

長野県東信地域における第四紀の地質構造

渡邊和輝¹, 大塚勉²

¹信州大学大学院総合理工学研究科, ²信州大学学術研究院総合人間科学系

Geological structure of Quaternary, eastern area of Nagano Prefecture, central Japan

Kazuki Watanabe¹ & Tsutomu Otsuka²

¹Graduate School of Science and Technology, Shinshu University

²Institute of Humanities, Shinshu University

キーワード：第四紀断層，活断層，褶曲，フォッサマグナ

Keywords: Quaternary fault, Active fault, Folding, Fossa Magna

1. はじめに

長野県東部，東信地域には，地形的に西から上田盆地，八重原・御牧ヶ原台地および佐久盆地に区分される．これらの地域には，基盤岩として中古生界および新第三系が分布し，それらを覆って第四系が広く分布する．東信地域には，層序に関する研究，火山活動とそれに伴う碎屑物に関する研究などが古くからなされてきた．しかし，この地域は第四系が広く分布しているため，新期に形成された地質構造を見いだすににくい地域である．そのため，第四紀の地質構造に重きをおいた研究はあまりなされておらず，とくに活断層の存在に関しての議論もほとんどなされていない．こうした第四紀の地質構造の解明が東信地域における課題のひとつである．

渡邊・大塚(2019)では，上田盆地における第四紀の地質構造の存在を明らかにし，第四紀以降の構造運動が上田盆地形成に関与していることを示した．

本研究では，渡邊・大塚(2019)に加え，上田盆地以東の八重原・御牧ヶ原台地および佐久盆地を含めた東信地域において地表地質踏査を中心とした調査を行い，地質図および地質断面図を作成し，地質体の分布と地質構造を明らかにした．とくに，東信地域には第四系に変位を与える断層および褶曲などの第四紀変動が認められる．一部の第四紀断層には上部更新統以上に変位を与えているものがあり，後期更新統以降に活動したと考えられる活断層の存在が東信地域に存在する．本研究によって，東信地域における第四紀の地質構造に関する新たな知見が得られた．

れ，周囲を山地などに囲まれる．

上田盆地は，西および南を筑摩山地，北を太郎山山塊に囲まれる盆地で，東は八重原・御牧ヶ原台地に隣接する．盆地中央には比高約350mの小牧山丘陵が存在する．中央部には千曲川が南東から北西方向に流

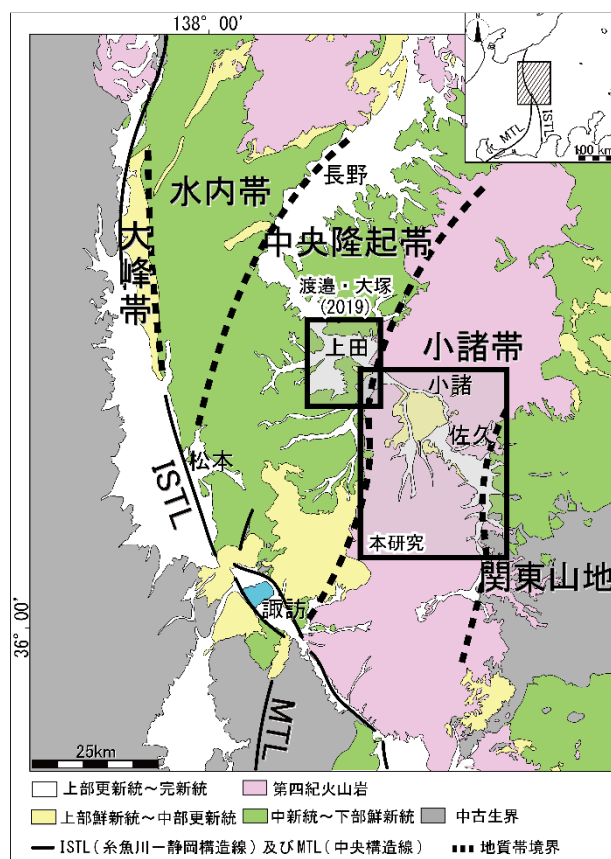


図-1 研究地域の位置

図中の枠が研究地域．宮坂・狩野(2015)および産業技術総合研究所地質調査総合センター(2018)のシームレス地質図を基に作成．

2. 地形および地質の概要(図-1, 図-2)

研究地域である東信地域は，地形的に西から上田盆地，八重原・御牧ヶ原台地および佐久盆地に区分さ

137°55'26"4

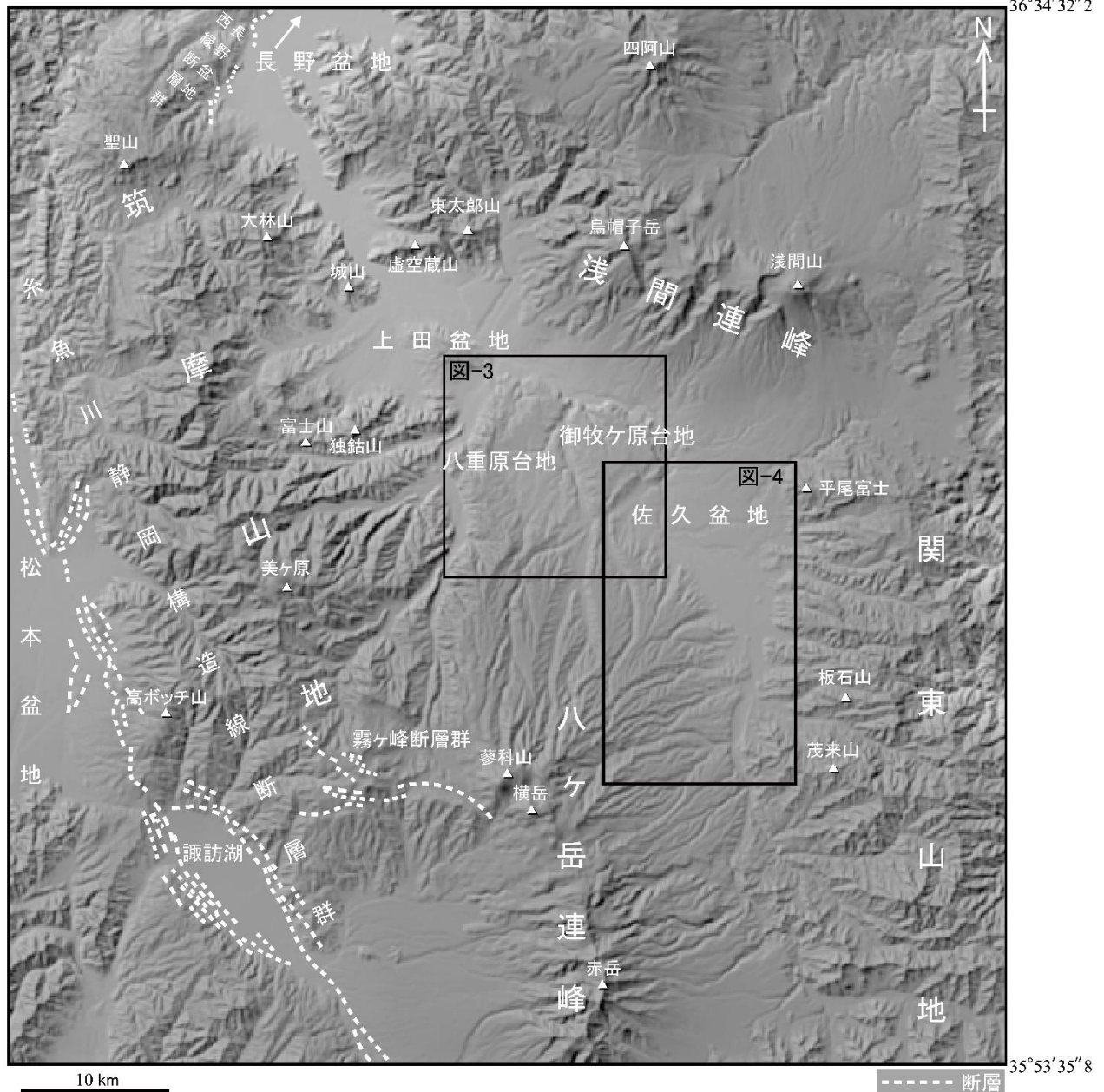
138°40'46"5
36°34'32"2

図-2 研究地域の位置

枠内が研究地域。国土地理院の陰影図を基に作成。

れ、南からは依田川が、北からは神川が千曲川に合流する。

八重原・御牧ヶ原台地は、南で北八ヶ岳連峰北麓、北で浅間連峰南麓に接し、西で上田盆地、東で佐久盆地と隣接する。周囲との比高約200～300mの台地であり、中央に鹿曲川が北から流れ、台地北方を流れる千曲川に合流する。

佐久盆地は、南で北八ヶ岳連峰北麓、北で浅間連峰南麓と接し、西で八重原・御牧ヶ原台地、東で関東山地に接する。中央部には千曲川が南から北へ流れ、東から湯川および滑津川、西から布施川が千曲川に合

流する。

東信地域は、関東山地および北部フォッサマグナ地域の中央隆起帯と小諸帯(小坂, 1984)に属す。以下作成した地質図および地質断面図を示す(図-3, 図-4, 図-5)。地質体は古期のものから、関東山地に分布する中生界の秩父帯付加体堆積物、上田盆地とその周辺に分布する新第三系中新統の北部フォッサマグナ堆積物および火成岩類、関東山地に分布する鮮新統の荒船山火山岩類(河内, 1974)などで、これらがこの地域の基盤となす。さらにその上位には、第四系下部更新統の小諸層群、周辺の第四紀火山起源の堆積物

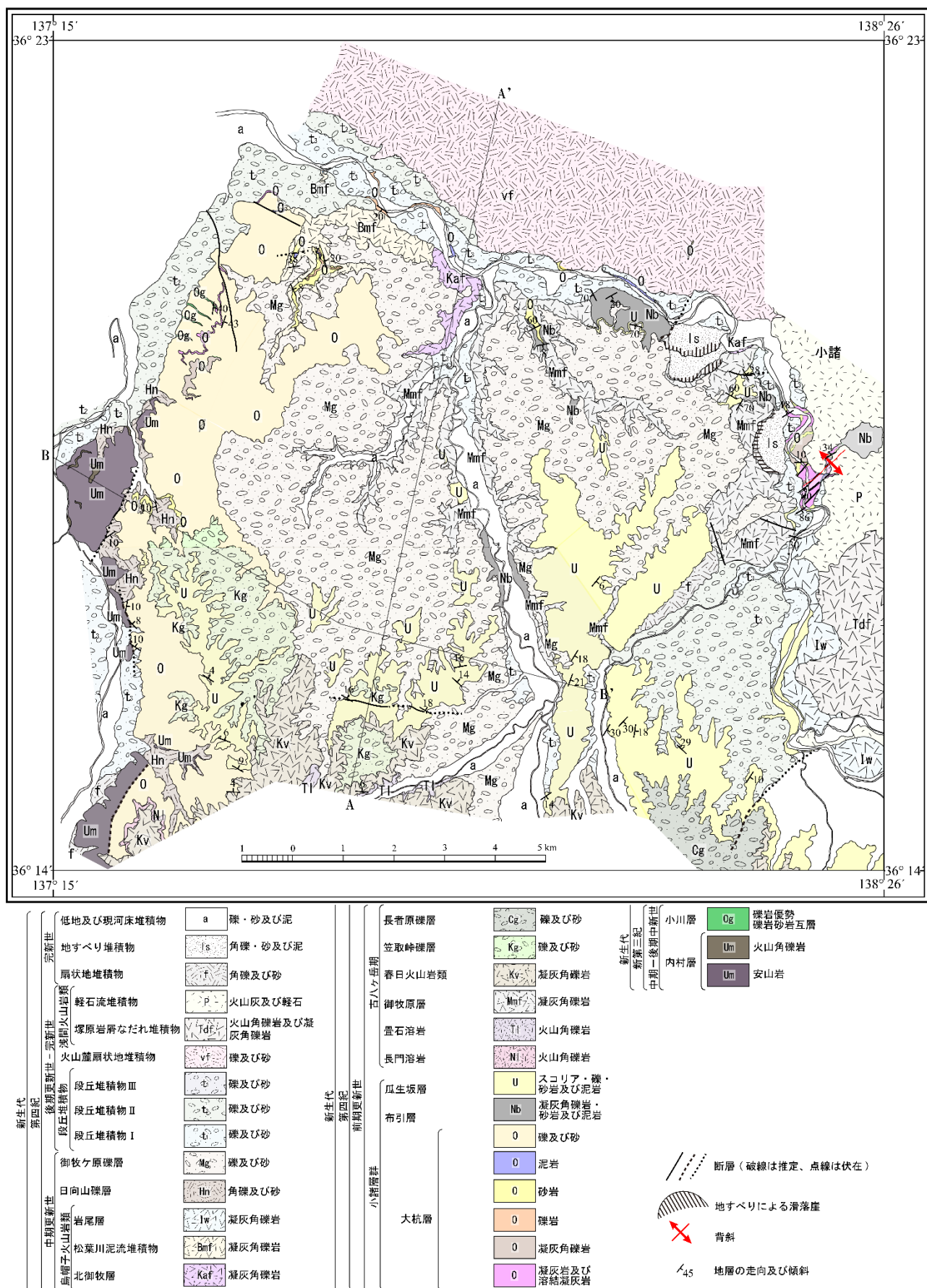


図-3 八重原・御牧ヶ原台地の地質図
地質断面図(A-A'および B-B')は図-5 に示す。

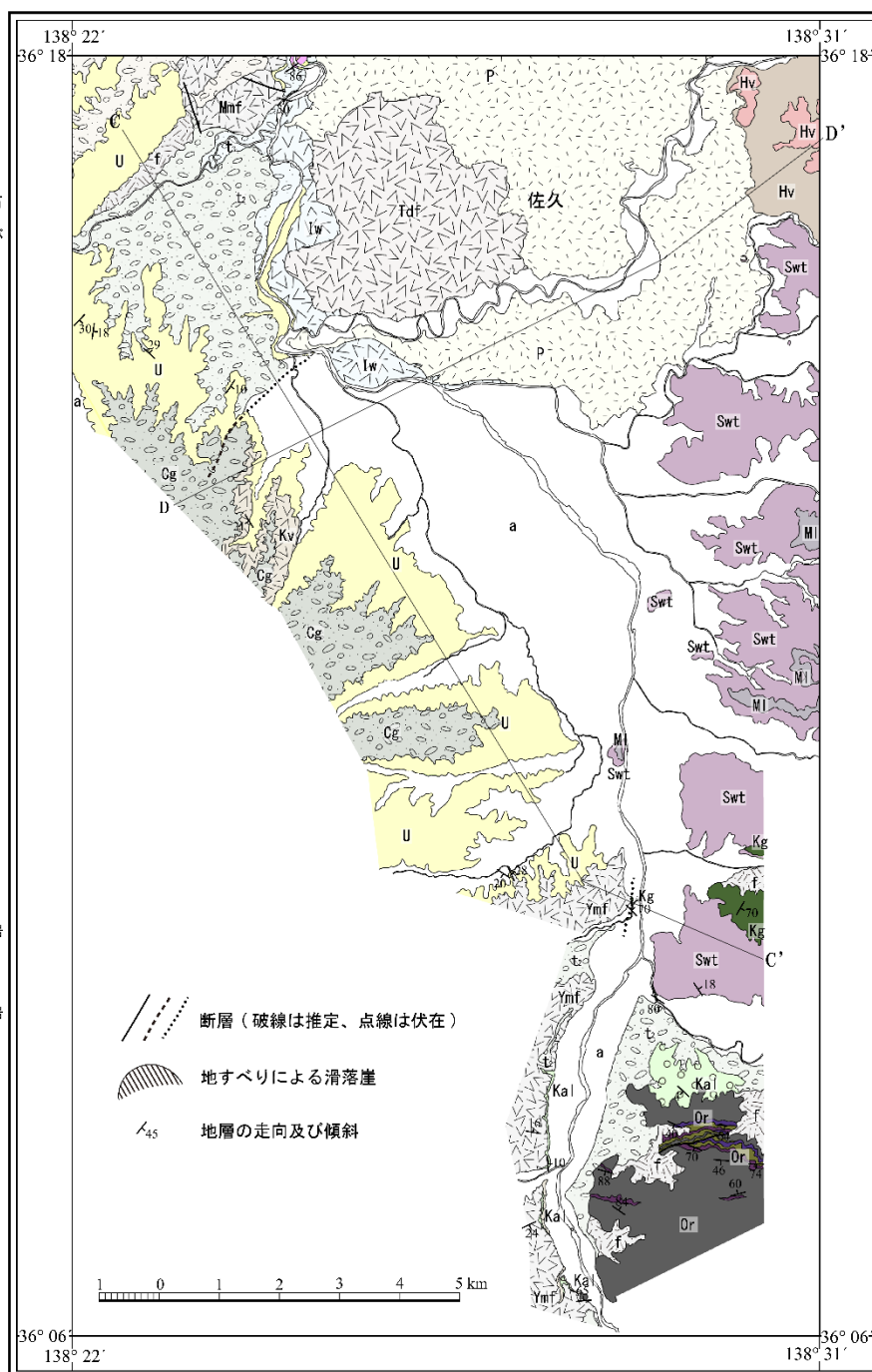
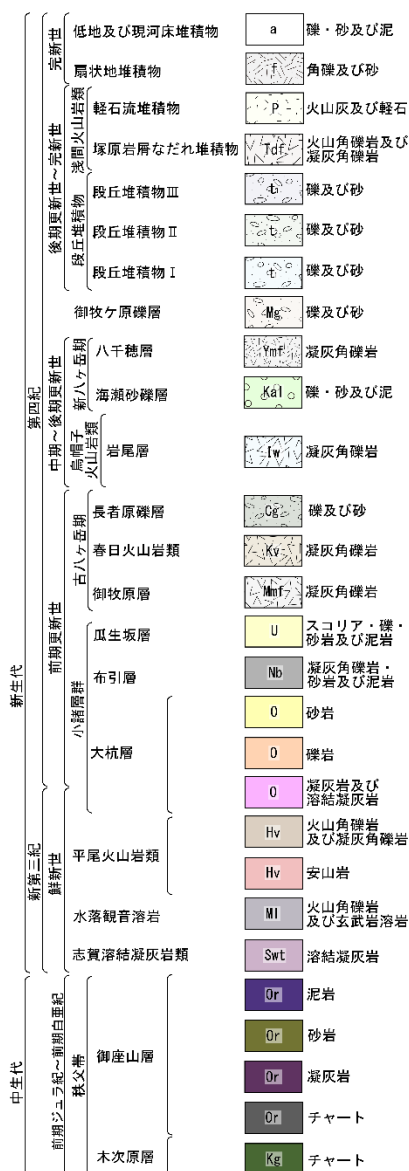


図-4 佐久盆地の地質図
地質断面図(C-C'および D-D')は図-5 に示す。

である古期八ヶ岳堆積物(河内, 1974), 鳥帽子火山岩類(飯島ほか, 1958), 新期八ヶ岳堆積物(河内, 1974)および浅間火山岩類(荒牧, 1968)などが八重原・御牧ヶ原台地および佐久盆地に広く分布する。また, 盆地および台地平野部には, 中部更新統から上部更新統の御牧ヶ原礫層(新称), 日向山礫層(渡邊・大塚, 2019), 段丘堆積物および上小湖成層(飯島ほか, 1969), 完新統の火山麓扇状地堆積物, 扇状地堆積物, 地すべり堆

積物および低地及び現河床堆積物などが分布する。

3. 層序(図-6)

八重原・御牧ヶ原台地および佐久盆地に分布する地質体について記載する。上田盆地の地質の詳細は, 渡邊・大塚(2019)によってすでに記載されているのでここでは扱わない。記載した露頭の位置を図-7および図-8で示す。

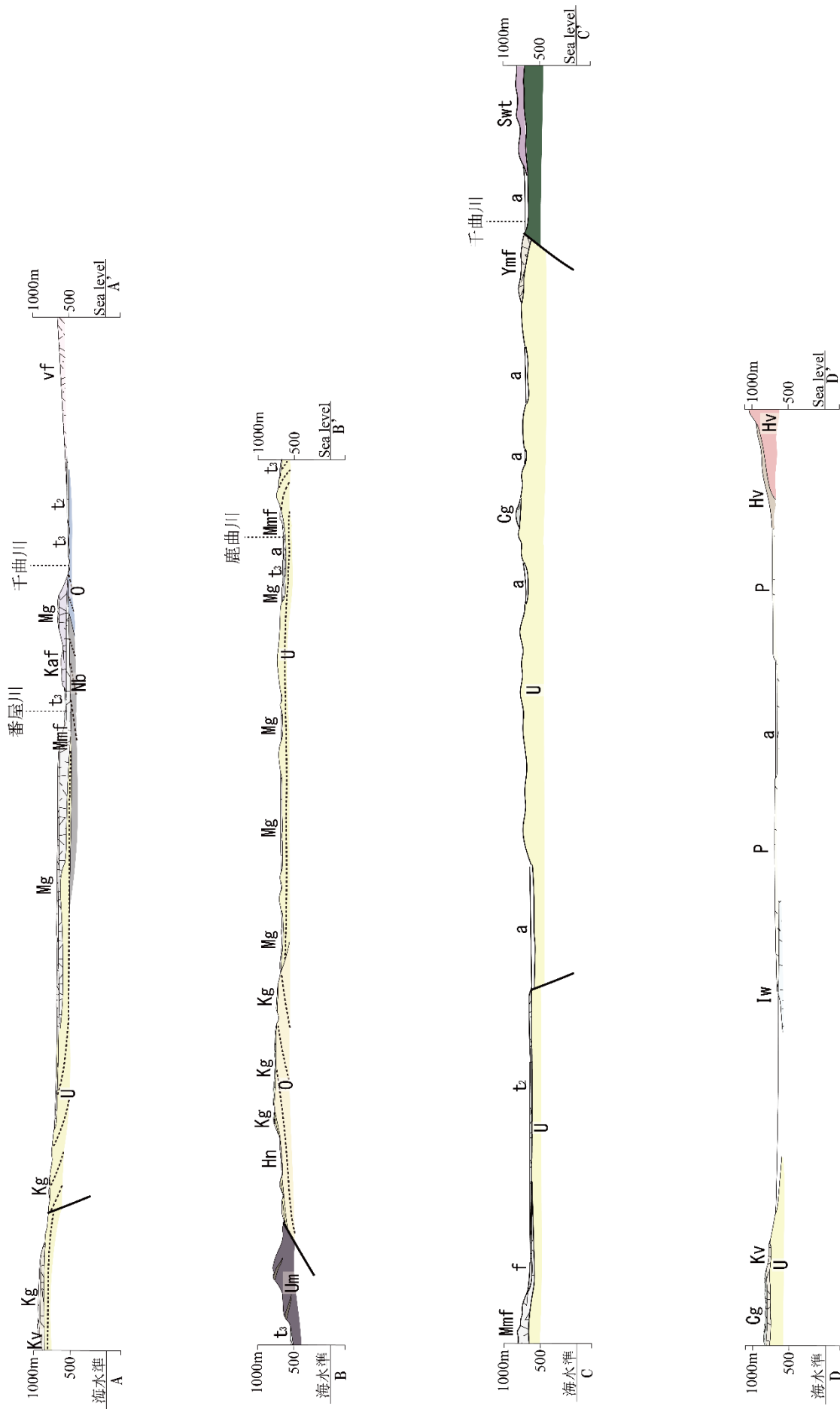
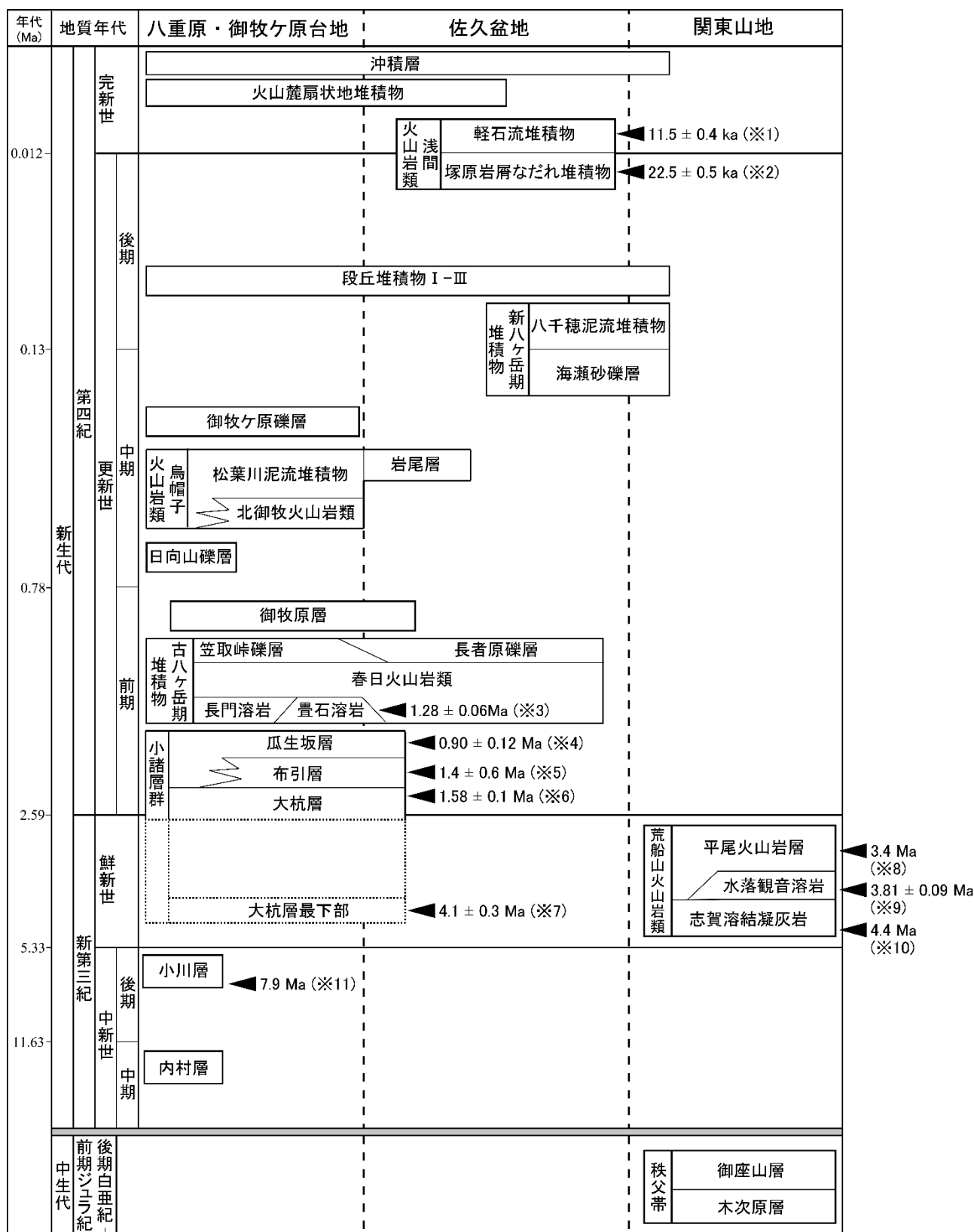


図-5 八重原・御牧ヶ原台地および佐久盆地の地質断面図
断面線および凡例は八重原・御牧ヶ原台地の地質図(図-3)および佐久盆地の地質図(図-4)に示される。



(※1) 小林 (1964) : 炭化木, C14 年代値
 (※2) 樋口 (1989) : 炭化木, C14 年代値
 (※3) 寺尾 (2001) : 溶岩, K-Ar 年代値
 (※4) 鈴木 (1988) : 凝灰岩, FT 年代値
 (※5) 山岸・小坂 (1991) : 安山岩, K-Ar 年代値

(※6) 宮下 (1984) : パミス, FT 年代値
 (※7) 鈴木 (1988) : 凝灰岩, FT 年代値
 (※8) Kaneoka et al (2001) : 溶岩, K-Ar 年代値
 (※9) 野村ほか (1988) : 溶岩, K-Ar 年代値
 (※10) 上田市誌編さん委員会 (2002) : 凝灰岩, FT 年代値
 (※11) 山岸ほか (1984) : 凝灰岩, FT 年代値

図-6 研究地域の層序

138°14'15"9

138°25'26"9
36°22'12"2

図-7 八重原・御牧ヶ原台地

本研究で記載した露頭の位置および地名を示す。国土地理院の陰影図を編集。

中生界

秩父付加体堆積物

1) 木次原層 (Kg)

岩崎ほか(1989)によって関東山地の地質体について命名された。関東山地の西縁部にあたる研究地域は、佐久市入沢地区に露出する(図-9)。研究地域において最古の地質体であり、鮮新統の志賀溶結凝灰岩に不整合で覆われると考えられる。

木次原層は、混在岩およびチャートによって構成される。混在岩は局所的に分布し、黒色および暗灰色の頁岩を基質として、チャート・玄武岩および石灰岩の岩塊を含む。

チャートはおもに赤色および黒色の層状チャートを主体とする。とくに赤色のチャートには、

鏡下において放散虫化石が多く認められる。木次原層から産出した放散虫化石から、栗原・指田(1998)は木次原層の年代を前期から中期ジュラ紀と推定している。

2) 御座山層 (Or)

藤本(1958)によって関東山地の地質体について命名された。研究地域の関東山地の西縁部は、佐久穂町花岡地区に露出する(図-10)。研究地域において、木次原層の構造的上位にあたり、中部更新統から上部更新統の海瀬砂礫層および八千穂泥流堆積物などに不整合で覆われると考えられる。

御座山層は混在岩・チャート・凝灰岩・砂岩および泥岩から構成される。混在岩は局所的に分布し、黒色および暗灰色の頁岩を基質として、チャ

ート・玄武岩の岩塊を含む。

チャートは、佐久穂町付近の関東山地の西縁に分布する。おもに黒色～暗灰色の塊状および層状チャートからなる。鏡下では石英脈がみられ、放散虫化石は見いだされない。

凝灰岩は、御座山層のチャートにレンズ状に挟在する。白色を呈し、塊状で非常に硬質である。まれに、凝灰岩中には 5mm 程度の斜長石粒子を含み、鏡下では、石英・斜長石および斜方輝石がおもにみられる。

砂岩は、佐久穂町花岡地区付近に分布する。淡黄色および灰色でやや硬質の中粒から極細粒の塊状砂岩が主体である。まれに、凝灰岩の中礫サイズの垂円礫を含む含礫砂岩を挟む。

泥岩は、佐久穂町花岡地区に分布する。黒色から暗灰色を呈し、やや硬質の塊状泥岩が主体であ

る。まれに、淡黄色～灰色の中～極細粒砂を挟む。

栗原・指田(1998)は、御座山層から産出した放散虫化石から御座山層の年代を中期ジュラ紀と推定している。

中新統

3) 内村層(Um)

本間(1931)によって命名された。研究地域に、上田市鳥羽山に模式的に露出し(図-11)、八重原台地西縁に分布する。八重原・御牧ヶ原台地における最下位層であり、第四系に不整合に覆われる。

内村層は研究地域において、安山岩および凝灰角礫岩によって構成される。

安山岩は、八重原台地西縁に分布する。基質はガラス質で、変質により鉱物粒子は不鮮明である。青色、灰白色および灰色を呈し、硬質である。安山岩の裂かを充填して、玉髓およびピッチストーンが産出する。鏡下では、主として斜長石の斑晶が認められる。

凝灰角礫岩が、八重原台地西縁の鳥羽山一帯に内村層安山岩中にレンズ状に挟まれる。基質は灰色～暗灰色の凝灰岩で、細礫～大礫サイズの黒色～暗灰色のガラス質安山岩の角礫～垂角礫からなる。角礫および基質中の裂かを充填して玉髓およびピッチストーンが産出する。鏡下ではおもに石英の斑晶がみられる。

内村層から産出した浮遊性有孔虫化石に基づいて、小坂ほか(1992)は本研究地域の内村層最上部の年代を 15～16Ma の中期中新世と推定している。



図-9 木次原層のチャート
露頭位置は図-8 の Loc.1

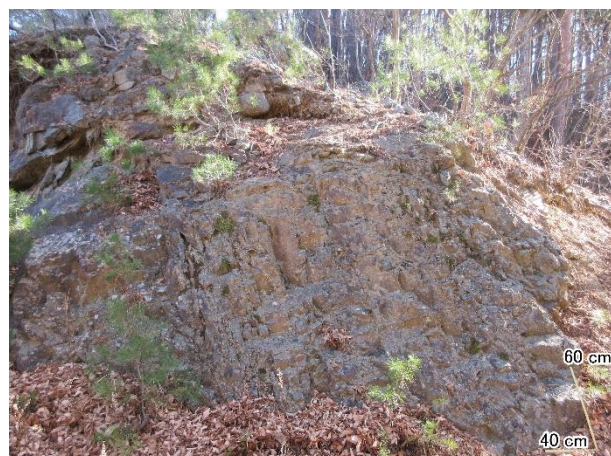


図-10 御座山層のチャート
露頭位置は図-8 の Loc.2

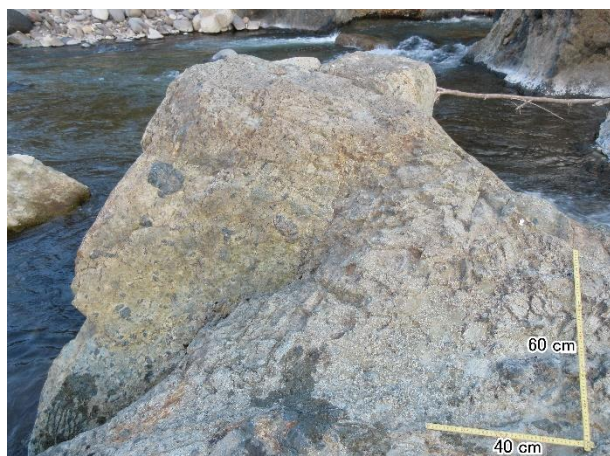


図-11 内村層の角礫岩
露頭位置は図-7 の Loc.3

4) 小川層 (Og)

本間(1931)によって命名された。研究地域は、上田市羽黒沢地区に模式的に露出しており(図-12)、上田市八重原台地西縁に分布する。小諸層群大杭層に不整合関係で覆われる。

研究地域は、小川層は礫岩優勢礫岩砂岩互層によって構成される。

礫岩優勢礫岩砂岩互層は、上田市八重原台地西縁に分布する。礫岩優勢礫岩砂岩互層が主体である。礫岩は中から大礫サイズの垂円から円礫で、礫種はチャート・粘板岩・砂岩・安山岩・流紋岩および石英斑岩からなり、安山岩礫が青木層の礫岩砂岩互層よりも多く含まれる。淘汰は良く、基質は中粒から粗粒砂岩が主である。砂岩は中粒から粗粒砂岩が主である。細礫サイズの円礫や灰色から黒色泥岩の薄層を挟むことがある。砂岩および泥岩は、材化石および垂炭を含むことがある。



図-12 小川層の礫岩砂岩互層の砂岩部
露頭位置は図-7 の Loc.4



図-15 平尾富士火山岩層の安山岩
露頭位置は図-8 の Loc.7

山岸ほか(1984)により、小川層最下部の凝灰岩から 7.9Ma の K-Ar 年代値が得られており、後期中新世と推定されている。

鮮新統

荒船山火山岩類

5) 志賀溶結凝灰岩 (Swt)

長野県地学会(1957)によって命名された。研究地域は、佐久市志賀下宿地区に模式的に露出しており(図-13)、佐久盆地東縁一帯に広く分布する。中生界を不整合関係で覆いと考えられ、水落観音溶岩および浅間火山岩類に不整合関係で覆われる。

志賀溶結凝灰岩は、灰白色から白色の非から強溶結の凝灰岩である。塊状に産し、層理はみられない。鏡下では、斜長石および斜方輝石の斑晶がみられ、ユータクシティック構造は本試料では認められない。

上田市誌編さん委員会(2002)は、凝灰岩から 4.4Ma の FT 年代値を得て鮮新世であることを明らかにした。

6) 水落観音溶岩 (MI)

小坂ほか(1991)によって命名された。研究地域は、佐久市下町地区付近に模式的に露出しており(図-14)、佐久盆地東縁の関東山地一帯に分布する。志賀溶結凝灰岩を不整合関係で覆い、接触部は、志賀溶結凝灰岩の基質が赤色レンガ状に変化している。

水落観音溶岩は、黒色から暗灰色の玄武岩質溶岩である。塊状または板状節理が発達し、まれに、灰色凝灰岩を基質とする凝灰角礫岩となる。鏡下



図-14 水落観音溶岩
露頭位置は図-8 の Loc.6

では、インターグラニューラー組織を示す石基中に、おもに斜長石および斜方輝石の斑晶がみられる。

野村・海老原(1987)は、溶岩から $3.81 \pm 0.09\text{Ma}$ の K-Ar 年代値が得られていることから鮮新世としている。

7) 平尾火山岩層 (Hv)

小坂ほか(1991) によって命名された。研究地域は、佐久市平尾山公園付近の林道に模式的に露出しており(図-15)、佐久盆地東縁の平尾富士一帯に広く分布する。浅間火山岩類に不整合で覆われると考えられる。

研究地域は、平尾火山岩層は安山岩および角礫岩に区分される。

安山岩は、平尾富士の中腹から頂上付近および佐久市守芳院付近の尾根に分布する。暗灰色から灰色の塊状および板状節理の発達した安山岩からなる。鏡下では、斜長石・石英および斜方輝石の斑晶がみられ、ハイアロピリティック組織からなる石基が認められる。

角礫岩は、平尾富士の中腹以下の山麓に分布する。おもに凝灰角礫岩からなり、火山角礫岩は中～巨礫サイズの角礫が主体で、凝灰角礫岩は中～巨礫サイズの垂円から垂角礫が主体で、基質は灰色から暗灰色の凝灰岩である。礫種は平尾火山岩類の灰色～暗灰色安山岩からなる。

Kaneoka et al.(1979)により、安山岩溶岩から 3.4Ma の K-Ar 年代値が得られていることから、鮮新世と推定される。

下部更新統

小諸層群

8) 大杭層 (O)



図-13 志賀溶結凝灰岩
露頭位置は図-8 の Loc.5

飯島ほか(1956)によって命名された。研究地域は、小諸市大杭地区に模式的に露出しており(図-16)、小諸市大杭地区、小諸市宮沢地区、小諸市繰矢川下流および八重原台地西方、小諸市西原地区に分布する。小川層を不整合関係で覆い、布引層・御牧原層・松葉川泥流堆積物・火山麓扇状地堆積物などに不整合で覆われると考えられる。

研究地域は、大杭層は凝灰岩・凝灰角礫岩・礫岩・砂岩・泥岩および礫層に区分される。

凝灰岩は、弱いし強溶結の溶結凝灰岩と、非溶結の凝灰岩からなる。溶結凝灰岩は、小諸市繰矢川下流域、上田市南方地区および上田市羽黒沢に分布する。黒色、明褐色および灰色から白色を呈し、パミスおよび岩片がレンズ状に変形している。鏡下は、ユークシティック構造を有する基質でもおもに斜長石の斑晶がみられる。非溶結の凝灰岩は、小諸市繰矢川下流域、小諸市大杭地区から宮沢地区にかけて、八重原台地西縁に分布し、明褐色および暗灰色から白色を呈する。

凝灰角礫岩は、上田市上丸子地区に大杭層礫層中にレンズ状に分布する。おもに中礫ないし巨礫サイズで円礫から垂角礫で玄武岩質安山岩、流紋岩および凝灰岩の礫からなり、まれにチャートおよび粘板岩の礫を含む。基質は、褐色の泥質凝灰岩からなる。とくに角礫岩中に含まれる安山岩は複数種ある。鏡下では、おもに斜長石、斜方輝石および単斜輝石の斑晶がみられ、インターサタル組織あるいはインターグラニューラー組織を示す石基を有する。

礫岩は、小諸市繰矢川下流域、小諸市大杭地区から宮沢地区にかけて、東御市羽毛山地区、東御



図-16 大杭層の礫層
露頭位置は図-7 の Loc.8

市田中地区および上田市塩川地区に分布する。おもに中から大礫サイズの円礫からなる。礫種は分布地域によって差異がみられる。繰矢川下流域、大杭地区から宮沢地区および塩川地区では、黒色安山岩および玄武岩質安山岩のほか、チャート・粘板岩・凝灰岩および閃緑斑岩の礫を含む。羽毛山地区および田中地区では、礫種は、おもに黒色安山岩および玄武岩質安山岩からなる。

砂岩は、小諸市繰矢川下流域、小諸市大杭地区から宮沢地区にかけて、東御市小相沢下流域、東御市滋野地区および上田市上ノ平地区に分布する。暗灰色～灰色の中粒～粗粒砂岩が主体で、白色～灰色のパミスを含むことがある。また、暗灰色～灰色の泥岩の薄層を挟むことがあり、植物化石をまれに産する。

泥岩は、小諸市繰矢川下流域、小諸市大杭地区から宮沢地区にかけて、小諸市芝生田地区、東御市羽毛山地区および上田市上ノ平地区に分布する。暗灰色～灰白色の泥岩を主体とする。まれに、暗灰色～灰色の中粒砂～粗粒砂岩の薄層を挟む。

礫層は、八重原台地西方に広く分布する。中礫ないし巨礫サイズの垂角から円礫からなる灰白色凝灰質および粗粒砂質の礫層が主体で、まれに中粒から細粒の砂岩および泥岩の薄層を含む。礫種は玄武岩質安山岩および黒色の複輝石安山岩を主体とし、流紋岩・チャート・粘板岩および凝灰岩などを伴う。また、八重原台地西方に分布する礫層は、ガラス質安山岩を含むほか、大杭層の堆積岩ブロックを含むことが特徴である。

上田市誌編さん委員会(2002)は、大杭層の最下

部の溶結凝灰岩から $4.1 \pm 0.3\text{Ma}$ の FT 年代値を得ており、大杭層最下部の年代は鮮新世としている。また、鈴木(1988)は、大杭層上部の凝灰岩から $1.58 \pm 0.1\text{Ma}$ の FT 年代値が得られていることから、前期更新世としている。

9) 布引層(Nb)

飯島ほか(1956)によって命名された。研究地域は、小諸市布引観音に模式的に露出しており(図-17)、小諸市常満地区、小諸市糠塚山、東御市小相沢下流、東御市土堂地区、佐久市古宮地区および小諸市宮沢地区に分布する。大杭層を不整合で覆い、瓜生坂層に整合関係で覆われると考えられる。研究地域は、布引層は凝灰角礫岩に区分される。

凝灰角礫岩は、中～大礫サイズの黒色安山岩の垂円～角礫を主体とし、基質は暗灰色～灰色の細粒～粗粒砂岩である。角礫岩と暗灰色～灰色砂岩の互層をなし、砂岩中には、葉理構造がみられる。角礫岩中の礫は玄武岩質安山岩が主体で鏡下は、おもに斜長石および斜方輝石の斑晶がみられ、ハイアロピリティック組織を示す石基からなる。

10) 瓜生坂層(U)

飯島ほか(1956)によって命名された。研究地域は、佐久市牧布施地区に模式的に露出しており(図-18)、佐久盆地南縁、御牧ヶ原台地南部、八重原台地南縁および八重原台地西縁に広く分布するほか、小諸市宮沢地区、小諸市西浦地区、小諸市布引観音地区、東御市上平地区および佐久市御馬寄地区から相浜地区にかけてもわずかに分布する。布引層を整合の関係で覆うと考えられ、瓜生坂層以上の更新統に不整合の関係で覆われる。



図-17 布引層の角礫岩
露頭位置は図-7 の Loc.9



図-18 瓜生坂層の砂岩
露頭位置は図-7 の Loc.10

東御市小相沢中流部では、下部更新統の御牧原層によって不整合で覆われる露頭が存在する。

瓜生坂層は、礫、砂岩および泥岩の互層からなる。礫は黒色および褐色～赤色スコリアや黒色安山岩で細礫～中礫サイズの垂円～円礫が主体である。砂岩はシルト質の暗灰色から灰白色の細粒～粗粒砂岩からなり、葉理がみられる。泥岩は、暗灰色～灰白色のシルト質泥岩が主体で、砂岩および礫層と互層をなす。また、佐久市相浜地区および小諸市布引観音地区では、瓜生坂層の砂岩泥岩互層の顕著なスランプ構造がみられる。

鈴木(1988)は、瓜生坂層に挟在する凝灰岩に包有するジルコンから 0.90 ± 0.12 Ma の FT 年代値が得られており、前期更新世であることを示した。



図-19 畳石溶岩の安山岩
露頭位置は図-7 の Loc.11



図-20 長門溶岩の安山岩
露頭位置は図-7 の Loc.12

古八ヶ岳期堆積物

11) 畳石溶岩(TI)

河内(1974)によって命名された。研究地域では、佐久市蔦岩地区に模式的に露出しており(図-19)、佐久市大谷地地区および立科町荒井戸地区に分布する。春日火山岩類に不整合関係で覆われると考えられる。

畳石溶岩はおもに火山角礫岩からなる。灰色～暗灰色の玄武岩質安山岩が主体で、板状節理がまれにみられる。鏡下では、斜長石、斜方輝石およびかんらん石がみられ、インターサタル組織を示す石基からなる。

寺尾(2001)は、畳石溶岩の安山岩から 1.28 ± 0.06 Ma の K-Ar 年代値を得ており、前期更新世としている。

12) 長門溶岩(NI)

河内・荒牧(1979)によって命名された。研究地域は、長和町三郎山付近に模式的に露出している(図-20)。大杭層を不整合の関係で覆い、春日火山岩類に不整合関係で覆われると考えられる。

長門溶岩は火山角礫岩からなる。塊状の灰色～暗灰色安山岩が主体である。鏡下では、斜長石、斜方輝石および単斜輝石の斑晶がみられ、インターサタル組織からなる石基が認められる。

13) 御牧原層(Mmf)

宮坂・狩野(2015)によって命名された。研究地域は、佐久市八反田地区に模式的に露出しており(図-21)、八重原・御牧ヶ原台地中央部および御牧ヶ原台地東縁部に広く分布する。小諸層群を不整



図-21 御牧原層の角礫岩
露頭位置は図-7 の Loc.13

合で覆い、御牧原礫層に不整合で覆われると考えられる。

御牧原層は、おもに凝灰角礫岩からなる。おもに亜円～角礫の玄武岩質安山岩、ガラス質安山岩および灰色～灰白色安山岩を含み、まれにチャートおよび粘板岩などの円礫も含む。基質は褐色～灰白色の泥質凝灰岩からなり、淘汰は悪い。岩塊を多く含み、1～5 m 大の布引層凝灰角礫岩ブロックおよび布引層堆積岩ブロックが凝灰岩中にみられる。

14) 春日火山岩類 (Kv)

河内(1974)によって命名された。研究地域は、立科町下の宮地区に模式的に露出しており(図-22)、八重原・御牧ヶ原台地南縁および佐久盆地南縁に広く分布する。瓜生坂層および長門溶岩を不整合で覆い、笠取峠礫層および長者原礫層に不整合で覆われると考えられる。



図-22 春日火山岩類の角礫岩
露頭位置は図-7 の Loc.14



図-23 笠取峠礫層
露頭位置は図-7 の Loc.15

春日火山岩類はおもに凝灰角礫岩からなる。中～巨礫サイズの亜角～角礫を含み、礫種は玄武岩質安山岩およびガラス質安山岩からなる。基質は暗灰色～灰色の暗灰色～灰色砂からなり、淘汰は悪いがまれに層理をなすことがある。含まれる角礫について鏡下では、おもに斜長石および斜方輝石の斑晶をふくみ、インターサタル組織またはハイアロピリティック組織を示す玄武岩質安山岩である。

15) 笠取峠礫層 (Kg)

河内・荒牧(1979)によって命名された。研究地域は、立科町宇山地区に模式的に露出しており(図-23)、八重原台地南西縁および南縁にかけて広く分布する。おもに小諸層群および春日火山岩類を不整合の関係で覆うと考えられる。

笠取峠礫層は、褐色ローム基質の淘汰の悪い礫層で、おもに中～大礫サイズの亜円～円礫からなる。礫種は、玄武岩質安山岩、ガラス質安山岩および灰色・赤色安山岩などからなる。

16) 長者原礫層 (Cg)

河内ほか(1979)によって命名された。研究地域は、佐久市平地区に模式的に露出しており(図-24)、佐久盆地南縁のハヶ岳連峰北麓に広く分布する。おもに瓜生坂層および春日火山岩類を不整合の関係で覆う。

長者原礫層は、褐色ローム基質の淘汰の悪い礫層で、おもに中～巨礫サイズの亜円～円礫からなる。礫種は、玄武岩質安山岩およびガラス質安山岩が主体とし、凝灰岩・流紋岩およびチャートを伴う。



図-24 長者原礫層
露頭位置は図-8 の Loc.16

中部更新統

烏帽子火山岩類

17) 北御牧火山岩類 (Kaf)

ハヶ岳団体研究グループ(1988)によって命名された。研究地域は、東御市大日向地区に模式的に露出しており(図-25)、八重原台地北縁一帯に分布する。御牧ヶ原礫層に不整合で覆われると考えられる。

北御牧火山岩類は、おもに凝灰角礫岩からなる。中礫～巨礫サイズの垂角～角礫からなり、基質は灰色～灰白色の凝灰岩で淘汰は悪い。礫種は、暗灰色～灰白色安山岩が主体である。角礫岩中の安山岩は鏡下では、斜長石・斜方輝石および単斜輝石の斑晶が含まれ、インターグラニューラー組織を示す石基が認められる。

18) 松葉川泥流堆積物 (Bmf)

ハヶ岳団体研究グループ(1988)によって命名さ



図-25 北御牧火山岩類の角礫岩
露頭位置は図-7 の Loc.17



図-26 松葉川泥流堆積物
露頭位置は図-7 の Loc.18

れた。研究地域は、上田市松葉地区に模式的に露出しており(図-26)、八重原台地北縁に分布する。大杭層を不整合で覆い、御牧ヶ原礫層に不整合で覆われると考えられる。

松葉川泥流堆積物は、おもに凝灰角礫岩からなる。中～巨礫サイズの垂円～角礫からなり、基質は灰色～灰白色の泥質凝灰岩で淘汰は悪い。礫種は灰白色のデイサイト質安山岩、玄武岩質安山岩およびガラス質安山岩が主体で、まれにチャート、粘板岩および流紋岩なども見いだされる。角礫岩中には材化石が多く含まれる。

19) 岩尾層 (Iw)

飯島ほか(1956)によって命名された。研究地域は、佐久市今井地区に模式的に露出するほか(図-27)、佐久盆地中央部の滑津川および千曲川沿いに分布する。おもに瓜生坂層を不整合で覆い、後期更新統に不整合で覆われる。

岩尾層は、おもに凝灰角礫岩からなる。中～巨礫サイズの円～角礫からなり、基質は灰色～灰白色の凝灰岩で淘汰は悪い。礫種は暗灰色のデイサイト質安山岩が主体で、玄武岩質安山岩・ガラス質安山岩・チャート・粘板岩および流紋岩なども含む。また、角礫岩中には、材化石を含むことがある。角礫岩中の安山岩について鏡下では、斜長石、斜方輝石および単斜輝石の斑晶が認められ、基質はハイアロピリティック組織を示す。

20) 日向山礫層 (Hn)

渡邊・大塚(2019)によって命名された。上田市鳥羽山付近に模式的に露出しており(図-28)、上田盆地縁辺部などに点在する。中新統および虚空蔵



図-27 岩尾層の角礫岩
露頭位置は図-8 の Loc.19

溶岩などを不整合で覆うと考えられる。

日向山礫層は、おもに礫層からなる。背後の山地からもたらされた中～巨礫サイズの円～角礫からなり、基質は灰色～褐色の凝灰質砂で淘汰は悪い。礫種は、後背地である中新統の基質を反映している。

21) 御牧ヶ原礫層(Mg)

新称。河内・荒牧(1979)は、笠取峠礫層としているが、本研究では地形面の違いから新たに御牧ヶ原礫層として区分した。研究地域は、東御市御牧台地区に模式的に露出しており(図 29)、八重原・御牧ヶ原台地の平坦面に広く分布する。中部更新統を不整合で覆う。

御牧ヶ原礫層は、おもに礫層からなる。中礫～大礫サイズの亜円礫～円礫からなり、基質は褐色～灰色ローム質の中粒砂～細粒砂で淘汰は悪い。礫種は、玄武岩質安山岩・ガラス質安山岩および



図-28 日向山礫層
露頭位置は図-7 の Loc.20



図-29 御牧ヶ原礫層
露頭位置は図-7 の Loc.21

デイサイト質安山岩が主体で、チャート・粘板岩・流紋岩および凝灰岩も含まれる。

中部更新統 - 上部更新統

新八ヶ岳期堆積物

22) 海瀬砂礫層 (Kal)

河内(1974)によって命名された。研究地域では、佐久穂町海瀬地区に模式的に露出し(図-30)、佐久穂町海瀬地区および佐久穂町上畑地区から小海町本間上地区にかけて分布する。八千穂層に不整合で覆われると考えられる。

海瀬砂礫層は、礫、砂および泥の互層からなる。礫層は黒色および褐色～赤色スコリアや黒色安山岩で細礫～中礫サイズの亜円～円礫が主体である。砂層はローム質の褐色～暗褐色の細粒～粗粒砂からなり、まれに褐色・赤色・白色のパミスおよびスコリアを含むことがある。泥層は、暗灰色～暗褐色のシルト質泥層が主体で、砂層および礫層と互層をなす。

23) 八千穂泥流堆積物 (Ymf)

河内・荒巻(1979)によって命名された。研究地域では、佐久穂町柳町地区に模式的に露出しており(図-31)、佐久穂町宿岩地区から小海町東馬流にかけて千曲川の左岸側に広く分布する。瓜生坂層および海瀬砂礫層を不整合で覆い、一部、上部更新統に不整合で覆われると考えられる。

八千穂泥流堆積物は、おもに凝灰角礫岩からなる。含まれる礫は、亜円～角礫のガラス質安山岩および玄武岩質安山岩が主体であり、中礫から巨礫サイズである。淘汰は悪く、基質は灰色～暗灰色凝灰岩基質からなる。また、暗灰色～灰色の粗



図-30 海瀬砂礫層
露頭位置は図-8 の Loc.22

粒～細粒砂およびシルトの薄層を挟む。角礫岩中に含まれる安山岩は、鏡下では、おもに斜長石、斜方輝石、単斜輝石およびかんらん石の斑晶を含み、インターサタル組織またはハイアロピリティック組織を示す石基が認められる。

上部更新統 - 完新統

24) 段丘堆積物 (t_1 , t_2 , t_3)

研究地域では、千曲川・神川・依田川および鹿曲川などの河川沿いに分布する。段丘堆積物は、地形面の違いから段丘堆積物Ⅰ、Ⅱ、Ⅲの3ユニットに区分される。段丘堆積物Ⅰは、現河床から約30～50 mの比高にある高位段丘面に存在する。段丘堆積物Ⅱは、現河床から約20～30 mの比高にある中位段丘面に存在する。段丘堆積物Ⅲは、現河床から約10～20 mの低位段丘面に存在する。

段丘堆積物は、おもに中～大礫サイズの垂角～円礫を含む礫層からなる。



図-31 八千穂泥流堆積物
露頭位置は図-8 (Loc.23)参照



図-32 塚原岩屑なだれ堆積物の小丘
露頭位置は図-8 (Loc.24)参照

浅間火山岩類

25) 塚原岩屑なだれ堆積物 (Tdf)

荒牧(1968)によって命名された。研究地域では、佐久市塚原地区に模式的に露出しており、佐久盆地中央部の平坦面に広く分布する。

塚原岩屑なだれ堆積物は、おもに数 m～数十 mの岩塊によって構成されており、本堆積物が分布する地形面には、小丘(流れ山地形)が点在する(図-32)。荒牧(1968)により、塚原岩屑なだれ堆積物の起源は浅間山起源であるとされている。

樋口(1989)は、本堆積物に含まれる炭化木から、 $22.5 \pm 0.5 \text{Ka}$ の ^{14}C 年代値が得られており、後期更新世である。

26) 軽石流堆積物 (P)

荒牧(1968)によって命名された。研究地域では、佐久市西耕地地区に模式的に露出しており(図-33)、佐久盆地中央部から東部にかけての平坦面に広く分布する。

軽石流堆積物は、おもに灰白色から淡黄色の火山灰からなり、灰白色および淡黄色のパミスを含む。まれに、炭化した木片を含む場合がある。

小林(1964)によると、堆積物に含まれる炭化木から、 $11.3 \pm 0.4 \text{Ka}$ の ^{14}C 年代値が得られており、完新世である。

完新統

27) 火山麓扇状地堆積物 (vf₂)

河内・荒牧(1979)によって命名された。研究地域では、浅間連峰の西麓から南麓かけて広く分布する。

火山麓扇状地堆積物は、おも中～巨礫サイズの



図-33 軽石流堆積物
露頭位置は図-8 (Loc.25)参照

亜角～円礫を含む淘汰の悪い礫層からなり、礫種は、浅間火山に分布する安山岩類を主体とする。

28) 扇状地堆積物(f)

研究地域では、盆地縁辺部に点在し、扇状地地形を形成する。背後の山地のもたらされた中～巨礫サイズの角礫および砂からなる。

29) 地すべり堆積物(l s)

研究地域では、御牧ヶ原台地北東縁部に存在する地すべり地形に分布する。おもに中～巨礫サイズの亜角～角礫からなり、岩塊を含む。

30) 低地及び現河床堆積物(a)

研究地域では、河川沿いの低地および谷部の低地に広く分布する。おもに砂および泥を伴う中～巨礫サイズの亜円～円礫からなり、とくに河川沿いでは流向を示すインブリケーションが発達する。

4. 地質構造

上田盆地では、渡邊・大塚(2019)で報告された地質構造のほかに、新たに北北東-南南西走向の逆断層が見いだされた。

八重原・御牧ヶ原台地では、台地縁辺部に地形変換線に沿った走向の断層および撓曲が複数存在する。八重原・御牧ヶ原台地には、北北東-南南西走向の逆断層、東-西および北西-南東走向の正断層、横ずれ断層および撓曲がおもに存在し、多くが第四系に変位を与えている。

佐久盆地では、盆地縁辺部の地形変換線に沿った走向の断層および背斜軸が存在する。佐久盆地には、南-北および北東-南西走向の正断層および横ずれ断層が存在し、第四系に変位を与えている。

以下、見出された地質構造について東から順に記載する。記載したそれぞれの露頭の位置は図-34に示す。

1) 断層 F1

断層 F1 は佐久盆地南東縁に位置し、佐久穂町宿岩地区に断層露頭が存在する(図-35)。南-北走向で、西へ $40\sim 60^\circ$ 傾斜する断層面をもつ。露頭では中生界の木次原層チャートおよび上部更新統の八千穂泥流堆積物の角礫岩に変位を与えている。本露頭では断層角礫からなる破碎帯を有する。本断層の破碎帯の定方位試料の南-北方向の断面(図-36)では、破碎帯物質の右横ずれの引きずり構造がみられ、層序的上位の八千穂泥流堆積物の角礫岩が上盤側にあることから、本断層は右

横ずれ成分をもつ正断層であると考えられる。

本露頭付近には、鞍部地形が認められる(図-37)。この地形は、断層 F1 の姿勢とほぼ一致することから、断層 F1 による断層地形であると考えられる。

断層 F1 は露頭において上部更新統の八千穂泥流堆積物の角礫岩に変位を与えていることから、本断層の形成時期は、後期更新世以降であると考えられる。

2) 断層 F2

断層 F2 は、佐久盆地西部に位置し、佐久市相浜地区に断層露頭が存在する(図-38)。北東-南西走向で、南東へ $60\sim 70^\circ$ 傾斜する断層面をもち、下部更新統の瓜生坂層泥岩および中部更新統の岩尾層角礫岩に変位を与えている。本露頭では灰色から青灰色の断層ガウジからなる破碎帯を有し、断層面付近では角礫岩が擾乱を受けている。断層面に対して南にプランジするスリッケンラインがみられ、層序的上位の岩尾層角礫岩が上盤側にあることから、南東側沈降の右横ずれ成分をもつ正断層であると考えられる。

本露頭付近には、北東-南西方向の直線的な段差地形および谷地形などが約 2.5 km にわたって追跡される(図-39)。断層 F2 の走向傾斜とほぼ一致することから、断層 F2 による断層地形であると考えられる。

断層 F2 は露頭において中部更新統の岩尾層に変位を与えているほか、付近の上部更新統の段丘堆積物が分布する地形面に断層地形を形成している。このことから、本断層の形成時期は後期更新世以降であると考えられる。

3) 大杭背斜(A1)(図-40)

大杭背斜は飯島(1956)によって記載・命名された。大杭背斜は佐久盆地北西縁において、北東-南西方向の軸をもつ背斜構造である。大杭背斜の北西翼における大杭層の層理面の傾斜は $10\sim 30^\circ$ 、南東翼では $60\sim 90^\circ$ である。狩野・村田(1998)の手法に基づき、背斜を構成する層理面データからステレオネットを用いた構造解析を行った(図-41)。図-40 の範囲での層理面データの極から求めた最適円の極を背斜軸の姿勢とした。構造解析の結果から、北東-南西方向でほぼ水平な背斜軸もつ顕著な非対称褶曲であることが考えられる。

下部更新統の大杭層が大杭背斜の影響下にあ

り，下部更新統のみに変位を与える断層群 F3 に本構造を切られていることから，大杭背斜は前期更新世に形成された地質構造であると考えられる。

4) 断層群 F3

断層群 F3 は，佐久盆地北西縁に位置し，小諸市宮沢地区，小諸市山浦地区および繰矢川流域に

断層露頭が複数存在する(図-40, 図-42). 北東 - 南西走向で南西に $70\sim 80^\circ$ 傾斜する断層面をもつ断層が多くみられ，大杭層に変位を与えている．本露頭では断層角礫を伴う暗灰色から青灰色の断層ガウジを伴う破碎帯を有するものが多い．断層面上に南東にプランジするスリッケンライン，上盤沈降を示すスリッケンステップが認められ

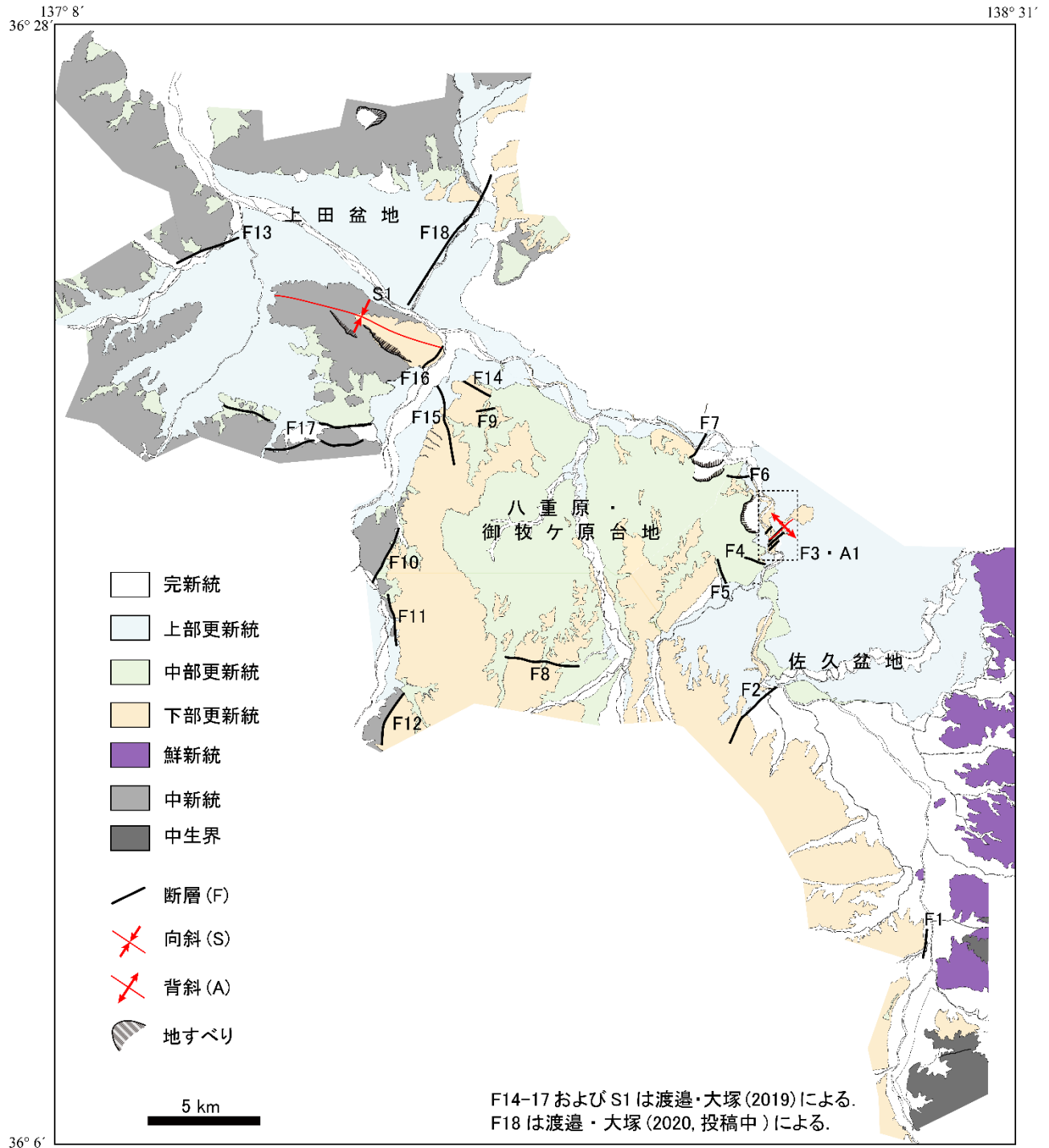


図-34 研究地域における地質構造の位置

上田地域の地質・地質構造は渡邊・大塚(2019)および渡邊・大塚(2020, 投稿中)から加筆.

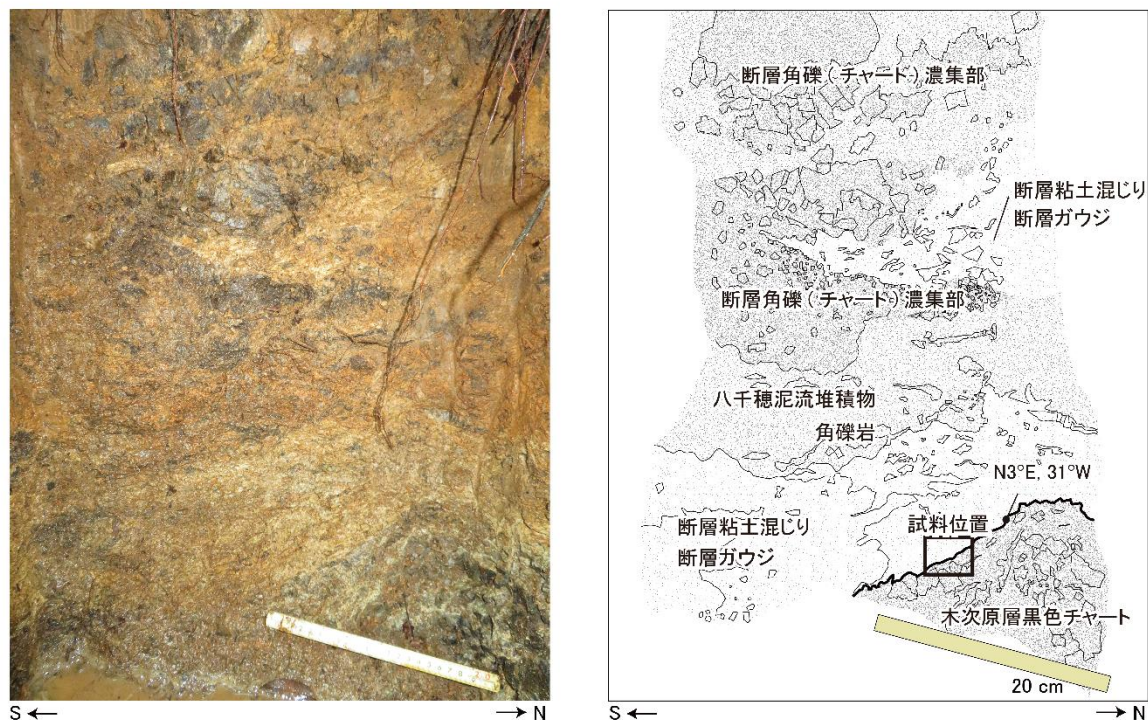


図-35 断層 F1 の露頭(図-8 の Loc26)

下部更新統と中生界が断層で接する．黒枠内が定方位試料(図-36)の採取位置．

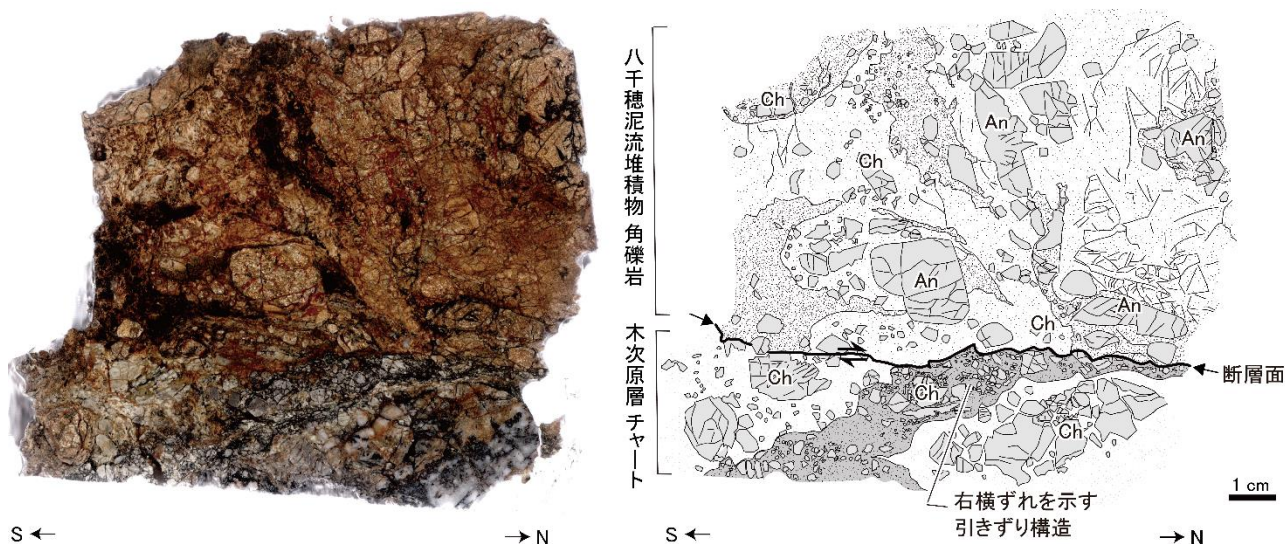


図-36 断層 F1 の露頭(図-35)の定方位試料

An : 八千穂泥流堆積物由来の安山岩の断層角礫．Ch : 木次原層由来のチャートの断層角礫．断層角礫帯が右横ずれを示している．

ることから，本断層群は南東側沈降の正断層群であると考えられる．

断層群 F3 は露頭において下部更新統の大杭層に変位を与えていることから，本断層群の形成時期は，前期更新世以降であると考えられる．

5) 断層 F4

断層 F4 は御牧ヶ原台地東縁に位置し，小諸市

宮沢地区に断層露頭が存在する(図-43)．断層面は南に 70～80° 傾斜し，下部更新統の瓜生坂層砂岩および下部更新統の御牧原層角礫岩に変位を与えている．本露頭では，断層角礫からなる破碎帯を有する．層序的上位の御牧原層角礫岩が上盤にあることから，南側沈降の正断層であると考えられる．



図-37 断層 F1 のリニアメント
断層鞍部地形上に断層露頭が認められる。
国土地理院の陰影図を使用。

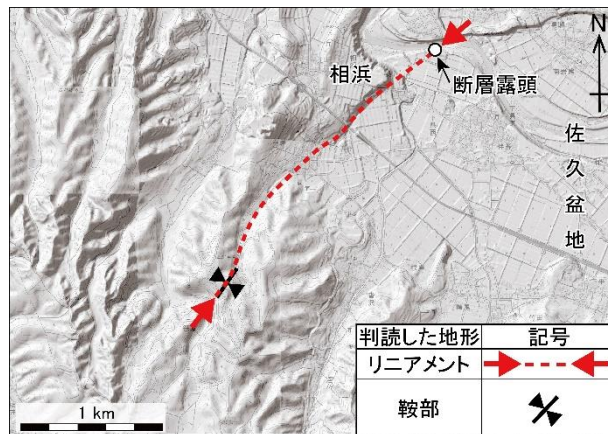


図-38 断層 F2 のリニアメント
F2 による段差地形は段丘面に変位を与える。国土地理院の陰影図を使用。

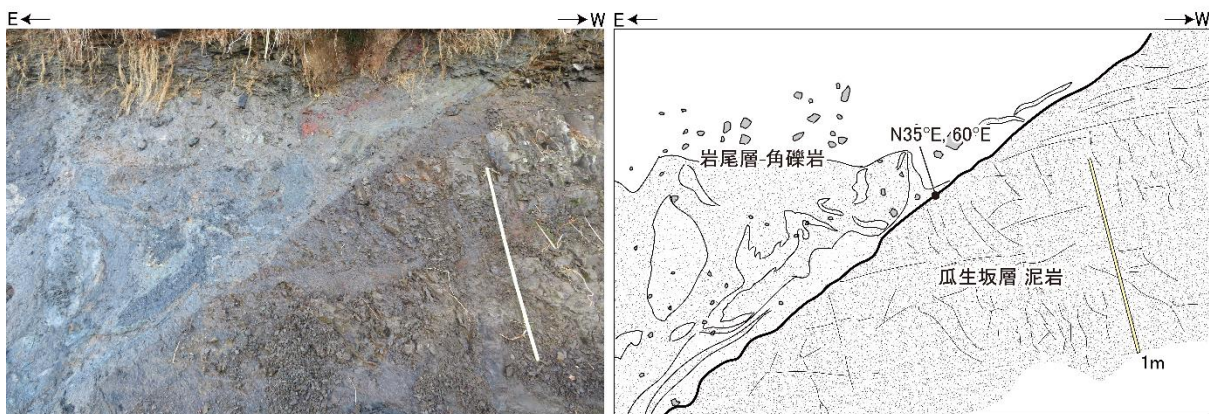


図-39 断層 F2 の露頭(図-8 の Loc.27)
中部更新統と下部更新統が右横ずれ断層で接する。

本露頭付近には、西北西 - 東南東方向の直線的な谷地形が約 500 m みられる(図-44)。これは断層 F4 の走向傾斜とほぼ一致することから、本断層による断層地形であると考えられる。

断層 F4 は露頭において下部更新統の御牧原層角礫岩に変位を与えていることから、本断層の形成時期は前期更新世以降であると考えられる。

6) 断層 F5

断層 F5 は御牧ヶ原台地東縁に位置する断層で、佐久市入の沢地区に断層露頭が存在する(図-45)。北西 - 南東走向で、南西に 50~60° 傾斜する断層面をもち、露頭では下部更新統の御牧原層角礫岩に変位を与えている。本露頭では、断層角礫からなる破碎帯を有する。断層面に対して北西にプランジするスリッケンラインおよび上盤沈降の動

きを示すスリッケンステップがみられることから、南西側沈降の右横ずれ成分をもつ正断層であると考えられる。

本露頭付近には、北西 - 南東方向の直線的な谷地形が約 1 km にわたって追跡される(図-46)。断層 F5 の走向傾斜とほぼ一致することから、本断層による断層地形であると考えられる。

断層 F5 は露頭において下部更新統の御牧原層角礫岩に変位を与えていることから、本断層の形成時期は前期更新統以降であると考えられる。

7) 断層 F6

断層 F6 は御牧ヶ原台地北縁に位置し、小諸市西浦地区に断層露頭が存在する(図-47)。東 - 西走向で、南に 70~80° 傾斜する断層面をもち、露頭では下部更新統の御牧原層角礫岩に変位を与え

$36^{\circ}19'2''9$

138°25'51"0



36°17'34"9

図-40 大杭背斜および断層群 F3 を示すルートマップ(図-8 の Loc.28・29)

小諸市大杭地区周辺では、下部更新統が参加する背斜とそれを切る断層群 F3 が存在する。

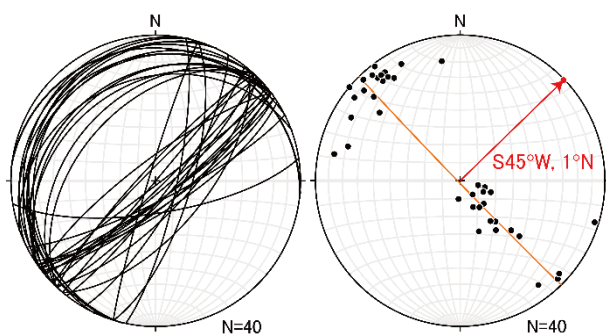


図-41 大杭背斜の姿勢

図-40 の範囲で得られた大杭層の層理面データ(左)およびその極から求めた背斜軸(右). 背斜軸を求める手法は狩野・村田(1992)に基づく. 下半球等積投影.

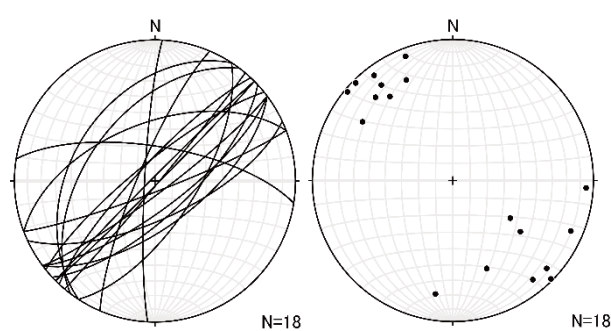


図-42 断層群 F3 の姿勢

図-40 の範囲で得られた大杭層に変位を与える正断層の走向傾斜データ(左)およびその極(右). 下半球等積投影.

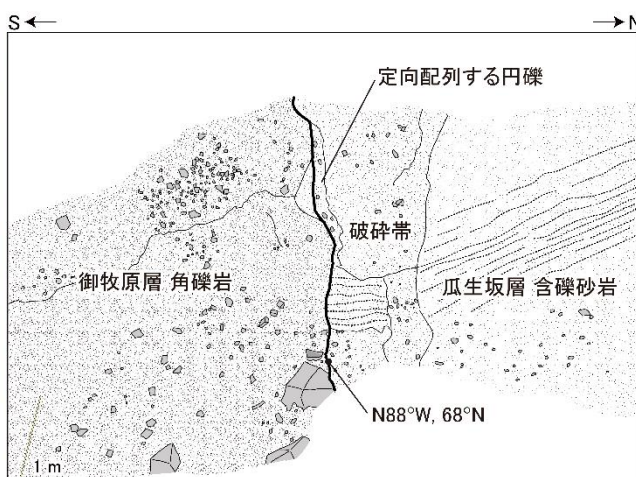


図-43 断層 F4 の露頭(図-8 の Loc.30)

下部更新統に変位を与える正断層.

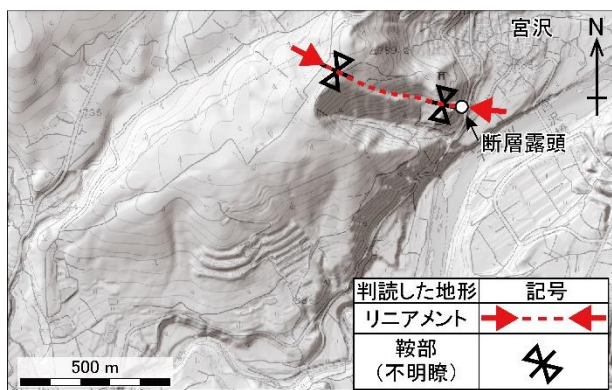


図-44 断層 F4 のリニアメント

断層 F4 による直線的な谷地形および鞍部地形が認められる. 国土地理院の陰影図を使用.

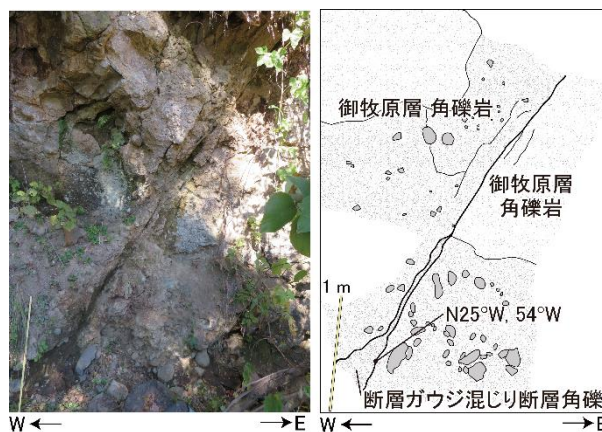


図-45 断層 F5 の露頭(図-8 の Loc.31)

下部更新統に変位を与える右横ずれ断層.

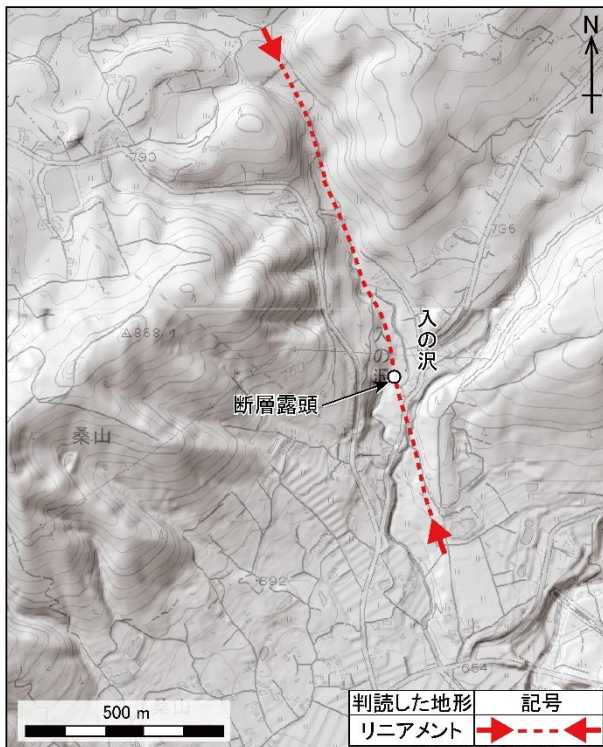


図-46 断層 F5 のリニアメント
断層 F5 による直線的な谷地形が認められる。国土地理院の陰影図を使用。

ている。本露頭では、断層ガウジを伴う断層角礫からなる破碎帯を有する。断層面上に南にプランジするスリッケンラインがみられる。断層の南側が地形的に低いことから、南側沈降の正断層であると考えられる。

断層 F6 は露頭において下部更新統の御牧原層角礫岩に変位を与えていることから、本断層の形成時期は前期更新世以降であると考えられる。

8) 断層 F7

断層 F7 は御牧ヶ原台地北縁に位置し、小諸市押出地区に断層露頭が存在する(図-48)。北北東 - 南南西走向で、西に $40\sim 50^\circ$ 傾斜する断層面をもつ。露頭では下部更新統の布引層角礫岩および下部更新統の御牧原層角礫岩に変位を与えている。本露頭では、暗灰色～褐色の半固結から未固結断層粘土を伴う暗灰色から褐色断層ガウジからなる破碎帯を有する。断層面上に西へプランジするスリッケンラインがみられ、層序的下位の布引層角礫岩が上盤側にあることから、西側上昇の逆断層であると考えられる。

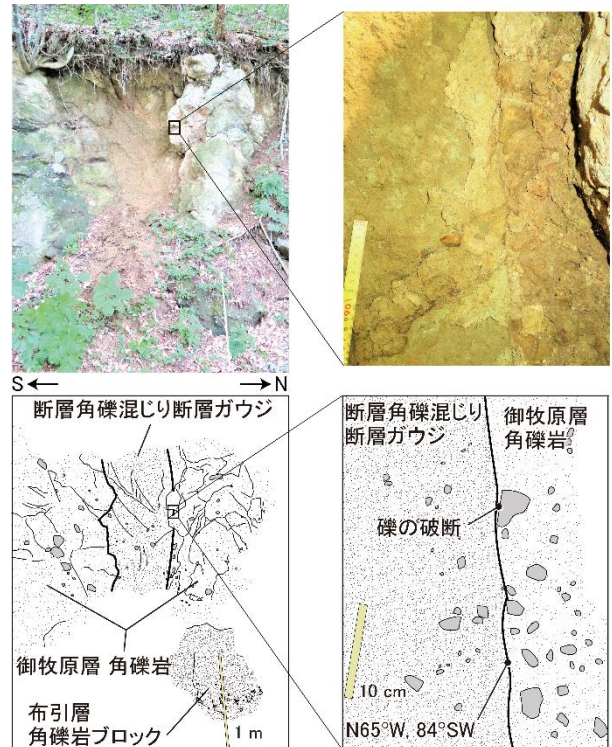


図-47 断層 F6 の露頭(図-7 の Loc.32)
下部更新統に変位を与える正断層。

断層 F7 は露頭において下部更新統の御牧原層に変位を与えていることから、本断層の形成時期は前期更新世以降であると考えられる。

9) 断層 F8

断層 F8 は八重原台地北縁に位置し、立科町古町地区に断層露頭が存在する(図-49)。西北西 - 東南東走向で、北に $60\sim 70^\circ$ 傾斜する断層面をもつ。露頭では下部更新統の瓜生坂層砂岩に変位を与えている。断層角礫を伴う灰色～暗灰色の未固結から半固結断層ガウジからなる破碎帯を有し、瓜生坂砂岩層に含まれる円礫を含む。断層面付近の砂岩中に含まれる炭質物が上盤の沈降を示す引きずり構造が認められることから、本断層は北側沈降の正断層であると考えられる。

本露頭付近には、東-西方向の直線的な谷地形および傾斜変換点が 2.5 km みられ(図-50)、断層 F8 の走向傾斜にほぼ一致することから本断層による断層地形であると考えられる。

断層 F8 は露頭において下部更新統の瓜生坂層に変位を与えていることから、本断層の形成時期は前期更新世以降であると考えられる。

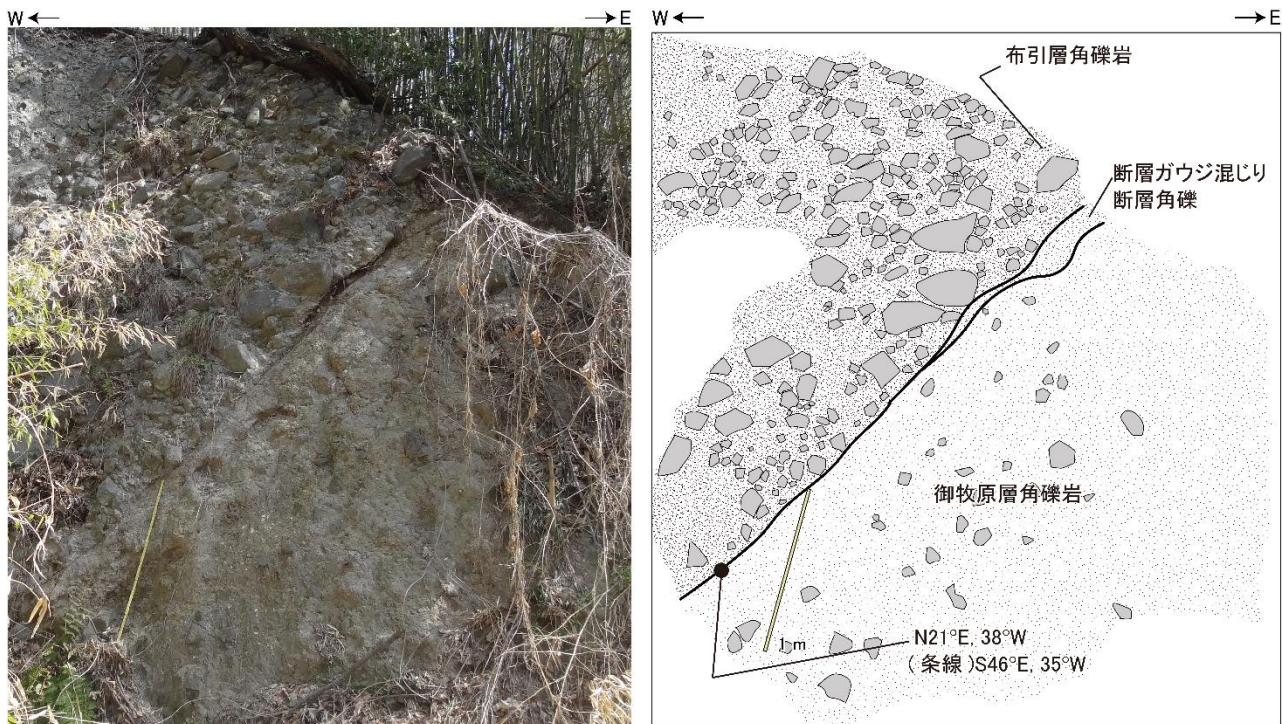


図-48 断層 F7 の露頭(図-7 の Loc.33)
下部更新統に変位を与える逆断層.

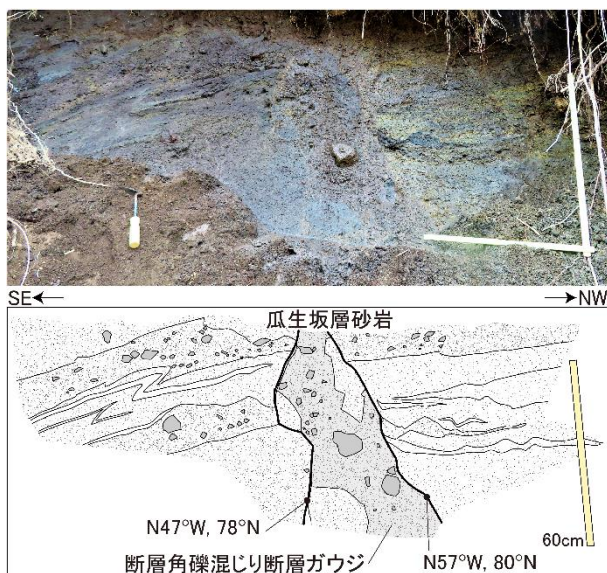


図-49 断層 F8 の露頭(図-7 の Loc.34)
下部更新統に変位を与える正断層.

10) 断層 F9

断層 F9 は八重原台地北西縁に位置し、上田市上ノ平地区に断層露頭が存在する(図-51). 東北東 - 西南西走向で、南に $50\sim 60^\circ$ 傾斜する断層面をもつ。露頭では、下部更新統の大杭層泥岩および大杭層砂岩に変位を与えている。灰色～青灰色の断層粘土を伴う灰色～青灰色の断層ガウジから

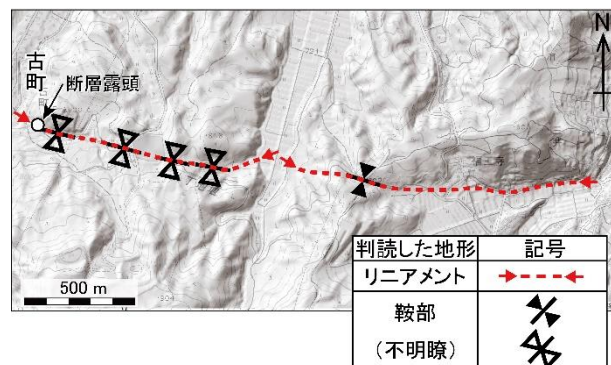


図-50 断層 F8 のリニアメント
断層 F8 による鞍部地形の連続が認められる。国土地理院の陰影図を使用。

なる破碎帯を有する。断層付近の大杭層泥岩の層理面が上盤の沈降するような引きずり構造がみられることから、本断層は南側沈降の正断層であると考えられる。

断層 F9 は下部更新統の大杭層に変位を与えることから、本断層の形成時期は前期更新世以降であると考えられる。

11) 断層 F10

断層 F10 は八重原台地西縁に位置し、長和町立岩地区に断層露頭が存在する(図-52). 北北西 - 南南東走向で、西に $20\sim 40^\circ$ 傾斜する断層面をもち、

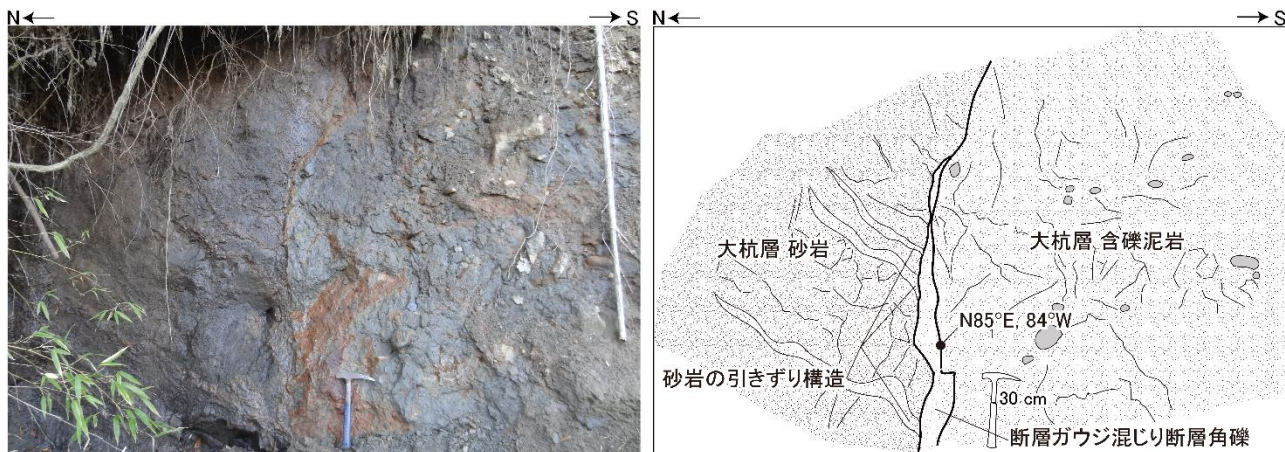


図-51 断層 F9 の露頭(図-7 の Loc.35)
下部更新統に変位を与える正断層。

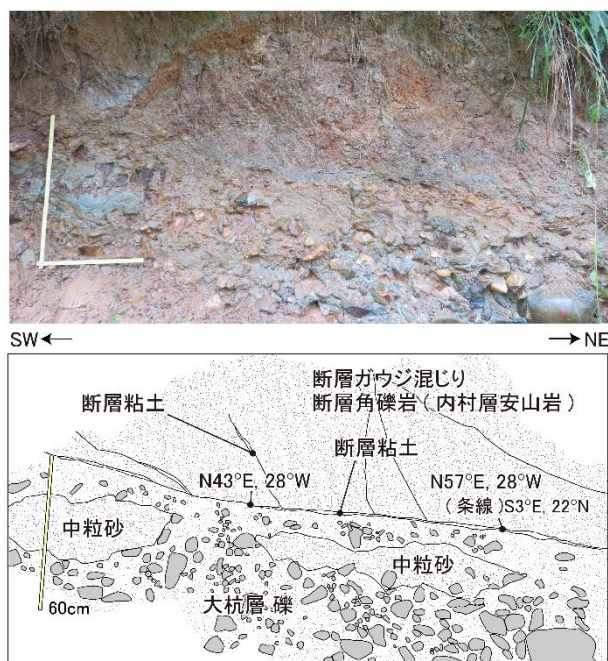


図-52 断層 F10 の露頭(図-7 の Loc.36)
中部中新統と下部更新統が左横ずれ逆断層で接する。

中部中新統の内村層安山岩および下部更新統の大杭層礫層に変位を与えている。本露頭では、断層角礫および白色～褐色の未固結断層粘土を伴う灰色～褐色の断層ガウジからなる破碎帯を有する。断層面に対して北へプランジするスリッケンラインがみられ、上盤が層序的下位の内村層安山岩であることから、西側上昇の逆断層成分をもつ左横ずれ断層であると考えられる。

本露頭付近には、北北東 - 南南西方向の直線的な谷地形および鞍部地形が約 2 km にわたって追跡される(図-53)。断層 F10 の走向とほぼ一致する

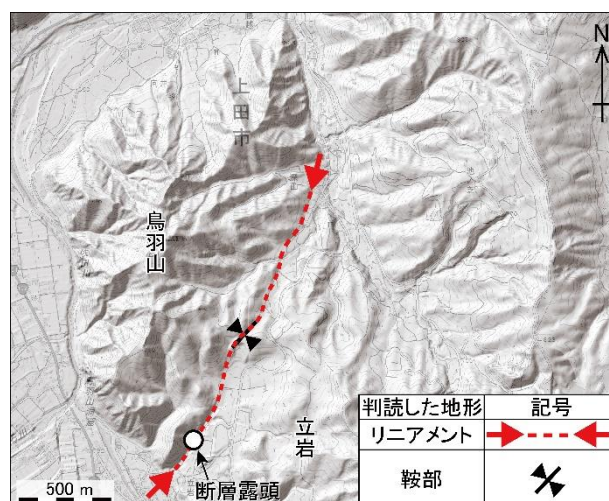


図-53 断層 F10 のリニアメント

断層 F10 による直線的な谷地形および鞍部地形が認められる。国土地理院の陰影図を使用。

ことから本断層による断層地形であると考えられる。

12) 断層 F11

断層 F11 は八重原台地西縁に位置する。長和町長久保地区から長和町四泊地区までの約 2 km にわたる地質の境界に沿って鞍部地形の連続が顕著にみられる(図-54)。これは断層 F11 を示す断層地形であると考えられる。

断層 F11 は、中部中新統の内村層安山岩および下部更新統の大杭層礫層の境界となっていることから、形成時期は前期更新世以降であると考えられる。

13) 断層 F12

断層 F12 は八重原台地西縁位置する。長和町五反田地区から長和町北古屋地区までの約 1 km に

断層 F12 は、中部中新統の内村層安山岩および下部更新統の大杭層礫層の境界となっていることから、本断層の形成時期は前期更新世以降であると考えられる。

14) 断層 F13

断層 F13 は上田盆地西縁に位置する断層であ

る。上田市築地地区において断層露頭が存在する(図-56)。東北東-西南西走向で、北へ約 $70\sim 80^\circ$ 傾斜する断層面をもつ。上盤は中部更新統の日向山礫層および上部更新統の段丘堆積物、下盤は中部中新統の別所層泥岩である。本露頭では、断層角礫を伴う断層ガウジからなる破碎帯を有し、破碎帯中には、日向山礫層および段丘堆積物の礫を含む。断層付近の別所層泥岩の層理面は一部逆転している。断層の北側が地形的に高くなっている。

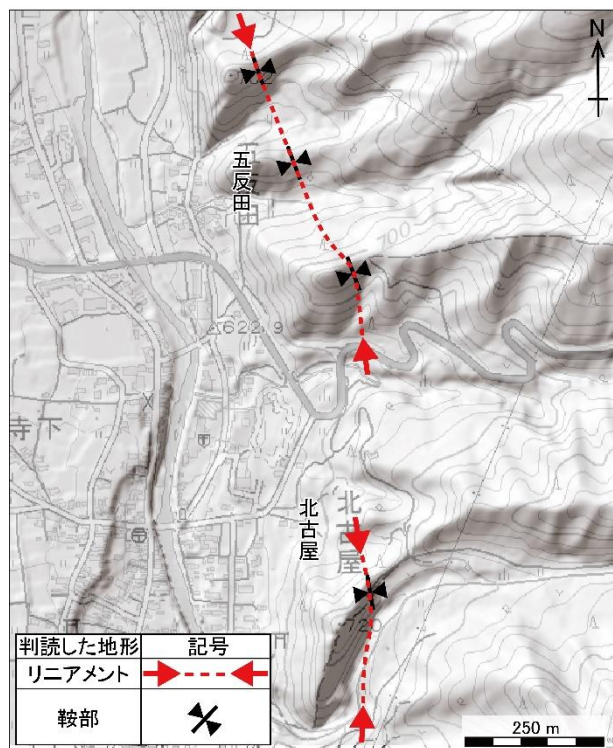


図-54 断層 F11 のリニアメント

断層 F11 による鞍部地形の連続が認められる．国土地理院の陰影図を使用．

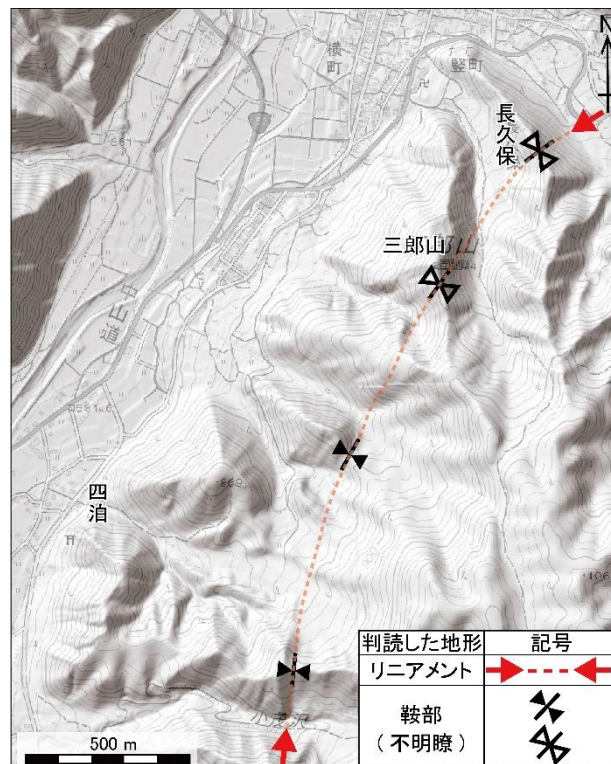


図-55 断層 F12 のリニアメント

断層 F12 による鞍部地形の連続が認められる．国土地理院の陰影図を使用．

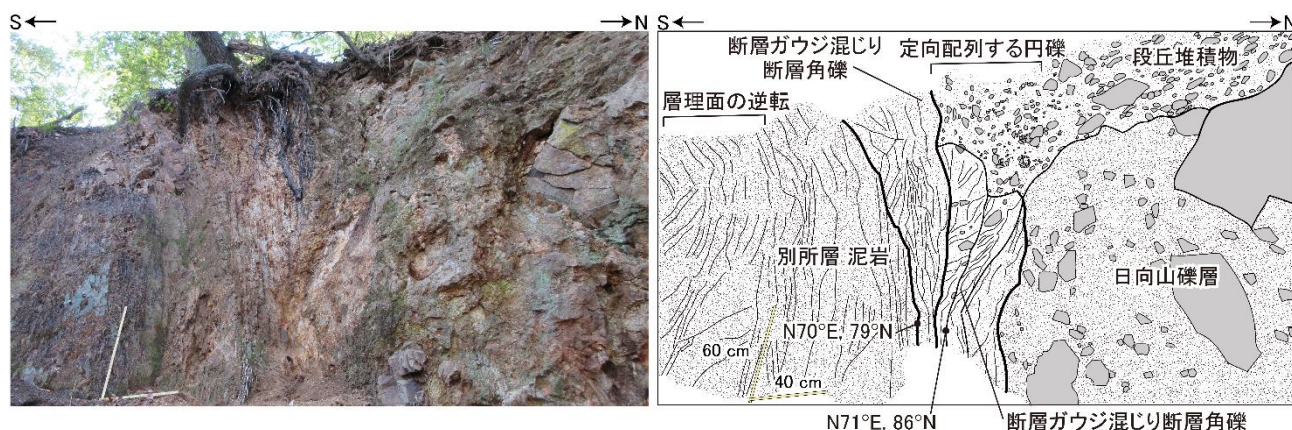


图-56 断层 F13

上部更新統と中部中新統が逆断層で接する。

ことから、断層 F13 は北側上昇の逆断層であると考えられる。

上田市築地地区から上田市和合地区では、平野部と山地の直線的な傾斜変換点が約 1.5 km にわたって追跡される(図-57)。本地形は東北東 - 西南西方向に延び、断層 F13 の姿勢にほぼ一致していることから、断層 F13 による断層地形であると考えられる。

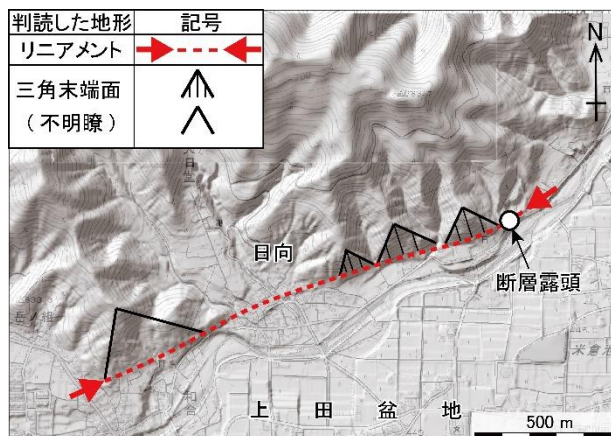


図-57 断層 F13 のリニアメント
断層 F13 による直線的な傾斜変換点および三角末端面の連続が認められる。国土地理院の陰影図を使用。

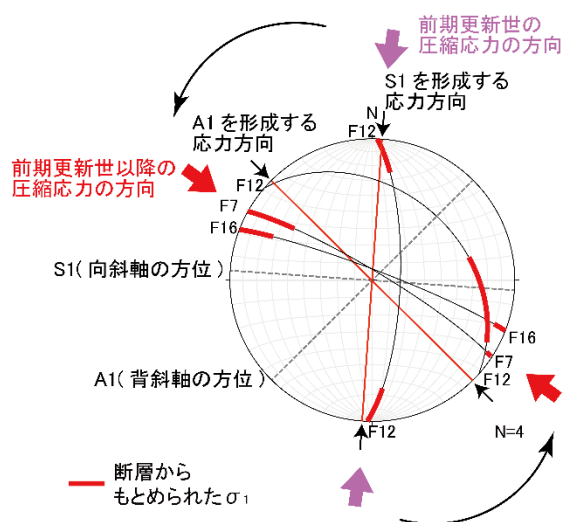


図-58 研究地域の応力推定
地質構造の一部は渡邊・大塚(2019)および渡邊・大塚(2020, 投稿中)で見出したものも含まれる。下半球等積投影。地質構造の位置は図-34 に示す。

断層 F13 は露頭において上部更新統である段丘堆積物に変位を与えていることから、形成時期は後期更新世以降である。

15) 上田盆地の地質構造

上田盆地に位置する断層 F14~F18 および向斜 S1 の詳細は、渡邊・大塚(2019)および渡邊・大塚(2020, 投稿中)によってすでに記載されているのでここでは扱わない。

5. 考察

1) 第四紀以降の応力の変遷

本研究、渡邊・大塚(2019)および渡邊・大塚(2020, 投稿中)において見出された逆断層から応力の推定を行った(図-58)。応力の推定の手法は、狩野・村田(1998)に基づき、断層面および条線の方から最大主応力 σ_1 を求めるものと、褶曲軸の方位から求めるものである。また、図-58 の結果を陰影図に反映したものが図-59 である。

図-58 より下部更新統に変位を与える向斜 S1 と断層 F10 は南 - 北方向の圧縮応力で形成された地質構造である一方、下部更新統以上に変位を与える断層 F7, 断層 F13, 断層 F16, 断層 F18, および大杭背斜(A1)は北西 - 南東方向に近い圧

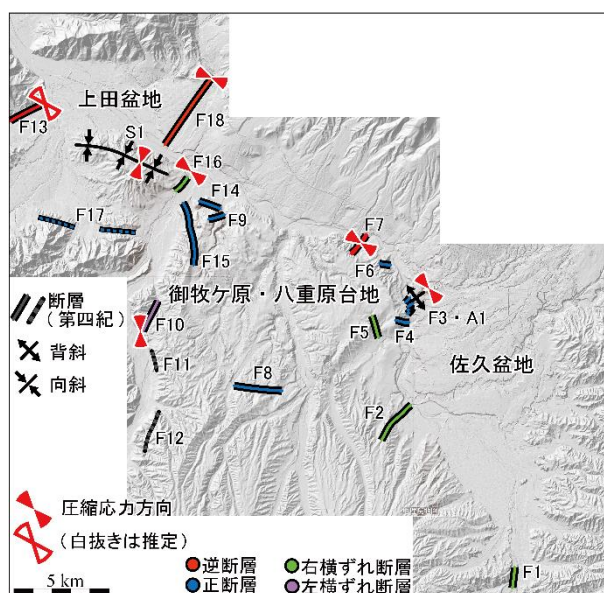


図-59 地質構造と応力
地質構造の一部は、渡邊・大塚(2019)および渡邊・大塚(2020)で見出したものも含まれる。国土地理院の陰影図を使用。

縮応力で形成された地質構造であると考えられる。よって、南 - 北方向から北西 - 南東および東 - 西方向への圧縮応力の変換点が前期更新世に存在すると考えられる。

2) 第四紀の構造運動について

東信地域には第四紀に形成された地質構造が多く存在し、前期更新世以降には、東 - 西から北西 - 南東方向の圧縮応力の存在が示唆される。これらに基づいて、東信地域の地質構造と構造運動を概念的にまとめたものが図-60 である。前期更新世以降、東 - 西から北西 - 南東方向の圧縮応力、および南 - 北から北東 - 南西方向の引張応力によって、盆地および台地縁辺部では逆断層、正断層および横ずれ断層が活動し、現在の地形形成につながったと考えられる。このように、盆地側が沈降し、山地側が上昇する地塊運動が東信地域には存在した。

3) 活構造の存在について

研究地域に存在する地質構造の多くは第四系に変位を与えている(図-61)。とくに、断層 F1, 断層 F2, 断層 F13, 断層 F15 および断層 F18 については、上部更新統に変位を与えており、十数万年前以降の活動を示す活断層である。東信地域には、第四紀の地質構造の中でも活断層を含む新期に形成された構造が存在し、これらは今後も活動する可能性が高い。

6. まとめ

- 1) 長野県東部に位置する東信地域において、中生界から第四系までの詳細な地質体の分布を明らかにした。
- 2) 八重原・御牧ヶ原台地および佐久盆地には、下部更新統に変位を与える背斜、下部更新統か

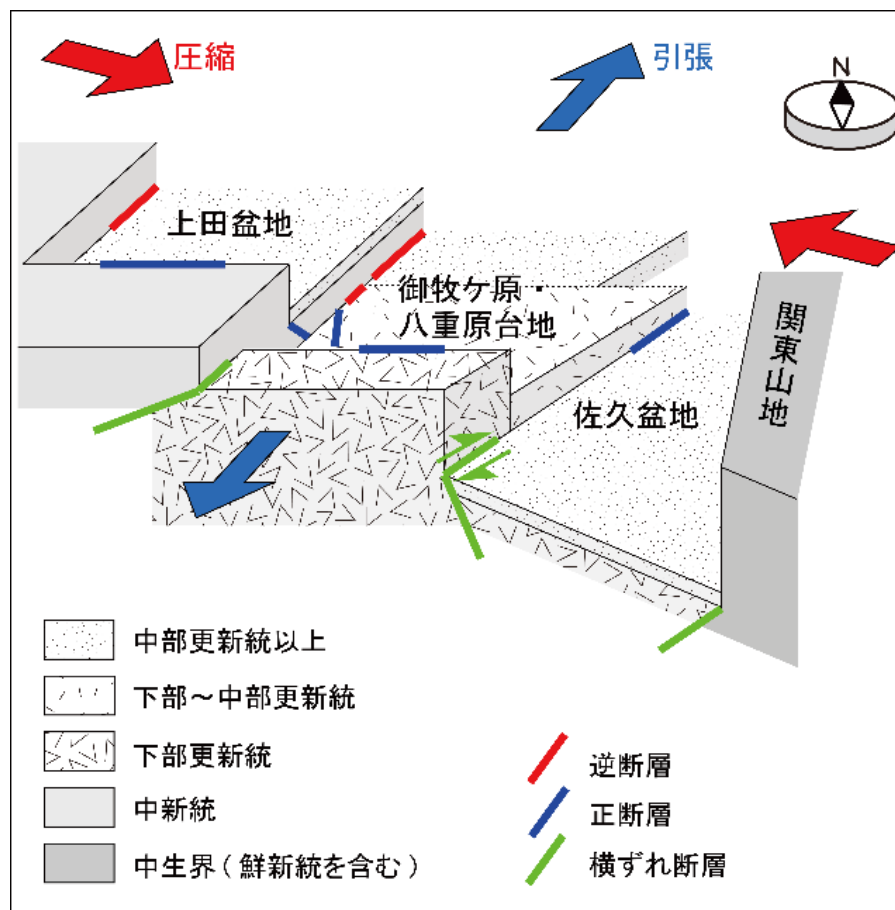


図-60 第四紀に形成された地質構造
地質構造には渡邊・大塚(2019)および渡邊・大塚(2020)の結果を含む。

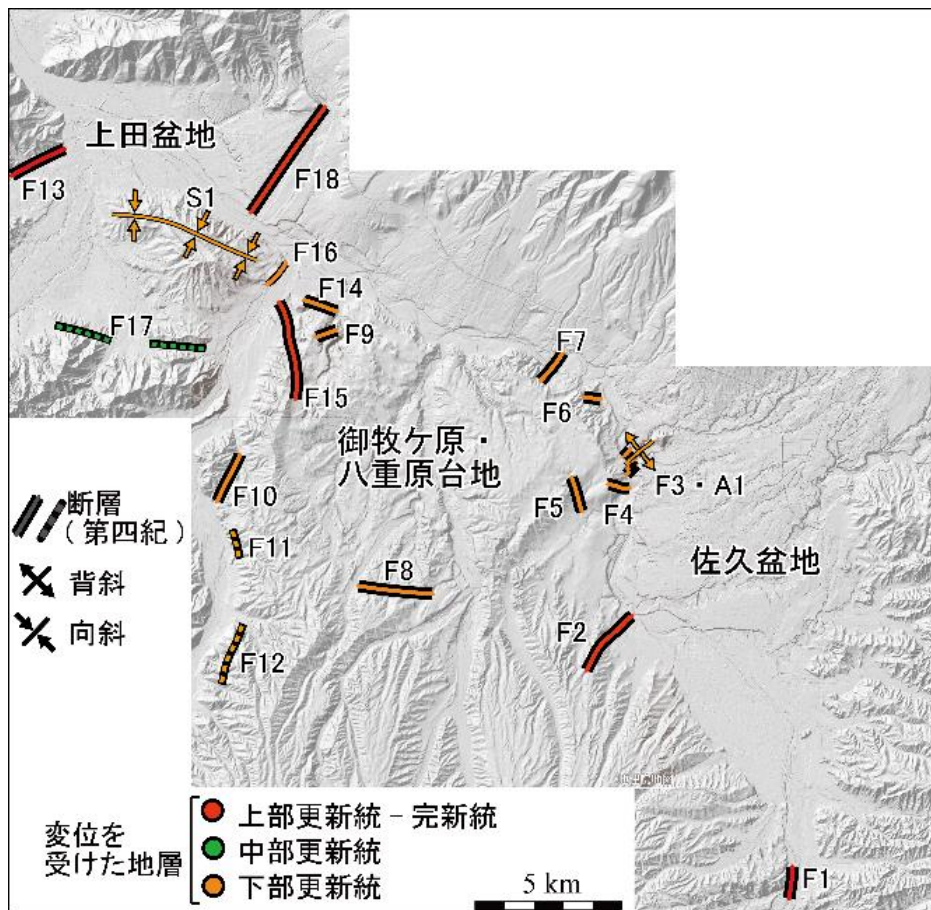


図-61 地質構造と活動時期

変位を与える地質体別に分類して図示．地質構造には渡邊・大塚(2019)および渡邊・大塚(2020)の結果を含む．国土地理院の陰影図を使用．

ら上部更新統までに変位を与える断層が存在する．

- 3) 前期更新世のある時期に、それまで南 - 北方向であった最大主応力軸の方向が北西 - 南東ないし東 - 西方向に転換した．
- 4) 東信地域の台地や盆地は、第四紀の構造運動によって形成された．
- 5) 上部更新統以上に変位を与える活断層が存在する．

7. 謝辞

研究室の堀内義氏、下田力氏およびゼミのメンバーの方々には研究の相談や議論、フィールド調査に同行していただいた．信州大学技術職員高橋康博士には、東信地域の火山地質に関する知識の提供およびフィールド調査に同行していただいた．また、地質科学科教室の教員および構成メンバーから多くの助言を頂いた．ここに記して感謝の意を表する．

【文献】

- 1) 荒牧重雄 1968, 浅間火山の地質．地学団体研究会, 45p.
- 2) 樋口和雄 1989, 浅間活動史の研究．千曲, **66**, 15-33.
- 3) 本間不二男 1931, 信濃中部地質誌．古今書院, 573p.
- 4) 藤本治義 1958, 南佐久郡地質誌．長野県南佐久郡教育会．
- 5) 飯島南海夫・石和一夫・甲三男・田口 朝男 1956, いわゆる“塩川層”の地質．地質学雑誌, **62**, 734, 622-635.
- 6) 飯島南海夫・田口今朝男・石和一夫・甲田三男・中村二郎・木船清・小林将喜・矢野和男・山岸いくま 1958, フォッサ・マグナ東部の火山と基盤．地球科学, **37**, 46-59.
- 7) 飯島南海夫・山辺邦彦・甲田三男・石和一夫・小宮山孝一 1969, 千曲川上流地方の第四紀地

- 質(その 3)ーとくに上小湖成層についてー. 地球科学, **23**, 3.
- 8) 岩崎敏典・指田勝男・猪郷久義 1989, 関東山地北西部, 長野県南佐久郡北相木-川上地域の中生界. 地質学雑誌, **95**, 10, 733-753.
 - 9) Kaneoka I, Mastushima O, Zashu S and Aramaki S 1979, K-Ar ages of late Tertiary volcanic rocks in Asama area. *Jour Geol Soc Japan*, **85**, 547-579.
 - 10) 狩野謙一・村田明広 1998, 構造地質学. 朝倉書店, 297p.
 - 11) 河内晋平 1974, 蓼科山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 128p.
 - 12) 河内晋平・荒牧重雄 1979, 小諸地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 39p.
 - 13) 小林国夫 1964, 縄文文化と無土器文化の¹⁴C年代, 科学, **34**, 96-97.
 - 14) 小坂共栄 1984, 信越方向, 大峰方向ならびに津南-松本線. 信州大学紀要, **19**, 121-141.
 - 15) 小坂共栄・鷹野智由・北爪牧 1991, 関東山地北西部の第三系. 地球科学, **45**, 3, 203-216.
 - 16) 小坂共栄・緑鉄洋・保柳康一・久保田正史・宮東靖浩 1992, 北部フォッサマグナ後期新生代層の層序と古地理の変遷. 地質学論集, **37**, 71-83.
 - 17) 栗原敏之・指田勝男 1998, 関東山地北西部, 長野県南佐久郡佐久一小海地域の中生界. 筑大演報, **14**, 91-113.
 - 18) 宮坂晃・狩野謙一 2015, 北部フォッサマグナ南東部, 小諸盆地の鮮新世~中期更新世のテクトニクス. 静岡大学地球科学研究報告, **42**, 63-83.
 - 19) 宮下和久・臼田由美子・中西孝・飯島南海夫 1984, フィッシュントラック法による小諸層群の年代測定. 放射線, **no. 11**, 54-59.
 - 20) 長野県地学会 1957, 1/20万長野県地質図説明書.
 - 21) 野村哲・海老原充 1988, 群馬県西部新生代火山類のK-Ar年代と古地磁気. 群馬大学紀要, **22**, 65-78.
 - 22) 鈴木正男 1988, 第四紀火山灰層のフィッシュントラック年代について. 地質学論集, **30**, 219-221.
 - 23) 高橋康・三宅康幸 2004, 上信地域烏帽子岳南西麓の溶岩類のK-Ar年代. 火山, **49**, 4, 207-212.
 - 24) 寺尾真純 2001, 小諸陥没盆地の形成史と火山活動. 第四紀, **33**, 21-33.
 - 25) 上田市誌編さん委員会 2002, 上田の地質と土壌. 上田市誌自然編. 上田市誌刊行会, 3-140.
 - 26) 渡邊和輝・大塚勉 2019, 長野県上田盆地における第四紀の構造運動. 信州大学環境科学年報, **41**, 14-32.
 - 27) 渡邊和輝・大塚勉 2020, 長野県上田盆地神川河床に露出する完新統に変位を与える断層. 信州大学環境科学年報. (投稿中)
 - 28) 山岸猪久馬・輿水達司・横山裕 1984, 北部フォッサ・マグナ新第三系のフィッシュントラック年代(その1). 日本地質学会第91年学術大会演旨, **148**.
 - 29) 山岸猪久馬・小坂共栄 1991, 北部フォッサマグナにおける鮮新世~更新世の構造運動. 地団研専報, **38**, 129-140.
 - 30) 八ヶ岳団体研究グループ 1988, 八ヶ岳山麓の中部更新統, 地団研専報, **34**, 53-89.

(原稿受付 2020. 3. 6)