

魚津市

1:25,000都市圏活断層図

境峠－神谷断層帯とその周辺

「梓湖」「塩尻」「木曽駒高原」

長野市

解 説 書

岡田篤正 中田 高 池田安隆

平成19年11月

松本市

梓湖

塩尻

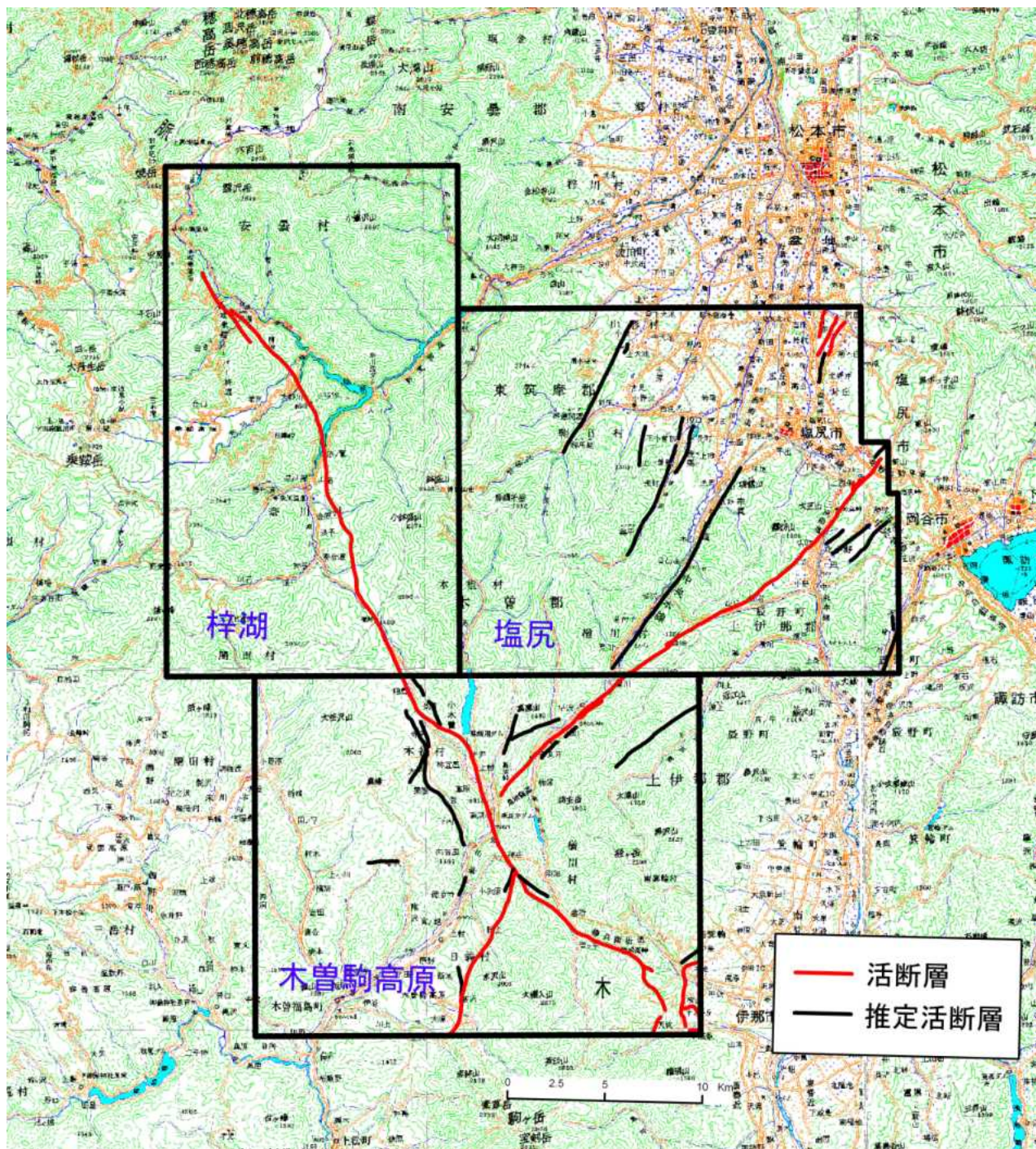
木曽駒高原

編集 国土地理院

複製・発行 (財) 日本地図センター

目 次

1. はじめに	2
2. 口絵	3
3. 境峠－神谷断層帯及び奈良井－霧訪山断層帯周辺の地形の特徴	6
4. 境峠－神谷断層帯及び奈良井－霧訪山断層帯の概要	9
5. 各図幅の特徴	9
6. まとめ	16
7. 参考文献	17
8. 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2万5千分1「都市圏活断層図」を作成している。

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（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、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、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

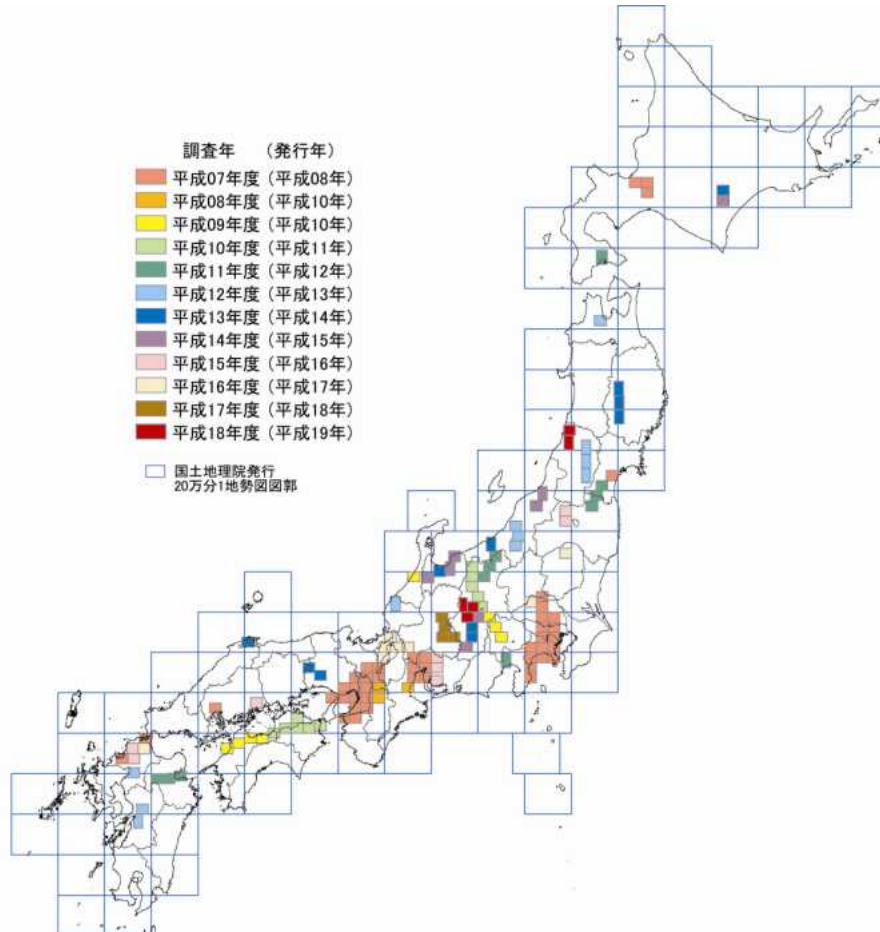
四紀後期（数十万年前から現在）に形成された主な地形も図示している。これにより活断層周辺の地盤状況の把握や、活断層の活動によって地すべりが再活動する可能性のある地域の推定など、防災に役立つ情報を読みとることができる。

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50,000km²）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133面（約53,000km²）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いただきたい。

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



2. 口絵



写真1 松本市奈川付近の境峠断層を南東望
写真中央部の鞍部・地形境界線を境峠断層が通過、遠景は木曽駒ヶ岳 (2006年10月岡田撮影)。



写真2 辰野町小野付近の霧訪山断層を南西望
右手の山麓線を霧訪山断層が通過、右奥の鞍部は牛首峠、左奥背後は木曽駒ヶ岳 (2006年10月岡田撮影)。



写真3 木祖村小木曾付近の境峠－神谷断層帯を北西望
写真中央部の鞍部は境峠断層が通る境峠. 遠景は乗鞍岳, 右手は味噌川ダム (2006年10月岡田撮影) .



写真4 木祖村小木曾付近より神谷断層帯を南東望
写真左手は小木曾－藪原付近の河谷. 中央の鞍部は神谷峠. 右手下部は小岐須(寺平)付近の段丘・旧流路, 背後は木曾駒ヶ岳 (2006年10月岡田撮影) .



写真5 塩尻市奈良井(萱ヶ平)付近より南東方向の権兵衛峠に至る神谷断層 写真下部はトレンチ調査した萱ヶ平. 鞍部は権兵衛峠で神谷断層が通過. 背後は伊那谷 (伊那市) 地域 (2006年10月岡田撮影) .

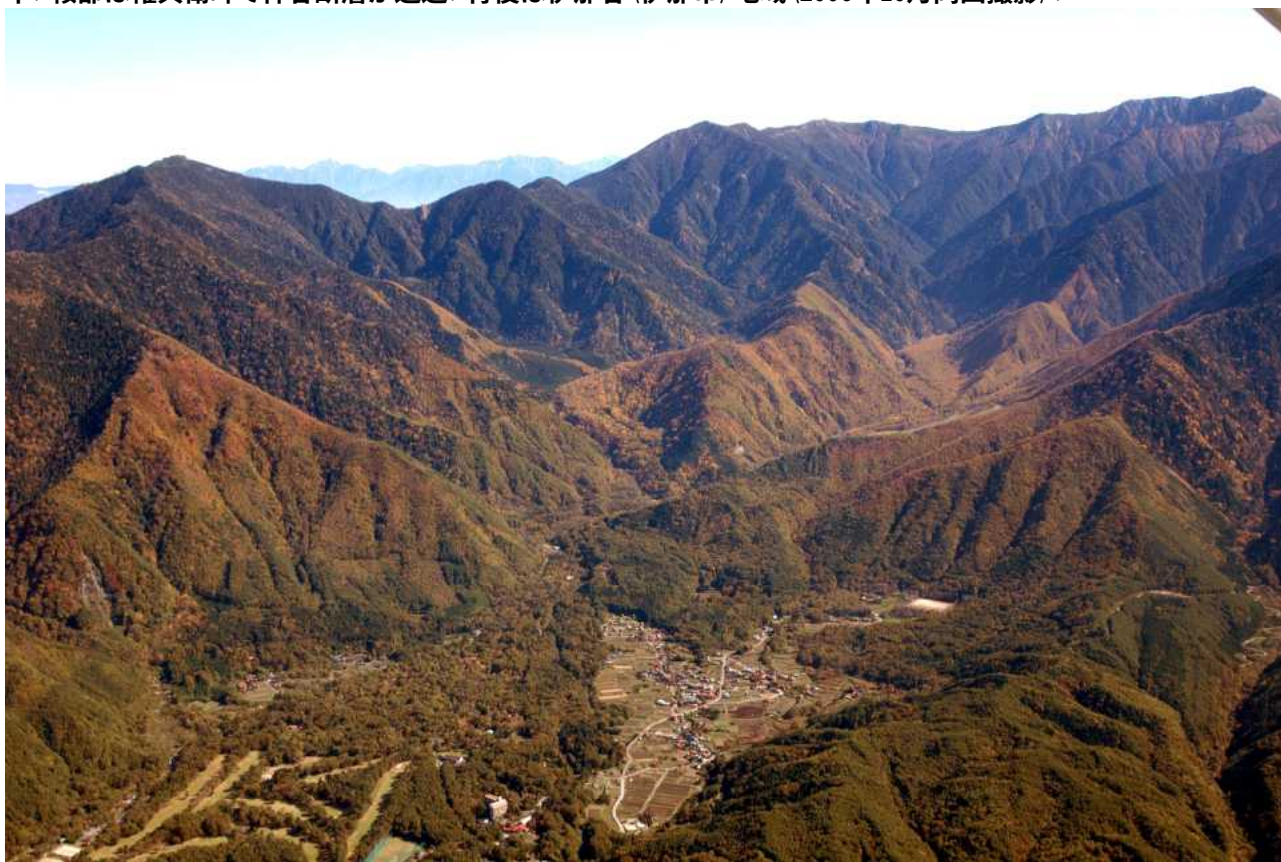


写真6 木曽町木曽駒高原付近の上松断層と木曽山脈北部 写真下部左右の山麓を上松断層が通過. 中央上部の左手が大棚入山で, その右側斜面が大崩壊地. 背後は木曽山脈北部 (2006年10月岡田撮影) .

3. 境峠—神谷断層帯及び奈良井—霧訪山断層帯周辺の地形の特徴

1) 山地地形

境峠—神谷断層帯及び奈良井—霧訪山（むとうやま）断層帯とその周辺を取り巻く地域は、飛騨山脈南部から木曽山脈北部と飛騨高地にかけての山岳地帯であり、急峻な峰々が複雑に連なる（図1）。

松本市南西部に位置する飛騨山脈南部には、霞沢岳（2645m）・小嵩沢（こたけざわ）山（2387m）を中心とする山塊が梓川以北にみられ、V字状をなす深い開析谷により侵食・低下を受けている。梓川の西側には乗鞍岳（3026m）・焼岳（2455m）の活火山が位置し、これらから噴出・流下した溶岩流が東麓に広がる。これらの火山東側を取り巻く山地も標高2000m前後の急峻な峰々からなり、急傾斜な斜面から構成されている。梓川東側には鉢盛山（2446m）を中心とした満壮年期状の山塊があり、峨々たる山峰が奈良井川河谷付近まで連なっている。この山地域は北アルプス南部の高起伏山地を構成し、定高性を示す山頂・稜線がわずかに認められるが、小起伏面のような地形は稜線部には認定できない。

奈良井川河谷より南東側は木曽山脈となり、経ヶ岳（2295m）・坊主岳（1960m）を取り巻く急峻な山地となるが、北東方へ急激に高度を低下させる。この山地部は神谷断層以南で急に高度を増し、図幅南部の大棚入（おおたないり）山（2375m）を経て、主峰である木曽駒ヶ岳（2956m）に至るが、中部アルプスともよばれる高起伏で急傾斜な山脈の中心部となる。この山頂稜線部には顕著な定高性や小起伏面は認められない。

木曽川河谷より西側の山地域は飛騨高地（～高原）の南部にあたるが、御嶽山（3067m）の東側に広がる起伏の大きな山地域である。北部に美濃帯（中古生界）からなる大笹沢（おおささざわ）山（2040m）が木祖村小木曽西方に見られ（中野ほか、1995）、このすぐ南東方に位置する奥峰（1711m）からさらに南東方向に延びる尾根には、標高1500-1400mをもつ見事な定高性山稜が認められる。

また、奥峰南方の尾根（奥幸沢西方：標高1400-1200m）、南西方の2つの尾根（新地蔵トンネル南側：1400-1200m、地蔵峠から南方の合戸峠へ延びる尾根：1400-1100m）などには、平坦面は認めにくい、顕著な定高性を示す山稜が見られる。こうした尾根部沿いにはいずれの箇所でも地蔵峠火山岩類が厚く分布している（中野ほか、1995）。この堆積原面は残されていないものの、定高性を示す稜線はそれに近い高度を保持しているとみなされる。

地蔵峠火山岩類は鮮新世後期—更新世初頭（350-160万年前）頃に活動した複合火山岩である可能性が示されている（中野ほか、1995；竹内ほか、1998）。これは泥流堆積物・凝灰角礫岩・礫層などからなり、安山岩溶岩・玄武岩溶岩・降下火山碎屑物を挟む（木曽谷第四紀研究グループ、1967）。この基底はかなりの起伏に富み、一部には河成円礫層が存在するので、かなりの起伏をもった山地の河谷を埋めて、火山岩類が堆積し火山体も成長してきたとみなされる。こうした鮮新世末から第四紀初頭頃に存在した火山性の平坦面をもつ山地域がその後隆起し、侵食から取り残された定高性山稜が尾根部に保存されているとみなされる（森山、1989、1990）。

2) 河成段丘面

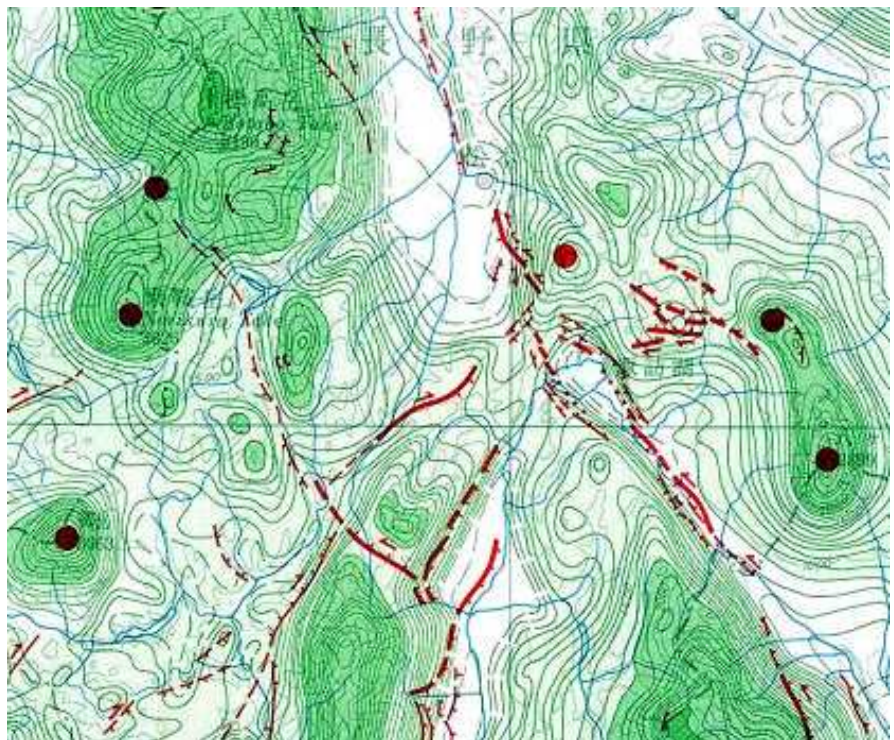


図1 境峠—神谷断層帯と周辺活断層地域の接峰面図

活断層研究会編(1991)による活断層分布図(付図)の一部。境峠—神谷断層帯は図中央やや西よりの北西—南東方向の活断層であり、本図では大部分確実度Ⅱの左横ずれ断層と図示。

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）段丘面とよばれ、形成時の流路方向に緩やかに傾いている。

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。

段丘面ができた時期は、その堆積物中に含まれたり、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、西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¹⁴C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。

地質時代	年代	火山灰層	鍵層	地層	地形面	化石ほか
第 更 後 期	完新世 Ma 0.01	波田ローム層	S-2	森口礫層	森口面	オオツノシカトウヒ(15,750±390 ¹⁴ C年代)
		波田ローム層	S-1	波田礫層	波田面	ヒメバラモミ・コメツガ・チョウセンゴヨウ・トウヒ(35,700±1400 ¹⁴ C年代)
		小坂田ローム層	Pm-3C	千石礫層		42,000 ¹⁴ C年代
		小坂田ローム層	Pm-2B	塩尻泥炭層		
		小坂田ローム層	Pm-2A	丹礫層		
		小坂田ローム層	Pm-1B	赤木山礫層		
		小坂田ローム層	Pm-1A	赤木山礫層		
		小坂田ローム層	ヒゲPm(Pm-1')	赤木山礫層		
		小坂田ローム層		赤木山礫層		
		小坂田ローム層		赤木山礫層		
四 新 中 期	0.13	梨ノ木ローム層	ゴマシオ礫石	赤木山礫層	赤木山面	
		梨ノ木ローム層	白色軽石	赤木山礫層		
		梨ノ木ローム層	白色タフ(メカ)	赤木山礫層		
		梨ノ木ローム層		赤木山礫層		
		梨ノ木ローム層		赤木山礫層		
		梨ノ木ローム層		赤木山礫層		
		梨ノ木ローム層		赤木山礫層		
		梨ノ木ローム層		赤木山礫層		
		梨ノ木ローム層		赤木山礫層		
		梨ノ木ローム層		赤木山礫層		
紀 世 期	0.69	梨ノ木ローム層	スコーリア	梨ノ木礫層	梨ノ木面	0.39Ma (F.T.年代)
		梨ノ木ローム層	スコーリア	梨ノ木礫層	梨ノ木面	0.6Ma (F.T.年代)
		梨ノ木ローム層	スコーリア	梨ノ木礫層	梨ノ木面	ヒメバラモミ
		梨ノ木ローム層	スコーリア	梨ノ木礫層	梨ノ木面	
		梨ノ木ローム層	スコーリア	梨ノ木礫層	梨ノ木面	
		梨ノ木ローム層	スコーリア	梨ノ木礫層	梨ノ木面	
		梨ノ木ローム層	スコーリア	梨ノ木礫層	梨ノ木面	
		梨ノ木ローム層	スコーリア	梨ノ木礫層	梨ノ木面	
		梨ノ木ローム層	スコーリア	梨ノ木礫層	梨ノ木面	
		梨ノ木ローム層	スコーリア	梨ノ木礫層	梨ノ木面	
鮮新世	1.80	梨ノ木ローム層	スコーリア	大峰面	大峰面	大口沢・大峰の巨礫群(1.4Ma (K-Ar年代))
		梨ノ木ローム層	スコーリア	大峰面	大峰面	

表1 松本盆地の第四系の層序・地形面
松本盆地地研グループ(1977)を修正した、日本の地質「中部地方I」編集委員会編(1988)による。

本図幅内に本州中央部を走る中央分水界が通っており、北流する犀川水系（松本盆地南部域）と南流する木曽川水系（木曽川上流域）とに分けられる。これら水系（～流域）で河成段丘面の発達は異なるので、以下3つの地域に分けて解説する。

＜松本盆地南部域＞ 北流する犀川水系は松本盆地付近でいくつかの支流に分かれる。主な支流は西側から、梓川、鎖川、小曾部川、奈良井川、田川などであるが、これらは松本市街地付近で合流して北へ流れる。松本盆地南部に分布する段丘面とその堆積物は、挟在したり被覆したりする火山灰層とともに古くから研究されてきた。各々の詳しい地形面とその堆積物の記述は、小林(1961)、片田・磯見(1964)、日本の地質『中部地方I』編集委員会編(1988)などに書かれているので、それらを参照されたい。

鮮新世以降に形成された地形面とその堆積物を古期の主要なものから、以下に記す(表1参照)。a)大峰面(塩嶺累層)、b)梨ノ木面(梨ノ木礫層)、c)小坂田面(片丘礫層)、d)赤木山面(赤木山礫層)、e)波田面(波田礫層)、f)森田面(森田礫層)、g)沖積面(完新統)である。地形面の形成年代は、表1に示されるように、大峰面:1Ma、梨ノ木面:0.4Ma、赤木山面:0.12Ma、波田面:約4万年、森口面:約2万年である。

本図幅では、赤木山中央部の段丘面は上位段丘面2と図示した。中位段丘面2は波田面に相当し、塩尻市街地を載せる広い段丘面、鎖川左岸の山形村古見原などにまとまった分布をなす。下位段丘面1は奈良井川下流部両岸の広丘野や、松本空港付近に広く分布・発達し、上海渡面・郷原面(片田・磯見, 1964)に対応する。

＜奈川流域＞ 奈川流域には河成段丘面が比較的良く発達し、これらは高位より金原(かねはら)面・上ノ原面・古宿(ふるやど)面・田ノ萱(たのかや)面・下位段丘面の5段に分類されている(平林, 1987)。金原面は扇状地性の厚い堆積物からなり、K-Tz 降下以前に形成された。上ノ原面はもっとも広く分布する段丘面でこの礫層中にDKPを挟み、小木曽テフラ層以上を被覆させるので、約5万年前に、古宿面はテフラとの関係から約3万年前に形成されたと推定されている(平林, 1987)。

＜木曽川上流域＞ 木曽川沿いには、何段もの河成段丘面が分布する。木曽川の最上流部である、木祖村小木曽から数原にかけて、河谷の幅は500mから1kmと広い。また、三沢山(1318m)は段丘面に取り囲まれた撓谷丘陵をなす。木曽川の源流部であるにも拘わらず、木曽川が形成した河成段丘面群が谷幅一杯に上流から下流に向けて長く分布する。これは御岳火山から供給された多量

の土砂が木曽谷層としてV字状谷を一度厚く埋積したからであり、その後の侵食低下で多段の段丘面が形成されたことによる（木曽谷研究グループ、1964、1967；島田、1969、1970；木祖村誌編集委員会、1997ほか）。これらの研究によって、段丘面とその堆積物の形成年代がほぼ判明してきた。

図5に木祖村小木曽付近の段丘面横断図を示す。その概要を次に紹介する。田ノ上上位面・西山原上位面、及び田ノ下下位面・西山原下位面は本図幅では中位段丘面として一括して示した。それぞれ、中位段丘1面、中位段丘2面に細分される。木祖村小木曽から藪原付近にかけて広く分布する。上位面は数10m以上に及ぶ木曽谷層の堆積面であり、木曽川の上流から下流の濃尾平野の各務原台地・熱田台地まで広域に分布する。木曽谷層は木曽谷の深いV字状河谷を厚く埋積したが、これは御嶽山の火山活動により多量の火山性物質や土砂が供給されたことに起因する。この地形面が速やかに開析されて下位面が形成された。これらの離水時期は挟在される火山灰層の年代値（竹本ほか、1987；町田・新井、2003；町田ほか編、2006）から、上位面で約7.5-8万年前、下位面で約6万年前とされる。

中位段丘2面に相当する黒内面が黒内集落付近に分布する。この段丘面は木曽谷層を侵食・低下する過程で形成された河成段丘面であり、数m程度の厚さをもつ段丘礫層を載せるが、その上部は木曽川泥流に覆われる。これは厚さ数m以上のやや固結した角礫と泥質層の混合層であり、埋もれ木などを挟在する。下流部での高部面に対比され、その形成年代は木材の年代値から約5万年とみなされる（中村ほか、1992）。

下位（低位）段丘1面として、田ノ下面が分布する。これは中津川市坂下付近の坂下上位面（Sk1）に、さらに低い下位段丘2面として坂下下位面

（Sk2）に対比される段丘面が発達する。これらは数10cm程度の御岳新期テフラを載せるが、これより新しい段丘面にはテフラ（火山灰層）を被覆していないので、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考えられる。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) 火山性堆積物・火山地形

御岳や乗鞍岳・焼岳などの火山から第四紀後期の各時期に噴出物が放出され、段丘堆積物の中や上に堆積しており、当域での地形面や堆積物の時代を決める重要な役割を果たしているが、詳しい説明は省く。

図幅内で直接に示された火山地形としては、乗鞍高原に見られる溶岩流だけである。この溶岩流

は旧河谷を北東方向へ流下し、その後に開析を受けて台地化しているが、その北東端（松本市安曇中平）付近で境峠断層による上下変位を受けている（中野ほか、1995）。

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。

扇状地は山地から低地に至る部分では、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よばれる。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よばれる。これらの面積は小規模であり、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。本図幅では明瞭で大規模なものに限定して選定して図示した。

境峠―神谷断層帯とその周辺地域は、高起伏の山岳地域であり、日本列島を代表する急峻な山地部で、起伏の激しい峰々と急傾斜面が連なる。こうした急傾斜の山地稜線や山腹斜面に大規模な崩壊地が各所に認定される（清水ほか、1999、2000）。「梓湖」の図幅では、山稜線に近くや山腹斜面に、滑落崖を有する大規模な地すべり地がいくつか図示されており、1集落を含むほどの大きさに達する。

「塩尻」の図幅西半部は鉢盛山（2446m）の北東

斜面にあたるが、きわめて高起伏であり、各所に地すべり地形が散在する。しかし、それらの規模は「梓湖」図幅に比べてやや小規模となっている。塩尻市域の丘陵性山地にも、さらに小さな規模の地すべり地形が認められ、本図幅内にも分布を示している。

「木曽駒高原」図幅でも、地すべり性の大きな崩壊地は各所に散点的に認められる。特筆されるのは、木曽山脈中北部に位置する大棚入山の南側斜面であり（写真6）、ここには実に大規模で新鮮な山体崩壊跡地と、これに伴う岩屑なだれや天然ダムの地形（～堆積物）が認められ、崩壊土砂量は 10^7m^3 を優に越える（穴倉ほか、2006）。この岩屑なだれは17世紀頃より前の比較的新しい歴史時代に発生したようであり、これによって堰き止められた濃ヶ池（天然ダム）は1661（寛文元）年に決壊したことが史料に記載されている。穴倉ほか（2006）は周辺の活断層が活動した際の大地震で引き起こされた可能性を示唆しているが、具体的な活断層の活動との関係は未解明である。

4. 境峠—神谷断層帯及び奈良井—霧訪山断層帯の概要

境峠—神谷断層帯は、長野県松本市安曇から同市奈川、木曽郡木祖村・塩尻市奈良井などを通過して、伊那市に至る北西—南東走向の断層帯であり、総延長は約46 kmである。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2006）はこれを境峠・神谷断層帯主部とし、(・)と(ー)を区別して使用している。この断層帯は基盤岩を3～4.5 km左横ずれさせており、地殻変動の激しい中部日本において、阿寺断層と跡津川断層に匹敵する第一級の規模を有すると指摘されている（狩野・佐藤、1988）。

一方、これに直交する北東—南西方向の右横ずれ活断層として、奈良井—霧訪山（むとうやま）断層帯があり、塩尻市柿沢から辰野町小野を経て塩尻市木曽平沢・奈良井から鳥居峠・木祖村藪原北部に至る。これは境峠・神谷断層帯主部とは共役断層の関係にあり、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2006）では霧訪山—奈良井断層帯としている。また、木曽山脈の西側に沿って木曽山脈西縁断層帯が木曽町神谷以南に認められ、北北東から南南西方向に地形境界線を形成して延びる。これらの主な変位地形や活断層の特徴については、事項以下で解説する。

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) 梓湖の図幅

本図幅内に分布する活断層としては境峠断層（帯）だけであり、北北西から南南東方向に多少湾曲しながらも、ほぼ直線状に連続する。

＜境峠断層（帯）＞ この断層は、北西部の松本市梓川支流：倉洞沢付近より南南東方向に延び、木曽谷を越えて、南部の「木曽駒高原」図幅内の神谷断層へと接続する。境峠断層の分布や性状に関する既往の主な文献は、活断層研究会編（1980, 1991〔山崎ほか、1991a〕）、仁科（1982, 1985）、仁科ほか（1985）、狩野・佐藤（1988）、中野ほか（1995）、大塚ほか（1995）、及川ほか（2000）、狩野ほか（2001, 2002）、中田・今泉（2002）などがある。また、吉岡ほか（2004, 2005, 2006）は、本図幅内の2カ所においてトレンチ掘削調査を実施し、本断層の活動履歴を究明している。

境峠断層は、図幅北西部の松本市祠峠以北と図幅中部の松本市田ノ萱からミヤ沢の間では、鞍部



写真7 乗鞍高原付近より東望した空撮写真

中央の鞍部は祠峠で境峠断層が通過し、左手の溶岩流台地も変位。右手山頂は鉢伏山(2446m)、中央の谷は梓川河谷（2006年10月；岡田撮影）

と山地斜面の傾斜変換線として追跡されるが、活断層の地形的表現が不明瞭であり、正確な位置を指摘できない。しかし、それ以外の区間では地形的表現は明瞭であり、正確にその位置を追跡できる（写真1）。後述のように、この断層は左横ずれが卓越するにも拘わらず、断層線の平面形が比較的屈曲に富んでいるという特徴が認められる。既往文献（活断層研究会編、1980, 1991；狩野ほか、2001, 2002, など）では、奈川本流に沿って田ノ萱から、古宿・金原・大平・野麦峠スキー場の南方（牧場）に至る分岐断層を推定活断層として図示しているが、この分岐断層は活断層として存在を示す地形的証拠が不明瞭で、今回の判読調査では認定できなかった。

図幅北西部の大野川河谷を埋積して北東に流下した乗鞍火山起源の溶岩流堆積面は、境峠断層

によって約10mの上下変位（南西側低下）を被っている（中野ほか，1995）．さらに，中野ほか（1995）は大野川河谷の屈曲を，溶岩流の流出以後に生じた境峠断層の左横ずれによって変位したと解釈している．この河谷の屈曲がすべて溶岩流の流出以後に生じたとする確証はないので，この解釈に基づく横ずれ速度の推定には問題が残されている．

松本市奈川（小字金原）の東には，奈川支流の正沢が形成した開析扇状地面が存在する．なお，図2のH2（段丘）面の呼称は図幅中の段丘区分名に対応していない．この扇状地面より一段下位に位置する段丘は，その段丘礫層の下部にK-Tz（鬼界葛原火山灰；約95 ka）を挟み，さらにこれを覆う風成火山灰中にDKP（大山倉吉火山灰；43-55 ka）が存在することから，最終氷期前期頃に形成されたと推定されている（平林，1987）．したがって，これより上位に発達するH2面は最終氷期より古く，おそらく最終氷期より一つ前の氷期であると推定される．H2面を形成した正沢の河道は，断層の上流側で連続を断たれ，300-400 m

の左ずれを被っている．これらの値から，この地点での境峠断層の左ずれ速度は 2-3 m／千年程度であると推定される．H2面の上下ずれ量は，上流側に対応する段丘面が残っていないため，正確には見積もることができない．

正沢の北方にはH2面とほぼ同時期と見なせる段丘が断片的に分布しており，これが境峠断層によって 10-15 m の上下ずれ（北側低下）を被っている．したがって，同断層の上下ずれ速度は 0.1 m／千年ないしそれ以下であり，左横ずれ速度が卓越していることが分かる．

奈川（小字迫平）東方のソグラ沢南岸では，活断層を横切る2つのトレンチ掘削（ソグラ沢トレンチSA・SB）調査が行われている（吉岡ほか，2004，2005）．これらのトレンチ壁面には，高角度の数条の断層が認められ，SA・SBトレンチで

の最新活動時期は約4,900年以後で，13世紀以前であり，SBトレンチでは1つ前の活動時期は約7,700年以後で約4,600年以前とされた．また，SAトレンチの約60m北方において，低断層崖を横切るSCトレンチが掘削された（吉岡ほか，2006）．SCトレンチでの最新活動時期は約7,800年前以後で約2,500年前以前と推定され，ソグラ沢地点での成果を総合すると，最新活動時期は約4,900年前以降，約2,500年前以前であったと推定される．

寄合渡の南方，魚イラズ川の左岸：野麦峠スキ

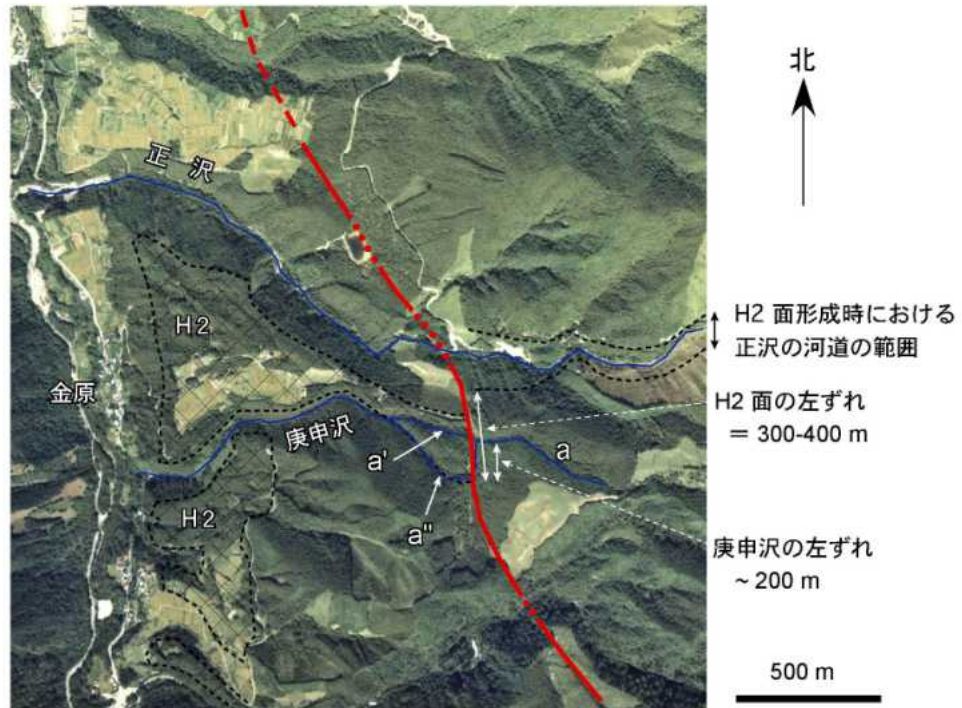


図2 松本市奈川（小字金原）付近の境峠断層と地形区分（池田作成図）
基図は縮尺約1万分1カラー空中写真の一部であり，活断層線（赤線）や断層変位の指標とした地形面・地形線を記入．

一場には，上記のH2面に対比される扇状地面が分布する（図3）．この地点においてH2面は約 20 m の上下ずれ（南側低下）を被っている．これより下位にあるM2面は約 200 m の左ずれを受けている（図3）．M2面の形成期を最終氷期前期とすれば，同地点における平均横ずれ速度は3-4 m／千年程度となる．

寄合渡の南東方，野麦峠スキー場の南側でも2つのトレンチ（YA・YB）掘削調査が行われた（吉岡ほか，2004，2005）．これらの壁面には，高角度の断層が数条認められ，YAトレンチでの最新活動時期は約8,000年前以降で3世紀以前，YBトレンチでは1つ前の活動時期は約7,700年以後で約6,700年以前とされた．さらに以前の活動も認められているが，こうしたより古い断層活動の年代は判明していない．

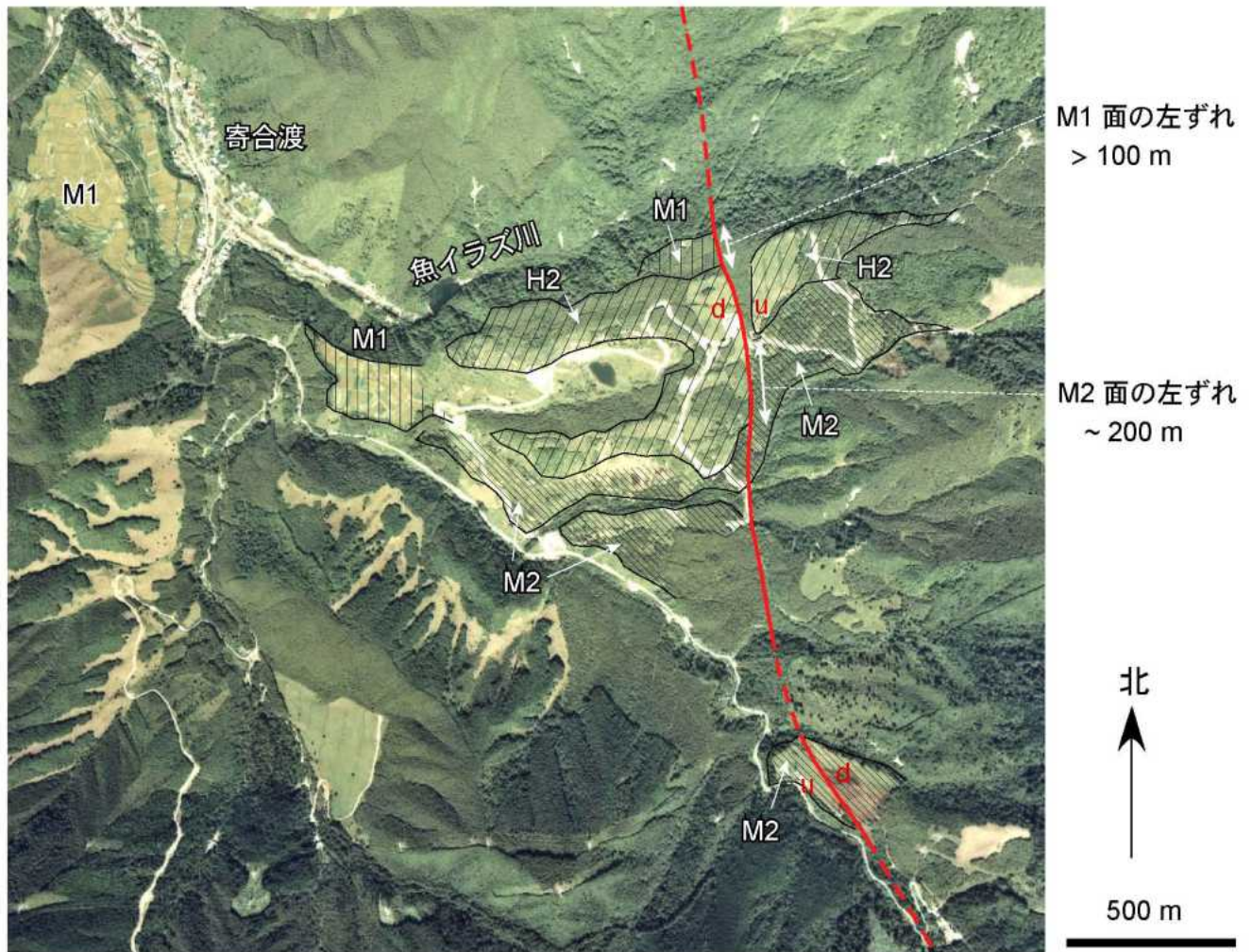


図3 松本市奈川(小字寄合渡)付近の境峠断層と地形区分(池田作成図)
基図は縮尺約1万分1カラー空中写真の一部で活断層線や断層変位の指標とした地形面・地形線を記入。

2) 塩尻の図幅

本図幅に分布する活断層は、北東—南西（ないし北北東—南南西）方向に延びる霧訪山断層と数本の推定活断層などである。これらの活断層について、長く延長する明瞭な活断層から以下順に説明する。

＜霧訪山断層ほか＞ 霧訪山断層は図幅の南東部を北東—南西方向に長さ約17kmにわたって連続する。片田・儀見（1964）の地質図では奈良井断層帯の分岐断層として図示され、松田（1968）、金子（1972）、活断層研究会編（1991）の「新編日本の活断層」、中田・今泉編（2002）の「活断層詳細デジタルマップ」などで活断層として示されてきた。活断層研究会編（1991）では、長さ14kmの右ずれ活断層と認定され、霧訪山断層と命名された（清水・東郷，1991）。その南西半部では河谷の系統的な右屈曲などが明瞭なことから、確実度Ⅰ・活動度A～Bとされたが、北東半部は変位地

形が不明瞭なので確実度Ⅲと認定された。今泉ほか（1999）の都市圏活断層図「諏訪」図幅では、この断層中央部に位置する塩尻市宮前から辰野町小野にかけての約2kmの区間について、下位段丘面を切る低断層崖の地形が明瞭として図示されている。

今回の詳細な空中写真による判読調査では、霧訪山断層はJR中央本線の東方地域でも河谷を系統的に右屈曲させるとともに、さらに延長部では北～北東方向に向かって分岐し、その北東端は長野自動車道を越えた北東側（塩尻市柿沢付近）に達することが明らかとなった。この活断層の上下（＝縦ずれ）変位は、牛首峠を境に北東では北西側、南西では南東側が隆起する傾向が認められるので、右横ずれの断層運動進行部が隆起する一般的な形態的特徴を示している（中田ほか，1998；中田・後藤，1998）。

吉岡ほか（2006）は塩尻市桑崎地区において、

下位段丘面上でトレンチ調査を実施し、御岳起源のスコリアを含む泥流堆積物の撓曲変形を確認した。しかし、辰野町小野中村地区でのトレンチ調査では、扇状地堆積物中に活断層を確認することができなかったとしているが、活断層線の詳細位置を間違えた可能性が大きい。

活断層研究会編(1991)や地震調査研究推進本部(2006)では、奈良井断層と霧訪山断層とは別々の名称が与えているが、両者は全く一連の断層と認められた。地震調査研究推進本部(2006)では、さらに北東側の活断層を含めて奈良井-霧訪山断層帯としている。こうした命名はすでによく使用され普及しているので、奈良井断層と霧訪山断層(の全線)を指す際には奈良井-霧訪山断層、これらの周辺の活断層を含めた際には奈良井-霧訪山断層帯と再定義する。

本図幅の南東隅にあたる天竜川東岸には、系統的な河谷の右屈曲から、北北東-南南西走向の推定活断層が認められたが、詳しい性質はまだ判明していない。この断層の南側は都市圏活断層図「伊那」(池田ほか, 2003)に続くが、南方延長部は図示されていない。このさらに延長部にあたる位置には、木曽山脈東麓断層が認められており、こうした活断層に連続している可能性もあり、今後、詳しい検討が必要である。

<赤木山断層ほか> 本図幅の北東部には、金子(1972)、Nakata and Chida(1974)、活断層研究会編(1991)によって指摘された赤木山断層がある。この活断層は今泉ほか(1999)の都市圏活断層図「諏訪」図幅や電力中央研究所(2004b)でも、位置が詳しく図示されている。この断層は北北東-南南西方向に延び、長さ約2.5kmの東落ちの断層であるが、形成年代を異にする段丘面群が同一線上で切断され、比高約30mに達する明瞭な低断層崖を発達させている。電力中央研究所(2004a)は、この活断層線上にあたる松本市真田横山の下位段丘面上においてトレンチ掘削調査を行い、その最新活動時期は6,480~12,890yBP、1回前の活動は約29,000年前(ATテフラの堆積とほぼ同時期)、活動間隔は平均2万年に1回としている。

赤木山断層の東約500mには、ほぼ並行して走る西側低下の低崖があり、今泉ほか(1999)では中位段丘面と下位段丘面の境界をなす侵食崖とした。しかしながら、両者の間には細長い凹地が連なるが、この付近の開析谷は全て北西方向に流れており、これらと直交する方向の旧流路やその側方侵食崖と認定することは難しい。また、凹地東縁の

低崖は丸みを帯びた崖として連続し、新旧の地形面を横切ることから、低断層崖(ないし撓曲崖)が推定されるが、確証に欠けるので、推定活断層として図示した。

さらに、赤木山の西縁にもほぼ南北走向で東上がりの低断層崖(ないし撓曲崖)が発達し(今泉ほか, 1999)、赤木山は低地(～下位段丘)面中に孤立した低い丘(＝小地塁)となっている。

<奈良井川断層ほか> 本図幅の中央付近には、北東-南西方向に延びる数条の推定活断層が新たに認定された。このうち、奈良井川河谷の東縁部に沿って、極めて直線的に延びる長さ約12kmの推定断層が認められ、これを奈良井川断層と名付けた。数カ所に河谷の右屈曲が検出されたが、これらは奈良井川の流下方向(down-hill方向)に屈曲するので、断層変位地形としての確からしさに欠けている。地質的にも断層の一部は図示・認定されている(片田・磯見, 1964)が、奈良井川東縁沿いに明瞭な直線状の山麓線が延びている。この奈良井川断層の北東延長部には、前述した赤木山断層が位置し、同じ走向をもって発達しているので、両者は相互に関連している可能性がある。これらの関係についてはさらに詳細な調査が必要である。

奈良井川の西約3kmを北流する小曾部川河谷の西縁でも、直線状に延びる極めて鮮明な山麓線が長さ約8kmにわたって連続している。この山麓線(山脚)を連ねる線上で数本の支谷が上流側の方角(up-hill方向; 右横ずれ屈曲)に折れ曲がる。したがって、右ずれ活断層と推定されるが、河谷沿いに分布する段丘面はいずれも形成年代が新しい下位段丘面に属し、断層変位の累積性が乏しい。活動度や確実度は低いとみなされるので、推定活断層として図示した。

また、松本盆地の南西縁にあたる場所にも、推定活断層と考えられる北東-南西方向の線状構造が約8kmにわたって発達する。これは鎖川沿いの朝日村御道開渡付近から、曾倉沢を経て山形村小坂・下大池の山麓線に連なる。直線状に延びる河谷・鞍部・山麓線が連なるが、下位段丘面を主とする新期の地形面が分布するので、変位地形はやや不鮮明である。

上記以外にも、北東-南西方向に延びる推定活断層が小曾部川の東西両側や塩尻市北小野付近に数条認められるが、いずれも延長距離は短く、変位地形もさらに不明瞭である。活断層が存在するとしても、その活動度は低いと見られる。

3) 木曽駒高原の図幅

本図幅内に分布する主な活断層は神谷断層（＝境峠－神谷断層帯）、奈良井断層、上松断層、の3本であるが、さらに木曽山脈東麓の伊那谷断層帯が図幅の東南隅にわずかに図示されている。

＜境峠－神谷断層帯＞ 活断層研究会編(1980, 1991〔山崎ほか, 1991b〕)や地震調査研究推進本部地震調査委員会(2006)では、神谷断層と境峠断層は雁行状に配列する別の断層と認定されていた。しかし、今回の判読により、両者は一連の活断層であると認められたので、この全線をよぶときには境峠－神谷断層(帯)と言う。境峠－神谷断層帯は北西－南東方向に多少の湾曲を伴いながら、ほぼ直線状に約46km延びる。木曽山脈の東西両縁の活断層及び地質構造は約3～4.5km左屈曲し、木曽山脈の稜線高度が約700m急激にこの断層以北で低下している。

神谷断層は各所に明瞭な左ずれ屈曲の尾根・河谷を伴う。木祖村細島付近では、下位段丘面を切断する西側低下の低断層崖（比高）が明瞭であるが、これを横切るトレンチ調査が行われた（吉岡ほか, 2003, 2005）。

小木曽(小字田ノ上)付近には、標高1030-1040m前後の広い河成段丘面がある。この段丘面群の上には、北西－南東方向の比高7～9mの低崖と木曽川(味噌川)による南北方向の段丘崖が交差している。前者の北西延長部はほぼ山麓線にあたり、尾根・河谷の左屈曲が伴われている。

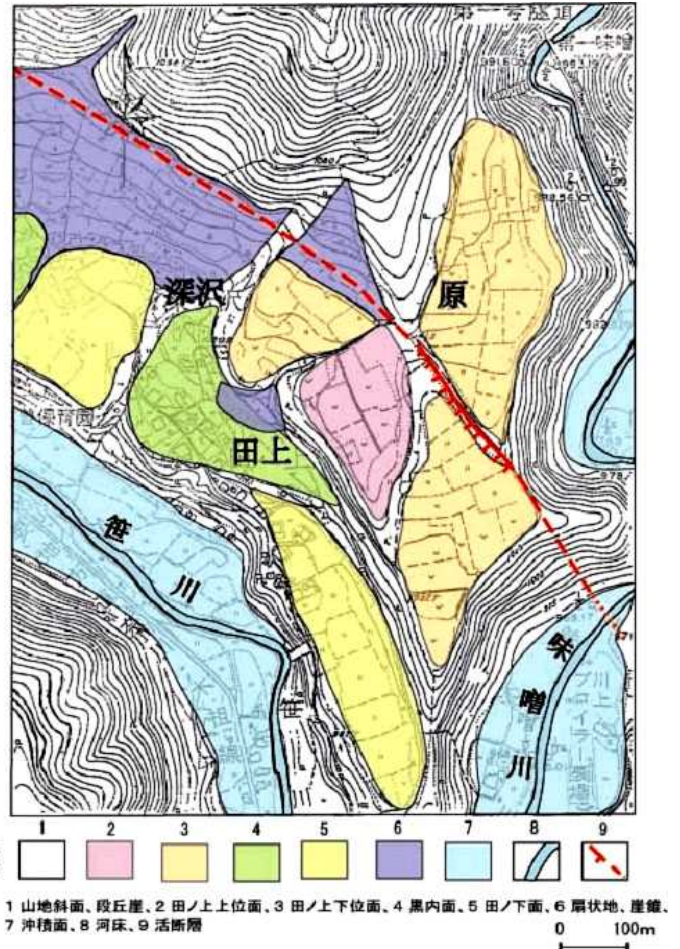


図4 木祖村小木曽付近の段丘面区分(岡田原図)
基図は縮尺5千分1地形図で、段丘面の名称は島田(1970)などに従った。

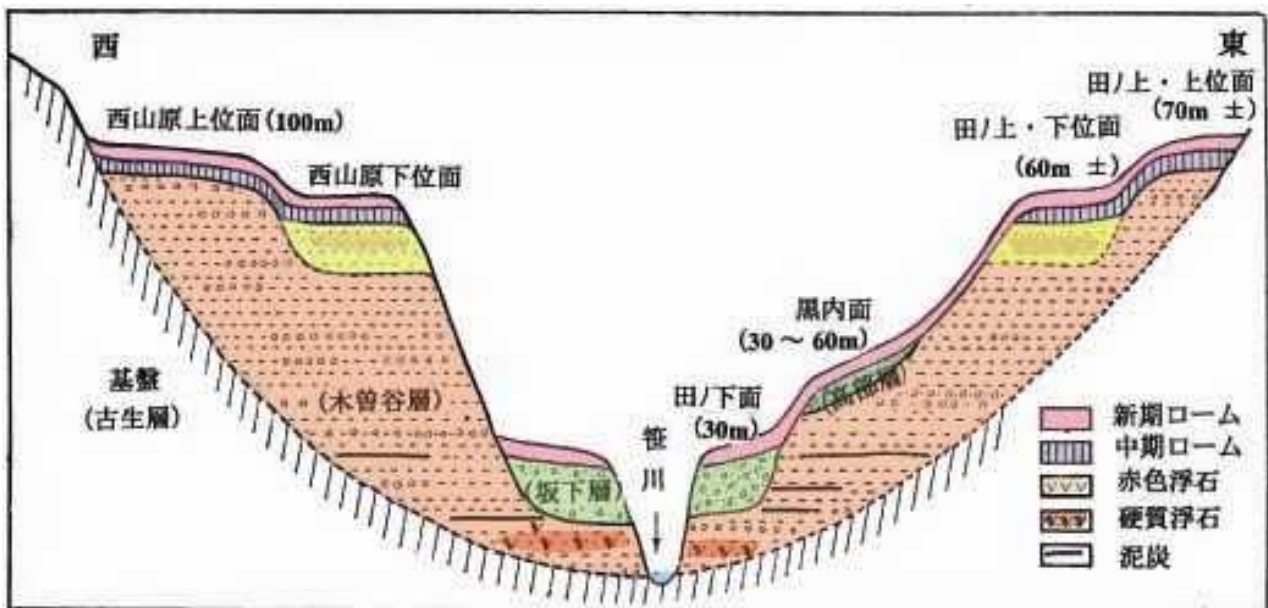


図5 木祖村小木曽付近の木曽川河成段丘面の模式横断図(島田, 1970に色付)

また、南東延長部は藪原（小字下川原）付近。にほぼ一直線に連なり、新旧の地形面を同一の崖線が横切り、地質境界の断層線もこの位置を通ると図示されている（片田・磯見，1964）。この区間では、後述の下川原トレンチの調査によって明瞭な活断層が確認された。

したがって、小木曽付近の中位段丘面を横切る低崖は、北東側上がり南西側下がりの低断層崖の地形であった（金子，1979）が、大規模な圃場整備により現在では消滅した。しかしながら、各種の空中写真や地形図には、この低断層崖は記録されている。

図4は縮尺5千分の1地形図に地形面区分と活断層の位置を示したものであり、田ノ上上位・下位面を切断して南西側に向く低断層崖（比高7-9m）は明瞭であった。断層線より上流側での西側の山麓線と下流側の段丘崖は味噌川によって形成された側方侵食崖で、かつて滑らかに連続していたと考えられる。

しかし、断層線付近で約50—60m左屈曲している。島田（1970）によれば、田ノ上上位面は木曾谷層の堆積面であり、田ノ上下位面はそれをわずかに侵食した段丘面である（仁科・島田，1963；島田，1969，1970；木祖村誌編纂委員会，1997）。田ノ上上位面を構成する木曾谷層は御岳山起源のテフラ（PM1-PM3）を挟むので、約7.5～8万年前に、田ノ上下位面は約6万年前に形成されたとみなされる（町田ほか編，2006）。これら年代値に基づいて、田ノ上下位面とその西側侵食崖の変位量から、この断層の平均変位速度が求められる。すなわち、左ずれで約1m／千年、上下変位（北東側隆起）で約0.1／千年と見積もられ、境峠—神谷断層帯の評価にとって貴重な値が得られた。

木曾川右岸の藪原（小字下川原）地区には、低位段丘面とこれを覆う地すべり（堆積物）があり、これらを切断する変位地形（変位河谷・鞍部）が認められる。地すべり地形（～堆積物）を横切るトレンチ調査が行われ、実に明瞭な活断層の関係が観察された（杉戸ほか，2007；図6）。

このトレンチ両側法面で認められた断層面はほぼ直立し、新期の堆積物を切断し、最上位の地層には覆われる（図6）。最近2回の活動時期は、最新活動時期が800-1520暦年BP、その1つ前が3840-4860暦年BPと求められた。

神谷断層は木祖村藪原付近から南東方向へ、神谷峠・姥神峠・塩尻市萱ヶ平・権兵衛峠などを経て、ほぼ一直線状に延びるが、権兵衛峠を越えた南東端部では大きく南南東方向へ湾曲して、伊那谷断層帯直前で消滅する。この区間では、尾根・河谷の左ずれ屈曲が所々に認められる。



図6 下川原トレンチの南東側写真と断層
杉戸ほか（2007）による地層区分と断層変位。

奈良井川の上流部に位置する萱ヶ平付近には、支流の枋洞沢が形成した下位段丘面（現河床からの比高：約50m）が発達するが、この面上に逆向き低断層崖が認められる。この崖は比高4m前後であり、延長約150mの区間に認められるが、この崖下を神谷断層が通る。その東南東延長にある休耕地で、トレンチ掘削調査（南北の長さ：約10数m、深さ：約3m）が実施された（岡田ほか，2007）。段丘堆積物及びそれを被覆する黒色腐植土層を変位させる明瞭な断層構造が認められた（写真8）。断層は高角度の主断層面とほぼ並走する逆断層の2条が認められたが、主断層沿いにはV字状（楔型）の落込み構造が実に顕著であり、両側の層相は大きく異なる（写真8）。こうした状況から判断して、横ずれ卓越の断層運動が推定される。最新活動時期は黒色腐植土層の切断と、被覆との関係やC-14年代測定値から、BC2880—BC4915（3450—4880暦年BP）と求められた（岡田ほか，2007）。これに先行する活動もいくつか認められたが、具体的な年代値は得られていない。

＜奈良井断層＞ 奈良井断層は木祖村藪原付近から鳥井峠を経て奈良井に至り、さらに奈良井川河谷の東縁を通過して塩尻図幅に連続する。この

間の鞍部や右ずれ屈曲をした河谷地形は明瞭であるが、河谷東縁は形成年代の極めて新しい下位段丘面を数カ所で変位させている。しかし、人工的な地形改変もかなり行われており、認定が困難な場所も多い。変位量の測定も難しく、詳しい調査は実施されていない。活断層研究会編(1980, 1991)では、奈良井断層は確実度Ⅱの活断層としているが、全体としての地形は確実であり、奈良井-霧訪山断層として「塩尻」図幅に続く。活動時期や断層構造に関する詳しい情報はまだ得られていない。

＜木曽山脈西縁断層＝上松断層＞ 上松断層は木曽町神谷付近から南方に延び、木曽山脈西側の地形境界線に沿って長く連続する(活断層研究会編, 1980, 1991; 木曽地方地質研究会, 1999)。上松断層はさらに南側へと長く連続し、大きな地形境界線を形成しており、南方に位置する別の活断層を含めて、木曽山脈西縁断層帯とよばれている(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2004a)。この長期評価によれば、木曽山脈西縁断層帯は長さ約46kmであり、木曽山脈の西縁に沿って北北東-南南西方向に長く延長する。

この断層帯は過去の活動時期から、木曽町日義から南木曽町に延びる北部と、南木曽町から岐阜県中津川市に至る南部の2区間に区分されるが、当図幅は北部に属する。北部の平均的な上下(縦)ずれ速度は0.4m/千年であり、東上がり・東傾斜の逆断層とみなされている。最新活動時期はトレンチ掘削調査によると、13世紀頃(700年前頃)であり、この1回前は約4,000年前であるので、平均活動間隔は約6,400-9,100年とされている(穴倉ほか, 2003)。

＜伊那谷断層帯＞ 図幅の南東隅に伊那谷断層帯の一部が図示されている。この南北延長部は「伊那」・「赤穂」図幅などにも詳しく示されている(池田ほか, 2002, 2003)。

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004b)によれば、伊那谷断層帯は長野県上伊那郡辰野町から下伊那郡平谷村にかけて、概ね北北東-南南西方向に延び、全体としての長さは約78kmである。山側に位置する境界断層と、盆地側に位置する前縁断層の大きく2つの断層から構成されている。境界断層は駒ヶ根市から飯田市を経て下伊那郡平谷村に至る長さ約49kmの断層であり、前縁断層は上伊那郡辰野町から飯田市に至る長さ約57kmの断層である。

これらはいずれも西側が東側に対して相対的に隆起する逆断層であり、両者は一部で近接して並走している。過去の活動は境界断層では、上下平均変位速度が0.5-1.3m/千年程度であり、過去約1万年間に2回活動した可能性がある。最新活動時期は約6,500年前以後、約300年前以前と推定され



写真8 塩尻市奈良井(小字萱ヶ平)トレンチ東側法面における神谷断層

断層変位は実に明瞭であり、両側の地層が全く異なる。2007年6月岡田篤正撮影。

る(奥村ほか, 1996)。本断層の平均活動間隔は3,000-12,000年程度であったとされる。

また、前縁断層の平均上下変位速度は0.2-1.0m/千年程度であり、最新活動時期は約28,000年前以後、約7,500年前以前と推定される。本断層の平均活動間隔は4,000-2万年程度とされ、年代値に大きな幅がある。しかし、最近実施された前縁断層北部のトレンチ調査では、700年前頃以降という比較的新しい活動時期が近藤ほか(2006)により得られている。

なお、境界断層と前縁断層は最新活動時期が異なるために、それぞれが独立して活動したと考えられる。しかし、これらは一部で近接して並走しているが、ともに低角度の逆断層であることから、過去の活動の中には、全体が1つの断層帯として活動した場合も含まれている可能性も指摘されている。

6. まとめ

地震調査委員会は、境峠・神谷断層帯の評価を公表している(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005)が、その後に得られた調査結果により一部改訂が行われた(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2006)。これらの評価の概要を要約すれば、次のようである。①境峠・神谷断層帯は長野県中西部に分布する活断層帯であり、境峠・神谷断層帯主部及び霧訪山-奈良井断層帯からなる。境峠・神谷断層帯主部は松本市安曇から、長野県木祖村、塩尻市奈良井を経て伊那市に至る長さ約47kmの左ずれ活断層であり、概ね北西-南東方向に延びる。②霧訪山-奈良井断層帯は、塩尻市及び岡谷市から辰野町・塩尻市奈良井を経て木祖村

藪原に至る右横ずれの活断層であり、長さ約28kmに及び、概ね北東－南西方向に延びる。③境峠・神谷断層帯主部の最新活動時期は約4,900年前以後、約2,500年前以前であり、平均活動間隔は約1,800-5,200年の可能性が示唆された。霧訪山－奈良井断層帯の最新活動時期を含めた過去の活動は十分特定されていない。④境峠・神谷断層帯主部は全体が活動する場合、マグニチュード7.6程度の地震発生が推定され、その際に4m程度の左横ずれが生じる。本断層帯における地震の長期発生確率は幅があるが、今後30年以内に0.5-13%とされ、我が国の主な活断層では高いグループに属する。霧訪山－奈良井断層帯は全体が動く場合には、マグニチュード7.2程度の地震で、2m程度の右横ずれが生じるが、長期的な確率は不明とされる。とくに、最近の活動時期や活動間隔・平均変位速度などに関して、中南部～南部では詳しい調査報告例がなかったため、本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、地震調査研究推進本部地震調査委員会(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。

今回の調査によって、境峠－神谷断層帯と奈良井－霧訪山断層帯、及び周辺の活断層の分布位置が縮尺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）や河谷の屈曲（～変位）などを詳しく図示した。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、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。

- 1) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2006)による境峠・神谷断層帯の地震の長期評価に関連して、活断層の詳細位置とこれに拘わる地形（地形面区分・断層変位基準の地形・大規模な地すべりなど）が縮尺2万5千分の1地形図上に示された。
- 2) 活断層研究会編(1980, 1991)や、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005, 2006)では、

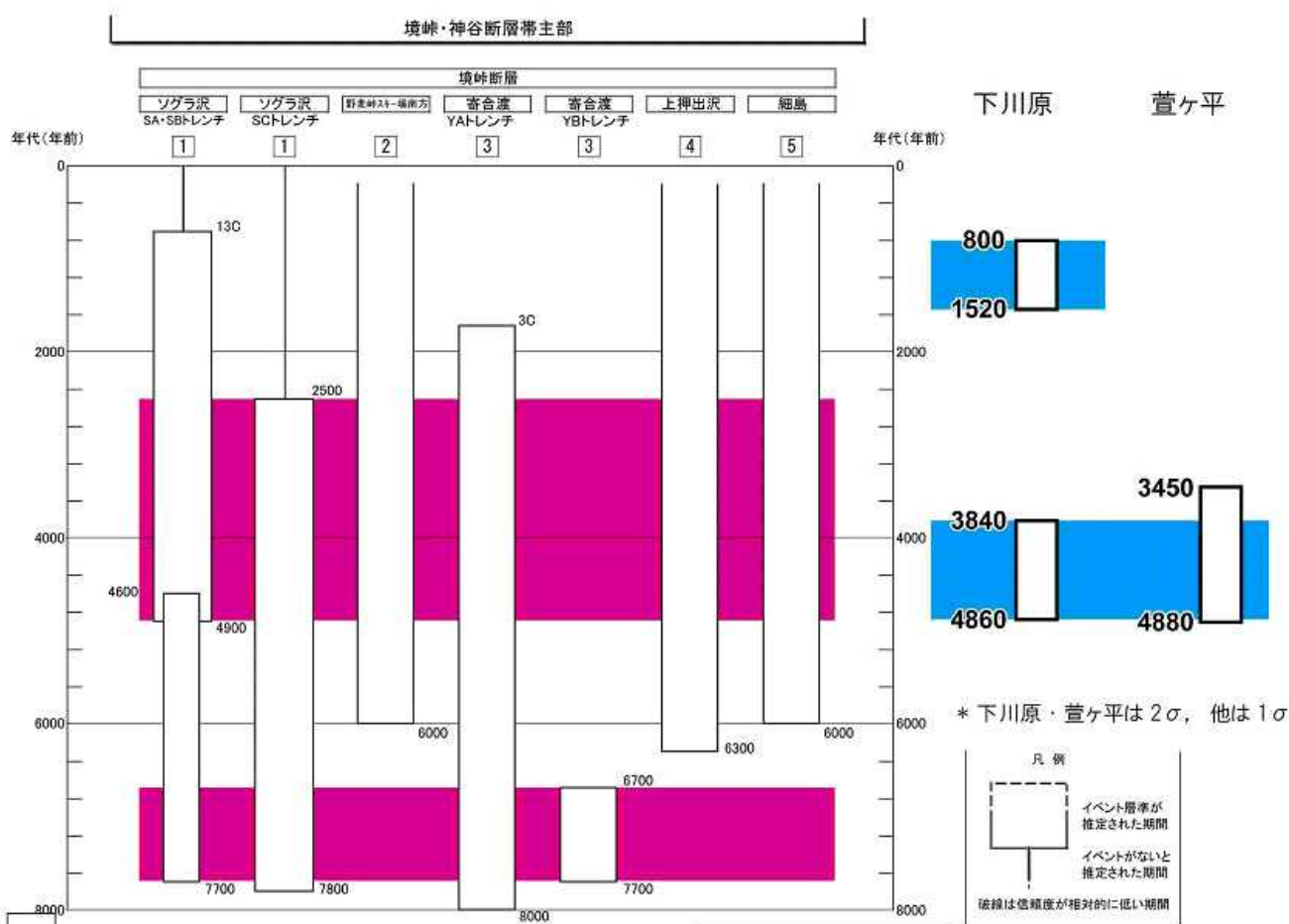


図7 境峠－神谷断層帯主部の活動の時空間分布

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2006)の図7に杉戸ほか(2007)・岡田ほか(2007)で得られた資料を追記。

境峠断層と神谷断層帯とは雁行状に配列する別の活断層と認定されていたが、これらは多少の湾曲を伴うものの、ほぼ直線状に連続する一連の活断層であることが判った。地震の長期評価では、近接して分布しているので、境峠・神谷断層帯主部と名付けて一連の断層系統として、地震規模などが推定されている。このように、断層名はすでに広く使われているので、全体をよぶときには境峠―神谷断層（帯）と名付ける。

3) 奈良井断層と霧訪山断層もほぼ直線状に連続する一連の活断層である。霧訪山断層の北東部は従来認定されていたよりさらに北東方へ延びることが示された。この全体をよぶときには奈良井―霧訪山断層と名付ける。また、この周辺に分布するほぼ同じ方向の推定活断層を含めて、奈良井―霧訪山断層帯と名付ける。

4) 境峠―神谷断層（帯）の北西部（松本市奈川付近）には、併走する活断層が従来示されていたが、西側の断層はほとんど地形的な表現は無いので、活断層としては認定されなかったことから、ほぼ1本の断層線として図示した。また、木祖村小木曽付近では、すでに述べたように境峠断層と神谷断層の2本が示されていたが、1本の断層として連続し、断層の位置も多少異なることが判った。この断層位置は地質学的に指摘されていた位

置に一致し、木祖村下川原でのトレンチ掘削調査でも存在が確認された。

5) 木祖村下川原と塩尻市萱ヶ平で行われたトレンチ掘削調査でも、境峠―神谷断層帯はほぼ直立する断層面をもち、新期の堆積物を明瞭に切断することが確認された。下

川原トレンチでは、最新活動時期は暦年で800-1520年前と求められたが、今のところ境峠―神谷断層帯の中央部だけで認められた活動である。その他のトレンチでは、従前の最新活動時期は約4,900年前以後、約2,500年前以前とされていたが、この範囲に入るものの、約4,860年前以後で約3,840年前以前と時代がさらに限定できる。

6) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2006)による地震の長期評価によれば、境峠―神谷断層帯は我が国の活断層の中では将来の大地震が発生する可能性が高いグループに属するとされているので、今回刊行された活断層のさらに詳しい調査を期待するとともに、この周辺における防災関係の基礎図として活用を期待する。

7) 塩尻の図幅では、奈良井川断層、小曾部川沿い、さらに鎖川（朝日村御馬越）から山形村小坂付近の山麓線にかけて、数本の推定活断層が図示された。これらはまだ詳しい現地調査が行われていないので、今後の研究課題である。

7. 参考文献 (A,B,C順)

電力中央研究所(2004a):「地震規模評価のための活断層調査法・活動性評価法」, 189p.

電力中央研究所(2004b):糸魚川―静岡構造線活断層系変動地形マップ(松本地域)。

平林 潔(1987):長野県南安曇郡, 奈川流域の段丘形成史。駒沢大学大学院地理学研究, 17, 15-31.

池田安隆・澤 祥・鈴木康弘・松多信尚(2002):1:25,000都市圏活断層図「赤穂」, 国土地理院技術資料D・1―No.396.

池田安隆・澤 祥・中田 高・松多信尚(2003):1:25,000都市圏活断層図「伊那」, 国土地理院技術資料D・1―No.416.

今泉俊文・東郷正美・澤 祥・池田安隆・松田信尚(1999):1:25,000都市圏活断層図「諏訪」, 国土地理院技術資料D・1―No.368.

地震調査研究推進本部地震調査委員会(1996):糸魚川―静岡構造線活断層系の調査結果と評価について。
jishin.go.jp/main/index.html.

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004a):木曾山脈西縁断層帯の長期評価について。jishin.go.jp/main/index.html.

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004b):伊那谷断層帯の長期評価について。jishin.go.jp/main/index.html.

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005):境峠・神谷断層帯の長期評価について。jishin.go.jp/main/index.html.

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2006):境峠・神谷断層帯の長期評価の一部改訂について。<http://jishin.go.jp/main/index.html>.

金子史朗(1972):「地形図説(2)」.古今書院,229p.

金子史朗(1979):「活断層＝地震の謎をさぐる」.講談社現代新書, 548, 206p.

- 狩野謙一・佐藤博文(1988):境峠断層(木曾山地北部―飛騨山地南部の活断層)の基盤岩変位量. 地質学雑誌, 94, 51-54.
- 狩野謙一・林 愛明・丸山 正(2001):飛騨山地南部・境峠断層の第四紀後期の活動性. 第四紀研究, 40, 203-210.
- 狩野謙一・丸山 正・林 愛明(2002):飛騨山地南部, 境峠断層の後期更新世―完新世における活動. 地質学雑誌, 108, 291-305.
- 片田正人・磯見 博(1962):5 萬分の 1 地質図幅「伊那」及び同説明書. 地質調査所, 28p.
- 活断層研究会編(1980):「日本の活断層―分布図と資料―」. 東京大学出版会, 363p.
- 活断層研究会編(1991):「新編 日本の活断層―分布図と資料―」. 東京大学出版会, 437p.
- 木曾谷第四紀研究グループ(1964):岐阜県坂下町における阿寺断層による段丘面の転移. 第四紀研究, 3, 153-166.
- 木曾谷第四紀研究グループ(1967):木曾川上流部の第四紀地質 I. 地球科学, 21, 1-10.
- 木曾地方地質研究会(1999):木曾谷の断層―最近の活動について―. 78p.
- 木祖村誌編纂委員会(1997):「木祖村誌 源流の村の自然」. 464p.
- 小林国夫(1961):いわゆる“信州ローム”(信州ロームの研究, その 1). 地質学雑誌, 67, 32-47.
- 近藤久雄・吉岡敏和・奥村晃史・松島信幸・黒澤英樹・三輪敦志・向山 栄・佐々木 寿(2006):伊那谷断層帯の完新世活動履歴と活動性. 地質調査所研究報告, 57, 139.
- 町田 洋・新井房夫(2003):「新編 火山灰アトラス―日本列島とその周辺」. 東京大学出版会, 336p.
- 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(1968):活断層・活褶曲の tectonophysics. 「災害科学の研究成果とその問題」, 132-166.
- 松本盆地地研グループ(1977):松本盆地の第四紀地質―松本盆地の形成過程に関する研究(1) ―. 地質学論集, 14, 93-102.
- 森山昭雄(1989):木曾川上流域の山地地形と地殻変動, 愛知教育大学研究報告(自然科学), 38, 1-19.
- 森山昭雄(1990):中部山岳地域における山地形成の時代性―山はいつ高くなったか? ―. 米倉伸之・岡田篤正・森山昭雄編, 「変動地形とテクトニクス」, 古今書院, 87-109.
- 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 萬分の 1 地質図幅), 地質調査所, 139p.
- 中村俊夫・藤井登美夫・鹿野勘次・木曾谷第四紀巡検会(1992):岐阜県八百津町の木曾谷泥流堆積物から採取された埋没樹木の加速器¹⁴C年代. 第四紀研究, 31, 29-36.
- Nakata, T. and Chida, N.(1974):On tectonic fractures around the Matsumoto and Suwa Basins, central Japan. Sci. Rep. Tohoku Univ., 7ser., 24, 59-74.
- 中田 高・島崎邦彦・鈴木康弘・佃 栄吉(1998):活断層はどこから割れ始めるのか? ―活断層の分岐形態と破壊伝播方向―. 地学雑誌, 107, 512-528.
- 中田 高・後藤秀昭(1998):活断層はどこまで割れるのか? ―横ずれ断層の分岐形態と縦ずれ分布に着目したセグメント区分モデル―. 活断層研究, 17, 43-53.
- 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.
- 日本の地質『中部地方 I』編集委員会編(1988):「中部地方 I」. 共立出版, 332p.
- 仁科良夫・島田安太郎(1963):木曾谷の第四紀―河岸段丘とその堆積物―. 長野県の地学, IV, 22-61.
- 仁科良夫(1982):境峠断層について. 長野県地学教育研究報告, 2, 31-34.
- 仁科良夫(1985):梓川断層群について. 長野県地学教育研究報告, 3, 26-30.
- 仁科良夫・松島信幸・赤羽貞幸・小坂共栄(1985):長野県の活断層―活断層分布図と資料―. 信州大学理学部紀要, 20, 171-198.
- 及川輝樹・大塚 勉・藤谷佳史・中嶋貴紀・境峠断層研究グループ(2000):飛騨山脈南部の活断層「境峠断層」. 地球惑星科学関連学会 2000 年合同大会予稿集, SI-P012.
- 岡田篤正・杉戸信彦・西川泰平・石村大輔・柳田 誠・佐藤 賢(2007):境峠―神谷断層帯中―南部の変位地形と南部地区の活動時期. 日本第四紀学会, 講演要旨集, O-9, 54-55.

- 奥村晃史・井村隆介・杉山雄一・松島信幸・寺平 宏・池田安隆・佐藤比呂志・東郷正美(1996):伊那谷断層帯の活動履歴及び活動性調査. 地質調査所研究資料, 259, 63-71.
- 奥村晃史・井村隆介・今泉俊文・東郷正美・澤 祥・水野清秀・荻谷愛彦・斉藤英二(1998):糸魚川-静岡構造線活断層系北部の最近の活動―神城断層・松本盆地東縁断層トレンチ発掘調査―. 地震, II-50, 35-51.
- 大塚 勉・境峠断層研究グループ(1995):境峠断層と北アルプスの隆起. 地学団体研究会普及講演・シンポジウム要旨集, 49, 24-25.
- 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.
- 清水文健・東郷正美/清水文健(1991):高山. 「新編 日本の活断層―分布図と資料―」, 東京大学出版会, 216-221.
- 島田安太郎(1969):木曾川上流の第四紀地質. 第四紀研究, 8, 111-118.
- 島田安太郎(1970):「木曾谷の地質」. 堀部美興発行所, 192p.
- 穴倉正展・遠田晋次・永井節治・二階堂 学・高瀬信一・橘 徹(2003):木曾山脈西縁断層帯の活動履歴調査―上松断層大木地区におけるトレンチ調査―. 活断層・古地震研究報告, 産業技術総合研究所地質総合センター, No.3, 83-102.
- 穴倉正展・永井節治・二階堂 学・白井武志・徳光雅章・木曾教育濃池調査研究会(2006):木曾山脈・大棚入山で発見された大規模山体崩壊跡. 第四紀研究, 45, 479-487.
- 杉戸信彦・岡田篤正・西川泰平・石村大輔・柳田 誠・佐藤 賢(2007):境峠―神谷断層帯中部, 下川原トレンチで見出された最近2回の活動. 日本第四紀学会, 講演要旨集, P-10, 130-131.
- 竹本弘幸・百瀬 貢・平林 潔・小林武彦(1987):新期御岳テフラ層の層序と時代―中部日本における編年上の意義―. 第四紀研究, 25, 337-352.
- 竹内 誠・中野 俊・原山 智・大塚 勉(1998):木曾福島地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 94p.
- 山崎晴雄・西田幸司・岡田篤正/清水文健(1991a):飯田. 「新編 日本の活断層―分布図と資料―」, 東京大学出版会, 222-229.
- 山崎晴雄・今泉俊文/山崎晴雄・藤森孝俊・栗田康夫(1991b):長野. 「新編 日本の活断層―分布図と資料―」, 東京大学出版会, 196-199.
- 吉岡敏和・水野清秀・穴倉正展・石山達也・細矢卓志・橋本智雄(2003):境峠断層, 長野県木祖村細島地区における活動履歴調査. 活断層・古地震研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, No.3, 73-81.
- 吉岡敏和・細矢卓志・橋本智雄(2004):境峠―神谷断層帯, 境峠断層の長野県奈川村における活動履歴調査. 活断層・古地震研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, No.4, 143-153.
- 吉岡敏和・細矢卓志・橋本智雄・水野清秀・穴倉正展・石山達也(2005):境峠―神谷断層帯北部, 境峠断層の完新世における活動履歴. 地質学雑誌, 111, 547-560.
- 吉岡敏和・細矢卓志・橋本智雄・金田平太郎(2006):境峠・神谷断層帯, 境峠断層および霧訪山断層における古地震調査, 活断層・古地震研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, No.6, 39-54.

8. 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:M1293, 1196A, M1169, M1171, M1216, M484, M613, M626-B

米軍1万:R1351, R1748-A, R238, R536

国土地理院2万:CB-62-11X

国土地理院1万カラー：CCB-75-14, CCB-76-11, CCB-77-10, CCB-77-12, CCB-75-15
 林野庁：山－333, 山－499, 山－535, 山－560

②地形図

1/2.5万地形図

「梓湖」：焼岳, 乗鞍岳, 野麦, 木曽西野, 上高地, 梓湖, 寄合渡, 末川, 波田, 古見, 賛川, 藪原
 「塩尻」：古見, 賛川, 藪原, 塩尻, 北小野, 宮木, 鉢伏山, 諏訪, 辰野
 「木曽駒高原」：末川, 木曽福島, 上松, 藪原, 宮ノ越, 木曽駒ヶ岳, 宮木, 伊那, 伊那宮田

2) 主要活断層調査検討委員会

①委員会の開催

第1回委員会平成18年5月28日(日) (社) 日本測量協会
 第2回委員会平成18年10月24日(土) (社) 日本測量協会
 第3回委員会平成19年2月24日(土) (社) 日本測量協会

②「境峠－神谷断層帯とその周辺」の作成委員

◎委員長, ○全体のとりまとめを担当した委員 (所属は平成18年～19年度)

氏 名	所 属
○池田 安隆	東京大学大学院理学系研究科准教授
◎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	広島大学総合博物館助教
後藤 秀昭	広島大学文学部准教授
○中田 高	広島工業大学環境学部環境情報学科教授
杉戸 信彦	名古屋大学環境学研究科附地震火山・防災研究センター研究員
東郷 正美	法政大学社会学部教授

③国土地理院

防災地理課長 北原敏夫
 課長補佐 飯田 誠
 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）

（財）日本地図センター 普及販売部

郵便番号153-8522 東京都目黒区青葉台4-9-6

電話：03(3485)5414

この解説書を引用する場合の記載例

岡田篤正・中田 高・池田安隆（2006）:1:25,000都市圏活断層図 境峠―神谷断層とその周辺「梓湖」
「塩尻」「木曽駒高原」解説書. 国土地理院技術資料D・1―No.495.