A_{SKM}^i(f)}{A_{KIK}^i(f)} \approx \frac{R_{SKM}^i(\theta, \phi, f) D_{SKM}^{-1} \exp(-\pi f D_{SKM} / Q(f) V_S)}{R_{KIK}^i(\theta, \phi, f) D_{KIK}^{-1} \exp(-\pi f D_{KIK} / Q(f) V_S)} \quad (1)$$

ここに f は周波数、 $R(\cdot)$ は周波数依存の Radiation Pattern 係数¹⁵⁾、 D および (θ, ϕ) は観測点の震源からの距離および方位角、 V_S および Q は岩盤の平均的な S 波速度および減衰定数 (の逆数) であり、添え字 i は方向成分を表す。SMNH10 地点の直下深度 800m での EW および NS 方向成分の岩盤露頭波をフーリエ変換し、これに式(1)により計算される理論スペクトル振幅比を乗じてからフーリエ逆変換することで、SKM 地点の直下深度 800m での EW および NS 方向成分の岩盤露頭波を推定した。なお、アスペリティを考慮して式(1)を算定した場合でも点震源の場合と大きな違いは無かった。

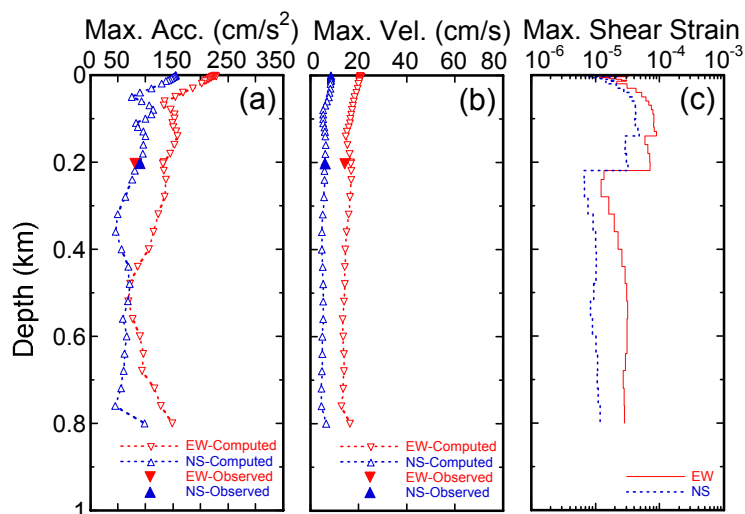


図 - 7 1 次元等価線形解析から得られた SMNH10 地点の最大加速度・速度・せん断ひずみの地中分布

4.3 境港の深部地盤の2次元応答

図-5(b)の深部地盤構造モデルに対して、4.2節で得られたSKM地点の直下深度800mにおける岩盤露頭波を鉛直下方からの入力として、2次元有限要素法(FEM)による地震応答シミュレーション解析を行った。解析は面外場(SH波動場)および面内場(P-SV波動場)に対して行い、それぞれ工学的基盤上面での応答を求めた。この際、地盤モデルの要素分割はS波に対して5Hz以下の周波数成分を表現できるように行い、各要素の材料物性は線形・無減衰とした。また、地盤モデルの底面および側面は粘性境界とした。解析は時間軸上で行い、数値積分にはNewmarkの法($\gamma=0.25$, 時間間隔0.002秒)を用いた。

図-8および図-9に、面外場および面内場の解析から得られた工学的基盤上面での水平応答速度の(a)最大値と(b)時刻歴波形の分布を示す。図-8(a)、9(a)には比較のため、各点の直下地盤の1次元応答解析から得られた工学的基盤上面での最大速度分布を示す。図-8(a)、9(a)から、2次元解析による工学的基盤上面での最大速度は、面外場・面内場とも、位置によらず1次元解析による

値と概ね同等となっている。また、図-8(b)、9(b)から、面外場・面内場とも、工学的基盤上面での応答波は、入射波が鉛直下方より1次元的に増幅された直達位相(1次元応答波)と、地震基盤傾斜部($0.8 < X < 2.3\text{km}$)より2次元的に発生し、堆積層側(Xの正方向)に向かって伝播する後続位相から成ることが分かる。この後続位相は時刻10-20秒の間に現れ、その振幅は直達位相のそれ以下であり、図-8(a)、9(a)との比較から、応答波の最大値は直達位相(1次元応答波)によるものであることが確認される。ここで、用いた入力動には周期0.5秒から2秒程度の成分波が卓越していることから、中心周期が0.5秒、1秒および2秒のRicker波(最大速度振幅20cm/s)を入力した場合の解析も行ったが、いずれの場合も上記と同様の傾向が確認された。

以上から、周期0.5-2秒程度の成分波が卓越する地震動入力に対して、この地域の深部地盤の2次元応答が工学的基盤上面での地震動に与える影響は後続位相にのみ現れ、その最大値は直下地盤の1次元応答によってほぼ決まることが分かる。とくに、後続位相の発生位置である地震基盤傾斜

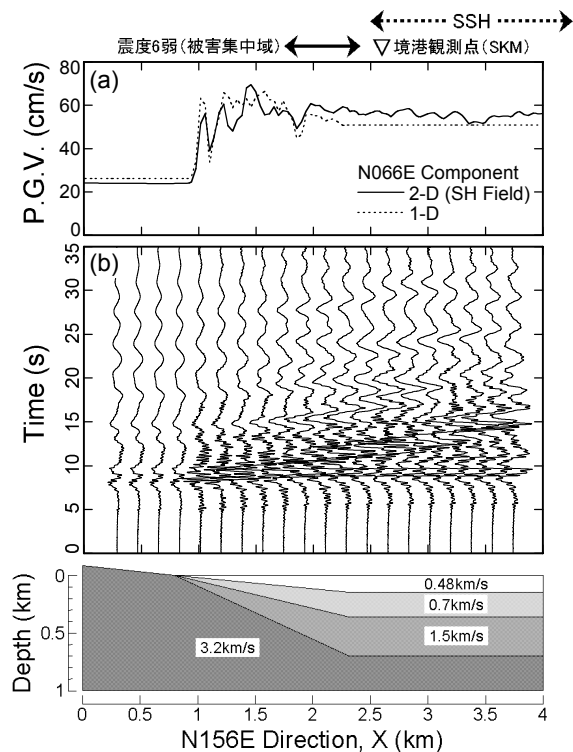


図-8 2次元 FEM 解析から得られた工学的基盤上面での水平応答速度の最大値と波形(面外場)

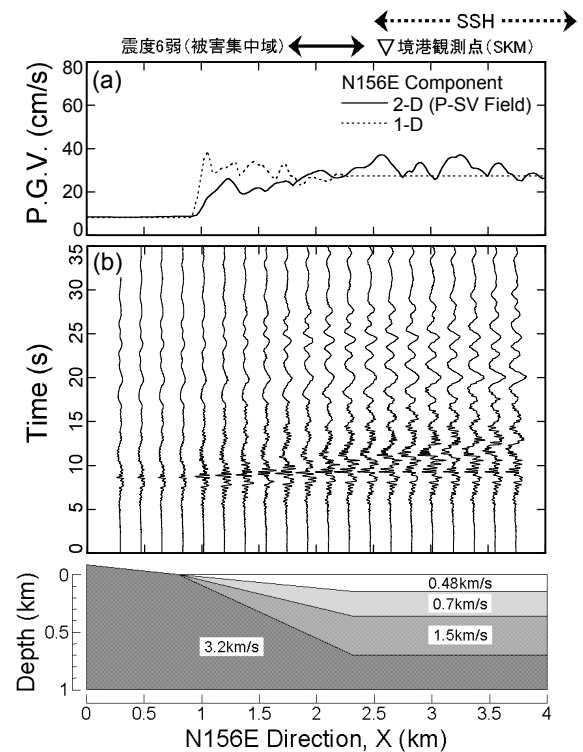


図-9 2次元 FEM 解析から得られた工学的基盤上面での水平応答速度の最大値と波形(面内場)

部の近傍では、2次元解析による応答波の継続時間は1次元解析によるそれとほぼ同等となっており、工学的基盤上面での地震動は1次元解析で十分に再現できている可能性が高い。

なお、2次元および1次元解析とも、工学的基盤上面での最大速度の分布は等価アンケート震度6弱の地域^{1), 2)}(木造住宅被害の集中域: 図-1)を説明できない(図-8(a), 9(a))。このことは、深部地盤構造の影響だけでは鳥取県西部地震時の境港の被害を説明できないことを示唆している。

5. 境港観測点の1次元有効応力解析

4章での考察の妥当性を検証するため、本章では、地震基盤の傾斜部と平坦部の境界付近に位置しているSKM地点(図-1, 5)を対象に、4.2節で得られたEWおよびNS方向成分の岩盤露頭波を深度800mにおける入力として1次元有効応力解析¹⁶⁾を行った。この際、地盤モデルは、深度72m以浅はSKM地点のボーリング調査結果に基づく森ら⁶⁾の地盤モデルを、それ以深はサイトSSHの推定地盤構造⁴⁾を採用した(図-6)。深度72m以深の各地層の土質は、SMNH10地点のボーリングデータ¹¹⁾などを参考に、S波速度500m/s未満の層は粘性土、700m/sの層は凝灰岩、1500m/sの層は火山レキ凝灰岩、3000m/s以上の層は基盤岩と仮定した。地盤モデルの層分割および土の非線形性のモデル化は4章の場合と同様に行った。有効応力解析の構成則は、修正R-Oモデルに間隙水圧の変動と限界応力状態線の移動を組み込んだ社本・張モデル^{16), 17)}を用いた。液状化に関するパラメータは、液状化強度曲線が森ら⁶⁾の設定したそれと一致するように定めた。地下水位はボーリングデータに基づいて2.4mと仮定した。なお解析では、減衰は初期剛性比例型(減衰定数は弾性時1次固有周期に対して0.1%)とし、時間軸上の数値積分にはNewmarkの法($\gamma = 0.25$, 時間間隔0.001秒)を用いた。さらに、深部地盤の1次元応答(増幅)が工学的基盤以浅の表層地盤の非線形挙動に与えた影響について検討するため、入力地震動を与える深度を800m以外に400m, 200m, 100mと変化させた計4ケースの解析を行った。

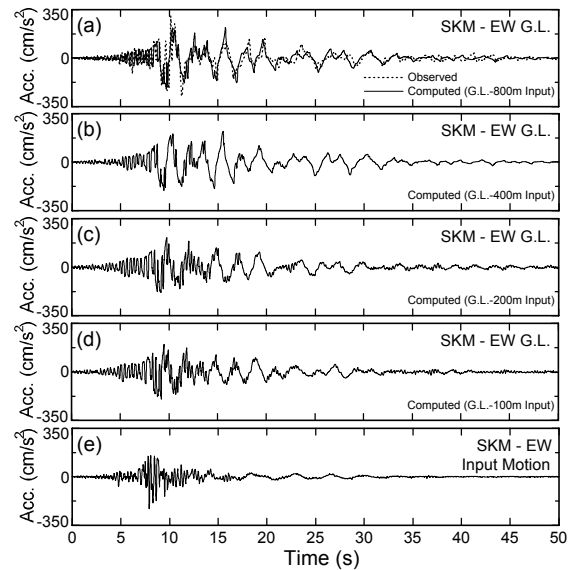


図-10 1次元有効応力解析から得られたSKM地点の地表波(入力深度800m, 400m, 200m, 100m)と観測波との比較(EW方向, 加速度波形)

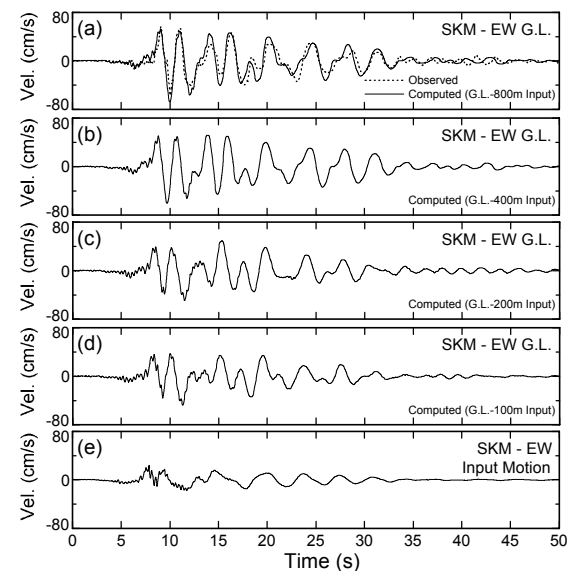


図-11 1次元有効応力解析から得られたSKM地点の地表波(入力深度800m, 400m, 200m, 100m)と観測波との比較(EW方向, 速度波形)

解析から得られたEW方向成分の地表での加速度および速度波形を図-10および図-11に、加速度フーリエ振幅スペクトルを図-12に、それぞれ観測された波形およびスペクトルと比較して示す。いずれの図においても、入力深度800mの場合の解析値は観測値と良く対応している。一方、それ以外の入力深度の場合は、波形の振幅・位相・スペクトルとも、入力深度が浅くなるほど解析値と観測値の対応が悪くなっている。

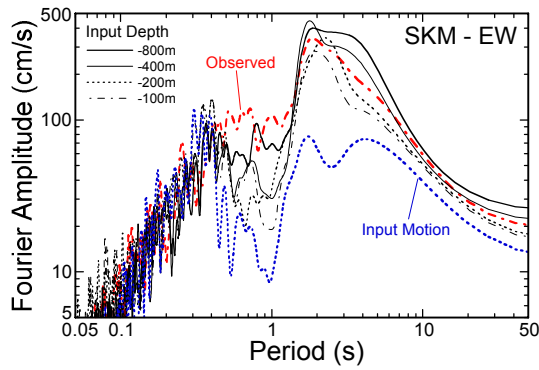


図 - 12 1次元有効応力解析から得られたSKM地点の地表波と観測波の加速度フーリエ振幅スペクトル (EW 方向)

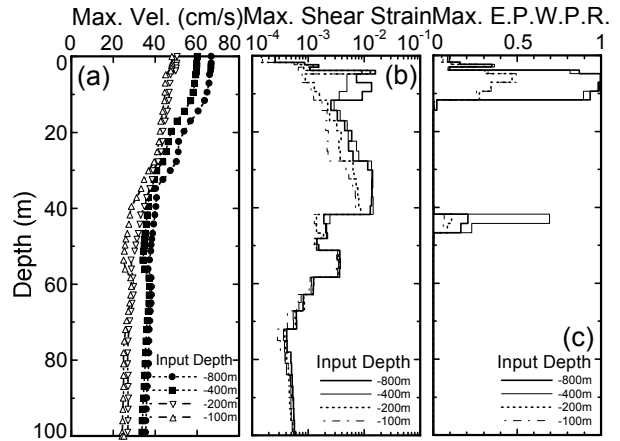


図 - 13 1次元有効応力解析から得られたSKM地点の最大速度・せん断ひずみ・過剰間隙水圧比の地中分布 (EW 方向)

図 - 13 には、解析から得られた EW 方向成分の最大速度・せん断ひずみ・過剰間隙水圧比の地中分布を示す。入力深度 800m の場合の応答では、深度 5-10m 付近の地層において、最大せん断ひずみが 1-2%程度、最大過剰間隙水圧比がほぼ 1 に達しており、液状化が発生している。図 - 14 には、液状化層 (深度 4.8-7.1m) における過剰間隙水圧比の時刻歴を示す。図から、入力深度 800m の場合の過剰間隙水圧比は、時刻 5-10 秒付近から緩やかに上昇し、25 秒付近で 0.9 程度に達し、その後はサイクリックモビリティを繰り返しながら徐々に 1 に達している。

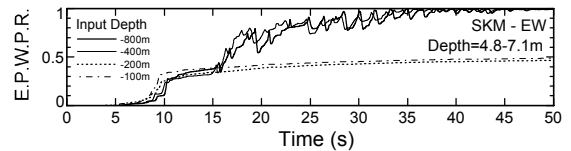


図 - 14 1次元有効応力解析から得られたSKM地点の液状化層 (深度 4.8-7.1m) の過剰間隙水圧比の時刻歴 (EW 方向)

この層の EW 方向成分のせん断応力 - ひずみ関係を図 - 15 に示す。図から、入力深度 800m の場合 (図 - 15(a)), この層が軽度の完全液状化状態に達していたことが分かる。これら入力深度 800m の場合の解析結果は、森ら⁶⁾の解析結果および本震時の SKM 地点周辺の噴砂状況¹⁸⁾とも整合している。

さくなり、このため表層地盤の最大せん断ひずみが 0.1-0.5%程度に止まり、水圧が十分に上昇せず液状化が発生しない結果となっている (図 - 13, 14, 15(b)-(d))。このため、入力深度 400m, 200m, 100m の場合の解析結果は、観測記録に見られる時刻 15 秒以降のスパイク状の加速度波形 (図 - 10) や実際の噴砂状況¹⁸⁾を説明することができない。この傾向は、入力深度が 200m 以浅の場合に顕著であり、とくに深度 4.8-7.1m の液状化層の挙動 (せん断応力 - ひずみ関係: 図 - 15) に現れている。入力深度が浅くなるほど最大速度が小さくなるのは、図 - 6 に示す構造の地盤内を地震波が

一方、入力深度が 400m, 200m, 100m の場合の解析では、入力深度が浅くなるほど最大速度が小

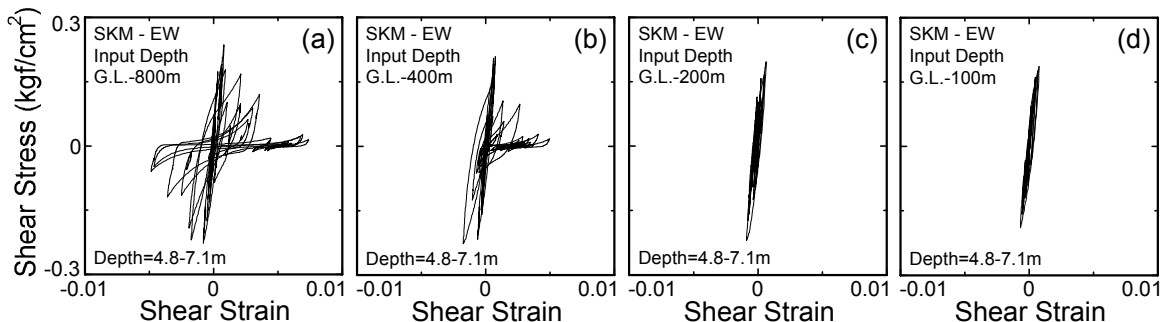


図 - 15 有効応力解析から得られたSKM地点の液状化層 (深度 4.8-7.1m) のせん断応力 - ひずみ関係 (EW 方向)

上下方向に伝播する際、入力深度が浅いほどS波速度コントラスト（インピーダンス）の大きな地層境界を透過・反射する回数が少なくなり、大きな応答増幅が得られなくなるためである。したがって、SKM地点での観測事実（地震動波形と液状化現象）をシミュレーション解析によって十分に説明するためには、比較的大きなインピーダンスを持つ地層境界による地震動の応答増幅の評価が重要であり、すなわち表層から地震基盤までを含めた地盤に対する地震応答解析が必要である。

なお、図は省略するが、NS方向成分については、EW方向成分よりも入力地震動の振幅が小さい（最大加速度で6割、速度で3割程度）ため水圧に関する挙動は再現できないが、入力深度800mの場合の解析から得られた地表応答の波形およびスペクトルは観測値と概ね対応している。また、震源の放射特性の影響（4.2節）を無視してSMNH10地点直下の岩盤地震動（4.1節）をそのまま入力して解析を行ったところ、入力深度800mの場合においてもEW方向成分の応答が観測値よりも3-4割程度小さくなることを確認している。以上の結果は、SKM地点に対する本再現解析の妥当性を示している。

6. まとめ

2000年鳥取県西部地震時に、震源から約30km離れていながら甚大な被害を受けた境港において微動の移動1点観測を行い、そのH/Vスペクトルに基づいて深部S波速度構造断面を推定した。推定された地盤構造に基づいて2次元および1次元の地震応答シミュレーション解析を行い、実際の被害分布および地震記録との比較から、被害地域近傍の地震動は、深部地盤の2次元応答の影響は小さく、深部および表層地盤の1次元非線形応答の影響だけでほぼ説明できることを示した。

謝辞：本研究で用いた強震記録は、港湾空港技術研究所および防災科学技術研究所により記録・公開されたものである。震源の放射特性の計算では、防災科学技術研究所 Nelson Pulido 博士の協力を得た。2次元FEM解析では、明星大学助教授 年縄巧 博士よりご提供頂いた解析コードを改良して用いた。記して謝意を示す。

参考文献

- 1) 例えば、森伸一郎ほか：2000年鳥取県西部地震における境港および米子のアンケート震度、第36回地盤工学研究発表会、pp.2127-2128, 2001
- 2) 例えば、日本建築学会：2000年鳥取県西部地震災害調査報告、pp.1-248, 2001
- 3) 時松孝次ほか：微動観測から推定した神戸市住吉地区の深部S波速度構造と地震動特性、日本建築学会構造系論文集、No.491、pp.37-45, 1997
- 4) 吉川大智ほか：重力および微動データに基づく弓ヶ浜半島の3次元基盤構造の推定、第11回日本地震工学シンポジウム、pp.447-450, 2002
- 5) 佐藤浩章ほか：遺伝的アルゴリズムによる2次元基盤構造の推定、日本建築学会2003年度大会（東海）、構造II、pp.191-192, 2003
- 6) 森伸一郎ほか：境港での液状化地盤の地震時挙動における液状化の影響分析、第11回日本地震工学シンポジウム、pp.825-830, 2002
- 7) 三輪滋ほか：2000年鳥取県西部地震における境港市の近接した3地点の地盤の地震時挙動の比較、第36回地盤工学研究発表会、pp.2339-2340, 2001
- 8) 中村豊・上野真：地表面震動の上下成分と水平成分を利用した表層地盤特性推定の試み、第7回日本地震工学シンポジウム、pp.265-270, 1986
- 9) 時松孝次・新井洋：レイリー波とラブ波の振幅比が微動の水平鉛直スペクトル比に与える影響、日本建築学会構造系論文集、No.511、pp.69-75, 1998
- 10) 港湾空港技術研究所：港湾地域強震観測網ホームページ、<http://www.pari.go.jp/>
- 11) 防災科学技術研究所：基盤強震観測網ホームページ、<http://www.bosai.go.jp/>
- 12) 杉戸真太ほか：周波数特性を考慮した等価線形化手法に関する一考察、第28回土質工学研究発表会、pp.1129-1132, 1993
- 13) 防災科学技術研究所：地震防災フロンティア研究センターホームページ、<http://www.edm.bosai.go.jp/tottori2000/survey1/hv/kik.mihonoseki.htm>
- 14) 日本建築学会：入門・建物と地盤との動的相互作用、pp.240-245, 1996
- 15) Pulido, N. and Kubo, T.: Broadband Source Asperity Model of The 2000 Tottori Earthquake (Japan) from A Nonlinear Inversion of Near-Fault Ground Motion, Proc. IUGG, B.492, 2003
- 16) 社本康広ほか：1次元有効応力解析の実地盤に対する適用性、日本建築学会構造系論文集、No.433、pp.113-119, 1992
- 17) Zhang, J. M., et al.: Moving Critical and Phase-Transformation Stress State Lines of Saturated Sand during Undrained Cyclic Shear, *Soils and Foundations*, Vol.37, No.2, pp.51-59, 1997
- 18) 森伸一郎・門脇慶典：2000年鳥取県西部地震における液状化調査と噴砂の粒度特性、第36回地盤工学研究発表会、pp.2153-2154, 2001