

3.3. 断層帯周辺における地震動予測の高度化のための研究

目次

(1) 業務の内容

- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) 3カ年の年次実施業務の要約
 - 1) 平成24年度
 - 2) 平成25年度
 - 3) 平成26年度
- (e) 平成24－26年度業務目的

(2) プロジェクトの成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の方法
- (c) 業務の成果
 - 1) 立川断層帯周辺における深部地下構造が地震動特性に及ぼす影響
 - 2) レシーバー関数法による立川断層帯周辺地域の深部地下構造の推定
 - 3) 微動アレイ観測による深部地盤のS波速度構造モデルの推定
 - 4) 立川断層帯近傍における微動H/Vスペクトルの観測と卓越周期分布
 - 5) レイリー波位相速度とレシーバー関数の同時逆解析による立川断層帯周辺の深部地盤構造の推定
 - 6) 立川断層帯周辺における3次元深部地盤構造モデルの構築
 - 7) 中小地震を用いた3次元地震動シミュレーションによる構築モデルの検討
 - 8) 立川臨時観測およびMeS0-net観測点におけるレシーバー関数法解析による地下構造モデルの高精度化
 - 9) 立川断層帯周辺における表層地盤のS波速度構造モデルの推定
 - 10) 立川断層帯における震源断層モデルの構築
 - 11) 立川断層帯周辺における強震動予測シミュレーション
- (d) 結論
- (e) 引用文献

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯周辺における地震動予測の高度化のための研究

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人東京工業大学	教授	山中 浩明
国立大学法人東京工業大学	産学官連携研究員	佐口 浩一郎
国立大学法人東京工業大学	助教	地元 孝輔

(c) 業務の目的

サブテーマ 1 および 2 で得られた成果および既存の調査研究の結果を基に、立川断層帯における震源断層モデルおよび地下構造モデルを構築し、本断層帯周辺地域における強震動評価の高精度化を図る。

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 平成 24 年度: 立川断層帯周辺の地下構造や地盤増幅特性に関する既存の資料の収集と整理を行った。さらに、本断層帯周辺において微動観測を実施すると同時に地震観測点で得られている地震記録の分析を行い、その結果に基づいて本断層帯周辺の地下構造モデルを構築した。

2) 平成 25 年度: 初年度で収集した資料と追加で実施した微動アレイ観測の結果から、本断層帯近傍における 3 次元深部地盤構造モデルの構築を行った。また、構築したモデルを用いて中小地震の 3 次元シミュレーションを実施した。さらに、「全国地震動予測地図」(地震調査研究推進本部地震調査委員会、2010) による断層モデル(以下、「推本断層モデル」)を用いて地震動予測を試行的に実施した。

3) 平成 26 年度: サブテーマ 1b (3.1.2. 自然地震観測に基づく断層周辺の広域的 3 次元構造調査) による立川臨時観測および首都圏地震観測網(MeSO-net)観測点(酒井・平田、2009)における地震記録のレスリー関数法解析を実施し、微動観測を補足的に行うことにより、3 次元地下構造モデルの高精度化を行った。サブテーマ①および②による成果を考慮して本断層帯の震源のモデル化を行った。構築した 3 次元地下構造モデルと震源断層モデルを用いて、81 ケースのシナリオを対象とした地震動予測を実施し、平均値および標準偏差($\pm \sigma$)の評価を行った。さらに、浅部地盤探査の実施によって浅部地盤構造が明らかな地点について非線形応答の評価を行った。

(e) 平成 24 - 26 年度業務目的

まず、立川断層帯周辺の地下構造や地盤増幅特性に関する既存の資料の収集と整理を行う。さらに、本断層帯周辺において微動観測を実施すると同時に地震観測点で得られている地震記録の分析を行い、その結果に基づいて本断層帯周辺の地下構造モデルを構築する。

次に収集した資料を考慮し、本断層帯近傍における 3 次元深部地盤構造モデルの構築を行う。また、構築したモデルを用いて中小地震の 3 次元シミュレーションを実施する。さ

らに、「推本モデル」を用いた地震動予測を試行的に実施する。

最後に、立川臨時観測および MeSO-net における地震記録のレシーバー関数法解析を実施し、微動観測を補足的に行うことにより、3 次元地下構造モデルの高精度化を行う。サブテーマ 1 および 2 による成果を考慮して本断層帯の震源のモデル化を行う。構築した 3 次元地下構造モデルと震源断層モデルを用いて、81 ケースのシナリオを対象とした地震動予測を実施し、平均値および標準偏差 ($\pm \sigma$) 等の評価を行う。さらに、浅部地盤探査の実施によって浅部地盤構造が明らかな地点について非線形応答の評価を行う。

(2) プロジェクトの成果

(a) 業務の要約

本業務では、まず、立川断層帯周辺の地下構造や地盤増幅特性に関する既存の資料の収集として、まず立川断層帯周辺における深部地下構造が地震動特性に及ぼす影響を把握することを目的として、本断層帯周辺地域において観測された 2011 年東北地方太平洋沖地震の本震記録のフーリエスペクトル解析より長周期地震動特性の評価を行った。解析の結果、立川断層帯を挟んで振幅および卓越周期などその地震動特性には明確に差異が現れ、当該地域における強震動特性には立川断層帯の段差構造が大きく寄与していることが示唆された。次に立川断層帯周辺地域における強震動予測のための 3 次元地下構造モデルを構築することを目的として、レシーバー関数法を用いた解析から、立川断層帯周辺地域の深部地下構造を推定した。解析の結果、基盤深度は北東に向かって急激に深くなり、その段差は概ね 2.3 km 程度であることが示唆された。さらに、地下構造モデルの精度向上のため、微動アレイ観測および微動単点観測を実施し、地震動記録を含む地盤情報に関する実測資料が得られた。

次に、立川断層帯周辺地域における強震動予測のための 3 次元深部地盤構造モデルの精度向上を目的として、微動アレイ探査結果と微動単点観測記録の H/V スペクトルを用いて昨年度の結果に統合することにより、既存の 3 次元モデルより詳細な 3 次元深部地盤構造モデルの構築を行った。また、最終的に実施するハイブリッド法による強震動予測のための資料を得ることを目的として概ね S 波速度 500 m/s 未満の表層地盤を対象とした微動アレイ探査を 65 地点において実施し、地表から 30 m の平均 S 波速度（以下、「AVS30」）を得ることが出来た。さらに、立川断層の北部地域（青梅～入間および福生～所沢測線）で得られた S 波速度構造から表層地盤は立川断層を挟んで北東側隆起であるという既往の研究と調和的な結果が得られた。構築した 3 次元地下構造モデルを用いて 3 次元差分法による中小地震の地震動シミュレーションを行った結果、計算波形は観測波形と概ね調和的であり、本業務で構築した 3 次元地下構造モデルに一定の妥当性があることが示された。

最後に、立川断層帯周辺地域における強震動予測のための 3 次元深部地盤構造モデルの精度向上を目的として、サブテーマ 1b による立川臨時観測および首都圏地震観測網 (MeSO-net) 観測点（酒井・平田、2009）における地震記録のレシーバー関数法解析と、微動アレイおよび微動単点観測による追加観測の結果を、これまで構築してきた地下構造モデルに統合することにより、昨年度よりさらに詳細な 3 次元深部地盤構造モデルの構築を行った。構築した 3 次元モデルと「長周期地震動予測地図」（地震調査研究推進本部地震

調査委員会、2012) による 3 次元モデル (以下、「推本モデル」) を用いて強震動予測を実施し、「全国地震動予測地図」(地震調査研究推進本部地震調査委員会、2010) による既存の強震動予測での断層モデルの予測結果における工学的基盤上における最大速度分布および断層近傍の速度波形に対しての比較検討を行った結果、立川断層帯周辺における地震基盤の構造が大きく影響していることが明らかとなった。また、サブテーマ 1 および 2 による成果を考慮して本断層帯の震源断層モデルの構築を行った。構築した 3 次元地下構造モデルと震源断層モデルを用いて、81 ケースのシナリオを対象とした地震動予測を実施し、平均値および標準偏差 ($\pm \sigma$) の評価を行い、本断層帯周辺地域における地表面の最大速度および震度分布を明らかにした。さらに、浅部地盤探査の実施によって浅部地盤構造が明らかな 50 地点について等価線形化法による解析を実施し、地盤が非線形することによる地震動への影響についての評価を行うことにより、地盤が非線形化した場合における最大速度および計測震度と浅部地盤における AVS30 (地下 30 m までの平均 S 波速度) との関係について明らかにした。

(b) 業務の方法

まず、立川断層帯周辺地域において観測された 2011 年東北地方太平洋沖地震の本震記録のフーリエスペクトル解析から、本断層帯周辺地域における卓越周期分布を求め、堆積層の厚さとの対応についての検討を実施した。本断層帯周辺地域において K-NET、KiK-net および SK-net により観測された中小地震記録からレシーバー関数を算出し、焼きなまし法による逆解析から当該地域における深部地下構造の同定を実施した。レシーバー関数の算出には各観測点から震央距離 100 km 以内の約 70 地震 ($M_j=4.5$ 以上) から各観測地点で得られている 20~50 の地震を使用し、解析区間は P 波初動より約 5 秒間とした。さらに、本断層帯の東西にそれぞれ 4 地点および 5 地点の計 9 地点においてアレイ半径 400~2000 m の微動アレイ観測を実施した。各観測地点の観測には 3 成分の加速度計 7 台を 1 組とし、小アレイおよび大アレイにおいてそれぞれ 30 分間と 60 分間の 2 回の観測を実施した。また、本断層を北東~南西に横切る 8~10 km の 9 測線で 30~34 点による単点微動観測を実施した。観測には 3 成分の加速度計を使用し、各観測点で 5~10 分間の観測を実施した。

次に、既往の微動アレイ探査と微動アレイ観測から得られたレイリー波位相速度と、同じく昨年度に得られた強震観測点のレシーバー関数を用いた同時逆解析を実施し、本断層帯周辺における深部地盤構造の推定を実施した。次に本断層帯近傍における単点微動観測結果である H/V スペクトルの卓越周期と上の同時逆解析結果である深部地盤構造より、立川断層帯近傍の空間的な地下構造を明らかにした。以上の結果と昨年度にレシーバー関数を用いて構築した深部地盤構造モデルと統合することにより、昨年度より詳細な 3 次元深部地盤構造モデルの構築を実施した。また、表層地盤を対象として、本断層帯周辺地域においてアレイ半径 2~30 m の微動アレイ観測を 65 地点において実施した。各観測地点の観測には上下動成分の速度計 7 台を 1 組とし、10~20 分間による観測を実施した。得られた地盤モデルを用いて 3 次元差分法による中小地震のシミュレーションおよび試行的な強震動予測シミュレーションを行った。3 次元地下構造モデルのグリッド間隔は 100 m とし、解析時間は中小地震では 60 秒間とした。強震動予測シミュレーションでは解析時間は 120

秒間とし、4 シナリオによるシミュレーションを実施した。

最後に、サブテーマ 1b において実施された立川断層帯周辺における立川臨時観測点と首都圏地震観測網(MeSO-net)観測点（酒井・平田、2009）で得られた地震記録のレスピーバ関数の逆解析を行うことにより、各観測点における深部地盤構造を推定した。同時に微動単点観測結果である H/V スペクトルの卓越周期と微動アレイ探査結果である深部地盤構造より、微動単点観測の各測線上における深部地盤構造を明らかにした。以上の結果と昨年度に構築した深部地盤構造モデルと統合することにより、昨年度よりさらに詳細な 3 次元深部地盤構造モデルの構築を実施した。サブテーマ①および②による成果を考慮して本断層帯の震源断層モデルを強震動予測レシピに従い構築した。構築した 3 次元地下構造モデルと震源断層モデルを用いて 3 次元差分法と統計的グリーン関数のハイブリッド法による強震動予測シミュレーションを行った。強震動予測シミュレーションでは解析時間は 80 秒間とし、アスペリティの位置、応力降下量、破壊伝播速度および破壊開始点を不確定要素とした 81 ケースのシナリオによるシミュレーションを実施し、平均値およびばらつき（ $\pm \sigma$ ）の評価を行うことにより、本断層帯周辺地域における地表面の最大速度および震度分布を 500 m 間隔で明らかにした。さらに、浅部地盤探査の実施によって浅部地盤構造が明らかな 50 地点について等価線形化法による解析を実施し、線形解析結果と比較することにより、地盤が非線形化した場合における最大速度および計測震度と浅部地盤における AVS30（地下 30 m までの平均 S 波速度）との関係について明らかにした。

(c) 業務の成果

1) 立川断層帯周辺における深部地下構造が地震動特性に及ぼす影響

図 1 に示す立川断層帯（地質調査所、1997）周辺地域において観測された各測線における 2011 年東北地方太平洋沖地震の速度波形を図 2～図 4 にそれぞれ示す。なお、各波形の水平成分は NS および EW 成分から Radial および Transverse 成分に変換した後に周期 5～20 秒のバンドパスフィルターを施してある。図 2 に示す測線 A では、全観測点で主要動の振幅はほぼ一定である。これに対して、図 3 に示す測線 B では立川断層を挟んだ観測点間で明瞭な差異が現れている。すなわち、断層の東に位置する観測点（TKY2200：SK-net）では西に位置する観測点に対して概ね 3～4 倍程度振幅が大きく、また主要動の後に振幅の大きな後続位相が現れている（図 3）。このことから、立川断層が基盤に大きな段差構造を有している（山中ほか、1999）ことが推測できる。一方、図 4 に示す測線 C では測線 B のような現象は見られない。したがって、名栗断層では大きな段差構造を有していないと考えられる。同時に、フーリエスペクトルからの卓越周期分布を求めた。ここで、対象とする周期帯は 0.5 秒～10 秒としている。図 5 に立川断層帯周辺における水平動成分のフーリエスペクトル（2 成分合成）の卓越周期分布を示す。図 5 より、立川断層の東側の観測点では概ね周期 3～4 秒程度が卓越しているのに対して、断層の西側での卓越周期は概ね 1 秒程度となっている。また、卓越周期分布は基盤上面の深度（図 1）とはあまり対応していない。同様に図 6 に Radial 成分/Vertical 成分の卓越周期分布を示す。図 6 より、立川断層の南部分における断層の東側の観測点では概ね周期 5～8 秒程度が卓越しているのに対して、断層の西側での卓越周期は概ね 2 秒以下となっている。このように立川断層の南部分では断層を挟んで地震動の振幅および卓越周期に明確に差異が現れることが明らかになった。したがって立川断層における強震動特性には断層の段差構造が大きく寄与していることが示唆された。これに対して、名栗断層周辺では卓越周期に大きな差異は認められず、大きな段差構造を有していないと考えられる。

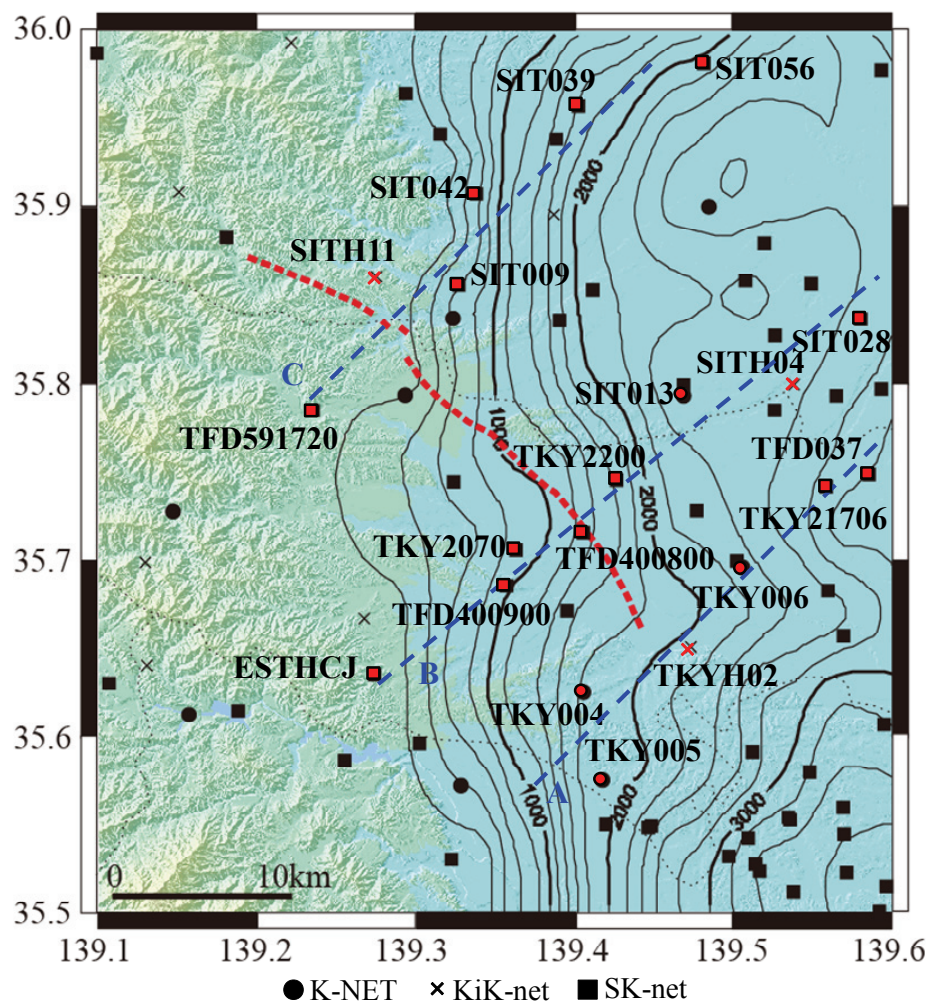


図1 立川断層帯周辺における地震観測点

図中のコンターは地震調査研究推進本部地震調査委員会（2009）（以下「推本」）

による地震基盤上面（ $V_s=3.2$ km/s）の深度分布

赤点線：地質調査所（1997）による名栗断層および立川断層

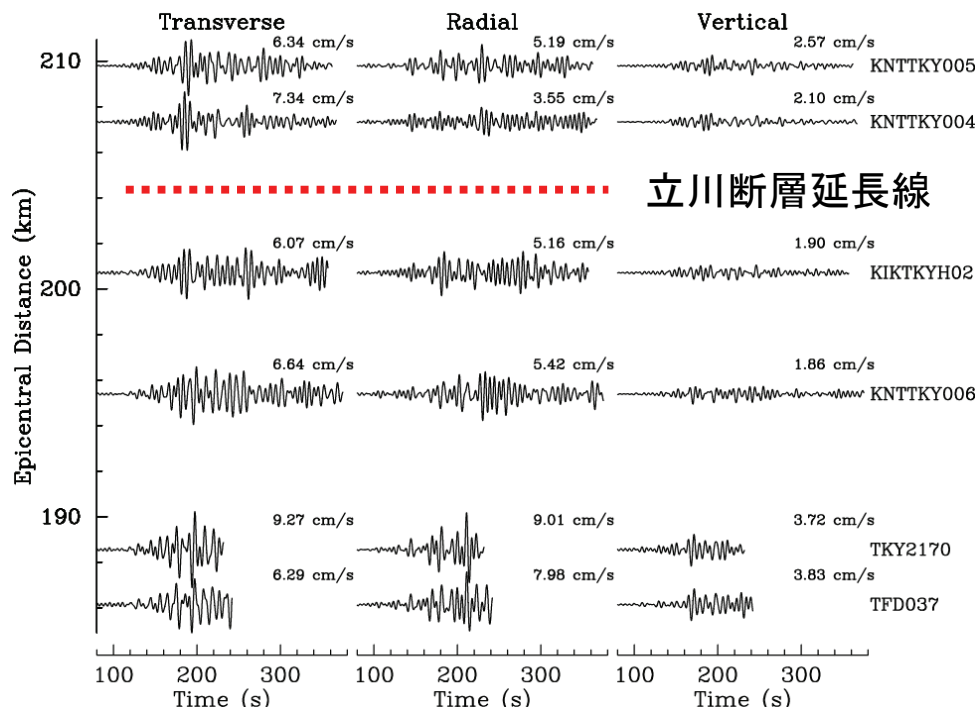


図 2 測線 A における各観測点の速度波形

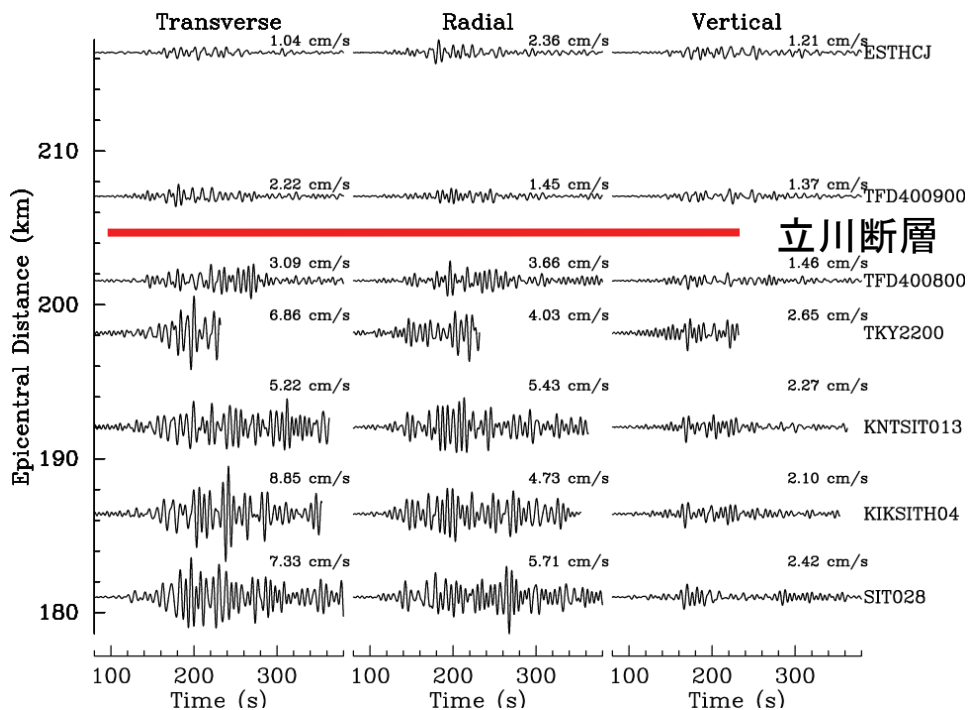


図 3 測線 B における各観測点の速度波形

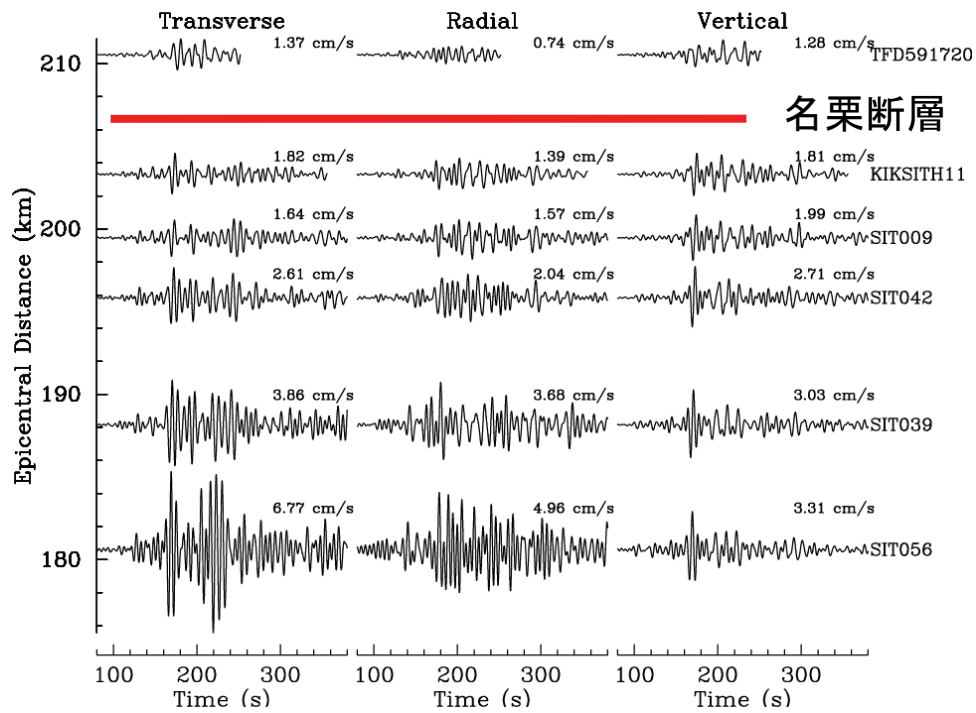


図 4 測線 C における各観測点の速度波形

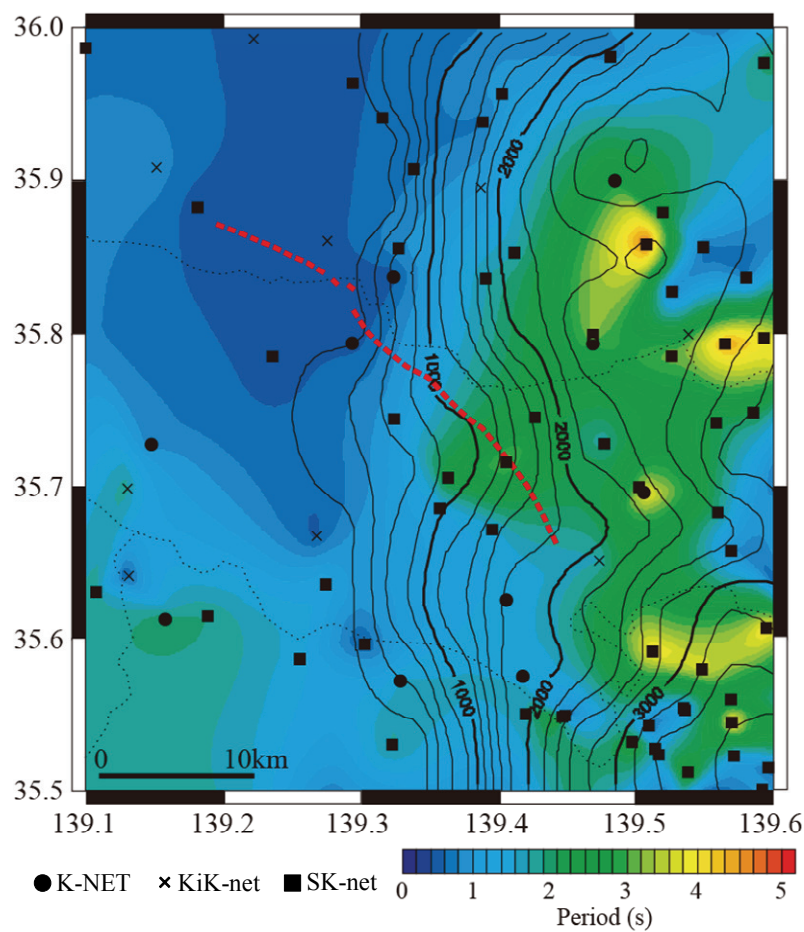


図 5 立川断層帯（地質調査所、1997）周辺地域において観測された東北地方太平洋沖地震の卓越周期分布（水平動成分）
赤点線：地質調査所（1997）による名栗断層および立川断層

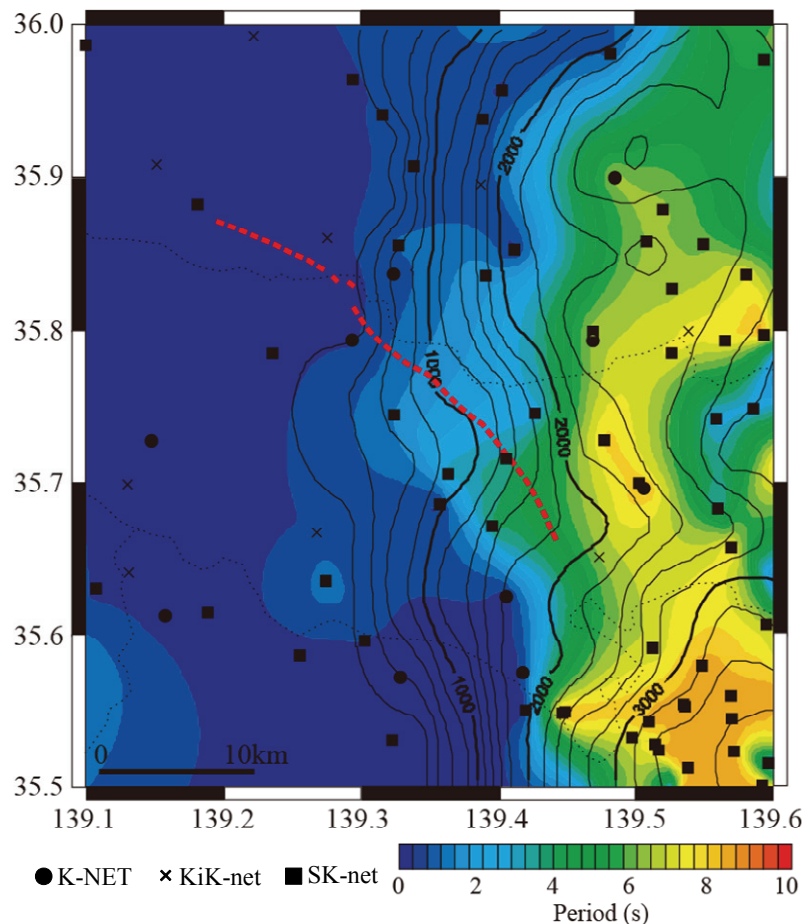


図 6 立川断層帯周辺地域において観測された
東北地方太平洋沖地震の卓越周期分布 (Radial/Vertical 成分)
赤点線：地質調査所 (1997) による名栗断層および立川断層

2) レシーバー関数法による立川断層帯周辺地域の深部地下構造の推定

本断層帯周辺地域において観測された中小地震記録からレシーバー関数を算出し、焼きなまし法を用いた逆解析により本断層帯周辺地域の深部地下構造を推定した。逆解析の結果、図 7 に示す各観測点における P 波および S 速度構造が得られた。図 7 に示すように立川断層の西側に位置する TKY2070 (SK-net) と東側に位置する TKY2200 (SK-net) における堆積層の厚さはそれぞれ 0.28 km と 2.6 km であった。得られた各観測点の速度構造より 3 次元地下構造モデルの構築を行った。これにより、本断層帯周辺地域における深部地下構造は表 1 および図 8 に示す 4 層から構成される堆積層と地震基盤 ($V_p=5500$ m/s、 $V_s=3200$ m/s) から構成されており、立川断層中央部において基盤は北東に向かって急激に深くなっていることが示唆された。さらに構築した 3 次元地下構造モデルの妥当性を検証するため、立川断層近傍における既往の微動アレイ探査 [山中・山田(2002)、松岡・白石(2002)、岡嶋・他(2000)] により得られているレイリー波位相速度と本研究において構築した 3 次元地下構造モデルから算出した位相速度の比較を行った。図 9 に示す比較結果より、本研究によるレイリー波位相速度と既往の観測値とは概ね調和的であり、このことから本研究で構築した 3 次元地下構造モデルが一定の妥当性を有しており、立川断層近傍では現行の推本による地下構造モデルを補強するのに十分であると考えられる。

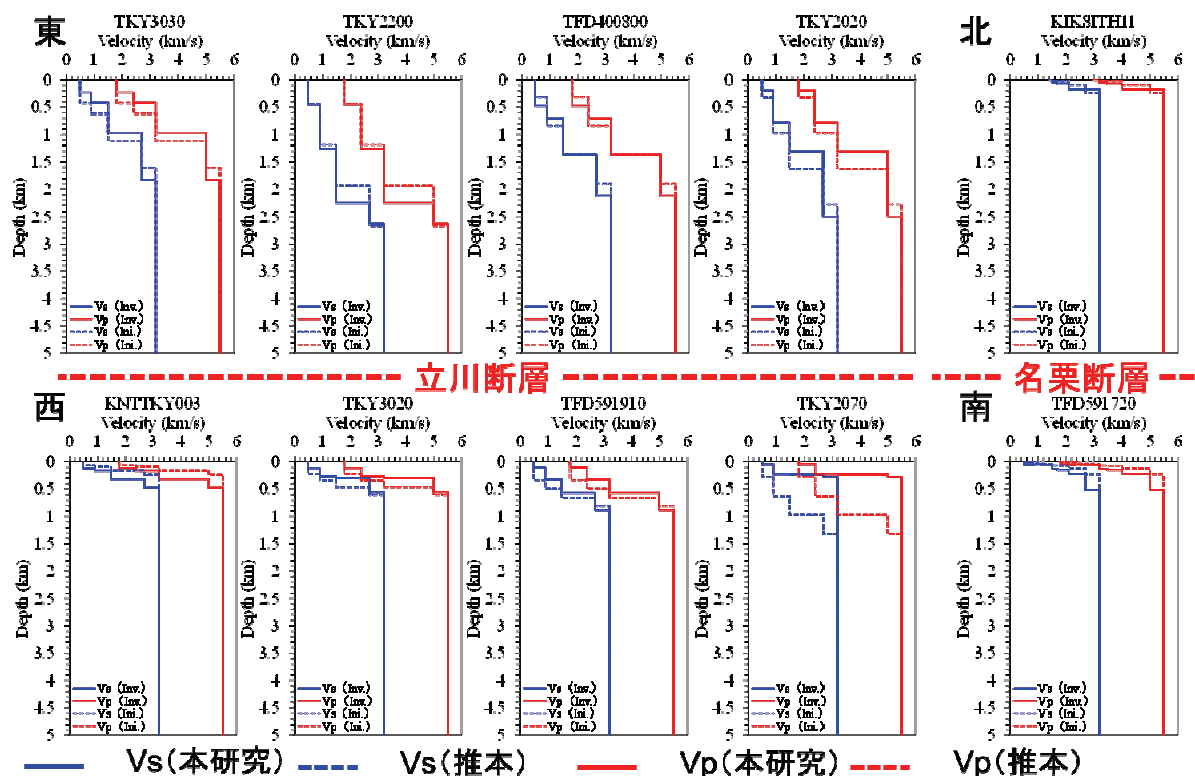


図7 インバージョンにより得られた各観測点における速度構造の例
 実線は同定結果による速度構造、破線は初期モデルとして使用した全国地震動予測地図
 (地震調査研究推進本部地震調査委員会、2009) による速度構造

表1 各堆積層(第1~4層)および地震基盤(第5層)の物性値

	ρ (t/m ³)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Q
1	1.90	1800	500	60
2	2.05	2400	900	100
3	2.25	3200	1500	150
4	2.50	5000	2700	200
5	2.65	5500	3200	300

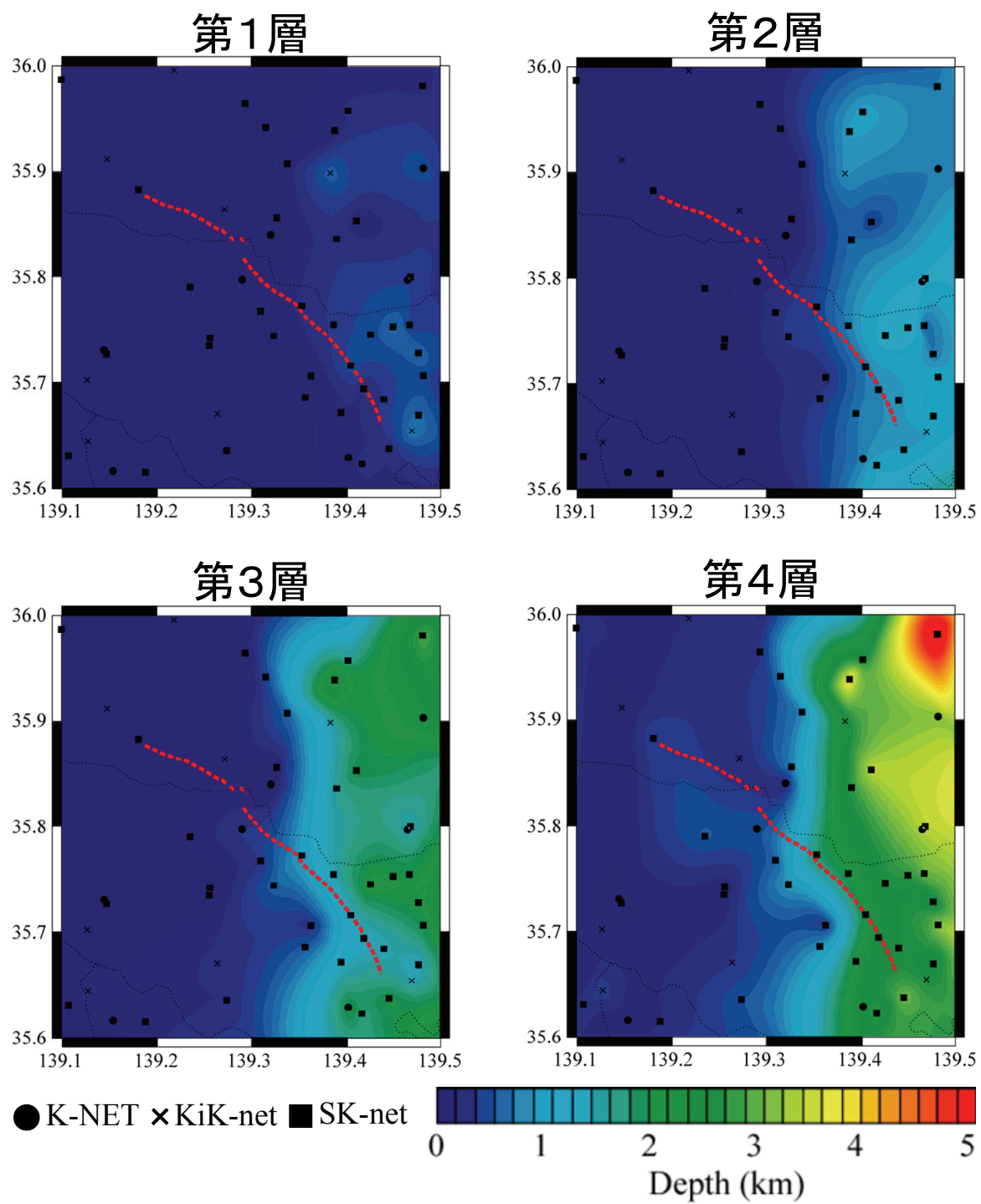


図8 インバージョンにより得られた立川断層帯周辺地域の
3次元地下構造モデルにおける各層下面の深度分布
赤点線：地質調査所（1997）による名栗断層および立川断層

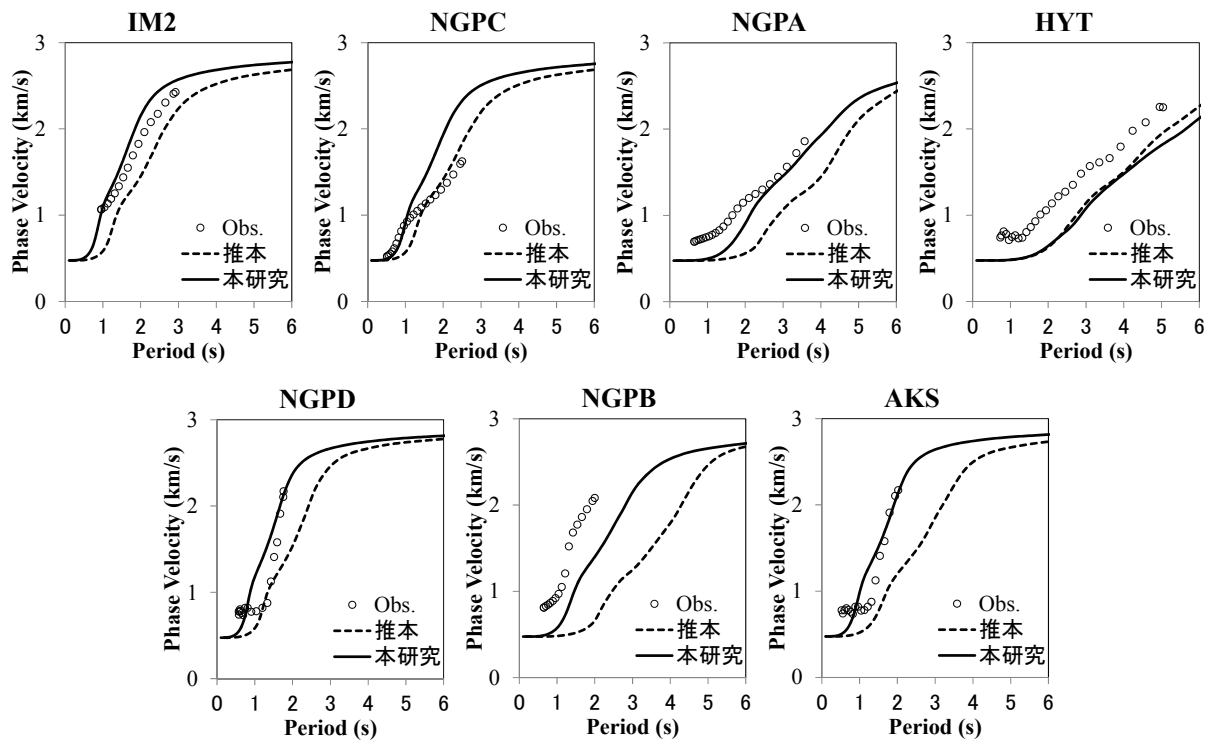


図9 既往の微動アレイ探査により得られたレイリー波位相速度と本研究において構築した3次元地下構造モデルから算出した位相速度の比較

3) 微動アレイ観測による深部地盤のS波速度構造モデルの推定

図10に示す15地点におけるアレイ微動探査では各観測地点において周波数・波数法(F・K法)解析から図11に示すように、周期0.5秒～5秒程度までの範囲でレイリー波位相速度の分散曲線が得られた。図11に示されるように、立川断層の東側に位置する観測点ではHNO地点を除き、位相速度は概ね周期0.5秒～5秒の間で500 m/s～2500 m/sとそれぞれ分散性を示しており、位相速度に大きな相違は見られない。これに対して、立川断層の西側の観測点では東側の観測点に比べて全体的に位相速度は速くなっており、西側に行くほどその傾向が著しい。このことは、立川断層の西側では急激に堆積層が非常に薄くなっていく傾向にあると考えられる。レシーバー関数の逆解析より構築した3次元地下構造モデルから算出した位相速度の比較を行い、図12に示す比較結果より、本研究によるレイリー波位相速度と既往の観測値とは概ね調和的であった。一方、FUSでは既往の推本によるモデルでは観測値を説明することは出来ないため、モデル改良の余地があることが明らかになった。

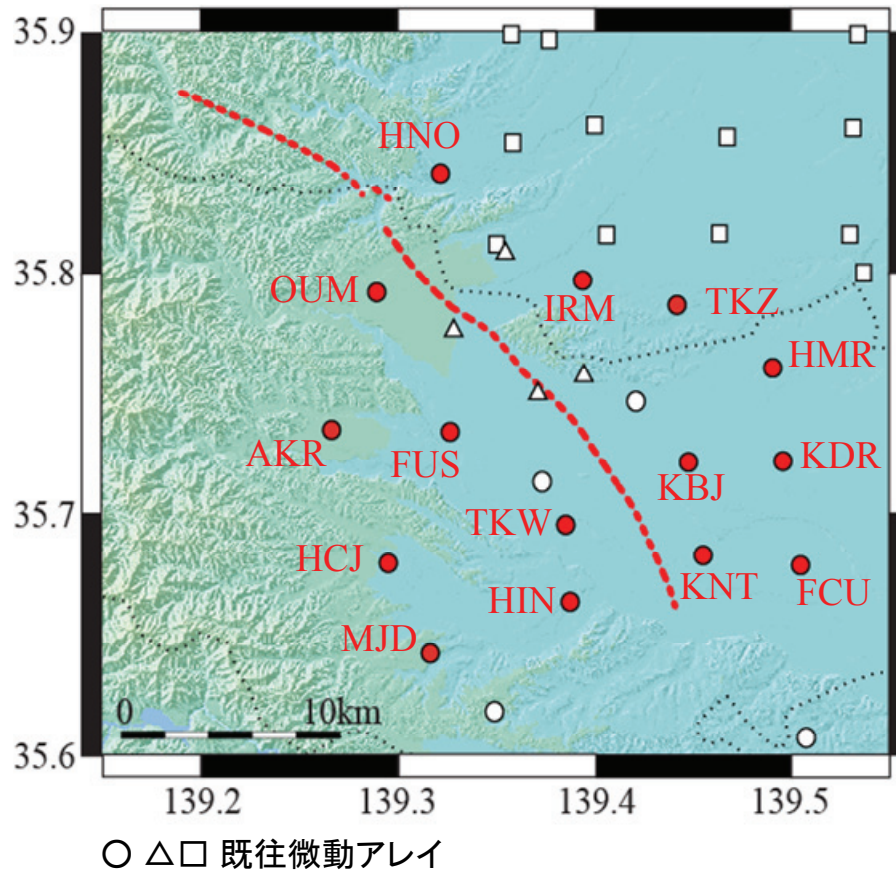


図 10 本研究で実施した立川断層帯周辺における微動アレイ観測
赤点線：地質調査所（1997）による名栗断層および立川断層

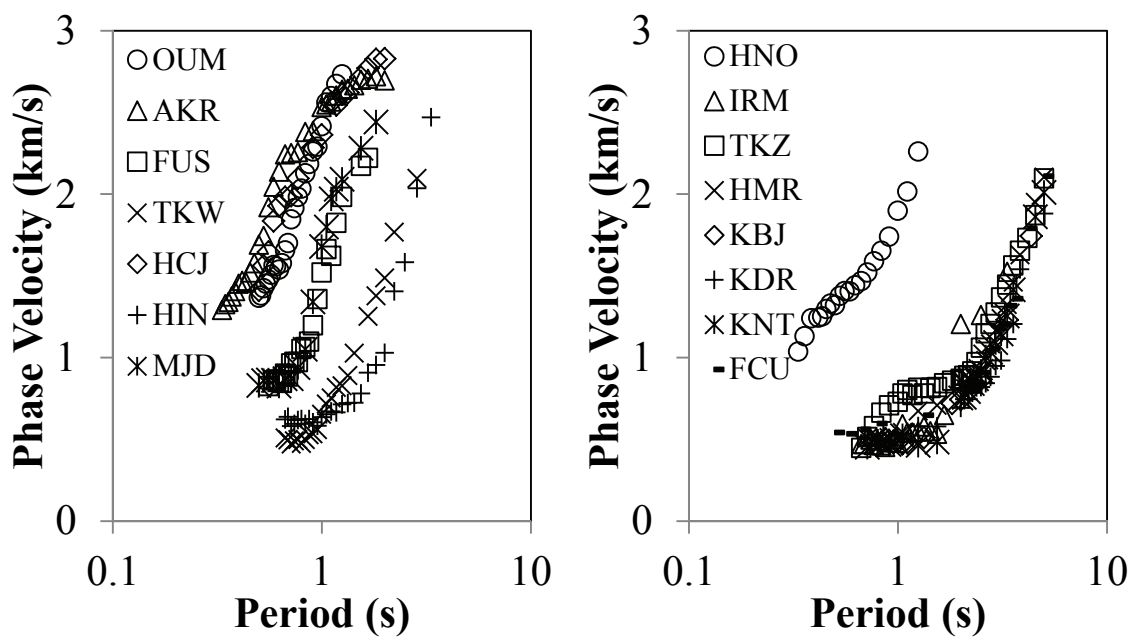


図 11 本研究による微動アレイ探索により得られたレイリー波位相速度
(左：本断層帯西側の観測点 右：本断層帯東側の観測点)

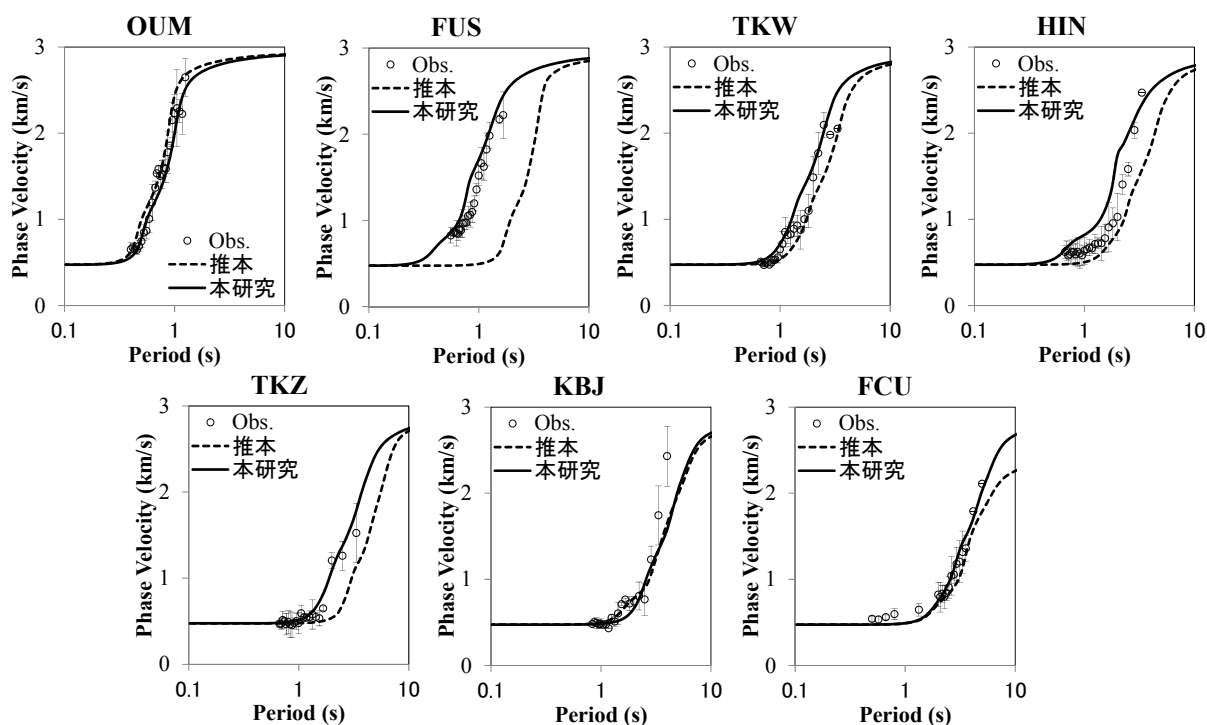


図 12 本研究による微動アレイ探索により得られたレイリー波位相速度と
レーシーパー関数法により構築した 3 次元地下構造モデルから算出した位相速度の比較

4) 立川断層帯近傍における微動 H/V スペクトルの観測と卓越周期分布

断層帯近傍における微動の H/V スペクトルの卓越周期分布を明らかにすることを目的として図 13 に示す立川断層帯を横切るような 12 測線において微動の単点観測を実施した。L1 および L2 測線は 8 地点、L3～L12 測線では各 30～34 地点からなる測線である。また L1 および L2 測線を除き、各測線で断層近傍の 1 km 以内では 100 m 程度の間隔による高密度な観測を行った。各観測地点における観測には 3 成分の加速度計を使用し、サンプリング周波数は 200Hz、観測時間は断層近傍の 1 km 以内の観測点では 10 分間、その他の観測点では 5 分間の観測を行った。立川断層帯近傍での観測結果の一例として図 14 に L8 測線における各観測点の微動 H/V スペクトルを示す。図 14 に示すように立川断層の西側に位置する観測点では H/V スペクトルの卓越周期は 2～3 秒程度であるのに対し、断層の東側の観測点では卓越周期は 7 秒以上と長くなっている。さらに立川断層のごく近傍 1 km 以内の観測点では西から東に向かって H/V スペクトルの卓越周期が 3 秒から 10 秒へと長周期側に急激に推移していくことがわかる。したがって、断層のごく近傍の 1 km の範囲内で急激に地下構造が変化していることが推測される。図 15 に各測線において得られた微動の H/V スペクトルの卓越周期分布を示す。図 15 が示すように、立川断層の中央部の測線 (L7～L9 測線) では断層から東へ 1～1.5 km 以内において急激に卓越周期が変化していることがわかる。したがって、立川断層の中央部では急激に地下構造が変化していると考えられる。これに対して、立川断層の南北両端の測線 (L10～L12 および L4 測線) や名栗断層上の測線 (L3 測線) では断層を挟んで卓越周期に明瞭な変化は見られない。また、

L2~L5 測線では卓越周期は概ね 0.5 秒以下となり、L6~L12 測線と比較して小さいため、表層地盤も含めて堆積層が非常に薄く堆積していると考えられる。なお、L1 測線では周期 0.1 秒以上では H/V スペクトルにピークは認められない。

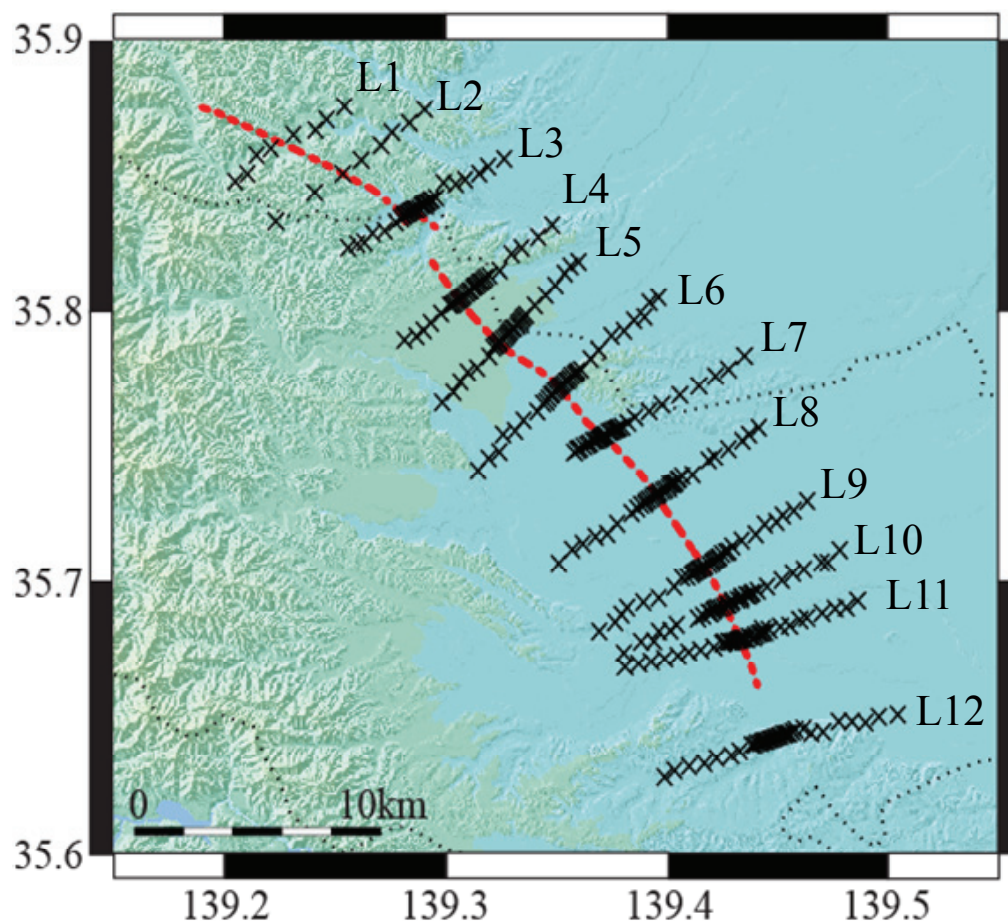
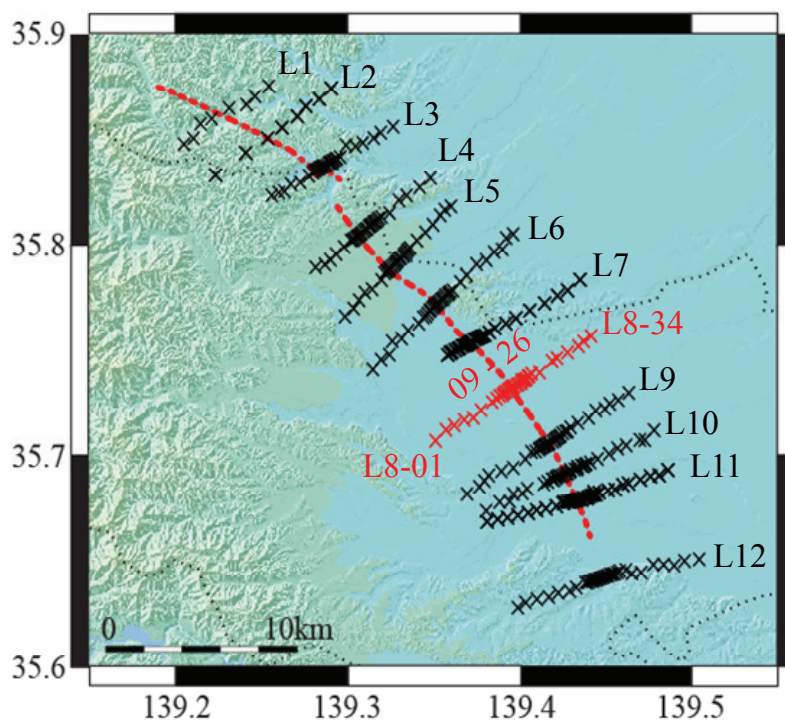
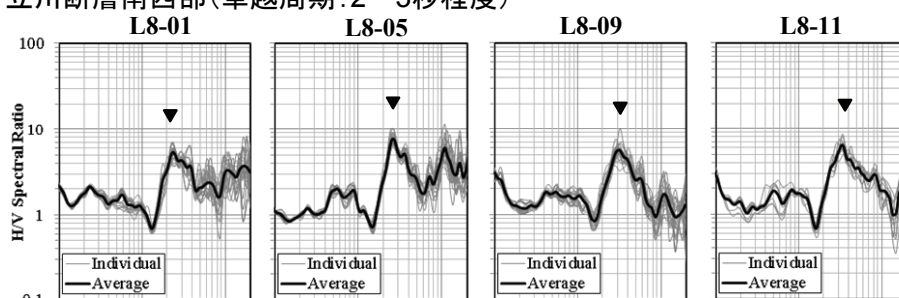


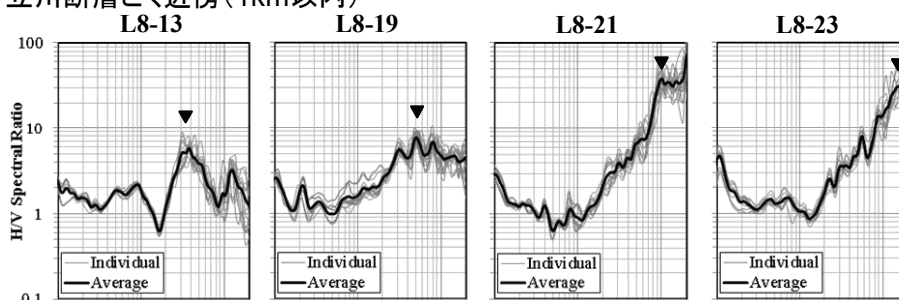
図 13 立川断層帯近傍における微動単点観測点
赤点線：地質調査所（1997）による名栗断層および立川断層



立川断層南西部(卓越周期:2~3秒程度)



立川断層ごく近傍(1km以内)



立川断層東側(卓越周期:7秒程度以上)

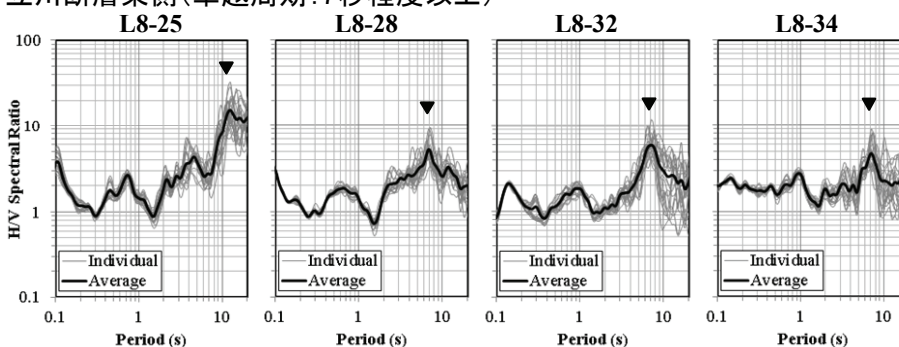


図 14 L8 測線における H/V スペクトル

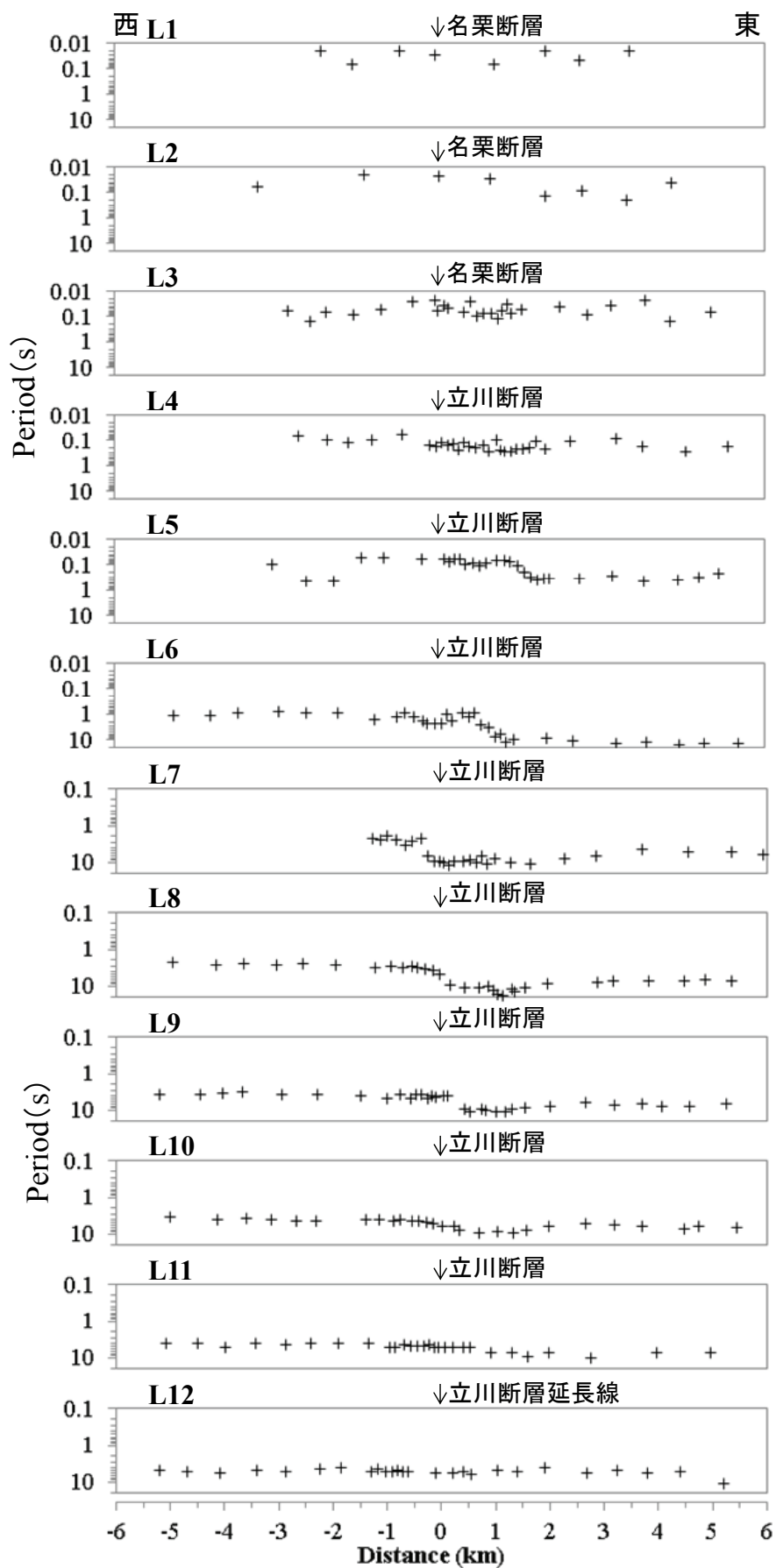


図 15 各測線における H/V スペクトルの卓越周期分布

5) レイリー波位相速度とレシーバー関数の同時逆解析による立川断層帯周辺の深部地盤構造の推定

図 16 に示す立川断層を挟んで実施した 12 地点の微動アレイ観測から得られた図 11 に示すレイリー波位相速度と、同図に示す K-NET、KiK-net および SK-net の地震記録のレシーバー関数を用いた同時逆解析により本断層帯周辺における深部地盤構造の推定を行った。レイリー波位相速度とレシーバー関数の同時逆解析では、図 16 に示す強震観測点が微動アレイ観測のアレイ半径内に位置する観測点を対象とした。また、同じく図 16 に示す山中・山田（2002）、松岡・白石（2002）、岡嶋ほか（2000）による既往のアレイ観測点も対象としている。同時逆解析には焼きなまし法を用いており、逆解析における評価関数は Kurose and Yamanaka（2006）と同様とした。探索パラメータを V_p （P 波速度）、 V_s （S 波速度）および H （層厚）とした。探索範囲は各層の V_p および V_s は表 2 に示すとおりであり、 H は推本モデルの 1～150%とした。同時逆解析結果の例として FUS 地点（TFD591910 : SK-net）および HYT 地点（TKY2200 : SK-net）におけるレイリー波位相速度とレシーバー関数を図 17 に示す。同図には推本モデルによる理論値も示しており、逆解析結果が推本モデルによる理論値よりも観測値を再現できていることがわかる。同様に同時逆解析により推定した立川断層近傍の観測点における深部地盤構造を図 18 に示す。立川断層帯近傍では、概ね 4 層の堆積層と $V_s 3.2 \text{ km/s}$ の地震基盤で構成されており、同図に示すように、立川断層中央部の西側と東側にそれぞれ位置する観測点における堆積層の厚さは AKS で 0.7 km、HYT では 3.3 km であり、したがって、立川断層を挟んで東西で最大で 2.5km 以上違うことになる。これに対して、立川断層南部の西側と東側にそれぞれ位置する HIN と KNT から 0.4 km 程度しか堆積層の厚さに違いは見られないため、立川断層の中央部で基盤深度差が最も大きくなることが明らかになった。

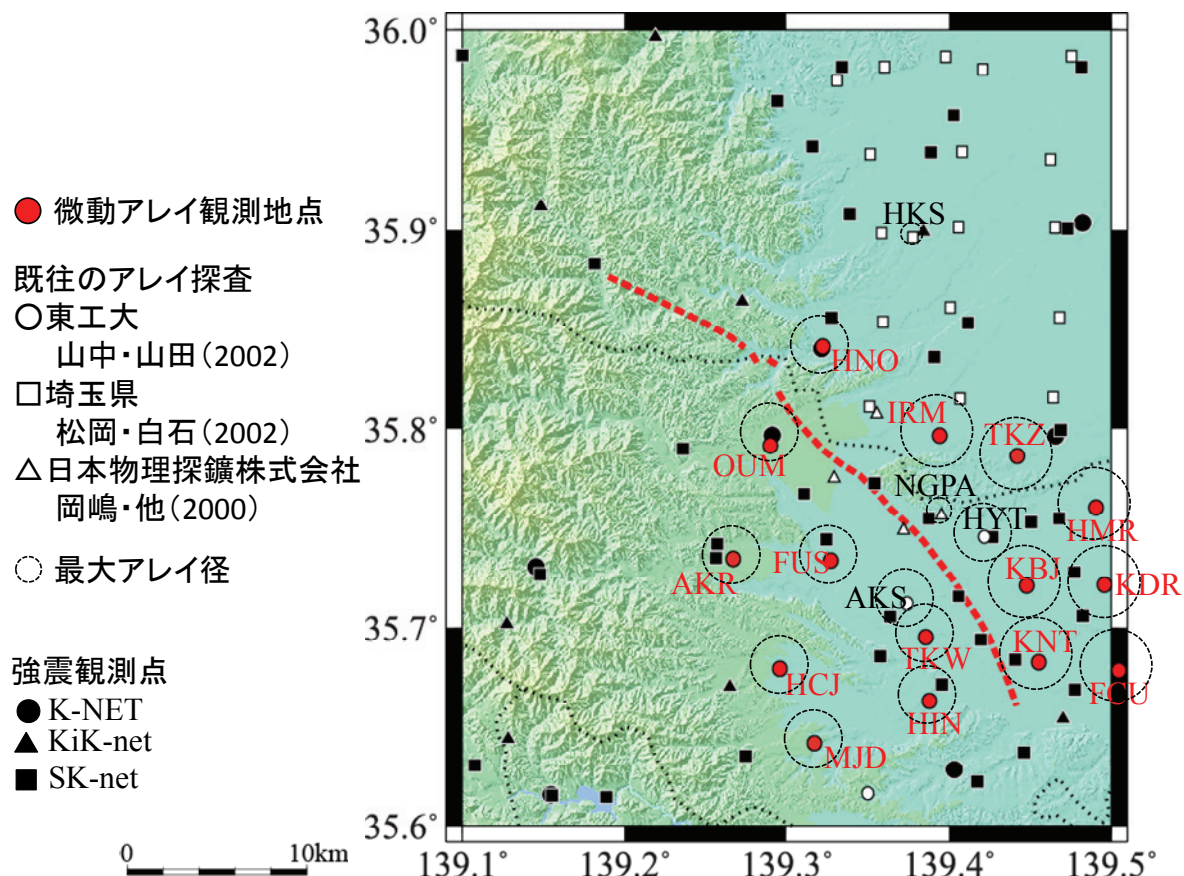


図 16 立川断層帯周辺における強震観測点および微動アレイ観測点
赤点線：地質調査所（1997）による名栗断層および立川断層

表 2 同時逆解析におけるパラメータと探索範囲

Layer	$\rho(\text{g/cm}^3)$	$V_p(\text{km/s})$	$V_s(\text{km/s})$	Q_p	Q_s
1	1.95	1.7-2.0	0.4-0.7	170	100
2	2.10	2.2-2.6	0.8-1.2	306	180
3	2.25	2.7-3.2	1.3-1.7	510	300
4	2.45	3.5-4.1	2.0-2.5	680	400
5	2.65	5.5	3.2	680	400

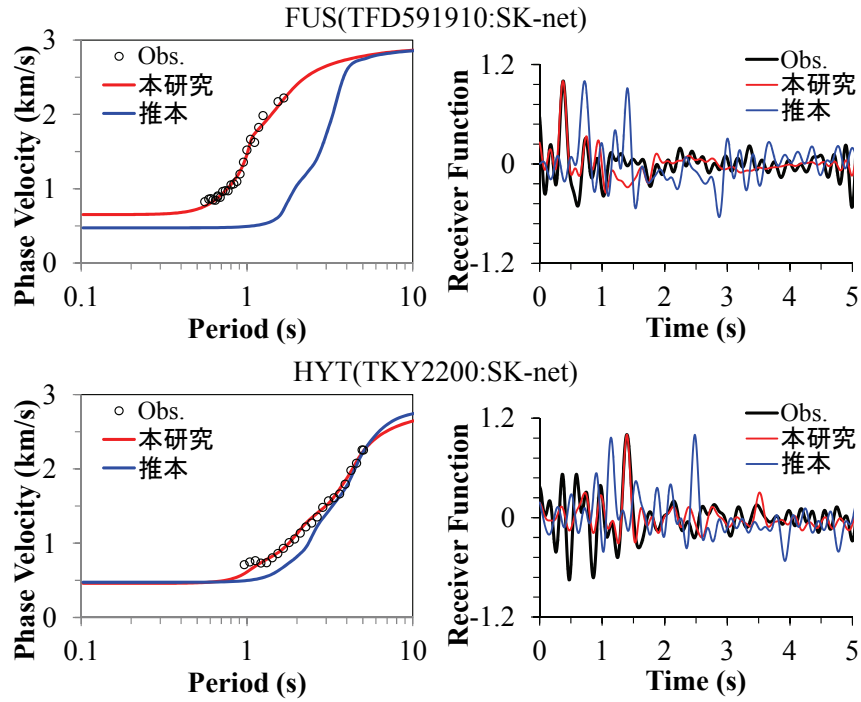


図 17 FUS および HYT 地点における同時逆解析結果
(左：レイリー波位相速度 右：レシーバー関数)

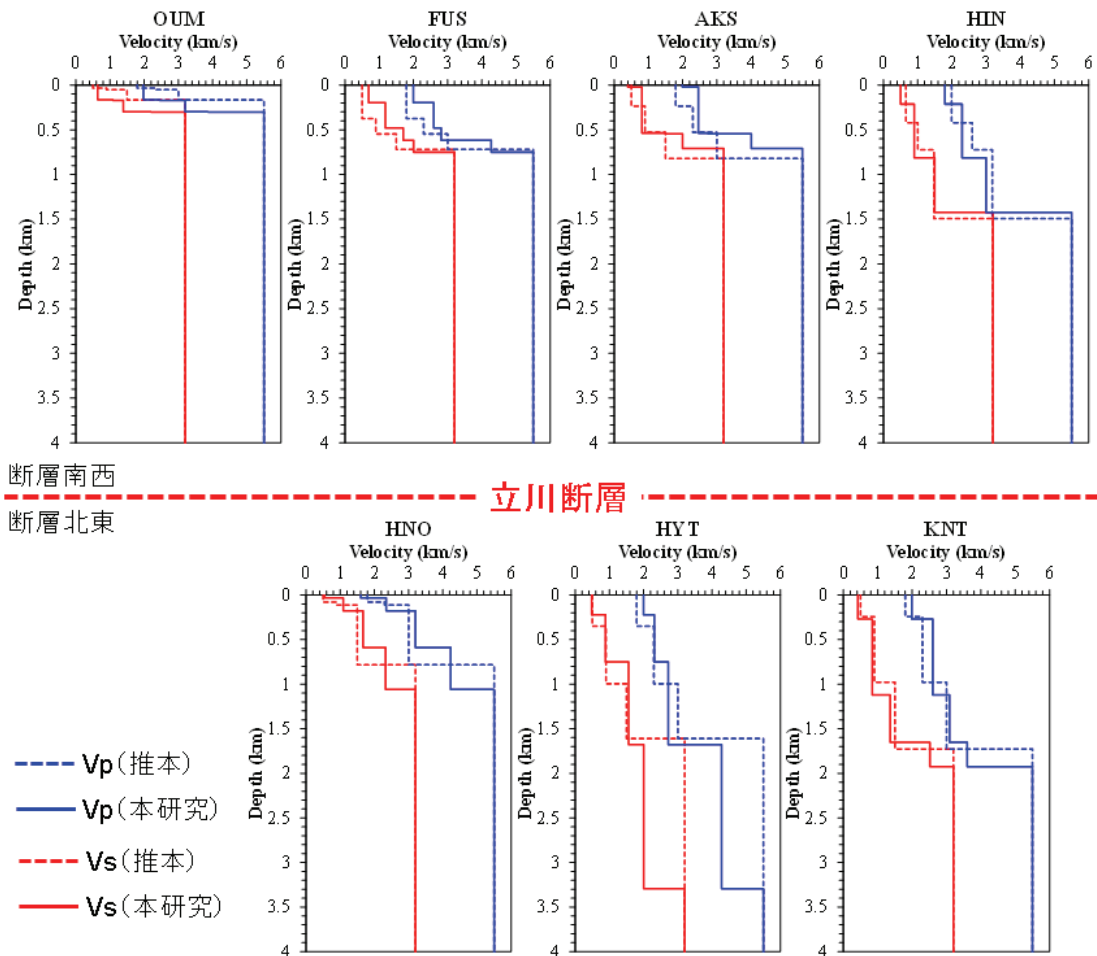


図 18 同時逆解析により推定した立川断層近傍の各地点における深部地盤構造

6) 立川断層帯周辺における 3 次元深部地盤構造モデルの構築

立川断層帯周辺における 3 次元深部地盤構造モデルの構築のために、まず、微動アレイ観測点における深部地盤構造と、H/V スペクトルを用いて立川断層帯近傍の空間的な地下構造を明らかにする。そのためには微動アレイ観測点における微動の観測 H/V スペクトルと観測点直下の深部地盤構造（以下、「1 次元深部地盤構造」）との対応についての検討が必要であり、レイリー波位相速度とレシーバー関数の同時逆解析結果および昨年度のアレイ探査結果から図 10 および図 13 に示す L8 測線上に位置する AKS および HYT 地点、L9 測線上に位置する TKW および KBJ 地点における微動の観測 H/V スペクトルと観測点直下の 1 次元深部地盤構造との対応についての検討を行った。図 19 に各観測地点における観測 H/V スペクトルと既往のアレイ探査結果および推本モデルによる 1 次元深部地盤構造を用いて算出した理論 H/V スペクトル（時松・新井、1998）の比較を示す。なお、理論 H/V スペクトル算出の際には Love 波/Rayleigh 波の振幅比は 0.7 とし、3 次モードまで考慮している。図 19 が示すように本研究モデルによる 1 次元深部地盤構造を用いて算出した H/V スペクトルにおける卓越周期は推本モデルによるそれよりも観測値と良い対応を見せている。したがって、微動アレイ観測点における 1 次元深部地盤構造と、H/V スペクトルを用いて各測線における深部地盤構造を求めることが可能であると考えられる。そこで、各測線に近い微動アレイ観測点における観測 H/V スペクトルの卓越周期に対する各観測点の卓越周期の比を、微動アレイ観測点の 1 次元深部地盤構造の層厚に乗じることにより L4～L12 測線における 1 次元深部地盤構造を推定した。なお、各測線上の観測点における 1 次元深部地盤構造を用いて理論 H/V スペクトルを算出し、その卓越周期が観測 H/V スペクトルのそれと概ね一致していることは確認している。図 20 に上述した方法により推定した L4～L12 測線における 1 次元深部地盤構造より地震基盤上面の深度分布を示す。同図には推本モデルによる地震基盤上面の深度分布も示してある。図 20 が示すように、L4 測線では本研究と推本モデルにおける深度分布は概ね調和的である。L7～L9 測線においては推本モデルでは地震基盤は西から東に向かって緩やかに傾斜しているのに対して、本研究における地震基盤は立川断層のごく近傍で急激に深くなっていることがわかる。また、この地域においては、地震基盤の落差は 1.5 km～2 km となっている。以上の結果（同時逆解析、微動アレイ探査および H/V スペクトル）により推定した各観測地点の 1 次元深部地盤構造を、図 8 に示すレシーバー関数を用いて構築した 3 次元深部地盤構造モデルに統合することにより、3 次元深部地盤構造モデルの構築を実施した。図 21 に統合した 3 次元深部地盤構造モデルを示す。構築した 3 次元深部地盤構造モデルでは、立川断層の中央部から南部にかけた地域では、地震基盤は立川断層を境として南西から北東に向かい急激に深くなっており、特に立川断層の中央部においては 2 km 程度の地震基盤の落差を有している。

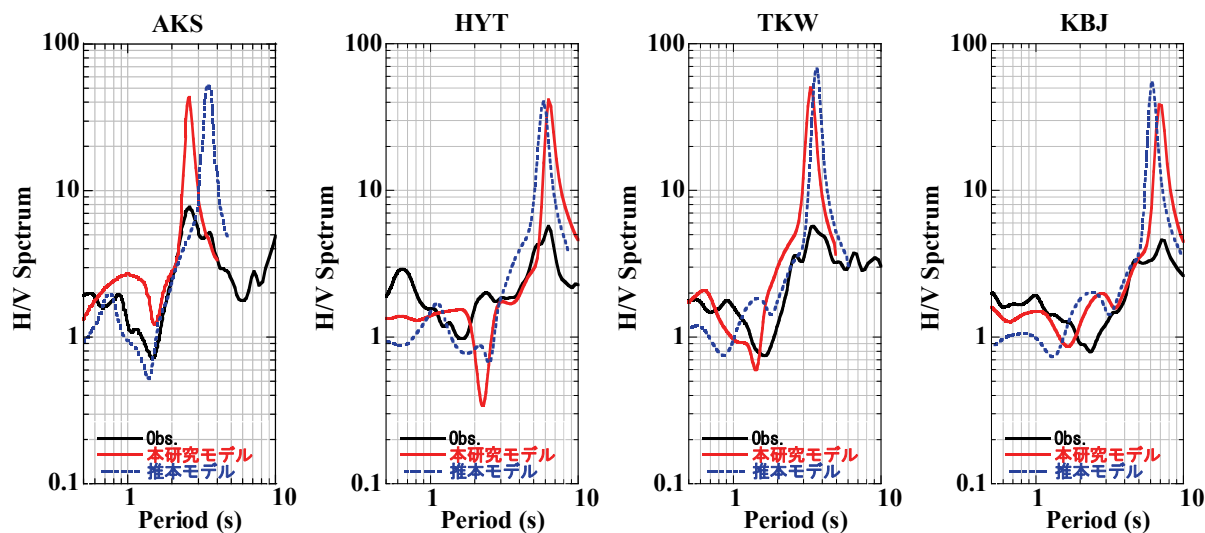


図 19 アレイ観測地点における微動 H/V スペクトルと理論 H/V スペクトルの比較

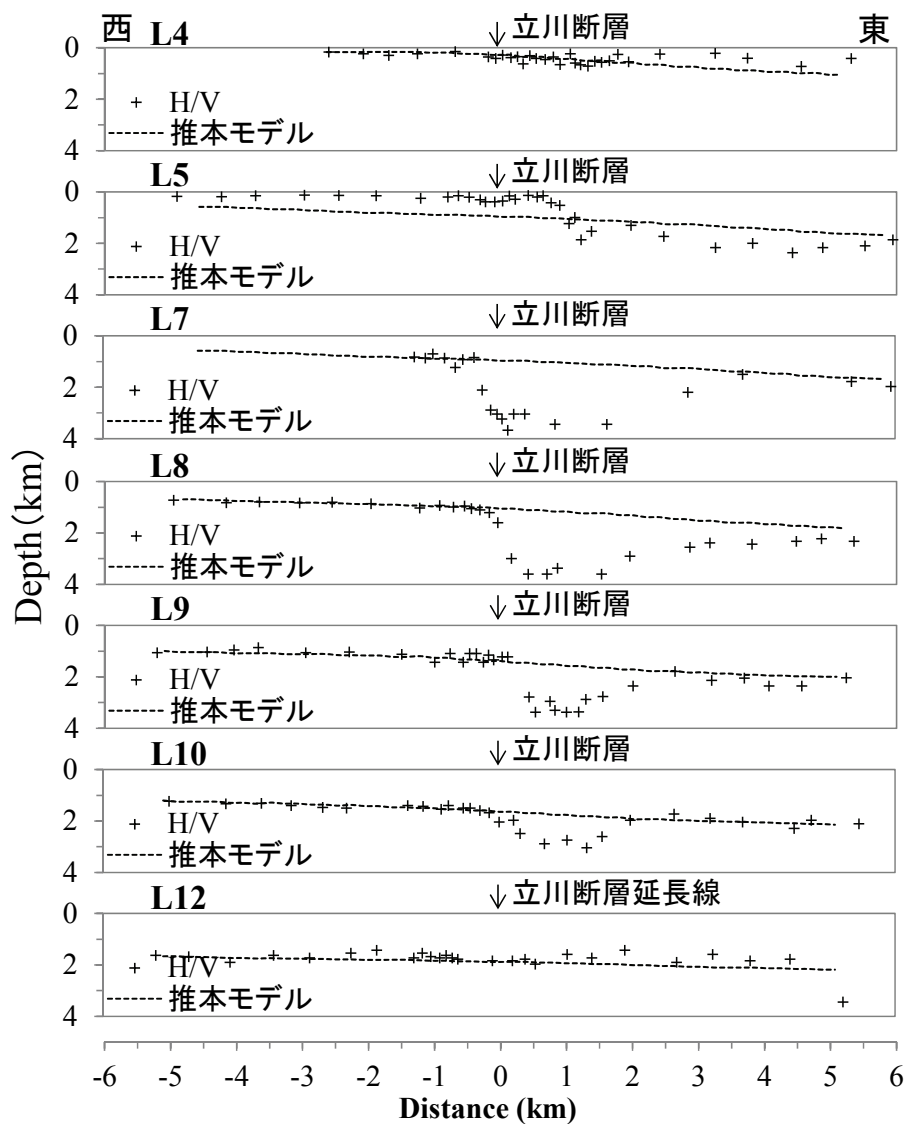


図 20 微動 H/V スペクトルと既往のアレイ探査結果による地震基盤上面の深度分布

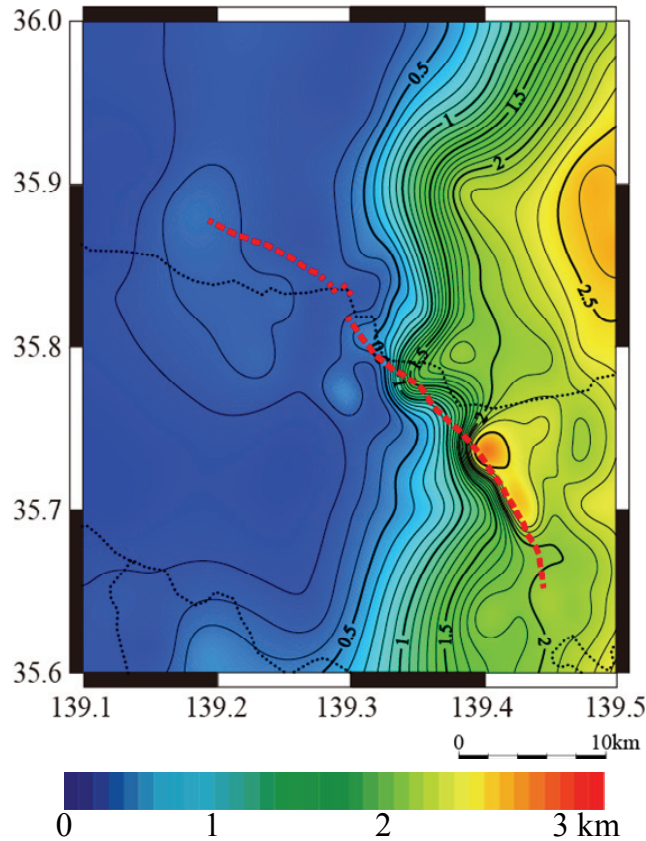


図 21 構築した立川断層帯周辺の
3 次元地盤構造モデルにおける地震基盤上面の深度分布
赤点線：地質調査所（1997）による名栗断層および立川断層

7) 中小地震を用いた 3 次元地震動シミュレーションによる構築モデルの検討

図 22 に示す 2005 年 5 月 7 日の東京都多摩東部を震源とする地震 ($M_j=4.2$, 深さ 32 km) は、立川断層帯のほぼ直下で発生しており周辺の K-NET、KiK-net および SK-net による強震観測点において比較的多くの地震動が観測されている。したがって、これまでに構築した 3 次元深部地盤構造モデルの妥当性を検証するために、3 次元差分法による地震動シミュレーションを実施した。3 次元シミュレーションでは、図 22 に示す震源を含む南北 55 km×東西 45 km×深さ 55 km 程度を対象として、100 m 格子によりモデル化した。表 3 および図 23 にシミュレーションにおける各層の物性値および各層下面の深度分布を示す。なお、10 km 以深における地殻・マントルの構造は推本モデルをそのまま使用している。また、3 次元解析の対象範囲は周期 1 秒以上とした。解析の結果を図 24 に示す。同図には推本モデルをそのまま用いて計算した解析結果も合わせて示す。図 24 に示すように各観測点における観測記録との整合性は概ね調和的であり、特に推本モデルでは再現できていない S 波の立ち上がり部分で地震動が大きくなる現象を再現することができている。さらに、解析結果の最大速度およびフーリエスペクトルに対して観測値との整合性に関する検討を行った。検討には次式で示される $\text{gof}(\text{goodness-of-fit})$ (Yadav P. D., and Yamanaka, H., 2013) を用いた。

$$gof = 1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^z e^{-x^2} dx, \quad z = 2 \frac{|obs - syn|}{obs + syn}$$

図 25 が示すように本研究において構築したモデルによる結果の方が推本モデルによる結果と比較して観測値に対して調和的であることから、本研究において構築した 3 次元深部地盤構造モデルに対して一定の妥当性を持っていることが示唆された。

気象庁による震源メカニズム解 (初動発震機構)

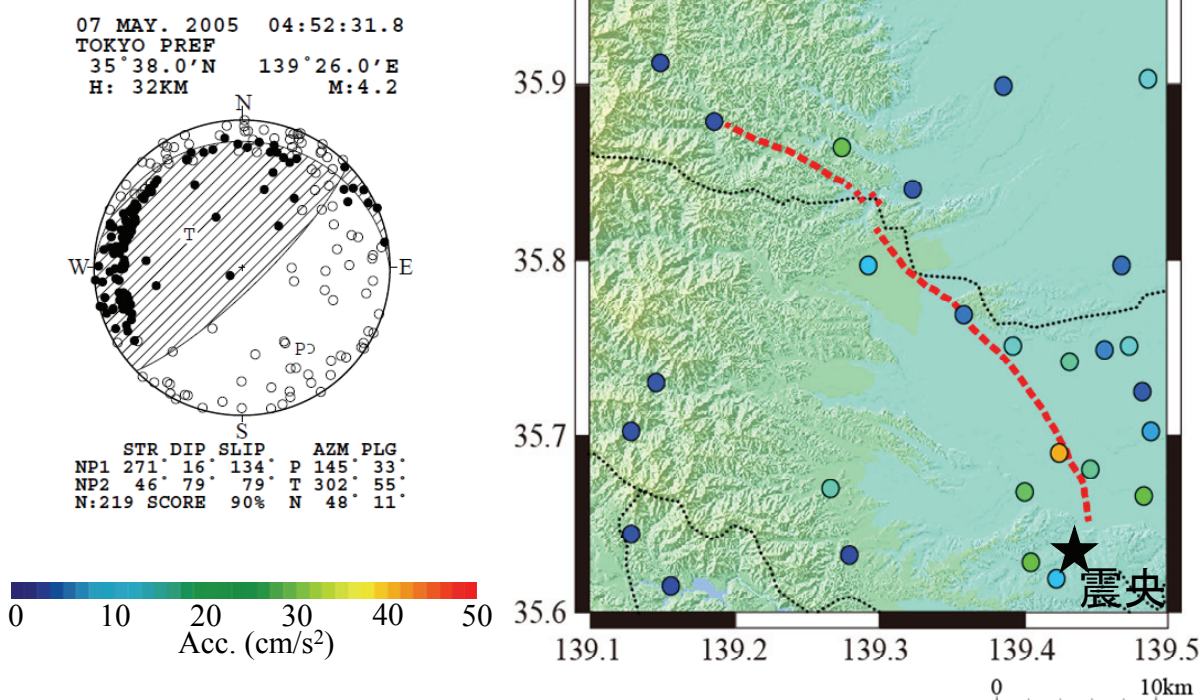


図 22 2005 年 5 月 7 日の東京都多摩東部を震源とする地震と
立川断層帯周辺地域で観測された最大加速度分布
赤点線：地質調査所（1997）による名栗断層および立川断層

表 3 3 次元シミュレーションに用いた地下構造モデル（推本モデル）

Layer	ρ (kg/m ³)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Q
1	1950	1800	500	100
2	2100	2300	900	180
3	2250	3000	1500	300
4	2650	5500	3200	400
5	2700	5800	3400	400
6	2800	6400	3800	400
7	2400	5000	2900	200
8	2900	6800	4000	300
9	3200	8000	4700	500

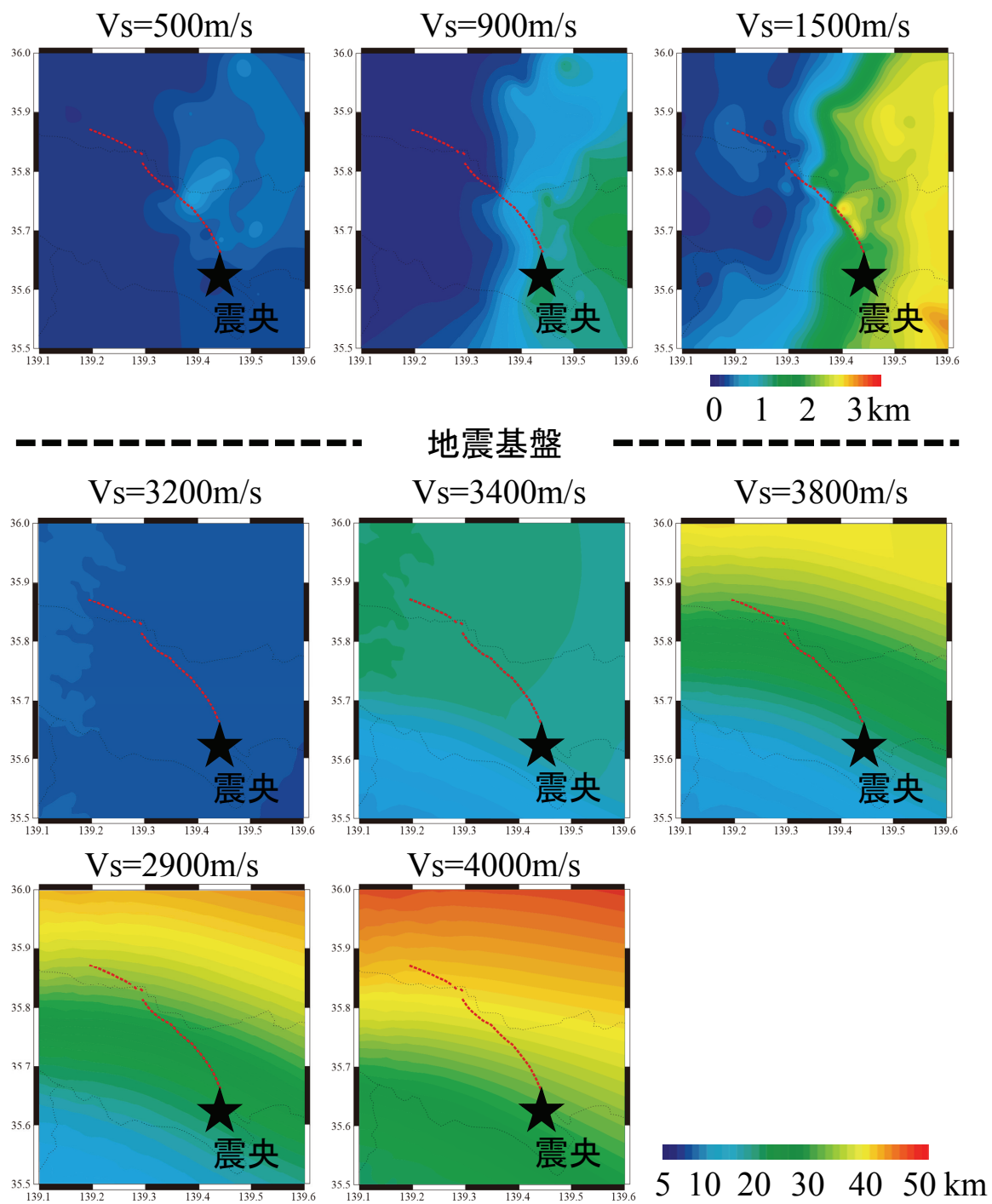


図 23 3次元シミュレーションに用いた立川断層帯周辺地域
 における地下構造モデル（各層下面深度分布）
 震源はフィリピン海プレート($V_s=4000$ m/s)とマントル($V_s=4700$ m/s)の境界面に位置

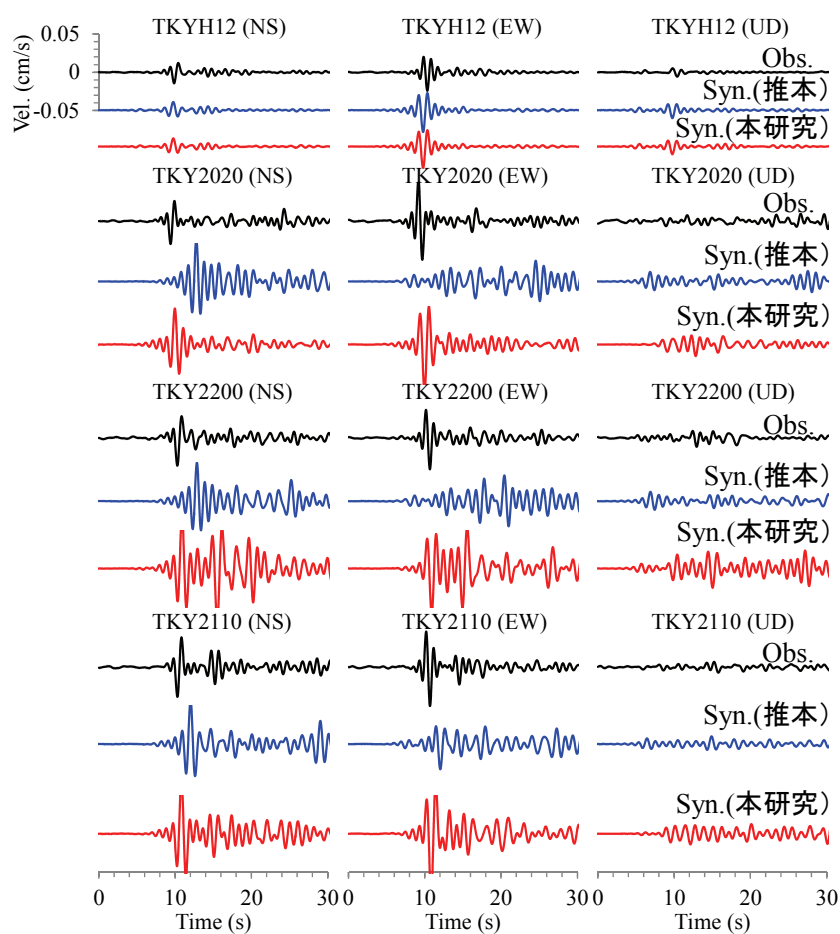
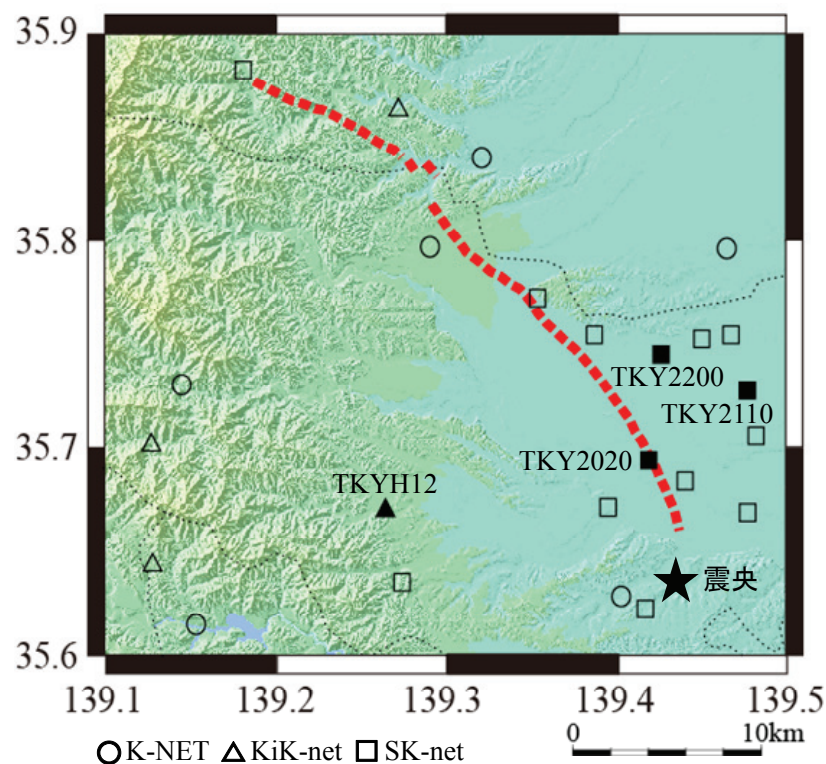


図 24 3次元差分法による地震動シミュレーション結果の比較
(黒：観測波形 青：推本モデルによる計算波形 赤：構築モデルによる計算波形)

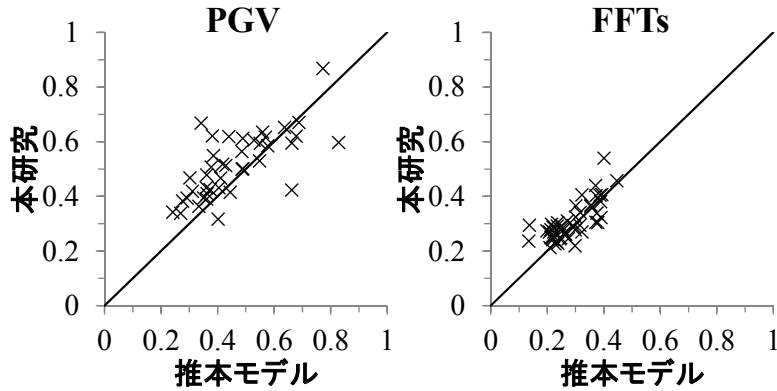


図 25 本研究モデルと推本モデルによる解析結果と観測値との整合性 (gof) の比較

8) 立川臨時観測および MeSO-net 観測点におけるレシーバー関数法解析による地下構造モデルの高精度化

サブテーマ 1b「自然地震観測に基づく断層周辺の広域的 3 次元構造調査」では本断層帯近傍において 2013 年の 1～7 月にかけて 30 地点の臨時観測を実施されている。同様に首都圏では首都圏地震観測網(MeSO-net)が整備されており (酒井・平田、2009)、これらの観測点において地震記録が得られている。そこで、本研究では図 26 に示す立川臨時観測点および MeSO-net 観測点において新たにレシーバー関数解析を行った。解析には概ね震央距離 100 km 以内における中小地震 ($M_J=4.0\sim6.0$) から各観測点 10～20 程度の地震記録を使用してレシーバー関数を算出した。レシーバー関数法により得られた解析結果の例として、図 27 に立川臨時観測点である TC22～TC28 におけるレシーバー関数を示す。図 27 に示されるよう、各観測点における PS-P 時間 (PS 変換波と P 波の到達時間差) は立川断層の西から東側にかけて大きくなっており、断層の東ごく近傍に位置する TC24 と TC25 の間で急激に変化している。このことから、断層の西側では堆積層が薄いのに対して、東側では堆積層が急激に厚くなることが明らかである。

これらの結果から、各観測点における 1 次元深部地盤構造を推定した。すなわち、微動アレイ観測点近傍 1 km 以内に立川臨時観測点および MeSO-net 観測点がある場合にはレイリー波位相速度とレシーバー関数による同時逆解析により微動アレイ観測点における深部地盤構造を推定した。その他の立川臨時観測点および MeSO-net 観測点では、同時逆解析結果による速度値を固定して、層厚のみをパラメータとしたレシーバー関数による単独逆解析を行うことにより深部地盤構造の推定を行った。

最後に推定した各観測地点の 1 次元深部地盤構造を、これまで構築してきた 3 次元深部地盤構造モデルに追加し、Kriging 法により図 28 に示す 3 次元深部地盤構造の再構築を行った。図 28 が示すように、再構築した 3 次元深部地盤構造モデルでは、立川断層の中央部付近において、地震基盤は立川断層近傍を境として南西から北東に向かい急激に深くなっており、1～1.5 km 以上の地震基盤の落差を有している。

最後に、深部地盤構造の影響を理解するために、構築したモデルと推本モデルによる 3 次元深部地盤構造モデルを用いて強震動予測を実施し、図 29 に示す既存の強震動予測での推本断層モデルにおける両者の予測結果に対しての比較検討を行った。同図には巨視的および微視的断層パラメータから算出した震源時間関数 (中村・宮武、2000) も示してあ

る。構築モデルを用いた強震動予測（3D-FDM）結果の一例として、図 30 に最大速度分布を示す。図 30 に示されるように、破壊開始点の北東では構築したモデルによる予測結果の方が推本モデルによる予測結果と比較して、最大速度は大きくなっている。図 31 に図 30 に示す破線上の各観測点の工学的基盤上における EW 成分の速度波形（周期 1 秒以上）を示す。図 31 に示されるように、立川断層の北東 3～6 km の地点では、S 波初動の後に振幅の大きな後続位相が現れており、これらの結果から立川断層帯周辺に存在する地震基盤の不整形構造が強震動予測結果に大きく影響することが明らかとなった。

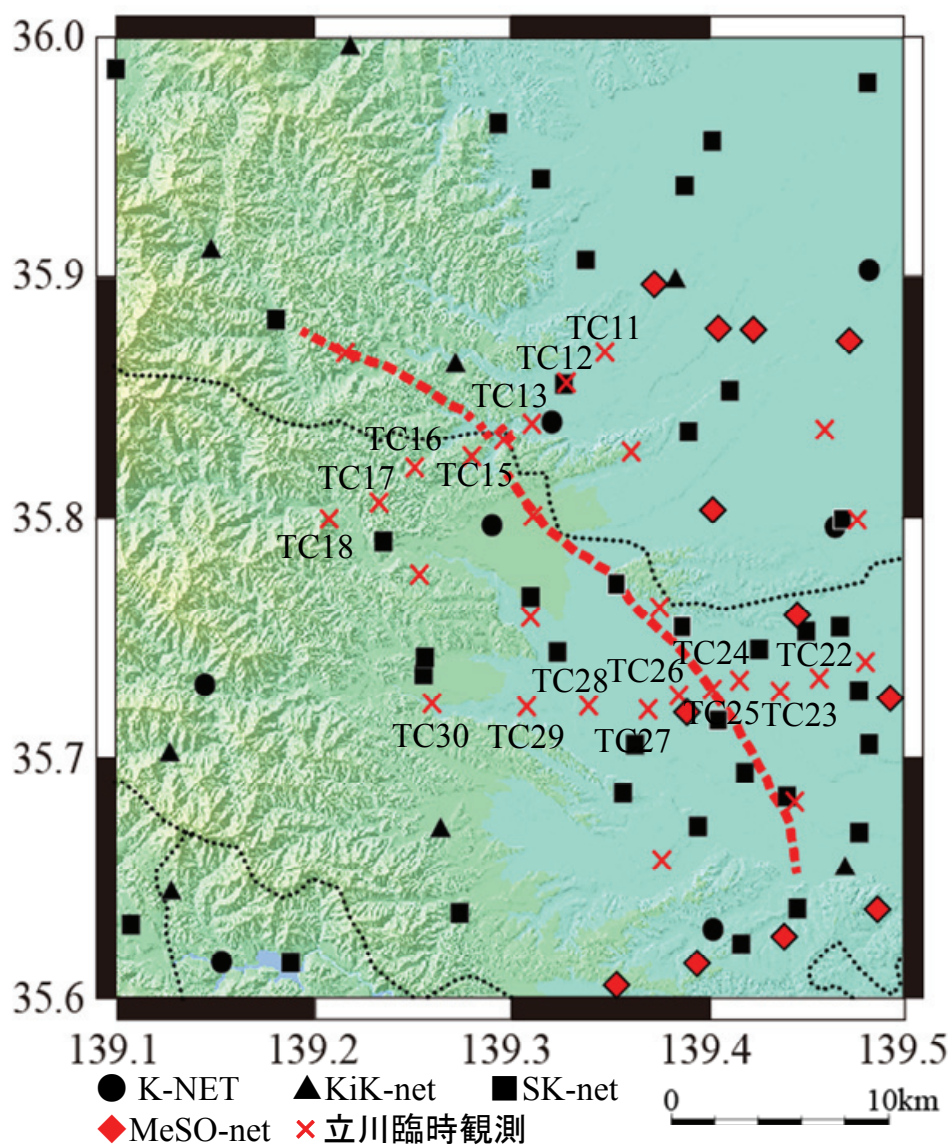


図 26 立川断層帯周辺における強震観測点および臨時観測点
黒点線：県境 赤点線：地質調査所（1997）による名栗断層および立川断層

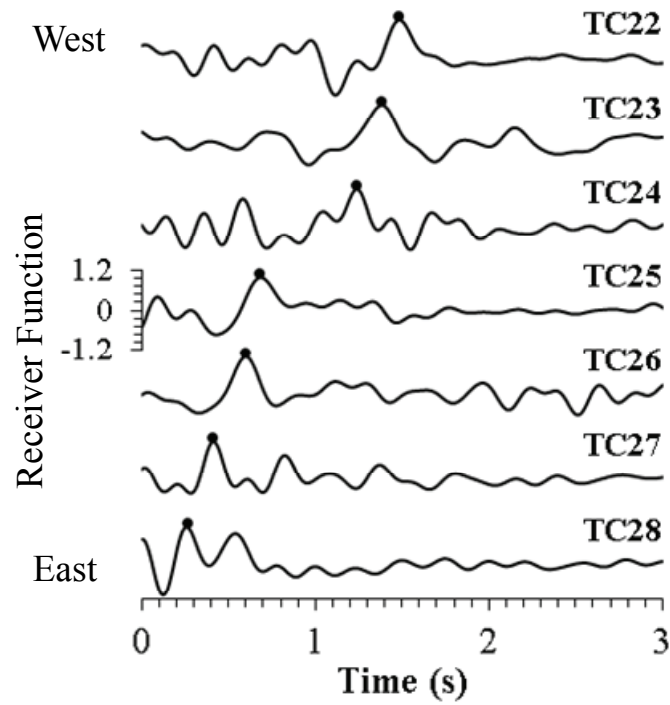


図 27 立川臨時観測で得られた各観測点におけるレシーバー関数
黒丸：レシーバー関数が最大となる時間（PS-P 時間）

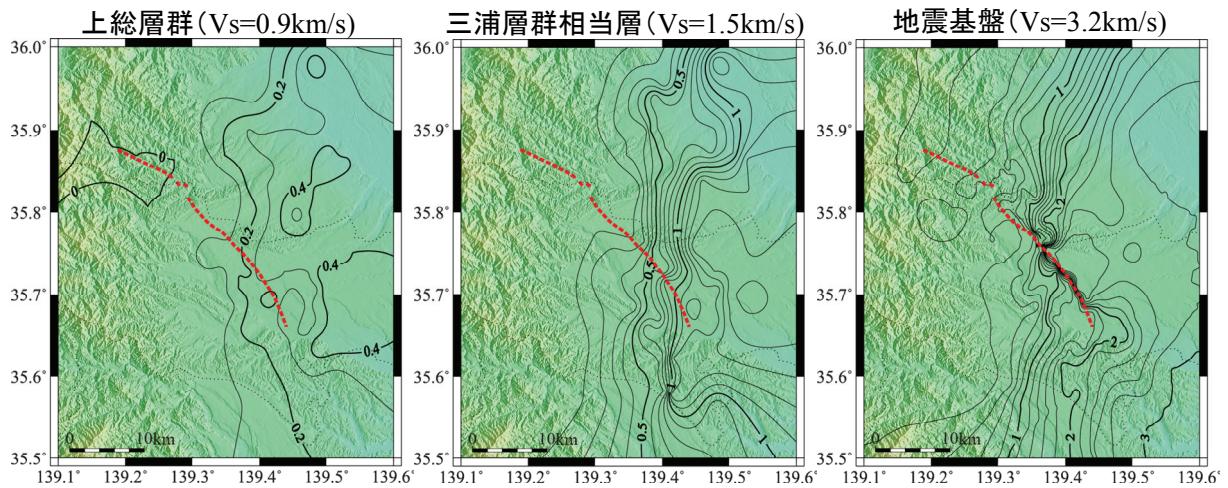


図 28 再構築した立川断層帯周辺の 3 次元地盤構造モデルにおける各層上面の深度分布
赤点線：地質調査所（1997）による名栗断層および立川断層

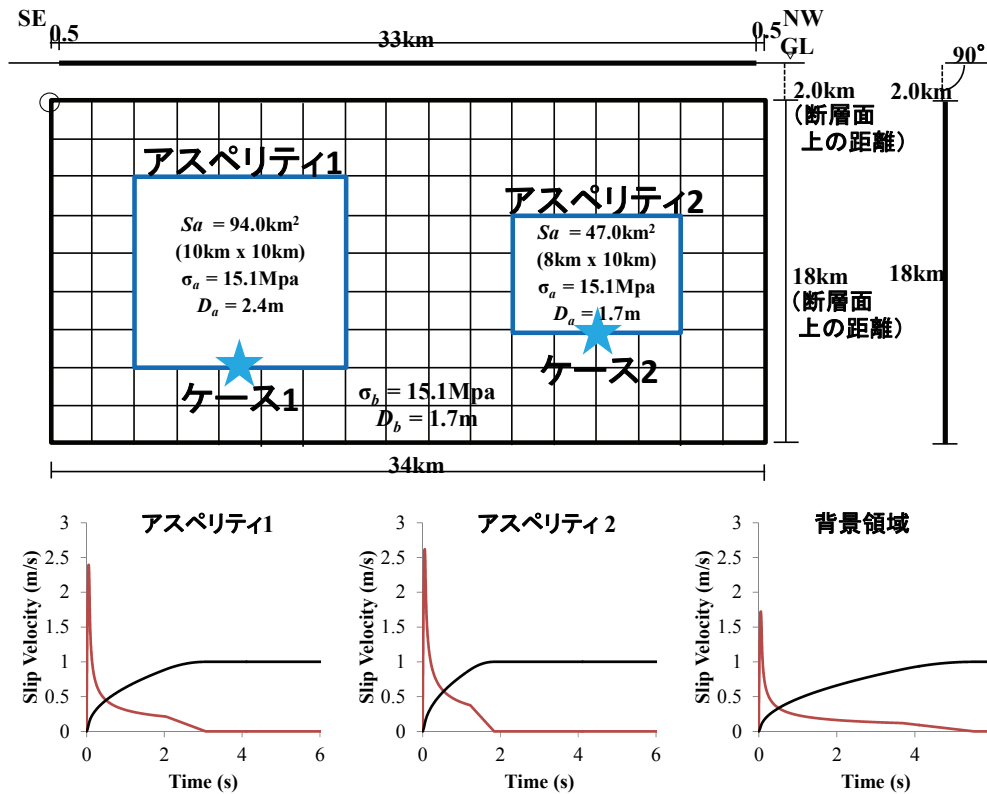


図 29 「全国地震動予測地図」(地震調査研究推進本部地震調査委員会、2010)における立川断層帯の地震動シミュレーション用の震源断層モデルと震源時間関数

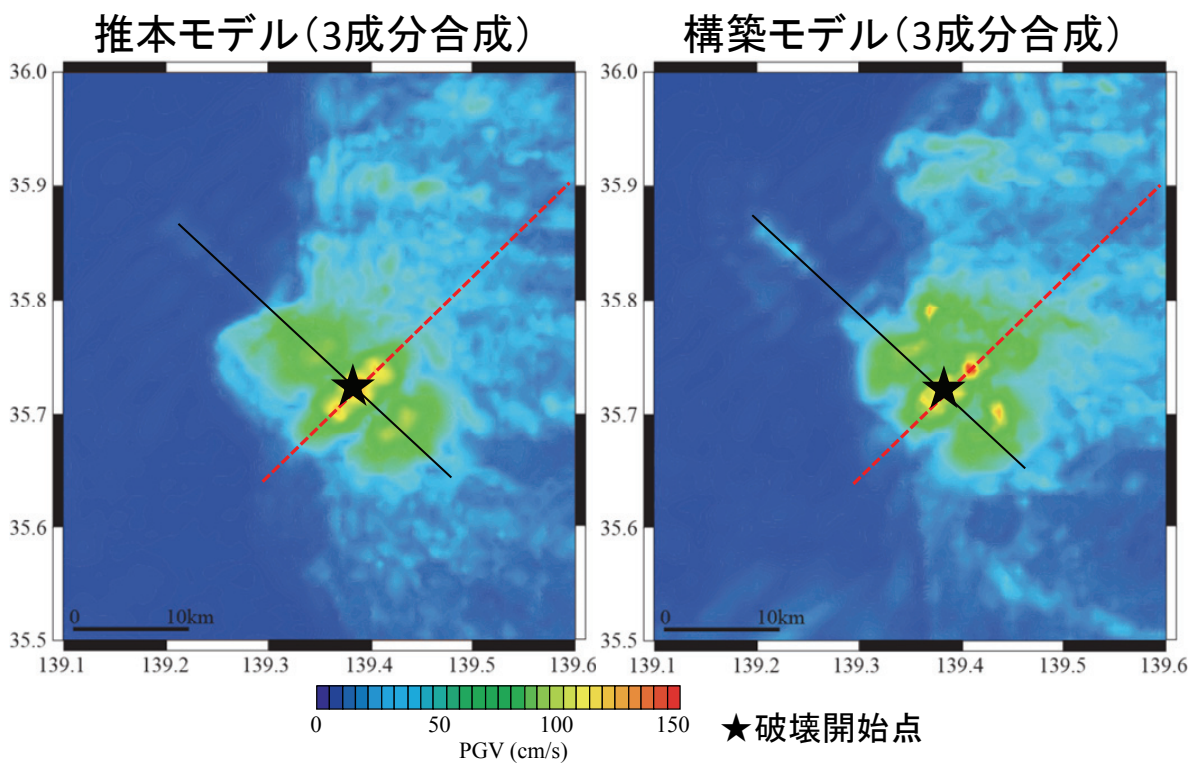


図 30 推本モデルと構築モデルによる強震動予測結果の比較 (最大速度分布)
黒線：地表面における断層線 赤点線：速度波形の比較測線

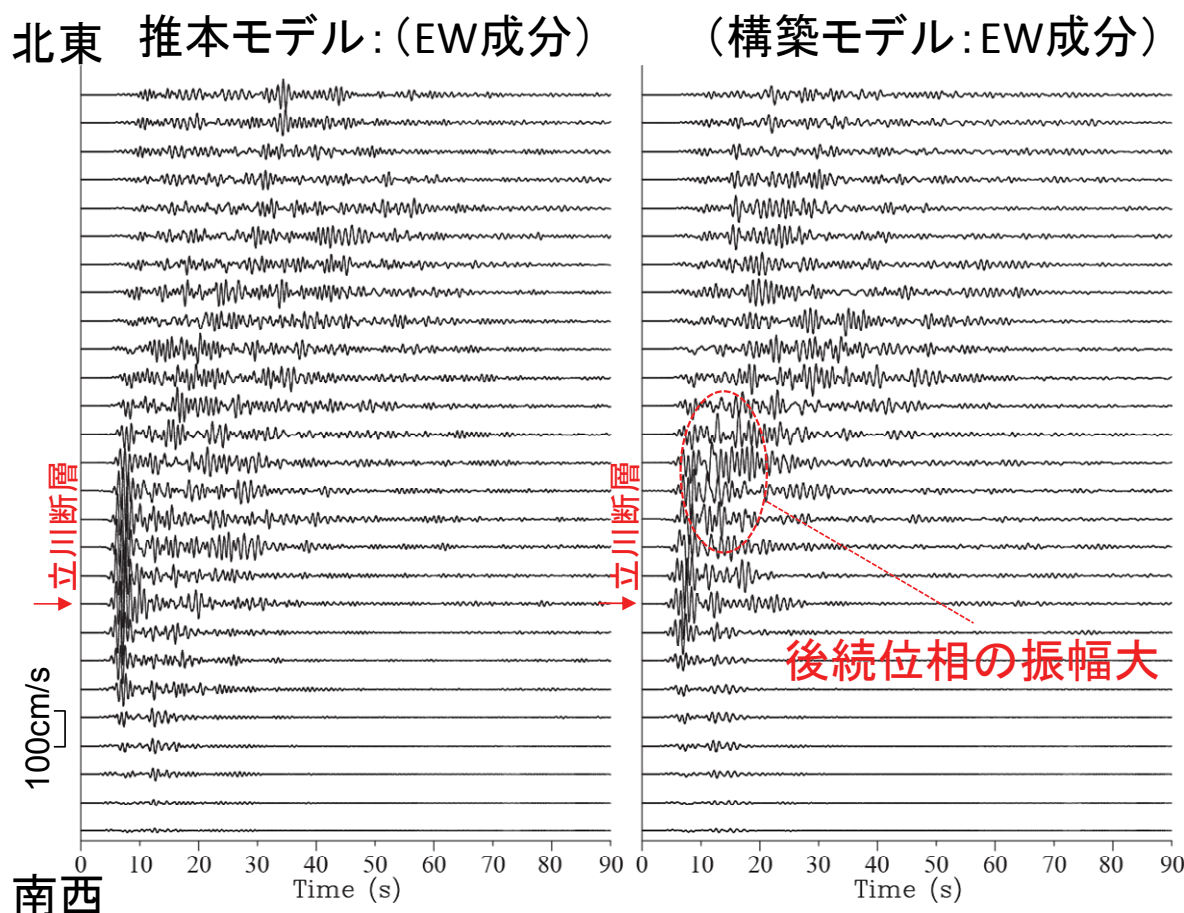


図 31 推本モデルと構築モデルによる強震動予測結果の比較
(工学的基盤における速度波形：EW 成分)

9) 立川断層帯周辺における表層地盤の S 波速度構造モデルの推定

最終年度に実施する強震動予測では概ね周期 1 秒の長周期帯域については差分法による理論的手法を、それ以下の短周期帯域においては半経験的手法を用いたハイブリッド法による評価を実施する予定である。そこで、図 32 に示す立川断層帯周辺地域の 65 地点において概ね S 波速度 500 m/s 未満の表層地盤を対象とした微動アレイ探査を実施した。各観測点では最大アレイ径が 30～12 m の 2 つの三角形で構成する 7 点のアレイによって微動の同時観測を 10～15 分程度行い、さらにその後約半分の大きさのアレイを構成し、10 分程度同様に観測した。各観測点で得られた上下動の微動アレイ観測記録を用いて、SPAC 法によりレイリー波位相速度を推定した。図 33 に示すように、位相速度は全地点で概ね周期 0.03 秒～0.3 秒の間で 100 m/s～600 m/s とそれぞれ分散性を示している。位相速度の逆解析においては、焼きなまし法と遺伝的アルゴリズムを併用したハイブリッドヒューリスティック法（山中、2007）を用いた。逆解析結果から得られた浅部地盤構造から図 34 に示す AVS30 を求め、既往の微地形区分（若松ほか、2005）による AVS30 との比較を図 35 に示す。図 35 に示すように、観測による AVS30 の方が微地形区分による AVS30 に比べて大きく、立川断層帯周辺地域では微地形区分による AVS30 の推定は適応できない可能性があるため、今後はこの地域用に微地形区分から AVS30 を算出する際には別途

定式化の必要があると思われる。さらに、立川断層の北部地域（青梅～入間および福生～所沢測線）で得られた S 波速度構造から図 36 に示すように概ね $V_s 500 \text{ m/s}$ 未満の表層地盤は立川断層を挟んで北東側隆起であることが明らかとなった。このことは既往の研究（松田ほか、1977、山崎、1978）と調和的な結果と言える。また、立川断層ごく近傍において得られたレイリー波位相速度および浅部地盤構造を図 37 に示す。図 37 より立川断層の南東に位置する NS1 と NS4 では著しい分散性が確認できる。逆に断層の北東に位置する NS2、NS3、NS5 および NS6 では緩やかな分散性をもっていることがわかる。また、断層の南東（NS1、NS4）では明らかに 200 m/s 以下の層が数 m 存在するのに対して、断層の北東（NS2、NS3、NS5 および NS6）では 200 m/s 以下の層は存在しない。以上のように、立川断層を挟んで東西では地層の変化があることが示唆された。

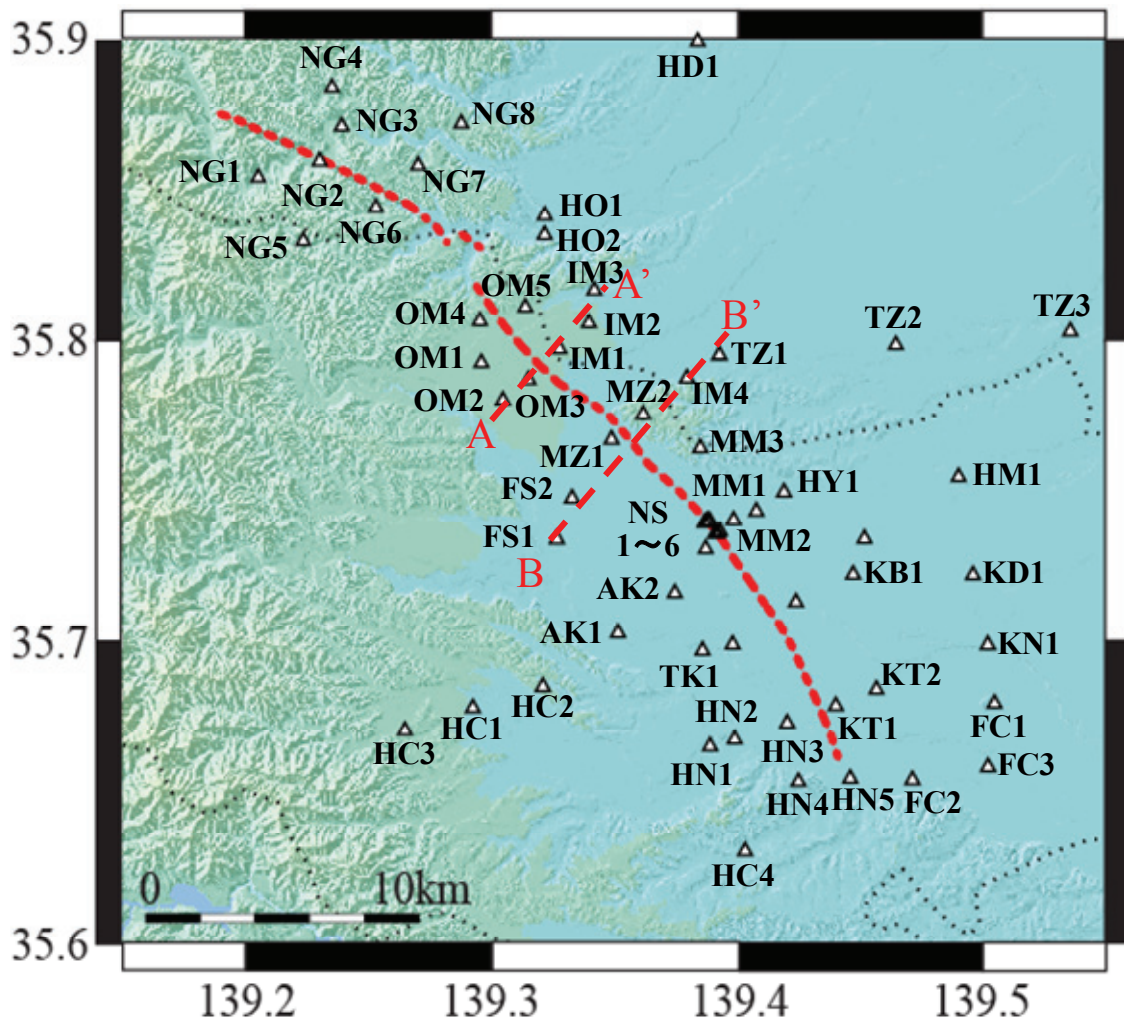


図 32 立川断層帯周辺地域における
表層地盤を対象とした微動アレイ観測地点
赤点線：地質調査所（1997）による名栗断層および立川断層

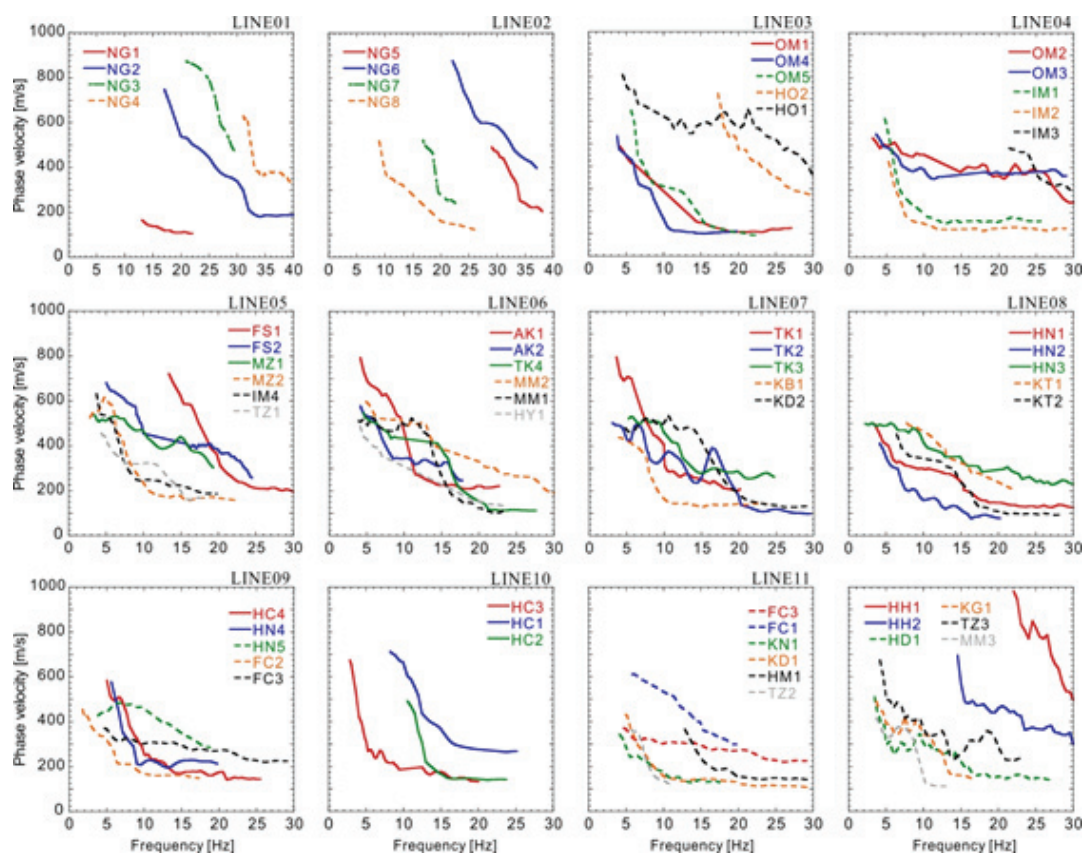


図 33 各観測地点において推定された位相速度

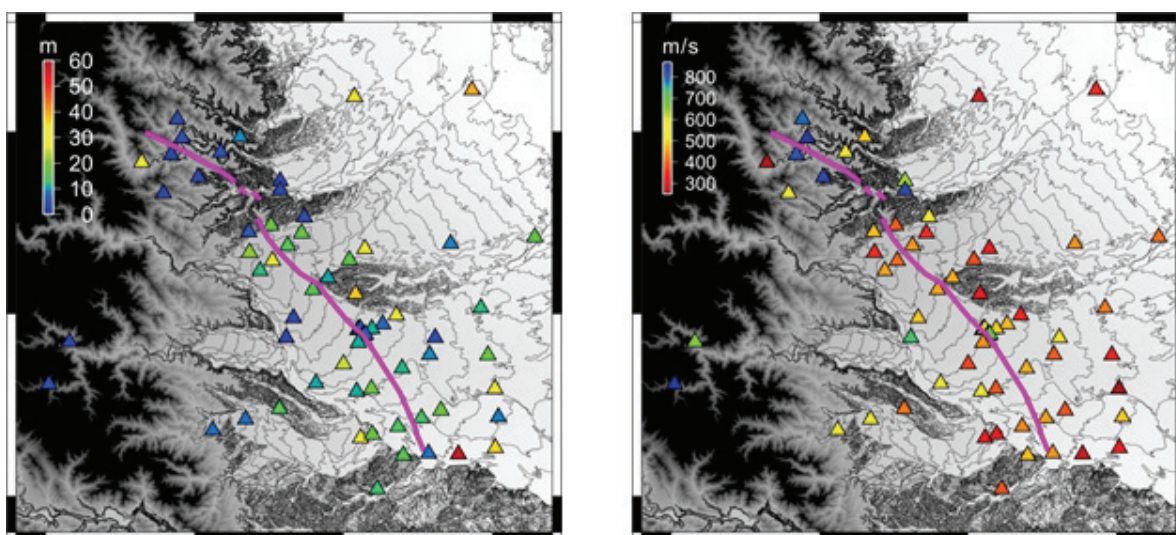


図 34 逆解析結果による立川断層帯周辺の浅部地盤構造
(左：工学的基盤 ($V_s 400$ m/s 以上) 深度分布 右：AVS30 分布)

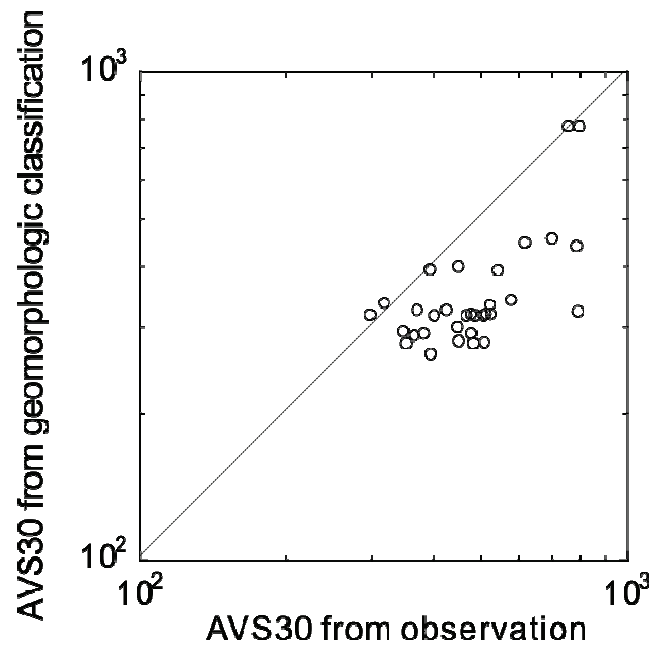


図 35 観測による AVS30 と微地形区分（若松ほか、2005）による AVS30 との比較

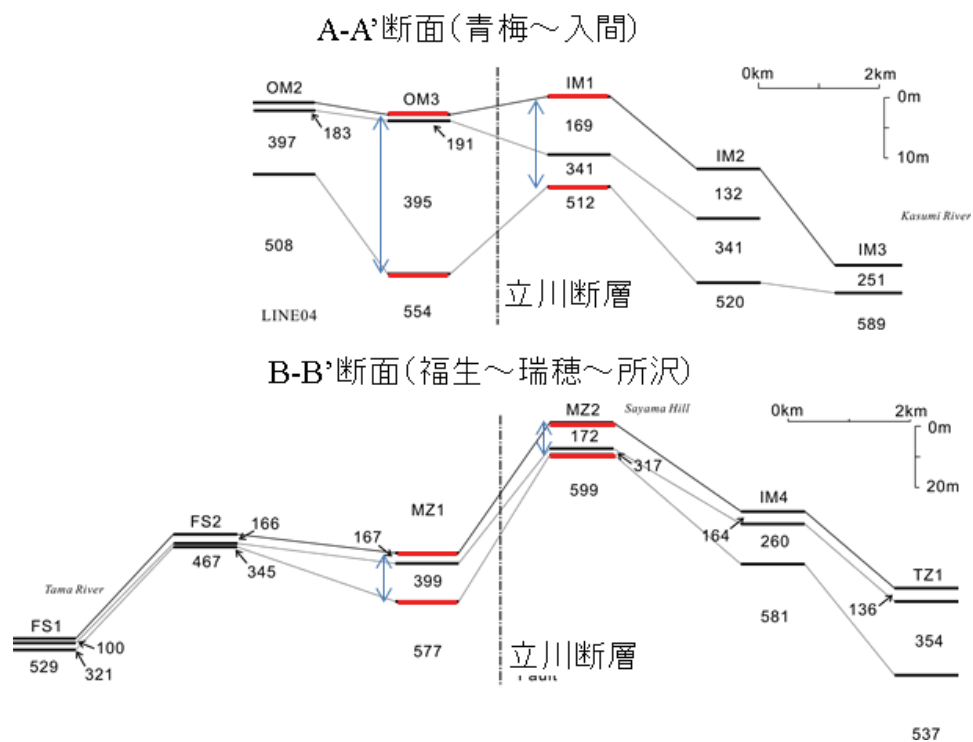


図 36 微動アレイ探査より推定した立川断層北部地域における各測線の S 波速度分布図

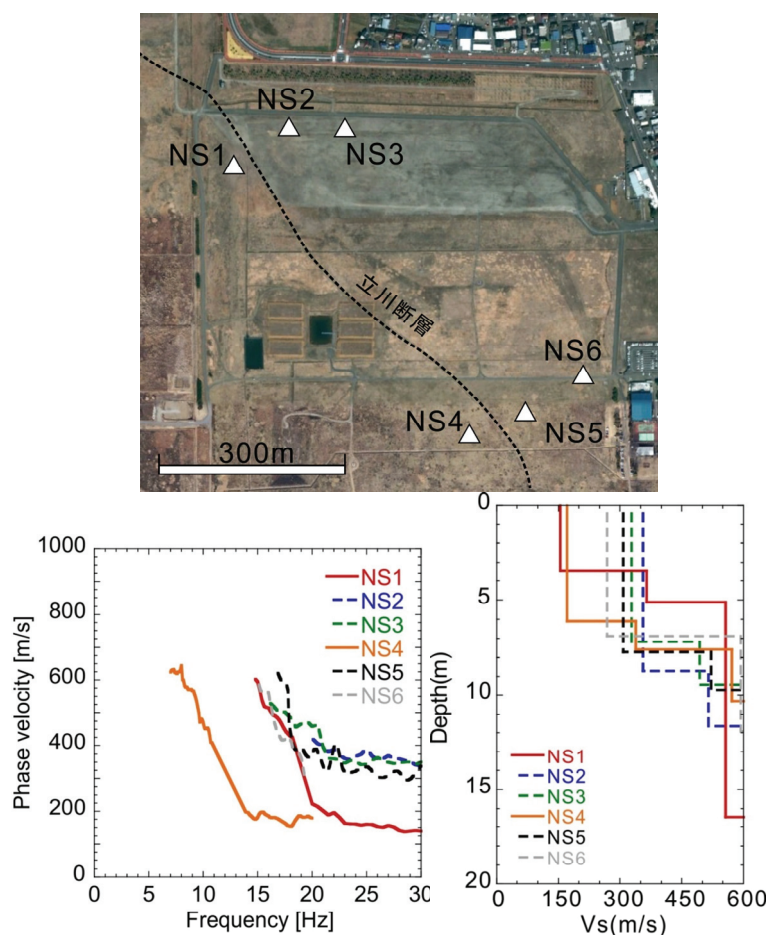


図 37 立川断層ごく近傍における微動アレイ観測より得られた
レイリー波位相速度と浅部地盤構造

10) 立川断層帯における震源断層モデルの構築

サブテーマ 1 および 2 による成果を考慮して本断層帯の特性化震源モデルの構築を行った。サブテーマ 1 および 2 による浅層反射およびトレンチ調査等によって、金子台～箱根ヶ崎では活断層の存在は明らかになっており、名栗断層および立川断層の南部では中期更新世以降の活動は認められていない。したがって、図 38 に示すように、新たに本断層帯を金子台～箱根ヶ崎を中心とした断層長さ 17 km、断層幅 14 km の断層モデルの構築を行った。断層の平均走向、傾斜角およびすべり角はサブテーマ①および②の調査より、それぞれ 314° 、 70° および 26.6° （縦横比 1 : 2）である。各断層パラメータは、強震動予測レシピ（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2009）による「震源断層を特定した地震の強震動予測手法」に準拠し設定した。表 4 に設定した各断層パラメータを示す。断層モデルの上端は本研究による地震基盤上面深度より、3 km と設定した。本断層帯におけるアスペリティは 1 つとし、金子台～箱根ヶ崎にかけた長さ 10 km、幅 6 km を設定した。アスペリティの平均すべり量はサブテーマ②の狭山神社ピットにおける調査結果から 2.0 m と設定した。

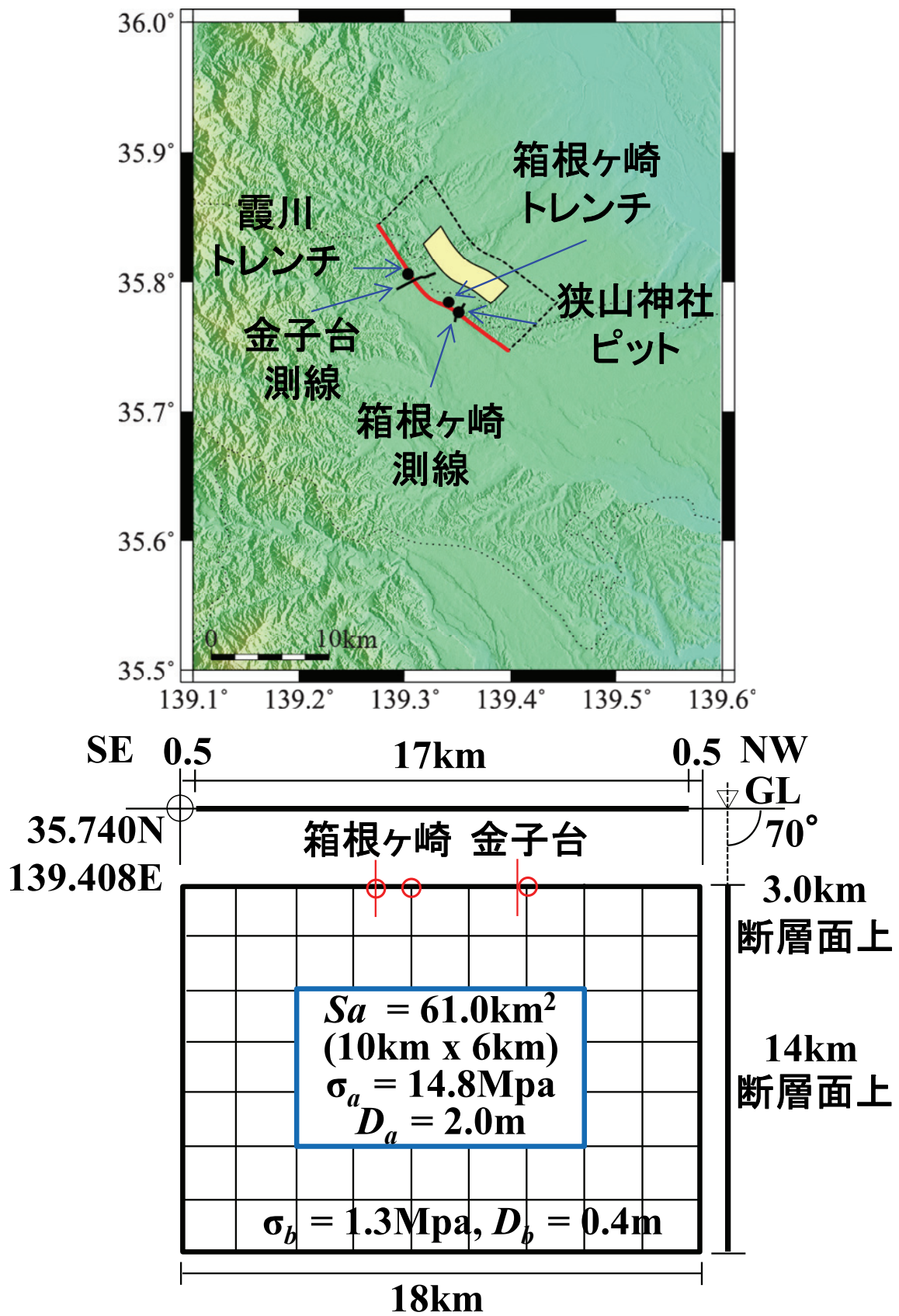


図 38 本断層帯の位置と本断層帯で発生する地震の特性化震源モデル

表 4 各断層パラメータ

基本パラメータ		
活断層長さ L(km)	サブテーマ①および②による成果	17 km
マグニチュード M	$M = (\log L + 2.9) / 0.6$	6.9
巨視的震源パラメータ		
断層モデルの原点		35.740 N 139.408 E
走向(平均) θ	サブテーマ①および②による成果	314.0 °
傾斜角(平均) δ	サブテーマ①および②による成果	70 °
すべり角 γ	サブテーマ①および②による成果	26.6 °
地震モーメント M_0	$\log M_0 = 1.17M + 10.72$	5.90E+18 Nm
モーメントマグニチュード M_w	$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5 \Delta \sigma$	6.4
断層モデル上端深さ	本研究による成果	3 km
断層モデル長さ L_{model}		18 km
断層モデル幅 W_{model}	地震発生層の厚さを考慮	14 km
断層モデル面積 S_{model}	$S_{model} = L_{model} \times W_{model}$	252 km ²
静的応力降下量 $\Delta \sigma$	$\Delta \sigma = 7/16 \cdot M_0 / R^3$	3.6 MPa
平均すべり量 D_{model}	$D_{model} = M_0 / (\mu \cdot S_{model})$	0.9 m
短周期レベル A	$A = 2.46 \cdot 10^{17} \times M_0^{1/3}$	9.58E+18 Nm/s ²
微視的震源パラメータ		
アスペリティ	面積 S_a	$S_a = \pi r^2, r = 7\pi/4 \cdot M_0 / (A \cdot R) \cdot \beta^2$ 61 km ²
	平均すべり量 D_a	サブテーマ①および②による成果 2.0 m
	実効応力 σ_a	$\sigma_a = \Delta \sigma_a = 7/16 \cdot M_0 / (r^2 \cdot R)$ 14.8 MPa
	地震モーメント M_{0a}	$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a$ 3.31E+18 Nm
	計算用面積	60 km ²
	計算用長さ $La1$	サブテーマ①および②による成果 10 km
	計算用幅 $Wa1$	6 km
背景領域	面積 S_b	$S_b = S_{model} - S_a$ 191 km ²
	平均すべり量 D_b	$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b)$ 0.4 m
	実効応力 σ_b	$\sigma_b = (D_b / W_b) \cdot (\pi^{1/2} / D_a) \cdot r \cdot \sum \gamma_i^3 \cdot \sigma_a$ 1.3 MPa
	地震モーメント M_{0b}	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$ 2.59E+18 Nm
	計算用面積	192 km ²

3) 立川断層帯周辺における強震動予測シミュレーション

立川断層帯周辺地域における詳細法による強震動予測シミュレーションでは、図 39 に示すように周期 1 秒以上の長周期帯域を 3 次元差分法により、周期 1 秒以下の短周期帯域を統計的グリーン関数によるハイブリッド法を用いた。3 次元差分法では、図 38 に示す南北 55 km×東西 45 km×深さ 55 km 程度を対象として、100 m 格子により図 28 に示す深部地下構造を用いてモデル化した。なお、10 km 以深における地殻・マントルの構造は推本モデルをそのまま使用している。統計的グリーン関数では、各小断層からの入射角を考慮して次式に示す加速度フーリエスペクトルから加速度波形を求め、工学的基盤上において合成を行った (Boore, 1983; 釜江・他、1990)。

$$D(\omega) = \frac{R_{\theta\phi} \cdot FS \cdot PRTITN}{4\pi\rho\beta^3} \cdot M_0 \cdot \frac{\omega^2}{1+(\omega/\omega_c)^2} \cdot \frac{1}{\sqrt{1+(\omega/\omega_{\max})^{2s}}} \cdot \frac{e^{-\omega R/2Q\beta}}{R} \cdot G(\omega)$$

ここに、 $R_{\theta\phi}$ はラディエーションパターン (釜江・他、1990)、 FS は自由表面による増幅、 $PRTITN$ は水平 2 成分へのエネルギーの分割、 ρ は密度、 β は S 波速度、 ω_c はコーナ一周波数、 $\omega_{\max}$ は高振動数遮断周波数、 s は係数 (Boore, 1983)、 R は震源距離、 Q は Q 値、 M_0 は地震モーメント、 G は地震基盤から工学的基盤までの増幅率である。

また、経時特性は次式に示す佐藤・他 (1994) を用いている。

$$E(t) = \begin{cases} \left(\frac{t-t_a}{t_b-t_a} \right)^2 & (t_a \leq t < t_b) \\ 1 & (t_b \leq t < t_c) \\ \exp \left\{ -\frac{(\ln 10) \cdot (t-t_c)}{t_d-t_c} \right\} & (t_c \leq t < t_d) \end{cases}$$

ここに、 t_b-t_a および t_d-t_c は、地震動の立ち上がり部および主要動部における時間である。

強震動予測における不確定要素として、アスペリティの位置、応力降下量、破壊伝播速度および破壊開始点をパラメータとする表 5 に示す 81 ケースのシナリオによるシミュレーションを実施した。強震動予測シミュレーションにおける解析時間は 80 秒間とし、ハイブリッド法による接続周期帯域は周期 1~2 秒とした。

強震動予測結果の一例として、CASE1-1 による工学的基盤面における最大速度分布および震度分布を図 40 に示す。図 40 から断層の北東地域と南西地域では予測結果に大きな差異が認められる。すなわち、断層帯の北東地域では最大速度が 60 cm/s 以上、震度 5 強~6 弱となっているのに対し、断層帯の南西地域では最大速度が 20 cm/s 以下となり、震度も概ね 4~5 弱となっている。これは、本断層帯周辺における深部地盤構造が予測結果に大きく寄与しているためである。

本断層帯周辺地域における地表面の地震動算出のためには AVS30 (地下 30 m までの平均 S 波速度) に基づく地盤増幅特性の補正が必要となるため (地元・他、2015)、地元・他 (2015) による、微地形区分と AVS30 との関係から図 41 に示す強震動予測対象地域の AVS30 の分布を求め、次式に示される最大速度増幅率 AF (藤本・翠川、2003) を算出した。

$$\log AF = 2.367 - 0.852 \cdot \log AVS30$$

同図には強震動予測対象地域における最大速度増幅率の分布も示されており、本断層帯の北東から東にかけた地域では最大速度増幅率が大きくなっており、特に埼玉県南部においては 1.5～1.7 倍と顕著であることがわかる。

この最大速度増幅率を用いて算出した CASE1-1 による地表面における最大速度分布および震度分布を図 42 に示す。図 42 に示す地表面における最大速度分布から、本断層帯の北東から東にかけた地域においては図 40 に示す工学的基盤上における最大速度分布と比較して概ね最大速度 40 cm/s 以上の範囲が広く分布しており、最大震度 6 強となる地域も存在する。また、予測結果の例として図 43 に K-NET および KiK-net 観測点における速度波形およびフーリエスペクトルを示す。図 43 から、地表面における地震動は断層帯の南西から北東に向かって増幅されており、特に周期 1 秒付近の周期帯域が増幅されていくことがわかる。

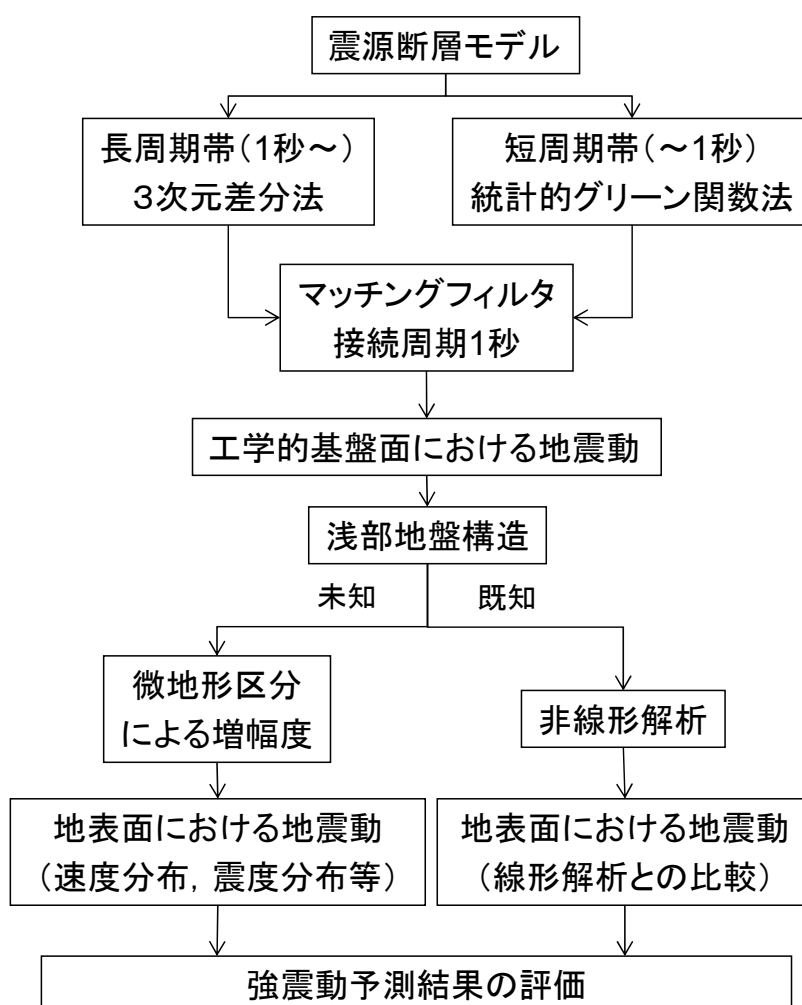


図 39 強震動予測シミュレーションのフロー

表 5 強震動予測シミュレーションの各ケースにおける不確定要素のパラメータ

アスペリティ 位置	応力降下量	破壊伝播速度	破壊開始点	CASE
Center 上端 7km (断層面上)	$\Delta\sigma=3.6\text{MPa}$	Vr=2.4km/s	North	1-1
			Central	1-2
			South	1-3
		Vr=2.7km/s	North	1-4
			Central	1-5
			South	1-6
		Vr=3.0km/s	North	1-7
			Central	1-8
			South	1-9
	$\Delta\sigma=5.4\text{MPa}$	Vr=2.4km/s	North	2-1
			Central	2-2
			South	2-3
		Vr=2.7km/s	North	2-4
			Central	2-5
			South	2-6
		Vr=3.0km/s	North	2-7
			Central	2-8
			South	2-9
	$\Delta\sigma=2.4\text{MPa}$	Vr=2.4km/s	North	3-1
			Central	3-2
			South	3-3
		Vr=2.7km/s	North	3-4
			Central	3-5
			South	3-6
		Vr=3.0km/s	North	3-7
			Central	3-8
			South	3-9

アスペリティ 位置	応力降下量	破壊伝播速度	破壊開始点	CASE	アスペリティ 位置	応力降下量	破壊伝播速度	破壊開始点	CASE
Upper 上端 3km (断層面上)	$\Delta\sigma=3.6\text{MPa}$	Vr=2.4km/s	North	4-1	Lower 上端 11km (断層面上)	$\Delta\sigma=3.6\text{MPa}$	Vr=2.4km/s	North	7-1
			Central	4-2				Central	7-2
			South	4-3				South	7-3
		Vr=2.7km/s	North	4-4			Vr=2.7km/s	North	7-4
			Central	4-5				Central	7-5
			South	4-6				South	7-6
		Vr=3.0km/s	North	4-7			Vr=3.0km/s	North	7-7
			Central	4-8				Central	7-8
			South	4-9				South	7-9
	$\Delta\sigma=5.4\text{MPa}$	Vr=2.4km/s	North	5-1		$\Delta\sigma=5.4\text{MPa}$	Vr=2.4km/s	North	8-1
			Central	5-2				Central	8-2
			South	5-3				South	8-3
		Vr=2.7km/s	North	5-4			Vr=2.7km/s	North	8-4
			Central	5-5				Central	8-5
			South	5-6				South	8-6
		Vr=3.0km/s	North	5-7			Vr=3.0km/s	North	8-7
			Central	5-8				Central	8-8
			South	5-9				South	8-9
	$\Delta\sigma=2.4\text{MPa}$	Vr=2.4km/s	North	6-1		$\Delta\sigma=2.4\text{MPa}$	Vr=2.4km/s	North	9-1
			Central	6-2				Central	9-2
			South	6-3				South	9-3
		Vr=2.7km/s	North	6-4			Vr=2.7km/s	North	9-4
			Central	6-5				Central	9-5
			South	6-6				South	9-6
		Vr=3.0km/s	North	6-7			Vr=3.0km/s	North	9-7
			Central	6-8				Central	9-8
			South	6-9				South	9-9

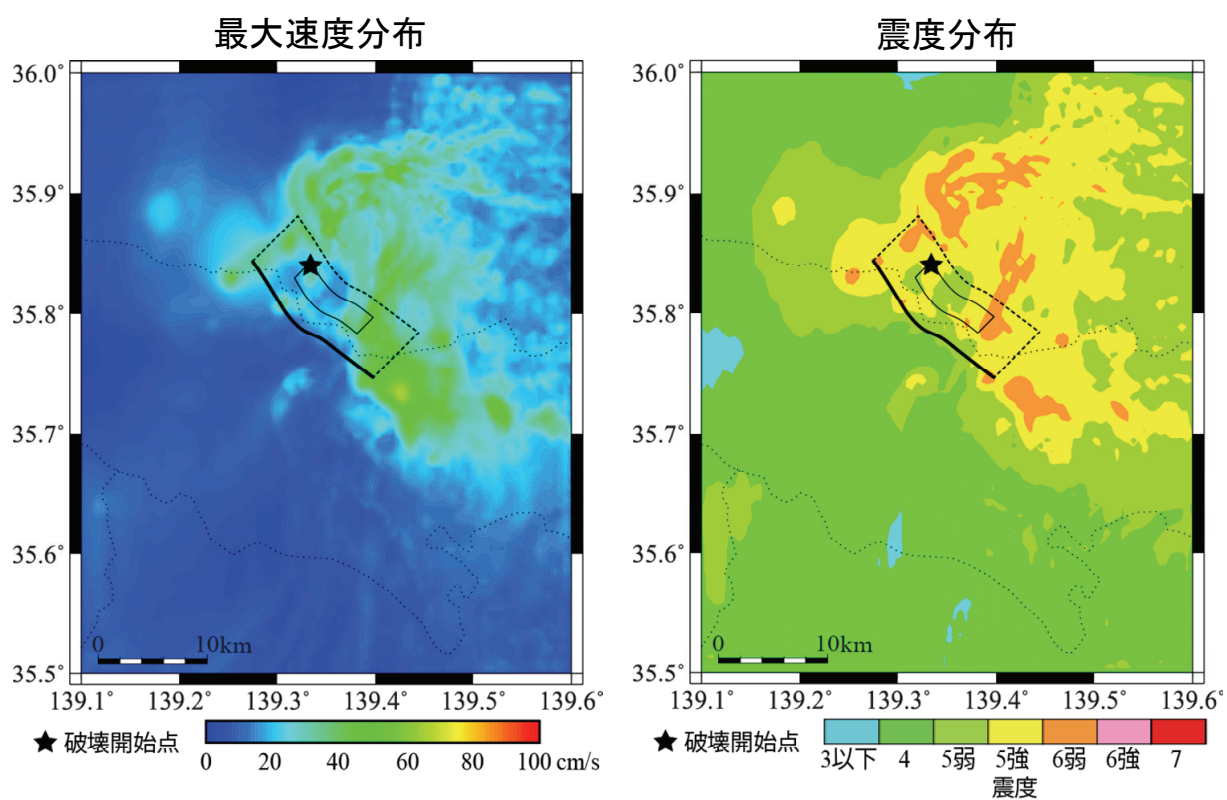


図 40 CASE1-1 による工学的基盤面における最大速度分布（左）と震度分布（右）

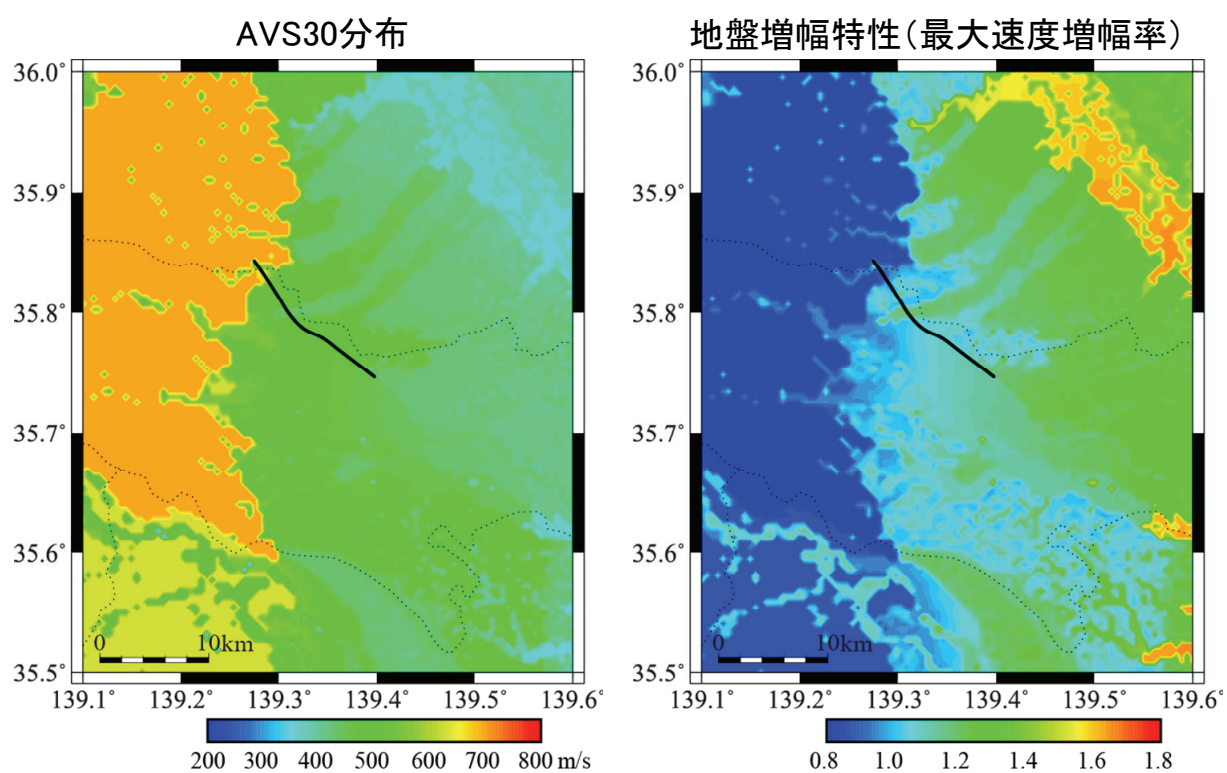


図 41 CASE1-1 による工学的基盤面における最大速度分布（左）と震度分布（右）

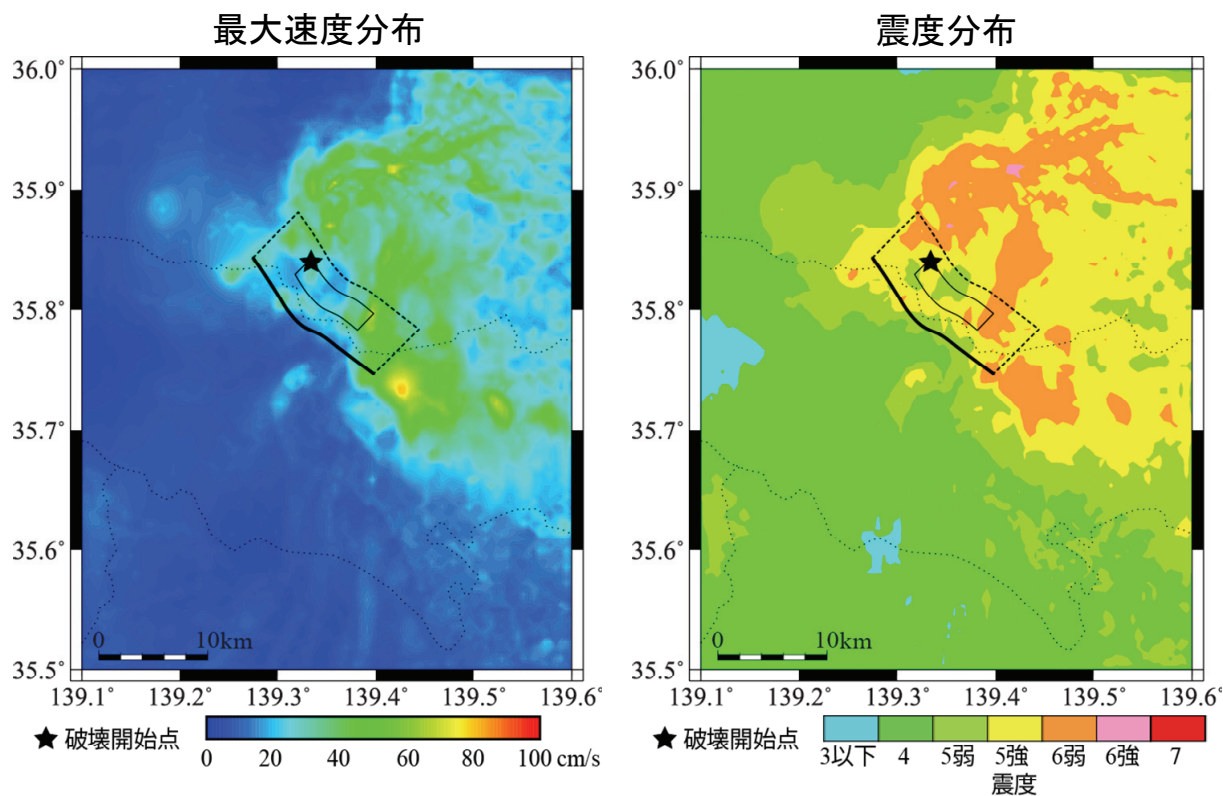


図 42 CASE1-1 による地表面における最大速度分布（左）と震度分布（右）

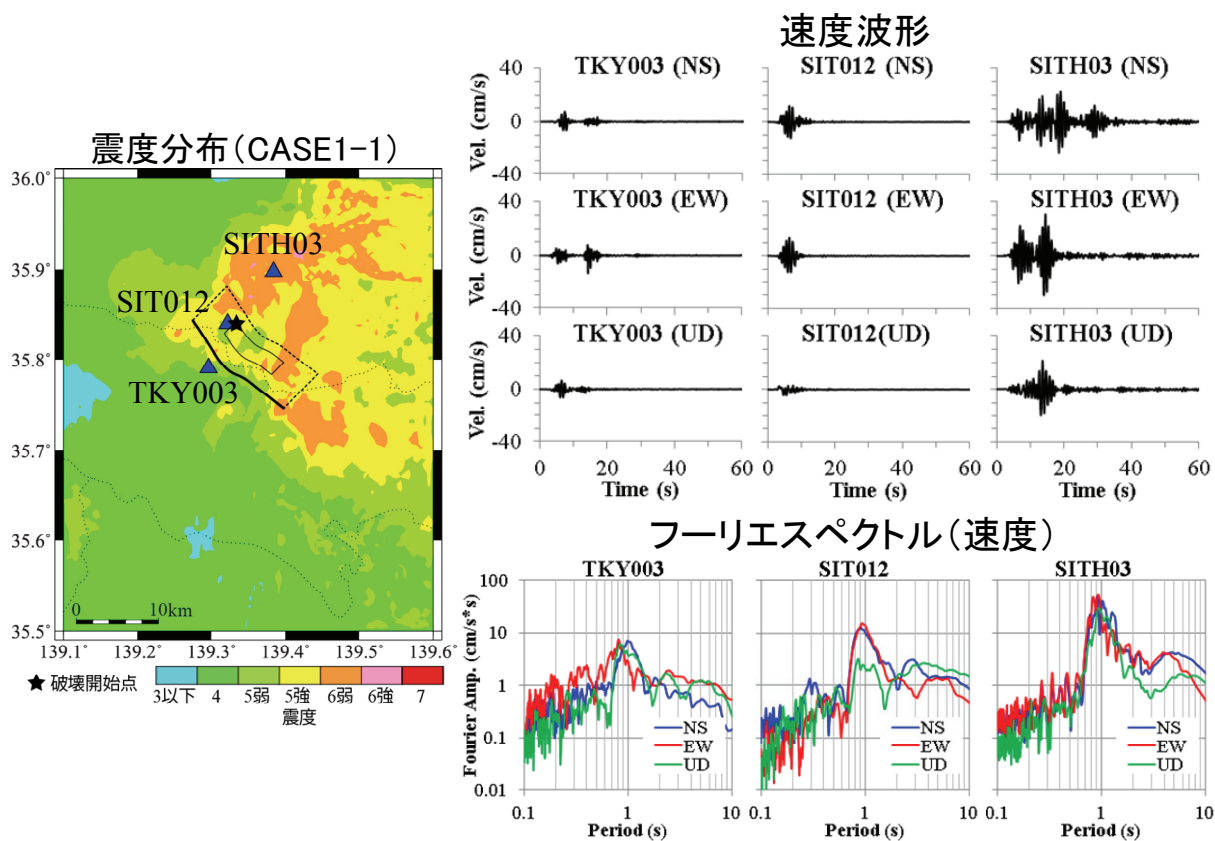


図 43 CASE1-1 による地表面における速度波形とフーリエスペクトルの例

次に、不確定要素としての震源パラメータの差異が地表面における予測結果に与える影響についての検討を行った。図 44 に各震源パラメータを変化させた場合における予測結果（震度分布）の比較を示す。図 44 に示されるよう、アスペリティがモデル上部にある場合に最も予測震度が大きくなる。応力降下量および破壊伝播速度は大きくなるほどその値に比例して全体的に予測震度は大きくなる傾向にあるが、最大震度となる箇所といった分布の性状が大きく異なることはない。これに対して、破壊開始点が異なると最大震度には大きな変化がないが、震度分布の性状、すなわち最大震度となる箇所が異なる。したがって、破壊開始点の設定には注意を要する事が明らかになった。

図 45 に全 81 ケースのシナリオによる予測結果の平均値による最大速度分布および震度分布を示す。図 45 に示すように、予測結果の平均値における最大速度は本断層帯の北東地域において 130 cm/s 程度であり、最大震度は 6 強となっている。

また、全 81 ケースのシナリオによる予測結果のばらつきの評価の一例として KiK-net 観測点である SITH03 における評価結果を図 46 に示す。なお、図中の sample は SITH03 におけるシナリオ数（81 ケース）であり、 x^2 は正規分布の最大値であり、大きくなるほど分布が中央値にあり、予測結果に及ぼすばらつきが少ないことを表している。同図の速度応答スペクトルが示すように、アスペリティの位置および応力降下量によるばらつきが大きく、特に周期 1 秒以上の周期帯域で大きくばらつく傾向にある。これに対して、破壊伝播速度は他の震源パラメータと比較して、ばらつきが小さい傾向にある。

図 47 に全 81 ケースのシナリオによる予測結果の $\pm \sigma$ （最大速度および計測震度）を示す。図 47 に示すように、予測結果の $\pm \sigma$ は本断層帯の北東地域において最大となり、最大速度は平均値の約 2 倍程度、計測震度で 1 程度である。図 48 に全 81 ケースのシナリオによる予測結果の平均値 $\pm \sigma$ による震度分布を示す。図 48 から、本断層帯の北東地域においては予測結果の平均値 $+\sigma$ では最大震度は 7 になるが、平均値 $-\sigma$ では最大震度は 5 強となり、全体的な傾向として震度階で 3 程度ばらつくことがわかる。

最後に、図 49 に示す浅部地盤探査の実施（地元・他、2015）によって浅部地盤構造が明らかとなっており強震時において地盤の非線形化する可能性のある 50 地点について等価線形化法による解析を実施し、非線形応答の評価を行った。等価線形化法解析では次式で示す Hardin-Drnevich モデルを用いており、繰返しせん断特性のモデルパラメータは表 3 に示す古山田・他（2003）を用いた。

$$\frac{G}{G_0} = \frac{1}{1 + \gamma_{0.5}}, \quad h = h_{\max} \left(1 - \frac{G}{G_0} \right)$$

ここに、 G/G_0 はせん断剛性比、 h は減衰定数、 $\gamma_{0.5}$ は $h_{\max}$ は最大減衰定数である。なお、解析に用いた浅部地盤構造における各層のパラメータは、各地点における微地形区分と S 波速度に対応する土質から設定している。図 50 に解析結果の一例として、AK1 地点における速度波形を示す。図 50 が示すように、地盤が非線形化を起こすことにより、S 波主要動において最大振幅が 1/2 程度となっている。

また、全地点において等価線形化法解析結果と線形解析結果と比較することにより、地盤が非線形化した場合における最大速度および計測震度と浅部地盤における AVS30 との関係についての検討を行った。図 51 に最大速度および計測震度に対しての等価線形化法

解析結果と線形解析結果による比較を、図 52 に、線形解析結果に対する等価線形化法解析結果のそれぞれの比と AVS30 との関係をそれぞれ示す。図 51 から、最大速度が大きくなるほど非線形化が大きく、図 52 から AVS30 が小さいほど、地盤の非線形化の影響が大きいことが明らかであり、地盤が非線形化した際には、浅部地盤構造（AVS30）が最大速度および SI 値に及ぼす影響が大きいという傾向があることを示唆している。

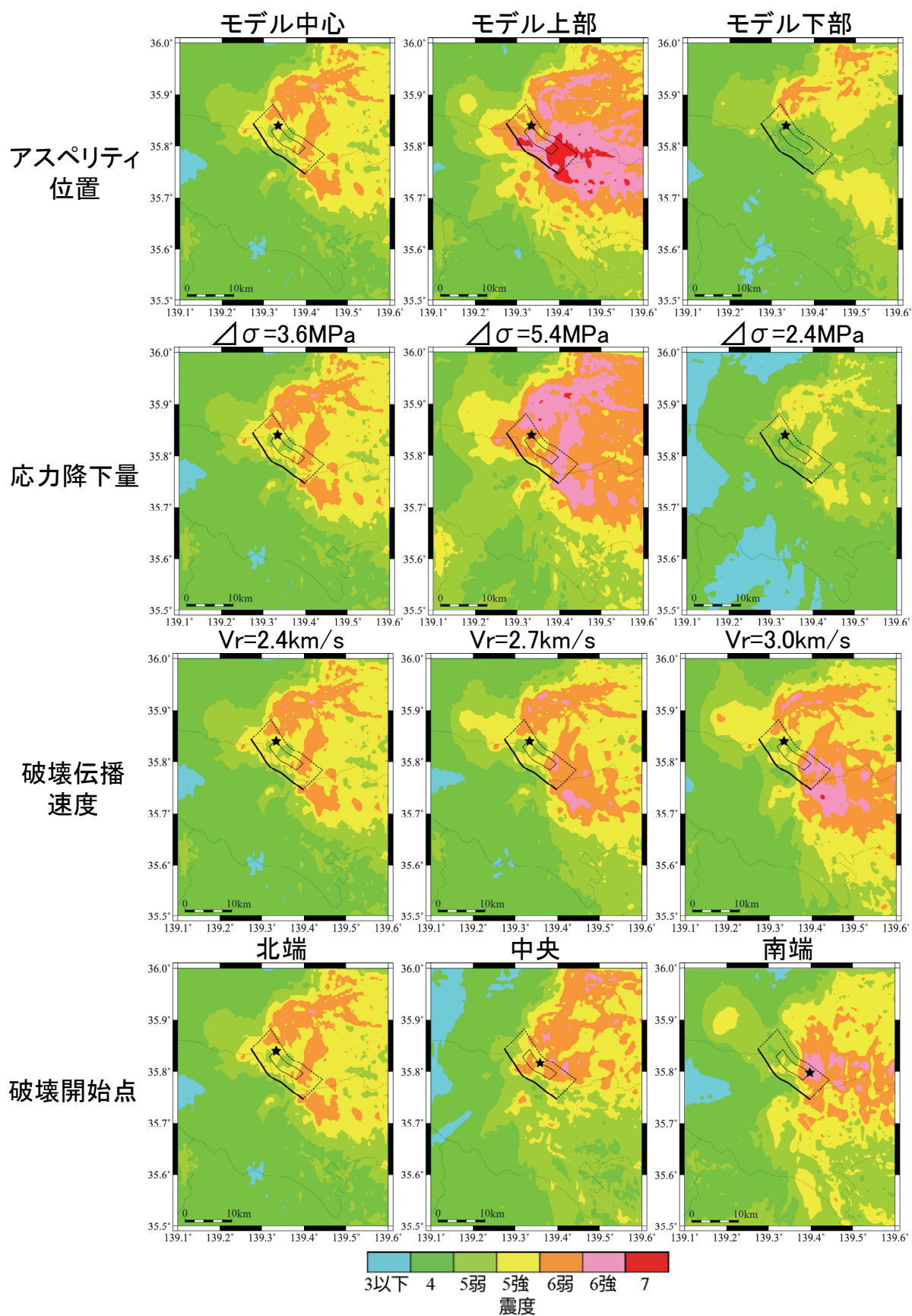


図 44 震源パラメータの違いによる予測結果の比較（震度分布）

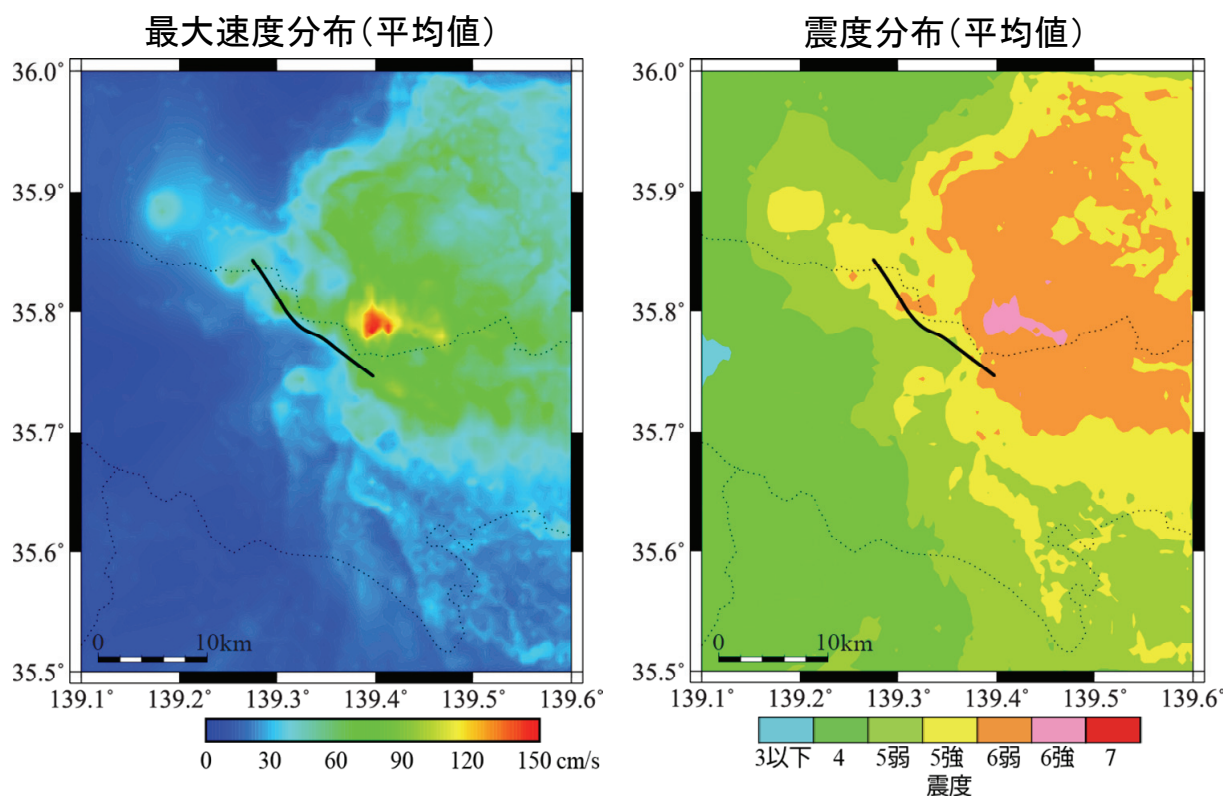


図 45 全 81 ケースのシナリオによる予測結果の平均値
(左：最大速度分布 右：震度分布)

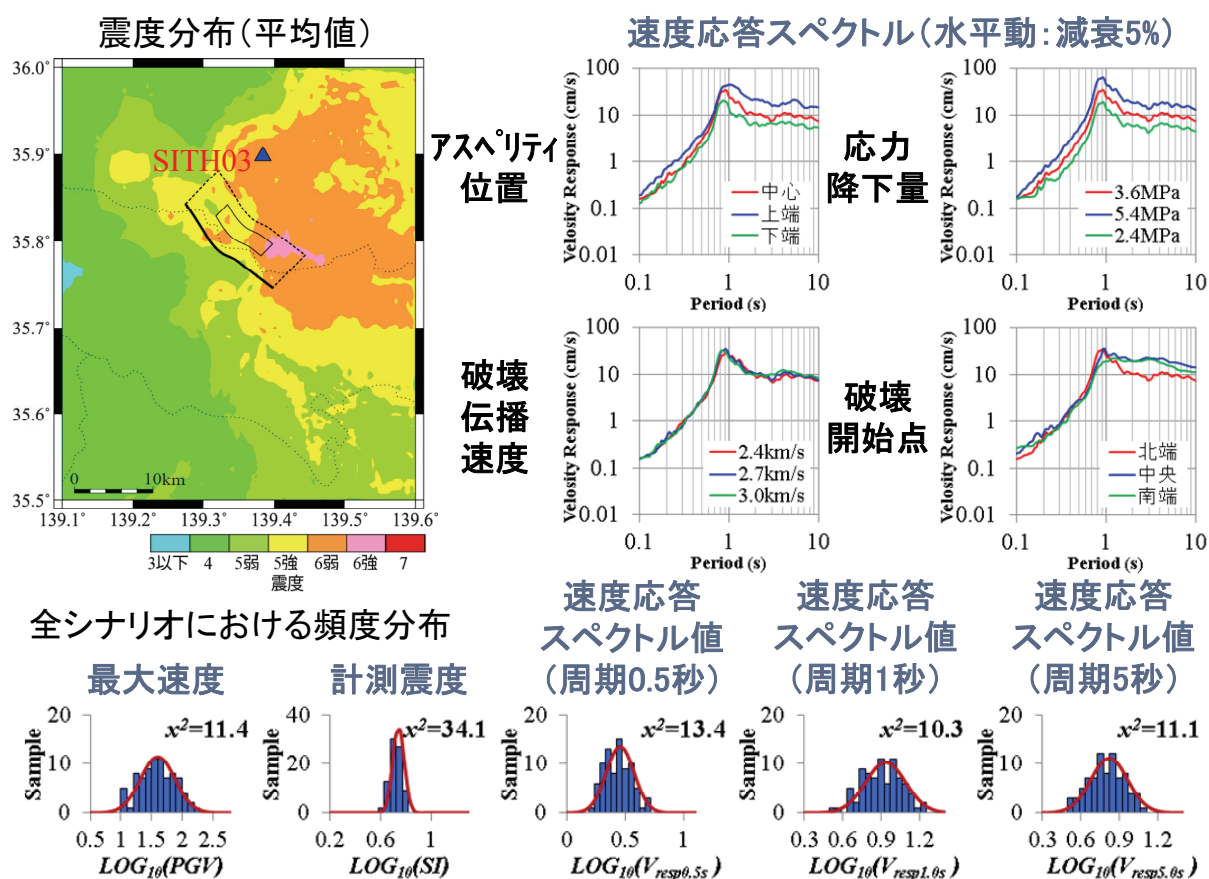


図 46 予測結果のばらつき評価の例 (KiK-net 日高)

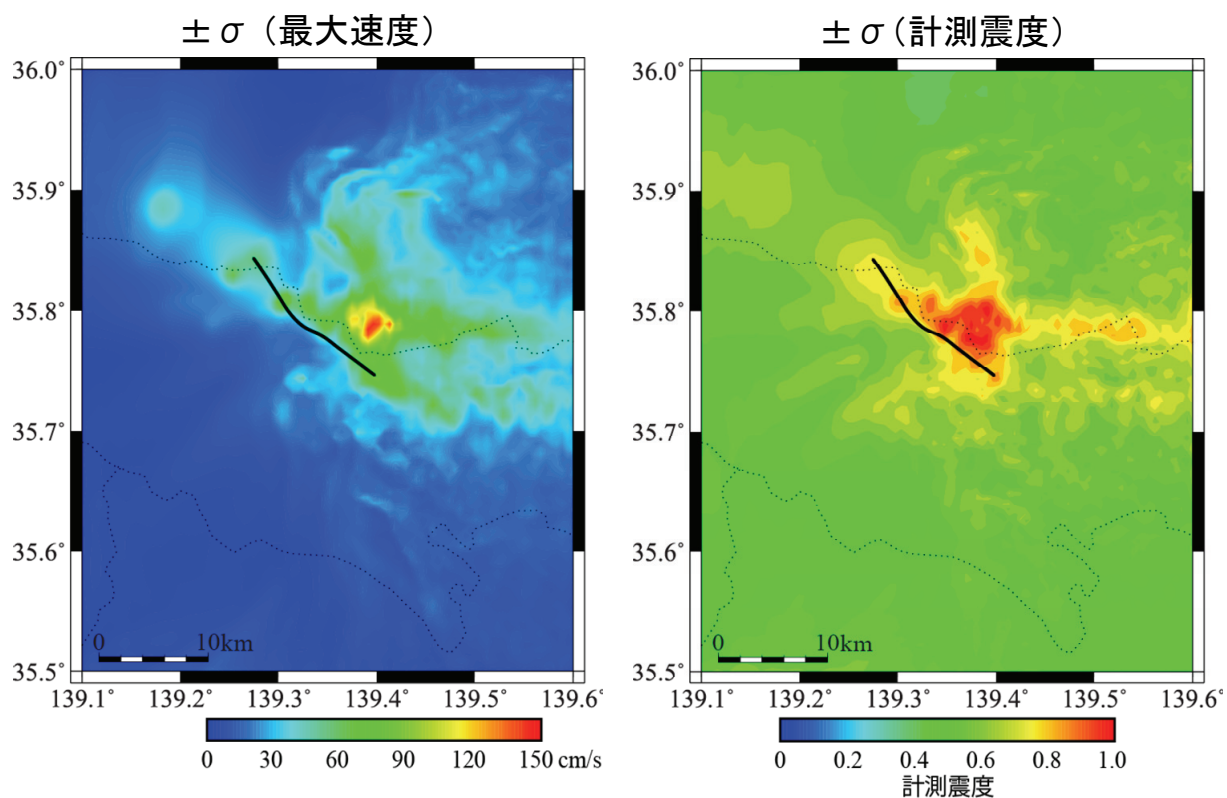


図 47 全 81 ケースのシナリオによる予測結果の $\pm\sigma$ (左：最大速度分布 右：震度分布)

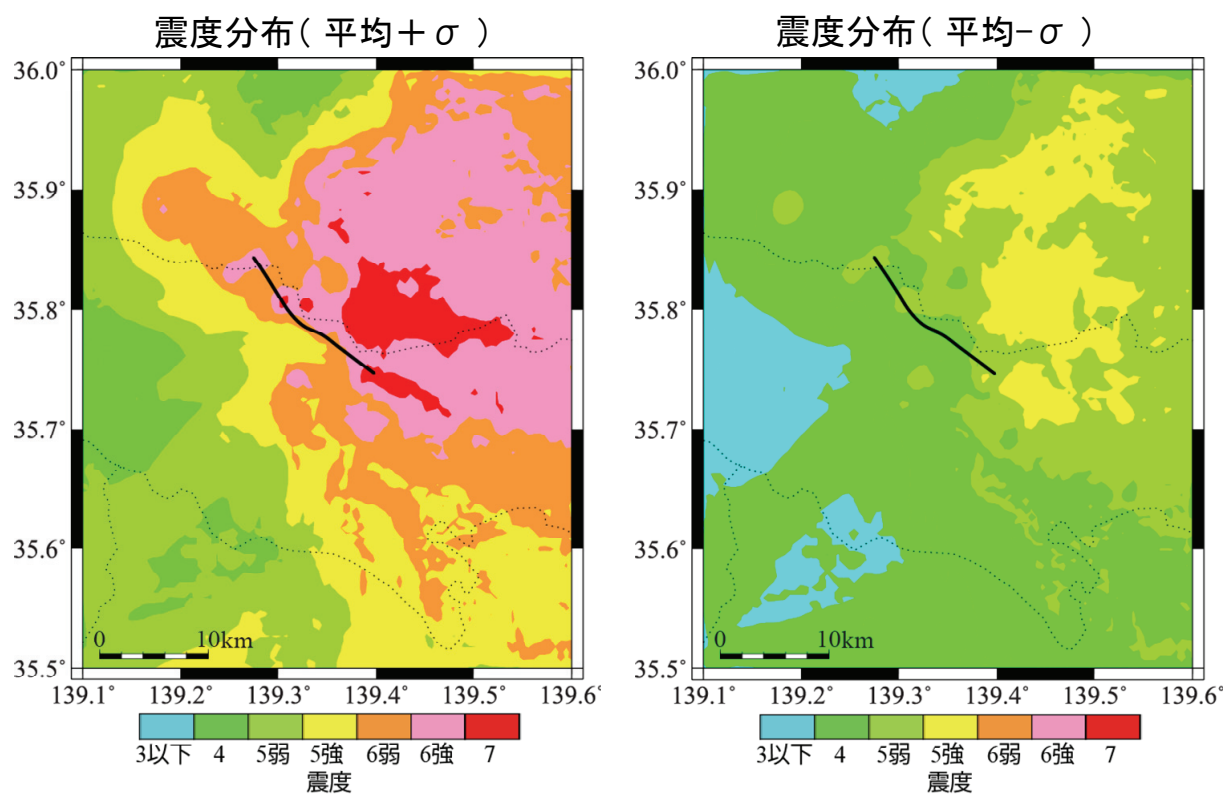


図 48 全 81 ケースのシナリオによる予測結果の平均値 $\pm\sigma$ (震度分布)

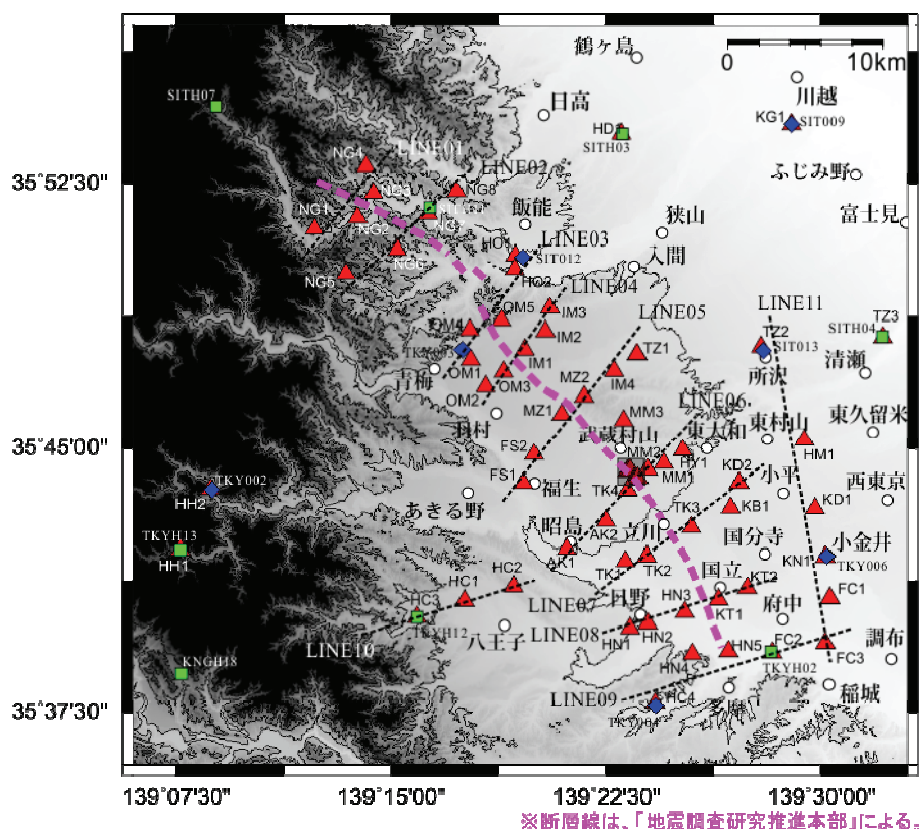


図 49 浅部を対象とした微動アレイ探査地点（地元・他、2015）

表 6 繰返しせん断特性のモデルパラメータ（東京）

地層	土質	拘束圧 (kPa)	間隙比 e	塑性指数 I_p (%)	細粒分含有率 F_c (%)	S波速度 V_s (m/s)	基準ひずみ $\gamma_{0.5}$	最大減衰定数 h_{max}
沖積層	粘土層	92	1.77	30.6	82.1	150	0.0019	0.16
	砂質土	74	0.89	—	17.2	190	0.0009	0.21
洪積層	ローム	48	3.71	44.7	96.1	190	0.0019	0.14
	粘性土	174	1.45	37.4	91.5	270	0.0020	0.13
	砂質土	167	0.91	—	10.4	370	0.0009	0.21

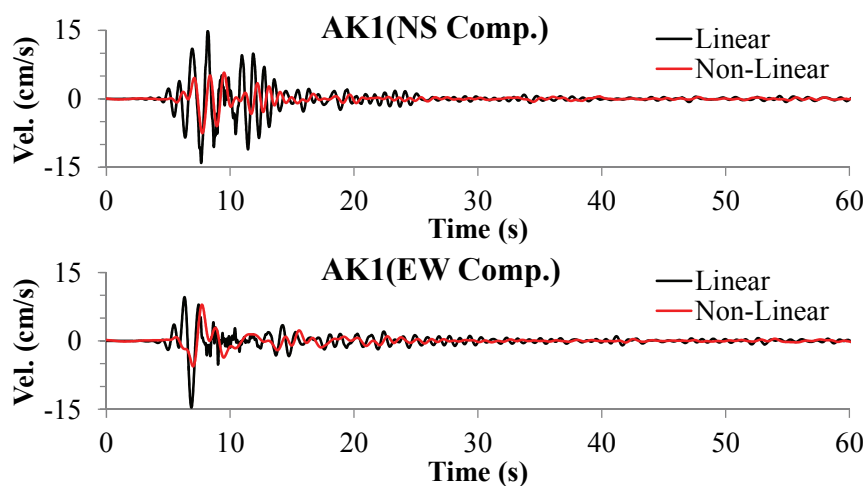


図 50 AK1 地点における等価線形化法による解析結果

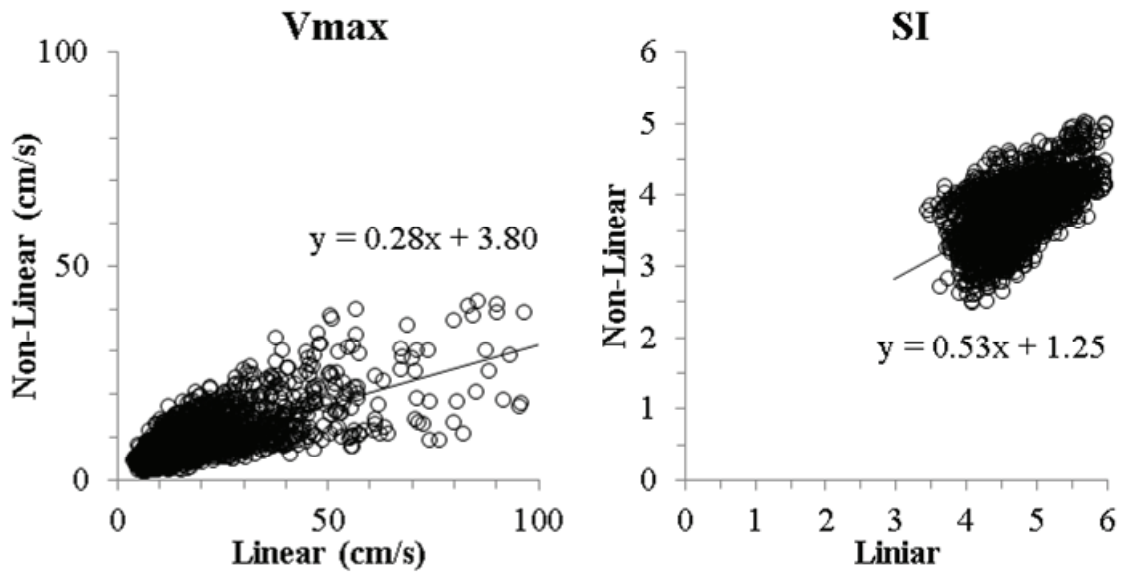


図 51 等価線形化法による解析結果と線形解析結果の比較（左：最大速度 右：SI 値）

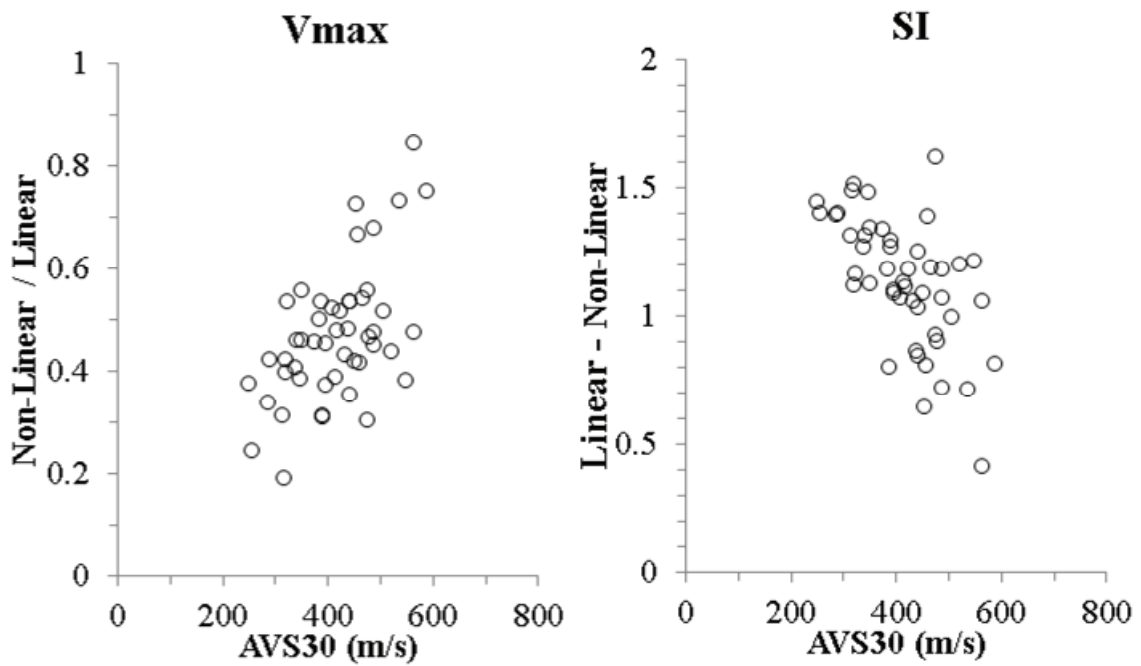


図 52 地盤の非線形化と AVS30 との関係（左：最大速度 右：SI 値）

(d) 結論

立川断層帯周辺地域における強震動評価の高精度化を図ることを目的として、本断層帯周辺地域における 3 次元地下構造モデルを構築と震源断層モデルの構築を行い、強震動予測シミュレーションを実施した。

立川断層帯周辺地域における地震観測記録を用いたレーシーバー関数法と微動アレイ探査により 3 次元地下構造モデルを構築し、これまで明らかにされていなかった立川断層ごく近傍の詳細な深部地盤構造が明らかになった。構築した 3 次元モデルと推本による 3 次元モデルを用いて強震動予測を実施し、既存の強震動予測での推本断層モデルにおける両者の予測結果に対しての比較検討を行った結果、立川断層帯周辺における地震基盤の構造が大きく影響していることが明らかとなった。

次に、サブテーマ 1 および 2 による成果を考慮して本断層帯の震源断層モデルの構築を行った。構築した 3 次元地下構造モデルと震源断層モデルを用いて、81 ケースのシナリオを対象とした地震動予測を実施し、平均値およびばらつき ($\pm \sigma$) の評価を行い、本断層帯周辺地域における地表面の最大速度および震度分布を明らかにした。地震動予測結果の平均値における最大速度は本断層帯の北東地域において 130 cm/s 程度であり、最大震度は 6 強となった。また、本断層帯の北東地域においては予測結果の平均値 + σ では最大震度は 7 になるが、平均値 - σ では最大震度は 5 強となり、全体的な傾向として震度階で 3 程度ばらつくことがわかった。

最後に、浅部地盤探査の実施によって浅部地盤構造が明らかな 50 地点について等価線形化法による解析を実施し、地盤が非線形することによる地震動への影響についての評価を行うことにより、浅部地盤における AVS30（地下 30 m までの平均 S 波速度）との関係について明らかにした。

(e) 引用文献

Boore, D.M. : Stochastic Simulation of High-Frequency Ground Motion Based on Seismological Models of the Radiated Spectra, Bull. Seism. Soc. Am., 73, No. 6, pp. 1865-1894, 1983.

地元孝輔・佐口浩一郎・山中浩明：微動アレイ探査による立川断層帯周辺における表層地盤の S 波速度構造モデルの推定, 日本地震工学論文集, Vol. 15, No. 1, 81-100, 2015.

藤本一雄・翠川三郎：日本全国を対象とした国土数値情報に基づく地盤の平均 S 波速度分布の推定, 日本地震工学会論文集, Vol. 3, No. 3, 13-27, 2003.

地震調査研究推進本部地震調査委員会：「長周期地震動予測地図」2009 年試作版,
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_choshuki/choshuki2009.pdf.

地震調査研究推進本部地震調査委員会：「全国地震動予測地図」2010 年版,
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/10_yosokuchizu/k_dansomodel.pdf.

地震調査研究推進本部地震調査委員会：「長周期地震動予測地図」2012 年試作版,
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/12_choshuki/index.htm.

釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長：地域的な震源スケーリング則を用いた大地震(M7 級)のための設計用地震動予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 416, 57-70, 1990.

古山田 耕司, 宮本 裕司, 三浦 賢治：多地点での原位置採取試料から評価した表層地盤

- の非線形特性,地盤工学研究発表会,pp.2077-2078,2003.
- Kurose, T., and Yamanaka, H. : Joint inversion of receiver function and surface-wave phase velocity for estimation of shear-wave velocity of sedimentary layers, *Exploration Geophysics*,37, 93-101,2006.
- 松田博幸・羽田野誠一・星埜由尚：関東平野とその周辺の活断層と主要な構造的線状地形について,地学雑誌,86,92-109,1977.
- 松岡達郎・白石英孝：関東平野の深部地盤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,55,2,127-143,2002.
- 中村洋光・宮武隆：断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式,地震 2,53,1-9,2000.
- 岡嶋眞一・吉田武志・山中浩明・中山俊雄・中村正明：微動アレイ観測による立川断層北部周辺の基盤構造の推定、日本地震学会講演予稿集(2000 年度秋季大会),A79, 2000.
- 酒井慎一・平田 直：首都圏地震観測網の設置計画,地震研究所彙報,84,57-69,2009.
- 地質調査所：50 万分の 1 活構造図,8,東京,第 2 版,1997.
- 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,511,69-75,1998.
- 若松加寿江・久保純子・松岡昌志・長谷川浩一・杉浦正美：日本の地形・地盤デジタルマップ(CD-ROM 付),東京大学出版会,2005.
- Yadab P. D., and Yamanaka, H. : An evaluation of 3-D velocity models of the Kanto basin for long-period ground motion simulations, *J Seismo*,17,1073-1102,2013.
- 山中浩明：ハイブリッドヒューリスティック探索による位相速度の逆解析,物理探査,60, 265-275,2007.
- 山中浩明・栗田勝実・山田伸之・瀬尾和大：立川断層における深い地盤構造の探査,地震 2, 52,351-360,1999.
- 山中浩明・山田伸之：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,55,1,53-65,2002.
- 山崎晴雄：立川断層とその第四紀後期の運動,第四紀研究,16,231-246,1978.