

阿寺断層を追って (その1)

恵那山トンネルから付知まで

山田直利 (地質部)

1. はじめに

阿寺断層は 中部地方の中央部 (主として岐阜県 一部長野県) を 北西～南東方向に走る大断層であり 第四紀に活動した水平ずれ断層として著名である (第1図)。これについては 多くの研究報告のほか 杉村 (1973) によるすぐれた解説書もあるので 御存知の方が多いと思う。

阿寺断層に関するこれまでの知見を私なりにまとめてみると つぎのように整理されるだろう。

- 地形的には阿寺山地と濃飛流紋岩原とを境する断層で 延長約60kmである。
- 断層両側の侵食平坦面のずれから 北東側 (阿寺山地側) が 相対的に700～800m程度隆起したと考えられる。
- 断層を横切って流下する飛騨川・加子母川・付知川・木曾川などの流路は みかけ上 この断層によって 5～15km も大きく左ずれ状に屈曲している。
- 木曾川に面した坂下町市街地の河岸段丘は この断層によって変位している。変位量は古い段丘ほど大きく 少なくとも2.7万年以降繰り返し運動がおこった。平均変位速度は1,000年に3～5m (左ずれ) で 垂直方向の変位量 (北東側隆起) は この値の約1/3にすぎない。
- 阿寺断層に平行してその西方約80kmのところを走る根尾谷断層は 濃尾地震 (1891) の地震断層として知られているが 同じようにA級の活断層である阿寺断層にははっきりした歴史地震の記録がない。1969年の岐阜中部地震の発生域は 阿寺断層の北方延長よりやや西にずれている (松田・恒石 1970)。
- 阿寺断層は 白亜紀後期の濃飛流紋岩の岩体の中央部を走っており 流紋岩自身もこの方向の割れ目から噴出した (河田ほか 1961) といわれているが まだその確証はない。

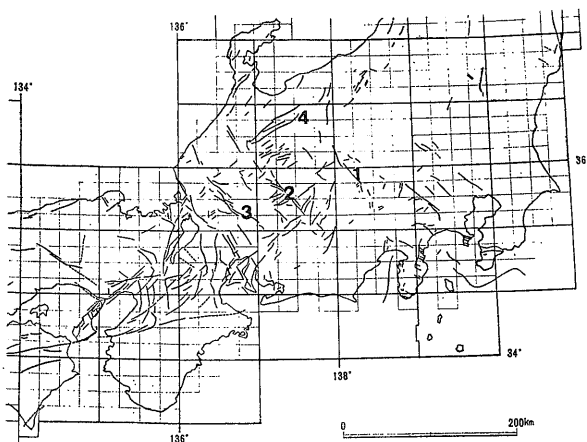
このまとめからもわかるように 阿寺断層によるこれまでの研究は おもに地形や第四紀層を手がかりとしておこなわれた いわば「上からみた断層」「表層部における断層」であった。これに対してこの断層による基盤岩類の変位・変形や 地質構造との関係を究明する いわば「内側からみた断層」

の研究は きわめて不十分であった。

筆者は 1950年代の後半から 阿寺断層付近の地質調査を開始し とくに 濃飛流紋岩について 所内外の多くの協力者とともに研究をつづけてきた。また 1970～1973年度には 地震予知計画の一つ 「活断層地域の地質構造解析」というテーマの一環として この地域をとりあげ 上記の資料とあわせて 1976年に「阿寺断層周辺地域の地質構造図」(5万分の1)を作成した。この地質図では 40km×60kmの範囲をほぼ同じ精度でカバーし とくに濃飛流紋岩に関する最近の火山層序学的研究成果 (濃飛流紋岩団体研究グループ 1973 1976 など) をとり入れたほか 断層についても 地質学的に確認されたものと 地形的リニアメントとを区分して表現した。しかし 時間的制約のため 説明書をそえることができなかった。

今回 地質調査所名古屋出張所の企画による 「東海・北陸特集号」に寄稿を求められたので この機会に阿寺断層に関する基盤地質の資料を公表し 上記地質図を利用される方の一助とした。

つねづね筆者の研究に御支援をいただき また今回発表の機会を与えて下さった 名古屋出張所近藤善教所長に心から感謝の意をささげたい。垣見俊弘・須藤定久 (地質調査所) 松田時彦 (地震研究所) 小井土由光



第1図 中部日本活断層分布図 (松田ほか編 1976)

1. 神谷断層
2. 阿寺断層
3. 根尾谷断層
4. 跡津川断層

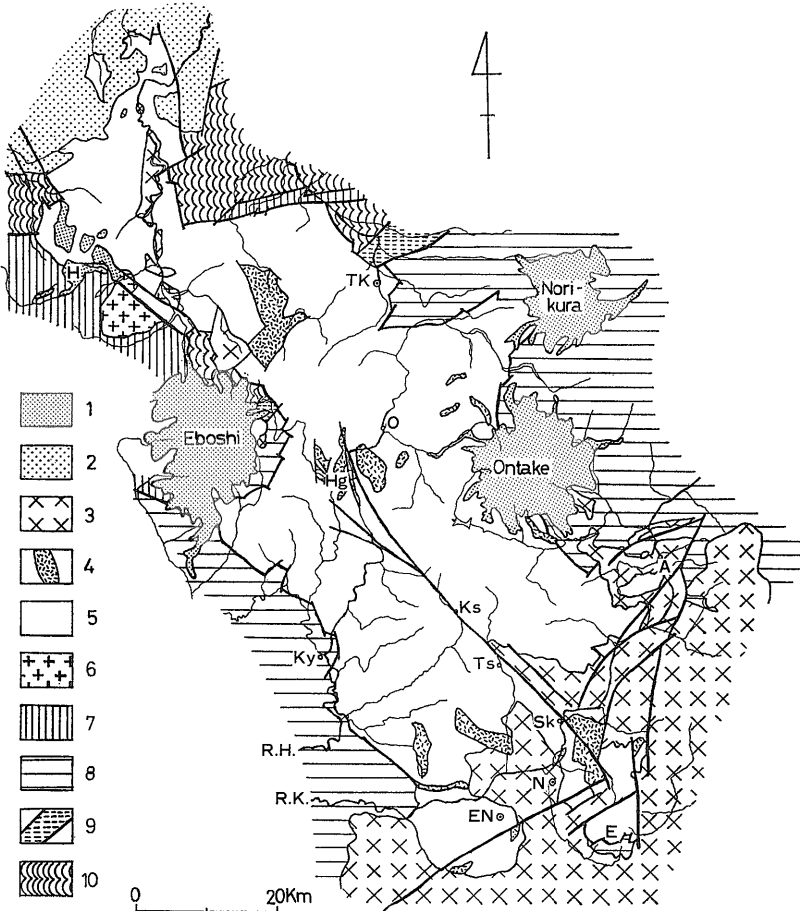
(岐阜大学) 志津匡三(中津二中) 鹿野勘次(高山高校)の方々とは 現地で討論をすることができ 桑原徹(名城大) 杉村新(神戸大)の御二人からは貴重な未公表資料・写真を提供して頂いた。本文中の写真は正井義郎・山本洋一(地質調査所)の両氏におねがいをした。以上の方々に 厚く御礼を申し上げます。

2. 阿寺断層周辺地域の地質のあらまし

阿寺断層周辺のおおまかな地質図を第2図に示した。断層の記述の前に この地域の地質のあらましをのべておきたい。

古生層(一部に中生層を含む)は いわゆる美濃帯に属し NE—SW方向の一般構造をもっている。南東側で領家変成帯に移化する。この地域では 濃飛流紋岩によって広くおおわれるため 恵那山南方(おもに熱変成岩)や萩原付近(非変成)などに 小規模に分布するにすぎない。

濃飛流紋岩は 白亜紀後期に噴出した厚い火砕流堆積物からなり 古生層の構造を切つて NW—SE方向にのびた分布を示している。基盤の古生層とは おもに断層(濃飛岩体西縁断層 同東縁断層など)によって境されるが まれに不整合関係のみられるところもある。かつて 石英斑岩 あるいは 花崗質斑岩などとよばれて 地質図で一色に塗られていたこの岩体も 最近多くの人達の協同作業によって こまかく区分されるようになってきた。濃飛流紋岩の層序区分は 岩体内部のいくつかの層準に挟有される湖沼性堆積層に基づくステージ区分が基本であり 同一ステージ内では岩相の異なる火砕流堆積物を mapping unit として識別している。第1表にかかげた層序は おもに岩体南半部で確立されたものである。濃飛流紋岩の全層厚(積算値)は5,000mをこえているが 実際には 堆積の場の移動(はじめ南から北へ のち 西から東へ)がおこっているため 個々の地域での層厚は せいぜい2,000m前後であつたらうと思われる。阿寺断層ぞいに分布するのは このうち ステージI II およびIIIに属する溶結



第2図
阿寺断層周辺地域の地質概略図
(濃飛流紋岩体研究グループ 1976による)
阿寺断層と直交する方向の断層はほとんど省略した。

- 凡例
1. 第四紀火山
 2. 北陸層群
 3. 後濃飛花崗岩類
 4. 花崗斑岩類
 5. 濃飛流紋岩
 6. 先濃飛花崗岩類
 7. 手取層群
 8. 美濃帯の古生層
 9. 飛騨外縁帯の変成岩類
 10. 飛騨帯の花崗岩・変成岩

- A : 上松
E : 恵那市
EN : 恵那山
H : 白山
Hg : 萩原
Ks : 加子母
Ky : 金山
N : 中津川市
O : 小坂
R. H. : 飛騨川
R. K. : 木曾川
TK : 高山市
Ts : 付知
Sk : 坂下

凝灰岩と それらに相前後する堆積岩類とである。

濃飛流紋岩にともなう貫入岩類として 岩株状の花崗閃緑斑岩(一部花崗斑岩質)と 岩脈状の花崗斑岩(しばしば平行岩脈群をなす)がある。 これらの貫入時期はかならずしも一定ではなく いくつかの活動時期(上記の火砕流のステージ区分と関連するか?)に分けられる見通しがあるが 確定的ではない。

白亜紀末期(70~60m. Y.)の後濃飛花崗岩類は 濃飛岩体の南縁部(木曾川流域)から東方の領家帯にかけて 広く分布している。 その主体をなすものは 伊奈川花崗岩(新时期領家花崗岩)と それより少しおくれで貫入した 苗木^{あげまつ}一上松花崗岩の2つである。

伊奈川花崗岩は 斑状のカリ長石をもつ 薄片状粗粒の 角閃石黒雲母花崗閃緑岩ないし花崗岩である。 その平均化学組成は $SiO_2=69.5\%$ 平均鉱物組成は 斜長石:石英:カリ長石=40:30:30 色指数は約5%である。 この地域では 伊奈川花崗岩のもっとも浅い部分が露出しており ルーフ状に濃飛流紋岩をのせ それに熱変成作用を与えている。

苗木一上松花崗岩は 一般に伊奈川花崗岩より優白質で塊状の 細粒~粗粒黒雲母花崗岩である。 その平均化学組成は $SiO_2=76\%$ 平均鉱物組成は 斜長石:石英:カリ長石=25:40:35 色指数は約2%である。 おもに伊奈川花崗岩の北西側に分布し 濃飛流紋岩より地形的に低いところを占め それに熱変成作用を与えている。 熱変成帯は 濃飛岩体の中央部(下呂・小坂付近)にまでおよんでおり この花崗岩体がその付近にまでつづいて地下浅処に潜在していることが予想される。

上記の酸性岩類を基盤として 鮮新世(上部は更新世前期におよぶか?)の瀬戸層群が NE-SW方向の長軸をもつ恵那盆地に堆積した。 瀬戸層群は この地域では 下位の陶土層と 上位の土岐砂礫層に区分される。 土岐砂礫層は 一般にチャートの円礫に富み 旧木曾川による遠来の河川搬入物質を主とするものであるが 付知川流域では周辺の山地から供給された濃飛流紋岩の礫を主としている(桑原 1974)。 土岐砂礫層の分布は 阿寺断層によってその東縁を画されている。

鮮新世末期ないし更新世前期の火成活動として 阿寺断層地域では 玄武岩とデイサイトの2つがあげられる。

デイサイトは 阿寺断層にそった地域に 幅数m~数10m規模の岩脈として 点々と分布し ときには平行岩脈群をなす。 下呂町湯ヶ峯の山頂部をつくっているデイサイト溶岩(下部に凝灰岩をとまう)も 岩質

第1表 濃飛流紋岩の層序総括表
[山田ほか(1971)・濃飛流紋岩団体研究グループ(1973 1976)による]

ステージ	層序および岩質	層厚m	分布
V	1748mピーク溶結凝灰岩 (Rh)	150	東縁部
	鈴ヶ沢溶結凝灰岩 (Rd)	120-180	
	千沢溶結凝灰岩 (Rh)	150-200	
IV	卒塔婆山溶結凝灰岩 (Rh)	300	東部
	瀬戸川溶結凝灰岩 (Rd)	500	
	黒沢角礫岩層	50-150	
	白川層	30	
	III	鯨川溶結凝灰岩 (Rh)	350-500
真弓峠溶結凝灰岩 (Rh)		250-500	
高樽溶結凝灰岩 (Rh)*		400-700	
II	阿寺層*	50-400	西部-中部
	樽ヶ沢火山角礫岩層	200	
	夕森山溶結凝灰岩 (Rd)*	200-400	
	赤石溶結凝灰岩 (Rh)*	100-300	
	東俣谷溶結凝灰岩 (Rd)*	700	
	切越峠溶結凝灰岩 (Rh-Rd)	350	
Ib	二ツ森山礫岩層	150	西縁部
	赤河溶結凝灰岩 (Rh)	500	
	久室溶結凝灰岩 (Rd)	50	
Ia	奥新田溶結凝灰岩 (Rh)	>100	南縁部
	南沢山溶結凝灰岩 (Rh)	250	
	角礫岩層III	50	
	富士見台溶結凝灰岩 (Rd)*	500	
	恵那山溶結凝灰岩 (Rh)*	500	
	角礫岩層II	50	
	一の沢溶結凝灰岩 (Rh)	150	
黒井沢溶結凝灰岩 (Rh)	100		
	戸沢層(角礫岩層Iを含む)	200	

Rh: 流紋岩質 Rd: 流紋デイサイト質

* 阿寺断層地域に分布するもの

はこれによく似ている。 斑晶として新鮮な黒雲母と少量の石英・斜長石およびまれに角閃石を含んでいる。 付知川ぞいの土岐砂礫層中に礫として入り また玄武岩溶岩におおわれる(小野沢峠南方 ただし境界面は確認していない)ので 土岐砂礫層堆積中か それ以前に生じたものと思われる。

玄武岩は 阿寺断層の西側にそって 坂下町から福岡町にかけての溶岩台地を構成し そのほか 岩脈としても産出する。 土岐砂礫層をおおい かつその礫層中に礫としてもふくまれるので 同層堆積の末期に噴出したと考えられる。 逆転磁化を示していること(丹治ほか 1977) K-Ar年代が100万年より古くないこと(柴田・山田 1977) からみて Matuyama 逆転期の後期に

噴出したものと思われる。岩質は かんらん石玄武岩および普通輝石かんらん石玄武岩で 久野の分類では高アルミナ玄武岩に入る (Kuno 1960)。

3. 断層による破碎度の区分

岩石の破碎作用の程度(破碎度)を区分するときにはそれをなるべく客観的な基準で表現することがのぞましい。そこで 筆者は 濃飛流紋岩を例にとつて つぎのような4段階の破碎度区分を試みた。濃飛流紋岩の大部分は 多量の石英・長石の斑晶と 強く溶結し脱ガラス化した緻密な基質とからなる溶結凝灰岩である。結晶破片に富む非溶結の凝灰岩(阿寺層など)も 破碎作用に際しての挙動は 溶結凝灰岩の場合と大差がない。

破碎度①：岩石全体としてはひとつづきの硬岩であるがこまかい剪断割目やそれにそう滑りが生じている。

破碎度②：無数の割れ目にそう断層粘土が形成されるとともに 岩石全体が角礫化しているが なお硬岩の部分が大半を占める(写真1)。

破碎度③：硬い角礫の部分が 破碎による砂および粘土からなる基質とほぼ等量か あるいはそれ以下となる。

破碎度④：ほとんど粘土および砂からなり わずかに角礫が混在する(写真2)。

花崗岩の場合には 一般に粗粒・等粒状で 溶結凝灰の基質に相当するものをもたないため 破碎作用に際しての挙動が 上記の例とかなり異なるようである。とくに 石英 黒雲母が粗く 多量にあるため 圧碎による流動変形をしやすい(写真3・4)。すなわち 上記の②の段階で滑り面に沿う流動変形がはじまり ③の段階で全面的に“圧碎流動岩”となり ④で“粘土質岩”となる。したがって 以下の記述のなかで 濃飛流紋

岩と花崗岩とを同じ破碎度区分で表現してあるが その実体はかなりちがっている。なお 花崗斑岩および花崗閃緑斑岩とされているものは 破碎作用に際して 上記2者の中間的な性質を示しているようである。

4. 恵那山トンネルから木曾川へ

—阿寺断層の南端部—

わが国の道路トンネルとしては最長の 中央自動車道 恵那山トンネル(延長 8,476m)をくぐりぬけて 岐阜県側に出ると 左側の車窓から 平底の釜を伏せたような形の恵那山(海拔 2,190m)と その山麓にひろがる広大な扇状地(霧ヶ原面)が 視野一杯にとびこんでくる(写真5)。トンネルを出てしばらくの間は トンネル内と同様 最高時速 40km に制限されているせいで まわりの景色をゆっくりたのしむことができる。道路の両側は 緩い勾配の切取面が すっかりコンクリートと緑におおわれ いまでは その地質をうかがい知るすべもない。しかし 筆者がたびたび足を運んだ1972—1973年ごろの 工事最盛期には このあたりは マサ化し粘土化した花崗岩の地肌が 一面にさらけ出されていた。この部分は まさに 阿寺断層南端部の強破碎帯=異常な応力集中帯 に相当している。しかし 幸いなことに 恵那山トンネルそのものは阿寺断層からわずかに東にはずれていたのである。

恵那山トンネルは 1967年に着工し 1975年3月に貫通 同年8月に開通した。中津川方(大成建設・間組共同企業体)と飯田方(熊谷組・鹿島建設共同企業体)の両方から掘りすすんだ工事は 貫通までの7年半 高圧水をともなう 断層破碎帯とのたたかひの連続であった。第3図の地質断面図に記入した断層は 実際に遭遇した断層のうちの ごく代表的なものを示しているにすぎない。これらの断層は 阿寺断層と異なり N—SないしNNE—SSWの走向で 垂直あるいは東側に



写真1 断層角礫岩(破碎度②)
加子母村塞ノ神谷 結晶凝灰岩(阿寺層)

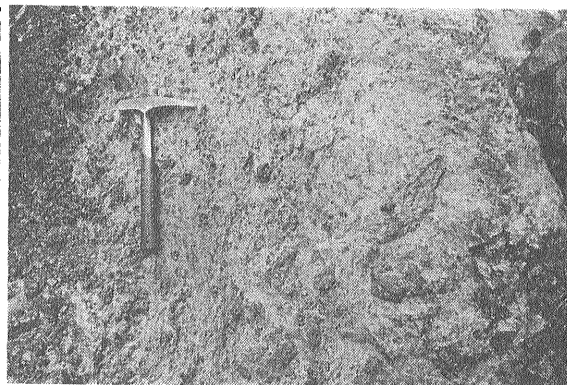


写真2 断層角礫岩(破碎度④)
加子母村塞ノ神谷 結晶凝灰岩(阿寺層)

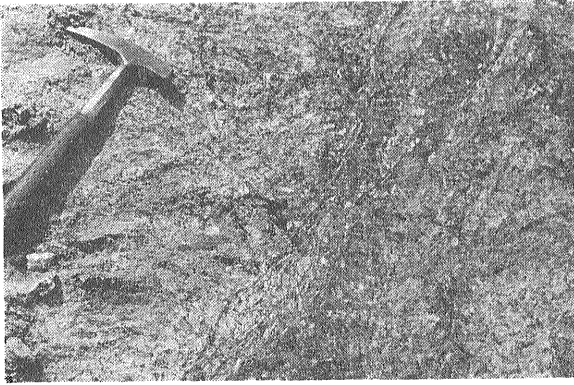


写真3 断層面にそう流動変形を示す伊奈川花崗岩（破砕度②）
中津川市細野一殿畑間（地点E）

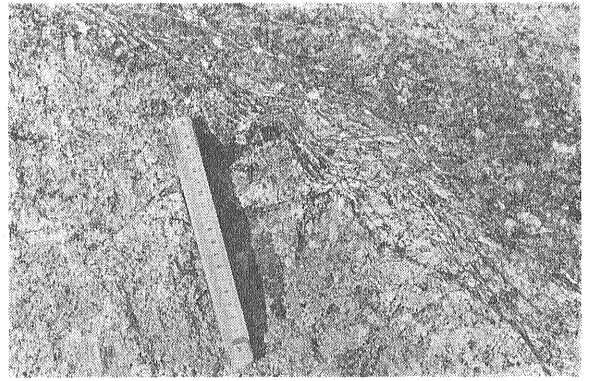


写真4 写真3と同じ露頭（やや接近）

急傾斜しているものが多い。これらは垂直方向の変位が顕著な逆断層（東側が隆起）で神坂断層 清内路峠断層などによばれる。地畳状の木曾山地の西縁を画する断層の延長である。

恵那山トンネル出口から木曾川にかけての概略の地質図を第4図に またその一部分のルートマップを第5図に示した。阿寺断層の末端部はクサビ状に広がりそこで屏風山断層 釜沢断層などのNE～SW方向の断層と交錯する。これより南方では霧ヶ原の扇状地礫層におおわれるため阿寺断層そのものを追跡することができない。霧ヶ原南方から神坂峠付近にかけては川上断層に代表されるNE～SW方向の断層は多いが阿寺断層方向のものはみだされていない。

屏風山断層の露頭は第4図の地点A（温川河床）で観察することができる（写真6・7）。ここでは緩傾斜の構造をもつ土岐砂礫層（温川礫層ともよばれる）が南側の花崗閃緑斑岩（熱変成）と幅1m前後の断層粘土（破砕度④）を介して接触している。花

崗閃緑斑岩は幅3～4mにわたって破砕度③—②の断層角礫岩となっている。

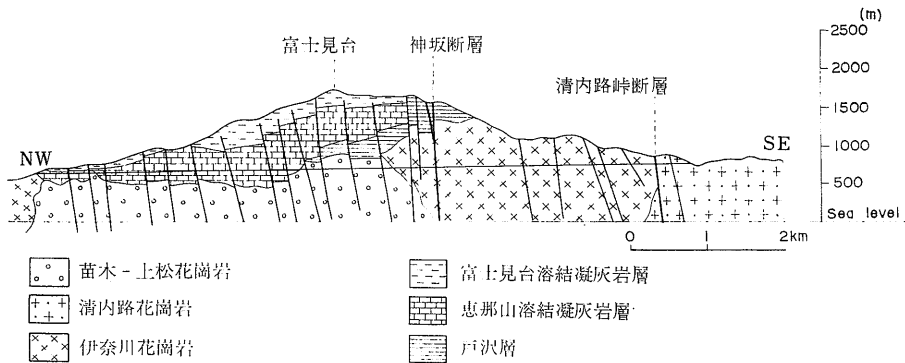
阿寺断層による最強の破碎作用が観察されたのは地点B（細野付近）でクサビ状破碎帯のもっとも西寄りの部分である。中央道の切取面（写真8）でみられた異常に幅広い断層粘土帯（みかけ上40m以上 真の幅10m以上）はすべて伊奈川花崗岩の破碎（破砕度③—④）によって生じたものである。写真で白色部と灰色部が“墨流し”状の模様で交互しているのがみられるが白色部には花崗岩の組織が一部残存している。

地点Bの南々東にあたる地点C（冷川ぞい 林道切取面）では花崗閃緑斑岩の強破碎帯（③—④）がみられ破砕度は西方にむかって低下する。東方はしばらく露頭を欠くがかなり破碎した伊奈川花崗岩（②—③）が露出している。阿寺断層の主断層は地点Bの近くから地点Cの東側をかすめて扇状地礫層の下にむかうらしい。

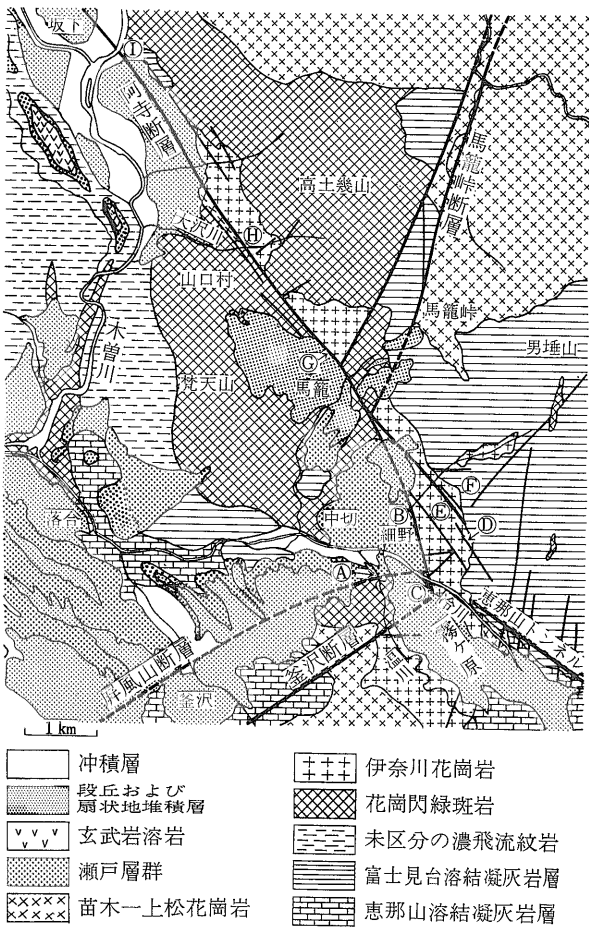
クサビ状破碎部の東部（地点D 寄沢中流部）にみら



写真5 馬籠付近からみた恵那山（右）と富士見台（左） 中央に霧ヶ原の扇状地面が発達している。

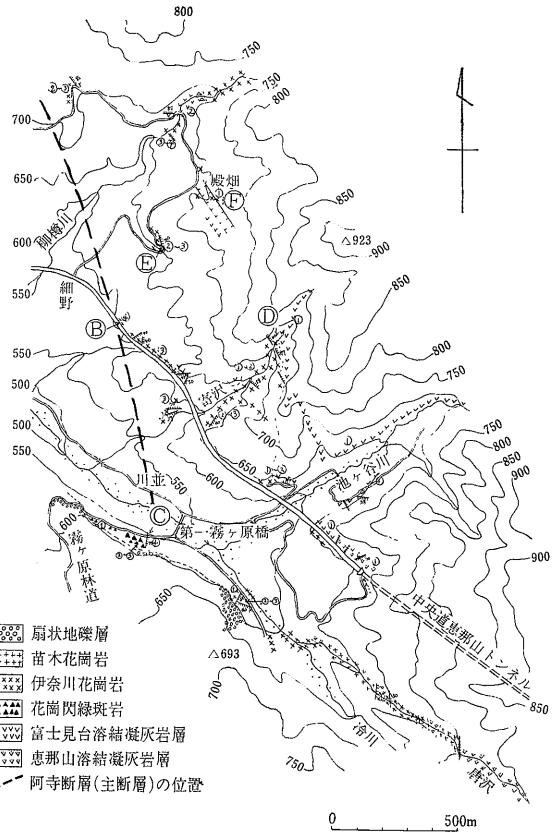


第3図 中央自動車道恵那山トンネルにそり地質断面図 (YAMADA N. et al. 1977)



第4図 阿寺断層南端部の地質図【山田ほか(1976)を簡略化した】

れる断層の1例を写真9および第6図に示した。この付近は伊奈川花崗岩の周縁相(細粒斑状の黒雲母花崗岩)がルーフ・ペンダントの濃飛流紋岩(富士見台溶結凝灰岩層)と東方へゆるく傾く貫入面で接している。第6図のスケッチにみられるように断層の上端部にの



第5図 中央自動車道恵那山トンネル中津川方出口付近のルートマップ

っている崖錐堆積物も断層によって1mほど垂直にずれれており断層運動は崖錐堆積後にもおこなわれたらしい。この断層は写真8に示されるようにこまかい地形のひだとして南南東方へ少なくとも200m以上連続し池ヶ谷川に達しているようである。しかし花崗岩と濃飛流紋岩の境界面がほとんどずれていないことから変位量はあまり大きくない(垂直方向に10m程度かそれ以下)と思われる。

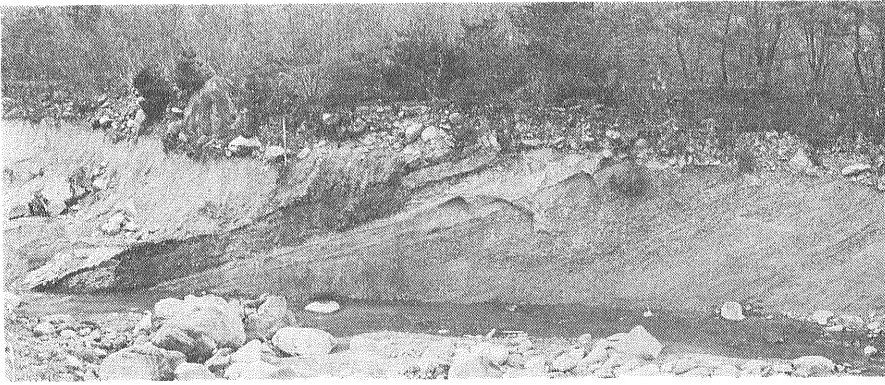


写真6
 落合川支流温川ぞいに露出する土岐砂礫層
 薄い木節粘土層をはさみ 南に約20°傾斜する。礫はおもにチャート・砂岩の径2~3cmの円礫である。

上記の地点Dの北西方にあたる地点E（細野より殿畑へ通じる道路のヘアピンカーブ）では伊奈川花崗岩（周縁相）が破碎度②程度の破碎作用を受けている（第7図）。この露頭では断層粘土をとまなうa方向の小断層を切って b c方向の正断層（わずかに開口）がみられ b c方向の断層は崖錐堆積物に10~30cm程度の変位を与えている。崖錐堆積物をはさんで



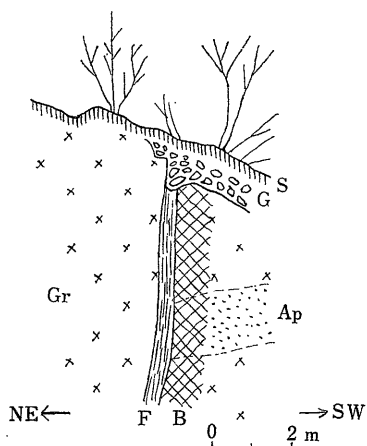
写真7 写真6より約50m南方（上流側）の逆断層（屏風山断層）右側は土岐砂礫層。ハンマーの位置が断層粘土で 木節粘土がもみこまれている。左側は強く破碎された花崗閃緑斑岩。



写真9 落合川支流寄沢中流（地点D）から南南東につづく断層地形

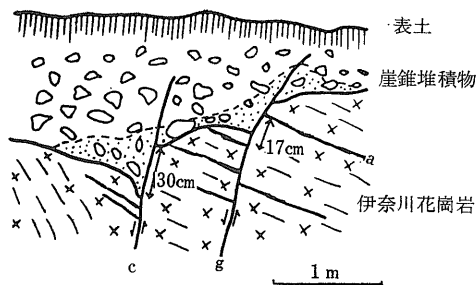


写真8 中央道細野付近の切削（地点B）すべて伊奈川花崗岩を母岩とする断層粘土で 右端近くに N15°W70°Eの断層があるほかはほとんど水平の不規則な縞模様を示す。（1973年3月10日撮影）



第6図 寄沢左岸(地点D)にみられる断層のスケッチ

S: 風化土壌
G: 崖錐堆積物
Gr: 伊奈川花崗岩
Ap: アプライト
F: 断層粘土(角礫を含む)
B: 破碎帯



第7図 中津川市細野北方の道路切割りのスケッチ(地点E)

a: N10°W35~40°Eの小断層
b: N20°W60~70°Wの小断層
c: N32~40°W70°Wの小断層
点cを打った部分は崖錐堆積物中の茶褐色酸化帯

少なくとも2回の断層運動があった点は Dの場合と同じである。

地点Eの東方の地点F(殿畑)には写真10に示すような地溝状凹地が存在する。阿寺断層(水平ずれ成分の大きな逆断層)にともなってその上盤側に形成された小規模な陥没地形の1つであろう。

地点G(山口村塩沢橋北 塩沢川河床)では伊奈川花崗岩の中に N35~40°W 55°E方向の断層破碎帯(③-④)が幅約30m 延長120m以上にわたって露出し阿寺断層の主断層に相当するものと思われる。

地点H(山口村大沢川中流部)では伊奈川花崗岩中に幅約300mにおよぶ破碎帯が存在し そのうちでも 海拔480m付近(東へ入る小さな沢の入口)には幅1m程度のやや青味を帯びた灰白色粘土が露出している。下流側の花崗閃緑斑岩との境界(断層)はこの地点より約100m西方にある。

ここで 阿寺断層の追跡を一休みして 南端部における変位量を見つめてみたい。

花崗閃緑斑岩(高士幾山-梵天山岩体)の断層による変位

この岩株状岩体は 東西3~4km 南北6~7kmの岩体として 濃飛流紋岩中に貫入し その後花崗岩によって貫入をうけている。これらの境界は垂直ではないにしても かなり急傾斜しているとみてさしつかえない。したがって 岩体中央部を横切る阿寺断層による一定方向のずれは 垂直ずれではなく 水平ずれでなければ説明つかない。新期被覆層をはがしたときのおおまかな分布図(第8図)によれば 岩体の北縁線南縁線のいずれも2~3km程度の左ずれを示している。この値は 阿寺断層中央部の加子母付近で推定される6~7km という変位量(後述)の半分以下であるが 断層の末端部近くにおける変位量としては 相当な規模のものといわなければならない。

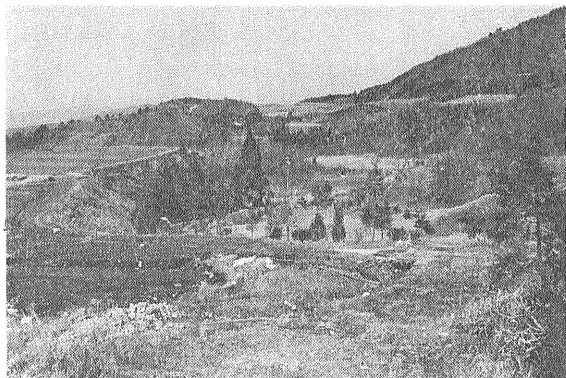
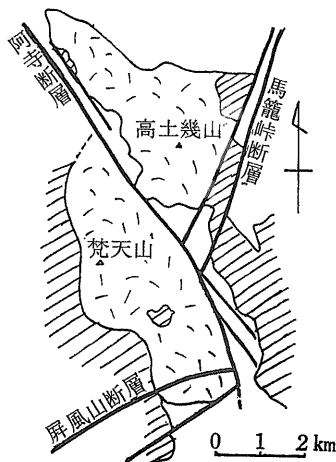


写真10 南東からみた中津川市殿畑の地溝状凹地(地点F)



第8図 高士幾山-梵天山の花崗閃緑斑岩体の阿寺断層によるずれ
斜線部は濃飛流紋岩 白色部は花崗岩類 被覆層はすべて省略した。

5. 木曾川から付知川へ

木曾川から付知川までの間は 阿寺断層のほぼ中央部にあたり これまでも多くの研究がある。とくに 坂下町市街地では 河岸段丘の垂直的・水平的変位を調べることによって 第四紀後期における阿寺断層の活動史が 定量的に解析されている(木曾谷第四紀研究グループ 1964; 岡山 1966; SUGIMURA & MATSUDA 1965 など)。

写真11は 国道19号線からみた坂下町市街地である。いやさか橋(写真右端)の下流 約50~80mの間に 低位段丘礫層(西方寺中位面)におおわれて 破碎された濃飛流紋岩が露出する(第4図の 地点 I)。それは 有色鉱物の斑晶に富む 流紋デイサイト質の溶結凝灰岩(熱変成)であり そのうち 上流側約10mの範囲は 破碎度①程度であるが 下流側は 破碎度②以上の断層角礫岩で $N25\sim35^\circ$ ほぼ垂直 および $E-W$ ほぼ垂直方向の多くの断層面が発達している。段丘面を変位させた阿寺断層(坂下断層ともよばれる)による断層崖の延長が木曾川に達する地点には 基盤岩の露頭はないが 上記の濃飛流紋岩の破碎度がこの地点にむかって上昇していることから 基盤の最大破碎部もこの断層崖の付近にあるとみてよいであろう。

坂下町市街地から川上川までの間には 阿寺断層を直接観察できるところはない(第9図)。この区間の阿寺断層(推定)は 東側の粗粒黒雲母花崗岩(苗木一上松花崗岩の粗粒相 いわゆる毛呂窪型)と 西側の細粒黒雲母花崗岩(同花崗岩の細粒相 いわゆる苗木型)との境界を画している。岩相からみて 東側がより深部であり 阿寺断層による東側の隆起によるものと思われる。

川上川から付知川までの間は 阿寺断層は 東側の苗木一上松花崗岩(細粒~粗粒)と 西側の濃飛流紋岩との ほとんど直線状の境界となっている(第9図)。こ

の付近の濃飛流紋岩は東俣溶結凝灰岩層とよばれる厚い火砕流堆積物(ステージII 第1表参照)からなり 有色鉱物にとみ つよい熱変成作用によりホルンフェルスとなっている。この区間の南寄りに位置する坂下町小野沢付近のルートマップを 第10図に示した。

地点 J(道路の屈曲点の北東側)は 1974年の道路工事により 断層の露頭があらわれ 岡田・松田(1977)によって くわしく観察された(第11図)。それによると この露頭は 南東から北西にむかって 破碎されたマサ状の花崗岩(破碎され角礫化した玄武岩岩脈をふくむ) F断層(幅3m以上 $N20^\circ W80\sim85^\circ E$ の断層面を示す) 砂礫層(腐植土の C^{14} 年代は27,330yBP) クサリ礫層(土岐砂礫層または高位段丘礫層) L断層($N30^\circ W80^\circ E$) 数枚の黒色土層(12,940~4,330yBP)をふくむ軟弱な花崗岩質の砂礫層からなる。花崗岩質砂礫層は 阿寺断層によって生じた一種の地溝状凹地に堆積したものが その後の断層によって引きずられたと説明されている。

地点 Jに面する道路の反対側は 濃飛流紋岩からなり $N40^\circ W80^\circ E$ 方向の断層粘土を数多くふくむ 破碎度②一③の断層角礫岩となっている。したがって 阿寺断層の主断層が ほぼ道路ぞいに走ることはまちがいないであろう。

上記の濃飛流紋岩の露頭の南方約200mのところから黒雲母デイサイトの岩脈($N55^\circ W60^\circ S$ の流理構造を示す)が 幅約150mにわたって露出している。新鮮でほとんど破碎されていない。さらに南方の 地点 Kでは かなり破碎し粘土化した濃飛流紋岩の侵食面(南西へ $30\sim40^\circ$ 傾斜)上に厚さ約1mの礫層を介して玄武岩溶岩がのっている。玄武岩の噴出の前にすでに破碎作用は行なわれていたわけである。

ふたたび 小野沢にもどって 阿寺断層を北西に追い

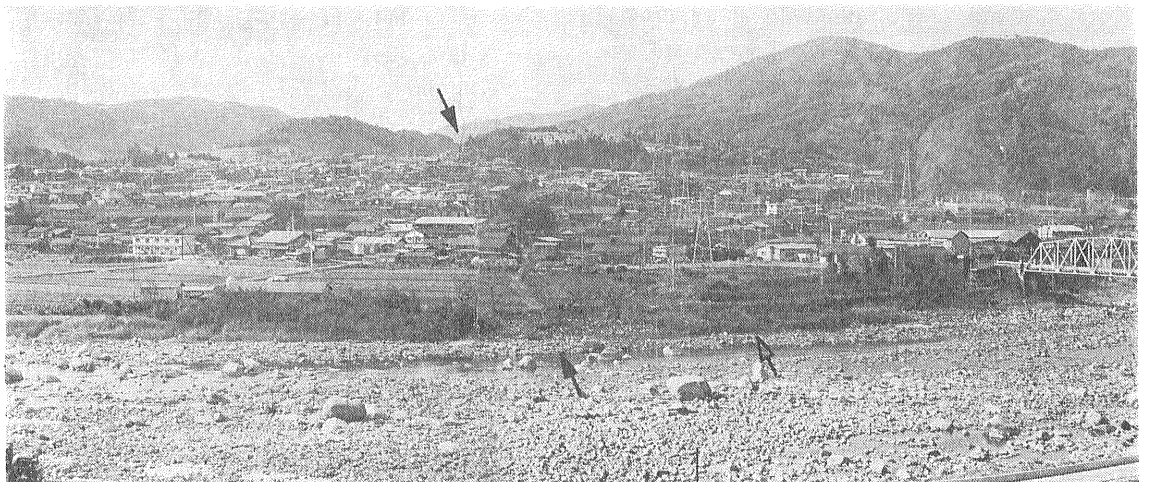
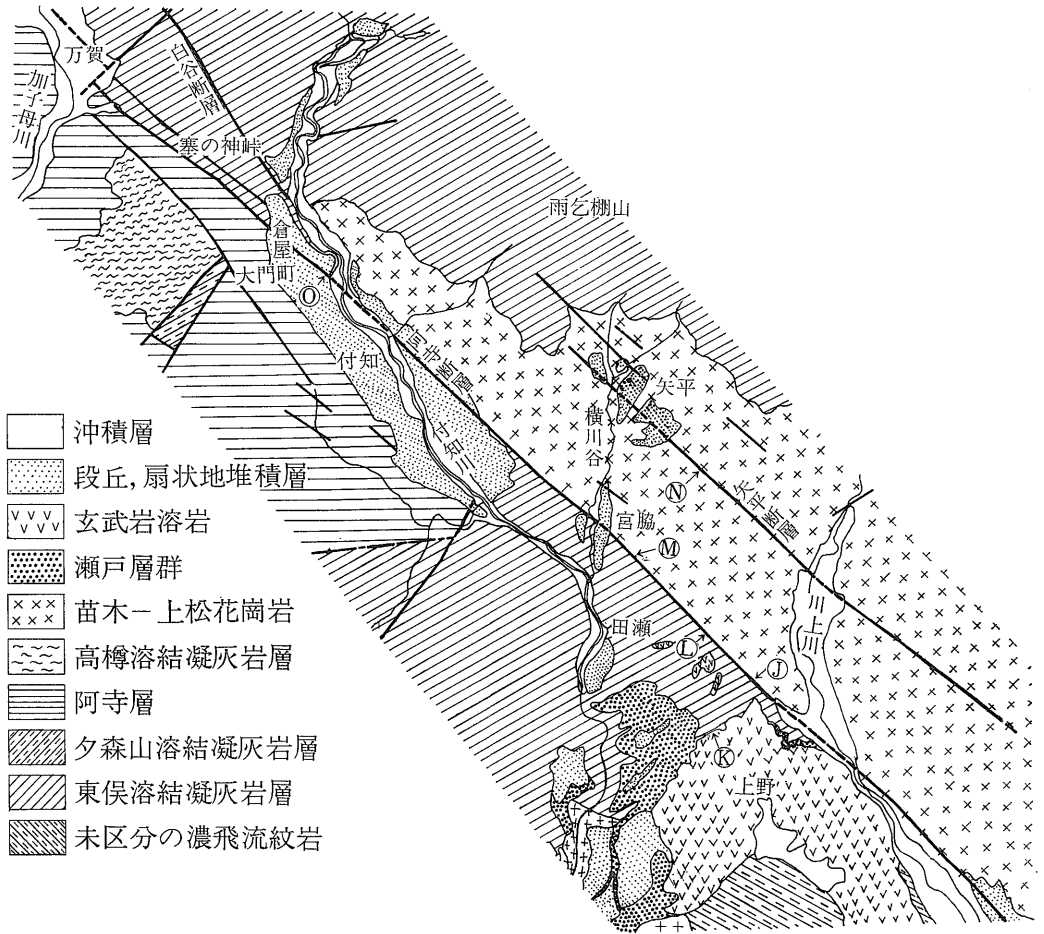


写真11 国道19号より木曾川をへだててみた坂下町市街地。黒い矢印の方向に阿寺断層が走る。白抜き矢印付近に破碎された濃飛流紋岩が露出。後方左より右へ上野玄武岩の台地 苗木型花崗岩の丘陵 松原地面 毛呂窪型花崗岩の山地。



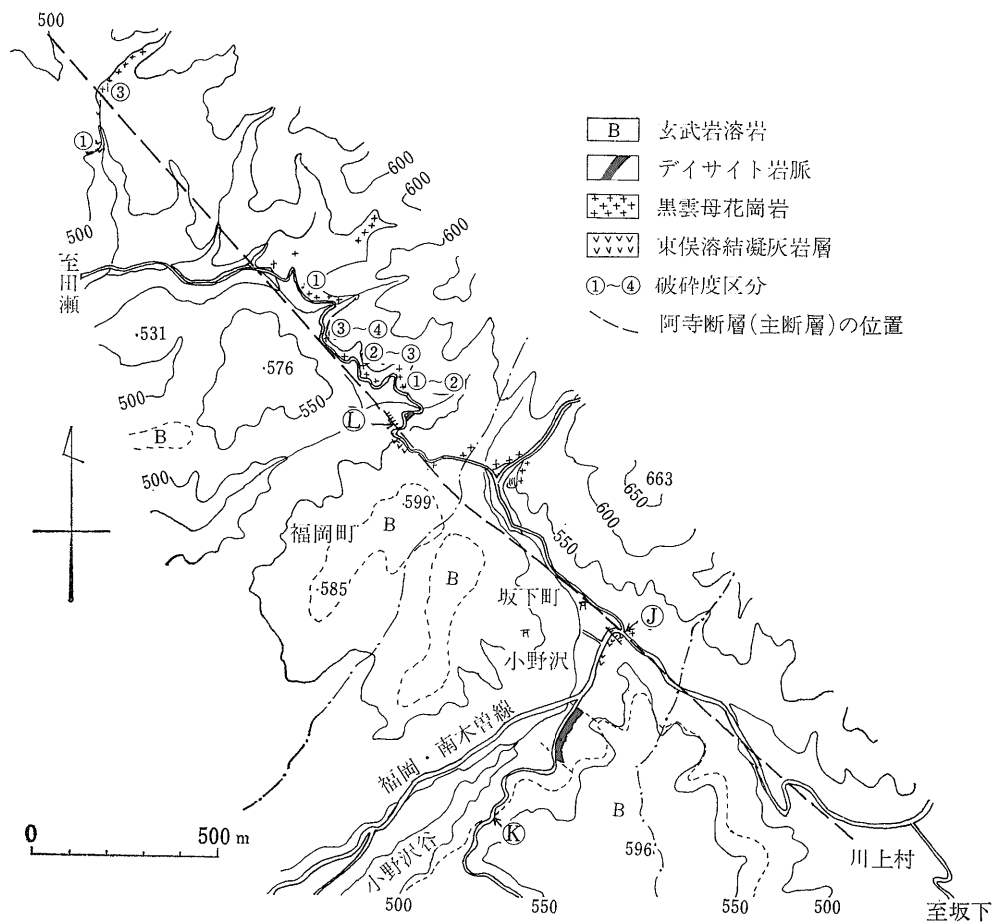
第9図 阿寺断層中央部の地質図
[山田ほか(1976)を簡略化した]

かけてみよう。小野沢から福岡町田瀬にいたる小径は岩盤の露出がよい。地点 L には濃飛流紋岩中に $N25^{\circ}W50^{\circ}E$ の断層面をもつ幅約 1 m の強破碎帯があるがそれからわずか 10 数 m 東方にはアプライト質花崗岩 (破碎度①) とそれを $N60^{\circ}E55^{\circ}S$ の貫入面をもって貫く黒雲母デイサイト岩脈 (非破碎) が露出している。第 10 図の北西隅からさらに約 1 km 北西の福岡町宮脇東方 (第 8 図の地点 M) の河床では花崗岩と濃飛流紋岩とが $N40^{\circ}W65^{\circ}E$ の断層面で接し両側とも破碎度③—④の断層角礫岩となっている。この断層破碎帯中に黒雲母デイサイト岩脈が $N65^{\circ}W35^{\circ}S$ の貫入面をもって貫入しているが上記の例と同様新鮮でごく軽微な破碎作用しか受けていない。

以上のべたように 坂下・付知間には阿寺断層による破碎帯中に NW—SE または NE—SW 方向のデイサイト岩脈が点々と出現するがほとんど破碎作用をうけておらず主要な破碎作用はデイサイト貫入前に行

なわれたのであろう。

矢平断層と玄武岩岩脈 阿寺断層に平行な断層の 1 つに川上村川上峠付近から付知町矢平付近にかけて走る矢平断層がある。この地域はすべてマサ化した苗木—上松花崗岩 (おもに粗粒—中粒黒雲母花崗岩) からなる。矢平南東方の下小路谷 (第 9 図地点 N) ではこの断層による破碎帯 (破碎度②—③) 中に玄武岩の火山角礫岩が岩脈状に貫入している (写真 12)。火山角礫岩は径 5 cm 前後の玄武岩の角礫・亜角礫と少量の花崗岩の角礫を主とし暗灰色の凝灰質物質で充填されている。岩脈の最大幅は約 1.5 m であるが花崗岩との境 (北東側) は小規模の断層でたちきられ延長方向に 10 m 程で尖滅する。周囲の花崗岩がつよく破碎され粘土化しているのと対照的に岩脈の内部はほとんど変形や破碎の影響をうけていない。この火山角礫岩の成因そのものがよく分っていないが少



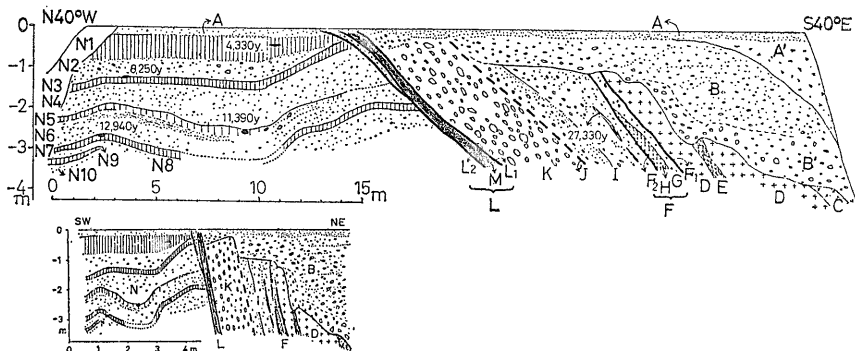
第10図
坂下町小野沢付近のルートマップ

なくともその生成時期には主要な破碎作用は終了していたとみることができるであろう。

付知大門の断層崖(写真13)

阿寺断層が付知川を横断して 段丘と交差するところが 付知町大門で ここに段丘を切る見事な断層崖がで

きている。この断層崖の解説は 杉村(1973)にくわしい。断層崖の南端部(第9図の地点O)でみると高さ約6mの崖の上部2mは礫層 下部4mはマサ化した黒雲母花崗岩である。断層崖は ほぼ N50°W方向に段丘面上につづき 倉屋神社の近くで山地に入る。おおまかにみると この地区の基盤は 断層の東側が花



第11図
坂下町小野沢峠(地点J)における露頭スケッチ(岡田・松田 1976による)

A: 水田攪拌土壌 B: 礫層 C: 細粒灰白色粘土 E: 玄武岩岩脈 F: 断層 (F₁およびF₂は断層面 GとHはそれぞれ断層破碎帯中のシルトおよび玄武岩) I: 砂礫層 J: 断層 (L₁およびL₂は断層面 Mは断層粘土) N1~10: 砂礫層・露頭断面中の数字はC¹⁴年代測定値を示す。左下の挿入図は 断層面に直交する断面



写真12 福岡町矢平南方（地点N）における花崗岩の破砕帯（矢平断層）中の玄武岩火山角礫岩の岩脈

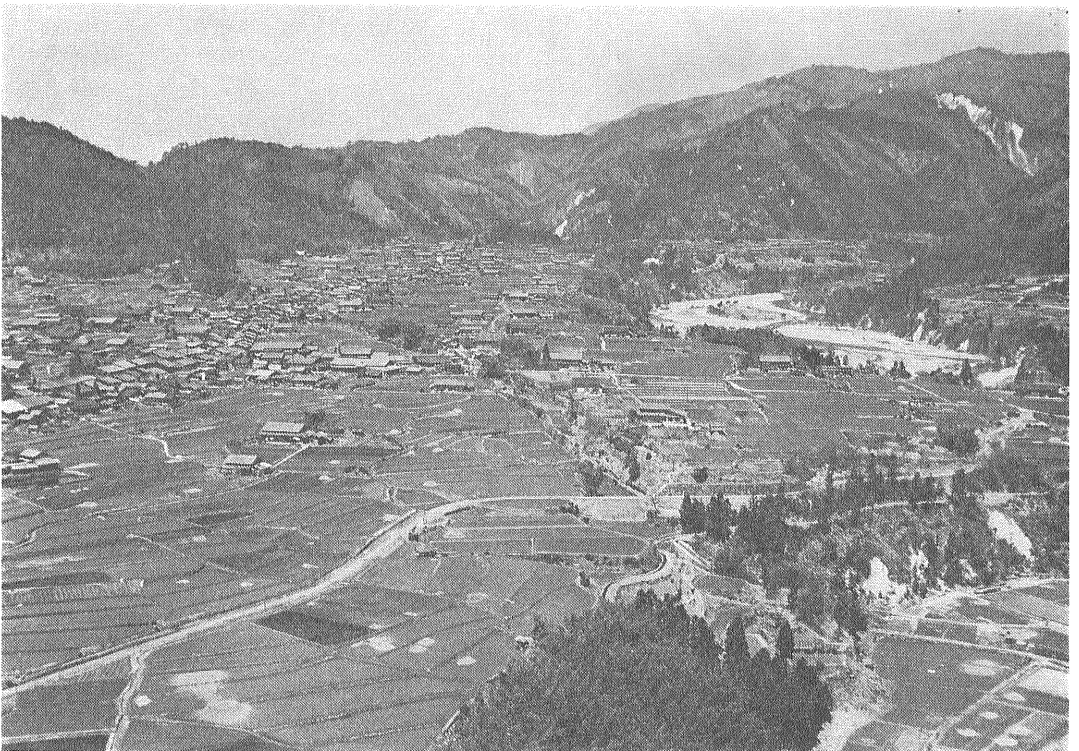


写真13 付知町大門上空から撮影した阿寺断層 左隅近くの峠が塞ノ神峠 正面奥が白谷 右側は付知川
（朝日新聞社撮影 杉村 新氏提供）

崗岩（付知川ぞい）と濃飛流紋岩（後方山地）であり西側はすべて濃飛流紋岩である。

阿寺断層は これより 塞ノ神峠をへて 加子母村万賀にぬける。この区間は 広い破碎帯と 明瞭な断層地形（ケルンバット・閉塞丘・断層池など）がよく発達する。また この付近から 阿寺断層に平行な断層のほかに 直交または斜交する断層群も多くなる。濃飛流紋岩を切る花崗斑岩の平行岩脈群のずれから 阿寺断層の水平変移量も かなりたしかになってきた。そして 下呂町付近から 阿寺断層は 扇状に発散し ついに 消滅してしまう。阿寺断層にそってCu-Pb-Znの 鉱脈が点々と分布する。下呂温泉・乗政温泉なども阿寺断層の破碎帯中から湧出している。これらは 阿寺断層北半部のおもな話題であるが 紙数の関係から 次回にゆずりたい。

(つづく)

参 考 文 献

河田清雄・山田直利・磯見 博・村山正郎・片田正人(1961) : 中央アルプスとその西域の地質 その2 濃飛流紋岩類。地球科学 no. 54, p. 20—31

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 vol. 3 p. 153—166

桑原 徹(1974) : 木曾川中流域の第四系—瀬戸内区の内陸盆地の発達過程 恵那盆地を例にとって一。第四紀研究 vol. 13, p. 28—39

H. Kuno (1960) : High-alumina basalt. Journal of Petrology, vol. 1, p. 121—145

松田時彦・岡田篤正・藤田和夫編(1976) : 日本の活断層分布図。地質学論集 no. 12 付図。

松田時彦・恒石幸正(1970) : 岐阜県中部地震—1969年7月7日—被害地調査報告。地震研究所彙報 vol. 48, p. 1267—1279

濃飛流紋岩団体研究グループ(1973) : 濃飛岩体東縁部における流紋岩類の層序と形成史。地球科学 vol. 27, p. 247—261

——(1976) : 濃飛岩体西部地域の流紋岩類—とくに陥没運動と火山活動のステージについて— 同上 vol. 30, p. 193—205

岡田篤正・松田時彦(1976) : 岐阜県東部 小野沢峠における阿寺断層の露頭と断層運動。地理学評論 vol. 49, p. 632—639

岡山俊雄(1966) : 坂下断層崖—阿寺断層の最近の運動—。駿台史学 vol. 18, p. 34—56

柴田 賢・山田直利(1977) : 岐阜県東部の高原火山岩類および上野玄武岩のK-Ar年代。地球科学 vol. 31, p. 15—18

杉村 新(1973) : 「大地の動きをさぐる」。岩波科学の本 no. 8 岩波書店

A. SUGIMURA, and T. MATSUDA (1965) : Atera fault and its displacement vectors. Geological Society of America, Bulletin vol. 76, p. 509—522

山田直利・河田清雄・諸橋 毅(1971) : 火砕流堆積物としての濃飛流紋岩。地球科学 vol. 25, p. 52—88

山田直利・須藤定久・垣見俊弘(1976) : 阿寺断層周辺地域の地質構造図(5万分の1) 地質調査所特殊地質図 19

N. YAMADA, T. NOZAWA, Y. HAYAMA and T. YAMADA(1977) : Mesozoic felsic igneous activity and related metamorphism in central Japan—From Nagoya to Toyama—. Guidebook for Excursion 4, Geological Survey of Japan.

新 刊 紹 介

鉱物採集の旅 九州南部編

旅や登山を安全に しかも無駄なく楽しむために 良い案内書は欠かせない。地学を主題の旅でも同じはずだが なかなか適当なガイドブックがない実情だった。その点 数年前から築地書館の手で「日曜の地学シリーズ」と「鉱物採集の旅シリーズ」の刊行が始まったのは たいへんありがたい。

さて 本書は「鉱物採集の旅シリーズ」の4冊めで 既刊の「関東とその周辺」「四国・瀬戸内」「九州北部」につづくものである。範囲は 熊本県(松橋町豊福のコランダムなど3ルート) 大分県(三重町鶯谷の水苔土石など4ルート) 宮崎県(高千穂町土呂久鉱山のダンブリ石など6ルート) 鹿児島県(栗野町王ノ山のモルデン沸石など6ルート)の4県をカバーし それぞれ 目的とする鉱物の見わけかたと産状 地質環境 採集の技法 現地までの交通 地図などが簡潔にまとめられている。

案内書である以上踏査は正確を求められようが 本書ではそれが並や大低の水準ではない。著者の宮久三千年(愛媛大学理学部教授) 足立富男(宮崎県立延岡高校教諭) 両氏にとってはどの産地も歩きつきたいわが自分の庭である。特に大分・宮崎県境にあたる祖母—傾連山—帯の産地についてはその感が深い。本になるまでにはそのかげに何倍もの情報が割愛さ

れたことであろうか、それだけに記事の中味には 正確さに加えて 充実した「コク」が感じとれる。

しかし この本は「堅い」本では決してなく 小中学生でも楽しみながら読める。その秘密は 優れた専門家である両著者にも熱心なアマチュアとしての若き日があり そしていまもお後進の育成に情熱を傾けておられるからであろう。序論にあたる「九州の鉱物は何のように調べられたか」(客観的にはお二人の業績も当然この中に一項を設けて紹介されるべきであるが 慮慮しておられる)や「鉱物の分類と標本整理」(地質調査所九州出張所に保管されている 故岡本要八郎氏の所蔵標本についても述べられている)のなかに その一端がよくあらわれている。

巻末には 九州地方産出鉱物一覧表(北部産を含む 欲をいえば化学式と代表的な産地名の付記がほしい)と索引がつけられている。

著 者 宮久三千年 足立富男 (1977年12月初版)
新 書 判 152頁 980円 (送料 120円)

発 行 築地書館株式会社
〒104 東京都中央区築地2—10—12
電 (03) 542—3731
振替 東京1—19057
取次店整理コード 1044—177122—4818
(鉱床部 坂巻幸雄)