

§ 1 調査概要

(1) 調査件名

平成12年度 地震関係基礎調査交付金

高山・大原断層帯に関する調査

(2) 調査の目的

本調査は、高山・大原断層帯の活動性及び活動履歴を明らかにし、長期的な地震発生の可能性についての評価を行い、地震予知および防災上の基礎資料を作成し、地域防災体制の万全を計ることを目的とした。

平成12年度は、「平成10年度 高山・大原断層帯に関する調査」、「平成11年度 高山・大原断層帯に関する調査」の結果に基づいて、高山・大原断層帯の中でも活動度が高いと指摘された牧ヶ洞断層および江名子断層について重点的な調査を行った。

牧ヶ洞断層については、断層の位置・性状、平均変位速度・単位変位量についての新知見を得ることを目的とした地形判読（精密）、精密測量、踏査（精査）などの調査と、断層の平均変位速度・最終活動時期・単位変位量および地震再来間隔についての新知見を得ることを目的としたトレンチ調査およびボーリング調査とを組み合わせ実施し、断層の活動性の把握に努めた。

また、江名子断層については、断層の位置・性状、平均変位速度についての新知見を得ることを目的とした地形判読（精密）、踏査（精査）などの調査を実施し、断層の活動性の把握に努めた。

以上の調査結果に基づき、高山・大原断層帯の活動性について評価する。また、長期的な地震発生の可能性について評価を行い、地震防災対策上に必要な基礎資料とする。

(3) 調査場所

牧ヶ洞断層：岐阜県大野郡清見村大倉滝地内

江名子断層：岐阜県高山市滝町地区

(4) 実施期間

平成12年10月23日～平成13年3月24日

(5) 岐阜県地域活断層調査委員会の構成

岐阜県地域活断層調査委員会の構成は、表1-1のとおりである。

(6) 調査担当

計画機関

岐阜県総務部消防防災課防災係 山田昇治

調査機関

株式会社 シマダ技術コンサルタント

表1-1 岐阜県地域活断層調査委員会

氏 名	所 属	備 考
金折裕司	山口大学理学部化学・地球科学教授	委員長
川上紳一	岐阜大学教育学部地学教室助教授	
杉戸真太	岐阜大学工学部土木工学科教授	
杉山雄一	通産省工業技術院地質調査所地震地質部活断層研究室長	
東郷正美	法政大学社会学部教授	
古本宗充	金沢大学理学部地学科教授	
宮腰勝義	(財)電力中央研究所我孫子研究所地質地盤部上席研究員	
八島 厚	岐阜大学工学部土木工学科教授	

(7) 牧ヶ洞断層の調査結果概要

(7-1) 調査結果の要約

本年度の調査結果を各調査ごとに述べる。

①空中写真判読結果

地形面の要素としては大きく4区分できた。即ち、山地、土石流段丘、沖積錐 (Ac)、谷底平野 (Vd) である。この内、山地は山地 (Mt) と緩傾斜面の山地 (mt) に、土石流段丘は高位 (TdH) と低位 (TdL) に区分できた。

調査地域内の山間小盆地には、滝ヶ洞山へと続く山地の南東斜面から分離した基盤岩からなる小丘状の高まり (山地) が北東-南西方向に4箇所点在する。小丘状の山地は南西側のものほど高く、規模も概ね大きい。背後の山地が全般に南東に傾斜しているのに対して、小丘状の山地の尾根線の方法は南北方向に近く、斜交している。C 沢、E 沢の出口の正面に位置する小丘状の山地は、閉塞丘となっている。

本来の山地と小丘状の山地との間は風隙となっており、明瞭なりニアメントを形成している。

高位の土石流段丘は、山間小盆地を埋積している堆積物の主体となる層で、牧ヶ洞断層より下流側の A' 沢、B' 沢と、C-C' 沢、D-D' 沢、E-E' 沢、F 沢、G 沢で広く沢を埋積している。F' 沢では、大倉滝上流の河川沿いに段丘面を形成している。

高位の土石流段丘面は、牧ヶ洞断層通過地点で断ち切られており、下流側が上昇しているため、C-C' 沢、D-D' 沢、E-E' 沢、F-F' 沢では逆向きの低断層崖が形成されている。逆向きの低断層崖は C-C' 沢で 30m、D-D' 沢で 25m、E-E' 沢で 25m、F-F' 沢で途中で途切れるものの 55m、F' 沢より約 95m 上流側では 16m 認められた。低断層崖の山側には谷底堆積物がトラップされて谷底平野が形成されていたり、低位の土石流段丘が発達している。

チャネルの右横ずれ屈曲は、D-D' 沢では逆向きの低断層崖の延長上で 15~20m 程度、逆向きの低断層崖にそって F-F' 沢では最大 28m、F' 沢より 95m 上流側では最大約 9m であった。E-E' 沢の右横ずれ屈曲は空中写真判読では読みとれないくらい小さい。

また、沢の中の高位の土石流段丘の分布から、沢自体の屈曲が推定された。B 沢から A' 沢に、C 沢から B' 沢に、D 沢から C' 沢につながる可能性がある。これらの場合の牧ヶ洞断層による沢の右横ずれ変位量は、それぞれ約 90m、約 100m、約 100~120m である。

しかし、牧ヶ洞断層による変位地形が認められるのは F-F' 沢までで、G' 沢より北東側では、断層変位地形は認められない。牧ヶ洞断層は、大倉滝上流にあたる河川の谷底平野の中をとおり、山間盆地北東端の風隙へ抜けていると推定される。

②精密測量結果

精密測量の対象地域は、牧ヶ洞断層による断層変位地形がほぼ連続的に認められる区間とさ

れていたが、精密測量の結果、明瞭な断層変位地形が認められる区間と、断層変位地形が認められない区間とに分かれることが明らかになった。大局的には連続する1本にみえる逆向きの低断層崖であるが、小チャネルの屈曲を詳細にみると屈曲点が3系統に分離でき、雁行した3本の逆向きの低断層崖で構成されていた。

南西側の逆向きの低断層崖は約28m連続し、チャネルの右横ずれ屈曲は最小約12m、最大約26mである。約7m北側に離れて雁行する中央の逆向きの低断層崖は約22m連続し、右横ずれ屈曲は最小約2.5～3mである。北東側の逆向きの低断層崖は約20m連続し、チャネルの右横ずれ屈曲は最小約4m、最大約8mである。

南西側の逆向きの低断層崖と北東側の逆向きの低断層崖は、ともに高位の土石流段丘面を変位させている断層崖である。低位の土石流段丘面上を流下してきた小チャネルは、全てこの低断層崖にぶつかって南西方向に屈曲している。低断層崖の比高は10～80cmまで変化するが、断面図上からは、逆向きの低断層崖の比高には、牧ヶ洞断層の上下変位成分だけでなくチャネルによる下刻量が大きく関与していると考えられた。中央の逆向きの低断層崖は、低位の土石流段丘面上での断層崖である。最小の右横ずれ屈曲は約2.5～3mで、断面図上における低断層崖の比高は約25cmであった。

平成11年度のトレンチ調査地点は、工事による盛土のため不明な点が多いが、高位の土石流段丘面上を浅く下刻するチャネルの右横ずれ屈曲は、少なくとも4m以上である。上下成分については、少なくとも断層の南東側が高位の土石流段丘による微高地になっていたことは間違いない。

平成12年度のトレンチ調査地点を流れるチャネルより北東側には、断層変位地形は認められなかった。

③踏査（精査）結果

＜牧ヶ洞断層沿いの変位地形＞

牧ヶ洞断層のリニアメント沿いの断層変位地形について変位地形ごとにまとめる。

尾根線の屈曲は、もっとも南西端の尾根で確認できた。尾根線の右横ずれ屈曲量は約3.5～4mで、尾根線の傾斜変換点と一致しており、南東側は緩傾斜となっていた。

逆向きの低断層崖が確認できたのはC-C' 沢、D-D' 沢、E-E' 沢、F-F' 沢であった。F-F' 沢では、南側と北側の2条の低断層崖が確認でき、さらにF' 沢流出口より上流へ約95mの地点でも低断層崖が認められた。各沢で認められた逆向きの低断層崖の長さはそれぞれ、20m、25m、11m、約28m、約22m、約16mであった。逆向きの低断層崖の上流側は、トラップされた谷底堆積物が狭い湿原状の谷底平野を形成していた。

チャネルの右横ずれ屈曲が認められたのはD-D' 沢、E-E' 沢、F-F' 沢であった。各沢で認められた右横ずれ屈曲量はそれぞれ、D-D' 沢の右岸側チャネルで約11m、左岸側チャネル

で少なくとも5m, チャネル全体では約15m, E-E' 沢の小チャネルで2.5~3m, F-F' 沢の小チャネルでは最小で約12m, 最大で約26m, F' 沢流出口より上流へ約95mの小チャネルでは最小で約4m, 最大で約9mであった。したがって, 高位の土石流段丘面を切る低断層崖に沿うチャネルの右横ずれ屈曲量は, 最小で約4m, 最大で約26mである。また, 低位の土石流段丘面を切る低断層崖に沿う小チャネルの右横ずれ屈曲は, F-F' 沢の北側の低断層崖沿いで最小約2.5~3mである。チャネルの最小右横ずれ屈曲量の2.5~3mはきわめて新鮮な変位地形といえる。

また, 北西側山地と牧ヶ洞断層によって分離した小丘状の山地との間は風隙となっていた。風隙の両側(あるいは片側)には湧水地点が並び, 小チャネルが流出しており, 水苔の繁茂する湿原状になっていた。

<牧ヶ洞断層周辺の地形>

B-B' 沢では, 牧ヶ洞断層の通過地点付近は低位の土石流段丘面の傾斜の変換点となっている。遷急点より上流側は非常に緩い傾斜で, 小チャネルが網状流を形成していた。

C-C' 沢, D-D' 沢では, チャネルが深く下刻しながら流下しているのので, 谷幅一杯に広がっている高位の土石流段丘面は完全に離水している。現チャネルと高位の土石流段丘面の比高は, それぞれ牧ヶ洞断層より上流側で100~110cm, 約250~300cm, 下流側では210~220cm, 200~170cmに達する。

<牧ヶ洞断層の断層露頭>

林道沿いの露頭では, 基盤岩である濃飛流紋岩内の断層を確認した。破碎帯の幅は全体で約7mに及び, 3本の断層が確認できた。断層面の走向傾斜は西側から順に, N74° E80° N, N68° E90° , N38° E80° S, N34° E82° Eであった。この断層の位置は, 牧ヶ洞断層のリニアメントとは一致せず, 断層面の走向傾斜も, 牧ヶ洞断層のリニアメントの延びの方向とは斜交している。平成11年度のトレンチ調査において確認した基盤岩の破碎帯と比べて破碎の程度が低い。

④トレンチ調査結果

<地層構成>

No. 1 トレンチ, No. 4 トレンチ, No. 5 トレンチ, No. 6 ピットの各壁面でみられた地層の対比を行った結果, 大きく分けて4層と基盤岩で構成されることが明らかになった。

上位から, 表土(1A層・6A層・4A層・5A-a層, 5A-b層), 主として断層の南東側の微高地側の表土の直下に分布する完新統(1B層・4B層・5B層), 腐植分を帯びた粘性土を主体とする完新統(1C層・6B層・4C層), トレンチ壁面の大部分を占める粘性土質の砂礫層主体の洪積層(1D層・6C層・4D層・5C層)である。

1A層, 5A-a層は黒ボク土のような土壌であるが, 4A層, 5A-b層は湿地の堆積物で強腐植質の柔らかい粘土である。6A層は腐植質の細砂からなる小チャネルの堆積物である。層相は多少異

なるものの、いずれも現在の地表を形成する堆積物で、年代値はModernおよび下底面付近からBP1,840±50年とBP1,890±100年の値を得た。

表土の直下に分布する完新統である1B層、4B層は離水した段丘面上における堆積物で、いずれも砂礫層である。1B-1層は腐植質であるが、1B-2層、4B層はローム質である。年代値は1B-1層でBP520±50年～680±50年であった。5B層は非常に緩い砂礫層で、氾濫原堆積物である。

1C層、6B層、4C層は離水した段丘面上における堆積物で、全般に腐植分を帯びた粘性土が優勢である。1C層は層相から3層に細分でき、年代値はBP1,650±50年～BP5,950±40年であった。4C層は、No. 4 トレンチのSW面では5つの層相からなるブロックの集合体で、成層構造をなしていないことから全体が断層帯と判断した。同NE面側は成層構造が残る部分は2層に細分できたが、断層帯の中は3つの層相からなるブロックの集合体であった。年代値はBP4,150±70年～BP5,550±60年であった。6B層もまた層相により細区分でき、中部の年代値がBP5,010±90年であった。1C層、6B層、4C層ともに断層の相対的沈下側にのみ分布しており、下位の地層とは全く異なる腐植分を帯びた粘性土主体という共通の特徴を持つ。BP6,000～5,500年程前から急に堆積し始めことが明らかになった。

トレンチ壁面の大部分を占める1D層、6C層、4D層、5C層は、基質がシルト～粘土などの粘性土質である砂・礫混じり層が主体である。上位の各層と固結度が全く異なっており、明瞭に区別できる。砂・礫の混入率、基質の層相の違いからさらに細区分でき、断層を挟んで層相が異なる。年代値は、断層の南東側ではBP11,520±180年～BP25,730±770年、断層の北西側ではBP11,480±110年～BP26,850±760年であった。

<地質構造>

No. 5 トレンチでは、SW面、NE面ともに壁面ほぼ中央部の5C層の層構造が幅数十cmの範囲で乱れており、一部の礫の長軸方向が立っていたり、礫が縦に並んでいるなど断層ゾーンを形成していた。両壁面とも明瞭な断層面は認められなかったが、断層ゾーンを境にして、5C層中の層構造が連続しない。また、SW面の5C層上部では、幅2mにわたってひび割れて礫化～ブロック化しており、その隙間に上位の5A-a層が入り込んで、混然とした状態となっていた。この範囲は地形的に断層のトレースとされる凹地部分と一致している。NE面では、断層ゾーンは5B層に覆われていた。

No. 1 トレンチのSW面(H12-1, H12-2)では、壁面ほぼ中央部で1D層中にほぼ垂直な断層が認められた。断層面に沿って礫が長軸方向を立てて並んでいるのが認められ、断層面を境にして、1D層中に認められる層相が連続しない。断層の北西側幅約1m間の1D層は、全体として変形を受けており断層帯と思われる。断層面の上部では、ほぼ垂直に変形している1C-3層とほとんど変形が認められない1D層が接している。1C-3層は断層から北西側約1mの範囲で上に開いたU字状の形状をなしていることから、堆積後に断層の活動により落ち込み、変形したのは確実で

ある。1C-2層は、層全体としてはU字型をした1C-3層の窪みを埋積しているが、一部は変形している可能性がある。1C-1層は、層全体としては1C-2層の窪みを埋積しているようにみえるが、断層と1C-1層との関係は不明である。1B-1層と1C層との境界についても結論づけることはできなかった。1A層は断層を覆ってはいるが、断層の直上付近を中心に逆三角形に厚くなっており、変位の影響を受けていないとまでは断定できなかった。一方、NE面（H11）では、断層は1D層中の層相の境界をなす明瞭な線として追えた。

No. 4 トレンチのSW面（H12-1, H12-2, H11）では、壁面ほぼ中央部で4D層中に高角度で南東に傾斜している断層が認められた。断層面に沿って長軸方向が立った礫が張り付いており、断層面を境にして4D層中の層相が連続しない。断層面の上部では、層序的に下位の4D層が断層面を挟んで上位の4C層の上に位置している。SW面の4C層は、5つの層相のブロックにより構成されていた。4C層全体の形状が逆三角形のくさび状をなすこと、4C層内部の構造はモザイク状の配置であることから、4C層全体が断層帯と判断した。

同NE面（H12-1, H12-2, H11）の壁面の中央より南東側では、壁面の下半分を基盤岩およびその破碎帯が占めている。基盤岩の破碎帯の北西端は幅約0.5mの断層粘土となっており、断層面はほぼ垂直である。また、この境界断層より約0.3m北西側の4C層と4D層の境界は、ほぼ垂直に近いぼんやりとした断層として認められた。二条の断層に挟まれた間には、4C層の一部がブロック状に分布しており、変形が認められた。4C-2層は断層に切られて北西側に分布するが、4C-1層は二条の断層を覆って分布している。4C-1層はほぼ二条の断層付近で層相が変化しており、最も厚くなる。4C-1層の全体の形状や層相の変化からみて、断層変位の影響を受けている可能性があると考ええる。

No. 6 ピットのSW面では、壁面ほぼ中央に明瞭な断層面が認められた。断層面に沿って6C層中の礫が長軸方向が立てて、縦に配列しているのが認められた。断層面を境にして6C層中に認められる層構造が連続しない。NE面では、壁面には断層面は認められなかったが、ほぼ中央に断層ゾーンが認められた。断層面を境にして6C層の上面の高さは南東側の方が約20cm高い。そのため、6B層は断層の北西側にトラップされたようになっており、6A層も断層の北西側の方が厚い。

以上の調査結果から、牧ヶ洞断層によって確実に切られている、あるいは変形を受けているといえるのは5C層、1D層および1C-3層、4D層と4C-2層、6C層までである。断層を覆っているのは5A層、5B層、1A層、4A層、4B層、6A層であるが、5A-a層、1A層は断層変位の影響を受けていないとまでは断定できなかった。

⑤ボーリング調査結果

牧ヶ洞断層の位置は、no. 2ボーリングとno. 3ボーリングの中間点付近と予想された。

基盤岩を覆う堆積物は、no. 2ボーリング付近で最も厚く4mに達しているが、その他の地点

ではおおむね2m前後であった。ボーリング調査で得られたコアの大部分は、層相からみてNo. 1 トレンチ壁面でみられた1D層に対比される。

断層の北西側のno. 2ボーリングのGL-2. 41~2. 66mの堆積物の年代値はBP18, 420±200年であった。基盤岩を覆う堆積物下底面の高低差は、断層を挟んで約1. 5~2. 5mであった。

(7-2) 牧ヶ洞断層の活動性の評価

①最終活動時期の検討

トレンチ調査の結果から、牧ヶ洞断層によって確実に切られている、あるいは変形を受けているといえるのは5C層、1D層および1C-3層、4D層と4C層（SW面）、4C-2層（NE面）、6C層までである。さらに、4C-1層に断層変位の影響を与えている可能性がきわめて高い。断層を覆っているのは5A層、5B層、1A層、4A層、4B層、6A層であるが、5A-a層、1A層は断層変位の影響を受けていないとまでは断定できなかった。

1C-3層の年代値はBP4, 920±80年~BP5, 950±40年で、4C層（SW面）はBP4, 160±70年~BP5, 290±60年で、4C-2層（NE面）はBP4, 150±70年であったので、牧ヶ洞断層の最終活動時期は、BP4, 150±70年以降である。1A層および6A層からはModernとの年代値を得たので、牧ヶ洞断層の最終活動時期の上限を得ることはできなかった。

②最終活動時期以前の活動時期の検討

1D層、6C層、4D層、5C層は基本的には、基質がシルト~粘土分の砂・礫混じり層が主体で、礫の混入率が変化するもののやや固結した地層で、堆積年代もほぼBP11, 500年前後からBP26, 000年前後という共通の層相を有する。これらの地層はほぼ15, 000年間、層相として安定しており、大倉滝上流部の滝が洞山の南東斜面に小盆地地形を形成しながら分布していたと考えられる。

そこへ突然腐植分を帯びた粘性土主体の地層（1C層、6B層、4C層など）の堆積がおおむねBP5, 500年~BP6, 000年にかけて始まったことになる。堆積の開始の時期には若干のずれが認められ、1C層、6B層、4C層は層相が微妙に異なっていることから連続した堆積の場でなかった可能性が高い。しかし、いずれも腐植分を帯びた粘性土主体であり、断層によってトラップされたように断層の北西側に分布していることから、断層の北西側に腐植質な粘性土が急に堆積されるような環境が形成されたことが伺える。

したがって、BP5, 500年~BP6, 000年より前に、断層の北西側が相対的に沈下するような牧ヶ洞断層の活動が考えられる。しかし、1D層、6C層、4D層中には、断層の最終活動と分離できる一つ前の断層活動を示唆するような断層変位の痕跡は認められなかった。そのため最終活動時期の一つ前の断層活動時期を断定することはできなかった。

③地震再来間隔について

前項②の牧ヶ洞断層の最終活動時期以前の活動時期を確定する事ができなかったため、地震再来間隔を求めることはできなかった。

④単位変位量の検討

トレンチ調査では、断層によって切られ、かつ断層の両側で連続性を確認できる地層が分布していなかったため、牧ヶ洞断層の単位変位量を求めることはできなかった。しかし、精密測量および地表踏査（精査）の結果、小チャネルの最小右横ずれ屈曲量として、E-E' 沢の高位の土石流段丘面上で2.5～3m、F-F' 沢の低位の土石流段丘面上でも約2.5～3mを得た。

一方上下方向の変位量については、F-F' 沢の低位の土石流段丘面上で約10～30cmの実測値を得た。同じ場所で断面図を作成し検討した結果、比高約25cmとなった。

これらの変位地形はきわめて微細な変位地形であることから、牧ヶ洞断層の最終活動（ただ1回）の断層変位を表している可能性が高い。したがって牧ヶ洞断層の単位変位量は、右横ずれ成分は2.5～3m、上下成分は南東側上がりの約25cmである。縦横比は1:10以上で、右横ずれ成分が卓越する。

⑤平均変位速度の検討

調査地域内の断層の内南側の2本は、高位の土石流段丘面を変位させて逆向きの低断層崖を形成している。精密測量および地表踏査（精査）の結果、この逆向きの低断層崖に沿う小チャネルの最小右横ずれ屈曲量は約4m、最大右横ずれ屈曲量は約26mであることが明らかになった。

平成11年度、平成12年度のトレンチ調査で得られた年代測定結果によれば、調査地域の山間小盆地の地形をほぼ形成している地層の堆積年代は、断層の南東側ではBP11,520±180年～BP25,700±770年、断層の北西側ではBP11,480±110年～BP26,850±760年であった。

小チャネルの最小の屈曲量約4mは、高位の土石流段丘面が面として固定されて以降（BP11,500年以降）の牧ヶ洞断層による断層変位を表しており、最大の屈曲量約26mは、高位の土石流段丘が堆積を開始して以降（BP26,000年以降）の牧ヶ洞断層による断層変位を蓄積していると考え、牧ヶ洞断層による右横ずれ成分の平均変位速度は、0.3m/1,000年から最大でも1.0m/1,000年といえる。

この逆向きの低断層崖を挟む両側の地形面は同一の面でないことから、低断層崖の比高から牧ヶ洞断層の上下成分を求めなかった。

ボーリング調査の結果、基盤岩を覆う堆積物下底面の高低差は、断層を挟んで約1.5～2.5mであった。No. 1 トレンチにおける1D層の年代値も利用すると、牧ヶ洞断層を挟んで基盤岩を

覆う堆積物の年代は、断層の北西側でBP11,560±130年～BP18,420±200年、断層の南東側でBP11,520±180年～BP20,830±320年である。これらの年代値を利用して牧ヶ洞断層の上下成分における平均変位速度を求めると、0.07～0.14m/1,000年≒0.1m/1,000年となった。

以上の結果から、牧ヶ洞断層の平均変位速度は、右横ずれ成分では0.3m/1,000年から最大でも1.0m/1,000年、上下成分では0.07～0.14m/1,000年である。したがって、牧ヶ洞断層の平均変位速度は0.3～1.0m/1,000年となり、ほぼB級の活断層といえる。

⑥想定マグニチュードについて

今年度の調査の結果、単位変位量は右横ずれ成分が2.5～3m、上下成分が約25cmであったので概ね $d = 2.5 \sim 3.0$ m程度である。したがって式1を用いて単位変位量から求めた想定マグニチュードは7.3～7.5となる。一方、平成10年度の調査結果によれば牧ヶ洞断層のうち活断層区間の延長は約18km、リニアメントも含めた総延長は約27kmとされている。地震断層の長さの替わりにこの活断層区間の長さおよび総延長を代入して式2から求めた想定マグニチュードは6.9～7.2である。

$$\log d = 0.6M - 4.0 \text{ (単位変位量 } d \text{ の単位はm)} \dots\dots\dots \text{式1}$$

$$\log l = 0.6M - 2.9 \text{ (地震断層の長さ } l \text{ の単位はkm)} \dots\dots\dots \text{式2}$$

したがって、牧ヶ洞断層による想定マグニチュードは6.9～7.5となる。

(8) 江名子断層の調査結果概要

(8-1) 調査結果の要約

本年度の調査結果を各調査ごとに述べる。

①空中写真判読結果

調査地域内の地形は、大八賀川を境にして大きく2分される。

大八賀川より東側では、標高800～900mの高原状の山地を下刻して生井川、滝川がほぼ東～西ないし東北東～西南西に向かって流出している。基盤岩を覆って丹生川火砕流堆積物や上宝火砕流堆積物が載る斜面で小規模な谷頭崩壊や崩落地形が多く発生しているのが認められる。

大八賀川から西側では、江名子断層のリニアメントより南側では、標高950～1000mの山地へと続く。大八賀川、山口谷川、江名子川などが北に向かって下刻している。リニアメントの北側では、標高670～690m程度の定高性のある丘陵地帯が広がる。大八賀川、山口谷川、江名子川がほぼ南東から北西に向かって流れており、川沿いやその支流沿いには、幅広い谷底平野や低位段丘面が広がっている。西半分の丘陵地の背面には平坦面が残っているが、東半分の丘陵は開析が進み緩傾斜の尾根が認められる程度である。

調査地域内には、地質的な江名子断層にほぼ沿うようにリニアメントが認められる。リニアメントは数本に分かれ、並走あるいは雁行している。

リニアメントA～Dは、いずれも北西側が落ち南東側が上がっている。山地と丘陵の境界に位置するリニアメントBは、江名子断層の断層崖とされてきた顕著なりニアメントである。

リニアメントE～Fでは、沢や小チャネル、尾根線に顕著な右横ずれ屈曲が認められる。ことに、リニアメントFの大八賀川よりの西側約750m間は、山地内で0次谷もしくは1次谷といった小沢の右横ずれ屈曲などの微細な変位地形が、連続的にほぼ一直線上に並ぶ。

リニアメントG～Iは、滝川の右岸の崩落地形の頭部が並んでいる位置とほぼ一致しており、いずれも南側が落ち北側が上がっている。全体として不明瞭である。

リニアメントJのみ生井川の左岸の山地斜面に位置する。微細な変位地形がほぼ一直線上に並ぶが、リニアメントの位置から見て、江名子断層の一部としては扱わない。

江名子断層が江名子礫層、上宝火砕流堆積物、山口礫層の分布に影響を与えていることから(山田他(1985))、リニアメントA～Iはいずれも中期更新世まで活動していたのは明らかである。この内、リニアメントEは後期更新世にも活動した可能性があり、確実に後期更新世まで活動していたとみられるのはリニアメントFのみである。

②地表踏査(精査)結果

塩屋町南の大八賀川右岸から生井川に流出する沢、滝川に流出する西側の沢を含む、リニアメントFの西側よりの約1700m間には美濃帯の緑色岩が分布する。調査地域周辺の典型的な美

濃帯の緑色岩は、ブロック状の塊状玄武岩とその間を充填する剪断面の発達したやや泥質の玄武岩で構成されている。ブロック状の塊状玄武岩は、小さいものでは直径数十cm、大きいものでは数mに達するものまでみられる。

リニアメントFが美濃帯の緑色岩からなる山中の斜面を横切っているところでは、0次谷もしくは1次谷といった小谷の右横ずれ屈曲が確認できた。小谷間の尾根線も右横ずれ屈曲している。斜面のリニアメント通過地点では、小谷の一部は載頭谷となっており、尾根の部分では風隙となっている。また、尾根では傾斜変換点となっており、狭い平坦面や緩傾斜面が存在していた。リニアメントが通る斜面の下部は、いずれの場所でも大量の岩屑によって埋まっていた。山中にも係わらず、微細な変位地形が残っていることから、江名子断層のごく最近の活動が想定される。

また、リニアメントF上では、基盤岩である美濃帯の破碎帯が点々と認められた。破碎帯の幅は確認できているだけで約5.5mあり、おそらくさらに幅広いものと思われる。

リニアメントFの東側300mとリニアメントGの西側半分には、リニアメントの北側には美濃帯の緑色岩およびそれを覆って凝灰岩が分布していることが判明した。また、リニアメントの南側にも別の凝灰岩が分布していることが明らかになった。リニアメントの北側の凝灰岩は斑晶を含んでおり、固結している。それに対してリニアメントより南側の凝灰岩は、多孔質で柔らかく、固結度が低い。山田他(1985)の記載を参考にして、北側の凝灰岩は丹生川火砕流堆積物、南側の凝灰岩は上宝火砕流堆積物であると判断した。調査地域の東端の部分では、リニアメントが通過する斜面の基部には厚い崖錐が堆積している。

リニアメントFおよびGは、上宝火砕流堆積物の分布範囲の北縁を限っている。また、上宝火砕流堆積物が分布する滝川の支流の右横ずれ屈曲量は、約120mと約100mである。

(8-2) 江名子断層の活動性の評価

①平均変位速度の検討

リニアメントFの東側300mとリニアメントGの西側半分の、リニアメントより南側には上宝火砕流堆積物が分布していることが明らかになった。したがって、リニアメントFおよびGは、上宝火砕流堆積物の分布範囲の北縁を限っている。また、上宝火砕流堆積物が分布する滝川の支流の右横ずれ屈曲量は、約120mと約100mである。

上宝火砕流堆積物の年代は、 0.65 ± 0.25 (K-Ar) m. y. と 0.92 ± 0.11 (F. T.) m. y. の年代値が得られている(山田他(1985))。したがって、上記の沢の右横ずれ屈曲量が、上宝火砕流堆積物の堆積後の総量と考えると、

$$S = 100 \sim 120 \text{m} / 0.65 \sim 0.92 \text{m. y.} = 0.11 \sim 0.18 \text{m} / 1000 \text{y.}$$

となる。江名子断層の横ずれ成分の平均変位速度は0.11~0.18/1000y. であるので、B級の下位の程度の活動度である。しかし、これらの値には江名子断層の上下成分が加味されていない。したがって、上下成分も組み込むと、平均変位速度は若干大きくなる可能性が高い。

②最終活動時期の検討

リニアメントFは、山中にもかかわらず微細な変位地形が残っていることから、後期更新世以降活動も継続しており、しかもごく最近も活動したと考えられる。しかし、その時期を特定することはできなかった。リニアメントG沿いには、微細な断層変位地形は認められなかったもので、最近の活動は疑問である。