

### 3. 5 強震動予測

#### (1) 業務の内容

(a) 業務題目 強震動予測

(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	助教	地元 孝輔
国立大学法人東京大学地震研究所	准教授	三宅 弘恵
国立研究開発法人防災科学研究所	主幹研究員	先名 重樹
公益財団法人鉄道総合技術研究所	副主任研究員	津野 靖士
公益財団法人鉄道総合技術研究所	副主任研究員	是永 将宏
公益財団法人鉄道総合技術研究所	副主任研究員	野田 俊太
国立研究開発法人産業技術総合研究所	主任研究員	吉見 雅行
徳丸技術士事務所	技師長	杉山 長志
国立大学法人東京工業大学	修士 2 年	河合 亮太
国立大学法人東京工業大学	修士 2 年	室井 謙吾
国立大学法人東京工業大学	修士 1 年	三留 真司
国立大学法人東京工業大学	修士 1 年	重原 悠太朗
国立大学法人東京工業大学	修士 1 年	渡辺 雅紀
国立大学法人東京工業大学	学部 4 年	飯田 朋美
国立大学法人東京工業大学	学部 4 年	橋本 整奈

(c) 業務の目的

富士川河口断層帯周辺地域での既存の地下構造構築に関するデータを収集する。さらに、新たに強震観測や微動観測などを実施し、地下構造データの蓄積を図る。これらの地下構造データを統合し、強震動評価のための浅部および深部地盤の構造モデルの精度を向上させる。他のサブテーマの成果も含め震源断層モデルを構築し、対象地域での強震動予測の高度化を目指す。

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 平成 29 年度：

富士川河口断層帯周辺地域において実施されている物理探査やボーリングなどの地下構造データの収集を行った。同様に、既設の強震観測点での強震観測記録も収集および整理した。これらの蓄積状況を踏まえて、新たに強震観測および微動観測を実施し、対象地域での地下構造に関するデータを取得した。これらのデータから地下構造の P 波および S 波速度構造情報を抽出し、既存の地下構造モデルとの比較を行った。

## 2) 平成 30 年度 :

平成 29 年度に引き続き富士川河口断層帯周辺地域において、強震観測および微動観測などを実施した。観測されたデータから地下構造情報を抽出し、既存の三次元地下構造モデルの試行的な修正を行った。さらに、強震観測による連続記録に地震波干渉法を適用して、駿河湾を含む海域部の地下構造モデルに関する情報を得た。収集した強震記録の長周期地震動成分のシミュレーションを実施し、試行的に修正した地下構造モデルの強震動説明能力を明らかにすることができた。昨年度に得られた対象断層帯に関する知見を踏まえて、強震動評価のための震源モデルの構築に関する検討を行った。

## 3) 平成 31 年度 :

強震観測および微動観測などを継続し、地下構造データを蓄積する。これらのデータの分析による地下構造情報を用いて、三次元地下構造モデルの再修正し、地下構造モデルの精度を向上させる。収集した強震記録の長周期地震動成分のシミュレーションを実施し、修正した地下構造モデルおよび既存のモデルの強震動説明能力の差異を明らかにする。平成 31 年度までに得られた対象断層帯に関する知見を踏まえて、強震動評価のための震源モデルの構築し、上記の地下構造モデルを用いた強震動の評価を行う。

## (2) 平成 30 年度の成果

### (a) 業務の要約

富士川河口断層帯周辺地域で臨時強震観測を実施し、中小地震による地震記録を取得した。また、既存の強震観測点での地震記録も収集した。これらの地震記録の分析によって同地域での地盤増幅特性を明らかにした。つぎに、微動アレイ探査を実施し、レイリー波の位相速度を求め、既存の地下構造モデルの妥当性を検討し、地下構造モデルの修正を行った。臨時地震観測点での連続記録に地震波干渉法を適用し、レイリー波の群速度の空間的な分布を明らかにし、既存の地下構造モデルによる理論値との比較によってモデルの妥当性を検証した。さらに、既存の地下モデルを用いた長周期地震動シミュレーションを行い、観測記録との比較することによって、既存の地下構造モデルに修正が必要であることを指摘した。他グループの担当者と同断層帯で考えられる想定地震の震源モデルについて議論した。その結果、強震動予測の対象となる地域に見直しが必要であることがわかった。

### (b) 業務の成果

#### 1) 強震観測

昨年度に引き続いて、富士川河口断層帯周辺地域において、図 1 および表 1 に示す富士宮市、富士市、静岡市内の 26 地点において強震観測を実施した。さらに、対象地域周辺にある東京大学地震研究所の 5 強震観測点にも同様の観測機器を設置し、臨時の強震観測を実施した。観測点のうち、13 点 (F000-F013) は、平成 29 年度から観測を計測した地点であり、残りの 13 地点は平成 30 年度新規に設置した地点である。約 1 年間の連続地震記録を取得した 9 観測点では、2019 年 3 月に観測を終了した。なお、観測点 F012 は、現地の都合によって、2018 年 11 月に観測を終了した。

強震観測では、図 2 に示すように、強震計 (JPE6A3) とデータロガー (LS8800) を 2

～4 階建ての学校建物の基礎の上に設置し、バッテリーでデータロガーを稼働させた。4 時間おきに GPS 信号でデータロガーの時刻を校正した。強震計からの加速度出力を 0.01 秒間隔でサンプリングし、データロガーに連続記録を収録した。

本強震観測で得られた地震記録の震源情報を表 2 に、震央の位置を図 2 に示す。得られた地震の大半は、対象地域周辺で発生した地震であるが、比較的遠くの規模が大きい地震の記録も得られている。図 3 と図 4 に記録の例として静岡県東部の地震（2018 年 6 月 9 日）と大阪府北部の地震（2018 年 6 月 18 日）の加速度記録を示す。各記録には、周波数 0.1～20 Hz のバンドパスフィルター処理をしている。静岡県東部の地震の記録は、震源が観測点に近いために振幅の変動が大きい。一方、大阪府北部の地震の記録では、コヒーレントな長周期成分が共通した特徴として認められる。図 5 には、大阪府北部の地震の記録のフーリエスペクトルを示す。ほとんどの地点で、0.3～2Hz で卓越したスペクトル形状となっている。しかし、この周波数帯域の振幅レベルは、地点ごとに異なる。F007 や F015 では振幅が小さいが、富士川河口部の F014 では、振幅が大きくなっている。

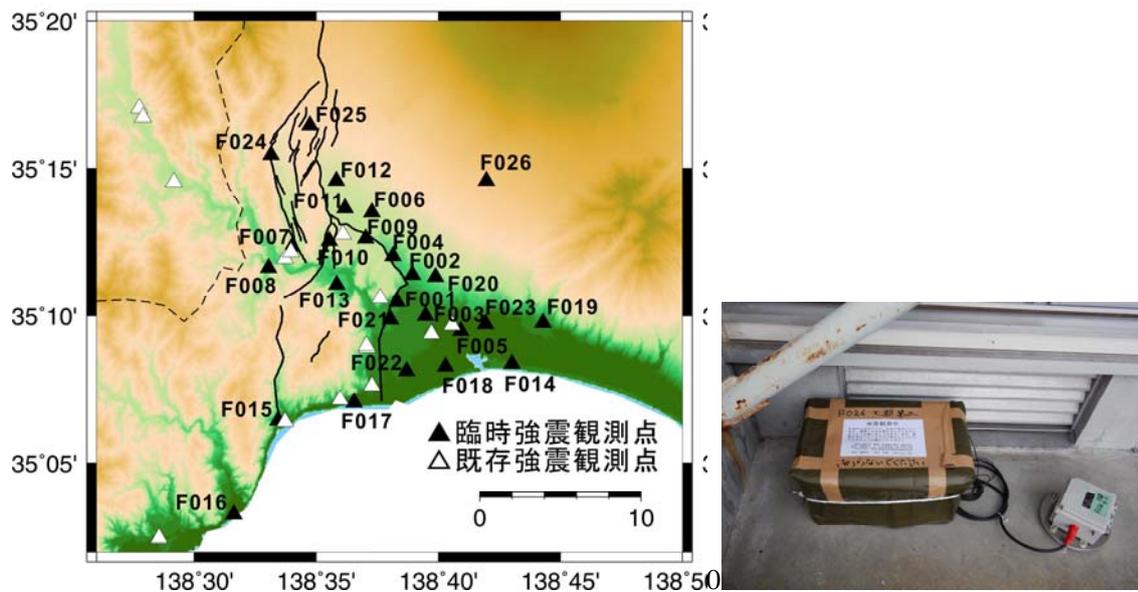


図 1 臨時強震観測点の位置（左）と観測機器の設置状況（右）。

表 1 臨時強震観測点リスト

観測点名	緯度	経度	観測期間
F001	35.174560	138.638630	2018/3/2-
F002	35.189920	138.648920	2018/3/29-2019/3/19
F003	35.166650	138.658100	2018/3/29-
F004	35.200540	138.635800	2018/3/29-
F005	35.158130	138.681960	2018/3/30-
F006	35.225300	138.621170	2018/3/30-2019/3/19
F007	35.205840	138.566930	2018/3/30-2019/3/19
F008	35.193790	138.550870	2018/3/30-2019/3/19
F009	35.210390	138.617090	2018/3/28-2019/3/19
F010	35.209060	138.592220	2018/3/28-2019/3/19
F011	35.227600	138.602990	2018/3/28-2019/3/19
F012	35.243170	138.596980	2018/3/28-2018/11/21
F013	35.184360	138.597380	2018/3/29-2019/3/19
F014	35.139633	138.717090	2018/4/16-
F015	35.107452	138.557256	2018/6/15-
F016	35.117475	138.609017	2018/6/15-
F017	35.054150	138.527025	2018/6/15-
F018	35.162120	138.698780	2018/11/20-
F019	35.162770	138.738030	2018/11/20-
F020	35.188650	138.664820	2018/11/20-
F021	35.164560	138.633890	2018/11/20-
F022	35.135330	138.645010	2018/11/21-
F023	35.138050	138.671560	2018/11/21-
F024	35.257700	138.552300	2018/12/13-
F025	35.274430	138.578930	2018/12/13-
F026	35.243200	138.699430	2018/12/13-

表 2 震央の位置

日付	時刻	震央の場所	緯度	経度	深さ km	規模
2018/03/30	08:17:34	茨城県沖	36°26.5'	140°37.2	56	5.1
2018/04/09	01:32:31	島根県西部	35°11.0'	132°35.2	12	6.1
2018/04/20	08:57:43	山梨県東部	35°30.5'	138°57.7	24	3.5
2018/05/04	02:07:09	千葉県北西部	35°39.0'	140°10.8	69	4.2
2018/05/04	02:17:41	千葉県北西部	35°38.8'	140°10.0	69	4.1
2018/05/12	10:29:30	長野県北部	36°37.9'	137°54.0	11	5.2
2018/05/15	14:00:39	山梨県東部	35°29.5'	139°01.2	27	4.3
2018/05/17	12:12:32	千葉県北東部	35°42.9'	140°43.8	52	5.3
2018/06/09	22:50:47	静岡県東部	35°13.9'	138°37.4	17	3.6
2018/06/14	07:14:32	千葉県北西部	35°39.4'	140°05.4	67	3.9
2018/06/17	15:27:22	群馬県南部	36°27.3'	139°10.3	14	4.6
2018/06/18	07:58:34	大阪府北部	34°50.6'	135°37.3	13	6.1
2018/06/19	04:46:55	山梨県東部	35°31.3'	138°58.6	20	2.7
2018/06/26	22:36:08	静岡県西部	34°41.3'	137°46.9	28	3.5
2018/07/07	20:23:49	千葉県東方沖	35°09.9'	140°35.5	57	6.0
2018/07/28	02:57:56	千葉県東方沖	35°08.3'	140°34.7	59	4.2
2018/08/10	21:18:22	駿河湾	34°52.8'	138°22.8	22	4.4
2018/08/14	12:35:49	千葉県東方沖	35°11.7'	140°32.9	59	4.7
2018/09/05	05:11:20	茨城県沖	36°28.5'	141°20.2	60	5.5
2018/09/06	03:07:59	胆振地方中東部	42°41.4'	142°00.4	37	6.7
2018/09/10	23:58:39	千葉県南東沖	35°03.9'	140°13.5	35	4.7
2018/09/18	17:11:11	埼玉県南部	36°02.9'	139°47.9	77	4.3
2018/10/07	10:14:19	愛知県東部	35°02.2'	137°34.4	42	5.0
2018/10/12	13:15:48	千葉県北東部	35°44.7'	140°41.3	52	5.2
2018/10/21	20:02:51	千葉県東方沖	35°15.0'	140°31.9	47	4.3
2018/11/27	08:33:51	茨城県南部	36°04.3'	139°51.8	44	5.0
2019/01/14	13:23:42	茨城県南部	36°09.7'	139°48.6	53	4.9
2019/01/18	21:46:25	茨城県南部	35°55.2'	140°25.9	54	5.3
2019/02/08	06:34:10	静岡県中部	35°09.1'	138°25.6	21	4.0
2019/03/09	01:08:03	岐阜県美濃中西部	35°22.3'	136°41.0'	42	4.4

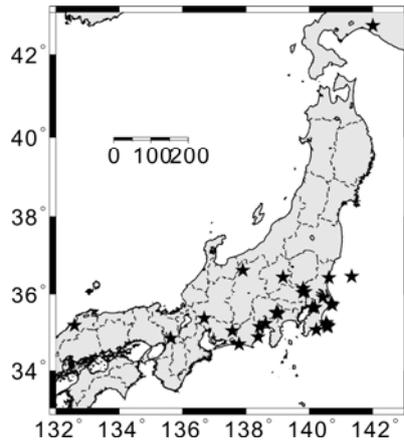


図 2 臨時強震観測点で地震記録が得られた地震の震央の位置。

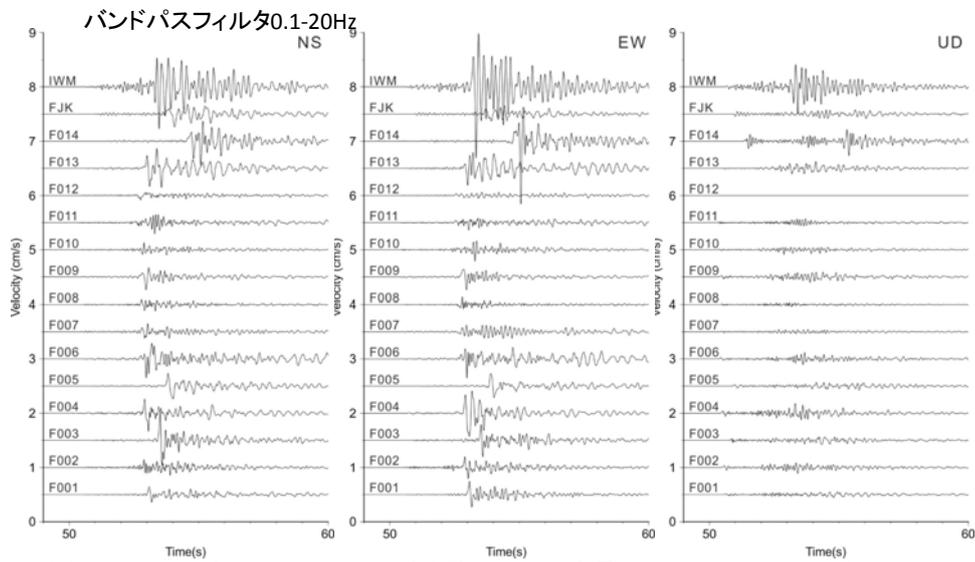


図 3 2018年6月09日静岡県東部の地震 (M3.6) の速度波形。

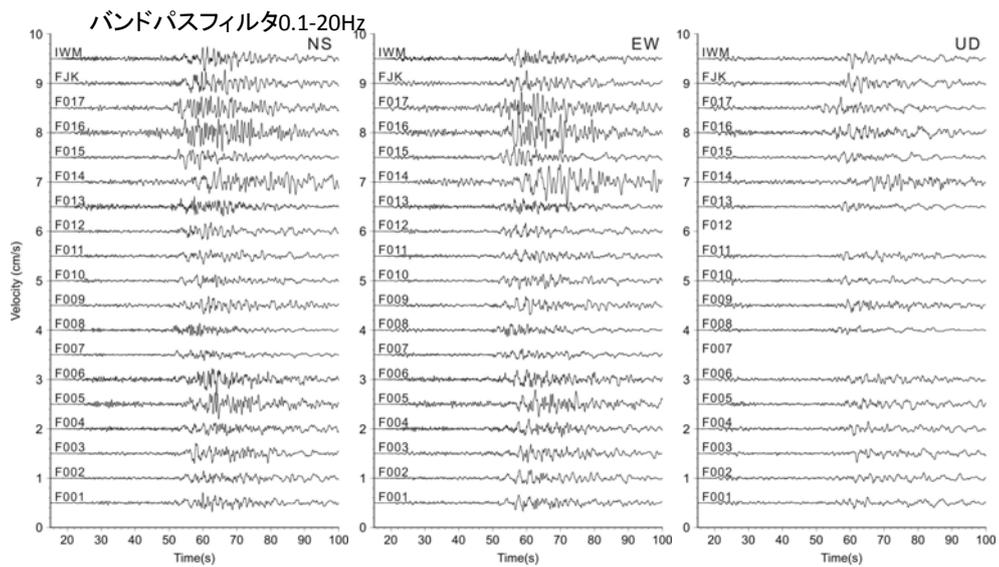


図 4 2018年6月18日大阪府北部の地震 (M6.1) の速度波形。

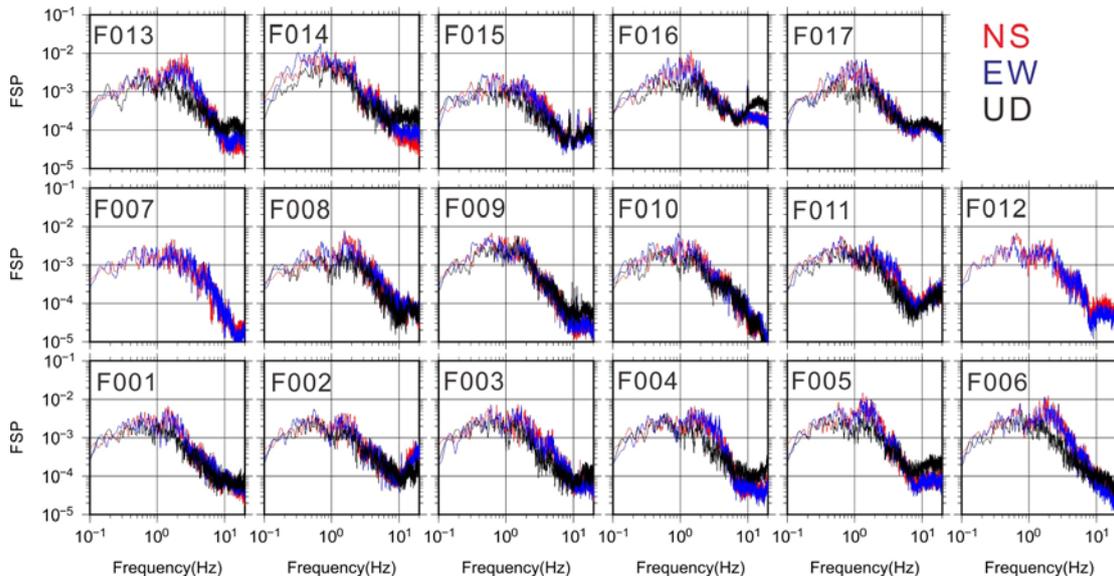


図 5 2018 年 6 月 18 日大阪府北部の地震 (M6.1) のフーリエスペクトル赤、青、黒の線は、南北、東西、上下成分を示す。

## 2) スペクトル分離による地盤特性の評価

地盤増幅特性の分布を詳しく理解するために、上述の臨時強震観測点で得られた記録に加えて既存の観測点の強震記録も収集し分析した。図 6 に臨時観測点 (F001-F017) および既存の強震観測点 (K-NET、KiK-net、SK-net) の位置を示す。解析に用いた地震記録は、次の基準で選択した。深さ 30 km より浅く、M5.5 より小さい地震を抽出し、各観測点で得られる記録から震源距離 100 km 以内、最大加速度 100 gal 以下の記録を抽出した。これらの地震の震央の位置を、図 6 に示す。図 7 には、解析に用いた記録の最大加速度と震源距離の関係および地震の規模と深さの関係を示す。

加速度記録の S 波初動から 10.24 秒間の水平成分を抽出し、S 波のフーリエスペクトルを求め、2 成分の相乗平均を算出した。この S 波スペクトルにスペクトル分離法 (岩田・入倉, 1986) を適用した。この方法によって、各周波数の震源特性、伝播経路 Q 値、地盤特性を分離するためには、震源もしくは地盤の特性の一つを既知とするなどの拘束条件を与える必要がある (例えば、山中・他, 1998)。本研究では、KiK-net 早川北 (YMNH10) での地表の観測点での S 波速度構造モデルに対する 1 次元増幅特性の理論値を拘束条件として与えることにする。

まず、YMNH10 での地表と地中のスペクトル比を用いて、公開されている S 波速度構造モデルの妥当性を確認した。検層による S 波速度構造は、図 8 に示すとおりであり、観測と理論のスペクトル比では卓越するピークの周波数が異なっている。そこで、両者の卓越周波数が合うように、地盤モデルを修正した。図 8 に示すように、修正モデルによって、高次モードも含めて観測スペクトル比が理論値で十分に説明できていることがわかる。この修正モデルに対する地表の増幅特性 (図 9) を拘束条件とした。したがって、この解析の結果として得られる増幅特性は、S 波速度 2.4 km/s を持つ地層よりも浅い地層の影響を意味していると考えられる。

スペクトル分離解析によって得られた震源特性と伝播経路 Q 値を図 10 に示す。左図に

は、 $\omega^2$  乗モデルで近似した理論スペクトルも示している。周波数 6 Hz 付近で震源スペクトルに理論値とのずれが見られるほかは、 $\omega^2$  乗モデルで説明できていることがわかる。伝播経路の Q 値も図 10 右に示されている。Q 値は、周波数に対してスムーズに変化している。この地域での Q 値に関する既往の評価結果（川瀬・松尾，2004；佐藤，2010；芝・他，2010；山中・他，1998）に比べると、Q 値の値は、やや小さめではあるが、Q 値の周波数依存性の形状は、類似している。これらの結果から、スペクトル分離解析には、大きな問題がないと考えられる。

富士川河口断層帯周辺の観測点で得られた地盤特性を図 11 に示す。0.8 から 1.3 Hz の低周波数帯域の増幅率分布は、富士川河口部で増幅率が大きく、北西部の山地で小さくなっている。北部の山地域でも、富士川近傍では増幅率が大きい地点もある。一方、8 から 20 Hz の高周波数帯域では、山地と河口部の増幅率に大きな差異はない。図 12 に、増幅特性の例を示す。図 13 に示す J-SHIS の深部地盤モデルとそれに検層による表層地盤部分を追加したモデルに対する理論増幅特性も示している。SZO012（蒲原）や YMN07（南部）では、比較的平坦な増幅特性であり、3~5 Hz 以上の高周波数では、観測値と理論値は類似している。しかし、低周波数帯域では、理論値のほうが小さい。SZO001（富士宮）では、全体的に大きな振幅であり、7 Hz に卓越したピークを有している。このピークは、深部地盤のみでは説明できず、表層地盤も考慮すると説明可能となる。図 14 に、3 つの周波数帯域での平均観測増幅率と理論値との比較を示す。ここでの理論値は、深部地盤と浅部地盤を考慮したモデルに対するものである。0.5~2 Hz の低周波数帯域では、多くの地点で観測値のほうが理論値よりも大きい。1~8 Hz の中間的な周波数帯域では、両者にバイアスはない。一方、5~20 Hz の高周波数帯域では、理論値のほうが大きい地点が多い。このように、増幅特性の観測値と理論値には、バイアスがあり、地下構造モデルのシステムテックな修正が必要であると考えられる。

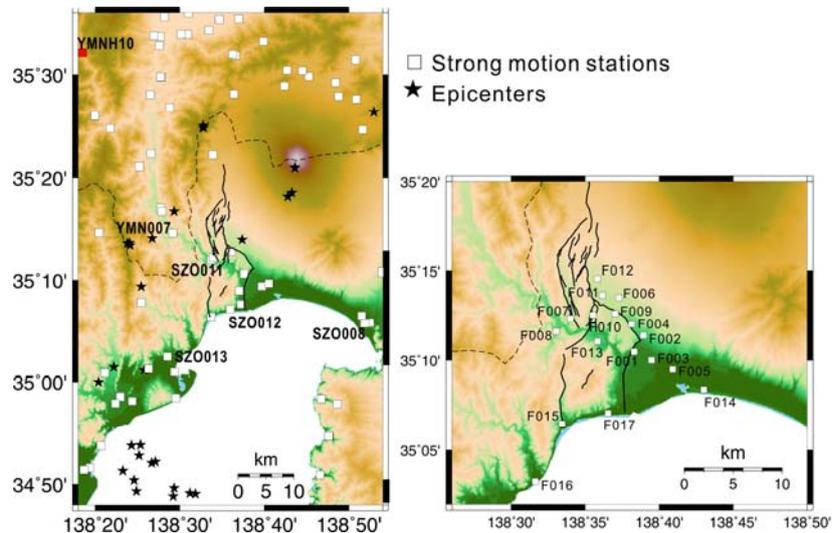


図 6 スペクトル分離解析に用いた既存の強震観測点（左）と臨時強震観測点（右）の位置。左図の星は、検討に用いた地震の震央を示す。

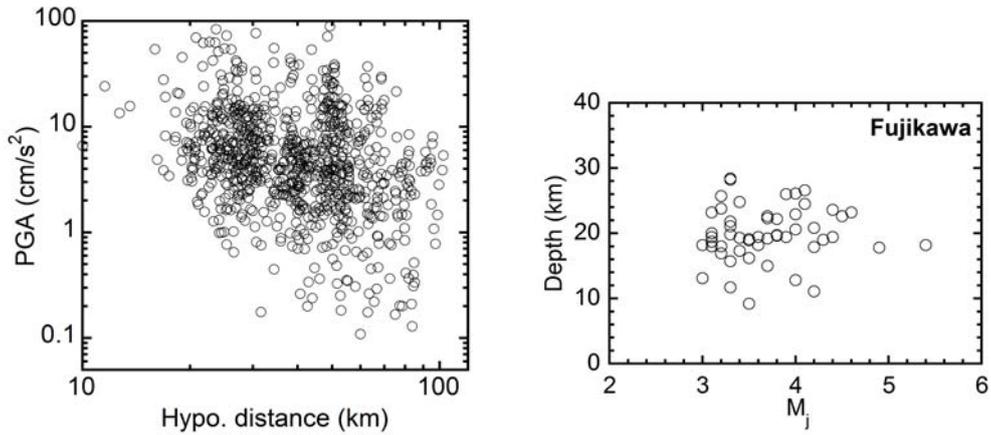


図 7 スペクトル分離解析に用いたデータの属性。左は地震記録の震源距離と最大加速度の関係、右は地震の規模と深さの関係を示す。

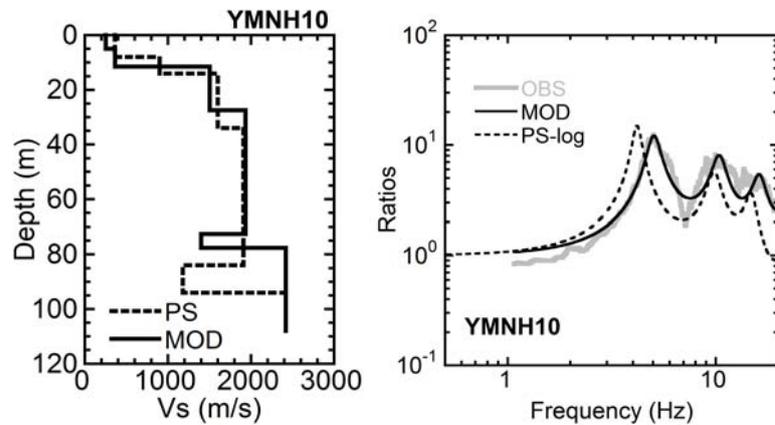


図 8 YMNH10 の地盤モデル（左）と地表・地中スペクトル比の観測値と理論値の比較（右）。左図の点線と実線は、検層によるモデルと修正モデルを示す。右図の点線と黒の実線は、左図のモデルに対する理論スペクトル比であり、灰色の線は、観測スペクトル比を示す。

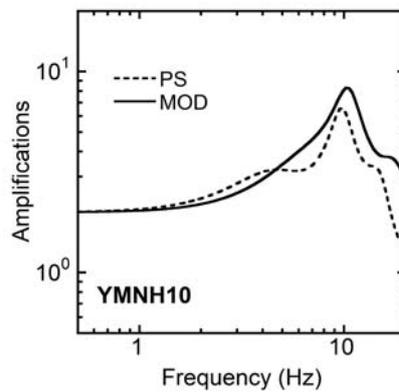


図 9 YMNH10 の検層モデル（点線）と修正モデル（実線）の理論増幅特性。

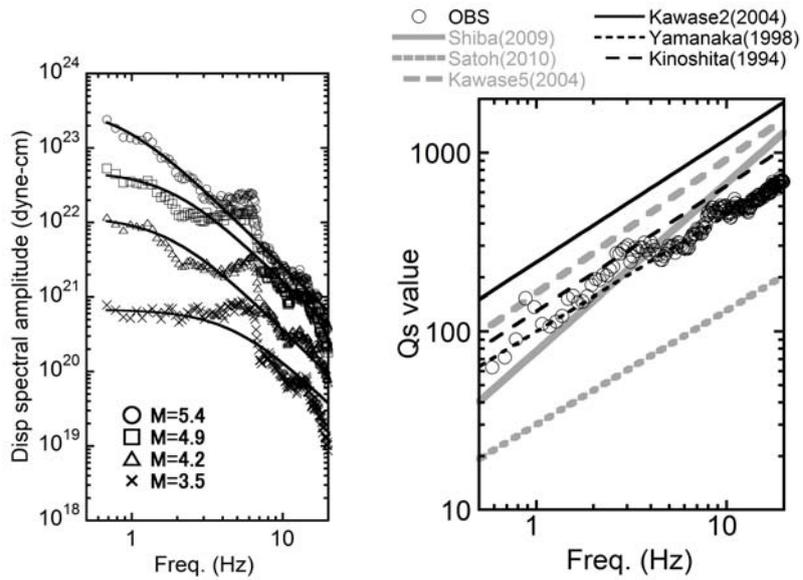


図 10 震源スペクトル（左）と伝播経路 Q 値（右）。左図の離散的な印は、観測震源スペクトルを示し、実線は理論スペクトルを示す。右図の○は、Q 値の観測値を示し、各種の線は既往研究による Q 値を示す。

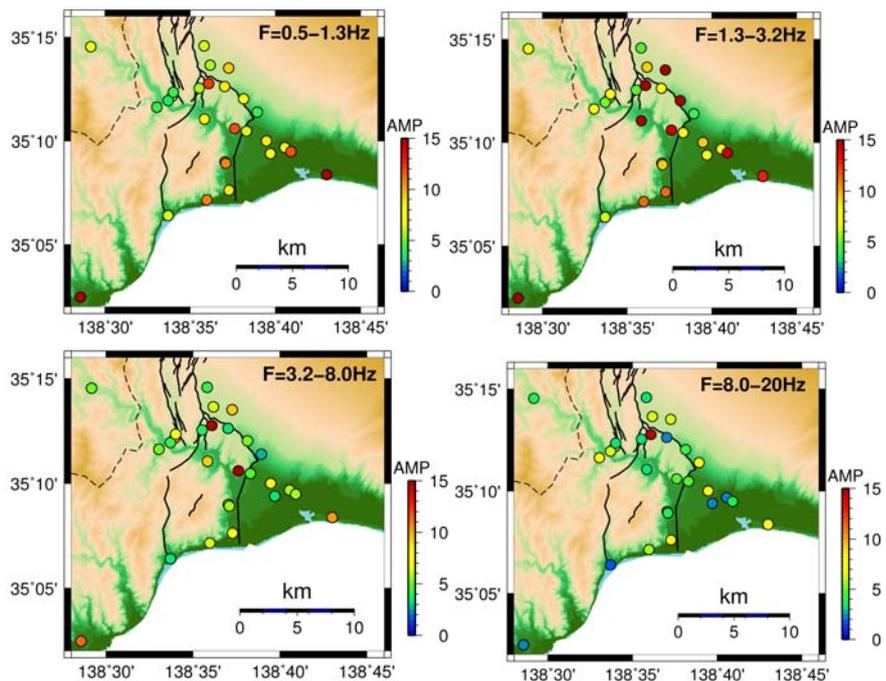


図 11 富士川河口断層帯周辺の地盤増幅特性。

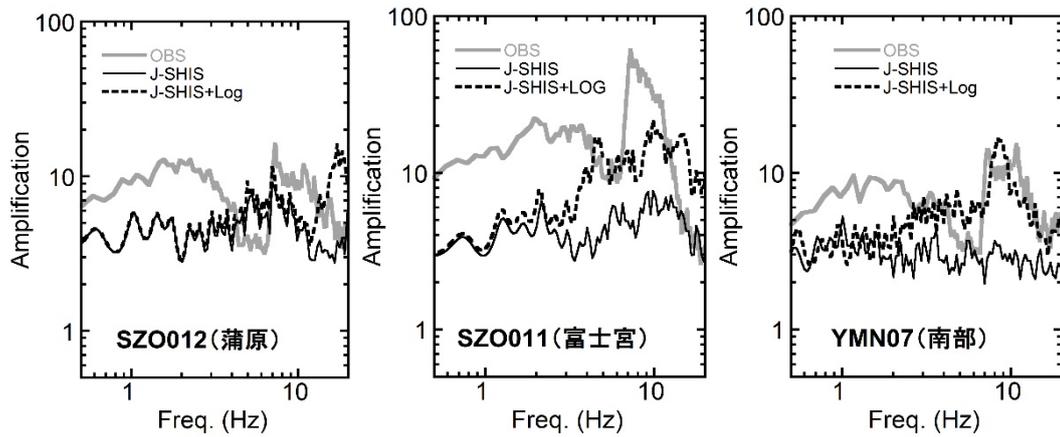


図 12 地盤増幅特性の例。灰色の実線は観測値、黒の実線は J-SHIS の深部地盤モデルの理論増幅特性を示し、点線は、深部地盤に浅部地盤を加えたモデルの理論値を示す。

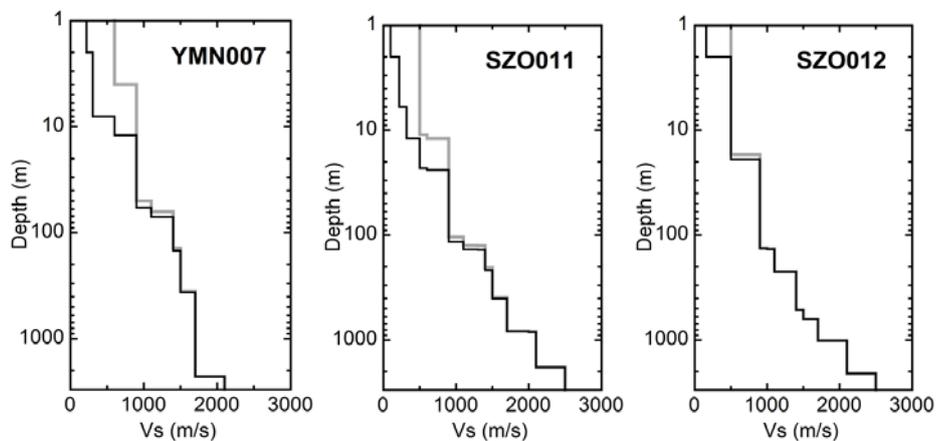


図 13 既存の地下構造モデルの例。灰色と黒の線は、J-SHIS の深部地盤と深部・浅部地盤のモデルを示す。

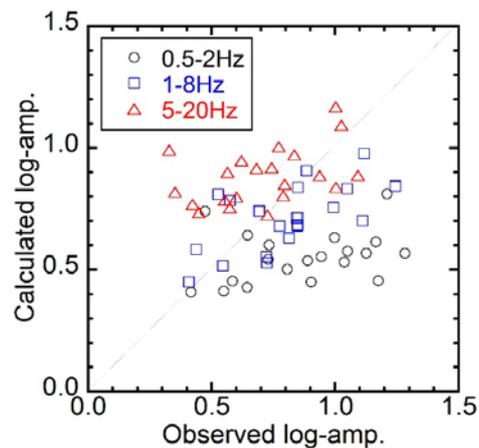


図 14 周波数ごとの観測及び理論増幅特性（深部地盤と表層地盤を考慮したモデル）の比較。

### 3) 微動探査

深部地盤を対象にした微動探査を 17 地点で実施した。図 15 に、平成 29 年度に実施した 3 地点も加えた合計 20 地点の位置を示す。アレイ観測の位置とアレイサイズを表 3 に示す。各地点には、7 組の機器を用いて 2 重三角形のアレイを設けた。アレイ半径を変えて 2 回の観測を実施し、各観測で 40～120 分間の上下成分の微動記録を得た。以下、このアレイを大アレイと呼ぶ。また、上述の強震観測点では、表層地盤の探査のためにサイズの小さいアレイ（以下、小アレイ）での微動アレイ観測も実施した。

得られた記録は、SPAC 法もしくは FK 法によって解析し、図 16 のように周波数 0.3～30 Hz の間でレイリー波の位相速度が得られた。図には、既存の J-SHIS(V3)の深部地盤モデルに基づく基本モードの理論位相速度も比較した。多くの地点で観測位相速度が理論位相速度によって十分に説明できていない。そこで、得られた位相速度を山中（2007）による方法によって逆解析して、S 波速度構造モデルを修正した。その結果の例を図 17 に示す。F1 や F3 での逆解析モデルは、深度 1 km 程度までの構造については、既存の 3 次元モデルと似た結果である。しかし、1 km よりも深い部分では位相によって差異は大きい。一方、F6 では両者の差異は、全体的に本研究のモデルのほうが深くなっている。

小アレイでの微動探査結果を図 18 に示す。3-40 Hz の間でレイリー波の位相速度が得られている。ほとんどの地点では、400 m/s 以上の位相速度が得られており、工学的基盤までの地下構造を推定するために十分な結果であると考えられる。F6、9、18 では、高周波数で 100 m/s と小さい位相速度が得られている。一方、F2、3、10、21 では、周波数 20 Hz 程度まで位相速度は大きく、低 S 波速度の層が薄くなっていると考えられる。

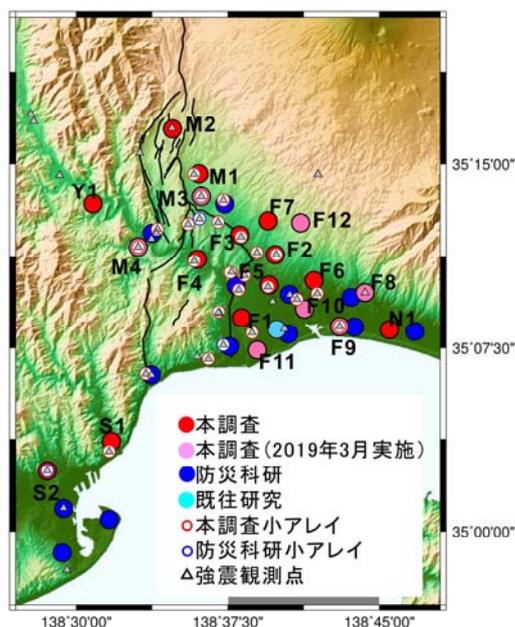


図 15 大アレイによる微動探査地点。赤とピンクの丸が本研究で実施した微動探査地点を示し、他の印は既往の調査の位置を示す。

表 3 大アレイによる微動探査の観測諸元

観測点	観測日	緯度	経度	アレイサイズ(m)
F1	2018年2月	35.14546	138.63627	(R500, R250, L30, L6)
F2	2018年2月	35.18850	138.66396	(R500, R250, L50)
F3	2018年7月	35.20179	138.63470	(R500, R250, FK150)
F4	2018年7月	35.18538	138.59986	(R500, R250, FK100)
F5	2018年7月	35.16782	138.65892	(R500, R250, R120, R60)
F6	2018年7月	35.17101	138.69603	(R500, R250, L70, L35)
M1	2018年2月	35.24343	138.60103	(R500, R250, L30, L6)
S1	2018年7月	35.06086	138.52887	(R500, R250, L50, L25)
S2	2019年2月	35.04100	138.47600	(R500, R250, L70, L35)
N1	2019年2月	35.13722	138.75813	(R500, R250, R100, R33)
F7	2019年2月	35.21136	138.65801	(R500, R250, R100, R33)
M2	2019年2月	35.27379	138.57936	(R500, R250, FK150)
Y1	2019年2月	35.22276	138.51366	(R500, R250)
F8	2019年3月	35.16217	138.73928	(R500, R250, R100, R50)
F9	2019年3月	35.13918	138.71652	(R500, R250, R100, R50)
F10	2019年3月	35.15195	138.68725	(R500, R250, R100, R50)
F11	2019年3月	35.12531	138.65216	(R500, R250, R100, R50)
F12	2019年3月	35.21013	138.68457	(R500, R250, R100, R50)
M3	2019年3月	35.22705	138.60290	(R500, R250, R100, R50)
M4	2019年3月	35.19347	138.55058	(R500, R250, R100, R50)

Rは円形アレイのアレイ半径、Lは三角形アレイの1辺の長さを示す。

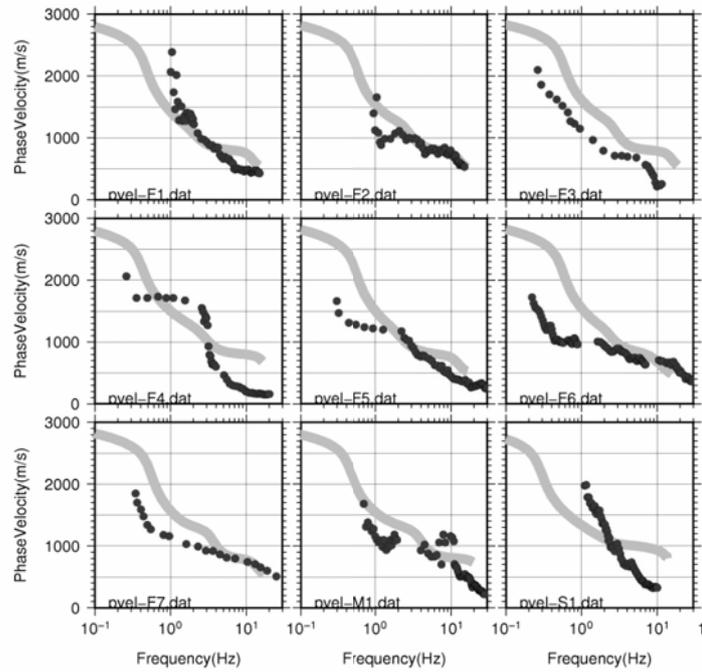


図 16 大アレイで観測された位相速度（黒丸）と J-SHIS V3 の地盤モデルに対する理論値（実線）との比較。

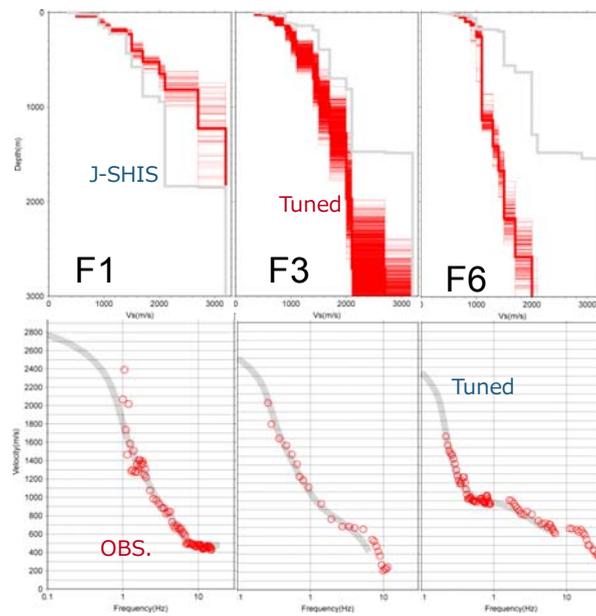


図 17 F1、F3 および F6 地点での位相速度の逆解析結果。上図は、J-SHIS のモデル（灰色）と逆解析モデル（赤色）、下図は観測位相速度（●）と理論値（実線）の比較を示す。

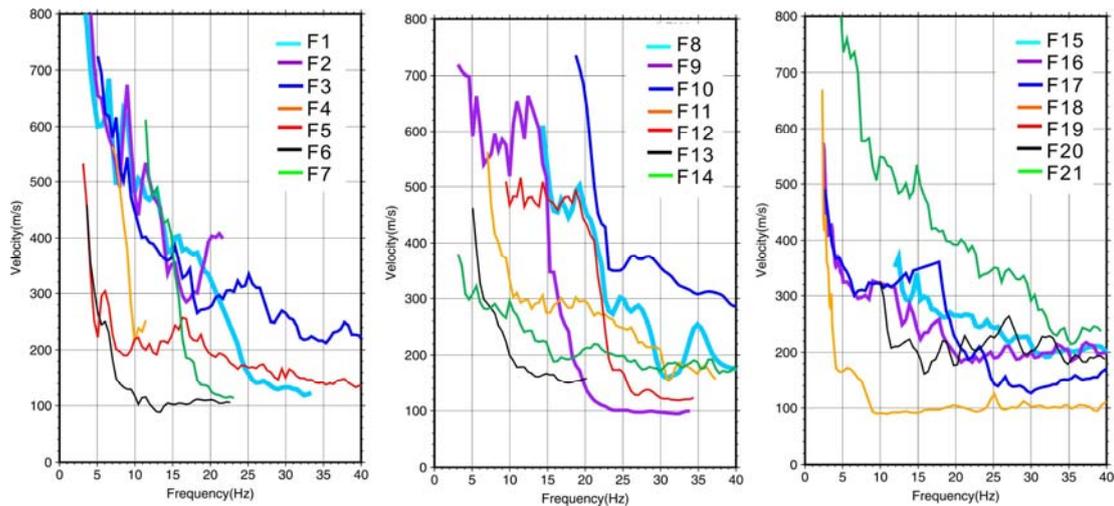


図 18 小アレイで観測された位相速度。

#### 4) 地震波干渉法による表面波群速度の評価

地下構造に関する情報を抽出する方法として地震波干渉法 (Wapenaar and Fokkema, 2006)がある。これは、2つの観測点の地動記録の相互相関関数により、2点間のグリーン関数を合成する手法である。

ここでは、図 19 に示す観測点において 2018 年 4 月～7 月の 4 か月間に観測された連続微動記録を用いて、Chimoto and Yamanaka (2014)のデータ処理方法に基づいて相互相関関数を計算した。2 点の記録のクロスコヒーレンスに対して周期 1～6 秒のバンドパスフィルタを施した後に、逆フーリエ変換によって相互相関関数を得た。すべての観測点ペアの相互相関関数を図 19 に示す。図には、2 点の上下成分どうしの相互相関関数、水平成分の座標変換により得られるラディアル成分とトランスバース成分同士の相互相関関数が示している。図の線は、速度 1 km/s を示しており、その速度で伝播している顕著な位相があることがわかる。上下動成分とラディアル成分はレイリー波と考えられ、それは、ラブ波に対応するトランスバース成分に比べて複雑な形状である。この後の解析では上下動成分のみを用いるので、レイリー波の特性について調べることにする。

各観測点ペアにおいて上下動成分の相互相関関数に各周期で狭帯域通過フィルタを施すマルチプルフィルタ解析により各観測点間のレイリー波群速度の分散曲線を得た。その例を図 20 に示す。図の紫色は、振幅が大きいことを表している。振幅が最も大きい部分の到着時間から、それに対応するレイリー波の群速度を推定できる。図 19 左上図は、F001 と F009 の分散曲線を示しており、同図には F001 と F009 の観測点の間の 1 次元 S 波速度構造モデルから計算される基本モードレイリー波群速度分散曲線の理論値も示している。観測値は理論値よりも低いことがわかる。こうした比較によって、地下構造モデルの妥当性を検討することができる。図 21 に、F003 とその他の観測点のペアにおけるレイリー波群速度の分散曲線を示す。図には、F003 における一次元モデルから計算される理論値も示している。それぞれの分散曲線は理論値の周辺に分布している。しかし、それぞれの分散曲線には違いがあり、各観測点ペアの間の地下構造の細かい違いによるものと考えられる。

図 22 に、各 2 点間のレイリー波の群速度の分散曲線から、周期 0.5~4 秒において抽出された群速度の空間的な分布を示す。長周期ほど全体的に群速度が大きく、短周期ほど小さくなる。さらに、西側の山地で群速度が大きくなる傾向もみられる。これらの群速度も用いて、地元・山中 (2011) と同様にして、トモグラフィ解析を行った。その結果を図 23 に示す。周期 4 秒では、山地で群速度が大きく、富士川河口部中心部では、群速度が 1 km/s 以下と小さい。より短周期になるに従って、河口地域では群速度が 0.5 km/s 程度となるセルがみられるようになる。

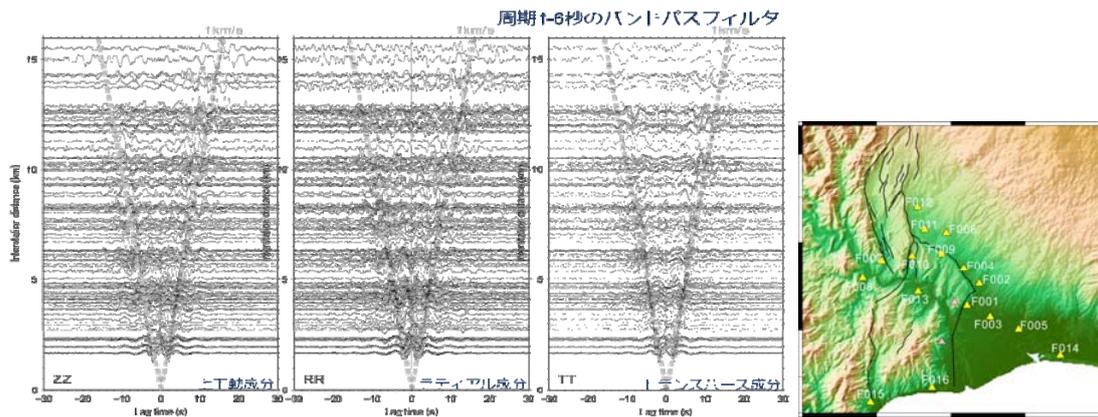


図 19 各成分の相互相関関数 (左から、上下成分、ラディアル成分、トランスバース成分) と解析に用いた観測点の位置 (右)。

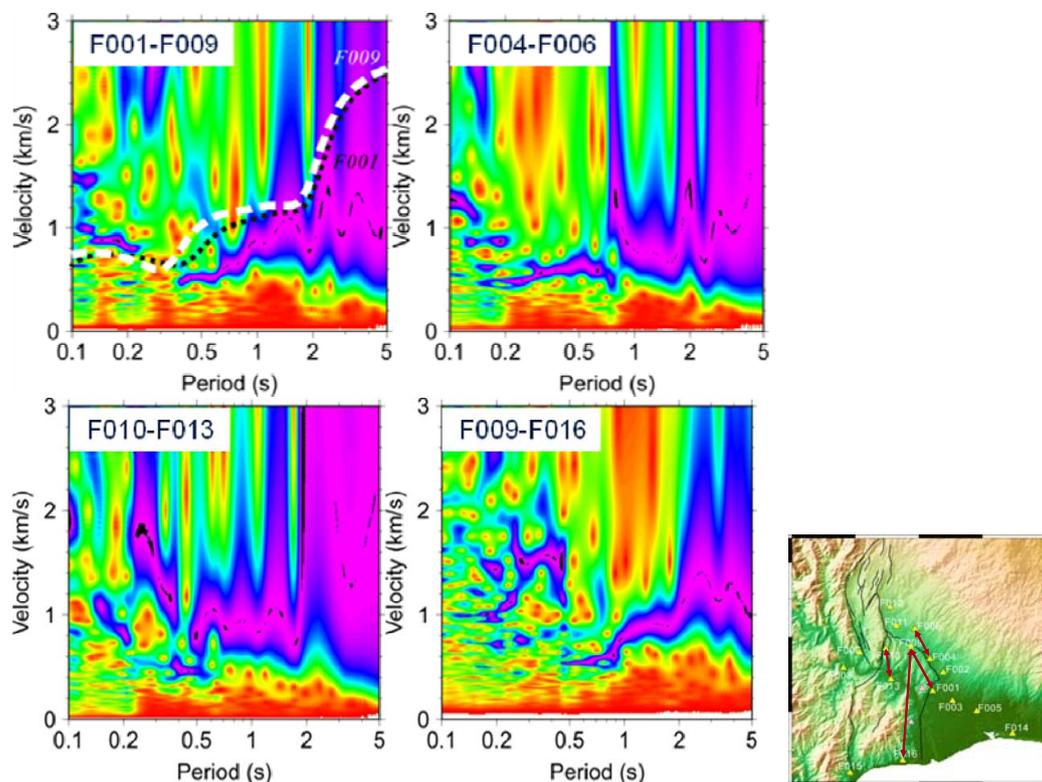


図 20 マルチプルフィルタ解析の結果 (左) と解析に用いた観測点ペアの位置 (右)。

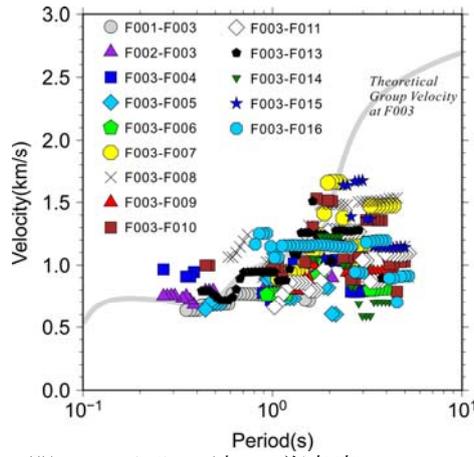


図 21 F003 と他の観測点の間のレイリー波の群速度。

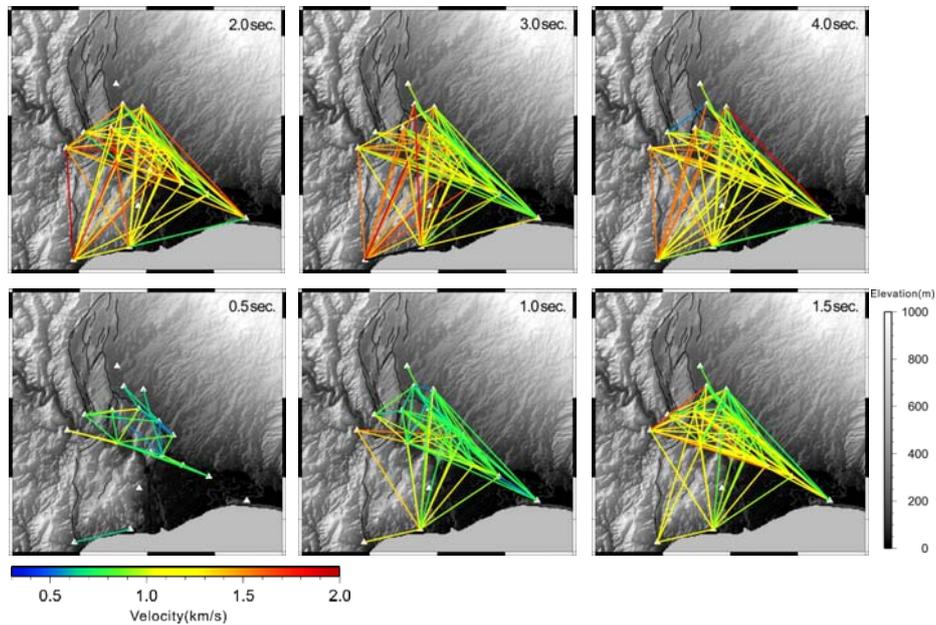


図 22 各周期のレイリー波群速度の分布。

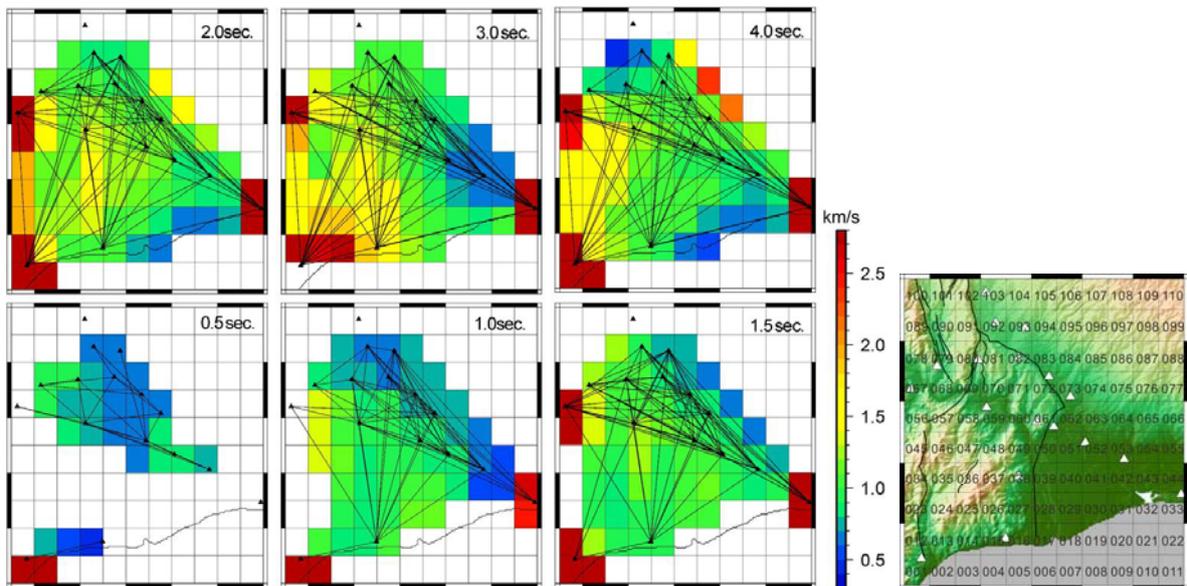


図 23 レイリー波の群速度のトモグラフィ解析結果。各セルの色は、群速度を示す。

## 5) 長周期地震動シミュレーション

既存の地下構造モデルの妥当性を検討するために、上述の臨時強震観測点で得られた地震記録の長周期成分のシミュレーションを行った。検討には、図4に示した大阪府北部の地震による長周期地震動を対象にした。この地震の震央は富士川河口地域から約300 km 離れており、点震源の仮定の影響が少ないと考えたためである。さらに、対象地域の観測点が震源から同程度の方位に位置しており、入射波が同じであると仮定しやすいことも考慮した。

J-SHIS V3(2017)で公開されている地下構造モデルを使用した。図24に、いくつかの層の上面深度の3次元分布を示す。この地下構造モデルの表層のS波速度は350 m/sであり、最大S波速度は4800 m/sである。シミュレーションでは、深さ100 kmまでの領域を125 mの食い違い格子でモデル化した。震源パラメータは、F-NETなどで公開されている結果を踏まえて、表4に示すものを用いた。計算には、3次元弾性波動方程式を時間2次精度、空間4次精度で差分近似する方法を用いた(山田・山中、2001)。地下構造モデルの終端に吸収境界および各辺に5 km ずつの吸収領域を設定した。

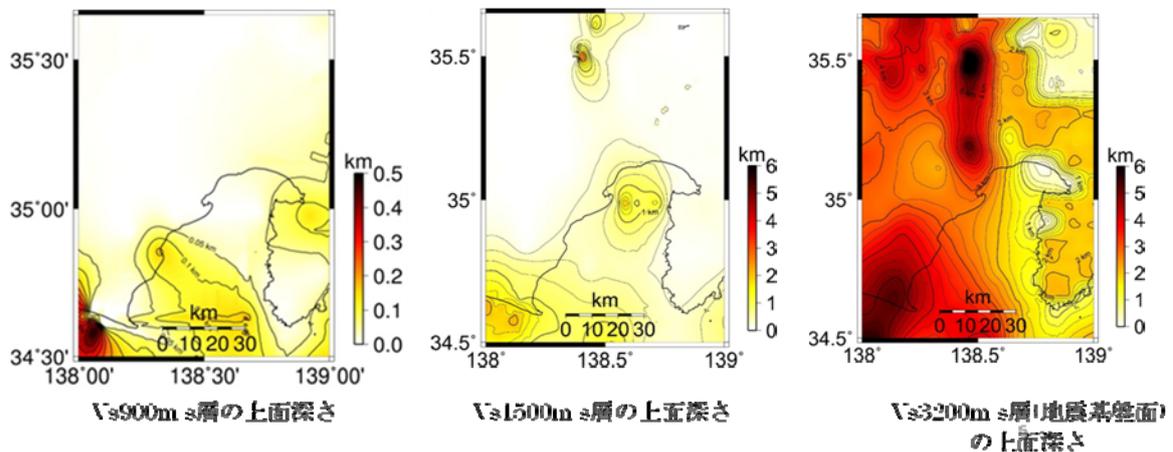


図24 長周期地震動のシミュレーションに用いたJ-SHIS V3による地下構造モデル。左から、S波速度900 m/s, 1500 m/s, 3200 m/sを有する地層の上面深度を示す。

表4 2018年6月18日大阪府北部の地震の震源パラメータ。

発生時刻	2018/6/18/07:58
緯度(°)	135.622
経度(°)	34.844
深さ(km)	17
マグニチュード Mj	6.1
地震モーメント(Nm)	4.06E+17
走向(°)	147
傾斜(°)	64
滑り角(°)	19
ライズタイム(s)	2.0

計算された速度波形と観測速度波形の比較を図 25 に示す。YMNH10 (KiK-net 早川北) では、S 波初動から 30 秒間の主要な部分については、走時と振幅がほぼ一致している。一方、堆積層上の SZO011 (KiK-net 富士宮) では、S 波初動から 100 秒程度までは、十分に観測記録の特徴が説明できている。しかし、それ以降では、やや計算結果が大きめになっている。図 26 右に示す線上での計算速度波形を図 26 左に示す。上述のように、S 波初動 (70 秒) から 100 秒の間の波形について、両者は類似しているが、100 秒以降では、一致の程度が低い。こうした後続位相は、平野部で生じる表面波であり、堆積層部の 3 次元構造モデルの影響であると考えられる。したがって、堆積層部分のモデルを修正する必要があることがわかる。

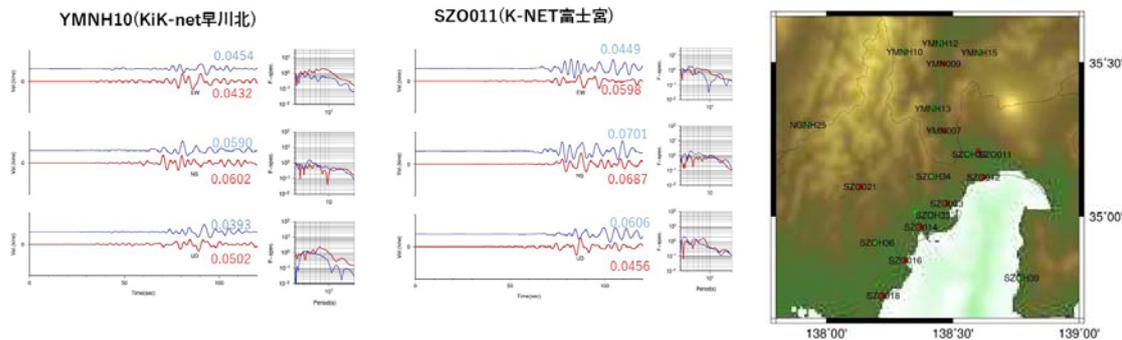


図 25 大阪府北部の地震の地震動の計算結果 (赤) と観測速度波形 (青) の比較。

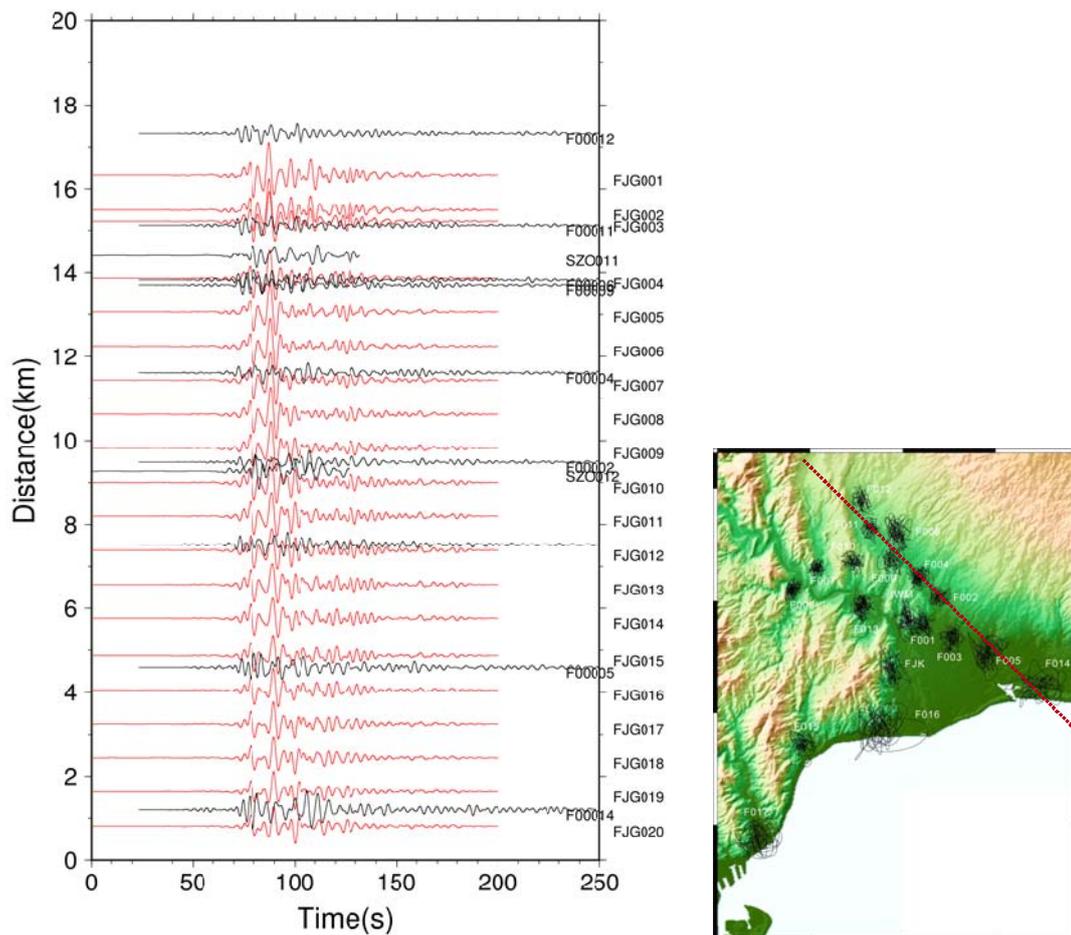


図 26 北西—南東方向の線上での計算速度波形 (赤) と観測速度波形 (黒) の比較 (左) および観測点位置と粒子軌跡 (右)。

## 6) 震源モデルに関する予備的検討

平成30年度までに得られた成果に基づいて、想定される地震の震源モデルに関して他のサブテーマの担当者と議論を行った。富士川河口断層帯が駿河湾のプレート境界の北部延長である可能性もあり、同断層帯周辺だけではなく、より南部の駿河湾周辺地域も震源域に入るような震源モデルの想定も考えられる。そのために、富士川河口断層帯周辺だけでなく、より広域の強震動予測が必要になる可能性もあることがわかった。本研究では、富士川河口断層帯周辺の強震動予測の高度化のために地下構造モデルの改良などを主要な研究項目としているが、駿河湾周辺地域での強震動予測も視野にいて、地下構造モデルの検討を行うことが必要である。

### (d) 結論ならびに今後の課題

富士川河口断層帯周辺地域において臨時強震観測を実施し、強震動予測の高度化のために活用できる地震記録を蓄積した。さらに、既存の強震観測点での地震記録も収集した。これらの地震記録の分析によって地盤での増幅特性を評価した。既存の地下構造モデルから期待される理論増幅特性と比較し、低周波数帯域で観測値が理論値よりも大きくなることがわかった。同地域で深部地盤と浅部地盤を対象とした微動探査を実施し、レイリー波の位相速度を得た。既存の地下構造モデルによる理論位相速度との比較および地下構造モデルの修正を行った。臨時地震観測による連続観測記録から地震波干渉法によって、2地点間のグリーン関数を評価し、広域の地下構造モデルの妥当性を検証するための情報を得た。さらに、2018年大阪府北部の地震の際に、この地域で観測された長周期地震動のシミュレーションを行い、観測値と比較することによって断層帯周辺の地下構造モデルの修正が必要であることが分かった。平成30年度までに得た結果に基づいて、想定される地震の震源モデルに関する予備的検討を行い、強震動予測で対象となる地域が富士川河口地域だけでなく、駿河湾周辺となることがわかった。

### (e) 引用文献

地元孝輔・山中浩明, 南関東地域における震波干渉法に基づく表面波のスローネストモグラフィ解析, 物理探査, 64, 331-343, 2011.

Chimoto K., and H. Yamanaka, Effects of the durations of crosscorrelated microtremor records on broadband dispersion measurements using seismic interferometry, *Geophysics*, 79, Q11-Q19, 2014.

岩田知孝・入倉孝次郎, 観測された地震波から、震源特性・伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み, 地震第2輯, 39, 579-593, 1986.

川瀬 博・松尾秀典, K-NET、KiK-net、JMA 震度計観測網による強震動波形を用いた震源・パス・サイト各特性の分離解析, 日本地震工学会論文集, 第4巻, 第1号, 33-52, 2004.

Kinoshita, S., Frequency-dependent attenuation of shear waves in the crust of the southern Kanto area, Japan, *Bull. Seism. Soc. America*, 84, 1387-1396, 1994.

佐藤智美, スペクトルインバージョンと経験的グリーン関数法に基づく2009年駿河湾の地震の震源モデルの推定, 日本建築学会構造系論文集, 658, 2153-2162, 2010.

- 芝 良昭・佐藤浩章・栗山雅之, 岩盤上観測記録に基づく 2009 年駿河湾の地震の強震動特性と震源過程, 電力中央研究所研究報告, N09008, 1-20, 2010.
- 山田伸之・山中浩明, 地震動シミュレーションのための関東平野南西部の 3 次元地下構造モデルの比較 - 1999.5.22 神奈川県西部の地震 (MJMA4.1) を用いた検討 -, 地震第 2 輯, 53, 313-324, 2001.
- 山中浩明・中丸明子・栗田勝実・瀬尾和大, 表層の地盤特性の拘束条件にした S 波スペクトルのインバージョンによるサイト特性の評価, 地震第 2 輯, 51, 193-202, 1998.
- 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.
- Wapenaar, K. and Fokkema, J, Green's function representations for seismic interferometry. *Geophysics*, 71, SI33–SI46, 200