

3. 3. 1 浅部地盤構造モデルの構築

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 浅部地盤構造モデルの構築

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人防災科学技術研究所マルチハザードリスク評価研究部門	主任専門研究員	先名 重樹
国立研究開発法人防災科学技術研究所マルチハザードリスク評価研究部門	主任研究員	森川 信之
国立研究開発法人防災科学技術研究所マルチハザードリスク評価研究部門	主任研究員	岩城 麻子

(c) 業務の目的

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地域を対象として、工学的基盤面相当以浅の浅部地下構造モデルの構築に資する速度構造探査等を実施し、サブテーマ3. 2と協働して、対象地域の浅部・深部地下構造モデルの構築を行う。

(d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

1) 令和4年度：

本重点調査1年目にあたる令和4年度は、対象地域の浅部地下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た上で、浅部地下構造モデル作成のためのボーリング資料収集と小サイズの微動アレイを面的に実施する。

2) 令和5年度：

令和4年度に引き続き、浅部地下構造モデル作成のためのボーリング資料収集と小サイズの微動アレイの実施を継続する。

3) 令和6年度：

過年度までに実施した小サイズの微動アレイ結果を整理し、浅部深部地下構造モデル構築のためサブテーマ3. 2へ共有する。

(2) 令和5年度の成果

(a) 業務の要約

本業務では、森本・富樫断層帯が活動した場合に、震度5強以上が想定される範囲の強震動予測を行うため、工学的基盤面相当以浅の浅部地下構造モデルの構築に資する速度

構造探査等を実施し、サブテーマ 3. 2 と協働して、対象地域の浅部・深部統合地盤構造モデルの構築を行う。

(b) 業務の実施方法

令和 5 年度は、令和 4 年度に引き続き、浅部地盤構造モデルを構築する石川・富山県の既往のボーリングデータ等の地質調査データ、既往微動アレイ探査データの収集・整理、および、工学的基盤深度までの S 波速度構造を得るための小サイズの微動アレイ探査（以後、小アレイ探査）と解析を実施し、結果の整理を行った。

(c) 業務の成果

断層周辺および近傍都市域の工学的基盤深さまでの詳細な浅部地盤構造モデル構築のため、稠密な小アレイ探査を実施した。また、既往の地盤情報としてボーリングデータ、微動アレイ探査データおよび令和 6 年 1 月 1 日に発生した能登半島地震における液状化地点情報等を収集・整理し、次年度に実施する浅部・深部統合地盤構造モデル構築のための準備を行った。具体的には、まず、浅部地盤構造モデル構築範囲内（図 1）における、J-SHIS 微地形区分で低地・台地系の区分となる地域について、約 1 km 間隔（全国標準地域メッシュ 3 次メッシュ間隔）にて小アレイ探査を計画（約 1600 地点）した。昨年度の残りの約 1 km 間隔の 903 地点とサブ 1. 1 で実施された反射法測線（3 測線）の 68 地点の計 971 地点で小アレイ探査を実施した（図 1）。

また、断層周辺および周辺都市域の既往の地盤等の土質・地質の情報として、ボーリングデータ（防災科研 Geo-Station、国土地盤情報検索サイト KuniJiban、ほくりく地盤情報

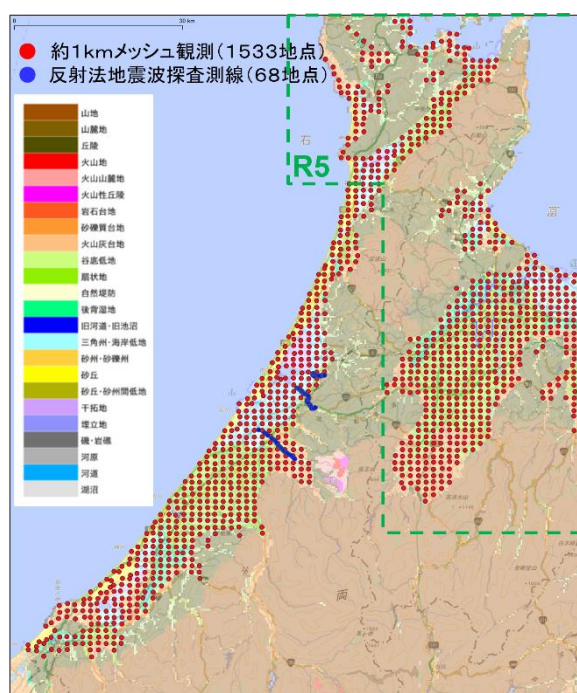


図 1 小アレイ探査計画地点（背景は J-SHIS 微地形区分図）

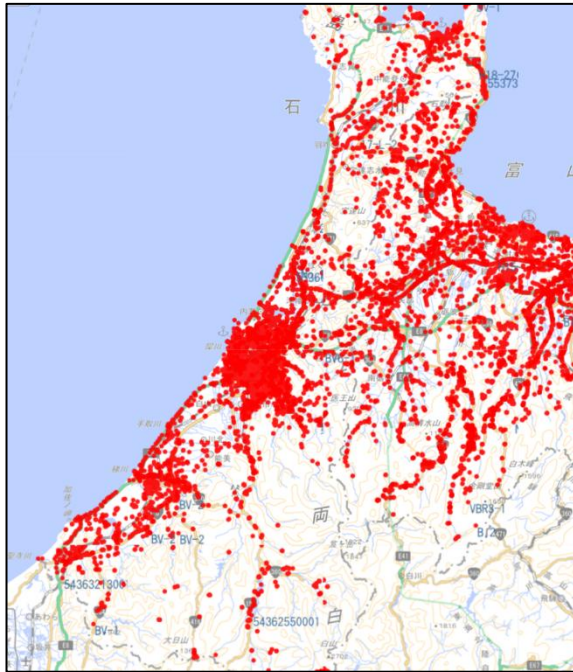


図2 ボーリングデータ分布図
(●：ボーリングデータ)

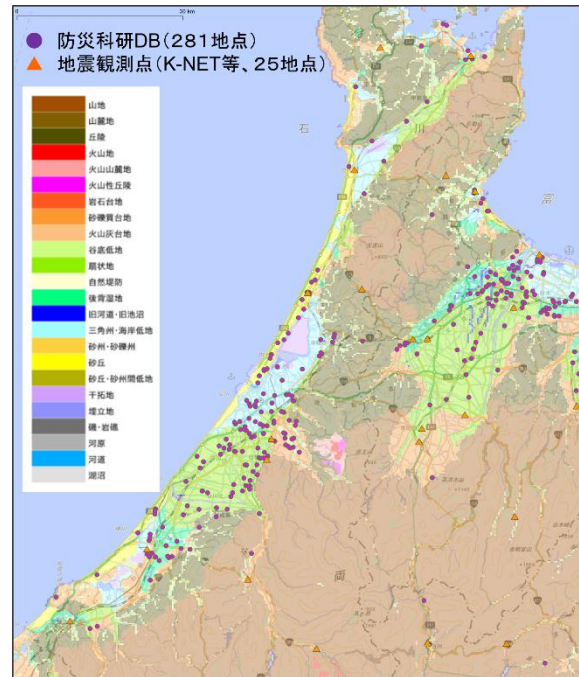


図3 既往の小アレイ探索地点
(防災科研微動データベース：306 地点)

システム、国土地盤情報センター（NGiC）、県・市町村等）を、昨年度に引き続き、改めて今年度収集分も含めて整理し（図3）、地質・土質関連書籍等（石川県地質誌、北陸地方土木地質図等）より、浅部地盤構造モデル構築に必要な地質・土質等の情報整理も行った。なお、当該範囲には13,128本のボーリングデータが存在していることを確認している。さらに、防災科研の微動データベースに登録されている当該地域の既往の微動アレイデータ306地点を抽出し整理した（図4）。今回観測した971地点および昨年度実施した630地点と合わせると合計1907地点分となる。

小アレイ探索の配置と観測風景を図4および写真1にそれぞれ示す。また、小アレイ探索の観測および解析の諸元を表1に示す。なお、観測・解析方法は昨年度と同じである。

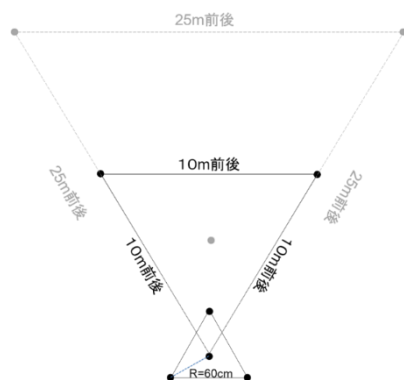


図4 小アレイ探索配置図（●：微動計設置位置、地震観測点では●も実施）

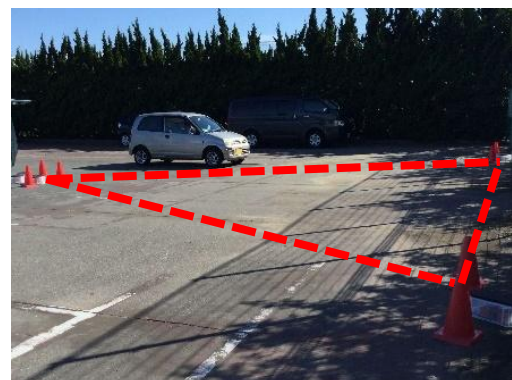


写真1 小アレイ探索観測風景
(ISKM00516)

表 1 小アレイ探査の観測・解析手法の諸元

項目	機材・方法	仕様
アレイ観測	微動計	JU410(加速度計)
	アレイ展開方法	Cho et al. (2013)に基づく
	サンプリング周波数	200Hz
	観測時間	15 分
分散曲線解析	SPAC 法	Cho et al(2021)のゼロクロス法を参照
	CCA 法	Cho et al. (2006)
S 波速構造解析	AVS30 (波長 40m)	紺野・片岡(2000)
	分散曲線の直接深度変換 (SPM)	Ballard(1964),Satoh et al. (1991)
	簡易逆解析手法 (SIM)	Cho and Iwata(2019)

本研究では、全ての小アレイ探査地点に対し、表 1 に示した仕様に基づいて観測および解析を行っている。S 波速度構造については、SPM と SIM の平均値も算出した上で浅部地盤構造のモデル化に活用する。小アレイ探査の解析結果について、AVS30 と AVS30 から藤本・翠川(2006)で計算される Vs400 からの最大速度増幅率の結果を図 5、図 6 にそれぞれ示す。また、参考までに図 7 には AVS20 および AVS10(m/s)も示す。AVS の計算結果は、表 1 に示すように波長と S 波速度の関係 (AVS30 は波長 40m、AVS20 は 26m、AVS10 は 13m)、SPM および SIM でそれぞれ得られる S 波速度構造から計算される AVS30、AVS20、AVS10(m/s) 結果をそれぞれ足し合わせて平均したものである。

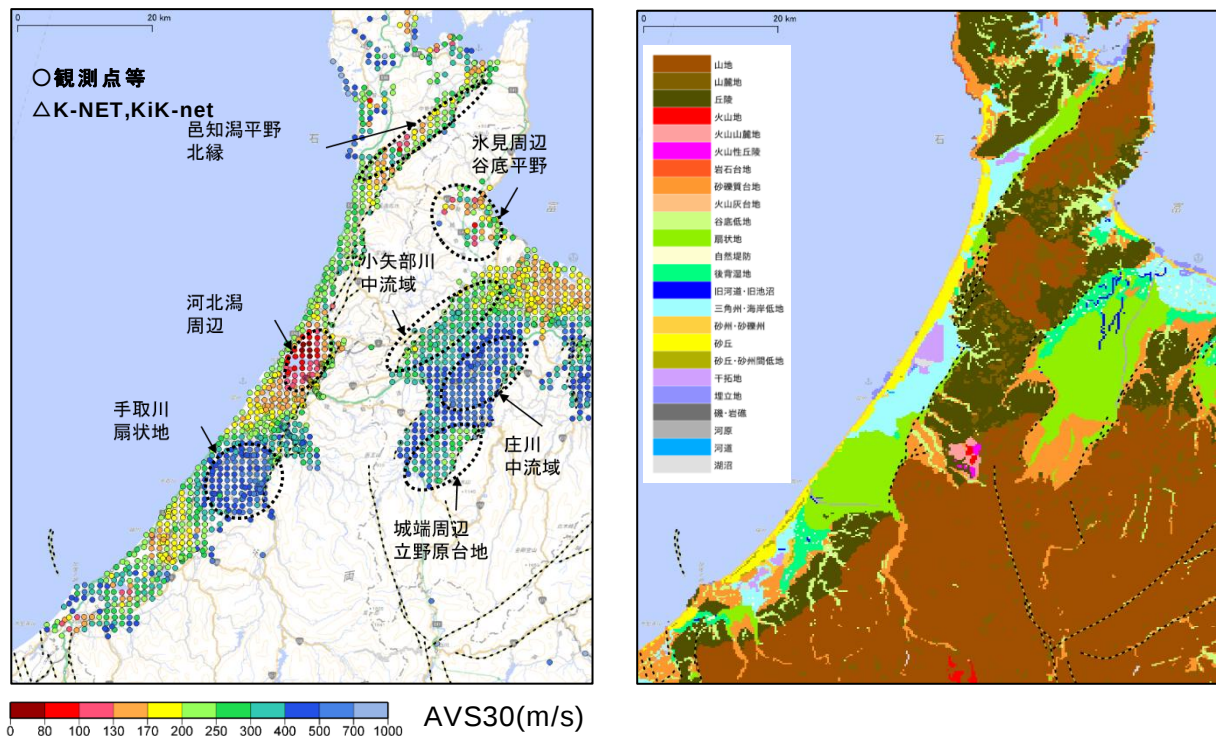


図 5 小アレイ探査結果の AVS30(m/s) の分布 (左図) と J-SHIS 微地形区分 (右図)

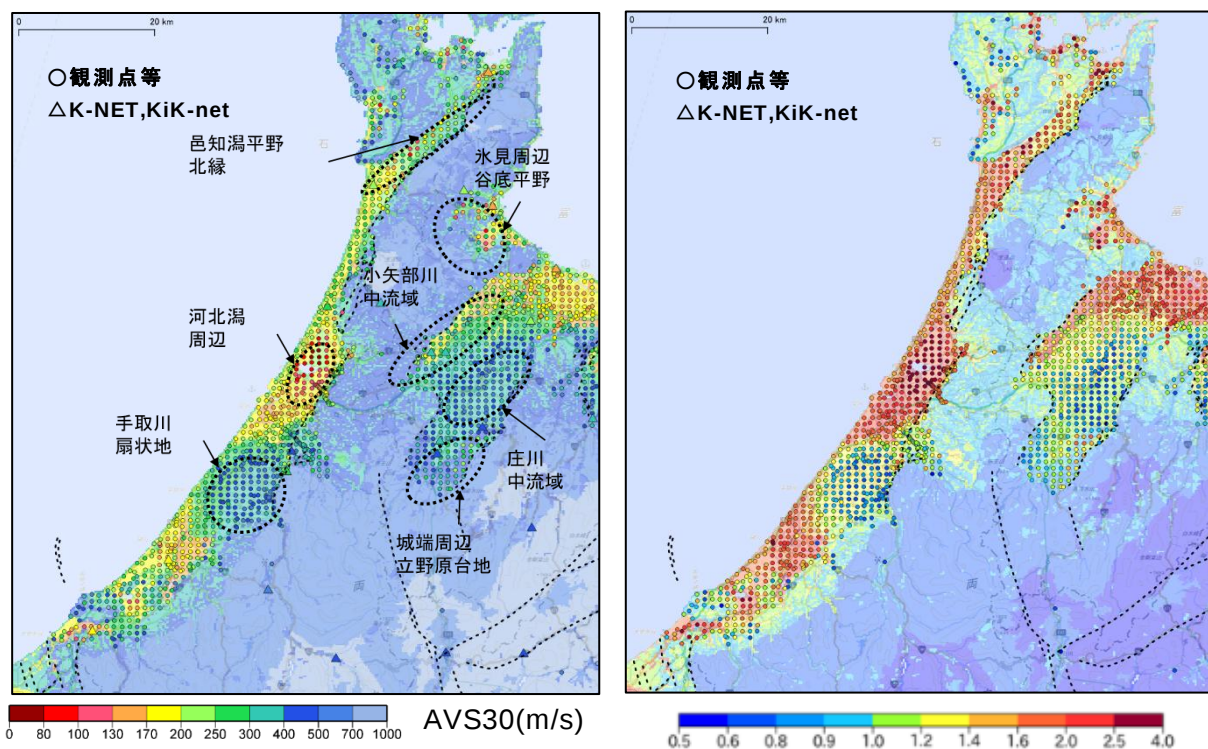


図6 小アレイ探査結果と J-SHIS の AVS30(m/s) の比較図 (左図) と
小アレイ探査結果と J-SHIS の最大速度増幅率 (Vs400) の比較図 (右図)

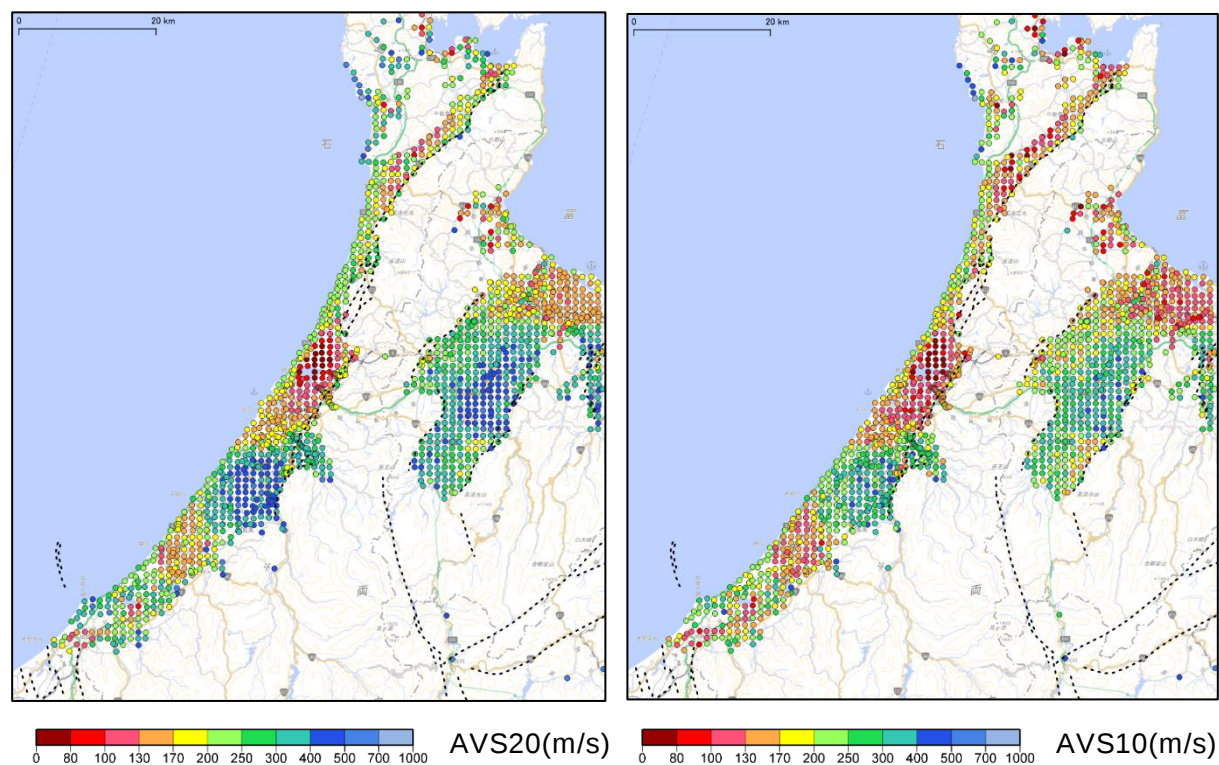


図7 小アレイ探査結果の AVS20(m/s) (左図) と AVS10(m/s) (右図)

表 2 には、小アレイ探査結果による AVS30 と J-SHIS 微地形区分の AVS30 の比較一覧について石川県と富山県に分けたものを示す。

表 2 小アレイ探査結果による AVS30 と J-SHIS 微地形区分の AVS30 の比較（県別）
（平均値の赤字は J-SHIS の結果に対し 15%以上小さく、青字は 15%以上大きい）

石川県 1069 地点

微地形No.	微地形名	個数	AVS30(m/s) 平均値	AVS30(m/s) 中央値	標準偏差 (± 1 σ)	JSHIS微地形区分における AVS30(m/s)の平均値
7	岩石台地	5	805	757	345	351
8	砂礫質台地	153	401	359	158	407
10	谷底低地	83	356	334	147	349
11	扇状地	303	368	357	124	306
12	自然堤防	5	188	177	21	199
13	後背湿地	71	212	177	98	157
14	旧河道・旧池沼	3	204	188	40	192
15	三角州・海岸低地	254	181	173	144	171
16	砂州・砂礫州	44	235	229	61	251
17	砂丘	93	241	237	48	198
18	砂州・砂丘間低地	12	235	232	42	195
19	干拓地	33	127	95	87	205
20	埋立地	10	313	244	194	213

富山県 838 地点

微地形No.	微地形名	個数	AVS30(m/s) 平均値	AVS30(m/s) 中央値	標準偏差 (± 1 σ)	JSHIS微地形区分における AVS30(m/s)の平均値
7	岩石台地	—	—	—	—	—
8	砂礫質台地	185	391	382	99	407
10	谷底低地	21	241	215	123	349
11	扇状地	389	393	401	115	306
12	自然堤防	17	202	179	85	199
13	後背湿地	92	223	228	75	157
14	旧河道・旧池沼	8	306	288	91	192
15	三角州・海岸低地	91	171	170	27	171
16	砂州・砂礫州	18	201	200	19	251
17	砂丘	7	236	238	27	198
18	砂州・砂丘間低地	—	—	—	—	—
19	干拓地	5	205	193	35	205
20	埋立地	5	229	222	36	213

図 5～図 7 および表 2 の結果より、既往の J-SHIS の AVS30（最大速度増幅率）と小アレイ探査の結果は一部地域・地形では調和的な結果となっているものの、昨年度実施した結果と合わせて再検討した結果、手取川扇状地では J-SHIS よりも平均で 30%程度 AVS30 が大きく（地盤増幅率が小さく）、一方で、河北潟周辺の干拓地では J-SHIS よりも平均で 40%程度 AVS30 が小さく（地盤増幅率が大きく）なっている。今年度実施した地点においては、邑智潟平野北縁の扇状地および谷底低地および氷見市内陸部の谷底低地で AVS30 が小さく、砺波平野の小矢部川（主に後背湿地）および庄川中流域（扇状地）では、全体的に AVS30 が大きくなる傾向が確認できる。さらに庄川の上流域の城端地域の砂礫質台地では AVS30

は全体的に 20%程度小さくなっている。表 2 に示す県別で平均すると、石川県では干拓地の AVS30 が小さく、扇状地や埋立地の AVS30 が大きい。富山県では、谷底低地や砂州・砂礫州で AVS30 は小さく、扇状地や後背湿地で AVS30 が大きい。

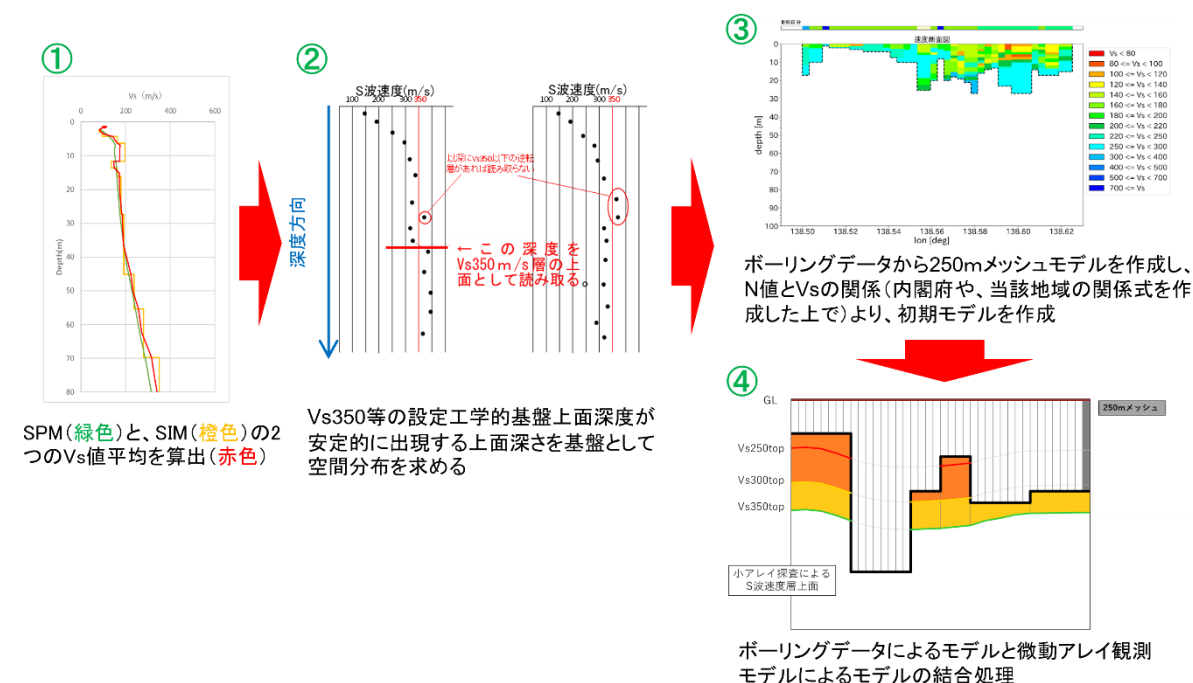


図 8 ボーリングデータと微動アレイ解析データによる工学的基盤上面深度の計算方法

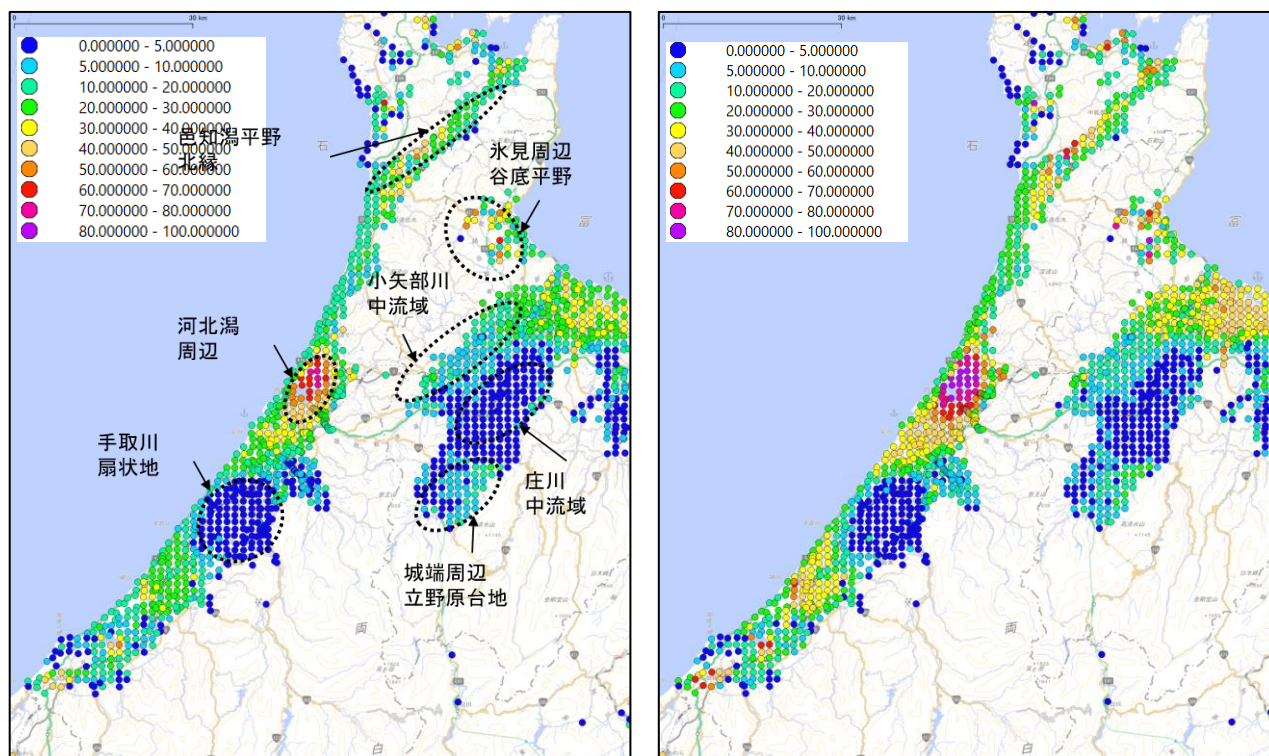


図 9 工学的基盤の深さ分布 (左図 : Vs300、右図 : Vs350)

観測した小アレイの結果とボーリングデータに基づき工学的基盤深さを求めた。求め方を図8に、推定S波速度構造のうちVs300とVs350上面深度（工学的基盤相当層）を図9にそれぞれ示す。工学的基盤が一番深いのは河北潟でありVs300で深さ70m程度、Vs350で深さ90m程度である。

一般的にVsが早いほど深くなる傾向ではあるものの、手取川および庄川扇状地では、Vs300およびVs350の上面深度は両方とも2～4m程度でほとんど変化がない。この地域では、表土の下に扇状地の大きな礫（砂礫・玉石）を伴う分厚い堆積層があり、Vsが500(m/s)以上となる(Vs300やVs350の層が存在しない)ためであると考える。

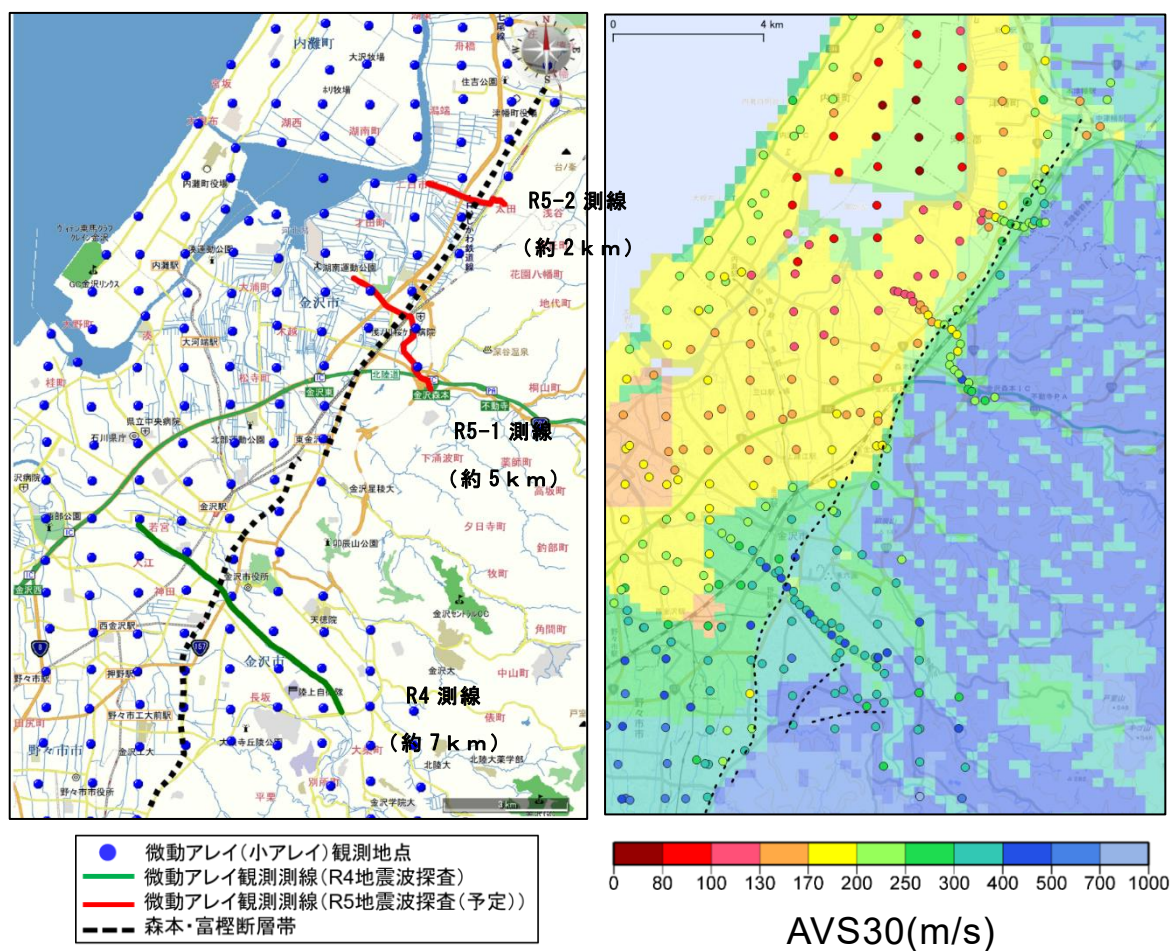


図10 地震波探索測線（3測線）における小アレイ探索の実施と AVS30 の結果

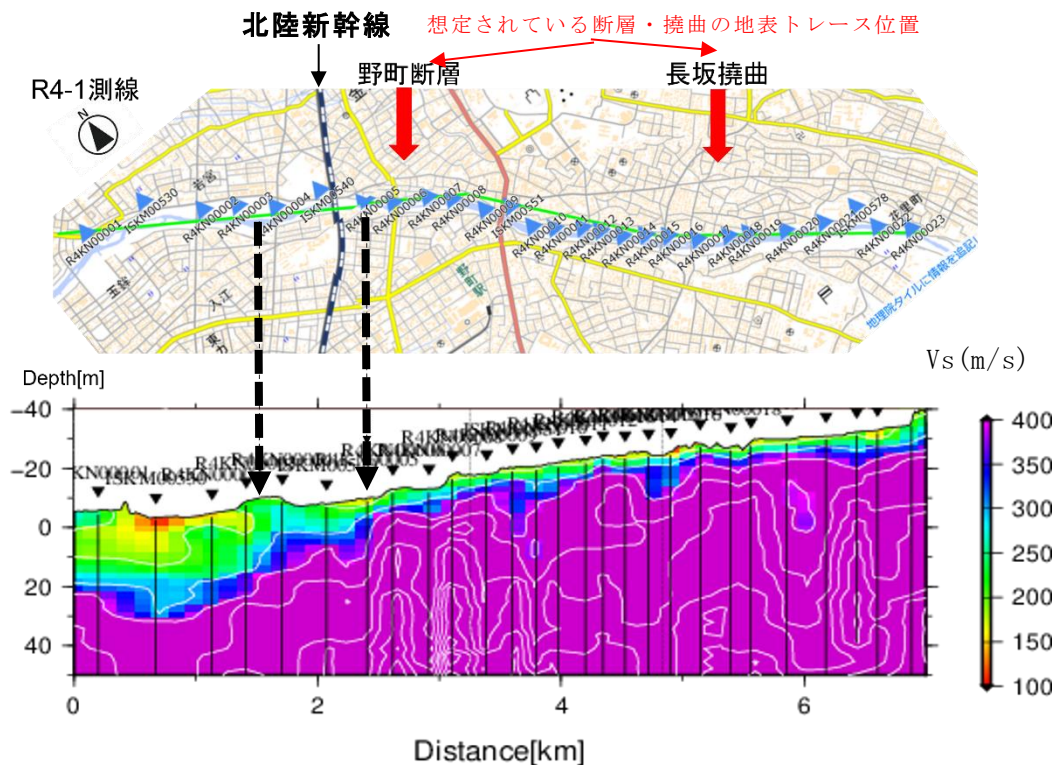


図 11 反射法地震波探査測線（R4-1 測線）における
小アレイ観測地点と S 波速度構造断面図

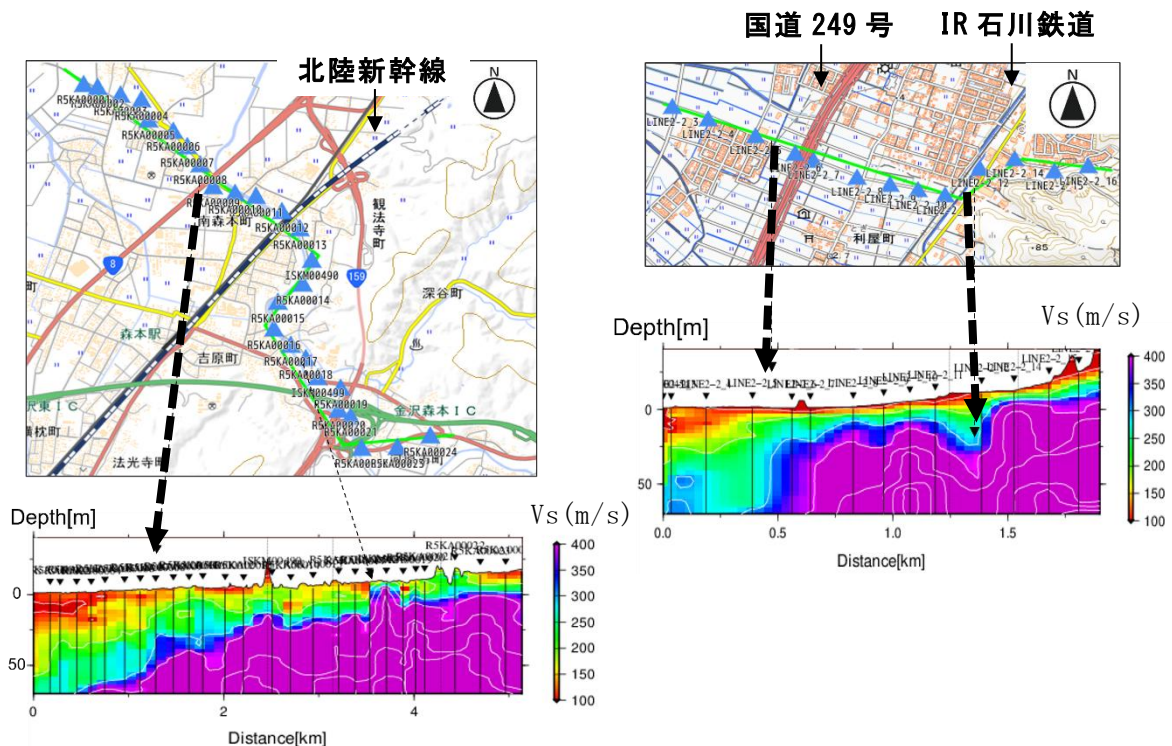


図 12 反射法地震波探査測線（R5-1（左図）および R5-2 測線（右図））における
小アレイ観測地点と S 波速度構造断面図

サブテーマ 1. 1 で実施している反射法地震波探査測線（R 4 年度測線（R4-1 測線）および R 5 年度実施測線（R5-1、R5-2 測線））上において、小アレイ探査を 100～200m 間隔

で実施した。R4-1、R5-1、R5-2 の測線上でそれぞれ、29、26、13 地点実施した（図 10）。図 8 に示す手法を用いて S 波速度構造を作成し、クリギング法にて断面図としたものを図 11 および図 12 に示す。Vs300（青色出現深度）を工学的基盤相当層と仮定すると、図 11 の R4-1 測線断面の北陸新幹線の北西側で Vs300 上面深度が 30m から 10m 程度と急激に浅くなり、北陸新幹線の南東側でさらに深さ 5m と浅くなり、その後 Vs300 上面深度は南東に向かって 5m 程度となっておりほとんど変化はない。図 12 の R5-1 測線では、国道 8 号線付近で、Vs300 上面深度が 70m から 30m 程度と浅くなり、南東の山地に向かって徐々に浅くなっている。R5-2 測線では、国道 249 号の西側で Vs300 上面深度が深さ 70m から 20m 程度と浅くなるが、IR 石川鉄道付近で一旦 30m 程度と深くなり、そのすぐ東側で深さ 10m 程度とさらに浅くなっている。これらの不連続な構造は森本・富樫断層帯の位置との関係が考えられるが、詳細については来年度に他のサブグループと検討する予定である。

<令和 6 年能登半島地震の液状化地点情報の収集整理について>

主に浅部地盤モデル構築による液状化評価、および、非線形特性の検討・検証等を行うための地盤関連情報として液状化地点情報の収集・整理を行った。調査期間は、令和 6 年 1 月 6 日～3 月 22 日までの 19 日間で実施している。今回の調査において現時点における液状化が発生した一番震源から遠い地点は、西（南西）側は福井県坂井市の福井港、東（北東）側は新潟市中央区新潟西港周辺である（図 13）。両地点とも震央（震源）から約 170～180km 程度離れており、東西約 350km におよぶ広範囲で確認されている。現地調査を効率的に実施するための準備として、自治体の地震被害情報や WEB および SNS に掲載された液状化関連情報等の集約、過去の液状化履歴情報や防災科研の J-SHIS で公開されている微地形区分、国土地理院の航空写真等から読み取ることができる噴砂等の液状化が疑われる地点、および、その他参考となる情報を整理した上で現地調査を行った。液状化被害地点の調査結果を約 250m メッシュ（4 分の 1 地域メッシュ）に反映した結果の一部（石川・富山）を微地形区分および推計震度分布との比較を図 14 に示す。現時点（令和 6 年 3 月 22 日）では、4 県 32 市町村で被害が確認され、総計 2013 箇所（メッシュ数）となっている。県別では石川県が最も多く 1423 箇所、富山県 356 箇所、新潟県 219 箇所、福井県 15 箇所となっている。図 15 および図 16 に一例として金沢・内灘・かほく地区の拡大図を示す。この地域では、主に海岸部の埋立地（港湾）と砂丘の後背低地部（砂丘や砂丘に隣接する河北潟周辺の干拓地・三角州・海岸低地等）で被害が確認されている。特に砂丘の後背低地部においては噴砂量も多く、住宅が大きく傾斜・沈下する等の甚大な被害となっている。その中でも、側方流動を伴った大規模な被害は、内灘町の西荒屋地区やかほく市大崎地区等で顕著である。この地域の推計震度（防災クロスビュー面的推計震度分布）はそのほとんどの地域で 5 弱～5 強程度であり、これまでの地震の液状化被害と比べると比較的小さな震度で大規模な液状化が発生したといえる。また、これらの地域で発生した液状化地点は、若松(2008)の文献によると、1893 年濃尾地震等の既往の液状化被害が確認された地震の液状化地点と概ね同じ場所で確認されていることから、再液状化したものと考えられる。これらの調査結果は、令和 6 年度にサブテーマ 3. 2 と協働で構築する浅部・深部統合地盤構造モデルの検討に活用する予定である。

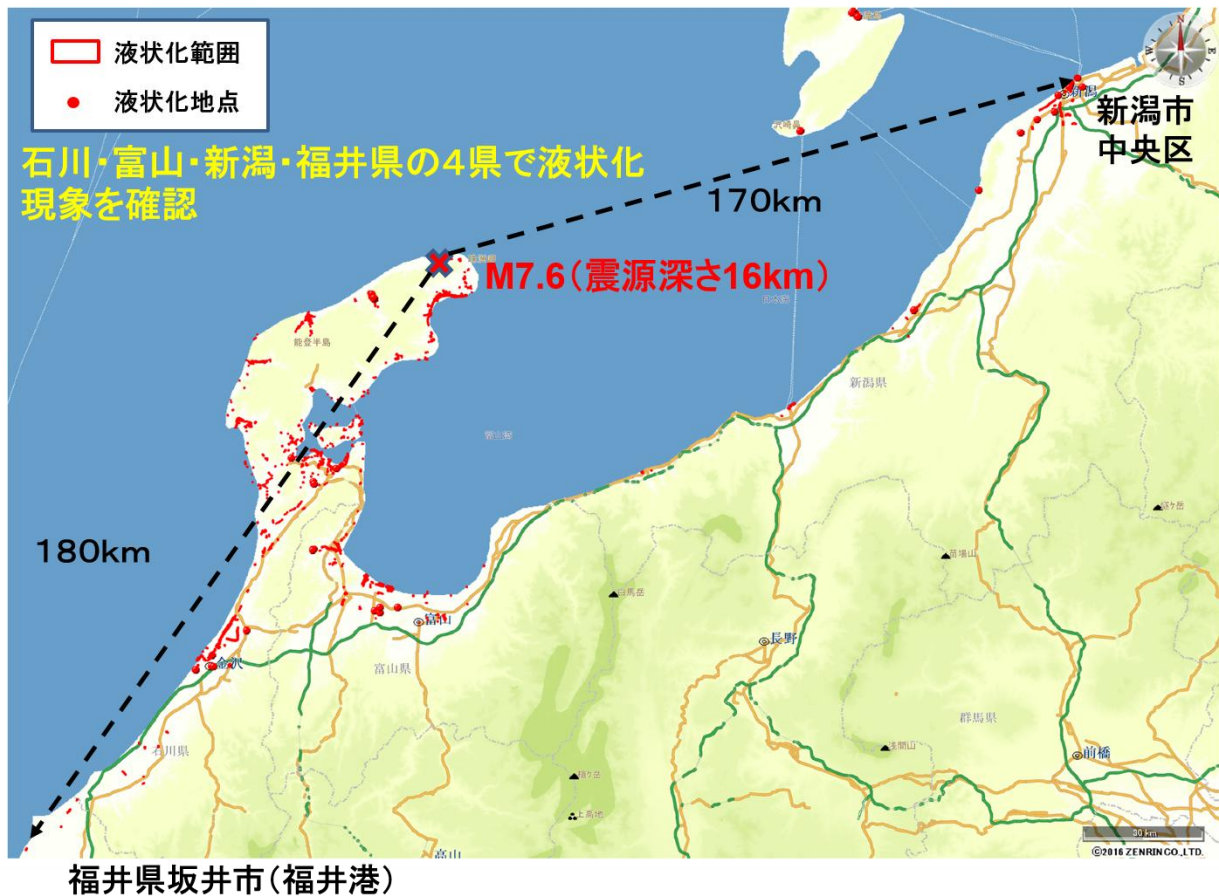


図 13 能登半島地震における液状化被害分布（令和 6 年 3 月 22 日現在）

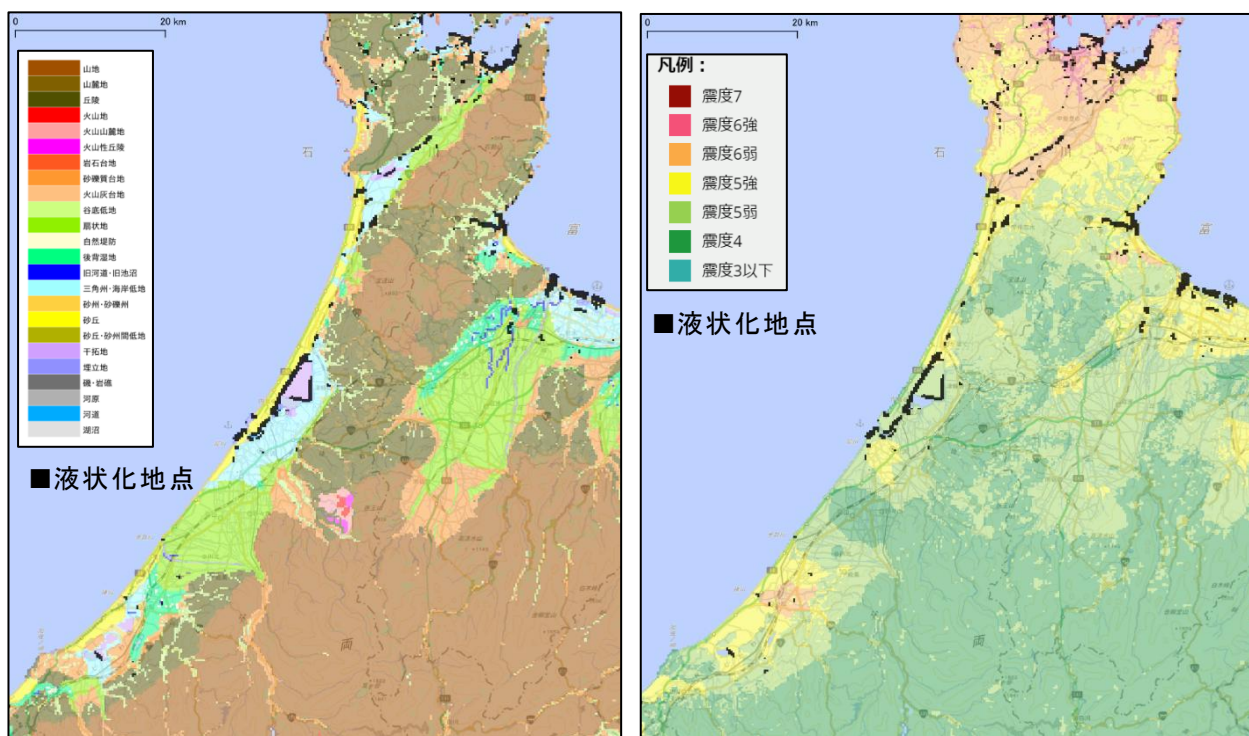


図 14 地盤モデル作成範囲における液状化地点調査結果（250m メッシュ単位）
（左図：J-SHIS 微地形区分・右図：防災クロスビュー面的推計震度分布）



図 15 金沢・内灘・かほく地域の液状化地点・範囲と写真
(背景色は J-SHIS 微地形区分)

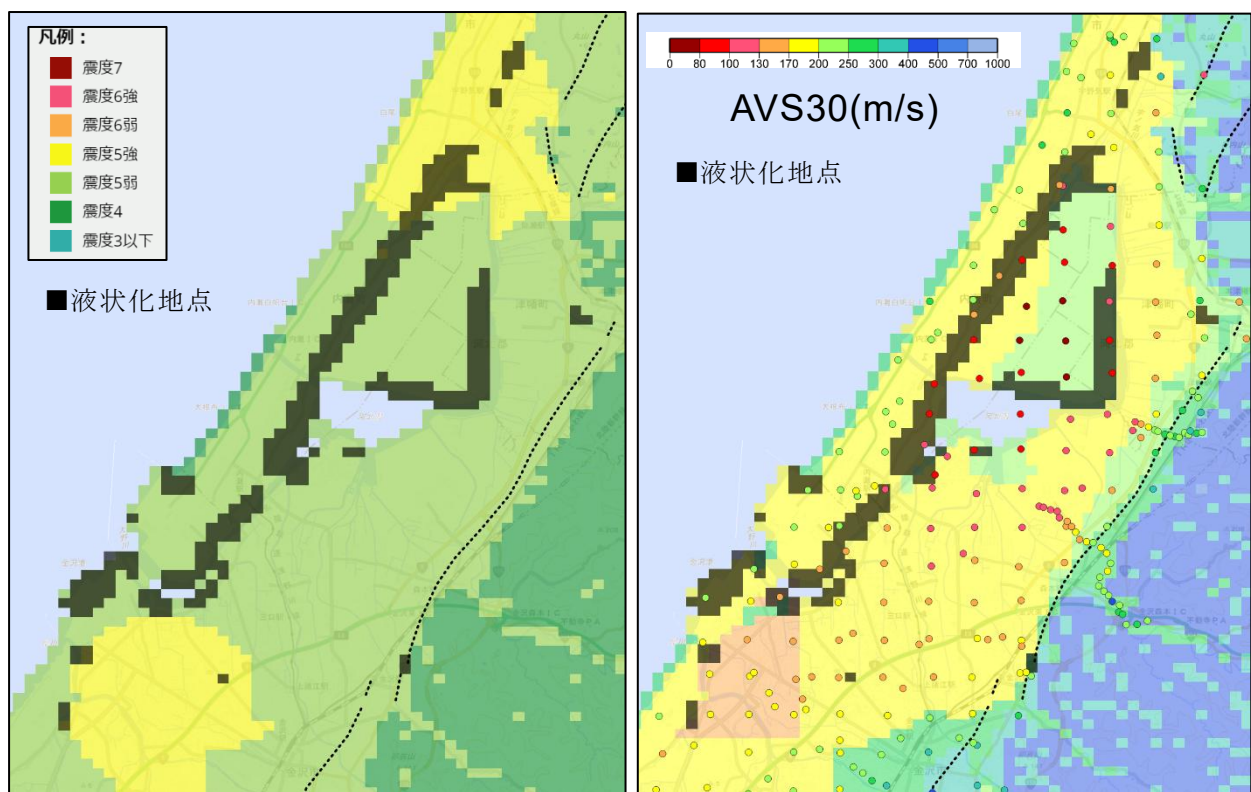


図 16 液状化被害が大きい金沢・内灘・かほく市周における液状化地点調査結果（250m メッシュ単位）と推計震度および微動アレイ観測結果の比較（左図：防災クロスビュー面的推計震度分布・右図：J-SHIS と微動アレイ観測による AVS30(m/s)）

(c) 結論ならびに今後の課題

森本・富樫断層帯における強震動評価を実施するために、震度 5 強以上が想定される、石川県・富山県を中心とした地域のうち、石川県能登地方（主に志賀町・羽咋・七尾地域）、富山県西部（主に氷見・高岡・射水・砺波地域）の低地・台地、および、反射法測線上において、小アレイの探査と解析を行った。また、ボーリングデータ等の既往の地質情報および令和 6 年能登半島地震の液状化調査を実施し、令和 6 年度にサブテーマ 3. 2 と協働で実施する浅部・深部統合地盤構造モデル構築のためのデータ収集・解析データの整理を行った。今年度実施した、石川県能登地方および富山県西部の低地・台地における小アレイ探査の結果と、令和 4 年度に実施した、石川県南部のデータと合わせ、おおよそ強震動予測範囲の浅部地盤構造モデル作成に必要となる、工学的基盤相当層までの S 波速度構造の 3 次元分布が概ね把握できたものとする。また、既往の J-SHIS 微地形区分と比較した結果、昨年度同様に、能登地域・富山県西部地域においても地形・地質との相関は認められるものの、既往の結果 (J-SHIS) と AVS30 が大きく異なる地域があることを確認できた。

(d) 引用文献

- Ballard, R. F. and Jr., Determination of soil shear moduli at depth by in situ vibratory techniques, U. S. Army Waterways Experiment Station, 1964.
- 防災科学技術研究所, 「防災クロスビュー：令和 6 年能登半島地震：面的推計震度分布」
<https://xview.bosai.go.jp/view/index.html?appid=41a77b3dcf3846029206b86107877780>, 2024.
- Cho, I., S. Senna, and H. Fujiwara, Miniature array analysis of microtremors, *Geophysics*, 78, KS13-KS23, 2013.
- Cho, I., S. Senna, A. Wakai, K. Jin, and H. Fujiwara, Basic performance of a spatial autocorrelation method for determining phase velocities of Rayleigh waves from microtremors, with special reference to the zero-crossing method for quick surveys with mobile seismic arrays, *Geophys. J. Int.*, 226, 1676-1694, 2021.
- Cho, I., and T. Iwata, A Bayesian approach to microtremor array methods for estimating shallow S wave velocity structures: identifying structural singularities, *J. geophys. Res.*, 124, 527-553, 2019.
- Cho, I., T. Tada, Y. Shinozaki, A generic formulation for microtremor exploration methods using three-component records from a circular array, *Geophys. J. Int.*, 165, 236-258, 2006.
- 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*, 第 6 巻, 第 1 号, 2006.
- 国土地理院, 令和 6 年 (2024 年) 能登半島地震に関する情報,
https://www.gsi.go.jp/BOUSAI/20240101_noto_earthquake.html, 2024.
- 紺野克昭・片岡俊一, レイリー波の位相速度から地盤の平均 S 波速度を直接推定する方法の提案, *土木学会論文集*, 647, 415-423, 2000.
- Satoh, T., C. J. Poran, K. Yamagata, and J. A. Rodriguez, Soil profiling by

spectral analysis of surface waves, Proc. 2nd International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics, vol. 2, 1429-1434, 1991.

若松加寿江, 「日本の液状化履歴マップ 745-2008」, 東京大学出版会, 2008.