

550. 85(084. 32) (521.53) [1: 50,000](083)

5 萬分の 1 地質図幅説明書

加 子 母

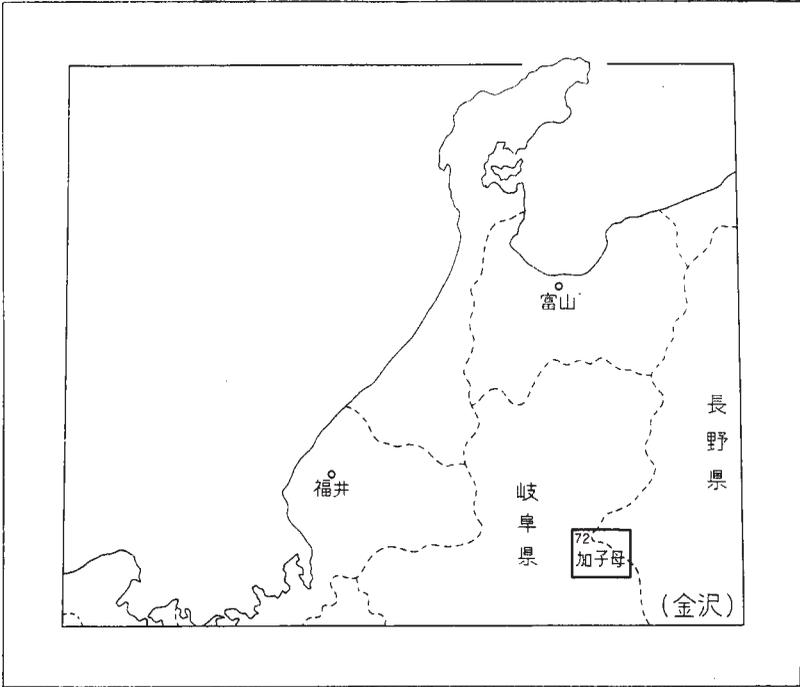
(金沢一第 72 号)

通産産業技官 山 田 直 利

地質調査所

昭和 36 年

位置図



() は 1 : 500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	2
II. 1 概説	2
II. 2 阿寺層	5
II. 3 濃飛流紋岩類	7
II. 4 花崗斑岩および文象斑岩	11
II. 4. 1 花崗斑岩	11
II. 4. 2 文象斑岩	12
II. 5 苗木・上松花崗岩	13
II. 6 角閃石玢岩	13
II. 7 石英安山岩	14
II. 8 玄武岩	17
II. 9 御岳火山熔岩	17
II. 10 滝越湖成層	19
II. 11 舞台峠層	20
II. 12 段丘および崖錐堆積層	21
II. 13 沖積層	22
III. 応用地質	22
III. 1 金属・非金属鉱床	22
III. 2 温泉および鉱泉	23
文 献	24
Abstract	1

加 子 母

(金沢一第72号)

本図幅は、昭和31～33年（1956～1958）度の野外調査の結果ををとりまとめたものである。調査に際しては、王滝・付知両営林署、および下呂町・付知町・加子母村の各役場から種々の便宜を与えられた。

I. 地 形

本図幅地域は、長野県西筑摩郡（木曾地方）・岐阜県恵那郡（東濃地方）および同益田郡（飛驒地方）の3郡にまたがっている。地形的には、北東部を占める阿寺山地と南西部を占める美濃高原とからなり、両者は阿寺断層谷を境として、明瞭な対立を示している（第1図参照）。この地域の東部を流れる王滝川や付知川は下流で木曾川に合し、西部を流れる加子母川・佐見川・門和佐川・竹田川などは益田川に合し、益田川は、はるか南方で木曾川に合流する。

阿寺山地⁷⁾⁸⁾ 小秀山（1,981.7m）を最高とする山稜がNW-SE方向に連なり、南西側は阿寺断層谷に面して比高800mに達する急崖を示す。稜線部（1,900m内外）や山麓部（1,500～1,600m）には、かつての老年期地形の名残りと考えられる小起伏面がよく保存されており、一方、これを下刻して流れる王滝川・^{うぐい}鱒川・付知川などに沿っては、急峻な幼年期地形が発達している。本山地の大部分を構成するものは堅硬、緻密で節理のよく発達した濃飛流紋岩類であるが、上記の1,600m内外の小起伏面には、しばしば玄武岩熔岩がこれを覆っている。また、山地の北部には北方から流下した御

岳火山熔岩がこれを覆い、その基底面は柳ガ瀬付近でもつとも低く 1,200m 内外である。

美濃高原¹⁰⁾ 本地域内では、尾城山 (1,132.9m) を最高とする比較的なだらかな高原で、とくに高度 700 ~ 800m 内外の付近には、小起伏面の発達が著しい。すべて濃飛流紋岩類からなり、これを覆う火山岩は認められない。この高原を流れる佐見川・門和佐川・輪川などに沿っては、急峻な河谷が少なく、その両側に沖積層や緩傾斜の崖錐堆積物などを幅広く発達させている。しかし、これらの河川も益田川に注ぐ下流部では、次第に下刻作用がすゝむようになる。

阿寺断層谷⁶⁾¹⁰⁾¹⁴⁾ 阿寺断層によって形成された地形で、NW-SE 方向に細長い高度 600 ~ 800m の窪みをなす。これに沿い付知川・加子母川・竹原川などの異なった水系の流路が連なり、また塞ノ神峠・舞台峠・初谷峠などが、これらの水系を境してほぼ一直線上に配列する。これらの河川は、阿寺断層谷に沿い段丘礫層（上下 2 段あり）や、沖積層を堆積させているが、断層谷を離れると流路は急に南転して美濃高原を下刻するようになる。なお、舞台峠や初谷峠には、かつての河床堆積物と考えられる礫層や粘土層（舞台峠層）があり、加子母川と御厩野川が一つづきの川として阿寺断層谷を南流、また北流していたことがうかがわれる。

II. 地 質

II. 1 概 説

本図幅のほとんど全域を構成するものは、中生代末期に噴出した濃飛流紋岩類であり、一部で花崗斑岩や花崗岩の進入をうけている。地域の北東部には、これらを覆って御岳火山熔岩の南端部があらわれ、また新第三紀末期の玄武岩、および石英安山岩も各地に小規模に露出している。これらの地質を総括して第 1 表に示す。

濃飛流紋岩類とは、美濃・飛騨・木曾 3 地方にまたがって分布する中生代末期酸性火山岩類の総称であり、従来はもっぱら“石英斑岩”とよばれてきた。これは、おもに古生層を基盤として発達しているが、NW-SE ~ NNW-SSE 方向に長軸をもつ広大な岩体を形成しており、中部地方内帯古生層の NE-SW 方向の基本的な構造とは、ほとんど直交している（第 2 図参照）。本岩類は、おもに流紋岩熔結凝灰岩がほ

第1表 地質総括表

	地層・火山岩	侵入岩
現世	沖積層	
更新世	段丘および崖錐堆積層	
	舞台峠層	
	?	
	滝越湖成層	
新第三紀	御岳火山熔岩	
	玄武岩	
	石英安山岩	(岩脈) 石英安山岩 角閃石斑岩
白堊紀	(準平原化作用)	苗木・上松花崗岩
		(岩脈) 花崗斑岩 文象斑岩
	濃飛流紋岩類	
	阿寺層	

ぼ水平に累積した火山累層であって、厚さは1,000mに達するものと推定される。その基底部および基底部に近い部分には、礫岩・頁岩・凝灰岩などからなる陸成層（いわゆる阿寺層およびその類似層）が発達することがある。このような岩相や層序関係は、河合正虎¹⁶⁾²¹⁾²²⁾らにより明らかにされた飛騨山地の面谷流紋岩、およびその下位の平家岳累層（新白堊紀）の産状ときわめてよく類似している。

したがって、これら両地域の流紋岩類は、新白堊紀の中部地方内帯に特徴的な、一連の火成活動の産物と考えることができよう。

濃飛流紋岩類の噴出，固結後，まず花崗斑岩が進入した。花崗斑岩は，南方の「付知」・「妻籠」両図幅地域では，いくつかのストック状の岩体を形成しているが，本地域では小岩脈をなすにすぎない。これにひき続いて苗木・上松花崗岩（黒雲母花崗岩）が濃飛流紋岩類の南端部に広範囲に進入し，領家帯外縁部に沿う NE-SW 方向の長大な岩体を形成した。苗木・上松花崗岩は典型的な浅所進入型の花崗岩であり，とくにその北西縁部で流紋岩類に近接する付近には，岩体のほぼ頂部に相当する部分が現在露出している。流紋岩類は，本花崗岩との接触部に沿って幅 500m ～ 2km 程度の接触一熱変成域をもつ。本地域には本花崗岩の北端部が露出するにすぎない。

その後，本地域は全域にわたって隆起，削剝，準平原化作用をうけた。新第三紀にいたり，南方地域では瑞浪層群（中新世）や，瀬戸層群（鮮新世後期）の堆積がおこなわれたが，本地域には及ばず，わずかに石英安山岩～玢岩や玄武岩などが，濃飛流紋岩類中の岩脈，またはその平坦面を覆う熔岩として生じたにすぎない。南方の坂下町付近では，濃飛流紋岩類を貫く石英安山岩（岩脈）が瀬戸層群に覆われ，また瀬戸層群の堆積にひき続き（またはその堆積中に）玄武岩熔岩が噴出したことが明らかになっている。

第四紀にいたって，北方の御岳火山の活動がはじまり，摩利支天熔岩（御岳火山本体の噴出物）の一部は南下して，本地域にまで到達した。滝越層は，玉滝川が御岳熔岩により堰止められて生じた湖沼堆積物である。

本地域を支配する地質構造には，阿寺断層とそれに直交する断層群とがある。阿寺断層⁶⁾¹⁰⁾¹⁴⁾²⁷⁾は「妻籠」図幅地域内の坂下町付近にはじまって北西方へ延々と連なり，「付知」・「加子母」両図幅地域を横切って下呂町に達し，こゝで向きを北々西に変じて荻原町付近にいたるもので，延長は 80km にも及ぶ。これによって生じた阿寺断層谷については，地形の項目において記した。この断層は濃飛流紋岩類および苗木・上松花崗岩中に生じて，東側（阿寺山地）を西側（美濃・飛騨高原）に対して相対的に著しく隆起せしめたもので，その落差は，両側の切峯面を比較することにより，約 800m と推定される（第 1 図参照）。したがって主要な断層運動の時期は，濃飛流紋岩類の準平原化作用よりも後であり，おそらく第三紀末期頃であろう。阿寺断層の主断層と考えられるものは，塞ノ神峠・舞台峠・初谷峠・下呂温泉をむすぶほぼ直線状の断層であるが，これに平行する数本の断層があり，これらが相集って全体として幅 1km

にも達する断層破碎帯を形成する。流紋岩類はそれぞれの断層に沿う幅 100m 内外の部分において、烈しく破碎、角礫化、粘土化を蒙り、また珪化作用、黄鉄鉱の付着などがしばしば認められる。Cu・Pb・Zn などの小規模な鉱染状ないし鉱脈状の鉱床が、すべてこれら破碎帯中に胚胎していることも特徴的である。なお、このような阿寺断層に直交する断層群（破碎帯を伴う）は、阿寺断層とほぼ同時期に形成されたと考えられるもので、両者の相交わる部分で断層線の水平的なずれをほとんど示していない。

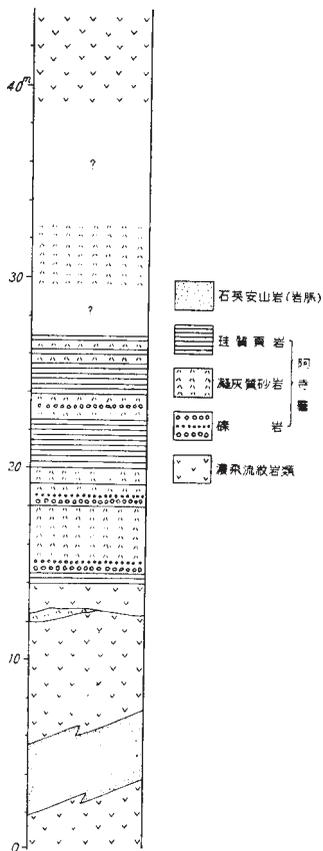
II. 2 阿 寺 層

本層は、本地域東方の阿寺川流域（上松図幅地内）²⁰⁾を模式地とし、おもに濃飛流紋岩類の基底部にあって、基盤の古生層を不整合に覆っている。岩相は礫岩・凝灰角礫岩・黒色頁岩などの互層であり、模式地での層厚は 100m ないしは、それ以上とされている。

阿寺層の本地域における発達はきわめて貧弱である。その分布は地域の東半部（阿寺断層以東）にかぎられ、付知川本流渡合付近・付知川支流井出ノ小路谷流域および王滝川柳ガ瀬付近などに、厚さ 10～20m の薄層をなして濃飛流紋岩類中に挟ままたは捕獲されている。

付知川流域では礫岩・凝灰質粗粒砂岩・珪質頁岩・黒色頁岩・凝灰岩などの細かい互層からなり、N30～50°W・10～15°NE の走向・傾斜をもって濃飛流紋岩類（古生層の捕獲岩片にとむ熔結凝灰岩）中にほぼ水平に挟有される。礫岩はチャート・粘板岩（古生層）の礫、珪質頁岩・黒色頁岩（阿寺層）の偽礫、少量の流紋岩類の礫、および凝灰質充填物からなる。充填物中にはしばしば炭質物が含まれ、そのため礫岩が黒っぽい色調を呈することが少なくない。凝灰質砂岩や頁岩は、明瞭な層理を示し、下位から上位へ、粗粒～細粒の規則的な変化をくり返している（巻末図版 I, II, VI, VII 参照）。本層は、渡合鉱泉南西方約 500m の地点で、付知川右岸の林用軌道沿いに模式的に露出し、層厚は約 20m である。ただし、この場合には炭質物を含む礫岩や黒色頁岩は認められない（第 3 図参照）。

王滝川柳ガ瀬付近では、礫岩（層厚 10m 以上）およびその上位の凝灰角礫岩とか



第3図 濃飛流紋岩中に挟み込まれる阿寺層の柱状図
(付知川上流渡合付近の林用軌道に沿う露頭より作成)

らなる。濃飛流紋岩類とは、接触部（SWへ40～60°傾斜）に沿って、断層粘土を介在するため関係がつかめないが、これに平行に流紋岩類が幅50cmの間で緻密、珪長質の流理構造（？）を示すことから、流紋岩類により捕獲されたものと考えられる。

II. 3 濃飛流紋岩類

本岩類は古くから“石英斑岩”¹⁾²⁾⁹⁾、“花崗質斑岩”⁴⁾⁵⁾、“微粒斑状花崗岩”³⁾などとよばれてきたものである。最近、本地域の東方および南方地域の調査、研究によって、その大半が地表に噴出、溢流した火山岩類であり、かつ阿寺層を介して古生層を不整合に覆うことが明らかになってきた^{12)13)15)~18)20)23)24)26)27)}。しかし、これら最近の報文においても岩石の外観や花崗斑岩との親近性などの諸点から、依然として“石英斑岩”という名称が踏襲されている。これには、これらの調査、研究がおもに“石英斑岩”類の分布する南端部、つまり苗木・上松花崗岩や花崗斑岩などが広く分布する部分を対象とし、したがって“石英斑岩”とはいつても、これらの進入による影響をうけて、かなり結晶質になった部分を扱っていたことも原因しているように思われる。しかし、本図幅および「付知」図幅²⁸⁾地域の調査によって、本岩類の大半が流紋岩熔結凝灰岩であることが、確認されるにいたったので、“石英斑岩”というまぎらわしい名称を改め、これら美濃・飛騨・木曾3地方にわたって分布する中生代末期の酸性火山岩類を一括して濃飛流紋岩類とよぶことにする。さきに筆者が、5万分の1地質図幅「妻籠」(1958)²⁷⁾において“石英斑岩”とよんだものも、その後の検討の結果では、本岩類の一部にほかならない。明らかに貫入性、半深成岩質の石英斑岩・花崗斑岩は濃飛流紋岩類の累積、固結以後のものであり、本岩類からは除く。なお、濃飛流紋岩類全体の総括やその研究史の詳細については、河田・山田ほか(1961)による報文²⁹⁾を参照されたい。

本岩類は斑状流紋岩質の熔結凝灰岩を主体とし、本地域内の高度500m内外の低地から1,900m内外の山稜部にまでいたるほとんど全域に露出する。本地域にはこの基盤に相当する古生層は露出せず、一方本岩類の高度1,600m内外の侵蝕平坦面上には、第三紀末の玄武岩がのっている。本岩類は、局部的(比較的下部)に前述の阿寺層を挟有する以外には、堆積岩や明瞭な熔岩流を含まず、多少岩相に差はあっても、全体としてほとんど同一の岩石の累積であるといえる。阿寺層の存在から、その噴出が1回のものでないことは、たしかであるが、噴出の機構やその中心などについてはほとんどわかっていない。全体の厚さは、正確には分からないが、落差800mに達するとされている阿寺断層に沿っても基盤が露出しないことから、本岩類がほとんど水平であると仮定して、800m以上おそらく1,000mにも及ぶものと推定される。

本岩類には、ほぼ垂直の柱状節理、板状節理、たがいに直交する方状節理、不規則状の節理などがよく発達し、岩質はきわめて堅硬、緻密である。風化面では灰白色～

淡褐色であるが、新鮮な部分では灰色・暗灰色・青灰色・緑灰色・褐色などの、黒っぽい色調を呈するのが普通である。肉眼でも、径数mm～1cm程度の石英・長石および有色鉱物の斑晶が、緻密、ガラス質の石基中に多量に散在するのが認められる(巻末図版III)。

本岩類には、全域を通じて、古生層に由来するチャート・粘板岩・砂岩などの捕獲岩片を含むことが多い(図版1および巻末図版IV, V, XI参照)。これら捕獲岩片は径数mmから、ときには数cmにも達し、非常に角ばっており、また部分によっては著しく密集して、異質凝灰角礫岩様の岩相^{註1)}を呈することがある。これら捕獲岩片の密集する部分とそうでない部分とは、図幅全域にわたって相互にはげしく移り変わり、ときには、両者がほぼ水平な境界をもって接する場合も認められる。

本岩類はまた、石英斑岩質の球状・レンズ状、または不規則状の包有物(径30cm以下)を含むことが多い(図版2)。この部分は周囲に較べて斑晶が大型かつ多量に存在し、その間を充填する石基部は優白色、結晶質である。比較的大きな包有物はその外形が明瞭であるが、小さなものはしばしば境が不明瞭で、流紋岩類のなかへぼけこむこともある。この包有物はおそらく、地下や深部ですでにほとんど固結していた部分が、噴出に際して捕獲されたものと考えられ、古生層からなる外来捕獲岩片に対して、同源捕獲岩片とよぶことにする。

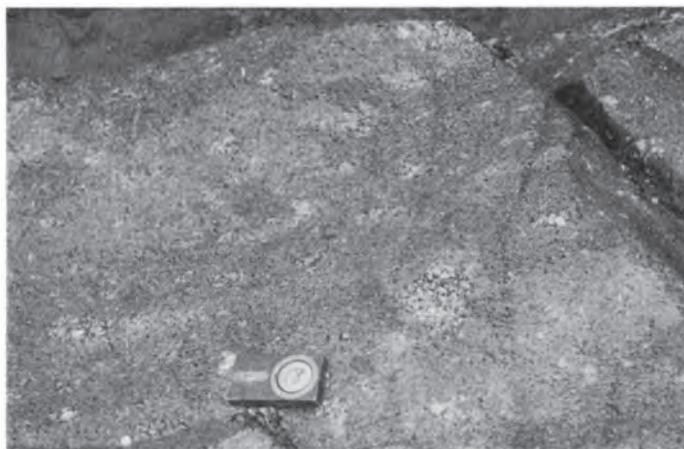
本岩類は一見塊状の岩石である。しかし、これをよく見ると、斑晶や捕獲岩片の並びや、軽石(?)のつぶされて生じたや、優白色、偏平な部分などによる平行構造が、不鮮明ながらも、認められることが多い(図版2および巻末図版V参照)。この平行構造は、鏡下の観察から判断して、流理構造ではなく、本岩類の累積に伴ない、比較的高温の状態、押しつぶされて生じた、熔結凝灰岩の構造であると思われる。この構造方向は、本岩類中に挟有される阿寺層の層理とほぼ一致し、おおむねNEまたはNへ10～30°の緩傾斜を示すのが普通である。この傾斜が、累積後の全体的な傾動によるものか、あるいは噴出当時の地形を示すものなのかは、いまのところ不明である。

本岩類は、一般的に変質作用・脱ガラス化作用を蒙っているために、元来の構成鉱

註1) この岩相の典型的な露出は、王滝村鯉川中流部、同村王滝川中流部(滝越—三浦貯水池間)、付知町東俣谷中流部、加子母村付知川上流(木曾越峠北方)、下呂町乗政川上流部(高森山西麓)などにみられる。



図版1 古生層の捕獲岩片に富む熔結凝灰岩：濃飛流紋岩類（王滝村，一ノ瀬）



図版2 濃飛流紋岩類に含まれる石英斑岩質包有物（同源捕獲岩片） 左下から右上の方向に平行配列を示す（下呂町三原西方，益田川河床）

物をきめ難いことが多いが、おそらくその大部分は角閃石黒雲母流紋岩（まれに輝石を含む）質の熔結凝灰岩であろう。岩石を構成するものは、斑晶鉱物・マトリックス・外来捕獲岩片および同源捕獲岩片である。これらの鏡下における性質を以下に記す（巻末図版 VIII～XI 参照）。

斑晶鉱物 石英・斜長石・カリ長石および有色鉱物からなる。

石英や長石は、自形や融蝕形を示すこともあるが、たいていは他形、破片状である。破片状の石英は一般に波動消光が著しく、また不規則な割れ目に富んでいる。斜長石は中性性長石から灰曹長石にいたる累帯構造をなすことが多く、アルバイト式双晶・カルルスパッド式双晶や複合双晶などを示す。著しく汚濁して、微細な絹雲母・炭酸塩鉱物・緑泥石などに交代されることが多い。カリ長石は、曹長石の不規則、微細な包有物に富み、しばしばペルト石構造を示すが、カオリン化作用が著しいため、その種類を決定し難い。

角閃石や黒雲母は、その外形だけを残してほとんど2次鉱物の集合体に変化している。すなわち、角閃石はおもに緑泥石・緑廉石・チタン石・炭酸塩鉱物・不透明鉱物などに、黒雲母は絹雲母・緑泥石・不透明鉱物などに交代される。とくに黒雲母は、熔結作用に際して著しく折れ曲り、それがさらに変質作用を受けているのが特徴的である。まれに普通輝石があるが、すべてウラル石様鉱物の集合体によってふちどられる。また、輝石含有岩石中には、褐色普通角閃石（オパサイト縁をもつ）の残存することが多い。これらのほか、磁鉄鉱・褐廉石・ジルコンなどの斑晶が認められ、磁鉄鉱はしばしばチタン石の集合体によってふちどられている。

マトリックス ガラス片・軽石片・これらの脱ガラス化した鉱物、および2次的変質鉱物とからなる。

とくにガラス片の構造には注目すべきものがある。すなわち、このガラス片は細かな裂片状、三日月状、楔状など（長さ0.2mm以下）をなし、*vitroclastic* な組織を残しているが、これらはたがいに飴のように押しつぶされ、熔結されて、線状の配列を示す。これらは、斑晶と斑晶との間隙で押しつけられて密集した束状をなすこともあり、また斑晶の融蝕された窪みに沿って押しつけられることもあって、マグマの流動した構造とは明瞭に区別できる。これらのガラス片は、著しく脱ガラス化して、細かい珪酸鉱物が生じており、また十字ニコルの下でほとんど消光するようにみえる部分でも、高倍率でみればかなり結晶化がすすんでいる。ガラスからの2次鉱物としては、細粒の石英・絹雲母・緑泥石などが認められる。軽石片は径数mm程度の不規則な裂片状をなし、その多くは絹雲母・緑泥石・珪長質鉱物などに変化している。

外来捕獲岩片 古生層の粘板岩・チャート・砂岩を主とし、少量の酸性凝灰岩・凝灰質砂岩・凝灰質頁岩（阿寺層か?）およびまれに、輝緑岩・文象斑岩などがふくまれる。これらは捕獲による変成作用をまったく蒙っていない。

同源捕獲岩片（石英斑岩～流紋岩） 斑晶は自形～融蝕形の石英および少量の斜長石・カリ長石からなり、ミルメカイト様の反応縁をもって石基中に散点する。

石基は微粒，完晶質で，しばしば微球顆状組織を示す。

本図幅地域の南端部（付知町倉屋付近）においては，本岩類中に苗木・上松花崗岩が進入し，そのため，本岩類は幅 500m 以上にわたって熱変成作用を蒙り，優白色，完晶質のホルンフェルス様岩石に変化している。これを鏡下でみると，マトリックスは *vitroclastic texture* を失って，微細な石英・カリ長石・黒雲母などによる寄木状組織を呈し，斑晶の有色鉱物は黒雲母（鱗片状，緑褐色）・角閃石（針状，淡青緑色）・緑簾石・チタン石・石英などの集合体によっておきかえられている。このようなホルンフェルスの分布は，阿寺断層の東側にかざられる。また，付知川流域の浦付近，およびその支流東俣谷の流域においても，本岩類の軽度にホルンフェルス化した部分が処々に認められる。これは，花崗岩体の続きが，本岩類の下方，比較的近いところまで及んでいるためであろう。また，本岩類を岩脈状に貫く花崗斑岩・文象斑岩との接触部に沿っても，狭い幅（数 m）でこれとほぼ同様な熱変成作用をうけている。

II. 4 花崗斑岩および文象斑岩

本岩類は岩脈をなして濃飛流紋岩類中に貫入しているが，苗木・上松花崗岩との関係は本地域では確かめられない。南方地域²⁷⁾²⁸⁾では，花崗斑岩はストック状に濃飛流紋岩類を貫き，かつ花崗岩の貫入，接触をうけてホルンフェルス化する場合があります，一方，文象斑岩は苗木・上松花崗岩を岩脈状に貫くことがある。したがって，その岩相をもあわせ考えるならば，花崗斑岩は苗木・上松花崗岩の先駆的活動（やゝ塩基性）を示し，一方，文象斑岩はその終末期の岩相を代表すると考えることができる。

II. 4. 1 花崗斑岩

濁川流域では幅 500m 内外の長大な岩体をなすが，その他はすべて幅数 m ～数 10m の小岩脈である。これらは，一般にほぼ垂直に貫入しており，その走向は大きくみて，NE-SW，または NW-SE のいずれかの傾向を示している。本岩は著しい斑状組織を呈し，灰白色～灰緑色，緻密，珪長質の石基中に石英・カリ長石（ペルト石）・斜長石・黒雲母および（または）緑色普通角閃石の斑晶が散点している。斑晶は普通径

5mm 内外であるが、カリ長石は長さ 1 ～ 2cm に達することが多く、しばしば淡紅色を呈する。本岩は渡飛流紋岩類に接する付近で、せまい幅で急激に細粒、無斑状となり、接触面に沿い流理構造を示すことがある。

鏡下でみると、石基は完晶質で、径 0.05 ～ 0.1mm の粒状組織を呈する石英・カリ長石および少量の斜長石・黒雲母（緑泥石化）などから構成され、ときには石英とカリ長石とが微文象組織をつくる。石英や長石の斑晶はほぼ自形～融蝕形を示し、そのまわりには微文象質の反応縁が発達することが多い。一般に変質作用が著しく、カリ長石はカオリンに、斜長石は絹雲母・炭酸塩鉱物などに、有色鉱物は緑泥石・緑廉石・チタン石・鉄鉱などの集合物によって、それぞれ烈しく交代されている（巻末図版 XII 参照）。

本岩の一部には、外観上石英斑岩と称すべきものがある。この岩石は、唐塩山東方約 2km の地点において、濃飛流紋岩類中にほぼ水平に挟有される頁岩・凝灰質砂岩などの互層（阿寺層）を、ほとんど垂直に貫く幅約 2m の岩脈をなす。これに類似したものは^{註2)}、このほかにも数カ所で認められるが、その多くは幅数 m 程度の岩脈であるか、あるいは花崗斑岩の周縁相（上記）であるかのいずれかに限られる。花崗斑岩に較べて、斑晶がより小型、少量（おもに径 1mm 内外の石英）で、角閃石を欠き、石基は著しく珪長質で結晶度が低く、鏡下では微細な柱状の灰曹長石(?)をポイキリティックに包有するほぼ球状の石英（径 0.1mm 内外）の集合物からなり、微球顆粒構造に類似した構造を示している（巻末図版 XIII 参照）。

II. 4. 2 文 象 斑 岩

付知町浦付近およびその東方に分布し、やや NE-SW 方向にのびた幅 500m 以内のいくつかの小岩体をなす。岩石は一見細粒花崗岩様の外観を呈するが、よくみると斑晶状（径 5mm 以下）の石英・長石や黒雲母が細粒、灰白色の石基部から識別できる。濃飛流紋岩類の風化し、あるいはホルンフェルス化した優白色の部分と見誤りやすい。

鏡下でみると、斑晶はほぼ自形の石英・カリ長石（ペルト石）・斜長石・黒雲母などからなる。とくに注目すべきは、斑晶の斜長石をおきかえてしばしば多量の白雲母が形成されていることであり、黒雲母がほとんど完全に緑泥石化されて

註2) 小岩体なので地質図にはすべて省略した。

いることとともに、本岩の蒙った著しい気成作用を物語っている。石基は石英とカリ長石による微文象構造で特徴づけられる（巻末図版 XIV 参照）。

II. 5 苗木・上松花崗岩

本図幅地域には、この花崗岩の北端部が露出するにすぎない。本岩は付知町倉屋付近に分布し、濃飛流紋岩類を貫いてそれに熱変成作用を与える。貫入面は明瞭で、かつ垂直に近いことが多いが、全体としてみると、濃飛流紋岩類よりも相対的に低所に位しているといえる。本岩の続きは、おそらく、北東方の東俣谷付近において濃飛流紋岩類の下部、地下比較的浅所に潜在しているものと推定される。南西部の濃飛流紋岩類とは、本地域では関係がつかめないが、南方地域では直線状に延々と走る阿寺断層によって割されている。

岩石はほぼ均質の灰白色中粒黒雲母花崗岩からなり、一部にアブライト質花崗岩を伴うが、塩基性包有物や片状構造などはまったく認められない。黒雲母は径 1～3 mm の六角板状をなして散点し、石英や長石は径 1～3mm の粒状組織をつくる。

鏡下では、石英はほぼ自形を呈し、カリ長石（ペルト石）は、しばしばポイキリティックに石英や斜長石を包有する。斜長石（灰曹長石）はこれらに較べてその量が少なく、カリ長石に接してミルメカイト状曹長石を生じている。黒雲母は比較的新鮮で、その多色性は、X = 淡黄色、Y, Z = やゝ赤みを帯びた茶褐色であるが、周縁部で緑色を帯びることがある。また、多量の褐簾石やジルコンを包有し、そのまわりに著しい多色性ハロを示している（巻末図版 XV 参照）。

II. 6 角閃石玢岩

本岩は王滝村三浦貯水池の西岸に沿って露出し、NW-SE 方向に細長い幅数 10～数 100m の岩脈群をなして、濃飛流紋岩類中に貫入する。貫入をうけた流紋岩類は烈しく破碎され、接触部付近の幅数 10m にわたって顕著な貫入角礫岩（Intrusive breccia）が形成される。この角礫岩には、流紋岩類の角礫を主とするもの、玢岩の角礫を主とするもの、および両者の角礫の混在したものなどがあるが、玢岩岩脈は普通これらの角礫岩に対して明瞭な貫入接触面を示し、またこれに沿い流理構造を呈すること

が多い。このような貫入角礫岩は、三浦貯水池の北西岸、林用軌道沿いの切割りに標式的に露出している。

岩石は、細粒・暗灰色～灰色の石基中に多量の斜長石斑晶（長さ5mm内外）が、散点する斑状岩を主体とし、変質した柱状の角閃石の斑晶や、まれに新鮮な六角板状の黒雲母の斑晶も認められる。このような斑状岩相に伴って、斑状構造に乏しい細粒岩相もあらわれるが、両者は比較的明瞭な境界をもって接することが多い。

本岩は、しばしば緑廉石化作用をうけて緑色を呈し、ときには緑廉石が径30cm以下の球状の集合物をなして玢岩中に包有される。本岩はまた、節理に沿って鉍化作用を蒙ることが多く、黄銅鉍などがこれに付着している。

鏡下でも斑晶と石基とのコントラストが明瞭である。斜長石斑晶は自形卓状を呈し、比較的新鮮で、ほゞ中性長石の成分をもつ。角閃石は長粒状で、オパサイト縁をもつが、内部はほとんど完全に變質して緑泥石・炭酸塩鉍物・チタン石・チタン鉄鉍などの集合物となっている。黒雲母斑晶はまれにしか含まれないが、六角板状で、非常に新鮮である。これらのほかに、少量の斑晶状の石英があるが、これは石基によって烈しく融蝕され、かつ、じんあい状鉍物にとみ、しばしば波動消光を示しており、おそらく捕獲結晶と思われる。石基は完晶質であるが、著しく細粒で、短冊状斜長石（ほゞ灰曹長石）、粒状ないし間隙充填の石英、および少量の変質した有色鉍物からなる。石英は、しばしば径0.05mm内外の粒状をなし、そのなかに多数の微細な短冊状灰曹長石を包有することが多い。

II. 7 石英安山岩

石英安山岩には、熔岩をなすもの（湯ガ峯石英安山岩）と岩脈をなすものがある。

湯ガ峯石英安山岩（熔岩）（図版3）

下呂温泉東方の湯ガ峯（高度1,067m）を構成し、山稜の東側ではほゞ900m、西側ではほゞ1,000mの高度をもって濃飛流紋岩類を覆っている。岩石は灰白色、緻密、無斑晶で流理構造の顕著な石英安山岩を主体とし、少量の黒色ガラス質熔岩（集塊岩様）がこれに伴う。湯ガ峯東側斜面には、本岩の厚さ30mに及ぶ露出がみられるが、その基底部には礫層（濃飛流紋岩類の細礫からなる）と、凝灰岩（石英安山岩質）との互層（厚さ4m内外）があつて、濃飛流紋岩類をほゞ水平に覆い、またその頂部



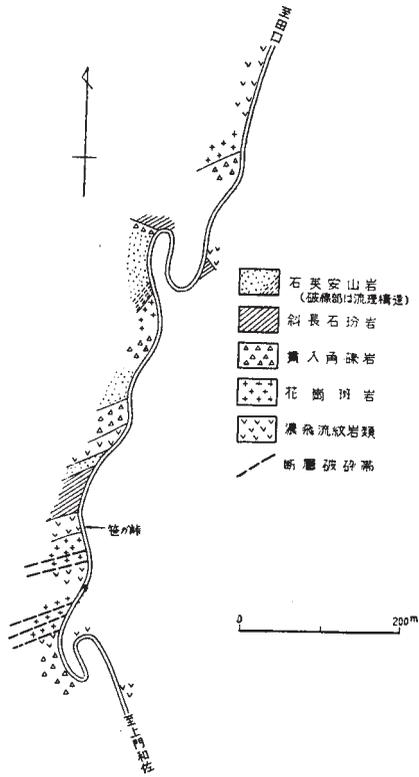
図版3 大林部落からみた湯ガ峯石英安山岩
破線から下部が濃飛流紋岩類

には集塊岩様のガラス質石英安山岩（厚さ5m内外）がある。

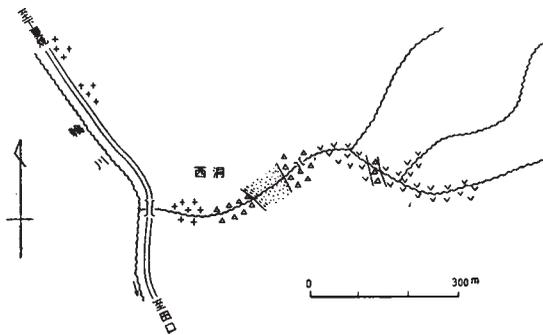
鏡下でみても岩石は非常に新鮮であり、黒雲母・斜長石・多量のガラスおよび少量の不透明鉱物によるハイアロオフィティック組織が認められる。黒雲母は径0.1～0.2mmの六角板状、斜長石（灰曹長石）は長さ0.1mm内外の短冊状を呈し、この両者が一定方向に配列して、流理構造をつくっている。

石英安山岩（岩脈）

幅数m～数10mの岩脈として、各地で濃飛流紋岩類や花崗斑岩を貫く。岩脈は垂直ないし急傾斜であるが、その走向はNE-SW方向とNW-SE方向の、いずれかの傾向を示しており、また前述の角閃石玢岩の場合と同様な顕著な貫入角礫岩や断層破碎帯を伴っている。この事実から、本岩は阿寺断層およびそれに直交する断層群の運動に伴って貫入したものであろうと思われる。岩石は灰白色、珪長質石基部（やゝ軟弱）と、そのなかに散点する新鮮な六角板状の黒雲母（径5mm以下）とからなり、まれに少量の斜長石や石英の斑晶を含む。普通は塊状であるが、母岩との境に沿い明瞭な流理構造を示すことがある。貫入角礫岩は下呂町旧上原村地内の西洞・笹ガ峠・門和佐および白川町旧佐見村吉田などによく露出している（第4図および第5図参照）。この岩石は、暗灰色流紋岩類および灰白色石英安山岩の亜角礫（平均2～3cm）と、それらを充填する淡褐色、粗粒砂岩様物質とからなる。流紋岩類の角礫はしばしば径50cmにも達し、ときには、貫入角礫岩の内部にあまり角礫化していない流紋岩類のブロックが残されている。このような産状から考えると、母岩の破碎作用と同時期に石英安山岩が角礫化しつつ貫入して、このような貫入角礫岩を生じ、それに引き続き、



第4図 濃飛流紋岩および花崗斑岩中に貫入する石英安山岩とその貫入角礫岩 (下呂町旧上原村、バス道路沿いの露頭平面図)



第5図 石英安山岩および貫入角礫岩の産状 (下呂町旧上原村西洞の露頭平面図)

これと明瞭な接触関係をもちながら、石英安山岩岩脈が貫入したものと考えられる。

鏡下でみると、斑晶は六角板状の黒雲母・卓状の斜長石（中性長石～灰曹長石）・少量の不透明鉱物、およびまれに緑色普通角閃石からなり、いずれもほとんど変質をうけていない。黒雲母の多色性は、X = 淡黄褐色、Y、Z = 暗褐色である。角閃石斑晶の周囲は、鱗片状黒雲母の集合物によってふちどられている。このほか、しばしば石英の捕獲結晶が含まれる。石基は短冊状灰曹長石（長さ0.1mm以下）・細粒粒状石英・鱗片状黒雲母、およびこれらを充填するガラス質～隠微晶質物質とから構成される。ガラス質物質の量は岩石により著しく異なり、一部には完晶質岩石もある。

また貫入角礫岩を鏡下でみると、礫間を充填する物質は上記石英安山岩の石基部とほぼ同様で、自形の黒雲母・斜長石、粒状の石英のほかに多量のガラス質物質を含んでいる。黒雲母が著しく屈曲していることが多いのも一つの特徴といえる。

II. 8 玄武岩

本岩は、阿寺山脈東側の高位平坦面（高樽山東方では高度約1,600m）上に分布し、濃飛流紋岩類を覆う。露出不良のため厚さは確認できない。岩石は灰色～暗灰色、緻密で、輝石や橄欖石の斑晶（いずれも長さ1～2mm）が散点し、板状節理がよく発達する。このような玄武岩は東方の地域において高位段丘堆積層を伴って点在しており²⁰⁾、また南方の坂下町付近で瀬戸層群の堆積にひき続いて、大量に噴出したもの¹⁴⁾²⁷⁾²⁸⁾も同様である。したがってその噴出時期は鮮新世末期と考えられる。

鏡下でみると、おもに橄欖石普通輝石玄武岩であって、久野久の分類によるIV_b型に相当する。斑晶は橄欖石（ピコタイト様包有物を含む）・普通輝石・斜長石・磁鉄鉱などからなる。石基は短冊状斜長石・単斜輝石・橄欖石・磁鉄鉱を主とし、これに少量のアルカリ長石・燐灰石・ガラスなどが加わる。鮎川東岸に分布するもの（東方の上松岡幅地域に続く）には、石基に斜方輝石を含んで、橄欖石を欠くIV_b型の玄武岩が認められる。

II. 9 御岳火山熔岩

北方地域に、広大な火山体を構成する御岳火山噴出物の南端部が、本地域の王滝川流域に分布し、濃飛流紋岩類を不整合に覆っている。本地域ではすべて安山岩熔岩が

らなるが、これは神津俣祐³⁾による摩利支天熔岩（御岳火山本体）、鮫島輝彦²⁵⁾による摩利支天火山中期熔岩に相当するものであろう。熔岩には、両輝石安山岩・角閃石紫蘇輝石安山岩・角閃石安山岩の3種があり、それぞれやゝ異なった分布を示す。

両輝石安山岩（V_b型）

王滝川に沿って、その両岸に分布する高度1,100～1,200mの熔岩台地、および濁川・下黒沢にはさまれて、南方に緩傾斜する狭長な熔岩台地を構成する。本地域の熔岩中もっとも低所にまで流下したものであるが、その表面がよく保存されており、また現在の河床からの比高も比較的小さい（100m内外）。したがって本熔岩は下記の2種の熔岩の生成後、それを下刻した侵蝕谷中を流下したものかもしれない。熔岩の厚さは20～50m程度と推定され、その比較的下部には垂直に立った柱状節理の発達することが多いが、その他の部分ではむしろ板状節理の発達が顕著である。岩石は黒色～暗灰色を呈し、緻密な石基（一部はガラス質）中に白色の斜長石斑晶（長さ1mm内外）を多量に含んでいる。

鏡下でみると斑晶は斜長石（亜灰長石～中性長石）・普通輝石・紫蘇輝石および磁鉄鉱からなる。石基は短冊状斜長石（中性長石）・紫蘇輝石・単斜輝石・磁鉄鉱および褐色のガラスから構成されるのが普通であるが、まれにガラスを含まないもの（柳ガ瀬南岸）もある。

紫蘇輝石角閃石安山岩（VIIe型）

濁川東岸の高度1,300～1,600mの山腹に分布し、熔岩台地の地形はあまり保存されていない。現河床からの比高は200mないしそれ以上に達する。熔岩の厚さは不明である。岩石は灰色、緻密で、斜長石や有色鉱物の斑晶は小型かつ少量である。

鏡下では、斑晶は斜長石（中性長石）・角閃石および少量の紫蘇輝石・磁鉄鉱からなる。角閃石は褐色普通角閃石であるが、ほとんどがオバサイト化している。石基は、短冊状斜長石（灰曹長石）および少量の紫蘇輝石・磁鉄鉱・クリストバル石(?)からなる。

角閃石安山岩（VIIIe型）

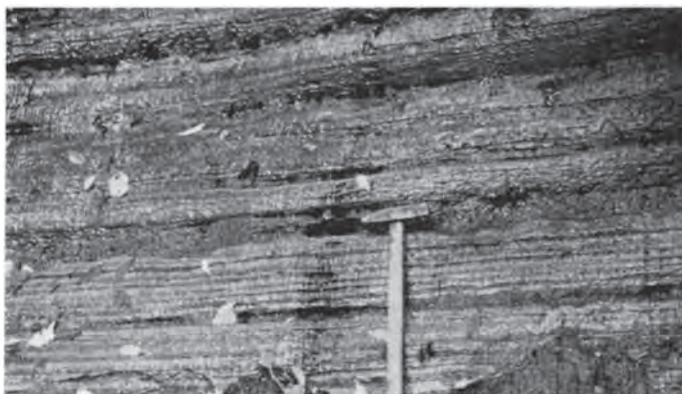
下黒沢・上黒沢間の山稜（1,458m 三角点を含む）および下小谷上流の山稜を構成する。紫蘇輝石角閃石安山岩と同様、熔岩台地の地形はほとんど残されていない。熔岩の厚さは不明である。岩石は灰色～暗灰色、緻密で白色の斜長石斑晶や長柱状の角閃石斑晶が、肉眼で明瞭に認められる。

鏡下では、斑晶は斜長石・褐色普通角閃石および少量の磁鉄鉱からなる。角閃

石は一部を残しほとんどオパサイト化している。石基は短冊状斜長石（灰曹長石）を主として顕著な流理構造を示し、これに少量の紫蘇輝石・磁鉄鉱およびガラスが加わる。

II. 10 滝越湖成層¹⁸⁾²⁵⁾

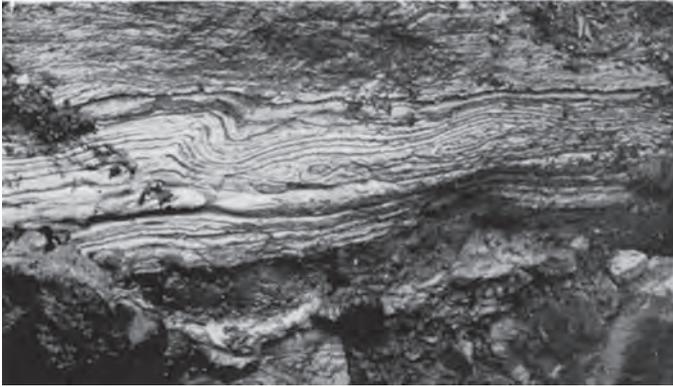
本層は、滝越貯水池周辺から白川流域にかけて分布し、高度 1,200m 内外のやゝ開析された段丘状をなしている。これより東方の小谷沢流域にも、同様な湖成層が小規



図版 4 粘土と砂の細互層：滝越湖成層（王滝村，小谷沢）



図版 5 滝越湖成層中の層内褶曲（王滝村，稲越部落北西万）



図版6 滝越成層中の礫層（写真の下半部）
礫は流紋岩類および安山岩の亜角礫である（王滝村，上黒沢左岸）

模に認められる。

本層は、よく成層した粘土・シルト・砂などの細かい互層と、これに挟有される数枚の薄い軽石層および礫層とからなり、厚さは20～30mと推定される。一般に傾斜15°以下の水平層であるが（図版4参照）、層間異常の発達が顕著で、層内褶曲や偽層などが各所で観察される（図版5および6参照）。粘土中にはしばしば樹木の化石（樹幹破片のみ）が含まれる。礫層の礫は、濃飛流紋岩類（亜円礫）・安山岩類（亜角礫～角礫，御岳熔岩と同じ）などからなり、充填物は流紋岩質の砂である。

本層は濃飛流紋岩類を不整合に覆うが、御岳熔岩は本層よりやや高所に位置しており、直接の関係がみられない。本層中に火山物質が含まれることから、本層がこの付近の安山岩熔岩形成後の堆積物であることは確かである。おそらく、東方の柳ガ瀬付近において熔岩流が王滝川を堰止めたため、その上流の滝越付近に大きな湖ができて本層を堆積させたのであろう。

II. 11 舞台峠層

舞台峠（高度693m）付近の盆状の窪みに小規模に分布している。本層は礫層（おもに下部，層厚3m以上）および粘土層（おもに上部，層厚不明）からなり、濃飛流紋岩類を覆う。礫層の礫は、濃飛流紋岩類の径10cm内外の亜角礫が主であるが、少

量の灰白色の石英安山岩（湯ガ峯石英安山岩に類似）の礫も含まれる。礫の風化がよく進み、充填物もよく膠結していて、この付近の段丘礫層とは明瞭に識別できる。本層は加子母川や御厩野川がほぼ現在と同じ流路をとるまえに、堆積したものであって、おそらくかつての阿寺断層谷をこれらの河川が南流、または北流していたころの河床堆積物の遺物であろうと思われる。なお、舞台峠の北西方約7kmの初谷峠にも、これと同様な盆状の窪みがあり、同じく風化作用の進んだ礫層が堆積している。したがって便宜上、この礫層も舞台峠層中に含めることにした。

II. 12 段丘および崖錐堆積層

段丘堆積層は、付知川・加子母川などの中流部および益田川に沿って細長く分布し、濃飛流紋岩類の亜円礫～亜角礫（径10～50cm）を主材とする礫層、および砂・粘土などからなる。付知川流域では、大きくみて高低2段が識別され、層厚はいずれも10m以内、現河床からの比高は高位段丘が15～25m、低位段丘が5～10mである。この高位段丘は付知川に沿って、南方の木曾川との合流点付近まで連続するものである。また益田川流域では、下呂温泉付近において3段の段丘が識別され、益田川からの比高はそれぞれ約50m、20m、10mである^{註3)}。

崖錐堆積層は各地の山麓部に分布し、濃飛流紋岩類の亜角礫（径1mに達することがある）を主材とする礫層からなる。その産状から新旧2期のものが識別される。古期崖錐は阿寺断層に沿っておもにその北側に点々と分布し、山麓部から扇状に広がって南方に緩傾斜するなだらかな地形をつくる。そのおもなものは小郷（加子母川上流）・御厩野（御厩野川上流）・三ツ石および新開（乗政川上流）・大林および大洞（下呂温泉東方）などに発達する崖錐であり、各河川によって著しく下刻されて、現河床からの比高は20～50mに達する。小郷ではこの下刻部に沿って上記の低位段丘が形成されている。したがって、この古期崖錐の形成は低位段丘よりも古く、おそらく高位段丘と同時、ないしはそれ以前のものとして推定される。一方、新期崖錐は、阿寺断層およびそれに直交する断層群に順応する各河川の、流域から山麓部にかけて分布する。付知

註3) 地質図には便宜上高位2段を一括し、付知川に沿う高位段丘と同じように表現した。

川・加子母川の流域では、新期崖錐は山麓から段丘面上にまたがって発達するが、御麩野川流域では上記の古期崖錐面を削ってその側面に堆積し、さらに現河床に対しては低い段丘状の地形をつくる。したがって、新期崖錐としたもののなかには、上記低位段丘と同時期に形成されたものがあるかも知れない。

II. 13 沖 積 層

本地域は沖積層に乏しく、わずかに加子母川・益田川などの流路に沿い、幅 500m 程度の発達を示すにすぎない。

III. 応 用 地 質

III. 1 金属・非金属鉱床

本地域は地下資源に乏しく、営業中の鉱山は皆無であるが、濃飛流紋岩類中の断層破砕帯に伴って、小規模の銅・鉛・亜鉛・硫化鉄・螢石などの鉱床が賦存しており、往時探鉱されたことがある。

銅・鉛・亜鉛

本地域を北西-南東方向に横切る阿寺断層に沿って、銅・鉛・亜鉛の鉱脈状ないし鉱染状の鉱床が密集している。これらの鉱床は石英脈・緑泥石脈・粘土脈などに伴うもので、鉱床付近の母岩は烈しい変質作用（珪化作用・緑簾石化作用・緑泥石化作用など）を蒙っている。鉱脈や粘土脈などの方向は必ずしも阿寺断層の方向には一致せず、むしろ南北性・東西性が多い。現在はすべて廢坑になっているので詳細は不明であるが、要約して第2表に示した。

螢石・珪石

本地城南西部の、白川町小野（旧佐見村）・下呂町蛇之尾（旧上原村）・同町上門和佐などには、かつて探鉱された螢石および珪石の鉱床がある。これらはいずれも濃飛流紋岩類中の、N30°～50°W、70°±NE方向の断層破砕帯に沿って進入した、螢石石英脈（一部はペダマタイト質石英脈）中のものである。

第2表 金属鉱床一覧表

位 置	おもな鉱石	産 状	現 況
加子母村万賀	黄銅鉱・閃亜鉛鉱・ 黄鉄鉱	N-S, 70°E 幅5cm内 外の鉱脈	廃坑 (露頭あり)
加子母村アツ谷	磁硫鉄鉱・黄銅鉱・ 黄鉄鉱	N-S, 70°Eの断層破砕 帯中の鉱染	(露頭あり)
加子母村東本谷 (通称金山)	方鉛鉱・閃亜鉛鉱・ 黄銅鉱	不明(鉱脈?) N80°E, 70°Nの粘土脈 あり	廃坑
加子母村小郷	黄銅鉱・黄鉄鉱	N10°E~N10°W, 直立 の断層破砕帯中の鉱染	廃坑
下呂町(旧竹原村) 野尻北方	黄銅鉱	不 明	廃坑
下呂町(旧竹原村) 乗政	不 明	不 明	廃坑
下呂町(旧竹原村) 湯屋	方鉛鉱・閃亜鉛鉱・ 黄銅鉱・黄鉄鉱	不明(鉱染?) 螢石を伴う	廃坑
下呂町小川	黄銅鉱	不明, N-S~N20°W, 直立の粘土脈を伴う	廃坑
下呂町小川(上記 より東方約500m)	方鉛鉱・閃亜鉛鉱・ 黄銅鉱	断層破砕帯に沿う鉱脈	廃坑 (露頭あり)

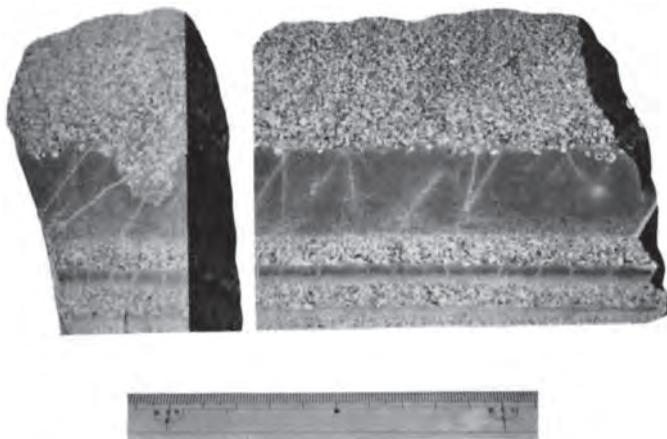
III. 2 温泉および鉱泉

本地域内には、濁川温泉(王滝村濁川上流)・乗政鉱泉(下呂町旧竹原村乗政)・渡合鉱泉(加子母村付知川上流渡合)などがあり、それぞれ簡単な旅館が経営され、浴用に供せられている。これらはいずれも、濃飛流紋岩類ないしはそれを覆う沖積層中に湧出している。これらのうち、濁川温泉は泉温39.5°Cの含土類石膏食塩泉(長野県衛生研究所鑑定)、乗政鉱泉は泉温12°Cの含炭酸重曹泉(岐阜県衛生研究所鑑定)であるが、渡合鉱泉については詳細は不明である。

文 献

- 1) 坂市太郎：飛驒四近地質報文，地質要報，No. 3, 1887
- 2) 坂市太郎：飛驒四近地質提要，地学会誌，Ser. 2, Vol. 2, p. 113～188, 1888
- 3) 神津叔祐：木曾御岳火山地質調査報告，震災予防調査会報告，No. 59, 1907
- 4) 野田勢次郎：木曾御料地地質調査概報，地質調査所報告，No. 23, 1910
- 5) 野田勢次郎：20 万分の 1 地質図幅「木曾」，および同説明書，地質調査所，1912
- 6) 辻村太郎：断層谷の性質並びに日本島一部の地形学的断層構造（予報），地理学評論，Vol. 2, No. 2, p. 130～152 および No. 3, 192～218, 1926
- 7) 岡山俊雄：中央日本山地の切峯面及び区分，地理学評論，Vol. 6, No. 6, p. 479～499, 1930
- 8) 岡山俊雄：中央日本の小起伏面遺物とそれに関聯せる二，三の問題（略報），地理学評論，Vol. 6, No. 11, p. 1659～1681, 1930
- 9) 柴田秀賢：美濃国恵那郡苗木地方の花崗岩類及びペグマタイト（其の 1），地質学雑誌，Vol. 46, No. 552, p. 465～480, 1939
- 10) 伊藤隆吉：阿寺断層谷に於ける若干の観察（短報），地理学評論，Vol. 17, No. 10, p. 850～855, 1941
- 11) 辻村太郎：断層地形論考，古今書院，1942
- 12) 柴田秀賢：木曾赤沢附近の地質，長野営林局局報，No. 12, p. 2～7, 1952
- 13) 柴田秀賢：木曾川沿岸の地質，飛驒山地の地質研究連絡紙，No. 4, 1954
- 14) Sameshima, T.: Ueno Volcano, a Minor Volcano in the Atera Fault Valley near Sakashita Town, Gifu Pref., Central Japan, Rep. Liberal Arts Faculty, Shizuoka Univ. (Natural Sci.), No. 7, 1955
- 15) 柴田秀賢：木曾御岳附近の地質，長野林友，創刊号，p.4～10, 1955
- 16) 河合正虎・磯見博・片田正人・村山正郎・山田直利：飛驒山地およびその周辺部に見られる後期中生代の地殻変動ならびに酸性岩類の水成活動に

- ついて (演旨), 地質学雑誌, Vol. 63, No. 742, p. 404 ~ 405 および総合研究「日本の後期中生代の研究」連絡紙, No. 5, 1957
- 17) 河田清雄: 中津川市北方の地質について (特に酸性岩類の相互関係について) (演旨), 地質学雑誌, Vol. 63, No. 742, p. 440, 1957
 - 18) 柴田秀賢: 玉滝村三浦地区地質調査報告, 長野林友, 8月号, p. 25 ~ 27, 1957
 - 19) 地質調査所: 50万分の1地質図幅「金沢」1958
 - 20) 片田正人・礩見 博: 5万分の1地質図幅「上松」, および同説明書, 地質調査所, 1958
 - 21) 河合正虎・平山 健・山田直利: 5万分の1地質図幅「荒島岳」, および同説明書, 地質調査所, 1958
 - 22) 河合正虎: 飛騨山地ならびにその周辺部の後期中生界について, 総合研究「日本の後期中生界の研究」連絡紙, No. 7, 1958
 - 23) 河田清雄: 美濃・木曾山地およびその周辺地域における後期中生代の火成活動について, 総合研究「日本の後期中生界の研究」連絡紙, No. 7, 1958
 - 24) 河田清雄: 中央アルプス西方の石英斑岩およびその捕獲岩について (演旨), 地質学雑誌, Vol. 64, No. 759, p. 676, 1958
 - 25) 鮫島輝彦: 木曾御岳火山の地質, 御岳研究, 自然篇, 第二編, 1958
 - 26) 柴田秀賢: 蘭・湯舟沢地区の地質, 長野林友, 5月号, p. 40 ~ 43, 1958
 - 27) 山田直利・村山正郎: 5万分の1地質図幅「妻籠」, および同説明書, 地質調査所, 1958
 - 28) 河田清雄: 5万分の1地質図幅「付知」, および同説明書, 地質調査所, 1961
 - 29) 河田清雄・山田直利・礩見博・村山正郎・片田正人: 中央アルプスおよびその西域の地質, その2, 濃飛流紋岩類, 地球科学, No. 53, p. 20 ~ 31, 1961



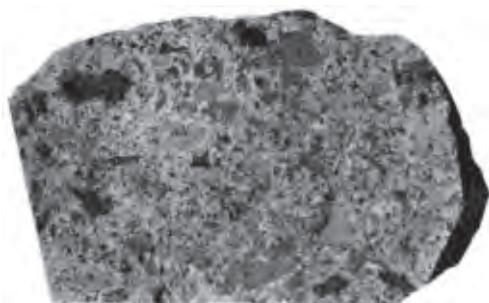
図版I 凝灰質砂岩と珪質頁岩との互層：阿寺層（王滝村上黒沢上流における転石）



図版II 凝灰質砂岩と珪質頁岩（黒っぽい薄層）との互層：阿寺層（加子母村渡合鉱泉南東方約500mの林用軌道に沿う露頭）



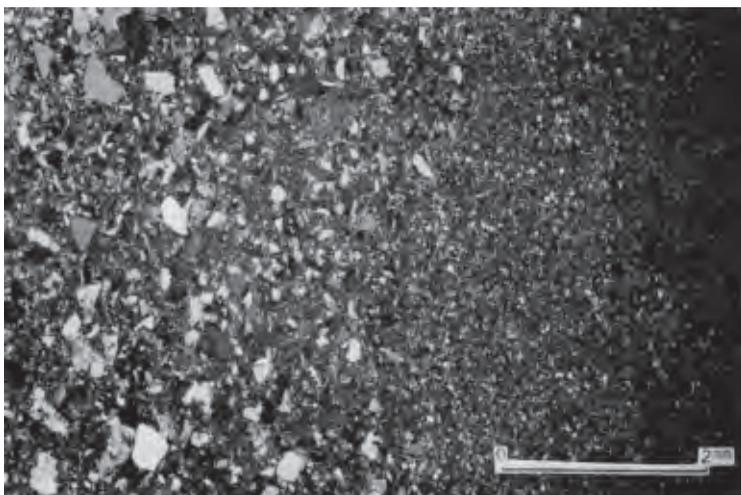
図版III 青灰色、過斑晶質の熔結凝灰岩：濃飛流紋岩類（下呂町三原西方，益田川河床，図版2と同一の標本）



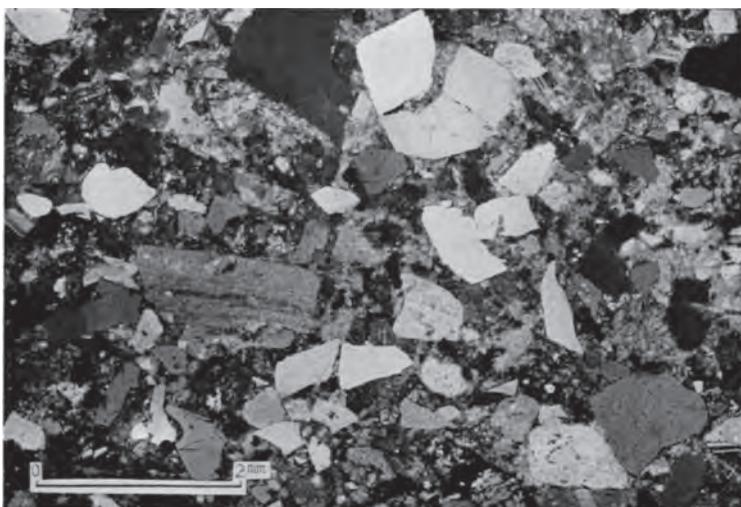
図版IV 古生層および石英斑岩の捕獲岩片に富む熔結凝灰岩：濃飛流紋岩類（王滝村高榑山東方）



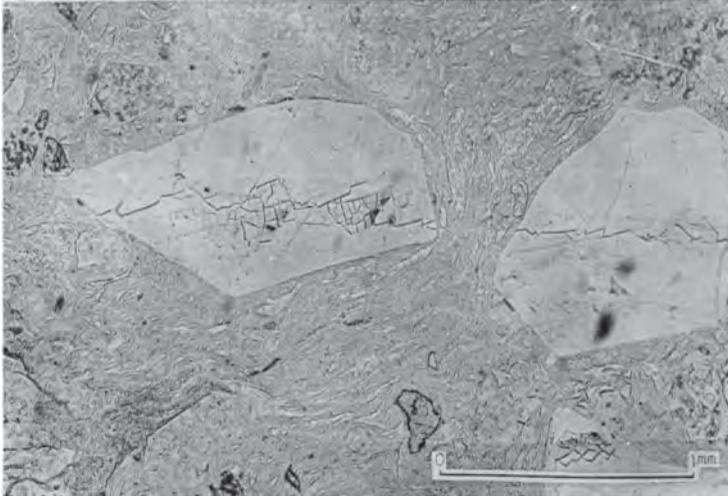
図版V 古生層（チャート・粘板岩）の捕獲岩片に富む熔結凝灰岩：濃飛流紋岩類
左右の方向に微弱な平行構造がみられる（付知町東俣谷）



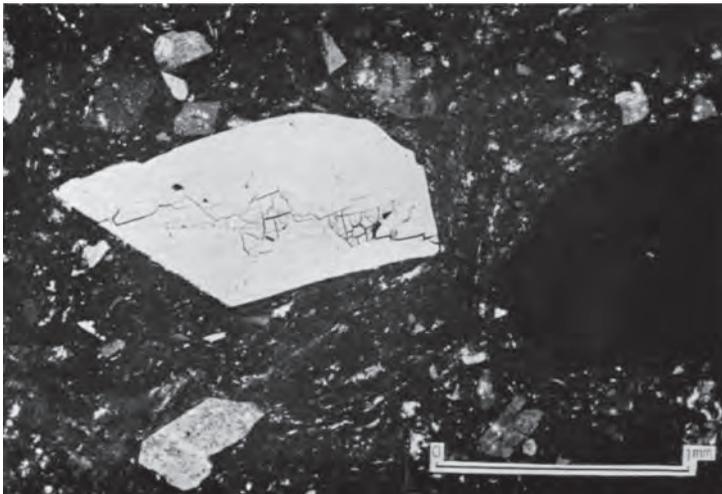
図版 VI 擬灰質砂岩（左側）より珪質頁岩（右側）にいたる連続的变化：阿寺層
（図版 II と同一の標本）十字ニコル



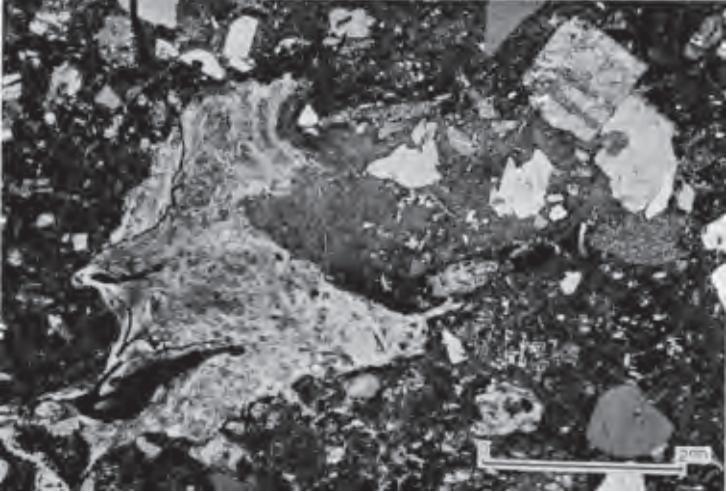
図版 VII 阿寺層の粗粒凝灰岩（付知川上流波合鉱泉西方約 1km の地点）十字ニコル



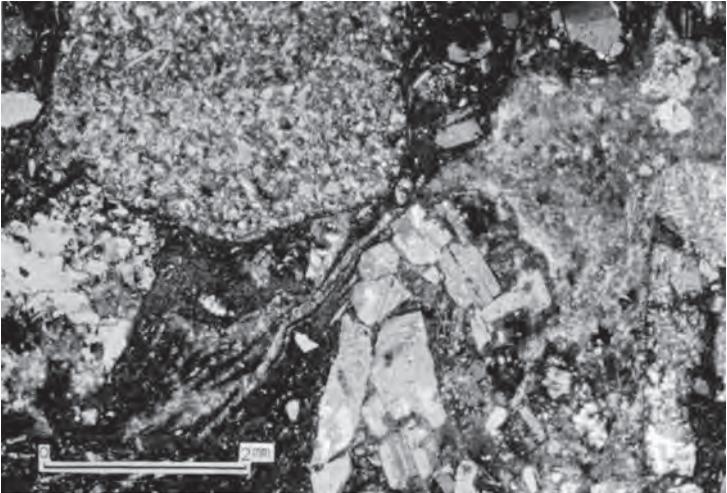
図版VIII Eutaxitic structureを示す熔結凝灰岩：濃飛流紋岩類
大型の斑晶は石英（王滝村白川上流）単ニコル



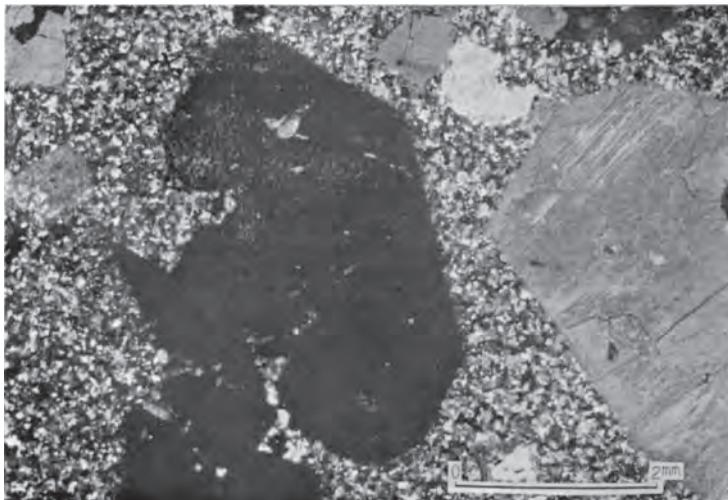
図版IX 同上，マトリックスは脱ガラス化作用がすすんでいる 十字ニコル



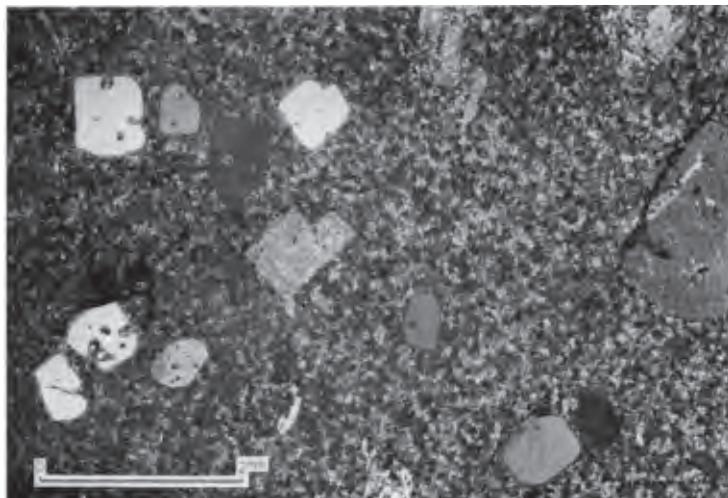
図版 X 変形した軽石片（中央左寄り）を含む熔結凝灰岩：濃飛流紋岩類
軽石片は絹雲母・炭酸塩鉱物などの集合体に変化している（小秀山
山頂）十字ニ科尔



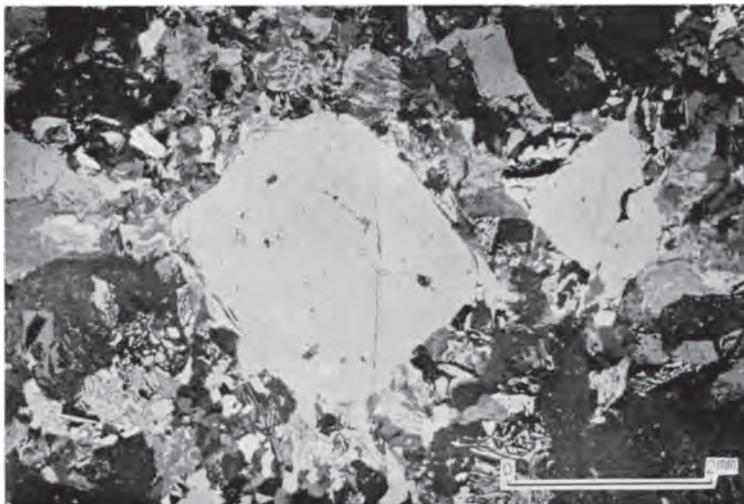
図版 XI 砂岩の破片（左上）と変形した軽石片（右上）とを含む熔結
凝灰岩：濃飛流紋岩類（王滝村白川上流）十字ニ科尔



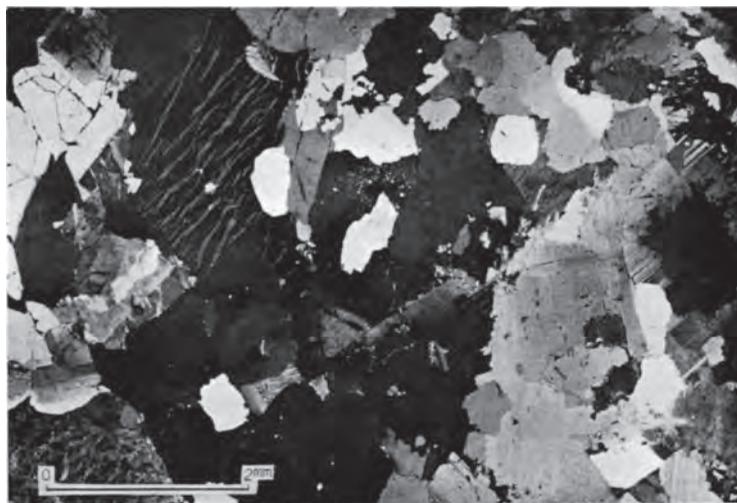
図版XII 黒雲母花崗斑岩
 中央部は石英、右端はカリ長石の斑晶で石基はほぼ等粒状をなす
 (王滝村濁川温泉北方) 十字ニコル



図版XIII 黒雲母石英斑岩
 石英斑晶(白色部)は著しく融触され、石基は微球顆状構造を呈する
 (加子母村唐塩山東方約2kmの地点) 十字ニコル



図版XIV 文象斑岩
石英斑晶（中央）のまわりに微文象構造が発達する（付知町浦南方）十字ニコル



図版XV 中粒黒雲母花崗岩；苗木・上松花崗岩（付知町倉屋南東方）十字ニコル

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

KASHIMO

Kanazawa No. 72

By

NAOTOSHI YAMADA

(Written in 1962)

(Abstract)

GEOLOGY

The mapped area topographically consists of Mino-Hida plateau (western half) and of Adera mountainland (eastern half). Geologically, it is occupied mostly by the late-Mesozoic rhyolites ("Nohi" rhyolites) and subordinately by the granite porphyry, granophyre, biotite granite, porphyrite, dacite, basalt, andesite and Quaternary

table 1

	地 層 ・ 火 山 岩	透 入 岩
現 世	沖 積 層	(岩脈) 石英安山岩 角閃石斑岩 苗木・上松花崗岩 (岩脈) 花崗斑岩 文象斑岩
更 新 世	段丘および崖錐堆積層	
	舞 台 岬 層	
	?	
	滝 越 湖 成 層	
新 第 三 紀	御 岳 火 山 熔 岩	
	玄 武 岩	
	石 英 安 山 岩	
白 堊 紀	(準平原化作用)	
	濃 飛 流 紋 岩 類	
	阿 寺 層	

sediments. Geologic sequences in the area are shown schematically in the Table 1.

LATE MESOZOIC ROCKS

Nohi rhyolites in association with subordinate sediments (Adera formation) occupy almost all of the area. Paleozoic formations probably underlying the rhyolites with evident unconformity are not exposed in this area, although they are extensively developed to the east and to the west. Adera formation is nothing but the basal conglomerate of the rhyolites. The rhyolites were succeeded, soon after their consolidation, by the intrusion of granite porphyry, granophyre and biotite granite, and near the contact with granite, they were markedly contact-metamorphosed. Such a series of magmatism (rhyolite-granite porphyry-granite) seems to be the most characteristic events in the late-Mesozoic age (probably late-Cretaceous) in the Inner Zone of Southwest Japan.

Adera formation

It is typically exposed along the Adera-gawa (river) in the eastern neighbouring area, although it is only poorly and sporadically developed in this area. It is nearly horizontal bed, intercalated conformably in the lower part of the Nōhi rhyolites, with about several 10m thickness. The rocks consist of thinly alternating conglomerate, tuffaceous sandstone, siliceous shale, rhyolite tuff and others. They are considered to have been deposited in several narrow basins formed at the beginning or during the eruption of rhyolites.

Nohi rhyolites (welded tuff)

They occur as an extensive body with NW-SE elongation in central Japan (“Mino”, “Hida” and “Kiso” provinces) including the mapped area, and have been known from the old time as “quartz porphyries”. However, it has become clear that they are not hypabyssal rocks but the acid volcanic rocks as a whole, because of their lithological and geological features.

The rocks are hard, compact, dark grey or greenish grey in color, and often show the distinct columnar joints. They also show highly porphyritic appearance due to abundance of phenocrystic quartz, plagioclase, potash feldspar (orthoclase?) and mafic minerals (altered biotite, hornblende and, rarely, augite) in the greyish glassy matrix. Such phenocrystic minerals are mostly anhedral, fragmental and, sometimes, crushed. Besides such minerals, the rocks bear abundant angular rock fragments (mostly Paleozoic shale, chert, sandstone, etc.) of several centimeters length in general and also bear, sometimes, nearly rounded or lenticular fragments of quartz porphyry \sim rhyolite (cognate inclusion?). The matrix of the rocks evidently shows, under the microscope, the vitroclastic texture chiefly composed of fine-grained volcanic glass or pumice fragments which are now tightly welded and remarkably devitrified to fine-grained silica minerals.

However, such the relic vitroclastic texture is sometimes inconspicuous owing to the alteration or recrystallization.

Their detailed modes of occurrence are not yet fully known, but they may be considered as rhyolite welded tuff as a whole. The general feature of the rocks is rather uniform throughout the whole area, despite of their wide distribution. Their total thickness is supposed to be about one thousand meters, if they are assumed as nearly horizontal.

Granite porphyry and granophyre

They are intruded into the Nōhi rhyolites as nearly vertical dykes of several ten meters width.

Granite porphyry is greyish white in color, and composed of highly porphyritic quartz, potash feldspar (perthite), plagioclase, biotite and/or green hornblende, and of holocrystalline microgranitic groundmass.

Granophyre is whitish in color, and composed of porphyritic quartz, potash feldspar, plagioclase, biotite and often muscovite, and of holocrystalline micrographic groundmass.

Naégi-Agematsu granite (biotite granite)

It shows a widespread distribution near the southern end of Nōhi rhyolites, but only the northern end of this granite is exposed in the mapped area. It is intruded into the Nōhi rhyolites with nearly horizontal contact planes with them.

The rock is medium-grained, whitish in color, and composed of quartz, potash feldspar (perthite), plagioclase (oligoclase), biotite and others in decreasing order.

NEOGENE ROCKS

After the long period of denudation and peneplanation, the Neogene Tertiary sediments (“Mizunami” group of Miocene age and “Seto” group of Pliocene age) were largely formed in the southern area. But, in the mapped area, only the igneous rocks probably of Pliocene age such as hornblende porphyrite, dacite and basalt are poorly exposed, covering the peneplained Nōhi rhyolites or intruding into them.

Hornblende porphyrite

It is intruded into Nōhi rhyolites as several dykes, accompanied with the distinct intrusive breccias. It is greyish in color, and composed of porphyritic plagioclase, opacitized hornblende, rarely biotite and quartz xenocrysts, and of fine-grained quartzo-feldspathic groundmass.

Dacite

It is mostly intruded into Nōhi rhyolites as numerous small dykes, accompanied with the intrusive breccias or fault breccias of NW-SE or NE-SW trend as same as the case of hornblende porphyrite. It is rather soft, whitish in color, and chiefly composed of porphyritic biotite and plagioclase and of glassy cryptocrystalline groundmass.

Dacite lava which forms the Yuga-mine (mountain) covers unconformably the rhyolites. It is greyish or blackish in color, com-

pact, aphyric, fluidal, and chiefly composed of fine-grained biotite, oligoclase and abundant glass.

Basalt

Basalt lava covers the peneplained rhyolites near the ridge of Adera mountainland. It is olivine-augite basalt in general, and seems to be, after classification of Prof. Kuno, IV_b type.

QUATERNARY ROCKS

Quaternary rocks in the mapped area comprise andesite lavas of Ontake volcano and sedimentary deposits such as Takigoshi formation, Butaitōge formation, terrace and talus deposits and alluvial deposits.

Andesite lava (Ontake volcano)

They occur in the northern part of the area, and cover the rhyolites at 1,200m or more altitude, forming the distinct lava plateau. They consist of two pyroxene andesite (V_d), hypersthene-hornblended andesite (VII_e) and hornblende andesite (VIII_e).

Takigoshi formation (lake deposits)

It is deposited near Takigoshi, caused by the damming up of the Otaki-gawa (river) by the lava flows of Ontake volcano. It is nearly 20~30 m thick, and consists of finely bedded clay, silt, sand, pumice and gravel.

Butaitoge formation (river deposits)

It narrowly occurs on the Butai-tōge (pass), and consists of gravel, clay and sand. It is assumed to be the remnant of deposits along the older river which streamed along the Adera fault valley.

Terrace and talus deposits

They are rather widely distributed along the recent rivers and generally, two terrace planes can be distinguished at least.

Alluvium

It is only poorly distributed along the recent rivers.

ECONOMIC GEOLOGY

Metallic ore deposits

Copper-lead-zinc ore deposits germinate in the Nōhi rhyolites along the Adera fault. Main ore minerals are chalcopyrite, galena, sphalerite, pyrite and rarely pyrrhotite, which are commonly disseminated in the rhyolites but sometimes accompanied with quartz veins. They were once prospected, but now all of them are not worked.

Non-metallic ore deposits

Fluorite-bearing quartz veins (partly pegmatitic) are intruded into the rhyolites along the faults of NW-SE trend. They were once explored.

Mineral springs

Hot spring of Nigorigawa and cold springs of Norimasa and Doai issue from the fissures in the rhyolites, and they are utilized as mineral bath.

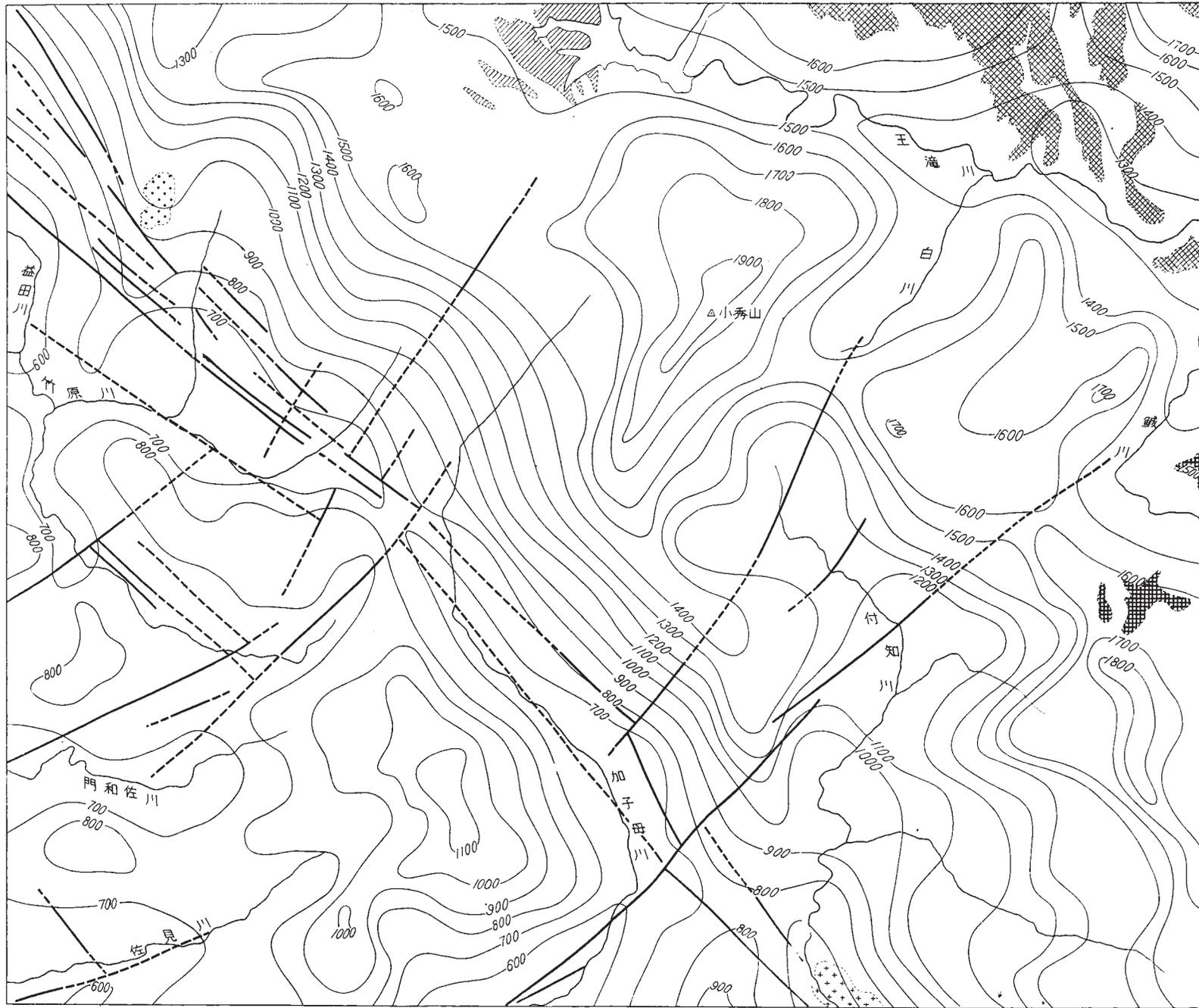
昭和 36 年 11 月 1 日印刷

昭和 36 年 11 月 6 日発行

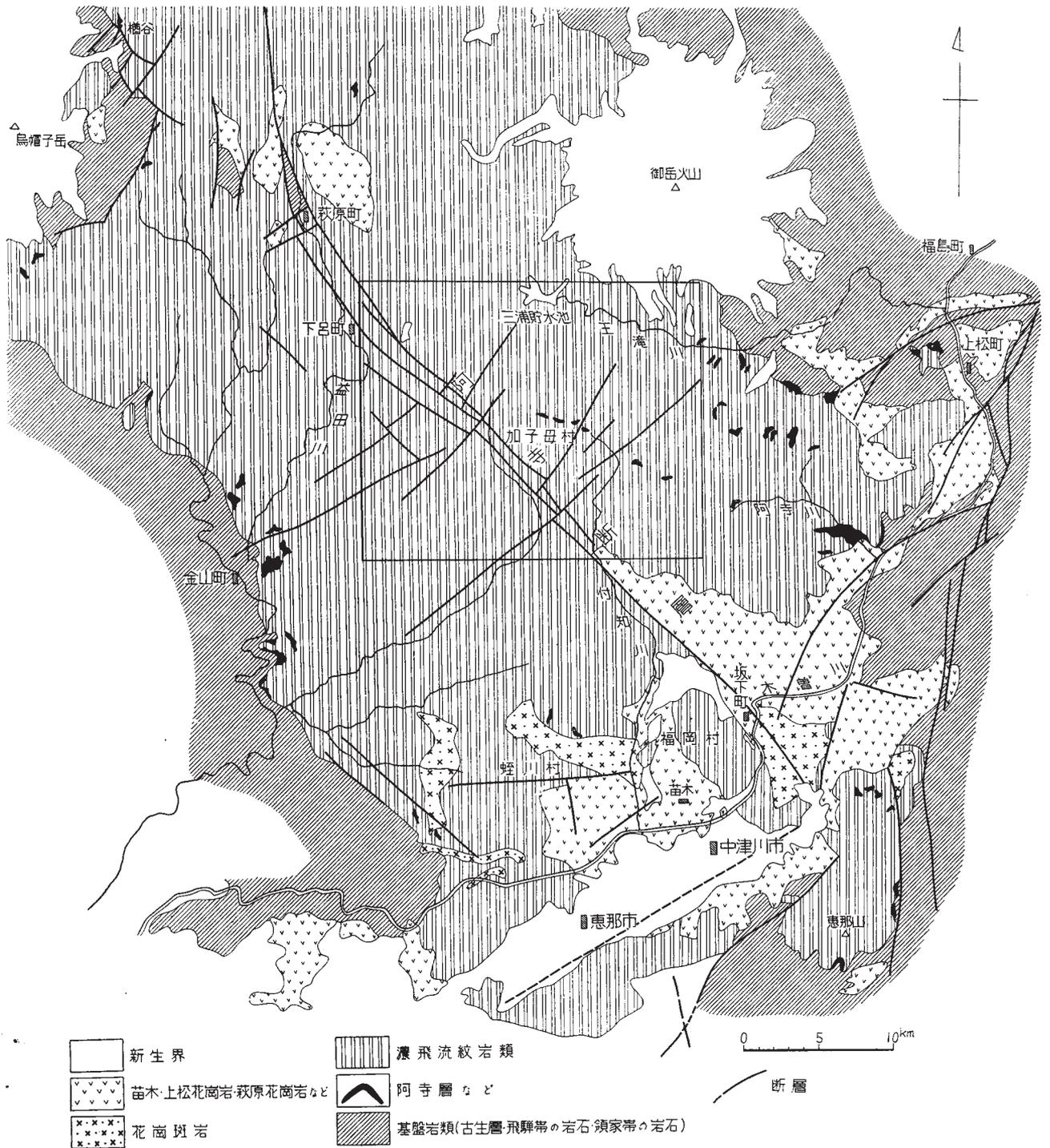
工業技術院
地質調査所
著作権所有

印刷者 田 中 春 美

印刷所 田中幸和堂印刷所



第 1 図 切 峯 図 面 (太線は断層)



第 2 図 図幅周辺地域の後期中生代火成岩類分布図