「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.H17-4

曽根丘陵断層帯の活動性および活動履歴調査

平成 18 年 5 月

独立行政法人 産業技術総合研究所

1	. 断層帯の概要とこれまでの主な調査研究	1
2	. 調査結果	2
	(1)上曽根地区(トレンチ調査)	2
	(2)高部地区(ボーリング調査・トレンチ調査)	5
	(3)大塚地区(トレンチ調査)	7
	(4)上野地区(ボーリング調査)	11
3	.まとめ	14
	3 . 1 断層帯の位置及び形態	14
	(1)断層帯を構成する断層	14
	(2)断層面の位置・形状	15
	(3)変位の向き	15
	3.2 断層帯の過去の活動	16
	(1)平均变位速度	16
	(2)活動時期	16
	(3)1回の変位量	16
	(4)活動間隔	16
	(5)活動区間	17
文	献	18
汊	表	19

1.断層帯の概要とこれまでの主な調査研究

曽根丘陵断層帯は、甲府盆地南縁とその南側に分布する曽根丘陵およびその南側の御 坂山地北麓の地形境界に沿って発達する東北東-西南西~北東-南西走向の断層帯で あり、地表では御坂山地山麓や曽根丘陵内を複数の断層に分岐しながら、平野と丘陵あ るいは丘陵と山地といった地形境界や数列の地形的高まりを形成している(第1図). 本断層帯の長さに関しては、変動地形学的研究に基づき検討されている(例えば、澤、 1981;活断層研究会,1991).活断層研究会(1991)によると、断層長は、曽根丘陵の 区間にほぼ対応する山梨県笛吹市境川町から市川三郷町大塚付近までの 15km とされて いる. その後, 今泉ほか(1998)による検討の結果, 断層帯の西端は市川三郷町市川大 門まで延びることが指摘された.最近,丸山・斎藤(2005)は,従来図示されてきた曽 根丘陵断層帯の北東延長部にあたる笛吹市甲斐国分寺付近において,扇状地面を変位さ せる断層崖である可能性のある南側上がりの低崖の存在を指摘している. 曽根丘陵断層 帯が,市川大門および甲斐国分寺付近まで延びているとすれば,同断層の長さ(東端; 笛吹市甲斐国分寺と西端;市川三郷町市川大門の距離)は約20kmとなる(第1図).さ らに、本断層帯の北東延長部において不明瞭ながら断続的に塩山市東方まで追跡される リニアメントが中田・今泉(2002)により図示されている. それらを足し合わせた長さ は 40km 以上になる. 吉岡ほか(2005)は、「全国主要活断層活動確率地図」において、 本断層帯の長さとして 41km を採用している.

本断層帯の運動センスに関しては、断層沿いにみられるバルジ列や撓曲崖などの変位 地形の特徴(例えば、澤、1981; Ikeda, 1983; 活断層研究会, 1991; 下川ほか, 1995; 今泉ほか, 1998; 丸山・斎藤, 2005)や丘陵を構成する地層やそれを覆う段丘構成層の 撓曲・褶曲変形などの地質構造の特徴(例えば、澤, 1981; 平川, 1982)から、基本的 には南傾斜の逆断層であると考えられている.

本断層帯の活動性に関しては,主として変動地形学的研究に基づき検討されている(例 えば,澤,1981; Ikeda, 1983; 活断層研究会,1991). それによると,複数の分岐・並 走する断層のうち,御坂山地と曽根丘陵の地形・地質境界をなす断層に沿っては,第四 紀後期に形成された地形面に変形が認められないことから,既に活動を停止したか,も しくは活動が減衰していると指摘されている.一方,曽根丘陵と甲府盆地の地形境界を なす断層に沿っては,第四紀後期に形成された地形面に累積的な変形が認められること から,現在最も活動的な断層であると考えられている.

曽根丘陵と甲府盆地の地形境界をなす断層の活動度に関しては、これまで断層沿いの 地形面の上下変位量と形成年代の関係から上下変位速度は1mm/yr未満と見積もられて おり、活動度はB級とされている(例えば、澤、1981;活断層研究会、1991)ただし、

断層の相対的隆起側(上盤側)に分布する地形面やその構成層は,相対的低下側(下盤 側)で断層と平行して流れる笛吹川の氾濫堆積物や丘陵からもたらさた新期扇状地堆積 物に覆われていると考えられることから,上記既存研究により見積もられた変位速度は, 最小値を示している可能性が高い.断層帯の変位速度に関して,限元・池田(1993)は, 重力測定結果と変動地形の特徴に基づき,本断層帯の傾斜が極めて低角であると推定し た上で,断層の実変位速度(net slip rate)から示される活動度はA級に達する可能 性を指摘した.

最近の大縮尺空中写真判読に基づく活断層図によると,曽根丘陵と甲府盆地の地形境 界をなす断層に沿って,低位段丘面や扇状地面上に低断層崖や撓曲崖などの完新世の活 動の可能性を示唆する変位地形が図示されている(今泉ほか,1998;中田・今泉,2002; 丸山・斎藤,2005)(第1図).しかしながら,これらの変位を受けたとされる地形面の 形成時期や変位量をはじめ完新世における活動に関する具体的な情報は殆ど得られて いない.

本断層帯周辺の地震活動は比較的低調である. 地震記録によると, 1908 年 12 月 28 日に M 5.8 の地震が本断層帯南東部において発生したとされている(活断層研究会, 1991).

本研究の目的は、本断層帯の最近の活動履歴の解明することであることから、地質調 査は主として現在最も活動的な断層であると考えられている曽根丘陵と甲府盆地の地 形境界をなす断層沿いに焦点を絞って実施した.調査地点は、東から(1)中道町上曽 根地区,(2)中央市高部地区(旧豊富村),(3)西八代郡市川三郷町大塚地区(旧三珠 町),(4)西八代郡市川三郷町上野地区(旧三珠町)の4地点である(第1図).以下, 調査結果を東から順に調査地点毎に報告する.

2.調查結果

(1)上曽根地区(トレンチ調査)

(1)調査地周辺の地形・地質概要

上曽根地区は,明瞭な断層変位地形が発達する曽根丘陵の北東末端部にあたる(第1 図,第2図).既存研究によると,上曽根地区周辺では本断層帯(都市圏活断層図では 「曽根丘陵断層群」)は,北東-南西〜東北東-西南西走向で平行する2本の断層に分 かれて分布している(例えば,澤,1981;活断層研究会,1991;今泉ほか,1998)(第 1 図).このうち,南側の断層は,丘陵と(笛吹川および境川が形成した)低地との地 形境界をなしているのに対し,北側の断層は,低地内に発達するバルジ状の高まり地形 の配列によって特徴付けられる(澤, 1981)(第2図).

後述するように、地形境界をなす南側の断層に沿っては、その約10~30m 北側に新期 の扇状地面に断層運動によって形成された可能性を示唆する比高 0.5~2m 程度の低断 層崖状の地形が長さ約400mにわたって認められるのに対して、北側の断層はバルジ状 の高まり地形で規定されるものの、明瞭な低断層崖地形が確認されないことから、上曽 根地区におけるトレンチ掘削調査は、南側の断層を対象とした(第2図).

調査地点周辺の曽根丘陵は背面に中位段丘面が発達する台地状の地形を呈しており, その前縁に沿う北向きの撓曲崖や低断層崖を介して北側の低地と接している(例えば, 澤,1981;活断層研究会,1991;今泉ほか,1998).この中位段丘面を開析して北〜北 西方向に流下する小河川により,丘陵前縁に扇状地面が形成されている(第2図).扇 状地面上には,背後の地形境界沿いの断層とほぼ平行する東北東-西南西走向で,比高 0.5〜2m 程度の北向きの低崖が断続的に長さ約 400m にわたって確認される(第2図). この低崖は,(1)逆断層運動に伴う変動崖の可能性を示唆する撓曲崖状の断面形状を呈 すること(写真 1),(2)異なる河谷により形成された扇状地面上に発達すること,お よび(3)延びの方向が河谷の流下方向と大きく斜交もしくは直交すること,から扇状 地面形成以降の断層運動により形成されたものである可能性があると考えられた.

上記低崖は,調査地点周辺では北~北西に 3.5°程度で傾斜する扇状地面上に比高 0.5m 程度,傾斜角約 10°の撓曲崖状の形状を呈している(写真 1).トレンチはこの撓曲崖状 の低崖をほぼ直交方向に横断して掘削した(第 2 図,第 3 図,写真 1).なお,当初ト レンチは,今回掘削した崖とその背後の地形境界をなす断層崖の両方を横切る規模のも のを計画したが,(i)地形境界の崖は比高が大きいこと,(ii)崖は著しく人工改変を 受けていること,および(iii)用地の確保が困難であること,の 3 点から,前縁の低 崖のみを横切るものとした.

(2) トレンチ壁面にみられる地質

トレンチ壁面の層序

東,西両壁面とも、上位から耕作土、人工攪乱層、丘陵からもたらされた斜面堆積物 とみられるシルト・砂・礫層、扇状地性とみられる腐植質シルト層が確認された(第4 図、写真2).両壁面には腐植質のシルト層が3枚確認され(4a,5a,6層)、このうち、 上位の2枚は、旧表土的な腐植質の砂質シルトであり、最下位の腐植質シルトは、砂が 少なく均質である.これらの腐植質シルト層の上面に、時間間隙が推定されることから、 これらの地層の上面を地層境界とし、第4図のトレンチ壁面スケッチに示すように、上 位から1層(耕作土)、2層(人工攪乱層)、3~6層(斜面・扇状地堆積物)とした.表 2に各層の層相,層厚、分布高度の詳細を示す.

6a 層から採取した腐植質シルトの¹⁴C 年代値 (Conventional radiocarbon age) とし て 10,460 ± 40 yBP (誤差は 1 σ ,以下同じ),6b 層から採取した腐植質シルトの¹⁴C 年 代値として 11,090 ± 40 yBP がそれぞれ得られた (第 4 図,表 3). これらの¹⁴C 年代 値は,(1)上下の逆転がなく値が近接していること,(2) 採取地点において植物根等の 混入が認められないことから,ほぼ地層の堆積年代を表しているものと判断される.

地質構造

東西両壁面とも、6 層上面、5 層上面および4 層上面が、3°~6°北西に傾斜している (第4図、写真1).また、各層の上面は、トレンチ壁面で波長2~4m、振幅0.15~0.2m の波状を呈しているが、破断等による分布高度の不連続は認められない.また明瞭な断 層構造や、落差を伴う撓曲構造は認められない.堆積構造については、4~6 層の上面 にはチャンネル構造など地層の削剥を示すような堆積構造は認められない.

(3)トレンチ壁面の解釈

トレンチ最下部に分布する 6a 層は層状で,砂をほとんど含まない均質な腐植質のシ ルトで構成されることから,湿地性の堆積物であると推定される.また,5層および4 層は,一部崖錐堆積物とみられる不淘汰の礫層を挟むが,おおむね細粒砂ややや淘汰さ れた礫層からなり上部に旧表土を伴っていることから,それぞれより古い扇状地面等を 覆う扇状地性の堆積物でそれぞれ間欠的に堆積したと推定される.これらの地層は北に 3°~6°傾斜している.この地層の傾斜は,扇状地面の傾斜(北西に 3.5°)とほぼ同じ であり,曽根丘陵断層帯の活動による傾動を示すとは判断し難い.また,トレンチ壁面 には明瞭な断層構造や,落差を伴う撓曲構造は認められない.

以上をまとめると,

- (1) 上曽根トレンチ壁面には,約 11,000 yBP 以降の扇状地性の堆積物とみられる地 層が分布する.
- (2) 3層を含めて最上部に表土を伴う礫質砂層が少なくとも3枚確認でき,扇状地面 を間欠的に堆積物が被覆するような現象が想定される.
- (3) 上記の地層は3°~6°北に傾斜しているが、これは扇状地面の傾斜と調和している ことから、断層運動に関連したものではないと判断される.
- (4) 上曽根トレンチ壁面内では、断層運動を示唆する地層の変形は確認されなかった.

(4)層序・地質構造・変位地形の検討

上曽根トレンチの周辺には,約11,000 yBP 以降の扇状地性の堆積物とみられる地層 が広く分布し,その地層は3°~6°北に傾斜している.3層を含めて最上部に表土を伴う 礫質砂層が壁面中に3枚確認され,扇状地面を間欠的に堆積物が被覆するような環境が 推定される.壁面には断層運動に関連する地層の変形は認められない. 上曽根トレンチの南側には,丘陵と低地との地形境界をなす断層崖が図示されているが,この断層については,調査を実施していないため,断層と地層との関係は不明である.

壁面に現れた地層の分布と地形の特徴から判断すると、低断層崖の可能性が示された 崖の成因としては、(トレンチ掘削調査地点に関しては)変動崖ではなく、丘陵斜面か らもたらされた斜面堆積物(3層)が北に向かって薄く分布するところで耕作などによ り人工的に崖が強調されたことによる可能性が高いと考えられる.

(2) 高部地区(ボーリング調査・トレンチ調査)

(1)調査地周辺の地形・地質概要

高部地区周辺の曽根丘陵断層帯は,北西に向いた曽根丘陵の山腹斜面(傾斜角14°~22°)の基部に分布するとされる(今泉ほか,1998)(第1図,第5図).この山腹斜面の背後には,標高380.8mの米倉山を含む高位段丘面が分布する.丘陵を開析して北流する七覚川が丘陵前縁を横切るあたりで北に広がる扇状地状の地形面が形成されている(吉村・平川,1984)(第1図,第5図).この扇状地上に東北東-西南西走向で比高1m以下で傾斜角約5°の撓曲状の南側上がりの低崖が長さ200mにわたって断続的に認められる(丸山・斎藤,2005)(第5図,写真3).この崖については,(1)従来認定されてきた丘陵と盆地との地形境界をなす活断層トレースのやや北側を並走していること,

(2) 崖の走向が七覚川の流向と著しく斜交すること,(3) 崖の形状が逆断層に特徴的 な撓み状を伴うこと,などの特徴から,扇状地面状地形面の形成以降の逆断層運動に起 因する可能性があると指摘された(丸山・斎藤,2005).ただし,本地域は,耕地整理 に伴う土地の改変が著しく,問題の崖が人工改変によるものの可能性も否定できないと されている(丸山・斎藤,2005).そこで,本地点においては,崖の成因を明らかにし て断層の活動性を評価することを目的として,問題の崖を横切る群列ボーリング調査と 撓曲的な低崖の傾斜方向に沿ってトレンチ掘削調査を実施した(第6図).なお,扇状 地状の地形面の北側には笛吹川の後背湿地が広がる(吉村・平川,1984;今泉ほか,1998).

(2)ボーリングコアにみられる地質

地形学的検討により、変動崖の可能性が示唆される崖とほぼ直交する測線沿いに、 H17TB-1 (深度 30m), H17TB-2 (深度 20m), H17TB-3 (深度 25m), H17TB-4 (深度 30m) および H17TB-5 (深度 10m)の計5地点でボーリングを掘削した(第5図,第6図,写 真 3).

その結果,各孔に共通して河道堆積物の礫層,砂層,後背湿地堆積物とみられるシル ト層が認められた(以下,総称して河川堆積物と呼ぶ).また,H17TB-1,2,5には,

南側の丘陵からの斜面堆積物とみられるやや不淘汰の礫混じりシルト層が分布していることが確認された.さらに、H17TB-4を除き、各孔とも韮崎岩屑流と推定される安山岩質凝灰角礫岩が上記礫層~シルト層の下位に認められた.河川堆積物の層厚は、北方ほど厚くなり、H17TB-4で深度 30m以上となる.同時に韮崎岩屑流の上面深度も北ほど深く、H17TB-4で標高 220m以深となる.

上述の5孔のボーリングで得られたコアの解析結果に基づいて,高部地区の南北地下 地質状況を推定した(第7図).それによると,高部地区の地下には,安山岩質凝灰角 礫岩が分布している.この凝灰角礫岩は層相および分布の特徴から八ヶ岳起源の中部更 新統韮崎岩屑流(約25万年前,例えば,三村ほか,1982,八ヶ岳団体研究グループ, 1988)に対比される.韮崎岩屑流の分布深度は北に向かって深くなり,その上面は少な くとも H17TB-3~H17TB-5 間でほぼ直線的であり,北に22°傾斜(みかけの傾斜)して いる.この韮崎岩屑流を支流性の扇状地堆積物,本流性の河川堆積物,斜面堆積物のシ ルト・砂・礫が成層して覆っている.これらの堆積物は,韮崎岩屑流直上のシルト層を 除き,地層の連続状況から標高235m以浅ではほぼ水平に堆積しているものと判断され る.一方,標高235m以深ではH17TB-3とH17TB-4に分布するシルト層が対比できるも のとすると,北に5°程度傾斜している可能性がある.さらに,ボーリングコアの一部 には地層の変形が認められる.これはH17TB-4の深度27.5~28.2m 区間に認められるも ので,腐植質シルトと砂礫層が高角(60°~70°)で接し,腐植質シルト中に多数の剪断 面が帯状に発達している(写真4).

第7図に示すように、本測線に沿っては第四紀後期の断層運動の累積性を示唆する韮 崎岩屑流やそれを覆う堆積物の高度の顕著な不連続は認められない.しかしながら、問 題の崖が丘陵前縁の断層の活動域の前進(thrust-front migration; Ikeda, 1983)な どにより形成された新期の変動崖である可能性を完全に否定することもできない.そこ で、問題の崖を横切るトレンチ掘削調査を実施した(第6図).

(3) トレンチ壁面にみられる地質

トレンチ壁面の層序

高部地区トレンチでは、耕作土、斜面堆積物、支流系の河道堆積物(扇状地堆積物) および本流系の河道堆積物および後背湿地性腐植質シルト層が確認された(第8図、写 真 5). トレンチ壁面でみられた地質を、地層の連続性、地層上面の削剥の有無、地質 構造に差があるか否か、堆積環境の相違、層相の相違などから、第8図に示すように上 位から1~8層に区分した.各層の層相、層厚、分布深度を表3に示す.

8 層から採取した腐植質シルトおよびやや腐植質のシルトの¹⁴C 年代値(Conventional radiocarbon age)として、それぞれ 24,660 ± 90 yBP (誤差は 1 σ)、 23,420 ± 100

yBP がそれぞれ得られた(第5図,表3). これらの¹⁴C 年代値は,(1)上下に逆転がな く値が近接していること,(2)採取地点に植物根等の混入が認められないことから,ほ ぼ地層の堆積年代を表しているものと判断される.

地質構造

トレンチ底面付近にトレンチ壁面全幅にわたって分布する8層(腐植質シルト層)は ほぼ水平であり、その上面に断層の存在を推定させるような分布高度の不連続はない. また、7層~5層には、斜交層理やチャンネルなどの堆積構造が認められるが、断層変 位を想定させるような地層の変位・変形は認められない.

(4)トレンチ壁面の解釈

トレンチ最下部には、東、西両壁面とも、壁面全幅にわたって8層がほぼ水平に分布 しており、断層の存在を推定させるような地層の落差は認められない.また、それを覆 う7~5層中には、斜交層理やチャンネルなどの堆積構造は認められるが、断層構造や 変形構造は確認できない.これらのことから、8層(23,420 ± 100 yBP)堆積以降、 少なくともトレンチ掘削調査範囲内に断層は出現しなかったと判断される.

(5)層序・地質構造・変位地形の検討

高部トレンチでは、本流性後背湿地堆積物(腐植質シルト層)とそれを覆う支流性扇 状地堆積物が確認された.本流性後背湿地堆積物中の腐植質シルト層の年代は約24,000 yBP であり、高部地区周辺の沖積面下には広く最終氷期堆積物の堆積面が深度 4m 程度 に分布している可能性がある(第7図).深部では、これらの地層の下に韮崎岩屑流の 安山岩質凝灰角礫岩が分布し、上面が見かけ上北に 22°傾斜している.この傾斜は、調 査地点背後の丘陵斜面の傾斜角とほぼ同じであり、斜面が沖積面下に連続して埋没して いるものと推定される(第5図,第7図).このため韮崎岩屑流に大きな変位を与える 断層は、調査地点のさらに前面(北側)に分布する可能性が高いと推定される.あるい は、H17TB-4のボーリングコア中に観察された地層の変形が断層の存在を示唆するのか もしれない.ただし、これらのことは断層崖基部(丘陵斜面と沖積低地面との地形境界 付近)における断層の存在を否定するものではない.

(3)大塚地区(トレンチ調査)

(1)調査地周辺の地形・地質

大塚地区には,丘陵の基部から 60~190m 北側に丘陵の延びの方向とほぼ平行して, 北東-南西方向に延びるバルジ状の小丘が分布している(第1図,第9図).この小丘 は幅 20~60m で断続的に延長 1.2km にわたって続いている(第9図).このバルジ状の 小丘は,鞍部状の地形で示される低標高部により4つの高まりに分かれ,それぞれの高 まりの規模は東から、長さ190m・高さ3m (バルジA)、長さ380m・高さ13m (バルジB)、 長さ110m・高さ4m (バルジC)、長さ290m・高さ12m (バルジD)である(このうち、 バルジ状地形A-Cは、人工改変により現在消失している). 既存研究では、このバルジ の北縁に沿って南側上がりの活断層が推定・図示されている(例えば、澤、1981;活断 層研究会、1991;下川ほか、1995;今泉ほか、1998;中田・今泉、2002). しかしなが ら、バルジ北縁部に沿っては、低断層崖などの断層の正確な位置を示す地形は認められ ない. これは、現在みられるバルジ北側斜面の基部が笛吹川の侵食により本来の断層崖 から後退している可能性が高いためと考えられる. また、バルジ北縁に沿っては現在、 コンクリート製用水路が敷設されており、トレンチ掘削調査を行うのは困難であると判 断された(第9図).

そこで、大塚地点では現存するバルジ地形(バルジD)の南斜面基部において、バルジの成長に関連した変形イベントを確認することを目的としてトレンチ掘削調査を実施した(第9図,第10図,写真6).

(2) トレンチ壁面にみられる地質

トレンチ壁面の層序

大塚地区トレンチでは,耕作土,斜面堆積物,湿地性堆積物,本流性または支流性の 河道堆積物および本流性の後背湿地性の腐植質シルト層が確認された(第11図,第12 図,写真7,写真8).トレンチ壁面でみられる地質を,地層の連続性,地層上面の削剥 の有無,地質構造に差があるか否か,堆積環境の相違,層相の相違などから,第11図, 第12図および表6に示すように上位から1層~9層に区分した.

5 層および3 層には火山灰層が挟まれている. そのうち,5 層中の火山灰層は厚さ3 ~8 cmの層状であり,表7 に示すように火山灰の鉱物学的特徴から姶良 Tn (24-25 ky BP; 26-29ka,町田・新井,2003) に対比される. 一方の3 層中に認められた火山灰は,厚さ1~2cmで長さ10cm程度のレンズ状を呈す. この火山灰の鉱物学的特徴と確実に対比される広域火山灰は報告されていない (表8).

9 層~5 層および 3 層中に含まれる腐植質シルトまたは木の実などの植物片を採取し, ¹⁴C 年代測定を実施した. その結果を表 9 に示す. 第 11 図, 第 12 図のスケッチ中には, 試料を堆積物と植物片に分けて, 採取位置を異なる記号で示している(堆積物を口, 植 物片を〇で示す). 3 層から得られた腐植質シルトは,下位から上位に向かって, 16,480 ± 70 yBP~9,140 ± 40 yBP の ¹⁴C 年代を示す. 5 層は,始良 Tn 火山灰の純層を挟むた め, 25,000 yBP 前後の年代が予想されたが,腐植質シルトから得られた ¹⁴C 年代は, 20,590 ± 100y BP~15,450 ± 90 yBP と若い年代を示す. この原因としては,壁面に 多数発達するクラックに沿って新しい炭素が取り込まれたことによると推定される. 6

層 (22,750 ± 190 yBP, 21,710 ± 180 yBP), 8 層 (26,320 ± 300 yBP, 25,600 ± 280 yBP), および 9 層 (27,730 ± 280 yBP~26,600 ± 290 yBP) からも姶良 Tn 火山灰層 との層位関係から予想される年代より若い値が得られた.この原因も 5 層と同様である と考えられる.

一方,7層から採取された植物片および腐植質シルトは,(1)いずれも27,210 ± 330 $yBP\sim26,060 \pm 180 \ yBP$ とまとまった¹⁴C年代値を示すこと,(2)年代測定に供した植物 片は,密集して分布し摩耗していない針葉樹の球果(恐らく落下後速やかに堆積したもの)であること,から判断すると,7層の¹⁴C年代は,ほぼ地層の堆積年代を表している ものと判断される.

1層,2層,および4層からは年代に関する情報は得られなかった.

壁面にみられる地質構造

本トレンチには北,東,および西の各壁面において,バルジの成長と調和的な断層運動に伴うと考えられる地質構造である(1)傾斜不整合,(2)正断層群,(3)層厚の変化,(4)地層の変形・傾斜,さらに(5)地震動に関連した地質構造の可能性がある砂脈・礫脈が確認された(第11図,第12図,写真7,写真8).以下,これらの構造の特徴について,変形を受けた地層とそれを覆う地層を関連づけて記載する.

[傾斜不整合]

西壁面において、グリッド番号5(W5)以北のトレンチ最下部に分布する9層および 8層はW4付近で南東に41°傾斜している.この南東傾斜の特徴は、調査地点のバルジの 形状と調和的である.この8層を7層がより緩い傾斜をもって覆っており、また、7層 には南に厚い層厚の変化が認められることから、8層と7層との関係は傾斜不整合と判 断される.

[正断層群]

西壁面のW3~W4において、9層~7層中に長さ0.3~1.2mの正断層が複数条認められる.この正断層群は走向が北北東-南南西で南東に60~80°傾斜し、最大20cm 程度南 東側が落下している.この断層の北側上がりの特徴は、調査地点のバルジの形状と調和 的である.正断層は7層下部~中部までは追跡できるが、7層上部では不明瞭となり、 6層には確実に達していない.正断層のセンスと調和するように、W4において7層上面 には南落ちの崖が形成されている.

[層厚の変化]

上述のとおり,7層は8層にアバットしており南に層厚を増している.また,6層は 西壁面の W4 付近で,正断層群により変位を受けた7層上面の落差の一部を解消するよ うにくさび形の断面形状を呈している. [地層の変形(腐植質シルト層等の傾斜)]

西壁面 W3~W6 および北壁面において,9層~3層は20°程度南東に傾斜している.こ の傾斜は,北壁面では9層~7層中で層内すべりにより一部低角になっているほかは, ほぼ一様であり,通常の堆積層の傾斜角より有意に大きい.この傾斜した地層をバルジ からの斜面堆積物である2層が傾斜不整合で覆う.

[砂脈・礫脈]

東,西,北のいずれの壁面とも、9 層~4 層を貫いて砂脈・礫脈やクラックが断続的 に認められる.一方、3 層にはこのような砂脈・礫脈・クラックは発達しない. 北壁面 には、液状化相を呈する断面形状がきのこ状の礫脈・砂脈(第12 図のα層)が分布する. また、西壁面の北寄りにおいて9 層~6 層を貫く礫脈が発達している. この礫脈に沿っ て 6 層が落ち込んでいるが、5 層基底部には礫脈の影響による変形は認められない.

(3)地質現象の解釈

上記の地質構造による変形を受けた地層とそれを覆う地層との関係から,不確かなものも含めて本トレンチからは、4回もしくは5回のイベントが認定された(第11図, 第12図).ここでは、新しいイベントから順に認定根拠を示す.また、壁面内に見られる地質現象をまとめて、表10に示す.

イベント1:9層~3層に地層のバルジの成長と調和的な南東への傾動が認められ、それを2層が覆うことから、3層堆積後2層堆積前のバルジの成長が確実である.

イベント2:(1) 北および西壁面において,9層~4層を貫いて発達する砂脈・礫脈・ クラックが3層には認められないこと,(2) 北壁面上段において,6層~4層に上には 凸の変形が認められるのに対して,3層はこの変形を埋めるように堆積していること, さらに(3) 西壁面において,3層が緩やかに北に立ち上がる4層を傾斜不整合で覆う こと,の3点から,主として4層堆積後3層堆積前の古地震イベントの可能性が推定さ れる.礫脈・砂脈およびクラックの密度が,北側のバルジに向かって増える傾向が見ら れることから,バルジの形成に関連したイベントの可能性が考えられるが,これに関連 する断層は壁面において確認されない.

イベント3(イベント3'):(1) 西壁面のW3~W4付近において7層中にバルジの成長 に調和的な南東落ちの正断層群や地層の撓みが発達し,それと調和するように7層上面 に南落ちの低崖が形成されていること,(2)6層が正断層群により変位を受けた7層上 面の落差の一部を解消するように堆積し,7層上面の折れ曲がり部でくさび状の断面形 状を呈していること,(3) このくさび状の形状を呈する部分より北側の6層中には,直 径1cm程度の細礫が多く含まれるのに対して,くさび部分より南側は細礫を殆ど含まな い成層構造の明瞭な腐植質シルトであること,の3点から,7層堆積後(6層堆積中)

に北側上がりの崖(南向き斜面)を形成するイベント(イベント3)が発生し,その崖 を埋めるように6層が堆積した可能性が示唆される.

一方,西壁面の W2 付近において強震により形成されたと推定される明瞭な礫脈が発達している.この礫脈に沿っては,6層がくさび状に落ち込んでいるが,6層上面(5層基底面)には礫脈の影響による変形は認められない.このことから,礫脈を形成したイベントの時期は,6層基底部形成後5層基底部形成前(つまり,6層堆積中)となる.これは,(1)~(3)で特徴づけられる北側が相対的に隆起するイベント3の発生時期と矛盾しない.したがって,W2 付近の礫脈は,イベント3に伴い形成された可能性が推定される.

しかしながら,(i)壁面において正断層群と礫脈の形成の前後関係が確認できないこ と,(ii)いずれも引張により形成されたと考えられる正断層群と礫脈の走向・傾斜が 斜交すること,の2点から,礫脈形成がイベント3と異なるイベント(イベント3') により形成されたとも言い切れない.

したがって,ここでは7層堆積後5層堆積前に1回(イベント3)ないしは2回(イベント3とイベント3')のイベントがあった可能性がある.

イベント4:バルジの形状と調和的な南に傾動した9,8層に7層がアバットすることから,8層堆積後7層堆積前に北側が相対的に隆起するようなイベントが発生したことが確実である.

これらのイベントに関連した地層の特徴と¹⁴C年代(表 9)に基づき,イベント1は 9,180 yBPより後,イベント2は約25,000 yBP(姶良Tn火山灰降灰年代)~16,410 yBP, イベント3(とイベント3')は26,240 yBP~約25,000 yBP(姶良Tn火山灰降灰年代), イベント4は26,880 yBPより前,であると推定される(第13図).

なお,傾斜不整合の存在からイベントが認定されたイベント1およびイベント4に関 しては,不整合を特徴付ける堆積情報が欠如している期間において,何度イベントあっ たかは不明である.つまり,それらの各イベントは少なくとも1回以上であるとしかい えない.

(4)層序・地質構造・変位地形の検討

大塚トレンチ内では、本流性河道堆積物・後背湿地堆積物のシルト層・砂層・礫層、 曽根丘陵前面の湿地性ないし沼沢性のシルト層(一部腐植質)が分布していることが確 認された.これらの地層には北側隆起を示唆する変形構造が確認され、トレンチ背後の 細長いバルジ状の地形が構造的ものであることが明らかにされた.

(4) 上野地区(ボーリング調査)

(1)調査地周辺の地形・地質

上野地区は、断層帯西部に位置し、丘陵内に分散して発達する断層帯が収斂する地域 にあたる(第1図,第14図).ここでは、芦川などの北流する河川の運搬・堆積作用に より形成された扇状地性の低位段丘面群が、本断層帯に沿って撓曲変形している(今泉 ほか、1998;中田・今泉、2002;丸山・斎藤、2005)(第1図,第14図).従来の研究 では、これら低位段丘面群の区分はなされておらず、単一の地形面として図示されてい た(例えば、吉村・平川、1984;今泉ほか、1998)が、詳しく観察すると、これらは比 高数mの侵食崖により少なくとも上位からTL-1、-2、-3の3面に区分され、撓曲の比 高は低位の地形面ほど小さく、累積変位の可能性が指摘されている(丸山・斎藤、2005).

このうち,本地域で広く分布する TL-2 面は,北に緩やかに傾斜(1.5°程度)してい る、今泉ほか(1998)はこの扇状地性段丘面の北端付近に撓曲岸の存在を指摘している。 そこでは、撓曲崖は幅が最大約1.4km、崖面の傾斜が北に約6°で、扇状地面の傾斜より 5°程度急になっている. TL-2 面の撓曲崖基部付近で実施されたボーリング掘削調査 (H16MB-1)の結果,段丘面を構成する扇状地礫層中にレンズ状に挟まれる炭質物(地 表からの深度 9.1m で採取) から 9,790 ± 40 yBP(Conventional radiocarbon age) の¹⁴C 年代(誤差は 1σ)が得られている(丸山・斎藤, 2005). この面が沖積面下に埋 没しているとすると、上下変位量が少なくとも 10 m に達する撓曲変形であると考えら れ(第14図)、本地点における完新世における上下変位速度は、1 mm/vr に達する可能 性があることが指摘されている(丸山・斎藤, 2005). ただし,(1)上述したボーリン グで採取された段丘礫層中の¹⁴C年代試料が1試料しかなかったこと、(2)その試料が レンズ状であり、掘削時に混入した可能性も否定できないこと、さらに(3) 撓曲崖の 北側には笛吹川の旧氾濫源とみられる沖積低地が広がるため, 南側の TL-2 面に対応す る地層の分布が不明であることから、これらの地形面の形成時期や変形量(およびそれ から見積もられる変位速度) に関しては、さらに慎重な検討が必要であるとされている (丸山・斎藤, 2005).

本調査では, 撓曲した TL-2 面の(新期堆積物により埋積されたと考えられる)低下 側の形状を復元し, 断層の上下変位量を推定した上で, 断層の上下変位速度を見積もる ことを目的として, この撓曲崖の基部付近から低下側にかけてボーリングを5孔掘削し た(第14回, 第15回, 第16回, 写真9).

なお,調査計画段階では,TL-2 面とともにより新期のTL-3 面についても同様に群列 ボーリング調査を実施し,断層の累積変位の見積りを行う予定であったが,TL-3 面上 の撓曲部付近は現在人工改変が著しく,調査を断念した.

(2)ボーリングコアにみられる地質

第14 図に示すように, 撓曲崖の走向と直交する測線 (A-A') に沿って, 南から H17MB-1 (深度 25m), H17MB-2 (深度 15m), H17MB-3 (深度 15m), H17MB-4 (深度 15m) および H17MB-5 (深度 25m) の計 5 地点でボーリングを掘削した. その結果, 各孔とも, 耕作 土, 斜面堆積物の礫混じりシルト層または後背湿地堆積物とみられるシルト層・砂層が 認められた.また H17MB-5 には笛吹川の河道堆積物とみられる砂層および礫層が分布し ている. さらに, 各孔ともそれらの堆積物の下位に扇状地堆積物の礫層が確認された. 第15 図にボーリング柱状図を, 第16 図にボーリング柱状図に基づく A-A'測線沿いの 地形・地質断面図を示す. なお, 第15 図および第16 図には, 丸山・斎藤 (2005) によ る H16MB-1 の情報も加筆している.

今回掘削したボーリング孔からは堆積物の堆積年代を示す炭質物や考古遺物が数点採 取された(表 11).

H17MB-1 孔の深度 24.1m において扇状地堆積物中に挟在する腐植質シルトの¹⁴C 年代 値 (Conventional radiocarbon age) として 10,830 ± 50 yBP (誤差は 1 σ)の年代が 得られた.これは,丸山・斎藤 (2005)により報告された,H16MB-1の扇状地堆積物中 の深度 9.1m から採取された炭質物の¹⁴C 年代 (9,790 ± 40 yBP) とほぼ対応している. 一方,H17MB-4 孔の深度 12.2m および H17MB-5 孔の深度 21.0m において扇状地砂礫層中 に挟在する砂層中に分布する腐植質シルトから,それぞれ,20,320 ± 130 yBP 28,170 ± 310 yBP の¹⁴C 年代が得られた.一方,H17MB2 孔の深度 2.65m 付近の扇状地堆積物か ら採取された腐植質シルトの¹⁴C 年代として 5,240 ± 40 yBP が得られた.この年代値 に関しては,採取位置が扇状地堆積物上端付近であり,クラックなどの隙間を通して, 上位の層準からの新しい炭素の混入の可能性が否定できない.そのため,この年代値は 扇状地堆積物の堆積年代を示していない可能性が高いと判断した.

以上のことから,調査地域の TL-2 面を構成する扇状地堆積物は,少なくとも約28,000 yBP には堆積しはじめ,約10,000 年前より後で約5,000 年前より前には段丘化したものと考えられる.

H17MB-4 孔の深度 4.34~4.98m にはやや淘汰の悪い腐植質の礫混じりシルト層が分布 しており、その礫混じりシルト層から土器片が 3 点出土した.表 12 および写真 10 に示 すように、いずれも径 2~3cm、厚さ 0.5cm 程度で摩耗が少なく、山梨県埋蔵文化財セ ンターの村石眞澄氏の鑑定によれば、時代は弥生後期~古墳前期であり、Po-1 は古墳 前期、Po-3 は弥生後期とのことである.

(3) 推定される地下地質構造

ボーリング調査の結果によると、上野地区では厚さ 20m 以上の扇状地堆積物が分布している.また、H17MB-3 より北方では、この扇状地堆積物を覆って本流成のシルト・砂・

礫が堆積している(第15図,第16図).

H17MB-4の扇状地堆積物の直上には,層厚0.7mの腐植質の礫混じりシルトが分布し, 径2~3cmの弥生後期~古墳前期の土器破片を含んでいる.平成16年度に産業技術総合 研究所活断層研究センターによりH16MB-1付近で掘削したピットでも,扇状地堆積物直 上の礫混じり腐植質シルト(深度1.0~1.5m)に弥生後期~古墳前期の土器破片が散在 しているのが確認されている.このことは,扇状地面上には弥生後期以前~古墳前期の 生活面が広く分布し,一部は侵食から免れているものと推定される.

扇状地堆積物上面の形状は,第16回に示すように,撓曲地形と調和的な高度不連続 を示す. すなわち,沖積低地下のH17MB-4~H17MB-2間において約1°の緩やかな北傾斜 を伴う扇状地堆積物の上面は,撓曲地形の基部付近にあたるH17MB-2~H16MB-1間にお いて約6°に傾斜を増す(第16回).この扇状地堆積物上面の傾斜は,上述した撓曲区 間の地形面の傾斜と調和している.また,H17MB-4~H17MB-2間における約1°の傾斜は, 撓曲区間以南のTL-2面の傾斜(約1.5°)とも調和的である.このことから,本来一連 であった扇状地堆積物が南側上がりの撓曲変形を受けたことを強く示唆する.撓曲部に おける扇状地堆積物上面の落差は約13mである.

この撓曲の基部からさらに 150m 以上北方の H17MB-4~H17MB-2 間において扇状地堆積 物上面の傾斜が再び約 5.5°に増し,扇状地堆積物の出現深度に落差が認められる.し かしながら,この落差が侵食作用によるものか,構造的なのものかは明らかではない. H16MB-1 以南では,地層の不連続といった変形の有無を判断するための資料に乏しく, 今回のボーリング調査からでは,断層の存在を強く示唆するあるいは否定するような地 質情報は得られなかった.

(4) 層序・地質構造・変位地形の検討

上野地区では、沖積面下に扇状地面が広く埋没しているのが確認された.この扇状地 面の高度分布から、今泉ほか(1998)が指摘している位置に曽根丘陵断層帯が分布して いる可能性が高いと考えられる.

第14図,第16図に示すように、地形学的に撓曲崖と認定される区間において、扇状地 堆積物上面(扇状地面)の出現深度に不連続が認められ、その落差は約13mであること が得られた.扇状地堆積物の¹⁴C年代から、本地区において撓曲崖の形成を伴うイベント が完新世に生じた可能性が高いと考えられる.

3,まとめ

3.1 断層帯の位置及び形態

(1)断層帯を構成する断層

曽根丘陵断層帯は、甲府盆地と曽根丘陵の境界(丘陵前縁)および丘陵内部を北東-南西~東北東-西南西走向で並走する複数の断層から構成される(例えば、澤、1981; 活断層研究会、1991;下川ほか、1995;今泉ほか、1999;中田・今泉、2002).低断層 崖,撓曲崖や、地形面および丘陵構成層の逆傾斜やバルジ状変形で特徴付けられる本断 層帯の全長は、活断層研究会(1991)によると15kmとされている.最近、丸山・斎藤 (2005)は、曽根丘陵断層帯の北東延長部にあたる笛吹市甲斐国分寺付近において、約 13,000 yBP 以降に形成された扇状地面に断層崖である可能性のある南側上がりの低崖 の存在を指摘している.曽根丘陵断層帯が、甲斐国分寺付近まで延びているとすれば、 同断層の長さ(東端;笛吹市甲斐国分寺と西端;市川三郷町市川大門の距離)は約20km である(第1図).

一方, 1.でも記載したように中田・今泉(2002)によると,本断層帯は曽根丘陵以 東の区間では不明瞭ながら断続的に塩山市東方まで追跡され,それらを足し合わせた長 さは40km以上になる可能性がある. 吉岡ほか(2005)は,「全国主要活断層活動確率地 図」において,本断層の長さとして41kmを採用している.本研究では,断層帯の東方延 長部に関して調査を行っていないため,断層帯が笛吹市甲斐国分寺からさらに北東に延 長するのかどうか検討することができない.

(2)断層面の位置・形状

曽根丘陵断層帯は,幅約2kmにわたって複数の断層が並走し,撓曲崖,バルジ地形や 逆向き低崖が発達する.このような変位地形の特徴から,地下浅部での分岐が推定され る. 丘陵前縁に沿って延びる主断層は北落ちの断層崖および撓曲崖で特徴付けられる ことから,主断層は,澤(1981)や活断層研究会(1991)が指摘しているように南傾斜 の逆断層と推定される.

曽根丘陵断層帯と笛吹川が近接して並走しているため、笛吹川による侵食や埋積により甲府盆地と曽根丘陵との地形境界をなす主断層の位置を特定するには至らなかった.

(3) 変位の向き

曽根丘陵断層帯に沿っては、(1)大塚地区でみられるバルジ地形が断層運動に関連し て形成されたことが確認されたこと、(2)上野地区の扇状地面上で逆断層の地表表現で ある撓曲崖地形が存在すること(今泉ほか、1998;丸山・斎藤、2005)、(3)上曽根地 区周辺で丘陵を構成する地層とそれを覆う段丘堆積物のバルジ状の変形構造が報告さ れていること(例えば、Nishimiya、1973;平川、1982)などから、本断層帯は澤(1981) や活断層研究会(1991)が指摘しているように,主として南東側隆起の逆断層であると 推定される.

3.2 断層帯の過去の活動

(1)平均变位速度

上野地区における群列ボーリングに基づく地下地質断面から得られた扇状地堆積物上面の落差(約13m)を曽根丘陵断層帯の活動による上下変位量であるとすると,その上下変位量と扇状地面の形成年代(9,790 ± 40 yBP:20万番年較正年代11,230-11,160 calyBP:丸山・斎藤,2005)から求められる本断層帯の平均変位速度の上下成分は約1.1m/千年以上となる(第16図).ただし,本地点では,扇状地堆積物上面(扇状地面)以外に断層の変位量を推定する変位基準がないため,扇状地面の落差の見積りの妥当性や断層による変位の累積性が検討できない.

(2)活動時期

大塚トレンチで確認されたバルジの成長に伴うと推定される地層の変形から、少なく とも4回ないしは5回以上のイベントが認定され、活動時期は新しいものから、9,180 yBP(暦年で10,390 calyBP)より後(イベント1),約25,000 yBP(姶良 Tn 火山灰降 灰年代)~16,410 yBP(イベント2),26,240 yBP~約25,000 yBP(イベント3 (ある いはイベント3とイベント3')),26,880 yBPより前(イベント4)と推定される(第 13 図).

ただし、このトレンチで観察された変形は、南側隆起の主断層に伴うものではなく、 主断層の隆起側(上盤側)の副次的な変形であると考えられるため、これらのイベント が、本断層帯の活動すべてを記録しているとは言い切れず、したがって、本トレンチか らは最新活動時期が約 10,000 年前以後であることしか言えない.

(3)1回の変位量

今回のトレンチ掘削調査およびボーリング掘削調査からは,主断層沿いの1回変位量 に関する資料は得られなかった.

(4)活動間隔

大塚トレンチでバルジの成長に調和的な複数回の断層活動が推定されたが,具体的な 再来間隔は求められていない.

(5)活動区間

具体的なデータは得られていない.

(調査担当 丸山 正)

文 献

- 平川一臣, 1982, 山梨県の地形に関する資料(III) ー曽根丘陵のテクトニック・バル ジー. 山梨大学教育学部研究報告, **33**, 93-101.
- Ikeda, Y., 1983, Thrust-front migration and its mechanism: evolution of intraplate thrust fault systems. Bull. Dept. Geogr., Univ. Tokyo, 15, 125-159.
- 今泉俊文・澤 祥・東郷正美・池田安隆, 1998, 1:25,000 都市圏活断層図「甲府」. 国土地理院技術資料, D. 1-No. 355.

活断層研究会, 1991, 新編 日本の活断層-分布図と資料.東京大学出版会, 437 pp. 隈元 崇・池田安隆, 1993,南部フォッサマグナ、甲府盆地の低角逆断層の地下構造と

ネットスリップ, 地震2, **46**, 245-258.

- 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,360 pp.
- 丸山 正・斉藤 勝,2005,甲府盆地南縁,曽根丘陵断層帯の完新世の活動に関連する 変位地形.活断層・古地震研究報告,5,69-76.
- 三村弘二・河内晋平・藤本丑雄・種市瑞穂・日向忠彦・市川重徳・小泉光昭, 1982, 自 然残留磁気からみた韮崎岩屑流と流れ山. 地質学雑誌, 88, 653-663.
- 中田 高・今泉俊文, 2002, 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会, 60 pp (+2 DVD-ROM+付図1葉).
- Nishimiya, K., 1973, Studies on the geochronology of the Sone group in the Sone hills, Higashiyatsushiro district of Yamanashi Prefecture. 山梨大学教育学 部研究報告, 24, 64-68.
- 澤 祥, 1981, 甲府盆地西縁・南縁の活断層. 地理学評論, 54, 473-492.
- Stuiver, M. et al., INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration, 24,000-0 cal BP. Radiocarbon, 40, 1041-1083.
- 下川浩一・水野清秀・井村隆介・奥村晃史・杉山雄一・山崎晴雄, 1995, 糸魚川-静岡 構造線活断層系ストリップマップ.構造図 11, 地質調査所.
- 八ヶ岳団体研究グループ,1988,八ヶ岳の中部更新統.地団研専報,34,53-89.
- 吉村 稔・平川一臣, 1984, 地形分類図, 土地分類基本調査「甲府」5 万分の 1, 山梨 県.
- 吉岡敏和・粟田泰夫・下川浩一・杉山雄一・伏島祐一郎,2005,全国主要活断層活動確 率地図.構造図14.産業技術総合研究所.

図表

- 表1 曽根丘陵断層帯のまとめ
- 表2 上曽根トレンチにみられる地質
- 表3 上曽根トレンチにおける¹⁴C年代測定結果
- 表4 高部トレンチ壁面にみられる地質
- 表5 高部トレンチにおける¹⁴C年代測定結果
- 表6 大塚地区トレンチ壁面にみられる地質
- 表7 大塚トレンチ5層中の火山灰分析結果
- 表8 大塚トレンチ3層中の火山灰分析結果
- 表9 大塚トレンチにおける¹⁴C年代測定結果
- 表10 大塚トレンチ内に認められる地質構造の概要
- 表11 上野地区ボーリングにおける¹⁴C年代測定結果
- 表12 出土遺物一覧表
- 第1図 調查地点位置図

曽根丘陵断層帯の断層トレースは、今泉・他(1998)および丸山・斎藤(2005)に基 づく.断層トレースを示す赤線のうち、太実線は、完新世の活動の可能性を示唆する 地形的特徴が認められる区間を示す.糸魚川-静岡構造線活断層系の断層トレース (紫線)は、中田・今泉(2002)に基づく.なお、御勅使川以北の糸魚川-静岡構造 線活断層系のトレースは示していないことに注意. 第2図 上曽根トレンチ掘削調査地点周辺の地形概要

基図は中道町役場発行 1/2,500 地形図を使用.赤線は今泉・他(1998)による活断層線. 橙線は扇状地面上にみられる比高 0.5-2m 程度の北向きの撓曲状の低崖を示す.

第3図 上曽根トレンチ掘削調査地点の詳細位置図

第4図 上曽根トレンチ東壁面のスケッチ

グリッド間隔は 1m. 詳細は本文参照.

第5図 高部地区において実施したトレンチ掘削調査および群列ボーリング調査地点周 辺の地形概要

基図は旧豊富村役場発行 1/2,500 地形図を使用.赤線は今泉・他(1998)による活断 層線. 橙線は扇状地面上にみられる比高 0.5-1m 程度の北向きの撓曲状の低崖を示す.

- 第6図 高部地区において実施したトレンチ掘削調査とボーリング調査地点の詳細位置 図
- 第7図 群列ボーリング、トレンチ掘削調査に基づく高部地区の地質断面
 - (上)調査地点周辺の地形図(基図は旧豊富村役場発行 1/2,500都市計画基本図を使
 - 用). (下) 地質断面.
- 第8図 高部トレンチ西壁面のスケッチ

グリッド間隔は 1m. 詳細は本文参照.

第9図 大塚地区周辺の地形概要

(等高線は,旧三珠町役場発行 1/2,500 都市計画図を使用.等高線間隔は 2m) 丘陵斜面に平行して A~D のバルジ状のふくらみ地形が形成されている.バルジ地形 の前縁に南側上がりの断層が推定されている.これらのバルジのうち,バルジ A,バ ルジ B,バルジ C は人工改変により消失している.トレンチ掘削調査は,バルジ D の 南斜面基部において,バルジの成長に関連した変形イベントの認定を目的として実施 した.

第10図 大塚トレンチ掘削調査地点の詳細位置図

- 第11図 大塚トレンチ西壁面のスケッチ グリッド間隔は1m. 詳細は本文参照.
- 第12図 大塚トレンチ北壁面のスケッチ

グリッド間隔は 1m. 詳細は本文参照.

- 第13 図 大塚地区におけるトレンチ掘削調査から推定されるイベント発生時期 各試料の年代値の誤差は1o. 試料番号は,第11 図,第12 図と対応している. 黒枠 で示された範囲にイベントが推定される. ただし,イベント1 および4 については, その間に複数回のイベントがあった可能性は否定できない. 橙色で示した3 層および 7 層,7 層の年代値は,年代と層序に矛盾がなく,地層の堆積年代を示している可能 性が高いと判断される.一方,ピンク色で示した5 層,6 層,8 層および9 層の年代 値は,上下の地層の年代と比べて明らかに若い.これは,クラックなどに沿って新し い炭素が取り込まれたことによると考えられる.したがって,イベントの時期に関し て,5 層,6 層,8 層および9 層の年代値は採用しない.各イベント認定の根拠は本文 に示す.
- 第14図 上野地区周辺の変動地形(丸山・斎藤, 2005を改変) ボーリング掘削調査地点を青の□で示す.これらのデータを A-A'測線に投影したものを第16図に示す.
- 第15図 上野地区におけるボーリング掘削調査の各ボーリング柱状図 H16MB-1は丸山・斎藤(2005)を引用.
- 第 16 図 測線 A-A'沿いの地形・地質断面図 測線の位置は第 14 図を,ボーリングの詳細は第 15 図にそれぞれ示す.
- 写真1 上曽根地区のトレンチ掘削調査地点を南西に向かって撮影
- トレンチは,扇状地面上に発達する比高 1m 程度の北向きの撓曲状の崖を横切って掘 削した(紫の破線で示す).写真奥の畑と林の境界の北向きの崖は,丘陵と低地との 地形境界をなす断層崖を一部盛土して急傾斜にしている.

写真2 上曽根トレンチ西壁面写真

写真3 高部地区のトレンチ掘削調査地点を西に向かって撮影

トレンチは、北に緩やかに傾斜する扇状地面状の地形面上に発達する比高<1mの北向 きの撓曲状の崖を横切って掘削した(紫の破線で示す). 写真左手前から右奥に連な る赤の点線で示した丘陵と低地との地形境界をなす断層の前進に関連して形成され た変動崖の可能性があると判断し、ボーリング掘削調査およびトレンチ掘削調査を実 施した.

写真 4 H17MB-4 孔深度 27.5m~28.2m 区間に認められる地層の変形 腐植質シルトと砂礫層が 60°~70°傾斜しており,腐植質シルト中には多数の剪断面が 発達している.

写真5 上曽根トレンチ西壁面写真

写真6 大塚地区におけるトレンチ掘削調査地点の地形概要

(上)調査地点を南側の丘陵斜面から撮影.東北東-西南西走向に延びるバルジ地形 の北側に南側上がりの活断層が推定される(破線で示す).(下)トレンチ掘削調査地 点付近を南から撮影.トレンチは,現存する唯一のバルジ地形(バルジD)の南斜面 期部において,バルジの成長に関連した地層の変形を確認することを目的として実施 した.掘削範囲を紫破線で示す.

写真7 大塚トレンチ西壁面写真

写真8 大塚トレンチ北壁面写真

写真 10 上野地区のボーリングコア(H17MB-4)から出土した遺物

表1 曽根丘陵断層帯のまとめ.

	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	曽根丘陵断層群(澤, 1981;平川, 1982)	中田·今泉(2002), 丸山·斎藤(2005)
(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) 	東端 : 北緯35°38′,東経138°42′ 西端 : 北緯35°33′,東経138°30′	
長さ	約20km以上	吉岡ほか(2005)では約41km
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	0km	
一般走向	N60°E	
傾斜	南傾斜(角度は不明)	断層露頭および変位地形による.
幅	不明	
(3)断層のずれの向きと種類	南側隆起の逆断層	地形から推定
 2. 断層の過去の活動		
(1)平均的なずれの速度	約1.1m/千年以上	上野地区における群列ボーリングから
		推定
(2)過去の活動時期 	活動1(最新活動) 約10000年前以後	大塚トレンチでの調査結果による.
	それ以前にも約28000年前以後,複数回	
	の活動	
(3)1回のずれの量と平均活動間隔		
1回のすれの重 	个明	
平均活動間隔	不明	
(4) 過去の沽動区間 	具体的ナータは得られていない	

表2 上曽根トレンチにみられる地質.

	地区夕	國相	層厚	(m)	分布深度(m)
	地)冒力	/自 1日	東壁	西壁	分布標高(m)
1層	耕作土	砂質シルト	0.2	0.2	—
2層	人工撹乱層	砂・シルト・空き缶・ビニル・ガラス瓶.	0~0.7	0~0.7	—
3層		砂質シルト.厚さ0.25 mの礫層を挟む.礫層の礫 はφ1~30 cm,亜角~角で弱風化している.礫種 は安山岩が多く,凝灰岩,石英斑岩,閃緑岩,泥 岩を含む.4層との関係は整合的である.	$_{0.4}^{0.4} \sim_{0.7}^{-}$	$0.5 \sim 0.9$	0.2
		暗褐灰色の礫混じり砂質シルト. 基質はやや腐植 質で,礫は¢1~5 cm, 亜角~角のおおむね新鮮~ やや風化した安山岩が主体をなす. 最上部は層厚 0.2~0.3 mの腐植質砂質シルト(4a層, 旧表土)がほ ぼトレンチ全幅にわたって分布している. この4a 層は礫を含有しており,礫はおおむね新鮮な亜円 ~角の安山岩が主体をなす. また,東壁の南壁近	$0.7 \sim 0.9$	$\begin{array}{c} 0.6 \ \sim \\ 0.8 \end{array}$	0.7
4)曽	扇状地堆積物	傍には、北方でせん滅する厚さ0.2 mの礫層(4b層) を含んでいる.この4b層の礫は、φ1~5 cmで、亜 角~角の弱風化した安山岩が主体をなし、閃緑 岩、石英斑岩を含む.5層との層位関係は整合的で ある.			262.4
		黄灰~黄褐色の礫混じり砂質シルト.全体に植物 根の生痕が散在する.最上部は層厚0.1~0.3 mの腐 植質砂質シルト(5a層,旧表土).下部には層厚0.1 ~0.2 mの礫層を挟む.この礫層の礫は、φ2~5 cm,亜角のやや新鮮~弱風化した安山岩が主体を	$\frac{0.8}{1.1}$ ~	$\frac{1.0}{1.2} \sim$	1.4
3周		なし、 内縁着, 石英斑着, 確灰着を含む. 基負は シルト質砂である. また, 東壁の南壁近傍には北 方でせん滅する0.2 m程度のシルト層を2層挟む. 6 層との境界は生物的な攪乱が認められるが整合的 である.			261.8
		上部の腐植質シルト(6a層,層厚0.4~0.5 m)と下部 のやや腐植質の礫混じりシルト(6b層,層厚0.4 m以 上)に分かれる.6b層の礫は φ1~3 cm, 亜角~角	>0.8	>0.8	2.4
6層		でおおむね新鮮〜弱風化した閃緑岩が主体をなし 安山岩,石英斑岩を含む.			260.7

表3 上曽根トレンチにおける¹⁴C年代測定結果.

Lab. No	試料番号	層準	種類	方法	Measured age $(y BP, \pm 1\sigma)$	δ ¹³ C (‰)	Conventional age (y BP, $\pm 1\sigma$)	暦年較正年代* (cal. y BP, ±2σ)
Beta-212416	SGE8-1	6	腐植質シルト	AMS	11,080 \pm 40	-24.2	11,090 \pm 40	13180-12900
Beta-212417	SGE8-2	6	腐植質シルト	AMS	$10,440 \pm 40$	-23.9	10,460 \pm 40	12820-11980

* Stuiver et al. (1998)のデータベースに基づく.

表4 高部トレンチ壁面にみられる地質.

		rt ta	層厚	(m)	分布深度 (m)
	地層名	/曽 作日	東壁	西壁	分布標高 (m)
1層	耕作土	砂質シルト	_	0.2~0.4	0
		暗褐灰色の腐植質シルト層.礫層を挟	0~0.2	0.2~0.5	0.4
2/8		3. 明褐〜褐色のシルト質砂質礫層.礫はφ	$0 \sim 1.0$	$0 \sim 0.2$	250.6 0 5
3層		2~3 cmで亜角~亜円の安山岩礫が主体 をなす. 礫率約60%,最大礫径10 cm,基 質はシルト質砂で締まりはよい.全体に ほぼ水平方向の礫の配列が認められる.	0 1.0	0 0.2	0.5
	主として斜面堆積物	東壁Nos.1~4で下位の4層および5層が削 剥されている.西壁で層厚が薄くなる.			250.1
		明褐〜褐色のシルト質砂質礫層,シルト 層.礫は3~5 cmで亜円〜亜角の風化し た安山岩を主体として、凝灰岩、砂岩	0~0.3	0~1.0	1.1
4/曽		泥岩を含む.下位の5層の一部が削剥されている.			249.9
		暗緑灰~暗オリーブ灰色,明褐色の粗~ 細粒砂層および砂質礫の互層からなる. 礫層の礫はφ2~3 cmで亜角~亜円の安 山岩礫が主体をた1 - 鼻土礫径け10 cm	0~1.2	0~0.9	0.9
5層		である.全体的に3~10°程度南傾斜の斜 交層理が発達する.下位の6層および7層 が削剥されている.			249.7
6		暗緑色~暗オリーブ灰色の砂質礫層. 礫 は1~2 cmで亜円~亜角のおおむね新鮮 な安山岩を主体とする. 礫率は40~ 50%,最大礫27 cm,基質は細~中粒約	0~0.8	0~1.0	1.6
0)官	支流成扇状地堆積物	である.東壁では平行層埋と3~10°傾斜 の斜交層理を示す単層が混在する.西壁 では幅0.3~1.0mのチャネル構造が発達 する.下位の7層を削剥される.			249.1
7 📼		明褐色砂質シルト層と暗緑色~暗オリー ブ灰色砂層・砂質礫層からなる.砂質礫 層の礫は ϕ 3~5cmで亜円~亜角のおおむ ね新鮮な安山岩が主体をなし,礫率50~ 60%,最大礫径10cm,基質は粗~中粒砂 である、東壁では南ないし北に3~5°程度	0.2~0.6	0.9~2.0	1.8
/ <u></u>		傾斜する斜交層理部と水平層理部が混在 する.西壁では幅0.3~3.0mのチャネル構 造が発達する.下位の8層の一部がわず かに削剥される.			249.2
		灰色~暗灰色の腐植質シルト層~粘土	>0.2	>0.4	3
8層	後背湿地堆積物	層. ほほ水平.			247.5

表5 高部トレンチにおける¹⁴C年代測定結果.

Lab. No	試料番号 層進		種類 ナ		Measured age	$8^{13}C(0(1))$	Conventional	暦年較正年代*
	政府省方	万 眉平	1里大只	714	$(y BP, \pm 1\sigma)$	0 C (%)	age (y BP, $\pm 1\sigma$)	(cal. y BP, $\pm 2\sigma$)
Beta-212414	TBW4-1	8	腐植質シルト	AMS	24,640 ± 90	-23.7	$24,\!660~\pm~90$	N.A.
Beta-212415	TBW4-2	8	腐植質シルト	AMS	$23,\!420~\pm~100$	-25.2	$23,420~\pm~100$	N.A.

* Stuiver et al. (1998)のデータベースに基づく.

表6 大塚地区トレンチ壁面にみられる地質.

地屆夕	岡相	層厚	(m)	分布深度(m)
*四/百/山		東壁	西壁	分布標高(m)
1層	表土,耕作土.褐色腐植質シルト.植物根 を多く含む.	0.1~0.2	0.2	$\frac{0}{250.0 \sim 251.7}$
	斜面堆積物. 礫混じり砂質シルトからな	0.0.06	0 0 0	0.1~0.2
2.唐	る. ト位の3層および4層の一部を削剥する.	$0.3 \sim 0.6$	$0 \sim 0.9$	250.1~251.5
3層	黒褐~暗褐色礫混じり腐植質シルト.上部 の礫を多く含む層(3a層)と下部層(3b層に分 かれる.3a層は、φlcmの亜円~亜角礫を10 ~20%程度含有し、全体に東へ20°程度傾斜 する.3b層は部分的にレンズ状淡緑灰色シ	0.1~1.0	0~0.2	0.4~0.8
	ルト層を挟み,下位の4層の一部を削剥す る.また,3b層は,厚さ1~2cm,長さ10cm 程度の断面形状がレンズ状を呈する火山灰 層を含む.			249.6~250.8
4層	淡緑灰〜明褐灰色の砂混じりシルトを主体 とする.上部(4a層)は緑灰〜褐灰色のシルト 質細粒砂を主体とし,厚さ2〜10cmのシルト 層を複数層挟む.	0.8~0.9	0.8~0.9	0.3~1.3
	下部(4b層)は,塊状の砂混じりシルトからな り,植物根の生痕を多く含む.下位の5層と は整合的である.			249.5~250.2
5層	黒褐~暗褐色腐植質シルトを主体とする. 厚さ3~8cm層状の火山灰純層(AT火山灰)を	0.2~0.4	0.3	1.2~1.7
	挟む.下位の6層とは整合的である.			248.7~249.4
6 屈	黒褐色礫混じり腐植質シルトからなる. 礫 は北壁に近いほど多く,φ0.5~1cm,亜円	0.2	$0.1 \sim 0.2$	1.7~2.0
0)音	~亜角礫を多いところで70%含む.下位の6 層とは整合的である.	0.2	0.1 -0.2	248.5~249.2
	上部は砂・シルト互層(7a層)で下部は砂質礫 層(7b層). 7a層は, 厚さ3~20cm単位で砂質	0.6	1	1.8~2.1
7層	シルト層, 腐植質シルト層, 粗粒〜中粒砂 層および細礫層が互層をなす. 走向がNS〜 N25E系高角の断裂が発達する. また, 7a層 は材や針葉樹の実たど植物片を多く含む	(E4以北)	(W5以北)	
776	7b層の礫は、 60.5~3cmで亜円~亜角の安 山岩が主体をなし、凝灰岩、石英斑岩、砂 岩、泥質岩を含む、基質は粗粒砂であり、	>0.8	>1.4	248.3~249.1
	植物方を含む. 下位の8層との関係は傾斜不 整合である	(E4以南)	(W5以南)	
8層	灰色のシルト層とその上位の細粒砂層から なる.下位の9層とは整合的であるが,本層 の最下部に軟質な粘土の薄層が分布し,こ	0.1~0.2	0.1~0.3	2.9~3.1
	の薄層をすべり面として7層および8層が層 内すべりを発生させた可能性がある.			247.3~248.2
9層	礫混じり腐植質シルト層.おおむね新鮮な φ0.5~3cmの亜角〜角礫が散在する.	>0.2	>0.4	$3.0 \sim 3.2$ 247.3 ~ 248.1

表7 大塚トレンチ5層中の火山灰分析結果.

試料名	採取層準	鉱物	含有率 (%)	屈折率	コメント
		火山ガラス	94	1.499-1.501	姶良Tn火山灰に対比
		バブルウォールタイプ	90		
TOTE-1	5層	パミスタイプ	4		
		石英・長石	5		
		岩屑・風化粒	1		

表8 大塚トレンチ3層中の火山灰分析結果.

試料名	採取層準	鉱物	含有率(%)	屈折率	コメント
		火山ガラス	9.5	1.4986-1.5084	
		低発砲	7.5		
		パミスタイプ	2		
		石英・長石	64.5		
TOTE-2	3層	緑色普通角閃石	5		
		斜方輝石	3-0		
		岩片	16.5		
		カミングトン閃石	-		
		リン灰石	-		

Lah Na	寻利查日	屋滩	括粘	七汁	Measured age	s ¹³ C (0)	Conventional	暦年較正年代*
Lab. No	സ 科宙 万	眉中	1里天只	力伝	(y BP, ±1σ)	o C (‰)	age (y BP, $\pm 1\sigma$)	(cal. y BP, $\pm 2\sigma$)
Beta-213351	POTN1-1	3	腐植質シルト	AMS	$9,130 \pm 40$	-24.5	$9,140 \pm 40$	10390-10220
Beta-215248	POTN1-2	3	腐植質シルト	AMS	$10,030~\pm~80$	-25.0	$10,030 \pm 80$	12100-11230
Beta-213352	POTN1-3	3	腐植質シルト	AMS	$14,\!460~\pm~60$	-24.9	$14,460 \pm 60$	17700-16940
Beta- 213353	POTN1-5	3	腐植質シルト	AMS	$16,\!490~\pm~70$	-25.9	$16,480 \pm 70$	20120-19180
Beta-213354	POTW7-2	5	腐植質シルト	AMS	$18,250~\pm~90$	-25.5	$18,240 \pm 90$	22220-21140
IAAA-52849	POTW7-3	5	腐植質シルト	AMS	$20{,}530~\pm~100$	-21.6	$20{,}590~{\pm}~100$	N.A.
Beta-213355	POTW7-4	5	腐植質シルト	AMS	$15,\!460~\pm~90$	-25.7	$15,\!450~{\pm}~90$	18960-17990
Beta-213356	POTW7-5	6	腐植質シルト	AMS	$21,730~\pm~180$	-26.4	$21,710~\pm~180$	N.A.
Beta-213357	POTW7-6	6	腐植質シルト	AMS	$22,770~\pm~190$	-26.0	$22,750~\pm~190$	N.A.
Beta-213358	WOTW7-1	7	材	AMS	$26{,}470~\pm~230$	-26.7	$26{,}440~{\pm}~230$	N.A.
Beta-213359	WOTW6-4	7	種子	AMS	$27,\!080~\pm~210$	-25.4	$27,070~\pm~210$	N.A.
Beta-213360	POTW4-1	7	腐植質シルト	AMS	$26{,}090~\pm~180$	-26.6	$26,060 \pm 180$	N.A.
Beta-213362	POTW4-9	7	腐植質シルト	AMS	$27,\!240~\pm~330$	-26.6	$27{,}210~{\pm}~330$	N.A.
Beta-215249	WOTW7-4	7	種子	AMS	$27,\!140~\pm~200$	-25.8	$27,130~\pm~200$	N.A.
Beta-213361	POTW4-8	8	腐植質シルト	AMS	$26{,}320~\pm~300$	-25.1	$26{,}320~{\pm}~300$	N.A.
Beta-213363	POTW4-2	8	腐植質シルト	AMS	$25{,}620~\pm~280$	-26.2	$25{,}600~{\pm}~280$	N.A.
Beta-214426	POTW4-4-1	9	材	AMS	$26{,}640~\pm~290$	-27.2	$26{,}600~{\pm}~290$	N.A.
Beta-213364	POTW4-4-2	9	腐植質シルト	AMS	$27,740~\pm~280$	-25.5	$27,730~\pm~280$	N.A.
IAAA-52848	POTW4-4-3	9	腐植質シルト	AMS	27,660 ± 150	-24.8	$27,670 \pm 150$	N.A.

表9 大塚トレンチにおける¹⁴C年代測定結果.

* Stuiver et al. (1998)のデータベースに基づく.

表 10 大塚トレンチ内に認められる地質構造の概要.

種類	状況	確認される地層	推定される原因	現象の起きた層準
傾斜不整合	急傾斜する8層をより傾斜の 緩い7層が被覆する.7層の層 厚は南で0.5 m以上厚くな る.	8層/7層間	曽根丘陵断層帯の活動に伴 うバルジの成長	8層堆積後7層堆積前 (イベント4)
正断層群・ 層厚の変化	バルジの成長に調和的な正断 層が7層中に発達する.この 正断層は6層には達しない. 正断層群の上方で6層の層厚 が7層の落差を解消するよう に変化する.	9層~7層	曽根丘陵断層帯の活動に伴 うバルジの成長	7層堆積後(6層堆積以 中) (イベント3)
砂脈·礫脈	 1) 液状化現象の一部とみられる砂脈・礫脈が存在する. 2) 6層が礫脈にそって落ち込んでいるが、5層基底面には変形が認められない 	9層~4層 9層~6層	地震動	主として4層堆積後3層 堆積前 (イベント2) 6層堆積中 (イベント3 もしくはイベント3')
地層の傾斜	6層~3層が,ほぼ一様に東に 20°程度傾斜する.	9層~3層	曽根丘陵断層帯の活動に伴 うバルジの成長	3層堆積後2層堆積前 (イベント1)

表 11 上野地区ボーリングにおける ¹⁴C 年代測定結果.

Lah No	封制坐台	插粗	卡注	Measured age	s^{13} C (0()	Conventional	暦年較正年代*
Lab. NO	叫作首方	但大規	714	(y BP, ±1σ)	0 C (‰)	age (y BP, $\pm 1\sigma$)	(cal. y BP, $\pm 2\sigma$)
Beta-213349	H17MB1-24.10	腐植質シルト	AMS	$10,\!820~\pm~50$	-24.5	$10,830~\pm~~50$	13010-12650
Beta-213350	H17MB2-02.65	腐植質シルト	AMS	$5,420 \pm 40$	-25.3	$5,240 \pm 40$	6290-6170
Beta-214424	H17MB4-12.20	腐植質シルト	AMS	$20,340~\pm~130$	-26.3	$20,320~\pm~130$	N.A.
Beta-214425	H17MB5-21.00	腐植質シルト	AMS	$28,130~\pm~310$	-22.3	$28,\!170~{\pm}~310$	N.A.

* Stuiver et al. (1998)のデータベースに基づく.

表 12 出土遺物一覧表.

試料番号	採取位置		大きさ(cm)				
	孔名	深度 (m)	径	厚さ	種類	時代※1	備考
Po-1	H17MB-4	4.63	3.3× 2.8	0.4	土器	古墳前期	摩耗少ない
Po-2	H17MB-4	4.86	2.4 imes 1.3	0.5	土器	弥生後期~ 古墳前期	摩耗少ない
Po-3	H17MB-4	4.70	2.4 imes 1.6	0.6	土器	弥生後期	わずかに摩 耗

※1:山梨県埋蔵文化財センター村石眞澄氏の鑑定による.



第1図 調査地点位置図.曽根丘陵断層帯の断層トレースは、今泉・他(1998)および丸山・斎藤(2005)に基づく.断層トレースを示す赤線のうち, 太実線は, 完新世の活動の可能性を示唆する地形的特徴が認められる区間を示す.糸魚川-静岡構造線活断層系の断層トレース(紫線)は, 中田・今泉(2002) に基づく. なお, 御勅使川以北の糸魚川-静岡構造線活断層系のトレースは示していないことに注意.



第2図 上曽根トレンチ掘削調査地点周辺の地形概要.基図は中道町役場発行 1/2,500 地形図を使用.赤線は今泉・他(1998)による活断層線. 橙線は扇状地面上にみられる比高 0.5-2m 程度の北向きの撓曲状の低崖を示す.



第3図 上曽根トレンチ掘削調査地点の詳細位置図.



第4図 上曽根トレンチ東壁面のスケッチ、グリッド間隔は1m.詳細は本文参照.



第5図 高部地区において実施したトレンチ掘削調査および群列ボーリング調査地点周辺の地形概要.基図は旧豊 富村役場発行1/2,500地形図を使用.赤線は今泉・他(1998)による活断層線. 橙線は扇状地面上にみられる比高 0.5~1m 程度の北向きの撓曲状の低崖を示す.



第6図 高部地区において実施したトレンチ掘削調査とボーリング調査地点の詳細位置図.





(上)調査地点周辺の地形図(基図は旧豊富村役場発行 1/2,500 都市計画 第 7 図 群列ボーリング,トレンチ掘削調査に基づく高部地区の地質断面. 基本図を使用).(下)地質断面.







第9図 大塚地区周辺の地形概要.(等高線は,旧三珠町役場発行 1/2,500 都市計画図を使用.等高線間隔は 2m). 丘陵斜面に平行して A~Dのバルジ状のふくらみ地形が形成されている.バルジ地形の前縁に南側上がり の断層が推定されている.これらのバルジのうち,バルジ A,バルジ B,バルジ C は人工改変により消失している. トレンチ掘削調査は,バルジ D の南斜面基部において,バルジの成長に関連した変形イベントの認定を目的とし て実施した.



第10図 大塚トレンチ掘削調査地点の詳細位置図.



第11図 大塚トレンチ西壁面のスケッチ.グリッド間隔は1m.詳細は本文参照





第12図 大塚トレンチ北壁面のスケッチ.グリッド間隔は1m.詳細は本文参照.



第13図 大塚地区におけるトレンチ掘削調査から推定されるイベント発生時期. 各試料の年代値の誤差 は10. 試料番号は,第11図,第12図と対応している. 黒枠で示された範囲にイベントが推定される. ただし、イベント1および4については、その間に複数回のイベントがあった可能性は否定できない. 橙 色で示した3層および7層,7層の年代値は、年代と層序に矛盾がなく、地層の堆積年代を示している可 能性が高いと判断される. 一方、ピンク色で示した5層、6層、8層および9層の年代値は、上下の地層 の年代と比べて明らかに若い. これは、クラックなどに沿って新しい炭素が取り込まれたことによると考 えられる. したがって、イベントの時期に関して、5層、6層、8層および9層の年代値は採用しない. 各イベント認定の根拠は本文に示す.



第 14 図 上野地区周辺の変動地形(丸山・斎藤, 2005 を改変). ボーリング掘削調査地点を青の口で示す. これらのデー タを A-A' 測線に投影したものを第 16 図に示す.



第15図 上野地区におけるボーリング掘削調査の各ボーリング柱状図. H16MB-1 は丸山・斎藤(2005)を引用.



第16図 測線 A-A'沿いの地形・地質断面図.測線の位置は第14図を,ボーリングの詳細は第15図にそれぞれ示す.



写真1 上曽根地区のトレンチ掘削調査地点を南西に向かって撮影.トレンチは,扇状地面上に発達する比高1m程度の北向きの撓曲状の崖を横切って掘削した(紫の破線で示す).写真奥の畑と林の境界の北向きの崖は,丘陵と低地との地形境界をなす断層崖を一部盛土して急傾斜にしている.





写真2 上曽根トレンチ西壁面写真.



写真3 高部地区のトレンチ掘削調査地点を西に向かって撮影.トレンチは,北に緩やかに傾斜する扇状地面状の地形 面上に発達する比高 <1m の北向きの撓曲状の崖を横切って掘削した(紫の破線で示す).写真左手前から右奥に連なる 赤の点線で示した丘陵と低地との地形境界をなす断層の前進に関連して形成された変動崖の可能性があると判断し, ボーリング掘削調査およびトレンチ掘削調査を実施した.



写真 4 H17MB-4 孔深度 27.5m ~ 28.2m 区間に認められる地層の変形. 腐植質シルトと砂礫層が 60° ~ 70°傾斜しており, 腐植質シルト中には多数の剪断面が発達している.



写真5 上曽根トレンチ西壁面写真.

光



写真6 大塚地区におけるトレンチ掘削調査地点の地形概要.(上)調査地点を南側の丘陵斜面から撮影.東北東-西南西 走向に延びるバルジ地形の北側に南側上がりの活断層が推定される(破線で示す).(下)トレンチ掘削調査地点付近を南 から撮影.トレンチは,現存する唯一のバルジ地形(バルジD)の南斜面期部において,バルジの成長に関連した地層の 変形を確認することを目的として実施した.掘削範囲を紫破線で示す.



写真7 大塚トレンチ西壁面写真.

光



写真8 大塚トレンチ北壁面写真.



写真9 上野地区におけるボーリング調査測線周辺の撓曲崖を北側から撮影. 芦川およびそれに平行する河川が形成した扇状地性の段丘面が撓曲変形している. 沖積低地との比高は約10m.



写真 10 上野地区のボーリングコア(H17MB-4)から出土した遺物.