３．３．２　強震動予測

目　次

(1)　業務の内容

(a) 業務題目

(b) 担当者

(c) 業務の目的

(d) ８か年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

1)　平成２５年度

2)　平成２６年度

3)　平成２７年度

4)　平成２８年度

5)　平成２９年度

6)　平成３０年度

7)　平成３１年度

8)　平成３２年度

(e) 平成２８年度業務目的

(2)　平成２８年度の成果

(a) 業務の要約

(b) 業務の成果

1) 微動による堆積平野速度構造調査

a) 調査の概要

b) 微動アレイ観測

c) 微動アレイ解析によるＳ波速度構造の推定

d) 単点微動観測

2) 地震波形記録の収集と地震波形記録を用いた地盤増幅率評価

3) 震源断層モデルに基づく強震動予測

a) 簡便法による強震動予測

b) 詳細法による強震動予測のための震源断層パラメータの設定

c) 詳細法による強震動予測手法の概要

d) 詳細法による強震動予測結果

(c) 結論ならびに今後の課題

(d) 引用文献

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

(f) 特許出願、ソフトウエア開発、仕様・標準等の策定

(3)　平成２９年度業務計画案

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

3.2　強震動予測

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
京都大学防災研究所	教授	岩田　知孝
	准教授	関口　春子
	准教授	浅野　公之
福井大学附属国際原子力工学研究所	准教授	大堀　道広
鳥取大学大学院工学研究科	教授	香川　敬生
	助教	野口　竜也
東京工業大学環境・社会理工学院	教授	山中　浩明
	助教	地元　孝輔
東京大学地震研究所	准教授	三宅　弘恵
国立研究開発法人防災科学技術研究所社会防災システム研究部門	部門長	藤原　広行
	主任研究員	森川　信之
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	堀川　晴央

(c) 業務の目的

サブテーマ２で構築された日本海沿岸地域の断層形状モデルに基づいて、強震動予測のための震源断層モデルに必要なパラメータを検討し、震源モデルの特性化を行う。従来の速度構造モデルや必要な微動観測などを行い、対象地域の地下速度構造モデルの高度化を進める。これらの情報を組み合わせて、対象断層帯が活動した場合の強震動予測を行い、地震動分布の特徴を調べる。

(d) ８か年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

1) 平成２５年度：

内陸地震の震源モデル特性化情報を収集した。既往地下速度構造モデル集約情報に基づき、情報が十分でない石川県の加賀平野南部及び邑知潟平野において、微動アレイ探査及び単点微動調査を行い、地盤速度構造モデル情報を得た。福井県、石川県の自治体震度計波形記録の収集を行った。

2) 平成２６年度：

内陸被害地震の震源モデルの収集を継続し、強震動生成の観点に立った震源モデル特性

化を継続した。既往地下速度構造モデル集約情報に基づいて、富山平野において微動アレイ探査を行い、地盤速度構造モデル情報を得た。富山県の自治体震度形波形記録を収集し、福井、石川、富山県の地震波形を用いた地震波サイト増幅特性評価を開始した。

3) 平成２７年度：

平成 26 年度に引き続き、地震基盤までの堆積層の速度構造情報が不足している富山平野を現地調査対象領域として設定し、新たに微動アレイ探査を行い、地盤速度構造モデル情報を得た。北陸地方の強震・震度観測点の地震波形記録を収集し、収集集した地震波形記録を用いて、スペクトルインバージョン法により各強震観測点のサイト増幅特性を推定し、既存地下構造モデルの検証を行った。サブサブテーマ 2.5 で得られた富山沖及び砺波平野の震源断層モデルに基づいて、特性化震源モデルを設定し、強震動予測を実施した。

4) 平成２８年度：

平成 27 年度に引き続き、強震動予測に資する地下速度構造モデルの集約情報に基づき、北陸地方から山陰地方にかけての日本海沿岸地域のうち地下速度構造モデル情報の不足している地域のうち、今年度は山陰地方西部の堆積平野を現地調査対象領域として設定し、微動アレイ探査などの地下構造調査を行った。対象地域における地震波形記録の収集を継続し、観測サイトの地盤震動特性を分析した。対象地域における震源断層モデルに基づいて、シナリオ地震想定と強震動予測を行った。

5) 平成２９年度：

平成 28 年度に引き続き、日本海沿岸地域の強震動予測に資する地下速度構造モデルの集約を進めるとともに、北海道道南の地下速度構造情報の不足している地域で微動アレイ観測などの地下構造調査を行う。日本海沿岸の対象地域の地震波形記録の収集を継続し、観測サイトの地盤震動特性を分析する。平成 28 年度までにサブサブテーマ 2.5 で構築された震源断層モデルに基づいて、シナリオ地震想定と強震動予測を行う。

6) 平成３０年度：

対象地域の地震記録の収集、地震記録や微動記録等を用いた地下構造モデルの検証、改良を継続する。前年度までの検討を踏まえて特性化震源モデルの改訂版を提案する。必要に応じて、前年度までの強震動予測結果を再検討する。

7) 平成３１年度：

対象地域の地震記録の収集、地震記録や微動記録等を用いた地下構造モデルの検証、改良を継続する。本調査研究サブテーマ 2 等で得られた震源断層モデルにプロトタイプ特性化震源モデル、及び更新された地下速度構造モデルを用いて、北海道、東北北部等の日本海側における強震動予測を実施する。

8) 平成３２年度：

地下構造モデルを改訂する。本調査研究サブテーマ 2 等で得られた震源断層モデルに、

強震動予測のための改訂特性化震源モデル、及び更新された地下速度構造モデルを整理して提案する。

(e) 平成２８年度業務目的

強震動予測の高度化には、強震動予測のための震源モデル及び地下構造モデルの高度化が必要である。地下構造モデルは一般には地球物理学的探査を踏まえた情報によって構築されているが、既往情報の多寡によってそのモデルの性能が決まる。また、強震動予測手法は、実地震データに基づいて検証を行って、方法の妥当性を確認し、更新していく必要がある。今年度は、地震基盤までの堆積層の速度構造情報が不足している山陰地方西部の堆積平野を現地調査対象領域として設定し、微動アレイ探査を行う。北陸地方から山陰地方の対象地域における地震波形記録の収集を継続し、観測サイトの地盤震動特性を分析する。対象地域における震源断層モデルに基づいて、シナリオ地震想定と強震動予測を行う。

(2) 平成２８年度の成果

(a) 業務の要約

地震基盤までの堆積層の速度構造情報が不足している山陰地方西部の堆積平野を現地調査対象領域として設定し、微動アレイ観測及び単点微動観測を 4 地点で実施した。微動アレイ観測により得られた上下動微動波形記録に SPAC 法を適用して位相速度を求め、Rayleigh 波基本モードの分散曲線をフィッティングすることにより、S 波速度構造を推定した。また、対象地域の強震・震度観測点の地震波形記録を収集した。収集した地震波形記録を用いて、スペクトルインバージョン法により各強震観測点のサイト増幅特性を推定し、J-SHIS 深部地盤モデル V2 から計算された理論増幅特性と比較し、地下構造モデルの検証を行った。サブサブテーマ 2.5 で得られた福井沖から鳥取沖にかけての震源断層モデルに基づいて、特性化震源モデルを設定し、簡便法及び詳細法による強震動予測を実施した。

(b) 業務の成果

1) 微動による堆積平野速度構造調査

a) 調査の概要

強震動予測を実施するためには、適切な震源モデルに加え、地表から地震基盤までの堆積層の詳細な S 波速度構造モデルが不可欠である。北陸地方から山陰地方にかけての日本海沿岸地域を対象とした既存の地下速度構造調査に関する文献調査及び日本海地震・津波調査プロジェクトによる過去年度の成果を踏まえ、平成 28 年度は山陰地方における堆積層までの速度構造情報を拡充するため、既往の探査の空白域において、新たに微動アレイ探査及び単点微動観測を実施した。まず、微動アレイ探査の調査地点の選定のために、山陰地方における堆積平野の地下速度構造調査に関する文献調査を実施した。このうち、微動アレイ探査によって地表から基盤までの S 波速度構造が推定されている文献 [1)-12)] を表 1 に示す。鳥取県の鳥取平野、倉吉平野、米子平野、島根県の松江平野、出雲平野、浜田平野においては、既往研究によって微動アレイ探査がなされ、速度構造が求められている。また、九州地方北部の福岡平野及び筑紫平野においては、平成 23～25 年度警固断層帯（南

東部）における重点的な調査観測 [13),14)] で詳細な調査が実施されている。しかし、山陰地方西部（島根県西部及び山口県の日本海沿岸）においては、地震基盤までのＳ波速度構造に関する情報が得られていなかった。このため、島根県西部から山口県にかけての 4 地点において、微動アレイ探査及び単点微動観測を実施した。

表 1　山陰地方における微動アレイ探査による地下構造調査に関する既往文献

調査地域	文献	地点数	調査地点
鳥取平野	Noguchi et al. (2002)[1)]	8 地点	鳥取市（TTD: 鳥取大学、YNG: 安長、JHK: 鳥取城北高校、KAR: 賀露、SHB: 菖蒲、GNT: 源太、NIK: 二階町、TTA: 鳥取空港）
鳥取平野	野口・他 (2003) [2)]	3 地点	鳥取市（GKA: 玄好町、KSA: 久松小学校、HGA: 庖丁人町） ＋既存調査地点の再解析 13 地点
鳥取平野	野口・他 (2015) [3)]	10 地点	鳥取市（NEJ: 西円通寺、KFA: 袋河原、HKT: 曳田、KSK: 河原町佐貫、KTS: 河原町徳吉、WKB: 若葉台） 八頭郡八頭町（FNK: 船岡、HYB: 隼福、ITN: 市谷、OTB: 大坪）
倉吉平野	野口・他 (2003) [4)]	4 地点	倉吉市（AGI: 上井、UNA: 上灘、KRC: 倉吉市役所、KYN: 倉吉西高校）
倉吉平野	野口・他 (2012) [5)]	3 地点	東伯郡湯梨浜町（YRH: 湯梨浜） 東伯郡北栄町（HKE: 北栄、HSD: 東新田場）
倉吉平野	野口・香川 (2014) [6)]	5 地点	東伯郡湯梨浜町（HAM: 浜、MTY: 光吉、MZS: 水下、NGE: 永江、MTZ: 松崎）
弓ヶ浜半島	吉川・他 (2002)[7)]	5 地点	境港市（SSH: 境水産高校、SID: 誠道町付近、AFC: 航空自衛隊美保基地） 米子市（YGH: 境港消防署弓ヶ浜出張所、YSK: 米子市役所）
弓ヶ浜半島～米子平野	坂井・他 (2006) [8)]	3 地点	米子市（TMS: 富益、ABE: 安倍、YTH: 米子工業高）
松江平野	足立・他 (2006) [9)]	2 地点	松江市（KMT: K-NET 松江、PTC: ポリティクセンター島根）
松江平野～出雲平野	足立・他 (2009) [10)]	4 地点	松江市（松江） 出雲市（出雲、平田、斐川）
出雲平野	足立・他 (2007) [11)]	4 地点	出雲市（IZK: K-NET 出雲、TAS: 大社町、HRS: 斐伊川河川敷、HKS: 出東小学校）
浜田平野	野口・他 (2009)[12)]	4 地点	浜田市（浜田高校校庭、浜田駅裏、浜田市役所、原井小学校）

b) 微動アレイ観測

山陰地方西部の 4 地点（島根県益田市 1 地点、山口県萩市 1 地点、山口県長門市 2 地点）において新たな微動アレイ観測を実施した（図 1、表 2）。これらの地点では、原則として、既存の K-NET または震度計観測点の周辺でアレイを構成した。ただし、益田平野（益田市）においては、既存の強震観測点（益田市役所震度計、K-NET 益田）が平野端部に位置しているため、益田平野の速度構造を把握するための微動アレイ（MSD アレイ）は平野中心部（益田市かもしま西町）で実施し、アレイ観測地点と震度計サイトの表層地盤構造の違いを把握するため、益田市役所震度計近傍において追加の S アレイ（MCH アレイ）を実施した。各地点では、最大アレイ半径 R_{max} の異なるアレイ観測を複数セット実施した。本報告では R_{max} の大きい順に、L アレイ、S アレイとする。MCH を除く観測では、大きさの異なる 2 組の正三角形の頂点 3 点と重心 1 点からなる二重正三角形アレイを展開した（図 2、4～6）。なお、道路等の制約により、こういったアレイ形状をとれない地点では、図（例えば、図 2 の左）に示すようなアレイ形状を展開した。MCH アレイでは、半径 10 m の正三角形アレイを展開した（図 3）。現地での観測は 2016 年 11 月 14 日～17 日の昼間に実施した。表 2 に各アレイ観測の諸元をまとめている。観測開始前には、ハドルテストを行い、地震計間のコヒーレンスが適切であることを確認した。

アレイを構成する各点には、固有周期 5 秒の 3 成分速度型地震計 LE-3D/5s（Lennartz-Electronic 製）を設置し、データ収録装置 LS-8800（A/D 変換 24bit、白山工業製）により微動波形を収録した。時刻較正は収録装置毎に GPS 時計により行った。サンプリング周波数は 100 Hz とした。

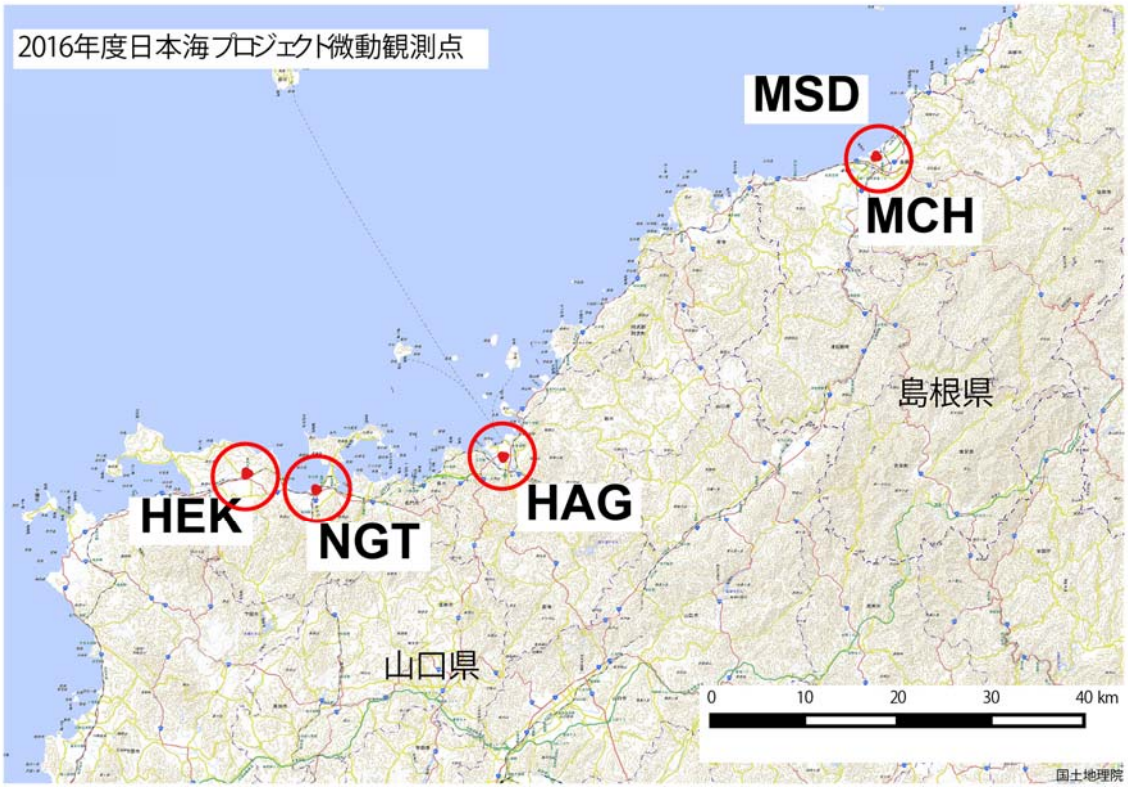


図 1 本年度の微動アレイ観測の実施地点（赤丸）

表 2　微動アレイ観測の諸元（緯度経度は世界測地系）

地点	中心点地名	アレイ	アレイ半径（m）	アレイ中心点 緯度（度）	アレイ中心点 経度（度）	観測日時
MSD	益田市かもしま西町	S	10, 30	34.69414	131.83235	2016/11/17 11:15–11:45
		L	110, 220	34.69416	131.83240	2016/11/17 9:45–10:45
MCH	益田市常盤町	S	10	34.67466	131.84351	2016/11/17 12:40–13:10
HAG	萩市江向	S	10, 30	34.40722	131.39887	2016/11/16 11:40–12:10
		L	116, 232	34.40632	131.39881	2016/11/16 10:00–11:00
NGT	長門市東深川	S	10, 30	34.37418	131.18038	2016/11/14 15:00–15:30
		L	100, 200	34.37496	131.18132	2016/11/14 13:10–14:20
HEK	長門市日置上（旧大津郡日置町）	S	10, 30	34.39028	131.10141	2016/11/15 11:35–12:05
		L	140, 280	34.39030	131.10053	2016/11/15 10:00–11:00

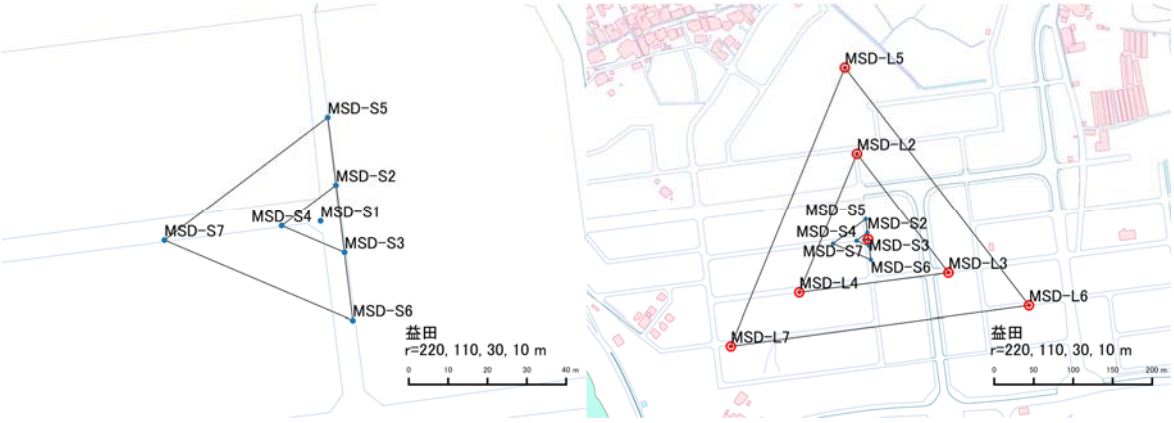


図 2　MSD アレイの観測地点（左：S アレイ、右：L アレイ）

図 3　MCH アレイの観測地点（S アレイ）

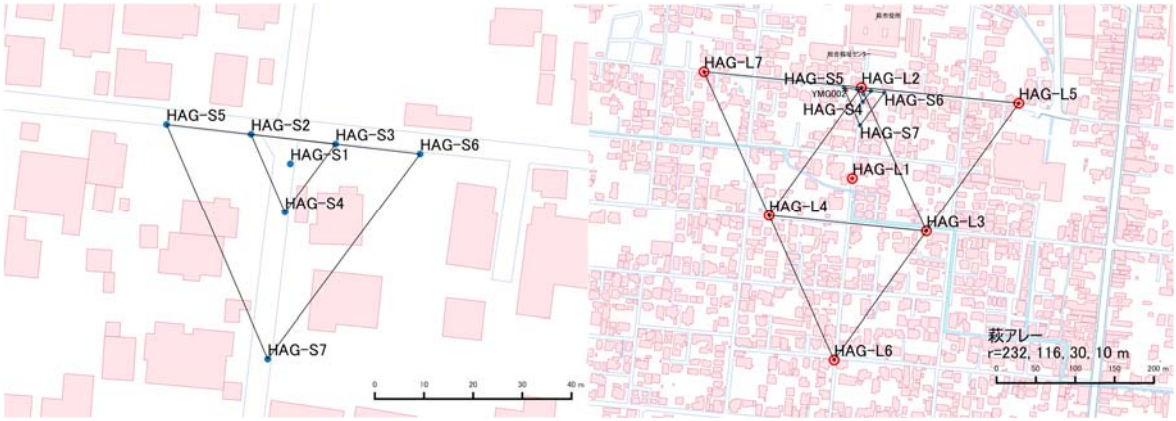


図 4　HAG アレイの観測地点（左：S アレイ、右：L アレイ）

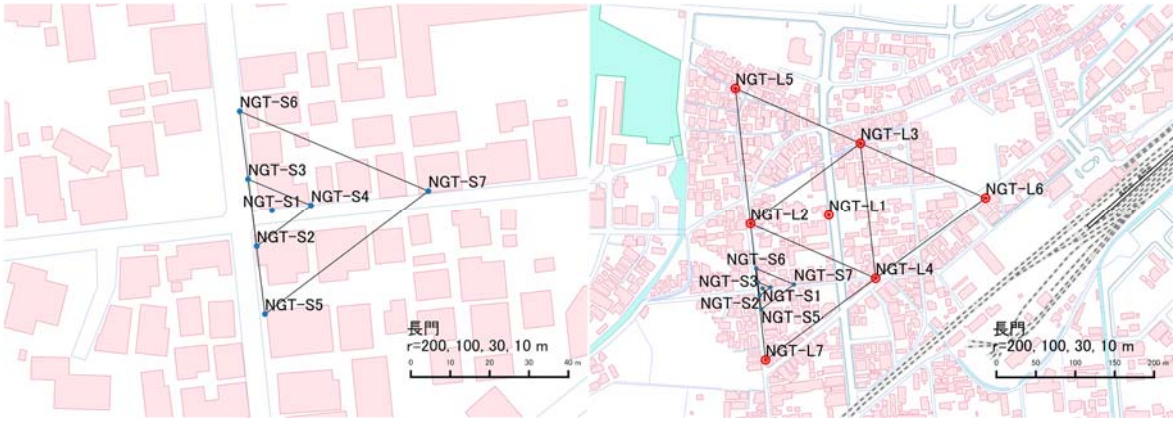


図 5　NGT アレイの観測地点（左：N アレイ及び S アレイ、右：L アレイ）

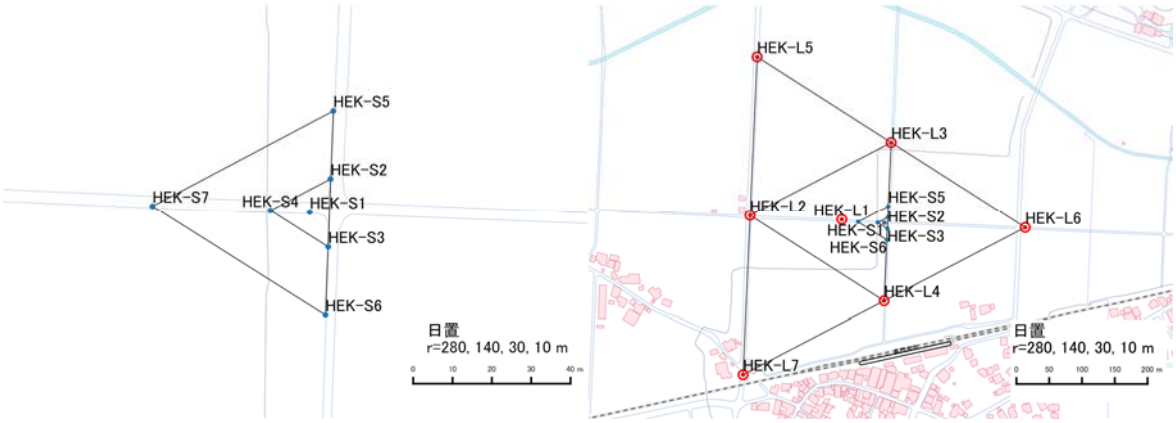


図 6　HEK アレイの観測地点（左：S アレイ、右：L アレイ）

c) 微動アレイ解析による S 波速度構造の推定

ｉ) Rayleigh 波位相速度の推定

アレイ直下の地下速度構造の情報と密接に関係する表面波の分散性（位相速度－周波数の関係）を検出する。本業務では、空間自己相関法（以下、SPAC 法 ; Aki, 1957）[15] を用いて、位相速度を推定した。SPAC 法では基本的には円形アレイを展開し、中心点と半径 r の円周上に等間隔に設置した各観測点（今回の観測では正三角形の 3 つの頂点）の相関係数を方位平均した空間自己相関係数を求める。このとき、微動が定常確率過程であるという仮定から、空間自己相関係数は

$$\rho(f,r) = J_0\left(\frac{2\pi f}{c(f)}r\right)$$

と表現される。左辺は観測量（ρ : 空間自己相関係数）であり、得られた空間自己相関係数 $\rho(f, r)$は0次のベッセル関数 J_0 となることを意味している。左辺の観測量に対応するベッセル関数の変数を見つけることができれば、半径 r における周波数 f での位相速度 $c(f)$が求まる。

微動アレイ観測で収録した微動の上下動成分を用い、20.48秒間（Sアレイ）または40.96秒間（Lアレイ）を解析区間の単位として20秒ずつ（Sアレイ）または40秒ずつ（Lアレイ）ずらしながら、時間的、空間的に安定した微動波形が得られている5区間に対し、SPAC法を適用し、微動中に含まれる表面波（Rayleigh波）位相速度を推定した。この解析を9セット（計45区間）に対して行い、位相速度の平均値と標準偏差を求めた。フーリエスペクトルを求める際のスムージングの幅は0.2441 Hzとした。

図7に各アレイの平均パワースペクトルの例を示す。Lアレイについては、約1.0 Hz以下の周波数帯域で、アレイを構成する各点の平均パワースペクトルが類似しており、相関のある信号が取得されていることが確認できる。Sアレイについては、MSD、MCH、HAGでは高周波数まで十分なパワーと類似性を持った信号が得られている。図8に各アレイでSPAC法により得られた観測位相速度を丸印で示す。Lアレイ、Sアレイとアレイ種類毎に丸印の色を変えている。黒実線が本調査で得られた最終的な位相速度を表している。

MSD及びHAGについては5 Hzまで、連続性のよい位相速度を求めることができたため、表層から深部地盤までのS波速度構造を拘束できる情報が得られた。MSD、HAGともに5 Hz付近の位相速度は約0.16 km/sであり、この地点における沖積層の存在を示している。MCHの位相速度は5 Hzで約0.11 km/sと求められており、MSDよりも小さな値が得られた。

NGTでは1～5 Hz付近の微動のパワーが極端に弱く、この帯域では位相速度を適切に求めるために十分な相関を持つ信号が得られなかった。また、原因は不明であるが、Lアレイ中心点（NGT-L1）での観測スペクトルは、他の観測点と異なった様相を示し、コヒーレントなものとして取り扱うことはできなかった。このため、Lアレイは0.5～0.8 Hzのみを対象にし、L1を外した組み合わせを用いてSPAC係数を求め、位相速度を推定した。Sアレイによる位相速度は10 Hzでも約0.9 km/sと他の地点に比べ大きな値が得られた。

HEKでは、2～6 Hz付近にかけての微動のパワーが極めて低く、この帯域において位相速度を適切に求めるために十分な相関を持つ信号は得られなかったため、解析可能な周波数範囲で位相速度を推定した。

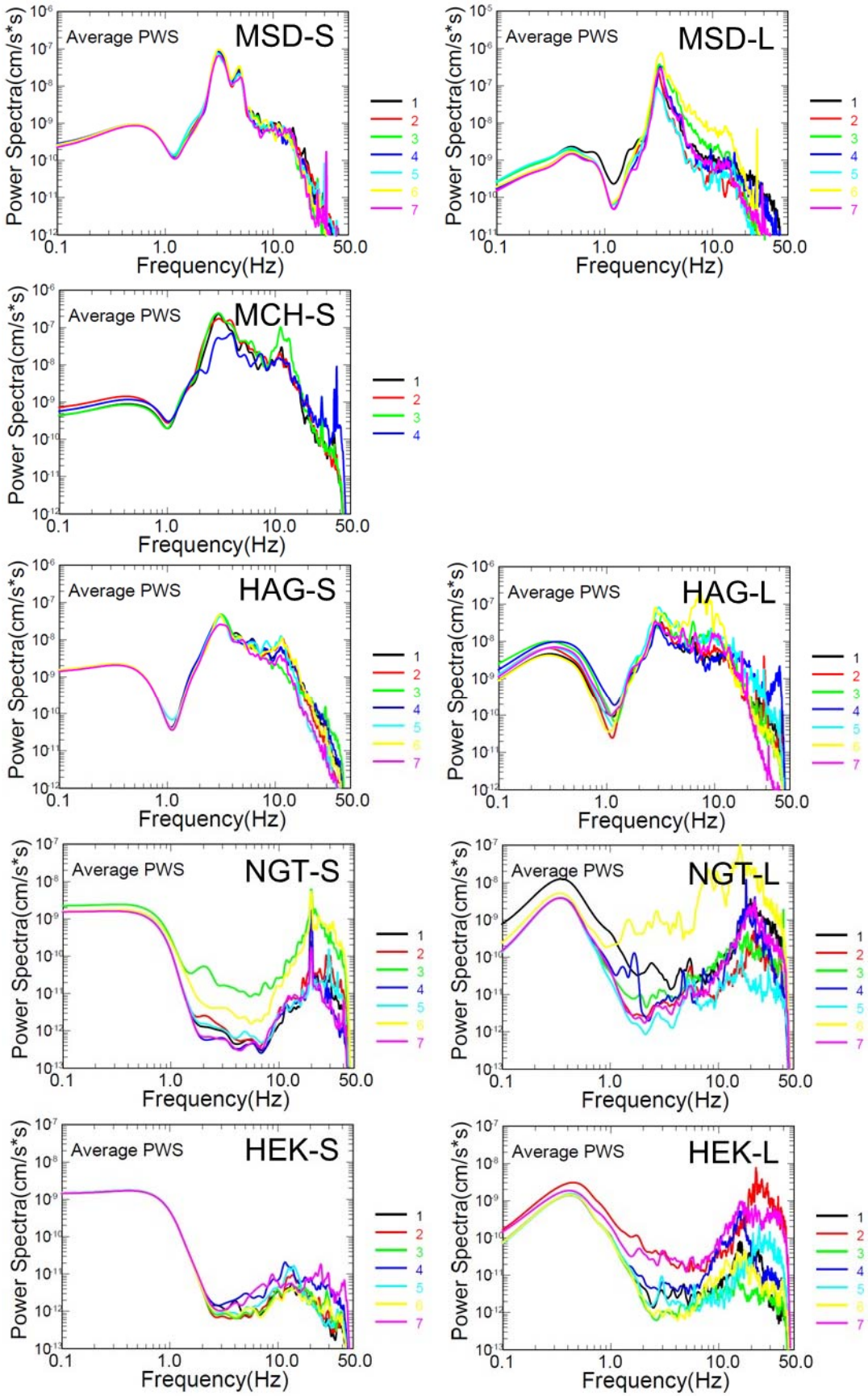


図7　各アレイにおける各観測点の微動の平均パワースペクトルの例。図中の線の色と番号はアレイを構成する各点の地震計番号に対応する。

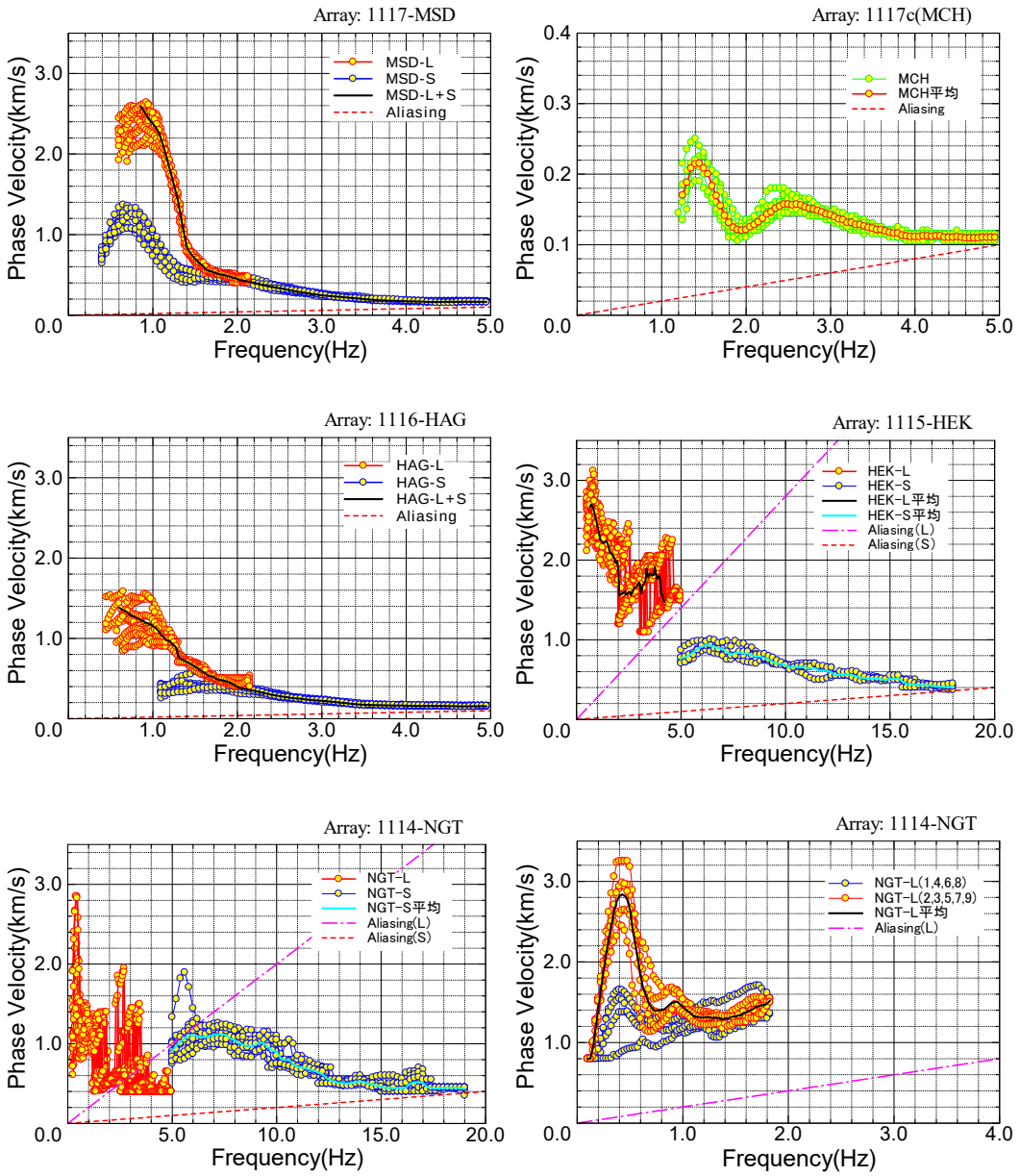


図8　各アレイにおける観測位相速度（破線は最小サイズのアレイで空間エイリアジングが生じる限界を示す）。上段左：MSD、上段右：MCH、中段左：HAG、中段右：HEK、下段左：NGT、下段右：NGT（L1を外したLアレイの解析結果）

ⅱ）S 波速度構造モデルの推定

表面波位相速度から S 波速度構造モデルを推定した。パラメータの推定手法としては、遺伝的アルゴリズム（Genetic Algorithm、以下 GA）による速度構造のモデリング手法（Yamanaka and Ishida, 1996）[16] を用いた。仮定した速度構造モデルから計算される Rayleigh 波基本モードの位相速度と観測位相速度の misfit 関数

$$misfit = \frac{1}{N}\sum_i^N (O_i - C_i)^2 \left(\frac{\sigma_0}{\sigma_i + w_0}\right)^2$$

ができるだけ小さくなるような速度構造モデルを探索した。ここで、N はデータの個数、O_i、σ_i、C_i はそれぞれ観測位相速度、その標準偏差、理論位相速度、σ_0は標準偏差の係数、w_0は極端に小さなσ_iの悪影響を防ぐためのパラメータである。実際には、σ_0には$\sigma_i + w_0$の最大値を、w_0には 0.001 (km/s)を与えた。

S 波速度構造モデルの探索に際しては、国立研究開発法人防災科学技術研究所が運営している地震ハザードステーション（J-SHIS）で公開されている深部地盤モデル V2[17)]（以下、J-SHIS V2 モデル）を参照し、深部地盤を構成する各層の S 波速度は J-SHIS V2 モデルで与えられている値に固定して、層厚を探索した。また、V_S = 0.6 km/s の層の上に、表層として 1～2 層を追加し、層厚と S 波速度の両方を探索の対象とした。地震基盤（半無限層）の V_Sは 3.1 km/s とした。探索に際し、GA のパラメータとして、1 世代当たりの個体数を 10、世代数は 5000 世代とし、乱数の初期値を変えて 10 回試行し、misfit 最小解を最適な速度構造モデルとした。図 9 にそれぞれの観測点での観測位相速度とともに最適な速度構造モデルによる Rayleigh 波基本モードの位相速度分散曲線、図 10 に推定された S 波速度構造モデルを示す。misfit が最小の 2 倍までのモデルを図中に赤細線で図示し、速度構造モデル推定の誤差を定性的に示した。

各観測点ともに推定速度構造モデルによる Rayleigh 波基本モードの位相速度分散曲線は観測位相速度とよく一致しており、観測位相速度を説明できる地下構造モデルが推定された。比較のため、既存の J-SHIS V2 モデルから観測点直下の一次元速度構造モデル（図 10 の緑実線）を抽出し、理論分散曲線を計算したものを図 9 に緑実線で示した。以下、各地点での推定結果の概要と J-SHIS V2 モデルとの差異を述べる。

MSD（益田）: 地震基盤は深さ約 0.4 km で、±0.1 km 程度の範囲内で推定されている。J-SHIS V2 モデルと比べ、地震基盤の深さは類似しているものの、堆積層の速度が全体的に遅い。これを反映して、位相速度は J-SHIS V2 による理論位相速度と実際に観測されたものでは大きく異なっている。表層（この地点では沖積層に対応していると考えられる）の V_Sは 0.17 km/s で、層厚は 30 m と推定された。

MCH（益田市役所）: 益田市役所は益田平野南端に位置する。表層の V_Sは 0.12 km/s とかなり遅い速度が得られている。観測位相速度の得られた周波数の下限が約 2 Hz であるため、V_S = 0.6 km/s の層の下面深さは十分に拘束できてはいない。国土地理院土地条件調査解説書「益田・日原地区」[18)] 収載のボーリング柱状図よって、益田川に沿って厚さ 20 m 程度の沖積層が分布していることとも調和的である。

HAG（萩）: 地震基盤の深度の推定精度はあまりよくはないが、得られた解の分布（図 10 の赤線）から、少なくとも深さ 1 km 以上である。このことは、実際の地震基盤の深さが、既存の J-SHIS V2 モデルに比べ、明らかに深いことを示している。沖積層（V_S = 0.16 km/s 及び 0.20 km/s）の厚さは 32 m と推定された。

NGT（長門）: 前述のように 0.7～6 Hz の広い帯域で微動のパワー不足により位相速度が得られていない。高周波数側では、6 Hz でも 1 km/s を超える位相速度が得られ、表層がかなり薄いことを示している。また、低周波数側では 2.5 km/s を超える位相速度が得られている。GA により得られた速度構造からは、表層は 14 m で、V_Sが 0.44 km/s と、いわゆる沖積層の速度よりはかなり速いことから、表層は沖積層ではないと考えられる。地震基盤の深度は約 1 km と、J-SHIS V2 モデルよりはやや深い値が得られている。J-SHIS

V2 モデルから計算される位相速度よりは、観測されている位相速度が低いことを考えれば、地震基盤が J-SHIS V2 モデルよりも深い値となることは妥当である。

HEK（日置）: 前述のように 2～6 Hz で微動のパワー不足により位相速度が求められていない。それ以外の帯域では比較的良好に位相速度が得られているので、これを用いて速度構造モデルを推定した。表層の厚さは 6 m と求められ、*V*s が 0.24 km/s である。地震基盤の深度は概ね 0.5 km である。J-SHIS V2 モデルと比較すると、全体にやや深い値が得られている。中間周波数帯域の位相速度情報が抜けていることの速度構造モデル推定結果への影響は小さいと考えている。

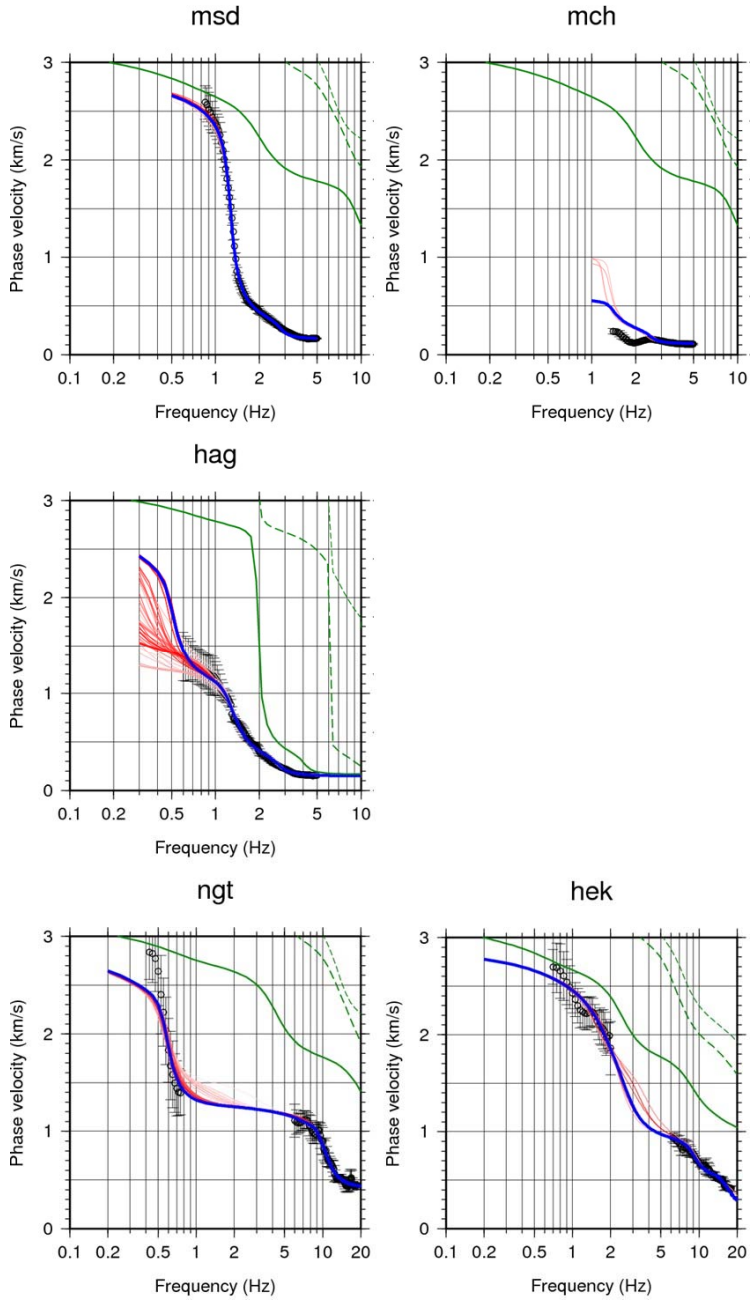


図 9　観測位相速度及び標準偏差（○印）、推定速度構造モデルによる Rayleigh 波基本モードの位相速度分散曲線（最適解：青実線、misfit が最適解の 2 倍以内のモデル：赤実線）、J-SHIS V2 モデルによる Rayleigh 波基本モード（緑実線）、1 次及び 2 次モード（緑破線）の位相速度分散曲線。

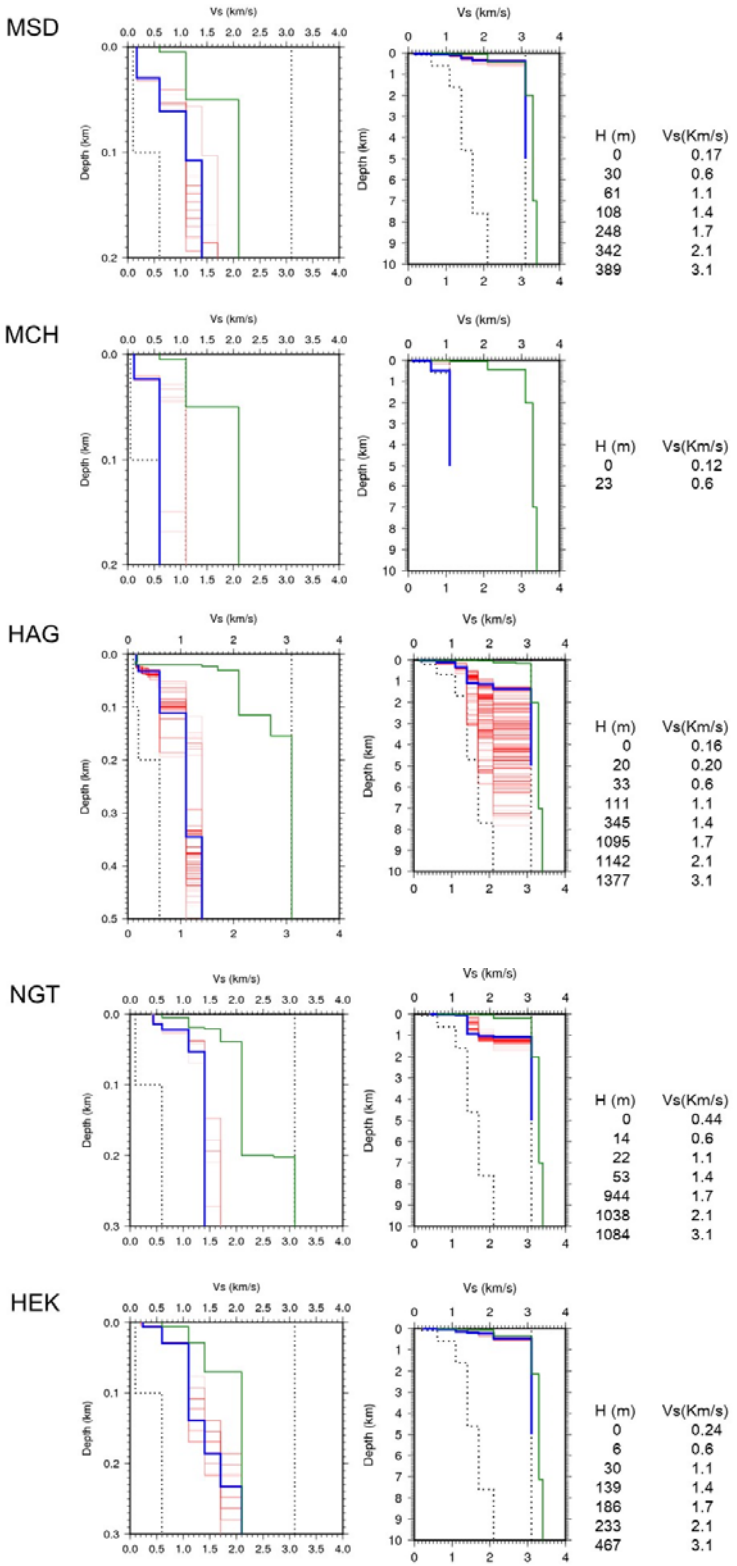


図 10　微動アレイ探査により推定された S 波速度構造モデル（最適解：青実線、misfit が最適解の 2 倍以内のモデル：赤実線、J-SHIS V2 モデル：緑実線）

d）単点微動観測

微動アレイ探査を実施した平野において、堆積層の空間分布に関する情報を得るため、益田平野 15 地点、萩平野 28 地点、仙崎（深川）平野（長門市）14 地点及び長門市日置支所震度計近傍において単点微動観測を実施した。微動アレイ観測と同様に、3 成分速度型地震計 LE-3D/5s（Lennartz-Electronic 製）及びデータ収録装置 LS-8800（A/D 変換 24bit、白山工業製）を用いた。サンプリング周波数は 100 Hz で、約 20 分間連続収録した。

単点微動観測により得られた 3 成分微動波形記録を用い、H/V スペクトル比を解析した。単点微動観測で新たに取得したデータの他に、微動アレイ観測時の 3 成分観測データも併せて解析した。目視で交通ノイズ等を除外し、微動記録が比較的定常状態にあると判断される 40.96 秒間の解析区間を 10 区間抽出した。各区間について、各成分のフーリエスペクトルを計算し、バンド幅 0.293 Hz の Parzen ウィンドウで平滑化した。各成分の 10 区間の平均フーリエスペクトルを求め、これらから H/V スペクトル比を

$$\frac{H}{V}(f) = \frac{\sqrt{u_{EW}u_{NS}}}{u_{UD}}$$

により計算した。水平成分は EW 成分と NS 成分の幾何平均で与えた。

単点微動観測の解析により得られた H/V スペクトル比を図 11～14 に示す。得られた H/V スペクトル比のピーク周波数を読み取り、地図上にマッピングした（図 15～18）。

益田平野（図 11、図 15）は、高津川及び益田川の河口部に発達した平野である。基盤岩は周防変成岩であり、新第三系中新統益田層群が不整合に覆っている。堆積層の層序は下位から益田層群豊田層、同安田層、鮮新－下部更新統の都野津層、段丘堆積物、沖積層である[19]。H/V スペクトル比のピーク周波数は河口付近が相対的に低く、平野奥や端部に向かってピーク周波数が漸増しつつも、やや複雑な分布である。基本的には 2 つの河川に沿った谷底状の基盤形状をしていると考えられる。K-NET 益田（M15）は益田層群上に位置しており、ピーク周波数も 3.0 Hz と特に高く、沖積層が存在しないことに対応している。

萩平野（図 12、図 16）は、阿武川の三角州に発達した平野である。このため微動アレイ解析結果からも、表層の S 波速度は非常に遅い。基盤岩は白亜系の関門層群や阿武層群からなり、基盤岩を第四系が不整合で覆っていることで、多くの地点で非常にシャープな H/V スペクトル比が得られている。三角州の中心付近のピーク周波数が最も低く（約 1.0～1.2 Hz）、平野の縁辺部に向かって緩やかに上昇し、阿武川右岸及び橋本川左岸付近では 2.0 Hz を超える。なお、指月山（萩城）では山陽帯の花崗岩が孤立的に露頭している[19,20]。

仙崎平野（図 13、図 17）は、深川川の三角州と砂嘴が複合して形成された平野である[20]。基盤である白亜系関門層群や阿武層群の上を第四系の段丘堆積物と沖積層が不整合で覆っている[20,21]。仙崎砂州付近（N8～N14）では、厚さ約 20 m の沖積層が堆積しており、H/V スペクトル比のピーク周波数も約 2 Hz である。妙見山・湊付近（NL5）から、長門市役所（N7）、正明市（N5、N6）にかけてピーク周波数の特に高い地点が連なっており、ボーリング資料[21]から指摘されている基盤の高まりによって、沖積層が極端に薄くなっているためと考えられる。深川川左岸は段丘が発達しており、ピーク周波数も 4 Hz 以上と高い（N1～N3 地点）。同市内日置地区の大津平野（図 14、図 18）においては、アレイ中心地点、日置支所ともに H/V スペクトル比のピーク周波数が高いことから、この地区の沖積層は極めて薄いと考えられ、微動アレイによる速度構造推定結果とも調和的である。

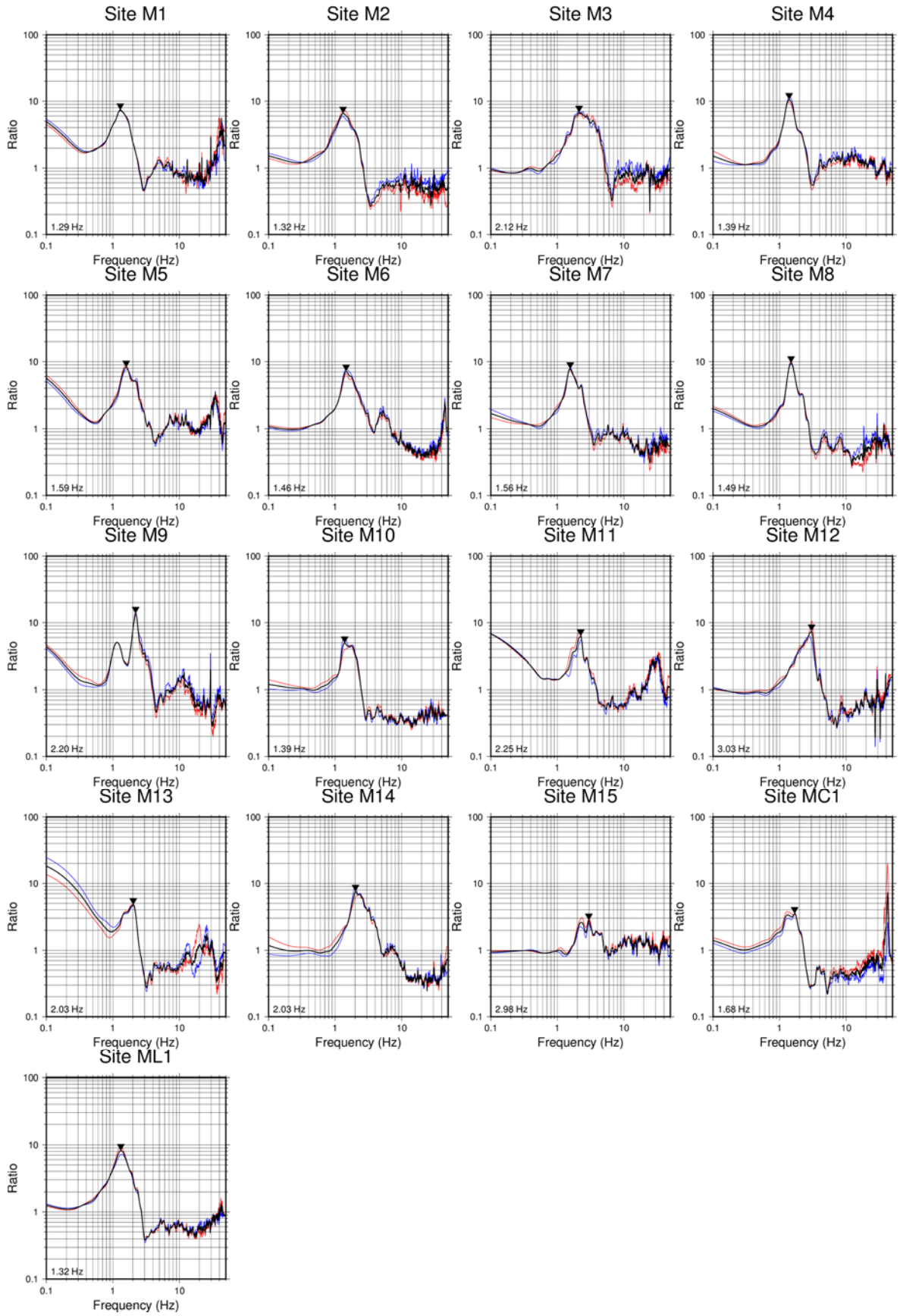


図 11　益田平野における H/V スペクトル比及びそのピーク周波数(▼印)。赤線は NS/UD、青線は EW/UD、黒線は H/V を表す。

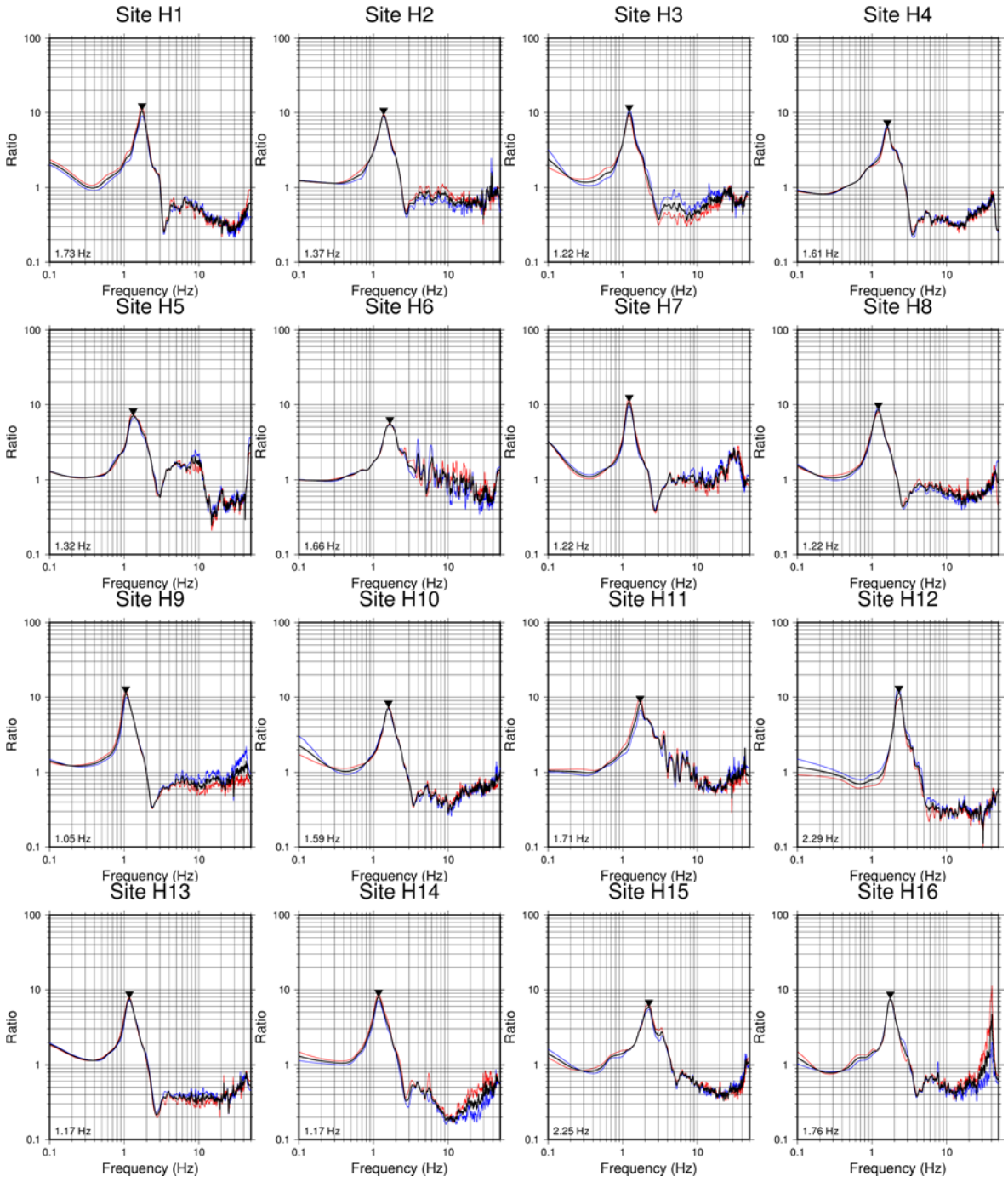


図 12　萩平野における H/V スペクトル比及びそのピーク周波数（▼印）。赤線は NS/UD、青線は EW/UD、黒線は H/V を表す。

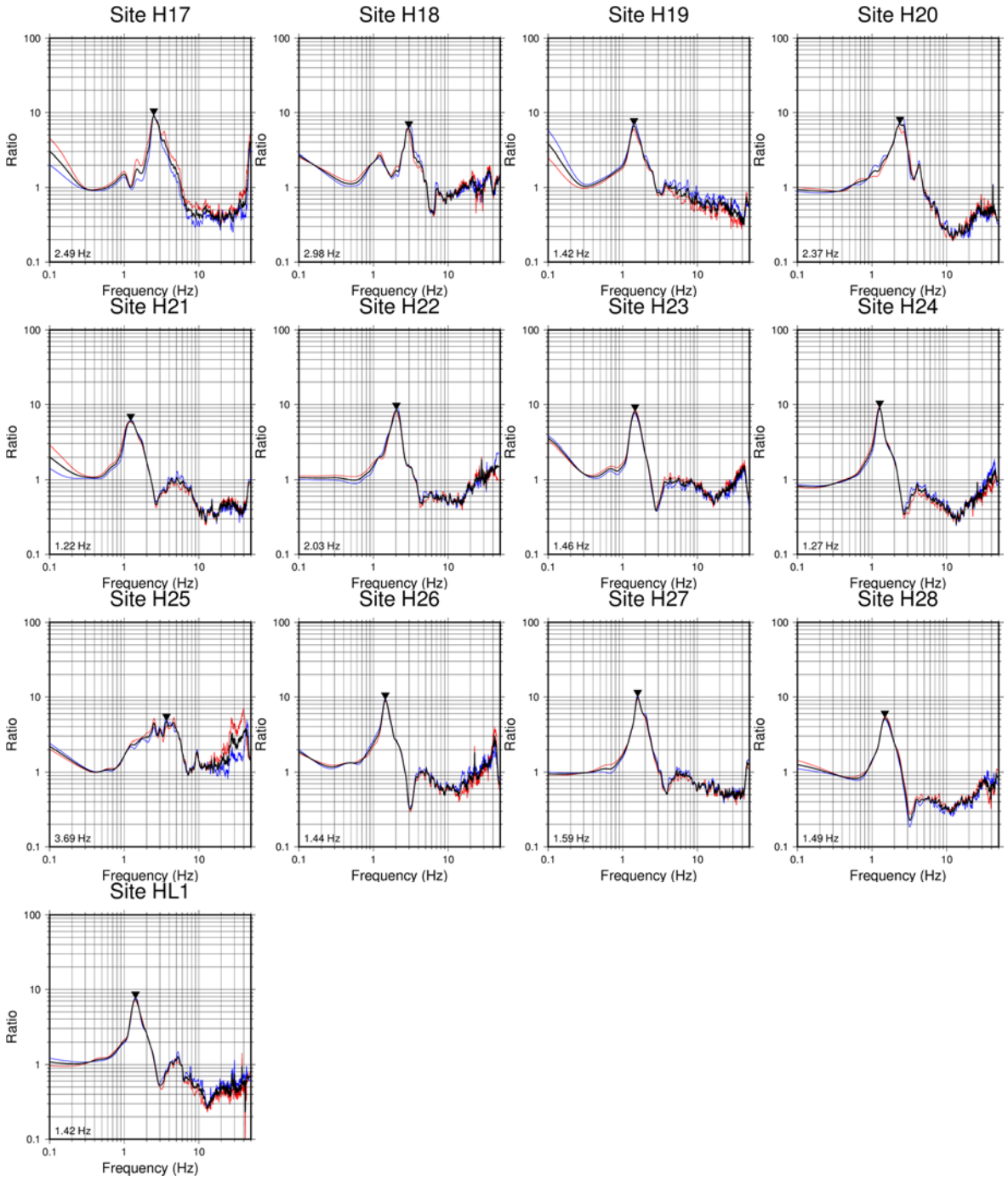

Site H17
2.49 Hz
Site H18
2.98 Hz
Site H19
1.42 Hz
Site H20
2.37 Hz
Site H21
1.22 Hz
Site H22
2.03 Hz
Site H23
1.46 Hz
Site H24
1.27 Hz
Site H25
3.69 Hz
Site H26
1.44 Hz
Site H27
1.59 Hz
Site H28
1.49 Hz
Site HL1
1.42 Hz
Ratio
Frequency (Hz)
100
10
1
0.1

図 12（続き）

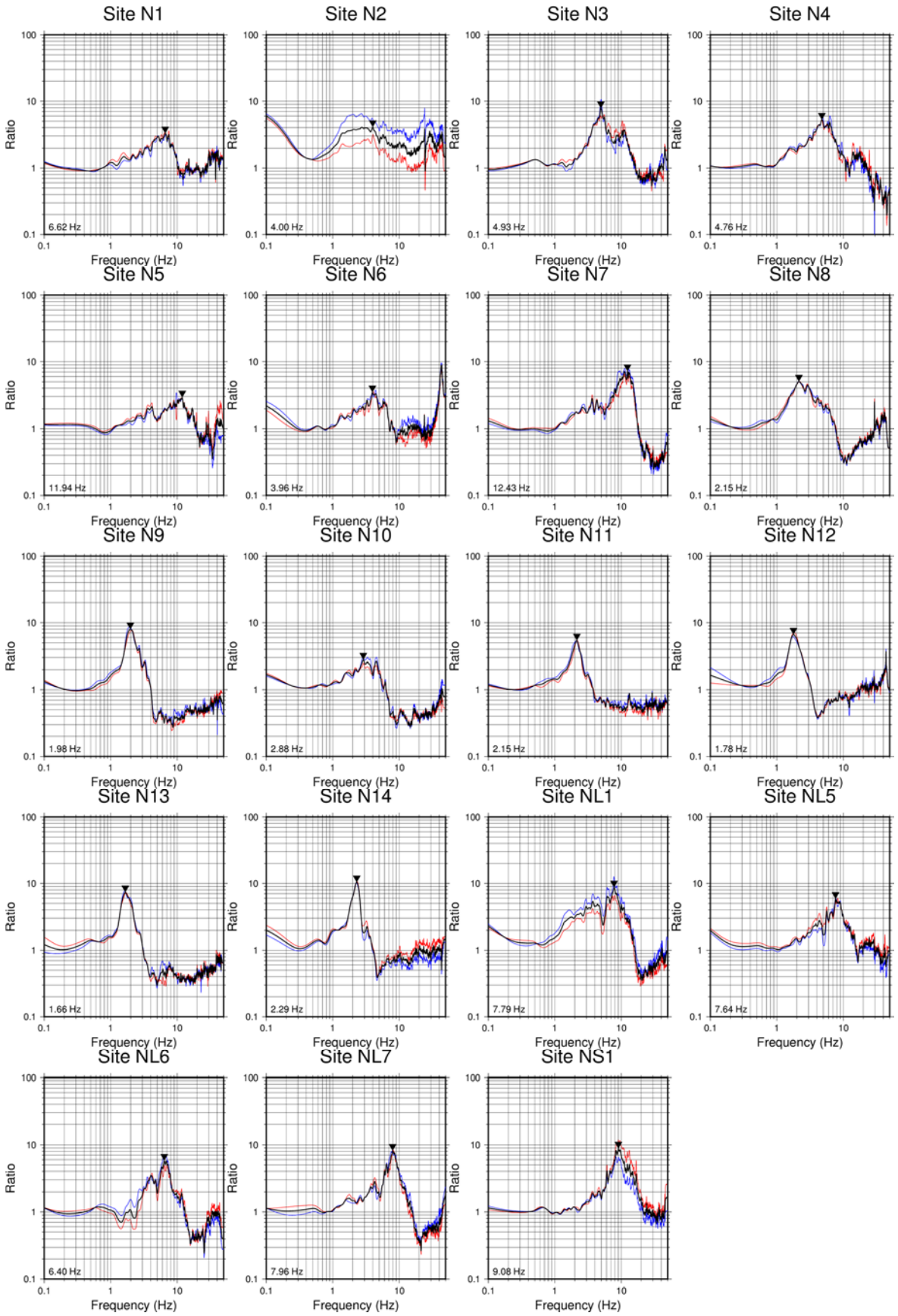


図 13　仙崎平野における H/V スペクトル比及びそのピーク周波数(▼印)。赤線は NS/UD、青線は EW/UD、黒線は H/V を表す。

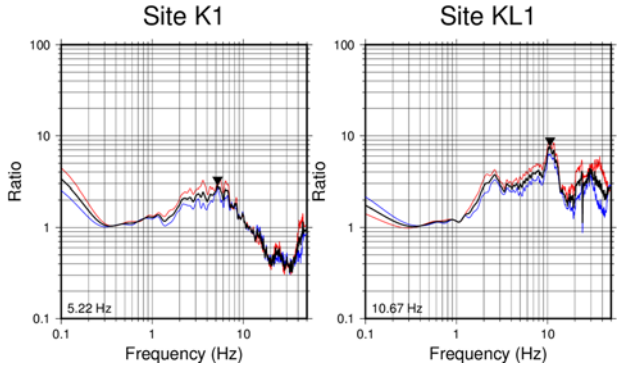


図 14　大津平野における H/V スペクトル比及びそのピーク周波数(▼印)。赤線は NS/UD、青線は EW/UD、黒線は H/V を表す。

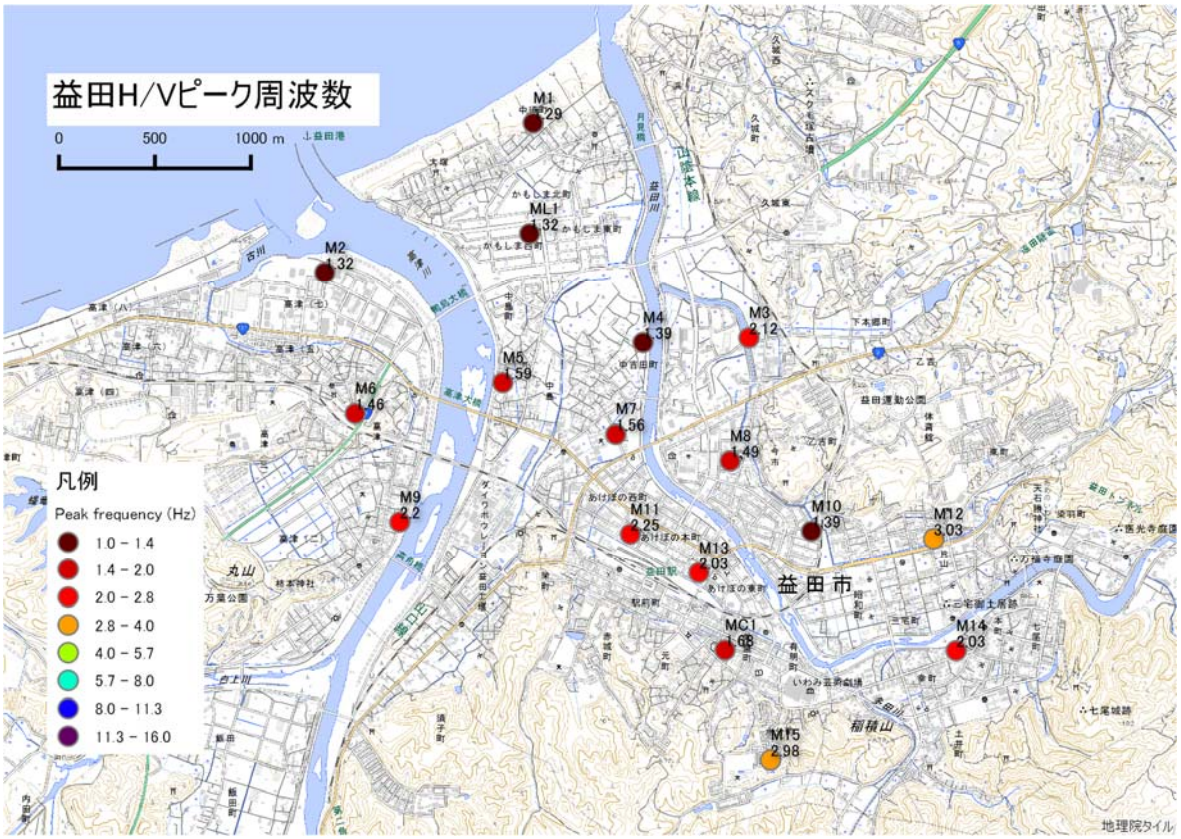


図 15　益田平野における H/V スペクトル比ピーク周波数の分布

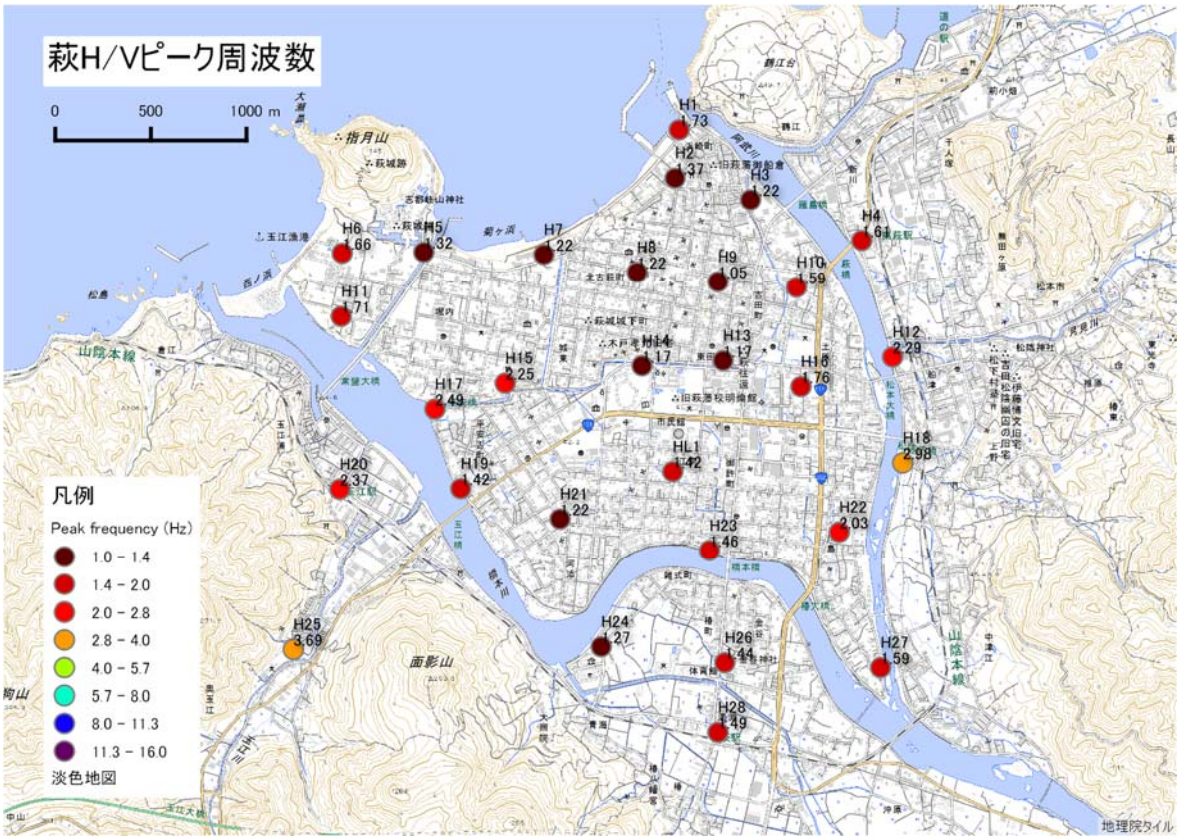


図 16　萩平野における H/V スペクトル比ピーク周波数の分布

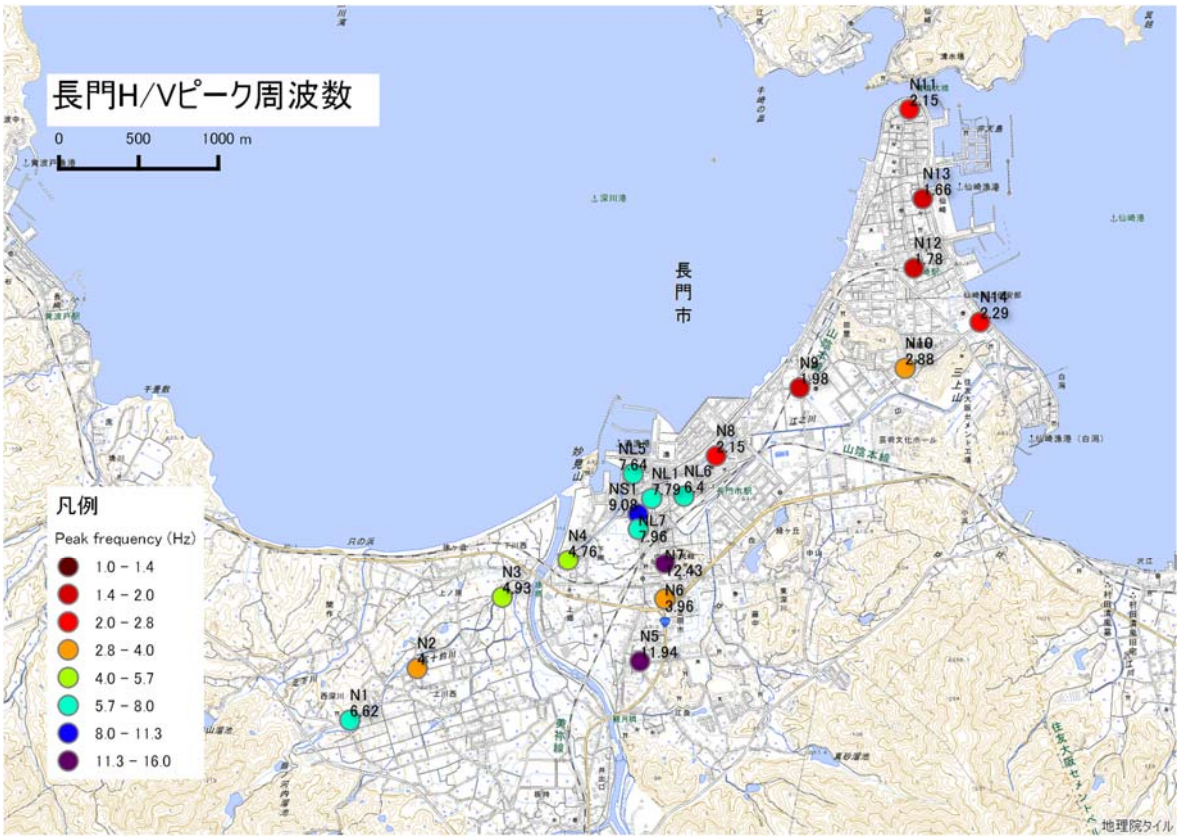


図 17　仙崎平野における H/V スペクトル比ピーク周波数の分布

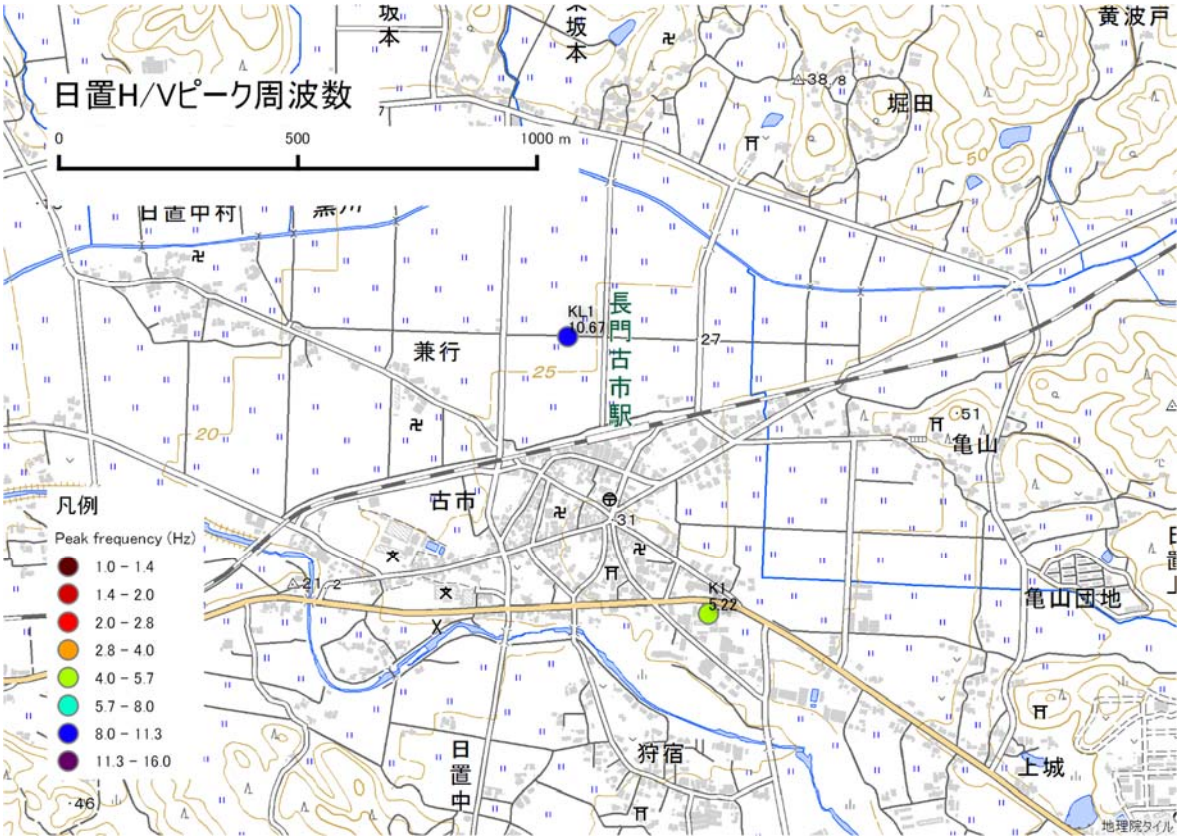


図 18　大津平野における H/V スペクトル比ピーク周波数の分布（K1 が日置支所）

次に、微動アレイで得られた速度構造モデルの検証として、強震観測記録から求められた増幅率と速度構造モデルによる理論増幅率の比較を行った。ここでは、益田平野と萩平野における結果を示す。益田平野については、沖積層上の島根県震度計の記録（SMNP31、益田市役所）を対象とし、中新統益田層群上に位置する K-NET 益田（SMN013、第 3 自由が丘公園）を基準点とした。震度計の記録は島根県から提供を受けて収集した記録（後述）を使用した。萩平野については、微動アレイ中心点に近い K-NET 萩（YMG002、萩市役所）を対象とし、平野外に位置する KiK-net 萩（YMGH14、萩市立白水小学校）を基準点とした。強震記録の解析は、対象観測点と基準点の双方で記録されているイベント記録を抽出し、S 波到達 1 秒前から 20.48 秒間の区間の水平成分のフーリエ振幅スペクトル比を計算した。水平成分は EW 成分と NS 成分のフーリエ振幅スペクトルのベクトル和で定義した。SMNP31/SMN013 の解析には 2011 年 6 月から 2015 年 7 月の 6 イベント、YMG002/YMGH14 の解析には 2003 年 5 月から 2014 年 11 月の 44 イベントを使用した。図 19（左）の図面で、黒線が各イベントの観測スペクトル比、赤線が SH 波の重複反射を仮定し Haskell (1953)[22] の手法により計算した理論増幅率（2E 入力に対応するもの）である。いずれの地点でも、観測スペクトル比に見られるピークの周波数や増幅率の特徴をよく説明できており、本業務で推定した S 波速度構造モデルが適切であることを示している。

図 19（右）には、MSD と HAG のアレイ中心点における微動 H/V スペクトル比（黒線）を Arai and Tokimatsu (2004)[23] の手法により計算した理論 H/V スペクトル比（赤線）と

比較したものである。理論 H/V スペクトル比の計算では、微動アレイ探査により得られた速度構造モデルを与え、Rayleigh 波と Love 波の入力比を 0.7 とし、各々基本モードから 5 次モードまで足し合わせている。観測された微動 H/V スペクトル比の特徴を概ね再現しているといえる。

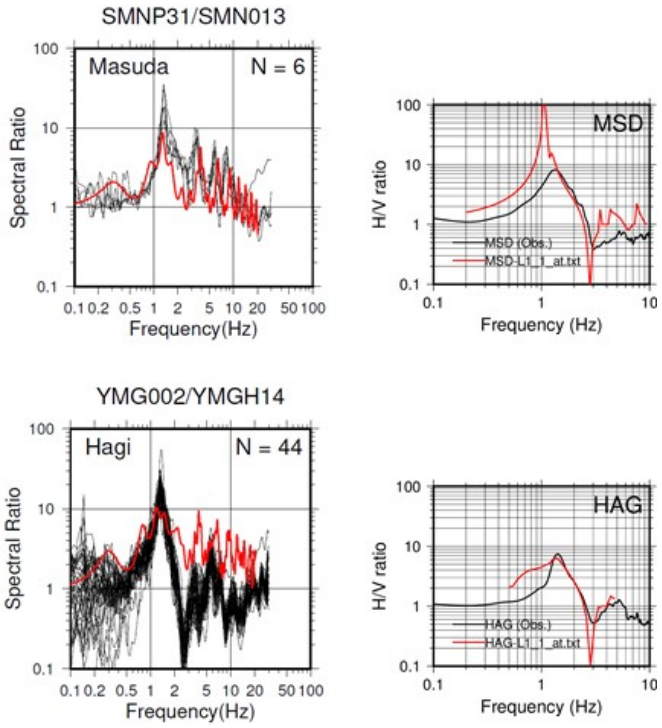


図 19　（左）強震記録の S 波部分水平成分のスペクトル比（黒）と SH 波重複反射理論による理論増幅率（赤）の比較。（右）アレイ中心点での微動 H/V スペクトル比（黒）と Arai and Tokimatsu (2004)[23] の手法による理論 H/V スペクトル比（赤）の比較。

2) 地震波形記録の収集と地震波形記録を用いた地盤増幅率評価

各都道府県では、全国展開されている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)、基盤強震観測網（KiK-net)、気象庁の計測震度計観測点に加えて、各地方自治体の震度情報ネットワークシステムによる計測震度計観測点が設置され、震度情報の発表や防災対応に活用されている。平成 25～27 年度には石川県、福井県及び富山県の震度情報ネットワークシステムで観測された地震波形記録を収集した。平成 28 年度は微動観測地点に関係して、島根県震度情報ネットワークの地震波形記録を収集することができた。今後、山口県の地震波形記録の収集を進める予定としている。

平成 27 年度には北陸地方 3 県（福井県、石川県、富山県）の強震記録を用い、スペクトルインバージョン手法[24] によって、震源・伝播経路・サイトの各特性を分離し、各観測点での地震基盤に対する地表での S 波サイト増幅特性（以下、サイト特性）を求めた。観測点の空間カバレッジを確保するために、岐阜県北部の KiK-net 観測点 8 地点を加えている。国立研究開発法人防災科学技術研究所広帯域地震観測網 F-net の SRN（白峰）観測点（石川県白山市）を、スペクトルインバージョンを行う際の基準観測点とした。

震度波形記録を用いることによる利点は、自治体震度計は各市町村に設置されているこ

とから、人口が比較的多い地点のサイト特性を評価することができるというところである。これは、K-NET、KiK-net が全国を稠密にカバーするために、空間的に密度がほぼ一定になるように設置されていることと相補的な関係にあるといえる。震度計は人口密度が高いところに多く設置されていることから、精度の高い地震ハザード評価が必要な地点の評価ができる。例として図 20 に福井平野の例を示す。図の中にある■が、この地域の K-NET 及び KiK-net の観測点位置で、4 地点ある。一方□は自治体震度計の観測点で、10 地点ある。地図には標高レリーフを重ね書いているが、K-NET、KiK-net の観測点は、いずれもがどちらかと言えば福井平野の縁に置かれていることがわかる。

図 21 には、スペクトルインバージョンで求められたサイト増幅特性のうち、図 20 に示した各観測点の結果を示した。スペクトルインバージョンでは、基準観測点のサイト増幅特性を、地表面相当と仮定して 2 となる拘束条件下で求めているので、各観測点のサイト増幅特性にも自由表面の効果の 2（倍）は含まれている。上の 2 段は、図に示す北西から南東への A－A’で示される線上の観測点のサイト特性を表し、下の 2 段は、北から南への B－B’線上の観測点のサイト特性を示す。

A－A’で見ると、FKIP14 から FKIP16 あたりまで、周波数として 0.5 Hz から数 Hz の範囲に亘り、10～30 倍の増幅率を示している。この周波数帯域は、一般構造物の固有振動数に対応するため、この周波数帯域での増幅は、地震ハザード評価には重要な要素となる。これより東の観測点になると、数 Hz 以上には強い増幅があるが、1 Hz を中心とした周期ではそれほど増幅していないことがわかる。同様の傾向は、B－B’でも見られ、南は FKIP07 あたりまでは 0.5 Hz から数 Hz の範囲で 10 倍以上の増幅率を示す地点が続いている。K-NET、KiK-net 観測点だけでは、FKI003 が大きな増幅を示すということしかわからないため、この地域の増幅特性を検討するには十分なカバレジではないが、自治体震度計記録を活用することで改善されるといえる。

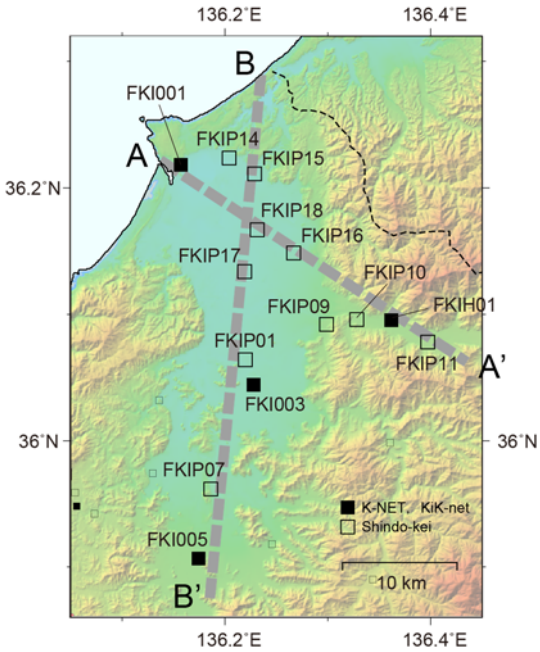


図 20　福井平野及び周辺の強震観測点。■は K-NET、KiK-net 観測点。□は福井県自治体震度計観測点。

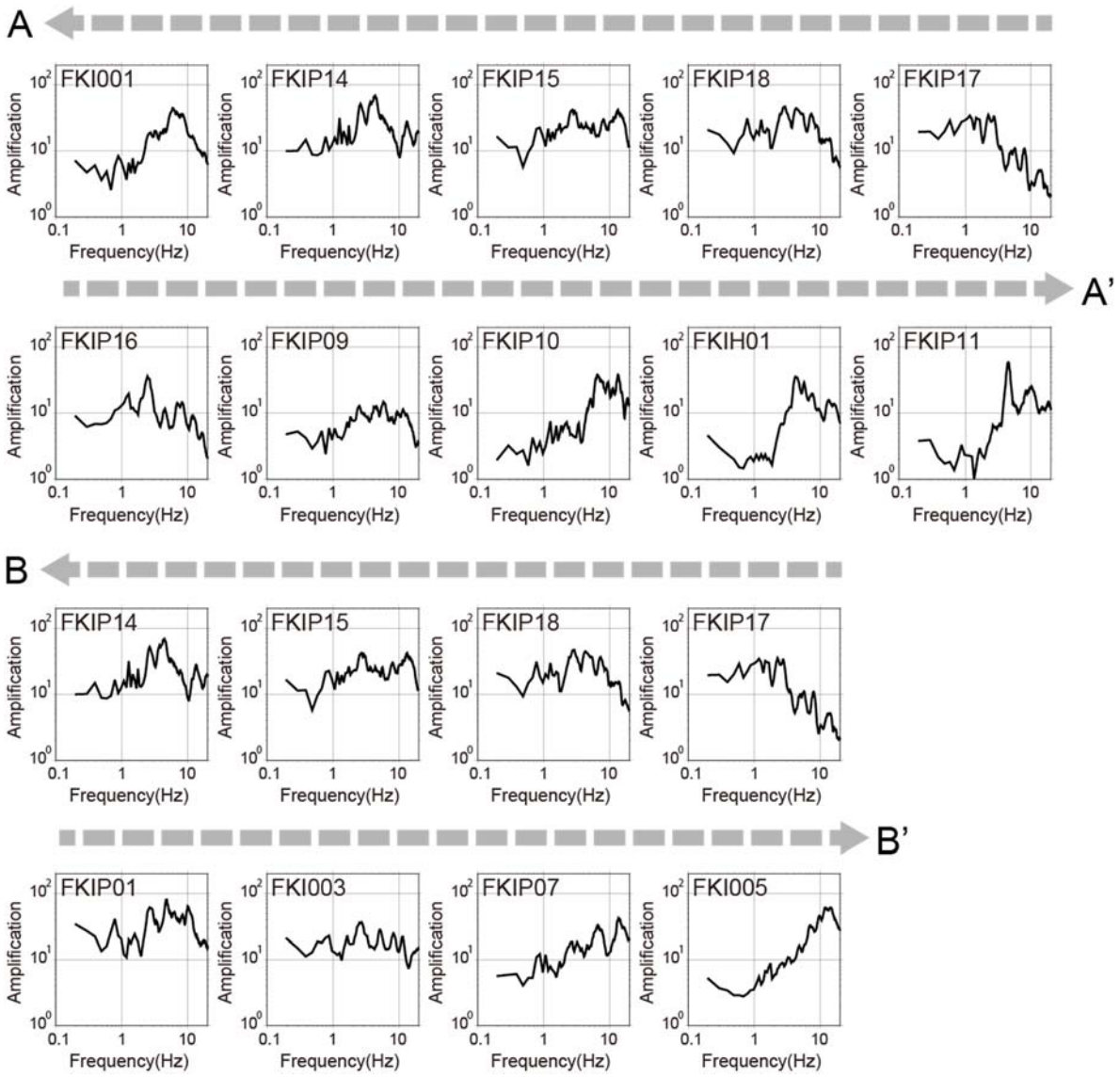


図 21　図 20 の観測点のスペクトルインバージョンによって得られたサイト増幅特性

3) 震源断層モデルに基づく強震動予測

a) 簡便法による強震動予測

平成 27 年度のサブサブテーマ 2.5 で提案された福井沖、若狭湾周辺、丹後半島沖、香住沖、鳥取沖の震源断層モデルを対象に、簡便法及び詳細法による強震動予測を実施した。サブサブテーマ 2.5 からは、福井沖 13 断層、若狭湾周辺 7 断層、丹後半島沖 3 断層、香住沖 1 断層、鳥取沖 2 断層の計 26 断層の矩形モデルのパラメータが提供された（図 22）。まず、これらの断層について連動を考慮した組み合わせ計 8 ケース（図 22 の矩形モデルのうち青色で着色したもの）を設定し、簡便法（地震動予測式を用いた強震動予測手法）による強震動の試算を行った。断層長さの短い断層（図 22 の矩形モデルのうち黒色で着色したもの）については、陸域の強震動への寄与が小さいと予想されるため、今回の検討対象から外した。

サブサブテーマ 2.5 から提供された断層モデルパラメータ（基準点座標、上端深さ、走向、傾斜、すべり角、断層長さ、断層幅）をもとに、断層面積を求めた。入倉・三宅(2001)[25]の関係式を用い、断層面積から地震モーメント及びモーメントマグニチュードを得た。各ケースの断層パラメータを表 3 にまとめた。モーメントマグニチュードは最も小さい KS1 が 6.4、最も大きい TR1+TR2 が 7.4 となっている。司・翠川(1999)[26]の地震動予測式を用い、断層最短距離とモーメントマグニチュードから工学的基盤での最大速度（PGV）を求めた。次に、藤本・翠川(2006)[27]による PGV 増幅率と AVS30 の関係の経験式を J-SHIS 表層地盤データ V3[28-30]の AVS30 に適用し、工学的基盤から地表までの PGV 増幅率を求めた。得られた増幅率を用い、工学的基盤の PGV を地表の PGV に変換した。最後に、藤本・翠川(2005)[31]の PGV と計測震度の関係の経験式を用いて、地表での震度を計算した。各ケースの震度分布を図 23～30 に示す。震度は計測震度に対応する気象庁震度階に応じて色分けした。計測震度 4.5 以上 4.9 以下が震度 5 弱、計測震度 5.0 以上 5.4 以下が震度 5 強、計測震度 5.5 以上 5.9 以下が震度 6 弱、計測震度 6.0 以上 6.4 以下が震度 6 強、計測震度 6.5 以上が震度 7 である。また、計測震度 4.0 未満の領域は着色していない。

FU1+FU2+FU3 断層（図 23）は、越前碓列（マツダシ～ゲンタツ瀬）の東縁に位置する北西側隆起の逆断層であり、国土交通省の日本海における大規模地震に関する調査検討会（日本海検討会）[32]による F51 断層に相当するとサブサブテーマ 2.5 で解釈されている。震源断層が沖合に存在するため、陸域での最大震度は 6 弱であり、主として福井平野及び加賀平野南部に震度 6 弱が分布している。このため、今年度の詳細法の検討対象とはしなかった。

FU4+FU5+FU6+FU7+FU8 断層（図 24）は、柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部／北部の一部とその北方延長（杉山・他, 2003[33]）に対応し、沖合延長部の安島岬北西沖区間（FU4）、福井港沖区間（FU5+FU6）、主部／北部の鮎川断層群（越前海岸北部区間）（FU7）及び FU7 から沖合に向かって分岐した断層（FU8）の連動を想定したケースである。なお、日本海検討会の F52 断層北部に相当する。福井平野のほぼ全域が震度 6 強以上となり、福井県坂井市及び福井市の一部では震度 7 と予測されたため、詳細法による検討を実施することとした。なお、柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部／北部及び日本海検討会 F52 断層は、越前岬付近から越前海岸に沿って甲楽城断層及び山中断層へ続いているが、これら甲楽城－山中断層は日本海地震・津波調査プロジェクトの調査対象外とされているため、今回の計算には含

めていない。柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部／北部全体が活動した場合（日本海検討会の F52 断層全体の活動に対応する）は、陸域の断層長さ及び全体の地震規模が今回の想定よりも大きくなるため、福井県内で高震度域がより広くなる可能性があることに注意する必要がある。

FU13+WS1+WS2+WS6 断層（図 25）及び FU13+WS1+WS4+WS5+TG1 断層（図 26）は福井沖から若狭湾周辺、丹後半島沖にかけての逆断層や横ずれ断層をとりまとめたものである。断層の分布が複雑であるため、どの断層が連動するかを判断することは難しい。このため、津波予測（サブサブテーマ 3.1）と同様、複数の組み合わせを検討した。図 25、26 いずれのケースにおいても、福井平野内で震度 6 弱であるほか、越前海岸及び丹後半島の沿岸部付近のごく一部で震度 6 弱となってはいるが、概ねの領域で震度 5 強から 5 弱程度の予測となった。このため、今年度の詳細法の検討対象とはしなかった。

WS7 断層（図 27）は、日本海検討会の F53 断層の海域部に相当する横ずれ断層である。日本海検討会の F53 断層は、陸域の福井県小浜市を走る熊川断層を含む全長約 60 km の断層（Mw7.2）が想定されているが、本プロジェクトの調査対象外である熊川断層を含めず、平成 27 年度にサブサブテーマ 2.5.1「断層モデルの構築」によって得られた海域部の約 32 km の区間（Mw6.7）についての活動を想定した強震動の検討を行った。若狭湾沿岸の小浜平野などの海岸平野で震度 6 弱が予測されており、震源断層の破壊様式によっては、より強い地震動となる可能性があることから、詳細法による検討を実施した。

TG3 断層（図 28）は、日本海検討会の F54 断層に相当するが、サブサブテーマ 2.5 によって矩形モデルが改訂されている。平成 23 年度沿岸海域における活断層調査の成果をとりまとめた阿部・他(2012)[34] では、郷村断層帯の海域延長部に対応するとの指摘がなされており、日本海検討会の F54 断層は京都府京丹後市の郷村断層も含む全長約 58 km の断層（Mw7.2）としてモデル化されているが、WS7 と同様、平成 27 年度にサブサブテーマ 2.5.1「断層モデルの構築」によって得られた海域部の約 45 km の区間（Mw6.9）についてのみの活動を想定した強震動の検討を行った。丹後半島西岸の平野部（京都府京丹後市の久美浜町、網野町から丹後町にかけての領域）及び兵庫県の豊岡盆地の一部において震度 6 弱から 6 強の揺れが予測されたため、詳細法による検討を実施した。

KS1 断層（図 29）は鳥取沖から香住沖にかけて広がる海底堆積盆地の東縁に存在する西側低下の断層である。簡便法により予測された震度は最大で 5 強であった。このため、今年度の詳細法の検討対象とはしなかった。

TR1+TR2 断層（図 30）は鳥取沖に東西方向に走向を持つ断層であり、日本海検討会の F55 断層が、サブサブテーマ 2.5 によって精緻化されたものである。鳥取県西部の弓ヶ浜半島から倉吉平野、鳥取平野にかけての広い領域で震度 6 強の予測となったほか、島根県の松江平野から兵庫県北部にかけて震度 6 弱が分布している。本断層は海岸に平行方向（ほぼ東西方向）に長大な断層であることから、破壊様式による震度分布の違いを把握するため、詳細法による検討を実施することとした。

以上の結果を踏まえ、FU4+FU5+FU6+FU7+FU8 断層、WS7 断層、TG3 断層、TR1+TR2 断層の 4 ケースを詳細法による強震動予測の検討対象に選定した。

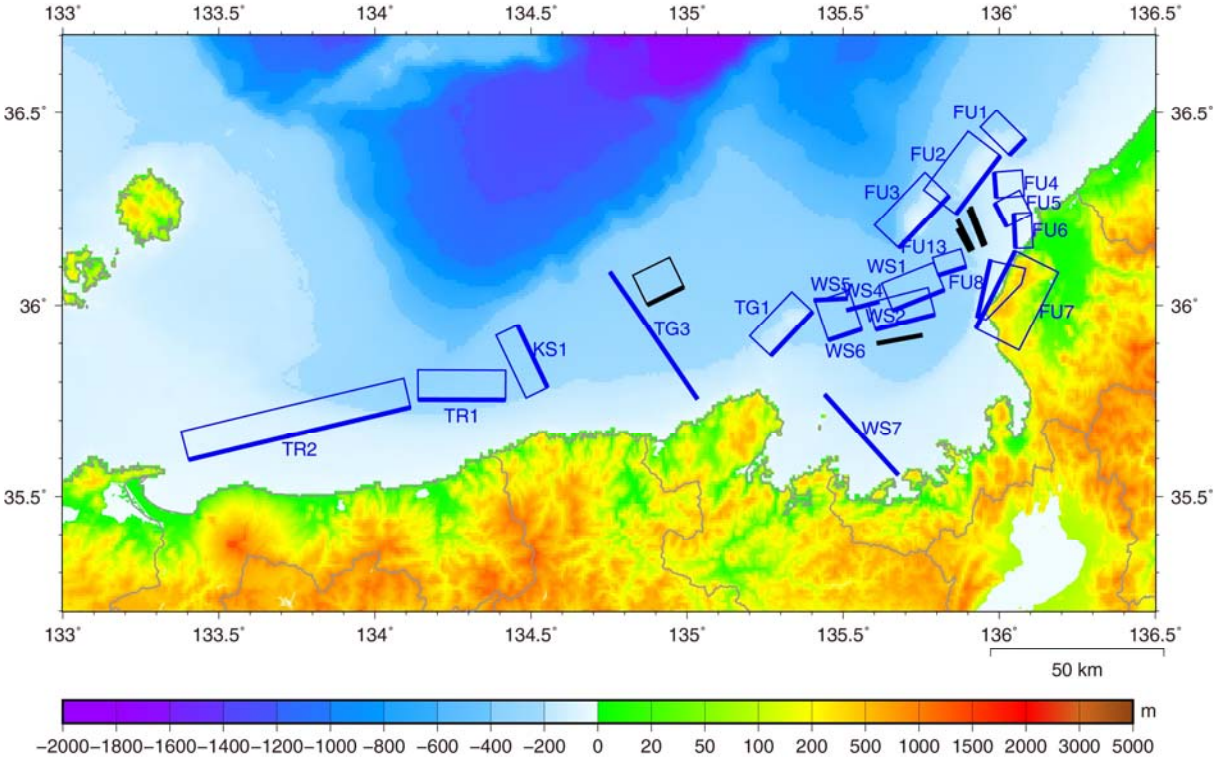


図 22　強震動予測の検討対象とした福井沖～鳥取沖の矩形断層モデル
（青：強震動評価の検討対象とした断層、黒：検討対象外の短い断層）

表 3　簡便法による強震動予測のための断層パラメータ

断層名	始点緯度（度）	始点経度（度）	上端深さ（km, TP−）	走向（度）	傾斜（度）	すべり角（度）	長さ（km）	幅（km）	面積（km^2）	地震モーメント（Nm）	Mw
FU1+FU2+FU3	36.4325	136.0845	1.2	224	50	156	6.7	18.0	852.5	4.04E+19	7.0
	36.3884	136.0039	1.2	217	50	150	21.1	18.0			
	36.2852	135.8403	1.2	224	55	158	20.9	16.8			
FU4+FU5+FU6+FU7+FU8	36.2794	135.9904	1.1	356	60	54	7.5	16.1	1038.8	6.00E+19	7.1
	36.2052	136.0243	1.1	333	60	31	7.7	16.1			
	36.1481	136.0520	1.1	357	70	53	10.2	14.8			
	35.9393	135.9253	1.1	27	45	107	25.2	19.7			
	35.9672	135.9297	1.1	13	30	64	150.9				
WS7	35.5564	135.6772	0.2	318	90	5	31.8	14.8	470.6	1.23E+19	6.7
FU13+WS1+WS2+WS6	36.1005	135.8946	0.3	253	70	175	8.5	15.6	878.6	4.29E+19	7.0
	36.0401	135.8245	0.3	248	60	180	16.0	17.0			
	35.9755	135.7944	1.0	256	60	−176	17.7	16.2			
	35.9378	135.5605	1.0	252	50	173	10.3	18.3			
FU13+WS1+WS4+WS5+TG1	36.1005	135.8946	0.3	253	70	175	8.5	15.6	989.6	5.45E+19	7.1
	36.0401	135.8245	0.3	248	60	180	16.0	17.0			
	36.0094	135.6164	0.3	255	90	178	9.9	14.9			
	36.0178	135.5151	0.3	267	90	174	9.9	14.7			
	35.9829	135.4028	0.6	224	60	152	17.6	16.6			
TG3	35.7553	135.0337	0.3	326	90	9	44.7	14.7	656.7	2.40E+19	6.9
KS1	35.9480	134.4569	0.3	154	65	9	20.0	16.2	324.0	5.54E+18	6.4
TR1+TR2	35.7537	134.4185	0.3	270	60	−147	25.3	17.0	1557.4	1.35E+20	7.4
	35.7344	134.1143	0.2	257	60	−166	66.0	17.1			

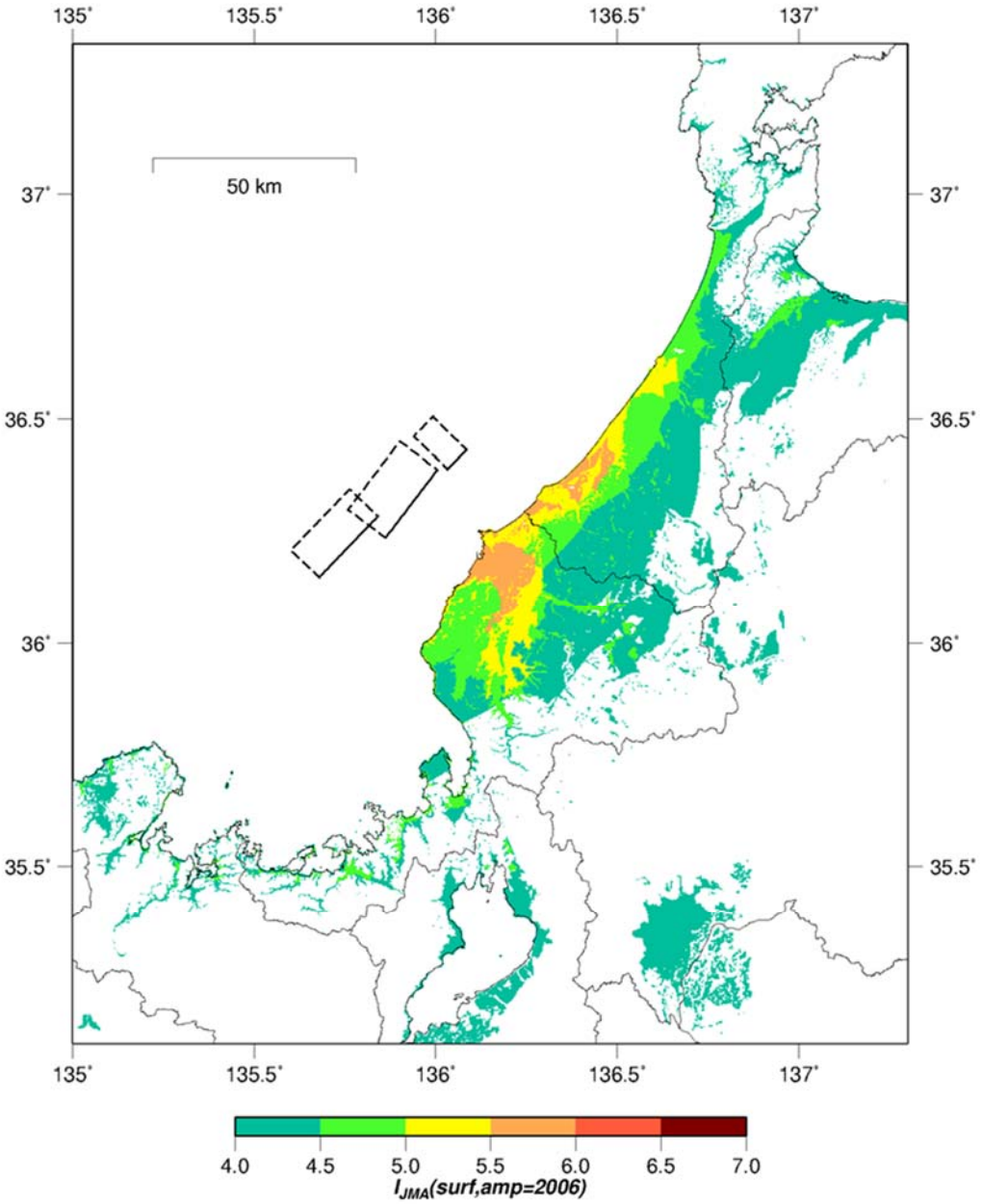


図 23　簡便法による地表の震度分布（FU1+FU2+FU3 断層）

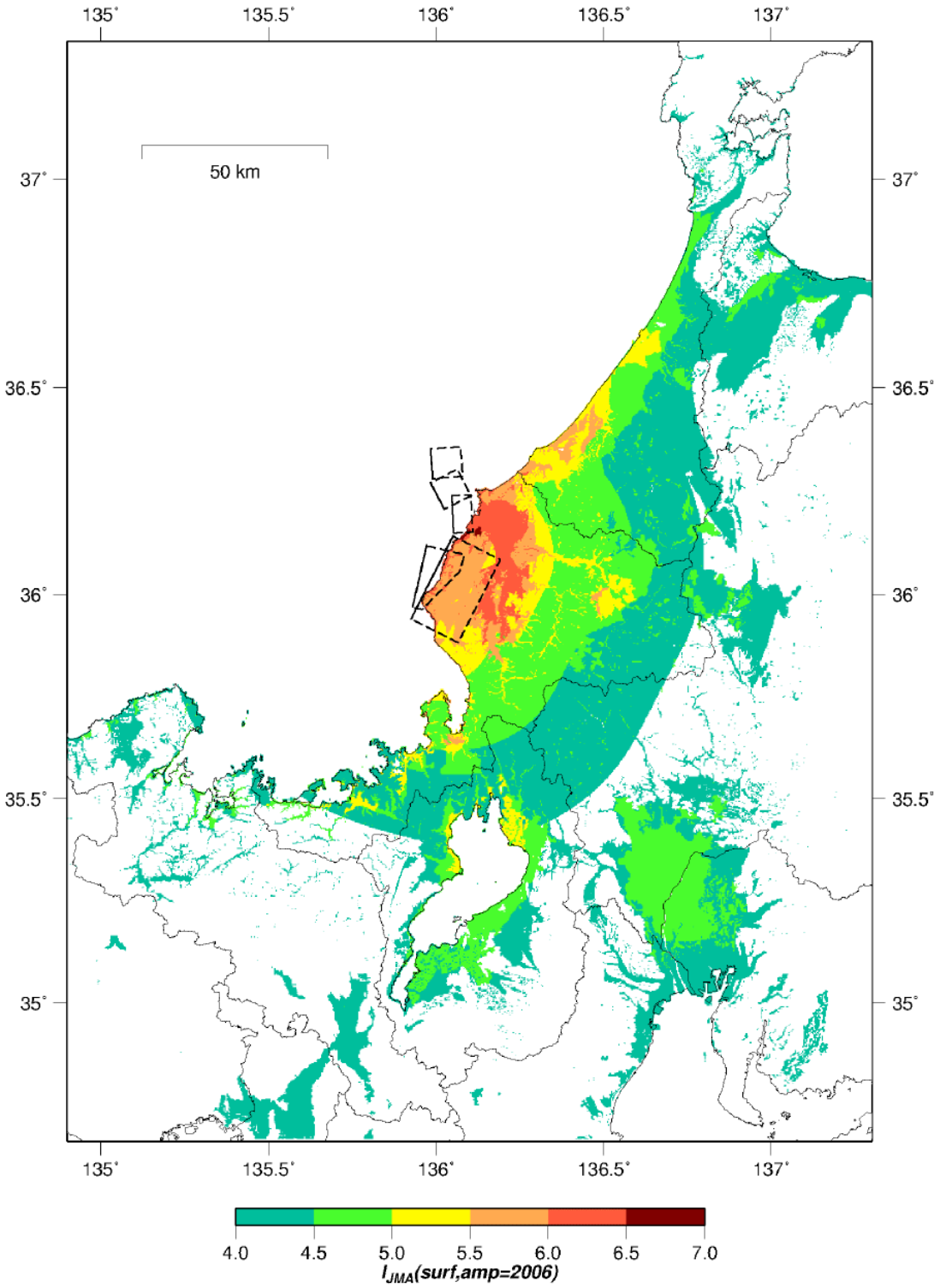


図 24　簡便法による地表の震度分布（FU4+FU5+FU6+FU7+FU8 断層）

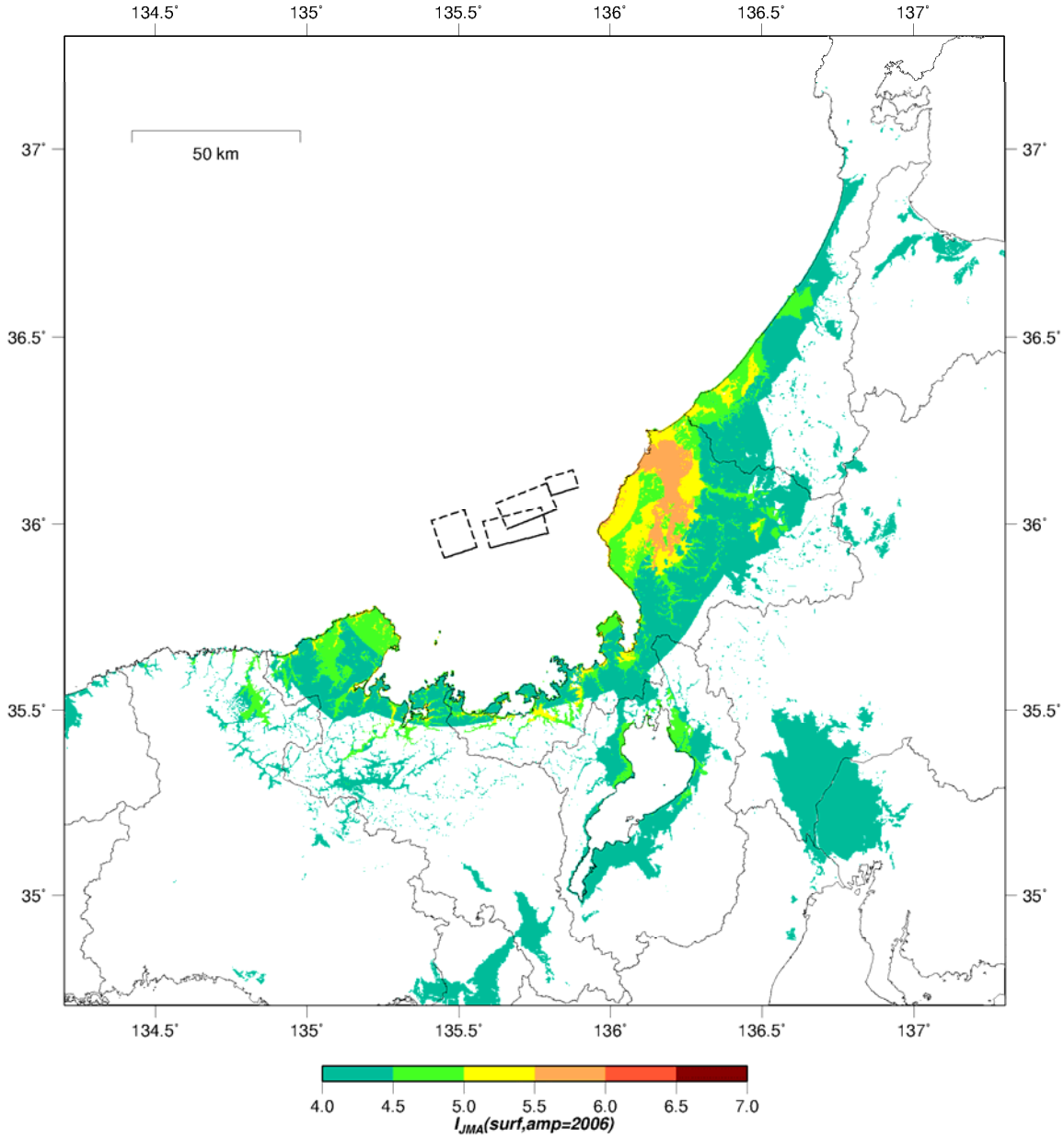


図 25　簡便法による地表の震度分布（FU13+WS1+WS2+WS6 断層）

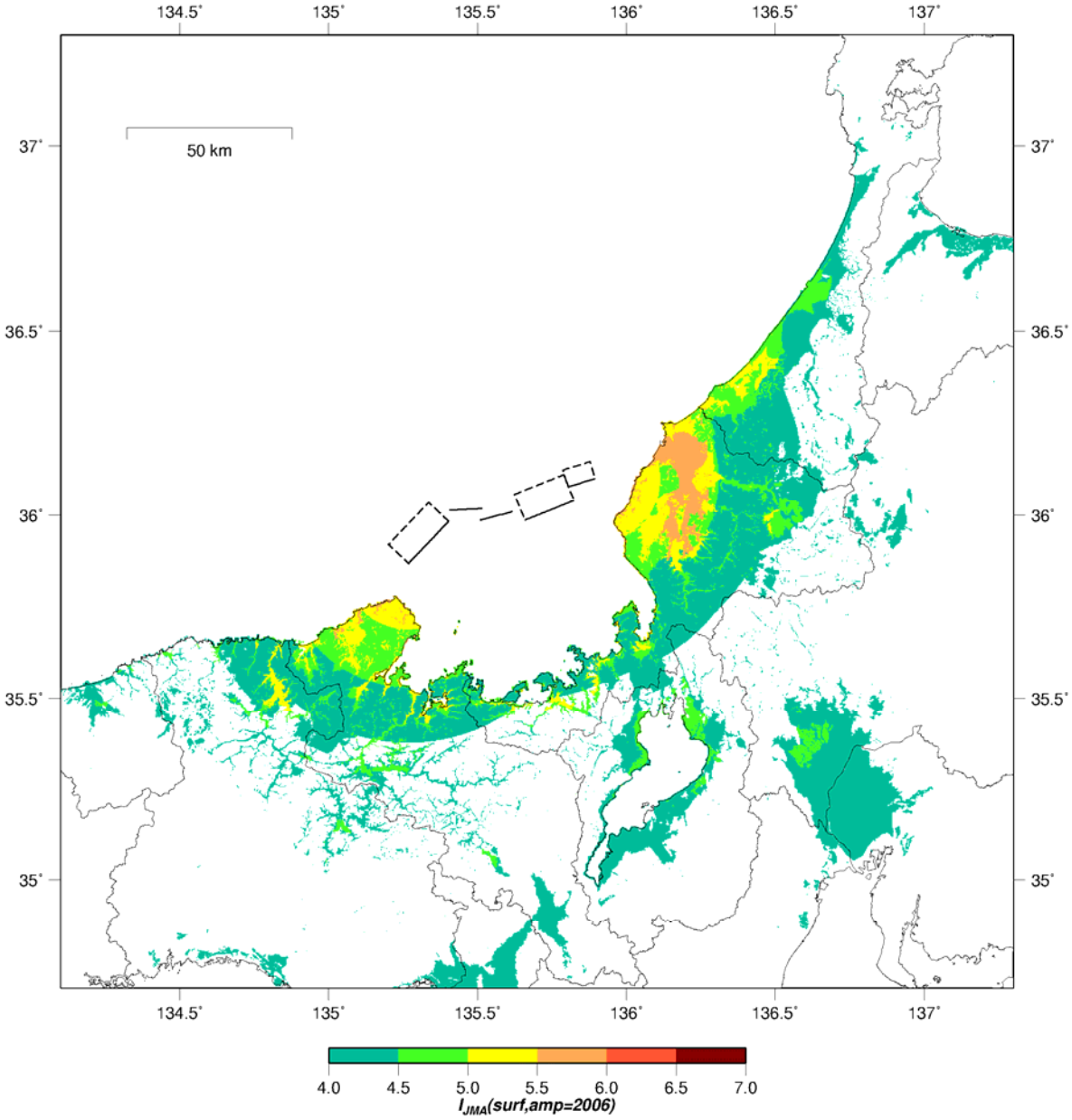


図 26　簡便法による地表の震度分布（FU13+WS1+WS4+WS5+TG1 断層）

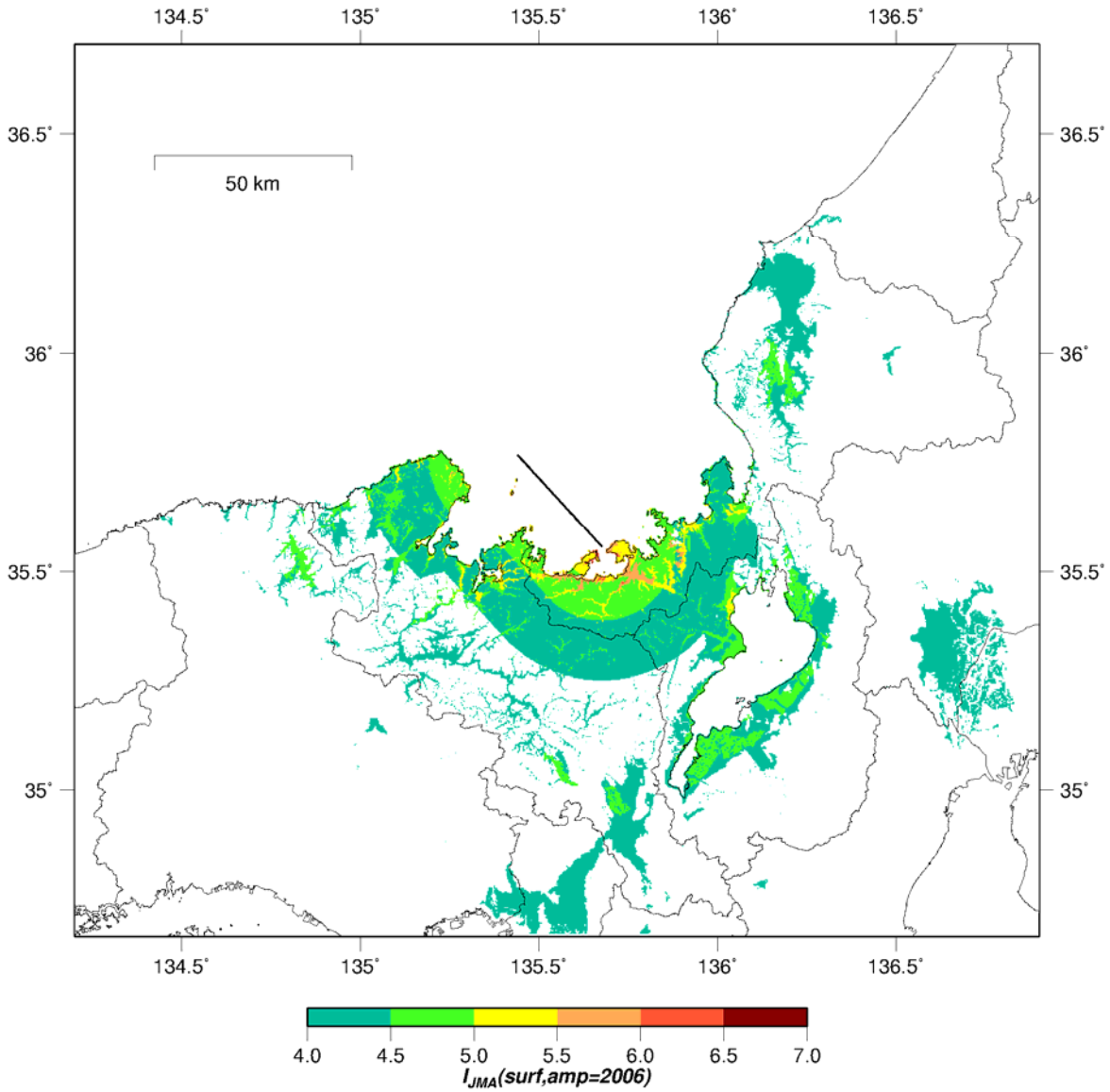


図 27　簡便法による地表の震度分布（WS7 断層）

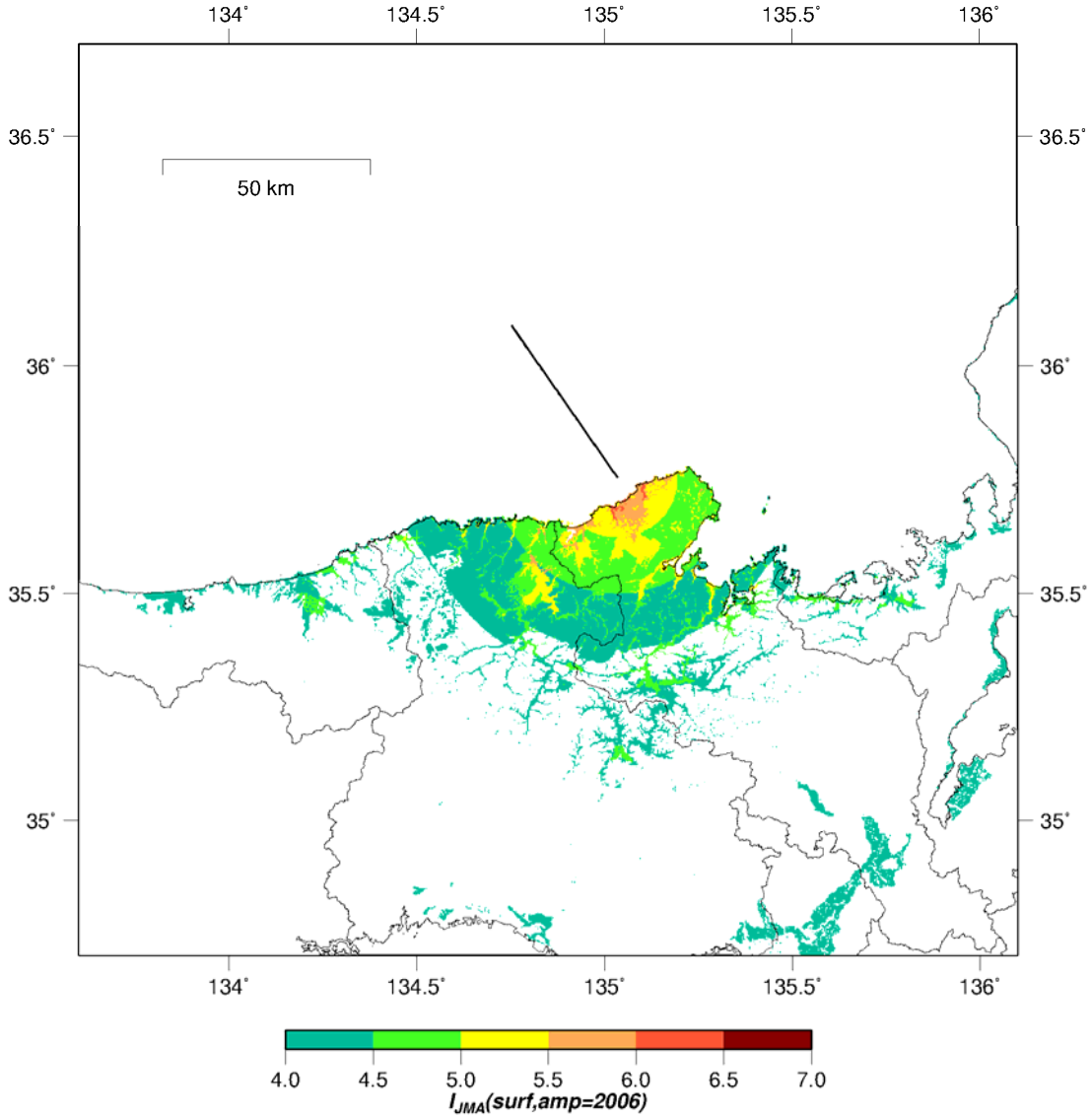


図 28　簡便法による地表の震度分布（TG3 断層）

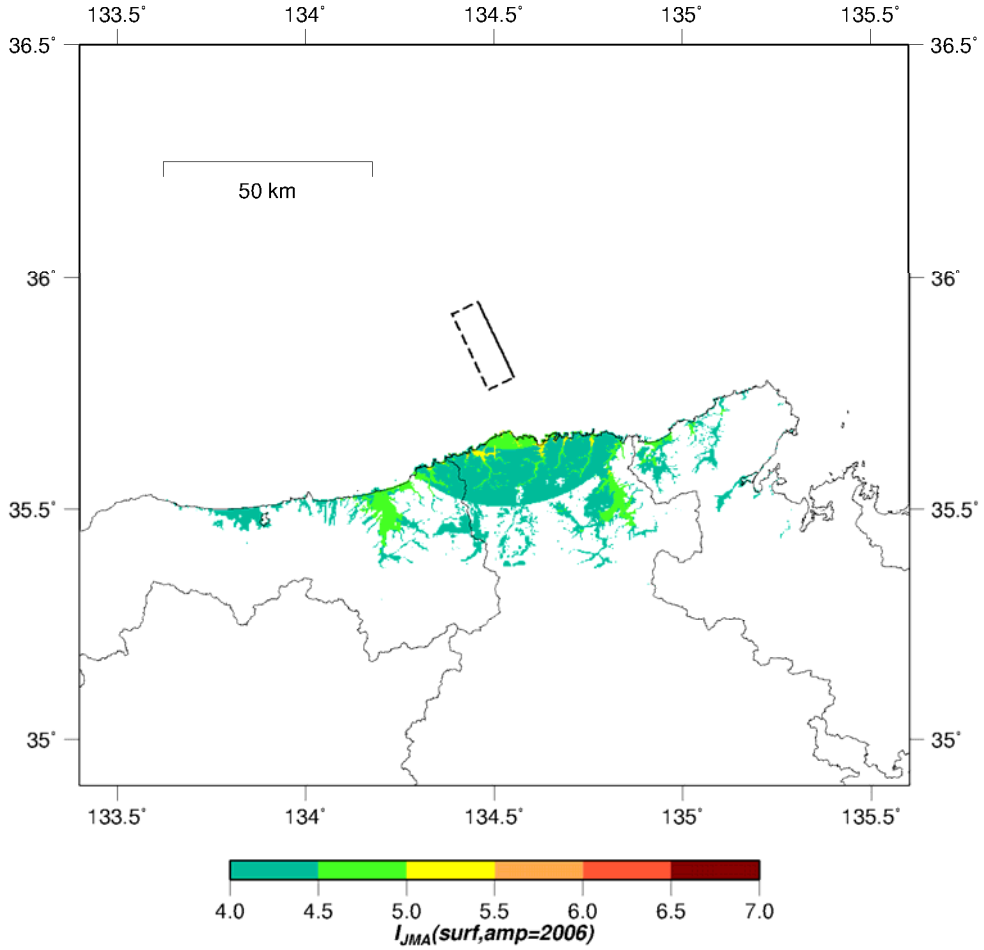


図 29　簡便法による地表の震度分布（KS1 断層）

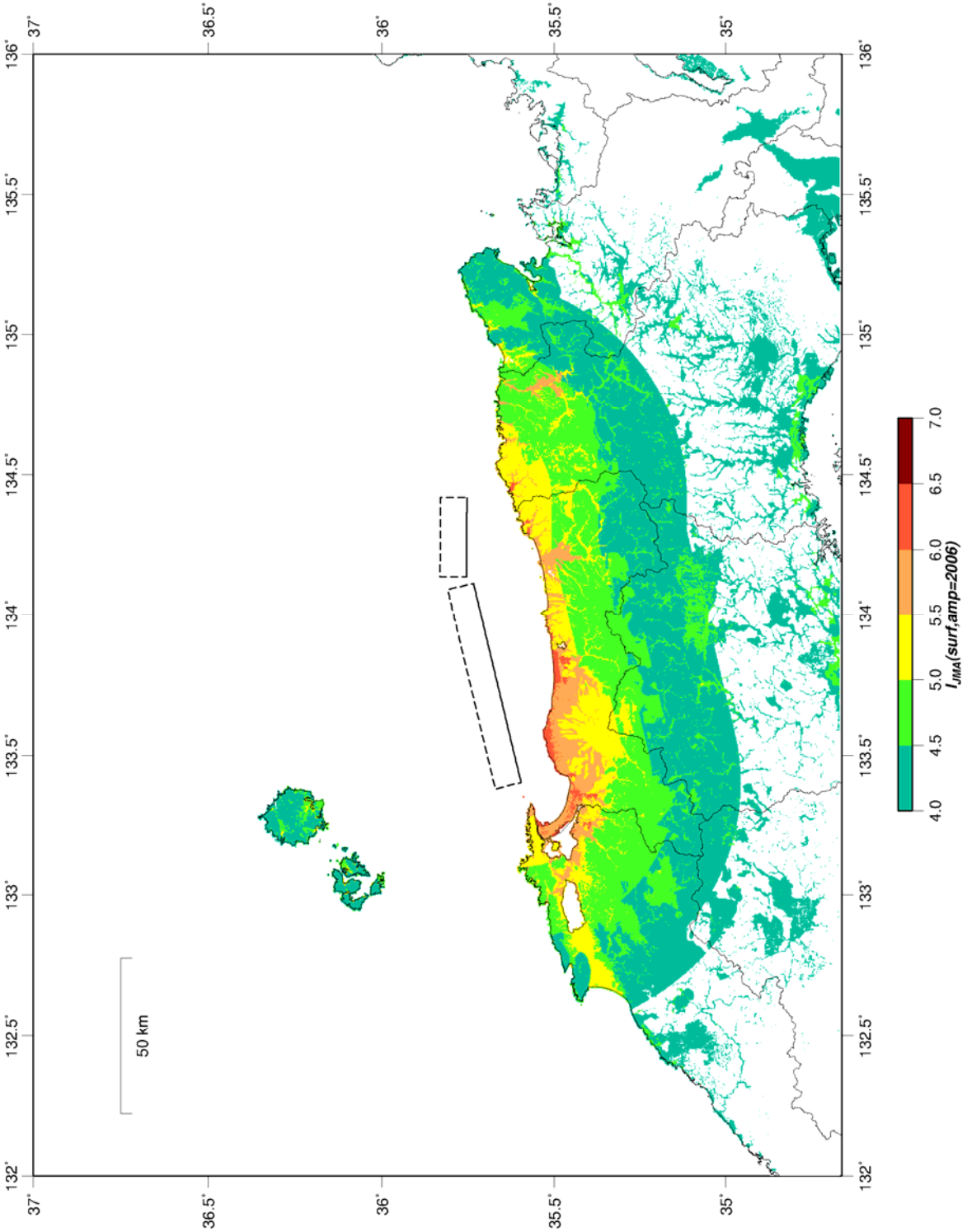


図 30　簡便法による地表の震度分布（TR1+TR2 断層）

b）詳細法による強震動予測のための震源断層パラメータの設定

簡便法による強震動予測結果に基づき、FU4+FU5+FU6+FU7+FU8 断層、WS7 断層、TG3 断層、TR1+TR2 断層の 4 ケースを対象に強震動予測を実施した。統計的グリーン関数法による波形合成を行い、地表面での最大速度及び震度分布を推定した。簡便法と同様に、矩形断層の位置、形状については、サブサブテーマ 2.5 の成果（本プロジェクト平成 27 年度成果報告書）に従った。サブサブテーマ 2.5 から提供されるのは矩形断層モデルであるため、これを地震調査研究推進本部の「震源断層を特定した地震の強震動予測手法（レシピ）」[35] を参考に、強震動生成域（アスペリティ）及び背景領域のパラメータ設定を行った。それぞれに対して、破壊開始点の異なる 2 種類のシナリオを想定した。したがって、詳細法の計算ケース数は 8 である。表 4～7 に各断層で設定したパラメータの一覧をまとめた。設定した震源モデルの模式図を図 31 に示す。

柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部／北部の FU4+FU5+FU6+FU7+FU8 断層に対しては、FU4、FU5、FU6 に各 1 つの強震動生成域、FU7 には 2 つの強震動生成域を設定した。分岐断層である FU8 はセグメント断層サイズが小さいため、強震動生成域を配置しなかった。FU7 の南側の強震動生成域下端中央から破壊するケースと FU4 の強震動生成域下端中央から破壊するケースの 2 つのシナリオを想定した。

若狭湾の WS7 断層に対しては、2 つの強震動生成域を配置し、南側の強震動生成域からの破壊開始と北側の強震動生成域からの破壊開始の 2 つのシナリオを想定した。丹後半島沖の TG3 断層についても同様に、2 つの強震動生成域を配置し、破壊開始点位置の異なる 2 つのシナリオを想定した。

TR1+TR2（鳥取沖断層）については、東部の TR1 断層に 1 つの強震動生成域、西部の TR2 断層に 3 つの強震動生成域を配置した。TR2 断層の最も西の強震動生成域北西端から破壊するケースと TR1 断層の強震動生成域北東端から破壊するケースの 2 種類のシナリオを想定した。

ここでの震源断層パラメータ設定は、強震動の試算を目的としているため、サブサブテーマ 2.5 から提供された震源断層の矩形モデルのうち地震基盤よりも上にある部分（図 20 のグレーの部分）については、地震発生層の外であるとして、特性化震源モデルの背景領域として含めなかった。この点は、津波予測のための震源モデルとは異なるモデル化となっている。

(a) FU4+FU5+FU6+FU7+FU8 断層　ケース 1

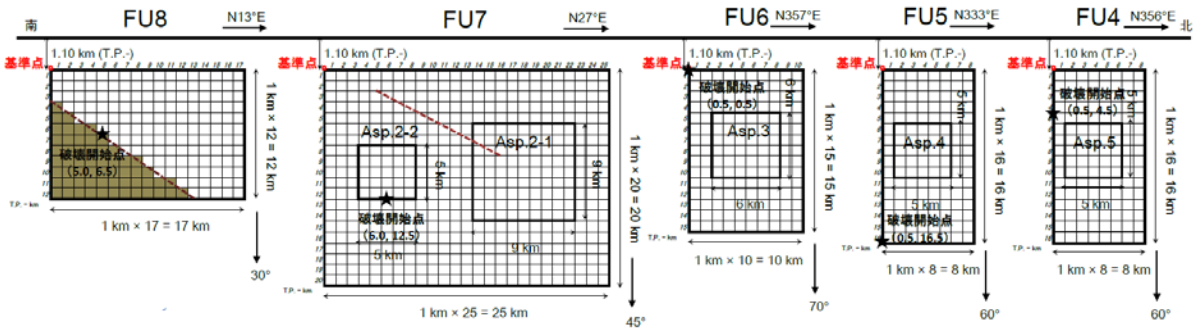
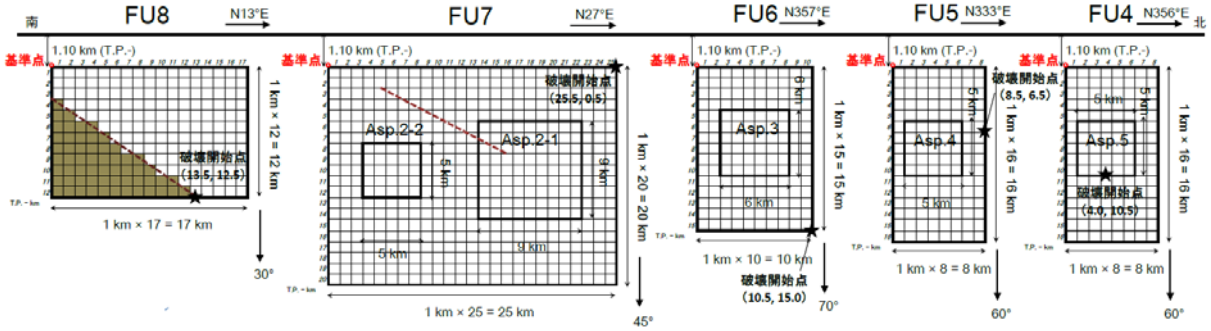
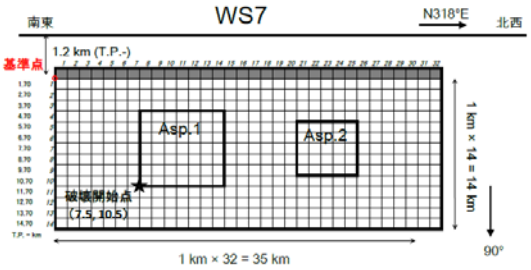


図 31　設定した震源モデルの模式図

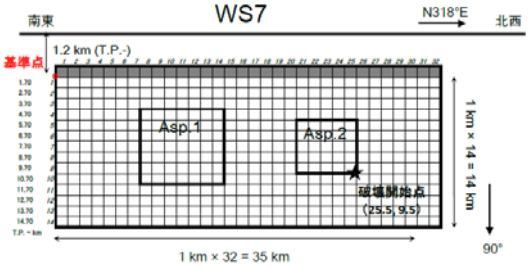
(b) FU4+FU5+FU6+FU7+FU8 断層　ケース２



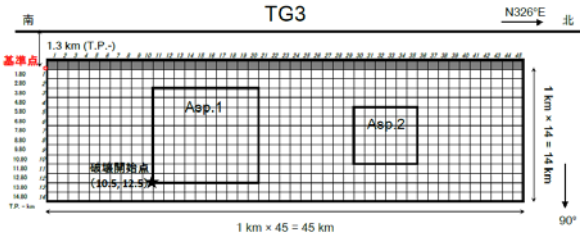
(c) WS7 断層　ケース１



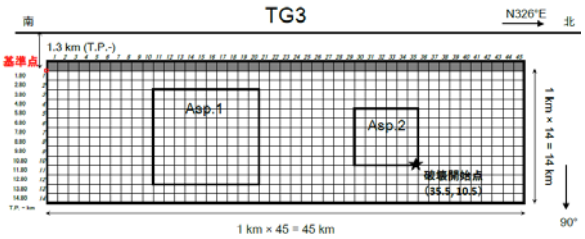
(d) WS7 断層　ケース２



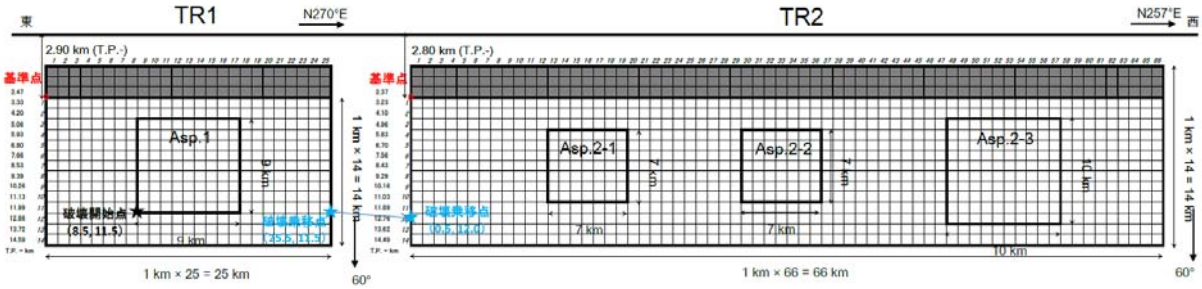
(e) TG3 断層　ケース１



(f) TG3 断層　ケース２



(g) TR1+TR2 断層　ケース１



(h) TR1+TR2 断層　ケース２

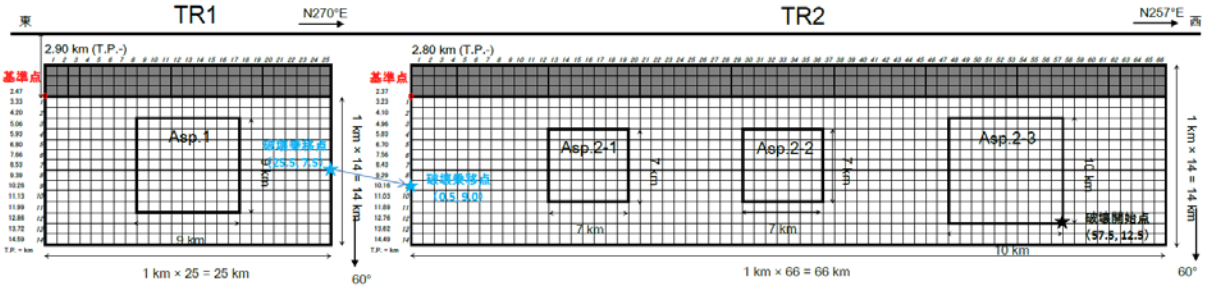


図 31　（続き）

表 4　FU4+FU5+FU6+FU7+FU8 断層の震源断層パラメータ

パラメータ	記号	設定値					単位	設定根拠
		FU8	FU7		FU6	FU5	FU4		
基準点緯度(世界測地系)		35.9672	35.9393		36.1481	36.2052	36.2794	度	平成27年度成果報告書
基準点経度(世界測地系)		135.9297	135.9253		136.0520	136.0243	135.9904	度	平成27年度成果報告書
基準点深さ		1.1	1.1		1.1	1.1	1.1	km	平成27年度成果報告書
走向角		13	27		357	333	356	度	平成27年度成果報告書
傾斜角		30	45		70	60	60	度	平成27年度成果報告書
すべり角		64	107		53	31	54	度	平成27年度成果報告書
断層長さ(走向方向)	L_i	17	25		10	8	8	km	平成27年度成果報告書
(全体)断層長さ(走向方向)	L	68						km	$L=\Sigma L_i$
地震発生層上端深さ	H_s	1.1	1.1		1.1	1.1	1.1	km	平成27年度成果報告書
地震発生層下端深さ	H_d	7.1	15.2		15.2	15.0	15.0	km	平成27年度成果報告書
地震発生層の厚さ	T_s	6.0	14.1		14.1	13.9	13.9	km	$T_s=H_d-H_s$
断層幅(傾斜方向)	W_i	12	20		15	16	16	km	平成27年度成果報告書
断層面積	S_i	146	500		150	128	128	km^2	$S_i=L_i\times W_i$
(全体)断層面積	S	1052						km^2	$S=\Sigma S_i$
(全体)地震モーメント	M_0	6.16E+19						Nm	$(S/(4.24\times10^{-11}))^2\times10^{-7}$ (Irikura and Miyake, 2011)
(全体)モーメントマグニチュード	M_w	7.1							$(\log_{10}M_0-9.1)/1.5$ (Hanks and Kanamori, 1979)
(全体)断層全体の平均すべり量		1.8						m	$D=M_0/\mu S$
地震モーメント	M_{0i}	6.14E+18	3.89E+19		6.40E+18	5.04E+18	5.04E+18	km	$M_{0i}=(S_i^{3/2}/\Sigma S_i^{3/2})M_0$
断層全体の静的応力降下量	$\Delta\sigma$	3.1	3.1		3.1	3.1	3.1	MPa	Fujii and Matsu'ura (2000)
断層全体の平均すべり量	D_i	1.3	2.4		1.3	1.2	1.2	m	$D=M_0/\mu S$
小断層長さ(走向方向)	dL	1.0						km	本業務で設定
小断層幅(傾斜方向)	dW	1.0						km	本業務で設定
アスペリティ総面積の等価半径	R_a		5.9		3.2	3.0	3.0	km	$R_a=(S_a/\pi)^{1/2}$
アスペリティの総面積	S_a		110.0		33.0	28.2	28.2	km^2	$S_a=0.22S_i$
アスペリティの総面積(計算用)	S'_a		106.0		36.0	25.0	25.0	km^2	本業務で設定
アスペリティの平均すべり量	D_a		4.9		2.7	2.5	2.5	m	$D_a=2.0D_i$ (Somerville *et al.*, 1999; 石井・他, 2001)
アスペリティの総地震モーメント	M_{0a}		1.71E+19		2.81E+18	2.22E+18	2.22E+18	Nm	$M_{0a}=\mu D_a S_a$
アスペリティ面積/断層面積比	S_a/S		0.22		0.22	0.22	0.22		
アスペリティの実効応力	$\Delta\sigma_a$		14.1		14.1	14.1	14.1	MPa	$\Delta\sigma_a=(S_i/S_a)\Delta\sigma$ (Madariaga, 1979)
各アスペリティの番号			Asp.2-1	Asp.2-2	Asp.3	Asp.4	Asp.5		
各アスペリティ面積の等価半径	R_{ai}		5.0	3.1	3.2	3.0	3.0	km	入倉・三宅(2001)に従い、面積比を16:6とする
各アスペリティの等価半径の比率	γ_i		0.85	0.52	1.00	1.00	1.00		$\gamma_i=R_{ai}/R_a$
各アスペリティの面積	S_{ai}		80.0	30.0	33.0	28.2	28.2	km^2	$S_{ai}=\pi R_{ai}^2$
各アスペリティの面積(計算用)	S'_{ai}		81.0	25.0	36.0	25.0	25.0	km^2	$L'_a\times W'_a$
各アスペリティの平均すべり量	D_{ai}		5.5	3.4	2.7	2.5	2.5	m	$D_{ai}=(\gamma_i/\Sigma\gamma_i^3)D_a$
各アスペリティの地震モーメント	M_{0ai}		1.39E+19	3.20E+18	2.81E+18	2.22E+18	2.22E+18	Nm	$M_{0ai}=\mu D_{ai}S_{ai}$
各アスペリティの短周期レベル	A_i		1.03E+19	6.33E+18	6.63E+18	6.13E+18	6.13E+18	Nm/s^2	$A_i=4\pi R_{ai}\Delta\sigma_a\beta^2$ (Boatwright, 1984; 壇・他, 2001)
各アスペリティの実効応力	σ_{ai}		14.1	14.1	14.1	14.1	14.1	MPa	$\Delta\sigma_a$に等しいと仮定
各アスペリティの長さ(走向方向)(計算用)	L'_a		9.0	5.0	6.0	5.0	5.0	km	本業務で設定
各アスペリティの幅(傾斜方向)(計算用)	W'_a		9.0	5.0	6.0	5.0	5.0	km	本業務で設定
各アスペリティのライズタイム	Tr_a		1.8	1.0	1.2	1.0	1.0	s	$Tr_a=0.5W'_a/V_r$
背景領域の総地震モーメント	M_{0b}	6.14E+18	2.18E+19		3.58E+18	2.82E+18	2.82E+18	Nm	$M_{0b}=M_{0i}-M_{0a}$
背景領域の総面積	S_b	146.0	390.0		117.0	99.8	99.8	km^2	$S_b=S-S_a$
背景領域の総面積(計算用)	S'_b	146.0	394.0		114.0	103.0	103.0	km^2	本業務で設定
背景領域の平均すべり量	D_b	1.3	1.8		1.0	0.9	0.9	m	$D_b=M_{0b}/\mu S_b$
背景領域の実効応力	σ_b	2.0	2.0		2.0	1.6	1.6	MPa	$\sigma_b=(D_b/W)\times(\pi^{1/2}/D_a)\times r\times\Sigma\gamma^3\times\sigma_a$
各背景領域のライズタイム	Tr_b	4.1	4.1		3.1	3.3	3.3	s	$Tr_b=0.5W/V_r$ (Day, 1982)
S波速度	β	3.4	3.4		3.4	3.4	3.4	km/s	J-SHIS 深部地盤モデルV2
密度	ρ	2.75	2.75		2.75	2.75	2.75	g/cm^3	J-SHIS 深部地盤モデルV2
剛性率	μ	31.8	31.8		31.8	31.8	31.8	GPa	$\mu=\rho\beta^2$
破壊伝播速度	V_r	2.4	2.4		2.4	2.4	2.4	km/s	$V_r=0.72\beta$ (Geller, 1976)
破壊様式		同心円破壊	同心円破壊		同心円破壊	同心円破壊	同心円破壊		本業務で設定
高周波数遮断フィルター	f_{max}	6.1						Hz	佐藤 (2002)
フィルター形状		$1/(1+(f/6.1)^{1.2})^{1/2}$							佐藤 (2002)

表 5　WS7 断層の震源断層パラメータ

パラメータ	記号	設定値		単位	設定根拠
基準点緯度(世界測地系)		35.5564		度	平成27年度成果報告書をもとに本業務で設定
基準点経度(世界測地系)		135.6772		度	平成27年度成果報告書をもとに本業務で設定
基準点深さ		1.2		km	平成27年度成果報告書をもとに本業務で設定
走向角		318		度	平成27年度成果報告書
傾斜角		90		度	平成27年度成果報告書
すべり角		5		度	平成27年度成果報告書
断層長さ(走向方向)	L	32		km	平成27年度成果報告書
地震発生層上端深さ	H_s	1.2		km	平成27年度成果報告書をもとに本業務で設定
地震発生層下端深さ	H_d	15.2		km	平成27年度成果報告書をもとに本業務で設定
地震発生層の厚さ	T_s	14.0		km	$T_s = H_d - H_s$
断層幅(傾斜方向)	W	14		km	平成27年度成果報告書をもとに本業務で設定
断層面積	S	448		km^2	$S = L \times W$
地震モーメント	M_0	1.12E+19		Nm	$(S/(4.24\times10^{-11}))^2\times10^{-7}$ (Irikura and Miyake, 2011)
モーメントマグニチュード	M_w	6.6			$(\log_{10}M_0 - 9.1)/1.5$ (Hanks and Kanamori, 1979)
断層面積に対する等価半径	R	11.9		km	$R = (S_i/\pi)^{1/2}$
断層全体の静的応力降下量	$\Delta\sigma$	2.9		MPa	$(7/16)\times(M_0/R^3)$ (Eshelby, 1957)
断層全体の平均すべり量	D	0.8		m	$D = M_0/\mu S$
短周期レベル	A	1.18E+19		Nm/s^2	$A = 2.46\times10^{10}\times(M_0\times10^7)^{1/3}$ (壇・他, 2001)
小断層長さ(走向方向)	dL	1.0		km	本業務で設定
小断層幅(傾斜方向)	dW	1.0		km	本業務で設定
アスペリティ総面積の等価半径	R_a	5.0		km	$R_a = (7\pi/4)\times\{M_0/(AR)\}\times\beta^2$ (Boatwright, 1984; 壇・他, 2001)
アスペリティの総面積	S_a	79.0		km^2	$S_a = \pi R_a^2$
アスペリティの総面積(計算用)	S'_a	74.0		km^2	本業務で設定
アスペリティの平均すべり量	D_a	1.6		m	$D_a = 2.0D$ (Somerville *et al.*, 1999; 石井・他, 2001)
アスペリティの総地震モーメント	M_{0a}	3.94E+18		Nm	$M_{0a} = \mu D_a S_a$
アスペリティ面積/断層面積比	S_a/S	0.18			
アスペリティの実効応力	$\Delta\sigma_a$	16.3		MPa	$\Delta\sigma_a = (S/S_a)\,\Delta\sigma$ (Madariaga, 1979)
各アスペリティの番号		Asp.1	Asp.2		
各アスペリティ面積の等価半径	R_{ai}	4.3	2.6	km	入倉・三宅(2001)に従い、面積比を16:6とする
各アスペリティの等価半径の比率	γ_i	0.85	0.52		$\gamma_i = R_{ai}/R_a$
各アスペリティの面積	S_{ai}	57.5	21.6	km^2	$S_{ai} = \pi R_{ai}^2$
各アスペリティの面積(計算用)	S'_{ai}	49.0	25.0	km^2	$L'_a \times W'_a$
各アスペリティの平均すべり量	D_{ai}	1.8	1.1	m	$D_{ai} = (\gamma_i/\Sigma\gamma_i^3)\,D_a$
各アスペリティの地震モーメント	M_{0ai}	3.20E+18	7.36E+17	Nm	$M_{0ai} = \mu D_{ai} S_{ai}$
各アスペリティの短周期レベル	A_i	1.01E+19	6.19E+18	Nm/s^2	$A_i = 4\pi R_{ai}\Delta\sigma_a\beta^2$ (Boatwright, 1984; 壇・他, 2001)
各アスペリティの実効応力	σ_{ai}	16.3	16.3	MPa	$\Delta\sigma_a$に等しいと仮定
各アスペリティの長さ(走向方向)(計算用)	L'_a	7.0	5.0	km	本業務で設定
各アスペリティの幅(傾斜方向)(計算用)	W'_a	7.0	5.0	km	本業務で設定
各アスペリティのライズタイム	Tr_a	1.4	1.0	s	$Tr_a = 0.5W'_a/V_r$
背景領域の総地震モーメント	M_{0b}	7.22E+18		Nm	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
背景領域の総面積	S_b	369.0		km^2	$S_b = S - S_a$
背景領域の総面積(計算用)	S'_b	374.0		km^2	本業務で設定
背景領域の平均すべり量	D_b	0.6		m	$D_b = M_{0b}/\mu S_b$
背景領域の実効応力	σ_b	3.1		MPa	$\sigma_b = (D_b/W)\times(\pi^{1/2}/D_a)\times r\times\Sigma\gamma^3\times\sigma_a$
各背景領域のライズタイム	Tr_b	2.9		s	$Tr_b = 0.5W/V_r$ (Day, 1982)
S波速度	β	3.4		km/s	J-SHIS 深部地盤モデルV2
密度	ρ	2.75		g/cm^3	J-SHIS 深部地盤モデルV2
剛性率	μ	31.8		GPa	$\mu = \rho\beta^2$
破壊伝播速度	V_r	2.4		km/s	$V_r = 0.72\beta$ (Geller, 1976)
破壊様式		同心円破壊			本業務で設定
高周波数遮断フィルター	f_{max}	6.1		Hz	佐藤 (2002)
フィルター形状		$1/(1+(f/6.1)^{1.2})^{1/2}$			佐藤 (2002)

表 6　TG3 断層の震源断層パラメータ

パラメータ	記号	設定値		単位	設定根拠
基準点緯度(世界測地系)		35.7553		度	平成27年度成果報告書をもとに本業務で設定
基準点経度(世界測地系)		135.0337		度	平成27年度成果報告書をもとに本業務で設定
基準点深さ		1.3		km	平成27年度成果報告書をもとに本業務で設定
走向角		326		度	平成27年度成果報告書
傾斜角		90		度	平成27年度成果報告書
すべり角		9		度	平成27年度成果報告書
断層長さ(走向方向)	L	45		km	平成27年度成果報告書
地震発生層上端深さ	H_s	1.3		km	平成27年度成果報告書をもとに本業務で設定
地震発生層下端深さ	H_d	15.3		km	平成27年度成果報告書をもとに本業務で設定
地震発生層の厚さ	T_s	14.0		km	$T_s = H_d - H_s$
断層幅(傾斜方向)	W	14		km	平成27年度成果報告書をもとに本業務で設定
断層面積	S	630		km^2	$S = L \times W$
地震モーメント	M_0	2.21E+19		Nm	$(S/(4.24\times10^{-11}))^2\times10^{-7}$ (Irikura and Miyake, 2011)
モーメントマグニチュード	M_w	6.8			$(\log_{10}M_0 - 9.1) / 1.5$ (Hanks and Kanamori, 1979)
断層面積に対する等価半径	R	14.2		km	$R = (S_i / \pi)^{1/2}$
断層全体の静的応力降下量	$\Delta\sigma$	3.4		MPa	$(7/16) \times (M_0 / R^3)$ (Eshelby, 1957)
断層全体の平均すべり量	D	1.1		m	$D = M_0 / \mu S$
短周期レベル	A	1.49E+19		Nm/s^2	$A = 2.46\times10^{10} \times (M_0\times10^7)^{1/3}$ (壇・他, 2001)
小断層長さ(走向方向)	dL	1.0		km	本業務で設定
小断層幅(傾斜方向)	dW	1.0		km	本業務で設定
アスペリティ総面積の等価半径	R_a	6.7		km	$R_a = (7\pi/4) \times \{M_0 / (AR)\} \times \beta^2$ (Boatwright, 1984; 壇・他, 2001)
アスペリティの総面積	S_a	139.5		km^2	$S_a = \pi R_a^2$
アスペリティの総面積(計算用)	S'_a	136.0		km^2	本業務で設定
アスペリティの平均すべり量	D_a	2.2		m	$D_a = 2.0D$ (Somerville *et al.*, 1999; 石井・他, 2001)
アスペリティの総地震モーメント	M_{0a}	9.78E+18		Nm	$M_{0a} = \mu D_a S_a$
アスペリティ面積/断層面積比	S_a / S	0.22			
アスペリティの実効応力	$\Delta\sigma_a$	15.4		MPa	$\Delta\sigma_a = (S/S_a)\,\Delta\sigma$ (Madariaga, 1979)
各アスペリティの番号		Asp.1	Asp.2		
各アスペリティ面積の等価半径	R_{ai}	5.7	3.5	km	入倉・三宅(2001)に従い、面積比を16:6とする
各アスペリティの等価半径の比率	γ_i	0.85	0.52		$\gamma_i = R_{ai} / R_a$
各アスペリティの面積	S_{ai}	101.5	38.1	km^2	$S_{ai} = \pi R_{ai}^2$
各アスペリティの面積(計算用)	S'_{ai}	100.0	36.0	km^2	$L'_a \times W'_a$
各アスペリティの平均すべり量	D_{ai}	2.5	1.5	m	$D_{ai} = (\gamma_i / \Sigma\gamma_i^3)\, D_a$
各アスペリティの地震モーメント	M_{0ai}	7.95E+18	1.83E+18	Nm	$M_{0ai} = \mu D_{ai} S_{ai}$
各アスペリティの短周期レベル	A_i	1.27E+19	7.76E+18	Nm/s^2	$A_i = 4\pi R_{ai}\Delta\sigma_a\beta^2$ (Boatwright, 1984; 壇・他, 2001)
各アスペリティの実効応力	σ_{ai}	15.4	15.4	MPa	$\Delta\sigma_a$に等しいと仮定
各アスペリティの長さ(走向方向)(計算用)	L'_a	10.0	6.0	km	本業務で設定
各アスペリティの幅(傾斜方向)(計算用)	W'_a	10.0	6.0	km	本業務で設定
各アスペリティのライズタイム	Tr_a	2.0	1.2	s	$Tr_a = 0.5W'_a / V_r$
背景領域の総地震モーメント	M_{0b}	1.23E+19		Nm	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
背景領域の総面積	S_b	490.5		km^2	$S_b = S - S_a$
背景領域の総面積(計算用)	S'_b	494.0		km^2	本業務で設定
背景領域の平均すべり量	D_b	0.8		m	$D_b = M_{0b} / \mu S_b$
背景領域の実効応力	σ_b	3.5		MPa	$\sigma_b = (D_b / W) \times (\pi^{1/2} / D_a) \times r \times \Sigma\gamma^3 \times \sigma_a$
各背景領域のライズタイム	Tr_b	2.9		s	$Tr_b = 0.5W / V_r$ (Day, 1982)
S波速度	β	3.4		km/s	J-SHIS 深部地盤モデルV2
密度	ρ	2.75		g/cm^3	J-SHIS 深部地盤モデルV2
剛性率	μ	31.8		GPa	$\mu = \rho\beta^2$
破壊伝播速度	V_r	2.4		km/s	$V_r = 0.72\beta$ (Geller, 1976)
破壊様式		同心円破壊			本業務で設定
高周波数遮断フィルター	f_{max}	6.1		Hz	佐藤 (2002)
フィルター形状		$1/(1+(f/6.1)^{1.2})^{1/2}$			佐藤 (2002)

表 7　TR1+TR2 断層の震源断層パラメータ

パラメータ	記号	設定値 TR1	設定値 TR2			単位	設定根拠
基準点緯度(世界測地系)		35.7672	35.7476			度	平成27年度成果報告書をもとに本業務で設定
基準点経度(世界測地系)		134.4185	134.1105			度	平成27年度成果報告書をもとに本業務で設定
基準点深さ		2.9	2.8			km	平成27年度成果報告書をもとに本業務で設定
走向角		270	257			度	平成27年度成果報告書
傾斜角		60	60			度	平成27年度成果報告書
すべり角		−147	−166			度	平成27年度成果報告書
断層長さ(走向方向)	L_i	25	66			km	平成27年度成果報告書
(全体)断層長さ(走向方向)	L	91				km	$L = \Sigma L_i$
地震発生層上端深さ	H_s	2.9	2.8			km	平成27年度成果報告書をもとに本業務で設定
地震発生層下端深さ	H_d	15.0	14.9			km	平成27年度成果報告書をもとに本業務で設定
地震発生層の厚さ	T_s	12.1	12.1			km	$T_s = H_d - H_s$
断層幅(傾斜方向)	W_i	14	14			km	平成27年度成果報告書をもとに本業務で設定
断層面積	S_i	350	924			km^2	$S_i = L_i \times W_i$
(全体)断層面積	S	1274				km^2	$S = \Sigma S_i$
(全体)地震モーメント	M_0	9.03E+19				Nm	$(S/(4.24\times10^{-11}))^2\times10^{-7}$ (Irikura and Miyake, 2011)
(全体)モーメントマグニチュード	M_w	7.2					$(\log_{10}M_0 - 9.1) / 1.5$ (Hanks and Kanamori, 1979)
(全体)断層全体の平均すべり量		2.2				m	$D = M_0 / \mu S$
地震モーメント	M_{0i}	1.71E+19	7.32E+19			km	$M_{0i} = (S_i^{3/2} / \Sigma S_i^{3/2}) M_0$
断層全体の静的応力降下量	$\Delta\sigma$	3.1	3.1			MPa	Fujii and Matsu'ura (2000)
断層全体の平均すべり量	D_i	1.5	2.5			m	$D = M_0 / \mu S$
小断層長さ(走向方向)	dL	1.0				km	本業務で設定
小断層幅(傾斜方向)	dW	1.0				km	本業務で設定
アスペリティ総面積の等価半径	R_a	5.0	8.0			km	$R_a = (S_a / \pi)^{1/2}$
アスペリティの総面積	S_a	77.0	203.3			km^2	$S_a = 0.22 S_i$
アスペリティの総面積(計算用)	S'_a	81.0	198.0			km^2	本業務で設定
アスペリティの平均すべり量	D_a	3.1	5.0			m	$D_a = 2.0 D_i$ (Somerville *et al.*, 1999; 石井・他, 2001)
アスペリティの総地震モーメント	M_{0a}	7.51E+18	3.22E+19			Nm	$M_{0a} = \mu D_a S_a$
アスペリティ面積/断層面積比	S_a / S	0.22	0.22				
アスペリティの実効応力	$\Delta\sigma_a$	14.1	14.1			MPa	$\Delta\sigma_a = (S_i / S_a)\,\Delta\sigma$ (Madariaga, 1979)
各アスペリティの番号		Asp.1	Asp.2−1	Asp.2−2	Asp.2−3		
各アスペリティ面積の等価半径	R_{ai}	5.0	4.0	4.0	5.7	km	面積比を1:1:2とする
各アスペリティの等価半径の比率	γ_i	1.00	0.50	0.50	0.71		$\gamma_i = R_{ai} / R_a$
各アスペリティの面積	S_{ai}	77.0	50.8	50.8	101.6	km^2	$S_{ai} = \pi R_{ai}^2$
各アスペリティの面積(計算用)	S'_{ai}	81.0	49.0	49.0	100.0	km^2	$L'_a \times W'_a$
各アスペリティの平均すべり量	D_{ai}	3.1	4.1	4.1	5.8	m	$D_{ai} = (\gamma_i / \Sigma\gamma_i^3)\, D_a$
各アスペリティの地震モーメント	M_{0ai}	7.51E+18	6.67E+18	6.67E+18	1.89E+19	Nm	$M_{0ai} = \mu D_{ai} S_{ai}$
各アスペリティの短周期レベル	A_i	1.01E+19	8.23E+18	8.23E+18	1.16E+19	Nm/s^2	$A_i = 4\pi R_{ai} \Delta\sigma_a \beta^2$ (Boatwright, 1984; 壇・他, 2001)
各アスペリティの実効応力	σ_{ai}	14.1	14.1	14.1	14.1	MPa	$\Delta\sigma_a$に等しいと仮定
各アスペリティの長さ(走向方向)(計算用)	L'_a	9.0	7.0	7.0	10.0	km	本業務で設定
各アスペリティの幅(傾斜方向)(計算用)	W'_a	9.0	7.0	7.0	10.0	km	本業務で設定
各アスペリティのライズタイム	Tr_a	1.8	1.4	1.4	2.0	s	$Tr_a = 0.5 W'_a / V_r$
背景領域の総地震モーメント	M_{0b}	9.56E+18	4.10E+19			Nm	$M_{0b} = M_{0i} - M_{0a}$
背景領域の総面積	S_b	273.0	720.7			km^2	$S_b = S - S_a$
背景領域の総面積(計算用)	S'_b	269.0	726.0			km^2	本業務で設定
背景領域の平均すべり量	D_b	1.1	1.8			m	$D_b = M_{0b} / \mu S_b$
背景領域の実効応力	σ_b	3.1	3.1			MPa	$\sigma_b = (D_b / W) \times (\pi^{1/2} / D_a) \times r \times \Sigma\gamma^3 \times \sigma_a$
各背景領域のライズタイム	Tr_b	2.9	2.9			s	$Tr_b = 0.5 W / V_r$ (Day, 1982)
S波速度	β	3.4	3.4			km/s	J-SHIS 深部地盤モデルV2
密度	ρ	2.75	2.75			g/cm^3	J-SHIS 深部地盤モデルV2
剛性率	μ	31.8	31.8			GPa	$\mu = \rho\beta^2$
破壊伝播速度	V_r	2.4	2.4			km/s	$V_r = 0.72\beta$ (Geller, 1976)
破壊様式		同心円破壊	同心円破壊				本業務で設定
高周波数遮断フィルター	f_{max}	6.1				Hz	佐藤 (2002)
フィルター形状		$1/(1+(f/6.1)^{1.2})^{1/2}$					佐藤 (2002)

c) 詳細法による強震動予測手法の概要

地震動計算手法は統計的グリーン関数法を採用した。ω^{-2} 則に従うスペクトルモデル（Boore, 1983）[36] を用いて統計的グリーン関数を作成し、これを要素地震として入倉(1994)の手法[37] を用いて波形合成を行った。破壊伝播速度には、乱数による一定のばらつきを与えている。高周波数遮断フィルターの遮断周波数f_{max}は佐藤(2002)[38] による6.1 Hzを用いた。フィルター形状は表4～7に記載している。統計的グリーン関数法のサブ断層サイズは1 km×1 kmとした。統計的グリーン関数法による強震動予測の対象領域は、簡便法による予測震度が5強以上となる領域を含むように設定した。

統計的グリーン関数法の計算出力地点は、J-SHIS の深部地盤モデル V2 のメッシュ中心点とした。J-SHIS 深部地盤モデル V2 では、旧日本測地系の第 3 次メッシュ（基準地域メッシュ）毎に各層境界の深さが与えられており、そのメッシュ間隔は約 1 km（緯度差 30 秒、経度差 45 秒）である。計算地点毎に直下の深部地盤構造を J-SHIS 深部地盤モデル V2 から抽出することにより、水平成層構造として与えた。地震基盤から深部地盤に入射した地震動の応答は、Haskell matrix 法 [22] により評価し、工学的基盤（ここでは V_S = 600 m/s 層の上面）での予測波形を得る。このとき、Q 値の周波数依存性はないものと仮定した。

次に、J-SHIS 表層地盤データ V3 の AVS30 を用いて、工学的基盤での PGV を藤本・翠川(2006)[27] による AVS30 と PGV 増幅率の経験式を用いて換算し、地表の PGV を求めた。最後に、藤本・翠川(2005)[31] の地表 PGV と計測震度の経験式を用いて、地表の震度 I_{JMA} を得た。このとき、J-SHIS 表層地盤データ V3 は世界測地系（日本測地系 2000）の 4 分の 1 地域メッシュコード（約 250 m 間隔）に対して与えられているため以下のような手続きで計算した。まず、J-SHIS 表層地盤データ V3 の 4 分の 1 地域メッシュコードに対応する緯度・経度を旧日本測地系に変換した後、旧日本測地系の 4 分の 1 地域メッシュコードに変換した。次に、この旧日本測地系 4 分の 1 地域メッシュコード左 8 桁と同じコードとなる J-SHIS 深部地盤モデル V2 の第 3 次メッシュに対応する工学的基盤での予測波形に、表層地盤データによる増幅率を適用し、約 250 m 間隔での予測震度分布を得た。地図などへの作図に際しては、再度測地系を世界測地系に戻す作業を行っている。

d) 詳細法による強震動予測結果

FU4+FU5+FU6+FU7+FU8 断層の地震の強震動予測結果を図 32～35 に示す。各ケースについて、工学的基盤上での最大速度（ケース 1：図 32、ケース 2：図 34）、地表での震度（ケース 1：図 33、ケース 2：図 35）の分布を掲載した。以下、同様に、WS7 断層の地震の結果を図 36～39 に、TG3 断層の地震の結果を図 40～43 に、TR1+TR2 断層の地震の結果を図 44～47 に示す。

FU4+FU5+FU6+FU7+FU8 断層の地震（図 32～35）では、FU6 断層や FU7 断層の上盤側に位置する福井平野の広い範囲に震度 7 が分布する。特に、南から破壊が始まるケース 1（図 33）では福井平野から福井県北部にかけての広い領域に、震度 6 強や震度 7 が分布するほか、加賀平野南部で震度 6 弱となるなど高震度域が広い。北から破壊が始まるケース 2（図 35）では、加賀平野の震動は小さくなるものの、震源断層からやや遠い敦賀平野で震度 6 弱になっている。両ケースは全体的に簡便法による予測結果（図 25）に比して

震度が大きい予測結果となった。これは、震源断層の破壊過程の不均質の効果に加え、深部地盤構造による地震動増幅効果に寄与する深い堆積盆地（福井平野、敦賀平野など）がこの事例の計算領域内に分布しているためといえる。今回の検討では、工学的基盤から地表までの増幅率は、微地形区分による AVS30 に基づいた経験式を用いた手法によって与えられている。断層近傍の福井平野やその周辺においては、工学的基盤上での PGV が 50 cm/s 以上の極めて大きな地震動となっていることから、表層地盤の土質特性に基づく詳細な非線形応答解析を実施した場合には、今回の予測結果と異なる結果が得られる可能性もあることにも注意する必要がある。

本検討で行った FU4+FU5+FU6+FU7+FU8 断層のケースの詳細法計算領域内には、平成 25 年度日本海地震・津波調査プロジェクトで実施した微動アレイ観測により、速度構造モデルの推定が行われた地点が含まれている（表 8）。J-SHIS 深部地盤モデル V2 と本プロジェクトで新たに推定された速度構造モデル [39] による強震動予測結果の比較を行った。本報告書では、例として、FU4+FU5+FU6+FU7+FU8 断層ケース 1 における小松（ISK011）での計算結果の比較を図 48 に示す。この地点では、微動アレイ観測の解析結果により、既存モデルよりも基盤深度が浅くなったモデル（図 48 下段）での計算結果は、J-SHIS V2 モデルによる計算結果（図 48 上段）に比べ、PGV や震度が小さくなった。速度構造が強震動予測結果に及ぼす寄与は無視できず、速度構造モデル情報を拡充することの必要性、意義を再確認できる。

若狭湾の WS7 断層の地震（図 36～39）の震度分布は、大局的には簡便法による予測結果（図 27）と類似した結果が得られたが、北西から南東に破壊が伝播するケース 2 において、震源の破壊過程の影響により、福井県の小浜平野での震度が 6 強と、簡便法による結果よりも 1 段階大きな結果が得られた。若狭地域から遠ざかるような破壊様式となるケース 1 では震度 6 弱が最大となった。ただし、今回検討しなかった熊川断層との連動を考慮した場合、震源断層が陸域に入ってくることと地震規模が大きくなることから、高震度の領域が今回の予測結果よりも広がる可能性があることに注意する必要がある。

丹後半島沖の TG3 断層の地震（図 40～43）では、いずれのケースも最大で震度 6 弱程度の地震動が予測され、簡便法の結果（図 28）よりも全体的に小さめとなった。これは、丹後半島周辺では、河川沿いや河口付近の小規模な平野に沖積層が分布していることを除けば、宮津花崗岩などの基盤岩が地表に広範に分布していることにより、地震動が小さめになっているものと考えられる。南東から北西に破壊が伝播するケース 1 よりも北西から南東に破壊が伝播するケース 2 の方が、相対的には工学的基盤の PGV や地表の震度が大きい。今回の検討では丹後半島の郷村断層帯との連動を考慮していないが、郷村断層帯は 1927 年北丹後地震で破壊しており、丹後沖の TG3 断層との連動の可能性は当面は低いかもしれない。

鳥取沖の TR1+TR2 断層の地震（図 44～47）では、簡便法による予測結果（図 30）と類似した震度分布が得られた。想定している断層が鳥取県域にほぼ平行な走向で存在することから、ケース 1 とケース 2 での PGV や震度の空間分布に顕著な違いは見られなかった。ただし、鳥取県西部の弓ヶ浜半島の大部分では、ケース 2 が震度 5 強であるのに対して、ケース 1 では震度 6 弱から 6 強となっており、破壊過程の影響が見られた。同様に、島根県の松江平野や出雲平野での震度もケース 1 の方が相対的に大きい。

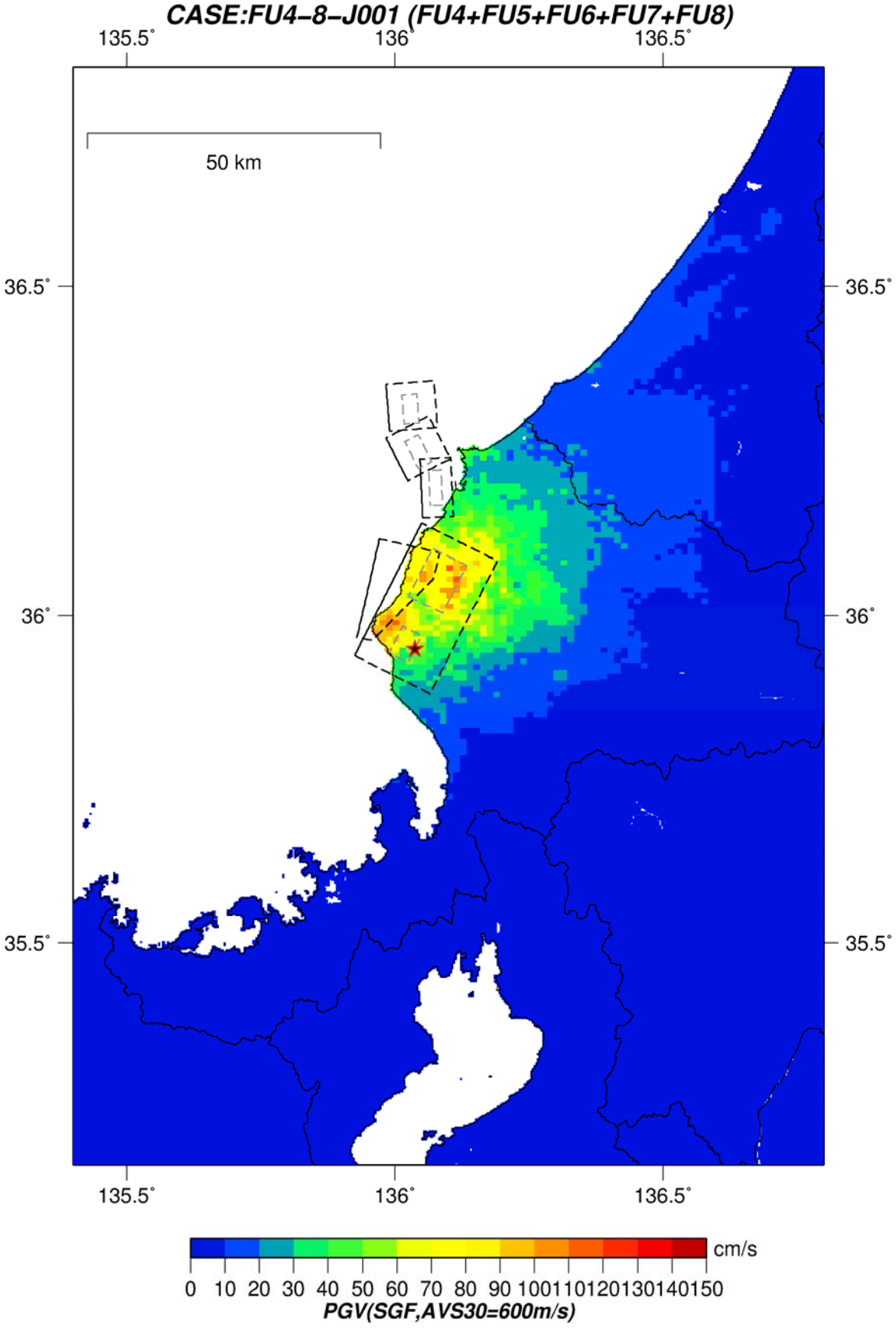


図 32　工学的基盤上での PGV 分布

（FU4+FU5+FU6+FU7+FU8 断層ケース 1、★：破壊開始点）

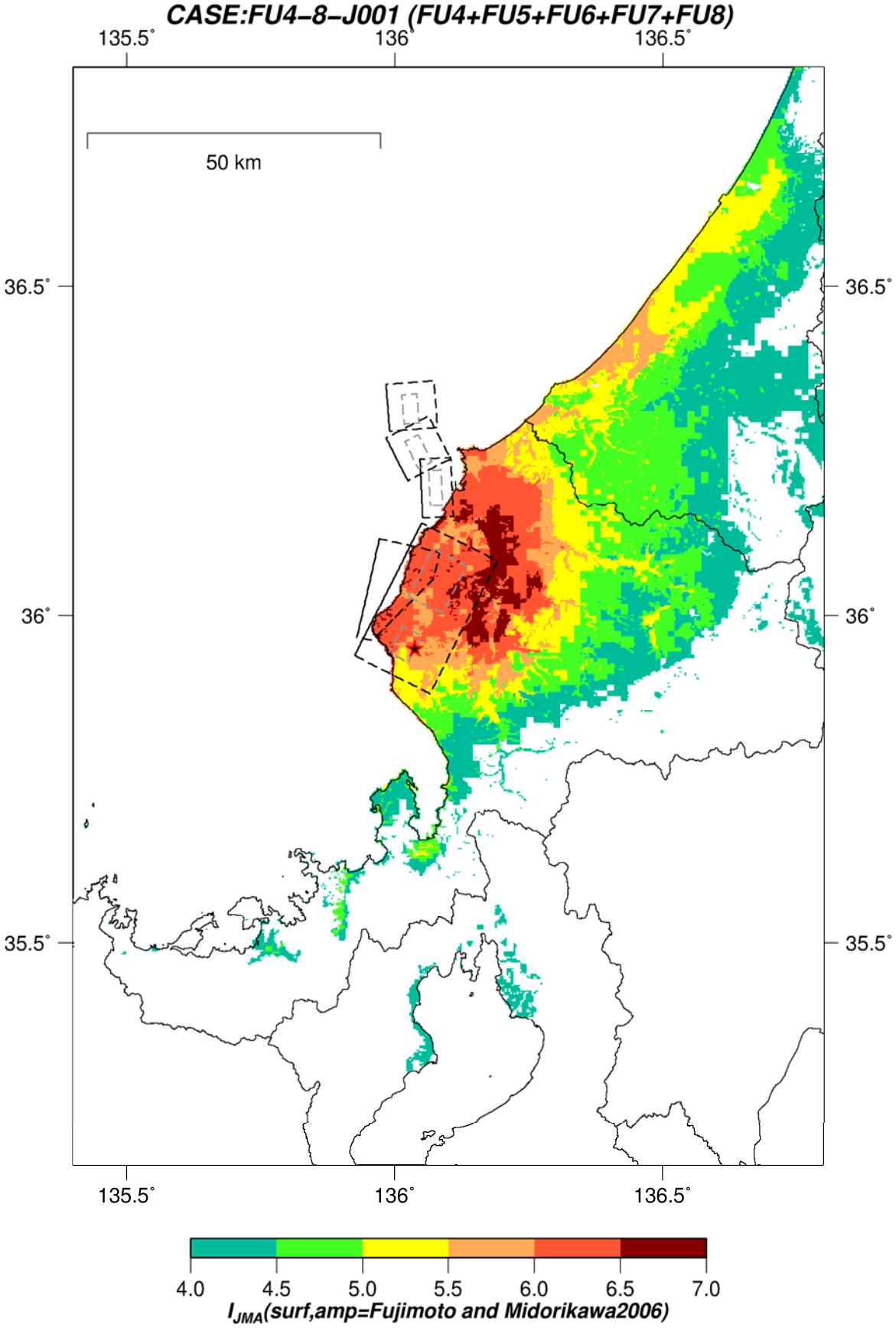


図 33　地表での震度分布

（FU4+FU5+FU6+FU7+FU8 断層ケース 1、★：破壊開始点）

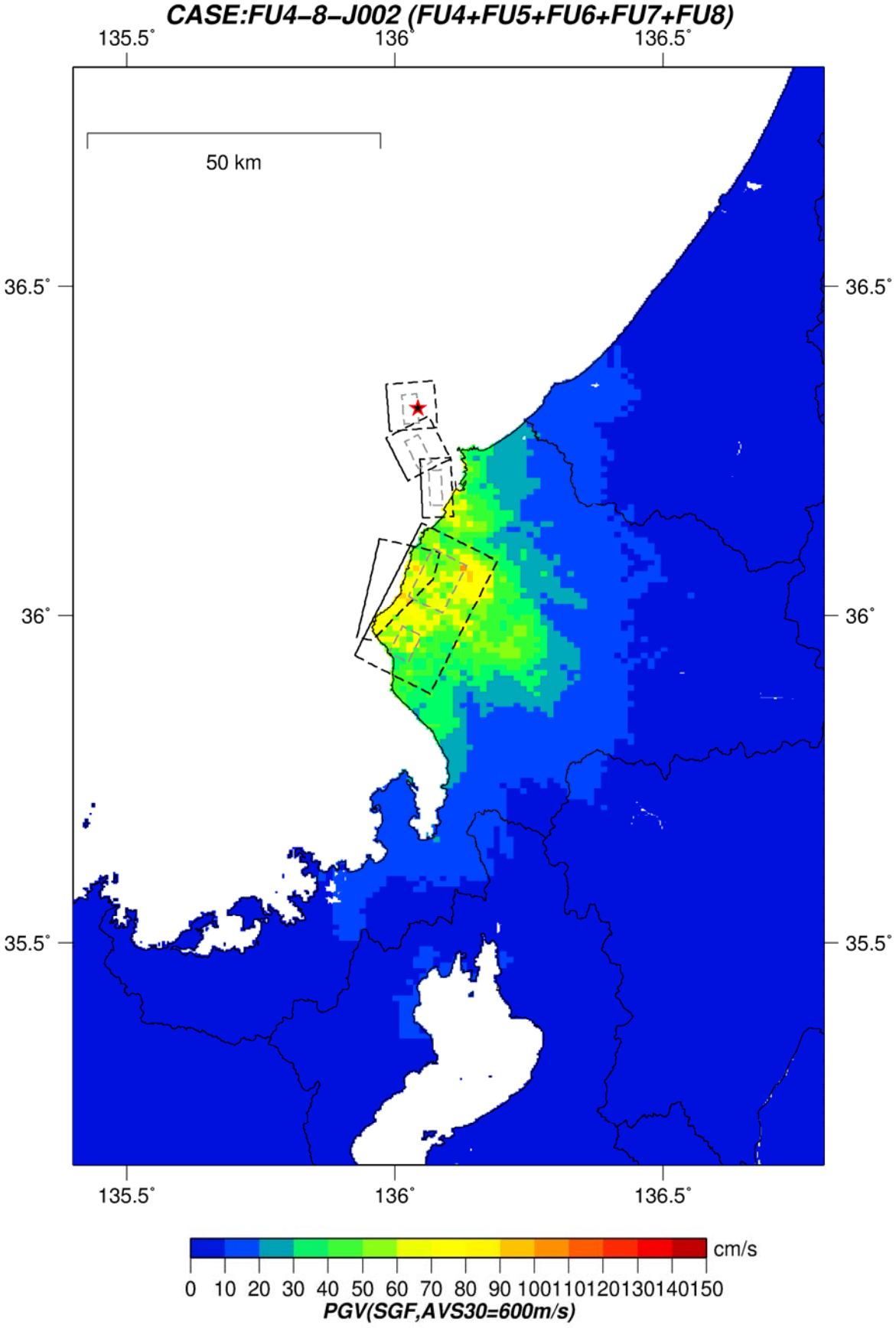


図 34　工学的基盤上での PGV 分布

（FU4+FU5+FU6+FU7+FU8 断層ケース 2、★：破壊開始点）

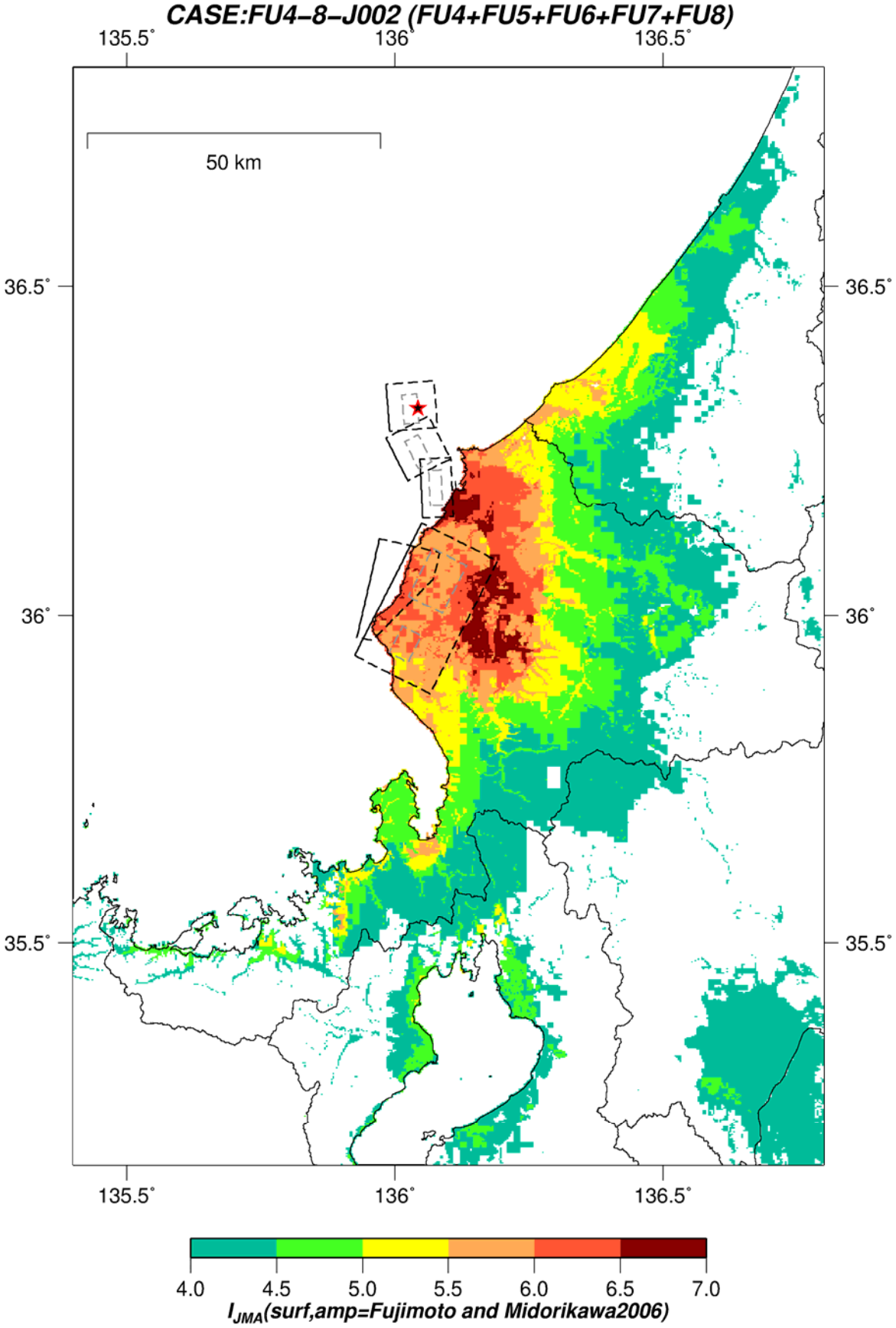


図 35　地表での震度分布

（FU4+FU5+FU6+FU7+FU8 断層ケース 2、★：破壊開始点）

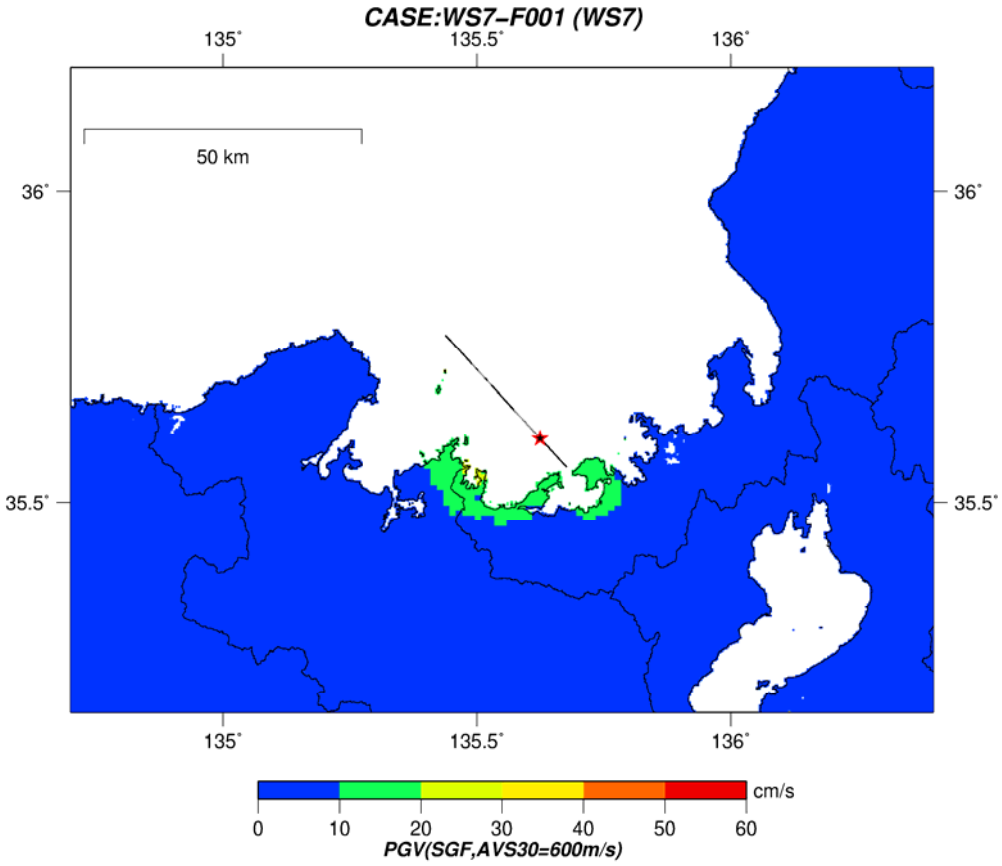


図 36　工学的基盤上での PGV 分布（WS7 断層ケース 1、★：破壊開始点）

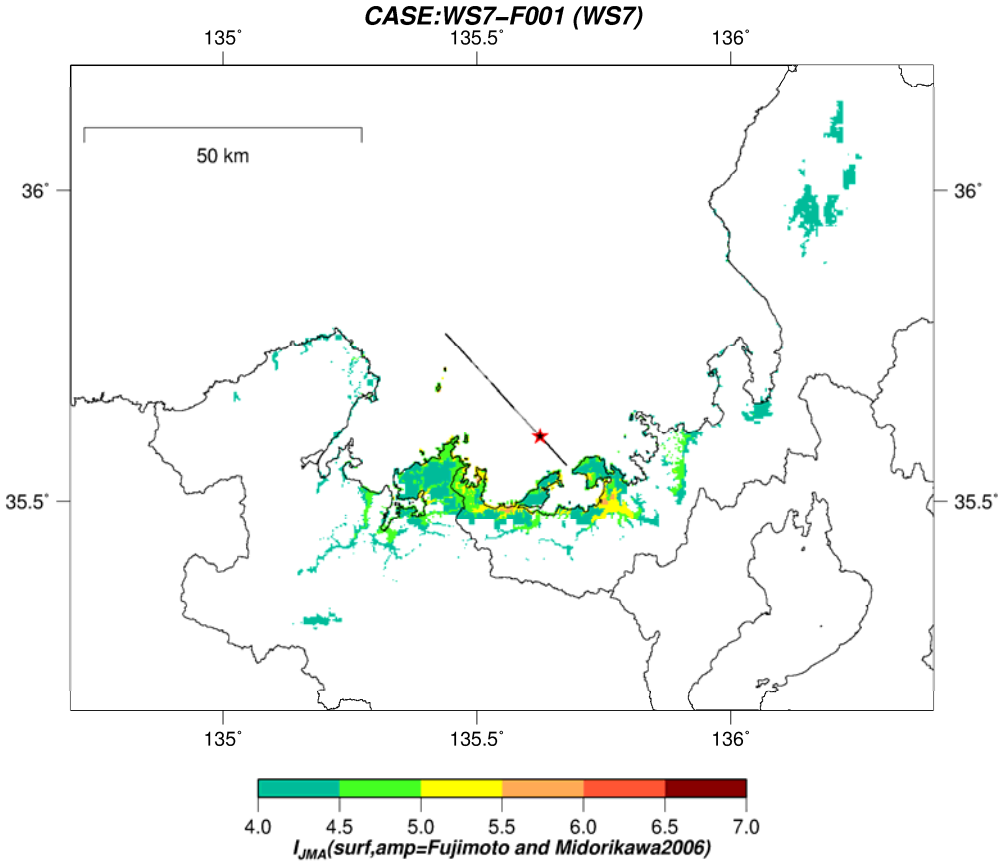


図 37　地表での震度分布（WS7 断層ケース 1、★：破壊開始点）

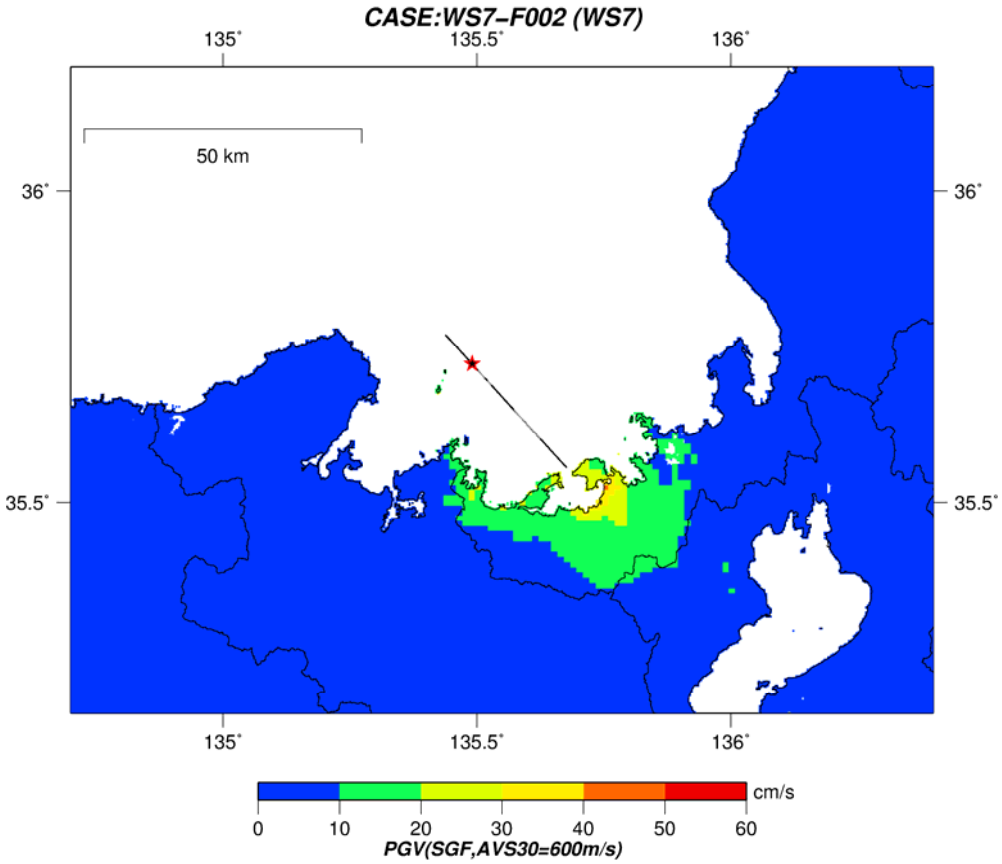


図 38　工学的基盤上での PGV 分布（WS7 断層ケース 2、★：破壊開始点）

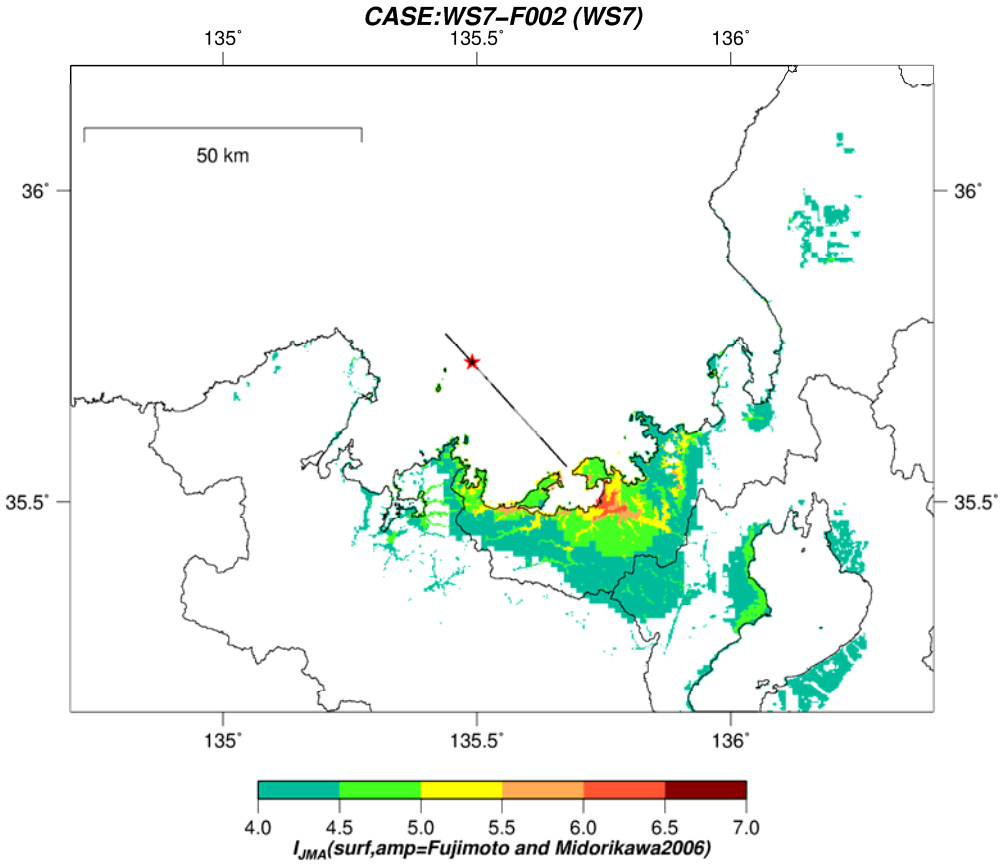


図 39　地表での震度分布（WS7 断層ケース 2、★：破壊開始点）

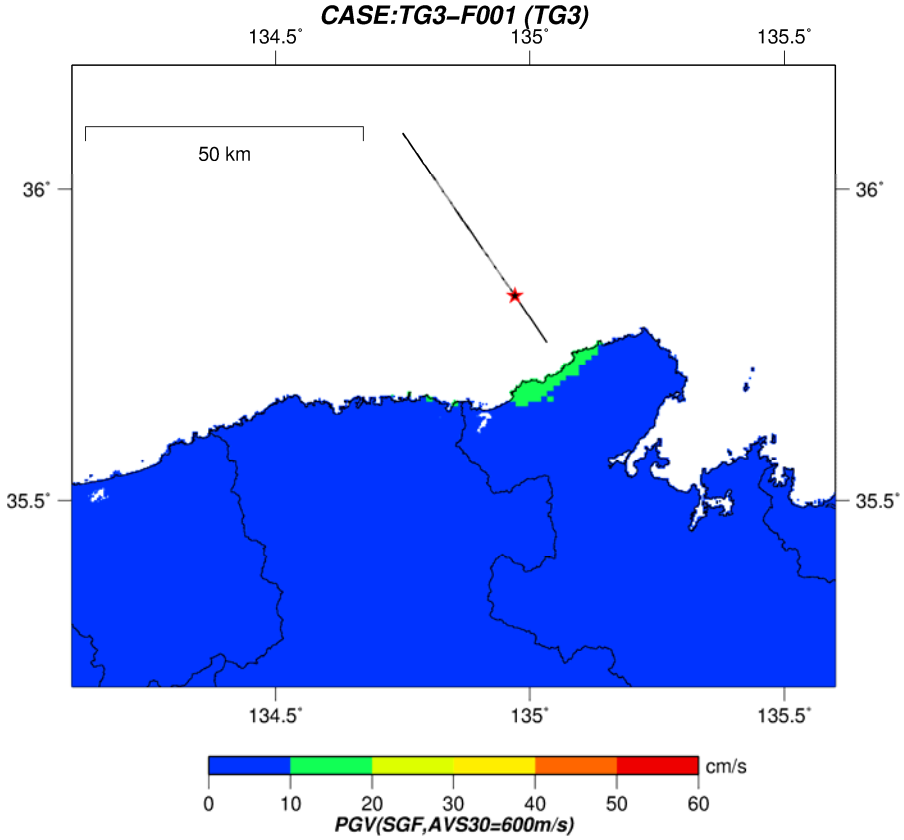


図 40　工学的基盤上での PGV 分布（TG3 断層ケース 1、★：破壊開始点）

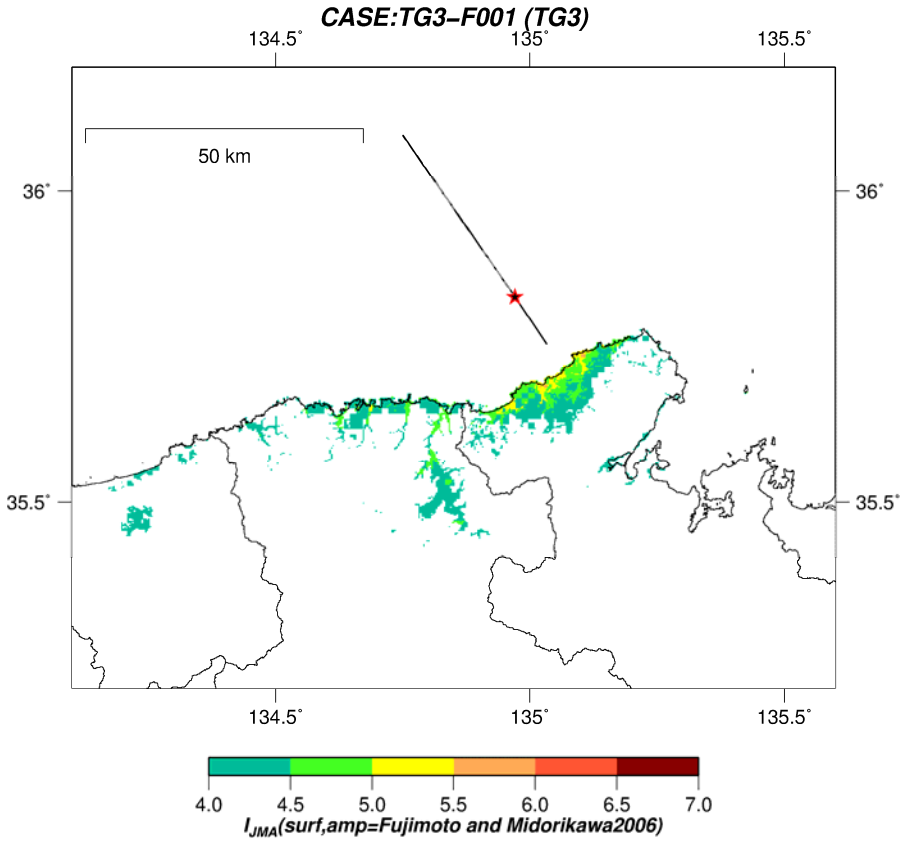


図 41　地表での震度分布（TG3 断層ケース 1、★：破壊開始点）

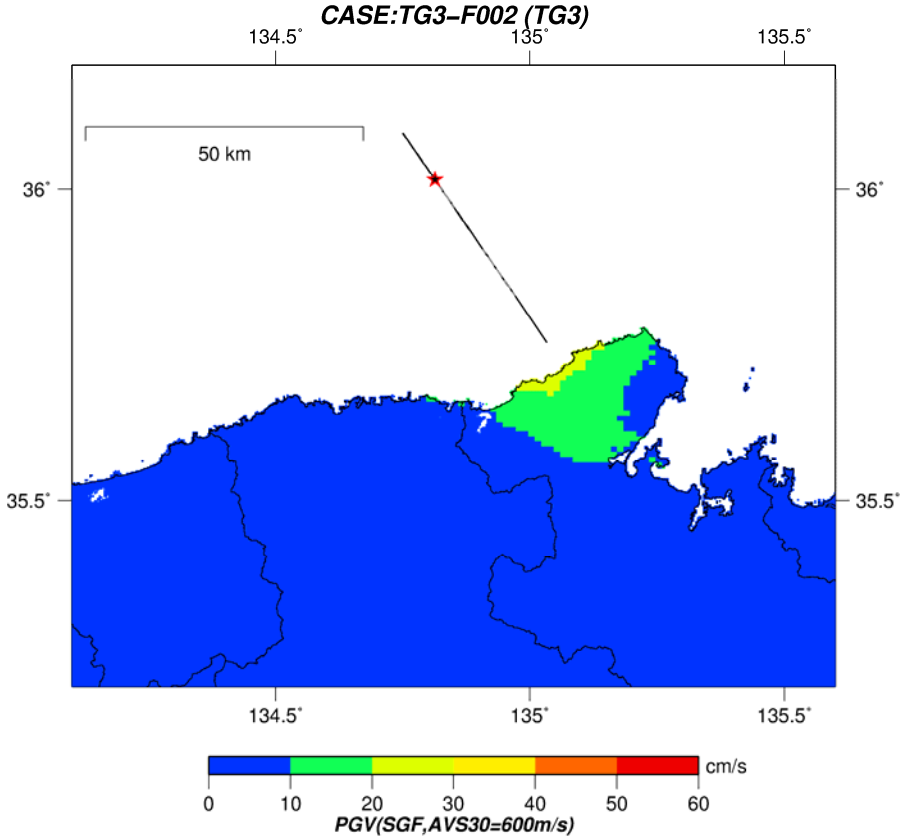


図 42　工学的基盤上での PGV 分布（TG3 断層ケース 2、★：破壊開始点）

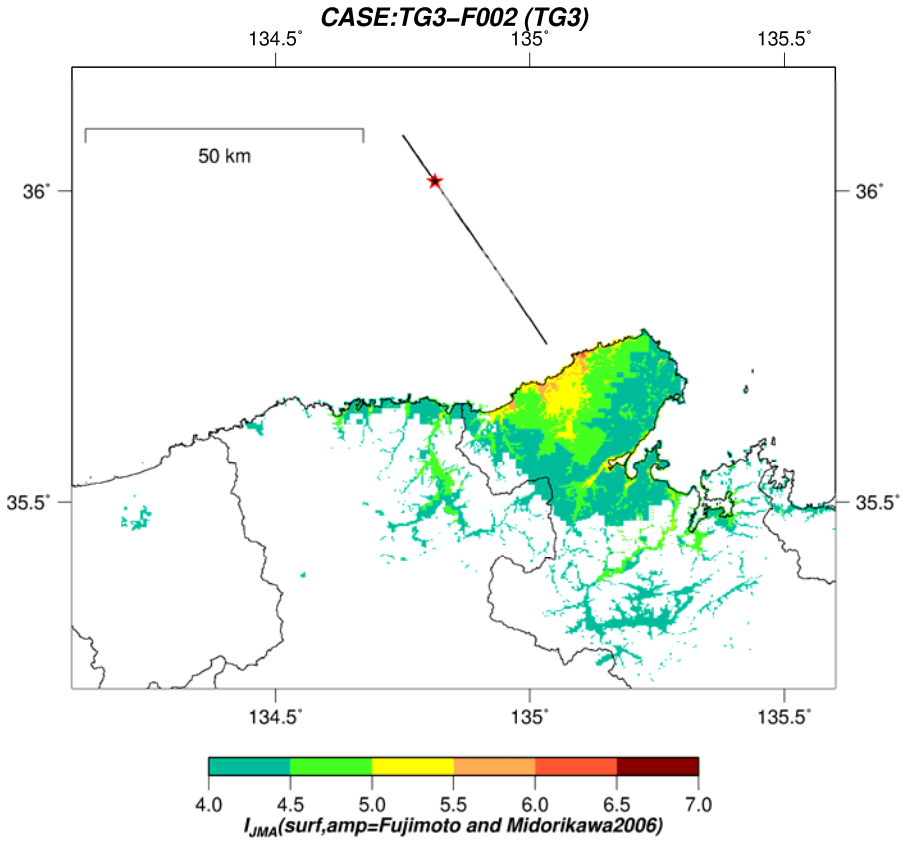


図 43　地表での震度分布（TG3 断層ケース 2、★：破壊開始点）

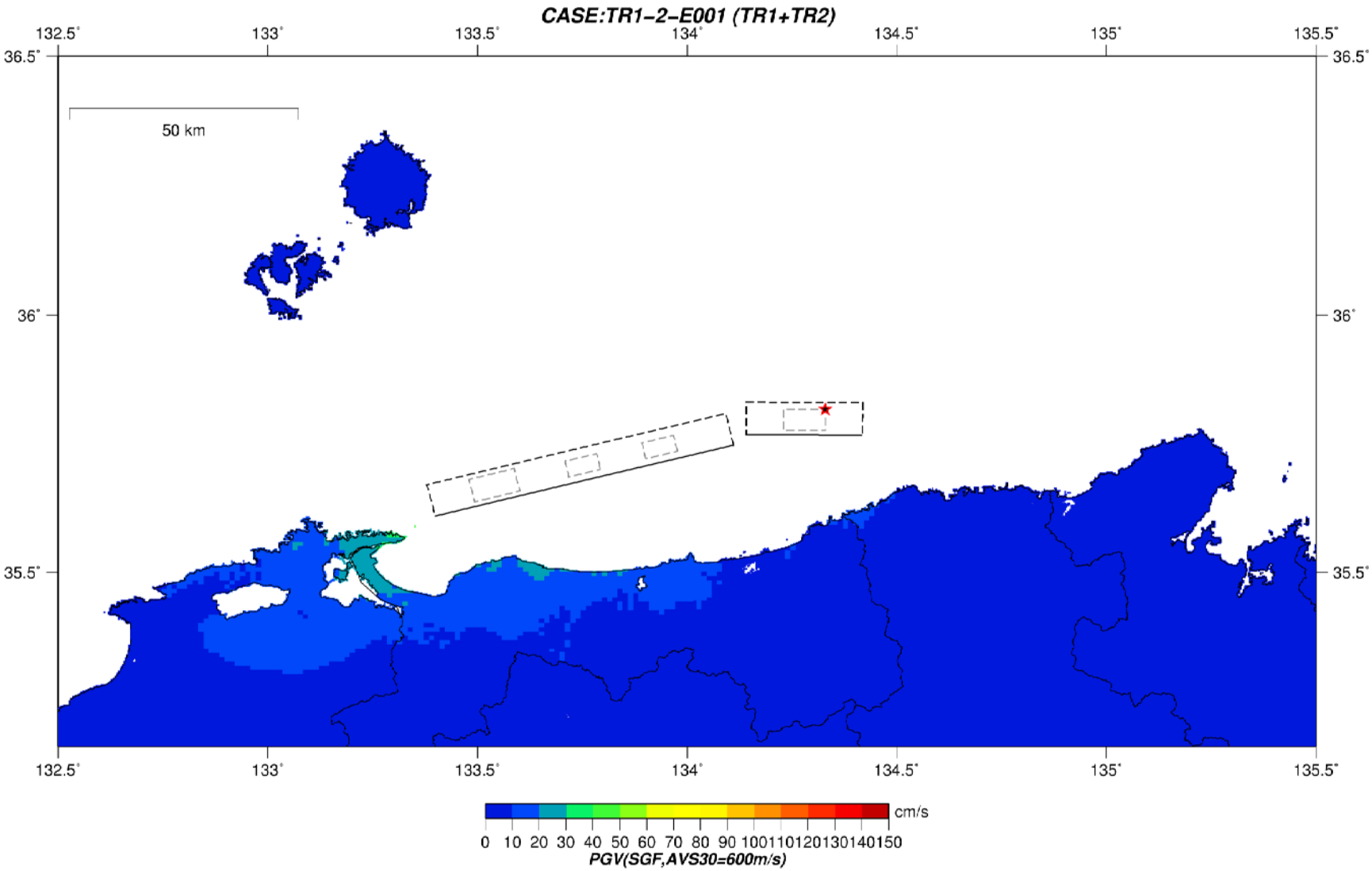


図 44　工学的基盤上での PGV 分布（TR1+TR2 断層ケース 1、★：破壊開始点）

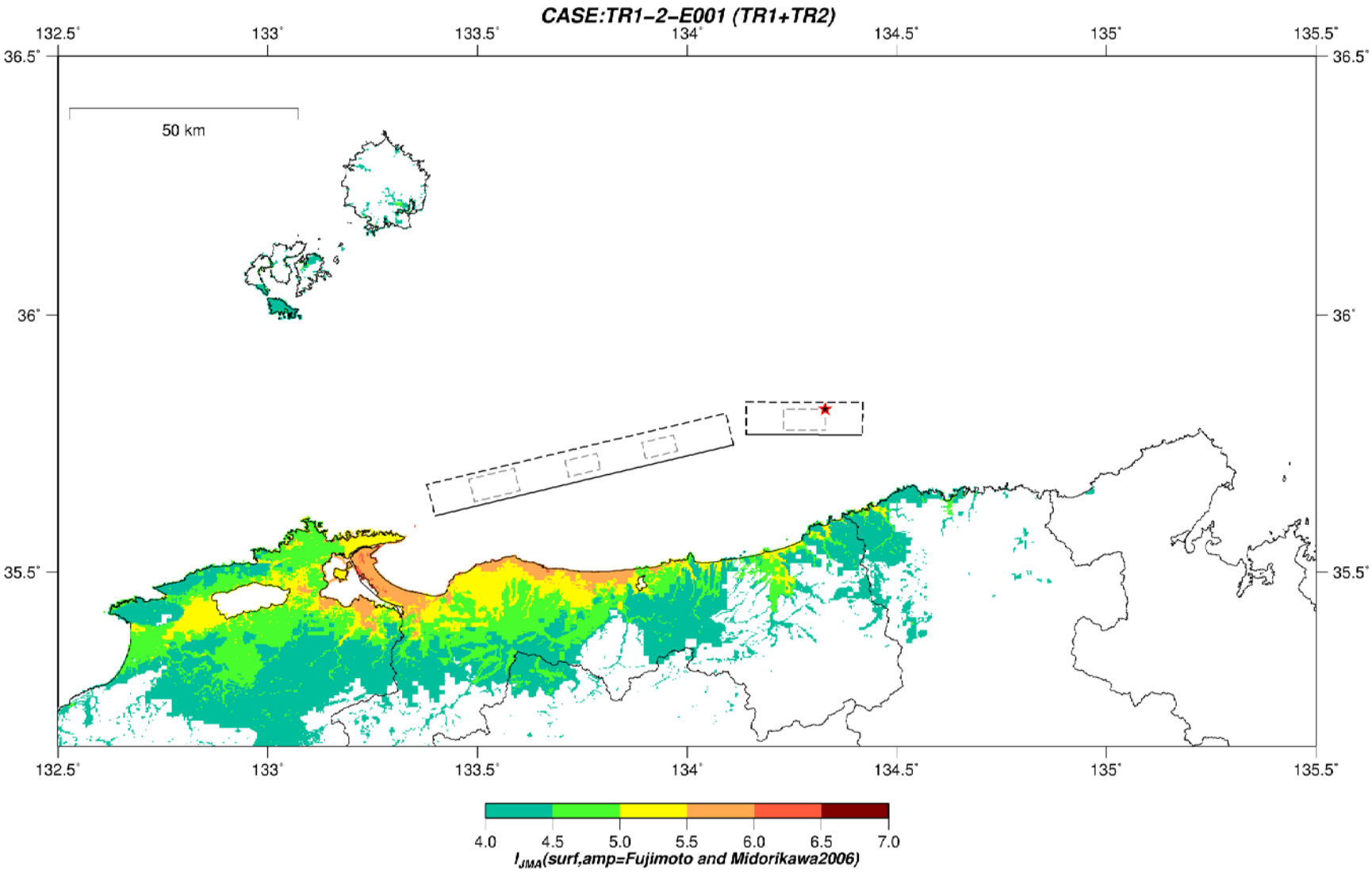


図 45　地表での震度分布（TR1+TR2 断層ケース 1、★：破壊開始点）

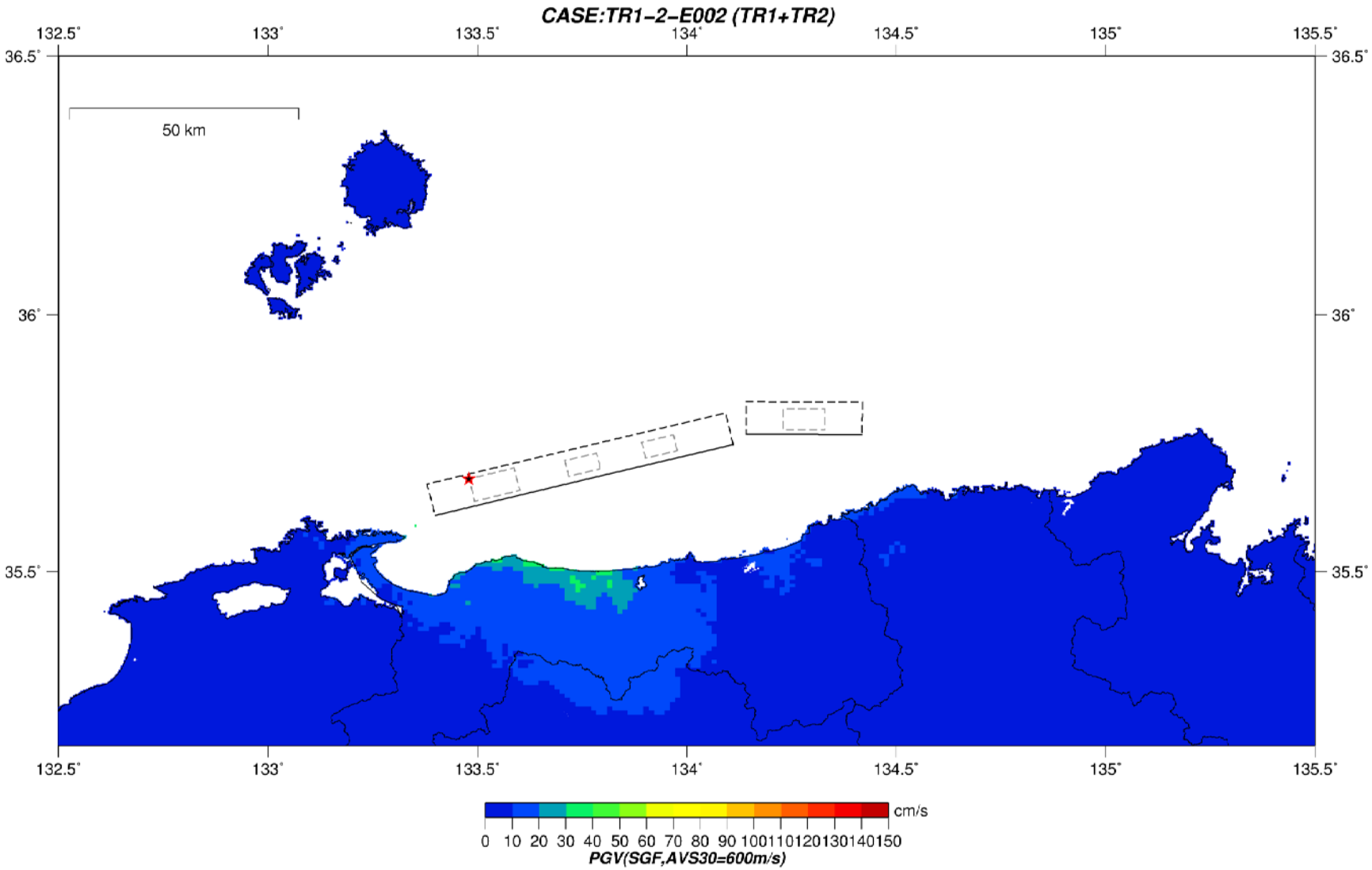


図 46　工学的基盤上での PGV 分布（TR1+TR2 断層ケース 2、★：破壊開始点）

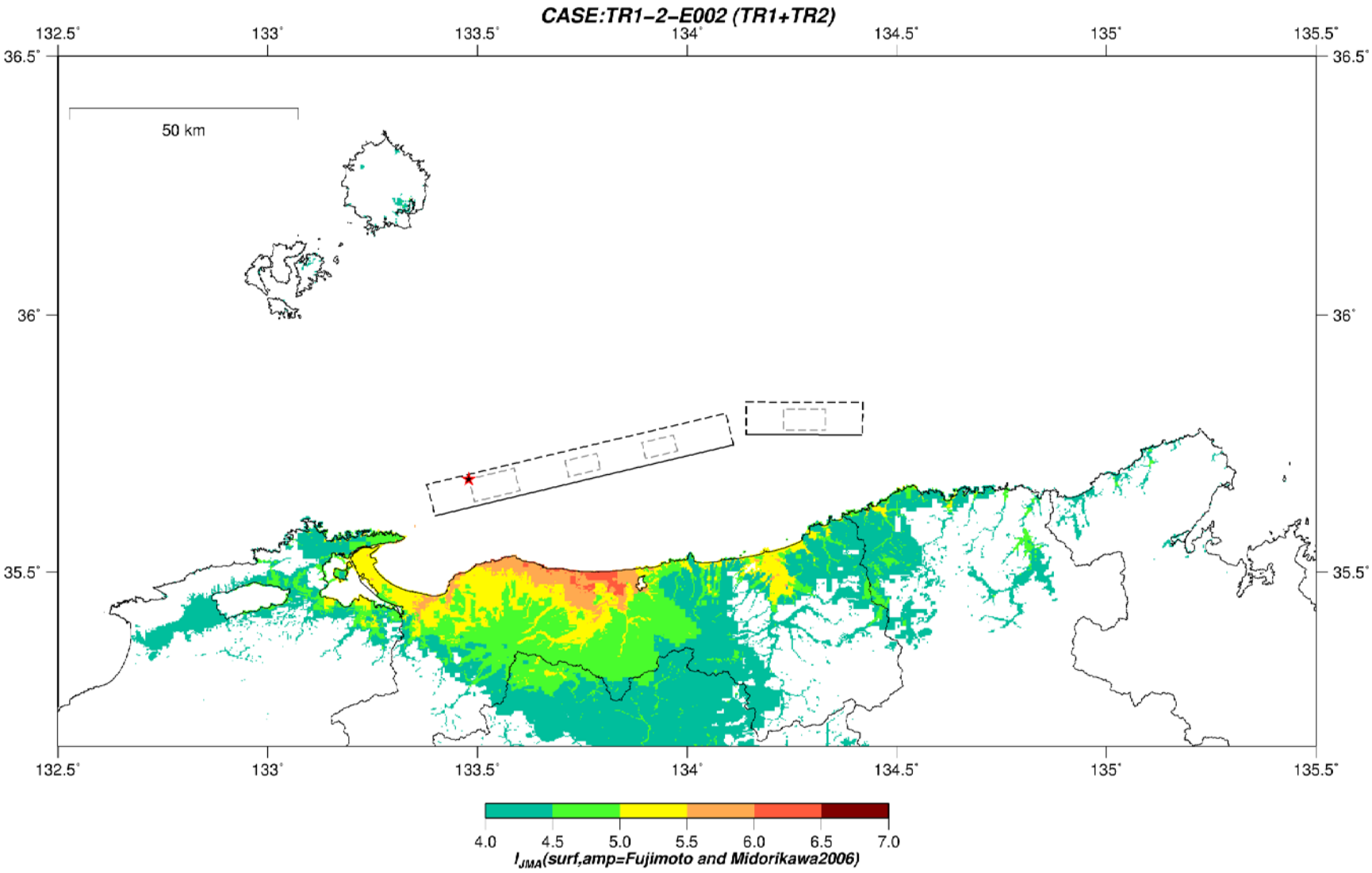


図 47　地表での震度分布（TR1+TR2 断層ケース 2、★：破壊開始点）

表 8　微動アレイ観測により速度構造モデルが推定された地点

観測点名	観測点コード	緯度	経度	第3次メッシュコード	文献
小松	ISK011	36.3967	136.4432	54364375	浅野他(2015)
美川	ISKP14	36.4910	136.4917	54365389	浅野他(2015)

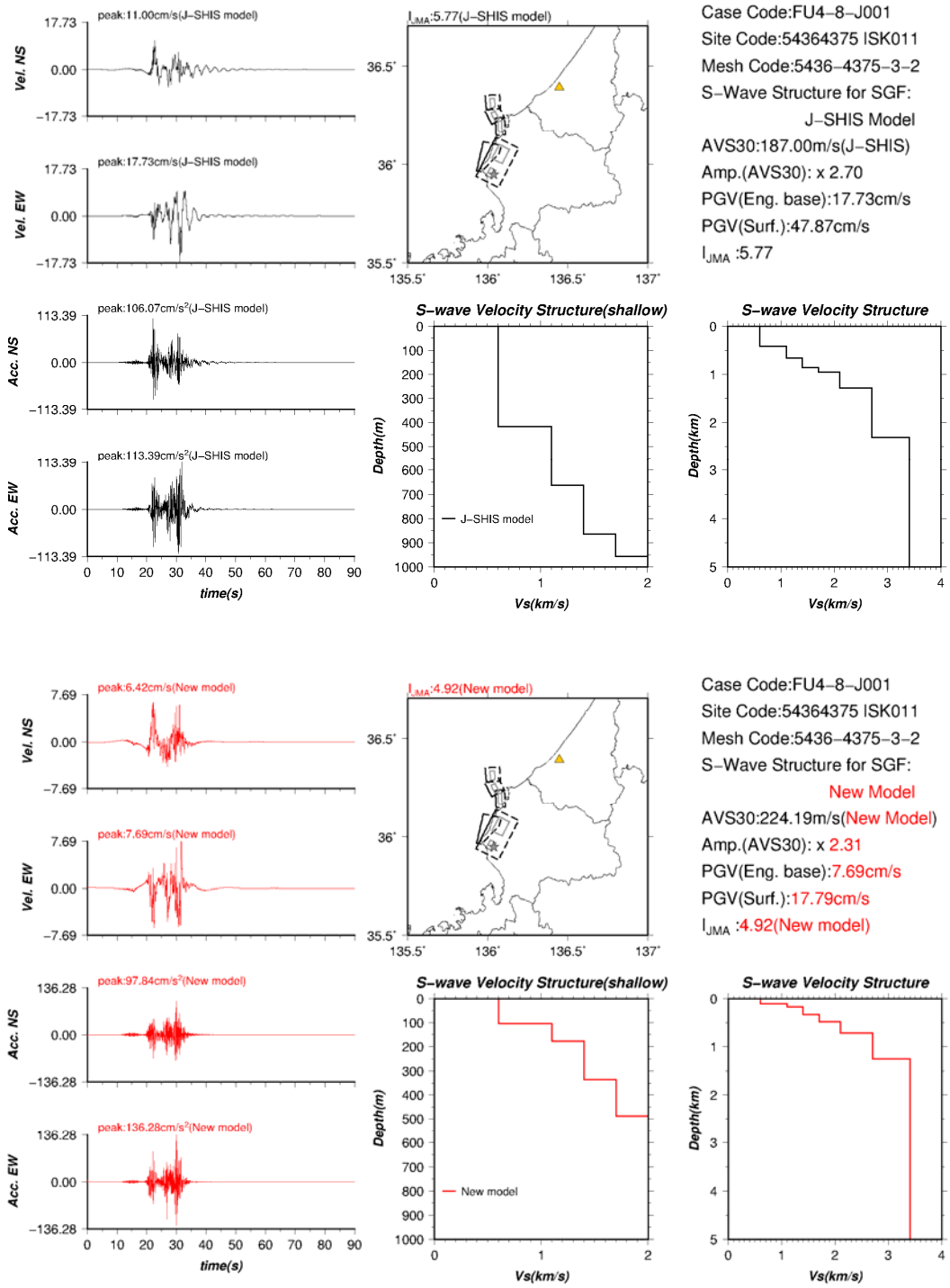


図 48　小松（ISK011）における FU4+FU5+FU6+FU7+FU8 断層ケース 1 の工学的基盤での予測波形（速度及び加速度波形）、速度構造モデルの比較（上段：J-SHIS V2 モデル、下段：浅野・他（2015)のモデル）

(c) 結論ならびに今後の課題

文献調査に基づき、地震基盤までの堆積層の速度構造情報が不足している山陰地方西部の平野を現地調査対象領域として設定し、新規の微動アレイ観測を 4 地点で実施した。微動アレイ観測により得られた上下動微動波形記録に SPAC 法を適用して位相速度を求め、Rayleigh 波基本モードの分散曲線をフィッティングすることにより S 波速度構造を推定した。これにより、表層から地震基盤までの堆積層の速度構造モデルの更新に必要な情報を取得した。また、堆積層の分布情報を面的に把握するため、各平野において多数の単点微動観測を実施し、H/V スペクトル比のピーク周波数の空間分布の情報を得た。平成 25～28 年度の調査を通して、堆積層の S 波速度構造情報が不足していた北陸地方の加賀平野、邑知潟平野、富山平野ならびに山陰地方西部の益田平野、萩平野、仙崎平野、大津平野について、新たな情報を得ることができた。次年度以降のプロジェクト後半は、北海道道南地方や東北地方北部の日本海沿岸地域の堆積平野域で速度構造情報が不足している地域を抽出し、微動アレイ探査等による速度構造情報の取得を進め、情報を蓄積していく必要がある。

上記調査に関係して、島根県の震度情報ネットワークシステムの地震波形記録を収集、微動アレイ探査の予察調査及び結果の検証等に活用した。また、山口県についてもデータ提供に向けた交渉を進めた。これら震度計の波形記録収集には、各県庁の危機管理担当部局担当者のお世話になった。

本業務で収集した地震波形記録を用い、スペクトルインバージョン解析により、各強震観測点での S 波のサイト増幅特性を推定した。福井平野内など人口集中域で、サイト増幅特性の空間変化を稠密に把握することができた。次年度は、スペクトルインバージョンで推定されたサイト特性を用いて、各観測点での速度構造モデルのモデル化を進めていく必要がある。

サブサブテーマ 2.5 で作成された福井沖から鳥取沖にかけての震源断層の矩形モデルに基づいて、特性化震源モデルを作成し、簡便法（地震動予測式）及び詳細法（統計的グリーン関数法）による強震動予測を実施し、各断層が活動した場合の予測震度分布の情報を得た。次年度以降も、サブサブテーマ 2.5 で新たに構築される山陰から北九州沖にかけての震源断層モデルに基づいて、強震動の試算を継続し、試算結果をプロジェクトに還元していく。

(d) 引用文献

1) Noguchi, T. and Nishida, R.: Determination of Subsurface Structure of Tottori Plain Using Microtremors and Gravity Anomaly, J. Nat. Disas. Sci., Vol.24, No.1, pp.1–13, 2002.

2) 野口竜也，西田良平，岡本拓夫，平澤孝規：人工地震，微動，重力観測による鳥取平野の地盤構造の推定，土木学会地震工学論文集，Vol.27，paper no.197，2003.

3) 野口竜也，石田勇介，香川敬生，鳥取平野南部地域における微動探査に基づく地震動評価のための地盤構造モデルの構築，土木学会論文集 A1（構造・地震工学），Vol.71，No.4（地震工学論文集第 34 巻），pp.I_943–I_952，2015.

4) 野口竜也，西田良平，中野雅巳，作永達也：倉吉市における地盤構造および地盤震動特

性，第 2 回日本地震工学会年次大会 2003 梗概集，pp.48–49，2003.
5) 野口竜也，伊藤奨悟，香川敬生：微動探査による鳥取県中部の地盤構造推定，土木学会第 32 回地震工学研究発表会講演論文集，paper no,269，2012.
6) 野口竜也，香川敬生：微動および重力探査による倉吉平野臨海部の地盤構造推定，土木学会論文集 A1（構造・地震工学），Vol.70, No.4，pp.I_888–I_896，2014.
7) 吉川大智，盛川　仁，赤松純平，野口竜也，西田良平：重力および微動データに基づく弓ヶ浜半島の 3 次元基盤構造の推定, 第 11 回日本地震工学シンポジウム論文集, pp.447–450，2002.
8) 坂井公俊，盛川　仁，野口竜也：重力及び微動データの併合処理による地盤構造推定手法の適用性検証，第 12 回日本地震工学シンポジウム論文集，pp.274–277，2006.
9) 足立正夫，元木健太郎，瀬尾和大，野口竜也，西田良平：島根県松江平野の常時微動から推定される地盤構造, 第 12 回日本地震工学シンポジウム論文集, pp.290–293, 2006.
10) 足立正夫, 野口竜也, 小村紘平, 西田良平 : 出雲平野および松江平野の深部地盤構造, 土木学会論文集 A1（構造・地震工学），Vol.65，No.1，pp.97–103，2009.
11) 足立正夫，野口竜也，西田良平，元木健太郎，瀬尾和大：島根県出雲平野の常時微動から推定される地盤構造，地震工学論文集，No.29，pp.220–228，2007.
12) 野口竜也，足立正夫，田原一志，山下　毅，西田良平：微動探査による島根県浜田市の地盤構造の推定，土木学会論文集 A1（構造・地震工学），Vol.65，No.1（地震工学論文集第 30 巻），82–87，2009.
13) 文部科学省研究開発局，国立大学法人九州大学：「警固断層帯（南東部）における重点的な調査観測」平成 23～25 年度成果報告書，378p.，2014.
14) 山田伸之，竹中博士：福岡地域の深部地盤 S 波速度構造 －地震動評価用の数値モデル構築のためにー，地震第 2 輯，Vol.67，No.1，pp.25–34，2014.
15) Aki, K.: Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, Vol.35, No.3, pp.415–456, 1957.
16) Yamanaka, H. and Ishida, H.: Application of genetic algorithms to an inversion of surface-wave dispersion data, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.86, No.2, pp.436–444, 1996.
17) 藤原広行，河合伸一，青井　真，森川信之，先名重樹，東　宏樹，大井昌弘，はお憲生，長谷川信介，前田宜浩，岩城麻子，若松加寿江，井元政二郎，奥村俊彦，松山尚典，成田　章：東日本大震災を踏まえた地震ハザード評価の改良に向けた検討，防災科学技術研究所研究資料，No.379，2012.
18) 国土地理院：土地条件調査解説書「益田・日原地区」, 18p.，2010.
19) 松浦浩久，尾崎正紀，脇田浩二，牧本　博，水野清秀，亀高正男，須藤定久，森尻理恵，駒澤正夫：20 万分の 1 地質図幅「山口及び見島」，独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター，2007.
20) 西村祐二郎，今岡照喜，金折祐司，亀谷　敦：山口県地質図第 3 版（15 万分の 1）及び説明書，山口県地学会，2012.
21) 尾崎正紀，今岡照喜，井川寿之：仙崎地域の地質，独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター，2006.

22) Haskell, N. A.: The dispersion of surface waves on multilayered media, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.43, No.1, pp.17–34, 1953.
23) Arai, H. and Tokimatsu, K.: S-wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectrum, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.94, No.1, pp.53–63, 2004.
24) 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，Vol.39，No.4，pp.579–593，1986.
25) 入倉孝次郎, 三宅弘恵 : シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, Vol.110, No.6, pp.849–875，2001.
26) 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，No.523，pp.63–70，1999.
27) 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，Vol.6，No.1，pp.11–22，2006.
28) 若松加寿江，松岡昌志：全国統一基準による地形・地盤分類 250 m メッシュマップの構築とその利用，日本地震工学会誌，No.18，pp.35–38，2013.
29) Wakamatsu, K. and Matsuoka, M.: Nationwide 7.5-Arc-Second Japan Engineering Geomorphologic Classification Map and Vs30 Zoning, J. Disas. Res., Vol.8, No.5, pp.904–911, 2013.
30) 松岡昌志，若松加寿江：地形・地盤分類 250 m メッシュマップ全国版に基づく地盤のゆれやすさデータ, 独立行政法人産業技術総合研究所, 知的財産管理番号 H20PRO-936, 2008.
31) 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，No.7，pp.241–246，2005.
32) 日本海における大規模地震に関する調査検討会：日本海における大規模地震に関する調査検討会報告書，43p.，2014.
33) 杉山雄一，山本博文，村上文敏，宇佐見琢哉，畑山一人，島崎裕行：柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部／北部北方延長域（坂井市沖～福井市沖）における活断層の分布と活動性，活断層・古地震研究報告，No.13，pp.145–185，2013.
34) 阿部信太郎，山本博文，荒井良祐：高分解能マルチチャンネル音波探査記録に基づく郷村断層帯海域延長部の断層分布・性状について，活断層・古地震研究報告，No.12，pp.195–240，2012.
35) 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」），全国地震動予測地図 2016 年版報告書別冊，46p.，2016.
36) Boore, D. M.: Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.73, No.6A, pp.1865–1894, 1983.
37) 入倉孝次郎 : 震源のモデル化と強震動予測, 地震第 2 輯, Vol.46, No.4, pp.495–512, 1994.
38) 佐藤智美：KiK-net 強震記録に基づく鳥取県西部地震とその余震のラディエーションパターン及び f_{max} の評価，日本建築学会構造系論文集，No.556，pp.25–34，2002.
39) 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，Vol.15，No.7，pp.194–204，2015.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
染井一寛，浅野公之，岩田知孝，宮腰　研，大堀道広	スペクトルインバージョンに基づく北陸地方の強震観測点におけるサイト増幅特性の推定（口頭発表）	日本地球惑星科学連合2016年大会	2016年5月24日
Somei, K., Asano, K., Iwata, T., Miyakoshi, K., Ohori M.	Estimation of Site Amplification Factors for Strong Motion Stations in the Hokuriku District, Japan（ポスター発表）	表層地質が地震動に及ぼす影響に関する第5回国際シンポジウム論文集	2016年8月15日

(f) 特許出願、ソフトウエア開発、仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウエア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成２９年度業務計画案

平成 28 年度に引き続き、日本海沿岸地域の強震動予測に資する地下速度構造モデルの集約を進めるとともに、北海道道南の地下速度構造情報の不足している地域で微動アレイ観測などの地下構造調査を行う。日本海沿岸の対象地域の地震波形記録の収集を継続し、観測サイトの地盤震動特性を分析する。平成 28 年度までにサブサブテーマ 2.5 で構築された震源断層モデルに基づいて、シナリオ地震想定と強震動予測を行う。