

七尾市

# 1:25,000都市圏活断層図

## 高山周辺の活断層

黒部市

「高山東部」「高山西部」「高山西南部」

### 解 説 書

富山市

金沢市

岡田篤正 東郷正美 八木浩司 堤 浩之

平成20年11月

松本市

高山市

高山西部

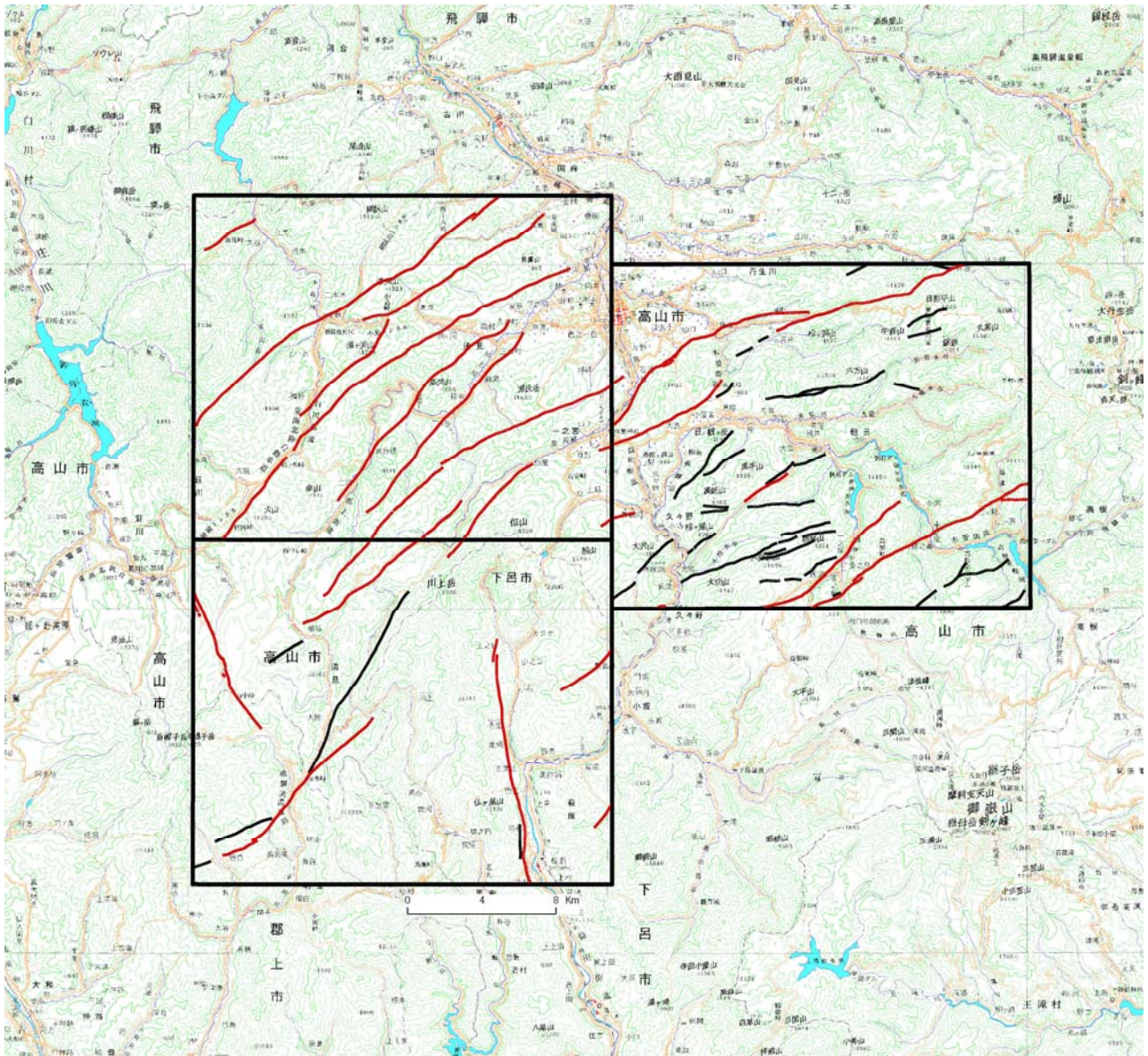
高山東部

高山西南部

編集 国土地理院

# 目 次

1. はじめに	2
2. 口絵	3
3. 高山周辺の地形及び活断層の特徴	6
4. 高山・大原断層帯及び周辺の活断層の概要	10
5. 各図幅の特徴	11
6. 歴史地震との関係	17
7. 高山・大原断層帯の長期評価の概要	18
8. まとめに換えて	19
9. 参考文献	20
10. 空中写真・地形図及び委員会等	21



都市圏活断層図作成地域図

## 1. はじめに

国土地理院では、平成7年1月の阪神・淡路大震災を契機に、活断層に関する情報の整備及び公開の必要性が高まってきた。これに応えるため、地震が発生した場合に甚大な被害が予想される都市域及びその周辺を対象に縮尺：2万5千分1「都市圏活断層図」を作成してきた。

図示している活断層は、活断層の研究者と共同で主に空中写真（縮尺1万分の1～4万分の1）を用いて、空中写真判読により調査している。

この図では「活断層」を、最近数十万年間に、約千年から数万年の間隔で繰り返し活動してきた跡が地形に表れているものであり、今後も活動を繰り返すと考えられる断層としている。このうち、風雨による侵食、堆積や人工的な要因などにより、地形が改変されているため、活断層の位置を明確に表示できない位置が不確かな区間は破線とし、活動の跡が土砂の下に埋もれてしまっている区間は、

は、点線で図示している。

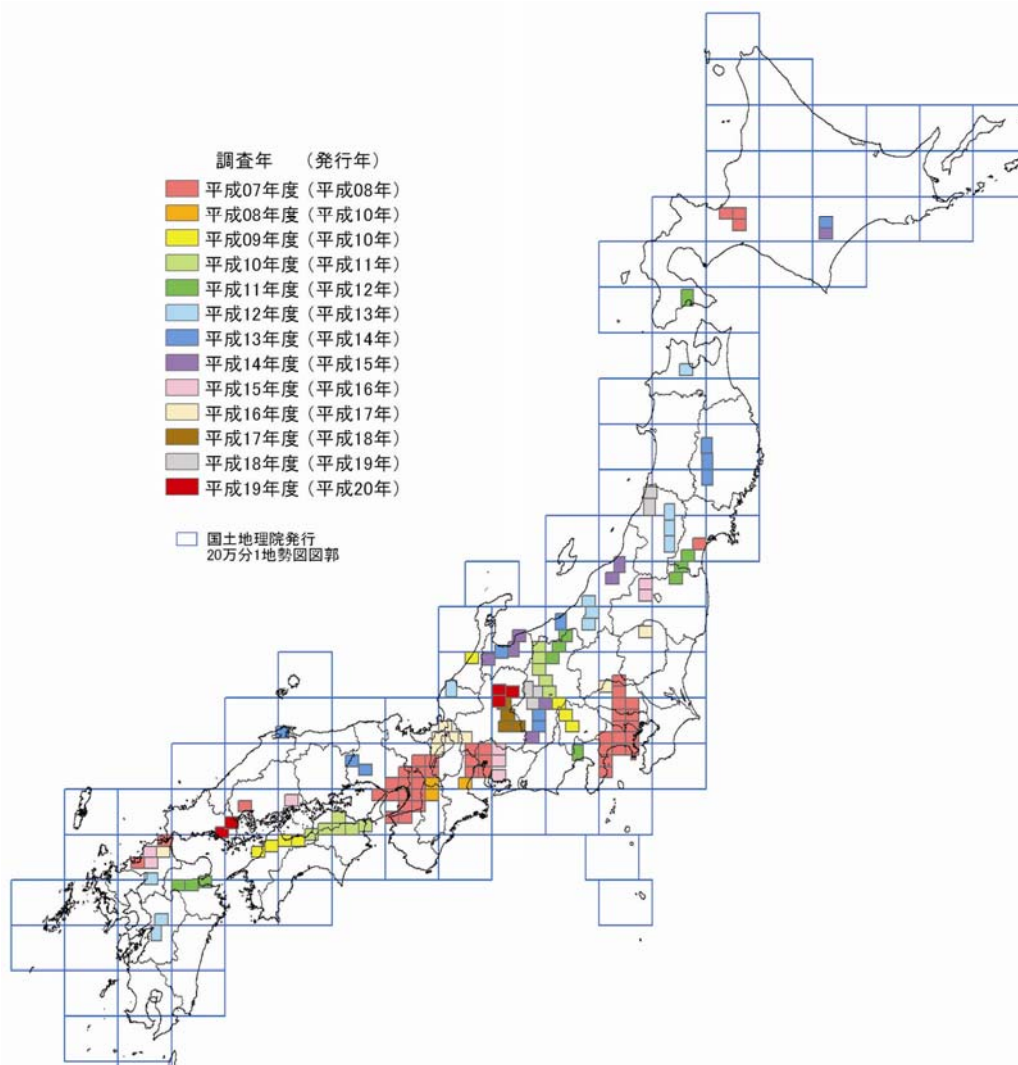
また、活断層の位置のほか、活断層に関連する段丘地形・沖積低地・地すべり地形などの第四紀後期（数十万年前から現在まで）に形成された主な地形（面）も図示している。これにより活断層周辺の地盤状況の把握や、活断層の活動によって地すべりが再活動する可能性のある地域の推定など、防災に役立つ情報を読みとることができる。

都市圏活断層図1枚に表示されている範囲は、国土地理院刊行の縮尺：2万5千分の1地形図4枚分相当である。

都市圏活断層図の整備状況は、平成16年度までに三大都市圏、政令指定都市、県庁所在都市及びその周辺について124面（約50,000km<sup>2</sup>）を作成し、平成17年度より都市域周辺部（山間地域を含む）の主要な活断層について、新たに図示項目を追加して作成を開始している。これまでと合わせて138面（約55,000km<sup>2</sup>）を作成している。

なお、活断層の模式図（逆断層、右横ずれ断層など）、活断層図のサンプル、整備範囲などは、以下の国土地理院のホームページで参照していただきたい。

（<http://www1.gsi.go.jp/geowww/bousai/menu.html>）



都市圏活断層図の整備状況

## 2. 口絵



写真1 高山市丹生川町町方・山口・塩屋町付近の段丘面や丘陵性山地を横断する江名子断層などを東望 写真中央部の高い平坦面は上位面. 右側の直線状谷は江名子断層. 遠景は乗鞍岳 (2007年10月岡田篤正撮影).



写真2 高山市江名子町上空から東方の滝町方面を東望 右手の山麓線から上方の直線状谷を江名子断層が通過. 背後は乗鞍岳と西側の山地 (2007年10月岡田篤正撮影).



写真3 高山市有道谷付近から東方の山地域を東望 写真右下部は畜産センター. この直線状谷を口有道谷断層が走る. 左手遠景は乗鞍岳 (2006年10月岡田篤正撮影).



写真4 高山市高根町上空から高山市池ヶ洞付近の猪之鼻断層を北望 写真下部は飛騨川河谷. 中央左右を猪之鼻断層が通過. 丘陵性山地は千町溶岩・丹生川火砕流等の火山性平坦面 (2007年10月岡田篤正撮影).



写真5 高山市清見町大原周辺の地形と大原断層 写真左下部から中央(大原盆地)を経て、右の直線状谷や鞍部を大原断層が通過。左背後の山頂平坦面は火山岩類よりなる堆積地形(2007年10月岡田篤正撮影)。



写真6 高山市清見町牧ヶ洞付近の牧ヶ洞断層と周辺の地形を西望 写真の右上下を高速道が通過。中央上部から右手にかけて、牧ヶ洞断層が通る。左手背後は飛騨高原の山地域(2007年10月岡田篤正撮影)。

### 3. 高山周辺の地形及び活断層帯の特徴

#### 1) 山地地形

本地域に属する山々は飛騨高地(～山地・高原)と呼ばれ、起伏が比較的少ない(小起伏の)山地をなす(図1)。さらに東側は飛騨山脈に、西側は白山山地のように高く急峻な大起伏の山地に取り囲まれており、そのほぼ中央部に高山盆地が位置している(図1・2)。

高山盆地は神通川水系(支流の宮川)の上流部に属し、河成(河岸)段丘面や沖積面が発達するものの、分布幅は全体として狭い。北流する水系で形成された狭小な山間部の谷底平野をなす。

高山東部図幅の南半部は、飛騨川の上流部に属し、乗鞍岳(3025m)と御嶽山(3063m)の豊富な水量を集めて西流し、高山市久々野付近から南流する。飛騨川の最上流部には、高根乗鞍湖・朝日貯水池・秋神貯水池などの人工堰止め湖(ダム湖)が作られている(写真4)。これらの下流側にあたる高山市朝日町(旧朝日村)から久々野町にかけて、幅狭い(500m前後)の谷底平野が発達し、河成段丘面と沖積面が伴われる。高山市久々野・無数河以南になると、飛騨川は谷底平野の発達が悪くなり、峡谷地形となって南流する。

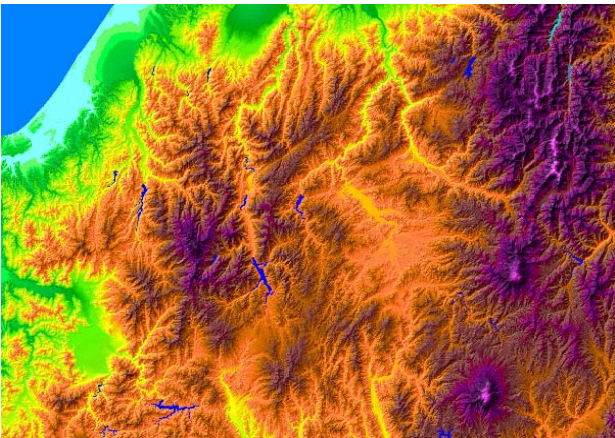


図1 高山盆地周辺の広域的な地形概要  
カシミールで作成した中部日本北部の地形配置。

神通川水系と飛騨川水系との分水界高度は高山市街地と朝日町―無数河との間で特に低く、盆地底からの比高は200～300mである。しかも、分水界の一部は平坦面や谷中分水界となっている。

上述した分水界は本州の脊梁を縦走する中央分水界にあたる。すなわち、本地域のほぼ中央部を東西方向に中央分水界が通っている。

これは仔細に見ると、出入りがかなり激しい。この位置を乗鞍岳から西側へ追跡してみると、乗鞍岳から「高山東部」図幅へ入って、千町ヶ原(2307m)の緩傾斜面を経て、丸黒山(1956m)・日陰平山(1595m)・牛首山(1408m)へと連なる。さらに

西方は標高千m内外のかなり平坦な尾根となって続き、宮川と飛騨川の分水界となるが、これらの間には美女峠(約870m)・宮峠(約800m)・苺安峠(900m)のような鞍部が峠道となり、古くからの交通路となってきた。

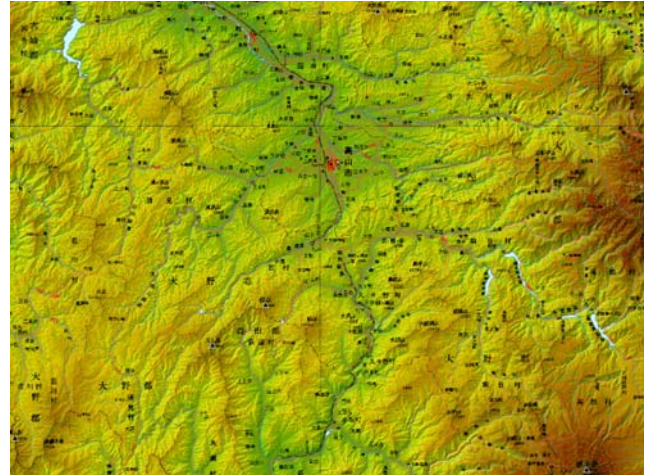


図2 高山盆地と周辺部の地形概要  
本図幅の範囲「高山と周辺」をカシミールで作成した地形概観であり、地形配置の状態がよく判る。

「高山西部」図幅へ入ると、上述の苺安峠から位山(1529.2m)へ延びる稜線が分水界である。

「高山西南部」図幅になると、位山から川上岳(1625.9m)、飛騨共同模範牧場：竜ヶ峰(1172m)付近の平坦な山頂面、高山市清見町檜谷と荘川町寺河戸の間に広がる飛騨共同模範牧場(1370m)付近の平坦な山頂面を経て、烏帽子岳(1625m)へと至る。この区間でも多くの鞍部が峠道となるが、そこを断層が通過している。特に、明瞭な峠として、大原断層・ヌクイ谷断層・三尾河断層(山中峠：1300m)が通る鞍部がある。これらはいずれも直接の断層運動や侵食作用によって形成された地形であり、当域の生活道路としても重要な位置を占める。

また、位山以西の分水界は高山市と下呂市・郡上市との境界線ともなっている。

高山東部図幅の山地地形であるが、山頂部付近に平坦な地形が広がる。特に、東部・北部に明瞭であり、千町ヶ原や子ノ原高原などが典型例であり、地名が示すように「原」地形が山頂部に広がる。また、日陰平山付近から南西方向の牛首山へ、北西方向へ延びる尾根部も平坦な山稜線をなす。

千町ヶ原は西へ緩傾斜する平坦面が標高2300mから2000mに認められるが、周囲は開析されて急斜面となり、現谷底まで下る。

子ノ原高原は標高1810m付近から南西方向へ徐々に低下し、1500m付近は開拓地ないし別荘地となっている。

こうした平坦面は、山田他(1985)の地質図によれば、乗鞍火山噴出物の千町溶岩で構成されてい

る。これは乗鞍火山のうち、古期成層火山の活動とされる。詳しい年代値は出されていないが、更新世中期頃とされている。

日陰平山と周辺の標高1500から1300m付近、その南西方の牛首山(1400m)周辺から六方山までの間(標高：1300m)、旧丹生川村南縁の境界をなす尾根部、などには、丹生川火砕流堆積物(鮮新世後期)、及びこれを被覆する上宝火砕流堆積物(更新世前期-中期)が分布する(山田他, 1985)。さらに、高山市街地東方、及び南東部の丘陵部にも、丹生川火砕流堆積物とこの上位を被覆する上宝火砕流堆積物が分布し、丘陵頂部には平坦面も伴われている(写真1・2)。

飛騨川上流部の流域では、高根第二ダム南側の小起伏地形(標高1400-1500m)、高山市高根町(旧高根村)の子ノ原高原南部(標高1400-1500m)から池ヶ洞(標高1200m)付近の小起伏面、高山市朝日町(旧朝日村)上ヶ見の東側丘陵(標高950m前後)では、丹生川火砕流堆積物が分布する。

さらに下流側の朝日町立岩(標高900m-)、美女ヶ池周辺、大西、山梨(標高800m+)を経て無数河付近に至る丘陵ないし小起伏地形では、丹生川火砕流堆積物の上位に、更新世前期頃の見座礫層・久々野凝灰角礫岩層が被覆すると図示されている。こうした定高性を伴う丘陵は、これらの地層の堆積面に起因すると考えられる。

なお、前述した高山市街地と朝日-久々野盆地との間にある位山分水界にも、標高1000m前後の平坦な地形が見られ、大洞層(鮮新世後期)や久々野凝灰角礫岩層(更新世前期)が分布する。こうした地形・地質の分布から、鮮新世頃までは北流していた古飛騨川はその下流側を位山分水界付近で塞がれて、南方へと流路を変更したと解釈されている(山田他, 1985 ; 町田他, 2006)。

こうした原因に、位山分水界(をなす丘陵)の北側の江名子断層、南側の宮峠断層の活動が関与し、現在のU字形を呈する奇妙な飛騨川流路も、こうした活断層運動に伴う地殻運動が関係している。

「高山東部」図幅の南半部は、飛騨川流域に属し、南東部には二畳紀-三畳紀、南部~南西部には白亜紀後期の濃飛流紋岩類や花崗閃緑斑岩・花崗斑岩・石英斑岩などの基盤岩が分布する。これらは断層や褶曲で複雑に変形しているが、中起伏の山地塊として分散的に分布する。

高山西部図幅では、ほぼ全域で中起伏の山地塊が見られ、河谷によって開析を受けている。河谷の延長方向は、北東-南西(ないし東北東-西南西)、南北、北西-南東、であり、これらは断層(多くは活断層)に規制されている。高山市街地北部から南西方向に川上川がほぼ直線状に流れているが、この谷底平野は幅約500mとやや広く、基盤岩を切

る断層によって、この方向が規制されている(河田, 1982)。高山市一ノ宮盆地から南西方へ延びる宮川の河谷も直線状に流れるが、ヌクイ谷断層及び宮川断層の走向と一致する。これらはいずれも活断層であり、この運動に伴って形成された断層角盆地であり、断層側に傾き下がって、河谷の堆積物で被覆された地形と考えられる。

高山西南部図幅は、前述した中央分水界とその南側にあたり、飛騨川・長良川の上流部に位置する。山地は、北東-南西方向、北西-南東方向、南北の方向の河谷で分断され、各山地塊は散点的に分布している。北東-南西方向は、源氏岳断層・ヌクイ谷断層・大原断層に、北西-南東方向は三尾河断層、南北方向は萩原西断層に支配された河谷であり、幅狭い谷底平野を伴っている。一方、これら以外の河谷は、谷底平野を持たないV字状の深い谷であり、山地中で横谷をなして、ほとんどの河流が南流する。

地質年代	高山盆地地域		飛騨川流域	
	北部	南部		
完新世	沖積層			
更新世	後期	低位段丘堆積物		
	中期	広殿・高山ローマ (0.34 Ma)		
		高位段丘堆積物		高位段丘堆積物
			山口礫層	
	前期	上宝火砕流堆積物 (0.69・0.91 Ma)		
		原山礫層	江名子礫層	山梨礫層
		上野泥流堆積物		久々野凝灰角礫岩層
				見座礫層
	鮮新世	茶屋野凝灰岩層	玄武岩質溶岩・岩脈 (2.0 Ma)	
		丹生川火砕流堆積物 (2.5・2.7 Ma)		
大洞層 (3.1 Ma)				
桐山礫層				
世	松本礫層	上部	松原礫層	
		下部		

表1 高山盆地周辺の鮮新統・更新統の層序  
山田他(1985)を修正した、日本の地質「中部地方II」編集委員会編(1988)による。

山地はほとんど中・古生代の基盤岩類と濃飛流紋岩類で構成され、全体として中起伏であり、個々の山地塊は細かに分断されている。中央分水界沿いの竜ヶ峰(標高1172m)や、三尾河断層東側の標高1300-1378m付近には、平坦な地形が広がり、飛騨共同模範牧場として開拓されている。前者は鮮新-更新世の竜ヶ峰火山岩類(河田, 1982)で、



後者は鮮新—更新世の烏帽子岳火山岩類で構成されている（河田他，1988）。

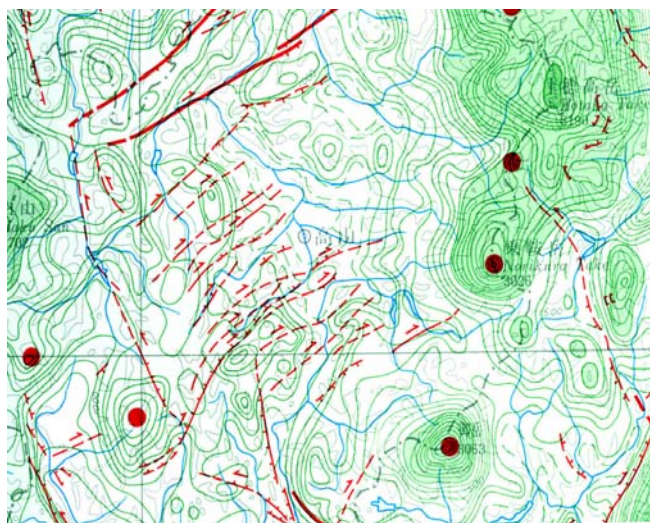


図3 高山周辺の活断層と接峰面図

活断層研究会編(1991)による活断層分布図(付図)の一部。北側は跡津川断層帯，西側は庄川断層帯，南側は阿寺断層帯，東部に境峠—神谷断層帯が図示。

また，高山市清見町檜谷南側の山頂部は標高1100m前後に，平坦な地形が見られ，ここも開拓されているが，鮮新—更新世のかんらん石玄武岩溶岩及び普通輝石かんらん石玄武岩岩脈で構成されている。

これらは火山岩が流出し堆積した当時の原面を残した台地である。この周囲の河谷は，これらが流下した後に開析され，侵食低下を受けてきたことを示唆する。

## 2) 河成段丘面

河川(河谷)沿いに階段状の平坦な地形が見られるが，過去の低地(氾濫原；谷底平野)が干上がって離水した平坦地で，河成(≒河岸)段丘面と呼ばれ，形成時の流路方向に緩やかに傾く。

河成段丘面が離水する原因は，上下方向の地殻運動(とくに隆起)に伴って侵食基準面が低下したり，気候変化によって侵食・堆積作用が変わったりすることにある。また，火山の噴火や地すべり・土石流などが発生して，急速に堆積物が谷底などに溜まった後に侵食を受け，元の平坦な堆積面が取り残されてできることもある。

段丘面が形成された時期は，その堆積物中に含まれたり，この面上を覆ったりする火山性物質の解明や，化石・腐植質層・木材などの同定・測定などによって求められる。当域では，東側に分布する御嶽山や乗鞍岳・焼岳などの火山体があり，これらから供給された火山性の物質が手懸かりになる。また，腐植質層や木材なども堆積物中や上部に見られ，数万年以降ではその $^{14}\text{C}$ 年代測定値が得られている。こうした年代値は活断層の活動時

期や間隔を求める上で重要である。

本図幅内に本州中央部を走る中央分水界が通っており，北流する神通川水系(高山盆地域)・庄川水系と，南流する飛騨川水系・長良川水系とに分けられる。これら水系(～流域)で河成段丘面の発達状態はやや異なるので，以下3つの地域に分けて解説する。

### <宮川水系の段丘>

宮川水系は高山盆地北部付近で，周辺からいくつかの支流を集めて北流し，さらに下流側で東隣を流下する高原川を併せて，神通川となって富山平野に注ぐ。この主な支流は西側から，川上川，松倉谷川，宮川，大八賀川(滝川)，小八賀川(その支流の山口谷川)などであり，これらは高山市街地北部付近で合流して北流する。

高山盆地の周辺に段丘面はややまとまって分布するが，中部地方の中では，こうした地形面の発達がよくない地域に属する。

高山盆地の東側に広がる丘陵頂部に高位の平坦面が認められ，「高山東部」図幅北西部に上位段丘面として図示されている。

山田他(1985)の地質図によれば，この上位段丘面は丹生川火砕流堆積物とその上位を被覆する上宝火砕流堆積物で構成される。上宝火砕流堆積物は，旧上宝村福地付近から，高原川・荒城川・小八賀川の流域にかけて広く分布し，高山市街地の東方丘陵にも認められる(写真1, 2)。この基底面の高度は，高山盆地内東部で640-670m，岩井町付近で690-830m，日陰平山付近で1,250-1,510mとなり，東方へ向かい徐々に高度を増す(山田他，1985)。

この地層は高山市街地東部では1-5mと薄い。しかし，東方の岩井町付近では80-100m，東部山地内の日陰平山付近では50-100mと厚くなる。東部山地内では，起伏に富んだ地形に「谷埋め」状態で堆積した分布形態をなす。本層中の黒雲母を使って測定されたK-Ar年代値は， $0.69\pm 0.25\text{Ma}$ である(柴田・山田，1977)。さらに，本層中に含まれるレンズ層を主体として，ジルコンのFT(フィッシュン・トラック)年代値が求められ， $0.92\pm 0.11\text{Ma}$ と測定されている(表1；柴田・山田，1977；山田他，1985；日本の地質『中部地方II』編集委員会編，1988)。

高山市街地東南部の丘陵では，江名子礫層分布域の上も上位面とされているので，江名子礫層が作る平坦面も含まれる可能性がある。

上記の年代値約70万年は地形面の年代としてやや古い値であるが，丘陵頂部が波浪状をなす平坦面であり，相対的に古い地形面が当域では高位面として残されている(山田他，1985；町田他，2006)。

高山市街地東方の丘陵を開析する谷底平野部には，中位・下位の段丘面が分布する。これらは，

扇状地性の河成面であり、粗粒な礫層で構成されているため、年代値は得られていない。

「高山東部」・「高山西部」図幅には、谷底平野内に局所的に中位・下位段丘面が分布するが、これらに関する詳しい研究は行われておらず、形成年代に関する資料は無い。

#### <庄川水系の段丘>

庄川水系に属する小鳥川と六厩川流域の河谷には、幅の狭い谷底平野が伴われ、局部的に河成段丘面が発達している。それらの多くは支流からの扇状地・崖錐起源の地形が本流の側方侵食で取り残されたものであり、本流沿いに連続して追跡するのは難しい。これらは分布が極めて限られ、連続性に乏しいことから、詳しい研究はほとんど無いようである。

#### <飛騨川水系の段丘>

飛騨川の最上流部は乗鞍岳・御嶽山の火山から流下して、北西から西へ流れる。こうした部分では、V字状をなす深い河谷であり、その谷底には平坦部をほとんど伴わない。ごく小さな河成段丘が認められるが、支流からの小扇状地や崖錐を起源とする堆積地形が本流の側方侵食で削り残されたものである。局部的にしか分布しないので、個々の年代は不明である。

高山市朝日町(旧朝日村)黒川付近から下流、立岩・見座・大西・久々野を経て、無数河に至る場所では、幅数百mの谷底平野が発達する。中位段丘・下位段丘・沖積面が谷底部に連続的に見られ、この部分は相対的に隆起していると判断される。無数河より下流側になると、河谷は穿入蛇行し、V字状の深い河谷斜面が続くようになる。下位段丘面は広く谷底部が埋められ、その後に関析されている。地形面は実に平坦であり、連続性に富むので、最終氷期最盛期頃に形成された段丘面と推定される。

「高山南西部」図幅では、飛騨川本流とその支流である山之口川・馬瀬川などが南流する。これらの谷底には河成段丘面が比較的まとまって分布する(岡田他, 2006)が、形成年代値は詳しく判明していない。下位段丘面は広く谷底部に広がり、極めて平坦な地形面であり、相対的に厚い、新鮮な礫層で構成されるので、最終氷期最盛期頃の形成とみなされる。

#### <長良川水系の段丘>

吉田川や気良川は、長良川水系の上流部に属し、谷底平野をほとんど伴わない、V字状の河谷である。しかし、局所的な下位段丘面が見られ、地すべりや崖錐の被覆を受けている。こうした河谷についても、詳しい研究は行われていないので、個々の段丘面の形成年代は不明である。

吉田川の最上流部には、水沢上(みぞれ)の大崩壊

があり、これから流下した土砂が谷底を埋積したり、下位段丘面を被覆したりしている。

下位段丘面は分布形態からみて、最終氷期最盛期(約2万年前)頃の土砂供給量が多い時期に形成されたとみなされる。なお、沖積段丘面群も散点的に分布するが、詳しい対比や調査は行われていない。

#### 3) 火山性の低位堆積面

本図幅の東方、及び東南方には、乗鞍岳や御岳山が位置するが、図幅外である。わずかに乗鞍岳の新期の溶岩流が認められる。

一方、古期の火山性堆積面は「高山西南部」の北部・北西部に認められるが、大きく開析された山頂部に残されているのみである。これらの概要については、山地の概説や中央分水界沿いの地形で前述した。

「高山東部」図幅の北東部では、岩井谷に沿って乗鞍火山から流下した溶岩流地形が見られる。これは平金溶岩と名付けられ、かんらん石含有黒雲母角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩とされている(山田他, 1985)。流出年代は更新世後期から完新世とされるが、具体的な年代は明らかにされていない。溶岩流の中心部は岩井谷の河谷を流れ下り、その両側の溶岩堤防が明瞭である。末端部は高山市丹生川町岩井谷集落の南東約1kmで終わり、そこでの層厚は約50mとされる(中野他, 1995)。新期の溶岩流は本図幅内では、この部分に限られる。

#### 4) 沖積低地・扇状地・沖積錐

沖積低地は現在の河床とほぼ同じ高さにある氾濫原・谷底平野であり、集中豪雨時に氾濫して地表に堆積物を載せる可能性がある。現在では河床沿いに堤防が作られて、洪水の危険からやや解放された部分もあるが、もともと氾濫を繰り返してきた平坦地であり、数千年前から歴史時代にかけて侵食や堆積が行われてきた場所である。

急峻な河谷が多い当域では、沖積低地の幅はごく狭く、一部ではまったく伴わない場所もある。峡谷をなす一部の河谷では、河川の侵食低下が激しいため、谷底部にほとんど低地が見られない。

本図幅内では、規模の大きな扇状地は分布しない。山地から低地に至る部分には、局所的な扇状地が形成されている。こうした堆積地形は河川の流れが急に減少し、そこに扇形をした緩傾斜の堆積面が形成される。大きな山地の麓には大規模な扇状地や崖錐が発達する。山地斜面を開析する支谷出口や急傾斜をなす山麓沿いに扇状地が連続するが、すでに離水して段丘面となった平坦面も多い。

また、山麓部に土石流が堆積してできた、やや急傾斜の扇状の小扇状地は沖積錐と呼ばれる。さらに、山地斜面からの碎屑物が重力の作用で堆積した緩傾斜面は崖錐と呼ばれる。これらの面積は

当地域では小規模であり、相互に区別して図示することは難しいので、本図幅では一括して示した。

#### 5) 地すべり・崩壊地

地すべりは、地表を構成する物質に過剰な水が加わり、斜面のバランスを失い、外部からの衝撃(地震動など)が加わって、自重も含めて土塊として下方に移動する現象(マス・ムーブメント)の一種である。広義には、山崩れや岩屑流なども地すべりに含めるが、一般には、明瞭なすべり面をもち、土塊の移動に継続性があるすべり現象を地すべりと考える傾向がある。これらの広域的な分布や性質については、清水他(1999, 2000)で取り扱われているが、本図幅では明瞭で大規模なものに限って選定して図示した。

「高山東部」図幅では、V字状をなす河谷斜面の上部や下部が大きく崩壊して、谷底を堰き止めている事例がいくつか認められる。

「高山西部」図幅では、宮川断層や他の活断層沿いの斜面下部に大きな崩壊地が散点的にあるが、山地全体は深く開析されて、起伏や出入りに富む複雑な斜面をしているので、地すべりや崩壊地は相対的に少ない。

一方、「高山西南部」図幅では、図北西部・中央部・南部にかなり多く認められ、規模も相対的に大きい。河谷を堰き止めて、谷底平野が急に狭まり、その上・下流側で河床勾配の変化や、沖積面などの発達状態が異なる場所も認められる。

特に明瞭な崩壊地形は岐阜県郡上市(旧郡上郡明宝村)水沢上(みぞれ)付近にみられる。これは実に大規模で、かつ新鮮な崩壊地形であり、すでにいくつかの論文や著書で紹介されている(飯田, 1987; 井上・今村, 1998)。

この水沢上崩壊は、長良川支流の最上流部吉田川(西俣川)南岸から、その西岸に位置している。比高約百mの滑落崖は北側を向いており、北方へ移動した崩壊ブロック上には標高千m内外の平坦地があり、その中央部は閉じた凹地をなす。

崩壊の発生時期を、恒石(1980)や飯田(1987)は1586年天正地震(あるいは白川地震)時としている。また、この崩壊した面積は約98万 $m^2$ 、推定される崩壊土砂量は約2,300万 $m^3$ に達する(井上・今村, 1998)。

崩壊土砂は対岸(左岸側)の低地まで一期に流下し、土砂が北-東側の谷底部にも認められる。さらに、崩壊土砂によって天然ダムが形成された。

飯田(1987)によれば、濁り池と長池と呼ばれる2つの池が形成されたと言う。また、対岸の斜面上にある標高約910m付近には、「婆岩」と呼ばれる独立岩尖塔があり、その岩に登った人が助かったという伝承がある。

このことから、天然ダムの高さを、婆岩直下だ

と仮定すると、堰止高は約60mに及ぶと考えられる(井上・今村, 1998)。水沢上には、鉱山施設と家数60~70軒があったと言われ、その全てがこの時の崩壊によって埋積されたようである。

現河川は両岸にある崩壊土砂を開析しており、河成段丘状の高まりや小丘が形成されている。下流側の東岸が上流に比べて高いので、ここで河谷の塞き止めが起こり、上流側谷底部に堆積が生じたと考えられる。

## 4. 高山周辺の活断層の概要

### 1) 活断層の全体的な特徴

本地域と周辺を含めた活断層は、活断層研究会編(1991)や中田・今泉編(2002)などで図示・解説されており、全般的な特徴や概要は判明している。また、今回の対象範囲は産業技術総合研究所(旧地質調査所)から刊行されている地域地質研究報告: 5万分の1地質図幅「高山」(山田他, 1985)・「三日市」(河田, 1982)・「萩原」(河田他, 1988)の中でも活断層について取り扱われているが、ここでは全体的な特徴について述べる。

本域の北側を跡津川断層帯、西側を庄川断層帯、南側を阿寺断層帯が走り、中部日本を代表するA級活断層に囲まれるが、東側は飛騨山脈が南北に縦走するものの、明瞭な活断層が認められていない。

本地域を特徴づける活断層は北東-南西走向(ないし東北東-西南西走向)の右横ずれであり、断層両側で山地高度にさほど差違が認められない。

「高山南西部」図幅の北西側には庄川断層帯に属する三尾河断層が北北西-南南東方向に走る。また、当図幅の東寄りを阿寺断層帯に属する萩原西断層が北北西-南南東方向に走るが、これらは左横ずれである。

右及び左横ずれ活断層の分布から、当地域も東西、ないし西北西-東南東方向の水平圧縮作用を受けていると判断されるが、この近隣で発生した1961年北美濃地震(M7.0)や1969年岐阜県中部地震(M6.6)の発震機構ともほぼ一致する。

前述した跡津川・庄川・阿寺などの断層帯に比べて、変位地形は相対的に不明瞭であるが、「高山東部」図幅では江名子・宮峠の両断層、「高山西部」図幅では牧ヶ洞・源氏岳・大原の各断層、「高山西南部」図幅では三尾河・ヌクイ谷・大原(南西部)・萩原西の各断層が、特に新鮮な横ずれ変位地形を伴っている。

一方、断層(と認められるリニアメント)を横切る河谷が横ずれ屈曲をしている事例は多い。しかし、下流側への屈曲だけの場合には、断層(破碎帯)に沿う侵食でも生じることがあるので、決定的な証拠とはならない。第四紀後期に形成された地形

面や堆積物が分布すれば、それらとの関係で変位の有無が判明する。しかしながら、こうした指標となる地形や地質が認められないので、推定活断層として図示したが、これらの走向も活断層とほぼ同じ北東-南西である。

既述のように、本地域の活断層は横ずれ運動が卓越しているので、大きな地形的な差違・境界線は活断層を挟む両側で一般に見られない。

しかし、例外的な場所は、高山市街地南方に位置する位山分水界の両側であり、この北側は江名子断層、南側は宮峠断層で限られ、比高200-300mの断層崖地形が発達する。上述したように、分水界上に丹生川火砕流堆積物(175万年前)がみられるが、高山盆地東側や久々野盆地側にも分布する。これを覆う久々野凝灰角礫岩層(前期更新世)は分水界にも見られるが、高山盆地側には認められず、飛騨川河谷に沿って分布することから、この角礫岩層流下時には、高山側へ流れる河谷は存在しなかったとされる(町田他, 2006)。

丹生川火砕流が堆積した後に、位山分水界が出現するようになり、角礫岩層の流下時までには旧河谷が形成され、その後に分水界地形は大きく成長したと判断される。したがって、この断層崖地形は、角礫岩層(第四紀中期)以降の新しい時期に形成されたとみなされる。

高山周辺では、トレンチ掘削調査を取り入れて詳しく調査した活断層は牧ヶ洞断層だけであり、それ以外の断層については、活動履歴や活動間隔・変位速度などは2008年段階では判明していない。

このような調査状況であるが、地震調査推進本部地震調査委員会(2005)は、周辺の活断層を含めた高山・大原断層帯の長期評価を公表している。これは断層の長さ、形状、既往の調査成果などに基づいて、ごく概要を取りまとめたものであり、今後のなお一層の詳しい調査が必要としている。

## 5. 各図幅の特徴

各図幅内に分布する活断層と主なその特徴について、以下に解説する。

### 1) 高山東部の図幅

本図幅内に分布する活断層としては、東北東-西南西あるいは北東-南西走向の右横ずれ成分が卓越した活断層と、推定活断層が数多く分布する。これらのうち、変位地形が明瞭で、第四紀層を変位・切断する、明瞭な活断層は以下の通りである。江名子断層、宮峠断層、口有道(くちうどう)断層、西洞断層、猪ノ鼻断層であり、まず、これら存在の確実度が高い活断層について説明する。次に、変位地形が不明瞭で、活断層かどうか疑わしい推定活断層について、解説する。

### <江名子断層>

この断層は高山盆地南東部を限る活断層であり、東北東-西南西あるいは北東-南西走向を保って直線状に長く延びる(梶田・石原, 1977; 活断層研究会編, 1980, 1991; 山田他, 1985)。図幅内での全長は約21kmである。南西延長部に、JR高山本線の飛騨一之宮駅が位置する一之宮盆地が見られる(高山西部図幅)が、これは沖積平野であるので、江名子断層は伏在の活断層となっている可能性が高く、詳しい位置は不明である。さらに南西延長部に位置する宮川断層に連なると予想され、その総延長は少なくとも32kmに達する。「高山西南部」図幅の大原断層(推定活断層部)を含めると約52kmになり、中部地方でも有数の活断層に属する。

この断層の東北東部分は、徐々に東にふれて、東西走向に近くなる。高山市岩井町中曾洞から生井にかけて、松ヶ洞山(1168m)の北側斜面下部に、明瞭な右横ずれ屈曲をした尾根・河谷が見られる。これは江名子断層と雁行状に配列する活断層であるが、近接しているので江名子断層として取り扱う。この延長は現河谷に沿って直線状谷が生井川沿いに延びる。

また、飛騨高山スキー場・日陰平山の北方でも、明瞭な鞍部地形や傾斜変換線が認められるので、図幅北東端の岩井谷集落近くまで、江名子断層は延長すると図示した。この部分の変位地形は中央部に比べてやや不明瞭となるが、末端部に近くなり、徐々に変位量が減少することも影響していると考えられる。

高山盆地南東部の江名子町、塩屋町、滝町などでは、ほぼ山麓線に沿って活断層が通るが、小規模な河谷や尾根の右横ずれ屈曲(数百m前後)が明瞭である。また、比高200~300mの北落ち断層崖が見られ、高山盆地の形成に関与した活断層と認められる。

断層線沿いには、南側の基盤岩である中・古生層が断層運動によって、幅広く砕だかれており、最大幅150mの断層破砕帯が伴われている(鹿野, 1979)。また、山麓部の江名子町上江名子では、鮮新統の丹生川火砕流堆積物、更新統の江名子礫層・山口礫層が江名子断層(の分岐断層)によって、撓曲・逆傾斜を大きく受けて変形し、一部にはこれら地層の逆転も観察されている(鹿野, 1983; 山田他, 1985)。Kimura et al. (2004)は、江名子断層両側に分布する火砕流堆積物の古地磁気を調べ、右横ずれとそれに伴う大規模な引きずり変位を指摘している。

山田他(1985)は、江名子断層の累積変位量が、右横ずれで500m、南側の上下変位が300m以上に達するとしている。これらから、更新世初頭以降の平均変位速度は、千年につき約0.3mと推定し、

B級活断層としているが、正確に年代測定された地形面や地層に基づく値は求められていない。また、トレンチ掘削調査などによる活動履歴や活動間隔などの詳しい性質は判明していない。

#### <宮峠断層>

一之宮盆地と久々野盆地の間には、宮峠の鞍部があり、この峠の北側から、北東方に位置する美女峠(久々野町辻)付近へ、宮峠断層が延びる(活断層研究会編, 1980, 1991; 山田他, 1985)。東北東-西南西方向へ、ほぼ直線状に約8km連続する。右横ずれを示唆する尾根や河谷の屈曲が明瞭であり、こうした変位地形が各所に認められる。山田他(1985)によれば、宮峠断層の総変位量は右横ずれ350m、上下変位150-200mとしている。

断層の北側にある位山分水嶺には標高1000m前後の平坦面が見られ、久々野凝灰角礫岩が分布し、南側へ約20°の角度で低下しているが、宮峠断層の南側に位置する朝日町牧戸から久々野町山梨付近の標高780-840mにも同じ凝灰角礫岩が分布している。

したがって、宮峠断層は、久々野凝灰角礫岩(更新世前-中期)が堆積してから、上下変位量150-200m、右横ずれ350m(最大値)が生じたと考えられている(山田他, 1985)。また、この断層と北側の江名子断層との活動によって、位山分水嶺をなす丘陵状のたかまりが地塁として形成されてきたとみなされている。

高山市江名子町から久々野町大西に延びる「県営ふるさと農道」が建設されたが、その工事中の法面に、明瞭な活断層露頭が観察された(岐阜県活断層研究会, 2008)。ここでは北側の美濃帯(断層破碎帯)が南側の見座礫層と久々野凝灰角礫岩の上に衝き上げていたが、現在吹き付けられており、その場所に解説と写真の記念碑が設けられている。

#### <口有道(くちうどう)断層>

この断層は高山市久々野町小坊東方を南西方向へ流下する口有道谷(くちうどうだに)の上流部に認められ、尾根や河谷の右横ずれ屈曲が明瞭である(写真3)。北東-南西走向で、約3kmと短いですが、両側への延長部に推定活断層が認められ、それらを含めると、約9kmになる。河谷の屈曲量は150m程度であり、上下変位の向きは不明瞭である。濃飛流紋岩の分布域を貫き、基盤地質に大きな食い違いは認められていない。

#### <西洞断層>

西洞断層は高山市南部にある鈴蘭高原スキー場南の細尾峠付近から、朝日町西洞、一ノ宿、黍生谷を経て、棚洞山(1320m)南側及び東南側の鞍部へと連なる。この図幅内では北東-南西方向へ長さ9kmが認められ、西洞付近の集落で数百mの尾根・河谷の右横ずれ屈曲が明瞭である。

秋神川や棚洞山南東側のやや大きな河谷で、約1km・約500-600mの右横ずれ屈曲が認められるが、下流方向への屈曲のため、変位量かどうかやや不確かである。

この断層は、活断層研究会編(1980, 1991)では南西部のみ図示され、北東部は示されていない。また、山田他(1985)の地質図でも断層は示されていない。しかし、変位地形は全体として比較的明瞭である。地震調査委員会(2005)の長期評価では、「萩原」図幅で指摘された小坂(おさか)断層の延長部に位置するので、小坂断層として図示している。

1:25,000都市圏活断層図 阿寺断層とその周辺「萩原」図幅(池田他, 2006)で示された小坂断層は、この図内で終わるとし、わずかながら雁行状に配置するので、本図では別名を与えたが、詳しい現地調査や再度の検討を行えば、小坂断層と一連である可能性は残されている。

「萩原」図幅では、小坂断層は高山市鈴蘭高原ゴルフ場西側から下呂市長瀬付近を経て大洞南方に至る、北東-南西方向の活断層として図示している。これは右横ずれ断層で河谷の屈曲が各所に見られ、上下変位は明瞭でないで、横ずれ卓越の活断層である。この断層を横切る下位段丘面の変位は認められず、活動性は低いと考えられ、B級以下の活断層とみなされる。

小坂断層は、活断層研究会編(1991)の『新編 日本の活断層』では確実度Ⅱとされているが、「萩原」図幅の調査で明瞭な右横ずれ変位を伴う、延長約14kmの活断層の存在が明確となった。

また、地震調査委員会(2005)の長期評価では、「萩原」図幅で指摘された小坂断層(の北東延長部)と後述の猪之鼻断層を併せて、猪之鼻断層として評価を行っている。

#### <猪ノ鼻断層>

猪之鼻断層は「高山東部」図幅の中で最も南東側に位置する活断層であり、高山市(旧大野郡高根村)高根町黍生(きびゅう)・池ヶ洞・中之宿・猪之鼻を経て、朝日町桑之島へ至る。東北東-西南西方向へ約14km延長し、これを横断して北側へ流下する飛驒川とその支流に、系統的な右屈曲が認められる。屈曲量は0.5~1kmであり、更新世前-中期の久々野角礫凝灰角礫岩を切断している(山田他, 1985)ので、第四紀における総変位量は少なくとも1kmと見積もられる。当図幅の両端部で地形的に不明瞭になる。

上述の地形的な特徴から、B-C級の活動度をもつと推定されている(活断層研究会編, 1980, 1991; 山田他, 1985)が、過去の活動時期や平均的な活動間隔に関する詳細な資料は全く得られていない。

前述のように、地震調査委員会(2005)による長期評価では、南西部に分布する小坂断層と猪之鼻

断層とを一連の活断層と認定して、これらを長さ24kmの猪之鼻断層帯とした。猪之鼻断層と小坂断層は、いずれもほぼ北東-南西方向に延びており、その境界付近で両者は概ね1.5kmの間隔をもち、右ステップして雁行状に配列する(活断層研究会編, 1991; 岐阜県, 1999)。

こうした活断層帯の長さから、地震調査委員会(2005)はマグニチュード7.1程度の地震が発生すると推定し、その時の右横ずれ量は2m程度となる可能性があるが、過去の活動履歴が明らかではないために、将来このような地震が発生する長期確率を求めることはできないとしている。

上述した活断層以外にも、本図では推定活断層として何本かの断層が認定されたので、これらを黒破線で示したが、主なものに限り以下説明する。**<立岩北>** 高山市朝日町立岩・青屋の北方から二又川の水屋谷出口に至る。鞍部列や丘陵高度に高度差(南側低下:100-150m)があり、河谷の右屈曲が認められる場所と不明瞭な場所がある。北側丘陵頂部に壬生川火砕流・上宝火砕流が被覆していることから、第四紀後期の活動も推定されるので、長さ約7kmの推定活断層として図示した。

**<日ノ観ヶ岳南東>** 高山市朝日町甲から久々野町久々野・無数河に至る北東-南西方向の2本の鞍部列である。南東側のものは、甲谷から久々野町久須母に延び、山田他(1985)では断層を認定し、活断層研究会編(1991)では、確実度Ⅱの無数河断層としてさらに南西側まで示している。一部に右屈曲の河谷があるが、全体として連続性に乏しいので、推定活断層として図示した。

**<大坊本谷-枳尾山北>** 高山市久々野町長淀から秋神貯水池南部に延びる鞍部列・傾斜変換線であり、大坊山(1346m)-六郎洞山(1479m)-枳尾山(1251m)の北側斜面を東北東-西南西方向へ続く。一部に比較的明瞭な右屈曲の河谷が数本あるが、いずれも下流側への屈曲であり、変位に起因するかどうかの確実性に欠ける。山田他(1985)では断層が図示されていないが、活断層研究会編(1991)では、確実度Ⅱの断層として図示している。

## 2) 高山西部の図幅

本図幅では、北東-南西(ないし東北東-西南西)方向に延びる数本の活断層が認められる。これらの活断層はほぼ直線状にかなり長く延長する。いずれも右横ずれが卓越するので、河谷の横ずれ屈曲は明瞭であるが、断層の両側山地高度に大きな違いはない。

これらの活断層はほぼすべて、図幅の中央部を通過して北東-南西方向に延びる、やや幅の広い地帯に集まって分布しているように見える。この活断層分布地帯内では、その北西側と中央部、そし

て南東側に一際長く、走向が少し東西に振れて東北東-西南西方向を示す夏厩断層、牧ヶ洞断層、源氏岳断層(いずれも延長は20km以上)が配置している。また、これらの長い3断層の間に分布する活断層(三尾断層や巢野俣断層、藤瀬断層、さらに宮川断層)は、走向が北東-南西方向であり、長さがそれらに比較して明らかに短い(10数km程度)という共通性が認められて興味深い。

主な活断層について、北西側から以下順に解説する。

### <夏厩断層>

夏厩断層(活断層研究会編, 1980, 1991)は、高山市国府町宇津江付近から漆洞山(1320.7m)の北、同市清見町夏厩付近を経て片野川上流金山谷に達し、さらに南西へと延びて、庄川支流六厩川の中流あたりに至る。山地内を直線的に走る本断層線は、東北東-西南西走向を有し、その長さは約23kmにも達する。北東端部を除くと、その大部分が本図幅内に位置する。系統的な右ずれ屈曲をなす大小の尾根・河谷地形群が随所に認められることから、右横ずれ活断層として認定できる。横ずれ変位地形は、夏厩以東でとくによく発達する。もっとも大きな右ずれを示すのは、金山谷や小鳥川支流彦谷の河谷であり、その量は500~600mである。

### <三尾断層>

三尾断層(活断層研究会編, 1980, 1991)は、国府町瓜巢付近から、小鳥峠を経て、小鳥川上流清見町隣野付近に達する長さ約17~18kmの右横ずれ活断層である。夏厩断層と後述の牧ヶ洞断層の間をそれらと併走する。ただし、小鳥峠付近で走向が変化し、これ以西では北東-南西方向となる。この西部区間は滝ヶ洞山(1249.4m)の北東から南を経て南西に向かい、河田(1982)の滝ヶ洞山断層にあたる。しかし、当図では連続性に注目して三尾断層に含めた。東部の瓜巢~牧谷川上流(旧清見村)三尾の区間や西部の滝ヶ洞山(1249.4m)の東~南部では、顕著な尾根や河谷の右ずれ地形が認められる。

### <牧ヶ洞断層>

牧ヶ洞断層(活断層研究会編, 1980, 1991)は、高山市上切町付近から清見町牧ヶ洞、大倉滝北方、高山市荘川町六厩南方に達する長さ約25kmの右横ずれ活断層である。断層線は、大局的には東北東-西南西走向を有する。西半部では西に行くに従って僅かであるが、南北方向に振れていく傾向が認められ、全体としては北西に向かって緩やかに凸をなす弧状を呈している。

尾根・谷の系統的な右ずれ屈曲地形がほぼ全区間にわたって認められる。中央部に位置する川上川の支谷(大倉谷とその東隣の谷)やその西方の小鳥川支谷・水洞は、その中でもっとも大きな屈曲

を示し、その右ずれ量は700~900mに達している。

牧谷川左岸の牧ヶ洞(県営種畜場)付近では、本断層が低位の開析扇状地を横切る部分で北西向きの撓曲崖が形成されている。その延長上では東海北陸自動車道の建設に伴って現れた断層露頭の報告がある(岐阜県活断層研究会, 2008)。

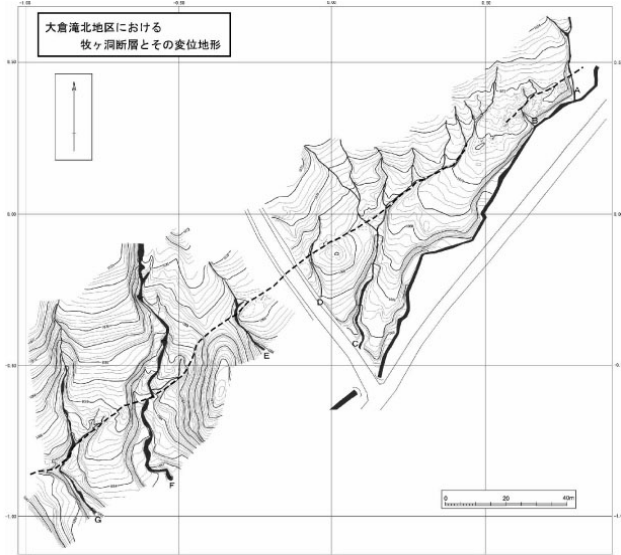


図4 牧ヶ洞断層の詳細地形図(東郷他, 2005) 牧ヶ洞断層中央部で実測された詳細な地形図で、点線が活断層線。中央道路付近でトレンチ調査が行われた。

大倉滝北方でも、上述の大きく右ずれ屈曲した大倉谷の谷底を埋積する土石流性扇状地群が本断層で変位し、南東側(下流側)が高まりつつ、右横ずれしたことを示す変位地形が数100mにわたって保存されている。図4は、その北東部約200mの間を詳細図化したものである(東郷他, 2005)。

この中央部の位置で実施された3本のトレンチ調査が実施された(岐阜県, 2000, 2001)。これらの結果によれば、本断層の最終活動時期は4,700年前(暦年較正值)以降300年前以前で、それ以前の活動は、11,000年前から5,900年前までの間にあった。地形変位量と断層の推定活動間隔から得られた平均変位速度は、0.2~2m/1000年であり、本断層の活動度は、A~B級と判定されている(岐阜県, 2001)。

これらの成果を勘案して、地震調査委員会(2003)は、牧ヶ洞断層の平均変位速度を0.7m/1000年程度と見積もり、上記の最新活動を認めている。

図4を見ると、右横ずれ変位を被ったことを示す屈曲河流路の中で、屈曲量4~5mのものが規模的にもっとも小さく、そして、この規模の変位地形がいくつも形成されていることが分かる。この付近における牧ヶ洞断層の最新活動時の変位量を示唆する資料として注目される(東郷他, 2005)。

#### <巢野俣断層>

巢野俣断層(河田, 1982)は、牧ヶ洞断層と後述の源氏岳断層の中間にあり、約2kmの間隔において併走する北東-南西走向の右横ずれ活断層であり、長さは13km程度である。

巢野俣断層は、高山市八日町の西方から牧谷川、川上川を横切って清見町巢野俣の南西へと延びており、そのほぼ全区間において尾根・谷の右ずれ地形の発達を認めることができる。横ずれ量がかつても大きいのが、本断層の中央部(清見町坂下)を横切る川上川の河谷で、800~900mと見積られる。南西端に近い巢野俣では、本断層線上で川上川に沿って分布する低位の河成段丘の構成礫層が1.5-2m南東側隆起に変位したことを示す露頭が知られている(河田, 1982)。

#### <藤瀬断層>

藤瀬断層(新称)は、清見町三日町付近から川上川本流に沿って南西に向かい、同町三ッ谷以西では川上川支流の小井戸谷、押谷を横切って同町中野付近に達する。延長は約13kmであり、右ずれ変位地形の発達は巢野俣断層に比べると良くないが、北東端部の三日町東方などで認めることができる。本断層の中央部を横切る小井戸谷の河谷も700~800m右横ずれをしている。

清見町藤瀬では、西流して川上川に合流する右岸側支流・今谷川が川上川谷底に沖積扇状地を形成している。この扇状地表面上に北東-南西方向で直線的な北西向き低崖地形が認められる。この低崖は、既に人工改変(圃場整理)により消失しているが、藤瀬断層上に位置し、方向的にも調和するので、藤瀬断層の最近の活動で生じた低断層崖と思われる。

#### <源氏岳断層>

源氏岳断層(恒石, 1976)は、高山市石浦町付近から源氏岳(1142.9m)の南を通り、大櫛谷川を横切って川上川上流部・竜ヶ峰の飛騨共同模範牧場付近へと延びており、その長さは約21kmに達する。本断層の北東端部と南西端部を除く大部分が本図幅に含まれる。

この断層線は、大局的には東北東-西南西方向の走向を有するが、牧ヶ洞断層と同様に北西に向かって凸をなす緩やかな弧状を呈する。右横ずれの活断層であり、それを証拠づける変位地形(大小の尾根・谷の系統だった横ずれ屈曲地形)がほぼ全区間で認められる。本断層沿いでは、川上川支流今谷川や大櫛谷川、小井戸谷が示す約400mの右ずれ屈曲が横ずれ地形としてもっとも規模が大きいものにあたる。

#### <ヌクイ谷断層>

源氏岳断層西半部の南東側で、源氏岳断層をも含め2km程の間隔をもつて併走するのが、ヌクイ谷断層(河田, 1982)と宮川断層(活断層研究会編,

1980, 1991)である。いずれも系統だった尾根・谷の横ずれ地形を伴う右横ずれ活断層と考えられる。

ヌクイ谷断層は、大檜谷川上流部から宮川防災ダム付近を経て清見町檜谷付近に達しており、12～13kmの長さをもつ。本断層の北東半部が本図幅に含まれる。本図幅内では、大檜谷川谷頭部から宮川防災ダム湖にかけての区間で顕著な尾根・谷の右ずれ地形を認めることができる。宮川防災ダム湖付近では、ヌクイ谷の河谷が300m程度の右ずれ変位しているものと思われる。

#### <宮川断層>

宮川断層は、宮川上流右岸部にあつて、高山市一之宮町湯屋付近から宮川上流支谷・ツメタ谷源頭の谷中分水界に向かう。遠く南西方の郡上市明宝気良あたりから清見町大原を経て続いてくる顕著なリニアメントの一部にあたる。

このリニアメントは大原断層(松田・恒石, 1970)として一連で、そのすべてが活断層として扱われることもある(例えば地震調査委員会, 2005)が、明瞭な変位地形を伴う区間はごく限られている。

本図幅内では、位山(1529.2m)の西方で、山地斜面上に逆向き(北西向き)で雁行する低崖列が生じており、この低崖列の延長線上で山脚やそれを開析する谷に系統的な右ずれ屈曲が認められることから、右横ずれ活断層として認定し、活断層研究会編(1980)に従い、宮川断層として図示することにした。ツメタ谷源頭の谷中分水界以南では、明瞭な変位地形が認められないので、その長さは、10km程度と考えられる。この活断層に沿って岩盤初生地すべりや崩壊が多く発生している。

### 3) 高山西南部の図幅

本図幅中には、3系統の断層群が分布する。それらは、1) 高山断層群に属する北東-南西走向の右横ずれ断層、2) 左横ずれの御母衣断層帯南端部、3) 左横ずれの阿寺断層帯北端部である。

当図幅内の地形は全域的に急峻な山地で構成されるが、全体として中起伏山地であり、これを開析する河谷に沿って、幅は狭いながらも谷底平野がみられる。とりわけ、飛騨川及びその支流の馬瀬川や、長良川の支流の吉田川などに谷底平野や河岸段丘が発達する。また、本図幅の北端部付近は南流して太平洋へ注ぐ水系と、北流して日本海へ注ぐ水系との中央分水界となっている。

右横ずれの高山断層群に属するものには、西より源氏岳断層・ヌクイ谷断層・奥住断層がある。源氏岳断層とヌクイ谷断層は、「高山西部」図幅から連続し、本図幅の北部に分布する。奥住断層は本図幅の南部に位置し、山地を斜断する。

#### <源氏岳断層>

源氏岳断層はその南端部の約4kmの区間だけが

本図幅中に分布する。大半部は「高山西部」に位置するので、その図幅での説明を参照されたい。

飛騨共同模範牧場のある竜ヶ峰の北東、丘陵性の山地を開析して、北方に流下する数本の河谷が明瞭に右屈曲している。したがって、この断層は右横ずれであり、山地高度の分布から、当域では北落ちの活断層と判定される。

#### <ヌクイ谷断層>

ヌクイ谷断層は、本図幅の北部から「高山西部」の南部まで、全長約11kmにわたって北東-南西方向に延びる。この活断層では、全域にわたって河谷の系統的な右屈曲が見られるので、右横ずれ活断層と見なされるが、山地域のため、上下変位の向きはよく判らない。宮川防災ダムの南西部のヌクイ谷では、南落ちと北落ちの低断層崖が認められる。ヌクイ谷と赤谷の間では、変位地形はあまり明瞭ではないが、断層トレースは連続する鞍部列を通過するものと考えられる。赤谷の西では、数本の河谷が系統的に右屈曲している。ヌクイ谷断層は高山市清見町檜谷集落北方まで追跡できる。檜谷集落の西には、長さ約2kmの推定活断層が分布する。

#### <大原断層>

活断層研究会編(1980, 1991)によって示された大原(おっばら)断層に沿って、本図幅の南西部から「高山西部」図幅を経て、「高山東部」図幅の江名子断層まで続くとみなせば、総延長52kmにわたって北東-南西方向へ延びる。全体の断層線はS字状に緩く湾曲しており、長大な断層系統が認められる。しかし、地形的な特徴は場所によって大きく相違し、断層の性質が地区により異なる。

「高山東部」図幅の江名子断層は右ずれを伴う活断層とみなされる。「高山西部」図幅では、宮川断層は明瞭な低断層崖と河谷の右横ずれを示すが、本図幅内では宮川防災ダムの南東まで、鞍部列として追跡できる。しかし、その南西方の「高山西南部」図幅に入ればしばらくすると、変位地形は全体として不明瞭となる。

濃飛流紋岩類からなる川上岳の北西斜面上には、明瞭な横ずれを伴う変位地形は認められない。小原川流域から高山市清見大原集落を経て坂本峠に至る区間では、北東-南西方向に鞍部列や直線状谷が連続する。小原川や馬瀬川の比較的大きな河谷では、約1.2～2.5kmに及ぶ右屈曲が認められる。

従来の研究(活断層研究会編, 1980, 1991)では、この大きな谷屈曲が認められる区間が大原断層の模式地とされてきた。また、本図幅の北東部(宮川の上流部)の峠付近では、幅200mの断層角礫帯が存在し、その中に幅2mの断層粘土帯が確認されている(恒石, 1976)。

河田他(1988)の地質図に示されているように、



小原峠付近では濃飛流紋岩と美濃帯との地質境界断層に一致する。さらに、大原断層はこの付近を北西-南東方向に横切る別の地質境界断層を、みかけ上約2km右横ずれさせている(河田他, 1988)。南西方に当たる大原集落南西部の直線状谷でも、幅1.5mの断層ガウジが確認されており、基盤岩中の断層(破碎帯)の存在は確かである。南西部に分布する鮮新世-更新世の烏帽子岳火山岩類を切っている可能性が高いことから、大原断層は第四紀になってから活動した断層と推定される(河田他, 1988)。

しかしながら、この区間の大原断層は直線状の谷などからなるリニアメントは明瞭であるが、新期の変位地形に乏しい。この事実はすでに河田他(1988)も指摘している。今回の判読調査でも、小規模な河谷や尾根の屈曲等の新期の断層動に伴う変位地形は認められず、活断層であるか否かの判断がつかないため、推定活断層として図示した。

以上述べたように、大原断層中央部は第四紀(前期)の活動は存在したようであるが、後期の活動は無い、あるいは活動間隔が長く、1回の変位量も少ない可能性が高いとみなされる。

一方、その推定活断層とは別な活断層を新たに認定し、それは北東部が大原断層とは異なる位置を通るので、次に述べるように、奥住断層と名付けた。

#### <奥住断層>

この活断層は馬瀬川支流の老谷から坂本峠に至る区間で、明瞭な鞍部列や河谷の右屈曲が認められる。その延長は郡上市明宝野口集落まで延び、全長は約11kmである。これは変位地形が明瞭であり、大原断層南西部から、北東方向へ分岐するように分かれるので、この区間を右横ずれ活断層と、奥住断層として図示した。また、奥長尾川と気良川の間峠付近から、南西方向へ分岐するような推定活断層も認定し、奥住断層の南西の延長部として示した。

#### <洞断層>

洞断層は当図幅の東部に位置し、下呂市洞付近及び飛騨川の西側を北東-南西方向に延びる(池田他, 2006; 岡田他, 2006)。これ沿いには右横ずれ及び東側上がり西側下がりの縦ずれが認められる。この洞断層はさらに北東方向へ延び、当図幅を超えて延長するが、詳細位置は1:25,000都市圏活断層図:阿寺断層とその周辺「萩原」図幅に示されている。洞断層の中央部付近では、下位段丘面を明瞭には変位させないので、活動性はB級以下と推定される。

#### <萩原西断層>

萩原西断層は当図幅の東部に位置するが、これは阿寺断層帯の北端部を構成する活断層である

(佃他, 1993)。この断層の位置やトレースは1:25,000都市圏活断層図:阿寺断層とその周辺「萩原」図幅に従っている(池田他, 2006; 岡田他, 2006)。

下呂市萩原町山之口の西方から下呂市萩原町市街地の西側付近まではほぼ北北西-南南東方向に延び、阿寺断層帯の一般的な走向である北西-南東とはかなり異なる(河田他, 1988; 写真7)。この断層は北半部での河谷の屈曲から、左横ずれが卓越し、段丘面を変位させる低断層崖からは東側上がり西側下がりの縦ずれが認められる。

下呂市上呂(四美辻地区)でトレンチ掘削調査が行われ、明瞭な断層の断面が観察された(遠田他, 1996a, 1996b)。そのトレンチ断面では、東側の美濃帯の堆積岩類(中生代)が西側に分布する礫層・砂層・腐植土層と断層(走向:南北, 傾斜:ほぼ垂直)で接している。この最新活動は3250~3400年B.P.と求められた。

したがって、過去11000年間の平均活動間隔が約2000年程度であり、将来の活動が懸念されるが、過去の動きから判断して、中南部を構成する阿寺断層帯主要部と連動したことはないとみなされる。このような理由から、萩原西断層は単独で地震を起こして活動するとみられ、この断層長から考えた想定地震規模は最大でもM6.7と推定されている(遠田他, 1996)。



写真7 萩原西断層が通過する飛騨川河谷(写真中央)から南望

右手斜面基部を萩原西断層が通り、遠方に阿寺断層に沿う断層谷(鞍部列)が見える。2007年10月岡田篤正撮影。

#### <三尾河断層>

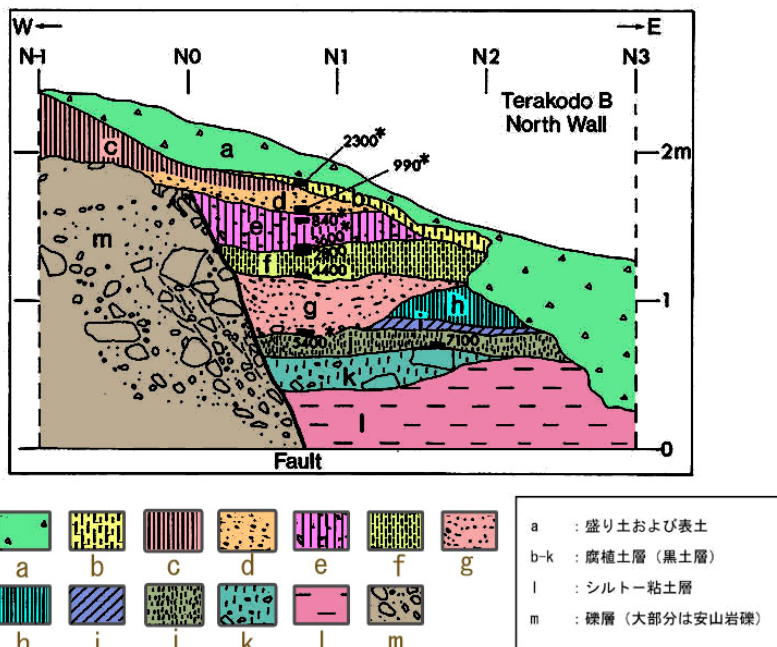
三尾河断層は、北北西-南南東走向の御母衣断層帯の南端部を構成する断層である。図幅内の北西部に図示されるが、これをさらに越えて長く延長する。当図幅内では長さ約8kmの活断層として認定される。

高山市荘川向山付近の烏帽子岳火山岩類からな

る西向き山地斜面上に、連続性の良い逆向き低断層崖の明瞭な変位地形を形成する。三尾河断層は山中峠の鞍部を通り、南流する吉田川水系に入る。北北東に開いた滑落崖やその前面の崩落堆積物の作る地形は非常に新鮮であり、河谷の屈曲から左横ずれ活断層と認定される。

断層の南端部では、郡上市明宝水沢上(みぞれ)に大規模な崩落地形が発達する。この地すべりは前述のように、1586(天正13)年の天正地震時に発生したことが知られている(恒石, 1980; 河田他, 1988; 井上・今村, 1998)。

三尾河断層のトレンチ調査が寺河戸(てらこうど)地点で行われた。この調査地点は三尾河断層の南端部から約4km北方に位置する山地の鞍部であり、3つのトレンチ調査(A・B・Cトレンチ)が実施されている(図5: 杉山他, 1991, 1993)。



壁面の傾斜は75~85°。年代値は暦年補正前の放射性炭素同位体年代(yBP)。

\*印を付したものは斜面崩壊または斜面葡行により西側斜面から供給され、再堆積したと考えられる土壌試料の年代。評価に用いた年代値を Niklaus (1991) に基づいて暦年補正し、紀元後は世紀単位、紀元前を100年単位で四捨五入して表示すると以下のようになる。

840 (840±80 : e層) → 11-13世紀、 4400 (4380±110 : f層) → 約5千3百-4千9百年前

図5 三尾河断層の寺河戸Bトレンチ北側のスケッチ。杉山他(1991, 1993)の図に地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004)が修正を加えた図に着色した。

地震調査委員会(2004b)によれば、トレンチ調査成果と解釈に関して次のようにまとめている。

A-Cトレンチとも、断層は炭化木片を大量に含む腐植土層(e層)の中部までを確実に切り、崩積堆積物(杉山他, 1991; d層)、あるいは腐植質粘土層(b-c層)に覆われる。このe層及び上位の地層から

は、下位層よりも古い<sup>14</sup>C年代も得られているので、杉山他(1991)は、こうした上部の地層は再堆積と推定している。こうした解釈から当地点では、本地点の最新活動はe層堆積より後で、d層堆積より前に生じ、その活動年代はe層から得られた最も若い年代(11-13世紀)よりも新しい可能性がある判断された。

また、Aトレンチの北側壁面では、鬼界アカホヤ火山灰を含む腐植土層(h層)を切る断層が崩積堆積物(杉山他, 1991 : g層)に覆われているので、h層堆積(約7,300年前)より後で、g層堆積(g層上位のf層基底の年代: 約5,300-4,900年前)より前に断層活動があったと考えられた。

なお、杉山他(1991)は、腐植土層(j層)と黄褐色シルト-粘土層(l層)に挟まれる礫混じり腐植土層(k層)を、断層活動により生じた崩積堆積物として、l層堆積以後で、k層堆積以前にも断層活動を認定した。しかしながら、k層の形状を考慮すると、断層活動によって生じたとするだけの特徴は不明瞭であると推定され、詳細は不明である。

## 6. 歴史地震との関係

本図幅内と周辺地域では、歴史時代にいくつかの被害地震の記録や研究があるので、古い時代から順に以下に記す。

美濃、飛騨、信濃地方で762(天平宝宇6)年6月9日に被害地震の記録があり、被害の詳細は不明であるが、地震調査委員会は、この地震を糸魚川-静岡構造線断層帯の活動に伴う可能性が高いとしている。

1586(天正13)年1月18日天正地震(M8.2 : 飯田, 1987 ; もしくはM7.8 : 宇佐美, 2003)は、中部地方の西部から近畿地方の東部にかけて、広域で震度VIに相当する大きな被害があったとされる(宇佐美, 2003)。岐阜県北部地域は急峻な山地で構成される山間部に位置し、規模の大きな地すべりや崩壊が

多数引き起こされたとされる(例えば、恒石, 1980 ; 飯田, 1987 ; 杉山他, 1991など)。

このような地すべりや崩壊地形の分布と、トレンチ掘削調査から推定される11世紀以後といった最新活動時期に基づいて、天正地震が庄川断層帯の活動によると、杉山他(1991)は示唆している。

しかしながら、天正地震に伴う揺れ被害の記録が庄川断層帯沿いでは残されていない。さらに、天正地震は、阿寺断層起源説(栗田他, 1986; 遠田他, 1994)、養老-桑名断層起源説(飯田, 1987; 村松他, 2002)もある。また、地震そのものも複数(双子)地震-断層説などがある(宇佐美, 2003; 村松他, 2002; 町田他, 2006)。このように、庄川断層帯と天正地震との関係を断定できる資料は無く、なお不明な点が多い。

1826年岐阜県北部を震央とする地震があり、宇佐美(2003)によると、震央は高山市国府町付近であり、地震の規模はM6.0であった。揺れは高山北東方のみで強く、旧丹生村で地裂け、石垣が崩れ、土蔵の土が落ち、石塔・石灯籠が倒れるなどの被害があった。国府断層帯とこの地震との関係は不明であるが、少なくとも地震規模からみて、国府断層帯固有の活動ではないと、地震調査委員会(2005)はみなしている。

1855(安政2)年飛騨白川・金沢地震(M6.3/4±1/4; 宇佐美, 2003)が発生し、震央は庄川断層帯のほぼ中央部とされている。白川郷野谷村で浄蓮寺の本堂庫裏が損じ、民家にも被害があった。岐阜県大野郡白川村保木脇(ほきわき)でも山崩れのために、民家2軒が潰れた。また、金沢市では城内の石垣・堀が崩れたが、城端でも石垣が崩れたとされている(宇佐美, 2003)。しかしながら、この地震の規模は、庄川断層帯で推定される固有地震の規模(M7.9程度)に比べて、Mが1程度小さいので、庄川断層帯の固有地震ではないと、地震調査委員会(2004b)はみなしている。

1858(安政5)年4月9日には、飛騨、越中、加賀、越前を中心とした飛越地震(飛騨地震; M7.0-7.1)が発生した。この地震では、跡津川断層沿いの地帯で特に被害が大きかったとされ(松田, 1966; 宇佐美, 2003)、飛騨市(旧宮川村)野首付近で行われたトレンチ調査でも跡津川断層の活動を示唆する地層の変位が観察されている(跡津川断層トレンチ発掘調査団, 1989)。

庄川断層帯中部の白川断層付近でも比較的被害は大きかった(潰家率20-60%)とされるが、跡津川断層帯に沿って潰家率50-100%程度のより著しい被害が発生している(宇佐美, 2003)。

上記以外の歴史時代の被害地震として、次のようなものがある。

1892年9月7日に郡上市八幡町付近で地震(M6.1)が発生し、八幡断層南端部に震央が置かれている。

1906年4月21日の下呂市萩原町付近の地震(M5.9)は萩原西断層周辺が震央とされているが、これに伴う地震断層の出現は確認されておらず、その固有地震では無いと考えられる。

また、1961年8月19日北美濃地震(M7.0)が郡上市

石徹白付近で起き、白鳥や御母衣などで、死者3名、負傷者15名被害が起きている。山崩れや道路破損などの被害も報告されているが、地震断層は検出されていない。

1969年9月9日の岐阜県中部地震(M6.6)は郡上市(旧奥明方村や旧和良村)で被害が多かったが、地震断層は確認されていない。余震分布から畑佐断層の活動と推定されている(恒石, 1976)が、その位置は図幅の南側である。

以上述べたように、高山と周辺の活断層付近で発生したと推定される歴史時代の被害地震はいくつか知られている。しかし、いずれも高山・大原断層帯ないし周辺の活断層に直接に関係する資料は得られていない。少なくとも、江戸時代中期(18世紀)以降に、高山周辺の活断層に起因する大地震は発生しておらず、最近約300年間には起こっていないと考えられる(地震調査委員会, 2005)。

## 7. 高山・大原断層帯の長期評価の概要

地震調査委員会(2005)による長期評価の概要は次の通りであり、その後に変更された地名の修正や表・文章の一部を省略しているが、原文をほぼそのまま次に再掲する。

高山・大原断層帯は、飛騨山地に分布する活断層帯である。ここでは、平成10-12年度に岐阜県によって行われた調査をはじめ、これまでに行われた調査研究成果に基づいて、高山・大原断層帯を構成する断層帯のうち、国府断層帯、高山断層帯及び猪之鼻断層帯の諸特性について、次のように評価している。

### 1) 断層帯の位置及び形態

高山・大原断層帯は、岐阜県北部の高山市及びその周辺町村に分布する断層帯で、ほぼ北東-南西方向に並走する多数の断層からなっており、その分布範囲は概ね40km四方に及んでいる。本断層帯は複数の断層帯に細分されるが、ここでは高山市(旧吉城郡)国府町から(旧大野郡)荘川町に至る長さ約27km、幅約4-5 kmの国府断層帯、高山市から郡上市(旧郡上郡明宝村)に至る長さ約48km、最大幅約4kmの高山断層帯、及び高山市高根町(旧大野郡高根村)から下呂市(旧益田郡)小坂町に至る長さ約24kmの猪之鼻断層帯について評価を行った。これらの断層帯はいずれも右横ずれが卓越する断層からなる。

### 2) 断層帯の過去の活動

(1)国府断層帯 国府断層帯の平均的な右横ずれ速度は、概ね0.7m/千年程度であった可能性がある。最新の活動時期は約4千7百年前以後、約3百年前以前であったと推定され、その際のずれの量は2.5-3m程度(右横ずれ成分)で、平均的な活動間隔

は、約3千6百-4千3百年であった可能性がある。

(2) **高山断層帯** 高山断層帯の平均的な右横ずれの速度は概ね1m/千年程度であった可能性がある。最新活動時期は明らかではないが、その平均的な活動間隔は約4千年であった可能性がある。

(3) **猪之鼻断層帯** 猪之鼻断層帯はその地形的特徴から、概ねB級ないしB-C級の活動度を有している可能性がある。過去の活動時期や平均的な活動間隔に関する資料は得られていない。

### 3) 断層帯の将来の活動

(1) **国府断層帯** 国府断層帯では、M7.2程度の地震が発生すると推定され、その時の右横ずれ量は2.5-3m程度となる可能性がある。本断層帯の最新活動後の経過率及び将来このような地震が発生する長期確率は次に述べる通りある。本評価で得られた地震発生長期確率には幅があるが、その最大値をとると、本断層帯は今後30年の間に地震が発生する可能性が我が国の主な活断層の中では高いグループに属することになる。

(2) **高山断層帯** 高山断層帯では、M7.6程度の地震が発生すると推定され、その時の右横ずれ量は4m程度となる可能性がある。過去の活動が十分に明らかではなく、最新活動時期が特定できていないので信頼度は低い。本断層帯では、最新活動時期が特定できていないことから、通常の活断層評価とは異なる手法により地震発生長期確率を求めると、本断層帯は今後30年の間に地震が発生する可能性が我が国の主な活断層の中ではやや高いグループに属することになる。

(3) **猪之鼻断層帯** 猪之鼻断層帯では、M7.1程度の地震が発生すると推定され、その時の右横ずれ量は2m程度となる可能性がある。過去の活動履歴が明らかではないため、将来このような地震が発生する長期確率を求めることはできない。

### 4) 今後に向けて

高山・大原断層帯のうち、国府断層帯では、最新活動時期が十分絞り込まれていない。また、高山断層帯及び猪之鼻断層帯では過去の活動に関してほとんど資料が得られていない。このため、各断層帯ともに、過去の活動をより一層明らかにする必要がある。

## 8. まとめに換えて

今回調査した「高山東部」・「高山西部」・「高山西南部」の図幅には、多数の活断層が発達している。これら図幅内には、北東-南西方向に延び、右横ずれの活断層が何本も並走する。上記のように、地震調査委員会はこれらを高山・大原(たかやま・おっぱら)断層帯として取りまとめ、長期評価を公表している。また、その後得られた調査結果に

より一部改訂が行われた(地震調査委員会, 2005)。

しかしながら、評価時点までの文献や成果は検討・考察されているが、活断層そのものの地形・位置・分布に関して、詳しい調査は活断層研究会編(1980, 1991)以降には行われていなかった。

今回、現在使用が可能な空中写真類(末尾の使用写真類の記載参照)の全てを利用して、当図幅内に分布する活断層の地形や分布状態を既往文献と共に詳しく検討した。

高山・大原断層帯とされた「高山と周辺の活断層」群が分布する地域は、全域が山地域であり、地形面の発達や第四紀の堆積物が限られている。こうした自然的な制約もあり、各活断層に関する詳しい調査事例は極めて少ない。特に、最新活動時期・活動間隔・平均変位速度などに関して、詳しい調査報告がない。したがって、当図幅内に発達する活断層帯の将来活動予測については、精度が高いとは言えないと、地震調査委員会(2006)も記述している。

したがって、こうした長期評価のためにはさらに信頼度の高い調査が必要であり、高精度の調査資料が切に望まれている。また、周辺に分布する主要な活断層との関連性についても、さらに詳しい検討が必要と指定されている。

一方、「高山西南部」図幅内の西部に図示されている三尾河断層と、その南東部の萩原西断層は、それぞれ別の活断層帯に属する。すなわち、三尾河断層は庄川断層帯の南部に、萩原西断層は阿寺断層帯の北部にあたる。

庄川断層帯は地震調査委員会(2004b)、阿寺断層帯は地震調査委員会(2004a)によってすでに長期評価が出されており、「高山西南部」の活断層の項目でも解説しているので、それらを参考にされたい。

今回の調査によって、高山周辺の活断層について、その分布位置が各種の空中写真類の判読や既往の文献類との照合を通して、縮尺2.5万分の1地形図に詳しく示された。また、活断層の認定基準である地形面(主に段丘面)が変位した位置、河谷の屈曲(~変位)、活断層露頭、トレンチ掘削位置なども詳しく図示された。こうした詳しい活断層分布図の作成は当域にとって、初めてのことであるが、主に活断層の分布について以下のような新たな知見も得られた。

地震調査委員会(2005)による高山・大原断層帯の長期評価に関連して、大地震を引き起こす可能性をもつ活断層の詳細位置が図示された。活断層に拘わる地形(地形面区分・断層変位基準の地形・大規模な地すべりなど)も縮尺2万5千分の1地形図上に示された。

これらは活断層の調査研究をさらに進めて行く

上での基礎的な資料である。さらに詳細な調査を 基礎図として活用を期待する。  
期待するとともに、この周辺における防災関係の

## 9・参考文献 (A, B, C順)

- 跡津川断層トレンチ発掘調査団(1989): 岐阜県宮川村野首における跡津川断層のトレンチ発掘調査. 地学雑誌, 98, 440-463及び口絵写真①-⑨.
- 栗田泰夫・佃 栄吉・山崎晴雄・水野清秀(1986):阿寺断層の最近の活動史ー加子母・付知・坂下・山口におけるトレンチ発掘調査からー. 第2回阿寺断層現地シンポジウム報告集, 1-11.
- 飯田汲事(1987):「天正大地震誌」. 名古屋大学出版会, 520p.
- 池田安隆・熊原康博・廣内大助・中田 高・岡田篤正(2006):1:25,000都市圏活断層図 阿寺断層とその周辺「萩原」. 国土地理院技術資料D・1-No. 458
- 井上公夫・今村隆正(1998):中部地方の歴史地震と土砂災害～主に天正地震(1586), 濃尾地震(1891)時に発生した土砂移動について～. 歴史地震, 14, 57-68.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004a):阿寺断層帯の長期評価について. <http://jishin.go.jp/main/index.html>.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004b):庄川断層帯の長期評価について. <http://jishin.go.jp/main/index.html>.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005):高山・大原断層の長期評価について. <http://jishin.go.jp/main/index.html>.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2006):高山・大原断層の長期評価について. <http://jishin.go.jp/main/index.html>.
- 岐阜県(1999):『平成10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 成果報告書』.
- 岐阜県(2000):『平成11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 成果報告書』.
- 岐阜県(2001):『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 成果報告書』.
- 岐阜県活断層研究会(2008):「ひだ・みの活断層を訪ねて」. 岐阜新聞社, 201p.
- 梶田澄雄・石原哲弥(1977):高山市付近の第四系について. 地質学論集, 14, 151-159.
- 鹿野勘次(1979):高山市南方の“江名子断層”. 岐阜県高校教育, 15, 35-46.
- 鹿野勘次(1983):高山市南部の江名子断層周辺地域にみられる新生界の変位と変形. 岐阜県高校教育, 18, 25-34.
- 活断層研究会編(1980):「日本の活断層ー分布図と資料ー」. 東京大学出版会, 368p.
- 活断層研究会編(1991):「新編 日本の活断層ー分布図と資料ー」. 東京大学出版会, 437p.
- 河田清雄(1982):三日町地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 72p.
- 河田清雄・磯見 博・杉山雄一(1988):萩原地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 122p.
- Kimura,H., Itoh,Y. and Tsutsumi,H.(2004):Quaternary vertical-axis crustal deformation around an active strike-slip fault based on paleomagnetic analysis; a case study of the Enako fault in central Japan. *Earth and Planetary Science Letters*. 226, 321-334.
- 小井土由光・佐々木嘉三(1995):岐阜県の活断層 [活断層図と解説], 20p.
- 町田 洋・松田時彦・海津正倫・小泉武栄編(2006):「日本の地形5 中部」. 東京大学出版会, 385p.
- 松田時彦(1966):跡津川断層の横ずれ変位. 地震研究所彙報, 44, 1179-1212.
- 松田時彦・恒石幸正(1970):岐阜県中部地震ー1969年9月9日ー被害地調査報告. 地震研究所彙報, 48, 1267-1279.
- 村松郁栄・松田時彦・岡田篤正(2002):「濃尾地震と根尾谷断層帯ー内陸最大地震と断層の諸性質」. 古今書院, 340頁.
- 森本良平・松田時彦(1961):北美濃地震被害地の地質 第1報 福井県打波川上流～岐阜県石徹白川上流地域. 地震研究所彙報, 39, 935-942.
- 中野 俊・大塚 勉・足立 守・原山 智・吉岡敏和(1995):乗鞍岳地域の地質. 地域地質研究報告(5万分

- の1地質図幅) , 地質調査所, 139p.
- 中田 高・今泉俊文編(2002):「活断層詳細デジタルマップ」. 東京大学出版会, DVD-ROM 2枚・付図1葉, 60p.
- 岡田篤正・池田安隆・中田 高(2006):1:25,000都市圏活断層図 阿寺断層とその周辺「萩原」「下呂」「坂下」「白川」解説書, 21p., 国土地理院技術資料D・1-No. 458.
- 清水文健・井口 隆・大八木規夫(1999):地すべり地形分布図 第10集「飯田」, 防災科学技術所研究資料第189号, 防災科学技術研究所.
- 清水文健・井口 隆・大八木規夫(2000):地すべり地形分布図 第11集「富山・高山」, 防災科学技術所研究資料第200号, 防災科学技術研究所.
- 柴田 賢・山田直利(1977):岐阜県東部の高原火山類及び上野玄武岩のK-Ar年代. 地球科学, 31, 15-18.
- 杉山雄一・栗田泰夫・佃 栄吉(1991):御母衣断層系の完新世断層活動と1586年天正地震ートレンチ掘削調査による検討ー. 地震Ⅱ, 44, 283-295.
- 杉山雄一・栗田泰夫・佃 栄吉(1993):1990年御母衣断層系・三尾河断層(寺河戸地区)トレンチ調査. 活断層研究, 11, 71-77.
- 遠田晋次・井上大栄・高瀬信一・久保内明彦・富岡伸芳(1994):阿寺断層の最新活動時期:1586年天正地震の可能性. 地震, 第2輯, 47, 73-77.
- 遠田晋次・井上大栄・宮腰勝義(1996a):「阿寺断層系の完新世における断層活動(その1)ー中南部の活動と最新活動時期についてー」. 電力中央研究所報告, U95059, 32p.
- 遠田晋次・井上大栄・宮腰勝義(1996b):「阿寺断層系の完新世における断層活動(その2)ー北部の活動およびセグメンテーションモデルー」. 電力中央研究所報告, U95060, 42p.
- 東郷正美・谷口 薫・越後智雄・土方智紀・後藤智哉・小林洋一郎・岡田真介・矢部恒彦(2005):牧ヶ洞断層の最新変位地形の詳細図化. 法政大学多摩研究報告, 20, 1-6.
- 佃 栄吉・栗田泰夫・山崎晴雄・杉山雄一・下川浩一・水野清秀(1993):2.5万分の1阿寺断層系ストリップマップ説明書. 構造図(7), 地質調査所, 39p.
- 恒石幸正(1976):岐阜県中部地震に関連した断層. 地質学論集, 12, 129-137.
- 恒石幸正(1980):天正13年白山地震(1586)と白川断層. 地震学会講演予稿集, 2, 110-110.
- 宇佐美龍夫(2003):「最新版 日本被害地震総覧 [416]ー2001」. 東京大学出版会, 605p.
- 山田直利・足立 守・梶田澄雄・原山 智・山崎晴雄・豊 遥秋(1985):高山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 111p.

## 10. 空中写真・地形図及び委員会等

### 1)使用空中写真・地形図

#### ①空中写真

米軍4万:M1147, M1216, M484, M626B, M1147, M1171, M426B, M613

米軍1万:R1216, M447

国土地理院1万カラー:CCB-77-8, CCB-77-8, CCB-77-11, CCB-77-12

林野庁:山-375, 山-499, 山-535, 山-560

#### ②地形図

##### 1/2.5万地形図

「高山西部」:猪臥山, 飛驒古川, 町方, 夏廐, 三日町, 高山, 六廐, 位山, 久々野

「高山東部」:高山, 飛驒青屋, 乗鞍岳, 久々野, 朝日貯水池, 野麦, 飛驒小坂, 胡桃島, 木曾西野

「高山西南部」:六廐, 位山, 久々野, 飛驒大原, 山之口, 飛驒小坂, 二間手, 萩原, 湯屋

### 2)全国活断層帯情報整備検討委員会

### ①委員会の開催

- 第1回委員会平成19年5月20日(日)(社)日本測量協会  
第2回委員会平成19年10月13日(土)(社)日本測量協会  
第3回委員会平成20年3月7日(金)(社)日本測量協会

### ②「高山周辺の活断層」の作成委員(平成19年度調査)

◎委員長, ○全体のとりまとめを担当した委員

氏名	所属
池田 安隆	東京大学大学院理学系研究科准教授
今泉 俊文	東北大学大学院理学研究科教授
◎○岡田 篤正	立命館大学COE推進機構(歴史都市防災研究センター)教授
熊原 康博	群馬大学教育学部講師
後藤 秀昭	広島大学大学院文学研究科地表圏システム学講座准教授
澤 祥	鶴岡工業高等専門学校教授
杉戸 信彦	名古屋大学環境学研究科附属地震火山・防災研究センター研究員
鈴木 康弘	名古屋大学大学院環境学研究科教授
○堤 浩之	京都大学大学院理学研究科准教授
○東郷 正美	法政大学社会学部教授
平川 一臣	北海道大学大学院教授
宮内 崇裕	千葉大学大学院理学研究科教授
○八木 浩司	山形大学地域教育文化学部教授

### ③国土地理院

防災地理課長 北原敏夫  
課長補佐 石井 宏  
技術専門員 星野 実  
専門職 高橋広典  
係長 木村幸一

### ④(社)日本測量協会

地図検査部長 鈴木美奈男  
専門役 杉山正憲

#### 連絡先

国土地理院地理調査部防災地理課  
郵便番号305-0811 茨城県つくば市北郷1番  
電話：029(864)1111（代表）

#### この解説書を引用する場合の記載例

岡田篤正・東郷正美・八木浩司・堤 浩之（2008）:1:25,000都市圏活断層図 高山周辺の活断層「高山東部」「高山西部」「高山西南部」解説書. 国土地理院技術資料D・1－No.519.