

飛騨古川～御母衣湖地域の濃飛流紋岩(概報)*

——濃飛岩体北部地域における東西地質断面——

濃飛流紋岩団体研究グループ**

Stratigraphy and outline of the volcanic history
of the Nôhi Rhyolite in its northern part

Collaborative Research Group for the Nôhi Rhyolite**

Abstract The Nôhi Rhyolite is a large Cretaceous to Paleogene volcanic pile distributed extensively in central Japan and consisting chiefly of silicic pyroclastic flow deposits, mainly welded tuffs. Its northern part (Hida-Furukawa—Miboro-Lake area) has been studied both stratigraphically and volcanologically. Stratigraphic succession of the rhyolite in this part is grouped roughly into three volcanic stages (Stage Ia, Ib and II), as shown in the following table.

Table

Stage	Unit Name	Composition	Maximum Thickness (m)
II	Tonokawa Welded Tuff	rhyolite	850+
	Sotsui-dani Welded Tuff	rhyodacite	800
	Hikodani Welded Tuff	rhyolite-rhyodacite	500
	Sumi-tôge Formation		150
Ib	Nihon-gi Formation		300
	Ôdori-gawa Formation		700
	Ôshirakawa Formation		1000+
Ia	Ôhara-dani Welded Tuff	rhyolite	500
	Mumai-gawa Formation		100
	Sujikawa-dani Welded Tuff	rhyolite	500

The Sujikawa-dani and the Ôhara-dani Welded Tuffs belonging to the Stage Ia filled up the depression on the basement rocks such as the lower Cretaceous system (Tetori Group), diorite (Kitamata-dani Diorite) and granites (Akimachi and Hikodani Granites), in the western part of the studied area.

In the Stage Ib, the basin migrated westwards because of the upheaval in the eastern part, but after that, it was filled up by the Ôshirakawa Formation, which consists of lacustrine deposits, silicic pyroclastic rocks and lavas, and intermediate to mafic lavas and pyroclastic rocks. In the upheaved area, local subsidence took place accompanied by the eruption of rhyolite lavas (Odori-gawa Formation) and the deposition of silicic pyroclastic materials (Nihon-gi Formation).

After the short time erosion, violent volcanism of the Stage II began with the

* 日本地質学会第81年・同84年学術大会において内容の一部を講演

** 原山 智°(京都大)・加地富士夫(岐阜大)・神谷久美子(愛知教育大)・笠原芳雄(岐阜県博物館)・小井土由光°(岐阜大)・牧本洋子(愛知県若林東小)・正木建樹(愛知県緑高)・鹿野勘次°(岐阜県高山高)・白波瀬輝夫(地調)・須藤定久°(地調)・田辺元祥(愛知県稲沢東高)・棚瀬充史°(信州大)・上田 薫(京都大)・打江 進(岐阜県古川中)・山田直利(地調)
(A B C 順, °執筆)

subsidence in the eastern part of the studied area. It was followed by the sedimentation of nonsorted very coarse-grained deposits (Sumi-tôge Formation), and succeeded by the deposition of enormous amounts of pyroclastic flow deposits (Hikodani, Sôtsui-dani and Tonokawa Welded Tuffs). Finally, the western and eastern magins were intruded by the stocks of granodiorite porphyry and granite porphyry, respectively, which are supposed to be co-magmatic with the volcanics of the Stage II.

はじめに

中部地方の飛驒山地から木曾山地へかけての広大な地域に分布する濃飛流紋岩は、後期中生代酸性火成活動における代表的な火山岩体であり、その主体は珪長質火砕流堆積物からなる（山田ほか，1971）。

本岩体に関する調査・研究は、これまでおもに岩体南部*を中心にするめられてきた。我々のグループも、発足（1970年）以来、それまでの個人研究の成果を引きつぎ、岩体南部において流紋岩類の基本的な層序関係を確立し、火成活動史の概要を明らかにした（濃飛流紋岩団体研究グループ，1973，1976）。

こうした調査と並行して、我々のグループは、1972年の夏より岩体北部の調査もすすめてきた。これは、巨大な岩体の全貌をなるべく早期に明らかにする必要性があったこと、岩体中央部についてはすでにいくつかの個人研究がすすめられていたことなどによっている。

その当時の岩体北部地域は、岩体南部地域と比較すると、ごく一部の資料（石原，1971など）を除いてほとんど未調査地域として残されており、とりわけ流紋岩類の層序区分については、まったく未知の状態であった。そのため、岩体北部を東西に横ぎる断面図を作製することにより、基準となる層序関係を確立する作業から始められた。しかしながら、岩体南部での調査がそれまでの個人研究の成果の延長上にあったこともあり、比較的順調にすすめられたのに対して、岩体北部の調査は決して順調に進行したわけではなかった。これまでの約7年間に、御母衣湖西岸域（岩体西縁部）から飛驒古川地域（岩体東縁部）にいたる地域（第1図）を調査してきたが、現段階においても調査域西縁部については、急峻な地形条件も加わり、層序未区分地域として残されている。

本地域の濃飛流紋岩に関しては、その東半部において野沢ほか（1975）の図幅調査が、西半部において金属探鉱事業団（1978）の広域調査（飛驒地域）がそれぞれなされている。流紋岩類の層序についてみれば、前者ではほとんど触れられておらず、後者では調査目的の性格上、我々の結果とは大きく異なる見解となっている。

本報告では、これまでの調査によって得られた資料にもとずき、流紋岩類の層序と構造をまとめる。さらに火山活動のステージ区分を試み、現段階において考えられる形成史の概要をまとめる。層序未区分地域などの残された問題点については、今後も引き続き実施される調査を通じて明らかにしていく予定である。また、流紋岩類や基盤岩類の個々の内容に関して、今回十分に記述できない点については、稿を改めて報告することをおこわりしておく。

《謝辞》 本研究に対し、総研「本邦の中生代酸性火成作用に関する地質学的・岩石学的研究」（代表者・村上允英氏）から調査費用の一部をいただき、ここに発表の機会を与えられた。長期間にわたる現地調査には、著者以外にも80名を越す方々が参加された。とりわけ、赤羽久忠、加藤はるみ、河田清雄、栗田正夫、森本末男、諸橋 毅、西川達男、野口雅治、吉田久昭の諸氏には、現地調査をはじめとして多くの御教示、御協力をいただいた。現地調査に際して、名古屋営林局庄川営林署、同古川営林署、電源開発株式会社御母衣発電所の各位、および清見村夏厩の宮垣津春雄様御家族にはひとかたならぬお世話をいただいた。

上記の方々に厚くお礼申し上げる。

地質の概要

調査地域の地質図・地質断面図を第2図に示した。以下に、本地域の地質の概要を述べる。

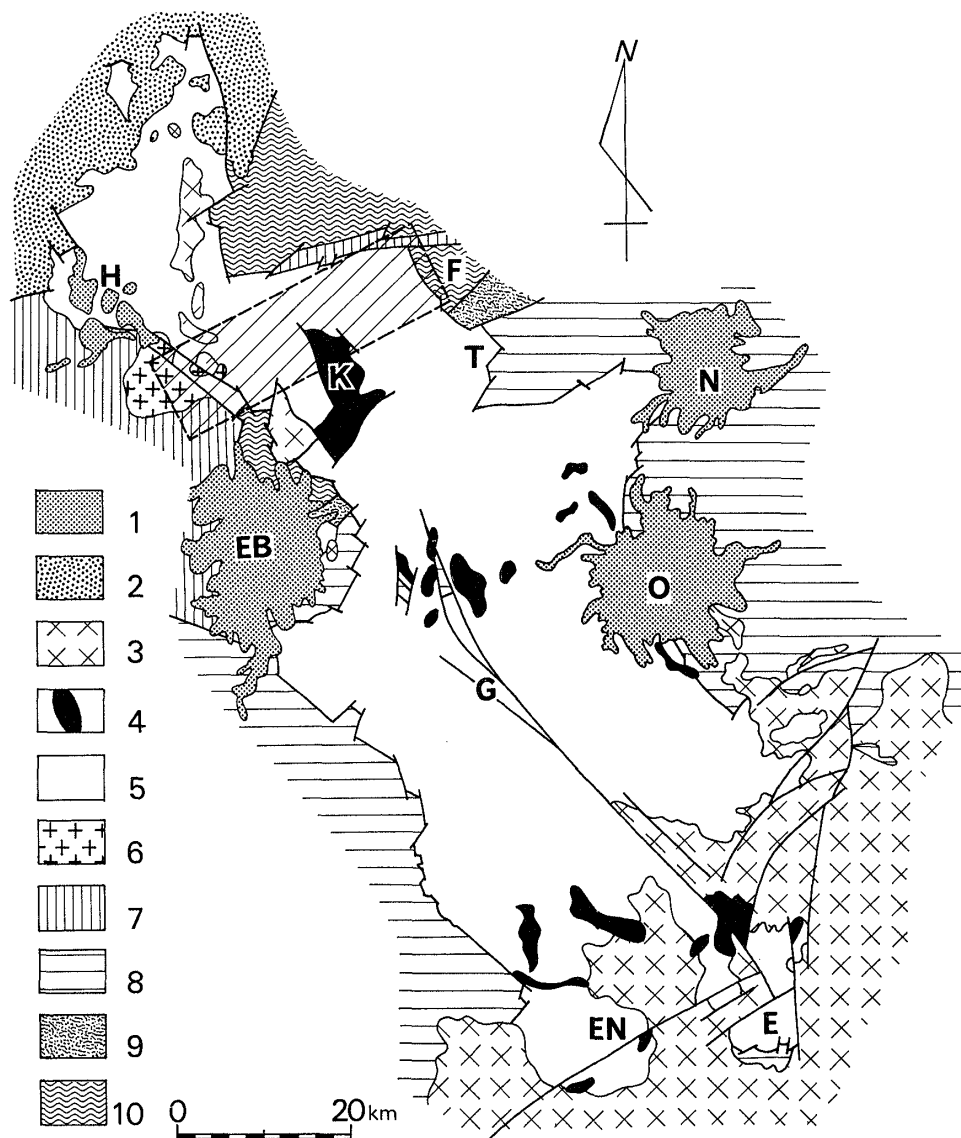
古生層（上広瀬層） 調査域の最東端に分布し、おもに礫岩および苦鉄質凝灰岩からなる飛驒外縁構

* 濃飛流紋岩は北西—南東方向に伸びる岩体のため、おおよそ美濃帯南半部以南に位置する部分を岩体南部、美濃帯北半部に位置する部分を岩体中央部、飛驒外縁構造帯以北に位置する部分を岩体北部と、それぞれ便宜的に呼んでいる。



第2図 飛騨古川～御母衣湖地域の地質図および地質断面図

1. 第四系, 2. 森茂礫岩層, 3. 新御安山岩類, 4. 文象岩, 5. 白川花崗岩類, 6. 花崗斑岩, 7. 花崗閃綠斑岩, 8-13. 飛越流紋岩, 8. 未区分流紋岩類, 9. 駿川層結凝灰岩層, 10. ソーツイ谷層結凝灰岩層, 11. 彦谷層結凝灰岩層, 12. 丹波砂岩層, 13. 二本木層, 14. 小島川層, 15. 大白川層, 16. 大原谷層結凝灰岩層, 17. 六蔵川層, 18. 新川谷層結凝灰岩層, 19. 彦谷花崗岩, 20. 秋町花崗岩, 21. 北保谷閃綠岩, 22. 先“飛越”安山岩類, 23. 手取層群, 24. 船津花崗岩類, 25. 古生層(上広瀬層), 26. 葉理面, 27. 層理面.



第1図 濃飛岩体分布地域の地質概略図(山田ほか, 1974 にもとづき一部修正)

1. 第四紀火山 (H:白山, N:乗鞍岳, EB:烏帽子岳, O:御岳), 2. 北陸層群, 3. 後“濃飛”花崗岩類, 4. 花崗斑岩類 (K:清見岩体), 5. 濃飛流紋岩 (太美山層群を含む), 6. 先“濃飛”深成岩類, 7. 手取層群, 8. 美濃帯の中・古生層, 9. 飛驒外縁構造帯の古生層・変成岩類, 10. 飛驒帯の変成岩類・深成岩類,
F: 飛驒古川, T: 高山, G: 下呂, EN: 恵那, E: 恵那山,

造帯の構成岩層である。本層は花崗岩質岩の礫を多量に含む特異な岩相を示すことから、時代論を含めていろいろ問題にされてきた地層であるが、ここでは詳しく触れない。

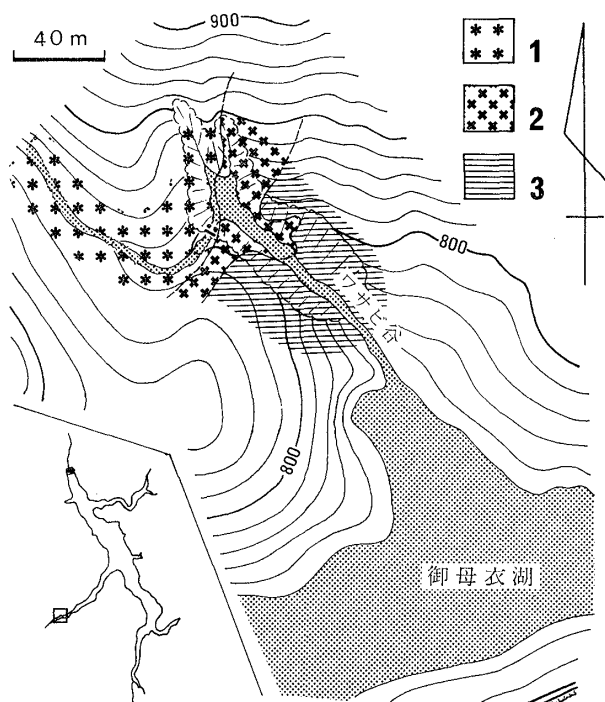
船津花崗岩類 上広瀬層の北側に、濃飛岩体の東縁を画する基盤岩として分布する。おもに中粒～細粒のトーナル岩からなり、下之本型の岩相に相当する。

手取層群 調査域の北東端部および南西端部に分布し、ごく一部ではあるが、中央部の夏厩^{なつぐま}の北西方約1km付近と西部の六厩川^{しつまい}河床にも露出する。前三者はいずれも砂岩層を主体とするが、後者は砂岩・頁岩互層からなる。なお、夏厩北西方では正珪岩の礫を含む礫岩がみられる。

先濃飛深成岩類 調査域内には濃飛流紋岩の基盤として、上記の岩層以外に、北俣谷閃緑岩、秋町花

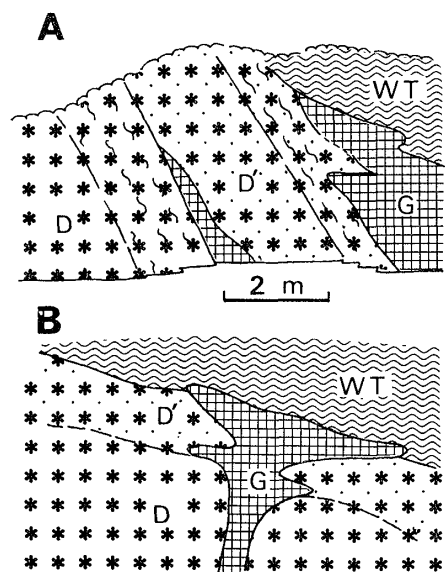
崗岩、彦谷花崗岩の3つの深成岩体が存在する。いずれも今回の調査で、濃飛流紋岩の基盤として初めて明らかにされたものであるが、ここでは各岩体の概要だけを述べ、詳しくは別に報告する。なお、北俣谷閃緑岩の一部と秋町花崗岩は、石原（1971）および金属探鉱事業団（1978）によれば後“濃飛”の白川花崗岩類の一部とされており、彦谷花崗岩についてはこれまでにまったく報告がない。

北俣谷閃緑岩：本地域西縁の^{おむしろかわ}大白川上流域、北俣谷流域、日照岳西方域、そして尾神郷川^{おがみこう}南方域に、濃飛岩体の西縁を縁どるように数個のブロックとして点在する。中粒の角閃石閃緑岩を主体とするが、岩相変化に富み、細粒から粗粒まで、花崗閃緑岩質から斑れい岩質まで各種の岩相を呈する。本岩体は尾神郷川北岸において、手取層群を置き（第3図）、これに明らかな熱変成作用を与えている。さらに、北俣谷南方の福島谷においては、本岩体が風化・マサ化した部分の上に濃飛流紋岩（層序未区分）が載る（第4図）。すなわち、“後手取・先濃飛”期の火成活動として、これまでに知られていなかったものである。



第3図 北俣谷閃緑岩と手取層群との貫入関係

1. 北俣谷閃緑岩（粗粒部）、
2. 同（細粒部）、
3. 手取層群



第4図 北俣谷閃緑岩と濃飛流紋岩との不整合関係

A図：北俣谷南方、福島谷標高 900m における露頭スケッチ

B図：A図を模式化した図

D. 北俣谷閃緑岩（均質部）、D'. 同（風化・マサ化部）、G. 白川花崗岩類、WT. 濃飛流紋岩（未区分流紋岩類の溶結凝灰岩）

御母衣湖西岸の北俣谷には、本岩体に貫かれ、これに熱変成作用を与えられている安山岩類（先濃飛安山岩類）が分布する。本岩類は、比較的斑晶が少なく、含輝石・角閃石安山岩を主体とし、溶岩および一部に溶結凝灰岩をとまなう火砕岩類からなる。本岩類の直上にある濃飛流紋岩（大白川層）が熱変成作用を受けていないこと、本岩類の礫が大白川層中に含まれていることから、本岩類は濃飛流紋岩に不整合に覆われるものと考えられ、北俣谷閃緑岩とともに、“先濃飛”期の火山－深成複合岩体として注目される。

秋町花崗岩：御母衣湖東岸に半島状につきでた部分*およびその北側対岸に分布する。本岩体は中粒の塊状優白質花崗岩からなり、比較的近傍に位置する北俣谷閃緑岩とは、岩質上大きく異なる。濃飛流紋岩の基盤であること（後述）以外は、周囲の岩層との関係はわからない。

彦谷花崗岩：中央部の彦谷下流部の沢底に点在して露出する。本岩体は、中粒の塊状均質な角閃石黒

* 分布域付近には、現在湖底に沈んだ“秋町”という集落があった。

雲母花崗岩からなるが、濃飛流紋岩の基盤として、その下位にわずかに露出するだけであり、他岩層との関係はわからない。

秋町花崗岩と彦谷花崗岩は、上述のように濃飛流紋岩の基盤であること以外は、他岩層との関係がわからない。両者は塊状均質な花崗岩であり、周辺地域に分布する花崗閃緑岩質～トータル岩質の船津花崗岩類とは、岩相上および岩質上異なることから、ここでは北俣谷閃緑岩と同様に、“後手取”期の侵入岩と考えておく。

濃飛流紋岩 本地域内の濃飛流紋岩は、流紋岩～流紋デイサイト質の溶結凝灰岩を主体とするが、同質の非溶結火砕岩類を比較的多くともない、流紋岩質溶岩や非火山性碎屑岩もともなう。また、濃飛岩体内ではこれまでほとんど知られていなかった玄武岩～安山岩質の溶岩や火砕岩類が含まれている。これらの層序区分・岩相記載、ならびにそれらに基づく活動ステージ区分については、次章以下で述べる。

花崗斑岩類 「濃飛流紋岩とco-magmaticな侵入岩」（山田ほか、1971）である花崗斑岩類は、本地域では中央部（清見岩体）と東縁部（宇津江岩体）に比較的大きな岩体をなして分布する。これらのほかにも各所に点在して小岩体が分布する。これらの

うち、清見岩体とその北側に分布する小岩体が花崗閃緑斑岩質であるのに対して、他の岩体はいずれも花崗斑岩質である。清見岩体は調査域からさらに南方へも広く分布し、濃飛岩体内に分布する同種の岩体のなかで最も大きい岩体をなしている（第1図参照）。これらの進入時期については、形成史の項で検討する。

白川花崗岩類 本岩類は、河合（1961）により庄川沿いに進入した花崗岩類に対し命名されたものであり、中部地方のいわゆる後“濃飛”花崗岩類の1つである。本地域では、庄川～大白川流域、御母衣湖西岸に分布し、秋町花崗岩の中にも小岩体として露出する。中粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなり、北俣谷閃緑岩・秋町花崗岩・濃飛流紋岩を貫き、それぞれに強い熱変成作用を与えている。

なお、本地域の西部には白川花崗岩類と密接な成因的關係を有すると考えられ、濃飛流紋岩を貫き、それに熱変成作用を与えている文象斑岩体が存在する。御母衣湖南端部の落部川流域に広く分布し（落部川文象斑岩）、森茂川下流域や御母衣湖西岸域にも小岩体として分布する。

以上の岩層のほかに、森茂川流域には（新？）第三系と考えられる安山岩類（新期安山岩類）と礫岩

第1表 濃飛流紋岩の層序区分と岩相一覧表

ステージ区分	層序区分	最大層厚(m)	色調	岩質	斑晶量(vol%)	斑晶粒度	斑晶容量比	本質レンズ(大きさ)	石質(量)
II	殿川溶結凝灰岩層	850+	淡灰～灰緑	Rh	45～60	中粒	Pl>Qz>Kf>Hb>Bt	小	多
	ソーツイ谷溶結凝灰岩層	800	緑灰～暗緑灰	Rd	40～55	粗粒	Pl>Qz>Kf>Opx>Cpx>Bt	大	少
	彦谷溶結凝灰岩層	500	淡緑灰～緑灰	Rh～Rd	45～60	粗粒	Pl>Qz>Kf>Opx>Cpx>Bt	大	多
	寿美峠層	150	礫岩、砂岩、Rh非溶結火砕岩類						
Ib	二本木層	300	Rhガラス質～結晶凝灰岩、礫岩、砂岩、軽石凝灰岩						
	小鳥川層	700	Rh溶岩、角礫岩、凝灰角礫岩						
	大白川層	1000+	Rh非溶結火砕岩類、凝灰質砂岩・泥岩、Rh溶岩、And～Da溶岩・火砕岩類、Ba～And溶岩						
Ia	大原谷溶結凝灰岩層	500	灰緑	Rh	30～45	中粒	Qz>Kf>Pl>Hb>Bt	小	少
	六蔵川層	100	凝灰質砂岩・泥岩、Rhガラス質凝灰岩						
	筋川谷溶結凝灰岩層	500	淡灰～青灰	Rh	40～50	粗粒	Pl>Qz>Kf>Hb>Bt	大	少

Rh: 流紋岩質、Rd: 流紋デイサイト質、Da: デイサイト質、And: 安山岩質、Ba: 玄武岩質

Qz: 石英、Kf: カリ長石、Pl: 斜長石、Bt: 黒雲母、Hb: 普通角閃石、Opx: 斜方輝石、Cpx: 単斜輝石

層（森茂礫岩層）が分布する。

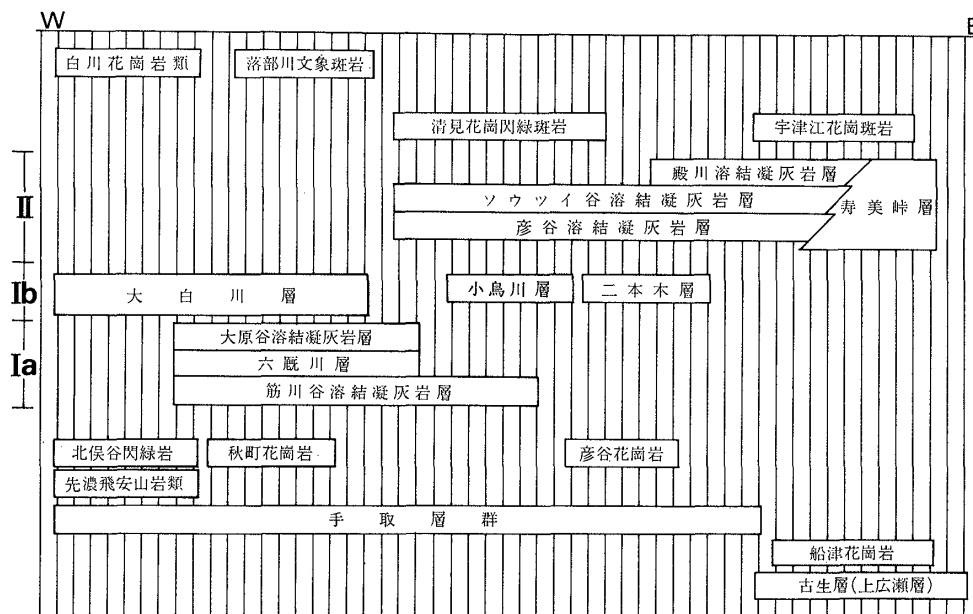
濃 飛 流 紋 岩

調査地域に分布する濃飛流紋岩について、以下に簡単に記載*する。第1表に層序区分ならびに各岩層

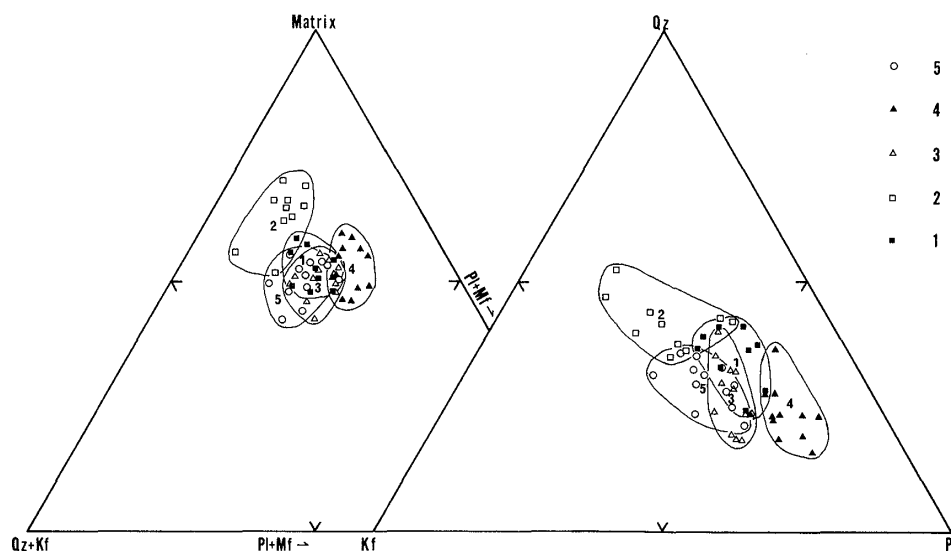
の岩相上の特徴を簡略化して示し、第5図に層序関係を模式的に示し、第6図に溶結凝灰岩層の斑晶容量比を示した。

1-1 筋川谷溶結凝灰岩層

本層は、森茂川支流の筋川谷^{すじかわだに}周辺、およびその南



第5図 調査地域における模式的層序関係



第6図 溶結凝灰岩層のモード組成。

1. 筋川谷溶結凝灰岩層, 2. 大原谷溶結凝灰岩層, 3. 彦谷溶結凝灰岩層,
4. ソウツイ谷溶結凝灰岩層, 5. 殿川溶結凝灰岩層,

* 濃飛流紋岩中の溶結凝灰岩は、岩体全体を通じて共通した岩相上の特徴をもっており(山田ほか, 1971), ここではそれらを省略して記載する。

方の六厩川流域から金山谷流域^{かなやまだに}にかけての地域に分布する。また、御母衣湖西岸地域においても、その分布が確認されている。

本層は全体として均質な溶結凝灰岩よりなるが、複数の層準にわたって細粒の成層凝灰岩や凝灰質砂岩の薄層（層厚1m前後）を挟む。粗粒の石英斑晶（径3～6mm）を含むこと、よく扁平化した本質レンズ（径3～10cm）を多量に含むこと、石質岩片をほとんど含まないことなどを特徴とする。

本層は、六厩川中流域の河床において、砂岩・頁岩互層からなる手取層群を不整合に覆う。ここでは、本層の溶結凝灰岩と手取層群との間に、本層の一部と考えられ、手取層群起源の礫からなる礫岩と凝灰質砂岩・泥岩の互層（層厚約10m）が存在する。

1-2 六厩川層

六厩川流域の両岸山腹において、筋川谷溶結凝灰岩層を覆って分布し、その北方の森茂川流域や東方の金山谷流域へも連続して分布する。

本層は、凝灰質砂岩・泥岩や細粒の成層凝灰岩などよりなる水底碎屑岩層である。全体として30～50m程度の層厚をもつが、南へむかって薄くなり、北へむかって厚くなる傾向を示す。

1-3 大原谷溶結凝灰岩層

本層は六厩川支流の大原谷周辺地域に模式的に露出し、六厩川南岸の山腹ならびに森茂川下流域に分布する。また、御母衣湖西岸地域にも、その分布が確認されている。

本層に共通する特徴は、下位の筋川谷溶結凝灰岩層にくらべて斑晶が細粒であること、小型の本質レンズ（径1～2cm）を多量に含むことなどであるが、内部にしばしば非溶結の成層凝灰岩層（層厚数～20m）を挟み、溶結の程度も場所により異なる。

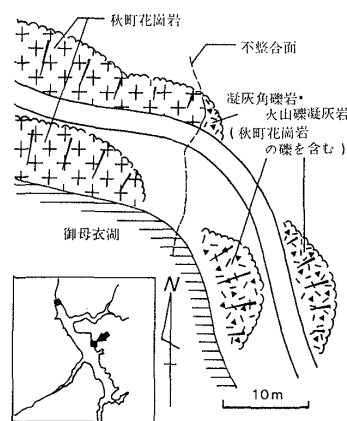
下位の六厩川層との関係は、大原谷南東の沢で確認され、本層の溶結凝灰岩が漸移的に非溶結の凝灰岩となり、それが六厩川層を覆う。また、御母衣湖東岸においては、秋町花崗岩と接するが、両者の直接の関係はみられない。ここでは本層にまったく熱変成の影響が認められないことから、本層は秋町花崗岩にアバットしていると推定される。

2-1 大白川層

調査域北西端の大白川下流域と御母衣湖東岸域に広く分布し、六厩川北方の稜線付近にも分布する。また、御母衣湖西岸域の層序未区分地域には、本層相当層が広く分布しているものと考えられる。

本層は、流紋岩質の非溶結火砕岩類や水底碎屑岩類を主体とする層厚1,000mを越える地層の総称であるが、分布域全体にわたる有力な鍵層が見いだされず、内部の層序関係は明確になっていない。おおまかに言えば、大白川下流域では火山性の水底碎屑岩類が、御母衣湖東岸域では流紋岩質の非溶結火砕岩類（一部に薄い溶結凝灰岩）が、六厩川北方地域では安山岩質～デイサイト質の溶岩・火砕岩類がそれぞれ卓越する。これらの中に、御母衣湖東岸域では玄武岩質～安山岩質溶岩*（一部、自破碎）と流紋岩質溶岩（一部、自破碎）が近接した層準に挟有されており、六厩川北方域にも流紋岩質溶岩が挟有されている。こうした岩質の著しく異なる火山岩がほぼ同時期に活動している例は、濃飛岩体内ではこれまでに知られていなかったものであるが、現段階では本層の内部層序が正確に把握できていないため、詳しい議論は今後の調査に基き、稿を改めて述べる。

本層は、御母衣湖東岸において秋町花崗岩を不整合に覆う（第7図）。また、六厩川の両岸稜線部において、本層は大原谷溶結凝灰岩層より地形的に上位位置し、同層を覆っているものと考えられる。



第7図 秋町花崗岩と大白川層との不整合関係

2-2 小鳥川層

小鳥川^{おどり}下流の下小鳥湖周辺と金山谷上流域に分布し、流紋岩質溶岩とそれに由来する角礫・基質よりなる角礫岩の互層である。

* 斑晶として単斜輝石とかんらん石（仮像）をもち、石基は間粒状組織で斜長石（An₆₀₋₇₀）・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉍からなる。原山（1978）によれば、斑晶と石基の単斜輝石は、endiopside-augiteの組成を有し、斑晶単斜輝石にはAl（～5% Al₂O₃）とCr（～0.9% Cr₂O₃）に富むものがある。

流紋岩質溶岩は、灰白色、灰緑色など様々な色調を呈し、全体として無斑晶質である。それらは、塊状均質なものの、流理構造や自破碎構造を示すもの、多量の球顆を含むものなど各種の岩相を示し、同一の溶岩層中で漸移する。

角礫岩は、全体に凝灰角礫岩様の岩相を呈するが、角礫より基質までのほとんどが溶岩の破片より構成されており、わずかに手取層群起源の砂岩・頁岩の破片が含まれる。弱い層理が発達する場合もあり、自破碎溶岩に移行する部分では無層理になる。また、軽石片や火山豆石を含む凝灰角礫岩をわずかに挟有する。

本層と下位層との直接の関係は、金山谷上流域において本層の溶岩と同質の岩脈が筋川谷溶結凝灰岩層を貫くことだけしかわからないが、本層はその分布形態から、ステージIa（後述）を覆うものと考えられる。また、大白川層との直接の関係はわからないが、大白川層中にも本層の溶岩と類似する岩相を呈する溶岩が各所に存在することなどから、両層ともほぼ同一層準と考えられる。

2-3 二本木層

本層は、小鳥川流域の二本木*ならびにその下流域、および彦谷下流域、ソウツイ谷上流域において、上位層の彦谷溶結凝灰岩層（後述）の下位に点在して露出する。

流紋岩質のガラス質成層凝灰岩および結晶凝灰岩、礫岩、砂岩、軽石凝灰岩などより構成され、多くの部分は変質して白色化している。これらのうち、細粒の成層凝灰岩は陶石原料として採掘されている。

小鳥川流域における本層中の礫岩には、手取層群の礫岩中の正珪岩や花崗岩の円礫がそのままこわされずに、あるいは破片として多量に入っており、本層は手取層群の上に直接堆積したと考えられる。また、彦谷流域においても、本層中の礫岩には多量の彦谷花崗岩の礫が含まれており、直接彦谷花崗岩を不整合に被覆している。

本層と小鳥川層、大白川層およびそれらより下位の地層との関係は、分布域が離れているため直接確認できない。本層を岩相上似ている大白川層と対比することも考えられるが、その場合には大白川層の堆積盆とは独立した小規模な堆積盆に堆積したもの

と推定される。いずれにしろ、本層と大白川層および小鳥川層の三層は、それぞれの一部に類似した岩相をもちながらも、お互いに独立した分布域を占めるため、相互の関係は明確でない。ここでは、十分な証拠はないが、三層は大きくみれば同一層準であると考えておく。

3-1 寿美峠層

本層は、調査域南東端の寿美峠^{すみ}周辺に模式的に露出し、濃飛岩体の東縁に沿ってその北方にも断片的に分布する。

本層は、礫岩を主体とし、流紋岩質の非溶結火砕岩類や凝灰質砂岩などをともなう。礫岩は、径10～20cm大の角礫～亜角礫が多く、花崗閃緑岩、トナール岩、砂岩、チャート、頁岩、安山岩質溶岩・凝灰岩などの礫からなり、まれに径5m大の岩塊も存在する。これらの礫は、いずれも濃飛流紋岩の基盤である船津花崗岩類や古生層（上広瀬層）、手取層群に由来するものである。淘汰が悪いこと、基質が少ないこと、側方への連続性が不良であることなどから、本層は急崖形成にともなう崖錐性堆積物を主体とする地層であると考えられる。

本層は、寿美峠周辺では彦谷溶結凝灰岩層に覆われるが、その北方ではソウツイ谷溶結凝灰岩層に覆われる。本層はこのように異なる層準に挟有される岩相類似の堆積物であるが、ここではこれらをすべて含めて寿美峠層とした。

3-2 彦谷溶結凝灰岩層

調査域中央部の小鳥川・彦谷流域、および東部に広く分布する。

本層は、粗粒多斑晶質で、比較的大型の本質レンズ（径5～15cm）中に粗粒な淡紅色のカリ長石をししば含むことなどで特徴づけられる。

本層は、彦谷下流域において、彦谷花崗岩を不整合に覆い、基底部付近に同花崗岩の岩片をともなう。また、夏厩北西方では手取層群を直接被覆している。下位層の二本木層・小鳥川層との直接の関係はみられないが、いずれの地点においても本層とは著しい構造的ギャップをもって接している。

なお、本層は二本木周辺*と金山谷下流域において弱い熱変成作用を受けている。

3-3 ソウツイ谷溶結凝灰岩層

本層は、小鳥川以東の調査域東半部に広く分布し、

* 河田ほか（1976）は、二本木付近の本層中より、保存のよい植物化石（*Cunninghamia izumiensis* MATSUO）を報告し、ヘトナイ世に対比される可能性を指摘した。

* 下位の二本木層は著しい変質作用を受けているため、熱変成作用の影響はわからない。

一部森茂峠周辺にも分布する。

見かけ上、下位の彦谷溶結凝灰岩層と類似した岩相を呈し、粗粒多斑晶質であるが、斜長石斑晶に富むこと、本質レンズ中に粗粒斜長石斑晶を含むことなど、岩質的に区別される。

本層は、彦谷溶結凝灰岩層に対して地形的に上位に位置するが、両層の境界付近では岩相・岩質的に漸移関係であり、両層の境界は明確にひけない。

なお、本層はソーツイ谷流域で弱い熱変成作用を受けている。

3-4 殿川溶結凝灰岩層

調査域北東部の尾崎山から殿川流域にかけての地域に分布する。

本層は、石英・カリ長石の斑晶に富み、本質レンズが小型（1 cm前後）で、比較的多量の石質岩片を含むことなどの特徴をもつ。

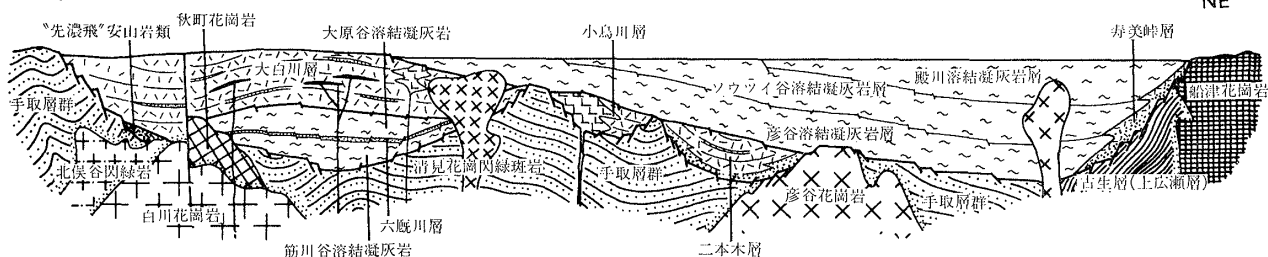
下位のソーツイ谷溶結凝灰岩層との直接の関係は不明であるが、分布の形態からその上位に載るものと考えられる。

4 地質構造

本地域の濃飛流紋岩は、大きくみれば 30° 以下の緩傾斜構造をなし、基本的には岩体南部地域でみられる構造と同じである。ただし、こうした一般的な地質構造を示しながらも、局所的に著しい急傾斜構造を示す部分が2地域でみられる。1つは六廐川の南西側でみられるものであり、もう1つは二本木層にみられるものである。

六廐川の南西側では、大原谷溶結凝灰岩層と大白川層がともにほぼ北北西-南南東方向に帯状に急傾斜をなしており、その両側では両層やその下位層がほとんど水平に近い緩傾斜となっている。いっぽう、二本木層では全体として構造が乱れており、垂直に近い傾斜を示す場合もある。こうした現象は同層だけに限られており、上位に接する彦谷溶結凝灰岩層にはまったく認められない。これらの原因については次章で若干触れる

SW



第8図 調査地域の模式東西地質断面図

形成史の概要

これまでに述べてきた濃飛流紋岩の層序・構造に基づいて、活動ステージの区分を以下に試み、その区分に従って、本地域の濃飛流紋岩の形成史をまとめる。第8図に本地域の東西模式断面図を示した。

1 ステージ区分

筆者らは、濃飛岩体南部において、溶結凝灰岩層に挟有される水底碎屑岩層で示される大規模な火山活動の休止期を境にして、いくつかの活動ステージに区分できること（山田ほか，1971），各ステージでは、一般に、陥没盆地の形成→水底碎屑岩層の堆積→大規模な火砕流の噴出（溶結凝灰岩層の形成）→花崗斑岩の進入、といった活動経過をたどったことを指摘し、この観点にたつて岩体南部の形成史を明らかにした（濃飛流紋岩団地研究グループ，1976）。

しかしながら、本地域においては、大白川層に示されるように、長期間にわたる滞水期が必ずしも大規模な火山活動の休止期にあたるわけではなく、火山活動の性格が岩体南部と一部異っている。そのため、ここでは、水底碎屑岩層の挟有という点よりも、層序関係、各層の分布状態、それに対応する堆積盆地の発達の経緯、各層相互の構造的関係などの諸点に基づいて、ステージ区分を行ない、Ia・Ib・IIの3つに区分した。

ステージIaは、本地域西半部に大規模な溶結凝灰岩層（筋川谷・大原谷溶結凝灰岩層）を形成した活動ステージである。

ステージIbは、Iaにひきつづいて堆積した大白川層、それとほぼ同一層準と考えられ、岩体中央部で独立した小堆積盆を埋めて形成された二本木層、および同じく岩体中央部で噴出した小島川層が形成されたステージである。このステージは、堆積物の構成においてはIaと明らかに区別されるが、Iaの活動との関係が十分明確になっていないため、Ibとした。なお、本ステージについては、分布（活動）域の違いなどから、さらに細かく区分できる可能性（後述）

NE

もあるが、三層の層序関係が不明確なため、ここではまとめてステージIbとする。

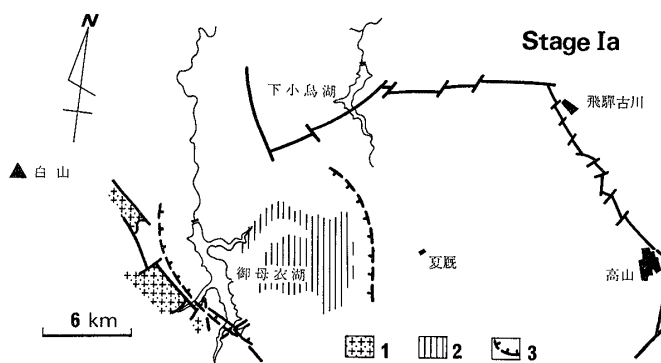
ステージIIは、本地域東半部において、周縁基底層である寿美峠層をともなう大規模な溶結凝灰岩層（彦谷・ソーツイ谷・殿川溶結凝灰岩層）を形成した活動ステージである。

2 形成史

以下に、各ステージおよび侵入岩について形成史の概要を検討する。

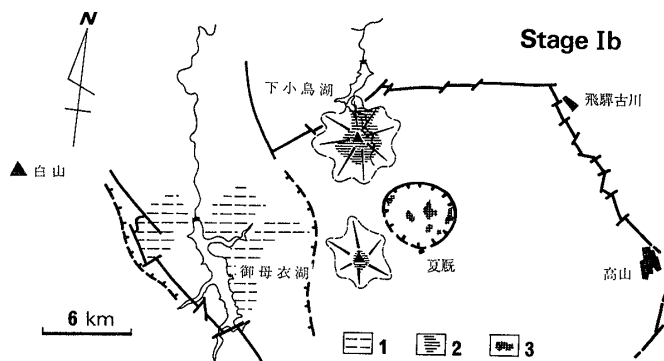
1. ステージIaの活動（第9A図参照）

このステージの堆積盆地は、その構成物の分布状態から、御母衣湖東岸域を中心としたものであったと推定される。この盆地の西縁は、御母衣湖西岸域の資料が十分でないため明確なことは言えないが、現在の岩体西縁と大きくずれることはないと推定される。一方、岩体中央部の小鳥川・彦谷流域では、



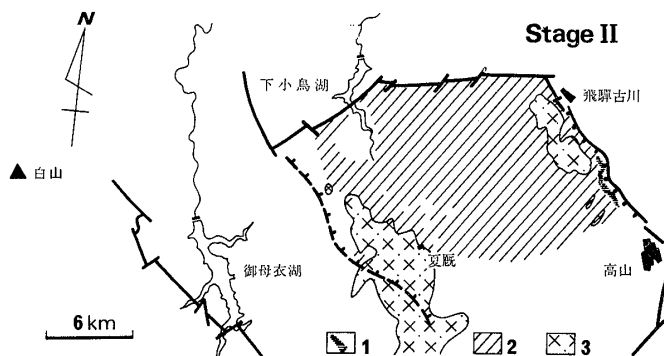
第9A図 ステージIaの分布とその推定堆積盆

1. 北俣谷閃緑岩の現分布,
2. ステージIaの堆積物の現分布,
3. 堆積盆の推定範囲(第9B, 9C図に共通).



第9B図 ステージIbの分布とその推定堆積盆

1. 大白川層の現分布,
2. 小鳥川層の現分布,
3. 二本木層の現分布.



第9C図 ステージIIの分布とその推定堆積盆
および花崗斑岩類の分布

1. 寿美峠層の現分布,
2. ステージIIの堆積物の現分布,
3. 花崗斑岩類の現分布.

ステージIbやIIの下位に直接基盤岩類が分布していることから、本ステージの盆地の東縁はそれより西方、おそらく金山谷付近を南北方向に走っていたと考えられる。

本ステージを構成する溶結凝灰岩層が噴出した地点を示す明らかな証拠は、現在のところないが、分布の中心が御母衣湖東岸以東にあると考えられることから、六所川流域～金山谷上流域にかけての地域と考えられる。

2. ステージIbの活動（第9B図参照）

大白川層の分布から推定して、ステージIaの堆積盆地は、ステージIbの時期にいたり、その東縁部が隆起に転じ、全体として西方へ移動した。この盆地内の構成物は太白川層であり、同層の複雑な岩相変化が、盆地内での活動の状況をよく示している。随所に挟有される溶岩類で示されるように、小規模な火山活動の中心が盆地内に点在していた。これらから噴出した小規模な火砕流や溶岩、火山灰などが、盆地内の随所に存在した滞水域へ流入し、一部は乾陸域にも流れて薄い溶結凝灰岩も形成した。

一方、隆起域となった小鳥川流域では、小鳥川層や二本木層が形成された。小鳥川層には自破砕溶岩とその二次的移動物と考えられる角礫岩が存在し、とくに後者の占める割合が相対的に大きいことから、小鳥川層は全体として浅水域に噴出したものと考えられる。また、下小鳥湖周辺と金山谷上流域とは南北に約7～8km離れており、ともに流紋岩質溶岩が多量に存在することから、活動の中心が少なくとも2ヶ所あったことを意味している。小鳥川層の層厚

は、その形成時にはおそらく1,000m 近くあり、同層の中味が流紋岩質溶岩とはいえ、相当大規模な火山体を形成していたものと考えられる。このような活動様式は、濃飛岩体においてはこれまでに例がない。

二本木層を堆積した盆地は、同層の分布から推定して、径5 km程度の円形盆地が考えられる。二本木層の主体は軽石片を含む凝灰岩類であり、しかもその構造は周囲の他層とは対照的に急傾斜していることから、この盆地は凝灰岩類の噴出にともない断続的に沈降した一種のカルデラであった可能性が高い。

小鳥川層と二本木層の活動域は、両者とも全体として隆起している地域で局所的に沈降したところにあたり、共通性がある。逆に、これらと大白川層の活動域とは、地域的にも性格的にも異なっている。さらに、六厩川南西方の急傾斜構造は大白川層堆積後に形成されたものであり、その構造運動がその東側（二本木層・小鳥川層の活動域）の隆起運動に関係している可能性も考えられる。こうした意味で、ステージIbを細区分する必要があるかもしれない。

3. ステージIIの活動（第9 C図参照）

ステージIa・Ibの活動以後、かなりの削剝期を経て、ステージIIの火山活動が再開された。これは彦谷溶結凝灰岩層の基底にみられる下位層との構造上のギャップとして示される。活動の場は東方に大きく移動し、岩体東部域となった。本ステージにおいても、火山活動の開始前およびその後に著しい沈降（陥没）が起り、堆積盆の形成をみている。その証拠は、現在の岩体東縁部とほぼ同じ位置と考えられる堆積盆の東縁においてみられる。ここでは、北西－南東方向の急崖が彦谷溶結凝灰岩層の噴出前に形成され、その麓に崖錐性の礫岩を主体とする寿美峠層が形成され、ひきつづいて噴出したソーツイ谷溶結凝灰岩層の形成前あるいは形成時にも、同様の堆積物が形成された。この盆地の西縁を示す証拠はないが、現在の分布域から推定して、森茂付近より南東へと延びていたものと考えられる。ただし、西縁に急崖が存在したか否かについては不明である。

殿川溶結凝灰岩層の分布は、下位の二層にくらべて南西方への広がりを欠いている。盆地の南西部では、同層が削剝されつくした可能性も否定できないが、この時期に活動域が東方へ移ったか、堆積盆の縮小が生じたことも考えられる。

4. 花崗斑岩類の進入

本地域にみられる花崗斑岩類のうち、比較的大きな岩体をなす宇津江岩体と清見岩体について、活動ステージとの対応関係に関して簡単に触れておく。

宇津江岩体は、殿川溶結凝灰岩層まで貫き、清見岩体は彦谷溶結凝灰岩層まで貫いている。すなわち、両岩体ともステージIIまで貫いているが、両岩体の岩質は明らかに異なり、岩質的には宇津江岩体は殿川溶結凝灰岩層に、清見岩体は、彦谷・ソーツイ谷溶結凝灰岩層にそれぞれ対応する。また、両岩体はステージIIの堆積盆の東縁と西縁に沿ってそれぞれ進入している。とりわけ、清見岩体は、濃飛岩体にもなう花崗斑岩体としては特に巨大な岩体であり、平坦な進入面を有している点など、同種の岩体としては特異性をもっている。

こうしたことから、両岩体とステージIIの活動を単純に結びつけることはできない。現段階では、両岩体の全貌が明らかになっていないこともあり、進入時期がステージIIの活動中ないしそれ以降であることを指摘するだけにとどめる。

文 献

- 原山 智, 1978: 濃飛流紋岩中の玄武岩質安山岩自破砕溶岩中より見いだされたChromian endiopside. 昭和53年度三鉱学会講演要旨, 107.
- 石原舜三, 1971: 日本の主要モリブデン鉱床および関連する花崗岩質岩類. 地調報告, NO. 239, 1-178.
- 河田清雄・高田康秀・尾上 亨・梅村盛一, 1976: 岐阜県高山市西方の濃飛流紋岩中より植物化石の発見. 地質雑, 82, 603-605.
- 河合正虎, 1961: 飛驒高原西部における後期中生代の地殻変動 第3報—白山周辺地域の地質学的研究—. 地調月報, 12, 747-762.
- 金属探鉱事業団, 1978: 昭和52年度広域調査飛驒地域地質調査報告書.
- 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, 27, 161-179.
- , 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—. 地球科学, 30, 193-205.
- 野沢 保・河田清雄・河合正虎, 1975: 飛驒古川地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 金沢 NO. 43, 79P., 地質調査所.
- 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, 52-88.
- ・坂本 享・野沢 保・遠田朝子編, 1974: 50万分の1地質図幅「金沢」. 地質調査所.