

中川低地の浅部地盤の地震動応答特性

Ground motion response of the subsurface structure of the Nakagawa lowland

関口春子¹・吉田邦一²・木村克己³・花島裕樹³
Haruko Sekiguchi¹, Kunikazu Yoshida², Katsumi Kimura³ and
Yuki Hanashima³

¹ 京都大学防災研究所 (Kyoto University, Disaster Prevention Research Institute)

² 地域地盤環境研究所 (Geo-Research Institute)

³ 地質情報研究部門 (AIST Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation)

Abstract: This study aims at quantitatively clarifying the ground-motion-response property of the Nakagawa lowland and its spatial variation. We installed a ground motion observation network across the Nakagawa lowland and analyzed the ground motion responses. On the other hand, we constructed a shallow-level subsurface three-dimensional velocity structure model of the lowland from the shallow-level subsurface geologic model (Kimura et al., in this CD) by translating *N*-value and soil quality information to S- and P-wave velocities and density. The translation was confirmed by comparing translated velocities and densities with those measured at boreholes in the lowland. The translation was also validated with the observation at the ground motion network. Then the shallow-level subsurface velocity structure model was used to evaluate ground motion amplification distribution in the area. Above the buried valley where the alluvium is thickest, the peak response arises in 0.7 ~ 1.0 Hz with maximum amplification factor around 4 to 5. While above the wall of the buried valley or buried terrace, the peak response arises in 1.0 ~ 2.0 Hz with maximum amplification factor around 5 to 6. Evaluation of increment of intensity in case of Kanto earthquake similar to that in 1923 revealed that we may have intensity difference of 1 within the lowland. This is what Moroi and Takemura (2002) has shown for the 1923 Kanto earthquake from the collapse rate of wooden houses.

Keywords: Nakagawa lowland, alluvium, subsurface structure, borehole, ground motion, amplification, spectral ratio, *N* value, S-wave velocity

1. はじめに

1923年大正関東地震の際、東京低地・中川低地・荒川低地にあたる地域は震源からの距離の割に大きな被害を受けた。住家全潰率から経験式により推定された震度分布では、東京低地・中川低地・荒川低地は、周囲より一段高い震動域として浮かび上がっている(諸井・武村, 2002)。この地域で、震度が周囲より大きくなる現象は、2004年新潟県中越地震とその余震の際にも見られた。その主たる原因は、この地域で特に厚く堆積する軟らかい沖積層による増幅と考えられている。

これらの低地の沖積層は、厚さや物性において一様ではない。大量のボーリングデータの解析より、埋没した過去の河谷形状や砂州の分布等に起因すると考えられる、土質および*N*値の三次元空間的变化が明らかになっている(木村ほか, 2014)。その空間变化の幅は非常に広く、地震時の地盤応答にも、低地内で大きな違いが生じると推定される。実際、1923年関東地震

の際には、周囲より被害の度合いの大きい低地内で、さらに局所的に被害の集中している箇所が見られた(諸井・武村, 2002)。建物被害は建物の分布や建物の種類にもよるが、同様の建物分布をもつ地域間の被害度合いの違いは、地盤応答特性の違いを反映している可能性が高い。

本研究では、中川低地内部の地盤応答特性の空間的な違いを、地震観測を通して実証的に調べるとともに、詳細にモデル化された東京低地北部～中川低地南部の*N*値・土質の三次元グリッドモデル(木村ほか, 2014)を用いて、地震動応答評価に用いることのできる沖積層の三次元物性値(地震波速度、密度)構造モデルを作成した。三次元物性値構造モデルの物性値の信頼性や、地震動応答再現能力については、ボーリングの検層データや前述の地震観測記録により定量的に検証した。また、この三次元物性値構造モデルを用いて、この地域の浅部地盤構造による地震動増幅率分布をその周波数特性も含めて示した。さらに、本地域で最も警戒されている相模トラフ沿いに起こる関東地震を想

定し、最大地動速度や震度の増幅率を推定した。

本研究のような物性値に基づく浅部地盤構造のモデルを用いれば、時刻歴波形の入力に対する応答や浅層地盤応答の周波数特性を計算することができる。また、地形区分による浅部地盤増幅モデルとは異なり、同じ表層地質であっても地中の構造が異なるときの応答の違いも表現できるのが特徴である。

2. 中川低地における地震観測

2.1 中川低地地震観測網の設置目的と観測仕様

中川低地内の地盤の空間変化による地震動応答の違いを実証的に調べるため、中川低地を横切るラインを中心とした配置で自然地震の地震観測を行った(第1, 2図)。この観測は、防災科学技術研究所との共同研究で実施した。

観測開始当時、低地沖積層の土質や物性の空間変化は詳細にはわかっていなかったため、まずは、沖積層厚の違いによる地盤応答の違い、および、埋没谷における回折波を観測することを目的として、低地を横切るライン状観測網を構築した。さらに、ラインと離れた観測点として、低地外の台地上にレファレンス観測点(TDKN)を、また、竹村ほか(2013)で鋭敏粘土の存在が明らかになった春日部ボーリングサイト(GS-KBH)にも観測点(SOZN)を追加した。これらの観測地点のうち5カ所では、近傍点で産総研によるボーリング調査やPS検層も行われている(第1表)。

地震計は、キネメトリクス社製ALTUS-K2と、アカシ製K-NET95型強震計である。露天の地盤にコンクリートの基礎台を打ちその上に地震計を設置した地点と、センサーのみ約40cmの縦穴底部に設置した地点とがある(第3図)。地震観測点の位置座標、地盤状況、地震計名等の諸元を第1表に示す。

2.2 中川低地地震観測網で記録された地震記録の例

2007年7月16日新潟県中越沖地震

この地震の記録は、中川低地地震観測網の7観測点で得られた。観測された加速度記録のうち、東西成分について積分を行い、速度波形としたものを第4図に示す。いずれの観測点においても、地震発生から約60秒後にS波が到達し、その後長周期が卓越した大きな振幅の揺れが見られる。また、わずか数kmの範囲内に分布する観測における記録であるが、それぞれ少しずつ波形が異なっている様子がわかる。

これらの波形の速度応答スペクトルを第5図に示す。比較のため防災科学技術研究所K-NETのGNM009(群馬県桐生の観測点)の記録による速度応答スペクトルも示している。GNM009観測点は、中川低地地震観測網と震源の間にあり、関東平野から少し外れ、堆積層の影響をほとんど受けないと考えられる。中川低地地震観測網はGNM009観測点よりも震源から

の距離が1.5倍程度大きいにも関わらず、周期1秒弱以上では中川低地観測網の観測記録の振幅がGNM009観測点の振幅よりも大きい。これは、距離減衰分を上回る堆積層の増幅によるものである。

中川低地地震観測網では、いずれの観測点においても周期約7秒が同様に卓越している。以前より、関東平野では長周期地震動が発生することが知られているが(横田ほか, 1986; 座間ほか, 1991; Kinoshita et al., 1992; Yamanaka et al., 1992など)、GNM009観測点と中川低地地震観測網の記録を比較すると、その様子が明らかである。この地域は関東平野の中央部に位置し、未固結の堆積層が2~3kmの厚みで堆積していることが知られているが(鈴木, 2002; 山中・山田, 2002; 東京都, 2003)、この周期7秒の卓越は、山本ほか(1990)、福本ほか(2004)が東京周辺の観測記録について指摘しているLove波の基本モードによるものと考えられ、地震基盤までの堆積層全体の影響による応答と言える。一方、短周期側のスペクトルは狭い範囲内でも少しずつ異なっている。短周期の地震動は表層近くの構造の影響を強く受けることから、短周期側のスペクトルの違いは沖積層構造の不均質の影響と考えられる。

震源から中川低地地震観測網までの間で地震波が伝わる様子を見るため、観測点SKSWの記録を、防災科学技術研究所K-NETで観測された震源付近(新潟県長岡市)一群馬一埼玉の記録と並べて比較した(第6図)。震源から放射された地震動は、距離とともに減衰していく。しかし、関東平野(ここで示したのはSIT008とSKSW)に入ると振幅が再び大きくなる。特に、S波以降に周期の長い表面波(長周期地震動)が顕著に現れ、1cm/s以上の振幅で2分以上ゆれ続けている。

2011年東北地方太平洋沖地震

2011年3月11日14時46分に発生した東北地方太平洋沖地震について、中川低地南部で低地内外の観測記録を比較した。低地内部の観測点としては、K-NETのSIT011, TKY023, TKY024, TKY027観測点と、中川低地観測網のOMRI, HKIT, MCNW, KAKI, SKNS, UNDO観測点がある。低地外の近傍地点としては、防災科学技術研究所のK-NETのCHB001, CHB002, CHB028および、東京大学地震研究所のERI観測点(瀨瀬ほか, 2011)がある。これらの観測記録を速度に変換したもの、および、速度応答スペクトルの水平動成分(東西, 南北成分の2乗和の2乗根)を第7, 8図に示す。まず、低地内外に関わらずに見られる特徴としては、波形の主要動部分以降に周期7, 8秒の後続波が長く続くことが挙げられる。この後続波は、前述の新潟県中越沖地震の記録にも見られたもので、先の議論と同じくLove波の基本モードによると考えられる。応答スペクトルでは7秒付近にほぼ全地点に共通したピークとして見えている。た

だ、このピークの違いをよく見ると、中川低地観測網の観測点 (UNDO, KAKI, MCNW, HKIT, OMRI) と CHB002 では 6 ~ 7 秒に、CHB028, TKY023, TKY024, TKY027 では 7 ~ 8 秒とやや長めに、そして、CHB001, SIT011, ERI ではピークは認められるもののそのレベルは小さい、という空間変化が見られた。次に低地内外の系統的な違いを調べる。波形を比較すると、低地外の観測点のほうが、若干短周期が卓越しているように見える。低地内外の系統的な違いは、応答スペクトルの 1 秒付近にも見られる。低地内部の記録は、このあたりの周期で低地外の記録を上回っている (最大 2 ~ 3 倍)。

また、震度における低地内外の違いを見るため、震度分布を図示した (第 9 図)。ここには、気象庁発表の震度情報から気象庁および自治体の計測震度発表値 (ただし、2011 年 3 月 30 日発表の修正を考慮。また、地点位置情報が得られなかったものを除く)、防災科学技術研究所の K-NET 観測点の記録から計算した計測震度値、国土交通省の河川・道路等施設の地震計ネットワークの計測震度発表値 (国土交通省国土技術政策総合研究所, 2011)、および東京大学地震研究所の計測震度公表値 (瀬瀬ほか, 2011) を用いた。震度の変化には、北東から南西へ下がっていく、幾何減衰の効果が強く見られるが、低地で周囲より震度が上がるという傾向は、一部に見られるものの、はっきりしたものではない。この地震は地震規模が大きく地震動の長周期成分の比率が相対的に大きいため、計測震度に寄与する成分が比較的長周期に寄り、計測震度というスケールでは違いが現れにくかった可能性もある。ただ、それで説明できるかどうかは、具体的なモデルで検証する必要がある。

3. N 値・土質の三次元グリッドモデルに基づく三次元物性値構造モデル

木村ほか (2014) の N 値・土質の三次元グリッドモデルは、地盤の性質の空間変化を非常に詳細に表しているが、数値計算により地盤の地震動応答を評価するには、物性値 (地震波速度、密度、減衰定数など) 構造を設定する必要がある。一方、浅層地盤に関しては、複数の既往研究で、N 値・土質と物性値との関係、および、物性値間について経験的な関係が調べられている。このような経験式は地域によって異なることも指摘されている (古山田, 2004 など)。そこで、本研究では既往の経験式を、中川低地内のボーリングで計測された物性値を用いて検証し、確認の得られた経験式を用いて、木村ほか (2014) の N 値・土質の三次元グリッドモデルを三次元物性値構造モデルへ変換する。

3.1 N 値・土質から物性値への換算式のボーリング PS 検層データによる検証

S 波速度、P 波速度、密度について、N 値・土質との経験式、または、物性値間の経験式を検証する。

経験式の検証に用いる物性値の測定値は、中川低地 ~ 東京低地内において掘削されたボアホールで実施された PS 検層結果、および、密度検層結果である。東京都土木技術研究所が実施したボーリング調査 (東京都土木研究所, 1996)、産業技術総合研究所 (前身の工業技術院地質調査所も含む) によるボーリング調査 (石原ほか, 2004; 宮地ほか, 2004; 中西ほか, 2011a, 2011b; 田辺ほか, 2006a, 2006b; 産業技術総合研究所 RIO-DB, 2007)、および、東京都が地震関係基礎調査交付金による地下構造調査の一環で収集・整理したもの (東京都, 2004) を使用する。ボーリングの掘削深度は様々であるが、ここでのモデル化の対象は沖積層およびその下数十 m の更新統部分であるので、比較は深さ 80 m までとした。

N 値・土質 → S 波速度の経験式について

まず、地震動応答に最も影響の大きい S 波速度について、N 値・土質との経験式を検討する。土質の違いが考慮されている 4 つの既存の N 値 - S 波速度関係式 (経験式)、太田・後藤 (1978) の XIII 式および XV 式、中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」(2001) の式、吉田ほか (2006) を取り上げ、本地域への適用性を検討した。第 10 図 a,b,c では、PS 検層の S 波速度と各経験式による推定値を比較している。なお、東京都土木研究所のデータのうち、TNR (舎人)、および、MZM (水元公園) の計測 S 波速度は、他の地点と異なり深度にほぼ比例するように直線的に上昇し、土質種別の違いや沖積層と更新統との地層境界に対応して期待される変化も見られず、適切な値ではないと考えられる。この 2 つのボーリングを除けば、総合的に見て、太田・後藤 (1978) の XV 式、

$$V_s = 68.91 * N^{0.173} * dep^{0.195} * \left\{ \begin{array}{l} 1.00(alluvium) \\ 1.306(diluvium) \end{array} \right\} * \left\{ \begin{array}{l} 1.000(clay) \\ 1.085(sand) \\ 1.189(gravel) \end{array} \right\} \quad (1)$$

が最もよく測定値を表現している。V_s は S 波速度、N は N 値、dep は深さである。なお、土質区分は、ボーリング調査結果によって表現が異なるが、泥・砂泥・砂・礫の最も近いものに振り分けた。腐植土と関東ローム層は泥に、人工土は砂に分類した。砂泥の係数には、砂の係数と泥の係数の平均値を用いた。産総研ボーリングで泥分含有率の情報がある場合にはこれを利用し、この比率が 80% 以上の場合は泥、20% 以下の場合は砂、中間の場合はこの間の割合に応じて砂の係数と泥の係数を足し合せて用いた。

計測値と太田・後藤 (1978) の XV 式による計算値の差が大きくなるのは、1) N 値がゼロのときと、2)

N 値が飽和して (N 値は一般に、50 以上は十分硬いと
して、打ち止めにするため) いるところである。

太田・後藤 (1978) の XV 式では、 N 値がゼロのと
き S 波速度がゼロと計算され、実際の S 波速度から大
きく外れてしまう。このような場合の補正方法として、
ゼロの N 値を 1, 0.1, 0.01 に置換することを試した結
果、1 に置き換えるのが最も妥当であるとわかった。

産業技術総合研究所実施のボーリングでは、50 を
超えて N 値を計測しており、その大きな N 値で大きな
 S 波速度をある程度表現できている。しかし、今回検
証に用いた他のボーリングでは 50 を超えての N 値の
計測はされず、 N 値 = 50, もしくは、 N 値 \geq 50 とい
った表示となっている。今回、このような場合は、 N 値
= 50 として S 波速度の推定値を求めたため、上述の
ように推定誤差が大きくなったと考えられる。木村ほ
か (本報告) の N 値・土質の三次元構造モデルでは、
使用したボーリングデータの多くが N 値 = 50 で頭切
りにされていたため、モデルの N 値も 50 で頭打ちさ
せている。よって、この N 値・土質のグリッドモデル
から変換された物性値モデルは、 N 値 $>$ 50 の硬質地
盤の物性値の推定誤差がやや大きくなる (過小評価に
なっている可能性が高い) と見込まれる。

S 波速度→P 波速度の経験式について

P 波速度は、前述の経験式で推定された S 波速度か
ら、P 波速度と S 波速度の間の経験式を用いて推定す
る。このような経験式には、狐崎ほか (1990), Nak-
agawa et al.(1996) がある。この 2 つの経験式中の中川低
地沖積層への適用性を検討した。第 11 図 a,b,c に、検
層による P 波速度と、両式によって推定された P 波速
度を比較する。やや、狐崎ほか (1990) の式、

$$V_p = 1.29 + 1.11V_s \quad (2)$$

のほうが速い P 波速度を示し、測定値と合っているよ
うである。

N 値・土質→密度の経験式について

密度については、中央防災会議 (2001) がまとめ
た、 N 値と土質との経験的關係 (第 2 表) の適用性を
検討した。第 12 図 a,b,c に、密度検層による密度値と、
経験的關係による推定密度値を比較する。いくつかの
ボーリング地点を除き、おおよそ、誤差は 10% 以下に
収まっており、密度はこの経験的關係で良く近似され
ていると言える。

3.2 三次元物性値構造モデル

前節での検証を受け、 N 値・土質の三次元グリッド
モデル (木村ほか, 2014) から、三次元物性値構造モ
デルへ変換した。 S 波速度は、太田・後藤 (1978) XV
式を用いて N 値と土質から変換して求めた。P 波速度
は、狐崎ほか (1990) を用いて S 波速度から変換して
求めた。密度は、中央防災会議 (2001) を用いて土質

と N 値に応じて設定した。

第 13 図 a~g に、いくつかの東西断面における、 N 値、
土質、P 波速度、 S 波速度、密度の深度断面図を示す。
元の詳細な地質モデルの複雑な構造を反映して、特に
 S 波速度断面において、沖積層と洪積層の境界だけで
はなく、沖積層内部においても複雑に速度が変化して
いる様子が確かめられる。

4. 地震記録に基づく地盤増幅特性と三次元物性値構造モデルの検証

この節では、観測された地震動記録にみられる表層
地盤の影響による S 波の増幅特性を、地下構造モデル
と比較し議論する。中川低地地震観測網では、東端の
TINGS (丹後小学校) 観測点での沖積層厚さが薄いこ
とが知られている。そこで、この観測点の記録を参照
(リファレンス) 観測点として、 S 波のスペクトルの増
幅を調べ、沖積モデルから期待される増幅と比較する
(第 14 図)。

リファレンス観測点を用いた表層の影響による地震
動の増幅の評価は、リファレンス観測点と、評価対象
観測点との同時 (アレー) 記録を用い、そのフーリエ
スペクトル比を求める。ある地震 i について、観測点 j
で観測された地震動 O_{ij} は、時間領域で、震源特性 S_i 、
伝播経路特性 P_{ij} 、サイト (観測点) 特性 R_j のコンボ
リューション、すなわち

$$O_{ij}(t) = S_i(t) * P_{ij}(t) * R_j(t) \quad (3)$$

で表される。ここで、震源から観測網までの距離に比
べ、観測網の観測点 r と s (第 14 図) の間の距離が充
分小さく、伝播経路特性はこれらの観測点で共通とみ
なす、すなわち $P_{ir} = P_{is}$ とみなすことができる場合、
観測網を構成する観測点 r と s との間のスペクトル比
は周波数領域において

$$O_{is}/O_{ir} = S_i/S_i * P_{is}/P_{ir} * R_s/R_r = R_s/R_r \quad (4)$$

と表すことができる。すなわち、観測点 r と s のサイ
ト特性の比が求められる。

ここでは、中川低地地震観測網の観測点のサイト特
性の比が、3 章で作成した浅部地盤物性値構造モデル
で説明できることを仮定して解析する。沖積モデルか
らも明らかのように、観測点直下に着目すれば、観測
点毎の地下構造は、概ね水平多層構造で説明できるこ
とが期待される (例えば第 13 図などのモデルの断面
図では縦方向に大きく拡大しているため、水平方向の
構造の変化が大きく拡大されて見えるが、実際どおり
縦横比 1:1 で描いた場合には、第一次近似的に成層構
造と見なせる)。そこで、理論サイト特性は、水平多
層構造への平面 S 波の鉛直入射を仮定して計算する。

解析では複数の観測点で同時に地震動記録が得られた地震を用いるが、必ずしもすべての点で同時に記録が得られているわけではないので、解析に必要な記録が得られている地震を選定する必要がある。解析ではリファレンス点として TNGS を用いるので、この点は必ず記録が必要である。また、解析では前述のように鉛直入射の SH 波を仮定するので、それに合わせて解析対象とする地震にはできるだけ鉛直入射に近い条件となる地震の記録を選んだ。

ここでは、TNGS で記録が得られている地震で、観測網付近までの震央距離 Δ と震源深さ H の比 Δ/H が概ね 2 以下のものをいくつか選び出した(第 3 表)。選んだ地震は主に深さ 40 km 以上のもので、スラブ内で発生した地震であると思われる。非線形性の影響を避けるため、マグニチュードのあまり大きくない地震を選んだ。結果的に、用いた記録の最大加速度は 2008/8/20 の MCNW の NS 成分での 52.5 cm/s^2 である。震源と観測点の位置を第 15 図に示す。

リファレンス観測点には、できるだけ増幅の少ない観測点として TNGS を採用した。前述のように、モデルなどから TNGS での沖積層の厚さは薄いことが明らかになっている。沖積層の厚さは、地表付近に更新統の木下(きおろし)層が露出している TKDN の方が薄い(第 14 図の R に相当)が、観測期間が短いなどの理由から得られている記録が少なく、十分な解析が行えないため、これをリファレンスとしては採用しなかった。

S 波スペクトル比はイベント及び成分(NS, EW)ごとに計算した。得られた加速度記録の S 波部分を約 10 秒間のウィンドウで切り出し、フーリエスペクトルを求めた。スペクトルはバンド幅 0.5 Hz の Parzen ウィンドウで平滑化し、各観測点のスペクトルをリファレンス点の TNGS のそれで割った。

観測点及び成分ごとに計算したスペクトル比を重ね書きしたものを第 16 図に示す。求めた観測スペクトル比のイベント毎のばらつきは比較的小さい。なお、AOYG の EW 成分と SKNS の NS 成分は、もう一方の成分のスペクトル比と比較して比がかなり小さいが、加速度波形その物で振幅が小さいことなどから、地震計の異常が考えられる。

浅部地盤の三次元物性値構造モデルから各観測点直下の構造モデルを取り出し、この構造モデルの水平多層構造への S 波の鉛直入射に対する地表の地震動の理論スペクトル比を Propagator Matrix 法(Aki and Richards, 2002)で計算した。このスペクトル比を 2 で割り、浅部構造モデルの基盤(段丘相当層)が露出した地盤における地震動に対する比(理論増幅特性)とした(第 17 図)。減衰は、古山田(2004)を参考に $Q_s=25$ と設定した。観測記録と同様に、各サイトの理論増幅特性を TNGS での理論増幅特性で割ることで、TNGS に対する各サイトの理論スペクトル比を求めた(第 16 図)。

このモデルでは、概ね沖積層の基底までをモデル化しているため、その下位の層が基盤となっている。なお、TKDN は前述のように、ごく近傍の地質図(大宮図幅)から、中～上部更新統の下総層群木下層上部からなる台地上に位置していると考えられる。この層は、本浅部地盤構造モデルでは上述の基盤に当たる層に相当すると考えられるので、ここでは、単純に観測記録から TNGS での理論増幅率を割ったものと比較した。

求めた理論スペクトル比と観測スペクトル比を比較すると、ピークの周波数はずれるものの、多くの観測点で理論スペクトル比は 1 Hz のピークを良く再現し、さらに数 Hz 程度までのレベルも観測スペクトル比をよく説明している。すなわち、この沖積層モデルは、この観測網で推定された S 波の増幅特性をよく説明できるといえる。

スペクトル比は、TNGS での沖積層厚が薄いのに対し、他の多くの点では沖積層の厚さが厚いことを反映して、多くの観測点で 1 Hz 付近にピークを示す。元の増幅特性(第 16 図)は、AOYG と SKNS, TNGS を除き 1 Hz 付近に明瞭なピークを示すが、この 3 点ではそれが見られない。これら 3 観測点では、いずれも沖積層の厚さは他と比べ薄く、それがこの増幅特性に反映されていると考えられる。スペクトル比の高周波数側では、リファレンスの TNGS でも沖積層により増幅の影響を受け、沖積層の厚い観測点での増幅が相殺され、山谷があるものの、多くの観測点で 1 前後を示す。

いくつかの観測点の観測スペクトル比には、特に数 Hz 以上の高周波数側で理論スペクトル比に見られないピークが見られる。これらのピークには、バンド幅が狭いことや、特定の成分のみで見られるといった特徴があることから、観測記録には沖積層の水平成層構造だけでは説明できない波群が含まれていることを示していると考えられる。ここでは沖積層の構造の影響を考慮して解析しているが、地震基盤は深さ約 2 km にあり(例えば松岡・白石, 2002)、沖積層と地震基盤の間の堆積層の構造や、沖積層を含めた二、三次元構造の影響が地震波動場に含まれていることを考慮する必要がある。とはいえ、今回の観測結果を説明するために最も重要なことは観測点直下における沖積層の一次元増幅特性であることには変わりないだろう。

今回得られた結果は増幅率の 1 Hz のピークの形状を沖積層の構造により説明できていることを示しているが、それは、中川低地の構造では、大地震時の被害分布に沖積層の構造が大きく影響することを示唆している。そして、このことを地震動の観測と理論の両方で詳細に説明できている。

大阪平野では、中川低地と同様に主に沖積層を対象とした浅層地盤構造モデルが作成されている(吉田ほか, 2006, 2010)。大阪のモデルの作成の際には、理論的な増幅率の検討から、沖積層だけを詳細なモデルとして作成したのでは地震動を予測する際に表層の増

幅の山谷を十分に説明できない可能性を指摘し、上部洪積層程度までをモデル化することとしている。ところが、本研究ではほぼ沖積層部分のみのモデルによる理論計算で観測記録を説明できている。その原因の一つに、本観測網周辺では、沖積層が60 m前後の厚さがあり、大阪平野で検討したサイトでの沖積層の約20～50 mに比べかなり厚い。このため、沖積層が増幅率に与える影響がそもそも大きく、低周波数側まで影響する周波数範囲が広がっている。また、大阪の場合は理論計算による検討のため、観測記録を用いた今回の検討とは異なり、かなり細かい構造の影響まで検討できる事に注意する必要がある。

5. 三次元物性値構造モデルに基づく増幅特性分布

3章で N 値・土質モデルを基に作成した物性値構造モデルは、4章で示したように、その地震動応答再現において、実観測記録とも整合するものであることがわかった。本章では、この三次元物性値モデルを使って、地震動応答特性の、中川低地内部の空間変化、および、低地内外の違いを示す。ただし、ここでは、後述のように地震動応答計算は地点直下の一次元構造を仮定して行うため、沖積層構造の三次元的応答は考慮していない。

5.1 周波数毎の増幅度分布

まず、純粋に浅部地盤の三次元物性値構造モデルの地震動応答を計算した。三次元モデルから水平方向の各メッシュ点において鉛直方向のメッシュの値を取り出して一次元構造モデルを作成し、一次元構造モデルの底部に入力した地震動に対する地表での地震動のスペクトル比を、DYNEQ (吉田・末富, 1996) により計算した。このスペクトル比を2で割り、浅部構造モデルの基盤(段丘相当層)が露頭した地盤における地震動に対する比とした。この計算では、線形の地盤応答を仮定し、古山田 (2004) を参考に最小減衰定数 $h=0.02$ ($Q_s=25$) とした。第18図に、中川低地観測網に近い東西のラインにおける応答スペクトルを示す。また、第19図に、いくつかの周波数における応答スペクトル振幅の分布を示す。これらの図と沖積層深度(第13図、または、木村ほか, 2014) を比較すると、応答スペクトルのピーク周波数が主に沖積層の厚さに応じて変化していること、よって、応答の大きい場所が周波数毎に沖積層厚に応じて変化していることがわかる。0.2 Hzでは低地内はおろか、低地内外でも応答にほとんど差が無いが、これは、低地の沖積層はこのような低周波数の地震動にはほとんど影響を与えないことを意味する。0.7～1 Hzでは低地内でもとりわけ沖積層厚の大きいところ、埋没谷の深部などで応答が大きい。1.0～3.0 Hzでは埋没谷壁や埋没段丘上で応答が大きい。

5.2 関東地震を想定した場合の最大地動速度と震度の増幅度分布

次に、地震時に震度や最大地動速度がどの程度影響を受けるかについて、上記同様、水平方向各メッシュ点における一次元構造で、DYNEQ (吉田・末富, 1996) で計算した。震度や最大地動速度への影響は入力する地震動によって異なるため、入力地震動を設定する必要がある。ここでは、この地域の最大の懸案である関東地震を想定して検討を行う。入力地震動には、1923年大正関東地震の震源インバージョン結果 (Sato et al., 2005) に基づいてこの地震の広帯域地震動を模擬するように震源過程に短波長の不均質を追加して作られたシミュレーション結果 (Sekiguchi et al., 2011) の波形を用いた。1923年大正関東地震の模擬地震動を入力する際には、地盤に大きなひずみが発生し非線形応答が起こる可能性が考えられるため、Hardin-Drnevichの非線形特性モデルを採用し、そのパラメータには、古山田 (2004) が東京の沖積層・洪積層について求めた値を用いた。

第20図に最大地動速度分布とその段丘相当層に対する増幅値分布、第21図に震度分布とその段丘相当層に対する増分分布を示す。第21図には、武村・諸井 (2002) により木造住家被害から見積られた1923年関東地震の埼玉県内の震度分布を重ねている。予測地震動から計算した震度の値は、諸井・武村 (2002) の震度に比べ、だいぶ小さくなっているが、この理由としては予測地震動生成の際の入力地震動に問題があると考えられる。予測地震動は、モデル領域南西端の段丘面上に位置する東京大学地震研究所の位置で観測波形とおおよそ振幅が合っている (Sekiguchi et al., 2011) が、低地の地盤で増幅する周波数成分が不足しているのかもしれない。このことから、最大地動速度も震度も全体的に過小評価の可能性を注意しなければならない。そこで、段丘相当層に対する最大地動速度の増幅率と震度の増分に注目する。低地内部で、最大地動速度の増幅率は約1.1～1.8倍、震度の増分は+0.2～+1.3と変化している。最大地動速度は地震動の卓越周期に依存するため、入力地震動の周波数構成が変化すると影響を受ける。低地の地盤で増幅する周波数帯の入力が大きければ、最大地動速度の増幅率はこの値より大きくなる可能性がある。一方、計測震度は寄与する周波数範囲が決まっているため、震度増分の見積もりはあまり変化しないと考えられる。震度増分が特に大きい、+1.2を超える場所の地盤構造を見ると、地表から、 N 値の低い粘土層が20～30 mの厚さ分布するところが多い。震度増分の幅からすると、同じ低地内部でも震度に1の違いが生じる可能性を示しているが、これは、1923年関東地震の際の低地内の被害の空間変化を説明する。第21図の範囲の北西部に、武村・諸井の推定による震度7の領域が北

西～南東に延びているが、これは、物性値構造モデルから推定された震度増分が1.2以上の大きい値が断続的に分布する範囲にほぼ一致する。この地域は、中川低地内部の綾瀬川による埋没谷にあたる。

6. まとめ

本研究は、中川低地内部の地盤応答特性、およびその空間的な変化を定量的に調べることを目的に実施された。そのため、低地内外に展開した地震観測網の記録を用いた地震動応答特性解析、東京低地北部～中川低地南部の N 値・土質の三次元グリッドモデル（木村ほか、2014）に基づく浅部地盤物性値構造モデルの作成とその検証、浅部地盤物性値構造モデルを用いた地震動増幅率分布の計算を行った。

中川低地地震観測網は、主に、低地を東西に横断する測線上の観測点から構成されている。観測点間が近いこと、長周期の応答は互によく似ており、いずれも周期7秒付近に、地震基盤までの堆積層全体の影響による応答と考えられるピークを持つ。周期1秒前後には、沖積層部分によると考えられるピークが現れたが、その周期は沖積層厚の変化に応じた変化が見られた。

東京低地北部～中川低地南部の N 値・土質の三次元グリッドモデル（木村ほか、2014）に基づき、 N 値、土質、深さと物性値の間の既往の経験式を使って物性値構造モデルを作成した。経験式の選択は、中川低地、東京低地内の既往のボーリングのPS検層や密度検層のデータの再現性能を見て行い、S波速度への変換には太田・後藤（1978）のXV式、P波速度への変換には狐崎ほか（1990）、密度への変換には中央防災会議（2001）の経験式または経験的關係が選ばれた。

中川低地観測網で得られた地震記録の観測点間のスペクトル比を比較することにより、低地内部の応答の空間変化を調べ、さらに、浅部地盤の物性値構造モデルによる応答と比較することにより物性値構造モデルの検証を行った。物性値構造モデルから計算された理論スペクトル比は、観測スペクトルに特徴的な1 Hz付近のピークを良く再現し、さらに数 Hz 程度までのレベルもよく説明することが確認された。

地震時の浅部地盤応答の周波数特性を、本研究で作成した三次元物性値構造モデルを用いて計算した。低地内でもとりわけ沖積層厚の大きい埋没谷の深部などでは0.7～1.0 Hzの増幅が大きく、埋没谷壁や埋没段丘上では1.0～3.0 Hzの増幅が大きいことがわかった。

地震時に震度や最大地動速度がどの程度影響を受けるかについて、本研究で作成した三次元物性値構造モデルを用い、この地域の最大の懸案である関東地震を想定して検討を行った。低地内部で、段丘相当層地盤に対する最大地動速度の増幅度は約1.1～1.8倍、震度の増分は+0.2～+1.3となった。同じ低地内部でも

震度に1の違いが生じる可能性を示しているが、これは、1923年関東地震の際に木造住家被害から見積られた震度分布でも見られたことである。また、1923年関東地震の際に震度7とされた地域が、物性値構造モデルによる計算から最も震度増分の大きい地域と対応していることがわかった。

謝辞 中川低地地震観測網の設置、および、維持管理においては、草加市、総合福祉センターであいの森、埼玉県新三郷浄水場、春日部市教育委員会、三郷市教育委員会、川口市、吉川市、東埼玉資源環境組合、面来利通氏、埼玉県国際科学技術センターの八戸昭一博士に大変お世話になった。（独）防災科学技術研究所には、中川低地地震観測に関する共同研究のもと、K-NET95地震計を貸与していただいた。ボーリングデータの利用においては、元東京都土木技術研究所の中山俊雄氏に便宜を図っていただいた。また、（独）防災科学技術研究所の強震観測網K-NET、東京大学地震研究所の強震記録を使用させていただいた。一部の図の作成には、Wessel and Smith (1998) の Generic Mapping Tools を使用した。以上、記して深く感謝いたします。

文献

- Aki, K. and P. G., Richards (2002) *Quantitative Seismology*. University Science Books, Sausalito, 700p.
- 中央防災会議 (2001) 「東海地震に関する専門調査会」第10回、資料2-2, <http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/tokai/10/siryou2-2.pdf>
- 福元俊一・山中浩明・翠川三郎・入江紀嘉 (2004) 微動と地震動の水平アレー観測によるやや長周期帯域地震動の評価—京葉臨海地域におけるS波速度構造と表面波の波動特性—。日本地震工学会論文集, **4**, 87-106.
- 石原与四郎・木村克己・田辺 晋・中島 礼・宮地良典・堀 和明・稲崎富士・八戸昭一 (2004a) 埼玉県草加市柿木地区で掘削された沖積層ボーリングコア (GS-SK-1) の堆積相・堆積物物性と放射性炭素年代。地調研報, **55**, 183-200.
- 木村克己・花島裕樹・西山昭一・石原与四郎 (2014) 東京低地付近の浅層地盤モデル：沖積層基底面モデルとボクセルモデル。関東平野中央部の地下地質情報とその応用、特殊地質図, no.40 (CD), 地質調査総合センター, 56-113.
- Kinoshita, S., H. Fujiwara, T. Mikoshiba and T. Hoshino (1992) Secondary Love waves observed by a strong-motion array in the Tokyo lowlands, Japan. *J. Phys. Earth*, **40**, 99-116.
- 狐崎良郎・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 (1990) 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**, 1-17.
- 瀬戸 一 起・古村孝志・坂上 実・三宅弘恵 (2011) 2011年東北地方太平洋沖地震の強震記録. <http://taro.eri.u-tokyo.ac.jp/saigai/20110311eq/data.html>
- 国土交通省国土技術政策総合研究所 (2011) 国土交通省河川・道路等施設の地震計ネットワーク情報. <http://www.nilim.go.jp/japanese/database/nwdb/index.htm> (参照日: 2011年4月)
- 古山田耕司 (2004) 土の非線形モデルが地盤の応答評価に与える影響. 第32回地盤震動シンポジウム (2004) 論文集, 表層地盤の増幅特性の評価の現状と課題—地盤振動研究を耐震設計に如何に活かすか (その3)—, 97-104.
- 松岡達郎・白石英孝 (2002) 関東平野の深部地下構造の精査を目的とした微動探査法の適用性—埼玉県南部地域の三次元S波速度構造の推定—. 物理探査, **55**, 127-143.
- 宮地良典・木村克己・石原与四郎・田辺 晋・中島 礼・堀 和明・中山俊雄・齋藤文紀 (2004) 東京都江戸川区小松川地区で掘削された沖積層ボーリングコア (GS-KM-1) の堆積相・堆積物物性と放射性炭素年代. 地調研報, **55**, 201-219.
- 諸井孝文・武村雅之 (2002) 関東地震 (1923年9月1日) による木造住家被害データの整理と震度分布の推定. 日本地震工学会論文集, **2**, 35-71.
- Nakagawa, K., K. Shiono, K. Inoue, and M. Sano (1996) Geological characteristics and problems in and around Osaka basin as a basis for assessment of seismic hazards, *Soils and Foundations*, **36**, special issue, 15-28.
- 中西利典・田辺 晋・木村克己・中島 礼・内山美恵子・柴田康行 (2011a) 埼玉県三郷市彦成地区の沖積層コア (GS-MHI-1) の堆積相・珪藻化石群集組成・物性・放射性炭素年代値. 地調研報, **62**, 3-46.
- 中西利典・田辺 晋・木村克己・中島 礼・内山美恵子・柴田康行 (2011b) 埼玉県春日部市東備後地区に分布する沖積層の堆積相, 珪藻化石群集, 物性, 放射性炭素年代値. 地調研報, **62**, 47-84.
- 太田 裕・後藤典俊 (1978) 横波速度を推定するための実験式とその物理的背景. 物理探査, **31**, 8-17
- 産業技術総合研究所 RIO-DB 「関東平野の地下地質・地盤データベース」 <https://gbank.gsj.jp/kantosubsurfacegeoDB/>
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編) (2012) 20万分の1日本シームレス地質図データベース (2012年7月3日版). 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB084, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Sato, H., N. Hirata, K. Koketsu, D. Okaya, S. Abe, R. Kobayashi, M. Matubara, T. Iwasaki, T. Ito, T. Ikawa, T. Kawanaka, K. Kasahara and S. Harder (2005) Earthquake source fault beneath Tokyo, *Science*, **309**, 462-464.
- Sekiguchi, H., M. Yoshimi and H. Horikawa (2011) Broad-band ground motion simulation for great interplate earthquakes with multi-scale heterogeneous source modeling, LASPEI/IAEE International Symposium: Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Santa Barbara, P3.8.
- 鈴木宏芳 (2002) 関東平野の地下地質構造. 防災科学技術研究所研究報告, **63**, 1-19.
- 武村雅之・諸井孝文 (2002) 地質調査所データに基づく1923年関東地震の詳細震度分布 その2. 埼玉県. 日本地震工学会論文集, **2**, 55-73.
- 竹村貴人・小田匡寛・濱本昌一郎・川本健・赤間友哉・田井秀迪・木村克己 (2013) 沖積粘性土のせん断剛性率とその堆積時環境依存性に関する研究—関東平野南部における事例—. 地学雑誌, **122**, 472-492.
- 田辺 晋・中島 礼・中西利典・石原与四郎・宮地良典・木村克己・中山俊雄・柴田康行 (2006a) 東京都葛飾区における沖積層の堆積相と堆積物物性: 奥東京湾口の砂嘴の時空間分布. 地調研報, **57**, 261-288.
- 田辺 晋・中島 礼・中西利典・木村克己・柴田康行 (2006b) 東京都足立区本木地区から採取した沖積層ボーリングコア堆積物 (GS-AMG-1) の堆積相と放射性炭素年代, 物性. 地調研報, **57**, 289-307.
- 東京都 (2003) 平成14年度関東平野 (東京都) 地下構造に関する調査成果報告書. 地震調査研究推進本部ウェブサイト <http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Tokyo7frm.htm>
- 東京都 (2004) 平成15年度資料収集調査に関する調査成果報告書. 地震調査研究推進本部ウェブサイト <http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Tokyo8Dfrm.htm>
- 東京都土木研究所 (1996) 東京都 (区部) 大深度地下地盤図—東京都地質図集 6—層序試錐の土性およびPS検層. 76p.
- Yamanaka, H., K. Seo and T. Samano (1992) Analysis and numerical modeling of surface-wave propagation in a sedimentary basin. *J. Phys. Earth*, **40**, 57-71.
- 山中浩明・山田伸之 (2002) 微動アレイ観測による関東平野の3次元S波速度構造モデルの構築. 物理探査, **55**, 53-65.
- 山本俊六・久田嘉章・谷資信 (1990) 関東平野におけるやや長周期地震動のシミュレーション. 日本建築学会構造系論文報告集, no.417, 79-86.
- 横田治彦・片岡俊一・田中貞二・岡田敬一 (1986) 東京で観測されるやや長周期地震動 (その2. やや長周期地震動の特性について). 日本建築学会大会学術講演梗概集, 391-392.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith (1998) New, improved version

of Generic Mapping Tools released. *Eos. Trans. AGU*, **79**, 579.

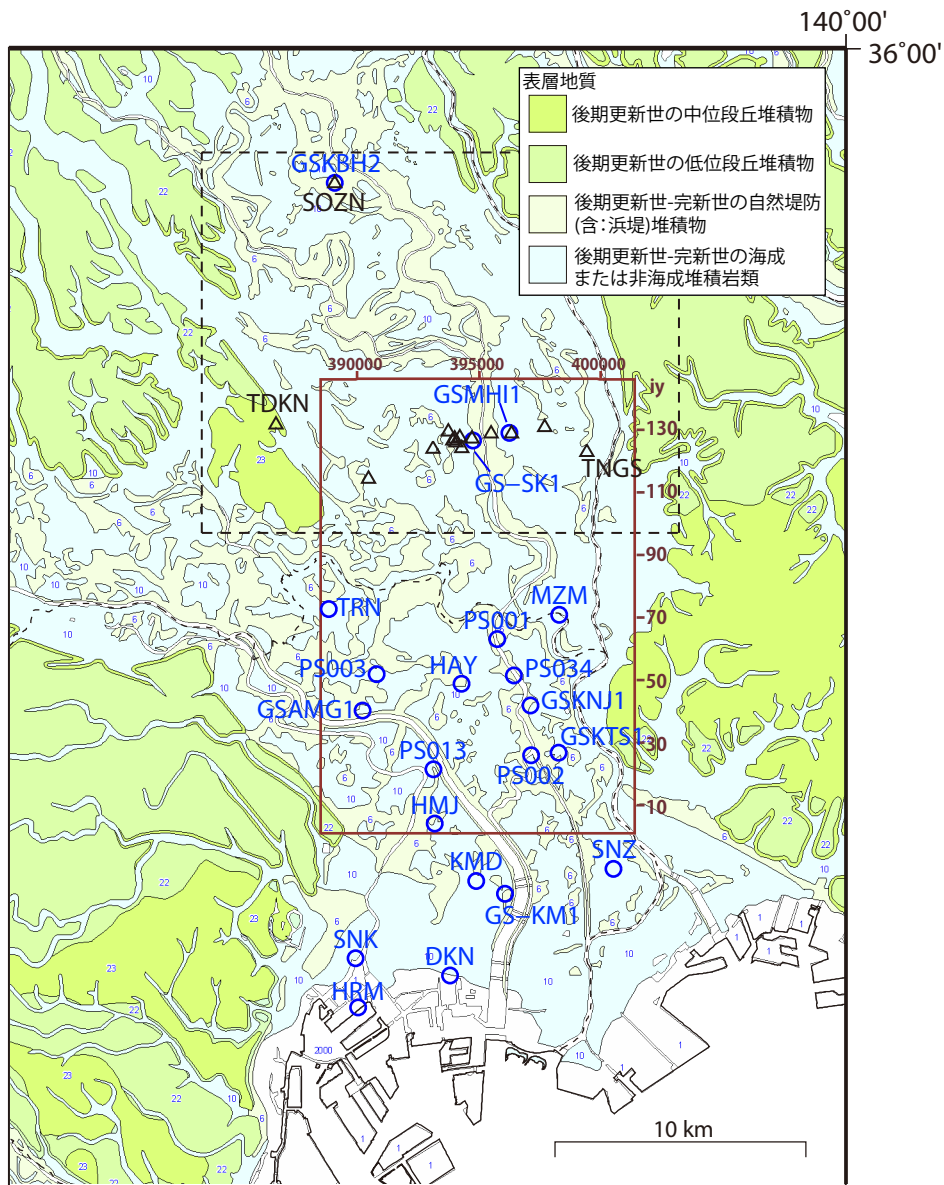
吉田邦一・山本浩司・関口春子 (2006) 強震動予測のための大阪堆積盆地の浅層地盤構造モデルの作成. 活断層・古地震研究報告, no.6, 123-141.

吉田邦一・関口春子・山本浩司 (2010) 大阪堆積盆地浅層地盤構造モデル CD-ROM, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

吉田望・末富岩雄 (1996) DYNEQ: 等価線形法に基づく水平成層地盤の地震応答解析プログラム, 佐藤工業(株)技術研究所報, 61-70.

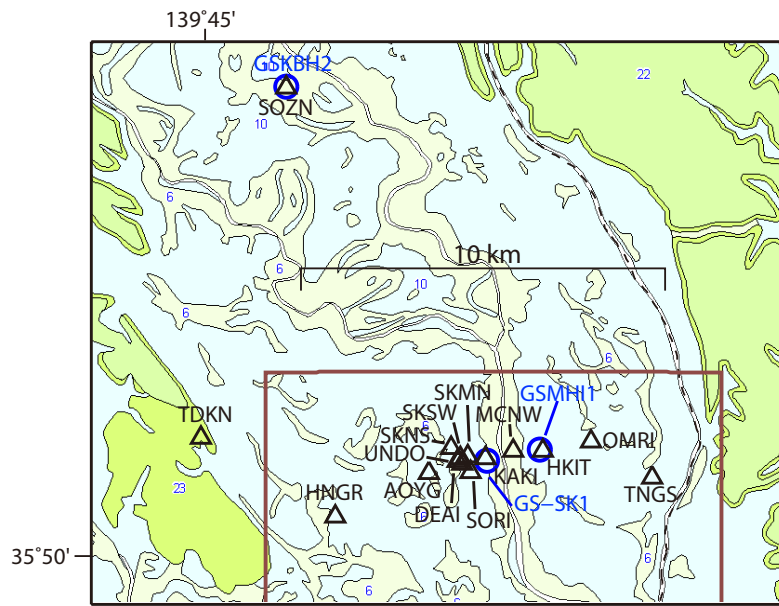
座間信作・瀬尾和大・佐間野隆憲・山中浩明 (1991) 1990年2月20日伊豆大島近海地震の東京湾周辺におけるやや長周期地震動特性の再検討. 地震学会講演予稿集, **2**, 164.

(受付: 2013年12月25日 受理: 2014年2月14日)

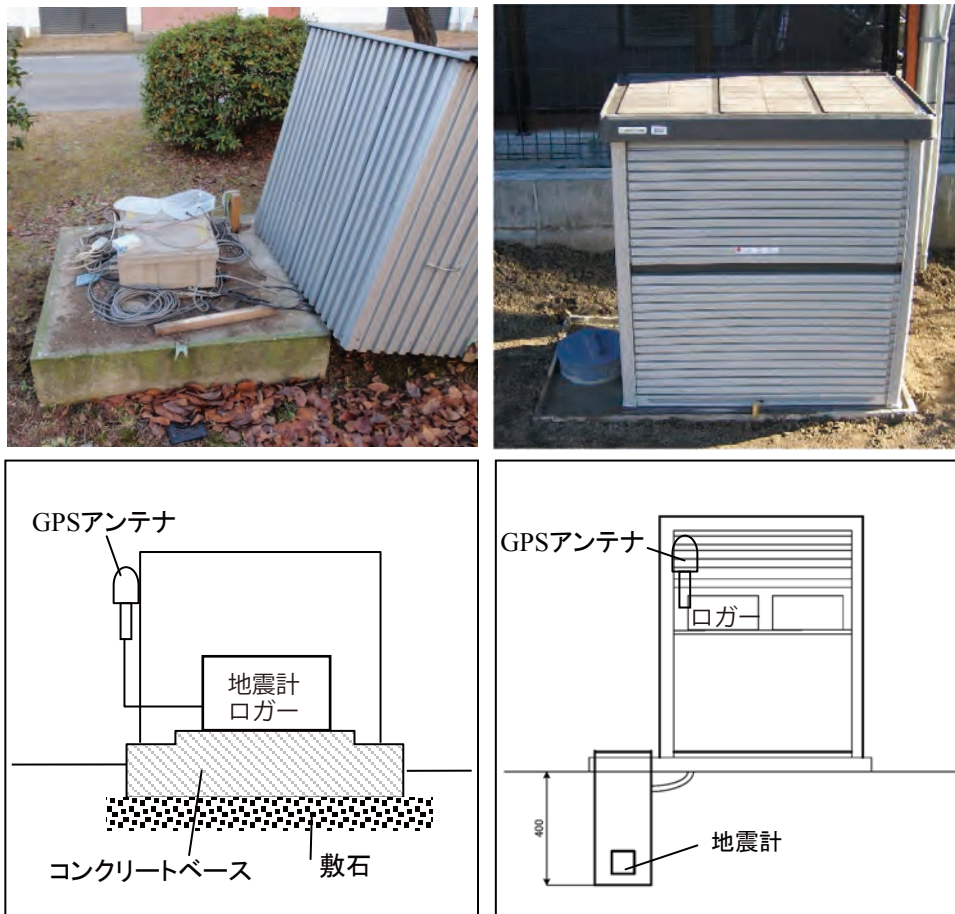


第1図 中川低地地震観測網の観測点 (△), および, PS 検層のあるボーリング地点 (○). 茶色枠は, N 値・土質の三次元グリッドモデル (木村ほか, 2014) および, 三次元物性値構造モデル (本研究) のモデル化対象範囲である. 産業技術総合研究所のボーリング地点は, GSKBH1, GSMH11, GS-SK1, GSAMG1, GSKNJ1, GSKTS1. 東京都土木研究所のボーリング地点は, TNR(舎人公園), MZM (水元公園), HAY (東綾瀬公園), HMJ (東向島), SNZ(篠崎公園), KMD (亀戸中央公園), SNK (新川), DKN (東京都土木研究所), HRM (晴海). 茶色枠の右側外に付した iy の数字は, 第13図の物性値構造深度断面の位置を示す. 黒点線枠は, 第2図の範囲を示す. 背景は, 20 万分の1 日本シームレス地質図データベース (2012 年7月3日版) (産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2012).

Fig.1 Stations of Nakagawa lowland strong-motion observation network (triangles) and Boreholes with PS-logging surveys (circles). Brown rectangle indicates the area of shallow-level subsurface 3D geological model (Kimura et al., this CD) and our velocity structure model. GSKBH1, GSMH11, GS-SK1, GSAMG1, GSKNJ1 and GSKTS1 are the boreholes drilled by Geological Survey of Japan, AIST. TNR (Toneri park), MZM (Mizumoto park), HAY (Higashi Ayase pak), HMJ (Higashi Mukojima), SNZ (Shinozaki Park), KMD (Kameido chuo park), SNK (Shinkawa), DKN (Institute of Civil Engineering of Tokyo Metropolitan Government) and HRM (Harumi) are the boreholes drilled by Institute of Civil Engineering of Tokyo Metropolitan Government. The numbers iy on the right hand side of the brown rectangle indicate the locations of depth sections shown in Fig.13. A rectangle with dashed black line shows the area of Fig.2. Background is Seamless digital geological map of Japan 1:200,000 (Jul. 3, 2012 version) (Geological Survey of Japan, AIST).

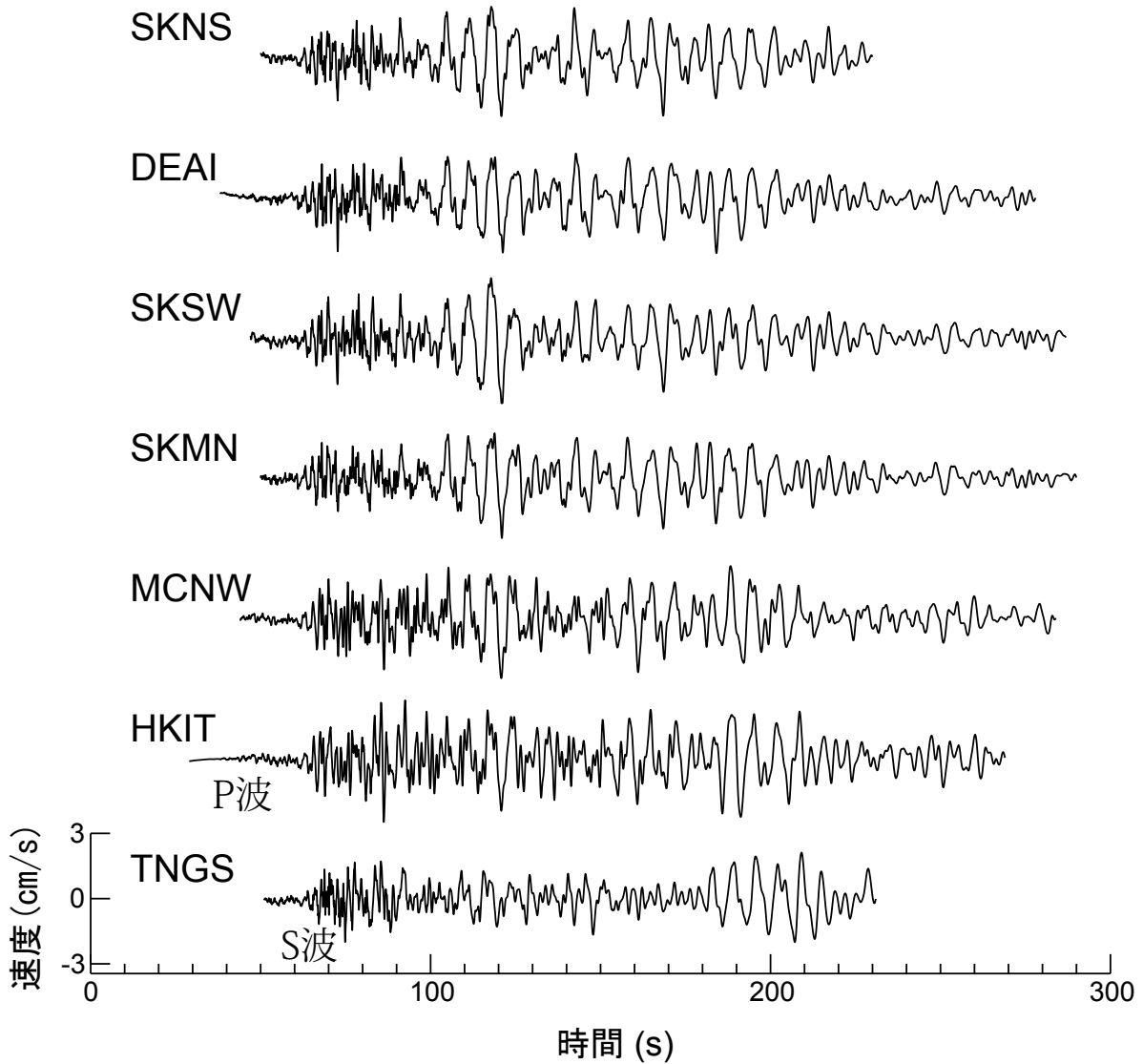


第2図 第1図のうち、中川低地地震観測網の範囲のクローズアップ。
Fig.2 Enlarged view of a part of Fig.1 which includes the area of Nakagawa lowland strong-motion observation network.



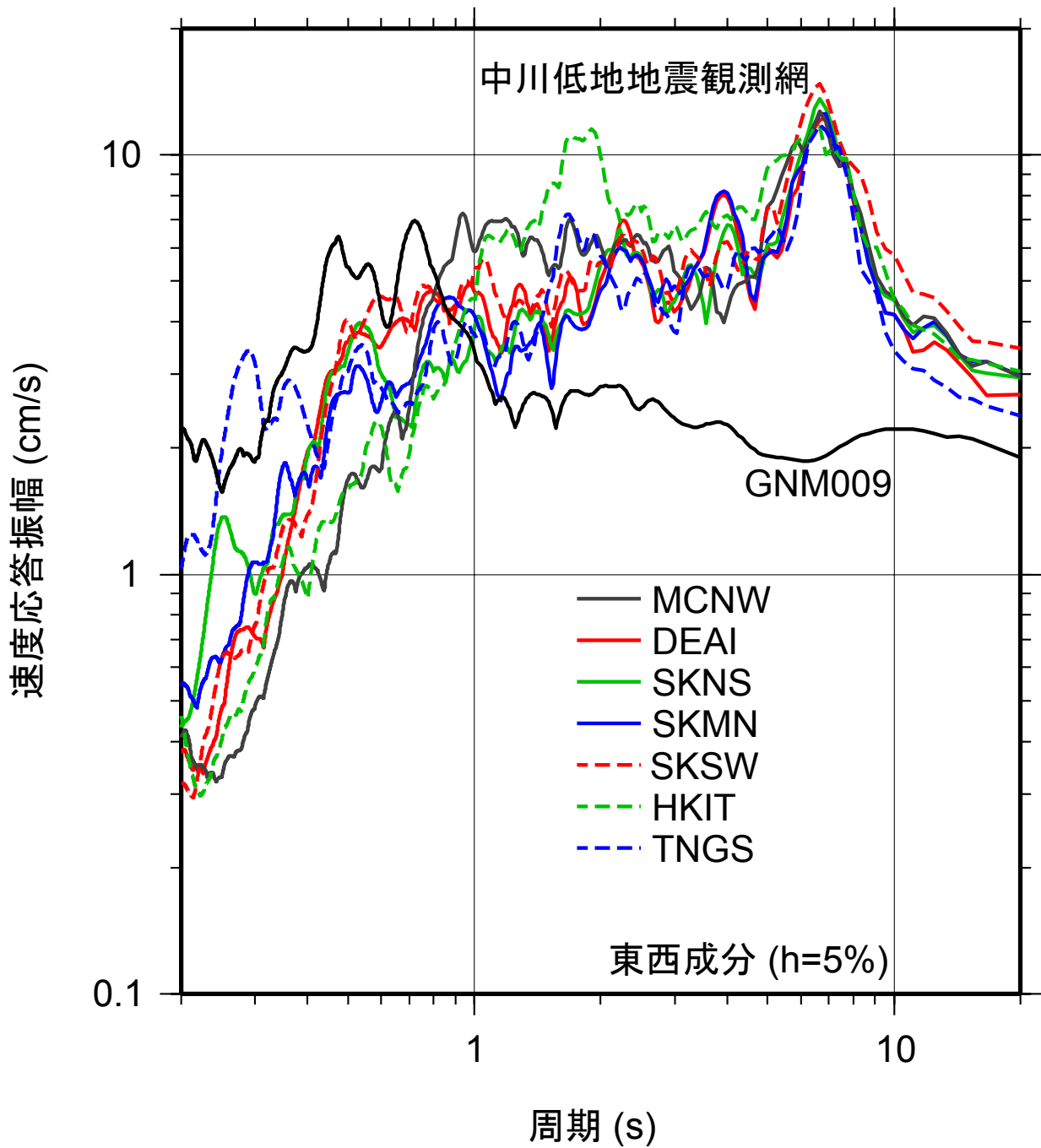
第3図 中川低地地震観測網の観測点の例

Fig.3 Sketches and photos of observation stations in Nakagawa lowland strong-motion observation network.



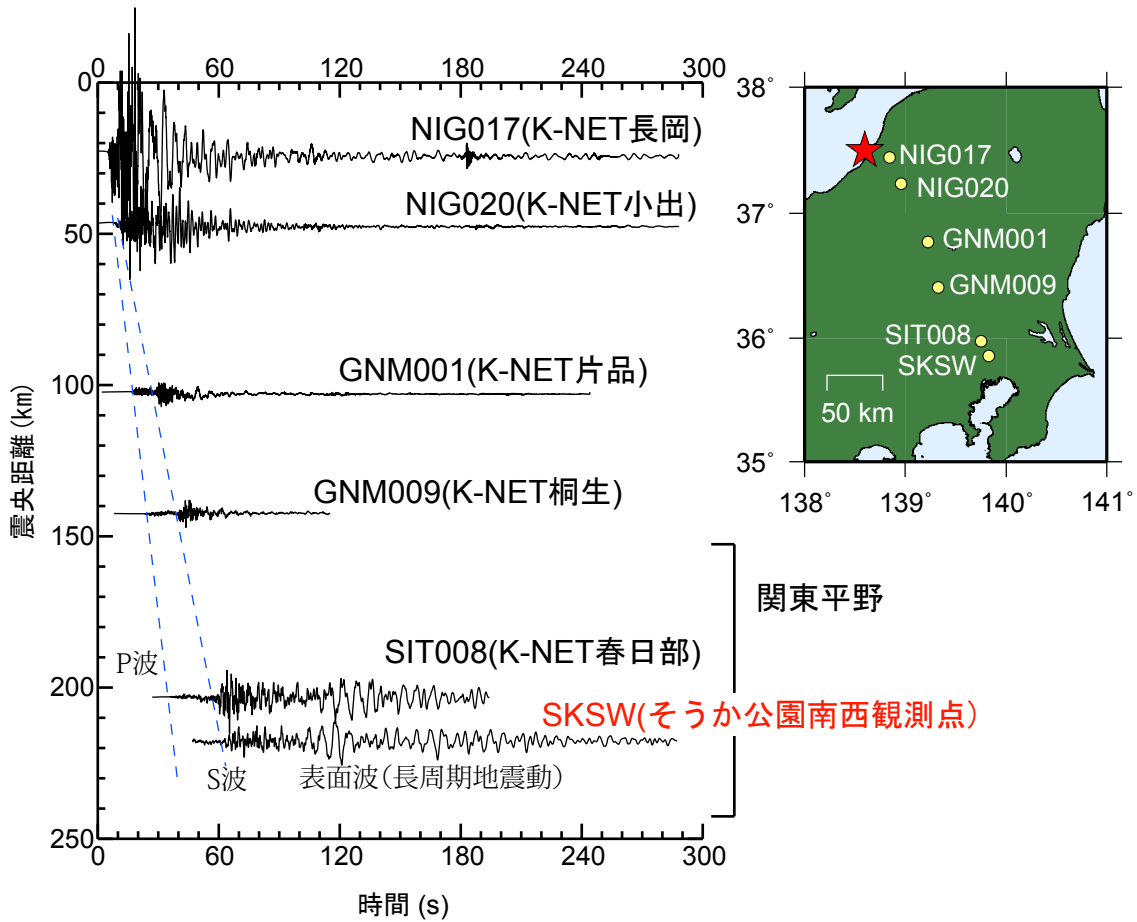
第4図 中川低地観測網で観測された2007年新潟県中越沖地震の速度波形(東西成分)。観測点位置は第2図を参照のこと。時間軸原点は、この地震の発震時。

Fig.4 Velocity waveforms (EW component) observed in and around the Nakagawa lowland during the 2007 Niigataken Chuetsu-oki earthquake (M6.8). See Fig.2 for locations of the stations. The origin of the time axis is the origin time of the earthquake.



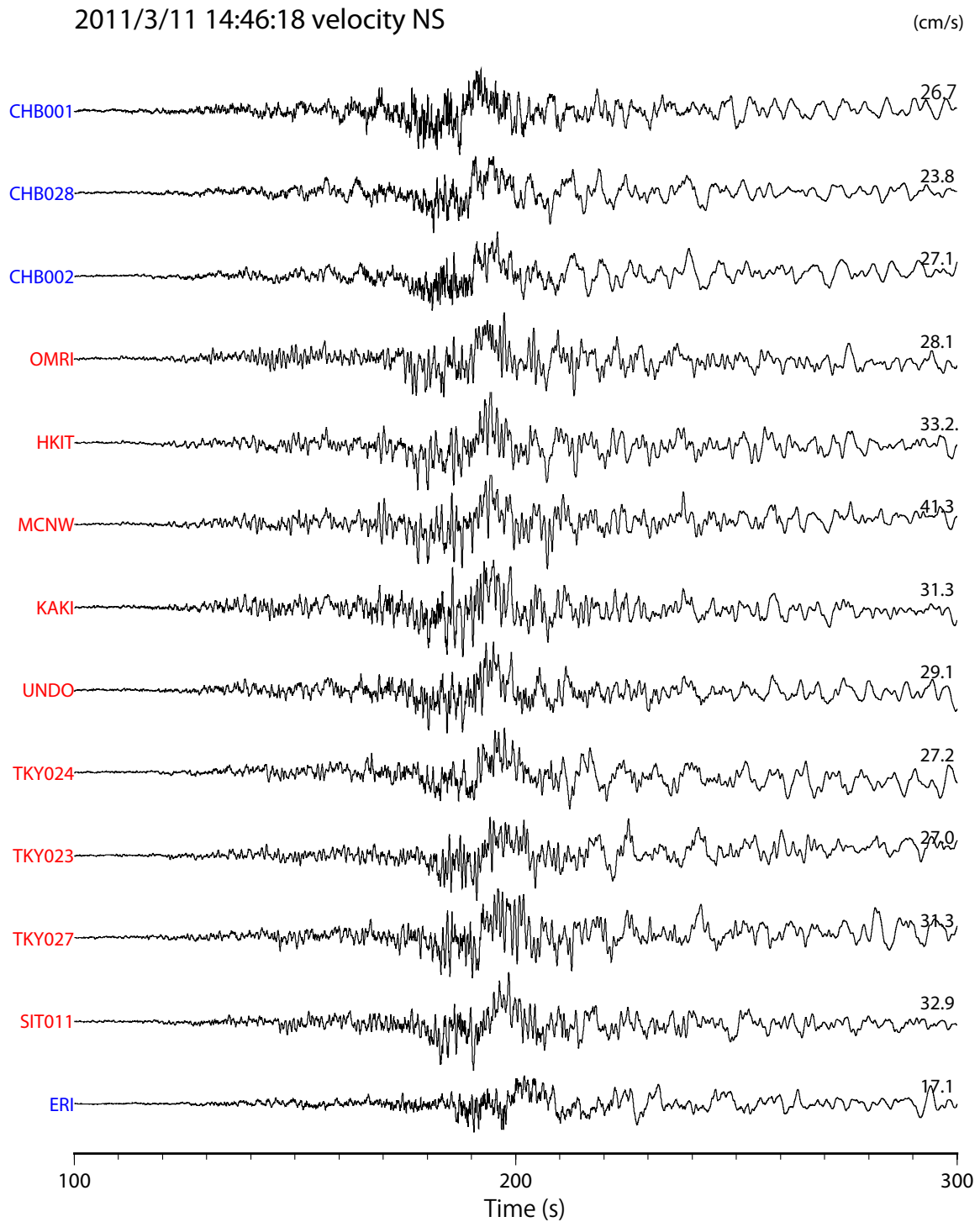
第5図 中川低地観測網で観測された2007年新潟県中越沖地震の東西成分の速度応答スペクトル (h=5%)。比較のため、関東平野の外のGNM009についても示した。

Fig.5 Observed velocity response spectra (EW component, h=5%) in and around the Nakagawa lowland and at a site out of the Kanto plain (GNM009) during the 2007 Niigataken Chuetsu-oki earthquake (M6.8). See Fig.2 for locations of the stations.



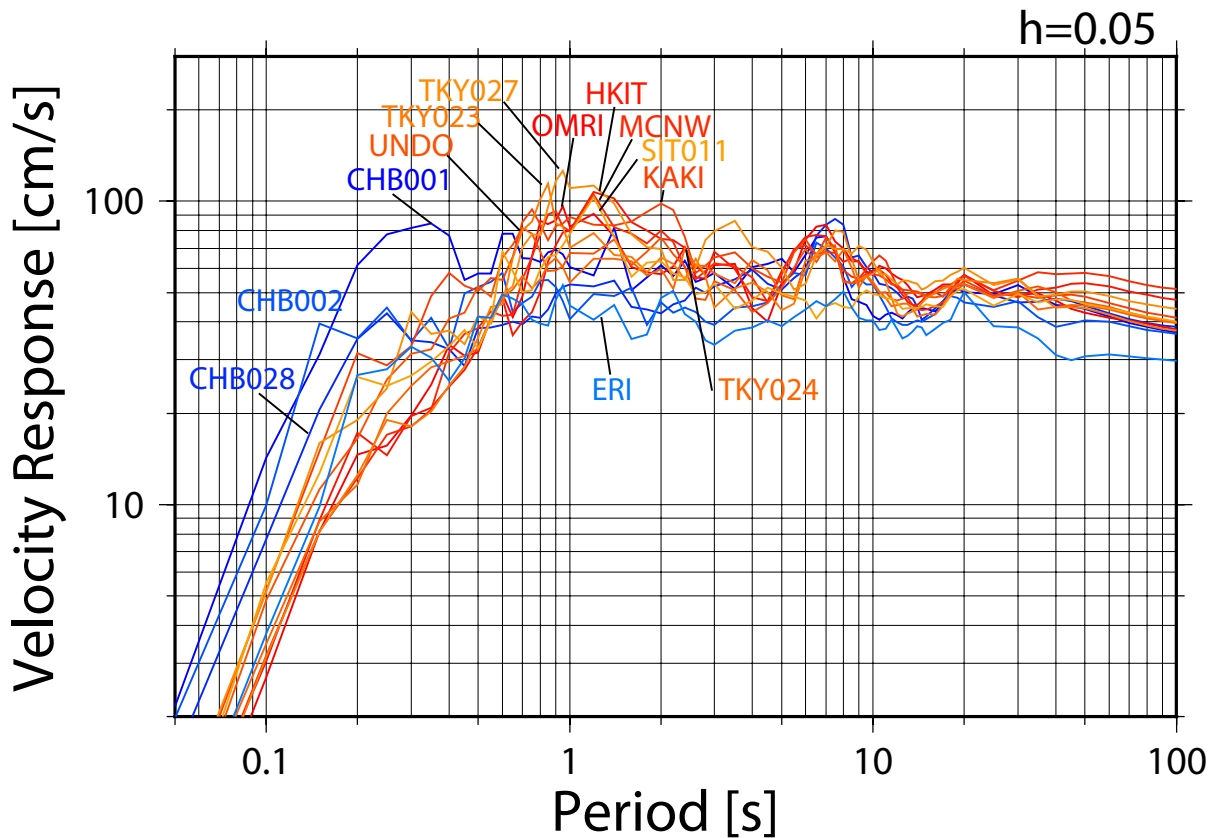
第 6 図 2007 年新潟県中越沖地震の速度波形（東西成分）の、震源域から埼玉県東部までのラインでの変化の様子。時間軸原点は、この地震の発震時。

Fig.6 Variation of observed velocity waveforms (EW component) along a line from the epicenter to the area of Nakagawa strong-motion observation network due to the 2007 Niigatoken Chuetsu-oki earthquake (M6.8). The origin of the time axis is the origin time of the earthquake.



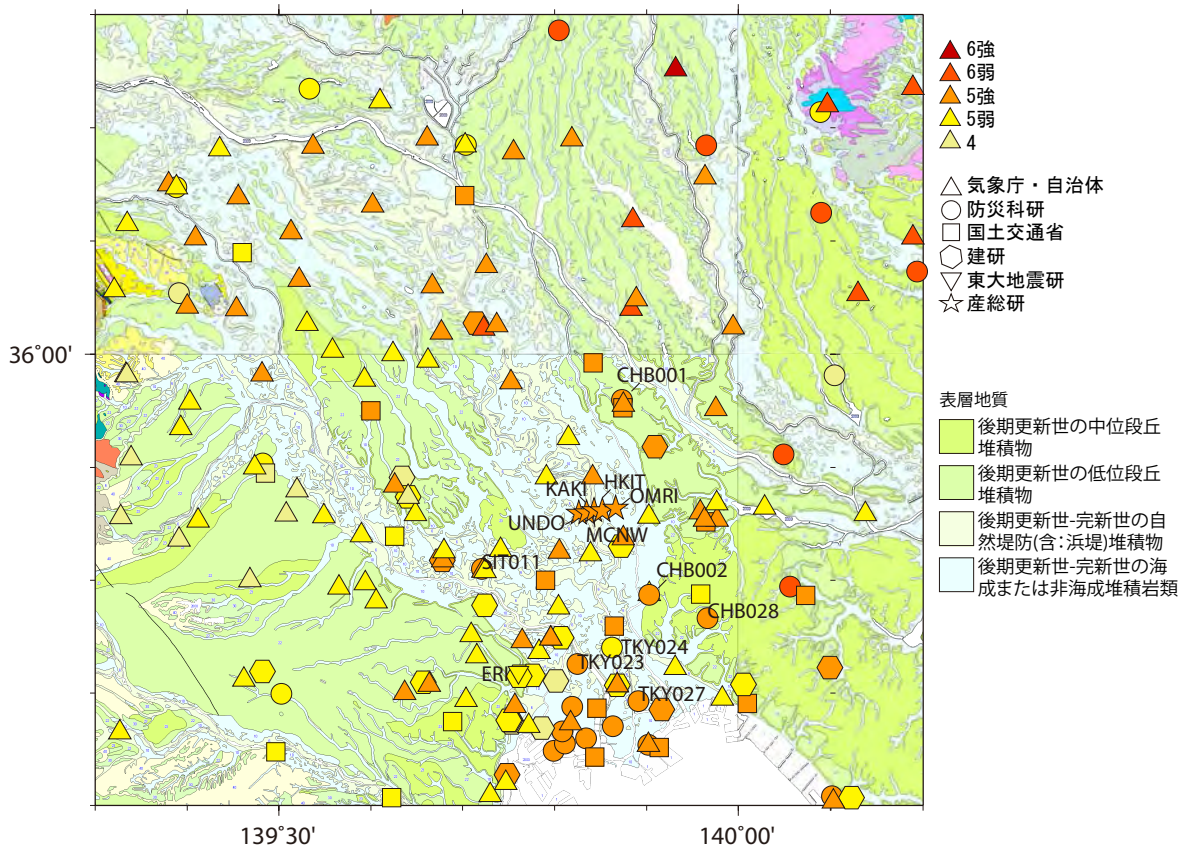
第7図 2011年東北地方太平洋沖地震（M9.0）の中川低地帯内外の速度波形。時間軸原点は発震時。観測点位置および設置機関は第9図を参照のこと。観測点コードが赤字の観測点は低地帯内部、青字の観測点は低地帯外にある。

Fig.7 Velocity waveforms observed in and around the Nakagawa lowland during the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku earthquake (M9.0). The origin of the time axis is the origin time of the earthquake. See Fig.9 for locations and deploying organizations of the stations. A station whose code is in red is inside the Nakagawa lowland, and a station whose code is in blue is outside the Nakagawa lowland.



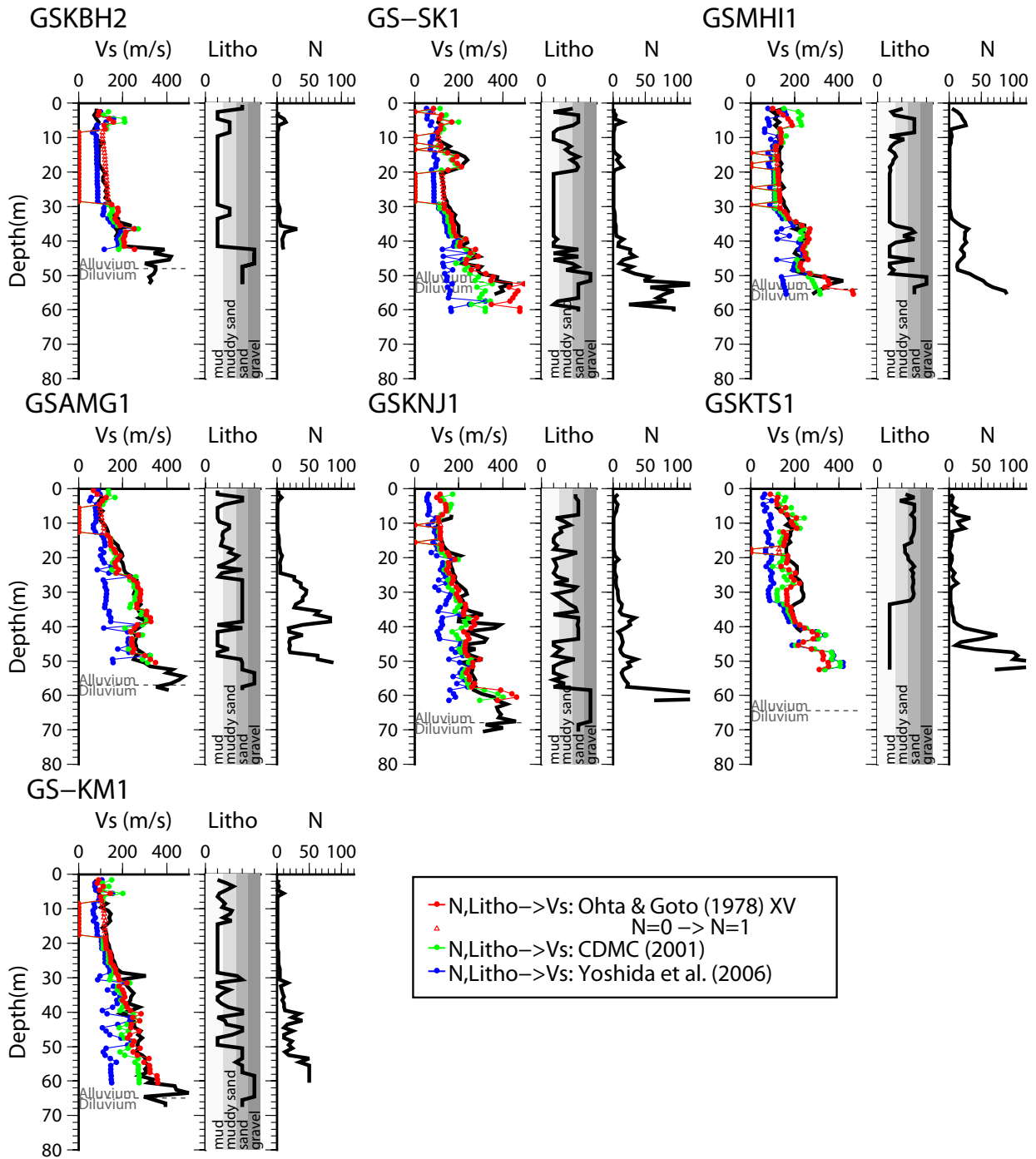
第 8 図 2011 年東北地方太平洋沖地震 (M9.0) の中川低地内外で観測された地震動記録の速度応答スペクトル (水平成分, $h=5\%$)。観測点位置および設置機関は第 9 図を参照のこと。赤～橙の線で描かれた応答スペクトルの観測点は低地帯内、青の線で描かれた応答スペクトルの観測点は低地帯外にある。低地帯内の観測点のスペクトルについては、ピーク周期の位置に地点コードを付した。

Fig.8 Observed velocity response spectra (horizontal component, $h=5\%$) in and around the Nakagawa lowland during the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku earthquake (M9.0). See Fig.9 for locations and deploying organizations of the stations. A station whose spectrum is in between red and orange is inside the Nakagawa lowland, and a station whose spectrum is in blue is outside the Nakagawa lowland. For spectra at stations inside the lowlands, the station codes are put at the peaks of their spectra.



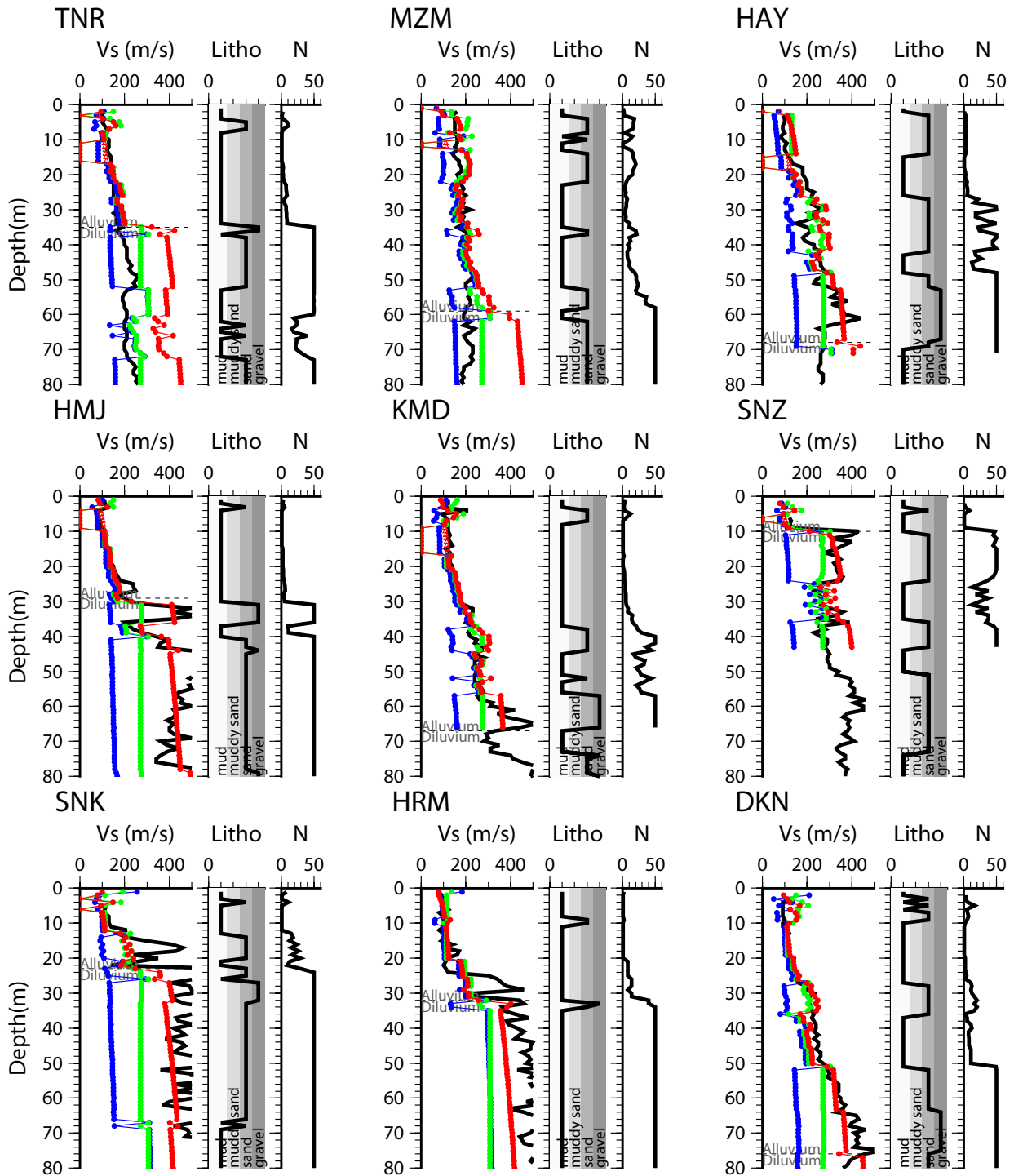
第9図 2011年3月11日東北地方太平洋沖地震の中川低地帯, 荒川低地帯, 利根川中流域低地帯とその周辺の計測震度分布

Fig.9 Distribution of seismic intensity in and around the Nakagawa, Arakawa, Tone river middle reaches, and Tokyo lowlands during the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku earthquake.



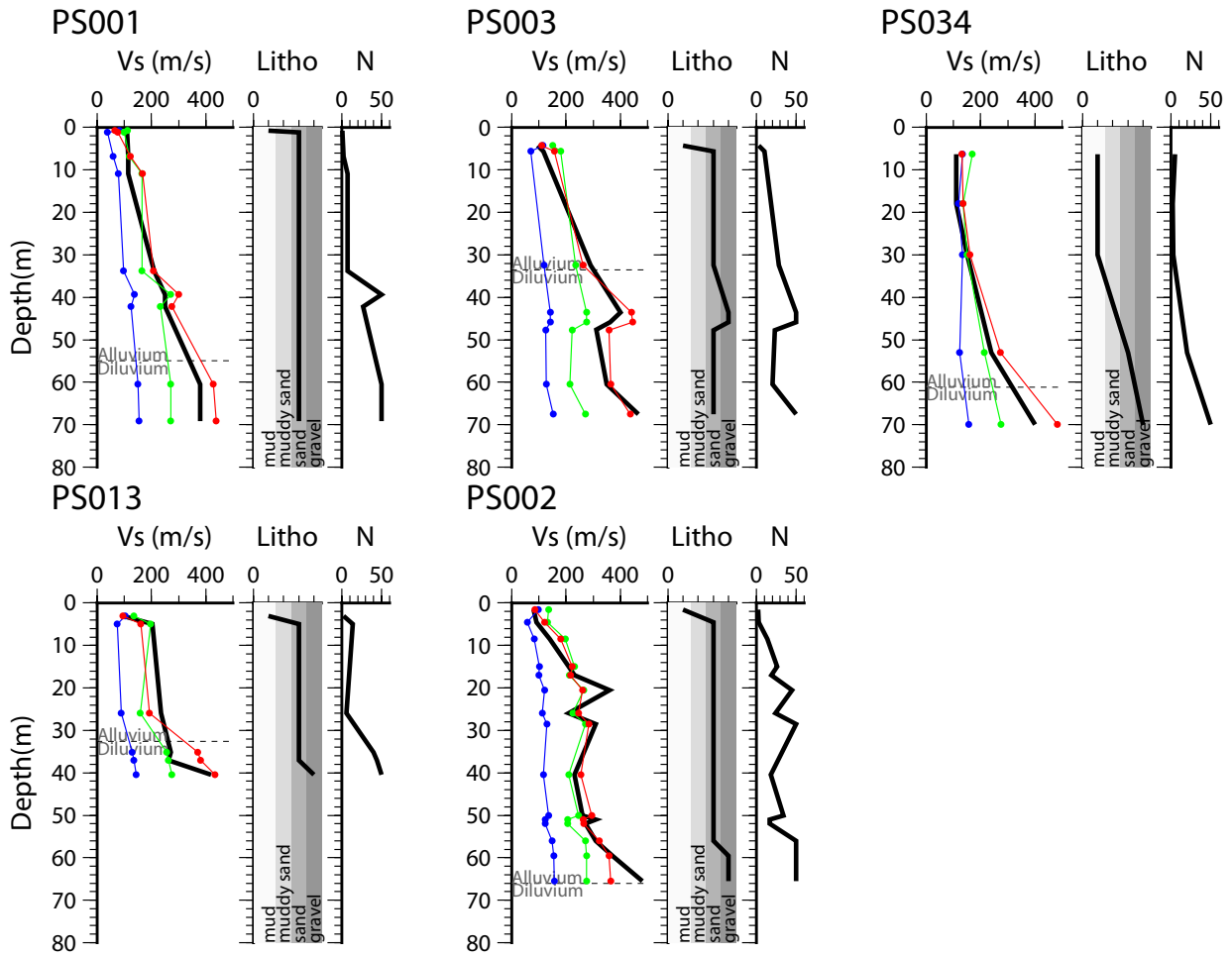
第10図 a 産業技術総合研究所のボーリング調査で計測されたS波速度（黒実線）と経験式から計算したS波速度との比較。赤丸・線は太田・後藤（1978）のXV式による計算値。赤中空き三角は、N値がゼロの場合に1に置き換え、同式を適用した計算値。緑丸・線は、中央防災会議（2001）による計算値。青丸・線は、吉田・他（2006）による計算値。ボーリング地点は、第1図を参照。

Fig.10a Comparison of S-wave velocity structure measured at borehole surveys done by AIST (black line) and that estimated using three different empirical formulas. Red circles and lines are estimates using equation XV in Ohta and Goto (1978) and open red triangles are the estimates using the same formula but replacing N-value by 1 in the case when N-value is zero. Green circles and lines are estimates using CDMC (2001). Blue circles and lines are estimates using Yoshida et al. (2006). See Fig.1 for locations of the boreholes.



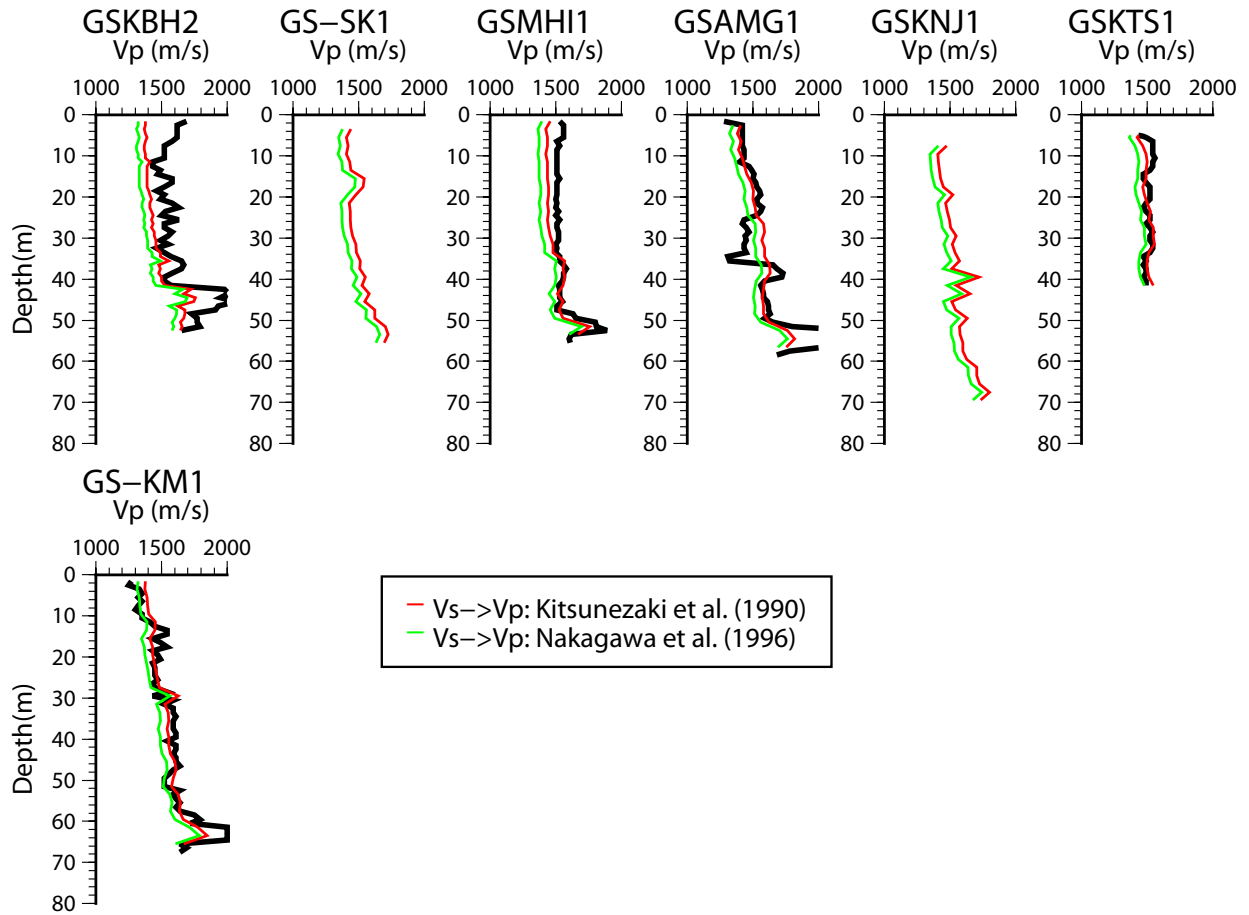
第 10 図 b 東京都土木技術研究所が実施したボーリング調査で計測された S 波速度と経験式から計算した S 波速度との比較. 線・●の色については, 第 10 図 a と同じ.

Fig.10b Comparison of S-wave velocity structure measured at borehole surveys done by Institute of Civil Engineering of Tokyo Metropolitan Government and that estimated using three different empirical formulas. Colors of circles and lines are the same as in Fig.10a.



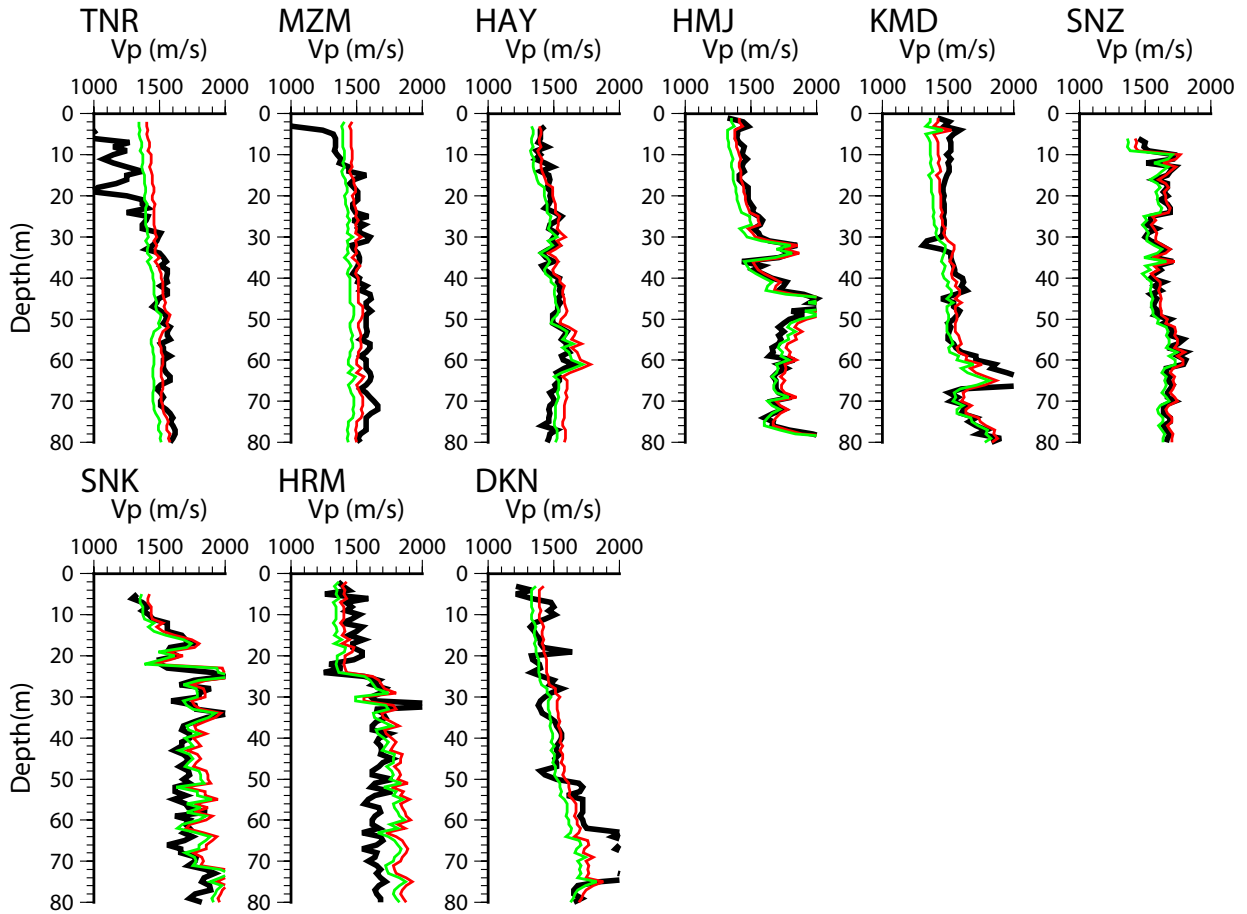
第 10 図 c 東京都が地震関係基礎調査交付金による地下構造調査の一環で収集・整理したボーリングデータの S 波速度（黒実線）と経験式から計算した S 波速度との比較. 線・●の色については, 第 10 図 a と同じ.

Fig.10c Comparison of S-wave velocity structure measured at borehole surveys which were compiled by Tokyo Prefecture for underground structure survey and that estimated using three different empirical formulas. Colors of circles and lines are the same as in Fig.10a.



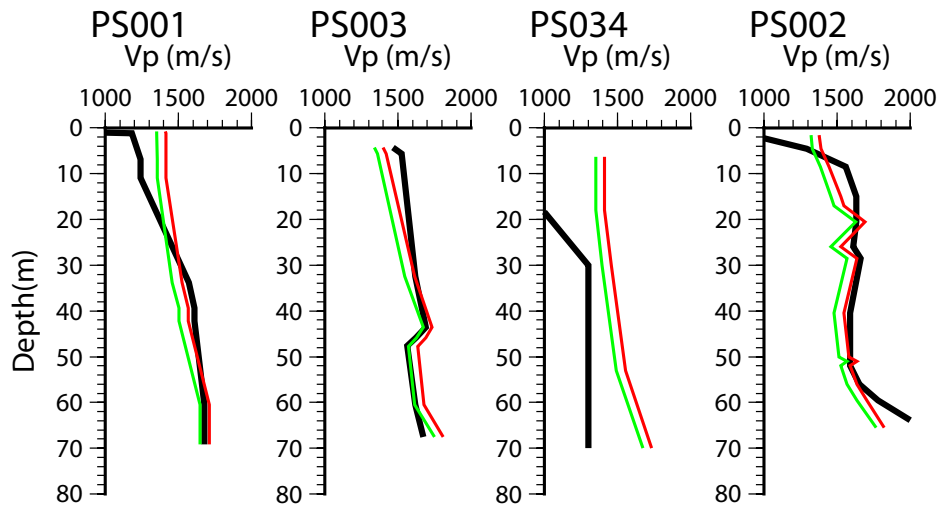
第 11 図 a 産業技術総合研究所のボーリング調査で計測された P 波速度（黒実線）と経験式から計算した P 波速度との比較。赤線は狐崎ほか（1990）による推定値。緑線は Nakagawa et al.(1996) による推定値。

Fig.11a Comparison of P-wave velocity structure measured at borehole surveys done by AIST (black lines) and that estimated using two different empirical formulas. Red lines are estimates using Kitsunezaki et al. (1990). Green lines are estimates using Nakagawa et al. (1996).



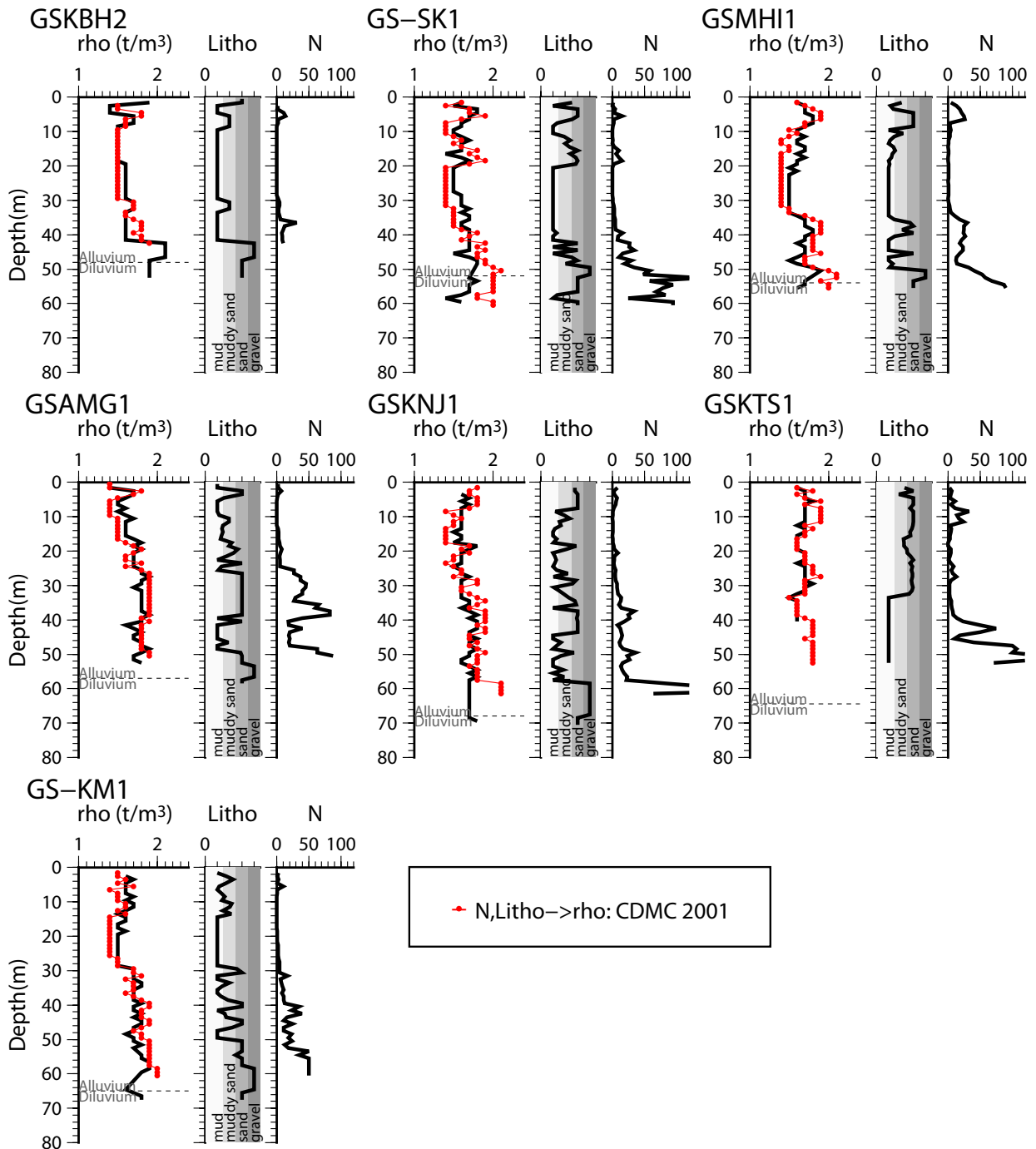
第 11 図 b 東京都土木技術研究所が実施したボーリング調査で計測された P 波速度（黒実線）と経験式から計算した P 波速度との比較。線および丸の色については、第 11 図 a と同じ。

Fig.11b Comparison of P-wave velocity structure measured at borehole surveys done by Institute of Civil Engineering of Tokyo Metropolitan Government and that estimated using three different empirical formulas. Colors of circles and lines are the same as in Fig.11a.



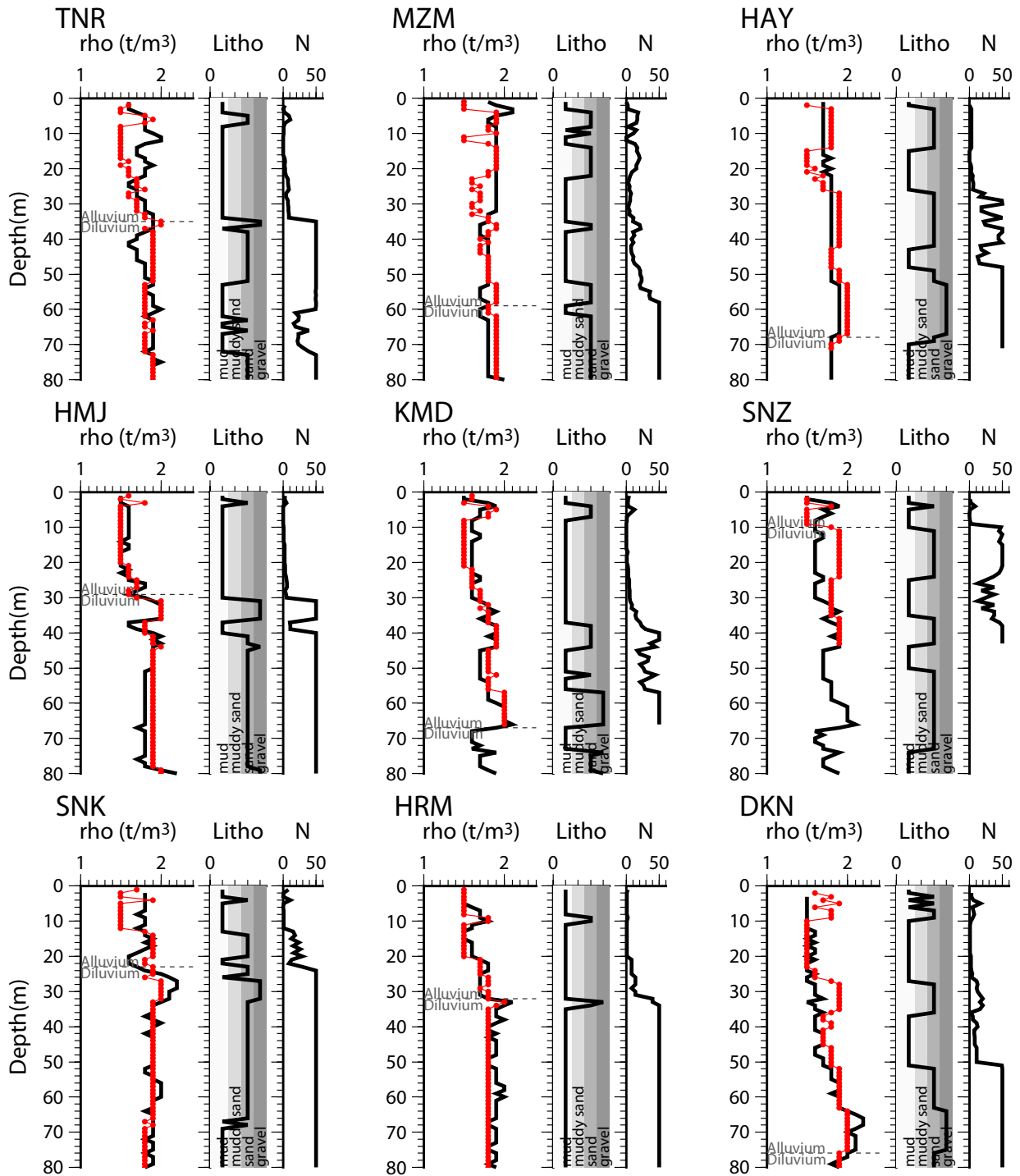
第11図c 東京都が地震関係基礎調査交付金による地下構造調査の一環で収集・整理したボーリングデータのP波速度(黒実線)と経験式から計算したP波速度との比較. 線および丸の色については, 第11図aと同じ.

Fig.11c Comparison of P-wave velocity structure measured at borehole surveys which were compiled by Tokyo Prefecture for underground structure survey and that estimated using three different empirical formulas. Colors of circles and lines are the same as in Fig.11a.



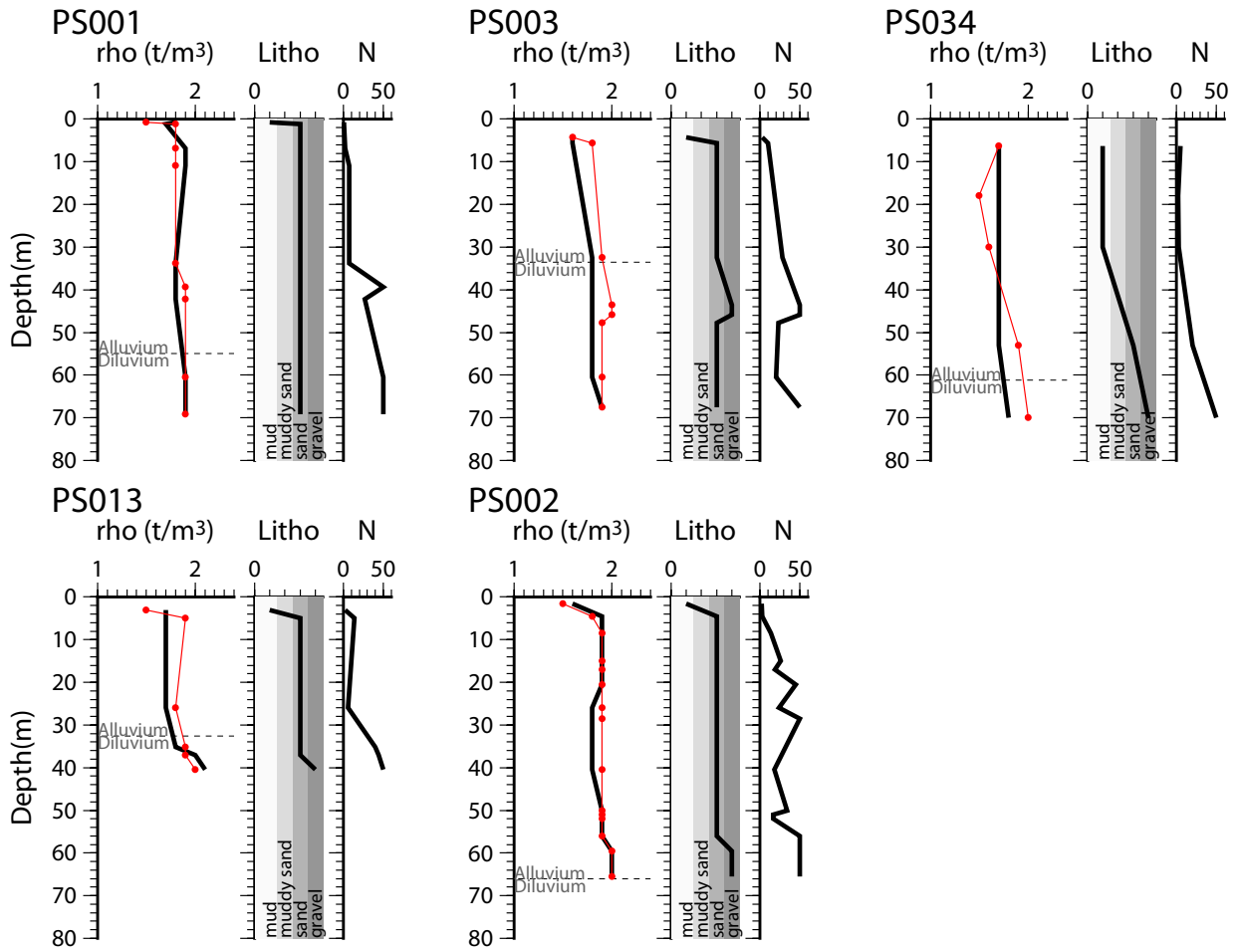
第 12 図 a 産業技術総合研究所のボーリング調査で計測された密度（黒実線）と経験式（中央防災会議，2001）から計算した密度（赤丸・線）との比較。

Fig.12a Comparison of density structure measured at borehole surveys done by AIST (black lines) and that estimated using CDMC(2001)(red lines).



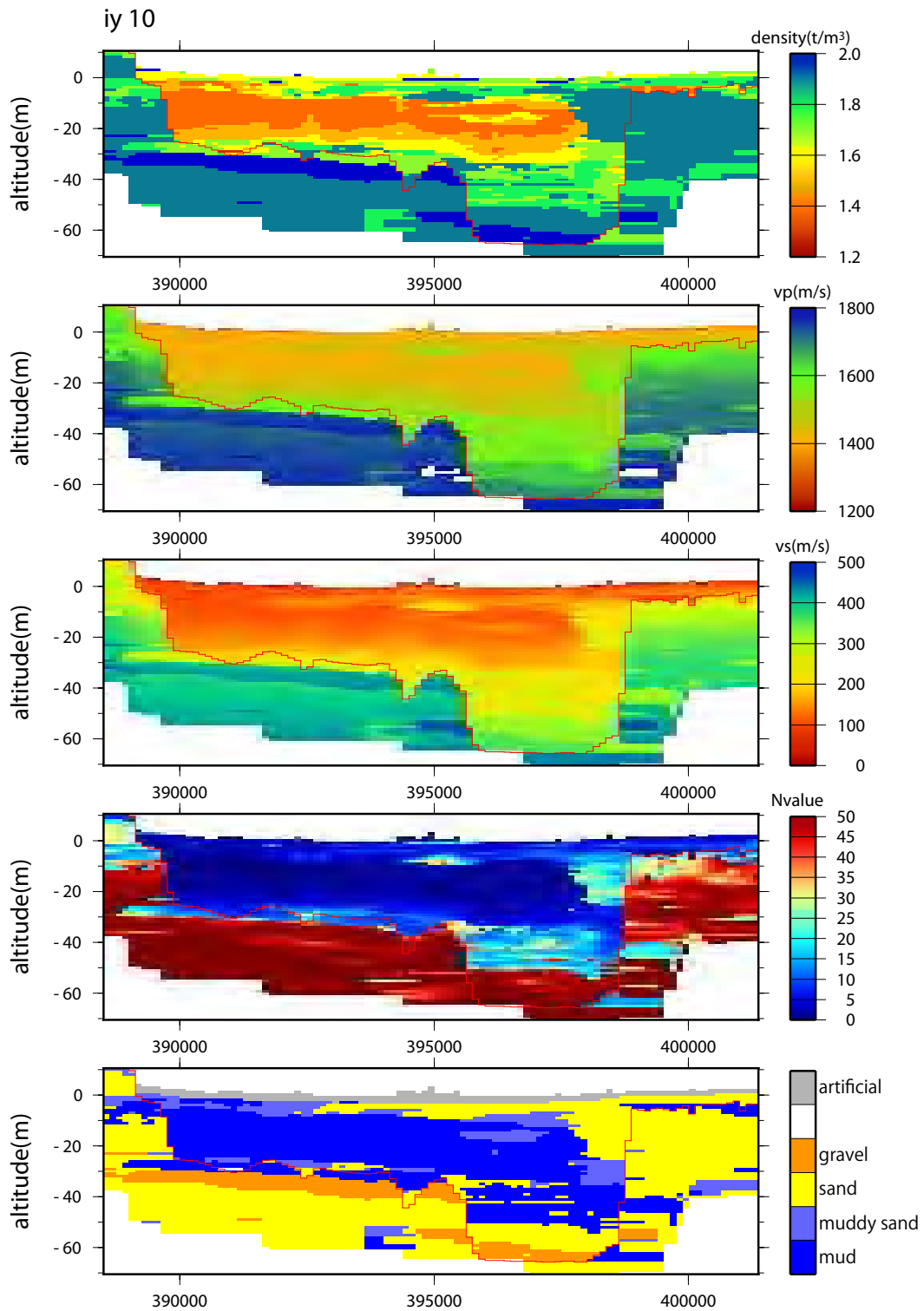
第 12 図 b 東京都土木技術研究所が実施したボーリング調査で計測された密度（黒実線）と経験式（中央防災会議，2001）から計算した密度（赤丸・線）との比較。

Fig.12b Comparison of density structure measured at borehole surveys done by Institute of Civil Engineering of Tokyo Metropolitan Government (black lines) and that estimated using CDMC(2001)(red lines).



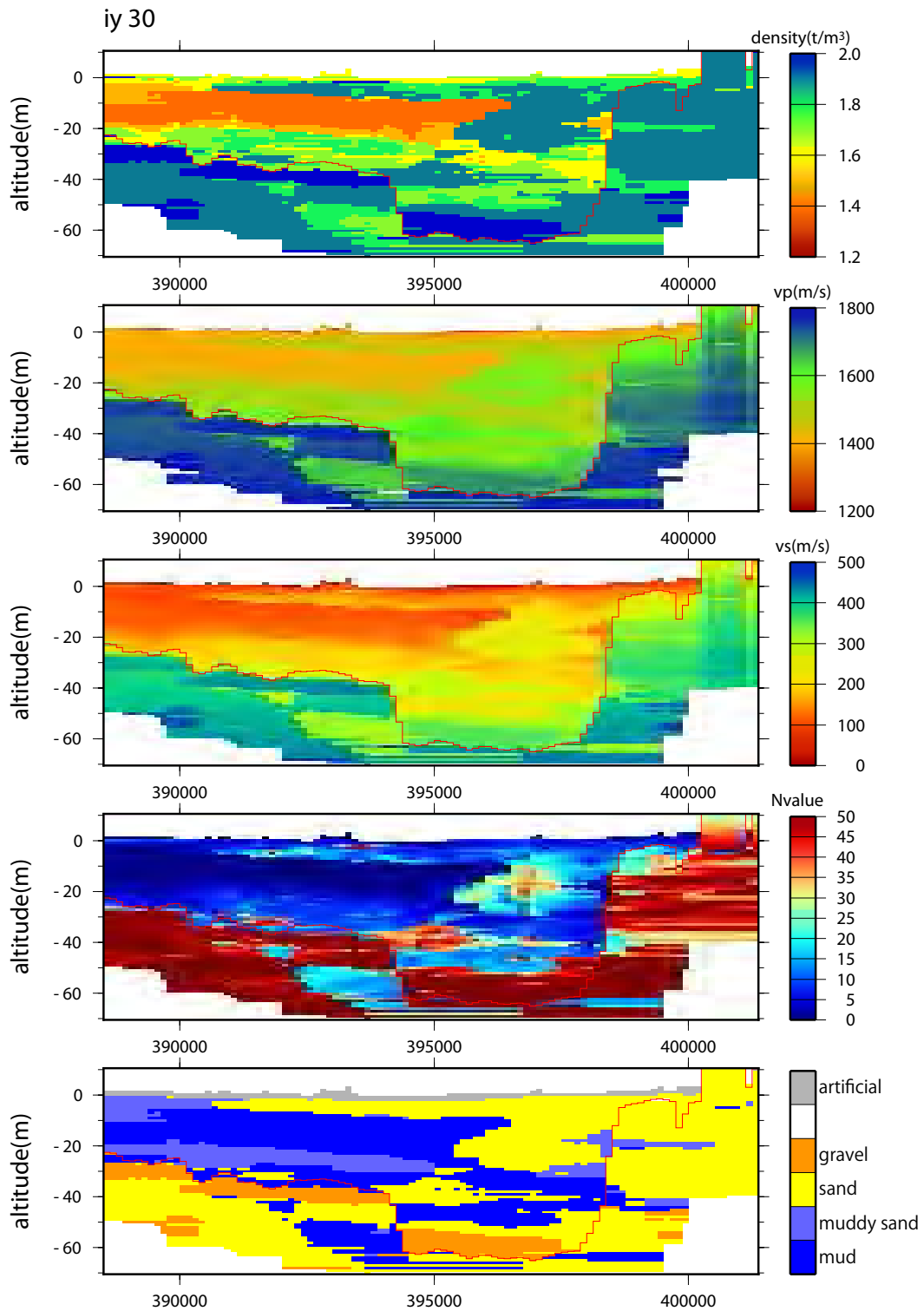
第 12 図 c 東京都が地震関係基礎調査交付金による地下構造調査の一環で収集・整理したボーリングデータの密度 (黒実線) と経験式 (中央防災会議, 2001) から計算した密度 (赤丸・線) との比較.

Fig.12c Comparison of density structure measured at borehole surveys which were compiled by Tokyo Prefecture for underground structure survey (black lines) and that estimated using CDMC(2001)(red lines).



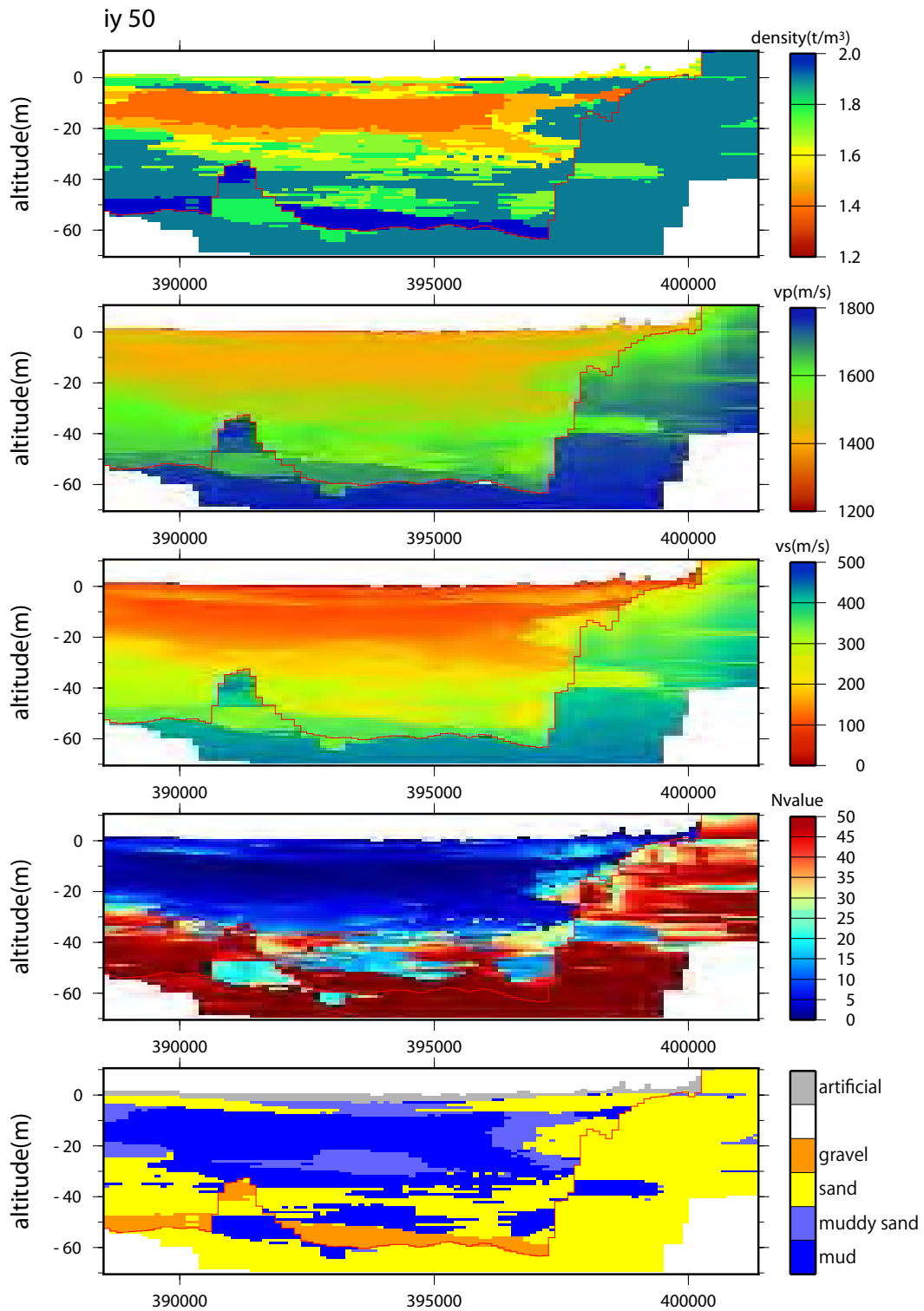
第13図 a N値，土質，および，これらの値から変換したS波速度，P波速度，密度の三次元構造モデルの，iy=10（緯度 35.7289 度）における深さ断面．位置は，第1図を参照．

Fig.13a E-W directed depth sections of the distributions of N-value and soil classification, and S-wave velocity, P-wave velocity, and density which are translated from N-value and soil classification. Cross section is at iy=10 (latitude of 35.7289). See Fig.1 for the location of the cross section.



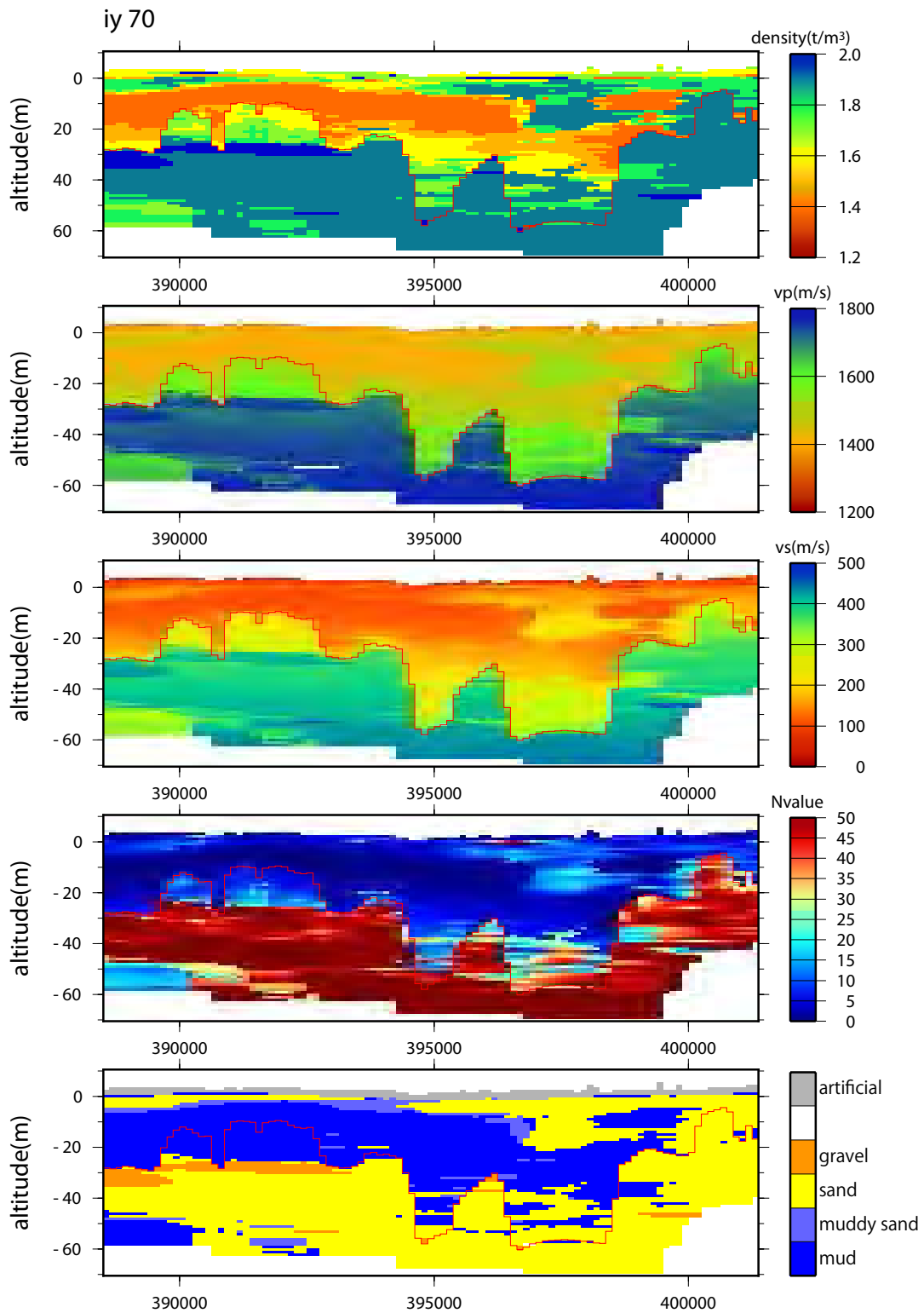
第13図b N値，土質，および，これらの値から変換したS波速度，P波速度，密度の3次元構造モデルの，iy=30（緯度35.7514度）における深さ断面。位置は，第1図を参照。

Fig.13b E-W directed depth sections of the distributions of N-value and soil classification, and S-wave velocity, P-wave velocity, and density which are translated from N-value and soil classification. Cross section is at iy=30 (latitude of 35.7514). See Fig.1 for the location of the cross section.



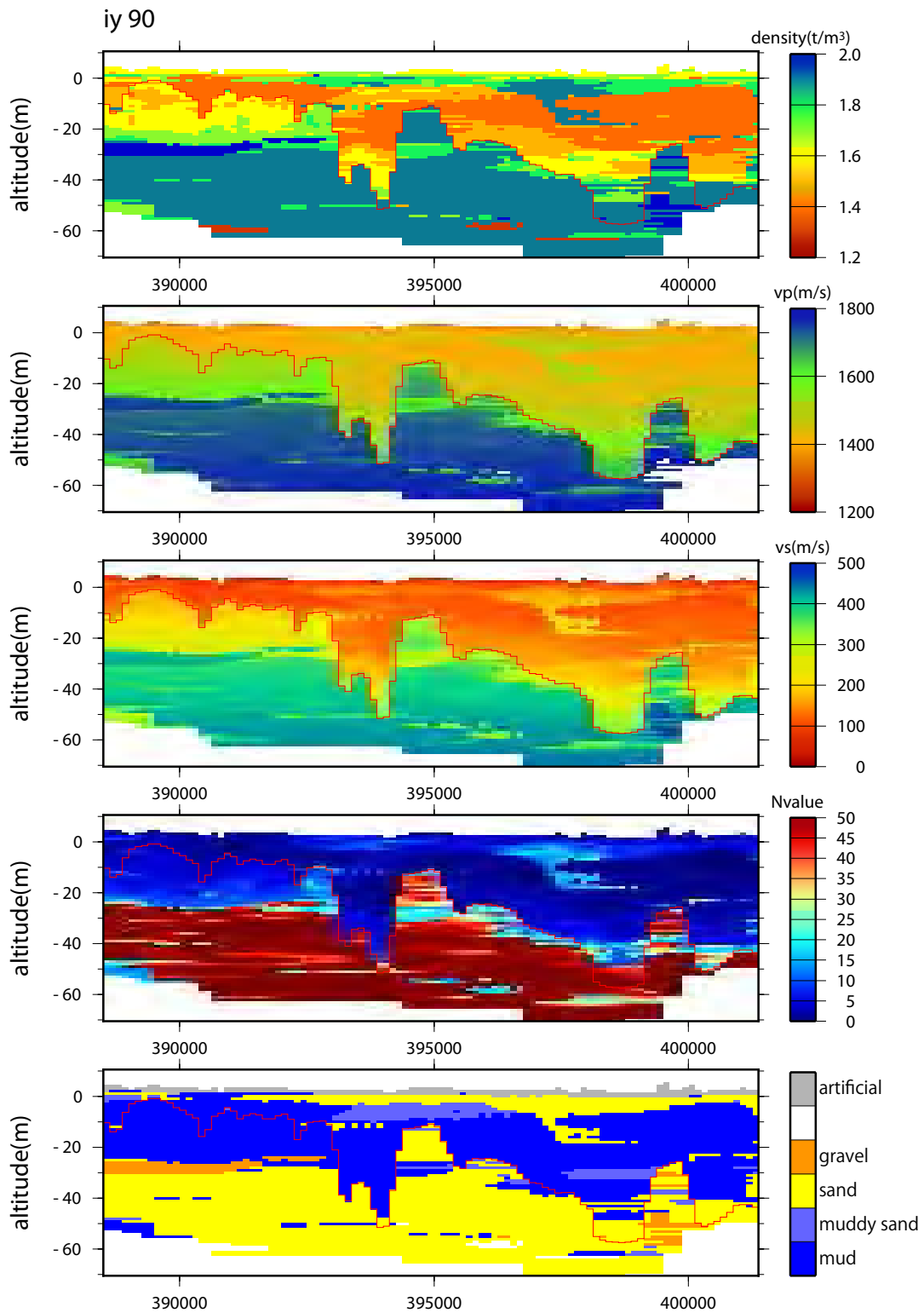
第13図c N値，土質，および，これらの値から変換したS波速度，P波速度，密度の3次元構造モデルの，iy=50（緯度35.7739度）における深さ断面．位置は，第1図を参照．

Fig.13c E-W directed depth sections of the distributions of N-value and soil classification, and S-wave velocity, P-wave velocity, and density which are translated from N-value and soil classification. Cross section is at iy=50 (latitude of 35.7739). See Fig.1 for the location of the cross section.



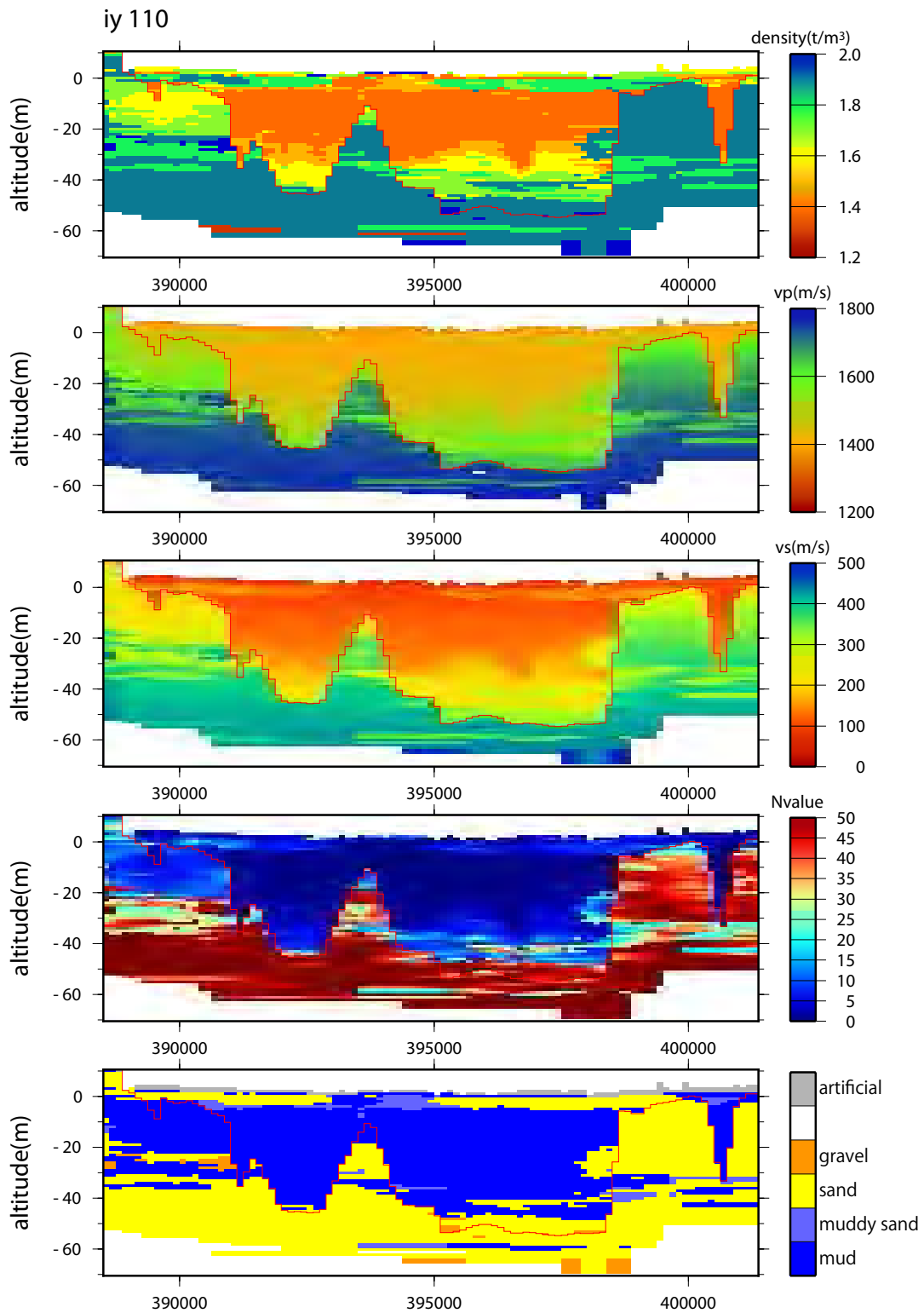
第13図 d N値, 土質, および, これらの値から変換したS波速度, P波速度, 密度の3次元構造モデルの, iy=70 (緯度 35.7965 度) における深さ断面. 位置は, 第1図を参照.

Fig.13d E-W directed depth sections of the distributions of N-value and soil classification, and S-wave velocity, P-wave velocity, and density which are translated from N-value and soil classification. Cross section is at iy=70 (latitude of 35.7965). See Fig.1 for the location of the cross section.



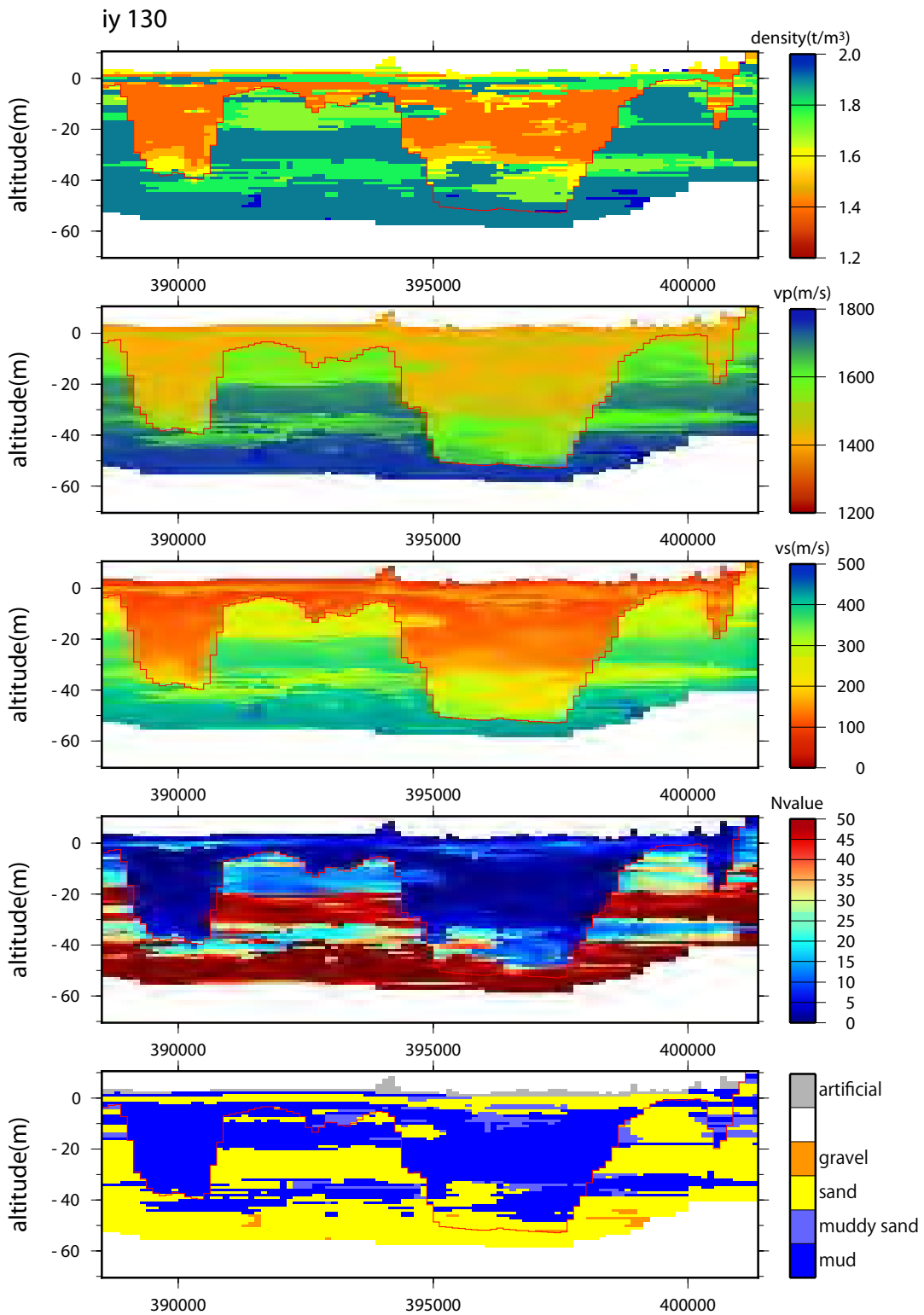
第13 図 e N 値、土質、および、これらの値から変換した S 波速度、P 波速度、密度の 3 次元構造モデルの、iy=90（緯度 35.8191 度）における深さ断面。位置は、第 1 図を参照。

Fig.13e E-W directed depth sections of the distributions of N-value and soil classification, and S-wave velocity, P-wave velocity, and density which are translated from N-value and soil classification. Cross section is at iy=90 (latitude of 35.8191). See Fig.1 for the location of the cross section.



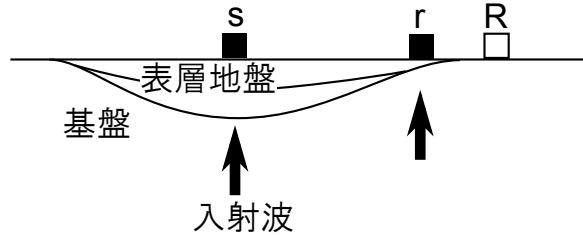
第13図 f N値, 土質, および, これらの値から変換したS波速度, P波速度, 密度の3次元構造モデルの, iy=110 (緯度 35.8416 度) における深さ断面. 位置は, 第1図を参照.

Fig.13f E-W directed depth sections of the distributions of N-value and soil classification, and S-wave velocity, P-wave velocity, and density which are translated from N-value and soil classification. Cross section is at iy=110 (latitude of 35.8416). See Fig.1 for the location of the cross section.

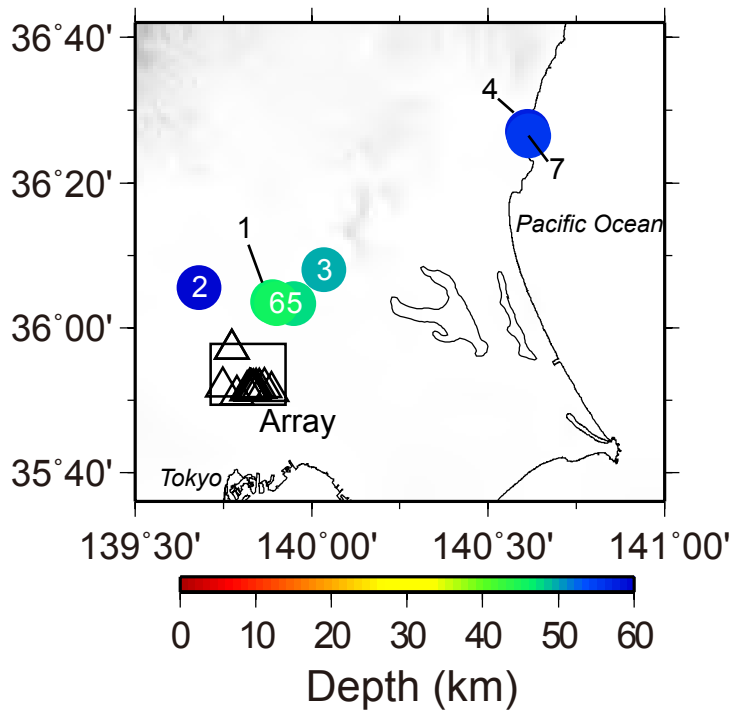


第13図 g N値、土質、および、これらの値から変換したS波速度、P波速度、密度の3次元構造モデルの、iy=130（緯度35.8641度）における深さ断面。位置は、第1図を参照。

Fig.13g E-W directed depth sections of the distributions of N-value and soil classification, and S-wave velocity, P-wave velocity, and density which are translated from N-value and soil classification. Cross section is at iy=130 (latitude of 35.8641). See Fig.1 for the location of the cross section.

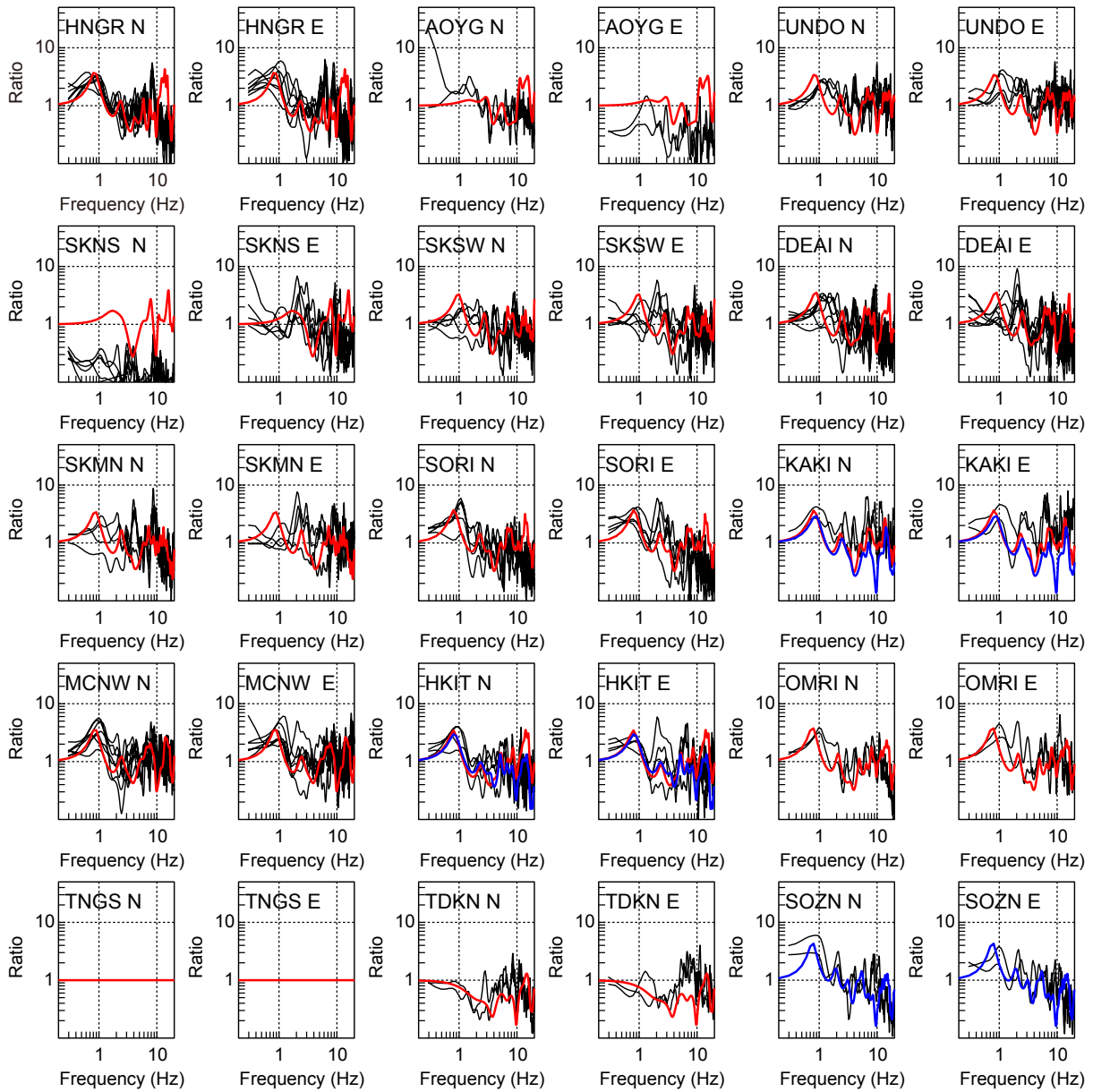


第 14 図 地表アレー観測の概念図
Fig.14 Schematic view of array observation



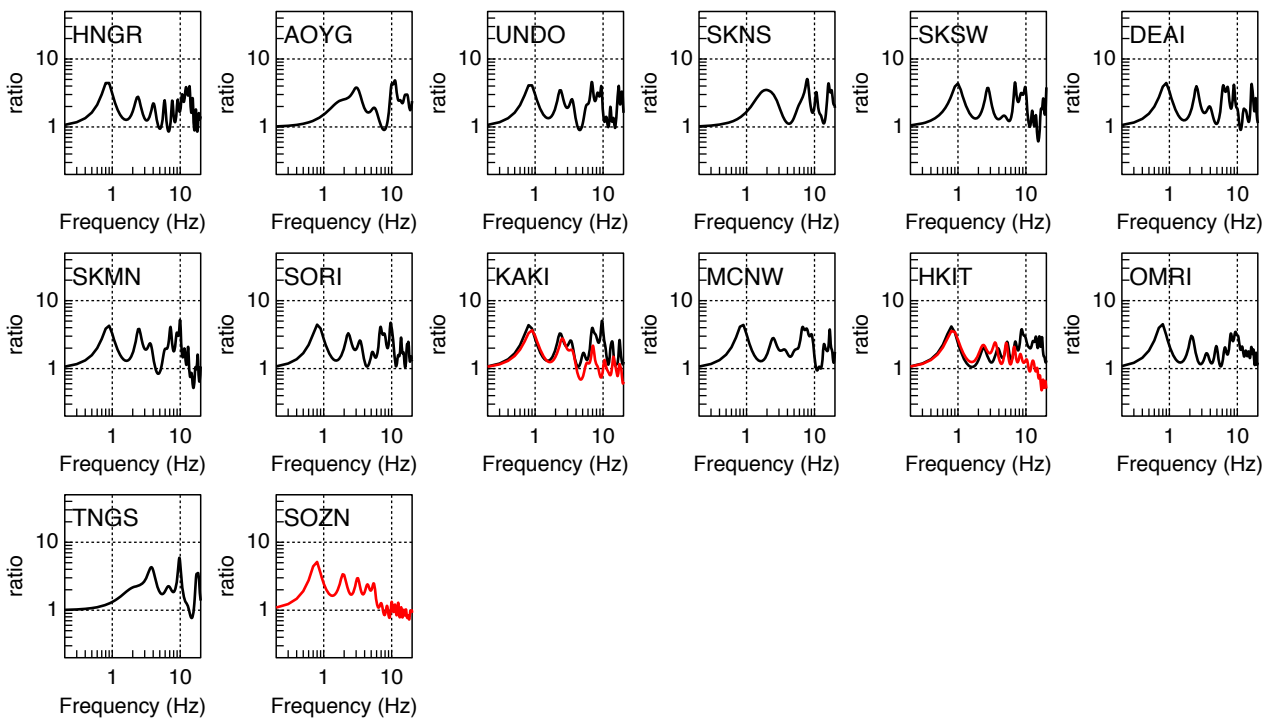
第 15 図 中川低地地震観測網の観測点と用いた地震の震央の位置. 地図内の枠は, 第 2 図の範囲を示す.
Fig.15 Map showing the observation stations and the epicenters of the earthquakes used for spectral ratio analysis. The rectangle in the map indicates the area shown in Fig.2.

Spectral ratios to TNGS



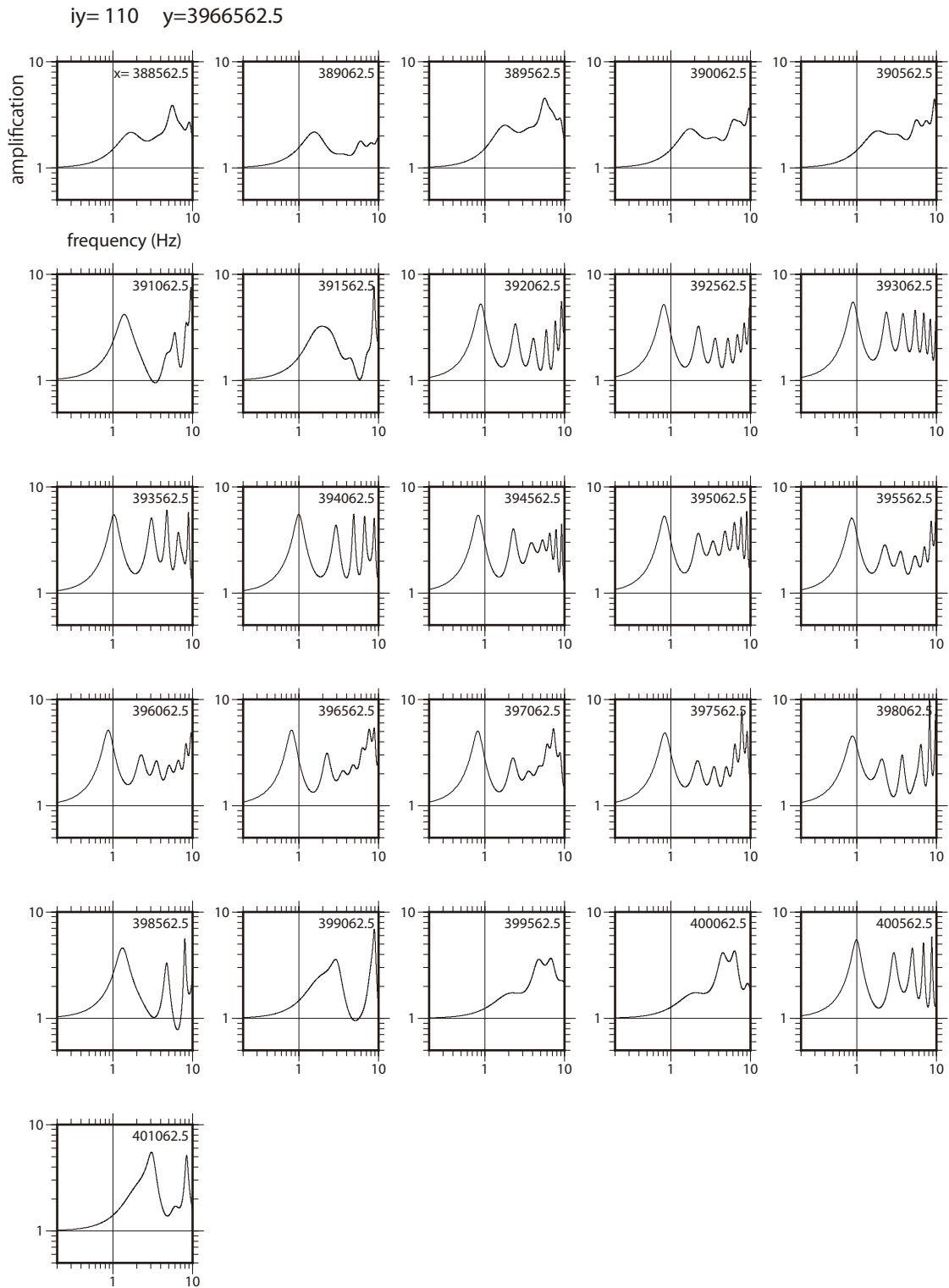
第 16 図 中川低地観測網の各観測点の TNGS 観測点に対する S 波のスペクトル比。黒線は観測記録のスペクトル。赤線は浅部物性値構造モデルから計算した理論スペクトル比。青線は、近傍に PS 検層データがある場所で、PS 検層データで得られた地下構造から計算した理論スペクトル比。

Fig.16 S-wave spectral ratios of each station to TNGS in Nakagawa lowland strong-motion observation network. Black lines are the spectral ratios of observed records. Red lines are the theoretical spectral ratios calculated from the shallow-level subsurface structure model. Blue lines are the theoretical spectral ratios calculated from PS-logging data.



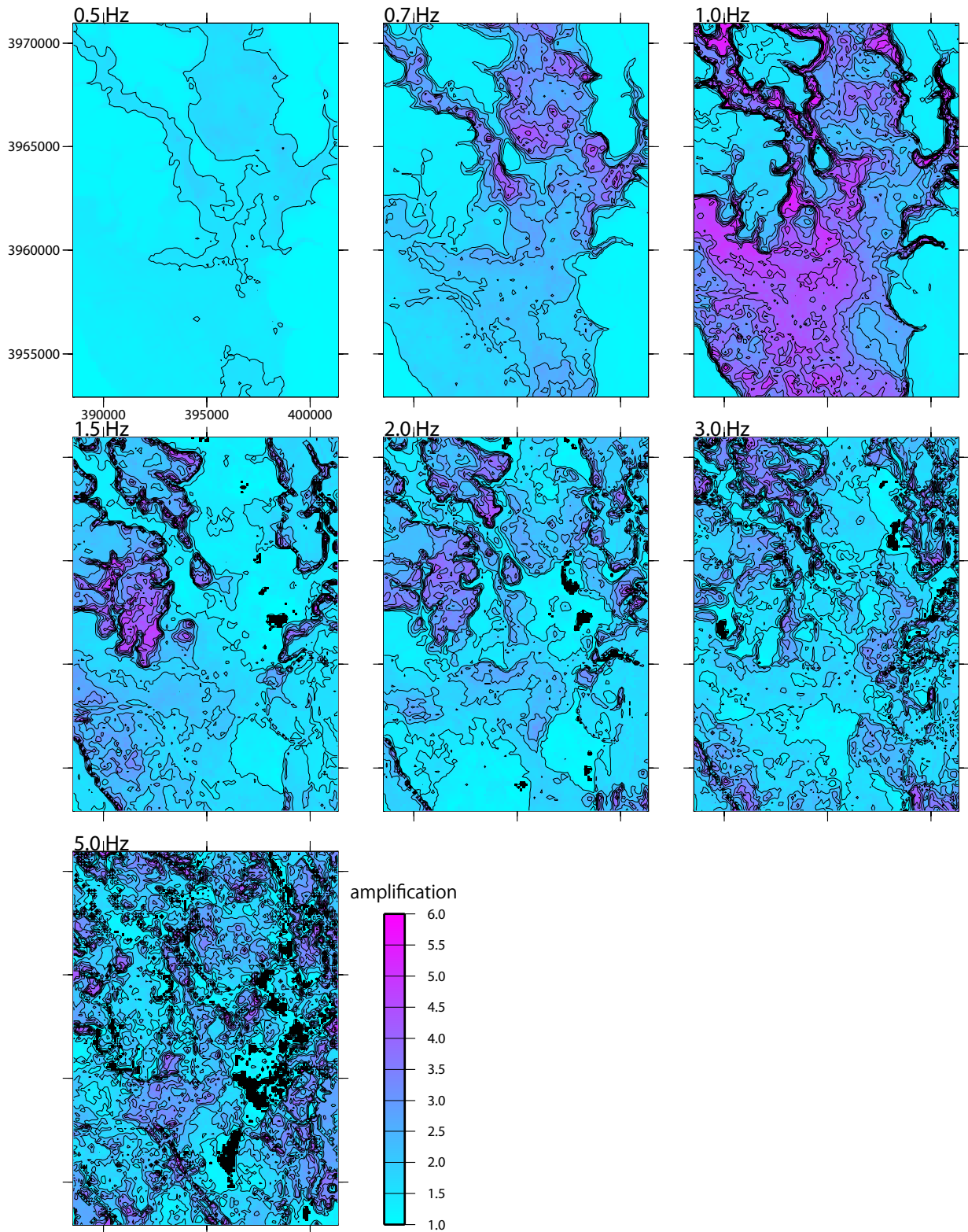
第 17 図 三次元物性値構造モデルにより計算された中川低地地震観測網の観測点における理論地盤増幅特性.

Fig.17 Theoretical amplification to the vertical incident S-wave calculated from the shallow-level subsurface velocity structure model (black) and the PS-logging information(red) at the stations of the Nakagawa lowland strong-motion observation network.



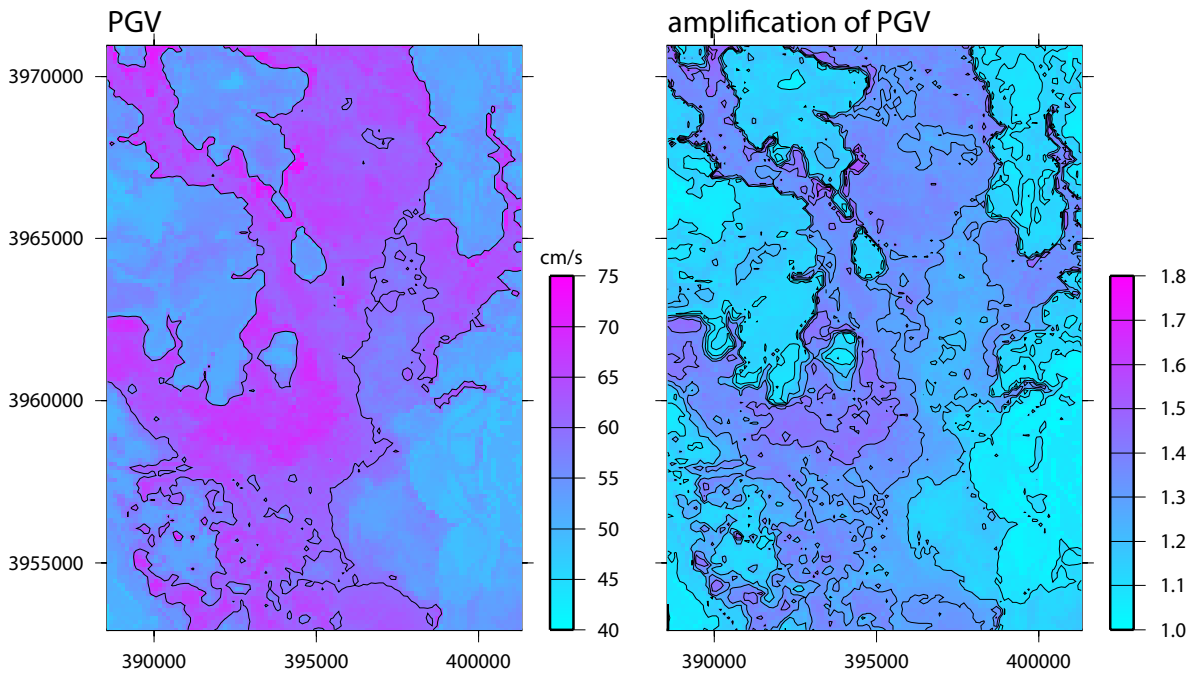
第 18 図 三次元浅部物性値構造モデルにより計算された理論地盤増幅スペクトル。左上から順に、第 1 図内の茶色枠右側外に示した iy=110 の位置の東西ラインに沿って西端から東へ 500 m 間隔にとった地点で計算されたもの。

Fig.18 Theoretical amplification to the vertical incident S-wave calculated from the shallow-level subsurface velocity structure model at points at 500m interval along a EW line at iy=110 in Fig.1 (See right hand side of the brown rectangle in Fig.1).



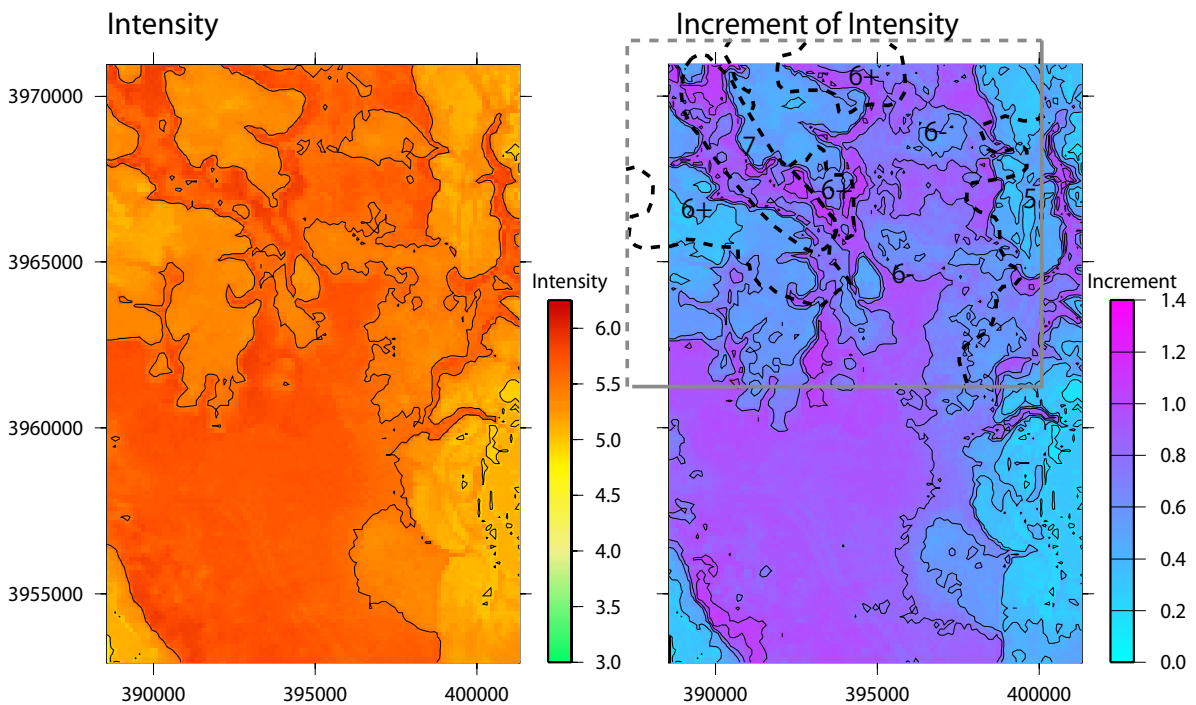
第 19 図 三次元浅部物性値構造モデルにより計算された理論地盤増幅率の空間分布. 上段左から, 周波数 0.5 Hz, 0.7 Hz, 1.0 Hz, 中段左から, 1.5 Hz, 2.0 Hz, 3.0 Hz, 下段 5.0 Hz における増幅率分布.

Fig.19 Theoretical amplification distribution at 0.5, 0.7, 1.0, 1.5, 2.0, 3.0 and 5.0 Hz calculated from the shallow-level subsurface velocity structure model.



第 20 図 1923 年大正関東地震模擬地震動を入力した際の、最大地動速度分布と、その段丘相当層に対する増幅値分布。

Fig.20 Peak ground velocity distribution and its amplification distribution when inputting the simulated 1923 Kanto earthquake ground motion.



第 21 図 1923 年大正関東地震模擬地震動を入力した際の、計測震度分布と、その段丘相当層に対する増分分布。右図中の黒の破線は、武村・諸井（2002）により木造住家被害から見積られた 1923 年関東地震の埼玉県内の震度分布（データ範囲は灰色枠内のみ）。

Fig.21 Intensity distribution and its increment distribution when inputting the simulated 1923 Kanto earthquake ground motion. Black dashed lines in the right indicate the intensity distribution estimated by Takemura and Moroi (2002) from collapse rate of the wooden houses due to the 1923 Kanto earthquake (Data is limited only inside the gray frame).

第1表 中川低地自然地震観測網の諸元
 Table 1 Information of stations in the Nakagawa lowland
 strong-motion observation network.

観測点 コード	緯度(度) 世界測地系	経度(度) 世界測地系	観測機器(加速度計)名	地盤状況	沖積層厚 (m)
SKNS	35.86228	139.82422	アカシ製 K-NET95 型強震計	沖積層上	12.1
SKMN	35.86022	139.82947	アカシ製 K-NET95 型強震計	沖積層上	44.0
UNDO	35.85919	139.82622	キネメトリックス製アルタス K2	沖積層上	48.0
DEAI	35.85853	139.82756	アカシ製 K-NET95 型強震計	沖積層上	40.7
SORI	35.8564	139.8303	アカシ製 K-NET95 型強震計	沖積層上	49.8
KAKI	35.8597	139.8347	キネメトリックス製アルタス K2	沖積層上	53.3
HNGR	35.84536	139.78903	アカシ製 K-NET95 型強震計	沖積層上	40.2
SKSW	35.85972	139.82697	アカシ製 K-NET95 型強震計	沖積層上	34.6
MCNW	35.86153	139.84322	アカシ製 K-NET95 型強震計	沖積層上	53.3
HKIT	35.86169	139.85208	アカシ製 K-NET95 型強震計	沖積層上	53.0
OMRI	35.86393	139.86700	アカシ製 K-NET95 型強震計	沖積層上	50.2
TNGS	35.85501	139.88560	アカシ製 K-NET95 型強震計	沖積層上	7.1
AOYG	35.85614	139.81756	アカシ製 K-NET95 型強震計	沖積層上	7.7
SOZN	35.95166	139.77397	アカシ製 K-NET95 型強震計	沖積層上	48.3
TDKN	35.86477	139.74802	アカシ製 K-NET95 型強震計	段丘上	0.

第2表 土質とN値を用いた密度の経験値（中央防災会議，2001；表中〔 〕内は洪積層の場合，その他は沖積・洪積層で共通）

Table 2 Empirical value of density with respect to soil quality and N-value. (CDMC, 2001; Values in [] are for diluvium. Otherwise, the values are common for alluvium and diluvium.)

土質	N 値	湿潤密度 (g/cm ³)	土質	N 値	湿潤密度 (g/cm ³)
埋土	0~4	1.6	砂質土	0~4	1.7 [1.8]
	4~10	1.7		4~10	1.8
	10~	2.0		10~50	1.9
腐植土	0~1	1.2		50	1.9 [2.0]
	1~	1.3	礫質土	~20	1.9
ローム	0~4	1.4		20~50	2.0
	4~	1.5		50~	2.1
粘性土	0~2	1.4 [1.5]	風化岩	50~	2.1
	2~4	1.5 [1.6]			
	4~8	1.6 [1.7]	X		
	8~15	1.7 [1.8]			
	15~30	1.8			

第3表 S波のスペクトル比解析に用いた地震の諸元

Table 3 Earthquake used in the S-wave spectral analysis.

#	Origin time (JST)	Latitude	Longitude	Depth (km)	M _J	Area	Δ/H
1	2007-05-08 21:01:35	36.0603	139.8900	46.3	4.5	SW IBARAKI PREF	0.5
2	2007-06-01 07:28:59	36.0938	139.6812	59.3	4.5	EASTERN SAITAMA PREF	0.5
3	2007-06-02 14:43:15	36.1345	140.0343	49.8	4.6	SW IBARAKI PREF	0.7
4	2008-03-08 01:54:57	36.4525	140.6117	57.0	5.2	NORTHERN IBARAKI PREF	1.7
5	2008-03-09 06:13:45	36.0570	139.9493	47.1	4.4	SW IBARAKI PREF	0.5
6	2008-08-20 15:13:29	36.0567	139.9013	45.1	4.6	SW IBARAKI PREF	0.5
7	2008-08-22 19:59:50	36.4418	140.6153	55.9	5.2	NORTHERN IBARAKI PREF	1.7