

濃尾断層帯（武儀川断層）の
活動性および活動履歴調査

平成 21 年 5 月

独立行政法人
産業技術総合研究所

目 次

1. 武儀川断層の概要とこれまでの主な調査研究	1
2. 調査結果	1
2. 1 調査の方針と調査地の選定	1
2. 2 奥谷平曾洞地点の地形概観とトレンチ掘削位置の選定	2
2. 3 調査方法	3
2. 4 トレンチ調査結果	4
2. 5 考察	11
3. まとめ	13
3. 1 断層帯の位置及び形態	13
(1) 断層帯を構成する断層	13
(2) 断層面の位置・形状	13
(3) 変位の向き	13
3. 2 断層帯の過去の活動	13
(1) 平均変位速度	13
(2) 活動時期	13
(3) 1回の変位量	14
(4) 活動間隔	14
(5) 活動区間	14
文 献	15
図 表	16

1. 武儀川断層の概要とこれまでの主な調査研究

濃尾断層帯は、福井県大野市南部から両白山地（美濃山地）を横断して岐阜県美濃加茂市付近に至る北西－南東走向の左横ずれ活断層帯である（図1）。同活断層帯は、併走ないし斜行する複数の活断層から構成されるが、このうち、濃尾断層北西部、黒津断層、根尾谷断層の大部分および梅原断層は1891年濃尾地震の際に連動的に活動し、日本内陸最大級の地震（M 8.0, 村松, 1962 ; Mw 7.5, Fukuyama et al., 2007）を引き起こした（松田, 1974）。武儀川断層は、濃尾断層帯を構成する活断層のうち、濃尾地震時には動かなかったとされる断層のひとつで、岐阜県本巣市根尾門脇付近から根尾谷断層に斜行する形でS60°E方向にのび、同県関市武芸川町付近に至る長さ約29 kmの左横ずれ活断層である。

武儀川断層の平均変位速度および活動時期については、これまで信頼性のあるデータは得られていない。活断層研究会（1991）は、変位地形の定性的観察から同断層の活動度をB級と推定したが、年代既知の変位基準を用いた平均変位速度の算出はこれまで行われていない。また、吉岡ほか（2001）は、同断層南東部にあたる岐阜県山県市中洞地点（図1）においてトレンチ調査を実施したが、断層は露出しなかった。ただし、トレンチ調査に先駆けて実施した野外地形地質調査において、段丘礫層（年代不明）を変位させる可能性のある断層の露頭を2箇所報告している。

以上から、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）は、武儀川断層の最新活動時期、平均活動間隔および将来の活動確率を不明と評価し、同断層帯の活動性を明らかにするためのさらなる調査の必要性を指摘している。

2. 調査結果

2. 1 調査の方針と調査地の選定

武儀川断層沿いでは、更新世後期以降の地形面を確実に変位させる活断層地形は知られておらず、その最近の活動性の最大の根拠は尾根・谷の系統的な左横ずれ屈曲である。特に、同断層北西部の尾並坂峠（図1）付近には尾根・谷の左横ずれ屈曲が典型的に認められ、定性的な地形判読からはこの付近が武儀川断層沿いで最も活動性の高い区間と推定される。一方、同断層南東部では尾根・谷の左横ずれ屈曲は不明瞭になり、中田・今泉（2002）ではこの区間を推定活断層として図示している。吉岡ほか（2001）がトレンチ調査を実施した中洞地点はこの推定活断層の区間にあたるが、既述の通り、この調査では断層は露出しなかった。

本年度の調査では、吉岡ほか（2001）の調査結果に鑑み、変位地形の最も明瞭な尾並

坂峠周辺でのトレンチ調査を計画した。当該地域は沖積面や段丘面の発達の良い山地内部にあたるが、幸い、本巢市根尾奥谷^{おくだに ひらそほら}の平曾洞地点（図1）においてトレンチ掘削可能な箇所を発見することができたため、この地点においてトレンチ調査を実施した。

また、今年度の調査では、武儀川断層全域沿いの既存航空レーザー測量データ（2003～2004年実施、2 m DEM）の再フィルタリングも行って、ピット掘削可能な山地斜面上の逆向き低断層崖の検出を試みた。しかし、残念ながら、この測量データからはそのような微地形は発見できなかった。

2. 2 奥谷平曾洞地点の地形概観とトレンチ掘削位置の選定

武儀川断層北西部、根尾奥谷付近では、板屋谷川右岸側の支流に系統的かつup stream方向の左横ずれ屈曲が認められる（図2）。そのうちのひとつ、平曾洞は上流を翁洞^{おきなほら}に争奪された^{せつとう}截頭谷（首なし谷）であり、風隙（wind gap）より下流側は比較的幅広い谷となっていて、河川争奪前の谷埋め堆積物が保存されているものと考えられる。この谷の中に低断層崖などの不自然な微地形は認められないが、周囲の変位地形や破碎帯露頭の位置（図2のcrushed bedrock exposure）から、武儀川断層がこの平曾洞に沿って走っていることは間違いないと考えられる。そこで、平曾洞で2箇所のトレンチ掘削を実施した。

1箇所目のトレンチ掘削は風隙のすぐ下流側において、谷を完全に横断する形で実施した（風隙トレンチ Wind Gap Trench, 図2・3）。このトレンチでは、断層を捉えられる可能性は高いと考えられたが、河川争奪以降は両側の山地斜面から崖錐性ないし土壌クリープ性の堆積物が供給されるのみと推定されるため、新しい時代の年代分解能はあまり期待できない。そこで、風隙トレンチの下流側約50 mの地点でもう1箇所のトレンチ掘削を実施した（下流側トレンチ Downstream Trench）。この地点では、支流性の沖積錐（alluvial cone）に下流側をせき止められる形でわずかな閉塞地が形成されており、河川争奪以降も湖沼性ないし湿地性堆積物が堆積している可能性がある。ただし、断層トレースが谷の北東寄りであった場合は、断層は沖積錐を構成する土石流堆積物を切ることになり、風隙トレンチと同様に年代分解能は期待できない。この地点では、立木の影響で谷を完全に横切るトレンチ掘削が難しかったこともあり、湖沼性ないし湿地性堆積物が期待される谷の中央～南西寄りの部分のみを掘削した（図3）。

なお、奥谷平曾洞地点には、戦前まで人家が1軒あり（図3）、谷沿いの平地には畑が開かれていた。1947年米軍撮影の空中写真ではまだこの畑地が確認できるが、その後植林が進み、現在は約40年生以下の杉の植林地となっている。また、現在、奥谷平曾洞地点付近および沖積錐を形成している支谷には定常的水流は存在せず、下流側トレ

ンチの 200～300 m ほど下流（南東側）からわずかな伏流水が湧出している。一方，翁洞沿いには定常的水流があり，河谷沿いには巨礫サイズまでの垂角礫が多く認められる。

2. 3 調査方法

(1) トレンチ調査

奥谷平曾洞地点には大型の重機を搬入できなかったため，本調査では小型重機（PC20＝重量約 2 t，バケット容量 0.06 m³）を用いてトレンチ掘削を行った。そのため，風隙トレンチ，下流側トレンチともに，トレンチ深さはアームが届く限界である約 1.5 m とした。掘削したトレンチの大きさは，風隙トレンチが長さ約 12 m，幅約 3 m，下流側トレンチが長さ約 10 m，幅約 3 m である。

トレンチ掘削後，壁面の整形，1 m 間隔のグリッド張り（横糸は法面長ではなく標高で 1 m 間隔）を行い，壁面のスケッチを縮尺 1:20 で行った。また，壁面モザイク写真作成用の写真撮影をグリッドごとに行った。壁面からは，炭化木片などの有機物試料および土器片などの考古試料を採取するとともに，各トレンチの代表的な層序が認められる部分 1 箇所ずつにおいて，地表からトレンチ底までの堆積物試料連続採取（火山灰・花粉分析用，10 cm ごとに採取）を行った。

断層によると考えられる地層の変位・変形構造が確認された風隙トレンチについては，埋め戻しの際に，変位・変形構造部分をトレンチ底面からさらに約 1 m 深掘りし，写真撮影および簡単なスケッチを行った。

トレンチ調査期間は，掘削・原状復旧を含めて，風隙トレンチが 2009 年 10 月 22 日～12 月 17 日，下流側トレンチが 2009 年 10 月 23 日～12 月 17 日である。以上のトレンチ現場作業は，ダイヤコンサルタント株式会社に委託して実施した。

(2) 室内分析

¹⁴C 年代測定

地層および古地震イベントの年代推定のため，風隙，下流側の各トレンチから採取した有機物試料のうち，それぞれ 18 試料および 8 試料（計 26 試料）の炭化木片について，加速器質量分析（AMS）法による放射性炭素（¹⁴C）年代測定を行った。前処理については，濃度 1N の HCl，NaOH 溶液を用いた酸－アルカリ－酸（AAA）処理を基本としたが，前処理後に十分な炭素が残らないおそれのある一部の微小試料については，酸－弱アルカリ－酸（AaA）処理（1N 以下の NaOH 溶液を使用）を行った。この場合，二次的に混入した水溶性炭素（腐植酸）の除去が十分でない可能性がある。この影響を把握するため，風隙トレンチから採取した炭化木片 1 試料については，AAA および AaA

の前処理を行った2種類の試料を用意し、それぞれについて年代測定を行った。以上の前処理および年代測定は、株式会社加速器分析研究所および Beta Analytic, Inc.（日本代理店：株式会社地球科学研究所）に委託して実施した。

得られた年代測定値については、暦年補正曲線 IntCal04 (Reimer et al., 2004) および年代値分析プログラム OxCal (Bronk Ramsey, 1995; 2001) ver. 4.1 を用いて暦年に変換した。本報告では、暦年未補正の年代値 ($\delta^{13}\text{C}$ 補正済, conventional ^{14}C age) を～BP で表し、暦年補正済の年代値を～cal BP, ～年前もしくは西暦で表す。

考古遺物鑑定

下流側トレンチから採取された考古遺物（土器片）1点について、その鑑定を本県市教育委員会に依頼して行った。

火山灰分析

肉眼では認識できない火山灰を検出するため、風隙および下流側トレンチから柱状に連続採取したすべての堆積物試料（それぞれ15試料および16試料、計31試料）について、火山灰分析を行った。メッシュシートおよび超音波洗浄機を用いて極細粒砂粒子（1/8～1/16 mm）を抽出した後、検鏡により6000～9000粒子中に含まれる火山灰起源粒子（火山ガラス、重鉍物等）を分類・計数し、極細粒砂粒子中の含有率を計算した。また、火山ガラスが相対的に多く含まれていた試料1試料について、温度変化型屈折率測定装置 MAIOT（古澤地質製）を用いて火山ガラス（約30片）の屈折率測定を行った。以上の火山灰分析は、株式会社古澤地質に委託して実施した。

花粉分析

^{14}C 年代測定に基づく地層の年代観の追認、および風隙トレンチと下流側トレンチの地層対比を目的として、風隙および下流側トレンチから柱状に連続採取した堆積物試料のうちそれぞれ5試料（計10試料）について花粉分析を行った。水洗、比重分離、アセトリシス処理、サフラニンによる染色などの処理を行った後、検鏡により花粉・孢子粒子の分類・計数を行った。以上の花粉分析は、株式会社パレオ・ラボに委託して実施した。

2. 4 トレンチ調査結果

以下、風隙トレンチおよび下流側トレンチの調査結果について述べる。まず、両トレンチ壁面の層序や変位・変形構造についてそれぞれ記載した後、年代論については、両

トレンチの年代測定結果等を併せて検討を行う。

(1) 風隙トレンチの層序と変位・変形構造

風隙トレンチの全景写真，壁面モザイク写真および壁面スケッチを，それぞれ図 4，5 および 6 に示す。風隙トレンチでは，土壌クリープ性と考えられる有機質堆積物の下位に河川争奪前の土石流堆積物が露出し，少なくとも有機質堆積物の底面までを変位・変形させる断層構造が確認された。以下，同トレンチにおける層序と堆積環境，断層による変位・変形構造，古地震イベント層準の認定について述べる。

層序と堆積環境

風隙トレンチ壁面に露出した地層を，その層相および連続性に基づき上位から 100 層，110 層，200 層，210 層，220 層および 300 層に区分した。100 番台の地層は河川争奪以降の堆積物，200 番台の地層は河川争奪前の堆積物，300 層は基盤岩を示す。

100 層は，現地表面からつづく黒褐色～暗褐色の厚い有機質砂質シルト層で，大礫サイズまでの角～亜角礫を多く含む。層厚はトレンチ中央部で最大約 80 cm に達するが，両側に向かって徐々に薄化する。また，明らかに北西壁面よりも南東壁面で厚い。水流の影響を受けたことを示唆する証拠は認められず，河川争奪以降の堆積物と考えられる。層相および周囲の地形状況（図 3）から考えて，基本的に谷両側の斜面から土壌クリープによってもたらされた堆積物と推定される。谷中央部（縦グリッド 6～7 付近）には，100 層底面から約 10 cm 上位に層厚数 cm 以下の強腐植質薄層（暗灰色砂質シルト層＝100a 層）が挟在し，一時的・局所的に湿地的環境が形成されていたことが推定される。なお，100 層最上部は当地が畑地であった当時の耕作土である可能性があるが，下位層との境界は認識できない。

110 層は，層厚 30 cm 程度以下の黄褐色シルト層で，中礫サイズまでの角～亜角礫を多少含む。トレンチ両端に向かって高度を増しつつ薄化，せん滅し，全体としてゆるやかな凹状の形態を示す。100 層と同様，北西壁面よりも南東壁面で厚い。上位および下位の地層との境界は明瞭である。また，トレンチ両端に向かって礫の量が増えるとともに基質もやや砂質となる。層相・分布から，やはり河川争奪以降の堆積物と推定され，局所的な湛水域（池）およびその周辺の環境が考えられる。この地層に炭化木片以外の有機物・土壌が全く含まれない理由は明らかではないが，後述するように，同様の地層は下流側トレンチにも認められる。ひとつの可能性としては，何らかの自然的要因（崩壊など）ないし人為的要因（皆伐など）によって，後背斜面（とくに北東側斜面）一帯が裸地になっていたことが考えられる。

200層は、トレンチ北東部の縦グリッド4付近にのみ局所的に分布する比較的淘汰の良い細～中礫層である。亜円～亜角礫を主体とし、基質は黄褐色を呈する砂質シルトである。局所的な窪地を埋めたような楔形の断面形態を示し、南東壁面では層厚約40cmに達するが、北西壁面ではわずかに確認できるのみである。水流の影響を受けた堆積物と考えられ、河川争奪前のチャンネル充填堆積物と推定される。

210層は、トレンチ北東部の縦グリッド1～5間に分布する比較的淘汰の良い細～中礫層であり、亜円～亜角礫を主体とする。200層とは基質の色相が異なり、有機質の暗灰色砂質シルトを基質とする。層厚は最大でも30cm程度である。トレンチ北東端部に向かって高度を増しつつ薄化、せん滅するが、高度の高い部分では亜角礫が多くなる。200層同様、基本的には水流の影響を受けた堆積物であり、河川争奪前のチャンネル充填堆積物と推定される。

220層は、トレンチ全体に分布する基質支持の厚い礫層で、巨礫サイズまでの亜円～亜角礫を多く含む。黄褐色のシルト～砂質シルトを基質とし、礫の淘汰は全般に悪い。最大層厚は少なくとも120cm以上である。含まれる巨礫の角はいずれも丸みを帯びており、現在の地形環境では堆積し得ないことから、河川争奪前に上流側からもたらされた土石流堆積物と考えられる。ただし、同層中の一部には礫の淘汰の良いチャンネル充填堆積物も認められる。

300層は、トレンチ南西部の底部付近にわずかに露出する風化した基盤岩であり、部分的に破碎されている。母岩は美濃帯の泥岩と考えられる。

変位・変形構造

トレンチ壁面に露出した地層は、全体として縦グリッド4付近を谷底とするゆるやかかつ滑らかな凹状の断面形態を示すが、縦グリッド4付近にのみ、断層運動によると考えられる不自然な構造（変位・変形構造）が集中して認められた。

まず、縦グリッド4付近に局所的に分布する200層（チャンネル充填堆積物）は、左右非対称な形態をしており、その南西縁は不自然に直線的かつ急傾斜（約75°）な境界をもって220層と接している（図6, 7a）。境界沿いに礫の配列が認められることから単なるチャンネルの壁とは考えにくく、この境界面は断層面である可能性が高いと考えられる（F1断層）。降雨時にはちょうどこの境界面から大量の湧水が認められた。また、南東壁面の200層中には、F1断層から枝分かれする形で不明瞭な礫の配列ゾーンが認められ、ここに分岐断層（F1'断層）が存在する可能性がある。F1断層、F1'断層ともに、少なくとも200層上面直下までを変位させているように見えるが、それより上位の地層の変位・変形の有無ははっきりしない。

より幅広い変形に着目すると、110層および210層には、縦グリッド4付近の幅50～80cmの変形帯を境に上下方向の食い違いが認められる(図6)。食い違い量は110層、210層ともに10～20cm程度であるが、変形帯両側の地層の連続性には明らかな齟齬があり、両壁面で南西側が北東側に対して相対的に隆起している。ただし、変形帯内における変形形態は両壁面で異なる。すなわち、南東壁面では110層がバルジ状に盛り上がっているのに対し、北東壁面では逆にグラーベン状にへこんでおり、地下の横ずれ断層変位に伴う地表の複雑な変形を表しているものと考えられる。上記、F1-F1'断層はこの変形帯(バルジないしグラーベン)の北東縁を限っており、南西縁にももう1条の断層(F2断層)の存在が推定されるが、土石流堆積物である210層中にはっきりした断層は確認できない。

トレンチ埋め戻し時に、変形帯の部分をトレンチ底面から約1m掘り下げたところ、著しく破砕・粘土化した濃青色の基盤岩が露出し、F1断層のちょうど下方延長に幅3cm程度の灰色断層ガウジを伴う明瞭な断層面が認められた(図7b)。また、この断層面の南西側にはもう1条の断層面があり、これが上記F2断層に対応するものと考えられる。基盤上面はこれら2条の断層によって変位しており、両断層に挟まれた部分が10～20cmポップアップしていることも確認された。

古地震イベント層準の認定

以上述べた証拠から、揖斐川断層が本トレンチの縦グリッド4付近を通過していること、この断層が基盤岩を覆う未固結の堆積物を変位・変形させていることはほぼ間違いないと考えられる。断層運動による変位・変形は、少なくとも110層上面まで及んでいるが、それより上位の変位・変形については、100層中に変位基準が存在しないため確認できない。このことから、110層堆積後現在までの間に少なくとも1回の古地震イベントがあったと推定される。この(あるいはこれらの)古地震イベントについては、10～20cm程度の北東側隆起成分を伴っていた可能性があるが、上方に向かって分岐するフラワー状の断層形態から考えて、横ずれ成分が卓越していた可能性が高いと考えられる。ただし、横ずれ量に関しては、本トレンチ壁面からは言及できない。

110層堆積以前の古地震イベントについても、本トレンチ壁面から言及することは難しい。トレンチ深掘りの際に出現した基盤上面の変位から見ても、当地点における武儀川断層の累積変位は上下変位をほとんど伴わないほぼ純粋な左横ずれである。トレンチ壁面で認められた地層の上下変位の多くは、地下の横ずれ変位による副次的な地表変形(雁行断層間の局所的なバルジやグラーベンの形成)に関連するもの、あるいは凹凸のある地形・層準が横ずれしたことによる見かけのものである可能性が高く、繰り返す地

震ごとに同じ位置で同様の上下変位が繰り返されてきた保証はない。したがって、110層とその下位の地層の変形の比較から、先行する古地震イベントを認定することは困難であると考えられる。

以上から、本トレンチの壁面観察からは、110層堆積後現在までの間に少なくとも1回の古地震イベントがあったと推定できるのみである。

(2) 下流側トレンチの層序

下流側トレンチの全景写真、壁面モザイク写真および壁面スケッチを、それぞれ図8、9および10に示す。本トレンチでは、支流から供給された土石流性堆積物および沖積錐の堰き止めによると考えられる湖沼性堆積物が露出したが、断層による変位・変形構造は確認されなかった。風隙トレンチにおける断層の出現位置から考えて、断層は本トレンチのすぐ北東側を通過していると推定されるが(図3)、既述の通り、断層推定位置の堆積物条件および立木の存在により、北東側への延長掘削は行わなかった。ただし、本トレンチと風隙トレンチでは地層の層相変化がよく似ており、本トレンチからも地層対比を通じて一定の年代拘束が得られる可能性がある。この点については後述することとし、以下では、本トレンチにおける層序と堆積環境について述べる。

下流側トレンチ壁面に露出した地層については、その層相、連続性および風隙トレンチとの層相比較に基づき、上位から100層、110層、115層、120層、および125層に区分した。風隙トレンチと共通の地層名は、両者が対比される可能性があることを表している。また、風隙トレンチと同様、100番台の地層名は河川争奪以降の堆積物を意味する。下流側トレンチでは、200番台以下の河川争奪前の地層は露出しなかった。

100層は、現地表面からつづく黒褐色～暗褐色の有機質砂質シルト層で、大礫サイズまでの角～亜角礫を多く含む。層厚はトレンチ南西端部で最も厚く約100 cmに達するが、北東に向かって徐々に高度を増すとともに薄化し、北東端部では40～50 cmとなる。水流の影響を受けたことを示唆する証拠は認められず、河川争奪以降の堆積物と考えられる。層相および周囲の地形状況(図3)から考えて、主として北東側の沖積錐・山地斜面から土壌クリープによってもたらされた堆積物と推定される。100層最上部は当地が畑地であった当時の耕作土である可能性があるが、下位層との境界は認識できない。

110層は、トレンチ中央部から南西側のみに分布する黄褐色シルト層である。層厚はトレンチ南西端部で最も厚く約60 cmに達するが、北東に向かって徐々に高度を増すとともに急激に薄化し、縦グリッド4～3付近でせん滅する。また、トレンチ南西端部ではほとんど礫を含まないが、北東に向かって中礫サイズまでの角～亜角礫が増加し、基質も砂質となる傾向がある。層相・分布から河川争奪以降の堆積物と推定され、局所的

な堪水域（池）およびその周辺的环境が想定される。暗褐色の 100 層から黄褐色の 110 層への明瞭な変化は、風隙トレンチ・下流側トレンチで共通であり、既述の通り、何らかの要因によって後背斜面（とくに北東側斜面）一帯が裸地になっていた時期があった可能性がある。

115 層は、トレンチほぼ全域にわたって分布する淘汰の悪い基質支持の角～亜角礫層である。中～大礫を主体とし、基質は黄褐色の砂質シルトである。層厚はトレンチ南西端部では 20～30 cm 以下であるが、北東に向かって徐々に高度を増すとともに厚くなり、北東端部では最大 80 cm となる。層相・分布から、北東側の支流からもたらされた土石流堆積物と推定される。

120 層は、トレンチ南西部の底部付近にのみ露出する暗褐色の砂質シルト層である。層厚は、トレンチ南西端部では少なくとも 10 cm 以上であるが、縦グリッド 7 付近でせん滅する。また、トレンチ南西端部ではほとんど礫を含まないが、北東に向かって中礫サイズまでの角～亜角礫が増加し、基質も砂質となる傾向がある。110 層と同様、局所的な堪水域（池）およびその周辺的环境が想定される。

125 層は、トレンチ中央部から北東側にのみ分布する淘汰の悪い基質支持の角～亜角礫層である。115 層と同様、中～大礫を主体とするが、基質がやや有機質で暗褐色の砂質シルトである。層相・分布から、北東側の支流からもたらされた土石流堆積物と推定される。

以上のように、下流側トレンチでは、定常的な水流の影響を示す淘汰の良い砂礫層や角のとれた巨礫を含む地層は確認できず、河川争奪以降の堆積物のみが露出しているものと推定される。

（3）年代論

¹⁴C 年代測定および土器鑑定結果

風隙トレンチおよび下流側トレンチから得られた炭化木片の放射性炭素年代測定結果を表 2 および図 6・図 10 に示す。炭素量が十分ではない一部の微小試料については、酸-弱アルカリ-酸（AaA）前処理による年代測定を行ったが、風隙トレンチ南東面で採取した試料（OD-WG-SE-05）を用いた確認測定では、AAA および AaA 前処理を行った 2 種類の試料で測定年代の差は 30 年（それぞれ 1070±30 BP と 1100±30 BP, 表 2）で、真の年代値からの乖離率は約 3%であった。したがって、特に厳密な年代推定を行う場合以外には、AaA 前処理による影響は無視できると考えられる。

得られた年代値と層序の関係を調べるため、風隙トレンチにおける試料採取層準を同トレンチの堆積物連続採取地点（南東壁面の E6～E7 間）における 10 cm ごとの試料番

号 (WG-1~15) で規格化し、暦年補正した年代値との関係をプロットした (図 11)。また、参考のため、下流側トレンチから得られた年代値についても、その層準を風隙トレンチの堆積物試料番号で規格化し、図 11 に灰色で示した。下流側トレンチ 100 層下部から採取された土器片は、室町時代 (15~16 世紀=およそ 550~350 cal BP) の山茶碗と鑑定されたため、この試料についてもその採取層準と年代をプロットした (灰色の長方形)。

風隙トレンチから得られた年代値 (黒太線) の多くは 100 層最下部および 110 層に集中するが、規格化された深度 10 cm ごとの一番若い年代値を採用し、それより古い年代の試料は再堆積したものと考えると、全体として層序と矛盾はない (破線で示した堆積曲線)。下流側トレンチからも風隙トレンチと概ね同様の年代値が得られたが、100 層下部から採取した土器片および 120 層から採取した 1 試料については、上記の堆積曲線よりも若い年代となっており、実際の堆積曲線は、図 11 に示したのものより全体に若い可能性がある。しかし、風隙トレンチと下流側トレンチの地層の対比は必ずしも確実ではないため、下流側トレンチの地層が風隙トレンチの対比層準よりも全体的に若い可能性も十分にある。よって、本報告では、風隙トレンチで得られた堆積曲線を用いて以下の考察を進めることとする。

河川争奪前の土石流堆積物である 220 層からは約 5600 cal BP および約 7100 cal BP の年代値が得られたことから、河川争奪は少なくとも 5600 cal BP 以降、すなわち完新世中期以降に起こったと考えられる。一方、河川争奪以降 (110 層より上位) の堆積物は、約 1100 年前以降の比較的新しい堆積物であり、110 層の堆積年代はおよそ 1100~800 年前、100 層の堆積年代はおよそ 800 年前以降と推定される。また、110 層と 220 層の間には大きな年代差があるように見え (図 11 上図)、この間に不整合もしくは堆積のほとんどなかった期間が考えられる。

火山灰分析および花粉分析結果

風隙・下流側両トレンチにおける火山灰分析および花粉分析の結果を、それぞれ図 12 および図 13 に示す。いずれの分析結果からも地層および古地震イベントの年代を拘束する新たな情報は得られなかったが、ともに ^{14}C 年代測定に基づく上記の年代観と矛盾のない結果となった。

風隙トレンチ・下流側トレンチのいずれについても、地層中の火山ガラス含有率は 3% 以下と少なく、確実に火山灰降下層準と認定できる層準はない (図 12)。ただし、風隙トレンチにおいては、最下部付近 (WG-14 以下) でガラス含有量が相対的に急増しており、この部分よりやや下位に火山灰降下層準がある可能性がある。WG-14 に含

まれる火山ガラスは大部分がバブルウォール型であり、屈折率はすべて 1.507～1.514 の範囲（平均 1.511）であった。この周辺地域における広域火山灰の報告例（例えば、栗田ほか、1999；Kaneda and Okada, 2008）から、これらの火山ガラスは喜界ーアカホヤ（K-Ah）火山灰起源（約 7300 年前、町田・新井、2003）であると考えられる。よって、風隙トレンチに露出した地層はすべて K-Ah 以降に堆積したものである可能性が高く、この推定は ^{14}C 年代測定に基づく年代観を支持する。

風隙・下流側両トレンチの花粉分析結果については、スギ・イネの急増といった人為的影響が最上部に認められるものの、それ以前は基本的にコナラ属コナラ亜属を主体とする冷温帯下部～暖温帯の落葉広葉樹林が続いていたと考えられる（図 13）。最終氷期の寒冷期に対応する植物相の変化は認められないことから、気候に大きな変化のない完新世以降の環境が推定される。この推定も ^{14}C 年代測定に基づく年代観と整合的である。

古地震イベントの年代

風隙トレンチにおける壁面観察から、110 層堆積後現在までの間に少なくとも 1 回の古地震イベントがあったと推定された。110 層の堆積年代は、以上の年代情報から、およそ 1100～800 cal BP と推定されるが、厳密には、110 層の堆積終了年代は 910～730 cal BP もしくは西暦 1040～1220 年（96%信頼範囲）以降である（図 11）。この年代値は AAA 前処理によるものであり、不十分なアルカリ処理による影響を考慮する必要はない（OD-WG-SE-03, 表 2）。したがって、武儀川断層は、西暦 1040 年以降に少なくとも 1 回活動したと考えられる。武儀川断層程度の地形表現の活断層が最近 1000 年間に複数回活動したとは考えにくいので、西暦 1040 年以降の活動は、最新活動 1 回のみであった可能性が高いと推定される。

110 層堆積以前の活動については、既述の通り、壁面観察からその層準を認定することは難しい。これに加えて、年代情報からも 110 層と 220 層の間には不整合ないし無堆積期間が推定され、この間に古地震イベントがあったとしても認識できない可能性が高い。以上から、本調査から言及できるのは最新活動 1 回についてのみであると考えられる。

2. 5 考察

今回実施した奥谷平曾洞地点におけるトレンチ調査により、武儀川断層が西暦 1040 年以降の歴史時代に活動していたことが推定された。この活動と歴史地震との対応について考察する。

宇佐美（2003）に収録された推定マグニチュード 6 以上の被害地震のうち、西暦 1040

年以降 1900 年代前半以前に発生し、震央が美濃地方に推定されている地震は 6 例ある (表 3)。このうち、1934 年岐阜県八幡付近の地震 (M 6.3) については、長良川沿いに被害が集中しており、武儀川断層が活動したとは考えられない。1891 年濃尾地震 (M 8.0) についても、武儀川断層沿いの口谷、奥谷といった集落の被害は根尾谷沿いより明らかに小さく (村松, 1983)、武儀川断層が動いたとは考えにくい。

1833 年美濃西部の地震 (M 6 1/4) の際には大垣領内で山崩れが多発し、根尾谷沿いでも宇津志付近 (図 1 参照) で山崩れが起こって地元民が修復を願い出た記録がある (根尾村, 1980)。しかし、江戸時代末期にも関わらずそれ以外の被害等の記録は全く見つからず、地震の規模から考えても武儀川断層が活動した可能性は低いと推定される。

1715 年大垣・名古屋の地震 (M 6.5~7.0) については、名古屋、大垣、福井で被害記録が残っており、揖斐川断層や濃尾断層帯の他の断層を震源とする地震であった可能性は否定できない。しかし、この時期の根尾筋には、1707 年宝永大地震や同年の大暴風、1717 年の根尾川氾濫の記録があるにも関わらず、1715 年の地震に伴う被害の記録は見当たらない (根尾村, 1980)。したがって、この地震の際に武儀川断層が活動した可能性はやはり低いと考えられる。

1586 年天正地震 (M 7.8±0.1) の際には、被害記録や活断層調査から御母衣~阿寺断層および養老~桑名~四日市断層が活動した可能性が指摘されており、これらの中間に位置する揖斐川断層や濃尾断層帯の他の活断層が活動していた可能性は否定できない。しかし、このことを示唆する史料等は今のところ見つかっていない。

1334~1335 年 (建武年中) 美濃・飛騨の地震 (M 6~7) の際には、長良川最上流付近で山崩れがあったとの記録があるが、史料が少なく詳細は不明である。武儀川断層が活動した可能性については、現時点では肯定も否定もできない。

一方、宇佐美 (2003) には収録されていない地震の記録として、1289 年 (伏見帝正応二年) 夏の地震により根尾谷最上流部にある越波 (図 1 参照) で溪水が噴出して集落が水没しそうになったため、集落全体が移転したという史料がある (願養寺略記; 根尾村, 1980)。越波という、山奥の集落としては奇異な名前は、水が減る際に山嶺を水波が打越えたことに由来する。この史料には正体不明の白髪の老翁が登場するなど、やや伝説的な部分があるが、史料の内容や周囲の地形状況から、1289 年地震の際に越波で地すべりによる堰き止め湖が形成され、後に決壊して水位が減じたことを伝えている可能性がある。この地震の実在性については検討の余地があるが、もしこれが史実であれば、その際に武儀川断層が活動した可能性がある。

以上の検討から、武儀川断層の最新活動に対応する可能性がある歴史地震としては、1289 年越波の地震 (M 不明)、1334~1335 年美濃・飛騨の地震 (M 6~7)、および 1586

年天正地震（M 7.8±0.1）が挙げられる。ただし、これらいずれの地震についても武儀川断層の活動を積極的に示唆する情報は存在せず、また、武儀川断層の最新活動による地震が全く史料に残されていない可能性もある。今後のさらなる史料調査・活断層調査が望まれる。

3. まとめ

3. 1 断層帯の位置及び形態

（1）断層帯を構成する断層

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）の評価結果を変更するような資料は得られていない。武儀川断層のみから構成される。

（2）断層面の位置・形状

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）の評価結果を変更するような資料は得られていない。岐阜県^{もとす}本巣市根尾門脇付近から同県関市武芸川町付近に至る、長さ約 29 kmの活断層である。

（3）変位の向き

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）の評価結果を変更するような資料は得られていない。累積的な変位地形の特徴から左横ずれ変位を主体とすると考えられていたが、奥谷平曾洞地点風隙トレンチの壁面に現れた断層の特徴からもこのことが確かめられた。

3. 2 断層帯の過去の活動

（1）平均変位速度

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）の評価結果を変更するような資料は得られていない。変位地形の定性的観察から、活動度 B 級と推定される。

（2）活動時期

奥谷平曾洞地点におけるトレンチ調査結果によると、最新活動時期は西暦 1040 年以降の歴史時代と推定される。1289 年越波の地震、1334～1335 年美濃・飛騨の地震、および 1586 年天正地震がこの活動に対応する歴史地震として考えられるが、このことを積極的に示唆する資料はない。最新活動以前の活動時期を拘束する情報については、本調査においても得られなかった。

(3) 1回の変位量

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005)の評価結果を変更するような資料は得られていない。断層の長さから2 m程度と推定される。

(4) 活動間隔

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005)の評価結果を変更するような資料は得られていない。本調査においても、活動間隔を拘束する情報は得られなかった。

(5) 活動区間

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005)の評価結果を変更するような資料は得られていない。断層帯全体で1区間と考えられる。

(調査担当：金田平太郎)

文 献

- 栗田泰夫・荻谷愛彦・奥村晃史（1999）古地震調査にもとづく 1891 年濃尾地震断層系のセグメント区分，地質調査所速報，no.EQ/99/3，115-130.
- Bronk Ramsey, C (1995) Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: The OxCal program. *Radiocarbon*, 37, 425-430.
- Bronk Ramsey, C (2001) Development of the radiocarbon calibration program OxCal. *Radiocarbon*, 43, 355-363.
- Fukuyama, E., I. Muramatsu, and T. Mikumo (2007) Seismic moment of the 1891 Nobi, Japan, earthquake estimated from historical seismograms, *Earth Planets Space*, 59, 553-559.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）濃尾断層帯の長期評価について，
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/05jan_nobi/index.htm.
- Kaneda, H. and A. Okada (2008) Long-term seismic behavior of a fault involved in a multiple-fault rupture: insights from tectonic geomorphology along the Neodani fault, central Japan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 98, 2170-2190.
- 活断層研究会（1991）「新編 日本の活断層一分布図と資料」．東京大学出版会，437p.
- 町田 洋・新井房夫（2003）「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 p.
- 松田時彦（1974）1891 年濃尾地震の地震断層，地震研究速報，13，85-126.
- 中田 高・今泉俊文（2002）「活断層詳細デジタルマップ」東京大学出版会，DVD2 枚＋60p.
- 根尾村（1980）「根尾村史」，根尾村，1003p.
- 村松郁栄（1962）濃尾地震のマグニチュード，地震第 2 輯，15，341-342.
- 村松郁栄（1983）濃尾地震による濃尾平野の住家被害率分布，岐阜大学教育学部研究報告（自然科学），7，867-882.
- Reimer, P. J., M. G. L. Baillie, E. Bard, A. Bayliss, J. W. Beck, C. J. H. Bertrand, P. G. Blackwell, C. E. Buck, G. S. Burr, K. B. Cutler, P. E. Damon, R. L. Edwards, R. G. Fairbanks, M. Friedrich, T. P. Guilderson, A. G. Hogg, K. A. Hughen, B. Kromer, G. McCormac, S. Manning, C. Bronk Ramsey, R. W. Reimer, S. Remmele, J. R. Southon, M. Stuiver, S. Talamo, F. W. Taylor, J. van der Plicht, and C. E. Weyhenmeyer (2004) IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, 46, 1029-1058.
- 宇佐美龍夫（2003）「最新版 日本被害地震総覧 [416]-2001」．東京大学出版会，605 p.
- 吉岡敏和・荻谷愛彦・吾妻 崇・松崎達二・川崎輝雄（2001）武儀川断層の活動履歴調査，活断層・古地震研究報告，1，107-114.

図 表

表 1 武儀川断層のまとめ.

表 2 奥谷平曾洞地点から採取した試料の放射性炭素年代測定結果.

表 3 西暦 1050 年～戦前に発生した美濃地方を震央とする M6 以上の被害地震.
1289 年の地震以外は宇佐美 (2003) による.

図 1 濃尾断層帯全体図 (Kaneda and Okada, 2008 を一部変更). 活断層線は, 中田・今泉 (2002) に基づく.

図 2 奥谷平曾洞地点付近の左横ずれ変位地形. 等高線 (2 m 間隔) は, 既存航空レーザー測量データの再フィルタリングによる 2 m DEM に基づく.

図 3 奥谷平曾洞地点の詳細地形図. 等高線 (25 cm 間隔) およびトレンチ位置はトータルステーションを用いた現地測量に基づく.

図 4 奥谷平曾洞地点, 風隙トレンチの全景写真. 北方向をのぞむ. トレンチすぐ左側が風隙. 赤矢印は断層によると思われる地層の変位・変形構造の出現位置を示す.

図 5 奥谷平曾洞地点, 風隙トレンチ壁面のモザイク写真. 実際の壁面 (法面) 勾配は 60~70°であるが, このモザイク写真では壁面を鉛直面に投影した形で示している.

図 6 奥谷平曾洞地点, 風隙トレンチ壁面のスケッチ. 実際の壁面 (法面) 勾配は 60~70°であるが, このスケッチでは壁面を鉛直面に投影した形で示している.

図 7 (a) 風隙トレンチ南東面 F1 断層付近の拡大写真. (b-1) (b-2) 風隙トレンチ深掘り部分の壁面写真. スケールは長さ 1 m.

図 8 奥谷平曾洞地点, 下流側トレンチの全景写真. 北東方向をのぞむ. 本トレンチでは, 断層による変位・変形構造は出現しなかった. 断層はトレンチのすぐ北東側 (写

真の奥側) を通っているものと推定される。

図 9 奥谷平曾洞地点,下流側トレンチ壁面のモザイク写真。実際の壁面(法面)勾配は 60~70°であるが,このモザイク写真では壁面を鉛直面に投影した形で示している。

図 10 奥谷平曾洞地点,下流側トレンチ壁面のスケッチ。実際の壁面(法面)勾配は 60~70°であるが,このスケッチでは壁面を鉛直面に投影した形で示している。

図 11 風隙・下流側トレンチから得られた炭化木片の年代値(暦年補正值)と風隙トレンチ堆積物試料連続採取地点(南東壁面の E6~E7 間)で規格化した層準(試料番号 WG-1~15)の関係。左側には模式的な柱状図を示した。上図はすべてのデータを示したもの。下図は 1400 cal BP よりも若い部分を拡大したもの。

図 12 風隙トレンチおよび下流側トレンチの火山灰分析結果。火山ガラス粒子および重鉍物粒子の含有率の深度変化を示した。試料採取位置については,それぞれ図 6 および図 10 参照。

図 13 風隙トレンチおよび下流側トレンチの花粉分析結果。試料採取位置については,それぞれ図 6 および図 10 参照。

表 1 武儀川断層のまとめ.

	従来評価	今回調査を含めた結果	備考
1. 断層帯の位置・形態			
(1)断層帯を構成する断層	武儀川断層	武儀川断層	変更なし
(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(両端の緯度・経度)	(北西端)北緯35° 39', 東経136° 35' (南東端)北緯35° 32', 東経136° 52'	(北西端)北緯35° 39', 東経136° 35' (南東端)北緯35° 32', 東経136° 52'	変更なし
長さ	約29km	約29km	変更なし
地下における断層面の位置・形状	地表での長さ・位置と同じ	地表での長さ・位置と同じ	変更なし
上端の深さ	0km	0km	変更なし
一般走向	N60° W	N60° W	変更なし
傾斜	高角(地表付近)	高角(地表付近)	変更なし
幅	20km程度	20km程度	変更なし
(3)断層のずれの向きと種類	左横ずれ断層	左横ずれ断層	変更なし
2. 断層の過去の活動			
(1)平均的なずれの速度	不明(活動度はB級)	不明(活動度はB級)	変更なし
(2)過去の活動時期	不明 (1891年濃尾地震の際には活動したとする報告はない)	活動1(最新活動) 西暦1040年以降	奥谷平曾洞地点トレンチ調査結果による。
(3)1回のずれの量と平均活動間隔			
1回のずれの量	2m程度	2m程度	変更なし
平均活動間隔	不明	不明	変更なし
(4)過去の活動区間	断層帯全体で1区間	断層帯全体で1区間	変更なし

表2 奥谷平曾洞地点から採取した試料の放射性炭素年代測定結果.

Unit	Normalized Horizon ^{*1}	Sample ID	Material	Pretreatment ^{*2}	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]	Conventional ¹⁴ C Age ^{*3} [BP]	Calibrated Age ^{*4} ($\pm 2\sigma$) [cal BP]	Labo ID ^{*5}
Wind Gap Trench (風隙トレンチ)								
100	WG-3	OD-WG-SE-02	charcoal	AaA	-25.4	20 \pm 30	260 - 30	IAAA-81946
100	WG-5	OD-WG-NW-10	charcoal	AAA	-24.2	640 \pm 40	670 - 550	Beta-255376
100	WG-7	OD-WG-SE-07	charcoal	AAA	NA	770 \pm 40	770 - 660	Beta-255033
100	WG-8	OD-WG-NW-11	charcoal	AaA	-29.9	920 \pm 30	930 - 760	IAAA-83176
100	WG-8	OD-WG-SE-05	charcoal	AAA (AaA)	-27.9 (-24.8)	1,070 \pm 30 (1,100 \pm 30)	1,060 - 920	IAAA-82742 IAAA-82743
100	WG-8	OD-WG-NW-03	charcoal	AAA	-25.3	1,090 \pm 30	1,060 - 930	IAAA-81947
100	WG-8	OD-WG-SE-06	charcoal	AAA	-25.0	1,170 \pm 30	1,180 - 980	IAAA-83174
100	WG-8	OD-WG-SE-14	charcoal	AAA	-25.4	1,200 \pm 40	1,270 - 1,000	Beta-255036
100	WG-8	OD-WG-NW-04	charcoal	AAA	-24.1	1,200 \pm 30	1,240 - 1,010	IAAA-83175
100	WG-8	OD-WG-SE-11	charcoal	AAA	-25.9	1,250 \pm 40	1,280 - 1,070	Beta-255034
100	WG-8	OD-WG-SE-13	charcoal	AAA	-26.9	1,370 \pm 40	1,360 - 1,180	Beta-255035
110	WG-9	OD-WG-SE-03	charcoal	AAA	-24.8	890 \pm 30	910 - 730	IAAA-81948
110	WG-9	OD-WG-SE-12	charcoal	AAA	-23.5	1,110 \pm 30	1,080 - 930	IAAA-81951
110	WG-9	OD-WG-NW-16	charcoal	AAA	-25.4	1,110 \pm 30	1,080 - 930	IAAA-82744
110	WG-10	OD-WG-SE-01	charcoal	AaA	-23.0	1,120 \pm 30	1,170 - 950	IAAA-81949
110	WG-10	OD-WG-NW-12	charcoal	AAA	-23.8	2,770 \pm 40	2,960 - 2,770	Beta-255037
220	WG-12	OD-WG-NW-21	charcoal	AAA	-27.0	4,860 \pm 40	5,670 - 5,470	IAAA-81950
220	WG-15	OD-WG-NW-01	charcoal	AaA	-24.4	6,180 \pm 40	7,240 - 6,950	IAAA-81291
Downstream Trench (下流側トレンチ)								
100	WG-7	OD-DS-NW-03	charcoal	AAA	-23.2	770 \pm 30	740 - 660	IAAA-81952
100	WG-8	OD-DS-SE-10	charcoal	AaA	-24.4	1,040 \pm 30	1,060 - 910	IAAA-81953
110	WG-9	OD-DS-SE-01	charcoal	AaA	-28.0	1,170 \pm 30	1,180 - 980	IAAA-81292
110	WG-9	OD-DS-SE-02	charcoal	AAA	-27.5	1,110 \pm 30	1,080 - 930	IAAA-81293
110	WG-9	OD-DS-SE-03	charcoal	AaA	-24.2	1,120 \pm 30	1,170 - 950	IAAA-81294
110	WG-10	OD-DS-SE-05	charcoal	AaA	-26.7	3,170 \pm 30	3,450 - 3,340	IAAA-81955
120	WG-10-11	OD-DS-SE-04	charcoal	AAA	-27.4	800 \pm 30	770 - 670	IAAA-81295
125	WG-10-11	OD-DS-NW-05	charcoal	AAA	-27.5	2,460 \pm 30	2,710 - 2,360	IAAA-81954

*¹ 風隙トレンチ堆積物試料連続採取地点における試料番号(WG-)で規格化したもの.

*² AAA=酸-アルカリ酸処理, AaA=酸-弱アルカリ酸処理

*³ すべての試料について加速器質量分析法(AMS法)を用いた.

*⁴ 暦年補正曲線IntCal04 (Reimer et al., 2004)および年代値分析プログラムOxCal (Bronk Ramsey, 1995; 2001) ver. 4.1を用いた.

*⁵ IAAA=加速器分析研究所, Beta=Beta Analytic Inc.

表3 西暦1050年～戦前に発生した美濃地方を震央とするM6以上の被害地震。1289年の地震以外は宇佐美(2003)による。

発生年	震央地名(地震名)	推定 マグニチュード	記事抜粋・活動した活断層	揖斐川断層の活動との対比可能性
(1289)	(越波)	不明	願養寺略記による(根尾村, 1980)。根尾谷最上流越波(おっば)で溪水が噴出して集落が半ば水没。その後、水は減じたが集落は付近に移転。	△
1334～1335 (建武年中)	美濃・飛騨	6～7	高鷲村で山崩れあり、恵里見川の流路変わる。史料少なく、はっきりした結論は得にくい。	△
1586	畿内・東海・東山・北陸諸道 (天正地震)	7.8±0.1	飛騨白川谷の保木脇で大山崩れ、帰雲山城埋没し、城主内ヶ島氏理以下多数圧死。白川谷全体で倒家埋没300余戸。越中木船城損。大垣で城崩れ潰家多く、出火、城中残らず焼失。尾張の長嶋で被害大。近江長浜で城主山内一豊の幼女圧死。城および城下に被害。京都では東寺講堂・灌頂院破損、壬生の堂倒れ、三十三間堂の仏像600体倒るといふ。御母衣・阿寺・養老・桑名・四日市断層が活動か。	△
1715	大垣・名古屋	6.5～7.0	大垣城石垣15ヵ所崩れ、名古屋城の石垣わずか崩る。土蔵の壁痛み多く、舎塀かなり崩る。宝永地震に比べると地震のはじめから強く、短しといふ。福井で崩家あり。	×
1833	美濃西部	6 1/4	大垣北方の村々で山崩れ。大垣領で山崩れ89ヵ所、半潰家30軒、死11、傷22。余震多く8月まで続く。震源は根尾谷断層の近く。近江八幡で石灯笼倒る。	×
1891	愛知県・岐阜県 (濃尾地震)	8.0	激震地域は根尾川・揖斐川上流地方。とくに根尾谷での被害は大きく、家屋はほとんど100%倒潰した。名古屋市にあった煉瓦造の名古屋郵便電話局は瞬時に崩れたといふ。同じく煉瓦造の尾張紡績工場も崩れ、当時働いていた430人中38人が死に、114人が傷ついた。福井県では大野郡・今立郡・足羽郡の被害が大きく、足羽郡木田村の下馬は戸数93のうち潰77、他は大破。その他の集落でも倒潰率60%以上のところがあった。温見断層・根尾谷断層・梅原断層が活動	×
1934	岐阜県八幡付近	6.3	岐阜県郡上・武儀・加茂郡で強く、長良川沿いの下川・相生・八幡の町村で土蔵壁の亀裂・剥落、落石などあり、相生村で重傷1。	×

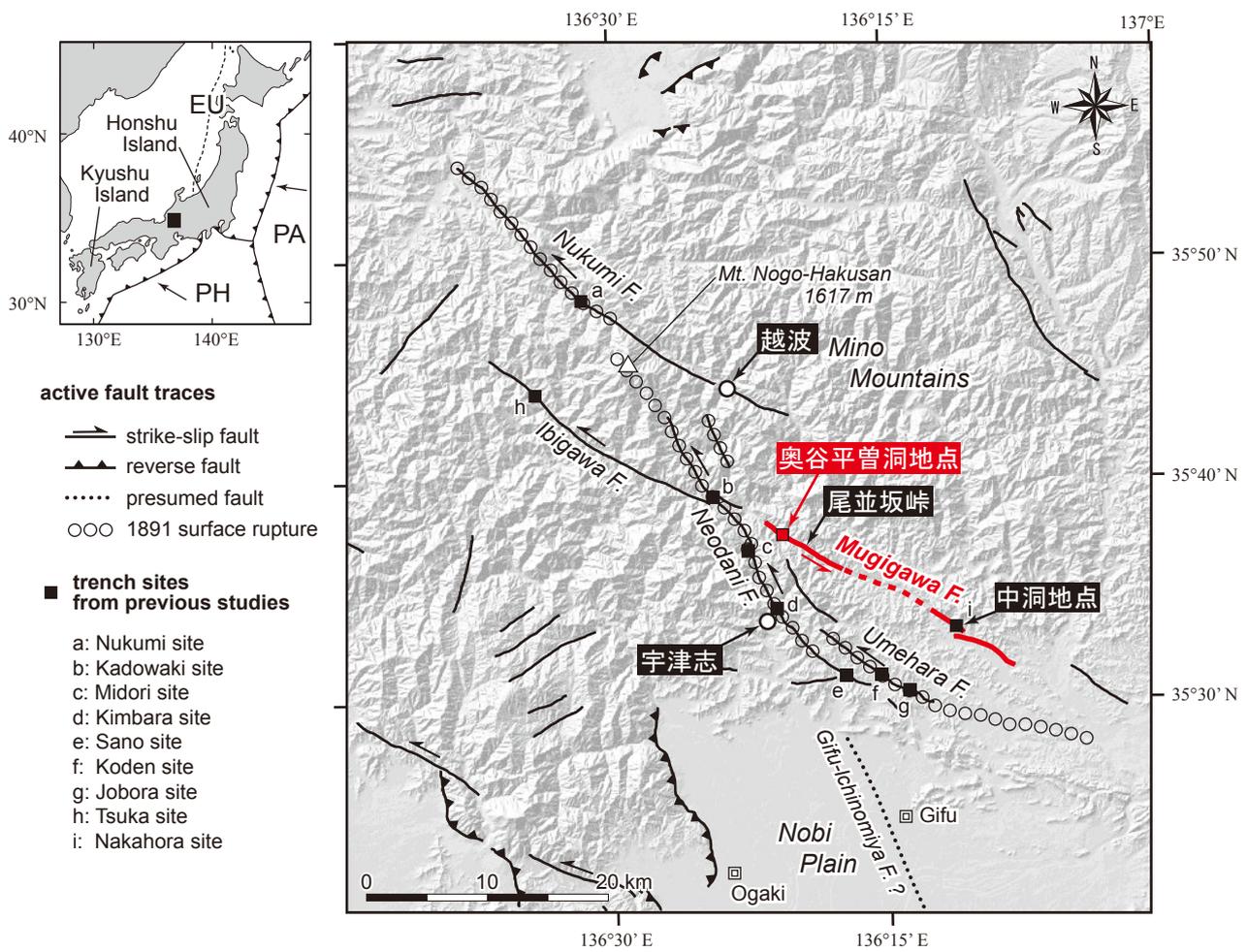


図1 濃尾断層帯全体図 (Kaneda and Okada, 2008 を一部変更). 活断層線は, 中田・今泉 (2002) に基づく.

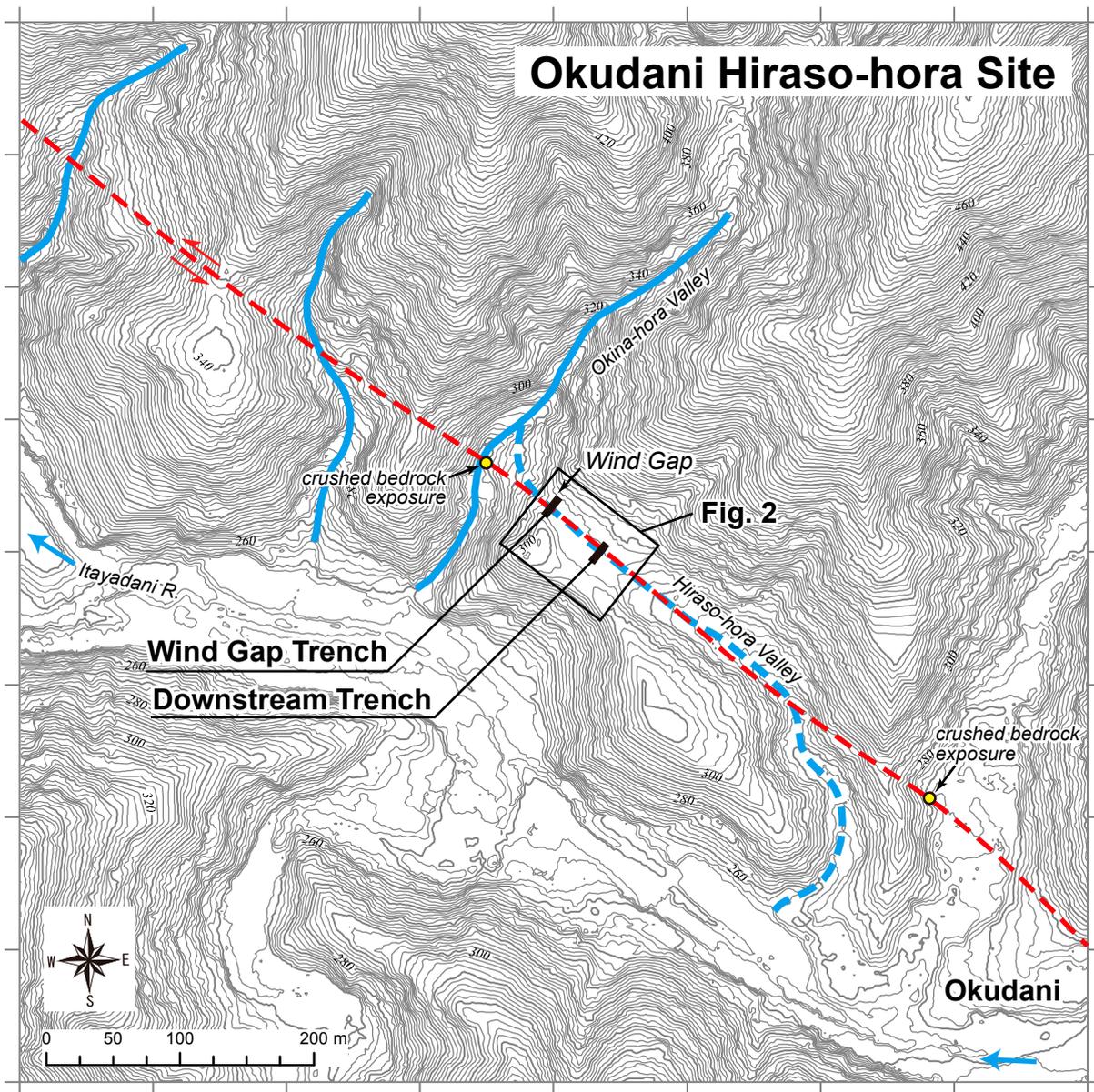


図2 奥谷平曾洞地点付近の左横ずれ変位地形. 等高線 (2 m 間隔) は, 既存航空レーザー測量データの再フィルタリングによる 2 m DEM に基づく.

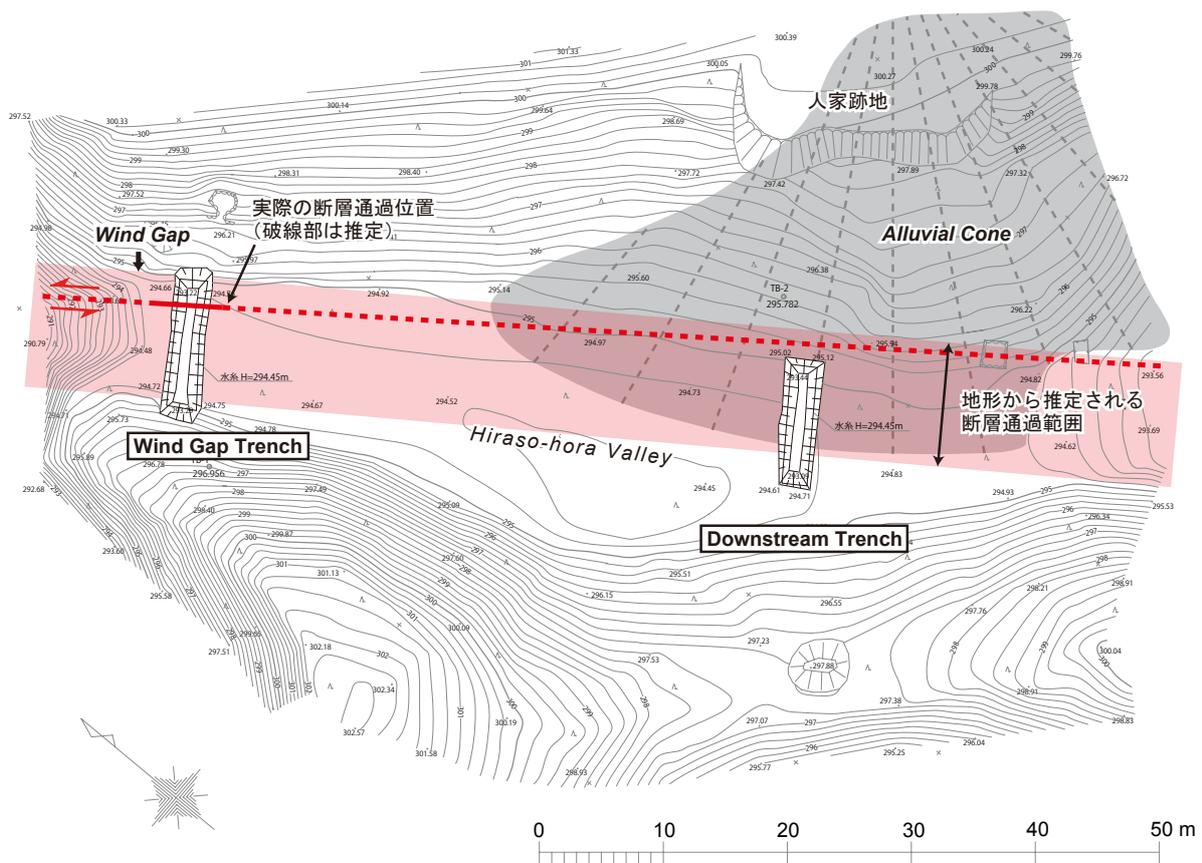
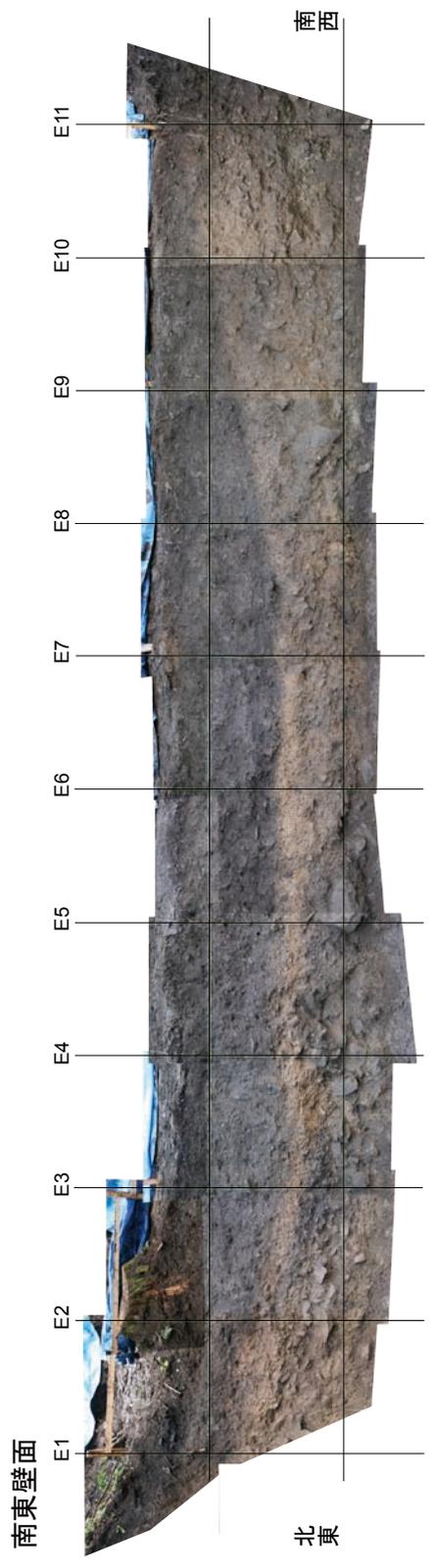


図3 奥谷平曾洞地点の詳細地形図. 等高線(25 cm 間隔)およびトレンチ位置はトータルステーションを用いた現地測量に基づく.



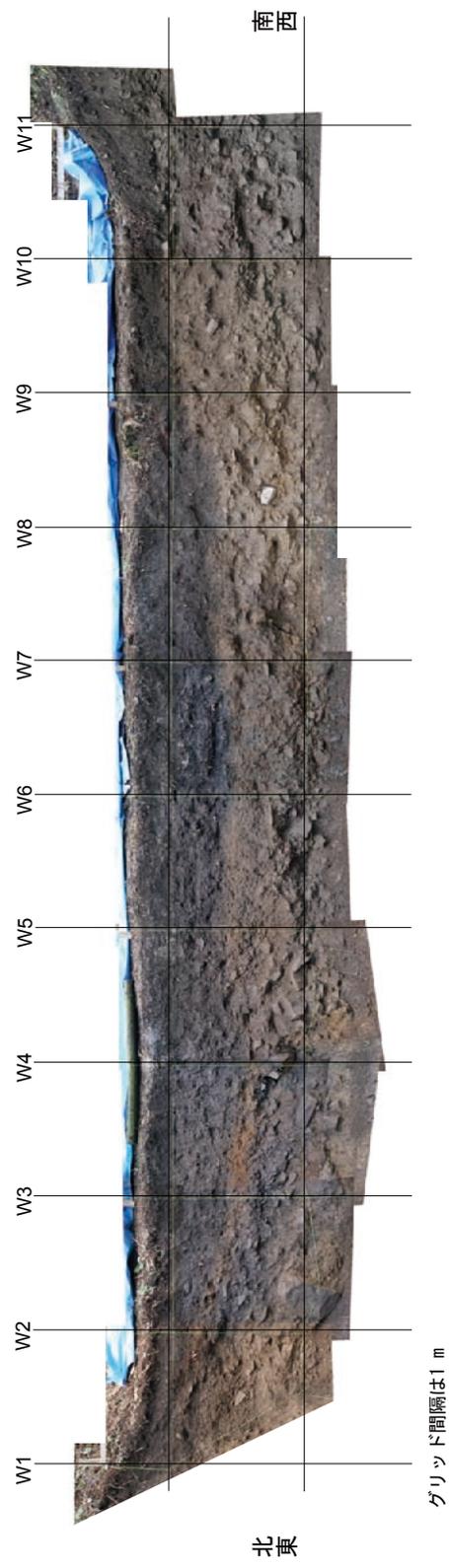
図4 奥谷平曾洞地点，風隙トレンチの全景写真．北方向をのぞむ．トレンチすぐ左側が風隙．赤矢印は断層によると思われる地層の変位・変形構造の出現位置を示す．

風隙トレンチ



グリッド間隔は1 m

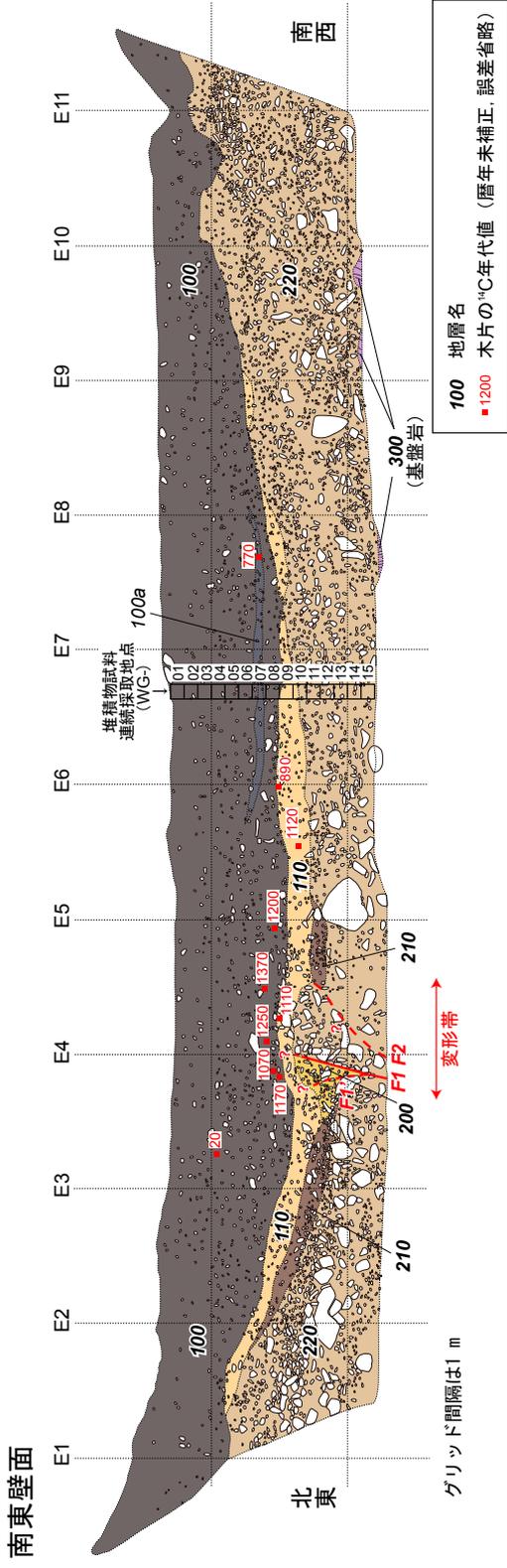
北西壁面 (左右反転)



グリッド間隔は1 m

図5 奥谷平曾洞地点，風隙トレンチ壁面のモザイク写真．実際の壁面（法面）勾配は60～70°であるが，このモザイク写真では壁面を鉛直面に投影した形で示している．

風隙トレンチ



北西壁面 (左右反転)

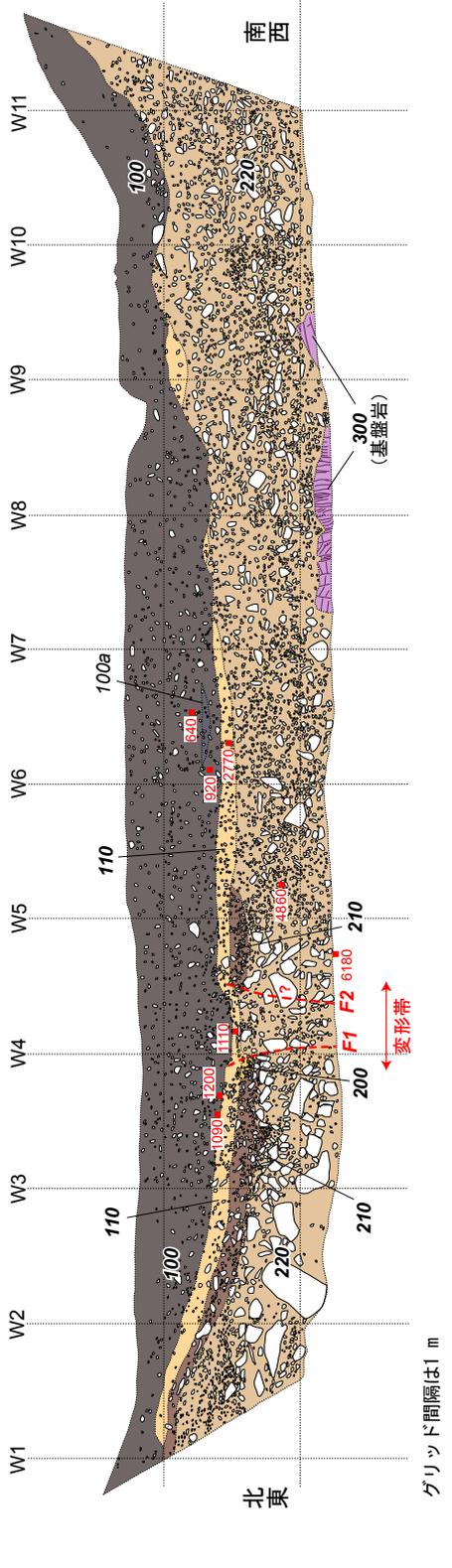


図6 奥谷平曾洞地点, 風隙トレンチ壁面のスケッチ. 実際の壁面 (法面) 勾配は60 ~ 70°であるが, このスケッチでは壁面を鉛直面に投影した形で示している.

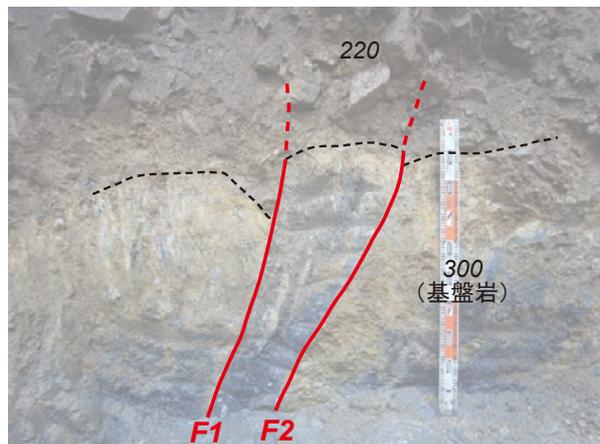
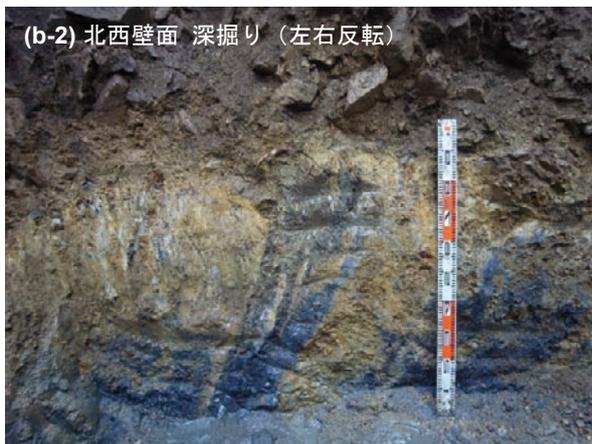
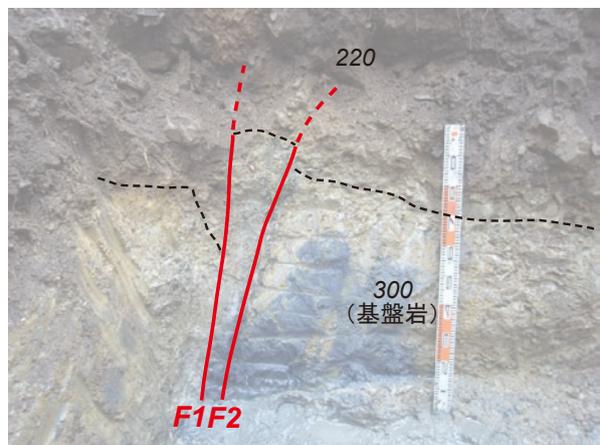
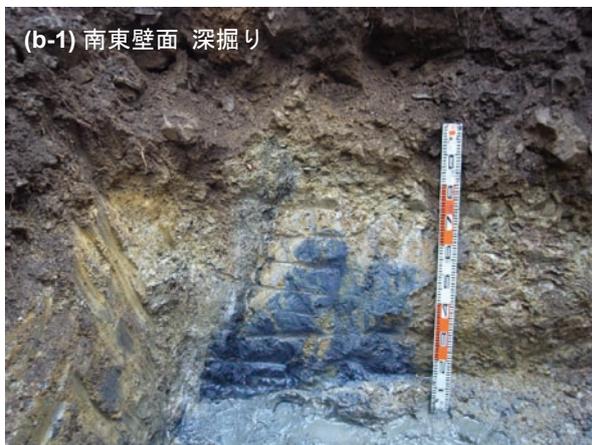
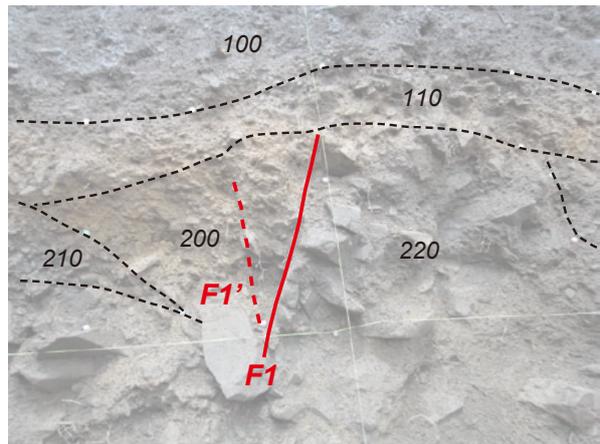
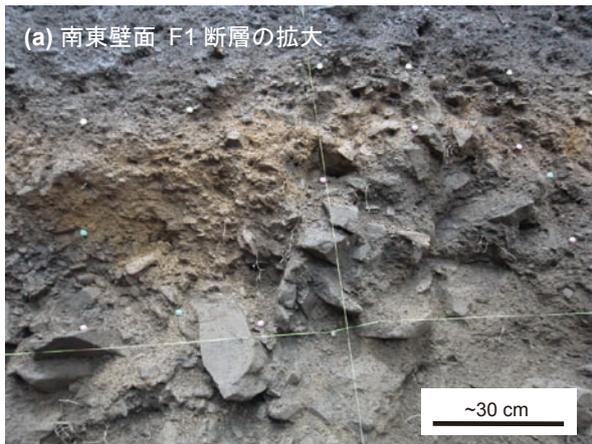


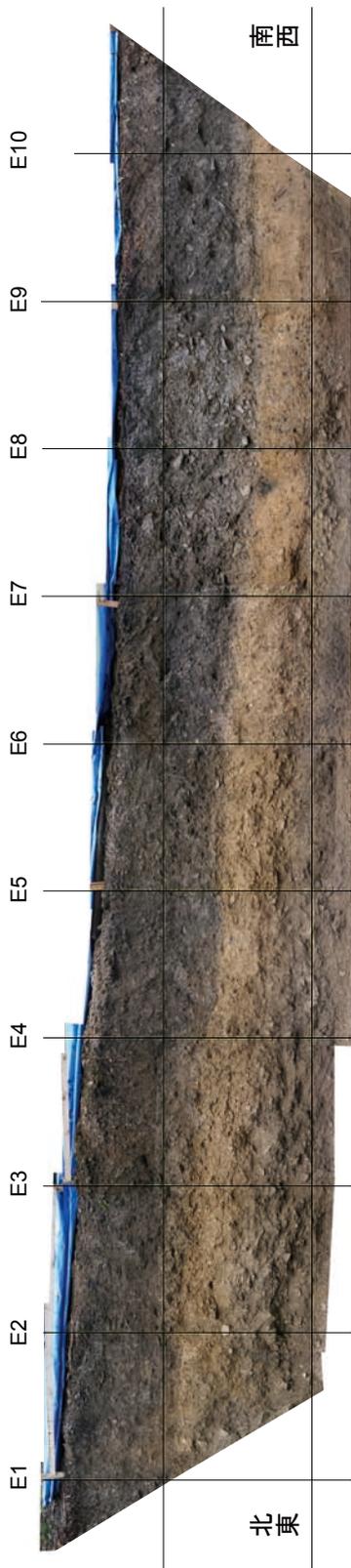
図7 (a) 風隙トレンチ南東面 F1 断層付近の拡大写真. (b-1) (b-2) 風隙トレンチ深掘り部分の壁面写真. スケールは長さ 1 m.



図8 奥谷平曾洞地点，下流側トレンチの全景写真。北東方向をのぞむ。本トレンチでは、断層による変位・変形構造は出現しなかった。断層はトレンチのすぐ北東側（写真の奥側）を通過しているものと推定される。

下流側トレンチ

南東壁面



北西壁面 (左右反転)

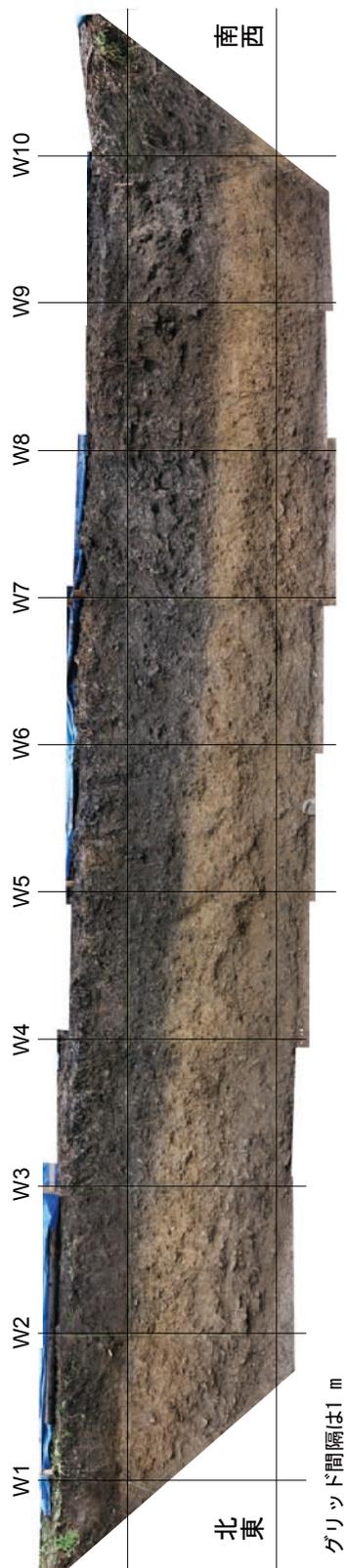
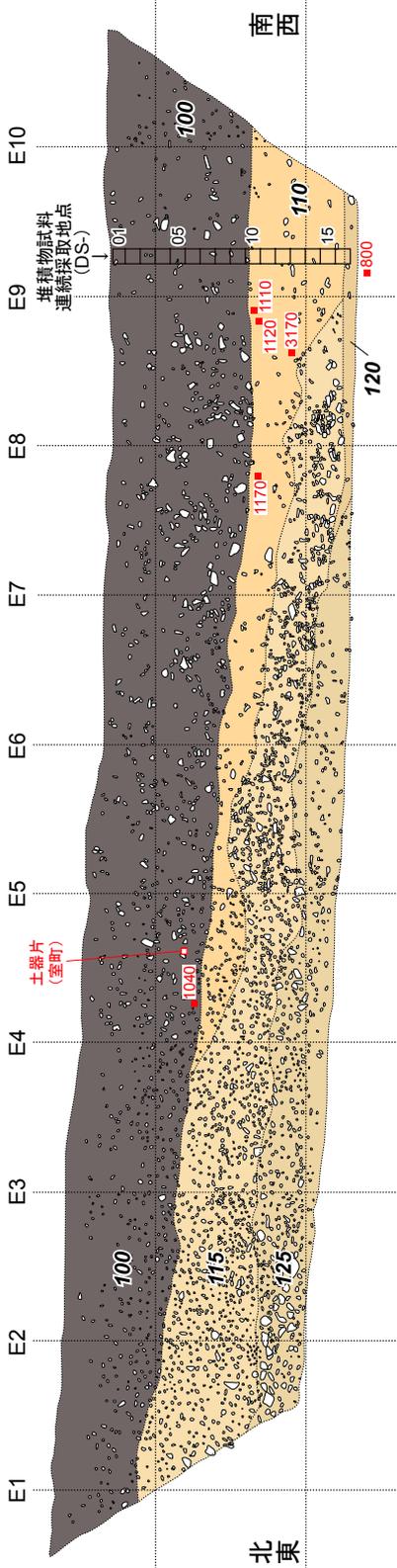


図9 奥谷平曾洞地点，下流側トレンチ壁面のモザイク写真．実際の壁面（法面）勾配は60～70°であるが，このモザイク写真では壁面を鉛直面に投影して示している．

下流側トレンチ

南東壁面

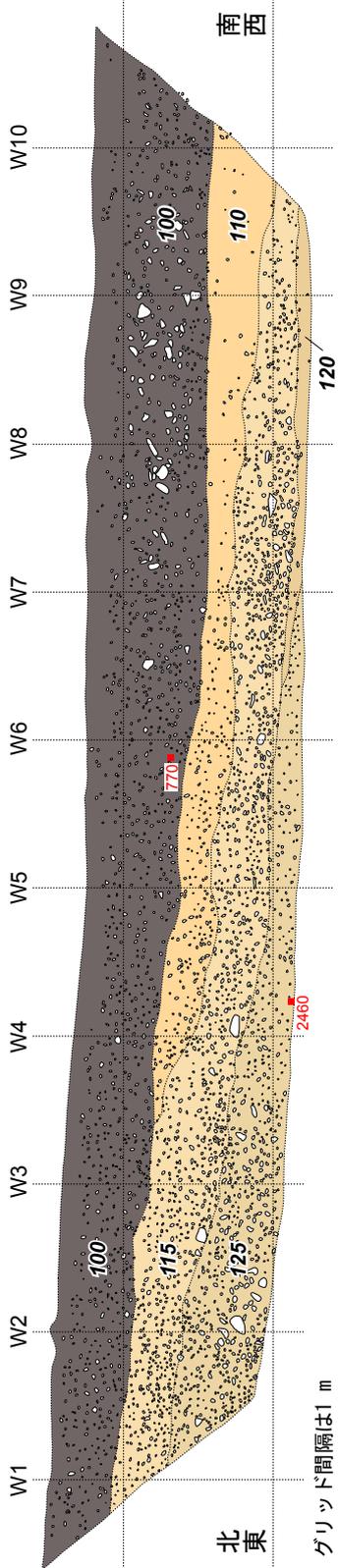


グリッド間隔は1 m

100 地層名

■ 1200 木片の¹⁴C年代値 (暦年未補正, 誤差省略)

北西壁面 (左右反転)



グリッド間隔は1 m

図10 奥谷平曾洞地点, 下流側トレンチ壁面のスケッチ. 実際の壁面 (法面) 勾配は60 ~ 70°であるが, このスケッチでは壁面を鉛直面に投影した形で示している.

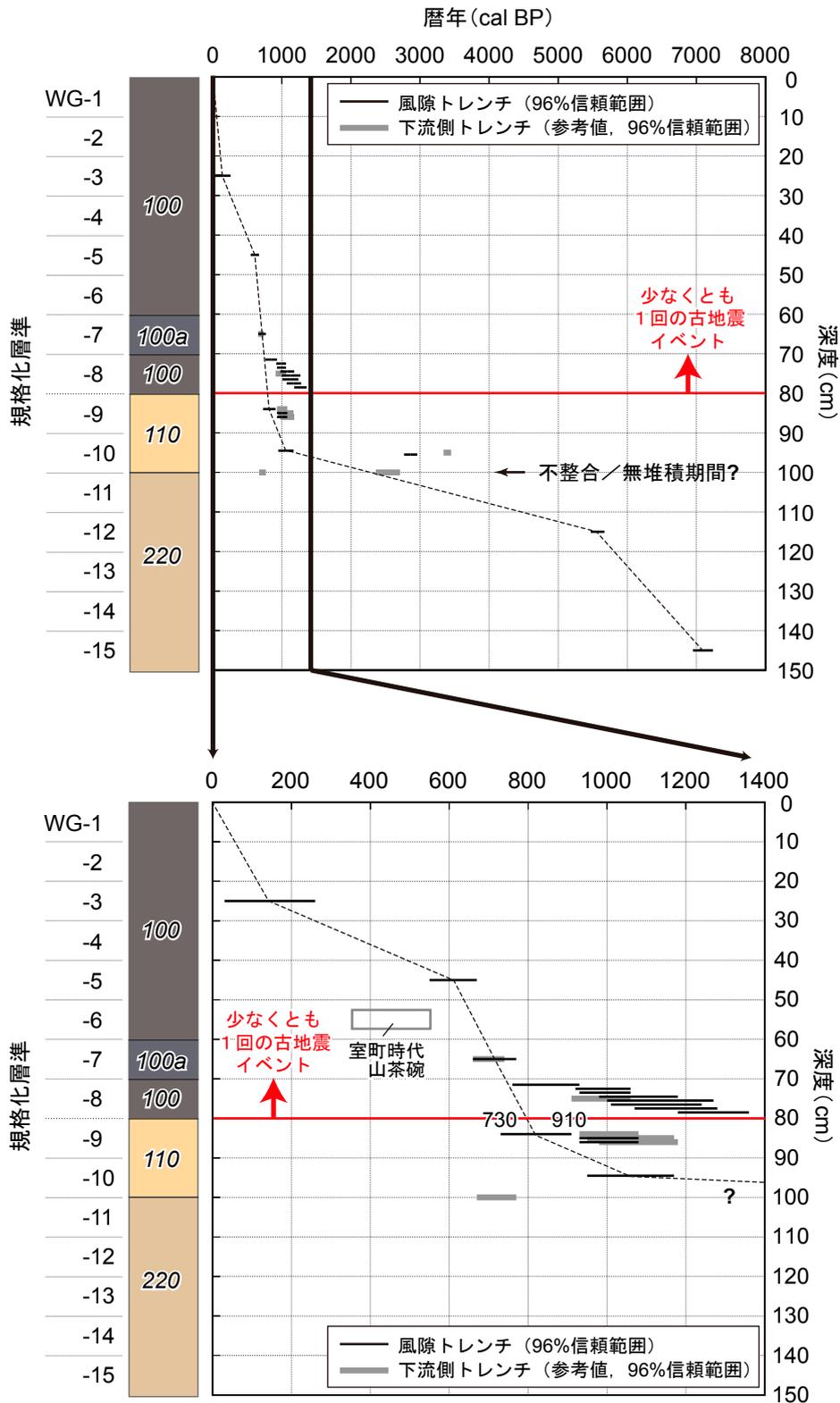


図 11 風隙・下流側トレンチから得られた炭化木片の年代値（暦年補正值）と風隙トレンチ堆積物試料連続採取地点（南東壁面の E6～E7 間）で規格化した層準（試料番号 WG-1～15）の関係。左側には模式的な柱状図を示した。上図はすべてのデータを示したもの。下図は 1400 cal BP よりも若い部分を拡大したもの。

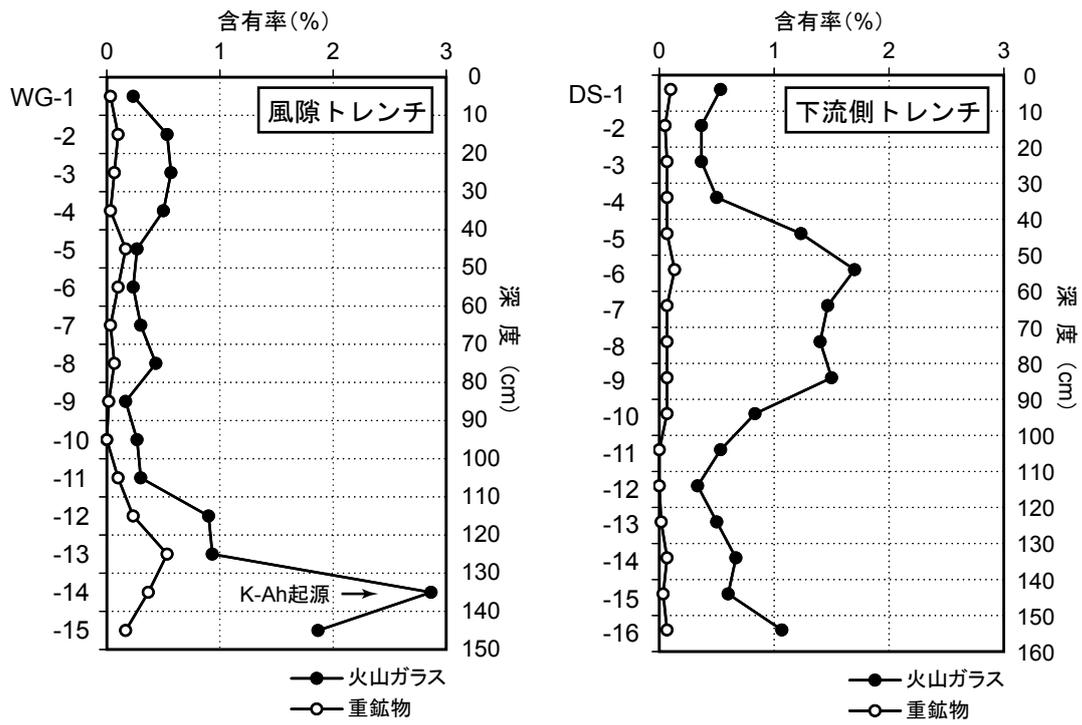


図 12 風隙トレンチおよび下流側トレンチの火山灰分析結果。火山ガラス粒子および重鉱物粒子の含有率の深度変化を示した。試料採取位置については、それぞれ図 6 および図 10 参照。

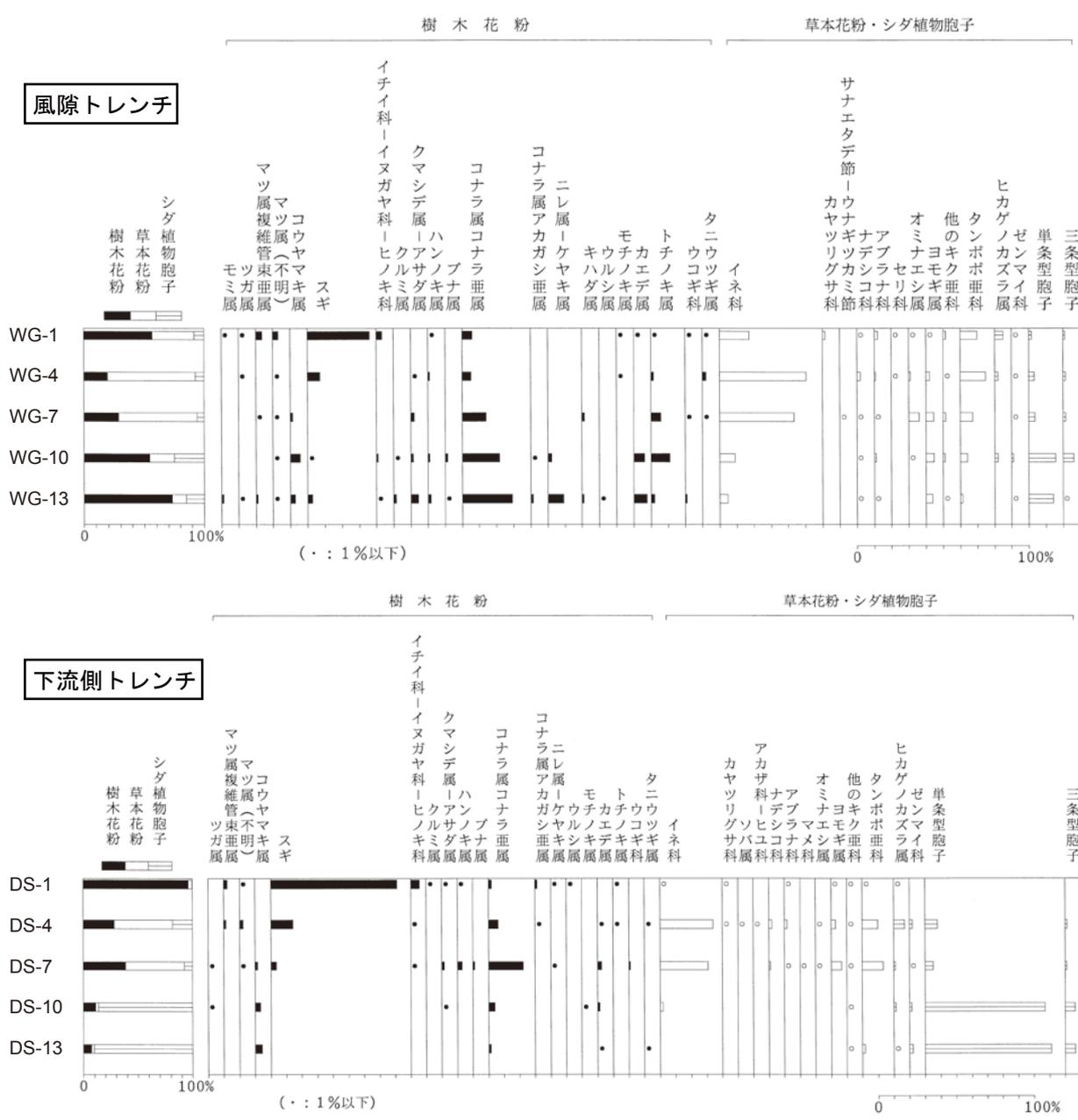


図 13 風隙トレンチおよび下流側トレンチの花粉分析結果. 試料採取位置については、それぞれ図 6 および図 10 参照.