

「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書 No.H18-1

花輪東断層帯の活動性および活動履歴調査

平成 19 年 5 月

独立行政法人
産業技術総合研究所

目 次

1. 花輪東断層帯の概要とこれまでの主な調査研究	1
2. 調査結果	1
(1) 段丘面の編年	1
(2) 内山地区	3
(3) 乳牛地区	4
(4) 上野・玉内地区	4
(5) 大里地区	6
(6) 谷内地区	7
(7) 尾去・松館地区	8
(8) 大深度ボーリング資料およびP波反射法地震探査に基づく地下地質	9
3. まとめ	12
3. 1 断層帯の位置及び形態	12
(1) 断層帯を構成する断層	12
(2) 断層面の位置・形状	12
(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	14
(3) 1回の変位量	15
(4) 活動間隔	15
(5) 活動区間	15
注	15
文 献	16
図 表	18

1. 花輪東断層帯の概要とこれまでの主な調査研究

花輪東断層帯は、秋田県鹿角市を内包する花輪盆地の東部に位置する（図 1）。本断層帯は、鹿角市街地直下および東北自動車道に沿って分布することから、同断層帯の活動性把握は、地震被害予測に必要な情報である。

花輪東断層帯については、藤井ほか（1969）が重力異常の急勾配帯に一致する小豆沢断層を報告し、内藤（1970）も基盤の分布から東側隆起の小豆沢断層を報告している。活断層研究会（1991）は、小豆沢断層を確実度 II（一部 I）の活断層として認定している。大月（1998）は、小豆沢断層の西側（花輪盆地内部）に 2 条の断層を認め、これらの断層は十和田八戸火砕流堆積物（15ka：町田・新井，2003）およびそのラハール面を変位を与えているとした。また、これら 2 条の断層の平均上下変位速度は 0.2～0.5m/ky と見積もった。大月（2001; 2005）、中田・今泉（2002）は、空中写真判読により、本断層帯の詳細位置を提示した。本断層帯の活動履歴について、ボーリング調査やトレンチ調査などの精査は行われていない。

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）は、公表された先行研究をふまえて、花輪東断層帯を断層長 20km、平均上下変位速度 0.3m/千年以上（活動度：B 級相当以上）と推定し、基盤的調査観測の基準を満たすと判断した。

2. 調査結果

本調査では、まず、活断層の変位基準となる段丘面を、テフクロノロジーおよび ^{14}C 年代測定法によって編年した。次に、断層帯の長さを推定するため、北部から南部に向かって変位地形を確認し、変位地形の断面図を大縮尺地図によって作成した。また、平均上下変位速度が最も速いと考えられる花輪東断層帯中部を重点的調査地域に設定し、P 波による反射法地震探査（以下、P 波探査）をおこなった（図 2）。さらに、断層活動時期と断層変位量を把握するため、トレンチ調査、ピット調査、ボーリング掘削、地形断面測量、試料分析（ ^{14}C 年代測定、テフラ分析）を行った。

（1）段丘面の編年

空中写真判読により、段丘面の分類をおこなった。段丘面は面の開析程度、比高を指標にして、高位（H）面、低位（L1～L8）面に分類される（図 2, 3）。

H 面は開析が進んでおり、連続性はよくない。H 面の形成年代は、面にのるレ

スの層厚を，レスの堆積速度（1.2cm/ky）で除して，200～300kaと推定されている（大月，2005）．レスの堆積速度は，十和田八戸テフラ（To-H），十和田大不動テフラ（To-Of），洞爺テフラ（Toya）の間のレスの層厚を，テフラの噴出年代で除したものとされている（テフラの略称は町田・新井（2003）に従う）．

Loc.1の露頭では，下位から，H面構成層，斜面堆積物，レスが累重している（図4）．レスの中にはテフラが数枚挟まっており，テフラの構成物質の量比や屈折率測定を行った（図5）．その結果，下位から，Toya（112～115ka），十和田奥瀬テフラ（To-Os: MIS5a?），十和田キビダンゴ?（To-Kb?），To-Of（ ≥ 33 ka），To-H（15ka）が検出された（図5：テフラの噴出年代は町田・新井（2003）より引用）．また，レスと高位段丘構成層の間には，段丘構成層の再堆積層（斜面堆積物）が介在するため，レス基底の年代は段丘面の形成年代を近似していない．そのため，大月（2005）の示した高位段丘面形成年代の妥当性を吟味することはできていない．

L1面はやや開析が進んでおり，連続性は良くない（図3）．L1面の形成年代は，L1面構成層がTo-Hに覆われることから（大月，2005），15ka以前に形成されたと判断される．

L2面は，To-Hの火砕流堆積面（またはラハール堆積面¹⁾）であり，面の開析は進んでいるものの広い面積を残している（図2，3）．Loc.2，Loc.7ではL2面構成層が観察される（図4）．これらL2面構成層は，To-H起源の軽石および火山灰層が主体である．これらの軽石，火山灰層は無層理であり，層相からTo-H火砕流もしくはラハールであるかの判別をすることはできない．Loc.2，Loc.7における火砕流堆積物中に含まれる炭化木片の¹⁴C年代値は，それぞれ12,990 \pm 50 yBP（15,100～15,610 cal yBP），13,160 \pm 50 yBP（15,290～15,880 cal yBP）を示す（表2）．そのため，L2面の形成年代は15ka前後と求まる．

L3面は，黒沢川沿いと米代川西岸においてL2面に沿って分布し，面の保存は良い．Loc.3で観察されるL3面構成層は砂礫であり，L2面構成層の主体をなすTo-Hの物質は視認できない（図4）．L3面の形成年代は，L2面形成（15ka）以降，L6面形成（10ka：後述）以前なので，10～15kaと求まる．

L4～L6面は米代川以西にのみ分布している（図3）．Loc.6では，L6面構成層の年代試料をボーリング掘削によって得た（図4）．L6面構成層の地質構成は，上位から耕作土，有機物を頻繁に含むシルト～砂層，砂礫層である．砂礫層直上のシルト～砂層基底の¹⁴C年代は，9,500 \pm 60 yBP（10,580～10,890，10,920～11,090 cal yBP）である（表2）．これにより，L6面の形成年代は，10ka前後と判

断される。L4, L5 面形成年代は, L2 面形成 (15ka) 以降, L6 面形成 (10ka : 後述) 以前なので, 10~15ka と求まる。

L7 面は, 米代川西岸および黒沢川に分布する (図 3)。Loc.4 と Loc.5 の地質構成は, 上から下に向かって, 有機質シルト~砂, 砂礫層の順である (図 4)。砂礫層は, 砂やシルトの薄層を含む。地表付近における有機質シルト~砂層の ^{14}C 年代測定結果 (表 2) によると, 有機質シルト~砂層基底の ^{14}C 年代は, Loc.4 で $3,620 \pm 40$ yBP (3,840~4,000, 4,040~4,080 cal yBP), Loc.5 で $3,680 \pm 50$ yBP (3,880~4,150 cal yBP) である。これら有機質シルト~砂層基底の ^{14}C 年代から判断して, L7 面の形成年代は 4ka 前後と判断される。

L8 面は, 最低位段丘面群を一括したものである (図 3)。

(2) 内山地区

花輪盆地北部では, 花輪東断層帯は丘陵と段丘面の境界付近に分布する (図 2)。内山集落周辺では, L2 面および L3 面が, 断層によって系統的な東側隆起の変位を受けている (図 6)。断面 1, 2 では, L2 面が最大 7~8m, 4m の東側隆起を, 断面 3 では L3 面が 4m 程度の東側隆起を受けている (図 7)。ただし, 断面 1 の L2 面は, 断層上盤側の分布が限定的なため, L2 面の初生的傾斜の復元は難しい。そのため, 断層上盤側の L2 面プロファイルは, 断層近傍のバルジ頂部から復元している可能性が高いので, 上下変位量を過大に見積もっている可能性がある。また, 断面 3 では, L3 面の最大傾斜方向が断層と低角で斜行しているため, 上下変位量の見積もりの信頼性は高いとはいえない。これより, 断面 2 の L2 面の上下変位量を最も信頼すると, 平均上下変位速度は 0.27m/ky と算出される。

内山集落以北冷水川流域では, L2 面が現扇状地面と交差している (図 2)。L2 面の傾斜は 0.7° 程度, 冷水川の傾斜は 1.6° 程度である。L2 面を構成する To-H は, 米代川が花輪盆地から山地に流下する狭窄部において, ダムアップされた可能性が高く, 現在の河川の勾配に比べて著しく緩傾斜を有することは推定可能である。そのため, L2 面と冷水川の現扇状地面の初生的傾斜は大きな差異があるため, 両面の交差から断層を認定する必要性は乏しい。また, L2 面と現扇状地面の交差位置付近に沿って, 明瞭な変位地形は認めがたい。

冷水川流域の現扇状地面に南北方向のリニアメントがみられる (図 2)。しかし, リニアメントは現扇状地面の等高線と並行しているため, 活断層として認定することは難しい。また, リニアメントの連続性は北方, 南方ともに良くない。

(3) 乳牛地区

乳牛（ちうし）地区の花輪東断層帯は、丘陵の西縁付近に南北方向に併走する2条の断層からなる。乳牛川沿いのH面は、段丘面が削剥により従順化している。

Loc.1の露頭では、下位からH面構成層、斜面堆積物、レスが累重している（図8）。H面構成層は緩やかに東方傾斜している。これは、現在西方に流下する乳牛川に対して、逆傾斜している。H面の初生的傾斜は西傾斜なので、この逆傾斜は、Loc.1の西方に分布する断層（図2）の上盤側の変位と判断される。断層下盤側に位置する大深度ボーリングH-18（金属鉱物探鉱促進事業団，1966）では、400mに達する砂礫層が記載されていることから、H-18の東側に断層が想定されていた（内藤，1970）。この断層は、南方に分布する東側隆起のFe1（後述）に連続する。

(4) 上野・玉内地区

変位地形の記載

花輪東断層帯を構成する個々の断層は、大局的に南北走向の活断層および活褶曲が分布する（図3）。本報では、花輪東断層帯を構成する断層を、東から西に向かって便宜的にFe0, Fe1, Fe2と呼称する。

1. Fe0

Fe0は、大局的には南北走向を有すものの東方に凸の形状を示す（図3）。黒沢川上流に分布するH面は、東急西緩の褶曲が生じており、西側隆起の逆断層が推定される。なお、この褶曲付近には、小豆沢断層（東傾斜の逆断層）が推定されている（大月，2005）。このH面の褶曲変形から推定される断層のセンス（西側隆起）は、東傾斜の逆断層と推定されていた小豆沢断層のセンスとは食い違う。

2. Fe1

Fe1は、湾曲しながら大局的には南北走向を有し、東北自動車道に沿って分布している（図3）。Fe1はL2面に東側隆起の変位を与えているが、上野集落周辺では、変位基準であるL2面の人工改変（東北自動車道）が著しく、上下変位量を把握するのは難しい。Fe1の上下変位量は、南方の大里地区（2.5章）で検討する。

3. Fe2

Loc.2周辺からLoc.5周辺にかけて、L2面、L3面は、東方へ異常に緩く傾斜し、

一部バルジが形成されている（図 3）。断面 6 では、L2 面、L3 面の東方への異常傾斜が明瞭に表現されている（図 9）。これら段丘面の異常傾斜から、L2 面および L3 面の段丘崖沿いに東側隆起の逆断層（Fe2）が推定される。また、L3 面形成年代（10～15ka）以降、Fe2 の活動が示される。

Fe2 は、変位基準である L2 面、L3 面が下盤側に分布しないので、最小の平均変位速度しか把握できない。断面 6（図 9）において、L2 面（15ka 前後）、L3 面（10～15ka）に生じている上下変位量はそれぞれ 6～7m、5m で、両者ともほぼ同程度である。これらより、平均上下変位速度は 0.3～0.5m/ky 以上となる。ただし、この速度は、変位指標とした L2 面が初生的に西側傾斜と仮定した場合である。もし、Fe2 近辺の L2 面が北流する米代川によって形成されたラハール堆積面の場合、上記速度は過大評価している可能性がある。これら Fe1、Fe2 の平均上下変位速度は、大月ほか（1998）によるそれ（0.2～0.5m/ky）とほぼ同じ結果を得た。

なお、Fe1 と Fe2 の間には、Fe1、Fe2 と同走向のリニアメントがみられる（図 3）。このリニアメントは、同心円状を示す L2 面の傾斜に対し、ほぼ南北方向にのびる崖が連続することから活断層の可能性はある。しかし、このリニアメントの連続性は悪く、変位量も微弱である（図 9）。そのため、本報ではリニアメントの存在を図示するにとどめ、活断層としての調査対象としなかった。

ボーリング調査

活動時期の上限拘束を試みる目的で、Fe2 を横断する断面 7 を設定し、群列ボーリングを行った。断面 7 の地質断面図を図 10 に示す。群列ボーリングは、東から TM1～4 とし、L7 面上から掘削した。なお、TM1 と TM4 は、それぞれ Loc.5、Loc.4 である（図 3、4）。TM1～4 の地質構成は、上から下に向かって、有機質シルト～砂、砂礫層の順である。砂礫層は、砂やシルトの薄層を含むが、To-H 起源の軽石や火山灰などの混入は明瞭ではない。L7 面構成層の主体をなす砂礫層の上面は、直線的である（図 10）。そのため、L7 面には L2、L3 面に生じているような Fe2 による変形を認めにくい。ただし、Fe2 の正確な位置を断定することは、現時点では難しい。そのため、本報では Fe2 が、L7 面形成以降活動をしていない可能性を指摘するにとどめる。

¹⁴C年代測定

地表付近における有機質シルト～砂層の¹⁴C年代測定結果（表2）によると、有

機質シルト～砂層基底の¹⁴C年代は、TM-1で3,680±50 yBP (3,880～4,150 cal yBP), TM-2で2,580±40 yBP (2,560, 2,620～2,630, 2,700～2,760 cal yBP), TM-4で3,620±40 yBP (3,840～4,000, 4,040～4,080 cal yBP) である。これらより、L7面の形成年代は4ka前後と判断される。

(5) 大里地区

変位地形の記載

Fe1は、湾曲しながら大局的には南北走向を有し、東北自動車道に沿って分布している(図2)。大里集落付近のL2面は、初生的に西方傾斜であるが、Fe1東側にバルジもしくは異常緩傾斜を伴っている(図11)。また、Fe1はL2面に2m程度(断面4)、1.5m程度(断面5)の東側隆起の変位を与えている(図12)。これらより、Fe1は東傾斜の逆断層と判断され、L2面形成以降(15ka以降)に活動したことは明らかである。

トレンチ調査

F1がL2面を変位させているLoc.7において、トレンチ調査を行った。トレンチ北、南壁面には、下位から、軽石、火山灰および炭化木片を大量に含むTo-H火砕流堆積物¹⁾、テフリックレスが観察される(図13a, b)。テフリックレスの上に、レスやテフラは保存されていなかった。

To-H火砕流堆積面には、大局的に東側隆起の断層変位が生じている(図14)。断層変位は、To-H火砕流堆積面の変形から判断して、複数箇所が生じている。また、火砕流堆積物中の軽石は、直立に近いものもあり(図15a)、断層変位によって再配置している。

トレンチ壁面には多数の砂脈²⁾が生じている。南壁x軸11～12では、垂直方向に伸びる明瞭な砂脈が生じている(図14, 15b)。この砂脈は、To-Hを構成する軽石・火山灰および炭化木片からなる。砂脈は、To-H火砕流堆積物から立ち上がり、上位のテフリックレスを貫いている。一方、砂脈は遺構によって、層位的に切られている(図15c)。そのため、砂脈はTo-H火砕流堆積物定置後、遺構形成前に生じたことが導かれる。To-Hおよび遺構は、それらの中に含まれる炭化物の¹⁴C年代測定により、13,160±50 yBP (15,290～15,880 cal yBP)、および3,420±50 yBP (3,560～3,830 cal yBP : 最も古いもの)とされている。これより、砂脈は15ka以降、3.6～3.8ka以前に形成された。この砂脈が強震動による地盤の流動化によって生じたものとするならば、砂脈の形成年代はトレンチ直下の

Fe1の活動時期と見なすことができる。

ピット調査

L2面を開析する谷底面（L8面）を編年する目的で、Loc.8とLoc.9の2箇所ではピット調査を行った（図11）。Loc.8の地質構成は、上位から、表土、盛り土、軽石混じり腐植土層（1-1層：50～60cm）、砂礫・シルト～粘土層互層（1-2層：50～60cm）、有機質シルト挟む砂礫・砂互層（1-3層：30cm以上）である（図16a）。Loc.9の地質構成は、上位から、表土、盛り土、軽石混じり腐植土層（2-1層：60cm程度）、砂層・礫混じり砂層互層（2-2層：50～60cm）、砂礫層（2-3層：50cm以上）である（図16b）。

Loc.8, Loc.9を通る断面4.5において、地形断面図を作成した（図16c）。谷底面（L8面）には、約0.8～1mの上下変位が生じている。

¹⁴C年代測定

Loc.1では、最下部の1-3層から14,620±40～14,680±40 yBP（17,310～18,000 cal yBP）、1-2層から2,940±50～3,020±40 yBP（2,950～3,350 cal yBP）、1-1層の下部から3,000±50～3,410±40 yBP（3,030～3,820 cal yBP）の年代が得られた。Loc.9では、最下部の2-3層から13,820±40～13,940±40 yBP（16,170～16,980 cal yBP）、2-2層から1,040±40～6,850±50 yBP（920～7,790 cal yBP）、2-1層の下部からは、2,050±40～2,080±40 yBP（1,920～2,150 cal yBP）の年代が得られた。以上より、1-3層、2-3層はそれぞれ17～18ka、16～17ka、1-2層、2-2層はそれぞれ約3ka、1～8ka、1-1層下部、2-1層下部はそれぞれ3～3.8ka、約2kaと判断される。

（6）谷内地区

花輪東断層帯南部谷内地区では、南北走向に分離小丘が併走している（図17）。分離小丘は檜内層および新第三系から構成され、この分離小丘の分布から、東傾斜の逆断層（東側隆起の断層）が推定されている（大月・林，2002）。この推定された断層は、花輪東断層帯の南方延長と判断できる。ただし、空中写真判読によると、断層推定位置周辺の段丘面に、明瞭な東側隆起の変位は認めにくい。また、分離小丘の西縁に沿って、西側隆起のバックスラストが分布している可能性も示されているものの、断面測定の結果に明瞭に示されていない（大月・林，2002）。そのため、谷内地区において、花輪東断層帯の後期更新世の活動性や上下変位量を直接示すものは認めにくい。しかし、断層に沿って分布す

る分離小丘の存在から、断層を想定する必要がある。

(7) 尾去・松館地区

変位地形の記載

米代川左岸の松館地区では、L2面に南北方向の2本の褶曲軸が認められる (図3)。この褶曲軸は、花輪東断層帯の断層の走向とほぼ同じ南北走向である。本報では、この褶曲を尾去褶曲と仮称する。尾去褶曲は、Fe2の地表トレース (推定) から500m程度西方にあり、花輪断層帯の直近に位置している。そのため、尾去褶曲の運動は花輪東断層帯の活動と関連している可能性がある。尾去褶曲の褶曲軸に直交する形で断面8を設定し、測量を行った。その結果、背斜部と向斜部では3~5m程度の比高が検出される (図18a)。L2面は人工改変によって平坦化されているので、上記比高は最小値である可能性が高い。

L2面にみられる褶曲のうち、最も東に位置する背斜軸の北方延長では、L5面が細長く分布している³⁾ (図3)。このL5面の形態は、褶曲運動によってL5面とL6面が分化した発達過程を想定させる。

ボーリング

尾去地区において、主にL6面の年代と褶曲による変形検出を目的に、断面9を設定して群列ボーリングを行った (図18b, c)。OS-1はL5面、OS-2~5はL6面からの掘削である。OS-2はLoc.6 (図3) である。

OS-1の地質構成は、上位から耕作土層、砂・シルト層、上部砂礫層、火砕流堆積物層、下部砂礫層である (図18b)。上部砂礫層の礫やマトリクスは新鮮である。その下位にある火砕流堆積物は、To-HやTo-Ofの可能性も疑われた。しかし、火砕流堆積物の火山ガラスの化学組成 (表3) によると、K₂O含有量は2.2~2.3%と高い。一方、To-H、To-Ofのそれは1.1~1.5%、1.2~1.3%と低い (町田・新井, 2003)。これらより、火砕流堆積物のK₂Oは、To-H、To-Ofのそれに比べて有意に高いので、対比は棄却される。この火砕流堆積物層は、現時点で未対比であるが、上部更新統に対比候補はみあたらない。また、下部砂礫層は、マトリクスが赤褐色に風化しており、上部砂礫層と比べて風化が進んでいる。このことから、火砕流堆積物層および下部砂礫層は、先上部更新統 (盆地埋積層) と考えられる。

OS-2~5の地質構成は、上位から耕作土層、有機質シルト~砂層、砂礫層である。有機質シルト~砂層は軽石や火山ガラスを多く含む。軽石や火山ガラスは、

後背斜面に分布するTo-H火砕流からの二次移動物質と判断される。その下位の砂礫は、上部が新鮮で、下部が明らかに風化しているが、明瞭な傾斜不整合は視認されなかった。

現在のOS-2～5の地点（L6面）は、L5面によって米代川から隔てられている（図3）。しかし、L6面を構成する上部砂礫層は、ほとんど円礫から構成され、未風化であることからOS-1の上部砂礫層とよく似ている。これらから、上部砂礫層は米代川起源の可能性が高い。L6面を構成する上部砂礫層が後背斜面に分布する新第三系やL2、L5面構成層に起源するならば、To-H起源の物質が多く含まれていることが期待される。しかし、To-H起源物質は、耕作土直下の有機質シルト～砂層には大量に含まれるのに対して、その下位の砂礫層にはTo-H起源物質は認めにくい。そのため、L6面を構成する砂礫層は、現在の後背斜面から供給されたものとは考えにくい。L5面が形成された後、OS2～5付近に米代川起源の砂礫層（L6面構成層）が供給されることは考えられない。そのため、OS-2～5の上部砂礫層（L6面構成層）は、OS-1の上部砂礫層（L5面構成層）とほぼ同時期堆積物であり、現在見られる比高は尾去褶曲の運動によってもたらされた可能性が高い。OS-2～5の砂礫上部の上面は、OS-2および4付近が最深である。これは、OS-2および4付近が、松館地区のL2面で推定された向斜軸の延長に当たることと矛盾しない。

¹⁴C年代測定

OS-2～5でみられる有機質シルト～砂は、OS-2で $1,720 \pm 40 \sim 9,500 \pm 60$ yBP、OS-3で $1,280 \pm 40 \sim 1,610 \pm 40$ yBP、OS-4で $300 \pm 50 \sim 8,430 \pm 60$ yBPの年代を示した（図18）。一部年代の逆転を示しているものの、有機質シルト～砂の堆積年代は $9,500 \pm 60$ yBP（ $10,580 \sim 11,090$ cal yBP）にまでさかのぼると判断される。

（8）大深度ボーリング資料およびP波反射法地震探査に基づく地下地質 花輪盆地周辺の地質と大深度ボーリング資料の対比

花輪盆地東部における奥羽山脈には、新第三系陸成層および貫入岩が分布する（図19：中嶋，1989）。新第三系陸成層は大平沢（おべさわ）層、切通層、下こうべ層、夏尻沢層に細分され、そのうち大平沢層からは、7.0Ma、7.3MaのFT年代、切通層からは10.4Ma、12.8MaのFT年代が報告されている（図20：資源エネルギー庁，1985）。一方、花輪盆地西部における出羽山地には、第四系陸成層、新第三系海成層、第三系海成層が分布する。第四系陸成層は檜内層と呼ば

れる火砕流堆積物を主体とし、礫岩・シルト岩・泥岩を含む。本層の火砕流堆積物試料(花輪盆地から南南西 30km 程度の八幡平地域)は、 $1.06\pm 0.09\text{Ma}$ の K-Ar 年代(全岩)が報告されている(Tamanyu and Lanphere, 1983)。本研究では、花輪盆地における檜内層試料(060828KS)の FT 年代を測定した結果、既報と同様の年代($1.0\pm 0.1\text{Ma}$)を得た(表 4)。新第三系海成層は松子沢層、合津(かつ)層、十二所安山岩、第三系海成層は茂内層、籠谷層、湧上層、笹畑層に細分される(図 20)。松子沢層・合津層相当層(遠部(とべ)層:花輪盆地から北西 30km 程度に分布)からは、 3.8Ma の K-Ar 年代(全岩)が報告されている(金属鉱業事業団, 1980)。

花輪盆地内では、掘削深度 300m を超える大深度ボーリング資料がある(金属鉱物探鉱促進事業団, 1966; 1967: 図 19, 図 21)。各地点の地質構成は、上部層(砂礫層を主とし、凝灰岩・凝灰角礫岩を頻繁に含む)と、下部層(シルト～砂混じり凝灰岩、凝灰角礫岩、火山岩、千枚岩など)に区分できる。上部層下部には熔結凝灰岩が見られることが多く、この熔結凝灰岩の出現することをもって檜内層が認定されている(金属鉱物探鉱促進事業団, 1966; 1967)。これによれば、上部層下部は檜内層であり、その堆積開始年代は 1Ma より古い。ただし、ボーリング資料によっては、熔結凝灰岩がみられない場合もあり、檜内層の認定を難しくしている(金属鉱物探鉱促進事業団, 1966; 1967)。また、Tamanyu and Lanphere (1983) および本報により 1Ma とされた火砕流堆積物と、ボーリング資料中の熔結凝灰岩との対比は確実とはいえない。本報では、檜内層の堆積開始年代を、便宜的に 1~2Ma と考えておく。また、花輪盆地およびその周辺の地質層序(図 20)と照合すると、上部層は沖積層、段丘堆積物(盆地埋積層)および檜内層、下部層は新第三系に対比される。上部層の層厚は、花輪盆地内での西薄東厚が明瞭で、H-9, -14, -15, -16, -19 は層厚 350~400m 以上である(図 21)。これは、花輪盆地東縁に分布する東傾斜の逆断層によって、傾動盆地(断層角盆地)が形成されていることを示唆する。

反射断面と反射パターン区分

花輪盆地を東西に横切る形で、測線長約 6.6km の P 波探査をおこなった。探査の諸元を表 5 に示す。探査測線に設定した CMP 番号測線位置を図 22 に、段丘面プロファイル、深度断面、深度断面と解釈をそれぞれ図 23a, b, c に示す。標高-1,000m までの反射パターンは、大きく A, B, C 層に区分される。A 層は、CMP980~1,170 において、地表面にほぼ並行な反射面をもち、層厚は 50m 程度

である。CMP820～980 および CMP1,170～1,400 での A 層はやや不明瞭である。B 層はほぼ一様に東方傾斜しており，下部に向かって傾斜が増大する。ただし，CMP1,000～1,200，標高 50～120m では，幅 300m 程度の緩やかな波状変形を示している。B 層の層厚は，西から東に向かって厚くなり，CMP1,400 付近で標高 -300m 程度にも達する。また，B 層内の各反射面は，東方に向かって間隔が粗になる（層が厚くなる）。C 層は系統的な反射面を有さない。

反射断面の解釈

1. 地層の対比

反射断面にみられたパターンと，既報の地質層序との対比を検討する。CMP730～980 の A 層は現在の地形面と並行しており，地表付近で沖積面・段丘堆積物を構成する。CMP980～1,400 の A 層は地表付近で L2 面（To-H 火砕流堆積物面またはそのラハール）を構成しているので（図 23a），To-H と判断される。なお，A 層の下部は，To-H に先行して噴出した大規模火砕流である To-Of を含むかもしれない。

B 層は 10°前後で東方傾斜し，かつ東方に向かって層厚を増すので，growth 層であると判断される。米代川西岸では，層厚を西方に向かって減じながらも，B 層が分布している。ここでの B 層は，米代川直近では A 層に不整合で覆われているものの，10°程度で東傾斜する反射パターンから判断して，米代川東岸の B 層の下部に相当する可能性が高い。地質図では，米代川西岸の CMP600～700 付近において，樫内層中の熔結凝灰岩が分布している（中嶋，1989）。この熔結凝灰岩は，米代川に沿って南北に分布しており，反射測線の北約 1.5km の地点での本凝灰岩の FT 年代は 1Ma であった（図 19，表 4）。これらより，B 層は下部に樫内層を含み，B 層基底年代は熔結凝灰岩の FT 年代である 1Ma をさかのぼる。

C 層は，下位の B 層と異なり，東方に向かって層厚を増大しないので，樫内層より下位の第三系に対比される。

2. 地質構造

B 層は，CMP1,400～1,600 付近で C 層と接しているため，CMP1,400 に到達する東傾斜 40～50°の断層が推定される。さらに，B 層下部は，断層によってドラッグを受けている。この断層の地表トレースは，空中写真判読によって認定された Fe1 に相当する。一方，CMP1,000～1,150，標高 50～150m の B 層は，緩やかな波状変形を示している。一方，その下位の B 層には，この波状変形が累積してきたことを示すようなパターンはみられない。そのため，この B 層の波状

変形を生ずる 10°前後の低角逆断層が示唆される。この推定断層の傾斜は, growth 層である B 層の傾斜と類似する。これは, B 層の層理面に断層 (層面すべり断層) が生じている可能性が高い。この断層の地表表現は, 空中写真判読によって認定された Fe2 に相当する。なお, Fe2 の東方延長における B 層中に明瞭な断層は認めにくいので, 層面すべりが Fe1 まで連続している可能性がある。

CMP2,000~2,100 付近には, 山地-盆地境界断層である小豆沢断層 (内藤, 1970) が分布することが図示されている (大月, 2005)。しかし, 当該範囲の反射断面には, かつて東傾斜の逆断層が存在していたことを示すような盆地埋積層などは認めがたい。空中写真判読によると, 反射測線南方に分布する高位段丘面は, 南北方向の軸をもつ褶曲変形を示している。また, この褶曲は, 東翼が西翼に比べて狭い (図 3)。この変位地形は, 当該範囲に西傾斜の逆断層が分布することを示し, より西方に位置する Fe1 や Fe2 のバックスラストの可能性が高い。なお, 内藤 (1970) が小豆沢断層の存在を検討した位置は, H-18 付近 (探査測線より約 2.5km 北方) である (図 2)。H-18 にみられる厚い砂礫層の存在は, Fe1 がステップしながら H-18 の東側に延伸するので, 小豆沢断層を想定しなくても説明可能である。

CMP600~750 付近は, 尾去地区の L2, L6, L7 面にみられる尾去褶曲の北方延長に相当する。当該地区の B 層に, 尾去褶曲に対応した変形は明瞭ではない。

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

花輪東断層帯は, 東から Fe0, Fe1, Fe2 からなる。また, 米代川西岸には尾去褶曲が分布する。

(2) 断層面の位置・形状

断層の北端は, 内山地区で L2 面が東側隆起を受けている地点 (北緯 40 度 13 分 45 秒, 東経 140 度 49 分 09 秒: 図 6) とした。これ以北に分布する現扇状地面に明瞭な変位地形は認められないものの, 断層は北方へ延伸している可能性がある。断層南端は, 谷内地区の分離小丘南端 (北緯 40 度 06 分 02 秒, 東経 140 度 47 分 15 秒: 図 17) とした。これらより, 断層の長さは 15km 以上となる。

Fe0 は, 高位段丘面の褶曲変形から推定される西側隆起の断層である。断層の

上端深度は、地表付近に達しているものと推定される。

Fe1 は、CMP1,400 付近（北陸自動車道直下）に向かってのびる東傾斜の断層で、断層面の傾斜は 40～50 度である。断層の上端深度は、地表付近に達しているものと判断される。

Fe2 は、CMP970 付近に向かってのびる東傾斜の断層で、断層面の傾斜は 10 度程度である。断層の上端深度は、100m 以浅と判断される。

（3）変位の向き

Fe1, Fe2 とともに東傾斜の逆断層で、東側隆起のセンスを有する。Fe0 は段丘面の褶曲変形から西傾斜と推定され、Fe1 のバックスラストの可能性が高い。

3. 2 断層帯の過去の活動

（1）平均変位速度

花輪東断層帯北部における断面2では、L2面が4mの東側隆起を受けている（図6、図7）。これより、平均上下変位速度は、0.3m/ky程度と算出される。

花輪東断層帯中部における断面4、5では、Fe1はL2面に1.5～2m程度の東側隆起の変位を与えている（図11、12）。これより、Fe1の平均上下変位速度は、0.1m/ky程度と求まる。一方、反射断面によると、盆地埋積層基底は、Fe1下盤では450m程度の層厚を示す（図23）。この盆地埋積層基底が檜内層基底に一致すると仮定するならば、Fe1下盤の沈降速度は0.2～0.5m/kyと算出される。この速度は、最近1.5万年間のFe1の平均上下変位速度よりも速い。そのため、Fe1の平均上下変位速度は、現在に向かって減衰傾向にあると推定される。

Fe2は、変位基準であるL2面、L3面が下盤側に分布しないので、最小の平均変位速度しか把握できない。断面6（図9）において、L2面（15ka前後）、L3面（10～15ka）に生じている上下変位量はそれぞれ6～7m、5mで、両者ともほぼ同程度である。これらより、平均上下変位速度は0.3～0.5m/ky以上となる。ただし、この速度は、変位指標としたL2面が初生的に西側傾斜と仮定した場合である。もし、Fe2近辺のL2面が、西流する黒沢川ではなく、北流する米代川によって形成されていた場合、上記速度は過大評価している可能性がある。これらFe1、Fe2の平均上下変位速度は、大月ほか（1998）によるそれ（0.2～0.5m/ky）とほぼ同じ結果を得た。

花輪断層帯南部では、平均上下変位速度は得られていない。

(2) 活動時期

Fe1

花輪東断層帯北部・中部の Fe1 は、L2 面に東側隆起の変位を与えている (図 2, 図 3)。これより、Fe1 は、15ka 以降に活動したことは明らかである。断面 4.5 では、谷底面 (L8 面) が約 0.8~1m の上下変位を受けている (図 16c)。谷底面を構成する砂・礫混じり砂互層 (1-2, 2-2 層) は、 $1,040\pm 40\sim 6,850\pm 50$ yBP (920~7,790 cal yBP) と年代幅が大きく、一部は逆転している。一方、谷底面にのる腐植土層 (1-1, 2-1 層) は、 $2,050\pm 40\sim 3,410\pm 40$ yBP (1,920~3,820 cal yBP) の年代を示す。1-1 層, 2-1 層の最も古い ^{14}C 年代値を谷底面 (L8 面) の形成年代とすれば、断面 4.5 における Fe1 は、3,410 yBP (3,570~3,820 cal yBP ; 約 3,900 年前) 以降に活動したことが示される。また、Fe1 は、Loc.7 のトレンチ壁面において、To-H 火砕流堆積面 (15ka) に東側隆起の断層変位を与えている。トレンチ壁面に現れた断層の西側には、砂脈が垂直方向に伸びている。この砂脈は、To-H 火砕流堆積物から立ち上がり、上位のテフリックレスを貫いているものの、層位学的に遺構によって切られている。そのため、砂脈は To-H 火砕流堆積物定置後、遺構形成前に生じたことが導かれる。To-H および遺構は、それらの中に含まれる炭化物の ^{14}C 年代測定により、13,160 yBP (15,290~15,880 cal yBP), および 3,420 yBP (3,560~3,830 cal yBP : 最も古いもの) とされている。これより、砂脈は約 15,000 年前以降、約 3,900 年前以前である。この砂脈が強震動による地盤の流動化によって生じたものと考えれば、砂脈の形成年代は Fe1 の活動時期と見なすことができる。

Fe2

Fe2 は、断面 4 において L2 面, L3 面に変位を与えていることから (図 3 ; 図 9), 10~15ka 以降に活動したことは明らかである。一方、断面 7 において、L7 面を構成する砂礫層の堆積面は直線的であり、Fe2 による変形を認めにくい (図 10)。ただし、現時点では、Fe2 の正確な位置を断定することは難しい。そのため、本報では Fe2 が、L7 面形成以降活動をしていない可能性を指摘するにとどめる。L7 面の形成年代は、面構成層上部に含まれる堆積物の ^{14}C 年代により、4ka 前後と判断される。これらより、Fe2 の活動時期は、約 15,000 年前以降であることは確実で、約 4,000 年前以前の可能性がある。

尾去褶曲

尾去褶曲のうち、最も東に位置する背斜軸の北方延長では、L5面が細長く分布している³⁾ (図3)。このL5面の形態は、背斜の活動によってL5面がL6面から分化した発達過程を想定させる。この分化時期は、L6面構成層直上の有機質シルト～砂の堆積年代である9,500±60 yBP (11090-10580 cal yBP) なので、尾去褶曲の活動時期は約11,000年前以前と推定される。

(3) 1回の変位量

Fe1では、断面4.5で谷底面(L8面)が約0.8～1mの上下変位を受けていることから、これを1回の断層活動によるものと考え、Fe1の1回の変位量は上下成分で約0.8～1mとなる。

(4) 活動間隔

具体的な数値を示す情報は得られていない。

(5) 活動区間

具体的な数値を示す情報は得られていない。

(調査担当：松浦旅人)

注

- 1) 火砕流堆積物かラハール堆積物かを層相で判別できないことがある。
- 2) 砂脈はガスパイプである可能性も否定できない。
- 3) 図3に示した背斜軸は、残存するL5面中軸に一致させたものである。そのため、背斜軸はL5面が浸食によって失われている部分(図示した位置より東側)に位置し、ほぼ南北走向を有する可能性がある。

文 献

- Danhara, T., Iwano, H., Yoshioka, T., Tsuruta, T. (2003): Zeta calibration values for fission track dating with a diallyl phthalate detector. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 109, 665-668.
- 藤井敬三・平山次郎・上村不二雄・小川健三 (1969) : 北秋田地域における新第三紀の増構運動. *グリーンタフに関する諸問題*, 85-94.
- Galbraith, R. F. (1981): On statistical model for fission track counts. *Math. Geol.*, 13, 471-488.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005) : 今後の重点的調査観測について (一活断層で発生する地震及び海溝型地震を対象とした重点的調査観測, 活断層の今後の基盤的調査観測の進め方一), 32p.
- 活断層研究会編 (1991) : 新編日本の活断層. 437p, 東京大学出版会.
- 金属鉱物探鉱促進事業団 (1966) : 昭和 40 年度地質構造調査報告書. 307p.
- 金属鉱物探鉱促進事業団 (1967) : 昭和 41 年度精密調査報告書. 428p.
- 金属鉱業事業団 (1980) : 昭和 54 年度精密調査報告書 (北鹿地域). 160p.
- 町田 洋・新井 房夫 (2003) : 新編火山灰アトラス. 336p, 東京大学出版会.
- 内藤博夫 (1970) : 秋田県花輪盆地および大館盆地の地形発達史. *地理学評論*, 43, 594-606.
- 中嶋輝允 (1989) : 5 万分の 1 北鹿地域鉱物資源評価地質図説明書. 特殊地質図 (27), 地質調査所, 107p.
- 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, 60p+DVD.
- 大月義徳 (2001) : 東北日本弧内帯における山地・盆地の変動過程—新第三紀後期から第四紀にかけて—. *山形応用地質*, 21, 15-23.
- 大月義徳 (2005) : 奥羽脊梁山脈に隣接する花輪 (鹿角) 盆地. *日本の地形 3 東北*. 小池一之・田村俊和・鎮西清高・宮城豊彦編, p.206-209, 東京大学出版会.
- 大月義徳・八木浩司・今泉俊文 (1998) : 花輪盆地の活断層ストリップマップ. *地球惑星科学関連学会合同大会予稿集*, 321.
- 大月義徳・林 絵梨 (2002) : 秋田県花輪 (鹿角) 盆地南東縁における断層分布. *季刊地理学*, 54, 178-179.
- 資源エネルギー庁 (1985) : 昭和 59 年度広域調査報告書 (八甲田地域). 64p.

Tamanyu, S. and Lanphere, M. A. (1983): Volcanic and geothermal history at the Hachimantai geothermal field in Japan -On the basis of K-Ar ages-. Jour. Geol. Soc. Japan, 89, 501-510.

横山隆三 (2001) : 東北地方地下開度図, 地形解析図集 (横山隆三監修), 北海道地図.

Wessel, P. and W.H.F. Smith (1998): New, improved version of Generic Mapping Tools released, Eos Transaction, American Geophysical Union, 79, 579.

図 表

表 1 花輪東断層帯のまとめ

表 2 放射年代測定の結果

表 3 OS-1 における火砕流堆積物を構成する火山ガラスの主成分化学組成

主成分分析は、SEM : HITACHI S2150, EDX : HORIBA EMAX5770 を使用した。加速電圧は 15kV, 電流は 3.0nA, ビーム径は約 150nm で 4 μ 四方を走査させ、測定時間は 200 秒間とした。主成分組成計算は ZAF 法による。

表 4 檜内層中の凝灰岩のフィッシュントラック年代測定結果

表 5 反射探査の諸元

図 1 花輪盆地および花輪東断層帯

地図画像は横山 (2001) より引用。

図 2 花輪東断層帯北部における断層および段丘面分布図

地図画像は横山 (2001) より引用。ボーリング地点は金属鉱物探鉱促進事業団 (1966) より引用。

図 3 花輪東断層帯中部における活構造および段丘面分布図

地形断面・地下掘削位置も示す。

図 4 露頭柱状図および ^{14}C 年代値

図 5 Loc.1 におけるテフラの構成粒子数, 屈折率測定結果

図 6 内山地区における活断層および段丘面分布図

図 7 断面 1~3 における地形断面図

図 8 乳牛集落における高位段丘面構成層の写真

西流する乳牛川に対して、高位段丘面構成層は逆傾斜している。この逆傾斜は、露頭西方に分布する東傾斜逆断層の変位によるものと判断される。

図 9 断面 6 における段丘面投影図

図 10 断面 7 における地質断面図

図 11 大里地区における活断層および段丘面分布図

図 12 断面 4, 5 における段丘面断面図

図 13 大里地区のトレンチ壁面写真

(a) 北壁面. (b) 南壁面.

図 14 大里地区のトレンチ壁面スケッチ

赤い矢印は剪断面.

図 15 大里地区のトレンチ南壁面拡大写真

(a) 軽石の再配置および砂脈. (b) 砂脈と遺構. (c) 砂脈と遺構の拡大写真.

図 16 大里地区のピット壁面スケッチ

(a) Loc.8. (b) Loc.9. (c) 断面 4.5 の地形断面図.

図 17 谷内地区の活断層および段丘面分布図

ボーリング地点は金属鉱物探鉱促進事業団 (1967) より引用.

図 18 松館・尾去地区における地形・地質断面図

(a) 断面 8 における L2 面の段丘面断面図. (b) 断面 9 における地質断面図. (c) 断面 9 における地質断面図 (拡大図) および ^{14}C 年代値.

図 19 花輪盆地およびその周辺の地質図および地下掘削位置

地質図は中嶋（1989）を簡略化．地下掘削位置は金属探鉱事業団（1966, 1967）より引用．

図 20 花輪盆地およびその周辺の地質総括図

金属探鉱事業団（1966, 1967）, 中嶋（1989）を簡略化．* 本研究, ** Tamanyu and Lanphere (1983), *** 金属鉱業事業団(1980), **** 資源エネルギー庁(1985)．

図 21 大深度地下掘削資料

金属探鉱事業団（1966, 1967）を簡略化．

図 22 反射探査位置図

(a) 測線全体図．(b) Fe0～Fe2 と測線の位置関係．

図 23 断層変位地形と反射深度断面

(a) 段丘面および活断層を測線に投影した図．(b) 深度断面図．(c) 深度断面図および解釈．

表 1 花輪東断層帯のまとめ.

	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	Fe0(バックスラスト?), Fe1, Fe2. 尾去褶曲	
(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)	北端:北緯40° 14', 東経140° 49' 南端:北緯40° 06', 東経140° 47'	
長さ	約15km以上	
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	
上端の深さ	Fe1: 0km付近 Fe2: 0.1km以浅	
一般走向	N10° E	
傾斜	Fe1: 40-50° Fe2: 10°	反射法探査断面による
幅	Fe1: 不明 Fe2: 1km程度?	
(3)断層のずれの向きと種類	Fe1, Fe2: 南東側隆起の逆断層 Fe0: 西側隆起の逆断層	
2. 断層の過去の活動		
(1)平均的なずれの速度	Fe1(北部):0.3m/千年 Fe1(中部):0.1m/千年 Fe2:0.3-0.5m/千年以上	Fe1(中部)は, 1-2Maの地層面を指標にした場合, 沈降分だけで0.2-0.5m/千年と算出される.
(2)過去の活動時期	Fe0: 不明 Fe1: 約3900年前以後 Fe2: 約15000年前以後, (約4000年前以前) 尾去褶曲: 約11000年前以前	
(3)1回のずれの量と平均活動間隔		
1回のずれの量	Fe1: 約0.8-1m その他: 不明	
平均活動間隔	不明	
(4)過去の活動区間	不明	

表 2 放射年代測定の結果.

Code-no.	Sample no. (Boring no.- depth(m))	Material	$\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$	Convention al ^{14}C age (yBP)	Calibrated result (CalBP) 95%probability	Remarks
Beta-	OS-2GI-0.55-0.60	humic clay	-24.3	1720 ± 40	1720 - 1540	Loc.6
Beta-	OS-2GI-0.75-0.80	humic clay	-25.9	1860 ± 50	1900 - 1700	
Beta-	OS-2GI-0.85-0.90	humic clay	-25.0	2180 ± 50	2330 - 2030	
Beta-	OS-2GI-0.95-1.00	humic clay	-25.1	2700 ± 50	2880 - 2750	
Beta-	OS-2GI-1.10-1.20	humic sand	-24.6	2910 ± 40	3210 - 2940	
Beta- 223800	OS-2GI-1.20-1.33	humic sand	-24.4	2870 ± 40	3140 - 3090 3090 - 2870	
Beta- 223801	OS-2GI-2.10-2.20	humic sand	-25.5	8210 ± 60	9400 - 9350 9320 - 9010	
Beta-	OS-2GI-2.30-2.40	humic sand	-26.4	9100 ± 60	10400 - 10190	
Beta- 223804	OS-2GI-2.40-2.53	humic sand	-25.3	9500 ± 60	11090 - 10920 10890 - 10580	
Beta-	OS-3GI-1.40-1.45	humic sand	-24.3	1610 ± 40	1570 - 1400	
Beta-	OS-3GI-1.50-1.55	humic sand	-26.0	1310 ± 40	1300 - 1170	
Beta- 223657	OS-3GI-1.60-1.67	humic sand	-27.1	1280 ± 40	1280 - 1140 1110 - 1100	
Beta- 223805	OS-4GI-0.50-0.60	humic sand	-24.8	300 ± 50	490 - 280 160 - 160	
Beta- 223806	OS-4GI-0.60-0.70	humic sand	-24.8	2380 ± 50	2690 - 2640 2610 - 2590 2500 - 2330	
Beta- 223807	OS-4GI-0.70-0.80	humic sand	-26.7	2890 ± 40	3160 - 2920 2900 - 2890	
Beta-	OS-4GI-0.80-0.90	humic sand	-23.6	3080 ± 40	3380 - 3210	
Beta-	OS-4GI-0.90-1.00	humic sand	-22.9	3090 ± 40	3390 - 3220	
Beta- 223810	OS-4GI-1.00-1.10	humic sand	-23.9	3130 ± 40	3440 - 3310 3300 - 3260	
Beta- 223811	OS-4GI-1.10-1.20	humic silt	-24.8	7340 ± 50	8300 - 8250 8220 - 8020	
Beta- 223812	OS-4GI-1.20-1.30	humic silt	-24.8	7560 ± 60	8440 - 8300 8250 - 8220	
Beta-	OS-4GI-1.30-1.40	humic silt	-25.0	7710 ± 60	8600 - 8400	
Beta- 223814	OS-4GI-1.40-1.50	humic silt	-24.9	8430 ± 60	9530 - 9380 9370 - 9310	
Beta- 223815	OS-4GI-1.50-1.60	humic silt	-25.1	8080 ± 60	9130 - 8850 8840 - 8780	
Beta- 223816	OS-4GI-1.60-1.70	humic silt	-24.7	8200 ± 60	9400 - 9360 9320 - 9010	
Beta-	OT-1	soil	-21.7	3420 ± 50	3830 - 3560	Loc.7
Beta- 223818	OT-2	soil	-29.5	3410 ± 40	3820 - 3800 3730 - 3570	
Beta-	OT-3	soil	-25.2	670 ± 40	680 - 550	
Beta- 223820	OT-4	soil	-22.8	2290 ± 40	2350 - 2300 2240 - 2170	
Beta-	OT-5	soil	-21.5	2160 ± 40	2310 - 2040	
Beta-	OT-6	soil	-25.9	1120 ± 40	1140 - 940	
Beta-	OP1-1	humic clay	-27.2	14680 ± 40	18000 - 17540	Loc.8
Beta-	OP1-2	humic clay	-26.6	14620 ± 40	17960 - 17310	
Beta-	OP1-3	humic sand	-24.9	3020 ± 40	3350 - 3080	
Beta-	OP1-4	humic sand	-24.7	2940 ± 50	3260 - 2950	
Beta-	OP1-5	humic sand	-24.8	3000 ± 50	3350 - 3030	
Beta- 224174	OP1-6	humic sand	-23.7	3410 ± 40	3820 - 3800 3730 - 3570	
Beta-	OP2-1	humic sand	-25.8	13940 ± 40	16900 - 16310	Loc.9
Beta-	OP2-2	humic sand	-25.4	13820 ± 40	16760 - 16170	
Beta-	OP2-3	humic sand	-26.7	13840 ± 40	16790 - 16200	
Beta-	OP2-4	humic sand	-26.1	13930 ± 80	16980 - 16210	
Beta-	OP2-5	humic sand	-24.4	6850 ± 50	7790 - 7600	
Beta-	OP2-6	humic sand	-23.8	3520 ± 50	3920 - 3690	
Beta- 224181	OP2-7	humic sand	-23.5	2980 ± 40	3320 - 3290 3270 - 3030	
Beta- 224182	OP2-8	humic sand	-27.4	1040 ± 40	1050 - 1030 1000 - 920	
Beta-	OP2-9	humic sand	-22.6	2080 ± 40	2150 - 1940	
Beta-	OP2-10	humic sand	-21.8	2050 ± 40	2120 - 1920	
Beta- 224185	TM-1GI-1.40-1.50	humic sand	-25.4	2310 ± 40	2360 - 2310 2230 - 2200	Loc.5
Beta-	TM-1GI-1.50-1.60	humic sand	-25.7	3120 ± 40	3410 - 3260	
Beta-	TM-1GI-1.60-1.70	humic sand	-25.3	3640 ± 40	4080 - 3850	
Beta-	TM-1GI-1.70-1.80	humic sand	-24.8	3680 ± 50	4150 - 3880	
Beta-	TM-2GI-0.20-0.30	wood	-24.2	1250 ± 40	1280 - 1070	
Beta-	TM-2GI-0.30-0.35	humic sand	-24.2	1050 ± 40	1050 - 920	
Beta-	TM-2GI-0.35-0.45	humic sand	-24.4	2060 ± 40	2130 - 1930	
Beta- 224192	TM-2GI-0.45-0.55	humic sand	-25.1	2580 ± 40	2760 - 2700 2630 - 2620 2560	
Beta-	TM-4GI-0.90-1.00	humic sand	-21.0	1340 ± 50	1330 - 1180	Loc.4
Beta-	TM-4GI-1.00-1.10	humic sand	-23.6	2910 ± 40	3210 - 2940	
Beta-	TM-4GI-1.10-1.20	humic sand	-24.6	3360 ± 40	3690 - 3480	
Beta- 224196	TM-4GI-1.20-1.30	humic sand	-23.6	3620 ± 40	4080 - 4040 4000 - 3840	
Beta-	To-H	wood	-25.9	12990 ± 50	15610 - 15100	Loc.2
Beta- 226051	To-H-OT	wood	-24.7	13160 ± 50	15880 - 15290	Loc.7

表 3 OS-1 における火砕流堆積物を構成する火山ガラスの主成分化学組成.

SiO ₂	78.43	78.79	78.29	78.56	78.63	78.74	78.26	78.75	79.51	79.19	79.31	78.99	SiO ₂	78.79	0.38
TiO ₂	0.18	0.18	0.22	0.15	0.17	0.12	0.27	0.21	0.08	0.18	0.05	0.23	TiO ₂	0.17	0.06
Al ₂ O ₃	12.27	12.15	12.23	12.30	12.13	12.13	12.05	12.01	11.82	11.77	11.84	11.92	Al ₂ O ₃	12.05	0.17
FeO	1.26	1.27	1.45	1.31	1.49	1.23	1.42	1.44	1.12	1.13	1.41	1.28	FeO	1.32	0.12
MnO	0.00	0.02	0.06	0.05	0.00	0.00	0.17	0.05	0.00	0.03	0.00	0.00	MnO	0.03	0.05
MgO	0.27	0.22	0.24	0.23	0.12	0.20	0.24	0.11	0.12	0.29	0.10	0.17	MgO	0.19	0.07
CaO	1.32	1.33	1.37	1.38	1.38	1.35	1.33	1.26	1.26	1.28	1.22	1.24	CaO	1.31	0.05
Na ₂ O	4.00	3.84	3.86	3.82	3.89	4.07	4.06	3.89	3.89	3.89	3.83	3.95	Na ₂ O	3.92	0.08
K ₂ O	2.27	2.20	2.27	2.20	2.20	2.17	2.20	2.28	2.20	2.23	2.25	2.22	K ₂ O	2.22	0.04
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100	

主成分分析は, SEM : HITACHI S2150, EDX : HORIBA EMAX5770 を使用した. 加速電圧は 15kV, 電流は 3.0nA, ビーム径は約 150nm で 4 μ 四方を走査させ, 測定時間は 200 秒間とした. 主成分組成計算は ZAF 法による.

表 4 椋内層中の凝灰岩のフィッシュントラック年代測定結果.

Sample name	Material	Method	No of grains	Spontaneous		Induced		Dosimeter		r	Pr (χ^2) (%)	U (ppm)	FT age Age $\pm 1\sigma$ (Ma)	Reactor
				ρ_s ($10^4 \times \text{cm}^2$)	N_s	ρ_s ($10^6 \times \text{cm}^2$)	N_i	ρ_d ($10^4 \times \text{cm}^2$)	N_d					
060828KS	Zircon	ED2	75	9.09	101	2.26	2516	7.320	3513	0.766	43	260	1.0 ± 0.1	JAERI

ρ および N は, 飛跡密度および総数. 測定は外部ディテクター法(ED2)による. 年代は, 熱中性子線量ガラス (NIST-SRM612) および ζ ED1=390 ± 3 (1 σ), ζ ED2=350 ± 3 (1 σ) (Danbara et al., 2003) を用いて計算. Pr (χ^2): χ^2 値の自由度 (n-1) の χ^2 分布における上側確率 (Galbraith, 1981). r: ρ_s と ρ_i の相関係数. U: ウラン濃度. ジルコンは日本原子力研究所 JRR-4 号炉気送管にて照射.

表 5 反射探査の諸元.

Survey line length	6,600 m
Shot point interval	5 m
Receiver point interval	10 m
Shots / point	2-15
Channels	100
Maximum offset	1000 m
Standard CMP fold	50
CMP interval	2.5 m
Record length	2.0 sec
Sampling interval	1.0 msec
Energy source	Impactor (JMI-200)

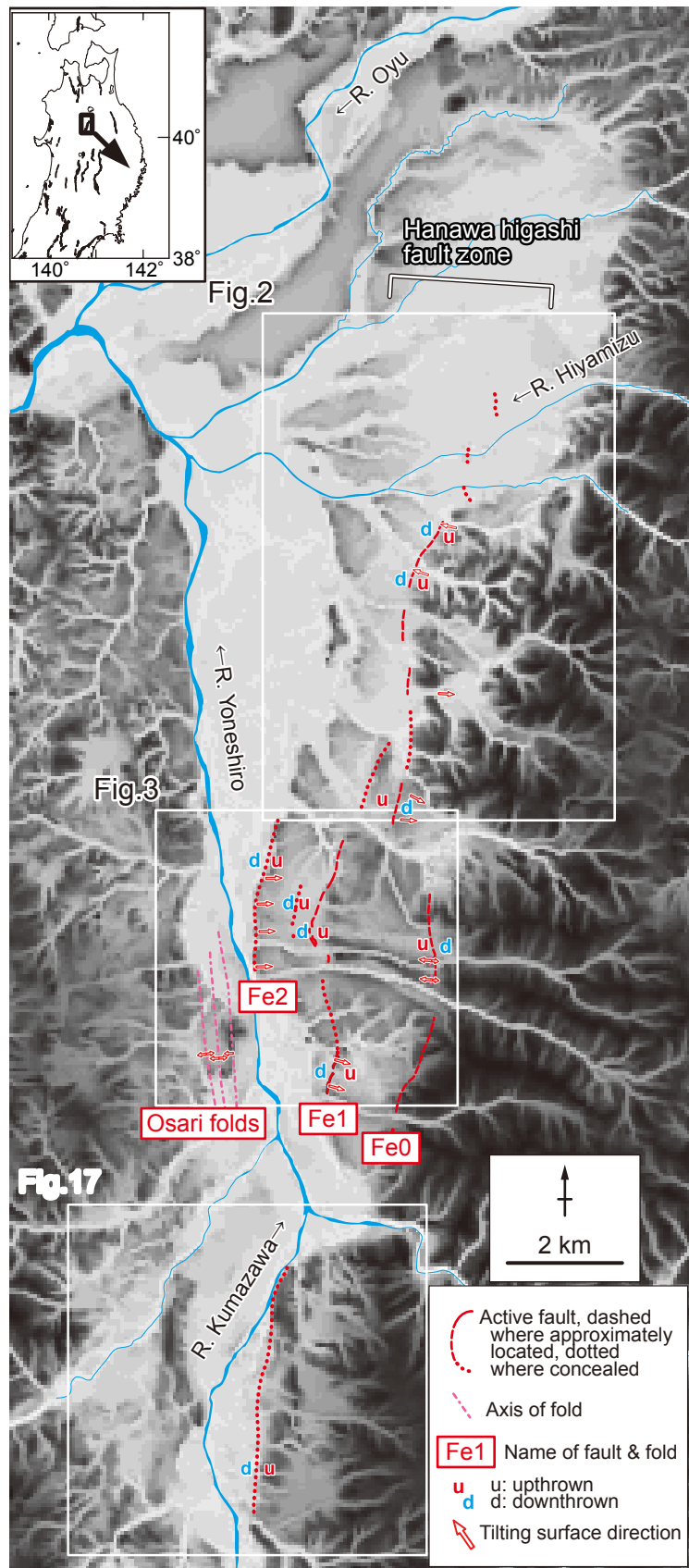


図 1 花輪盆地および花輪東断層帯. 地図画像は横山 (2001) より引用.

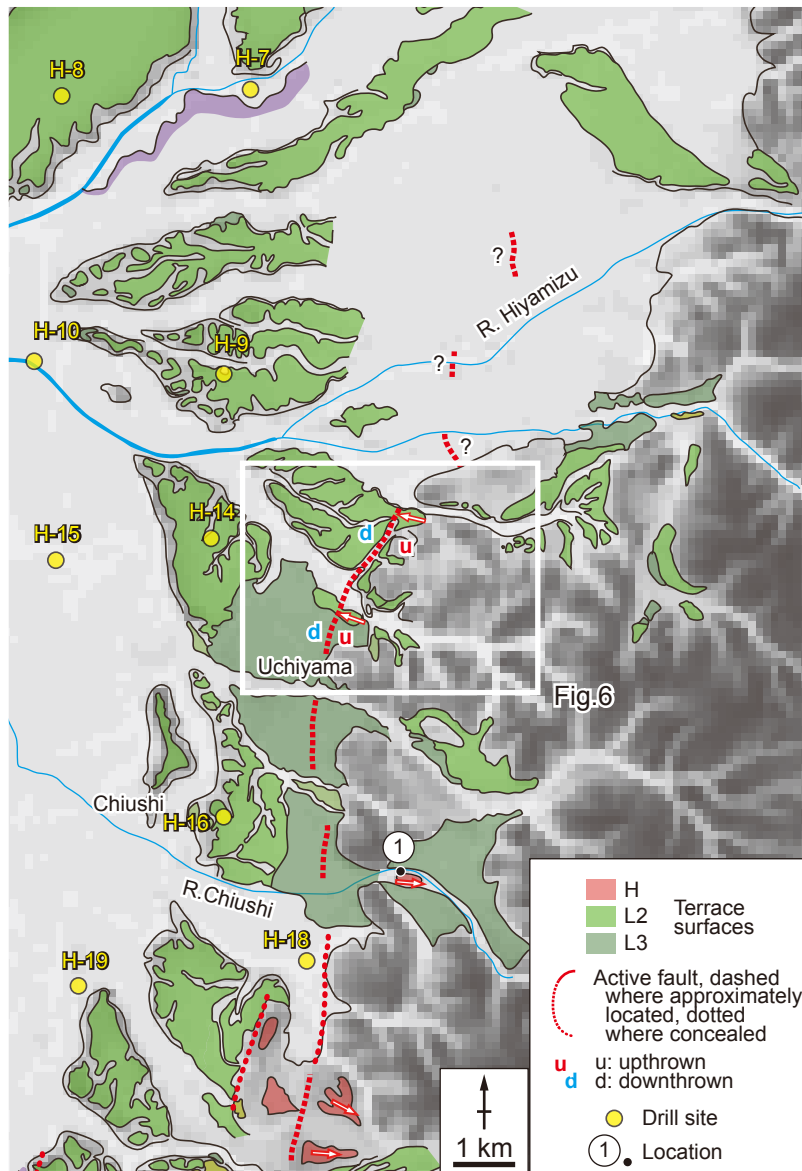


図2 花輪東断層帯北部における断層および段丘面分布図。地図画像は横山(2001)より引用。ボーリング地点は金属鉱物探鉱促進事業団(1966)より引用。

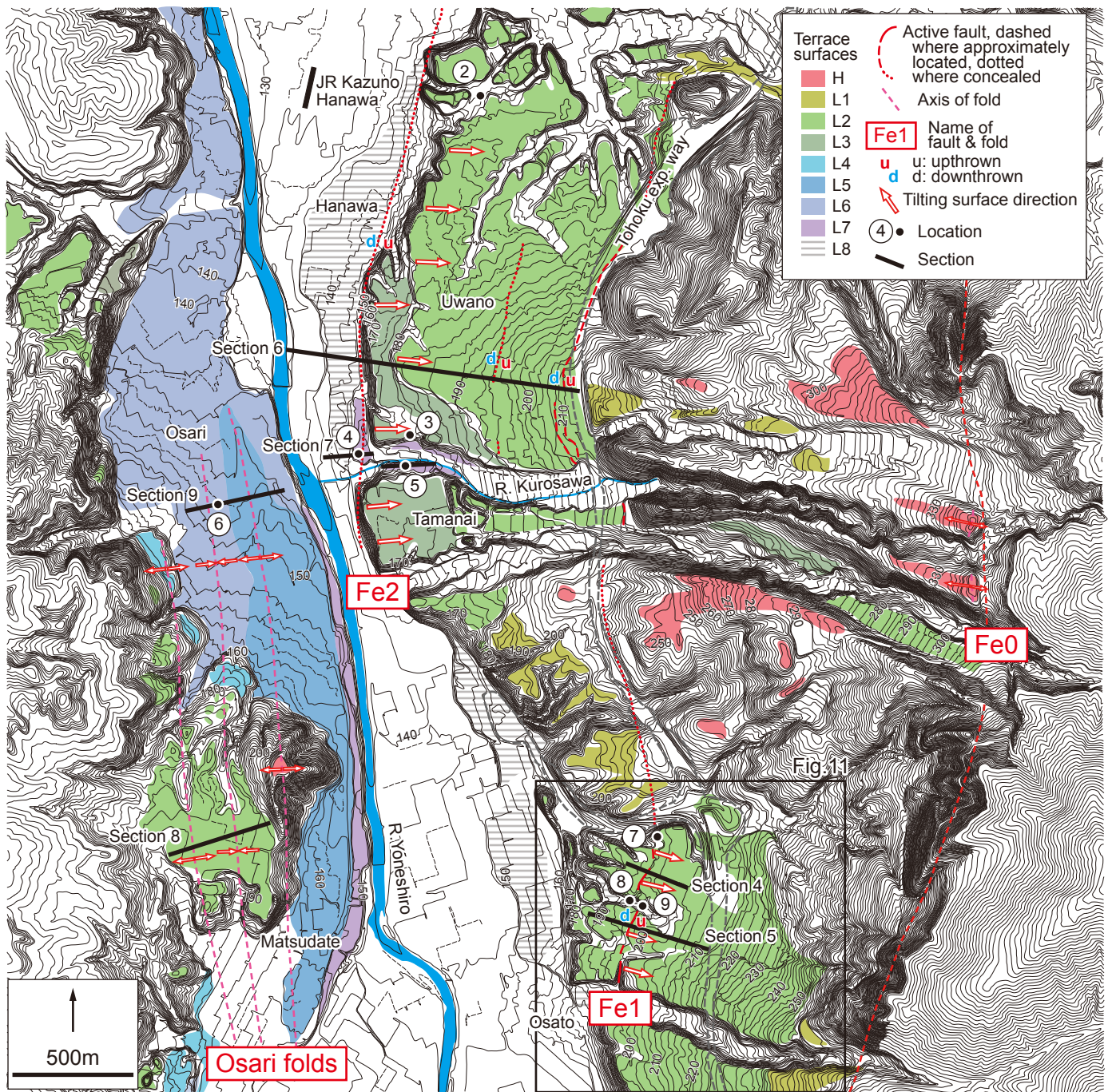


図3 花輪東断層帯中部における活構造および段丘面分布図。地形断面・地下掘削位置も示す。

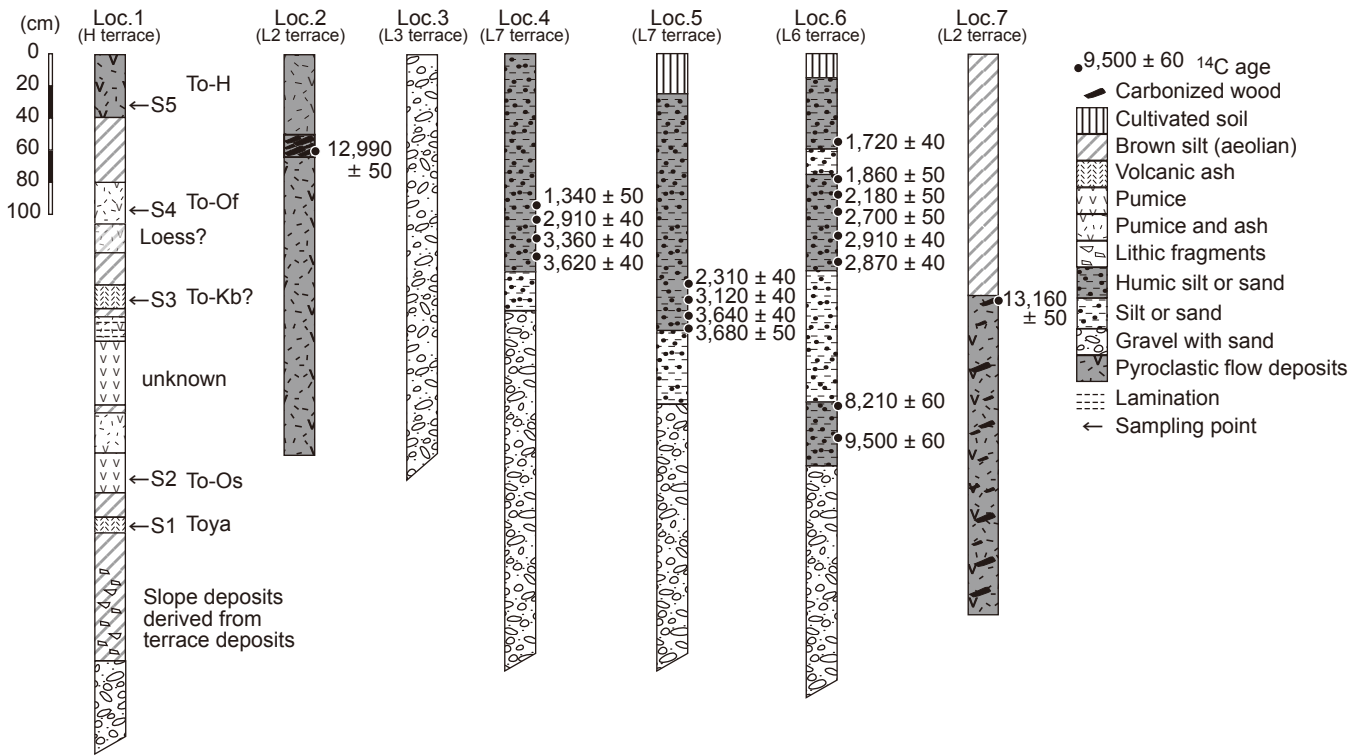


図4 露頭柱状図および¹⁴C年代値.

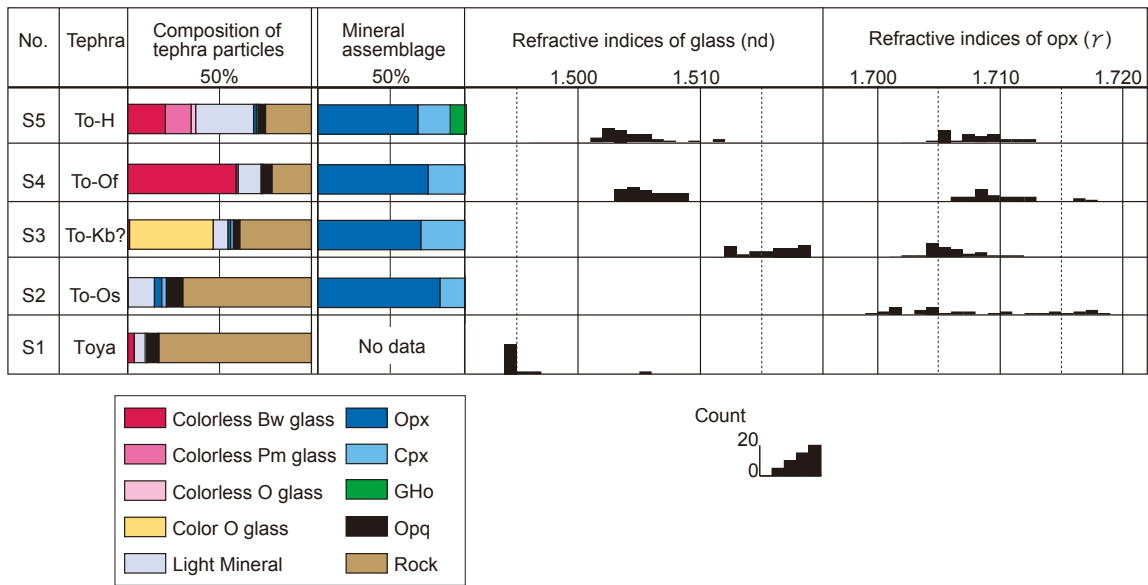


図5 Loc.1におけるテフラの構成粒子数，屈折率測定結果.

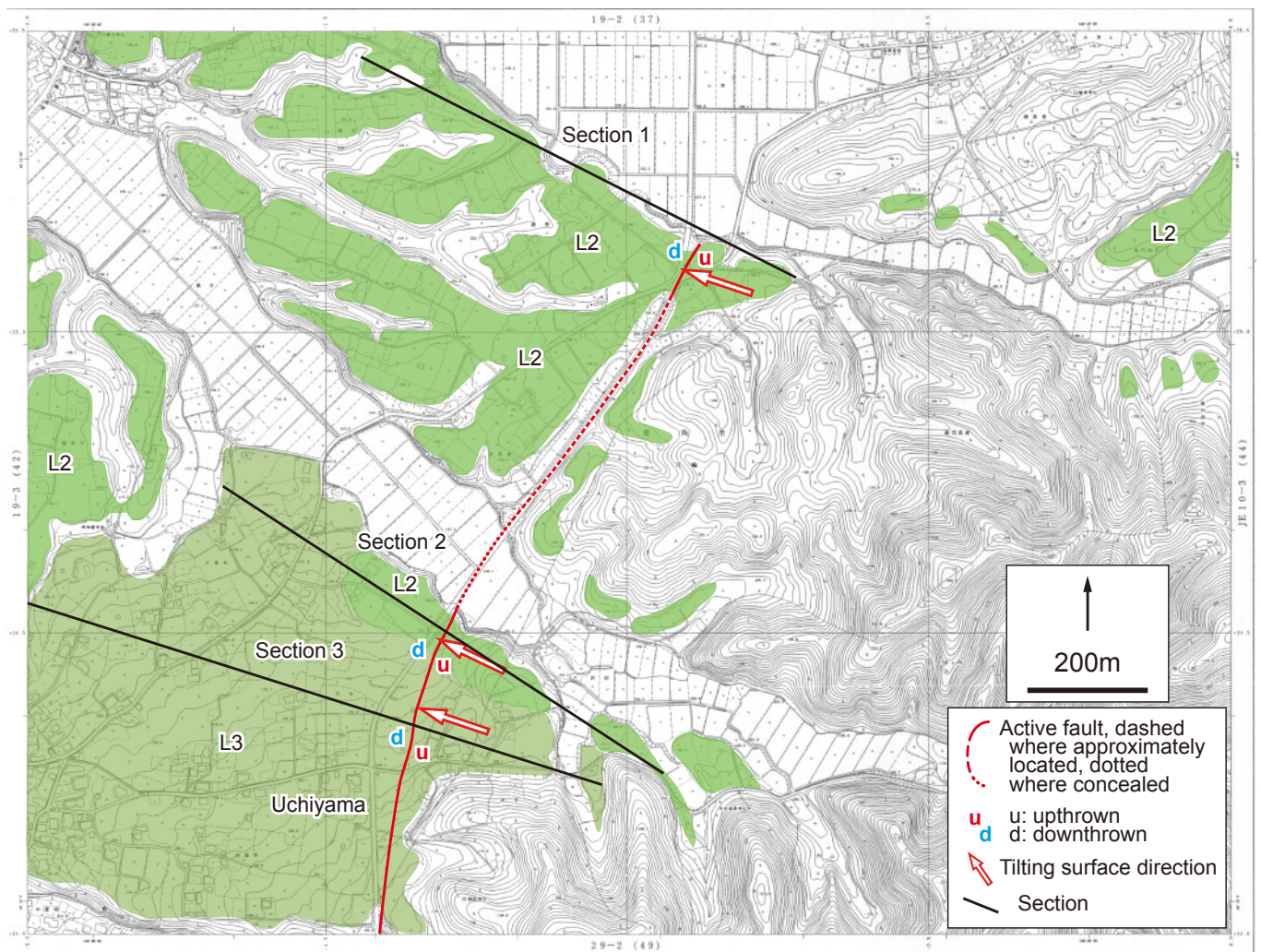


図6 内山地区における活断層および段丘面分布図.

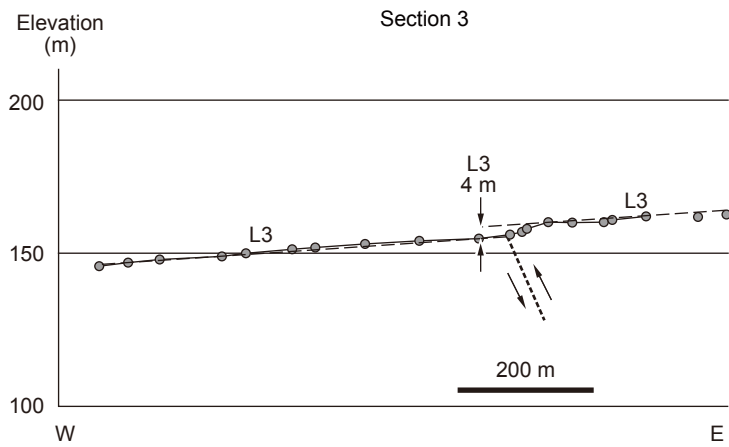
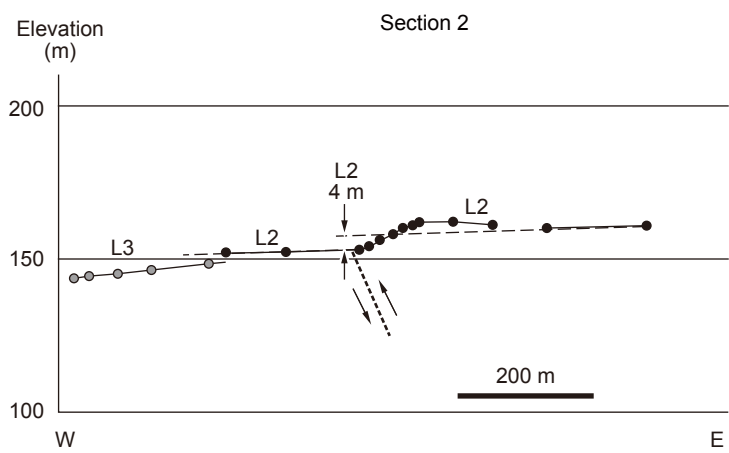
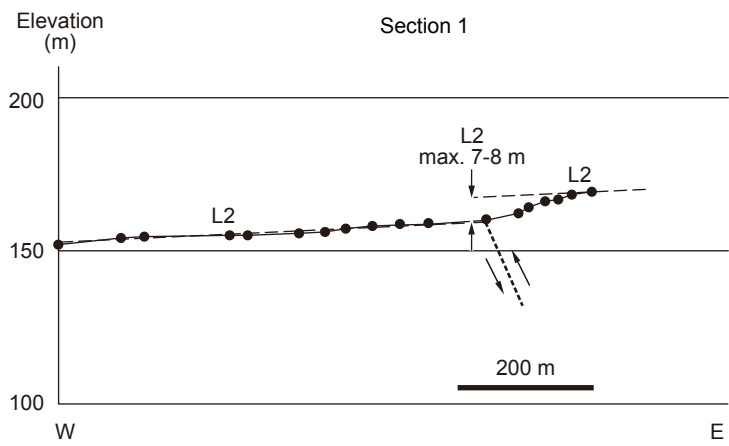


図7 断面1~3における地形断面図.



図8 乳牛集落における高位段丘面構成層の写真。西流する乳牛川に対して、高位段丘面構成層は逆傾斜している。この逆傾斜は、露頭西方に分布する東傾斜逆断層の変位によるものと判断される。

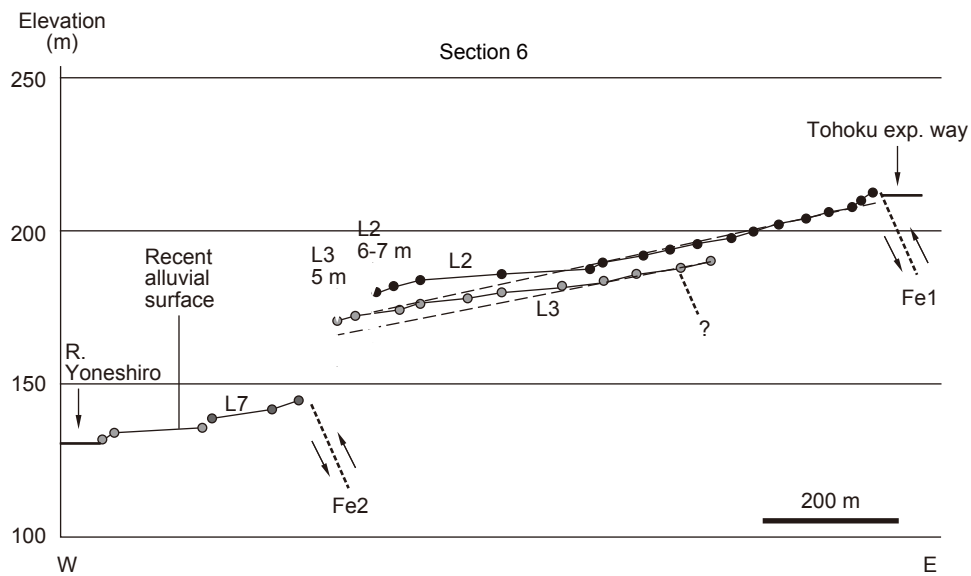


図9 断面6における段丘面投影図。

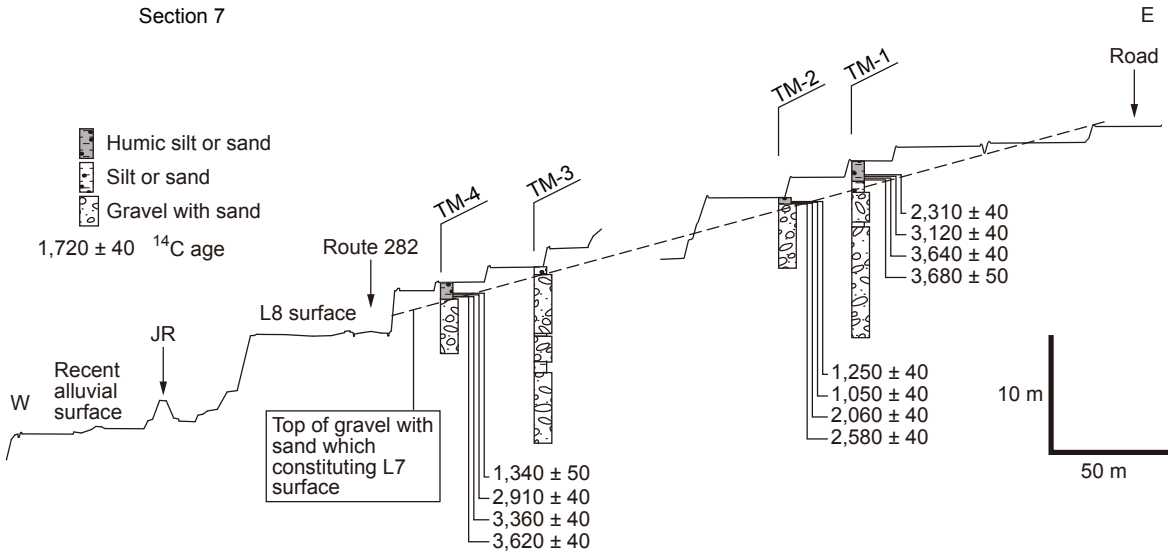


図 10 断面 7 における地質断面図.

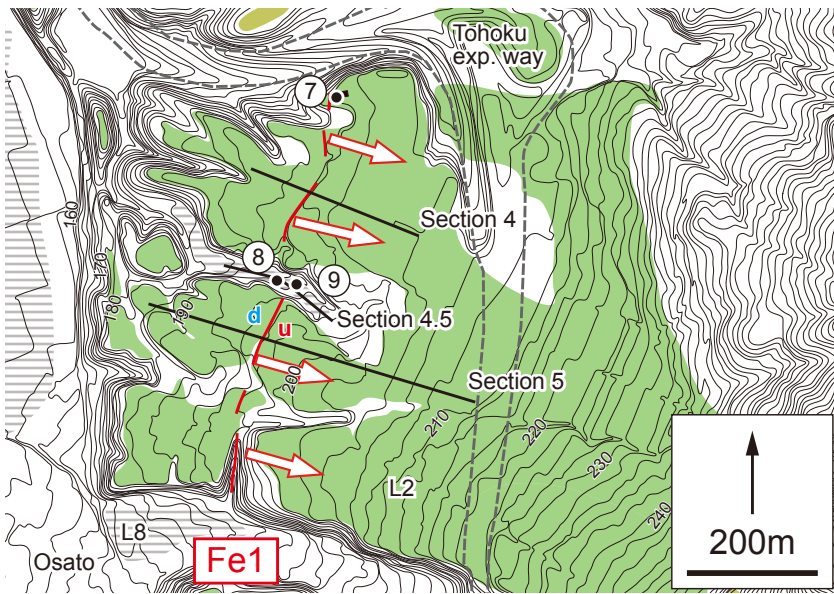


図 11 大里地区における活断層および段丘面分布図.

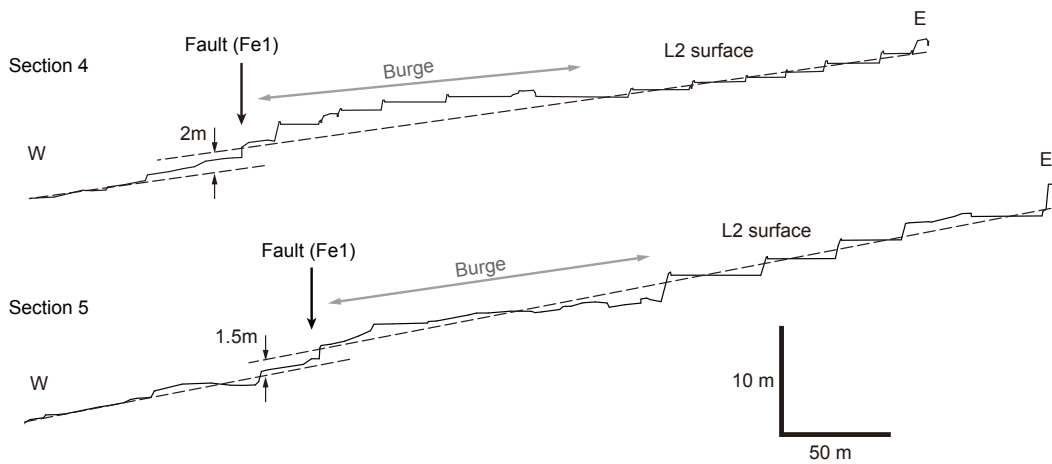


図 12 断面 4, 5 における段丘面断面図.



(a)

图 13a 大里地区のトレンチ壁面写真. 北壁面.



図 13b 大里地区のトレンチ壁面写真。(南壁面).

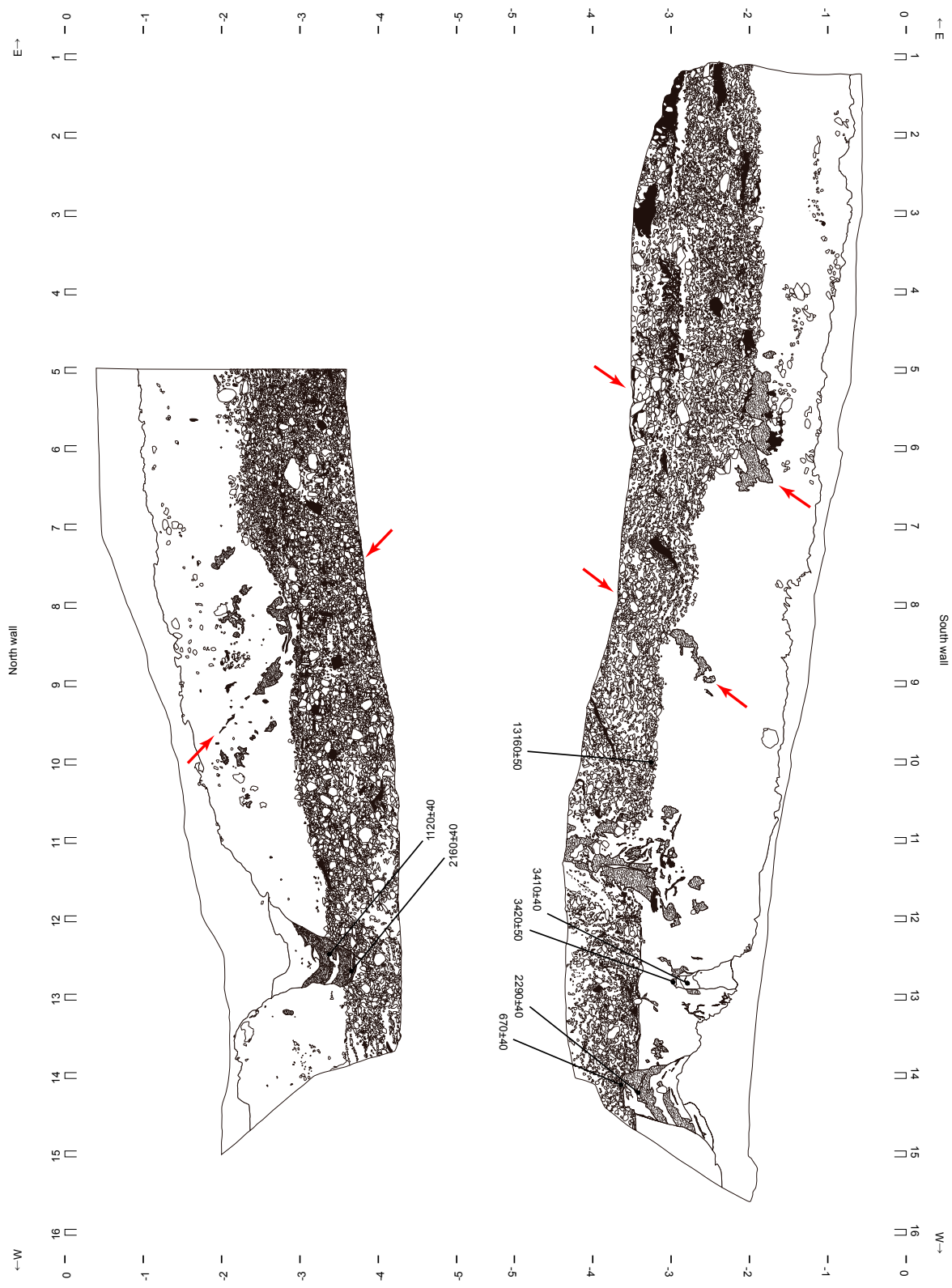


図 14 大里地区のトレンチ壁面スケッチ. 赤い矢印は剪断面.



図 15 大里地区のトレンチ南壁面拡大写真. (a) 軽石の再配置および砂脈. (b) 砂脈と遺構. (c) 砂脈と遺構の拡大写真.

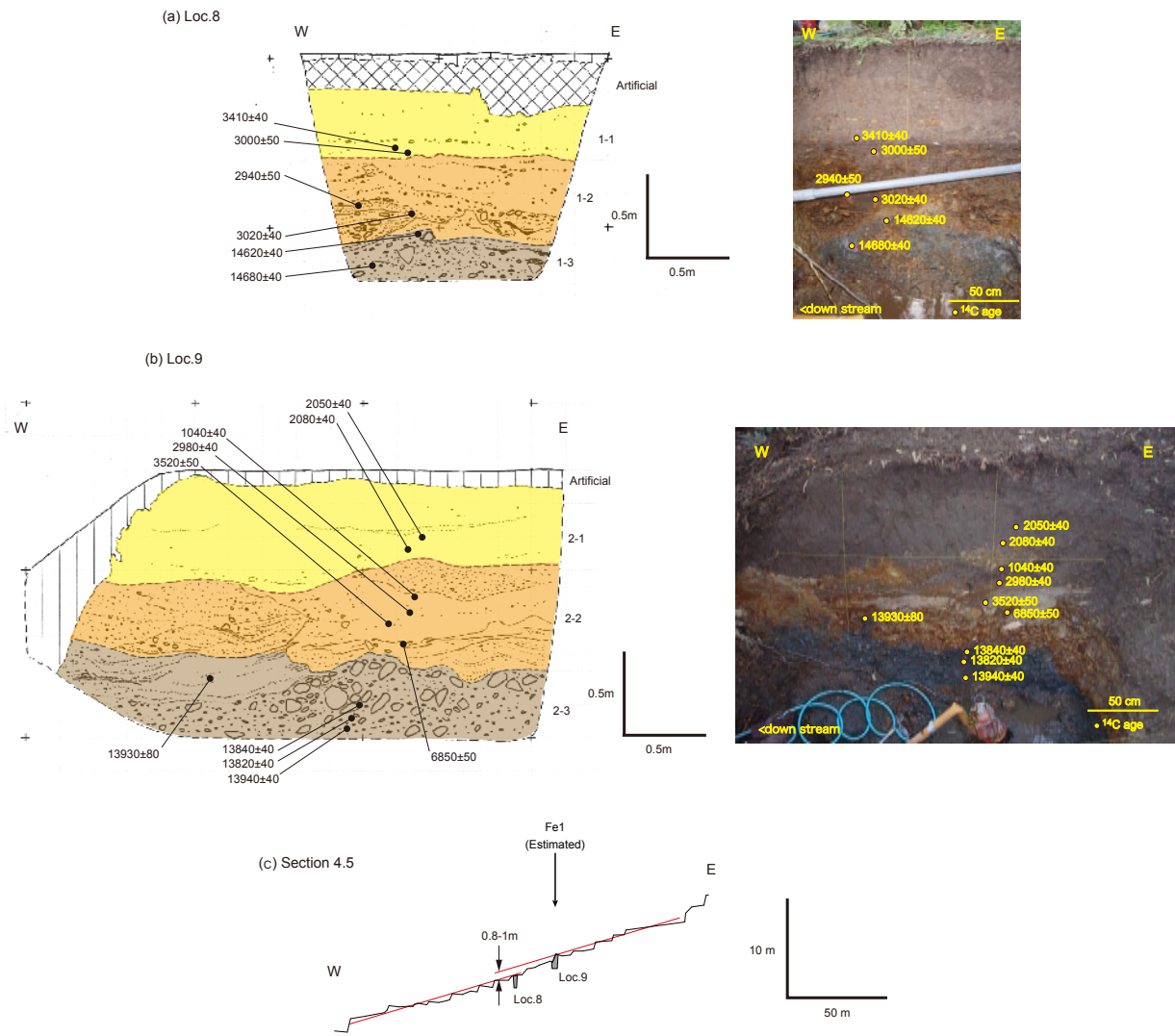


図 16 大里地区のピット壁面スケッチ. (a)Loc.8. (b)Loc.9. (c)断面 4.5 の地形断面図.

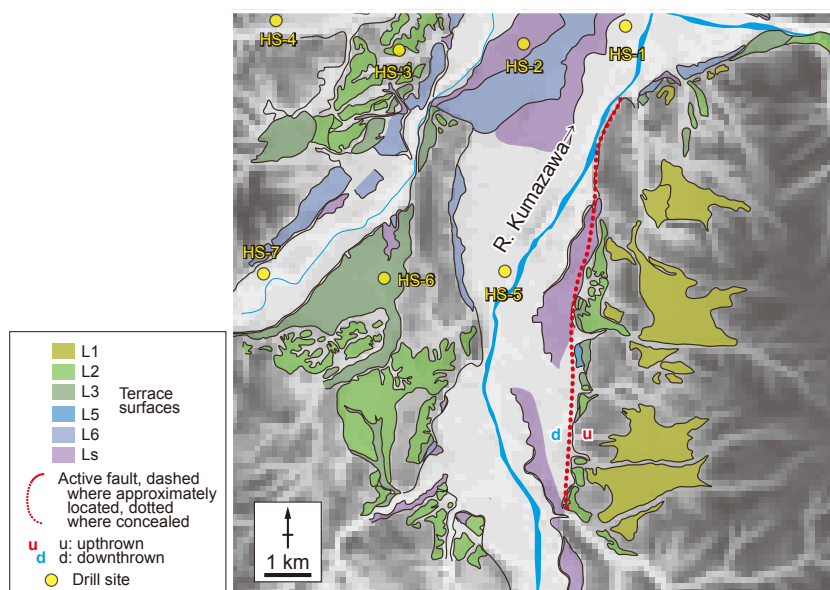
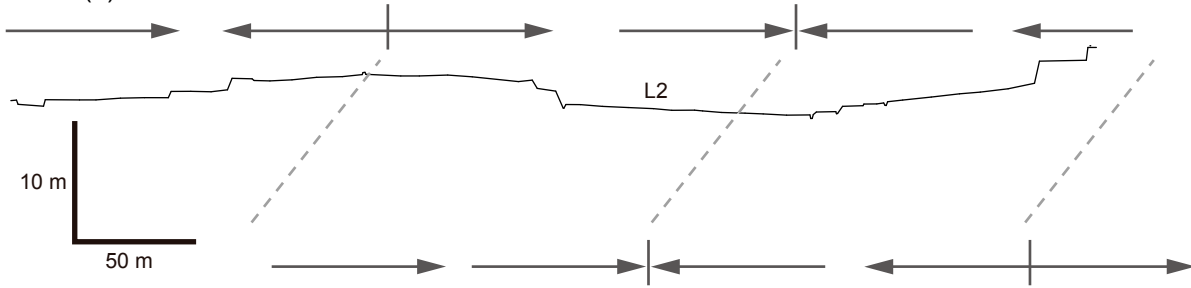
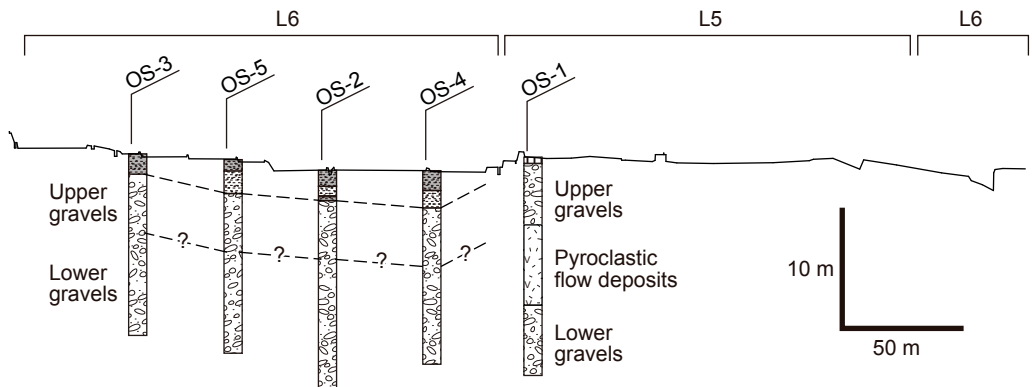


図 17 谷内地区の活断層および段丘面分布図. ボーリング地点は金属鉱物探鉱促進事業団 (1967) より引用.

(a) Section 8



(b) Section 9



(c) Section 9 (enlarged)

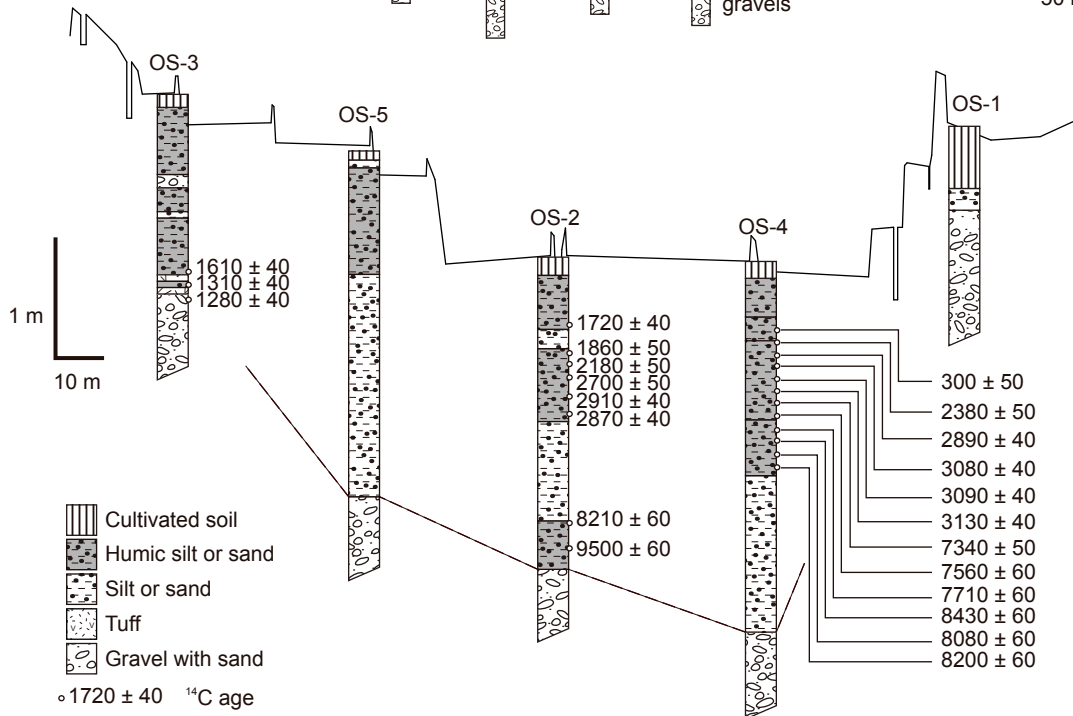


図 18 松館・尾去地区における地形・地質断面図。(a) 断面 8 における L2 面の段丘断面断面図。(b) 断面 9 における地質断面図。(c) 断面 9 における地質断面図 (拡大図) および ¹⁴C 年代値。

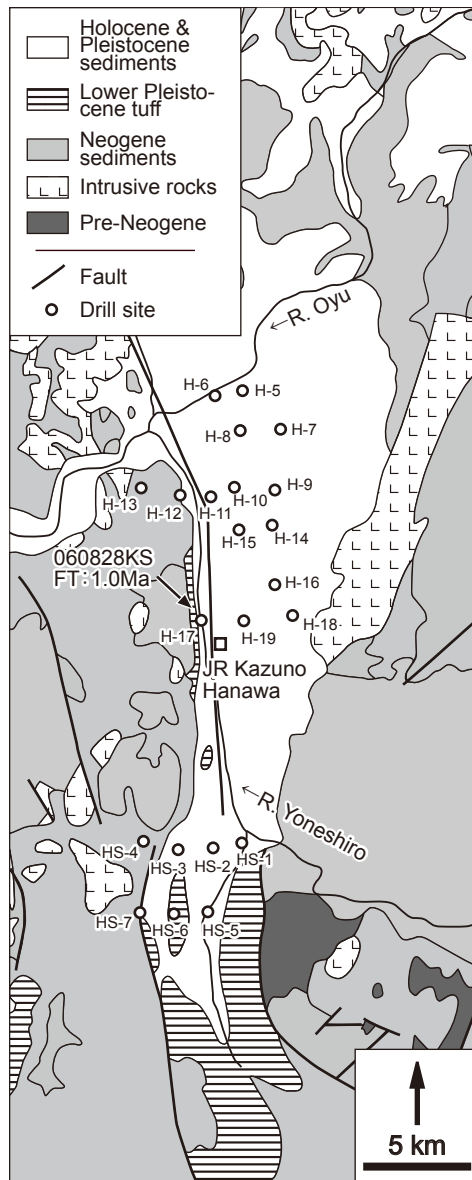


図 19 花輪盆地およびその周辺の地質図および地下掘削位置。地質図は中嶋(1989)を簡略化。地下掘削位置は金属探鉱事業団(1966, 1967)より引用。

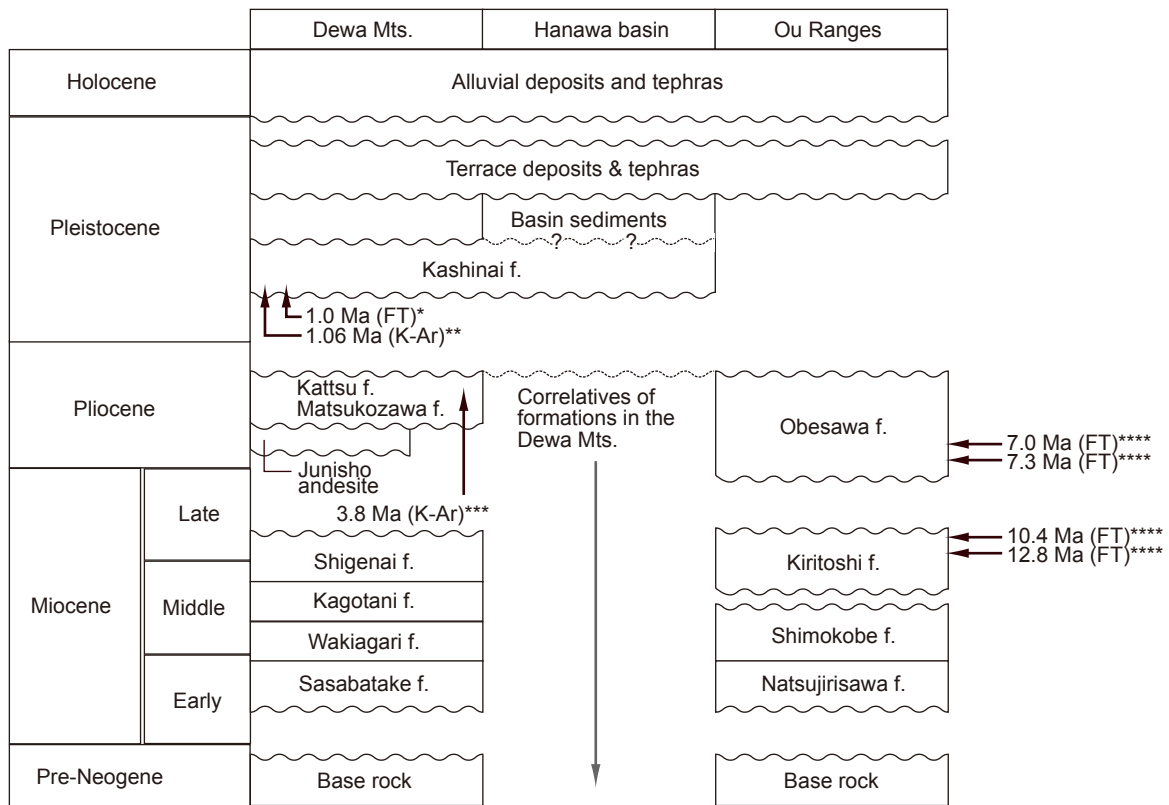


図 20 花輪盆地およびその周辺の地質総括図. 金属探鉱事業団 (1966, 1967), 中嶋 (1989) を簡略化. * 本研究, ** Tamanyu and Lanphere (1983), *** 金属探鉱事業団 (1980), **** 資源エネルギー庁 (1985).

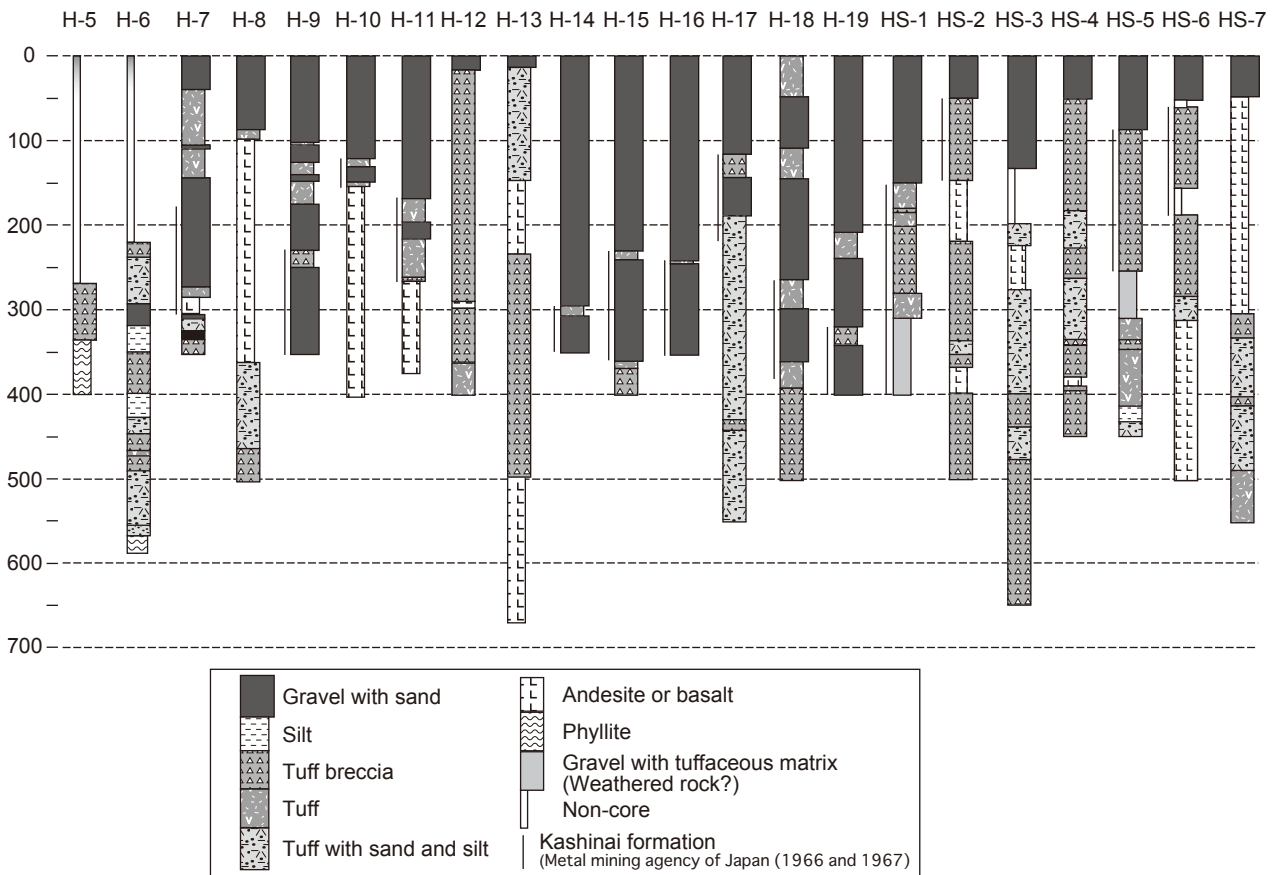


図 21 大深度地下掘削資料. 金属探鉱事業団 (1966, 1967) を簡略化.

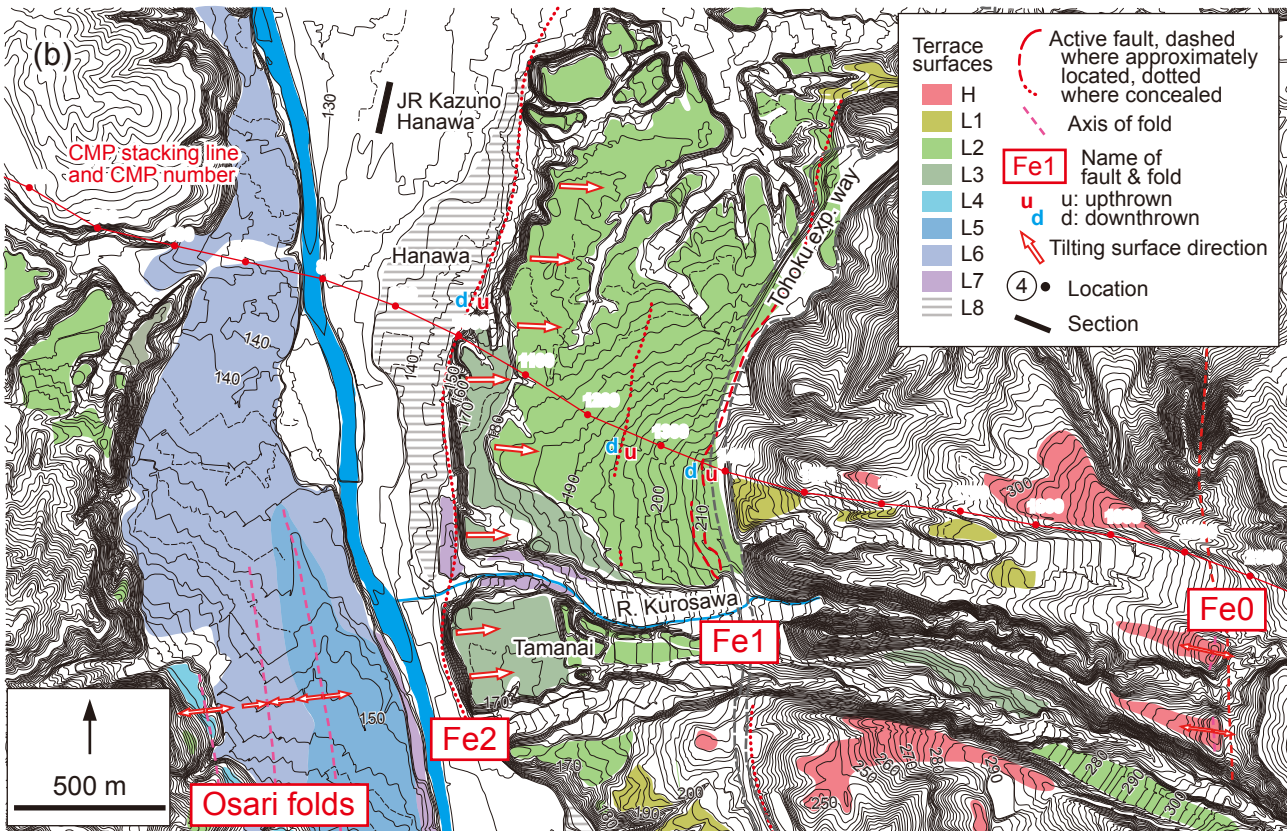
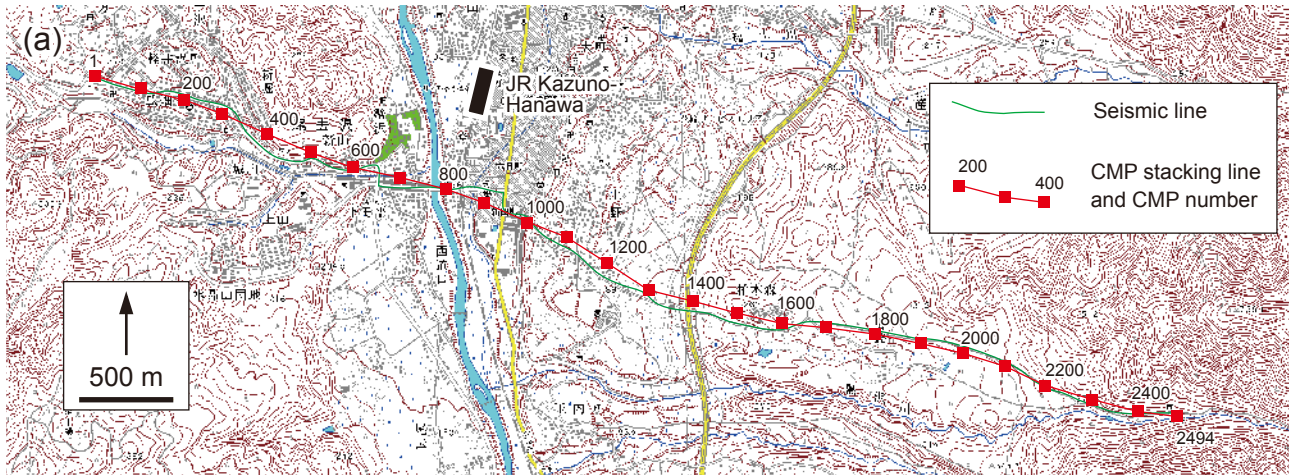


図 22 反射探査位置図。(a) 測線全体図。(b) Fe0 ~ Fe2 と測線の位置関係。

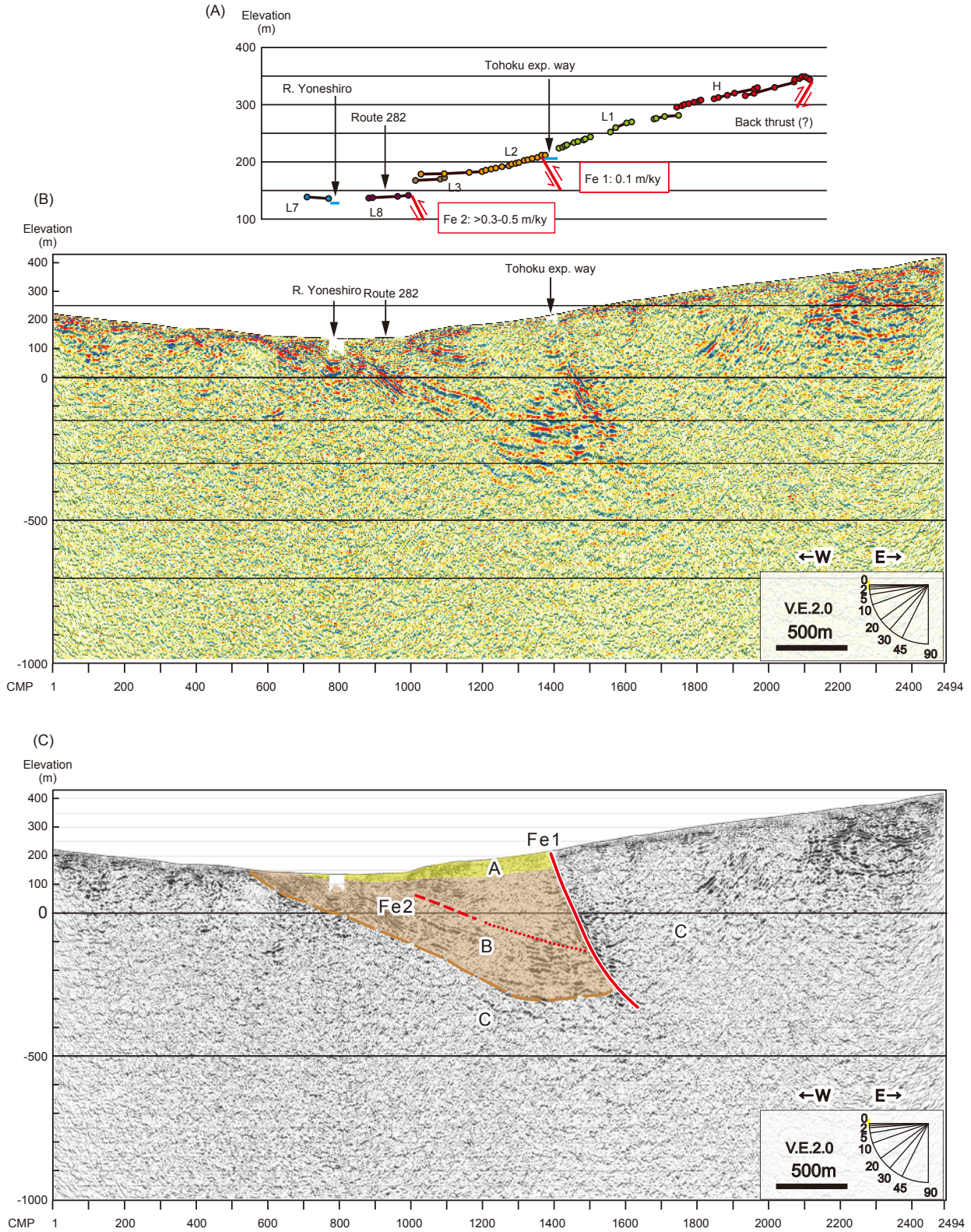


図 23 断層変位地形と反射深度断面。(a) 段丘面および活断層を測線に投影した図。(b) 深度断面図。(c) 深度断面図および解釈。