３．２　活断層システムの分布・形状と活動性

(1) 業務の内容

(a) 業務題目　活断層システムの分布・形状と活動性

(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	教授	佐藤　比呂志
国立大学法人信州大学	教授	廣内　大助
国立大学法人岡山大学	教授	松多　信尚
公益財団法人地震予知総合研究振興会	主任研究員	田力　正好
公益財団法人地震予知総合研究振興会	副主席主任研究員	伊藤　谷生
静岡大学防災総合センター	客員教授	狩野　謙一
静岡県立富士宮東高校	教諭	山本　玄珠

(c) 業務の目的

富士川河口断層帯および身延断層など駿河トラフ周辺の活断層・活構造について、これまでの研究成果を踏まえて、その分布・形状・活動性・平均変位速度を解明するとともに、特にプレート境界断層に関連する構造的位置づけを明確にすることを目標に、先行研究のレビューと新たに変動地形・地質調査および高分解能浅層反射法地震探査を主とした調査観測研究を実施する。

(d) ３ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成 29 年度：富士川河口断層帯を主とする駿河トラフ周辺の活断層・活構造を対象に既存資料を収集し、地形・地質調査を実施するとともに、空中写真判読・高精度数値標高データ解析等による活断層・変動地形の位置・分布・性状を検討した。また、富士川河口断層帯・安居山断層帯およびその北方延長部において高分能反射法地震探査を実施し、地下浅部の構造のデータを取得した。加えて、次年度以降に実施するボーリング・トレンチ等断層帯の活動性調査の地点や内容を検討した。

2) 平成 30 年度：　平成 29 年度に取得した高分解能反射法地震探査データの解析を行い、富士川河口断層帯浅部の構造を明らかにする。また、地形・地質調査を行い、同じく 29 年度に取得した地形・地質学的データに基づき富士川河口断層帯を主とする駿河トラフ周辺の活断層・活構造の分布・性状について検討するとともに、次年度に実施するボーリング・トレンチ等断層帯の活動性調査の地点や内容をさらに検討した。

3) 令和元年度：富士川河口断層帯・身延断層帯についてボーリング・トレンチ等断層帯の活動性調査および反射法地震探査を行い、その分布・形状・活動性・平均変位速度を解明した。

(2) 令和元年度の成果

(a) 業務の要約

富士川河口断層帯・大宮断層および入山瀬断層おいて高分解能反射法地震探査を行い、大宮断層・入山瀬断層の詳細な構造と変動地形との対応関係を明らかにした。また、安居山断層南部延長の水沼断層にてトレンチ調査を行い、完新世の複数回の変形イベントを推定した。また、富士川河口部において群列ボーリング調査を行い、入山瀬断層の活動に伴う完新世の地層の変形を明らかにした。入山瀬断層の上盤側、由比川河口部の完新世後期海岸段丘での掘削調査から、段丘面の離水年代を推定した。

(b) 業務の実施方法と成果

1) 富士川河口断層帯・大宮断層および入山瀬断層における浅層反射法地震探査

富士川河口断層帯では過去にいくつかの浅層反射法地震探査が実施されている（伊藤・山口，2016; 下川・他，1998）。これらはいずれも測線長が短く、可探深度も数 100 m 内外であり、断層や断層運動に関連する地質構造を解像する良好な反射断面図は得られていない。そこで平成 29 年度に富士川河口断層帯を横断する測線にて、中型バイブロサイス震源および独立型地震波形収録器の多点固定展開による高分解能反射法地震探査では、安居山断層やその北部延長部、芝川断層のイメージングに成功し、これらが複数の覆瓦スラストからなり、プレート境界断層先端部の変形フロントをなす構造であることを初めて明らかにした。これらの結果は、厚い火山噴出物が累重し入力波形の減衰が著しい活火山地域においても、中～大型スウィープ震源と独立型地震波形収録器の多点固定展開の併用による高分解能反射法地震探査が地下構造のイメージングに有効であることを示している。この結果を受けて、令和元年度は富士川河口断層帯を構成する主要な活断層である大宮断層および入山瀬断層を横断する測線で、独立型地震波形収録器の多点固定展開を採用した高分解能反射法地震探査（水戸島―岩淵測線・大宮―星山測線）を実施した（図１）。震源としては、測線の大部分が住宅地に近く、狭小な路線も多いことを考慮して、中型バイブロサイス型震源を使用した。探査の仕様は表１に示す。

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のデータ解析（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ーは表２の通りである；

これらの解析の結果、水戸島―岩淵測線では深さ１km 程度の深度断面を、大宮―星山測線では深さ 1.5 km 程度の高分解能深度断面を得ることができた。これらについて、変動地形・地質学的データを考慮して構造解釈を行った。

表１　富士川河口断層帯の高分解能反射法地震探査　観測仕様一覧

	大宮―星山測線	水戸島―岩淵測線
測線長	4.1 km	5.1 km
震源	EnviroVIB (IVI), 2 trucks	
発振点間隔	5 m	
スイープ長	20 sec	
スタック数	3-5 times	
スイープ周波数	6～100 Hz	
総発振点数	656	759
受振点間隔	10 m	
地震計	GS-One 10Hz	
総受振点数	408	470
収録器	GSR-ONE (Geospace)	
サンプリング間隔	2 msec	
レコード長	4 sec	

表２　高分解能反射法地震探査の主要解析パラメータ

	大宮―星山測線	水戸島―岩淵測線
Automatic gain control	600 msec	600 msec
Deconvolution	Gate length: 2000 msec Operator length: 240 msec 予測距離: 2 msec	Gate length: 2000 msec Operator length: 240 msec 予測距離: 8 msec
Bandpass filter	10/14-95/100　Hz　(0.0-1.0 sec) 5/10 - 90/95 Hz (1.0-2.0 sec) 5/10 - 85/90 Hz (2.0-4.0 sec)	5/10-80/100 Hz
Residual statics	シフト長: 10 msec	シフト長: 2 msec
FX-Prediction Filter	7 traces	5 traces
Migration	FD Migration velocity 80-100 %	FD Migration velocity 80 %

大宮―星山測線は大宮断層下盤側の富士宮市街地を始点とし、潤井川低地および大宮断層の推定地表位置を横断し、星山放水路が開削されている星山丘陵の開析谷底面を経て、富士川左岸に到達する約 4.1 km の測線である（図２）。測線では全受振点について 10 m 間隔の固定展開と中型バイブレーター震源車２台による中点発震で行ったため、深度断面の共通反射点(CDP)間隔は 2.5 m である。深度断面では、測線北端部の富士宮市街地（JR 富士宮駅以北）でほぼ水平な反射面群が深さ約 500 m まで確認される（図 3)。一方、これ以南では連続性の良い反射波群の分布から、北緩南急の非対称背斜が形成されていると考えられる。北翼部は約 30°で北に傾斜し、水平な反射面群との間に高角で南に傾斜する向斜軸の存在が推定され、変形フロントを形成していると見られる。この地表延長部の位置は、従来撓曲崖基部の位置から大宮断層の地表位置として推定されている場所（中田・他, 2000；中田・今泉編, 2002）よりも 700 m ほど北に位置している。また、従来の大宮断層の地表位置の地下では連続性の良い反射波群が一様に北に傾斜しており、これより地下に延びる断層面は確認されない。また、星山丘陵内では断層上盤側に複背斜構造が形成されている。これらの構造に対応して、その下にバックスラストや屈曲を伴う伏在逆断層が存在すると推定される（図３）。

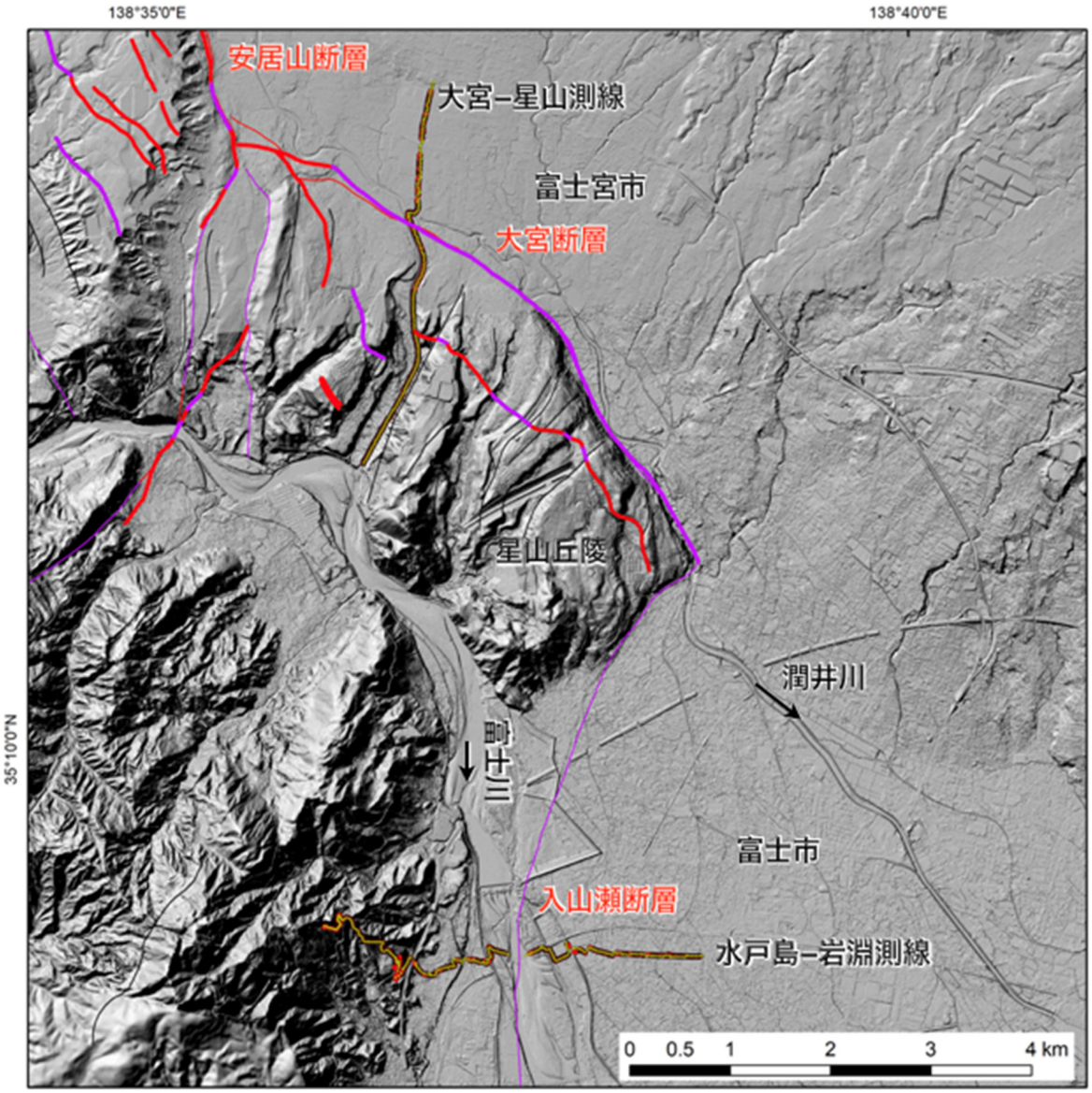


図１　反射法地震探査測線の概略位置図。背景は１ｍグリッド DTM による陰影起伏図、赤線は活断層の位置（中田・今泉編，2002）に一部加筆。

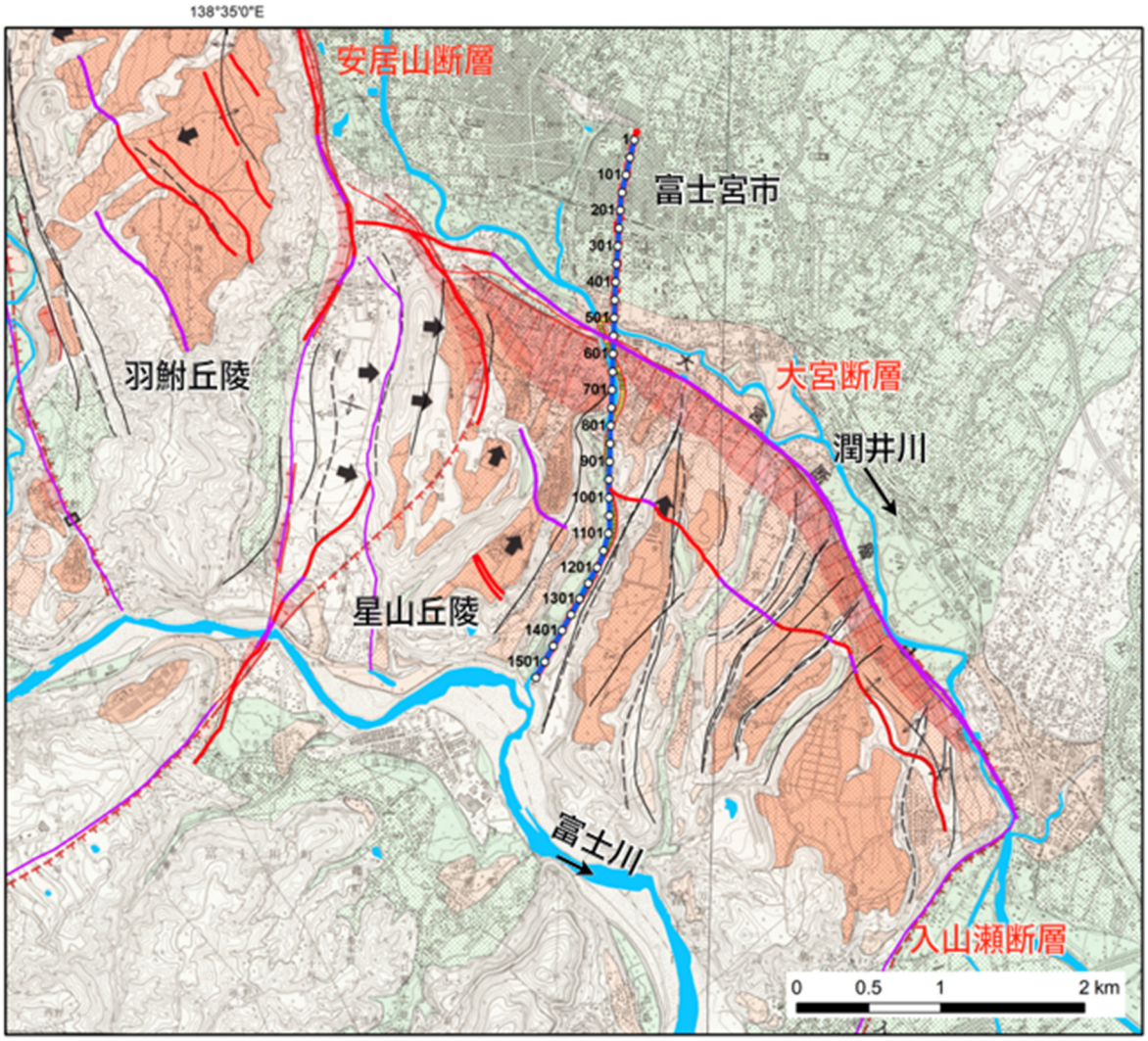


図２　反射法地震探査・大宮―星山測線の重合測線図。背景は中田・他（2000）、中田・今泉編（2002）に一部加筆。

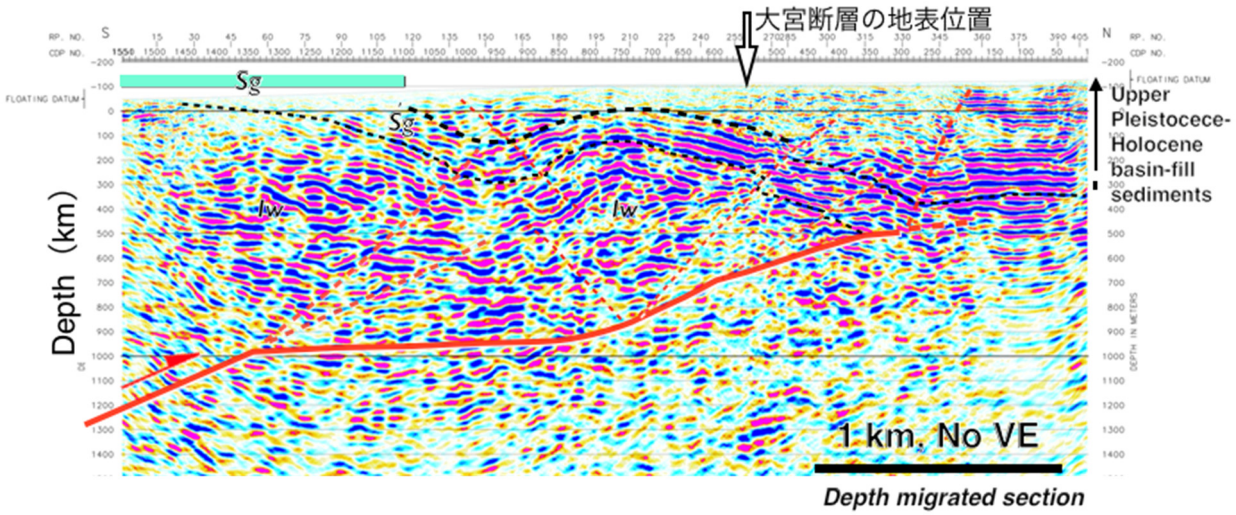


図３　反射法地震探査・大宮―星山測線の深度断面の解釈図

水戸島―岩淵測線は富士川左岸の富士市街地を始点とし、富士川河川敷を横断、岩淵段丘を経て蒲原丘陵西斜面の中腹に到達する約 5.1 km の測線である（図４）。本測線でも同様に全受振点について 10 m 間隔の固定展開と中型バイブレーター震源車２台による中点発震で行い、反射法解析の結果、CDP 間隔 2.5 m の深度断面を得た。

図４　反射法地震探査・水戸島―岩淵測線の重合測線図。背景は中田・他（2000），中田・今泉編（2002）に一部加筆。

深度断面では、測線東半部、富士市街地が位置する加島平野下ではほぼ水平な反射面群が深さ約 600 m まで確認される（図５）。一方、主に更新統の岩淵安山岩からなる蒲原丘陵東斜面は、一部の急傾斜帯を除き 40° 程度で一様に東に傾斜する構造を有しており、ほぼ水平な反射波が卓越する富士川左岸以東とは対照的な構造をなす。富士川左岸の地表から 200 m までの水平な反射波群は、富士川左岸の河川敷付近で西に向かって高度を上げ、東向きの撓曲変形を呈する。これ以深についても同様に富士川河川敷付近で不連続となる様子が見受けられる。また、富士川の現在の流路付近から西傾斜の不連続面とその上部に背上に凸ないしは西傾斜の反射面群が認められる。このような構造的な特徴から、現在の富士川河川敷付近を先端とし、西に中角度で傾斜する逆断層と、その上盤側の非対称背斜構造が存在すると考えられる。さらにこの逆断層の下盤側はこれより東側に分岐する伏在断

層の存在が推定される。また、蒲原丘陵東斜面の構造も西傾斜の逆断層の断層すべりによって形成された累積的な変形構造であると考えられるほか、斜面中腹部と基部にそれぞれ急傾斜・逆傾斜の構造が認められることから、この近傍を上端とする逆断層がそれぞれ存在すると考えられる。このように、入山瀬断層は、中角度の逆断層とこれより東側に分岐する低角の逆断層で構成されると考えられる。これまで入山瀬断層はいくつかの活断層図で位置不明瞭な活断層と記され（例えば中田・他, 2000; 中田・今泉編, 2002）、正確な位置が不明とされてきたが、水戸島―岩淵測線の結果によって、地表位置を現在の富士川流路付近とする西傾斜の逆断層と考えられる。また、反射断面から判断する限り、完新統にあたる深さ 100 m 以浅の地層も変形に参加しており、活断層であることは明確となった。

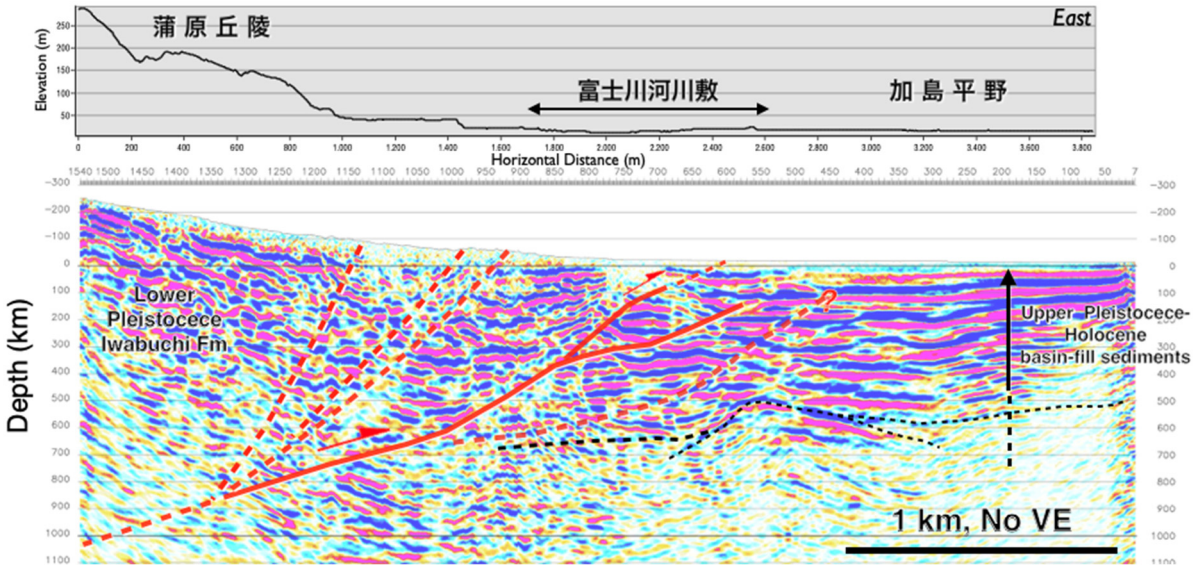


図５　反射法地震探査・水戸島―岩淵測線の深度断面の解釈図

2）富士川河口断層帯のトレンチ調査

平成 29・30 年度に行った富士川河口断層帯の変動地形の検討によって、芝川断層および安居山断層に沿って、完新世後期に形成されたと思われる新期の低断層崖地形が断続的に分布する可能性があることがわかった。そこで、断層活動時期の推定を目的として、これらを対象としたトレンチ掘削調査を実施した。

富士宮市上柚野北地区では、天守山地東麓部に分布し東向きに撓曲変形する低位段丘面を開析する支流性の小扇状地面を、支流と直交する方向に切断する低崖地形が分布している（図６）。この低断層崖の南北延長部では、異なる形成年代の段丘面が一様に東側低下の変位を受けているほか、変位の累積性が認められる。平成 29 年度に実施した上柚野南トレンチ調査では、一部圃場整備の影響や支流河川の堆積物の影響で断層構造の判別が困難であったが、ここでは圃場整備も行われておらず、支流からも離れていることから、トレンチ掘削調査によってその地表直下の構造を確かめることが期待された。

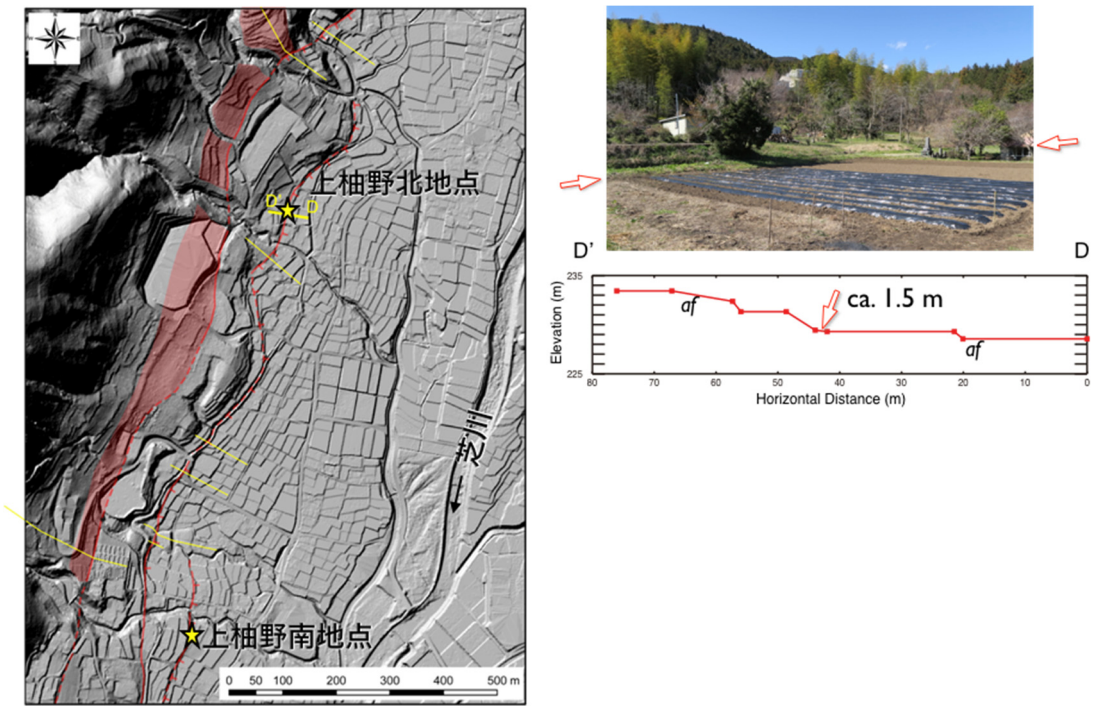


図６　１m グリッドの DTM および航測図化により復元した地形図に表現された芝川右岸沿いに分布する東向き低崖地形（左図）と現地写真（右上図）および航測図化データによる地形断面図（右下図）。赤線は崖線（実線は位置明瞭、破線は位置不明瞭）、赤矢印は地形面の撓み下がる方向を、ケバは地形面の低下側を示す。断面の位置は左図に示す。

そこで、上柚野北地区の小崖地形を対象にトレンチ掘削調査を実施した（図７、８）。調査に際して、低位段丘面の撓曲崖を開析する支流性の沖積扇状地面扇頂部を切る比高約１m の東向き小崖地形を、東西に横断するように、長さ約 20 m，深さ約 3.5～５m のトレンチを掘削した。掘削の結果、露出した壁面には、緩やかに東に傾斜し、平行葉理ないしは斜交葉理が発達する火山砂を多く含む砂礫層が分布する（図９）。これらの地層には崖地形

付近を含んで局所的な変形構造は認められなかった。小崖に沿っては深さ 30 cm 程度の水路が流れている。この水路は背後のより大規模な低位段丘面の撓曲崖にほぼ沿っており、また更に前面には現在使用されている用水（三区用水）がほぼ平行して流れている。当地は江戸時代より灌漑事業が盛んであり、用水も度々掘削されていることから、変形構造が認められないことを考慮すれば、この小崖地形は用水建設時の人工改変によって形成された可能性がある。

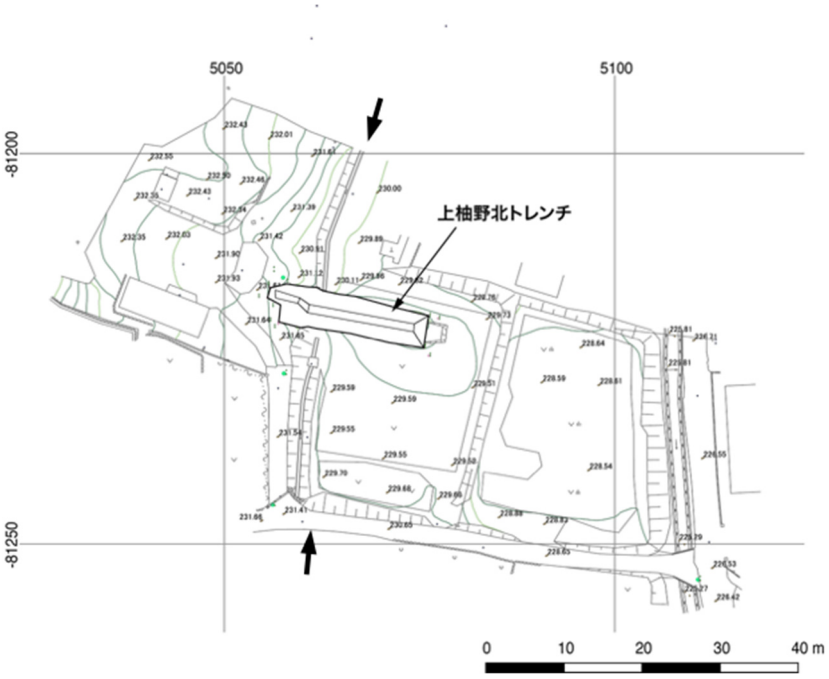


図 7　上柚野北トレンチの平面位置図。黒い太矢印は崖線の位置を示す。

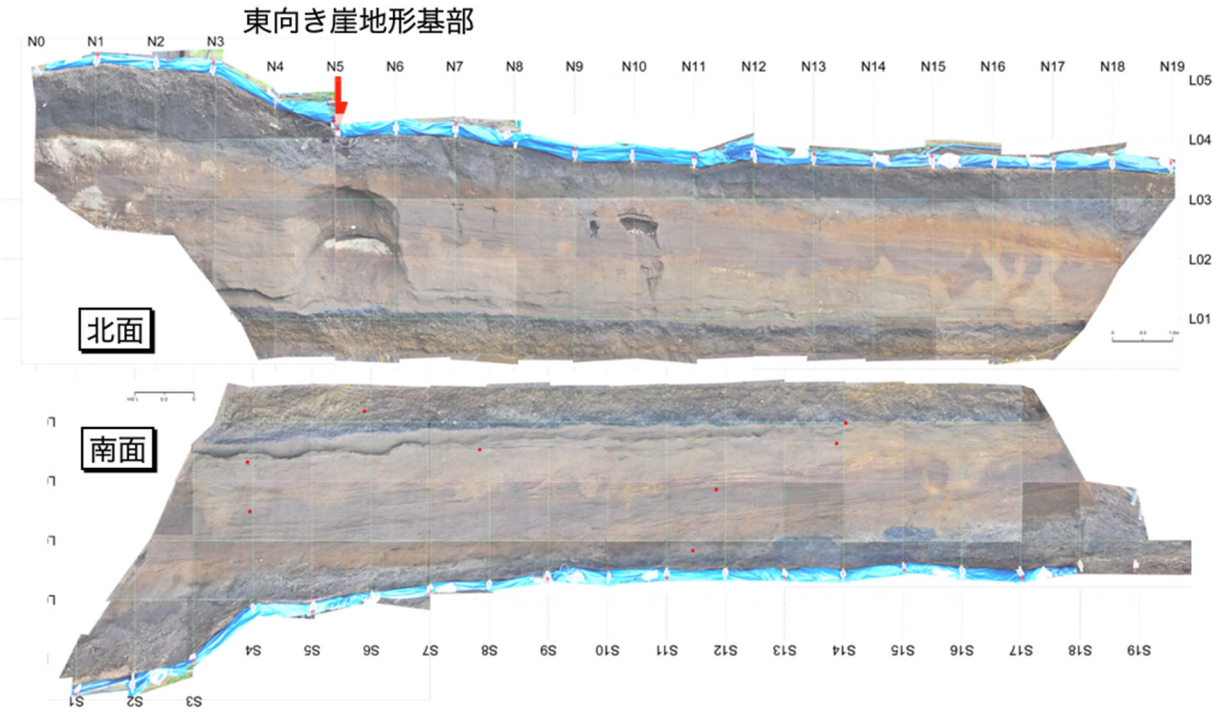


図８　上柚野北トレンチの壁面写真

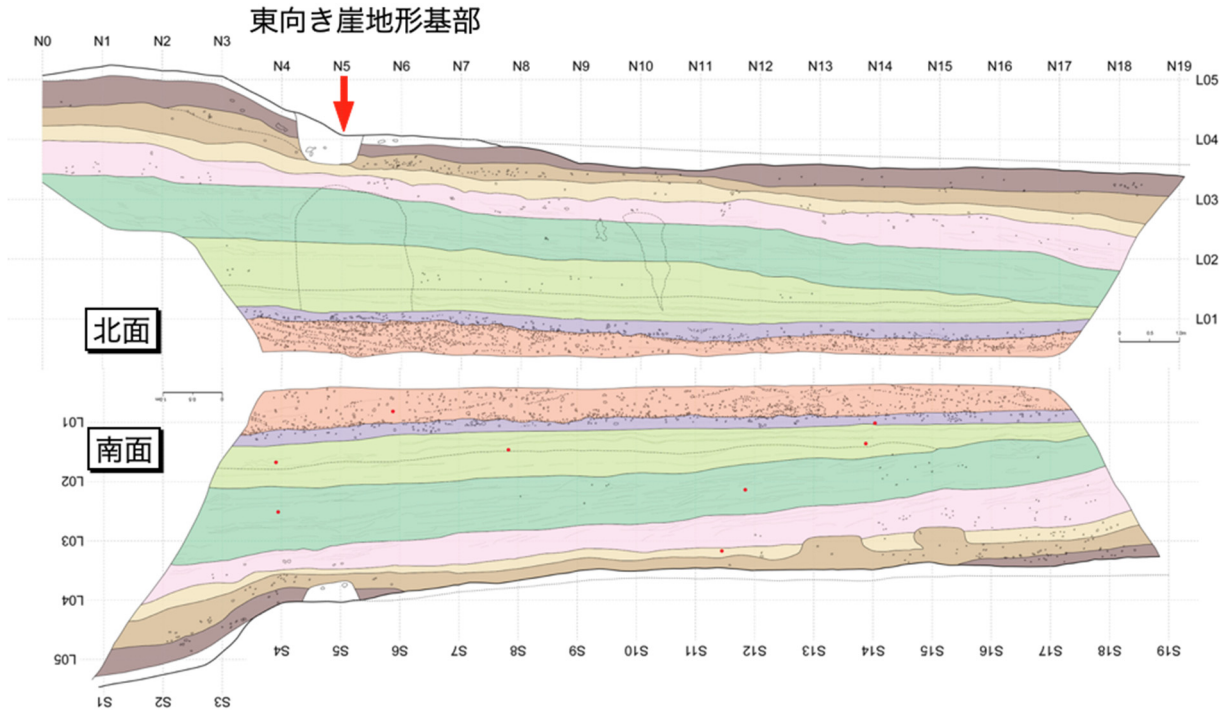


図９　上柚野北トレンチの壁面スケッチ

また、安居山断層の南方延長部、富士川右岸の水沼断層に沿って非常に新しい変位地形は、分布する（中田・他, 2000; 中田・今泉編, 2002)。水沼断層に沿っては、富士川左岸に分布する芝川溶岩流（約 17 ka; 高田・他, 2016）台地が上下に約 50 m 変位する撓曲崖地形が存在し、撓曲部直下では更新統の鷺ノ田層が東に急傾斜する(尾崎・他, 2016 など)。その対岸では、上記の撓曲崖基部の延長部に、外神溶岩（約 10.5 ka; 高田・他, 2016）からなる地形的高まりを取り巻くように分布する沖積低地面上に、比高 2 m 内外の低断層崖・撓曲崖地形が南西方向に分布する（図 10・11)。この崖地形に沿っては低位段丘面相当の地形面が大きく撓曲変形するなど変位の累積性が認められる。この撓曲崖地形は規模が比較的小規模であり、圃場整備や宅地開発も免れている箇所があることから、芝川断層と同様にトレンチ掘削調査によってその地表直下の構造を確かめることが期待される。

そこで、富士川右岸・大北地区の沖積低地面を変形させる撓曲崖を対象にトレンチ掘削調査を実施した。調査に際しては、1 m の東向き小崖地形を、東西に横断するように、長さ約 20 m, 深さ約 3 〜 4 m のトレンチを掘削した（図 12)。掘削の結果、トレンチ底面に露出した外神溶岩の上面およびその上位に累重する砂礫層が、崖基部から西に向かって高度を急に上げる様子が観察された（図 13)。壁面の地層は、外神溶岩とこれより上位の I（薄い砂礫層）・II（中粒砂層）・III（礫混じり粗〜中粒砂層）・IV（シルト質細粒砂層）の各層に区分される。壁面にはこれらの地層を大きく食い違わせる断層は認められないが、両壁面では高度を上げる途中で溶岩および砂礫層を切る断層が存在するほか、南壁面では II 層中に砂層を切る小断層が発達する（図 14)。さらに、下位のユニットほど崖の基部より西側で勾配が大きくなり、かつ下位の地層に対して徐々に高度を上げながらアバットしている。特に II 層は平行葉理が発達し、小崖基部から西に高度を上げる様子がわかる。従って外神溶岩と I 層・II 層は崖地形の基部を軸とする幅広い撓曲変形をしており、I と II 層、II 層と III 層の間には傾斜不整合が認められ、この間に高度差をつくるような断層（撓曲）イベントがあった可能性がある。地層の堆積年代については、採取した炭質物・腐植の放射性炭素同位体年代から、I 層は約 10.1 cal kBP が得られたほか、III 層は約 9.3-4.5 cal kBP, IV 層は約 3.0-0.7 cal kBP と推定される。II 層については測定物が微少のために年代を推定することができなかった。以上を総合すると、約 1 万年前〜9300 年前の間に 2 回の断層（撓曲）イベントが推定される。ただし、上下の変位量は II 層で約 2.2 m 程度と非常に小さい。また、水沼断層と安居山断層の間に存在する安居山低地には顕著な変動地形は見られないことから、このトレンチの結果が安居山断層の断層活動を代表するのかは検討する必要がある。

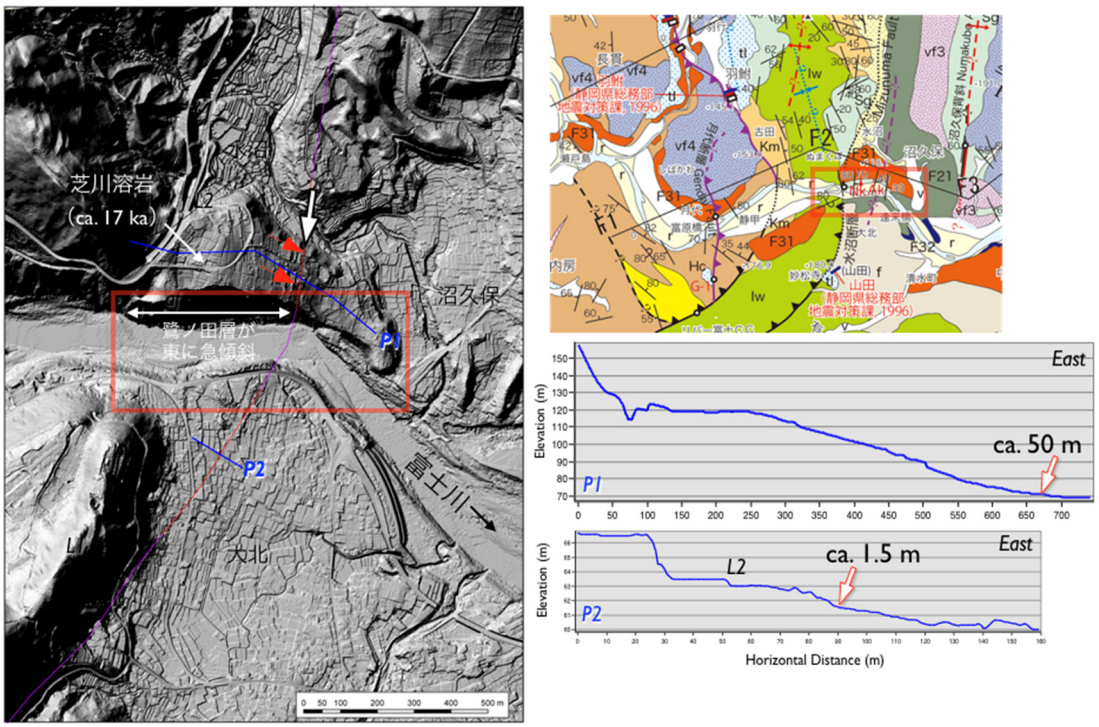


図 10　水沼断層（安居山断層南方延長）の東向き低崖地形（位置は中田・今泉編, 2002 による）（左図）、地質図（尾崎・他, 2016 に加筆）（右上図）および航測図化データによる地形断面図（右下図）。断面の位置は左図に示す。

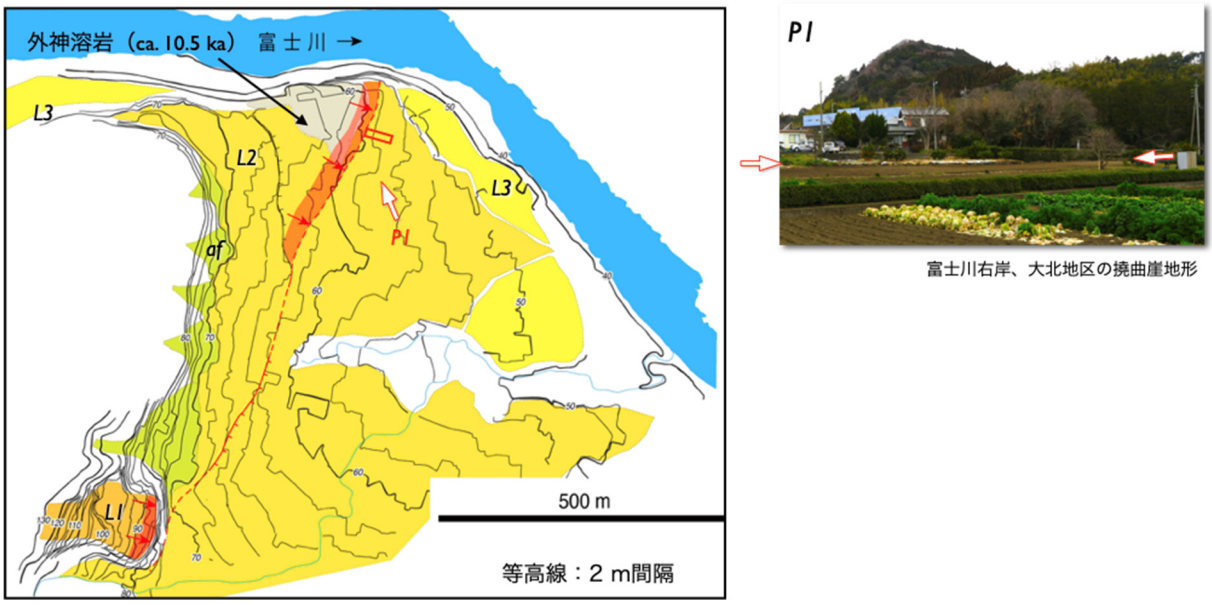


図 11　富士川右岸の水沼断層（安居山断層南方延長）の東向き低崖地形を含む変動地形学図（左図）および現地写真（右図）。左図の等高線は 1/2500 地形図に基づく。写真の位置は左図に示す。

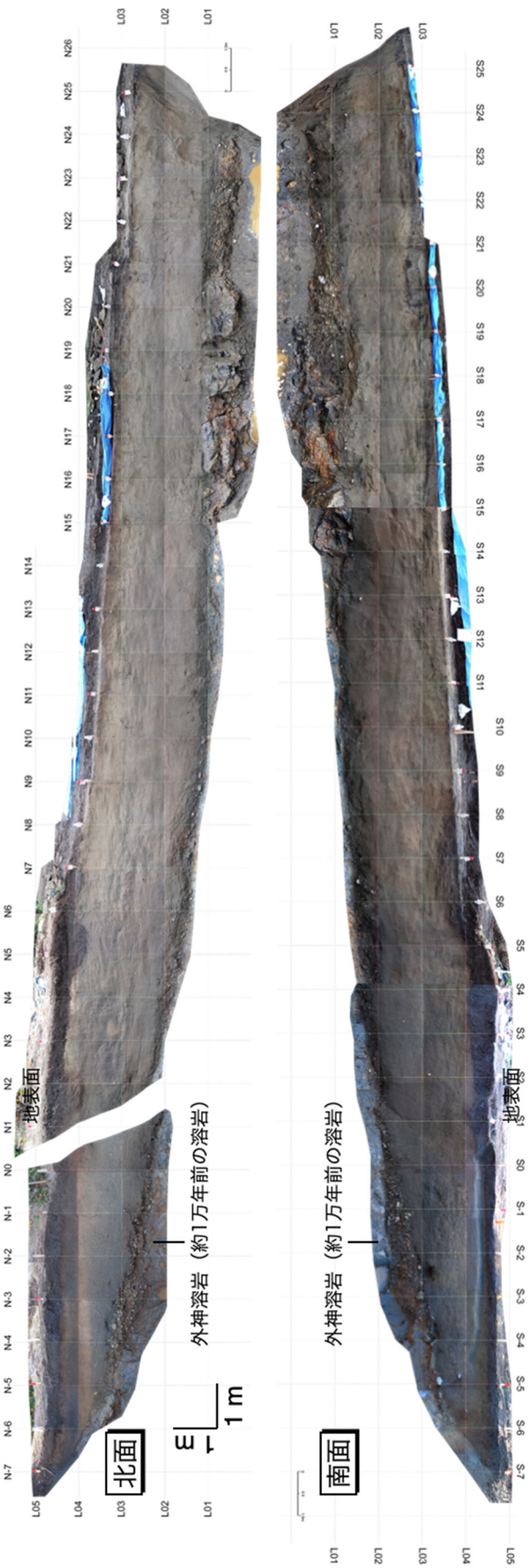


図 12　富士川右岸、水沼断層（安居山断層南方延長）大北トレンチの壁面写真

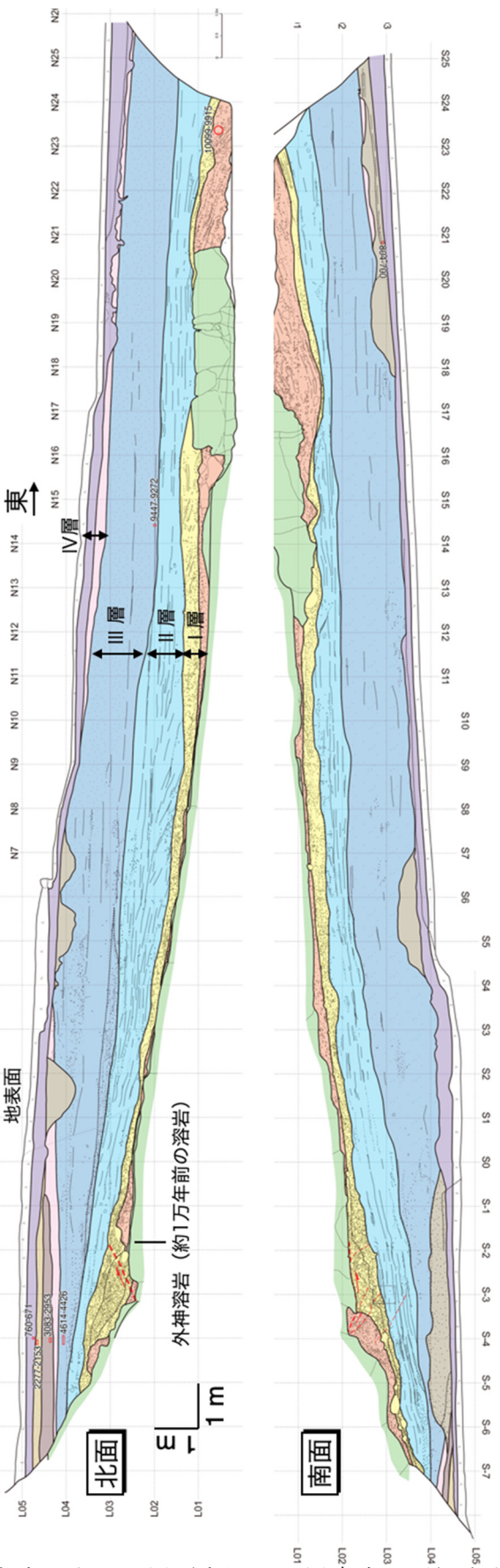


図 13　富士川右岸、水沼断層（安居山断層南方延長）大北トレンチの壁面。放射性炭素同位体年代値は暦年補正値。

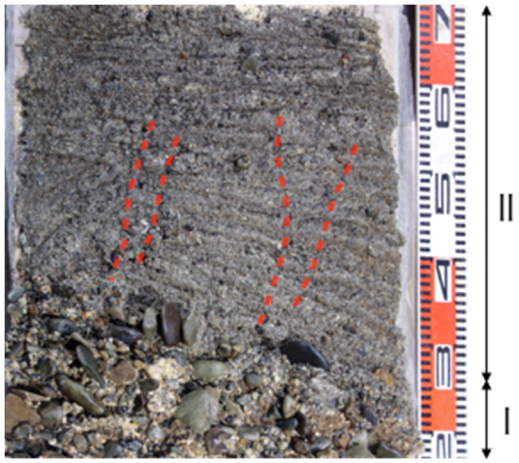


図 14　大北トレンチの南壁面に見られる II 層中の小断層

3）富士川河口断層帯の変動地形とボーリング調査

入山瀬断層の位置については、従来は位置不明瞭とされ、正確な位置についてはよく分かっていなかった（例えば中田・他, 2000; 中田・今泉編, 2002）。今回、新たに最近公開された富士川河口部付近の米軍撮影空中写真（USA-R236-No.1-55～58）を判読・検討したところ、富士川河口部右岸、国道 1 号線バイパス付近を北北東に延びる撓曲崖地形を見出した。この撓曲崖地形については、1856 年安政地震時に形成されたとされる「蒲原地震山」（例えば羽田野, 1977）がかつて存在していた富士川右岸の沖積低地面の南延長にあたり、沖積低地面が非対称な上に凸の形態を呈している。蒲原地区の工業地帯を載せる沖積低地面はこの崖面上に位置し、富士川左岸の現世の沖積低地面との比高は約 4 m、上に凸の膨らみを除けば約 2 - 3 m であり、現在は離水して段丘化している（図 15）。当地区について、上述した米軍および国土地理院撮影空中写真から航測図化により作成した等高線図（図 16）および地形断面図（図 17）からも、上に凸の非対称な膨らみを伴う東向きの崖地形が海岸線付近から北北東に延び、「蒲原地震山」の東側を通過し、富士川の現河床に延

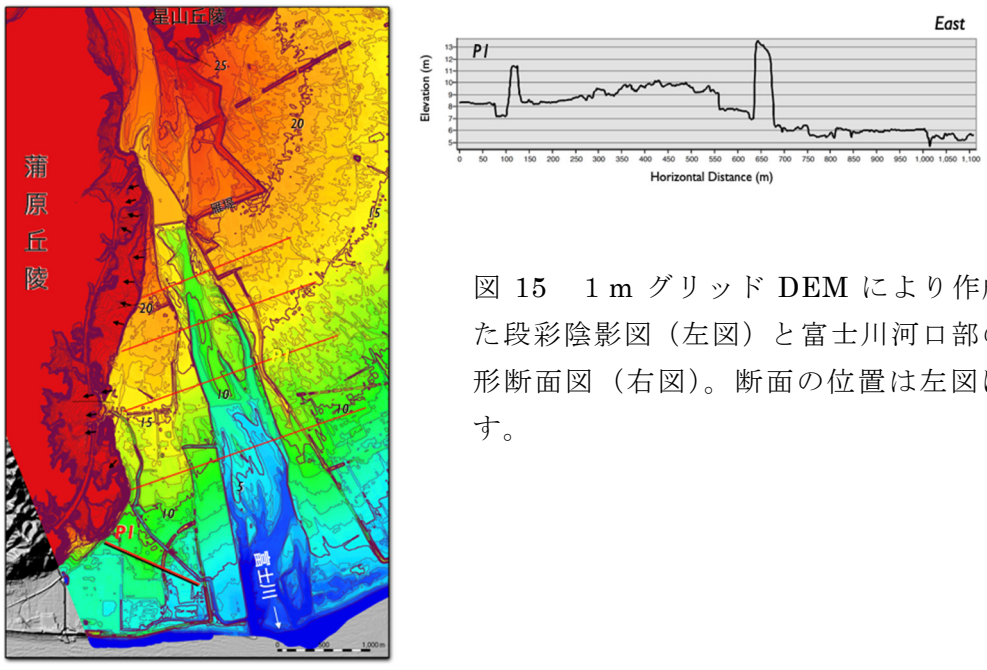


図 15　1 m グリッド DEM により作成した段彩陰影図（左図）と富士川河口部の地形断面図（右図）。断面の位置は左図に示す。

びる様子がわかる。「蒲原地震山」を載せる沖積面が富士川左岸に比べて系統的に約 2 - 3 m 高いことは、平成 30 年度の報告書で述べた。

この崖地形を挟んだ地層の分布や崖地形の形成時期を推定することを目的として、富士川河口部左岸にあたる静岡市蒲原地区において崖を挟んで約 900 m の測線上で全長 70 m までのボーリングコア（Km-1～4）を 4 本掘削した（図 16；コア写真は付図 1 に示す)。Km-1 および Km-2 コアの採取にあたっては、試料の落下や工期の延長の影響で隣接地点において別孔を掘削した。これらのボーリングコアについて、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}C）年代値、火山灰分析を検討した。Km-1 および Km-2 掘削地点は崖地形の西側、Km-3 および Km-4 コア掘削地点は崖地形の西側に位置する（図 16)。

珪藻化石の群集組成解析はパリノ・サーヴェイ株式会社に依頼した。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。分析手順は概ね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 3 g をビーカーに採取して乾燥させた後、重量を測定した。その後、10%H_2O_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、プリュウラックス封入剤を用いてプレパラートを作成した。それらを油浸 600～1000 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 Round et al.（1990）などを参考にした。また、地層の形成年代を検討するために加速器質量分析（AMS）法による ^{14}C 年代測定を合計 15 試料で実施した。前述した珪藻化石試料を分取した層準とほぼ同じ深度の堆積物を目開き 2 mm のステンレス製の篩を用いて水洗した。有機質泥層などで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、細根を取り除いて保存状態のよいものを選定した。一年毎に更新される葉や小枝などの中で保存状態のよい植物片を年代測定に用いた。年代値を暦年較正する際には Calib7.10（Stuiver and Reimer, 1993）および IntCal13(Reimer et al., 2013)を用いた。

堆積物の観察結果（図 18）を基にして、砂礫層を主体とするユニットとその他の砂層や泥層を主体とするユニットに二分した。細粒ユニット中の泥層において珪藻化石の群集組成解析と ^{14}C 年代測定を実施した。植物片の年代値はすべてのコアで層序関係と整合したが、土壌の年代値は矛盾するものが多く植物片よりも古い値を示すことが多かった（図 15)。そのため、以後の議論では植物片の値のみを使用する。これらの結果を基にして、崖地形を挟んだ沖積層の堆積環境と形成年代を推定した。

砂礫層を主体とした堆積ユニットは、厚さ 1 ～13 m で上方細粒化を示すことが多く、安山岩や凝灰岩、変成岩類、堆積岩類などの直径 2 ～150 mm の亜円～亜角礫で主に構成され、コア全体の半分以上を占めている。同様な砂礫層は、現在の富士川の河岸や本流周辺の更新統露頭（柴・他、1990）でも観察されるので、掃流運搬が卓越する河川流路（Miall, 1990）において形成されたと考えられる。一方、砂層や泥層を主体とするユニットは、各コアで上位から順に a～i に区分され、Km-1 コアで 6 層、Km-2 コアで 9 層、Km-3 コアで 8 層、Km-4 コアで 9 層が確認された。これらの細粒ユニットは、崖地形西側の Km-1 および Km-2 コアでは層厚が 3 m 以下と崖地形東側のコアに比べて薄く、泥を主体とする細粒な粒子が卓越しており、植物片や根が頻繁に確認された。一方、崖地形東側の Km-3 お

よび Km-4 コアでは、層厚 10 m 程度の Km3c や 7 m 程度の Km4d といった厚い砂層や、河川流路堆積物の特徴であるマッドクラストや斜交層理がみられる砂層が Km3f/h、Km4a/b/d/g/i で認められた。また、沈降側の細粒ユニットでは、沿岸部に多い巣穴や生物擾乱痕（Pemberton et al., 1990）が Km3e/3g、Km4a/d/e で確認できた。これらの泥層中の珪藻化石は産出率が悪かったが、淡水生種が多く汽水～淡水生種も若干確認できた。Km1e や Km2c/f、Km3e/h、Km4f/g には洪水堆積物の特徴である逆級化構造（増田・伊勢屋，1985）が観察された。

上記のように群列ボーリング調査を実施した地域では、富士川の流路堆積物であると考えられる砂礫ユニットが卓越する中、泥層や砂層からなる細粒ユニットが互層状に分布することが確認された。崖地形西側の標高約-30 m 程度の Km1e の植物片から 10.4 cal kBP の ^{14}C 年代値が得られており、隆起側の細粒ユニットは概ね淡水生の珪藻化石群集組成を示すので、約二千年間に一組が陸上で形成されてきたと考えられる。一方、崖地形東側では、標高-60 m 程度の Km3h の植物片から 10.1 cal kBP（1σ）の ^{14}C 年代値が得られており、沈降側の細粒ユニットは巣穴や生物擾乱痕がみられるので、約千二百年間に一組が沿岸部で形成されてきたと推定される。

このように、崖地形の東側では西側よりも細粒ユニットが厚くかつ層数が多い。また東側の細粒ユニット中には淡水生の珪藻が見出されるのに対して、西側では汽水～淡水生種の珪藻が見出される。このことは、崖地形の東側では西側に比べて海岸低地に近い堆積環境が頻繁に実現していたことを示す。また、Km1e と Km3h から得られた年代値は 300 年程度異なるが、共に逆級化構造が認められることから対比基準面になると考えられる。両者の高度差は崖地形を挟んで西上がりで 20 m を越える。加えて、崖地形西側に位置する Km2a において礫層と泥層の明瞭な高角の境界を二層準と砂層と泥層の同様な境界面を一層準、砂層と礫層の同様の境界面を標高 0 ～-2 m で確認した（図 19）。これらの境界面付近の泥層（図 19 の A および A’）には著しく傾斜した砂の薄層がみられ、上位には褐色の酸化帯もみられることから、これらの明瞭な境界面は小断層であると考えられる。これらの観察事実は、崖地形の地下にはこれと整合的な西上がりの完新統の分布高度のずれや小断層の存在を示しており、崖地形が断層によって形成された撓曲崖であることを示す。低下側の厚く層数の多い細粒ユニットは、断層活動によって形成された沈降側の堆積空間を細粒ユニットが埋積した可能性が推定される。また、Km-1 と Km-3 で対比された Km1e と Km3h の上面と下面を基準とすると、上下平均変位速度は 2.5～2.9 mm/yr と推定される。この値は宍倉・他（2018）、並木・他（2019）が富士川河口部の海岸線沿いに掘削された 2 本のボーリングコアの解析から求めた推定値と整合的である。小断層によって切断された Km2a の泥層からは 1.3 cal kBP（1σ）の ^{14}C 年代値が得られたので、これ以降に断層活動があったと考えられる。また、Km1a の泥層からは 0.7 cal kBP（1216 - 1282 cal AD）（1σ）の年代値が得られているが、撓曲崖により変形する完新世段丘面 1 を直接構成する砂礫層（Km-1 の深度 0 ～ 6 m）の堆積年代はこれより新しいことから、0.7 cal kBP 以降に撓曲変形を伴う断層活動があったと考えられる。この年代の範囲に発生し駿河湾奥まで破壊が及んだと考えられている東海地震としては、1498 年明応、1854 年安政のイベントが挙げられる（例えば地震調査研究推進本部, 2013）。

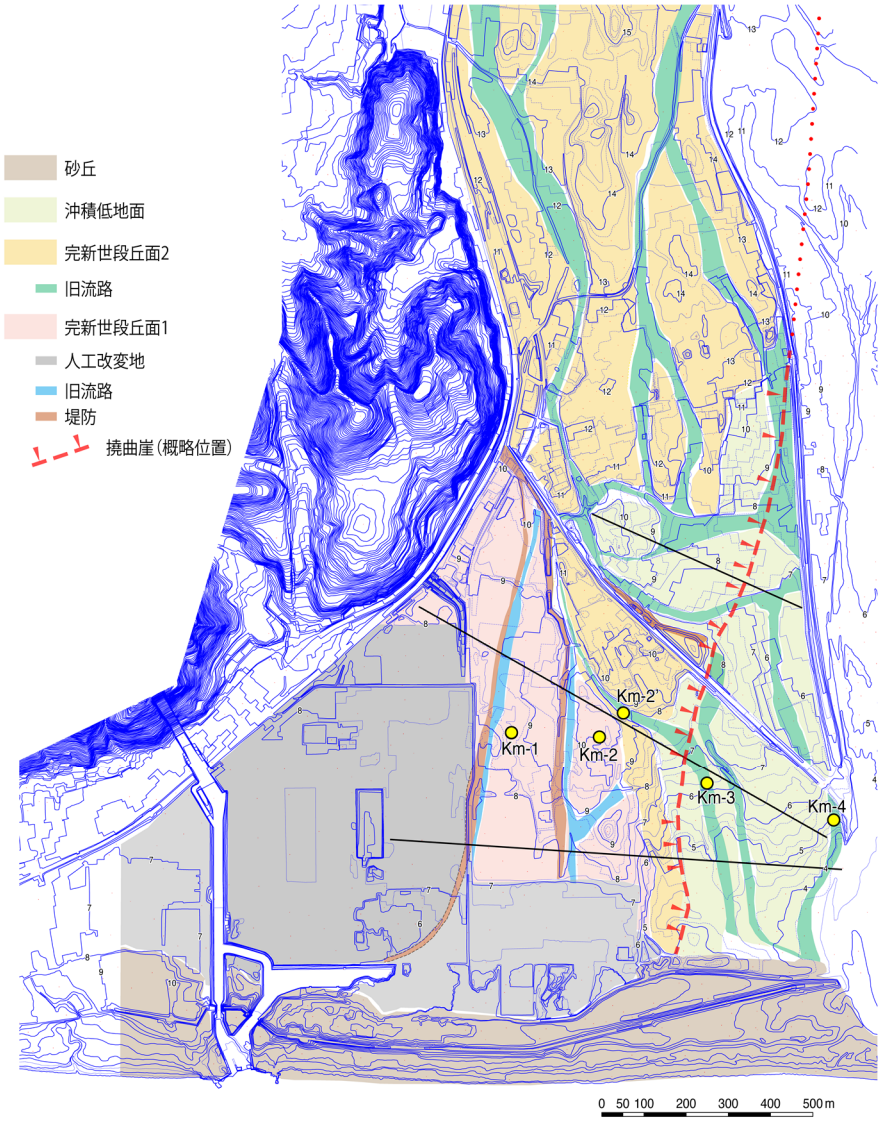


図 16　米軍および国土地理院撮影空中写真から航測図化により作成した富士川河口部の等高線図（左図）。オールコアボーリングの位置を丸（黄色）で示す。

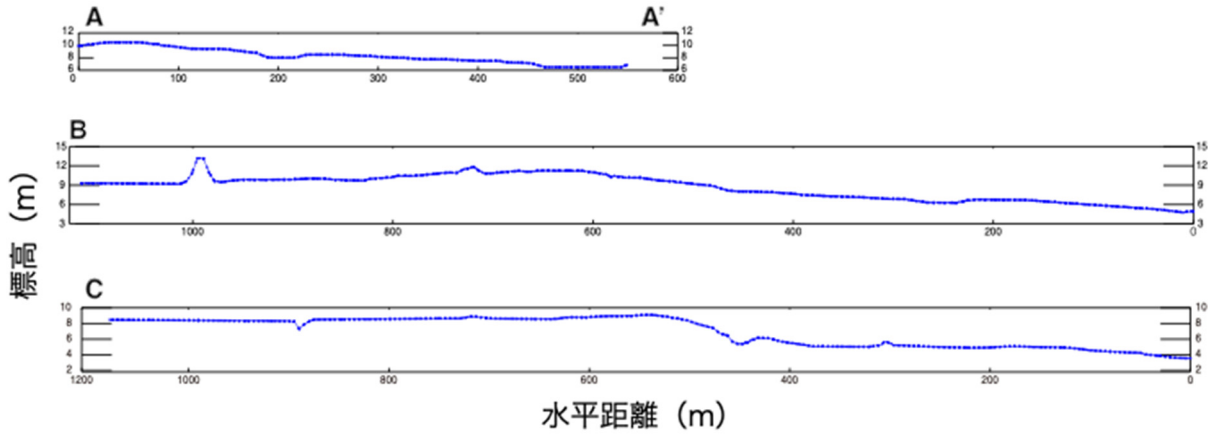


図 17　米軍および国土地理院撮影空中写真から航測図化により作成した富士川河口部の地形断面図。断面の位置は図 13 に示す。

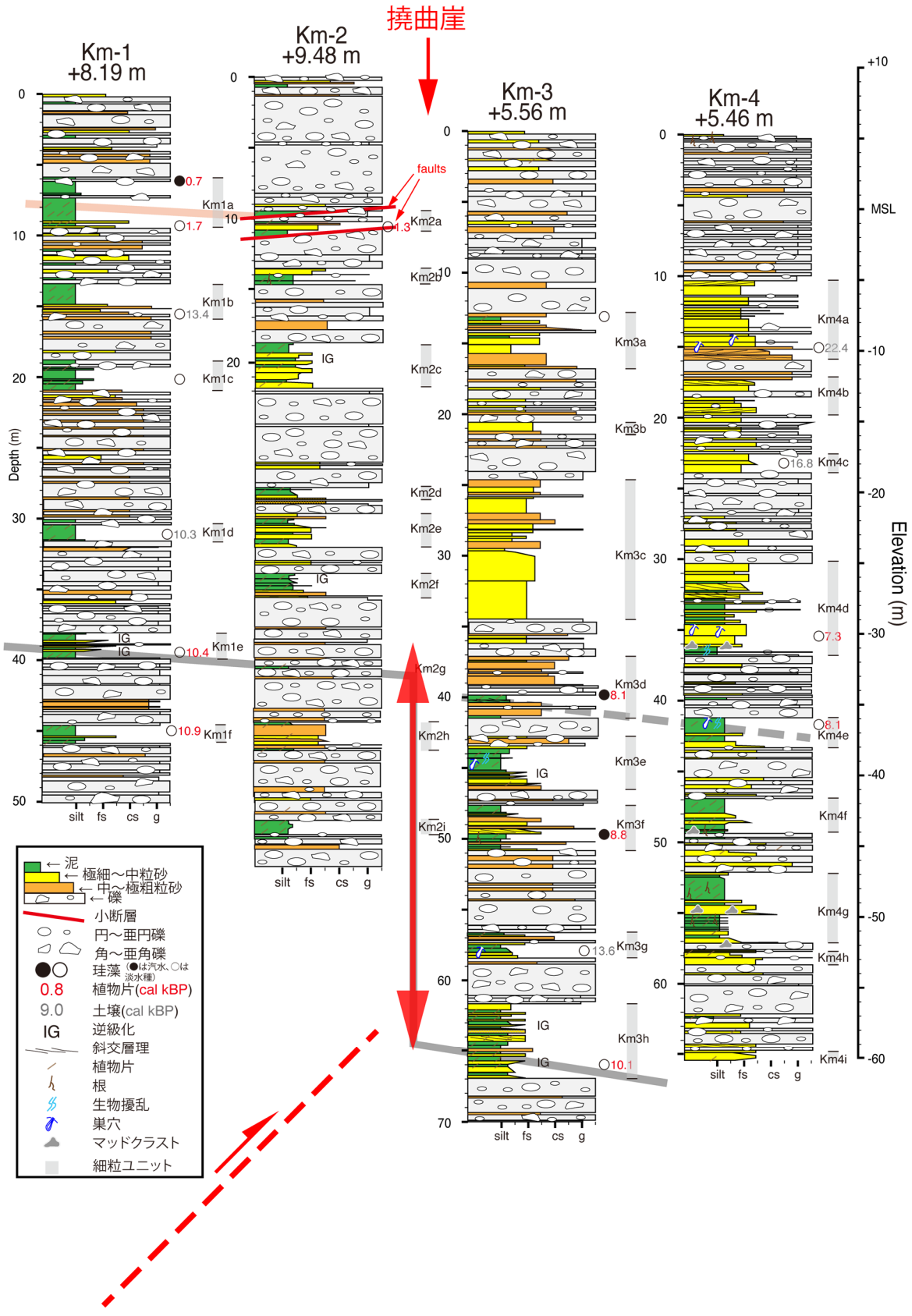


図 18　蒲原地区における群列ボーリングの堆積柱状図

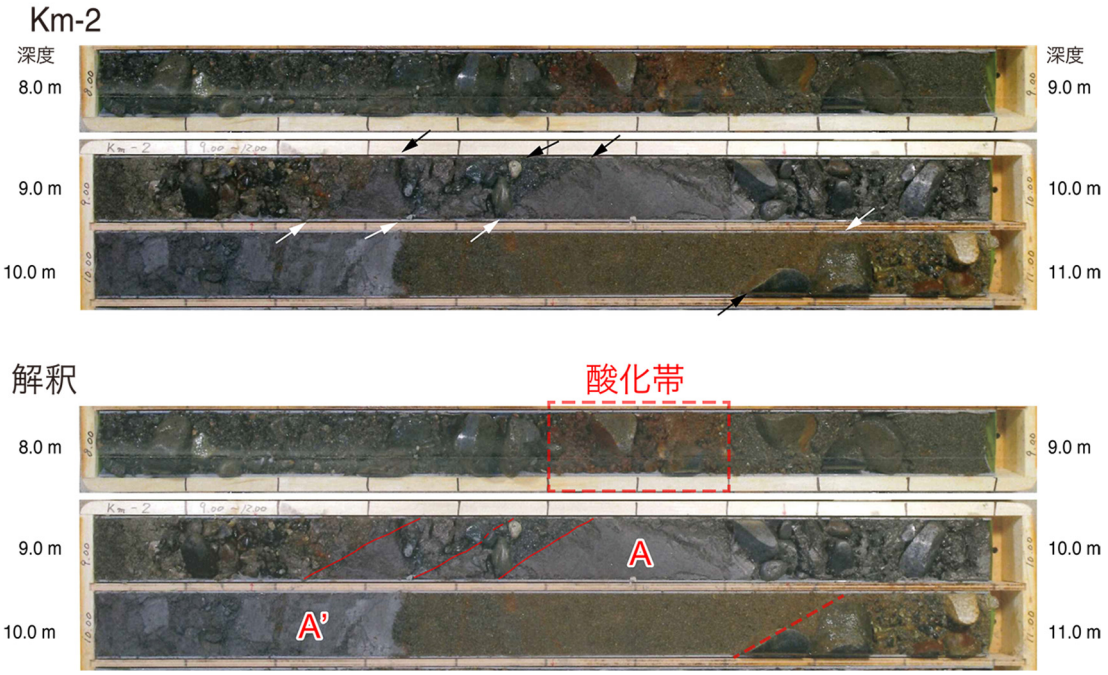


図 19　Km-2 コアの深度 8 ～11 m の半裁面の写真と解釈

加えて、入山瀬断層上盤側にあたる富士川河口部右岸側の岩淵段丘と、断層下盤側にあたる浮島ヶ原西部においてボーリングコアを掘削して、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}C）年代値、火山灰分析を検討した（図 20；コア写真は付図 1 に示す）。

岩淵段丘では、富士市中之郷地点（標高 33.4 m）において全長 20 m のボーリングコア（Ng-1）を掘削した。Ng-1 コアの堆積物の観察結果を基にして、上位から Ng1～Ng4 の堆積ユニットを認定した（図 21）。Ng2 は植物片を含む泥層・礫層・砂層の互層であり、ユニット中部から 1.8 cal kBP の年代値と淡水生の珪藻化石群集が得られた。砂層・礫層は下位ほど頻繁に認められ、厚さ数 10 cm で上方細粒化する傾向があることから、堆積環境は小規模な河川流路の近傍から氾濫原へ徐々に遷移したと考えられる。Ng3 は植物片や根を含む泥層と砂層の互層であり、4.1 cal kBP と 7.1 cal kBP の年代値が得られた。加えて、深度 14 m 付近で鬼界アカホヤ火山灰（K-Ah；町田・新井，2003）の特徴を示すバブルウォール型の火山ガラスを多産して、先述の ^{14}C 年代値とガラスの屈折率と整合することを確認した。ユニット下位ほど植物片を多く含み、上位ほど植物片が減少して砂層が卓越する傾向があることから、堆積環境は泥炭質な湿原から小規模な河川の氾濫原へ徐々に遷移したと考えられる。Ng4 は礫層と砂層の互層が主体であり、植物片を含む薄い泥層から 9.4 cal kBP の年代値が得られた。全体として上方粗粒化を呈し、厚さ数 10 cm の礫層が本ユニット最上位にのみ認められることから、小規模な河川流路が徐々に近づいてきた堆積環境が考えられる。この様に、Ng-1 の大部分を占める Ng2 および Ng3 は低湿な環境の堆積物が卓越している。このことは、岩淵段丘の東端部にて掘削地点近傍を流れる小池

川の川幅が狭くなっていることに加えて、段丘面自体が西に傾動していることに起因する可能性がある。

浮島ヶ原では、富士市中里地点（標高 2.12 m）において全長 30 m のボーリングコア（Nz-1）を掘削した。Nz-1 コアの堆積物の観察結果を基にして、上位から Nz1～Nz5 の堆積ユニットを認定した（図 21）。Nz2 は植物片や根を含んだ泥層と砂層の互層であり、2.5 cal kBP の年代値が得られた。一部で礫層やスコリア層が認められ、藤原・他（2007、2008）が報告している泥炭層から泥層への繰り返しやスコリアに対比できる可能性がある。全体的に植物根や有機質な堆積物を多く含むことから、ラグーン～湿地の堆積環境が推定できる。この様な当時の海抜 0 m 付近で形成された地層が現在の標高 0 m～-7 m まで連続して分布することから、構造運動による沈降を受けている可能性がある（松原、1984；松原、1989；藤原・他、2008）。Nz3 は植物片や貝化石、巣穴、生物擾乱痕がみられる泥層が主体であり、厚さ数 10 cm の砂層が稀に挟在する。ほぼ中央部で得られた植物片から 5.7 cal kBP の年代値と汽水～淡水生の珪藻化石群集が得られた。主に浮遊運搬される泥を主体として、貝や巣穴、生物擾乱痕がみられるので、内湾で形成されたと考えられる。Nz4 は泥層と砂層の互層からなり、植物片や貝化石、巣穴、生物擾乱痕が頻繁に認められる。全体として上方細粒化を示すので、後述する砂州から上述した内湾への移行期に形成されたと考えられる。Nz5 は基底部に斜交層理を示す上方細粒化する砂層が主体であり、巣穴や貝化石、植物片が認められる場合がある。最下部の泥層から 8.1 cal kBP の年代値が得られた。全体として上方細粒化して、上位ほど貝化石や巣穴が増加するので、海水準の上昇に伴って沿岸部で形成されたエスチュアリーの堆積物であると解釈できる。Nz6 は礫層と砂層の互からなり、貝化石が僅かに認められた。全体として上方細粒化して、一部で貝化石が認められたので、海水準上昇初期の流路堆積物であると推定される。Nz-1 と入山瀬断層の撓曲崖下で掘削した Km-3 を比較すると、両者の堆積環境は大きく異なるものの、約 2000～8000 年前の地層の分布深度とこの間の堆積速度はほぼ等しい（図 18、21）。

Yamazaki (1992)では、同様に岩淵段丘と浮島ヶ原で掘削されたボーリングコアの層相・年代に基づき平均変位速度を推定している。今回掘削したボーリングコアでも、Ng-1 と Nz-1 で得られた ^{14}C 年代値の類似した地層の高度は、30 m 程度西上がりに大きく食い違っている。しかし、上記の堆積相解析によれば、Ng-1 は主に湿原・氾濫原堆積物から構成されるのに対して、Nz-1 は砂州・エスチュアリ・内湾・湿原の堆積物であり、堆積環境が異なるため、年代測定値のみで両者のユニットを対比して変位基準とすることは難しい。一方、両地点とも現在の海岸線より 1 km 内外に位置することを考慮すれば、ともに富士川河口部周辺に位置していたと考えられることから、上記の地層の分布高度の西上がりの落差は、本質的には富士川河口断層帯の断層運動等による構造的起伏を示すと推定される。

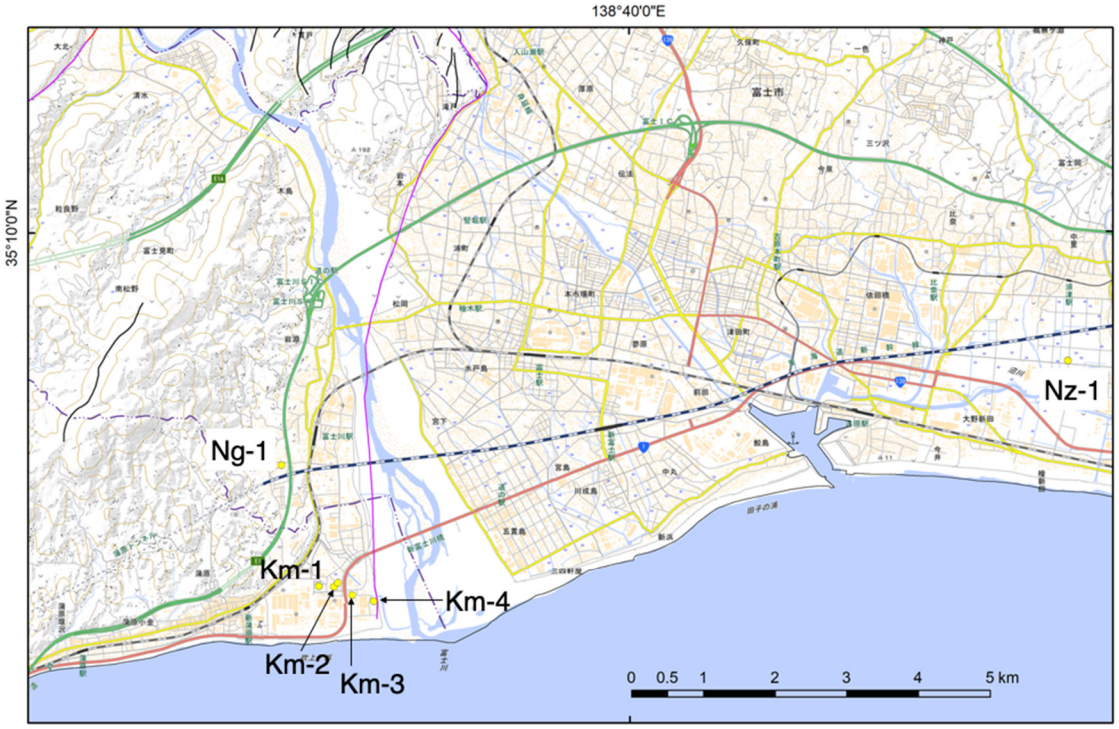


図 20　富士川河口部で掘削したオールコアボーリングの位置図。背景は国土地理院地図による。

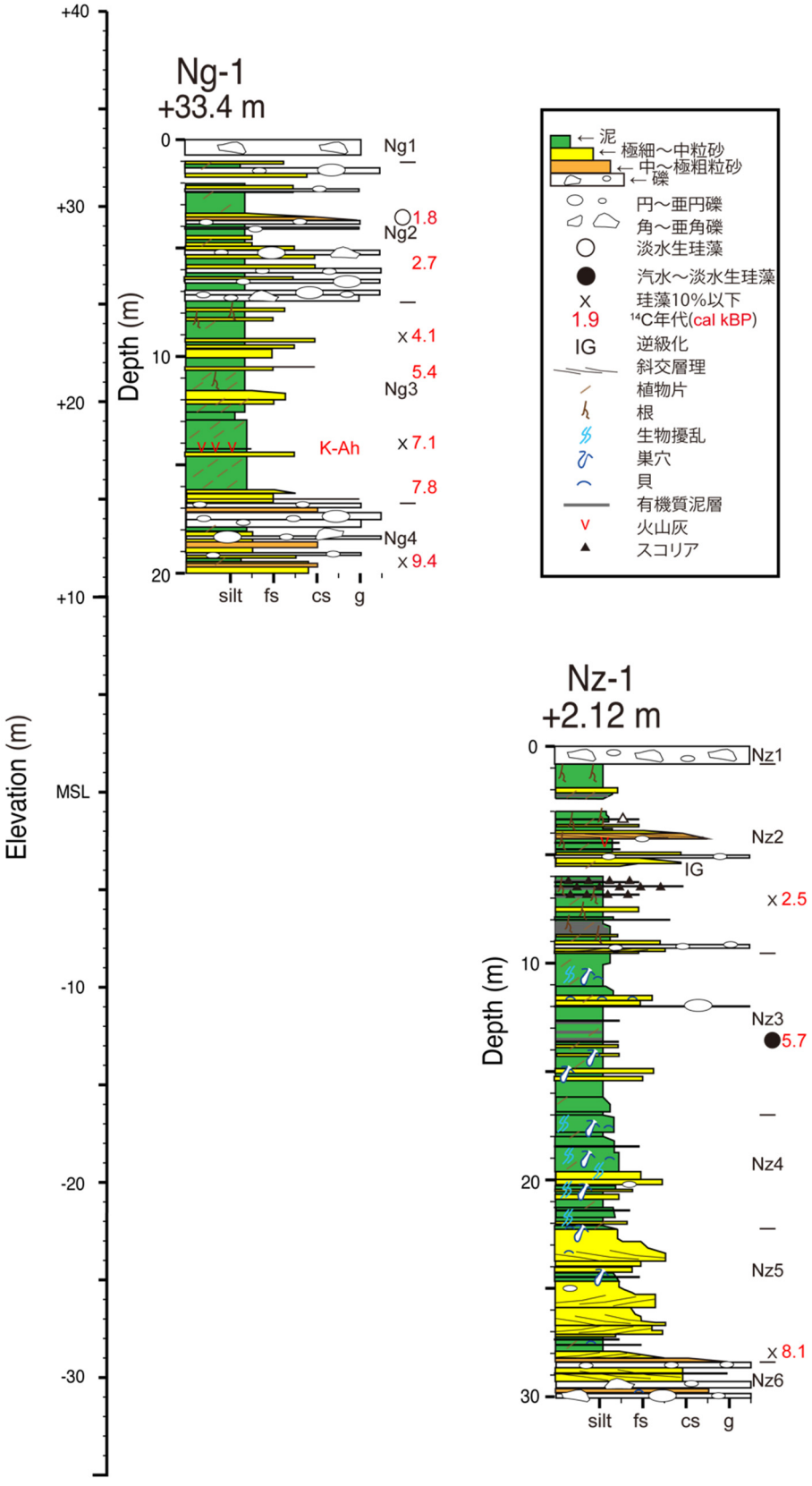


図 21　　Ng-1 および Nz-1 コアの堆積柱状図

4) 富士川河口断層帯・由比地区の完新世海成段丘と簡易掘削ボーリング調査

富士川河口断層帯の上盤側にあたる蒲原丘陵南麓には、駿河湾奥の海岸線に沿って幅狭の海岸低地が分布している。このうち、西部の由比地区では、入山断層系（杉山・下川, 1982）の断層谷を流下する由比川河口部の海岸低地に、完新世後期の海岸段丘が分布しており、その分化には富士川河口断層帯の活動が関係していると考えられている（Yamazaki, 2002）。そこで、海岸段丘の分布に基づいて本断層帯の活動の手がかりを得るために、米軍および国土地理院撮影の大縮尺空中写真を使用した航測図化により等高線図の作成を行った（図 22）。同時に作成した地形断面図（図 23）からは、Yamazaki（2002）の最低位段丘（Y4）がさらに複数に細分できることがわかる。また、由比港以南にも複数段の海岸段丘が分布する（図 22）。地形断面図によれば、各面の旧汀線高度は由比 3-1 面が標高約 26 m、由比 3-2 面が同 20～26 m、由比 4-1 面が同 15 m 由比 4-2 面が約 9 -12 m と推定される。このほか、由比港～興津川河口部にかけて標高 3 - 7 m に由比 6 面が分布している。既存ボーリングによれば、由比 4-1 面下では標高約 9 m 付近、由比 4-2 面下では標高約 6 m 付近、由比 6-2 面下では現海水準付近に、それぞれ上位の海岸堆積物と基盤岩類の間の不整合面が認められ、複数回の間欠的な相対的海水準の低下を示唆する。Yamazaki（2002）により、由比地域の海岸段丘面群は完新世後期に形成されたと考えられることから、富士川河口断層帯および駿河トラフの地震活動に関連する地殻変動を示す可能性がある。そこで、これらの海岸段丘面の形成時期を推定するために、簡易掘削ボーリング調査を実施した（図 24 ; コア写真は付図 2 に示す）。このうち、由比 4-1 面を構成する Yu-2 コアでは砂礫層上部に含まれる腐植（深度 0.6-0.65 m）から 1000 - 918 cal BP（1σ）の放射性炭素同位体年代値が得られたことから、由比 4-1 面はこれ以降に離水したものと推定される。

また、段丘面上には多くの寺社が分布しており、その成立は段丘面の離水時期の上限を推定する手がかりとなる。由比 4-1 面の上には 1584 年（妙安寺）、1573-91 年（地持院）および元禄年間（慈徳寺）に建てられた寺が存在する。これらの寺の成立時期は段丘面の離水以降と考えられることから、由比 4-1 面は 16 世紀後半以前には離水していたものと考えられる。このほか、由比 3-2 面上には 7 世紀後半ないし 8 世紀末創建の豊積（とよつみ）神社が存在することから、7 世紀後半～8 世紀末以前に離水したと推定される。また、由比 4-2 面上には 1645 年建立の桃源寺が存在することから、17 世紀半ば以前には離水していたものと考えられる。

最下位の海岸段丘面である由比 6-2 面は、米軍・国土地理院の大縮尺空中写真の判読によれば由比港から興津川河口部にかけてほぼ連続的に分布する。この分布域は 1854 年安政東海地震時に隆起したためにそれ以前は西倉澤より薩埵（さった）峠を通っていた東海道を海岸線沿いに新たに開いた（東京大学地震研究所, 1977）箇所を含んでおり、海岸線沿いに新たに切り開かれた東海道と東海道線は 1887 年測量の 2 万分の 1 正式地形図に描かれている（地図資料編纂会編, 2002）。また、由比では安政東海地震時には約 1.2m 内外の相対的な海面低下があったとされる（石橋, 1984; 東京大学地震研究所, 1977）。一方、東海道分間延絵図（1806 年完成）には現在の由比港付近と安政東海地震以前の東海道の東に位置する海岸線沿いには放棄された旧往還が存在することが記載されており（児玉編, 1979）、由比 6-2 面はこの時期には存在しなかった可能性が高い。上記の安政東海地震時の地殻変動に

関する記述とあわせて考えると、由比 6-2 面の成因については安政東海地震による隆起との関連が示唆される。

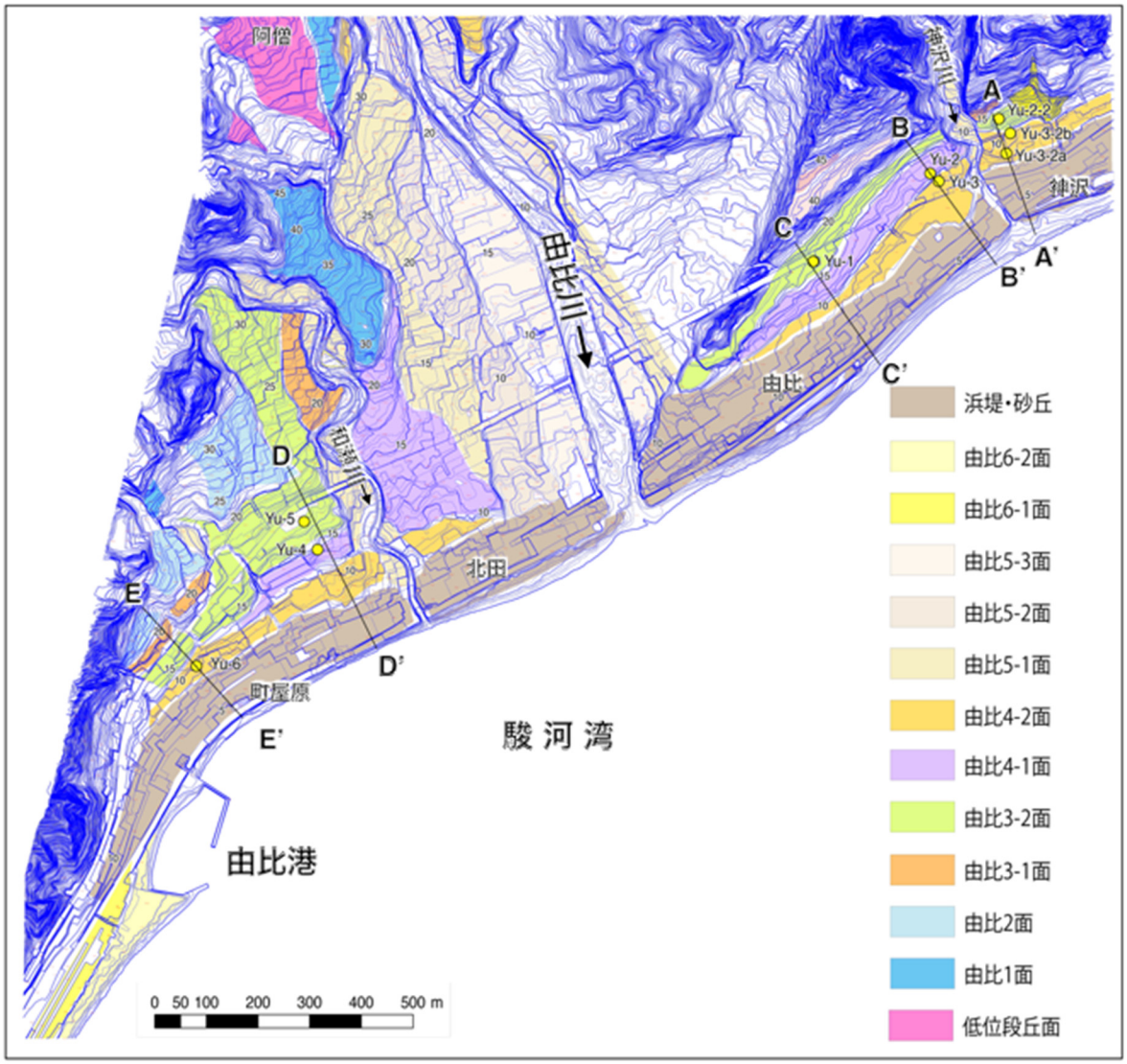


図 22　米軍および国土地理院撮影空中写真から航測図化により作成した由比川河口部の等高線図と後期更新世～完新世の河成・海成段丘・海岸低地面の分布図。打ち込みボーリングの位置を丸（黄色）で示す。

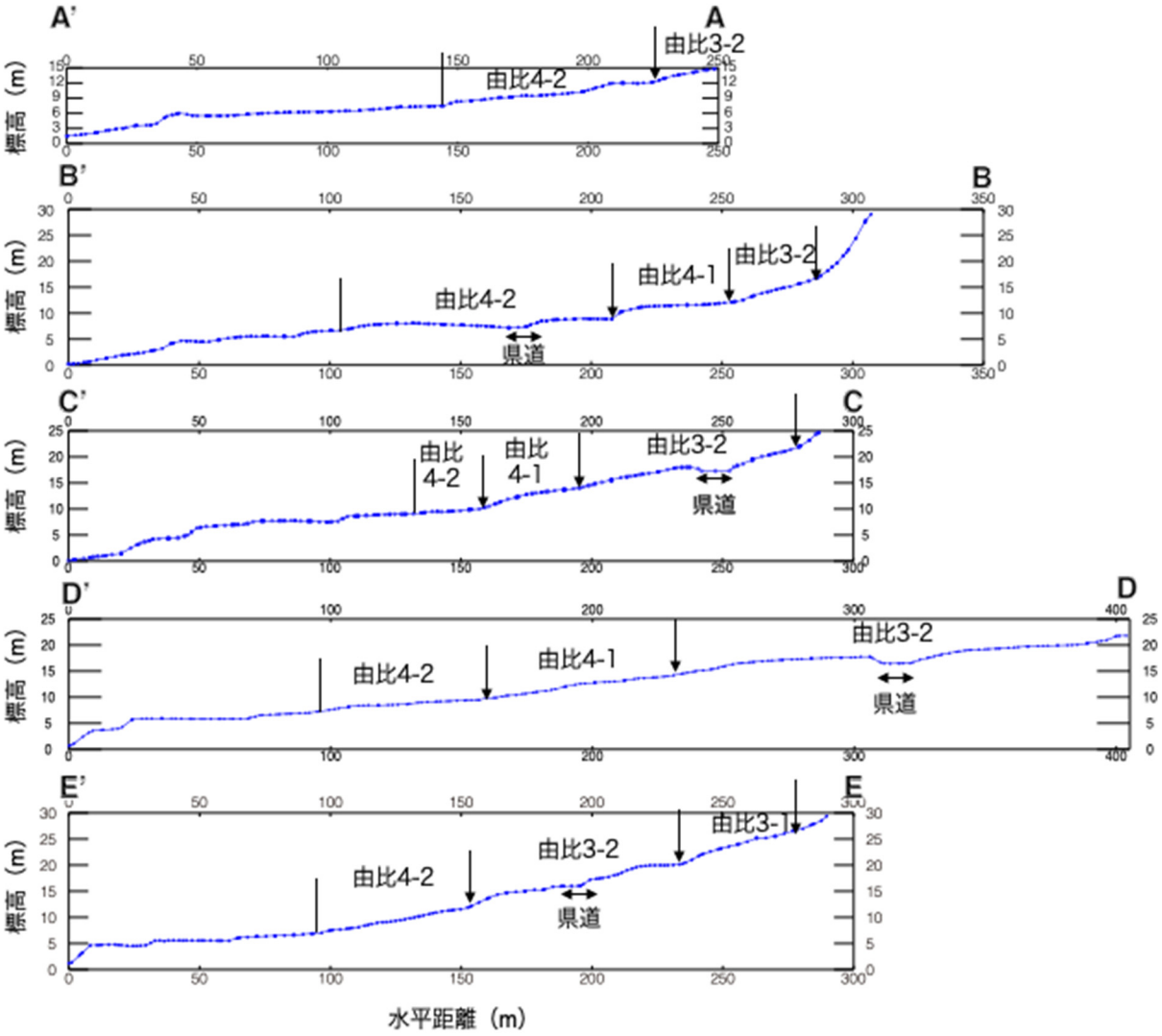


図 23　米軍および国土地理院撮影空中写真から航測図化により作成した由比川河口部の河成・海成段丘・海岸低地面の地形断面図。断面の位置は図 22 に示す。

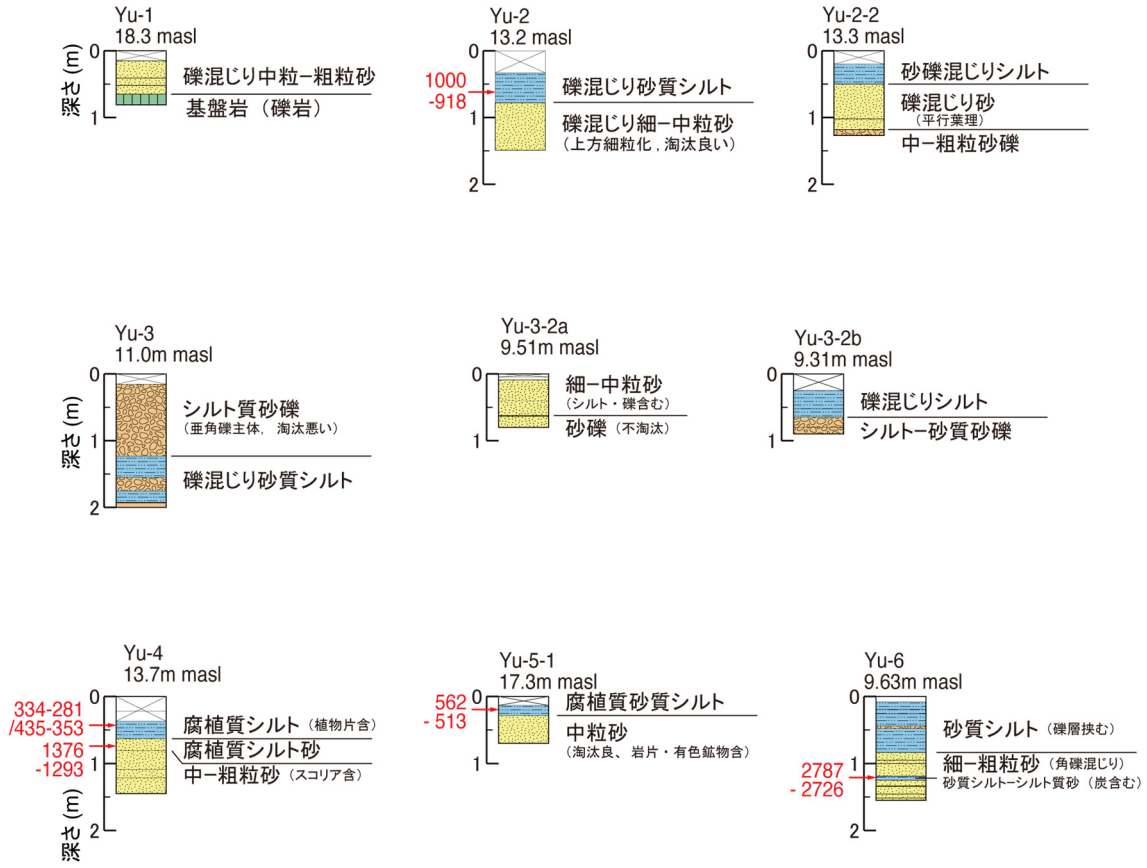


図 24　由比川河口部の海岸低地面で掘削した簡易掘削コアの柱状図。掘削地点の位置は図 22 に示す。暦年補正後の放射性炭素同位体年代値（1σ、単位は cal BP）を赤字で示す。

5) 身延断層帯の簡易掘削ボーリング調査

身延断層帯については、水本・他（2016）が富士川河谷に左横ずれ主体で長さ約 20 km の活断層を認め、これが地質断層である身延断層に沿って分布するとした。また、断層の平均変位速度を 0.7 mm/yr 以上と推定した。本断層帯についても平成 30 年度に米軍および 1960～70 年代国土地理院撮影の小～大縮尺空中写真の判読と若干の地質調査に基づき、断層帯を構成する主要な活構造に沿って分布する変動地形の検討を行い、水本・他（2016）で指摘された地点の多くで同様に断層変位地形が存在することを確認した。また、身延断層帯の主要部である富士川河谷中流域の段丘面のテフラ層序については、富沢町（2002）の報告があるが、分析によって検出されたテフラと旧河床堆積物との関係が不明であることから、平均変位速度については断層変位基準となる富士川河谷の河成段丘面の編年に関するデータをさらに充実させる必要があることを述べた。そこで、南部町井出および万沢地区の中位段丘面（海野・角田, 1982）について、打ち込みコアによる掘削調査を行い、段丘堆積物の上位の風成堆積物を採取し（図 25, 26 ; コア写真は付図 2 に示す）、テフラ分析を行ったが、段丘面の形成年代を明らかにするような試料を得ることが出来なかった。

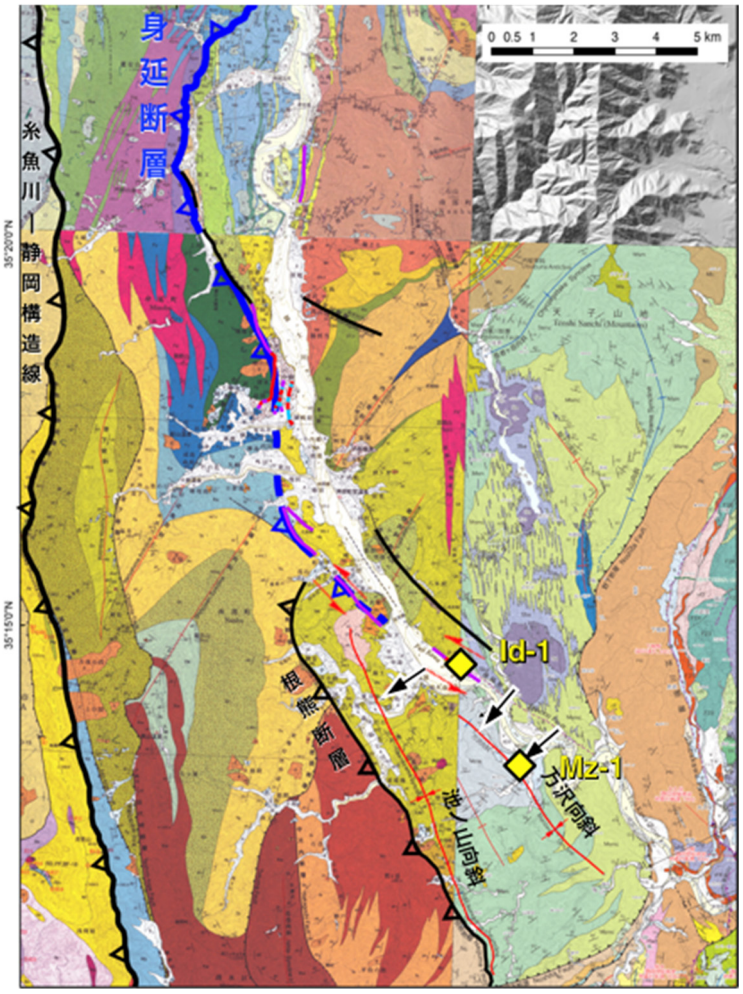


図 25　身延断層帯における簡易掘削位置図。背景の地質図は尾崎・杉山（2018），杉山・松田（2014），尾崎・他（2016）による。

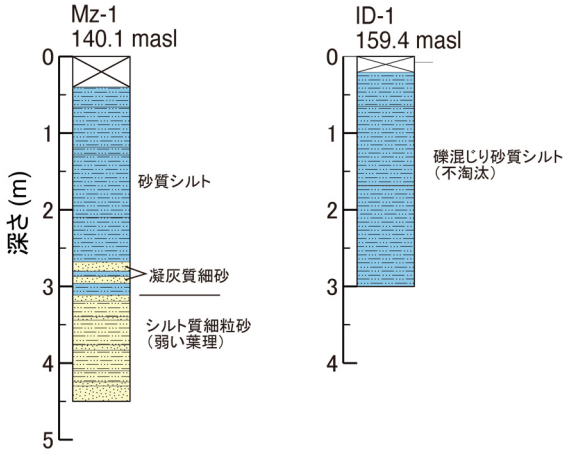


図 26　身延断層帯における簡易掘削ボーリングの柱状図。掘削位置は図 25 に示す。

(c) 結論ならびに今後の課題

富士川河口断層帯・大宮断層および入山瀬断層おいて高分解能反射法地震探査を行い、取得したデータの反射法解析と深度断面の構造解釈を行った結果、大宮断層は副次的なバックスラストを複数伴う伏在スラストであり、その先端は従来変動地形から推定されていた大宮断層の地表位置よりもさらに市街地側にあることが明らかになった。また、入山瀬断層は蒲原丘陵基部から富士川河川敷にかけて複数の分岐スラストから構成される逆断層であり、断層の先端は加島平野にまで及ぶこと、また断層によって上部完新統まで変位していること、断層構造は富士川右岸に分布する完新世段丘面群の変形と調和的であることが明確になった。航空レーザー測量による高密度数値地形データ・航測図化・空中写真等を用いた変動地形解析に基づき、安居山断層・芝川断層により形成された可能性のある新期の低崖地形にてトレンチ調査を行い、完新世の断層活動を確認した。また、富士川河口部において入山瀬断層の極新期の撓曲崖地形を見出し、これを横断して群列ボーリング調査を行った結果、歴史時代を含む完新世の地層に累積的な変形があることが明らかになった。入山瀬断層の上盤側、由比川河口部の完新世後期海岸段丘での掘削調査から、段丘面の離水年代を推定した。

(d) 引用文献

地図資料編纂会編，正式二万分一地形図集成（中部日本1），柏書房, 2002.

藤原　治・澤井祐紀・守田益宗・小松原純子・阿部恒平，静岡県中部浮島ヶ原の完新統に記録された環境変動と地震沈降，活断層・古地震研究報告，7，91-118，2007.

藤原　治・入月俊明・三瓶良和・春木あゆみ・友塚　彰・阿部恒平，駿河湾北岸浮島ヶ原の完新統に記録された環境変動と地震沈降，活断層・古地震研究報告，7，108-116, 2008.

羽田野誠一，大宮・入山瀬断層と蒲原地震山の読図と判読，地図，15，40–41, 1977.

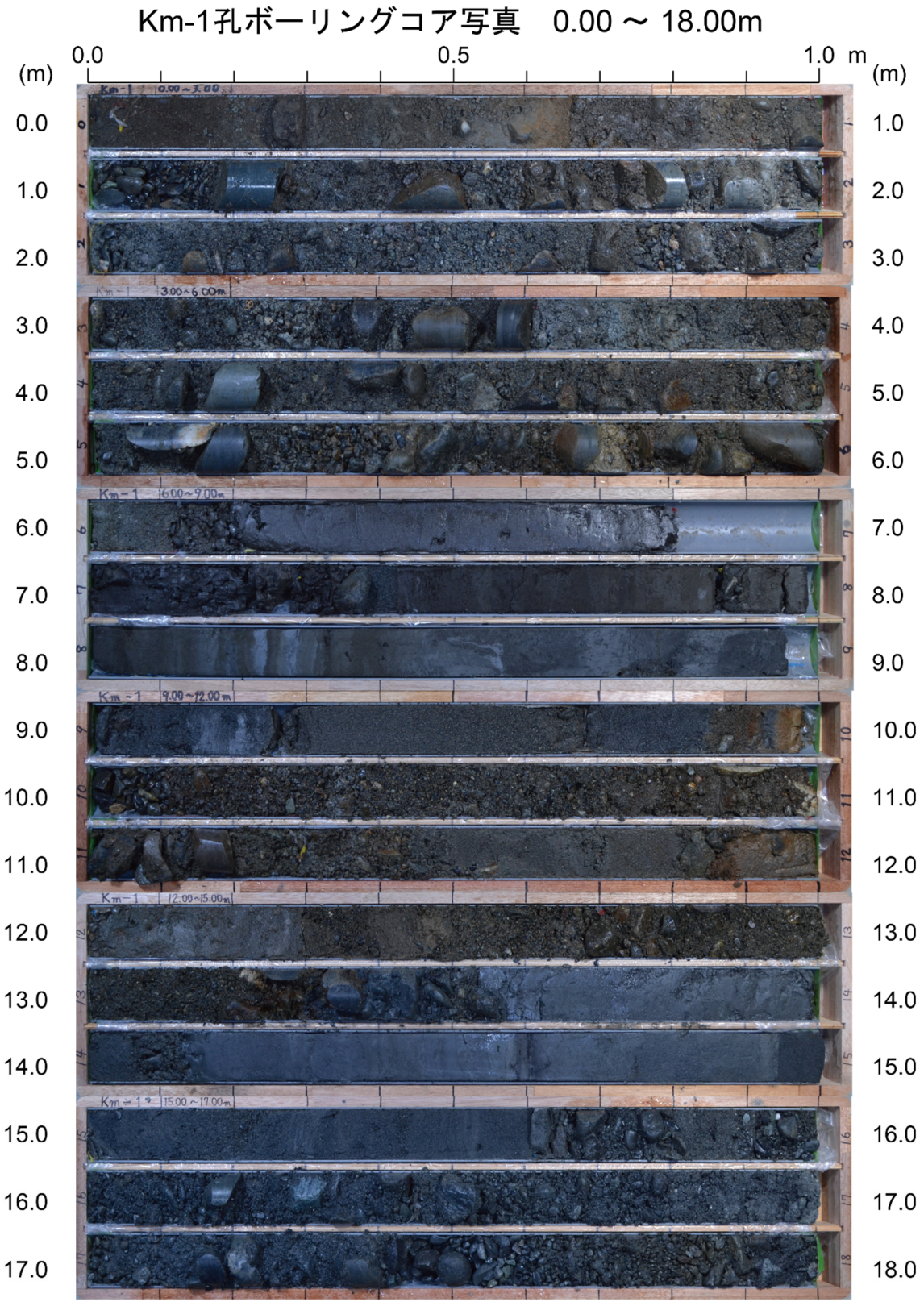
羽田野誠一・津沢正晴・松島義章，駿河湾北岸の完新世垂直変動と測地的上下変動，地震予知連絡会会報，21，101-106, 1979.

石橋克彦，駿河湾地域の地震時地殻上下変動，第四紀研究, 23, 105-110, 1984.

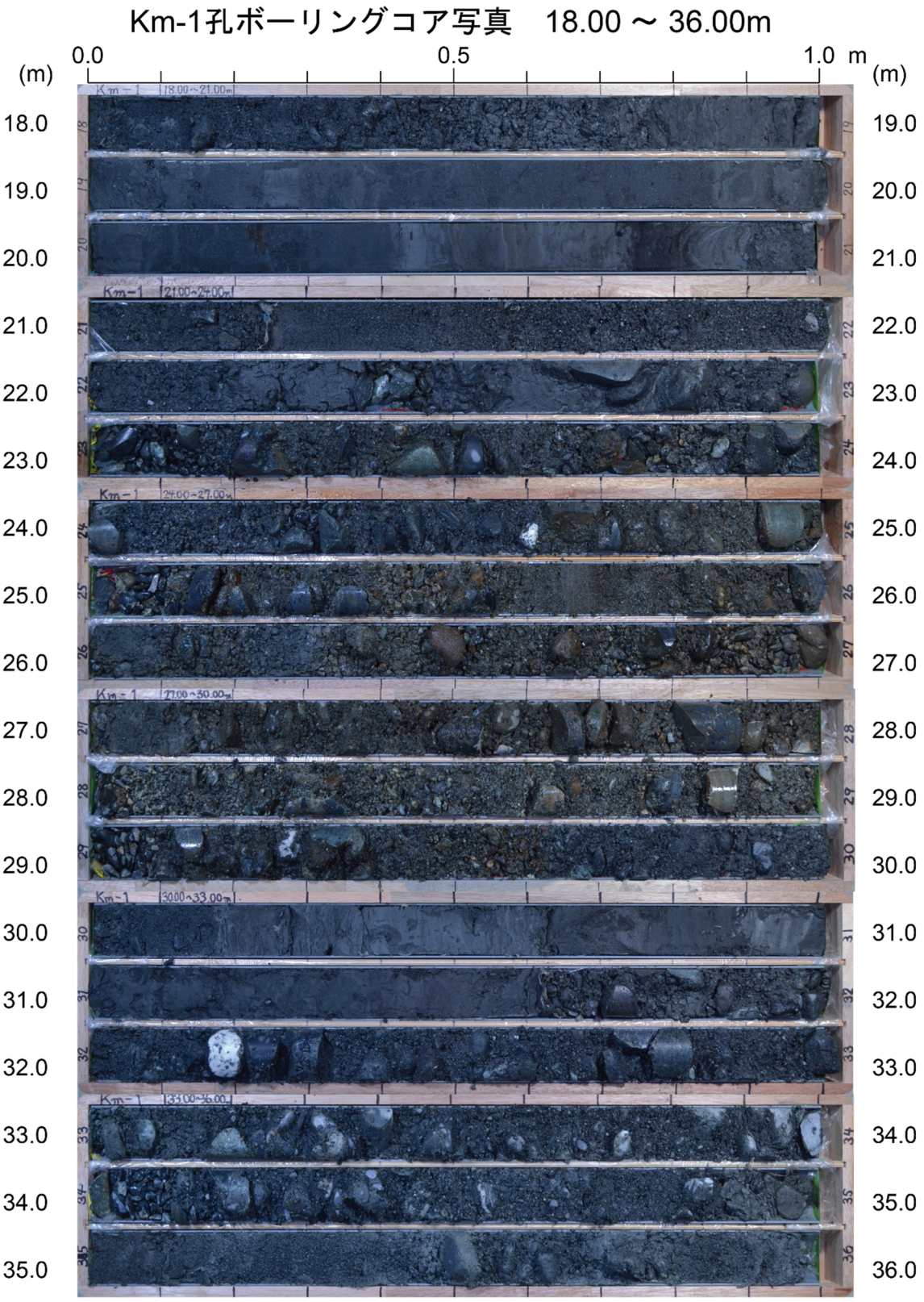
伊藤忍・山口和雄，富士川河口地域における反射法地震探査，海陸シームレス地質情報集，

「駿河湾北部沿岸域」，海陸シームレス地質図S-５，産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2016.
地震調査研究推進本部, 南海トラフの地震活動の長期評価(第二版)について, 94 p., 2013.
児玉幸多（監修），東海道分間延絵図 第六巻 吉原・富士・蒲原・由比・興津, 東京美術.
町田 洋・新井房夫, 新編 火山灰アトラス-日本列島とその周辺, 東京大学出版会， 336p, 2003.
増田富士雄・伊勢屋ふじこ,“逆グレーディング構造”: 自然堤防帯における氾濫原洪水堆積物の示相堆積構造, 堆積学研究会報特集号，p.108-116, 1985.
松原彰子, 駿河湾奥部沖積平野の地形発達史, 地理学評論，57，37-56，1984.
松原彰子, 完新世における砂州地形の発達過程－駿河湾沿岸低地を例として, 地理学評論, 62，160-183, 1989.
Miall, A. D., Alluvial deposits. in Walker, R.G. and James, N. P., Facies Models. Geological Association of Canada, p.143-157, 1992.
水本匡起・後藤秀昭・中田 高・松田時彦・田力正好・松浦律子, 富士川谷の身延断層に沿った新期断層変位地形の発見とその意義, 活断層研究, 44, 9-21, 2016.
中田 高・東郷正美・池田安隆・今泉俊文・宇根寛，1：25,000 都市圏活断層図「富士宮」, 国土地理院技術資料D・1-No.375, 2000.
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, DVD-ROM2 枚・付図1 葉・60p，2002.
並木 亮・安藤亮輔・宍倉正展, ボーリングコア解析と物理的断層モデルに基づく富士川河口断層帯入山瀬断層の位置と活動性推定, 日本地球惑星科学連合2019年大会, SSS15-13, 2019.
尾崎正紀・水野清秀・佐藤智之， ５万分の１富士川河口断層帯及び周辺地域地質編纂図及び説明書, 海陸シームレス地質情報集，「駿河湾北部沿岸域」，海陸シームレス地質図S-5，産業技術総合研究所地質調査総合センター，2016.
Pemberton S. G., MacEachern, J. A. and Frey, R. G., Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance. in Walker, R.G. and James, N. P., Facies Models. Geological Association of Canada, 119-142, 1992.
Reimer P. J. and 29 others, IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. Radiocarbon, 55, 1869–1887, 2013.
Round, F. E., Crawford, R. M. and Mann, D. G., The Diatoms: Biology and morphology of the genera. Cambridge University Press, Cambridge, 747p, 1990.
柴 正博・大久保正寿・笠原 茂・山本玄珠・小林 滋・駿河湾団体研究グループ, 静岡県富士川下流域の更新統，庵原層群の層序と構造, 地球科学，44 ，205-233, 1990.
下川浩一・苅谷愛彦・山崎晴雄, 富士川河口断層帯. 安居山断層の補備調査, 地質調査所速報・活断層・古地震研究調査概要報告書(平成９年度)，EQ/98/1，27-35，1998.
宍倉正展・行谷佑一・安藤亮輔, 静岡県蒲原低地における富士川河口断層帯入山瀬断層の活動性, 日本地球惑星科学連合2019年大会, SSS08-P16, 2018.
Stuiver M and Reimer P. J., Extended ^{14}C data base and revised Calib 3.0 ^{14}C age calibration program. Radiocarbon, 35, p.215-230, 1993. Updated to CALIB 7.10.

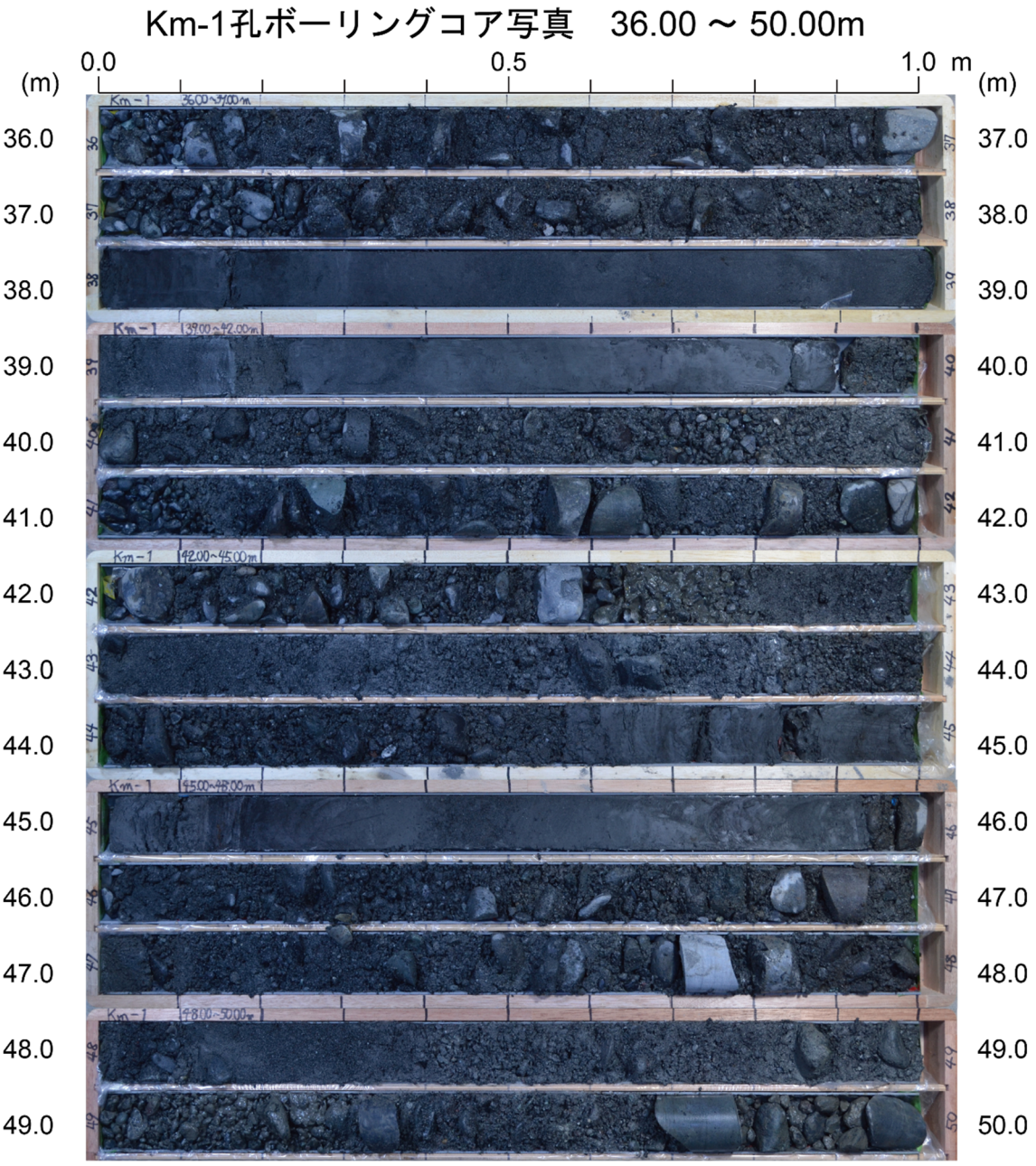
http://calib.org/calib/
杉山雄一・下川浩一, 静岡県庵原地域の地質構造と入山断層系, 地質調査所月報, 33, 293-320, 1982.
杉山雄一・松田時彦, 地域地質研究報告 5万分の1地質図幅「南部」, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2014, 134 p.
高田亮・山元孝広・石塚吉浩・中野俊, 富士火山地質図(第2版) 及び解説書, 特殊地質図, no.12, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2016.
東京大学地震研究所, 安政元年11月4日東海沖地震に関する静岡県調査報告, 明治26年, 20 p., 1977
富沢町, 「富沢町誌」上巻, 945 p, 2002.
海野芳聖・角田史雄, 山梨県南西部, 富士川流域に分布する河成段丘の変位と後期更新世の以後の造構運動について, 地団研専報, 24, 235-251, 1982.
Yamazaki, H., Tectonics of a plate collision along the northern margin of Izu Peninsula, Central Japan. Bulletin of the Geological Survey of Japan, 43, 603-657, 1992.
Yamazaki, H., Shimokawa, K., Mizuno, K. and Tanaka, T., Off-fault paleoseismology in Japan: with special reference to the Fujikawa-kako fault zone, central Japan. Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University, 37, 1-14, 2002.
Yilmaz, O., Seismic data analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data. 2065 pp., SEG, 2001.



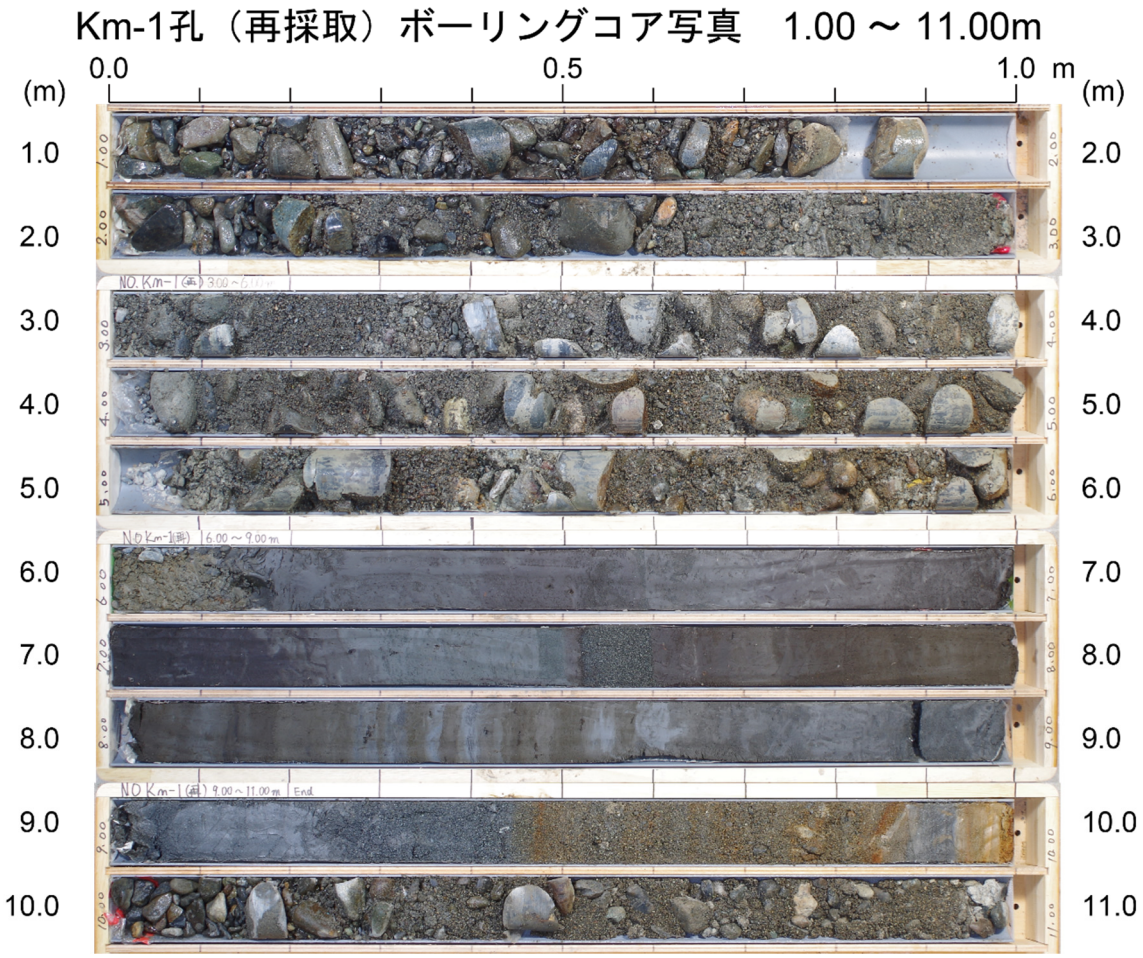
付図１　オールコアボーリング コア写真一


Km-1孔ボーリングコア写真　18.00 ～ 36.00m
0.0
0.5
1.0 m
(m)
(m)
18.0
19.0
20.0
21.0
22.0
23.0
24.0
25.0
26.0
27.0
28.0
29.0
30.0
31.0
32.0
33.0
34.0
35.0
19.0
20.0
21.0
22.0
23.0
24.0
25.0
26.0
27.0
28.0
29.0
30.0
31.0
32.0
33.0
34.0
35.0
36.0
Km－1 18.00～21.00m
Km－1 21.00～24.00m
Km－1 24.00～27.00m
Km－1 27.00～30.00m
Km－1 30.00～33.00m
Km－1 33.00～36.00m

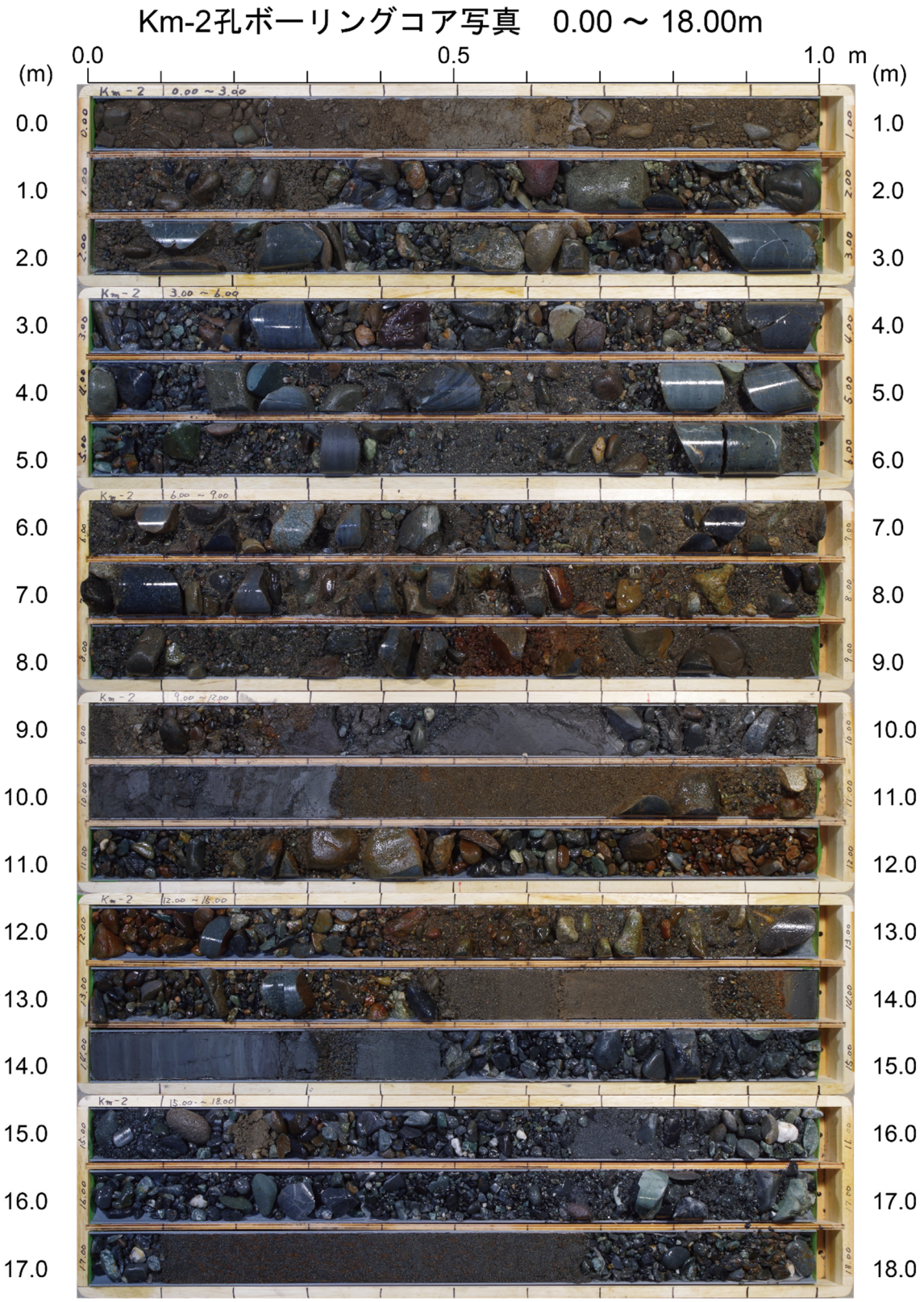
付図１　続き


Km-1孔ボーリングコア写真　36.00 ～ 50.00m
0.0
0.5
1.0 m
(m)
(m)
36.0
37.0
38.0
39.0
40.0
41.0
42.0
43.0
44.0
45.0
46.0
47.0
48.0
49.0
37.0
38.0
39.0
40.0
41.0
42.0
43.0
44.0
45.0
46.0
47.0
48.0
49.0
50.0

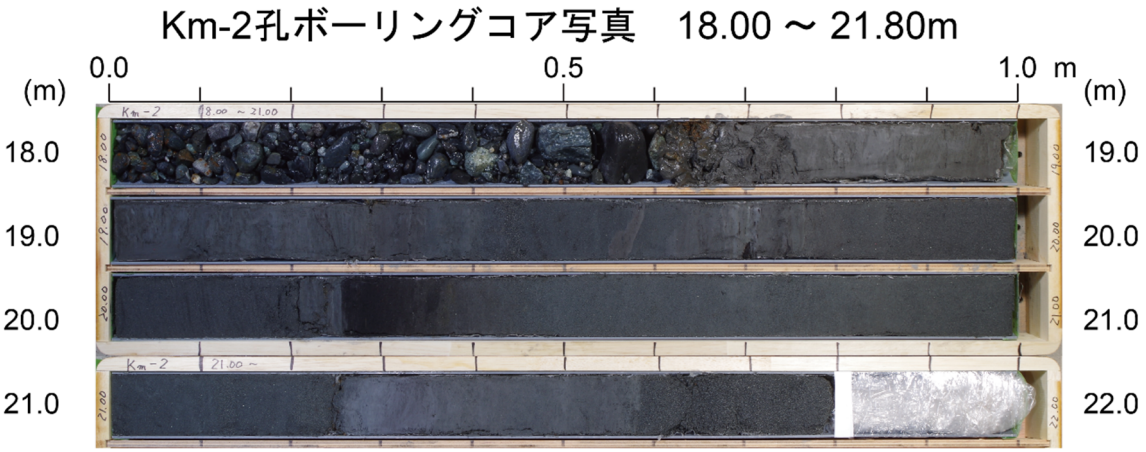
付図１　続き


Km-1孔（再採取）ボーリングコア写真　1.00 ～ 11.00m
0.0
0.5
1.0 m
(m)
1.0
2.0
3.0
4.0
5.0
6.0
7.0
8.0
9.0
10.0
(m)
2.0
3.0
4.0
5.0
6.0
7.0
8.0
9.0
10.0
11.0

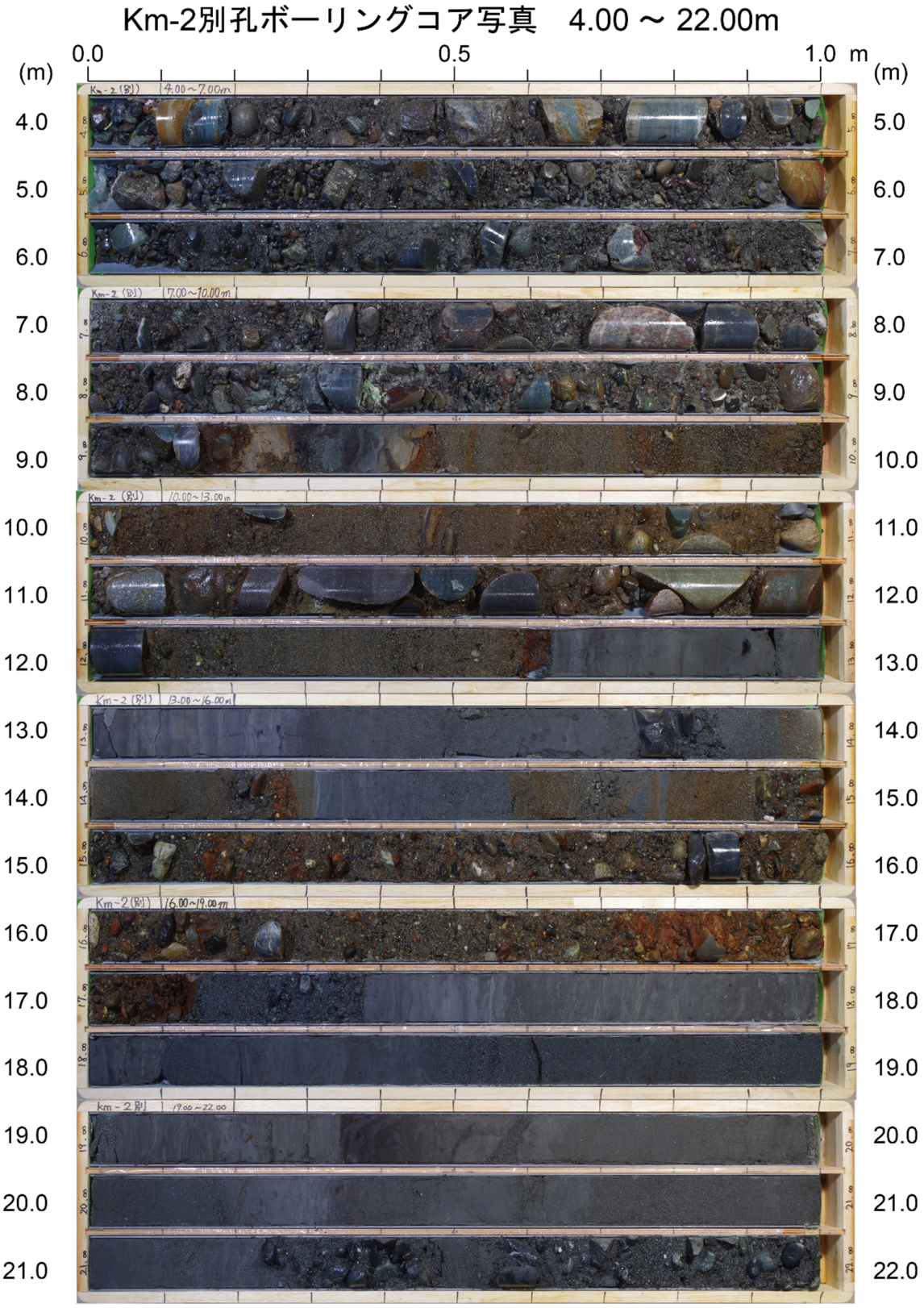
付図１　続き


Km-2孔ボーリングコア写真　0.00 ～ 18.00m
0.0
0.5
1.0 m
(m)
0.0
1.0
2.0
3.0
4.0
5.0
6.0
7.0
8.0
9.0
10.0
11.0
12.0
13.0
14.0
15.0
16.0
17.0
(m)
1.0
2.0
3.0
4.0
5.0
6.0
7.0
8.0
9.0
10.0
11.0
12.0
13.0
14.0
15.0
16.0
17.0
18.0

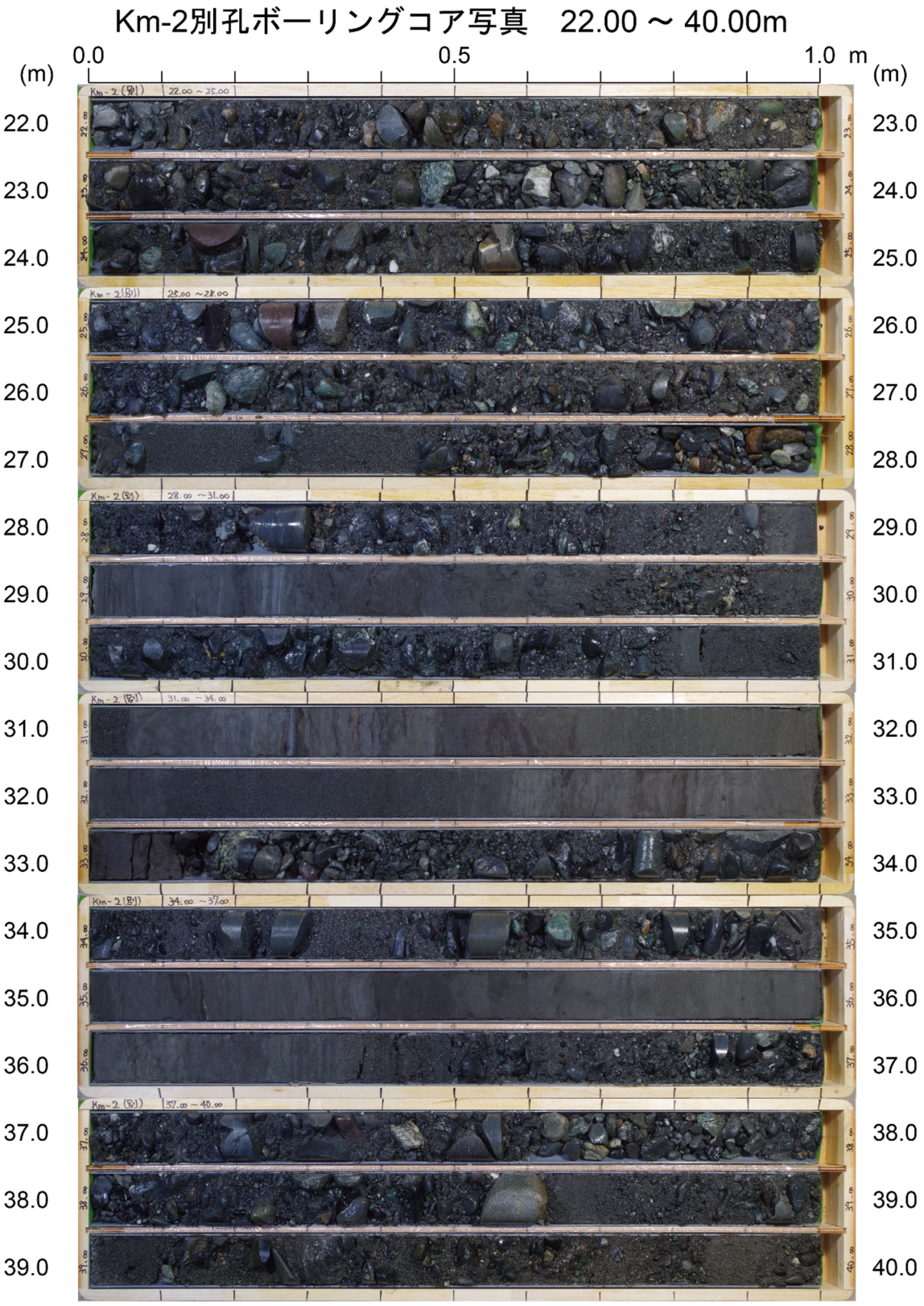
付図１　続き


Km-2孔ボーリングコア写真　18.00 ～ 21.80m
0.0
0.5
1.0 m
(m)
(m)
18.0
19.0
20.0
21.0
19.0
20.0
21.0
22.0

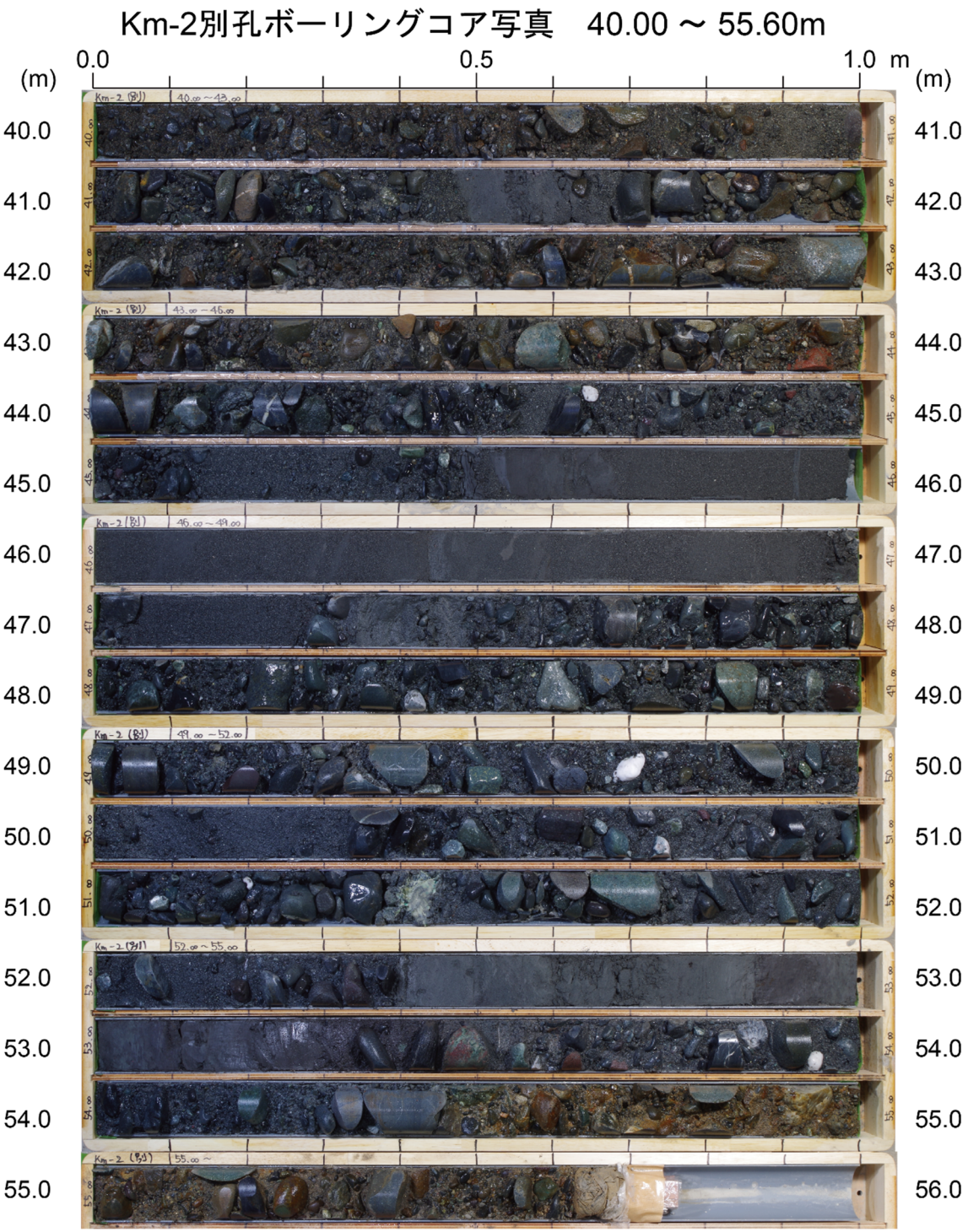
付図１　続き


Km-2別孔ボーリングコア写真　4.00 ～ 22.00m
0.0
0.5
1.0 m
(m)
(m)
4.0
5.0
6.0
7.0
8.0
9.0
10.0
11.0
12.0
13.0
14.0
15.0
16.0
17.0
18.0
19.0
20.0
21.0
22.0
Km-2(別) 4.00~7.00m
Km-2(別) 7.00~10.00m
Km-2(別) 10.00~13.00m
Km-2(別) 13.00~16.00m
Km-2(別) 16.00~19.00m
km-2別 19.00~22.00

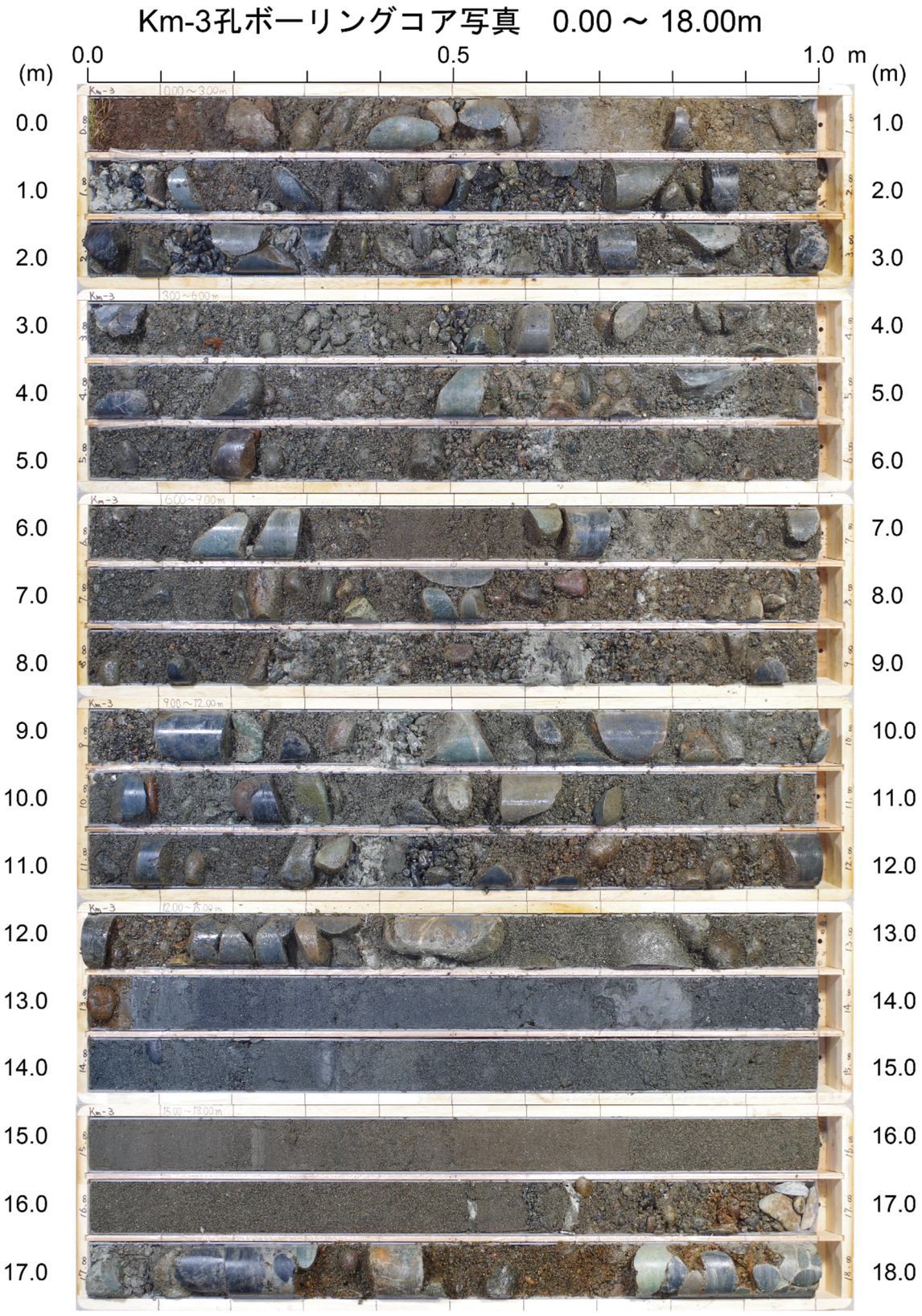
付図１　続き


Km-2別孔ボーリングコア写真　22.00 ～ 40.00m
0.0
0.5
1.0 m
(m)
(m)
22.0
23.0
24.0
25.0
26.0
27.0
28.0
29.0
30.0
31.0
32.0
33.0
34.0
35.0
36.0
37.0
38.0
39.0
40.0

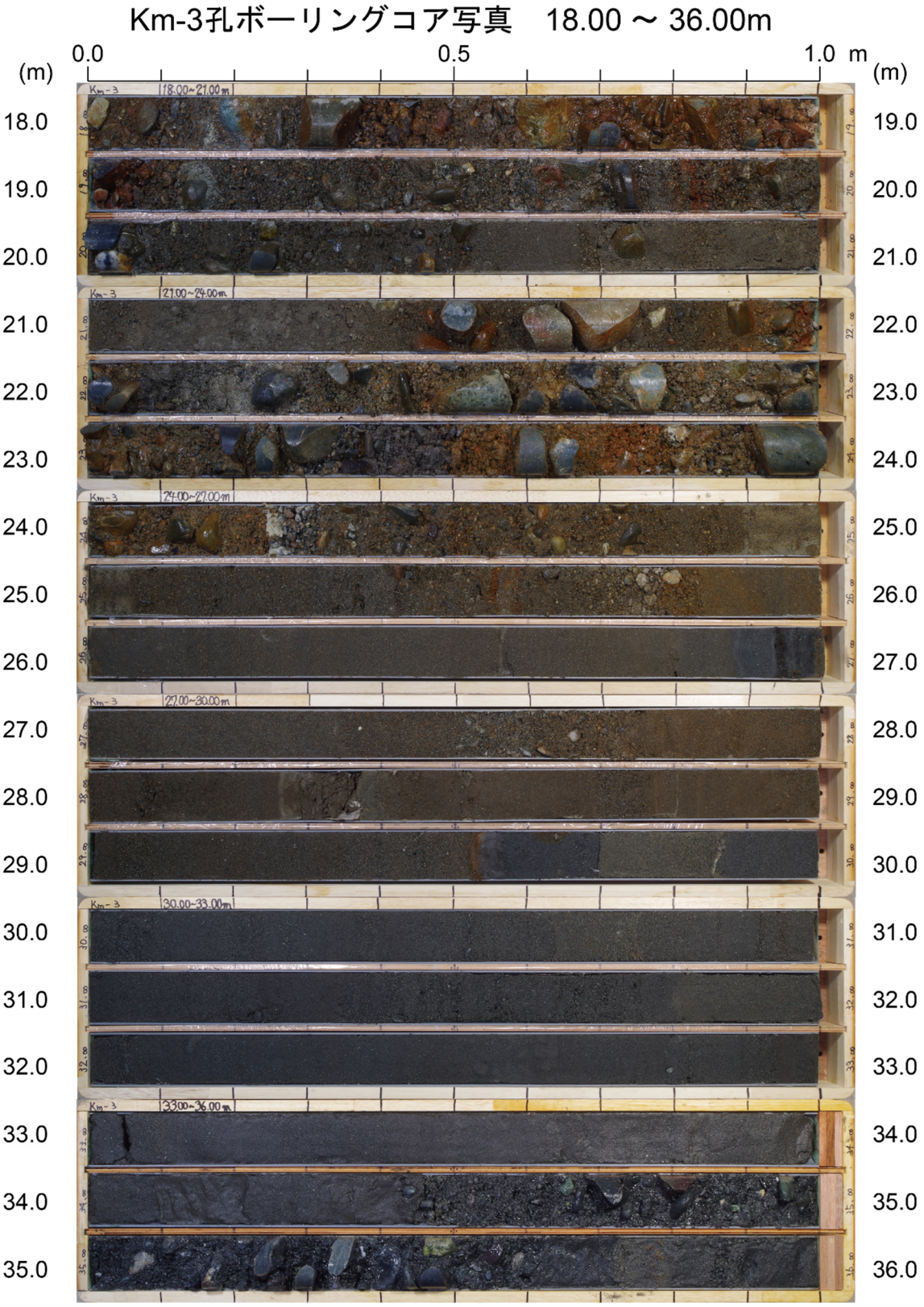
付図１　続き


Km-2別孔ボーリングコア写真　40.00 ～ 55.60m
0.0
0.5
1.0 m
(m)
(m)
40.0
41.0
42.0
43.0
44.0
45.0
46.0
47.0
48.0
49.0
50.0
51.0
52.0
53.0
54.0
55.0
41.0
42.0
43.0
44.0
45.0
46.0
47.0
48.0
49.0
50.0
51.0
52.0
53.0
54.0
55.0
56.0

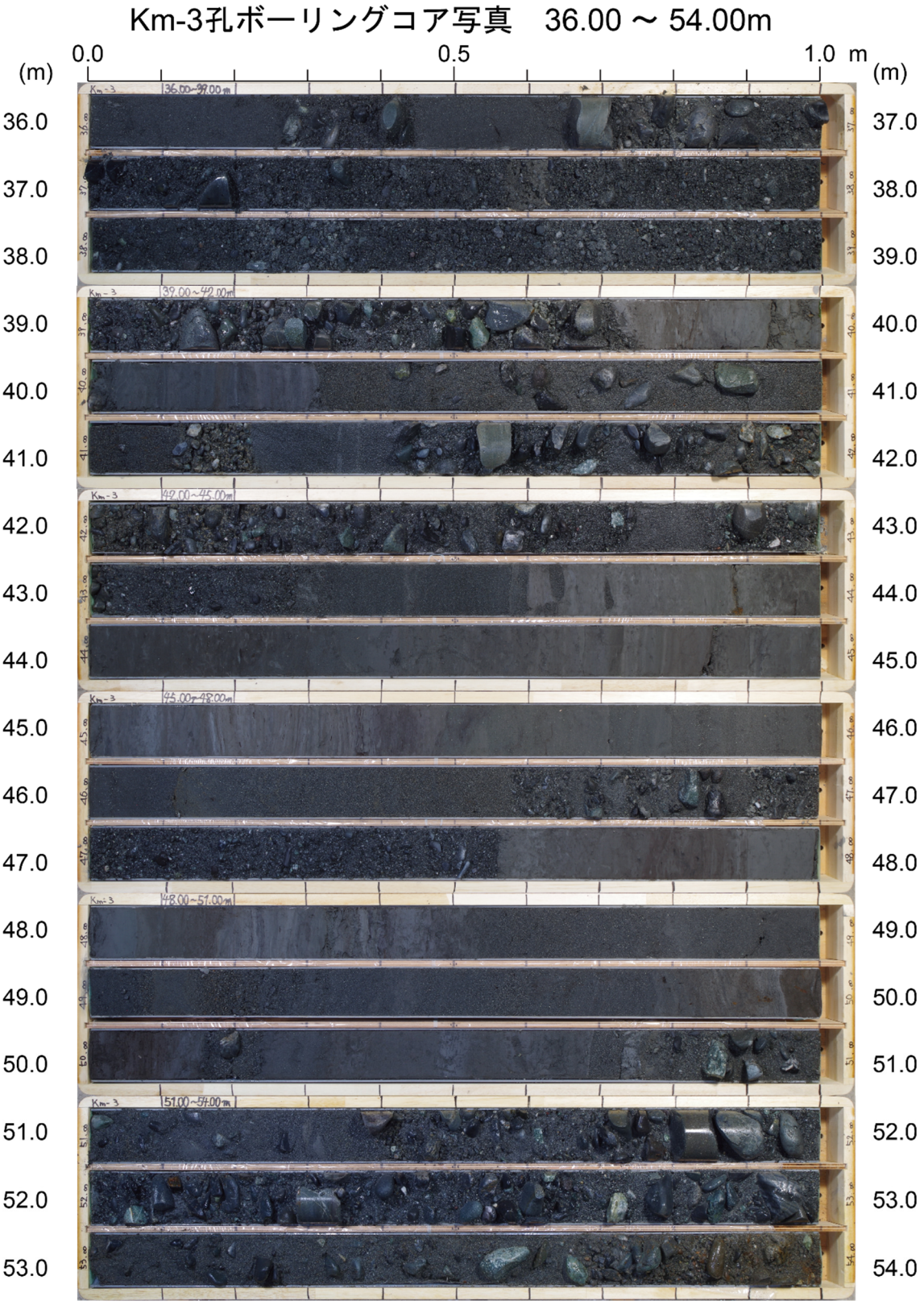
付図１　続き


Km-3孔ボーリングコア写真　0.00 ～ 18.00m
0.0
0.5
1.0 m
(m)
(m)
0.0
1.0
2.0
3.0
4.0
5.0
6.0
7.0
8.0
9.0
10.0
11.0
12.0
13.0
14.0
15.0
16.0
17.0
1.0
2.0
3.0
4.0
5.0
6.0
7.0
8.0
9.0
10.0
11.0
12.0
13.0
14.0
15.0
16.0
17.0
18.0

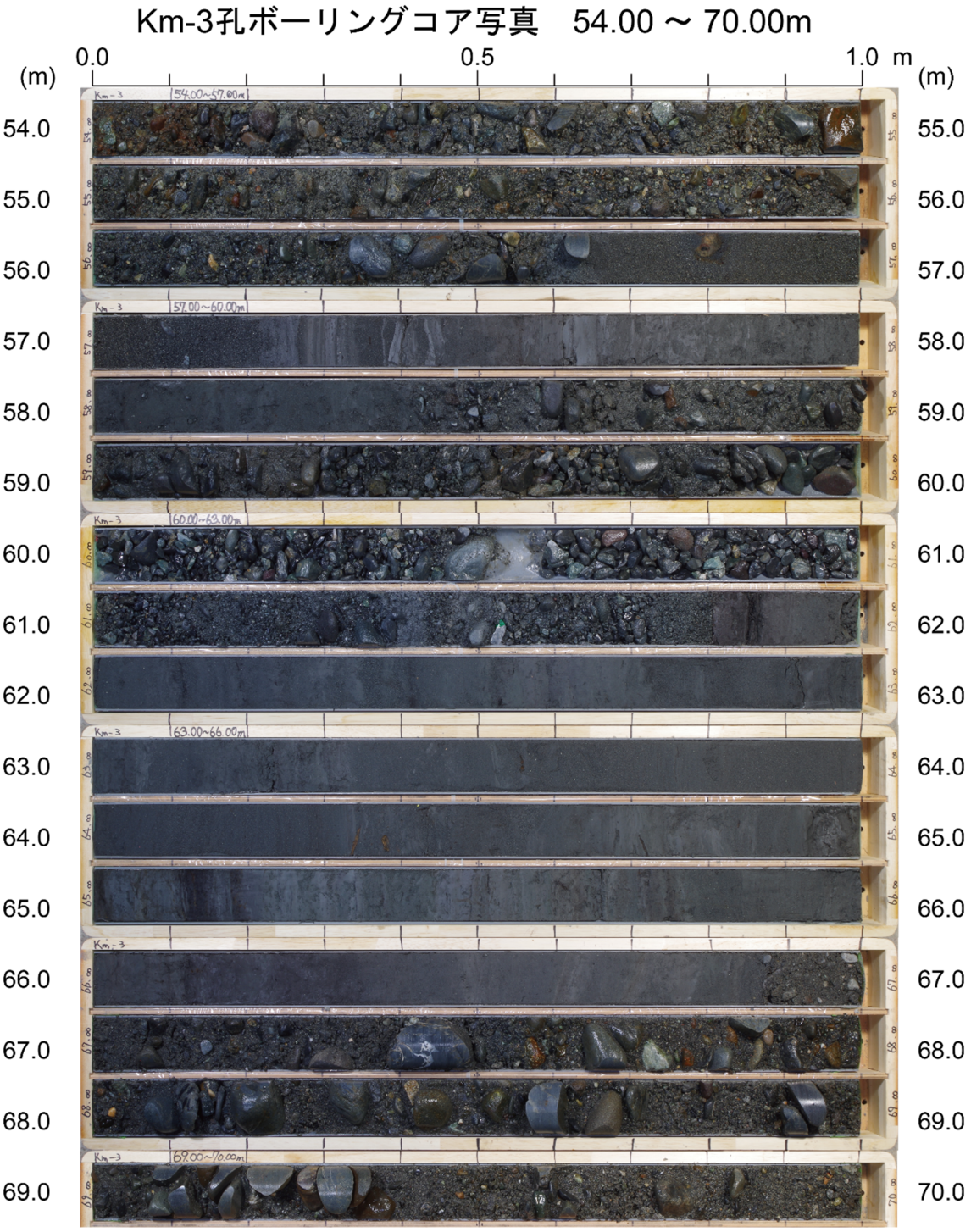
付図１　続き


Km-3孔ボーリングコア写真　18.00 ～ 36.00m
0.0
0.5
1.0 m
(m)
(m)
18.0
19.0
20.0
21.0
22.0
23.0
24.0
25.0
26.0
27.0
28.0
29.0
30.0
31.0
32.0
33.0
34.0
35.0
19.0
20.0
21.0
22.0
23.0
24.0
25.0
26.0
27.0
28.0
29.0
30.0
31.0
32.0
33.0
34.0
35.0
36.0
Km-3 18.00~21.00m
Km-3 21.00~24.00m
Km-3 24.00~27.00m
Km-3 27.00~30.00m
Km-3 30.00~33.00m
Km-3 33.00~36.00m

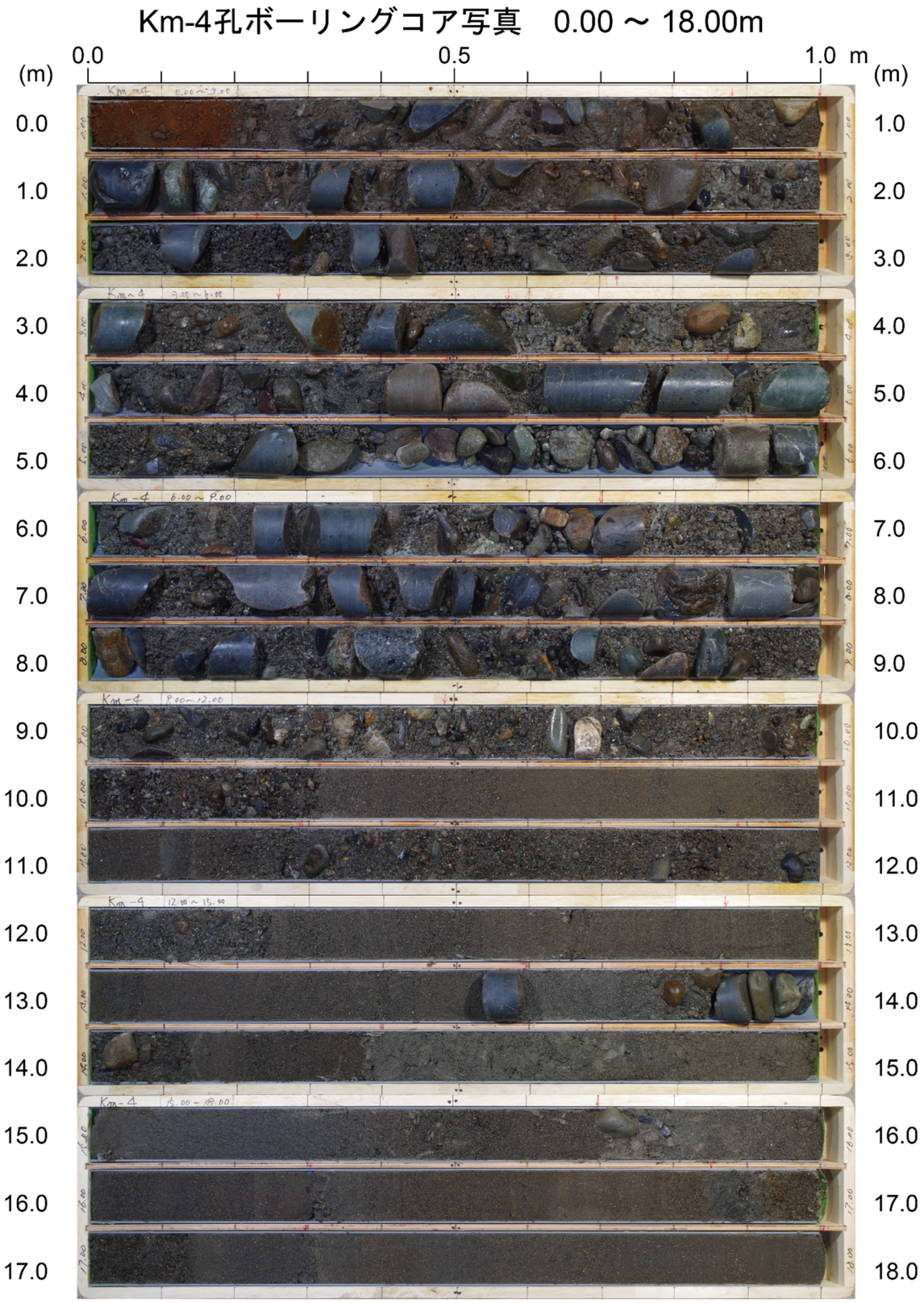
付図１　続き


Km-3孔ボーリングコア写真　36.00 ～ 54.00m
0.0
0.5
1.0 m
(m)
(m)
36.0
37.0
38.0
39.0
40.0
41.0
42.0
43.0
44.0
45.0
46.0
47.0
48.0
49.0
50.0
51.0
52.0
53.0
37.0
38.0
39.0
40.0
41.0
42.0
43.0
44.0
45.0
46.0
47.0
48.0
49.0
50.0
51.0
52.0
53.0
54.0

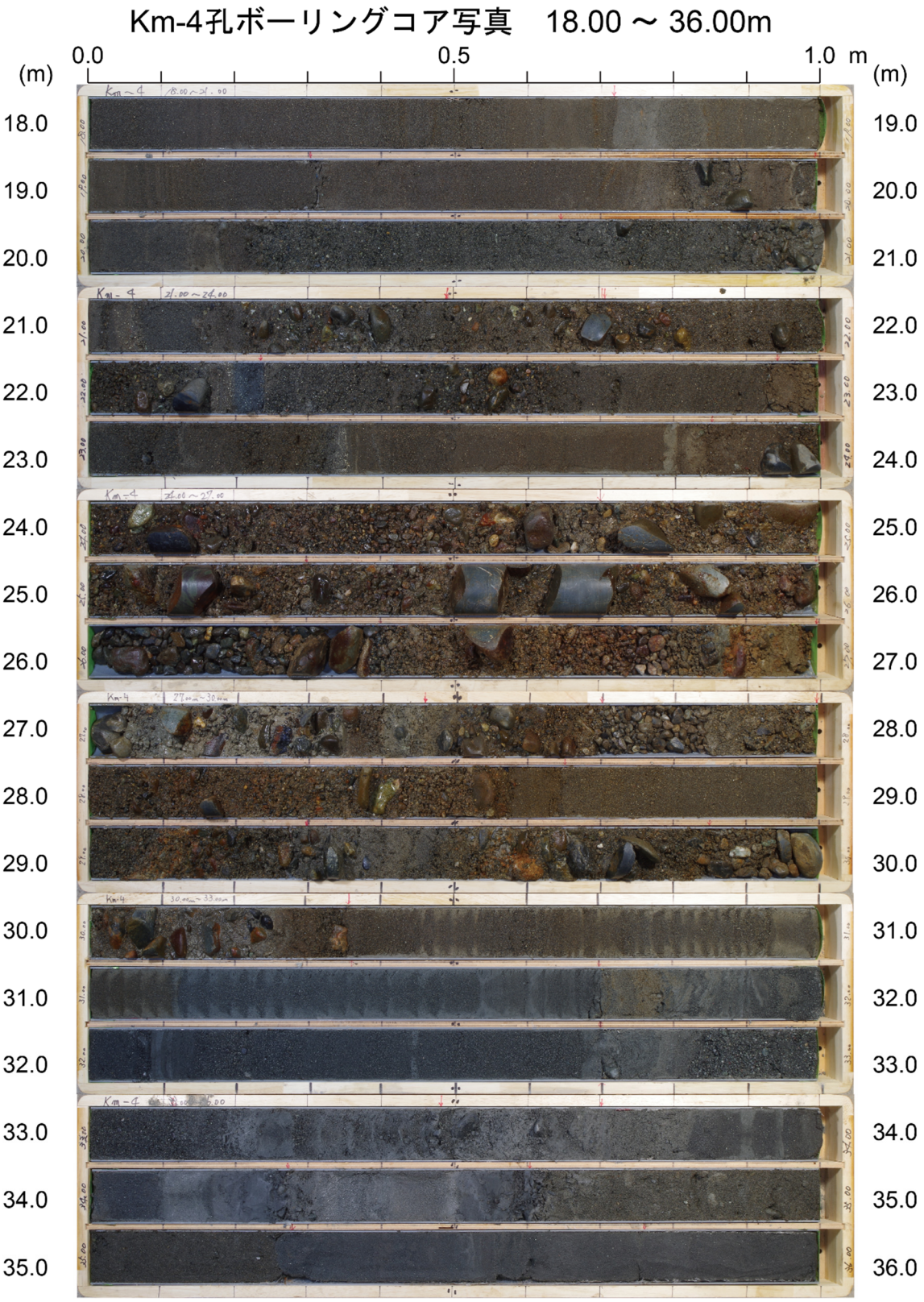
付図１　続き


Km-3孔ボーリングコア写真　54.00 ～ 70.00m
0.0
0.5
1.0 m
(m)
(m)
54.0
55.0
56.0
57.0
58.0
59.0
60.0
61.0
62.0
63.0
64.0
65.0
66.0
67.0
68.0
69.0
70.0
Km-3 54.00~57.00m
Km-3 57.00~60.00m
Km-3 60.00~63.00m
Km-3 63.00~66.00m
Km-3
Km-3

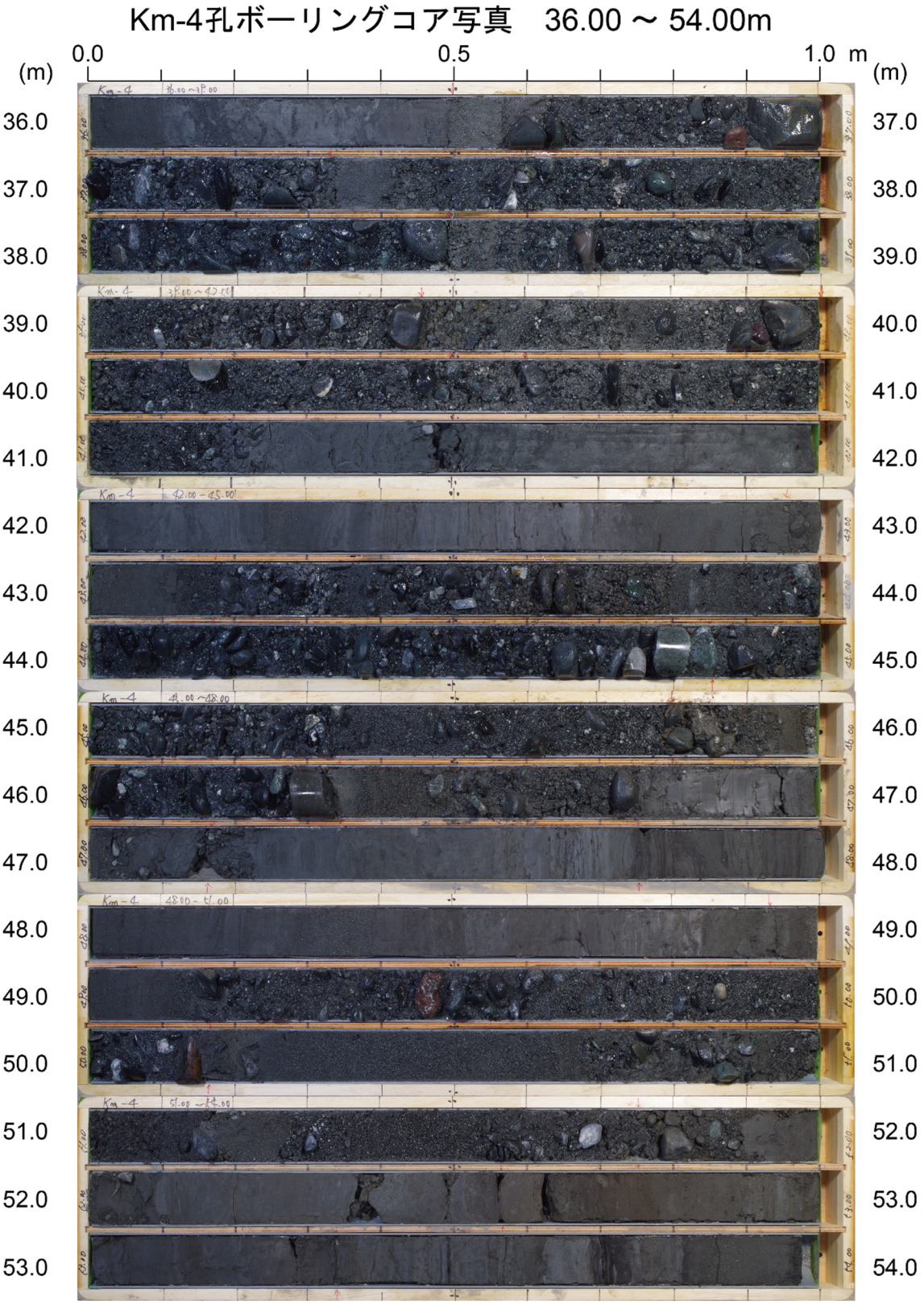
付図１　続き


Km-4孔ボーリングコア写真　0.00 ～ 18.00m
0.0
0.5
1.0 m
(m)
0.0
1.0
2.0
3.0
4.0
5.0
6.0
7.0
8.0
9.0
10.0
11.0
12.0
13.0
14.0
15.0
16.0
17.0
(m)
1.0
2.0
3.0
4.0
5.0
6.0
7.0
8.0
9.0
10.0
11.0
12.0
13.0
14.0
15.0
16.0
17.0
18.0

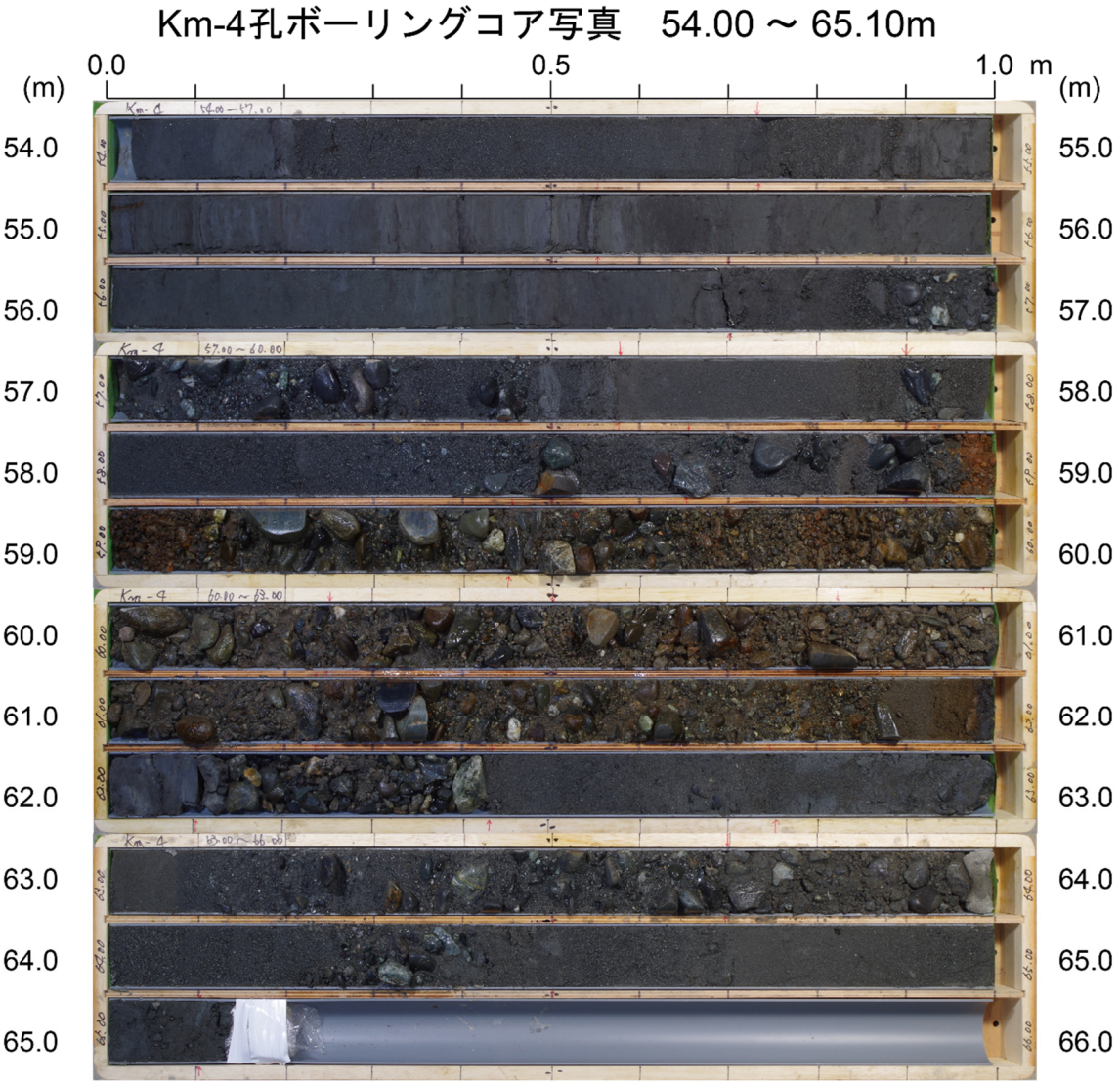
付図１　続き


Km-4孔ボーリングコア写真　18.00 ～ 36.00m
0.0
0.5
1.0 m
(m)
(m)
18.0
19.0
20.0
21.0
22.0
23.0
24.0
25.0
26.0
27.0
28.0
29.0
30.0
31.0
32.0
33.0
34.0
35.0
19.0
20.0
21.0
22.0
23.0
24.0
25.0
26.0
27.0
28.0
29.0
30.0
31.0
32.0
33.0
34.0
35.0
36.0

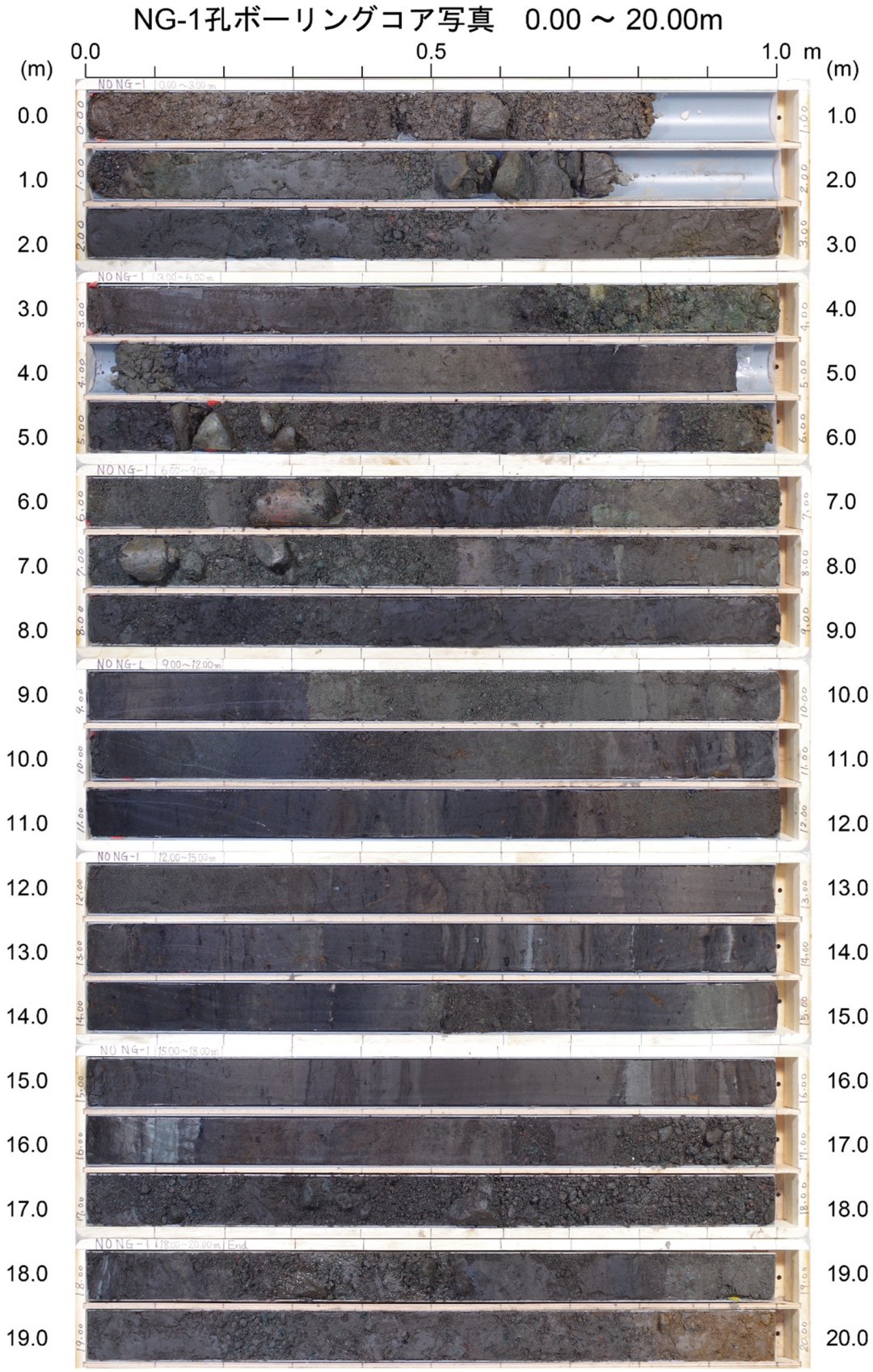
付図１　続き


Km-4孔ボーリングコア写真　36.00 ～ 54.00m
0.0
0.5
1.0 m
(m)
(m)
36.0
37.0
38.0
39.0
40.0
41.0
42.0
43.0
44.0
45.0
46.0
47.0
48.0
49.0
50.0
51.0
52.0
53.0
37.0
38.0
39.0
40.0
41.0
42.0
43.0
44.0
45.0
46.0
47.0
48.0
49.0
50.0
51.0
52.0
53.0
54.0

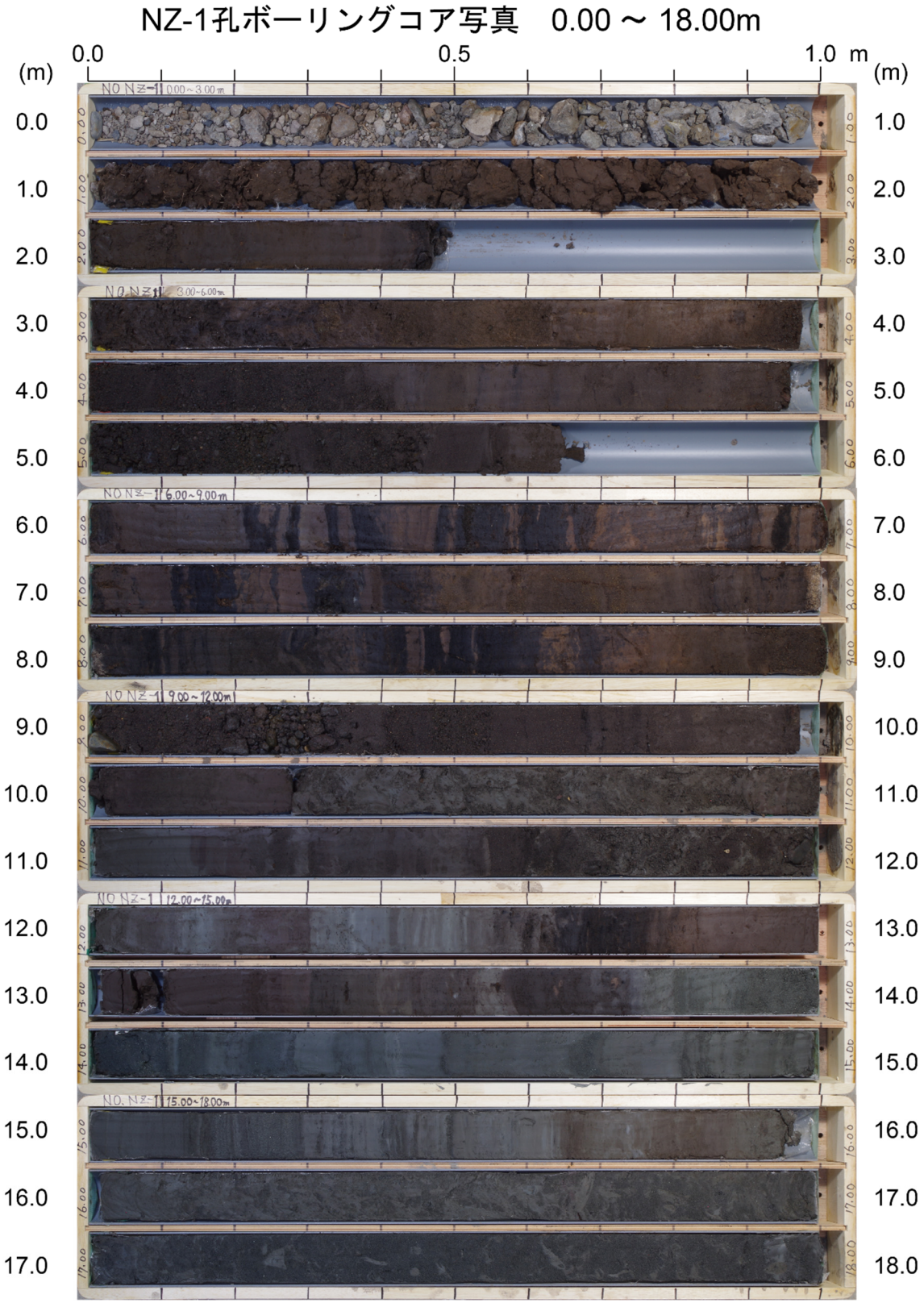
付図１　続き


Km-4孔ボーリングコア写真　54.00 ～ 65.10m
0.0
0.5
1.0 m
(m)
(m)
54.0
55.0
56.0
57.0
58.0
59.0
60.0
61.0
62.0
63.0
64.0
65.0
55.0
56.0
57.0
58.0
59.0
60.0
61.0
62.0
63.0
64.0
65.0
66.0

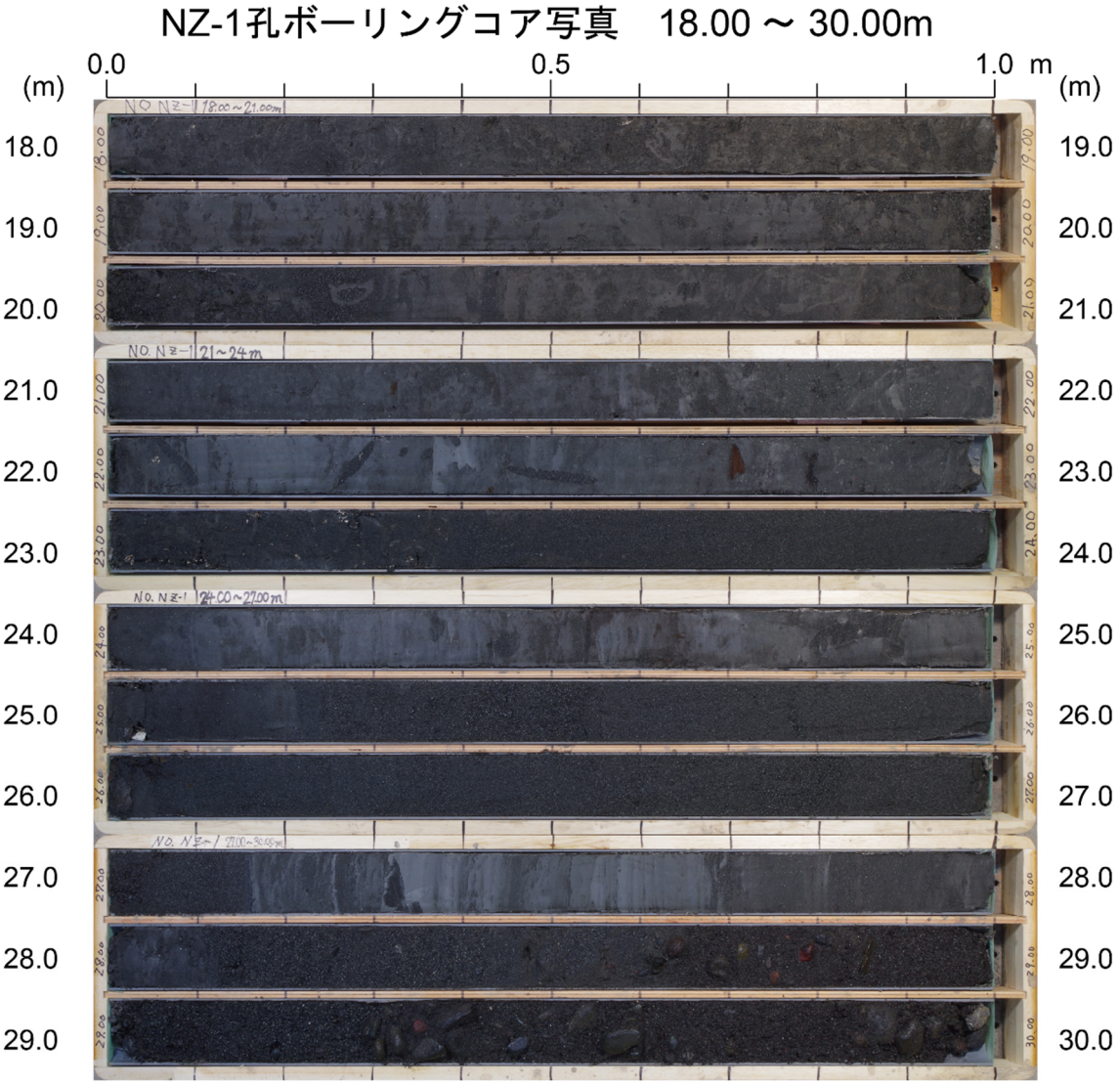
付図１　続き


NG-1孔ボーリングコア写真　0.00 ～ 20.00m
0.0
0.5
1.0 m
(m)
(m)
NO.NG-1 0.00～3.00m
NO.NG-1 3.00～6.00m
NO.NG-1 6.00～9.00m
NO.NG-1 9.00～12.00m
NO.NG-1 12.00～15.00m
NO.NG-1 15.00～18.00m
NO.NG-1 18.00～20.00m End
0.0
1.0
2.0
3.0
4.0
5.0
6.0
7.0
8.0
9.0
10.0
11.0
12.0
13.0
14.0
15.0
16.0
17.0
18.0
19.0
1.0
2.0
3.0
4.0
5.0
6.0
7.0
8.0
9.0
10.0
11.0
12.0
13.0
14.0
15.0
16.0
17.0
18.0
19.0
20.0

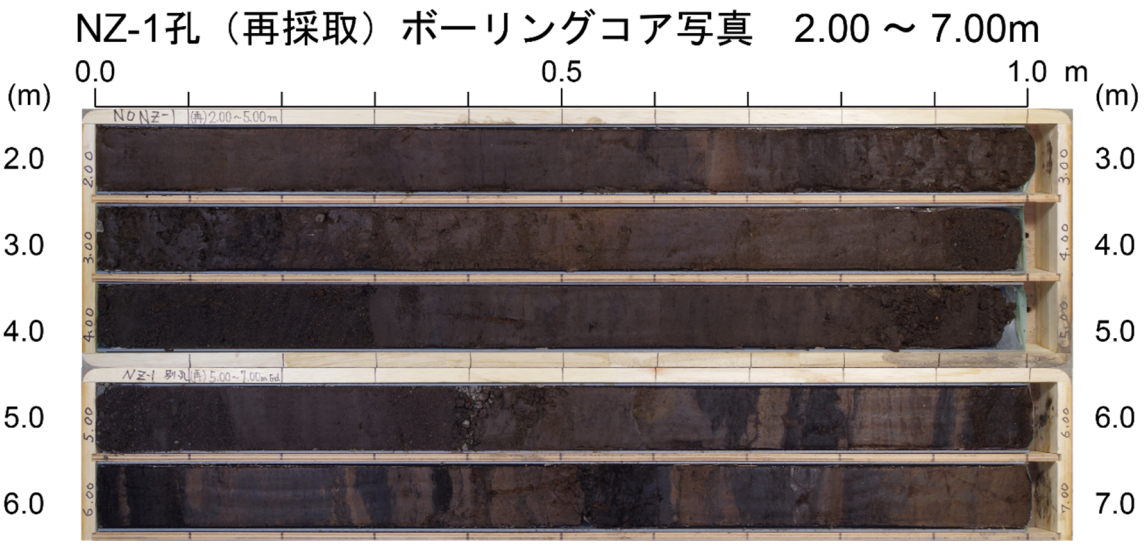
付図１　続き


NZ-1孔ボーリングコア写真　0.00 ～ 18.00m
0.0
0.5
1.0 m
(m)
(m)
NO NZ-1 0.00~3.00m
NO NZ-1 3.00~6.00m
NO NZ-1 6.00~9.00m
NO NZ-1 9.00~12.00m
NO NZ-1 12.00~15.00m
NO NZ-1 15.00~18.00m
0.0
1.0
2.0
3.0
4.0
5.0
6.0
7.0
8.0
9.0
10.0
11.0
12.0
13.0
14.0
15.0
16.0
17.0
1.0
2.0
3.0
4.0
5.0
6.0
7.0
8.0
9.0
10.0
11.0
12.0
13.0
14.0
15.0
16.0
17.0
18.0

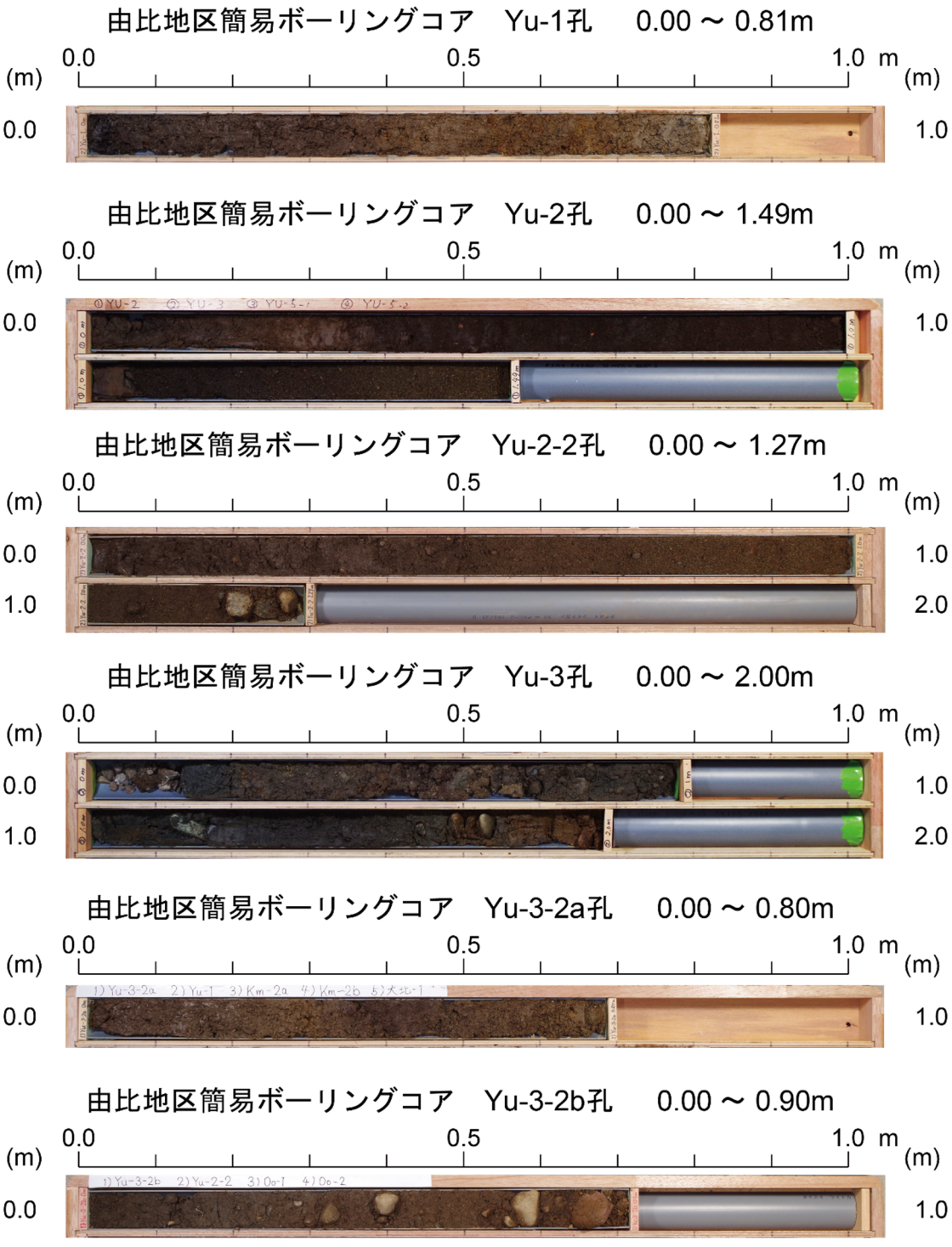
付図１　続き


NZ-1孔ボーリングコア写真　18.00 ～ 30.00m
0.0
0.5
1.0 m
(m)
(m)
18.0
19.0
20.0
21.0
22.0
23.0
24.0
25.0
26.0
27.0
28.0
29.0
19.0
20.0
21.0
22.0
23.0
24.0
25.0
26.0
27.0
28.0
29.0
30.0

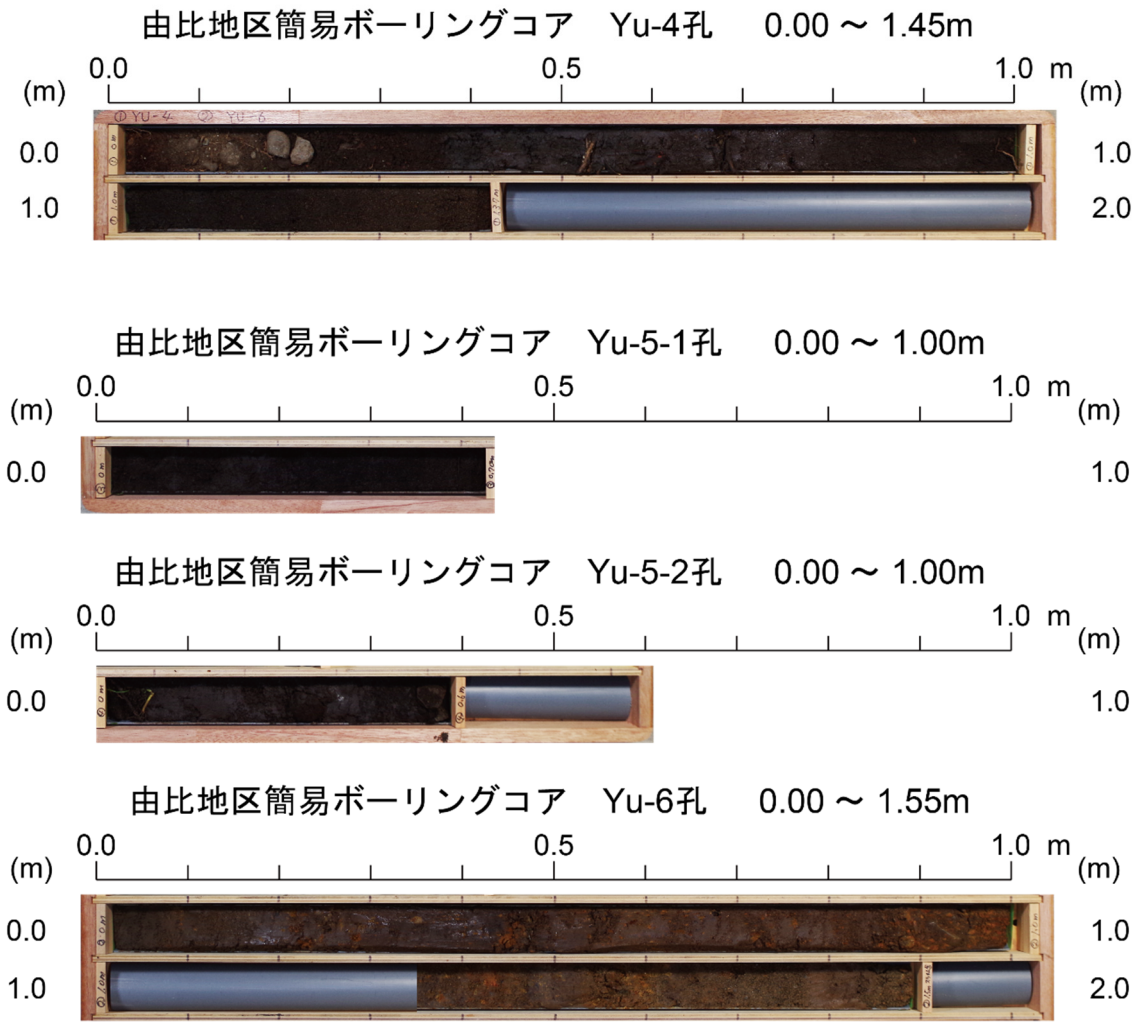
付図１　続き


NZ-1孔（再採取）ボーリングコア写真　2.00 ～ 7.00m
0.0
0.5
1.0 m
(m)
(m)
2.0
3.0
4.0
5.0
6.0
3.0
4.0
5.0
6.0
7.0

付図１　続き

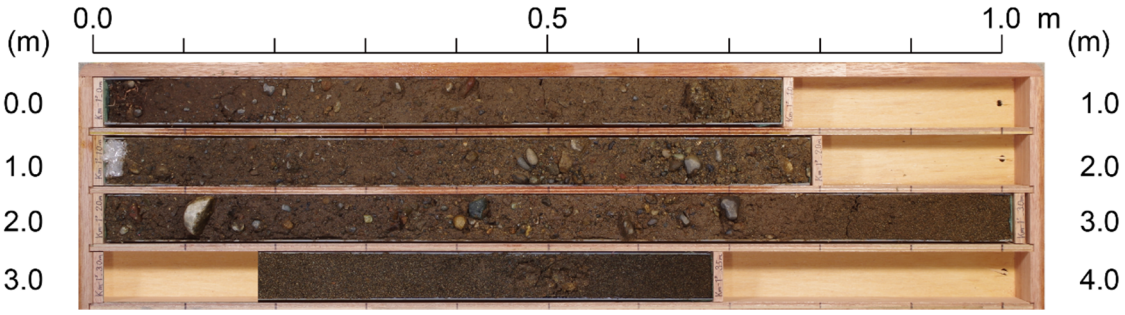


付図２　簡易ボーリングコア写真一

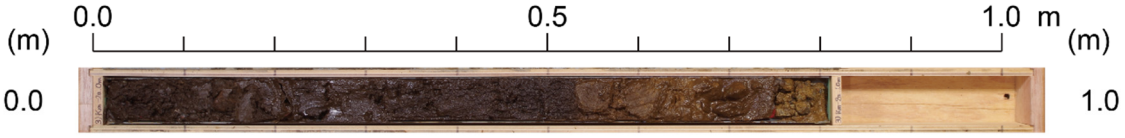

由比地区簡易ボーリングコア　Yu-4孔　0.00 ～ 1.45m
0.0
0.5
1.0 m
(m)
(m)
0.0
1.0
1.0
2.0
由比地区簡易ボーリングコア　Yu-5-1孔　0.00 ～ 1.00m
0.0
0.5
1.0 m
(m)
(m)
0.0
1.0
由比地区簡易ボーリングコア　Yu-5-2孔　0.00 ～ 1.00m
0.0
0.5
1.0 m
(m)
(m)
0.0
1.0
由比地区簡易ボーリングコア　Yu-6孔　0.00 ～ 1.55m
0.0
0.5
1.0 m
(m)
(m)
0.0
1.0
1.0
2.0

付図２　続き

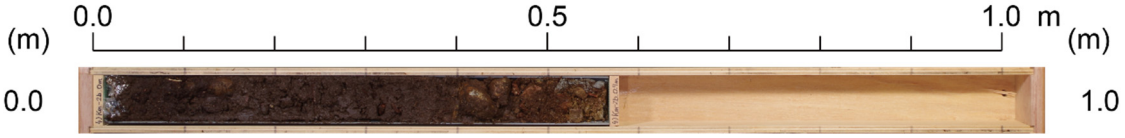
由比地区簡易ボーリングコア　Km-1'孔　0.00 ～ 3.50m



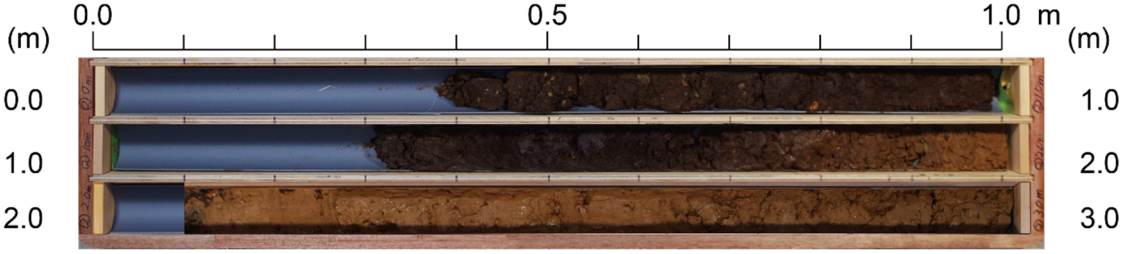
由比地区簡易ボーリングコア　Km-2a孔　0.00 ～ 1.00m



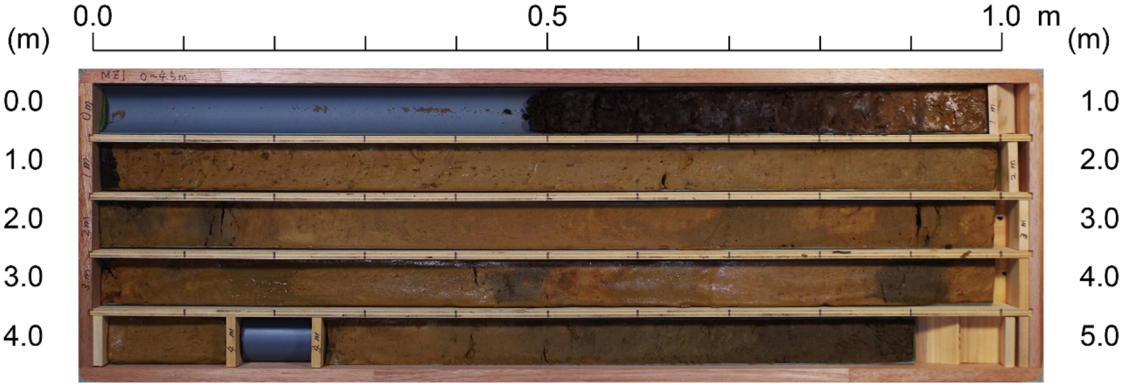
由比地区簡易ボーリングコア　Km-2b孔　0.00 ～ 0.70m



井出地区簡易ボーリングコア　ID-1孔　0.00 ～ 3.00m



正代地区簡易ボーリングコア　MZ-1孔　0.00 ～ 4.50m



付図２　続き

(3) 平成 29～令和元年度の成果

(a) 業務の要約

富士川河口断層帯において変動地形解析・高分解能反射法地震探査・トレンチ・ボーリング調査を行い、富士川河口断層帯の分布・形状・活動性・平均変位速度について検討した結果、富士川河口断層帯の主要断層である安居山断層・芝川断層・大宮断層・入山瀬断層がいずれもプレート境界の先端部を構成する分岐スラストであること、一部の断層については市街地側に伏在すること等、形状の詳細と断層の平均ネットスリップ速度を明らかにした。また、航空レーザー測量による高密度数値地形データ・航測図化・空中写真等を用いた変動地形解析に基づき、安居山断層・芝川断層・入山瀬断層などで完新世の極新期変位地形を複数見出し、富士川河口部の群列ボーリング調査および由比川河口部の完新世後期海岸段丘での掘削調査から、複数回の歴史時代の地震イベントの可能性を指摘したほか、平均変位速度を推定した。

(b) 業務の実施方法と成果

1) 富士川河口断層帯における浅層反射法地震探査から明らかになった断層構造

富士川河口断層帯では過去にいくつかの浅層反射法地震探査が実施されている（伊藤・山口，2016；下川・他，1998）。これらはいずれも測線長が短く、可探深度も数 100 m 内

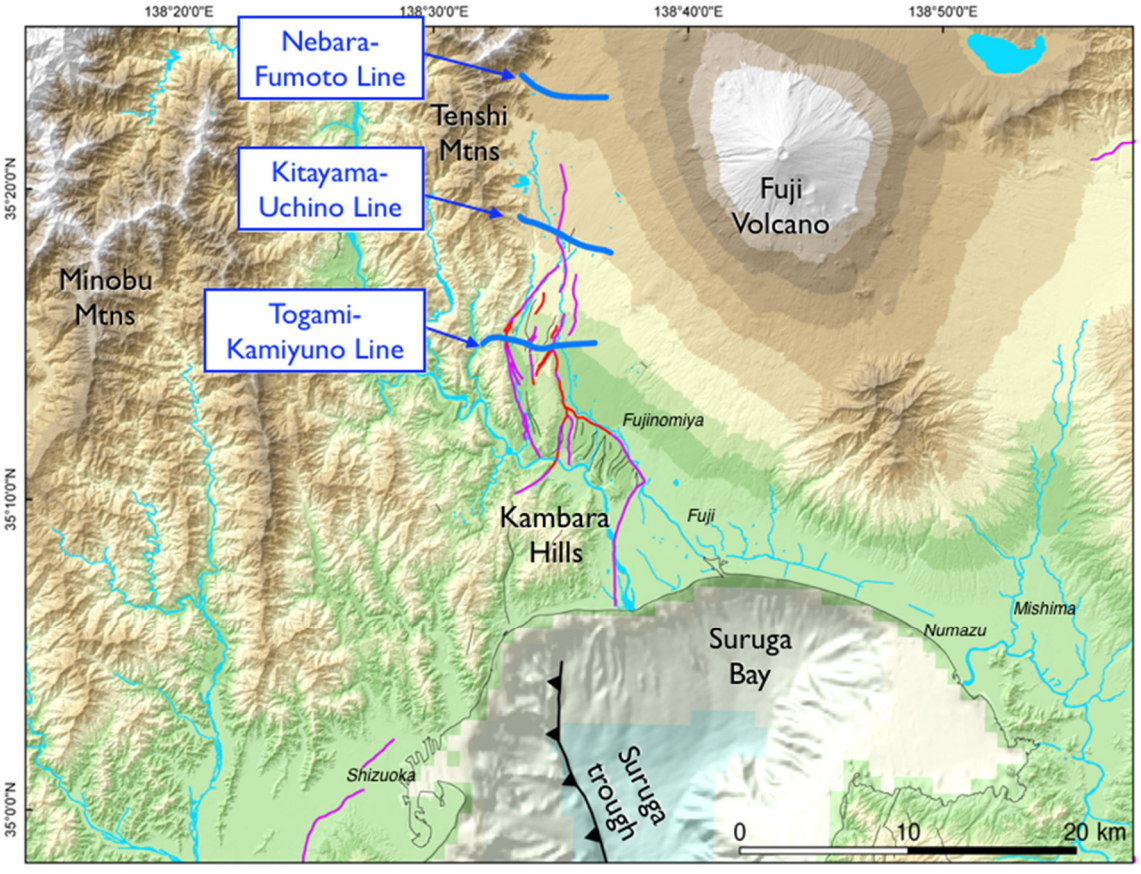


図 27　反射法地震探査の測線図。赤線は活断層の位置（中田・今泉編，2002）を示す。

外であり、断層や断層運動に関連する地質構造を解像する良好な反射断面図は得られていない。そこで平成 29 年度は富士川河口断層帯を横断する測線で、中型バイブロサイス震源および独立型地震波形収録器の多点固定展開を採用した高分解能反射法地震探査（根原―麓・北山―内野・外神―上柚野測線）を実施した（図 27、28 および 30）。探査の仕様は表 3 の通りである。本年度は、この観測記録を用いて、共通反射点重合法に基づく反射法のデータ解析を行い、反射断面を作成した（図 29 および図 31）。

主な解析パラメーターは表 4 の以下の通りである。解析の結果、外神-上柚野測線では深さ 2 km 程度の中深度断面を、根原-麓・北山-内野測線では深さ 1.5 km 程度の高分解能深度断面を得ることができた。

表 3　富士川河口断層帯（安居山断層・芝川断層および北部延長部）における反射法地震探査　観測仕様一覧

	根原―麓測線	北山―内野測線	外神―上柚野測線
測線長	5.6 km	6.8 km	8.0 km
震源	EnviroVIB (IVI), 2 trucks		EnviroVIB (IVI), 2 trucks/Impactor
発振点間隔	5 m		
スイープ長	16 sec		
スイープ数	2 times		
スイープ周波数	6～100 Hz		
総発振点数	1324	1384	1620 (EnviroVIB)/ 22 (Impactor)
受振点間隔	10 m		
地震計	SM-24 10Hz / GS-One 10Hz		
総受振点数	687	786	901
収録器	GSR-ONE (Geospace)		
サンプリング間隔	2 msec		
レコード長	4 sec		

表４　富士川河口断層帯（安居山断層・芝川断層および北部延長部）における反射法地震探査　主要解析パラメータ一覧

	根原―麓測線	北山―内野測線	外神―上柚野測線
Automatic gain control	600 msec	600 msec	400 msec
Deconvolution	Gate length: 2000 msec Operator length: 240 msec 予測距離: 2 msec	Gate length: 2000 msec Operator length: 240 msec 予測距離: 2 msec	Gate length: 2000 msec Operator length: 240 msec 予測距離: 8 msec
Bandpass filter	12/16-90/100 Hz	12/16-90/100 Hz	14/18-90/100 Hz
Fan filter			2400 m/sec
Residual statics	シフト長　10 msec	シフト長　10 msec	シフト長　10 msec
FX-Prediction Filter	7 traces	7 traces	5 traces
Migration	FD Migration velocity 80-100 %	FD Migration velocity 80-100 %	FD Migration velocity 80 %

外神―上柚野測線では、羽鮒丘陵の東側でほぼ水平な反射波群が深さ約１km まで分布するのに対し、羽鮒丘陵の下では西に傾斜する反射波群が卓越している（図 29)。特に、変動地形から羽鮒丘陵東縁の東向き斜面基部に推定される安居山断層の地表位置（中田・他, 2000; 中田・今泉編, 2002）から西に傾き下がり、深さ約１km でやや低角になる顕著な反射面が深さ約 1.5 km まで認められ、安居山断層のスラストの構造を示すと推定される。興味深いことに、安居山断層の上位および下位にも深さ約１km および２km から地表に延伸する西傾斜の顕著な反射面が認められ、安居山断層から分岐するスラスト群と考えられる。また、芝川断層の地表位置は天守山地を構成する富士川層群・浜石岳層が参加する非対称背斜前面の向斜軸にほぼ相当しており、西傾斜のスラストの存在が推定される。また、北山―内野測線では、安居山断層の地表位置より西側で東に傾斜する反射面の構造が認められ、これらは西傾斜のスラストによって形成されたと推定される（図 31)。このように、富士川河口断層帯の前縁部を構成する主要な活構造である安居山断層は、西傾斜の分岐するエマージェント・スラストであることが、本探査の結果から明確になった。

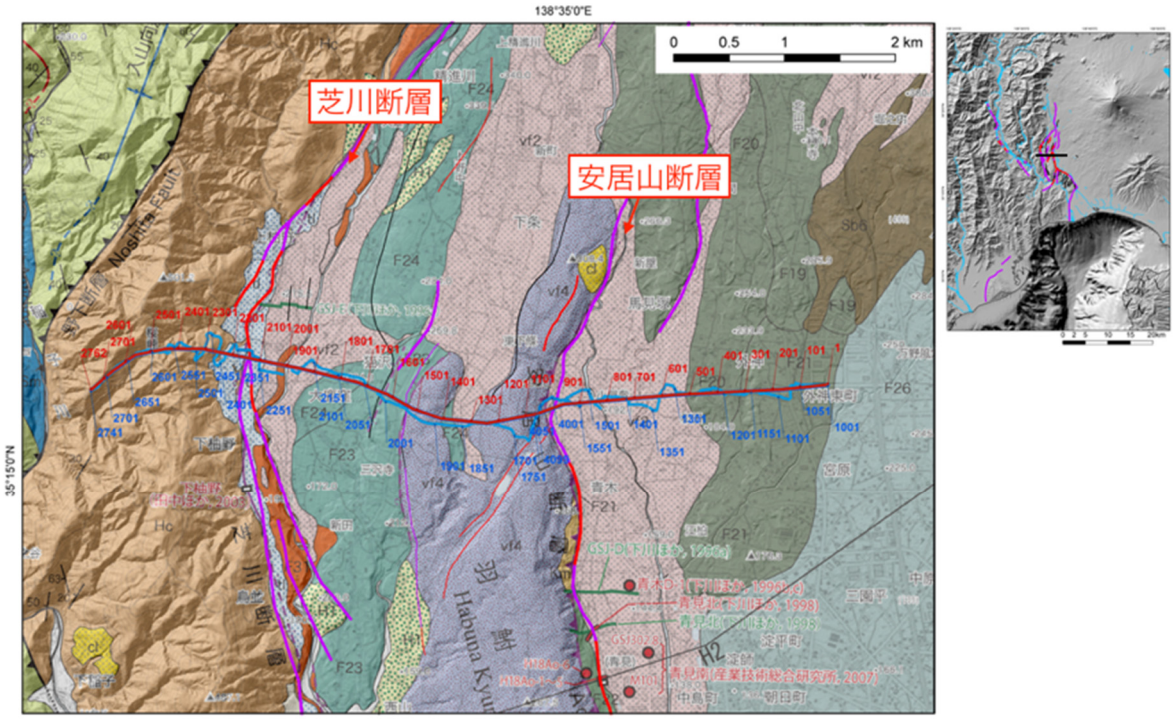


図 28　反射法地震探査・外神―上柚野測線の測線図。背景は尾崎・他（2016）の地質図および 1 m グリッド DTM による陰影起伏図、赤線は活断層の位置（中田・今泉編，2002）を示す。

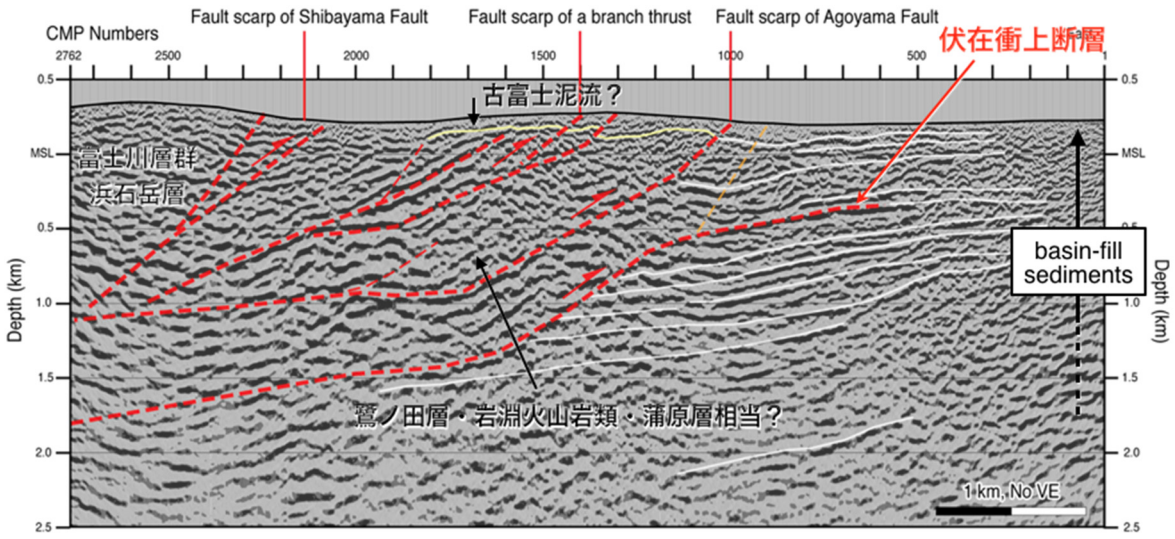


図 29　反射法地震探査・外神-上柚野測線の深度断面の解釈図

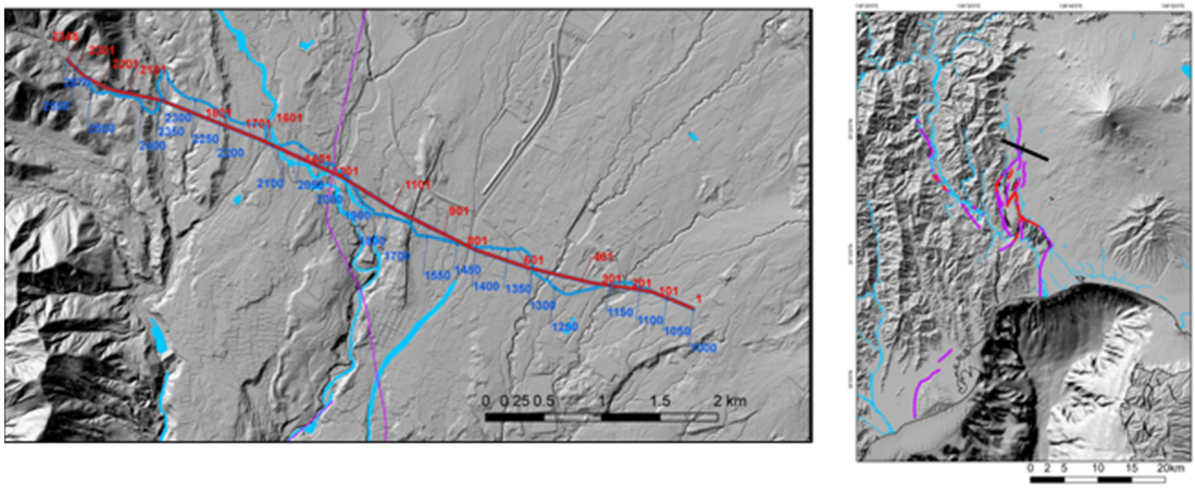


図 30　反射法地震探査・北山―内野測線の測線図。背景は 1 m グリッド DTM による陰影起伏図、赤線は活断層の位置（中田・今泉編，2002）を示す。

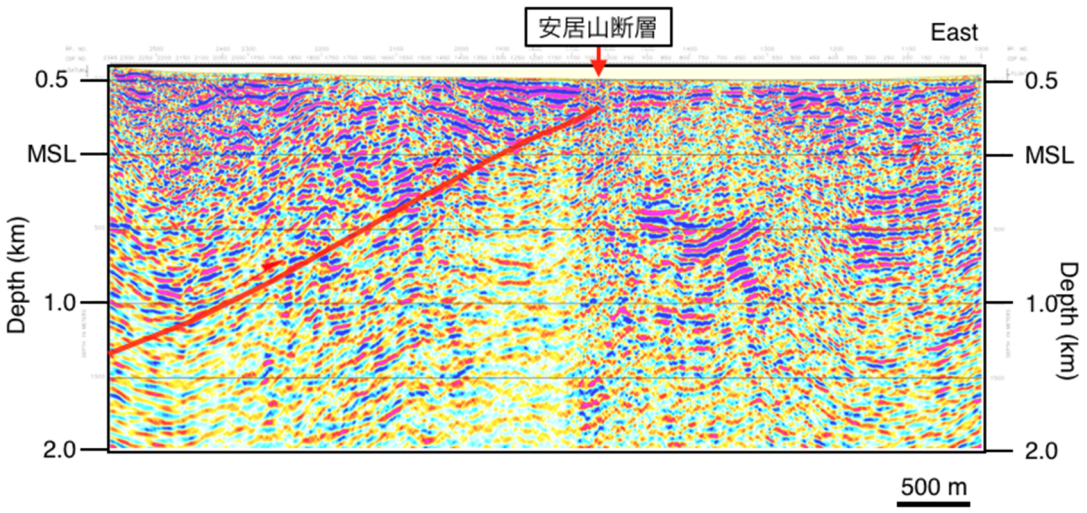


図 31　反射法地震探査・北山―内野測線の深度断面の解釈図

また、根原―麓測線（図 32）は安居山断層の北延長（Lin et al. , 2013)を通過する測線である。解析の結果得られた深度断面は、深さ 1 km 弱まで連続性の悪い反射面を認めることが出来る（図 33)。測線の周辺環境については、他の 2 測線に比べてノイズレベルは非常に低いことから、反射面の不連続性は富士火山の溶岩を主体とした噴出物が厚く累重していることに起因しているものと見られる。しかし、上記の 2 測線と対照的に、特に Lin et al. (2013)が指摘した東向き崖地形下で、西傾斜の逆断層やこれに起因する反射面の系統的な不連続、東側低下の構造や褶曲変形の構造は見出せなかった。

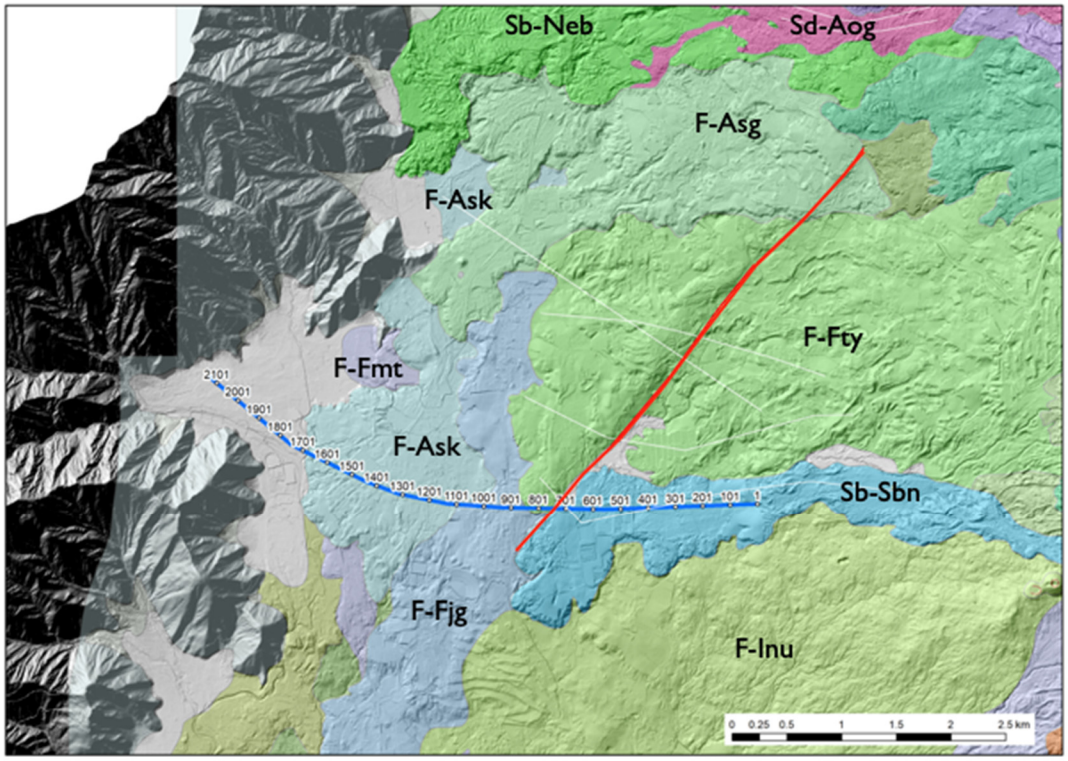


図 32　反射法地震探査・根原―麓測線の測線図。背景は 1 m グリッド DTM による陰影起伏図と高田・他（2016）により作成した富士火山北西麓部の火山噴出物の分布を示す。赤線は Lin et al. (2013)の東向き崖地形の崖線を示す。

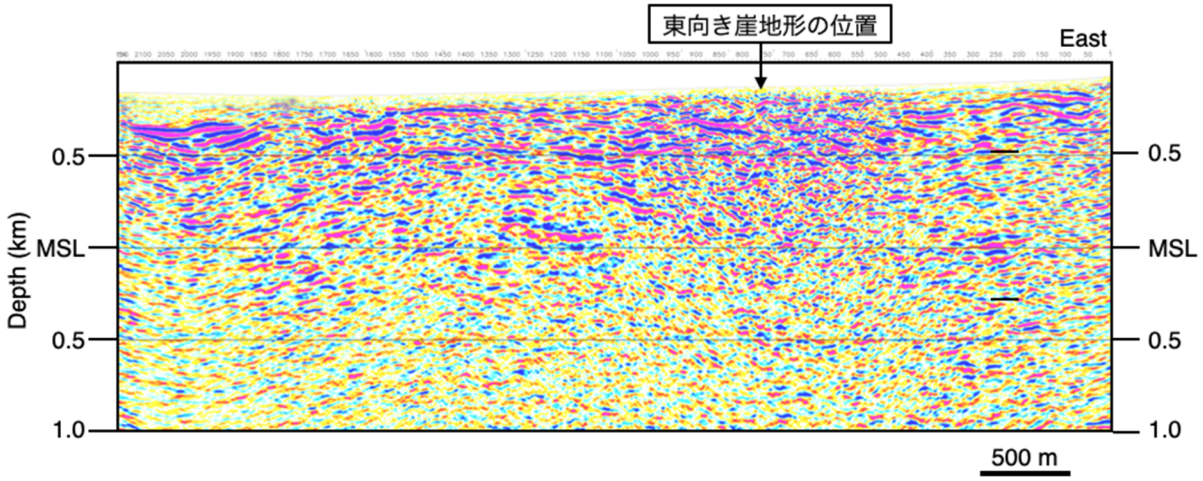


図 33　反射法地震探査・根原–麓測線の深度断面

これらの結果は、厚い火山噴出物が累重し入力波形の減衰が著しい活火山地域においても、中～大型スウィープ震源と独立型地震波形収録器の多点固定展開の併用による高分解能反射法地震探査が地下構造のイメージングに有効であることを示している。この結果を受けて、令和元年度は富士川河口断層帯を構成する主要な活断層である大宮断層および入山瀬断層を横断する測線で、独立型地震波形収録器の多点固定展開を採用した高分解能反射法地震探査（水戸島-岩淵測線・大宮-星山測線）を実施した（図 34）。震源としては、測線の大部分が住宅地に近く、狭小な路線も多いことを考慮して、中型バイブロサイス型震源を使用した。探査の仕様は表５に示す。

表５　富士川河口断層帯・大宮断層と入山瀬断層の高分解能反射法地震探査観測仕様一覧

	大宮―星山測線	水戸島―岩淵測線
測線長	4.1 km	5.1 km
震源	EnviroVIB (IVI), 2 trucks	
発振点間隔	5 m	
スイープ長	20 sec	
スタック数	3-5 times	
スイープ周波数	6～100 Hz	
総発振点数	656	759
受振点間隔	10 m	
地震計	GS-One 10Hz	
総受振点数	408	470
収録器	GSR-ONE (Geospace)	
サンプリング間隔	2 msec	
レコード長	4 sec	

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のデータ解析（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ーは表６の通りである。

これらの解析の結果、水戸島―岩淵測線では深さ 1 km 程度の深度断面を、大宮-星山測線では深さ 1.5 km 程度の高分解能深度断面を得ることができた。これらについて、変動地形・地質学的データを考慮して構造解釈を行った。

表６　高分解能反射法地震探査の主要解析パラメータ

	大宮―星山測線	水戸島―岩淵測線
Automatic gain control	600 msec	600 msec
Deconvolution	Gate length: 2000 msec Operator length: 240 msec 予測距離: 2 msec	Gate length: 2000 msec Operator length: 240 msec 予測距離: 8 msec
Bandpass filter	10/14-95/100　Hz　(0.0-1.0 sec) 5/10 - 90/95 Hz (1.0-2.0 sec) 5/10 - 85/90 Hz (2.0-4.0 sec)	5/10-80/100 Hz
Residual statics	シフト長: 10 msec	シフト長: 2 msec
FX-Prediction Filter	7 traces	5 traces
Migration	FD Migration velocity 80-100 %	FD Migration velocity 80 %

大宮―星山測線は大宮断層下盤側の富士宮市街地を始点とし、潤井川低地および大宮断層の推定地表位置を横断し、星山放水路が開削されている星山丘陵の開析谷底面を経て、富士川左岸に到達する約 4.1 km の測線である（図 35）。測線では全受振点について 10 m 間隔の固定展開と中型バイブレーター震源車２台による中点発震で行ったため、深度断面の共通反射点(CDP)間隔は 2.5 m である。深度断面では、測線北端部の富士宮市街地（JR 富士宮駅以北）でほぼ水平な反射面群が深さ約 500 m まで確認される（図 36）。一方、これ以南では連続性の良い反射波群の分布から、北緩南急の非対称背斜が形成されていると考えられる。北翼部は約 30° で北に傾斜し、水平な反射面群との間に高角で南に傾斜する向斜軸の存在が推定され、変形フロントを形成していると見られる。この地表延長部の位置は、従来撓曲崖基部の位置から大宮断層の地表位置として推定されている場所（中田・他, 2000；中田・今泉編, 2002）よりも 700 m ほど北に位置している。また、従来の大宮断層の地表位置の地下では連続性の良い反射波群が一様に北に傾斜しており、これより地下に延びる断層面は確認されない。また、星山丘陵内では断層上盤側に複背斜構造が形成されている。これらの構造に対応して、その下にバックスラストや屈曲を伴う伏在逆断層が存在すると推定される（図 36）。

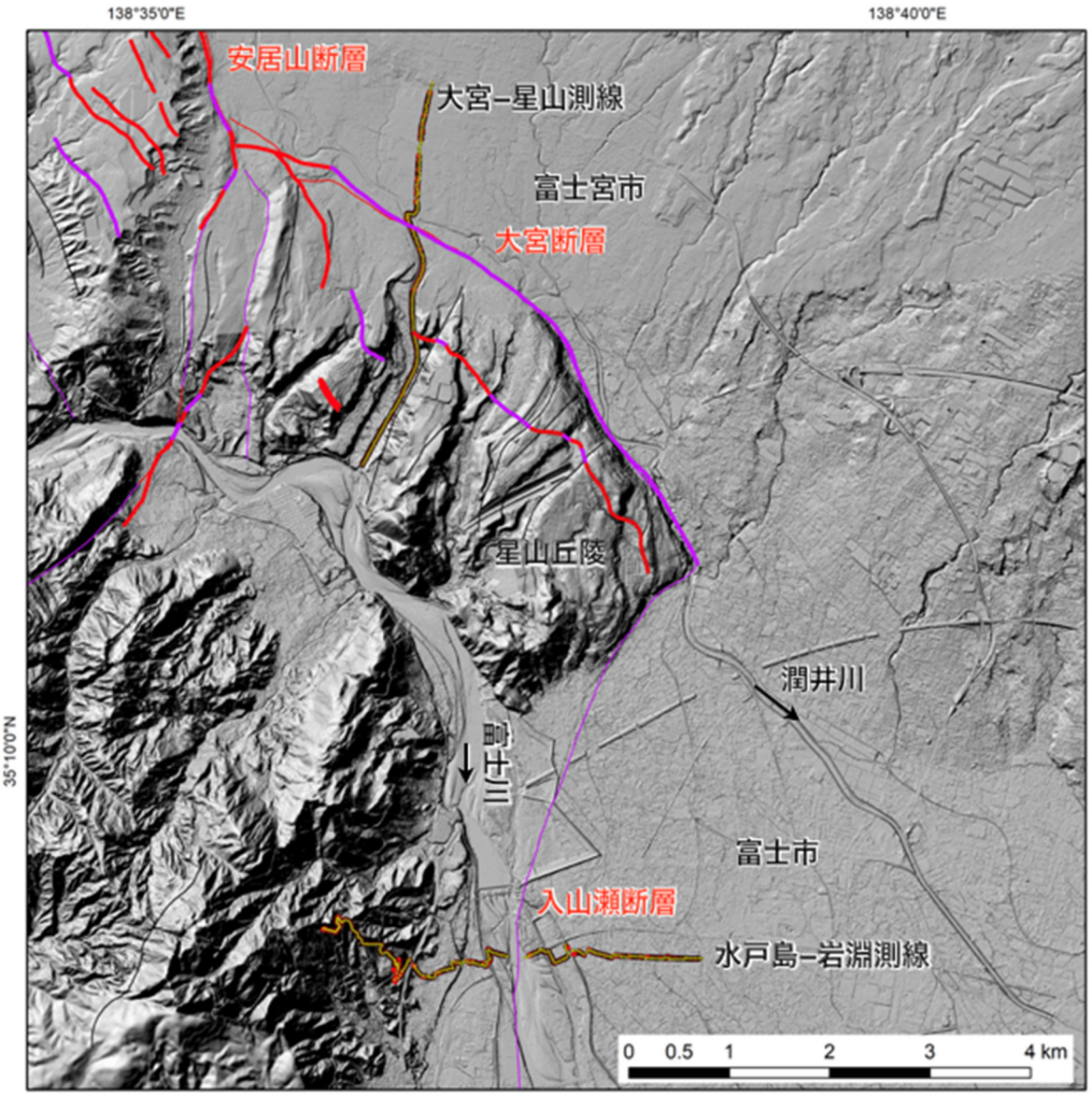


図 34　反射法地震探査測線の概略位置図。背景は 1 m グリッド DTM による陰影起伏図、赤線は活断層の位置（中田・今泉編，2002）に一部加筆。

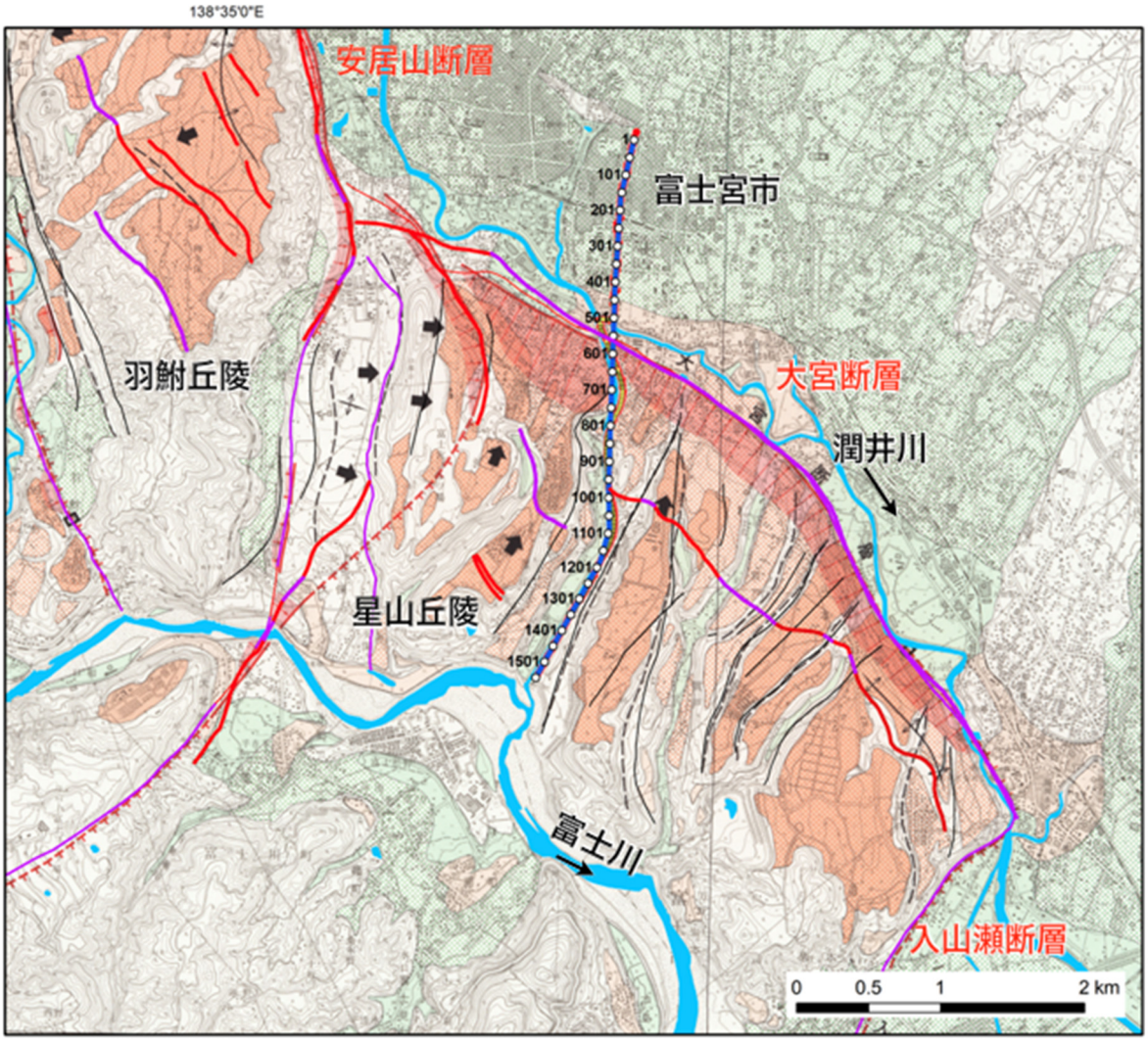


図 35　反射法地震探査・大宮―星山測線の重合測線図。背景は中田・他（2000），中田・今泉編（2002）に一部加筆。

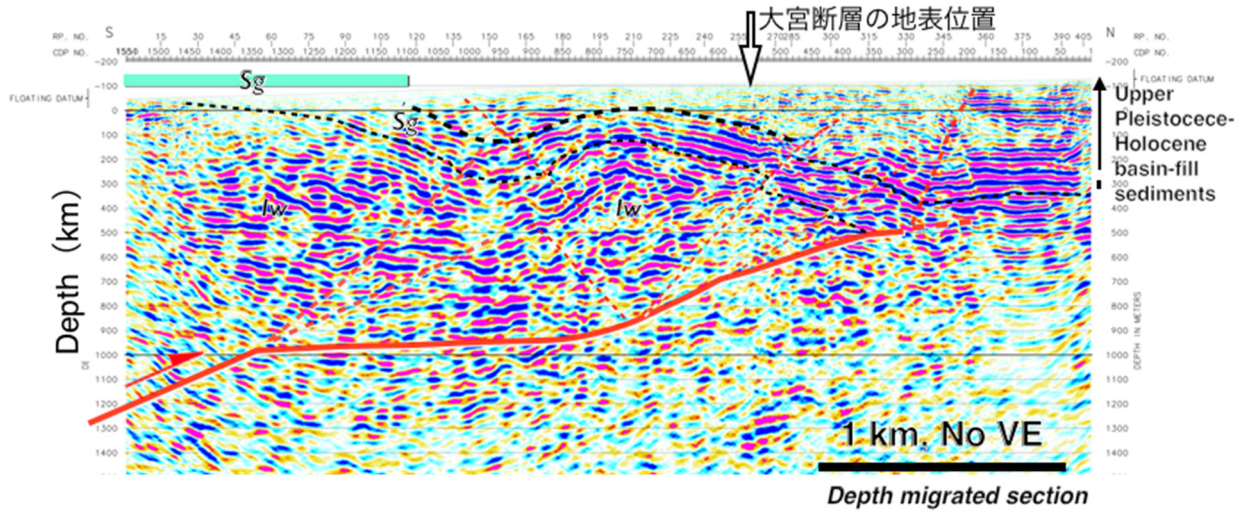


図 36　反射法地震探査・大宮-星山測線の深度断面の解釈図

水戸島―岩淵測線は富士川左岸の富士市街地を始点とし、富士川河川敷を横断、岩淵段丘を経て蒲原丘陵西斜面の中腹に到達する約 5.1 km の測線である（図 37)。本測線でも同様に全受振点について 10 m 間隔の固定展開と中型バイブレーター震源車 2 台による中点発震で行い、反射法解析の結果、CDP 間隔 2.5 m の深度断面を得た。深度断面では、測線東半部、富士市街地が位置する加島平野下ではほぼ水平な反射面群が深さ約 600 m まで確認される（図 38)。一方、主に更新統の岩淵安山岩からなる蒲原丘陵東斜面は、一部の急傾斜帯を除き 40° 程度で一様に東に傾斜する構造を有しており、ほぼ水平な反射波が卓越する富士川左岸以東とは対照的な構造をなす。富士川左岸の地表から 200 m までの水平な反射波群は、富士川左岸の河川敷付近で西に向かって高度を上げ、東向きの撓曲変形を呈する。これ以深についても同様に富士川河川敷付近で不連続となる様子が見受けられる。また、富士川の現在の流路付近から西傾斜の不連続面とその上部に背上に凸ないしは西傾斜の反射面群が認められる。このような構造的な特徴から、現在の富士川河川敷付近を先端とし、西に中角度で傾斜する逆断層と、その上盤側の非対称背斜構造が存在すると考えられる。さらにこの逆断層の下盤側はこれより東側に分岐する伏在断層の存在が推定される。また、蒲原丘陵東斜面の構造も西傾斜の逆断層の断層すべりによって形成された累積的な変形構造であると考えられるほか、斜面中腹部と基部にそれぞれ急傾斜・逆傾斜の構造が認められることから、この近傍を上端とする逆断層がそれぞれ存在すると考えられる。このように、入山瀬断層は、中角度の逆断層とこれより東側に分岐する低角の逆断層で構成されると考えられる。これまで入山瀬断層はいくつかの活断層図で位置不明瞭な活断層と記され（例えば中田・他, 2000; 中田・今泉編, 2002)、正確な位置が不明とされてきたが、水戸島―岩淵測線の結果によって、地表位置を現在の富士川流路付近とする西傾斜の逆断層と考えられる。また、反射断面から判断する限り、完新統にあたる深さ 100 m 以浅の地層も変形に参加しており、活断層であることは明確となった。

図 37　反射法地震探査・水戸島―岩淵測線の重合測線図。背景は中田・他（2000），中田・今泉編（2002）に一部加筆。

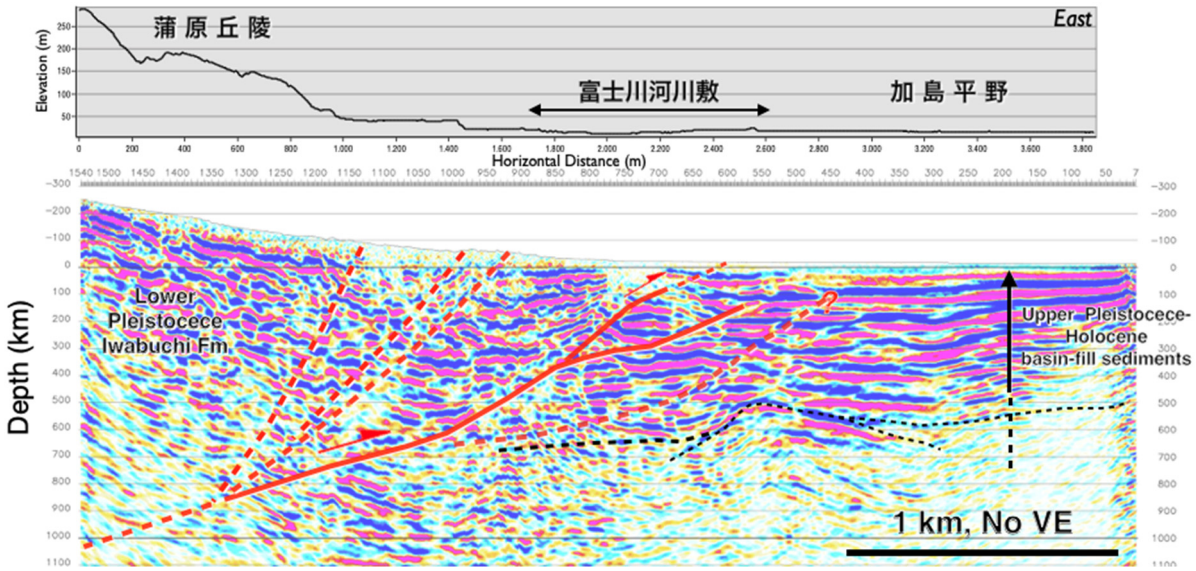


図 38　反射法地震探査・水戸島―岩淵測線の深度断面の解釈図

2）富士川河口断層帯の変動地形とトレンチ・ボーリング調査

・芝川断層・安居山断層の変動地形とトレンチ調査

富士川河口断層帯の分布や活動性に関する新規データを取得するにあたり、米軍および1960～70 年代国土地理院撮影の小～大縮尺空中写真の判読と、当該地域で広汎に取得されている航空レーザー測量による高密度数値地形データの解析に基づき、断層帯を構成する主要な活構造に沿って分布する変動地形の検討を行った。その結果、断層帯を構成する代表的な活構造である安居山断層・芝川断層沿いには完新世後期に形成されたと考えられる新期の低断層崖地形が断続的に分布する可能性があることがわかった。富士宮市上柚野地区では、天守山地東麓部に分布し東向きに撓曲変形する低位段丘面を開析する支流性の小扇状地面を、支流と直交する方向に切断する低崖地形が分布している（図 39)。この低断層崖の南北延長部では、異なる形成年代の段丘面が一様に東側低下の変位を受けているほか、変位の累積性が認められる。そこで、平成 29 年度に上柚野南地区実施したトレンチ調査では、これらの崖地形の成因を確かめるべく、富士宮市上柚野において東向き低崖地形を横断するトレンチ調査を実施した（図 40)。ここでは、完新世に形成されたと推定される段丘化した沖積扇状地面を南北方向に切る、比高 2 m 内外の東向き崖地形が南北に断続的に延びる。崖地形は更に低位の段丘面も切るほか、崖地形のトレースと現河床の交差部分では現河床に遷急点が存在する。トレンチ調査の結果、崖地形基部に L2 面を構成する砂礫層を切断する西傾斜の逆断層群が壁面に出現した（図 40)。境界の西側では沖積扇状地面を直接構成する砂礫層が F-Os（富士大沢テフラ; 約 2.5-2.8 ka; 町田・新井, 2003）に覆われる。このように、トレンチでは完新世段丘面構成層を切る断層が露出した。南壁面にて西傾斜の断層で切られる III 層下部の ^{14}C 年代値から、約 1800 年前以降に断層活動があったことが推定される。しかし、地層に含まれる炭質物の放射性炭素同位体年代値の殆どが約 5000-6000 cal yBP であることから、これ以上断層活動時期を詳細に絞り込むことは困難である。

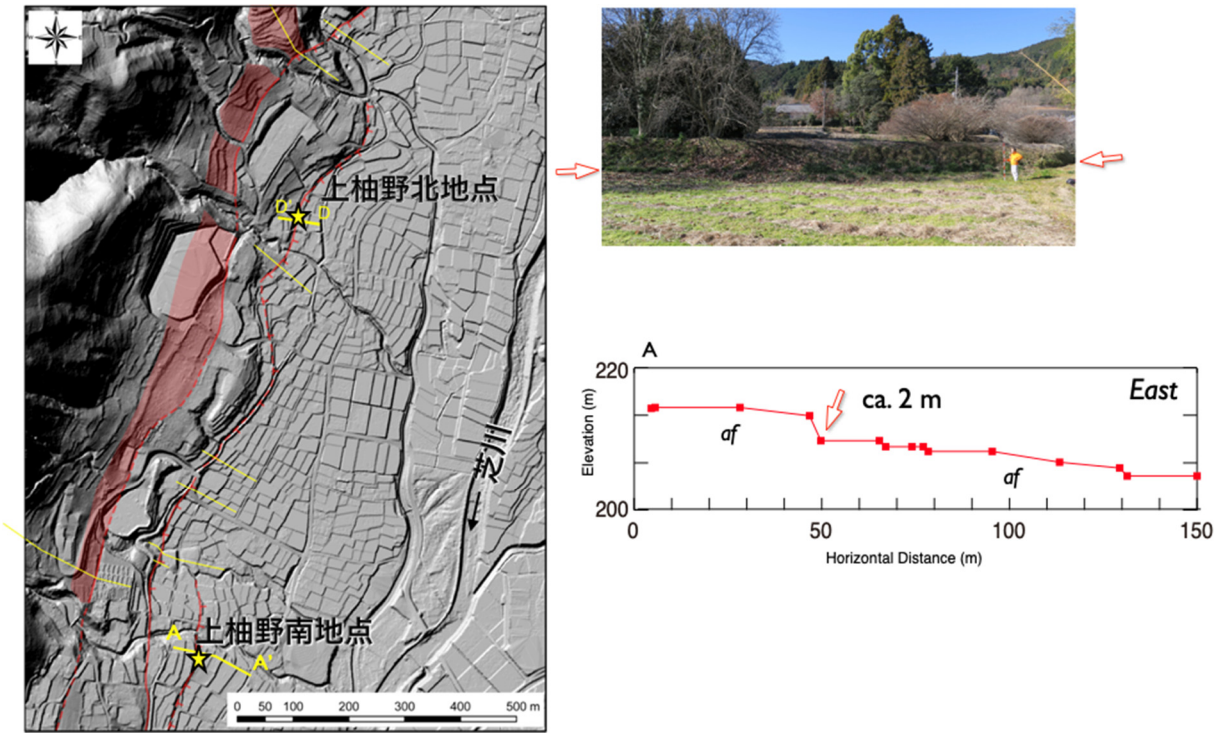


図 39　1 m グリッドの DTM および航測図化により復元した地形図に表現された芝川右岸沿いに分布する東向き低崖地形（左図）と上柚野南地点の現地写真（右上図）および航測図化データによる地形断面図（右下図）。赤線は崖線（実線は位置明瞭、破線は位置不明瞭）、赤矢印は地形面の撓み下がる方向を、ケバは地形面の低下側を示す。断面の位置は左図に示す。

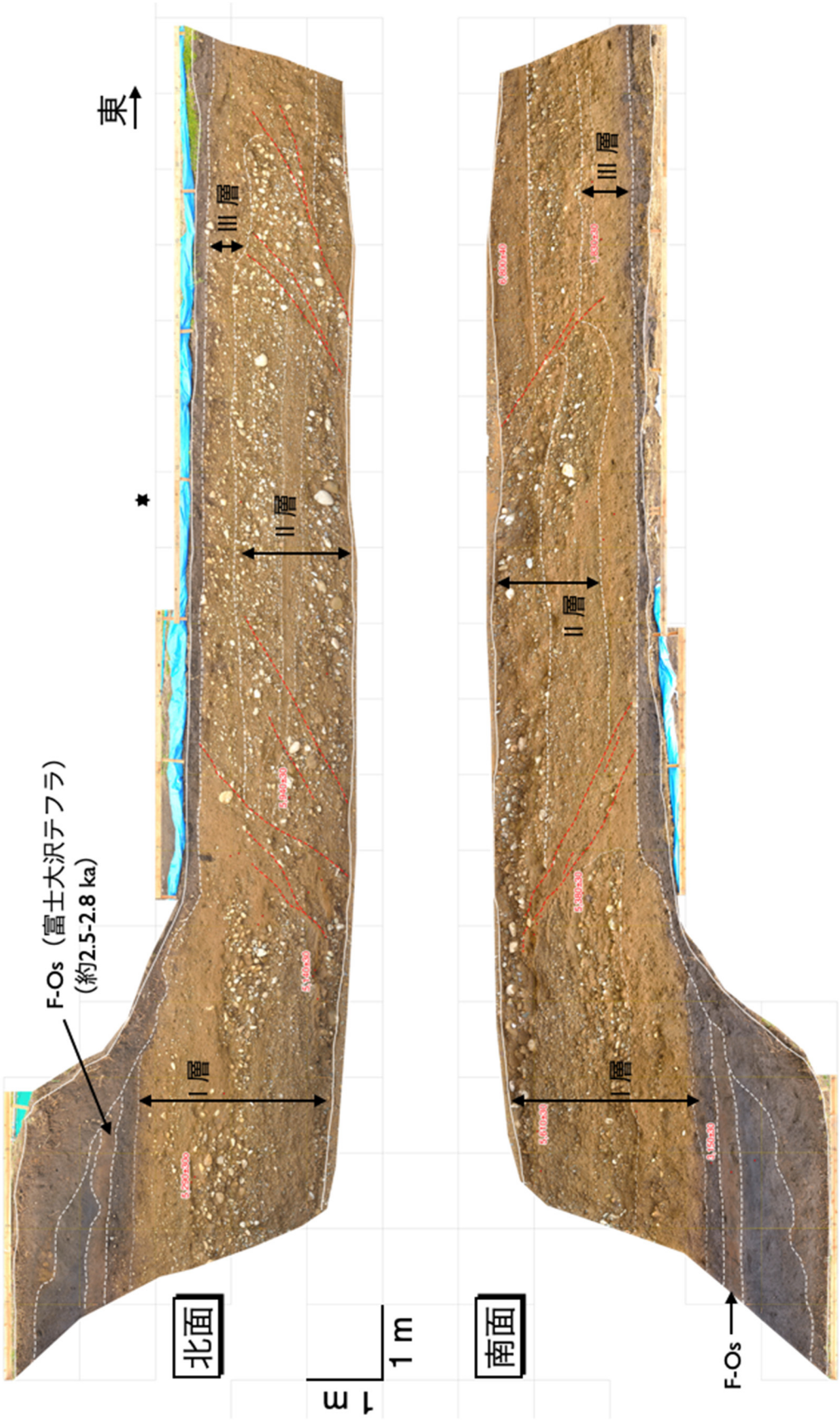


図 40　富士宮市上柚野南地区で行ったトレンチ調査で出現した露頭。放射性炭素同位体年代値は暦年補正値。

一方、富士宮市上柚野北地区では、天守山地東麓部に分布し東向きに撓曲変形する低位段丘面を開析する支流性の小扇状地面を、支流と直交する方向に切断する低崖地形が分布している（図 41）。この低断層崖の南北延長部では、異なる形成年代の段丘面が一様に東側低下の変位を受けているほか、変位の累積性が認められる。平成 29 年度に実施した上柚野南トレンチ調査では、一部圃場整備の影響があったが、ここでは圃場整備も行われておらず、支流からも離れていることから、トレンチ掘削調査によってその地表直下の構造を確かめることが期待された。

富士宮市上柚野北地区では、天守山地東麓部に分布し東向きに撓曲変形する低位段丘面を開析する支流性の小扇状地面を、支流と直交する方向に切断する低崖地形が分布している（図 41）。この低断層崖の南北延長部では、異なる形成年代の段丘面が一様に東側低下の変位を受けているほか、変位の累積性が認められる。平成 29 年度に実施した上柚野南トレンチ調査では、一部圃場整備の影響や支流河川の堆積物の影響で断層構造の判別が困難であったが、ここでは圃場整備も行われておらず、支流からも離れていることから、トレンチ掘削調査によってその地表直下の構造を確かめることが期待された。

そこで、上柚野北地区の小崖地形を対象にトレンチ掘削調査を実施した（図 42、43）。調査に際して、低位段丘面の撓曲崖を開析する支流性の沖積扇状地面扇頂部を切る比高約 1 m の東向き小崖地形を、東西に横断するように、長さ約 20 m, 深さ約 3.5～5 m のトレンチを掘削した（図 43）。掘削の結果、露出した壁面には、緩やかに東に傾斜し、平行葉理ないしは斜交葉理が発達する火山砂を多く含む砂礫層が分布する（図 44）。これらの地層には崖地形付近を含んで局所的な変形構造は認められなかった。小崖に沿っては深さ 30 cm 程度の水路が流れている。この水路は背後のより大規模な低位段丘面の撓曲崖にほぼ沿っており、また更に前面には現在使用されている用水（三区用水）がほぼ平行して流れている。当地は江戸時代より灌漑事業が盛んであり、用水も度々掘削されていることから、変形構造が認められないことを考慮すれば、この小崖地形は用水建設時の人工改変によって形成された可能性がある。

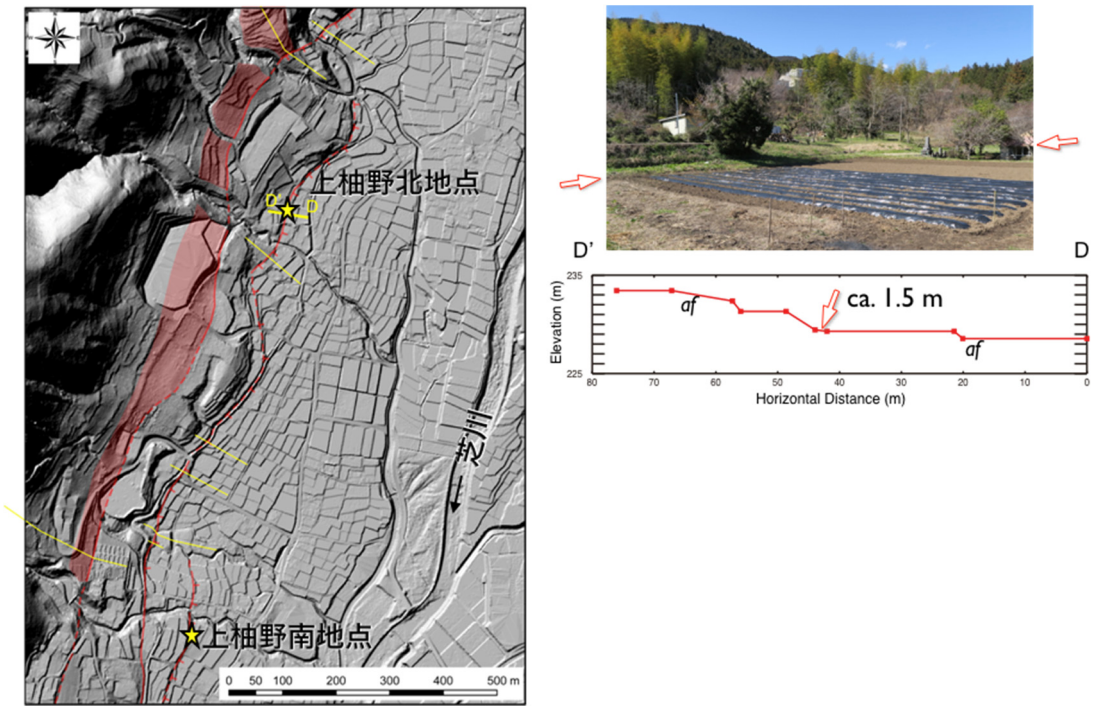


図 41　1 m グリッドの DTM および航測図化により復元した地形図に表現された芝川右岸沿いに分布する東向き低崖地形（左図）と上柚野北地点の現地写真（右上図）および航測図化データによる地形断面図（右下図）。赤線は崖線（実線は位置明瞭、破線は位置不明瞭）、赤矢印は地形面の撓み下がる方向を、ケバは地形面の低下側を示す。断面の位置は左図に示す。

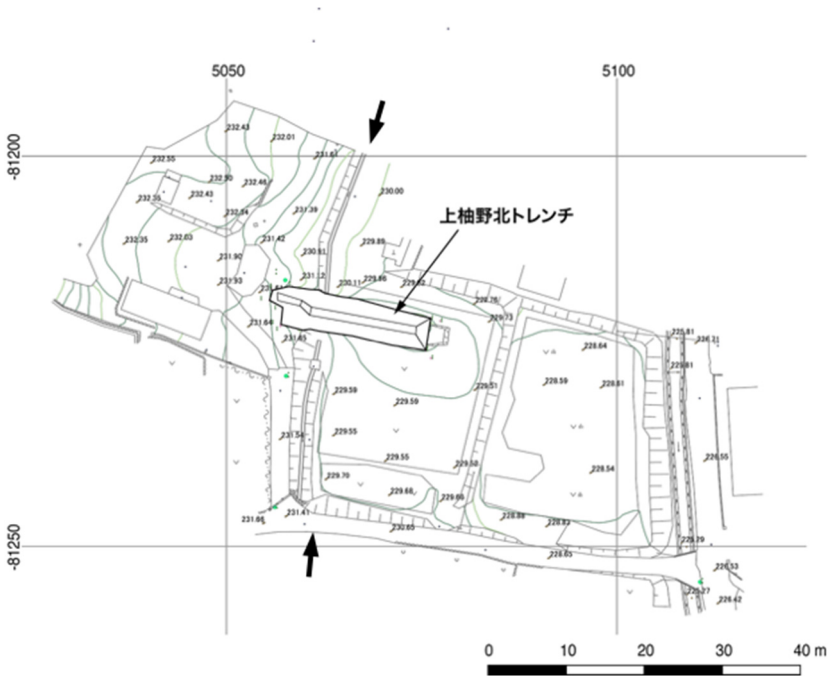


図 42　上柚野北トレンチの平面位置図。黒い太矢印は崖線の位置を示す。

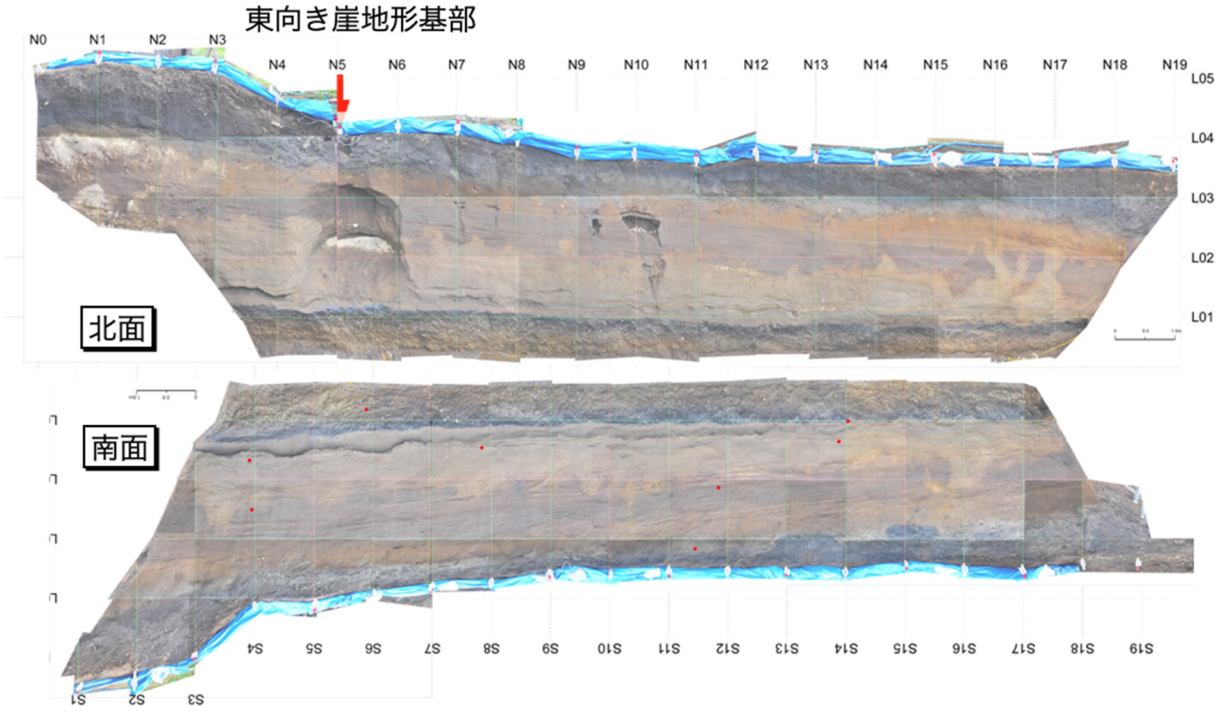


図 43　上柚野北トレンチの壁面写真

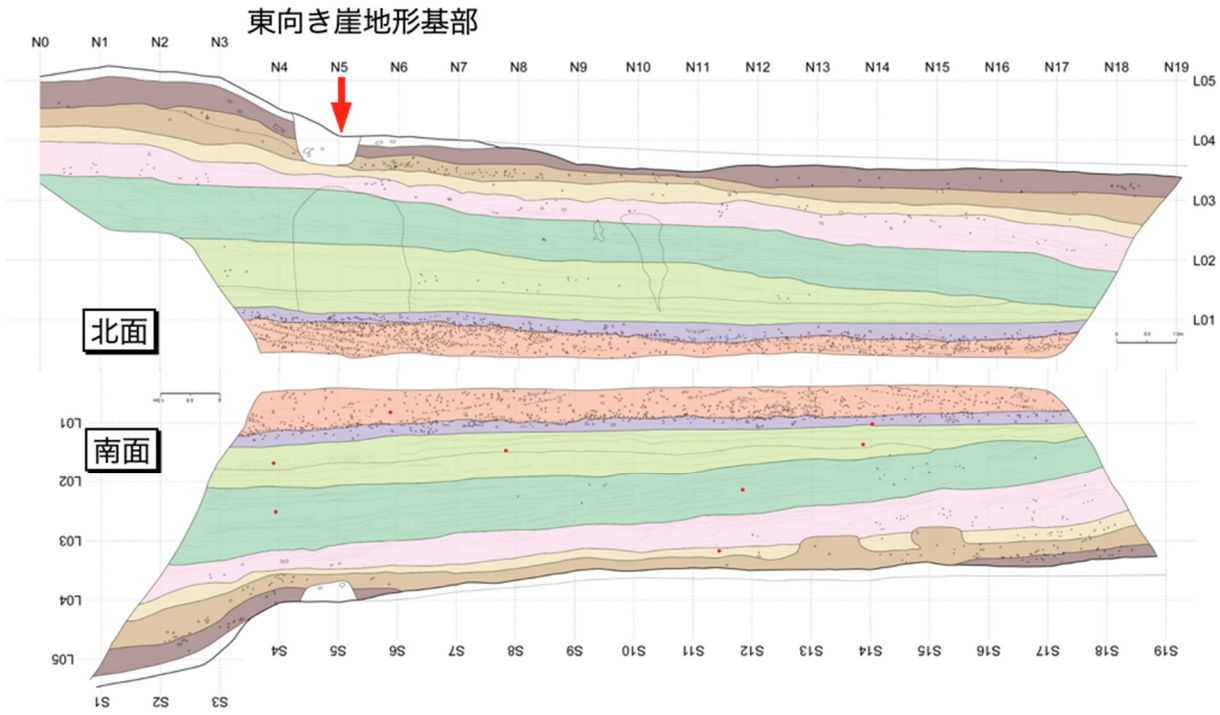


図 44　上柚野北トレンチの壁面スケッチ

また、安居山断層の南方延長部、富士川右岸の水沼断層に沿って非常に新しい変位地形は、分布する（中田・他, 2000; 中田・今泉編, 2002)。水沼断層に沿っては、富士川左岸に分布する芝川溶岩流（約 17 ka; 高田・他, 2016）台地が上下に約 50 m 変位する撓曲崖地形が存在し、撓曲部直下では更新統の鷺ノ田層が東に急傾斜する（尾崎・他, 2016 など)。その対岸では、上記の撓曲崖基部の延長部に、外神溶岩（約 10.5 ka; 高田・他, 2016）からなる地形的高まりを取り巻くように分布する沖積低地面上に、比高 2 m 内外の低断層崖・撓曲崖地形が南西方向に分布する（図 45、46)。この崖地形に沿っては低位段丘面相当の地形面が大きく撓曲変形するなど変位の累積性が認められる。この撓曲崖地形は規模が比較的小規模であり、圃場整備や宅地開発も免れている箇所があることから、芝川断層と同様にトレンチ掘削調査によってその地表直下の構造を確かめることが期待される。

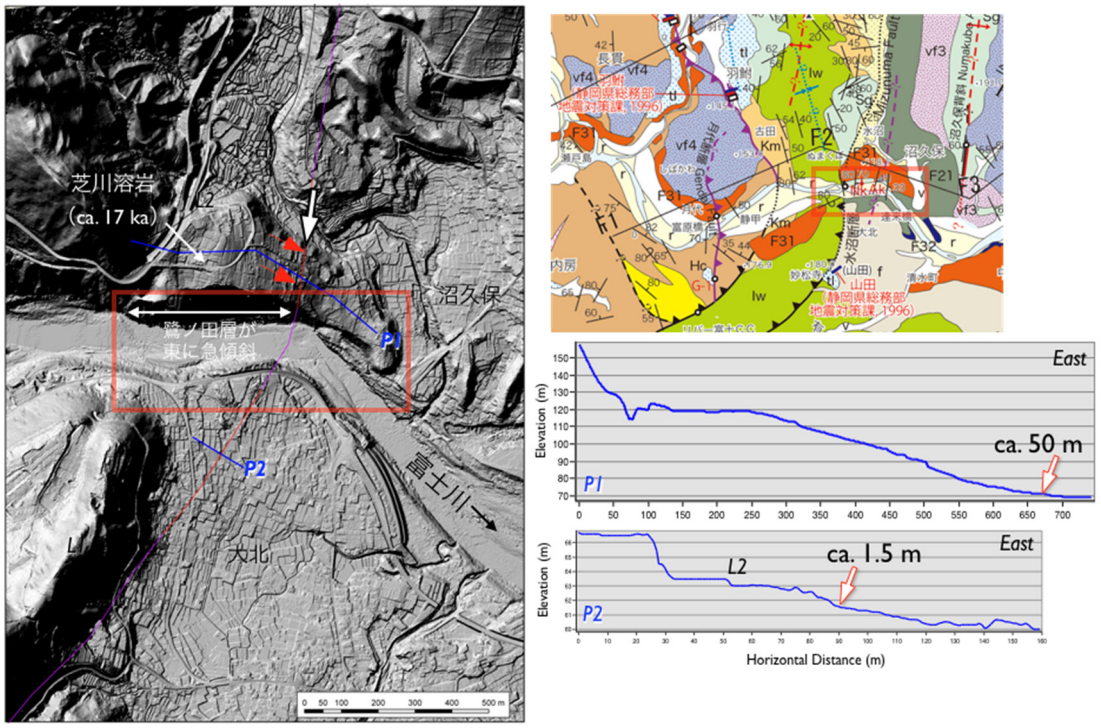


図 45　水沼断層（安居山断層南方延長）の東向き低崖地形（位置は中田・今泉編, 2002 による）（左図）、地質図（尾崎・他, 2016 に加筆）（右上図）および航測図化データによる地形断面図（右下図）。断面の位置は左図に示す。

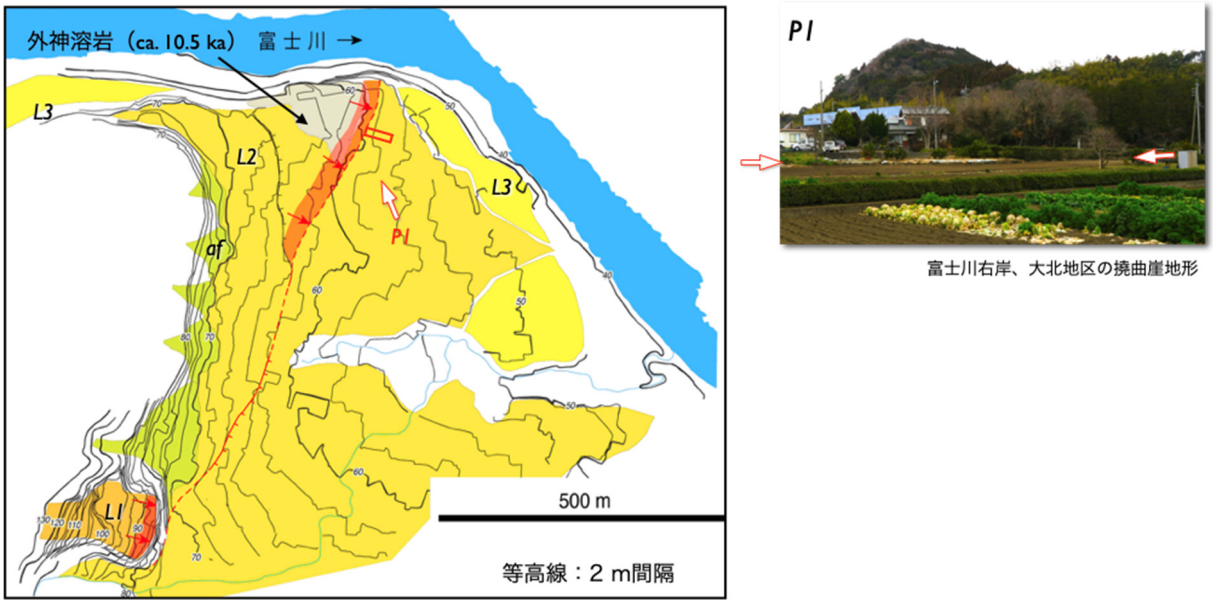


図 46　富士川右岸の水沼断層（安居山断層南方延長）の東向き低崖地形を含む変動地形学図（左図）および現地写真（右図）。左図の等高線は 1/2500 地形図に基づく。写真の位置は左図に示す。

そこで、富士川右岸・大北地区の沖積低地面を変形させる撓曲崖を対象にトレンチ掘削調査を実施した（図 47）。調査に際しては、1 m の東向き小崖地形を、東西に横断するように、長さ約 20 m, 深さ約 3 ～ 4 m のトレンチを掘削した。掘削の結果、トレンチ底面に露出した外神溶岩の上面およびその上位に累重する砂礫層が、崖基部から西に向かって高度を急に上げる様子が観察された（図 48）。壁面の地層は、外神溶岩とこれより上位の I（薄い砂礫層）・II（中粒砂層）・III（礫混じり粗～中粒砂層）・IV（シルト質細粒砂層）の各層に区分される。壁面にはこれらの地層を大きく食い違わせる断層は認められないが、両壁面では高度を上げる途中で溶岩および砂礫層を切る断層が存在するほか、南壁面では II 層中に砂層を切る小断層が発達する（図 49）。さらに、下位のユニットほど崖の基部より西側で勾配が大きくなり、かつ下位の地層に対して徐々に高度を上げながらアバットしている。特に II 層は平行葉理が発達し、小崖基部から西に高度を上げる様子がわかる。従って外神溶岩と I 層・II 層は崖地形の基部を軸とするブロードな撓曲変形をしており、I と II 層、II 層と III 層の間には傾斜不整合が認められ、この間に高度差をつくるような断層（撓曲）イベントがあった可能性がある。地層の堆積年代については、採取した炭質物・腐植の放射性炭素同位体年代から、I 層は約 10.1 cal kBP が得られたほか、III 層は約 9.3-4.5 cal kBP, IV 層は約 3.0-0.7 cal kBP と推定される。II 層については測定物が微少のために年代を推定することができなかった。以上を総合すると、約 1 万年前～9300 年前の間に 2 回の断層（撓曲）イベントが推定される。ただし、上下の変位量は II 層で約 2.2 m 程度と非常に小さい。また、水沼断層と安居山断層の間に存在する安居山低地には顕著な変動地形は見られないことから、このトレンチの結果が安居山断層の断層活動を代表するのかは検討する必要がある。

図 47　富士川右岸、水沼断層（安居山断層南方延長）大北トレンチの壁面写真

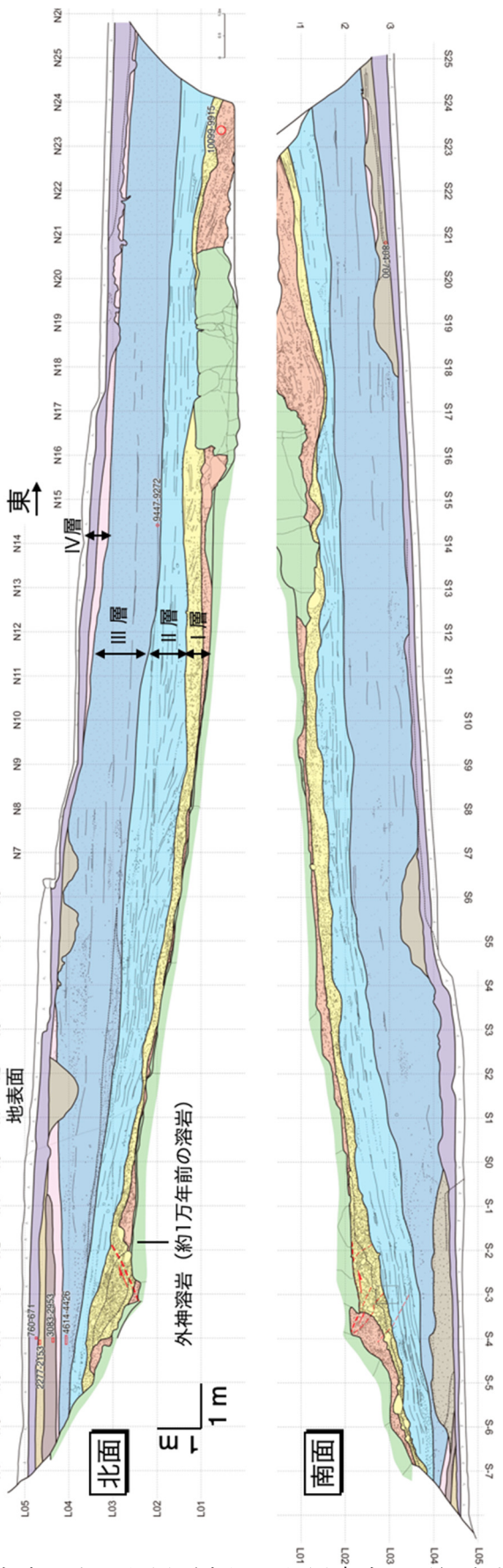


図 48　富士川右岸、水沼断層（安居山断層南方延長）大北トレンチの壁面。放射性炭素同位体年代値は暦年補正値。

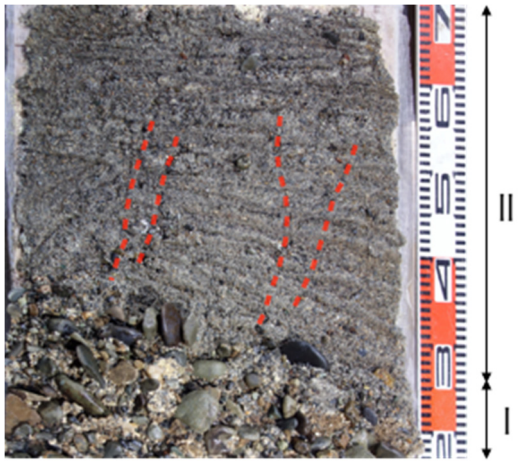


図 49　大北トレンチの南壁面に見られる II 層中の小断層

・入山瀬断層の変動地形と群列ボーリング調査

入山瀬断層に沿っては、富士川最下流部の南北約 3 km にわたり、富士川右岸に分布する完新世の段丘面群（いわゆる岩淵段丘）がその高度から L1～L4 の 4 段に細分されること、またこの段丘面群は分布東端で西に向かって傾動する地形異常を有することが分かった（図 50）。傾動量には明らかな累積性が認められる（図 50 の地形断面図を参照）。また、1 m グリッドの数値地形データにより富士川扇状地および富士川下流部の等高線および地形断面図をプロットすると、富士川最下流部の南北約 3 km にわたり、富士川右岸の扇状地面が左岸側に比べて系統的に 2 m 程度高いことがわかる（図 51）。東海道分間延絵図（児玉, 1979）と現在の地形を比較すると、富士川右岸の扇状地面の分布域の一部には L4 面と連続する段丘面が分布していたらしい。この段丘面は、桑原藤泰が 1820 年に著した『駿河記』中の「中之郷官道変革の図」の記述から 1814（文化 11）年の富士川洪水時に側方浸食によって消失したと考えられる（宮本, 1998）。したがって、富士川右岸の扇状地面は 19 世紀初め、すなわち 1854 年安政東海地震の直前に形成されたことになり、富士川扇状地の富士川両岸における高度差は 1854 年安政東海地震の際に形成された可能性が高い。なお、「蒲原地震山」に代表される 1854 年安政東海地震時の富士川右岸側の隆起（大森, 1919; 羽田野, 1977）について、松浦・他（2018）、田中・他（2018）は地震時隆起を否定して富士川の流路変更であった可能性を強調しているが、富士川の流路変更と地震時隆起は相矛盾するものではなく、また地震性隆起を否定する直接的な証拠は提示していない。また、田中ほか（2019）は富士川両岸の扇状地面の高度差について人工改変の可能性を指摘しているが、当該地域には南北 3 km の広域にわたる系統的な地形的高度差を形成するような人工改変は知られていない。

これらの地形的な異常は従来入山瀬断層が存在する証拠とされる、富士川河口部を挟んで両側における完新統の分布高度の大きな食い違い（羽田野・他,1979; 松島, 1984; Yamazaki, 1992）と整合的である。また、この様な完新世段丘の分布や変形は、前述した水戸島-岩淵測線で明らかになった入山瀬断層の断層形状と整合的である。富士川右岸の完新世段丘面群のうち、L4 面で掘削されたボーリングコア Ng-1（図 58）の ^{14}C 年代値から、L4 面は約 1.8 cal kBP 以降に離水したと考えられる。したがって、ここで述べた L4 面の傾動ないしは向斜状変形は、同断層の完新世後期における活動の結果形成されたものと考えられる。

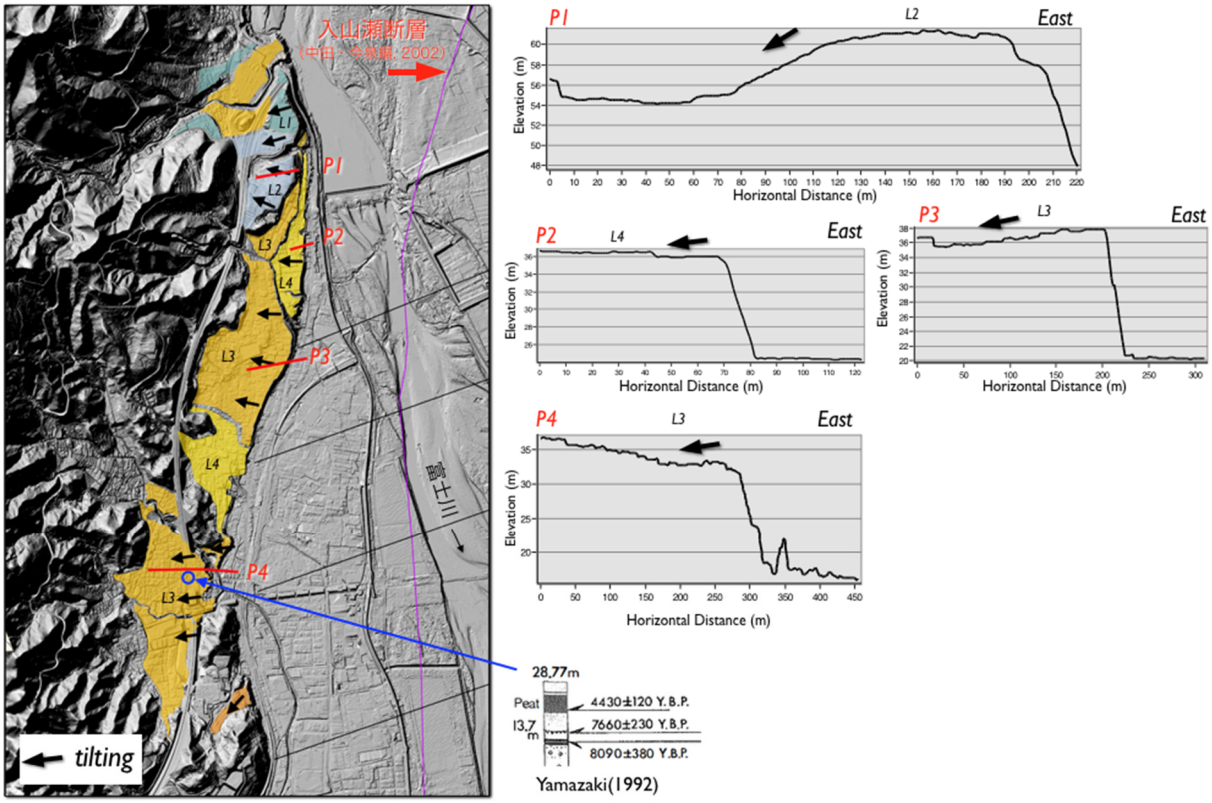


図 50　富士川河口部、富士川右岸に分布する完新世の段丘面の分布図（左図）および 1 m グリッド DTM による段丘面の地形断面図（右図）。断面の位置は左図に示す。入山瀬断層の地表位置は中田・今泉編(2002)による。

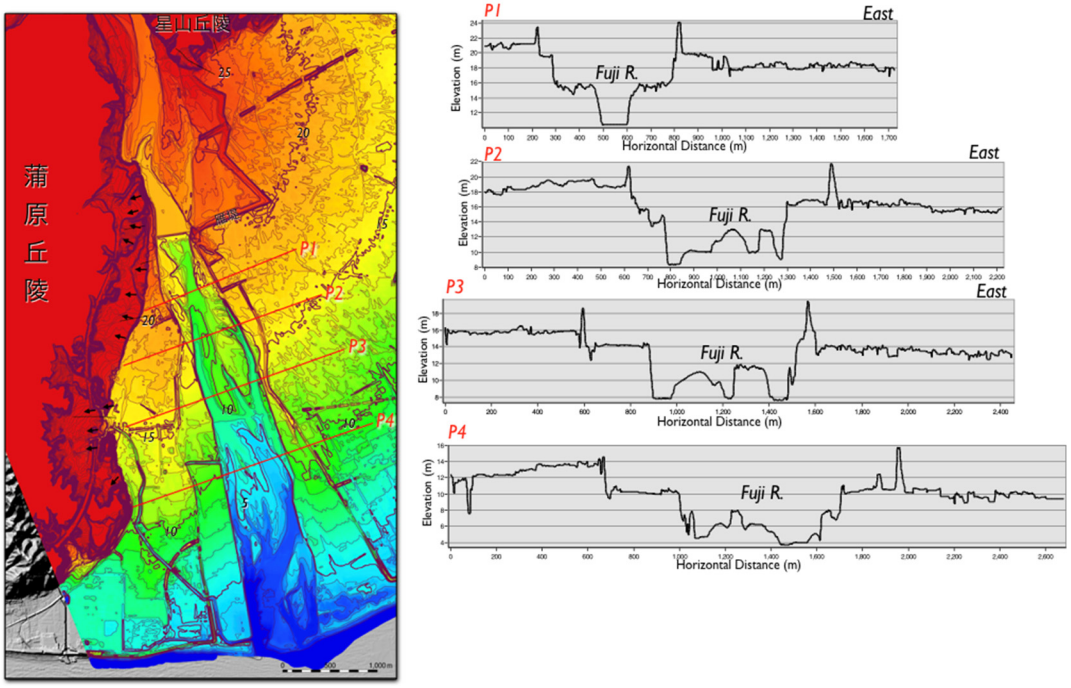


図 51　1 m グリッドの DTM により作成した富士川河口部、富士川扇状地の等高線図（左図）および 1 m グリッド DTM による地形断面図（右図）。による陰影起伏図。断面の位置は左図に示す。

入山瀬断層の位置については、従来は位置不明瞭とされ、正確な位置についてはよく分かっていなかった（例えば中田・他, 2000; 中田・今泉編, 2002）。今回、新たに最近公開された富士川河口部付近の米軍撮影空中写真（USA-R236-No.1-55～58）を判読・検討したところ、富士川河口部右岸、国道 1 号線バイパス付近を北北東に延びる撓曲崖地形を見出した。この撓曲崖地形については、1856 年安政地震時に形成されたとされる「蒲原地震山」（大森, 1919; 羽田野, 1977）がかつて存在していた富士川右岸の沖積低地面の南延長にあたり、沖積低地面が非対称な上に凸の形態を呈している。蒲原地区の工業地帯を載せる沖積低地面はこの崖面上に位置し、富士川左岸の現世の沖積低地面との比高は約 4 m, 上に凸の膨らみを除けば約 2 - 3 m であり、現在は離水して段丘化している（図 52）。当地区について、上述した米軍および国土地理院撮影空中写真から航測図化により作成した等高線図（図 53）および地形断面図（図 54）からも、上に凸の非対称な膨らみを伴う東向きの崖地形が海岸線付近から北北東に延び、「蒲原地震山」の東側を通過し、富士川の現河床に延びる様子がわかる。上述のとおり、完新世段丘面 2 は富士川左岸の扇状地面に比べて約 2 m 高い。

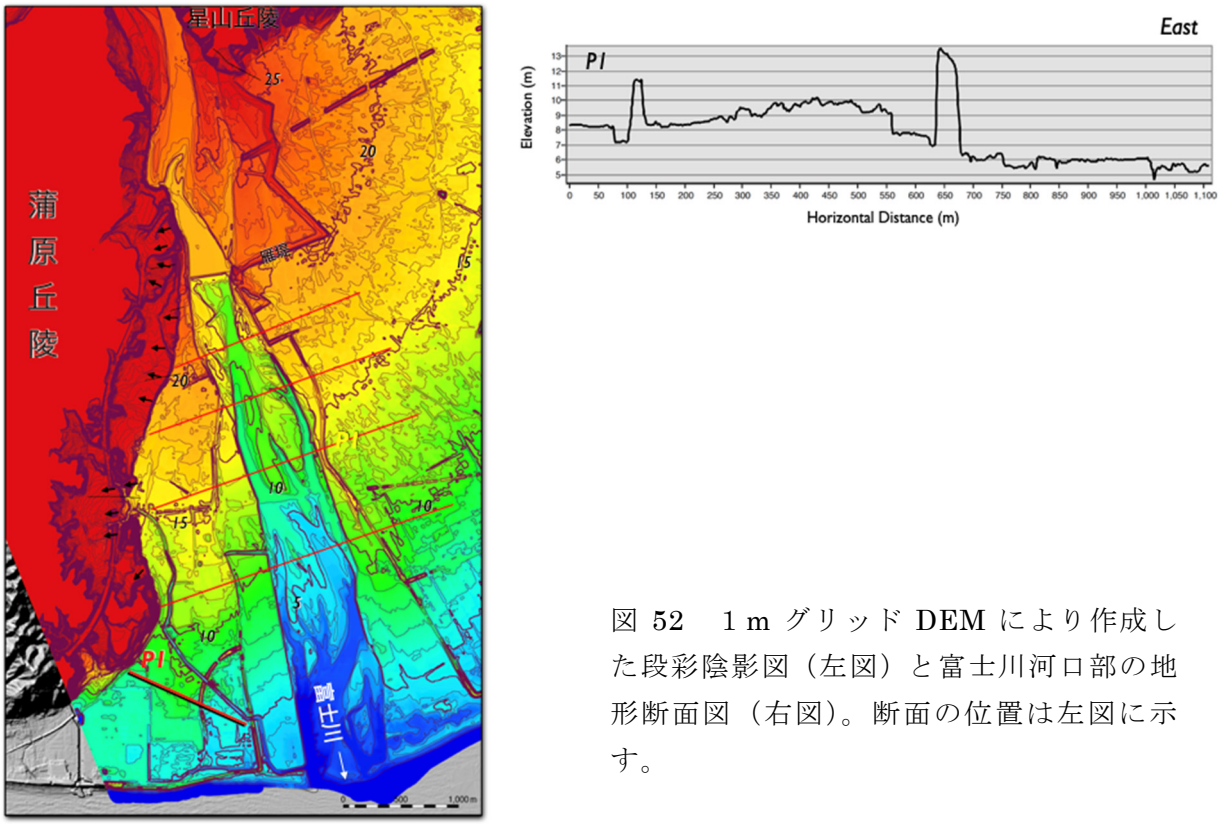


図 52　1 m グリッド DEM により作成した段彩陰影図（左図）と富士川河口部の地形断面図（右図）。断面の位置は左図に示す。

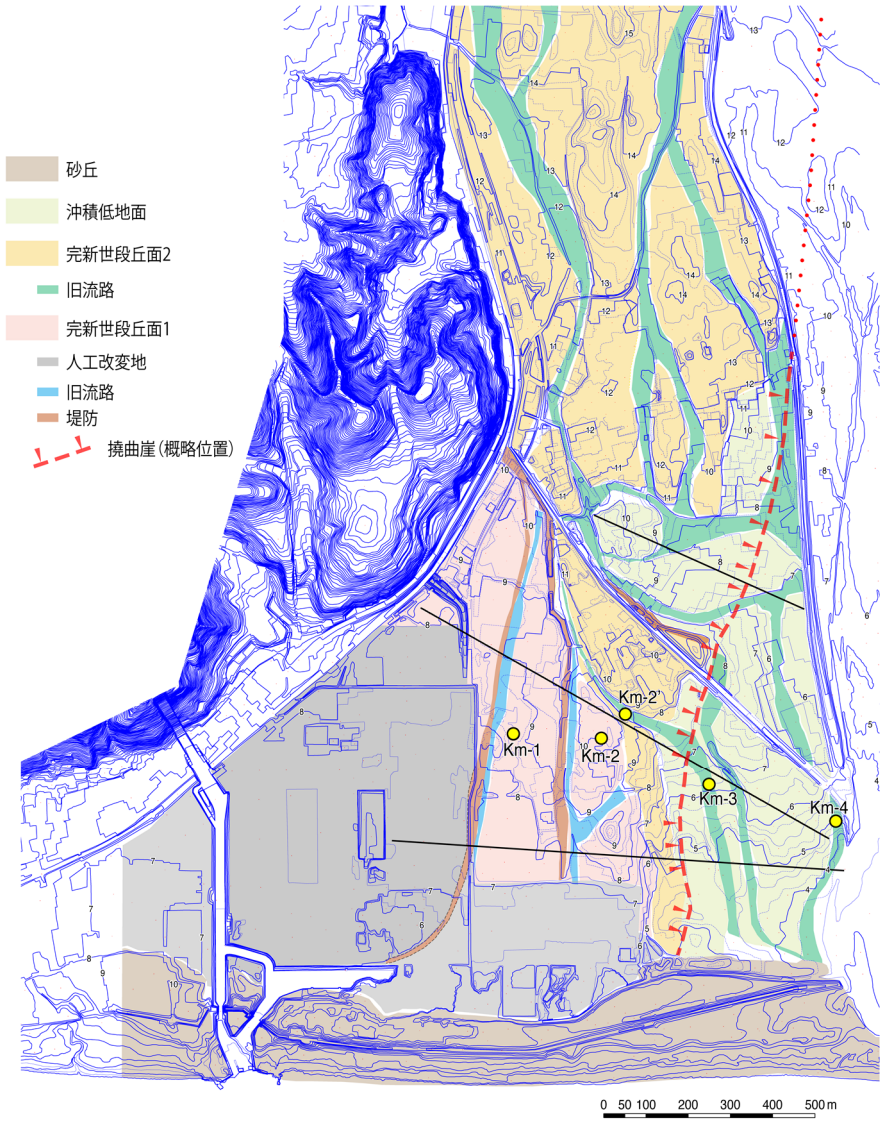


図 53　米軍および国土地理院撮影空中写真から航測図化により作成した富士川河口部の等高線図（左図）。オールコアボーリングの位置を丸（黄色）で示す。

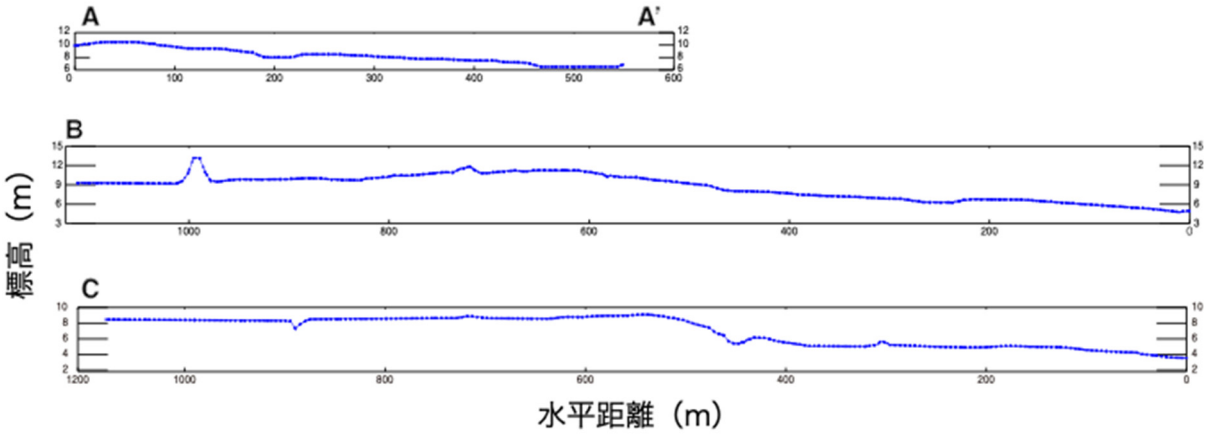


図 54　米軍および国土地理院撮影空中写真から航測図化により作成した富士川河口部の地形断面図。断面の位置は図 53 に示す。

この崖地形を挟んだ地層の分布や崖地形の形成時期を推定することを目的として、富士川河口部左岸にあたる静岡市蒲原地区において崖を挟んで約 900 m の測線上で全長 70 m までのボーリングコア（Km-1～4）を 4 本掘削した（図 55）。Km-1 および Km-2 コアの採取にあたっては、試料の落下や工期の延長の影響で隣接地点において別孔を掘削した。これらのボーリングコアについて、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}C）年代値、火山灰分析を検討した。Km-1 および Km-2 掘削地点は崖地形の西側、Km-3 および Km-4 コア掘削地点は崖地形の西側に位置する（図 53）。

珪藻化石の群集組成解析はパリノ・サーヴェイ株式会社に依頼した。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。分析手順は概ね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 3 g をビーカーに採取して乾燥させた後、重量を測定した。その後、10%H_2O_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、プリュウラックス封入剤を用いてプレパラートを作成した。それらを油浸 600～1000 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 Round et al.（1990）などを参考にした。また、地層の形成年代を検討するために加速器質量分析（AMS）法による ^{14}C 年代測定を合計 15 試料で実施した。前述した珪藻化石試料を分取した層準とほぼ同じ深度の堆積物を目開き 2 mm のステンレス製の篩を用いて水洗した。有機質泥層などで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、細根を取り除いて保存状態のよいものを選定した。一年毎に更新される葉や小枝などの中で保存状態のよい植物片を年代測定に用いた。年代値を暦年較正する際には Calib7.10（Stuiver and Reimer, 1993）および IntCal13(Reimer et al., 2013)を用いた。

堆積物の観察結果を基にして、砂礫層を主体とするユニットとその他の砂層や泥層を主体とするユニットに二分した（図 55）。細粒ユニット中の泥層において珪藻化石の群集組成解析と ^{14}C 年代測定を実施した。植物片の年代値はすべてのコアで層序関係と整合したが、土壌の年代値は矛盾するものが多く植物片よりも古い値を示すことが多かった（図 52）。そのため、以後の議論では植物片の値のみを使用する。これらの結果を基にして、崖地形を挟んだ沖積層の堆積環境と形成年代を推定した。

砂礫層を主体とした堆積ユニットは、厚さ 1～13 m で上方細粒化を示すことが多く、安山岩や凝灰岩、変成岩類、堆積岩類などの直径 2～150 mm の亜円～亜角礫で主に構成され、コア全体の半分以上を占めている。同様な砂礫層は、現在の富士川の河岸や本流周辺の更新統露頭（柴・他、1990）でも観察されるので、掃流運搬が卓越する河川流路（Miall, 1990）において形成されたと考えられる。一方、砂層や泥層を主体とするユニットは、各コアで上位から順に a～i に区分され、Km-1 コアで 6 層、Km-2 コアで 9 層、Km-3 コアで 8 層、Km-4 コアで 9 層が確認された。これらの細粒ユニットは、崖地形西側の Km-1 および Km-2 コアでは層厚が 3 m 以下と崖地形東側のコアに比べて薄く、泥を主体とする細粒な粒子が卓越しており、植物片や根が頻繁に確認された。一方、崖地形東側の Km-3 および Km-4 コアでは、層厚 10 m 程度の Km3c や 7 m 程度の Km4d といった厚い砂層や、河川流路堆積物の特徴であるマッドクラストや斜交層理がみられる砂層が Km3f/h、

Km4a/b/d/g/i で認められた。また、沈降側の細粒ユニットでは、沿岸部に多い巣穴や生物擾乱痕（Pemberton et al., 1990）が Km3e/3g、Km4a/d/e で確認できた。これらの泥層中の珪藻化石は産出率が悪かったが、淡水生種が多く汽水～淡水生種も若干確認できた。Km1e や Km2c/f、Km3e/h、Km4f/g には洪水堆積物の特徴である逆級化構造（増田・伊勢屋，1985）が観察された。

上記のように群列ボーリング調査を実施した地域では、富士川の流路堆積物であると考えられる砂礫ユニットが卓越する中、泥層や砂層からなる細粒ユニットが互層状に分布することが確認された。崖地形西側の標高約-30 m 程度の Km1e の植物片から 10.4 cal kBP の ^{14}C 年代値が得られており、隆起側の細粒ユニットは概ね淡水生の珪藻化石群集組成を示すので、約二千年間に一組が陸上で形成されてきたと考えられる。一方、崖地形東側では、標高-60 m 程度の Km3h の植物片から 10.1 cal kBP（1σ）の ^{14}C 年代値が得られており、沈降側の細粒ユニットは巣穴や生物擾乱痕がみられるので、約千二百年間に一組が沿岸部で形成されてきたと推定される。

このように、崖地形の東側では西側よりも細粒ユニットが厚くかつ層数が多い。また東側の細粒ユニット中には淡水生の珪藻が見出されるのに対して、西側では汽水～淡水生種の珪藻が見出される。このことは、崖地形の東側では西側に比べて海岸低地に近い堆積環境が頻繁に実現していたことを示す。また、Km1e と Km3h から得られた年代値は 300 年程度異なるが、共に逆級化構造が認められることから対比基準面になると考えられる。両者の高度差は崖地形を挟んで西上がりで 20 m を越える。加えて、崖地形西側に位置する Km2a において礫層と泥層の明瞭な高角の境界を二層準と砂層と泥層の同様な境界面を一層準、砂層と礫層の同様の境界面を標高 0 ～-2 m で確認した（図 56）。これらの境界面付近の泥層（図 56 の A および A’）には著しく傾斜した砂の薄層がみられ、上位には褐色の酸化帯もみられるので、これらの明瞭な境界面は小断層であると考えられる。これらの観察事実は、崖地形の地下にはこれと整合的な西上がりの完新統の分布高度のずれや小断層の存在を示しており、崖地形が断層によって形成された撓曲崖であることを示す。低下側の厚く層数の多い細粒ユニットは、断層活動によって形成された沈降側の堆積空間を細粒ユニットが埋積した可能性が推定される。また、Km-1 と Km-3 で対比された Km1e と Km3h の上面と下面を基準とすると、上下平均変位速度は 2.5～2.9 mm/yr と推定される。この値は宍倉・他（2018）、並木・他（2019）が富士川河口部の海岸線沿いに掘削された２本のボーリングコアの解析から求めた推定値と整合的である。小断層によって切断された Km2a の泥層からは 1.3 cal kBP（1σ）の ^{14}C 年代値が得られたので、これ以降に断層活動があったと考えられる。また、Km1a の泥層からは 0.7 cal kBP（1216 - 1282 cal AD）（1σ）の年代値が得られているが、撓曲崖により変形する完新世段丘面 1 を直接構成する砂礫層（Km-1 の深度 0 ～ 6 m）の堆積年代はこれより新しいことから、0.7 cal kBP 以降に撓曲変形を伴う断層活動があったと考えられる。この年代の範囲に発生し駿河湾奥まで破壊が及んだと考えられている東海地震としては、1498 年明応、1854 年安政東海地震が挙げられる（例えば地震調査研究推進本部, 2013）。この撓曲崖は先述した富士川右岸の扇状地面（図 53 の完新世段丘面 2）東端部に連なり、これらの離水時期は 19 世紀以降と推定されることを考慮すると、群列ボーリングから推定された断層活動は 1854 年安政東海地震に対応する可能性が高い。

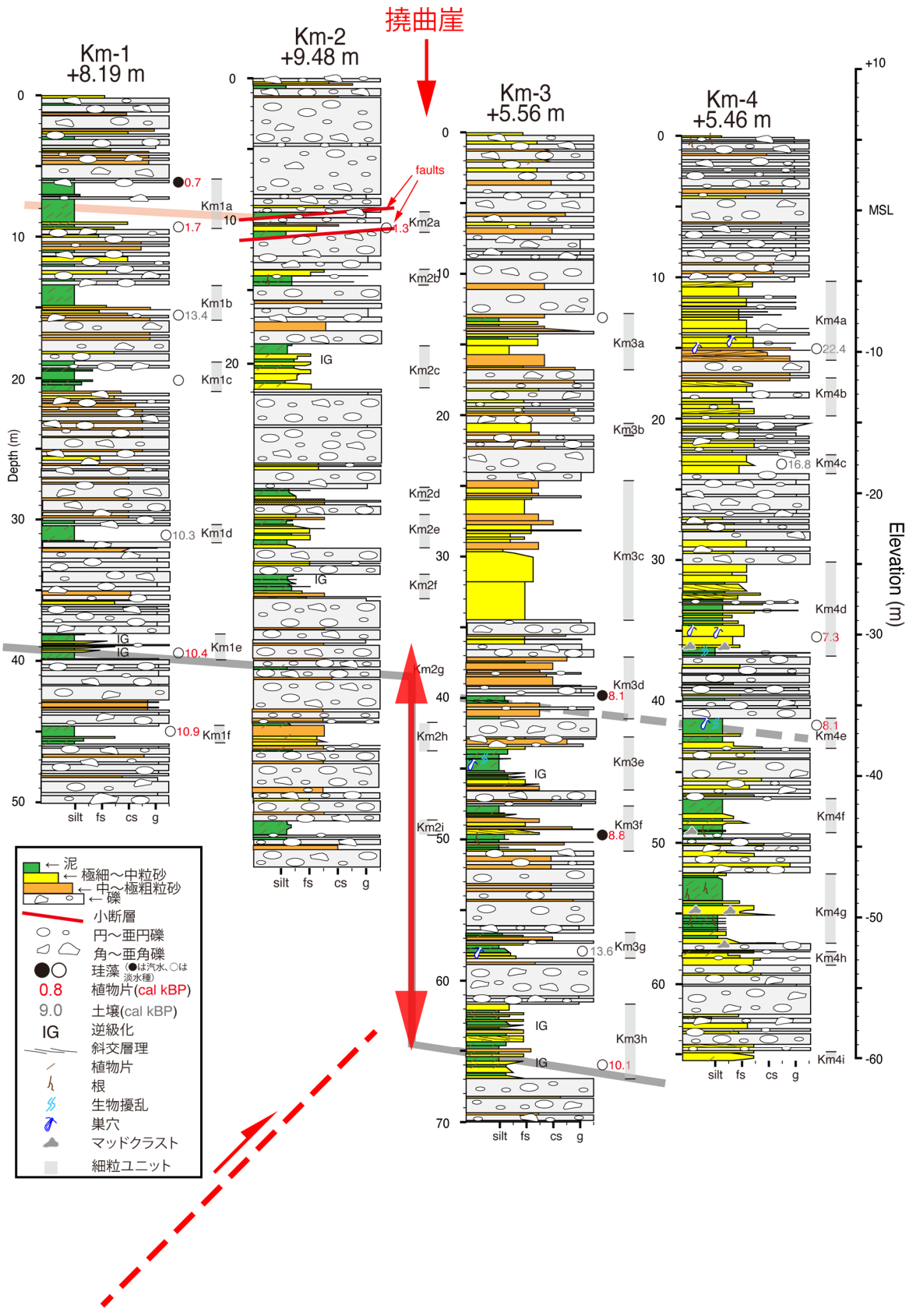


図 55　蒲原地区における群列ボーリングの堆積柱状図

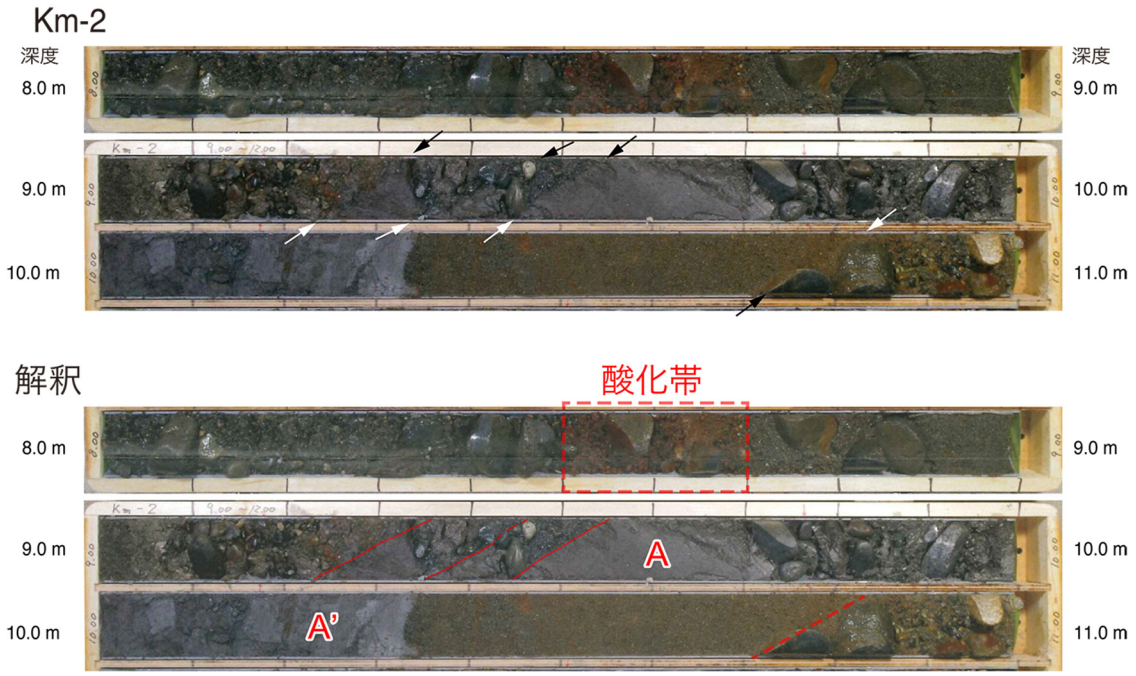


図 56　Km-2 コアの深度 8 ～11 m の半裁面の写真と解釈

加えて、入山瀬断層上盤側にあたる富士川河口部右岸側の岩淵段丘と、断層下盤側にあたる浮島ヶ原西部においてボーリングコアを掘削して、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}C）年代値、火山灰分析を検討した（図 57）。

岩淵段丘では、富士市中之郷地点（標高 33.4 m）において全長 20 m のボーリングコア（Ng-1）を掘削した。Ng-1 の掘削地点は図 50 の L4 段丘面上に位置する。Ng-1 コアの堆積物の観察結果を基にして、上位から Ng1～Ng4 の堆積ユニットを認定した（図 58）。Ng2 は植物片を含む泥層・礫層・砂層の互層であり、ユニット中部から 1.8 cal kBP の年代値と淡水生の珪藻化石群集が得られた。このことから、L4 段丘面は 1.8 cal kBP 以降に離水したと考えられる。砂層・礫層は下位ほど頻繁に認められ、厚さ数 10 cm で上方細粒化する傾向があることから、堆積環境は小規模な河川流路の近傍から氾濫原へ徐々に遷移したと考えられる。Ng3 は植物片や根を含む泥層と砂層の互層であり、4.1 cal kBP と 7.1 cal kBP の年代値が得られた。加えて、深度 14 m 付近で鬼界アカホヤ火山灰（K-Ah；町田・新井，2003）の特徴を示すバブルウォール型の火山ガラスを多産して、先述の ^{14}C 年代値とガラスの屈折率と整合することを確認した。ユニット下位ほど植物片を多く含み、上位ほど植物片が減少して砂層が卓越する傾向があることから、堆積環境は泥炭質な湿原から小規模な河川の氾濫原へ徐々に遷移したと考えられる。Ng4 は礫層と砂層の互層が主体であり、植物片を含む薄い泥層から 9.4 cal kBP の年代値が得られた。全体として上方粗粒化を呈し、厚さ数 10 cm の礫層が本ユニット最上位にのみ認められることから、小規模な河川流路が徐々に近づいてきた堆積環境が考えられる。この様に、Ng-1 の大部分を占める Ng2 および Ng3 は低湿な環境の堆積物が卓越している。このことは、岩淵段丘の東端部にて掘削地点近傍を流れる小池川の川幅が狭くなっていることに加えて、段丘面自体が西に

傾動していることに起因する可能性がある。

浮島ヶ原では、富士市中里地点（標高 2.12 m）において全長 30 m のボーリングコア（Nz-1）を掘削した。Nz-1 コアの堆積物の観察結果を基にして、上位から Nz1～Nz5 の堆積ユニットを認定した（図 58）。Nz2 は植物片や根を含んだ泥層と砂層の互層であり、2.5 cal kBP の年代値が得られた。一部で礫層やスコリア層が認められ、藤原・他（2007、2008）が報告している泥炭層から泥層への繰り返しやスコリアに対比できる可能性がある。全体的に植物根や有機質な堆積物を多く含むことから、ラグーン～湿地の堆積環境が推定できる。この様な当時の海抜 0 m 付近で形成された地層が現在の標高 0 m～-7 m まで連続して分布することから、構造運動による沈降を受けている可能性がある（松原、1984；松原、1989；藤原・他、2008）。Nz3 は植物片や貝化石、巣穴、生物擾乱痕がみられる泥層が主体であり、厚さ数 10 cm の砂層が稀に挟在する。ほぼ中央部で得られた植物片から 5.7 cal kBP の年代値と汽水～淡水生の珪藻化石群集が得られた。主に浮遊運搬される泥を主体として、貝や巣穴、生物擾乱痕がみられるので、内湾で形成されたと考えられる。Nz4 は泥層と砂層の互層からなり、植物片や貝化石、巣穴、生物擾乱痕が頻繁に認められる。全体として上方細粒化を示すので、後述する砂州から上述した内湾への移行期に形成されたと考えられる。Nz5 は基底部に斜交層理を示す上方細粒化する砂層が主体であり、巣穴や貝化石、植物片が認められる場合がある。最下部の泥層から 8.1 cal kBP の年代値が得られた。全体として上方細粒化して、上位ほど貝化石や巣穴が増加するので、海水準の上昇に伴って沿岸部で形成されたエスチュアリーの堆積物であると解釈できる。Nz6 は礫層と砂層の互からなり、貝化石が僅かに認められた。全体として上方細粒化して、一部で貝化石が認められたので、海水準上昇初期の流路堆積物であると推定される。Nz-1 と入山瀬断層の撓曲崖下で掘削した Km-3 を比較すると、両者の堆積環境は大きく異なるものの、約 2000～8000 年前の地層の分布深度とこの間の堆積速度はほぼ等しい（図 55、58）。

Yamazaki (1992)では、同様に岩淵段丘と浮島ヶ原で掘削されたボーリングコアの層相・年代に基づき平均変位速度を推定している。今回掘削したボーリングコアでも、Ng-1 と Nz-1 で得られた ^{14}C 年代値の類似した地層の高度は、30 m 程度西上がりに大きく食い違っている。しかし、上記の堆積相解析によれば、Ng-1 は主に湿原・氾濫原堆積物から構成されるのに対して、Nz-1 は砂州・エスチュアリ・内湾・湿原の堆積物であり、堆積環境が異なるため、年代測定値のみで両者のユニットを対比して変位基準とすることは難しい。一方、両地点とも現在の海岸線より 1 km 内外に位置することを考慮すれば、ともに富士川河口部周辺に位置していたと考えられることから、上記の地層の分布高度の西上がりの落差自体は、本質的には富士川河口断層帯の断層運動等によって形成されたものと推定される。

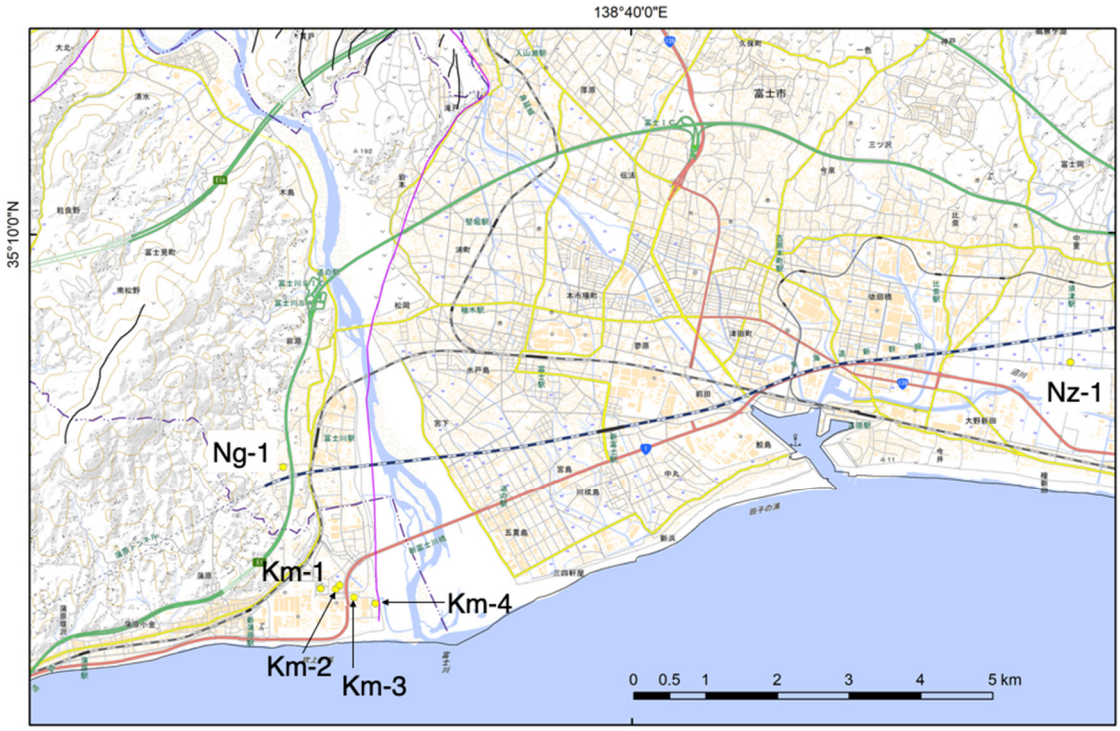


図 57　富士川河口部で掘削したオールコアボーリングの位置図。背景は国土地理院地図による。

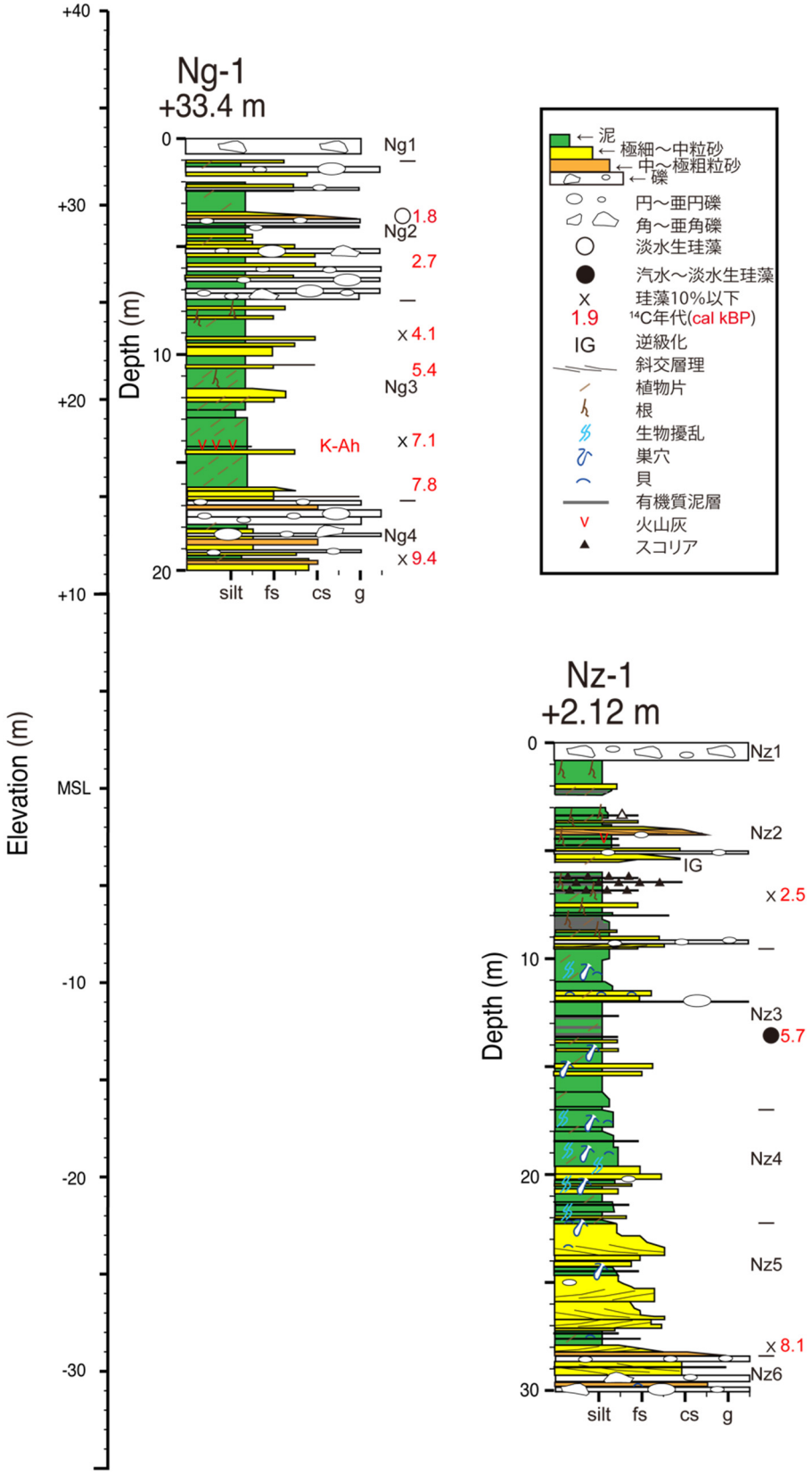


図 58　Ng-1 および Nz-1 コアの堆積柱状図

・由比地区の完新世海成段丘と簡易掘削ボーリング調査

富士川河口断層帯の上盤側にあたる蒲原丘陵南麓には、駿河湾奥の海岸線に沿って幅狭の海岸低地が分布している。このうち、西部の由比地区では、入山断層系（杉山・下川, 1982）の断層谷を流下する由比川河口部の海岸低地に、完新世後期の海岸段丘が分布しており、その分化には富士川河口断層帯の活動が関係していると考えられている（Yamazaki, 2002）。そこで、海岸段丘の分布に基づいて本断層帯の活動の手がかりを得るために、米軍および国土地理院撮影の大縮尺空中写真を使用した航測図化により等高線図の作成を行った（図 59）。同時に作成した地形断面図（図 60）からは、Yamazaki（2002）の最低位段丘（Y4）がさらに複数に細分できることがわかる。また、由比港以南にも複数段の海岸段丘が分布する（図 59）。地形断面図によれば、各面の旧汀線高度は由比 3-1 面が標高約 26 m、由比 3-2 面が同 20～26 m、由比 4-1 面が同 15m 由比 4-2 面が約 9 -12 m と推定される。このほか、由比港～興津川河口部にかけて標高 3 - 7 m に由比 6 面が分布している。既存ボーリングによれば、由比 4-1 面下では標高約 9 m 付近、由比 4-2 面下では標高約 6 m 付近、由比 6-2 面下では現海水準付近に、それぞれ上位の海岸堆積物と基盤岩類の間の不整合面が認められ、複数回の間欠的な相対的海水準の低下を示唆する。Yamazaki（2002）により、由比地域の海岸段丘面群は完新世後期に形成されたと考えられることから、富士川河口断層帯および駿河トラフの地震活動に関連する地殻変動を示す可能性がある。そこで、これらの海岸段丘面の形成時期を推定するために、簡易掘削ボーリング調査を実施した（図 61）。このうち、由比 4-1 面を構成する Yu-2 コアでは砂礫層上部に含まれる腐植（深度 0.6-0.65 m）から 1000 - 918 cal BP（950-1032 cal AD）（1σ）の放射性炭素同位体年代値が得られたことから、由比 4-1 面はこれ以降に離水したものと推定される。

また、段丘面上には多くの寺社が分布しており、その成立は段丘面の離水時期の上限を推定する手がかりとなる。由比 4-1 面の上には 1584 年（妙安寺）、1573-91 年（地持院）および元禄年間（慈徳寺）に建てられた寺が存在する。これらの寺の成立時期は段丘面の離水以降と考えられることから、由比 4-1 面は 16 世紀後半以前には離水していたものと考えられる。このほか、由比 3-2 面上には 7 世紀後半ないし 8 世紀末創建の豊積（とよつみ）神社が存在することから、7 世紀後半～8 世紀末以前に離水したと推定される。また、由比 4-2 面上には 1645 年建立の桃源寺が存在することから、17 世紀半ば以前には離水していたものと考えられる。

再下位の海岸段丘面である由比 6-2 面は、米軍・国土地理院の大縮尺空中写真を判読すると、由比港から興津川河口部にかけてほぼ連続的に分布する。その分布域は、1854 年安政東海地震時に隆起したためにそれ以前は西倉澤より薩埵（さった）峠を通っていた東海道を海岸線沿いに新たに開いた（東京大学地震研究所, 1977）箇所を含んでいる。海岸線沿いに新たに切り開かれた東海道と東海道線は 1887 年測量の 2 万分の 1 正式地形図に描かれている（地図資料編纂会編, 2002）。また、由比では安政東海地震時には約 1.2m 内外の相対的な海面低下があったとされる（石橋, 1984; 東京大学地震研究所, 1977）。一方、由比 6-2 面は東海道分間延絵図（1806 年完成）には由比 6-2 面に対応する地形は描かれておらず、現在の由比港付近と安政東海地震以前の東海道の東に位置する海岸線沿いには放棄された旧往還が存在することが記載されている（児玉, 1979）。上記の安政東海地震時の地殻変動に

関する記述とあわせて考えると、由比 6-2 面の成因については安政東海地震による隆起との関連が示唆される。

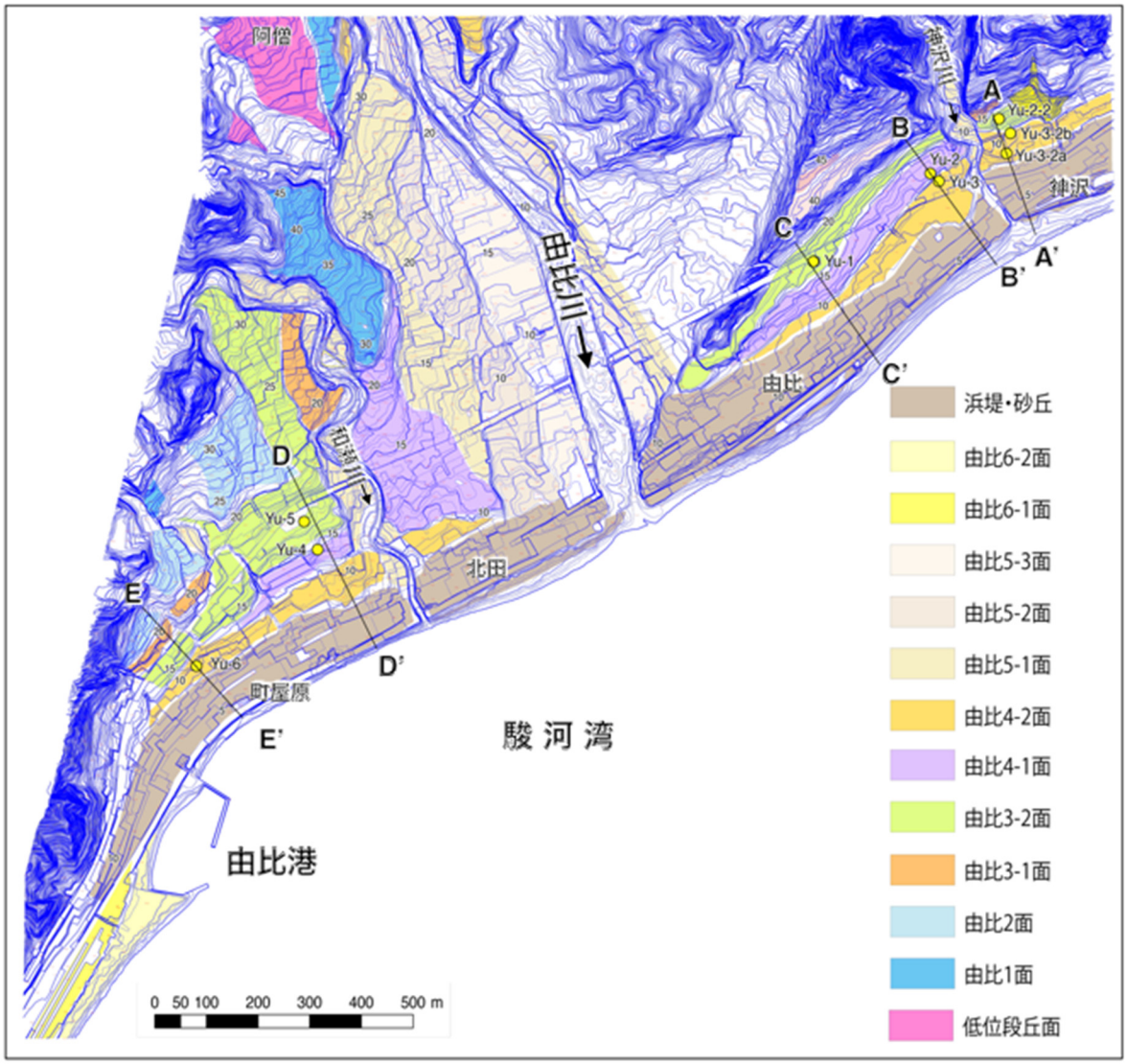


図 59　米軍および国土地理院撮影空中写真から航測図化により作成した由比川河口部の等高線図と後期更新世～完新世の河成・海成段丘・海岸低地面の分布図。打ち込みボーリングの位置を丸（黄色）で示す。

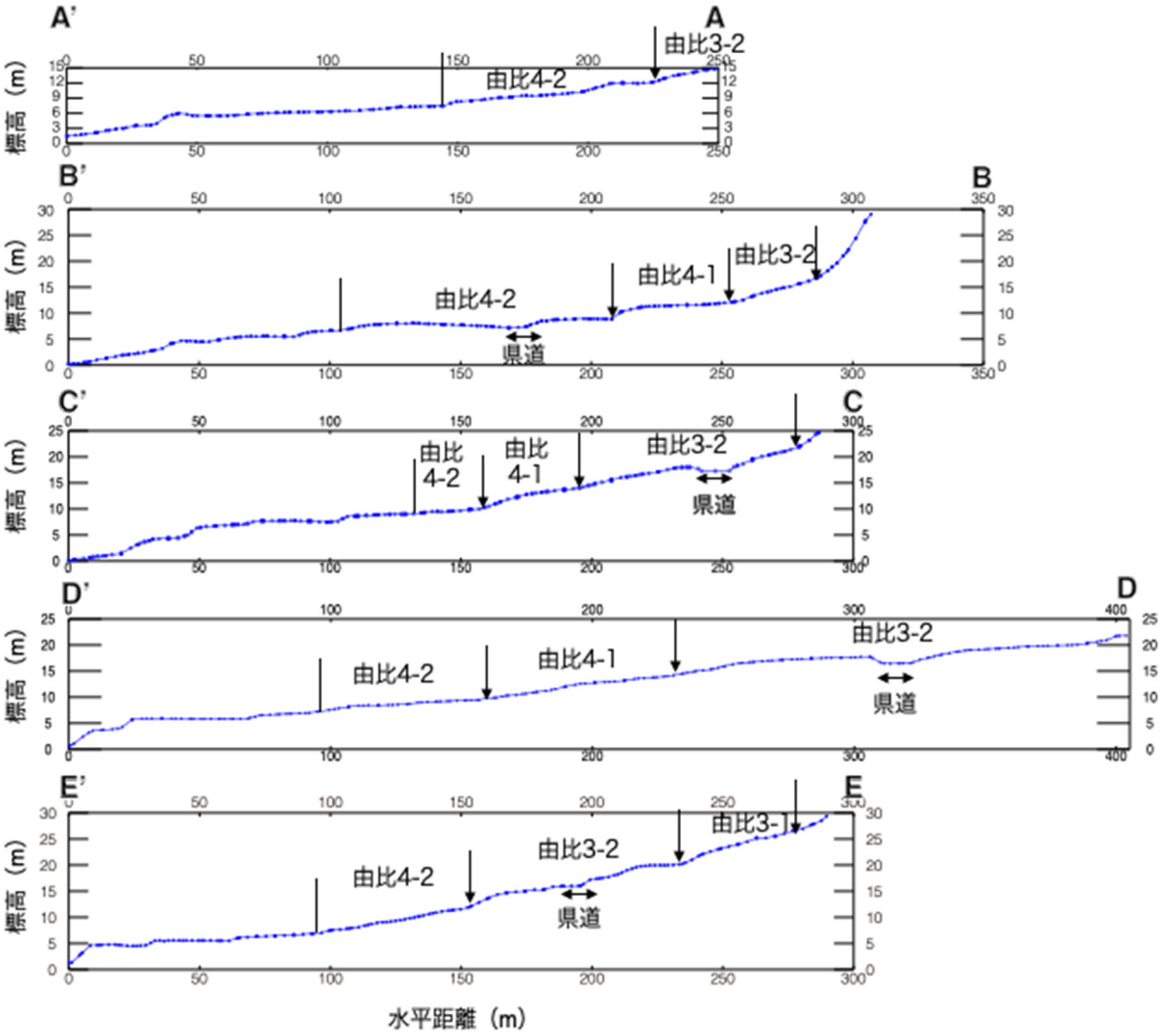


図 60　米軍および国土地理院撮影空中写真から航測図化により作成した由比川河口部の河成・海成段丘・海岸低地面の地形断面図。断面の位置は図 59 に示す。

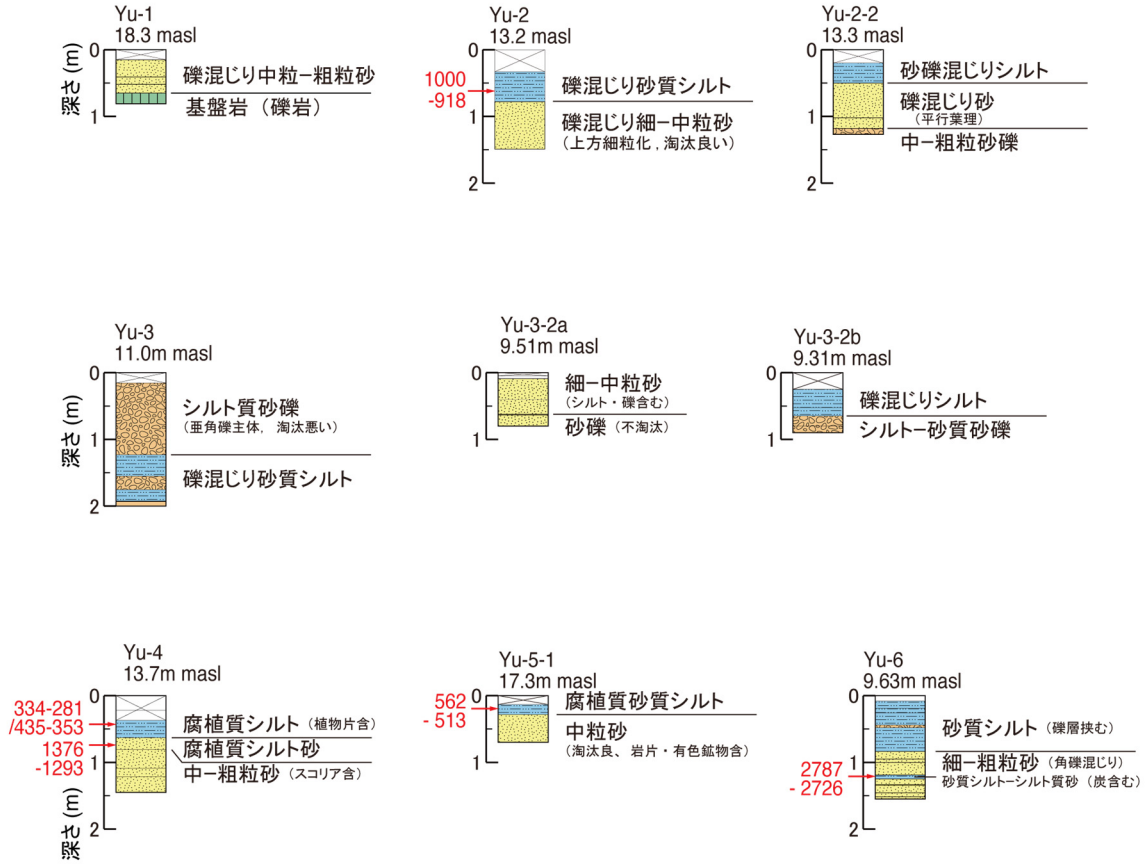


図 61　由比川河口部の海岸段丘面で掘削した簡易掘削コアの柱状図。掘削地点の位置は図 59 に示す。暦年補正後の放射性炭素同位体年代値（1σ、単位は cal BP）を赤字で示す。

・富士川河口断層帯北方延長部の変動地形の検討

富士川河口断層帯北方延長部の変動地形については、Lin et al. (2013)が東側低下の断層変位地形が大室山まで断続的に分布し、その一部は西暦 864-868 年に噴出した青木ヶ原溶岩（図 57 の Sd-Aog; 貞観噴出物; 高田・他, 2016 ）を切っており、1854 年安政東海地震において活動したと推定した。この富士火山北西麓部に分布する崖地形について、1 m グリッド DTM と最新の火山地質図（高田・他，2016）をあわせてその分布・構造を検討した（図 62、63）。その結果、以下のことが分かった。①二ツ山噴出物（F-Fty; 高田・他，2016）の上面高度を食い違わせる東向き崖地形（図 63 の P1）は、東から西に向けたその流下方向とは相対する向きであり、Lin et al. (2013)が指摘する通り地形的には異常である。②しかし、図 63 の P2 が示すように、より幅広い東西断面で見る限り、古い溶岩の上に単純に新しい溶岩が累重しており、構造的な起伏の成長が全く認められない。③また、図 63 の P3 および P4 を比較すると、東から流下した菖蒲山噴出物（Sb-Sbn; 高田・他，2016）は、二ツ山噴出物上面の東向き崖地形（P3）を埋めるようにしてその分布東端を断たれるが、これ以降に東向きの崖地形が成長した形跡が、F-Fty および Sb-Sbn の双方に認められない。また、④ 1 m グリッド DTM による地形断面図を見る限り、Sd-Aog および

大室山片蓋山噴出物（Sc-Omr; 高田・他, 2016）にも東落ちの明瞭な崖地形は認めがたい。以上の考察から、Lin et al. (2013)が指摘した富士火山北西麓部に分布する崖地形は、その成因論については未解明ではあるものの、完新世に繰り返し著しい変動を繰り返してきた富士川河口断層帯とはテクトニックな背景を含めて性格を異にすると考えられる。加えて、前述のとおり、この崖地形を横断する根原―麓測線の反射断面を見る限り明瞭な西傾斜の逆断層の構造は認められない（図 33）。これらの理由から、Lin et al. (2013)の崖地形を本断層帯に含めることは適当ではないと考えられる。

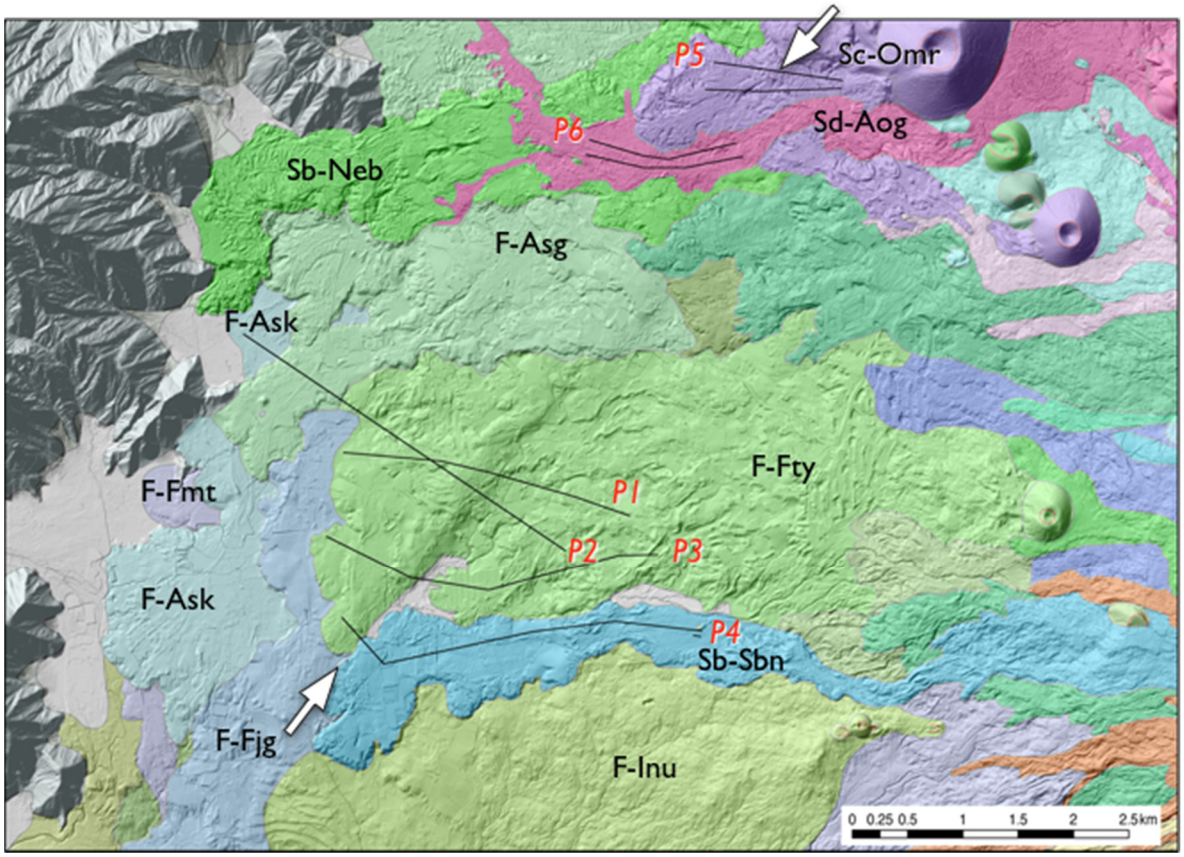
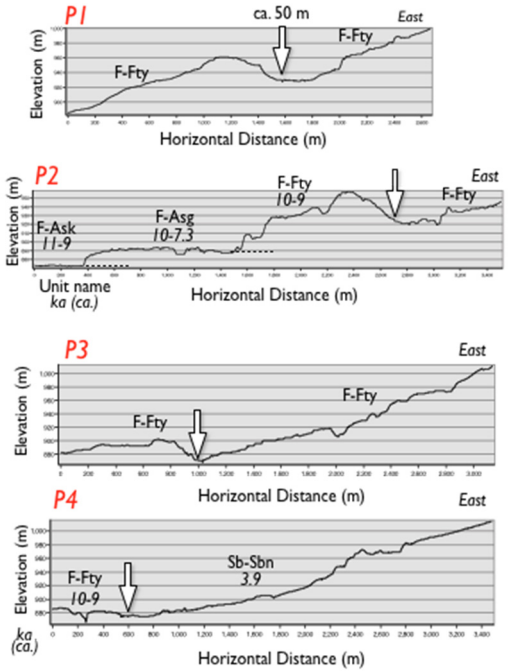


図 62　1 m グリッドを使って作成した陰影起伏図の DTM および高田・他（2016）により作成した富士火山北西麓部の地形と火山噴出物の分布。P1～P6 は図 63 の 1 m グリッド DTM による地形断面図の位置を示す。



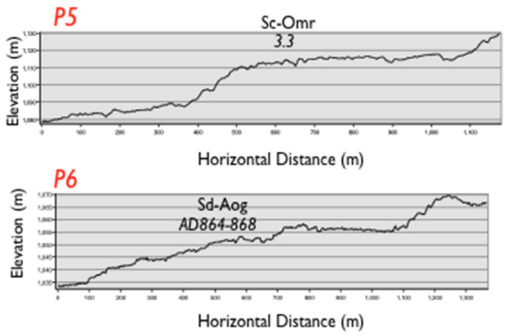


図 63　1 m グリッドを使って作成した陰影起伏図の DTM により作成した地形断面図。位置は図 62 に示す。

・身延断層帯の変動地形の検討

身延断層帯については、水本・他（2016）が富士川河谷に左横ずれ主体で長さ約 20 km の活断層を認め、これが地質断層である身延断層に沿って分布するとした。また、断層の平均変位速度を 0.7 mm/yr 以上と推定した。本断層帯についても H30 年度に米軍および 1960～70 年代国土地理院撮影の小～大縮尺空中写真の判読と若干の地質調査に基づき、断層帯を構成する主要な活構造に沿って分布する変動地形の検討を行い、水本・他（2016）で指摘された地点の多くで同様に断層変位地形が存在することを確認した。ただし、若干の現地調査では、断層が通過されると考えられる場所に位置する富士川層群の露頭に変位・変形の痕跡が認められない地点があるなど、断層変位地形の明瞭さ・位置の確実性や連続性などはさらに検討の余地がある。また、北部が地質断層の身延断層にほぼ沿って分布するのに対し、南部はこれと斜交する高角な横ずれ断層であることから、両者は一連の構造ではなく別個の断層形状を持つ構造であると考えられる。身延断層帯の主要部である富士川河谷中流域の段丘面のテフラ層序については、富沢町（2002）の報告があるが、分析によって検出されたテフラと旧河床堆積物との関係が不明であることから、平均変位速度については断層変位基準となる富士川河谷の河成段丘面の編年に関するデータをさらに充実させる必要があることを述べた。そこで、南部町井出および万沢地区の中位段丘面（海野・角田, 1982）について、打ち込みコアによる掘削調査を行い、段丘堆積物の上位の風成堆積物を採取し（図 64、65）、テフラ分析を行ったが、段丘面の形成年代を明らかにするような試料を得ることが出来なかった。

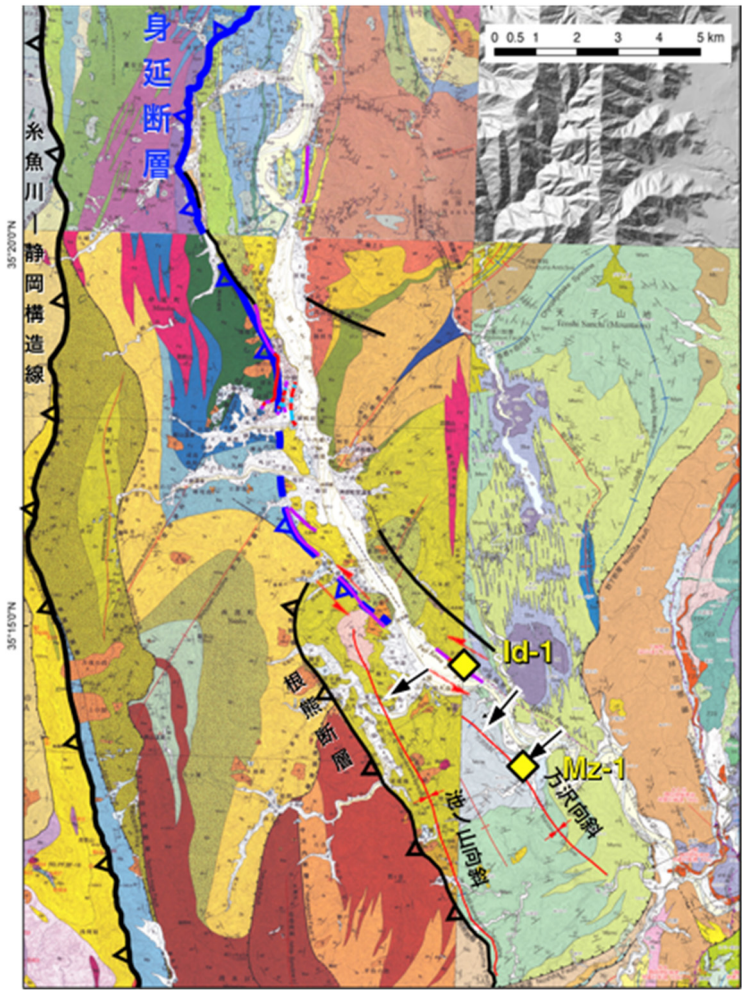


図 64　身延断層帯における簡易掘削位置図。背景の地質図は尾崎・杉山（2018），杉山・松田（2014），尾崎・他（2016）による。

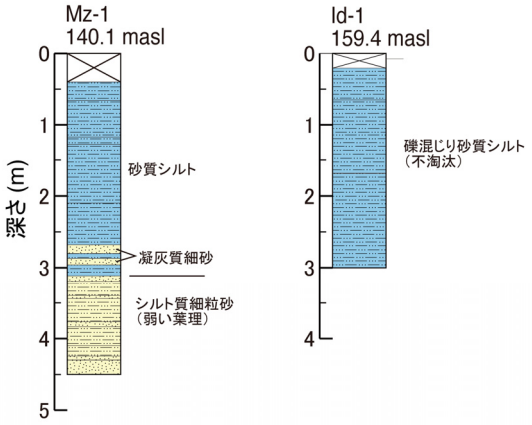


図 65　身延断層帯における簡易掘削ボーリングの柱状図。掘削位置は図 64 に示す。

3) 富士川河口断層帯の分布・形状と活動性に関するまとめ

本サブテーマの調査研究で新たに得られたデータに基づき、富士川河口断層帯の分布・形状と活動性について新たに得られた知見を以下にまとめる。

・富士川河口断層帯の分布・断層形状と平均ネットスリップ速度

これまでの研究では、富士川河口断層帯の断層形状に関するデータは殆ど得られていなかった。しかし、本サブテーマで実施した高分解能浅層反射法地震探査によって、安居山断層・芝川断層・大宮断層・入山瀬断層が、いずれも西傾斜の衝上断層からなることが明確となった（図 29、31、36、38)。これらはいずれも沈み込み帯先端部の分岐スラストを構成すると考えられる。一方、空中写真判読・変動地形調査に基づき検討した結果、安居山断層・芝川断層・大宮断層の地表位置については、中田・今泉編(2002)や高田ほか(2016)などの既存研究と大局的には変わらないが、安居山断層・芝川断層の一部でこれまで確認されていない極新期変位地形を認めた（図 41、46)。これらではトレンチ調査を 3 箇所で行い、このうち 2 箇所にて完新統を変位・変形させる断層や撓曲構造を認めた(図 40、48)。また、断層の上下平均変位速度については、Yamazaki (1992)などの既往研究に基づく上下平均変位速度（地震調査研究推進本部, 2010）は概ね妥当であると考えられる。大宮断層については、大宮―星山測線の結果により、星山丘陵北東縁部の撓曲崖線よりもさらに平野側にその先端が位置する伏在断層であることが明確になった（図 36)。また、これまで地表位置や構造の実態が不明であった入山瀬断層については、水戸島―岩淵測線によって富士川河川敷付近にその先端が位置する分岐スラストであることが明らかになった（図 38)。また、蒲原丘陵東麓に分布する完新世段丘面群(いわゆる岩淵段丘; 羽田野・他, 1979; Yamazaki, 1992）の西側への傾動などの変動地形を認めた（図 50）ほか、富士川右岸の扇状地面が左岸に比べて系統的に高いことを指摘し、これが入山瀬断層の最近の活動により形成された可能性を指摘した（図 51）。この解釈は水戸島-岩淵測線により推定された入山瀬断層の構造と整合的である。また、入山瀬断層南端部において富士川河口部からいわゆる蒲原地震山の東縁部を通り富士川現河床に延びる東向き撓曲崖地形を今回初めて見出した（図 52、図 53）。この撓曲崖を横断して群列ボーリングを行った結果、撓曲崖を挟んで東側低下の累積的な上下落差を完新統が認められることから、変動崖であることは確実である。群列ボーリングの完新統の上下落差・年代に基づき、約 2.5～2.9 mm/yr の上下平均変位速度を推定した。安居山断層の北部延長（Lin et al., 2013）については、富士火山北東斜面の地形および溶岩の層序から繰り返し活動を継続してきた証拠に乏しいこと（図 55、56)、安居山断層と同様な、明瞭な西傾斜の逆断層の構造が反射断面で認められないこと（図 33）から、本断層帯とは別の独立した構造であると推定した。このほか、身延断層帯の位置・活動性については、概ね水本・他（2013）と同様の見解を得た（図 64)。ただし、同断層帯北部の逆断層の構造と一連の構造として扱うことについては検討が必要である。

富士川河口断層帯を構成する主要な活構造の断層の傾斜角は、今回得られた反射断面の解釈に基づき、それぞれ約 30 度、45 度、30 度、30 度（いずれも西傾斜）と推定される（図 29、31、36、38)。これらと各断層の上下平均変位速度(地震調査研究推進本部, 2010)によれば、各断層の平均ネットスリップ速度は以下の様に推定される：安居山断層; 約 10 mm/年、芝川断層; 約 3 mm/年、大宮断層; 約 14 mm/年、入山瀬断層; 約 14 mm/年。こ

れらはいずれも陸上の活断層としては非常に大きな値であり、駿河トラフ北端部におけるフィリピン海プレートの収束速度および収束速度ベクトルと駿河トラフの斜交度（34 mm/年・約 47 度; NUVEL-1A; DeMets et al., 1994 による）を考慮すると、これらの値はプレート収束速度の東西成分の 6 割程度に相当する。

表 7　富士川河口断層帯の形状・活動性に関するデータのまとめ

項目		備考
位置	（北端）138°34'46"E, 35°21'29"N （南端）138°37'20"E, 35°6'53"N	高田ほか（2016） 本プロジェクトの成果による
形状	安居山断層　西傾斜 約 30 度 芝川断層　西傾斜 約 45 度 大宮断層　西傾斜 約 30 度 入山瀬断層　西傾斜 約 30 度	本プロジェクトの成果による 本プロジェクトの成果による 本プロジェクトの成果による 本プロジェクトの成果による
平均変位速度	安居山断層　約 5-6 mm/年 芝川断層　約 2 mm/年 大宮断層　約 7 mm/年 入山瀬断層　約 7 mm/年 約 2.5-2.9 mm/年	地震調査研究推進本部（2013） 地震調査研究推進本部（2013） 地震調査研究推進本部（2013） 地震調査研究推進本部（2013） 本プロジェクトの成果による
平均ネットスリップ速度	安居山断層　約 10 mm/年 芝川断層　約 3 mm/年 大宮断層　約 14 mm/年 入山瀬断層　約 14 mm/年	本プロジェクトの成果による 本プロジェクトの成果による 本プロジェクトの成果による 本プロジェクトの成果による

・富士川河口断層帯の過去の断層運動

芝川断層で 2 箇所、水沼断層（安居山断層南延長部）で 1 箇所のトレンチ調査を実施した。このうち 2 箇所で断層や撓曲構造が見出されたが、いずれも変形に参加する地層の年代が古く、芝川断層の上柚野南トレンチにて約 1800 年前以降に断層活動があった以外、過去数千年の詳細な断層活動を議論する資料を得るには至らなかった。一方、入山瀬断層最南端部・蒲原地区における群列ボーリング調査から、約 0.7 cal kBP 以降に撓曲変形を伴う断層活動があったと考えられる（図 55）。この年代の範囲に発生し駿河湾奥まで破壊が及んだと考えられている東海地震としては、1498 年明応、1854 年安政東海地震が挙げられる。富士川右岸の変動地形を考慮すれば 1854 年安政東海地震の可能性が高い。このほか、約 1.3 cal kBP の地層を切断する小断層が見出されたことから、これ以降の断層活

動が推定されるが、これは上述の約 0.7 cal kBP 以降のイベントと分離できない。また、断層帯上盤側にあたる由比川河口部の海岸段丘の分布・年代（図 59、60、61）から、7 世紀後半～8 世紀末以前、10-11 世紀以降・16 世紀後半以前、17 世紀半ば以前に段丘面の離水イベントがあった可能性がある（図 66）。また、由比から興津川河口部にて 1854 年安政東海地震時に離水した可能性のある段丘面が分布する。ただし、由比川河口部の隆起イベントは富士川河口断層帯の活動を伴わない過去の東海地震によって形成することもあり得ることに留意する必要がある。したがって、過去の東海地震の地震時地殻変動のより詳細な復元による検討が今後の課題である。

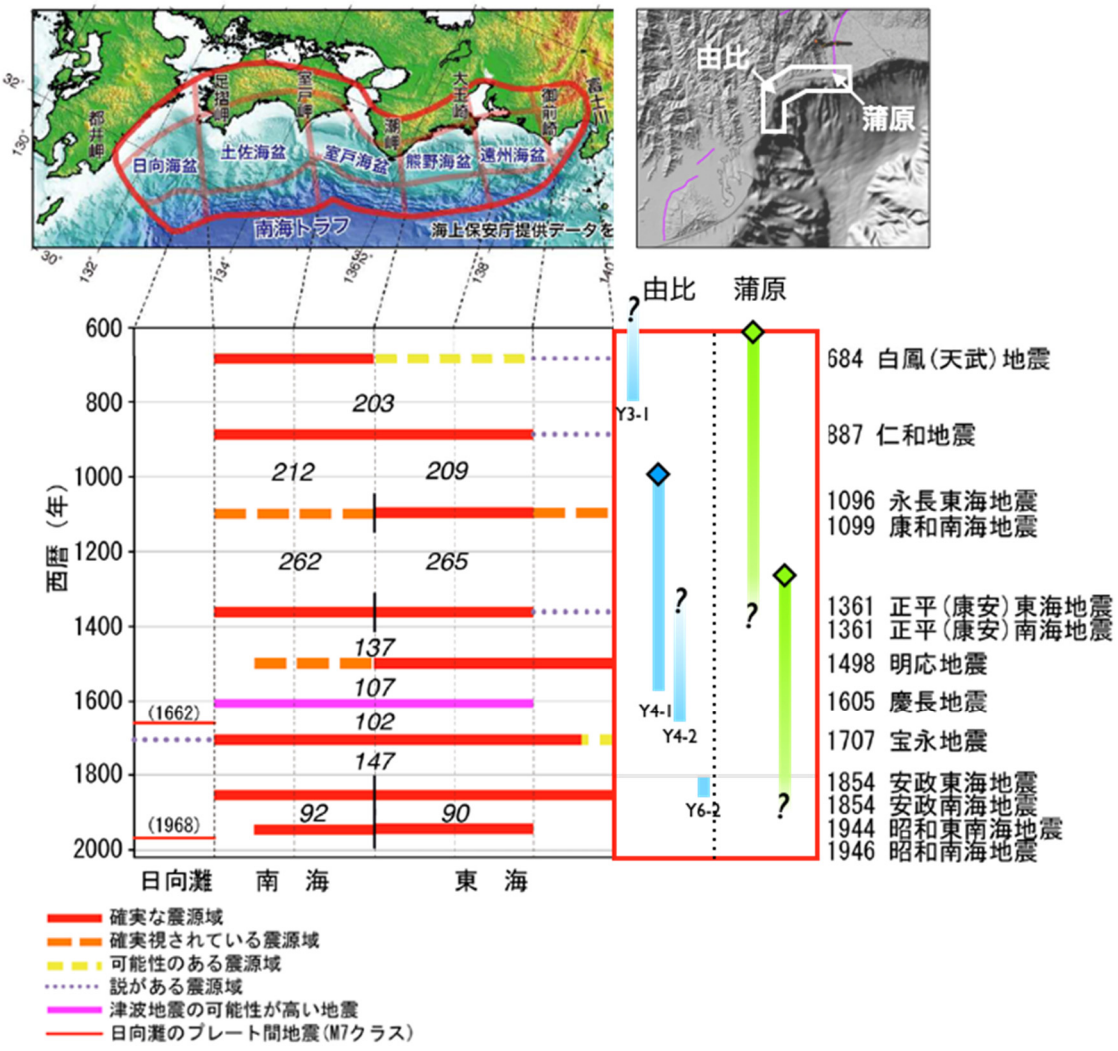


図 66　蒲原地区の群列ボーリングおよび由比川河口部の海岸段丘面の離水年代から推定した地震発生時期（右側）と、過去の南海トラフで発生した地震の時空分布（左側）。地震調査研究推進本部（2013）に加筆。右側のダイアグラムのうち、菱形は ^{14}C 年代値による推定、それ以外は段丘面上に分布する寺社の成立時期や絵図・記述による推定を示す。

(c) 結論ならびに今後の課題

富士川河口断層帯において変動地形解析・高分解能反射法地震探査・トレンチ・ボーリング調査を行い、富士川河口断層帯の分布・形状・活動性・平均変位速度について検討した結果、富士川河口断層帯の主要断層である安居山断層・芝川断層・大宮断層・入山瀬断層がいずれもプレート境界の先端部を構成する分岐スラストであること、一部の断層については市街地側に伏在すること等、形状に関する情報はかなりの程度明らかにすることが出来た。加えて形状データと平均変位速度から平均ネットスリップ速度を推定した。また、航空レーザー測量による高密度数値地形データ・航測図化・空中写真等を用いた変動地形解析に基づき、安居山断層・芝川断層・入山瀬断層などで完新世の極新期変位地形を複数見出し、富士川河口部の群列ボーリング調査および由比川河口部の完新世後期海岸段丘での掘削調査から、入山瀬断層の完新世における平均変位速度を推定したほか、複数回の歴史時代の地震イベントの可能性を指摘した。一方で用地が限定的であることなどから、トレンチ調査については詳細な活動履歴のデータを得ることが出来なかった。また、身延断層帯の変位地形については、一部不連続となる部分はあるものの、これまでの見解をおおよそ追認した。

なお、本調査に際しては、静岡県・富士市・富士宮市および山梨県南部町の自治体関係各位および調査地点の地権者各位の多大なご協力を賜った。国立研究開発法人日本原子力研究開発機構の中西利典氏には、ボーリングコア解析についてご教示いただいた。産業技術総合研究所・活断層・火山研究部門の宍倉正展氏、東京大学の安藤亮輔・並木 亮の各氏には、富士川河口部のボーリング解析について、また産業技術総合研究所・活断層・火山研究部門の行谷佑一氏には安政東海地震の地変について有益なご議論をして頂いた。また、木屋江戸資料館・渡邊俊介氏には安政東海地震前後の蒲原周辺の土地利用変化に関する資料等を閲覧させて頂いた。ここに記して感謝いたします。

(d) 引用文献

地図資料編纂会編, 正式二万分一地形図集成（中部日本1）, 柏書房, 2002.

DeMets. C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein, Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimate of current plate motions, Geophys. Res. Lett., 21, 2191-2194, 1994.

藤原　治・澤井祐紀・守田益宗・小松原純子・阿部恒平, 静岡県中部浮島ヶ原の完新統に記録された環境変動と地震沈降, 活断層・古地震研究報告, 7, 91-118, 2007.

藤原　治・入月俊明・三瓶良和・春木あゆみ・友塚　彰・阿部恒平, 駿河湾北岸浮島ヶ原の完新統に記録された環境変動と地震沈降, 活断層・古地震研究報告, 7, 108-116, 2008.

羽田野誠一, 大宮・入山瀬断層と蒲原地震山の読図と判読, 地図, 15, 40–41, 1977.

羽田野誠一・津沢正晴・松島義章, 駿河湾北岸の完新世垂直変動と測地的上下変動, 地震予知連絡会会報, 21, 101-106, 1979.

石橋克彦, 駿河湾地域の地震時地殻上下変動, 第四紀研究, 23, 105-110, 1984.

伊藤忍・山口和雄, 富士川河口地域における反射法地震探査. 海陸シームレス地質情報集,「駿河湾北部沿岸域」, 海陸シームレス地質図S-5, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2016.

地震調査研究推進本部, 富士川河口断層帯の長期評価の一部改訂について, 54 p., 2010.
地震調査研究推進本部, 南海トラフの地震活動の長期評価(第二版)について, 94 p., 2013.
児玉幸多（監修）, 東海道分間延絵図 第六巻 吉原・富士・蒲原・由比・興津, 東京美術, 1979.
Lin, A., Iida, K. and Tanaka, H., On-land active thrust faults of the Nankai–Suruga subduction zone: The Fujikawa-kako Fault Zone, central Japan, Tectonophysics, 601, 1–19, 2013.
町田洋・新井房夫, 新編 火山灰アトラス-日本列島とその周辺, 東京大学出版会, 336p, 2003.
増田富士雄・伊勢屋ふじこ, "逆グレーディング構造": 自然堤防帯における氾濫原洪水堆積物の示相堆積構造, 堆積学研究会報特集号, p.108-116, 1985.
松原彰子, 駿河湾奥部沖積平野の地形発達史, 地理学評論, 57, 37-56, 1984.
松原彰子, 完新世における砂州地形の発達過程－駿河湾沿岸低地を例として, 地理学評論, 62, 160-183, 1989.
松島義章, 完新世段丘からみた相模湾・駿河湾沿岸地域のネオテクトニクス, 第四紀研究, 23, 165-174, 1984.
松浦律子・田中圭・中田高・田力正好・松田時彦, 蒲原地震山の成因について（速報), 歴史地震, 33, 1-13, 2018.
Miall, A. D., Alluvial deposits. in Walker, R.G. and James, N. P., Facies Models. Geological Association of Canada, p.143-157, 1992.
宮本勉（解説）, 駿河記 絵図集成（桑原藤泰・原著）, 羽衣出版, 423 p., 1998.
水本匡起・後藤秀昭・中田 高・松田時彦・田力正好・松浦律子, 富士川谷の身延断層に沿った新期断層変位地形の発見とその意義, 活断層研究, 44, 9-21, 2016.
並木 亮・安藤亮輔・宍倉正展, ボーリングコア解析と物理的断層モデルに基づく富士川河口断層帯入山瀬断層の位置と活動性推定, 日本地球惑星科学連合2019年大会, SSS15-13, 2019.
中田 高・東郷正美・池田安隆・今泉俊文・宇根寛, 1：25,000 都市圏活断層図「富士宮」, 国土地理院技術資料D・1-No.375, 2000.
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, DVD-ROM2 枚・付図1 葉・60p, 2002.
大森房吉, 本邦大地震概表: 臺灣朝鮮ヲ除ク, 震災豫防調査會報告, 88, 1-61, 1919.
尾崎正紀・水野清秀・佐藤智之, 5万分の1富士川河口断層帯及び周辺地域地質編纂図及び説明書, 海陸シームレス地質情報集, 「駿河湾北部沿岸域」, 海陸シームレス地質図S-5, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2018, 169 p.
尾崎正紀・杉山雄一, 地域地質研究報告 5万分の1地質図幅 身延, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2018.
Pemberton S. G., MacEachern, J. A. and Frey, R. G., Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance. in Walker, R.G. and James, N. P., Facies Models. Geological Association of Canada, 119-142, 1992.
Reimer P. J. and 29 others, IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves

0–50,000 years cal BP. Radiocarbon, 55, 1869–1887, 2013.
Round, F. E., Crawford, R. M. and Mann, D. G., The Diatoms: Biology and morphology of the genera. Cambridge University Press, Cambridge, 747p, 1990.
柴正博・大久保正寿・笠原茂・山本玄珠・小林滋・駿河湾団体研究グループ, 静岡県富士川下流域の更新統, 庵原層群の層序と構造, 地球科学, 44 , 205-233, 1990.
下川浩一・山崎晴雄・水野清秀・井村隆介, 富士川断層系の活動履歴及び活動性調査, 平成７年度活断層研究調査概要報告書, 工業技術院地質調査所, 地質調査所研究資料集, no.259, 73-80, 1996.
下川浩一・苅谷愛彦・山崎晴雄, 富士川河口断層帯. 安居山断層の補備調査, 地質調査所速報・活断層・古地震研究調査概要報告書(平成９年度), EQ/98/1, 27-35, 1998.
杉山雄一・下川浩一, 静岡県庵原地域の地質構造と入山断層系, 地質調査所月報, 33, 293-320, 1982.
杉山雄一・松田時彦, 地域地質研究報告 ５万分の１地質図幅「南部」, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2014, 134 p.
宍倉正展・行谷佑一・安藤亮輔, 静岡県蒲原低地における富士川河口断層帯入山瀬断層の活動性, 日本地球惑星科学連合2019年大会, SSS08-P16, 2018.
Stuiver M and Reimer P. J., Extended ^{14}C data base and revised Calib 3.0 ^{14}C age calibration program. Radiocarbon, 35, p.215-230, 1993. Updated to CALIB 7.10. http://calib.org/calib/
高田亮・山元孝広・石塚吉浩・中野俊, 富士火山地質図(第2版) 及び解説書, 特殊地質図, no.12, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2016.
田中圭・中田 高・松浦律子・田力正好・松田時彦, 古地図・空中写真の解析による安政東海地震前後の富士川下流域の地形変化と蒲原地震山, 地学雑誌, 127, 305-323, 2018.
東京大学地震研究所, 安政元年11月4日東海沖地震に関する静岡県調査報告, 明治26年, 20 p., 1977
富沢町, 「富沢町誌」上巻. 945 p, 2002.
海野芳聖・角田史雄, 山梨県南西部, 富士川流域に分布する河成段丘の変位と後期更新世の以後の造構運動について, 地団研専報, 24, 235-251, 1982.
Yamazaki, H., Tectonics of a plate collision along the northern margin of Izu Peninsula, Central Japan. Bulletin of the Geological Survey of Japan, 43, 603-657, 1992.
Yamazaki, H., Shimokawa, K., Mizuno, K. and Tanaka, T., Off-fault paleoseismology in Japan: with special reference to the Fujikawa-kako fault zone, central Japan. Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University, 37, 1-14, 2002.
Yilmaz, O., Seismic data analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data. 2065 pp., SEG, 2001.