

3. 3. 2 深部地盤構造モデルの構築と強震動予測

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 深部地盤構造モデルの構築と強震動予測

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人京都大学防災研究所	教授	浅野 公之
国立大学法人京都大学防災研究所	名誉教授	岩田 知孝
国立大学法人京都大学防災研究所	准教授	関口 春子
国立大学法人京都大学防災研究所附属地震災害研究センター	准教授	長嶋 史明
国立大学法人京都大学防災研究所附属地震災害研究センター	教授	松島 信一
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	主任研究員	吉見 雅行
国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層・火山研究部門	研究員	二宮 啓
公立大学法人滋賀県立大学環境科学部	教授	大堀 道広
国立大学法人京都大学防災研究所	オフィスアシスタント	岩村 虹希
国立大学法人京都大学防災研究所	オフィスアシスタント	宮本 英

(c) 業務の目的

森本・富樫断層帯の強震動評価の高度化には、震源断層モデルに加えて、地盤構造の正確な把握が必要となる。強震動予測に必要な深部地盤構造モデル構築に資する調査を実施するとともに、各サブテーマで実施された構造調査に関するデータも集約して、浅部・深部統合地盤構造モデルを構築する。他のサブテーマも含む研究グループ全体で得られた知見をもとに震源断層モデルを設定し、強震動予測を行うことで、地震ハザードに関する知見を得ることを目的とする。

(d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

1) 令和4年度：

対象地域の地盤構造モデルと構築に用いられた既往研究情報・資料等を情報収集整理し、地盤構造モデル高度化に資するための盆地基盤面深度程度までを探查対象範囲として、微動アレイ調査観測等の計画立案と観測を実施した。堆積平野での地震動特性把握のための臨時地震観測点（11点）を設置した。対象地域の各機関の地震記録の収集を行い、地震動増幅特性評価を行った。

2) 令和 5 年度 :

令和 4 年度に引き続き、地盤構造モデル高度化に資するための盆地基盤面深度程度までを探查対象範囲として、微動アレイ調査観測等の計画立案と観測を実施した。堆積平野での地震動特性把握のため令和 4 年度に設置した臨時地震観測点 (11 点) を維持した。対象地域の各機関の地震記録の収集を継続し、地震動増幅特性評価を継続した。浅部地盤に関する動的特性に関する資料の情報収集を行い、加賀平野等で情報が不足している地域での浅部ボーリング調査と動的試験を実施した。

3) 令和 6 年度 :

令和 4 年度に設置した臨時地震観測点 (11 点) での観測を継続し、年度末に撤収を行った。本調査観測で実施した各種探查結果を活用し、当該地域の浅部・深部統合地盤構造モデルを構築した。本調査観測の研究グループで協働して策定する震源断層モデルに基づき、強震動予測を実施した。

(2) 令和 6 年度の成果

(a) 業務の要約

森本・富樫断層帯が活動した場合に強い揺れに見舞われることが想定される石川県や富山県西部を主な対象として、深部地盤構造モデル高度化のための観測や調査、資料収集等を継続した。令和 4 年度に金沢市及び白山市の計 11 地点において開始した、強震計を用いた臨時地震観測を継続し、令和 7 年 3 月に撤収した。既存の震度計や強震計で取得された地震波形記録を収集し、臨時地震観測点の記録とともに地震動増幅特性評価のための分析を行った。盆地基盤面深度程度までを目標探查対象とした微動アレイ観測を石川県河北郡津幡町、金沢市、能美市、富山県氷見市、高岡市の 5 地点で実施し、堆積層部分の S 波速度構造を推定した。本調査観測でこれまでに取得した各種の調査データをもとに、森本・富樫断層帯周辺地域の浅部・深部統合地盤構造モデルを作成した。各サブテーマの調査結果を踏まえ、震源断層モデルと 5 ケースの地震シナリオを設定し、強震動予測を行い、地震シナリオの違いによる予測地震動分布の違いや地表での地震動計算手法による予測結果の違い等を整理した。

(b) 業務の成果

1) 堆積平野での地震動特性把握のための臨時地震観測

a) 臨時地震観測の概要

令和 4 年度に、加賀平野 (金沢平野) における空間的に詳細な地震動特性の把握を目的に、金沢市内 8 地点及び白山市内 3 地点に強震計による臨時地震観測点を設置し、連続観測を開始した (図 1 及び表 1)。このうち、富樫山地の新第三系に位置する MTSV10 及び河北潟南岸付近に位置する MTSV11 の 2 地点には速度型強震計、残りの 9 地点には加速度型強震計を設置している。これらの臨時地震観測を継続し、観測点の保守作業や観測データの回収を定期的に変更した。本年度は本調査観測の最終年度であるため、令和 7 年 3 月に全ての観測機器を撤収し、原状復帰を行った。回収した連続波形記録は、対象地域で臨時微小地震観測や地殻速度構造の解析を実施しているサブテーマ 2 にも提供した。

加速度型強震計設置地点では、アカシ製ポータブル加速度計 SMAR-6A3P を使用した。

SMAR-6A3P に搭載されている地震計は、動コイル式過減衰型加速度計 JEP-6A3 (約 1.1 V/G)、収録装置は白山工業製 DATAMARK LS-8800 である。収録装置の形式分解能 24 bit、倍率 1 倍、サンプリング周波数 100 Hz、デシメーションフィルタのカットオフ周波数 40 Hz と設定した。完全密封型鉛蓄電池 (12 V) より収録装置へ電源を供給した。なお、JEP-6A3 センサーそのものは外部電源不要で動作する。時刻較正は GPS 信号によって 1 時間毎に実施した。地震計は工作用石膏や L 字金具等によって、既存のコンクリート平面上に固定し、風雪雨対策として、ポリプロピレン製コンテナあるいはハウスステップで防護した。ポリプロピレン製フェンス等による安全対策を行い、「地震観測中」の表示を掲示した。

速度型強震計設置地点には、東京測振製サーボ型速度計 VSE-355G3 を設置した。微動から強震動 (最大 2 m/s) まで測定可能な広帯域速度計であり、測定周波数範囲は 0.008 ~ 70 Hz である。収録装置は白山工業製 DATAMARK LT-7700 を使用し、形式分解能 24 bit、倍率 1 倍、サンプリング周波数 100 Hz、デシメーションフィルタのカットオフ周波数 40 Hz と設定した。時刻較正は GPS 及び GLONASS 信号によって 30 分毎に実施した。地震計のベースプレートを強力粘着テープ等によって、既存のコンクリート平面上に固定した。地震計にはポリプロピレン製コンテナを被せ、地震計用電源装置、収録装置、ラインインタラクティブ方式無停電電源装置、端子台等をポリプロピレン製ツールストッカーに収納した。ポリプロピレン製フェンスによる安全対策を行い、「地震観測中」の表示を掲示した。

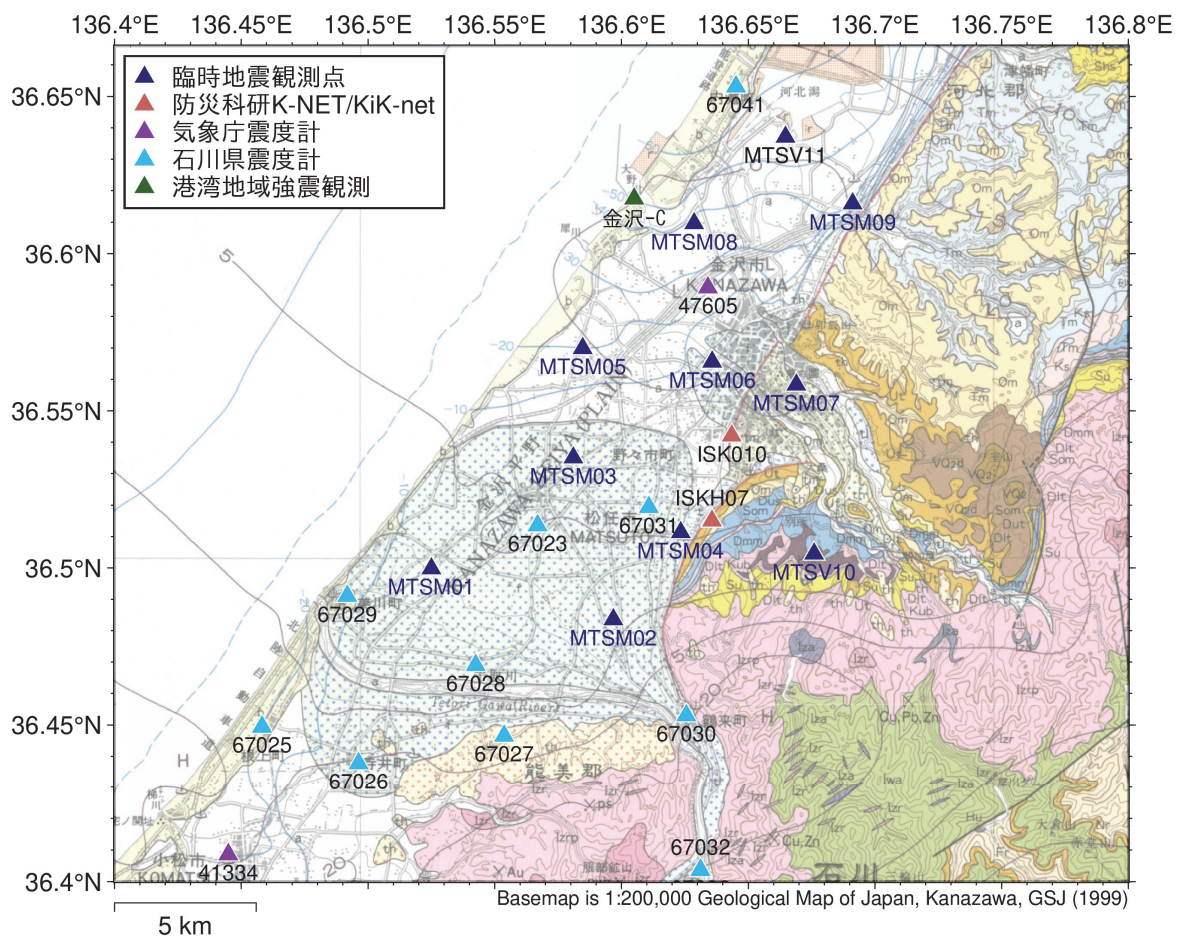


図1 森本・富樫断層帯周辺の震度・強震観測点及び本調査観測による臨時地震観測点。基図は 20 万分の 1 地質図幅「金沢」(鹿野・他, 1999)。地質の凡例は出典を参照。

表 1 臨時地震観測点一覧

観測点	緯度 (北緯)	経度 (東経)	標高 (m)	地震計		収録装置		観測開始	設置場所	
				型式	方位	感度	型式		V/LSB	住所
MTSM01	36.49983	136.52502	14	JEP-6A3	UP	0.112 V/ms ⁻²	LS-8800	2022/9/27 14:51	白山市笠間町 157 番地	白山市立笠間中学校
					N000E	0.115 V/ms ⁻²				
					N090E	0.117 V/ms ⁻²				
MTSM02	36.48363	136.59679	58	JEP-6A3	UP	0.113 V/ms ⁻²	LS-8800	2022/9/27 10:27	白山市日向町 24 番地 2	白山市立北辰中学校
					N000E	0.128 V/ms ⁻²				
					N090E	0.121 V/ms ⁻²				
MTSM03	36.53506	136.58102	18	JEP-6A3	UP	0.111 V/ms ⁻²	LS-8800	2022/9/13 10:38	白山市番匠町 468 番地 1	白山市立光野中学校
					N000E	0.117 V/ms ⁻²				
					N090E	0.119 V/ms ⁻²				
MTSM04	36.51127	136.62339	35	JEP-6A3	UP	0.113 V/ms ⁻²	LS-8800	2022/9/14 10:43	金沢市額乙丸町イ 1 番地	金沢市立額中学校
					N004E	0.116 V/ms ⁻²				
					N094E	0.119 V/ms ⁻²				
MTSM05	36.56987	136.58471	4	JEP-6A3	UP	0.113 V/ms ⁻²	LS-8800	2022/9/13 15:18	金沢市みどり 2 丁目 3 番地	金沢市立緑中学校
					N005E	0.115 V/ms ⁻²				
					N095E	0.119 V/ms ⁻²				
MTSM06	36.56556	136.63580	12	JEP-6A3	UP	0.113 V/ms ⁻²	LS-8800	2022/9/15 15:21	金沢市新神田 1 丁目 10 番 1 号	金沢市立高岡中学校
					N118E	0.116 V/ms ⁻²				
					N208E	0.115 V/ms ⁻²				
MTSM07	36.55827	136.66896	55	JEP-6A3	UP	0.108 V/ms ⁻²	LS-8800	2022/9/28 11:08	金沢市飛梅町 3 番 30 号	金沢市立紫錦台中学校
					N000E	0.112 V/ms ⁻²				
					N090E	0.116 V/ms ⁻²				
MTSM08	36.60957	136.62871	2	JEP-6A3	UP	0.107 V/ms ⁻²	LS-8800	2022/9/15 10:03	金沢市近岡町 217 番地	金沢市立港中学校
					N000E	0.113 V/ms ⁻²				
					N090E	0.113 V/ms ⁻²				
MTSM09	36.61587	136.69116	5	JEP-6A3	UP	0.109 V/ms ⁻²	LS-8800	2022/9/14 15:13	金沢市弥勒町 3 番 22 番地	金沢市立森本中学校
					N000E	0.112 V/ms ⁻²				
					N090E	0.112 V/ms ⁻²				
MTSV10	36.50454	136.67598	219	VSE-355G3	N270E	10.0 V/ms ⁻¹	LT-7700	2022/9/28 16:11	金沢市別所町 18 番地	金沢市立内川小中学校
					N000E	10.0 V/ms ⁻¹				
					UP	10.0 V/ms ⁻¹				
MTSV11	36.63711	136.66467	3	VSE-355G3	N000E	10.0 V/ms ⁻¹	LT-7700	2022/9/29 11:47	金沢市東蚊爪町 2 丁目 5 番	石川県消防学校
					N090E	10.0 V/ms ⁻¹				
					UP	10.0 V/ms ⁻¹				

令和6年6月、8月、11月に、観測波形データを記録したSDHCカードや鉛蓄電池の交換などの観測点保守作業を実施した。表2に観測点保守作業時に確認された主な欠測や機器異常等について整理した。令和4年度に購入した鉛蓄電池の劣化が進行したため、令和6年8月の保守作業時より、各観測点に設置する鉛蓄電池の個数を増やすなどの対応を行った。令和7年3月10～13日の撤収時には、地震計の設置方位や水平器の状況について再確認を行い、観測状況に問題がないことを確認した上で、すべての観測機器を撤去した。豪雪期の現地作業を回避するため、観測機器撤収日程を令和7年3月10～13日としたため、最終の観測点保守作業以降に現地の鉛蓄電池が消耗した観測点では、順次、観測が終了していた（表2）。撤収直前まで稼働していた臨時地震観測点は5地点（MTSM01、MTSM02、MTSM03、MTSV10、MTSV11）であった。

表2 臨時地震観測における欠測、機器異常及び対処内容

観測点	期間	異常の内容及び対処
MTSM01	2024/04/11 16:00-2024/04/11 16:08	原因不明の機器再起動による欠測
	2024/05/29 06:27-2024/06/06 13:14	バッテリー電圧低下のため欠測
	2024/08/19 08:01-2024/08/21 13:09	バッテリー電圧低下のため欠測
	2024/11/19 10:20-2024/11/21 09:17	バッテリー電圧低下のため欠測
	2025/03/10 09:12	観測終了
MTSM02	2024/08/20 10:34-2024/08/21 10:46	バッテリー電圧低下のため欠測
	2025/03/10 10:54	観測終了
MTSM03	2024/06/04 10:06-2024/06/06 14:42	バッテリー電圧低下のため欠測
	2025/03/10 14:45	観測終了
MTSM04	2024/06/01 21:15-2024/06/06 09:41	バッテリー電圧低下のため欠測
	2024/11/18 19:05-2024/11/19 09:16	バッテリー電圧低下のため欠測
	2025/02/11 03:32-2025/03/13 09:13	バッテリー電圧低下のため欠測
	2025/03/13 09:13	観測終了
MTSM05	2025/02/20 15:12-2025/03/10 13:19	バッテリー電圧低下のため欠測
	2025/03/10 13:19	観測終了
MTSM06	2024/06/03 06:18-2024/06/04 09:18	バッテリー電圧低下のため欠測
	2025/02/19 20:10-2025/03/12 09:10	バッテリー電圧低下のため欠測
	2025/03/12 09:10	観測終了
MTSM07	2024/05/25 20:20-2024/06/04 10:40	バッテリー電圧低下のため欠測
	2024/10/17 11:18-2024/10/17 11:32	原因不明の機器再起動による欠測
	2025/01/07 21:26-2025/03/12 10:28	バッテリー電圧低下のため欠測
	2025/03/12 10:28	観測終了
MTSM08	2024/05/29 21:20-2024/06/05 10:44	バッテリー電圧低下のため欠測
	2024/08/17 18:31-2024/08/22 10:49	バッテリー電圧低下のため欠測
	2025/02/24 18:27-2025/03/11 09:14	バッテリー電圧低下のため欠測
	2025/03/11 09:14	観測終了
MTSM09	2024/05/29 07:35-2024/06/05 13:19	バッテリー電圧低下のため欠測
	2024/08/21 05:22-2024/08/22 14:14	バッテリー電圧低下のため欠測
	2025/02/27 08:08-2025/03/11 13:20	バッテリー電圧低下のため欠測
	2025/03/11 13:20	観測終了
MTSV10	2025/03/12 13:36	観測終了
MTSV11	2025/03/11 09:59	観測終了

b) 臨時地震観測で得られた記録例

臨時地震観測では、活発な地震活動が続いている石川県能登地方や能登半島沖を震源とする地震が多数観測された。このうち、2024年11月26日22時47分に能登半島西方の羽咋沖西断層で発生した地震 (M_{JMA} 6.6、深さ7 km) の震度分布を図2に、観測波形を図3に示す。比較のため、かほく市から小松市にかけての加賀平野周辺において、国立研究開発法人防災科学技術研究所強震観測網 (NIED, 2019)、気象庁計測震度計、石川県震度情報ネットワークシステムから収集した観測波形も併せてプロットした。ただし、加速度計の記録は時間領域で積分し、速度波形としたものを示した。この地震で観測された最大震度は5弱 (志賀町香能、輪島市門前町走出) であり、金沢市内に位置する気象庁震度観測点 47605 (金沢市西念、金沢地方气象台) で観測された計測震度は 3.4 (震度3) であった。臨時地震観測点で観測された波形から計算した計測震度相当値は 2.5~4.0 (震度3~4) の範囲に分布し、金沢市西念の震度よりも大きな地点が半数を超えた (6地点)。図3に示す速度波形 (0.05~20 Hz) では、令和4~5年度に記録されたさまざまな地震と同様、河北潟周辺から金沢港周辺にかけての MTSM08 や MTSV11 で、直達S波よりも振幅の大きな後続動が長時間継続している顕著な特徴がみられた。

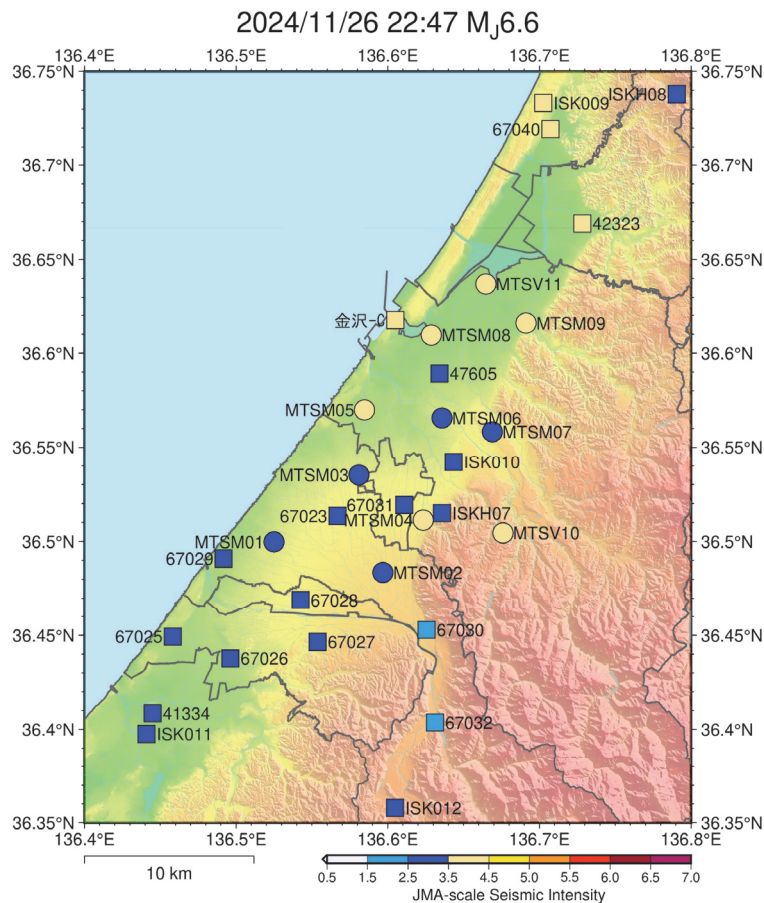


図2 2024年11月26日22時47分に発生した地震 (M_{JMA} 6.6) の臨時地震観測点を含む震度分布。丸印が臨時地震観測点、四角印が既設の震度・強震観測点を表す。基図は国土地理院数値地図 (国土基本情報) を用いて作図した。

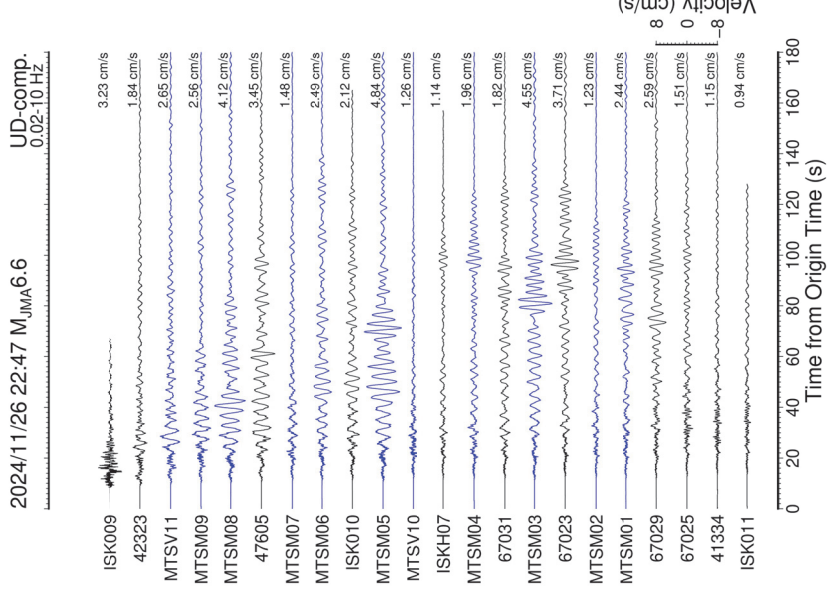
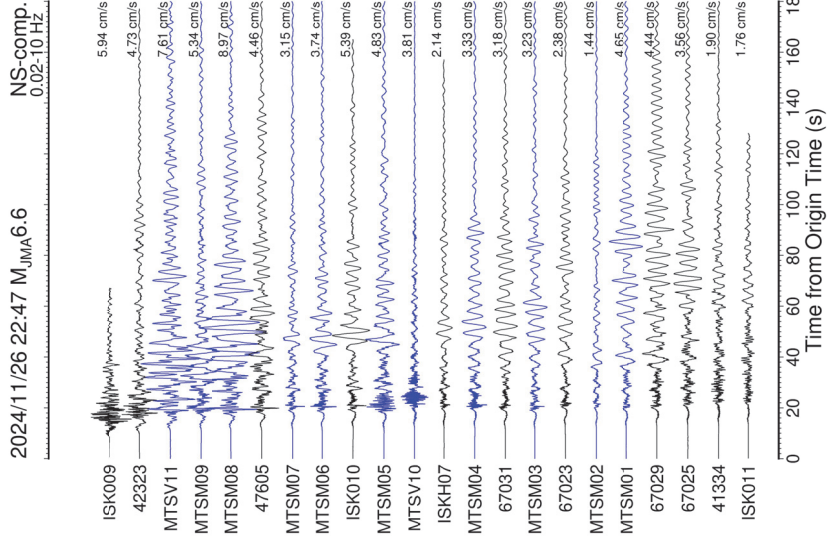
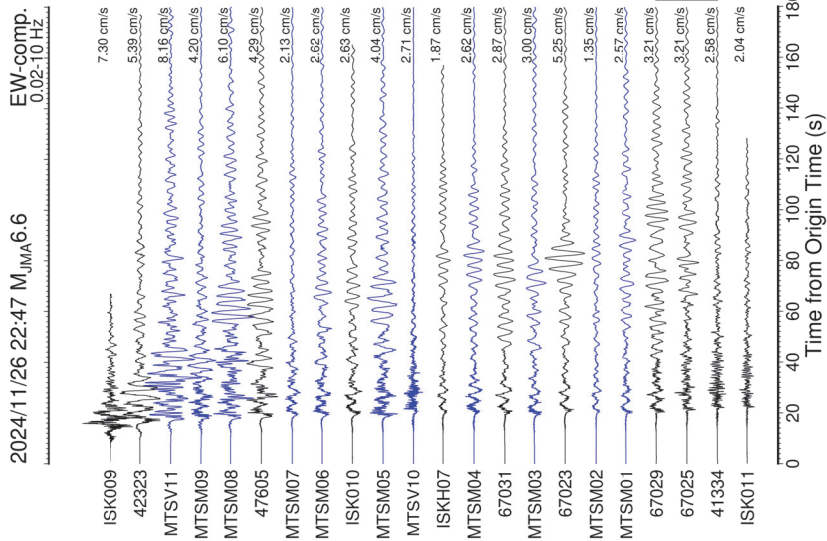


図3 2024年11月26日22時47分に発生した地震 (M_{JMA} 6.6) の観測波形。青色が臨時地震観測点、黒色が気象庁計測震度計、石川県震度情報ネットワークシステム及び国立研究開発法人防災科学技術研究所強震観測網の記録を表す。

c) 臨時地震観測で得られた記録の分析

令和4年11月30日から令和6年7月11日までに観測された49地震 (M_{JMA} 4.1~7.6) の記録を用い、それぞれの計測震度相当値（以下、計測震度と略す）を計算した。そして、気象庁震度観測点 47605（金沢市西念、金沢地方气象台）で報告されている計測震度を基準とし、各地震観測点の計測震度との差（各地震観測点の計測震度相当値 - 47605 の計測震度）を図4にプロットした。

解析対象となった地震は、石川県能登地方、能登半島沖、または佐渡西方沖を震源とする地震であり、震央距離の違いによる影響も注意する必要があるものの、MTSM05 や MTSM08 は 47605 の計測震度と同程度、MTSM08、MTSM09、MTSV10、MTSV11 では、47605 よりもやや大きな計測震度が観測されたことがわかる。反対に、手取川扇状地の MTSM01、MTSM02、MTSM03、MTSM04、67023（白山市倉光）、67028（川北町壺ツ屋）、67029（白山市美川浜町）、67030（白山市鶴来本町）、67031（野々市市三納）、や犀川と浅野川に挟まれた河岸段丘上の MTSM07 では、47605 よりも計測震度が小さくなる傾向がみられた。K-NET の ISK010 の計測震度も 47605 に比べてやや小さめであった。以上のように、加賀平野（金沢平野）では、地域によって計測震度で±1程度の差が生じることが、臨時地震観測によって明らかとなった。このような地域的特徴を地震動評価に反映させるためにも、浅部・深部統合地盤モデルの精緻化が必要である。

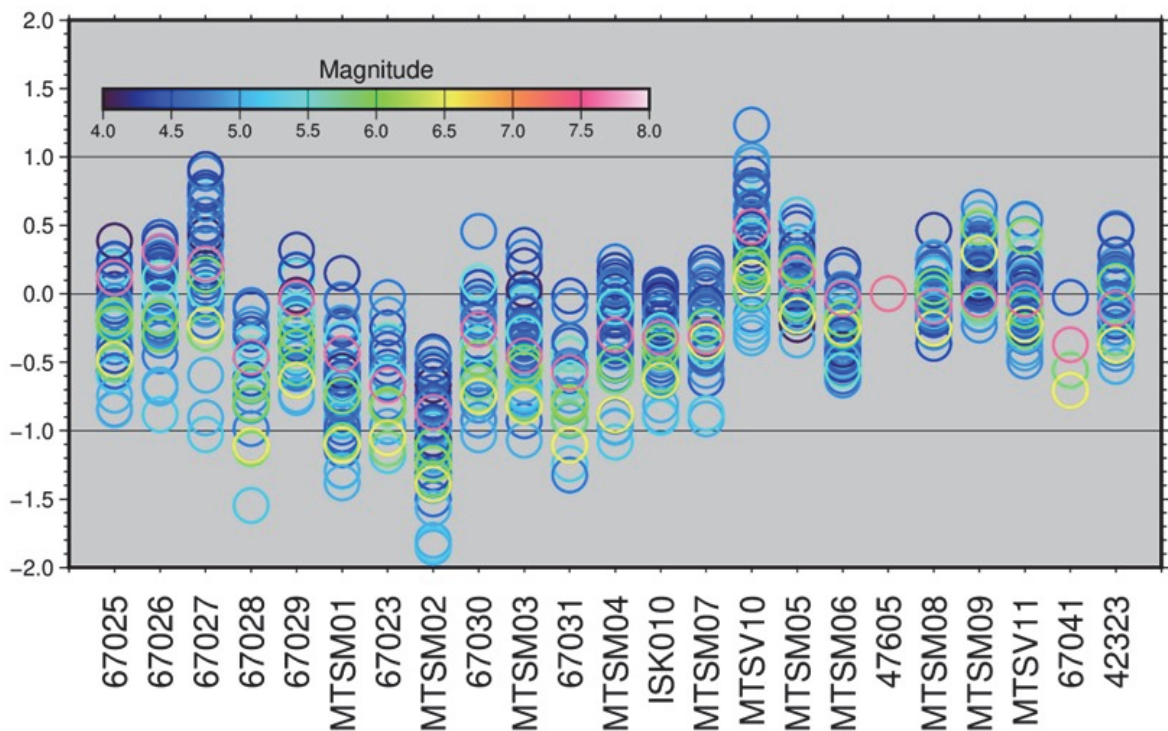


図4 各地震観測点の計測震度相当値と気象庁47605の計測震度の差。それぞれの○印が個々の地震記録に対応する。

2) 各機関の地震波形記録の収集

国立研究開発法人防災科学技術研究所、気象庁、港湾地域強震観測から公開されている地震波形記録に加え、石川県危機管理監室危機対策課及び富山県危機管理局防災・危機管理課の協力のもと、震度情報ネットワークシステム（図5）で取得された記録を収集した。

石川県震度情報ネットワークでは、令和4年度末に震度情報ネットワークシステムの計測部及び収録部の更新が行われた。過去の日本海地震・津波調査プロジェクトや令和4～5年度の既収集分に加え、令和7年3月までの地震波形記録を収集した。これにより、旧システム（東京測振株式会社製計測震度計VIP-18）による平成22年7月～令和5年3月の地震波形記録と、新システム（応用地震計測株式会社製計測震度計ACCURA municipa）による令和5年4月～7年3月の地震波形記録を収集することができた。1)の臨時地震観測点での観測記録との比較のほか、浅部・深部統合地盤構造モデルの検証等に用いた。

富山県震度情報ネットワークシステムでは、令和5年度に計測部及び収録部の更新が行われた。過去の日本海地震・津波調査プロジェクトや令和5年度での既収集分に加え、令和6年5月までに新システムで記録された地震波形記録を収集した。これまでに、旧システム（明星電気株式会社製計測震度計S-210）による平成22年5月～令和5年7月の地震波形記録と、新システム（明星電気株式会社製計測震度計G-250）による令和5年9月～令和6年5月の地震波形記録を収集した。

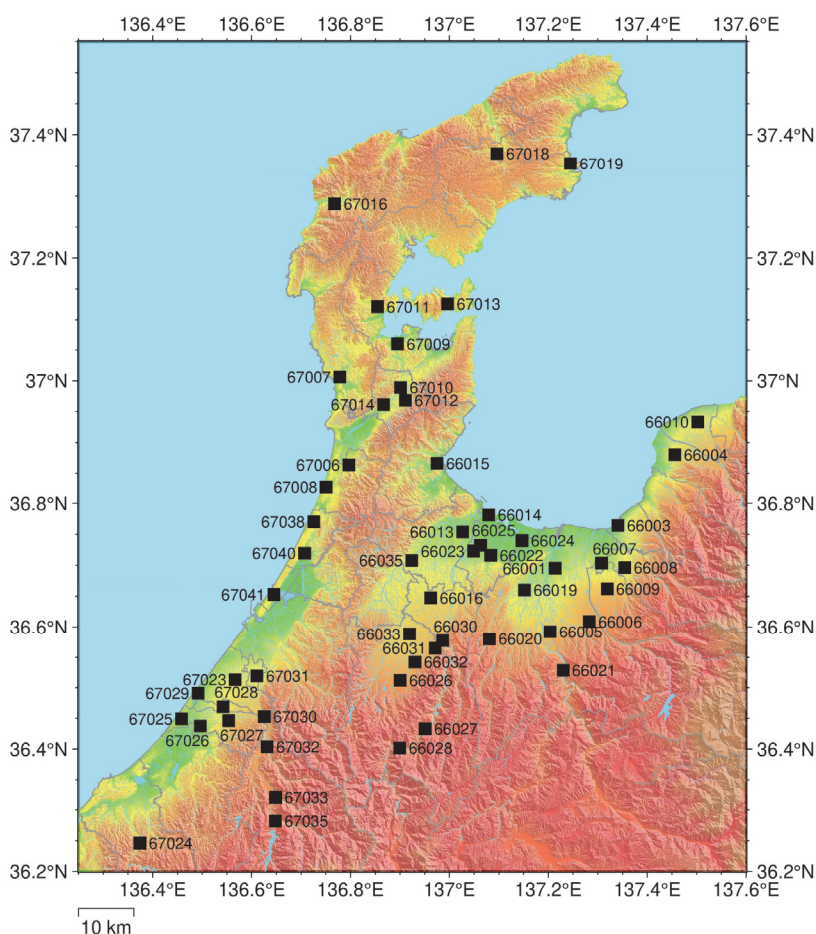


図5 石川県及び富山県震度情報ネットワークシステムの観測点（■）。基図は国土地理院数値地図（国土基本情報）を用いて作図した。

3) 微動アレイ探査による堆積平野の深部地盤構造調査

堆積平野での深部地盤のS波速度構造を探索する手法の一つとして、微動アレイ探査が広く利用されている。森本・富樫断層帯周辺の加賀平野では、神野・他(2003)がかほく市から野々市市にかけての10地点で小半径～大半径の微動アレイ探査を行い、深部地盤構造を推定した。平成25年度日本海地震・津波調査プロジェクトでは、加賀平野南部の白山市及び小松市、邑知潟平野の羽咋市及び七尾市、平成26～27年度日本海地震・津波調査プロジェクトでは、富山県の射水平野(射水市)や砺波平野(小矢部市、砺波市、南砺市)において、それぞれ微動アレイ探査が実施された(文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 2014, 2015, 2016; 浅野・他, 2015; Asano et al., 2020)。本調査観測では、令和4年度に2地点(HKT、YUK)、令和5年度に4地点(MAT、HYG、NKZ、TBT)で、小半径から大半径までの微動アレイ探査を行い、浅部から深部までの地盤構造を調査した。これらの既存調査地点を図6の地図に示す。

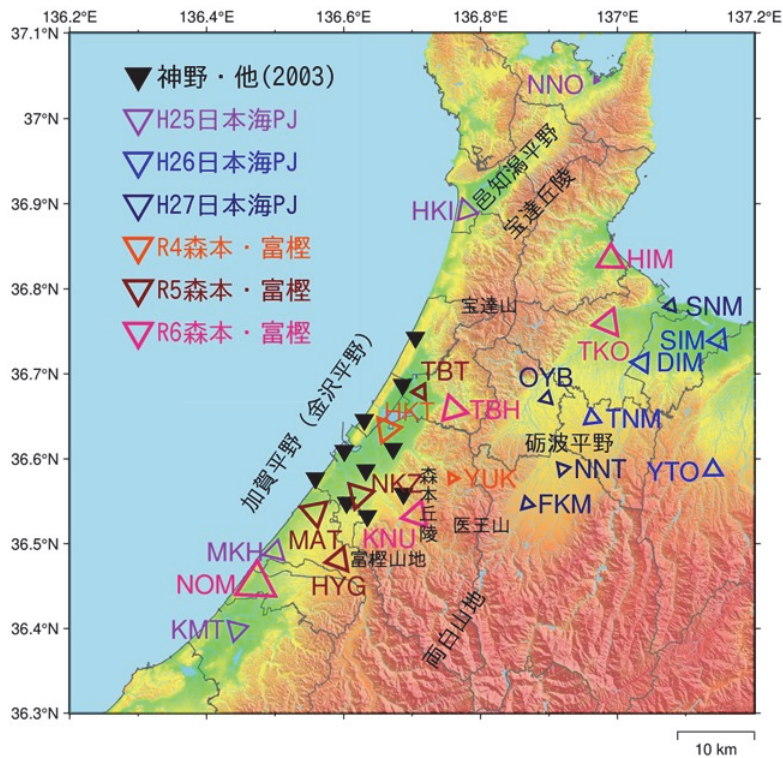


図6 森本・富樫断層帯周辺の微動アレイ探査実施地点(三角印)。基図は国土地理院数値地図(国土基本情報)を用いて作図した。

これまでの微動アレイ探査実績も踏まえ、令和6年度は、森本・富樫断層帯の地震で強震動に見舞われる可能性のある石川県と富山県の平野部の深部地盤構造についての情報を拡充することを目的に、石川県能美市、金沢市、河北郡津幡町、富山県高岡市、氷見市の5地点において、微動アレイ探査を実施した(図6)。NOMは能美市の手取川以南の沖積平野である。KNUは金沢市田上地区周辺の森本・富樫断層帯の上盤側に位置する、主として卯辰山層や大桑層からなる丘陵地である。TBHは河北郡津幡町の津幡川沿いに谷底低

地の広がっている地域で、同じく森本・富樫断層帯の上盤側に位置し、谷底低地を構成する沖積層の下には高窪泥岩層が広がっていると考えられている（鹿野・他，1999）。HIMは氷見市の十二町潟周辺、TKOは高岡市の射水平野西縁を流れる小矢部川沿いの地域でアレイを設定した。今年度の調査で実施した微動アレイの半径、中心点座標、観測日時等は表3の通りである。

各微動アレイ観測は中心点及び正三角形（外接円の半径がアレイ半径に対応）の各頂点の計4点に地震計を配置する円形アレイによる観測を基本とした（図7～11）。TKOの半径30 m及び90 mのアレイ、HIMの半径40 m及び120 mのアレイは、それぞれ正三角形の底辺を共有した7点アレイである。また、NOMの半径725 m及び1,450 mのアレイ、KNUの半径1,050 m及び2,000 mのアレイ、TBHの半径970 m及び1,940 mのアレイ、TKOの半径1,000 m及び2,000 mのアレイ、HIMの半径1,050 m及び2,000 mのアレイ、262 m及び525 mのアレイは、それぞれ中心点を共有した7点アレイである。半径10 m以上のアレイ観測では、東京測振製の速度計SE-321（センサー感度5 V/(cm/s)、固有周期10秒）を使用し、白山工業製DATAMARK LS-8800で収録した。LS-8800の設定は、A/D変換器の形式分解能24 bit、サンプリング周波数200 Hz、内蔵増幅器の倍率8倍、デシメーションフィルタのカットオフ周波数80 Hzとした。半径9 m以下のアレイ観測では、白山工業製のポータブル微動観測装置JU410（内蔵加速度センサーJA-40GAの感度2 V/G）を使用した。JU410の収録設定は、A/D変換器の形式分解能24 bit、サンプリング周波数200 Hz、内蔵増幅器の倍率100倍、デシメーションフィルタのカットオフ周波数80 Hzとした。各収録装置の時刻はGPS信号により較正することで同期した。観測中はプラスチックバケツまたはコンテナを地震計に被せて風除けとし、コーンやコーンバー等で安全対策をした。観測実施状況の例を写真1に示す。各地点で、半径の最も大きなアレイについては、周辺道路の通過交通等によるノイズの影響を低減するため、夜間～深夜時間帯に観測を行った。

微動波形記録の上下動成分を用い、位相速度を推定した。解析手順は浅野・他（2021）と同様である。まず、空間自己相関（SPAC）法（Aki, 1957）にて各半径、各周波数のSPAC係数を求めた。中心点と正三角形の頂点（半径 r ）に対する解析に加え、正三角形の辺を使った解析（半径 $\sqrt{3}r$ に相当）も行った。各アレイについて、通過交通などの非定常ノイズの影響がなく、同一アレイ内のパワースペクトルが類似している区間を25区間以上抽出し、5区間ずつを1セットにしてパワースペクトルやクロススペクトルのアンサンブル平均を計算した。個々のスペクトルはKonno and Ohmachi（1998）の方法で平滑化した（平滑化の幅を規定する b の値は30に設定）。各半径に対して得られたSPAC係数と位相速度を図12～13に示した。最後に、各半径で得られたSPAC係数を拡張SPAC法（凌・岡田，1993）により統合して解析し、最終的な位相速度の分散曲線を得た。SPAC係数の状況から判断し、約0.2 Hz以上で信頼できる位相速度を得ることができていると考えている。

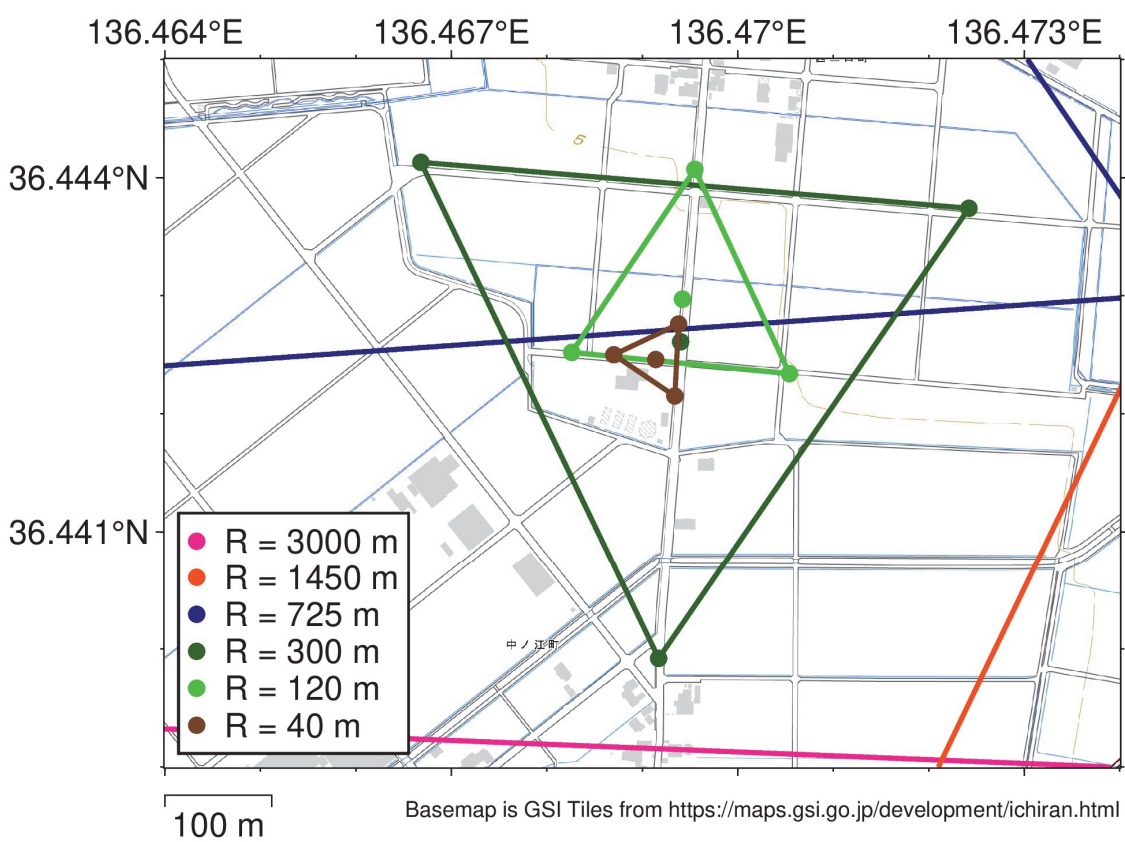
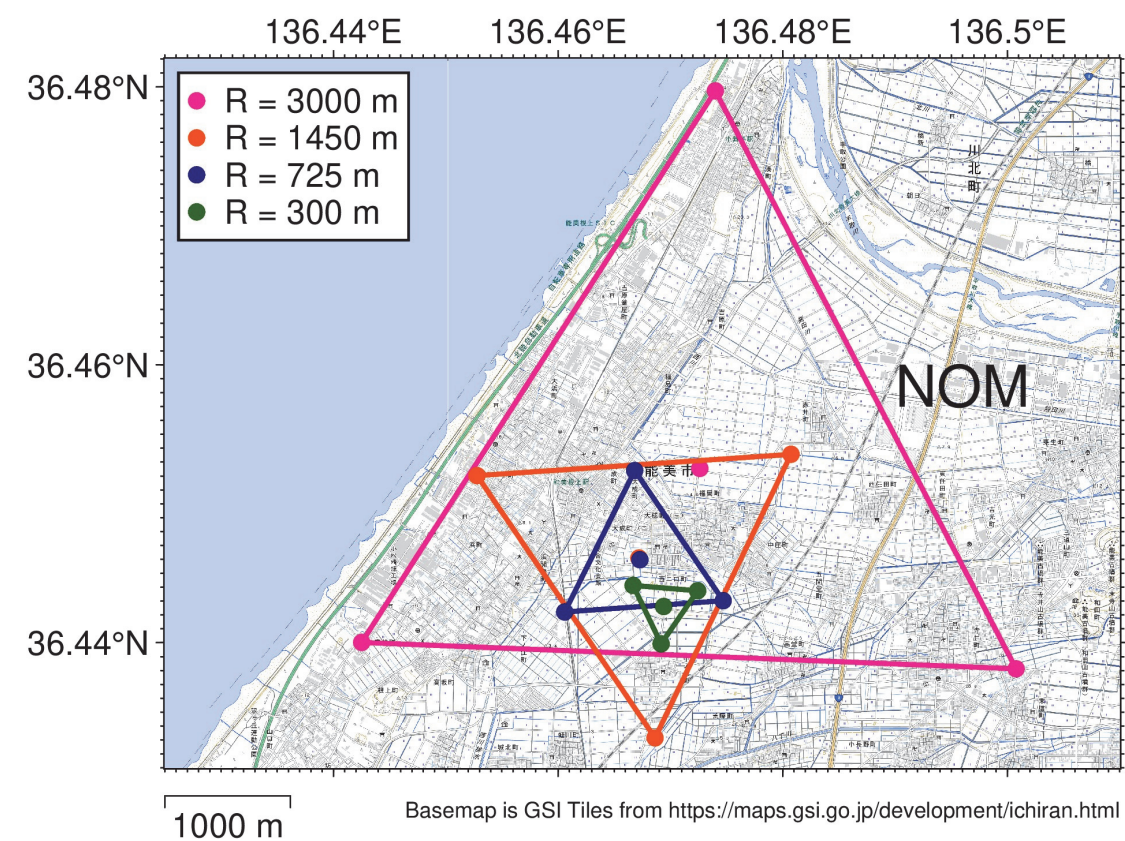


図7 NOMアレイでの地震計の配置。丸印が地震計を表す。基図は地理院タイルを使用。

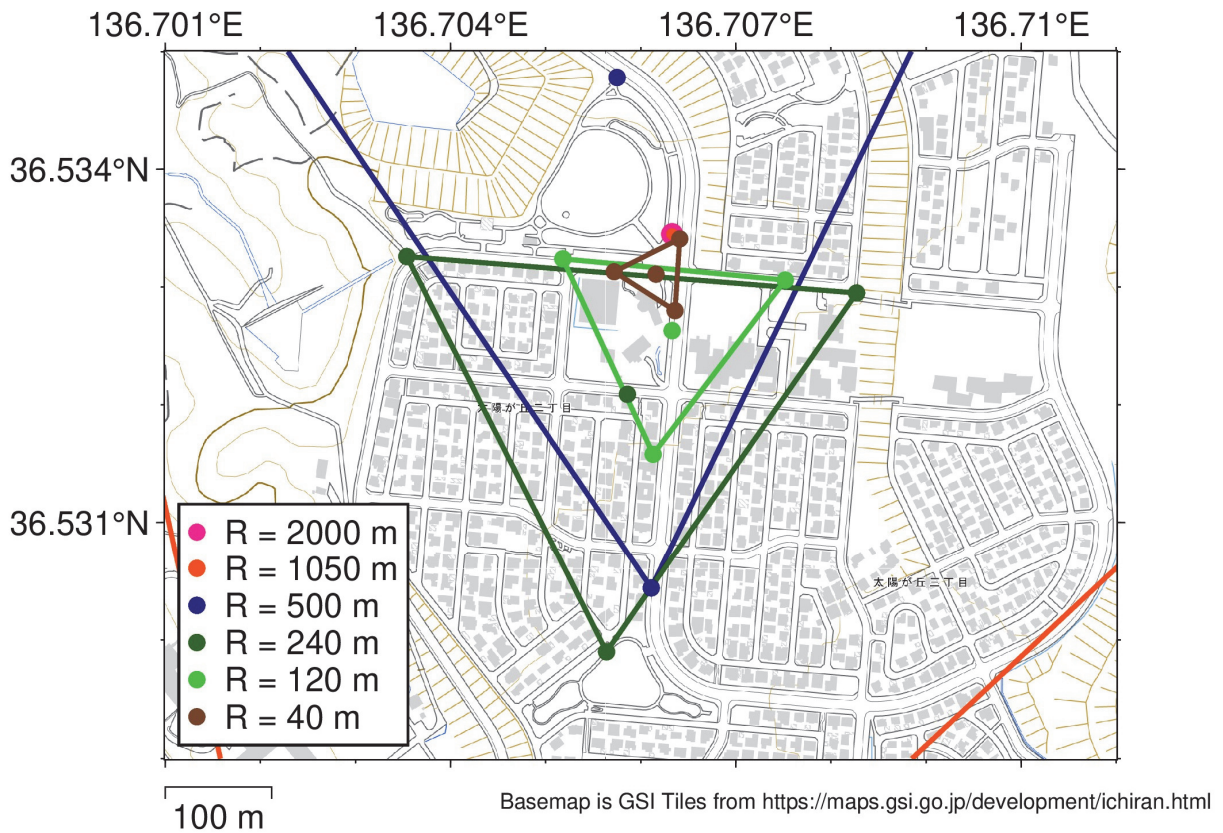
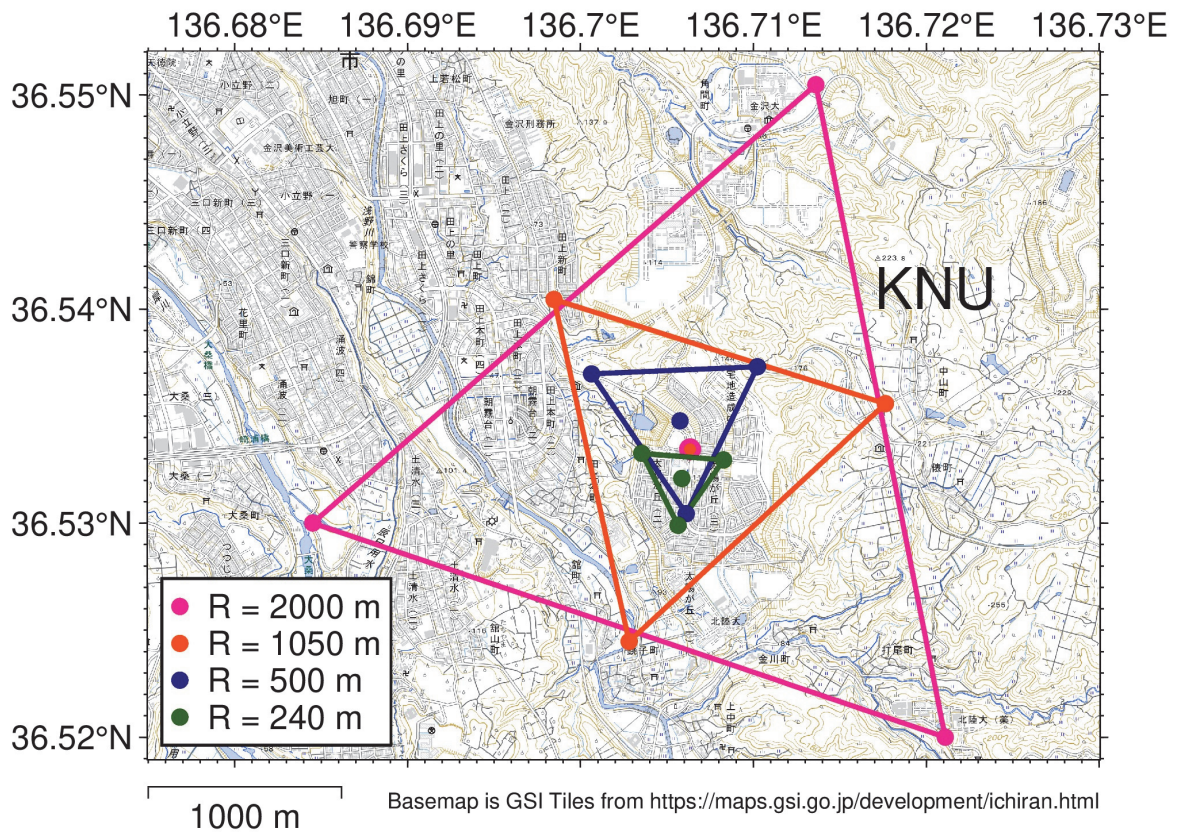


図8 KNUアレイでの地震計の配置。丸印が地震計を表す。基図は地理院タイルを使用。

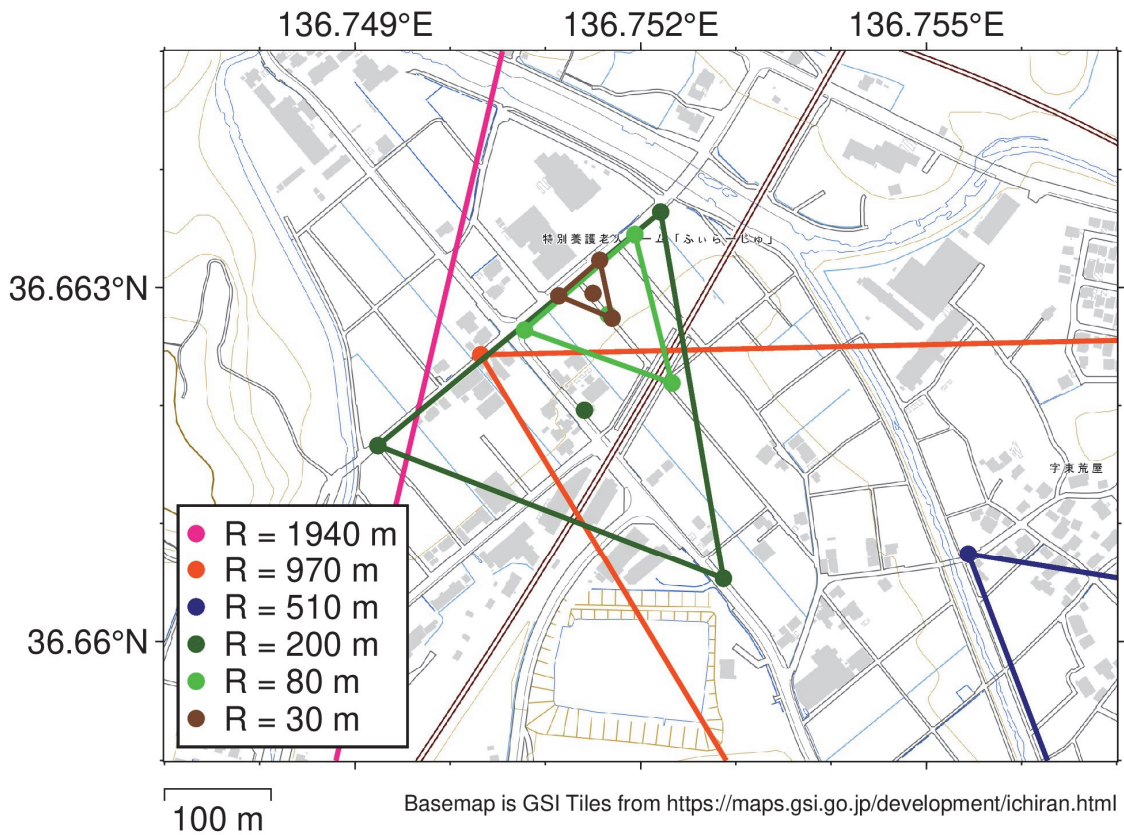
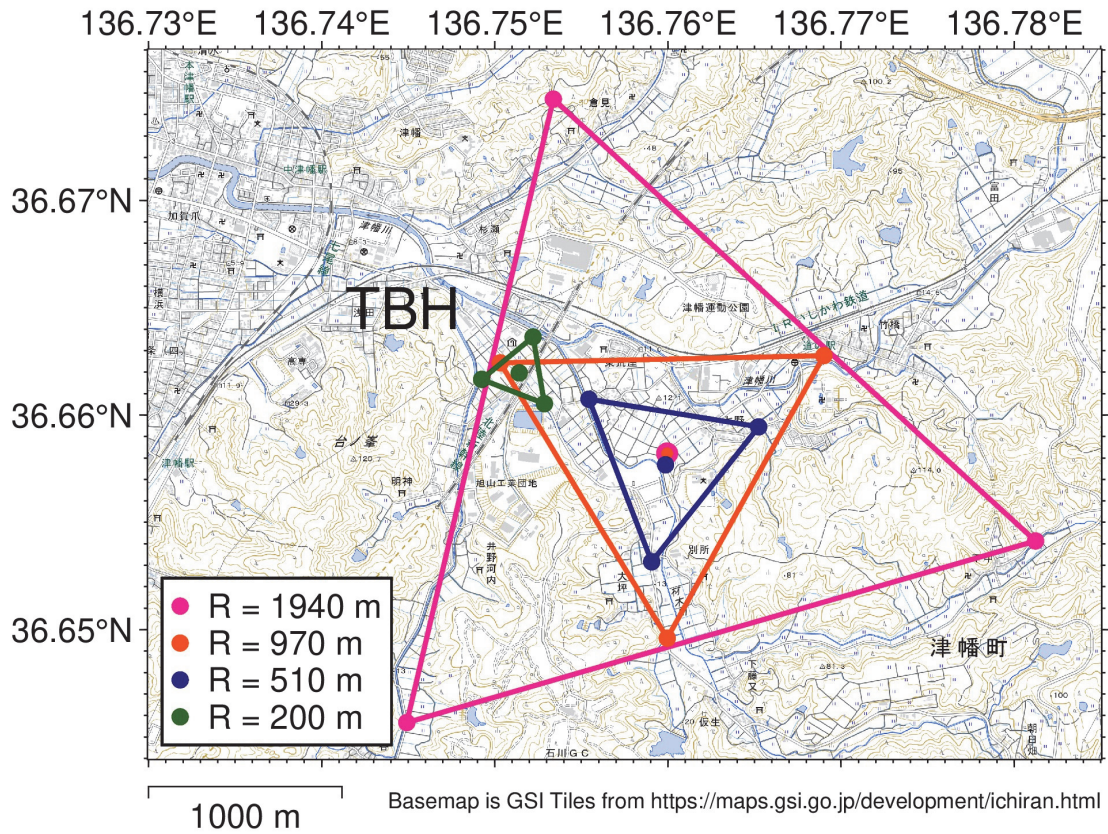


図9 TBHアレイでの地震計の配置。丸印が地震計を表す。基図は地理院タイルを使用。

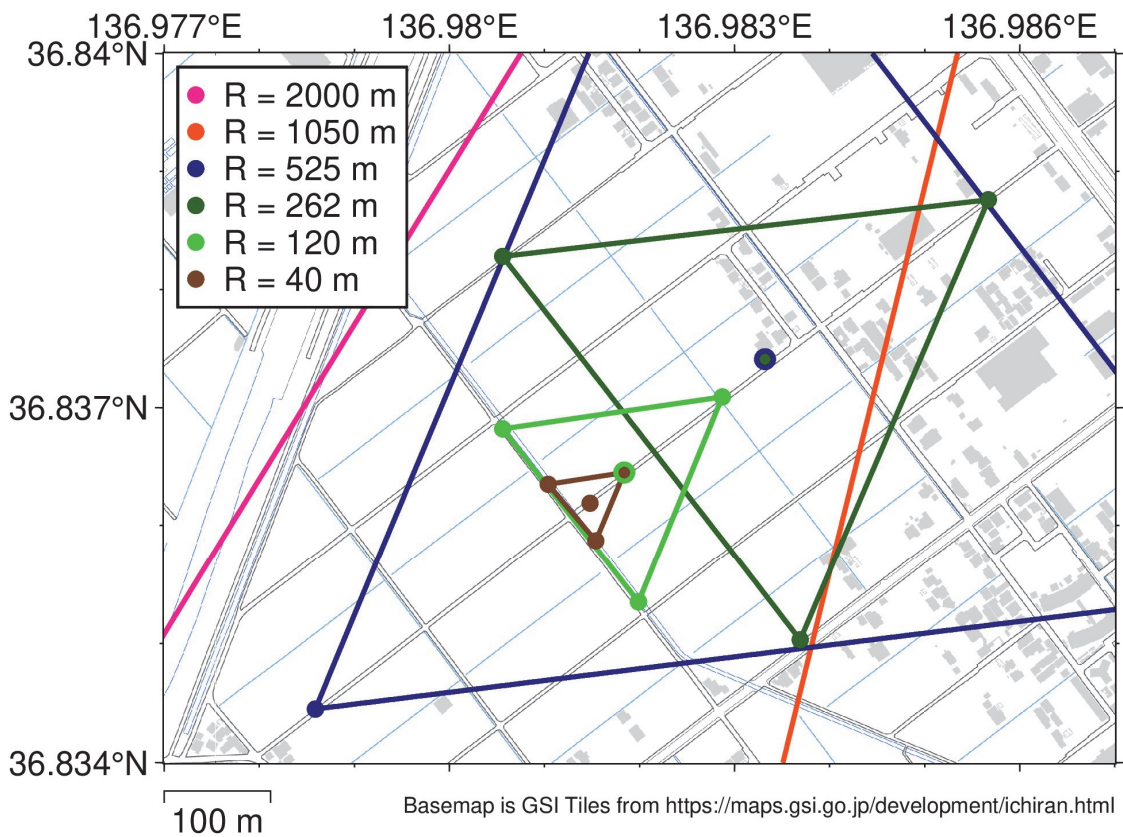
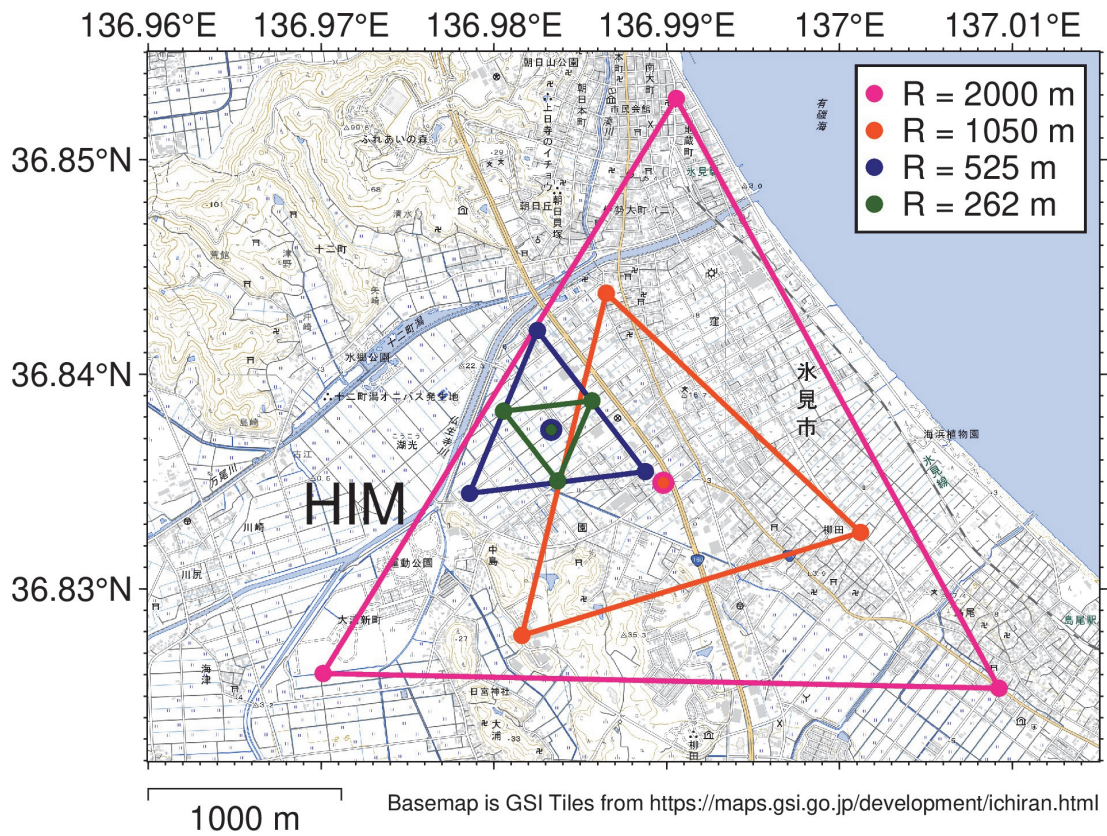


図 10 HIM アレイでの地震計の配置。丸印が地震計を表す。基図は地理院タイルを使用。

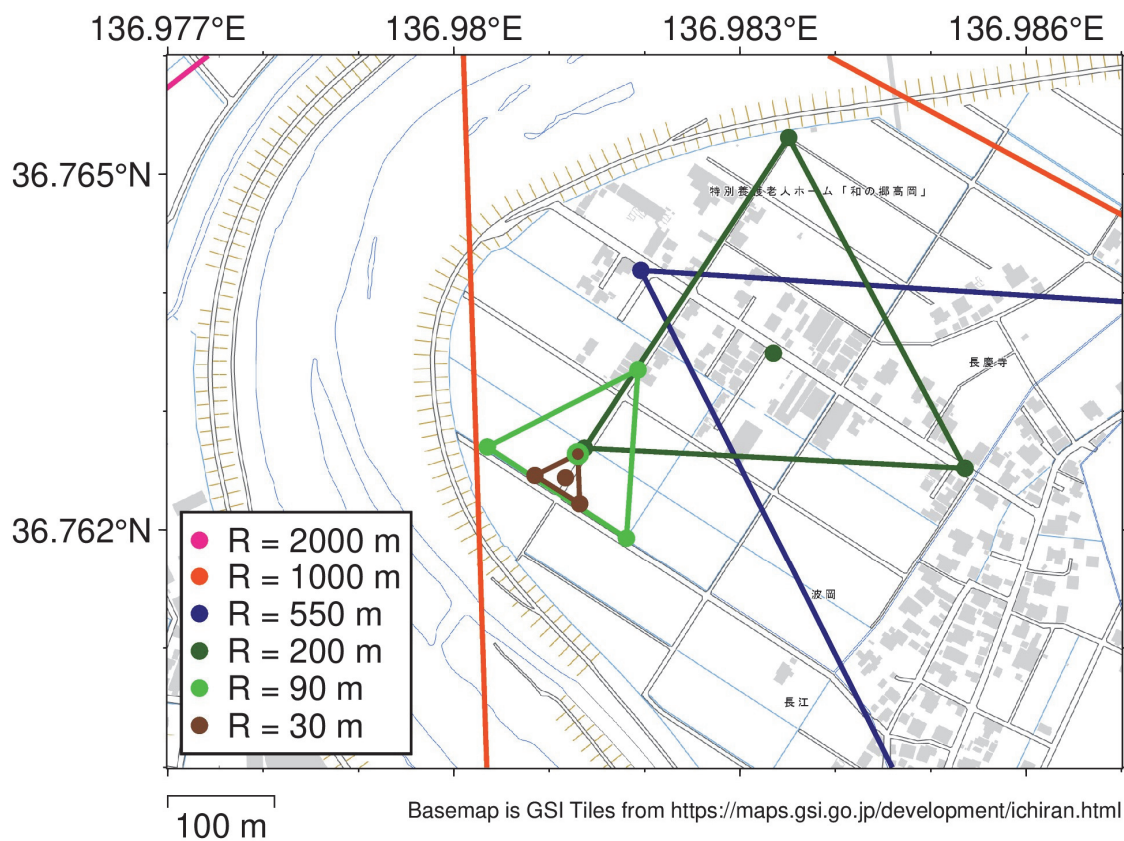
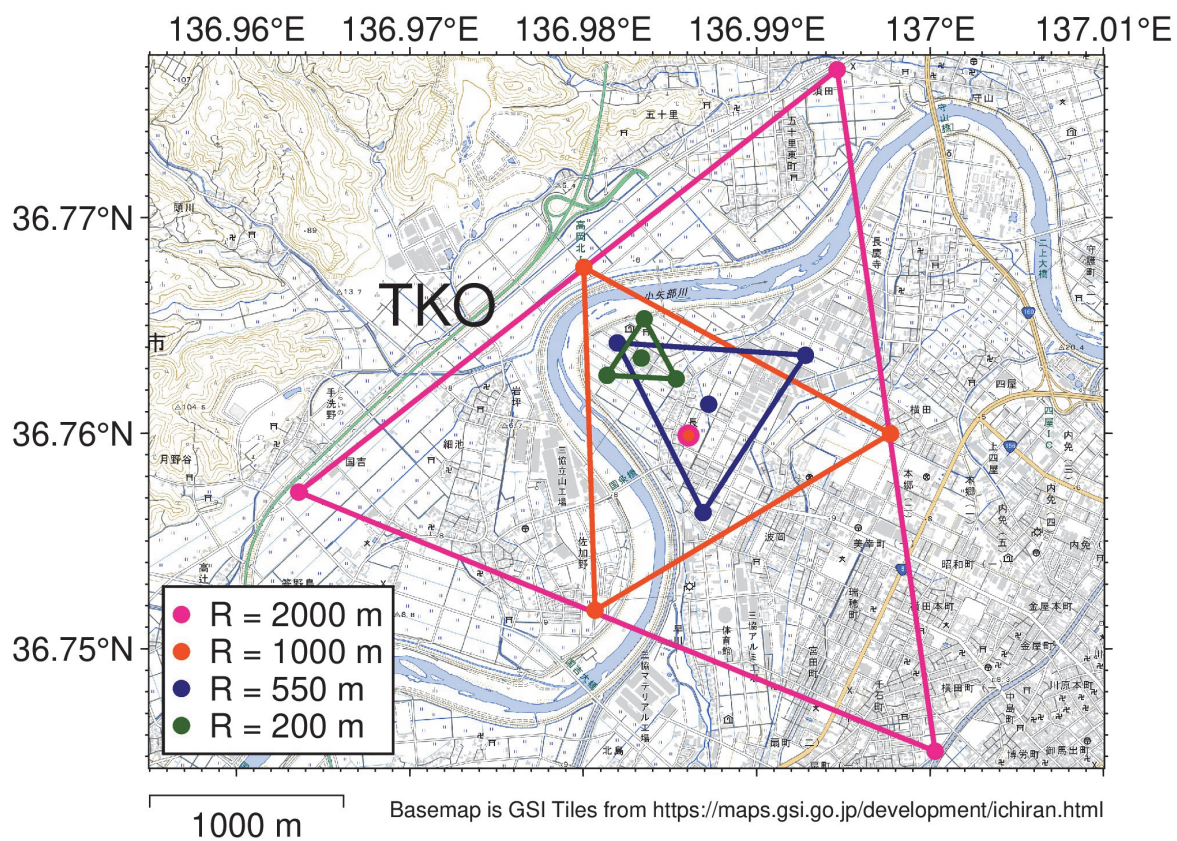


図 11 TKO アレイでの地震計の配置。丸印が地震計を表す。基図は地理院タイルを使用。

表3 微動アレイ観測一覧

アレイ	半径 (m)	中心点緯 度 (° N)	中心点経度 (° E)	観測日	開始時刻	終了時刻	観測 時間
NOM 能美市 西二口 町	0.6	36.44239	136.46930	2024/8/24	13:55	14:13	18分
	4	36.44237	136.46928	2024/8/24	14:20	14:41	21分
	14	36.44243	136.46927	2024/8/24	15:05	15:35	30分
	40	36.44246	136.46914	2024/8/24	15:05	15:35	30分
	120	36.44297	136.46942	2024/8/24	13:42	14:45	63分
	300	36.44261	136.46940	2024/8/24	13:42	14:45	63分
	725	36.44597	136.46728	2024/8/24	11:00	13:00	120分
	1450	36.44610	136.46719	2024/8/24	11:00	13:00	120分
	3000	36.45255	136.47261	2024/8/24	17:00	翌 8:00	900分
KNU 金沢市 太陽が 丘	0.6	36.53330	136.70602	2024/8/25	12:47	13:15	28分
	5	36.53327	136.70608	2024/8/25	13:20	13:40	20分
	14	36.53311	136.70628	2024/8/25	14:48	15:30	42分
	40	36.53311	136.70616	2024/8/25	14:48	15:30	42分
	120	36.53263	136.70633	2024/8/25	12:37	14:20	103分
	240	36.53209	136.70586	2024/8/25	12:37	14:20	103分
	500	36.53478	136.70575	2024/8/25	9:40	10:50	70分
	1050	36.53345	136.70633	2024/8/25	17:00	翌 9:00	960分
	2000	36.53345	136.70633	2024/8/25	17:00	翌 9:00	960分
TBH 河北郡 津幡町 東荒屋	0.6	36.66314	136.75140	2024/8/26	13:27	13:45	18分
	5	36.66307	136.75138	2024/8/26	13:49	14:10	21分
	10	36.66304	136.75141	2024/8/26	14:40	15:10	30分
	30	36.66295	136.75150	2024/8/26	13:30	14:30	60分
	80	36.66277	136.75166	2024/8/26	13:30	14:30	60分
	200	36.66196	136.75141	2024/8/26	10:32	13:00	148分
	510	36.65768	136.75986	2024/8/26	10:16	13:00	164分
	970	36.65821	136.75995	2024/8/26	18:00	翌 8:00	840分
	1940	36.65821	136.75995	2024/8/26	18:00	翌 8:00	840分
HIM 氷見市 園	0.6	36.83608	136.98123	2024/8/27	14:11	14:31	20分
	5	36.83614	136.98134	2024/8/27	14:42	15:00	18分
	15	36.83605	136.98119	2024/8/27	15:18	15:50	32分
	40	36.83619	136.98148	2024/8/27	14:10	15:10	64分
	120	36.83645	136.98184	2024/8/27	14:10	15:10	64分
	262	36.83741	136.98332	2024/8/27	11:24	13:30	126分
	525	36.83741	136.98332	2024/8/27	11:24	13:30	126分
	1050	36.83490	136.98980	2024/8/27	18:00	23:58	358分
	2000	36.83490	136.98980	2024/8/27	18:00	翌 8:00	840分

表3 微動アレイ観測一覧（続き）

アレイ	半径 (m)	中心点緯 度 (° N)	中心点経度 (° E)	観測日	開始時刻	終了時刻	観測 時間
TKO 高岡市 長江	0.6	36.76232	136.98096	2024/8/28	13:38	14:01	23分
	9	36.76235	136.98108	2024/8/28	14:07	14:30	23分
	30	36.76244	136.98117	2024/8/28	13:30	14:30	60分
	90	36.76264	136.98130	2024/8/28	13:30	14:30	60分
	200	36.76349	136.98335	2024/8/28	10:40	13:00	140分
	550	36.76134	136.98723	2024/8/28	10:40	13:00	140分
	1000	36.75990	136.98607	2024/8/28	18:00	翌 9:00	900分
	2000	36.75990	136.98607	2024/8/28	18:00	翌 9:00	900分



写真1 微動アレイ観測の実施状況（左上：KNU、右上：NOM、左下：HIM、右下：TKO）

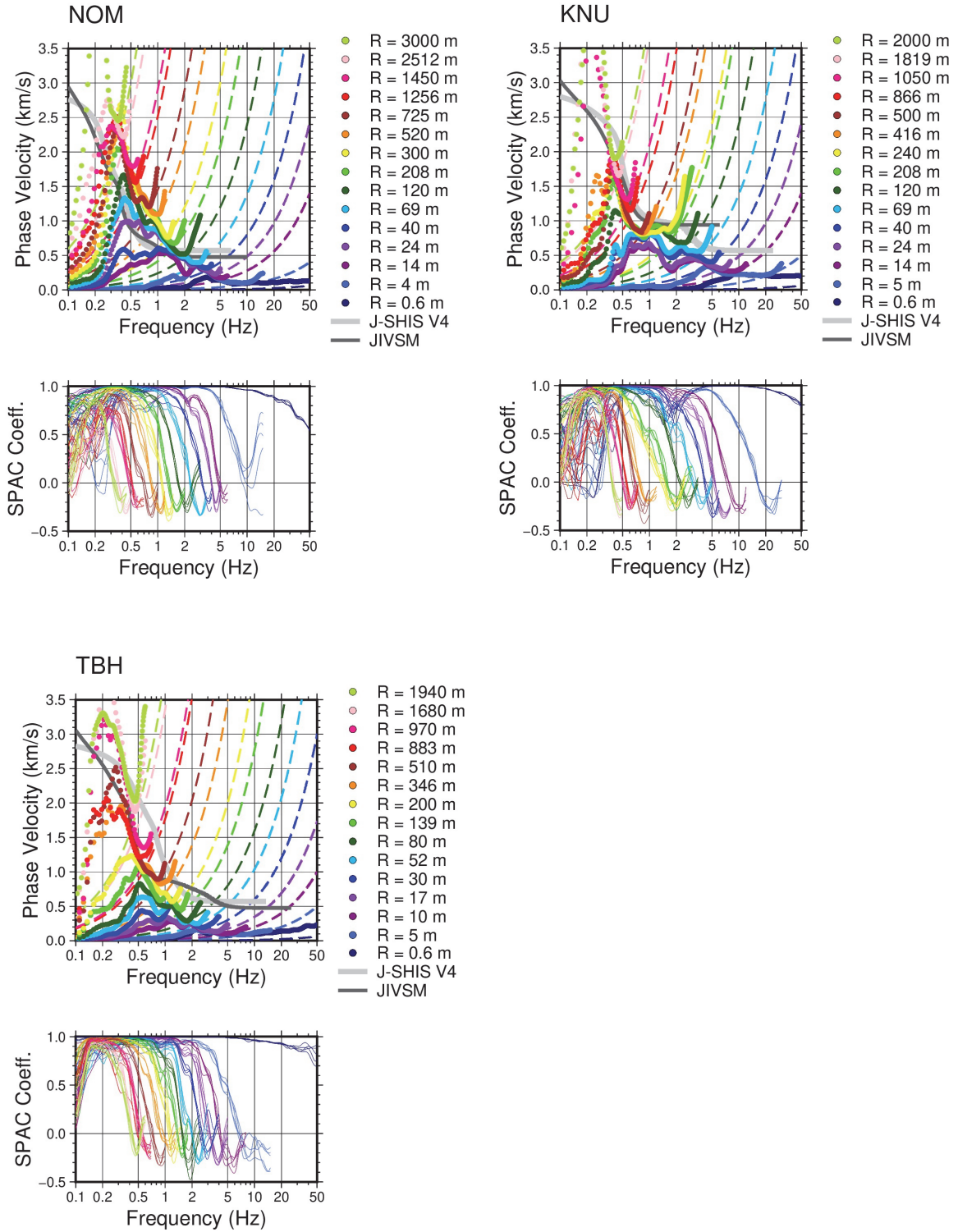


図 12 加賀平野周辺における各地点での微動アレイ観測で得られた位相速度（上図）と SPAC 係数（下図）。プロットの色の違いがアレイ半径に対応する。波線は、アレイ半径の 2 倍の波長に対応し、SPAC 法で位相速度を推定可能な波長の下限を表す。薄灰線は J-SHIS V4 モデル（先名・他，2023）、濃灰線は全国 1 次地下構造モデル（Koketsu et al., 2012）からアレイ中心点直下の S 波速度構造を抽出して計算した Rayleigh 波基本モードの分散曲線。

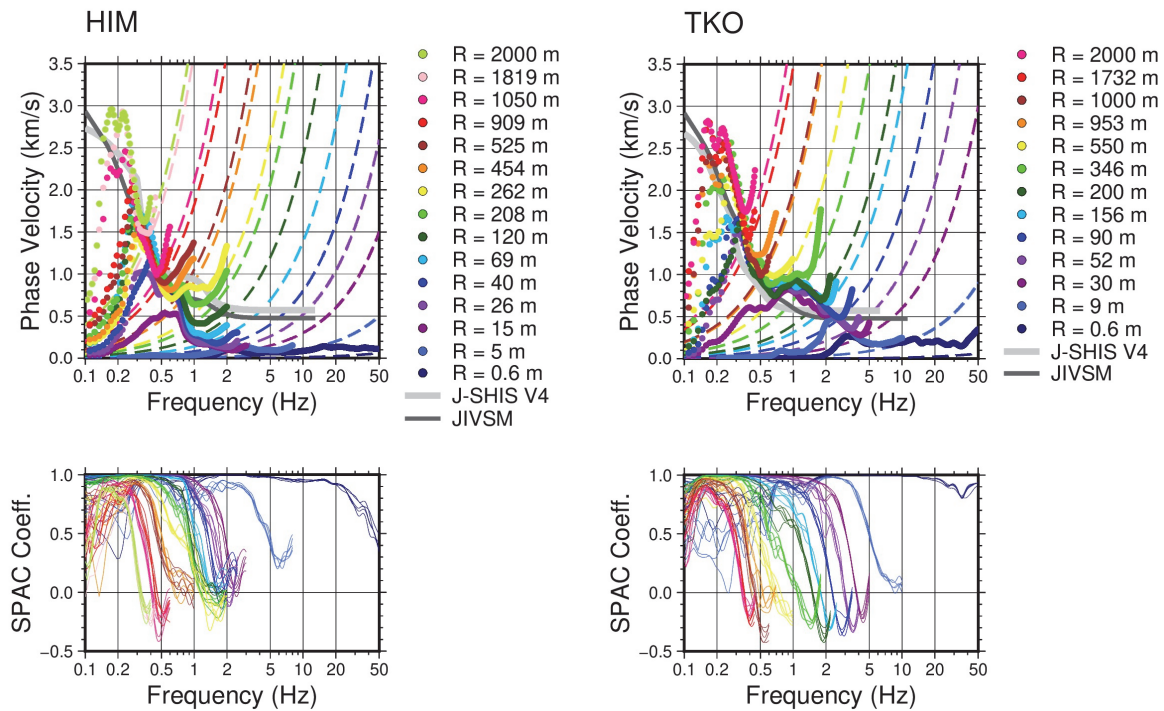


図 13 氷見平野及び射水平野における各地点での微動アレイ観測で得られた位相速度（上図）と SPAC 係数（下図）。プロットの色の違いがアレイ半径に対応する。波線は、アレイ半径の 2 倍の波長に対応し、SPAC 法で位相速度を推定可能な波長の下限を表す。薄灰線は J-SHIS V4 モデル（先名・他，2023）、濃灰線は全国 1 次地下構造モデル（Koketsu et al., 2012）からアレイ中心点直下の S 波速度構造を抽出して計算した Rayleigh 波基本モードの分散曲線。

加賀平野南部の NOM アレイ（図 12）では、周波数 6 Hz 以上の帯域で、位相速度が約 0.1 km/s と小さな値が得られており、加賀平野北部（金沢平野）で令和 4 年度に実施した HKT（金沢市）や令和 5 年度に実施した TBT（河北郡津幡町）に匹敵する小さな位相速度であり、沖積層の存在に対応すると考えられる。手取川下流に広く広がる手取川扇状地で令和 5 年度に実施した MAT アレイや HYG アレイとは分散曲線の特徴が大きく異なっている。2 Hz 以下の低周波数帯域では、周波数が低くなるに従い、位相速度が漸増する傾向にある。

津幡川沿いの谷底低地に位置する TBH アレイ（図 12）でも、約 4 Hz 以上で約 0.1 km/s の小さな位相速度が得られ、厚い沖積層の存在が推測される。1 Hz 以上では、TBH アレイと TBT アレイ（令和 5 年度実施）との分散曲線の差異は小さい。一方で、1 Hz 以下の低周波数側では、丘陵側に位置する TBH の方が TBT に比べて位相速度が大きい。例えば、0.5 Hz では、TBT が 0.9 km/s であるのに対し、TBH では 1.2 km/s であった。

金沢市内の丘陵地で観測した KNU アレイ（図 12）では、NOM や TBH アレイに比べて、位相速度が大きいという特徴を有している。0.7 Hz から 2 Hz 付近にかけて、分散曲線がややフラットとなっている。周波数 7 Hz 以上では、位相速度は約 0.2 km/s でほぼ一定であり、沖積層の分布する平野部での同周波数帯域での位相速度に比べて大きめである。0.5

Hz の位相速度は 1.3 km/s であり、TBH と近い値である。約 0.6 Hz 以下の低周波数帯域では、KNU と TBH の分散曲線は比較的似ている。

氷見平野の HIM アレイ（図 13）では、高周波数帯域の位相速度は極めて小さく、2 Hz 以上では 0.1 km/s を下回る傾向にあった。完新世期に十二町潟で形成された S 波速度の小さな沖積層が厚く堆積していると考えられる。周波数 1 Hz でも 0.3 km/s、0.5 Hz で 0.9 km/s であった。

射水平野西部の TKO アレイ（図 13）では、周波数約 0.6~1.3 Hz の区間で位相速度が約 0.9 km/s である。2 Hz 以上で位相速度が急激に低下し、5 Hz の位相速度は 0.2 km/s であった。また、周波数 0.5 Hz の位相速度は 1.1 km/s であり、0.5 Hz 以下では、位相速度が大きくなり、0.3 Hz で 2.0 km/s に達する。

同図には J-SHIS V4 モデル（先名・他，2023）と全国 1 次地下構造モデル（JIVSM、Koketsu et al., 2012）からそれぞれ中心点直下の速度構造を 1 次元構造として抽出したモデルから計算した Rayleigh 波基本モードの位相速度分散曲線も比較のためにプロットした。ただし、本図で観測位相速度と比較する際には、これらの地盤構造モデルによる理論位相速度は深部地盤構造のみを考慮したものであることに注意が必要である。NOM では、約 1 Hz 以下での観測位相速度は、J-SHIS V4 モデルや JIVSM による理論分散曲線よりも大きく、深部地盤の速度が既存モデルよりも大きいことが予想された。TBH でも、J-SHIS V4 モデルや JIVSM による理論分散曲線と観測位相速度との一致はよくない。そのほかの地点についても、微動アレイ探査の結果を用いて地盤構造モデルを改良する必要があることが確認された。

微動アレイ解析によって得られた位相速度分散曲線を用いて、S 波速度 (V_s) 構造を推定した。ここでは、観測位相速度を Rayleigh 波の基本モードで説明できると仮定して解析を行った。浅部地盤から上部マントルまでを水平成層構造でモデル化し、 $V_s \leq 1,000$ m/s の堆積層の各層（層数は 3）の S 波速度及び $V_s \leq 2,700$ m/s の堆積層の各層の層厚を未知パラメータとして、観測位相速度を説明できるように推定した。上部地殻/下部地殻の境界から上部マントルまでの構造は地震本部全国 1 次地下構造モデル（JIVSM、地震調査研究推進本部地震調査委員会，2012；Koketsu et al., 2012）から、アレイ中心点直下の構造を一次元モデルとして取り出したモデルをそのまま与えた。表 4 に各層のパラメータ及び探索範囲をまとめた。 $V_s \leq 1,000$ m/s の堆積層の各層の P 波速度及び密度は、S 波速度の値から Nagashima and Kawase (2021) の経験式を用いて与えた。Rayleigh 波の理論位相速度分散曲線の計算には工学院大学久田嘉章教授が公開しているプログラム（Hisada, 1995）を使用した。

未知パラメータの推定はマルコフ連鎖モンテカルロ法（MCMC 法）で行い、サンプリング手法は Metropolis-Hastings アルゴリズム（Metropolis et al., 1953; Hastings, 1970）を用いた。全部で 100,000 回の試行を実施し、最初の 5,000 サンプルを burn-in 期間として棄却した後、残る 95,000 サンプルの中央値を最終的なモデル推定結果として採用した。

図 14 に各地点での S 波速度構造モデルの推定結果を示す。最上位層である第 1 層は、沖積平野の NOM アレイで 100 m/s（層厚 10 m）、TBH アレイで 140 m/s（層厚 31 m）、HIM アレイで 90 m/s（層厚 27 m）、TKO アレイで 200 m/s（層厚 28 m）と推定された。丘陵地の KNU アレイでは、第 1 層は 220 m/s で層厚 20 m と推定された。第 2 層の S 波速度は NOM

で 440 m/s、TBH で 540 m/s、KNU で 510 m/s、HIM で 560 m/s、TKO で 590 m/s と推定され、層厚は 76～266 m の範囲に推定された。第 3 層は NOM で 730 m/s、TBH で 750 m/s、KNU で 910 m/s、HIM で 880 m/s、TKO で 960 m/s が最適解（中央値）として得られた。基盤深度（ $V_s = 2,700$ m/s の上面）の推定結果は、NOM で 1.6 km、TBH で 0.6 km、KNU で 1.0 km、HIM で 2.0 km、TKO で 1.9 km であった。今年度を実施した 5 地点の中では、富山県の HIM や TKO での基盤深度が相対的に深い結果となった。既存の J-SHIS V4 や JIVSM との比較では、TBH、KNU、TKO では既存モデルよりも浅く推定された一方、NOM と HIM の基盤深度は J-SHIS V4 モデルと同程度であった。

令和 4～5 年度に調査した地点も含めた比較としては、金沢平野周辺での $V_s = 1,100$ m/s 層の上面深度は、HKT が 0.77 km、TBT が 0.71 km、NKZ が 0.66 km、KNU が 0.70 km と推定されており、4 地点間の違いは小さい。一方で、手取川以南の NOM では 0.24 km と顕著に浅い。倶利伽羅峠を挟んで丘陵地の両側に位置する TBH と TKO では 0.40～0.42 km とお互いに近い結果が得られている。新第三系の火山岩（医王山層や岩稲層）に相当すると考えられる $V_s = 2,100$ m/s 層の上面深度は、HIM と TKO ではほぼ同じであり、この層から地震基盤までの深い構造は比較的類似しているといえる。

表 4 仮定した一次元構造モデル及び未知パラメータ探索範囲

層 No.	P 波速度 (m/s)	S 波速度 (m/s)	密度 (kg/m ³)	層厚 (m)
1	S 波速度の関数	50～290	S 波速度の関数	1～100
2	S 波速度の関数	300～640	S 波速度の関数	0～1,000
3	S 波速度の関数	650～1,000	S 波速度の関数	0～1,000
4	2,500	1,100	2,150	0～2,000
5	4,000	2,100	2,400	0～4,000
6	5,000	2,700	2,500	0～4,000
7	5,700	3,200	2,650	JIVSM の基底深度となるように設定
8	6,000	3,400	2,750	JIVSM の基底深度となるように設定
9	6,400	3,800	2,800	JIVSM の基底深度となるように設定
10	7,500	4,500	3,200	半無限

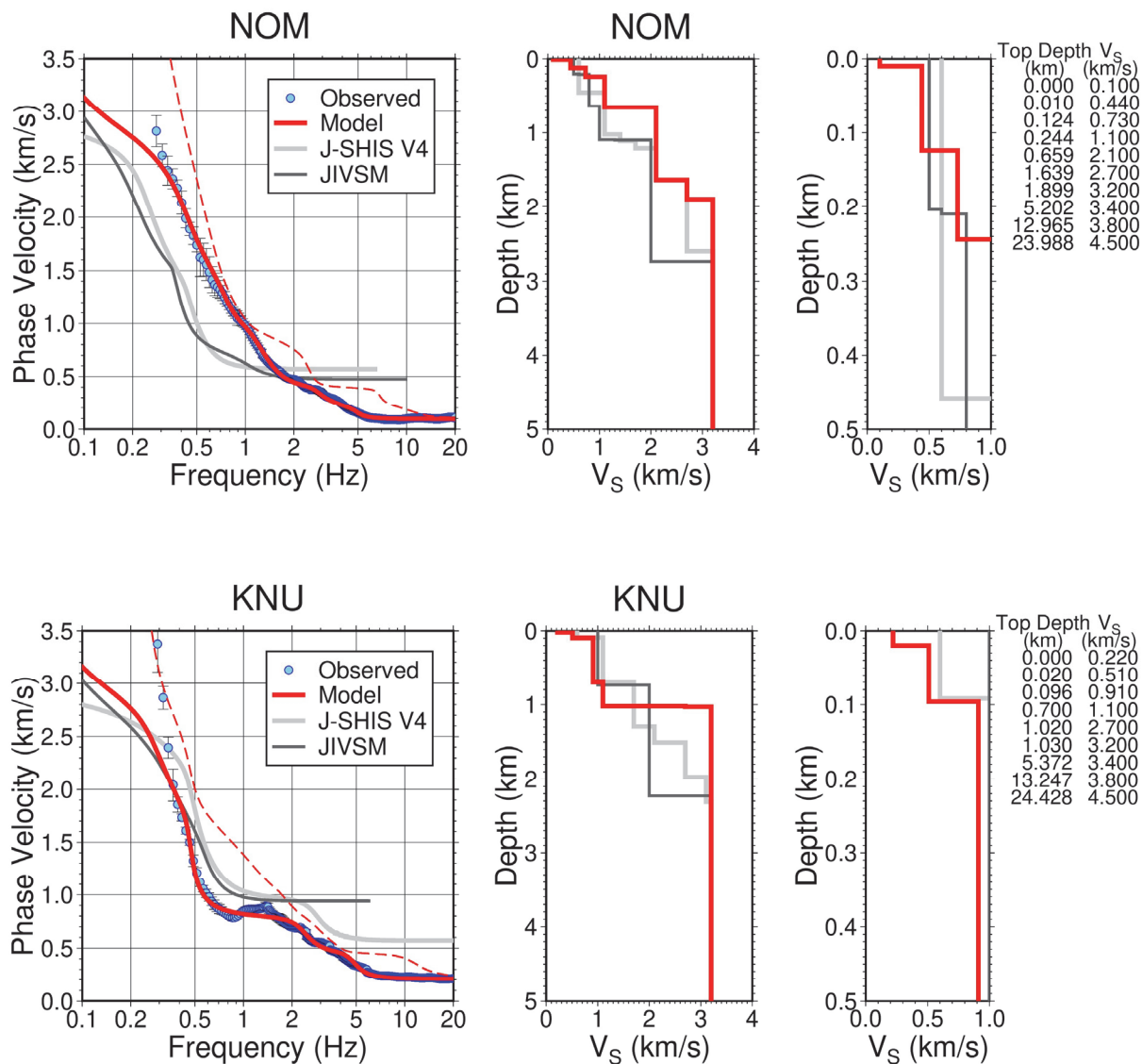


図 14 S 波速度構造推定結果。それぞれ、左図は位相速度分散曲線。青丸：観測、赤実線：推定モデルによる Rayleigh 波基本モードの理論分散曲線、赤破線：推定モデルによる Rayleigh 波 1 次モードの理論分散曲線、薄灰線：J-SHIS V4 による Rayleigh 波基本モードの理論分散曲線、濃灰線：JIVSM による Rayleigh 波基本モードの理論分散曲線。中図は S 波速度構造モデル。右図は深さ 0.5km 以浅を拡大して示した S 波速度構造モデル。右端の数値は各速度層の上面深度と S 波速度。赤線：微動アレイによる推定モデル、薄灰線：J-SHIS V4、濃灰線：JIVSM。

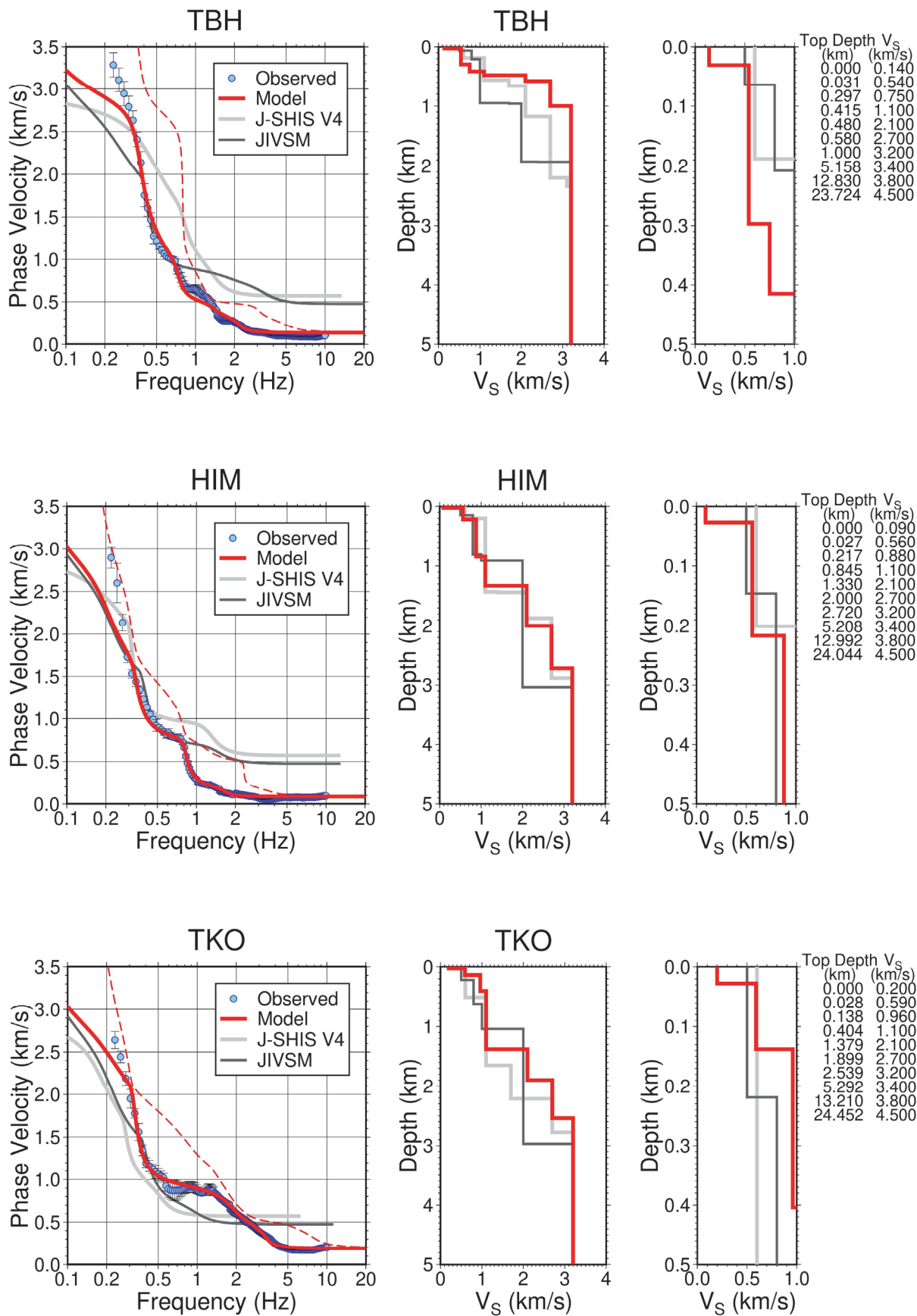


図 14 続き

4) 浅部・深部統合地盤構造モデルの作成

a) 浅部・深部統合地盤構造モデル作成手順の概要

森本・富樫断層帯が活動した場合に強い揺れに見舞われる可能性の高い石川県および富山県西部を対象に、地震基盤から工学的基盤までの深い地盤の速度構造モデル（深部地盤構造モデル）及び工学的基盤面以浅の地盤の速度構造モデル（浅部地盤構造モデル）を作成した上で、両者を接続し、浅部・深部統合地盤構造モデルを作成した。図 15 に浅部・深部統合地盤構造モデル作成手順の概要を示す。浅部・深部統合地盤構造モデルの作成は、サブテーマ 3.1 をはじめ、各サブテーマの調査結果を活用した。このうち、浅部地盤構造モデルの作成に関する詳細については、サブテーマ 3.1 の報告において説明する。

深部地盤構造モデルは、微動探査データを用いて作成した。作成した深部地盤構造モデルは、反射法地震探査（サブテーマ 1.1）や重力異常データ（サブテーマ 1.2）の結果と比較し、モデルの妥当性確認を行った。浅部地盤構造モデルと深部地盤構造モデルを接続する際には、ボーリングデータによる工学的基盤面（N 値が 50）と深部地盤構造モデルの各層の対応関係から接続する層を判断した。その結果、S 波速度が 0.35 km/s である速度層の上面を工学的基盤面と設定して、浅部地盤構造モデルと深部地盤構造モデルを接続した。最後に、モデルの妥当性検証を行った。

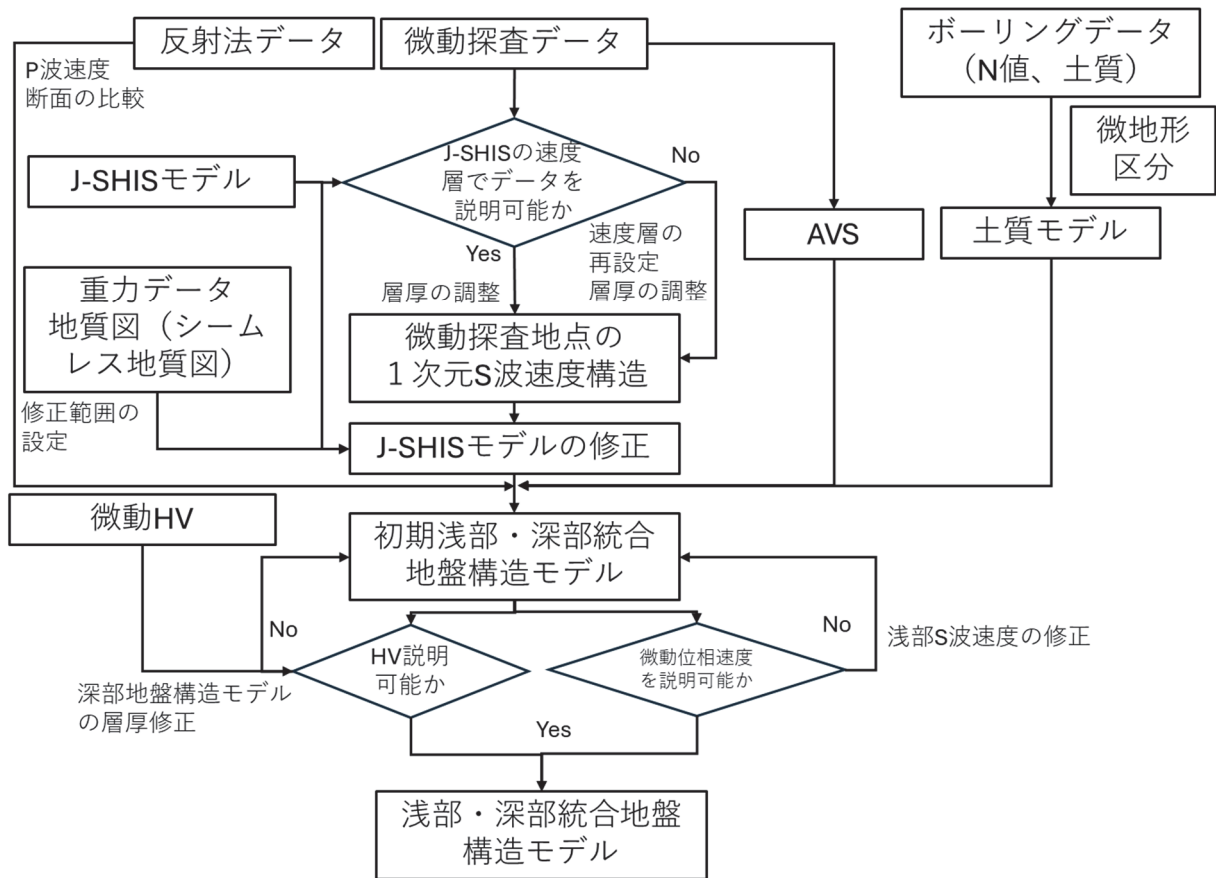


図 15 浅部・深部統合地盤構造モデル作成の概要

b) 微動探査データの解析

深部地盤構造モデル作成のため、石川県及び富山県で実施された微動探査データを収集した。令和4～6年度にサブテーマ3.2で実施した微動探査（微動アレイ探査、単点微動観測）に加え、既往文献で実施されている微動アレイ探査や単点微動観測データについて、各論文著者の協力を得て、位相速度分散曲線やH/Vスペクトル比データを収集した。図16に、深部地盤構造モデル作成に使用した微動探査データの分布を地図に示すとともに、収集したデータの概要を表5及び表6にまとめた。図16の赤丸印で示した地点では微動アレイ探査で得られた位相速度とアレイ中心点でのH/Vスペクトル比を同時解析し、青三角印で示した地点では微動アレイ探査で得られた位相速度のみ、緑四角印で示した地点では、H/Vスペクトル比のみを使用した。

J-SHIS V4のモデル（先名・他，2023）を初期モデルとして、微動探査データを用いて堆積層部分の各速度層の層厚を調整した。分散曲線とH/Vスペクトルについて、観測値とJ-SHISのモデル及び調整後のモデルから得られる理論値の比較結果の例を図17に示す。加賀平野（金沢平野）周辺の地点については、観測分散曲線の説明性を考慮して、既存のJ-SHIS V4モデルで設定されている速度層に加えて、S波速度が0.70 km/sの層を追加することにより、地盤構造モデルを調整した。分散曲線とH/Vスペクトルの両者において、調整後モデルの結果は、J-SHIS V4のモデルの結果より観測記録を良く説明できている。

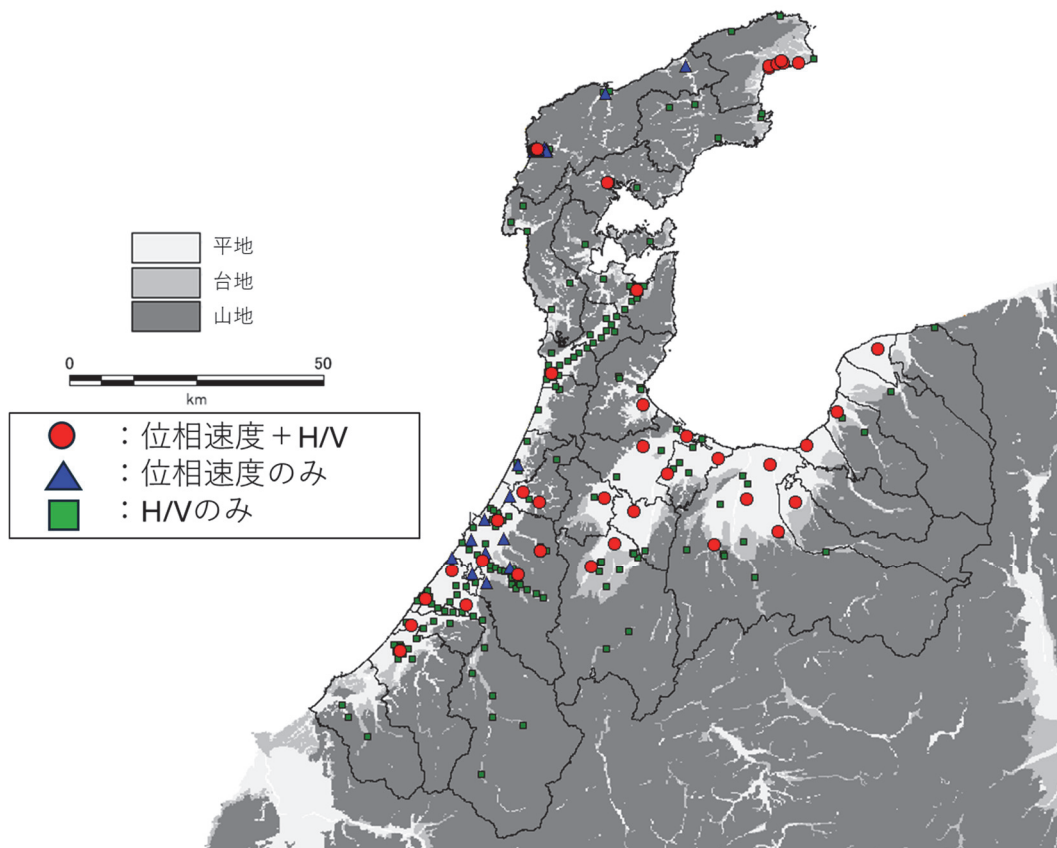


図16 深部地盤構造モデルの作成に用いた微動探査データの分布図

表5 深部地盤構造モデル作成に用いた微動探査データ（微動アレイ）

文献	対象地域	調査地点
令和4年度森本・富樫断層帯における重点的な調査観測	加賀平野及び森本丘陵	金沢市2地点 (HKT、YUK)
令和5年度森本・富樫断層帯における重点的な調査観測	加賀平野	白山市2地点 (MAT、HYG) 金沢市1地点 (NKZ) 津幡町1地点 (TBT)
令和6年度森本・富樫断層帯における重点的な調査観測	加賀平野、森本丘陵、氷見平野、射水平野	能美市1地点 (NOM) 金沢市1地点 (KNU) 津幡町1地点 (TBH) 氷見市1地点 (HIM) 高岡市1地点 (TKO)
平成25年度日本海・地震津波調査プロジェクト	加賀平野南部及び邑知潟平野	小松市1地点 (KMT) 白山市1地点 (MKH) 羽咋市1地点 (HKI) 七尾市1地点 (NNO)
平成26～27年度日本海・地震津波調査プロジェクト	富山平野、射水平野、砺波平野	入善町1地点 (NYZ) 魚津市1地点 (UOZ) 滑川市1地点 (NMK) 立山町1地点 (TTY) 富山市4地点 (TYB、TYF、OYM、YTO) 射水市3地点 (SIM、DIM、SNM) 砺波市1地点 (TNM) 南砺市2地点 (FKM、NNT) 小矢部市1地点 (OYB)
神野・他(2003)	加賀平野	白山市1地点 (A1) 野々市市1地点 (A2) 金沢市5地点 (A3、B1、B2、B3、C2) 内灘町1地点 (C1) 津幡町1地点 (X1) かほく市1地点 (X2)
岩田・他(2007)	奥能登地域	穴水町1地点 (ANA)
山中・他(2008)	奥能登地域	輪島市門前町8地点 (大アレイ1地点、小アレイ7地点)
堀川・他(2010)	奥能登地域	輪島市2地点 (WJMC、MCHN)
鈴木・他(2021)	奥能登地域	輪島市門前町6地点 (AR1～AR6)
岩田・他(2022)	奥能登地域	珠洲市6地点 (SIN、HCG、SIK、NNE、KSG、IID)

表 6 深部地盤構造モデル作成に用いた微動探査データ（単点微動観測）

文献	対象地域
令和 4 年度森本・富樫断層帯における重点的な調査観測	金沢市内の犀川沿いの平野及び段丘 21 地点 石川県全域及び富山県西部の既設強震計及び震度計設置地点 103 地点
平成 25 年度日本海・地震津波調査プロジェクト	加賀平野南部 14 地点（野々市市、白山市、川北町、能美市、小松市） 邑知潟平野 14 地点（七尾市、中能登町、羽咋市、宝達志水町）
平成 19 年能登半島地震の際に京都大学防災研究所が実施した調査	穴水町 11 地点 輪島市門前町 6 地点

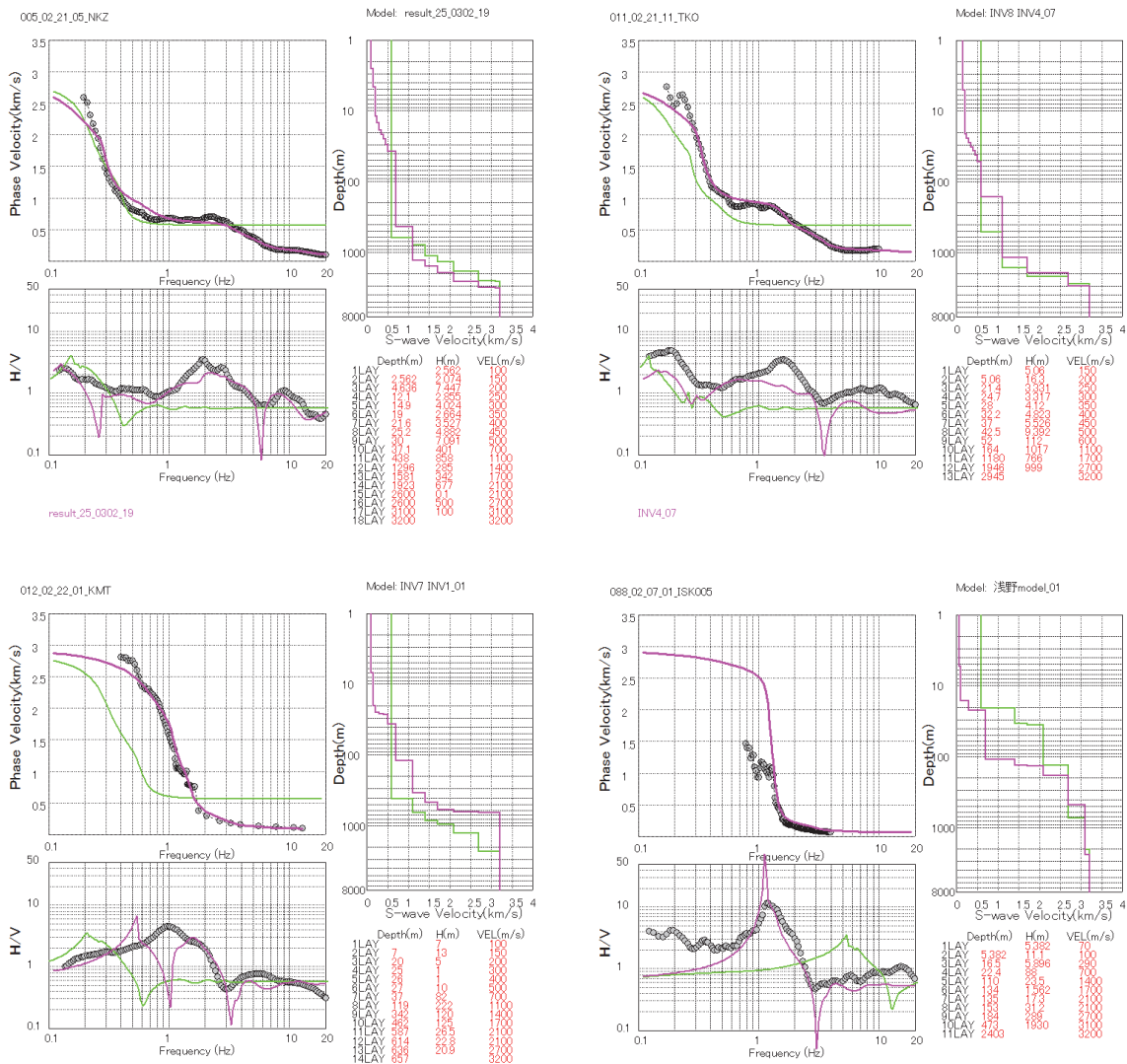


図 17 微動アレイ探査データによる地盤構造モデル修正例。左上：NKZ、右上：TKO、左下：KMT、右下：ISK005。黒丸：観測値、紫：修正後のモデル、緑：J-SHIS V4 モデル。

c) 深部地盤構造モデルの修正

微動探査結果によって調整された地盤構造モデルは、それぞれの調査地点での一次元 S 波速度構造モデルである。これらの地盤構造モデル調整結果をもとに、空間補間により面的に展開することで、深部地盤構造モデルを修正した。その際には、深部地盤構造モデルを構成する速度層（表 7）を 4 つに区分（S 波速度 1.2 km/s の層以深、0.75~1.1 km/s の各層、0.65 km/s 及び 0.70 km/s の各層、0.60 km/s の層以浅）した各速度層について、図 18 に示すブーゲー重力異常データ（産業技術総合研究所地質調査総合センター，2013）や古第三系堆積岩・古第三系火成岩の分布を参考に、深部地盤構造モデル（境界面深度の空間分布）を修正する範囲を図 19 のように設定した。修正後のモデル、J-SHIS V4 モデル、モデル修正量、各速度層の境界面深度分布の元データとなる微動探査による上面深度分布を図 20~47 に示す。

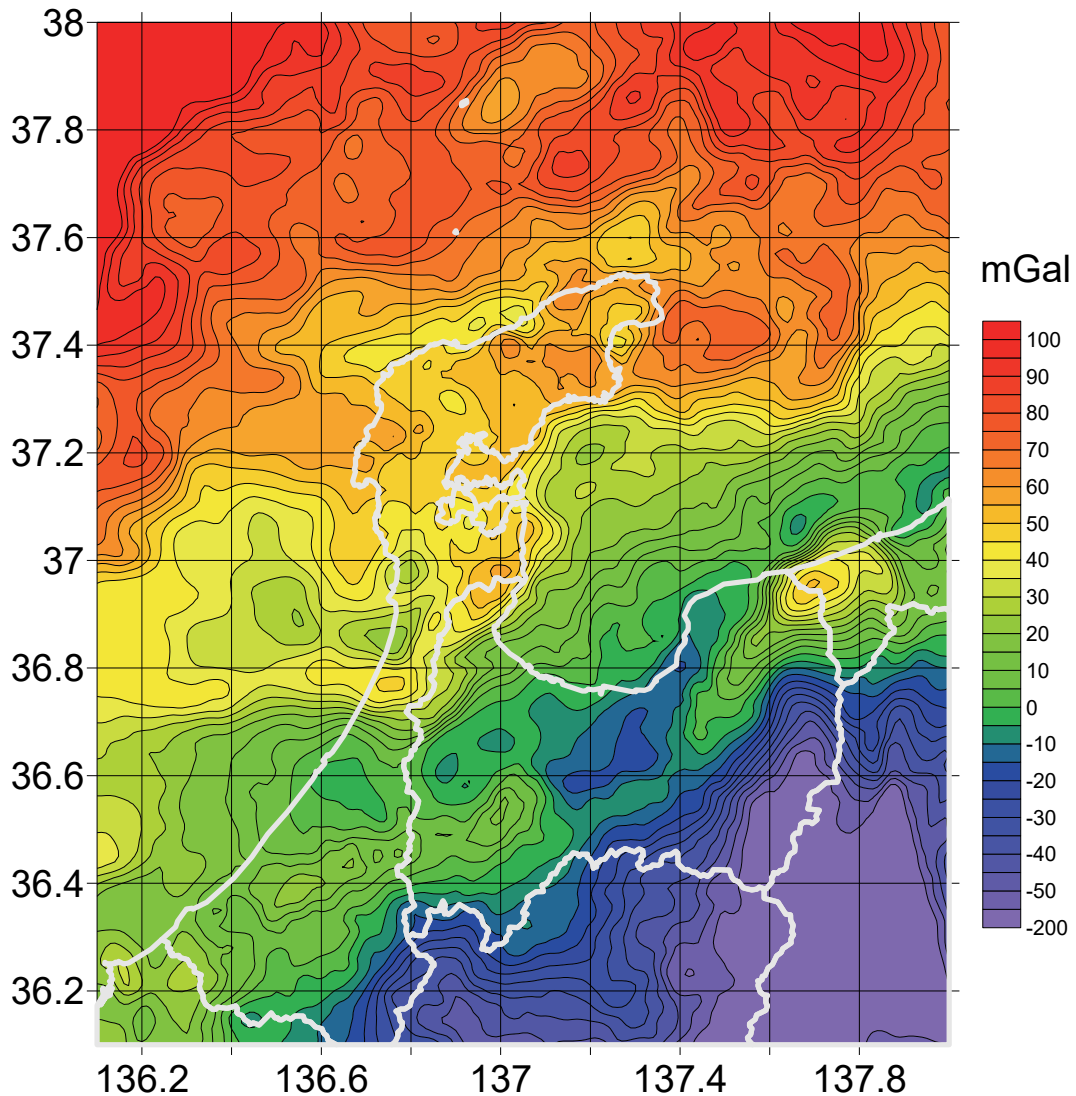


図 18 深部地盤構造モデル修正対象領域のブーゲー重力異常（産業技術総合研究所地質調査総合センター，2013）。假定密度は 2.67 g/cm^3 。

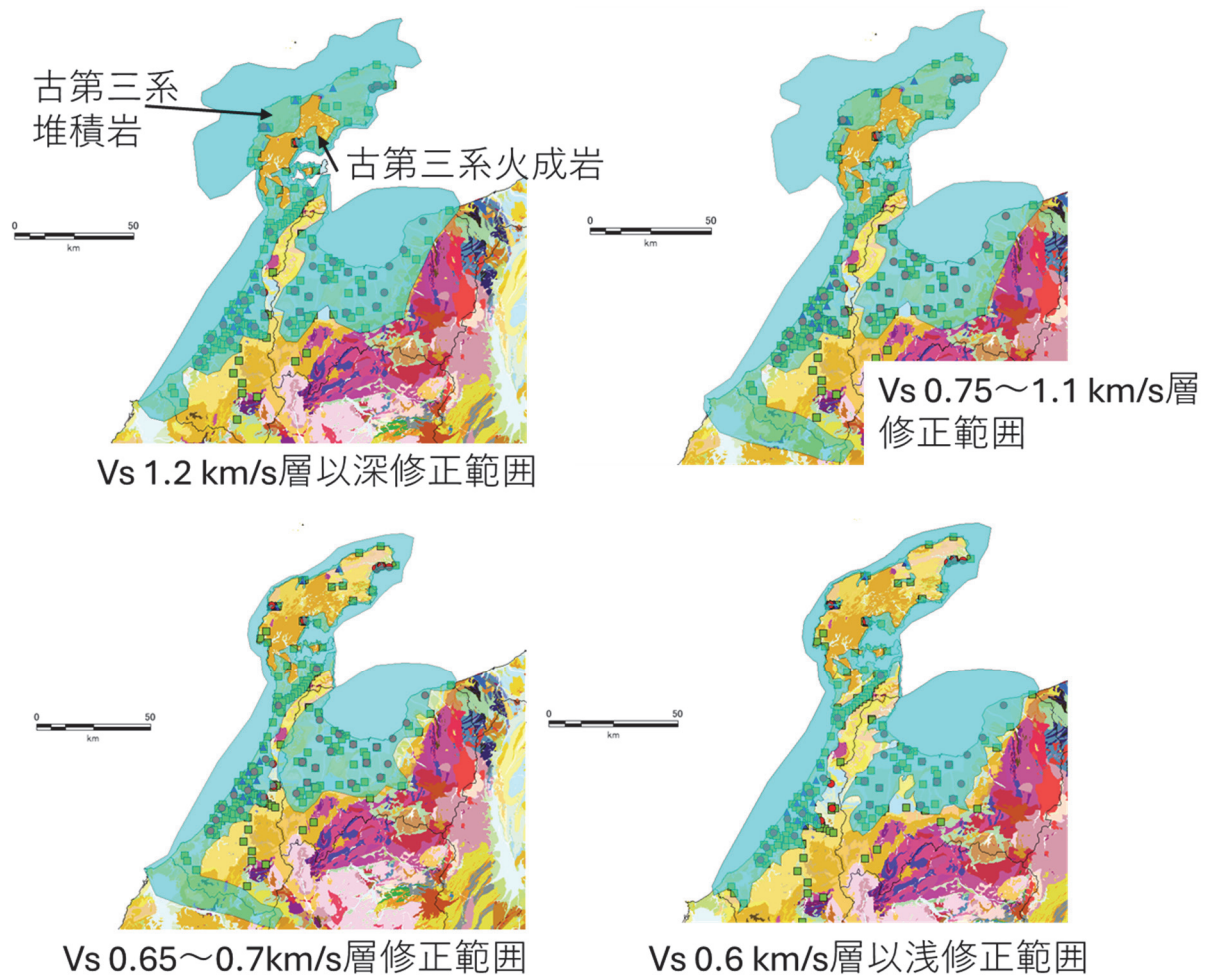
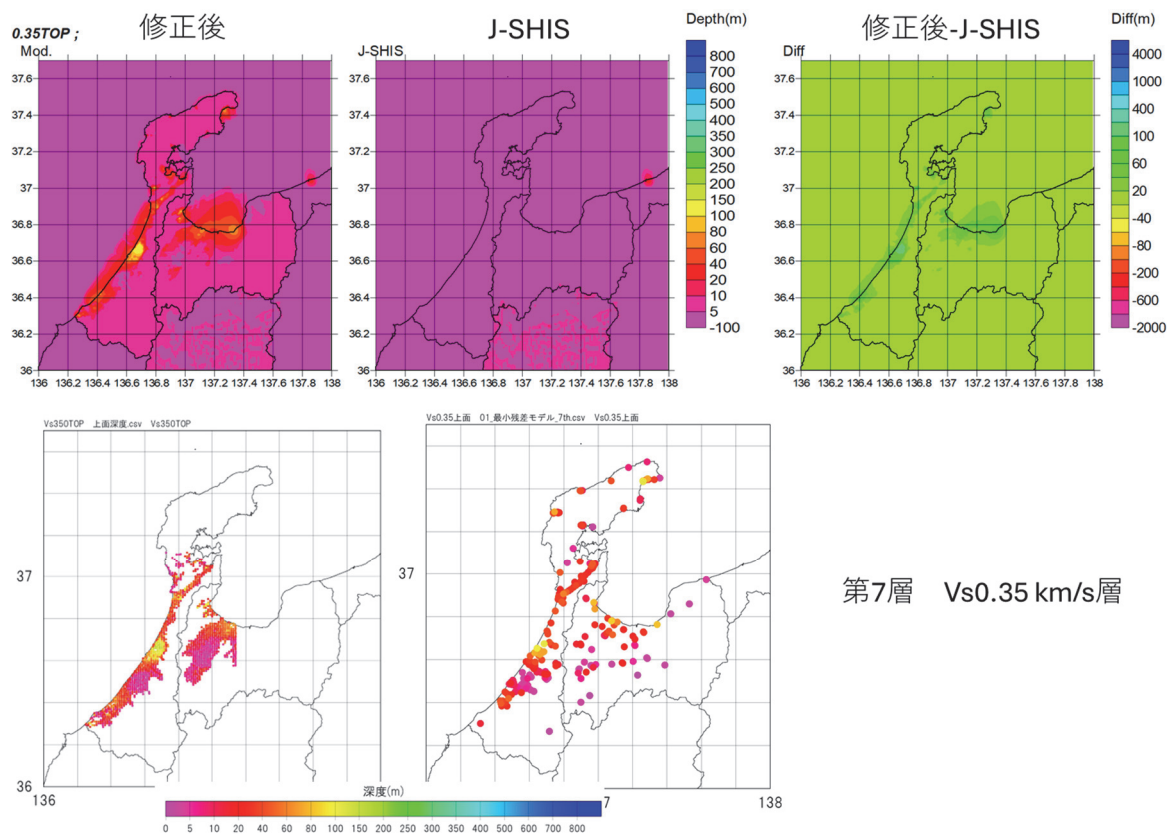


図 19 深部地盤構造モデルを構成する各速度層のモデル修正範囲（水色で塗った領域）。
基図は 20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2。

表7 深部地盤構造モデルの各速度層の物性値 (P波速度、S波速度、密度、P波のQ値、S波のQ値)

層番号	Vp (km/s)	Vs (km/s)	ρ (g/cc)	Qp	Qs
7	1.60	0.35	1.85	119	70
8	1.60	0.40	1.85	136	80
9	1.70	0.45	1.90	153	90
10	1.80	0.50	1.90	170	100
11	1.80	0.55	1.90	187	110
12	2.00	0.60	1.90	204	120
13	2.00	0.65	1.95	221	130
14	2.10	0.70	2.00	238	140
15	2.10	0.75	2.00	255	150
16	2.20	0.80	2.00	272	160
17	2.30	0.85	2.05	289	170
18	2.40	0.90	2.05	306	180
19	2.40	0.95	2.10	323	190
20	2.50	1.00	2.10	340	200
21	2.50	1.10	2.15	374	220
22	2.60	1.20	2.15	408	240
23	2.70	1.30	2.20	442	260
24	3.00	1.40	2.25	476	280
25	3.20	1.50	2.25	510	300
26	3.40	1.60	2.30	544	320
27	3.50	1.70	2.30	578	340
28	3.60	1.80	2.35	612	360
29	3.70	1.90	2.35	646	380
30	3.80	2.00	2.40	680	400
31	4.00	2.10	2.40	680	400
32	4.00	2.10	2.40	680	400
33	5.00	2.70	2.50	680	400
34	4.60	2.90	2.55	680	400
35	5.00	2.70	2.50	680	400
36	5.50	3.10	2.60	680	400
37	5.50	3.10	2.60	680	400
38	5.50	3.20	2.65	680	400



第7層 Vs0.35 km/s層

図 20 深部地盤構造モデル修正結果 (S 波速度 0.35 km/s 層上面)。(上段左) 修正後のモデル、(上段中) J-SHIS V4 モデル、(上段右) 修正後のモデルと J-SHIS V4 モデルの差分 (修正後の上面深度が J-SHIS V4 よりも深い場合を正)、(下段左) モデル修正に用いた小半径微動アレイ探査データ (サブ 3.1) の分布、(下段右) モデル修正に用いた大半径微動アレイ探査や単点微動観測データの分布。

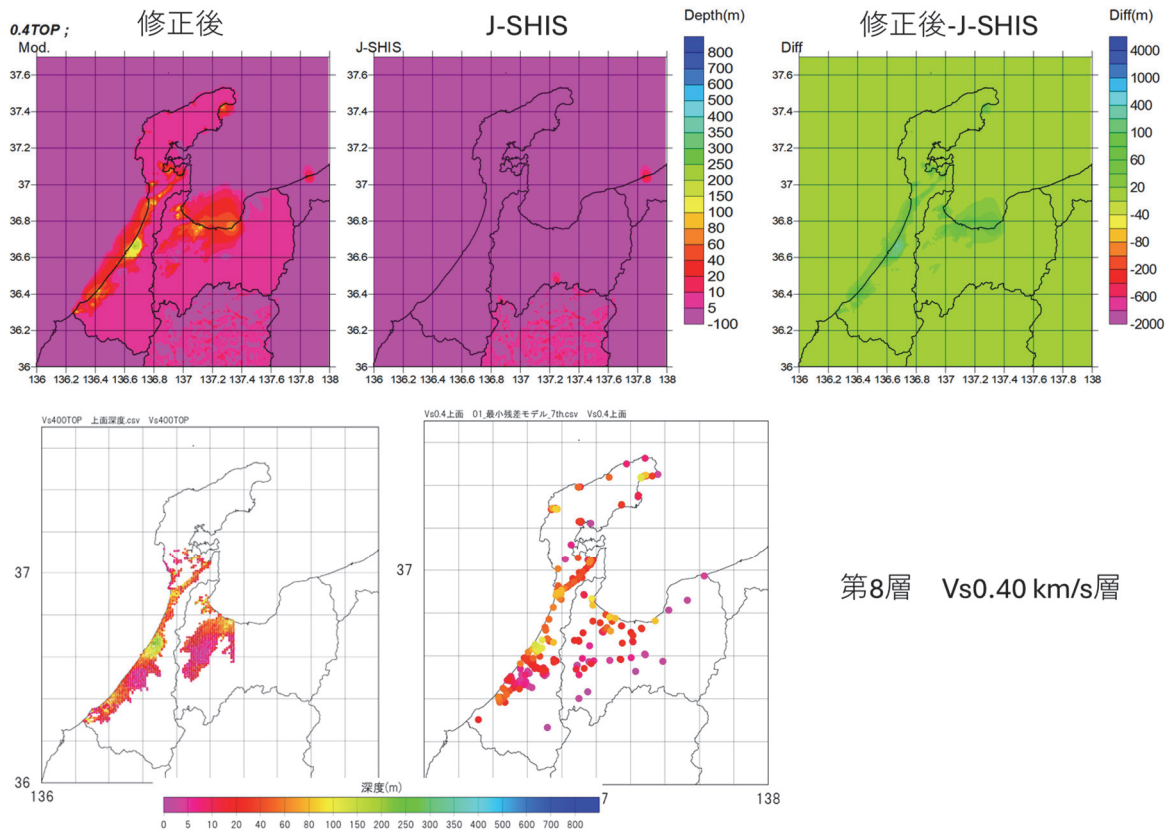


図 21 深部地盤構造モデル修正結果 (S 波速度 0.40 km/s 層上面)。凡例は図 20 に同じ。

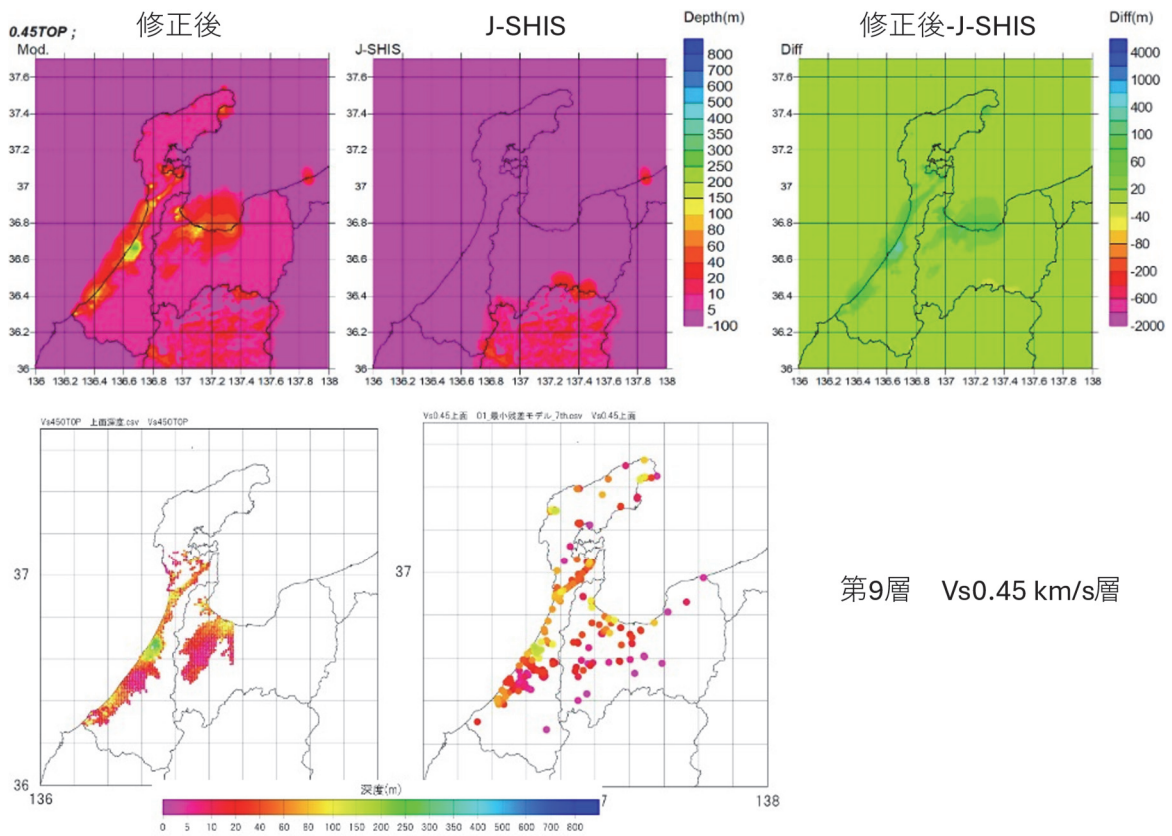


図 22 深部地盤構造モデル修正結果 (S 波速度 0.45 km/s 層上面)。凡例は図 20 に同じ。

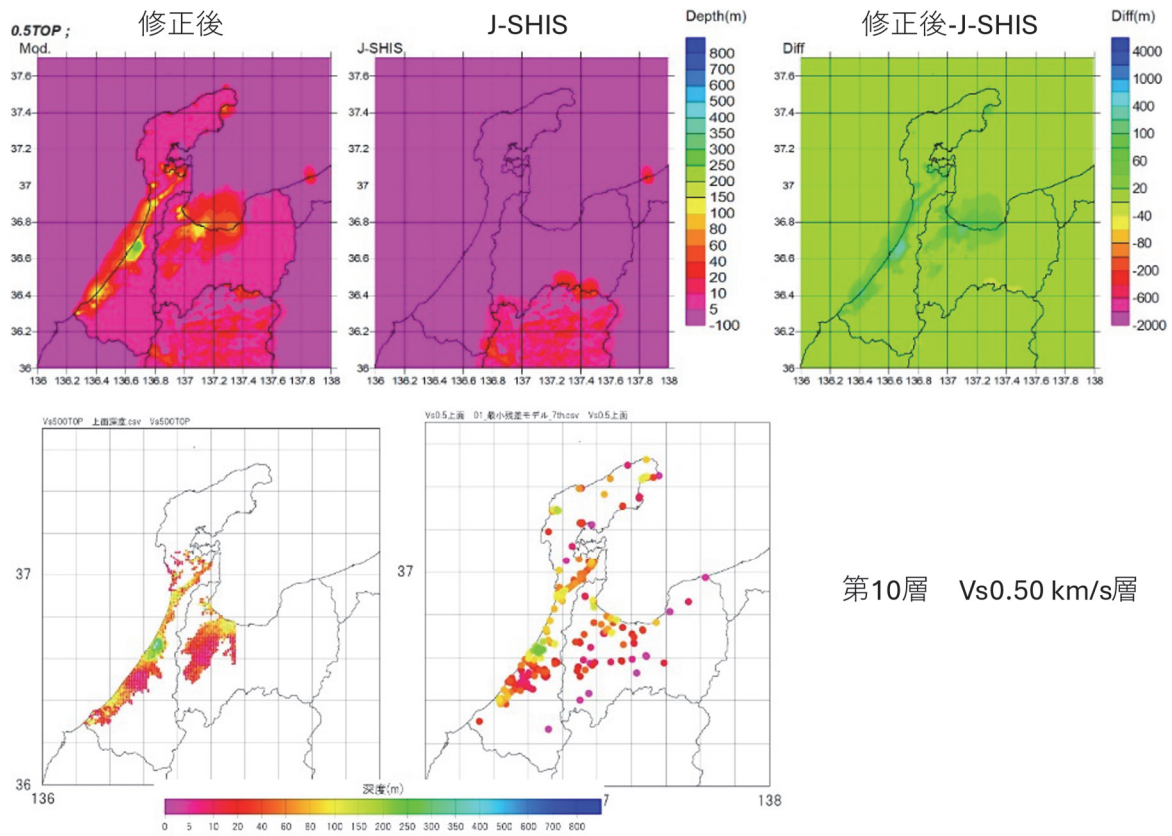


図 23 深部地盤構造モデル修正結果 (S 波速度 0.50 km/s 層上面)。凡例は図 20 に同じ。

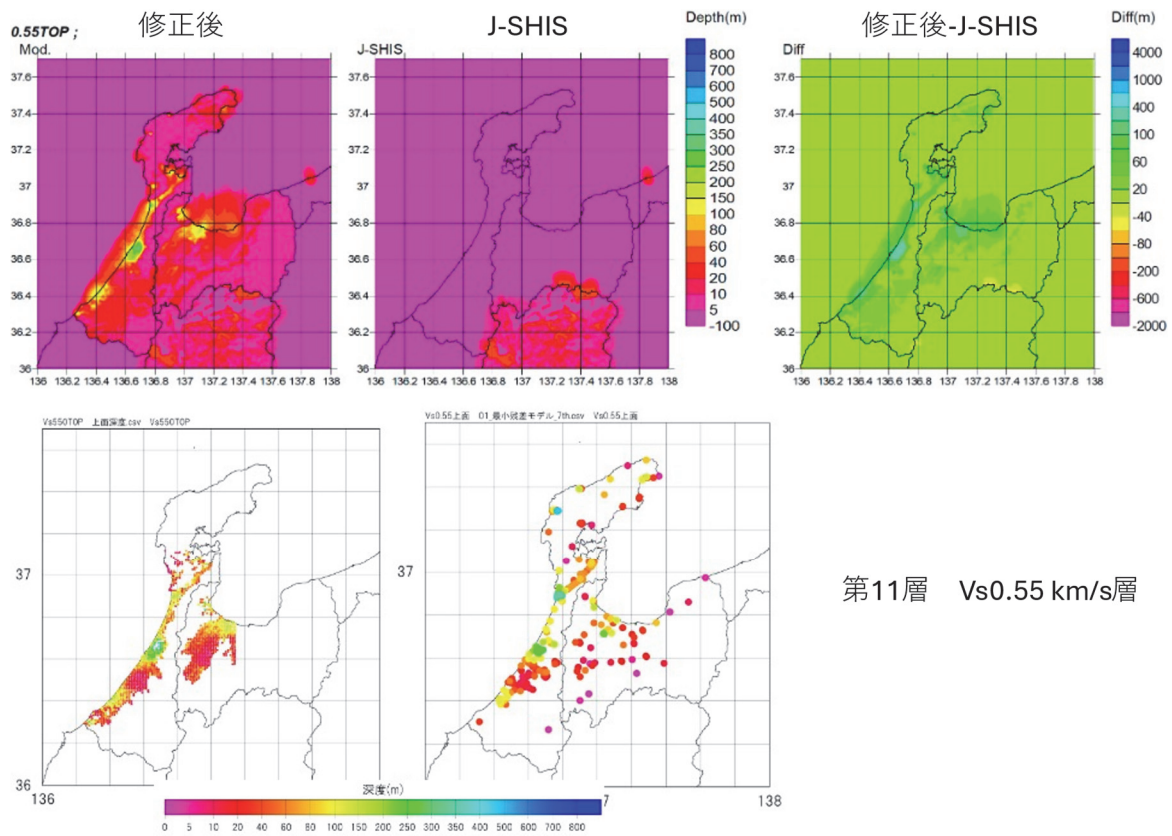
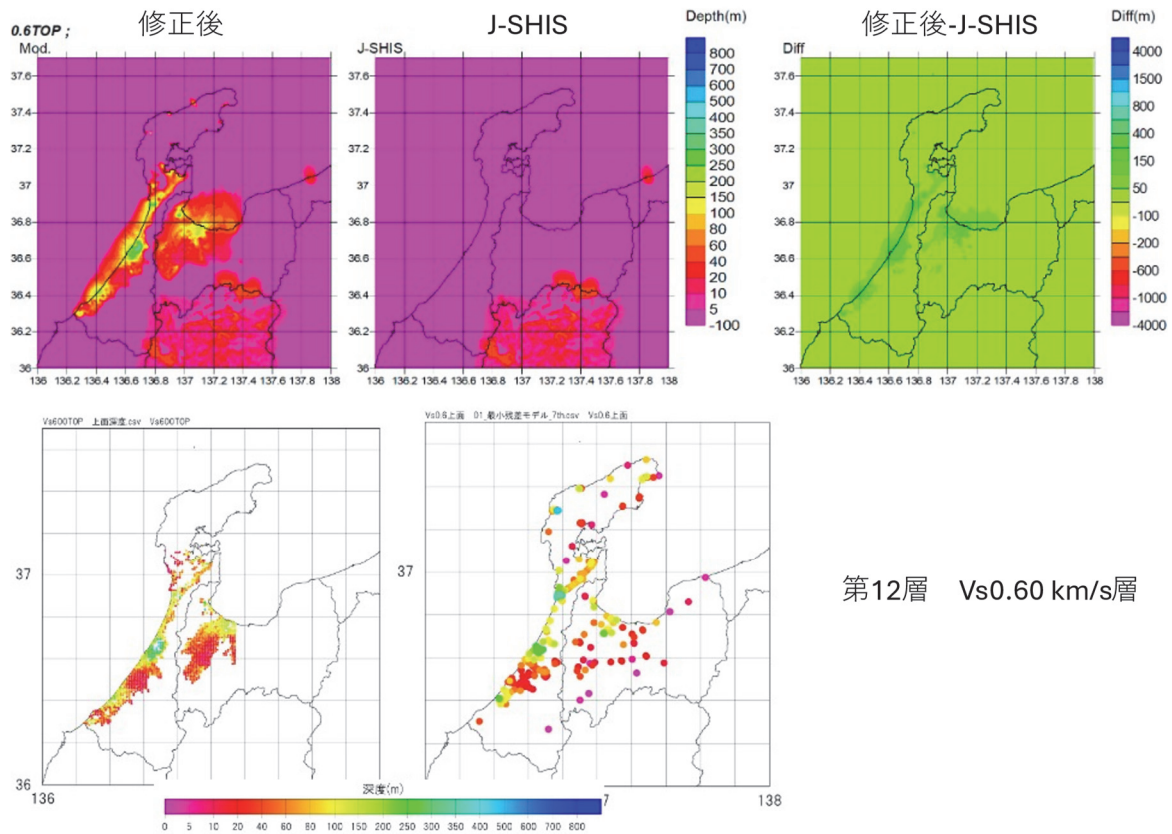
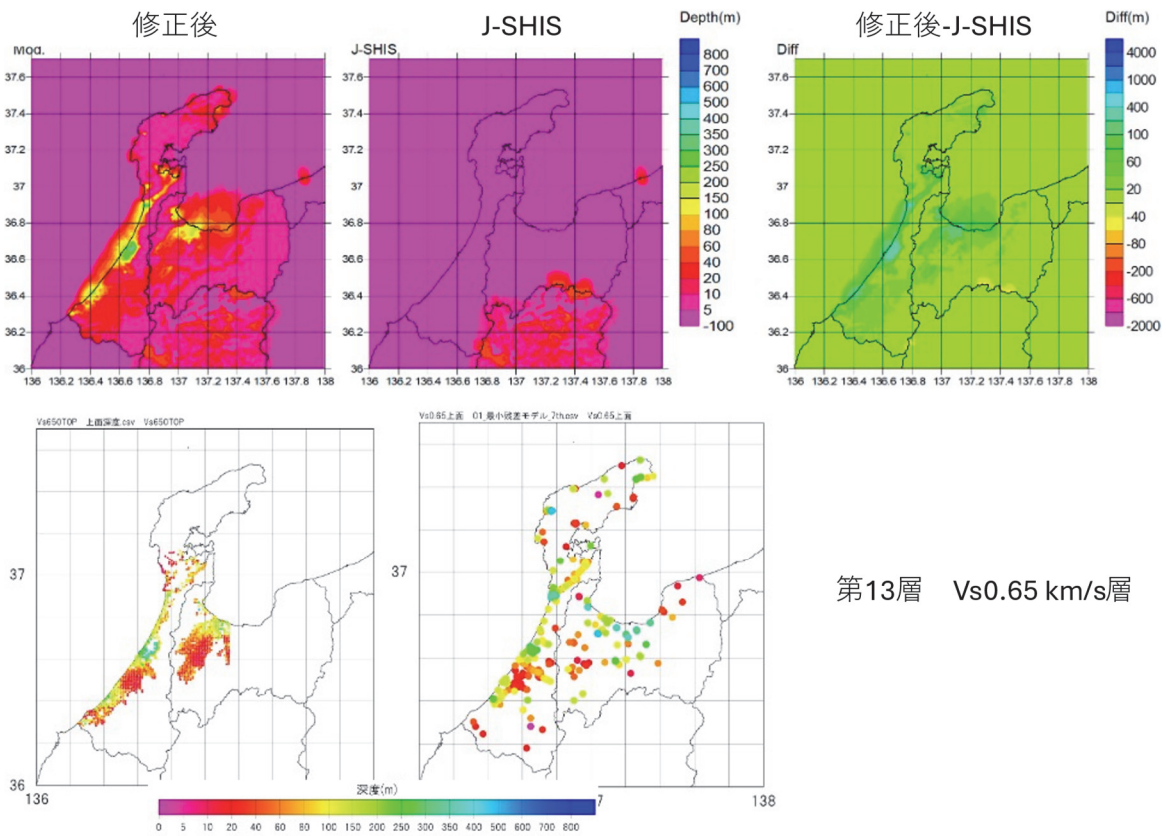


図 24 深部地盤構造モデル修正結果 (S 波速度 0.55 km/s 層上面)。凡例は図 20 に同じ。



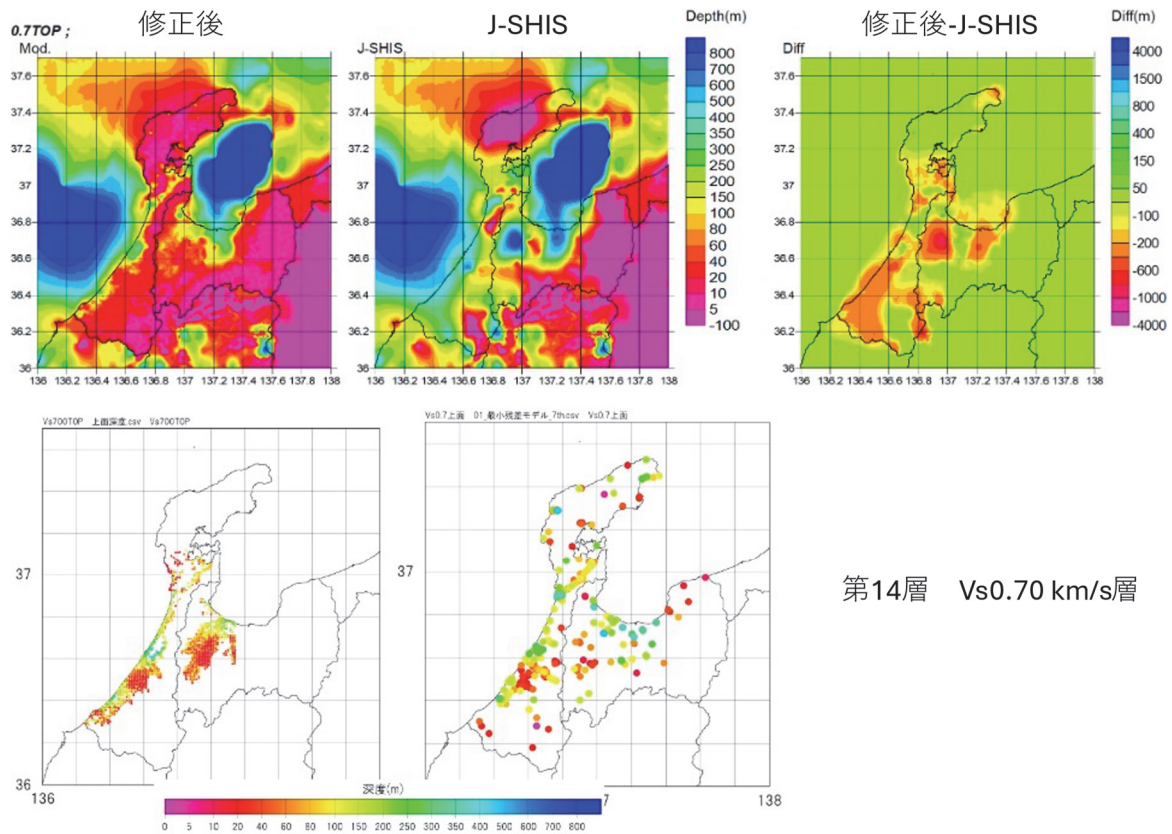
第12層 Vs0.60 km/s層

図 25 深部地盤構造モデル修正結果 (S波速度 0.60 km/s 層上面)。凡例は図 20 に同じ。



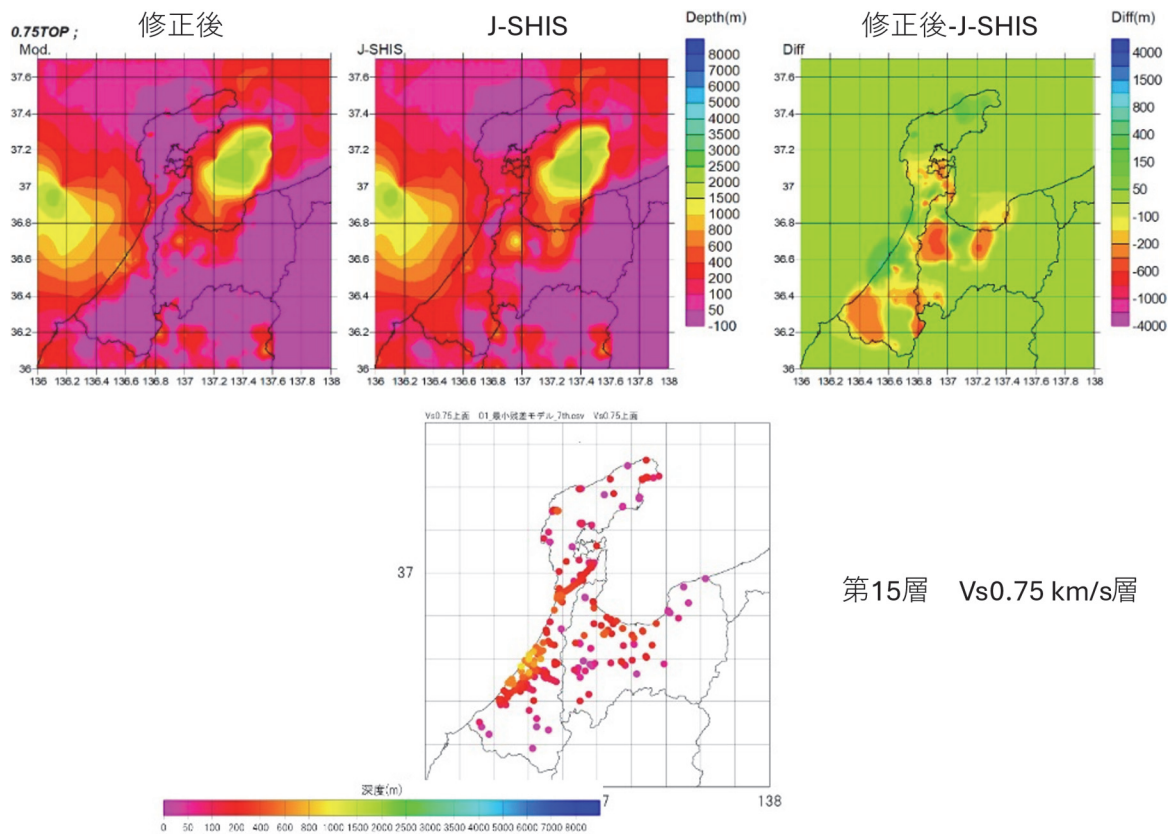
第13層 Vs0.65 km/s層

図 26 深部地盤構造モデル修正結果 (S波速度 0.65 km/s 層上面)。凡例は図 20 に同じ。



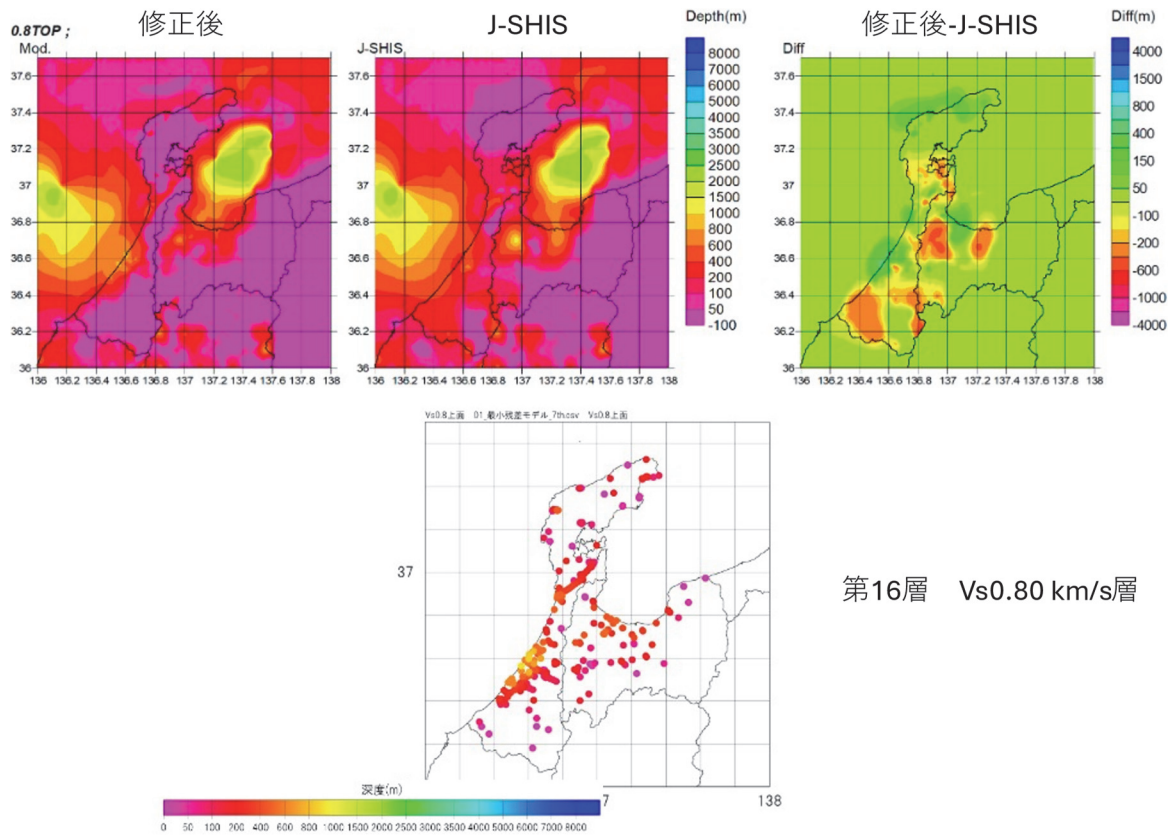
第14層 Vs0.70 km/s層

図 27 深部地盤構造モデル修正結果 (S波速度 0.70 km/s 層上面)。凡例は図 20 に同じ。



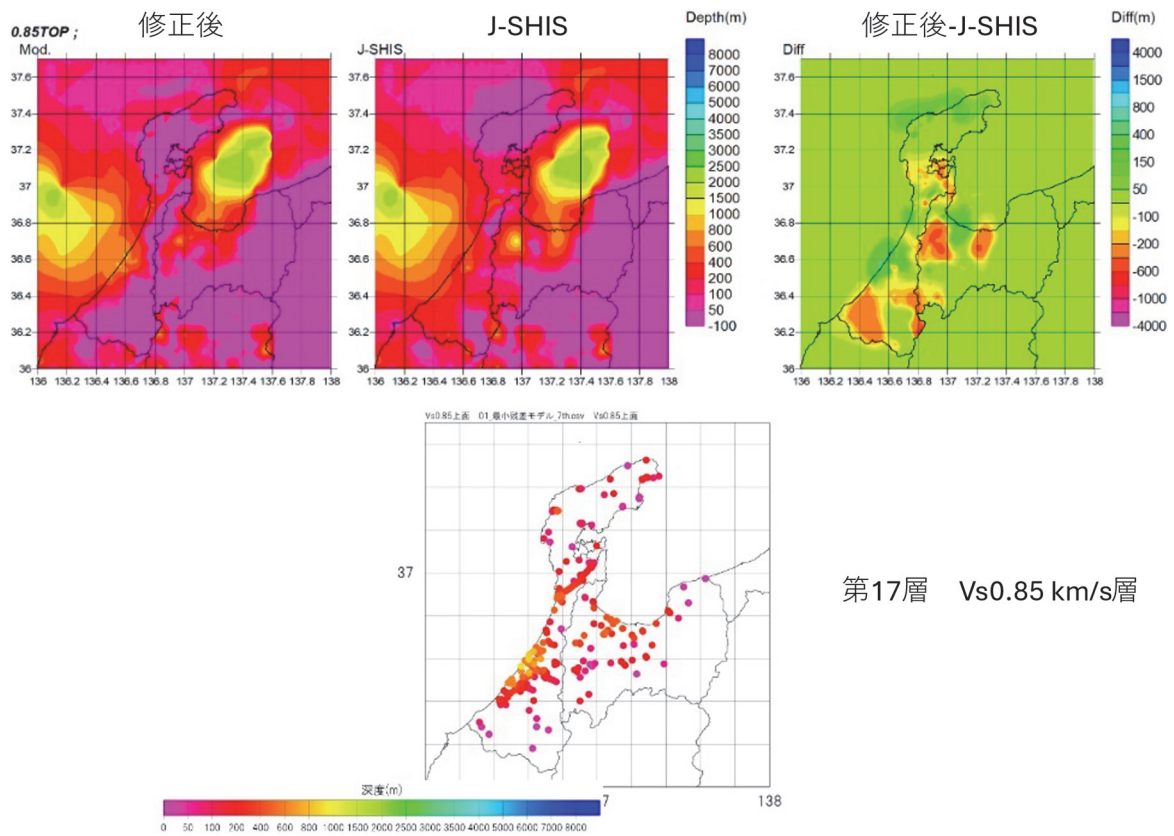
第15層 Vs0.75 km/s層

図 28 深部地盤構造モデル修正結果 (S波速度 0.75 km/s 層上面)。凡例は図 20 に同じ。
ただし、この深さに対応する小半径微動アレイ探査データはない。



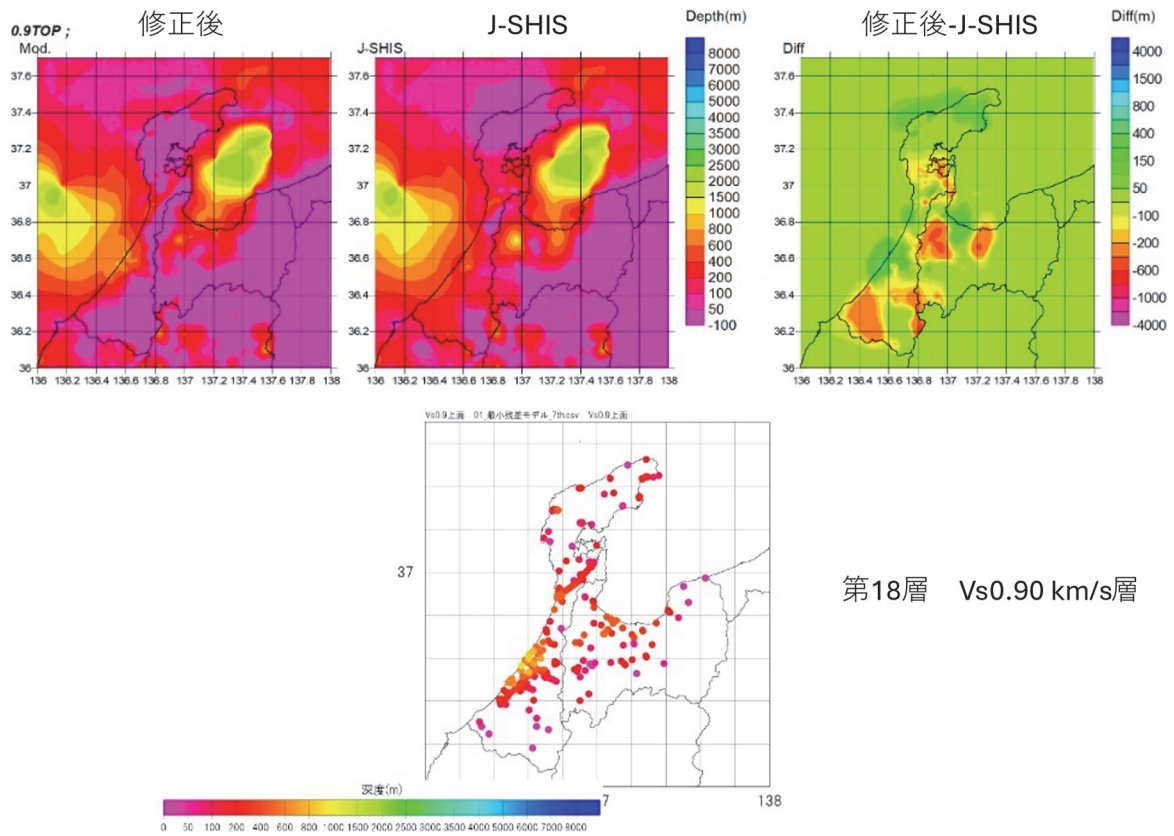
第16層 Vs0.80 km/s層

図 29 深部地盤構造モデル修正結果 (S波速度 0.80 km/s 層上面)。凡例は図 28 に同じ。



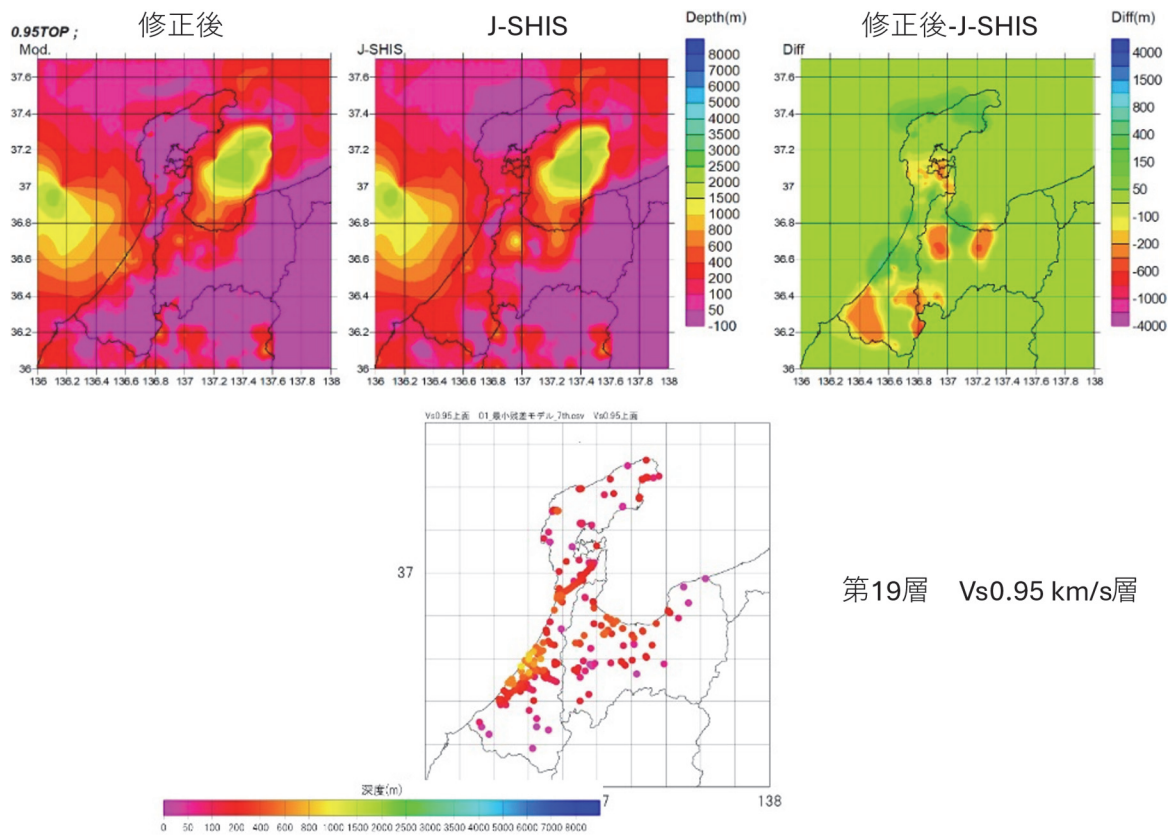
第17層 Vs0.85 km/s層

図 30 深部地盤構造モデル修正結果 (S波速度 0.85 km/s 層上面)。凡例は図 28 に同じ。



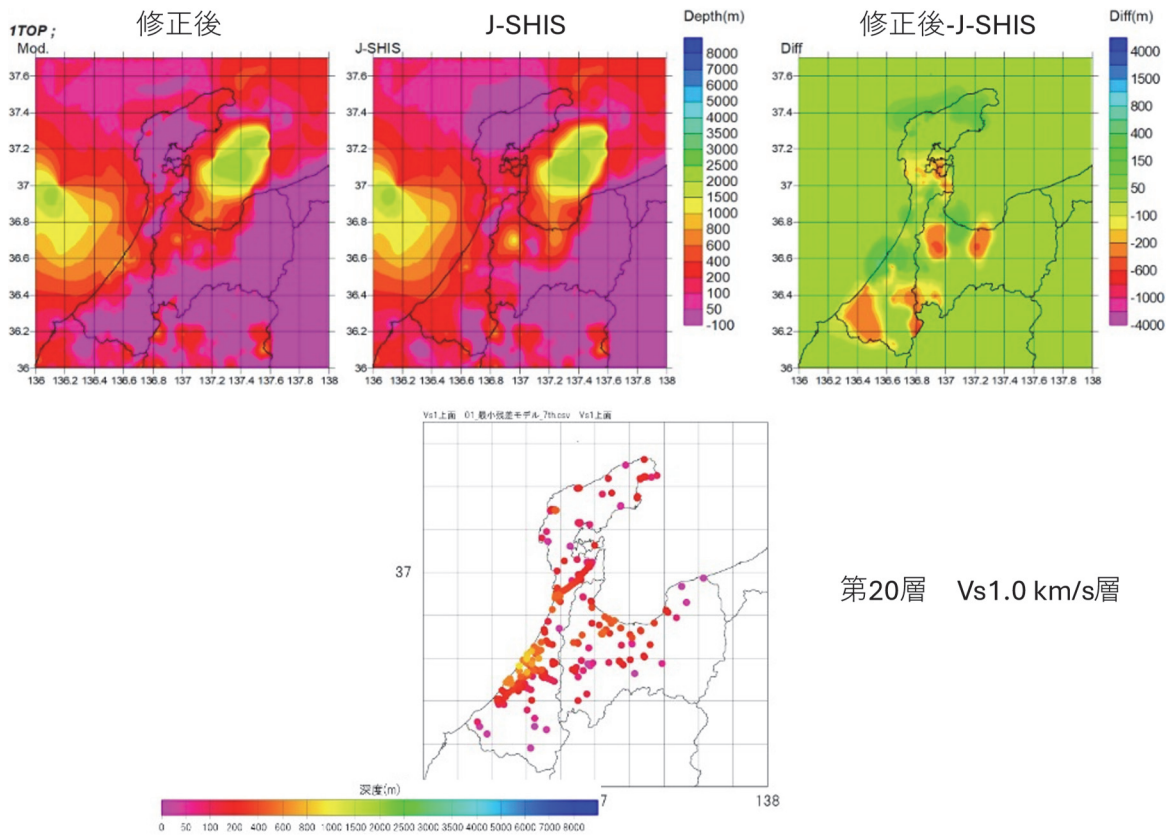
第18層 Vs0.90 km/s層

図 31 深部地盤構造モデル修正結果 (S波速度 0.90 km/s 層上面)。凡例は図 28 に同じ。



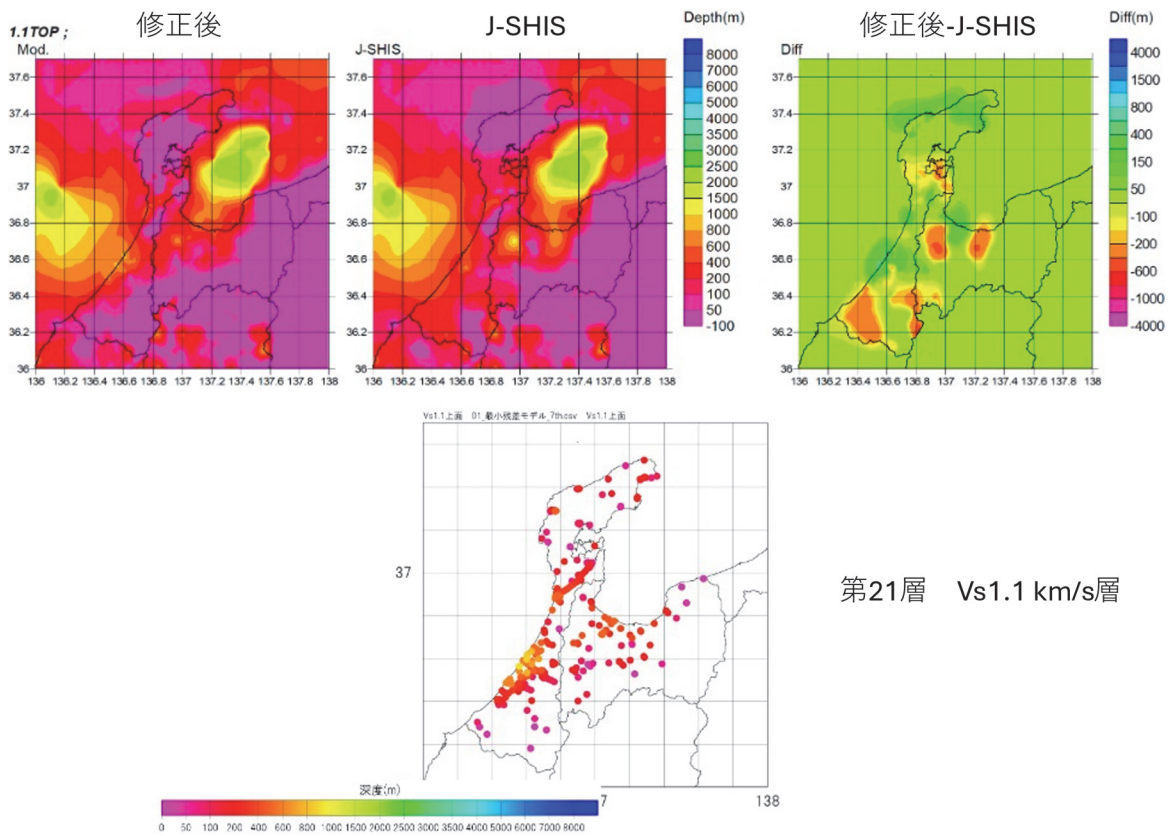
第19層 Vs0.95 km/s層

図 32 深部地盤構造モデル修正結果 (S波速度 0.95 km/s 層上面)。凡例は図 28 に同じ。



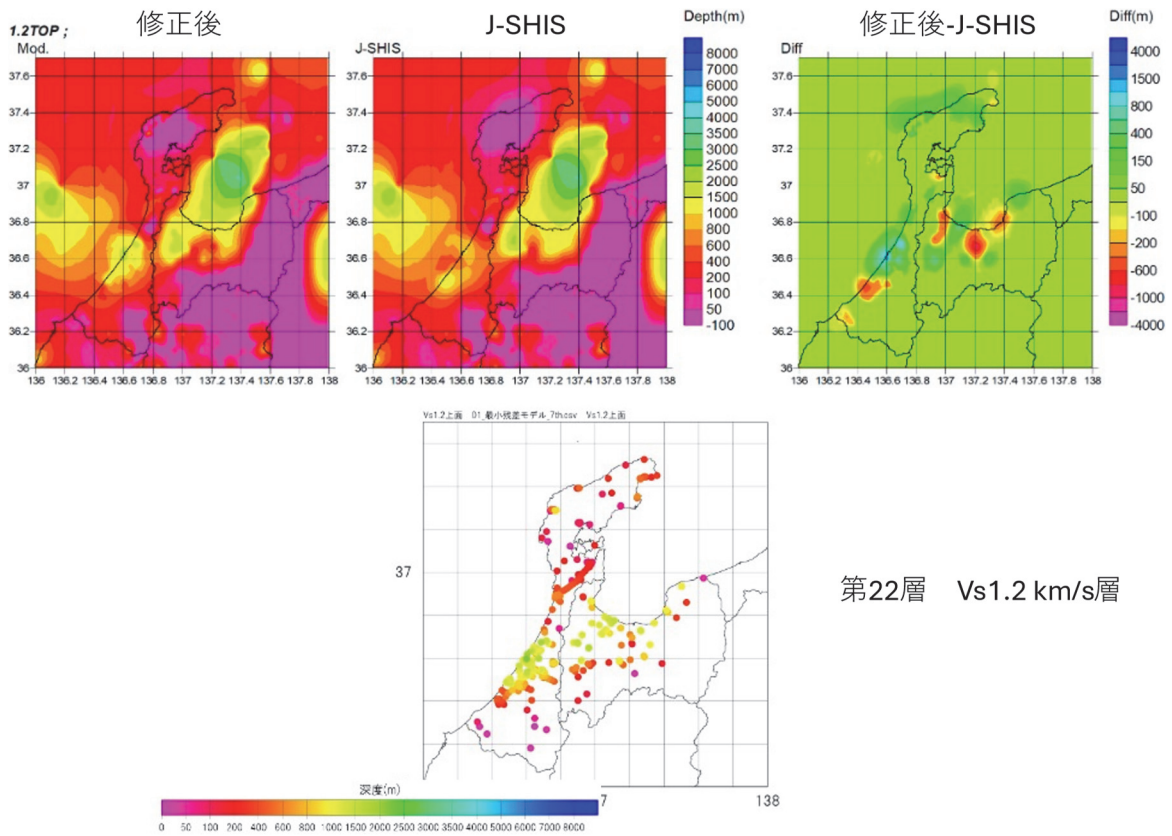
第20層 Vs1.0 km/s層

図 33 深部地盤構造モデル修正結果 (S波速度 1.0 km/s 層上面)。凡例は図 28 に同じ。



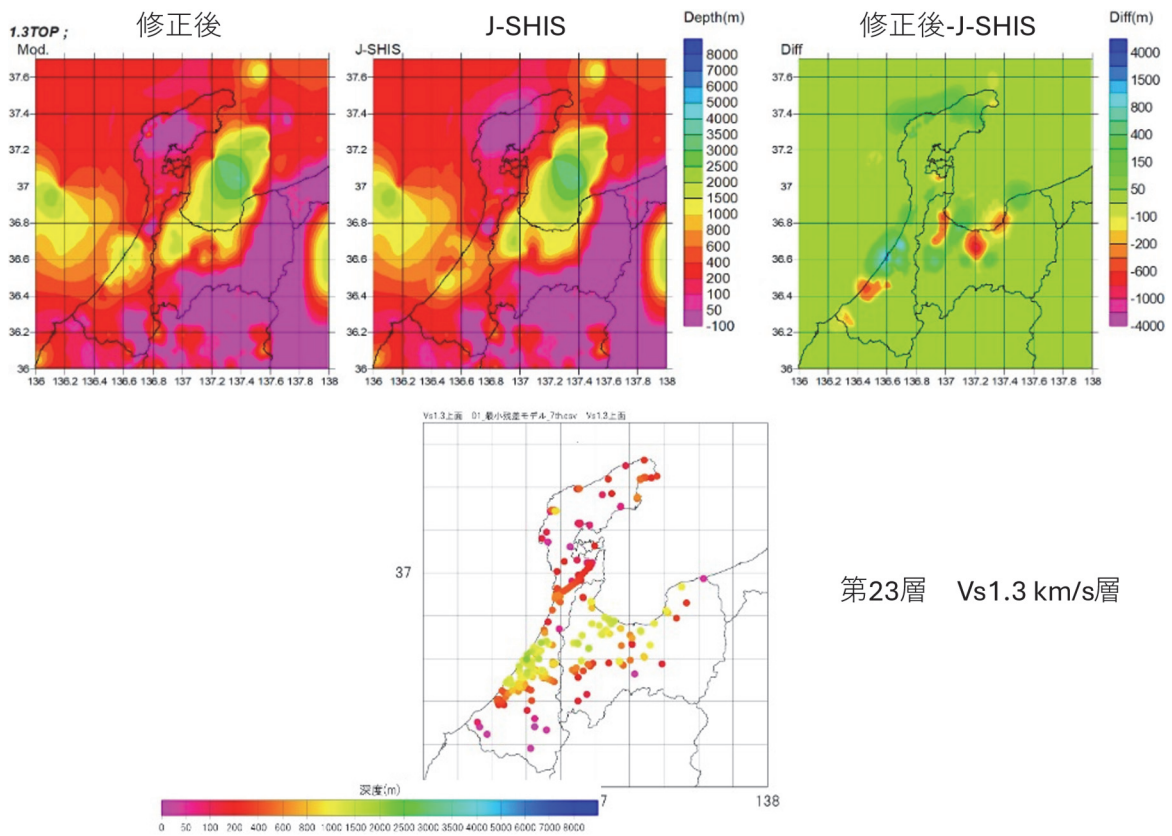
第21層 Vs1.1 km/s層

図 34 深部地盤構造モデル修正結果 (S波速度 1.1 km/s 層上面)。凡例は図 28 に同じ。



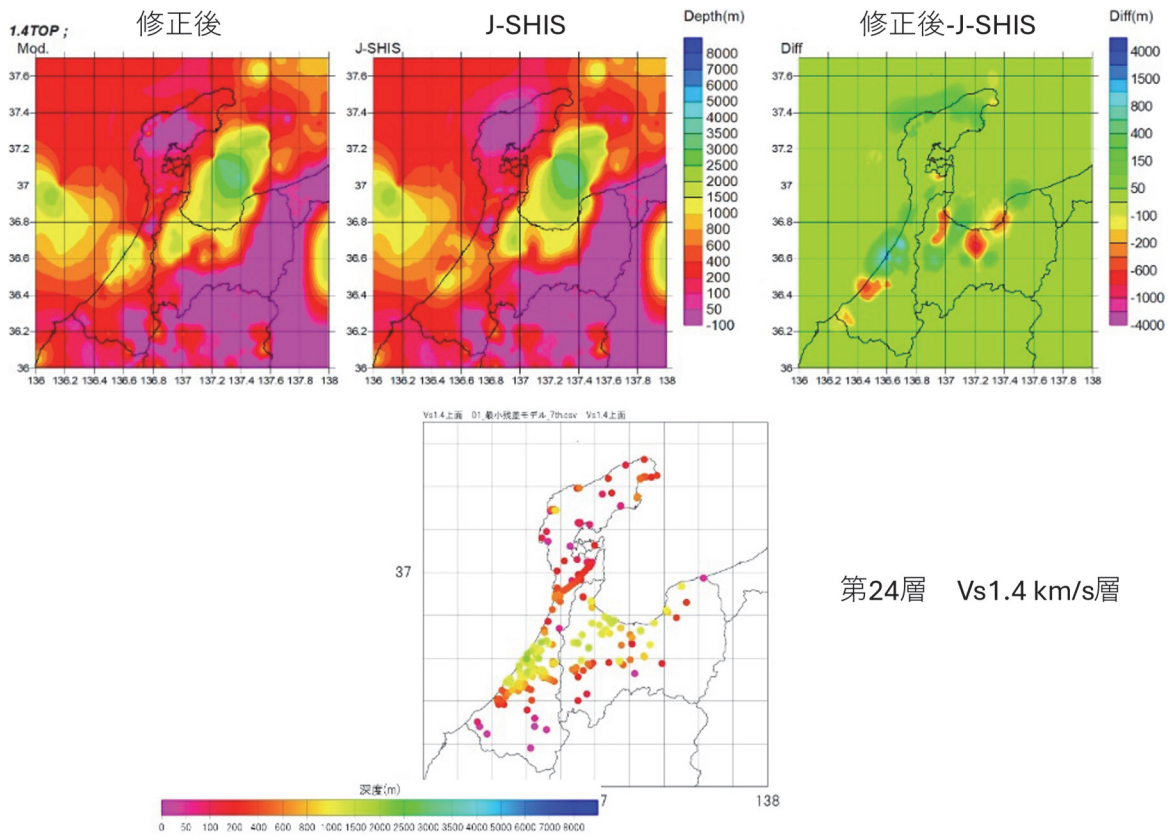
第22層 Vs1.2 km/s層

図 35 深部地盤構造モデル修正結果 (S波速度 1.2 km/s 層上面)。凡例は図 28 に同じ。



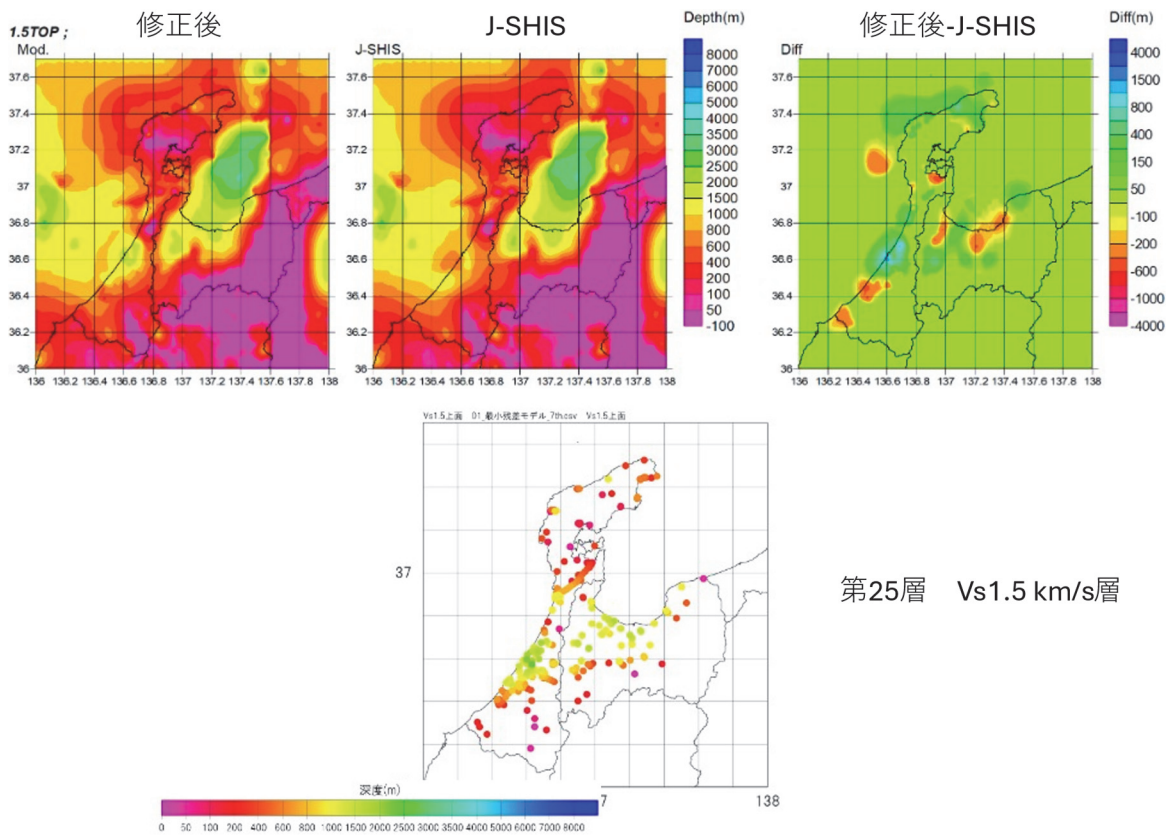
第23層 Vs1.3 km/s層

図 36 深部地盤構造モデル修正結果 (S波速度 1.3 km/s 層上面)。凡例は図 28 に同じ。



第24層 Vs1.4 km/s層

図 37 深部地盤構造モデル修正結果 (S波速度 1.4 km/s 層上面)。凡例は図 28 に同じ。



第25層 Vs1.5 km/s層

図 38 深部地盤構造モデル修正結果 (S波速度 1.5 km/s 層上面)。凡例は図 28 に同じ。

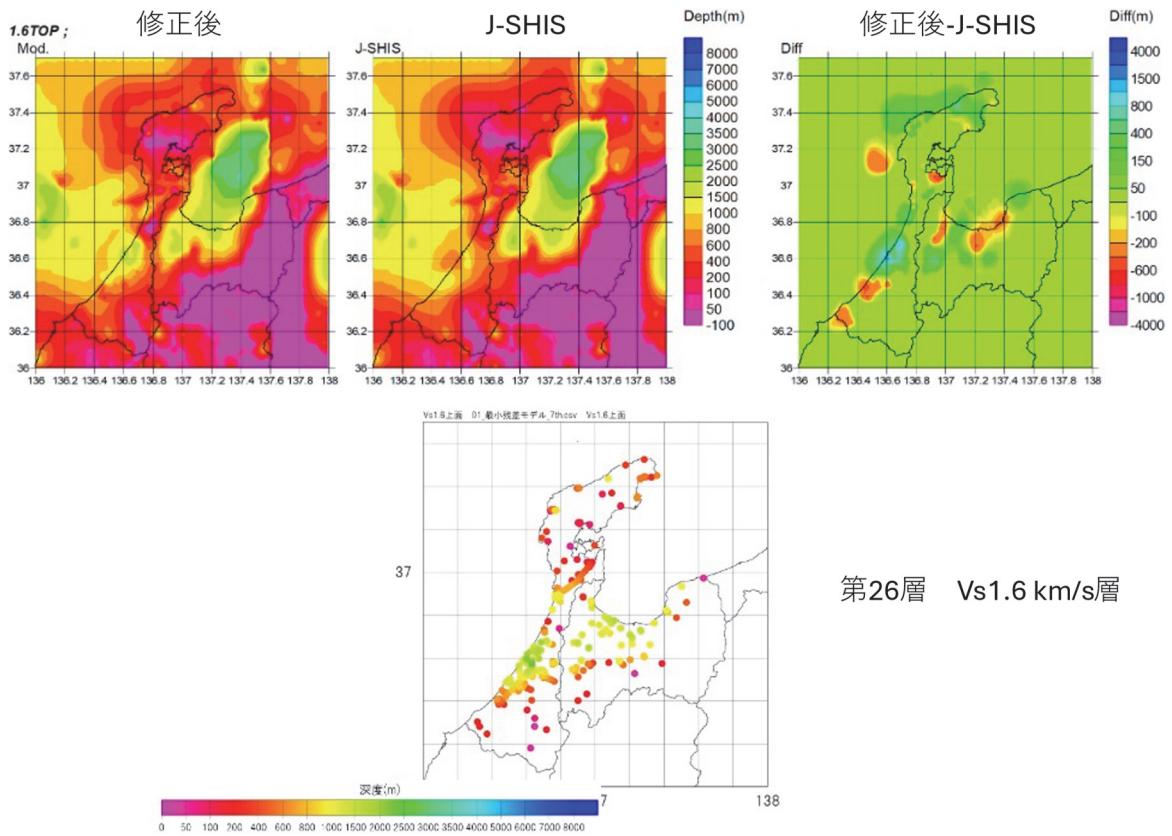


図 39 深部地盤構造モデル修正結果 (S 波速度 1.6 km/s 層上面)。凡例は図 28 に同じ。

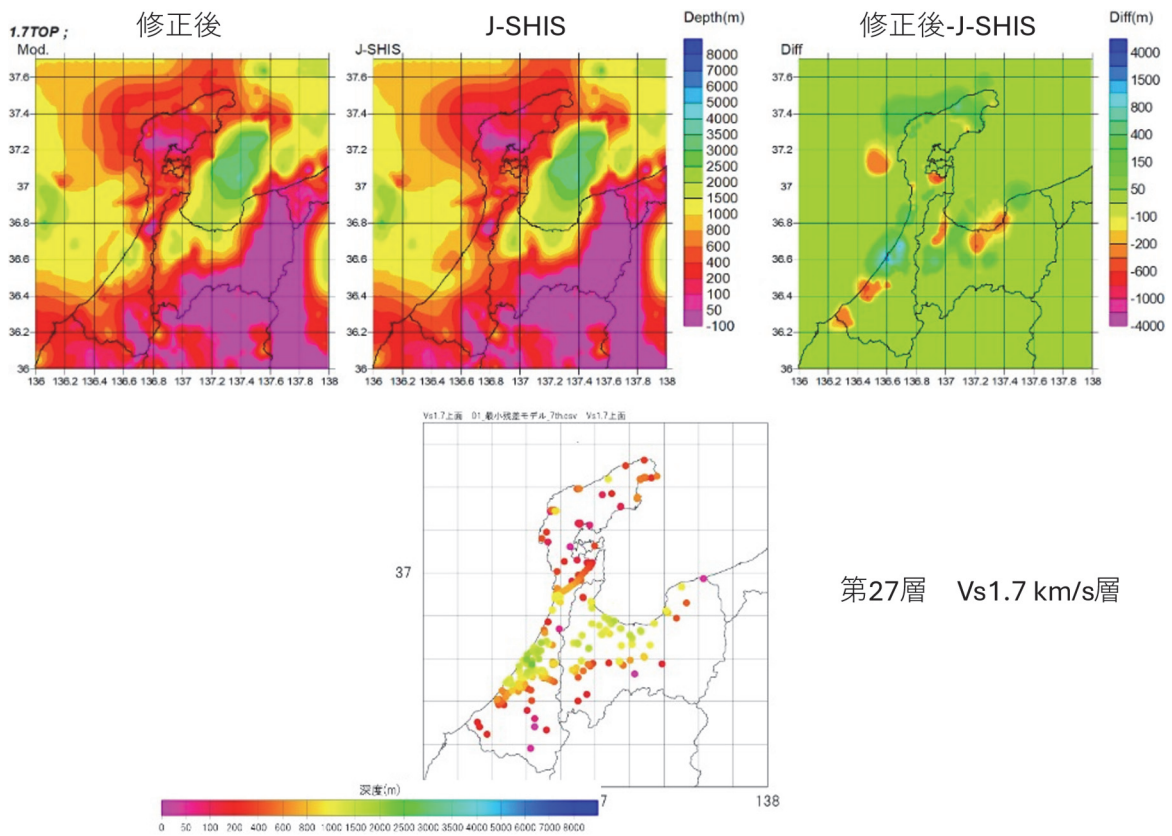
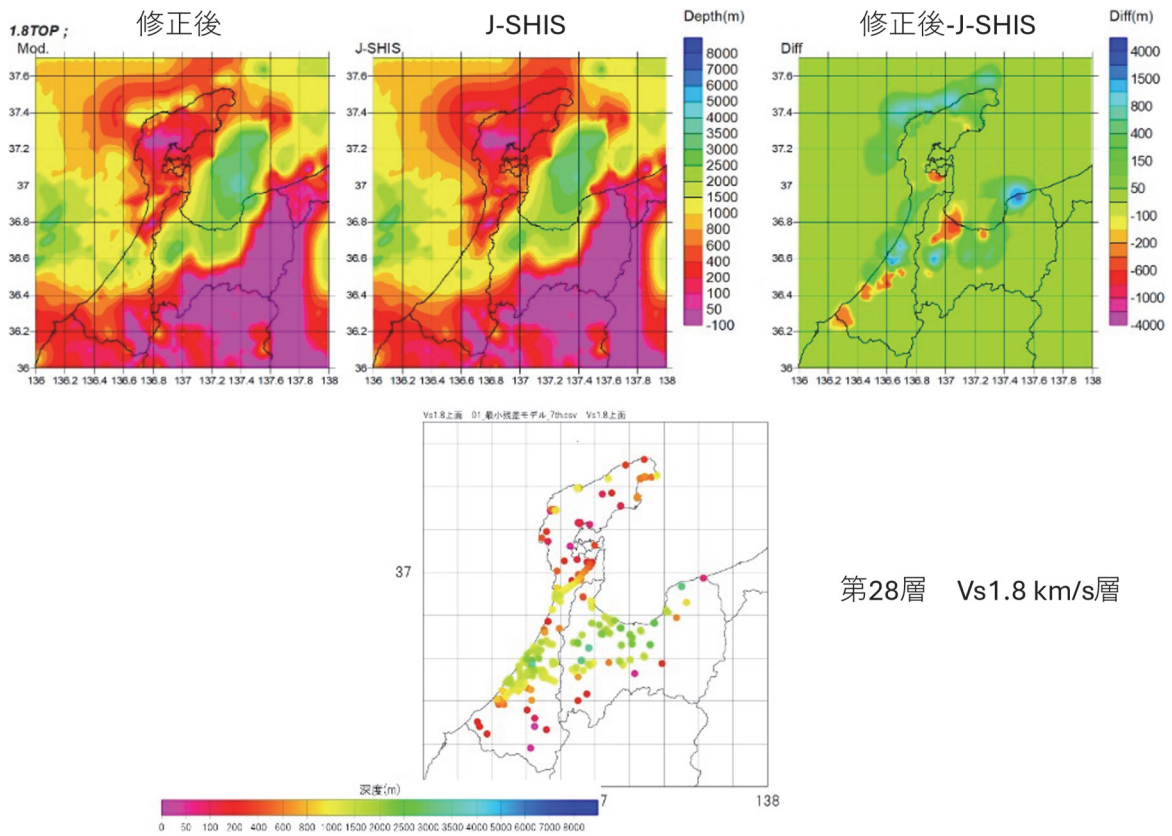
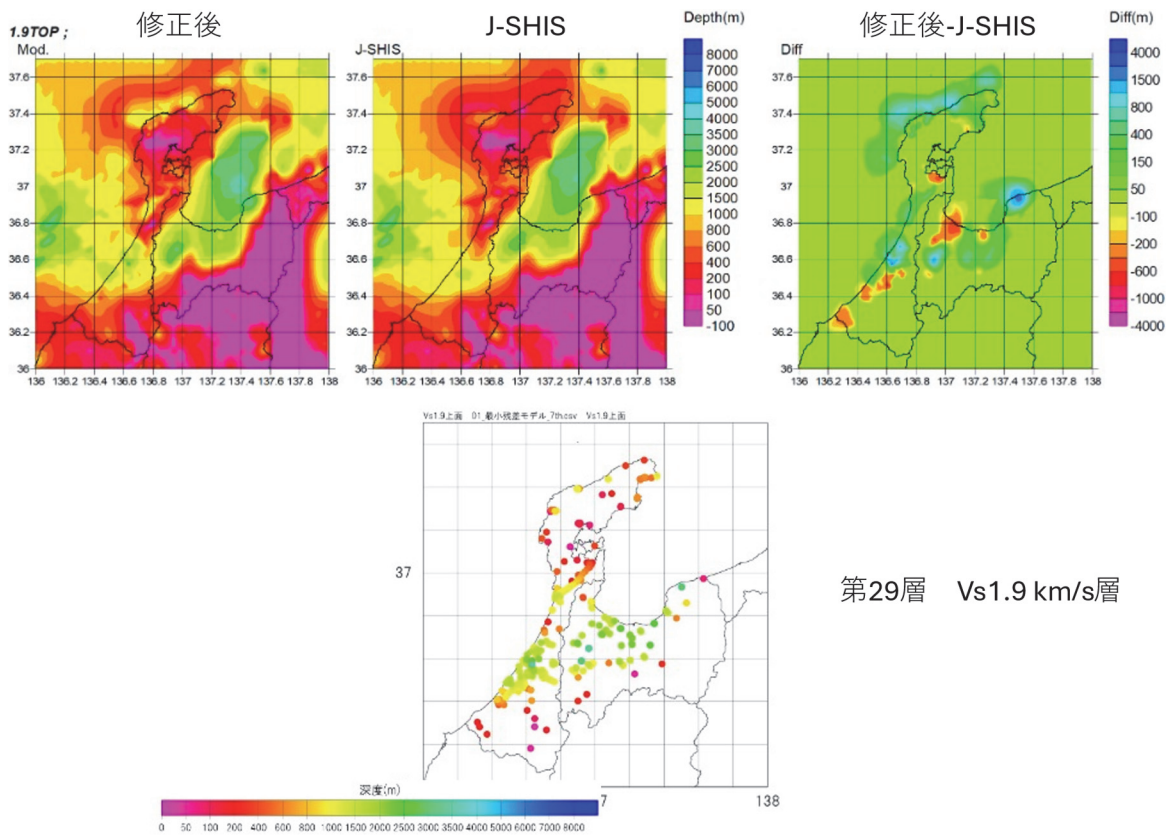


図 40 深部地盤構造モデル修正結果 (S 波速度 1.7 km/s 層上面)。凡例は図 28 に同じ。



第28層 Vs1.8 km/s層

図 41 深部地盤構造モデル修正結果 (S波速度 1.8 km/s 層上面)。凡例は図 28 に同じ。



第29層 Vs1.9 km/s層

図 42 深部地盤構造モデル修正結果 (S波速度 1.9 km/s 層上面)。凡例は図 28 に同じ。

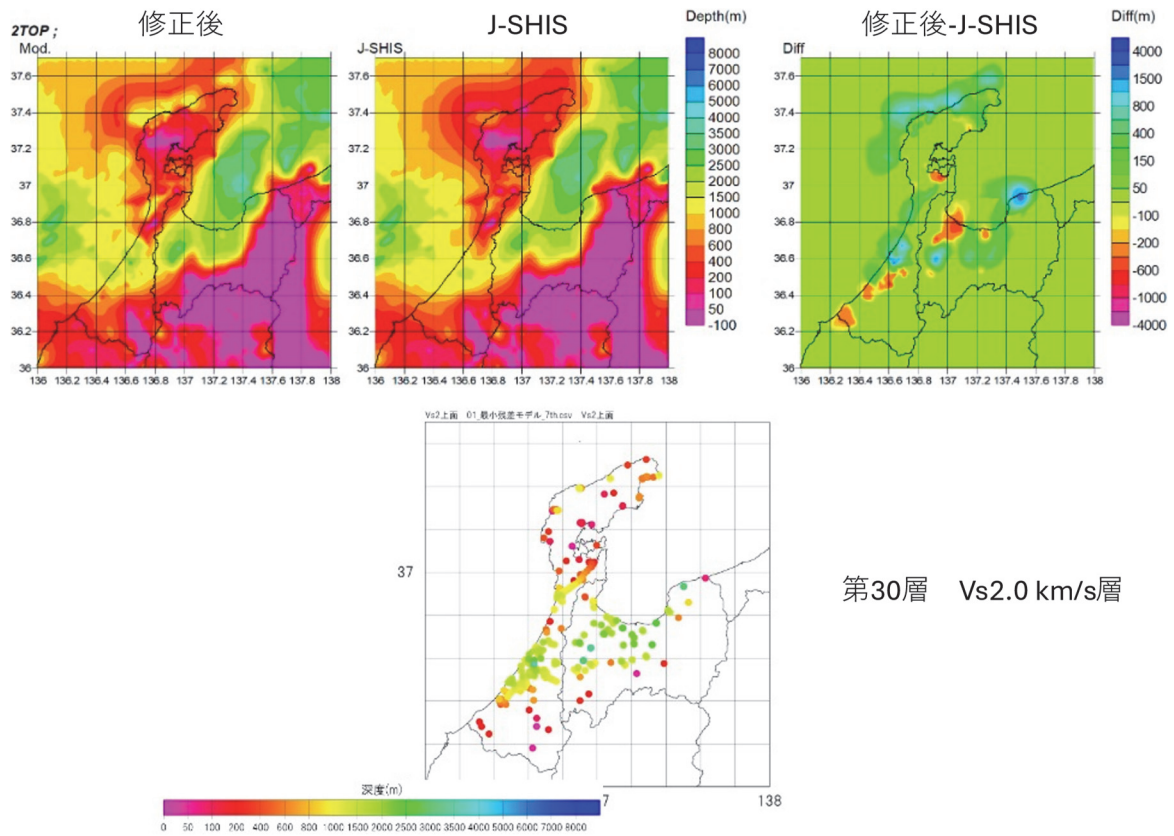


図 43 深部地盤構造モデル修正結果 (S波速度 2.0 km/s 層上面)。凡例は図 28 に同じ。

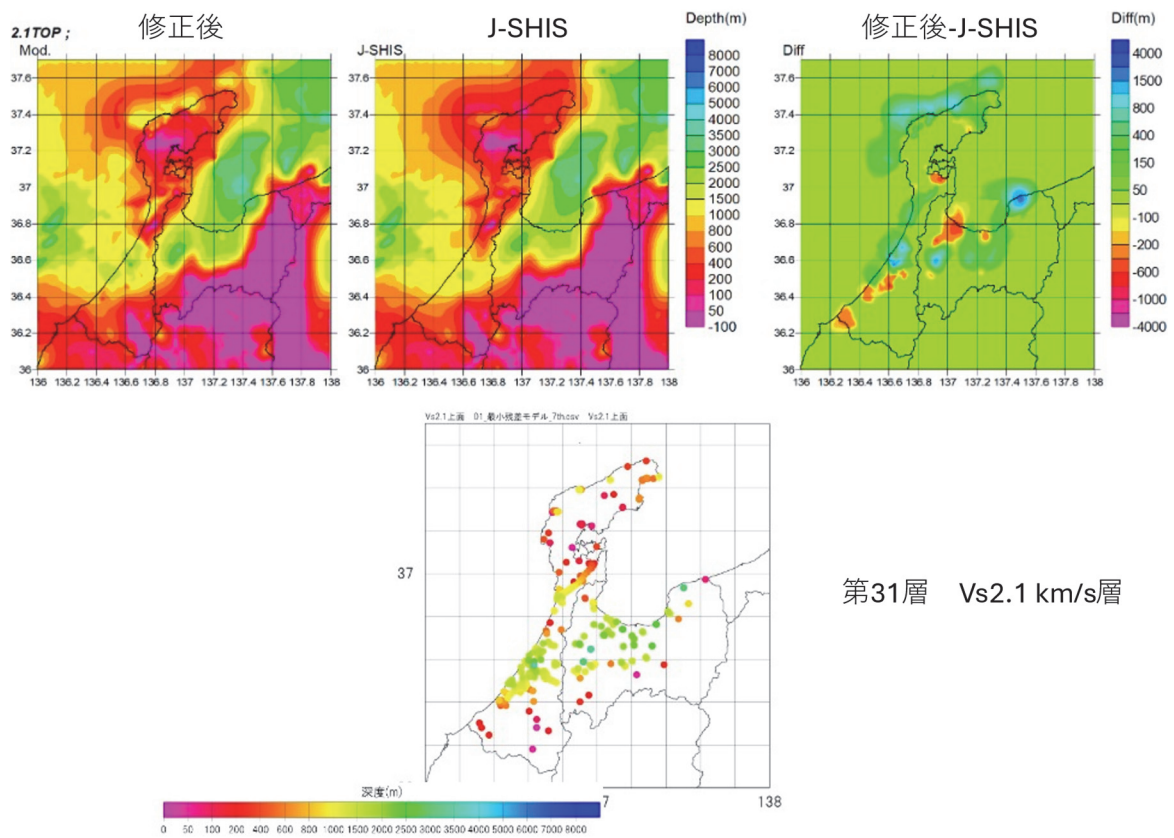


図 44 深部地盤構造モデル修正結果 (S波速度 2.1 km/s 層上面)。凡例は図 28 に同じ。

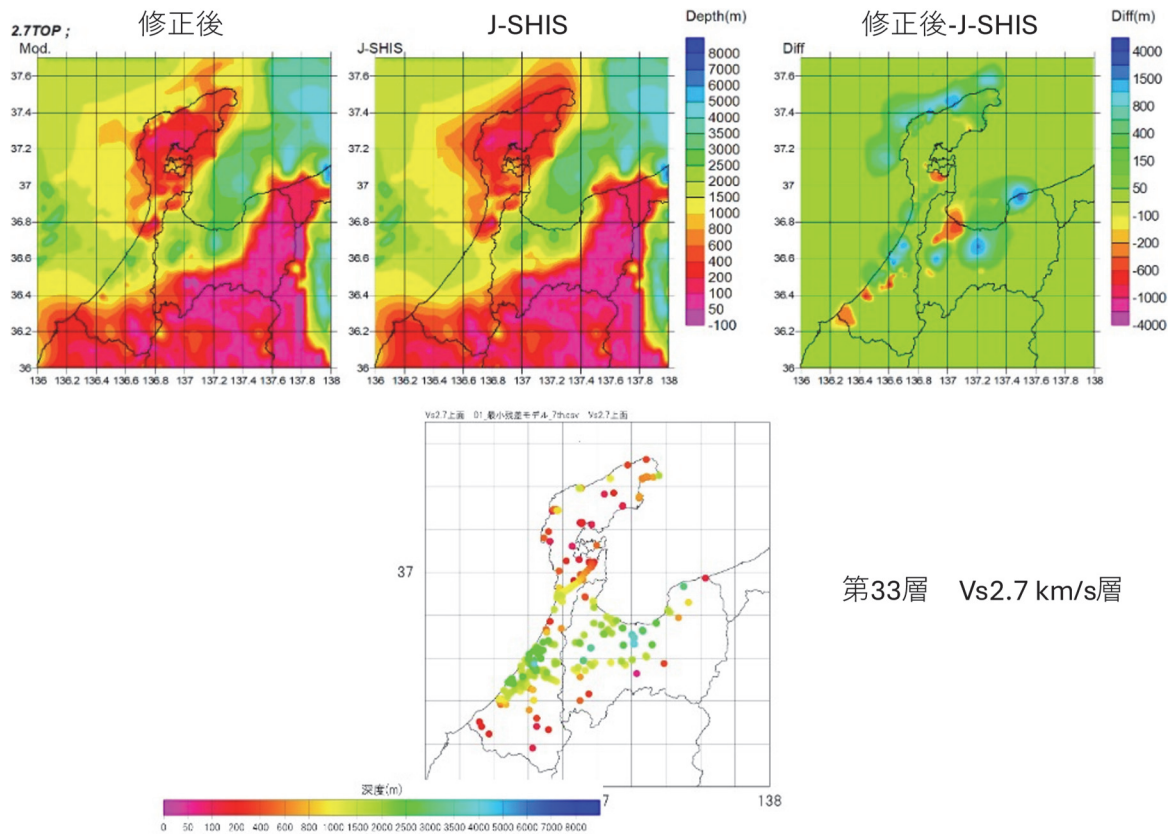


図 45 深部地盤構造モデル修正結果 (S 波速度 2.7 km/s 層上面)。凡例は図 28 に同じ。

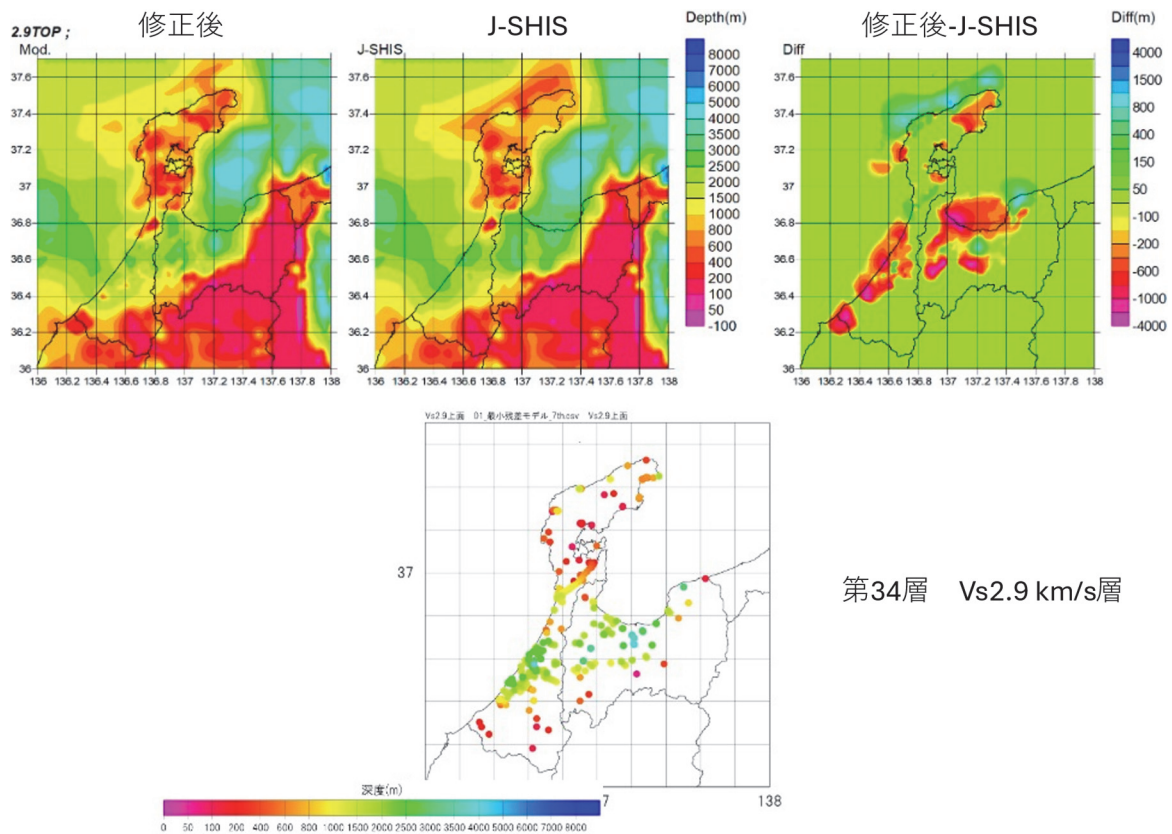


図 46 深部地盤構造モデル修正結果 (S 波速度 2.9 km/s 層上面)。凡例は図 28 に同じ。

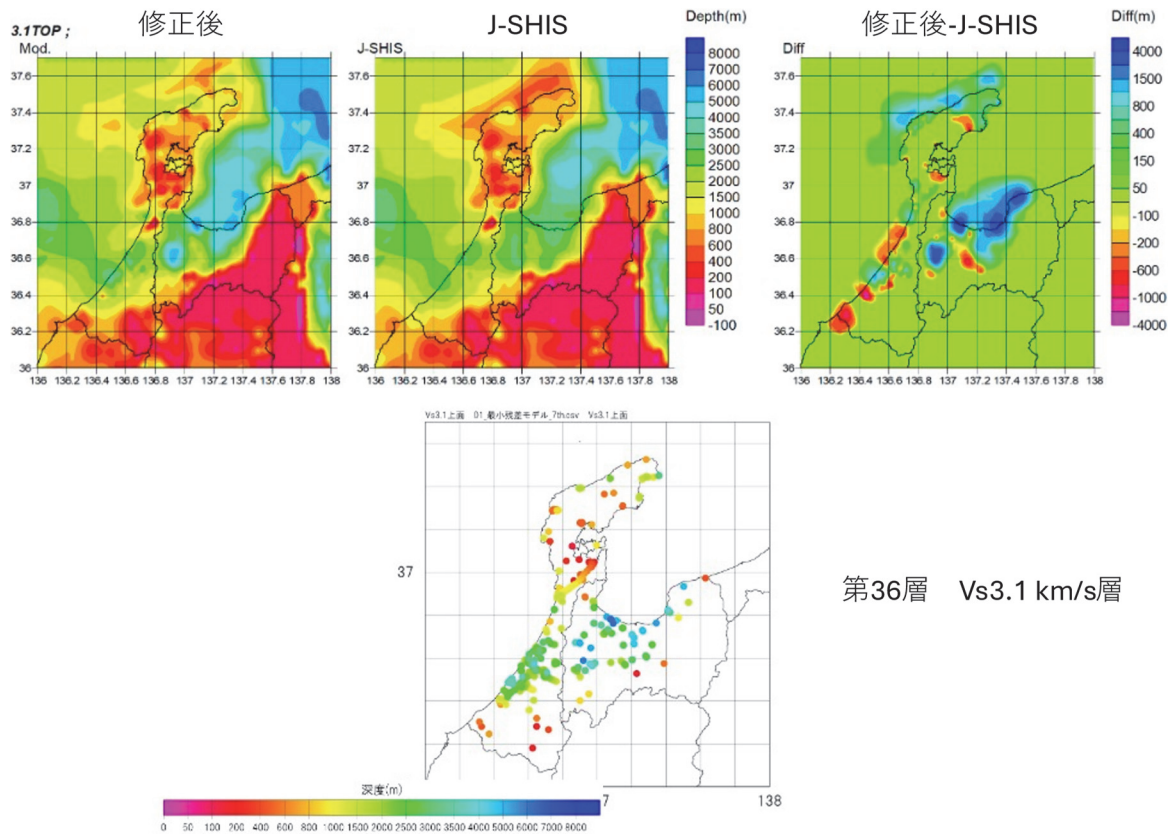


図 47 深部地盤構造モデル修正結果（S 波速度 3.1 km/s 層上面）。凡例は図 28 に同じ。

d) 浅部・深部統合地盤構造モデルの作成

サブテーマ 3.1 にて、ボーリングデータ（土質区分・N 値）と空間的に高密度に実施された小半径の微動アレイ探査による位相速度データをもとに作成した浅部地盤構造モデルと、サブテーマ 3.2 で作成した深部地盤構造モデルを工学的基盤面（S 波速度 0.35 km/s の速度層上面）で接続し、浅部・深部統合地盤構造モデルを作成した。その際、サブテーマ 3.1 の報告で説明されているとおり、工学的基盤付近の速度層の調整や微動アレイ探査の AVS データを用いた浅部地盤構造モデルの速度層の調整を行った上で、最終的な浅部・深部統合地盤構造モデルとした。

e) 反射法による深部構造探査結果による検証

サブテーマ 1.1 で実施された反射法による深部構造探査の結果との比較を行った。サブテーマ 1.1 が実施した深部構造を対象とした反射法地震探査は P 波震源が用いられているため、深部地盤構造モデルの各速度層の P 波速度分布と比較した。図 48 は令和 4 年度に実施した犀川－医王山測線、図 49 は令和 5 年度に実施した内灘－南砺測線について、それぞれサブテーマ 1.1 による P 波速度トモグラフィ解析結果と修正後の深部地盤構造モデルとの比較である。このほかにも、日本海地震・津波調査プロジェクト（文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所，2015）や旧石油公団による反射法地震探査結果とも比較検証を行った。いずれの測線でも、基盤面の形状や堆積層内の速度分布などの特徴は概ね対応しており、適切な深部地盤構造モデルを作成することができたと判断した。

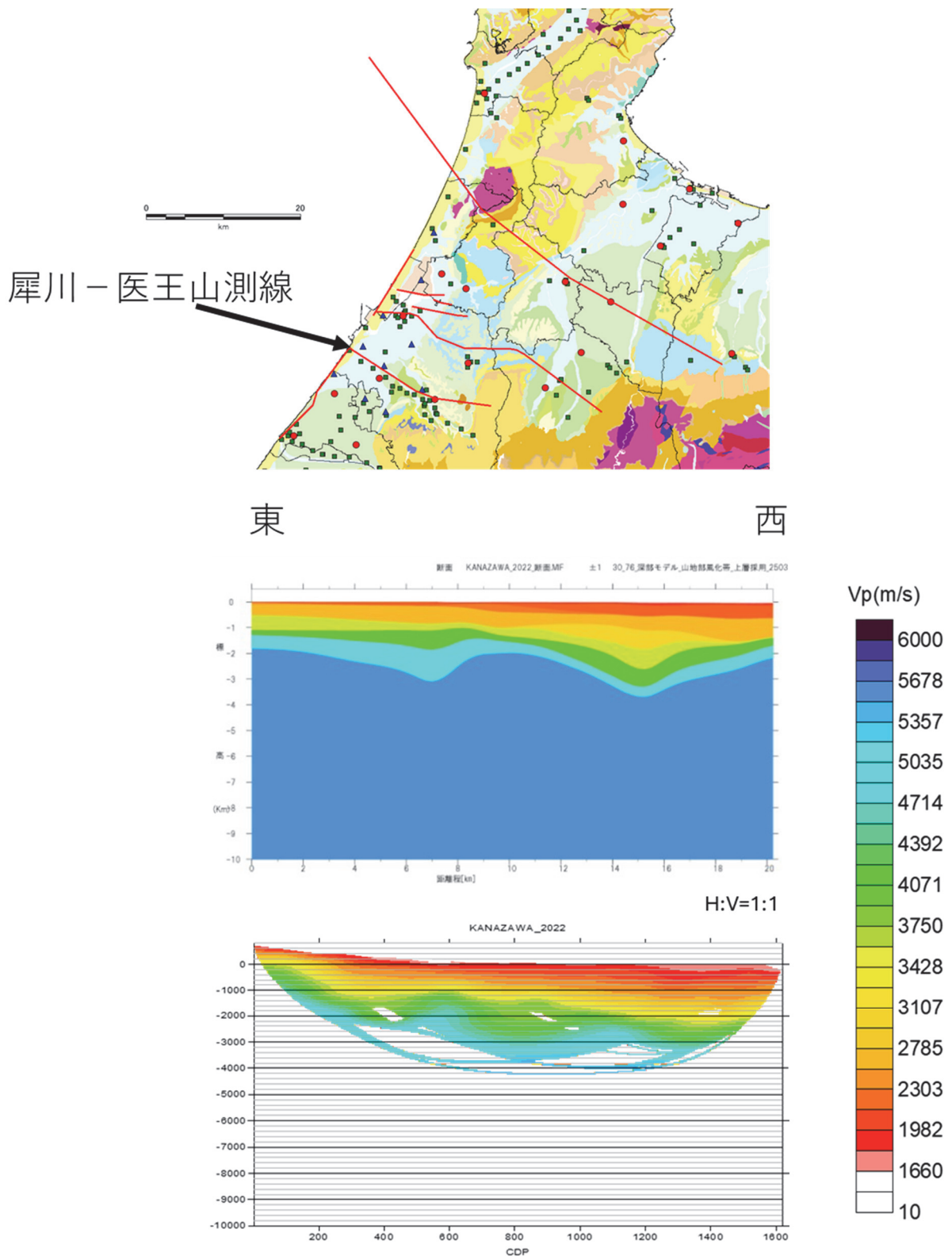


図 48 犀川-医王山測線との比較。測線位置を上段の地質図（20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2）上に示す。中段は修正後の深部地盤構造モデルの P 波速度の深さ分布、下段はサブテーマ 1.1 でトモグラフィ解析された P 波速度の深さ分布である。

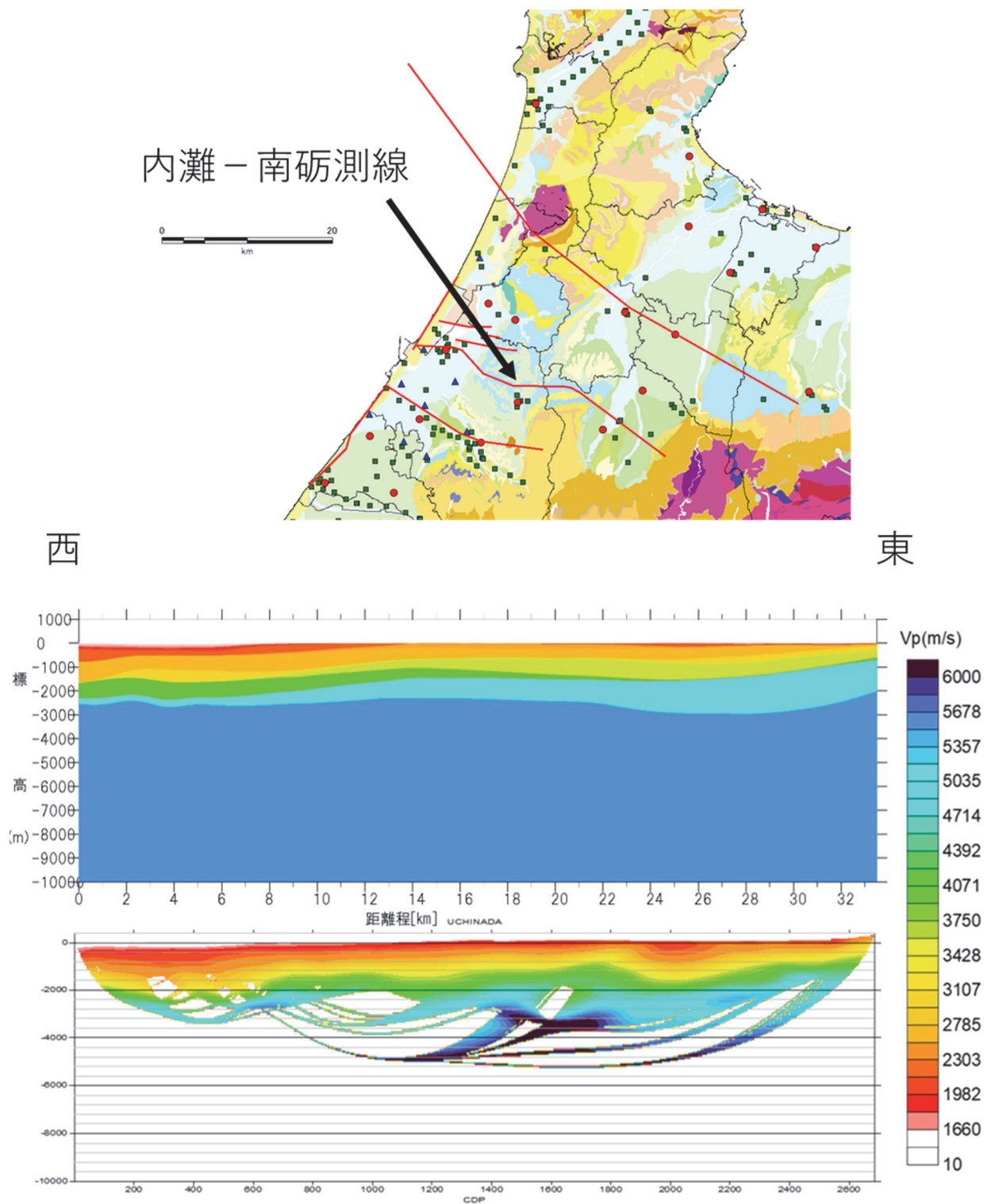


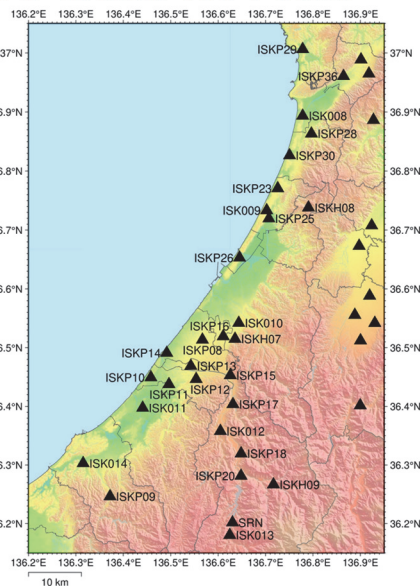
図 49 内灘 - 南砺測線との比較。測線位置を上段の地質図（20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2）上に示す。中段は修正後の深部地盤構造モデルの P 波速度の深さ分布、下段はサブテーマ 1.1 でトモグラフィ解析された P 波速度の深さ分布である。

f) 強震・震度観測点でのサイト増幅特性の検証

中小地震波形記録のスペクトルインバージョン解析 (Somei et al., 2016) で求められている各強震・震度観測点のサイト増幅特性との比較を行った。Somei et al. (2016)は、北陸地方 (石川県、富山県、福井県) の強震・震度観測点 160 地点で、2004 年 4 月から 2016 年 2 月の期間に観測された 128 地震 (気象庁マグニチュード 3.3~5.4) の波形記録を用い、スペクトルインバージョン法 (岩田・入倉, 1986) により、震源特性、伝播経路特性、サイト増幅特性を分離した。分離された観測サイト増幅特性は、防災科学技術研究所広帯域地震観測網 F-net の白峰観測点 (SRN) のサイト増幅率を全周波数で 2 と仮定した相対的なサイト増幅特性である。ただし、Somei et al. (2016)は、線形時のサイト増幅特性を求めるために中規模地震記録を用いた解析であり、一部の観測点では低周波数域の記録の SN 比が十分ではないことから解析個数が少なくなり、結果として低周波数側のサイト増幅率は信頼性が低いと考えられる。このうち、石川県及び富山県西部の観測点でのサイト増幅特性と、浅部・深部統合地盤構造モデルを用い、SH波の鉛直入射 (S波速度 2.7 km/s の層を半無限層として入射) を仮定することで計算した理論増幅特性を比較した (図 50~52)。

石川県南部 (図 50) や富山県西部 (図 52) では、浅部・深部統合地盤構造モデルによる理論増幅特性は、多くの地点で観測サイト増幅特性の振幅や卓越周波数の特徴を再現している。奥能登地方 (図 51) については、浅部地盤構造に関する調査データの少ない地域であるが、これらの地域の観測点のサイト増幅特性の特徴も比較的よく再現されている。

石川県南部(羽咋以南)



観測サイト増幅特性 計算(統合地盤モデル, SH波鉛直入射, V_s 2.7 km/s基準)

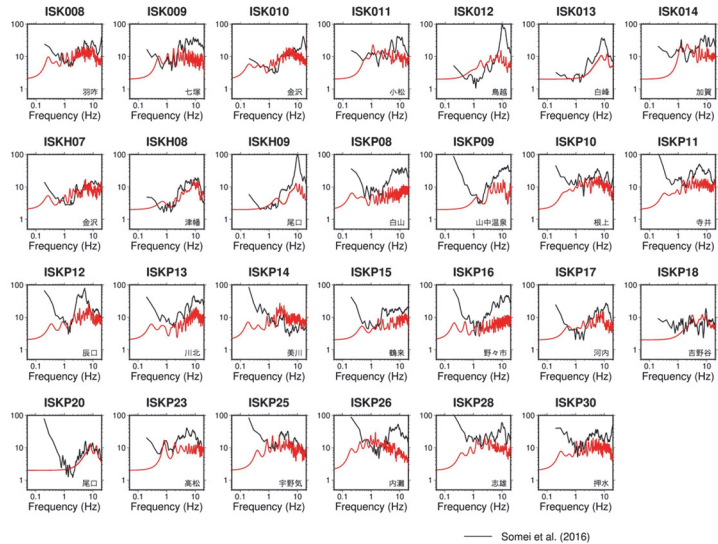


図 50 Somei et al. (2016)による観測サイト増幅特性 (黒) と浅部・深部統合地盤構造モデルによる理論サイト増幅特性 (赤) の比較。観測点位置は左の地図に示す。地図の基図は国土地理院数値地図 (国土基本情報) を用いて作図した。石川県加賀地方及び能登地方のうち口能登の一部 (羽咋市、羽咋郡宝達志水町) の観測点を示す。

石川県北部(中能登以北)

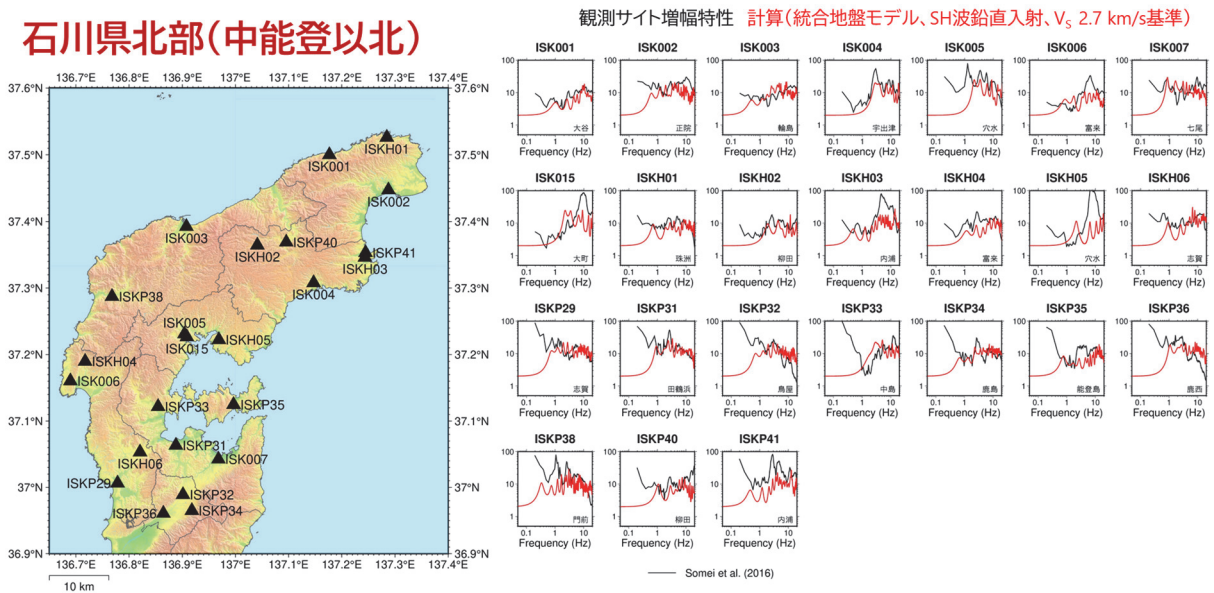


図 51 Somei et al. (2016)による観測サイト増幅特性（黒）と浅部・深部統合地盤構造モデルによる理論サイト増幅特性（赤）の比較。観測点位置は左の地図に示す。地図の基図は国土地理院数値地図（国土基本情報）を用いて作図した。石川県能登地方のうち、奥能登（珠州市、輪島市、鳳珠郡穴水町、能登町）、中能登（七尾市、鹿島郡花果の都町）及び口能登の一部（羽咋郡志賀町）の観測点を示す。

富山県西部

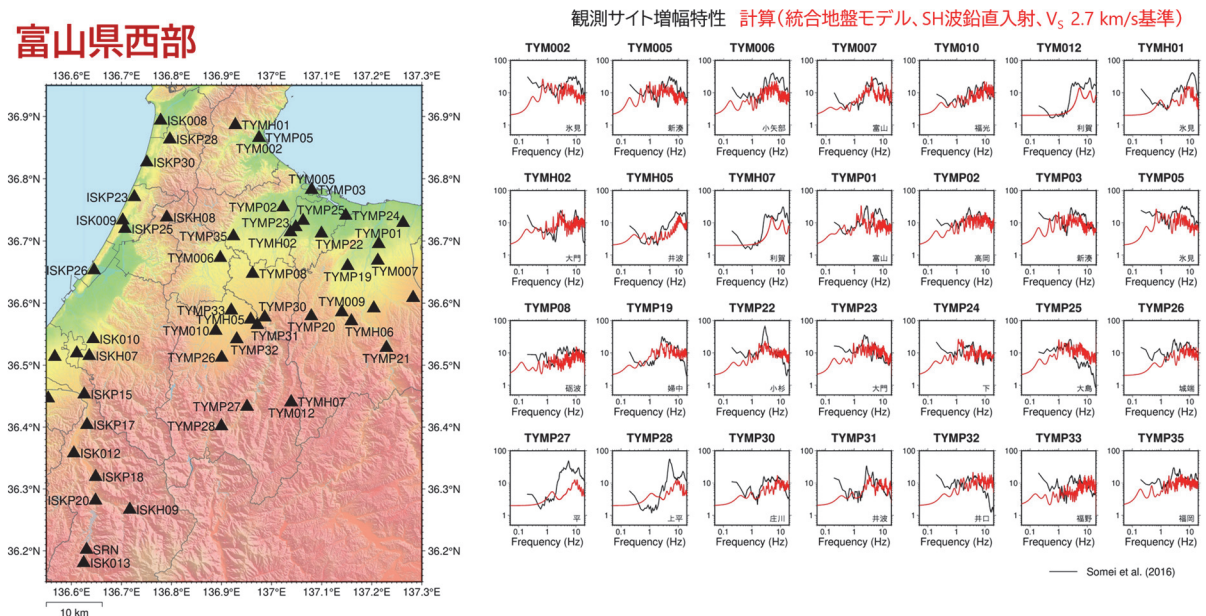


図 52 Somei et al. (2016)による観測サイト増幅特性（黒）と浅部・深部統合地盤構造モデルによる理論サイト増幅特性（赤）の比較。観測点位置は左の地図に示す。地図の基図は国土地理院数値地図（国土基本情報）を用いて作図した。富山県西部（呉東）及び富山市の一部の観測点を示す。

前述のスペクトルインバージョン解析は、本調査観測よりも前に行われた研究であったため、金沢市や白山市に設置した臨時地震観測点は含まれていない。臨時地震観測点を含む加賀平野内のサイト増幅特性を検証するため、平野内の観測点と F-net 白峰 (SRN) 観測点のフーリエスペクトル比を検討した。低周波数側まで十分な S/N 比を有し、震源が対象地域より十分に離れた地震を選び、石川県能登地方で 2023 年 5 月 5 日 14 時 42 分に発生した M6.5 の地震と同日 21 時 58 分に発生した M5.9 の地震の記録を使用した。観測フーリエスペクトルは S 波到着 1 秒前から 20.48 秒間の波形のフーリエスペクトルをとり、水平 2 成分のベクトル和をとった。平野内の観測点と SRN の観測フーリエスペクトル比をとり、それらを相対的なサイト増幅特性とみなした。解析区間の先頭と末尾の各 1 秒間にはコサイン型のテーパを適用した。これと、SH 波の鉛直入射を仮定した理論増幅特性とを比較した結果を図 53 に示す。観測フーリエスペクトル比には、直達 S 波のほかに、平野内を伝播する表面波成分も含まれていることに注意する必要がある。このため、加賀平野内の観測点の中には、理論増幅特性の振幅が低周波数側で過小評価になっている例（例えば、MTSM04、MTSM05、MTSM06、MTSM07、MTSM08、47605、ISKP13 や ISKP14 など）も見られるが、これらの観測点も含め深部地盤構造によって生じる低周波数域での卓越周波数や、広周波数側での増幅率を多くの観測点で、よく再現していることを確認することができた。

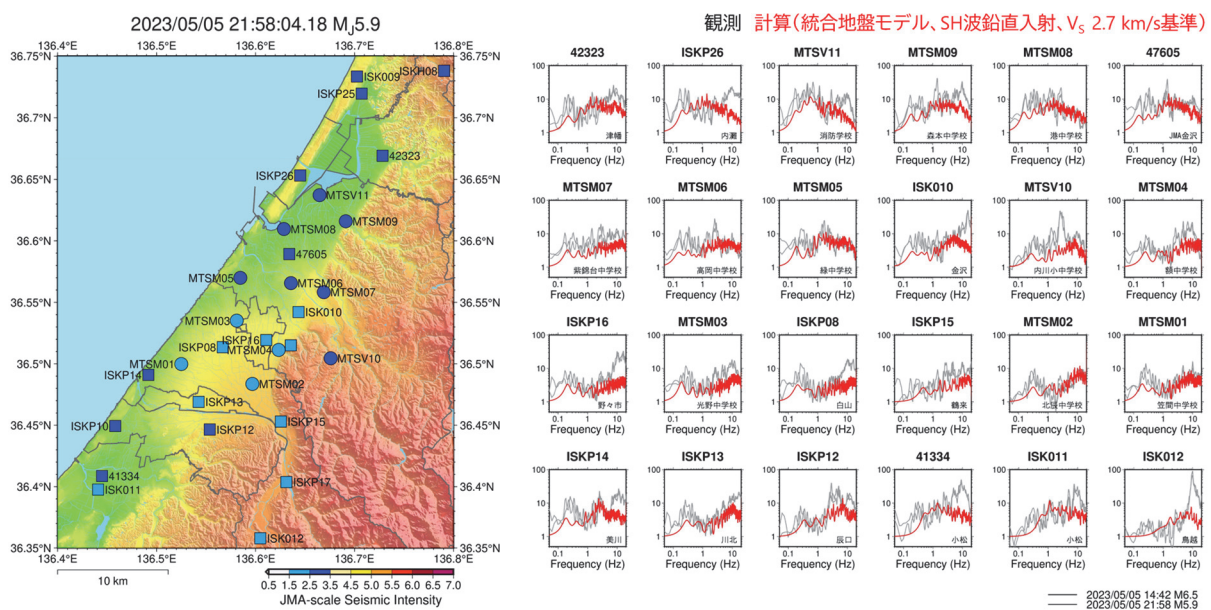


図 53 観測フーリエスペクトル比（灰）と浅部・深部統合地盤構造モデルによる理論サイト増幅特性（赤）の比較。観測点位置は左の地図に示す。地図の基図は国土地理院数値地図（国土基本情報）を用いて作図した。地図中の観測点を表す記号は 2023 年 5 月 5 日 14 時 42 分に石川県能登地方で発生した地震（M6.5）の震度で色分けしている。

g) 中規模地震の地震動シミュレーションによる検証

本調査観測で作成した浅部・深部統合地盤構造モデルを検証するため、加賀平野付近で発生した小地震の地震動シミュレーションを差分法により実施した。今回の検証例では、2024年11月6日6時42分に手取川付近で発生した M_{JMA} 3.7 の地殻内地震（図 65）を対象とした。

地震動の計算はくい違い格子を用いた空間 4 次、時間 2 次精度の速度-応力型 3 次元差分法によって実施した。数値計算手法の詳細は、Asano et al. (2016) が 2013 年淡路島の地震の地震動シミュレーションを行ったときのものと同様である。計算対象領域は、加賀平野を含む東西 90 km×南北 115 km の領域とし、鉛直方向は地表から GL-29.95 km までを計算領域に含めた。この計算領域を水平方向・鉛直方向ともに 25 m 間隔の格子で離散化した。したがって、総格子数は東西方向 3,601×南北方向 4,601×鉛直方向 1,200、計 19,881,841,200 格子である。堆積層内には本調査観測で作成した三次元地下構造モデルを入れ、地震基盤より下の構造は、地震調査研究推進本部の全国 1 次地下構造モデル (Koketsu et al., 2012) を組み込んだ。非弾性減衰の効果を Graves (1996) の方法で導入し、Q 値の参照周波数は 1 Hz とした。地表面には自由境界条件、モデルの側面及び底面には PML (Perfectly Matched Layer) 境界条件を与え、PML の層厚を 10 格子とした。

震源は、サブテーマ 2 が臨時地震観測データも用いて求めた震源位置（北緯 36.47133 度、東経 136.58269 度、深さ 8.795 km）及びメカニズム解（走向 60.3 度、傾斜 74.0 度、すべり角 146.1 度）をダブルカップル型の点震源として与えた。震源時間関数は単純なコサイン型の関数とし、ライズタイムは 0.3 秒、地震モーメントを 3.0×10^{14} Nm と仮定した。差分法計算のタイムステップ間隔は 0.00125 秒とし、発震時から 60 秒間（48,000 ステップ）の地震動を計算した。

サブテーマ 3.2 による臨時地震観測点での強震記録に加え、国立研究開発法人防災科学技術研究所の強震観測網 (K-NET) 及び基盤強震観測網 (KiK-net)、気象庁、石川県震度情報ネットワークシステムの観測点を対象とし、観測波形とシミュレーション波形の比較を行った。図 54 に各強震観測点（地表）での観測波形（黒色）と新たに構築した浅部・深部統合地盤構造モデルによる計算波形（赤色）を比較した。観測波形及び計算波形ともに、0.1~1 Hz のチェビシェフ型帯域通過フィルターを適用した速度波形のうち、地震発生時刻から 60 秒間を示した。震源から比較的遠い金沢市北部や津幡町での観測波形には、直達 S 波以降も、直達 S 波を超える大きな振幅も伴いながら、30 秒以上強い地震動が継続している様子が見られる。これらは、堆積層内の多重反射波や表面波によって構成されているが、浅部・深部統合地盤構造モデルによる計算波形はこれらの特徴を概ね再現しているといえる。

図 55 には、代表的な地点を対象に、浅部・深部統合地盤構造モデルと J-SHIS 深部地盤構造モデル V4 (J-SHIS V4 モデル) による計算波形の比較を示した。浅部・深部地盤構造モデルの最小 S 波速度が 70 m/s であるのに対して、当該地域の J-SHIS V4 モデルの最小 S 波速度が 600 m/s であることにも留意する必要があるが、J-SHIS V4 モデルの計算波形では、MTSM08、MTSM09、MTSV11、42323 など、直達 S 波以降も長時間後続動が継続する特徴を出せていないことから、本調査観測の浅部・深部統合地盤構造モデルは、既存の地盤構造モデルに比べて、堆積平野内を伝播する地震動の説明力が大きく改善されている。

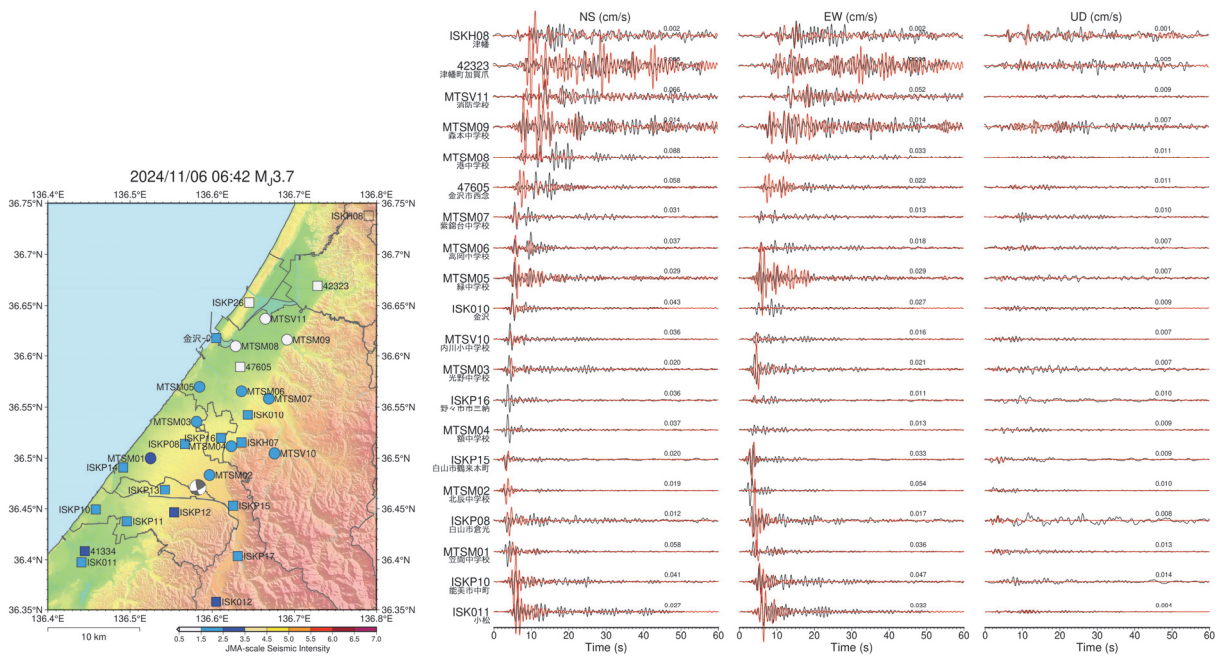


図 54 2024 年 11 月 6 日 6 時 42 分に石川県加賀地方で発生した地震 (M3.7) の観測波形 (黒) と浅部・深部統合地盤構造モデルを用いた計算波形 (赤) の比較。観測点位置は左の地図に示す。地図の基図は国土地理院数値地図 (国土基本情報) を用いて作図した。地図中の観測点を表す記号は観測された震度で色分けしている。

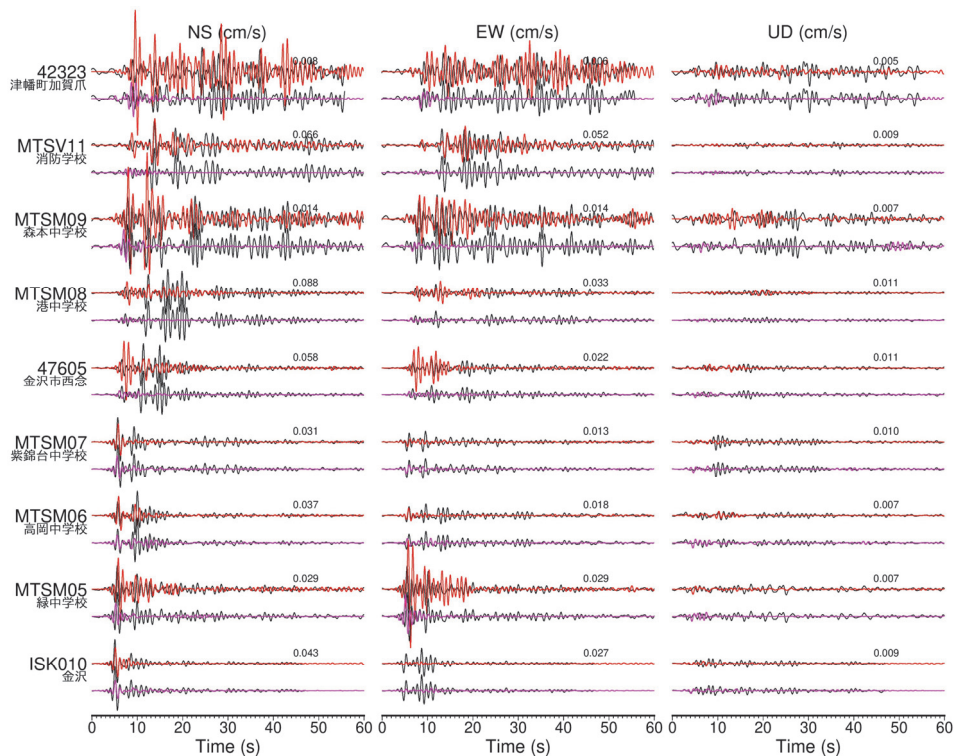


図 55 2024 年 11 月 6 日 6 時 42 分に石川県加賀地方で発生した地震 (M3.7) の観測波形 (黒)、浅部・深部統合地盤構造モデルを用いた計算波形 (赤)、J-SHIS V4 モデルを用いた計算波形 (紫) の比較。

5) 震源断層モデルにもとづく強震動予測

a) 震源断層モデルの設定

はじめに、各サブテーマの調査結果を持ち寄って議論し、森本・富樫断層帯の震源断層モデルを検討した。サブテーマ 1.1 からは、地表トレースの位置情報、深部構造探査の結果、走時トモグラフィによる地殻速度構造、微小地震の震源分布にもとづく D90 の情報、サブテーマ 1.2 からは、断層帯周辺の重力異常にもとづく検討結果、サブテーマ 2 からは、断層帯周辺の微小地震の震源分布やメカニズム解情報、サブテーマ 3.1 からは、断層帯近傍で行われた稠密な微動アレイ探査による浅部地盤構造に関する情報などが提供された。

議論の結果、震源断層モデルとしては、森本・富樫断層帯全体を 1 枚の矩形の震源断層で表現したモデル（1 枚モデル）と、森本断層と富樫断層をそれぞれ走向の異なる矩形の震源断層（森本モデル、富樫モデル）で表現したモデルの 2 通りを提案することとした（図 56）。1 枚モデルは走向 26 度、傾斜 50 度、森本モデルは走向 28 度、傾斜 50 度、富樫モデルは走向 22 度、傾斜 50 度である。震源断層の上端は、微小地震の震源分布と深部地盤構造モデルを参照し、2 km と設定した。震源断層の下端は、サブテーマ 1.1 や 2 にて検討された微小地震の震源分布から得られる D90 の深さを参照し、約 15~16 km とした。図 56 に設定した震源断層モデルを地図上に投影した結果を示す。森本断層と富樫断層に対応する震源断層の長さ L はそれぞれ 14.9 km、14.1 km である。断層帯全体を 1 枚の矩形の震源断層で表現した場合（1 枚モデル）の断層長 L は 29.8 km である。今回の試算では、以下の 5 ケースのシナリオを強震動予測の対象とした。

- ・ケース 1： 森本・富樫断層帯全体が破壊し、アスペリティ（強震動生成域）を震源断層の中央部付近に 1 つ配置する。破壊開始点はアスペリティ下端中央。
- ・ケース 2： 森本・富樫断層帯全体が破壊し、アスペリティ（強震動生成域）を森本断層と富樫断層に 1 つずつ配置する。破壊開始点は森本断層のアスペリティ下端中央。
- ・ケース 3： 森本・富樫断層帯全体が破壊し、アスペリティ（強震動生成域）を森本断層と富樫断層に 1 つずつ配置する。破壊開始点は富樫断層のアスペリティ下端中央。
- ・ケース 4： 森本断層のみが破壊し、アスペリティ（強震動生成域）を森本断層の中央部付近に 1 つ配置する。破壊開始点アスペリティ下端中央。
- ・ケース 5： 森本・富樫断層帯全体が破壊し、アスペリティ（強震動生成域）を富樫断層の中央部付近に 1 つ配置する。破壊開始点はアスペリティ下端中央。

ケース 1~3 は全体を 1 枚の矩形の震源断層としたモデル、ケース 4 と 5 は、森本断層と富樫断層をそれぞれ矩形の震源断層としたモデルを用いることとした。ケース 4 と 5 は、対象断層帯全体を破壊する固有地震よりもひとまわり小さな地震を想定したケースである。近年発生した内陸地震では、2016 年 4 月 14 日に発生した $M_{JMA}6.5$ 熊本地震のように断層帯の一部が活動した場合にも地震被害が起きることから、対象断層帯においてひとまわり小さな地震ではどのような揺れの分布となるか、という観点でのシナリオを考えた。

今回の強震動予測では、震源断層モデルを $2\text{ km} \times 2\text{ km}$ の要素断層に分割して計算を行うため、実際に強震動予測計算に用いる震源断層モデルの長さ L_{model} は、ケース 1~3 は 30 km、ケース 4 と 5 は 14 km となる。震源断層モデルの幅 W_{model} は全ケースともに 18 km、下端深さは 15.8 km である。これにより、震源断層モデルの面積 S_{model} はケース 1~3 が 540 km^2 、ケース 4~5 が 252 km^2 であり、ケース 1~3 は第 2 ステージ、ケース 4~5 は

第1ステージの地震に対応する。「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地震調査委員会，2017）に準拠して、震源断層モデルのパラメータを設定した。当該断層帯では現在の地震活動が低調であるため、地震発生層の厚さにも不確かさが伴うことから、第2ステージに対応するケース1～3ではレシピの（イ）の方法、ケース4～5では（ア）の方法で設定した（表8～11）。地震モーメントはケース1～3が 1.78×10^{19} Nm (M_w 6.8)、ケース4～5が 3.80×10^{18} Nm (M_w 6.3) となる。

破壊様式については、以下のように仮定した。破壊伝播速度 V_r は震源域の S 波速度 (3.4 km/s) の 72% である 2.45 km/s とする。森本・富樫断層帯が逆断層であることから、レシピに準拠し、アスペリティ下端中央を破壊開始点とし、そこから同心円状に破壊が広がるものと仮定した。また、ライズタイム t_r は $t_r = 0.5W/V_r$ で設定した。ここで、 W は断層幅 (km)、 V_r は破壊伝播速度 (km/s) とする。すべり角の平均値は、サブテーマ2の slip tendency 解析により、当該断層帯周辺の現在の応力場の下で、もっともすべりやすいと考えられる方向とし、1枚モデル 87 度、森本モデル 90 度、富樫モデル 81 度である。また、レシピでは、すべり角について、「すべり角を断層全体で一定にした場合には、ディレクティビティ効果が強震動予測結果に顕著に表れすぎる傾向がある」との注意書きが附されている。これを踏まえ、浅野・他(2024)では、国内の地震の震源インバージョン解析結果を分析・整理し、すべり角の標準偏差を 20 度として与えることを提案している。これを採用し、要素断層のすべり角に標準偏差 20 度の正規分布で揺らぎを与えることとした。図 57 に各ケースのアスペリティの配置やすべり角の分布を示した。

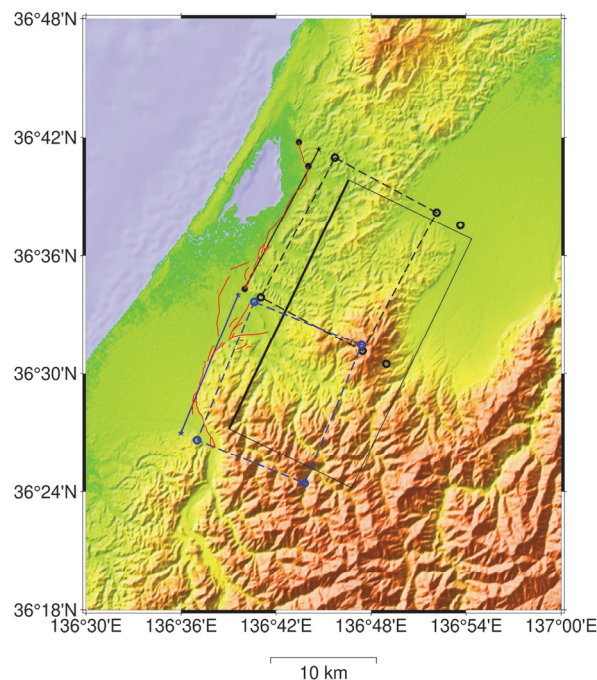


図 56 震源断層モデルの地表投影図。赤線はサブテーマ 1.1 による活断層の地表トレース。黒破線の矩形が森本断層、青破線の矩形が富樫断層の震源断層モデルに対応する。それぞれ同色の実線部分が深さ 0 km に対応する。また、黒実線の矩形は J-SHIS V4 で用いられている震源断層モデルの地表投影である。基図は国土地理院数値地図（国土基本情報）を用いた。

表8 ケース1の震源断層パラメータ設定

巨視的震源パラメータ		設定方法	設定値
長さ L			29.8 km
マグニチュード M		$M = (\log L + 2.9) / 0.6$	7.3
断層モデル原点		地中の上端における南端	36.444 136.617
走向 θ		端点を結ぶ方向	N26.0°E
傾斜角 δ		「南東傾斜」	50°
すべり角 λ		「南東隆起の縦ずれ断層」	86.94°
断層モデル上端深さ		微小地震の発生と地震基盤深さを参考	2 km
断層モデル長さ L_{model}			30 km
断層モデル幅 W_{model}			18 km
断層モデル面積 S_{model}		$S_{\text{model}} = L_{\text{model}} \times W_{\text{model}}$	540 km ²
地震モーメント M_0		$\log M_0 = 1.17 \cdot M + 10.72$	1.78E+19 Nm
モーメントマグニチュード M_w		$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$	6.8
S波速度 β		地殻内の平均値	3.4 km/s
密度 ρ		地殻内の平均値	2.70E+03 kg/m ³
剛性率 μ		地殻内の平均値	3.12E+10 N/m ²
静的応力降下量 $\Delta\sigma$		$\Delta\sigma = 7/16 \cdot (M_0 / R^3), R = (S_{\text{model}} / \pi)^{1/2}$	3.45 MPa
平均すべり量 D_{model}		$D_{\text{model}} = M_0 / (\mu \cdot S_{\text{model}})$	1.05 m
短周期レベル A		$A = 2.46 \cdot 10^{17} \times M_0^{1/3}$	1.38E+19 Nm/s ²
微視的震源パラメータ		設定方法	設定値
ア テ ス イ ベ リ	面積 S_a	$S_a = \pi r^2, r = 7\pi/4 \cdot M_0 / (A \cdot R) \cdot \beta^2$	121.73 km ²
	平均すべり量 D_a	$D_a = \gamma_D \cdot D_{\text{model}}, \gamma_D = 2.0$	2.10 m
	実効応力 σ_a	$\sigma_a = \Delta\sigma_a = 7/16 \cdot M_0 / (r^2 \cdot R)$	15.30 MPa
	地震モーメント M_{0a}	$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a$	7.98E+18 Nm
第 1 ア テ ス イ ベ リ	面積 S_{a1}	$S_{a1} = S_a \cdot (2/3)$ または $S_{a1} = S_a$	121.73 km ²
	実効応力 σ_{a1}	$\sigma_{a1} = \sigma_a$	15.30 MPa
	平均すべり量 D_{a1}	$D_{a1} = (\gamma_1 / \Sigma \gamma_i^3) \cdot D_a$ または $D_{a1} = D_a$	2.10 m
	地震モーメント M_{0a1}	$M_{0a1} = \mu \cdot D_{a1} \cdot S_{a1}$	7.98E+18 Nm
	計算用面積	2kmメッシュサイズ(6x5)	120 km ²
背 景 領 域	面積 S_b	$S_b = S_{\text{model}} - S_a$	418.27 km ²
	実効応力 σ_b	$\sigma_b = (D_b / W_b) / (D_a / W_a) \cdot \sigma_a$	2.18 MPa
	平均すべり量 D_b	$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b)$	0.75 m
	地震モーメント M_{0b}	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	9.78E+18 Nm
	計算用面積	2kmメッシュサイズ	420 km ²

表9 ケース2と3の震源断層パラメータ設定

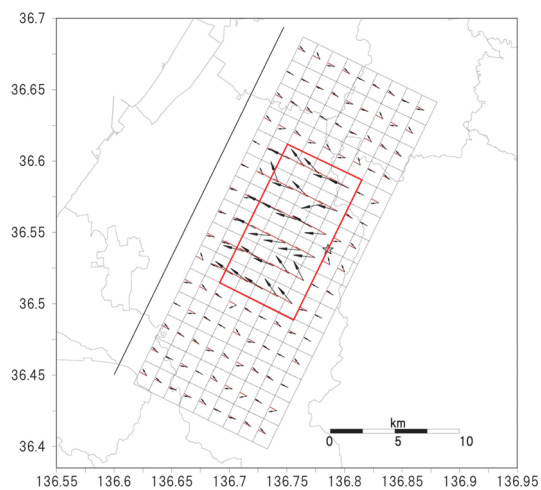
巨視的震源パラメータ		設定方法	設定値
長さ L			29.8 km
マグニチュード M		$M = (\log L + 2.9) / 0.6$	7.3
断層モデル原点		地中の上端における南端	36.444 136.617
走向 θ		端点を結ぶ方向	N26.0°E
傾斜角 δ		「南東傾斜」	50°
すべり角 λ		「南東隆起の縦ずれ断層」	86.94°
断層モデル上端深さ		微小地震の発生と地震基盤深さを参考	2 km
断層モデル長さ L_{model}			30 km
断層モデル幅 W_{model}			18 km
断層モデル面積 S_{model}		$S_{\text{model}} = L_{\text{model}} \times W_{\text{model}}$	540 km ²
地震モーメント M_0		$\log M_0 = 1.17 \cdot M + 10.72$	1.78E+19 Nm
モーメントマグニチュード M_w		$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$	6.8
S波速度 β		地殻内の平均値	3.4 km/s
密度 ρ		地殻内の平均値	2.70E+03 kg/m ³
剛性率 μ		地殻内の平均値	3.12E+10 N/m ²
静的応力降下量 $\Delta\sigma$		$\Delta\sigma = 7/16 \cdot (M_0 / R^3), R = (S_{\text{model}} / \pi)^{1/2}$	3.45 MPa
平均すべり量 D_{model}		$D_{\text{model}} = M_0 / (\mu \cdot S_{\text{model}})$	1.05 m
短周期レベル A		$A = 2.46 \cdot 10^{17} \times M_0^{1/3}$	1.38E+19 Nm/s ²
微視的震源パラメータ		設定方法	設定値
ア テ ス イ ペ リ	面積 S_a	$S_a = \pi r^2, r = 7\pi/4 \cdot M_0 / (A \cdot R) \cdot \beta^2$	121.73 km ²
	平均すべり量 D_a	$D_a = \gamma_D \cdot D_{\text{model}}, \gamma_D = 2.0$	2.10 m
	実効応力 σ_a	$\sigma_a = \Delta\sigma_a = 7/16 \cdot M_0 / (r^2 \cdot R)$	15.30 MPa
	地震モーメント M_{0a}	$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a$	7.98E+18 Nm
第 1 テ ア イ ス ペ リ	面積 S_{a1}	$S_{a1} = S_a \cdot (2/3)$ または $S_{a1} = S_a$	81.15 km ²
	実効応力 σ_{a1}	$\sigma_{a1} = \sigma_a$	15.30 MPa
	平均すべり量 D_{a1}	$D_{a1} = (\gamma_1 / \Sigma \gamma_i^3) \cdot D_a$ または $D_{a1} = D_a$	2.33 m
	地震モーメント M_{0a1}	$M_{0a1} = \mu \cdot D_{a1} \cdot S_{a1}$	5.89E+18 Nm
	計算用面積	2kmメッシュサイズ(5x4)	80 km ²
第 2 テ ア イ ス ペ リ	面積 S_{a2}	$S_{a2} = S_a \cdot (1/3)$ または 「なし」	40.58 km ²
	実効応力 σ_{a2}	$\sigma_{a2} = \sigma_a$ または 「なし」	15.30 MPa
	平均すべり量 D_{a2}	$D_{a2} = (\gamma_2 / \Sigma \gamma_i^3) \cdot D_a$ または 「なし」	1.65 m
	地震モーメント M_{0a2}	$M_{0a2} = \mu \cdot D_{a2} \cdot S_{a2}$ または 「なし」	2.08E+18 Nm
	計算用面積	2kmメッシュサイズ(3x3)	36 km ²
背 景 領 域	面積 S_b	$S_b = S_{\text{model}} - S_a$	418.27 km ²
	実効応力 σ_b	$\sigma_b = (D_b / W_b) \cdot (\pi^{1/2} / D_a) \cdot r \cdot \Sigma \gamma_i^3 \cdot \sigma_a$	2.96 MPa
	平均すべり量 D_b	$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b)$	0.75 m
	地震モーメント M_{0b}	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	9.78E+18 Nm
	計算用面積	2kmメッシュサイズ	424 km ²

表 10 ケース 4 の震源断層パラメータ設定

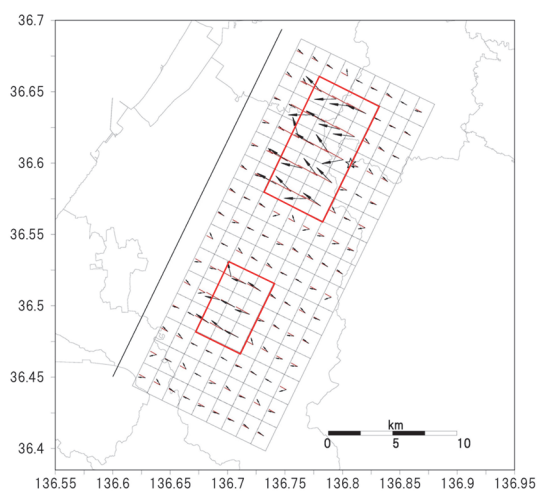
巨視的震源パラメータ		設定方法	設定値
長さ L			14.85 km
マグニチュード M		$M = (\log L + 2.9) / 0.6$	6.8
断層モデル原点		地中の上端における南端	36.565
			136.684
走向 θ		端点を結ぶ方向	N28.0°E
傾斜角 δ		「南東傾斜」	50°
すべり角 λ		「南東隆起の縦ずれ断層」	90.14°
断層モデル上端深さ		微小地震の発生と地震基盤深さを参考	2 km
断層モデル長さ L_{model}			14 km
断層モデル幅 W_{model}			18 km
断層モデル面積 S_{model}		$S_{\text{model}} = L_{\text{model}} \times W_{\text{model}}$	252 km ²
地震モーメント M_0		$M_0 = (S / 2.23 \times 10^{15})^{3/2} \times 10^{-7}$	3.80E+18 Nm
モーメントマグニチュード M_w		$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$	6.3
S波速度 β		地殻内の平均値	3.4 km/s
密度 ρ		地殻内の平均値	2.70E+03 kg/m ³
剛性率 μ		地殻内の平均値	3.12E+10 N/m ²
静的応力降下量 $\Delta\sigma$		$\Delta\sigma = 7/16 \cdot (M_0 / R^3), R = (S_{\text{model}} / \pi)^{1/2}$	2.31 MPa
平均すべり量 D_{model}		$D_{\text{model}} = M_0 / (\mu \cdot S_{\text{model}})$	0.48 m
短周期レベル A		$A = 2.46 \cdot 10^{17} \times M_0^{1/3}$	8.27E+18 Nm/s ²
微視的震源パラメータ		設定方法	設定値
ア テ ス イ ベ リ	面積 S_a	$S_a = \pi r^2, r = 7\pi/4 \cdot M_0 / (A \cdot R) \cdot \beta^2$	33.38 km ²
	平均すべり量 D_a	$D_a = \gamma_D \cdot D_{\text{model}}, \gamma_D = 2.0$	1.00 m
	実効応力 σ_a	$\sigma_a = \Delta\sigma_a = 7/16 \cdot M_0 / (r^2 \cdot R)$	17.50 MPa
	地震モーメント M_{0a}	$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a$	1.04E+18 Nm
第 1 テ ア イ ス ベ リ	面積 S_{a1}	$S_{a1} = S_a \cdot (2/3)$ または $S_{a1} = S_a$	33.38 km ²
	実効応力 σ_{a1}	$\sigma_{a1} = \sigma_a$	17.50 MPa
	平均すべり量 D_{a1}	$D_{a1} = (\gamma_1 / \Sigma \gamma_i^3) \cdot D_a$ または $D_{a1} = D_a$	1.00 m
	地震モーメント M_{0a1}	$M_{0a1} = \mu \cdot D_{a1} \cdot S_{a1}$	1.04E+18 Nm
	計算用面積	2kmメッシュサイズ(3x3)	36 km ²
背 景 領 域	面積 S_b	$S_b = S_{\text{model}} - S_a$	218.62 km ²
	実効応力 σ_b	$\sigma_b = (D_b / W_b) / (D_a / W_a) \cdot \sigma_a$	2.83 MPa
	平均すべり量 D_b	$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b)$	0.40 m
	地震モーメント M_{0b}	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	2.76E+18 Nm
	計算用面積	2kmメッシュサイズ	216.00 km ²

表 11 ケース 5 の震源断層パラメータ設定

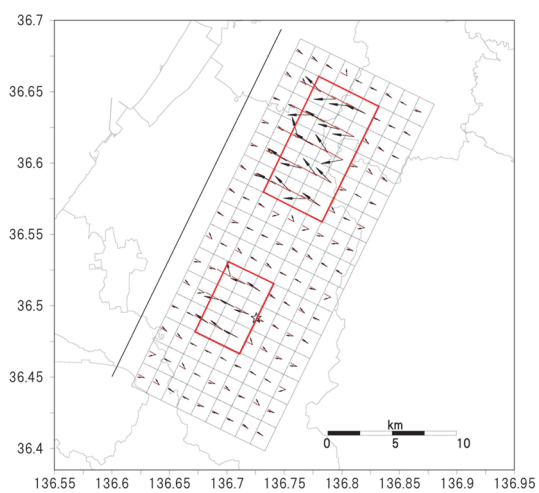
巨視的震源パラメータ		設定方法	設定値
長さ L			14.07 km
マグニチュード M		$M = (\log L + 2.9) / 0.6$	6.7
断層モデル原点		地中の上端における南端	36.444
			136.617
走向 θ		端点を結ぶ方向	N22.0°E
傾斜角 δ		「南東傾斜」	50°
すべり角 λ		「南東隆起の縦ずれ断層」	80.55°
断層モデル上端深さ		微小地震の発生と地震基盤深さを参考	2 km
断層モデル長さ L_{model}			14 km
断層モデル幅 W_{model}			18 km
断層モデル面積 S_{model}		$S_{\text{model}} = L_{\text{model}} \times W_{\text{model}}$	252 km ²
地震モーメント M_0		$M_0 = (S / 2.23 \times 10^{15})^{3/2} \times 10^{-7}$	3.80E+18 Nm
モーメントマグニチュード M_w		$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$	6.3
S波速度 β		地殻内の平均値	3.4 km/s
密度 ρ		地殻内の平均値	2.70E+03 kg/m ³
剛性率 μ		地殻内の平均値	3.12E+10 N/m ²
静的応力降下量 $\Delta\sigma$		$\Delta\sigma = 7/16 \cdot (M_0 / R^3), R = (S_{\text{model}} / \pi)^{1/2}$	2.31 MPa
平均すべり量 D_{model}		$D_{\text{model}} = M_0 / (\mu \cdot S_{\text{model}})$	0.48 m
短周期レベル A		$A = 2.46 \cdot 10^{17} \times M_0^{1/3}$	8.27E+18 Nm/s ²
微視的震源パラメータ		設定方法	設定値
ア テ ス イ ベ リ	面積 S_a	$S_a = \pi r^2, r = 7\pi/4 \cdot M_0 / (A \cdot R) \cdot \beta^2$	33.38 km ²
	平均すべり量 D_a	$D_a = \gamma_D \cdot D_{\text{model}}, \gamma_D = 2.0$	1.00 m
	実効応力 σ_a	$\sigma_a = \Delta\sigma_a = 7/16 \cdot M_0 / (r^2 \cdot R)$	17.50 MPa
	地震モーメント M_{0a}	$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a$	1.04E+18 Nm
第 1 テ ア イ ス ベ リ	面積 S_{a1}	$S_{a1} = S_a \cdot (2/3)$ または $S_{a1} = S_a$	33.38 km ²
	実効応力 σ_{a1}	$\sigma_{a1} = \sigma_a$	17.50 MPa
	平均すべり量 D_{a1}	$D_{a1} = (\gamma_1 / \Sigma \gamma_i^3) \cdot D_a$ または $D_{a1} = D_a$	1.00 m
	地震モーメント M_{0a1}	$M_{0a1} = \mu \cdot D_{a1} \cdot S_{a1}$	1.04E+18 Nm
	計算用面積	2kmメッシュサイズ(3x3)	36 km ²
背 景 領 域	面積 S_b	$S_b = S_{\text{model}} - S_a$	218.62 km ²
	実効応力 σ_b	$\sigma_b = (D_b / W_b) / (D_a / W_a) \cdot \sigma_a$	2.83 MPa
	平均すべり量 D_b	$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b)$	0.40 m
	地震モーメント M_{0b}	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	2.76E+18 Nm
	計算用面積	2kmメッシュサイズ	216.00 km ²



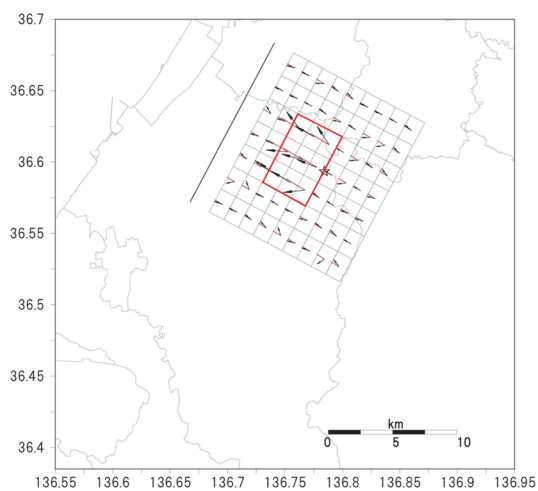
ケース 1



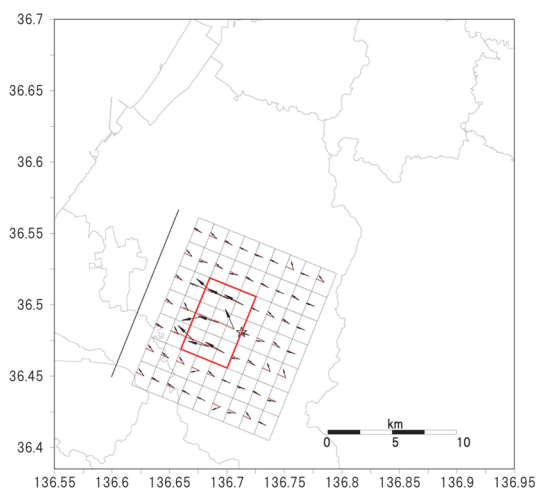
ケース 2



ケース 3



ケース 4



ケース 5

図 57 各ケースのアスペリティの配置（赤枠）及び下盤に対する上盤のすべり方向（黒線：各要素断層のすべり方向、赤線：平均すべり方向）。星印は破壊開始点、黒太線は、震源断層モデルを地表まで延ばしたときの深さ 0 km での断層位置に対応する。

b) 統計的グリーン関数法による工学的基盤での短周期地震動の計算

工学的基盤での地震動の計算は、設定した震源断層モデルと深部地盤構造モデルを用いて、長周期帯域の地震動を差分法、短周期帯域の地震動を統計的グリーン関数法で計算し、次に、マッチングフィルターを介して両者を合成するハイブリッド法によって行った。S波速度 350 m/s の速度層の上面を工学的基盤とし、4分の1地域メッシュ（250 mメッシュ）単位で地震動を出力した。

はじめに、統計的グリーン関数法による短周期地震動の計算手順を説明する。Boore(1983)の加速度振幅スペクトル及び佐藤・他(1994)の包絡関数を用い、地震基盤における要素波をSV波、SH波それぞれについて作成し、入倉・他(1997)の方法で波形合成を行った。ここで、地震基盤から工学的基盤までの地盤増幅は、SV波、SH波それぞれの斜め入射により評価し、座標回転によりNS成分、EW成分、UD成分の3成分の波形を計算した。なお、理論放射特性係数を計算するための射出角および非弾性減衰を計算するための走時については、球殻モデルによる計算値を用いた。以下に、要素地震波の作成方法や波形合成の計算方法等について述べる。

まず、地震基盤における要素波の周波数 f [Hz]に関する加速度振幅スペクトル $A(f)$ を設定する。

$$A(f) = \frac{R_{\theta\phi}(f)}{4\pi\rho\beta^3} \cdot \frac{M_0 \cdot (2\pi f)^2}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \cdot \frac{1}{[1 + (f/f_{\max})^{2s}]^{\frac{1}{2}}} \cdot \frac{\exp(-\pi f t_t / Q)}{R} \cdot \sqrt{\frac{\rho\beta}{\rho_b\beta_b}}$$

ここで、 $R_{\theta\phi}$ は放射特性係数、 ρ および β は震源における密度およびS波速度を表す。 M_0 は地震モーメント、 f_c はコーナー周波数であり、 f_{\max} は高周波遮断周波数を表し、係数 s はフィルターの次数を表す。 Q は非弾性減衰定数、 t_t および R はそれぞれ、震源からサイト直下の地震基盤までの走時および距離を表す。また、 ρ_b, β_b はそれぞれ、地震基盤における密度およびS波速度である。

Q 値については、日本海地震・津波調査プロジェクトによる北陸地方のスペクトルインバージョン結果を参考に $Q = 300.0f^{0.85}$ とした。ただし、0.5Hz 以下と 5 Hz 以上については一定値となるように設定した。高周波遮断周波数 f_{\max} は 6 Hz に設定し、次数 s は 2 を用いた。また、コーナー周波数 f_c は Brune(1970)に基づき、次式で与えた。

$$f_c = 4.9 \times 10^6 \beta (\Delta\sigma / M_0)^{1/3}$$

$A(f)$ の振幅に一様乱数で位相を与え、佐藤・他(1994)による包絡関数を考慮し、地震基盤における要素地震波を作成した。

次に、放射特性係数 $R_{\theta\phi}(f)$ について、低周波数では理論放射係数 $R_{\theta\phi 0}$ 、高周波数では平均化された放射係数 $R_{\theta\phi m}$ となるように、次式の香川(2004)による方法を用いた。

$$R_{\theta\phi} = \frac{(\log(f_2) - \log(f))R_{\theta\phi 0} + (\log(f) - \log(f_1))R_{\theta\phi m}}{\log(f_2) - \log(f_1)}$$

ここで、 $f_1 = 0.25\text{Hz}, f_2 = 2\text{Hz}$ とし、高周波数での平均化された $R_{\theta\phi m}$ は大西・堀家(2004)により計算した。

震源からサイト直下の地震基盤までの走時 t_t および射出角については、笠原(1985)を参考にした球殻モデルにより算出される値を用いた。球殻モデルのS波構造は、モホ面深さ M を 32 km、地表からの深さを H [km] として以下のように設定した。

$$V_s = 3.1 \times \left(\frac{R_0 - H}{R_0} \right)^{-60} \quad H < M$$

$$V_s = 4.475 \times \left(\frac{R_0 - H}{R_0 - M} \right)^{-3} \quad H \geq M$$

ここで、球殻モデルの半径 R_0 は 6371 km とした。

以上により要素地震波の候補を計算したのち、香川(2004)を参考に、積分による変位波形がベル型となるという条件を満たす波形を地震基盤における要素地震波として採用した。

工学的基盤面での波形合成では、SV 波、SH 波それぞれに、サイト直下の深部地盤構造モデルを用いた斜め入射による地盤増幅係数を乗じ、Radial および Transverse 成分から NS および EW 成分への座標回転を考慮した後、入倉・他(1997)による補正関数を用い波形合成を行った。

$$U(f) = \sum_m^{N_L} \sum_n^{N_W} e^{-i2\pi f t_{mn}} \left\{ 1 + \frac{1}{n'(1 - e^{-1})} \sum_{k=1}^{(N_D-1)n'} e^{-\frac{k-1}{(N_D-1)n'}} e^{-i2\pi f \frac{(k-1)\tau}{(N_D-1)n'}} \right\} u_{mn}(f)$$

ここで、 $U(f)$ は波形合成後のサイトの加速度フーリエスペクトルであり、 $u_{mn}(f)$ は要素断層によるサイトの加速度フーリエスペクトルである。 t_{mn} は破壊開始時刻からサイトに到達するまでの時間であり、球殻モデルによる走時と破壊開始点から要素断層までの破壊伝播時間の和で表される。 N_L, N_W, N_D はそれぞれ長さ方向、幅方向、すべり方向の分割数であり、 τ [s] はライズタイム、 n' は重ね合わせによる人工的な周期特性を有効周波数より高い周波数側に移動させる再分割数である。

各ケースについて、工学的基盤での最大速度 (PGV) 分布を図 58~60 に示す。

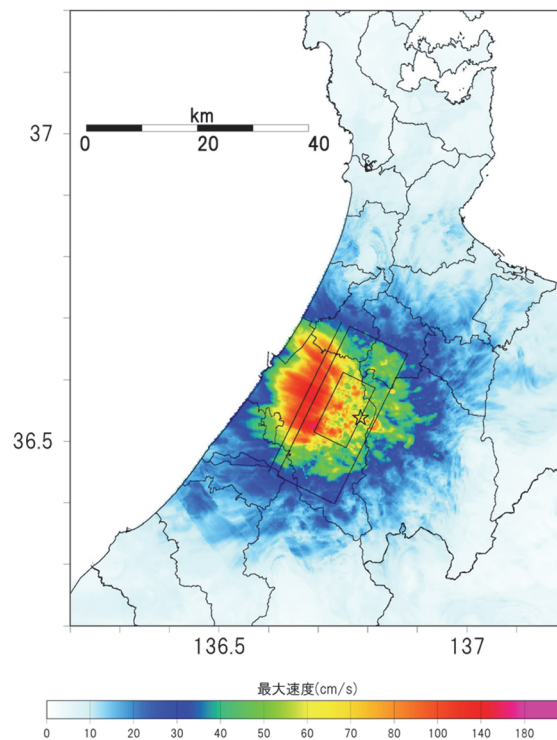


図 58 統計的グリーン関数法による工学的基盤での最大速度 (ケース 1)

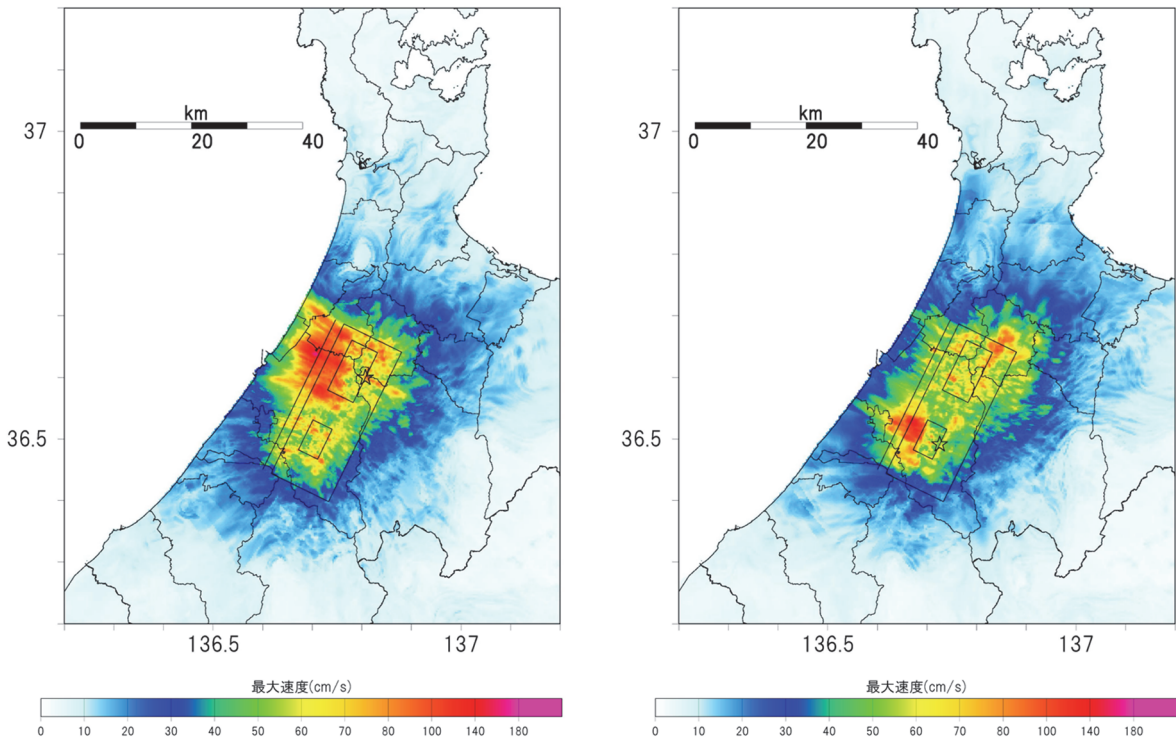


図 59 統計的グリーン関数法による工学的基盤での最大速度
 (左：ケース 2、右：ケース 3)

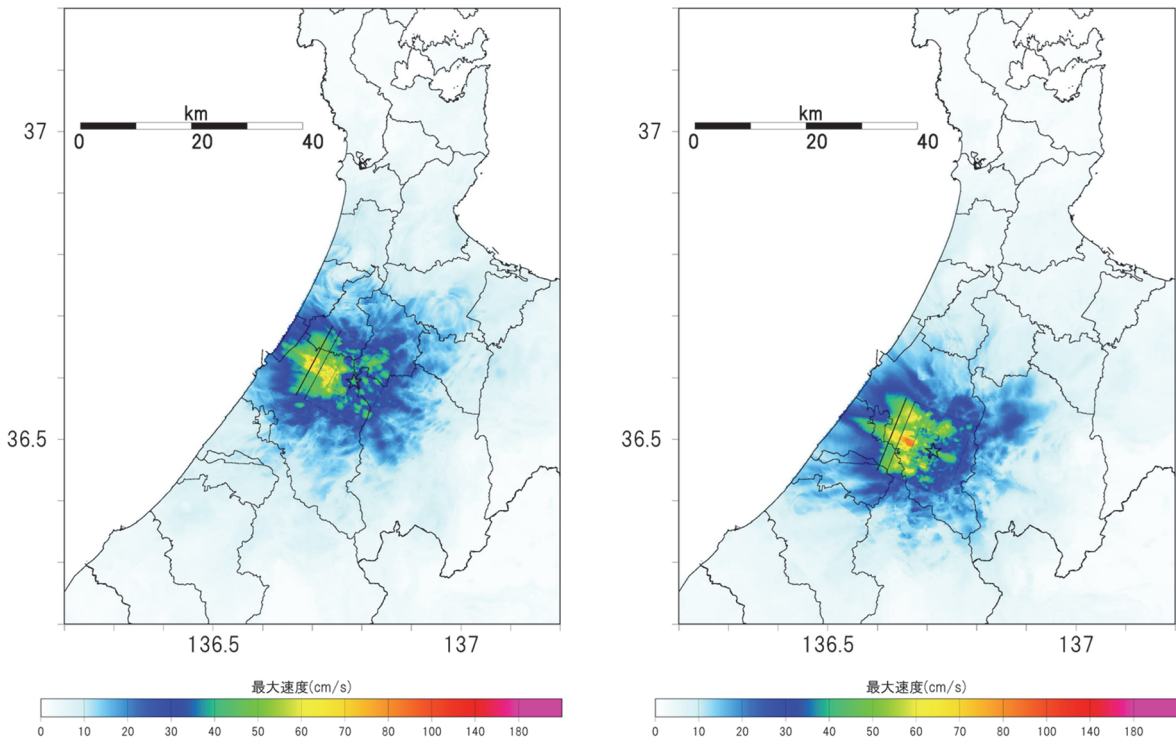


図 60 統計的グリーン関数法による工学的基盤での最大速度
 (左：ケース 4、右：ケース 5)

c) 差分法による工学的基盤での長周期地震動の計算

工学的基盤（S波速度 350 m/s）での長周期帯域の地震動は、三次元差分法により計算を行った。差分法の計算の基本となる差分スキームは、速度一応力型の食い違い格子（Virieux, 1986）であり、時間方向に2次、空間方向に4次の精度（Levander, 1988）で計算を行った。速度一応力型の食い違い格子に対する震源の導入には、モーメントテンソルを等価な体積力として表現する方法（Graves, 1996）を用いた。表12に三次元差分法の諸元を示す。最小グリッドサイズは55 mとした。地震基盤以深の構造は、地震本部の全国1次地下構造モデル（暫定版）の構造を接続し、物性値についても全国1次地下構造モデル（暫定版）の値を用いた。各ケースについて、工学的基盤での最大速度（PGV）分布を図61～63に示す。ケース間の地震モーメントの違いを反映し、ケース4と5（図63）では、ケース1～3（図61・62）に比べて、長周期帯域でのPGVが小さい傾向にある。いずれのケースもアスペリティの破壊進行方向の上方に位置する領域でPGVが相対的に大きい結果となった。また、地震時の永久変位分布を図64に示す。

表12 三次元差分法の諸元

グリッドサイズ	水平方向 55m	深さ方向	55 m	深さ 0～2.475 km
			110 m	深さ 2.475～3.575 km
			220 m	深さ 3.575～9.075 km
			330 m	深さ 9.075～26.235 km
時間ステップ	間隔		0.012 秒	時間ステップ数 3,000
計算領域	EW: 150 km (2,727 グリッド)、NS: 135 km (2,457 グリッド)			
左下隅の座標	平面直角座標第6系	EW: -105,000 m、NS:	0 m	
右上隅の座標	平面直角座標第6系	EW: 45,000 m、NS:	135,000 m	

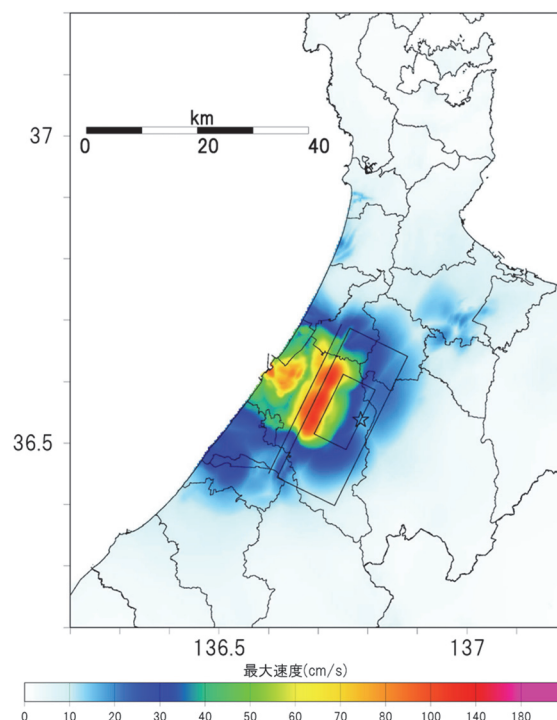


図61 差分法による工学的基盤での最大速度（ケース1）

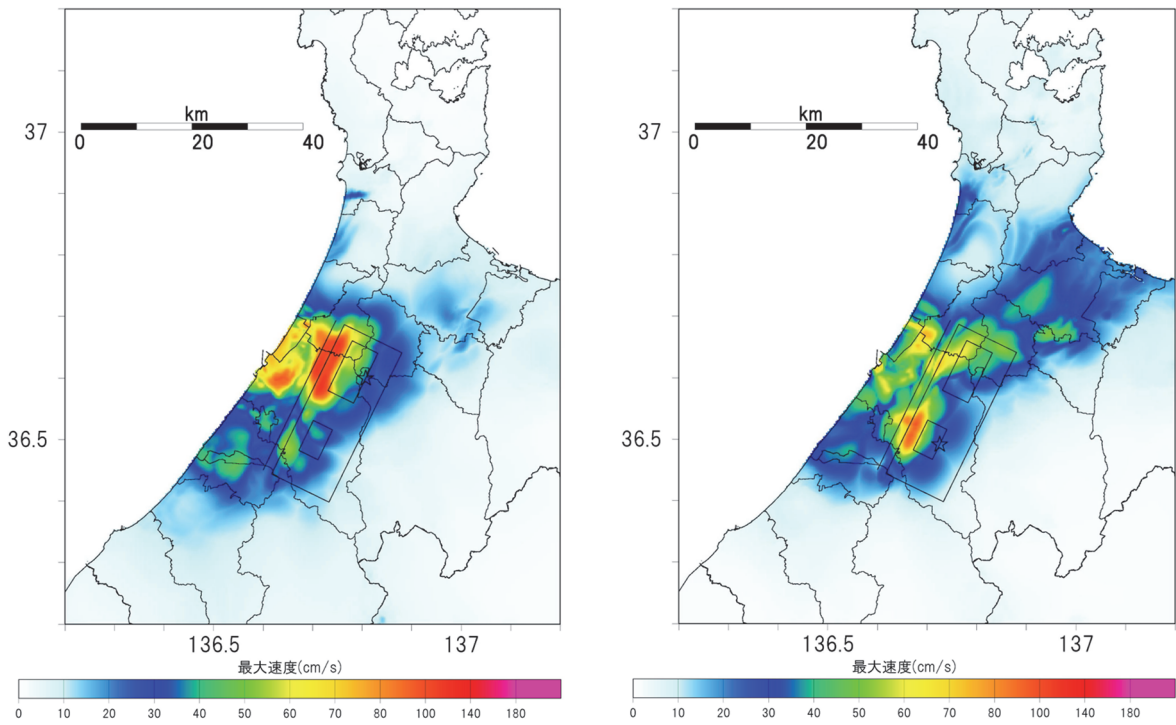


図 62 差分法による工学的基盤での最大速度
(左：ケース 2、右：ケース 3)

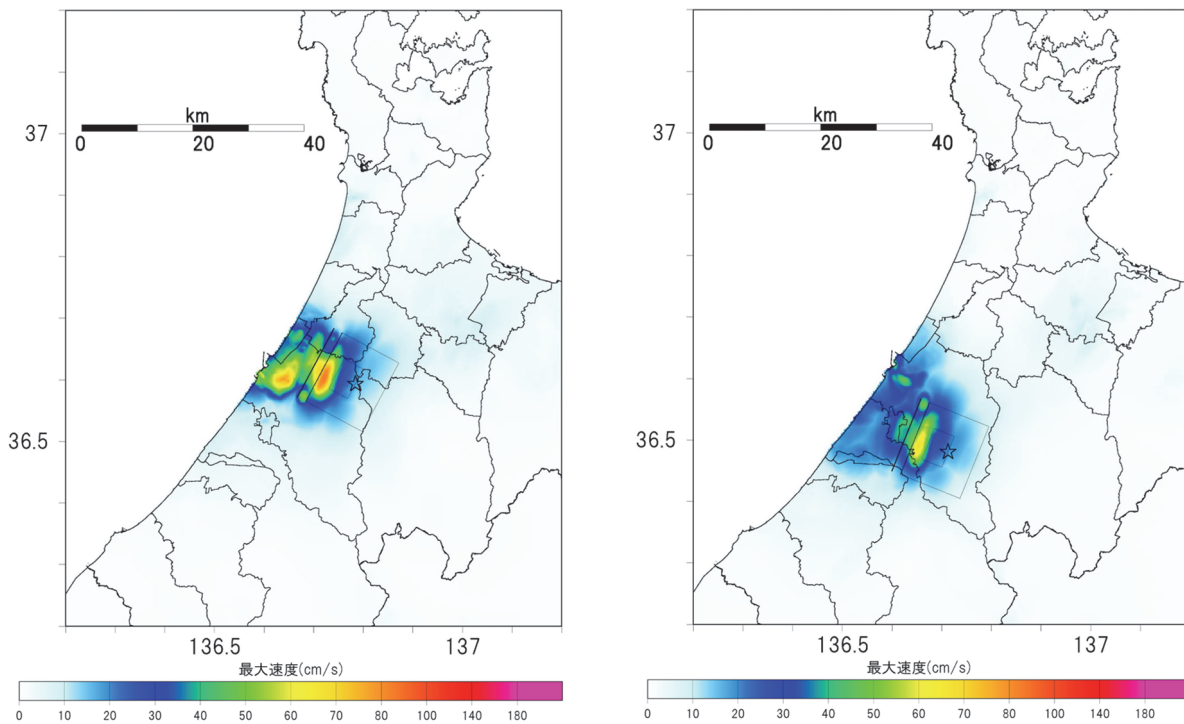


図 63 差分法による工学的基盤での最大速度
(左：ケース 4、右：ケース 5)

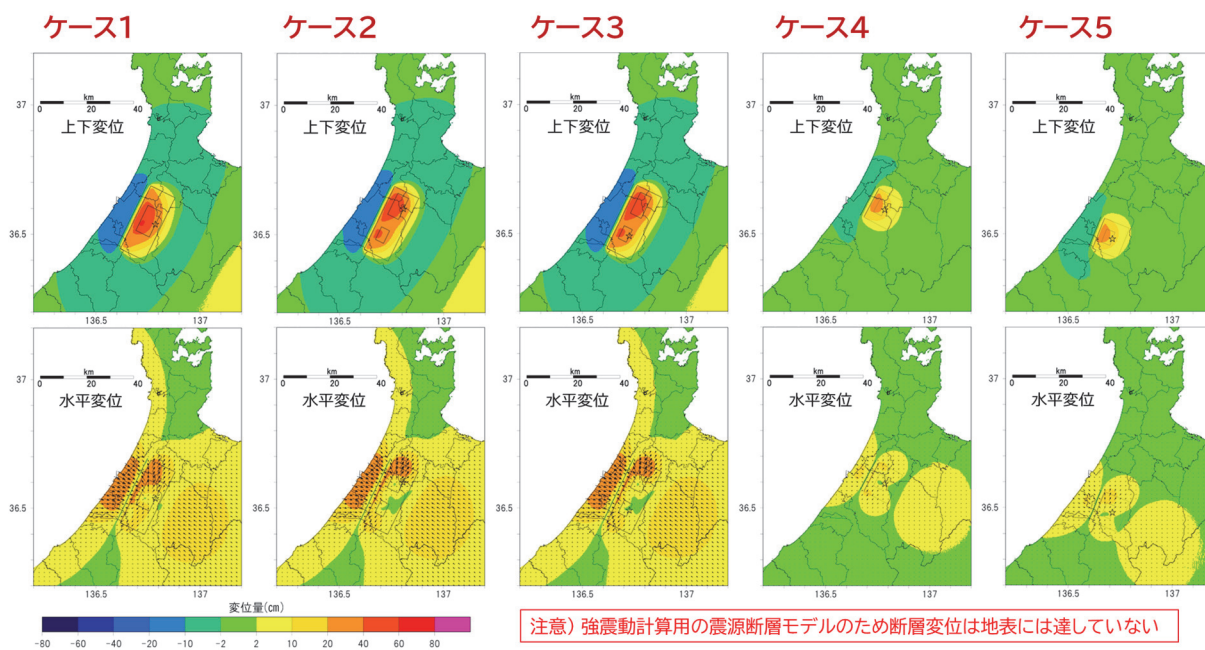


図 64 各ケースの地震時永久変位量分布（上段：上下方向成分、下段：水平方向成分）

d) ハイブリッド法による工学的基盤での地震動の合成

工学的基盤における広帯域地震動は、三次元差分法と統計的グリーン関数法のハイブリッド法により計算した。図 65 にハイブリッド法の計算手順を示す。図 66 に示すローカットフィルターを統計的グリーン関数法による計算波形に適用する。統計的グリーン関数法と三次元差分法による初動走時を計算し、両者の走時差を考慮して統計的グリーン関数法の波形の時刻をシフトする。次に、三次元差分法計算結果を微分して加速度波形にし、ハイカットフィルターを適用した後、さらに 100 Hz にリサンプリングする。両波形を時間領域で足し合わせることで、広帯域の計算波形を計算する。

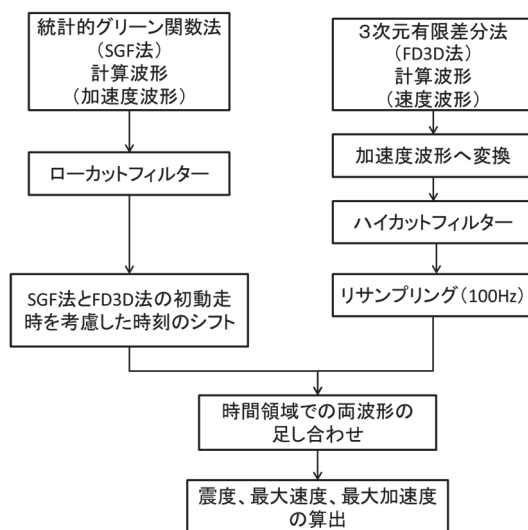


図 65 ハイブリッド法による広帯域地震動計算手順

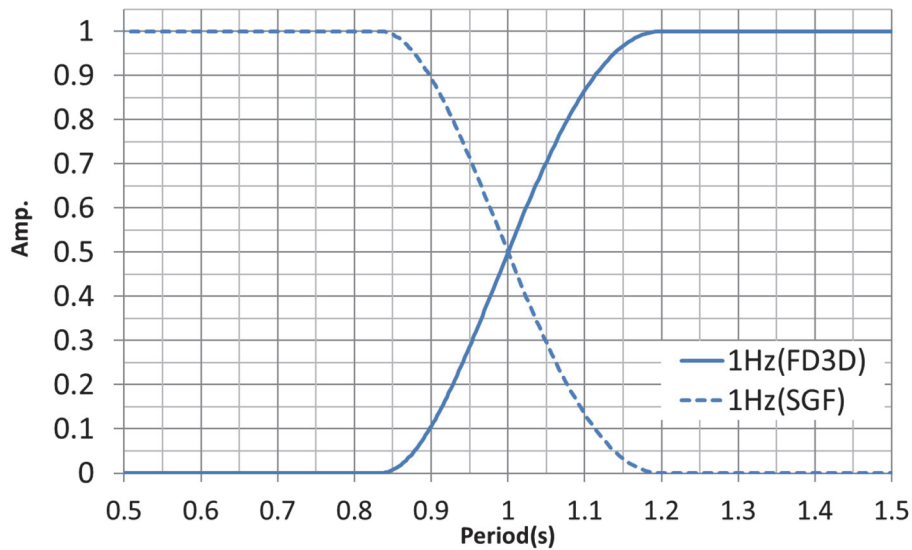


図 66 ハイブリッド法で用いるマッチングフィルター。実線は三次元差分法（FD3D）の計算波形に適用するハイカットフィルター、破線は統計的グリーン関数法（SGF）の計算波形に適用するローカットフィルターを示す。

ハイブリッド法により得られた工学的基盤での震度及び最大速度分布を図 67～71 に示す。アスペリティ直上から地表の断層トレス周辺にかけて、震度 6 強以上の範囲が広がっている。工学的基盤での最大速度はアスペリティの破壊進行方向に位置する断層浅部の上盤側で大きい。ケース 1～3 では、加賀平野においても金沢市や津幡町などで 80 cm/s を超える予測結果となった。ただし、地震動（震度、最大速度）の空間分布を仔細にみると、ケース間でのアスペリティの位置や破壊開始点の違いによって、強い地震動が出現する領域が断層帯の走向方向に沿って異なっている。それに対し、下盤側（加賀平野側）でのケース間の違いは相対的に小さい。また、南側のアスペリティから破壊開始し、破壊が北東方向に拡大するケース 3 では、指向性効果により、富山県の砺波平野での地震動がケース 1～2 に比べて大きくなる傾向にある。森本断層や富樫断層が単独に破壊するケース 4 や 5 では、地震モーメントがケース 1～3 の約 5 分の 1 であるものの、断層帯付近では 50 cm/s 以上、震度 6 強程度と大きいことから、このようにひとまわり小さい地震であっても、地域の地震ハザードとして無視できるものではない。

図 72 に統計的グリーン関数法（SGF）、差分法（FD3D）、ハイブリッド法（HYB）による速度波形の例を示す。同図ではメッシュ番号 5436659124（金沢駅付近）でのケース 1 の波形例を示している。差分法波形にはマッチングフィルターを適用している。周期 1 秒付近で統計的グリーン関数法と差分法速度波形のスペクトル振幅は概ね同レベルであることを確認した。図 73 に司・翠川（1999）による地震動予測式（S 波速度 350 m/s の工学的基盤での最大速度）との比較を示す。断層最短距離 20 km 以遠では、地震動予測式に比べハイブリッド法による最大速度はやや小さい傾向が見られた。

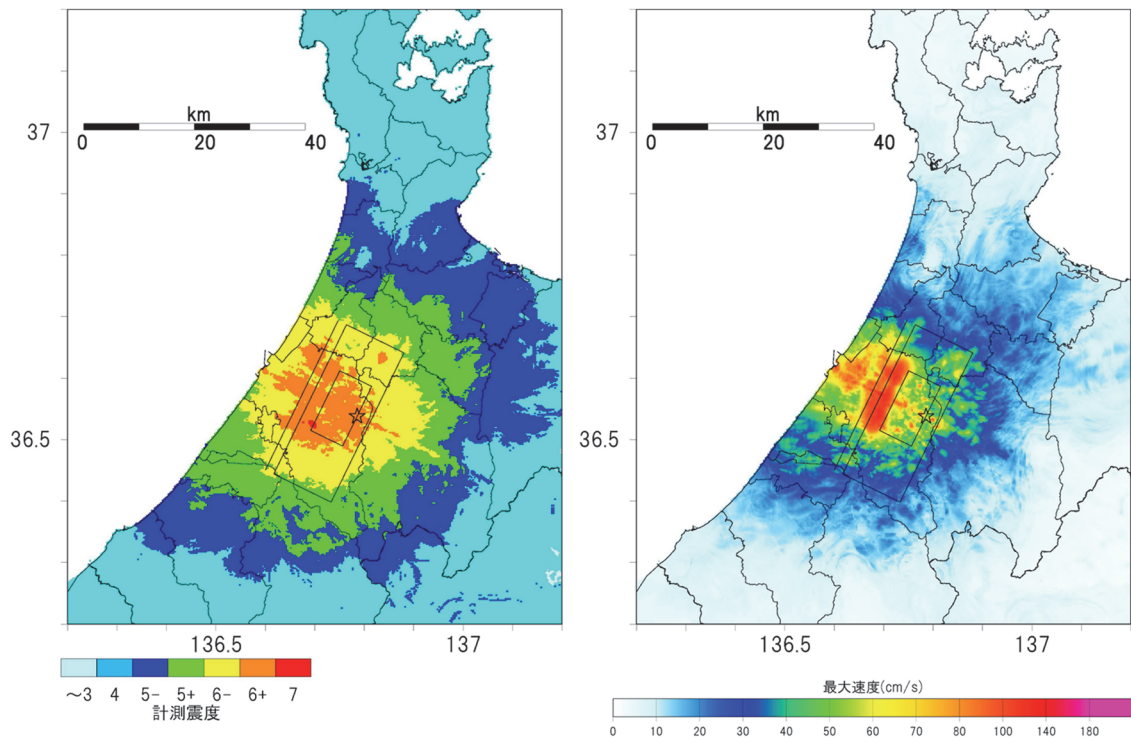


図 67 ハイブリッド法による工学的基盤での震度及び最大速度（ケース 1）

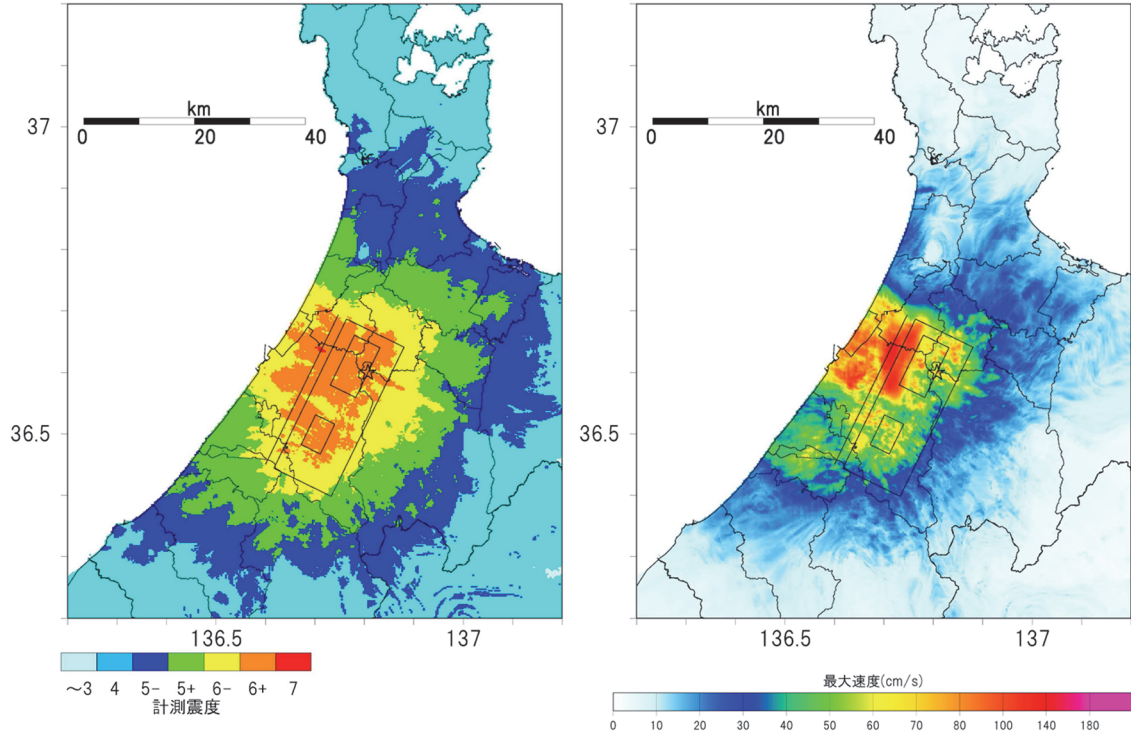


図 68 ハイブリッド法による工学的基盤での震度及び最大速度（ケース 2）

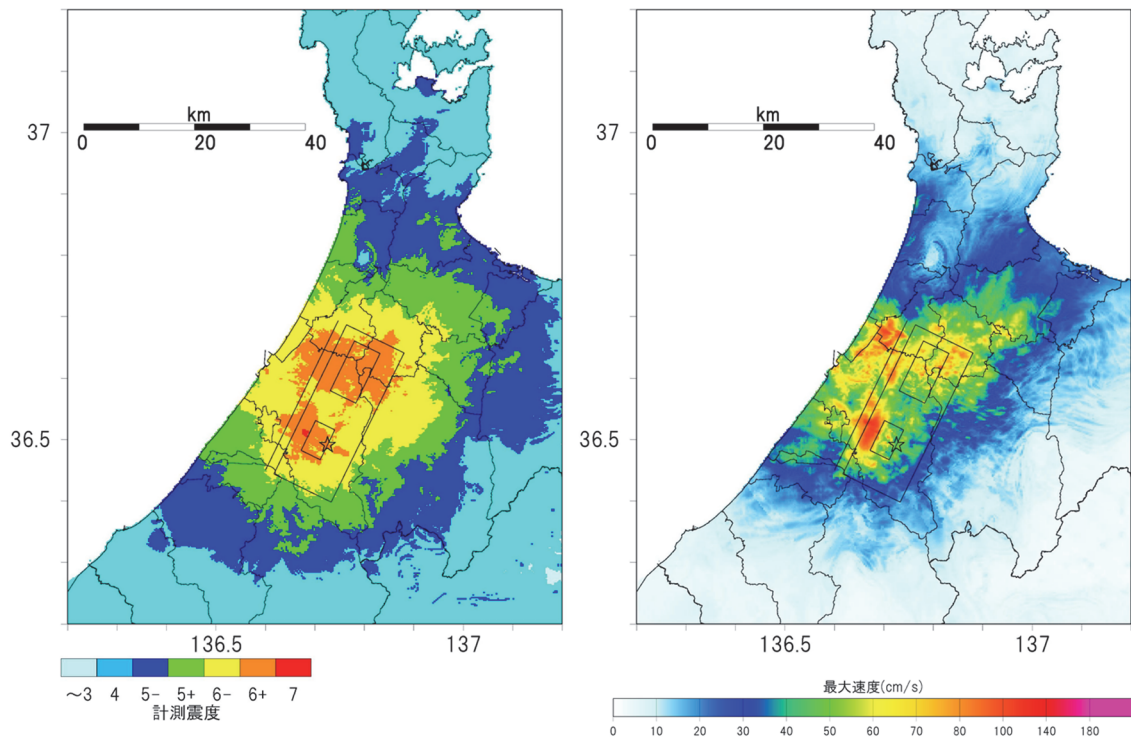


図 69 ハイブリッド法による工学的基盤での震度及び最大速度（ケース 3）

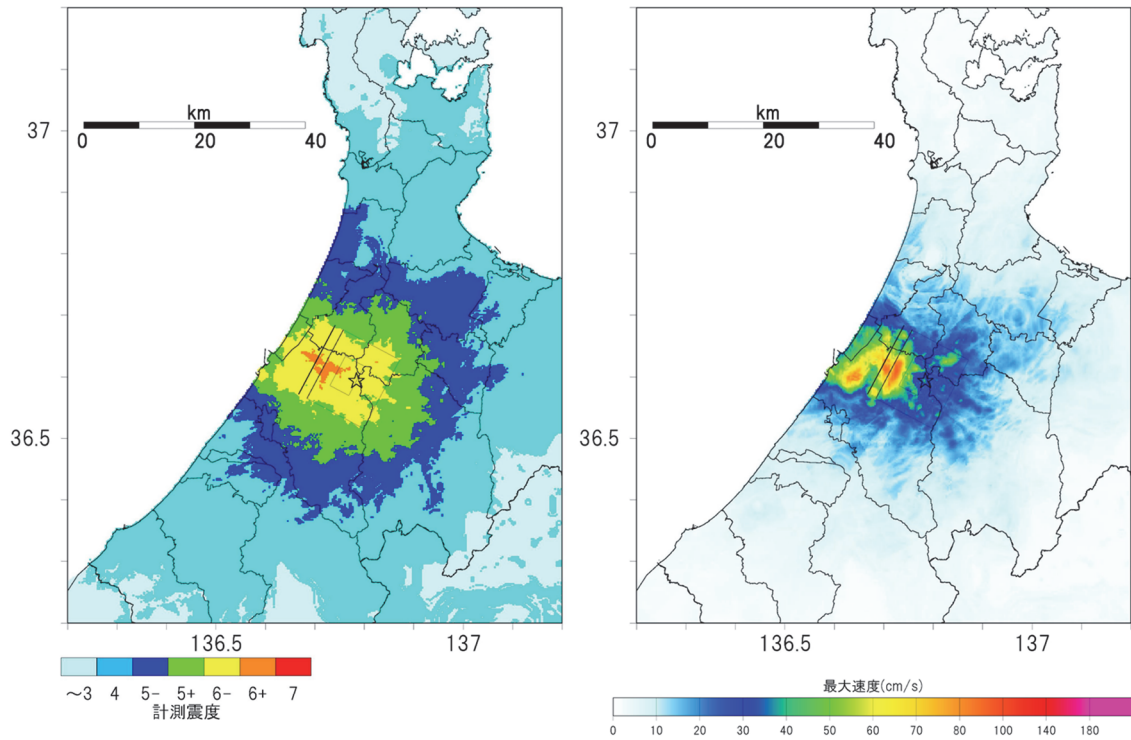


図 70 ハイブリッド法による工学的基盤での震度及び最大速度（ケース 4）

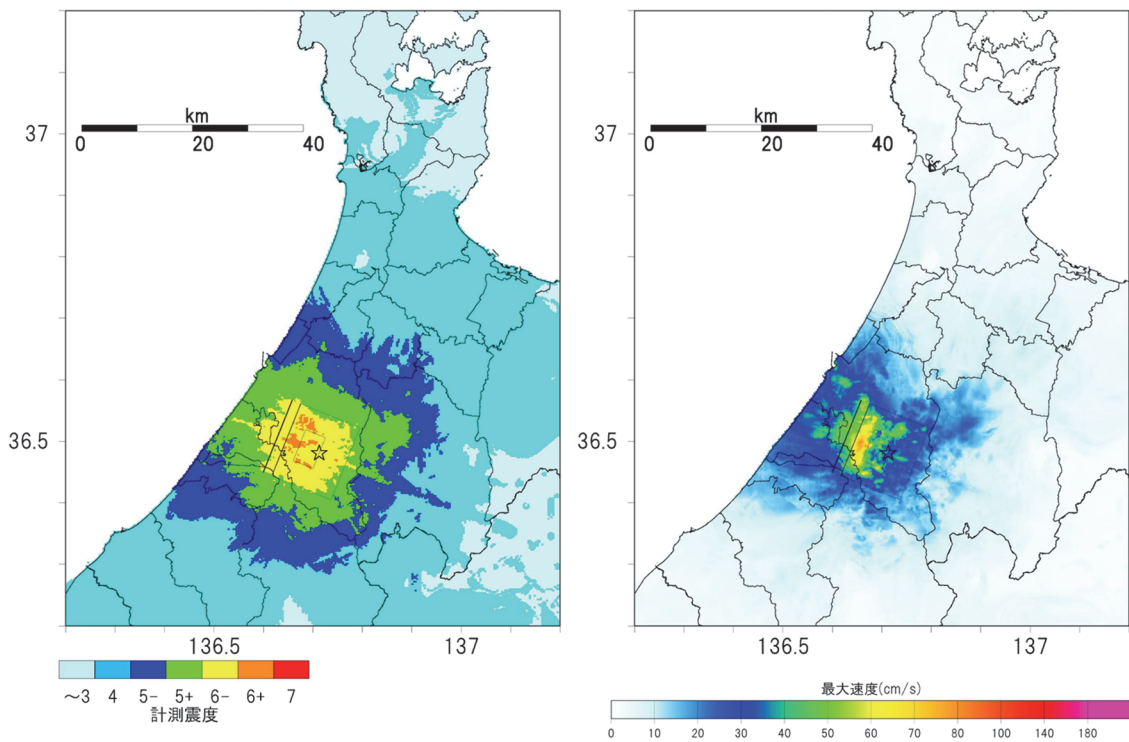


図 71 ハイブリッド法による工学的基盤での震度及び最大速度（ケース 5）

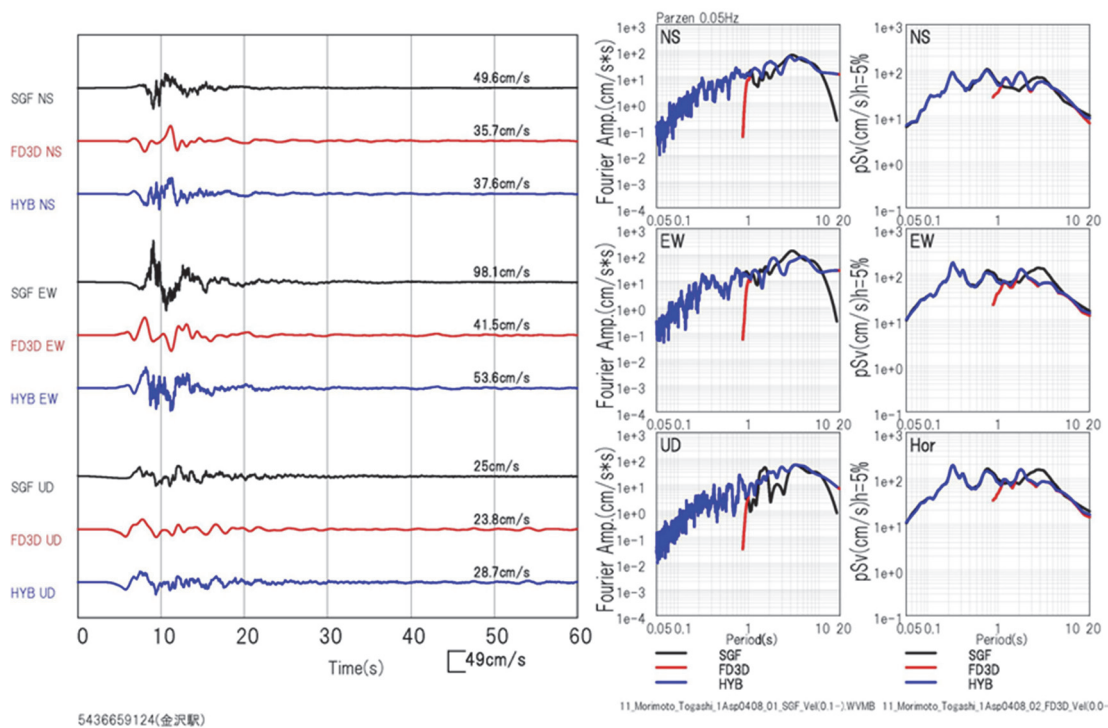


図 72 ハイブリッド法による計算波形例（左、上から NS、EW、UD 成分）、フーリエスペクトル（中、上から NS、EW、UD 成分）、擬似速度応答スペクトルの例（右、上から NS、EW、水平成分）。ケース 1 のメッシュ番号 5436659124（金沢駅付近）の結果を例示した。黒：統計的グリーン関数法、赤：差分法、青：ハイブリッド法。

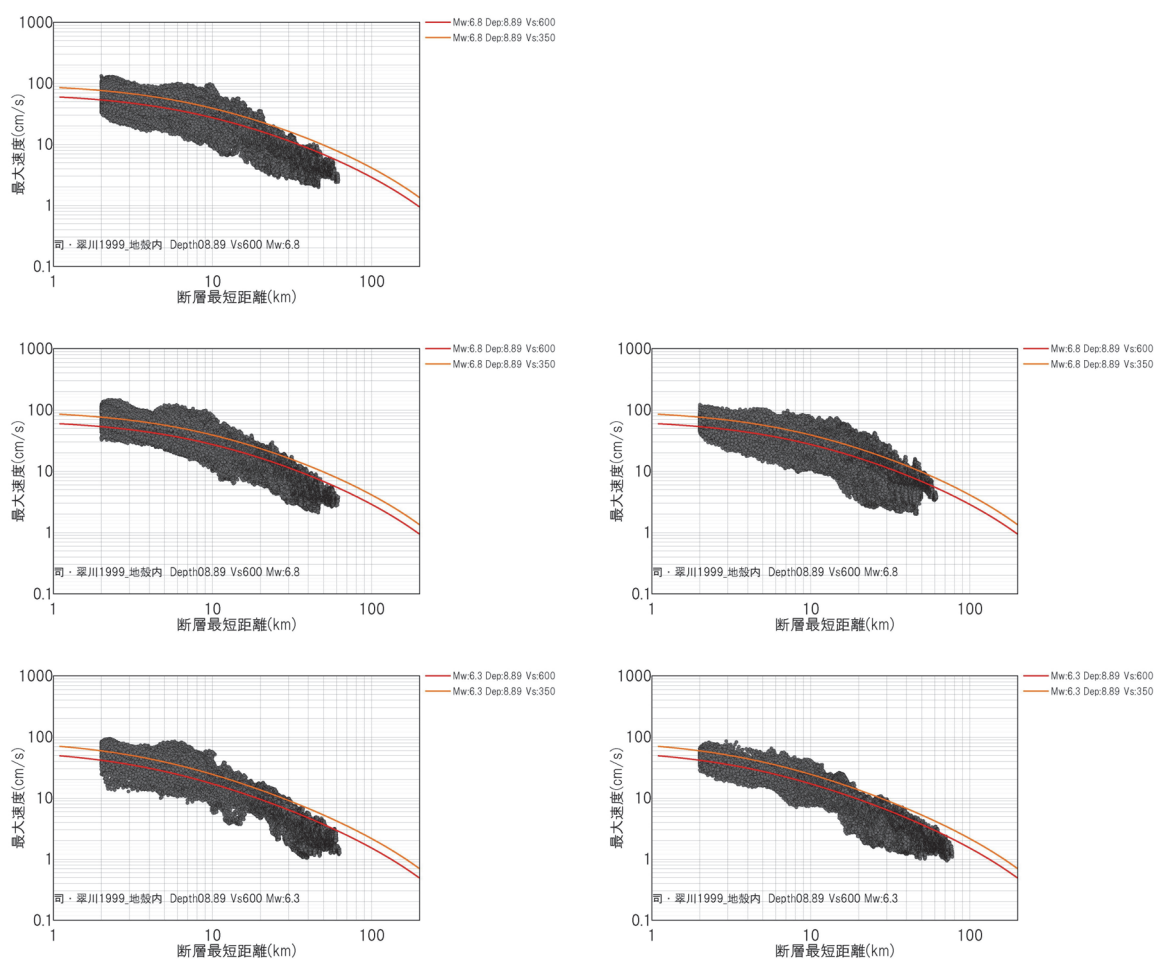


図 73 ハイブリッド法による工学的基盤での計算波形の最大速度と断層最短距離の関係。実線は司・翠川（1999）の地震動予測式（赤：S波速度 600 m/s、橙：S波速度 350 m/s）。

e) 地表での地震動の計算

ハイブリッド法で得られた工学的基盤での計算波形を浅部地盤モデルの基底面に $2E$ として入力し、等価線形解析により地表面の地震動波形を計算し、地表震度、最大速度等を整理した。本検討では、SHAKE (Schnabel et al, 1972) の高周波数帯の過小評価、および低周波数帯の過大評価が改善された周波数依存性を考慮した等価線形解析である DYNEQ (吉田, 2004) による等価線形解析により計算した。周波数の有効ひずみ γ_{eff} は次式により与えられる。 f_p はひずみの時刻歴が最大 (γ_{max}) となるときの周波数である。ある周波数 f_e より大きい周波数では弾性応答 ($Q = 30$) とする。本検討では、 $f_e = 6 \text{ Hz}$ 、 $m = 2$ とした。

$$\gamma_{\text{eff}} = \begin{cases} \gamma_{\text{max}} & f < f_p \\ \gamma_{\text{max}} \left[1 - \left(\frac{\log f - \log f_p}{\log f_e - \log f_p} \right)^m \right] & f_p \leq f \leq f_e \\ 0 & f_e < f \end{cases}$$

等価線形解析に用いる動的変形特性曲線は、沖積層については、令和 4～5 年度の本

調査観測で収集した金沢市内5地点の繰返しせん断試験結果（本調査観測で令和5年度に実施した試験結果2地点、他機関からの資料提供3地点）を整理したものをを用いた。解析に用いる動的変形特性曲線は、各試験結果のうち共通する土質区分でそれぞれ平均して求め、 $G/G_0 - \gamma$ と $h - \gamma$ の関係を表形式で与えた。有効ひずみが動的変形特性曲線の与えられている範囲よりも大きくなったときは、動的変形特性試験でせん断ひずみが最大のときの G および h の値を与えた。収集した試験結果の土質は、沖積粘性土、沖積砂質土、沖積礫質土、沖積粘性土砂質土互層、洪積砂質土、洪積粘性土の7種であった。このうち、データ数が多く、その後の検討に用いた沖積砂質土と沖積粘性土の試験結果をそれぞれ図74と75に示す。

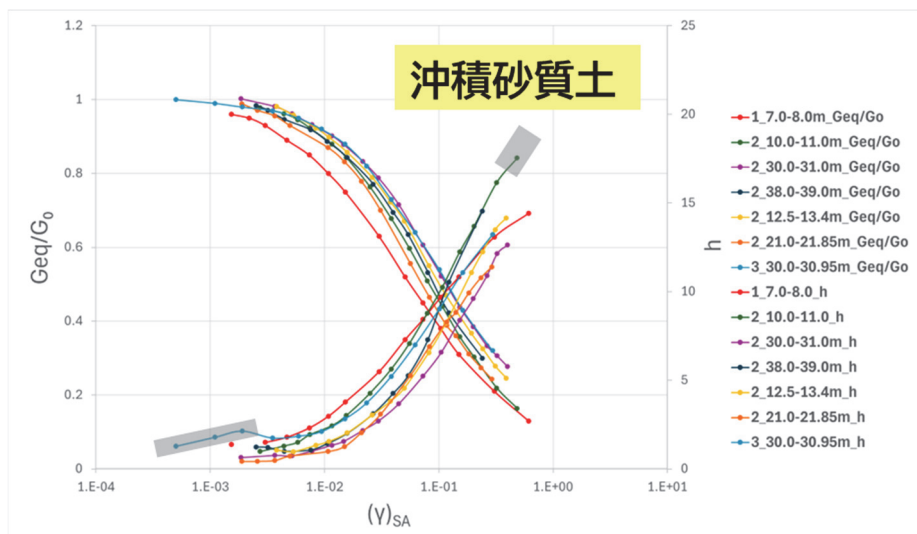


図 74 沖積砂質土についての動的変形特性曲線の収集結果。グレーの網掛けはデータの平均化から除いたデータ。

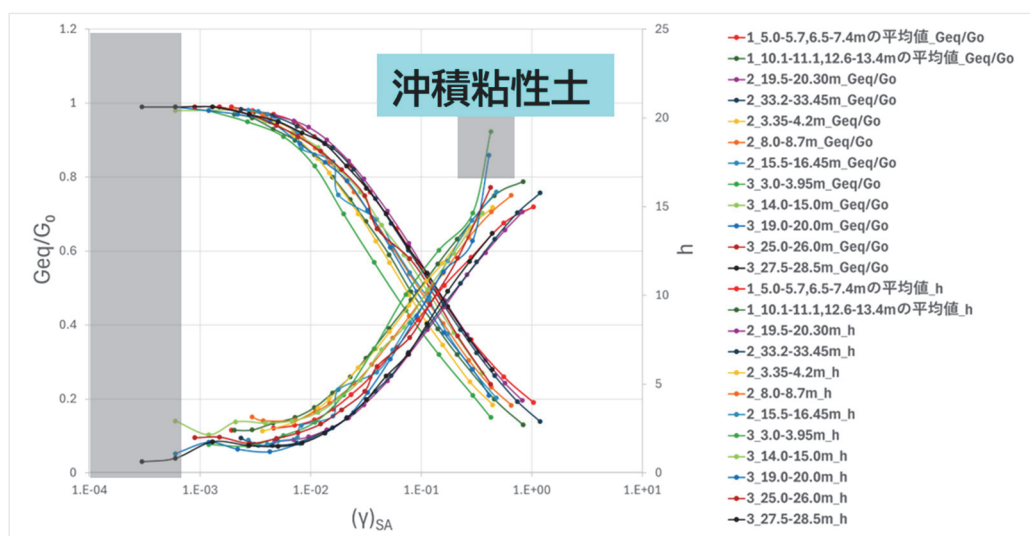


図 75 沖積粘性土についての動的変形特性曲線の収集結果。グレーの網掛けはデータの平均化から除いたデータ。

表 13 には、浅部地盤構造モデルの土質区分に対する試験結果の対応表を示す。図 76 と図 77 には、等価線形解析に用いた平均化後の沖積砂質土と沖積粘性土の動的変形特性曲線を示す。平均化の際は、図 74 と図 75 の灰色の示す範囲はデータ数が少ない、もしくは他のデータとの乖離が大きいため用いなかった。

また、工学的基盤（S 波速度 350 m/s）上面までの深さが大きい加賀平野においては、浅部地盤構造モデルのうち、相対的に深い部分は沖積層よりも古い地層に相当すると考えられる。そこで、既往文献（紺野，1992）を参考に、沖積層基底面の深さを図 78（右上）のように定義し、沖積層基底面から工学的基盤面（図 78 左下）までの層を洪積層（層厚を図 78 右下に示す）とみなし、当該層の動的変形特性を土研式（建設省土木研究所，1982）の洪積層砂質土（図 79）及び洪積層粘性土（図 80）の関係式を与えた。

表 13 浅部地盤構造モデルの土質区分と繰返しせん断試験結果の対応

土質	繰返しせん断試験結果
盛土	沖積砂質土
粘土	沖積粘性土
砂	沖積砂質土
礫	沖積砂質土
ローム (ほぼ見られない)	沖積粘性土
基盤	線形
微動の補間 (上位の層は概ね砂・礫)	沖積砂質土

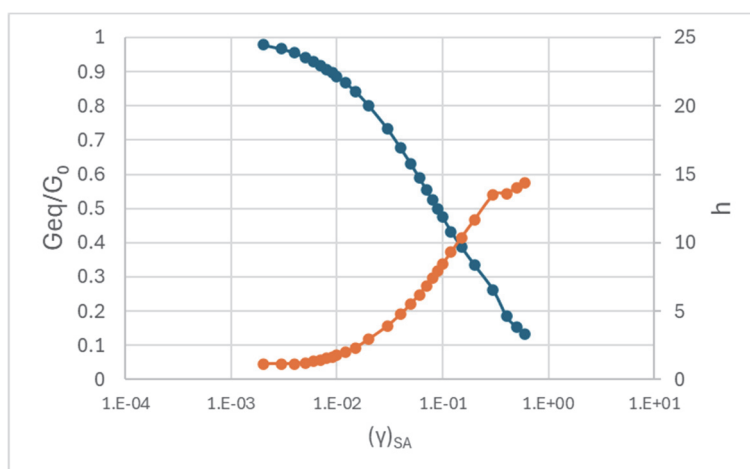


図 76 等価線形解析に用いた沖積砂質土の動的変形特性曲線

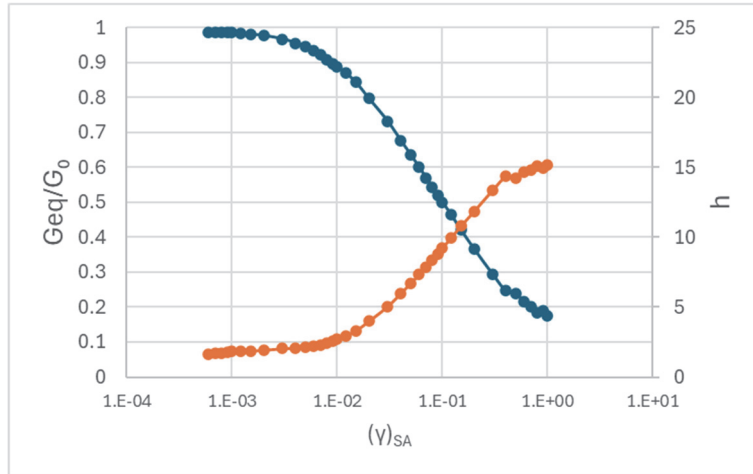


図 77 等価線形解析に用いた沖積粘性土の動的変形特性曲線

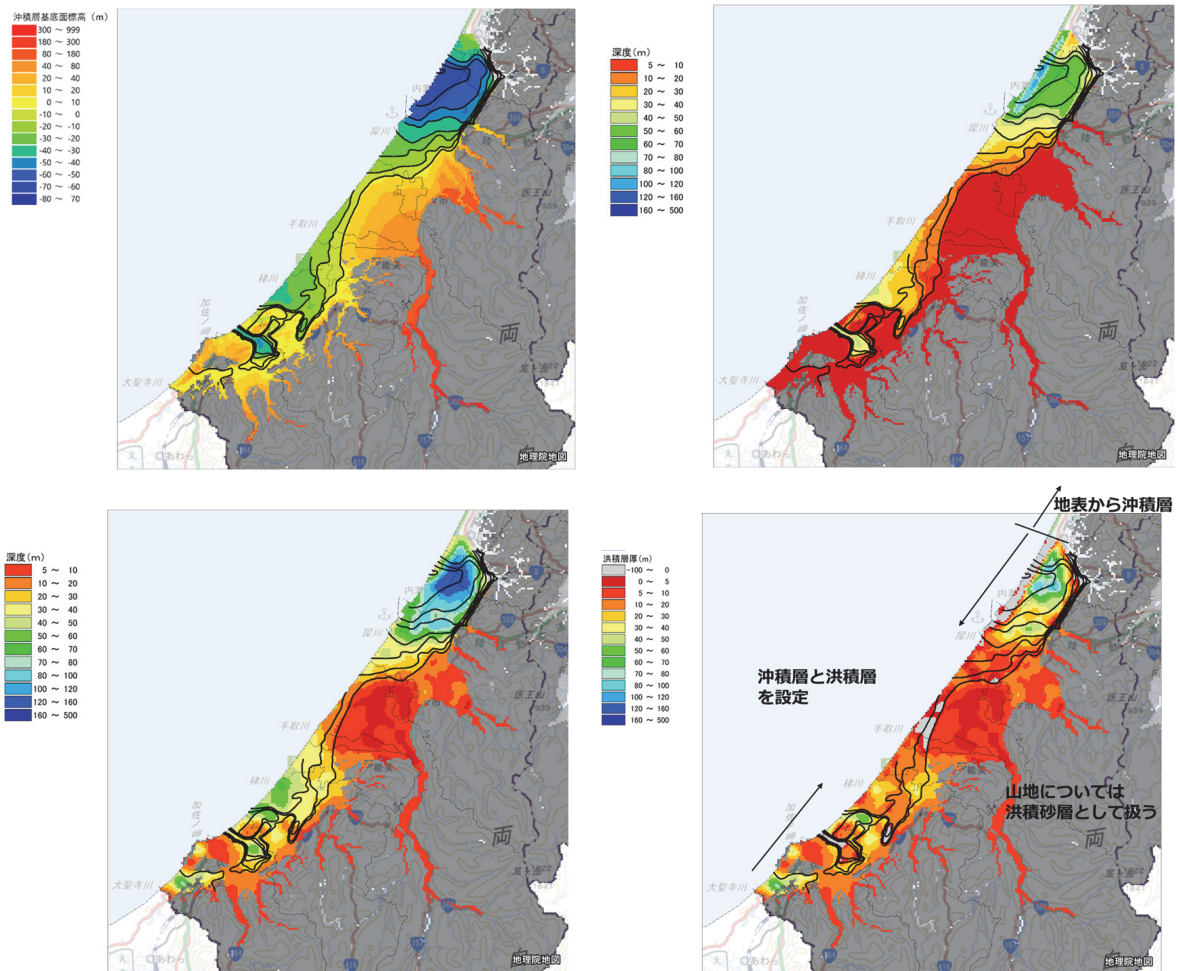


図 78 加賀平野における沖積層基底面深度の設定。(左上) 沖積層基底面標高 (針野, 1992 をもとに作成)、(右上) 沖積層基底面深度、(左下) 浅部・深部統合地盤構造モデルの S 波速度 350 m/s 層上面深度、(右下) 沖積層基底面と S 波速度 350 m/s 層上面深度の差から求めた洪積層厚。基図は地理院地図。黒実線のコンターは全て左上図と同じ沖積層基底面標高分布の形状を表している。

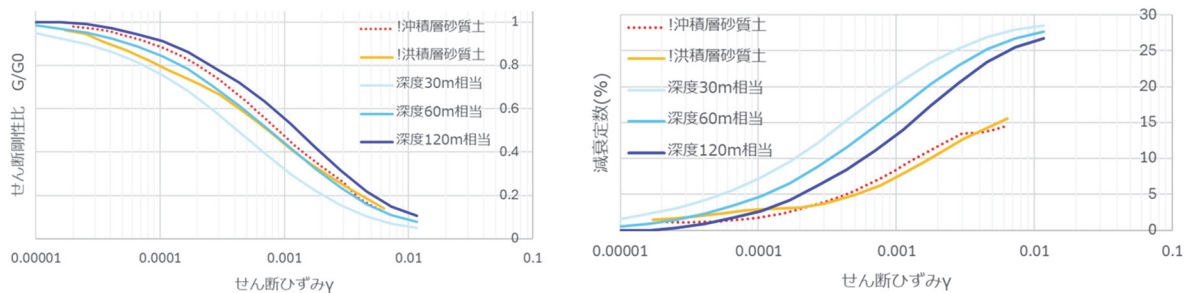


図 79 等価線形解析に用いた洪積層砂質土の動的変形特性曲線（左：せん断剛性率の比、右：減衰定数）。水色～青色実線：土研式（深さ 30 m、60 m、120 m 相当）、橙色実線：金沢平野で収集した洪積層砂質土の試験結果、赤色破線：金沢平野で収集した沖積層砂質土の試験結果の平均（図 76）。

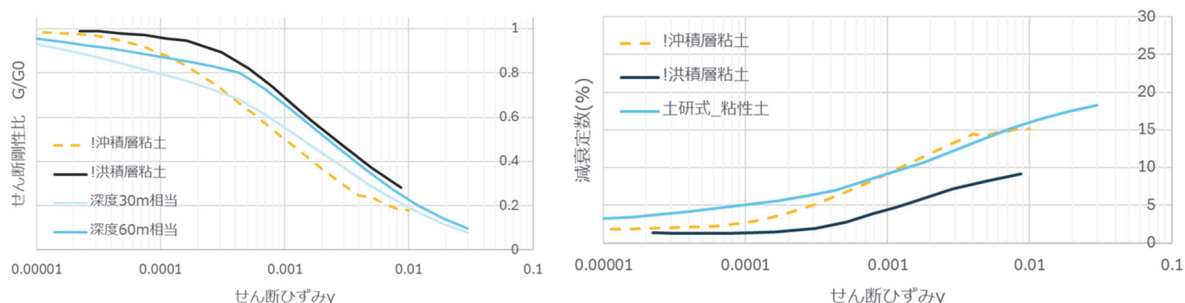


図 80 等価線形解析に用いた洪積層粘性土の動的変形特性曲線（左：せん断剛性率の比、右：減衰定数）。水色実線：土研式（深さ 30 m、60 m 相当、ただし、減衰定数の拘束圧依存性はなし）、紺色実線：金沢平野で収集した洪積層粘性土の試験結果、橙色破線：金沢平野で収集した沖積層粘性土の試験結果の平均（図 77）。

等価線形化法により得られた地表での地震動波形より求めた震度及び最大水平速度分布を図 81～85、最大水平加速度分布を図 86～88 に示す。ケース 1～3 では、金沢市、津幡町、小矢部市、南砺市に震度 7 の領域がみられるほか、邑知潟、加賀平野、砺波平野などの広い範囲が震度 5 強以上の結果になった。ケース 4 では、金沢市、津幡町、内灘町、かほく市、小矢部市、南砺市で震度 6 弱以上、ケース 5 では、金沢市と白山市を中心に震度 6 弱以上の領域が広がっている。最大水平速度は、ケース 2 及び 3 で相対的に大きい傾向にある。最大水平加速度についても、震源断層周辺に大きな加速度の領域が広がっている一方、沖積層が相対的に厚く堆積している河北潟周辺では、浅部地盤の非線形応答により加速度が低減している様子が分かる。

地震規模が大きいケース 1～3 では、震源域を中心に震度 6 強の領域が広がるとともに、上盤側の柔らかい地盤が広がっている地域や、下盤側では金沢平野を中心として広く震度 6 強の地域が広がっている。一方、地震規模が小さいケース 4、5 での震度 6 強の領域は、震源断層の上端付近の上盤側および下盤側に存在しており、前者のケースに比して狭い範囲ではあるが、強い揺れに見舞われる領域が存在する可能性があることがわかる。

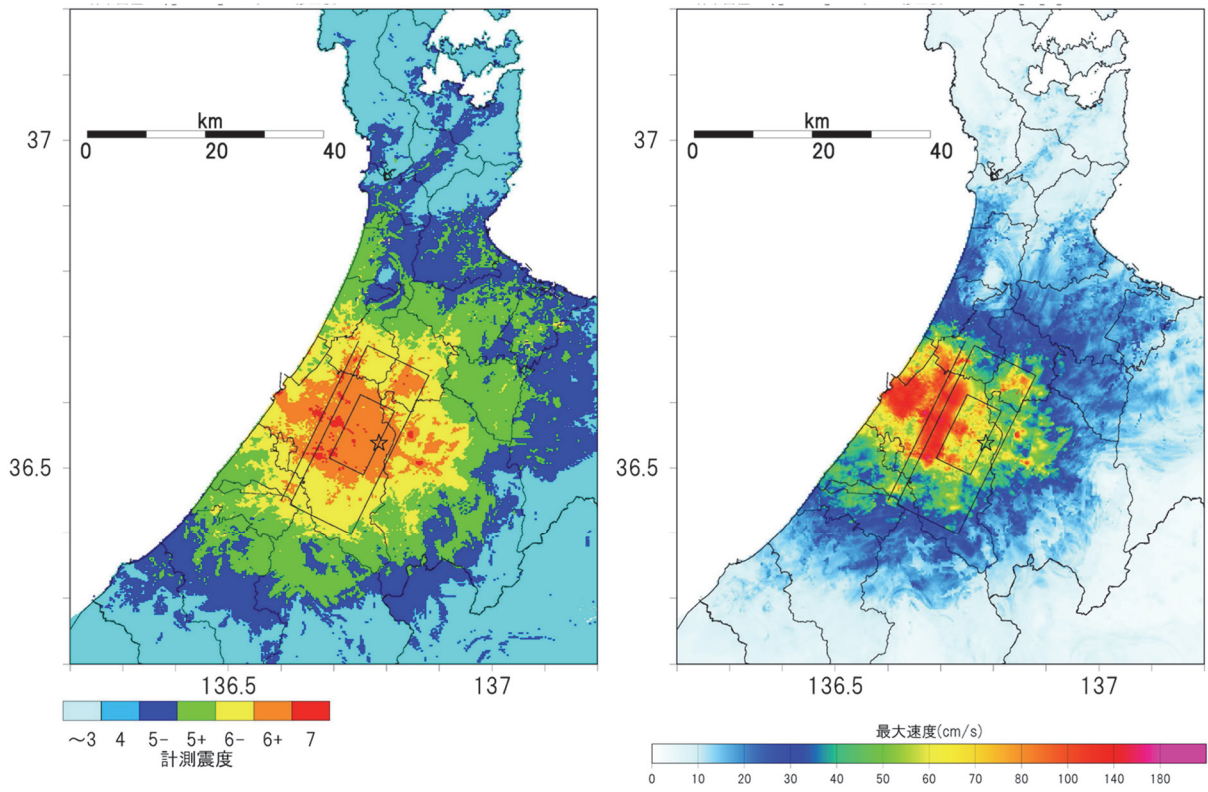


図 81 等価線形化法による地表での震度及び最大水平速度（ケース 1）

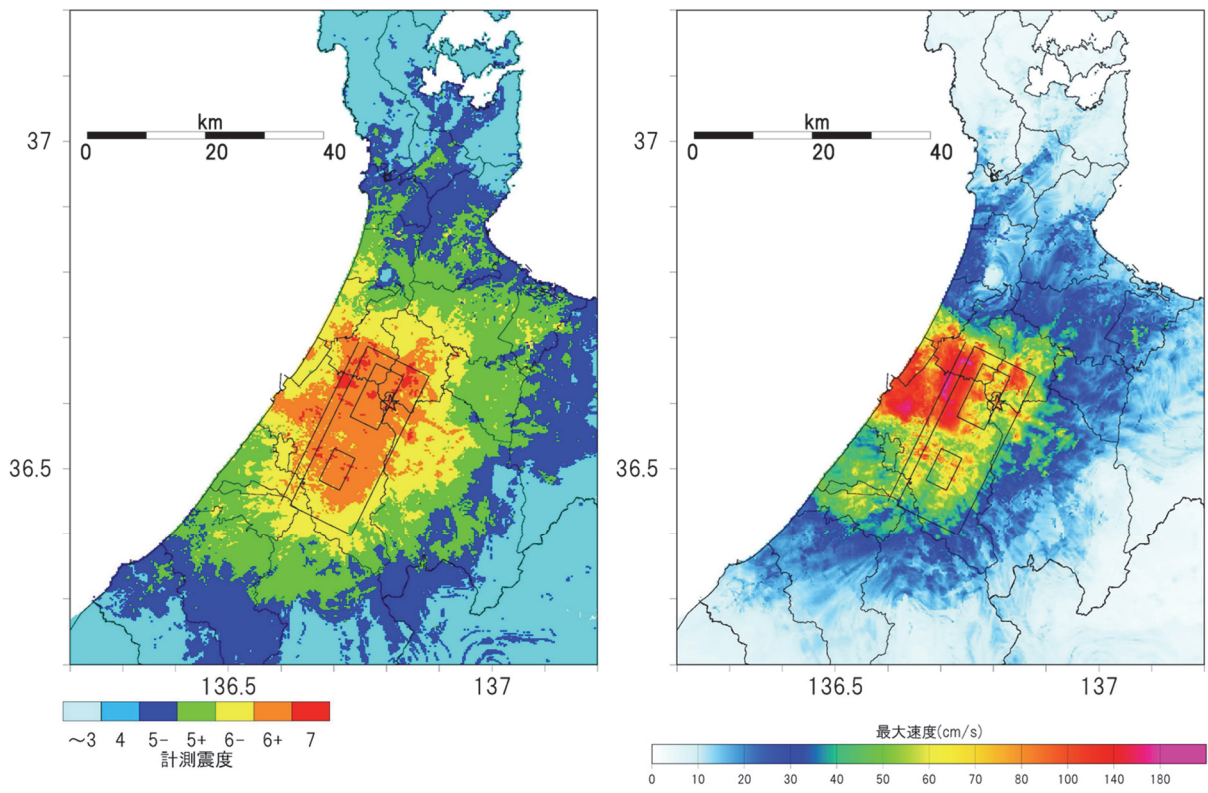


図 82 等価線形化法による地表での震度及び最大水平速度（ケース 2）

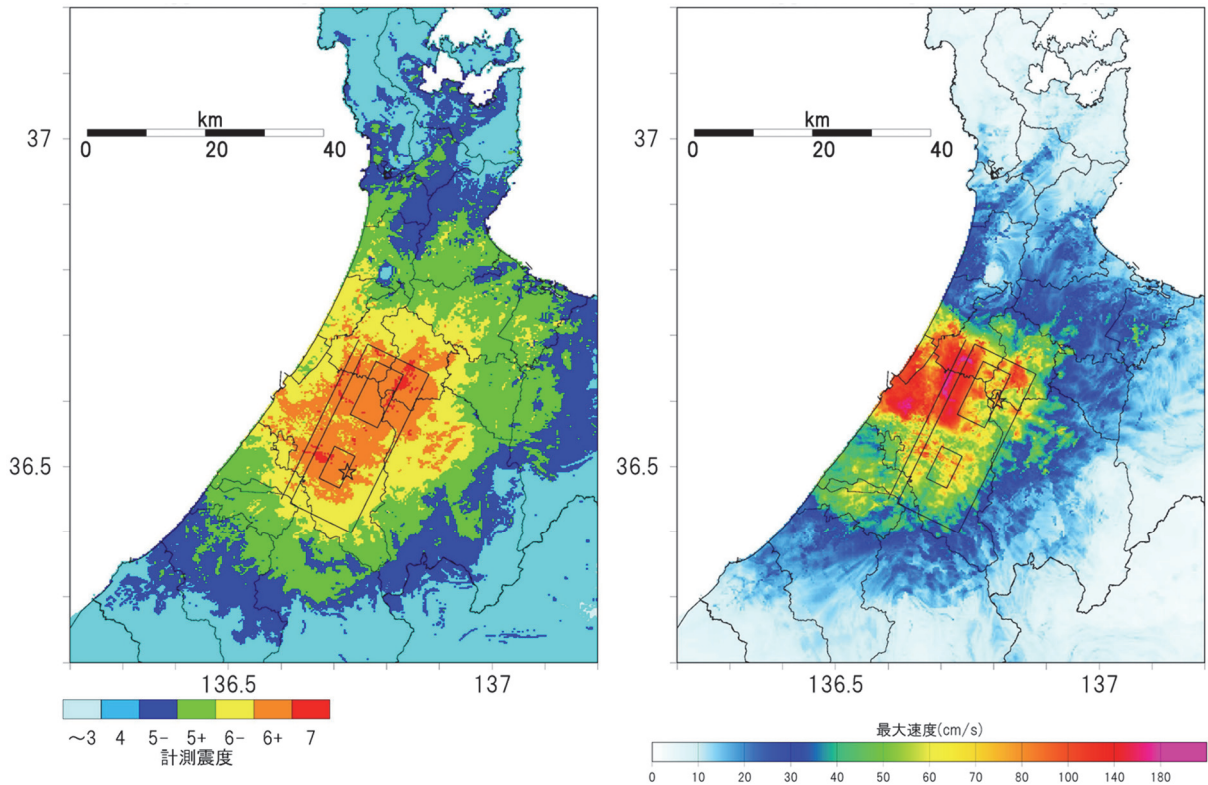


図 83 等価線形化法による地表での震度及び最大水平速度（ケース 3）

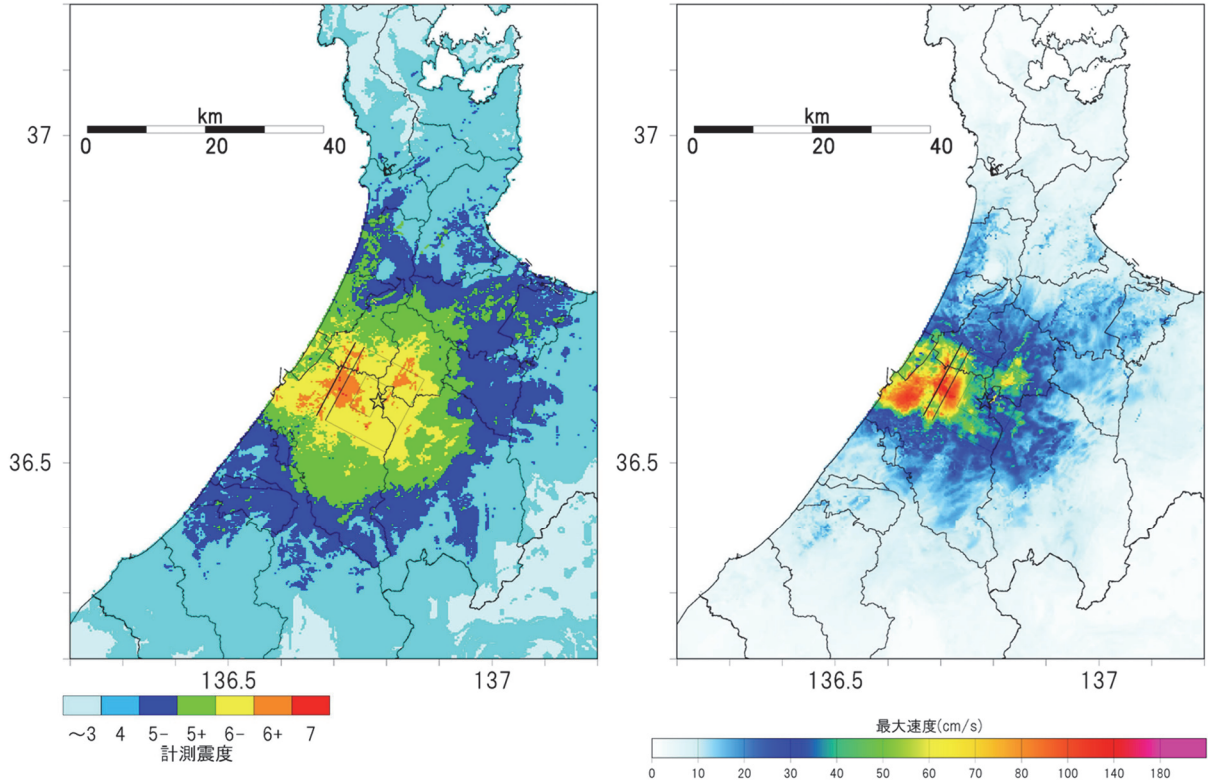


図 84 等価線形化法による地表での震度及び最大水平速度（ケース 4）

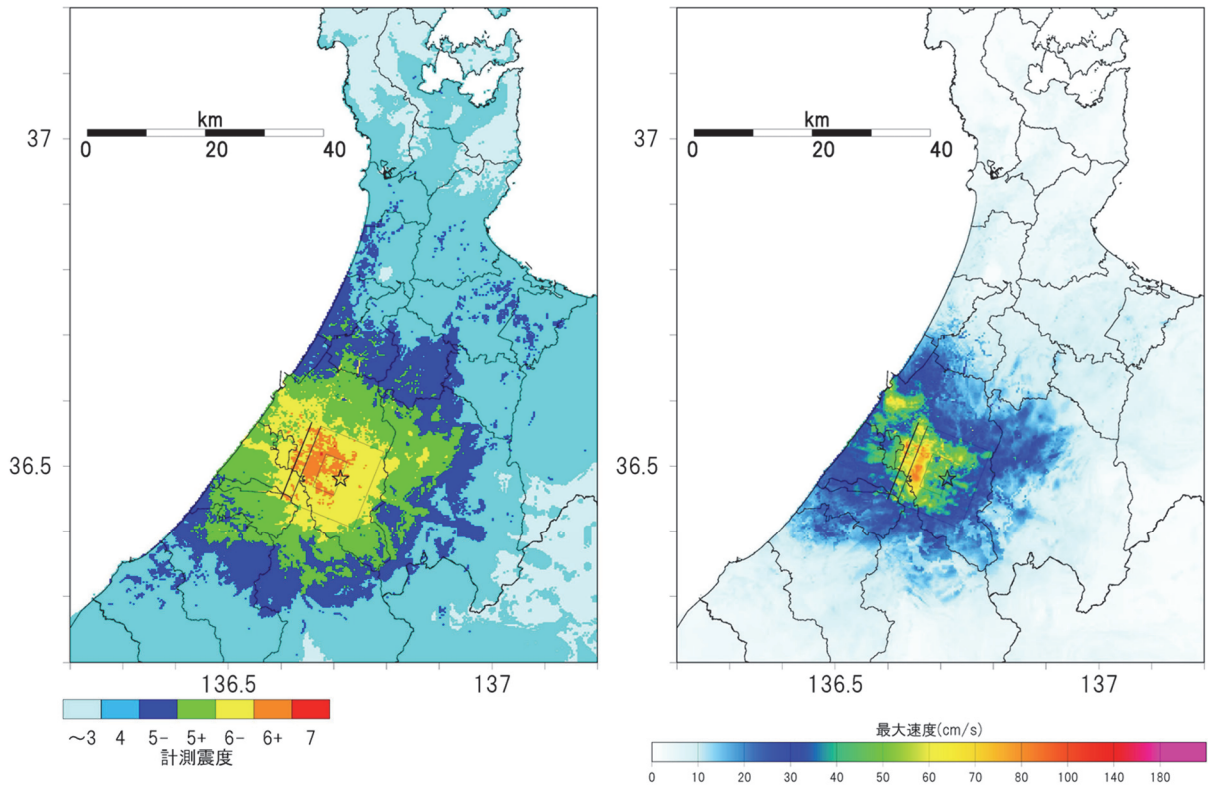


図 85 等価線形化法による地表での震度及び最大水平速度（ケース 5）

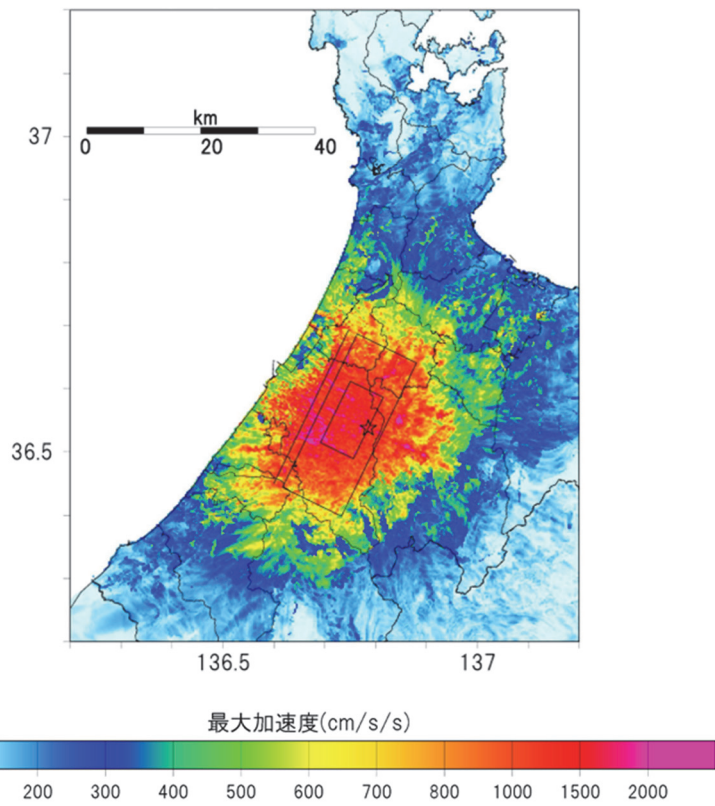


図 86 等価線形化法による地表での最大水平加速度（ケース 1）

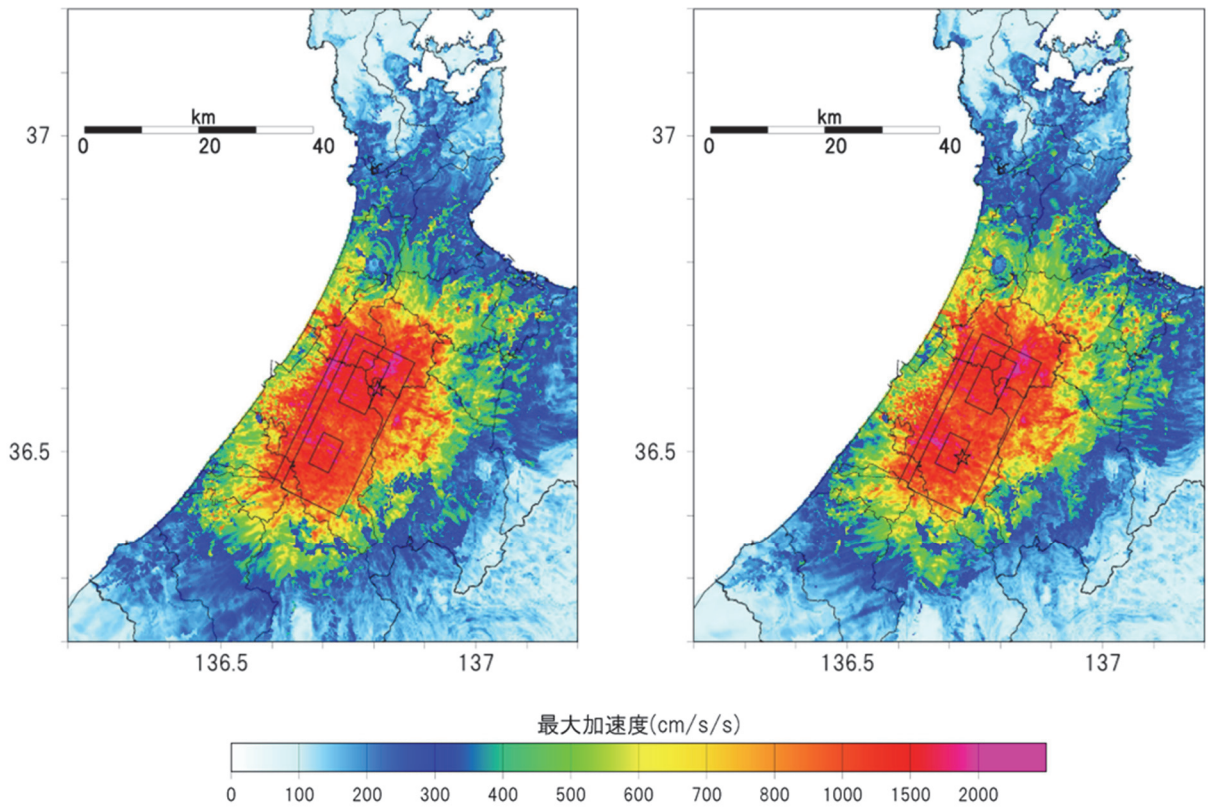


図 87 等価線形化法による地表での最大水平加速度（ケース 2～3）

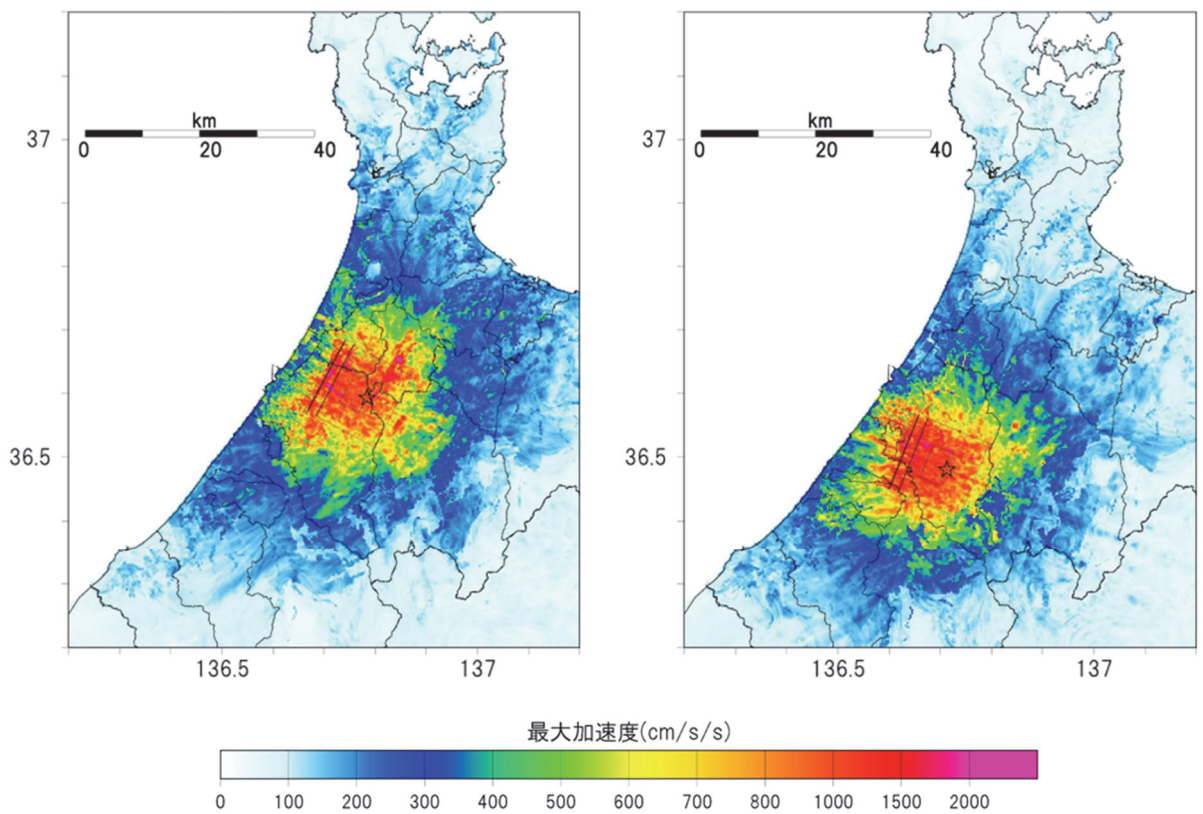


図 88 等価線形化法による地表での最大水平加速度（ケース 4～5）

いくつかの代表的な地点（図 89）での計算波形とスペクトルの例を図 90～95 に示す。地震規模の小さなケース 4～5 のフーリエスペクトルや応答スペクトルは、ケース 1～3 よりも小さくなる事例が多いものの、1 秒より短周期側では、ケースや地点によっては、ケース 1～3 に匹敵する結果も見られる。

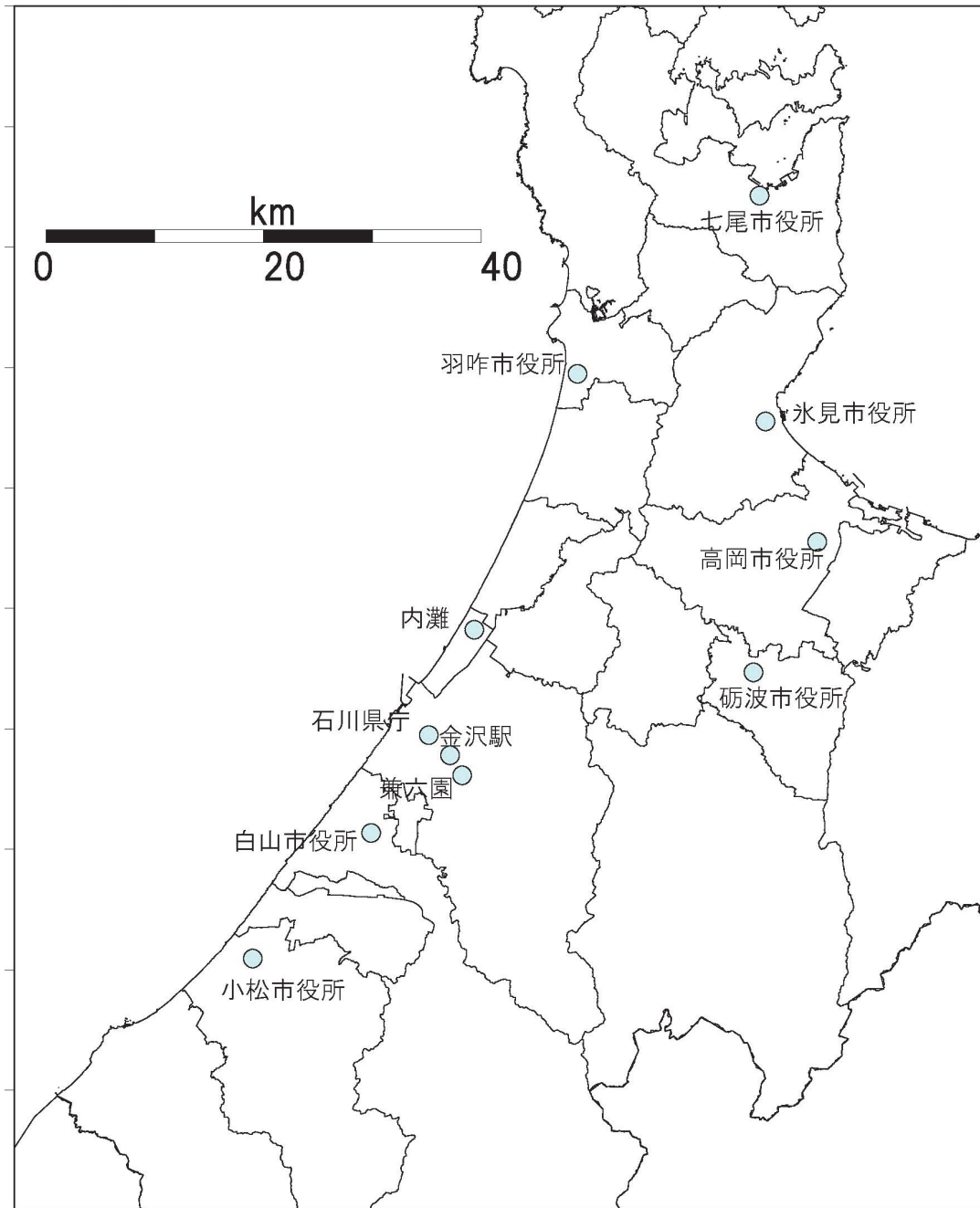
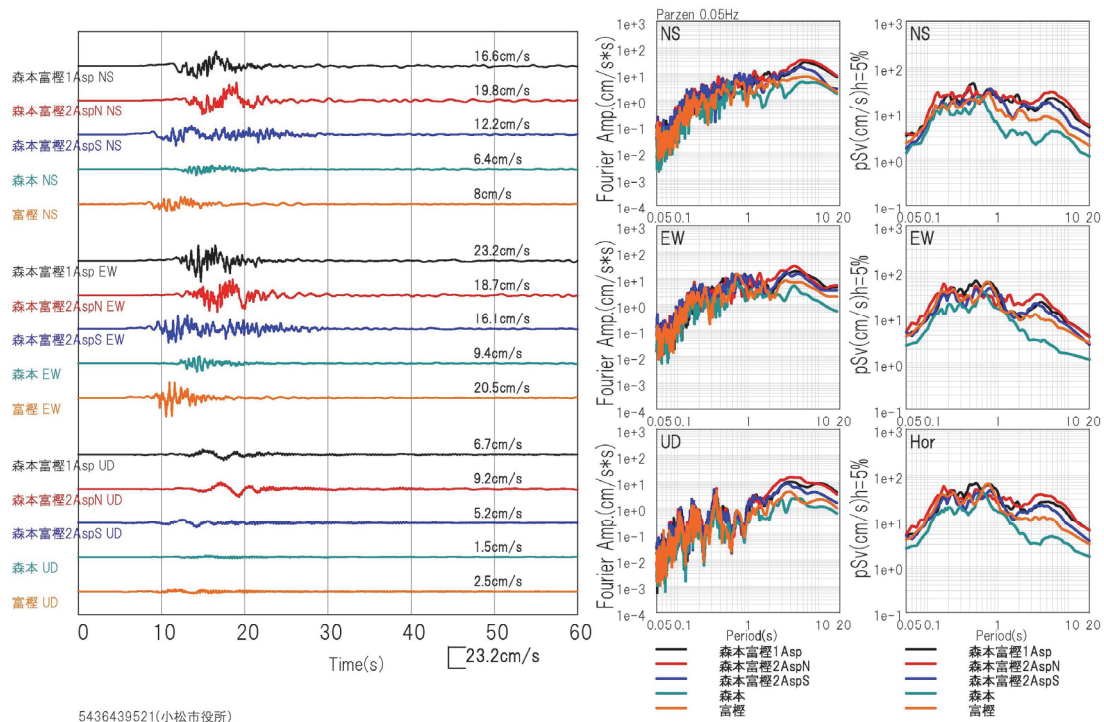
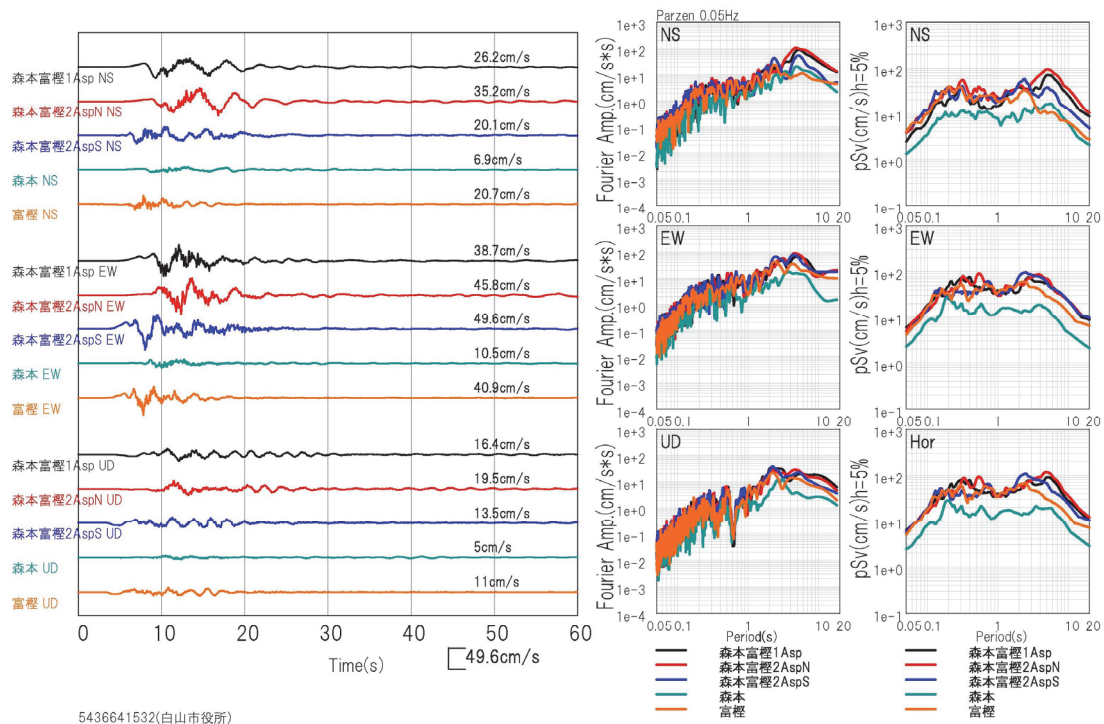


図 89 地表での計算波形とスペクトルを例示した地点



5436439521(小松市役所)



5436641532(白山市役所)

図 90 各ケースの地表での計算波形 (左)、フーリエスペクトル (中)、擬似速度応答スペクトル (右、減衰 5%)。上：小松市役所 (メッシュ番号 5436439521)、下：白山市役所 (メッシュ番号：5436641532)。

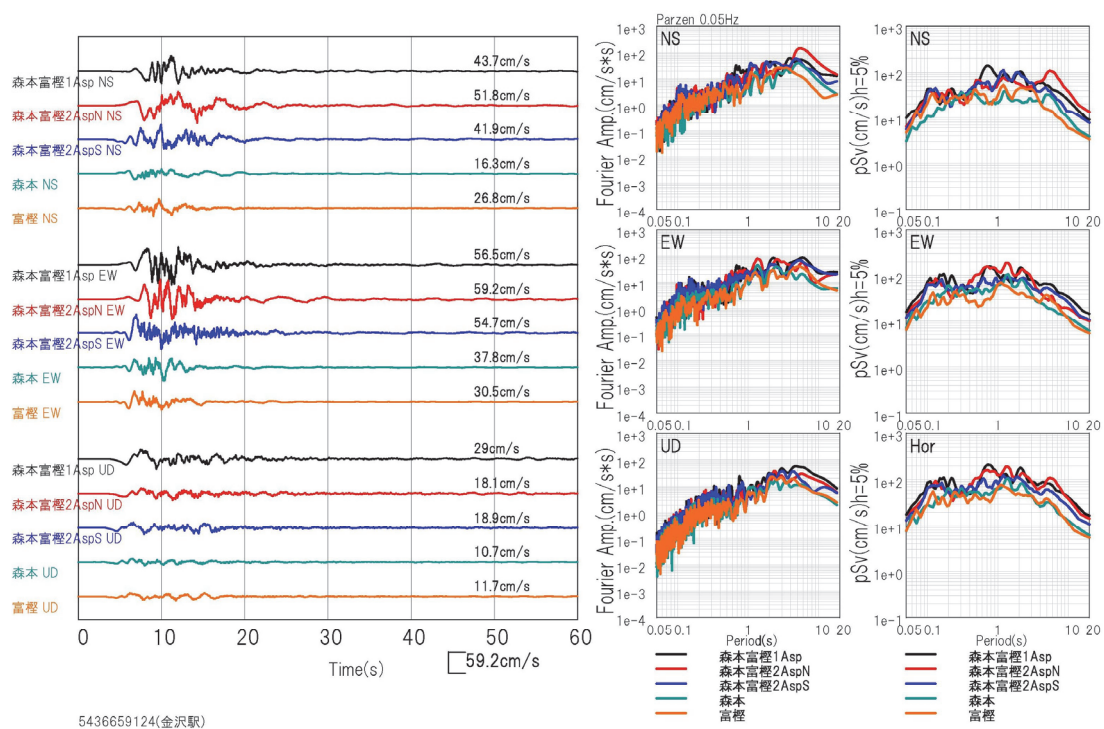
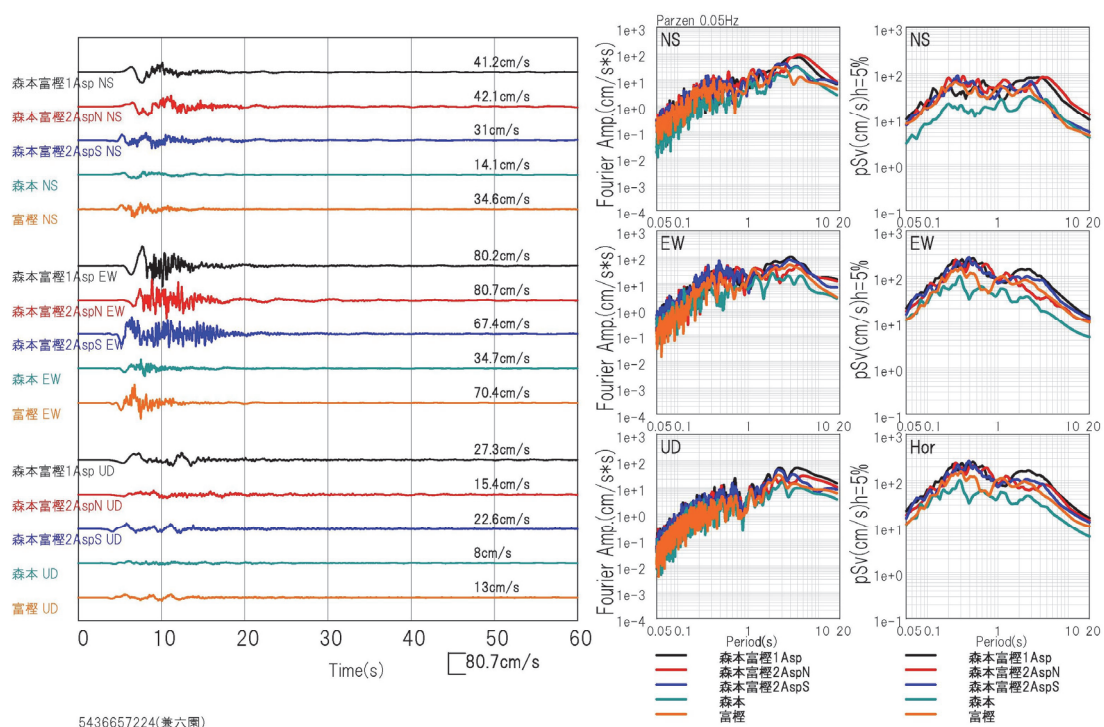


図 91 各ケースの地表での計算波形 (左)、フーリエスペクトル (中)、擬似速度応答スペクトル (右、減衰 5%)。上：兼六園 (メッシュ番号 5436657224)、下：金沢駅 (メッシュ番号：5436659124)。

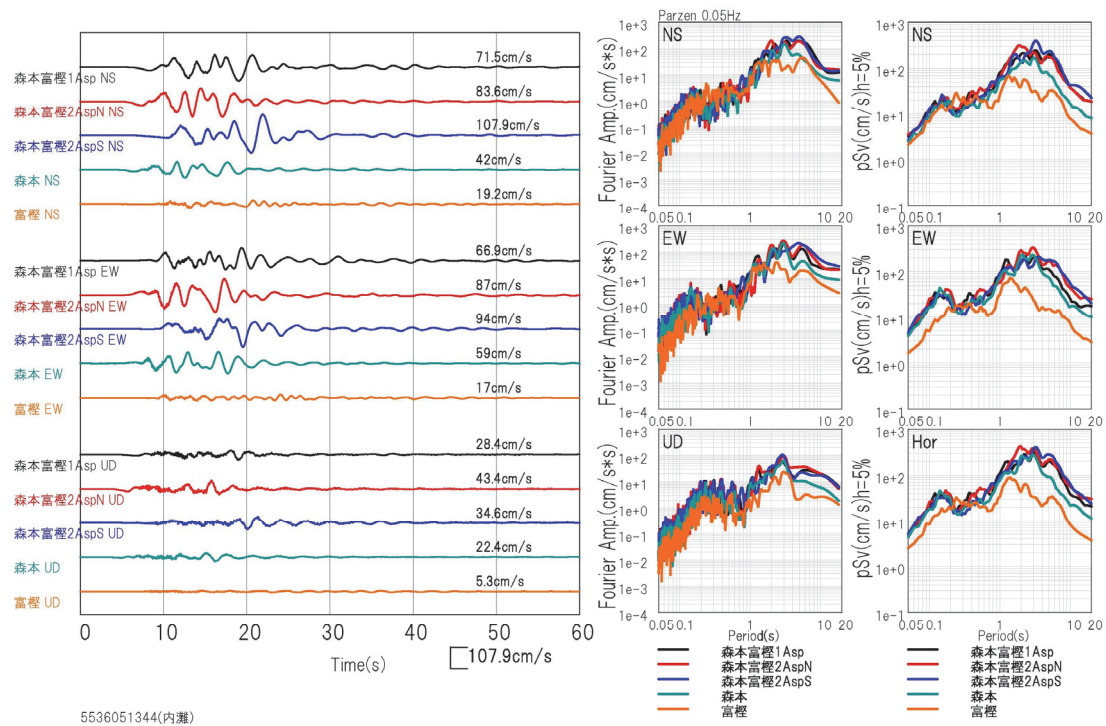
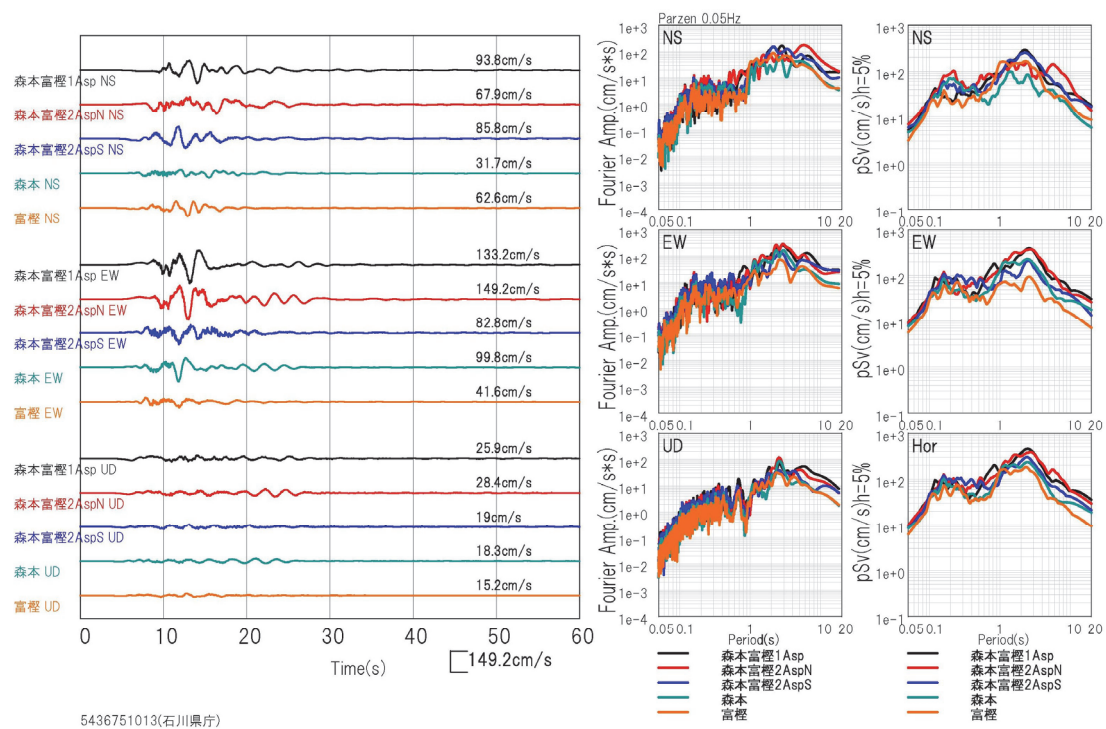


図 92 各ケースの地表での計算波形 (左)、フーリエスペクトル (中)、擬似速度応答スペクトル (右、減衰 5%)。上：石川県庁 (メッシュ番号 5436751013)、下：内灘町 (メッシュ番号：5536051344)。

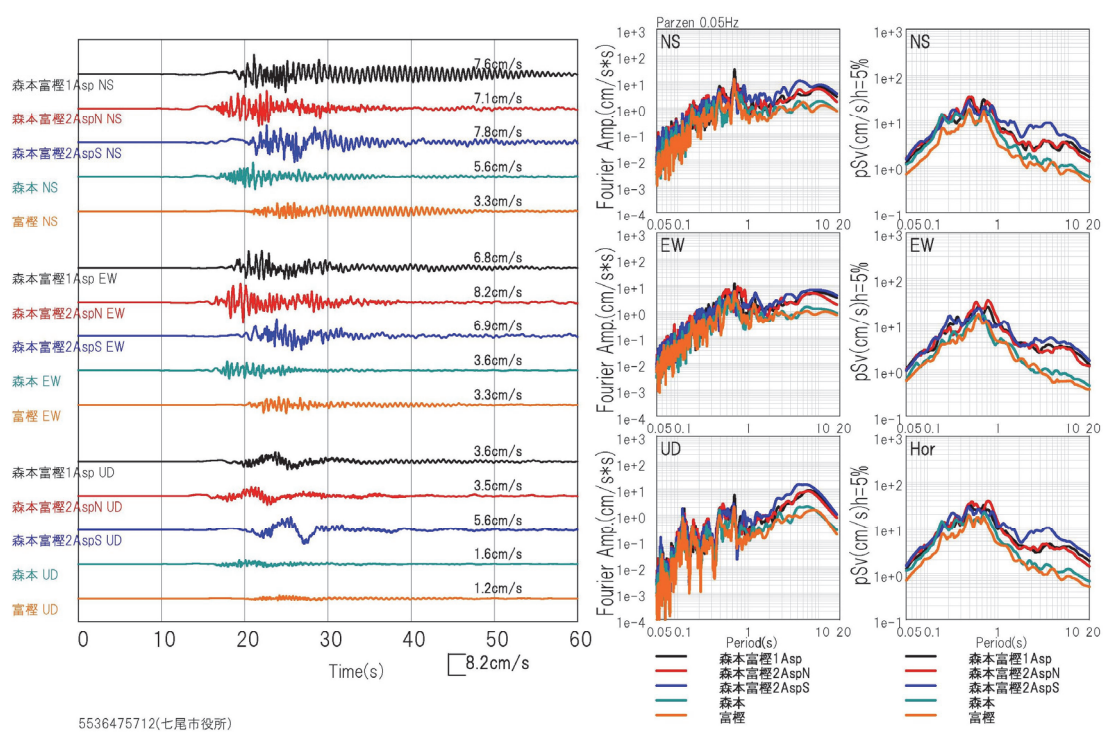
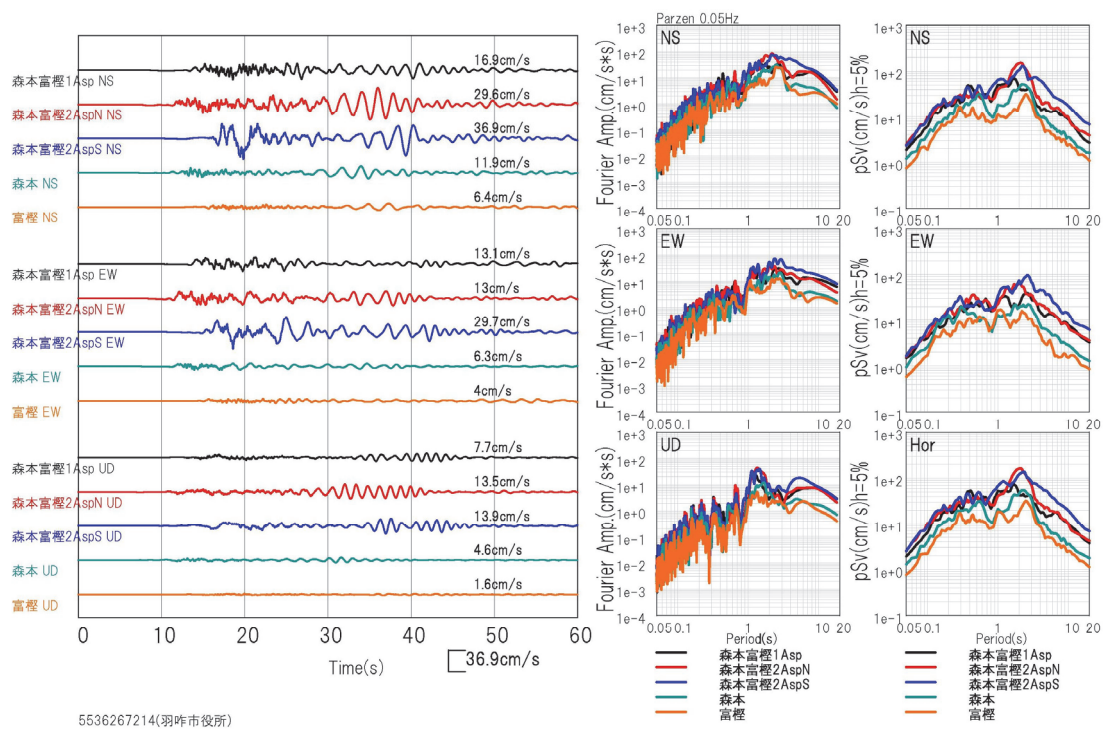


図 93 各ケースの地表での計算波形 (左)、フーリエスペクトル (中)、擬似速度応答スペクトル (右、減衰 5%)。上：羽咋市役所 (メッシュ番号 5536267214)、下：七尾市役所 (メッシュ番号：5536475712)。

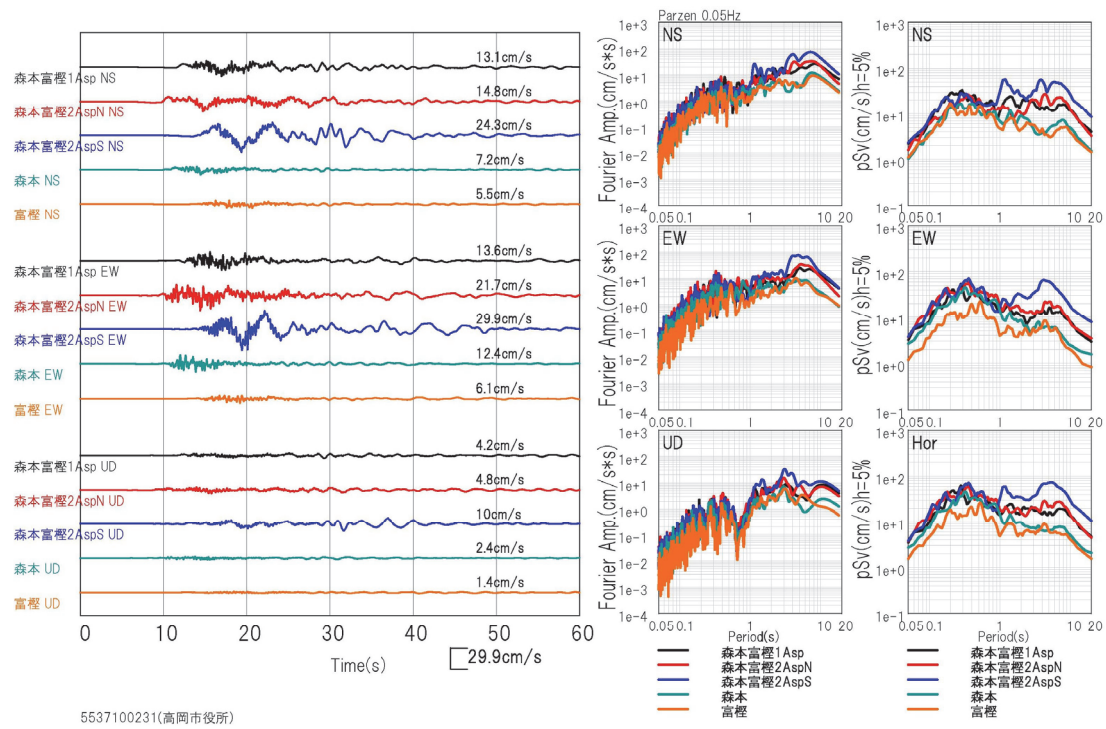
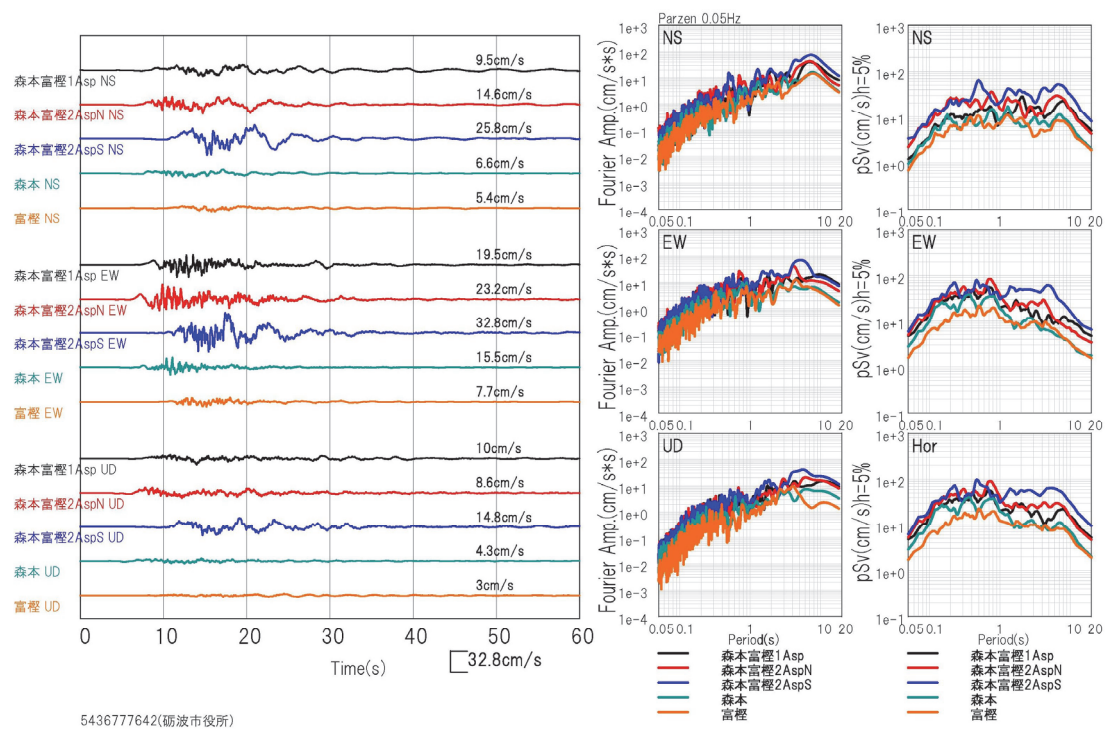


図 94 各ケースの地表での計算波形（左）、フーリエスペクトル（中）、擬似速度応答スペクトル（右、減衰 5%）。上：砺波市役所（メッシュ番号 5436777642）、下：高岡市役所（メッシュ番号：5537100231）。

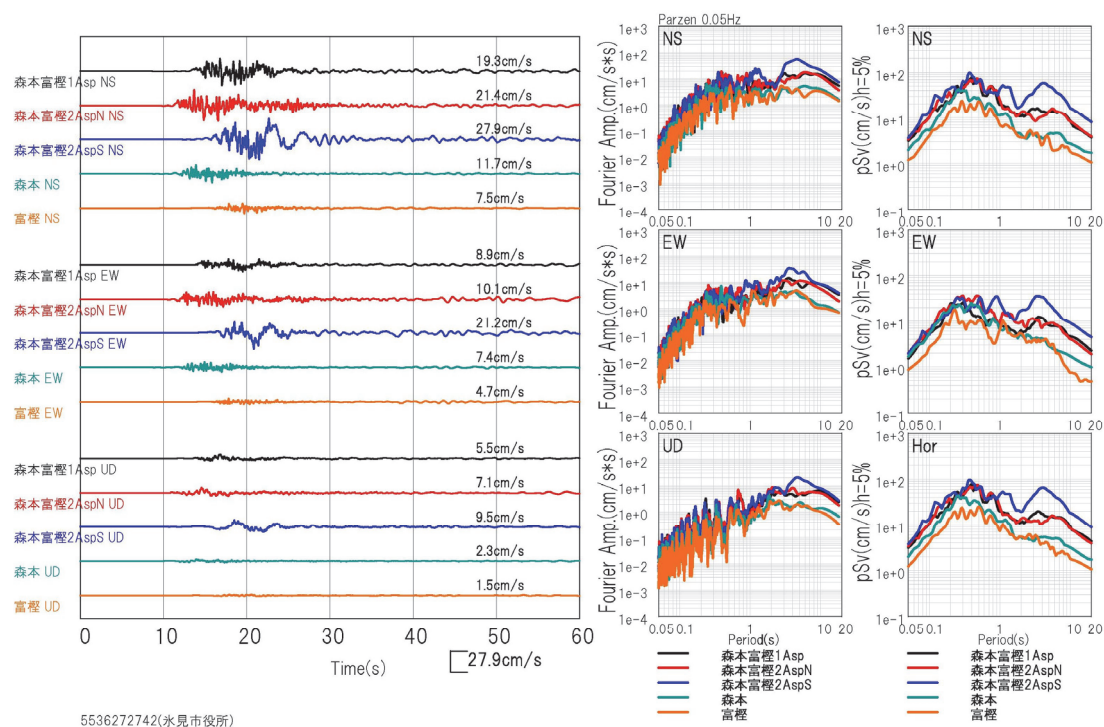


図 95 各ケースの地表での計算波形（左）、フーリエスペクトル（中）、擬似速度応答スペクトル（右、減衰 5%）。氷見市役所（メッシュ番号 5536272742）。

f) 地表の地震動計算手法による強震動予測結果の違いの検討

本調査観測での強震動予測計算における地表での地震動計算では、浅部地盤構造モデルと動的変形特性を用いた等価線形解析により、工学的基盤での地震動波形から地表の波形を得た。一方で、工学的基盤での地震動波形に AVS30（地表から深さ 30 m までの平均 S 波速度）を用いた経験的地盤増幅率を乗じることによって地表での震度分布や最大速度分布を簡便に求める方法（以下、簡便法）も、地震本部の全国地震動予測地図をはじめとして、広く用いられている。ここでは、ケース 1 を例として、計算手法による強震動予測結果の違いを確認した。

まず、簡便法による計算手順を説明する。図 96（左）は本調査観測で作成した浅部・深部統合地盤構造モデルの AVS30、図 96（中）は工学的基盤（S 波速度 350 m/s）の AVS30_{EB} である。ただし、AVS30_{EB} の上限は 1500 m/s とした。藤本・翠川(2006)を参考に、工学的基盤から地表までの増幅率 *amp* を以下の式で与えた。ただし、対数は常用対数である。

$$\log amp = -0.852 \log \left(\frac{AVS30}{AVS30_{EB}} \right)$$

図 96（右）に上式で得られた地盤増幅率分布を示す。浅部・深部統合地盤構造モデルでは、石川県の河北潟周辺や邑知潟平野、富山県の氷見平野や射水平野などに AVS30 の小さな領域が広がっており、これらの地域では地盤増幅率が 2 倍を超える値を呈している。

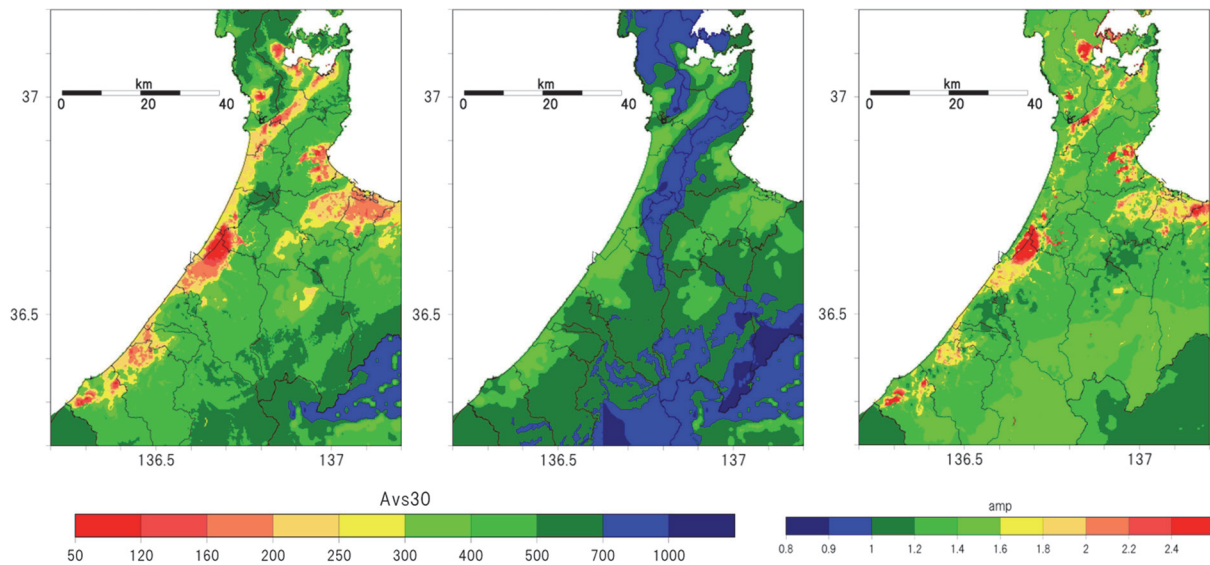


図 96 浅部・深部統合地盤構造モデルによる地盤増幅率の分布。(左) AVS30 (単位 m/s)、(中) 工学的基盤でのAVS30_{EB} (単位 m/s)、(右) 地盤増幅率 amp 。

図 96 (右) の地盤増幅率 amp を用いて、工学的基盤での最大速度 PGV_B から地表における最大速度 PGV を次式により評価した。

$$PGV = amp \cdot PGV_B$$

また、最大速度と計測震度の関係式 (藤本・翠川, 2005)

$$I = 2.002 + 2.603 \log PGV - 0.213 \cdot \{\log PGV\}^2$$

から地表での震度を計算した。ケース 1 の場合の、簡便法による地表震度分布を図 97 に示す。これを、等価線形解析による地表震度分布と比較すると、大局的な傾向は似ているものの、例えば、河北潟周辺では、簡便法では震度 7 の領域が面的に広がっているのに対し、等価線形解析では震度 6 弱～6 強の占める面積が広い。同様に、邑知潟平野の一部においても、簡便法による震度は等価線形解析による結果よりも大きくなっている。これらの違いは、簡便法では、地表での AVS30 が工学的基盤の AVS30_{EB} よりも小さい場合、増幅率は必ず 1 よりも大きくなるため、 $PGV > PGV_B$ という関係にある。このため、地表の震度 I も工学的基盤での震度 I_B よりも大きくなる。一方で、等価線形解析の場合、河北潟や邑知潟のように、S 波速度が極めて小さく、層厚の厚い浅部地盤に、大きな地震動が入力した場合、地盤内のひずみが大きくなることで、減衰定数が大きくなったり、剛性率が低下することで卓越周期が長周期側にシフトしたりすることにより、地表での最大加速度、最大速度、震度が工学的基盤のそれらより小さくなることもある。

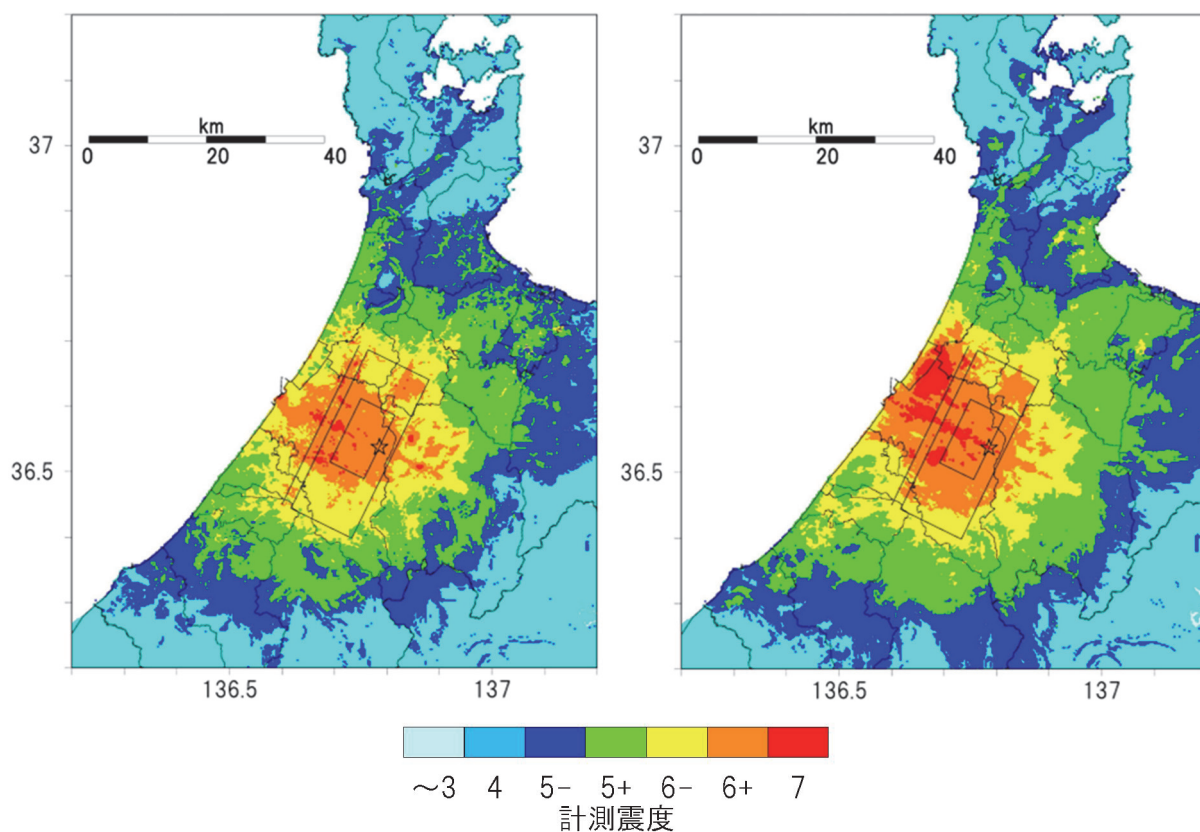


図 97 地表の地震動計算手法による震度分布の違い（ケース 1）。（左）等価線形解析（図 81 の再掲）、（右）簡便法。

(c) 結論

森本・富樫断層帯の地震で強い揺れに見舞われることが想定される石川県や富山県西部を主な対象として、深部地盤構造モデル高度化のための観測や調査、資料収集等を実施した。令和 6 年度は、令和 4 年度に開始した臨時地震観測の継続及び撤収のほか、各機関からの地震波形記録の収集、深部地盤構造の調査を目的とした大半径の微動アレイ探査を実施した。また、これまでのサブテーマ 3. 2 での調査や、他のサブテーマの調査結果を集約し、対象地域の浅部・深部統合地盤構造モデルの作成を行った。プロジェクトの研究チームで検討した森本・富樫断層帯の震源断層モデルと地震シナリオにもとづいて、強震動の試算を行った。

堆積平野が広がっている金沢市及び白山市の計 11 地点において、令和 4 年度に開始した強震計を用いた臨時地震観測点を維持し、連続観測を継続した後、令和 7 年 3 月に観測を終了した。臨時地震観測で新たに得られた地震波形記録に加えて、既存の各機関の震度計や強震計観測点で記録された対象地域の有感地震等の波形記録を取得し、観測された波形の特徴等を分析し、加賀平野内で震度が相対的に大きな地点や小さな地点を把握した。地震動特性の空間的な違いを定量的に把握するためには、実際に地震動を観測することが最も有用であることは言うまでもない。今後も、震度計波形データなどのさらなる有効活用が期待される。なお、主として金沢平野の堆積層上に展開した臨時地震観測の連続波形記録はサブテーマ 2 にも提供し、サブテーマ 2 で実施課題である雑微動解析による基盤速度推定にも活用できるように連携して取り組んだ。

盆地基盤面深度程度までを目標探査対象範囲とした微動アレイ観測を能美市1点、金沢市1地点、津幡町1地点、高岡市1地点、氷見市1地点で実施し、堆積層部分のS波速度構造を推定し、深部地盤構造モデル高度化のためのS波速度構造に関する物理探査情報を充実させた。令和4～6年度に実施した微動アレイ探査、単点微動観測、反射法地震探査の結果に加え、石川県や富山県を対象に実施された既往の微動アレイ探査、単点微動観測、反射法地震探査結果も収集し、これらのデータを統合して解析し、対象地域の浅部・深部統合地盤構造モデルを新たに作成した。作成した浅部・深部統合地盤構造モデルは、現行のJ-SHIS V4モデルに比べて、観測波形や観測サイト増幅特性の再現性が大きく改善されたことを確認した。

プロジェクト全体から調査結果や知見を持ち寄って議論を重ね、森本・富樫断層帯の震源断層モデルを提案し、破壊様式やアスペリティ配置、地震規模などの異なる5ケースの検討用地震シナリオを策定した。本調査観測で作成した浅部・深部統合地盤構造モデルを用い、これら5ケースの予測地震動を試算した。地表での地震動波形の計算では、令和4～5年度に金沢市内で取得した動的変形特性曲線を用いた等価線形解析を行うことで、対象地域の土質特性を浅部での地盤応答特性の評価に取り入れた。これにより、ケース間の地震動分布のバラツキをみたほか、浅部地盤応答の計算方法の違いによる地表の地震動分布の違いを検討し、対象地域の地震ハザード評価のための基礎的資料を得た。

(d) 引用文献

- Aki, K., Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, 35, 415-456, 1957.
- 浅野公之・岩田知孝・宮腰 研・大堀道広, 微動アレイ観測と単点微動観測による加賀平野南部及び邑知潟平野の堆積平野速度構造モデルの検討, 日本地震工学会論文集, 15(7), 194-204, 2015.
- 浅野公之・岩田知孝・関口春子, 不均質震源断層モデルのすべり角のばらつき, 地震第2輯, 76, 287-294, 2024.
- 浅野公之・岩田知孝・関口春子・杉山長志, 近江盆地南部における微動アレイ探査, 京都大学防災研究所年報, 64B, 9-20, 2021.
- Asano, K., H. Sekiguchi, T. Iwata, M. Yoshimi, T. Hayashida, H. Saomoto, and H. Horikawa, Modelling of wave propagation and attenuation in the Osaka sedimentary basin, western Japan, during the 2013 Awaji Island earthquake, Geophys. J. Int., 204, 1678-1694, 2016.
- Asano, K., K. Yoshida, K. Miyakoshi, M. Ohori, and T. Iwata, Microtremor Surveys in Large Sedimentary Basins on the Coast of the Sea of Japan, Proc. 17th World Conf. Earthq. Eng., paper no. 1f-0006, 2020.
- Boore, D.M., Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, Bull. Seismol. Soc. Am., 73(6), 1865-1894, 1983.

- Brune, J.N, Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 75, 4997-5009, 1970.
- 藤本一雄・翠川三郎, 近年の強震記録に基づく地震動強さ指標による計測震度推定法, 地域安全学会論文集, 7, 241-246, 2005.
- 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.
- Graves, G.W., Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1091-1106, 1996.
- Hisada, Y., An Efficient Method for Computing Green's Functions for a Layered Half-Space with Sources and Receivers at Close Depths (Part 2). *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 85(4), 1080-1093, 1995.
- Hastings, W.K., Monte Carlo Sampling methods using Markov chains and their applications, *Biometrika*, 57(1), 97-109, 1970.
- 堀川晴央・杉山長志・馮 少孔・徳丸哲義, 新潟および奥能登地域における微動アレー探査, 平成21年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 地質調査総合センター速報, 54, 89-93, 2010.
- 入倉孝次郎・香川敬生・関口春子, 経験的グリーン関数法を用いた強震動予測方法の改良, 日本地震学会1997年度秋季大会講演予稿集, B25, 1997.
- 岩田知孝・浅野公之・岩城麻子・栗山雅之・鈴木亘・Oprsal Ivo・澤崎絵理子, 2007年能登半島地震における穴水での地震動特性, 日本地震学会2007年秋季大会講演予稿集, A12-08, 2007.
- 岩田知孝・浅野公之・宮本 英・緒方夢頭, 2022年6月能登地方の地震によるK-NET正院(ISK002)の地震動特性と地盤構造, 日本地震学会2022年秋季大会, S16-04, 2022.
- 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地震調査委員会, 「長周期地震動予測地図」2012年試作版, https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/lpshm/12_choshuki/, 2012.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), 51 pp, 2017.
- 香川敬生, ハイブリッド合成法に用いる統計的グリーン関数法の長周期帯域への拡張, 日本地震工学会論文集, 4(2), 21-32, 2004.
- 笠原敬司, プレートが三重会合する関東・東海地方の地殻活動様式, 国立防災科学技術センター研究報告, 35, 33-137, 1985.
- 神野達夫・先名重樹・森川信之・成田章・藤原広行, 金沢平野における3次元地下構造モデル, 物理探査, 56(5), 313-326, 2003.
- 鹿野和彦・原山 智・山本博文・竹内 誠・宇都浩三・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久, 20万分の1地質図幅「金沢」, 工業技術院地質調査所, 1999.
- 紮野義夫, 加賀平野, アーバンクボタ, 31, 48-55, 1992.
- 建設省土木研究所, 地盤の地震時応答特性の数値解析法 -SHAKE:DESRA-, 土木研究所資

- 料, 1778, 136 pp., 1982.
- Koketsu, K., H. Miyake, and H. Suzuki, Japan Integrated Velocity Structure Model Version 1, Proc. 15th World Conf. Earthq. Eng., paper no. 1773, 2012.
- Konno, K. and T. Ohmachi, Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor, Bull. Seismol. Soc. Am., 88(1), 228-241, 1998.
- Levander, A.R., Fourth-order finite-difference P-SV seismograms, Geophysics, 53, 1425-1436, 1988.
- 凌 甦群・岡田 広, 微動探査法における空間自己相関法の拡張, 物理探査学会第 89 回 学術講演会論文集, 44-48, 1993.
- Metropolis, N., A.W. Rosenbluth, M.N. Rosenbluth, A.H. Teller, and E. Teller, Equation of State Calculations by Fast Computing Machines, J. Chem. Phys., 21(6), 1087-1092, 1953.
- 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 平成 25 年度日本海地震・津波調査プロジェクト成果報告書, 313 pp., 2014.
- 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 平成 26 年度日本海地震・津波調査プロジェクト成果報告書, 365 pp., 2015.
- 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 平成 27 年度日本海地震・津波調査プロジェクト成果報告書, 431 pp., 2016.
- Nagashima, F. and H. Kawase, The relationship between V_s , V_p , density and depth based on PS-logging data at K-NET and KiK-net sites, Geophys. J. Int., 225, 1467-1491, 2021.
- National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, NIED K-NET, KiK-net, doi: 10.17598/nied.0004, 2019.
- 大西良広・堀家正則, 震源近傍での地震動予測のための拡張統計的グリーン関数法とそのハイブリッド法への適用に関するコメント, 日本建築学会構造系論文集, 69(586), 37-44, 2004.
- 産業技術総合研究地質調査総合センター・編, 日本重力データベース DVD 版, 数値地質図 P-2, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2013.
- 佐藤智美・川瀬 博・佐藤俊明, ポ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, 1994.
- Schnabel, P.B., J. Lysmer, and H.B. Seed, SHAKE: A computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites, Report No. EERC72-12, University of California, Berkley, 1972.
- 先名重樹・藤原広行・前田宜浩・森川信之・岩城麻子・河合伸一・谷田貝淳・佐藤 将・鈴木晴彦・稲垣賢亮・松山尚典, 強震動評価のための浅部・深部統合地盤構造モデルの構築, 防災科学技術研究所研究資料, No. 498, 259 pp., 2023.
- 司 宏俊・翠川 三郎, 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 64(523), 63-70, 1999.

- Somei, K., K. Asano, T. Iwata, and K. Miyakoshi, Estimation of site amplification factors for strong motion stations in the Hokuriku district, Japan, Proc. 5th IASPEI/IAEE Inter. Symp. on Effects of Surface Geology on Seismic Motion, paper no. P105B, 2016.
- 鈴木晴彦・森伸一郎・小西千里・小林 巧, 2次元微動アレイ探査による石川県門前町道下地区における浅部S波速度構造探査, 物理探査学会第144回学術講演会論文集, 98-101, 2021.
- Virieux, J., P-SV wave propagation in heterogeneous media: velocity-stress finite-difference method, Geophysics, 51, 889-901, 1986.
- 山中浩明・元木健太郎・山田伸之・福元俊一・山田 悦子・瀬尾和大, 2007年能登半島地震の余震観測と微動探査による輪島市門前町の地盤震動特性の評価, 物理探査, 61(5), 385-396, 2008.
- 吉田 望, DYNEQ A computer program for DYNamic response analysis of level ground by EQuivalent linear method, 2004.

(3) 令和4～6年度の成果

(a) 業務の要約

森本・富樫断層帯が活動した場合に強い揺れに見舞われることが想定される石川県や富山県西部を主な対象として、深部地盤構造モデル高度化のための観測や調査、資料収集等を実施した。加賀平野における空間的に詳細な地震動特性の把握を目的に、金沢市及び白山市の計11地点にて、強震計を用いた臨時地震観測を行った。既存の震度計や強震計で取得された地震波形記録を収集し、臨時地震観測点の記録とともに地震動増幅特性評価のための分析を行った。盆地基盤面深度程度までを目標探査対象とした微動アレイ観測や単点微動観測を石川県及び富山県西部で実施し、堆積層部分のS波速度構造を拘束するためのデータを取得した。強震時の浅部地盤の非線形特性をモデル化するため、対象地域における既存動的変形試験結果を収集するとともに、加賀平野等で情報が不足している地域での浅部ボーリング調査と動的変形特性試験を実施した。本研究グループでこれまでに取得した各種の調査データをもとに、森本・富樫断層帯周辺地域の浅部・深部統合地盤構造モデルを作成した。各サブテーマの調査結果を踏まえ、震源断層モデルと5ケースの地震シナリオを設定し、強震動予測を行い、地震シナリオの違いによる予測地震動分布の違いや地表での地震動計算手法による予測結果の違い等を整理した。

(b) 業務の成果

1) 堆積平野での地震動特性把握のための臨時地震観測

a) 臨時地震観測の概要

森本・富樫断層帯周辺の加賀平野（金沢平野）において、強震計による臨時地震観測点を設置した。はじめに、気象庁計測震度計、石川県震度情報ネットワーク及び国立研究開発法人防災科学技術研究所による既設の震度計及び強震計の配置を踏まえ、臨時地震観測を行う候補地を検討した。加賀平野における空間的に詳細な地震動特性の把握を目的に、金沢市内8地点及び白山市内3地点に臨時地震観測点を設置することとした（図1及び表1）。令和4年7月に各学校を訪問し、校長及び教頭に観測目的等を説明し了承を得た上で、地震計の設置場所や安全対策などについて現地で相談した。また、石川県危機管理監室、金沢市教育委員会、白山市教育委員会において必要な手続等を行った。

令和4年9月13～15日及び9月27～29日に、現地へ地震計を設置した。富樫山地の新第三系に位置するMTSV10及び河北潟南岸付近のMTSV11の2地点には速度型強震計を、他の9地点には加速度型強震計を設置した（写真2～12）。その後は、2～3ヶ月に1回の頻度で、記録用SDHCカードの交換、鉛蓄電池の交換、必要な修繕や野生動物対策等の保守作業を実施した。地震計や収録装置に不具合が確認された場合は、当該機器の交換等を行った。約2年5ヶ月にわたって臨時地震観測を継続した後、令和7年3月10～13日に全ての観測機器を撤収し、原状復帰を行った。臨時観測期間中は、冬季の積雪を適切に考慮する必要があった。写真13は白山市鶴来地区にあるMTSM02の積雪時の状況である。令和4年12月の記録的な豪雪時も含め、積雪による観測への支障は発生しなかった。

加速度型強震計設置地点では、アカシ製ポータブル加速度計SMAR-6A3Pを使用した。SMAR-6A3Pに搭載されている地震計は動コイル式過減衰型加速度計JEP-6A3（約1.1V/G）、

収録装置は白山工業製 DATAMARK LS-8800 である。収録装置の形式分解能 24 bit、倍率 1 倍、サンプリング周波数 100 Hz、デシメーションフィルタのカットオフ周波数 40 Hz と設定した。完全密封型鉛蓄電池 (12 V) を用いて、収録装置へ電源を供給した。なお、JEP-6A3 センサーそのものは外部電源不要で動作する。時刻較正は GPS 信号によって 1 時間毎に実施した。地震計は工作用石膏や L 字金具等によって、既存のコンクリート平面上に固定し、風雪雨対策として、ポリプロピレン製コンテナあるいはハウステップで防護した。ポリプロピレン製フェンス等による安全対策を行い、「地震観測中」の表示を掲示した。

速度型強震計設置地点には、微動から強震動 (最大 2 m/s) まで測定可能な広帯域速度計である東京測振製サーボ型速度計 VSE-355G3 (測定周波数範囲 0.008~70 Hz) を設置した。収録装置は白山工業製 DATAMARK LT-7700 を使用し、形式分解能 24 bit、倍率 1 倍、サンプリング周波数 100 Hz、デシメーションフィルタのカットオフ周波数 40 Hz と設定した。時刻較正は GPS 及び GLONASS 信号によって 30 分毎に実施した。地震計のベースプレートを強力粘着テープ等によって、既存のコンクリート平面上に固定した。地震計にはポリプロピレン製コンテナを被せ、地震計用電源装置、収録装置、ラインインタラクティブ方式無停電電源装置、端子台等をポリプロピレン製ツールストッカーに収納した。ポリプロピレン製フェンスによる安全対策を行い、「地震観測中」の表示を掲示した。

期間中に観測された地震の震央分布を図 98 に示す。震源情報は気象庁と文部科学省が協力して処理した結果を参照した。2020 年 12 月頃から活発に継続している能登半島北東部の群発地震活動や、令和 6 年能登半島地震の余震活動に伴う地震が多数観測されたほか、日向灘など遠方で発生した規模の大きな地震や、太平洋プレートの深発地震などの記録も得られている。取得した連続波形記録は、対象地域で臨時微小地震観測や地殻速度構造の解析を実施しているサブテーマ 2 にも提供した。



写真 2 MTSM01 観測点



写真 3 MTSM02 観測点



写真 4 MTSM03 観測点



写真 5 MTSM04 観測点



写真 6 MTSM05 観測点



写真 7 MTSM06 観測点



写真 8 MTSM07 観測点



写真 9 MTSM08 観測点



写真 10 MTSM09 観測点



写真 11 MTSV10 観測点



写真 12 MTSV11 観測点



写真 13 MTSM02 積雪状況

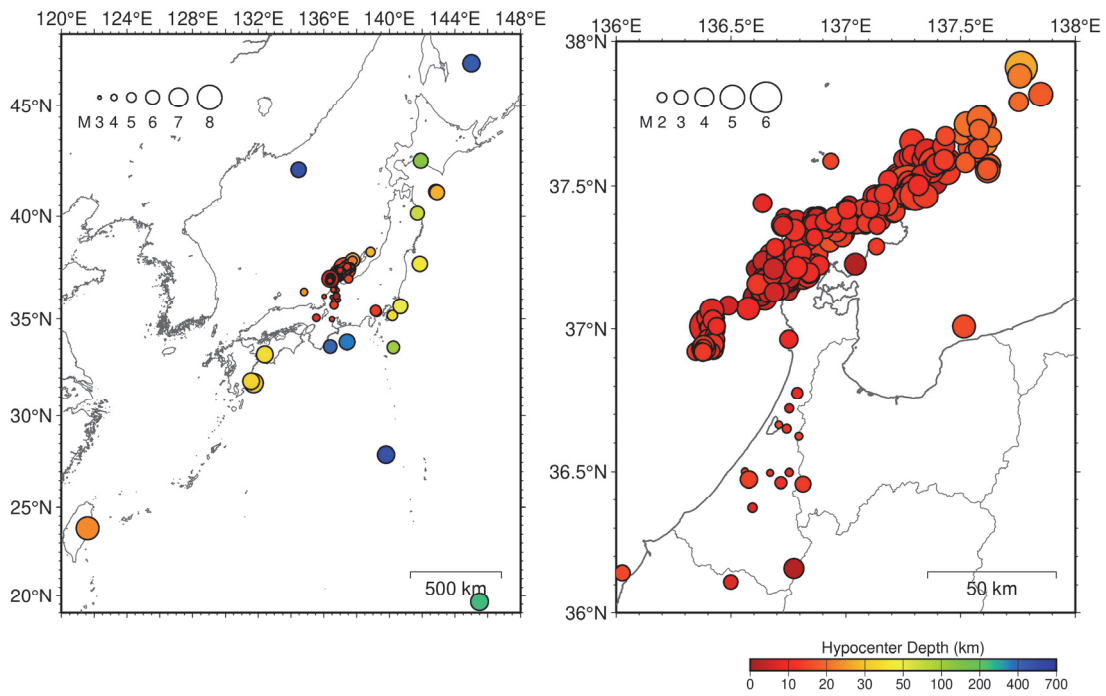


図 98 臨時地震観測で観測された地震の震央分布 (令和 4 年 9 月～ 7 年 3 月)

2) 各機関の地震波形記録の収集

国立研究開発法人防災科学技術研究所、気象庁、港湾地域強震観測から公開されている地震波形記録に加え、石川県危機管理監室危機対策課及び富山県危機管理局防災・危機管理課の協力のもと、震度情報ネットワークシステムで取得された記録を収集した。

石川県震度情報ネットワークでは、令和4年度末に震度情報ネットワークシステムの計測部及び収録部の更新が行われた。過去の日本海地震・津波調査プロジェクトでの既収集分に加え、新旧システムによる令和7年3月までの地震波形記録を収集した。これにより、旧システム（東京測振株式会社製計測震度計VIP-18）による平成22年7月～令和5年3月の地震波形記録と新システム（応用地震計測株式会社製計測震度計ACCURA municipa）による令和5年4月～7年3月の地震波形記録を収集することができた。

富山県震度情報ネットワークシステムでは、令和5年度に計測部及び収録部の更新が行われた。過去の日本海地震・津波調査プロジェクトでの既収集分に加え、令和6年5月までに新旧システムで記録された地震波形記録を収集した。これにより、旧システム（明星電気株式会社製計測震度計S-210）による平成22年5月～令和5年7月の地震波形記録と新システム（明星電気株式会社製計測震度計G-250）による令和5年9月～令和6年5月の地震波形記録を収集することができた。

収集した地震波形記録は、臨時地震観測点での観測記録との比較のほか、浅部・深部統合地盤構造モデルの検証等に用いた。図99は、令和6年1月1日16時10分に発生したM7.6の地震の際に金沢平野の臨時地震観測点及び周辺の強震・震度観測点で観測された波形記録例である。

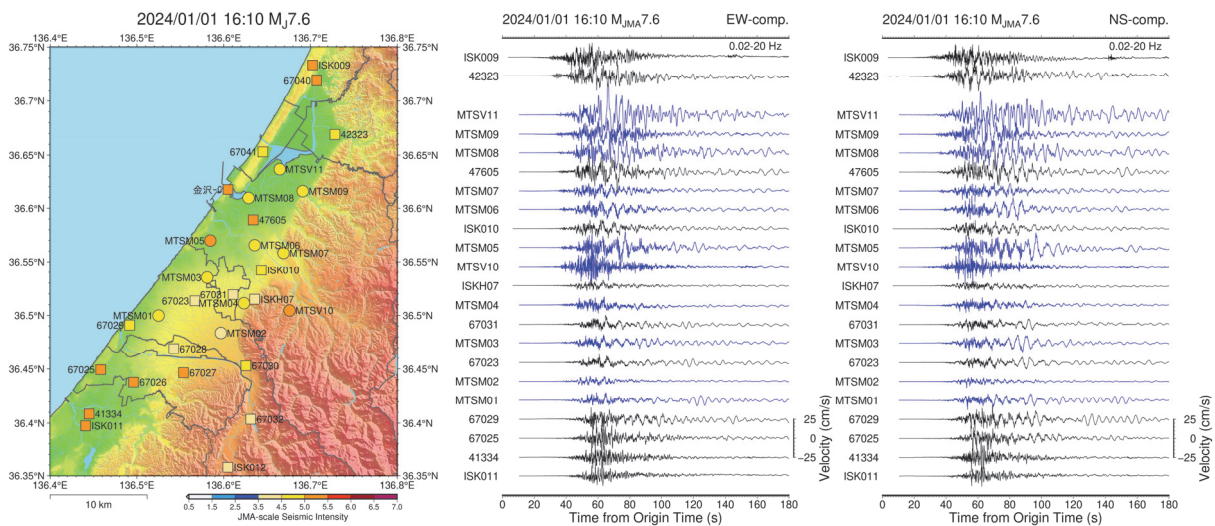


図99 2024年1月1日16時10分に発生した令和6年能登半島地震の本震（ M_{JMA} 7.6、深さ16 km）の震度分布（左）及び観測波形（中：EW成分、右：NS成分）。地図中の丸印が臨時地震観測点、四角印が既設の震度・強震観測点を表す。基図は国土地理院数値地図（国土基本情報）を用いて作図した。速度波形は青色が臨時地震観測点、黒色が気象庁計測震度計、石川県震度情報ネットワークシステム及び国立研究開発法人防災科学技術研究所強震観測網の記録である。

3) 微動探査による堆積平野の深部地盤構造調査

a) 微動アレイ探査

堆積平野での深部地盤の S 波速度構造を探査する手法の一つとして、微動アレイ探査が広く利用されている。森本・富樫断層帯周辺の加賀平野では、神野・他(2003)がかほく市から野々市にかけての 10 地点で小半径～大半径の微動アレイ探査を行い、深部地盤構造を推定している。平成 25～27 年度日本海地震・津波調査プロジェクトでは、加賀平野南部の白山市及び小松市、邑知潟平野の羽咋市及び七尾市、富山県の射水平野（射水市）、砺波平野（小矢部市、砺波市、南砺市）や富山平野（富山市）において、それぞれ微動アレイ探査が実施された（文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所，2014，2015，2016；浅野・他，2015；Asano et al., 2020）。

これらの地域での既往の微動アレイ探査実績も踏まえ、森本・富樫断層帯で発生する地震で強震動に見舞われる可能性のある石川県と富山県の深部地盤構造についての情報を拡充することを目的に、石川県金沢市、白山市、能美市、河北郡津幡町、富山県高岡市、氷見市の計 11 地点において、微動アレイ探査を実施した（図 100）。このうち、HKT、NKZ、TBT、NOM が加賀平野の沖積層が広く分布する地域、MAT 及び HYG が手取川扇状地、YUK、KNU、TBH は森本丘陵やその周辺の谷底平野や河岸段丘、HIM が氷見平野、TKO が射水平野に位置する。これらの地点で、浅部から深部までの地盤構造を調査するため、小半径から大半径までの微動アレイ探査を行った。

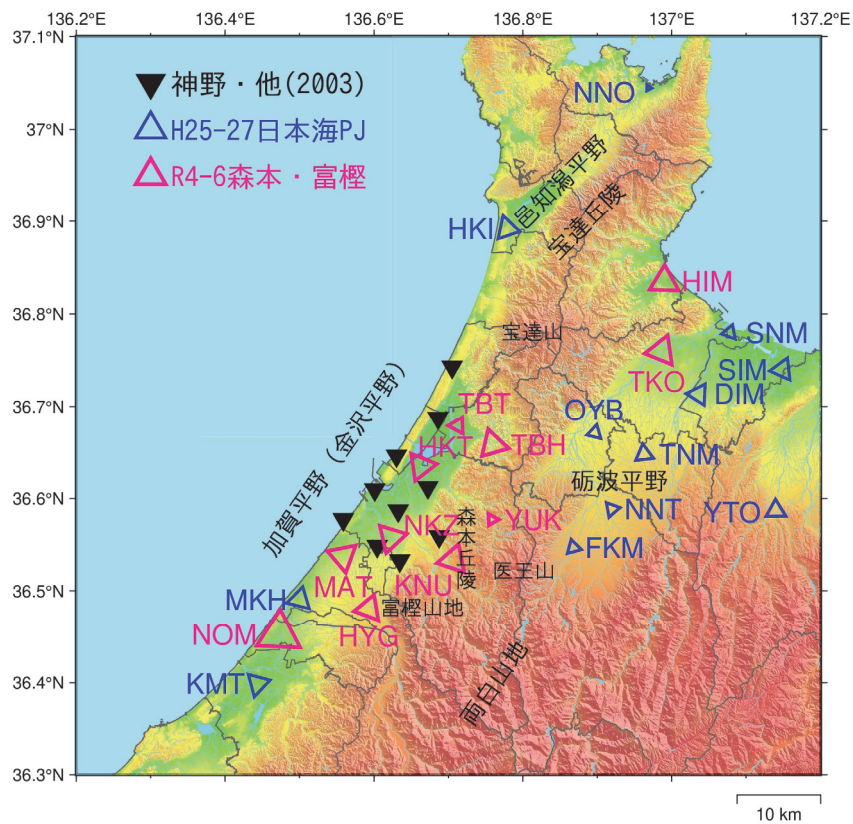


図 100 森本・富樫断層帯周辺の微動アレイ探査実施地点（三角印）。基図は国土地理院数値地図（国土基本情報）を用いて作図した。

各微動アレイ観測は中心点及び正三角形(外接円の半径がアレイ半径に対応)の各頂点の計4点に地震計を配置する円形アレイによる観測を基本とした。各調査地点でのアレイ半径や観測日時などの詳細は、各年度の成果報告書に記載されている。最小アレイ半径は0.6 m (HKTとYUK以外)、2 m (HKT)、10 m (YUK)である。最大アレイ半径は、想定される基盤深度や地形上の制約に応じて適切に設定することとし、800 mから3,000 mの範囲で調査地点毎にアレイを設計した。具体的には、800 m (YUK)、1,150 m (TBT)、1,800 m (HYG)、1,900 m (HKT)、1,940 m (TBH)、1,950 m (NKZ)、2,000 m (MAT、KNU、HIM、TKO)、3,000 m (NOM)である。現地でのアレイ観測では、東京測振製の速度計 SE-321 (センサー感度 5 V/(cm/s)、固有周期 10 秒)を主に使用し、白山工業製 DATAMARK LS-8800 で収録した。アレイ半径の小さなアレイでは、白山工業製のポータブル微動観測装置 JU410 (内蔵加速度センサーJA-40GA の感度 2 V/G)を使用し、現地での観測を効率的に実施した。いずれの観測でも、各収録装置の時刻はGPS信号で較正することで同期した。半径の大きなアレイについては、周辺道路の通過交通等によるノイズによって、地震計間のコヒーレンスが低下する影響を低減するため、夜間～深夜時間帯に観測を行った。

微動波形記録の上下動成分を用い、位相速度を推定した。解析手順は浅野・他(2021)と同様である。まず、空間自己相関 (SPAC) 法 (Aki, 1957) にて各半径、各周波数の SPAC 係数を求めた。解析可能なアレイ半径を増やすため、中心点と正三角形の頂点(半径 r)に対する解析に加え、正三角形の辺を使った解析(半径 $\sqrt{3}r$ に相当)も行った。最後に、各半径で得られた SPAC 係数を拡張 SPAC 法 (凌・岡田, 1993) により統合して解析し、最終的な位相速度の分散曲線を得た。図 101 に本調査観測以前に行われた既往調査分(図 100)も含め、各調査地点で得られた位相速度の分散曲線を示す。これらの位相速度やアレイ各点の H/V スペクトル比を深部地盤構造モデルの作成に使用した。沖積層が厚く堆積している地域(例えば、HKT、TBT、NOM、HIM など)では、高周波数側の位相速度が約 0.1 km/s と小さい値が得られている。低周波数側の位相速度分散曲線の形状も、それぞれの地点の深部地盤構造の違いによる特徴がみられている。

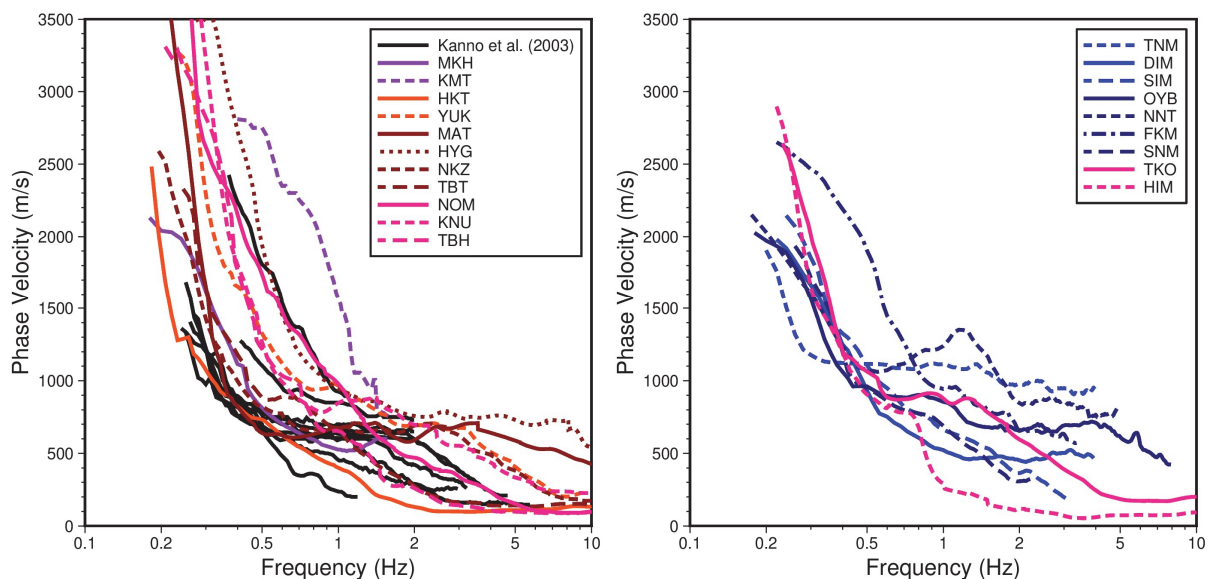


図 101 微動アレイ探査により得られた位相速度 (左：加賀平野周辺、右：富山県西部)

b) 犀川沿いでの稠密な単点微動観測

サブテーマ 1.1 が金沢市内で実施した反射法地震探査測線に沿って、基盤深度の空間変化に関する資料を得るため、金沢市赤土町から金沢市古郷町にかけての 21 地点で単点微動観測を実施した（図 102）。現地での微動観測では、東京測振製の速度計 SE-321（センサー感度 5 V/(cm/s)、固有周期 10 秒）を使用し、白山工業製 DATAMARK LS-8800 で収録した。各観測地点では、地震計の方位を磁北に合わせ、地盤上に水平に設置した。観測は令和 4 年 8 月 25 日及び 11 月 5 日に実施した（写真 14）。



写真 14 単点微動観測の実施状況（左：MTJ03、右：MTJ14）

単点微動観測で取得した 3 成分の微動波形から、交通ノイズなどの影響の少ない時間区間（区間長 40.96 秒）を少なくとも 5 区間以上選び、Fourier 振幅スペクトルを計算した。その際、Konno and Ohmachi (1998)の方法（ $b = 40$ と設定）により、振幅スペクトルの平滑化を行った。水平 2 成分の幾何平均と上下動成分の振幅スペクトル比を H/V スペクトル比とし、その対数平均を求めた。また、HKT、MAT、NKZ 及び YUK での微動アレイ観測時の各点の記録についても、同様に H/V スペクトル比を求めた。

得られた H/V スペクトル比から卓越周波数を読み取り、図 102 の地図上に卓越周期（卓越周波数の逆数）をプロットした。犀川沿いでは、野町断層よりも西の平野部での観測地点（MTJ02～MTJ04）では、卓越周期が 6.5～6.8 秒であった。平野部での H/V スペクトル比は周期 6 秒以上の長周期（低周波数）と周期 1 秒以下の短周期（高周波数）の 2 つのピークを有することが特徴である。短周期（高周波数）側のピークは浅部地盤と工学的基盤に関係したピークと考えている。犀川西岸のうち野町断層と野田山撓曲の間の区間（MTJ06～MTJ08）では卓越周期 5.3～5.7 秒、犀川と浅野川に挟まれた段丘（MTJ14～MTJ16）では 4.1～5.1 秒、浅野川右岸の段丘（MTJ18～MTJ21）では 3.9～4.4 秒と、短くなる傾向が見られた。MTJ11 以東では、低い周波数での H/V スペクトル比のピークは見られなくなる。

河北潟南岸の HKT アレイでの観測結果では、長周期側の卓越周期が約 7～8 秒であり、犀川左岸よりもさらに大きい。森本丘陵の YUK アレイでの卓越周期は 5.0～5.3 秒であり、平野部に比べればやや短いとはいえ、加賀平野に広く堆積する大桑層（第四系）や高窪層（新第三系）などの堆積層が数 km の層厚で存在することを示唆する結果が得られた。

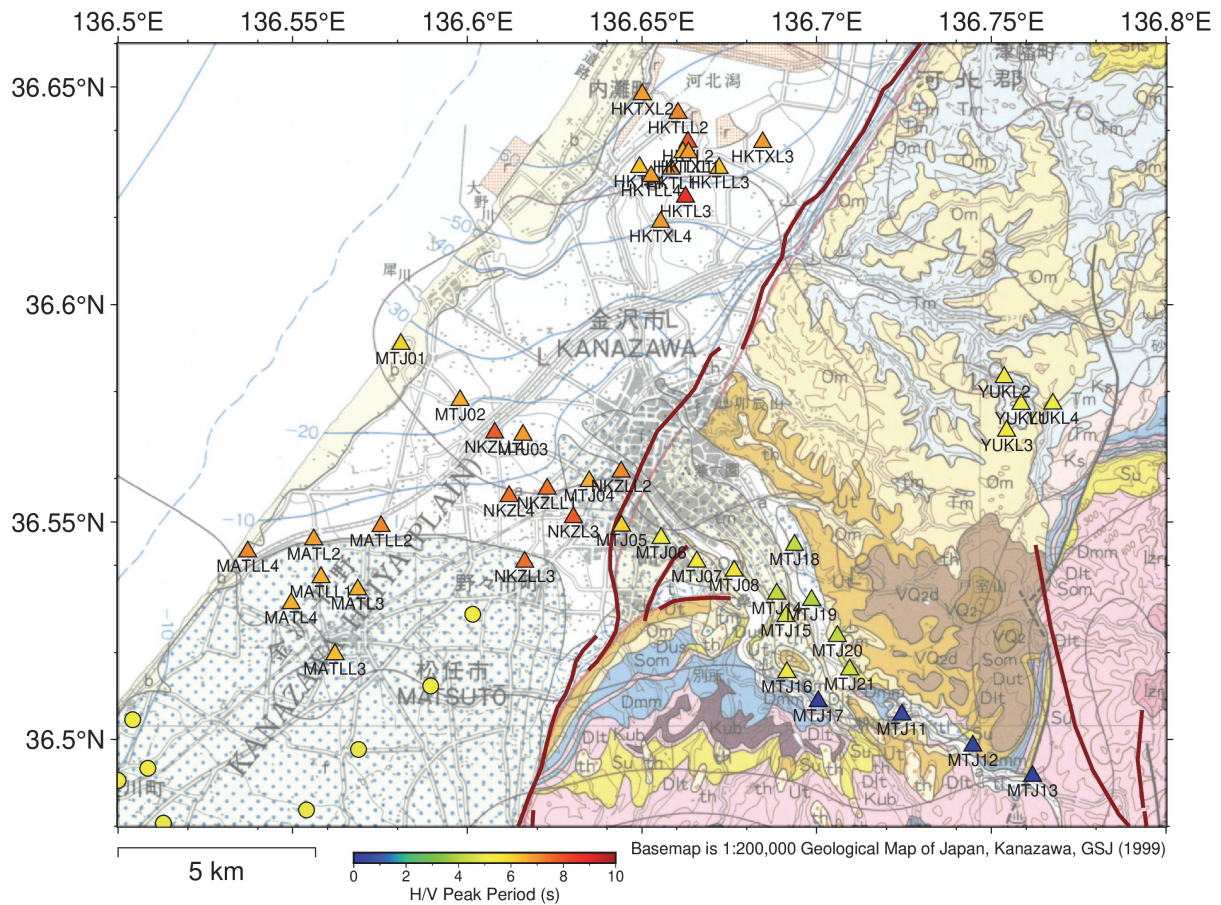


図 102 金沢市周辺における単点微動観測による H/V スペクトル比の卓越周期。△：本調査観測、○：日本海地震・津波調査プロジェクトによる調査結果（浅野・他，2015）。基図は 20 万分の 1 地質図幅「金沢」（鹿野・他，1999）。

c) 震度・強震観測点での単点微動観測

石川県及び富山県西部の広域的な深部地盤構造に関する基礎的資料を得るため、既存の震度観測点（気象庁、石川県震度情報ネットワークシステム、富山県震度情報ネットワークシステム）と強震観測点（国立研究開発法人防災科学技術研究所 K-NET 及び KiK-net、港湾地域強震観測）にて、単点微動観測を実施した。単点微動観測の実施には、震度計や強震計の所在する各施設の管理担当者の協力を得て、震度計や強震計近傍で観測を行った。ただし、震度計が庁舎内の床面等に設置されている場合は、庁舎外の地盤上かつ震度計にできるだけ近い場所で観測をした。観測地点数は 103 地点である（図 103）。

現地での微動観測は、Lennartz 製 3 成分速度計 LE-3D/20s（固有周期 20 秒、減衰定数 0.707、感度 1000 V/(m/s)）を用い、白山工業製 DATAMARK LS-8800 で収録した。地震計を地表面に水平に設置し、地震計の N 成分を磁北に合わせた。各地点での観測時間は 30 分以上とし、周辺の交通量など現地状況に応じて、観測時間の長さを調整した。写真 15 は現地での観測実施状況の例である。各観測地点の座標、観測日時などの詳細は令和 4 年度成果報告書に記載されている。

単点微動観測で取得した 3 成分の微動波形を確認し、周辺交通などによるノイズの影響の少ない解析区間を抽出した。1 つの時間ウィンドウの解析区間長は 81.92 秒とし、記録状況に応じて 5～20 区間を選択した。次に、それぞれ抽出した解析区間の Fourier スペクトルを計算した。その際に振幅スペクトルは、Konno and Ohmachi (1998) の方法 (b を 30 と設定) により平滑化した。最後に水平 2 成分の幾何平均と上下動成分の振幅スペクトル比を H/V スペクトル比とし、その対数平均を求めた。長周期成分まで利用可能な地震計（周期 20 秒）を使用したとはいえ、市街地での一時的な観測であるため、周期 5 秒以上（周波数 0.2 Hz 以下）で H/V スペクトル比のバラツキが大きい地点も一部に認められるが、全般的には H/V スペクトル比は安定して求められたと判断した。

各観測点の H/V スペクトル比のピークを読み取り、卓越周期を図 104 の地図に示す。ピークを読み取る際は、深部地盤の堆積層厚に関係していると考えられるピークをできるだけ読み取った。邑知潟平野では、北端の七尾市（ISK007、JMA535）で卓越周期 1.0～1.4 秒、中能登町（ISKP32、ISKP34、ISKP36）で卓越周期 2.2～2.9 秒、羽咋市（ISK008）と宝達志水町押水（ISKP30）でともに卓越周期 4.6 秒と南西に向かって、卓越周期が長くなる傾向がみられた。宝達山西側の海岸沿いの平野では、羽咋市周辺よりも卓越周期が短くなり、かほく市高松（ISKP23）で卓越周期 1.3 秒、宇ノ気（ISKP25）で 2.6 秒、七塚（ISK009）で 2.1 秒であった。森本・富樫断層帯の西側に位置する加賀平野では、津幡町（JMA913）で卓越周期 4.8 秒、内灘町（ISKP26）で 6.8 秒、金沢市（ISK010）で 4.6 秒、白山市美川（ISKP14）で 6.3 秒、川北町（ISKP13）で 3.9 秒、能美市根上（ISKP10）で 4.1 秒であったのに対し、能美市寺井（ISKP11）で 0.94 秒、小松市（ISK011、MA536）で 0.85～1.1 秒、加賀市（ISK014）で 0.73 秒であり、加賀平野南部では北部に比べて卓越周期が短い。富山県西部では、氷見市（TYM002、TYMP05）で卓越周期 4.1～4.3 秒、射水平野の射水市（TYM005、TYMH02、TYMP03、TYMP22、TYMP23、TYMP25）で 5.1～6.8 秒であった。砺波平野においても、砺波市（TYMP08）で卓越周期 7.4 秒であるなど、堆積盆地が深いことを反映した結果が得られた。これらの調査で得られた H/V スペクトル比データは、深部地盤構造モデルの作成に使用された。

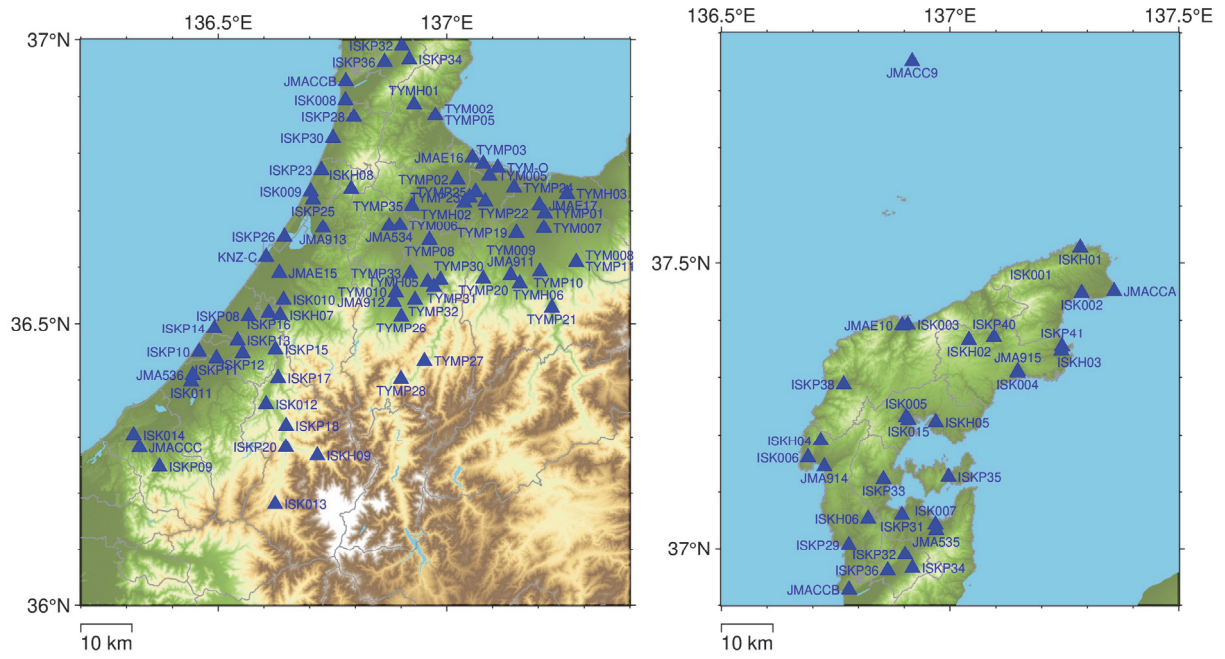


図 103 単点微動観測を実施した震度・強震観測点。灰色実線は市町村界。基図は SRTM3 (NASA JPL, 2013) を使用して作図した。



写真 15 単点微動観測の実施状況例 (左上: ISK014 加賀市役所、右上: ISKH01 旧珠洲市立日置小学校、左下: ISKP13 川北町役場、右下: TYMP22 射水市消防本部)。折り畳みコンテナで覆われている白い円筒状の機器が地震計である。



図 104 H/V スペクトル比の卓越周期。丸印の色が卓越周期、大きさがピーク振幅に対応する。×はピークが不明瞭であった地点である。灰色実線は市町村界。基図は SRTM3 (NASA JPL, 2013) を使用して作図。

4) 深いボーリング情報の収集

基盤岩の深度や盆地を埋積する堆積層の地質構造を直接的に把握するためには、掘削長の大きなボーリング掘削調査が有用である。調査対象地域にある関係機関からの資料提供、地域の地質等に関する既刊の文献、国立研究開発法人防災科学技術研究所の高感度地震観測井のボーリング資料などから地質柱状図の情報を収集した。図 105 (左) にボーリング資料を収集したボーリングの位置を示す。

これらのボーリングが花崗岩や飛騨変成岩の上面に到達した深さを図 105(右)の地図に示した。北陸地方の堆積平野は、新第三系の堆積岩や火山岩の層厚が大きく、基盤岩まで到達するボーリング掘削資料は多くはない。石川県内では、宝達山周辺や志賀町の一部に船津花崗岩が露頭している地域がある。これらの周辺地域では基盤岩上面が比較的浅く、花崗岩まで到達しているボーリングもある。また、富山県氷見市においても基盤岩に達しているボーリングの例が報告されている（藤井・他，1989；氷見市史編さん委員会，1999）。一方で、加賀平野や奥能登地方では、掘削深度が 1,000～1,800 m 程度のボーリングでも、基盤岩に到達していない。このようなボーリング資料でも、第四系と新第三系の堆積層の層序に関する情報は深部地盤構造モデル作成や他のサブテーマが行う調査結果の解釈等に有用であった。

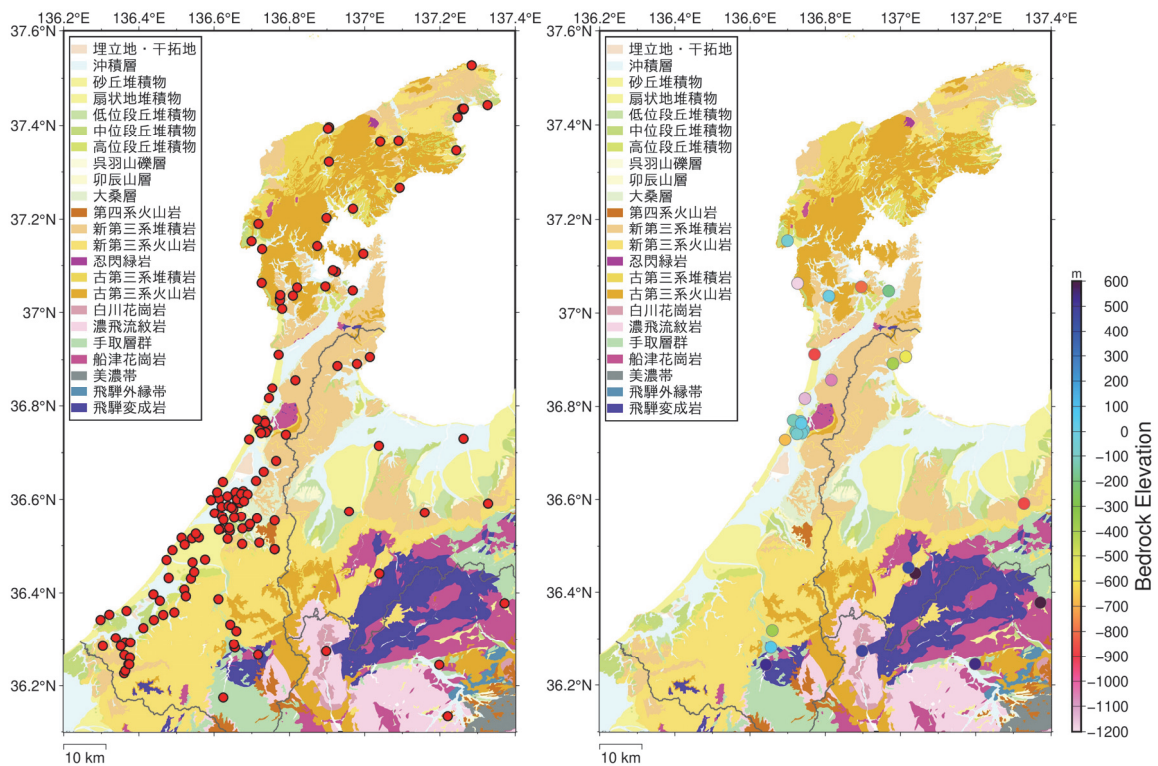


図 105 (左) 地質柱状図の情報を収集したボーリング位置 (赤丸印)。(右) 花崗岩または飛騨変成岩の上面の深さ。カラースケールが深さを表す。基図は 20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2 (産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2022) をもとに編集したもの。

5) 地盤の動的変形特性データの収集

a) 既往の動的変形試験資料収集

表層付近の S 波速度の小さな地盤においては、強震時に微小変形時の応力-ひずみの線形関係が成り立たず、非線形応答を示す場合が多い。そのような地盤の動的変形特性の把握は、強震動予測の高度化には必要不可欠である。あるサイトの地震動評価の場合は、その地点の試料を得て実際の動的変形特性である剛性率とひずみ ($G-\gamma$)、および減衰率とひずみ ($h-\gamma$) 関係を得ることで評価に用いることができる。面的な地震動評価の場合には、動的変形特性資料の標準的なモデル（例えば、中央防災会議，2003；今津・福武，1986；建設省土木研究所，1982 など）を使って強震動評価を行う。

本対象地域において、動的変形試験資料を収集し、強震動予測に用いる経験式として使う、あるいは標準的な関係式を用いるにしても、その標準的な式と、現地の実地の地盤特性の差異があるかどうかを調べた上で適用すべきと考える。そこで、まず対象地域における既存動的変形試験の資料を収集し、その上で、情報が不足している地域があれば、本調査観測において動的変形試験を実施することとした。

関係行政機関や民間事業者等の協力を得て、動的変形特性を求めるための、繰り返し三軸試験または繰り返しねじりせん断試験結果を調査した。その結果、金沢市内 3 地点と加賀市内 1 地点の試験結果を収集することができた。図 106 に既存動的変形特性が得られている地点を示す。A～C 地点は金沢市内で、D 地点は加賀市内である。また、A 地点と B 地点は完新統（沖積層）、C 地点と D 地点は中位段丘など更新統を対象とした試験であった。動的変形特性が得られている地点は多くないことがわかった。以上を踏まえ、令和 5 年度には本調査観測において浅層ボーリング掘削と動的変形試験を実施した。

b) 金沢平野における浅部ボーリングと動的変形特性試験の実施

森本・富樫断層帯が活動した場合に強い揺れに見舞われる、震源断層に近い金沢市の平野部を対象とし、ボーリング調査の用地が確保できるといった条件により、金沢市北部の金腐川右岸域の千木町と金沢市西部の犀川左岸域の下安原町で行った。図 107 に、既存動的変形試験の位置とともに、ボーリングを実施した地点を地質図に示した。両者の表層地質はともに沖積堆積物域にあり、その地質は、粘性土・砂質土及び礫質土が空間的に複雑に堆積していることが、当該地域のボーリング資料によってわかっている。この地域の浅部地盤は、埋積土砂（沖積層）の供給源である背後の丘陵や中小河川、手取扇状地から連続し、海側に向けて概ね緩勾配となっている。両地点周辺の既存ボーリング情報からは、この地域の工学的基盤は扇状地性堆積物で、調査地の千木町では概ね EL-50～-55m 付近、下安原地点は概ね EL-25～-30m 付近と想定された。

ボーリングは、地質・土質確認の調査孔として $\phi 66$ mm サイズで実施し、N 値などの計測を行った上で、沖積堆積物の部分でサンプリングする層を決定した。次に、そのごく近傍において $\phi 116$ mm の別孔ボーリングを実施して、土壌のサンプリングを行った。なお、千木町では前者のボーリングは実施せず、代わりに近年実施された既存ボーリングを参照することでサンプリング対象層を決め、後者の作業をそのボーリングの近傍で行った。調査孔はそれぞれ工学的基盤相当が確認される深度まで実施した。写真 16 には千木町におけるボーリング掘削の様子を示す。

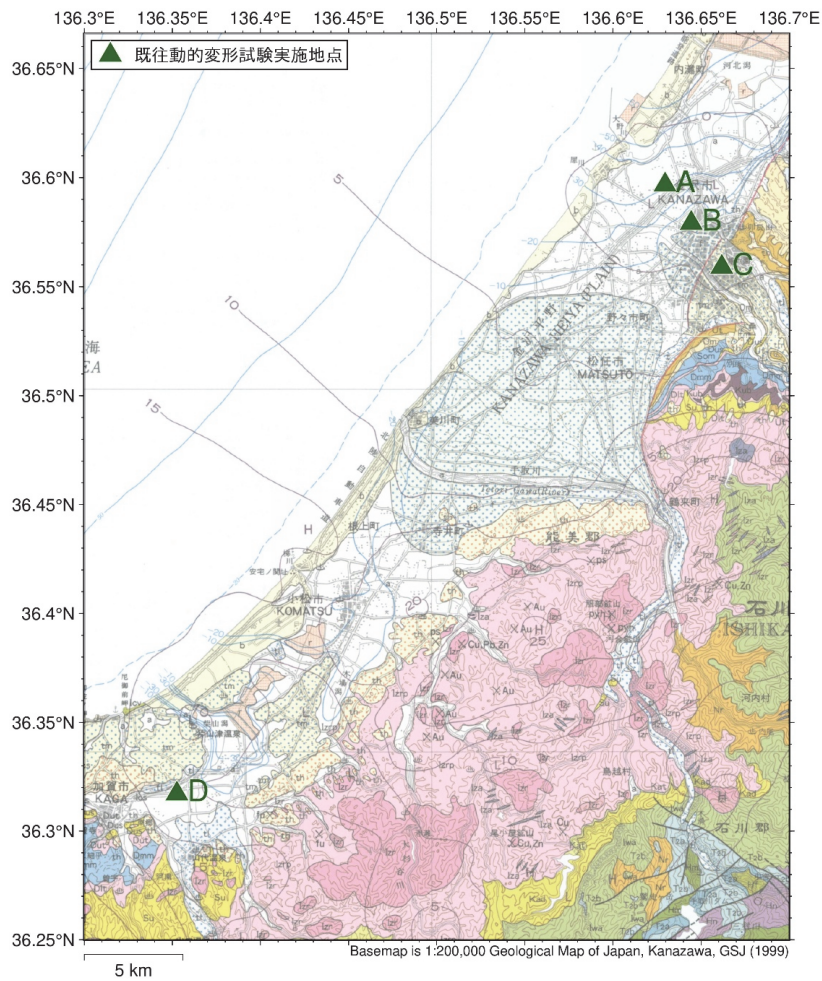


図 106 森本・富樫断層帯周辺における動的変形特性試験の実施地点（三角印）。基図は 20 万分の 1 地質図幅「金沢」（鹿野・他，1999）。

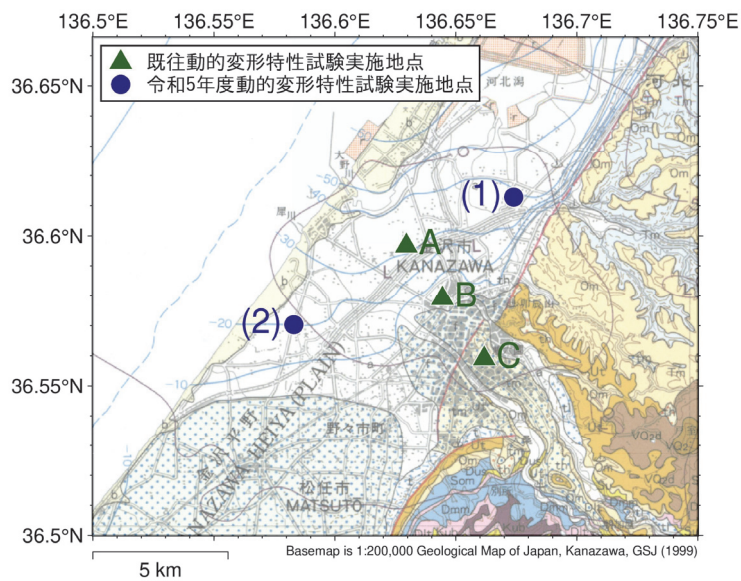


図 107 森本・富樫断層帯周辺におけるボーリングおよび動的変形特性試験の実施地点。
（1）千木町、（2）下安原町。三角印は令和 4 年度に動的変形試験を収集した地点。
基図は 20 万分の 1 地質図幅「金沢」（鹿野・他，1999）。

図 108 と表 14、15 に両地点のボーリング柱状図と地層区分一覧を示す。沖積層の堆積物は、どちらの地点も砂質土及び粘性土が互層となっており、また層内においても不均質な堆積の様相を呈していた。これらは、調査地点が大局的には河川の氾濫原に位置しており、時代によって堆積環境が変化したものによると考えられる。なお地下水位は、千木町、下安原町でそれぞれ GL-0.97m、GL-2.10m と高く、強震時に液状化の危険性は高いと考えられる。

ボーリング調査の結果から判った地層区分をもとに、両地点でそれぞれ砂質土層と粘性土層から 5 深度での試料サンプリングを行い、動的変形試験（地盤材料の変形特性を求めるための繰返し三軸試験）を標準的な方法で実施した。求められた $G/G_0 \sim \gamma$ 関係、 $h \sim \gamma$ 関係を図 109 に示す。図は繰返し回数 10 回のものである。それぞれの層の関係は一般的な砂質土や粘性土のそれと類似していることがわかった。これらの動的変形試験結果を強震動評価のモデルに利用した。



写真 16 金沢市千木町（地点 1）におけるボーリング掘削の様子

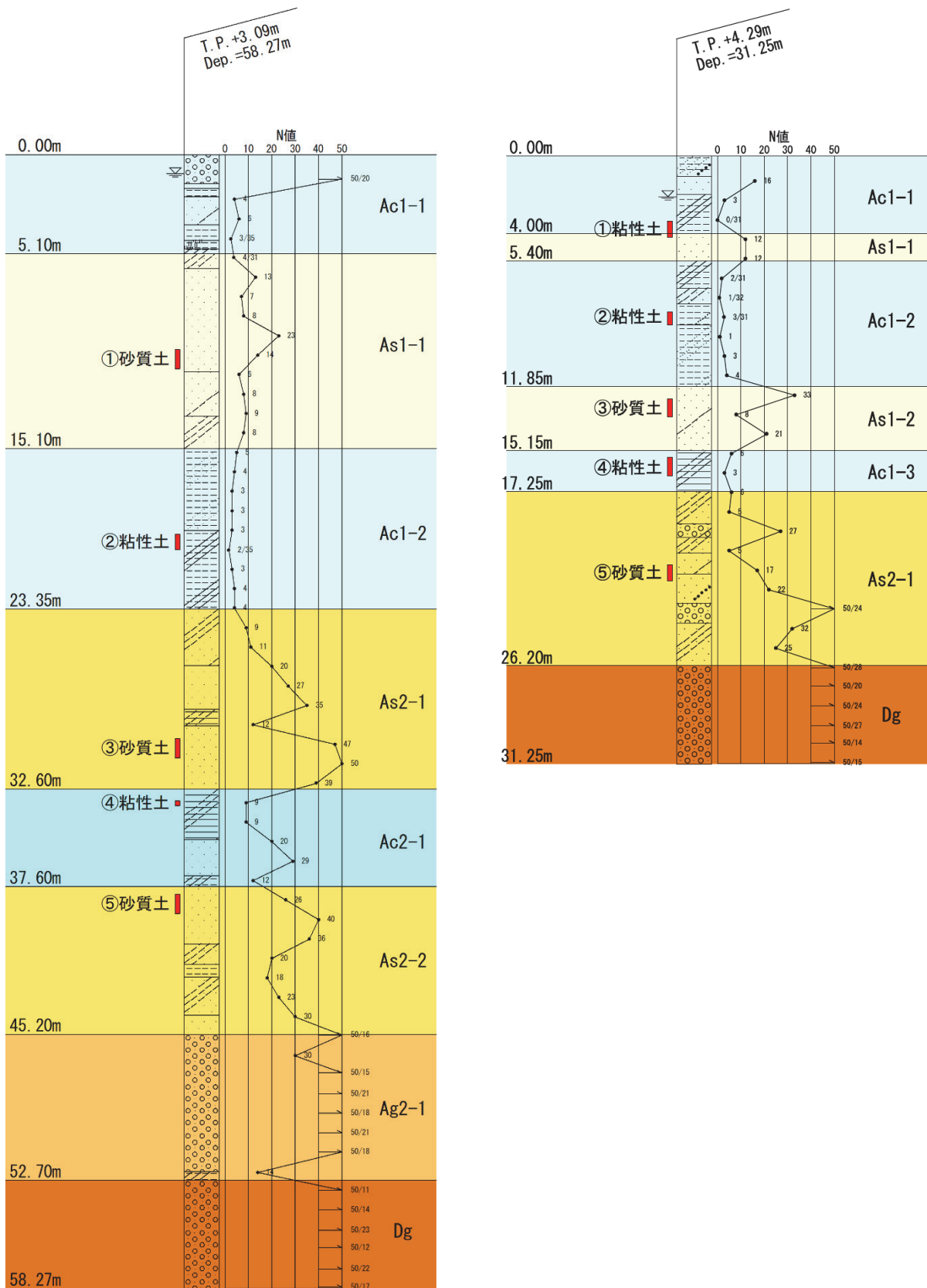


図 108 (左) 千木町 (地点 1)、(右) 下安原町 (地点 2) のボーリング柱状図。赤印の地層サンプルを動的変形試験に用いた。

表 14 千木町（地点 1）でのボーリングによる地層区分一覧

地質年代	地質区分		記号	N 値	地層の特徴	
第四紀	完新世	上部沖積層	粘性土	Ac1-1	3~6	表層より分布する粘性土で、主に有機質シルトや砂混じりシルトからなり、後層状を呈する箇所も多い。所々に細砂を塊状に含むほか、砂質土の薄層を挟むなど、全体に層相は不均質である。全体に含水量は多く、やや粘性が強い。
			砂質土	As1-1	4~23	シルト質砂~シルト混じり砂~砂からなる。砂は細砂~中砂が主体をなすが、シルト分の眼球は不規則である。またシルトの薄層が挟まれるなど、土質変化に富む。所々にφ2~20mm程度の細礫や貝殻細片が混入する。
			粘性土	Ac1-2	2~5	主に上部の砂質シルト、下部の粘土質シルトからなる。上部は微細砂の含有が多く、粘性は弱い~中位な状態にあり、所々に少量の腐植物や炭化物が混入している。下部は粘性が強く比較的均質で、一部で火山灰質土を挟む。
		下部沖積層	砂質土	As2-1	9~50	上部は砂質土（シルト質砂~砂）と粘性土（砂質シルトからシルト）の互層状からなり、両者とも層状に厚く堆積する。下部は連続性ある砂質土（シルト質砂~砂）。細砂~中砂が主体で所々にφ20mm以下の礫が点在する。
			粘性土	Ac2-1	9~29	主にシルト~シルト質粘土からなり、全体に粘性が比較的強い。所々で微細砂の含有が多く、砂質シルトとの互層状態を呈する。また、層下部には細砂を層状に挟むところもある。腐植物を若干含み、やや有機質を帯びる箇所も含まれる。
			砂質土	As2-2	18~40	全体に細砂を主体とするが、一部で中砂を多く含み、φ10mm以下の細礫が点在する。また、所々にシルトの薄層を挟み、やや有機質を呈する箇所を含む等、層相は不均質である。層中には比較的連続性を有する粘性土層を挟んでいる。
		礫質土	Ag2-1	14~100	礫はφ2~60mm前後の亜円~亜角礫を主体とし、最大径はコア長で100mm程度まで確認される。礫間を充填する基質はシルト混じり砂からなり、全体的に締まっている。また、最下部に粘土質シルトの薄層が挟まれる。	
完新世	上部沖積層	礫質土	Dg	65~136	礫はφ2~60mm前後の亜円~亜角礫を主体とし、最大径はコア長で80mm程度まで確認される。基質はシルト混じり砂からなり、所々で礫混じり砂状を呈するが、全体的に締まっている。また色調は全体に酸化色を呈する。	

表 15 下安原町（地点 2）でのボーリングによる地層区分一覧

地質年代	地質区分		記号	N 値	地層の特徴	
第四紀	完新世	上部沖積層	粘性土	Ac1-1	0~16	表層より分布する粘性土で、主として粘土質シルトからなり、所々に細砂~中砂を主体とする砂質土の薄層を挟む。シルトは含水量が多く軟質で粘性が強い。やや有機質を帯びる箇所を含むが層相は比較的均質である。
			砂質土	As1-1	12	砂は細砂が主体で中砂~粗砂が混じる。全体に含水量がやや多く、締まりは緩い。下部は微細砂~シルトの混入が多く、砂質シルト状を呈する。
			粘性土	Ac1-2	1~4	主に上部の粘土質シルト、下部の砂質シルトからなる。上部は粘性が比較的強く、有機物や炭化物を層状に挟むほか、所々に貝殻片が混じる。下部はシルト~微細砂が主体で中間土の様相を呈する。全体に土質が変化し層相は不均質である。
			砂質土	As1-2	8~33	シルト混じり砂に代表され、細砂~中砂を主体とするが、所々で粗砂を含み粒子不均一である。所々に砂質シルトやシルト質砂の薄層（10~30cm）を挟み、全体に層相は不均質である。
			粘性土	Ac1-3	3~6	上部には粘土質シルト、下部はシルト質粘土~粘土を主体とし、下部ほど均質な土質となる。全体に粘性が強く、所々に有機物が混入する。含水量はやや少なく比較的硬質である。
		下部沖積層	砂質土	As2-1	5~63	シルト質砂、シルト混じり砂、礫混じり砂からなり、各々1~2m前後の層相で変化し、地層として土質変化が著しい。土質に応じ、構成粒子も微細砂・細砂・中砂・粗砂およびφ10mm以下の砂礫~φ100m大の玉石まで含まれる。
	更新世	洪積層	礫質土	Dg	54~107	礫はφ2~30mm前後の亜円礫が主体で、最大径はコア長で100mm前後程度まで確認される。基質はシルト混じり砂からなり、細砂~中砂が多い。含水量はやや少なく、全体的に締まっている。部分的にシルト質砂の薄層を挟む。

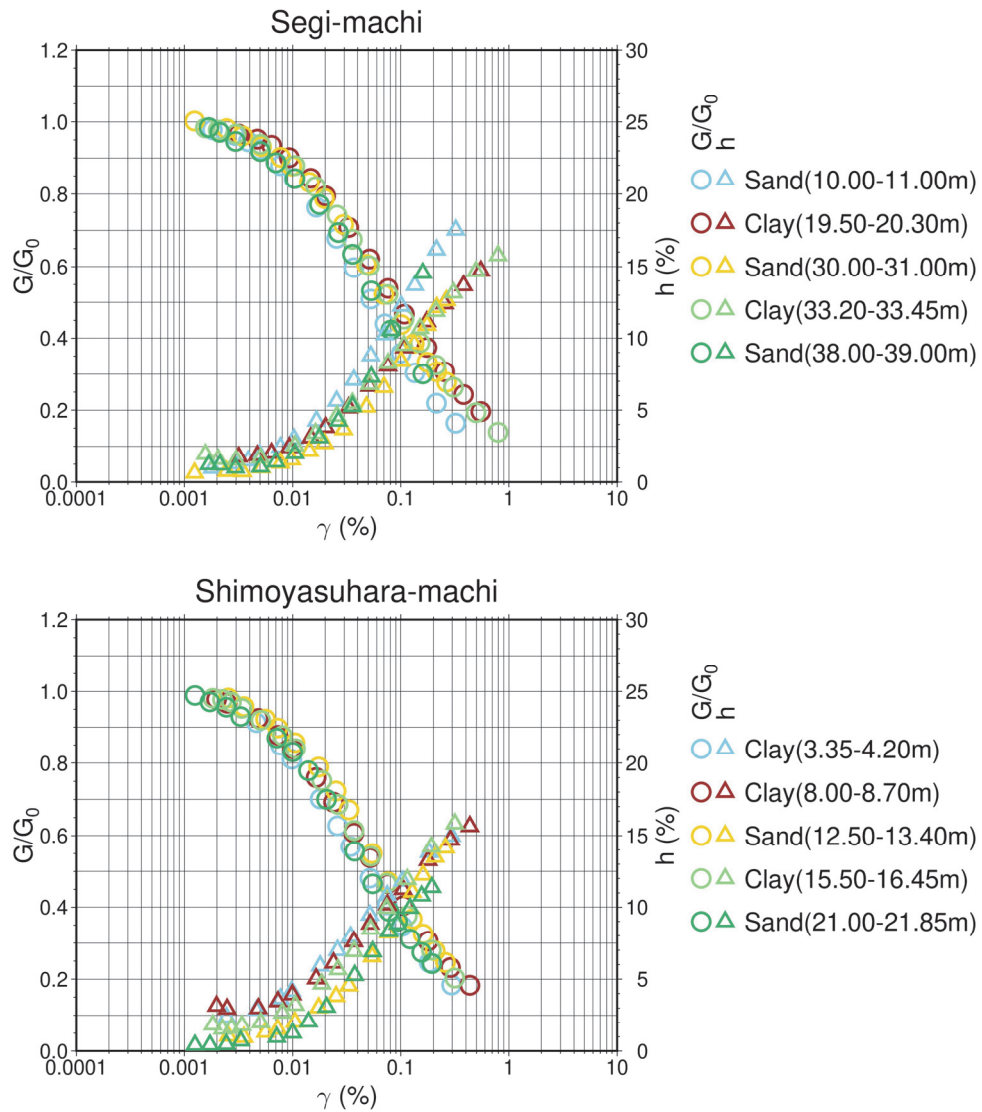


図 109 (上) 千木町、(下) 下安原町ボーリングにおける $G-\gamma$ (丸印) 及び $h-\gamma$ 曲線 (三角印)。凡例中の数値は供試体を採取した深さ。

6) 浅部・深部統合地盤構造モデルの作成

a) 浅部・深部統合地盤構造モデルの作成手順

森本・富樫断層帯が活動した場合に強い揺れに見舞われる可能性の高い石川県および富山県西部を対象に、地震基盤から工学的基盤までの深い地盤の速度構造モデル（深部地盤構造モデル）及び工学的基盤面以浅の浅い地盤の速度構造モデル（浅部地盤構造モデル）を作成した上で、両者を接続し、浅部・深部統合地盤構造モデルを作成した。図 110 に浅部・深部統合地盤構造モデル作成手順の概要を示す。浅部・深部統合地盤構造モデル作成は、サブテーマ 3.1 をはじめ、各サブテーマの協力の下に実施した。このうち、浅部地盤構造モデルの作成に関する詳細については、サブテーマ 3.1 の報告において説明する。

深部地盤構造モデルは、微動探査データを用いて作成した。浅部地盤構造モデルと深部地盤構造モデルを接続する際には、ボーリングデータによる工学的基盤面（N 値が 50）と深部地盤構造モデルの各層の対応関係から接続する層を判断した。その結果、S 波速度が 0.35 km/s の速度層の上面を工学的基盤面とし、浅部地盤構造モデルの工学的基盤付近の速度層を微動探査データで調整した後、深部地盤構造モデルを接続した。最後に、反射法地震探査データとの比較、重力異常データとの比較、強震・震度観測点でのサイト増幅特性の比較、三次元差分法による中規模地震の地震動シミュレーションを行うことで、本調査観測で作成した浅部・深部統合地盤構造モデルの妥当性検証を行った。

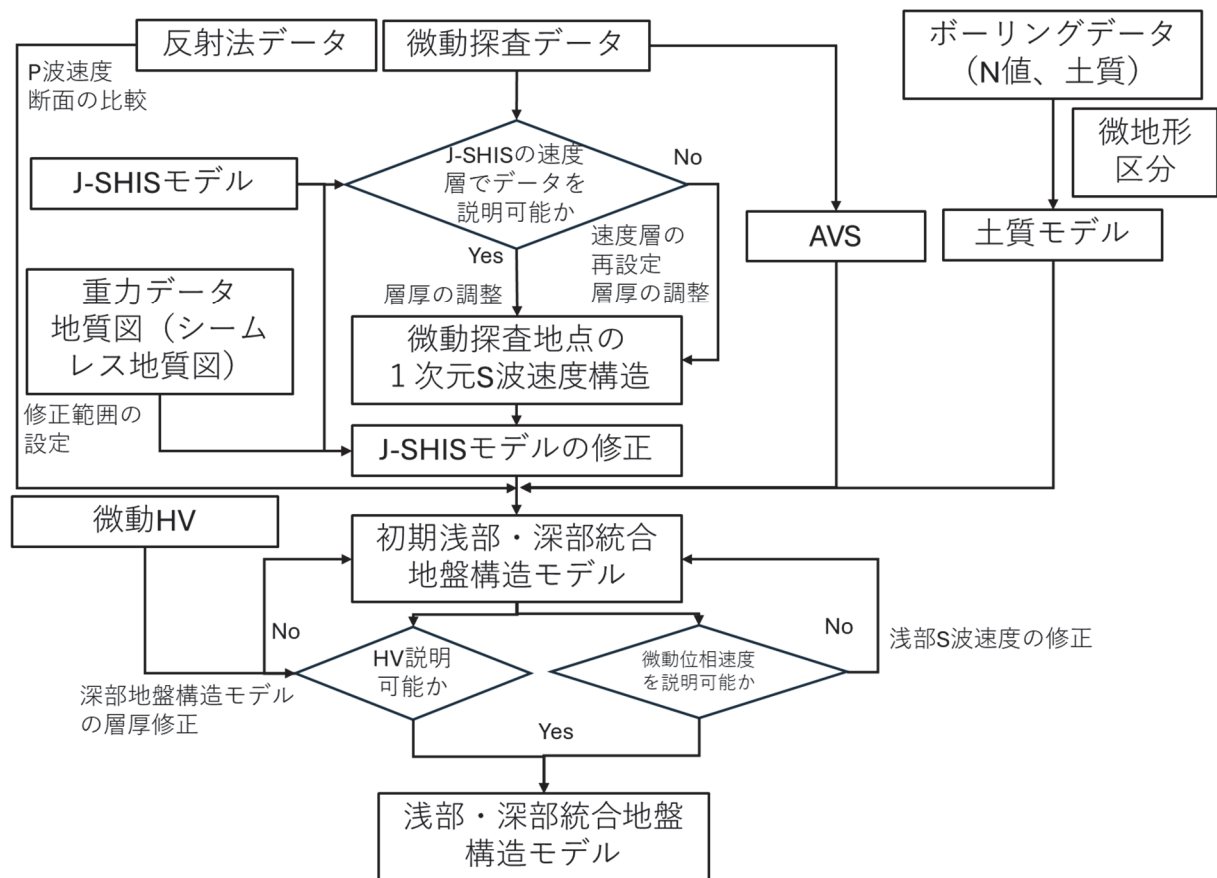


図 110 浅部・深部統合地盤構造モデル作成の概要

はじめに、深部地盤構造モデル作成のため、石川県及び富山県で実施された微動探査データを収集した。サブテーマ 3.2 で実施した微動探査（微動アレイ探査、単点微動観測）に加え、既往の文献で実施されている微動アレイ探査や単点微動観測データについて、各論文著者の協力を得ることにより、位相速度分散曲線や H/V スペクトル比データを収集した。これらのデータセットには、微動アレイ探査で得られた位相速度とアレイ中心点での H/V スペクトル比を同時解析可能な地点のほか、微動アレイ探査で得られた位相速度のみ、または、H/V スペクトル比のみのデータがある地点も多数含まれる。

J-SHIS V4 のモデル（先名・他，2023）を初期モデルとして、微動探査データを用いて堆積層部分の各速度層の層厚を調整した。加賀平野（金沢平野）周辺の地点については、観測分散曲線の説明性を考慮して、既存の J-SHIS V4 モデルで設定されている速度層に加えて、S 波速度が 0.70 km/s の層を追加することにより、地盤構造モデルを調整した。分散曲線と H/V スペクトルの両者において、調整後モデルの結果は、J-SHIS V4 のモデルの結果より観測記録を良く説明できていることを確認した。

微動探査結果によって調整された地盤構造モデルは、それぞれの調査地点での一次元 S 波速度構造モデルである。これらの地盤構造モデル調整結果をもとに、空間補間により面的に展開することで、深部地盤構造モデルを修正した。その際には、深部地盤構造モデルを構成する速度層（表 16）を 4 つに分類（S 波速度 1.2 km/s の層以深、0.75～1.1 km/s の各層、0.65 km/s 及び 0.70 km/s の各層、0.60 km/s の層以浅）した各速度層について、ブーゲー重力異常データ（産業技術総合研究所地質調査総合センター，2013）や古第三系堆積岩・古第三系火成岩の分布を参考に、深部地盤構造モデル（境界面深度の空間分布）を修正する範囲を設定した。代表的な速度層における、修正後のモデル、J-SHIS V4 モデル、モデル修正量を図 111～113 に示す。

次に、サブテーマ 3.1 にて、ボーリングデータ（土質区分・N 値）と空間的に高密度に実施された小半径の微動アレイ探査による位相速度データをもとに作成した浅部地盤構造モデルと、サブテーマ 3.2 で作成した深部地盤構造モデルを工学的基盤面（S 波速度 0.35 km/s の速度層上面）で接続し、浅部・深部統合地盤構造モデルを作成した。その際、サブテーマ 3.1 の報告で説明されているとおり、工学的基盤付近の速度層の調整や微動アレイ探査の AVS データを用いた浅部地盤構造モデルの速度層の調整を行った上で、最終的な浅部・深部統合地盤構造モデルとした。

表 16 深部地盤構造モデルの各速度層の物性値 (P波速度、S波速度、密度、P波のQ値、S波のQ値)

層番号	Vp (km/s)	Vs (km/s)	ρ (g/cc)	Qp	Qs
7	1.60	0.35	1.85	119	70
8	1.60	0.40	1.85	136	80
9	1.70	0.45	1.90	153	90
10	1.80	0.50	1.90	170	100
11	1.80	0.55	1.90	187	110
12	2.00	0.60	1.90	204	120
13	2.00	0.65	1.95	221	130
14	2.10	0.70	2.00	238	140
15	2.10	0.75	2.00	255	150
16	2.20	0.80	2.00	272	160
17	2.30	0.85	2.05	289	170
18	2.40	0.90	2.05	306	180
19	2.40	0.95	2.10	323	190
20	2.50	1.00	2.10	340	200
21	2.50	1.10	2.15	374	220
22	2.60	1.20	2.15	408	240
23	2.70	1.30	2.20	442	260
24	3.00	1.40	2.25	476	280
25	3.20	1.50	2.25	510	300
26	3.40	1.60	2.30	544	320
27	3.50	1.70	2.30	578	340
28	3.60	1.80	2.35	612	360
29	3.70	1.90	2.35	646	380
30	3.80	2.00	2.40	680	400
31	4.00	2.10	2.40	680	400
32	4.00	2.10	2.40	680	400
33	5.00	2.70	2.50	680	400
34	4.60	2.90	2.55	680	400
35	5.00	2.70	2.50	680	400
36	5.50	3.10	2.60	680	400
37	5.50	3.10	2.60	680	400
38	5.50	3.20	2.65	680	400

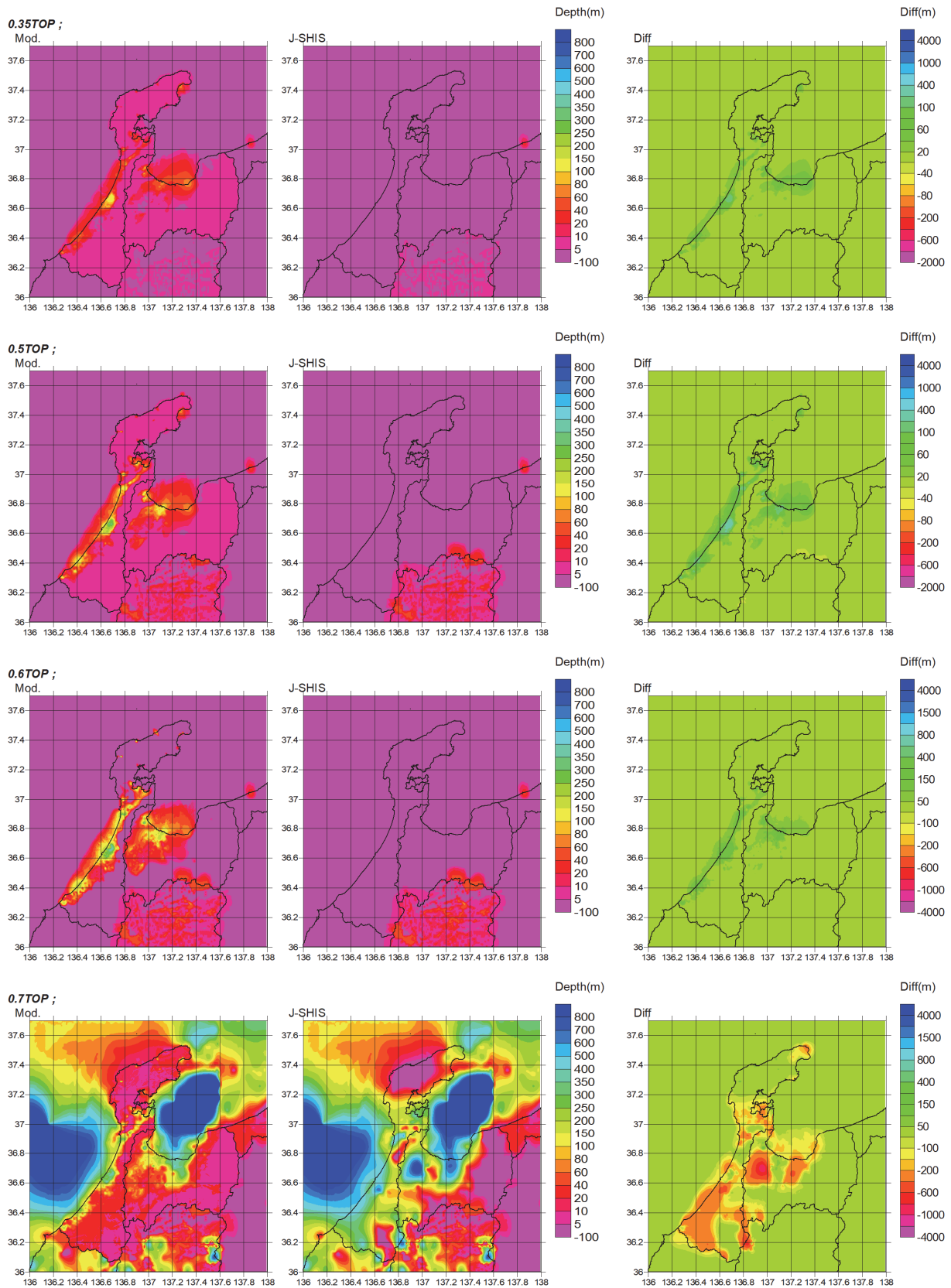


図 111 深部地盤構造モデル修正結果。(左) 修正後のモデル、(中) J-SHIS V4 モデル、(右) 修正後のモデルと J-SHIS V4 モデルの差分 (修正後の上面深度が J-SHIS V4 よりも深い場合を正)。上から、S 波速度 0.35 km/s、0.50 km/s、0.60 km/s、0.70 km/s の各層の上面深度。

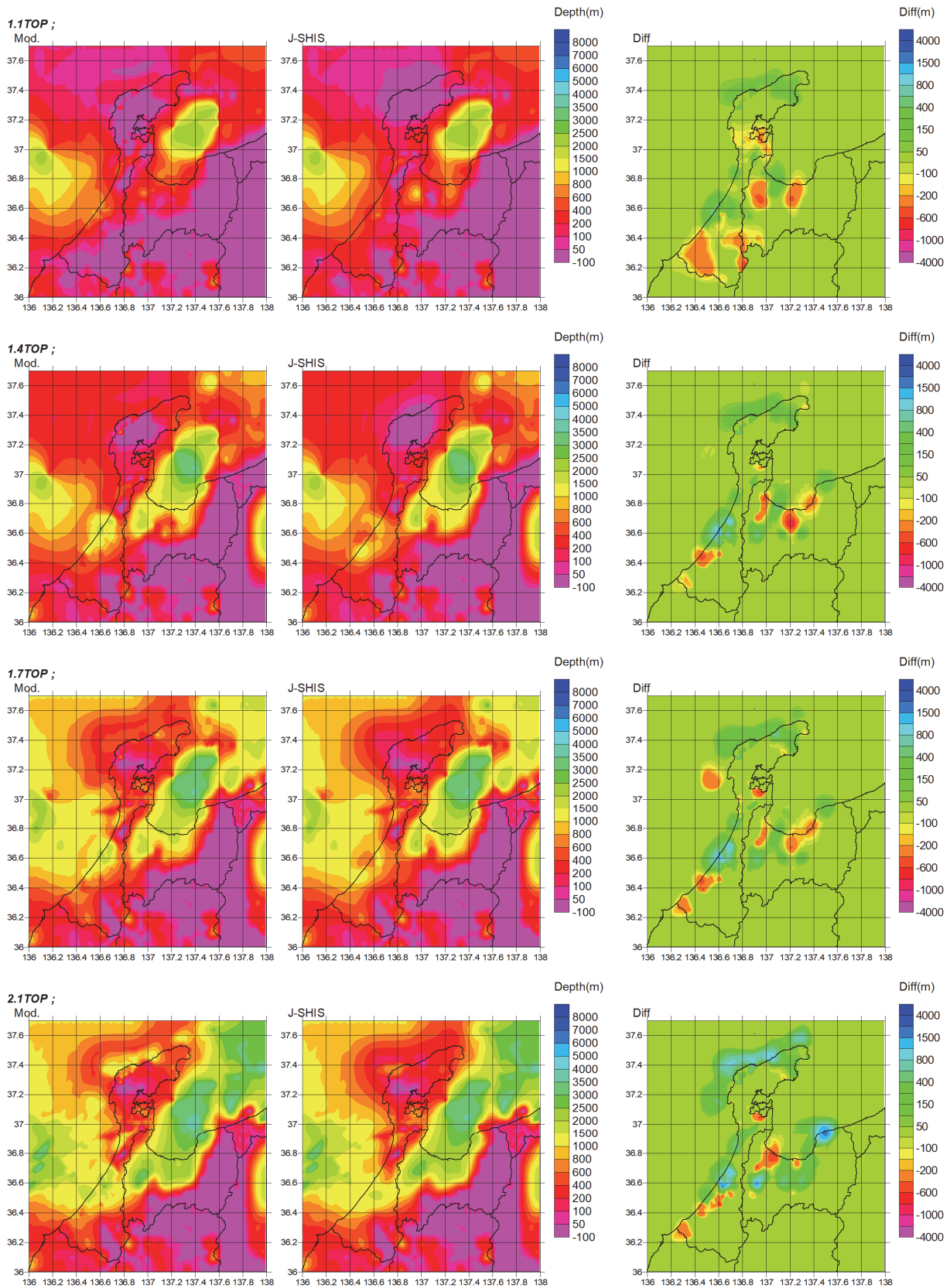


図 112 深部地盤構造モデル修正結果。(左) 修正後のモデル、(中) J-SHIS V4 モデル、(右) 修正後のモデルと J-SHIS V4 モデルの差分 (修正後の上面深度が J-SHIS V4 よりも深い場合を正)。上から、S 波速度 1.1 km/s、1.4 km/s、1.7 km/s、2.1 km/s の各層の上面深度。

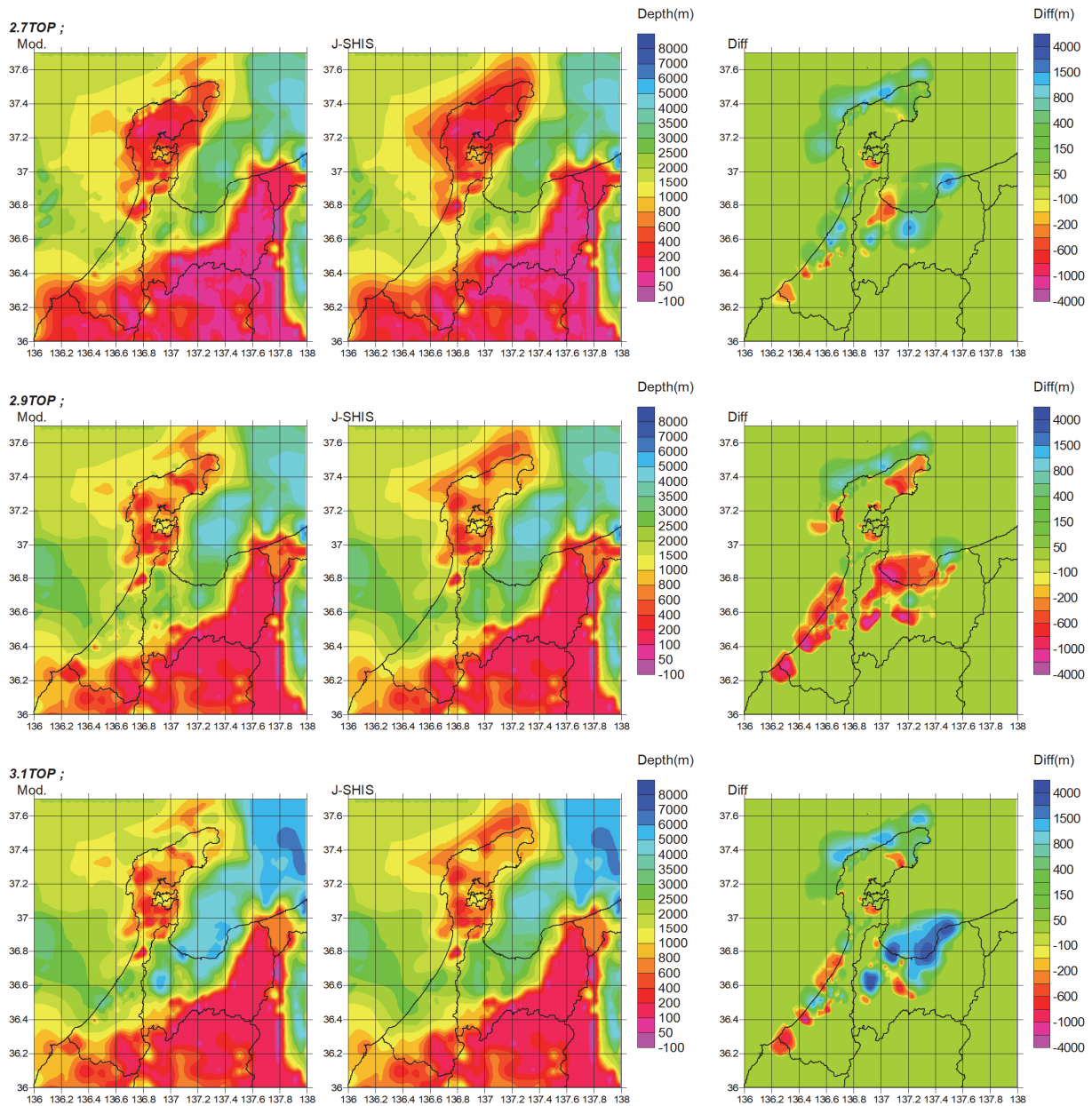


図 113 深部地盤構造モデル修正結果。(左) 修正後のモデル、(中) J-SHIS V4 モデル、(右) 修正後のモデルと J-SHIS V4 モデルの差分 (修正後の上面深度が J-SHIS V4 よりも深い場合を正)。上から、S 波速度 2.7 km/s、2.9 km/s、3.1 km/s の各層の上面深度。

b) 反射法による深部構造探査結果による検証

サブテーマ 1.1 や既往の調査で実施された反射法による深部構造探査の結果との比較を行った。深部構造を対象とした反射法地震探査では P 波震源が用いられているため、深部地盤構造モデルの各速度層の P 波速度分布と比較した。平成 26 年度日本海地震・津波調査プロジェクト（文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所，2015；Ishiyama et al., 2017）で実施されたかほく一砺波測線との比較結果を例として図 114 に示す。いずれの測線でも、基盤面の形状や堆積層内の速度分布などの特徴は概ね対応しており、適切な深部地盤構造モデルを作成することができたと判断した。

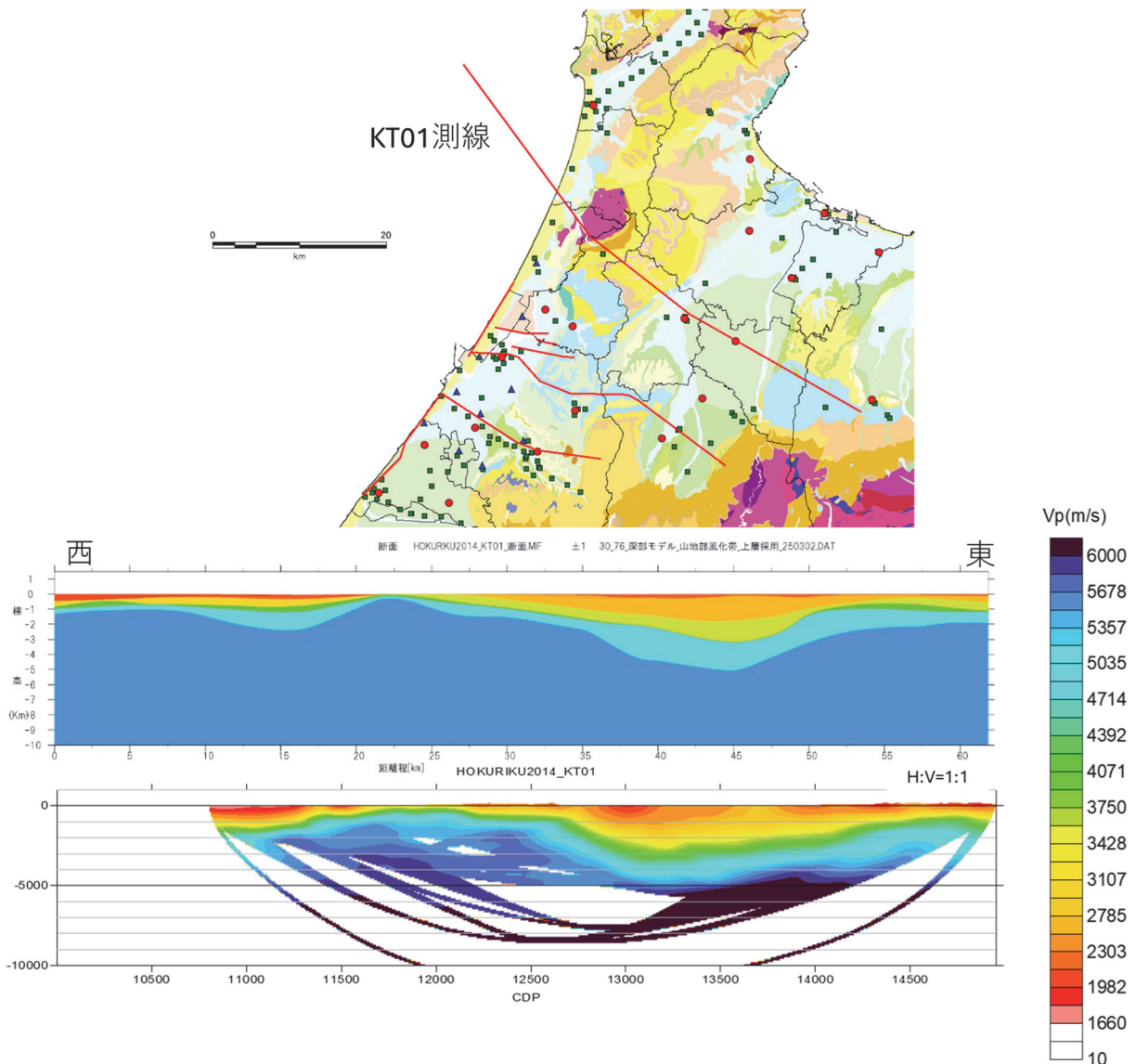
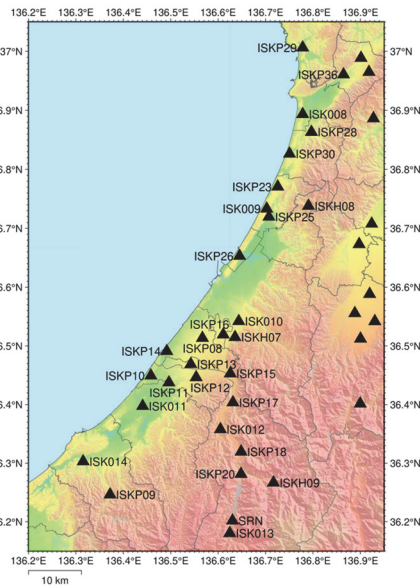


図 114 かほく一砺波測線（KT01）との比較。測線位置を上段の地質図（20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2）上に示す。中段は修正後の深部地盤構造モデルの P 波速度の深さ分布、下段は Ishiyama et al. (2017) でトモグラフィ解析された P 波速度の深さ分布である。

c) 強震・震度観測点でのサイト増幅特性の検証

中小地震波形記録のスペクトルインバージョン解析 (Somei et al., 2016) で求められている各強震・震度観測点のサイト増幅特性との比較を行った。Somei et al. (2016)は、北陸地方 (石川県、富山県、福井県) の強震・震度観測点 160 地点で、2004 年 4 月から 2016 年 2 月の期間に観測された 128 地震 (気象庁マグニチュード 3.3~5.4) の波形記録を用い、スペクトルインバージョン法 (岩田・入倉, 1986) により、震源特性、伝播経路特性、サイト増幅特性を分離した。分離された観測サイト増幅特性は、防災科学技術研究所広帯域地震観測網 F-net の白峰観測点 (SRN) のサイト増幅率を全周波数で 2 と仮定した相対的なサイト増幅特性である。ただし、Somei et al. (2016)は、線形時のサイト増幅特性を求めるために中規模地震記録を用いた解析であり、一部の観測点では低周波数域の記録の SN 比が十分ではないことから、解析個数が少なくなり、結果として低周波数側のサイト増幅率は信頼性が低いと考えられる。このうち、図 115 には、森本・富樫断層帯にも近い石川県加賀地方から口能登にかけての観測点でのサイト増幅特性と、浅部・深部統合地盤構造モデルを用い、SH 波の鉛直入射 (S 波速度 2.7 km/s の層を半無限層として入射) を仮定することで計算した理論増幅特性を比較した。浅部・深部統合地盤モデルによる理論増幅特性は、多くの地点で観測サイト増幅特性の振幅や卓越周波数の特徴を再現している。

石川県南部(羽咋以南)



観測サイト増幅特性 計算(統合地盤モデル, SH波鉛直入射, V_s 2.7 km/s基準)

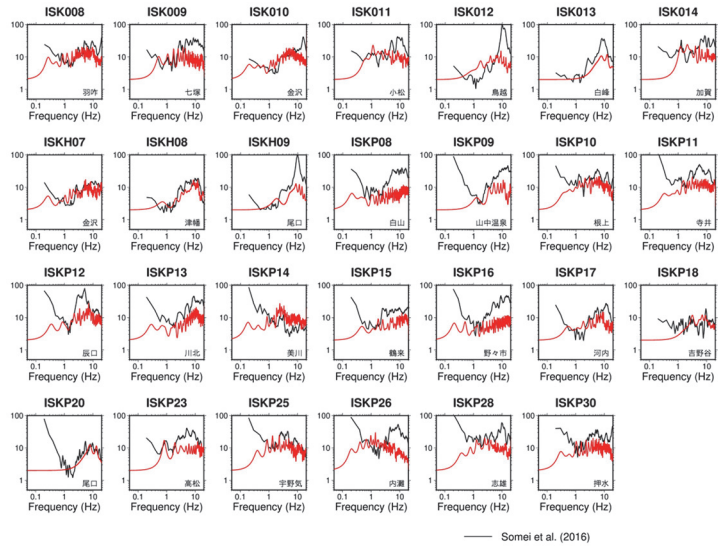


図 115 Somei et al. (2016)による観測サイト増幅特性 (黒) と浅部・深部統合地盤構造モデルによる理論サイト増幅特性 (赤) の比較。観測点位置は左の地図に示す。地図の基図は国土地理院数値地図 (国土基本情報) を用いて作図した。石川県加賀地方及び能登地方のうち口能登の一部 (羽咋市、羽咋郡宝達志水町) の観測点を示す。

上述のスペクトルインバージョン解析は、本業務よりも前に行われた研究であったため、金沢市や白山市に設置した臨時地震観測点は含まれていない。臨時地震観測点を含む加賀平野内のサイト増幅特性を検証するため、平野内の観測点と F-net 白峰 (SRN) 観測点のフーリエスペクトル比を検討した。低周波数側まで十分な S/N 比を有し、震源が対象地域より十分に離れた地震を選び、石川県能登地方で 2023 年 5 月 5 日 14 時 42 分に発生した M6.5 の地震と同日 21 時 58 分に発生した M5.9 の地震の記録を使用した。観測フーリエスペクトルは S 波到着 1 秒前から 20.48 秒間の波形のフーリエスペクトルをとり、水平 2 成分のベクトル和をとった。平野内の観測点と SRN の観測フーリエスペクトル比をとり、それらを相対的なサイト増幅特性とみなした。解析区間の先頭と末尾の各 1 秒間にはコサイン型のテーパを適用した。これと、SH 波の鉛直入射を仮定した理論増幅特性とを比較した結果を図 116 に示す。観測フーリエスペクトル比には、直達 S 波のほかに、平野内を伝播する表面波成分も含まれていることに注意する必要がある。このため、加賀平野内の観測点の中には、理論増幅特性の振幅が低周波数側で過小評価になっている例（例えば、MTSM04、MTSM05、MTSM06、MTSM07、MTSM08、47605、ISKP13 や ISKP14 など）も見られるが、これらの観測点も含め深部地盤構造によって生じる低周波数域での卓越周波数や、広周波数側での増幅率を多くの観測点で、よく再現していることを確認することができた。

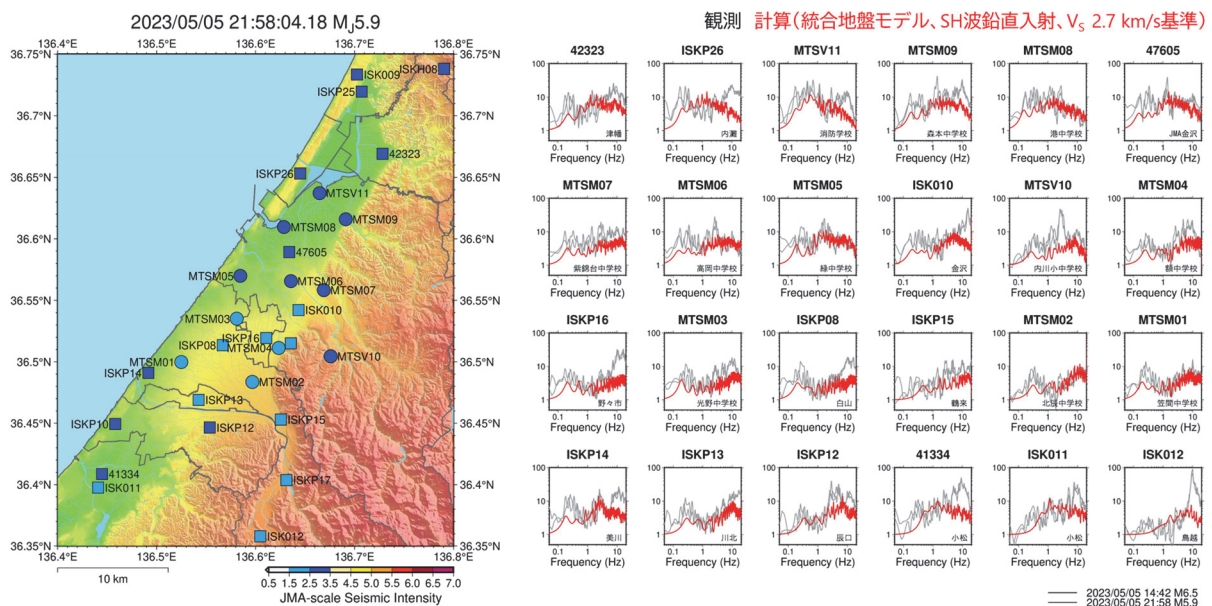


図 116 観測フーリエスペクトル比（灰）と浅部・深部統合地盤構造モデルによる理論サイト増幅特性（赤）の比較。観測点位置は左の地図に示す。地図の基図は国土地理院数値地図（国土基本情報）を用いて作図した。地図中の観測点を表す記号は 2023 年 5 月 5 日 14 時 42 分に石川県能登地方で発生した地震（M6.5）の震度で色分けしている。

d) 中規模地震の地震動シミュレーションによる検証

浅部・深部統合地盤構造モデルを検証するため、2024年11月6日6時42分に手取川付近で発生した M_{JMA} 3.7 の地殻内地震の地震動シミュレーションを差分法により実施した。地震動の計算はくい違い格子を用いた空間4次、時間2次精度の速度-応力型3次元差分法で行い、数値計算手法の詳細は、Asano et al. (2016)が2013年淡路島の地震の地震動シミュレーションを行ったときのものと同様である。堆積層内には本重点調査観測で作成した三次元地下構造モデルを入れ、地震基盤より下の構造は、地震調査研究推進本部の全国1次地下構造モデル (Koketsu et al., 2012) を組み込んだ。震源は、サブテーマ2が臨時地震観測データも用いて求めた震源位置 (北緯 36.47133 度、東経 136.58269 度、深さ 8.795 km) 及びメカニズム解 (走向 60.3 度、傾斜 74.0 度、すべり角 146.1 度) をダブルカップル型の点震源として与えた。震源時間関数は単純な cosine 型の関数とし、ライズタイムは 0.3 秒、地震モーメントを 3.0×10^{14} Nm と仮定した。

図 117 には、代表的な地点を対象に、本業務で新たに構築した浅部・深部統合地盤構造モデルによる計算波形 (赤色)、J-SHIS V4 モデルによる計算波形 (紫色)、観測波形 (黒色) を比較した。0.1~1 Hz のチェビシェフ型帯域通過フィルターを適用した速度波形のうち、地震発生時刻から 60 秒間を示した。震源から比較的遠い金沢市北部や津幡町での観測波形には、直達 S 波以降も、直達 S 波を超える大きな振幅も伴いながら、30 秒以上強い地震動が継続している様子が見られる。浅部・深部統合地盤構造モデルによる計算波形はこれらの特徴を概ね再現し、既存の地盤構造モデルに比べて、堆積平野内を伝播する地震動の説明力が大きく改善されていることを確認した。

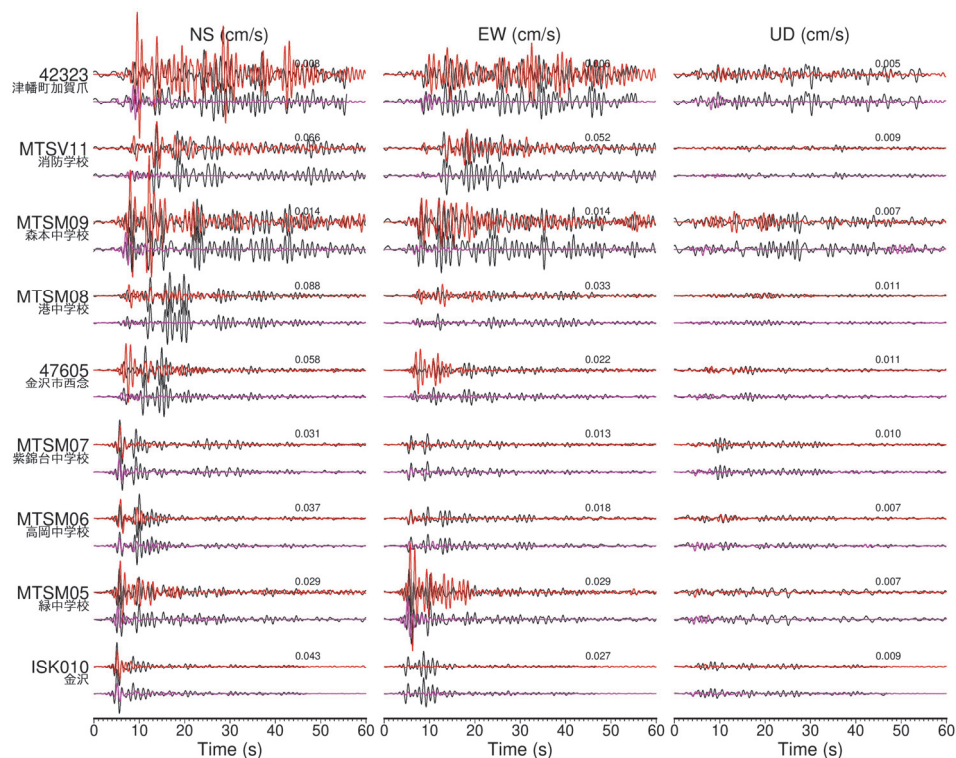


図 117 2024年11月6日6時42分に石川県加賀地方で発生した地震 (M3.7) の観測波形 (黒)、浅部・深部統合地盤構造モデルを用いた計算波形 (赤)、J-SHIS V4 モデルを用いた計算波形 (紫) の比較。

7) 震源断層モデルにもとづく強震動予測

a) 震源断層モデルの設定

はじめに、各サブテーマの3年間の調査結果を持ち寄って議論することにより、森本・富樫断層帯の震源断層モデルを検討した。サブテーマ 1.1 からは、地表トレースの位置情報、深部構造探査の結果、走時トモグラフィによる地殻速度構造、微小地震の震源分布にもとづく D90 の情報、サブテーマ 1.2 からは、断層帯周辺の重力異常にもとづく検討結果、サブテーマ 2 からは、断層帯周辺の微小地震の震源分布やメカニズム解情報、サブテーマ 3.1 からは、断層帯近傍で行われた稠密な微動アレイ探査による浅部地盤構造に関する情報などが提供された。

議論の結果、震源断層モデルとしては、森本・富樫断層帯全体を1枚の矩形の震源断層で表現したモデル（1枚モデル）と、森本断層と富樫断層をそれぞれ走向の異なる矩形の震源断層（森本モデル、富樫モデル）で表現したモデルの2通りを提案した（図 118）。1枚モデルは走向 26 度、傾斜 50 度、森本モデルは走向 28 度、傾斜 50 度、富樫モデルは走向 22 度、傾斜 50 度である。震源断層の上端は、微小地震の震源分布と深部地盤構造モデルを参照し、2 km と設定した。震源断層の下端は、サブテーマ 1.1 や 2 にて検討された微小地震の震源分布から得られる D90 の深さを参照し、約 15~16 km とした。図 118 に設定した震源断層モデルを地図上に投影した結果を示す。森本断層と富樫断層に対応する震源断層の長さ L はそれぞれ 14.9 km、14.1 km である。断層帯全体を1枚の矩形の震源断層で表現した場合（1枚モデル）の断層長 L は 29.8 km となった。今回の試算では、以下の5ケースのシナリオを強震動予測の対象とした。

- ・ケース 1： 森本・富樫断層帯全体が破壊し、アスペリティ（強震動生成域）を震源断層の中央部付近に1つ配置する。破壊開始点はアスペリティ下端中央。
- ・ケース 2： 森本・富樫断層帯全体が破壊し、アスペリティ（強震動生成域）を森本断層と富樫断層に1つずつ配置する。破壊開始点は森本断層のアスペリティ下端中央。
- ・ケース 3： 森本・富樫断層帯全体が破壊し、アスペリティ（強震動生成域）を森本断層と富樫断層に1つずつ配置する。破壊開始点は富樫断層のアスペリティ下端中央。
- ・ケース 4： 森本断層のみが破壊し、アスペリティ（強震動生成域）を森本断層の中央部付近に1つ配置する。破壊開始点アスペリティ下端中央。
- ・ケース 5： 森本・富樫断層帯全体が破壊し、アスペリティ（強震動生成域）を富樫断層の中央部付近に1つ配置する。破壊開始点はアスペリティ下端中央。

ケース 1~3 は全体を1枚の矩形の震源断層としたモデル、ケース 4 と 5 は、森本断層と富樫断層をそれぞれ矩形の震源断層としたモデルを用いることとした。ケース 4 と 5 は、対象断層帯全体を破壊する固有地震よりもひとまわり小さな地震を想定したケースである。今回の強震動予測では、震源断層モデルを 2 km×2 km の要素断層に分割して計算を行うことから、実際に強震動予測の計算に用いる震源断層モデルの長さ L_{model} は、ケース 1~3 は 30 km、ケース 4 と 5 は 14 km となる。震源断層モデルの幅 W_{model} は全ケースともに 18 km であり、下端深さは 15.8 km である。これにより、震源断層モデルの面積 S_{model} はケース 1~3 が 540 km²、ケース 4~5 が 252 km²であり、ケース 1~3 は第 2 ス

テージ、ケース 4～5 は第 1 ステージの地震に対応する。「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地震調査委員会，2017）に準拠して、震源断層モデルのパラメータを設定した。当該断層帯では現在の地震活動が低調であるため、地震発生層の厚さにも不確かさが伴うことから、第 2 ステージに対応するケース 1～3 ではレシピの（イ）の方法、ケース 4～5 では（ア）の方法で設定した。最終的に設定した地震モーメントはケース 1～3 が 1.78×10^{19} Nm (M_w 6.8)、ケース 4～5 が 3.80×10^{18} Nm (M_w 6.3) となる。

破壊様式については、以下のように仮定した。破壊伝播速度 V_r は震源域の S 波速度 (3.4 km/s) の 72% である 2.45 km/s とする。森本・富樫断層帯が逆断層であることから、レシピに準拠し、アスペリティ下端中央を破壊開始点とし、そこから同心円状に破壊が広がるものと仮定した。また、ライズタイム t_r は $t_r = 0.5W/V_r$ で設定した。ここで、 W は断層幅 (km)、 V_r は破壊伝播速度 (km/s) とする。すべり角の平均値は、サブテーマ 2 の slip tendency 解析により、当該断層帯周辺の現在の応力場の下で、もっともすべりやすいと考えられる方向とし、1 枚モデル 87 度、森本モデル 90 度、富樫モデル 81 度である。また、レシピでは、すべり角については、浅野・他 (2024) の検討結果を参照し、要素断層のすべり角に標準偏差 20 度の正規分布で揺らぎを与えることとした。図 119 に各ケースのアスペリティの配置やすべり角の分布を示した。

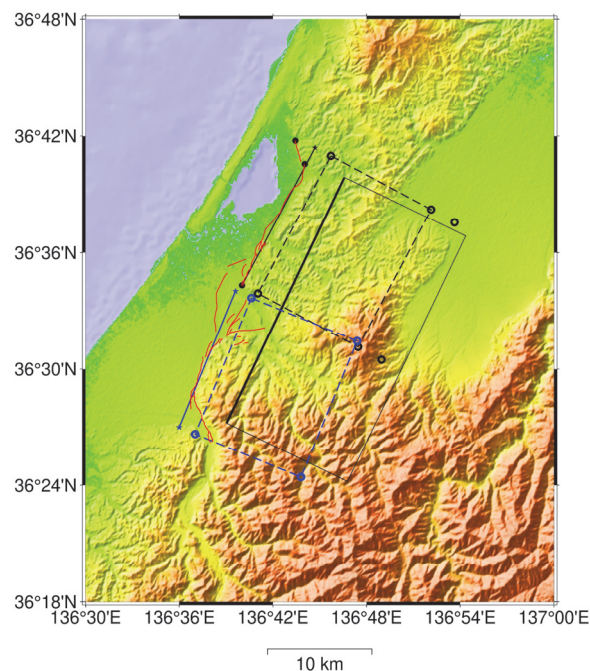
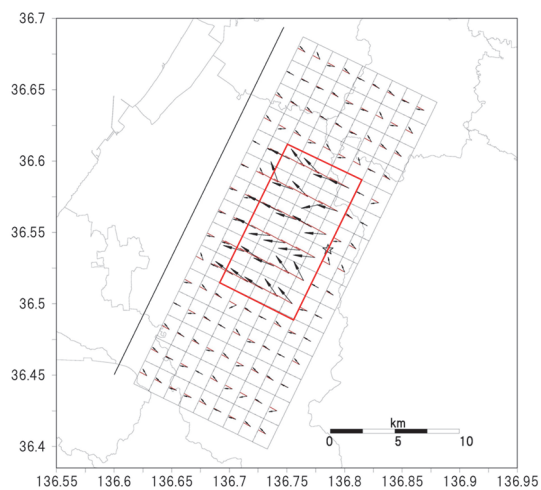
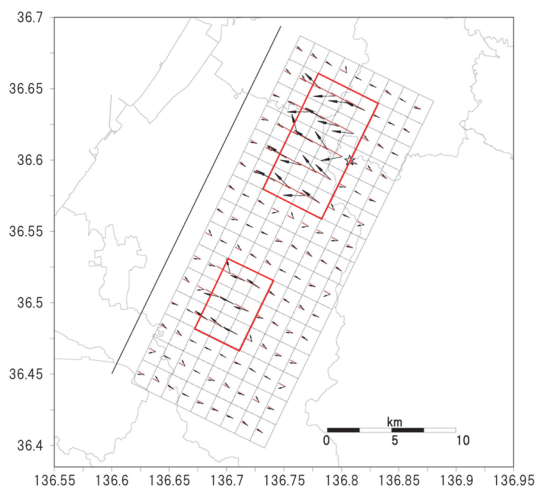


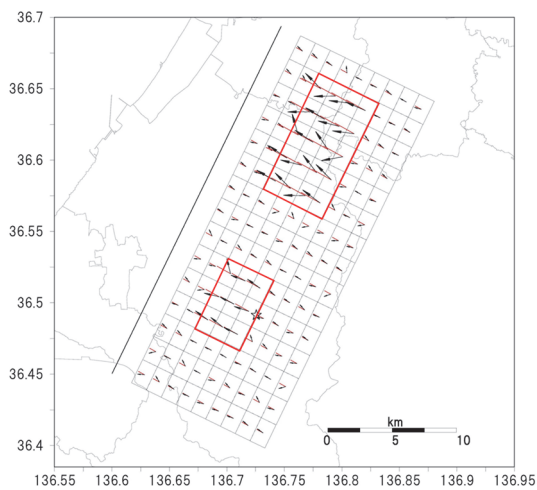
図 118 震源断層モデルの地表投影図。赤線はサブテーマ 1.1 による活断層の地表トレース。黒破線の矩形が森本断層、青破線の矩形が富樫断層の震源断層モデルに対応する。それぞれ同色の実線部分が深さ 0 km に対応する。また、黒実線の矩形は J-SHIS V4 で用いられている震源断層モデルの地表投影である。基図は国土地理院数値地図（国土基本情報）を用いた。



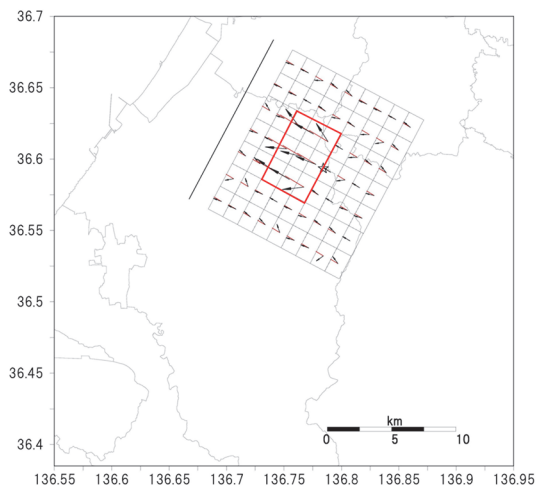
ケース 1



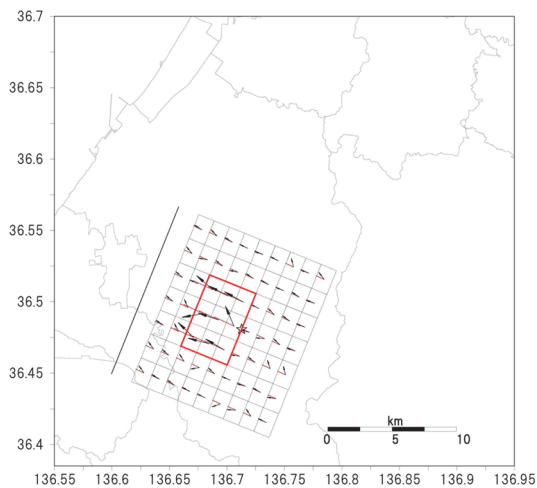
ケース 2



ケース 3



ケース 4



ケース 5

図 119 各ケースのアスペリティの配置（赤枠）及び下盤に対する上盤のすべり方向（黒線：各要素断層のすべり方向、赤線：平均すべり方向）。星印は破壊開始点、黒太線は、震源断層モデルを地表まで延ばしたときの深さ 0 km での断層位置に対応する。

b) 統計的グリーン関数法による工学的基盤での短周期地震動の計算

工学的基盤での地震動の計算は、設定した震源断層モデルと深部地盤構造モデルを用いて、長周期帯域の地震動を差分法、短周期帯域の地震動を統計的グリーン関数法で計算し、次に、マッチングフィルターを介して両者を合成するハイブリッド法（図 120）によって行った。マッチングフィルターの接続周期は 1 Hz とした（図 121）。S 波速度 350 m/s の速度層の上面を工学的基盤とし、4 分の 1 地域メッシュ（250 m メッシュ）単位で地震動を出力した。ハイブリッド法により得られた工学的基盤での震度及び最大速度分布を図 122～126 に示す

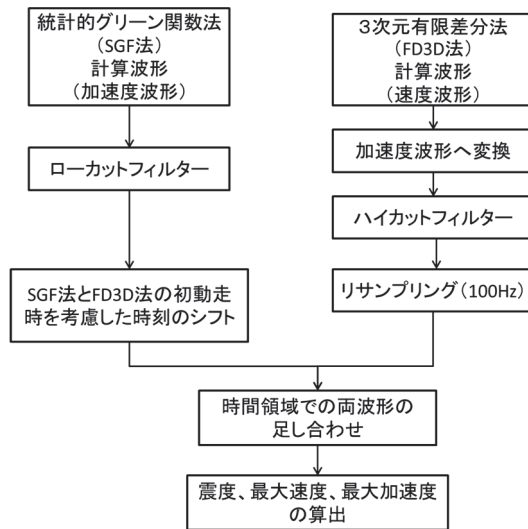


図 120 ハイブリッド法による広帯域地震動計算手順

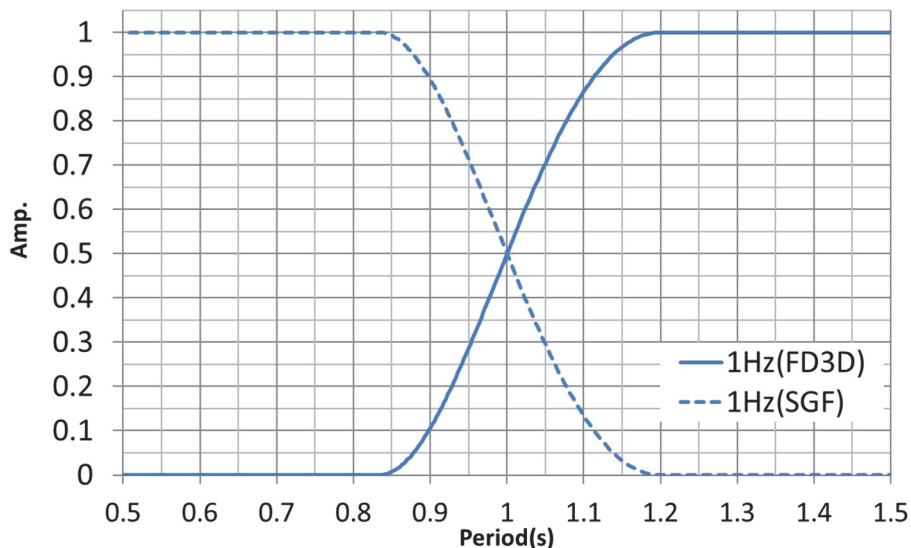


図 121 ハイブリッド法で用いるマッチングフィルター。実線は三次元差分法（FD3D）の計算波形に適用するハイカットフィルター、破線は統計的グリーン関数法（SGF）の計算波形に適用するローカットフィルターを示す。

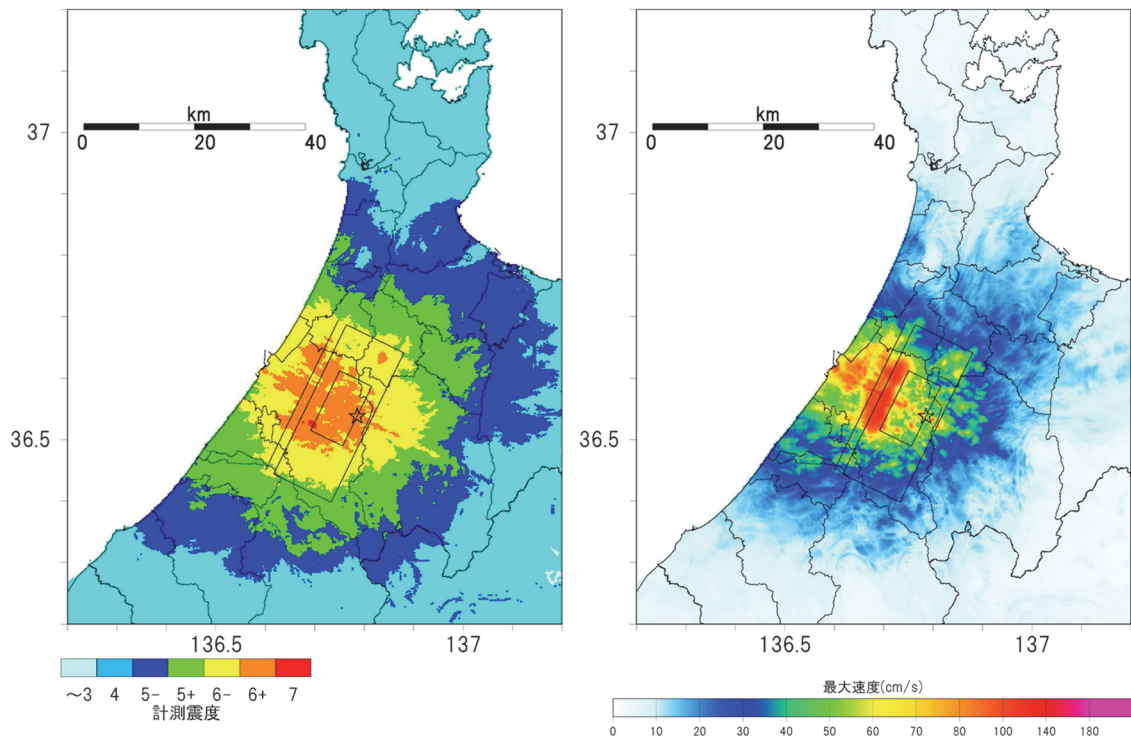


図 122 ハイブリッド法による工学的基盤での震度及び最大速度（ケース 1）

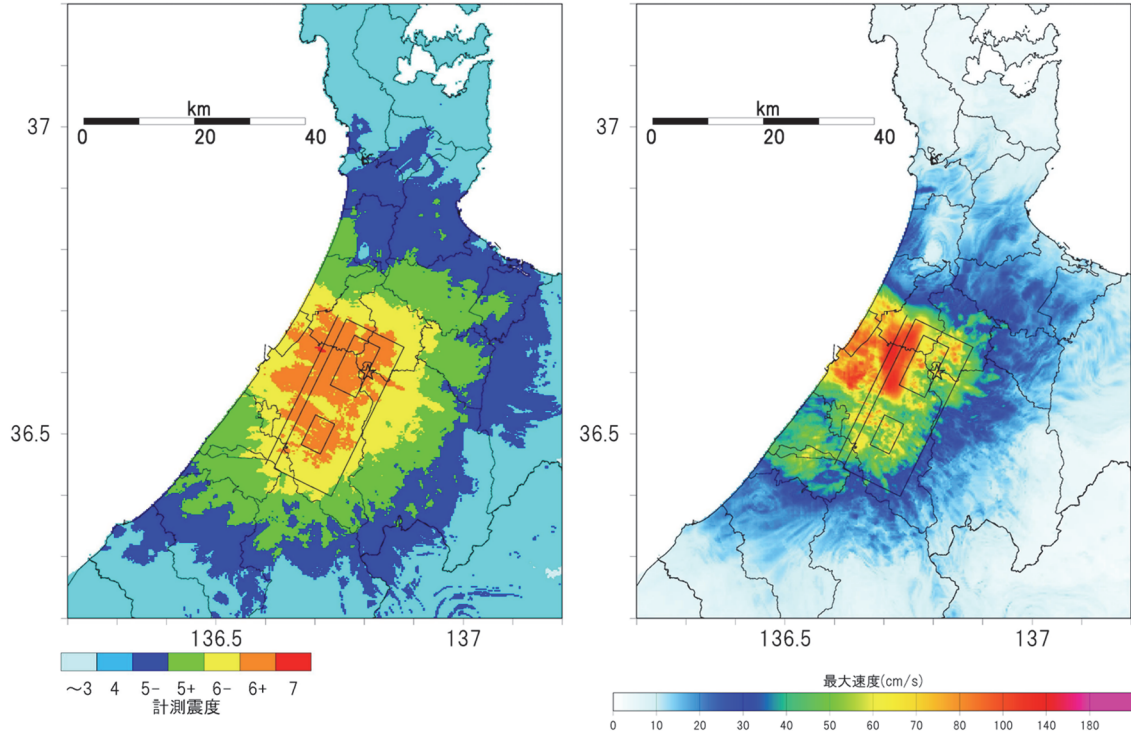


図 123 ハイブリッド法による工学的基盤での震度及び最大速度（ケース 2）

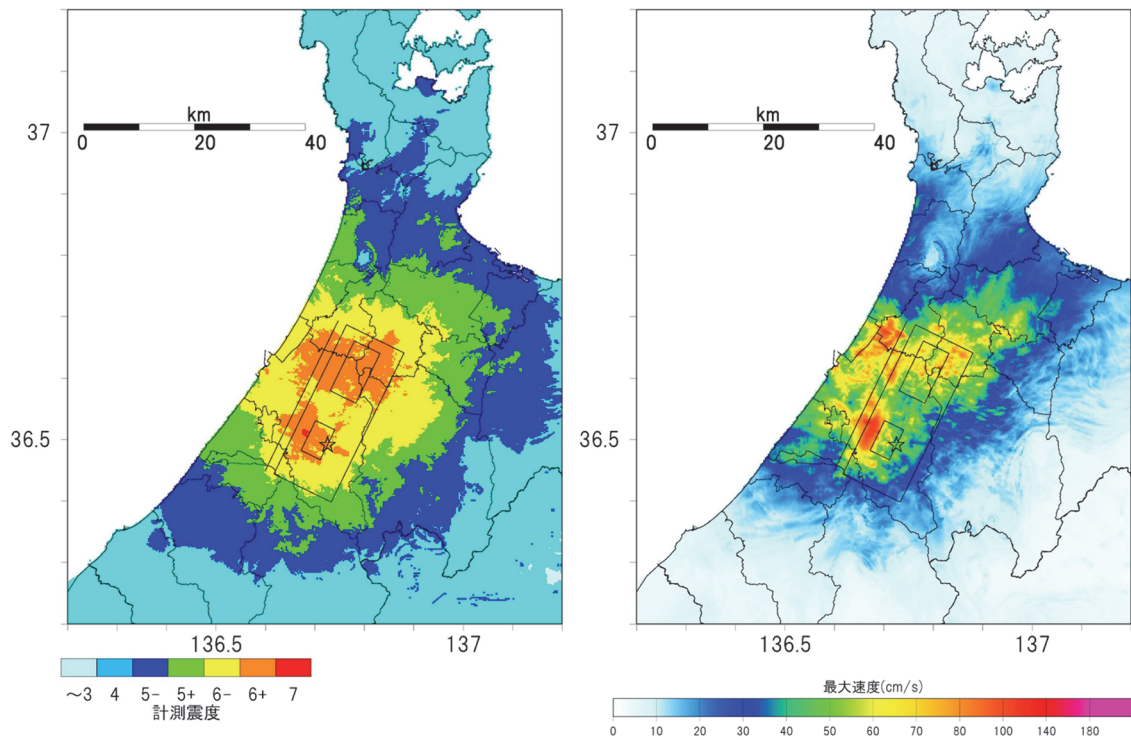


図 124 ハイブリッド法による工学的基盤での震度及び最大速度（ケース 3）

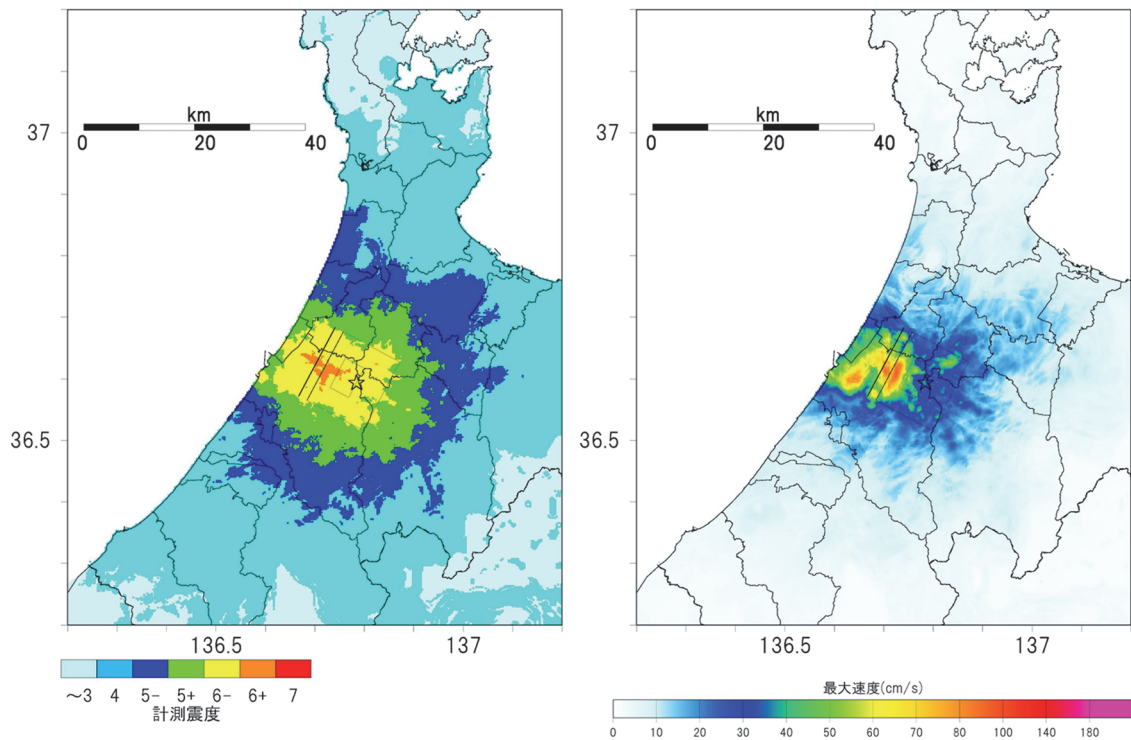


図 125 ハイブリッド法による工学的基盤での震度及び最大速度（ケース 4）

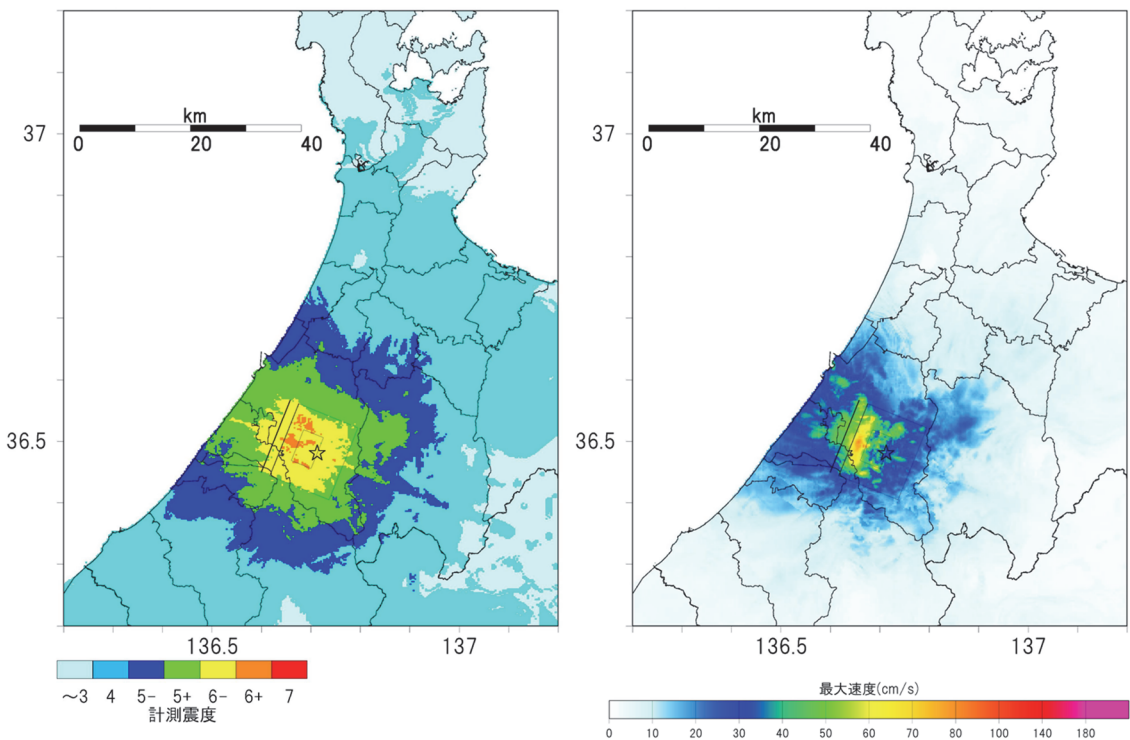


図 126 ハイブリッド法による工学的基盤での震度及び最大速度（ケース 5）

e) 地表での地震動の計算

ハイブリッド法で得られた工学的基盤での計算波形を浅部地盤モデルの基底面に 2E とし、等価線形解析により地表面の地震動波形を計算し、地表震度、最大速度等を整理した。本検討では、SHAKE (Schnabel et al, 1972) の高周波数帯の過小評価、および低周波数帯の過大評価が改善された周波数依存性を考慮した等価線形解析である DYNEQ (吉田, 2004) による等価線形解析により計算した。周波数の有効ひずみ γ_{eff} は次式により与えられる。 f_p はひずみの時刻歴が最大 (γ_{max}) となるときの周波数である。ある周波数 f_e より大きい周波数では弾性応答 ($Q = 30$) とする。本検討では、 $f_e = 6 \text{ Hz}$ 、 $m = 2$ とした。

$$\gamma_{\text{eff}} = \begin{cases} \gamma_{\text{max}} & f < f_p \\ \gamma_{\text{max}} \left[1 - \left(\frac{\log f - \log f_p}{\log f_e - \log f_p} \right)^m \right] & f_p \leq f \leq f_e \\ 0 & f_e < f \end{cases}$$

等価線形解析に用いる動的変形特性曲線は、沖積層については、令和 4～5 年度の本調査観測で収集した金沢市内 5 地点の繰返しせん断試験結果（本調査観測で令和 5 年度に実施した試験結果 2 地点、他機関からの資料提供 3 地点）を整理したものを用いた。解析に用いる動的変形特性曲線は、各試験結果のうち共通する土質区分でそれぞれ平均して求め、 $G/G_0 - \gamma$ と $h - \gamma$ の関係を表形式で与えた。有効ひずみが動的変形特性曲線が与えられている範囲よりも大きくなったときは、動的変形特性試験でせん断ひずみが最大のと

きの G および h の値を与えた。収集した試験結果の土質は、沖積粘性土、沖積砂質土、沖積礫質土、沖積粘性土砂質土互層、洪積砂質土、洪積粘性土の7種であった。このうち、データ数が多かった沖積砂質土と沖積粘性土の試験結果について、データを平均化することにより、対象地域の沖積砂質土と沖積粘性土の動的変形特性曲線を表現した（図 127、128）。その際、個別の試験結果を検討し、データ数の少ないひずみ範囲の試験結果や他のデータとの乖離が大きい試験結果などは平均化に用いなかった。表 17 には、浅部地盤構造モデルの土質区分に対する試験結果の対応表を示す。

また、工学的基盤（S 波速度 350 m/s）上面までの深さが大きい加賀平野においては、浅部地盤構造モデルのうち、相対的に深い部分は沖積層よりも古い地層に相当すると考えられる。そこで、既往文献（糸野，1992）を参考に、沖積層基底深度を定義し、沖積層基底面から工学的基盤面までの層での動的変形特性は、土研式（建設省土木研究所，1982）の洪積層砂質土（図 129）及び洪積層粘性土（図 130）の関係式を与えた。

表 13 浅部地盤構造モデルの土質区分と繰返しせん断試験結果の対応

土質	繰返しせん断試験結果
盛土	沖積砂質土
粘土	沖積粘性土
砂	沖積砂質土
礫	沖積砂質土
ローム (ほぼ見られない)	沖積粘性土
基盤	線形
微動の補間 (上位の層は概ね砂・礫)	沖積砂質土

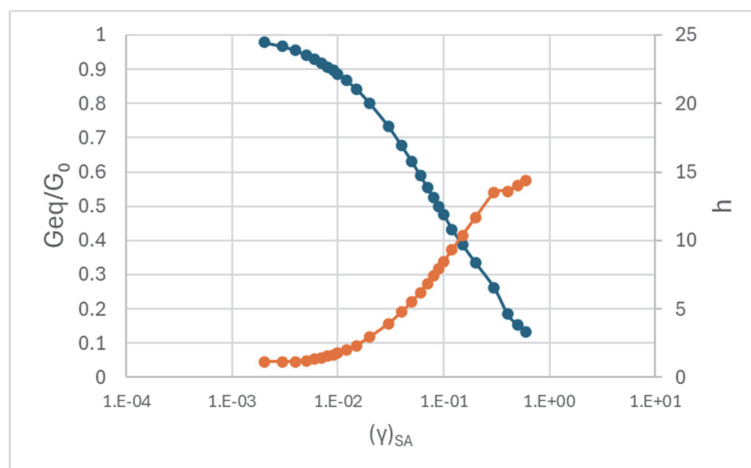


図 127 等価線形解析に用いた沖積砂質土の動的変形特性曲線

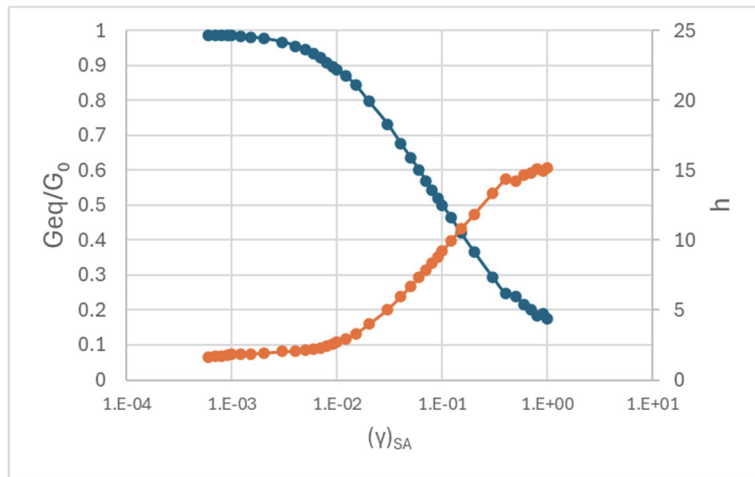


図 128 等価線形解析に用いた沖積粘性土の動的変形特性曲線

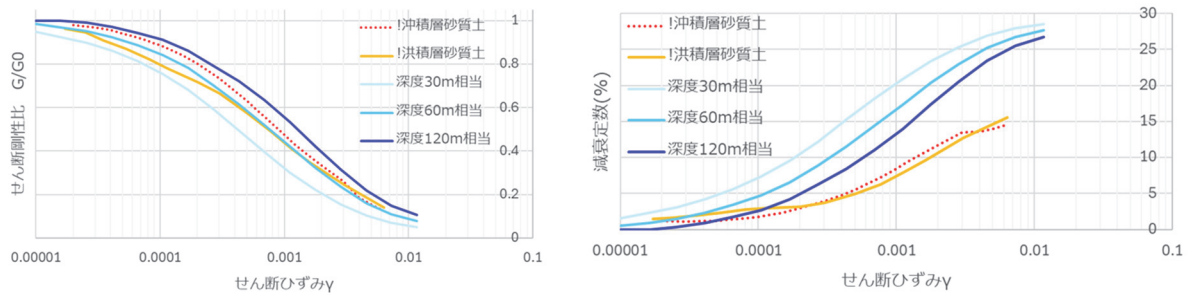


図 129 等価線形解析に用いた洪積層砂質土の動的変形特性曲線（左：せん断剛性率の比、右：減衰定数）。水色～青色実線：土研式（深さ 30 m、60 m、120 m 相当）、橙色実線：金沢平野で収集した洪積層砂質土の試験結果、赤色破線：金沢平野で収集した沖積層砂質土の試験結果の平均（図 127）。

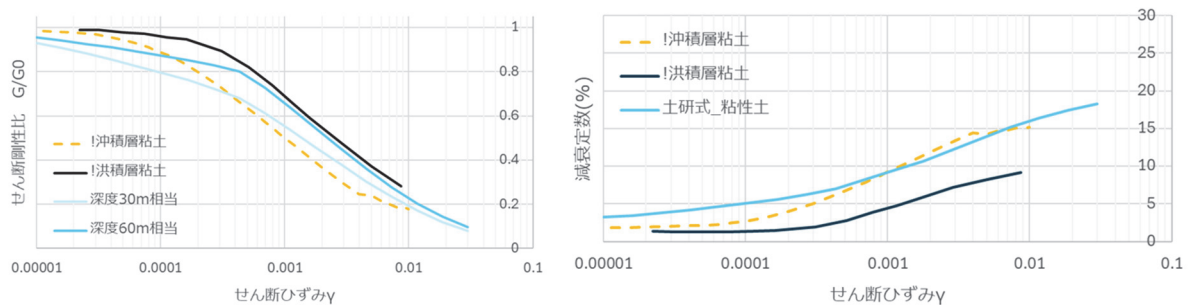


図 130 等価線形解析に用いた洪積層粘性土の動的変形特性曲線（左：せん断剛性率の比、右：減衰定数）。水色実線：土研式（深さ 30 m、60 m 相当、ただし、減衰定数の拘束圧依存性はなし）、紺色実線：金沢平野で収集した洪積層粘性土の試験結果、橙色破線：金沢平野で収集した沖積層粘性土の試験結果の平均（図 128）。

等価線形化法により得られた地表での地震動波形より求めた震度及び最大水平速度分布を図 131～135 に示す。ケース 1～3 では、金沢市、津幡町、小矢部市、南砺市に震度 7 の領域がみられるほか、邑知潟、加賀平野、砺波平野などの広い範囲が震度 5 強以上の結果になった。ケース 4 では、金沢市、津幡町、内灘町、かほく市、小矢部市、南砺市で震度 6 弱以上、ケース 5 では、金沢市と白山市を中心に震度 6 弱以上の領域が広がっている。最大水平速度は、ケース 2 及び 3 で相対的に大きい傾向にある。最大水平加速度についても、震源断層周辺に大きな加速度の領域が広がっている一方、沖積層が相対的に厚く堆積している河北潟周辺では、浅部地盤の非線形応答により加速度が低減している傾向が得られた。地震規模の小さなケース 4～5 のフーリエスペクトルや応答スペクトルは、ケース 1～3 よりも小さくなる事例が多かったものの、1 秒より短周期側では、ケースや地点によっては、ケース 1～3 に匹敵する結果も見られた。したがって、森本・富樫断層帯全体が同時に破壊しないケース（いわゆるひとまわり小さな地震）であっても、当該断層帯周辺の確率論的地震ハザードを検討する上で重要である。

本報告では、浅部地盤構造モデルと動的変形特性を用いた等価線形解析により、工学的基盤での地震動波形から地表の地震動を得た。一方で、工学的基盤での地震動波形に AVS30（地表から深さ 30 m までの平均 S 波速度）を用いた経験的地盤増幅率を乗じることによって地表での震度分布や最大速度分布を簡便に求める方法（以下、簡便法）も、地震本部の全国地震動予測地図をはじめとして、広く用いられている。ここでは、ケース 1 を例として、計算手法による強震動予測結果の違いを確認した。簡便法による地表震度分布との比較を図 136 に示す。等価線形解析による結果と簡便法による結果と比較すると、大局的な傾向は似ているものの、例えば、河北潟周辺では、簡便法では震度 7 の領域が面的に広がっているのに対し、等価線形解析では震度 6 弱～6 強の占める面積が広い。同様に、邑知潟平野の一部においても、簡便法による震度は等価線形解析による結果よりも大きくなっている。これらの違いは、簡便法では、地表での AVS30 が工学的基盤の AVS30_{EB} よりも小さい場合、増幅率は必ず 1 よりも大きくなるため、 $PGV > PGV_B$ という関係にある。このため、地表の震度 I も工学的基盤での震度 I_B よりも大きくなる。一方で、等価線形解析の場合、河北潟や邑知潟のように、S 波速度が極めて小さく、層厚の厚い浅部地盤に、大きな地震動が入力した場合、地盤内のひずみが大きくなることで、減衰定数が大きくなったり、剛性率が低下することで卓越周期が変化したりすることにより、地表での最大加速度、最大速度、震度が工学的基盤のそれらより小さくなることがある。このように、対象地域の地盤特性を反映した、より現実的な予測地震動を得るためには、本報告書で述べたように、詳細な深部・浅部統合地盤構造モデルを作成し、浅部地盤の各土質に対応する動的変形特性を適切に与えた上で、地表の時刻歴波形を得ることが重要である。そのためには、ボーリングデータの蓄積と分析に加え、各々の地域の土質特性を反映した動的変形特性試験結果の充実が必要不可欠といえる。

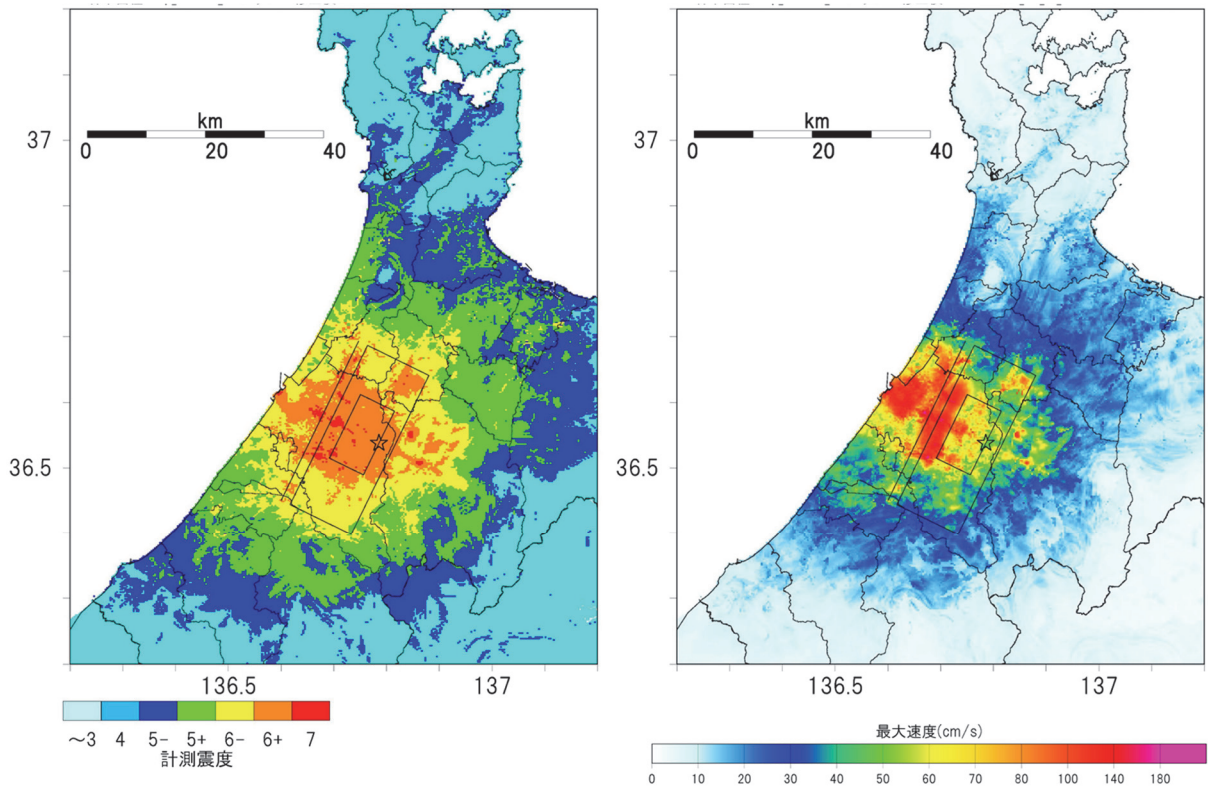


図 131 等価線形化法による地表での震度及び最大水平速度（ケース 1）

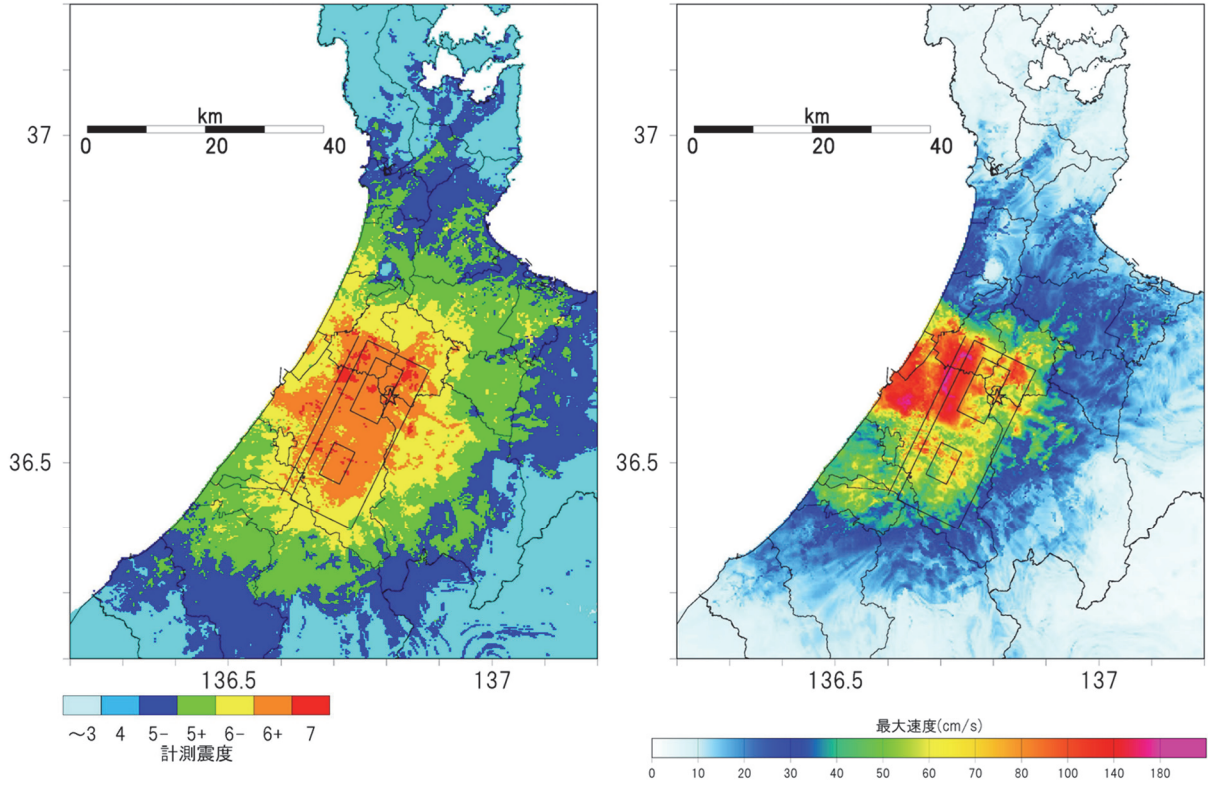


図 132 等価線形化法による地表での震度及び最大水平速度（ケース 2）

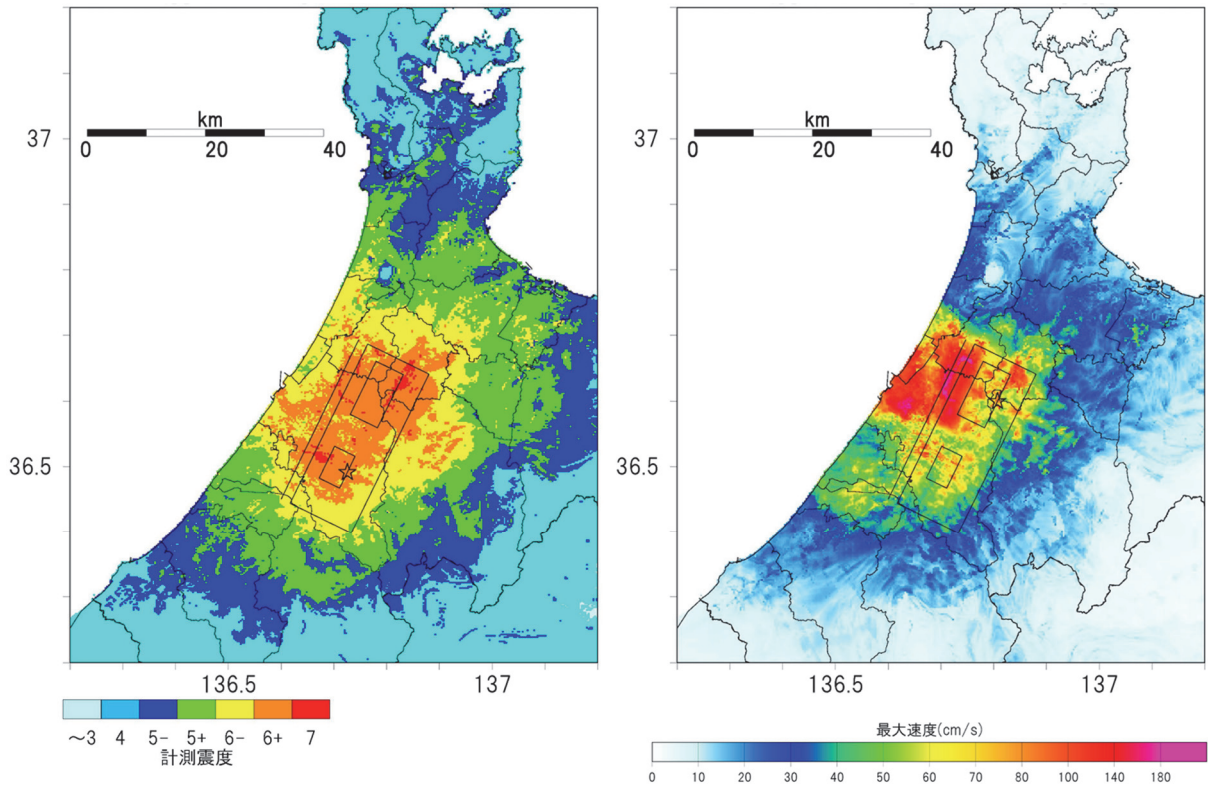


図 133 等価線形化法による地表での震度及び最大水平速度（ケース 3）

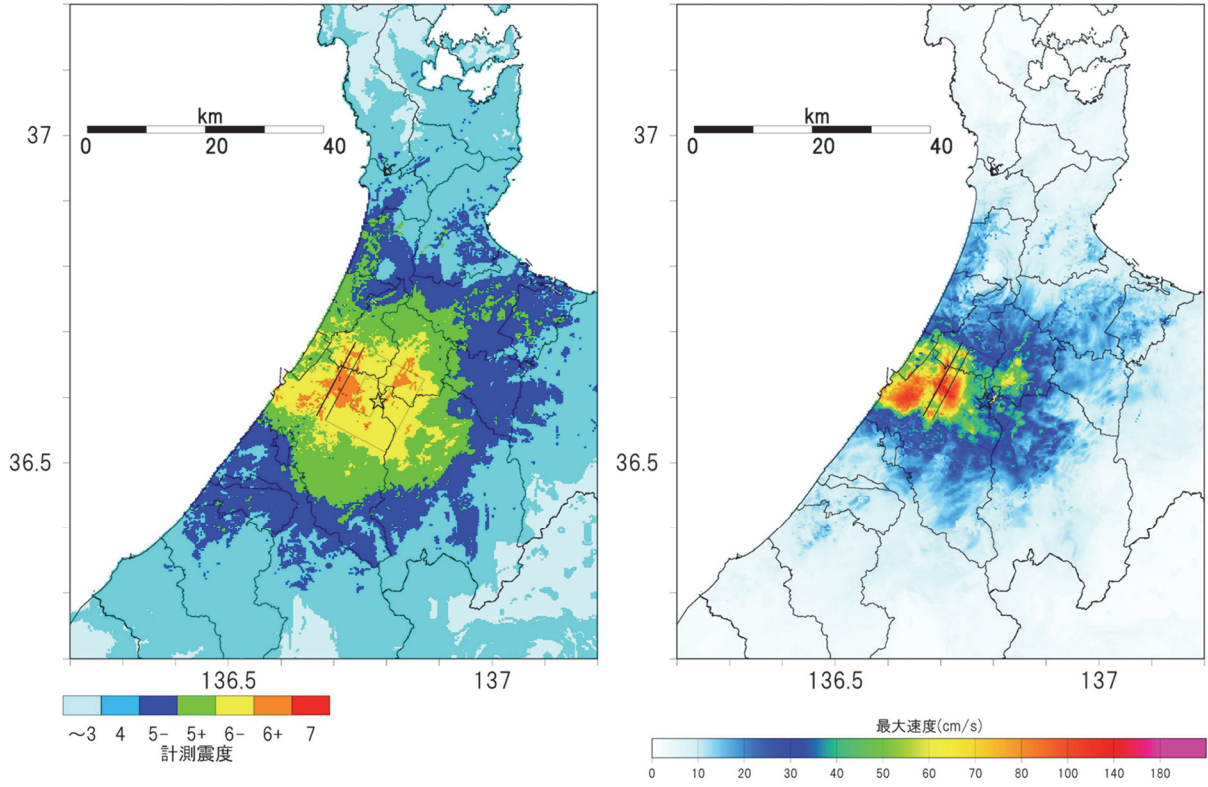


図 134 等価線形化法による地表での震度及び最大水平速度（ケース 4）

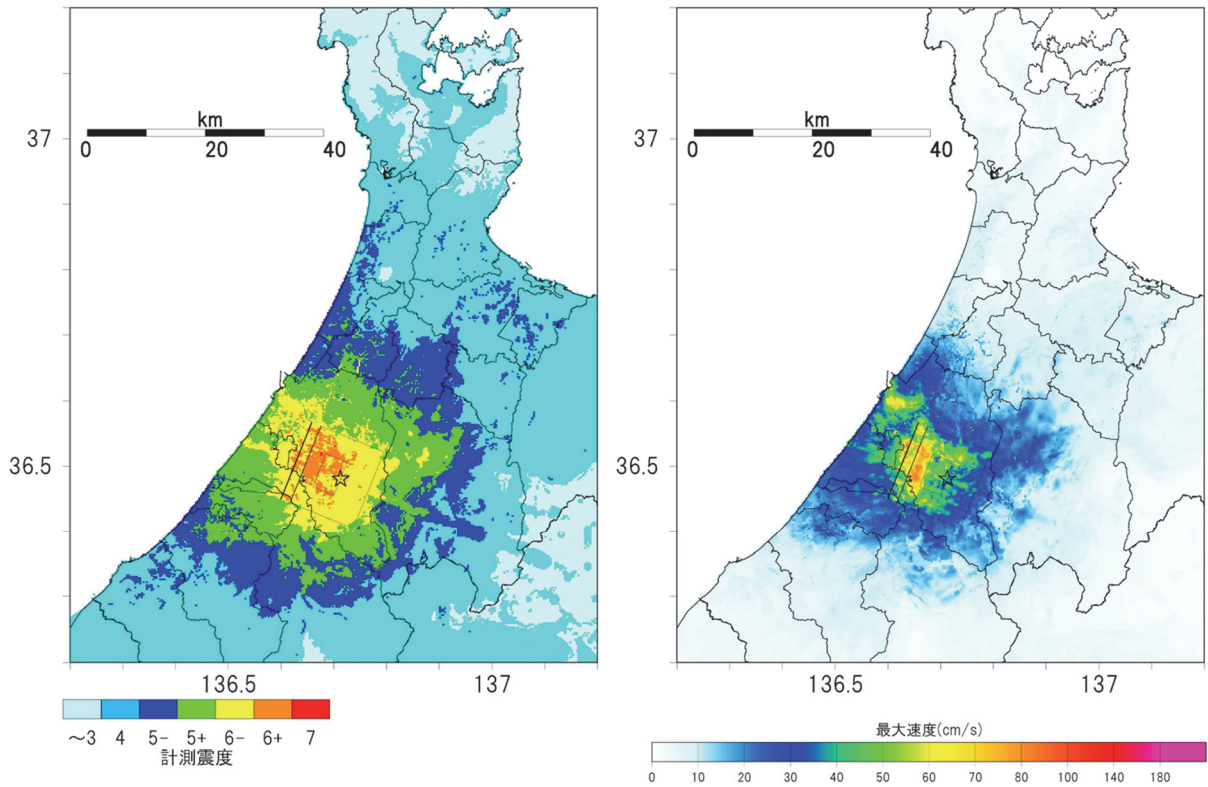


図 135 等価線形化法による地表での震度及び最大水平速度（ケース 5）

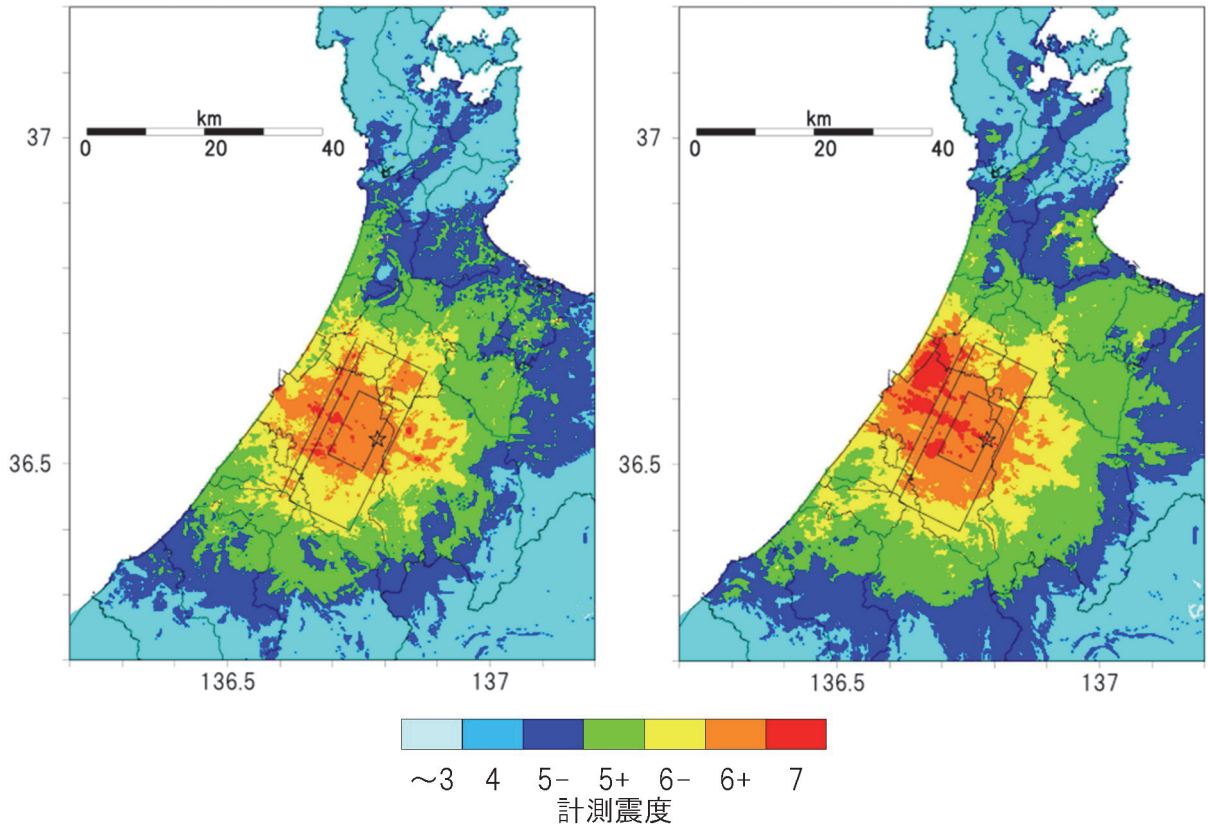


図 136 地表の地震動計算手法による震度分布の違い（ケース 1）。（左）等価線形解析（図 131 の再掲）、（右）簡便法。

(c) 結論ならびに今後の課題

森本・富樫断層帯の地震で強い揺れに見舞われることが想定される石川県や富山県西部を主な対象として、深部地盤構造モデル高度化のための観測や調査、資料収集等を実施した。また、最終年度である令和6年度には、これまでのサブテーマ3.2での調査や、他のサブテーマの調査結果を集約し、対象地域の浅部・深部統合地盤構造モデルの作成を行った。プロジェクトの研究チームで検討した森本・富樫断層帯の震源断層モデルと地震シナリオにもとづいて、強震動の試算を行った。

堆積平野が広がっている金沢市及び白山市の計11地点において、令和4年9月より強震計を用いた臨時地震観測を開始し、連続観測を継続した後、令和7年3月に観測を終了した。臨時地震観測で新たに得られた地震波形記録に加えて、既存の各機関の震度計や強震計観測点で記録された対象地域の有感地震等の波形記録を取得し、観測された波形の特徴等を分析し、加賀平野内で震度が相対的に大きな地点や小さな地点を把握した。地震動特性の空間的な違いを定量的に把握するためには、実際に地震動を観測することが最も有用であることは言うまでもない。今後も、地方公共団体による震度計波形データなどのさらなる有効活用が期待される。なお、主として金沢平野の堆積層上に展開した臨時地震観測の連続波形記録はサブテーマ2にも提供し、サブテーマ2の実施課題である雑微動解析による基盤速度推定にも活用できるように連携して取り組んだ。

盆地基盤面深度程度までを目標探査対象範囲とした微動アレイ観測を、森本・富樫断層帯の地震で強震動に見舞われる可能性のある石川県9地点、富山県2地点で実施し、深部地盤構造モデル高度化のためのS波速度構造に関する物理探査情報を充実させた。また、単点微動観測も多数の地点で実施し、各地点の地盤震動特性に関する情報をもっているH/Vスペクトル比データを得た。これらの調査結果や、サブテーマ1.1の反射法地震探査、サブテーマ1.2の重力探査結果などを参照したほか、石川県や富山県を対象に実施された既往文献等による微動アレイ探査、単点微動観測、反射法地震探査結果も収集した。これらのデータを統合して解析し、対象地域の浅部・深部統合地盤構造モデルを新たに作成した。作成した浅部・深部統合地盤構造モデルは、現行のJ-SHIS V4モデルに比べて、観測波形や観測サイト増幅特性の再現性が大きく改善されたことを確認した。今後も、地震動の伝播特性や増幅特性に大きく影響する堆積平野のS波速度構造に関する探査情報のさらなる充実が、地盤構造モデルの信頼性向上に不可欠である。

本断層帯が活動した場合に強い揺れを受ける地域において、地盤材料の動的変形特性試験の既存資料を収集し、断層近傍で表層地盤が軟弱と考えられ、情報がない2地点において浅部ボーリング調査と動的変形試験を実施した。得られた動的変形特性は、標準的な特性に似ていることを確認することができた。強震時の地盤の非線形応答や液状化は大きな地震災害を引き起こす可能性があるため、原位置での動的変形特性を知ることは重要であり、試験を実施するとともに、既存情報の収集を進める必要がある。

プロジェクト全体から調査結果や知見を持ち寄って議論を重ね、森本・富樫断層帯の震源断層モデルを提案し、破壊様式やアスペリティ配置、地震規模などの異なる5ケースの検討用地震シナリオを策定した。本調査観測で作成した浅部・深部統合地盤構造モデルを用い、これら5ケースの予測地震動を試算した。地表での地震動波形の計算では、金沢市内で取得した動的変形特性曲線を用いた等価線形解析を行うことで、対象地域の土質特性を浅部での

地盤応答特性の評価に取り入れた。これにより、ケース間の地震動分布のバラツキをみたほか、浅部地盤応答の計算方法の違いによる地表の地震動分布の違いを検討し、対象地域の地震ハザード評価のための基礎的資料を得た。地震規模の小さなケース（ケース4～5）であっても、特に1秒以下の短周期帯域では、ケースや地点によっては、森本・富樫断層帯全体が破壊するケース（ケース1～3）に匹敵する地震動強さや応答スペクトルが得られる結果も見られた。森本・富樫断層帯全体が同時に破壊しないケース（ひとまわり小さな地震）であっても、当該断層帯周辺の確率論的地震ハザードを検討する上で重要といえる。

面的な強震動予測や地震ハザード評価で広く用いられている簡便法では、地表でのAVS30が工学的基盤のS波速度も小さい場合、増幅率は1よりも大きくなるため、地表での最大速度は工学的基盤のそれよりも必ず大きくなる。よって、地表の震度も工学的基盤での震度を上回る傾向にある。一方、等価線形解析では、河北潟や邑知潟のようにS波速度が極めて小さく、層厚の厚い浅部地盤に、大きな地震動が入力した場合、地盤内のひずみが大きくなることで、減衰定数が大きくなったり、剛性率が低下することで卓越周期が変化したりすることにより、地表での最大加速度、最大速度、震度が工学的基盤のそれらより小さくなることがある。このように、対象地域の地盤特性を反映した、より現実的な予測地震動を得るためには、本報告書で述べたように、詳細な深部・浅部統合地盤構造モデルを作成し、浅部地盤の各土質に対応する動的変形特性を適切に与えた上で、地表の時刻歴波形を得ることが重要である。そのためには、ボーリングデータの蓄積と分析に加え、各々の地域の土質特性を反映した動的変形特性試験結果の充実が必要不可欠といえる。

謝辞：本サブテーマでの各種の現地調査、データや資料収集の実施に関しては、石川県危機管理監室危機対策課はじめ県庁内の各部局、金沢市教育委員会、白山市教育委員会、金沢市立紫錦台中学校、金沢市立高岡中学校、金沢市立港中学校、金沢市立緑中学校、金沢市立額中学校、金沢市立内川小中学校、金沢市立森本中学校、白山市立光野中学校、白山市立笠間中学校、白山市立北辰中学校、石川県消防学校、金沢大学、金沢市、七尾市、小松市、輪島市、珠洲市、加賀市、羽咋市、かほく市、白山市、能美市、野々市市、能美郡川北町、河北郡津幡町、河北郡内灘町、羽咋郡志賀町、羽咋郡宝達志水町、鹿島郡中能登町、鳳珠郡穴水町、鳳珠郡能登町、石川県教員総合研修センター、珠洲市教育委員会、珠洲市立大谷小中学校、能登町教育委員会、公立宇出津総合病院、公益財団法人金沢市スポーツ事業団、公益社団法人七尾市体育協会、田鶴浜地区地域づくり協議会、中島地域づくり協議会、能登島地域づくり協議会、特定非営利活動法人宝達スポーツ文化コミッション、富山県危機管理局防災・危機管理課、富山市、高岡市、氷見市、砺波市、小矢部市、南砺市、射水市、富山市消防局、高岡市消防本部、射水市消防本部、砺波地域消防組合、高岡市教育委員会、氷見市教育委員会、小矢部市教育委員会、射水市立下村小学校、特定非営利活動法人新湊カモンスポーツクラブ、気象庁金沢地方气象台、気象庁富山地方气象台、宮島昌克金沢大学名誉教授、高原利幸金沢工業大学准教授、神野達夫九州大学教授、山中浩明東京科学大学教授、堀川晴央産業技術総合研究所主任研究員、中部地質株式会社、株式会社ホクコク地水、株式会社国土開発センター、株式会社北國銀行、国土交通省北陸地方整備局金沢河川国道事務所、一般財団法人GRI財団、応用地質株式会社、地域住民の皆様にお世話になった（順不同）。

(d) 引用文献

- Aki, K., Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 35, 415-456, 1957.
- 浅野公之・岩田知孝・宮腰 研・大堀道広, 微動アレイ観測と単点微動観測による加賀平野南部及び邑知潟平野の堆積平野速度構造モデルの検討, *日本地震工学会論文集*, 15(7), 194-204, 2015.
- 浅野公之・岩田知孝・関口春子, 不均質震源断層モデルのすべり角のばらつき, *地震第2輯*, 76, 287-294, 2024.
- 浅野公之・岩田知孝・関口春子・杉山長志, 近江盆地南部における微動アレイ探査, *京都大学防災研究所年報*, 64B, 9-20, 2021.
- Asano, K., H. Sekiguchi, T. Iwata, M. Yoshimi, T. Hayashida, H. Saomoto, and H. Horikawa, Modelling of wave propagation and attenuation in the Osaka sedimentary basin, western Japan, during the 2013 Awaji Island earthquake, *Geophys. J. Int.*, 204, 1678-1694, 2016.
- Asano, K., K. Yoshida, K. Miyakoshi, M. Ohori, and T. Iwata, Microtremor Surveys in Large Sedimentary Basins on the Coast of the Sea of Japan, *Proc. 17th World Conf. Earthq. Eng.*, paper no. 1f-0006, 2020.
- Boore, D.M., Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 73(6), 1865-1894, 1983.
- Brune, J.N, Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 75, 4997-5009, 1970.
- 中央防災会議, 地盤構造に関する資料, 東南海、南海地震等に関する専門調査会(第16回), 2003.
- 藤井昭二・佐竹 洋・高倉盛安・林 隆文・藤平彬文, 氷見有磯温泉について, *富山県地学・地理学研究論集*, 9, 15-22, 1989.
- 藤本一雄・翠川三郎, 近年の強震記録に基づく地震動強さ指標による計測震度推定法, *地域安全学会論文集*, 7, 241-246, 2005.
- 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.
- Graves, G.W., Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1091-1106, 1996.
- 氷見市史編さん委員会, 氷見市史9, 資料編七 自然環境, 506 pp., 1999.
- 今津雅紀・福武毅芳, 砂礫材料の動的変形特性, 第21回土質工学研究発表会講演集, 509-512, 1986.
- Ishiyama, T., H. Sato, N. Kato, S. Koshiya, S. Abe, K. Shiraishi, and M. Matsubara, Structures and active tectonics of compressionally reactivated back-arc failed rift across the Toyama trough in the Sea of Japan, revealed by multiscale seismic profiling. *Tectonophysics*, 710-711, 21-36, 2017.

- 入倉孝次郎・香川敬生・関口春子，経験的グリーン関数法を用いた強震動予測方法の改良，日本地震学会 1997 年度秋季大会講演予稿集，B25，1997.
- 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地震調査委員会，「長周期地震動予測地図」2012年試作版，https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/lpshm/12_choshuki/，2012.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会，震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピア」），51 pp，2017.
- 香川敬生，ハイブリッド合成法に用いる統計的グリーン関数法の長周期帯域への拡張，日本地震工学会論文集，4(2)，21-32，2004.
- 笠原敬司，プレートが三重会合する関東・東海地方の地殻活動様式，国立防災科学技術センター研究報告，35，33-137，1985.
- 神野達夫・先名重樹・森川信之・成田章・藤原広行，金沢平野における 3 次元地下構造モデル，物理探査，56(5)，313-326，2003.
- 鹿野和彦・原山 智・山本博文・竹内 誠・宇都浩三・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久，20 万分の 1 地質図幅「金沢」，工業技術院地質調査所，1999.
- 粕野義夫，加賀平野，アーバンクボタ，31，48-55，1992.
- 建設省土木研究所，地盤の地震時応答特性の数値解析法 -SHAKE:DESRA-，土木研究所資料，1778，136 pp.，1982.
- Koketsu, K., H. Miyake, and H. Suzuki, Japan Integrated Velocity Structure Model Version 1, Proc. 15th World Conf. Earthq. Eng., paper no. 1773, 2012.
- Konno, K. and T. Ohmachi, Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor, Bull. Seismol. Soc. Am., 88(1), 228-241, 1998.
- 凌 甦群・岡田 広，微動探査法における空間自己相関法の拡張，物理探査学会第 89 回学術講演会論文集，44-48，1993.
- 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所，平成 25 年度日本海地震・津波調査プロジェクト成果報告書，313 pp.，2014.
- 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所，平成 26 年度日本海地震・津波調査プロジェクト成果報告書，365 pp.，2015.
- 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所，平成 27 年度日本海地震・津波調査プロジェクト成果報告書，431 pp.，2016.
- NASA JPL, NASA Shuttle Radar Topography Mission Global 3 arc second, doi: 10.5067/MEaSUREs/SRTM.STRMGL3.003, 2023.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター，20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2，データ更新日 2022 年 3 月 11 日，<https://gbank.gsj.jp/seamless/>，2022.
- 大西良広・堀家正則，震源近傍での地震動予測のための拡張統計的グリーン関数法とそのハイブリッド法への適用に関するコメント，日本建築学会構造系論文集，69(586)，37-44，2004.

- 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, 1994.
- Schnabel, P. B., J. Lysmer, and H. B. Seed, SHAKE: A computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites, Report No. EERC72-12, University of California, Berkley, 1972.
- 先名重樹・藤原広行・前田宜浩・森川信之・岩城麻子・河合伸一・谷田貝淳・佐藤 将・鈴木晴彦・稲垣賢亮・松山尚典, 強震動評価のための浅部・深部統合地盤構造モデルの構築, 防災科学技術研究所研究資料, No. 498, 259 pp., 2023.
- 司 宏俊・翠川 三郎, 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 64(523), 63-70, 1999.
- Somei, K., K. Asano, T. Iwata, and K. Miyakoshi, Estimation of site amplification factors for strong motion stations in the Hokuriku district, Japan, Proc. 5th IASPEI/IAEE Inter. Symp. on Effects of Surface Geology on Seismic Motion, paper no. P105B, 2016.
- 吉田 望, DYNEQ A computer program for DYNamic response analysis of level ground by EQuivalent linear method, 2008.