

§ 1 1 江名子断層・地表踏査（精査）

（1）地表踏査（精査）の目的

平成12年度の空中写真判読の結果、江名子断層はA～Iの9本のリニアメントから構成されることが明らかになった。この内、後期更新世に活動したことが確実であるのは、大八賀川右岸のリニアメントFだけであった。

リニアメントFによって、大八賀川よりの西側約750m間では、山地内で0次谷もしくは1次谷といった小谷の右横ずれ屈曲、小谷の間の尾根線の右横ずれ屈曲、尾根線の傾斜変換点などの微細な変位地形が連続的に形成され、ほぼ一直線上に並んでいた。また、それに続く東側では、生井川や滝川へ流出する沢3本が明瞭な右横ずれ屈曲を示し、その間の尾根線も明瞭な右横ずれ屈曲を示す。山地を下刻する生井川の支流の右横ずれ屈曲量は最大約400mに達していた。尾根線上のリニアメントの通過地点は、傾斜変換点と一致し、風隙もしくは鞍部となっていた。

以上のように、リニアメントFは後期更新世以降も活動を継続しており、しかもごく最近も活動したと考えられることから、地表踏査（精査）を行えば、江名子断層の最終活動時期、平均変位速度、単位変位量等の活動性に関する新知見がさらに得られる可能性が高いと判断した。

そこで、縮尺約1/5000の地形図を用いて地表踏査（精査）を実施し、断層の位置・性状、破碎帯の有無、断層による微細な変位地形、変位量、断層周辺の微地形についての詳細な記録を残すことにした。

さらにそれらの調査結果に基づいて、「高山市滝町地区」の江名子断層の活動性（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する。

（2）地表踏査（精査）の範囲

地表踏査（精査）を実施した範囲は、大八賀川右岸の塩屋町南～高山市滝町地区にかけての3,600,000m²である（図11-1）。

高山

町方
至松本

至高山

至松本

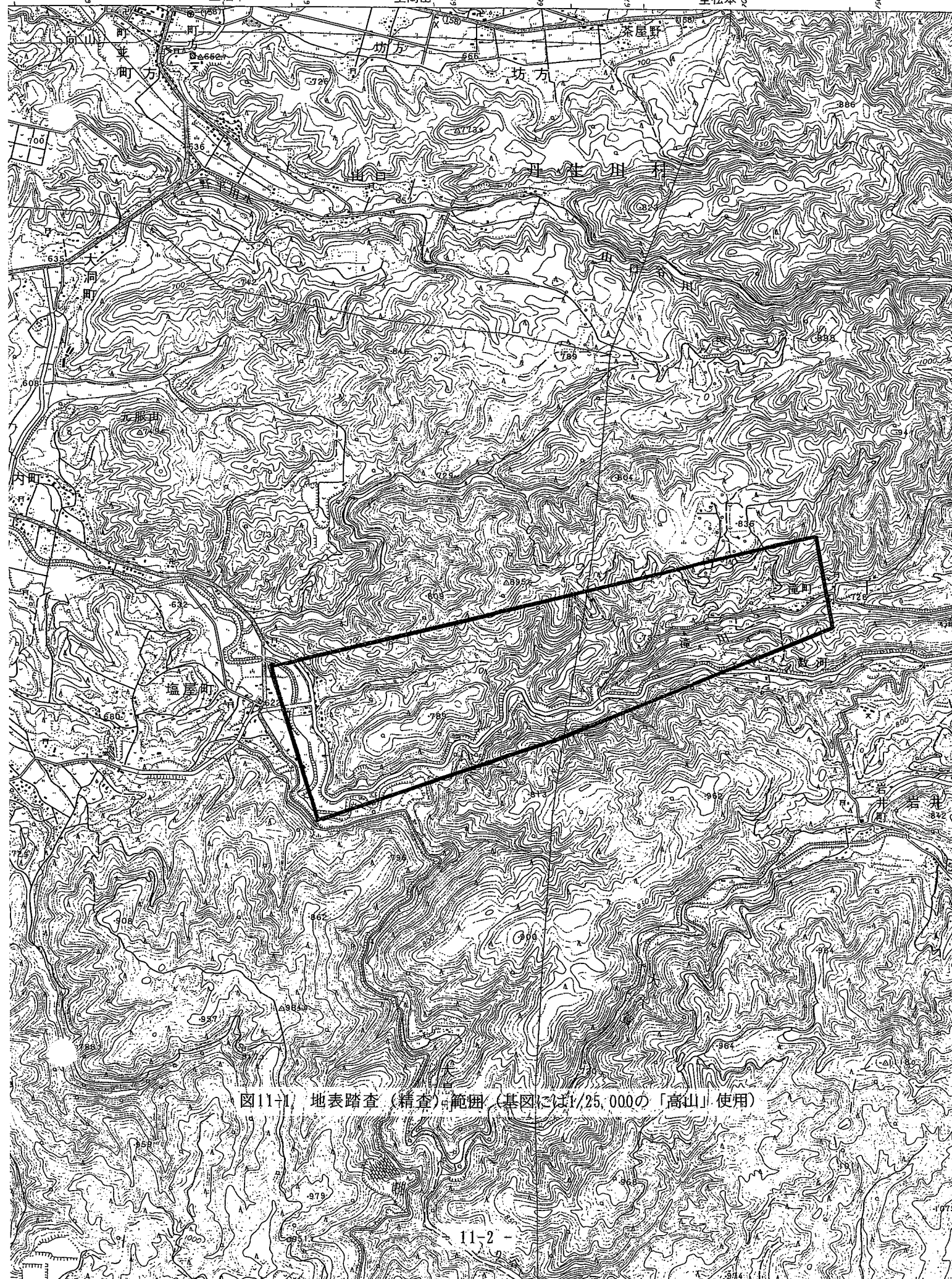


図11-1/ 地表踏査（精査）範囲（基図には1/25,000の「高山」使用）

(3) 地表踏査（精査）結果

地表踏査（精査）は、リニアメントF（§10参照）を中心にリニアメントG（§10参照）の西半分まで行った。結果は、地表踏査（精査）結果として付図5（S=1:5,000）にまとめた。

地表踏査（精査）結果を西から順に記載する。

①塩屋町南で大八賀川に右岸側から流入する、東から西へ流下する支流沿い

支流の流出口付近の約400m間は連続露頭で、美濃帯のチャートが分布する。淡緑色～灰色のチャートで層状～塊状に変化する（写真11-1）。古い断層が2本存在している。東側の断層の破碎帯は幅約1mで、走向傾斜はN34° W58° WおよびN24° W53° Wである（写真11-2）。江名子断層の方向とはほぼ直交している。

支流の流出口から400m以上奥の支流沿いには、美濃帯の緑色岩と崖錐が分布する。緑色岩は全般に泥質である。崖錐は黄土色に風化した緑色岩の岩屑を多量に混入している。特に谷の最も奥部では、北側の沢が流出した多量の岩屑のため緩斜面となっている。

②大八賀川へ流出する沢沿いのリニアメントF（西側約750m）

リニアメントFは、大八賀川右岸側から大八賀川に流入する支流に平行に、その南側の山地内を通過しており、生井川や滝川にほぼ平行に延びる。

山地内では0次谷もしくは1次谷といった小沢が右横ずれ屈曲しており、小沢間の尾根線も右横ずれ屈曲している。小沢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、尾根ではリニアメントFの通過地点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。0次谷の間に延びる短い尾根を取り巻くように右横ずれしている小沢の底では、粘土化が著しい破碎帯が認められた（写真11-3）。破碎帯幅は少なくとも5.5m以上認められ、灰色～青灰色の角礫を含む断層粘土が繰り返し重なっていた。リニアメントより下流側（北側）の小沢は、いずれも小角礫を主体とする大量の岩屑で著しく埋まっている。岩屑の一部は支流への出口で段化していた。

リニアメント沿いの断層変位地形は、西端に近づくにつれて急速に不明瞭になっており、西端付近では尾根上の傾斜変換点や鞍部は明瞭でない。また、小沢の右横ずれ屈曲もみられなくなる。

③生井川へ流出する沢沿いのリニアメントF（西側から約750～1400m間）

②から続く東側では、北から南へ向かって生井川や滝川へ流出する沢3本が明瞭な右横ずれ屈曲を示し、その間の尾根線も明瞭な右横ずれ屈曲を示す。

山地を下刻して直接生井川へ流出する東端の沢の採石場では、調査地域周辺の典型的な美濃帯の緑色岩がみられた（写真11-4）。すなわち、ブロック状の塊状玄武岩とその間を充填する

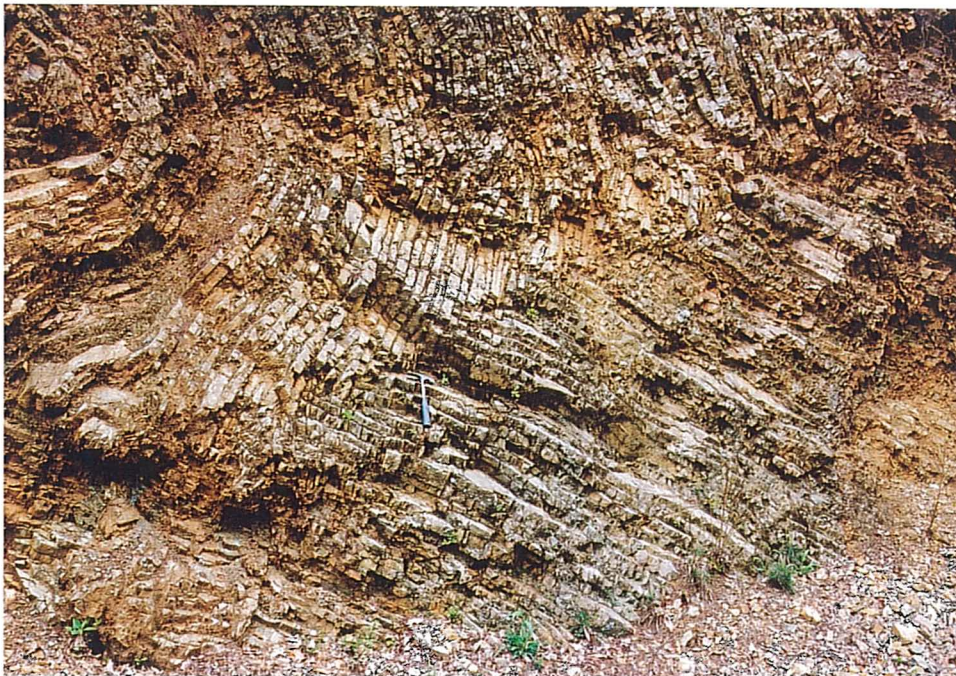


写真11-1
美濃帯の層状チャート

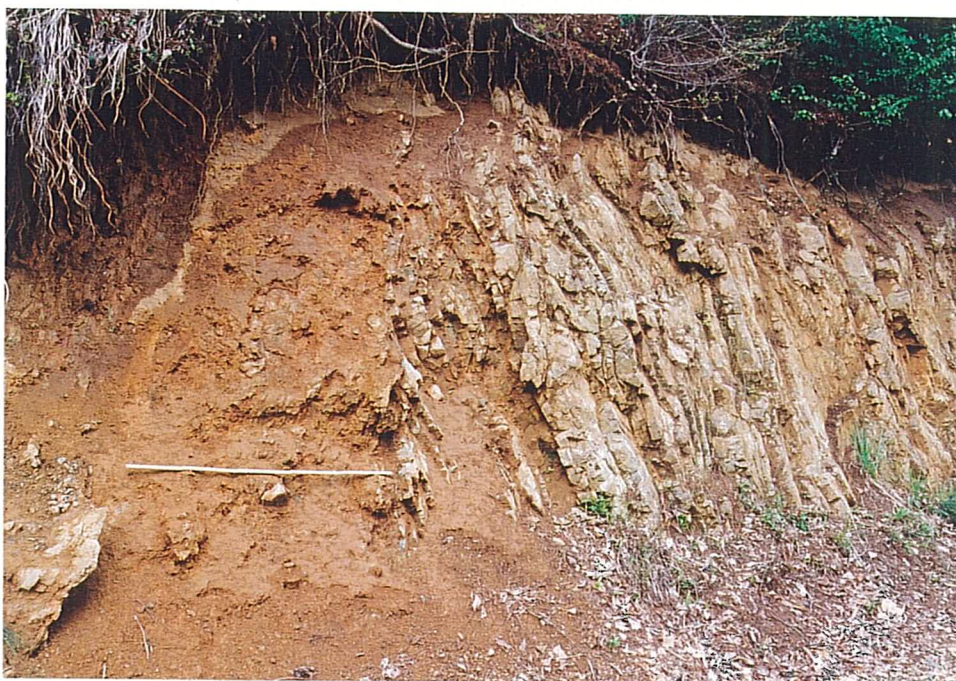


写真11-2
美濃帯の層状チャート
中にみられる小断層



写真11-3
右横ずれ屈曲している
小沢と谷底の断層破碎帯

剪断面の発達したやや泥質の玄武岩で構成されており、しばしば石英脈が発達している。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。

採石場の西端の露頭では、まさしくリニアメントFの通過位置に断層破碎帯があった（写真11-5）。破碎帯の幅は5.5m以上で全体が角礫状に破碎されている。その中に数枚の断層粘土を挟む。泥質岩起源と考えられる黒色～暗灰色の縞と緑色岩起源と考えられる青灰色～緑灰色縞が互層状となっている（写真11-6）。

リニアメントFは、沢の合流点付近の小チャンネルや短い尾根を右横ずれ屈曲させながら、東側から流出している沢へと続く。この沢では、リニアメントは谷底ではなく、左岸側の山地斜面を横切っている。山地斜面では、0次谷のような小さな沢の谷頭が右横ずれしているのが認められた（写真11-7）。リニアメントが斜面上部を横切るため、谷底へかけての斜面基部は小角礫からなる岩屑が厚く堆積している。岩屑は風化した緑色岩からなる。谷底の露頭では泥質な緑色岩がみられた。割れ目が密着している露頭もあれば割れ目が密に入り全体に角礫化している露頭もみられるが、いずれも断層粘土を持つような破碎帯ではない。

斜面を横切ったリニアメントFは、さらに東隣の沢との間の幅広い断層鞍部を通過する。鞍部はゆるやかに東に傾斜しており、リニアメントは断層鞍部の南端の南側山地との境界を通ると推定される。

④滝川へ流出する沢沿いのリニアメントF（西側から約1400～1700m間）

沢全体に小角礫からなる岩屑が厚く堆積している。岩屑は風化した緑色岩からなる。谷底の露頭では黄土色に風化した緑色岩や割れ目が密着した泥質な緑色岩および泥岩がみられる。

西側から流入してくる小チャンネルの転石の中には、風化して斑晶が白く目立つ凝灰岩の礫がしばしば認められる。山田他(1985)の記載および固結度からみて丹生川火砕流堆積物の礫と思われる。

ほぼ小チャンネル沿いを通ると考えられるリニアメントFは、さらに東隣の沢との間の幅広い断層鞍部を通過する。鞍部上はほぼ平坦面となっている。

⑤滝川へ流出する沢沿いのリニアメントF（西側から約1700～2000m間）

リニアメントFより南側の沢の左岸沿いの露頭では、凝灰岩の連続露頭がみられる。凝灰岩は灰色をしており、多孔質で柔らかく、ガラスや黒雲母が目立つ。割れ目はほとんど入っておらず、入っている割れ目も密着している。山田他(1985)の記載および固結度からみて上宝火砕流堆積物と思われる。

リニアメントより北側の露頭では、美濃帯の泥質な緑色岩がみられた。割れ目は密に入って



写真11-4
典型的な美濃帯の
緑色岩の露頭
写真中央重機の左側が
写真11-5の断層破碎帯



写真11-5
江名子断層の破碎帯



写真11-6
写真11-5の拡大写真

いるが破碎帯ではなかった。また、リニアメント通過付近の左岸側の沢は、小角礫を主体とする崖錐が厚く谷を埋めている。

以上のようにリニアメントの南側には上宝火砕流堆積物が、北側には美濃帯が分布していることから、リニアメントFである江名子断層は、上宝火砕流堆積物の分布範囲を規定していると思われる。リニアメントFによる沢の右横ずれ屈曲量は約120mである。

ほぼ小沢沿いを通ると考えられるリニアメントFは、さらに東隣の沢との間の断層鞍部を通過する。鞍部は南側山地に向かって緩やかに南に傾斜した面となっており、鞍部南端でシャープに南側山地に切り替わる。したがって、リニアメントFは断層鞍部の南端を通ると推定される。

断層鞍部北西側の林道沿いの露頭では、長石の斑晶や岩片が目立つ風化した凝灰岩が見られた。丹生川火砕流堆積物と思われる。隣接する露頭では、この凝灰岩の角礫が多量に混入する崖錐が分布していた。

⑥滝川へ流出する沢より西側のリニアメントG（西側から300m間）

山地斜面には崩落地形が並ぶようになる。

最も西側の崩落地形の冠頭部における露頭では、小断層が認められた（写真11-8）。破碎帯の幅は約65cmで、走向傾斜はN84° W86° Nであった。江名子断層の全体の方向とは低角で斜交する。断層の北側は強風下のため赤褐色の凝灰岩である。斑晶がわずかに認められたことから丹生川火砕流堆積物と考えられる。断層の南側は強風化した淡黄色の粘土状の凝灰岩である。斑晶がほとんど認められないことから上宝火砕流堆積物と考えられる。

断層露頭の南西側の露頭では、風化のため全体が角礫化した灰白色の凝灰岩が見られた。層相からみて上宝火砕流堆積物と考えられる。一方、断層露頭の北東側の露頭では、強風化して黄土色となった緑色岩が認められた（写真11-9）。

さらにその東方の露頭では、調査地域周辺の典型的な美濃帯の緑色岩がみられた。すなわち、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た。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。山田他(1985)による「滝鉱山」跡とみられる。

周囲の露頭は崖錐で、灰白色に風化した凝灰岩の角礫を多量に含む。礫径は5～80cmまで様々で淘汰が悪い（写真11-10）。巨礫は露頭上半分に密集していた。土石流の上面に浮いたようになって流れてきたと思われる。

美濃帯の緑色岩の露頭の間には灰色の塊状の凝灰岩の露頭も見られる。凝灰岩は黒雲母、ガラスが目立つ。



写真11-7

斜面をリニアメントFが横切る地点での小チャネルの谷頭の右横ずれ屈曲



写真11-8

江名子断層のリニアメント上でみられる断層
左側が強風化の丹生川火砕流堆積物
右側が強風化の上宝火砕流堆積物



写真11-9

典型的な美濃帯の緑色岩の露頭

⑦滝川へ流出する支流およびその東側（西側から300～700m間）

滝川へ流出する支流に面して露頭が並んでいる。

リニアメントGの通過地点より北側には、美濃帯のやや泥質な緑色岩の露頭と緑色岩の風化した角礫を多量に混入する崖錐の露頭がみられる。

リニアメントGの通過地点より南側で見られる露頭はすべて、灰色の凝灰岩の露頭である（写真11-11）。灰色で多孔質で柔らかく、塊状である。細粒のガラスや黒雲母が目立つ。

リニアメントGの通過地点は、北から南へと流出する滝川の支流が、ほぼ南北ないし北北東－南南西方向から時計回りに北東－南西方向に向きを変える地点に当たっている。支流の右横ずれ屈曲量は約100mである。

リニアメントGより50m南側の露頭では、灰色の凝灰岩とその上に載る崖錐堆積物を確認した。この崖錐堆積物は、リニアメントGより南側の単傾斜の斜面を形成しているものと考えられる。また、県道沿いの民家裏の露頭では、角礫が混入した厚い崖錐堆積物を確認した（写真11-12）。崖錐堆積物は基質が粘土質で角礫が多量に混入していた。



写真11-10

崖錐

上部に丹生川火砕流
堆積物の巨礫が集中
している



写真11-11

上宝火砕流堆積物の露頭



写真11-12

斜面基部で見られる崖錐
基質は粘土質

（４）地表踏査（精査）結果の総合検討

＜地表踏査（精査）結果のまとめ＞

リニアメントFを中心に地表踏査（精査）を実施した結果、以下の点が明らかになった。

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次谷といった小沢の右横ずれ屈曲が確認できた。小沢の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、小沢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。

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が沢沿いを通過しているところでは、厚い岩屑や多量の角礫を含んだ崖錐などみられるだけであった。

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。

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丹生川火砕流堆積物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。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。

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に限っている。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。

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。

＜江名子断層の活動性＞

地表踏査（精査）の結果も加えながらリニアメントに伴う変位地形からみた江名子断層の活動

性について検討する。

・平均変位速度

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。したがって、江名子断層の横ずれ成分の平均変位速度は $0.11 \sim 0.18 / 1000 \text{y.}$ である。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。

・最終活動時期

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。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ので、最近の活動は疑問である。

参考文献

山田直利・足立 守・梶田澄雄・原山 智・山崎晴雄・豊 遙秋(1985) 高山地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1図幅)、地質調査所, 111p.