

第3節 跡津川断層の地質的概要

1 断層分布

(1) 跡津川断層の位置及び形態

跡津川断層は、富山県富山市有峰、岐阜県飛騨市を経て、同県大野郡白川村に至る断層である。跡津川断層の全長は71kmで、東北東－西南西方向に延びる（図1－6を参照）。北東延長方向に弥陀ヶ原断層と天狗平断層が分布する。本断層の北東部には約2～4km隔てた北側で茂住－祐延断層が隣接するほか、さらに北側約5～12km隔てて牛首断層と万波峠断層が並走し、約5～10km隔てた南側には古川断層帯（松田, 1990）が並走する。

跡津川断層は、その両端に活火山（弥陀ヶ原火山と白山火山；火口間距離約80km）があること、断層沿いに微小地震が線状に分布する特徴があり、断層の東半部が年間1.0～1.5mmの速さでクリープしていること（多田, 1991, 1998）など、日本の活断層としては特異な存在である。1858(安政5)年、跡津川断層は、岐阜県宮川村角川を震央とし、マグニチュード7.3～7.6の安政飛越地震を発生した。

(2) 弥陀ヶ原断層

弥陀ヶ原断層は、茂住－祐延断層に平行し、右横ずれの変位センスを持つなど、飛越地域に共通するテクトニックな条件を反映している。弥陀ヶ原断層の東端部は、立山地獄谷周辺の爆裂火口群に移化している（小林・羽田野, 1989；小林・藤本, 1994；原山ほか, 2001）。言い換えると、この断層は力学的弱点である爆裂火口群を出発点にして成長をはじめた若い断層かもしれない。

なお、断層の位置が立山カルデラ（後述の写真1－6）と称名溪谷に挟まれた弥陀ヶ原台地に限られることから、詳細を議論するときには、地形から生じた局所応力の関与や立山火山体内部に限られ基盤には達していない可能性などを考慮する必要もある。

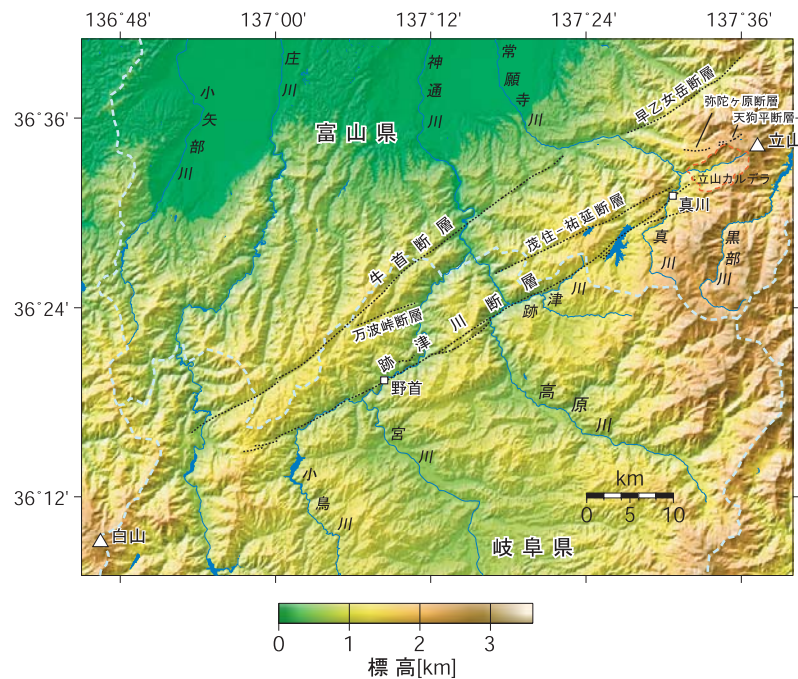


図 1－6 跡津川断層系の位置及びその周辺の地形

黒色破線は活断層研究会(1991)による断層線。地形は国土地理院数値地図50mメッシュ(標高)を使用して表現した。水色の実線・領域は国土交通省の国土数値情報(河川・湖沼ベクトルデータ)による各河川・湖沼の分布を表す。跡津川断層上の口印はトレンチ調査が行われた場所を示す。



写真 1－6 立山カルデラ

鉦崎山上空、約3,900mから東方を撮影。約22万年前から活動を開始した立山火山の最も激しい活動の舞台と考えられている。かつて標高2,800mを越える火山がこの場所に存在していたと推定されるが(原山, 2000)、山体の大規模な侵食によって五色ヶ原、国見岳、天狗山などの稜線を残すのみとなっている。火山の噴火場所は年代によって異なり、順に南から北へと移動していったと考えられる。写真左手前は約13万から9万年前に発生した大規模な火砕流の流下によって形成された弥陀ヶ原台地。跡津川断層は写真右下の角付近から中央に向かって伸び、カルデラの稜線付近まで露頭が確認されている。

(3) 跡津川断層系を構成する断層とこれまでの主な調査研究

跡津川断層系は、約5～12km隔てて併走する跡津川断層及び牛首断層と、それらの延長上並びに間に挟在する弥陀ヶ原断層、天狗平断層、早乙女岳断層、茂住一祐延断層、万波峠断層などから構成され(図1-6)、地質構造や微小地震活動などで一連の関係性が認められる。断層系の位置については、活断層研究会編(1991)、中田・今泉編(2002)などで概ね良い一致を成す。なお、中田・今泉編(2002)では、跡津川断層の北東端の約3km区間と天狗平断層、早乙女岳断層については、最近数十万年間に繰り返し活動したことを示す地形的な徴候が認められないとしている。

跡津川断層の存在や活動特性については、村田(1912)により初めて記載され、辻村(1943)、前田・武南(1957)、河合・野沢(1958)、野沢ほか(1975)などが地質構造について記述した。本断層は、松田(1966)により詳細な地質・地形調査が行われ、その活断層としての全体像が明らかにされた。このほか、野沢(1978)、藤井・竹村(1979a, b)、野沢ほか(1981)、東郷・岡田(1983)及び竹村・藤井(1984)などが活動性について記載を行った。

竹村・藤井(1984)は、立山カルデラから原山本谷に至る茂住断層を、右横ずれの活断層とした。また、跡津川断層の北東に位置する弥陀ヶ原断層と天狗平断層については、熊木(1983)などが記載している。活断層研究会編(1980, 1991)は、これらの研究を総括した形で、跡津川断層、茂住一祐延断層、弥陀ヶ原断層及び天狗平断層を第四紀に活動を繰り返した活断層として図示した。また、中田・今泉編(2002)は、跡津川断層、弥陀ヶ原断層を活断層、茂住一祐延断層を推定活断層として図示している。

本断層の第四紀後期の特性に関する調査としては、跡津川断層発掘調査団(1983, 1986)、跡津川断層トレンチ発掘調査団ほか(1989; 図1-7)、跡津川断層トレンチ発掘調査団(1990)、栗田・佃(1993)、ハスバートルほか(2000)、野村ほか(2002; 図1-8)及びTakeuchi *et al.* (2003)などによるトレンチ調査及び地層抜き取り調査などがある。

また、跡津川断層と茂住一祐延断層を対象として、断層ガスの連続観測、微小地震観測、ブーゲー重力異常観測、精密測地測量、GPS観測などが行われ、活断層の歪や応力の蓄積過程、破碎帯の形成過程などの研究が進んでいる(和田・伊藤, 1994, 1995; 多田, 1991, 1998; 和田ほか, 1996; 安藤, 1998; 伊藤・和田ほか, 1998; 平原, 1998; Ando *et al.*, 2007など)。

(4) 断層面の位置・形状・変位の向き

跡津川断層の長さ及び一般走向は、微小地震活動(伊藤・和田ほか, 1998; 伊藤, 2006など)の両端を結んで計測すると約71km、N60°Eとなる(図1-10)。活断層研究会編(1991)、中田・今泉編(2002)による地表断層トレースの全長は65kmであり、沿線で顕著な変位地形や断層露頭が分布する(後述)。跡津川断層帯の変位センスは、活断層研究会編(1980, 1991)や中田・今泉編(2002)などに示された谷地形の系統的な右屈曲、竹村・藤井(1984)をはじめとする断層露頭の観察結果、断層沿いの微小地震活動の発震機構解析(図1-11)などから、右

横ずれを主体とし、北西側隆起成分を伴うと考えられる。

断層面の傾斜は、微小地震の震源分布（図1-10）に基づく、地下15km以浅では断層面はほぼ垂直と推定される。また、断層露頭やトレンチ壁面の観察結果（跡津川断層発掘トレンチ調査団ほか, 1989など）から、地表付近でも高角であると推定される（図1-7、図1-8）。地震発生層の下限の深さが約15kmであり、断層面の傾斜がほぼ鉛直と推定されることから、脆性変形領域としての断層面の幅は約15kmと推定される（後述、図1-12）。断層直下には、延性変形領域としての断層帯が推定されている（Iio *et al.*, 2002 ; Hirahara., 2007など）。

1998年から本格化した地震総合フロンティア研究の一環として、跡津川断層系についても断層深部の地震発生領域の地質構造に関する各種探査と観測が実施された（竹内, 1998 ; ハスバートルほか, 2000）。特に地殻変動のGPS連続測地観測や断層破碎帯のガイドウェーブ観測などによるデータが蓄積され、断層破碎帯とは何か、震源核形成過程と固着回復過程の解明という地質学に関わりが深い課題が中心である（Ando *ed.*, 2007）。2004年から5か年計画で、地震・電磁気・GPS測地などの跡津川断層の総合観測が取り組まれている（岩崎ほか, 2007など）。

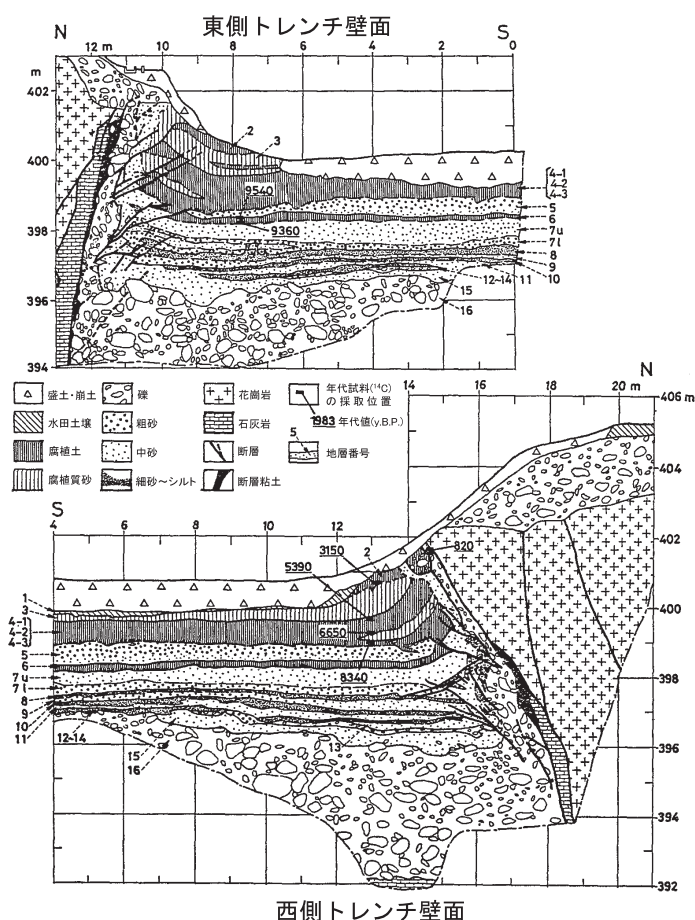


図1-7 岐阜県宮川村野首における跡津川断層のトレンチ断面図
(跡津川断層トレンチ発掘調査団(1989)に加筆)

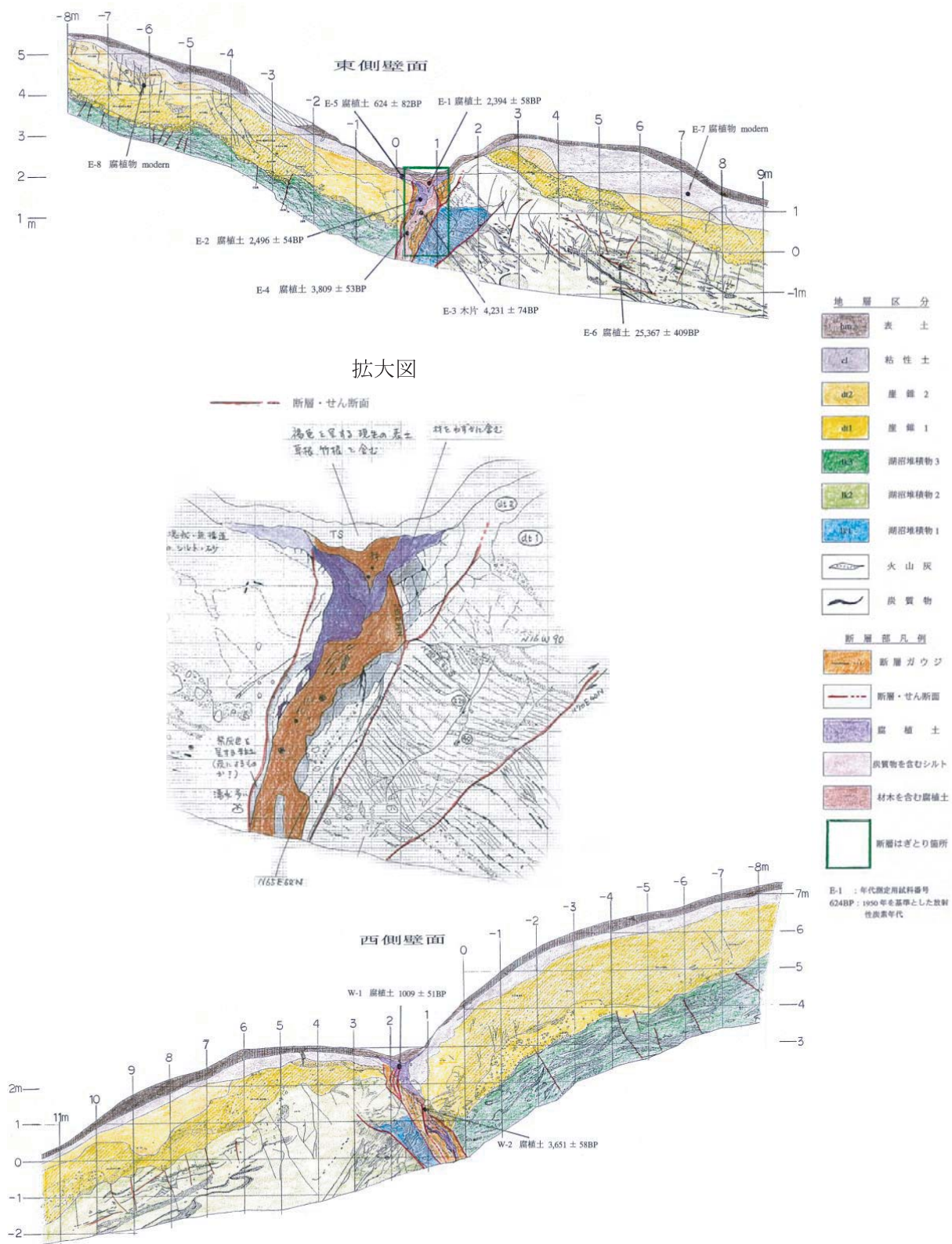


図 1-8 真川における跡津川断層のトレンチ断面図 (立山砂防事務所)

中央図は東側壁面の断層破砕帯の拡大図である。放射性炭素年代測定により、このトレンチ断面からは、3つのイベント、800年前以降、2,450～800年前、4,085～2,450年前が確認された(西暦1950年を基準年として)。安政飛越地震は800年前以降のイベントに相当していると考えられる。

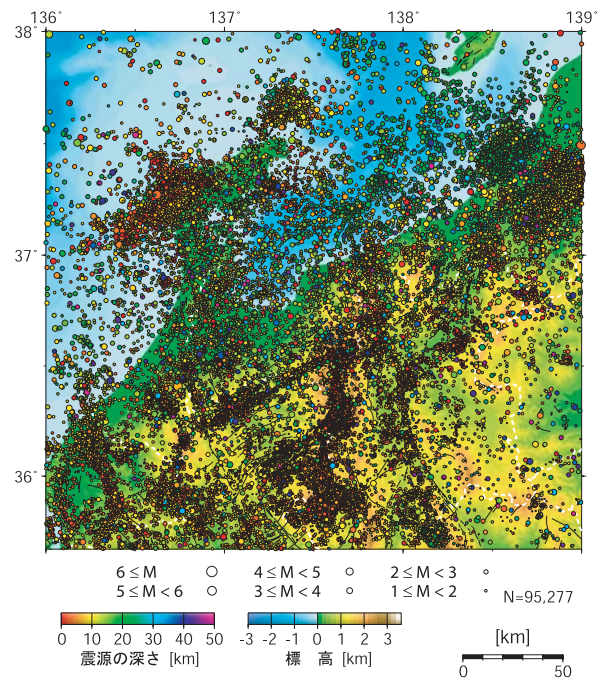


図 1-9 飛越地域の地震活動

震源データは京都大学防災研究所から提供していただいた。1996年1月から2007年12月までのマグニチュード1以上、深さ50km以浅の地震をプロットした。白色の破線は県境、活断層研究会(1991)による活断層の分布を黒色実線で、陸上地形を国土地理院の数値地図50mメッシュ(標高)で、海底地形を岸本(1999)で表現した。

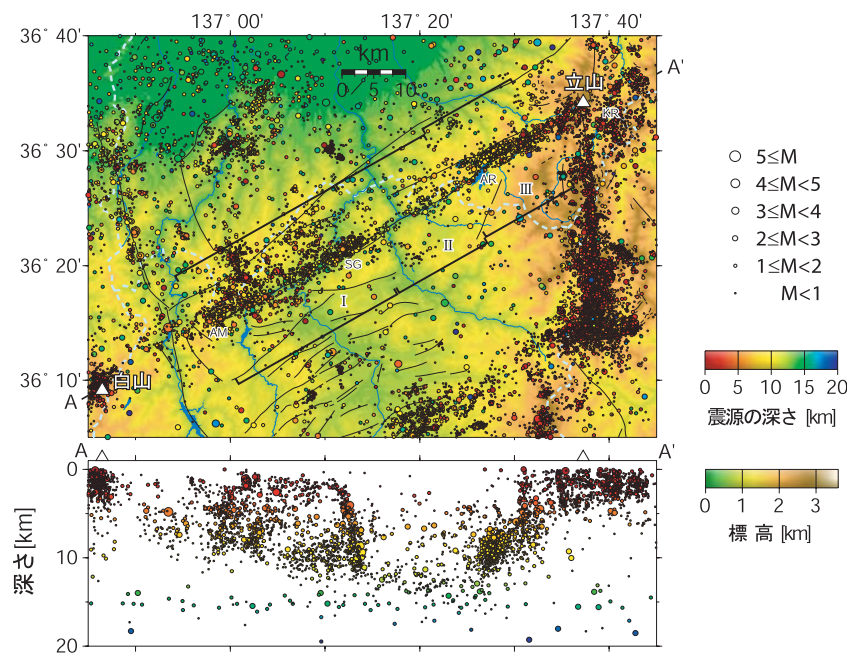


図 1-10 跡津川断層周辺の地震活動

震源データは京都大学防災研究所から提供していただいた。1996年1月から2007年12月までのマグニチュード0以上、深さ20km以浅の地震をプロットした。発破などによる人工的な地震も含まれる。実線は活断層研究会(1991)による活断層の分布。また断層沿いに発生する地震の深さ分布をA-A'軸(N60E)を中心とした幅10kmの範囲でプロットした。図中I、II、IIIの枠は図1-11の各断層横断面において対応する地震分布範囲を表す。

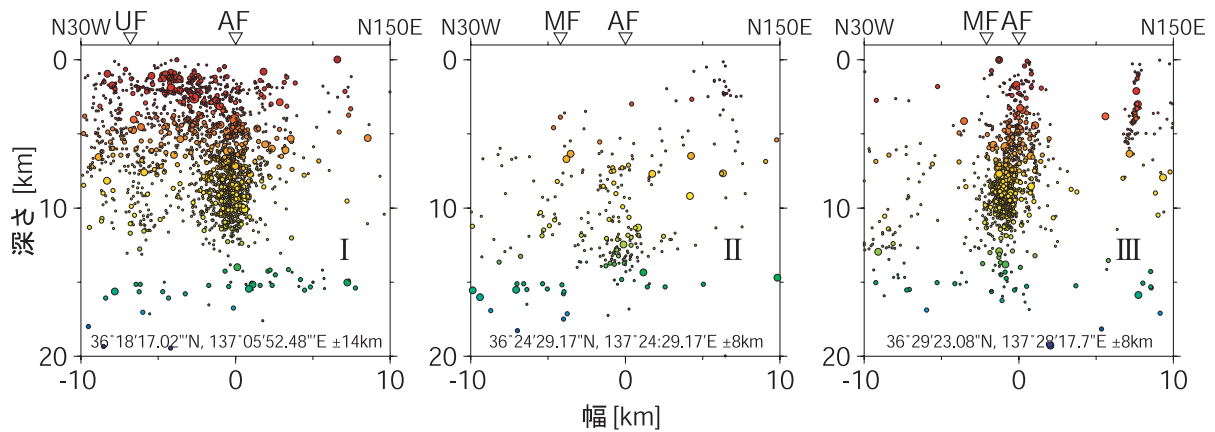


図 1-11 跡津川断層の直交断面に投影した地震の鉛直分布

図 1-10の地震分布をⅠ西部（天生峠－池ヶ原）、Ⅱ中部（池ヶ原－大多和峠）、Ⅲ東部（大多和峠－有峰トンネル）に分けて表す。投影範囲（奥行）は断層の走向N60E線上においてそれぞれの図中の座標を中心としてⅠ：28km、Ⅱ：16km、Ⅲ：16kmとした。横軸において0kmの位置が跡津川断層（AF）の横断位置を表し、UF、MFはそれぞれ牛首断層、茂住-祐延断層の横断位置を表す。Ⅲ東部の跡津川断層の北東側に認められる地震分布のかたまりは北アルプスにおける地震活動である。

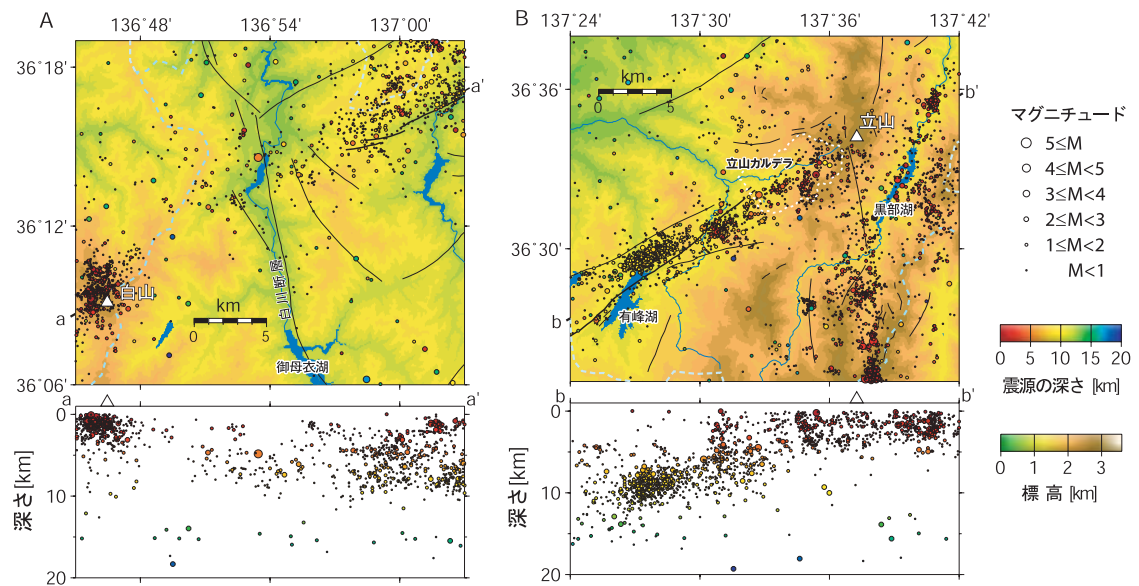


図 1-12 跡津川断層末端部周辺の地震活動

左側A図が断層西端部周辺、右側B図が断層東端部周辺。震源データは京都大学防災研究所から提供していただいた。1996年1月から2007年12月までのマグニチュード0以上、深さ20km以浅の地震をプロットした。発破などによる人工的な地震も含まれる。実線は活断層研究会(1991)による活断層の分布。跡津川断層を太い実線で表した。県境を青白色の破線で表す。断層沿いに発生する地震の深さ分布をa-a'軸、b-b'軸を中心とした幅10kmの範囲でプロットした。断層西端部の地震活動は多くが牛首断層との間で発生していて、地表の断層線とほぼ同じ位置で低下する。末端より先では5km以浅の地震は白山直下を除いてあまり発生していない。白川断層周辺で一旦増えるものの、跡津川断層の活動による地震と判断することはできない。地震発生の下限は白山へ近づくにつれて緩やかに浅くなっている。断層東端部の地震活動は茂住-祐延断層との間、有峰湖の北側で多く発生し約10km弱の深さに集中している。末端手前から浅い地震が増加し、地震分布の下限も急に浅くなる。断層の延長上である立山カルデラ内（白色点線内）の中央付近から約5km程度までに分布する。

2 跡津川断層の変動地形と安政飛越地震の地表地震断層

(1) 跡津川断層沿いの変位地形

現在、跡津川断層全体にわたって断層変位の累積性や断層活動の持続性が認められる。それを示す重要な証拠として、測地学的に監視観測されている地殻運動のほか、断層に沿って発達する大小河谷の系統的な屈曲右ずれ転移や截頭河谷（風隙）などの変位地形がある。

断層周辺の飛騨山地においては、頂部に顕著な小起伏面があり、跡津川断層の活動によって形成されたと考えられる直線状南向きの崖地形、南側には飛騨古川・神岡・有峰湖付近に盆状凹地が認められる。小起伏面には、いわゆる前輪廻^{りんね}性の河谷が残存し、上記断層崖の両側で系統的に右横ずれ変位を示す（東郷・岡田, 1983）。

断層沿いの各地（飛騨市宮川村角川一野首、同神岡町跡津川沿い一富山市大多和峠一有峰湖北西岸など）では、3 kmに達する右横ずれの食い違いを示す谷や尾根の系統的屈曲、準平原面・段丘面、湖の堆積層などが、断層を境に北側がより高くなる上下変位を示す低断層崖など、活断層特有の変位地形が見られ、すべり面の観察や断層活動年代が推定できる断層露頭も見られる（ハスバートルほか, 2000；道家・竹内, 2008）。

なかでも、常願寺川支流の真川沿い（立山カルデラの北西側にある真川4号砂防ダム右岸）には大規模な断層露頭があり、直上の斜面では地震によってできた地割れが観察できる（赤羽ほか, 2003；高木, 2007）。大多和峠東方の跡津川断層の地表トレース沿いにも、明瞭な安政飛越地震の地表地震断層が分布する。

(2) 立山火山と跡津川断層の位置関係と立山カルデラの成因

およそ50～30万年前以降に活発化した日本列島の断層地塊運動に伴って跡津川断層系（跡津川断層・茂住断層・牛首断層など）の活動も顕著になった。跡津川断層は、地質断層（既存弱線）として、明らかに立山火山の活動以前から存在していたが、乗鞍火山帯の火山活動が始まり、立山火山（新期）が跡津川断層と茂住一祐延断層の共通末端部に形成された（写真1-6）。

一般に火山活動の壮年期までは山体の建造が行われ、立山火山でも成層火山体と火砕流台地を形成した。壮年期を過ぎると、侵食作用が勝り山体・平坦面の開析が進む。しかし、中央火口の単純な侵食だけでカルデラが拡大するとは考えにくい。乗鞍火山列の中で、立山だけに「なぜ侵食カルデラができたのか」。立山火山の山体直下が、地殻歪の集中しやすい断層末端であることから、山体崩壊が促進される仕組みとして、横ずれ断層末端部の局部的伸長（一種のpull-apart）が考えられる。跡津川断層が起震断層となった大地震では、大なり小なり火山活動が伴われ、安政飛越地震では、新湯から玉滴石が飛散した（赤羽ほか, 1989）。壮年期を過ぎた立山火山周辺では、火山活動と地震活動は相補的に機能して歪エネルギーを解放したと考えられる。

断層沿いの微小地震活動（図1-10、図1-11）は、安政飛越地震から150年を経過した現

在、減衰する傾向にはないことから、この大地震の余効変動（余震活動）ではなく、断層すべりの定常性を示すと見られる（佃, 1983）。火山は力学的弱点である（竹内, 1983；中村, 1987）ため、立山火山の存在は断層末端の性質を自由端として断層運動を起こしやすくしていると理解できる。この観点からすれば、侵食・崩壊地形としての立山カルデラの成因は、断層活動であると言える。

3 トレンチ調査（地形・地質的に認められた安政飛越地震）

(1) 跡津川断層野首地点（トレンチ調査）

跡津川断層トレンチ発掘調査団ほか（1989）は、宮川流域の低位段丘面に認められる低断層崖上でトレンチ調査を実施した。また、栗田・佃（1993）は、最近の活動の再来間隔をより正確に求めるため、跡津川断層トレンチ発掘調査団ほか（1989）のトレンチ掘削地点に隣接して小規模なトレンチ調査を実施した。両トレンチ壁面には高角度の断層とほぼ同様の地質構造が確認され、跡津川断層の活動に関して整合する結果が得られた。

跡津川断層トレンチ発掘調査団ほか（1989）のトレンチ壁面（図 1-7）では、11～13世紀の水路に堆積した 1 層（腐植土層）を切る断層が確認された。トレンチ壁面に認められた砂脈の残留磁化方位測定結果からは、AD1, 800 年ごろに地震動があったことが推定されている（跡津川断層トレンチ発掘調査団ほか, 1989）。これに対比されるものとして、栗田・佃（1993）のトレンチ壁面では 17～20 世紀の B 層（腐植土層）を切る断層が確認されている。これらに基づくと、本断層の最新活動は 17 世紀以後と考えられる。これらの事象は、安政飛越地震に対比される。

それ以前については、少なくとも 5 回の活動が認定されており、1 つ前の活動は約 4, 300 年前以後、2 つ前の活動は約 5, 300 年前以後で約 4, 000 年前以前、3 つ前の活動は約 8, 100 年前以後で約 7, 500 年前以前、4 つ前の活動は約 1 万 1, 000 年前以後で約 9, 300 年前以前、そして、5 つ前の活動は約 1 万 1, 000 年前以前であった可能性が推定されている。

(2) 跡津川断層真川地点（断層露頭調査）

跡津川断層の東部の富山市大山町真川地点では、複数の断層露頭が確認されている。このうち、竹村・藤井（1984）、竹内ほか（1990）などが記載した谷底付近の露頭において、断層活動の年代が推定されている。同露頭では、走向 N42～45°E、傾斜 87°S E の断層が認められる。

露頭上部に分布する低位段丘面（L 5 面）の構成層には、北西上がり 0.5～1 m の変位が認められる。また、段丘構成層の最上部の g 1 礫層が断層に切られており、断層による裂溝を埋めて崖錐堆積物が堆積している。g 1 礫層に挟まれる S 2 砂層の年代が 14 世紀と推定されていることから、ここでの最新活動は 14 世紀以後とされ、安政飛越地震に対比される。

(3) 跡津川断層真川地点（トレンチ調査）

上述の断層露頭の約700m東北東において、真川右岸の標高1,200m付近の顕著な断層地形を横切って掘削されたトレンチ（立山砂防事務所, 2002）では、土壌層や湖成シルト～砂層が断層に切られている（図1－8）。ここでは、最新活動として、断層に挟み込まれた腐植土を切るイベントが認定され、その年代は「800年前以降」とされた。その年代の上限は押さえられないが、安政飛越地震に対比されるものと考えられる。

(4) 跡津川断層跡津川地点（断層露頭調査）

道家・竹内（2008）は、跡津川断層東部、岐阜県飛騨市神岡町佐古集落付近において、同断層の活動履歴にかかわる未報告の断層露頭2か所を確認し、記載及び年代測定を行った。炭素同位体法による年代測定の結果、最新断層活動は 100 ± 30 yrBP以降であった。過去100年間には相当する地震の記録はないこと、年代値の誤差範囲から、本露頭におけるイベントは安政の飛越地震に対比できる。

(5) 茂住－祐延断層茂住峠地点（地層抜き取り調査）

ハスバートルほか（2000）は、富山・岐阜県境の茂住峠から東方（富山県側）約200mの地点において、沢の系統的な右横ずれが認められる推定断層線上をまたいで地層抜き取り調査を行った。採取された抜き取り試料には、砂礫層（Ⅳ層：16～17世紀）と腐植土層（Ⅲ層）を切つて、礫混じり粘土－砂層（Ⅱ層：modern）に覆われる断層が認められている。したがって、本地点での最新活動時期は16世紀以後と推定され、上記と同様の理由で安政の飛越地震に対比される。

(6) 茂住－祐延断層長棟川地点（断層露頭調査）

長棟川地点では、1～3世紀の年代を示す礫層などから構成される堆積物が、断層によって、上下に2m以上引きずられている（ハスバートルほか, 1999）。このことから、本地点での最新活動は1世紀以後にあったと推定される。

4 跡津川断層の活動性

(1) 先史時代・歴史時代の活動

安政5（1858）年の飛越地震では、本断層帯に沿う集落で被害率が高く、跡津川断層及び茂住－祐延断層に沿う集落、あるいは各断層から20数km以内に分布する家屋の被害率は50～100%に達している（宇佐美・松田, 1979）。このうち、本断層帯の南側では、断層帯から離れるにしたがって被害率が急に小さくなる（距離2kmで25%以下）。以上の被害状況と地形・地質学的に確認された最新活動時期から、本断層の最新活動時期は安政5（1858）年の飛越地震であったと推定される。

(2) 平均変位速度

跡津川断層帯中央部の高原川中流の飛騨市東漆山地点には、中越・殿・坂巻・見座の各段丘面が分布し、跡津川断層の活動に伴う段丘面の累積変位が認められる（松田, 1966）。このうち、最も古い中越段丘面の変位量は、北西側隆起成分で14.5m、中越段丘面と下位の殿段丘面を分ける段丘崖の右横ずれ量は20～30mである（磯ほか, 1980）。中越段丘面の上下変位量（14.5m）は殿段丘面の上下変位量（10.8m）の1.3倍であることから、中越段丘面離水後の右横ずれ量は殿段丘面離水後の右横ずれ量（20～30m）より大きく、26～39m程度と推定できる。中越段丘面の年代は、上地ヶ根泥流（11,300±170yrBP；小池, 1978）に対比され約1万3,000年前とされている（磯ほか, 1980）ことから、この地点での平均右横ずれ変位速度は2.0～3.0m／千年、平均上下変位速度は1.1m／千年と推定される。

また、断層南西部の飛騨市野首地点ではトレンチ調査が実施されており、岡田・熊木（1983）は、約1万～1万数千年前に形成された段丘面が9m、さらに、段丘堆積物の基底面が10m上下方向に変位していることに基づき、断層面の条線が15°傾斜すると仮定して実移動の平均変位速度を2.5～3.7m／千年と求めている。

ちなみに、北東に隣接する弥陀ヶ原断層は、立山火山第Ⅱ・Ⅲ期の溶岩・火砕流堆積物（大町Epm；6万～7万5,000年前；町田・新井, 2003）で構成され、大山倉吉火山灰（DKP；≥5万5,000年前；町田・新井, 2003）により覆われる面を開析する谷の右横ずれが最大40mとされている（熊木, 1983）。よって、弥陀ヶ原断層の平均右横ずれ変位量は0.5～0.7m／千年と推定される。

(3) 1回の変位量

前述したように、跡津川断層帯では約1万1,000年前以後に5回の断層活動があったと推定され、この5回から推定される平均活動間隔は約2,300～2,700年である。また、跡津川断層の東漆山地点付近では、約1万3,000年前以後に形成された中越段丘面が上下に14.5m変位している。本断層帯の活動時期と後述の平均活動間隔を考慮すると、この上下変位量は5～6回の

断層活動によるものであり、1回あたりの上下変位量は2.4～2.9mであったと推定される。加えて、段丘面の変位量からは、この地点における上下成分と右横ずれ成分との比は1 : 1.9～2.8と求められる。したがって、1回の変位量の右横ずれ成分は4.4～8.1m、実移動量が5.0～8.6mである可能性がある。

一方、本断層は長さが約71kmであることから、松田（1975）の経験式(1)、(2)を用いると、跡津川断層帯における1回の活動に伴う変位量は約5.6mと計算され、上記の段丘の変位量と断層活動回数から求めた変位量の範囲内に収まる。ここで、Lは1回の地震で活動する断層の長さ（km）、Mはその時のマグニチュード、Dは1回の活動に伴う変位量（m）である。

$$\text{Log } L = 0.6M - 2.9 \quad (1)$$

$$\text{Log } D = 0.6M - 4.0 \quad (2)$$

以上の検討から、1回の活動に伴う跡津川断層帯の右横ずれ変位量は約4.5～8 m、上下変位量は約2.5～3 mであった可能性がある。

(4) 活動間隔

跡津川断層は、最新活動時期が1858年（安政5）年の飛越地震と推定され、4つ前の活動時期が約1万1,000年前以後、約9,300年前以前と考えられることから、平均活動間隔は約2,300～2,700年と推定される。跡津川断層の平均変位速度（右横ずれ成分）は約2～3 m／千年、1回の活動に伴う右横ずれ変位量は約4.5～8 mと求められていることから、跡津川断層の平均活動間隔は1,700～4,400年程度と計算され、上述のように推定された活動間隔と整合する。

なお、個々のトレンチ調査等では、1,150年などの活動間隔が報告されている（跡津川断層発掘調査団, 1989；立山砂防事務所, 2002など）。

(5) 活動区間

これまで、断層東部の露頭での年代値、幾何学的形態及び推定される地震の規模から、最新活動は岐阜県飛騨市宮川村菅沼以西の西側セグメントだけが活動したとする見解もあった（片川ほか, 2002など）。しかし、安政飛越地震のマグニチュードが7.3～7.6程度になる可能性（都司, 2002；松浦, 2006）や、断層東端部におけるトレンチ調査の結果（野村ほか, 2002；Takeuchi *et al.*, 2003）、跡津川沿いの活断層露頭での最新活動年代資料（道家・竹内, 2008）などは、最新活動時に跡津川断層全域が活動したとする見解を支持する。また、過去複数回の活動履歴（跡津川断層トレンチ発掘調査団ほか, 1989；栗田・佃, 1993；Takeuchi *et al.*, 2003など）では、東西2地点のイベント時期は整合性があり、跡津川断層は全域が一連として活動してきたと考えられる。

茂住一祐延断層に関しては、変動地形の特徴を考慮すると跡津川断層より活動度が小さいが（活断層研究会編, 1991）、前述のとおり、安政飛越地震では連動したと見られる。過去の活動において、跡津川断層と同時に動かなかったイベントもある（Takeuchi *et al.*, 2003）。

なお、牛首断層と万波峠断層の最新活動は約800年前とされる（宮下ほか, 2006）。