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	准教授	三宅　弘恵
国立研究開発法人防災科学技術研究所	主幹研究員	先名　重樹
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
公益財団法人鉄道総合技術研究所	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	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	野田　俊太
徳丸技術士事務所	技術長	杉山　長志
国立大学法人東京工業大学	修士２年	重原　悠太朗
国立大学法人東京工業大学	修士２年	三留　真司
国立大学法人東京工業大学	修士２年	渡辺　雅紀
国立大学法人東京工業大学	修士１年	飯田　朋美
国立大学法人東京工業大学	修士１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ヵ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、地下構造モデルに関する情報を得た。取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) 令和元年度：

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した。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た。取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した。令和元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った。

(2) 令和元年度の成果

(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の空間的分布を明らかにした。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、浅部地盤および深部地盤の一次元S波速度構造を推定した。臨時地震観測点での連続記録に地震波干渉法を適用し、対象地域での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討し、問題点を明らかにした。これらの地下構造に関するデータを用いて、既存の地下構造モデルの修正を行った。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、観測された地震記録と比較することによって、修正した地下構造モデルの地震動説明能力を評価した。富士川河口断層帯で考えられる想定地震の震源モデルを作成し、そのモデルを用いて対象地域での強震動を評価した。

(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強震観測を実施した。図１には、本研究で設置した臨時観測点と常設の強震観測点の位置が図１に示されている。また、表１には各臨時観測点の諸元がまとめられている。令和元年度に、新たに設置した臨時観測点は、南部町（F027～028）と身延町（F029～032）の６地点である。昨年度から強震観測を実施している富士宮市、富士市、静岡市内の17地点では、今年度も観測を継続した。これらの臨時観測点のほとんどでは、2020年3月に観測を終了した。さらに、対象地域周辺にある東京大学地震研究所の６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。

臨時強震観測では、図２に示すように、強震計（ミツトヨ・JPE6A3）とデータロガー（白山工業･LS8800)を学校の校舎や体育館などの建物の基礎上もしくは地盤上に設置し、バッテリーでデータロガーを稼働させた。１～４時間おきにGPS信号でデータロガーの時計を校正した。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。

本臨時強震観測で得られた地震記録の地震の震源情報が表２に、震央の位置が図２に示されている。震源情報は、気象庁によるものである。令和元年11月までに56地震による記

録を蓄積することができた。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（2018年９月６日胆振東部地震や2018年６月18日大阪北部地震）の記録も得られている。令和元年度に得られた地震記録の例として、図３と４に福島県沖の地震（2019年８月４日）と神奈川県西部の地震（2019年８月27日）の加速度記録を示す。福島県沖の地震では、臨時観測点までの震央距離が大きいので、各観測記録にみられる波形や振幅の差異は、各観測点の地盤特性の違いによるところが大きいと考えられる。一方、神奈川県西部の地震では、P波やS波の初動の到着時間が様々であり、震源距離の差が著しく、距離減衰の効果による振幅の変動が大きい。

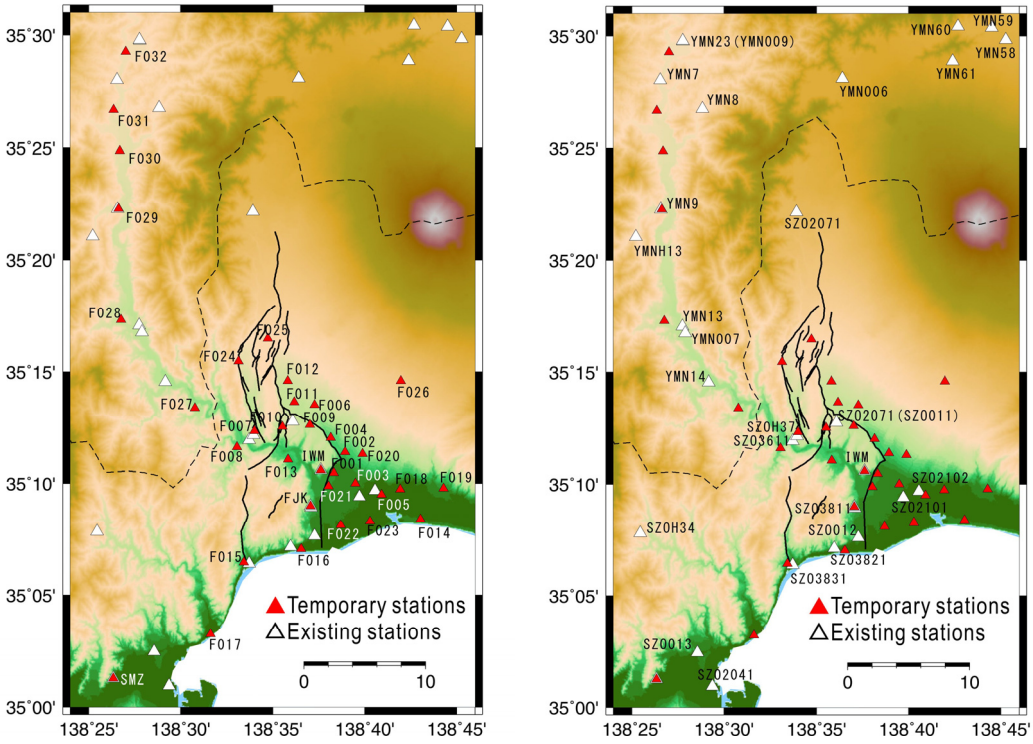


図１　臨時強震観測点（赤）と既存の強震観測点（白）の位置

左は臨時強震観測点名を、左は既存の強震観測点名を記載している。地形は、国土地理院「数値地図 50 mメッシュ（標高）日本-II」CD-ROMのデータに基づいて作成した。黒線は、地震本部（2010）による活断層のトレースである。

図２　臨時強震観測点（F030）での地震計の設置状況の例

表１　臨時強震観測点リスト

観測点名	緯度	経度	観測期間	Vs30 (m/s)
F001	35.174560	138.638630	2018/3/02- 2019/3/19	401
F002	35.189920	138.648920	2018/3/29-2019/3/19	462
F003	35.166650	138.658100	2018/3/29-2020/3/3	404
F004	35.200540	138.635800	2018/3/29-2020/3/3	364
F005	35.158130	138.681960	2018/3/30-2020/3/3	233
F006	35.225300	138.621170	2018/3/30-2019/3/19	223
F007	35.205840	138.566930	2018/3/30-2019/3/19	357
F008	35.193790	138.550870	2018/3/30-2019/3/19	446
F009	35.210390	138.617090	2018/3/28-2019/3/19	382
F010	35.209060	138.592220	2018/3/28-2019/3/19	525
F011	35.227600	138.602990	2018/3/28-2019/3/19	348
F012	35.243170	138.596980	2018/3/28-2018/11/21	383
F013	35.184360	138.597380	2018/3/29-2019/3/19	262
F014	35.139633	138.717090	2018/4/16-2020/3/3	271
F015	35.107452	138.557256	2018/6/15-2020/3/3	313
F016	35.117475	138.609017	2018/6/15-2020/3/3	294
F017	35.054150	138.527025	2018/6/15-2020/3/3	299
F018	35.162120	138.698780	2018/11/20-2020/3/3	191
F019	35.162770	138.738030	2018/11/20-2020/3/3	306
F020	35.188650	138.664820	2018/11/20-2020/3/3	286
F021	35.164560	138.633890	2018/11/20-2020/3/3	458
F022	35.135330	138.645010	2018/11/21-2020/3/3	403
F023	35.138050	138.671560	2018/11/21-2020/3/3	310
F024	35.257700	138.552300	2018/12/13-2020/3/3	327
F025	35.274430	138.578930	2018/12/13-2020/3/3	388
F026	35.243200	138.699430	2018/12/13-2020/3/3	356
F027	35.22312	138.51295	2019/6/25 - 2020/3/3	568
F028	35.28828	138.44597	2019/6/25 -2020/3/3	500
F029	35.37133	138.44386	2019/7/4 - 2020/3/3	569
F030	35.41429	138.44489	2019/7/4 - 2020/3/3	482
F031	35.44456	138.43917	2019/7/4 - 2020/3/3	433
F032	35.48803	138.45023	2019/7/4 - 2020/3/3	186

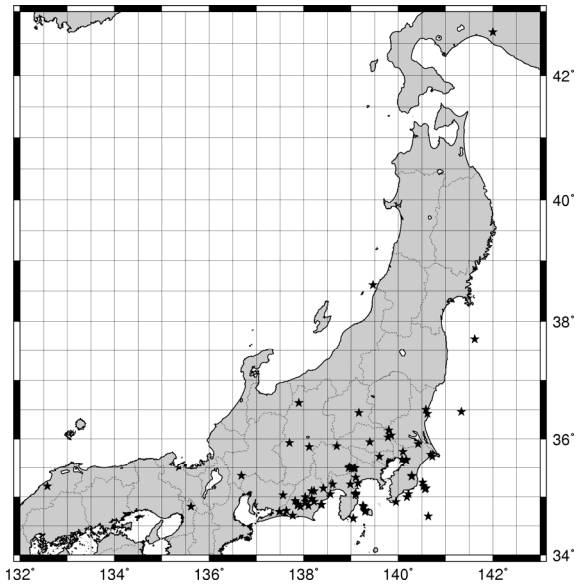


図３　臨時強震観測で記録が得られた地震の震央の位置
震源情報は、気象庁一元化処理によるものである。

表２　臨時強震観測で記録が得られた地震のリスト(震源情報は気象庁一元化処理による)

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

表２　臨時強震観測で記録が得られた地震のリスト（続き）

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
2019/4/13	12:23:03	長野県南部	35°56.8′	137°42.1′	09	4.1
2019/5/24	12:40:17	埼玉県南部	35°57.0′	139°24.8′	106	4.1
2019/5/25	15:20:47	千葉県北東部	35°21.4′	140°17.4′	38	5.1
2019/6/1	07:58:11	千葉県北東部	35°22.1′	140°17.6′	35	4.7
2019/6/11	00:25:41	静岡県中部	34°55.8′	138°13.8′	29	4.0
2019/6/17	8:00:09	茨城県北部	36°30.9′	140°35.0′	77	5.1
2019/6/18	22:22:20	山形県沖	38°36.4′	139°28.7′	14	6.7
2019/6/20	01:55:48	千葉県南東沖	35°00.6′	140°11.7′	76	4.4
2019/6/24	09:11:44	千葉県南東沖	34°55.7′	139°57.8′	61	5.2
2019/6/24	19:22:39	伊豆半島東方沖	35°04.0′	139°06.0′	08	4.1
2019/7/5	16:43:23	静岡県伊豆地方	35°02.8′	139°06.1′	05	3.3
2019/7/8	22:54:1	神奈川県西部	35°30.3′	139°05.1′	23	4.3
2019/7/25	07:14:23	千葉県東方沖	35°08.8′	140°34.1′	58	5.1
2019/7/28	03:31:07	三重県南東沖	33°09.6′	137°23.8′	393	6.6
2019/7/30	05:37:44	八丈島東方沖	32°54.7′	140°46.6′	59	5.9
2019/8/4	19:23:03	福島県沖	37°42.4′	141°37.9′	45	6.4
2019/8/27	00:13:31	神奈川県西部	35°29.9′	139°04.1′	14	4.2
2019/8/31	18:03:17	長野県南部	35°52.7′	138°07.7′	11	4.1
2019/10/2	02:15:35	静岡県中部	34°58.5′	138°10.7′	27	4.0
2019/10/9	04:58:30	千葉県北西部	35°47.9′	140°06.8′	62	4.2
2019/10/9	16:48:16	東京都 23 区	35°42.9′	139°36.6′	27	3.5
2019/10/12	18:21:54	千葉県南東沖	34°40.4′	140°38.9′	75	5.4
2019/10/17	03:59:09	駿河湾	35°03.0′	138°34.0′	23	3.2
2019/11/5	01:40:40	伊豆大島近海	34°50.4′	139°16.8′	10	2.6
2019/11/17	20:05:33	伊豆大島近海	34°38.3′	139°03.1′	13	4.7
2019/11/22	05:23:50	茨城県南部	36°04.2′	139°53.4′	45	4.5

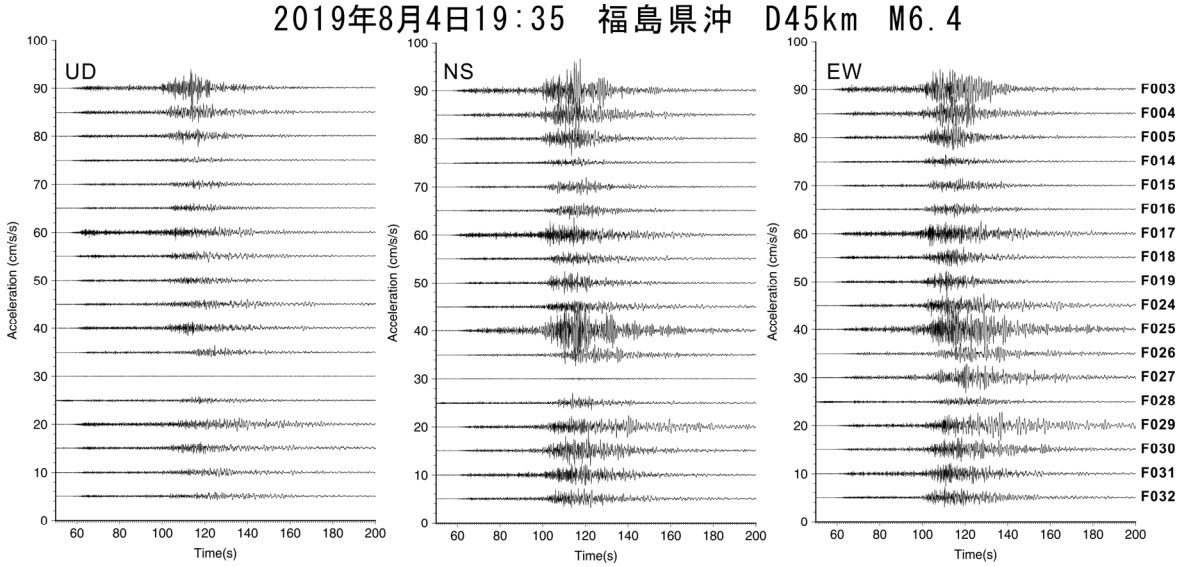


図４　臨時強震観測で得られた地震記録（加速度）の例（2019 年８月４日福島県沖の地震）

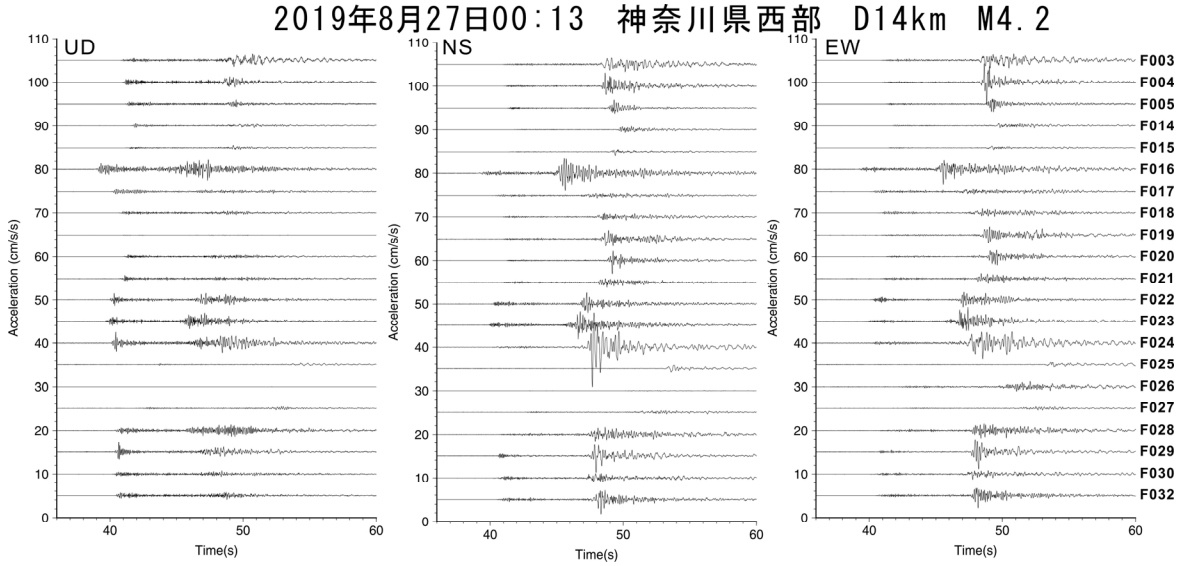


図５　臨時強震観測で得られた地震記録（加速度）の例
（2019 年８月 27 日神奈川県西部の地震）

2) 微動探査

令和元年度は、12 地点において深部地盤を対象にした微動探査を実施した。図６には、本研究で実施した微動探査地点が示されている。図に示すように、今年度の探査地点は、山梨県南部の南部町および身延町（A1～６）の６点、伊豆半島西部（A7～12）の６点である。これらの微動探査の観測点の位置とアレイサイズを表３に示す。各地点には、東京測振 SE-321 と白山工業 LS8800 の７組または４組の機器を用いて様々なサイズの三角形のアレイを設けた。アレイ半径を 500 m から 30 m 程度まで変えて３ないし４回のアレイ観測を実施し、水平上下３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、上述の臨時強震観測点では、表層地盤の探査のために、半径 15 m 以下の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。なお、表３の大アレイの位置は、臨時強震観測点と同じ場合もあり、表３には小アレイの観測状況についても示されている。また、図７には、微動探査の様子が示されている。

得られたアレイ記録の上下動成分を SPAC 法によって解析し、図８のように、多くの地

点で周波数 0.4～10 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 V2 (NIED, 2019)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ている。多くの地点では、既存の地下構造モデルに対する理論位相速度によって、観測位相速度が十分に説明できていない。これは、昨年度までの検討結果と同様である。つぎに、図 8 の位相速度を山中（2007）によるハイブリッドヒューリステック法によって逆解析して、一次元 S 波速度構造モデルを推定した。逆解析の結果を図 9 に示す。山梨県の 6 点（A1～6）の逆解析モデルは、地震基盤までの深度は浅い。A3 を除いて、地震基盤深度は、1 km よりも浅い。一方、伊豆半島の探査地点のモデルの特徴は、様々である。沼津（A8）では、堆積層の厚さは、2 km 程度であり、西伊豆町宇久須（A11）でも堆積層は厚い。そのほかの伊豆半島の地点では、1 km 程度の地震基盤深度となっている。これらの逆解析モデルに対する理論位相速度は、図 8 に観測値と比較されており、よく観測位相速度を説明できている。

今年度、臨時強震観測点（F022～032）の小アレイによる微動記録から得られたレイリー波の位相速度が図 10 に示されている。解析手法は、大アレイと同様に上下動成分の SPAC 法による解析である。富士川河口部の F022 と F023 では、高周波数で低速度の位相速度が得られている。同様の位相速度の傾向は、内陸部の F024、F025 でも認められる。山梨県の観測点では、位相速度が全体的に大きくなっている。位相速度の逆解析による臨時強震観測点の S 波速度構造が図 11 にまとめられている。ほとんどの観測点での工学的基盤（ここでは、S 波速度 350 m/s 程度以上とする）までの深度は、10 m 以内となっている。この地盤モデルの深さ 30 m までの平均 S 波速度は、表 1 に示されている。図 12 には、平均 S 波速度の頻度分布が示されている。多くの地点で 300 m/s 以上となっている。

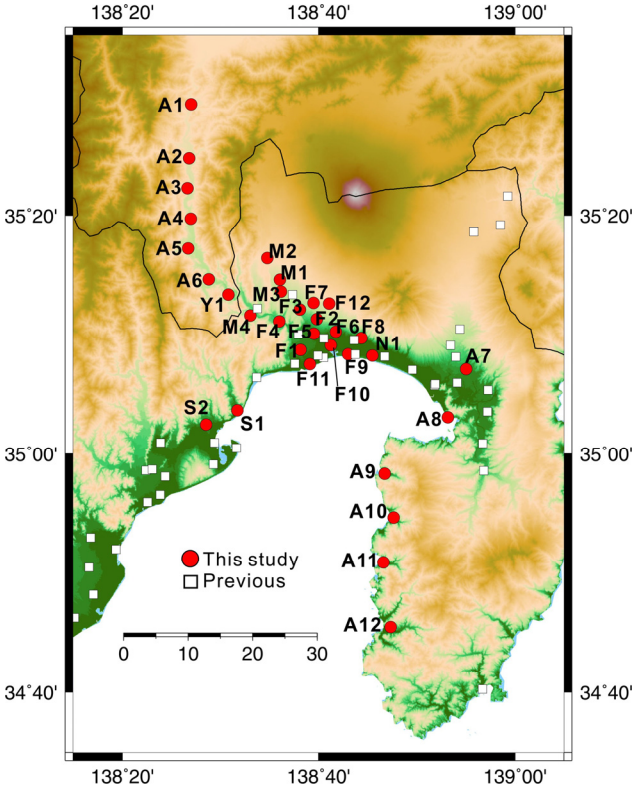


図 6　大アレイによる微動探査地点
赤の丸が本研究で実施した微動探査地点を示し、白四角は既往の調査の位置を示す。地形は、国土地理院「数値地図 50 m メッシュ（標高）日本-II」のデータに基づいて作成した。

表３　大アレイによる微動探査の観測諸元

観測点	観測月	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, R150
F4	2018 年 7 月	35.18538	138.59986	R500, R250, R100)
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, R51
F10	2019 年 3 月	35.15195	138.68725	R500, R250, R100, R52
F11	2019 年 3 月	35.12531	138.65216	R500, R250, R100, R53
F12	2019 年 3 月	35.21013	138.68457	R500, R250, R100, R54
M3	2019 年 3 月	35.22705	138.60290	R500, R250, R100, R55
M4	2019 年 3 月	35.19347	138.55058	R500, R250, R100, R56
A1	2019 年 8 月	35.48795	138.45031	R250, R125, R50, R30,R15,R4
A2	2019 年 8 月	35.41279	138.44673	R500,R250,R120,R60,R30,R15,R8,R4
A3	2019 年 8 月	35.37105	138.44437	R250,R134,R60,R30,R15,R4
A4	2019 年 8 月	35.32862	138.44983	E225,E120, R60,R30,R15,R4
A5	2019 年 8 月	35.28687	138.44543	R250,R125,R60,R30,R15,R4
A6	2019 年 8 月	35.24405	138.48043	R250,R125,R60,R30,R15,R4
A7	2019 年 8 月	35.11837	138.91722	R500,R250,R120,R60,R30,R15
A8	2019 年 8 月	35.05120	138.88619	R100,R60,R30,R15,R8,R4
A9	2019 年 8 月	34.97229	138.77896	R250,R125,R60,R30,R15,R4
A10	2019 年 9 月	34.91130	138.79410	R250,R125,R60,R30,R15,R4
A11	2019 年 9 月	34.84906	138.77886	R250,R125,R60,R30,R15,R4
A12	2019 年 9 月	34.75816	138.78904	R500,R250,R60,R30,R15,R4

図７　微動アレイ観測の様子

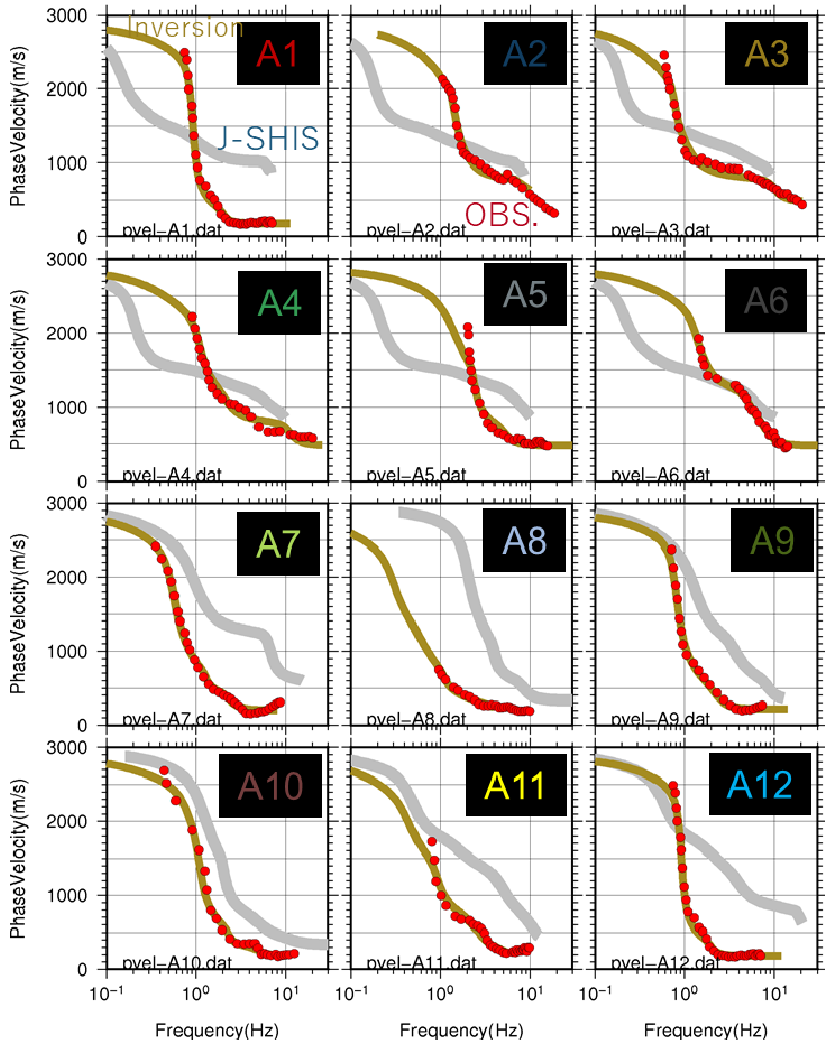


図８　大アレイの観測から得られたレイリー波の位相速度（赤丸）と理論位相速度（実線）灰色の実線は、J-SHIS V2 による地盤モデルに対する理論値であり、茶色は、逆解析モデル（図８）に対する理論値を示す。

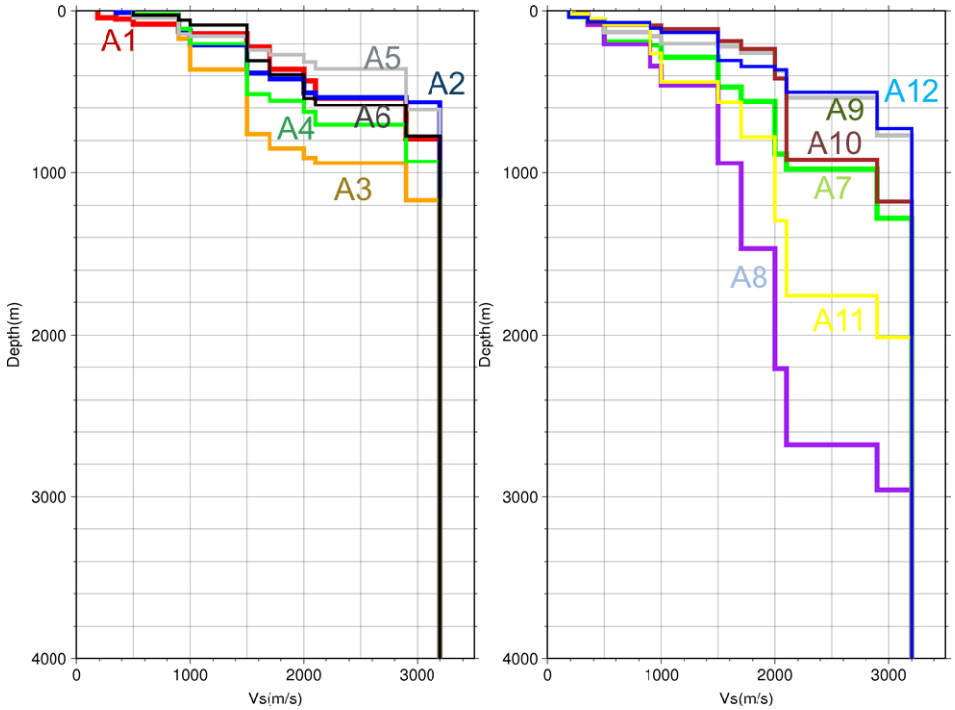


図 9　図 8 の位相速度の逆解析による深部地盤の S 波速度構造モデル

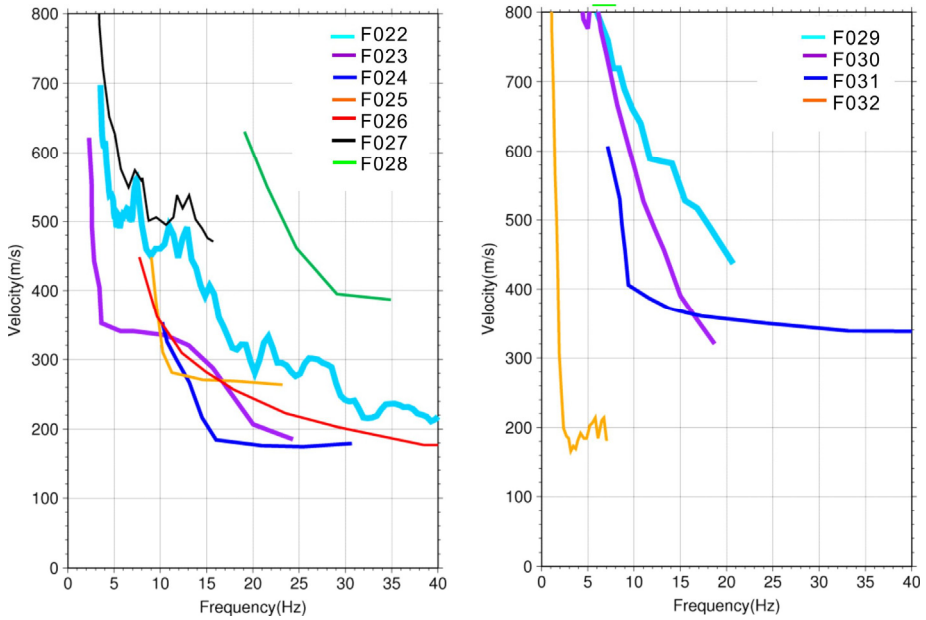


図 10　本年度に実施した臨時強震観測点での小アレイを用いた微動探査によるレイリー波の位相速度

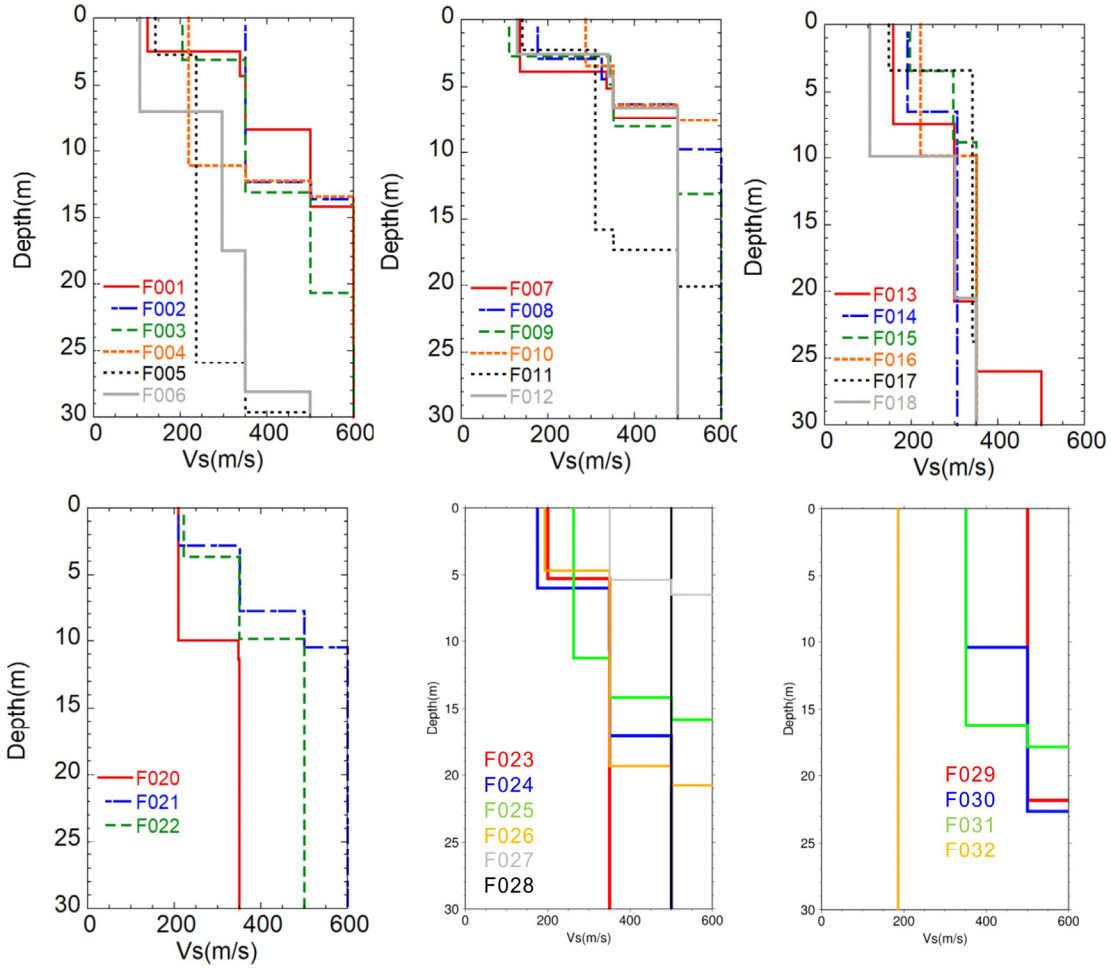


図 11　臨時強震観測点での微動探査による表層地盤の S 波速度構造モデル

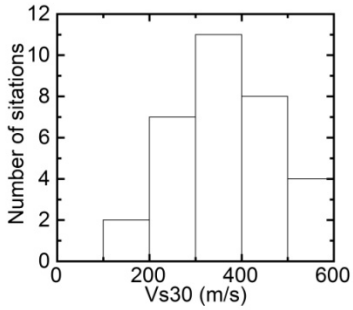


図 12　臨時強震観測点の深さ 30 m までの平均 S 波速度の頻度分布

3) 地震波干渉法による表面波群速度の評価

臨時強震観測では、連続記録を取得している。そこで、地震波干渉法（Wapenaar and Fokkema, 2006)を適用し、2 つの観測点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ことを試みた。今年度、富士川河口部と断層帯北部の観測データが蓄積されており、昨年度に比べて、より多くの観測点ペアでの相互相関関数を求めることができる。

2 地点の連続記録から相互相関関数を計算するデータ処理方法は、Chimoto and Yamanaka (2014)と同様である。図 13 に示す臨時強震観測点のうちの各 2 点の約 4 か月分の記録のクロスコヒーレンスに対して周期 1 ～ 5 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 14

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されている。観測点ペアのうち、より南側に位置する観測点に対する相互相関を求めているため、正の遅れ時間に現れる信号が大きいということは、南から北に伝播する微動が卓越していることを示している。約 1 km/s の速度で伝播している顕著な位相が認められ、上下動成分とラディアル成分はレイリー波に対応し、トランスバース成分はラブ波に対応すると考えられる。各観測点ペアの上下成分とトランスバース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およびラブ波の群速度の分散曲線を得た。その例を図 15 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。レイリー波の観測値は理論値よりも低いが、ラブ波については、両者の差異がより少ないことがわかる。

図 16 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秒の各周期帯域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。これらの群速度を用いて、地元・山中（2011）と同様のトモグラフィ解析から、各セルのレイリー波の群速度を求めた結果を図 17 に示す。トモグラフィのセルは 0.015625°四方に分割し、周期１秒から５秒の間の各周期において解析して各セルのスローネスを決定した。解析は、逆投影法による同時反復法を用いた。周期４秒では、対象地域西側の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。図 18 には、各セルで観測された群速度と既存の地下構造モデル（J-SHIS V2；NIED, 2019；SIP, Wakai et al., 2019）によるレイリー波の理論群速度が比較されている。多くのセルで周波数 0.5～２Hz の帯域は、観測値と理論値は類似しているが、周波数 0.5 Hz 以下では、観測値のほうが小さい。同様の解析をラブ波についても行った結果が図 19、20、21 に示されている。レイリー波に比べて、ラブ波の群速度の観測値と理論値は、より低周波数まで一致している。

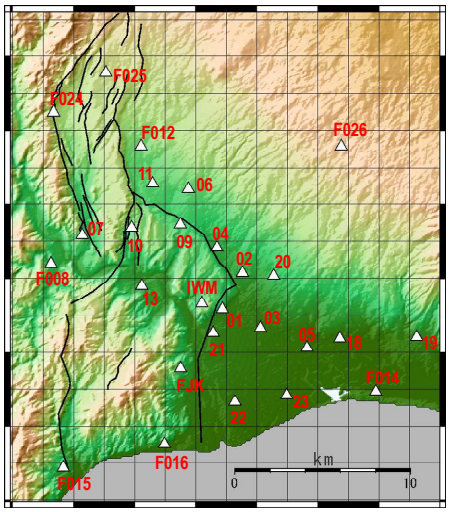


図 13　地震波干渉法の解析に用いた強震観測点
地形は、国土地理院「数値地図 50 m メッシュ（標高）日本-II」に基づいて作成した。黒線は、地震本部（2010）による活断層のトレースである。

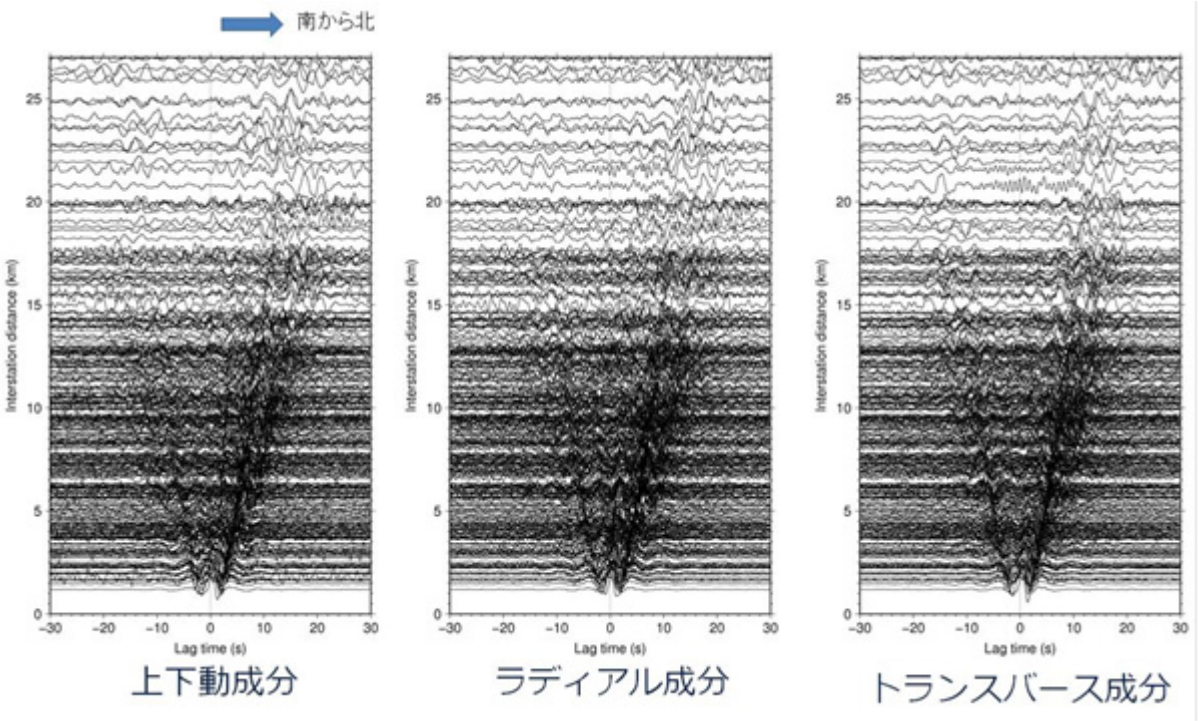


図 14　各 2 点間の相互相関関数

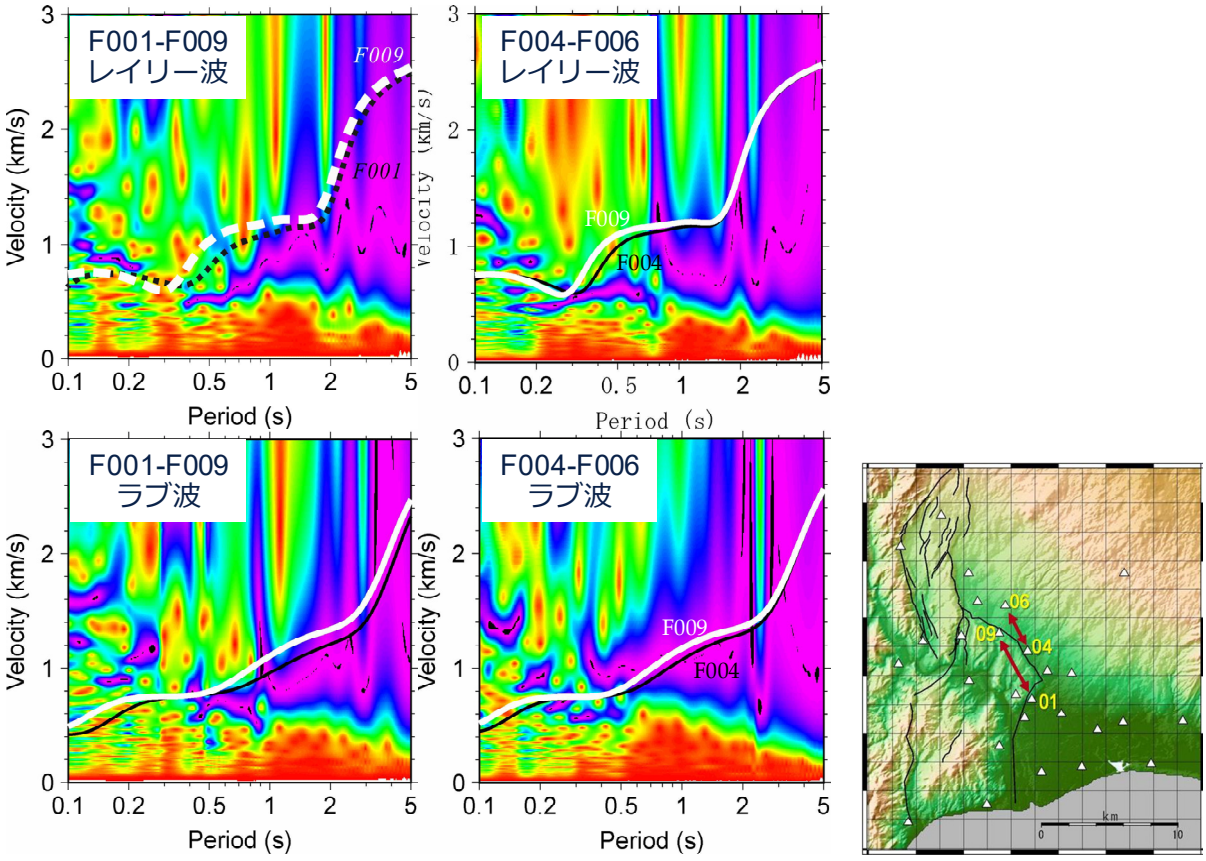


図 15　相互相関関数の上下成分（上）とトランスバース成分（下）のマルチプルフィルター解析結果の例。図の実線は、2 地点直下の地下構造モデル（J-SHIS）から期待されるレイリー波もしくはラブ波の群速度の理論値。地形は、国土地理院「数値地図 50 m メッシュ（標高）日本-II」に基づいて作成した。

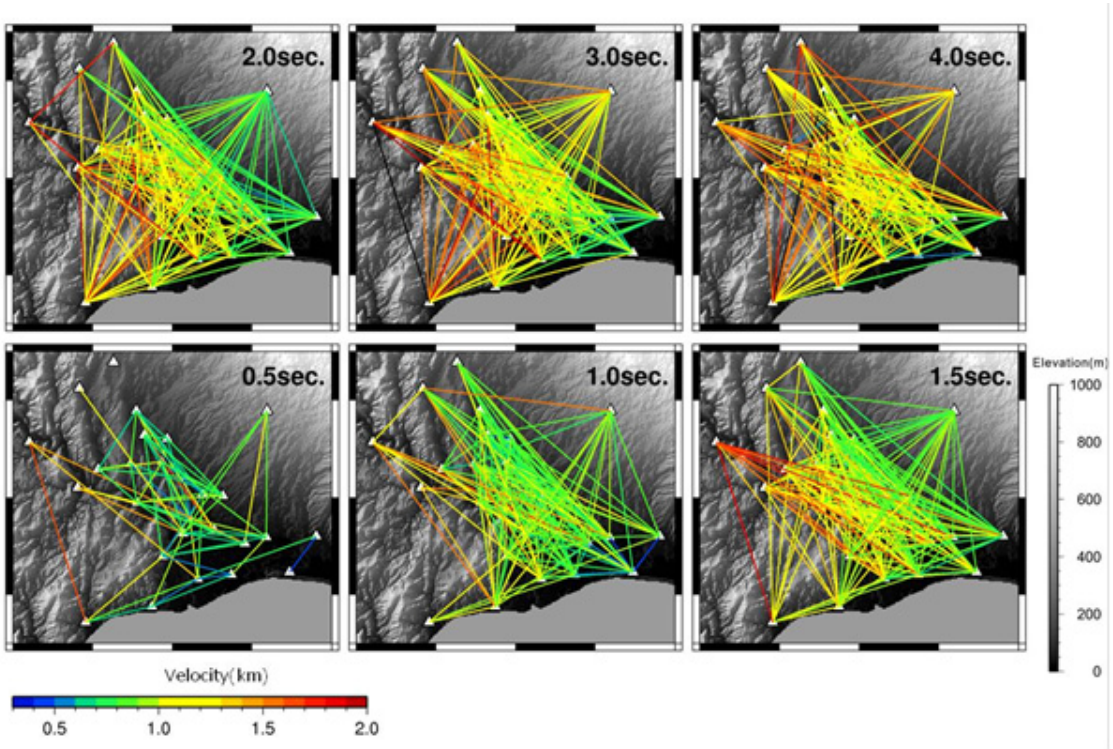


図 16　周期毎の２点間のレイリー波群速度分布

地形は、国土地理院「数値地図 50 m メッシュ（標高）日本-II」に基づいて作成した。

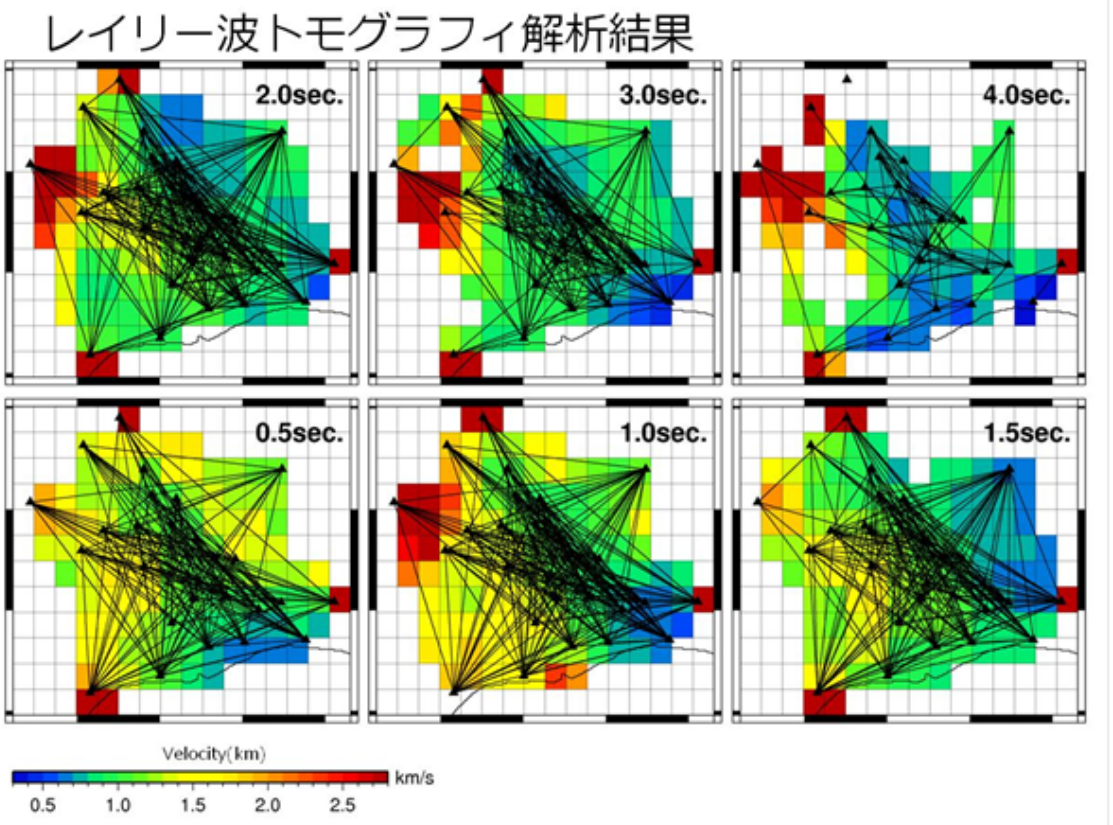


図 17　トモグラフィ解析による周期毎のレイリー波群速度分布

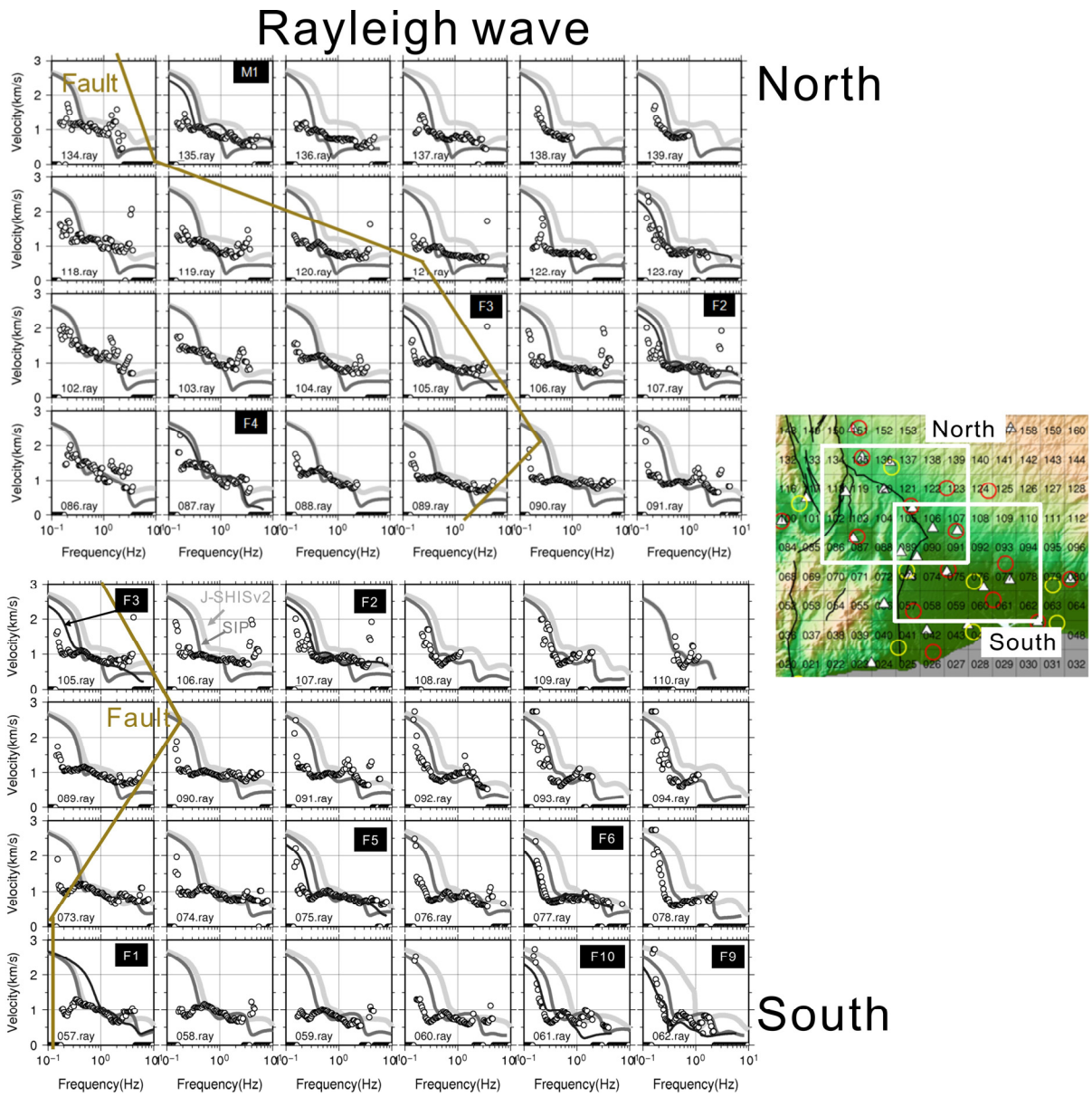


図 18　各セルのレイリー波の群速度の観測値と既存のモデルに対する理論群速度の比較
薄い灰色は、J-SHIS-V2（NIED, 2019）のモデルの理論値、濃い灰色は、Wakai et al.（2019）のモデルの理論値を示し、丸は観測値を示す。また、図の茶色は、地図の断層帯の位置を模式的に示している。

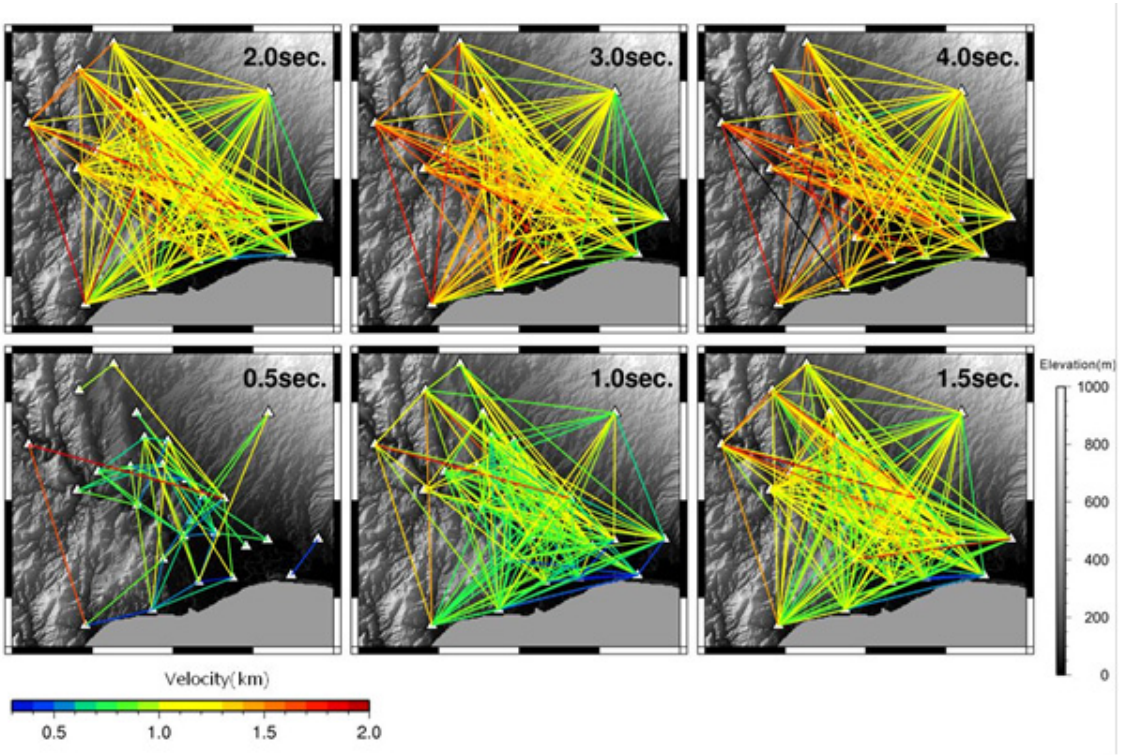


図 19　周期毎の 2 点間のラブ波群速度分布

地形は、国土地理院「数値地図 50 m メッシュ（標高）日本-II」に基づいて作成した。

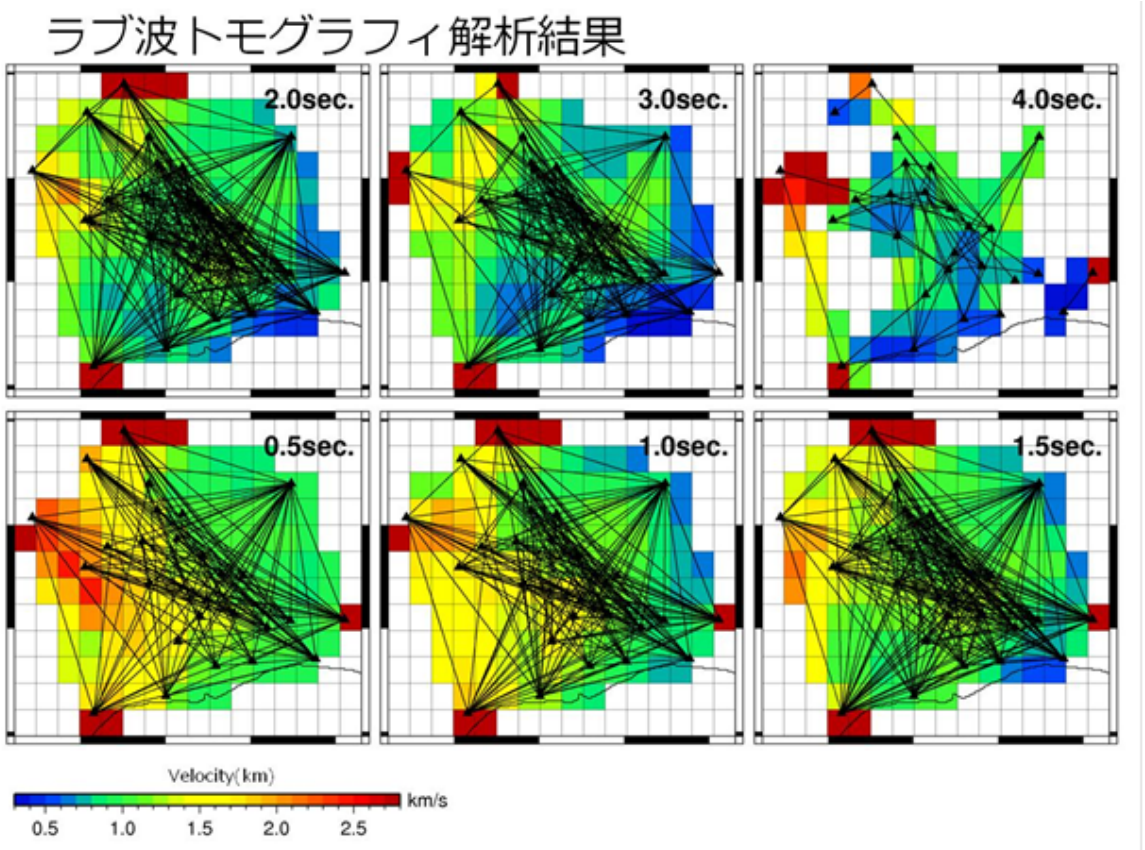


図 20　トモグラフィ解析による周期毎のラブ波の群速度分布

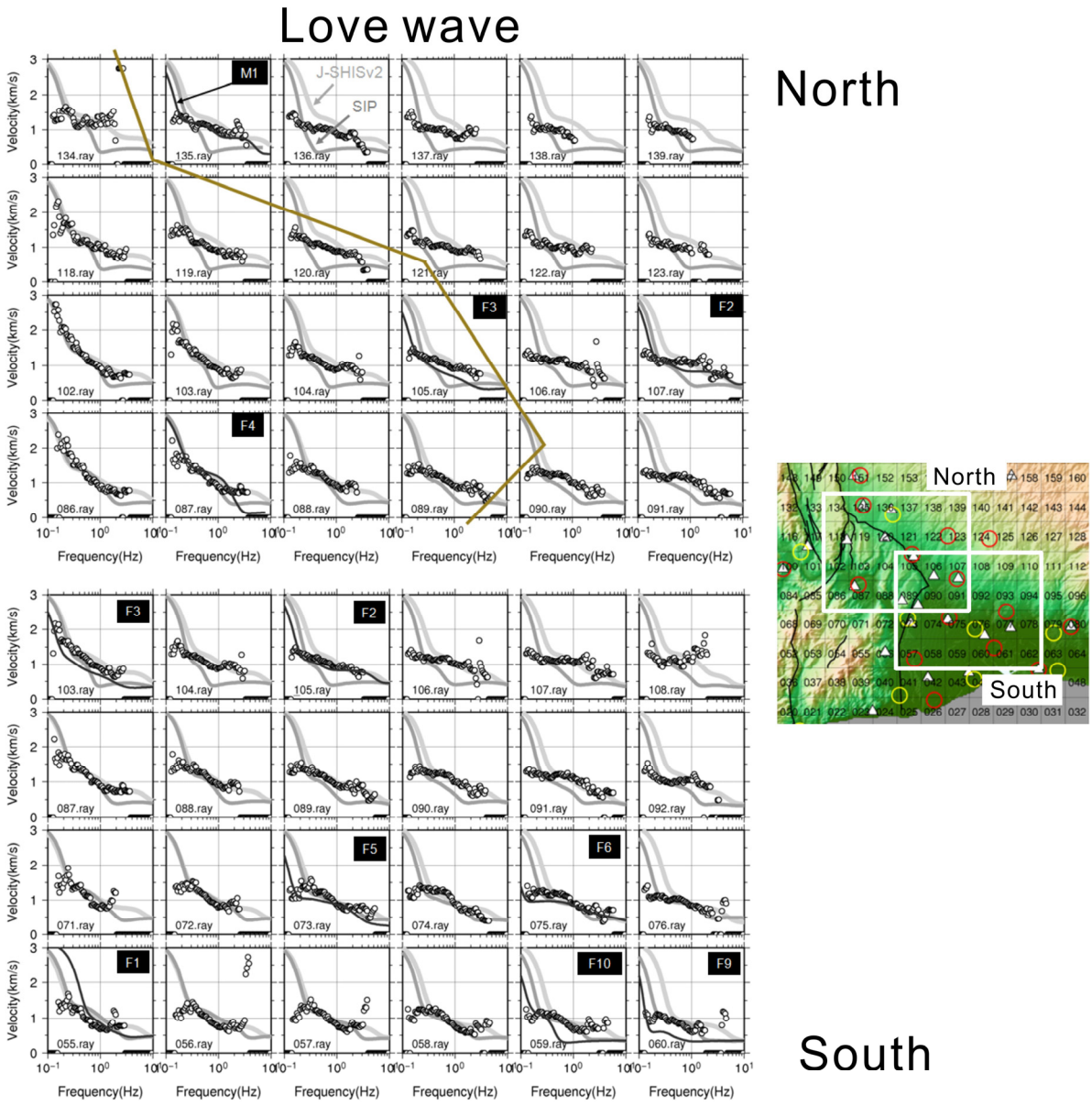


図 21　各セルのラブ波の群速度の観測値と既存のモデルに対する理論群速度の比較
薄い灰色は、J-SHIS-V2（NIED, 2019）のモデルの理論値、濃い灰色は、Wakai et al.（2019）のモデルの理論値を示し、丸は観測値を示す。また、図の茶色は、地図の断層帯の位置を模式的に示している。

4）深部地盤の S 波速度構造モデルの修正

既存の深部地盤の S 波速度構造モデルでは、地震波干渉法による表面波成分の群速度の分散性状が十分に説明できなかったので、地下構造モデルの修正を試みる。上述の微動探査の結果を用いて、既往の地下構造モデルを修正した。ここでは、J-SHIS V2 による深部地盤モデルを参考にした。さらに、Wakai et al. (2019)による浅部・深部統合地盤モデルを、138.126563°よりも東の静岡県陸域において置き換えた。

本研究で実施した微動探査の結果を考慮して、S 波速度が 1300 m/s 以上の深部地盤に対

応する部分のみを修正することにした。その結果が図 22 に示されている。S 波速度 350 m/s ～500 m/s 層の上面深度の深さは、富士川河口部や海岸沿いの地域で厚いが、その他に地域では、非常に浅くなっている。S 波速度 2700 m/s 層上面の深度は、富士川河口断層帯の西側では 4 km 以上と厚く、東側では 2 km よりも浅い。

修正した地下構造モデルを用いて、レイリー波の群速度を計算し、上述の地震波干渉法の結果と比較した。図 23 に示すように、修正モデルの理論群速度については、既往のモデル（SIP, Wakai et al. 2019; J-SHIS V2, NIED, 2019; JIVSM, Koketsu et al., 2012）の理論値よりも、より低周波数まで群速度が小さくなっている地点が多く、周波数 0.5 Hz 以下の観測群速度については、修正モデルによってよく説明できる地点が増えている。とくに、対象地域南部の地点でよく一致している。

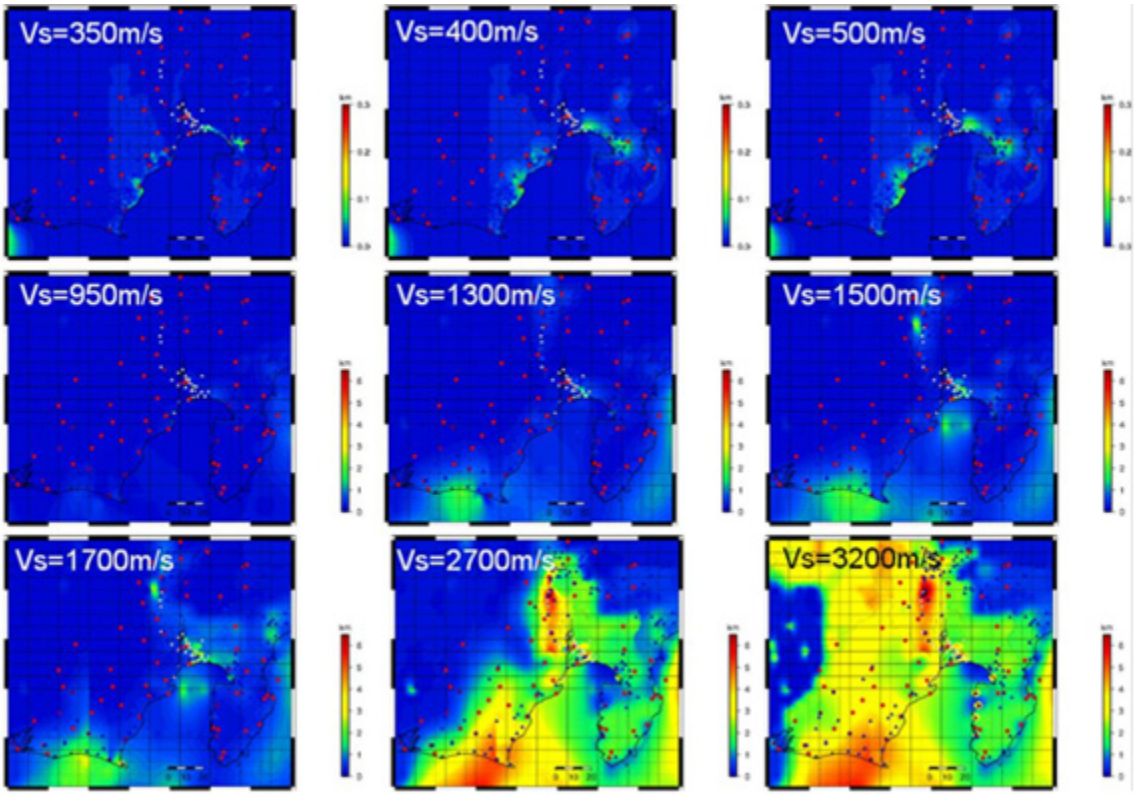


図 22　修正した深部地盤構造モデル
各図は、各 S 波速度を有する層の上面深度を示す。

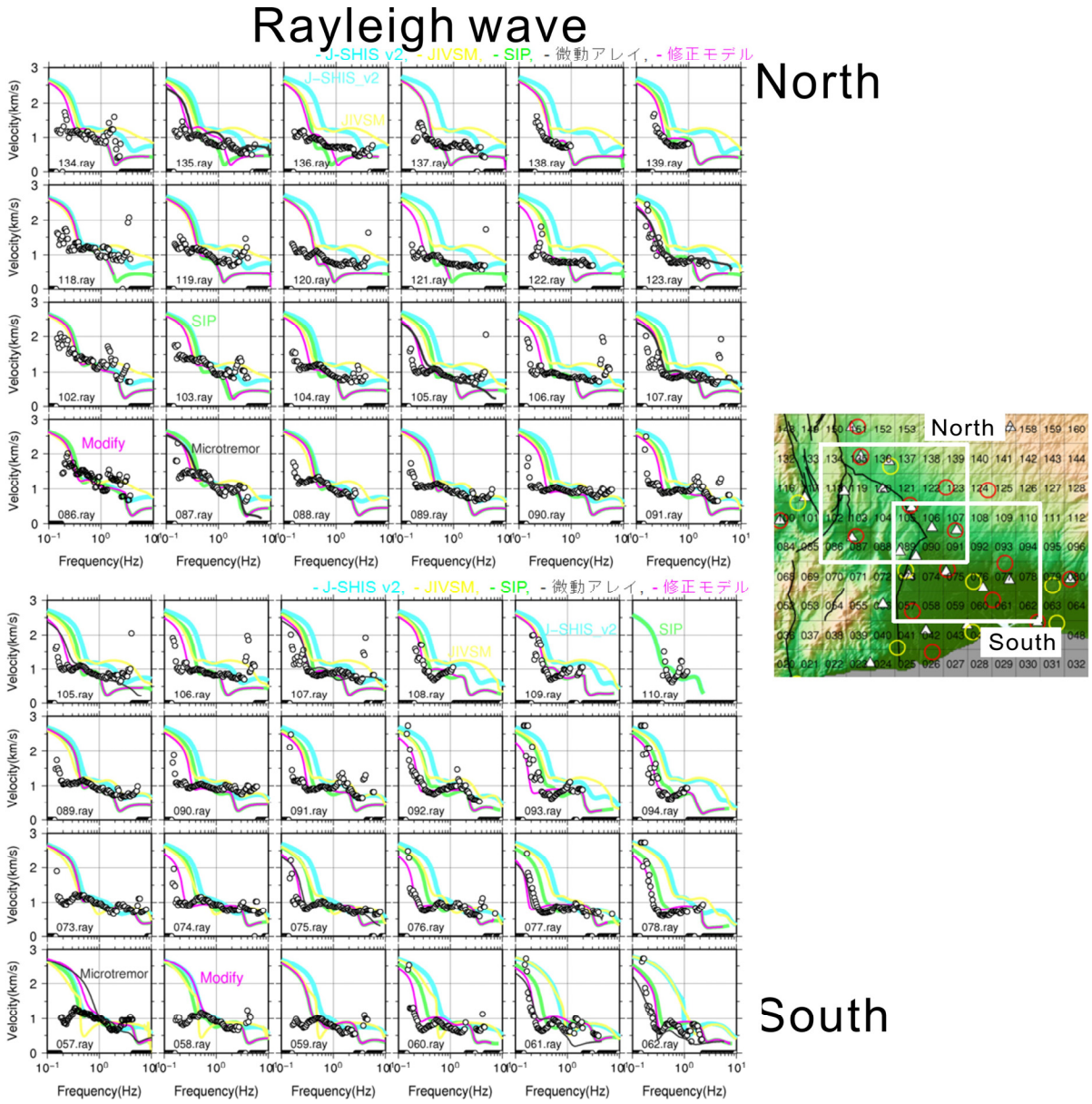


図 23　既存（J-SHIS, NIED, 2019; JIVSM, Koketsu et al., 2012; SIP, Wakai et al., 2019）および修正深部地盤構造モデルのレイリー波の群速度の理論値と観測値との比較

5）スペクトル分離解析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てスペクトル分離解析を行った。臨時強震観測点に加えて用いた既存の強震観測点は、K-NET、KiK-net、SKnet である。さらに、東海大による駿河湾での 4 地点での海底地震計による速度記録も分析に用いた。図 24 に強震観測点と解析に用いた記録が得られた地震の震央の位置を示す。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 120 km 以内、最大加速度 100 gal 以下（海底地震計を除く）の記録を抽出した。図 25 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。

強震記録の処理では、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、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。本年度の解析では、KiK-net早川北（YMNH10）および静岡北（SZOH29）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した。

まず、YMNH10およびSZOH29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26と27に示すように、2地点とも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を拘束条件とした。2地点の最下層のS波速度は、2.4と2.6 km/sであることから、この解析の結果として得られる増幅特性は、S波速度2.5 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28に示す。左図には、ω-2乗モデルで近似した理論スペクトルも示している。広い周波数帯域でω-2乗モデルで説明できていることがわかる。図29では、本研究で得られた地震モーメントをF-NETによる観測値と比較している。多くの地震で両者はよく一致している。地震モーメントが大きい地震では、本研究による推定結果がやや小さめになるが、これは分析に用いている周波数の下限が0.5 Hzであることによると考えられる。伝播経路のQ値も図28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、図30に示すように、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。

強震観測点で得られた地盤倍率の分布を図31に示す。0.5～1.3 Hzおよび1.3～3.2 Hzの低周波数帯域の増幅率は、富士川河口部と沼津海岸部で大きく、富士川北西部の山地で小さくなっている。北部の山地でも、富士川近傍では増幅率が大きい地点もある。一方、8～20 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。駿河湾の海底地震計の増幅率は、すべての周波数帯域で大きくなっている。

図32には、観測増幅特性と修正モデルの理論増幅特性との比較を示している。理論増幅特性の計算には、修正した深部地盤モデルに検層や微動探査による表層地盤部分を追加したモデルを用いた。また、Q値は、S波速度の1/5の一定値とした。SZO012（蒲原）やYMN007（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、YMN007では、低周波数帯域で理論値のほうが小さい。SZO001（富士宮）では、観測結果が全体的に大きな振幅であるが、高周波数で卓越する形状は、修正モデルで説明できている。さらに、臨時観測点での比較では、やや観測値が大きめの倍率であるが、増幅スペクトルの全体的な形状は、修正モデルのほうが観測値とよく一致しており、地下構造モデルを修正した効果が認められる。

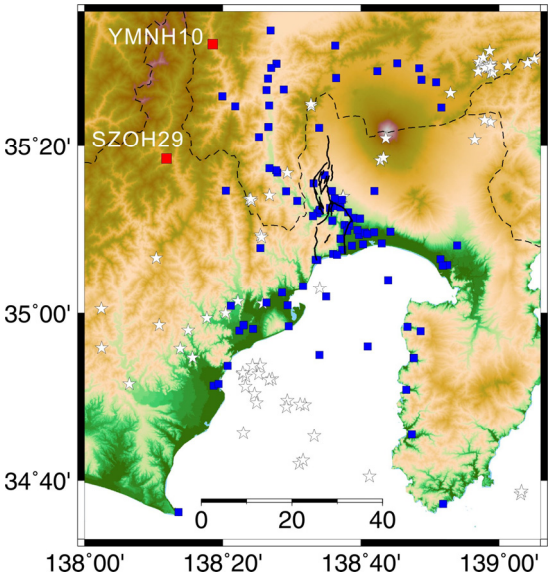


図 24　解析に用いた地震記録の地震の震央と強震観測点の位置

星は、気象庁一元化処理による震央を示し、青と赤の四角は、検討に用いた観測点および拘束条件に用いた観測点を示す。図の地形は、国土地理院「数値地図 50 m メッシュ（標高）日本-II」に基づいて作成した。黒線は、地震本部（2010）による活断層のトレースである。

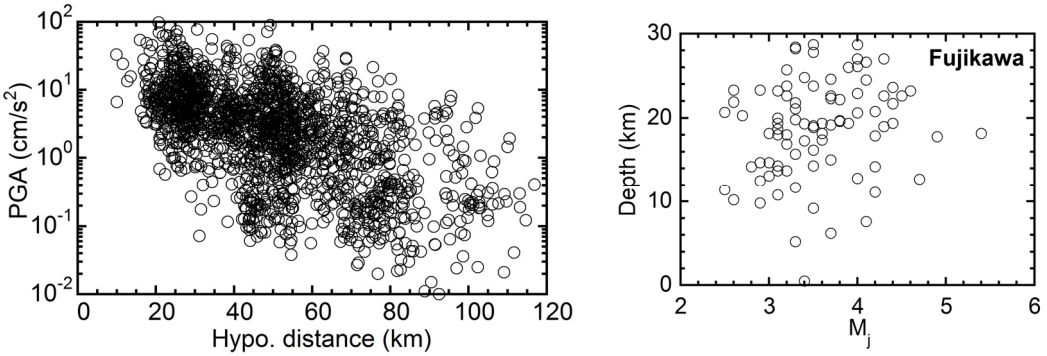


図 25　スペクトル分離解析に用いたデータの属性

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。

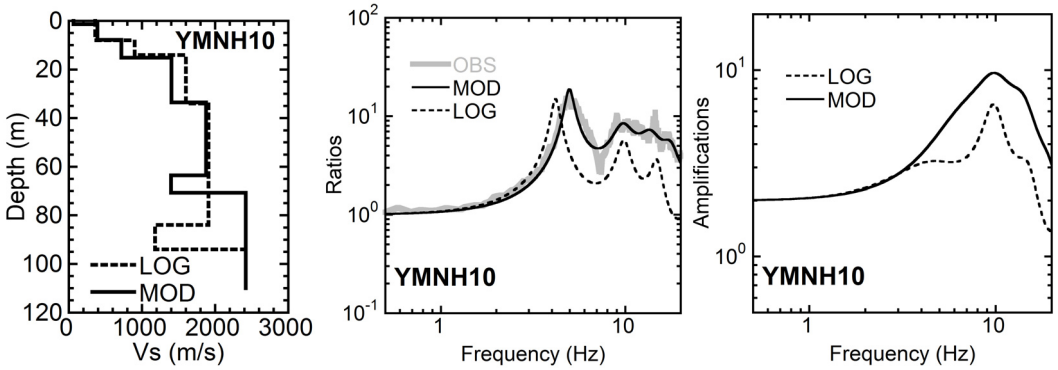


図 26　YMNH10 を用いた拘束条件の設定の地盤モデル（左）と地表・地中スペクトル比の観測値と理論値の比較（右）

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。YMNH10 の検層モデル（点線）と修正モデル（実線）の理論増幅特性。

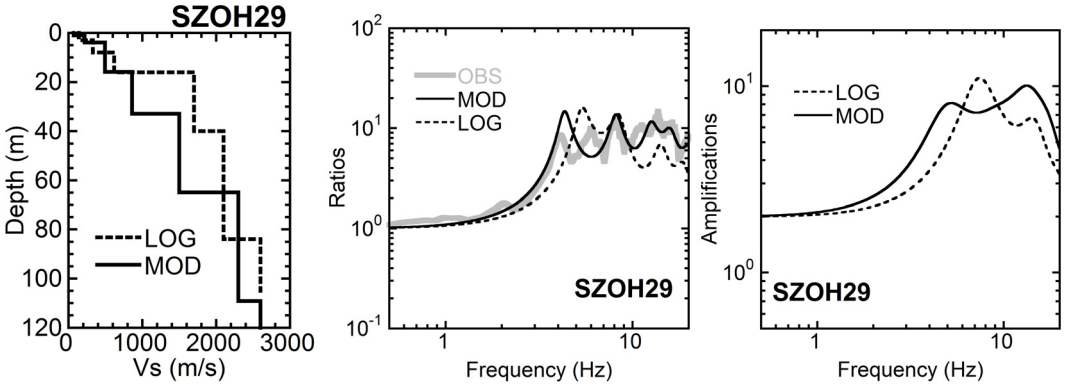


図 27　SZOH29 を用いた拘束条件の設定の地盤モデル（左）と地表・地中スペクトル比の観測値と理論値の比較（右）

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。YMNH10 の検層モデル（点線）と修正モデル（実線）の理論増幅特性。

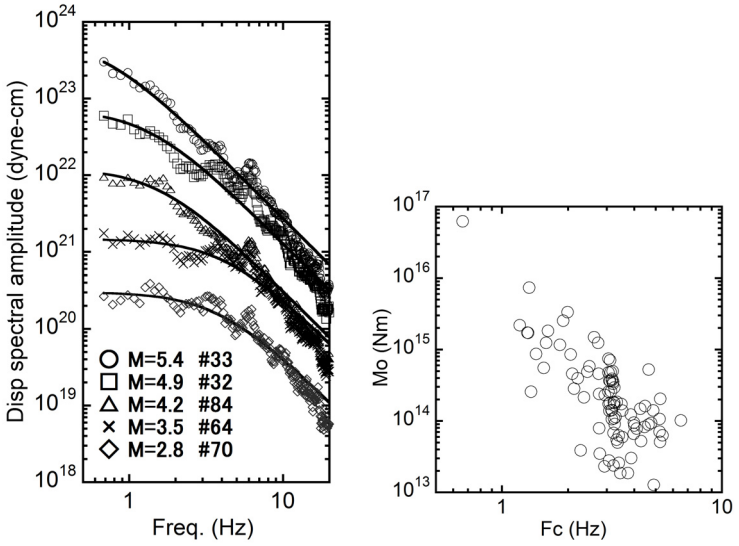


図 28　震源スペクトル（左）

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。

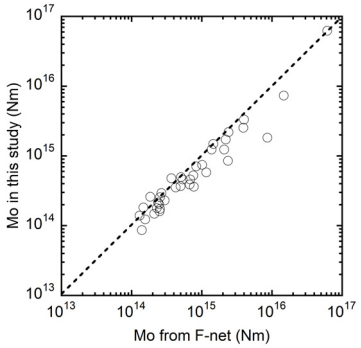


図 29　本研究と F-NET による地震モーメントの比較

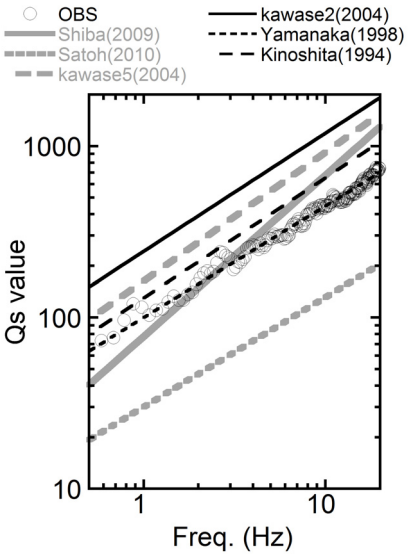


図 30　伝播経路 Q 値（右）

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。

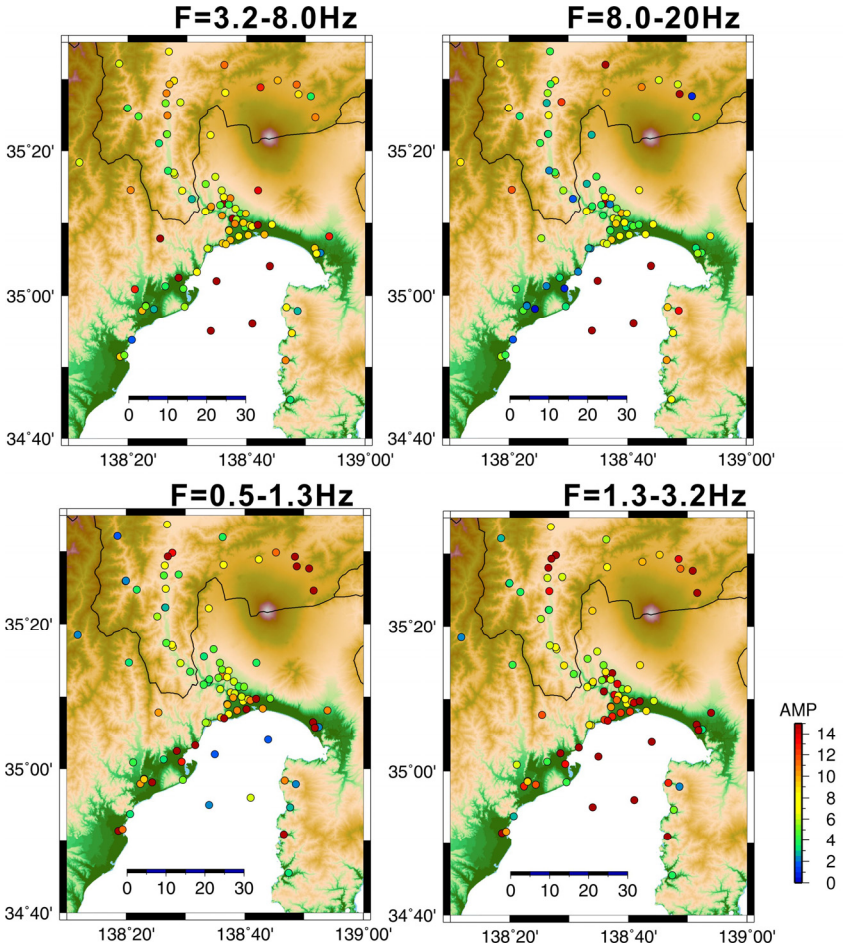


図 31　地盤増幅倍率の分布

地形は、国土地理院「数値地図 50 m メッシュ（標高）日本-II」に基づいて作成した。

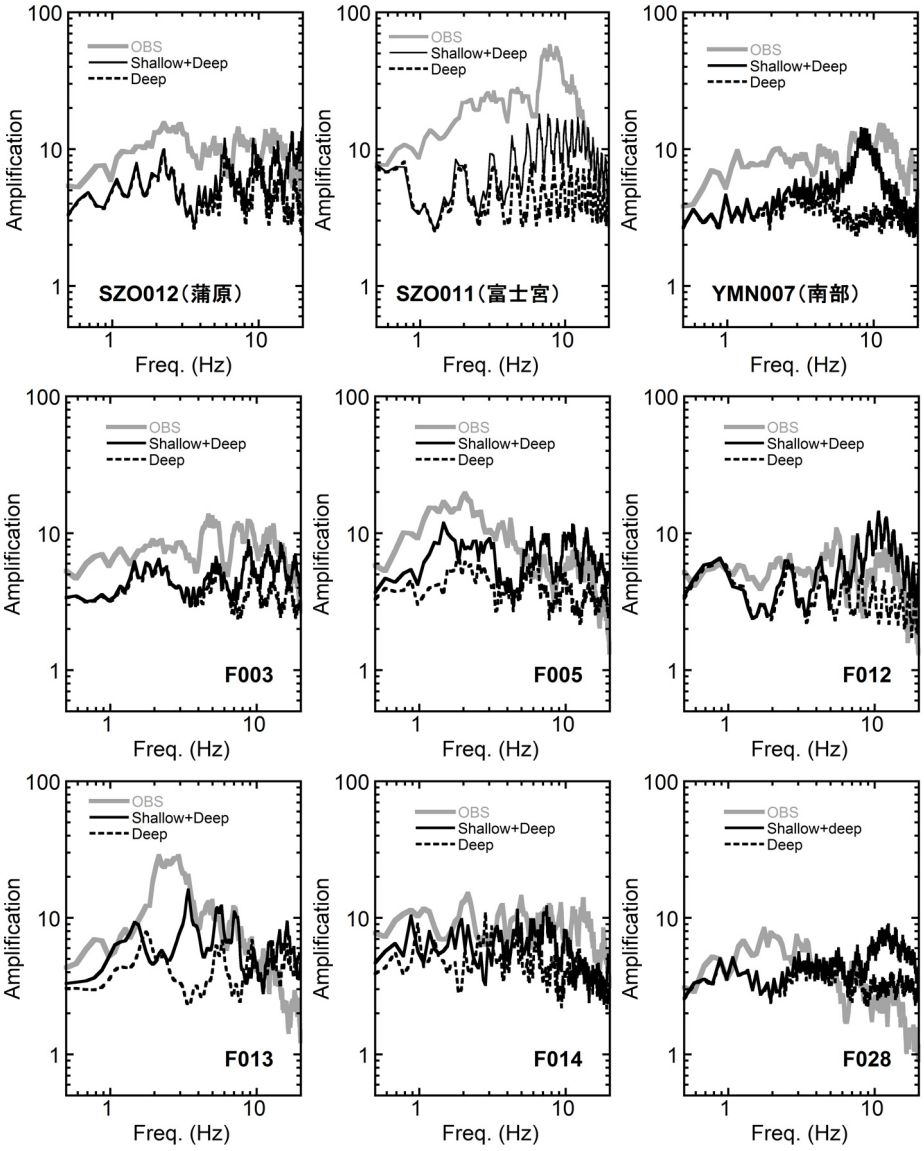


図 32　地盤増幅特性の観測値と修正 S 波速度構造モデルに対する理論値の比較

6) 中小地震による地震動シミュレーション

修正した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、2019 年 2 月 8 日に発生した静岡県中部の地震による長周期地震動を対象にした。計算領域は、東経 138.0°～139.25°、北緯 34.5°～35.75°とし、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。シミュレーションにおいては修正モデルの S 波速度が 350 m/s の層の上面深度を地表とみなした。震源パラメータは、気象庁や 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、三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 33 には、震央と観測点の位置が示されている。なお、Q 値や P 波速度、密度などの各層の物性値については、J-SHIS V2 (NIED, 2019) の値を用いた。震源時間関数はランプ関数とした。

図 34 には、計算された地震動の最大速度の分布が示されている。計算波形には、周期１秒のハイカットフィルタをかけている。富士川河口部では、深部地盤モデルの低速度部分（Vs=500 m/s 以下）の厚いために、最大値が大きくなっている。修正前後の地下構造モデルで計算された速度波形と観測速度波形の比較を図 35 に示す。いずれも周期１秒のハイカットフィルタをかけている。修正前のモデル（J-SHIS V2, NIED, 2019）では、計算波形では、観測波形よりも後続位相の振幅が小さくなっている。しかし、修正モデルを用いた計算では、後続位相の振幅がより顕著となり、観測記録の経時特性の特徴に近くなっており、モデル修正によって地震動の説明能力向上への効果が認められる。

表 4　2019 年２月８日静岡県中部の地震の震源パラメータ。

発生時刻	2019/2/8/06:34
震央経度(°)	138.427
震央緯度（°）	35.152
深さ(km)	21
マグニチュード Mj	4.0
地震モーメント(Nm)	5.07E+14
走向(°)	44
傾斜(°)	56
滑り角(°)	60
ライズタイム(s)	3.0

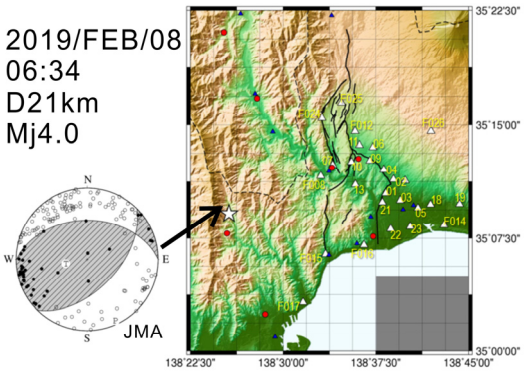


図 33　観測点（丸と三角）と震央（星）の位置

震源解は、気象庁によるものである。地形は、国土地理院「数値地図 50 m メッシュ（標高）日本-II」に基づいて作成した。黒線は、地震本部（2010）による活断層のトレースである。

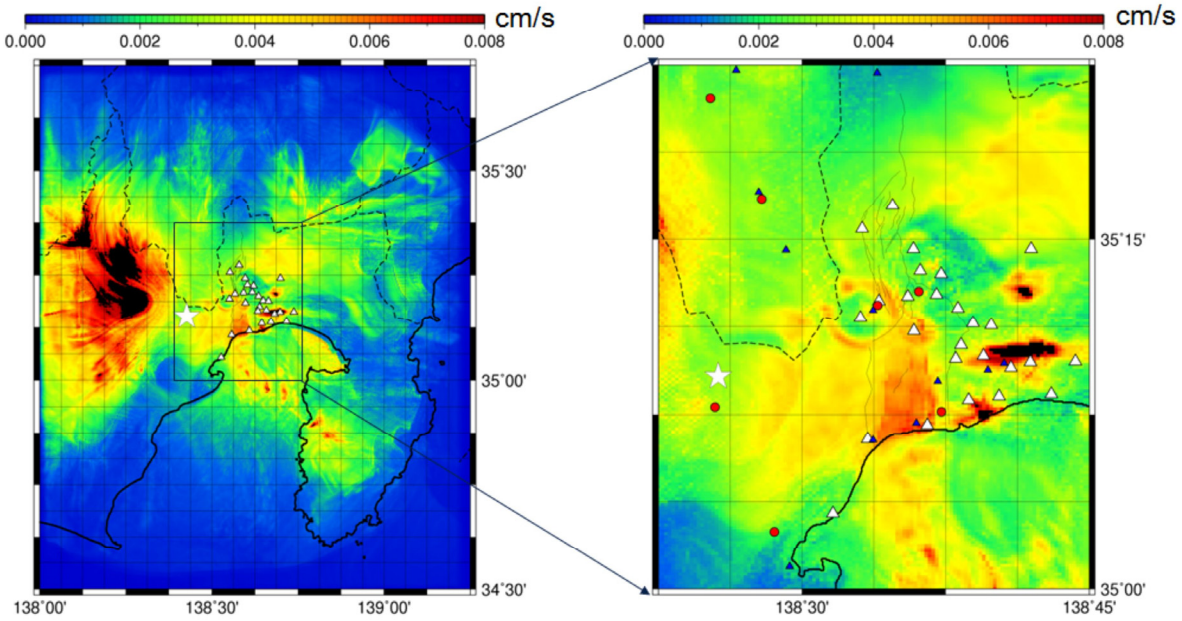


図 34　工学的基盤での最大速度の分布
左図は計算領域全体を示し、右図は富士川河口周辺地域を示す。

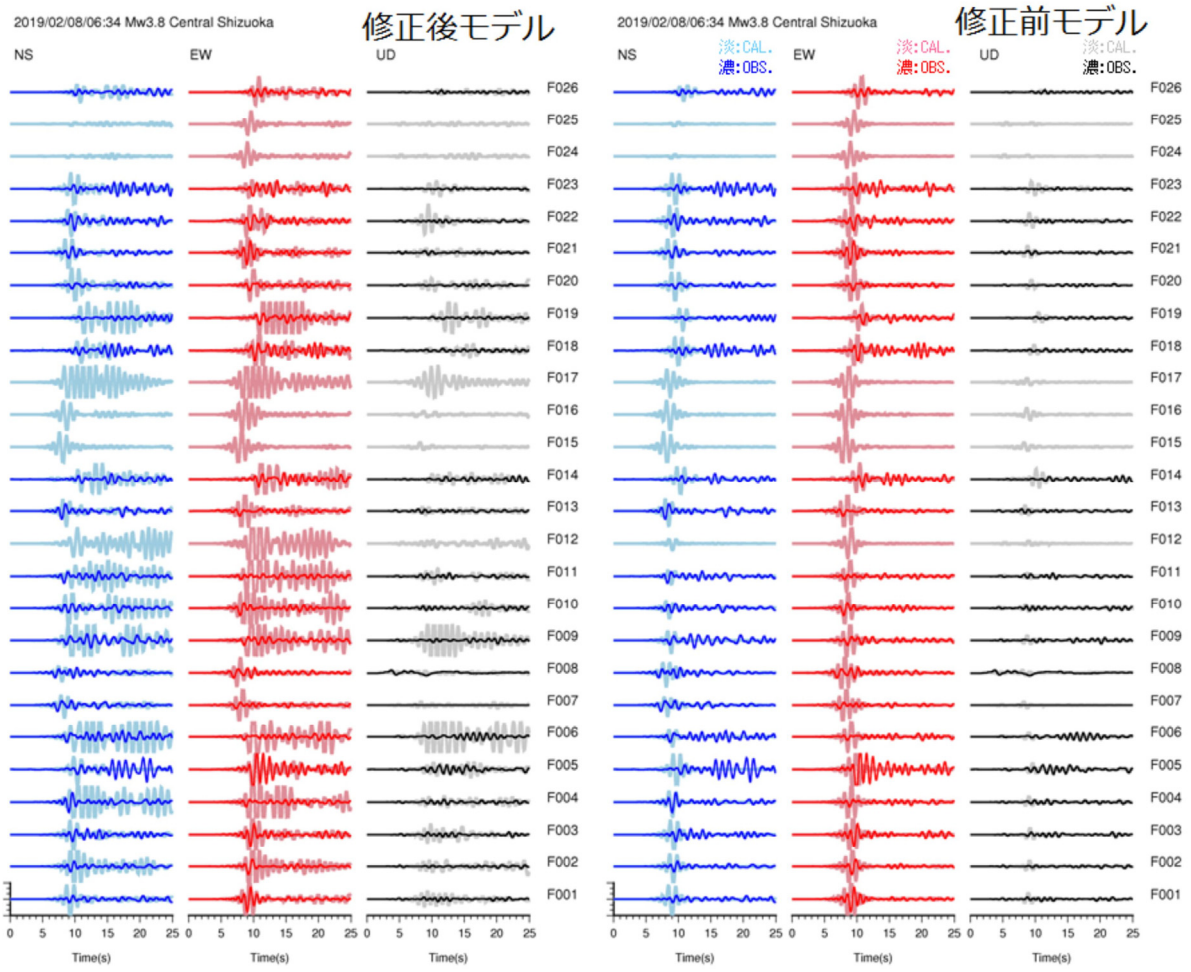


図 35　修正前後の地下構造モデルを用いた計算速度波形と観測速度波形の比較

7) 想定される地震による強震動予測

本研究で得られた活断層および地質構造に関する知見を用いて、富士川河口断層帯で想定される地震による強震動の評価を行った。強震動の計算では、修正地下構造モデルを用いて、図 36 に示すハイブリッド法を用いた。

周期 1 秒以上の長周期帯域を三次元差分法で計算した。計算手法は中小地震シミュレーションと同様であり、山田・山中（2001）に基づく。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。Q 値や P 波速度、密度などの各層の物性値については、J-SHIS V2 の値を用いる。

計算領域は図 37 に示す範囲であり、東経 137.5°～139.25°、北緯 33.75°～35.75°とする。グリッドサイズは、250 m とし、格子数は 560×960×200 の計 1 億 752 万格子である。震源時間関数は中村・宮武（2000）の近似式を用いる。破壊伝播速度は地震発生層の S 波速度の 0.72 倍（km/s）とする。0.005 秒のステップ間隔で 3 万 8 千ステップにより 190 秒間の波動伝播シミュレーションを実施した。周期 1 秒以下の短周期帯域は統計的グリーン関数法（Boore, 1983）により計算した。継時特性モデルは佐藤・他（1994a）を用いている。ラディエーションについては 0.445 とし、高周波遮断周波数は、最北部セグメント A では 6 Hz、東海セグメント B では 13 Hz とする。Q 値は佐藤（1994b）による式を適用した。ハイブリッド合成法により長周期帯域と短周期帯域の計算結果を合成した。接続周期 1 秒のマッチングフィルタにより処理をした後、時間領域で重ね合わせた。

地表における最大速度(*PGV*)を推定するため、表層 30 m の平均 S 波速度 AVS30(m/s)から、経験的関係式（藤本・翠川, 2003）により、最大速度増幅率を決めた。AVS30 は、J-SHIS V2 (NIED, 2019)または Wakai et al. (2019)のものを用いた。工学的基盤の S 波速度が 350 m/s となる地域では、増幅率 *amp* を、$\log(amp)=-0.852\times\log(AVS30/350)$により求めた。計測震度について、地表の震度増分 ΔI は、$2.603\cdot\log(amp)-0.213\cdot\log(amp)^2-0.426\cdot\log(PGV)\cdot\log(amp)$により得た。

震源断層の位置、長さ、幅、深さ、走向、傾斜などの震源の巨視的なパラメータは、他のサブテーマの研究成果によるものである。また、微視的なパラメータは、震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）（地震調査研究推進本部、2017）に基づいて設定した。震源モデルは、3 ケースを想定した。ケース 1 と 2 は、図 38 に示すように、東海セグメントと最北部のセグメントが連動する場合を想定した。東海セグメントは、海溝型の地震とし、最北セグメントは内陸の地震として、上記のレシピ（地震調査研究推進本部、2017）にしがたって微視的な震源パラメータを設定した。また、図 38 に示すように、東海セグメントには 2 つ、北部セグメントには 1 つの強震動生成域を設定した。ケース 1 の破壊開始点は南の強震動生成域の中央下部にした。断層パラメータの設定は図 39 のとおりである。ケース 2 は、ケース 1 と同じ断層モデルだが、破壊開始点を中央の強震動生成域の下部に設定した。ケース 3 は、東海セグメント（B）のみの断層モデルを設定した。

図 40 には、ケース 1 の、静岡市東部、富士市、富士宮市、身延町の代表的な地点での工学的基盤で計算された速度波形と減衰 5 %の速度応答スペクトルが示されている。また、図 41 には、ケース 1 ～ 3 の、工学的基盤の予測結果に表層地盤の増幅率を乗じて得られた地表面の最大速度の分布が示されている。富士川河口部および静岡市東部の海岸部で、150 cm/s 近くの最大値となっている。そのほかの部分でも 100 cm/s を超える最大値となっている。図 42 には、工学的基盤の予測結果に表層地盤の計測震度増分を加えた計測震度が示されている。各セグメントの強震動生成域の付近で、大きな震度となっている。ケ

ース３の場合には、陸域セグメントはないので、予測される震度は他のケースよりも小さい。

身延断層については、その南部セグメントを含んで想定される地震の可能性が地学的に低いと考えられる。さらに、北部セグメントのみで想定される地震による強震動は、富士川河口断層帯の想定地震による強震動に包括される可能性が高いことも考慮して、強震動評価を実施しないこととした。

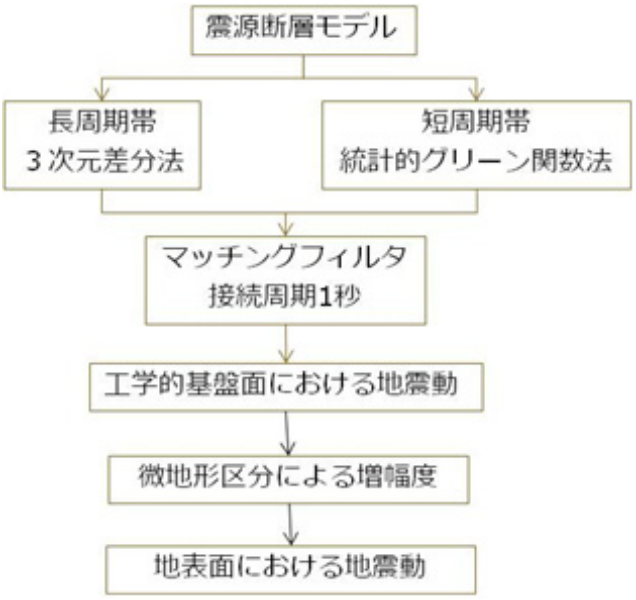


図 36　想定される地震の強震動の計算方法

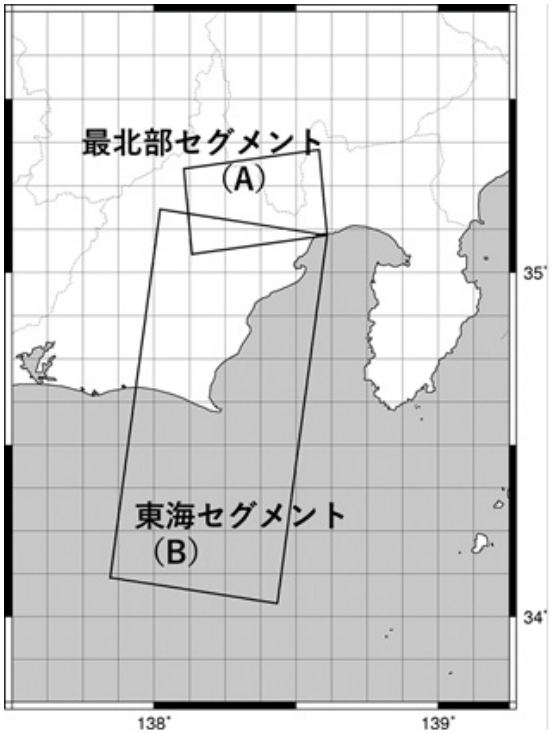


図 37　東海セグメントと最北部セグメントの連動地震の震源モデル

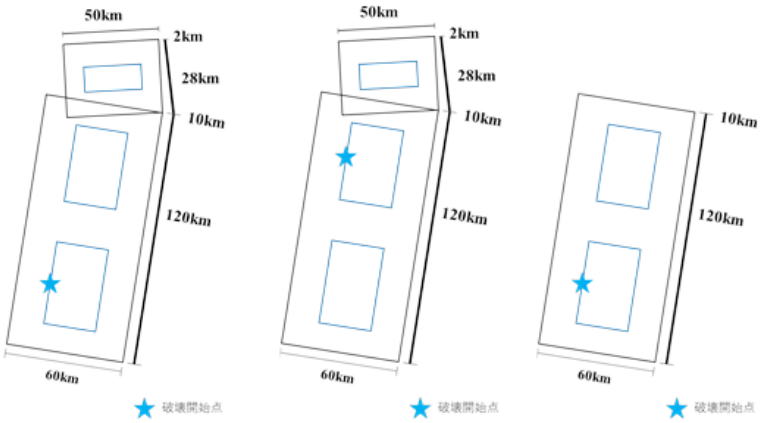


図 38　想定地震の震源断層モデル
左からケース１、２、３のモデルを示す。

最北部セグメント（A）　断層パラメータ

基本パラメータ				
活断層長さL(km)			28	km
マグニチュード M		M=(logL+2.9)/0.6	7.2	
巨視的震源パラメータ				
断層モデルの原点		北端	35.3542/138.5806	
		南端	35.1076/138.6086	
走行（平均）θ			353	°
傾斜角（平均）δ			30	°
すべり角　γ			90	°
地震モーメント　Mo		Mo=(S/4.24*10^{15})^2*10^{-7}	1.09E+20	Nm
モーメントマグニチュード　Mw		Mw=(logMo-9.1)/1.5	7.3	
断層モデル上端深さ			2, 3, 10	km
断層モデル長さ　Lmodel			28	km
断層モデル幅　Wmodel			50	km
断層モデル面積　Smodel		S=4.24×10^{11}×（Mo×10^{7}）1/2	1400	km
静的応力降下量　Δσ		Δσ=7/16・Mo/R^3	5.07	Mpa
平均すべり量　Dmodel		Dmodel=Mo/(μ・Smodel)	2.87	m
短周期レベル　A		A=2.46・10^{10}・(Mo・10^{7})$^{1/3}$	2.53E+19	N・m/s^2
微視的震源パラメータ				
アスペリティ	面積　Sa	Sa=πr^2	413	km^2
	平均すべり量　Da	Da=2.0D	5.74	m
	実効応力　σa	Δσa=7/16・Mo/(r^2・R)	17.16	MPa
	地震モーメント　Moa	Moa=μ・Da・Sa	6.44E+19	Nm
背景領域	面積　Sb	Sb=Smodel-Sa	987	km^2
	平均すべり量　Db	Db=Mob/(μ・Sb)	1.67	m
	実効応力　σb	σb=(Db/Wb)・(πr$^{1/2}$/Da)・r・Σγi^3・σa	2.03	MPa
	地震モーメント　Mob	Mob=Mo-Moa	4.46E+19	Nm

東海セグメント（B）　断層パラメータ

基本パラメータ				
活断層長さL(km)			120	km
マグニチュード M		M=(logL+2.9)/0.6	8.3	
巨視的震源パラメータ				
断層モデルの原点		北端	35.1076/138.6086	
		南端	34.0376/138.4327	
走行（平均）θ			9	°
傾斜角（平均）δ			25	°
すべり角　γ			58	°
地震モーメント　Mo		M0=S*10^{17}	7.20E+20	Nm
モーメントマグニチュード　Mw		Mw=(logMo-9.1)/1.5	7.8	
断層モデル上端深さ			10	km
断層モデル長さ　Lmodel			120	km
断層モデル幅　Wmodel			60	km
断層モデル面積　Smodel			7200	km^2
静的応力降下量　Δσ		Δσ=7/16・Mo/R^3	2.87	Mpa
平均すべり量　Dmodel		Dmodel=Mo/(μ・Smodel)	3.69	m
短周期レベル　A		A=2.46・10^{10}・(Mo・10^{7})$^{1/3}$	4.75E+19	N・m/s^2
微視的震源パラメータ				
アスペリティ	面積　Sa	Sa=πr^2	1269	km^2
	平均すべり量　Da	Da=2.0D	7.37	m
	実効応力　σa	Δσa=7/16・Mo/(r^2・R)	16.27	MPa
	地震モーメント　Moa	Moa=μ・Da・Sa	2.54E+20	Nm
背景領域	面積　Sb	Sb=Smodel-Sa	5931	km^2
	平均すべり量　Db	Db=Mob/(μ・Sb)	2.90	m
	実効応力　σb	σb=(Db/Wb)・(πr$^{1/2}$/Da)・r・Σγi^3・σa	3.80	MPa
	地震モーメント　Mob	Mob=Mo-Moa	4.66E+20	Nm

図 39　震源モデルのパラメータ

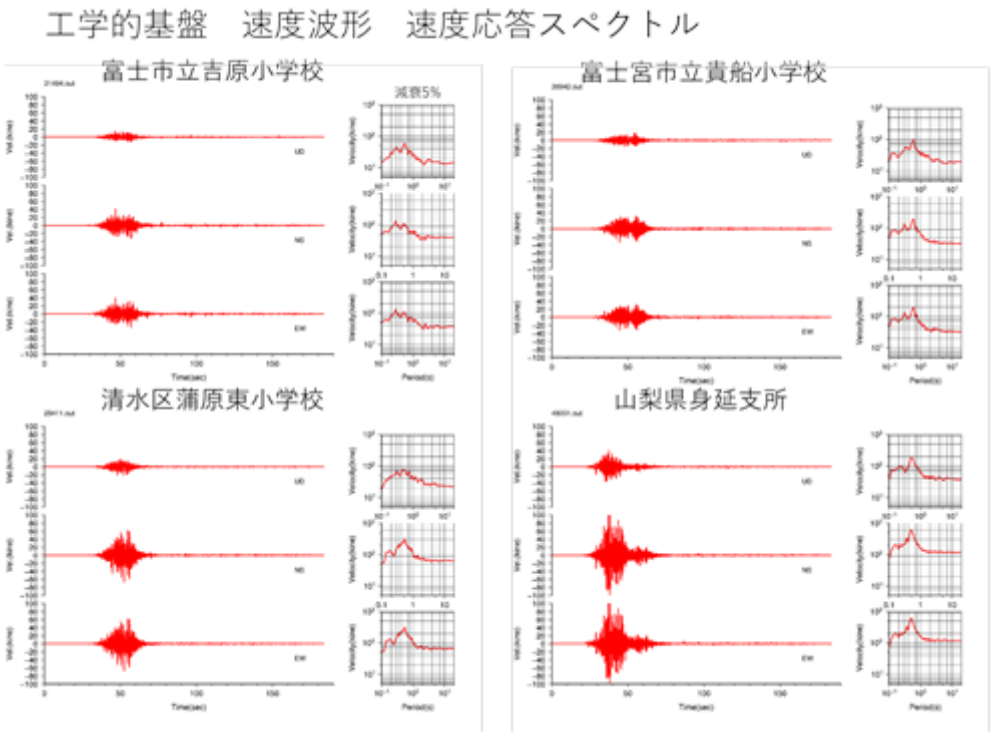


図 40　ケース１の工学的基盤での計算速度と減衰５%の速度応答スペクトル

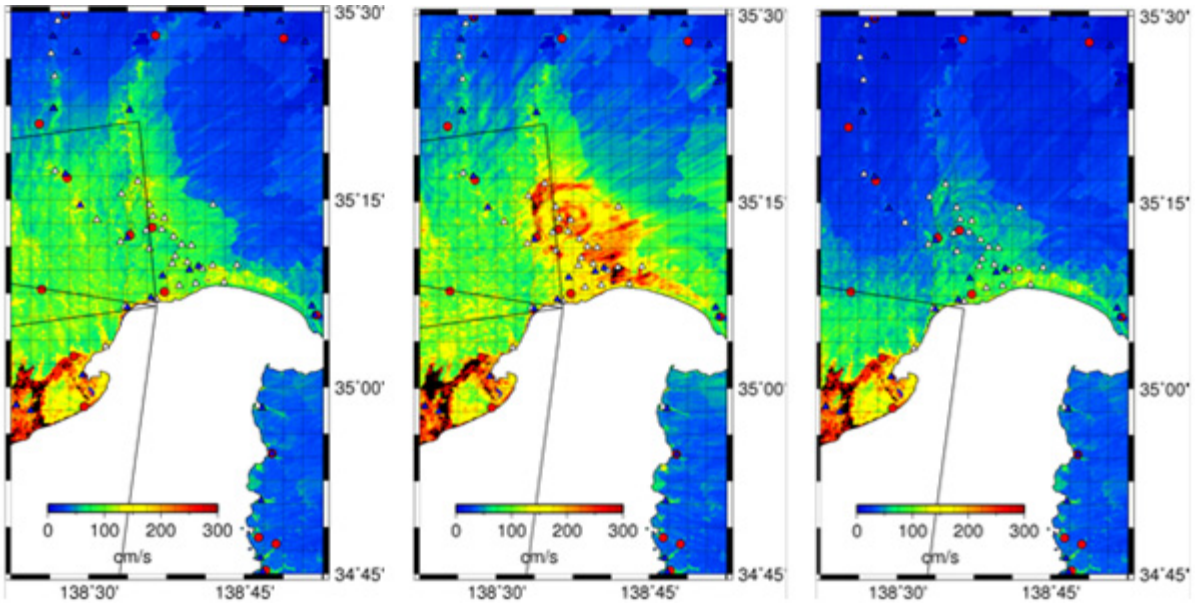


図 41　地表面の最大速度の分布（左からケース１、２、３）

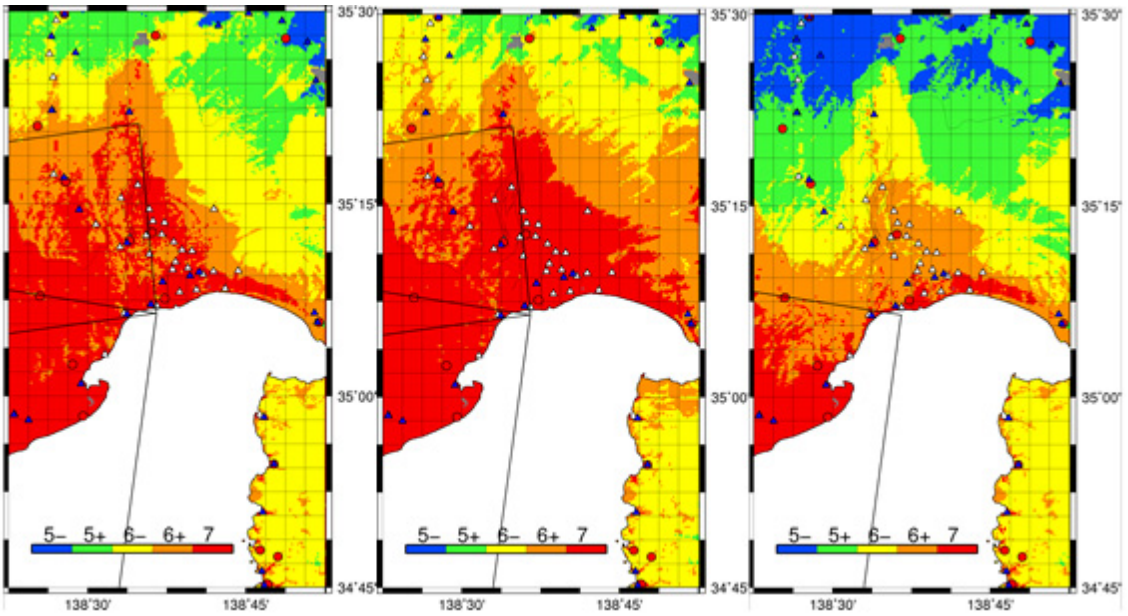


図 42　地表面の計測震度分布図（左からケース１、２、３）

(c) 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。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た。観測結果から、レイリー波の位相速度を求め、その逆解析から一次元S波速度構造モデルを推定した。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、その表面波部分の群速度を抽出し、既存の地下構造モデルによる理論値では、観測群速度が説明できないことを指摘した。これらの地下構造情報を用いて、既存の深部地盤のモデルを修正した。修正した深部地盤のモデルによって、表面波の理論群速度がより説明できることを示した。さらに、上述の強震観測によって得られた地震記録を用いて、周波数0.5～20 Hzの帯域の地盤増幅特性を評価した。修正した地下構造モデルの理論増幅特性は、多くの地点で観測増幅スペクトルの形状と類似しており、地下構造モデルの修正が妥当であることを明らかにした。修正した地下構造モデルの妥当性を検討するために、2019年２月８日の静岡県中部の地震の際に、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った。観測波形の後続位相などの経時特性の全体的な特徴が修正地下構造モデルを用いた計算結果にも認められ、モデル修正の効果を確認できた。

最後に、本研究の活断層や地質構造に関する研究の成果を踏まえて、南海トラフの東海セグメントと富士川河口断層帯に対応するセグメントが連動した場合の想定地震による強震動の評価を行った。富士川河口断層帯のセグメントが連動した場合には、同セグメントの東側の平野部では大きな強震動になると考えられる。

(d) 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, 1865-1894, 1983.

地元孝輔・山中浩明, 南関東地域における震波干渉法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.
藤本一雄・翠川三郎, 近接観測点ペアの強震記録に基づく地盤増幅度と地盤の平均 S 波速度の関係, 日本地震工学会論文集, 6-1, 11-22, 2006.
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.
地震調査研究推進本部, 富士川河口断層帯の評価（一部改訂）, https://www.jishin.go.jp/main/chousa/15apr_chi_kanto/ka_15.pdf
地震調査研究推進本部, 震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）（平成 29 年 4 月 27 日）, 2017. https://www.jishin.go.jp/main/chousa/17_yosokuchizu/recipe.pdf
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.
Koketsu, K., H. Miyake, H. Suzuki, Japan Integrated Velocity Structure Model Version 1, Proceedings of the 15th World Conference on Earthquake Engineering, Lisbon, Portugal, Oct. 12-17, Paper No. 1773, 2012.
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, 地震第 2 輯, 53, 1-9, 2000.
National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, J-SHIS, HYPERLINK "https://doi.org/10.17598/nied.0010" ¥t "_blank" https://doi.org/10.17598/nied.0010 , 2019.
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.
佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明, ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性, 日本建築学会構造系論文集, 461, 19-28, 1994a.
佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明, 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性：仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析, 日本建築学会構造系論文集, 462, 79-89, 1994b.
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.
Wakai A. Senna S, Jin K, Yatagai A, Suzuki H, Inagaki Y, Matsuyama H, Fujiwara H, Modeling of Subsurface Velocity Structures from Seismic Bedrock to Ground Surface in the Tokai Region, Japan, for Broadband Strong Ground Motion Prediction, J. Disast. Res., 14(9), 1140-1153, 2019.
Wapenaar, K. and Fokkema, J, Green's function representations for seismic interferometry, Geophysics, 71, SI33–SI46, 2006.
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三次元地下構造

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, 5, 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.

(3) 平成 29～令和元年度の成果

(a) 業務の要約

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。

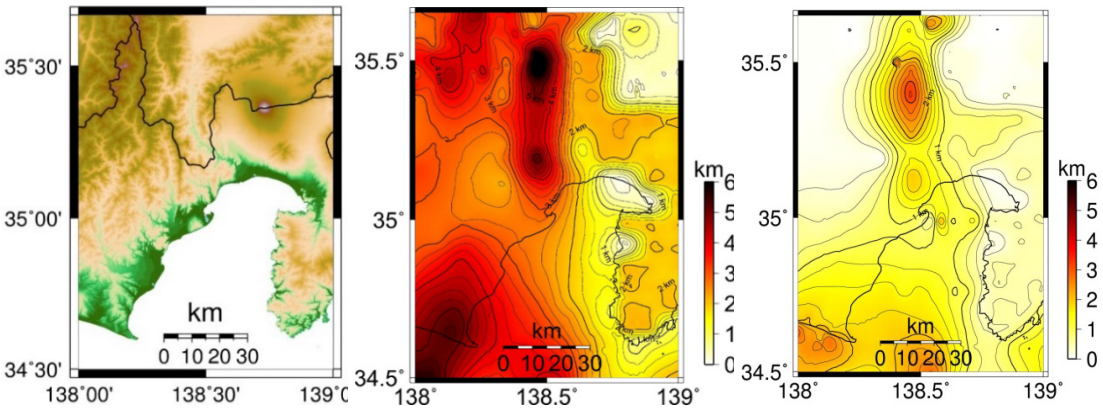
(b) 業務の成果

1) 既往の地下構造データの収集

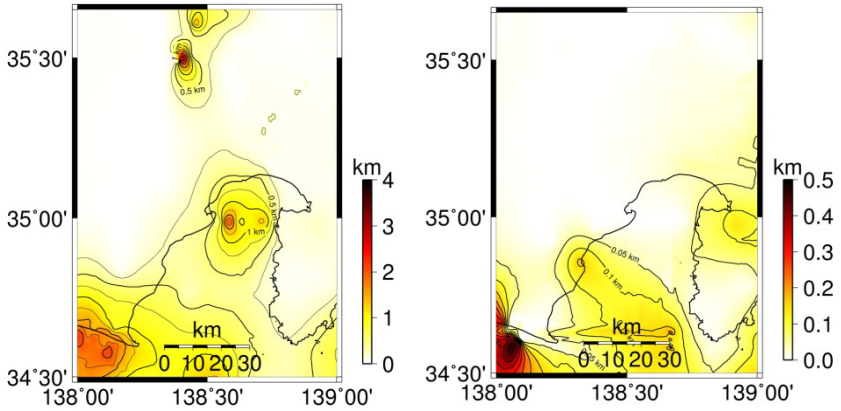
本研究で強震動評価の対象になると考えられる富士川河口断層帯周辺地域を図 43 に示す。この地域では、強震動評価のためにいくつかの三次元地下構造モデルが提案されてきた（地震調査研究推進本部, 2009；内閣府, 2015；静岡県, 2013)。しかし、ほとんどのモデルは､防災科学技術研究所による三次元深部地盤構造モデルに修正を加えたものである。本研究においても防災科学技術研究所の J-SHIS による深部地盤構造モデルを参考にすることにした。

防災科学技術研究所の J-SHIS（V2）によるモデルの地震基盤（S 波速度 3.2 km/s）上面の深度分布を図 43 に示す。地震基盤深度は、伊豆半島側で浅く、対象地域の西側で急に深くなっている。地震基盤よりも浅い中間層（S 波速度 2 km/s）上面の深度も図 43 には示されている。この層の深度分布図には、地震基盤深度分布のような急激な変化は認められないが、東西での地層面の深度の差異は、この層でも認められる。しかし、S 波速度 1.5 km/s 層上面は､駿河湾北部および山梨県南西部で深さ 1 km 程度と深くなる。さらに、S 波速度 0.9 km/s 層上面は、陸域では浅くなり、駿河湾南部で 0.3 km となっている。このように浅い部分の地層は、地震基盤面と異なる傾向を持っている。

後述するように、J-SHIS による S 波速度構造モデルでは、本研究で実施した微動探査によって得られたレイリー波の位相速度を十分に説明することができなかった。そこで、令和元年度には､東海地域で実施された多くの微動探査などの結果を考慮して構築された、最新の深部地盤の S 波速度構造モデル（Wakai et al., 2019)を入手し、検討に用いた。



対象地域の標高　　Vs3.2 km/s 層上面　　Vs2.0 km/s 層上面



Vs1.5 km/s 層上面　　Vs0.9 km/s 層上面

図 43　対象地域の標高と J-SHIS（2017）による深部地盤モデル

2）強震記録の収集

本研究の対象地域において既存強震観測点での強震記録を収集し、臨時強震観測を実施し、新たに強震記録を取得した。既存の強震観測点の位置を図 44 に示す。これらの観測点での地震記録は、それぞれの観測機関（防災科学技術研究所、東大地震研究所、気象庁）もしくはデータネットワークシステム SK-net（自治体震度計）で公開されている。

平成 29 年度には、これらの既存の強震観測点での記録から地盤構造モデルを構築もしくは修正するための地震記録を抽出した。そのためには、対象地域外の地下構造の影響が含まれないように、震央位置が北緯 34.5～35.5 度、東経 138.25～139 度で、M が 3～6 の地震を選択した。その結果、図 44 に示す 55 地震による地震記録が使用可能であると判断した。収集した地震記録の例が図 45 に示されている。自治体の震度計による地震記録のいくつかは、記録の時刻精度が十分ではなく、P 波や S 波の初動の走時がほかの観測点に比べて著しく異なっている。これらの観測点の記録を用いた走時についての検討がやや難しいと考えられるため、スペクトル特性に着目した地盤のモデル化を中心に検討することが適切であると考えられる。平成 30 年度および令和元年度においても、これらの既存の強震観測点での強震記録の収集を継続した。

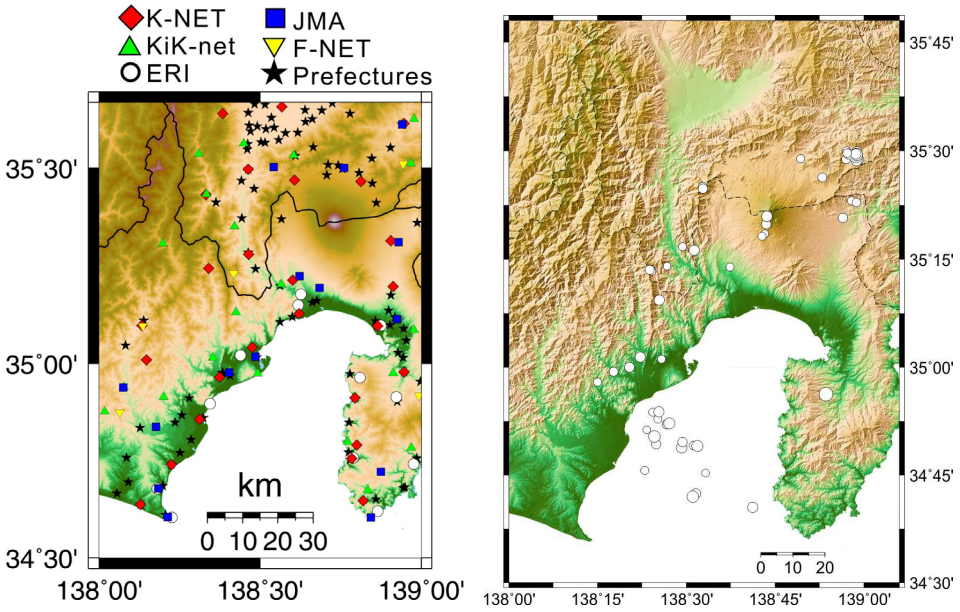


図 44　既存の強震観測点の位置（左）と記録を抽出した地震の震央の位置（右）
地形は、国土地理院「数値地図 50 m メッシュ（標高）日本-II」CD-ROM のデータに基づいて作成した。

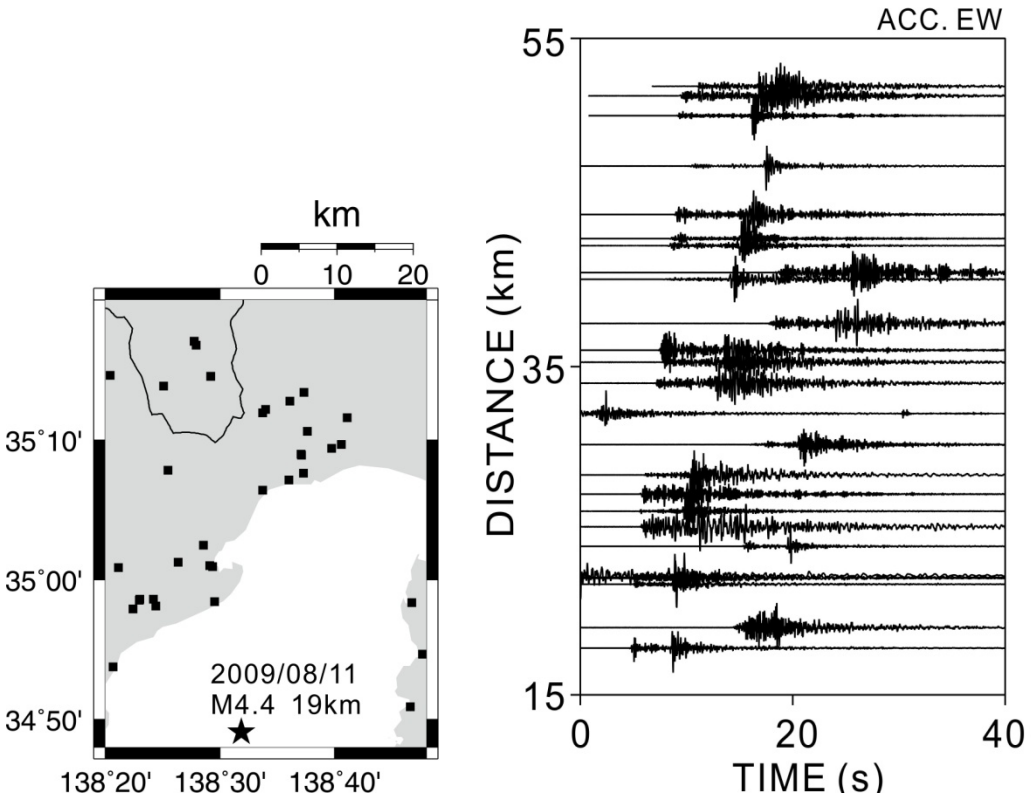


図 45　2009 年 8 月 11 日 18:09 の静岡沖の地震の記録の例
左図の四角と星は、強震観測点と震央の位置を示す。右図の波形は、左図の観測点での東西方向の加速度記録を示す。

3) 臨時強震観測

図 44 の既存の強震観測点の分布をみると、富士川河口断層帯周辺地域の近傍では、10 点程度の強震観測点しかなく、地下構造モデルの検証などのためには、十分ではないと考えられる。そこで、平成 29 年度から、臨時に強震観測点を設置し、強震観測を実施した。図 46 には、既存の強震観測点と臨時強震観測点の位置が示されている。表 5 に示すように、平成 29 年度には、富士宮市及び富士市の富士川河口部と本断層帯の近傍の 13 地点において新たに強震観測を開始した。平成 30 年度には、静岡市東部、富士川河口部、富士川河口断層帯北部の 13 地点に観測機器を設置した。平成 30 年度後半には、一部の観測点での強震観測を終了した。さらに、令和元年度には、山梨県南部町、身延町の 6 地点において強震観測を開始した。新規に臨時観測を実施した観測点は、表 5 の 32 地点となった。これらの臨時観測点のほとんどでは、2020 年 3 月に観測を終了した。さらに、対象地域周辺にある東京大学地震研究所の 6 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。

臨時強震観測では、図 47 に示すように、強震計（ミツトヨ・JPE6A3）とデータロガー（白山工業･LS8800)を学校の校舎や体育館などの建物の基礎上もしくは地盤上に設置し、バッテリーでデータロガーを稼働させた。 1 ～ 4 時間おきに GPS 信号でデータロガーの時計を校正した。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。

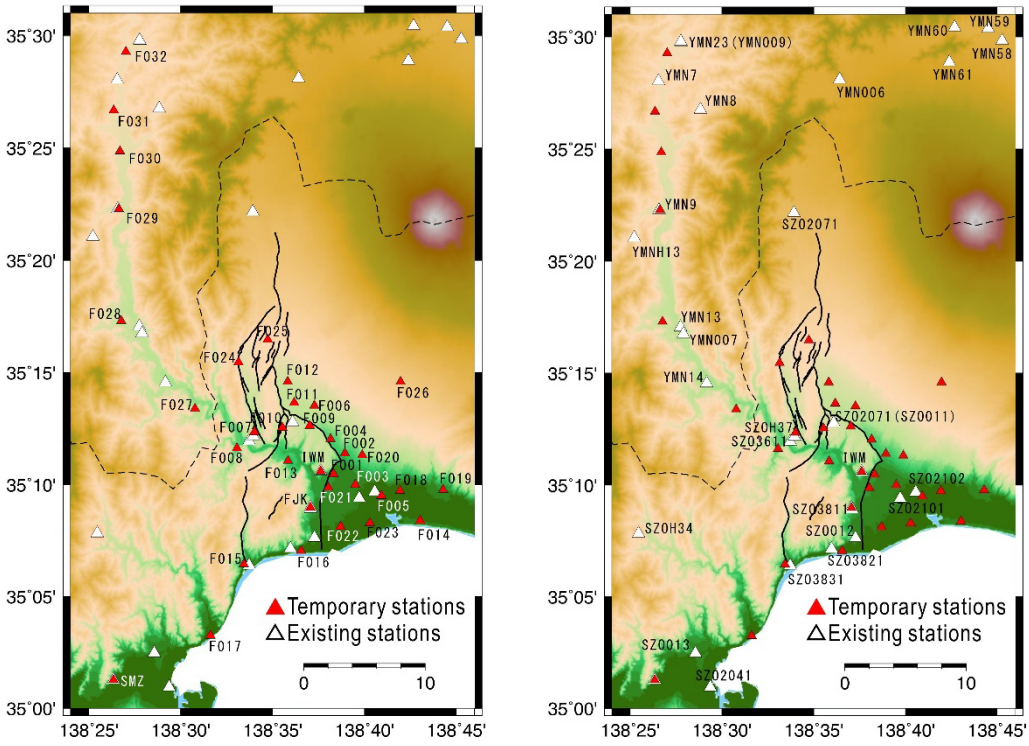


図 46　臨時強震観測点（赤）と既存の強震観測点（白）の位置

左は臨時強震観測点名を、左は既存の強震観測点名を記載している。両図の地形は、国土地理院「数値地図 50 m メッシュ（標高）日本-II」CD-ROM のデータに基づいて作成した。黒線は、地震本部（2010）による活断層のトレースである。

図 47　本研究で設置した強震観測点（上：F002、中：F015、下:F030）の様子（左）と観測機器の設置状況（右）

表５　本研究で設置した臨時強震観測点リスト

設置年度	観測点名	緯度	経度	観測期間	Vs30(m/s)
H29	F001	35.17456	138.63863	2018/3/02- 2019/3/19	401
	F002	35.18992	138.64892	2018/3/29-2019/3/19	462
	F003	35.16665	138.65810	2018/3/29-2020/3/3	404
	F004	35.20054	138.63580	2018/3/29-2020/3/3	364
	F005	35.15813	138.68196	2018/3/30-2020/3/3	233
	F006	35.22530	138.62117	2018/3/30-2019/3/19	223
	F007	35.20584	138.56693	2018/3/30-2019/3/19	357
	F008	35.19379	138.55087	2018/3/30-2019/3/19	446
	F009	35.21039	138.61709	2018/3/28-2019/3/19	382
	F010	35.20906	138.59222	2018/3/28-2019/3/19	525
	F011	35.22760	138.60299	2018/3/28-2019/3/19	348
	F012	35.24317	138.59698	2018/3/28-2018/11/21	383
	F013	35.18436	138.59738	2018/3/29-2019/3/19	262
H30	F014	35.13963	138.71709	2018/4/16-2020/3/3	271
	F015	35.10745	138.55726	2018/6/15-2020/3/3	313
	F016	35.11747	138.60902	2018/6/15-2020/3/3	294
	F017	35.05415	138.52703	2018/6/15-2020/3/3	299
	F018	35.16212	138.69878	2018/11/20-2020/3/3	191
	F019	35.16277	138.73803	2018/11/20-2020/3/3	306
	F020	35.18865	138.66482	2018/11/20-2020/3/3	286
	F021	35.16456	138.63389	2018/11/20-2020/3/3	458
	F022	35.13533	138.64501	2018/11/21-2020/3/3	403
	F023	35.13805	138.67156	2018/11/21-2020/3/3	310
	F024	35.25770	138.55230	2018/12/13-2020/3/3	327
	F025	35.27443	138.57893	2018/12/13-2020/3/3	388
	F026	35.24320	138.699430	2018/12/13-2020/3/3	356
R1	F027	35.22312	138.51295	2019/6/25 - 2020/3/3	568
	F028	35.28828	138.44597	2019/6/25 -2020/3/3	500
	F029	35.37133	138.44386	2019/7/4 - 2020/3/3	569
	F030	35.41429	138.44489	2019/7/4 - 2020/3/3	482
	F031	35.44456	138.43917	2019/7/4 - 2020/3/3	433
	F032	35.48803	138.45023	2019/7/4 - 2020/3/3	186

※Vs30 は、微動探査に基づく深さ 30 m までの平均 S 波速度である。

本臨時強震観測で得られた地震記録の地震の震源情報が表 6 に、震央の位置が図 48 に示されている。震源情報は、気象庁によるものである。令和元年 11 月までに 56 地震による強震記録を蓄積することができた。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（2018 年 9 月 6 日胆振東部地震や 2018 年 6 月 18 日大阪北部地震）の記録も得られている。平成 30 年度に観測された強震記録の例として、図 49 と図 50 に静岡県東部の地震（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 51 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～ 2 Hz 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。令和元年度に得られた地震記録の例として、図 52 と 53 に福島県沖の地震（2019 年 8 月 4 日）と神奈川県西部の地震（2019 年 8 月 27 日）の加速度記録を示す。福島県沖の地震では、臨時観測点までの震央距離が大きいので、各観測記録にみられる波形や振幅の差異は、各観測点の地盤特性の違いによるところが大きいと考えられる。一方、神奈川県西部の地震では、P 波や S 波の初動の到着時間が様々であり、震源距離の差が著しく、距離減衰の効果による振幅の変動が大きい。

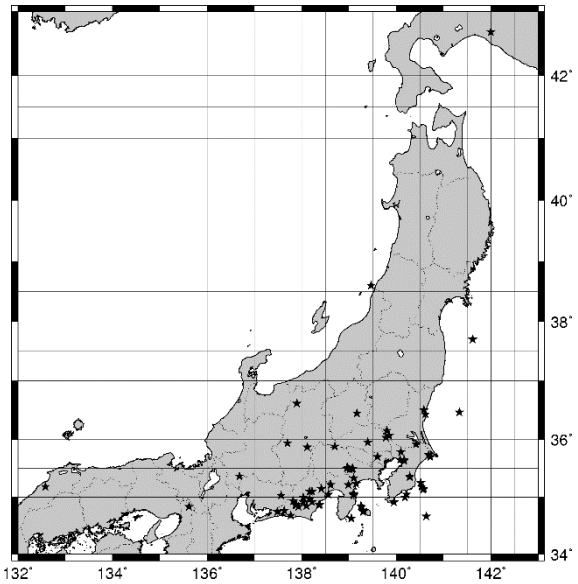


図 48　臨時強震観測で記録が得られた地震の震央（★）の位置
震央の位置は、気象庁一元化処理によるものである。

表６　臨時強震観測で記録が得られた地震のリスト(震源情報は気象庁一元化処理による)

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
2019/4/13	12:23:03	長野県南部	35°56.8′	137°42.1′	09	4.1
2019/5/24	12:40:17	埼玉県南部	35°57.0′	139°24.8′	106	4.1
2019/5/25	15:20:47	千葉県北東部	35°21.4′	140°17.4′	38	5.1
2019/6/1	07:58:11	千葉県北東部	35°22.1′	140°17.6′	35	4.7
2019/6/11	00:25:41	静岡県中部	34°55.8′	138°13.8′	29	4.0
2019/6/17	8:00:09	茨城県北部	36°30.9′	140°35.0′	77	5.1
2019/6/18	22:22:20	山形県沖	38°36.4′	139°28.7′	14	6.7

表６　臨時強震観測で記録が得られた地震のリスト（続き）

日付	時刻	震央の場所	緯度	経度	深さ km	規模
2019/6/20	01:55:48	千葉県南東沖	35°00.6′	140°11.7′	76	4.4
2019/6/24	09:11:44	千葉県南東沖	34°55.7′	139°57.8′	61	5.2
2019/6/24	19:22:39	伊豆半島東方沖	35°04.0′	139°06.0′	08	4.1
2019/7/5	16:43:23	静岡県伊豆地方	35°02.8′	139°06.1′	05	3.3
2019/7/8	22:54:21	神奈川県西部	35°30.3′	139°05.1′	23	4.3
2019/7/25	07:14:23	千葉県東方沖	35°08.8′	140°34.1′	58	5.1
2019/7/28	03:31:07	三重県南東沖	33°09.6′	137°23.8′	393	6.6
2019/7/30	05:37:44	八丈島東方沖	32°54.7′	140°46.6′	59	5.9
2019/8/4	19:23:03	福島県沖	37°42.4′	141°37.9′	45	6.4
2019/8/27	00:13:31	神奈川県西部	35°29.9′	139°04.1′	14	4.2
2019/8/31	18:03:17	長野県南部	35°52.7′	138°07.7′	11	4.1
2019/10/2	02:15:35	静岡県中部	34°58.5′	138°10.7′	27	4.0
2019/10/9	04:58:30	千葉県北西部	35°47.9′	140°06.8′	62	4.2
2019/10/9	16:48:16	東京都２３区	35°42.9′	139°36.6′	27	3.5
2019/10/12	18:21:54	千葉県南東沖	34°40.4′	140°38.9′	75	5.4
2019/10/17	03:59:09	駿河湾	35°03.0′	138°34.0′	23	3.2
2019/11/5	01:40:40	伊豆大島近海	34°50.4′	139°16.8′	10	2.6
2019/11/17	20:05:33	伊豆大島近海	34°38.3′	139°03.1′	13	4.7
2019/11/22	05:23:50	茨城県南部	36°04.2′	139°53.4′	45	4.5

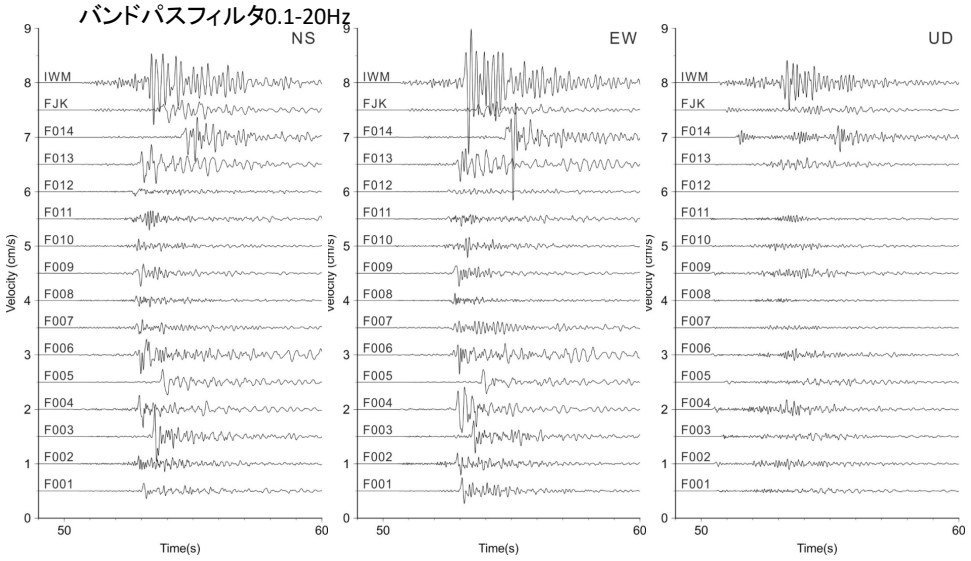


図 49　2018 年 6 月 9 日静岡県東部の地震（M3.6）の速度波形

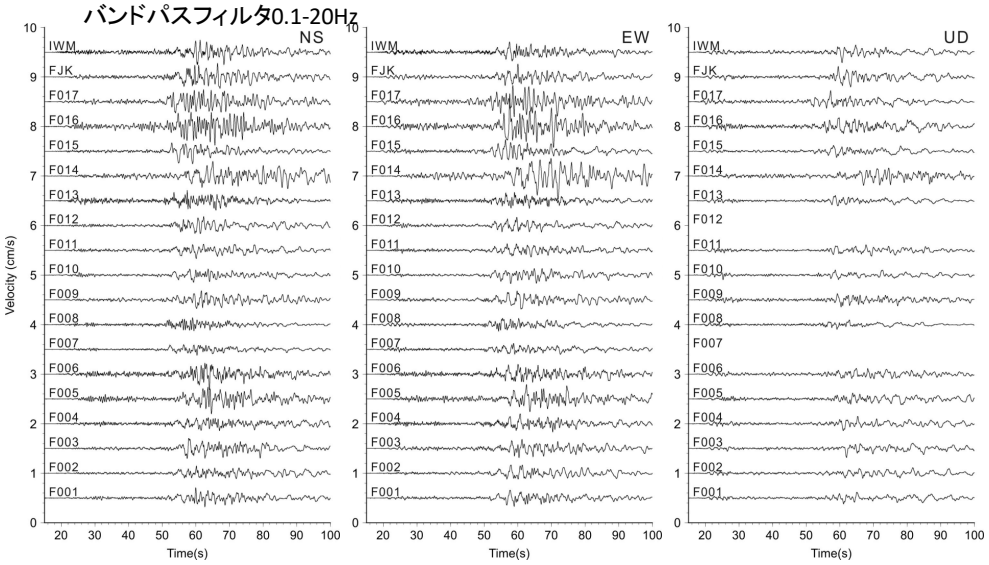


図 50　2018 年 6 月 18 日大阪府北部の地震（M6.1）の速度波形

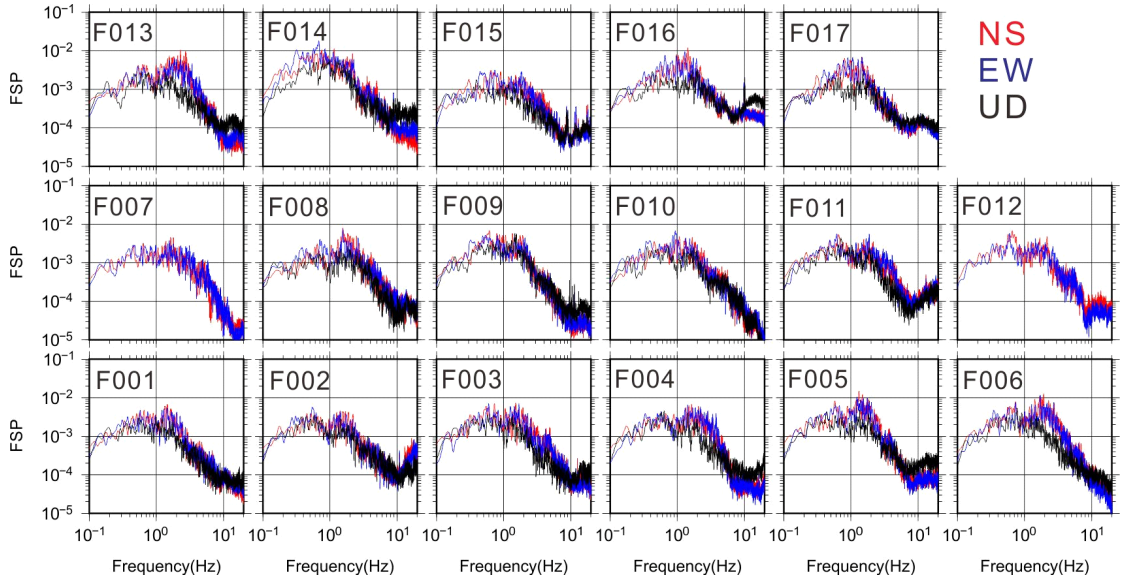


図 51　2018 年 6 月 18 日大阪府北部の地震（M6.1）のフーリエスペクトル
赤、青、黒の線は、南北、東西、上下成分を示す。

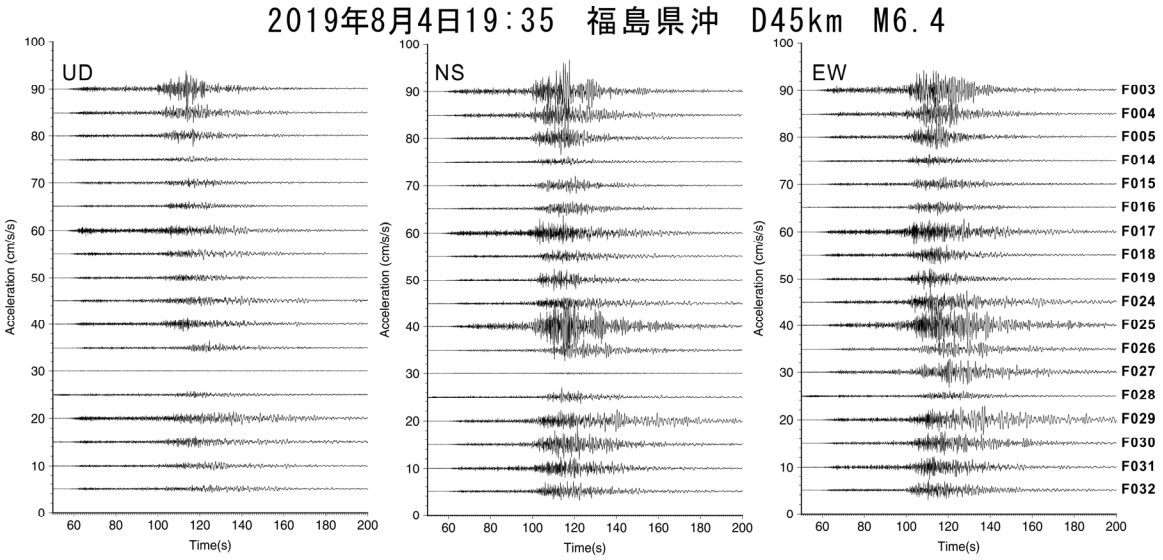


図 52　臨時強震観測で得られた地震記録（加速度）の例
（2019 年 8 月 4 日福島県沖の地震）

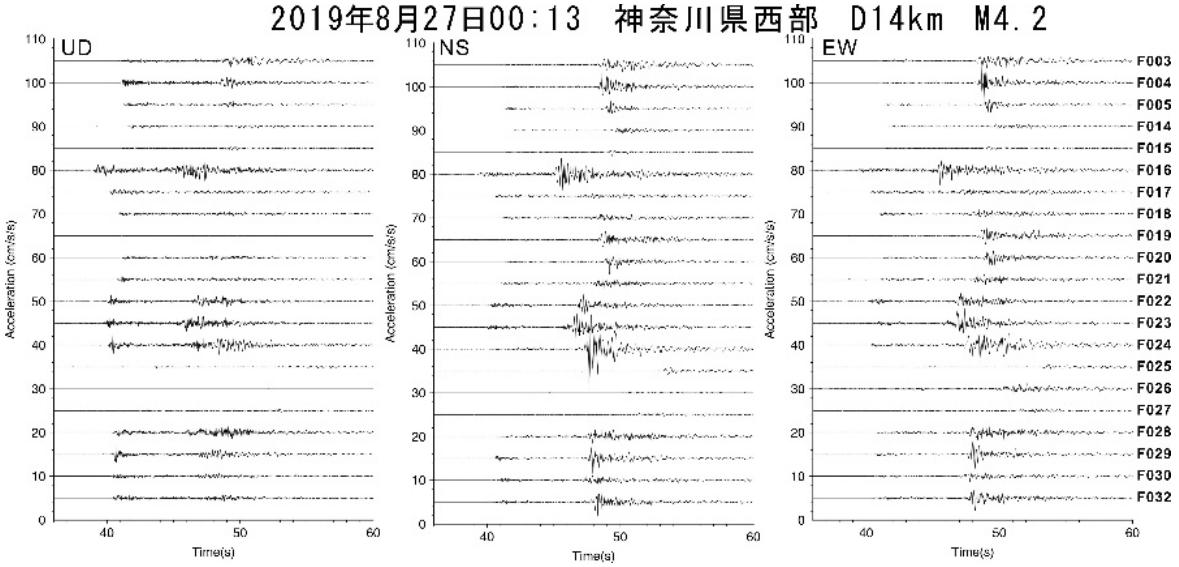


図 53　臨時強震観測で得られた地震記録（加速度）の例
（2019 年 8 月 27 日神奈川県西部の地震）

4) 微動探査

強震動予測での地盤増幅特性の評価では、地盤の S 波速度構造情報が重要である。地盤の S 波速度構造は、地震探査、微動探査（微動アレイ観測）、地震記録の分析などを用いて研究されている。とくに、微動探査は、堆積平野部の S 波速度構造探査として実績がある。平成 29 年度には、対象地域において深部地盤を対象として実施されている既存の微動探査の結果を収集した。平成 30 年度および令和元年度には、既往の微動探査が少ない地域において、新たに微動探査を実施した。

対象地域において実施されている微動探査の観測点位置を図 54 に示す。これらは深部地盤の S 波速度構造の探査に着目した規模の大きいアレイでの微動観測である。静岡県東

部の平野部では、多くの探査が実施されているが、山梨県や伊豆半島西部では少ない。図54には、表層地盤を対象にした既往の微動探査の位置も青三角で示されている。これらは、表層地盤を対象にしていることから、小規模なアレイでの微動観測が主体である（先名・他, 2017）。そのために、小規模なアレイ観測は、多くの地点で調査が実施されている。

本研究では、深部地盤のモデル化が目的のひとつであるので、深部地盤構造の探査のために実施されている既往の微動アレイ観測の結果（山中・山田, 2006; 津野・工藤, 2008; 大石・他, 2006）について説明する。図54の赤四角の観測点での位相速度を図55に示す。駿河湾の東側のMSM、NMZ、SMDでは、0.8 Hz以下の周波数で位相速度が1.5 km/s以上となっている。一方、同湾西側のFJK、SHZ、SGR、OMZでは、位相速度が1.5 km/s以上になるのは、0.4 Hz以下の周波数帯域となっている。こうした位相速度の地域性は、地震基盤が駿河湾の西側で深くなっていることに対応すると考えられる。図56に示す微動アレイ観測（先名・他, 2017）で得られている位相速度の例が図57に示されている。この観測では、周波数1 Hz以下で1.5 km/s程度までの位相速度が得られている。図55で示した既往の観測と比べて、位相速度が小さい範囲が対象となっている。

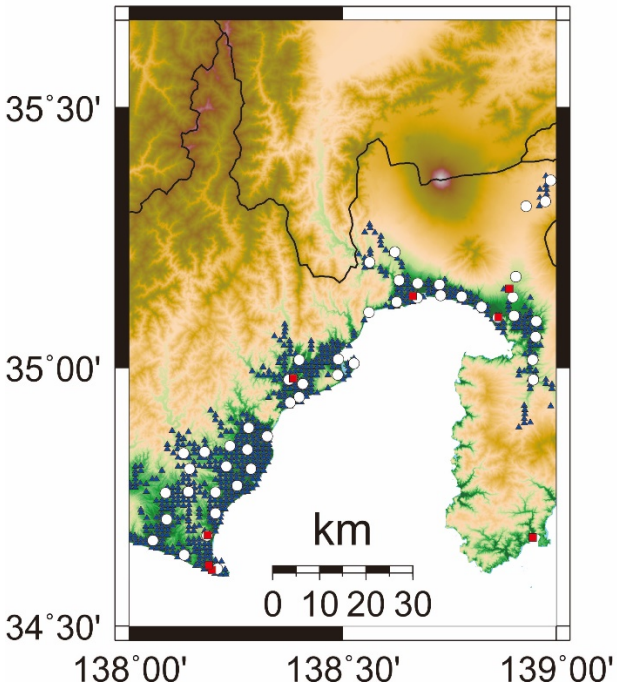


図54　既往の微動アレイ観測の位置
図中の白丸は先名・他（2017）による探査、赤四角は津野・工藤（2008）、大石・他（2011）、山中・山田（2006）による深部地盤の探査位置を示し、青三角は、先名・他（2017）による浅部地盤の探査位置を示す。図の地形は、国土地理院「数値地図 50 mメッシュ（標高）日本-II」CD-ROMのデータに基づいて作成した。

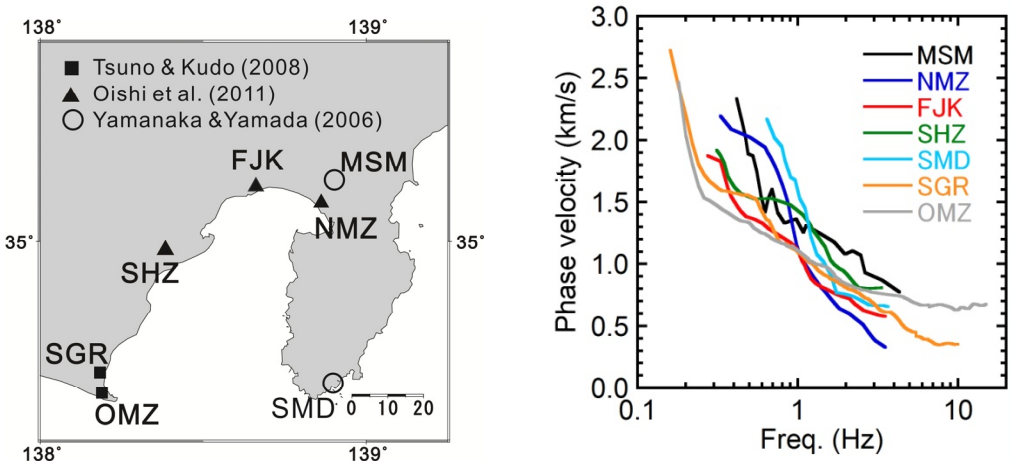


図 55　既往の微動アレイ観測の地点（左）と位相速度（右）

図 56　先名・他（2017）による微動アレイ観測点位置

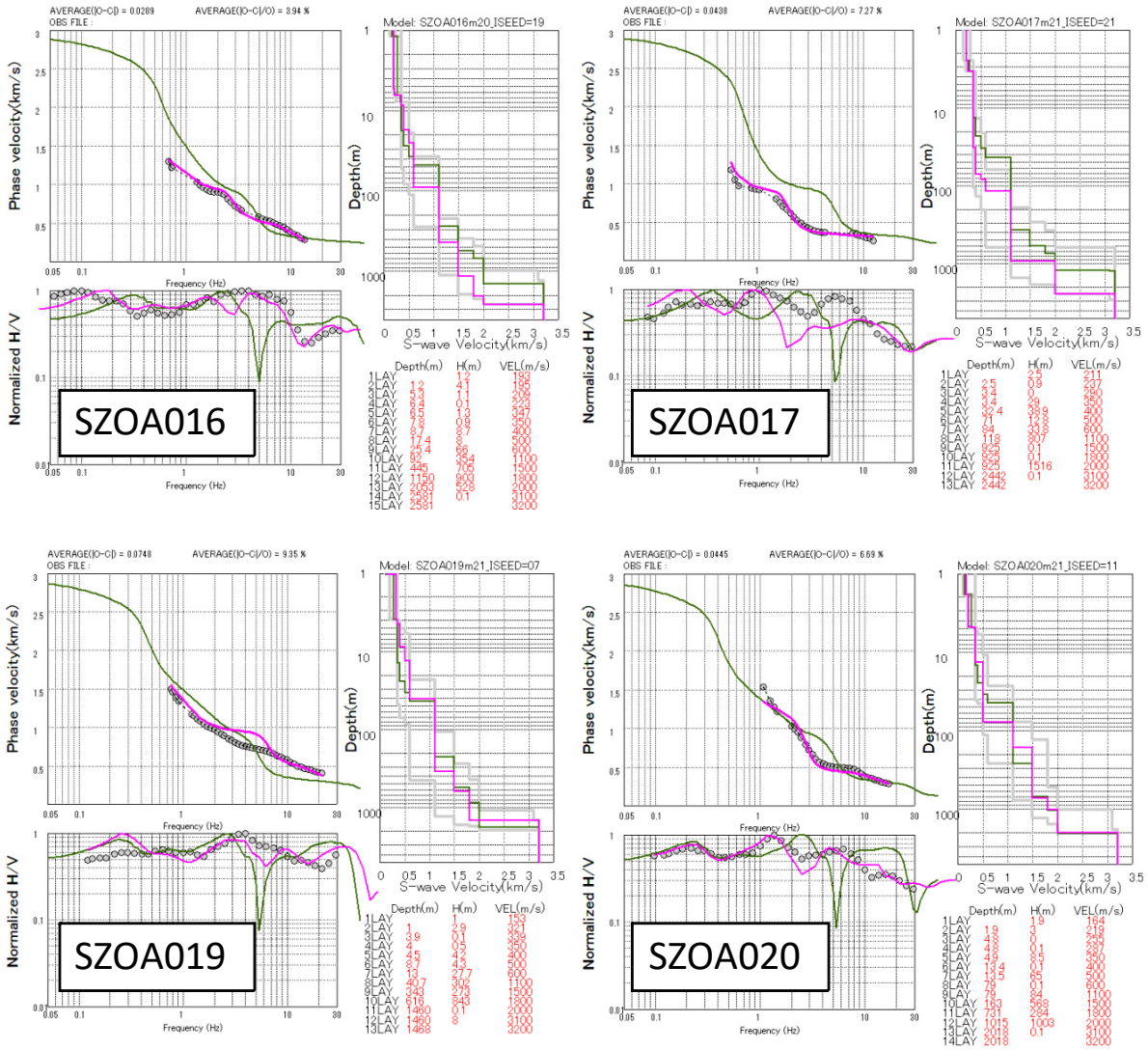


図 57　先名・他（2017）による位相速度とモデル修正の例
緑とピンクのモデルは、既往のモデルと修正モデルを示し、グレーは探索範囲の上下限であり、丸は、観測値である。

図 54 に示すように、深部地盤の探査を対象にした微動探査は、本断層帯北部（富士市、富士宮市）、山梨県南部、伊豆半島西側地域では十分に実施されていないことがわかる。そこで、本研究では、これらの地域において深部地盤の S 波速度構造を明らかにする微動探査を実施した。平成 29 年度および 30 年度には、本断層帯北部と富士川河口部の 20 地点において微動探査を実施した。また、令和元年度には、山梨県南部（A1～６）と伊豆半島西部(A7～12)の 12 地点において微動探査を行った。これらの探査地点の位置と諸元が図 58 と表 7 にまとめられている。また、上述の臨時強震観測点では、工学的基盤よりも浅い浅部地盤を対象とした微動探査も実施した。

深部地盤を対象とした探査の各地点には、東京測振 SE-321 と白山工業 LS8800 の 7 組または 4 組の機器を用いて様々なサイズの三角形のアレイを設けた。アレイ半径を 500 m から 30 m 程度まで変えて 3 ないし 4 回のアレイ観測を実施し、水平上下 3 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、上述の臨時強震観測点では、表層地盤の探査のために、半径 15 m 以下の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。なお、表 3 の大アレイの位置は、アレイの中心点の位置を意味している。また、表 7 の一部の点には小アレイのアレイサイズについても示されている。微動探査の様子と使用された観測機器は、図 59 に示されている。

得られたアレイ記録の上下動成分を SPAC 法もしくは FK 法によって解析し、レイリー波の位相速度を得た。図 60 には、得られた位相速度の例が示されている。多くの地点で周波数 0.3～10 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 V2 (NIED, 2019)の深部地盤の一次元モデルに基づくレイリー波の基本モードの理論位相速度も比較している。多くの地点では、既存の地下構造モデルに対する理論位相速度によって、観測位相速度が十分に説明できていない。つぎに、観測された位相速度を山中（2007）によるハイブリッドヒューリステック法によって逆解析して、一次元 S 波速度構造モデルを推定した。その結果の例を図 61 に示す。富士市西部の F1、富士宮市の M4、静岡市興津の S1 での逆解析モデルは、地震基盤までの深度が 1 km 程度と浅い。その他の富士川河口地域では、地震基盤深度が 2500～3500 m となっている地点が多い。山梨県南部の A1～6 においても地震基盤までの深度は約 1 km と浅い。一方、伊豆半島の探査地点のモデルの特徴は、様々である。沼津（A8）では、堆積層の厚さは、2 km 程度であり、西伊豆町宇久須（A11）でも堆積層は厚い。そのほかの伊豆半島の地点では、1 km 程度の地震基盤深度となっている。

上述のように、各臨時強震観測点では、浅部地盤の S 波速度構造を明らかにするために、小アレイでの微動探査を実施した。各地点の小アレイによる微動の上下成分記録から大アレイと同様に SPAC 法によって位相速度を得た。得られたレイリー波の位相速度が図 62 に示されている。多くの観測点で 3～40 Hz の間でレイリー波の位相速度が得られている。F006、009、018、022、023 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、F010、012、014、021 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。富士川河口部の F005、014、016、018、022、024 等では、5 Hz 程度の低周波数でも位相速度が小さくなっている。山梨県の F032 を除く 5 地点では、ほとんどの周波数帯域で位相速度が大きくなっており、浅部地盤が非常に薄いか存在しないと考えられる。位相速度の逆解析による臨時強震観測点の S 波速度構造が図 63 にまとめられている。静岡県のほとんどの観測点での工学的基盤（ここでは、S 波速度 350 m/s 程度以上とする）までの深度は、10 m 以内となっている。また、F032 を除く山梨県の観測点では、浅部地盤が存在しないモデルとなっている。これらの地盤モデルの深さ 30 m までの平均 S 波速度は、表 1 に示されている。それらの頻度分布が図 64 に示されている。平均 S 波速度が 200 m/s 以下となる観測点は、F018 と 032 のみである。半数以上の地点で平均 S 波速度が 300 m/s 以上となっている。

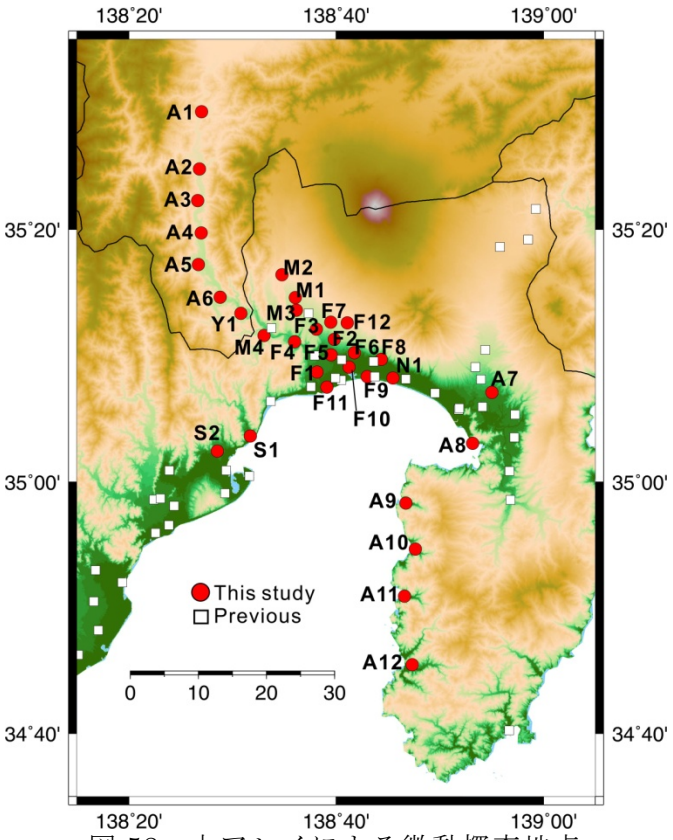


図 58　大アレイによる微動探査地点

赤丸が本研究で実施した微動探査地点を示し、白四角は既往の調査の位置を示す。図の地形は、国土地理院「数値地図 50 m メッシュ（標高）日本-II」CD-ROM のデータに基づいて作成した。

図 59　微動探査の様子（左）と用いた観測機器（右）

表７　大アレイによる微動探査の観測諸元

観測点	観測月	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, R150
F4	2018 年 7 月	35.18538	138.59986	R500, R250, R100)
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, R51
F10	2019 年 3 月	35.15195	138.68725	R500, R250, R100, R52
F11	2019 年 3 月	35.12531	138.65216	R500, R250, R100, R53
F12	2019 年 3 月	35.21013	138.68457	R500, R250, R100, R54
M3	2019 年 3 月	35.22705	138.60290	R500, R250, R100, R55
M4	2019 年 3 月	35.19347	138.55058	R500, R250, R100, R56
A1	2019 年 8 月	35.48795	138.45031	R250, R125, R50, R30,R15,R4
A2	2019 年 8 月	35.41279	138.44673	R500,R250,R120,R60,R30,R15,R8,R4
A3	2019 年 8 月	35.37105	138.44437	R250,R134,R 60,R30,R15,R4
A4	2019 年 8 月	35.32862	138.44983	E225,E120, R60,R30,R15,R4
A5	2019 年 8 月	35.28687	138.44543	R250,R125,R60,R30,R15,R4
A6	2019 年 8 月	35.24405	138.48043	R250,R125,R60,R30,R15,R4
A7	2019 年 8 月	35.11837	138.91722	R500,R250,R120,R60,R30,R15
A8	2019 年 8 月	35.05120	138.88619	R100,R60,R30,R15,R8,R4
A9	2019 年 8 月	34.97229	138.77896	R250,R125,R60,R30,R15,R4
A10	2019 年 9 月	34.91130	138.79410	R250,R125,R60,R30,R15,R4
A11	2019 年 9 月	34.84906	138.77886	R250,R125,R60,R30,R15,R4
A12	2019 年 9 月	34.75816	138.78904	R500,R250,R60,R30,R15,R4

※アレイサイズの R は、円の半径を示し、L は三角形の 1 辺の長さを示す。

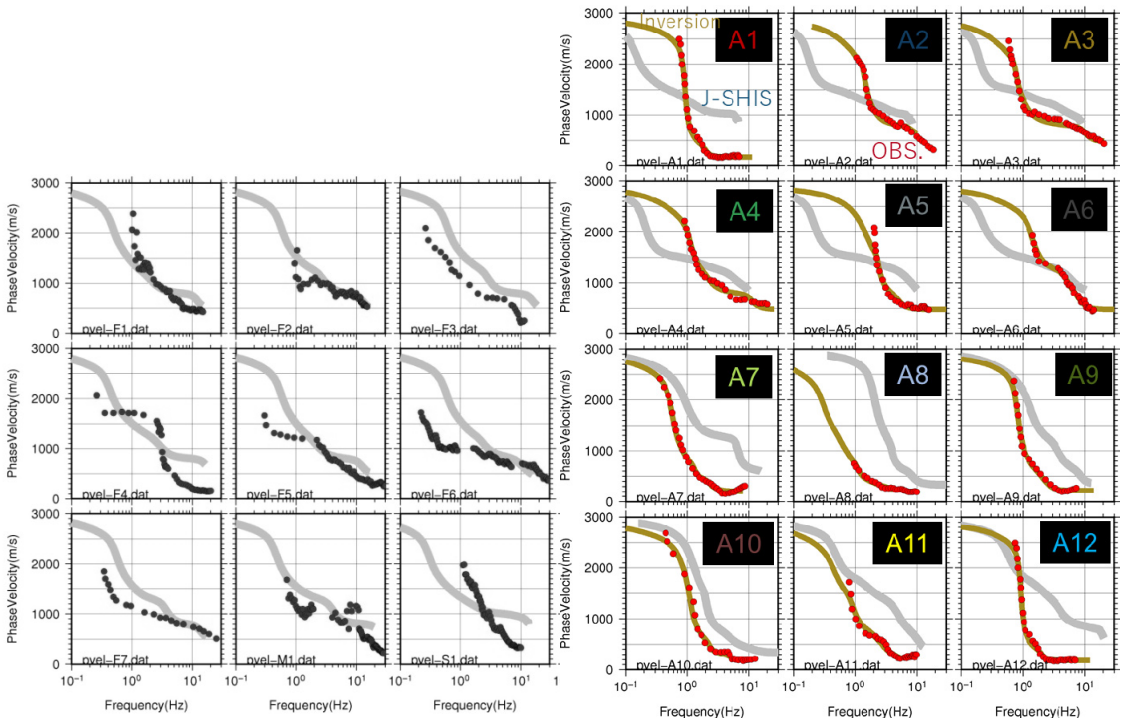


図 60　大アレイを用いた微動探査によるレイリー波の位相速度

丸は観測記録から得られたレイリー波の位相速度を示す。灰色の実線は、J-SHIS（V2）による地盤モデルに対する基本モードの理論値位相速度であり、右図の茶色の実線は、逆解析モデルに対する理論値を示す。

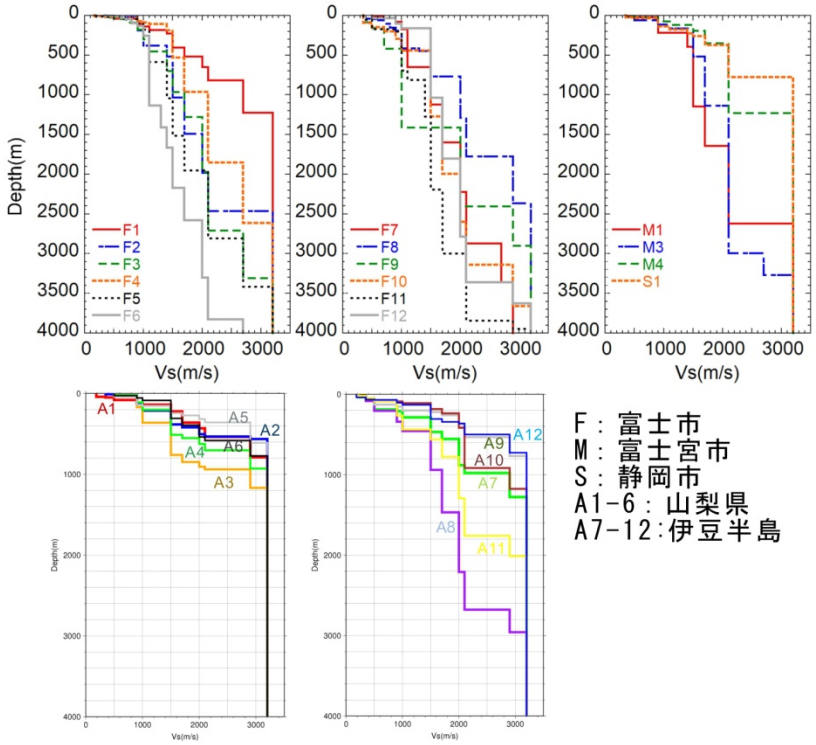


図 61　レイリー波位相速度の逆解析による深部地盤の S 波速度構造モデル

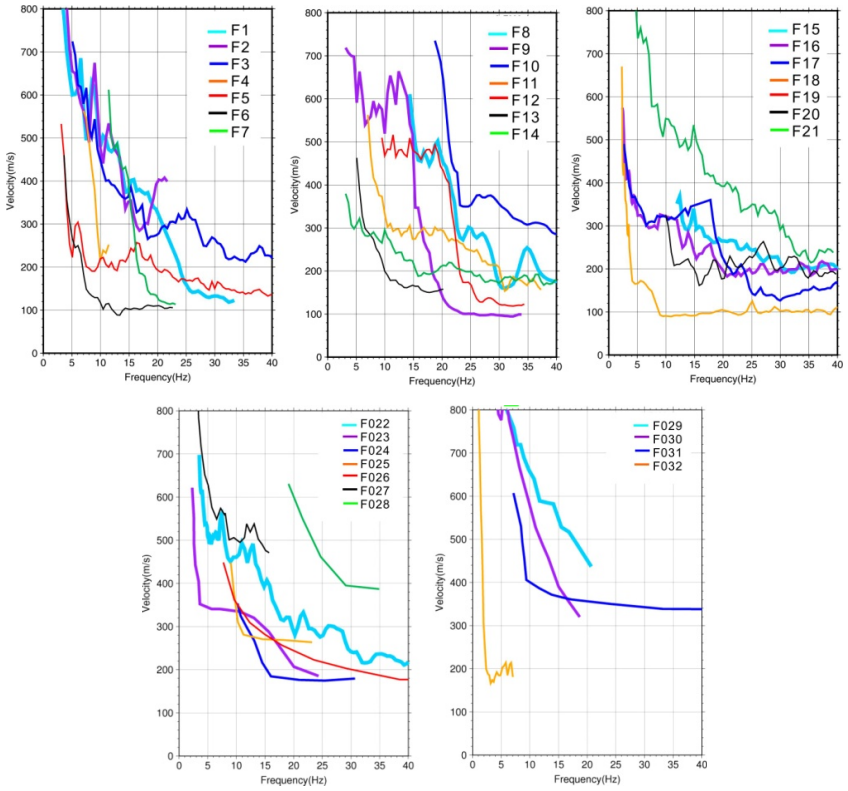


図 62　臨時強震観測点における小アレイを用いた微動探査によるレイリー波の位相速度

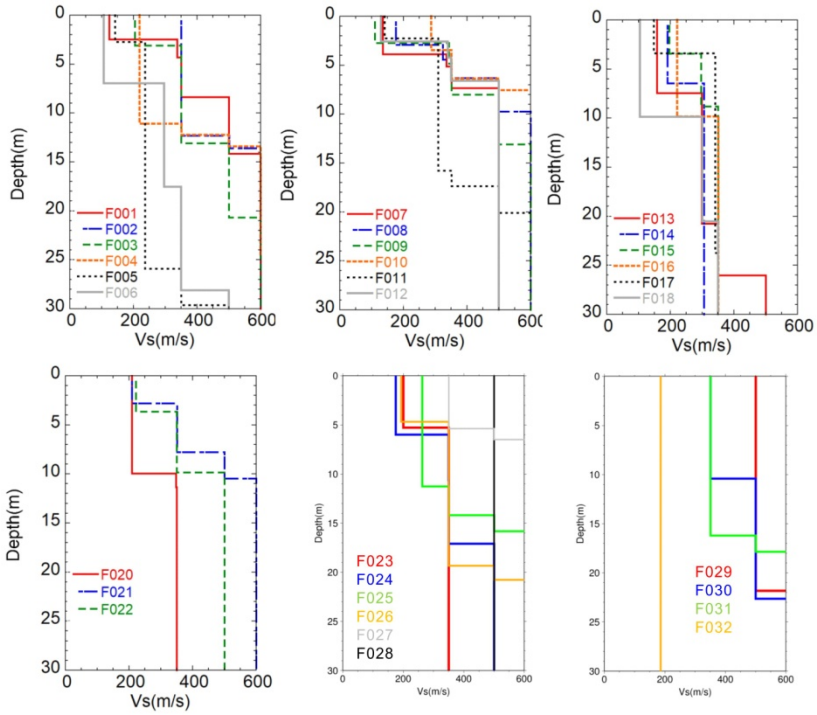


図 63　臨時強震観測点での微動探査による表層地盤の S 波速度構造モデル

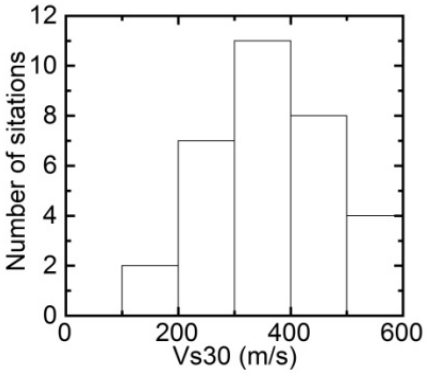


図 64　臨時強震観測点の深さ 30 m までの平均 S 波速度の頻度分布

5) 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つの観測点の地震観測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。本研究の臨時強震観測では、連続記録を取得している。そこで、地震波干渉法によって２つの観測点間の相互相関関数を評価することを試みた。平成 30 年度には、図 46 の観測点 F001-016 において 2018 年４月～７月の４か月間に観測された連続記録を用いて各観測点ペアの相互相関関数を求めた。令和元年度には、富士川河口部と本断層帯北部に臨時観測点が増設されたので、より多くの観測点ペアの相互相関関数を求めることができた。平成 30 年度の結果は、令和元年度の結果に含まれているために、ここでは、令和元年度に検討した結果を研究全体の結果として述べる。

２地点の連続記録から相互相関関数を計算するデータ処理方法は、Chimoto and Yamanaka (2014)と同様である。図 65 に示す臨時強震観測点のうちの各２点の約４か月分の記録のクロスコヒーレンスに対して周期１～５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 66 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されている。観測点ペアのうち、より南側に位置する観測点に対する相互相関を求めているため、正の遅れ時間に現れる信号が大きいということは、南から北に伝播する微動が卓越していることを示している。約 1 km/s の速度で伝播している顕著な位相が認められ、上下動成分とラディアル成分はレイリー波に対応し、トランスバース成分はラブ波に対応すると考えられる。

各観測点ペアの上下成分とトランスバース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およびラブ波の群速度の分散曲線を得た。その例を図 67 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 67 の左上は、F001 と F009 の間のレイリー波の群速度を示しており、同図には F001 と F009 の観測点の間の一次元 S 波速度構造モデル（JSHIS V2）から計算される基本モードレイリー波群速度の理論値も示している。また、図 67 の左下は、同じ観測点間のラブ波の結果である。図 67 の中は、F004 と F006 の間の群速度である。両区間ともに、レイリー波の観測値は理論値よりも低いが、ラブ波については、両者の差異がより少

ないことがわかる。

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秒の各周期帯域において抽出された群速度の空間的な分布を図 68 に示す。図の線は、２観測点を結んでおり、その色が群速度を示している。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。これらの群速度を用いて、地元・山中（2011）と同様のトモグラフィ解析から、各セルのレイリー波の群速度を求めた結果を図 69 に示す。トモグラフィのセルは 0.015625°四方に分割し、周期１秒から５秒のあいだの各周期において解析して各セルのスローネスを決定した。解析は、逆投影法による同時反復法を用いた。周期４秒では、対象地域西側の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。図 70 には、各セルで観測された群速度と既存の地下構造モデル（J-SHIS V2, NIED, 2019 ; SIP, Wakai et al., 2019）によるレイリー波の理論群速度が比較されている。多くのセルで周波数 0.5～２Hz の帯域は、観測値と理論値は類似している。周波数 0.5 Hz 以下では、観測値のほうが小さくなっている。同様の解析をラブ波についても行った結果が図 71 から 73 に示されている。レイリー波に比べて、ラブ波の群速度の観測値と理論値は、より低周波数まで一致している。

こうした連続地震観測記録の地震波干渉法による解析から得られる群速度によって、地下構造モデルの妥当性を検討するための資料をえることができた。

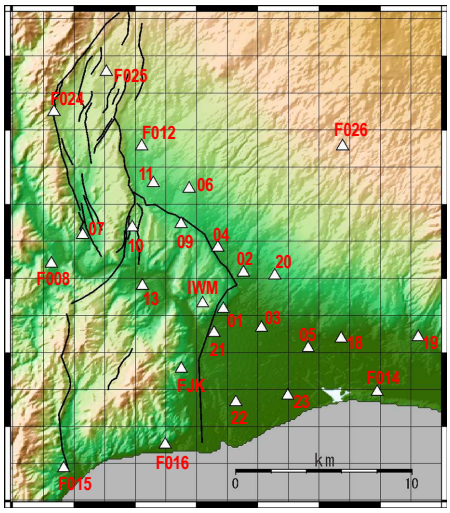


図 65　地震波干渉法の解析に用いた強震観測点
図の地形は、国土地理院「数値地図 50 m メッシュ（標高）日本-II」CD-ROM のデータに基づいて作成した。また、黒線は、地震本部（2010）による活断層のトレースである。

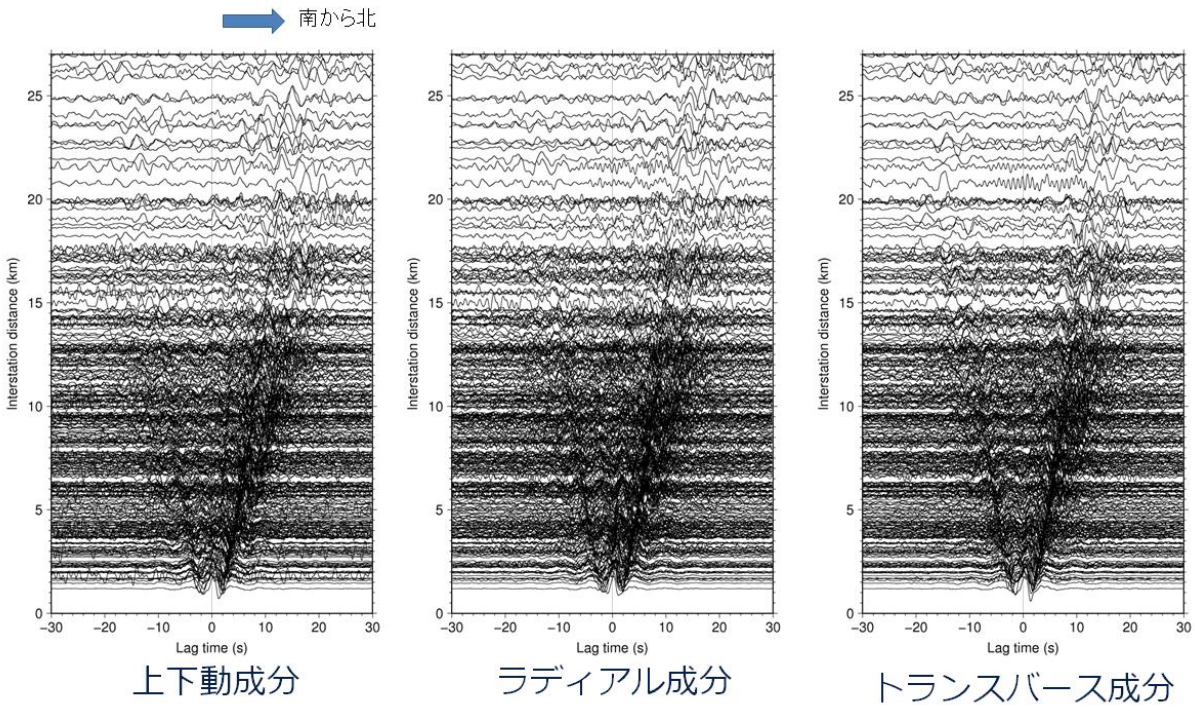


図 66　各 2 点間の相互相関関数

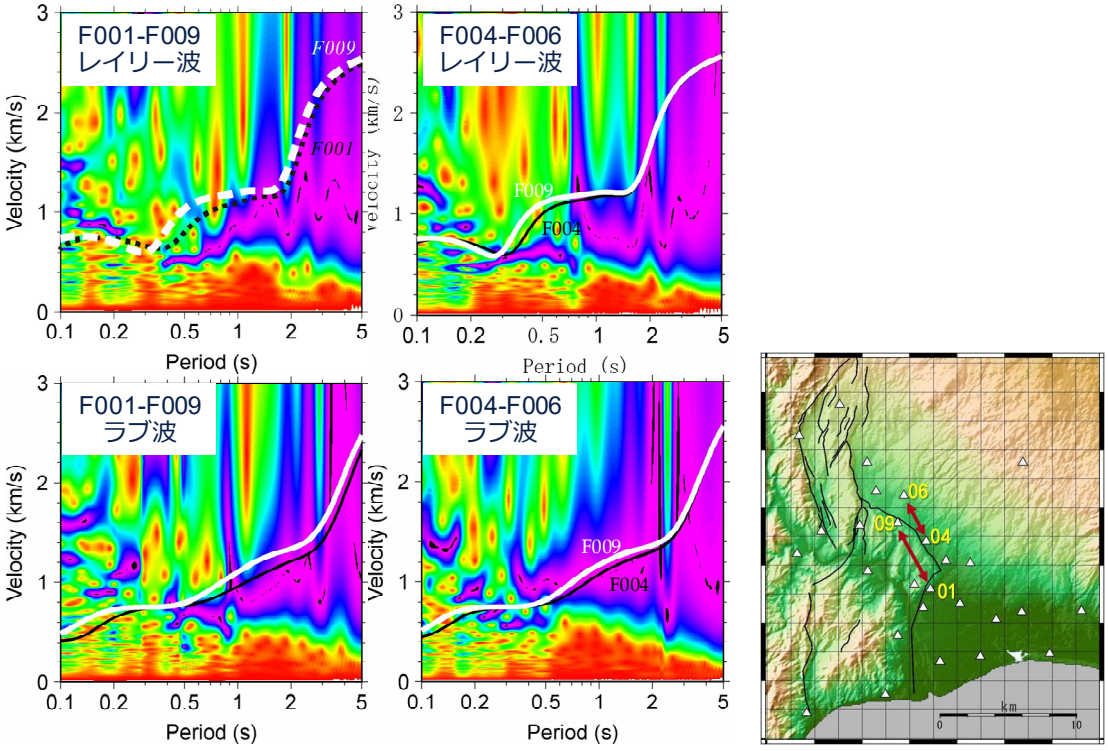


図 67　相互相関関数の上下成分（上）とトランスバース成分（下）のマルチプルフィルター解析結果の例

図の実線は、2 地点直下の地下構造モデル（J-SHIS）から期待されるレイリー波もしくはラブ波の群速度の理論値。図の地形は、国土地理院「数値地図 50 m メッシュ（標高）日本-II」CD-ROM のデータに基づいて作成し、黒線は、地震本部（2010）による活断層のトレースである。

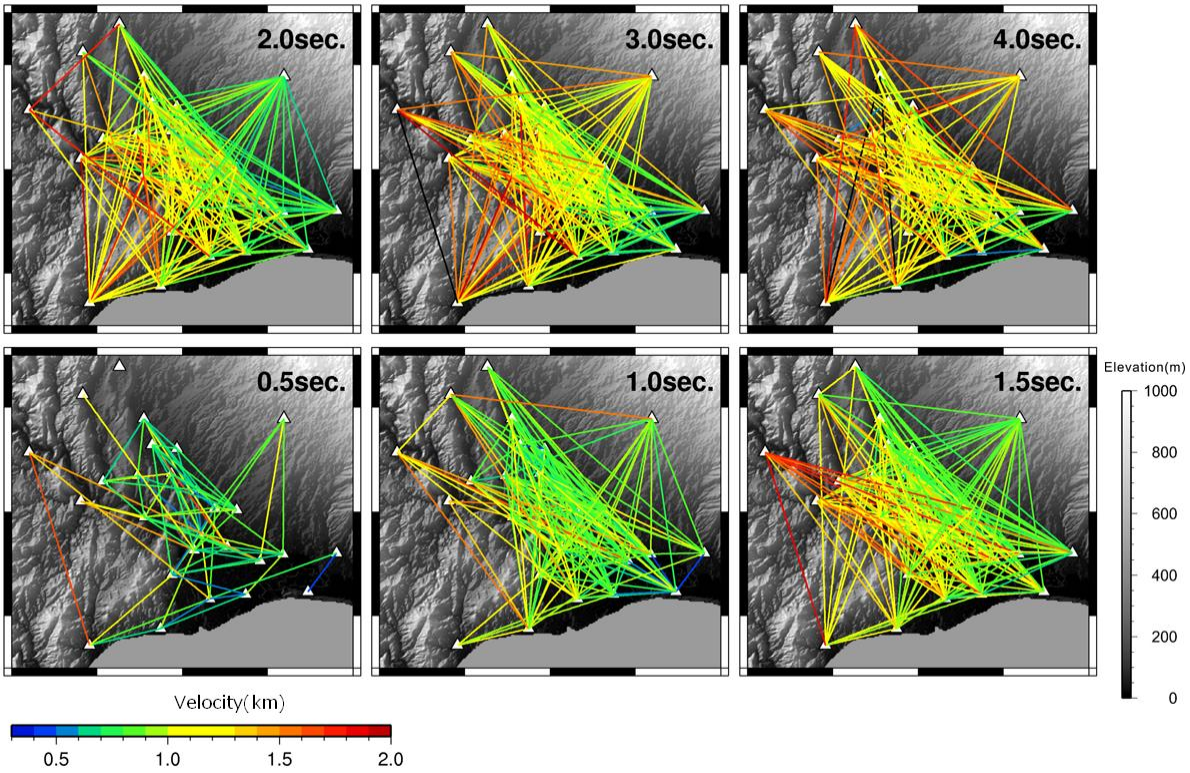


図 68　周期毎の 2 点間のレイリー波群速度分布

両図の地形は、国土地理院「数値地図 50 m メッシュ（標高）日本-II」CD-ROM のデータに基づいて作成した。

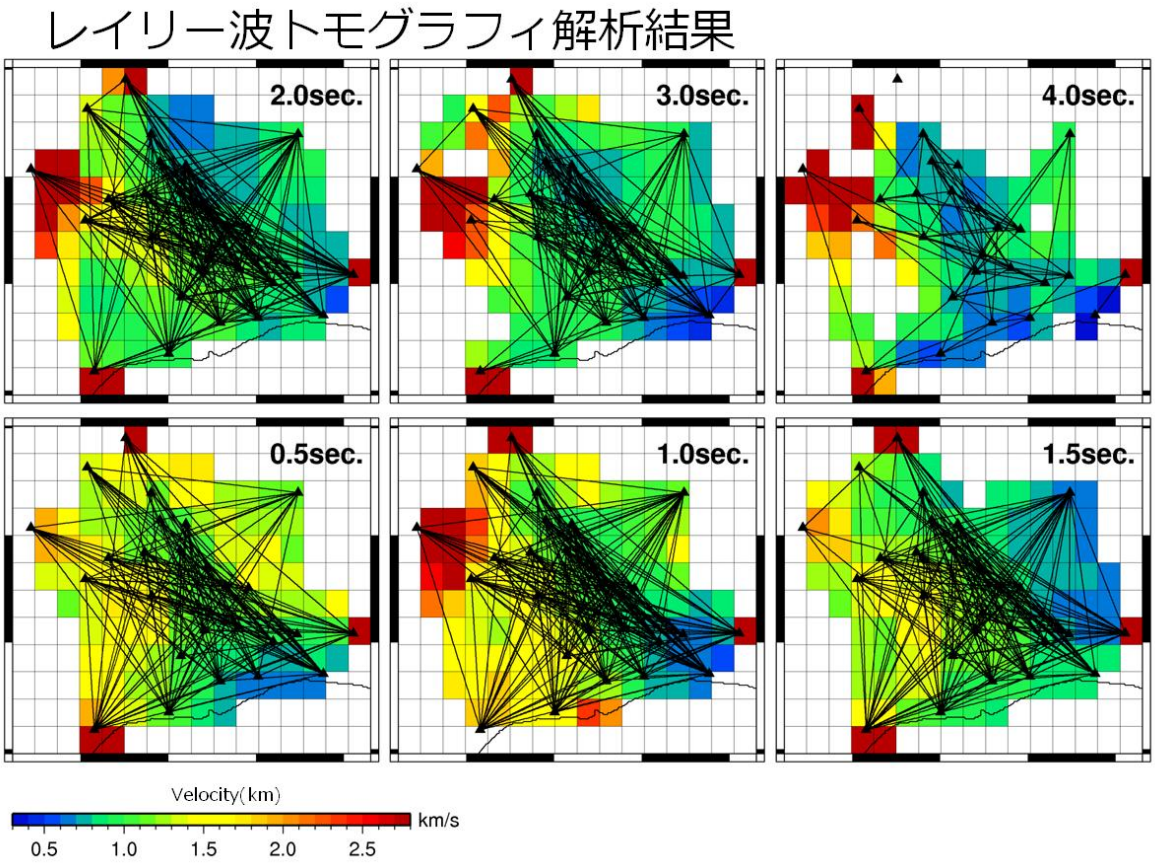


図 69　トモグラフィ解析による周期毎のレイリー波群速度分布

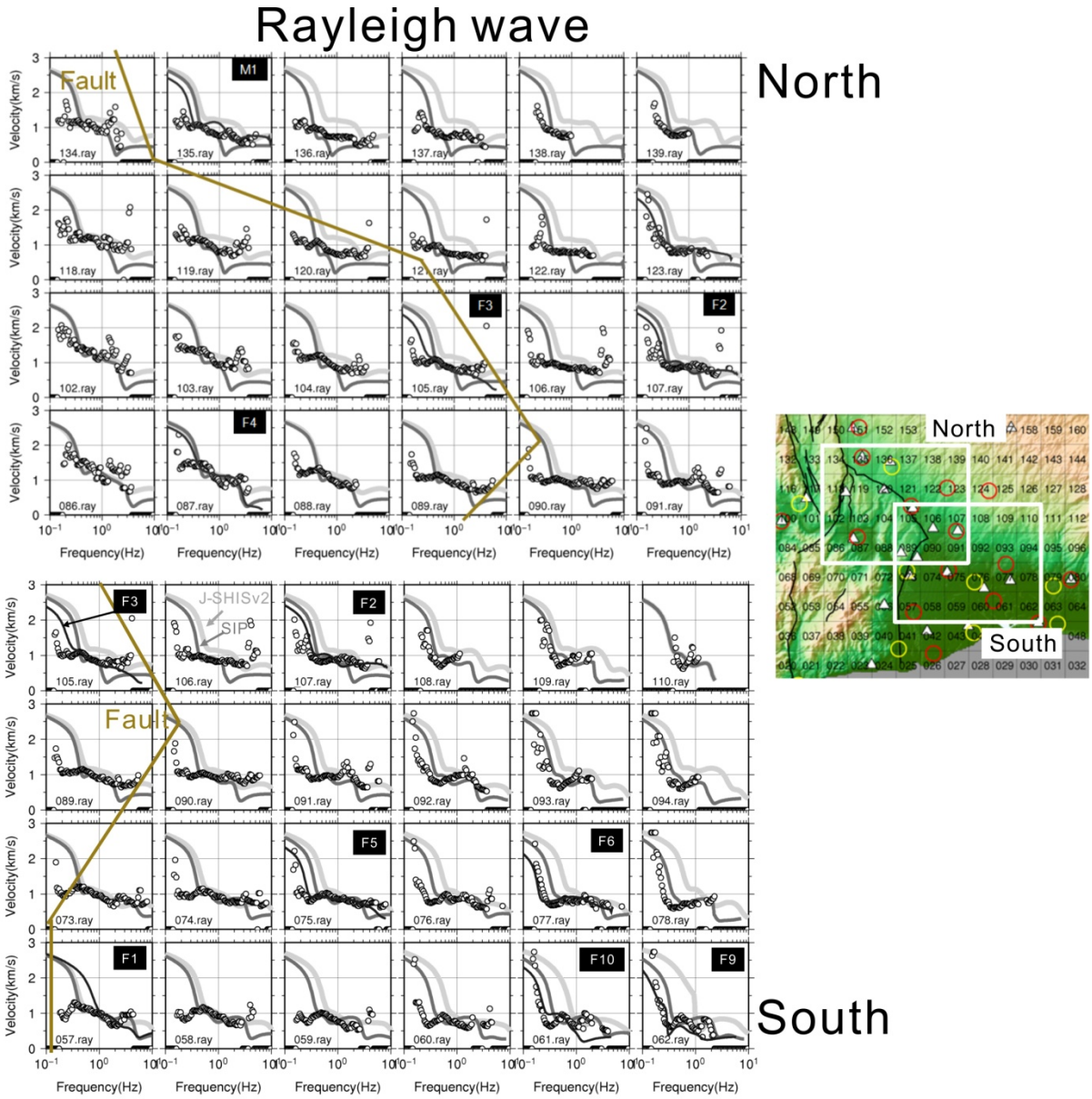


図 70　各セルのレイリー波の群速度の分散曲線の観測値と既存の地下構造モデルに対する理論群速度の比較

薄い灰色は、J-SHIS-V2（NIED, 2019）のモデルの理論値、濃い灰色は、Wakai et al.（2019）のモデルの理論値を示し、丸は観測値を示す。また、図の茶色は、地図の断層帯の位置を模式的に示している。

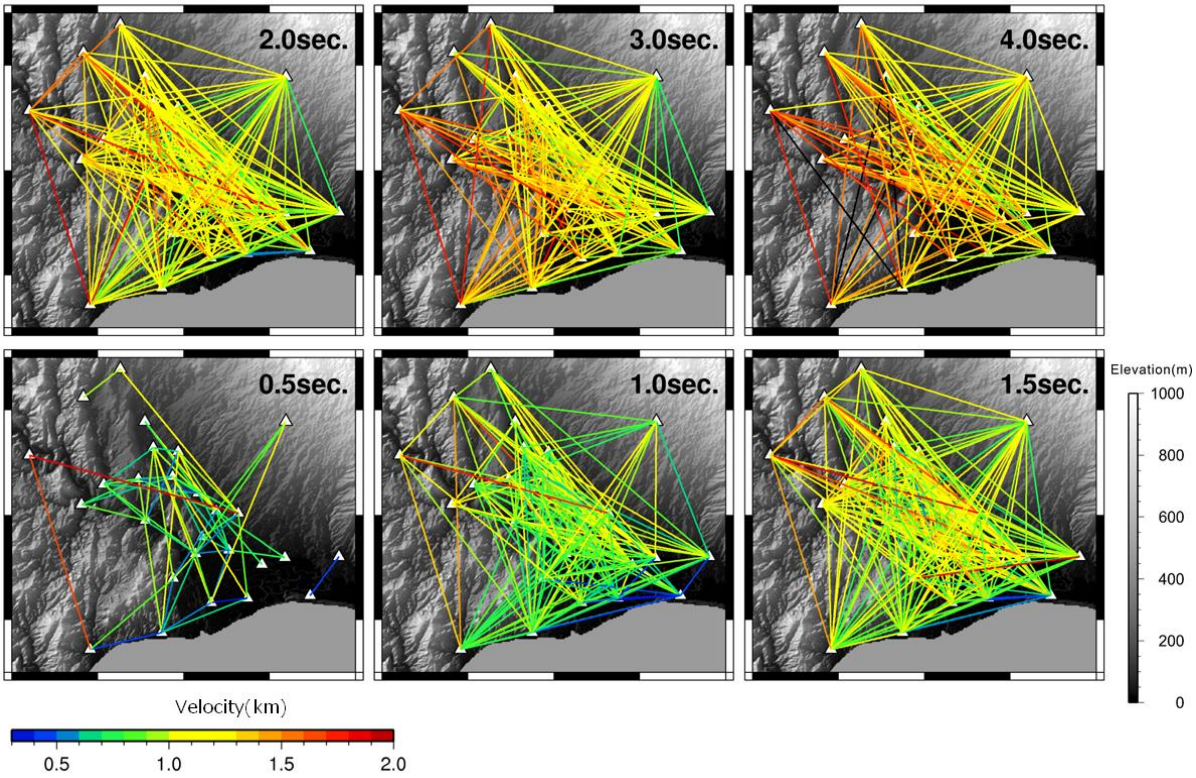


図 71　周期毎の 2 点間のラブ波群速度分布

両図の地形は、国土地理院「数値地図 50 m メッシュ（標高）日本-II」CD-ROM のデータに基づいて作成した。

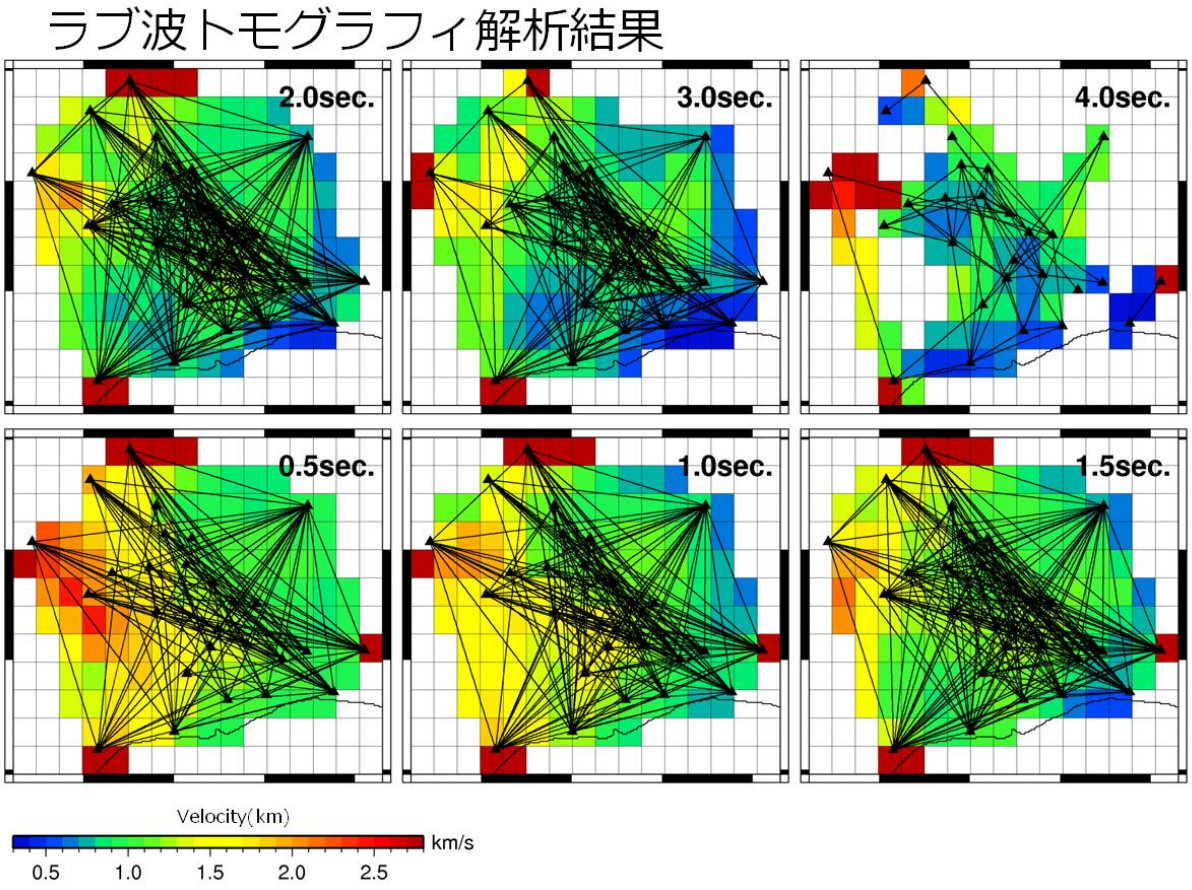


図 72　トモグラフィ解析による周期毎のラブ波の群速度分布

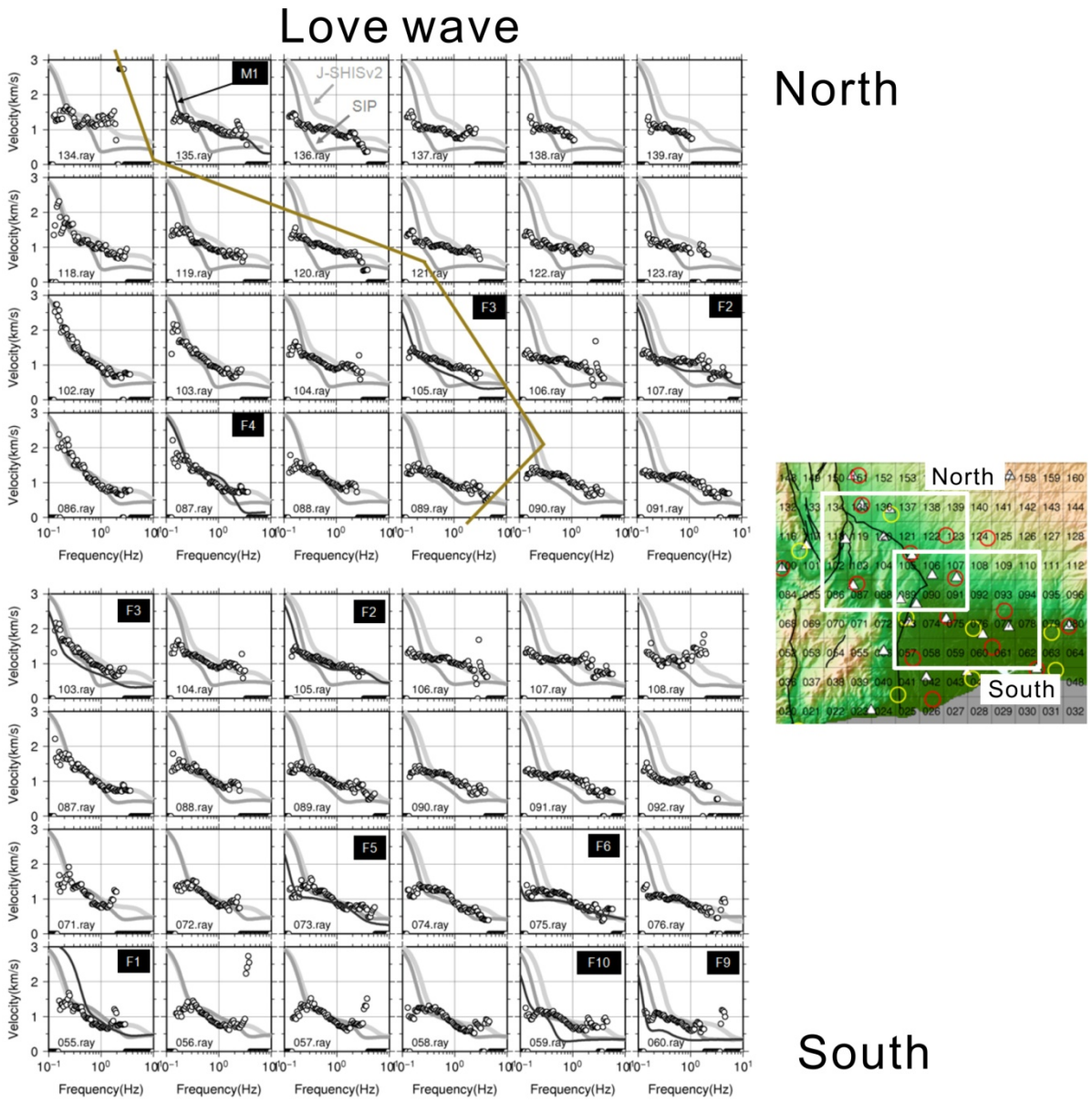


図 73　各セルのラブ波の群速度の分散曲線の観測値と既存の地下構造モデルに対する理論群速度の比較

薄い灰色は、J-SHIS-V2（NIED, 2019）のモデルの理論値、濃い灰色は、Wakai et al.（2019）のモデルの理論値を示し、丸は観測値を示す。また、図の茶色は、地図の断層帯の位置を模式的に示している。

6）深部地盤の S 波速度構造モデルの修正

平成 30 年度および令和元年度に検討した地震波干渉法による表面波成分の群速度の分散性の評価では、既存の深部地盤の S 波速度構造モデルによって、その分散性を十分に説明することができなかった。そこで、令和元年度には、深部地盤のモデルの修正を試みた。

上述の微動探査の結果を用いて、既往の地下構造モデルを修正した。ここでは、J-SHIS V2 による深部地盤モデルをベースとして用いる。さらに、このモデルの 138.126563°より

も東の静岡県陸域においては、Wakai et al. (2019)による浅部・深部統合地盤モデルの深部地盤の部分を置き換えて用いた。本研究で実施した微動探査の結果を考慮して、S 波速度が 1300 m/s 以上の深部地盤に対応する部分のみを修正することにした。

その結果が図 74 に示されている。S 波速度 350 m/s～500 m/s 層の上面深度の深さは、富士川河口部や海岸沿いの地域で厚いが、その他に地域では、非常に浅くなっている。S 波速度 2700 m/s 層上面の深度は、富士川河口断層帯の西側では 4 km 以上と厚く、東側では 2 km よりも浅い。

修正した地下構造モデルを用いて、レイリー波の群速度を計算し、上述の地震波干渉法の結果と比較した。図 75 に示すように、修正モデルの理論群速度については、既往のモデル（SIP, Wakai et al. 2019; J-SHIS V2, NIED, 2019; JIVSM, Koketsu et al., 2012）の理論値よりも、より低周波数まで群速度が小さくなっている地点が多い。一方、周波数 0.5 Hz 以下の観測群速度については修正モデルによってよく説明できる地点が増えている。とくに、対象地域南部の地点でよく一致している。

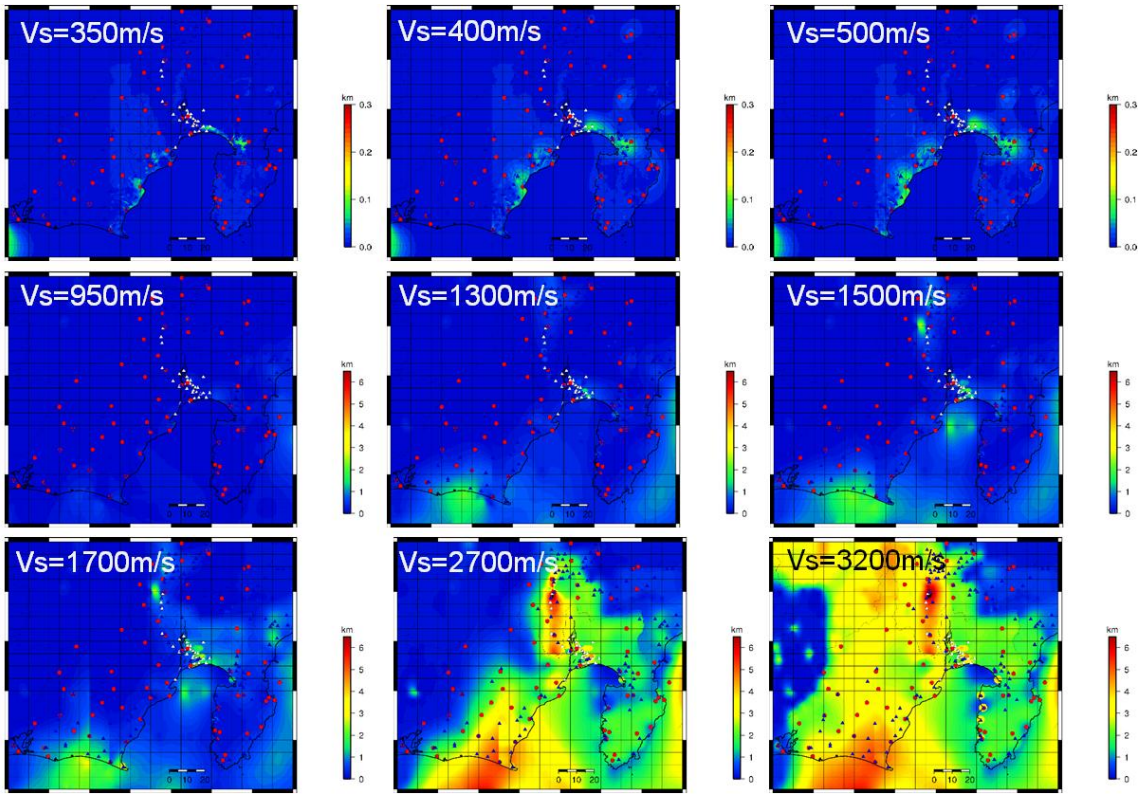


図 74　修正した深部地盤構造モデル
各図は各 S 波速度を有する層の上面深度を示す。

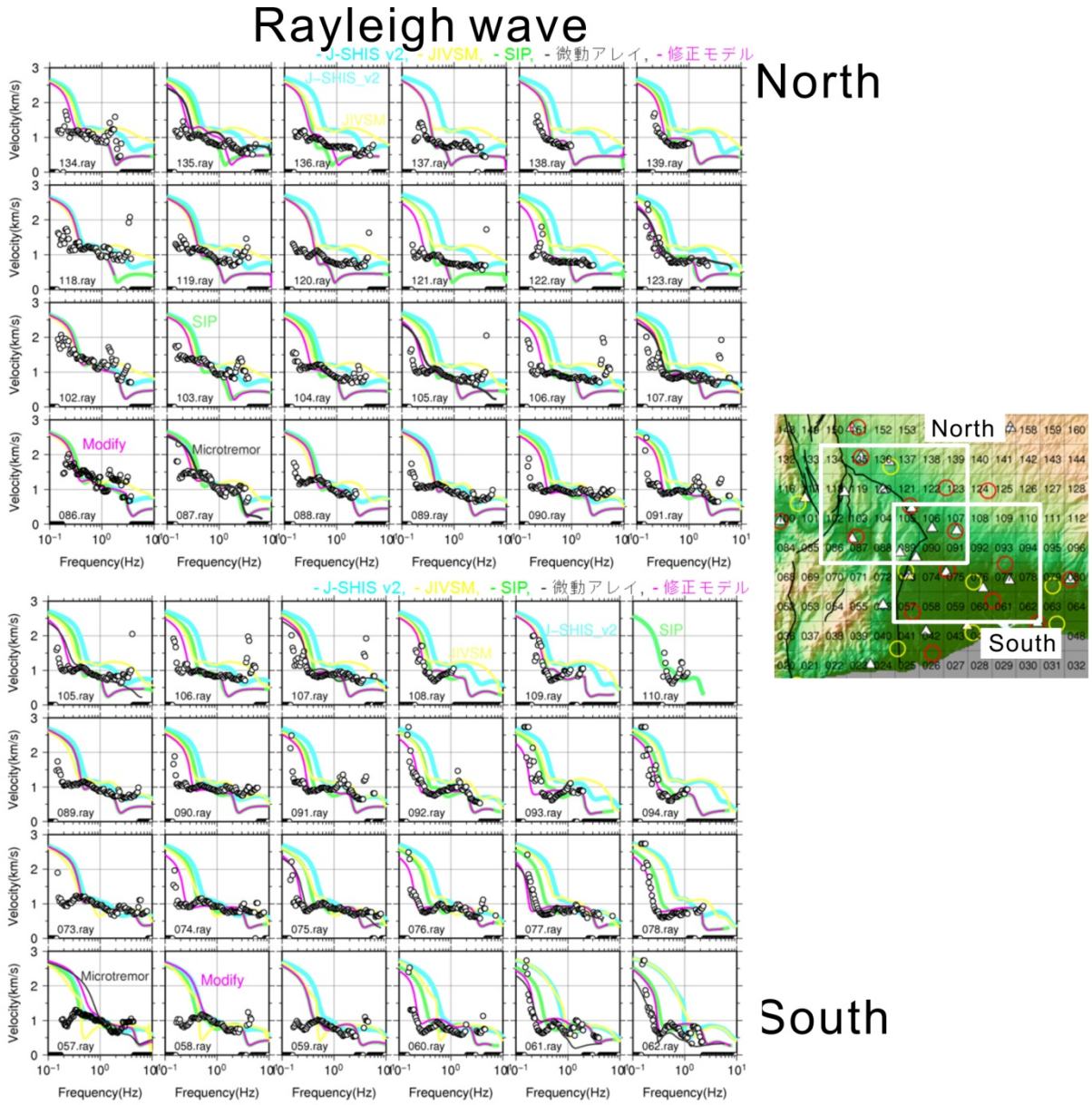


図 75　既存(J-SHIS, NIED, 2019; JIVSM, Koketsu et al., 2012; SIP, Wakai et al., 2019)および修正深部地盤構造モデルのレイリー波の群速度の理論値と観測値との比較

7) スペクトル分離解析による地盤特性の評価

地盤での地震波の増幅は、地震動評価で必要となる影響である。しかも、浅部及び深部の地盤の S 波速度構造に密接に関係しており、S 波速度構造モデルの確認にも使われている。本研究では、対象地域の地盤増幅特性を理解するために、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てスペクトル分離解析を行った。平成 30 年度には、2018 年 6 月までに発生した地震による強震記録を用いた分析が行われた。その結果には、多くの地震の震源スペクトル特性に周波数 6 Hz 付近に共通のピークが認められ、分離がうまく行われていない可能性が指摘された。令和元年度には、蓄積された強震観測記録を追加し、さらに、解析時に与える拘束条件を変更して再解析を行った。ここでは、令和元年度の結果を研究期間のまとめとして説明する。

解析に用いた強震観測点は、臨時強震観測点に加えて、K-NET、KiK-net、SK-net の対象地域内の観測点である。さらに、東海大による駿河湾での 4 地点での海底地震計による速度記録も分析に用いた。図 76 に、解析に用いた記録が得られた地震の震央と強震観測点の位置を示す。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 120 km 以内、最大加速度 100 gal 以下（海底地震計を除く）の記録を抽出した。図 77 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。

強震記録の処理では、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、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。本年度の解析では、KiK-net 早川北（YMNH10）および静岡北（SZOH29）の地表の観測点での S 波速度構造モデルに対する一次元増幅特性の理論値を拘束条件として与えることにした。まず、YMNH10 および SZOH29 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 78 と 79 に示すように、2 地点とも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。図に示すように、修正モデルによっ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を拘束条件とした。2 地点の速度構造モデルの最下層の S 波速度は、2.4 と 2.6 km/s であることから、この解析の結果として得られる増幅特性は、S 波速度 2.5 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 80 に示す。左図には、ω-2 乗モデルで近似した理論スペクトルも示している。広い周波数帯域において ω-2 乗モデルで説明できていることがわかる。平成 30 年度の結果にみられた 6 Hz 程度の共通のピークは顕著ではなくなっている。図 81 では、本研究で得られた震源スペクトルと近似して得られた地震モーメントを F-NET による観測値と比較している。多くの地震で両者はよく一致している。地震モーメントが大きい地震では、本研究による推定結果がやや小さめになるが、これは分析に用いている周波数の下限が 0.5 Hz であり、推定の精度が低下していることによると考えられる。伝播経路の Q 値も図 81 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おり、107f0.62 による式で近似できる。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、図 82 に示すように、本研究の 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。

強震観測点で得られた地盤倍率の分布を図 83 に示す。0.5～1.3 Hz および 1.3～3.2 Hz の低周波数帯域の増幅率は、富士川河口部と沼津海岸部で大きく、富士川北西部の山地で小さくなっている。北部の山地でも、富士川近傍では増幅率が大きい地点もある。一方、8～20 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。駿河湾の海底地震計の増幅率は、すべての周波数帯域で大きくなっている。

図 84 には、観測増幅特性と修正モデルの理論増幅特性との比較を示している。理論増幅特性に計算には、修正した深部地盤モデルに、検層や微動探査による表層地盤部分を追加したモデルを用いた。また、Q 値は、S 波速度の 1/5 の一定値とした。SZO012（蒲原）

や YMN007（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、YMN007 では、低周波数帯域で理論値のほうが小さい。SZO001（富士宮）では、観測結果が全体的に大きな振幅であるが、高周波数で卓越する形状は、修正モデルで説明できている。さらに、臨時観測点での比較では、やや観測値が大きめの倍率であるが、増幅スペクトルの全体的な形状は、修正モデルのほうが観測値とよく一致しており、地下構造モデルを修正した効果が認められる。

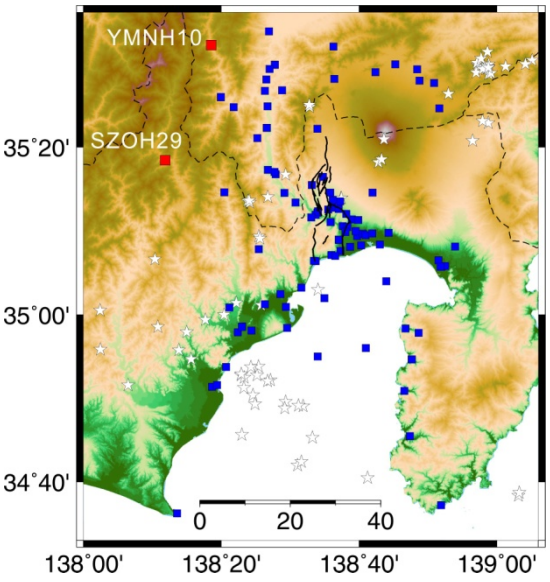


図 76　スペクトル分離解析に用いた地震記録の地震の震央と観測点の位置
気象庁による一元化処理による震央を☆で示し、強震観測点を青と赤の四角で示す。赤の四角は、拘束条件に用いた観測点である。図の地形は、国土地理院「数値地図 50 m メッシュ（標高）日本-II」CD-ROM のデータに基づいて作成した。また、黒線は、地震本部（2010）による活断層のトレースである。

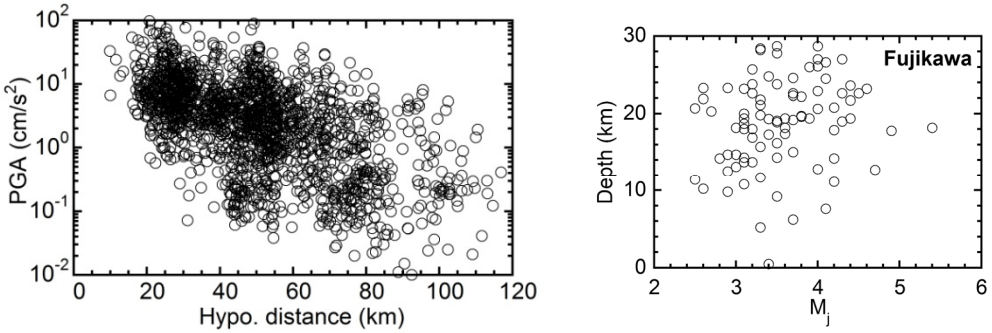


図 77　スペクトル分離解析に用いたデータの属性
左は地震記録の震源距離と最大加速度の関係、右は地震の規模と深さの関係を示す。

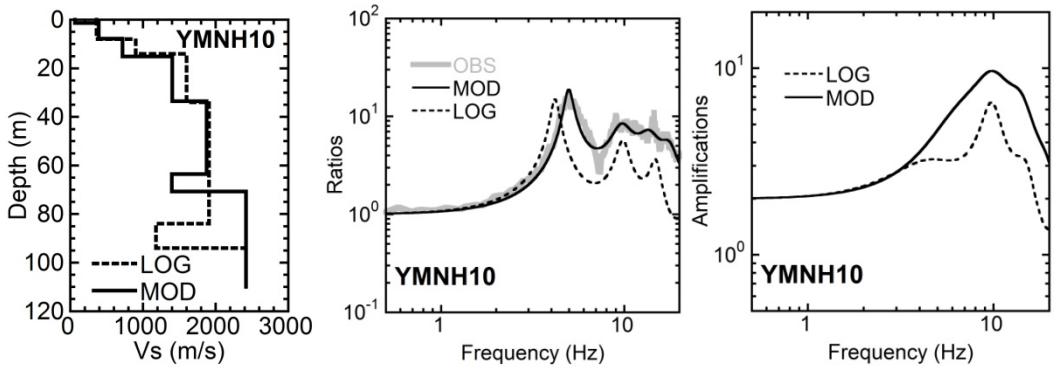


図 78　YMNH10 を用いた拘束条件の設定の地盤モデル（左）と地表・地中スペクトル比の観測値と理論値の比較（右）

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。YMNH10 の検層モデル（点線）と修正モデル（実線）の理論増幅特性。

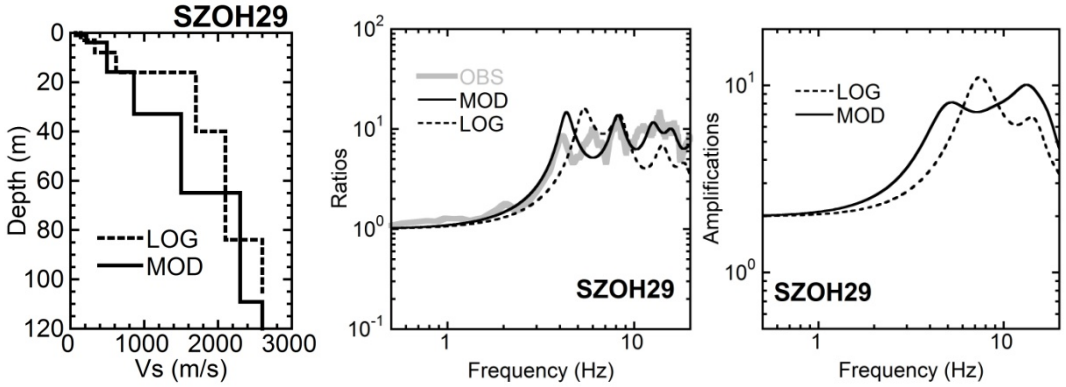


図 79　SZOH29 を用いた拘束条件の設定の地盤モデル（左）と地表・地中スペクトル比の観測値と理論値の比較（右）

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。YMNH10 の検層モデル（点線）と修正モデル（実線）の理論増幅特性。

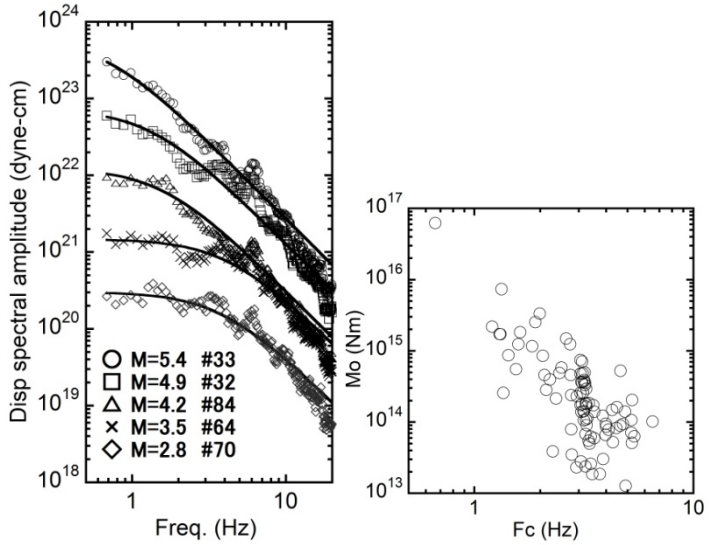


図 80　震源スペクトル（左）

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。

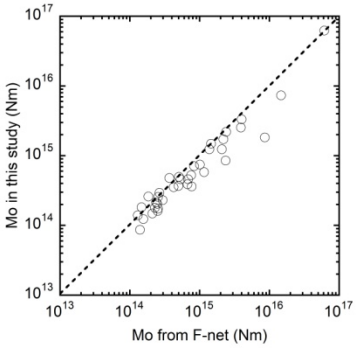


図 81　本研究と F-NET による地震モーメントの比較

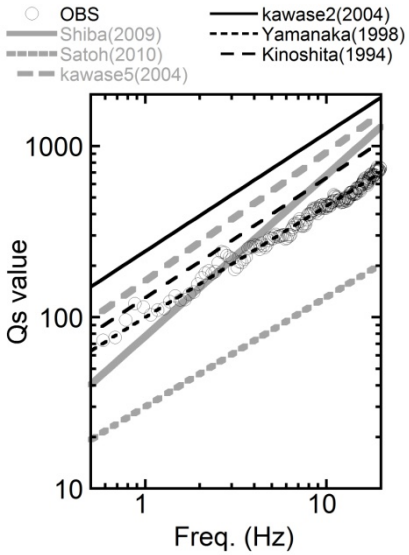


図 82　伝播経路 Q 値（右）

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。

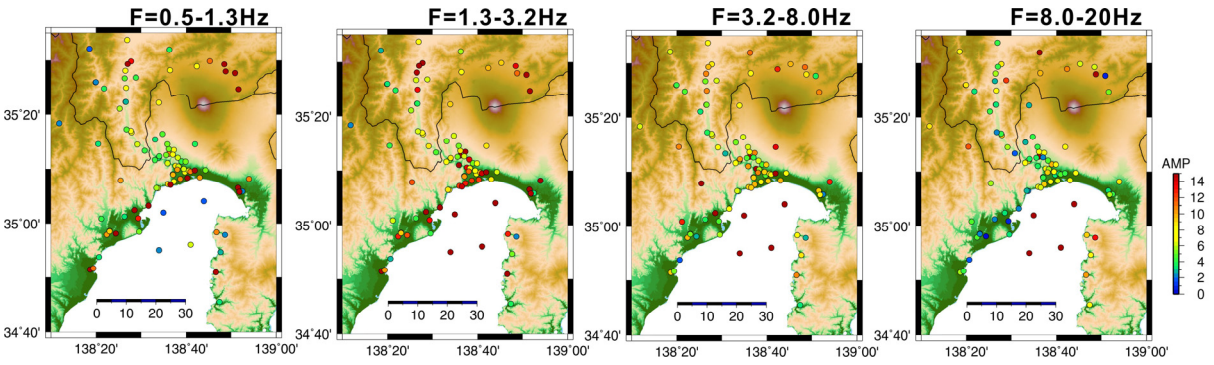


図 83　地盤増幅倍率の分布

図の地形は、国土地理院「数値地図 50 m メッシュ（標高）日本-II」CD-ROM のデータに基づいて作成した。

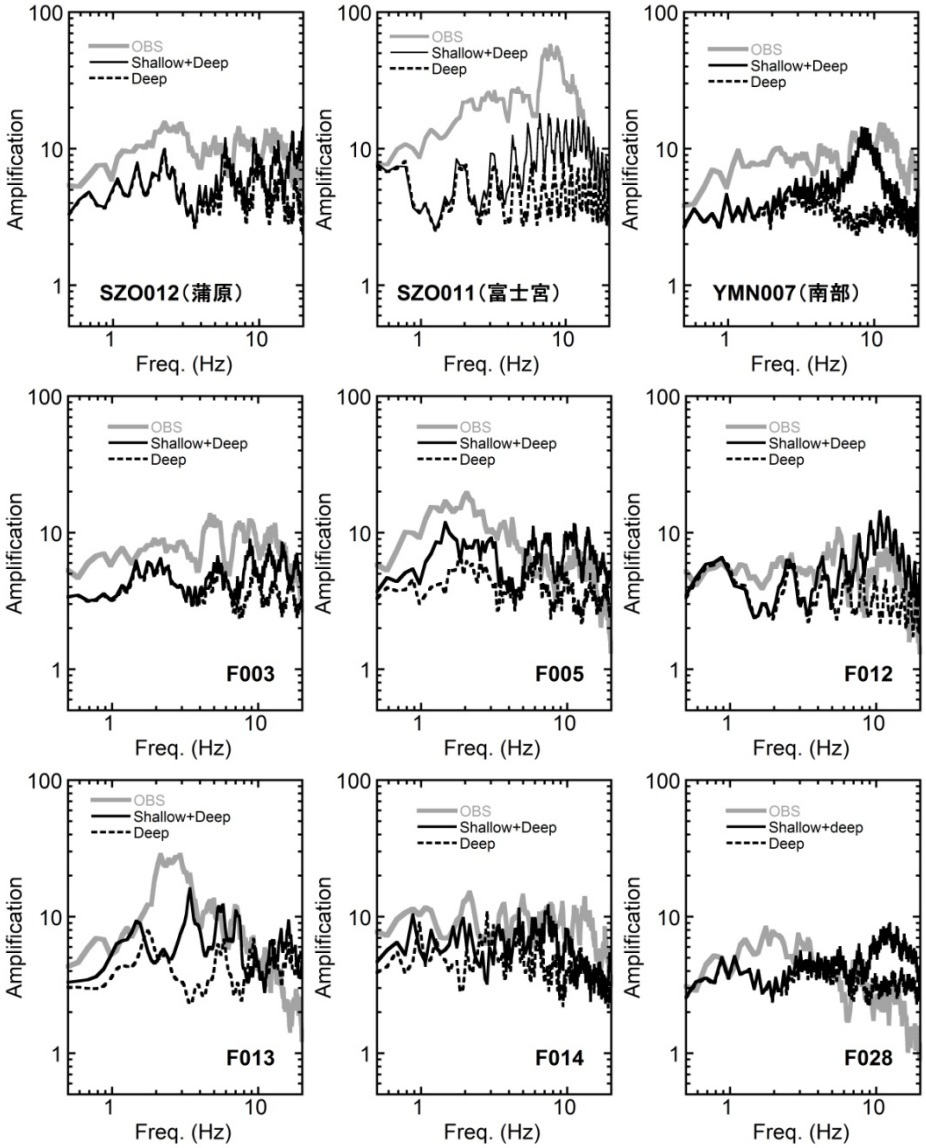


図 84　地盤増幅特性の観測値と修正 S 波速度構造モデルに対する理論値の比較

8) 中小地震による長周期地震動シミュレーション

平成 30 年度には、J-SHIS V2 の地下構造モデルを用いて、2018 年 6 月 18 日の大阪北部地震（Mj6.1）による長周期シミュレーションを行い、観測された強震記録との比較を行った。S 波初動から 30 秒後の波形について、観測波形と理論波形が類似しているが、100 秒以降の後続位相がうまく再現できなかった。この部分の波動は、平野部で生じる表面波であり、堆積層部の三次元構造モデルの影響が十分に表現できなかったことによると考えられた。そこで、対象地域に近い位置で発生した地震を長周期地震動シミュレーションの対象地震とすることにして、令和元年度には、2019 年 2 月 8 日に発生した静岡県中部の地震による長周期地震動を対象にして、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い、上述のように修正した地下構造モデルの妥当性を検討した。

長周期地震動の計算に用いた領域は、東経 138.0°～139.25°、北緯 34.5°～35.75°とし、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。シミュレーションにおいては修正モデルの S 波速度が 350 m/s の層の上面深度を地表とみ

なした。震源パラメータは、気象庁や F-net などで公開されている結果を踏まえて、表８に示すものを用いた。計算には、三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５kmずつの吸収領域を設定した。図 85 には、震央と観測点の位置が示されている。なお、Q 値や P 波速度、密度などの各層の物性値については、J-SHIS V2 (NIED, 2019) の値を用いた。震源時間関数はランプ関数とした。

図 86 には、計算された地震動の最大速度の分布が示されている。計算波形には、周期１秒のハイカットフィルタをかけている。富士川河口部では、深部地盤モデルの低速度部分（Vs=500 m/s 以下）の厚いために、最大値が大きくなっている。修正前後の地下構造モデルで計算された速度波形と観測速度波形の比較を図 87 に示す。いずれも周期１秒のハイカットフィルタをかけている。修正前のモデル（J-SHIS V2, NIED, 2019）では、計算波形では、観測波形よりも後続位相の振幅が小さくなっている。しかし、修正モデルを用いた計算では、後続位相の振幅がより顕著となり、観測記録の経時特性の特徴に近くなっており、モデル修正によって地震動の説明能力向上への効果が認められる。

表８　2019 年２月８日静岡県中部の地震の震源パラメータ

発生時刻	2019/２/8/06:34
震央経度(°)	138.427
震央緯度（°）	35.152
深さ(km)	21
マグニチュード Mj	4.0
地震モーメント(Nm)	5.07E+14
走向(°)	44
傾斜(°)	56
滑り角(°)	60
ライズタイム(s)	3.0

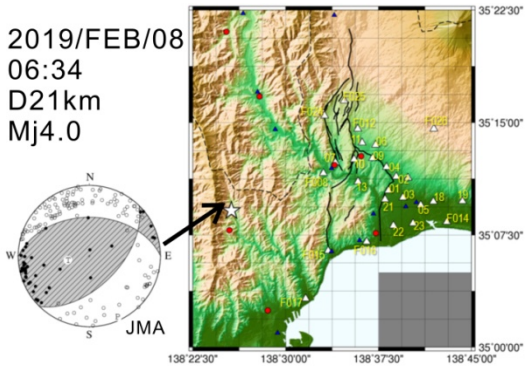


図 85　観測点（丸と三角）と震央（星）の位置
震源解は、気象庁によるものであり、地形は図の地形は、国土地理院「数値地図 50 m メッシュ（標高）日本-II」によるものである。黒線は、地震本部（2010）による活断層のトレースである。

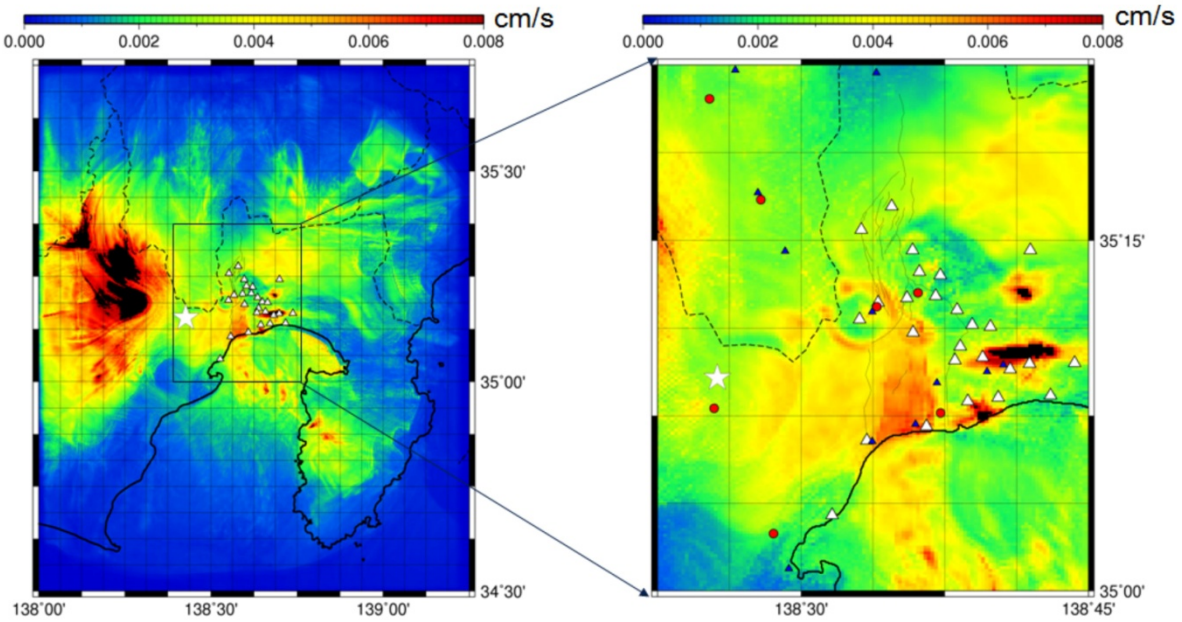


図 86　工学的基盤での最大速度の分布
左図は計算領域全体を示し、右図は富士川河口周辺地域を示す。

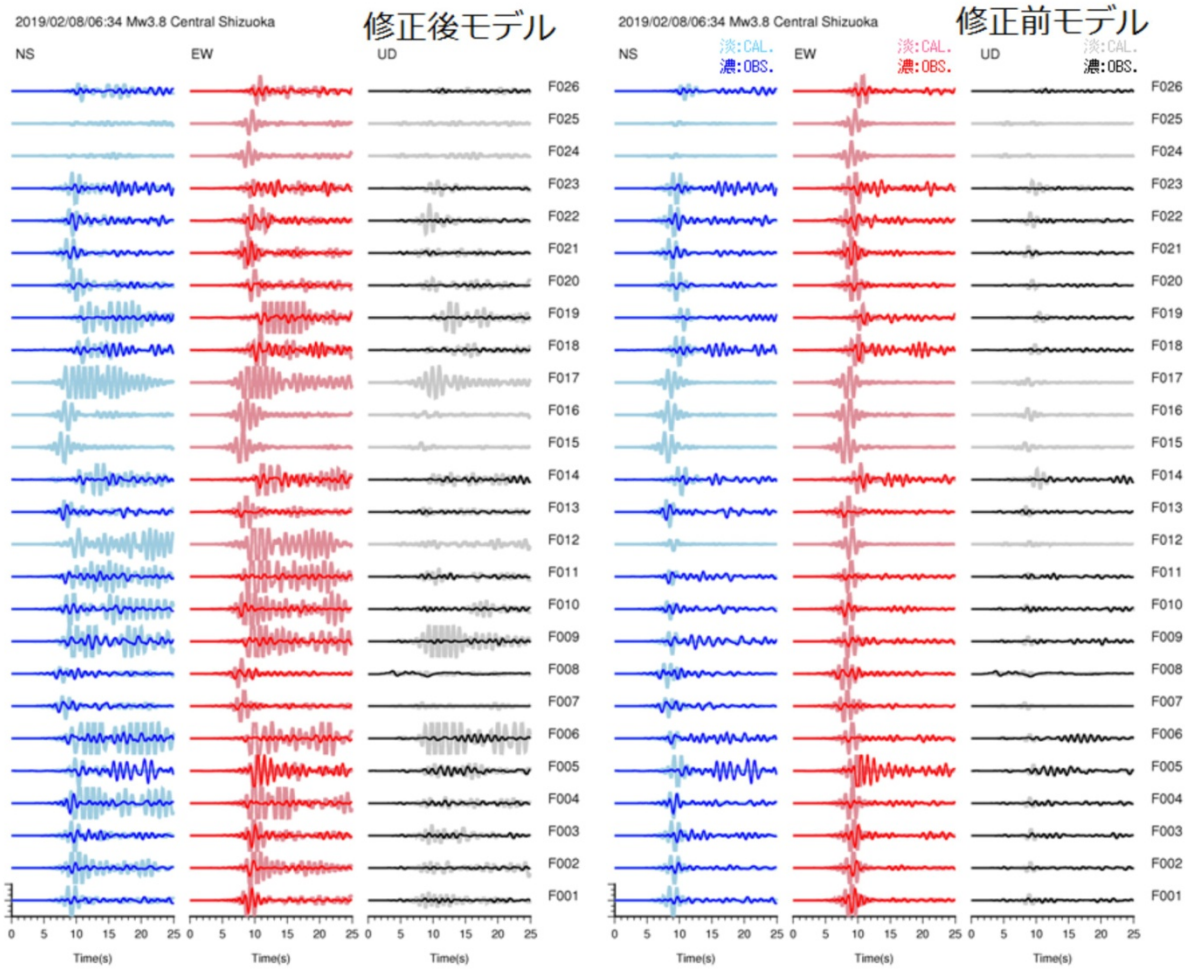


図 87　修正前後の地下構造モデルを用いた計算速度波形と観測速度波形の比較

9) 想定される地震による強震動予測

平成 29、30 年度には、本調査のサブテーマグループで得られた活断層、地質構造、地震活動に関する知見を踏まえて、富士川河口断層帯で考えられる想定地震の震源モデルについて検討を行ってきた。令和元年度には、本断層帯の地震は、南海トラフの海溝型の地震と連動して発生する地震であると考えて、想定される地震の強震動を評価した。

強震動の計算では、修正地下構造モデルを用いて、図 88 に示す手順のハイブリッド法を用いた。周期１秒以上の長周期帯域を三次元差分法で計算した。計算手法は中小地震シミュレーションと同様であり、山田・山中（2001）に基づく。地下構造モデルの終端に吸収境界および各辺に５km ずつの吸収領域を設定した。Q 値や P 波速度、密度などの各層の物性値については、J-SHIS V2 の値を用いた。計算領域は図 89 に示す範囲であり、東経 137.5°～139.25°、北緯 33.75°～35.75°とする。グリッドサイズは、250 m とし、格子数は 560×960×200 の計１億 752 万格子である。震源時間関数は中村・宮武（2000）の近似式を用いる。破壊伝播速度は地震発生層の S 波速度の 0.72 倍（km/s）とする。0.005 秒のステップ間隔で３万８千ステップにより 190 秒間の波動伝播シミュレーションを実施した。周期１秒以下の短周期帯域は統計的グリーン関数法（Boore, 1983）により計算した。継時特性モデルは佐藤・他（1994a）を用いている。ラディエーションについては 0.445 とし、高周波遮断周波数は、最北部セグメントＡでは６Hz、東海セグメント B では 13 Hz とする。Q 値は佐藤（1994b）による式を適用した。ハイブリッド合成法により長周期帯域と短周期帯域の計算結果を合成した。接続周期１秒のマッチングフィルタにより処理をした後、時間領域で重ね合わせた。地表における最大速度(PGV)を推定するため、表層 30 m の平均 S 波速度 AVS30(m/s)から、経験的関係式（藤本・翠川、2003）により、最大速度増幅率を決めた。AVS30 は、J-SHIS V2 (NIED, 2019)または Wakai et al. (2019)のものを用いた。工学的基盤の S 波速度が 350 m/s となる地域では、増幅率 amp を、log(amp)=-0.852×log(AVS30/350)により求めた。計測震度について、地表の震度増分 ΔI は、2.603・log(amp)-0.213・log(amp)2-0.426・log(PGV)・log(amp)により得た。

震源断層の位置、長さ、幅、深さ、走向、傾斜などの震源の巨視的なパラメータは、他のサブテーマの研究成果によるものである。また、微視的なパラメータは、震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）（地震調査研究推進本部、2017）に基づいて設定した。震源モデルは、３ケースを想定した。ケース１と２は、図 90 に示すように、東海セグメントと最北部のセグメントが連動する場合を想定した。東海セグメントは、海溝型の地震とし、最北セグメントは内陸の地震として、レシピ（地震本部）にしがたって震源パラメータを設定した。また、図 90 に示すように、東海セグメントには２つ、北部セグメントには１つの強震動生成域を設定した。ケース１の破壊開始点は南の強震動生成域の中央下部にした。断層パラメータの設定は図 91 のとおりである。ケース２は、ケース１と同じ断層モデルだが、破壊開始点を中央の強震動生成域の下部に設定した。ケース３は、東海セグメント（B）のみの断層モデルを設定した。

図 92 には、ケース１の、静岡市東部、富士市、富士宮市、身延町の代表的な地点での工学的基盤で計算された速度波形と減衰５%の速度応答スペクトルが示されている。また、図 93 には、ケース１～３の、工学的基盤の予測結果に表層地盤の増幅率を乗じて得られた地表面の最大速度の分布が示されている。富士川河口部および静岡市東部の海岸部で、150 cm/s 近くの最大値となっている。そのほかの部分でも 100 cm/s を超える最大値となっている。図 94 には、工学的基盤の予測結果に表層地盤の計測震度増分を加えた計測震

度が示されている。各セグメントの強震動生成域の付近で、大きな震度となっている。ケース３の場合には、陸域セグメントはないので、予測される震度は他のケースよりも小さい。

身延断層については、その南部セグメントを含んで想定される地震の可能性が地学的に低いと考えられる。さらに、北部セグメントのみで想定される地震による強震動は、富士川河口断層帯の想定地震による強震動に包括される可能性が高いことも考慮して、強震動評価を実施しないこととした。

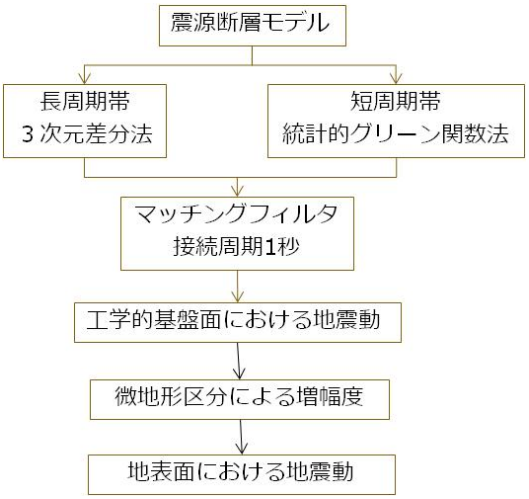


図 88　想定される地震の強震動の計算方法

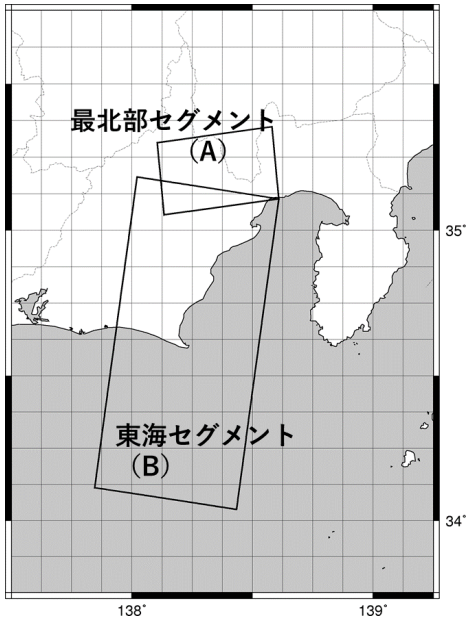


図 89　東海セグメントと最北部セグメントの連動地震の震源モデル

最北部セグメント（A） 断層パラメータ

基本パラメータ				
活断層長さL(km)			28	km
マグニチュード M		M=(logL+2.9)/0.6	7.2	
巨視的震源パラメータ				
断層モデルの原点		北端	35.3542/138.5806	
		南端	35.1076/138.6086	
走行（平均）θ			353	°
傾斜角（平均）δ			30	°
すべり角 γ			90	°
地震モーメント Mo		$Mo=(S/4.24*10^{11})^2*10^{-7}$	1.09E+20	Nm
モーメントマグニチュード Mw		Mw=(logMo-9.1)/1.5	7.3	
断層モデル上端深さ			2, 3, 10	km
断層モデル長さ Lmodel			28	km
断層モデル幅 Wmodel			50	km
断層モデル面積 Smodel		$S=4.24\times10^{-11}\times(Mo\times10^{7})^{1/2}$	1400	km
静的応力降下量 Δσ		$\Delta\sigma=7/16\cdot Mo/R^3$	5.07	Mpa
平均すべり量 Dmodel		$Dmodel=Mo/(\mu\cdot Smodel)$	2.87	m
短周期レベル A		$A=2.46\cdot10^{10}\cdot(Mo\cdot10^{7})^{1/3}$	2.53E+19	$N\cdot m/s^2$
微視的震源パラメータ				
アスペリティ	面積 Sa	$Sa=\pi r^2$	413	km^2
	平均すべり量 Da	Da=2.0D	5.74	m
	実効応力 σa	$\Delta\sigma a=7/16\cdot Mo/(r^2\cdot R)$	17.16	MPa
	地震モーメント Moa	$Moa=\mu\cdot Da\cdot Sa$	6.44E+19	Nm
背景領域	面積 Sb	Sb=Smodel-Sa	987	km^2
	平均すべり量 Db	$Db=Mob/(\mu\cdot Sb)$	1.67	m
	実効応力 σb	$\sigma b=(Db/Wb)\cdot(\pi^{1/2}/Da)\cdot r\cdot\Sigma\gamma i^3\cdot\sigma a$	2.03	MPa
	地震モーメント Mob	Mob=Mo-Moa	4.46E+19	Nm

東海セグメント（B） 断層パラメータ

基本パラメータ				
活断層長さL(km)			120	km
マグニチュード M		M=(logL+2.9)/0.6	8.3	
巨視的震源パラメータ				
断層モデルの原点		北端	35.1076/138.6086	
		南端	34.0376/138.4327	
走行（平均）θ			9	°
傾斜角（平均）δ			25	°
すべり角 γ			58	°
地震モーメント Mo		$M0=S*10^{17}$	7.20E+20	Nm
モーメントマグニチュード Mw		Mw=(logMo-9.1)/1.5	7.8	
断層モデル上端深さ			10	km
断層モデル長さ Lmodel			120	km
断層モデル幅 Wmodel			60	km
断層モデル面積 Smodel			7200	km^2
静的応力降下量 Δσ		$\Delta\sigma=7/16\cdot Mo/R^3$	2.87	Mpa
平均すべり量 Dmodel		$Dmodel=Mo/(\mu\cdot Smodel)$	3.69	m
短周期レベル A		$A=2.46\cdot10^{10}\cdot(Mo\cdot10^{7})^{1/3}$	4.75E+19	$N\cdot m/s^2$
微視的震源パラメータ				
アスペリティ	面積 Sa	$Sa=\pi r^2$	1269	km^2
	平均すべり量 Da	Da=2.0D	7.37	m
	実効応力 σa	$\Delta\sigma a=7/16\cdot Mo/(r^2\cdot R)$	16.27	MPa
	地震モーメント Moa	$Moa=\mu\cdot Da\cdot Sa$	2.54E+20	Nm
背景領域	面積 Sb	Sb=Smodel-Sa	5931	km^2
	平均すべり量 Db	$Db=Mob/(\mu\cdot Sb)$	2.90	m
	実効応力 σb	$\sigma b=(Db/Wb)\cdot(\pi^{1/2}/Da)\cdot r\cdot\Sigma\gamma i^3\cdot\sigma a$	3.80	MPa
	地震モーメント Mob	Mob=Mo-Moa	4.66E+20	Nm

図 90　震源モデルのパラメータ

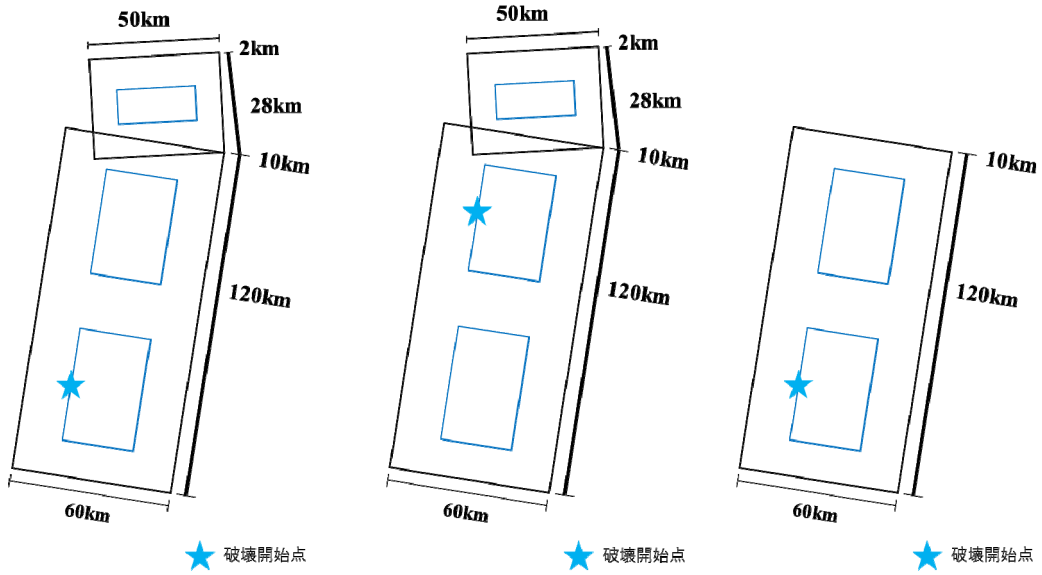


図 91　想定地震の震源断層モデル（左から、ケース１、２、３）

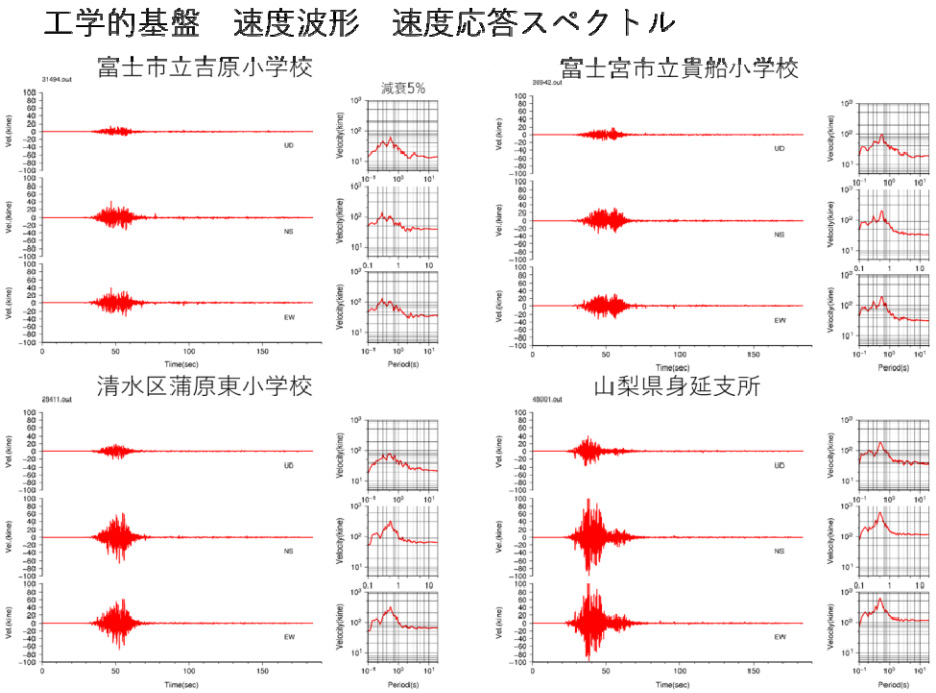


図 92　ケース１の工学的基盤での計算速度と減衰５%の速度応答スペクトル

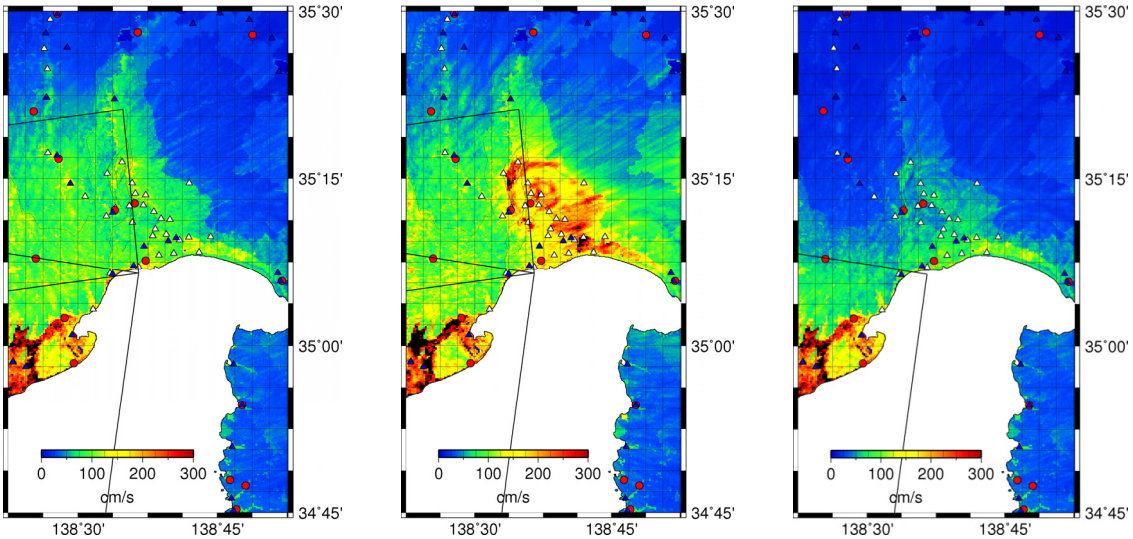


図 93　地表面の最大速度の分布（左からケース１、２、３）

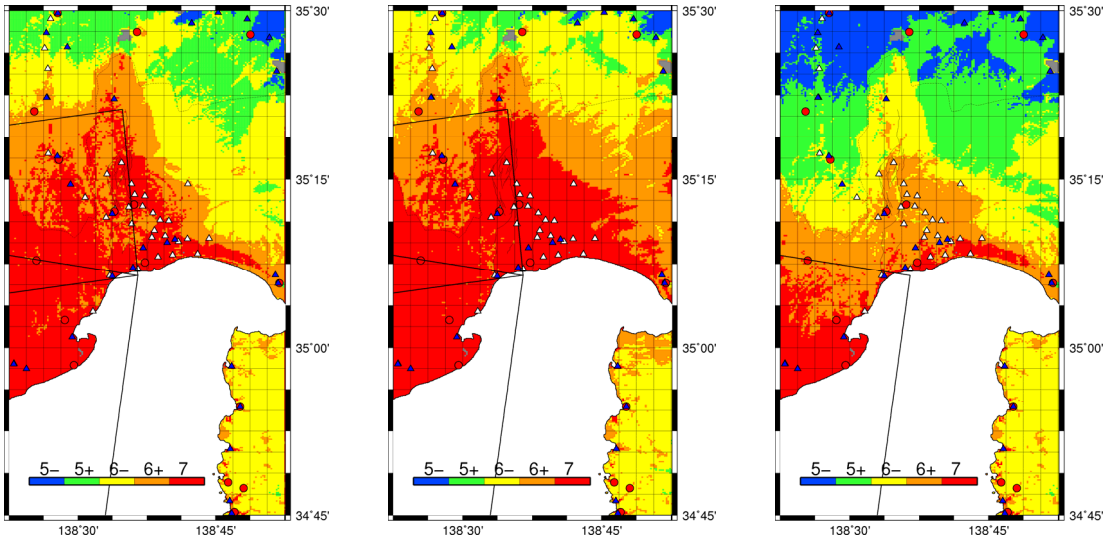


図 94　地表面の計測震度分布図（左からケース１、２、３）

(c) 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。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た。観測結果から、レイリー波の位相速度を求め、その逆解析から一次元 S 波速度構造モデルを推定した。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、その表面波部分の群速度を抽出し、既存の地下構造モデルによる理論値では、観測群速度が説明できないことを指摘した。これらの地下構造情報を用いて、既存の深部地盤のモデルを修正した。修正した深部地盤のモデルによって、表面波の理論群速度がより説明できることを示した。さらに、上述の強震観測によって得られた地震記録を用いて、周波数 0.5～20 Hz の帯域の地盤増幅特性を評価した。修正した地下構造モデルの理論増幅特性は、多くの地点で観測増幅スペクトルの形状と類似しており、地下構造モデルの修正が妥当で

あることを明らかにした。修正した地下構造モデルの妥当性を検討するために、2019 年２月８日の静岡県中部の地震の際に、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った。観測波形の後続位相などの経時特性の全体的な特徴が修正地下構造モデルを用いた計算結果にも認められ、モデル修正の効果を確認できた。最後に、本研究の活断層や地質構造に関する研究の成果を踏まえて、南海トラフの東海セグメントと富士川河口断層帯のセグメントが連動した場合の想定地震による強震動の評価を行った。富士川河口断層帯のセグメントが連動した場合には、同セグメントの東側の平野部では大きな強震動になると考えられる。

(d) 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, 1865-1894, 1983.

地元孝輔・山中浩明, 南関東地域における震波干渉法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.

藤本一雄・翠川三郎, 近接観測点ペアの強震記録に基づく地盤増幅度と地盤の平均 S 波速度の関係, 日本地震工学会論文集, 6-1, 11-22, 2006.

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.

地震調査研究推進本部, 富士川河口断層帯の評価（一部改訂）, 2010.
https://www.jishin.go.jp/main/chousa/15apr_chi_kanto/ka_15.pdf

地震調査研究推進本部, 震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）（平成 29 年４月 27 日）, 2017.
https://www.jishin.go.jp/main/chousa/17_yosokuchizu/recipe.pdf

地震調査研究推進本部, 想定東海地震, 東南海地震, 宮城県沖地震を想定した長周期地震動計算に用いたモデル, 2009.

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.

Koketsu, K., H. Miyake, H. Suzuki, Japan Integrated Velocity Structure Model Version 1, Proceedings of the 15th World Conference on Earthquake Engineering, Lisbon, Portugal, Oct. 12-17, Paper No. 1773, 2012.

内閣府, 南海トラフ沿いの巨大地震による長周期地震動に関する報告, 2015.

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, 地震第２輯, 53, 1-9, 2000.

National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience,J-SHIS, HYPERLINK "https://doi.org/10.17598/nied.0010" ¥t "_blank" https://doi.org/10.17598/nied.0010, 2019 .

大石真梨子・山中浩明・地元孝輔・山田伸之・津野靖士・坂上実・纐纈一起, 微動探査お

よび地震波干渉法による駿河湾周辺地域における S 波速度構造の推定, 物理探査学会第 125 回学術講演会, 10, 2011.
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.
佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明, ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性, 日本建築学会構造系論文集, 461, 19-28 1994a.
佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明, 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性：仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析, 日本建築学会構造系論文集, 462, 79-89 1994b.
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.
静岡県, 第 4 次地震被害想定（第一次報告）第 2 編, 2013.
先名重樹・若井淳・神 薫・前田宜浩・松山尚典・藤原広行, 地震被害推定のための浅部・深部統合地盤構造モデルの構築, 物理探査学会第 137 回学術講演会, 67, 2017.
津野靖士・工藤一嘉, 長周期のアレー微動データおよび強震記録の解析による静岡県南部の S 波速度構造の推定, 物理探査, 61, 499－510, 2008.
Wakai A. Senna S, Jin K, Yatagai A, Suzuki H, Inagaki Y, Matsuyama H, Fujiwara H, Modeling of Subsurface Velocity Structures from Seismic Bedrock to Ground Surface in the Tokai Region, Japan, for Broadband Strong Ground Motion Prediction, J. Disast. Res., 14(9), 1140-1153, 2019.
Wapenaar, K. and Fokkema, J, Green's function representations for seismic interferometry. Geophysics, 71, SI33–SI46, 2006.
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三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・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, 59, 549-560, 2006.
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.