

平井一櫛挽断層帯（関東平野北西縁断層帯）の地形及びボーリング調査による断層分布及び活動性の再検討

Reexamination of fault distribution and activity of the Hirai-Kushibiki fault zone in the Kanto-heiya-hokuseien fault zone, central Japan, based on geomorphological and drilling surveys

杉山雄一¹・新谷加代²・宮脇理一郎²・宮脇明子²

Yuichi Sugiyama¹, Kayo Shintani², Riichiro Miyawaki² and Akiko Miyawaki²

¹ 活断層・地震研究センター (AIST, Geological Survey of Japan, Active Fault and Earthquake Research Center, sugiyama-y@aist.go.jp)

² 株式会社阪神コンサルタンツ (Hanshin Consultants Co. Ltd)

Abstract: We conducted detailed topographic and drilling surveys of the Hirai-Kushibiki fault zone, a component of the Kanto-heiya-hokuseien fault zone in central Japan, to reexamine its surface trace, slip rate and faulting history. Topographic survey has confirmed that no important modification is needed for the known surface traces of the constituent Hirai, Kamikawa and Kushibiki faults. Chronological study of fluvial terraces and newly made topographic profiles show that the vertical slip rate of the Hirai fault is 0.05~0.1 m/ky and that of the Kamikawa and Kushibiki faults reaches 0.1 m/ky. Topographic survey also suggests that the Hirai fault displaces an alluvial fan of 25 to 30 ka. An array of boreholes at intervals of two to fifteen meters, linked with tephrochronological analysis, has revealed that the latest faulting event on the Kamikawa fault occurred after the fall of As-BP tephra of 20 to 25 ka. An array of densely arranged boreholes across the Kushibiki fault has clarified that the fault ruptured after the deposition of fluvial gravels of 30 to 40 ka, having a possibility of the last rupture event in Holocene time.

キーワード: 関東平野北西縁断層帯, 平井一櫛挽断層帯, 平井断層, 櫛挽断層, 神川断層, 地形調査, ボーリング調査

Keywords: Kanto-heiya-hokuseien fault zone, Hirai-Kushibiki fault zone, Hirai fault, Kushibiki fault, Kamikawa fault, geomorphological survey, drilling survey

1. はじめに

関東平野北西縁断層帯は、関東平野北西部と関東山地との境界付近に分布する北西―南東走向の活断層帯である。地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005)は、同断層帯を構成する主な断層を関東平野北西縁断層帯主部と平井一櫛挽断層帯にグルーピングしている(第1図)。このうち、関東平野北西縁断層帯主部は、南西側隆起の逆断層である深谷断層とその北西及び南東に位置する断層群からなり、その全長は約82 kmに達するとされている。深谷断層は本庄台地及び櫛挽台地と利根川中流低地及び妻沼低地との境界に位置し、台地を構成する後期更新世の段丘面に北東に傾き下がる撓曲変形を与えている(松田ほか, 1975; Yamazaki, 1984 など)。平井一櫛挽断層帯は、平井断層、櫛挽断層及び神川断層からなり、その全長は約23 kmとされている。櫛挽断層と神川断層は櫛挽台地～本庄台地上に位置し、後期更新世の段丘面に北東側上がり逆断層変位を与えている。

平井断層は櫛挽・本庄両台地と三波川変成岩類などの先新第三紀基盤岩が露出する関東山地の境界付近に分布する。平井断層は左横ずれ成分を伴い、全体としては北東側隆起が卓越するが、一部では南西側隆起を示す(松田ほか, 1977; 中田・今泉編, 2002; 後藤ほか, 2005 など)。このほか、鐺川の北岸には北東側隆起を示す磯部断層が存在し、荒川南岸には同様に北東側隆起を示す江南断層が分布する(第1図)。

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005)は、2005年3月9日に、既往の研究結果に基づき、平井一櫛挽断層帯の長期評価を公表した。この評価の中で同委員会は、『平井一櫛挽断層帯では、約2万8千年前以後(AT火山灰降下後)に、少なくとも1回の断層活動が生じたと考えられるが、最新活動時期を限定するまでには至っていない』としている。また、長期評価の「今後に向けて」において、以下のような課題を指摘している。『平井一櫛挽断層帯では、過去の活動に関してほとんど資料が得られておらず、

将来における地震発生の可能性を評価することができない。したがって、これらについての精度の良い資料を集積させて、活動区間を明確にし、最近の活動履歴や平均活動間隔を正確に把握する必要がある。また、関東平野北西縁断層帯主部と平井―櫛挽断層帯は地下で収束するとの指摘もある。よって、断層の地下深部の形状などについてさらに調査を行い、本断層帯で発生する地震の姿を明らかにすることが重要である。』

上記のような平井―櫛挽断層帯の長期評価を受けて、産業技術総合研究所では、2008年度文部科学省委託「活断層の追加・補完調査」の一環として、同断層帯の補完調査を実施した。本補完調査では、平井―櫛挽断層帯の活動履歴の解明及び同断層帯と関東平野北西縁断層帯主部（深谷断層など）との3次元的関係の解明を目的として、地形調査、群列ボーリング、既存反射法地震探査データの再解析、及び関東平野北西縁断層帯のモデリングを実施した。本論文では、このうち、地形調査と群列ボーリングの調査結果について報告する。

2. 地形調査

地形面区分及び変動地形の認定のため、主に国土地理院が撮影した縮尺4万分の1（1967年撮影・1969年撮影）及び2万分の1（1964年撮影）のモノクロ空中写真を用いて空中写真判読を行った。空中写真判読により、段丘面などの地形面を抽出・分類するとともに、活断層及び傾動などの地殻変動に起因した変動地形（変位地形）に着目して、同地形及びその可能性のある地形（リニアメント）を抽出した（第2, 3, 4図）。リニアメントについては、井上ほか（2002）の判読基準に基づき、変位地形である可能性が高いものから、LA, LB, LC及びLDの4ランクに区分した。なお、ランクLAとLBは概ね活断層研究会編（1991）の確実度Ⅰに相当し、ランクLCとLDはそれぞれ、概ね確実度ⅡとⅢに相当する。

また、平井・神川・櫛挽各断層による段丘面などの上下変位量を明らかにするため、断層通過位置を横断して地形断面測量を行った（第5図）。さらに、段丘面の編年に関するデータを得るため、4つの段丘面・扇状地面について、礫層を覆うローム層やシルト層を土壌サンプラーで採取し、火山灰分析を行った（第6, 7図）。

（1）段丘面の区分と編年

段丘面は、既往研究（松田ほか、1975；柳田ほか、1982；Yamazaki, 1984；杉原、1989；中村ほか、2007など）を参考に、大きく高位段丘面（H面）群、中位段丘面（M面）群、低位段丘面（L面）群及び沖積段丘面（A面）群に区分した（第2図）。このうち、高位面群は高い方からH1～H4の4面に細分した。

中位面群は高い方からM1面とM2面に分け、さらにそれぞれを高い方からa, b2面に細分した。同様に、低位面群はL1, L2, L3, L4の4面に区分し、L1面とL3面はさらにa, b2面に細分した。沖積段丘面はA1, A2, A3の3面に細分した。また、このほかに、最終氷期から完新世に形成された小扇状地面（高い方からfⅠ, fⅡ, fⅢの3面）を区分した（第2図）。最近の研究との比較では、判読された段丘面の分布から、本論文のL1a及びL1b面は中村ほか（2007）の櫛挽面に、L3a面は中村ほか（2007）の御稜威ヶ原（みいずがはら）1面に対比される。

これらの段丘面の形成年代を示唆する資料としては、本調査によるものも含めて、次のようなデータが得られている。M面については、荒川南岸に分布するM1a面及びM1b面の礫層を覆う粘土層から御岳第1（On-Pm1）火山灰（10万年前；町田・新井、2003）が報告されている（渋谷ほか、1970；堀口、1986など）。また、中村ほか（2005）は、粘土層を覆う土壌層から鬼界葛原（K-Tz）火山灰（9.5万年前；町田・新井、2003）を報告している。L面については、中村ほか（2007）が深谷付近のL1b面とL3a面のローム層下部から、それぞれ、榛名八崎（Hr-HP）火山灰（5万年前；町田・新井、2003）、浅間板鼻褐色（As-BP）火山灰群（2万～2万5千年前；町田・新井、2003）を報告している。本調査では、後述する藤岡市本郷地区で実施したボーリング調査により、L1b面の粘土～シルト層の最下部から、大山倉吉（DKP）火山灰（5万5千年前以前；町田・新井、2003）に由来する可能性のある斜方輝石と角閃石並びに約4万5千年前以前に主要な活動期があった赤城山に由来する可能性のある斜方輝石を検出した（第10, 11, 12図）。また、寄居町用土地区で実施したボーリング調査により、L2面の礫層を覆う腐植質土から約27,000～29,000 yBP、礫層直下の腐植質シルト層から43,710±690 yBP及び > 45,730 yBPの¹⁴C年代（conventional age）が得られた（第15図、第1表）。さらに、美里町白石のfⅠ面のローム層下部から、約1万6千～1万7千年前の浅間大窪沢（As-OK）火山灰とAs-BP火山灰群の上部に対比されると考えられるテフラ粒子が検出された（第6, 7図）。また、深谷市本郷のL2面のローム層最下部からは始良Tn（AT）火山灰（2万6千～2万9千年前；町田・新井、2003）が検出され、神川町植竹のL3b面のローム層下部からは、As-BP火山灰群上部からAs-OK火山灰の降灰層準が示唆される火山灰粒子が検出された（第6, 7図）。

これらのデータから、本調査ではH面群、M面群、L面群、A面群の形成年代を、それぞれ、中期更新世、約8～13万年前の最終間氷期、最終氷期、完新世と考え、各段丘面・扇状地面の形成年代を第2図のように推定した。

（２）各活断層の地形判読、現地踏査及び断面測量の結果

１）平井断層

平井断層の変位地形及びリニアメントは、吉井町多比良字中組付近から寄居町用土字馬場及び谷津付近まで約 $S65^{\circ}E$ の方向に約 20 km にわたって追跡される。また今回新たに、谷津付近から寄居町桜沢付近まで、ほぼ南に 2 km ほど追跡される西上がりの変動地形及びリニアメントを認定した（第 4-3 図）。

吉井町多比良字中組付近から藤岡市金井にかけての鮎川西岸域では、平井断層は主に北東側上がりの逆向きの崖又は撓みからなる変位地形として認められる。地形断面測量結果によると、藤岡市西平井字中原付近の M1a 面は 6 m 以上、その西側の吉井町多比良字向平の M1b 面は 2 m 程度の北東側上がりの変位を被っており、M1a 面にはバルジ状の変形が見られる（第 5-1 図の Hi-10 及び Hi-11 断面）。また、中原西方で平井断層を横断して北流する河谷には左横ずれ変位を示唆する鍵型の屈曲が認められ、屈曲量は最大 100~150 m 程度である。

鮎川沿いの低位段丘面上には低断層崖などの変位地形は認められない。但し、鮎川左岸（藤岡市金井）の低位段丘面（L3b 面）の分布は、上述した中原付近の変位地形の南東延長位置において、左方向に鍵型屈曲する鮎川によって限られ、段丘面の外縁は直線状を呈している。鮎川—神流川間では、鮎川湖の南岸から藤岡市浄法寺にかけて、南西側上がりの上下変位を示唆する崖及び鞍部からなる北西—南東方向のリニアメントが判読される。このリニアメントの北東側、藤岡市保美貯水池の東側の尾根状を呈する平坦面には、鞍部及び側壁が急崖をなす直線状の谷（直線谷）からなる北西—南東方向のリニアメントが判読される。地形断面測量の結果によると、この鞍部の南東側に分布する M2a 面は、4~5 m 程度の南西側上がりの変位（撓曲変形）を被っている可能性があるが、断層南西側の同面は人工改変が著しいため、変位量の信頼度は低い（第 5-1 図の Hi-9 断面）。なお、群馬県（1998）及び高橋・野村（1999）が報告している平井断層の 2 つの露頭は、上述の直線谷の北西端（出口）付近とその北西方約 450 m の地点において工事の際に現れた。

神流川東岸の埼玉県側では、平井断層の地表トレースは大きく 2 条に分かれる（第 3 図、第 4-1、4-2 図）。南側のものは、山地内に認められるやや開析された崖・鞍部からなる低ランク（LC または LD）のリニアメントとして、神川町新宿から美里町広木南方まで、約 9 km にわたって追跡される。本トレースは南西側の相対的隆起を示唆し、複数の尾根・河谷が 100~150 m 程度の左屈曲を示す。

北側のトレースは、神川町峯岸付近から寄居町用土付近まで約 12 km にわたって東南東方向に追跡され、小山川東岸の本庄市児玉町小平~秋山付近に認

められる幅約 900 m の左ステップを境に、西部と東部に分けられる（第 4-2 図）。

西部は、南側の山地と北側の段丘面分布域との地形境界付近の高位段丘面及び中位段丘面に認められる逆向きの崖、鞍部及び直線状の谷などからなり、トレースの直線性が高い。西端の神川町峯岸付近では南西側隆起を示唆するが、本庄市児玉町宮内付近以東では、高位及び中位段丘面に北東側上がりの変位を与えている。本庄市児玉町高柳付近の断層北側の高位面にはバルジ状の変形が見られる。

東部は、主に高位段丘面・中位段丘面に認められる逆向きの崖、溝状を呈する直線状の谷などからなり、トレースはやや凸凹し、南西端付近では数条に分かれて並走する。本庄市児玉町秋山—美里町中里間では、高位及び中位段丘面に北東側上がりの変位を与えている。地形断面測量の結果によると、美里町広木付近の H4 面は 10 m 程度の北東側上がりの変位を被っており、その南東方の同町白石を北流する扇状地面（f1 面）も断層の推定通過位置で傾斜が緩くなることから、断層変位を被っている可能性がある（第 5-2 図の Hi-5 断面）。この扇状地構成層（砂礫層及び礫混じりシルト層）を覆うローム層の下部からは、2.(1) で述べたように、約 1 万 6 千~1 万 7 千年前の As-OK 火山灰と約 2 万~2 万 5 千年前の As-BP 火山灰群の上部に対比されると考えられるテフラ粒子が検出された（第 7 図）。したがって、扇状地面の形成はおおよそ 2.5~3 万年前と推定され、これ以降に平井断層が活動した可能性がある。寄居町猪俣から用土にかけての地域では、断層が南東へ開きながら分岐する形を呈し、高位及び中位面のバルジ状の変形や北東へ傾き下がる変形が 3 列認められる。

平井断層の南東端部は寄居町用土字谷津付近で方向を $S10^{\circ}E$ に変え、谷津から同町桜沢にかけての約 2 km の区間において、東側低下の崖の連続として認められる（第 4-3 図、第 5-3 図）。

２）神川断層

神川断層の変位地形及びリニアメントは、藤岡市西平井から神川町植竹の南東方まで、 $S75^{\circ}E$ 方向に約 8.5 km にわたって追跡される（第 3 図、第 4-1 図）。この間、神川断層は直線状に続く急崖及び低位段丘面上の逆向き（北東側上がり）の崖の連続として認められる。逆向き崖の比高は小さいものの、崖の基部に沿って段丘面を開析する谷が発達する。さらに、神川断層の南東延長と考えられるバルジ状の高まりや逆向きの崖からなるリニアメントが本庄市児玉町保木野付近と同市児玉町児玉に断続して認められる。藤岡市西平井から本庄市児玉町児玉までの神川断層の長さは約 11 km である。

西端部の藤岡市西平井付近では、山麓線を通過する、長さ約 600 m、北側隆起のリニアメントとして

判読される。南側に位置する平井断層との距離(間隔)は300~600 mほど(西側ほど狭い)で、西に向かって平井断層に収斂する形を取っている(第3図, 第4-1図)。

藤岡市東平井付近から神流川西岸の同市本郷東方にかけての地域では、北に向かって高度を下げる河成段丘面を北上がりに(逆向きに)変位させる低断層崖、及び北側の丘陵と南側の低地の直線状地形境界として認められる。藤岡市の庚申山丘陵では、丘陵-低地境界の150~200 mほど北側にも、鞍部列からなる並行するリニアメントが認められ、一部の尾根や谷は100 m程度の左屈曲を示す。地形断面測定の結果によると、本郷付近の低位面(L1b面)は、神川断層によって1 m程度の北側上がり(上下変位)を被っている(第5-4図のKa-2断面)。

神流川東岸の神川町植竹付近では、九郷用水に沿う約1,500 m区間で低位面(L3b面)の北側上りの上下変位が明瞭である。断層の北側(隆起側)のL3b面には、北翼が南翼に比べて長く緩傾斜を呈する非対称な背斜状(バルジ状)の変形が認められる。地形断面測定の結果によると、L3b面の上下変位量は2 m程度である(第5-4図のKa-3, Ka-4断面)。

これより東側では、本庄市児玉町保木野付近に低位面に北東側上りの断層変位を示唆するバルジ状(背斜状)変形が認められる。また、本庄市児玉町の八幡山丘陵の西側に、西向きの低崖部を通過する北東側隆起のリニアメントが判読される。なお、その東方約1.2 kmの児玉町吉田林付近に分布するH4面にもバルジ状の変形が認められる。

3) 櫛挽断層

櫛挽断層は美里町駒衣から深谷市武蔵野字下郷にかけて、ほぼS60°E方向に約7 kmにわたって追跡される(第3図, 第4-3図)。地形的に認められる神川断層の南東端(本庄市児玉町八幡山丘陵)と櫛挽断層の北西端との距離は約4.5 kmである。なお、この約4.5 kmの区間では小山川と志戸川が低位段丘と丘陵を開析し、沖積低地が広がっているため、両断層が低地下に伏在して連続している可能性を否定できない。

櫛挽断層は、北ないし北東に高度を下げる低位段丘面(L2面)及びその開析面に認められる逆向きの崖からなる。特に、寄居町下平~深谷市本郷南方に至る3 km区間では、低位段丘面を変位させる北東側上りの逆向き低断層崖が直線的に続く。地形断面測定及び現地踏査の結果によると、櫛挽断層によるL2面の上下変位量は、寄居町下平から深谷市東櫛挽にかけての地域では、1.5~3 m程度である。断層西端の美里町古郡~駒衣付近及び東端の深谷市下郷付近では、それぞれ断層両側、断層南西側のL2面が開析あるいは埋積されているため、同面の正確な上下変位量は不明であるが、断層崖の比高は1 m程度以

下となる(第5-5図)。また、深谷市本郷付近など、櫛挽断層中央部では、断層北東側(隆起側)のL2面に北東側の翼が南西側の翼に比べて長く緩傾斜を呈する非対称な背斜状(バルジ状)変形が認められる。

(3) 地形調査から推定される各断層の平均変位速度

上に述べた地形調査結果と第2図に示す各段丘面の推定形成年代から、平井・神川・櫛挽各断層の平均変位速度を次のように見積もった。

平井断層については、美里町広木付近のH4面(130 kaより古い)の変位量(10 m程度)と藤岡市西平井付近のM1a面(約120 ka)の変位量(6 m以上)から、それぞれ、0.08 m/千年程度未満、約0.05 m/千年以上の値が得られる。本調査では、上記H4面の変位量には誤差が大きいことを考慮して、平井断層の平均上下変位速度を0.05~0.1 m/千年と判断する。横ずれ成分については、最大100~150 m程度の左横ずれを示唆する河谷や尾根の屈曲が認められたが、平均変位速度の定量的な見積もりが可能なデータは得られなかった。

神川断層の平均上下変位速度は、最も変位速度が大きいと推定される神川町植竹付近のL3b面(約2万年前)の変位量(2 m程度)から、0.1 m/千年程度と見積もられる。横ずれ成分については、最大100 m程度の左横ずれを示唆する河谷や尾根の屈曲が認められたが、平均変位速度の定量的な見積もりが可能なデータは得られなかった。

櫛挽断層の平均上下変位速度は、最も変位速度が大きいと推定される深谷市本郷付近のL2面(約3万年前)の変位量(最大3 m程度)から、0.1 m/千年程度と推定される。横ずれ成分については信頼性のあるデータは得られなかった。

3. 群列ボーリング調査

地形調査の結果を受けて、始良Tn(AT)火山灰降下後の神川断層及び櫛挽断層の活動履歴に関する情報を群列ボーリング調査によって取得できる可能性が高い場所【断層両側でAT層準以降の地層が連続的に堆積している可能性が高く、断層による変位・変形が断層沿いの狭い範囲に集中している場所】として、次の地区を選定した。

- ・神川断層：藤岡市本郷地区(L1b面上の比高約1 mの逆向き低断層崖を挟む地域；第8, 9図)

- ・櫛挽断層：寄居町用土地地区(L2面上の比高約1.5 mの逆向き低断層崖を挟む地域；第13, 14図)

なお、平井断層については、今回の調査では、群列ボーリングによってAT火山灰降下後の活動履歴を明らかにする適地を探し出すことはできなかった。

群列ボーリングは掘削口径86 mmとし、ロータリー式ボーリングマシンを用いてオールコア掘削にて実施した。最終的に、神川断層・本郷地区で10孔、

総延長 78 m, 櫛挽断層・用土地区で 10 孔, 総延長 117.9 m のボーリング掘削を行った。掘削孔間隔は, 結果的に最短で 2 m, 最長 15 m であった。採取したコアは表面の汚れを取り除いてコア箱に入れ, 写真撮影を行った後, 詳細な観察により層相の記載を行った。また, 採取されたコアの層相の特徴に基づき, 神川断層・本郷地区のコアについては火山灰分析, 櫛挽断層・用土地区のコアについては¹⁴C年代測定(第 1 表)を実施した。

(1) 藤岡市本郷地区における神川断層の群列ボーリング調査結果

1) ボーリングコアの地質

各ボーリング孔では, 深度 4~5 m 以深に L1b 面を形成した礫層が確認された(第 10 図)。この礫層を覆って, 主として粘土~シルトからなる細粒堆積物が認められた。

神川断層の推定地表位置の南側(低下側)で掘削された Ho-2, Ho-10 及び Ho-3 孔では, 厚さ 15~25 cm 程度の水田耕作土の下位に, 厚さ 50~70 cm 程度の後背湿地堆積物と推測される砂質シルト及び腐植質シルト層が認められた。この砂質シルト層に覆われて, 厚さ 60~80 cm 程の火山灰及び火山灰質砂が確認された。火山灰及び火山灰質砂の下位には, 氾濫原土(flood loam)と推定される厚さ 2~3 m 程度の粘土~シルト, 砂質シルト及び粘土質砂などが分布し, 礫層を覆う。礫層は関東山地に由来する結晶片岩や砂岩の礫を多く含み, その上面標高は 101.5~101.6 m である。

神川断層の推定位置のすぐ北側で掘削された Ho-4 孔では, 厚さ約 15 cm の畑作土の下位に, 厚さ約 1 m の黒褐色土壌と厚さ約 0.4 m の砂混じりシルト層が認められた。その下位には, 上述の 3 孔と同じ火山灰及び火山灰質砂が南隣の Ho-3 孔とほぼ同じ標高に分布する。この火山灰質層の下位には, 厚さ 2.5 m 程度の砂混じりシルト層が分布し, 上部に腐植層を挟む。この腐植層は, 南隣 Ho-3 孔及び北隣 Ho-8 孔にほぼ同じ高さで追跡される。シルト層の下位には, 厚さ約 35 cm の粘土混じりの砂礫層が見られ, その下位には礫層が分布する。

隆起側で掘削された Ho-8, Ho-9, Ho-5, Ho-1, Ho-6 及び Ho-7 孔では, 黒褐色土壌に直接覆われて, あるいはその下位に厚さ約 10 cm の粘土質~ローム質の砂層を介して, 火山灰及び火山灰質砂が分布する。火山灰及び火山灰質砂層の厚さは 0.3~1.0 m 程度と, ボーリング孔による違いが大きい。この厚さの違いは, 黒褐色土壌から土器片(Ho-6 孔から平安時代の須恵器, Ho-9 孔から古墳時代の土師器)が出土し, また同土壌中には多くの細礫サイズ以下の土器由来の破片が混入していることから, 火山灰質層上部が人工擾乱を被った結果である可能性が高い。火山灰及び火山灰質砂層の下位には, 厚さ 2~2.8 m

程度の粘土~シルト層とこれに覆われる礫層が分布する。

2) 火山灰分析結果

上述のように, 本郷地区の 10 孔のコア全てにおいて, 厚さ 50 cm を超える同じ見かけの火山灰及び火山灰質砂層が確認された。この火山灰層を含めて, Ho-1, Ho-3, Ho-4 及び Ho-8 の各コアから試料を採取し, 火山灰分析を行った。分析は, 株式会社古澤地質と火山灰考古学研究所に依頼した。試料の採取位置と分析結果を第 11 図及び第 12 図に示す。また, 第 10 図のボーリング柱状地質断面図に, 同定された火山灰を層準と共に示す。

火山灰分析の結果, 各コアに挟まる厚層の火山灰及び火山灰質砂は, 浅間板鼻褐色(As-BP)火山灰群(2 万~2 万 5 千年前; 町田・新井, 2003)と同定された。

また, Ho-3, Ho-4 及び Ho-8 コアの As-BP 火山灰直下のシルト層に挟まる厚さ 2~5 cm 程度のガラス質火山灰は, 始良 Tn(AT)火山灰(2 万 6 千~2 万 9 千年前; 町田・新井, 2003)と同定された。Ho-1 孔でも, 試料の洗い出し分析により, AS-BP 火山灰の直下に AT 火山灰が確認された。

さらに, これら 4 つのコアでは, AT 火山灰の約 50 cm 下位の粘土~シルト層から, 榛名八崎(Hr-HP)火山灰(5 万年前; 町田・新井, 2003)または榛名箱田(Hr-HA)火山灰(約 3 万年前; 早田, 1996)に由来すると推測される角閃石が検出された。

この他, Ho-3 コアのシルト層下部には, 大山倉吉(DKP)火山灰(5 万 5 千年前以前; 町田・新井, 2003)に由来する可能性がある斜方輝石及び角閃石が混入していることが分かった。また, Ho-1 コアのシルト層最下部(第 10 図に Ag と表示した層準)からは, 約 4 万 5 千年前以前に主要活動期があった赤城山に由来する可能性のある斜方輝石が検出された。

3) コア観察結果から推定される神川断層の傾斜

礫層上面の高度が急変するのは Ho-8~Ho-9 孔間であるのに対して, As-BP 火山灰層の基底面が急変するのは, より南側の Ho-4~Ho-8 孔間である。地形から推定される神川断層の地表通過位置は Ho-3~Ho-4 孔間で, さらに南側である。この事実は, 第 10 図に赤破線で示すように, 神川断層が北傾斜で逆断層成分をもつことを示唆する。但し, 本調査では, 神川断層の傾斜角度を特定することはできなかった。

4) 本郷地区における神川断層の活動時期及び活動性

本郷地区に分布する礫層(L1b 面構成層)の上面は, 神川断層の南側(低下側)の Ho-2, Ho-10 及び Ho-3 孔では平坦で, ほぼ標高 101.5 m にある(第 10 図)。一方, 神川断層の北側(隆起側)では, 礫層の上面

は Ho-9 孔から Ho-1 孔にかけて 70 cm 程度高まり、Ho-1 孔から Ho-6 孔では逆に 70 cm 程度低下している。本調査では、Ho-9 孔～Ho-6 孔間に見られるこのような礫層上面の高度変化を逆断層の上盤側に形成されるバルジ状変形部と見なし、これより北側の Ho-7 孔における礫層上面の標高 (103.0 m) を断層隆起側の同面の代表高度と見なした。この場合、礫層上面は神川断層によって、1.5 m 程度の上下変位を被っていると推定される。また、全孔で確認された As-BP 火山灰層の基底については、低下側では Ho-3 孔、隆起側では Ho-7 孔における高度 (それぞれ標高 104.4 m 及び 105.5 m) を代表値と見なすと、同火山灰層基底は神川断層によって 1 m 程度の上下変位を被っていると判断される。

以上より、本郷地区における神川断層の最新活動時期は、約 2 万～2 万 5 千年前の As-BP 火山灰の降下後と考えられる。この結論は、藤岡市矢場地区 (本郷地区の約 1 km 西方) において、AT 及び As-BP 火山灰層の変形を指摘した群馬県 (1998) の調査結果と調和的である。なお、礫層上面と As-BP 火山灰層基底の推定上下変位量 (それぞれ 1.5 m 程度及び 1 m 程度) の違いは、礫層堆積以降～As-BP 火山灰降下以前の断層活動を反映している可能性がある。

本郷地区における神川断層の平均上下変位速度は、As-BP 火山灰 (2 万～2 万 5 千年前) と礫層 (約 5～6 万年前) を変位基準とすると、それぞれ 0.04～0.05 m/千年程度、0.03 m/千年程度となる。この値は、2.(3) で述べた地形断面測量から推定される神川断層の最大上下変位速度 (0.1 m/千年；神川町植竹付近) よりも有意に小さい。

(2) 寄居町用土地区における櫛挽断層の群列ボーリング調査結果

1) ボーリングコアの地質

用土地区の群列ボーリングでは、L2 面を形成したと考えられる礫層の分布高度が北東側上がりに急変することが確認された。また、北東側の同礫層の下位には、新第三系が認められた (第 15 図)。

櫛挽断層の推定地表位置より南西側の Yo-2 及び Yo-5 孔と低崖部に位置する Yo-3 及び Yo-4 孔では、標高 67.5～67.7 m に、ほぼ水平に礫層の上面が認められた。Yo-2、Yo-5 及び Yo-3 孔では、礫層を覆う堆積物は、上位より、1) 耕作土 (厚さ 10～20 cm)、2) 黒褐色土壌 (最大層厚 80 cm)、3) 黒色腐植質土 (厚さ 1.5～1.8 m)、及び 4) 粘土～シルト・砂 (一部粘土質)・暗灰色腐植質土の互層 (厚さ 1.4～2.3 m) である。Yo-4 孔でもほぼ同様の層序が認められるが、3) の黒色腐植質土の厚さが 70 cm 程度と薄く、4) の互層が約 2.3 m と厚くなっている。

Yo-2 孔～Yo-4 孔間の礫層は、南西側から北東側に向かって基底高度を緩やかに下げ、層厚は 3.5 m (Yo-2 孔) から 4.5 m (Yo-4 孔) に変化している (第 15 図)。

礫層は関東山地に由来する砂岩・泥岩・チャートなどの礫を含み、基質は緩い粗砂や細礫からなる。礫層の下位には、主として砂混じり粘土～シルトと腐植質の粘土～シルトからなる細粒堆積物が確認された。

低崖上部に位置する Yo-9 孔では、耕作土の直下から標高 71.1 m まで上記 3) に対比される腐植質土が認められ、標高 71.1～70.6 m 間には上記 4) に対比される粘土質の砂などが分布する。その下位の標高 70.6～68.7 m にかけては、厚さ約 2 m の一部粘土混じりの砂礫層が分布する。標高 68.7～68.0 m には、再び 4) の粘土～シルト、砂、腐植質シルトが出現し、その下位には Yo-4 孔以西と同じ礫層が認められる。

低崖上端に位置する Yo-1 孔では、標高 72.2 m 付近に黒褐色土壌の下限、標高 71.5 m 付近に黒色腐植質土の下限が認められ、その下位には、標高 62.6 m 付近まで、約 9 m にわたって礫層が分布する。礫層には、細粒堆積物の挟みは認められない。礫層の下位には、Yo-4 孔以西の各孔で認められた細粒堆積物が見られた。

隆起側の Yo-8、Yo-7、Yo-10 及び Yo6 の 4 孔では、標高 72.5 m 付近に黒褐色土壌の下限があり、Yo-8 を除く 3 孔ではその下位に厚さ 0.4～0.7 m 程度の黒色腐植質土が認められた。これらの下位には、沈降側の 4) 層に対比される砂混じり粘土～シルトや粘土質の砂が礫層を覆って分布する (第 15 図)。礫層の厚さは 3.3 m (Yo-8 孔)～5 m (Yo-6 孔) であり、沈降側に分布する礫層と同等である。砂岩・泥岩・チャートなどの礫種、緩い粗砂や細礫からなる基質の性状も沈降側の礫層と違いはなく、両者は同一の礫層と判断される。隆起側の各孔における礫層の分布高度は、礫層が Yo-8 孔付近を軸として、背斜状 (バルジ状) に変形していることを窺がわせる。

Yo-8 孔～Yo-6 孔では、この礫層の下位に、砂岩や凝灰岩を挟む新第三系の泥岩が認められた。また、Yo-8 孔では、新第三系泥岩の下位に、沈降側の礫層の下位に分布する砂混じりの粘土～シルトや腐植質の粘土～シルトからなる細粒堆積物が存在することが確認された。

2) ^{14}C 年代測定

本調査では、Yo-1、Yo-2、Yo-3、Yo-4 及び Yo-9 コアから採取した 19 試料について、 ^{14}C 年代測定を実施した。測定試料と測定結果に関するデータを第 1 表に示す。また、測定結果 (conventional age) を第 15 図に示す。

測定結果に基づくと、黒色腐植質土は約 2 千年前から約 1 万年前の完新世堆積物、礫層を覆う腐植質土は約 3 万年前の後期更新世堆積物と判断される。また、礫層直下の腐植質シルト層からは、 $43,710 \pm 690$ yBP 及び $> 45,730$ yBP の ^{14}C 年代が得られた。

3) コア観察結果から推定される櫛挽断層の傾斜

上述のように、Yo-8 孔では新第三系の泥岩が後期更新世堆積物の上位に認められ、その南西側の Yo-1 孔では礫層が他のボーリング孔の約 2 倍の厚さになっている。さらに南西側の Yo-9 孔では、礫層とこれを覆う約 3 万年前の細粒堆積物の上位に、礫層とこれを覆う細粒堆積物が繰り返し認められた。このような各層の分布は、北東に傾斜する櫛挽断層（第 15 図の赤破線）によって新第三系とこれを覆う礫層が切られ、断層の南西側に分布する地層の上にのし上げていることを示唆している。このように考えた場合、Yo-8 孔～Yo-9 孔間の櫛挽断層の平均傾斜は、約 22° と見積もられる。

新第三系の泥岩に挟まれる砂岩及び凝灰岩には、明瞭な層理が認められるため、層理面の傾斜を測定した。その結果、Yo-6 の深度 9 m と 11.8 m で約 20°、Yo-10 の深度 8.6 m で約 20°、Yo-7 の深度 6～6.5 m と 11 m で約 25°、Yo-8 の深度 6 m で 20°、同 8.3 m で 25° の値を得た。これらの層理面の傾斜は、Yo-8 孔～Yo-9 孔間の櫛挽断層の推定傾斜（約 22°）とほぼ一致する。これは、櫛挽断層が新第三系の層理面に平行な層面断層（bedding fault）であることを示唆する。

4) 用土地区における櫛挽断層の活動性及び活動時期

用土地区に分布する L2 面を形成した礫層の上面は、櫛挽断層の南西側（低下側）の Yo-2～Yo-3 孔間ではほぼ平坦で、標高 67.5～67.7 m に位置する（第 15 図）。一方、断層北東側（隆起側）では、バルジ状変形部より東側の Yo-6 及び Yo-11 孔における礫層の上面は標高 71.1～71.2 m にある。このような断層両側の礫層上面高度の違いから、用土地区に分布する礫層の上面は、櫛挽断層によって、約 3.5 m の上下変位を被っていると判断される。礫層の直上及び直下の腐植質層から得られた ^{14}C 年代から、この礫層は概ね 3 万年前から 4 万年前に堆積したと考えられ、過去 3 万年間（礫層堆積後）の用土地区における櫛挽断層の平均上下変位速度は約 0.1 m/千年と見積もられる。この値は、2.(3) で述べた地形断面測量から推定される櫛挽断層の最大上下変位速度（0.1 m/千年；深谷市本郷付近）に等しい。

用土地区の櫛挽断層は、礫層堆積後の約 3 万年前以降に活動している。また、櫛挽断層が礫層とその被覆層を切ると推定される Yo-9 及び Yo-4 孔から得られた ^{14}C 年代を検討すると、Yo-9 孔の標高 71.0～71.5 m 付近の腐植質土は $9,030 \pm 50$ yBP（ $10,240 \sim 10,190$ cal yBP；暦年代、誤差幅 1σ ）及び $7,810 \pm 40$ yBP（ $8,610 \sim 8,550$ cal yBP）の ^{14}C 年代を示すのに対して、Yo-4 孔ではほぼ同じ標高から $3,280 \pm 40$ yBP（ $3,600 \sim 3,410$ cal yBP）及び $2,390 \pm 40$ yBP（ $2,460 \sim$

$2,350$ cal yBP）の ^{14}C 年代が得られている。また、断層下盤側では、Yo-2 と Yo-3 孔の ^{14}C 年代データから、 ^{14}C 年代（conventional age）で約 7 千年前の層準が標高約 70 m にあると推定されるが、断層上盤側の Yo-9～Yo-1 孔間では、両孔から得られた ^{14}C 年代データから、同じ層準が標高約 71.5 m に推定される。これらの事実は、櫛挽断層が完新世にも活動した可能性を示唆する。

4. まとめ

平井一櫛挽断層帯の地形調査及び群列ボーリング調査の結果は、以下のようにまとめられる。

（1）断層の分布とずれの向き

平井断層は、左横ずれと主に北側隆起を示す変位地形及びリニアメントとして、吉井町多比良字中組付近から寄居町用土字馬場及び谷津付近まで、約 S65°E 方向に約 20 km にわたって追跡された。また、空中写真判読と地形断面測量によって、谷津付近から寄居町桜沢まで約 2 km にわたって、S10°E 方向、東側低下の撓曲崖状のリニアメントが新たに認定された。

神川断層は、北側隆起の変位地形及びリニアメントとして、藤岡市西平井から神川町植竹の南東方まで、S75°E 方向に約 8.5 km にわたって追跡された。さらに、北側隆起を示すバルジ状の高まりや逆向き崖からなるリニアメントが本庄市児玉町保木野付近と児玉町児玉に断続的に認められた。西平井から児玉町児玉までの神川断層の長さは約 11 km である。

櫛挽断層は、北東側隆起の変位地形及びリニアメントとして、美里町駒衣から深谷市武蔵野字下郷にかけて、ほぼ S60°E 方向に約 7 km にわたって追跡された。

本調査の結果、平井一櫛挽断層帯の分布とずれの向きについて、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）の見解を大きく変更するデータは得られなかった。但し、平井断層南東端部については、寄居町谷津付近から同町桜沢まで新たに 2 km ほどの変位地形が抽出された。また、櫛挽断層の南東端は、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）よりも 1.5 km 程度、南東に延びた。さらに、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）が認定している吉井町石神一多比良付近の平井断層北西端部については、本調査では変位地形が認められなかった。このため、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）に比べて、平井一櫛挽断層帯の北西端は約 1.5 km 南南東に移動し、南東端は約 3.5 km 北西に移動する結果となった。断層帯の長さ（約 23 km）に変化はないが、断層帯の両端を結んで得られる一般走向は N55°W から N65°W となった。

（２）平均変位速度

地形断面測量と段丘面編年の結果、平井断層の平均上下変位速度は0.05～0.1 m/千年程度と見積もられる。平井断層を横断する河谷には100～150 m程度の左方向への屈曲が認められるが、左横ずれの平均変位速度を定量的に見積もることはできなかった。

神川断層の平均上下変位速度は、同速度が最も大きいと推定される神川町植竹付近で0.1 m/千年程度と見積もられる。

櫛挽断層の平均上下変位速度は、深谷市本郷付近から群列ボーリングを実施した寄居町用土付近にかけての地域では約0.1 m/千年と見積もられる。河川の左屈曲から示唆される左横ずれ変位速度については、定量的に見積もることはできなかった。

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）は、平井－櫛挽断層帯の平均変位速度について、上下成分は0.1～0.2 m/千年、左横ずれ成分は不明としている。本調査では、並走する平井断層と神川・櫛挽断層の平均上下変位速度を足し合わせた値は0.15～0.2 m/千年程度となり、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）の値が再確認された。

（３）断層の活動時期

平井断層の活動時期については明確な新データは得られなかったが、美里町白石付近の2.5～3万年前頃に形成されたと推定される扇状地面に北東側上がりの変位を与えている可能性がある。

神川断層の最新活動時期は、本郷地区における群列ボーリング調査の結果から、約2万～2万5千年前とされるAs-BP火山灰の降下後である。

櫛挽断層は、用土地区における群列ボーリング調査の結果から、約3万年前以降に活動している。また、腐植質土から得られた複数の¹⁴C年代の位置関係から、完新世に活動した可能性が示唆される。

今回の調査結果は、平井－櫛挽断層帯ではAT火山灰の降下後に少なくとも1回の断層活動が生じたとする地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）の評価を確認するとともに、As-BP火山灰降下後の神川断層の活動を指摘した群馬県（1998）の調査結果を支持する。さらに、トレンチ調査などによって、本断層帯の最新活動の時期を狭い年代範囲に絞り込める可能性を示した。

謝辞 本研究を実施するに当たり、藤岡市総務部行政課並びに寄居町総務課の皆様には、多大なるご協力を戴いた。藤岡市教育委員会文化財保護課の皆様には、ボーリング掘削により出土した土器片の鑑定を行って戴いた。また、調査地の地権者である野澤信夫氏・宮田 豊氏・中野治夫氏・田島直文氏・田島兵作氏・田島徳重氏、並びに周辺にお住まいの皆様には、土地の使用を認めて戴くとともに、調査の手助けとなる多くの貴重な情報をご提供戴いた。ここに記して御礼申し上げます。

文 献

- 後藤秀昭・中田 高・今泉俊文・池田安隆・越後智雄・澤 祥（2005）1:25,000 都市圏活断層図「本庄・藤岡」．国土地理院技術資料 D・1-No.449.
- 群馬県（1998）関東平野北西縁断層帯（平井断層・神川断層）に関する調査成果報告書．平成9年度地震関係基礎調査交付金，145p.
- 堀口万吉（1986）新編埼玉県史 別編3 自然，7-74.
- 井上大榮・宮腰勝義・上田圭一・宮脇明子・松浦一樹（2002）2000年鳥取県西部地震震源域の活断層調査．地震第2輯，54，557-573.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）関東平野北西縁断層帯の長期評価について．
- 活断層研究会編（1991）「新編日本の活断層－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－日本列島とその周辺．東京大学出版会，336p.
- 松田博幸・羽田野誠一・星埜由尚（1977）関東平野とその周辺の活断層と主要な構造的線状地形について．地学雑誌，86，92-109.
- 松田時彦・山崎晴雄・金子史朗（1975）西関東の活断層．「東京直下型地震に関する調査（その2）」．東京都防災会議，75-108.
- 中村洋介・菊池隆男・栗下勝臣・李 載燮・高村弘毅（2005）立正大学熊谷校地（江南1面）における関東ローム層の火山灰層序（その1）．平成16年度立正大学大学院オープンリサーチセンター報告，135-138.
- 中村洋介・田村俊和・高村弘毅（2007）河成段丘面の火山灰編年に基づく深谷断層の活動性評価．活断層研究，27，139-145.
- 中田 高・今泉俊文編（2002）「活断層詳細デジタルマップ」．東京大学出版会，DVD-ROM 2枚，付図1葉，60p.
- 渋谷 紘・堀口万吉・小勝幸男（1970）関東盆地西部の第四系（その5）．地質学雑誌，76，80.
- 早田 勉（1996）関東地方～東北地方南部の示標テフラの諸特徴－とくに御岳第1テフラより上位のテフラについて－．名古屋大学加速器質量分析計業績報告書，7，256-267.
- 杉原重夫（1989）群馬県吉井町中原で発見された衝上断層の露頭と平井断層の変位．活断層研究，6，30-36.
- 高橋武夫・野村正弘（1999）藤岡市保美の平井断層．群馬県立自然史博物館研究報告，3，37-44.
- Yamazaki, H. (1984) On the relationships between active faults and basin-forming movement. Geogra. Rep. Tokyo Metrop. Univ., 19, 67-78.
- 柳田 誠・百瀬 貢・大熊良章（1982）荒川の河岸段丘．駒澤大学大学院地理学研究，12，3-13.

（受付：2009年7月27日，受理：2009年10月2日）

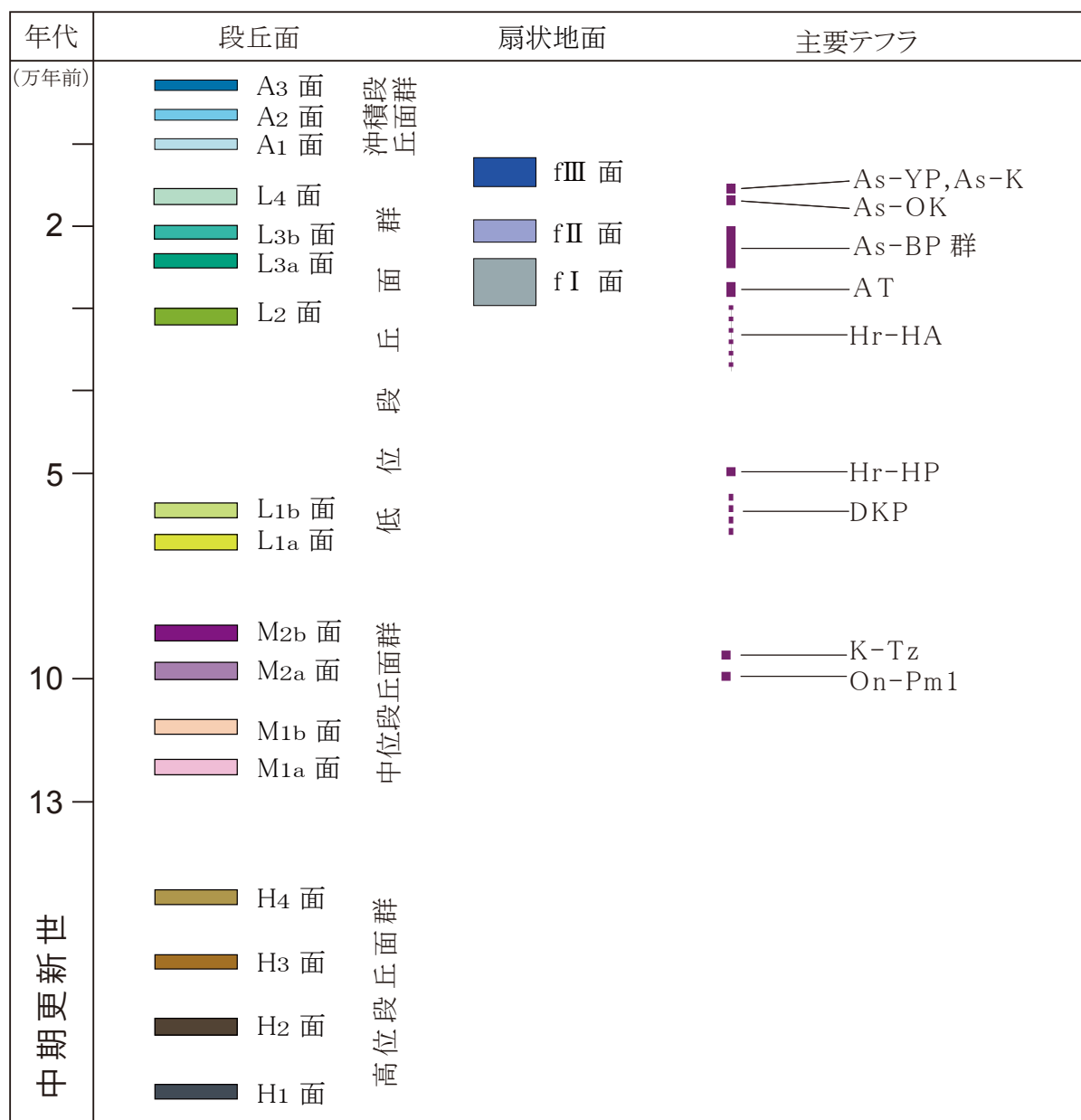
第1表. 用土地区群列ボーリング¹⁴C年代測定結果.

Table 1. ¹⁴C dating results of core samples from the Youdo area.

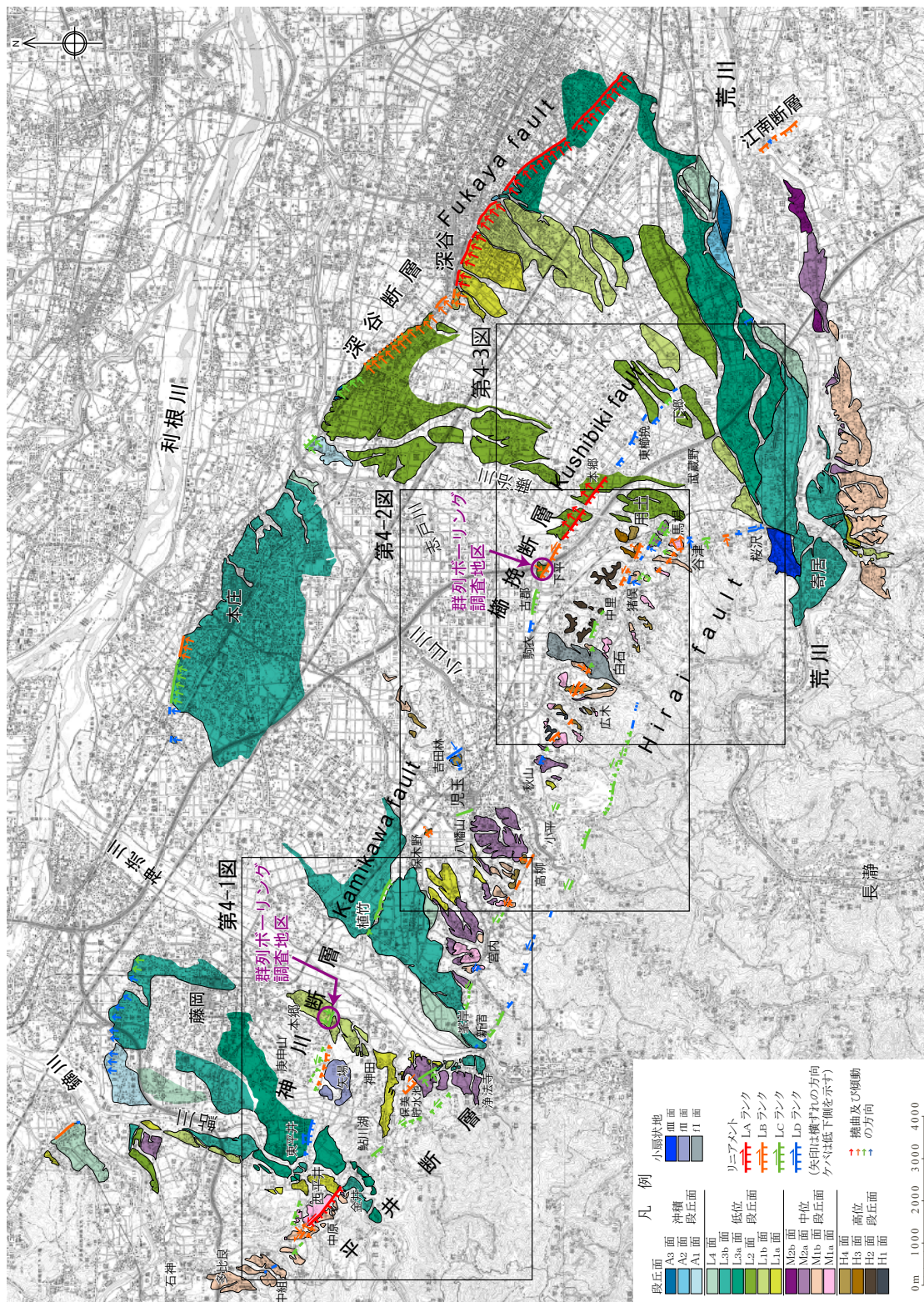
Sample	Material	Lab. No.	δ13C (‰)	Conventional ¹⁴ C age(yBP)	Calibrated age (1σ:cal yBP)	Method
Yo-1-S1	humic sandy silt	Beta - 254403	-20.5	6,220±40	7,170 - 7,040	AMS
Yo-1-C1	humic silt	Beta - 252772	-28.4	43,710±690		AMS
Yo-1-C2	humic silt	Beta - 252773	-28.3	> 45,730		AMS
Yo-2-C1	humic silt	Beta - 252774	-25.7	1,800±40	1,810 - 1,700	Radiometric
Yo-2-C2	humic silt	Beta - 252775	-23.4	7,530±60	8,400 - 8,330	Radiometric
Yo-2-C3	humic silt	Beta - 252776	-23.4	8,090±70	9,080 - 8,990	Radiometric
Yo-3-C1	humic silt	Beta - 252777	-22.1	2,090±40	2,120 - 2,000	Radiometric
Yo-3-C2	humic silt	Beta - 252778	-23.3	6,340±60	7,320 - 7,240	Radiometric
Yo-3-C3	humic sandy silt	Beta - 252779	-28.4	27,290±170		AMS
Yo-4-S1	humic silt	Beta - 254406	-20.5	3,280±40	3,560 - 3,450	AMS
Yo-4-S2	humic silt	Beta - 254407	-21.7	2,390±40	2,460 - 2,350	AMS
Yo-4-C1	humic silt	Beta - 254168	-26.3	28,070±200		AMS
Yo-4-C2	humic silt	Beta - 254167	-27.0	27,870±190		AMS
Yo-4-C3	humic silt	Beta - 254408	-26.3	26,930±190		AMS
Yo-4-C4	sand	Beta - 254409	-26.8	28,680±210		AMS
Yo-4-C5	sandy silt	Beta - 254410	-26.6	27,670±200		AMS
Yo-9-C1	humic silt	Beta - 254169	-26.8	28,860±200		AMS
Yo-9-S1	humic sand	Beta - 254404	-22.3	9,030±50	10,240 - 10,190	AMS
Yo-9-S2	humic sand	Beta - 254405	-20.7	7,810±40	8,610 - 8,550	AMS

第1図. 平井一橋断層帯の位置と調査実施地域. 国土地理院発行 20 万分の 1 地勢図「宇都宮」と「長野」を使用. 断層線の位置は地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005) による.

Fig. 1. Location of the Hirai-Kushibiki fault zone and survey areas. 1/200,000 topographic maps “Utsunomiya” and “Nagano” by Geographical Survey Institute are used for the base map. Fault traces are after Earthquake Research Committee, Headquarters for Earthquake Research Promotion (2005).

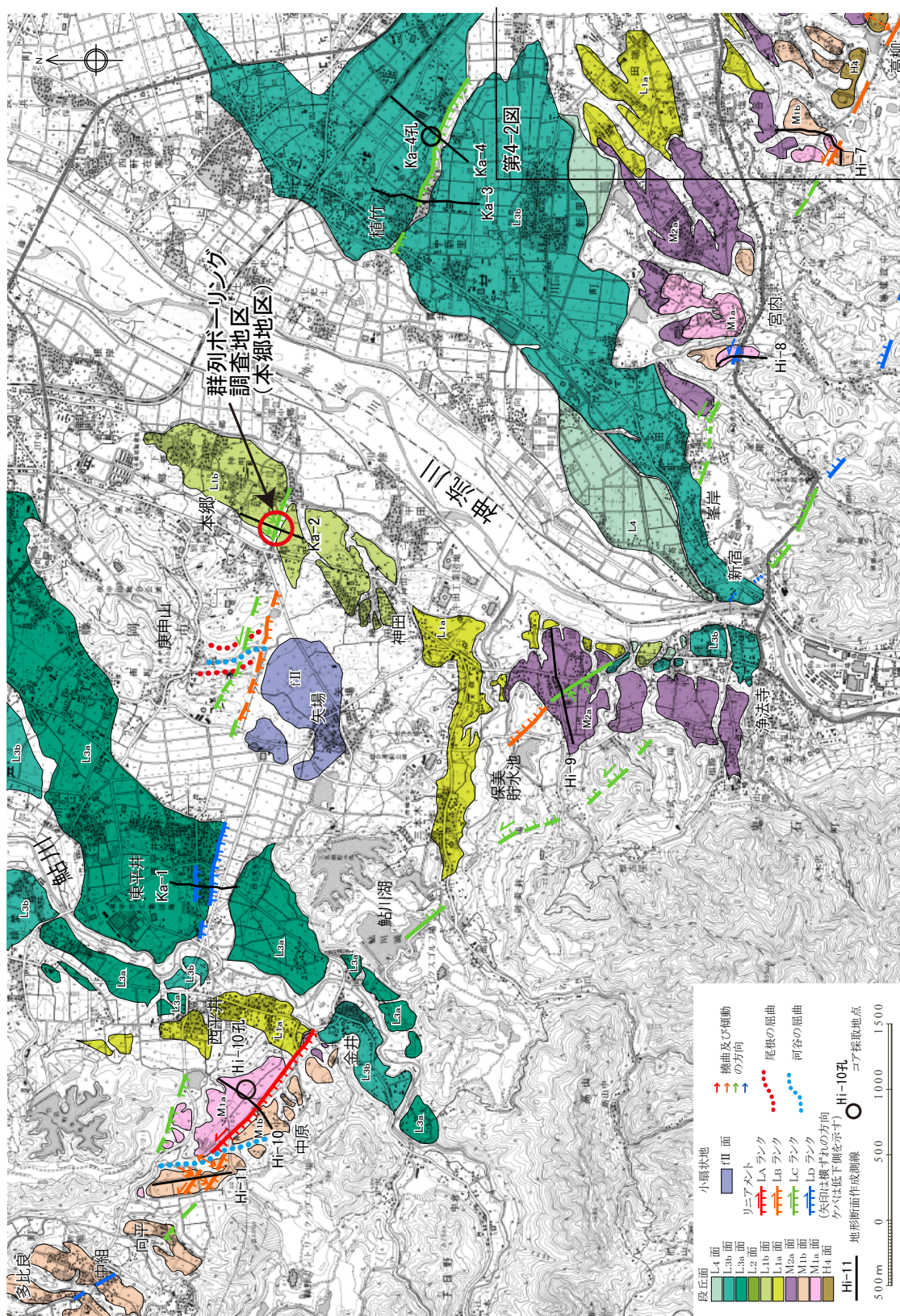


第2図. 調査地域に分布する河成段丘面の区分と編年. 主要テフラの年代は町田・新井(2003)及び早田(1996)による.
 Fig. 2. Division and chronology of fluvial terraces distributed in the survey area. Ages of major tephras are after Machida and Arai (2003) and Soda (1996).



第3図. 空中写真判読による段丘面区分と変動地形・リニアメントの分布. 国土地理院発行5万分の1地形図「高崎」, 「寄居」及び「熊谷」を基図として使用.

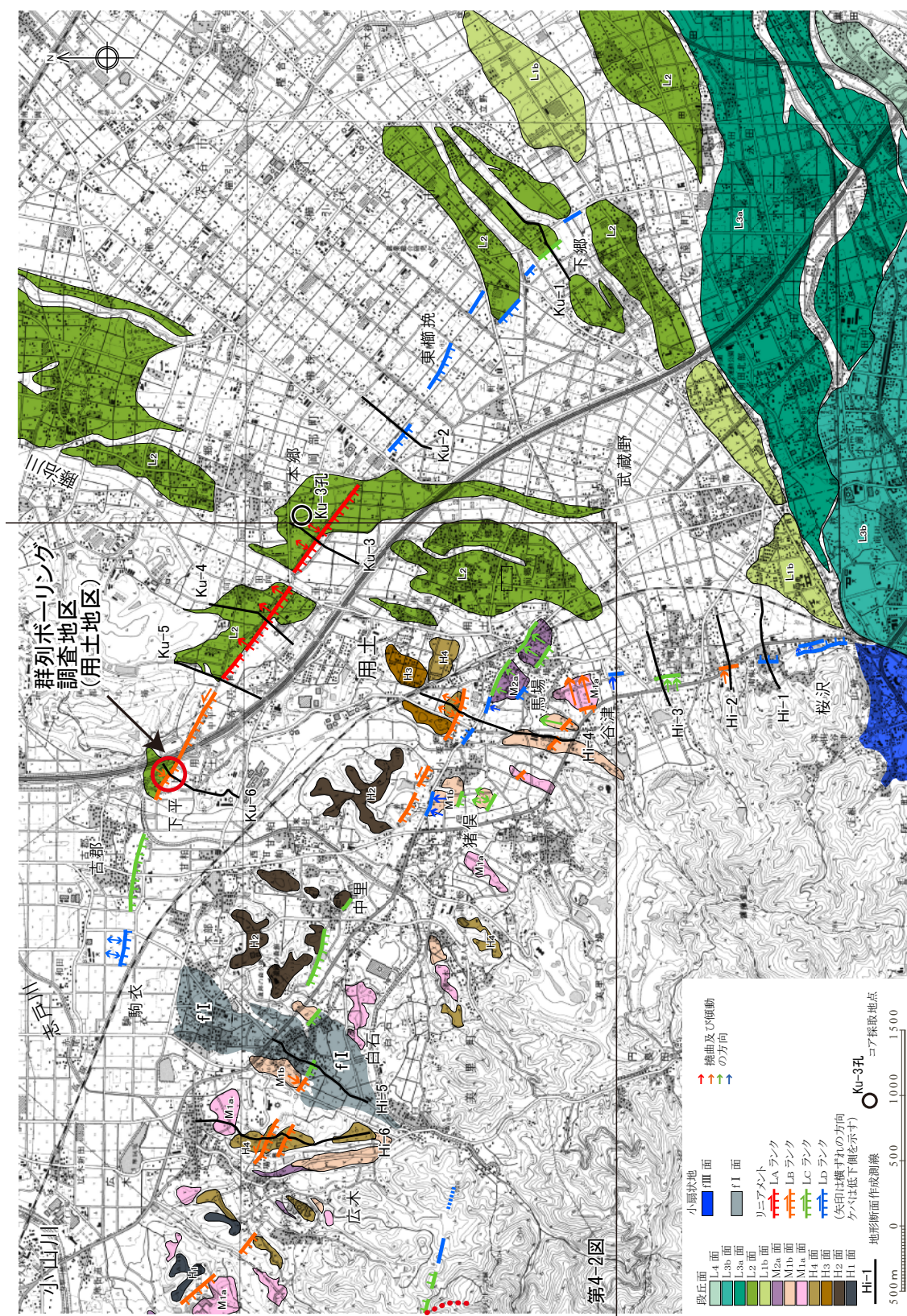
Fig. 3. Distribution of fluvial terrace surfaces and tectonic landforms based on the interpretation of aerial photographs. 1/50,000 topographic maps "Takasaki", "Fukaya", "Yorii" and "Kumagaya" by Geographical Survey Institute are used for the base map.





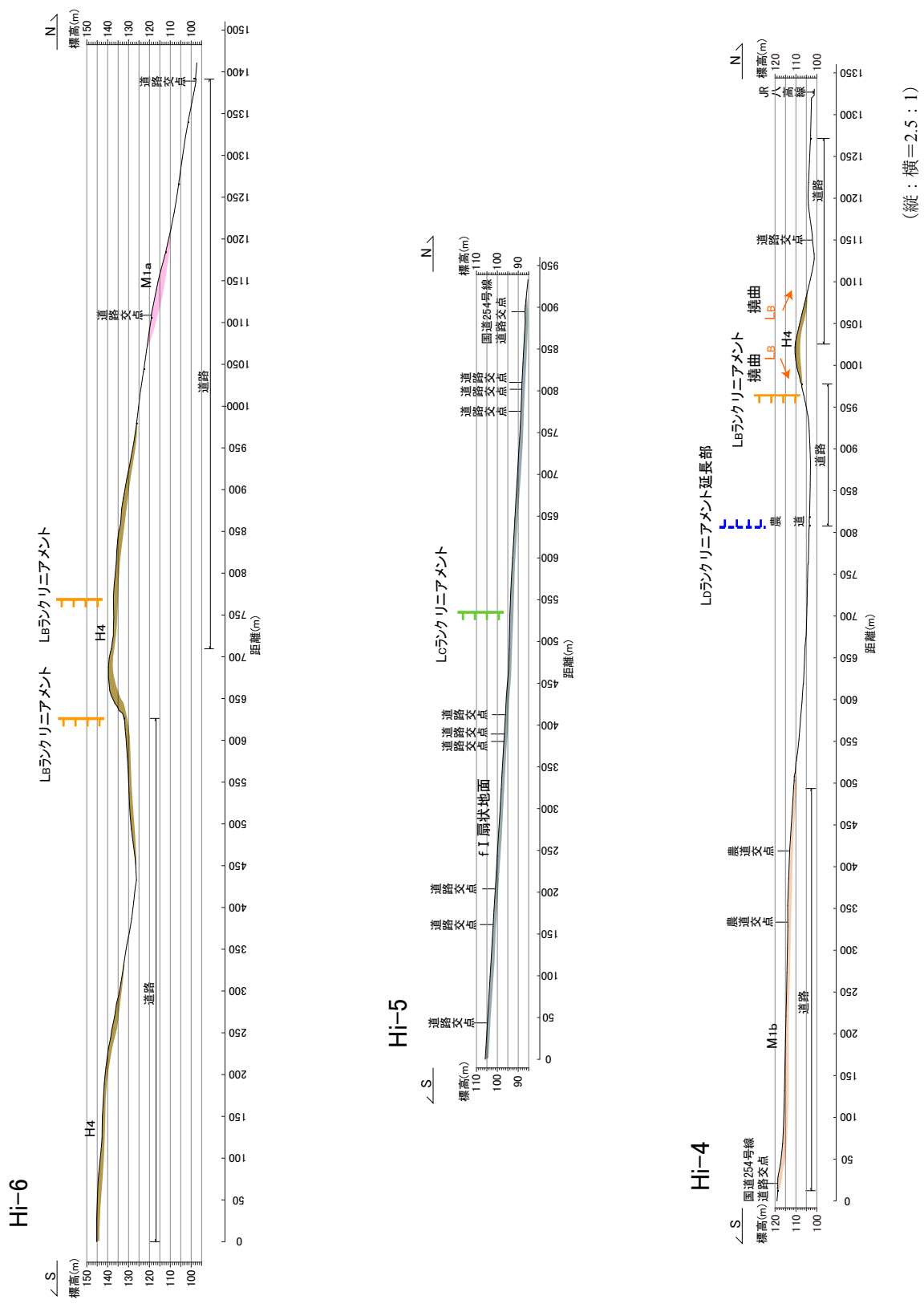
第4-2図. 段丘面及び変動地形・リニアメントの詳細分布(その2). 地形断面測量の測線位置をあわせて示す. 国土地理院発行2.5万分の1地形図「藤岡」, 「本庄」, 「鬼石」及び「寄居」を基図として使用.

Fig. 4-2. Detailed distribution of fluvial terrace surfaces and tectonic landforms (2). Locations of topographic profiles are also shown. 1/25,000 topographic maps "Fujioaka", "Honjo", "Onishi" and "Yorii" by Geographical Survey Institute are used for the base map.

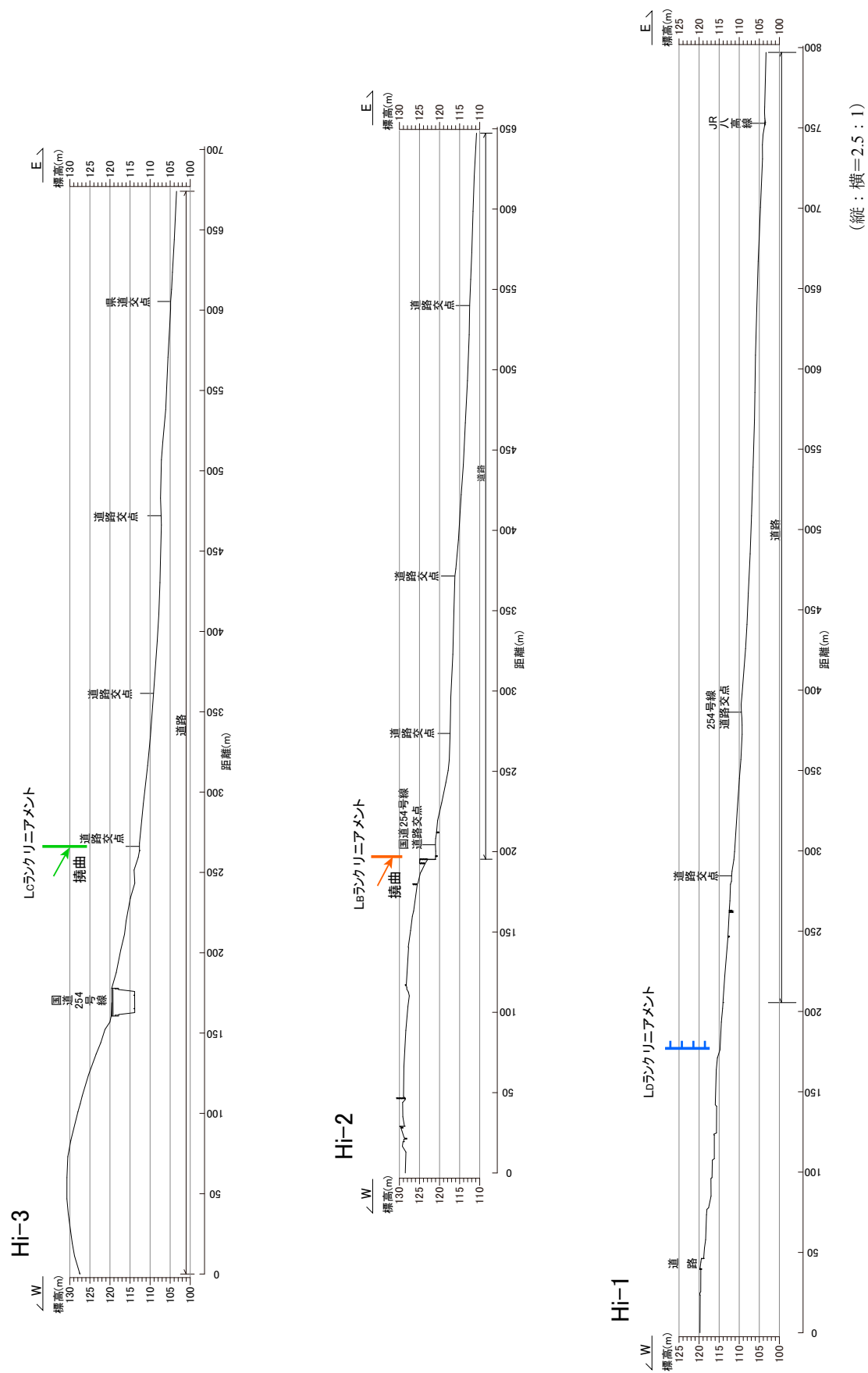


第4-3図、段丘面及び変動地形・リニアメントの詳細分布（その3）、地形断面測量の測線位置をあわせて示す。国土地理院発行2.5万分の1地形図「高崎」、「深谷」、「寄居」及び「熊谷」を基図として使用。

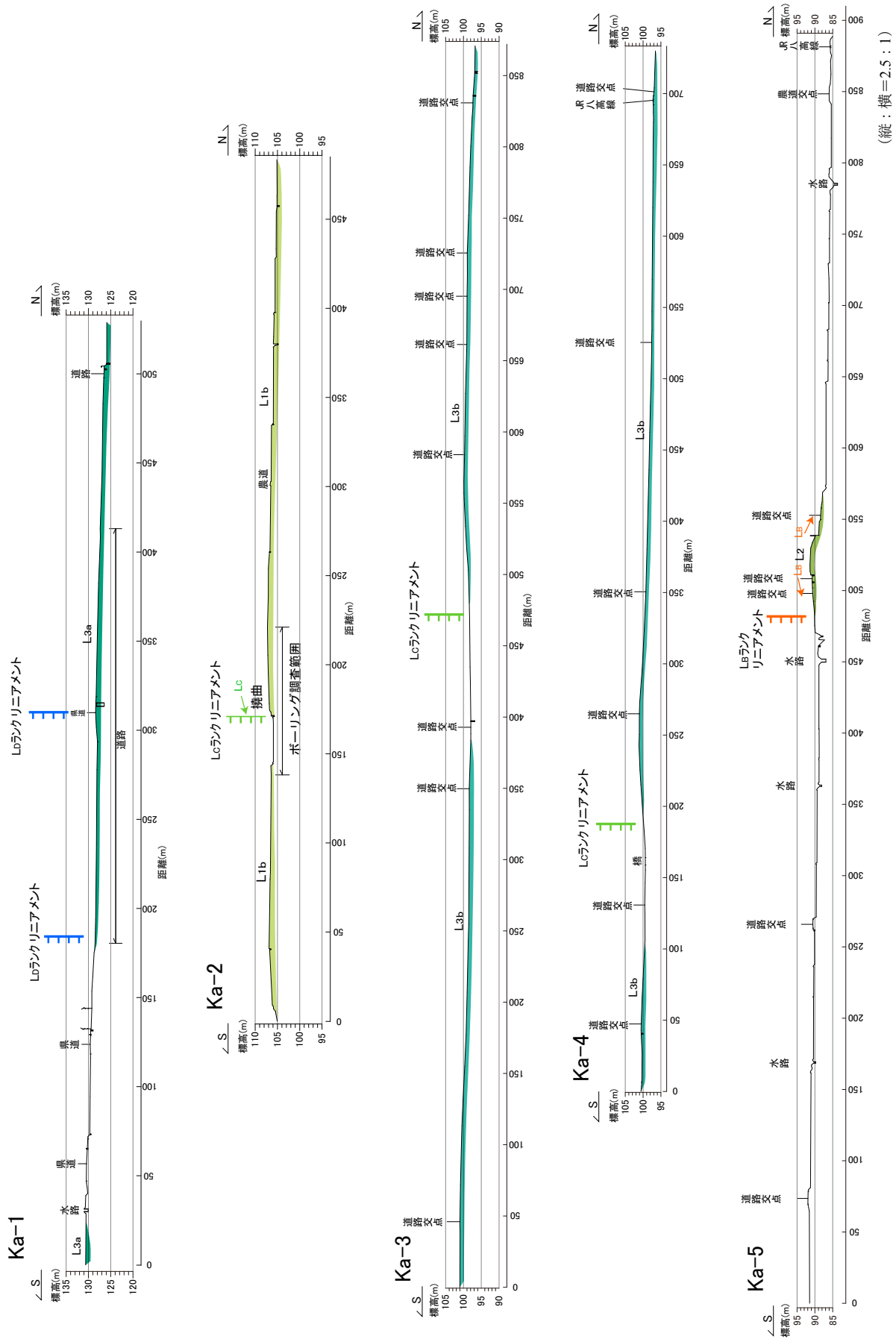
Fig. 4-3. Detailed distribution of fluvial terrace surface profiles are also shown. 1/25,000 topographic maps



第 5-2 図. 平井断層を横断する地形断面 (その 2).
Fig. 5-2. Topographic profiles across the Hirai fault (2).

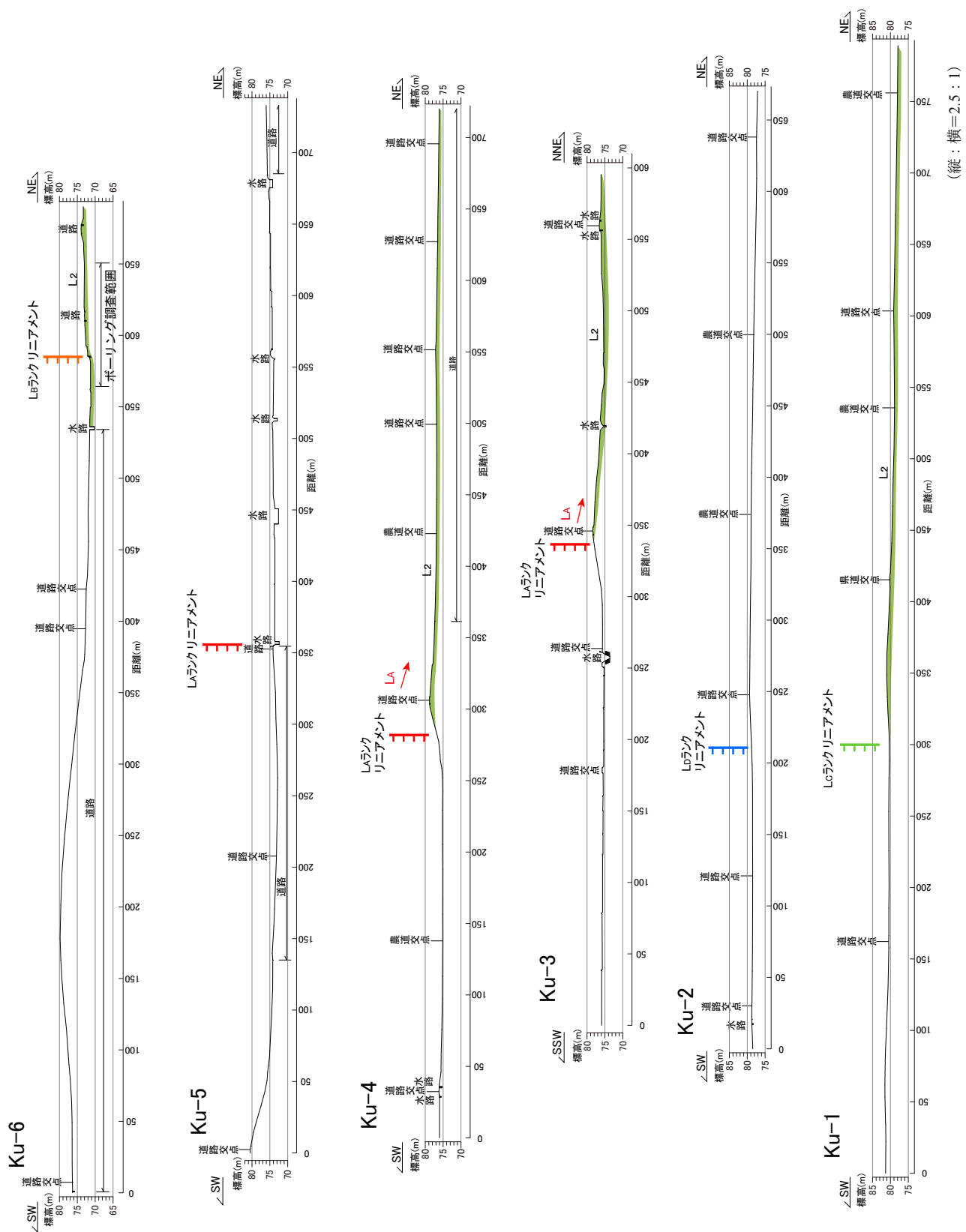


第 5-3 図. 平井断層を横断する地形断面 (その 3).
Fig. 5-3. Topographic profiles across the Hirai fault (3).

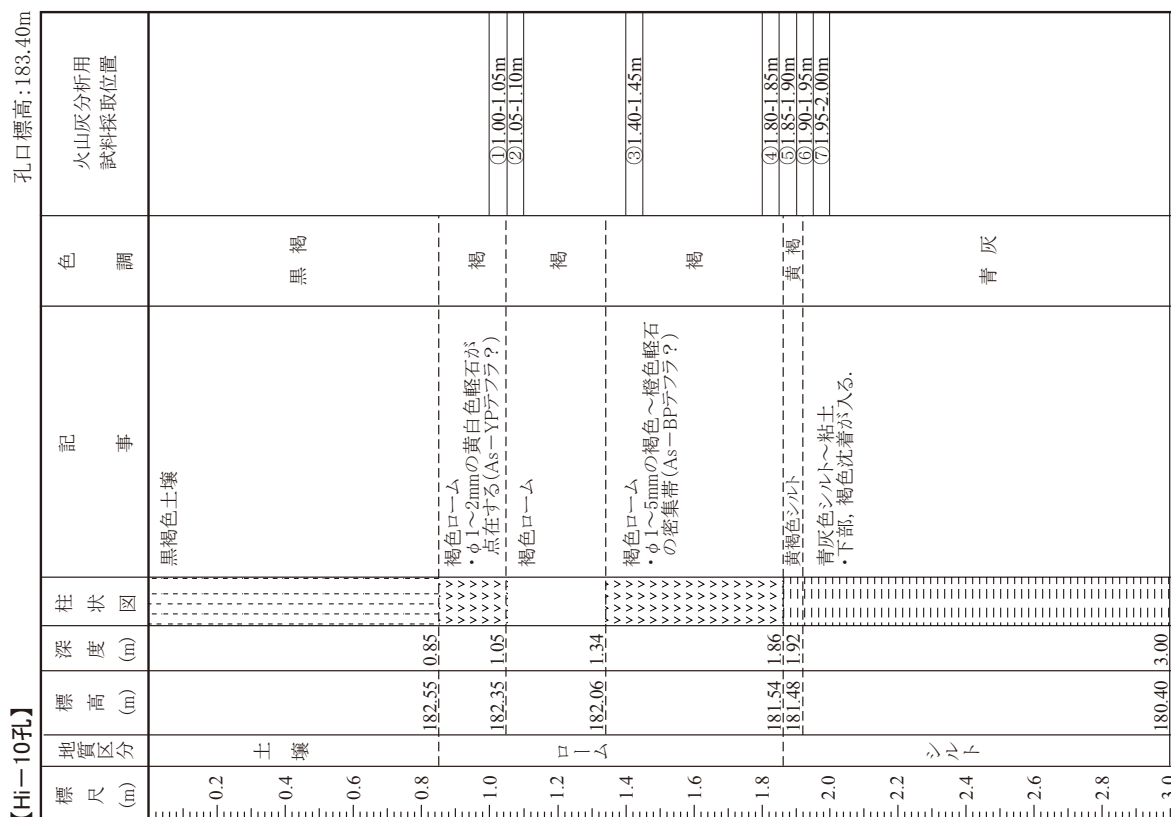
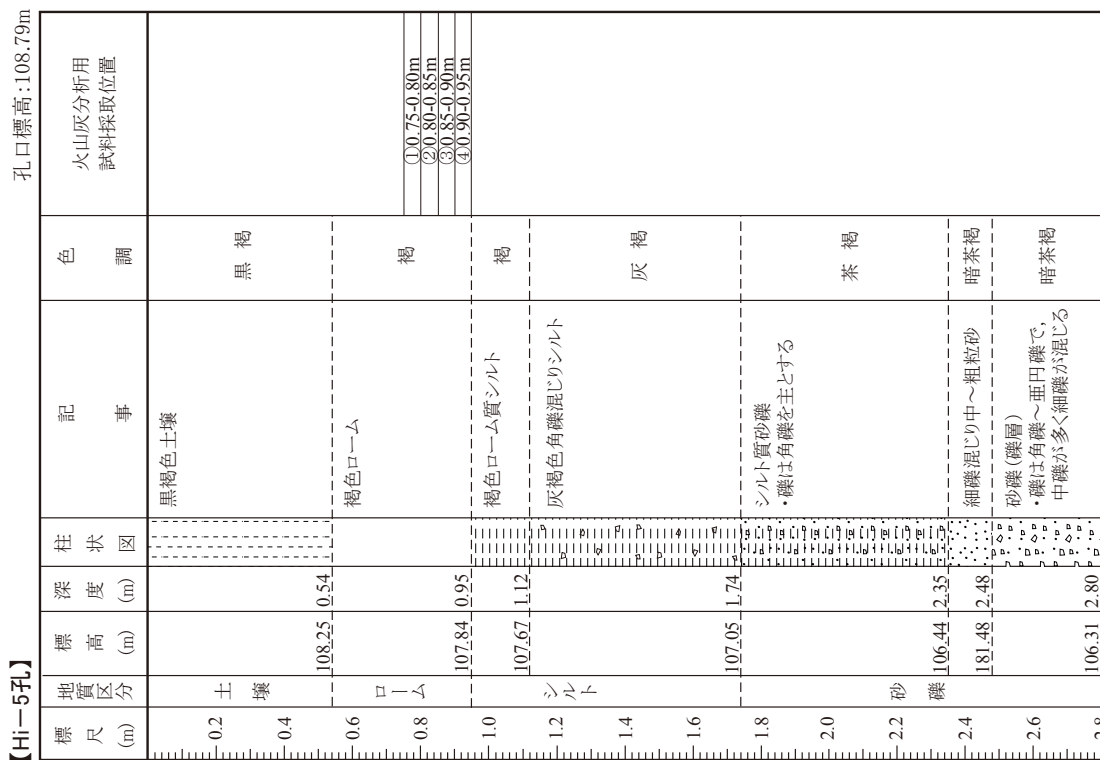


第5-4図. 神川断層を横断する地形断面.

Fig. 5-4. Topographic profiles across the Kamikawa fault.

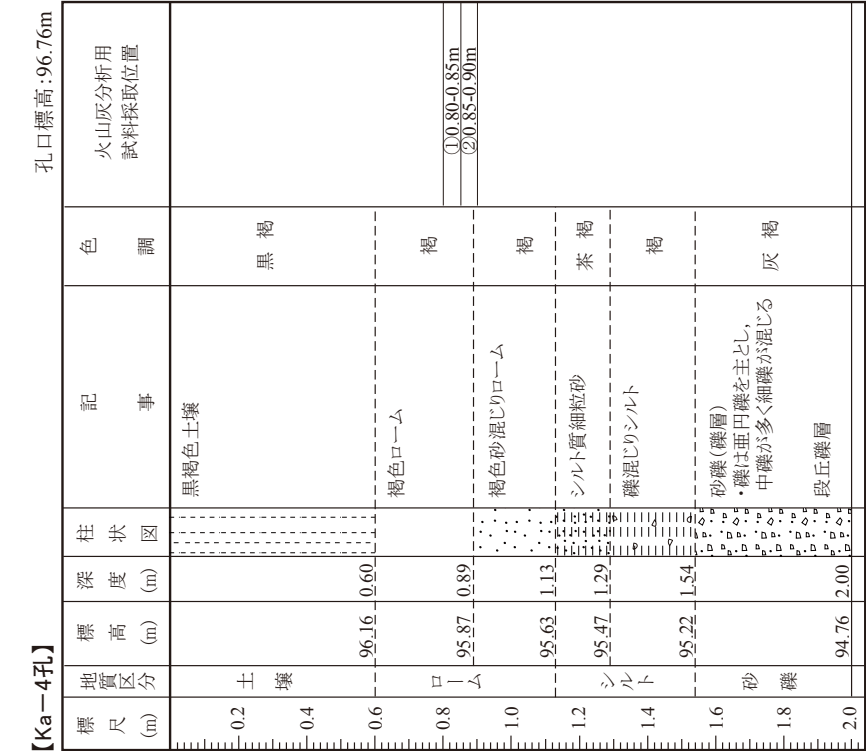
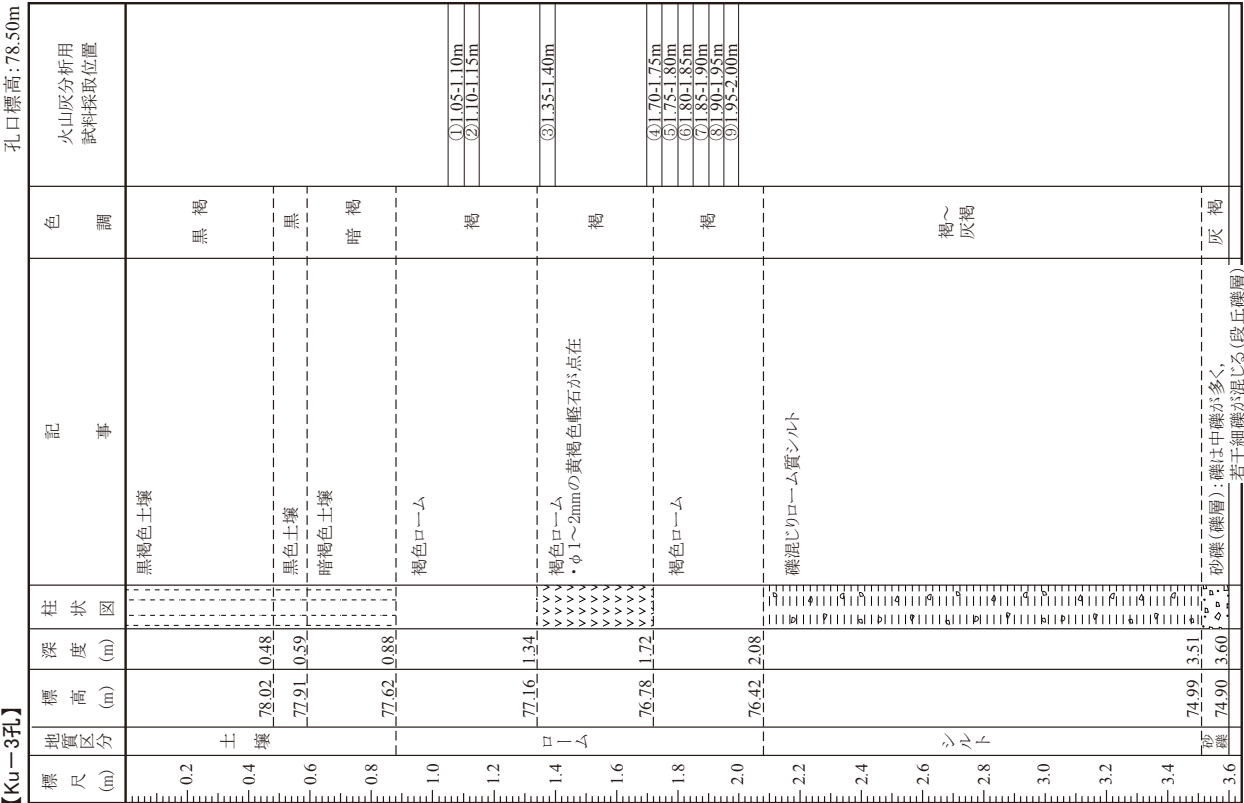


第 5-5 図. 横挽断層を横断する地形断面.
Fig. 5-5. Topographic profiles across the Kushibiki fault.



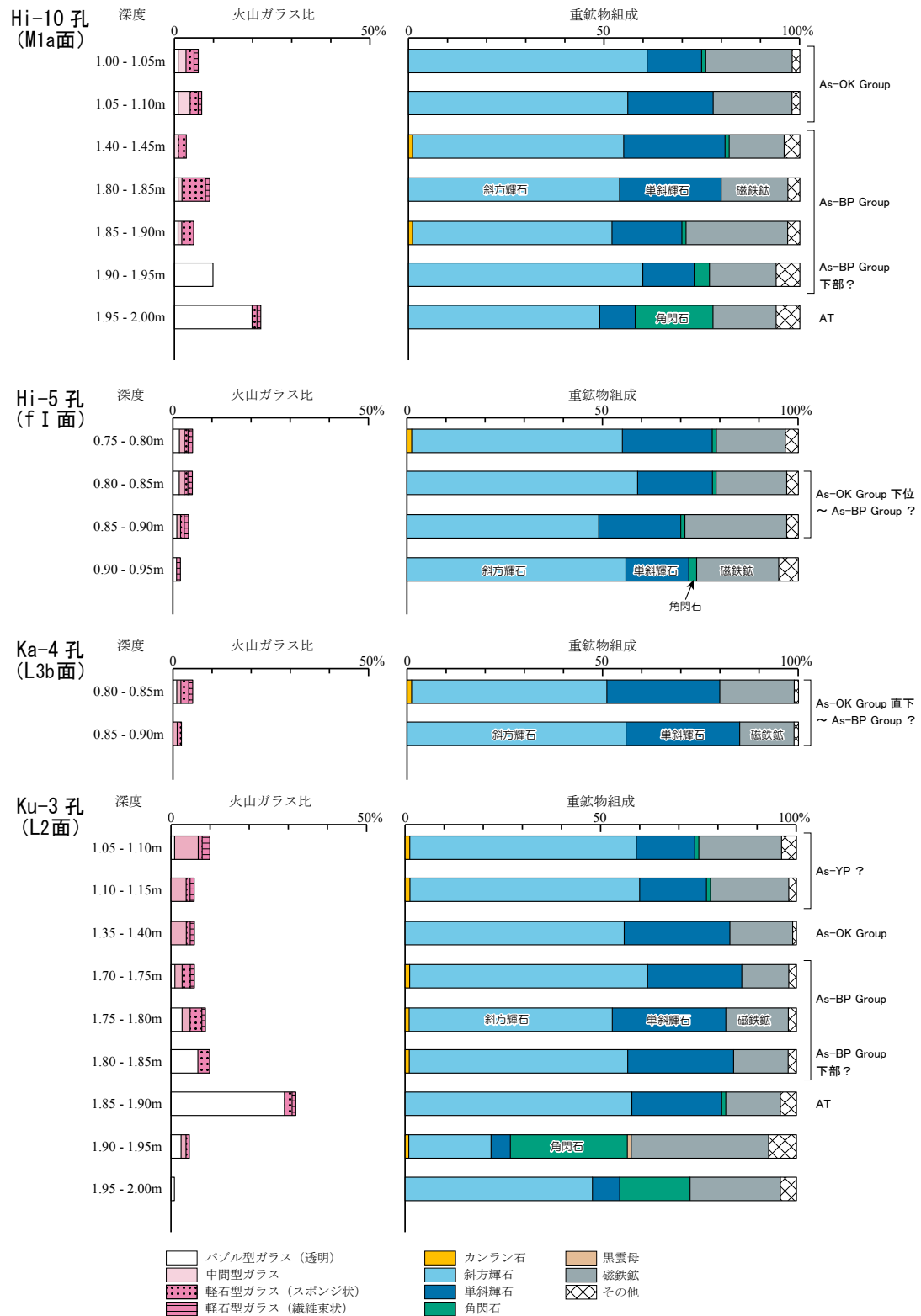
第6-1図. M1a面上で掘削されたHi-10孔(藤岡市西平井)とfI面上で掘削されたHi-5孔(美里町白石)のコア柱状図。
コア採取位置は第4-1, 4-2図参照。

Fig. 6-1. Columnar sections of Hi-10 hole on M1a terrace surface and Hi-5 hole on fI fan surface. See Figs. 4-1 and 4-2 for the drilling sites.

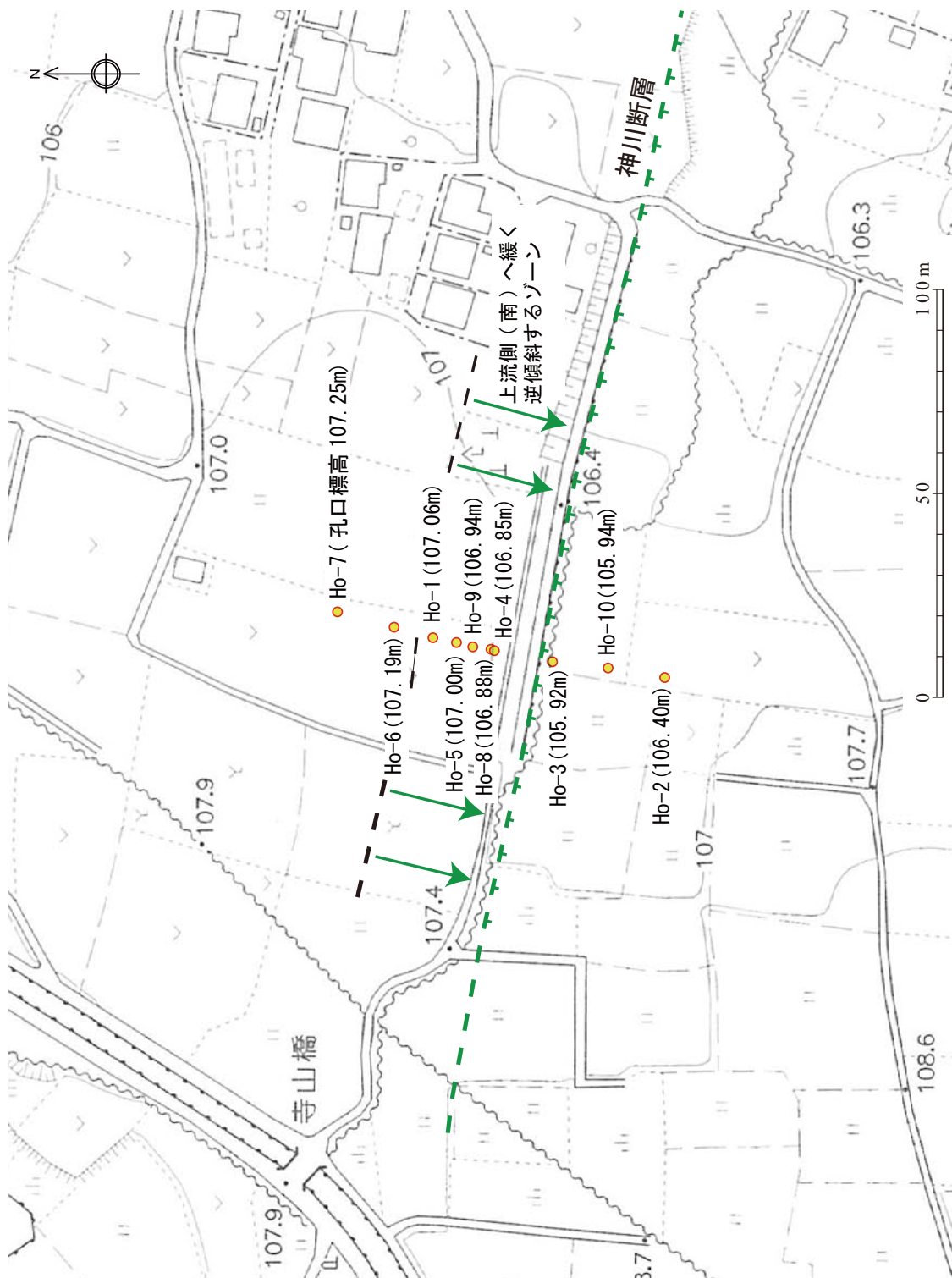


第 6-2 図. L3b 面上で掘削された Ka-4 孔 (神川町植竹) と L2 面上で掘削され た Ku-3 孔 (深谷市本郷) のコア柱状図. コア採取位置は第 4-1, 4-3 図参照.

Fig. 6-2. Columnar sections of Ka-4 hole on L3b terrace surface and Ku-3 hole on L2 terrace surface. See Figs. 4-1 and 4-3 for the drilling sites.



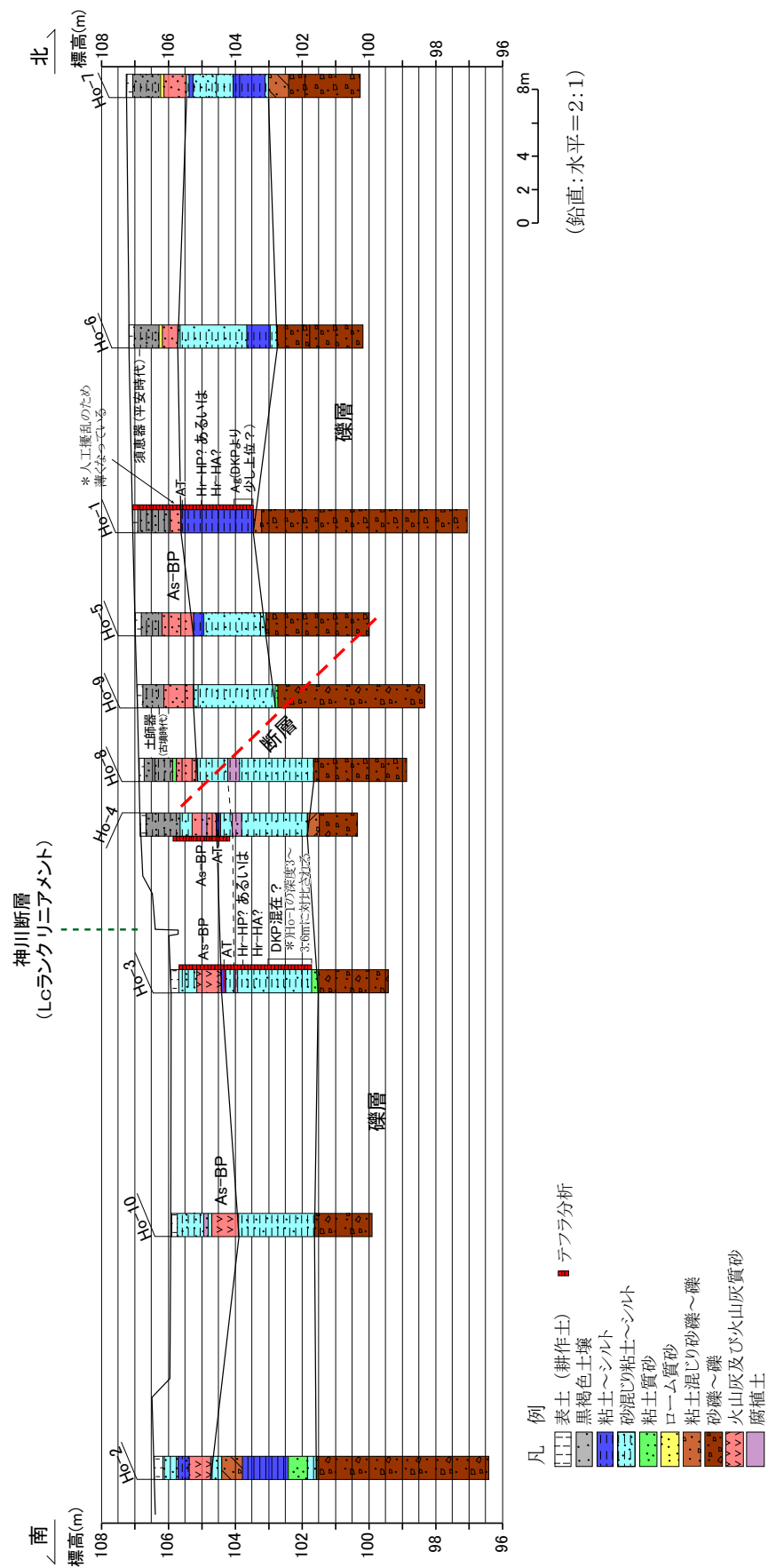
第 7 図. 段丘及び扇状地礫層を覆うローム層・シルト層の火山灰分析結果. 分析は火山灰考古学研究所による.
Fig. 7. Results of tephra analysis of loam and silt beds covering M1a, L3b and L2 terrace surfaces and fI fan surface.



第 8 図. 神川断層・本郷地区群列ボーリング掘削地点詳細位置図. 基図は 2,500 分の 1 藤岡市都市計画区域図 25.
Fig. 8. Detailed location map of 10 boreholes across the Kamikawa fault in the Hongo area, Fujioka City. 1/2,500 urban planning map
no. 25 of Fujioka City is used for the base map.

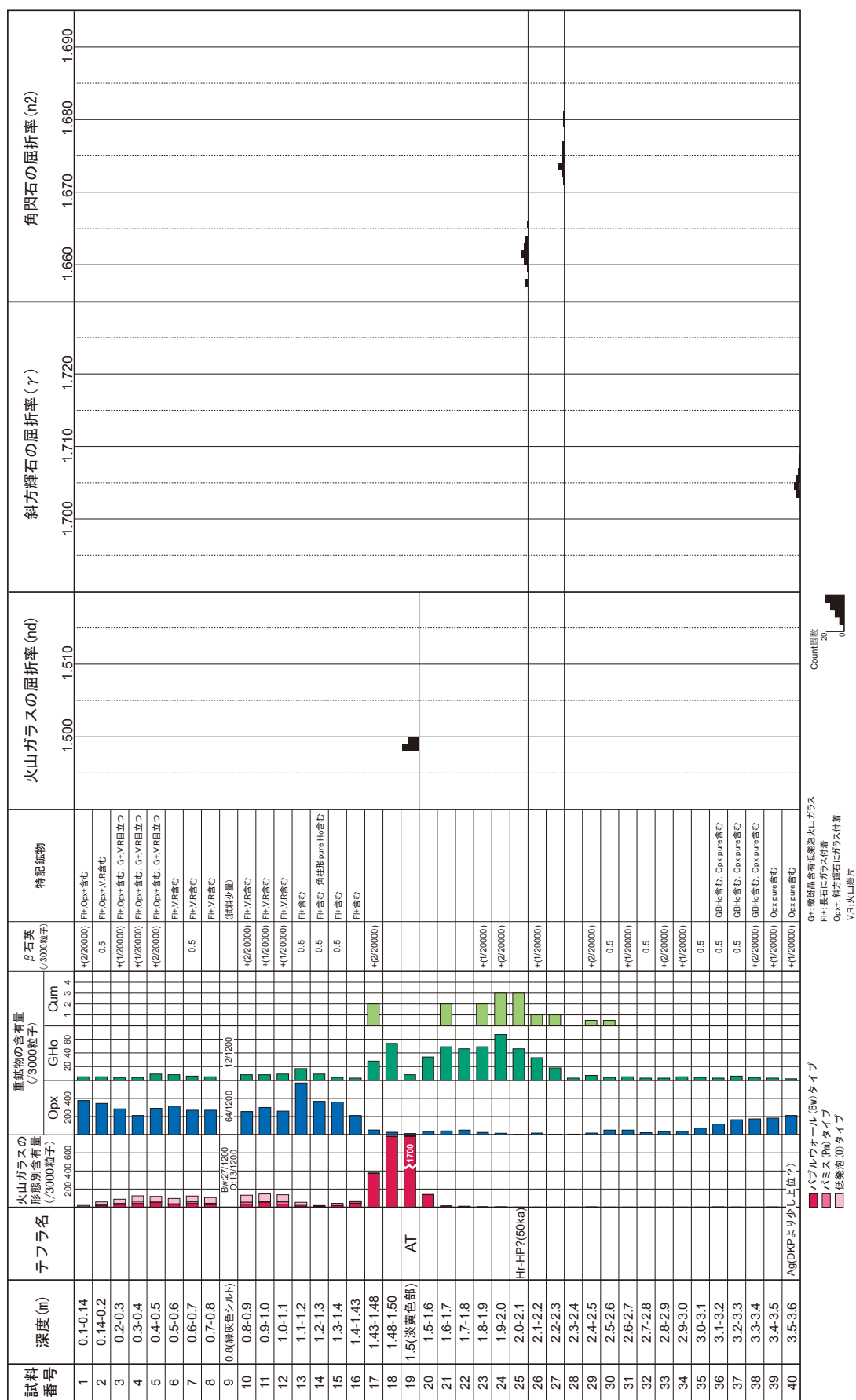


第9図. 藤岡市本郷地区群列ボーリング掘削地点に発達する低崖. 南側から撮影.
Fig. 9. A very low scarp in the Hongo area, Fujioka City, viewed from south (downthrown side).



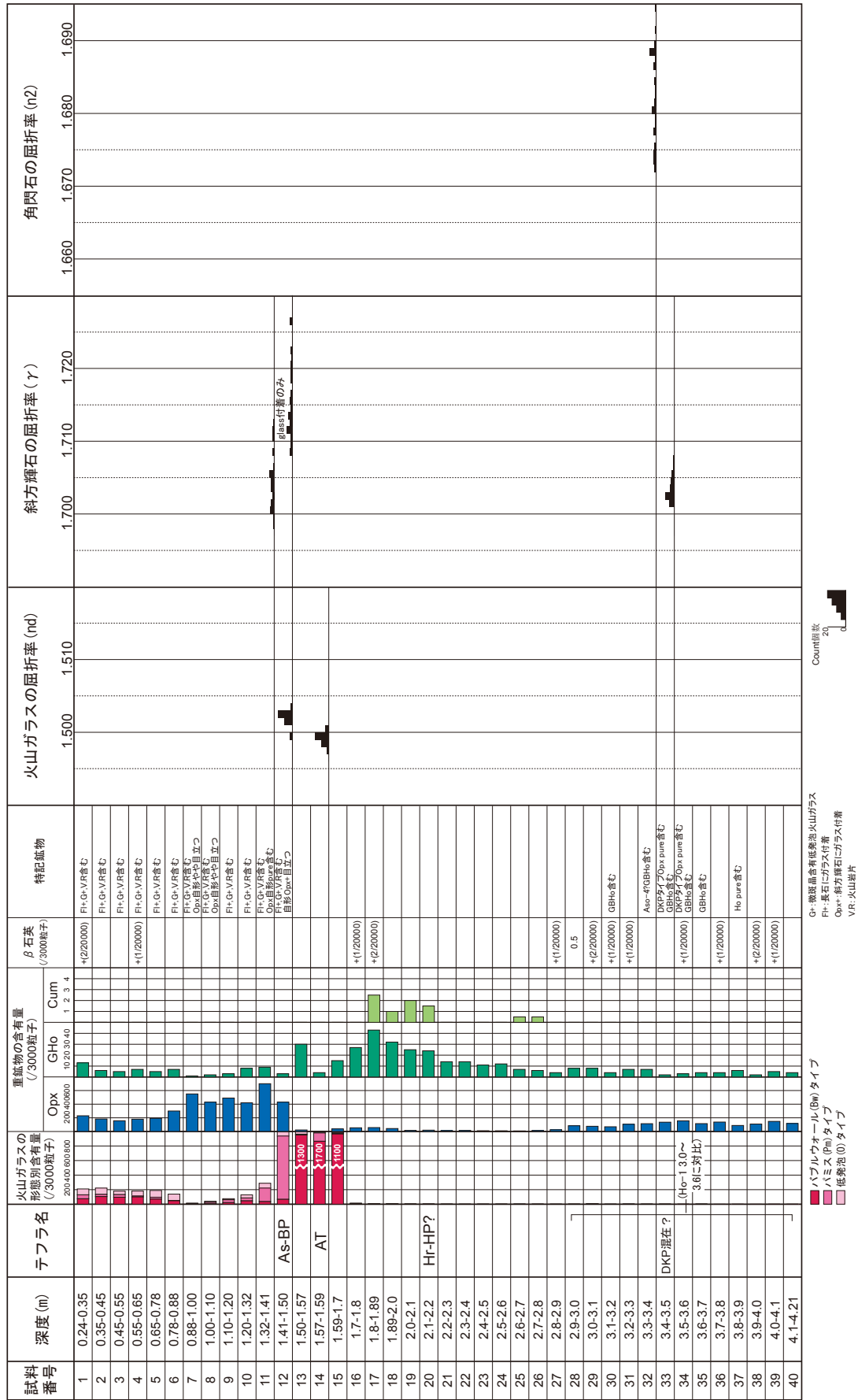
第10図. 本郷地区の群列ボーリング調査結果 (ボーリング柱状地質断面図).
Fig. 10. Geologic profile of the Hongo area based on columnar sections of 10 extracted cores.

孔番号: Ho-1



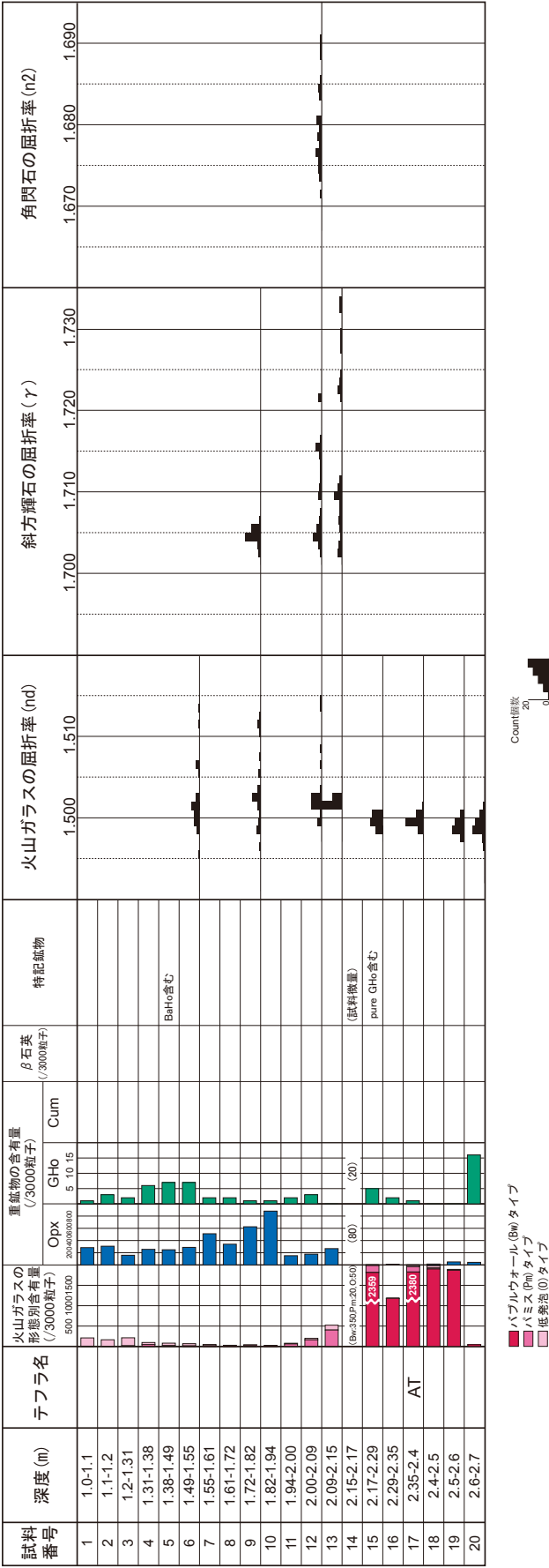
第 11-1 図. 本郷地区 Ho-1 コアの火山灰分析結果. 分析は株式会社古澤地質による.
Fig. 11-1. Result of tephra analysis of Ho-1 core, Hongo area.

孔番号: Ho-3

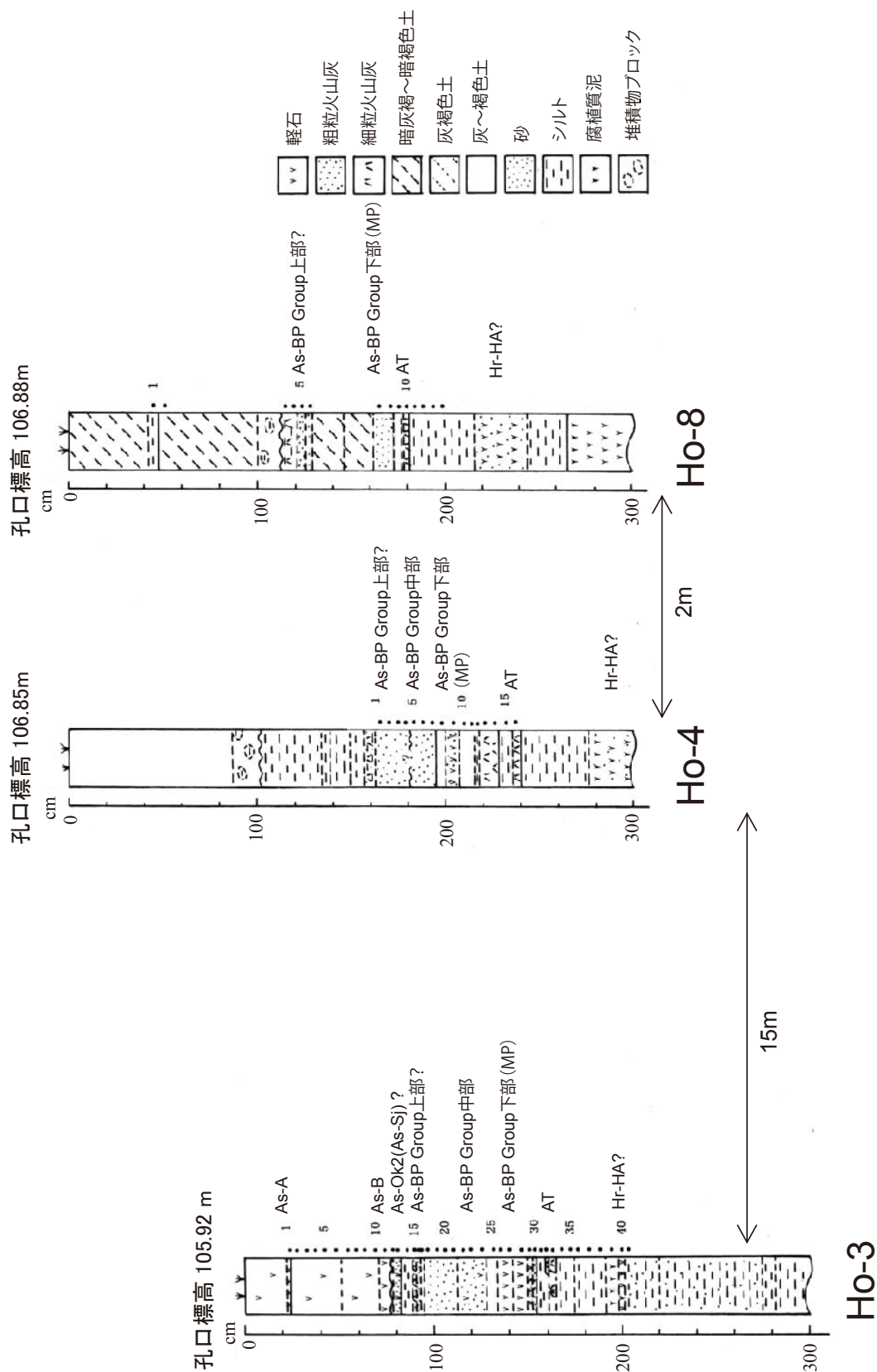


第 11-2 図. 本郷地区 Ho-3 コアの火山灰分析結果. 分析は株式会社古澤地質による.
Fig. 11-2. Result of tephra analysis of Ho-3 core, Hongo area.

孔番号: Ho-4



第 11-3 図. 本郷地区 Ho-4 コアの火山灰分析結果. 分析は株式会社古澤地質による.
Fig. 11-3. Result of tephra analysis of Ho-4 core, Hongo area.



第12図. 本郷地区 Ho-3, Ho-4 及び Ho-8 コアのクロスチェック火山灰分析結果. 分析は火山灰考古学研究所による.
Fig. 12. Results of crosscheck tephra analysis for Ho-3, Ho-4 and Ho-8 cores, Hongo area.

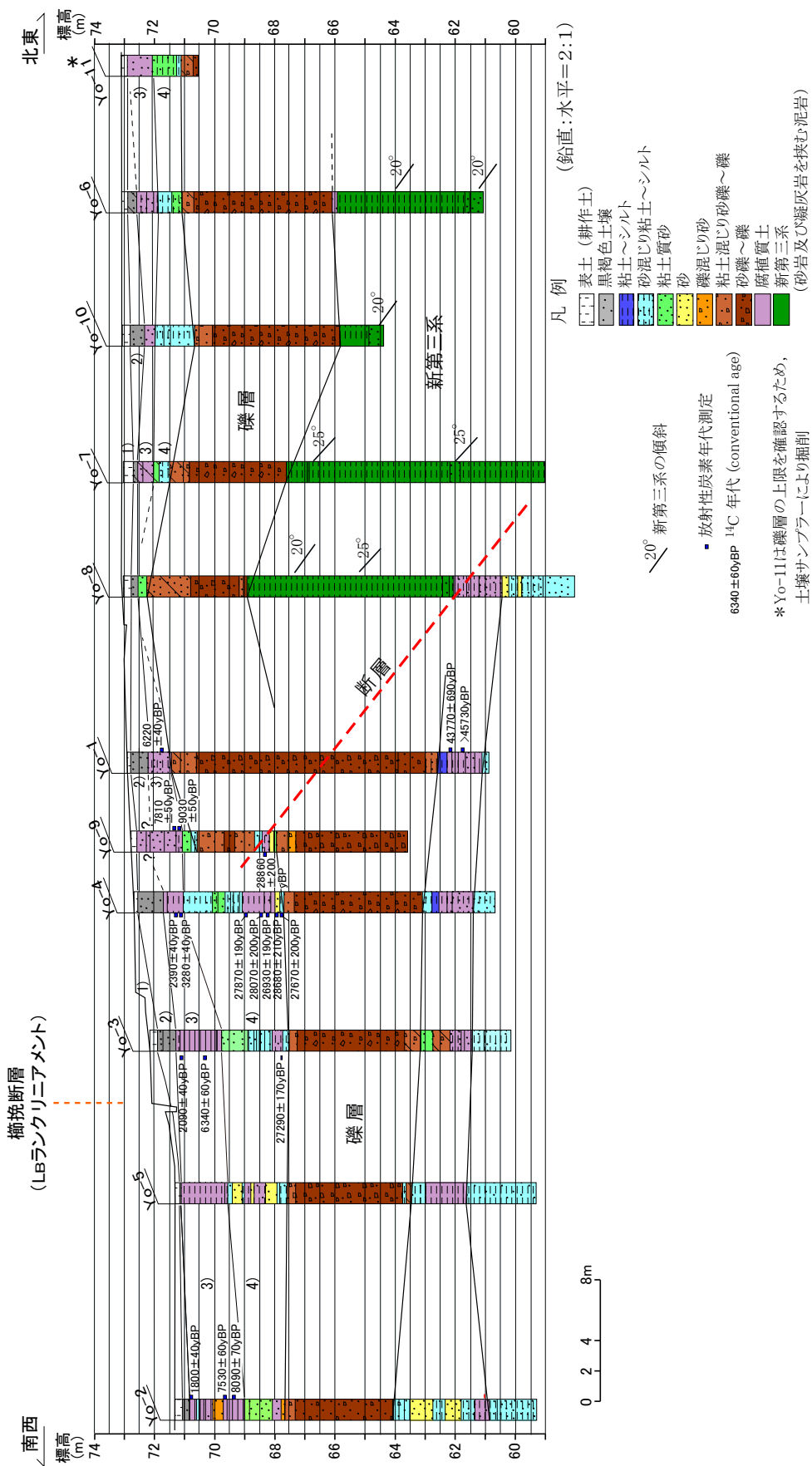


第 13 図. 櫛挽断層・用土地区群列群列ボーリング掘削地点詳細位置図. 基図は 2,500 分の 1 寄居町都市計画基本図 (IV-JC35-4).

Fig. 13. Detailed location map of 10 boreholes across the Kushibiki fault in the Youdo area, Yorrii Town. 1/2,500 town planning map no. IV-JC35-4 of Yorrii Town is used for the base map.



第 14 図. 寄居町用土地区群列ボーリング掘削地点に発達する低崖. 南西側から撮影.
Fig. 14. A low scarp in the Yodo area, Yorii Town, viewed from southwest (downthrown side).



第15図. 用土地区の群列ボーリング調査結果（ボーリング柱状地質断面図）.
Fig. 15. Geologic profile of the Youdo area based on columnar sections of 11 extracted cores.