

岐阜県朝日村青屋川流域の地質

—— 特に濃飛流紋岩と中・古生層との関係 ——

笠原芳雄

1. はじめに

飛騨川支流の青屋川流域には、美濃帯中・古生層の北縁部が北側に、またこれを基盤とする濃飛流紋岩が南側に広く分布している。20万分の1岐阜県地質図(牛丸, 1964)では両者の関係は一部断層で、大部分は不整合で示されている。一方、15万分の1岐阜県地質産図(岐阜県, 1970)において、両者はすべて断層関係で表わされている。しかし、いずれも詳しく記載されていない。

筆者は昭和57年度岐阜県博物館調査研究事業の一環として、この地域における濃飛流紋岩と中・古生層の境界付近の地質を解明することを中心に調査を進めた。その結果、これまでにいくつかの新知見を得ることができたので、その概要を報告する。

この研究を進めるにあたっては地質調査所の山田直利氏には当初からご指導いただき、また原稿の校閲など懇切な御教示を受けた。岐阜大学教育学部の小井土由光氏、地質調査所名古屋出張所の原山智氏、名古屋大学理学部の足立守氏からは種々の有益な助言をいただいた。野外調査にあたっては斐太農林高等学校の鹿野勘次氏、秋神温泉株式会社の小林繁氏等のご協力を得ることができた。以上の方々に心から感謝の意を表する次第である。

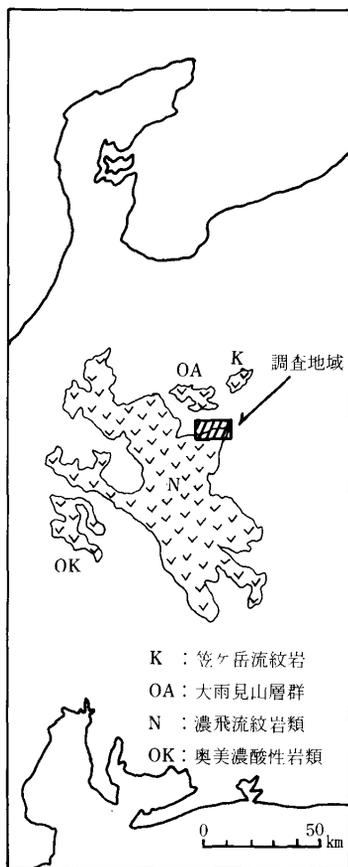
2. 地質の概要

本地域は美濃帯の北縁部近辺に位置し、北方には中・古生層よりなる東西性の山稜が飛騨川水系と神通川水系を隔てる分水嶺をなしている。南方へは濃飛流紋岩よりなる山地が飛騨川流域にひろがっている。また東方からは、これらを覆って第四紀の乗鞍火山の溶岩が流下している。以下本地域の地質について概略を述べる。

美濃帯中・古生層

本地域西部の万石付近から深谷下流部、柳瀬谷、にかけての地域には砂岩、頁岩の互層が分布する。また深谷上流部から柳瀬谷、六方山、水屋谷、岩井谷および長倉本谷にかけては、緑色岩や頁岩をはさむ厚いチャート層が分布している。水屋谷付近や岩井谷と長倉本谷間では石灰岩レンズがはさまれている。全体として走向ENE~WSWを示し、北へ50~60度傾斜している。

これらの地層は丹生川層群(藤本ら, 1962)と呼ばれ、従来二畳系とされてきたものである。これは石灰岩中からみつかるフズリナが示した時代であった。近年これらのうちの珪質頁岩か



第1図 調査地域と県下の白亜紀火山岩類

ら放散虫化石が検出され、ジュラ紀中期を示すことが明らかにされた。(小嶋・足立, 1981)。また層状チャートからは中～上部三畳紀を示す放散虫がみつかった(小嶋, 1981)。

これらの中・古生層のうち、西部の深谷林道沿いや、長倉本谷北側の支谷においては頁岩や緑色岩中に固結ないし半固結状の破碎帯が認められる。

濃飛流紋岩

本地域の西部では飛驒川以南の山地をつくり、また深谷・水屋谷間では青屋川の両側に分布し、その東方では九蔵川流域にひろがっている。流紋岩質の溶結凝灰岩が大部分を占めるが、一部に火山礫凝灰岩、結晶凝灰岩、ガラス質凝灰岩、流紋デイサイト質溶結凝灰岩などを伴う。

一般に東西または北東～南西の走向で北へ30～40度傾斜する構造であるが、花崗斑岩に接する北縁部では南へ急傾斜を示す部分が各所でみられ、構造がかなり乱れている。

流紋岩質溶結凝灰岩は濃飛流紋岩の活動ステージⅢの高樽溶結凝灰岩(山田ほか, 1971)に相当するものとみられる。また火山礫凝灰岩、結晶凝灰岩などの非溶結凝灰岩は、高樽溶結凝灰岩の下位の阿寺層に類似し、流紋デイサイト質溶結凝灰岩は阿寺層の下位の東俣溶結凝灰岩(ステージⅡ)に岩相上類似するが、こゝではそれらの層序関係は明らかでない。

なお、橋戸の西方では溶結凝灰岩を貫く幅20～30cmの碎屑岩脈(凝灰質砂岩・泥岩)が認められる。また、深谷～柳瀬谷間の地域には中・古生層を貫く幅数mの暗灰色火山礫凝灰岩が数箇所認められる。岩片はほとんど砂岩、チャート、まれに流紋岩または石英斑岩である。基質は凝灰質で、小型の軽石を含み、全体として細粒である。同様の凝灰岩は長倉本谷地域でも数カ所に分布している。

貫入岩類

本地域では中・古生層と濃飛流紋岩を貫く貫入岩類として花崗斑岩～石英斑岩、安山岩などが存在する。これらのうち花崗斑岩は濃飛流紋岩の北縁部と密接な関係があるため次章で述べる。

安山岩：長倉本谷とその北側支谷において中・古生層と花崗斑岩を貫く。幅は最大40mで、中・古生層の一般走向にほぼ平行して1km以上も延びる。角閃石斑晶に富む安山岩である。その他西部の深谷や柳瀬谷流域でも同様の岩脈が点在するが、規模は小さい。これらの貫入岩は本地域北方の丹生川村などにおいて古生層や白亜紀火山岩類を貫く安山岩岩脈に類似しているので、おそらく第三紀以降に活動したものと思われる。

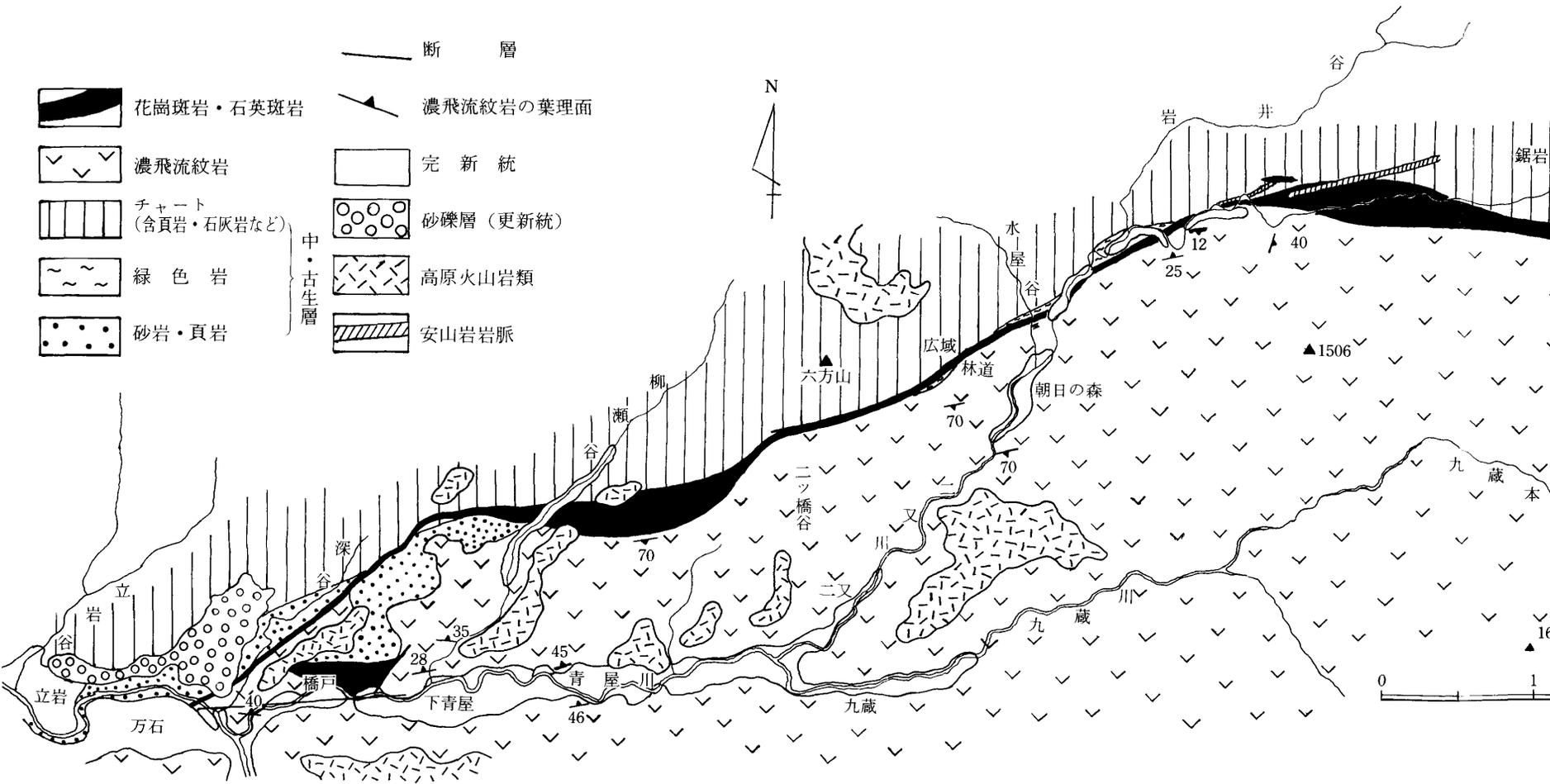
高原火山岩類

本地域には中・古生層と濃飛流紋岩および貫入岩類を覆う新第三紀末～第四紀の火砕流堆積物が各所に散在する。これらは本地域北方の5万分の1船津図幅において高原火山岩類(礫見・野沢, 1975)として一括されたものである。最近では更新世前期の荒城川火砕流と更新世中期の岩滝火砕流の二つに大別されている(梶田・石原, 1977)。

本地域では荒城川火砕流に相当する安山岩質溶結凝灰岩が青屋川の両岸に分布し、その基底部分には成層構造を示す非溶結の安山岩質凝灰岩層(厚さ1～5m)を伴っている。また、二又東方の山稜上には岩滝火砕流に相当するデイサイト質溶結凝灰岩が安山岩質溶結凝灰岩の上に載っており、特有の黒曜岩の本質レンズが認められる。これらの火砕流堆積物は本地域では標高800m以上の山稜上に残っているが、かなり起伏のある基盤の凹地を埋めて流下したものと考えられる。

第四紀砂礫層

青屋川に沿って朝日の森付近から下流には段丘堆積物が点在する。朝日の森や寺村西方には泥質部をささむ陸水成の砂礫層が、また深谷下流域には厚さ2～3mのローム層を載せる砂礫層がみら



第2図 青屋川流域の地質図

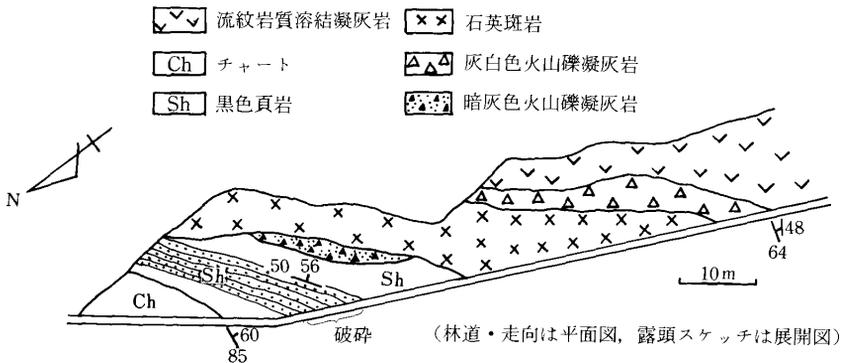
れる。これらの堆積物は全般に薄く、現河川沿いには侵食段丘の特徴を示す部分が多い。

3. 濃飛流紋岩、花崗斑岩および中・古生層の関係

この調査においては特にこれらの関係を解明すべく努力した。以下これまでに判明したことを述べる。地質図(第2図)に示したように、西部の万石付近から東端の千町ヶ原西麓までの間では、濃飛流紋岩と中・古生層の境界部に沿って、全体として弧状に細長く延びる花崗斑岩岩脈が貫いている。ただし、深谷と柳瀬谷の間の地域では濃飛流紋岩が中・古生層を不整合に覆っている。

(1) 花崗斑岩の産状と特徴

万石北部の河岸から深谷東方までの間は、石英斑岩の岩相を呈する。深谷林道沿いでは、第3図に示したように、黒色頁岩と灰白色火山礫凝灰岩(高樽溶結凝灰岩の礫を主とするもの)の間を貫く幅25mの石英斑岩が頁岩の走向方向に延びている。この黒色頁岩の一部は著しい破碎作用を受けている。



第3図 深谷林道における濃飛流紋岩と基盤岩の関係

深谷から柳瀬谷までの間ではチャートと砂岩の間を東へ延びて次第に幅が広がり、花崗斑岩の岩相を示すようになる。柳瀬谷以東では幅100m以上になり、チャートと濃飛流紋岩の間を東北東へ延びる。標高1135mの山稜付近では濃飛流紋岩に接する部分で幅数mの周縁部が石英斑岩相を示す。二又北方の二ツ橋谷上流からは幅20mと細くなり北東へ続く。この谷の東部(標高1155m付近)ではチャートと花崗斑岩が接触しているが、両者は共に破碎され、接触部に幅20cmの断層粘土(未固結)を生じている。さらに広域林道では花崗斑岩岩脈がチャートと濃飛流紋岩の間を貫いている(第4図)。こゝでも両者は共に破碎されている。この延長は水屋谷の入口付近を経て二又川の南岸沿いに北東へ延びる。この付近では花崗斑岩中に2×1.3mの黒色頁岩塊や3×2mの濃飛流紋岩の岩塊が捕獲されている。また岩井谷・二又川合流点南岸では、破碎された緑色岩(固結)と接する花崗斑岩が幅2mにわたって破碎されている(未固結)。合流点東方では本流の北側へ移り、さらに本谷南岸沿いに東北東へ延びる。この付近では花崗斑岩が数箇所安山岩岩脈に貫かれる。本流北側の支谷(標高1120m付近)では、破碎された砂岩・頁岩・チャートを幅20mの花崗斑岩が貫いており、さらにこの南側を安山岩(幅10m)が貫いている。この花崗斑岩は本体の支脈とみられるものである。こゝでも花崗斑岩側が幅1m以上も破碎されている。

長倉本谷沿いでは幅300mとなり、弧を描いて次第に東から東南東へ延びる。本谷の南岸では幅10m以上のチャートが花崗斑岩中に残されている。このことから花崗斑岩は中・古生層側の割れ目に沿って侵入したことが推定される。鋸岩の南方からは本谷の南側へ入り、東へ延びるにつれて幅広くなり幅500mに達する。この延長部分が分水嶺を越えて東方の丹生川村岩井谷上流域に達していることを同谷の転石によって確認している。

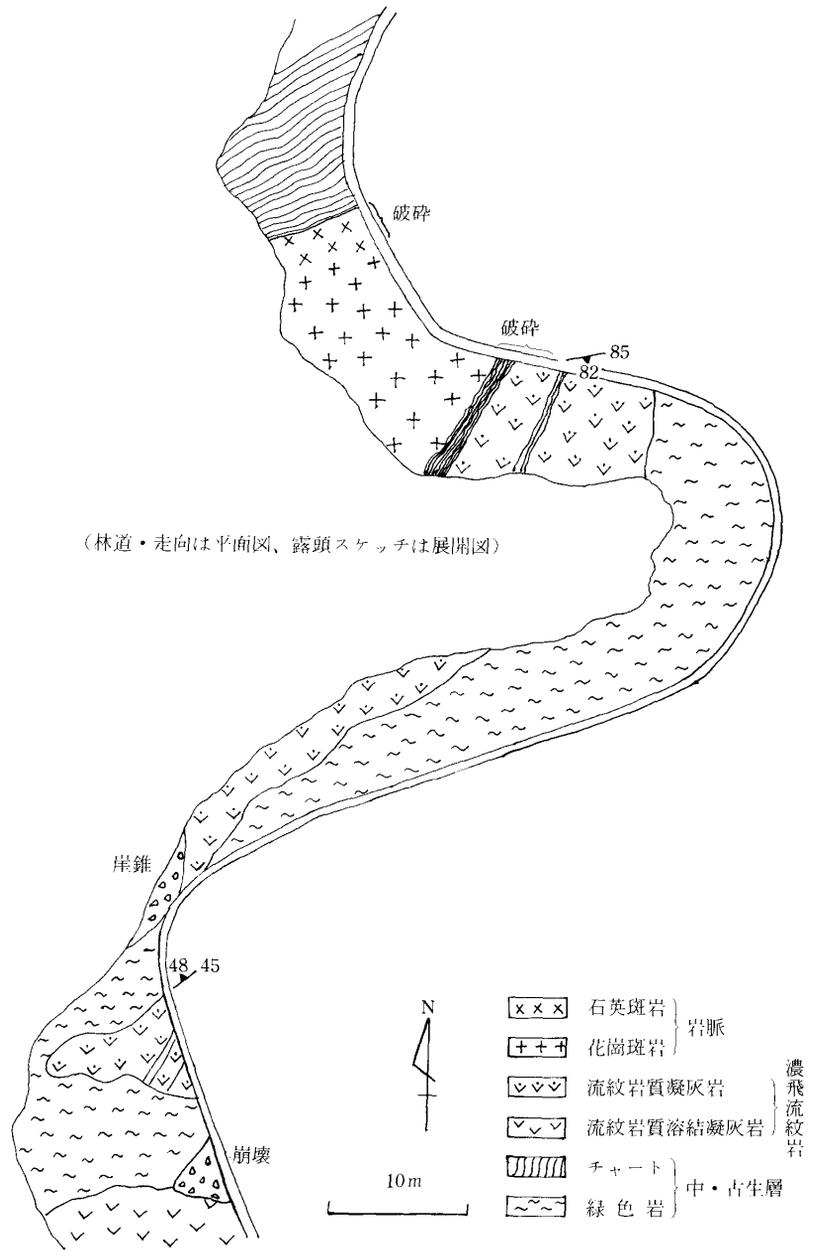
これらの花崗斑岩の岩相はカリ長石斑晶が径1～2cm、石英斑晶は0.3～0.5cmで、苦鉄質鉱物はほとんど含まない。また石英斑岩は、石英の斑晶(径0.2～0.4cm)とわずかのカリ長石斑晶(径0.2～0.3cm)よりなり、まれに黒雲母の斑晶も含まれる。一見斑晶に富む溶結凝灰岩と見誤まるような岩相を示す部分がある。

(2) 濃飛流紋岩と基盤岩との関係

既に述べたように、両者の境界は広域林道および深谷と柳瀬谷の間の地域でみられる。第5図に示したように、下青屋北方の山稜部では流紋岩質溶結凝灰岩が頁岩のバッチに富む砂岩を不整合に覆い、その境界は標高1000～1050m付近にあって、南東方へ傾斜している。

一方、谷沿いでは両者が垂直に近い境界で接しているが、その間に断層関係を示すような破碎帯はみられない。

次に広域林道沿いの露頭では、第4図のように流紋岩質凝灰岩が基盤の綠色岩を幅5m程度の小岩体として貫いている。この地点の北方では一見不整合のようにみえるが、これも不規則な貫入を示す部分である。この凝灰岩は暗綠色の本質レンズ(径1～2cm、最大10cm)を含み、マトリックスのガラス片は非～弱溶結である。また一般にチャートなどの細片を多く含んでいる。周辺部は緑

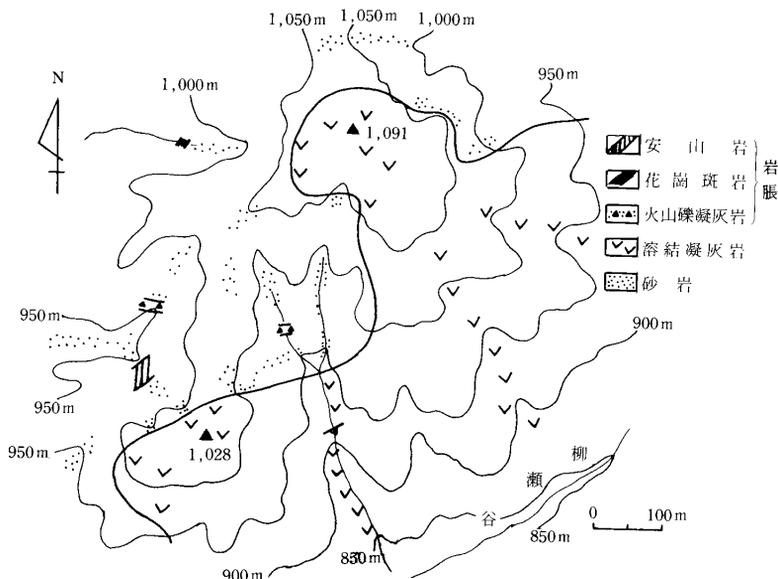


第4図 広域林道沿いの濃飛流紋岩と中・古生層との関係

色岩との接触面に平行な成層構造(粒度の差による)を示す。これは“凝灰岩”の“貫入”に伴って生じた粉体流の流動分化作用を示すものであろう。上記の“貫入凝灰岩”は岩相や組織の特徴によって濃飛流紋岩プロパーとは区別されるものである。

なお、柳瀬谷の支谷には基盤のチャートと花崗斑岩の境界付近に、チャートの角礫を主とし、砂岩・頁岩片などを含む固結した不陶汰角礫岩の大転石がある。マト

リックスは少ないが泥質であり、あるいは古崖錐角礫岩の一部かもしれないが、出所は確認していない。



第5図 下青屋北方地域のルートマップ

4. 本地域の濃飛流紋岩北縁部に関する考察

これまで入手した資料によって本地域の濃飛流紋岩類の形成過程について若干の考察を試みる。既に述べたように基盤岩と濃飛流紋岩との間には新期の花崗斑岩が貫入しているので、本地域北西方の高山市付近(鹿野, 1978)のように陥没盆地の存在を示す証拠となる高角不整合面や古崖錐角礫岩をみつけることができない。ただし、下青屋北方でみられる急傾斜する境界や角礫岩の転石の存在から、濃飛流紋岩活動前における陥没運動を完全に否定することはできない。

次に基盤側についてみると、深谷や岩井谷～長倉本谷間などでは頁岩や砂岩が半固結～固結破砕帯をなしている。また弧状の花崗斑岩岩脈は基盤の弱線部に貫入している。本地域北東方の笠ヶ岳流紋岩(原山, 1977)では陥没盆地の存在が確認されているが、その周縁部に弧状の花崗斑岩が貫入していることは本地域のそれによく類似する。一方、本地域の濃飛流紋岩の周縁部にはめだった破砕は認められないので、この境界付近にはステージIII(高樽溶結凝灰岩)以前に陥没盆地のへりがあった可能性が残される。

これに対して、広域林道における小規模な“貫入凝灰岩”の存在や、濃飛流紋岩北縁部で構造の乱れが顕著にみられることなどは、この地域でステージIII以後に弧状の断層運動がおこってその南側が陥没したことを暗示している。そしてこれらの構造運動のあとで花崗斑岩が弧状の断層に沿って貫入した。

5. まとめ

1. 本地域では濃飛流紋岩と基盤の中・古生層が13km以上も伸びる弧状の花崗斑岩岩脈で境され

る。

2. 弧状の花崗斑岩は大規模火砕流の噴出のあとでマグマ溜り上部の地殻が陥没して、その周縁部へマグマが貫入して生じたいわゆるリングダイクに相当するものである。

3. 本地域では少なくともステージIIIの濃飛流紋岩の噴出以後にその縁辺部で断層運動が生じ、南側が陥没して乱れた構造をつくり、基盤との境界部付近に小規模な火山活動が起った。そして最後に花崗斑岩が貫入して一連の活動が終了したと思われる。

4. 濃飛流紋岩の噴出以前にも、上記の弧状断層が生じた地域で陥没運動が起った可能性はあるが、確かでない。

5. 花崗斑岩の貫入以後にも本地域では同じ方向の断層運動があり、その一部はENE~WSW方向の活断層として現在も認められる。

文 献

- 原山 智, 1977: 笠ヶ岳流紋岩に随伴する貫入岩類と陥没構造について, 濃飛9, 42-46.
藤本治義・鹿沼茂三郎・猪郷久義, 1962: 飛騨山地の上部古生界について, 飛騨山地の研究, 44-70
磯見 博・野沢 保, 1956: 5万分の1地質図幅「般津」および同説明書, 地質調査所。
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。
小嶋 智・足立 守, 1981: 高山市東部の中・古生層, 日本地質学会第88年学術大会講演要旨, 150
———, 1981: 高山市東部地域のジュラ紀, 三疊紀, 二疊紀放射虫化石, 大阪微化石研究会誌特別号5, 81-91。
鹿野勘次, 1978: 高山市周辺における濃飛流紋岩の東縁と基盤, 濃飛10, 25-31。
牛丸周太郎, 1964: 岐阜県地質図, 岐阜県。
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25, 2・3, 52-88。
岐阜県(地質調査所監修), 1981: 岐阜県地質産図, 及び同概説。

Geology of the Aoya-gawa area, Gifu Prefecture, Central Japan

Yoshio KASAHARA

Upper Paleozoic to Mesozoic strata in the northern part of the mapped area, consist of sandstone, shale, bedded chert, greenstone and limestone. Nohi Rhyolite which is mainly composed of rhyolitic welded tuff, has an extensive distribution in the southern part of the area.

Granite porphyries are intruded along the northern boundary of the Nohi Rhyolite as arc-shaped dikes. They extended over a distance of about 13Kms with the elongation E-W or NE-SW trend.

Field evidence shows that the arc-shaped faulting occurred after eruptions of the Nohi Rhyolite as large-scale pyroclastic flows, then a small-scale volcanism took place, and finally, granite porphyries were intruded along the arc-shaped fault.