

58. 跡津川断層の横ずれ変位

地震研究所 松田時彦

(昭和39年4月28日および昭和41年6月28日発表—昭和41年6月30日受理)

要旨

1. 地形的にその存在が推定されていた跡津川断層は、少なくとも庄川—神通川の分水嶺から北東へ常願寺川上流までたしかに存在する。長さ60km以上、部分的にゆるく彎曲するがほぼ直線状で、その平均走向N60°E、断層面の傾斜はほぼ垂直、断層面上の断層条線はほぼ水平である。

2. この断層線に沿って、古生代の飛騨変成岩類から第四紀の河床堆積物までの地層および隆起小起伏面や段丘面などの地形面が変位している。この断層の変位の向きは多少の垂直成分を伴った右ずれである。この断層が示す変位の水平成分は断層の主体で約3km、垂直成分は、概して北側の相対的隆起でその量は1km以下である。すなわち、この断層は右横ずれ活断層である。

3. 第四紀の地層・地形面は古い時代のものほど大きく変位しているが、それ以前に生じた岩石では、時代が古くなっても変位量はそれ以上増加しない。したがって、現在この断層が示す変位量3kmは第三紀後期以後に生じはじめたと考えられる。数万年前に生成した河岸段丘が20m以上変位しているから、最近の数万年間における平均の変位速度は1~数m/1000年位と考えられる。

4. 段丘の変位や谷の喰違い現象は、この断層が最近地質時代に数十m以下を単位とする小刻みのほゞ同方向の変位を繰返してきたことを示している。また、この断層沿いにみられる断層崖などの断層地形は大地震時に生じる地形によく似ている。これらのことから、この断層の約3000mの変位量は地震時の変位の集積と考えられる。安政5年(1857)の飛騨地震はこの断層の最近の活動の1つと思われる。

5. 断層線上での谷の屈曲・転移のむきは概して右であるが、その量はその断層線から谷頭までの距離の大きな谷ほど大きい。このことは、この断層が活発な右ずれ変位を繰返していること、谷の喰違い地形は変位のむき・量を大略反映していること、谷の古さは断層線よりも上流の部分の長さにはほゞ対応していること、を示唆している。このような谷の累進的転位現象の有無・程度は、未知の断層の活動性を知る1つの目安になるとと思われる。

まえがき

飛騨山地北部には、ほぼ北東-南西に走る顕著な断層群がある。跡津川断層はその一つである。本稿で、この断層は水平成分が卓越した、右ずれ(right-lateralあるいはclock-wise)の断層であること、およびそれが最近の地質時代に繰返し活動していることを述べる。

この断層をはじめて報告したのは村田折(1912)である。村田は、北流する高原川の流路が神岡の北方で急に直角に折れ、約4kmの間だけ東流し再び直角に北へ屈曲しているのは、ここに断層があるためである、と述べた。そして飛騨片麻岩中の石灰岩層や鉾床が

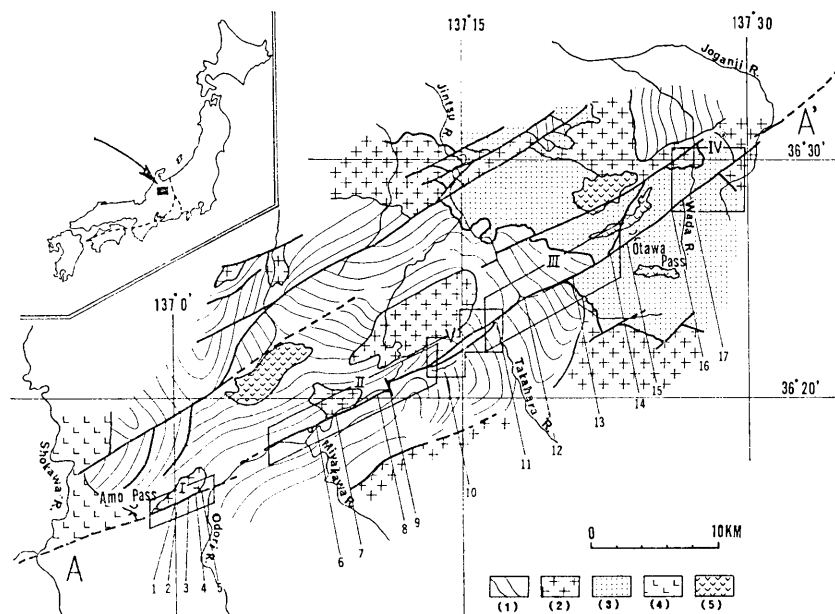


Fig. 1. Geologic map of the Atotsugawa fault area, indicating reference numbers.

A—A': Atotsugawa fault

I~IV: Areas of geologic maps shown in the text.

I. Amo area (Fig. 4), II. Miyakawa area (Fig. 6),
III. Takaharagawa area (Fig. 11), IV. Arimine area
(Fig. 15)

V: Area shown in air photograph (Fig. 12)

1~17: Reference numbers in the text.

(1)~(5): Geologic symbols

(1) Hida metamorphics (Paleozoic), (2) Granite (Paleozoic-Mesozoic), (3) Totori group (Late Mesozoic), (4) Rhyolite (Late Mesozoic-Early Tertiary), (5) Andesite (Tertiary).

この断層で切断され高原川の流路と同様に約 4 km 移動していることを指摘し、その断層を露頭において確かめた。そしてさらに、この断層の延長を地形から求め、東は常願寺川上流まで西は庄川との分水嶺天生峠付近まで達するものと予想した。

その後、辻村太郎 (1943a) は、この断層東部の地形観察から、この断層が比較的若い時代に活動したと述べた。

戦後、飛騨変成岩類や手取層群の研究にとまないこの地域の地質調査が進み、この断層が高原川以東有峰盆地北東まで、飛騨変成岩類および手取層群を切って延びていることが地質学的にたしかめられた (前田四郎・武南啓 1957, Takenami and Maeda 1959, 河合正虎・野沢保 1958)。一方、高原川以西の宮川地区の飛騨変成岩類は小林英夫 (1953, 1957)

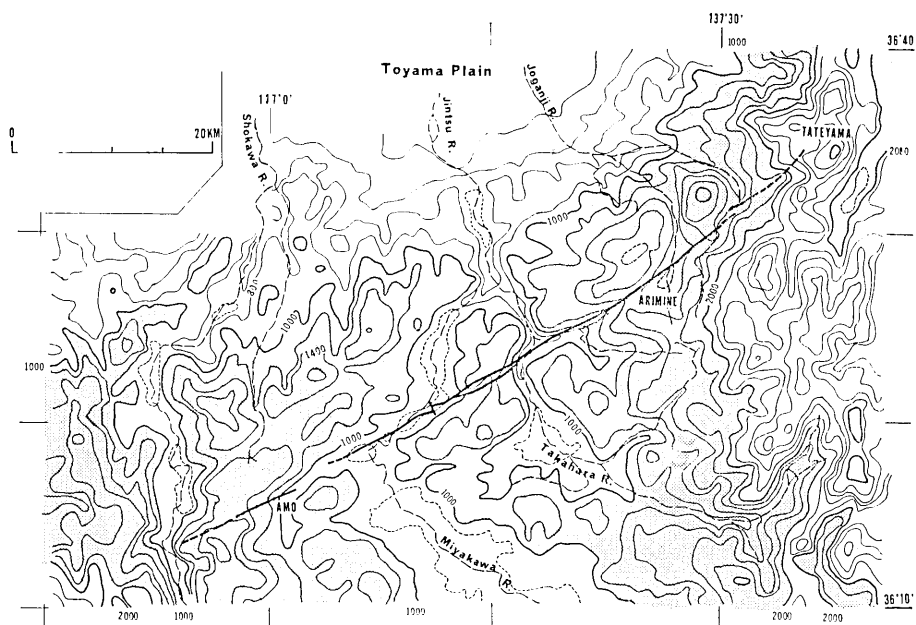


Fig. 2. Envelope configuration map of the northern Hida plateau. Thick lines indicate the Atotsugawa fault. Contour interval: 200 m. Areas between 1000 m and 2000 m in attitude are stippled.

によって調査されたが、跡津川断層は未確認のまゝであった。

跡津川断層の変位方向について村田 (1912) は南落ちの正断層と考えた。辻村 (1943b)・深井三郎 (1958 b) は有峰盆地北西縁の南斜面の地形の一部をその南落ち断層の断層崖であるとみなした。前田・武南 (1957) は高原川地区東部でこの断層を垂直断層ないし北西へ傾斜する逆断層と考え、やはり南側が相対的に落ちたとみなした。Sugimura and Matsuda (1965) は、この断層を、中部日本の横ずれ断層系の1つとして図示した。

なお、この断層は「跡津」の大断層 (村田 1912)、あるいは「跡津」断層 (前田・武南 1957) と呼ばれたが、「跡津」という地名は五万分の一地形図にないので、辻村 (1943a) や地質調査所の「東茂住」図幅にしたがって、「跡津川」断層の名を用いる。「跡津川」は高原川の支流の名であり、それに沿う部落名でもある。

この研究は 1963 年以後主に文部省の機関研究 (代表者萩原尊礼教授) の一部として行われた。この間地震研究所森本良平教授をはじめ同機関研究の方々から御援助や御討論をいただいた。これらの方々、とくに筆者がこの断層に興味をもったきっかけを与えて下さった東京大学地質学教室杉村新氏、原稿を読んで討論して下さいった地震研究所中村一明氏、地形測量をして下さった同岡田淳氏・井筒屋貞勝氏、また現地の地質について御教示下さった地質調査所野沢保氏に厚くお礼申し上げます。

概説

富山平野と、飛驒の高山市や船津町のある山間盆地との間には海拔 1000~1600 m 級の山地がある。この山地は、飛驒高原あるいは飛驒準平原と呼ばれ、起伏の小さな丘陵状地形を示す部分が多い(岡山俊雄 1930)。この山地に神通川の上流宮川と高原川が深い狭谷を刻んで北へ流れている。跡津川断層はこの山地のやゝ南寄りを南西から北東へ斜走し、それにそって顕著な断層線谷とその間の鞍部の列を発達させている。Fig. 2 は、五万分の一地形図に基づき、1 km 方眼からつくった当地域の接峰面図である。

Fig. 1. は主に従来資料(小林英夫 1962, 河合正虎・野沢保 1958, Takenami and Maeda 1959, 鈴木守 1956, 春日井昭 1960, 野沢保・坂本享 1960 など)によって跡津川断層周辺地域の地質を示したものである。跡津川断層は、主に飛驒變成岩類・花崗岩類、一部では手取層群の分布域を走る。これに沿って各所で断層面や破碎帯が露出し、これら古期岩類だけでなく第四紀の地層や地形面も切断・分離している。断層線は、庄川沿いの白川村から北東東へ、天生峠南方をこえて神通川流域に入り、小鳥川・宮川・高原川・跡津川の断層線谷を経て、大多和峠から有峰盆地に入り常願寺川流域に達す。この間約 70 km, 二又に分岐する部分や雁行する部分あるいは横断断層で転位している所があるが、概して直線状でその平均走向は $N60^{\circ}E$ である。断層面はほぼ垂直、巾数 cm~数10 cm の断層粘土帯をなし、その両側に巾 10 数 m~数 10 m の破碎帯を伴う。断層面上の条線は水平またはそれに近い。



Fig. 3. Fault-line valley of the Miyakawa River along the Atotsugawa fault viewed eastward from west of Sakagami near Ref. no. 6. The sky-line is a raised peneplain of the Hida plateau.

以下、この断層の西部から東部へ、天生地区・宮川地区・高原川地区・有峰地区の順に記す。Ref. no. の位置は Fig. 1 参照。

あもろ
天生地区

跡津川断層の西部、天生地区では断層線は庄川・神通川の分水嶺天生峠の南方にある湿原（匠屋敷）付近から東へ伸び、天生川上流カンザクレ谷を経て旧天生金山付近で金山谷に入り、さらに天生川沿いに東進して天生部落に至る。この間約 5 km、断層面の露出 (Ref. no. 1~3) および谷の噴進い (Ref. no. 5) などの地形異常がある。

天生地区には、飛騨片麻岩を貫ぬく花崗岩体があり、断層は花崗岩を破碎しつつその南限を走る (Fig. 4, 地質図参照)。すでに鈴木守 (1956 の 第 1 図) によって示唆されていたように、断層北側の、しばしばペグマタイト質で時に透輝石をふくむ黒雲母白雲母閃長岩・雲母角閃石閃長岩、および黒雲母白雲母閃緑岩と石灰岩層が天生部落付近でその南西延長を断たれ、断層をへだてた南側、約 2 km 西方の旧天生金山付近に再びあらわれる。また、そのほぼ中間に、石灰岩の孤立した小岩体が断層沿いにひきずりこまれたようにレンズ状にはさまっている。

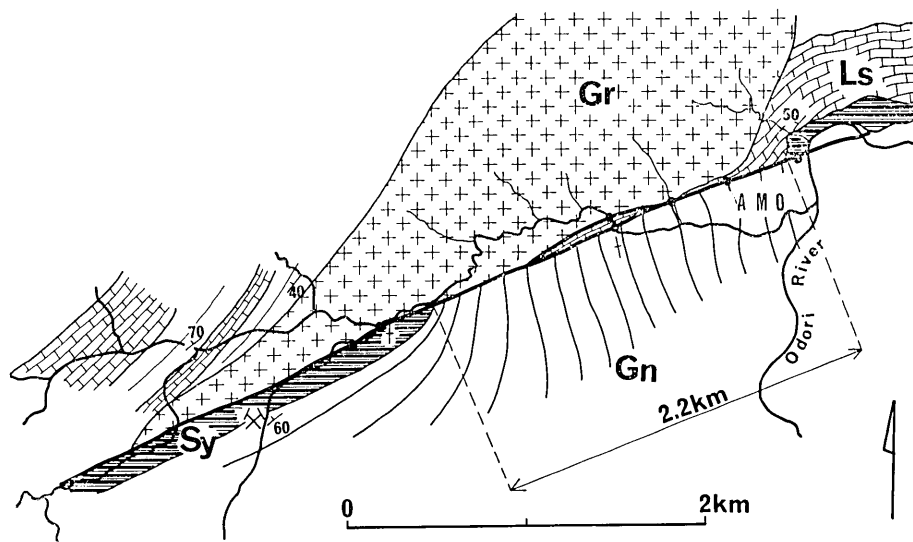


Fig. 4. Geologic map of the Amo area. The distribution of syenite-limestone complex suggests about 2km right-lateral displacement along the Atotsugawa fault.

Gn: gneiss, mainly hornblende-gneiss, Gr: granite, Ls: crystalline limestone, Sy: crystalline limestone and "syenitic rocks", including diopside-bearing mica syenite, partly pegmatitic, and biotite-muscovite diorite. All belong to the Hida metamorphics. Solid circles on the fault trace indicate localities of outcrops of fault.

Ref. no. 1 (天生金山谷下流): 天生部落西方約 3 km, かつて天生金山があった金山谷の下流, 天生川との合流から約 150 m 上流右岸, 花崗岩 (北側) と石灰岩 (南側) との境界に断層の露頭と断層崖がある. 断層面は走向 $N65^{\circ}E$ 傾斜 90° で, 粘土が発達し面上に微かにほぼ水平の条線がある. 断層面の両側は 5 m 以上の破砕帯をなし, その中に多数の平行する垂直断層が発達する. その 1 つ, 花崗岩中の断層面上の条線は 30° 東おとしてあった.

この断層露頭の直上の地表には, 断層線 (断層面と地表との交線) にそって南に面した崖地形 (長さ約 60 m, 比高約 5 m) が, 南から派出する小さな山脚を横断している. この地形はその位置やのびの方向からみて, 断層崖 (断層面に沿う変位によって生じた崖) と考えるのが最も説明し易い.

Ref. no. 2 (金山谷出合対岸, 天生川左岸): 前記の断層露頭の北東東約 150 m, 金山谷と天生川合流点左岸にも断層面が露出する. ここでは断層面は, 走向 $N85^{\circ}E$, 傾斜 90° で, その面上の条線は西 25° おとしてある. 両側の岩石は, 北側が花崗岩, 南側が閃長岩および石灰岩である. これらは Ref. no. 1 におけるような鱗状~粘土状の破砕をせず, 不規則な割れ目をもつ一見緻密な岩をなしているが, 鏡下では石英・長石が大小の結晶片にくだかれ, それが圧砕流動構造を示し (断層面より約 50 cm 付近), あるいは結晶周縁の破壊, 長石の双晶を切る変位のある割れ目, 石英の波動消光が普通にみられる.

Ref. no. 3 (天生部落西方約 0.8 km, 天生川発電所付近): 断層はさらに天生川沿いに東へ延びるが, やがて明瞭な wind gap を経て一旦天生川の南側の線状支谷 (天生川の旧流路?) に入り, 発電小屋付近で再び天生川に出てその左岸山腹に移る. この付近では断層の北側の花崗岩と南側の角閃片麻岩 (走向はほぼ南北・垂直) との間に長さ 300 m 以上のレンズ状石灰岩がはさまっている. 発電小屋付近天生川左岸の崖ではこの石灰岩は幅約 50 m で, その北縁は幅約 30 cm の破砕帯を伴う断層 (走向 $N60^{\circ}E$, 傾斜垂直) で花崗岩に接し, 南縁では平行する多くの迂り面 (走向 $N55^{\circ}E$, 傾斜垂直, 条線は水平) をふくむ幅数 m 以上の破砕帯をなして南側の片麻岩 (走向はほぼ南北, 傾斜はほぼ垂直) に接する.

Ref. no. 4 (天生部落西約 350 m): Ref. no. 3 で天生川左岸 (北側) に移った断層は, 天生川北側にある段丘と山腹との境界部付近を通過して天生部落背後に達する. この間, 断層面の露出はないが, 断層は南側の角閃片麻岩 (ざくろ石黒雲母片麻岩層, 黒鉛鉱床などをふくむ) と, 北側の花崗岩 (天生部落以東では石灰質岩・閃長岩類) の境界に, 粘土あるいは角礫状の破砕帯として, あるいは湧水を伴って露出する. これらの位置やそれらを連ねた線は小さな沢の流路の屈曲点や斜面の傾斜の急変点など地形的な異常部に一致している.

天生部落の西方約 350 m (Ref. no. 4) の必従谷は, 断層線が通過する箇所すなわちバス道が横断する付近 (破砕帯がある) で, 天生川の比高約 50 m の段丘中にかん入して急に屈曲し, およそ 70 m の間西流してのち天生川に合する. このような屈曲はこの東方の谷 (Ref. no. 5) のそれとともに断層変位に伴う谷の喰違いと考えられる.

Ref. no. 5 (天生部落西端): 天生部落西端の, 北からの小さな谷は, Fig. 5 に示すように, バス道路の北約 60 m 付近の断層線上で谷地形の顕著な不連続を示し, その谷底線は東側の稜線とともに下流 (南側) が相対的に西へ約 25 m 喰違っている. この地形の不連続線はこの付近の断層線の延長上に位置しており, また実際に片麻岩の破砕帯が僅かに露出している. また, この地形の不連続部から多量の湧水があり天生部落の水源となっている.

これより東方では断層は天生部落北端で, 切頭された旧流路がつくる風谷を通過して, 天生部落入

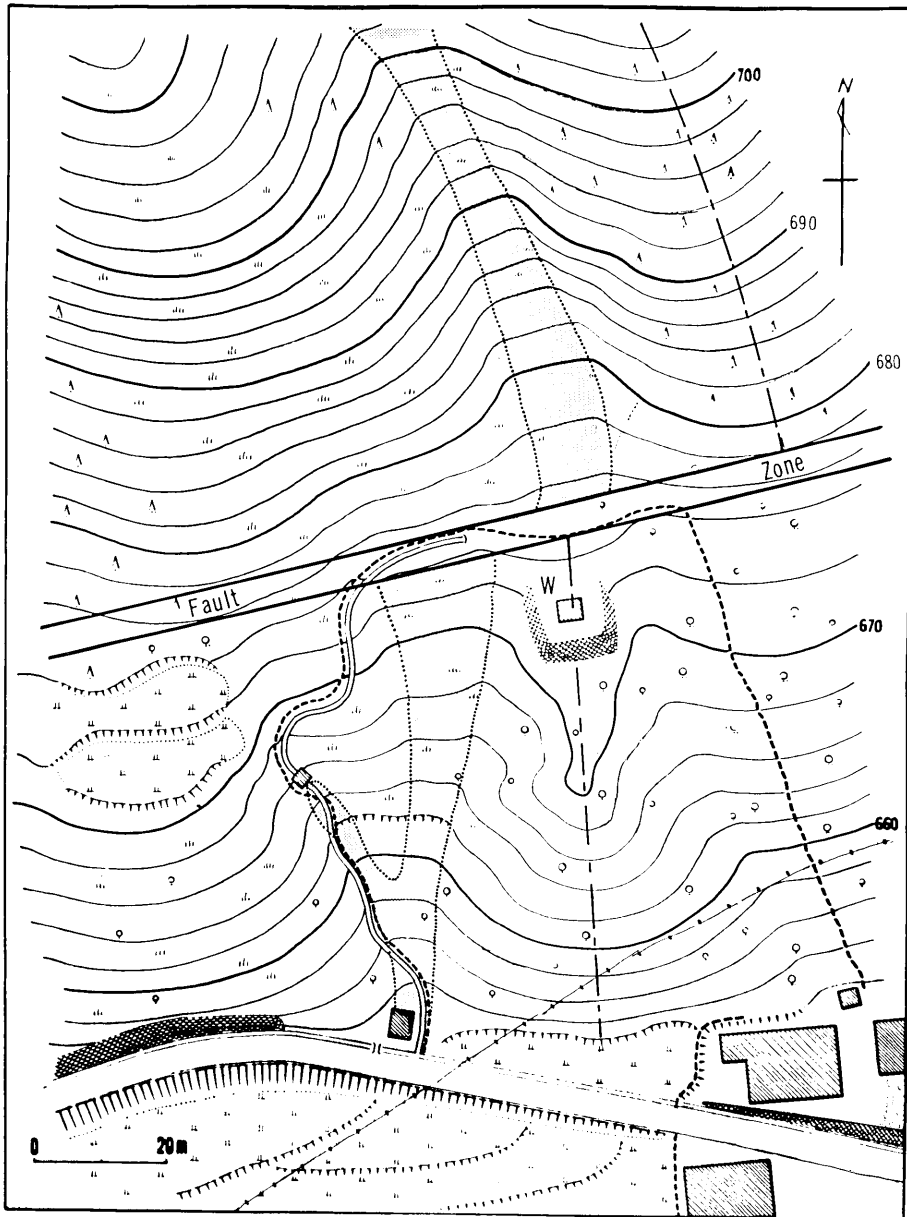


Fig. 5a. Offset stream (about 25 m to the right) due to the Atotsugawa fault (west of Amo, Ref. no. 5). The fault traverses in the middle of the Figure. Along the fault zone a large amount of water comes up to the ground surface. W indicates water reservoir. Displaced valley bottom is stippled. Chain lines indicate offset ridge. (Mapped by A. Okada and S. Izutsuya)



Fig. 5b. Offset stream, mapped in Fig. 5a (Ref. no. 5). Viewed from south. The Atotsugawa fault runs in the middle of the Figure along the lower limit of the forest.

口の小鳥川の橋の西のたもとをへて、荒町の小学校南側に至る。これは橋の西側人家うらとその背後の斜面および荒町東部のバス道傍に、著しい粘土（断層粘土）が露出していることから知れる。

宮川地区

跡津川断層は天生部落東方からは小鳥川の谷沿いに東進し、小鳥川と宮川の合流点角川部落北方、白坂部落を経て国鉄高山線坂上駅北側に出る。ここから宮川の谷の中を走り管沼付近から断層は二条にわかれて高原川との分水嶺を越える。この間三川原付近でNNW-SSE方向の断層群によって約1 km 北方に転位しているが、そのほかではほぼ直線状にN60~65°Eの方向に走る。なお、前述の天生地区東方から宮川地区中沢入部落西部まで約5 kmの間では断層の位置が確められなかった。これは調査不十分のためもあるが、断層線の位置・一般走向からみて、この不明区間で天生以西の部分と中沢入以東の部分が互に雁行の関係にある疑がある。

この地域には主に晶質石灰岩・角閃片麻岩などの飛驒変成岩類と花崗岩（森安花崗岩）が露出する（小林英夫 1953, 1957）。地質図（Fig. 6, 小林英夫 1957 を一部改訂）に示すように、断層線両側の地質の分布は見掛上右ずれに分離している。断層の北側に広く露出する森安花崗岩の南端はこの断層によって切断され2.5~4 km 西にはなれて断層の南側に露出する。このほかこの花崗岩体に伴って産する多数の黒色の安山岩岩脈も同様に断層をはさんで東西にずれて分布している。

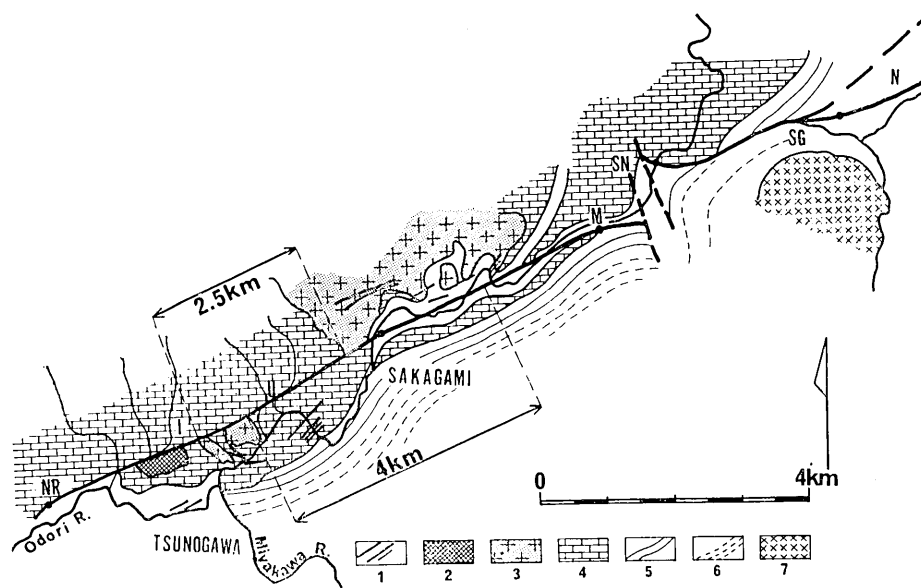


Fig. 6. Geologic map of the Miyakawa area. Margins of granite are separated 2.5~4km right laterally along the fault line.

1. Andesite dikes, 2. Gabbro, 3. Granite, 4. Limestone, 5. Banded gneiss, 6. Biotite gneiss, 7. "Dioritic migmatite".
 I: Idani, M: Maruyama, N: Nikoi, NR: Nakasore, SG: Suganuma, U: Ussaka

断層線上の段丘面が2ヶ所 (Ref. nos. 7・8) で変位し断層崖が生じている。また、断層線上での河谷の喰違いは宮川の屈曲など二三の例がある。

Ref. no. 6 (角川北方): 跡津川断層はこの地区の西端中沢入部落西方バス道切割にあらわれそこで、石灰岩、一部はそれを被う崖錐堆積物を破碎または擾乱している。その東方では井谷部落の南の谷に入り、はんれい岩体の北縁をなし、井谷一白坂間の複雑な風谷状鞍部を通過する。その東腹で南側に分布する黒雲母花崗岩の北縁を限る。白坂付近の北からの東西2つの谷 (Ref. no. 6a, 6b) の流路はほぼ断層線にそって見掛上いずれも 300~350 m (東の谷は宮川に短絡している) 右ずれに屈曲している。

Ref. no. 7 (坂上駅西の段丘): 坂上駅のある宮川右岸の段丘上に、顕著な断層崖様地形がある (Fig. 7)。この崖は坂上駅西方約 300 m の宮川右岸からはじまり、N65°E の方向に約 200 m つづく。崖面は南に面し、およそ 40° の傾斜をもつ。崖の比高は西部で約 5.5 m、中部で 6 m 余、以東で比高を減じ消滅する。この比高の変化は主に崖下側の地盤の高低による。崖の上盤側の高さはその西側の宮川の現水面から約 13 m、崖線方向にはほぼ水平であるが、崖線から北へは、漸次高度を下げて宮川の現水面へつづく。この段丘は崖の両側ともほぼ同様の礫層からなる。その厚さは崖の北側で約 10 m。

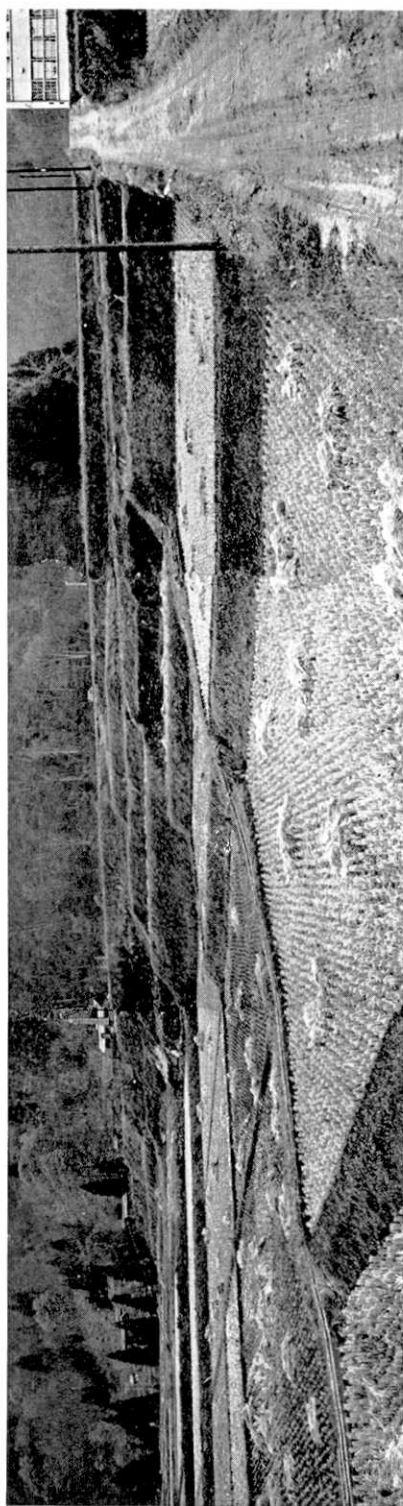


Fig. 7. Fault scarplet on the river terrace near Sakagami station (Ref. no. 7). Present river (R. Miyakawa) runs behind the scarplet.

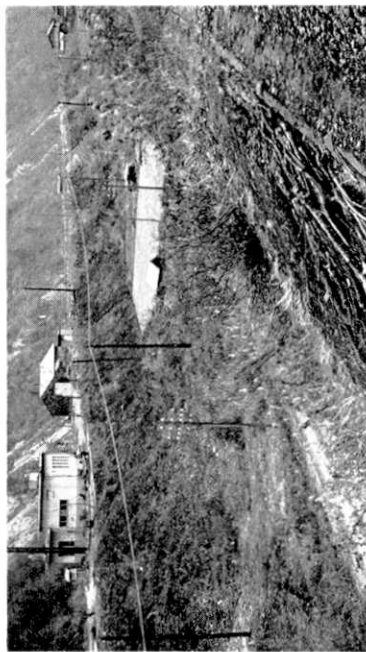


Fig. 8. Fault scarplet (running from middle left to upper right) at Maruyama (Ref. no. 8). The up-thrown side is the flat terrace surface on which two houses stand.



Fig. 9. Striation on fault plane exposed on foot of river cliff near Maruyama (Ref. no. 8). The striation plunges about 22° westward.

この崖の位置は、周辺地区から推定される跡津川断層の断層線に位置しており、実際に、その位置に基盤岩の破碎帯と段丘礫層基底の高さの喰違いがみられる。崖の西端、宮川の右岸にこの崖の横断面が露出するが、ここでは北からつづいてきた花崗岩が崖の下で巾5 m以上にわたって破碎されており、その上に段丘礫が現水面上3 mから10 m(段丘表面)まで被っている。これに反し崖の直下以南では基盤岩の露出がなくなり現水面から段丘表面まで高さ約8 mの崖がすべて段丘礫からなる。この約50 m南で再び基盤岩があらわれるが、それは花崗岩ではなく断層線南側の石灰岩・片麻岩である。崖の両側で段丘礫の基底面の高さは3 m以上喰違う。

以上のことから、この段丘面上の崖は、跡津川断層による断層崖と考えられる。

Ref. no. 8 (丸山付近): 断層は坂上駅東方、丸山部落東端ダム下流約450 m、宮川右岸比高約35 mの段丘崖によく露出する。断層面は走向N80°E、傾斜87°N、その面上に西へ22°おとす条線がある(Fig. 9)。この断層面の北側は破碎された晶質石灰岩(河床から高さ約15 mまで)とそれを被う厚さ約20 mの段丘礫層である。断層面の南側の地層は、河床から地表付近まで(比高約27 m)すべて亜角礫と土壌の混合した崖錐堆積物である(Fig. 10)。

この断層の露頭の直上の段丘表面から西南西、ダムサイト付近まで約500 m、断層線の推定位置に沿ってほぼ直線状の崖がN80°E~65°Eで断続してつづく(Fig. 8)。この崖は比高約8 m、南に面した40°~50°の斜面をもつ。この崖面の南側も北側も、細長い平坦地で、ともに段丘面である。両者がかつての同一段丘面であったことは堆積物によって確かめ得なかったが、この崖はちょうど断層線上に位置していること、崖線をさかいにして地形面も基盤岩類の高さもともに北が高いこと、などから断層崖であると考えられる。

Ref. no. 9 (三川原付近): 宮川沿いに東進した断層は三川原付近で北北西-南南東の左ずれ断層(三川原断層)によって1 km弱北へ転位している。この断層の存在はその以西および東からほぼ直線状につづいてきた断層線がこの地区で南北に約1 km喰違うこと、この付近の石灰岩(断層の北

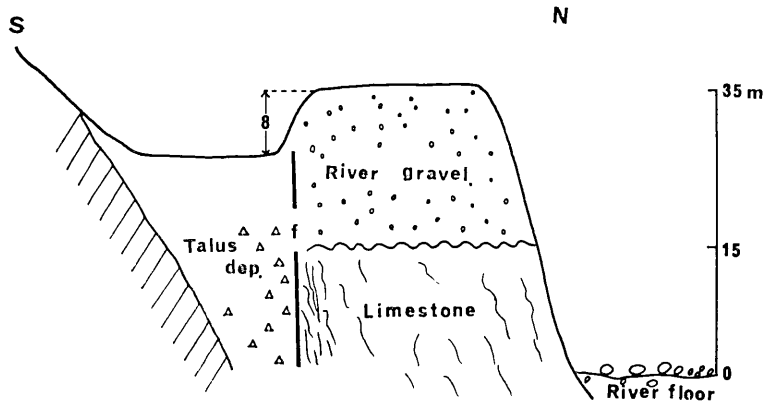


Fig. 10. Schematic profile of Maruyama terrace (Ref. no. 8). The Atotsugawa fault (f) cuts longitudinally the terrace, resulting in fault scarp on the surface. Terrace gravel is brought into contact with talus deposits. It suggests a large lateral displacement along the fault.

西側) および片麻岩(南東側)の走向や分布が, 同様に屈曲していること, 三川原南端の宮川河崖に走向 $N10\sim 40^{\circ}W$, 傾斜 $60\sim 90^{\circ}W$, 条線ほぼ水平の断層群が露出すること, などから推定される。

三川原北部, 管沼谷出合対岸の工事中の河崖に段丘礫と断層粘土の混合した破砕帯が露出していたが, これは北方に転位した跡津川断層の西端付近の露頭であろう。これ以東では断層は, その北側に厚く発達する石灰岩層の南限に沿って管沼谷に入る。

Ref. no. 10 (宮川・高原川間のニコイ付近): Fig. 12 (空中写真)にみられるように, 断層線は管沼一東漆山間で小起伏面上に顕著な線状谷系を示し, ニコイ付近では小起伏面およびその上を流れる洞谷を切断している。この地区では断層は2条にわかれているが, 東南を並走するものは管沼谷北側の小谷に黒雲母片麻岩の破砕帯として露出し, その東方でニコイの隆起小起伏面に入り, 管沼谷に合する谷の北側斜面上の2つの必従谷(Ref. no. 10a, 10b)を右ずれに数十屈曲させ, さらに宮川の支流洞谷最上流部の湿地南側を通過しそこで洞谷を切頭している(Ref. no. 10c)。その切頭された

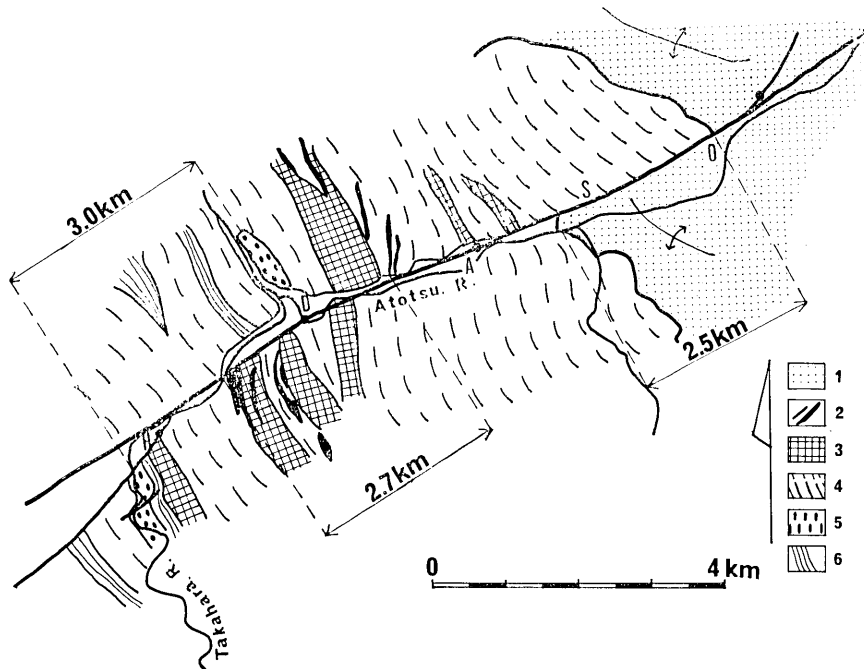


Fig. 11. Geologic map of the Takaharagawa area (after Kasugai 1960, and Nozawa & Kawai 1958, slightly modified). 2.5~3 km right-lateral displacement is suggested.

1. Tetori group, 2. Hornblende gabbro, 3. Coarse amphibole gneiss and amphibolite, 4. Biotite gneiss and crystalline limestone, 5. Garnet-biotite gneiss, 6. Banded amphibole gneiss
- A: Atotsugawa, D: Do, H: Higashi-urushiyama, O: Otawa, S: Sako

上流部の行方を断層の南側に求めると、それに相当するかもしれない3つの谷（いずれも現在菅沼谷の上流）はいずれも西方（700～2000 m）にあり、それらの谷底の高さは洞谷の切頭部のそれより50～150 m 低い。この断層の北西約1 km をほぼ平行して走る断層は洞谷上流部を屈曲させその東南側の断層線との間に凹地形を生じさせている。

なお、Fig. 12 に示したようにこの跡津川断層に伴ってそれとほぼ直交するNWの断層系の存在が推定される。この北西-南東の断層系は地形から判断すると三川原断層（Ref. no. 9）と同様左ずれ断層であるらしい。

跡津川断層は断層の南側で菅沼以南の含ザクロ石黒雲母片麻岩（小林英夫，1957）のドーム構造の北部を切断している。断層の北側ではこれと類似の含ザクロ石黒雲母片麻岩は洞谷の上流部に露出し、洞谷の切頭地形とともに、この断層の右ずれ変位を示唆している。

高原川地区

宮川流域から東進した跡津川断層は、東漆山部落付近で高原川に入り村田析（1912）が指摘したように高原川の屈曲部を経て、土部落南端から跡津川の谷に入る。以東では破碎帯を露出させながら跡津川・佐古・大多和の各部落を通過して有峰盆地入口の大多和峠に至る。なお、大多和部落北東（Ref. no. 14）でこの断層の一分枝が地形面を変位させながら北北東へ派出する。

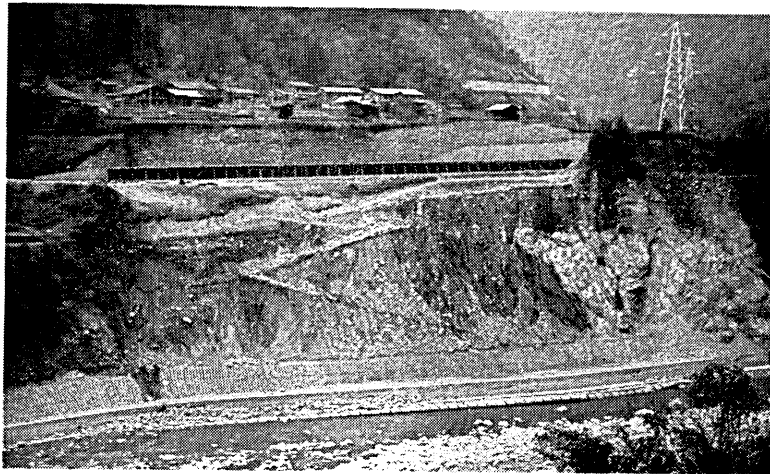
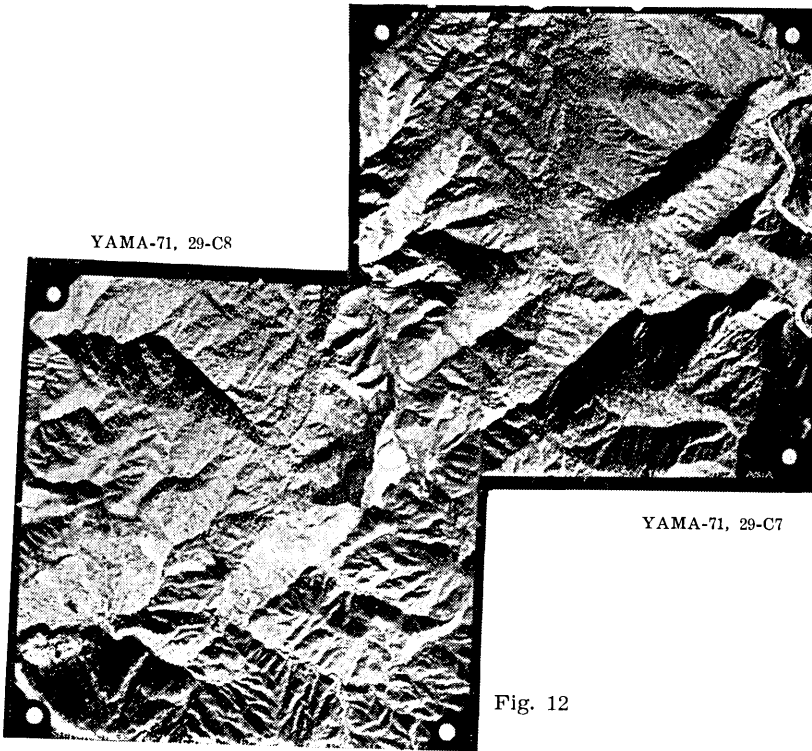
この断層線は高原川沿いに飛騨変成岩類を横断しその分布の東縁を見掛け上右ずれに約2.5 km 喰違わせて、以東は手取層群中を走る（前田・武南 1957, 河合・野沢 1958 など）。塩原幹治・寺津陽次（1959）および春日井昭（1960）の地質図によると飛騨変成岩類中の角閃岩などの特徴的岩石の分布が2～3 km 右ずれに喰違っているようにみえる。Fig. 11 はこれらの調査にもとづいて綜合したものである。

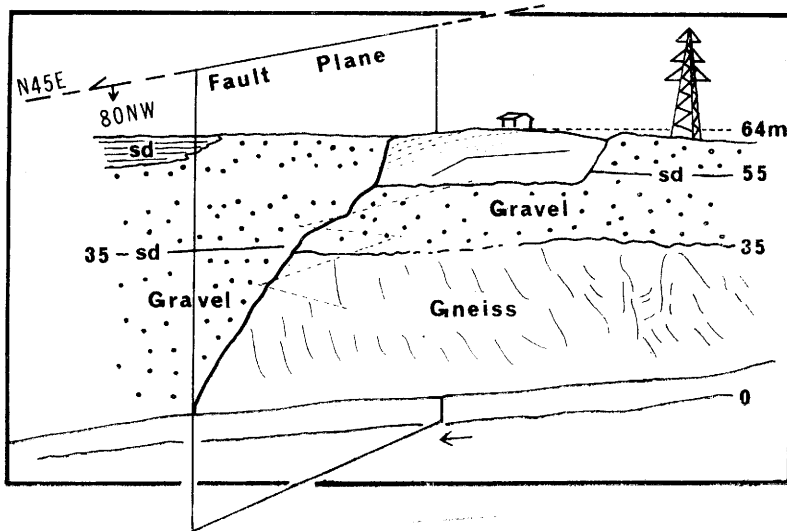
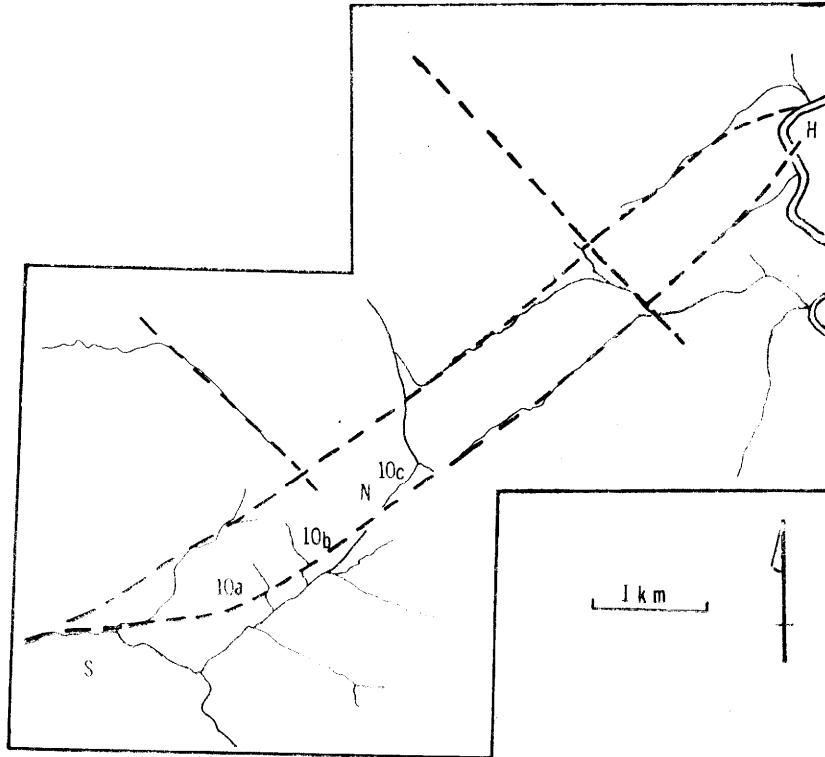
この断層にそって河岸段丘が2ヶ所（Ref. nos. 11・12）で変位しており、また谷の屈曲も高原川のそれのほか数ヶ所（Ref. nos. 13・15）でみられる。

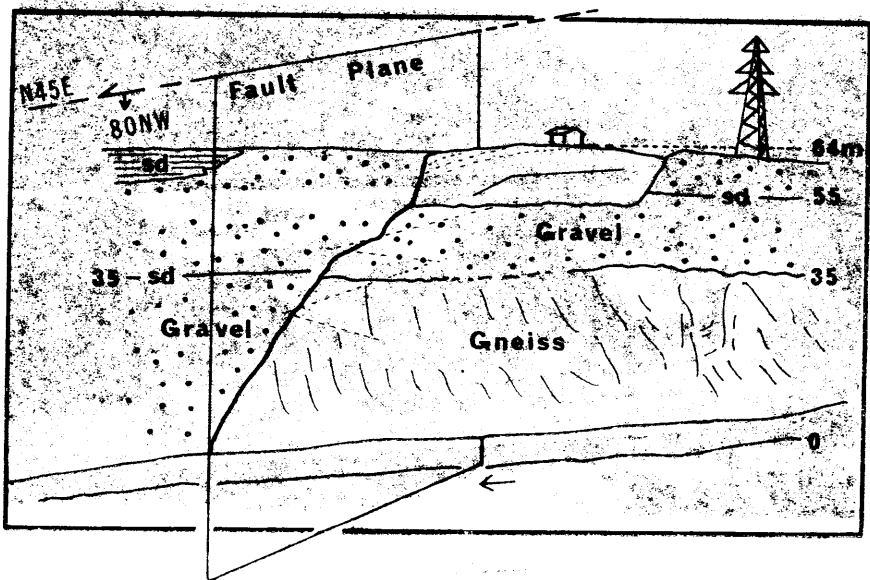
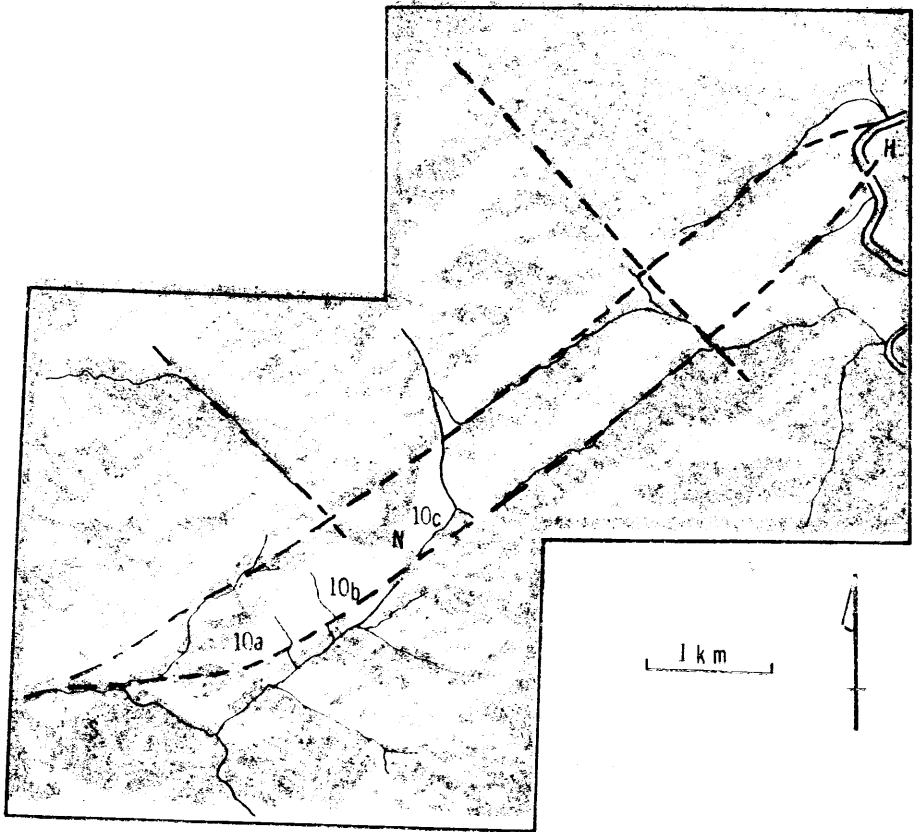
Ref. no. 11（東漆山）：東漆山部落がある高原川右岸の比高約60 mの段丘（川田三郎 1942 の第II段丘、深井三郎 1958 の中位段丘）は、断層に斜断され、その両側で段丘堆積物の厚さおよび基底の高さに著しい差異がある。

Fig. 13 にみるように、東漆山部落北側の段丘崖での観察ではこの段丘の東部（下流側）は河床上高さ8 m（それ以下は露出しない）から高さ約60 mの段丘表面まですべて片麻岩・花崗岩・石英斑岩（大礫～巨礫）・角閃石安山岩（小礫）の礫を主とする河床礫からなり、その中に河床から高さ35 m 付近に厚さ約1 mの砂質層をはさむ。一方、この段丘崖の西部（上流側）では、河床より約35 m まで破碎された片麻岩の基盤が露出し、これを下流側と同様の河床礫層が被う。その中に比高約55 mの所に淘汰のよい中粒砂層（厚さ約30 cm）が1枚はさまっている。下流側と上流側のこのように異なる2つの層序断面は走向N40～50°Eではほぼ垂直（～70°NW）の面を境にして急に断たれている。この不連続面が段丘崖上部の礫層を切る部分では、その両側で礫の粒度と堆積相を異にし、とくに段丘表面近くでの約10 mではこの不連続面のの上流側の礫層は段丘表面のより上り地形に平行してゆるく上方にたわんでいる。

このような事実および南西延長が地形的に南西からつづいてきた跡津川断層につながる ことから、







この基盤および礫層を切る不連続面は断層であると考えられる。その場合、この断層による見掛けの垂直変位はいずれも北側隆起で基盤について 28 m 以上、その上の河床堆積物中の砂層（両側の砂層が対比できるとすると）について、約 20 m である。段丘表面は上記のもり上り部分で上流側が下流側より約 2 m 高い。なお、この段丘堆積物は段丘表面近くで部分的に砂質になるが、火山灰の被覆はみられない。段丘面の保存はやや不完全である。

なお、高原川の流路はこの東漆山と土の間の屈曲によって下流部が約 3 km 東へ転移しているが、春日井昭 (1960) によればザクロ石片麻岩層の露出も流路の転移と全く同様に東漆山・土間で喰違っている。

Ref. no. 12 (土部落南端): 跡津川断層は高原川の下流側の屈曲点、土部落の南側で小さな鞍部をこえて跡津川に入り、その右岸学校南側の低い段丘を通過する。この段丘は現河床から比高 8 m、主に破砕された飛騨片麻岩からなり、その表層部 2 m は河床礫が被う。この段丘崖に露出する片麻岩中には多数の北東東—南西西の走向でほぼ垂直の断層が発達するが、その最も顕著なものは両側にそれぞれ巾約 20 cm (北側) と 5 cm (南側) の完全な断層粘土帯をもち、走向 N70°E、傾斜垂直、断層面上には水平ないし僅かに (10—20°) 東へ傾むく条線がある。この断層の両側の破砕帯中の断層面にもほぼ水平の条線が観察された。この片麻岩中の断層は、その露頭の上で礫層の基底を北上り見掛け上約 80 cm 変位させている。なお、この段丘崖は現河床の河崖でありほぼ西に面しているが、その南半分、上述の断層面以南の部分が現河床にむかって約 5 m 西へ出張っている。

Ref. no. 13 (佐古—大多和): 断層線は跡津川の北側斜面に沿い、跡津川部落の北辺、佐古部落西部から北東辺、さらに大多和部落北辺をほぼ直線状に通過する。土—佐古間では飛騨片麻岩中を走り、佐古—大多和間では片麻岩 (北側) と手取層群の砂岩・頁岩 (南側) との境をなす。横山衝上は、この区間で跡津川断層に沿って約 2.4 km 喰い違っている。この区間では明瞭な断層面の露出はないが、地質の境界の破砕帯として林道沿いに点々とあらわれる。

断層線は佐古部落の中央部を斜断するが、これに沿って右に屈曲する長さ 340—650 m の旧流路地形がある。これは部落の東端を流下する谷の旧流路である。このような断層線上での流路の屈曲は佐古西側の谷の小谷にもみられるが、跡津川の本流の浸蝕を受けて十分保存されていない。

Ref. no. 14 (大多和部落北東): 跡津川断層は大多和部落の北縁を通るが、その付近から 1 つの分岐断層が北北東へ派出している。この断層は山腹斜面上に後述のような北西に面した断層崖をつく

Fig. 12. Linear drainage pattern along the fault traces between Miyakawa and Takaharagawa areas (Ref. no. 10). The prominent lineaments from SW to NE represent the diverted fault trace of the Atotsugawa fault. Notice another system of lineaments running NW-SE in trend which probably represent the conjugate faults of left-lateral sense. Air-photo courtesy of the Forestry Agency.
S: Suganuma, N: Nikoi, H: Higashi-urushiyama

Fig. 13. Faulted river terrace at Higashi-urushiyama (Ref. no. 11) along the Takahara River. Looking south.
sd: sand bed.



a: Notch on the mountain slope formed by fault scarplet traversing the slope (view from northeast)



b: The same notch as "a" (view from southwest)



c: Fissure along the foot line of the scarplet

Fig. 14 a, b, c. Fault topography, northeast of Ottawa (Ref. no. 14) along a branch fault of the Atotsugawa fault.

り、さらにその北北東分水嶺まで線状の谷地形によって追跡され祐延湖方面に達する。地形から判断するとこの断層は右ずれ、南東隆起である。

大多和部落の北東 500 m 付近から北東へ約 500 m の間、北側からのなだらかな斜面に斜めに横たわる堤状の高まり地形 (巾約 20 m, 比高 2~10 m) がある (Figs. 14a・b)。この隆起部のため、北西側の山腹斜面との間にはそれと平行した桶状凹地が並走し、その凹地東部の中央低所に、長さ数十 m にわたって巾約 20 cm, 深さ 40 cm 以上の開口した亀裂が伴われている (Fig. 14c)。この堤状隆起部は、これを横断する林道切削では、角礫~亜角礫を多量にふくむ淘汰不良の崖錐様山腹斜面堆積物からなる。このような斜めに這い上るみみずばれ状地形は、その北東端に手取層群の断層擾乱帯の露頭があり、断層地形が上述のようにさらに北東へつづきそこで地質学的にも断層がある (河合・野沢 1958) ことなどから、この派出断層の最近の活動による断層地形であると考えられる。伴っている新鮮な亀裂は1857年の地震時の生成かもしれない。

Ref. no. 15 (大多和峠西側): 大多和部落から大多和峠まで断層は手取層群の中を、谷の中、やゝ北西寄りを通過し、これを横断する小谷はその付近で屈曲あるいは屈曲した旧流路をのこして短絡している。大多和峠西方約 600 m 付近で、北側からの谷 (長さ約 1.8 km) の下流部は、現在は短絡しているが、旧流路は断層線上で下流側が約 250 m 西へ屈曲している (Ref. no. 15b)。またその東隣の谷 (Ref. no. 15a) も西隣の谷も断層線上ではゝ同様に屈曲している。

有峰地区

跡津川断層は、地形から予測されるように大多和峠から有峰盆地に入り、その北西縁山地を斜断して有峰盆地北方で和田川本流を越えさらに北東進して猪の根沢に入り、その沢頭の鞍部をこえて、岩井谷出合付近で真川 (常願寺川上流) に入る。以北東では、はっきりしないがスゴ谷出合西 1.2 km, 真川右岸に露出する破砕帯を経て立山温泉付近を通過するらしい。常願寺川流域は、この断層の東端に近いと思われるが、調査不十分である。

有峰地区では、跡津川断層は、主に手取層群を切断する (河合・野沢 1958, Takenami & Maeda 1959)。Takenami & Maeda (1959) の地質図 (Fig. 15) によれば、この手取層群中の層序境界およびその東方 (猪の根谷上部) に露出する花崗岩の西縁はいずれも断層線を境にして右ずれに喰違っている。

Ref. no. 16 (有峰盆地北西山腹): 有峰盆地の北西山腹の斜面、海拔 1236 m の独立標高点付近の地形 (ツメタ谷とキリヤマ谷の間) は、すでに辻村 (1943b)・深井 (1958b) によって断層地形とみなされている。この付近ではそれぞれ2つないし3つの尾根と谷が、それらを横断する NE-SW 方向の線を境にして不連続であり、見掛け上尾根および谷は、下流側 (SE側) が相対的に30~80 m 程度西へずれているように見える。なお、概して有峰盆地北西の山腹では、それ以西に比べて流路の喰違い地形は不明瞭である。

Ref. no. 17 (和田川の屈曲部): 和田川は、有峰盆地を北流するが、その北端から猪の根谷出合まで 1.6 km の間 N40°E 方向に峡谷をなして屈曲する。この峡谷底は現在有峰湖に沈水しており断層を確証し得ないが、沈水前の地形 (空中写真) と有峰湖両側での観察から、跡津川断層はこの和田川の屈曲部を通過していると推定される。

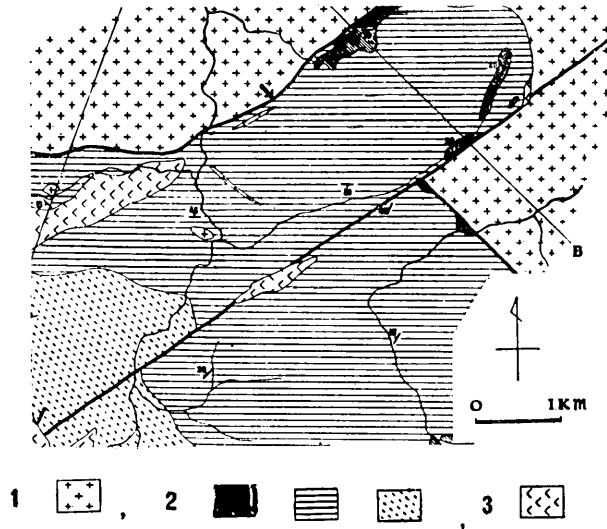


Fig. 15. Geologic map of the Arimine area (after Takenami and Maeda 1959, in part)

1. Granite, 2. Formations of Tettori group, 3. Liparite

まとめと考察

§1. 跡津川断層の変位方向と変位量

前章までに述べたように、跡津川断層沿いの基盤岩類は、断層によって切断され、天生地区 (Fig. 4) でも宮川地区 (Fig. 6) でも高原川地区 (Fig. 11) でも、また有峰地区 (Fig. 15) でも、かつて一連であったと思われる岩石が互に 1.6~4 km 分離して露出している。これら 1つ1つの分布の喰違いを説明するためには、断層に沿う垂直変位をかんがえれば、それですむ場合もある。しかし、跡津川断層の場合は、その分離の方向はいずれも右ずれであって、この断層に沿って北側の地盤が相対的に東へおよそ 2.5~3.5 km (東部の有峰地区では 1.6 km 前後) 移動したと考えると、各地区の地質分布の喰違いのいずれもが同時に説明できる。さらにこの考えは、断層線上での谷の屈曲現象 (§3 参照) や断層条線がほぼ水平であること (Fig. 16) とも調和する。

この断層の垂直変位成分は、上述のように地質図上の岩石の喰違いが水平ずれだけでほぼ説明できること、断層条線が水平に近いこと、および接峰面に大きな高度差がみられないこと (Fig. 2) などから、水平成分に比して僅少であると思われる。

垂直変位の方向は、段丘面や隆起小起伏面などの地形面や第四紀堆積物の変位 (Table 3) から、相対的に北側隆起であることがわかる。この断層は上述のように垂直変位に数

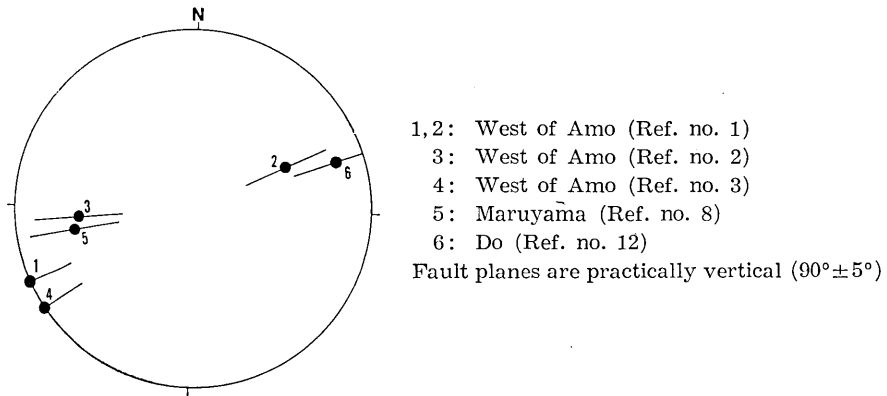


Fig. 16. Stereographic projection of striation on fault planes (Wolf's net, lower hemisphere)

倍する水平変位が期待されるし、地形面の場合にはその形成後に受けた侵蝕・堆積などの、断層運動以外の原因による高度変化を考慮する必要があるので、見掛けの垂直変位は真の垂直変位のむきと反対になることがあり得る。しかし、分岐断層 (Ref. no. 14) の変位 (南東側隆起) を別にすれば、いずれの例でも見掛け上北側隆起 (Table 3) なので、真の変位も北側隆起であると思われる。

跡津川断層の両側における隆起小起伏面の高度は、断層の中央部では僅かに北側が高いようであるが宮川・高原川間の分水嶺山地をのぞいて断層線谷によって互に隔てられており、断層による変位はあまり明瞭でない¹⁾。しかし、宮川・高原川間山地 (Ref. no. 10) では断層線の北側の小起伏面上を流れる洞谷上流部は断層線上で明かに切頭され断層線の南側にはそれより 100~150 m 低い小起伏面が接している。したがって隆起小起伏面の変位からみても断層線の中央部ではたしかに北側地盤の隆起である²⁾。

基盤の地質でも、南西へ傾斜する岩石境界面 (高原川地区の横山衝上面や宮川地区の石灰岩層) の分布の喰違い量はその付近のほぼ垂直の岩石境界面の喰違い量より小さいこ

¹⁾ 跡津川断層に平行して南方にも北方にも 4~6 km はなれて別の断層があるので、高度の比較は断層の両側約 4~6 km 以内で行うべきである。

²⁾ 断層線の両端近くでは、隆起小起伏面高度は断層線の東部 (有峰地区など) で断層線の北側が約 400 m、西部 (天生峠付近) では反対に南側が 200~400 m 高い (Fig. 2)。東部の、有峰地区では、南北両側間には南に面した斜面が発達し南側の有峰盆地を流れる和田川がその北方でこの斜面を先行谷状に横断しているので、この大きな高度差の少なくとも一部は辻村 (1943b)・深井 (1958b) が考えたように断層による変位 (北側隆起) であろう。しかし、西部の、天生峠付近とその南方の高地が示す高度差は断層による変位ではなくて小起伏面上の原地形であるかもしれない。

と、花崗岩の露出面積や岩体の岩相の粒度が、断層線の南側において不連続的に小さいこと(宮川地区)などの事実があり、これは北側地盤の相対的隆起の考えでよく説明できる。その垂直変位量は、上述の傾斜層の見掛け喰違い量の減少などから判断すると多分1 km をこえないであろう。一方小起伏面の高度差から推定される最近の垂直変位量は上述のように100~200 m 程度である。

垂直変位が北側隆起であれば、南西へ傾斜している基準面の地質図上での喰違い量は実際の水平変位量よりは小さくなるから、同じ地区でこのような例をふくむ2つまたはそれ以上の見掛け水平喰違量が得られた場合(宮川・高原川および有峰の各地区、Table 1 参照)には、この点を考慮して、大きな方の値を真の水平変位量に近いものとする。

このような考慮から、各地区での全変位量の水平成分として Table 1 に示すような値を推定した。天生地区から高原川地区までの約40 kmの間では、水平変位量は2.7~3.5 km 程度であり、これが跡津川断層主部での変位量であると考えられる。さらに東方有峰地区では1.6 km+ となりやゝ急に減少するらしい。これは跡津川断層の末端に近いためのほか、高原川地区東部(Ref. no. 14)で支断層が北北東へ派出し、これがこの地区での水平変位の一部を負担しているためであろう。

このように、跡津川断層は、その主部で約3 km (2.7~3.5 km) の右ずれ変位を示す横ずれ断層(right-lateral strike-slip fault)である。これに伴う垂直変位は、相対的に北側隆起であり、その量は多分1 km 以下であり、水平成分の数分の1(1/3~1/10)程度である。

なお、段丘面の変位量は Table 3 に示すように、概して現河床からの比高の大きな古い段丘ほどその変位量が大きい。そのような一般傾向のほかに、1つの段丘において見掛けの垂直変位量が2つ以上測定できた場合には、概して、①段丘表面、②堆積物中の鍵層、③堆積物の基底面、の順に見掛けの変位量が増加する。つまり、一般傾向として段丘の下部ほど変位量が大きいらしい。このことは、当時の河床が段丘面として保存されるまでの氾濫原時代にすでに変位を受けはじめていたことを意味している。

これらのことから、この断層がこれらの段丘群形成の期間を通じて、かつ個々の段丘形成よりも短い時間間隔で繰返しほぼ同じ方向に変位をつづけてきたことがわかる。

§2. 有史以後の活動

大地震の際に既存の断層線にそって崖地形などの系統的な地形変化がしばしばあらわれる。跡津川断層沿いの段丘や山腹斜面にもそれに似た崖地形がみられる(Figs. 7-8 など)。これらの崖はいずれも高さ10 m 以下で、ほぼ直線状にのびた新鮮な斜面をもち、その斜面基部を断層線が通る。これを境にして基盤岩類も変位しているが、その変位のむきは地形面の喰違いの方向と同じである。したがって、その崖は断層崖(断層の変位によって表われた崖)であり、その特徴は地震時に出現した断層崖に類似しており、おそらく過去の大地震時に、この断層に沿う両側地盤の変位によって生じたものであろう。跡津川断層は

Table 1. Horizontal separation of rocks, inferred amount of displacement, and offset of streams along the Atotsugawa fault.

Area	Reference rock		Inclination	Horizontal separation		Inferred horizontal displacement (km)	Offset of major stream (km)	Geologic map
	Nature of reference			Sense	Amount(km)			
Amo	Pegmatitic syenites		to west	Right	2.2+	2.2+ to right		Fig. 4
	Biotite granite and andesite dikes		nearly vertical	Right	2.5-4.0			
Miyakawa	Eastern limit of limestone		to west	Right	2	3±0.5 to right	4.2 to right	Fig. 6
	Garnet-biotite gneiss		nearly vertical	Right	3			
Takahara-gawa	Hornblende gabbro		"	Right	2.7			Fig. 11
	Eastern limit of Hida gneiss and Yokoyama thrust		30-70° to west	Right	2.5	3 to right	2.8-3.0 to right	
	Anticlinal axis in Tetori group		axial plane steep	Right	2.5-3			
	Western limit of granite		probably to west	Right	1.6			
Arimine	A stratigraphic boundary in Tetori group		to west	Right	0.8	1.6+ to right	1.5-2.0 to right	Fig. 15

Table 2. Topographic features on fault trace of the Atotsugawa fault

Area	Sheet map	Reference no.	Locality	Fault trace feature				Displacement			Reference surface or line	Remarks		
				Nature	Length (m)	Direction	Height (m)	Vertical	Horizontal	Amount (m)				
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	Upthr. own side	Amount (m)	Sense	Amount (m)	(14)		
Amo	Shitaka-wamura	1	Kinzandani, 2.7 km W. of Amo	Scarplet	60	065	5	N	5	—	—	—		
		4	0.35 km W. of Amo	Offset stream	80-100	065	—	—	—	—	R	80-100	1.4 km-stream	Incised stream on 50m terrace
	5	W. part of Amo	Offset stream	20-30	075	—	—	—	—	R	20-30	0.3 km-stream	Fig. 5	
	6a	W. part of Ussaka	Offset stream	240-400	060	—	—	—	—	R	350 (240-400)	0.9 km-stream		
	6b	Ussaka	Offset stream	200-320	060	—	—	—	—	R	300 (200-300)	1 km-stream		
	7a	0.3 km W. of Sakagami Stn.	Scarplet	200-220	065	6	6	N	6	—	—	8-14 m-terrace	Fig. 7	
	7b	from Sakagami to Sangawara	Offset stream	4200-4600	065	—	—	—	—	R	4200 >	50 km-stream	Miyakawa River	
	8	Maruyama	Scarplet	500	080	8	8	N	8 <	—	—	27-35 m-terrace	Figs. 8-10	
	Miyakawa	Shitakimine	10a	Nikoi, 1.8 km NE of Suganuma	Offset stream	30-60	060	—	—	—	R	30-60	0.2 km-stream	Fig. 12
			10b	Nikoi, 2 km NE of Suganuma	Offset stream	30-80	060	—	—	—	R	30-80	0.4 km-stream	Fig. 12
10c			Nikoi, beheaded Horadani R.	(Offset stream)	1000 or 1600	060	—	—	N	100-150	R	1000 or 1600	3 km-or 6 km-streams	Fig. 12

Takaharagawa		Higashi-mozumi										Fig. 13
11a	Higashi-urushiyama	Displaced terrace deposit.	—	044	—	NW	20-37<	—	deposits in 65 m-terrace	—		
11b	from Higashi-urushiyama to Do	Offset stream	2800-3000	055	—	—	—	R	45 km-stream	2800-3000	Takaharagawa River	
12	Do	Displaced terrace deposits	—	070	—	N	0.8	—	base of gravel bed in 8 m terrace	—		
13	Sako	(Offset stream)	340-650	065	—	—	—	R	1.6 km-stream	340-650		
14	Otawa	Scarplet	500	050	2-10	SE	2-10	—	slope	—	a branch fault	
15a	1.2 km SW of Otawa pass	Offset stream	80-300	055	—	—	—	R	1.5 km-stream	250<(80-300)		
15b	0.6 km SW of Otawa pass	(Offset stream)	220-300	055	—	—	—	R	1.3 km-stream	250<(220-300)		
15c	0.2 km SW of Otawa pass	Offset stream	120-180	055	—	—	—	R	1.3 km-stream	120-180		
17	N. of Arimine basin	Offset stream	1500-2000	050	—	—	—	R	6 km-stream	1600(1500-2000)	Wada River	

(2) : Name of sheet map 1:50,000 published from Geographical Survey Institute. (5) : Offset stream in parenthesis indicates offset stream whose downstream is captured by other stream. (6) : Length for offset stream means amount of offset of stream on the fault trace. (7) : Direction of the fault trace is expressed clockwise from true north (000°) to south (180°). (11) : R=right-lateral (dextral or clockwise). (12) : Numerals in parenthesis indicate possible range of amount of displacement. (13) : Numerals for individual stream indicate length of the upstream portion from the fault trace. Numerals for terrace indicate heights above the present river floor of the displaced terrace surface on the both side of the fault trace.

Table 3. Displaced river terraces along the Atotsugawa fault.

Area	River	Reference no.	Name of terrace	Height of terrace (m)	Vertical throw		Reference surface
					Amount (m)	Upthrown side	
Miyakawa	Miyakawa	7	Sakagami	8-13.5	5.5	NW	Terrace surface
					>3	NW	Base of terrace deposits
	Miyakawa	8	Maruyama	27-35	8	NW	Terrace surface
					>15	NW	Top of basement rock
Takahara-gawa	Takahara-gawa	11	Higashi-urushiyama	62-64	>2	NW	Terrace surface
					20	NW	Sand bed in terrace deposits
	Atotsugawa	12	Do	8	>27	NW	Base of terrace deposits
					0.8	NW	Base of terrace deposits

Table 4. Damage of wooden houses in Hida earthquake of 1857 along the Atotsugawa fault (after Musya, 1951)

Area	Village	Distance from the fault trace (km)	Destroyed house		Not-damaged house
			completely	partially	
Amo	Amo (天生)	<0.5	14	?	?
	Motomachi (元町)	<0.5	all	0	0
	Tsukigase (月ヶ瀬)	1.5	0	?	all
	Ho (保)	3	0	?	all
Miyakawa	Tsunogawa (角川)	0.5-1	45	34	5
Takaharagawa	Shikama (鹿間)	5	0	2	7
	Wariishi (割石)	2	0	2	14
	Higashi-urushiyama ¹⁾	<0.5	0	12	0
	Nishi-urushiyama ²⁾	<0.5	12	15	0
	Do (土)	<0.5	0	4	0
	Atotsugawa (跡津川)	<0.5	3	16	3
	Sako (佐古)	<0.5	5	9	0
	Otawa (大多和)	<0.5	3	3	0

1) 東漆山, 2) 西漆山.

数mないし数十m以下を単位とする小刻みの変位を繰返してその変位を集積してきたと考えられる (§1 および §3 参照) ことも、このことを示唆している。このようにこの断層の変位の増加は大地震を伴って行われた可能性が大きい。この断層と関係のありそうな大地震の記録は、安政5年2月26日(1857年4月9日)午前1時頃の飛騨地震(Magnitude 6.9, 理科年表による)である。それ以前の顕著な地震は記録されていない。

安政5年の飛騨地震の激震地は、ほぼ白山-立山両火山を結ぶ南西西-北東東の細長い地帯とくに跡津川断層線沿いの地帯に集中していた(Imamura 1928, 武者金吉 1948)。当時の記録(武者金吉編 1951)によると、この断層線上に位置する角川(宮川地区)付近を中心にして、この断層線上の部落に多数の潰家があった。しかしこの断層線から数軒はなれると被害は急減したらしい(Table 4)。Table 4の各部落はいずれもうすい段丘礫

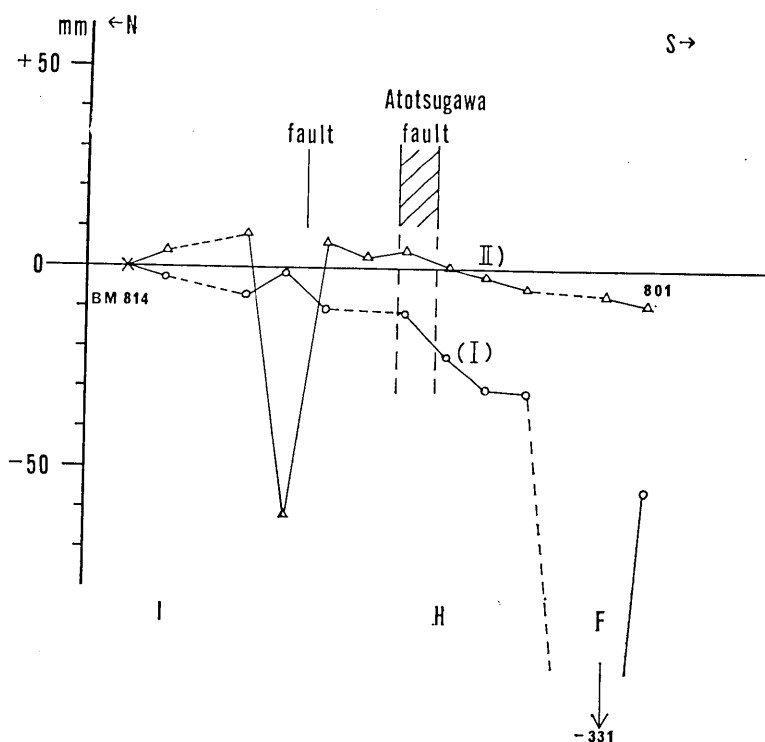


Fig. 17. Change of height of bench marks along levelling route across the Atotsugawa fault (after Geographical Survey Institute).

(I) Change between 1881 and 1941

(II) Change between 1941 and 1951.

BM 814, about 10km north of the Atotsugawa fault, is assumed to be unchanged.

I: Inotani, H: Higashi-mozumi, F: Funatsu

層に被われた岩盤上にあり、この被害の差は表層地質の差異によるとは思えない。地変としては、常願寺川上流小鷲山の大崩壊と白川谷（庄川）保木脇の山崩れが知られているが、いずれもそれぞれこの断層の東西両端付近に位置している。このほかほぼ断層線上にある元田部落（天生部落東約 2 km）の後山に大きな亀裂が生じ人々が大いに恐怖したといわれている（武者，1951）。また「山々に所々断層の現象が相当広区域にみられた」という記事（山沢金五郎，1929）があるが、断層崖の出現を思わせる記録は見当たらない。

宮川地区の坂上（Ref. no. 7）、丸山（Ref. no. 8）などにみられる断層崖は新鮮ではあるがやや侵蝕を受けており、有史以前に生じたものであろう。なお、大多和部落北東（Ref. no. 14）の断層崖下にある亀裂（Fig. 14c）は極めて新鮮であり、この安政地震の際に生じたものと思われる。

安政地震後約30年（1888年）に跡津川断層を横切って水準路線が高原川沿いに設けられた。国土地理院の改測結果によると、1888年から1941年および1941年から1951年の各期間とも、概して断層の北側の地盤が相対的に隆起の傾向にある（Fig. 17）。跡津川断層を境にしてとくに大きな異常はみられないが、ほぼ北側の隆起と南側の沈降との境目にあっているように見える。この傾向は、この断層の地質時代における変位の垂直成分が北側隆起であることと同傾向である。なおこの付近の地質は断層両側とも飛騨変成岩類の露出地であり、表層地質の沈下は無視できる。

§ 3. 谷地形の果進的転位

よく知られているように、断層を横ぎる谷は、しばしば断層線上で急に方向を変えてしばしば断層線にはほぼ沿って屈曲したのち、再び向きをかえて断層線をはなれてゆく。また、川の争奪によって現流路はほとんど屈曲せず旧流路だけが断層線上で喰違っていることもある。このような谷地形の屈曲・転移現象（以下単に谷の屈曲と呼ぶ）は、断層沿いの破碎帯の存在や岩石の性質の違いによる河川の撰択的侵蝕によって生じるであろうし、またその断層線が活動的な横ずれ断層である時には両側地盤の水平変位を反映しているかもしれない。もし後者ならば、谷の屈曲現象も断層の変位方向や活動性を知るのに役立つであろう。実際に、谷の屈曲地形は活断層のずれ方向の推定に使われている（たとえば Allen, C. R. 1962; Lensen, G. J. 1958）。

跡津川断層沿いの河谷もほとんどすべての谷が右に屈曲しているが、そればかりでなくその屈曲量は、概して大きな河で大きく（宮川 3 km, 高原川 4 km）、小さな谷では小さい（たとえば天生西 Ref. no. 5 での 25 m）。そこで、この関係をたしかめるために、断層線を横切る多くの川の、断層線上での屈曲量を調べた。Table 2 にその結果を示す。屈曲距離は断層線の位置が確認されている場合でも、流路の側方侵蝕などによる地形変化のためにあまり厳密には求められない。Table 2 に示した屈曲距離の値は現在保存されている地形に対してありそうな値の最大と最小を示したものである（地形判定は主に約 2 万分の 1 の空中写真によった）。また屈曲した川の下流部が他の川に争奪されている場合には

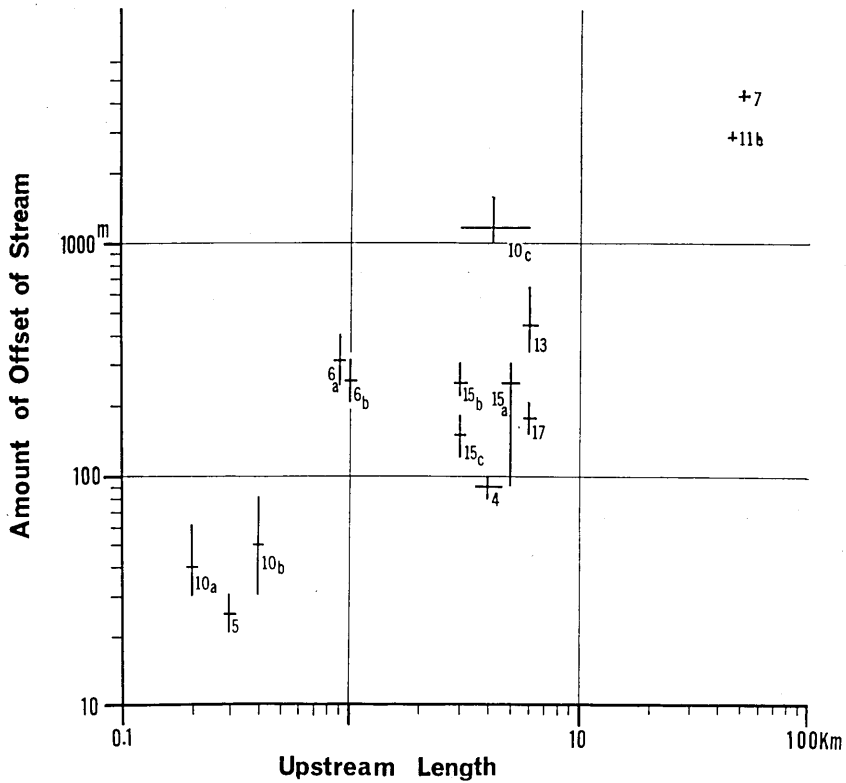


Fig. 18. Relation of amount of offset of stream to length of the stream from the fault trace to the valley-head. Numbers indicate reference numbers in the text.

旧流路に基づいて屈曲距離を求めた。

跡津川断層沿いの谷の屈曲量と、その谷の断層線から上流、谷頭までの距離との関係は、Fig. 18 のようになり上流の長い川ほど概して屈曲量が多い。

このような関係は何を意味しているのだろうか。§1. で述べたように、この断層は谷の屈曲方向と同じ方向の横ずれ断層であり、第四紀後期に何度も変位をおこなっている。とすれば、古くから存在していて、それだけ長期間、断層線を横切っていた谷ほど、現在までに受けた変位量は大きい筈であり、したがって、より大きな谷地形の屈曲現象が認められる可能性がある。これに反して、比較的最近谷頭侵蝕によって断層線を越えた若い谷は、現在までに受けた変位は少ないであろう。このように、

a) その断層の横ずれ変位が谷の生長に対して十分長い期間にわたって同一方向に変位を続けており、

b) その変位の結果が、大略現在の谷地形の喰違いとして保存されており、
c) 谷地形は下流側から漸次上流へ伸長し、したがって、断層線より上流の長さは、その川の谷頭が断層線を上流側へ越してから以降の時間の長さにはほぼ対応している、ならば、「断層線より上流の長さが長い谷ほど谷の屈曲距離が大きい」という現象が生ずるのであろう。跡津川断層において、上述の a) は、段丘の変位などから十分予想されることであるが、b), c) については、必ずしもたしかではない。

b) については、まず、横ずれ変位と関係のない断層線沿いに行われた単なる侵蝕による谷の屈曲を考慮しなくてはならない。一般にはこのむきや量は確め得ないが、谷の屈曲量がその付近の地質からわかっている地盤の全水平変位量を越えている場合には、少なくともその越えている分は断層変位によらない、単なる侵蝕屈曲量である。実例についてこれを見ると、高原川・和田川の屈曲量（それぞれ 2.8~3.0 km, 1.5~2.0 km）は、地質の変位量（それぞれ 3.0 km, 1.6 km+）とよく一致している（Table 1）。この場合は、谷の屈曲量は断層による地盤の変位ですべて説明できる。しかし、宮川の屈曲量（約 4.2 km）は、地質から確かめられた地盤の変位量（2.5~3.5 km）よりも約 1 km 大きく、したがって少なくともその分は単なる侵蝕による屈曲である。また、主谷の屈曲方向と反対のむきに断層線沿いに発達しはじめた支谷は右ずれを示さない（管沼谷下流部と跡津川下流部）。この場合はその断層線上の侵蝕屈曲量が断層による変位量よりも大きい。しかし、たとえば断層による支谷の屈曲が主谷に近接して行なわれた場合（たとえば Ref. no. 15）には、主谷の側方侵蝕によって転移地形が失われ勝ちであり、この場合は谷の屈曲量は断層による変位量よりも小さくなる。このように、谷の屈曲の方向や量は色々な条件に支配されているが、その横ずれ活断層の変位が十分速い場合には、谷の屈曲は統計的には地盤の変位を様々な程度に反映しているとみなすことができよう。

上述の c) については、現在までに激しい谷頭侵蝕を行ってきた谷、たとえば隆起小起伏面を深く下刻している谷の急斜面上の支谷では大体正しいであろう。しかし、現在ほとんど谷頭侵蝕を行っていない小起伏面上の川に対してはあまり成り立たないであろう。したがって隆起小起伏面上の谷では上流の長さの短い割に変位が大きい例がでてくる可能性がある。

このように、b), c) のいずれについても多くの不確かさや限定条件が付随するが、跡津川断層において、先述の「断層線より上流の部分が長い谷ほどその屈曲量が大きい」という Fig. 18 のような関係が大まかではあるが成り立っていることは、上述の a), b), c) が大まかに同時になりたっていることを意味していると思われる。

このような河谷転位量の累進的增加現象が地形的に認められるためには、その断層の最近地質時代における水平方向の変位のはやさが、変位地形に対する侵蝕による破壊のはやさよりも十分大きいことが必要である。したがって、最近地質時代にあまり活動していない横ずれ断層は、河谷転位の累進的增加現象を示さないであろう。そこで1つの作業仮説として、ここに示したような断層線上での谷の累進的転位現象が認められるならば、その

断層は最近地質時代まで継続的に活発な水平変位を行い変位量を累積しつつある（およびこの逆）、と考える。十分活動的であることのわかっている阿寺断層 (Sugimura & Matsuda, 1965) や丹那断層 (Kuno, 1936) (いずれも水平変位速度は 1~数 m/1000 年) で、この仮説は有効である。今後、他の横ずれ活断層においてこの考えを検討しながら、未知の活断層の調査に役立てたい。

§4. 断層の変位時期

段丘および谷の転位現象は、この断層が、変位量数 10 m 以下を単位とする小刻みの、同じむきの変位を累積してきたことを示しているが、そのような場合、古くから存在していた基準面または基準線（かつて一連であったことがわかる事物、たとえば、特定の岩石・地質構造・地形面・ある場合には谷や稜線）ほど多くの変位を受けている筈である。もし、新旧いくつかの基準面の変位量が同じならば、その新旧の基準面が示す時間中には、その断層は変位しなかったことを意味している。

跡津川断層によって切られている主な基準面（線）およびその大略の生成時代は次のようである。古い方から、

- 1) 飛騨変成岩類（古生代末かそれ以前）
- 2) 花崗岩類（古生代末または中生代初期）: 1) を貫ぬく。森安花崗岩など。
- 3) 手取層群（中生代中後期）: この地域の主に東部に分布し、多数の軟体動物化石、植物化石を産し、その時代はジュラ紀後期~白亜紀前期。
- 4) 安山岩岩脈（第三紀?）: 宮川地区で 1) および 2) を貫ぬいている。この岩脈は大部分幅 0.5 m~数 m で、少量の角閃石の微斑晶をもつ非変成の安山岩である。これは野沢保 (1957) が船津花崗岩（基準面 2) の深成活動に伴って形成されたと考えた岩脈とは性質を異にするので、中生代前期よりも新しい岩脈であると考えられる。この岩脈の時代は確証はないが、この地域の各所で 3) を被って分布する安山岩類の時代が第三紀と考えられている (小林英夫 1957, 河合・野沢 1958, Takenami and Maeda 1959) ので、この安山岩岩脈も第三紀のものと考えられる。

5) 小起伏面（飛騨高原）の隆起前から存在し先行性を示す川 (5a) および小起伏面を構成している勾配のゆるい川 (5b) (第三紀中期-末期): 北流する神通川の上流、宮川・高原川 (5a) あるいは常願寺川支流和田川上流など (5b) がこれらの川に該当するが、これらの谷頭が断層線を越えて基準線の役割をするようになったのは明らかに 3) 以後であり 6) の小起伏面の“完成”前である。この地域は、おそくとも第三紀中新世中頃以降、北へ傾動をつづけており (坂本章 1966)、富山平野付近に海があり、当時 (中新世中期、八尾期の初期) の主な河口が現在の神通川沿いの富山平野南部にあったことが推定されている (津田禾粒 1955) ので、5a) の先行性の神通川の谷頭は第三紀中頃にはすでにこの地域をこえていたであろう。5b) の隆起小起伏面上の川は当時の神通川の支流として、あるいは別の独立した川として漸次発達し小起伏面をつくって行ったと考えられるので、その

うちの大きな川は神通川とほぼ同時代に、小さな川はより新しく 6) の小起伏面 “完成” までに、それぞれ基準線としての役割をするようになったと思われる。

6) 小起伏面 (第三紀末期): この面 (侵蝕面) の形成がはじまったのは 3) 以後おそくとも 5a) と同時代であろうが、小起伏面が隆起し “準平原遺物” になりはじめた時期 (小起伏面 “完成” の時期) は 7) の時期の直前であり、小林国夫 (1962, p. 143) が考えたように鮮新世末期頃であろう。

7) 隆起小起伏面を切る谷の斜面とその斜面上の小谷、およびこれらの谷の中の段丘堆積物と段丘面 (第四紀): この時期は 6) 以後であり、この地域の小起伏面の隆起が顕著になった時期である。この隆起の時代が第四紀であることは、富山平野での礫質堆積物の大量出現やこの隆起に伴って生じた先行谷の谷斜面が急傾斜で新鮮であること、その支流の下流部と隆起小起伏面上の川との間に著しい遷急点があること、などからわかる。変位している河岸段丘はいずれもこの若返った谷の中にあり、時代は第四紀後期である。

上述の各基準面 (線) の変位量の変化をみると、基準面 1), 2) および 4) ではいずれも断層の主部で約 3 km (± 0.5 km) であって相等しい。3) の手取層群は断層の東端寄りの地域に分布し、断層主部における 1), 2) および 4) よりも変位が少ないが、これは先述 (§1) のように、手取層群分布域で支断層を派出していることと断層末端付近であることのためであろう。もしそうでなければ、2) と 3) の間に左ずれの変位があり、3) と 4) の間にそのむきが反転して右ずれとなり、その結果 4) の時期までに、変位は互に打消し合ったことになる。いずれにしても、現在 1) 2) 4) の変位量が等しいから 4) が生じた直後には、それ以前の基準面 1)~4) はまだ変位していない状態にあったと思われる。さらに、先行性の川 5a) ではその屈曲から推定される変位量は 1), 2), 4), の変位量にほぼ等しい (§3)。小起伏面上の川 (5b) では、最も大きな川である和田川の変位が付近に分布する 2), 3) の変位に等しいが他の川では、それに及ばない。

したがって、上述の 1)~4) および 5) の 1 部は、いずれも同量の変位を示し、それら基準面 (線) の時代範囲 (古生代末—第三紀中頃) には、この断層が右ずれ変位を進行させた証拠が得られない。つまり、現在の跡津川断層が示す水平変位量のすべては、よりあとの時代 (第三紀後期または末期以降) に行われたらしい。基準面 7) では、すべての変位量が 1)~6) より少なく、しかも時代の新しい基準面ほど変位量が小さくなるので、この時期 (第四紀) は明らかに変位の進行時期である。

基準面 7) の変位において、変位を受けている川や段丘の各々の時代がわかれば、この期間における変位速度が得られる。現在、変位が測定された最も高い段丘 (現河床から 64m, 東漆山段丘) は富山平野南部の大沢野面 (比高 35 m) にづく (深井, 1958a) が、その時代は下末吉期 (10 万年前後) よりも確実に新しい (藤井昭二 1965 と私信, および坂本享の私信²⁾)。東漆山段丘よりも低い各段丘 (比高 35 m, 13 m, 8 m) は、いずれ

²⁾ 未発表資料を御教示下さった両氏に感謝する。

もこれより若い。したがって、最近数万年以内での平均変位速度は、見掛けの垂直変位で $20\text{m}+$ /数万年 (高位段丘), $1\sim$ 数 m /数千年 (低位段丘) になる。この断層の全変位の水平成分は垂直成分の数倍であるから、少なめにみてもこの断層の変位速度は $1\text{m}/1000$ 年かそれ以上と考えられる。この値は、跡津川断層と同様、顕著に段丘あるいは谷の累進的変位を示す阿寺断層 (Sugimura and Matsuda, 1965) や丹那断層 (Kuno, 1936) の変位速度 (それぞれ水平変位 $140\text{m}/2.7$ 万年, $1000\text{m}/50\sim 100$ 万年) とほぼ同程度 (水平変位 $1\sim$ 数 $\text{m}/1000$ 年) である。

なお、この値は、最近の数万年以降の平均値であるが、もしこの平均変位速度をさらに以前にまで適用すると、現在、この断層が示す全変位量 3km は 100 万年前後～数百万年以下で達せられることになる。このことは、さきに、この断層の変位のはじまった時期を第三紀後期以後であると推定したと矛盾しない。

このような変位がはじまる以前 (第三紀後期か中期より以前) におけるこの断層の存否は現在の資料では明かでない。ただ現在みられる水平変位量は第三紀末期以後の運動だけで十分説明できる。

文 献

- ALLEN, C. R. (1962): Circum-Pacific faulting in the Philippines-Taiwan region. *Jour. Geophys. Res.*, **67**, pp. 4795-4811.
- COTTON, C. A. (1949): Geomorphology. *Whitcombe and Tombs Limited*, 505 p.
- 深井三郎 (1958a): 神通川及びその支流高原川の河岸段丘. 富山大学教育学部紀要, **6**, pp. 31-46.
- 深井三郎 (1958b): 有峰盆地とその地形発達史. 富山大学教育学部紀要, **6**, pp. 51-61.
- 藤井昭二 (1965): 富山堆積盆地の第四系. 第四紀研究, **4**, pp. 40-41, 101.
- 市川渡 (1933): 神通川及び高原川流域の地形. 地理評, **9**, pp. 150-161.
- IMAMURA, A. (1928): Further note on the seismic activity of northern part of central Japan. *Proc. Imp. Acad.*, **4**, pp. 485-488.
- ISHIOKA, K. (1953): On orbicular esboite from the Amo mine, central Japan. *J. Earth Sci., Nagoya Univ.*, **1**, (no. 1) pp. 85-95, (no. 2) pp. 97-106.
- 春日井昭 (1960): 北部中部飛騨変成帯の片麻岩域の塩基性岩類. 地質雑, **66**, pp. 322-333.
- 川田三郎 (1942): 神通川の河岸段丘. 地理評, **10**, pp. 802-813.
- 河合正虎・野沢保 (1958): 五万分の一地質図幅「東茂住」および同説明書. 地質調査所, pp. 1-76.
- 小林英夫 (1953): 岐阜県吉城郡坂上地域にみられる塩基性岩類と星雲状片麻岩. 北海道地質要報, **22**, pp. 49-57.
- 小林英夫 (1957): 飛騨変成帯における花崗岩化作用の一形式. 地球科学, **35**, pp. 9-18.
- 小林英夫 (1962): 飛騨片麻岩類. 飛騨山地の地質研究, pp. 14-32.
- 小林国夫 (1962): 第四紀 (上). 地学双書 (地研研), **17**, p. 194.
- KUNO (1936): On the displacement of the Tanna fault since the Pleistocene. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **14**, pp. 619-631.
- LENSSEN, G. J. (1958): The Wellington fault from Cook strait to Manawatu gorge. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **1**, pp. 178-196.
- 前田四郎・武南馨 (1957): 富山県南部の手取層群の層序と構造. 地質雑, **63**, pp. 273-288.
- 村田柝 (1912): 跡津の大断層. 地質雑, **21**, pp. 206-208.

- 武者金吉 (1948): 中央日本特に越前・加賀両国に於ける古来の地震活動. 験震時報, pp. 1-12.
- 武者金吉 (1951): 日本地震史料. 毎日新聞社.
- 野沢保 (1952): 飛騨神岡鉾山付近の伊西閃長岩質岩石の成因について. 地質雑, 58, pp. 469-475.
- 野沢保 (1957): 飛騨船津花崗閃緑岩とその中の岩脈との関係. 地質雑, 63, pp. 601-608.
- 野沢保・坂本享 (1960): 五万分の一地質図幅「五百石」および同説明書. 地質調査所.
- 岡山俊雄 (1930): 中央日本の小起伏面遺物とそれに関連せる二三の問題. 地理評, 6, pp. 1659-1681.
- 坂本亨 (1966): 富山積成盆地南半部の新生界とその構造発達史, 地調報告, 213, 27p.
- 塩原幹治・寺津陽次 (1959): 神岡鉾山茂住坑の東部鉾床群の発見. 日本鉱業会誌, 75, pp. 614-616.
- SUGIMURA and MATSUDA (1965): Atera fault and its displacement vectors. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 76, pp. 509-522.
- 鈴木守 (1956): 富山県西南部水無付近における地質構造単位と変成岩類との関係について (第1報). 地質雑, 62, pp. 8-19.
- TAKENAMI, K. and MAEDA, S. (1959): Geology of the Arimine district, Toyama Prefecture, with special reference to the Tetori Group. *Jour. Coll. Arts Science, Chiba Univ.*, 2, no. 3, pp. 309-320.
- 津田禾粒 (1955): 八尾層群の堆積環境について. 地質雑, 61, pp. 532-542.
- 辻村太郎 (1943a): 断層地形図説. 古今書院, 75p.
- 辻村太郎 (1943b): 薬師登山記. 地理学, 11, pp. 1-16.
- WELLMAN, H. W. (1953): Data for the study of Recent and late Pleistocene faulting in the South Island of New Zealand. *N. Z. Jour Sci. Tech.* B 34 (4), pp. 270-288.
- 山沢金五郎 (1929): 安政五年二月二十六日の飛騨角川大地震に就て. 地震, 1, pp. 125-128.

58. *Strike-slip Faulting along the Atotsugawa Fault, Japan.*

By Tokihiko MATSUDA,
Earthquake Research Institute.

The Atotsugawa fault in central Japan lies about 70 km north of the Atera fault which has recently been described by Sugimura and Matsuda (1965). Although both faults are strike-slip faults of Quaternary age in central Japan, their directions of displacement are opposite to each other. The Atera fault is NW-SE in trend and left-lateral in displacement, while the Atotsugawa fault concerned here is NE-SW in trend and right-lateral.

The Atotsugawa fault runs more than 60 km in the Hida plateau, a late Tertiary raised peneplain. Deep fault-line valleys are developed along the antecedent Jintsu River. Average strike of the fault trace is $N60^{\circ}E$. The fault plane stands near vertical ($90^{\circ} \pm 10^{\circ}$), on which striations are near horizontal ($0 \pm 30^{\circ}$).

Along the fault line, Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic rocks and Quaternary topographic surfaces are displaced right laterally with the northern side upthrown. Amount of displacement reaches about 3 km (± 0.5 km) in horizontal and 0.1-0.5 km in vertical components.

Quaternary river terraces show progressive displacement on the fault trace; that is, the older their age, the larger the amount of displacement. Tertiary and older rocks, however, show a constant amount of displacement. This indicates that the Atotsugawa fault began to move toward the latest Tertiary, and the total displacement now observed

has subsequently accumulated. Main reference rocks or topographic features and the amounts of horizontal displacement in the central portion of the fault trace are as follows:

- | | | |
|---|---|----------------|
| 1) Hida Metamorphics (Paleozoic) | } | 3 ± 0.5 km |
| 2) Granite (late Paleozoic or early Mesozoic) | | |
| 3) Tetori group (late Mesozoic) | | |
| 4) Andesite dikes (Tertiary?) | | |
| 5a) Antecedent rivers crossing the Hida plateau (Tertiary) | } | 2 km |
| 5b) Old rivers on the Hida plateau (late Tertiary) | | |
| 6) Hida peneplain, 1000 m-1500 m in altitude (late Pliocene) | | |
| 7) Small tributaries and river terraces along the major antecedent streams (Quaternary) | | <1 km |

The rate of right-lateral displacement is roughly estimated at more than one meter per 1000 years on an average. This rate is enough to obtain the present total displacement along this fault in period of one or a few million years (early Quaternary or late Pliocene).

The earthquake of 1857 which caused great damage in the narrow area along this fault, must be the youngest activity of the Atotsugawa fault.

Stream offsets on the fault trace are studied quantitatively in relation to the upstream length of the offset stream. The larger rivers (rivers having longer upstream length) show the larger amount of offset of stream (Fig. 18). The smallest example observed is about 25 m offset of 0.3 km-long stream. More than 40 km-long rivers, on the other hand, show 3-4 km offset of stream. The intermediate streams are offset intermediately in amount. The streams with a longer upstream portion from the fault line would be older and therefore have been offset to a larger amount by progressive faulting.