

財団法人国土地理協会 平成 22 年度助成研究

^{ぬくみ}
温見断層－根尾谷断層境界域の山地斜面に
多数見られる低崖地形の分布，成因と形成時期
－off-fault 古地震調査対象としての可能性－

研究成果報告書

研究代表者

千葉大学大学院理学研究科

金田平太郎

研究課題名 温見断層－根尾谷断層境界域の山地斜面に多数見られる低崖地形の分布，成因と形成時期　－off-fault 古地震調査対象としての可能性－

研究代表者 金田平太郎（千葉大学大学院理学研究科 准教授）

共同研究者 小嶋 智（岐阜大学工学部 教授）
吾妻 崇（産業技術総合研究所活断層・地震研究センター 主任研究員）

目 次

1. はじめに	2
2. 調査地域	3
3. 調査方法	4
(1) 低崖分布図の作成	
(2) 低崖地形の現地地形・地質調査	
(3) ピット調査	
4. 現地地形・地質調査結果	6
(1) 地域 A：主稜線上およびその周辺の低崖地形群	
(2) 地域 B：能郷谷上流部右岸，山地斜面上の低崖地形群	
(3) 地域 C：能郷谷中流部右岸，支尾根上の低崖地形群	
(4) 地域 D：能郷谷下流部左岸：山地斜面上の低崖地形群	
5. ピット調査結果	16
(1) Loc. B-2 におけるピット調査結果	
(2) Loc. D-1 におけるピット調査結果	
6. 考察と今後の課題	22
引用文献	23
謝辞	24

1. はじめに

活動履歴の異なる活断層が連動的に破壊して、想定より大きな地震を発生させることがある。温見断層、根尾谷断層、梅原断層の3条の左横ずれ活断層が活動した1891年濃尾地震（M 8.0；図1）はそうした「連動破壊」の典型例であり、どのような条件のときに隣接する活断層が連動するののかという地震防災上重要な問題を考察するための絶好の事例と言える。そのためには、濃尾地震以前の地震発生時期や地震像を詳細に明らかにしてゆく必要があるが、これまでの数多くの活断層調査（例えば、岡田・松田，1992；栗田ほか，1999；吉岡ほか，2002；Kaneda & Okada，2008など）にも関わらず、これらの活断層の活動時期・履歴については依然として不明な点が多い。こうした状況を打開するためには、断層上（on-fault）における従来の古地震調査を高精度化することに加えて、地すべり・液状化といった断層周辺（off-fault）で起こる現象も積極的に活用してゆく必要があろう。

とくに、山体崩壊の初期的変形地形（サギング地形）として知られる山地斜面上の山向き小崖・線状凹地や、地すべりが河川を堰止めることによって形成された池・湖・湿地においては、年代測定可能な試料が良好な状態でトラップ・保存されている場合が多いと考えられるため、こうした地学現象を詳細に調査することによって古地震発生時期を高精度に推定できる可能性がある。

近年、産業技術総合研究所が根尾谷断層北部の山岳地帯で実施した航空レーザー測量によって、植生下に隠された奇妙な低崖地形が多数検出された（林ほか，2009）。温見断層－根尾谷断層境界域の山稜部や山地斜面に見られるこれらの微地形の多くは、基本的には重力性の山向き小崖・線状凹地と見られるが、断層変位による静的な歪みが大きい断層境界域に集中するように見えることから、テクトニック営力の影響も大きく受けた半地震性（semi-seismogenic）の地形である可能性がある。実際、大地震の際には、近接する活断層が静的歪みの影響を受けて受動的に変位する可能性があることが知られており（Kaneda & Rockwell，2009など）、2008年岩手・宮城内陸地震時に荒砥沢ダム北方の山稜部に現れた逆向き低崖についても、テクトニック営力・重力双方が影響した可能性が指摘されている（遠田ほか，2010）。また、温見断層－根尾谷断層境界部で検出された微地形の中には、活断層そのものによるもの（低断層崖）や山道・猪垣などの人工地形のほか、何らかの原因による虚像（実在しない地形）も含まれる可能性もある。しかし、これらの微地形の現地調査はこれまで全く行われていないため、詳細については一切不明である。

そこで、本研究では、山向き小崖・線状凹地を用いたoff-fault古地震調査の可能性を探るための第一段階として、これらの微地形の詳細な現地地形・地質調査を行い、その分布と成因を明らかにすることを目的とする。また、それらの低崖地形の一、二については、低崖による堰き止め堆積物の調査（小規模な手掘りピット掘削調査）も行って、その形成時期や成長時期の解明を目指す。

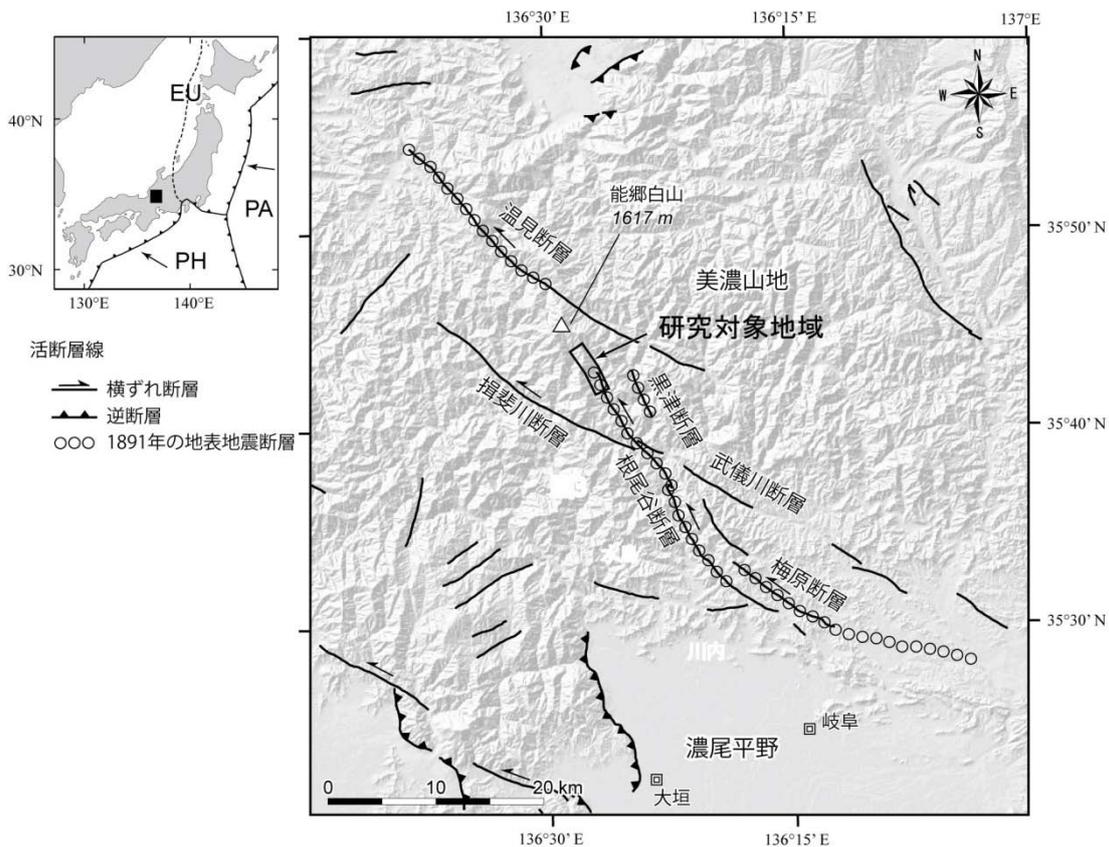


図 1. 1891 年濃尾地震の地表地震断層とその周辺の活断層および本研究の研究対象地域. 活断層分布は中田・今泉編 (2002) による.

2. 調査地域

本研究では、温見断層－根尾谷断層境界部のうち、根尾谷断層最北部付近から能郷白山南麓にいたる長さ約 5.5 km、幅約 1.5 km の地域を調査対象とした (図 1・2). 調査地域の地形は標高約 300 ~ 1200 m の中～大起伏の山地であり、北部を南北に走る稜線 (以下「主稜線」と呼ぶ) を境に、西側の揖斐川水系白谷川流域と東側の根尾川水系能郷谷川流域に分かれる. 能郷谷川、白谷川沿いには幅の狭い河成低地および若干の河成段丘が分布するものの、現在、調査地域内に人家や耕作地は存在しない.

1891 年濃尾地震時に活動した根尾谷断層は、能郷谷川の左岸に沿うように走っており、調査地域の南端付近にある藤谷口付近までは、明瞭な地表地震断層の出現が確認されている (Koto, 1893; 松田, 1974). Koto (1893) によれば、藤谷口から北方にも地表地震断層は連続し、主稜線上の四十雀岳^{しじゅうから}を越えて能郷白山付近まで至ったとされるが、その正確な位置についての詳しい記述はない. しかし、最新の活断層地形判読結果 (鈴木・杉戸編, 2010) によれば、活断層としての根尾谷断層は、能郷谷川から四十雀岳北方の稜線を越え、本研究地域の北端を越えてさらに北西へと続くと推定されており、濃尾地震時にもこの活

断層線に沿って地表地震断層が出現した可能性が高いと考えられる。

3. 調査方法

(1) 低崖分布図の作成

現地調査に先駆け、航空レーザー測量データを用いて低崖地形の分布図を作成した。産業技術総合研究所が2007～2008年に根尾谷断層北部で実施した航空レーザー測量データ(0.5 m DEM)およびその赤色立体地図画像から、実体視可能な画像(ステレオペア画像)を作成し、その実体視判読により低崖地形やそれに伴う凹地地形を抽出した。分布図の作成に際しては、補助的なデータとして、越美砂防事務所実施の航空レーザー測量データ(1 m DEM)、岐阜県実施の航空レーザー測量データ(2 m DEM)、国土地理院撮影のカラー空中写真(縮尺約1万分の1)も併用した。DEMの解析や可視化、ステレオペア画像の作成には、ESRI社のGISソフトウェア、ArcGIS 9.2を使用した。

(2) 低崖地形の現地地形・地質調査

抽出された低崖地形の実在、形態、規模などを確認するとともに、その成因を明らかにするための基礎情報を得るため、現地地形・地質調査を実施した。ただし、時間的な制約に加え、初夏から秋にかけて、現地が深いヤブ(主としてクマザサ)に覆われて調査効率が著しく低下することもあり、抽出された低崖地形すべてについて現地調査を行うことはできなかった。現地調査を行うことができたのは、大きく分けて次の4地域の低崖地形群である(図2)

地域A) 主稜線上およびその周辺の低崖地形群

地域B) 能郷谷上流部右岸、山地斜面上の低崖地形群

地域C) 能郷谷中流部右岸、支尾根上の低崖地形群

地域D) 能郷谷下流部左岸：山地斜面上の低崖地形群

これらのうち、アプローチに非常に時間のかかる地域Aについては、稜線上で野営をしながら調査を実施した。

(3) ピット調査

低崖が形成された時期を明らかにすることを目的として、地域Bおよび地域Dに見られた逆向き低崖それぞれ1箇所ずつにおいて、手掘りによる凹地のピット掘削調査を実施した。

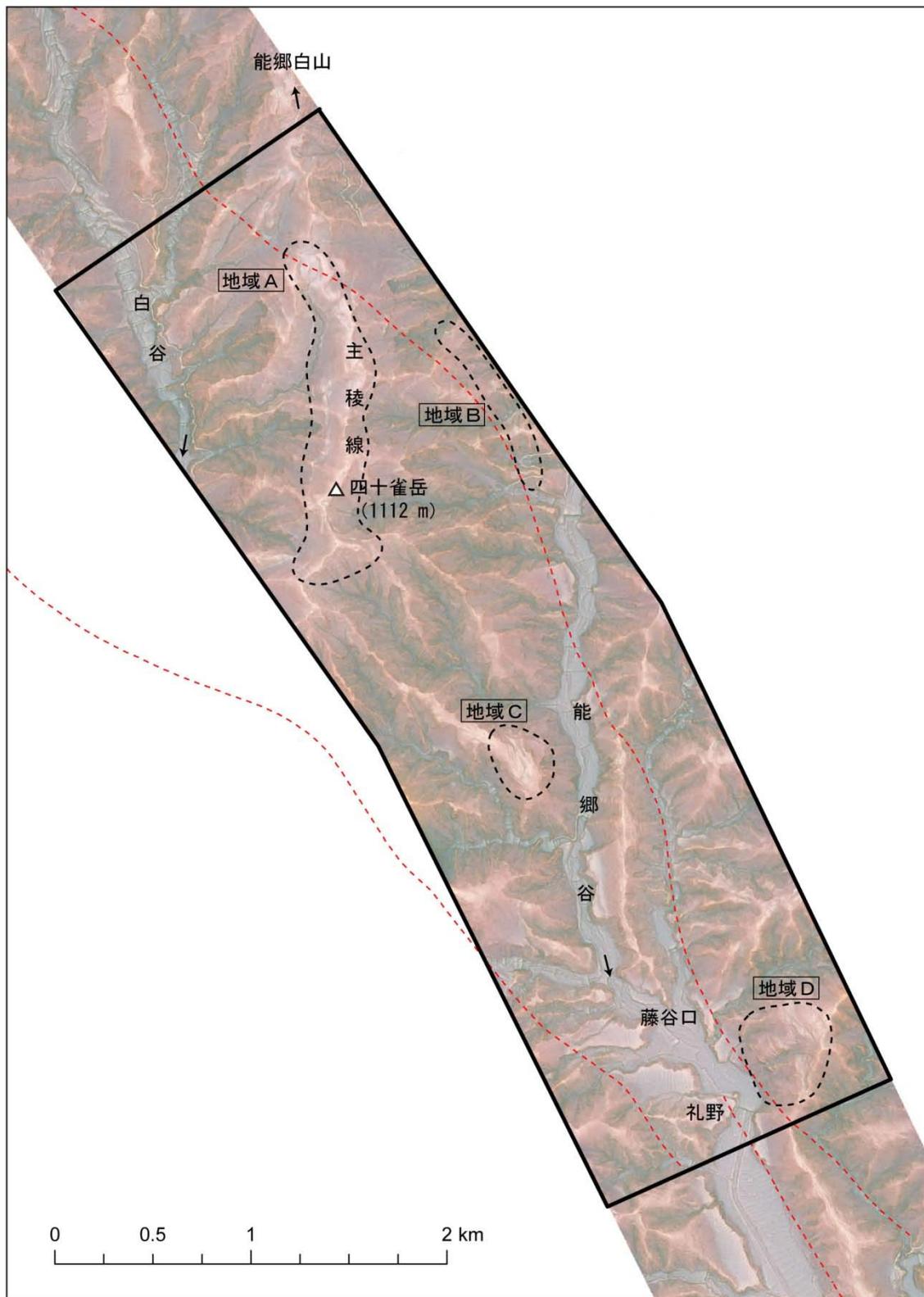


図2. 研究地域の全体図. 背景画像は航空レーザー測量データによる赤色立体地図. 活断層線 (赤破線) は鈴木・杉戸編 (2010) による.

4. 現地地形・地質調査結果

(1) 地域 A：主稜線上およびその周辺の低崖地形群

四十雀岳から南北につづく主稜線の両側には、さまざまな規模の逆向き低崖地形が多数分布する(図 3)。これらの低崖の走向は主稜線ないしその支尾根にほぼ平行あるいはやや斜交する程度であり、山稜部が重力的に陥没することによって形成されたサギング地形群であると推定される。現地調査においても、低崖沿いに破碎帯は確認されなかった。以下、この地域でとくに注目すべき箇所について報告する。

図 3 の Loc. A-1 では、主稜線が大きく陥没しており、陥没部には東西幅 100 m 以上におよぶ平坦地が広がっている。地形から推定される根尾谷断層は、ちょうどこの部分で主稜線を横切っており、航空レーザー測量データでは、陥没地西縁の崖や陥没地中央の崖、陥没地内の浅い谷地形などが系統的に 15~25 m 程度左屈曲しているように見える。現地でもそれらの屈曲は確認できたが、断層露頭などこの屈曲が断層変位によるものであることを示す証拠を得ることはできなかった。この平坦地の形成年代についても不明であるが、平坦地内には樹齢数百年はあると思われる巨木が生育していることから(図 4a)、陥没の年代は少なくとも数百年前以前と考えられる。

Loc. A-2 では、主稜線から西へ 40 m 程度下った山地斜面上に崖高 4~5 m、斜面のオフセット量 10 m 以上におよぶ逆向き低崖が形成されており、この低崖による堰き止めによって東西 30 m×南北 30 m 程度の凹地が生じている(図 4b・c)。この凹地は、山地斜面上に形成されたものとしては本研究地域内で最大のものである。凹地の底部付近には、小規模ながら湿地が形成されていた(図 4b)。また、この低崖はさらに南へと続き、その先で支尾根を横切るが、この部分では尾根線が数 m ほど明瞭に右横ずれしている。同様の横ずれはさらに南の尾根線にも認められる。すなわち、低崖東側の山体が相対的に南へ動いたことになるが、この部分の主稜線は南へ向かって標高を増しており、周辺の大局的な傾斜方向とは逆方向の動きを想定しなければならない。重力のみによる運動としては不自然であり、根尾谷断層の活動による静的な歪みがこの山体の運動方向に影響を与えている可能性が指摘できる。

Loc. A-3 の低崖地形は、他の低崖とはやや性状が異なり、南南西-北北東方向の明瞭なりニアメント(直線谷)のちょうど延長上に形成されている。したがって、この低崖はサギング地形ではなく、活断層変位による逆向き低断層崖である可能性がある。その場合、走向から考えて、根尾谷断層とは共役関係にある右横ずれ断層であることが想定される。現地では、この低崖の存在は確認できたものの、残雪期であったことから断層露頭などこの低崖の成因を確かめられる情報を得ることはできなかった(図 4d)。

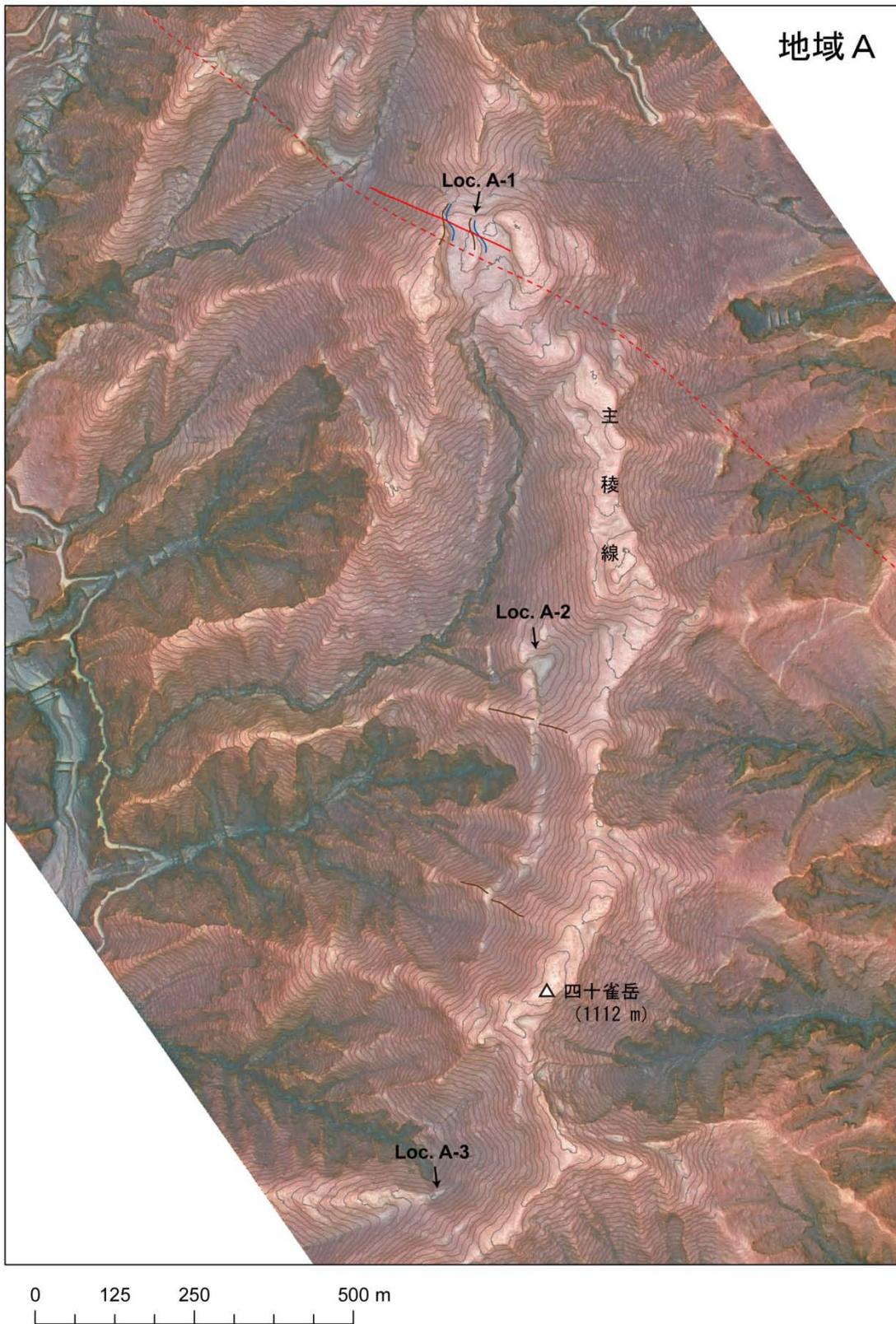


図 3. 地域 A の赤色立体地図. 等高線は 5 m 間隔. 活断層線 (赤破線) は鈴木・杉戸編 (2010) による. 赤実線は本研究で推定した活断層トレース.

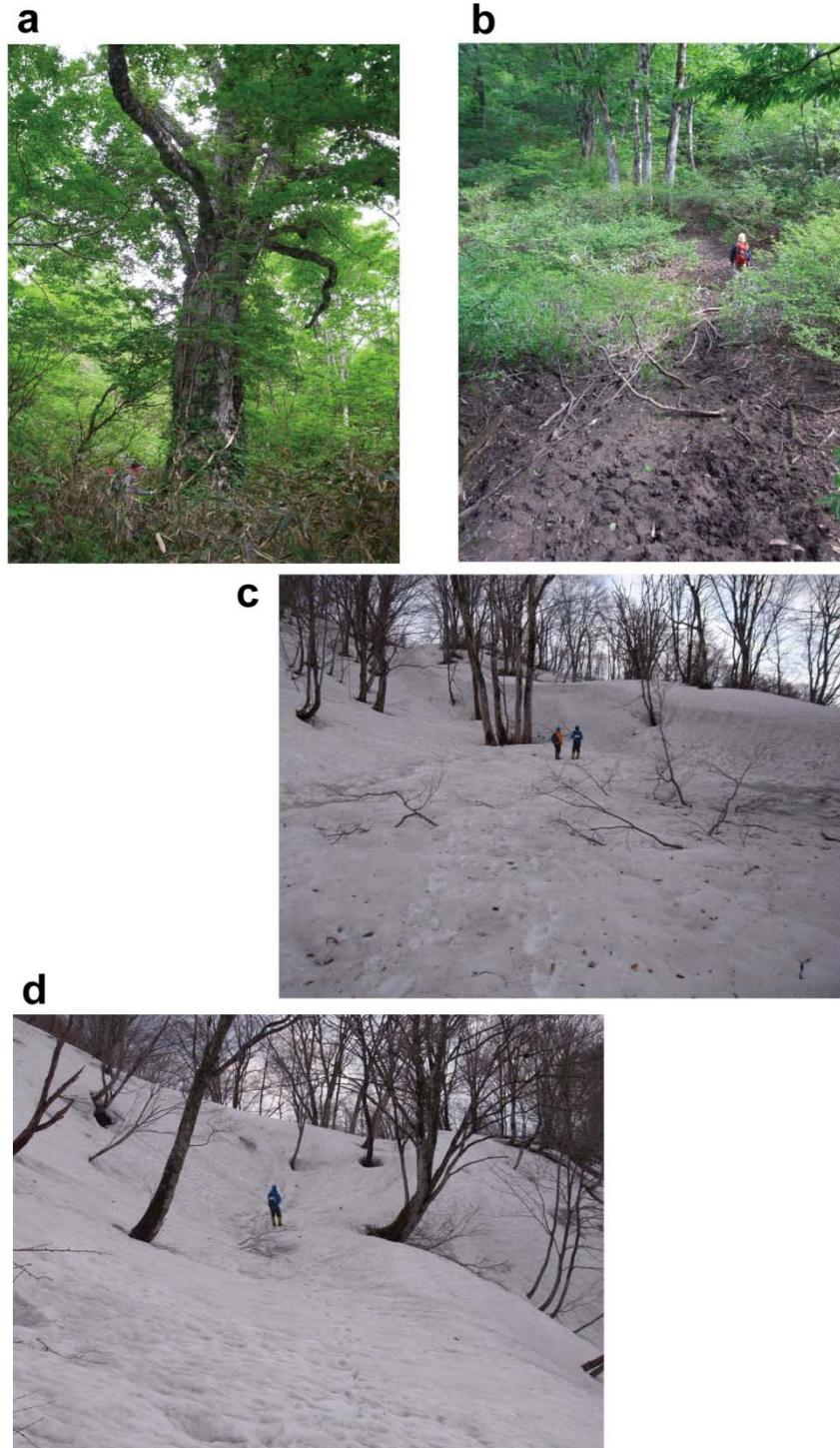


図4. (a) Loc. A-1の平坦地に生育する巨木. (b) Loc. A-2の大凹地と湿地(初夏). 木の上から見下ろすように南方をのぞむ. 新緑の季節のため地形はほとんど見通せない. (c) (b)と同じ凹地と逆向き低崖(残雪期). 南方をのぞむ. 人の背後の4本まとまった木は(b)に見える木と同一のものである. (d) Loc. A-3の逆向き低崖. 南西方をのぞむ. 背後には小鞍部が見える.

(2) 地域 B : 能郷谷上流部右岸, 山地斜面上の低崖地形群

根尾谷断層の推定通過位置付近にあたる本地域においても, サギング地形としてはやや不自然な低崖地形が断片的に分布している (図 5). 主稜線から遠く離れた山地斜面下部に位置することに加えて, 崖の走向も主稜線や周囲の支尾根の方向とは大きく斜交しており, 他地域に認められる低崖群とはやや性状が異なっているように見える.

Loc. B-1 の逆向き低崖地形 (図 6a) は, 最大崖高約 5 m, 山地斜面のオフセット量約 10 m と規模が大きいが, 長さは 40 m 程度である. 一方, Loc. B-2 の逆向き低崖地形 (図 6b) はやや規模が小さく, 最大崖高約 4 m, 山地斜面のオフセット量約 8 m であり, 長さはやはり 30 m 強程度である. 現地調査では, Loc. B-1, Loc. B-2 いずれの地点においても, 低崖の延長上の谷底に著しい破碎帯や剪断帯が確認され, とともに低崖の直下からかなりの湧水が認められた (図 5 ; 図 6c, d). とくに, Loc. B-2 の低崖は, 位置・走向ともに根尾谷断層によるものと考えて差し支えないことから, 根尾谷断層本体の変位によって形成された逆向き低断層崖が断片的に残ったものである可能性が極めて高いと判断される. 一方, Loc. B-1 の低崖は, 位置が根尾谷断層の推定トレースからやや北東にはずれる上, 走向もほぼ東西で根尾谷断層の一般走向とは斜交するため, 根尾谷断層から枝分かれした断層ないし根尾谷断層に共役な副断層の変位によるものである可能性が考えられる.

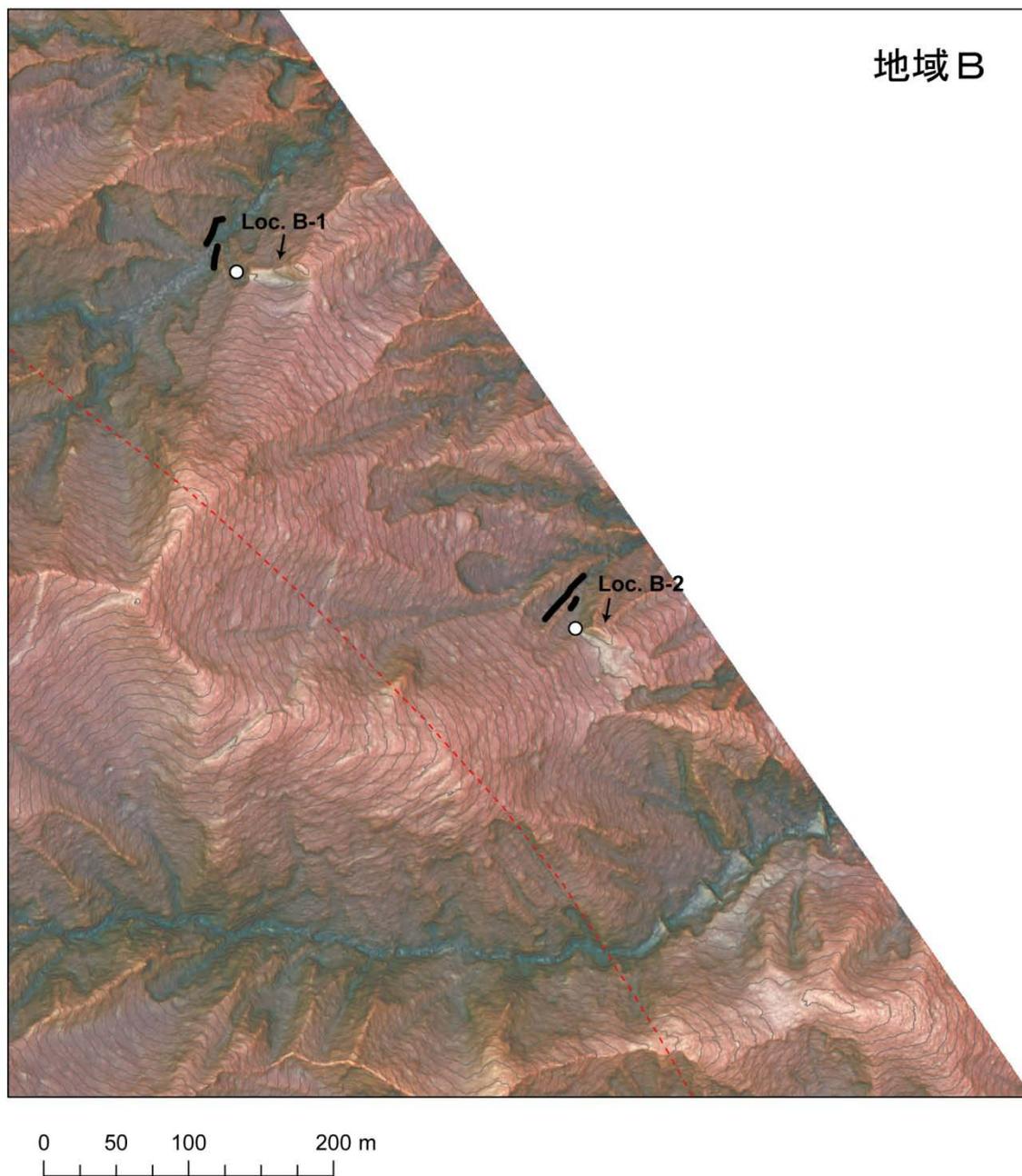


図5. 地域Bの赤色立体地図. 等高線は5 m間隔. 活断層線(赤破線)は鈴木・杉戸編(2010)による. 黒塗の部分は断層破砕帯の露出箇所, 白丸は湧水箇所を示す.

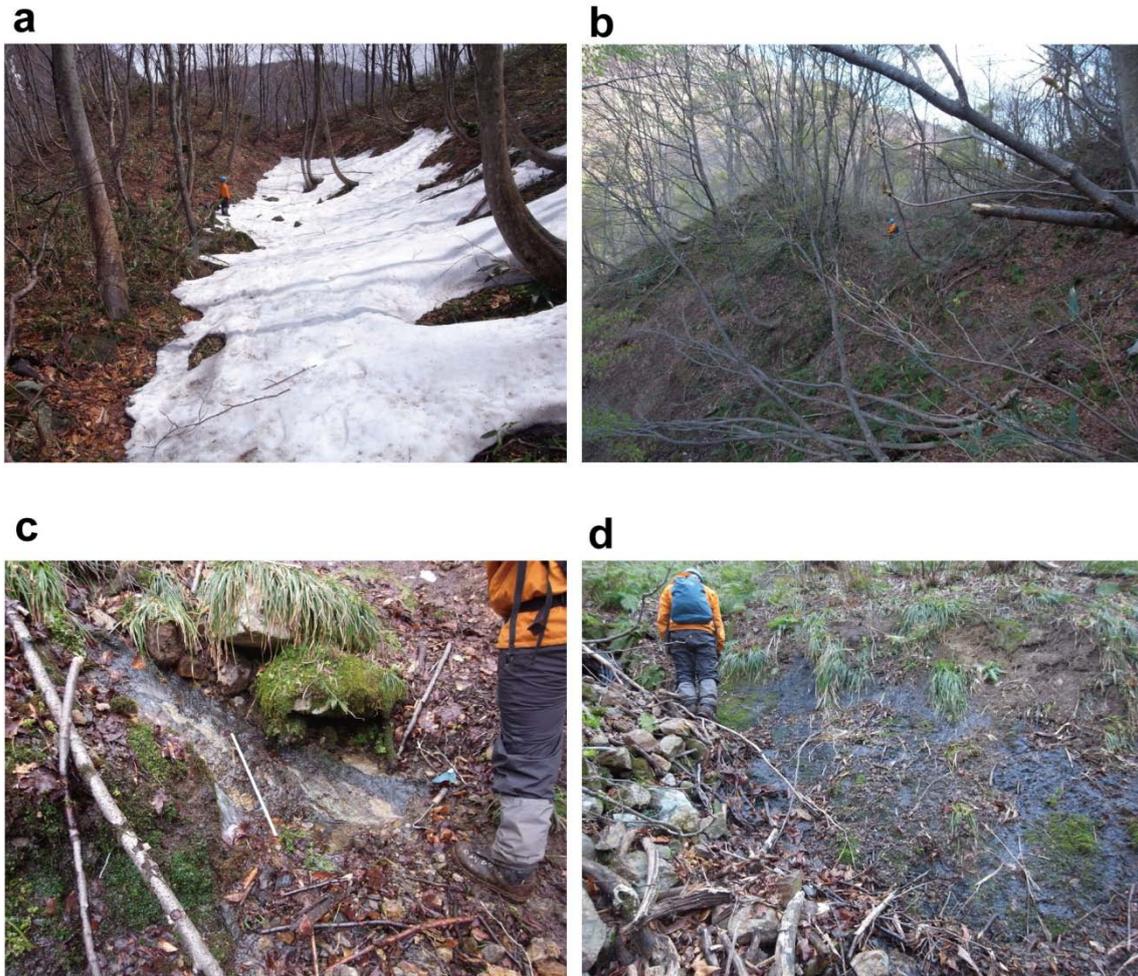


図 6. (a) Loc. B-1 の低崖地形と閉塞凹地. 東方をのぞむ. (b) Loc. B-2 の低崖地形と閉塞凹地. 南東方をのぞむ (c) Loc. B-1 の低崖地形直下の湧水地点. 著しく剪断, 破碎を受けた基盤岩 (泥岩) が露出する. (d) Loc. B-2 の低崖地形の延長上に露出する破碎帯.

(3) 地域 C : 能郷谷中流部右岸, 支尾根上の低崖地形群

本地域は, 主稜線から南東に延びる支尾根の末端部に位置する. この部分の支尾根沿いには明瞭な小起伏面が残っており, この小起伏面を切る形で多数の低崖地形が形成されている (図 7). 低崖の走向は大部分が支尾根にほぼ平行な北西-南東方向であることから, 尾根部が重力的に落ち込むことによって形成されたサギング地形群であると判断される.

現地においては, これら低崖地形を確認したものの露頭等は確認できず (図 8a, b), この地形がサギング地形であることを補強する新たな情報を得ることはできなかった. また, 逆向き低崖に伴って湿地が形成されている箇所も存在せず, 低崖地形の形成時期を明らかにするためのピット調査適地も発見できなかった.

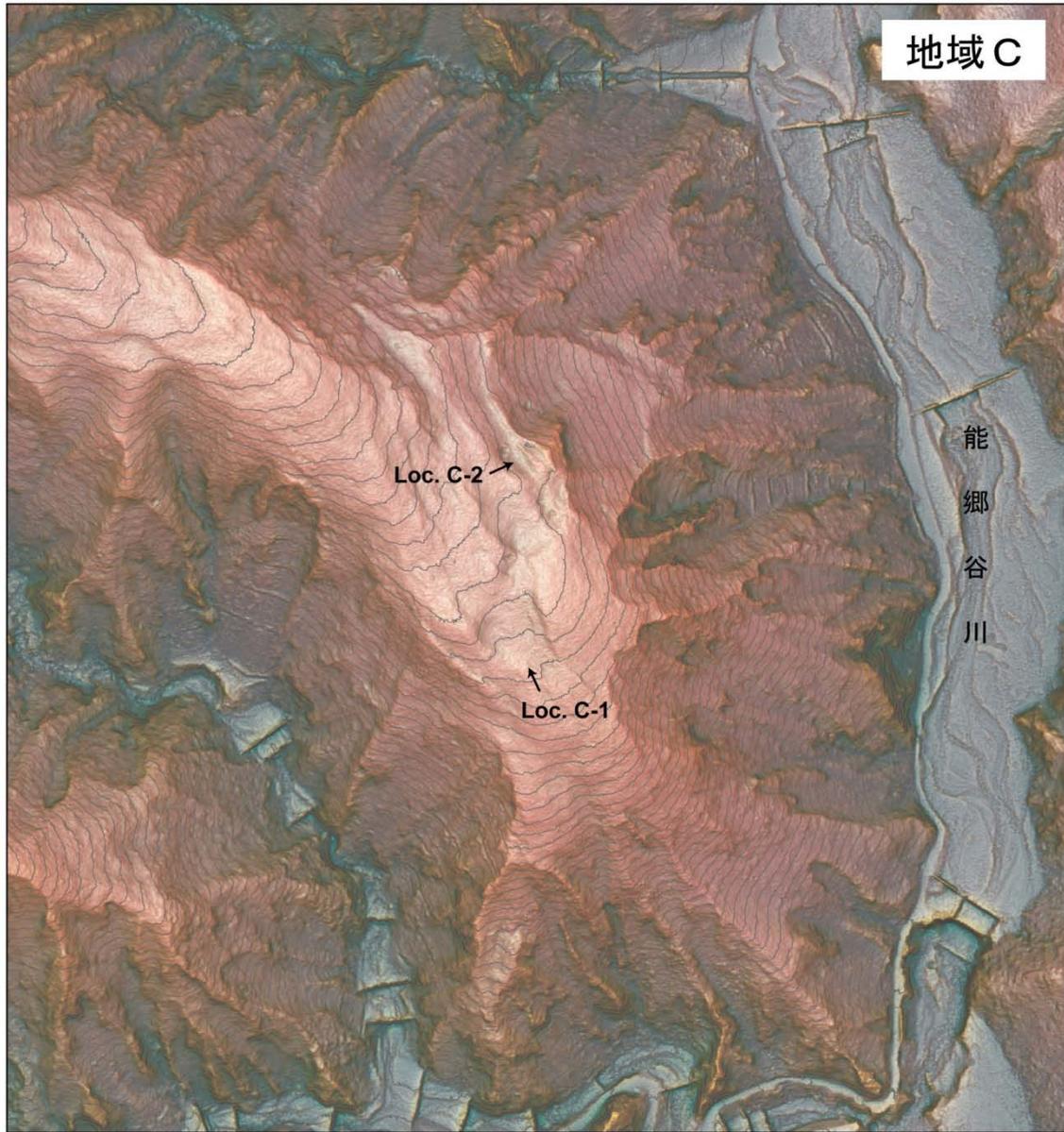


図7. 地域Cの赤色立体地図. 等高線は5 m間隔.

a**b**

図 8. (a) Loc. C-1 の大凹地. 北北西をのぞむ. (b) Loc. C-2 の逆向き低崖地形と閉塞凹地. 東北東をのぞむ.

(4) 地域 D : 能郷谷下流部左岸 : 山地斜面上の低崖地形群

本地域は、能郷谷下流部、礼野の対岸側谷壁（能郷谷川の攻撃斜面側）にあたり、南西を向いた急勾配の斜面上に逆向き低崖が複数形成されている（図 9）。一方、斜面上部はやや緩勾配となっており、そこには馬蹄形ないし眉形の平面形態を示す谷向きの低崖が複数形成されている。これらの形態的特徴から、受け盤斜面の頂部が重力的に落ち込むことにより、その下部斜面がブロック回転しながら倒れ込んで逆向き低崖群をつくるタイプのサギング地形（いわゆるブックシェルフ型モデル；図 10）であることが推測される。ただし、斜面下部～基部付近には、根尾谷断層が通過していると推定されるため、逆向き低崖の一部については、根尾谷断層ないしそれに併走する副断層の変位によるものである可能性も否定はできない。

現地調査では、山地斜面を刻む 2 本の谷沿いに基盤岩（泥岩）の露出が確認され、走向・傾斜はかなり変化するものの大局的にはこの斜面が受け盤斜面であることが確認された

（図 9）。また、これらの谷が低崖地形と交差する付近においても、基盤岩は全く破碎されておらず、これらの低崖地形群がブックシェルフ型のサギング地形形成モデルで説明できることが確認された。

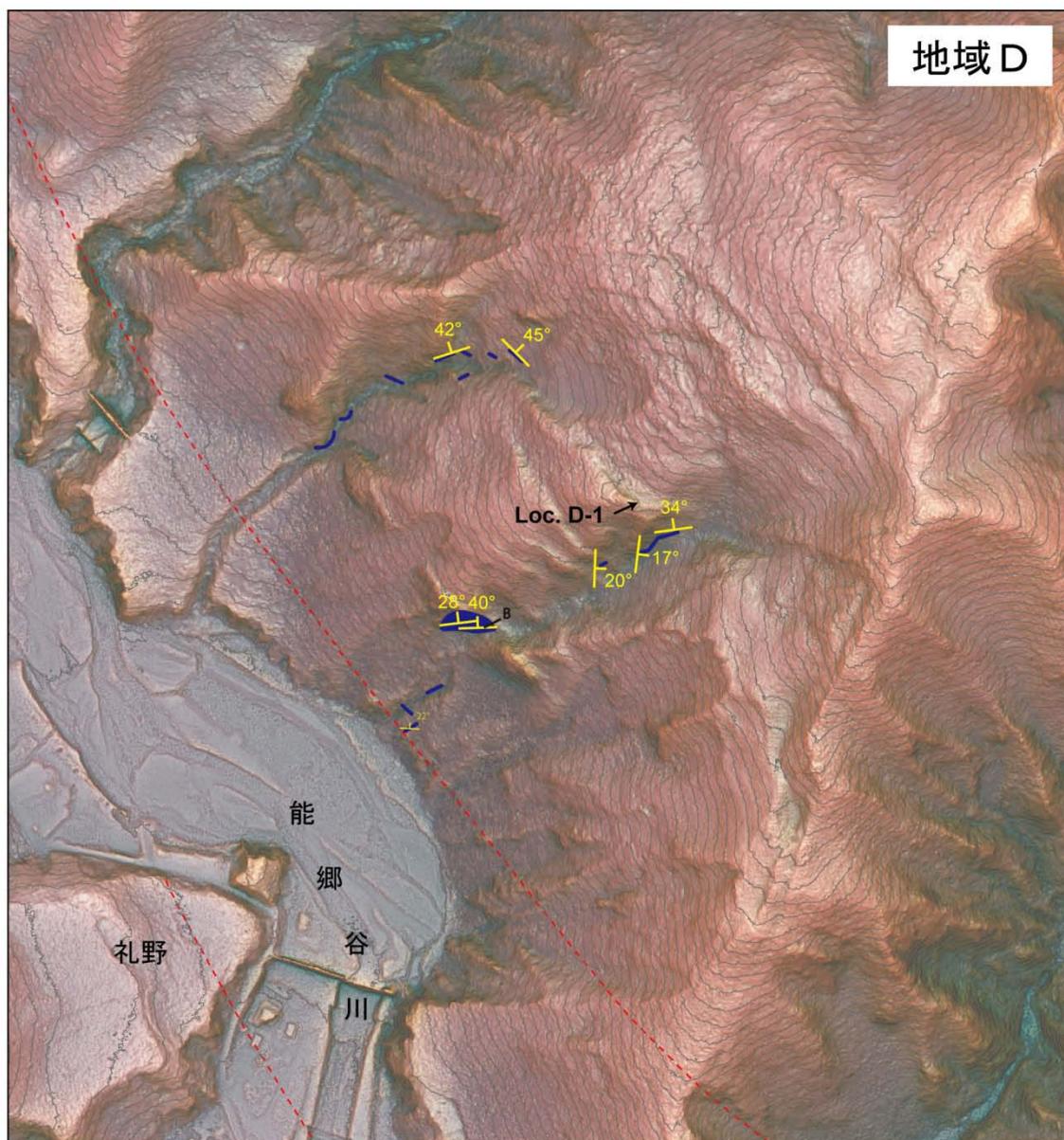


図9. 地域Dの赤色立体地図と地質調査結果. 等高線は5 m間隔. 青色は泥岩の露出を示す.

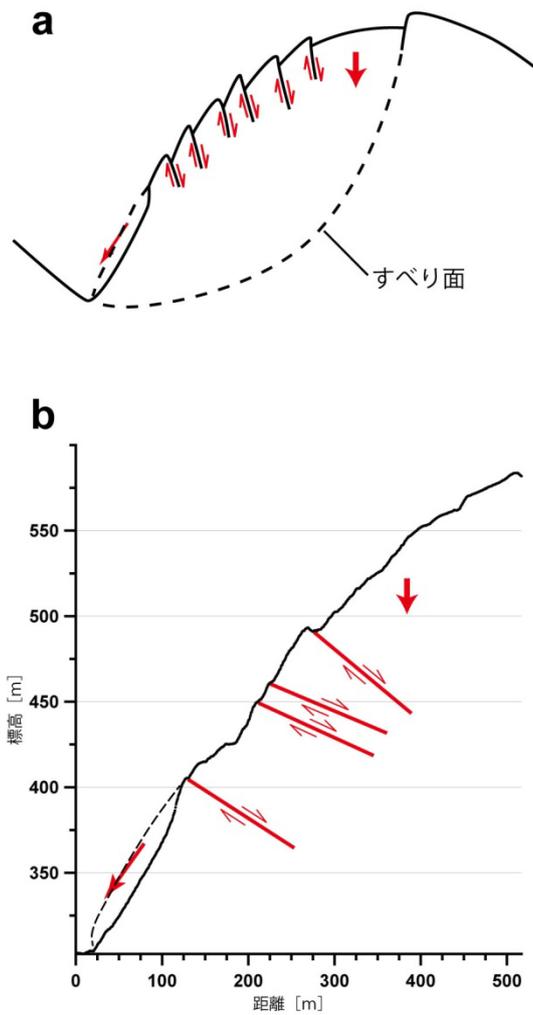


図 10. (a) ブックシェルフ型のサギング地形形成モデル (大八木・横山, 1996). 受け盤斜面の頂部が重力的に落ち込むことにより, その下部斜面がブロック回転しながら倒れ込んで逆向き低崖群をつくる.
 (b) 地域 D 全体の地形断面. 航空レーザー測量による 0.5 m DEM により作成.

5. ピット調査結果

今回の調査では、低崖の形成時期や成長時期を明らかにすることを目的として、Loc. B-2 (図 5) および Loc. D-1 (図 9) の 2 箇所において、低崖によって形成された凹地のピット掘削調査を実施した。以下、その結果について述べる。

(1) Loc. B-2 におけるピット調査結果

当地点には、根尾谷断層の活動による逆向き低断層崖と考えられる低崖によって小規模な閉塞凹地が形成されている。その底部にはわずかながら湿地が形成されていたため (図 11a)、年代測定可能な試料を含む泥炭質堆積物を期待して掘削を開始したが、地表面直下から中礫～巨礫 (角礫) を大量に含む黄褐色シルト質土壌に移行して掘削は困難を極めた。さらに、深さ 1 m 強まで掘削した段階で予想以上の湧水が生じてピットが完全に水没してしまったため (図 11b)、時間的・資金的な制約もあり、残念ながらピット調査は中止とせざるを得なくなった。したがって、当ピット調査からは、この低崖の成因や形成時期、成長時期に関する情報を得ることはできなかった。

今後、当地点あるいはその周辺におけるピット調査によって、上記の情報が得られる可能性は十分にあると考えられるが、その際には排水のしやすさも考えた場所選びとともに、ポンプ等の排水設備を準備する必要がある。



図 11 (a) Loc. B-2 の凹地のピット掘削前の状態。北西方をのぞむ。凹地の底部にはわずかな湿地が形成されている。(b) 予想以上の湧水により水没した Loc. B-2 のピット。

(2) Loc. D-1におけるピット調査結果

当地点では、受け盤斜面がブロック回転しながら倒れ込むことによって形成された重力性の逆向き低崖によって、小規模な閉塞凹地が形成されている(図12)。この凹地において、幅約1m、長さ約2m、深さ約1mのピット掘削を実施した。その北側壁面の写真及びスケッチを図13に示す。

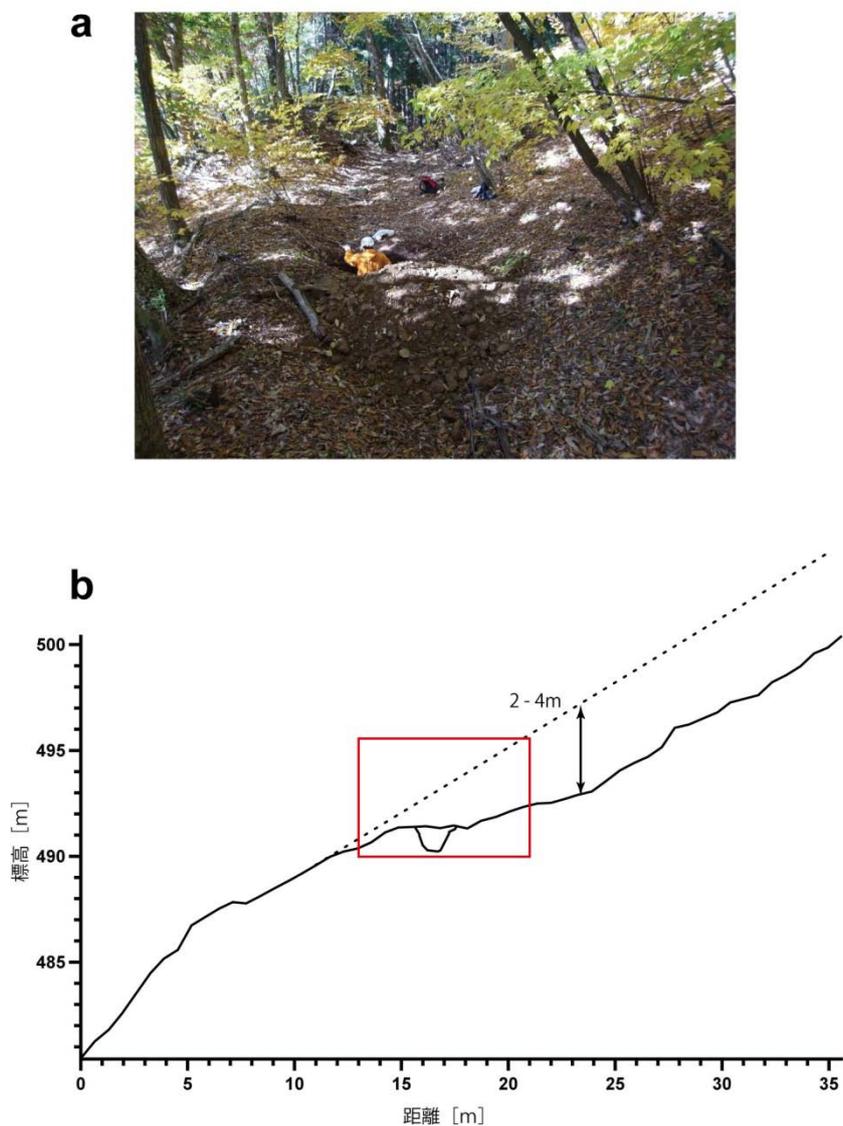


図12 (a) Loc. D-1の凹地。ピット掘削中の状態。北西方をのぞむ。(b) Loc. D-1付近の地形断面。航空レーザー測量による0.5 m DEMにより作成。赤資四角は、(a)の写真のおおよその範囲を示す。

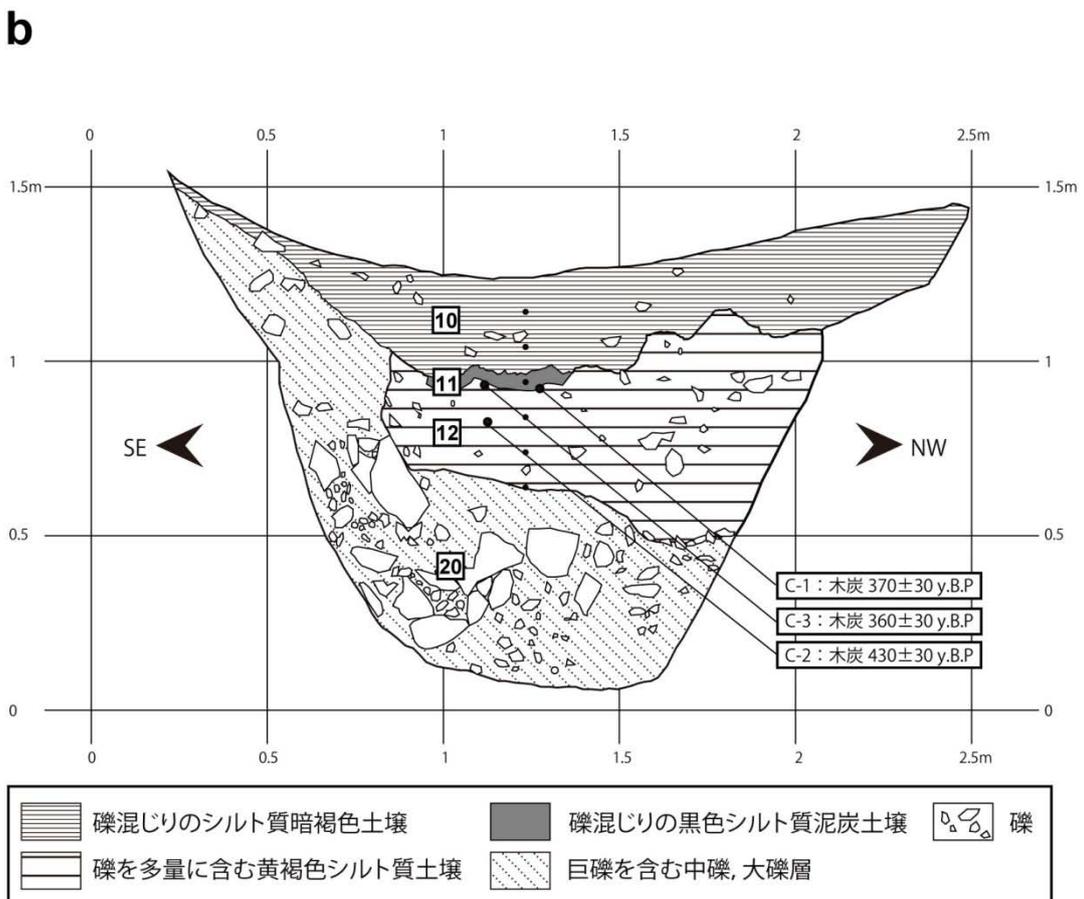


図 13 (a) Loc. D-1 におけるピットの北側壁面の写真. (b) 同壁面のスケッチ. 図中の 10, 11 といった数字は, 地層番号を表す.

a. 地層の記載

壁面に露出した地層の大半は乾燥した土壌層と礫層であり、一部に泥炭質土壌を含む。堆積物基底及び基盤岩を露出させることはできなかった。これらの堆積物は上位から以下の4つの層に区分される。

10層は、暗褐色シルト質～やや砂質土壌で、直径2～4 cmの角礫～亜角礫主体を含む。木の根を多く含んでおり、最大層厚は約30 cmである。上部斜面では根曲がり確認されたことから、現地成の土壌と土壌クリープによって上部斜面から移動してきた土壌が混じりあったものと推定される。

11層は、黒色泥炭質シルト質土壌で、直径1～2 cmの角礫～亜角礫主体を含む。炭化小木片を多数含み、最大層厚は約5 cmである。湿地に準じた環境でゆっくり堆積したものと考えられる。

12層は、細～中礫を多量に含む黄褐色シルト質土壌で、含まれる礫は直径1～8 cmの角礫～亜角礫を主体とする。礫含有量は北（斜面の上）側ほど多くなる傾向がある。層厚は、南側では30 cm程度であるが、北側ほど厚くなりピット北端付近では約60 cmに達する。礫は淘汰が悪く角礫を主体とするため、流水作用による堆積物とは考えにくい。斜面上部から土壌クリープによって供給された堆積物と上部斜面からの崩壊堆積物が混合したものと推定される。

20層は、巨礫を含む中～大礫層で、基質は砂と細礫を含む。角礫～亜角礫主体の泥岩を多く含み、層厚は少なくとも40 cmである。壁面の南側では地表面の直下から20層となっており、11層および12層を欠く。12層と同じく礫は淘汰が悪く、流水による堆積物とは考えにくい。礫の大きさも非常に大きいため、上部斜面の崩壊により供給された堆積物と思われる。

b. 放射性炭素年代測定結果

11層基底付近から2試料、12層中部から1試料の炭化小木片を採取し、AMS法による放射性炭素年代測定を行った。11層基底からは 360 ± 30 yBP および 370 ± 30 yBP、12層中部からは 430 ± 30 yBPの年代値が得られ、層序との逆転は認められない（図13、表1）。通常のトレンチ調査では再堆積の影響による年代値の逆転がしばしば認められるが、当地点のような山地斜面ではピット掘削地から上流の集水域が狭く、その中で木片が腐食を逃れて長期間保存される可能性は低いと考えられるため、再堆積の影響による年代オフセットはほぼ無視できる可能性が高い。その立場に立つならば、上記の年代測定結果およびそれらの暦年補正年代（表1）から、12層中部～10層は西暦1400年代半ばから現在にかけて堆積した地層であると判断される。

ただし、ピットサイトから上部の斜面には、小規模ながら同様の逆向き低崖が複数存在し（図9）、そこにトラップされる形で古い木片が長期間保存されていた可能性も否定できない。また、年代測定した木片の部位は不明であり、これらがもし巨木の心材であれば、

地層の堆積年代は木片の年代よりも 100 年ないしそれ以上若い可能性もある。したがって、12 層以浅の地層が極めて最近に堆積した可能性も完全には否定することはできない。

試料名	層区分	試料形態	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]	^{14}C 年代 [y.B.P.]	$\sigma 2$ 暦年代範囲	測定番号
c-1	11	炭化木片	-25.97 ± 0.64	370 ± 30	1449calAD–1526calAD (55.1%) 1556calAD–1633calAD (40.3%)	IAAA-102651
c-2	12	炭化木片	-26.69 ± 0.45	430 ± 30	1426calAD–1490calAD (94.2%) 1603calAD–1609calAD (1.2%)	IAAA-102129
c-3	11	炭化木片	-26.01 ± 0.46	360 ± 30	1453calAD–1529calAD (47.1%) 1544calAD–1634calAD (48.3%)	IAAA-102652

表 1 Loc. D-1 におけるピット調査で採取した木片試料の年代測定結果一覧。

c. テフラ分析結果

10 層～12 層については、10 cm 間隔で堆積物試料を採取してテフラ分析も実施した。極細粒砂粒子中の火山ガラス（大半がバブルウォール型）含有率は、いずれの試料も 10 % 程度であり、明瞭な濃集層準は認められない（図 14a）。最も火山ガラス含有率の高かった試料について火山ガラスの屈折率を測定したところ、1.500 程度の値を示すものと 1.510 程度の値を示すものの 2 種類が混じり合っていることが明らかとなった（図 14b）。この地域で検出される可能性のあるバブルウォール型火山ガラスを主体とするテフラとしては、AT テフラ（26～29 ka、火山ガラスの屈折率 1.498～1.501）および K-Ah テフラ（約 7.3ka、火山ガラスの屈折率 1.508～1.516）が考えられることから（町田・新井，2003），10 層～12 層中に含まれる火山ガラスはこの 2 種類のテフラによるものと推定される。

火山ガラス含有率や放射性炭素年代測定結果から考えて、これらのテフラ粒子が再堆積によるものであることは疑いなく、このテフラ分析結果から地層の年代について論じることができない。この斜面の頂部には明瞭な緩斜面が残っており、おそらく、ここに堆積した AT・K-Ah 両テフラが土壌クリープによって下部斜面に少しずつ供給され、ピット調査地にも堆積したのであろう。その場合、斜面頂部の緩斜面の形成年代は少なくとも AT 降下年代（26～29 ka）以前に遡ることになる。

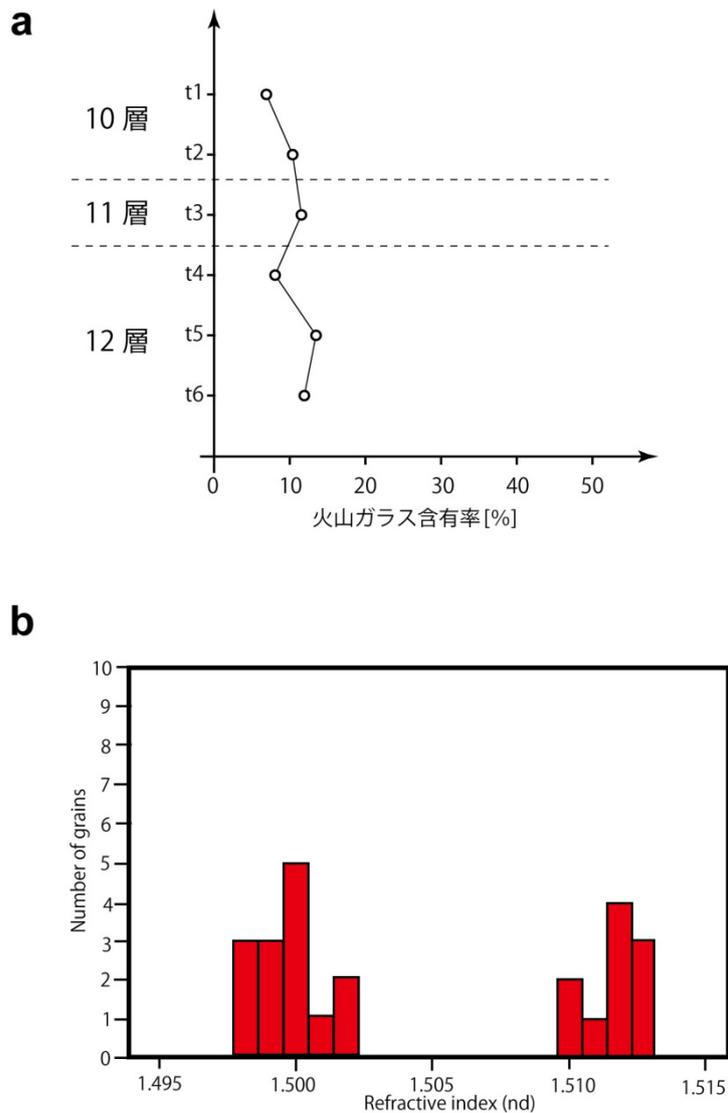


図 14 (a) Loc. D-1 におけるピットの壁面から採取した堆積物試料の火山ガラス含有率。極細粒砂サイズ全粒子に対する割合を示した。(b) t5 試料中に含まれる火山ガラスの屈折率測定結果。

d. 壁面の解釈

ピット掘削地付近の山地斜面の勾配は 30 度程度と急なため、土壌が薄く斜面を覆うことはあっても、ピット壁面に認められたような堆積物（20 層～10 層）が斜面上に定着できるとは思えない。逆向き低崖が形成されてはじめて、こうした堆積物が定着可能になると考えられる。したがって、この地点の低崖の形成年代は、少なくとも 20 層堆積以前に遡ると推定される。

さらに、各地層の分布状態は 12 層／20 層の境界を境に明らかに異なる。すなわち、20 層は壁面南側に向かって高度を上げてゆくのに対し、12 層以浅の地層は、明らかに 20 層上

面がつくる凹地を埋める形で堆積している。20層堆積時にこのような凹地が形成されたと考えにくいので、凹地の成因に関しては、堆積後に侵食によって形成されたという考え方と、堆積後に逆向き低崖が成長して形成されたという考え方の2通りが可能である。しかし、ピット調査地は出口のない完全な閉塞地であり、20層の礫層を大きく削るような水流がこの中に生じたとは考えにくい。20層堆積後に逆向き低崖がふたたび成長して凹地をつくり、その凹地を埋める形で12層～10層が堆積したと考えるのが最も自然と思われる。その際の上下変位量は、20層の変形量から少なくとも1 m以上であったと考えられる。

なお、12層～10層堆積中にも小さな成長イベントがあった可能性を完全に否定することはできないが、少なくとも、12層～10層には20層上面に見られるような大きな引きずり変形は認められない。また、20層堆積以前に別の成長イベントがあったかどうかについては、本ピット調査からは言及できない。

低崖形成・成長の数値年代については、bで述べたように、放射性炭素年代値の解釈に不確定性があるため、厳密には決められない。木片の年代オフセットが無視できるという立場に立つならば、低崖の形成時期は西暦1400年代半ば以前、成長時期も西暦1400年代半ば以前となり、根尾谷断層が直近を走っているにも関わらず、濃尾地震時にはこの低崖に大きな変化はなかったことになる。一方、再堆積や木片部位の影響により大きな年代オフセットがあるとの立場に立てば、この低崖が濃尾地震時に大きく成長したと考えることも可能である。現段階では、このどちらが正しいのかを決定することはできず、さらなるピット調査や年代測定が望まれる。

6. 考察と今後の課題

以上の調査結果は、いずれもまだ中途段階のものであるが、現時点で以下のことが明らかになりつつある。

- 1) 温見断層－根尾谷断層境界域の山地に多数見られる低崖地形の大部分は、基本的には重力性のサギング地形であるが、中には、活断層変位による逆向き低断層崖も含まれる。
- 2) 重力性と思われる低崖地形についても、変位センスが単なる重力性としては不自然なものがあり、活断層変位による静的ひずみの影響を受けている可能性がある。
- 3) 根尾谷断層直近にあるサギング地形のひとつは、形成後、少なくとも1回は大きく成長しているものと考えられる。ただし、その形成時期・成長時期については、年代測定値の解釈の不確定性から限定できず、濃尾地震時に成長したかどうかについても現段階では言及できない。

古地震調査対象としての可能性という立場から見た場合、1)は従来の on-fault 古地震学を発展させる可能性を開く成果と言える。山地斜面上の逆向き低断層崖のピット調査によって活断層の活動時期を解明しようという試みは真新しいものではないが（例えば、杉山・吉岡，1999；金田ほか，2002など）、高精度・高密度の航空レーザー測量によって、このような低崖が多数発見されれば、その有効性が広がる可能性がある。とくに、今回発

見された地域 B の逆向き低断層崖は、航空レーザー測量なしでは発見がほとんど不可能であるのみならず、航空レーザー測量による陰影図・赤色立体地図等を予察的に判読している段階では、周辺に多数存在するサギング地形の中に埋没し、断層変位地形である可能性にさえ気づいていなかった。今後は、航空レーザー測量によって検出された低崖の成因をひとつひとつ丁寧に検討した上で、現地調査でその結果を確認するという地道な作業が望まれる。また、ピット調査についても、活動履歴解明に最適な場所の選定や排水の問題等、まだ解決すべき問題は多い。さらなる試行調査が望まれる。

2) の成果については、サギング地形の形成と活断層運動の直接的関係を示唆する興味深い成果と考えている。これまでは、サギング地形を含む集団移動（マスマーブメント）と地震の関係と言えば、地震動、すなわち活断層運動による動的変形（弾性波動）との関係が論じられることがほとんどであったが、今回の成果は、活断層運動による静的変形とサギング地形形成の間に関係がある可能性を示唆している。地震動は距離による減衰が小さいため、原因となった活断層の特定が困難な場合が多いが、静的変形は地震動に比べて距離減衰が著しく大きいため、原因となった活断層の特定が容易であるという特徴がある。不自然な動き方をしている「半地震性」のサギング地形を詳しく調査することによって、活断層の活動時期を明らかにできる可能性を示しており、**off-fault** 古地震学の対象として今後の研究が期待される。

サギング地形が 1 回のイベントのみで形成されるものではなく、成長するものであるということを指摘した 3) の成果は、サギング地形の形成過程や山体の崩壊過程の実態を考える意味で興味深い。しかし、**off-fault** 古地震学の対象としてのサギング地形を見た場合には、濃尾地震とサギング地形成長との関係を明らかにできておらず、まだ不十分であることを認めざるを得ない。実際の地震時にサギング地形が形成されたり成長したりした事例は、サギング地形による **off-fault** 古地震学の基礎であり、この点を明らかにせずに先に進むことはできない。他の地震の事例も含めたさらなる調査・研究が必要であろう。

このように、航空レーザー測量によって初めて存在が明らかになった本研究地域の低崖地形群は、古地震学の立場からも山地地形学の立場からも、非常に興味深い地形である。今後、詳細な現地調査やピット調査を継続するとともに、より広範囲の低崖地形分布や静的変形のモデル計算なども行って、残された課題を解明したいと考えている。

引用文献

- 栗田泰夫・苅谷愛彦・奥村晃史 (1999), 古地震調査にもとづく 1891 年濃尾地震断層系のセグメント区分, 地質調査所速報, no.EQ/99/3, 151-130.
- 金田平太郎・竹村恵二・金原正明 (2002), 山地斜面におけるピット調査 - 活断層の最新活動時期解明手法としての有効性と問題点: 駄口断層を例として -, 地学雑誌, 111, 747-758.
- Kaneda, H and A. Okada (2008), Long-term seismic behavior of a fault involved in a multiple-fault rupture, Bull. Seismol. Soc. Am., 98, 2170-2190.

- Kaneda, H and T. K. Rockwell (2009), Triggered and primary surface ruptures along the Camp Rock fault, eastern California shear zone, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 99, 2704-2720.
- Koto, B. (1893), On the cause of the great earthquake in central Japan, 1891, *Jour. Col. Sci. Imp. Univ. Japan*, 5, 295-353.
- 林 舟・金田平太郎・向山 栄・浅田典親・千葉達朗 (2009), 日本の山地における植生下の微小活断層地形の検出—根尾谷断層および駄口断層における高密度航空レーザ測量, 日本地球惑星科学連合 2009 年大会予稿集, S147-P002.
- 町田 洋・新井房夫 (2003), 新編 火山灰アトラス. 東京大学出版会.
- 松田時彦 (1974), 1891 年濃尾地震の地震断層, 地震研究所研究速報, 13, 85-126.
- 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.
- 岡田篤正・松田時彦 (1992), 根尾村水鳥および中付近における根尾谷断層の第四紀後期の活動性, 地学雑誌, 101, 19-37.
- 大八木規夫・横山俊治 (1996), 斜面災害と地質—「地すべり構造論の展開」. テクトニクスと変成作用 (原郁夫先生退官記念論文集), 335-343.
- 杉山雄一・吉岡敏和 (1999), 敦賀断層系駄口断層の活動履歴調査, 地質調査所速報, *EQ/99/3*, 173-186.
- 鈴木康弘・杉戸信彦編 (2010), 1:25,000 岐阜県活断層図, 岐阜県, 138p.
- 遠田晋次・丸山 正・吉見雅行・金田平太郎・栗田泰夫・吉岡敏和・安藤亮輔 (2010), 2008 年岩手・宮城内陸地震に伴う地表地震断層—震源過程および活断層評価への示唆—, 地震 2, 62, 153-178.
- 吉岡敏和・栗田泰夫・下川浩一・石本裕己・吉村実義・松浦一樹 (2002), トレンチ調査に基づく 1891 年濃尾地震断層系・温見断層の活動履歴, 地震 2, 55, 301-309.

謝辞

ピット調査地点の土地所有者・管理者には, 快くピット掘削を許可していただいた. 岐阜森林管理署には, 国有林への入林調査を許可していただいた. 越美砂防事務所には, 同所実施の航空レーザ測量データの使用を許可していただいた. 井上 勉氏, 河野太陽氏, 藤巻 愛氏, 流川遙平氏には, 現地調査・ピット掘削調査などをお手伝いいただいた. 以上の方々・機関に御礼申し上げます.