

3. 4. 4 首都圏周辺の高精度な地盤モデルの構築

(1) 業務の内容

(a) 業務の目的

本報告書 3.4.1 に関連する。首都圏の浅部地盤および深部地盤の既存の地盤モデルを収集・整理するとともに、新しいデータの追加を図り、表層から地震基盤に至る切れ目のない3次元地盤モデルの作成を行う。ここで得られた結果を、本報告書 3.4.1 で実施する首都直下地震の強震動予測の高度化に利用する。

(b) 平成23年度業務目的

- 1) 首都圏に展開されている中感度稠密地震観測で得られた観測記録を用いて、水平上下スペクトル比などの地盤構造に関する情報を抽出結果に基づいて深部地盤構造モデルを改良する。
- 2) これまでに収集した地盤モデルのデータを統合し、地表から地震基盤までの深部地盤モデルを再構築する。また、モデルの修正状況に応じて微動観測などを実施する。
- 3) 得られた3次元深部地盤モデルを用いて地震波干渉法によるグリーン関数のシミュレーションを行い、深部地盤モデルの妥当性を検証する。
- 4) 本報告書 3.4.1 にこれまでの研究成果のうち地盤モデルを提供し、地下構造モデルの改良の研究成果取りまとめに協力する。
- 5) 本プロジェクトの目標達成に有益な深部地盤のモデル化に関する情報を収集するため、「表層地質が地震動に与える影響」第4回国際シンポジウム（8月、米国）などに出席する。

(c) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
東京工業大学	教授	翠川三郎	
同	教授	山中浩明	
同	研究員	津野靖志	
同	研究員	ヤダブ・ダカール	
海洋研究開発機構 地震津波・ 防災研究プロジェクト データ 解析グループ	研究員	大堀道広	

(2) 平成23年度の成果

(a) 業務の要約

- 1) 首都圏に展開されている中感度稠密地震観測で得られた観測記録を用いて、水平上下スペクトル比から地盤構造に関する情報を抽出した。その結果に基づいて深部地盤構造モデルを改良した。
- 2) 地盤情報の少ない関東平野北東部において、東北地方太平洋沖地震の余震観測および微動

観測を実施し、これまでに収集した地盤モデルのデータと合わせて、深部地盤モデルを再推定した。

- 3) 関東地域南部で微動の連続観測を実施し、地震波干渉法に基づいて、グリーン関数を推定した。得られたグリーン関数のシミュレーションを行い、既往の3次元深部地盤モデルの妥当性を検証した。
- 4) 本報告書 3.4.1 にこれまでの研究成果のうち地盤モデルを提供し、地下構造モデルの改良の研究成果取りまとめに協力した。
- 5) 8月に米国で開催された「表層地質が地震動に与える影響」第4回国際シンポジウムに参加し、研究成果の発表を行うとともに、本プロジェクトでの目標達成に有益な深部地盤のモデル化に関する情報を収集した。

(b) 業務の成果

1) 地震記録のコーダ部の水平上下スペクトル比による地下構造モデル情報の抽出

a) 水平上下スペクトル比と既存の地盤モデル

首都圏に展開されている中感度稠密地震観測 MeSO-net (Sakai et al., 2009¹⁾) による地震データからコーダ部の水平上下スペクトル比(以下、H/V)を推定し(Tsuno et al., 2011²⁾)、深部地盤の S 波速度構造に関する情報を取得することを試みた。図 1 に本研究で用いた記録が得られている MeSO-net の観測点を示す。各地点の観測記録からコーダ波のスペクトルを求め、水平成分を相乗平均し、H/V を求めた。複数の地震について H/V を求め、それらを平均して最終的な結果とした。図 2 には、観測された H/V の例が示されている。各観測点でそれぞれ特徴的な形状を示し、地震ごとの差異も少ないことがわかる。

H/V の特徴は、レイリー波の楕円率による寄与が大きいとして解釈されることが多い。そこで、既往の深部地盤の 3 次元 S 波速度構造モデルから各地点での 1 次元モデルを作成し、それに対するレイリー波(基本モード)の楕円率を計算した。用いた深部地盤モデルは、微動探査の結果に基づくモデル(山中・山田, 2006³⁾)、このモデルを本プロジェクトで修正したモデル(山田・山中, 2011⁴⁾)、防災科学技術研究所の J-SHIS により公開されているモデルの 3 種類である。各 3 次元盆地モデルでの観測点直下の 1 次元モデルを求め、楕円率を計算した。

観測点 MKJ では、3 つのモデルによる理論値で観測 H/V のピーク周期がほぼ説明でき、この地点での地盤モデルは妥当であると考えられる。また、観測点 GSJ や TTO では、山中・山田(2006)の計算値と観測値に多少の差異がある。さらに、観測点 SYO や KH2 での観測 H/V には顕著なピーク周期がみられないが、計算結果には認められ、S 波速度の値も含めてモデルの修正が必要であると考えられる。山田・山中(2011)によるモデルは、山中・山田(2006)よりも多くの微動探査結果に基づいているが、基本的な特徴は、山中・山田(2006)と同様である。しかし、GSJ や TTO については、このモデルでは観測ピーク周期により近い計算結果となっている。

防災科学技術研究所の J-SHIS による 3 次元深部地盤モデルは、上記の 2 つのモデルとは異なる考えに基づいて作成されており、計算結果も異なっている。GSJ、KH2 では、このモデルの理論値は、上記 2 つの地盤モデルに対するものとの差異は多い。観測値との比

較では、上記の2つのモデルに比べて、大幅に観測値が説明できるわけでもなく、モデルに修正が必要なことは同様である。全体的にみて、観測 H/V のピーク周期の説明性は、山中・山田 (2011) のほうが高いと考えられる。

図3には、図2に示した観測点での観測 H/V のピーク周期と上記の3つのモデルに対する理論楕円率のピーク周期の比較が示されている。山中・山田 (2006) と山田・山中 (2011) のモデルでは大きな差異はないが、Line-b や d で、山田・山中 (2011) のほうが観測されたピーク周期をよりよく説明している。J-SHIS のモデルでは、Line-c や e で観測ピーク周期をよく説明している。

b) H/V によるモデルの修正

上述のように、観測された H/V と理論楕円率のピーク周期が一致しない場合には、それが合うようにモデルを修正することができる。ここでは、Yamanaka and Ishida (1996)⁵⁾ の GA を用いた H/V の逆解析を行い、山中・山田 (2006) と同様の S 波速度を持つ 4 層モデルを仮定し、第2および3層の層厚のみを求めることにした。

逆解析結果の例が図4に示されている。GSJ では、観測 H/V のピーク周期が修正モデルによってよく再現されていることがわかる。ピーク周期は、S 波速度 1.5km/s を有する地層の厚さに大きく影響を受けており、推定されたモデルでは、地震基盤の深度が 1.0km 程度と浅くなっている。この観測点は、地震基盤がほぼ露頭となっている筑波山付近にあり、地震基盤深度が急に変化していると考えられる。この地域では、既往のモデル作成時に根拠となる地盤情報データの密度が低いために、適切にモデル化できていなかったと考えられる。一方、MHK では、観測値が既往のモデルの理論値よりも長くなっているために、修正モデルでは基盤深度が 1km 程度深くなっている。TTO では、既存のモデルの理論値と観測値の差異は少なく、修正量は少ない。SYO では、観測値のピークが明瞭でないために、逆解析でも十分に観測値が説明できるモデルがえられていない。観測結果でピークが明瞭ではない地点では、ここでの仮定や考え方で地盤モデルを推定することは難しいと考えられる。例えば、S 波速度構成を変えるなどの大幅な修正が必要である。

図1に示した MeSO-net 観測点での観測 H/V に対して同様の逆解析を行い、地盤モデルを修正した。図5には、修正したモデルでの地震基盤 (S 波速度 3.0km/s) の上面深度および S 波速度 1.5km/s 層上面深度 (1.0km/s 層と 1.5km/s 層の) が示されている。地震基盤深度は、房総半島中部、東京湾、横浜市南部で大きい。また、平野端部や平野の北東部で浅くなっている。地震基盤深度が浅い地域では、同様に Vs1.5km/s 層上面深度も浅い。それ以外の大半の地域では、1.5km/s 上面は深さ 1-2km にある。図6には、本研究による H/V で修正した地震基盤深度から山中・山田 (2006) の地震基盤深度を引いた値である。全体的に、平野中央部では修正モデルのほうが深い、北東部や平野端部などでは、修正モデルのほうが浅い地震基盤深度である。

c) まとめ

首都圏において高密度に配置された MeSO-net を利用して地震動コーダの H/V によるピーク周期と地下構造の関係を調べた。H/V のピーク周期分布は、既存の深部地盤の 3 次元

モデルと大局的には調和しているものの、著しい差異がある地点もあった。そこで、観測された H/V の逆解析を行い、観測点直下の 1 次元地盤モデルを修正した。平野中央部では、修正モデルが既往のモデルよりも深くなり、端部では逆の傾向となった。

2) 関東平野北東部における微動および地震の観測

a) 微動および地震観測

上述のように、MeSO-net による地震観測データの分析から、関東平野での深部地盤モデルの修正が中小地震による H/V により行うことができた。しかし、平野の北東部では、MeSO-net によるデータがないことから、この地域で 2011 年 3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震の余震および微動観測を行い、深部地盤モデルの情報を取得することを試みた。

観測記録を取得したのは、2011 年 4 月 20 日から 21 日と 5 月 12 日から 14 日の 2 期間で、茨城県中部を対象として東北地方太平洋沖地震の余震観測と連続微動観測を行った。観測点は、合計 12 地点 (STA01-12) であり、それらの余震観測点の位置を図 7 に周辺の定常観測点 (K-NET/KiK-net) と併せて示す。観測では、地震計に JEP-6A3、収録器に Datamark LS7000XT を使用し、100Hz のサンプリングで連続観測を行った。

本観測ではマグニチュード (M) 4 以上の複数個の地震記録が得られた。その例として、STA05 で得られた Mj 4.8 の地震記録を図 8 に示す。この余震観測では、連続記録が得られており、しかも、この地域では微動レベルが大きく、余震観測で得られた記録では、微動時のデータとしても十分に使うことができた。

b) 余震記録のコーダ波の H/V

上述のように、地震記録のコーダ波には地盤構造に関する情報が含まれている。そこで、同様にして、本研究での余震観測点および余震観測点周辺の K-NET と KiK-net で得られている地震記録を用いて、各観測点での地震動コーダ波の H/V を求めた。余震観測点については 10 個以下の地震記録に対する H/V (水平成分の相乗平均を上下動で除したもの) を算出し、定常観測点である K-NET と KiK-net については Mj 6.5 以上の 10~30 個の地震記録に対する H/V を算出した。H/V を算出する際の解析区間は 82 秒としたが、地震動のコーダ部分がそれよりも短い場合は後続に 0 を足した。余震観測点 STA05 と K-NET 観測点 IBR006 で得られた地震動コーダ波の H/V を図 9 に示す。STA05 では周期 1.5 秒付近で、IBR006 では周期 5 秒付近で安定した卓越周期が見られることが分かる。すべての余震観測点とその周辺の K-NET と KiK-net で得られた地震動コーダ波の H/V を図 10 に示す。対象とした範囲は 30km x 30km 程度の規模であるにも関わらず、H/V の形状およびその卓越周期は変化に富んでいることが分かる。

図 10 で示した地震動コーダの平均 H/V から、その 1 次のピーク周期を読み取った。茨城県中部に於ける H/V のピーク周期分布を図 11 に示す。太平洋側の東茨城台地東側でその卓越周期は 2~5 秒と大きく、東茨城台地中央部では周期 1~2 秒で卓越している。さらにその西側と北西側では周期 1 秒以下で卓越し、筑波山に近づくにつれ 0.2 秒以上の短周期帯域で卓越する。H/V の卓越周期が大きい地点ほど厚い堆積層で覆われていることを

示唆している。また、既存の地質情報（日本の地質『関東地方』編集委員会⁶⁾）では、東茨城台地中央部を境として地下構造に違いが見られることも本解析結果と調和する。

c) 地震波干渉法から求めた微動に含まれる表面波の群速度

上記の余震観測では、連続記録が得られている。そこで、2日間の連続微動記録の上下動成分を用いて、地震波干渉法に基づいたデータ処理から微動の表面波の群速度を求めた。データ処理の方法は、山中・他(2010)⁷⁾によるものと同様である。なお、微動の連続観測記録には多くの余震記録が混在しているが、得られたデータをバイナリ化することで非定常な地震動の影響をできるだけ少なくなるようにしている。

図 12 には、東西測線で隣接する 2 地点間で得られる上下成分同士の相互相関関数を示す。西側の 07-08 から 05-06 では、あまり分散性が認められない。しかし、最も東の 01-02 に向かうに従って、振幅の大きい部分が遅れてきており、分散性が顕著になっていることがわかる。図に示したすべての相互相関関数では、右側のほうが顕著な位相が認められており、微動の発生源が東側の太平洋に偏っていることを示している。地震波干渉法では、微動の振動源が均等に存在していることを仮定しており、それが満足されていない可能性が高い。したがって、得られる結果は、厳密に絶対振幅までグリーン関数として評価することは難しいと考えられる。しかし、到着時間などの位相の特徴は顕著な部分で評価できると考えられる（山中・他, 2010）。

得られた相互相関関数の分散性の成分をレイリー波と考慮して、マルチプルフィルター解析を用いてレイリー波の群速度を求めた。図 13 には、STA01 と STA02 の観測点による相互相関関数とそれを解析して求められたレイリー波成分の群速度が示されている。ここでは、周期 0.6 秒から 3 秒までの周期帯で明瞭な群速度が得られた。こうした解析をすべての 2 点間の相互相関関数に適用した。図 14 には、東西測線の観測点ペアで得られたレイリー波の群速度を示す。群速度は、太平洋沿岸から内陸側へ向かうにつれて、群速度が速くなっている。このことは、堆積層が薄くあるいは S 波速度が速くなることに対応する。また、この傾向は、図 11 に示した地震動コーダ部の H/V の卓越周期分布とも良く調和している。

H/V のピーク周期と群速度が合うように、深部地盤モデルを修正することを試みた。ここでは、周期 2 秒までの短周期側をレイリー波群速度に適合するようにし、周期 2 秒以上の長周期側を H/V に適合するようにして、モデルをチューニングした。その結果の例として STA02 でのモデル修正が図 15 に示されている。周期 4 秒付近の H/V のピーク周期を説明するために、地震基盤深度を 0.5km 程度深くし、さらに S 波速度も変化させる必要がある。

d) まとめ

本研究では、深部地盤構造の情報が少ない関東平野北東部、とくに東茨城台地及びその周辺地域において、12 地点で東北地方太平洋沖地震の余震観測を実施した。得られた地震記録の地震動コーダ部分を用いた H/V と地震波干渉法を適用した相互相関解析から、当該地域の地下構造の不均質性を示した。地震動コーダ H/V のピーク周期と連続微動記録から

得られた微動のレイリー波群速度の各観測点での傾向は特に太平洋沿岸から筑波山地に向かって浅くなる傾向を示すことがわかった。さらに、これらのデータを用いて、地盤モデルを修正した。

3) 地震波干渉法によるグリーン関数のシミュレーション

a) 南関東における微動の連続観測

昨年度、図 16 のように関東平野南部の 16 地点において微動の連続観測を実施し、地震波干渉法に基づくデータ処理から 2 地点間の相互相関関数を求め、グリーン関数の表面波成分の抽出した (山中・他, 2010)。さらに、上述のように相互相関関数から表面波の群速度を求め、既往の深部地盤の 3 次元モデルから 1 次元モデルを抽出し、それに対するレイリー波群速度の理論値と比較した。今年度も観測データの蓄積を行い、より精度の高い相互相関関数を求めた。その結果を図 17 に示す。図は 2 地点の各成分どうしの相互相関関数であり、縦軸は 2 地点間距離である。2 地点間距離が大きくなるにつれて、大きな振幅の部分の走時が遅くなっており、表面波の存在が確認できる。これらは、昨年度に評価した結果と基本的には同様の特徴を有する相互相関関数となっている。しかし、解析に用いられている微動データは 1 年以上の期間に及ぶものであり、安定した相互相関関数が得られていると考えられる。

b) グリーン関数の計算

既存の深部地盤の 3 次元モデルの妥当性をより詳細に検討するために、2 地点間のグリーン関数の数値シミュレーションを行った。計算には、山田・山中(2003)⁸⁾による 3 次元差分法を用いて、2 観測点のうち一方の地表付近に点震源をおいて上下加振を行い、もう一方での地表面での 3 成分を出力した。震源時間関数には、図 18 に示すようなリック波を用いた。深部地盤モデルは、上述の山中・山田 (2006) を用いた。この地盤モデルにおける各地層の物性値を表 1 に示す。モデルの第 1 層の S 波速度には、0.4~0.6km/s の範囲で地域性を与えている。また、差分格子への離散化に際しては、最小グリッド間隔を 0.2km とした。計算波形には、地震波干渉法のデータ処理と同様に、周期 2~6 秒の帯域通過フィルター処理を行った。

図 19 には、計算結果の例が示されている。図の波形 (赤) は、FTK での上下加振による KTO での計算波形 (速度) を示している。また、観測波形 (青) は、地震波干渉法による相互相関関数であり、FTK での上下成分と KTO の 3 成分の間の相互相関関数を示している。レイリー波と考えられる顕著な位相が上下成分にみられ、計算波形は観測された相互相関関数の経時特性とよく一致している。一方、振幅が小さい水平成分では、振幅の大きい部分の極性がやや異なるが、到着時間はほぼ同程度である。図 20 には、FTK-MNZ の間の線上の地点での計算波形が観測波形とともに示されている。計算波形では、FTK から平野南西部の AOB に至るまでは、表面波の分散性により継続時間が長くなる。距離 20km 以降から SMK 付近までは堆積層が薄い地域を通過するので、分散性が弱くなり、継続時間は長くなっていない。さらに、足柄平野に入ると、再度継続時間が増長し、その伊豆半島の MNZ に至っている。また、伊豆半島では堆積層が薄いために、そこで反射し

ている表面波成分の存在も認められる。観測波形との比較では、顕著な位相の部分が計算結果にも同じような時刻に認められる。しかし、FTK-SMKのように50秒付近の大きな振幅の位相を説明できない部分もあり、モデルの修正の必要であることがわかる。

こうした波動場のシミュレーションを各観測点に点震源をおいて行った。その結果の例が図21に示されている。観測波形で振幅の大きい部分は、計算結果で再現されていることがわかる。とくに、2点間距離が大きい場合には、観測波形が長く継続しており、全体的には観測波形の全体的特長は計算波形にも認められる。しかし、詳細にみると、計算値のほうが振幅の大きい部分の継続時間が長くなっていることがわかる。やはり、山中・山田(2006)のモデルに修正が必要なことがこの結果からもいえる。

c) まとめ

首都圏およびその周辺部において地震波干渉法に基づく表面波成分の抽出のために微動の長期間連続観測を行った。得られた相互相関関数のシミュレーションを既存の深部地盤の3次元モデルを用いて行った。計算結果では、表面波の卓越によって地震動の継続時間が増長していく過程を大まかには評価できたが、観測波形の詳細な形状を再現することは難しい地点もあることがわかった。これらの地域ではモデル修正が必要であると考えられるが、そのためにはシミュレーション結果の分析を行い、波動場を理解し、不一致を生じる成分の伝播経路を理解することが重要である。それによって、モデル修正を行うべき部分を明確に指摘することができると考えられる。地震動評価のための深部地盤のモデル化に関して今後検討すべき点である。

4) 中小地震による地震動シミュレーション

a) 対象地震と計算方法

堆積層の影響を検討しやすくするために首都圏直下で発生したやや深い震源深さをもつ中小地震による地震動のシミュレーションを行った。ここで対象とした地震は、2005年千葉県北西部の地震(M6.0, 深さ68km)である。図22には、K-NET観測点とこの地震の震央の位置が示されている。この地震は太平洋プレート内のスラブ内で発生した逆断層タイプの地震である。

地震動の計算では、3次元差分法を用いて、周期2~10秒の成分を計算した。また、格子間隔は0.3kmである。震源の位置に、F-NETによるメカニズム解に対応する点震源を配置した。本研究で用いた地下構造モデルは、山中・山田(2006)と防災科学技術研究所J-SHISによるモデルの2つである。図22には、山中・山田(2006)の地震基盤深度も示されている。図23には、図22の東西測線(A-A')と南北測線(B-B')での断面図が比較されている。J-SHISのモデルのほうが平滑な境界面を有していることがわかる。なお、計算では、地殻・マンツルの速度構造モデルもそれぞれの資料で使われているものを用いた。

b) 計算結果

まず、震源パラメータの妥当性を確認するために、堆積層の影響が少ない岩盤サイトでの地震動を評価した。図24には、関東平野周辺の岩盤サイト(実際には、堆積層の厚さが

薄い地点も含む)での計算結果と観測結果が比較されている。2つのモデルでの計算波形に大きな差異はない。また、それらと観測値と比較しても、S波初動から10秒程度の間の波形は、よく再現できており、設定した震源モデルは妥当であると考えられる。

図25には、A-A'測線での計算波形が比較されている。S波初動部には大きな差異はないが、後続位相には顕著な差が認められる。とくに、震央の位置から10~20km西側の地域で山中・山田(2006)によるモデルの計算結果に振幅の大きい後続位相がみられる。このモデルでの表層のS波速度は0.3~0.8km/sとなっているが、J-SHISのモデルでは表層はS波速度0.5km/sの均質な層となっている。この低速度層の存在が両者の後続位相の増幅に大きく影響していると考えられる。

図26には、主な地点での観測および計算速度波形が比較されている。江東区塩浜(TKY020)では、比較的よく観測波形と2つの計算波形が後続位相も含めて一致している。熊谷(SIT002)と小田原(KNG013)では、山中・山田(2006)のほうが若干後続位相の走時の一致度が高い。一方、千葉県白浜(CHB021)では、J-SHISのモデルのほうは観測波形の経時特性を説明している。K-NETおよびKik-net観測点での最大速度の観測値と計算値を比較した結果が図27に示されている。南北成分では、山中・山田(2006)モデルの計算値が観測値と合っているが、ほかの2成分については、2つのモデルの計算結果とも同程度の一致の程度である。

c) まとめ

やや深い中小地震による地震動シミュレーションを行い、既往の2つの深部地盤のモデルが地震動に及ぼす影響を比較した。微動探査に基づく山中・山田(2006)のモデルでは、表層のS波速度が0.3~0.8km/sの範囲で地域性をもっており、低速度の表層が存在する地域では、後続位相の振幅が大きくなり、より観測記録を説明することができた。このことは、強震動評価において表層のS波速度の地域性を考慮することの重要性を示しており、今後、表層部分も含めたより精度の高い地盤構造のモデル化が必要であると考えられる。

(c) 結論ならびに今後の課題

- 首都圏に展開されている中感度稠密地震観測で得られた観測記録を利用して地震動コーダのH/Vによるピーク周期と地下構造の関係を調べた。H/Vのピーク周期分布は、既存の深部地盤の3次元モデルと大局的には調和しているものの、著しい差異がある地点もあった。観測されたH/Vの逆解析を行い、観測点直下の1次元地盤モデルを修正した。平野中央部では、修正モデルが既往のモデルよりも深くなり、平野端部では逆の傾向となった。
- 関東平野北東部において東北地方太平洋沖地震の余震観測を実施した。得られた地震記録の地震動コーダ部分のH/Vと地震波干渉法によるレイリー波の群速度から、当該地域の地下構造の不均質性を示した。地震動コーダH/Vのピーク周期とレイリー波群速度の各観測点での傾向は特に太平洋沿岸から筑波山地に向かって浅くなる傾向を示した。さらに、これらのデータを用いて地盤モデル修正を行った。
- 首都圏において微動の長期間連続観測を行い、地震波干渉法に基づいて得られた相互相関関数のシミュレーションを既存の深部地盤の3次元モデルを用いて行った。計算結果では、表

面波の卓越によって地震動の継続時間が増長していく過程を大まかには評価できたが、観測波形の詳細な形状を再現することは難しい地点もあった。これらの地点ではモデル修正が必要であると考えられるが、そのためにはシミュレーション波動場を理解し、不一致を生じる成分の伝播経路を理解することが重要である。それによって、モデル修正を行うべき部分を明確に指摘することができると考えられる。

- やや深い中小地震による地震動シミュレーションを行い、既往の 2 つの深部地盤のモデルの差異を比較した。微動探査に基づく山中・山田(2006)のモデルでは、表層のS波速度が 0.3～0.8km/s の範囲で地域性をもっており、低速度の表層が存在する地域では、後続位相の振幅が大きくなっており、より観測記録を説明することができた。このことは、強震動評価において表層のS波速度の地域性を考慮することの重要性を示しており、今後、表層部分も含めたより精度の高い地盤構造のモデル化が必要であると考えられる。

(d) 引用文献

- 1) Sakai, S. and N. Hirata : Distribution of the Metropolitan Seismic Observation Network、 Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo、 Vol. 84、 pp.57-69、 2009.
- 2) Tsuno, S., H. Yamanaka, S. Sakai, N. Hirata, K. Kasahara, K. Kimura and T. Aketagawa : Reevaluation of Deep Underground Structures in the Tokyo Metropolitan Area、 Using Dominant Periods of H/V of Coda Waves Observed by MeSO-net”、 Proceedings、 8th Int. Conf. on Urban Earthq. Eng., PAPER-ID 01-021、 2011.
- 3) 山中浩明、山田伸之：強震動評価のための関東平野の 3 次元 S 波速度構造モデルの構築、物理探査、Vol.59、pp.549-560、2006.
- 4) 山田伸之、山中浩明：関東平野におけるやや長周期地震動を対象とした S 波速度構造モデルーモデル内の表層部分に着目してー、日本地震工学会ー2011 梗概集、pp.484-489、2011.
- 5) Yamanaka, H. and H. Ishida : Application of Genetic Algorithms to an Inversion of Surface-Wave Dispersion Data、 Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 86、 No. 2、 pp.436-444、 1996.
- 6) 日本の地質『関東地方』編集委員会、日本の地質 3 関東地方、共立出版株式会社、pp.189-190.
- 7) 山中浩明・他：南関東地域における微動の長期連続観測記録の地震波干渉法処理による表面波群速度の推定、物理探査、Vol.63、pp.409 - 425、2010.
- 8) 山田伸之・山中浩明、関東平野における地下構造モデルの比較のための中規模地震の地震動シミュレーション、地震Ⅱ, 56, 111-123, 2003.

(e) 学会等発表実績

学会等における口頭・ポスター発表

発表成果（発表題目、口頭・ポスター発表の別）	発表者氏名	発表場所（学会等名）	発表時期	国際・国内の別

H/V スペクトル比の逆解析による首都圏深部地下構造の初期推定（ポスター発表）	津野靖士、山中浩明、酒井慎一、平田直、笠原敬司、木村尚紀、明田川保	千葉、2011年地球惑星関連学会	2011年5月	国内
地震動コーダを用いたH/V スペクトル比の逆解析による首都圏の深部 S 波速度構造の推定（ポスター発表）	津野靖士、山中浩明、酒井慎一、平田直、笠原敬司、木村尚紀、明田川保	東京、物理探査学会、第124回学術講演会	2011年5月	国内
Deep S-Wave Velocity Structures in the Tokyo Metropolitan Area Estimated by the H/V Spectral Ratio Using Coda Waves（ポスター発表）	Seiji Tsuno、 Hiroaki Yamanaka、 Shin'ichi Sakai、 Naoshi Hirata、 Keiji Kasahara、 Hisanori Kimura and Tamotsu Aketagawa	米国、04th International Symposium on the Effect of Surface Geology on Seismic Motion	2011年8月	国際、国外
茨城県中部に於ける東北地方太平洋沖地震（Mw9.0）の余震観測と連続微動観測（口頭発表）	津野靖士、地元孝輔、山中浩明	秋田、物理探査学会、第125回学術講演会	2011年9月	国内
首都圏およびその周辺地域で観測された2011年東北地方太平洋沖地震（Mw 9.0）の地震動分布（ポスター発表）	津野靖士、翠川三郎、山中浩明、三浦弘之、酒井慎一、平田直、笠原敬司、木村尚紀、明田川保	静岡、日本地震学会秋季大会	2011年10月	国内
東北太平洋沖地震（Mw 9.0）の余震観測記録と連続微動観測記録による茨城県中部に於ける地下速度構造の不均質性評価（口頭発表）	津野靖士、地元孝輔、山中浩明	東京、日本地震工学会大会	2011年11月	国内
Dominant periods of H/V spectral ratios of coda waves in the Tokyo Metropolitan Area、 using recent seismic networks（ポスター発表）	Seiji Tsuno、 Hiroaki Yamanaka、 Hiroyuki Miura、 Saburoh Midorikawa、 Shin'ichi Sakai、 Naoshi Hirata、	京都、10th SEGJ International Symposium	2011年11月	国際・国内

	Keiji Kasahara 、 Hisanori Kimura and Tamotsu Aketagawa			
Tuning the deep velocity structure model of the Tokyo Metropolitan area based on 1-D simulation of long-period S-waves (ポスター発表)	Dhawal, Y. P. 、 Yamanaka, H. 、 Sasatani, T.	米国、4th International Symposium: Effects of surface geology on seismic motion	2011年8 月	国際、国 外
Validation of the deep velocity structure model of the north-west region of the Kanto basin using long-period S-waves from moderate earthquakes (口頭発表)	Dhawal, Y. P. and Yamanaka, H.	京都、10th SEGJ International Symposium	2011年11 月	国際・国 内
地震波干渉法によるグリーン関数抽出のための連続微動記録の処理方法の考察 (口頭発表)	地元孝輔・山中浩 明・諸井孝文・池 浦友則・瀨瀨一 起・坂上実・中井 正一・関口徹・小 田義也	東京、物理学 会第124回学 術講演会	2011年5 月	国内
地震波干渉法による表面波の群速度トモグラフィによる関東平野の地下構造モデルのバリデーション (ポスター発表)	地元孝輔・山中浩 明・諸井孝文・池 浦友則・瀨瀨一 起・坂上実・中井 正一・関口徹・小 田義也	千葉、日本地 球惑星科学 連合2011年 度連合大会	2011年5 月	国内
地震波干渉法による表面波の抽出に及ぼす地震計の計器特性の影響 (口頭発表)	地元孝輔・山中浩 明	東京、日本地 震工学会大 会	2011年11 月	国内
Tomographic estimation of surface-wave group velocity using seismic interferometry in southern Kanto, Japan (ポスター発表)	Chimoto Kosuke and Yamanaka Hiroaki	米国、4th International Symposium: Effects of surface geology on seismic	2011年8 月	国際・国 外

		motion		
--	--	--------	--	--

(f) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

表 1 : 地盤モデルの物性値

layer	Vp [km/s]	Vs [km/s]	Rho [g/cm ³]	Q
1	1.7-1.9	0.4-0.6	1.9	100
2	2.4	1.0	2.1	100
3	3.2	1.5	2.3	150
4	5.6	3.0	2.5	300
5	6.0	3.3	2.7	500
6	6.8	3.74	2.9	600
7	7.6	4.18	3.2	1000
8	8.1	4.5	3.4	1000
9	8.3	4.57	3.5	1000

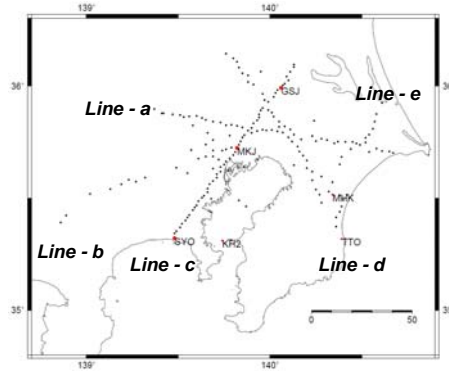


図 1 : MeSO-net の観測点

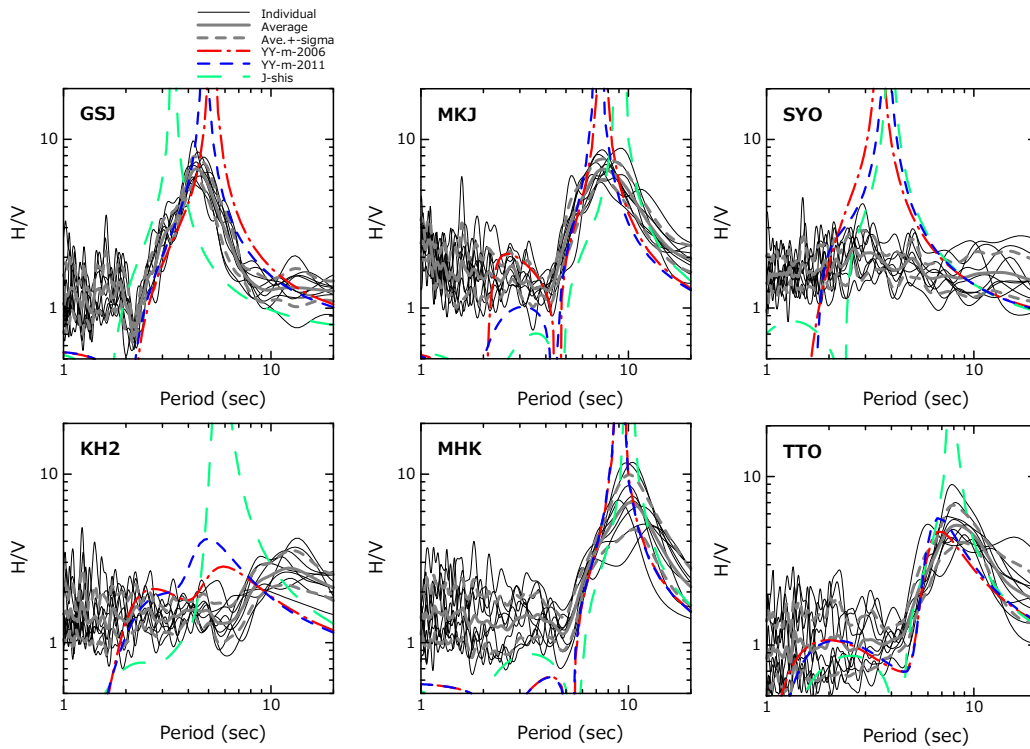


図 2 : H/V の観測値と地盤モデルに対する理論楕円率の比較
 図中、左上のアルファベット 3 文字は観測点コード。

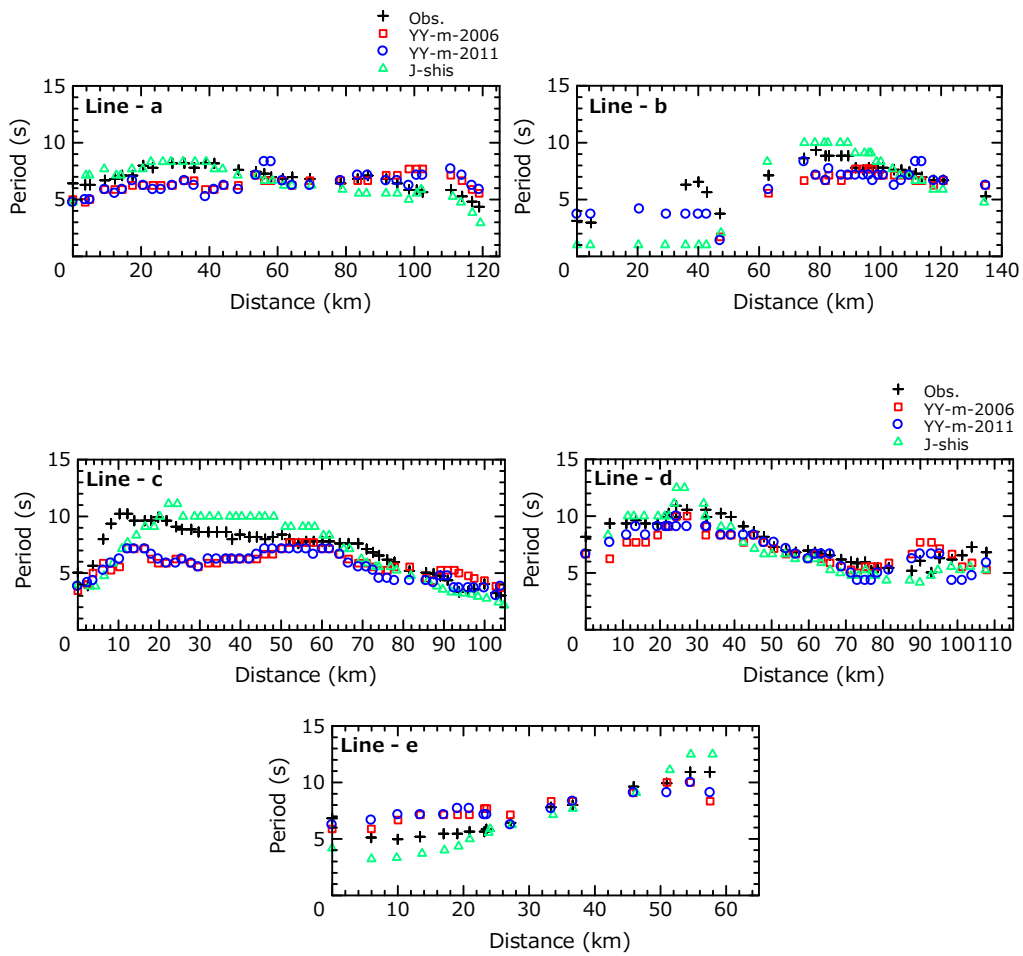


図 3 : H/V の観測値と各地盤モデルに対する理論楕円率のピーク周期の比較

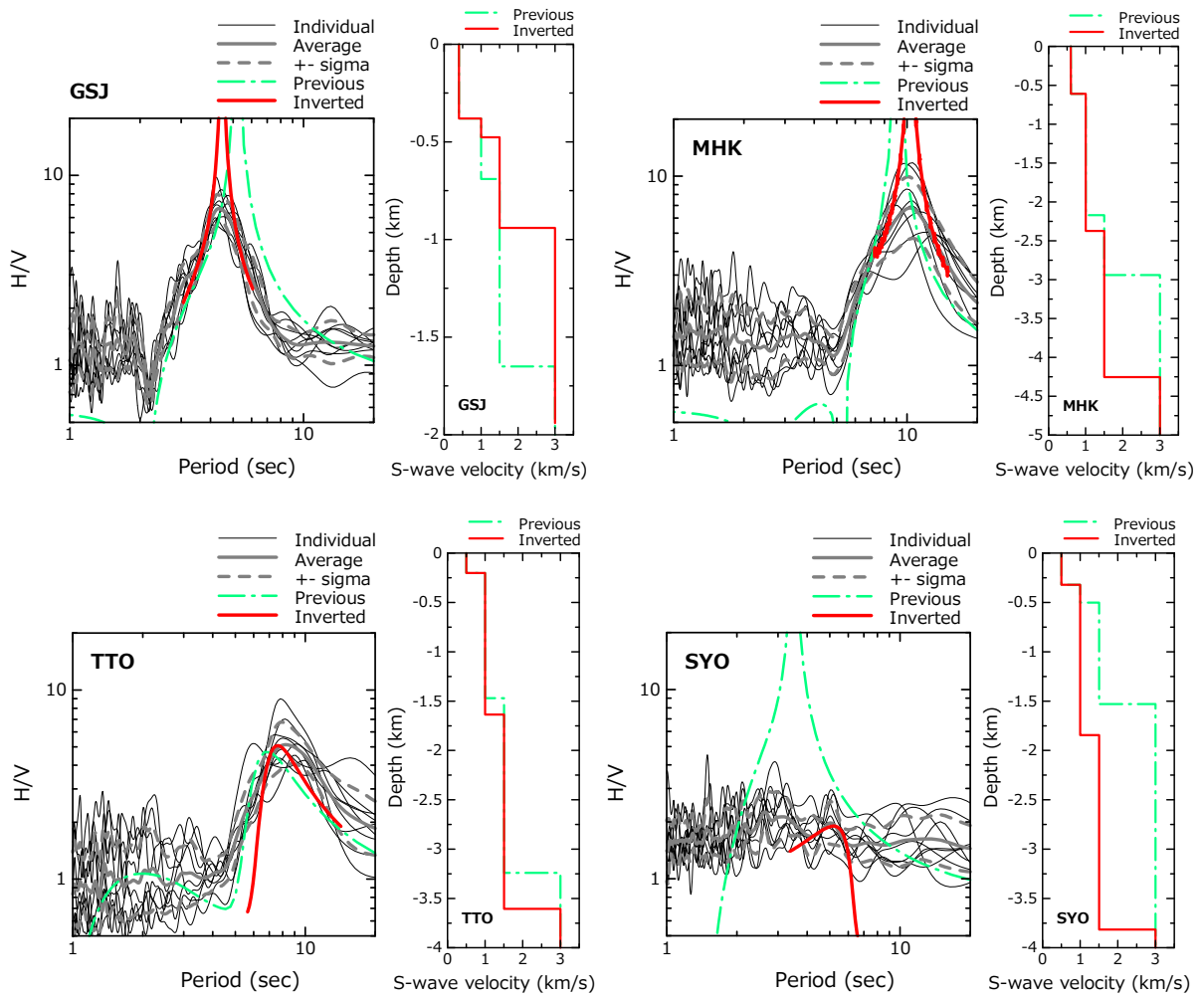


図4：観測 H/V によるモデルの修正結果の例

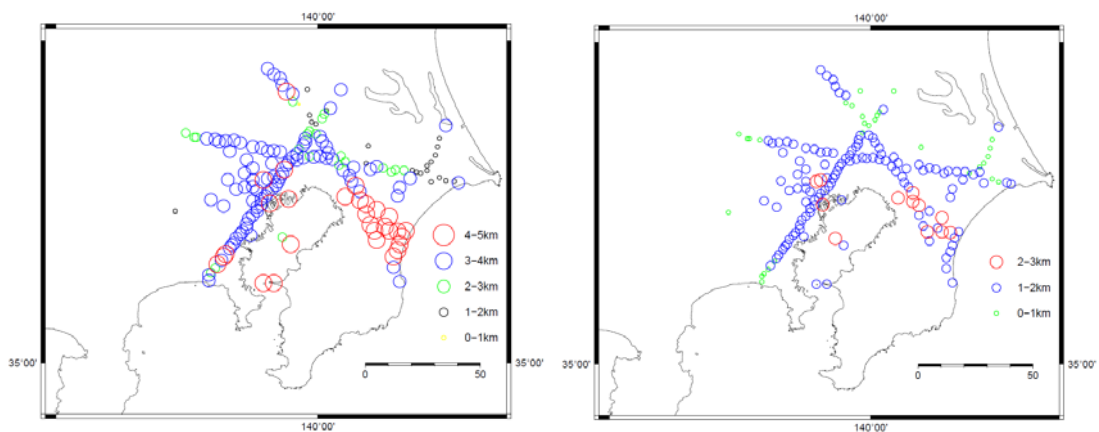


図5：観測 H/V の逆解析による深部地盤モデル。左は地震基盤上面深度、右はS波速度 1.0km/s 層と同 1.5km/s 層の境界面深度の分布

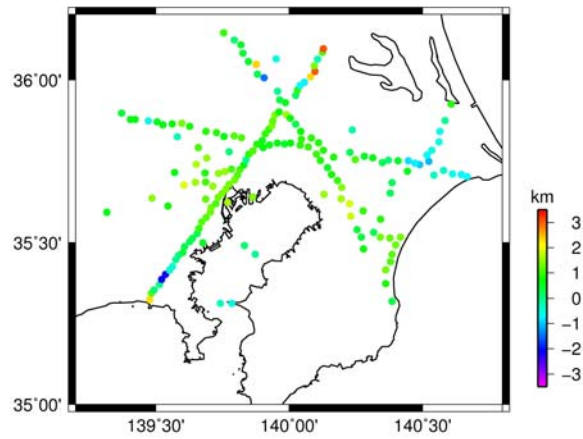


図 6：地震基盤深度の差。H/V による修正モデルの深度から山中・山田（2006）モデルの深度を減じた値を示す。

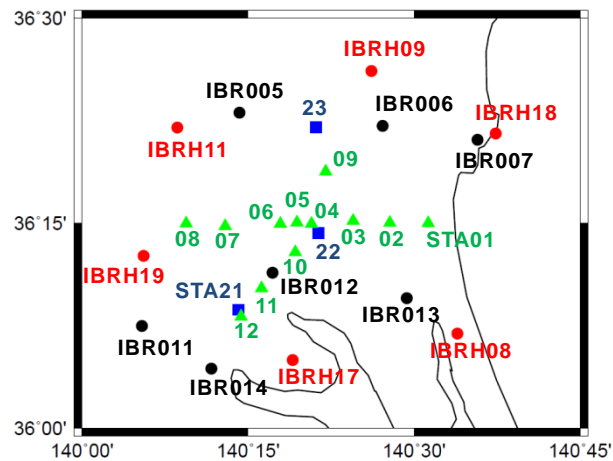


図 7：関東平野北東部での余震観測点と既存強震観測点の位置。
 緑、青：余震観測点、黒：K-NET 観測点、赤：KiK-net 観測点、文字は観測点コード。

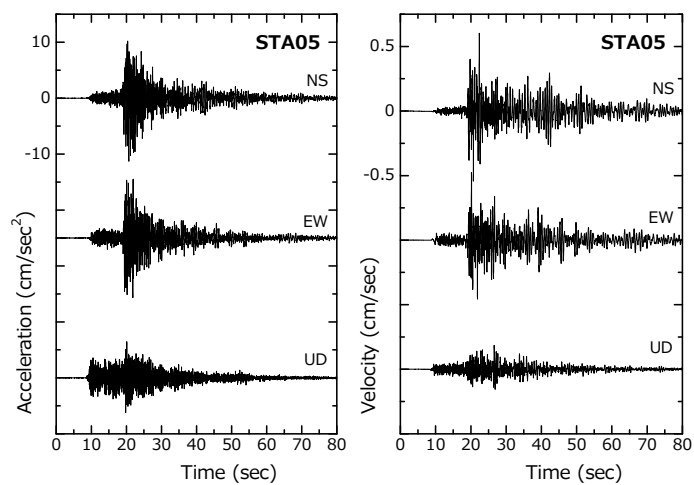


図 8：余震観測記録（加速度）の例

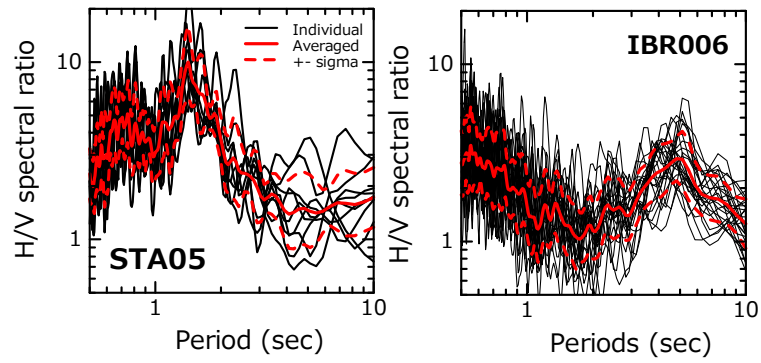


図 9 : 地震毎の H/V と平均値の例

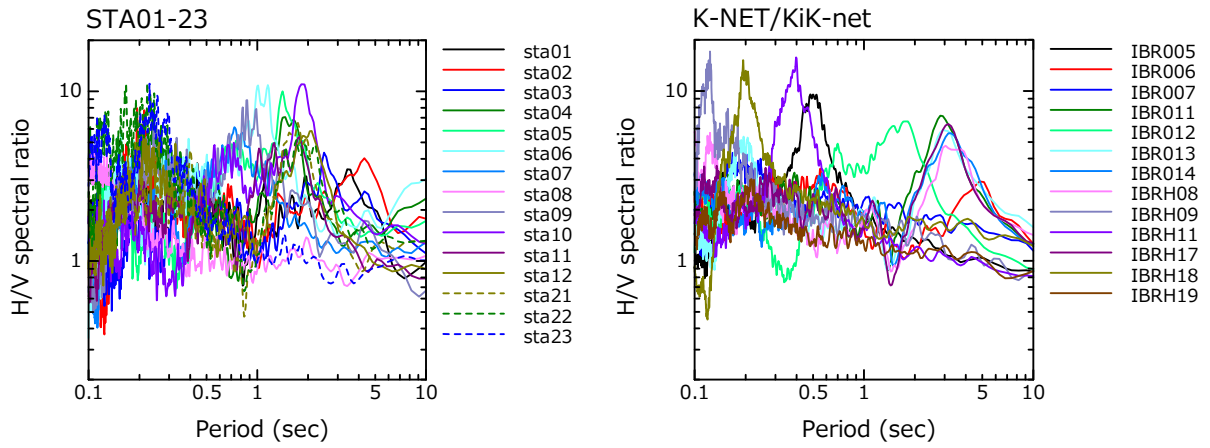


図 10 : 複数の地震記録を平均して得られる H/V の比較

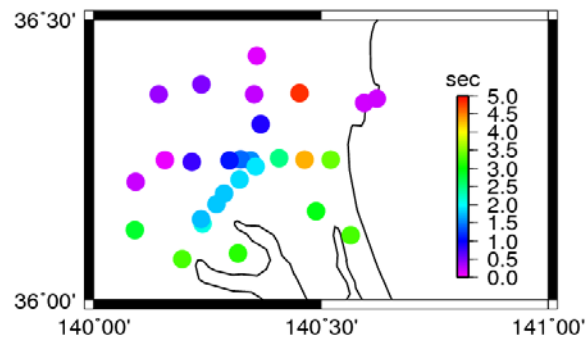


図 11 : H/V のピーク周期の分布

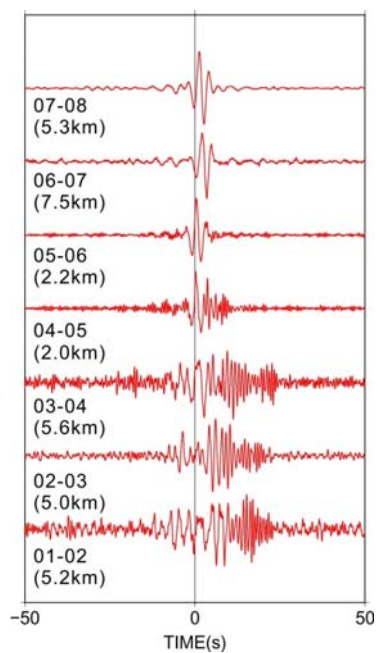


図 12 : 各 2 地点間の上下成分どうしの相互相関関数

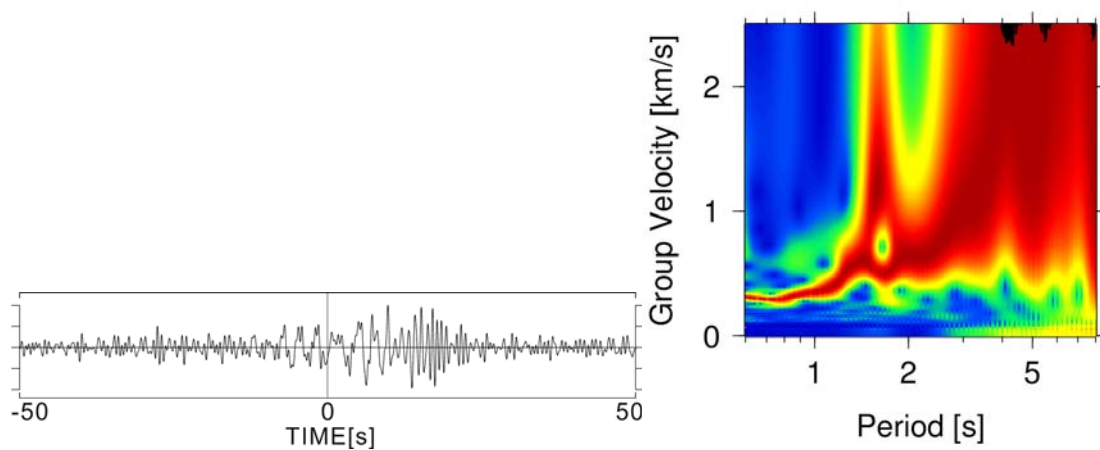


図 13 : 観測点 STA01 と 02 の間の相互相関関数と群速度の推定結果の例

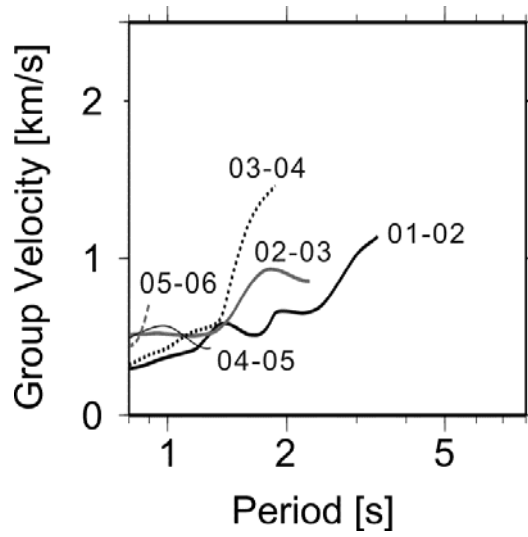


図 14 : 上下成分どうしの相互相関関数から得られたレイリー波の群速度

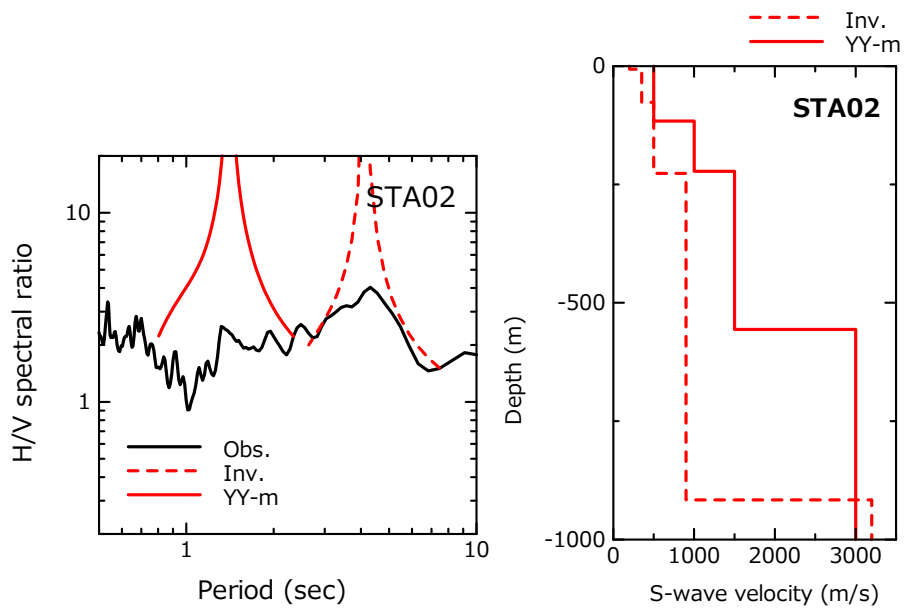


図 15 : H/V と群速度から求めた STA02 の地盤モデル

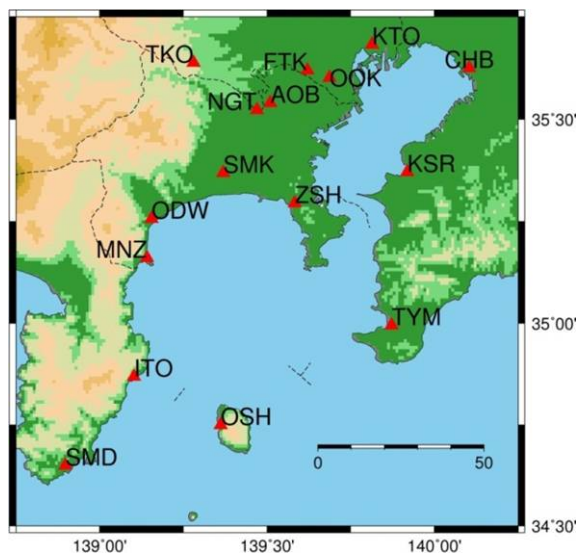


図 16. 地震波干渉法によるグリーン関数推定のための微動連続観測の地点

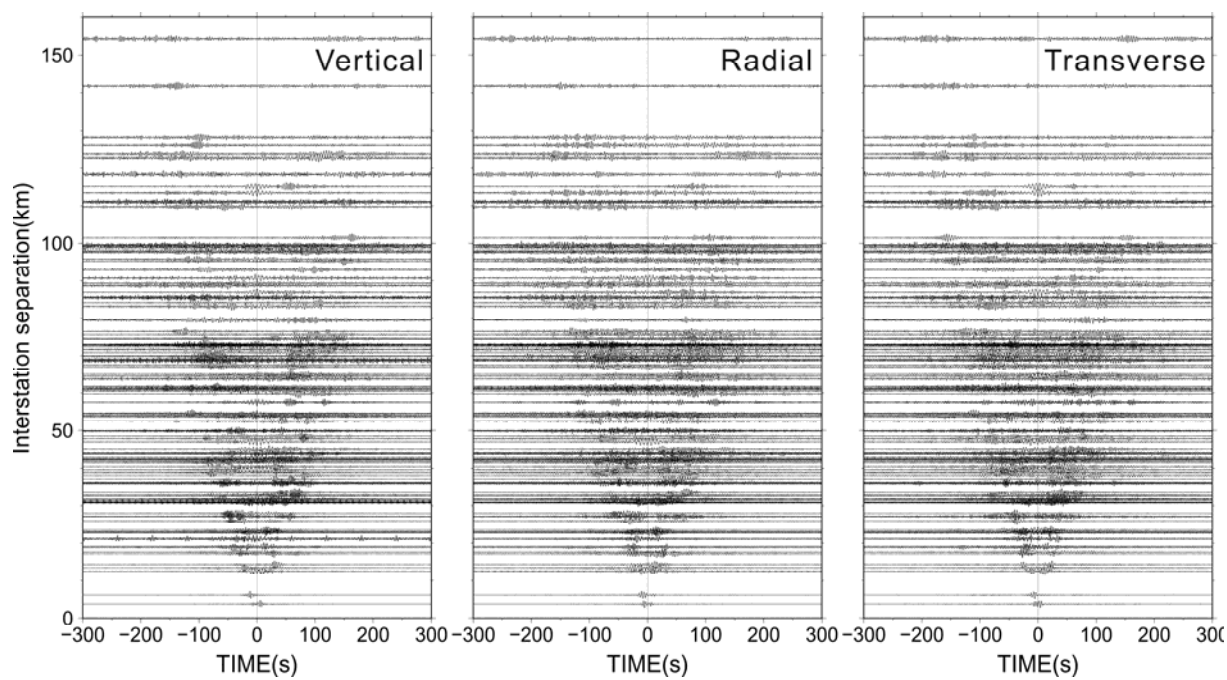


図 17 : 相互相関関数の例

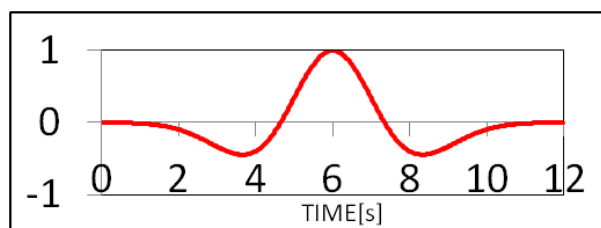


図 18 : グリーン関数の計算に用いた震源時間関数

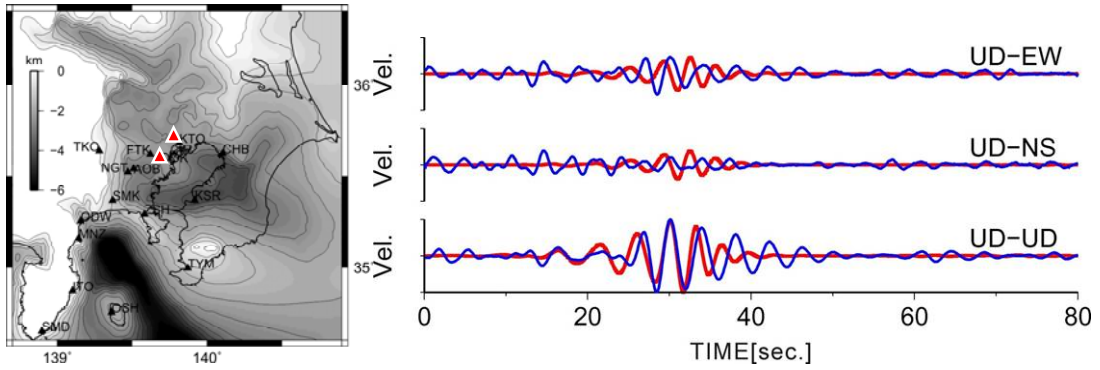


図 19：FTK を震源として KTO で計算される波形（赤）と観測された相互相関関数（青）の比較。観測は、FTK の上下成分と KTO での 3 成分の相関を示す。

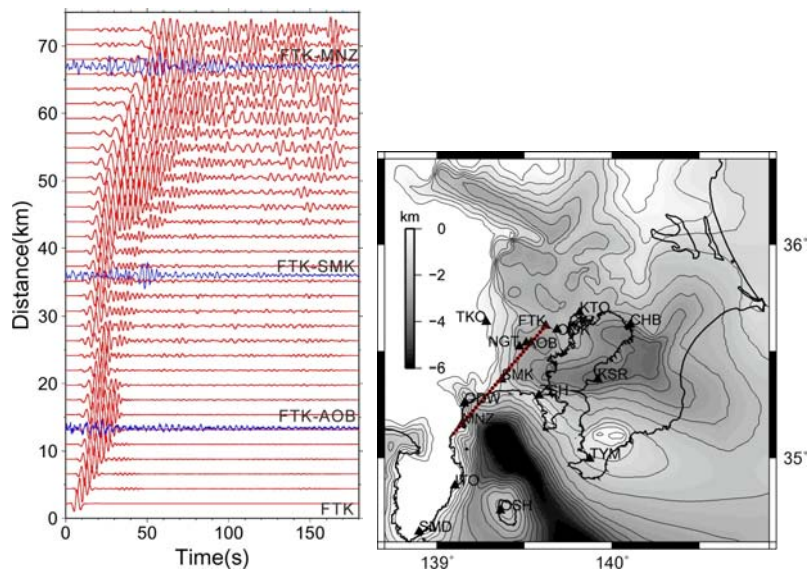


図 20：FTK と NMZ の間での計算波形（赤）と観測波形（青）。FTK の地表面付近に上下加振の震源を置いている。

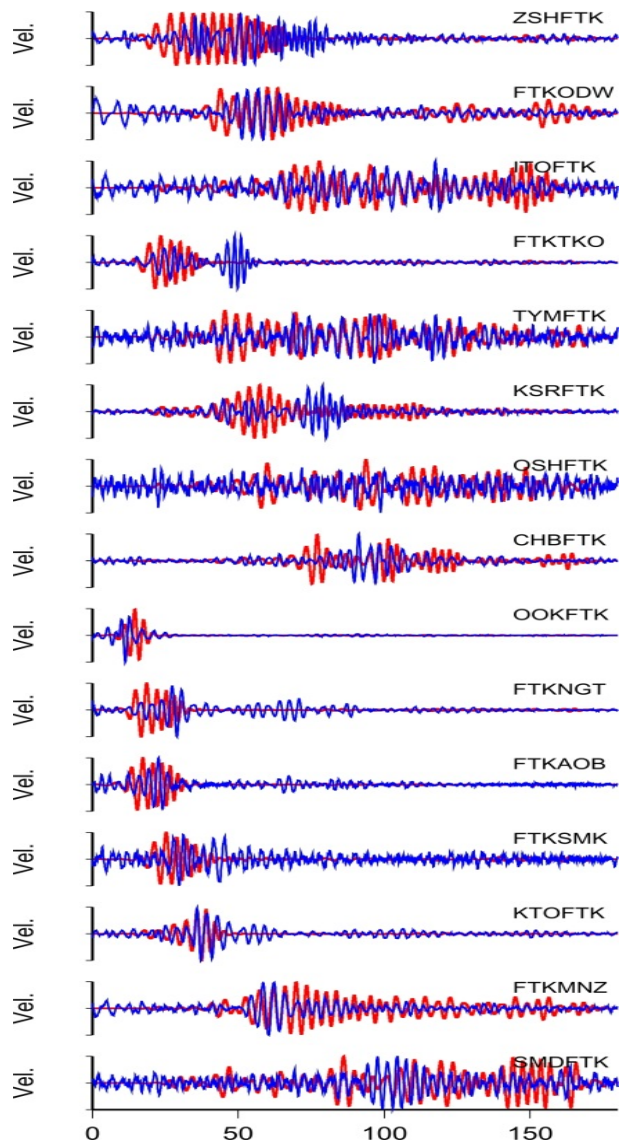


図 21：各 2 地点間の計算波形（赤）と観測波形（青）の比較
 横軸は時間(秒)、縦軸は速度振幅(最大値で規格化)。

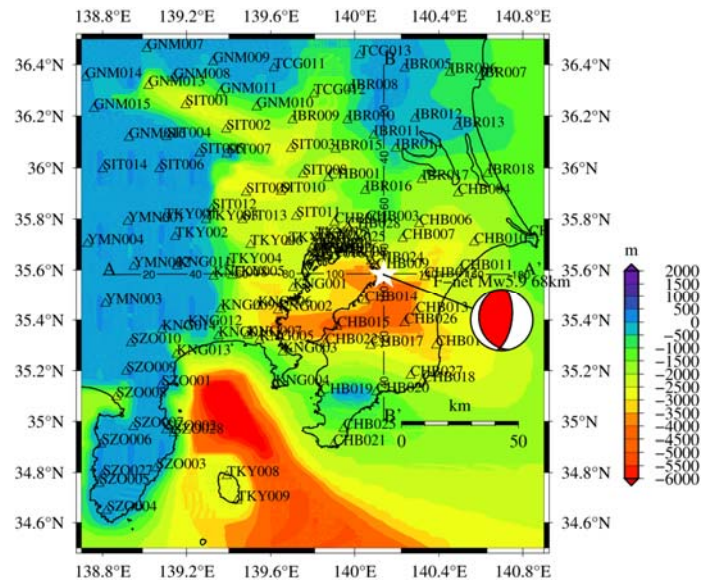


図 22: 対象地震の震央と K-NET 観測点の位置。対象地震のメカニズム解と山中・山田(2006)³⁾による地震基盤深度も示されている。

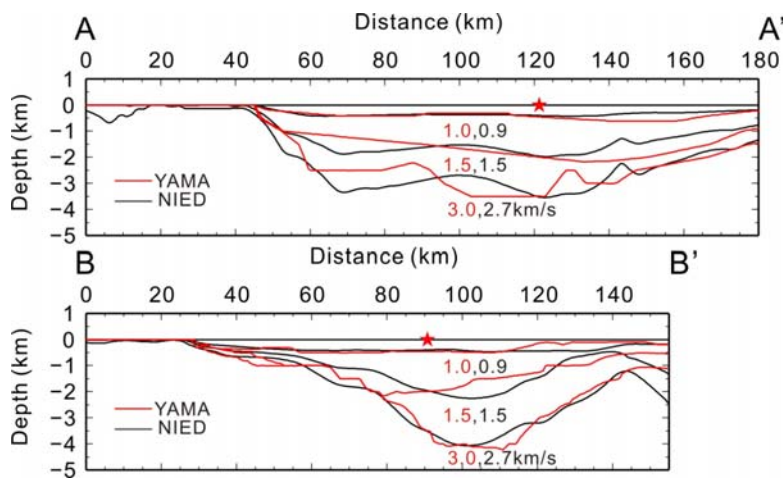


図 23 : 山中・山田(2006)³⁾(赤線)と J-SHIS(黒線)による関東平野のモデル

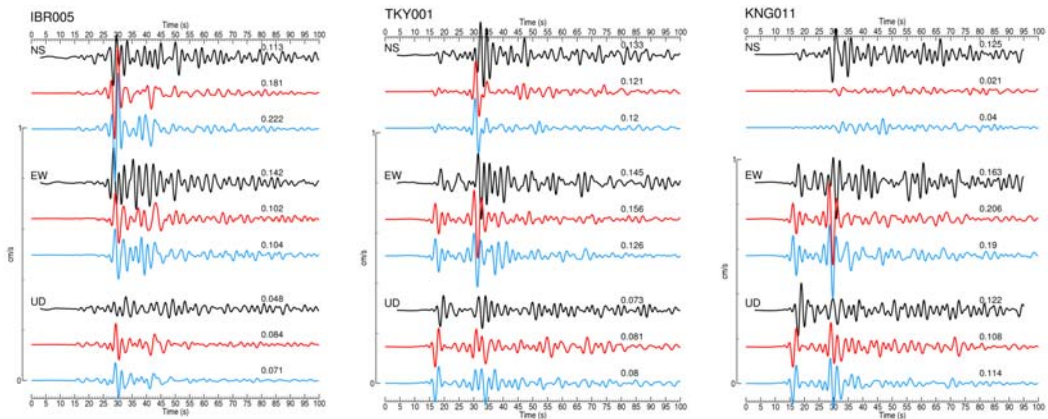


図 24 : 岩盤サイトでの観測波形 (黒) と計算結果 (山中・山田: 赤, J-SHIS: 青) の比較

図の各波形は、周期 2-10 秒の速度波形を示す。

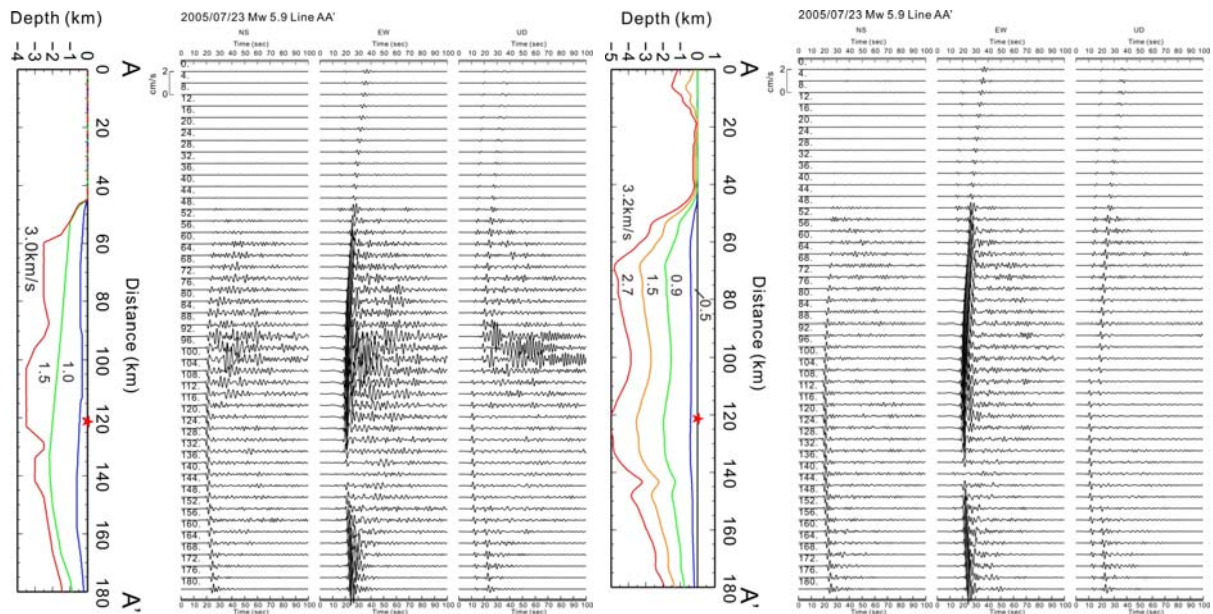
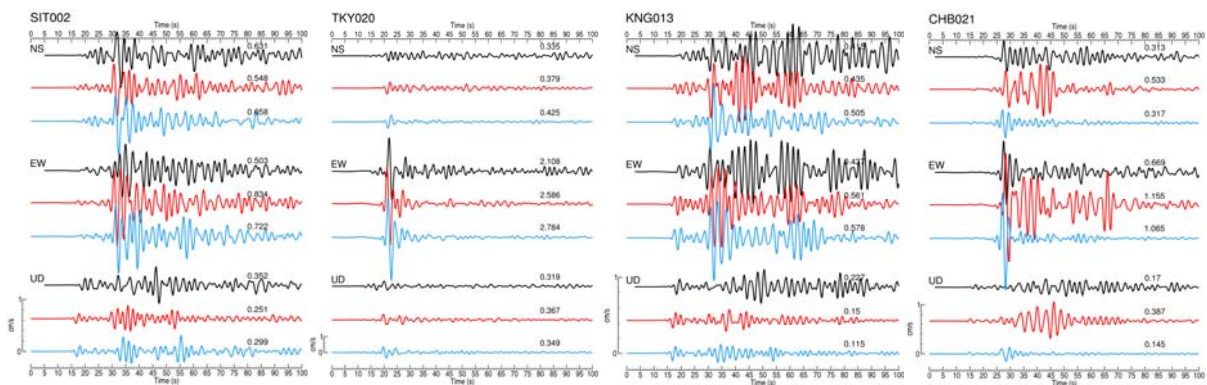


図 25 : 山中・山田 (2006) (左) と J-SHIS (右) による地盤モデルでの A-A' 測線での計算速度と断面図



埼玉県熊谷

江東区塩浜

神奈川県小田原

千葉県白浜

図 26 : 堆積層サイトでの観測波形 (黒) と計算結果 (山中・山田 : 赤, J-SHIS : 青) の比較。図の各波形は、周期 2-10 秒の速度波形を示す。

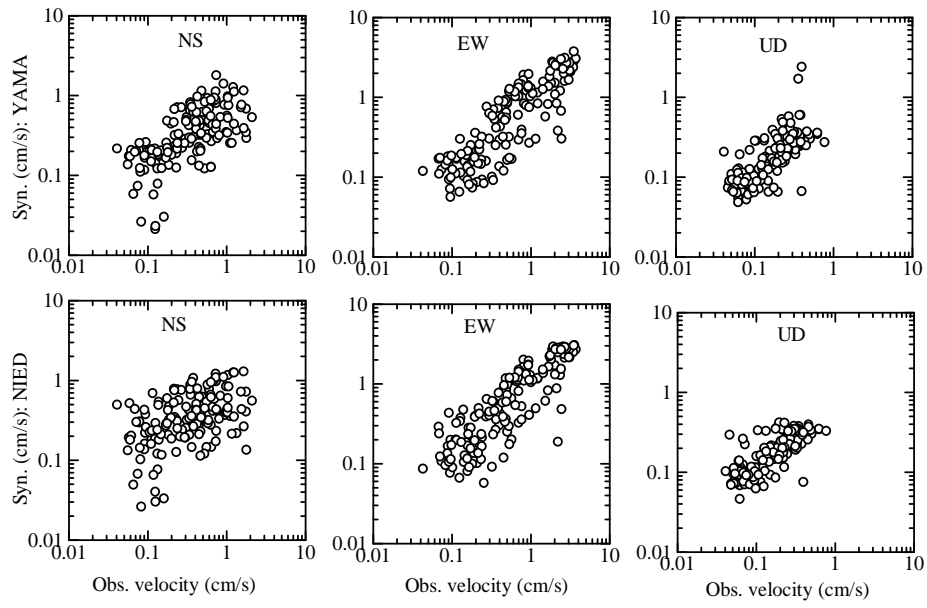


図 27 : P G V の観測値と計算値の比較