

### 3. 研究報告

#### 3. 1 活断層の詳細位置・形状・活動性及び周辺の地下構造解明のための調査

##### 3. 1. 1 活断層の詳細位置・形状・活動性解明のための調査

#### (1) 業務の内容

(a) 業務題目 活断層の詳細位置・形状・活動性解明のための調査

#### (b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人東京大学地震研究所	准教授	石山 達也
国立大学法人東京大学地震研究所	准教授	蔵下 英司
国立大学法人東京大学地震研究所	名誉教授	佐藤 比呂志
国立大学法人東京大学地震研究所	特任研究員	加藤 直子
同志社大学理工学部	教授	堤 浩之
法政大学人間環境学部	教授	杉戸 信彦
国立大学法人岡山大学学術研究院教育学系	教授	松多 信尚
国立大学法人信州大学学術研究院教育学系	教授	廣内 大助
国立大学法人富山大学都市デザイン学部	准教授	安江 健一
国立大学法人富山大学都市デザイン学部	准教授	立石 良
ふじのくに地球環境史ミュージアム	教授	中西 利典
国立大学法人静岡大学防災総合センター	教授	北村 晃寿
国立研究開発法人防災科学技術研究所巨大地変災害研究領域地震津波複合災害研究部門	主任研究員	松原 誠

#### (c) 業務の目的

森本・富樫断層帯の変動地形調査を行い、断層帯を構成する活断層の詳細な位置・分布を明らかにする。その結果を踏まえて、断層活動時期・平均活動間隔・1回のずれ量・平均変位速度など、本断層帯の長期評価に資する高精度の断層活動性を解明する調査研究観測を複数の調査地点で行う。また、本断層帯および隣接する断層帯を横断する浅部・深部構造探査を行い、浅部から深部の断層形状や隣接する断層帯との構造的関係について明らかにする。さらに、断層帯の分布・活動履歴等を考慮し、隣接する断層帯との構造・活動の関連性について検討する。

#### (d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

##### 1) 令和4年度：

変動地形調査を実施し、活断層の位置・分布・変位様式を把握すると共に、次年度以降の活動性調査の地点・手法の検討を行った。また、断層・堆積盆地の構造を明らかにするために、断層帯中央部において深部構造探査を行った。加えて、次年度以降の活動性調査・深部構造探査・震源断層モデル構築に向けて、既存の調査研究資料の

収集・整理を行った。

2) 令和5年度：

変動地形調査を実施するとともに、高分解能反射法地震探査・群列ボーリング調査等による活断層の活動性調査を実施した。また、本断層帯・砺波平野断層帯西部を横断する測線で深部構造探査を行い、断層・盆地構造および近接する断層帯の構造的関係の解明を進めた。さらに、震源断層モデル構築に向けて既存の構造探査データの再解析を行った。

3) 令和6年度：

引き続き変動地形調査を行い、断層帯南部を含む地点にてトレンチ・群列ボーリング等の調査手法で活断層の活動性調査を実施した。また、断層帯南部において浅層反射法地震探査を行い、浅部の断層形状を明らかにした。さらに、これまでに得られた変動地形・地質・地震発生層厚さなどの情報を考慮して、断層帯の震源断層モデルの構築を行った。

## (2) 令和6年度の成果

### (a) 業務の要約

森本・富樫断層帯の北部の活動性を明らかにするために群列ボーリング調査を行った結果、断層帯北部の平均変位速度が従来よりも大きくなることが明らかになった。また、断層帯南部においてトレンチ調査を行い、沖積扇状地面を構成する完新世後期中粒砂層が西に緩やかに傾斜する構造が確認された。さらに、断層帯南部・富樫断層において浅層反射法地震探査を行い、断層帯北部と同様に中角度・東傾斜の逆断層であることが明らかとなった。さらにこれまでの調査結果に基づき、森本・富樫断層帯の地表における詳細位置・変位様式を明らかにするとともに、構造探査データおよび地震活動により推定した地震発生層厚さとあわせて震源断層モデルを構築した。

### (b) 業務の成果

#### 1) 森本・富樫断層帯北部の活動性調査

森本・富樫断層帯は長さ 26 km、北北東走向、東傾斜の逆断層であり、森本断層・野町断層・富樫断層などで構成される（図 1；地震調査研究推進本部地震調査委員会，2001；2013）。これらの断層に沿っては、中～後期更新世および完新世の地形面を変位させる変動地形がほぼ連続的に分布するとされる（東郷・他，1998a，1998b；東郷，2000）。令和4年度は航空レーザー測量データから作成した 0.5 m グリッド DEM や米軍および 1960～70 年代国土地理院撮影の小～大縮尺空中写真を用いて断層帯北部・森本断層沿いの完新世撓曲崖地形（東郷・他，1998b；東郷，2000）を再検討し、断層北端部に近い津幡町太田から金沢市利屋<sup>とぎや</sup>付近にかけて、沖積低地面に累積的な上下変位を伴う撓曲崖を確認した（文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所，2023）。これに基づき、令和5年度に実施した活動性調査（群列ボーリング調査・浅層高分解能反射法地震探査）では、森本断層による完新統の西側低下の構造的落差は、撓曲崖よりも西方に位置していると推定されること、この推定は、浅層高分解能反射法地震探査測線（渦端—太田測線）における断層

先端位置や、サブテーマ 3. 1 で実施された微動観測 (R5-2 測線) (先名・他, 2024) の結果とも整合することが明らかとなった (文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所, 2024)。以上の結果を踏まえて、今年度は TG-4 地点の西方にて 2 本のボーリングコアを掘削・解析を行い、断層運動にともなう沖積層の変位・変形を検出し、より信頼性の高い活動性データを得ることを試みた。



図 1 森本・富樫断層帯の位置図 (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013)

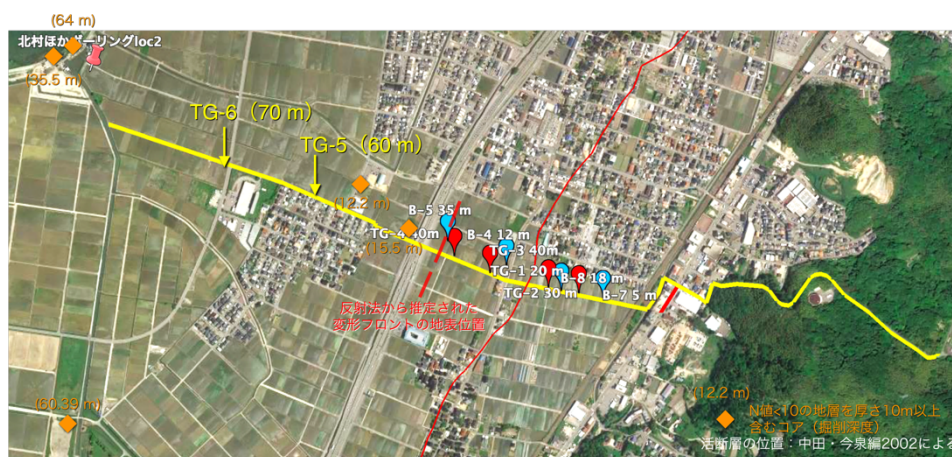


図 2 森本・富樫断層帯北部のオールコアボーリング調査位置図。

取得したボーリングコアは、石川県津幡町潟端地先の計2孔（TG-5；掘進長60 mおよびTG-6；掘進長70 m）である（表1；図2）。採取したコアは1 m毎に分割してコア箱に収納し、コア箱毎にコア写真を撮影した。また、掘削地点の測位はVRS-GNSSによる単点測位により行った。掘削地点位置座標を表1に示す。

採取したコア試料は現地にて1 m毎に分割してコア箱に収納した後、静岡県立ふじのくに地球環境史ミュージアムに輸送し、同ミュージアム内で半裁作業および写真撮影を行った。掘削地点ごとの半裁コア写真を図3～図10に示す。

表1 津幡町潟端地先におけるボーリング掘削地点位置および掘削深度。

孔名	緯度（北緯）	経度（東経）	孔口標高（m）	掘削深度（m）
TG-5	36° 38' 54.9"	136° 42' 39.3"	1.10	60.00
TG-6	36° 38' 58.3"	136° 42' 27.5"	0.74	70.00



図3 半裁したコア写真 (TG-5 コア, 掘削深度 0.00~18.00 m)

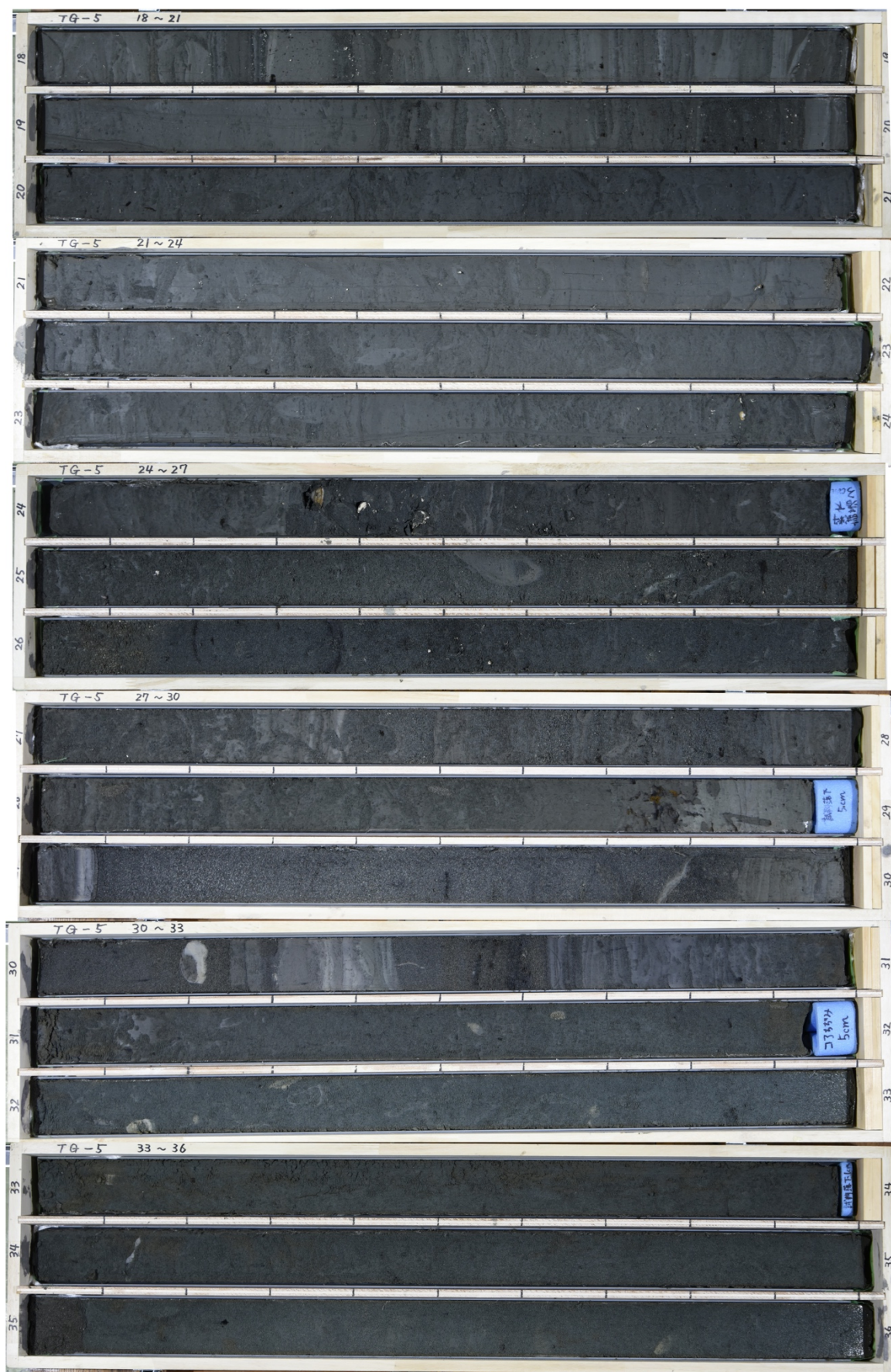


図4 半裁したコア写真 (TG-5 コア, 掘削深度 18.00~36.00 m)



図5 半裁したコア写真 (TG-5 コア, 掘削深度 36.00~54.00 m)



図6 半裁したコア写真 (TG-5 コア, 掘削深度 54.00~60.00 m)



図7 半裁したコア写真 (TG-6 コア, 掘削深度 0.00~18.00 m)



図8 半裁したコア写真 (TG-6 コア, 掘削深度 18.00~36.00 m)

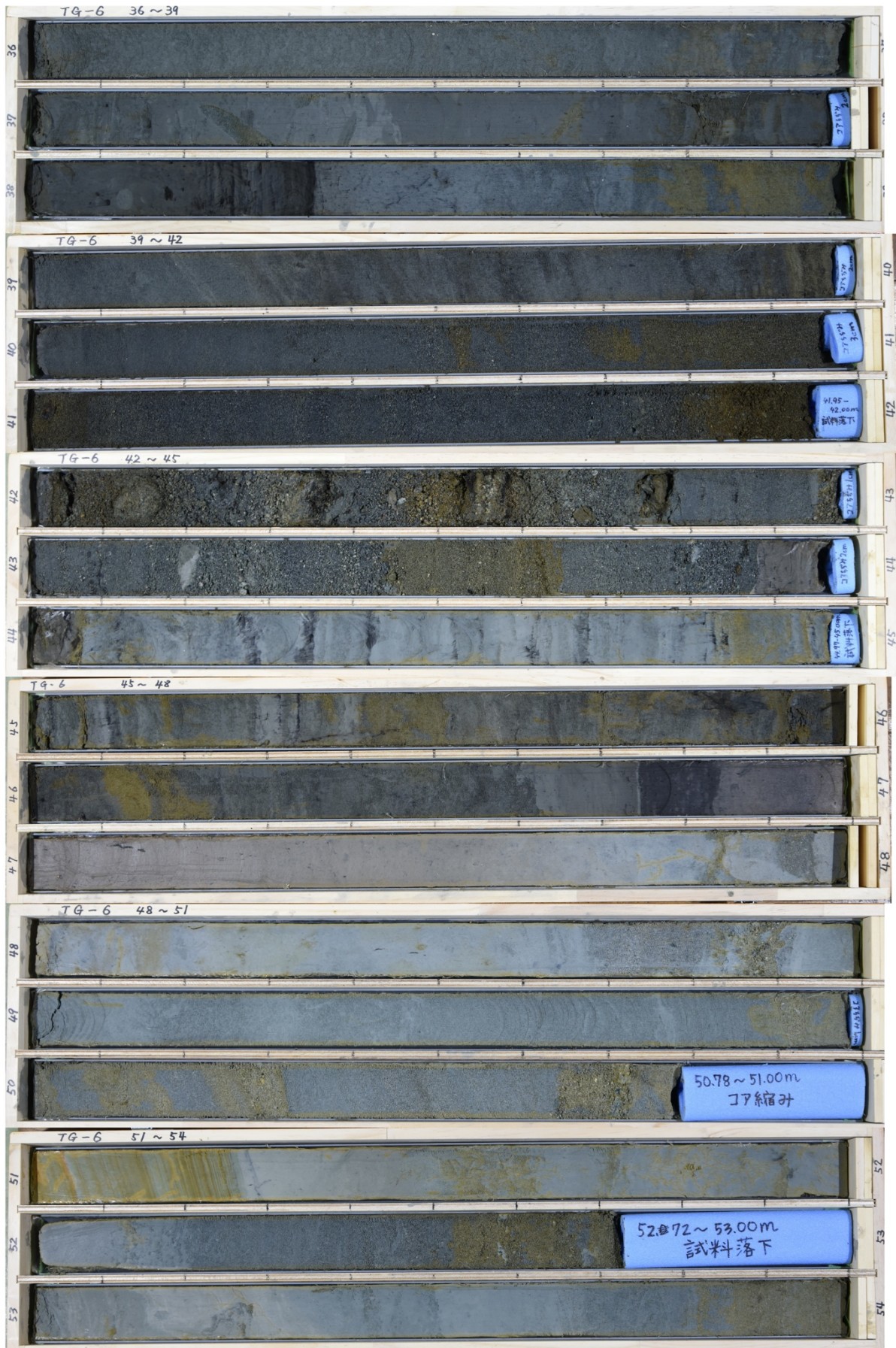


図9 半裁したコア写真 (TG-6 コア, 掘削深度 36.00~54.00 m)



図 10 半裁したコア写真 (TG-6 コア, 掘削深度 54.00~70.00 m)

採取したコアの岩相、岩相境界の特徴、堆積構造、粒度、構成粒子の支持様式、含有物、色調、珪藻化石群集組成、放射性炭素 ( $^{14}\text{C}$ ) 年代値、火山灰分析を検討した。色調はコニカミノルタジャパンの SPAD502plus を用いてサランラップ越しの CIE1976 (L\*, a\*, b\*) を 20 cm 間隔で測定した。これらの掘削地点の約 500 m 西方の河北潟付近においては地下 62 m までの 2 本のボーリングコアが採取され、岩相記載と完新世の年代値を示す  $^{14}\text{C}$  年代測定及び白山起源の火山灰層の認定がなされた (北村・他, 1998)。

#### ・珪藻化石の群集組成解析

森本富樫断層帯周辺で掘削した TG-5 および 6 コアの合計 23 層準及び TG-2 ~ 4 の合計 7 層準において珪藻化石の群集組成を解析した。半裁したコア試料の表面のうち、コア境界以外の変形構造や生物擾乱がみられない層準において泥層を分取した。分析手順は以下の手順で実施された。半裁面から採取した半乾燥試料約 1 g をビーカーに採取して乾燥させた後、重さを測定した。その後、30% $\text{H}_2\text{O}_2$  と 1 規定 HCl 水溶液で洗浄した後、中性になるまで上澄み液を廃棄した。残渣をカバーガラスに滴下して乾燥させた後、封入剤を用いてプレパラートを作成した。それらを油浸 400~1000 倍で検鏡して 200 個体以上の珪藻化石を同定・計数した。珪藻の同定と種の生態は小杉 (1988) や安藤 (1990) などを参考にした。

#### ・花粉化石の群集組成解析

TG-5 および 6 コアの合計 6 層準、TG-2 ~ 4 の合計 4 層準において、花粉化石の群集組成を解析した。珪藻分析の採取層準に隣接した半乾燥試料約 20 g を、HCl 水溶液で Ca 等の除去、HF で泥化、KOH で腐植酸除去、目開き 0.25mm で篩分け、比重 2.2 の  $\text{ZnBr}_2$  で有機物分離、アセトリシス (無水酢酸 9 : 濃硫酸 1) 処理でセルロース分離して、花粉を濃縮した。残渣をカバーガラスに滴下して乾燥させた後、封入剤を用いてプレパラートを作成した。それらを油浸 400 倍で検鏡して花粉と孢子を同定・計数した。花粉の同定は藤木・小澤 (2007) や三好ほか (2011) などを参考にした。

#### ・放射性炭素年代測定

地層の形成年代を検討するために合計 40 試料で加速器質量分析 (AMS) 法による  $^{14}\text{C}$  年代測定をカーボンアナリシスラボ (CAL) に依頼した。植物片と貝化石を含む堆積物を目開き 2 mm のステンレス製の篩を用いて水洗した。有機質泥層などの複数種類の植物片が混在する層準では超音波洗浄をして種類別に分離した上で、細根を取り除いて炭化や変色していないものを選定した。一年毎に更新される葉や小枝、薄い殻の合弁の二枚貝などの中で保存状態のよい植物片を年代測定に用いた。選定した植物片は、0.1 規定の塩酸および水酸化ナトリウム水溶液によって酸-アルカリ-酸の順で 60°C のヒーター内で溶出分がなくなるまで繰り返し反応させて表面の汚染を除去した。貝化石は、ごく微量の塩酸水溶液によって反応させて表面の汚染を除去した。化学処理が終わった試料は韓国地質資源研究院 (KIGAM) において元素分析計によって燃焼させて、自動還元処理装置 (Hong et al., 2010a) を用いて二酸化炭素を取り出してグラファイトを精製した。アメリカ国立標準技術研究所のシュウ酸 OXII と国際原子力機構の標準試料 (C7, C8)、阿蘇 4 火砕流の埋没材も同様に処理してグラファイトを精製した。これらの炭素同位体比を KIGAM の AMS システム (Hong et al., 2010b) を用いて測定して年代値を算出した。その際の同位体分別補正には AMS で

測定された  $\delta^{13}\text{C}$  値を用いた。年代値を暦年較正する際には OxCal v. 4. 4. 4 (Bronk Ramsey, 2021) および IntCal20 (Reimer et al., 2020) を用いた。

・火山灰分析

TG-5 および 6 コアから採取した試料の火山灰分析を京都フィッシュントラック社に依頼した。まず、超音波洗浄機と目開き  $125\ \mu\text{m}$  と  $65\ \mu\text{m}$  の篩を用いて極細粒砂を分離した。それらを乾燥させて、スメアスライドを作成して偏光顕微鏡で  $400\sim 1000$  倍で検鏡して軽鈹物、重鈹物、火山ガラス、岩片、その他の種類別で合計 200 個以上の砂粒組成を同定・計数した。多くの火山ガラスが確認された試料では、温度変化型屈折率測定装置を用いて 60 個もしくは 1 セル中の総個数の火山ガラスの屈折率を測定した。

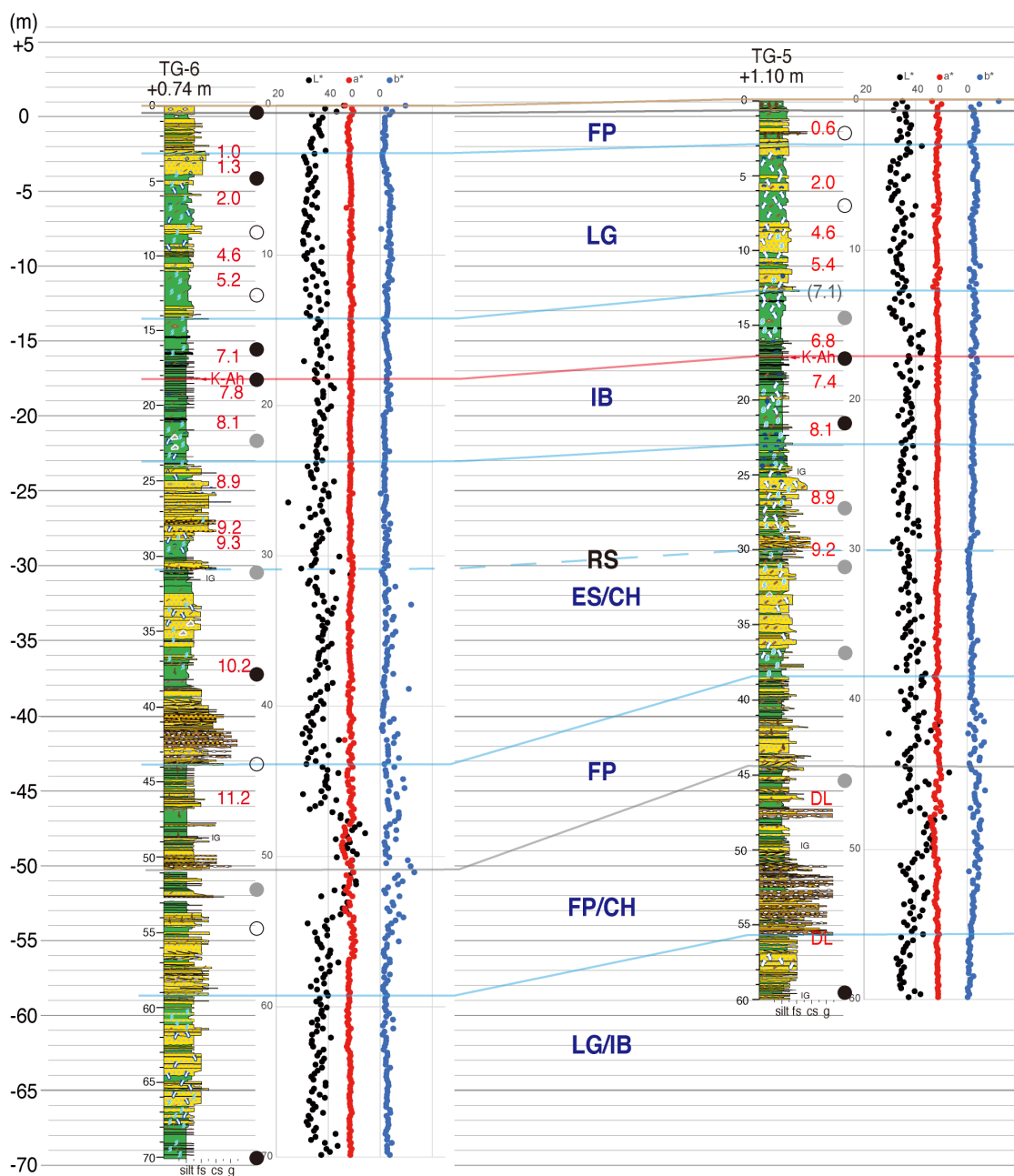


図 11 TG-5 および 6 コアの地質断面図

これらの結果得られた TG-5 および 6 コアの岩相観察と色調、珪藻化石群集組成、 $^{14}\text{C}$  年代値を基にして、耕作土よりも下の堆積物を図 11 の黒線を挟んだユニットに 2 分した。現段階で確認された各ユニットの特徴を上位から順に記載して、堆積環境や形成年代を推定する。

上部ユニットは、最上部の植物片を多く含む砂泥互層 (FP)、生物擾乱痕と貝化石を多く含む砂泥互層 (LG)、貝化石を多く含む泥層 (IB)、生物擾乱痕と貝化石を多く含む砂泥互層 (ES/CH)、最下部の植物片を多く含む礫層まじり砂泥互層 (FP) で構成される。

最上部の FP (TG-5 コアの深度 0.54~3.00 m および 38.58~44.65 m、TG-6 コアの深度 0.54~3.11 m および 43.89~50.78 m) には陸生環境を示す植物根やタカシコゾウ、*Aulacoseira granulata* や *Fragilaria vaucheriae* などの淡水生の珪藻化石が多く含まれるので氾濫原相で形成されたと考えられる。LG には汽水生のシジミやヌマコダキガイ類が認められ、上方に向かって厚い砂層や大きな巣穴が頻繁に認められようになるので、上方浅海化するラグーン相であると解釈できる。FP の色調は、TG-5 コアで  $L^*=36.8\pm 3.1$ 、 $a^*=-0.8\pm 2.4$ 、 $b^*=7.7\pm 3.0$  であり TG-6 コアで  $L^*=37.5\pm 3.2$ 、 $a^*=-1.8\pm 0.8$ 、 $b^*=3.3\pm 0.8$ 、最下部の FP が TG-5 コアで  $L^*=40.9\pm 4.6$ 、 $a^*=-1.3\pm 1.2$ 、 $b^*=6.7\pm 3.2$  であり TG-6 コアで  $L^*=45.6\pm 6.1$ 、 $a^*=-1.3\pm 1.3$ 、 $b^*=7.3\pm 2.0$  であった。そこから得られた植物片の  $^{14}\text{C}$  年代値が上位で 0.6 cal kBP、下位で 11.2 cal kBP であった。

LG (TG-5 コアの深度 3.00~12.80m、TG-6 コアの深度 3.11~14.29m) には淡水~汽水生のヤマトシジミや汽水生のヌマコダキガイ類などの二枚貝、*Amphora arenicola* などの海~汽水生珪藻と *Aulacoseira granulata* などの淡水生珪藻が混在して産出する。上方粗粒化に伴って巣穴が上位に向けて大きくなり、上位ほどヤマトシジミが多く、下位でヌマコダキガイ類が多くなるので浅海化するラグーンで形成されたと考えられる。TG-5 コアよりも TG-6 コアが細粒なのは前者の方が陸域に近かったことを反映していると推定される。それらの色調は、TG-5 コアで  $L^*=32.9\pm 2.8$ 、 $a^*=-1.4\pm 1.0$ 、 $b^*=5.0\pm 1.5$  であり TG-6 コアで  $L^*=35.1\pm 2.5$ 、 $a^*=-0.8\pm 0.5$ 、 $b^*=4.4\pm 1.4$  であった。そこから得られた 8 試料の植物片の  $^{14}\text{C}$  年代値は 1.0~5.4 cal kBP であった。

IB (TG-5 コアの深度 12.80~23.00 m、TG-6 コアの深度 14.29~23.85 m) は浮遊運搬される泥で主に構成され、*Cocconeis scutellum* や *Diploneis smithii* などの海~汽水生の珪藻化石が多く含まれるので内湾で形成されたと考えられる。その色調は、IB が TG-5 コアで  $L^*=35.1\pm 2.7$ 、 $a^*=-1.4\pm 0.9$ 、 $b^*=4.4\pm 1.1$  であり TG-6 コアで  $L^*=37.8\pm 2.5$ 、 $a^*=-1.0\pm 0.2$ 、 $b^*=4.3\pm 1.1$  であった。そこから得られた 7 試料の植物片の  $^{14}\text{C}$  年代値は 6.8~8.1 cal kBP であった。

ES/CH (TG-5 コアの深度 23.00~38.58 m、TG-6 コアの深度 23.85~43.89 m) は上方細粒化する砂礫層~砂層が挟在する泥層で構成され、淡水~汽水生のヤマトシジミやヌマコダキガイ類などの汽水生の二枚貝、*Coscinodiscus marginatus* などの海生珪藻と *Diploneis suborbicularis* などの汽水生珪藻、*Diploneis smithii* などの淡水生の珪藻化石が混在して含まれる。下位ほどヤマトシジミが多く、上位でヌマコダキガイ類が多く産出するので、海水準の上昇によって形成されたエスチュアリー堆積物であると考えられる。標高-30 m 付近の砂層の基底には、外浜浸食によって形成されたラビーンメント面 (Nummedal and Swift, 1987) が認定できる。ブナ属、ハンノキ属、コナラ属などの落葉

広葉樹の花粉が多く認められた。その色調は、TG-5 コアで  $L^*=37.1\pm 3.4$ 、 $a^*=-1.6\pm 0.7$ 、 $b^*=3.9\pm 1.2$  であり TG-6 コアで  $L^*=38.0\pm 2.9$ 、 $a^*=-1.1\pm 0.5$ 、 $b^*=4.0\pm 1.2$  であった。そこから得られた6試料の植物片の  $^{14}\text{C}$  年代値は 8.9~10.2 cal kBP であった。

これらに含まれる植物片や貝化石合計 38 試料は 0.6~11.2 cal kBP の  $^{14}\text{C}$  年代値が得られた。これらの中で TG-5 コアの深さ 13 m 付近の 1 試料のみ層序関係と矛盾するが、それ以外の年代値は標高-16~-18 m で認定できた鬼界アカホヤ火山灰層 (K-Ah; 町田・新井, 2003) の火山ガラスの濃集層準と整合する。

このように TG-5 および 6 コアの上部ユニットの岩相や色調、堆積年代の深度分布は、標高-30 m 以深では若干西 (海) 側へ傾斜するが、それ以浅では概ね一致する。これらから得られた  $^{14}\text{C}$  年代値は最終氷期最盛期以後の値を示すので、それ以降の海水準上昇によって形成された海~陸成の堆積物 (沖積層) であると考えられる。

一方、下部のユニットは、植物片を多く含む礫層を挟在する砂泥互層 (FP/CH)、生物擾乱痕を多く含む砂泥互層 (LG/IB) で構成される。

FP/CH には (TG-5 コアの深度 44.65~55.69 m、TG-6 コアの深度 50.78~59.25 m) には陸生環境を示す植物根が含まれ、*Staurosira construens* や *Fragilariforma virescens* などの淡水生の珪藻化石が多く含まれるので氾濫原で形成されたと考えられる。TG-5 コアの標高約-47 m では花粉化石は認められなかった。その色調は、TG-5 コアで  $L^*=42.1\pm 3.0$ 、 $a^*=-1.0\pm 0.4$ 、 $b^*=4.8\pm 2.5$  であり TG-6 コアで  $L^*=40.7\pm 5.1$ 、 $a^*=-1.2\pm 1.4$ 、 $b^*=5.4\pm 4.4$  であった。そこに含まれる植物片の  $^{14}\text{C}$  年代値は測定限界 (69.5 kBP) 以前であった。

LG/IB (TG-5 コアの深度 55.69~60.00 m、TG-6 コアの深度 59.25~70.00 m) の砂泥互層は生物擾乱痕を多く含み、*Thalassionema nitzschioides* などの海生珪藻や *Cyclotella striata* などの海~汽水生の珪藻化石が多く含まれる。最下位の平行葉理を有する泥層の細互層から上位に向けて粗粒化するので、海水準の安定~低下期の内湾~ラグーンで形成されたと考えられる。ブナ属、ハンノキ属、コナラ属などの落葉広葉樹の花粉が多く認められた。その色調は、TG-5 コアで  $L^*=37.4\pm 2.5$ 、 $a^*=-0.9\pm 0.7$ 、 $b^*=2.3\pm 1.0$  であり TG-6 コアで  $L^*=40.7\pm 5.1$ 、 $a^*=-1.2\pm 1.4$ 、 $b^*=5.4\pm 4.4$  であった。そこに含まれる植物片は測定限界以前の  $^{14}\text{C}$  年代値を示した。

このように TG-5 および 6 コアの下部ユニットの岩相や色調、堆積年代の深度分布は若干西 (海) 側へ傾斜する傾向が認められる。したがって、これらは最終氷期最盛期以前の海水準低下期に形成された海成~陸成堆積物であると考えられる。

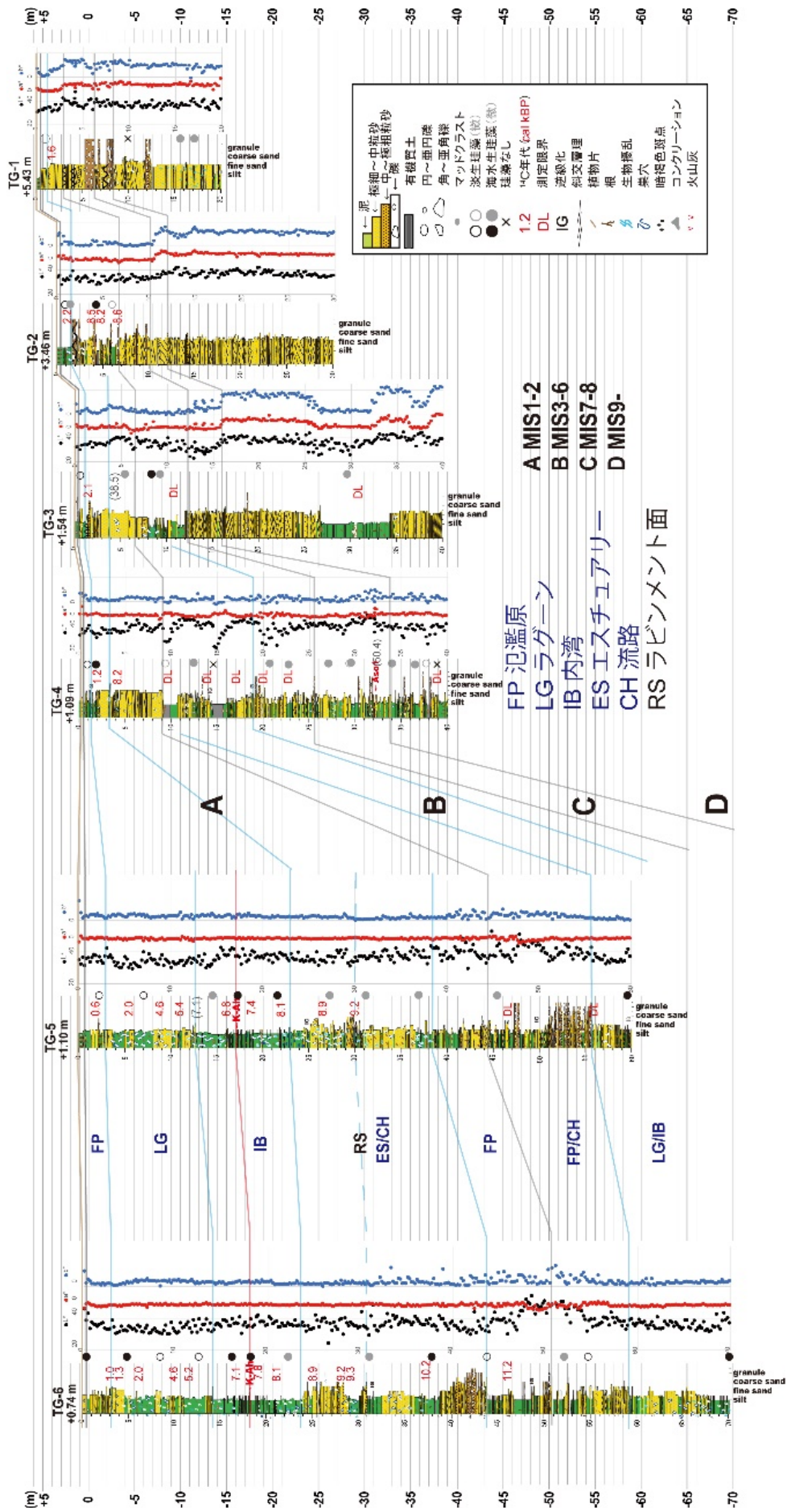


図 12 TG-1 ~ 6 コア間の地質断面図

前述の解析結果は、約 400 m 西方の河北潟付近で得られた標高約-60 m までの 2 本のボーリングコアと概ね整合するが、約 8.8~8.3 千年前の白山起源の火山灰層(北村・他, 1998)は認められなかった。一方、東方延長の測線で実施された TG-1~4 コアおよび産業技術総合研究所(2008)の結果とは大きな相違があるので以下に記す(図 11)。

今回 TG-5 および 6 コアで明らかとなった標高-50~-43 m までの上部ユニットは、TG-1~4 コアや産業技術総合研究所(2008)で認定されたユニット A=沖積層(それぞれ標高+3 m と-8 m まで)に対応する。このように TG-5 コアと TG-4 コアの掘削地点の間に 37 m 以上の層厚の違いがあり、この間に森本断層が伏在していて、その層厚の違いは上下変位量を示唆している可能性がある。同様な標高差は、その上位の 8.2 千年前の堆積面にも 21 m 以上認められる。これらの標高差は最終氷期最盛期までの谷の削り込みによる地形の凹凸や完新世中期の内湾から浅海の標高差も含んでいるので、これらを断層の上下変位の基準面とみなすことはできない。これらの標高差を同断層の上下変位量の最小値とみなした場合を図 13 に示す。一方、TG-1~6 コアの人工層を除いた地表面の標高差は、完新世中期の高海水準以降の平坦化の影響を受けた後の最新の断層活動の痕跡であるので、同断層の上下変位の最小値を反映している可能性がある(図 13)。これらの推定に基づくと、森本断層の平均上下変位速度は 2 mm/yr 程度となる可能性がある。この推定は東郷・他(1998b)や本事業が前年度に報告した平均上下変位速度の 2 倍程度となる(図 13)。これらの解釈は TG-6 コアの標高-36~-60 m においてフウ属やキクロカイヤ属などの絶滅種(楡井・本郷, 2018)が僅かに確認されたことと矛盾する。したがって、今後、珪藻化石や花粉の群集組成解析、火山灰編年等で上記の推定について考察を深める必要がある。

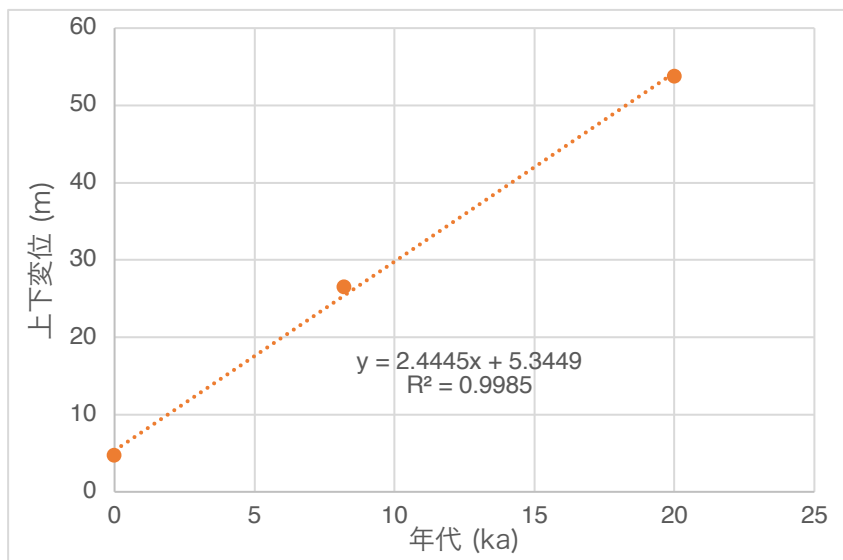


図 13 TG-1~6 間の地表面とユニット境界に基づく平均上下変位速度

## 2) 森本・富樫断層帯南部の活動性調査

森本・富樫断層帯南部を構成する富樫断層に沿っては、富樫山地西縁部から流下する支流的河川によって形成された完新世の合流扇状地群の一部が変位を受け、丘陵西縁部に沿って断続的に撓曲崖・低断層崖が形成されている（東郷・他，1998a；東郷・他，1998b；松多・他，2016）。断層南部では、撓曲崖は富樫山地西縁部から離れて手取川の沖積扇状地面に背斜を伴う比高2m程度の撓曲崖が形成されている（図14；東郷・他，1998bの第10図に加筆）。令和5年度に航測図化による撓曲崖地形の詳細な地形解析を行った結果、新旧の手取川沖積扇状地面に累積的な上下変位を伴う低断層崖・撓曲崖（東向きの傾動を伴う）が断続的に認められ、特に白山市小柳地区西方の2地点にて、手取川沖積扇状地面1面および2面を変位・変形させる変位地形を確認した（図15）。小柳地区を流下する小河川右岸側の地点は手取川沖積扇状地面1面を明瞭に変位させるのに対し、左岸側の地点は手取川沖積扇状地面2面上にやや不明瞭な崖線が認められる（図15(b)）。このうち、許可を得られた小河川左岸側の地点（図16の候補地点2）において、トレンチ掘削調査（小柳トレンチ）を実施した。

調査に際しては、崖地形を東西に横断するように、長さ約24m、深さ約3mのトレンチを掘削した（図17～20）。掘削後に壁面を整形し、1m間隔のグリッドを張った上で撮影した写真を元にモザイク画像を作成した上で、露出した地層の構成物・層相・堆積構造等の観察結果の記載を行った。壁面に露出した地層は以下の様に区分される：

- 0層：水田の耕作土。厚さ約20cm。東面と南面では表土剥ぎのために分布しない。
- 1層：水田耕作土直下の厚さ約30cmの淡黄色細粒砂～シルト層。連続性良く分布するが、西面とN15以西、S14以西には分布しない。現在の水田の区画を整備した際の客土であり、崖の東側の水田の床土をなす。
- 2層：崖の東側のかつての水田の床土で、崖の西側では現在の水田の床土をなす。暗黄色の細粒砂～シルト。N9～N16付近では、青灰色を呈する。同様な青灰色の地層は、N13～N14の1層に断片的に含まれており、人工的に攪乱されていることがわかる。北面ではN5付近で、南面ではS5層付近でせん滅し、それ以东には分布しない。S5～S7付近には下位の5層・10層・20層を削り込む人工的な溝があり、2層がそれを埋めている。
- 3層：東面と南面に見られ、20層とその上位の地層を削り込んだ堆積物。全体的に青灰色を呈し、層状の堆積構造が見られる。溝状に掘り込んだ礫層が見当たらないので、人工的に掘り込まれた溝を埋めた堆積物と判断した。東面・南面共に、5層以下の堆積物が溝状に削り込まれ、1層に覆われる。0～3層は人工堆積物。
- 5層：淡赤褐色の細粒砂～シルト。厚さ約30cm。植物根を多く含む。自然堆積物が土壌化したもので、自然堆積物の最上部に位置する。下位の10層ほどは黒色・褐色は濃くないが、土壌化している。北面ではN13付近で、南面ではS14付近で人工的に削られ、それ以西には分布しない。
- 10層：全壁面に露出する黒褐色の古土壌層。長期間地表に露出していたと考えられる。西壁面では腐植質になる。厚さは約30cm。トレンチの北東隅では色相が薄くなり、マンガンの濃集層として追跡される。北面の崖の直下では10層は人工的に削り込まれており、これはかつての水路の可能性もある。10層はトレンチの東端と西端で標高が60～70

cm 西側に低下しており、北面と南面の中央部付近でその傾きが急になっているように見える。北面の 10 層からは土器片が多数出土した。

15 層：南面の 20 層中の S10～S15 に分布する黄白色の極細粒砂～シルト層。周囲の 20 層と比較して色相が淡く細粒なので、別途 15 層として区分した。内部には不明瞭ながらほぼ水平な層構造が認められるが、一括して 15 層とした。酸化した植物痕が多数認められる。

20 層：淡赤黄色の均質な極細粒砂で、上方へ細粒化する。内部には堆積構造は見られず、一回の洪水で堆積した可能性がある。厚さは最大で約 1 m で、トレンチ内での層厚はほぼ均一である。最上部は土壌化している（10 層）。北面の N15 以西では植物痕が含まれる。トレンチの北西隅周辺では径数 cm の礫が含まれる。N18 付近の 20 層に含まれる巨礫は人工的に掘られた穴に落とし込まれたものと考えられる。20 層からは多数の炭が採取された。

30 層：段丘礫層を覆う淘汰の良い粗粒～中粒砂層。西面と北面に連続的に分布するほか、東面と南面の一部にも分布する。厚さは最大で約 40 cm。上位の 20 層との境界はそれほど明瞭ではないが、連続的に追跡できる。50 層の礫層の上面をほぼ平行に同程度の厚さで覆う。

40 層：N13 よりも東側の北面と南面に見られる段丘礫層（50 層）直上の赤黄色中粒砂層。N7 以東では数枚の礫層を挟み、それらも含めて 40 層として区分した。層相から 40 層は 50 層の一部と考えられる。

50 層：地形面を構成する段丘礫層。最大径約 50 cm の円礫層。安山岩・礫岩が多い。比較的固結しておりインプリケーションは北～北西への古流向を示す。マトリクスの含有量などから局所的には細分が可能であるが、トレンチ全体での対比はできないので、一括して 50 層とした。N15.2～N17.5 にほぼ水平な粗粒砂～細礫層が、N12.2～N14.2 にラミナの発達した細粒砂が挟まれる。段丘礫層の上面は凹凸に富むが、トレンチの東端と西端で比較すると、東端の方が約 70 cm 標高が高い。

45 層：50 層中に認められるチャネル堆積物を 45 層として一括して区分した。N15～N18 には両側に比べてマトリクスに富んだ礫層が分布し、チャネル堆積物であると判断した。50 層との境界は明瞭ではないので、スケッチにはおおよその境界を示している。S9～S15 に分布する礫層は地下水の影響により著しく酸化しており、最下部にはマンガンが濃集している。初生的にマトリクスに富んだ礫層であり、45 層として区分した。

トレンチ壁面では、0～5 層は 5 層以下の自然堆積した地層を削り込んだ上で崖地形を横断してほぼ水平に分布しており、特に崖地形の下方で深く削り込む構造が認められることなどから、崖地形は田圃の区割りを行う際に人工的に作られた可能性がある（図 17）。一方、地形面構成層である段丘砂礫層（40 層・50 層）および 20 層の上面高度は、トレンチの東端と西端で比較すると東端の方が約 70 cm 標高が高く、一様に西に向かって傾き下がる。トレンチ西端から約 60 m 西側で実施した打ち込みボーリングの結果によれば、50 層に対比される砂礫層上面の高度は約 1 m 西側に低下していることから、トレンチ西端部と打ち込みボーリング地点の間において 50 層上面の勾配は減少すると考えられる。ただし、これらの地層を明瞭に切断する断層や局所的な褶曲変形は認められない。

地層の堆積年代については、南面に分布する 20 層上部・中部・下部で採取した炭質物の放射性炭素同位体年代測定によって、それぞれ cal BC 174~cal AD 30、cal BC 52~cal AD 129、cal BC 164~cal AD 67 (IntCal20 (Reimer et al., 2020) による暦年補正済み、いずれも  $2\sigma$ ) の年代値が得られ、約 1.9~2.2 cal kBP と推定される。これらの年代値は、20 層が約 2000 年前にほぼ同時期に堆積したことを示しており、層相による推定と整合的である。また、20 層の上位に分布する 10 層から出土した土器片は 3 世紀前半から 4 世紀のものとして鑑定されており (白山市文化財係, 私信)、上記の年代値と整合的である。

以上を総合すると、20 層が堆積した約 1.9~2.2 cal kBP 以降にトレンチで確認された 20 層・50 層の西向き増傾斜を伴う断層運動が生じた可能性がある。断層自体はトレンチでは出現しておらず、20 層・50 層の西向き増傾斜は伏在逆断層上盤側のブロードな変形である可能性がある。ただし、断層活動時期の上限や、これ以前の断層活動時期を制約する情報は、小柳トレンチでは得ることができなかった。

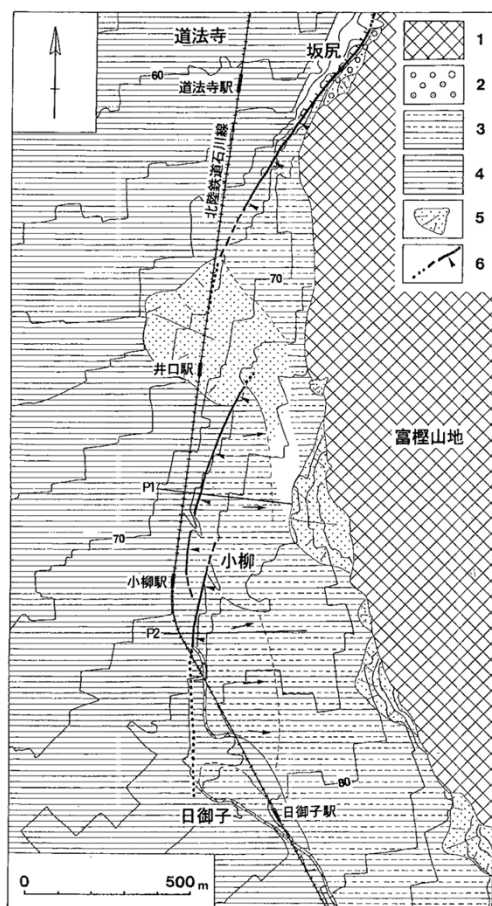


図 14 富樫断層南部の変位地形の詳細図 (東郷・他 (1998b) に加筆)。記号は以下のとおり; 1: 山地、2: 低位段丘面、3: 手取川沖積扇状地 1 面、4: 手取川沖積扇状地 2 面、5: 崖錐・小扇状地、6: 活断層線 (破線: 位置不明瞭、点線: 伏在部、矢印: 地形面の撓曲とその向き)

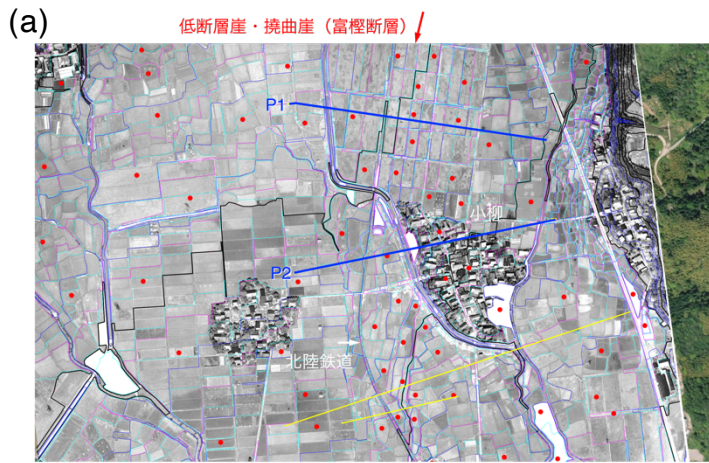


図 15 (a) 1961 年国土地理院撮影約 1 万分の 1 空中写真 CB-62-5 を用いた航測図化による富樫断層南部、白山市小柳付近の等高線図。(b) 地形断面図。断面図の位置は (a) に示す。

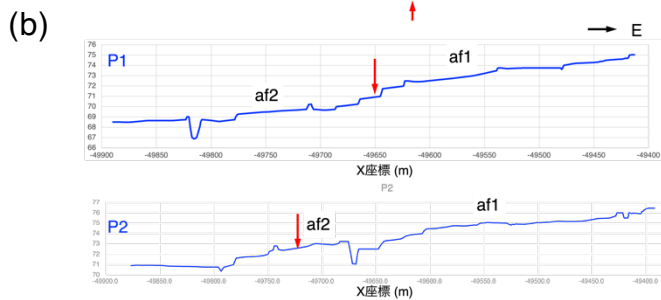


図 16 大縮尺の米軍・国土地理院撮影空中写真の判読と航測図化に基づき推定した撓曲崖の位置。背景は 2009 年撮影国土地理院全国航空写真（シームレス）。トレンチ掘削調査の候補地点を示す。

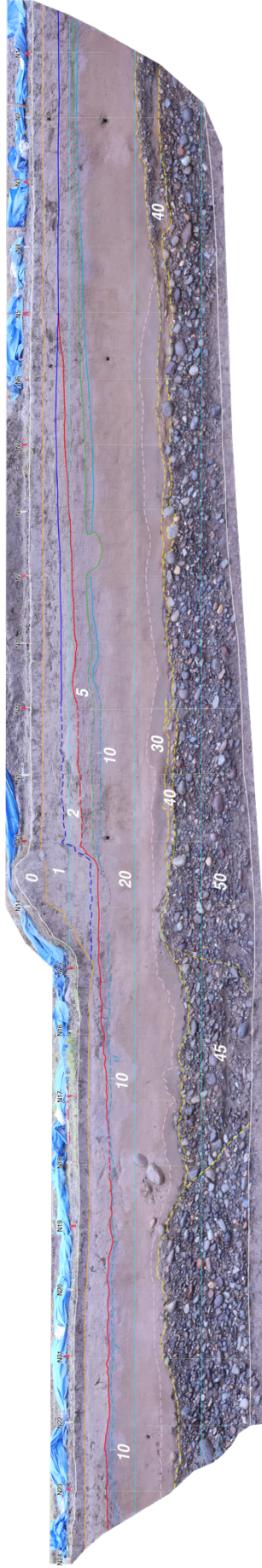


図 17 森本・富樫断層帯南部、富樫断層・小柳トレンチの北面

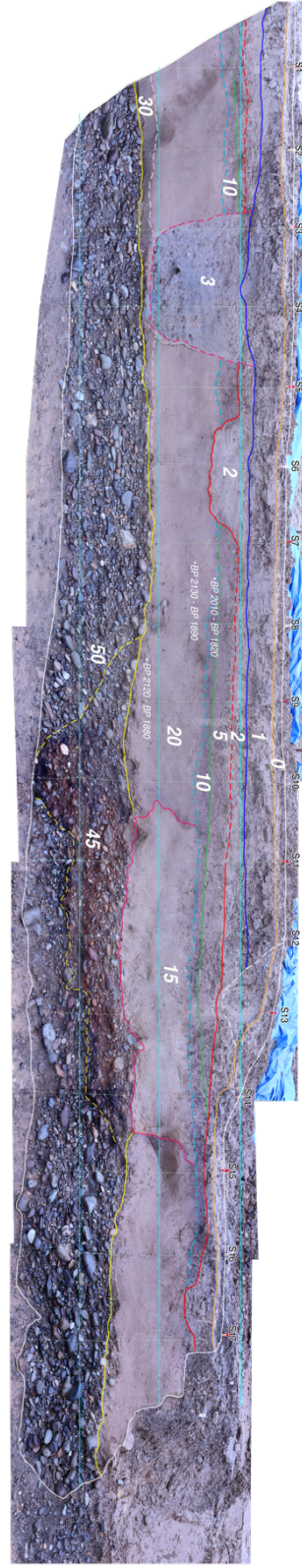


図 18 小柳トレンチの南面。放射性炭素同位年代値は暦年補正值

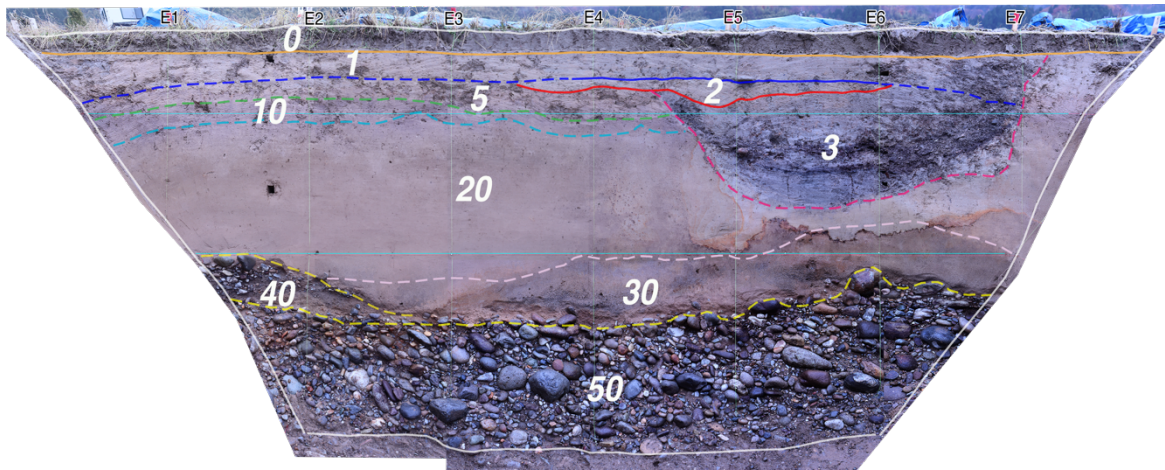


図 19 小柳トレンチの東面

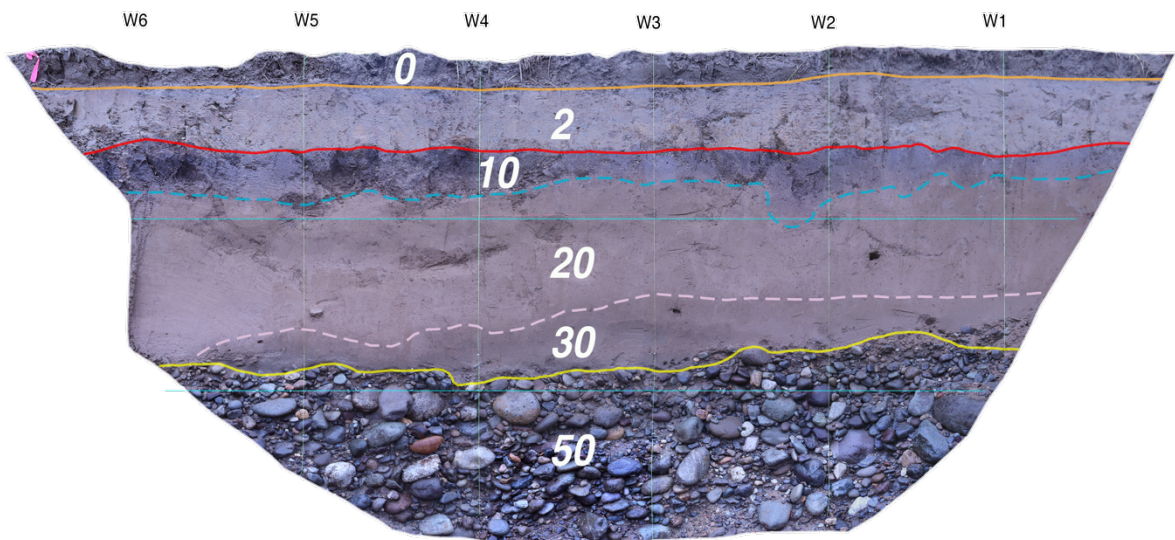


図 20 小柳トレンチの西面

### 3) 森本・富樫断層帯の詳細位置と上下平均変位速度

3年間にわたって、航空レーザー測量による0.5 mグリッドの高分解能数値標高モデル(DEM)と米軍および国土院撮影空中写真(1940年代および60年代撮影、縮尺約1万分の1、2万分の1および4万分の1)を使用した変動地形解析を行った。これに本事業で並行して実施した活動性調査・反射法地震探査(石山・他, 2023, 2024)およびサブテーマ3.1の微動探査の結果(先名・他, 2023, 2024)や、既往研究(活断層研究会編, 1980, 1991; 三崎, 1980; 寒川, 1986; 石川県, 1997, 1998, 1999; 東郷・他, 1998a, 1998b; 東郷, 2000; 池田・他編, 2002; 木村, 2002; 中田・今泉編, 2002; 中村・他, 2003, 2006; 産業技術総合研究所, 2008; 松多・他, 2016)を踏まえ、現地調査も実施した上で、森本・富樫断層帯の詳細位置をとりまとめた(図21)。また、撓曲・傾動などの変位様式も図に加えると同時に、人工改変や信頼性の高い上下変位量が推定できる地点の選定を勘案して、0.5 m DEMを用いて地形断面図を作成し、変位基準(中期更新世～後期更新世の河成段丘面および沖積低地面・沖積扇状地面)の上下変位量を推定した(図22)。地形面の分布については、東郷・他(1998b)、木村(2002)、中村・他(2003, 2006)を参照するとともに、本調査で実施した打ち込みボーリングコアのテフラ分析の結果も考慮して、変位地形と同様にDEMおよび空中写真を用いて推定した。以上の結果と推定した変位基準の推定年代から、断層帯に沿った上下平均変位量分布を推定した(図23)。

変位地形の認定については、大局的にはこれまでの詳細な活断層図(東郷・他, 1998a; 池田・他編, 2002; 中田・今泉編, 2002; 松多・他, 2016)と変わらない。ただし、異なる点として、①森本断層の北端位置、②森本断層のより平野側に推定されたトレース、③森本断層上盤側の副次的な低断層崖、④沖積低地面を変位させる野町断層のトレース、⑤野町断層・長坂撓曲と富樫断層の連続性、が挙げられる。以上の異なる点を中心に、断層の詳細位置・変位地形・変位量について述べる。

#### ・森本断層の詳細位置と変位地形

森本断層の北端位置については、従来の津幡川右岸よりも約2.2 km北に伸びると考えられる(図21)。北端部の能瀬川右岸から津幡川右岸にかけては、宝達丘陵西側斜面に後期更新世の段丘面が分布するほか、丘陵西側斜面基部に低断層崖が断続的に分布する(図22)。その一方、これより西側に広がる沖積低地面には完新世段丘や河川の下刻などは見られないことから、丘陵側の継続的な隆起が継続していると推定される。丘陵基部を開析する河川の沖積扇状地面や完新世段丘面の地形断面図(加茂および舟橋測線)から、約1 m前後の上下変位量が推定される(図22)。

津幡川左岸から<sup>もりもと</sup>森下川左岸にかけては、詳細地形解析に基づき、ほぼ旧北国街道沿いに比高1-2 mの完新世撓曲崖地形が認められ、マッピングおよび研究報告がされてきた(東郷・他, 1998a, 1998b; 池田・他編, 2002; 中田・今泉編, 2002)。石山・他(2024)および今年度の調査の結果から、撓曲変形する完新世段丘面は2～3段に分化しており、太田および<sup>とぎや</sup>利屋町測線の地形断面図(図22)で示されるように、高位の完新世段丘面が丘陵側に傾斜するなど、累積的な撓曲変形が認められる(図22)。さらに、完新世撓曲崖地形よりもさらに平野側で沖積層の層厚・分布深度が大きく増大することが示され、これに対応する地下構造が反射法地震探査(石山・他, 2024)や微動探査(先名・他, 2023および本年度のサブテーマ3.3.1報告)で確認されたことから、断層運動による変形が従来指

摘された撓曲崖よりもさらに西側に及んでいると推定される。撓曲崖の西側には、ボーリング調査や微動探査で確認された完新統の変形帯に対応する可能性がある微地形が断続的に分布することから、これを新たに断層トレース（位置不明瞭）として追加した。なお、従来報告されていた東側の完新世撓曲崖地形は、超高分解能 VSP 探査の結果から、断層上盤側に形成された分岐断層に対応すると考えられる（石山、準備中）。

森下川左岸から金腐川<sup>かなくさ</sup>右岸にかけては、森本丘陵基部より西側の沖積低地面が 2～3 段に段丘化するとともに、南森本町および荒屋町測線の地形断面図（図 22）に示されるように累積的な撓曲変形を受けており、完新世後期において複数回の断層運動があった可能性がある。また、百坂町から神谷内町<sup>かみやち</sup>にかけては丘陵背面に高位段丘面が分布し、これらが傾動ないしは撓曲変形するほか、丘陵側が低下する逆向き低断層崖が複数条発達する（図 21 および図 22 の神谷内町測線）など、局所的な変形が広く認められる。逆向き低断層崖は、柳橋川左岸など一部では高位面のみならず中位・低位面も変形させている。なお、神谷内町の高位段丘面を構成する風成層下部で得られた試料から、緑色普通角閃石およびカミングトン閃石の主成分元素組成より、大山火山（山陰）起源の hpm1 テフラ（岡田・他, 1990）が同層準に降灰していると考えられる。hpm1 の噴出年代は約 210 ka（MIS 7.3、木村・他, 1999；長橋・他, 2004）と考えられることから、高位段丘面の離水年代は約 210 ka と推定される。

金腐川左岸から浅野川右岸にかけては、卯辰山<sup>うたつやま</sup>の丘陵背面に高位段丘面が広く分布し、これらが丘陵西縁部で傾動ないしは撓曲変形するほか、丘陵側が低下する逆向き低断層崖（位置不明瞭）が複数条発達する（図 21）。また、西に傾き下がる高位面の西縁部では、中位・低位段丘面を切る西側低下の低断層崖（位置不明瞭）が浅野川右岸まで断続的に分布する（図 21）。

#### ・野町断層の詳細位置と変位地形

浅野川左岸から伏見川右岸にかけては、沖積低地面および低位・中位段丘面を累積的に西側低下で変位させる撓曲崖地形（位置不明瞭）が断続的に分布する。従来は低位・中位段丘面の分布西縁に撓曲崖線（位置確実）の存在が推定されていた（東郷・他, 1998a）。一方、0.5 m DEM による変動地形解析や現地調査によると、浅野川左岸から犀川右岸の間では、概ね JR 線に沿って沖積低地面上に比高 2 m 程度の撓曲崖が分布すると推定される（図 22, 中橋町測線）。そこで、本研究では低位・中位段丘面の分布西縁の崖線は撓曲変形する低位・中位段丘面を限る段丘崖であり、これより最大約 1 km ほど西側の沖積低地上に断層トレースが位置すると推定した。なお、低位・中位段丘面（L2 および M2 面）は背斜変形を呈する。完新世撓曲崖地形は浅野川および犀川の流路付近では認められず、伏在するものと見られる。また、本研究で推定した完新世撓曲崖地形の位置は、犀川沿いで行われた反射法地震探査（石山・他, 2023）で認められた、野町断層上盤側に発達する背斜西翼部基部の向斜軸の地表延長に概ね一致することから、野町断層の断層面上のすべりに関連して形成された地表変形であると考えられる。

東郷・他（1998a）などでは、野町断層の南端は富樫断層北端の断層トレース（位置不明瞭）と連続して分布すると推定されている。一方、浅野川左岸から伏見川右岸の断層トレースを横断する地形断面図を見る限り、低位・中位段丘面の上下変位量は北から南に向かって明瞭に減少する傾向がある（図 22 の新神田一野田町、泉本町、有松、伏見台の各測

線)。一般に断層走向沿いの断層変位量分布は断層両端に向かって減少する(例えば Scholz, 2019) ことから、野町断層は富樫断層とは連続せず、伏見川右岸付近を南端とする可能性がある。

・長坂撓曲および富樫断層の詳細位置と変位地形

富樫断層と長坂撓曲はほぼ連続的に分布し、走向もほぼ同じであることや、上記の議論から、富樫断層は野町断層ではなくむしろ長坂撓曲に連続すると考えられる。長坂撓曲の位置は東郷・他(1998a)などとほぼ一致する。これ以外に、撓曲崖線にはほぼ並走する比高数  $m$  程度の低断層崖が雁行して分布することが明らかになった。また、小立野台地の中位段丘面は下に凸な形態を示し、最終氷期前半の海水準および河床縦断形を念頭に置くと明らかな地形異常が推定される。これは、長坂撓曲の北方延長が小立野台地の緩やかな撓曲変形を形成したと考えれば説明がつく。この考えを採ると、富樫断層の北端は浅野川左岸付近に存在し、森本断層とは浅野川流路付近で雁行配列することになる。

伏見川以南の富樫断層については、東郷・他(1998a, 1998b) および松多・他(2016)と概ね変わらず、富樫山地西縁部に位置する断層トレースに沿って中位・低位段丘面および沖積扇状地面の撓曲崖・低断層崖地形が断続的に分布する。手取川右岸では一部を除き断層線は概ね位置不明瞭であり、白山比咩神社付近まで続くと考えられる(図 21 および図 22 の高尾・額谷・四<sup>しじま</sup>方および小柳測線)。

・森本・富樫断層帯に沿った平均上下変位量分布の推定

森本・富樫断層帯の変位地形から推定される上下変位量と変位基準となる地形面の形成年代に基づき、断層帯に沿った平均上下変位量分布を推定した(図 23)。算出に際して、中村・他(2006)に従い、犀川沿いの河成段丘面の形成年代について、L1面を約 25 ka, M2面を約 65 ka と仮定した。また、完新世の地形面については、L4面については約 6 ka と仮定した。また、L4-2面については石川県(1997, 1999)のトレンチ掘削結果に基づき形成年代を約 3 ka, L4-3面については利屋地区における群列ボーリング調査の結果から形成年代を約 1 ka とそれぞれ仮定した。

森本断層・野町断層・富樫断層沿いの平均上下変位速度分布については、以下のような特徴が認められる:(1) 森本断層の平均上下変位速度は最大 2 m/千年程度に達するのに対し、野町断層は最大 0.9 m/千年程度、富樫断層は最大 0.5 m/千年程度であり、断層帯北部ほど平均変位速度が大きい傾向がある。(2) 森本断層と野町断層については、断層中央部付近で平均上下変位速度が大きくなり、断層両端に向かって小さくなる傾向が認められる。このような傾向は先述のように断層一般に普遍的に認められる現象である(Scholz, 2019)。中村・他(2006)の平均上下変位速度分布と比較すると、本研究で推定した森本断層における大きい値を除くと概ね類似している。注意を要する点として、特に森本断層・富樫断層沿いの変位基準は L4-3面など非常に新しいものが多いこと、断層下盤側を含めた上下変位量が見積もられていない点が多いことが挙げられる。ただし、例えば太田測線で得られる平均上下変位速度は、利屋町測線近傍で実施した群列ボーリング調査から推定された平均上下変位速度(1.9 mm/yr; 1)を参照)とほぼ等しく、前者の点についてはある程度実際の値を反映していると見なしてよいとも考えられる。

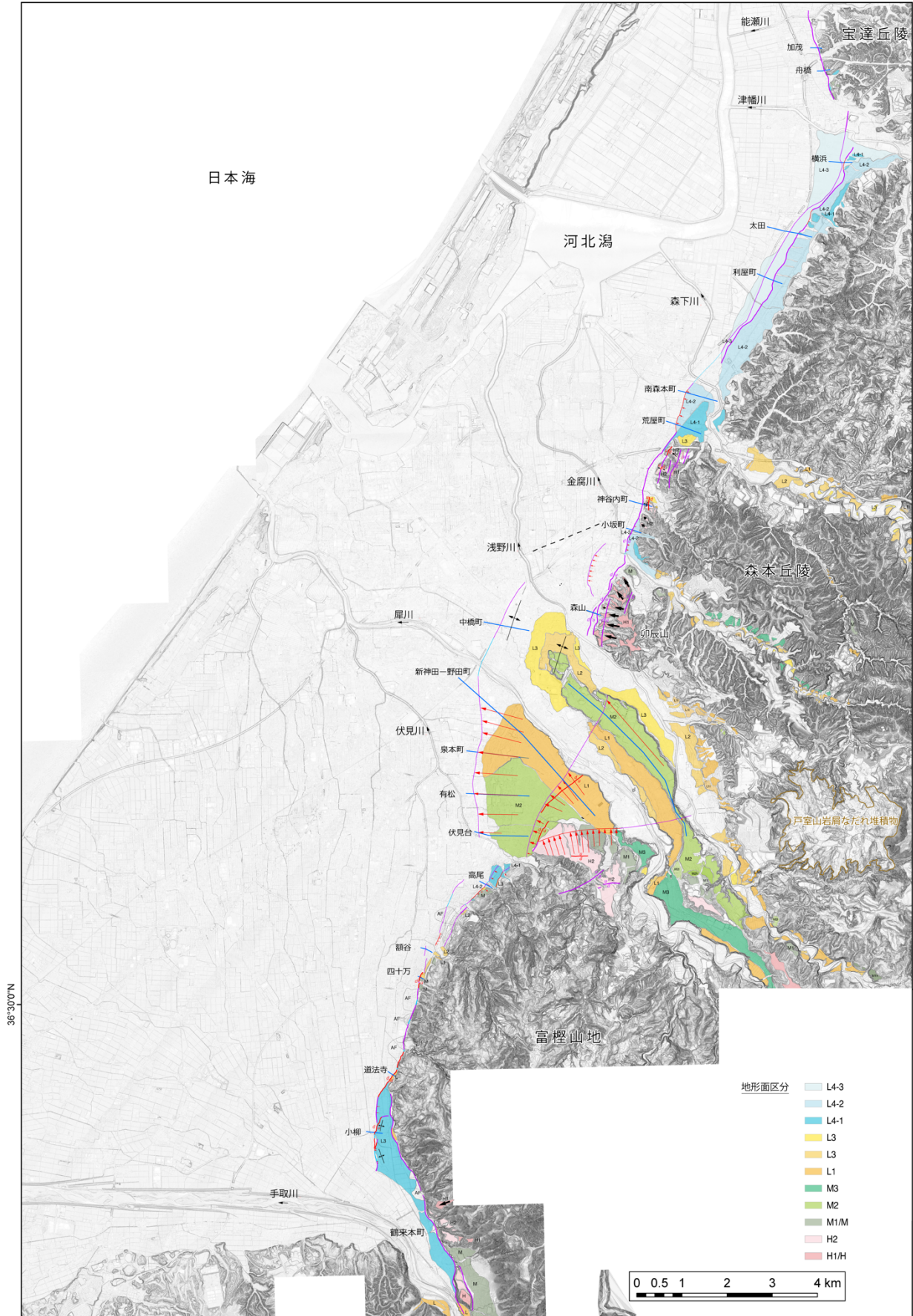


図 21 森本・富樫断層帯の詳細位置。青線は地形断面図の位置を示す。

加茂

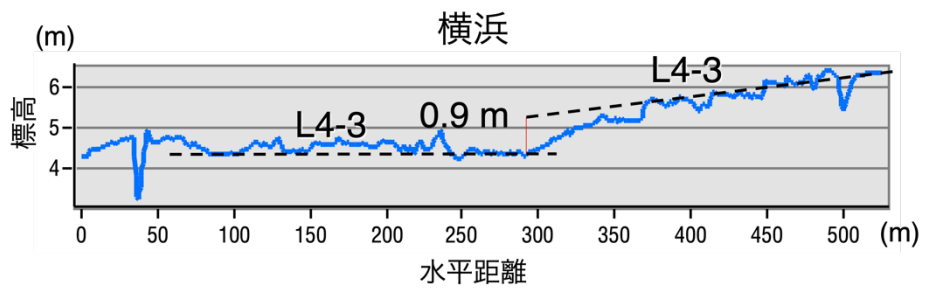
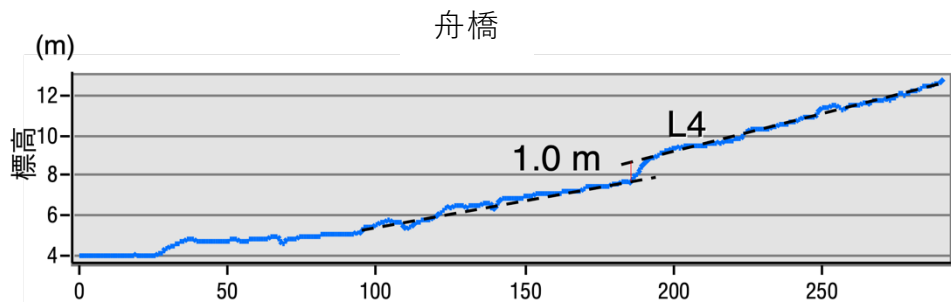
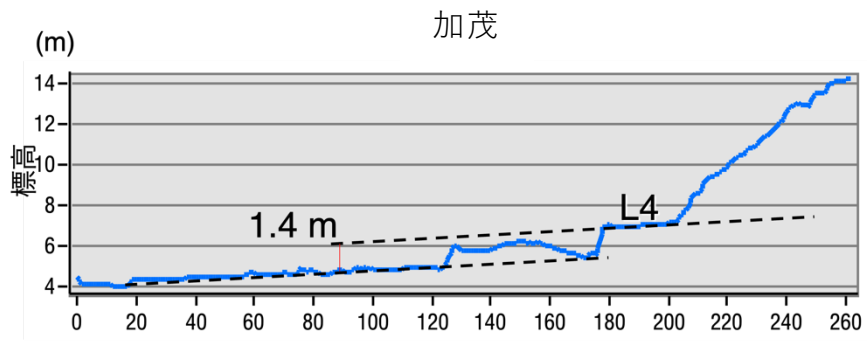


図 22 森本・富樫断層帯の断層変位地形を横断する地形断面図と推定された上下変位量。断面位置は図 21 に示す。

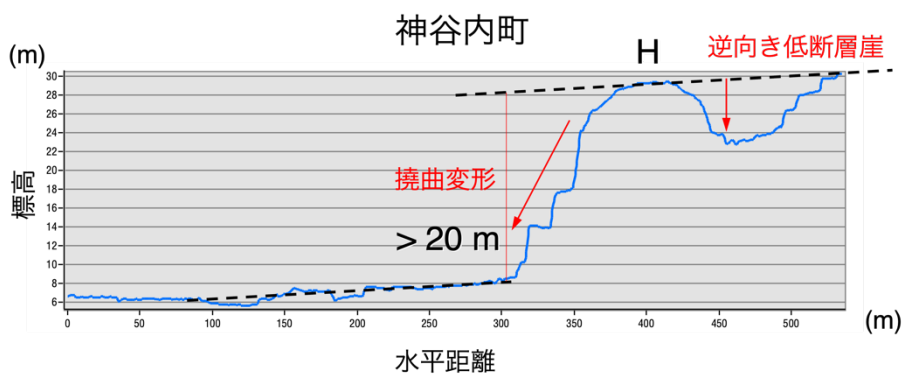
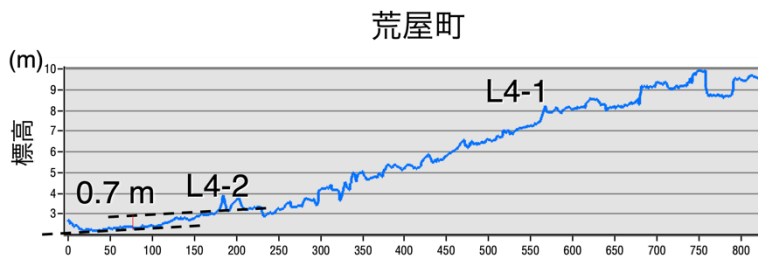
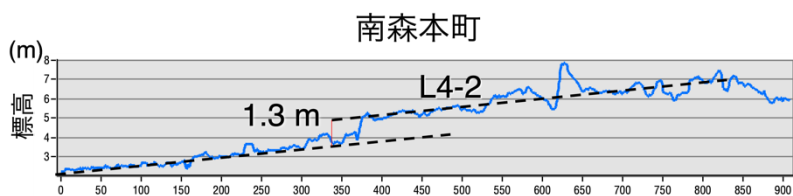
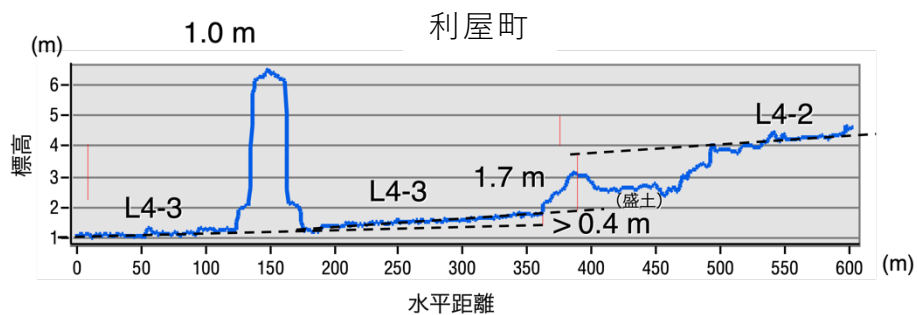
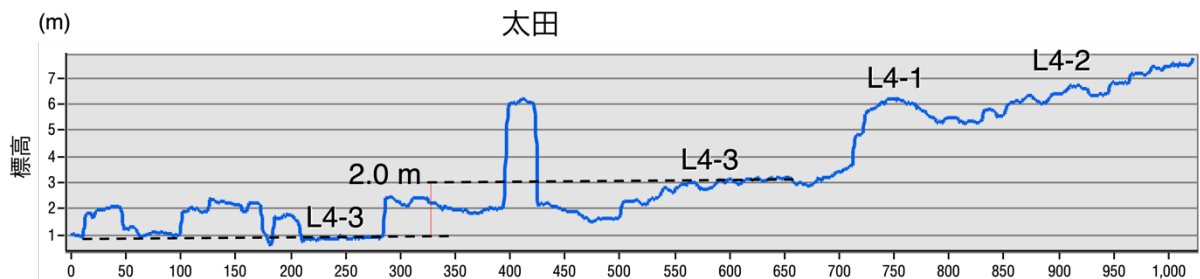


図 22 続き

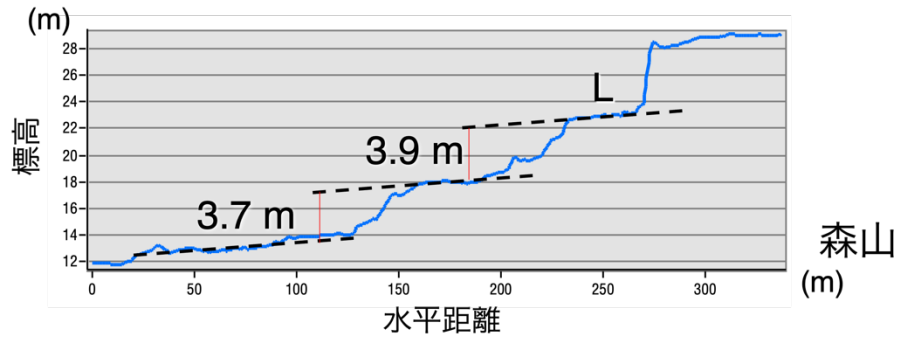
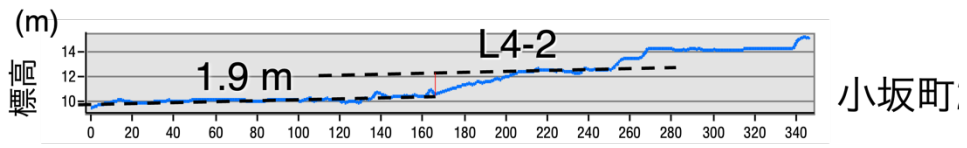


図 22 続き

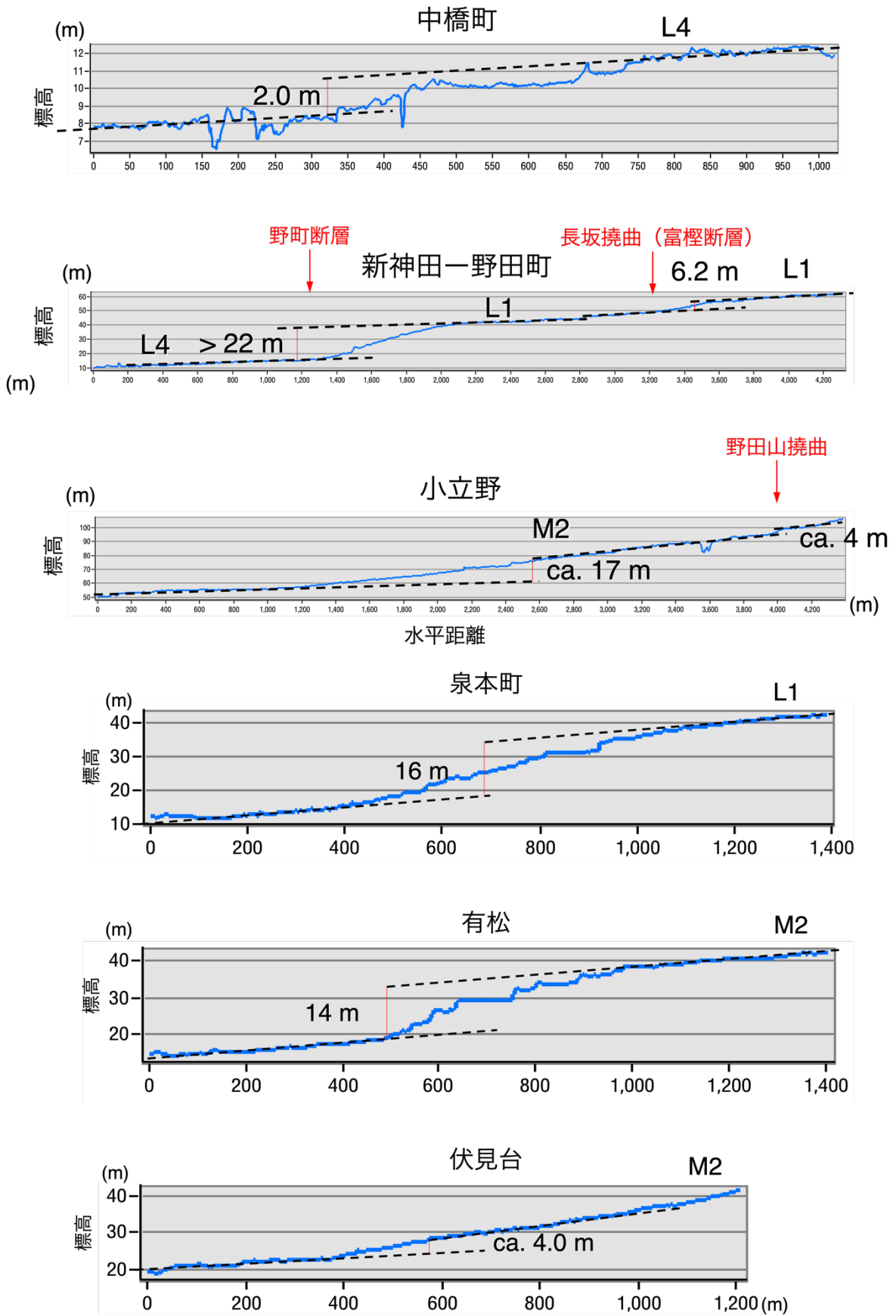


図 22 続き

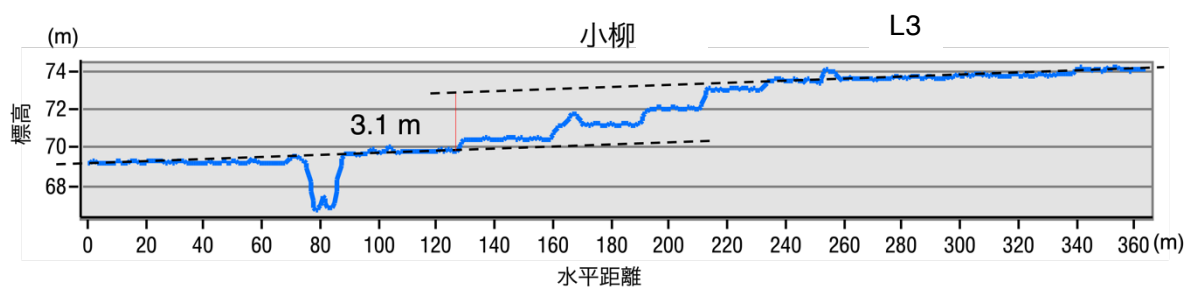
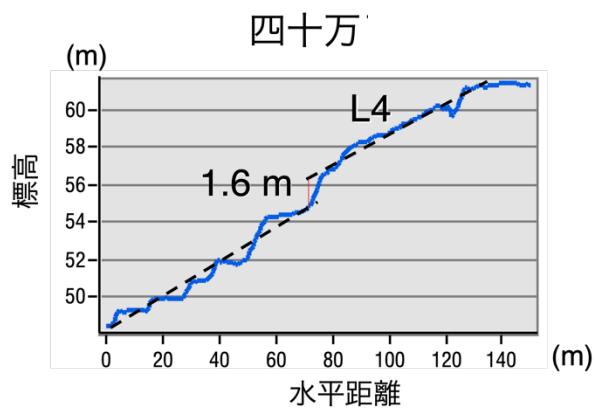
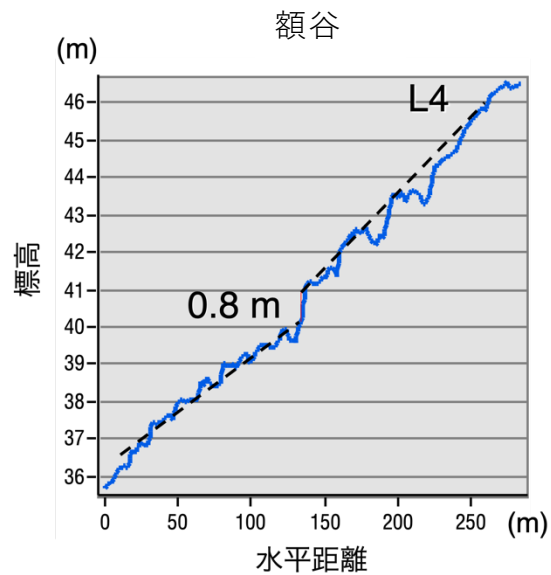
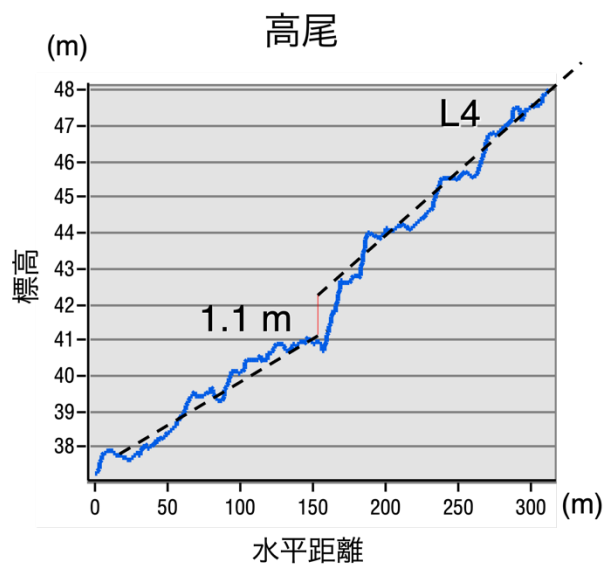


図 22 続き

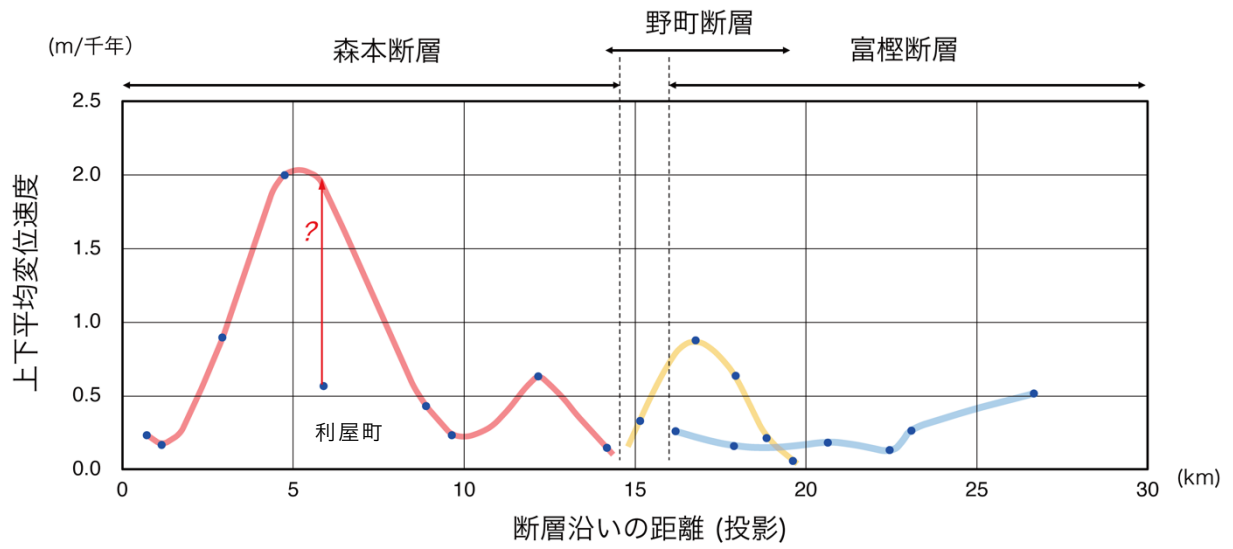


図 23 森本・富樫断層帯沿いの上下平均変位速度分布。赤色・黄色・青色の包絡線はそれぞれ森本断層・野町断層・富樫断層に対応する。

#### 4) 森本・富樫断層帯南部の浅層反射法地震探査

これまで森本・富樫断層帯南部においては、断層構造を推定するための反射法地震探査は実施されてこなかったため、断層帯南部の形状についての情報は全くなかった。そこで、断層帯南部・富樫断層を横断する石川県白山市向島町から同曾谷町の測線において、浅層高分解能反射法地震探査（白山測線）を実施した。（図 24）。狭小な路線が多く、測線長が 6.0 km と比較的短いことを考慮して、震源として小型パイプロサイズ型震源を使用した。探査の仕様は表 2 に示す。また、得られた発震記録の代表例を図 25～27 に示す。

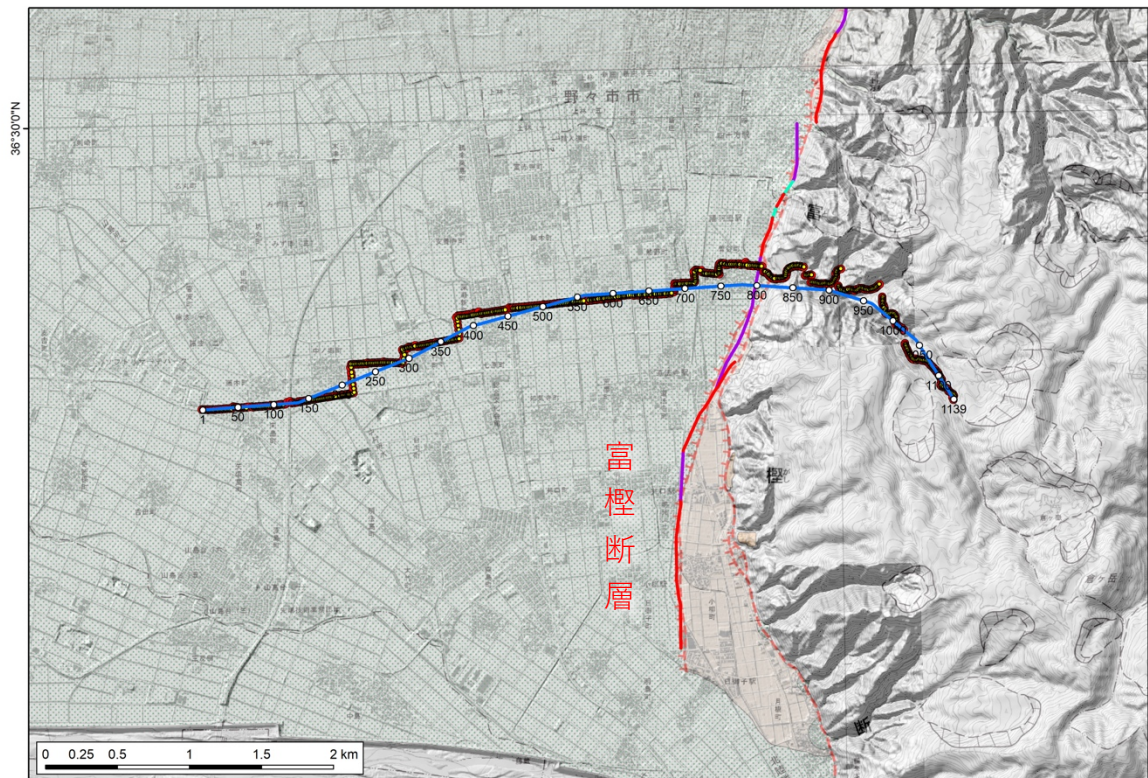


図 24 森本・富樫断層帯南部の高分解能反射法地震探査（白山測線）の位置図。青線が重合測線、赤点が発振点、黄点が受振点を示す。背景は東郷・他（1998a）、松多・他（2016）を使用。断層線は中田・今泉編（2002）を示す。

表 2 森本・富樫断層帯南部の高分解能反射法地震探査 観測仕様一覧

発震系	
震源	ミニバイブレータ 1 台 (IVI 社製 T-15000)
発震周波数	10 ~ 100Hz
スイープ長	16 sec
スタック回数	3 回 (通常発震) 10 or 16 回 (高エネルギー発震)
発震点数	571 点 (通常発震) 32 点 (高エネルギー発震) 計 : 603 点
発震点	受振点間中点発震 (Half-integer)
受振系	
受振器	GS-One (10Hz)
探鉱器	GSR or GSX (Geospace 社製)
受振点間隔	10 m
総受振点数	630 点
総測線長	約 6.0 km
受振点番号	1001 ~ 1630
サンプリングレート	1 msec
記録長	4 sec

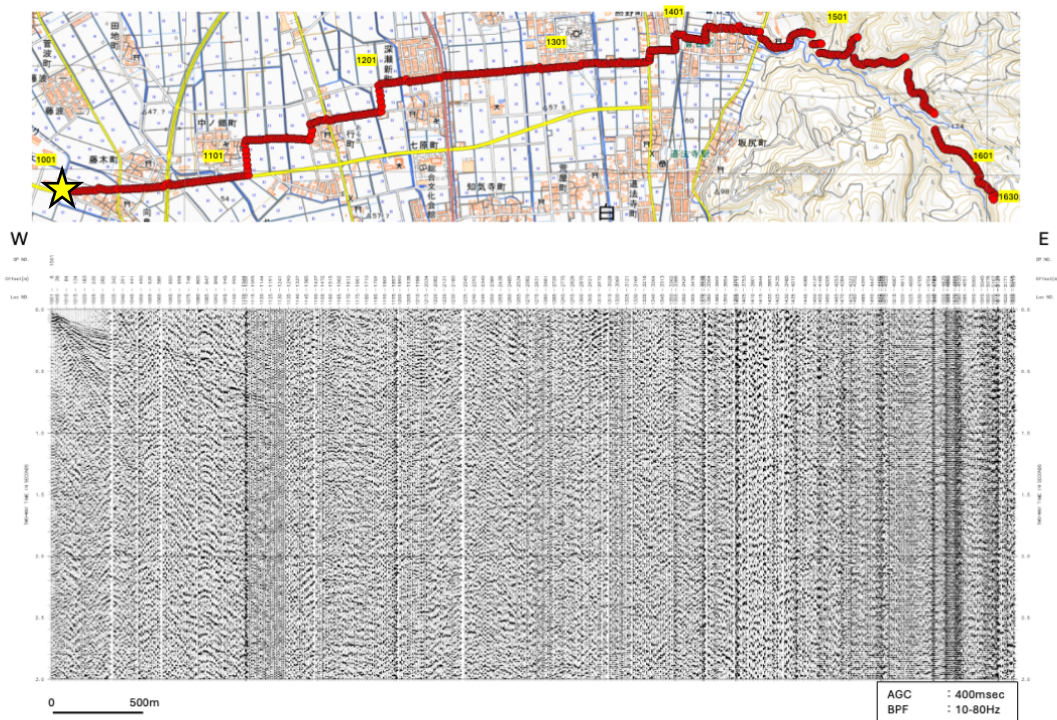


図 25 発震点番号 VP1001 (測線西端部) での発震に伴う観測記録

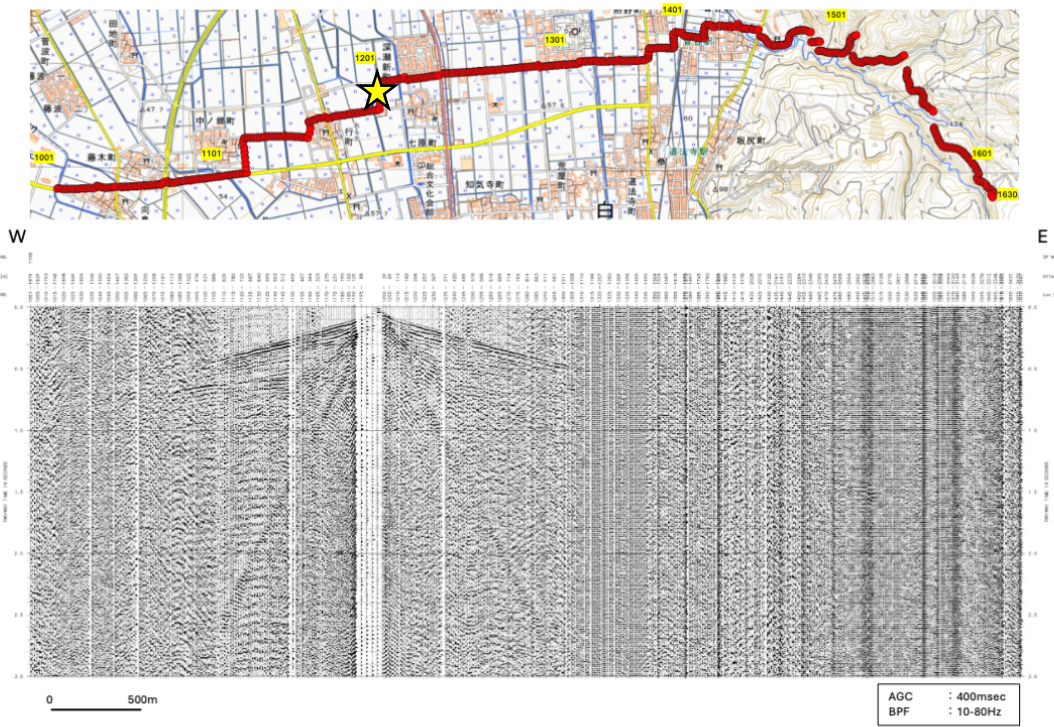


図 26 発震点番号 VP1198 での発震に伴う観測記録

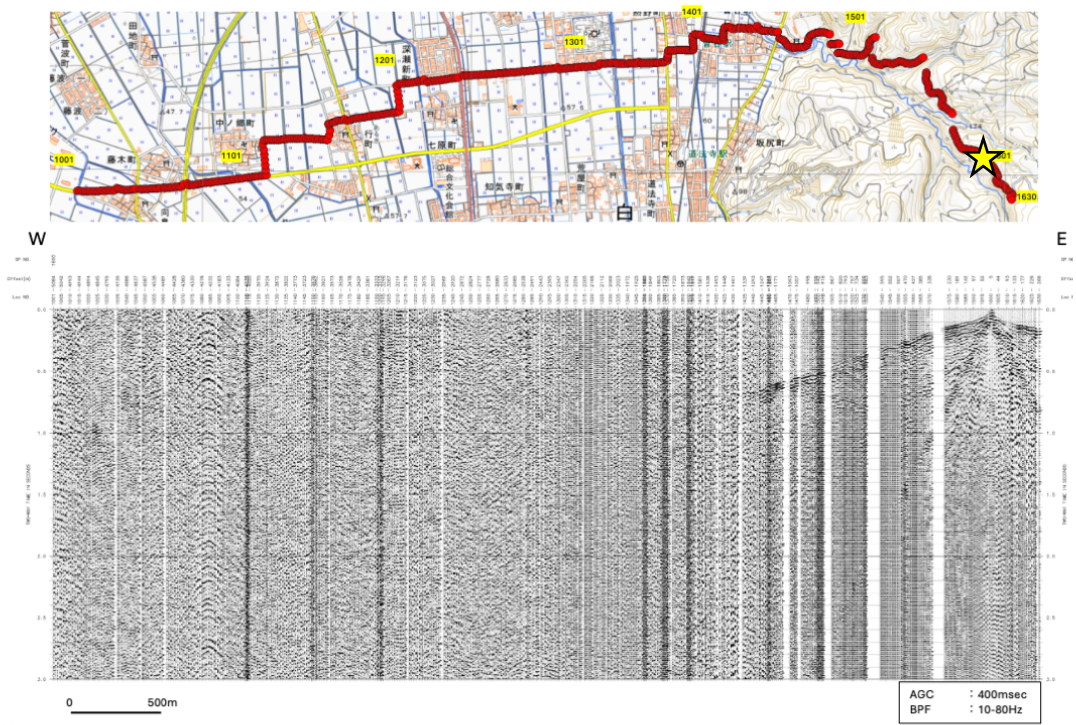


図 27 発震点番号 VP1600 での発震に伴う観測記録

表3 高分解能反射法地震探査（白山測線）の主要解析パラメータ

	白山測線
Automatic gain control	400 msec
Deconvolution	Gate length: 2000 msec Operator length: 120 msec 予測距離: 8 msec
Bandpass filter	5/10 - 80/100 Hz
Residual statics	シフト長: 2 msec
FX-prediction filter	7 traces
Migration	FD Migration velocity 80 %

得られた観測記録について、共通反射点重合法に基づく反射法解析（例えば Yilmaz, 2001）を行い、反射断面を作成した。主な解析パラメータは表3の通りである。

反射法解析の結果、深さ1 km程度の高分解能深度断面を得た（図28）。地質学的データを考慮して構造解釈を行った。富樫断層の地表位置よりも西側には、ほぼ水平に分布する金沢平野下の堆積物が少なくとも深さ1 kmまで確認される。一方、富樫断層の東側では、富樫山地に分布する新第三系の地質構造に対応する背斜構造が認められ、その西翼部の反射面に認められる不連続から東傾斜の逆断層の存在が推定される（図29）。推定された断層の先端は富樫断層の変位地形の位置とほぼ一致していることから、この逆断層は富樫断層と推定される。逆断層の傾斜は50度程度であり、これまでの深部構造探査で得られた森本断層などと形状の特徴が類似する。また、断層下盤側には緩やかな起伏の背斜構造が認められるが、これに対応する変位地形は確認されなかった。

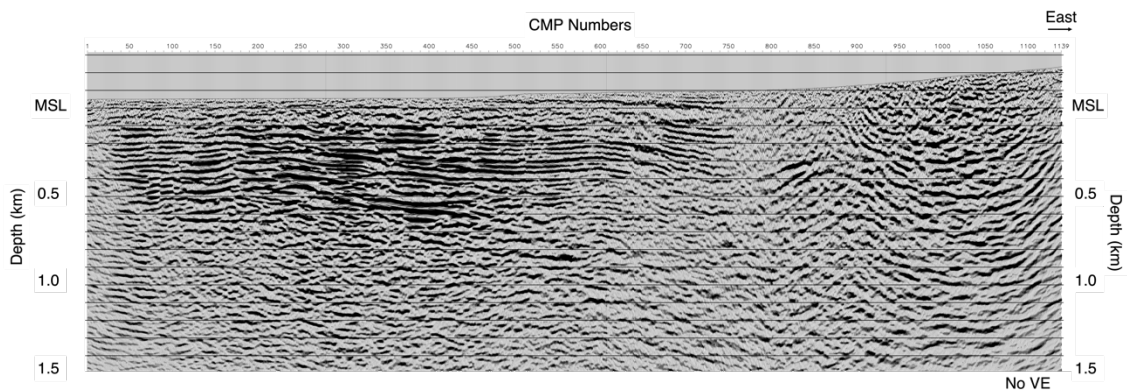


図28 白山測線のマイグレーション後深度断面。縦横比は1:1。

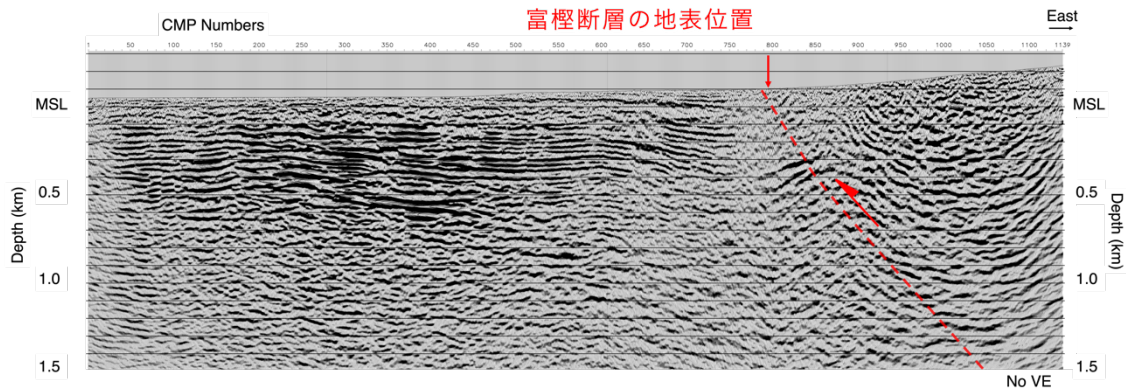


図 29 白山測線・マイグレーション後深度断面の解釈。縦横比は 1:1。

#### 5) 森本・富樫断層帯の地震発生層厚さの推定および震源断層モデルの構築

森本・富樫断層帯の深部形状等を推定する目的で、令和 4 年度には断層帯中央部を横断する測線長 24 km の深部構造探査（犀川－医王山測線）を、令和 5 年度には、森本・富樫断層帯と砺波平野断層帯（西部）を横断する測線長 34 km の深部構造探査（内灘－南砺測線）を実施した（石山・他，2023，2024）。これらと 3) で述べた富樫断層の浅層高分解能反射法地震探査の結果による断層の形状と、地震活動解析により推定される地震発生層厚さに基づき、震源断層モデルの構築を行った。

2000 年 10 月 1 日から 2024 年 8 月 31 日までの防災科学技術研究所（防災科研）の高感度地震観測網（Hi-net）により決められた M1.5 以上深さ 20 km 以浅の地震について三次元地震波速度構造（Matsubara et al., 2022）を用いて再決定した。その震源カタログを用いて、地震発生層の下限を推定した。あるグリッドの周囲 $\pm 0.1^\circ$  や  $0.2^\circ$  四方の地震について、11 個以上の地震がある場合に、地表から 10% の地震が起きた深さを地震発生層の上限（D10）、90% の地震が起きた深さを地震発生層の下限（D90）を推定した。2020 年 12 月から群発地震活動が始まり、2023 年 5 月 5 日、2024 年 1 月 1 日に大きな地震が発生したため、2000 年 10 月 1 日から 2020 年 11 月 30 日まで、2023 年 5 月 4 日まで、2023 年 12 月 31 日まで、2024 年 8 月 31 日までの期間における D90 を図 30 に示す。D90 は森本断層で 13～15km、富樫断層で 11～13km であった。2024 年能登半島地震の震源域ではその本震前後で D90 に多少の変化がみられるが、森本・富樫断層帯付近では、いずれの期間でも同様の結果であった。

次に、産業技術総合研究所（産総研）により設置された臨時観測点のデータを合わせて同様の計算を行った。臨時観測と同じ 2022 年 1 月 1 日～2024 年 12 月 31 日までの地震活動から D90 を推定した（図 31）。産総研のカタログでは M0.8 以上、防災科研 Hi-net のカタログでは M1.8 以上で Gutenberg-Richter 則を満たす（図 32）。両者を統合したカタログから M0.8 以上の地震を用いて D90 を計算した結果を図 33 に示す。この結果から D90 は、森本断層で 16～20km、富樫断層で 15～16km であることが分かった。

犀川－医王山測線・内灘－南砺測線・白山測線で推定された森本断層・富樫断層の断層構造は、いずれ  $50^\circ$  程度で東傾斜の逆断層と推定される。これらの構造探査の結果と、推定された地震発生層厚さに基づき、震源断層の形状を推定した（詳細はサブテーマ 3. 2 を参照）。

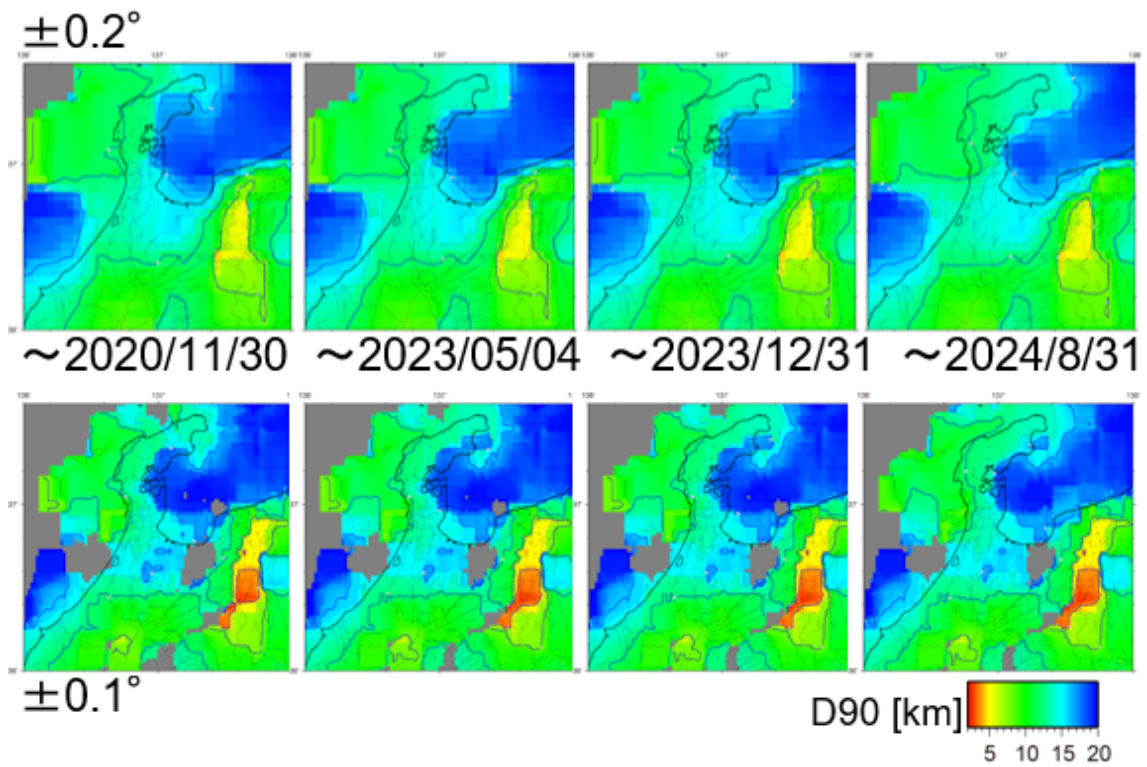


図 30 防災科研 Hi-net のカタログを用いて計算した地震発生層の下限。

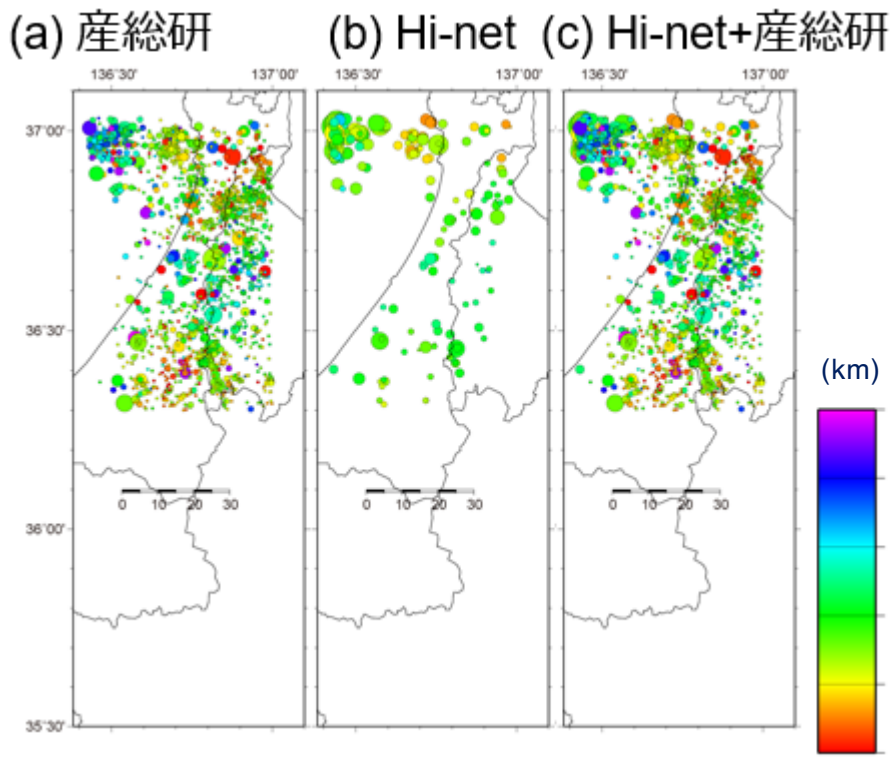


図 31 (a) 産総研、(b)防災科研 Hi-net、(c)両者を統合した震源分布。

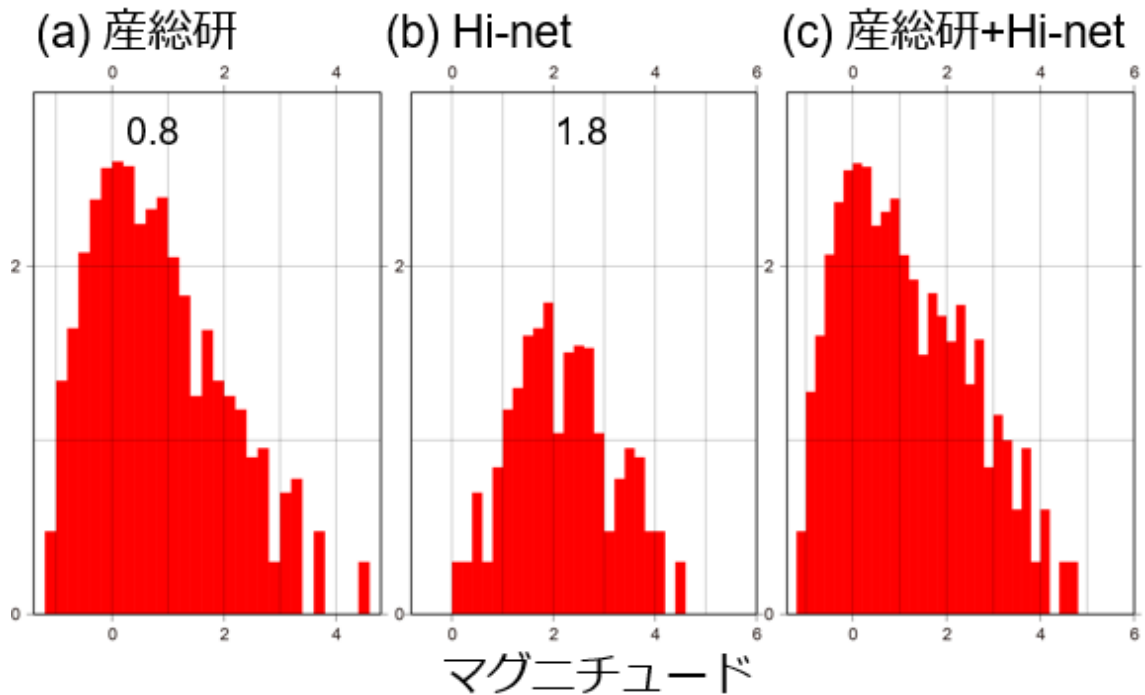


図 32 (a)産総研、(b)防災科研 Hi-net、(c)両者を統合したマグニチュードの頻度分布。

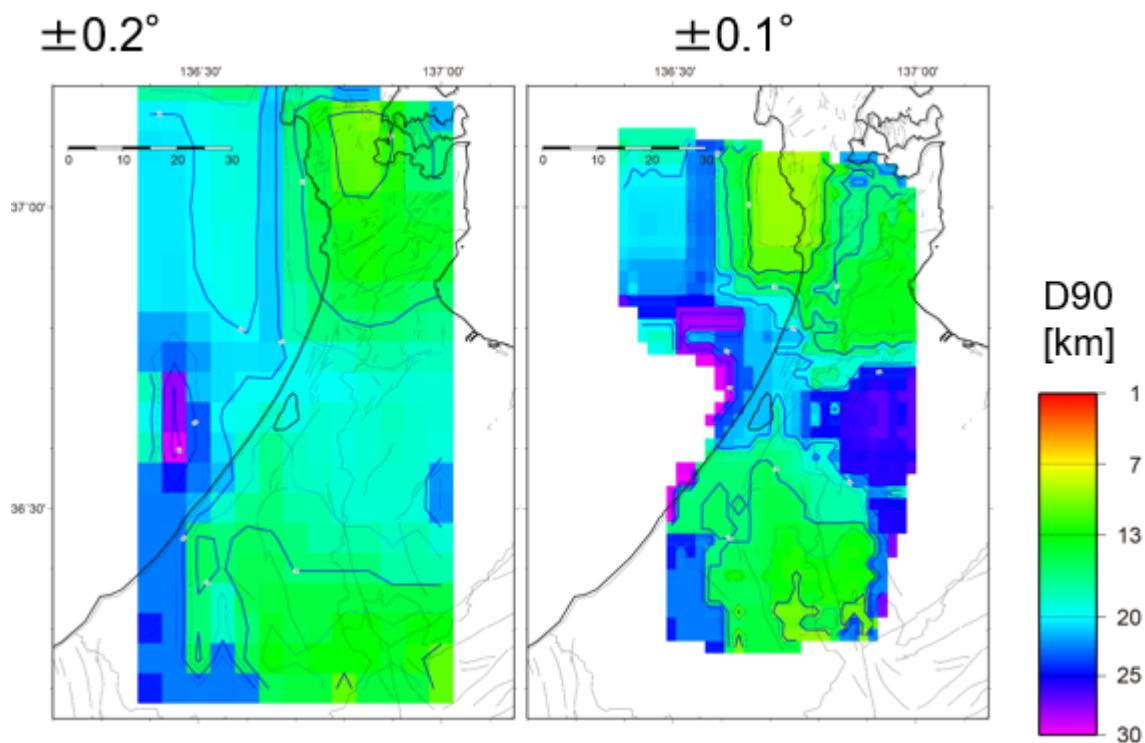


図 33 産総研と防災科研 Hi-net を統合したカタログから推定した D90。

(c) 結論

森本・富樫断層帯北部・森本断層の活動性を明らかにするために、津幡町潟端地区で群列ボーリング調査を行い、コア解析（層相解析・年代測定・テフラおよび珪藻分析）を行

った結果、断層帯北部の平均変位速度が従来よりも大きくなることが明らかになった。また、断層帯南部・富樫断層の白山市小柳地区においてトレンチ調査を行い、沖積扇状地面を構成する完新世後期(約2000年前)の中粒砂層が西に緩やかに傾斜する構造が確認された。さらに、断層帯南部・富樫断層において浅層反射法地震探査を行い、断層帯北部を構成する森本断層・野町断層と同様に中角度・東傾斜の逆断層であることが明らかとなった。さらに構造探査データおよび地震活動解析により推定した地震発生層厚さ(D90)とあわせて震源断層モデルを構築した。

#### (d) 引用文献

- 安藤一男, 淡水産珪藻による環境指標種群の設定と古環境復元への応用. 東北地理, 42, 73-88, 1990.
- Bronk Ramsey C., OxCal v. 4.4.4. <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal.html>, 2021.
- 藤木利之・小澤智生, 琉球列島産植物花粉図鑑. アクアコーラル企画, 155p, 2007.
- Hong W, Park JH, Kim KJ, Woo HJ, Kim JK, Choi HK, Kim GD, Establishment of chemical preparation methods and development of an automated reduction system for AMS sample preparation at KIGAM. Radiocarbon, 52, 1277-1287, 2010a.
- Hong W, Park JH, Sung KS, Woo HJ, Kim JK, Choi HW, Kim GD, A new 1MV AMS facility at KIGAM. Radiocarbon, 52, 243-251, 2010b.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編, 「第四紀逆断層アトラス」, 東京大学出版会, 254 pp., 2002.
- 石川県, 「平成8年度地震調査研究交付金 森本断層系に関する調査成果報告書」, 165 pp., 1997.
- 石川県, 1998, 「平成9年度地震関係基礎調査交付金 森本・富樫断層帯に関する調査成果報告書」, 156 pp.
- 石川県, 1999, 「平成10年度地震関係基礎調査交付金 森本・富樫断層帯に関する調査成果報告書」, 94 pp., 1999.
- 石山達也・他11名, 3.1.1 活断層の詳細位置・形状・活動性解明のための調査, 文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所, 森本・富樫断層帯の重点的な調査観測 令和4年度報告書, 6-65, 2023.
- 石山達也・他11名, 3.1.1 活断層の詳細位置・形状・活動性解明のための調査, 文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所, 森本・富樫断層帯の重点的な調査観測 令和5年度報告書, 6-101, 2024.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 「森本・富樫断層帯の評価」, 17 pp., 2001.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 「砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の長期評価(一部改訂)」, 25 pp., 2008.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 「森本・富樫断層帯の長期評価(一部改訂)」, 33 pp., 2013.
- 活断層研究会編, 「日本の活断層一分布図と資料一」, 東京大学出版会, 363 pp., 1980.
- 活断層研究会編, 「新編日本の活断層一分布図と資料一」, 東京大学出版会, 437 pp., 1991.

- 木村純一・岡田昭明・中山勝博・梅田浩司・草野高志・麻原慶憲・館野満美子・檀原 徹，  
大山および三瓶火山起源テフラのフィッシュトラック年代とその火山活動史における  
意義，第四紀研究，38，145-155，1999.
- 木村佳織，金沢南方の段丘面編年と変動地形，国土地理院時報，99，67-75，2002.
- 北村晃寿・東野外志男・中橋雅彦・小川義厚・吉田智洋・阿部和生，加賀平野で発見され  
た白山起源の火山灰層，第四紀研究，37，131-138，1998.
- 小杉正人，珪藻の環境指標の設定と古環境復原への応用．第四紀研究，27，1-20，1988.
- 町田 洋・新井房夫，「新編火山灰アトラスー日本列島とその周辺」，東京大学出版会，336  
pp.，2003.
- Matsubara, M., T. Ishiyama, T. No, K. Uehira, M. Mochizuki, T. Kanazawa, N.  
Takahashi, and S. Kamiya, Seismic velocity structure along the Sea of Japan  
with large events derived from seismic tomography for whole Japanese Islands  
including reflection survey data and NIED MOWLAS Hi-net and S-net data, Earth,  
Planets and Space. 74:171, doi:10.1186/s40623-022-01724-0, 2022.
- 松多信尚・岡田篤正・岡田真介・澤 祥・平川一臣・廣内大助・八木浩司，1:25,000 地理  
院活断層図「鶴来」，国土地理院技術資料，D1-No. 742，2016.
- 三崎徹雄，石川県，金沢-羽咋間の活構造，地理学評論，53，280-289，1980.
- 三好教夫・藤木利之・木村裕子，日本産花粉図鑑．北海道大学出版会，824p，2011.
- 文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所，森本・富樫断層帯における重  
点的な調査観測 令和4年度 成果報告書，184 pp.，2023.
- 文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所，森本・富樫断層帯における重  
点的な調査観測 令和5年度 成果報告書，221 pp.，2024.
- 長橋良隆・吉川周作・宮川ちひろ・内山 高・井内美郎，近畿地方および八ヶ岳山麓におけ  
る過去 43 万年間の広域テフラの層序と編年ーEDS 分析による火山ガラス片の主要成  
分化学組成ー，第四紀研究，43，15-35，2004.
- 中田 高・今泉俊文編，「活断層詳細デジタルマップ」，東京大学出版会，68 pp.+DVD 2 枚+  
付図 1 葉，2002.
- 中村洋介・金 幸隆・岡田篤正・竹村恵二，金沢市街地における河成段丘の形成時期と森本  
ー富樫断層帯野町撓曲の第四紀後期における上下変位速度，活断層研究，23，69-76，2003.
- 中村洋介・宮谷淳史・岡田篤正，森本-富樫断層帯における平均上下変位速度分布，活断層研  
究，26，151-162，2006.
- 楡井 尊・本郷美佐緒，中部日本における前期末～中期更新世の花粉尘層序．第四紀研究，  
57，143-155，2018.
- Nummedal, D. and Swift D., Transgressive stratigraphy at sequence-bounding  
unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples.  
In Nummedal D, Pilkey OH, Howard JD, Sea-level fluctuation and coastal evolution,  
SEPM Special Publications, 41,241-260, 1987.
- 岡田昭明・谷口恵・木下直美，模式地における大山最下部火山灰層中の強磁性鉱物の熱磁  
気特性，鳥取大教育研報，39，143-160，1990.
- Reimer PJ, Austin WEN, Bard E, Bayliss A. Blackwell P, Bronk Ramsey C, Butzin M,

- Cheng H, Edwards RL, Friedrich M, Grootes PM, Guilderson TP, Hajdas I, Heaton TJ, Hogg AG, Hughen KA, Kromer B, Manning SW, Muscheler R, Palmer JG, Pearson C, van der Plicht J, Reimer RW, Richards DA, Scott EM, Southon JR, Turney CSM, Wacker L, Adolphi F, Buntgen U, Capano M, Fahrni SM, Fogtmann-Schulz A, Friedrich R, Kohler P, Kudsk S, Miyake F, Olsen J, Reinig F, Sakamoto M, Sookdeo A, Talamo S., The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon calibration curve (0-55 kcal BP). *Radiocarbon*, 62, 725-757, 2020.
- 寒川 旭, 寛政 11 年(1799 年)金沢地震による被害と活断層, 地震第 2 輯, 39, 653-663, 1986.
- 産業技術総合研究所, 森本・富樫断層帯の活動性および活動履歴調査, 基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書 No. H19-3, 2008.
- 先名重樹・森川信之・岩城麻子, 3. 3. 1 浅部地盤構造モデルの構築, 文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所, 森本・富樫断層帯の重点的な調査観測令和 4 年度報告書, 110-117, 2023.
- 先名重樹・森川信之・岩城麻子, 3. 3. 1 浅部地盤構造モデルの構築, 文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所, 森本・富樫断層帯の重点的な調査観測令和 5 年度報告書, 154-167, 2024.
- Scholz, C. H. , *The mechanics of earthquakes and faulting*, Cambridge University Press, 493 pp., 2019.
- 東郷正美, 「微小地形による活断層判読」, 古今書院, 206 pp., 2000.
- 東郷正美・池田安隆・今泉俊文・澤 祥, 1:25,000 都市圏活断層図「金沢」, 国土地理院技術資料, D.1-355, 1998a.
- 東郷正美・池田安隆・今泉俊文・澤 祥・平野信一, 森本-富樫断層帯の詳細位置と活動性について, 活断層研究, 17, 72-83, 1998b.
- Yilmaz, O., *Seismic data analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data*. 2065 pp., SEG, 2001.

### (3) 令和4～6年度の成果

#### (a) 業務の要約

森本・富樫断層帯を構成する活断層の詳細な位置・分布を明らかにするために、空中写真判読および航空レーザー測量データから作成した高分解能DEMによる地形解析を行い、活断層の詳細な位置・分布を推定し、平均上下変位速度分布を推定した。その結果を踏まえて、断層帯の活動性を明らかにするために、断層帯北部で群列ボーリングおよび高分解能反射法地震探査を実施し、断層帯北部の平均上下変位速度を推定した。また、断層帯南部でトレンチ掘削調査等を行い、断層活動時期を推定した。さらに、断層帯中央部および森本・富樫断層帯および隣接する砺波平野断層帯（西部）を横断する2測線の深部構造探査と、富樫断層を横断する浅層反射法地震探査を行い、森本・富樫断層帯を構成する断層の形状を推定した。加えて、地震活動解析により断層帯周辺の地震発生層厚さを推定した。以上の成果を総合的に検討し、震源断層モデルを構築した。

#### (b) 業務の成果

以下に3年間実施した調査研究の結果得られた成果について簡潔に記す。

##### 1) 森本・富樫断層帯の位置・分布

森本・富樫断層帯を構成する活断層の詳細な位置・分布を明らかにするために、航空レーザー測量による0.5mグリッドの高分解能数値標高モデル(DEM)と米軍および国土地理院撮影空中写真(1940年代および60年代撮影、縮尺約1万分の1、2万分の1および4万分の1)を使用した変動地形解析を行った。あわせて2)と3)の結果および既往研究を勘案し、活断層の詳細な位置・分布を推定し、森本・富樫断層帯の詳細位置および変位様式および断層周辺の地形面分類を図にとりまとめた(図21)。また、断層帯に沿った平均上下平均変位速度分布を推定した。主な結果を要約すると以下の通りである。

森本断層は能瀬川左岸から津幡川右岸にかけての宝達丘陵西縁部に断層変位地形(低断層崖、位置不明瞭)を認め、従来よりも約2.2km北に伸びると考えられる。南端については森本丘陵西縁部の低断層崖(位置不明瞭、高位段丘面の傾動を伴う)の存在から、浅野川右岸にあたと推定される。また、沖積面の緩やかな傾斜変換線が、森本丘陵西縁部で認められてきた完新世撓曲崖(東郷・他, 1998a, 1998b; 東郷, 2000)の西側に分布しており、これを境に完新統が大きく変位することが2)やサブテーマ3.3.1の微動探査で明らかとなったことから、位置不明瞭の断層トレースを新たに認定した。このほか、高位・中位・低位段丘面を変位させる逆向き低断層崖を新たに認定した。

野町断層については、浅野川左岸から伏見川右岸にかけて沖積低地面および低位・中位段丘面を累積的に西側低下で変位させる撓曲崖地形(位置不明瞭)が断続的に分布することを認め、従来の撓曲崖線(東郷・他, 1998a)より最大約1kmほど西側の沖積低地上に断層トレースが位置すると推定した。この完新世撓曲崖地形の位置は、犀川沿いで行われた反射法地震探査(石山・他, 2023)で認められた、野町断層上盤側に発達する背斜西翼部基部の向斜軸の地表延長に概ね一致することから、野町断層の断層面上のすべりに関連して形成された地表変形であると考えられる。また、平均上下変位速度が南に明瞭に減少すること等から、南端を伏見川右岸とし、富樫断層とは連続しないと推定した。

富樫断層については、断層トレースの連続性や平均上下変位速度分布から、野町断層ではなく長坂撓曲に連続すると推定した。また、長坂撓曲は従来犀川左岸までとされてきたが、小立野台地の勾配異常から、浅野川左岸まで伸びると推定される。伏見川左岸から手取川右岸にのびる区間では、富樫断層の位置・分布は東郷・他（1998a, 1998b）と大きくは変わらず、富樫山地西縁部の中位・低位段丘面および沖積扇状地面を変位させる低断層崖・撓曲崖が断続的に分布する。

## 2) 森本・富樫断層帯の活動性

1)の結果を踏まえて、森本・富樫断層帯の活動性を明らかにするために、断層帯北部・森本断層について、米軍撮影縮尺約1万分の1空中写真を用いた航測図化を行い、完新世撓曲崖をより詳しく検討した。その結果や産業技術総合研究所（2008）などの既往研究を考慮し、金沢市利屋地区および津幡町潟端地区で6本の群列ボーリング調査（図12）と、同じ測線において大型バイプロサイズ車を用いた高分解能反射法地震探査を実施した。採取した地質試料について、詳細な層相解析・放射性炭素同位体年代測定・花粉、珪藻および火山灰分析を行い、堆積環境の推定と地層の対比を行った。その結果、上述した完新統の高度不連続と年代から、断層帯北部の平均上下変位速度が1.9 m/千年と推定された。この値は従来の推定よりもかなり大きい。また、断層帯南部・富樫断層について、国土地理院撮影縮尺約1万分の1空中写真を用いた航測図化を行い、白山市小柳地区に発達し手取川の新旧沖積扇状地面を変位させる撓曲崖・低断層崖をより詳しく検討した。その結果を踏まえて、白山市小柳地区にてトレンチ掘削調査等を行い、約2000年前に堆積した中粒砂層および下位の砂礫層が西に緩く傾く構造を見出した（図17、18）。砂層・砂礫層はトレンチより西側ではより緩い傾斜となることから、中粒砂層が堆積した約2000年前以降に地表変形を伴う断層活動が発生した可能性を指摘した。このほか、断層帯沿いの変位地形から推定される上下変位量と変位基準の形成年代に基づき、断層帯沿いの平均上下変位速度分布を推定した（図23）。

## 3) 森本・富樫断層帯の浅部・深部構造探査および震源断層モデル構築

森本・富樫断層帯ではこれまでほとんど構造探査が実施されていなかった。断層帯の浅部～深部形状や盆地構造・速度構造を解明するために、複数台のバイプロサイズ車を震源とする断層帯中央部（犀川-医王山測線）と、森本・富樫断層帯（森本断層）および隣接する砺波平野断層帯（西部）（法林寺断層）を横断する深部構造探査（内灘-南砺測線）を行い、断層の深部形状および地質構造・地震波速度構造を明らかにした（図34）。また、森本断層（潟端-太田測線）と富樫断層（白山測線）（図29）を横断する浅層高分解能反射法地震探査を行い、地下浅部の断層および変形構造を明らかにした。これらの探査の結果、森本・富樫断層帯を構成する断層がいずれも東傾斜・中角度の逆断層であること、断層先端は伏在する場合が多いこと、断層帯が隣接する区間については森本断層が主断層、法林寺断層が副断層であることなどが明らかとなった。また、既存地下構造データの再解析を行い、区間速度構造を明らかにした。さらに、サブテーマ2と協力して地震活動解析により推定した地震発生層厚さ（D90）の空間分布を明らかにした（図33）。以上の情報と1）で

得られた断層帯の地表位置の情報に基づき、サブテーマ間で議論を行い、森本・富樫断層帯の震源断層モデルを構築した。

隣接する断層帯との関係については、本事業で実施した深部構造探査や既往研究から以下のことが言える。森本・富樫断層帯と東側に並走する砺波平野断層帯（西部）については、上述の通り、内灘-南砺測線の結果から森本断層が主断層、法林寺断層が副断層と考えられる。ただし、1896年陸羽地震（M7.2）の際に活動した千屋断層と川舟断層の例（松田・他，1981）のように、主断層・副断層の両方が地震時に同時に活動することがある点に留意する必要がある。また、森本断層の北端位置が北に延びたことにより、森本・富樫断層帯と邑知潟平野断層帯南部の南端位置が従来よりも近接することになる。ただし、邑知潟平野断層帯南部と砺波平野断層帯（西部）（石動断層）を横断する深部構造探査「かほく-砺波測線」（Ishiyama et al., 2017）によれば、邑知潟断層帯南部は東傾斜・中角度の逆断層であり、その先端はほぼ海岸線付近の砂丘下に存在すると考えられる。したがって、森本断層とは直接はつながらず、東西約5 kmのギャップを伴い雁行すると考えられる。さらに、かほく-砺波測線の結果は、石動断層が主断層、邑知潟平野断層帯南部が副断層と、森本断層・法林寺断層とは逆の主従関係になっていることを示す（Ishiyama et al., 2017）。したがって、数値シミュレーションで断層帯間の連動破壊を検討する場合には、これら断層帯の幾何学的関係を拘束条件に含めることが重要であると考えられる。また、富樫断層以南の金沢（加賀）平野については、これまで目立った活構造はマッピングされていない。ただし、守屋（2006）、梶原・守屋（2001）で指摘されるように、平野内に存在する柴山台地などの海成段丘面群は海側ほど高位の地形面が分布しており、その地形配列は異常であると考えられる。また、手取川の古期扇状地堆積物からなる能美丘陵の内部にもリニアメントが存在する。これらの最近の活動性の解明と森本・富樫断層帯との関係については、今後の課題と言える。

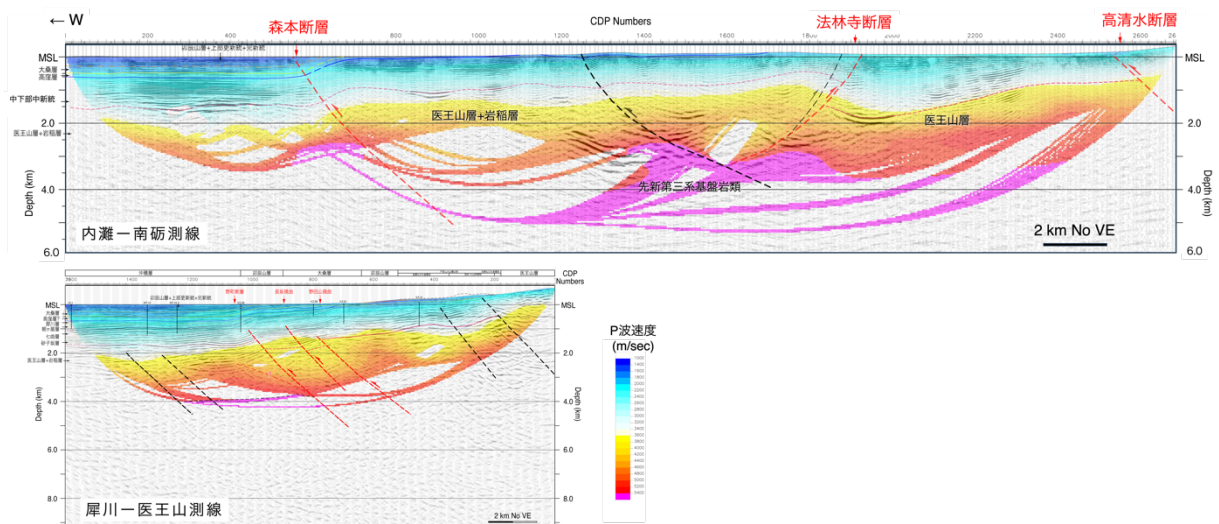


図 34 本事業で得られた深部構造探査断面

(c) 結論ならびに今後の課題

森本・富樫断層帯の変動地形調査を行い、断層帯の位置・分布を明らかにした。また、浅部・深部構造探査を複数の測線で行い、断層帯を構成する主要断層の浅部・深部形状を明らかにするとともに、近接する断層帯との構造的な関係を明らかにした。さらに、断層帯の活動性調査（群列ボーリング・トレンチ・浅層高分解能反射法地震探査）を断層帯北部・南部で行い、北部ではこれまでの推定よりも大きい平均上下変位速度を、南部では完新世後期の断層活動の可能性を推定した。構造探査データおよび地震活動解析により推定した地震発生層厚さに基づき震源断層モデルを構築した。得られたデータを表4にまとめた。

今後の課題としては、上記のほかに、さらなる断層帯の活動履歴に関する情報の拡充が望まれる。今回はこれまでデータの無かった断層帯南部における活動履歴のデータを提示したが、過去複数回の断層活動時期に関するデータは得られなかった。本断層帯は金沢市およびその近郊に位置することから、トレンチ調査などを実施する適地を見出すことは一般に困難である。今回の事業期間内でも最適の調査箇所でもトレンチ調査を実施することはできなかった。引き続き、より古地震調査に適した地点において古地震調査を実施し、活動履歴に関する情報を増やすことが重要である。また、断層帯北部についても、さらにボーリング調査地点を1～2点増やすことで、断層活動時期に関する解析を進めることが出来ると期待される。上記の成果を踏まえた上での継続的な調査研究が、本断層帯の長期予測と強震動予測の精度向上に貢献すると考える。

表4 本事業で得た森本・富樫断層帯の長期評価の対象となる特性。

項目	特性	根拠
1. 断層帯の位置・形態		
(1) 森本・富樫断層帯を構成する断層	森本断層 付随する断層 逆向き低断層崖が複数条存在 野町断層 富樫断層（長坂撓曲含む） 付随する断層：野田山撓曲	空中写真・高解像度DEMによる変動地形解析および地形調査により推定
(2) 断層帯の位置・形状	地表における断層帯の位置・形状 断層帯の位置 （北端）36度41分39秒 136度43分29秒 （南端）36度26分13秒 136度38分2秒 長さ 約34 km  地下における断層面の位置・形状 長さ及び上端の位置	作成した活断層図により推定

	<p>地表での長さ・位置と同じ 上端の深さ 0 km (ただし野町断層 約 1km)</p> <p>傾斜 東傾斜 50 度 (深さ 5 km 以浅)</p> <p>一般走向 N14° E</p> <p>地震発生層厚さ 森本断層: 16~20km 富樫断層: 15~16km</p>	<p>構造探査の結果により推定 構造探査の結果により推定 図 21 より断層の端点を直線で結んだ方向</p> <p>産総研の臨時観測および Hi-net の震源カタログの D90 より推定</p>
(3) 断層のずれの向きと種類	東側隆起の逆断層	構造探査の結果により推定
2. 断層帯の過去の活動		
(1) 平均的なずれの速度	2 m/千年 (上下成分)	群列ボーリングの結果より推定
(2) 過去の活動時期	富樫断層 約 2 千年前以降、1 回	小柳トレンチの結果より推定

(d) 引用文献

Ishiyama, T., Sato, H., Kato, N., Koshiya, S., Abe, S., Shiraishi, K., and Matsubara, M., 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, 21-36, 2017.

石山達也・他 11 名, 3. 1. 1 活断層の詳細位置・形状・活動性解明のための調査, 文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所, 森本・富樫断層帯の重点的な調査観測 令和 4 年度報告書, 6-65, 2023.

地震調査研究推進本部地震調査委員会, 森本・富樫断層帯の評価, [https://www.jishin.go.jp/regional\\_seismicity/rs\\_katsudanso/f057\\_morimoto\\_togashi/](https://www.jishin.go.jp/regional_seismicity/rs_katsudanso/f057_morimoto_togashi/), 2013.

- 梶原良恵・守屋以智雄, 石川県小松平野の変位地形と柴山台地の断層・撓曲構造, 日本地理学会発表要旨集, 412, 2001.
- 産業技術総合研究所, 森本・富樫断層帯の活動性および活動履歴調査, 基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書 No. H19-3, 2008.
- 東郷正美, 「微小地形による活断層判読」, 古今書院, 206 pp., 2000.
- 東郷正美・池田安隆・今泉俊文・澤 祥, 1:25,000 都市圏活断層図「金沢」, 国土地理院技術資料, D. 1-355, 1998a.
- 東郷正美・池田安隆・今泉俊文・澤 祥・平野信一, 森本-富樫断層帯の詳細位置と活動性について, 活断層研究, 17, 72-83, 1998b.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文, 1896 年陸羽地震の地震断層. 東京大学地震研究所彙報, 55, 795-855, 1981.
- 守屋以智雄, 小松平野, 7 両白山地と福井・金沢平野, 日本の地形 5 中部, 東京大学出版会, 301-302, 2006.