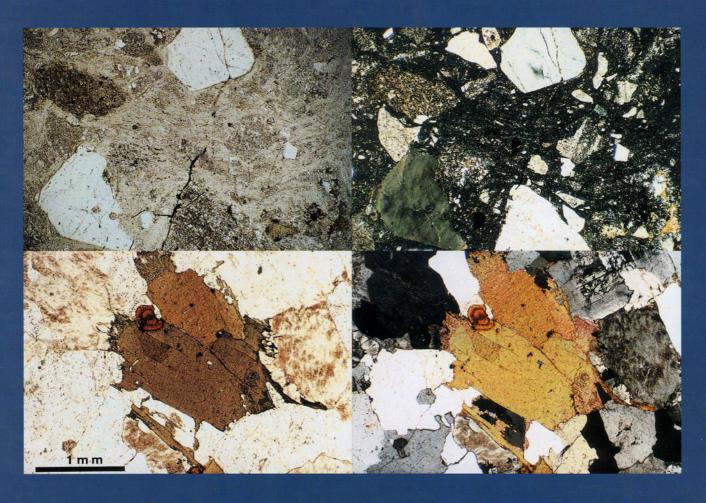
## 琵琶湖博物館研究調查報告

15号 2001年4月

# 琵琶湖のカルデラ形成史の研究

● 琵琶湖基盤地質研究会 編





## 琵琶湖博物館研究調査報告 第15号

## 琵琶湖のカルデラ形成史の研究

● 琵琶湖基盤地質研究会 編

滋賀県立琵琶湖博物館 2001年 4 月

## はしがき

琵琶湖博物館の準備室時代から、展示を創ることを目的として、中野聰志さんを代表に、「琵琶湖カルデラ調査グループ」(後に「琵琶湖基盤地質研究会」と改称)を作って頂き、調査研究を委託してきた。この会の中心となったのは、全国的な規模で研究活動を続けている「地学団体研究会」の「周琵琶湖花崗岩団体研究グループ」の方々と、琵琶湖地域をこよなく愛している地元の地学研究者の皆さんであった。

その後、研究者の範囲はさらに拡がり、中生代末(約1億年から6500万年前)のカルデラ形成にともなった火成活動の調査を中心に、それよりも古い中・古生代の堆積岩に関する調査や、物理探査による地下構造の研究も行われ、その期間は5年に及んだのである。

本報告書は、こうして調査研究された琵琶湖地域の基盤岩類のうちで、特に、中生代末にこの地域で起こった大規模な火山活動についての詳しい調査結果をまとめたものである。見られる通り、この地域の火成活動記録が整理され、世界有数の火山活動の様相や地下のマグマの活動状況が新たに想定され、その結果「琵琶湖コールドロン」というカルデラモデルが提唱されることにもなった。これは地学分野の専門研究としてたいへん意義深いものであり、このような成果を『琵琶湖博物館研究調査報告』の1冊として出版出来ることはまことに光栄である。

琵琶湖博物館の展示室には、この調査結果の一部が、開館時からずっと公開されている。それは、A展示室の最初の「琵琶湖のおいたち」の岩石が並ぶ中に、映像として展示されている。その時間は5分と、当博物館の映像の中ではやや長めであるが、来館者に最もよく見られている映像の1つであり、どのようにして日本列島が形成され、琵琶湖の周囲の山々が出来上がっていったのかが見事にわかると、評判も高い。

もっとも、この報告に書かれている時代には、琵琶湖はまだ存在していなかった。いや、白亜紀末のこの頃は、将来の琵琶湖地域になる場所はまだ、中国大陸の一部としてその辺縁部に位置しており、日本列島さえ影も形もない時代である。しかしながら、1億年近くも前に大陸の辺縁で起こったこの火山活動の跡が、私たちのいま住んでいるこの琵琶湖でまた周辺の山地で、まさに観察出来るのである。

琵琶湖地域には、まだまだ謎に包まれた部分が多い。これからも多くの人たちとともに調査研究を続け、 それによって得られた新しい成果を、新しい展示にしていく努力を続けていきたいと考えている。

最後になったが、中野聰志さんをはじめとする「琵琶湖基盤地質研究会」の方々の長年にわたる御尽力に深く感謝し、併せてこの調査研究と報告書の作成にさまざまなかたちで御支援を頂いた方々に御礼申し上げる。

2001年 4 月15日

滋賀県立琵琶湖博物館 館長 川那部 浩哉

## 琵琶湖のカルデラ形成史の研究

## -----琵琶湖博物館研究報告第15号-----

## 目 次

1.	琵琶湖基盤地質研究会による「琵琶湖のカルデラ形成史の研究」の経過と意義1 – 6
	中野・聰志
2.	湖東流紋岩類――杠葉尾火砕岩と犬上花こう斑岩 7 - 25
	西川 一雄・但馬 達雄・小早川 隆・西堀 剛
3.	湖東地域以外に分布する岩脈類
3 -	- 1. 鈴鹿花こう岩中の岩脈類について26-36
	西橋 秀海・吉田 源一・琵琶湖基盤地質研究会
3 -	- 2. 湖東流紋岩に伴う岩脈類-猪ノ鼻火砕岩脈37-52
	多賀 優・吉田 源市・琵琶湖基盤地質研究会
3 -	- 3. 湖東流紋岩に伴う岩脈類 - 石英斑岩中の青土火砕岩53 - 57
	吉田 源一・久田 義之・琵琶湖基盤地質研究会
3 -	- 4. 田上-三雲地域における湖東コールドロン形成に関連した火砕岩脈について58-70
	西橋 秀海・橋本 勘・松山(関)芳恵・中野 聰志・琵琶湖基盤地質研究会
3 -	- 5. 石部地域の岩脈類71-74
	西村 貞浩・中野聰志・琵琶湖基盤地質研究会
3 -	- 6. 湖西地域の花こう岩類に貫入している岩脈類について75-83
	杉井 完治・澤田 一彦・沓掛 俊夫・琵琶湖基盤地質研究会
4.	滋賀県南部花こう岩類の化学組成84-105
	天白 俊馬•琵琶湖基盤地質研究会
5.	地球物理探査による近江盆地の基盤構造の推定106-116
	西村 敬一・駒澤 正夫・高林 政生・筒井 智樹
6.	滋賀県下における白亜紀火成活動史-総括-117-120
	沓掛 俊夫·琵琶湖基盤地質研究会

## 調査組織

(代表:中野聰志)

沓 掛 俊 夫 愛知大学教養部地学研究室

小早川 隆 滋賀県立守山北高校

澤 田 一 彦 志賀町立志賀中学校

沢 田 順 弘 島根大学総合理工学部

杉 井 完 治 京都市消防局

多 賀 優 滋賀県立草津東高校

但 馬 達 夫 滋賀県立水口東高校

竹 本 健 一 岡山県井原市立県主小学校

筒 井 智 樹 秋田大学工学資源学部

天 白 俊 馬 京都府立木津高校

中 野 聰 志 滋賀大学教育学部

西 川 一 雄 滋賀県蒲生郡日野町日田

西 橋 秀 海 長浜市立長浜小学校

西村 敬一 岡山理科大総合情報学部

西 村 貞 浩 草津市立玉川中学校

久 田 義 之 草津市立草津第二小学校

吉 田 源 市 木之本町立木之本小学校

(以上, 17名)

本調査報告書の各論文に現われる著者名のうち, 琵琶湖基盤地質研究会とあるのは当該著者を除く上記メンバーのことである.

## 琵琶湖基盤地質研究会による「琵琶湖のカルデラ形成史の研究」の 経過と意義」

Review of the geological study on the late-Cretaceous Biwa-ko Cauldron by the Research Group for the Basement Geology of Lake Biwa

## 中野 聰志\*

Satoshi Nakano\*

#### Abstract

Late-Cretaceous rhyolites and granites are extensively distributed in and around Lake Biwa, the largest lake in Japan. Of these felsic igneous rocks, the Koto Rhyolites consist mainly of welded tuffs with subordinate quartz and granite porphyries. They constitute the Koto Cauldron, 20 km across, of Valles-type caldera. Several granite plutons (Suzuka, Tanakami, Hiei and Hira) form a ring complex surrounding this cauldron. Distributional and structural patterns of these felsic igneous rocks suggest their intimate genetical relationships.

Our investigations on these rocks, carried out from 1990 to 1995, are focused mainly on the scale of the cauldron and on revealing their petrogentic consanguinity, and also on selecting a suite of rocks suitable for the exhibition of the Lake Biwa Museum. Detailed field sarrey has been made on the felsic dyke rocks, which would present a key to elucidate the relationships between the granitic magmatism and the cauldron. Surveyed areas comprise the Inohara and Ohzuchi areas in Tsuchiyama Town and the Mt. Aboshi area in Ritto Town. Petrography, XRF analyses, and EPMA analyses of major

rock-forming minerals, of the corresponding rocks, are also made. Some geophysical prospectings, mainly by seismic methods, have been employed to analyse the subsurface structures of the cauldron, too.

Many fruitful results, obtained by these investigations, are summarized here. Of special importance are the following three subjects:

- 1. Closely associated granite porphyry and rhyolitic pyroclastic dykes have been found. Their mode of occurrence is quite similar to that of the Yuzurio pyroclastic dykes within the Koto Rhyolites. Also, on other kinds of dykes, thier distributional pattern and mode of occurrence have been described.
- 2. XRF analyses of these rocks together with the previous data have provided a useful information to elucidate the late-Cretaceous magmatic activities in this region.
- 3. Geophysical explorations revealed the upper crustal structures of this region.

Based on these data, a huge cauldron of 40-50 km across, has been proposed. It is named "the Biwa-ko Cauldron", and encircles the previously proposed the Koto Cauldron. This

<sup>\*</sup> 滋賀大学教育学部地学教室 Faculty of Education., Shiga University, Otsu 520-0862

caul-dron newly defined comprises the Koto Rhyolites and the granites of the southern part of Lake Biwa in the form of ring-complex.

During these works, we collected a good many rock-samples, and proposed a descriptive format of them. We also contributed to the geological exhibitions, mainly on the Biwa-ko Cauldron, of the Lake Biwa Museum, through a donation of display-materials and audio-visual aids.

#### はじめに

本研究調査報告は、(仮称) 琵琶湖博物館準備室から琵琶湖基盤地質研究会に委託された5年間にわたる研究によって得られた成果を、特に各種岩石の野外における産状を中心にまとめたものである。本報告は、琵琶湖地域における白亜紀末の大規模なマグマ活動についての地道な記録である。既に、この委託研究の成果は、琵琶湖博物館A展示室の最初のコーナーを飾っている。本報告書は、それらの成果を今後より多くの関心のある人々に活用していただくために、5年間にわたる研究の成果を再検討し書き直したものであり、多数の写真を含む記載資料集的な性格を持っている。

日本一大きい琵琶湖は、近畿の水がめと言われているが、実は400万年に及ぶ長大な歴史を秘める生きた自然史そのものである。琵琶湖の水を湛えているのは、その底にある基盤と言われるもっと古い時代の岩石類である。そのうち、マグマが固まった火成岩、それもシリカに富み粘性の高いマグマが固まった花こう岩・花こう斑岩・流紋岩が、琵琶湖の島々と周りの山地に顔を出しており、およそ1億年前から6500万年前までの当時の大地で繰り広げられた大規模なマグマ活動を私たちに教えてくれている(中野、1992)。これらの岩石は、琵琶湖地域の自然への私たちの興味と想像力をかきたてるものである。もちろん、1億年前から6500万年前までの昔(白亜紀後期)には、琵琶湖という湖は存在していない。

この大規模マグマ活動についての自然科学的研究 においては、1969年の湖東流紋岩の発見(河田、

1969:河田ほか、1969) が契機となり、地下のマグ マ活動だけでなく, 地表における火山活動の存在が 明らかになった. この火山活動の実体については, 西川ほかがバイアス型カルデラとしての「湖東コー ルドロン」のモデルを提唱した(西川ほか, 1976, 1979; 西堀ほか, 1991). 一方, 周琵琶湖花崗岩団 体研究グループは、琵琶湖南部周辺の田上・鈴鹿・ 比良の花こう岩の研究を通して、これらが琵琶湖を 取り囲むように分布する巨大な環状花こう岩体であ り、「湖東コールドロン」の形成と切り離せないも のであることを明らかにしてきた(周琵琶湖花崗岩 団体研究グループ, 1982, 1990, 1997, 2000; 沢田 ほか, 1985, 1994;沢田・板谷, 1993;沓掛ほか, 1991; 吉田ほか, 1991). 野外における斑岩脈の産 状とその化学組成などは、湖東流紋岩と花こう岩を 関係づけている. これらの研究により,「湖東コー ルドロン」の規模をさらに上回る世界有数の火山・ 深成活動を想定した方がよいのではないかと考える に至った.

本研究では、これらのモデルについて実地に検討を行うよう努めた。その結果、「湖東コールドロン」のはるか外側にある土山町および栗東町においても「湖東コールドロン」形成最終段階にその環状割れ目を充填したと考えられている花こう斑岩・火砕岩脈の存在が確認され、それらの比較検討が行われた。これらの結果にもとづき、「湖東コールドロン」の規模をさらに上回る世界有数の火山・深成複合岩体を想定し、本報告書において「琵琶湖コールドロン」と命名する。「湖東コールドロン」のモデルが、約20年を経てさらに内容が深くなり「琵琶湖コールドロン」モデルとして発展しつつあると理解できる。

## 本委託研究の経緯

### 1990年度(琵琶湖カルデラ調査グループ, 1991)

本研究は、1990年度の予備調査をもって開始され た(1991.2.1~3.31). この時のテーマは,「白亜 紀末琵琶湖地域におけるカルデラ形成を伴った火山 深成作用に関する予備調査」である. これにより, 調査目的と本調査における課題が確立された。以下 に, 提出した報告書の内容を示す:調査目的/調査 内容(文献調査,現地調査)/本調査における課題 (野外調查,室内観察,地球化学的研究,造岩鉱物 の化学組成の検討. 野外調査は、環状割れ目の広が りの観点からカルデラ形成に伴われた岩脈類が重点 となった. 特に, 土山町猪ノ鼻と田上・阿星山の岩 脈類は、湖東コールドロン(西川ほか、1983)の規 模をはるかに越える大火山活動を示唆するものとし て注目された. さらに, 地質学的研究にとどまらず. 地震研究に代表される地球物理学的解析の重要性が 指摘された.

報告書に書かれた調査目的の主要部分を以下に再 録し、本調査研究の意義を理解していただく一助と したい. 『中生代白亜紀末の琵琶湖地域において, 地表では火山活動が激しく行われ, 大量の溶結凝灰 岩が噴出した (湖東流紋岩). 一方, 地下では巨大 なマグマ溜まりが存在したが、それが冷却固結して 花こう岩となった。また、地表での活動には至らな かったが、湖東流紋岩の噴出に伴う環状割れ目を充 填して、 花こう岩マグマから派生して斑岩脈が貫入 固結した. したがって, 現在琵琶湖の湖中と周辺に 分布しているこれら3種の火成岩は、お互い密接な 関係を持ち、それぞれに重要な意味を持っている. しかし、それぞれの分布や特性、時間関係において、 なお整理すべき点・解明すべき点がある. 特に, 湖 東流紋岩の活動様式として、従来バイアス型のカル デラが考えられてきているが、その活動・規模に関 しては、当時のマグマ溜まりの記録としての花こう 岩体の形成との関係で、なお大きないくつかの問題 がのこされている』

### 1991年度(琵琶湖カルデラ調査グループ, 1992)

調査組織名は「琵琶湖カルデラ調査グループ」, 調査名は「白亜紀末琵琶湖地域におけるカルデラ形 成を伴った火山深成作用に関する調査」となった. 上記岩脈類についての野外調査が、琵琶湖周辺広域 にわたって行われた. また, この調査と並行して, 博物館展示のための滋賀県下全域にわたる各種岩石 試料の採取が行われた. 関連する岩石についての蛍 光 X 線分析が始められ,一部造岩鉱物についての X線マイクロアナライザーによる化学組成の検討 が行われわれた. それとともに, 人工地震と自然地 震の両者を利用した解析や重力データの解析の地球 物理学的研究が開始された. 報告書の目次を, 以下 に列記する:はじめに/湖東コールドロンに関係す る火砕岩脈・斑岩脈の野外観察・室内観察/X線 マイクロアナライザー/蛍光 X 線分析/地球物理 学的解析/本年度の成果のまとめ/来年度の課題。

当年度の成果のまとめのうちの野外調査の成果の 部分を再録し、各論文の位置付けに供したい. 猪の鼻地域

これまでトーナル岩の記載しかなかったこの地域で、猪の鼻地域と同様に火砕岩脈が発見された.この成果は、このような火砕岩の活動が広範に起こっていたことを示しており、コールドロンモデルを作成する上での重要な資料である.

## 阿星地域

火砕岩の捕獲岩の存在しかわかっていなかったこの地域の精査の結果,この火砕岩は大きいブロック状のものであり,斑岩脈と密接に産していることがわかった。この火砕岩・斑岩の性質・産状は,湖東流紋岩本体の犬上花こう斑岩・杠葉尾火砕岩のそれらに類似していることが明らかになった。ただし,この火砕岩は熱変成作用を受けているので,この点の考慮が必要であるが,重要な新知見である。

#### 石部地域

新しく斑岩脈が確認された。本年度調査した他地域の斑岩脈と同様の意義を持つものと考えられる。

#### 湖西・霊仙地域

これまでほとんど調査されていなかった花こう斑岩脈の調査を行った結果,この斑岩脈が母岩の変形・破砕構造を伴うものであることが明らかになった.この花こう斑岩脈も,環状割れ目に貫入したものと考えられる.

## 比良地域

比良花こう岩中の花こう斑岩脈・ヒン岩脈を調査 した. ヒン岩は,流紋デーサイトと判明したので, 環状岩脈の存在がより明らかになった.

## 1992年度(琵琶湖基盤地質研究会, 1993)

調査組織名が「琵琶湖基盤地質研究会」となり 1991年度のメンバーに井本伸広・武蔵野実(以上, 京都教育大学)・清水大吉郎(京都大学)・石賀裕明(島根大学)の四氏が加わり,調査名が「琵琶湖 の基盤地質形成史に関する研究」となった。猪の鼻地域の湖国鉱業敷地内の大露頭の精査と湖東本体の 犬上花こう斑岩・杠葉尾火砕岩の調査が行われた。 この結果,猪の鼻大露頭の大スケッチが作成された。 また,引き続き,蛍光 X 線分析による関係岩石の 化学分析や地震・重力による地球物理学的解析が行われた。

一方,新しく加わったメンバーの調査内容として, 美濃・丹波帯の中・古生層に関する調査が行われた. 報告書の目次を,以下に列記する:はじめに/美濃・ 丹波帯の中・古生層に関する調査(余呉町で発見された放散虫化石,珪灰石の産状と成因について,滋 賀県及び近隣地域から産した放散虫化石及びコノドント化石,"守山石"について)/琵琶湖コールドロンに関する火砕岩脈・斑岩脈の産状(湖東流紋岩本体の火砕岩脈・斑岩脈の産状,猪の鼻に産する火砕岩脈について)/白亜紀の岩脈類及び火砕岩類の化学組成/地球物理学的解析の結果/琵琶湖コールドロン形成プロセスと構造発達/本年度の成果のまとめ/次年度への課題.

はじめて、琵琶湖コールドロンという用語が使用

されるとともに、博物館関連展示に伴うグラフィック映像作成のための一連の概念図が公表された.

#### 1993年度 (琵琶湖基盤地質研究会, 1994)

調査組織名は1992年度と同じ「琵琶湖基盤地質研究会」であったが、1992年度に加わった美濃・丹波帯の中・古生層に関する調査グループのメンバーが別調査組織として独立していったので、1991年度と同じ調査メンバーとなった。調査名も、「琵琶湖のカルデラ形成史に関する研究」となった。

前年度まで継続して行われてきた各種調査が、引き続き行われた. これらの成果にもとづき、博物館の展示ならびにイラストとして、一般市民にも理解できるコールドロン形成モデルについてのグラフィック表現がさらに検討された. また、博物館用岩石標本の収集が補足的に行われた.

調査報告書の目次を,以下に列記する:「琵琶湖コールドロン」に関係する火成岩類の検討(湖東流紋岩本体の火砕岩脈・斑岩脈の産状の調査,田上花こう岩体の岩相分布とその中の岩脈類の調査,火成岩類の化学組成の解析)/地球物理学的探査(地震観測による検討,波線追跡法などによる地下構造モデルの検証修正/重力異常分布の解析/コールドロンのモデルの作成と構造発達史のまとめ/「琵琶湖コールドロン」に関係した岩石試料の収集.

#### 1994年度(琵琶湖基盤地質研究会, 1995)

調査組織も調査名も1993年度とまったく同じで、 最終年度の調査研究が行われ、報告書が作成された. ここに、報告書の「はじめに」の部分を再録する形 で、5年間(実質4年半)の調査研究の流れと意義 をまとめる.『「琵琶湖のカルデラ形成史に関する研 究」は、琵琶湖地域における基盤形成の一方の柱と して1990年度から本年度まで継続して行われてきた. 白亜紀末に琵琶湖地域で生じたカルデラ形成事件の モデル化を行うに当たっては、既存のデータやイメー ジだけに依拠せず、現在調べうる可能なデータを野 外調査・室内解析を通して最大限求めることをキー ポイントにしてきた. それらの成果をもとに、カル デラ形成史のモデルの検討を行った.』『本年度は、 これまでの調査の補足を行うとともに、博物館展示のグラフィックスに具体的に寄与するための作業を行った。また、これまでに収集してきた岩石試料の整理を行うとともに、博物館開設にあわせて進行すべき試料整理のための具体的方法の提起も行った。』最終年度の報告書の目次を、以下に列記する:第一部本年度の調査結果;田上地域におけるカルデラ形成に関係する岩脈類の産状/X線マイクロアナ

一部本年度の調査結果;田上地域におけるカルデラ形成に関係する岩脈類の産状/X線マイクロアナライザー分析/蛍光 X線分析による全岩化学組成/地球物理学的調査/本年度のまとめ,第二部グラフィックス展示・試料整理・ビデオ映像:タイトル・はじめに/グラフィックス展示のためのシナリオ作成/シナリオの詳しい説明とグラフィックス/カルデラ形成グラフィックスー総括モデル/サンプル記載法の説明とサンプルリスト/グラフィックス展示のためのビデオ映像.

## 本報告書の構成

本報告書に掲載されている論文の内訳は, 次の通 りである. 最初に「湖東コールドロン」・「琵琶湖コー ルドロン」モデル出発点としての湖東流紋岩、特に 犬上花こう斑岩・杠葉尾火砕岩の産状についての記 載と、湖東流紋岩全体にわたる化学分析値のまとめ が与えられており、本報告書の土台となっている. 次いで、土山町猪の鼻および栗東町・阿星山におけ る渾然一体となって岩脈として産する花こう斑岩・ 火砕岩の産状が詳しく記載されて, 上記モデル検討 の展開部となっている. この部分では、その他に鈴 鹿地域・土山町青土・石部町・比良地域における岩 脈類の記載が与えられており、これによりコールド ロンの規模の大きさが理解できる.後半部分には, 「湖東コールドロン」・「琵琶湖コールドロン」に関 係するしないにかかわらず、琵琶湖周辺の花こう岩 類についての化学分析値がコンパイルされ、各花こ う岩体の特徴づけが試みられており, 非常に貴重な 資料となっている. さらに、これに続いて、本研究 での特色の一つであった地球物理学的研究の成果が まとめられており大変貴重である. 最後に, 琵琶湖 周辺地域における白亜紀後期のマグマ活動の全体像

がまとめられている.

### 謝辞

本報告書を出版するに当たり,琵琶湖博物館高橋 啓一専門学芸員には大変お世話になった。高橋啓一博士には,本研究の出発時から相談にのっていただき,事務的な労も一貫してとっていただいた。木田 千代美主任学芸員には,本研究前半の時期に同じように,大変お世話になった。また,山崎博史博士 (広島大学学校教育学部)には,本研究後半の時期に学芸員としてお世話いただいた。

野外調査と調査とりまとめの際には、小井土由光教授(岐阜大学教育学部)・原山智教授(信州大学理学部)から大変貴重なご指導とご助言をいただいた。野外調査には、滋賀県立石部高校岨中貴洋氏と、多数の滋賀大学教育学部学生諸氏に参加していただいた。湖国興業の関係者の方々は、露頭観察の便宜をはかっていただいた。

以上の方々と琵琶湖博物館関係各位に心から感謝 いたします。

## 参考文献

琵琶湖カルデラ調査グループ,1991,白亜紀末琵琶湖地域におけるカルデラ形成を伴った火山・深成作用に関する予備調査.琵琶湖博物館開設準備室委託研究調査報告書.

琵琶湖カルデラ調査グループ,1992,白亜紀末琵琶湖地域におけるカルデラ形成を伴った火山・深成作用に関する研究. 琵琶湖博物館開設準備室委託研究調査報告書.

琵琶湖基盤地質研究会,1993,琵琶湖の基盤地質形成史に関する研究. 琵琶湖博物館開設準備室委託研究調査報告書.

琵琶湖基盤地質研究会,1994,琵琶湖のカルデラ形成史に関する研究.琵琶湖博物館開設準備室委託研究調査報告書.

琵琶湖基盤地質研究会,1994,琵琶湖のカルデラ形成史に関する研究.琵琶湖博物館開設準備室委

託研究調査報告書.

- 河田清雄, 1969, 湖東, 琵琶湖東部で白亜紀火山 岩類の発見, 地質ニュース, 177, 11-15.
- 河田清雄・三村弘二・須藤定久, 1969, 琵琶湖東部 の白亜紀火成活動. *Magma*, 16, 11-13.
- 沓掛俊夫・中野聰志・国分一徳・高島里香・周琵琶 湖花崗岩団研研究グループ,1991,琵琶湖周辺 の花崗岩質岩体ーその3. 花崗岩類の微量元素 含有量-. 地球科学,45,363-367.
- 中野聰志,1992,びわ湖に隠された大マグマ活動. 滋賀大学湖沼実習施設編「びわ湖を考える」, 新草出版,70-80.
- 西川一雄・西堀 剛・小早川隆・但馬達夫・辻一信・ 佐藤義成,1979,湖東流紋岩類、滋賀県の自然, ・滋賀県自然保護財団),229-244.
- 西川一雄・西堀 剛・小早川隆・但馬達夫・上嶋正 人・三村弘二・片山正人,1983,湖東流紋岩お よびその活動について、岩鉱,77,51-64.
- 西堀 剛·西川一雄·小早川隆·但馬達夫·岨中貴洋,1991. 湖東流紋岩類. 滋賀県自然誌, 滋賀県自然保護財団,387-422.
- 沢田順弘・板谷徹丸,1993,琵琶湖南部後期白亜紀環状花崗岩質岩体の K-Ar 年代-巨大コールドロンにおける冷却史-. 地質雑,99,975-990.
- 沢田順弘・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1985, 琵琶湖南部の環状花崗岩質岩体. 日本地質学会 第92年大会講演要旨集, 346.
- 沢田順弘・加々美寛雄・松本一郎・杉井完治・中野 聰志・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1994, 琵琶湖南部白亜紀環状花崗岩体と湖東コールド ロン. 地質雑, 100, 217-233.
- 周琵琶湖花崗岩団研研究グループ,1982,琵琶湖周 辺の花崗岩質岩体-甲賀地方の花崗岩類-.地 質雑,88,289-296.
- 周琵琶湖花崗岩団研研究グループ,1990,琵琶湖周 辺の花崗岩類 - その2. 鈴鹿花崗岩体 - . 地球 科学,44,184-195.
- 周琵琶湖花崗岩団研研究グループ,1997,琵琶湖周辺の花こう質岩体ーその4. 比良山地の花こう

岩類-. 地球科学, 51, 188-198.

- 周琵琶湖花崗岩体研究グループ, 2000, 琵琶湖周辺 の花こう岩質岩体-その5. 田上地域の花こう 岩類-. 地球科学, 54, 380-392.
  - 吉田源一・西橋秀海・竹本健一・久田義之・西村貞浩・齊田敏彦・澤田一彦・中野聰志,1991,琵琶湖周辺の花崗岩体. 滋賀県自然史,滋賀県自然保護財団,423-449.

## 湖東流紋岩頚-杠葉尾火砕岩と犬上花こう斑岩」

Yuzurio Pyroclastic Dyke and Inukami Granite Porphyry

西川 一雄\*・但馬 達雄\*\*・小早川 隆\*\*\*・西堀 剛\*\*\*\*

Kazuo Nishikawa\*, Tatsuo Tajima\*\*, Takashi Kohayakawa\*\*\* and Tuyoshi Nishibori\*\*\*\*

#### Abstract

The Koto Rhyolites are a volcanic pile of Cretaceous age, distributed mainly in the west side of Suzuka Mountains and partly in the east plain of Lake Biwa. They consist chiefly of silicic pyroclastic flow deposits or welded tuffs.

The Koto Rhyolites can be divided into two groups according to the succession. Each group forms one igneous cycle. The older group consists of the Same Welded Tuff, the Kimigahata Welded Tuff, the Kaiwara Welded Tuff and the Hatasho Quartz Porphyry.

The younger group consists of the Yatuoyama Pyroclastic Rocks, the Inukami Granite Porphyry, and the Yuzurio Pyroclastic rock. The Inukami Granite Porphyry of the final igneous activity intruded along ring faults whose center subsided stepwise and resulted in a double ring dike about 30km across.

The Inukami Granite Porphyry and the Yuzurio Pyroclastic Rock show an intimate relationship in the field and are also considered to be of co-magmaticin origin. can be regarded

#### はじめに

三浦 (1891) による20万分の1地質図「名古屋」において,石英斑岩とされた火成岩類は,琵琶湖東部平野 (湖東平野)及び鈴鹿山脈の中~西部に分布している。この火成岩類については,立川ほか(1967),河田(1969),河田ほか(1970),三村・河田(1970),三村(1971,1975),宮村ほか(1976)の研究により,次第にその輪郭が明らかになってきた。特に,河田(1969),河田ほ

か (1969) は, 溶結凝灰岩の存在を明らかにし, 三村・河田 (1970) はこれに「湖東流紋岩」という名称を与えた.

その後、宮村(1976)は山地北部の岩体について詳細な調査を行い、層序、活動史を明らかにし、さらに岩石学的考察を加えた。ついで小早川ほか(1978)と西川ほか(1979)は流紋岩の調査を南方及び西方に拡げ、犬上花こう斑岩が二重の弧状岩脈として分布することを明らかにした。また西川ほか(1983)は、湖東流紋岩の火成活動史を明らかにし、

<sup>\*</sup> 滋賀県蒲生郡日野町日田

<sup>\*\*</sup> 滋賀県立水口東高等学校

<sup>\* \* \*</sup> 滋賀県立守山北高等学校

<sup>\*\*\*\*</sup> 滋賀県愛知郡泰花町竹原

Hida, Hino 529-1641

Minakuch; higashi High School, Minakuch 528-0073

Moriyamakita High School, Moriyama 524-0004

Takehara, Hatasyo

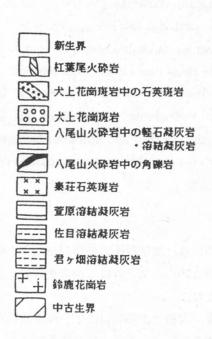
「湖東コールドロン」を提唱した.

一方,平野部岩体については西川ほか (1979), 川崎ほか (1982),西川ほか (1983),中野ほか (1984),石田ほか (1984),西堀ほか (1991)の報告がある.

これら一連の報告は、原山ほか(1989)と西堀ほか(1991)によって湖東流紋岩の火成活動としてまとめられている。

本論では, (仮称) 琵琶湖博物館準備室委託調査

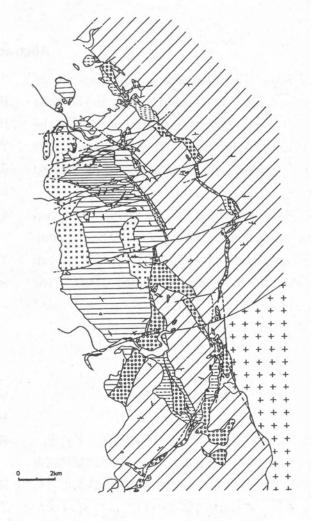
の結果(琵琶湖カルデラ調査グループ,1992;琵琶湖基盤地質研究会,1993,1994,1995)にもとづき,湖東流紋岩に伴う岩脈類のうち、犬上花こう斑岩と杠葉尾火砕岩について、その産状と関係について報告し、その意義について述べる。また、付録として、湖東流紋岩の化学分析値について、今回の調査報告で分析されたものとこれまでに報告されているものを表にまとめる.



第1図 湖東流紋岩類主岩体の地質図

## 湖東流紋岩類の分布と層序

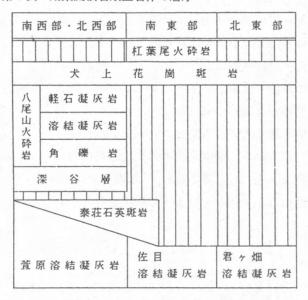
湖東流紋岩が分布するのは、主として鈴鹿山脈の中・西部から琵琶湖側の平野部、さらに琵琶湖内部にかけての直径約20~30kmの2列の弧状岩脈に縁どられた円内である。このうち、山地に分布する岩体を、宮村ほか(1976)は湖東流紋岩主岩体と呼び、



平野部等の小岩体(平野部岩体)と便宜上区別した (第1図).

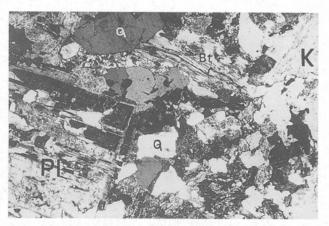
宮村ほか(1976)、三村ほか(1976)は、主岩体 北部の湖東流紋岩類を中・古生層を不整合に覆う萱 原溶結凝灰岩と上位の八尾山火砕岩層とに区別し、 それに随伴する貫入岩を前者については秦荘石英斑 岩、後者を犬上花こう斑岩と呼び、両者の火成作用 の休止期に堆積した地層を深谷層とした。 ついで西川ほか(1979)は、主岩体の層序、岩質 区分を行い、加領川溶結凝灰岩層、佐目溶結凝灰岩 層の存在を明らかにし、八尾山火砕岩層の上位に杠 葉尾火砕岩層を識別した。その後、加領川溶結凝灰 岩は、萱原溶結凝灰岩の一部であることが判明し、 これに含めた。さらに西川ほか(1983)は、東部地 域で、萱原溶結凝灰岩層、佐目溶結凝灰岩層と噴出 時期を同じくするとみられる君ケ畑溶結凝灰岩層を 見いだし、湖東流紋岩類主岩体の層序を第1表のよ うに示した。

### 第1表 湖東流紋岩類主岩体の層序



平野部岩体については、西川ほか(1979)が安土 町役場西隣の露頭で下位より、安土溶結凝灰岩層、 竜石山層、腰越溶結凝灰岩層、瓶割山溶結凝灰岩層 と区分した. 北部の岩体については、石田ほか (1984) に詳しい. また部分的に、中野ほか(1984) の報告がある. しかしながら、平野部岩体は島状に 点在するため、平野部岩体相互の層序を考えるのは 難しく、主岩体との関係は分かっていない.

産状の特徴としては、秦荘石英斑岩が、萱原溶結 凝灰岩との接触部付近で溶結凝灰岩に漸移している。 また、萱原溶結凝灰岩や八尾山火砕岩類は噴出して 堆積した分布を示すが、佐目溶結凝灰岩や君ケ畑溶 結凝灰岩は基盤に垂直に近い境界で接し、鉛直の割 れ目を充填したような分布や産状を示しており、火 道と考えられる。さらに、永源寺町和南林道付近に



第2図 永源寺ダム周辺の角閃石黒雲母斑状花こう岩の 顕微鏡写真(写真の横幅は3.6mm)(標本番号846)

分布する萱原溶結凝灰岩には異質角れきが多く含まれ、火道角れきの一種とみられている(西堀ほか、1991).

次に、杠葉尾火砕岩およびそれに伴う犬上花こう 斑岩について詳しく述べる.

#### 犬上花こう斑岩

大上花こう斑岩は幅1m未満から1km以上の様々な規模の貫入岩脈で、萱原溶結凝灰岩をはじめとして、佐目溶結凝灰岩、君ケ畑溶結凝灰岩、秦荘石英斑岩、八尾山火砕岩に貫入し、一部周囲に接触変成作用を及ぼしている。

本岩は、灰白色~緑灰色の石基中に、斑晶として径0.5~10㎜の石英、カリ長石、斜長石と少量の角 閃石、黒雲母、褐れん石、鉄鉱を含む。石基は粒状で、大型岩体の場合、微文象組織が発達する。

岩相は1つの岩脈の中でも中心部から周辺部にか



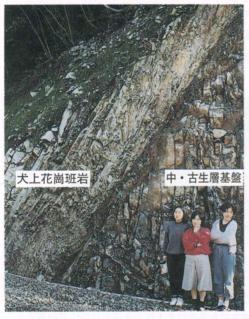
第3図 永源寺ダム周辺の犬上花こう斑岩に伴う石英斑岩の 顕微鏡写真(写真の横幅は3.6mm)(標本番号862)

けてかなり変化し、花こう岩的な岩相は、永源寺町 佐目、甲津畑、君ケ畑東方等において観察される (第2図).

一方,多くの岩脈には周辺相が発達する. これは, 比較的大規模な岩脈では,幅数cm~数mの範囲で発達し,幅1.5m程度の小岩脈では岩体全体が周辺相 の様相を呈する. 周辺相は石英斑岩の組織を示す (第3図)が,斑晶量が極端に少なくなったり,流 理構造を示すことがある. 石基は細粒状または隠微 晶質である. この周辺相は,三村ほか(1976)では 流動分化作用と急冷によって生じたとされている.

また、原山ほか(1989)では、永源寺ダム周辺から甲津畑へ続く幅約1kmの岩脈において、周辺相が北西側では幅200mに対して、南東側約30mと大きく異なっていることを指摘し、その非対称性は、貫入の仕方や複合岩体に原因があるとしている。岩脈内の複雑な岩相変化はこれらに由来していると考えられる。

さらに、犬上川上流の南谷川沿いに分布する犬上 花こう斑岩は比較的完晶質で、部分的に花こう岩に 近い岩相がみられる。これに接して、細粒で斑晶の 少ない石英斑岩が分布する。鈴鹿山中には、こ の石英斑岩とよく似た珪長質の小岩脈が東西方 向に多数貫入している。貫入面に関しては、多



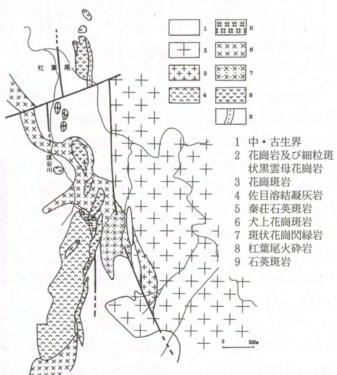
第4図 中畑でみられた犬上花こう斑岩の貫入面。 左が東で東傾斜がよくわかる

くの場合は地形と無関係に直線状に分布しており、 ほぼ垂直な貫入と考えられるが、永源寺町中畑付近 では東に傾斜している(第4図)。

一方、犬上ダム南西方の花こう斑岩が東西の断層で切られている所では、断層が北落ち右ずれにもかかわらず、花こう斑岩は左にずれている。したがって、ここでの貫入岩も東に傾斜している。また、平野部岩体の八幡山南西端で東に傾斜する貫入面が確認でき、沖の島岩体も南東に傾斜した貫入面をもつことが分布から推定できる。

大上花こう斑岩は、内側と外側の2重、かつ弧状の分布をしている。内側弧状岩脈の内部では、溶結凝灰岩が350~600mの層厚をもつが、内側弧状岩脈の外部ではわずかにみられる程度で、大部分が中・古生層の基盤岩となる。また、外側弧状岩脈の内側と外側では中・古生層のずれからみて、約700mの落差がある。これらのことから、それぞれの弧状岩脈を境に大きな落差があると推定された。

以上から、湖東流紋岩の火山活動において2重の 陥没が生じたと考えられ、「湖東コールドロン」が、 西川ほか(1983)によって提唱された.



第5図 杠葉尾周辺の地質図. 斑状花崗閃緑岩は御在所図幅 の風越谷花崗閃緑斑岩に相当する

杠葉尾火砕岩

杠葉尾火砕岩は、主に湖東流紋岩南東縁部に犬上花こう斑岩に接した形態で分布し(第5図)、中・古生層、犬上花こう斑岩のいずれをも貫いており、熱変成を受けていない優黒色基質の火砕岩および灰緑色~青灰色の溶結凝灰岩である。その産状から、湖東流紋岩の最末期の活動による産物と考えられる。杠葉尾火砕岩の小岩脈は基盤の中・古生層や犬上花こう斑岩中に貫入している。水平面での切口がほぼ円形か長円形で、また細長い割れ目を充たしたような産状を示すものが多い。

次にあげる露頭では、その様子が比較的よく観察される.



第6図 杠葉尾の北に接して西流する愛知川の北岸の岩 体、実線で示したように垂直な境界を持って基盤 岩に貫入する

#### (1) 永源寺町杠葉尾の杠葉尾火砕岩の産状

この岩脈は、杠葉尾の北を西流する愛知川の右岸 支谷の中・古生層の基盤に産する(第5図).河床



第7図 含まれる岩片はほとんど白色石英斑岩である優 黒色杠葉尾火砕岩,石英斑岩の岩片は破砕され た角れきが多い

より高度差300mの山腹まで東西幅80m, 南北幅50mの大きな割れ目を充たしたような産状を示し,基盤との境界はほぼ垂直とみられる(第6図).大部分は青灰色溶結凝灰岩で占められており,青灰色溶結凝灰岩と基盤の中・古生層との境界付近を白色石英斑岩と優黒色火砕岩が貫いている.量的には圧倒的に青灰色溶結凝灰岩が多く,白色石英斑岩はわずかで,優黒色火砕岩はさらに少ない.

この岩体中にある愛知川支谷の標高350m地点の 露頭では、青灰色溶結凝灰岩に白色石英斑岩が垂直 方向に貫入し、さらに優黒色火砕岩がこれを貫いて いるのが観察される.

優黒色火砕岩は、石英斑岩と青灰色溶結凝灰岩の 境界部および石英斑岩岩体内に複雑に貫入し、縞模 様をつくっている。この模様は部分的に屈曲してい るが、全体としては上下方向に伸長している。

白色石英斑岩と優黒色火砕岩の関係については, 前者の白色と後者の黒色による白黒の平行縞が鉛直 方向に伸長する部分と,後者が前者の岩片を雑然と 取り込んでいる部分とが特徴的に観察される.

優黒色火砕岩は白色石英斑岩岩片の他に、数cm大の中・古生層のチャート、砂岩、泥岩、緑色岩、そして青灰色溶結凝灰岩の角れきや亜角れきを含み、さらに優黒色火砕岩に貫かれた白色石英斑岩それ自身のれきも含んでいる。優黒色火砕岩に含まれる白色石英斑岩岩片は、完全な角れきから円れきまである。特徴的に、未固結状態で引きちぎられたような岩片も多数見られる。



第8図 引き伸ばされた白色石英斑岩を含む優黒色杠葉 尾火砕岩,小さな岩片も角が取れているか,レン ズ状になっている



第9図 石英斑岩と火砕岩が白黒の縞をつくり、火砕岩 は石英斑岩の円れきを含む. 黒色部が火砕岩



第10図 白色石英斑岩に細い脈となって侵入している優 黒色火砕岩



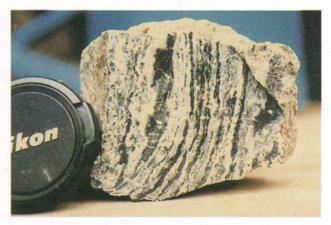
第11図 縞状貫入部と含角れき部が接している部分



第12図 岩塊中央下の黒色帯は泥岩岩片、その下に優黒 色火砕岩に貫入されて平行縞模様となった石英 斑岩が岩片として取り込まれている



第13図 石英斑岩が可塑性を保って取り込まれたことを うかがわせる岩片



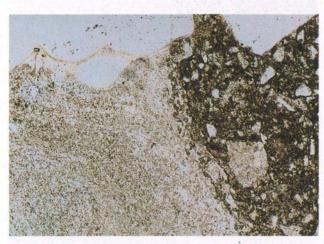
第14図 平行縞部の切断面・白色部は石英斑岩、優黒色 部は火砕岩 (標本番号1210)



第15図 可塑性を保っている石英斑岩に黒色火砕岩が貫 入したことを伺わせる切断面(標本番号1210-3)

上記の様子は部分的には河床において見ることができるが、より明瞭に観察できる転落岩塊の写真を用いて第7図~第15図に示した.

優黒色火砕岩と白色石英斑岩の黒白まだら模様をなす部分をルーペで拡大して観察すると、その境界が判然としている部分もあるが、大部分は不明瞭で、石英斑岩の石基が「墨流し」様に火砕岩中ににじみ出していたり、引きちぎられたように黒色部に入り込んでいたりする。この場合、岩片の長軸は白黒の縞に平行している。白石英斑岩の石基には縞状構造が見られるが、これは流紋岩の溶岩によく見られる



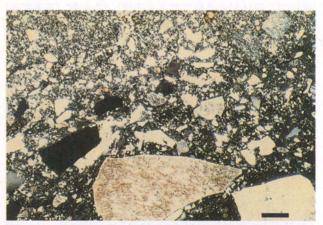
第16図 細粒部は石英斑岩の石基,縞状構造が見える. 優黒色粗粒部は火砕岩,石英斑岩の石基と火砕岩の境が火砕岩によって引きはがされかけている.上辺の石英斑晶はその延長上で割れて,ずれかけている(単ニコル)

明瞭な流理とは異なり,不明瞭で連続性も悪いが, 岩片の長軸方向におおむね一致している.

第16図~第21図は,第14図および第15図に示した 杠葉尾火砕岩中の石英斑岩部と優黒色の火砕岩部の 関係を示す顕微鏡写真である.また第22図は火山ガ ラスを多量に含む杠葉尾火砕岩の顕微鏡写真である.

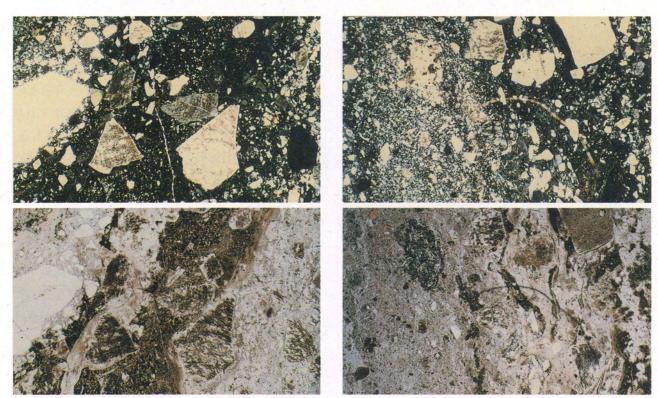
優黒色火砕岩に岩片として含まれる石英斑岩は、 鏡下で観察すると、斑晶として、石英、正長石、わずかの斜長石、黒雲母を含む、火砕岩との境界に近い部分の斑晶は破片状のものが多い。石基には溶結 凝灰岩の本質レンズに見られる構造に似た縞模様が 全面に見られる。この縞は岩片の縁でその延長が切断されるところが本質レンズの構造とは異なる。これは石基の粒子の粗粒のものと細粒のものとが線状に集合して作る縞模様である。

また、優黒色火砕岩には主に石英、正長石の大小 さまざまの破片が含まれ、斜長石は少ない. 黒雲母

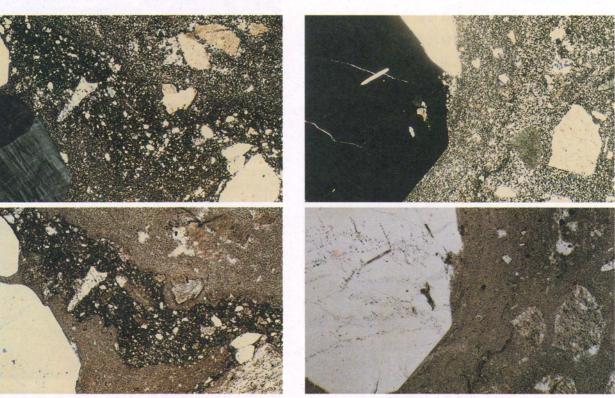




第17図 第14図の優黒質部(火砕岩)/白色部(石英斑岩)の 境界部分の顕微鏡写真.上が複ニコル,下が単ニコル. スケールは0.1mmを示す(以下,第23図まで同じ)



第18図 第14図の優黒質部 (火砕岩)/白色部 (石英斑岩) の境界部分の顕微鏡写真. 上が複ニコル. 下が 単ニコル. スケールは第17図に同じ



第20図 第15図に示されてるサンプルの顕微鏡写真. 石 英斑岩部に火砕岩(中央横縞部分)が貫入して いる. 上が複ニコル, 下が単ニコル. スケール は第17図と同じ

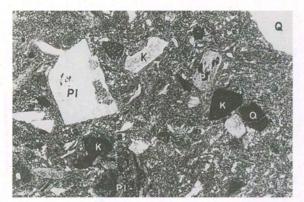
第21図 第15図に示されているサンプルのうち, 石英斑岩部(白色部)の顕微鏡写真. 大きい斑晶は, 石英. 上が複ニコル, 下が単ニコル. スケールは, 第17図に同じ

第17・18図と同様な顕微鏡写真. 但し, この場合,

優黒質部(火砕岩)と白色部分(石英斑岩)とが渾

然一体となっている。上が複ニコル,下が単ニコ

ル. スケールは, 第17図に同じ



第22図 火山ガラスを多量に含む杠葉尾の杠葉尾火砕岩 (青灰色溶結凝灰岩)(標本番号1136)

も少量含まれ、輝石がまれに含まれる。岩片としては石英斑岩が主として含まれ、中・古生層の泥岩、砂岩も多く含まれる。

これらの産状を解釈すると、白色石英斑岩(犬上花こう斑岩)のマグマが上昇し、これが一部固結し、一部可塑性を保っていた状態のとき、ガス圧が高まり粉体化したものが優黒色火砕岩(杠葉尾火砕岩)として貫入し、また、固結寸前のマグマ中では平行縞模様をつくったものと考えられる。

### (2) 甲津畑北東方,藤切谷の杠葉尾火砕岩

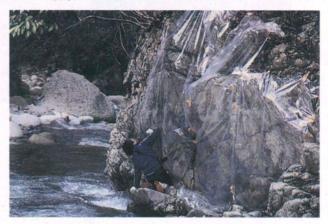
犬上花こう斑岩の内側弧状岩脈の東縁にあたる永源寺町甲津畑東方では、犬上花こう斑岩と、中・古生層の境界に貫入する火砕岩がある。本岩は灰黒色ないし黒色で、非変成の含異質角れき火砕岩で、産状や鏡下の観察などから杠葉尾火砕岩に相当すると考えられる。



第23図 貫入方向に伸長する犬上花崗斑岩の偽れき藤切谷渋川右岸壁の杠葉尾火砕岩. ←印右が上流で東側

第24図は藤切谷右岸の露頭を写し取った(第25図) ものである。火砕岩の中に花こう斑岩あるいは石英 斑岩の数10㎝の亜円れきが取り込まれていたり、花 こう斑岩や石英斑岩中に火砕岩が途切れて伸びた配 列が認められる。

これらの花こう斑岩や石英斑岩を鏡下で観察する と、斑晶や石基部の流理構造が火砕岩に切られてい るのが観察される.



第25図 大上花崗斑岩と杠葉尾火砕岩の貫入関係の写し 取り作業

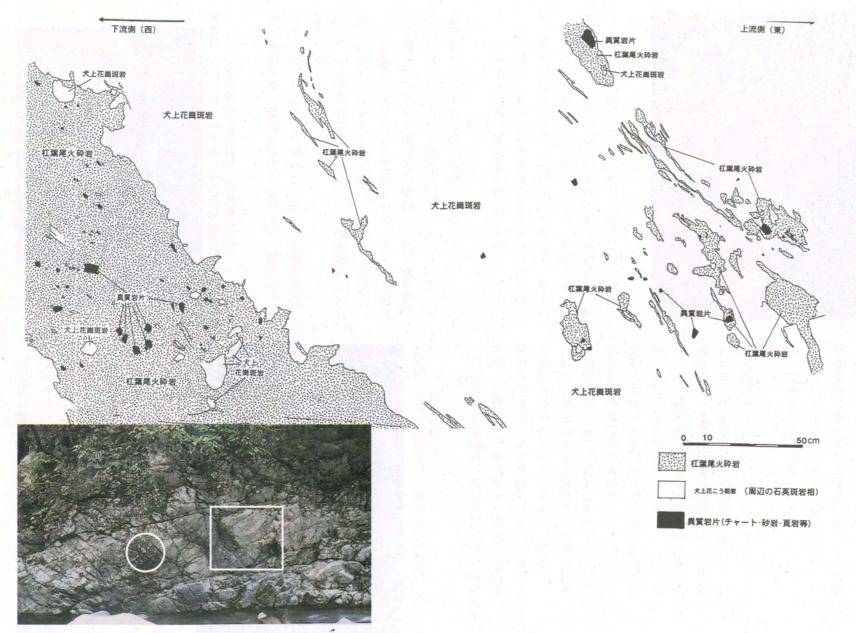
以上の観察結果は、最初に犬上花こう斑岩が弱線に沿って貫入し、それがまだ流動性を保持している 状態で杠葉尾火砕岩が貫入したという両者の時間的 近接性を示しているものと考えられる.

また、藤切谷左岸の畑跡の崖においても、犬上花こう斑岩と火砕岩の境界が多くみられ、境界面の火砕岩中の異質岩片が境界面に沿って配列しているのがみられる。火砕岩の異質岩片は数cm大で、チャート、頁岩、砂岩等である。

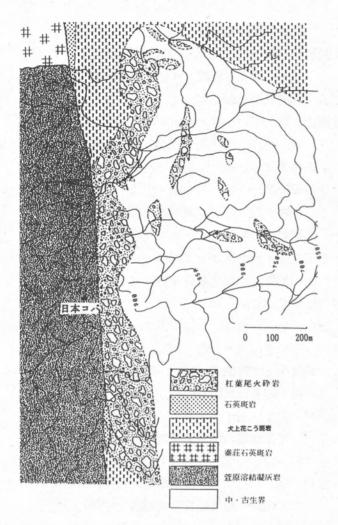
さらに鏡下では、花こう斑岩の石基が火砕岩との境界付近1mm以内で極細粒になるのが観察されるがこれは、火砕岩が花こう斑岩と中・古生層の境界部の弱線に沿って貫入しているためと考えられる。

#### (3) 日本コバの杠葉尾火砕岩

永源寺北方の日本コバ(標高934.2m)は、萱原 溶結凝灰岩層の分布東縁部にあたる(第26図). その縁辺部には周辺の地質を反映した石灰岩、緑色岩、チャートなどの角れきを多く含む火砕岩が最大幅約150m,長さ1.5kmにわたって分布している(第26図).

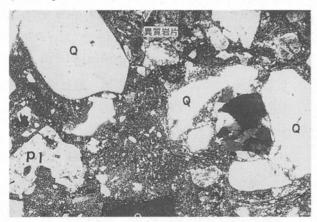


第24図 藤切谷の渋川右岸壁のスケッチ(左の写真の枠で囲った部分をスケッチした)右が上流で東である。〇印は図23の位置



第26図 日本コバ周辺の地質図

この火砕岩は非変成である(第27図)ことや、分布が地質境界でかつ岩片の長軸が鉛直に配列していることから、火道を充填した杠葉尾火砕岩に相当するものと考えられる.



第27図 日本コバで産する岩片を多く含む杠葉尾火砕岩 の顕微鏡写真. 複ニコル, 標本番号1340

#### (4) その他の火砕岩

前述した地域以外にも、杠葉尾火砕岩あるいはそれによく似た火砕岩が分布している地域がある。永源寺町君ケ畑では君ケ畑溶結凝灰岩に貫入している 杠葉尾火砕岩が観察される。

また、日野町水木林道終点付近や八丁野林道の花 こう斑岩岩脈の近くに散在しているれきの中に火砕 岩のれきが見いだされている。いずれも産状は不明 であるが、犬上花こう斑岩に伴って産することから、 杠葉尾火砕岩に相当するものと考えられる。

## 犬上花こう斑岩と杠葉尾火砕岩の関係

西川ほか (1983), 西堀ほか (1991) の「湖東コールドロン」形成史によれば、マグマが地表近くに到達しその圧力によって地表が膨張上昇し、現在犬上花こう斑岩の弧状岩脈が見られる部分に割れ目が形成された。このような割れ目の一部を利用した萱原・佐目・君ケ畑溶結凝灰岩の活動は、多量の溶結凝灰岩の噴出にはじまり、その噴出物は火砕流となって、現在の主岩体分布域を越えて広く堆積した。このときのマグマの一部は固結して秦荘石英斑岩となった(西川ほか、1983)。この活動で空になったマグマ溜りに地表の一部が陥没し、地表にずれが生じて内外弧状断層が生じた(バイアス型カルデラの形成)。その後、火山活動静穏期があり、深谷層が堆積した。

次のサイクルの火山活動は八尾山火砕岩の噴出で, その後,再びカルデラ中心部が陥没した.この2回 目のカルデラもやはりバイアス型のものであったら しい.

このようにして、コールドロン中心部に向かって 階段状に落ち込んだ構造がつくられた。この弧状の 弱線に犬上花こう斑岩が貫入した。湖東流紋岩類の 活動の最後に犬上花こう斑岩を貫いて局所的に杠葉 尾火砕岩が噴出した。

大上花こう斑岩の貫入面の傾斜は全体的には急角 度であるが、前述のように、ほぼ東方にやや傾く部 分もあり、上方が西に倒れた形の筒状岩体である可 能性がある.

犬上花こう斑岩と杠葉尾火砕岩の関係は、 両者の 形成時期が近接しているだけではない。甲津畑の露 頭における産状は、犬上花こう斑岩と杠葉尾火砕岩 の関係が、成因的にも深い関係があることを示して いる。また、杠葉尾に見られるような杠葉尾火砕岩 と犬上花こう斑岩の近接した部分に形成されている 縞状構造は、中・古生層の基盤に生じた割れ目に沿 って上昇してきたマグマが一部固結し, 一部可塑性 を保っていたとき残液のマグマの中でガス圧が高ま り、粉体化したものが固結寸前のマグマの中を上昇 することによって作られたと考える.

縞状構造について原山ほか(1989)は、犬上花こ う斑岩の縞状構造の発達する部分の一部に認められ る斑晶の破砕組織は、火砕岩中の発泡の良い本質物 が圧砕により偏平化した場合にしばしば認められる 組織であり、こうした組織は発泡により斑晶が破砕 され、 更に再圧着により変形したことを示唆してい るとした.

これらを総合してみると、犬上花こう斑岩を形成 したマグマはカルデラの弱線を上昇し, その一部が 発泡して火砕岩をつくり(杠葉尾火砕岩),中・古 生層を貫き破砕した. そして, それまでに噴出して いた湖東流紋岩や犬上花こう斑岩中に貫入したと考 えられる.

杠葉尾火砕岩は犬上花こう斑岩と関係した一連の マグマの最終末期の活動であり、現在の露頭は全て 火道を充たしたものであると考えられる.

## 参考文献

- 琵琶湖カルデラ調査グループ, 1992, 白亜紀末琵琶 湖地域におけるカルデラ形成を伴った火山・深 成作用に関する研究、琵琶湖博物館開設準備室 委託研究調查報告書、
- 琵琶湖基盤地質研究会,1993,琵琶湖の基盤地質形 成史に関する研究、琵琶湖博物館開設準備室委 託研究調查報告書.
- 琵琶湖基盤地質研究会, 1994, 琵琶湖のカルデラ形 成史に関する研究. 琵琶湖博物館開設準備室委 西川一雄・西堀剛・小早川隆・辻一信, 1975, 犬上

託研究調查報告書.

- 琵琶湖基盤地質研究会,1995,琵琶湖のカルデラ形 成史に関する研究、琵琶湖博物館開設準備室委 託研究調查報告書
- 原山 智•宮村 学•青田史郎•三村弘二•栗本史 雄, 1989, 御在所山地域の地質.地域地質研究 報告 (5万分の1図幅). 地質調査所, 121pp.
- 池田隆 西川一雄 西堀剛 小早川隆 但馬達雄 西村 進, 1980, 湖東流紋岩類とその周辺の花 崗岩類の微量元素. 九十九地学, 15, 38-49.
- 石田志朗·河田清雄·宮村学, 1984, 彦根西部地域 の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 121.
- 河田清雄•三村弘二•須藤定久, 1969, 琵琶湖東部 の白亜紀火成活動. Magma, 16, 11-13.
- 川崎文男・中野聰志, 1982, 瓶割山の湖東流紋岩類. 滋大紀要自然科学, 32, 59-66
- 三村弘二 片田正人 金谷 弘, 1976, 琵琶湖南東 八尾山地域の湖東流紋岩類の火成作用. 岩鉱, **71.** 327 – 338.
- 宮村 学•三村弘二•横山卓雄, 1976, 彦根東部地 域の地質、地域地質研究報告(5万分の1図幅)。 地質調査所, 49pp.
- 中野聰志, 1980, 湖東和田山産流紋岩質溶結凝灰岩 中のアルカリ長石. 滋賀大学紀要自然科学, 30. 36 - 46.
- 中野聰志·川崎文男·北村晃·西村貞浩, 1984, 滋 賀大学紀要自然科学, 34: 15-27.
- 西堀剛 西川一雄 小早川隆 但馬達雄 岨中貴洋 1991. 湖東流紋岩類. 滋賀県自然史. 387-422
- 西川一雄 西堀剛 小早川隆 但馬達雄 辻一信 佐藤義成, 1979, 湖東流紋岩類. 滋賀県の自然 (総合学術調査研究報告), 229-244.
- 西川一雄・西堀剛・小早川隆・辻一信, 1973, 宇曽 川上流の火砕岩類について(1)、滋賀科学、73. 63 - 65.
- 西川一雄•西堀剛•小早川隆•辻一信1974。字曽川 上流の火砕岩類について(2)、滋賀科学、74.14-20.

- 川・愛知川上流の火砕岩類について 滋賀科学, 75, 45-50.
- 西川一雄・西堀剛・小早川隆・但馬達雄,1976,愛 知川流域の湖東流紋岩類. 滋賀科学,76,2-6.
- 西川一雄・西堀剛・小早川隆・但馬達雄,1977. 湖東流紋岩主岩体東部岩体について. 滋賀科学,77,11-16.
- 西川一雄・西堀剛・小早川隆・但馬達雄, 1978, 湖 東流紋岩類中の貫入岩脈と古生層の岩相. 滋賀 科学, 78, 52-54.
- 西川一雄・西堀剛・小早川隆・但馬達雄,1979,湖 東流紋岩を噴出した火山の火道.滋賀科学,**79**, 52-58.
- 西川一雄・西堀剛・小早川隆・但馬達雄,1980,湖 東カルデラ説からみた平野部の湖東流紋岩.滋 賀科学,80,57-60.
- 西川一雄・西堀剛・小早川隆・但馬達雄, 1981, 湖東コールドロンと犬上花崗斑岩脈. 滋賀科学, 81, 37-40.
- 西川一雄・西堀 剛・小早川隆・但馬達雄・上嶋正 人・三村弘二・片田正人,1983,湖東流紋岩お よびその活動について、岩鉱,77,51-64.
- 西川一雄・西堀剛・小早川隆・但馬達雄・岨中貴洋, 1984,永源寺町杠葉尾地域の火砕岩・斑岩の産 状. 滋賀科学、84、46-47.
- 西川一雄・西堀剛・小早川隆・但馬達雄・岨中貴洋, 1986, 湖東流紋岩主岩体北部における新知見. 滋賀科学, 86, 66-67.
- 小野晃司, 1974, 陥没カルデラについて. 地団研専報, 18, 55-61.
- Smith, R. L. and Bailey, R. A., 1968, Resurgent cauldrons. *Geol. soc. Am. Men.*, 116, 613–662.

## 付 録

## 湖東流紋岩類の化学分析値

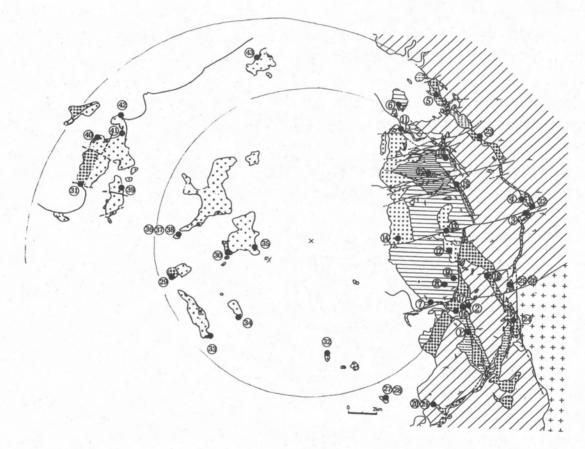
### (1) 湖東流紋岩類の分析値(主に主要成分)

これまでに行われた湖東流紋岩類の化学分析値を 付表2-1,付表2-2にまとめた。今回の滋賀県 (仮称)琵琶湖博物館開設準備室委託研究調査で分 析が行われたものについて,付図1に地点を示して いるが, 既に報告されてきた石田ほか (1984), 三村ほか (1976) の値を付表 2 に含めた.

### (2) 微量成分の分析値

三村弘二ほか (1976) の C<sub>a</sub>O, K<sub>2</sub>O, Rb, Sr, Y, Zr の分析値を第 3 表に示した.

池田隆ほか(1980)の微量成分の分析値は分析地 点と分析値を付図2と付表4に示した。この表には 鈴鹿地域の花こう岩と竹生島の花こう岩の分析値も 掲載されている。



付図 1 湖東流紋岩類の分布概略および化学分析標本の地点図. 図中の 2 重の円弧は、大上花こう斑岩の弧状岩脈の配列に調和的な円弧を示してある. 内側円弧の半径は約11km,外側円弧の半径は約17kmとなる

主岩体	新生界 紅葉尾	火砕岩 大上花	<b>花こう斑岩中の石英斑岩</b>	ここの 犬上花こう斑岩
	八尾山火砕岩中の軽石炭	灰岩	尾山火砕岩中の角礫岩	※× 秦荘石英斑岩
	萱原溶結凝灰岩	佐目溶結凝灰岩	君ヶ畑溶結凝灰岩	キナ 鈴鹿花こう岩
	中古生界			
平野部 岩 体	新生界	花こう斑岩・花こう岩	◎ 溶結凝灰岩	

付表 2-1 湖東流紋岩類の化学分析値一覧表

分析值番号	C1	C2	C3	C4	C5	C6	C7	C8	C9	C10	C11	C12	C13	C14	C15
図の番号	1	2	3	4	(5)	6	7	8	9	10	(11)	彦根東部	彦根東部	12	13
S i O <sub>2</sub>	74. 32	74. 00	75. 32	76. 43	74. 93	77. 29	74. 66	73. 37	72. 36	75. 38	76. 42	70.72	74. 18	71.77	70.00
TiO2	0. 15	0.18	0. 17	0.14	0.19	0. 07	0. 24	0. 23	0. 26	0.21	0.08	0. 29	0. 19	0. 24	0.30
A 12O3	13. 81	13. 29	12. 08	12.41	12. 43	12. 55	14. 09	13. 38	13. 86	12. 80	12.72	15. 11	12. 97	14. 20	14. 96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.65	1. 88	1. 91	1. 57	2. 09	1. 07	2. 22	2. 32	2. 39	2. 17	0.74	0.36	0.36	1. 90	2. 65
FeO			1		13	10316						1. 26	1. 29		32
MnO	0. 03	0. 04	0.03	0. 03	0. 03	0.01	0. 04	0.02	0.04	0.04	0.03	0. 03	0.04	0.04	0.05
MgO	0. 25	0. 28	0. 15	0.16	0. 20	0. 07	0.38	0.36	0.39	0. 19	0.08	0.38	0.32	0. 28	0.33
CaO	1. 94	2. 11	1.61	1. 03	1.49	0.08	2.49	2. 47	2.44	1. 93	0. 52	2. 60	1. 82	2. 25	2. 58
Na <sub>2</sub> O	3. 11	3. 02	2. 51	3. 21	2. 98	2. 98	2. 96	3. 03	3. 01	2. 47	3.49	3. 09	2. 91	3. 02	2. 98
K <sub>2</sub> O	4. 09	4. 07	4. 29	4. 13	3. 66	4.43	3. 82	3.70	3. 61	4. 05	4.75	3.74	3. 14	3. 99	3. 25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0. 03	0. 03	0.02	0. 02	0.04	0. 02	0.04	0.05	0.05	0. 03	0. 02	0.10	0.05	0. 05	0.06
H <sub>2</sub> 0+					11 2 4	3.1	1.5					1.48	1. 22	X	
H <sub>2</sub> 0-	1.1						5 - 15 E				1	0.06	0. 02		and the same of
CO <sub>2</sub>			Carlot Market	17. 3.				No. 5				1. 19	0. 92		
Ig. loss	100		111.5	100		and the same	20 100		1						1
Total	99. 38	98. 90	98. 09	99. 13	98. 04	98. 57	100. 94	98. 93	98. 41	99. 27	98. 85	100. 41	99. 43	97.74	97. 16
C				2.0		nd								0.4	
Cr Ni	5. 4	3	111111111111111111111111111111111111111	3. 2				1	n. d		1			2.4	
Nb	3.0	7 20		n. d	4. 2	5. 4 17	0.50	7.00	4.0	7.50	15.00		1	4.4	5 00
	7. 0	7. 30	9. 80	5. 8	12	A STATE OF THE STATE OF	6. 50	7. 60	10		15. 00	3.3		6. 8	5. 80
Zr	135	131. 00	145. 00	158		72	148. 00	136. 00	170	173. 00	74. 00	1 3	1	1	185. 00
Y	30	171 00	100 00	32	35	42	100.00	101 00	21	150.00	10.00			29	207.00
Sr		171. 00	139. 00	119	167		186. 00	191. 00	221		16. 00			1	207. 00
Rb		145. 00	116.00	127	110		116. 00	108. 00	100		259. 00		1000	118	99. 00
V	8. 0	14 14 -		5. 0	3. 3	1 1	2.17	18.18	19		1.00	1		18	2 4
Ba	869	2 13	V 1-	1009	1302	138	1.1		946		1 3 3 3 3		- 1	1237	1. 1. 3. 1
Cu	4. 0		4	n. d	6. 9	1. 9			n. d					n. d	
Zn	34	22. 00	24. 00	49	45	43	31. 00	35. 00	42	27. 00	51.00			42	21. 00
Co					3. 8	nd									in the same

分析值番号	C16	C17	C18	C19	C20	C21	C22	C23	C24	C25	C26	C27	C28	C29	C30
図の番号	14)	彦根東部	15	彦根東部	彦根東部	16)	17	18	19	彦根東部	彦根東部	20	21)	22	23)
SiO2	72. 81	70. 24	78. 03	75. 20	76. 03	69. 18	68. 44	73. 63	73. 07	74. 20	72. 82	77. 35	77. 09	73.72	74. 30
TiO2	0. 26	0.31	0.09	0.17	0.10	0.39	0.42	0. 22	0. 21	0. 20	0. 24	0. 14	0.18	0. 24	0. 24
A 1203	14. 12	13. 93	12. 78	13. 04	12. 85	14.79	14. 70	13. 88	13. 92	12. 61	13. 38	12. 37	12. 86	13. 20	13. 06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2. 28	0.39	1. 14	0.88	0.48	3.66	3. 97	2. 18	2. 31	0.48	0. 52	1. 26	1. 01	2. 31	2. 33
FeO	17.00	2. 23	-	0.36	0.72		100	1 13		1. 37	1. 87			1. 11	1 13
MnO	0.05	0.05	0. 01	0.05	0. 03	0. 07	0. 07	0.04	0.04	0.04	0. 05	0. 01	0. 01	0.04	0.04
MgO	0.39	0.41	0. 14	0.17	0. 26	0.80	0. 83	0.32	0. 21	0. 33	0. 27	0.11	0.14	0.35	0.30
CaO	2. 69	2. 68	0.47	0. 92	0.48	3. 51	3.49	2.00	2.31	2.41	2. 09	1. 25	1. 29	1. 29	0. 98
Na <sub>2</sub> O	3. 19	3. 13	2. 50	3.40	3. 77	2. 93	3. 28	3. 21	3. 35	2. 86	3.40	2. 98	2.98	3. 20	3. 19
K <sub>2</sub> O	3. 36	4. 03	4. 69	4. 11	3. 94	2.99	3. 08	4. 27	3. 58	3. 09	2. 13	3. 86	4. 04	3.77	3. 23
P2O5	0.05	0. 07	0. 02	0.04	0. 03	0.09	0.08	0.04	0.04	0.05	0.06	0. 03	0.04	0.04	0.04
H <sub>2</sub> O+		1. 57	1.0	0.73	1. 15		1	541	114	1. 04	1. 31	1 ×			
H <sub>2</sub> 0-		0.08	1	0.04	0.06			1	1 3	0.08	0.06	1			
CO <sub>2</sub>	1 12	1. 56	1	0. 02	0.18			1.81	100	1. 21	0. 64			- 1	
Ig. loss				11 13					. 37						1
Total	99. 20	100. 68	99. 87	99. 13	100. 08	98. 41	98. 36	99. 79	99. 04	99. 97	98. 84	99. 36	99. 64	98. 16	97. 71
Cr	n. d.			. 6		3. 3			100	1 34		nd	nd	1.8	7.4
Ni	4.2				1	2.9						5. 5	6. 4	2.7	2.0
Nb	7.1		14.00	1-113		11	7. 90	9. 90	6. 90	1		13	14	11	11
Zr	174	1	68. 00	1.33	4 73	194	192. 00	132. 00	172.00		1. 1.	152	182	201	223
Y	30				A. 1.	21	111				-	61	46	27	17
Sr	.254		17.00			289	262. 00	163. 00	191.00	1 1 1	1 -1 -1	140	155	223	222
Rb	94		248. 00			137	177. 00	148. 00	123. 00			122	119	94	86
V	14					25	1.0			-17		nd	2. 9	3.8	18
Ba	1032			34		1099						1358	1453	2188	1755
Cu	n. d					15					1	.14	22	nd	nd
Zn	41		2. 50		1	67	73. 00	39.00	37. 00			22	33.0	38	40
Co						7.7						1.9	1.8	4	3. 6

付表 2-1 湖東流紋岩類の化学分析値一覧表(つづき)

分析值番号	C31	C32	C33	C34	C35	C36	C37	C38	C39	C40	C41	C42	C43	C44	C45
図の番号	24	25	26	27	28	29	30	31)	32	33	34	35	36)	37	38
S i O <sub>2</sub>	73. 59	74. 98	74. 28	77. 91	77. 03	71.75	74. 59	71.77	71. 85	76. 44	78. 01	75. 90	75. 47	73.70	74. 80
TiO2	0.19	0. 28	0. 20	0.06	0.05	0. 26	0. 29	0. 29	0.41	0. 16	0. 14	0. 15	0.16	0. 20	0. 15
A 1203	13. 54	13. 37	13.75	11.72	12. 63	14.73	13. 10	15. 42	12. 51	12. 10	11. 94	12. 48	12. 45	13. 20	13. 68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1. 96	2. 23	1.43	1.04	1. 07	2. 59	2. 62	1. 96	3. 09	1.70	1. 24	1. 39	1.77	1. 86	1.78
FeO				1.34	1					CAN IN					
MnO	0.04	0. 04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0. 07	0.06	0. 03	0. 02	0. 03	0. 02	0.03	0.03
MgO	0. 28	0.41	0.06	0. 02	0.01	0.33	0. 32	0.39	0. 84	0. 17	0. 12	0. 16	0. 26	0.20	0.16
CaO	1. 88	1.50	2. 21	0.20	0.43	3. 06	2. 57	0. 83	1. 99	1.31	0. 55	1.46	1.50	1.68	2. 07
Na <sub>2</sub> O	2. 87	2. 67	3. 61	3.76	4. 11	3. 44	2. 68	4. 56	2. 89	2. 82	2. 61	3. 05	3.06	2. 86	3. 36
K <sub>2</sub> O	4. 18	4. 12	3. 93	4. 20	4. 55	3. 03	2. 31	3. 28	3. 93	4. 03	4. 17	3. 96	4.41	4. 47	3. 81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.05	0.03	0.03	0.02	0.06	0.06	0.07	0. 07	0.04	0. 03	0. 03	0. 03	0.03	0. 03
H <sub>2</sub> O+															
H <sub>2</sub> 0-			141	S 200						Man A		100		1338	1
CO,	1 12										1			1	
Ig. loss					13.43									2	
Total	98. 57	99. 65	99. 53	98. 97	99. 93	99. 29	98. 58	98. 64	97. 64	98. 80	98. 83	98. 61	99. 13	98. 23	99. 87
Cr	6. 1			nd	nd	4. 2	4. 2		3.4	nd	nd	nd			
Ni	3. 2		100	6.3		2.9			8. 3						
Nb *	9. 4	12.00	7.70	19		11	10	100000000000000000000000000000000000000	13					7.40	3. 90
Zr	141		128. 00	112		196	253		122	18 19 19				158. 00	133. 00
Y	23			68	1	27	25		44						
Sr	185	94.00	136. 00	12		249		468. 00	129				244. 00	146. 00	157. 00
Rb		177. 00	151.00	141		86	65		143			1000	216. 00	141. 00	122. 00
V	9.0				nd	7. 1	4.0		30			nd			19.4
Ba	885		1	415		997	1170		558						
Cu	5. 5			6.6		25	18		3. 7			nd			
Zn	43	39. 00	19.00	65		42	50		46		1	39	46. 00	16.00	26. 00
Co				2.0	1.6	5. 3	4.8		5. 2		2.4	3.0			-

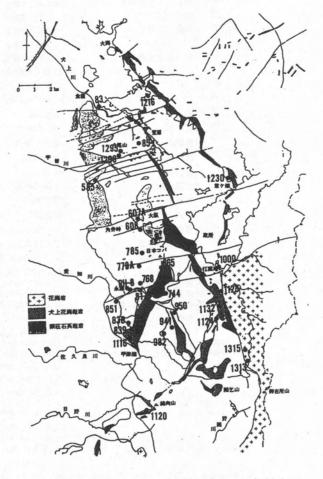
分析值番号	C46	C47	C48	C49	C50	C51	C52	C53	C54	C55	C56	C57	C58	C59	C60
図の番号	彦根西部	彦根西部	彦根西部	39	40	彦根西部	彦根西部	41)	彦根西部	42)	彦根西部	彦根西部	43)	彦根西部	彦根西部
S i O <sub>2</sub>	74. 53	67. 25	75. 81	77. 17	70.49	67. 41	68. 23	76. 52	77. 81	75. 95	68. 88	63. 78	76. 01	75. 51	75. 58
TiO2	0.18	0. 53	0. 16	0.16	0.41	0.46	0.42	0. 11	0.10	0.14	0.36	0. 63	0. 14	0. 13	0.12
A 120	12.70	14.77	12. 20	12. 24	14. 68	14.70	14. 72	12. 92	11.55	13. 35	13. 63	14. 93	12. 48	12. 42	12. 43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1. 85	3. 97	1.49	1.65	3. 24	2. 42	2. 27	1. 22	0. 95	1.60	2. 51	2. 92	1.61	0.46	0. 32
FeO	0.10	0.38	0. 25			1. 13	1. 10		0.11		0. 93	1. 99		0.89	0. 89
MnO	0.04	0. 07	0. 02	0.04	0. 07	0. 07	0. 07	0.06	0. 02	0.01	0. 05	0.10	0. 03	0. 03	0. 03
MgO	0.34	0.69	0.09	0. 16	0.79	0. 93	0. 82	0.10	0.06	0. 22	0. 94	1. 67	0. 16	0.17	0. 12
CaO	1. 33	2. 91	1. 33	1. 57	2. 65	3. 05	2.90	0. 93	0.35	1.44	3. 21	3. 32	1.55	1. 37	1. 24
Na <sub>2</sub> O	2. 69	2.70	2.72	2.73	3. 42	3. 54	3. 37	3. 27	3. 43	3. 16	2. 75	3. 66	2. 97	2. 96	2. 91
K <sub>2</sub> O	4. 51	2.72	3. 90	4. 04	3. 73	3. 37	3. 52	4. 81	4. 09	4.06	2. 69	1. 93	4. 14	3. 82	3. 92
P2O5	0. 03	0.10	0. 03	0.04	0.10	0.11.	0.10	0. 02	0.01	0. 03	0.06	0.12	0. 03	0.01	0. 02
H <sub>2</sub> O+				1.5						1111	1018				
H <sub>2</sub> O-		13.		1.1	100	500		1				- C	3 4 - 8		1100
CO <sub>2</sub>		. 15	4 3	12.74		17 7	9 8 7	1		100	100				
Ig. loss	1. 56	3. 17	1. 51			2. 20	2. 01		1. 25		3. 33	4. 27		2. 09	2. 09
Total	99. 86	99. 26	99. 51	99. 80	99. 58	99. 39	99. 53	99. 96	99. 73	99. 96	99. 34	99. 32	99. 12	99. 86	99. 67
Cr				nd				2-18				1	- 15		
Ni	1 2			5. 3			- N	1 19.00	17.44	1.5			4 3 5 5	1	
Nb			C.S.	11	12. 00	100	000	11.00		11.00	100	9 18 1	12. 00	1 . 40.5	
Zr	1 1		140	150	177. 00		r program	81.00	( an ) 175	103. 00		3.0	107. 00	1 00	
Y	- 1	100	10. 11.	29							15.	W IN			
Sr	100	1	A Maria	133	239. 00		Physical Co.	55. 00	100	115.00	1	1 N	97. 00	1 1 1 1	
Rb	1300	100	-	121	138. 00	1	100	229. 00	1	183. 00			174.00	. Carlo	
V			1 1 1 1 1 1	2. 2	100	12.00	J. J.		Total Total	100		3. 12. 1		1	
Ba	N - 5 M	100		980				7 6 4	111100	1		1 40 14	1	10	
Cu		1		49	1.136	1 1			1987		1 1 1 1 1		1 11-5		1.11
Zn	700	a da	· Total	46	37. 00	1 10		25. 00	1	23. 00			27. 00	130	
Со	7 1			2.7											1

分析值	図の番号	地名	岩石名	(10 (MOX) (MOX) (MOX) ( 37 CMS (24 )		琵琶湖博 館開設準
	1	764		acree acres au	標本	室報告
C1 C2	2		佐日溶結凝灰岩	溶結凝灰岩	BBGR-18	平成5年月
C2 C3	3		佐目溶結凝灰岩 君ケ畑溶結凝灰岩	溶結凝灰岩 溶結凝灰岩	11-KI-SM	平成4年
	4	太郎谷	君ケ畑溶結凝灰岩		33-KI-KM	平成4年
C4	(5)	<b>太阳</b> 位		溶結凝灰岩	BBGR-17	平成5年
C5	6	ale atc. ()	君ケ畑溶結凝灰岩	溶結凝灰岩	950108-3	平成6年
C6	7	青竜山 -	<b>萱原溶結凝灰岩</b>	溶結凝灰岩	950108-2	平成6年
C7	8		萱原溶結凝灰岩	溶結凝灰岩	10-KI-KW	平成4年
C8	9	to El to	查原溶結凝灰岩	溶結凝灰岩	1-KT1-KW	平成4年
C9	(10)	松尾谷	萱原溶結凝灰岩	溶結凝灰岩	BBGR-12	平成5年
C10	_		萱原溶結凝灰岩	溶結凝灰岩	32-KI-KW	平成4年
C11	① 彦根東部	大瀧神社 多賀町萱原西南西800m	萱原溶結凝灰岩 萱原溶結凝灰岩	溶結凝灰岩 流紋岩溶結凝灰岩	23-KI-KW	平成4年
C13	彦根東部	多賀町萱原西方700m	查原溶結凝灰岩	流紋岩溶結凝灰岩		
C14	12	横根谷支流	秦荘石英班岩	石英班岩	BBGR-19	平成5年
C15	13		秦荘石英班岩	石英斑岩	26-HT-Qp	平成4年
C16	(4) 養器事態	麥荘町斧磨東方500m	秦荘石英斑岩秦荘石英斑岩	石英斑岩 石英斑岩	BBGR-11	平成5年8
C18	(15)	*41-17-10-77-000	八尾山火砕岩	<b>経灰岩</b>	34-K2-YN	平成4年月
C19	彦根東部		八尾山火砕岩	难八石	34-R2-TM	平成4平8
C20	彦根東部		八尾山火砕岩	19 19 30 1	5.300	1 95
C21	16		犬上花こう斑岩	斑状花崗閃緑岩	IRD10	平成6年
C22	17		犬上花こう斑岩	花こう斑岩	2-IG-Gp	平成4年
C23	(18)		犬上花こう斑岩	花こう斑岩	16-IG-Gp	平成4年
C24	19		犬上花こう斑岩	花こう斑岩	31-IG-Gp	平成4年8
25		大上ダム北北西2km	犬上花こう斑岩			2.5
226	20	大上ダム北西1km	犬上花こう斑岩	ATT WE WERE	1 608-41	MIST.
27	21)	綿向水木林道	犬上花こう斑岩	花こう斑岩	941227-1A	平成6年
C28	22)	綿向水木林道	犬上花こう斑岩	花こう斑岩	941227-1B	平成6年
C29	23		犬上花こう斑岩	花こう斑岩	950111-ORD-6	平成6年
C30	24)	中石谷大杉林道	犬上花こう斑岩	花こう選岩	ORD4	平成6年8
C31	25)		杠葉尾火砕岩	溶結凝灰岩	BBGR-16	平成5年
C32	26)		杠葉尾火砕岩	凝灰岩	7-K3-YZ	平成4年
C33	27)		杠葉尾火砕岩	凝灰岩	9-K3-YZ	平成4年
C34		石子山	花こう岩	花こう岩	941227-2A	平成6年8
C35	28)	石子山	花こう斑岩	花こう岩	941227-2B	平成6年
C36	29	瓶割山	斑状花崗岩	斑状花崗岩	950108-4	平成6年
C37	30	<b>箕作山</b>	花こう斑岩	花こう斑岩	Y-55	平成6年8
C38	(31)	長命寺	斑岩	斑岩	20-СМ-Ро	平成4年
C39	32)	安部丸山	溶結凝灰岩	溶結凝灰岩	950108-1	平成6年
C40	33)	雪野山	溶結凝灰岩	溶結凝灰岩	950110-YU-1	平成6年8
C41	34)	布施山	溶結凝灰岩	溶結凝灰岩	Y-42	平成6年8
C42	35)	箕作山	溶結凝灰岩	溶結凝灰岩	Y-2	平成6年月
C43	36)	安土町役場裏	安土溶結凝灰岩	溶結凝灰岩	14-AZUC	平成4年8
C44	37)	安土町役場裏	腰越溶結凝灰岩	溶結凝灰岩	13-KOS1	平成4年月
C45	38)	安土町役場裏	瓶割山溶結凝灰岩	溶結凝灰岩	12-KAM	平成4年8
C46 .	彦根西部	安土町役場裏 能登川町猪子南方	安土溶結凝灰岩安土溶結凝灰岩	流紋疗 付仆溶結凝灰岩	KT21a	
C47	彦根西部	能登川町和田山北西方	安土溶結凝灰岩	流紋デイサイト溶結凝灰岩流紋デイサイト溶結凝灰岩	KT:57	
C49	39	八幡山	NAME OF THE OWNER OWNER OF THE OWNER	溶結凝灰岩	H-36	平成6年月
C50	40 35 HI 36 de	र्मन ६ अट क्षेत्र वाट <del>१ - अग</del> स्था अर्थ गर्थ	宮ケ浜溶結凝灰岩	溶結凝灰岩	19-MIYA	平成4年
C51 C52	彦根西部	宮ヶ浜南西方湖岸道路 宮ヶ浜南西方湖岸道路	宮ヶ浜溶結凝灰岩 宮ヶ浜溶結凝灰岩	流紋デイサイト溶結凝灰岩 流紋デイサイト溶結凝灰岩	KT80 KT79	
C53	(1)		奥島山溶結疑灰岩	溶結凝灰岩	17-OKUIS	平成4年月
C54	彦根西部	小田ケ浜北東湖岸道路	奥島山溶結凝灰岩	流紋岩溶結凝灰岩	KT120	
C55	1	伊崎	冲島溶結凝灰岩	溶結凝灰岩	18-OKIIS	平成4年
C56 C57	彦根西部 彦根西部	伊崎不動南西方 五個荘	沖島溶結凝灰岩 五個莊溶結凝灰岩	流紋疗' 付仆溶結凝灰岩	KT99 KT60L	
C58	43)		荒神山容結凝灰岩	溶結凝灰岩	15-KOJIN	平成4年月
C59	深圳西部	荒神山山頂に向かう林道	荒神山溶結凝灰岩	流紋岩溶結凝灰岩	KT54	

注: 彦根東部は「三村ほか(1976) 琵琶湖南東八尾山地域の火成作用」のデータ 彦根西部は「石田ほか(1984) 地域地質研究報告(5万分の1図幅) 彦根西部地域の地質」のデータ

付表 3 三村ほか (1976) によるCaO, K₂Oと微量成分分析値

			Ca0	K <sub>2</sub> 0	Rb	Sr	Y	Zr
		CONTRACT.	(%)	(%)	(ppm)		(ppm)	(ppm)
	萱原溶結凝灰岩	1	3.83	3.41	95	269	. 31	183
	萱原溶結凝灰岩	2	3. 38	4.04	106	191	18	174
	<b>萱原溶結凝灰岩</b>	3	2.75	3. 42	113	207	20	139
	萱原溶結凝灰岩	4	2.73	3.37	97	188	21	162
C12	查原溶結凝灰岩	5 HK18		3.74	109	208	17	162
	萱原溶結凝灰岩	6	2.30	3.96	108	173	29	146
C13	萱原溶結凝灰岩	7 HK16	1.82	3.14	110	141	23	168
	萱原溶結凝灰岩	8	1.71	3.98	127	184	39	170
	<b>萱原溶結凝灰岩</b>	9	1.68	3.56	102	171	24	192
	萱原溶結凝灰岩	10	1.47	4.25	119	131	34	172
	萱原溶結凝灰岩	11	1.28	3.50	144	123	31	126
	查原溶結凝灰岩	12	0.63	4.75	207	23	46	. 91
	秦荘石英班岩	13	3.93	3. 14	74		17	176
	秦荘石英斑岩	14	3.71	3.20	83	277	18	206
	秦荘石英斑岩	15	3.61	3. 24	79	248	18	168
	秦荘石英斑岩	16	3. 45	2. 67	79		22	
	秦荘石英斑岩	17	3. 19	3. 24	78	229	19	-
	秦荘石英班岩	18	3. 17	3. 27	74	242	16	175
	秦荘石英斑岩	19	2. 96	3. 30	90	240	21	212
	秦往石英斑岩	20	2. 88	2. 92	75	233	18	
C17	秦荘石英斑岩	21 HK10		4. 03	112	220		
	秦荘石英斑岩	22	2.66	3. 18	74	204	20	
	秦荘石英班岩	23	2.54	3. 57	77	208	19	
	八尾山火砕岩	24	2. 23	3, 52	101	137	16	118
	八尾山火砕岩	25	1.79	3. 23	121	146	30	
4	八尾山火砕岩	26	1.03	3. 93	195	54	45	
C19	八尾山火砕岩	27	0. 92	4. 11	226	49	21	84
	八尾山火砕岩	28	0.64	4. 98	240		45	
C20	八尾山火砕岩	29	0. 48	3. 94	226	26	54	73
	八尾山火砕岩	30	0. 28	4. 09	271	15	61	76
	八尾山火砕岩	31	0. 21	6, 02	230	57	90	
C25	犬上花こう斑岩	32 HK64		3. 09	80	179	18	
	犬上花こう斑岩	33	2. 29	3. 45	91	181	33	
	犬上花こう斑岩	34	2. 19	3. 54	103	160	36	
C26	犬上花こう斑岩	35 HK14		2. 13	75	264	18	
	犬上花こう斑岩	36	1.96	4. 07	147	146	28	
	犬上花こう斑岩	37	1. 76	3. 36	92	215	38	
	犬上花こう斑岩	38	1. 26	4. 27	141	160	30	
	大上花こう斑岩	39	0. 33	3. 69	117	86	22	124
	犬上花こう斑岩	40	0. 22	4. 87	198	130	114	83
	犬上花こう斑岩	41	0. 16	5. 55	207		21	
	犬上花こう斑岩	42	0. 09	5. 69	180		57	94
	大上花こう斑岩	43	0. 03	3. 89	134	74	13	173



付図2 池田隆ほか(1980)による微量成分の分析地点図

付表 4 池田ほか (1980) による微量成分の分析値一覧 この表には、鈴鹿地域の花こう岩と竹生島の花こう岩の分析値も掲載されている

		La	Се	Sm	Eu	Th	УЪ	Lu	Ba	Со	Cr	Cs	Hf	Rb	Sc	Th	U	FeO*	MnO	Na <sub>2</sub> O	[Eu]
nic	941	28.6	59.4	5.87	0.64	0.73	3.09	0.42	729	2.2	3.8	1.9	4.1	132	4.1	15.5	2.9	1.17	0.020	3.31	0.35
三、近、	950	38.1	69.0	6.08	0.74	0.63	3.30	0.49	772	4.9	3.1	3.3	4.1	137	4.9	15.4	2.1	1.82	0.035	3.56	0.41
佐目 溶結凝灰	982	44.4	79.2	6.39	0.70	0.57	3.03	0.45	731	3.3	3.2	5.0	3.9	143	4.9	16.6	2.0	1.55	0.029	3.41	0.39
陸	1216	51.1	99.8	7.58	1.25	0.78	2.50	0.37	1573	3.0	0.1	3.2	6.2	108	6.2	14.2	2.1	1.53	0.030	3.30	0.56
	1230	39.5	64.8	7.87	0.75	0.97	2.71	0.43	1229	2.6	1.0	2.0	6.5	124	4.9	13.9	2.0	1.62	0.032	3.20	0.30
	608	43.4	77.4	5.96	1.01	0.50	2.70	0.41	906	4.6	3.3	2.7	4.5	113	6.6	13.8	1.7	2.33	0.038	3.83	0.60
	778A	37.7	73.8	5.78	1.01	0.57	2.23	0.32	1245	3.1	4.7	3.5	5.4	105	5.9	13.3	1.9	1.66	0.034	2.71	0.58
	778B	37.4	74.8	5.80	1.02	0.62	2.27	0.32	1078	3.8	2.2	3.2	5.8	104	6.4	14.2	1.9	2.02	0.032	2.75	0.58
火光	768	44.6	77.7	6.15	0.94	0.59	2.62	0.41	685	4.6	0.6	2.3	4.9	87	8.6	13.0	1.0	2.94	0.055	3.19	0.52
1数	785	43.6	67.4	6.42	0.90	0.58	3.52	0.53	761	5.4	0.2	2.5	4.7	103	8.6	12.9	2.2	3.59	0.080	3.48	0.48
<b>萱</b> 原溶結凝灰岩	836	31.1	63.8	5.92	0.95	0.67	3.03	0.42	1166	3.1	1.3	3.9	5.7	120	6.6	13.7	2.5	1.99	0.035	2.91	0.51
置原	851	31.4	56.2	5.57	0.78	0.56	2.81	0.47	733	3.3	1.3	2.5	4.1	122	5.6	11.7	1.3	1.77	0.035	2.79	0.47
16-7	81	41.2	73.4	5.59	1.06	0.45	0.89	0.28	_	3.2	2.5	3.5	3.1	_	5.8	8.5	1.0	2.40	_	3.50	0.71
	83	37.6	68.4	4.93	0.86	0.51	1.07	0.32	732	3.3	1.3	3.3	4.0	_	5.9	12.2	0.5	1.57	_	3.08	0.59
	RH-8	33.1	64.1	4.90	0.84	0.54	2.15	0.32	722	8.8	4.6	3.0	5.5	156	5.7	12.0	1.9	1.53	0.030	3.12	0.56
	632	46.3	88.2	6.90	0.95	0.68	2.18	0.32	904	3.0	1.2	2.6	5.0	114	3.4	14.3	1.4	1.76	0.031	2.57	0.46
址	607A	38.1	64.9	5.02	1.01	0.52	2.45	0.39	802	4.3	1.8	3.7	4.3	99	6.4	11.0	2.4	2.21	0.039	3.30	0.67
秦荘石英斑岩	555	38.5	68.8	5.54	1.20	0.37	1.92	0.29	975	7.3	9.6	4.7	4.8	105	12.8	9.0	1.0	3.57	0.065	3.68	0.84
EA.	1116	57.1	117.1	9.81	1.25	1.08	5.36	0.54	1020	1.3	0.3	3.2	8.3	125	11.2	16.8	1.5	0.84	-	4.64	0.44
聚	1124	29.9	73.0	8.80	0.58	1.10	5.70	0.59	321	2.2	0.5	3.9	4.8	161	3.4	20.3	2.5	1.03	0.026	3.86	0.19
	1132	23.5	51.5	6.70	0.44	0.97	6.18	0.67	430	2.3	4.0	3.4	3.9	182	3.2	19.6	3.6	1.26	0.021	3.54	0.20
班	1299	7.0	20.3	4.64	0.05	1.24	11.0	1.14	597	0.8	3.9	3.4	5.3	284	15.8	37.3	6.2	0.79	0.004	2.49	0.028
八尾山火砕岩	85-1	20.6	47.6	7.33	0.13	1.01	2.13	0.67	-	2.4	0.2	3.1	-	207	6.6	16.9	2.3	0.81	-	3.38	0.055
E	85-2	21.4	49.7	11.9	0.12	2.03	5.63	1.65	-	0.9	0.2	8.2	_	_	13.3	24.2	3.0	1.55	_	3.72	0.029
N. I	865	7.6	30.2	6.52	0.08	1.72	13.1	2.03	228	2.0	9.1	4.9	4.6	237	7.7	34.7	6.1	0.78	0.011	1.96	0.030
班	744	46.1	77.8	6.14	1.03	0.48	2.21	0.35	787	6.5	9.1	4.0	6.2	130	11.2	10.6	0.3	3.95	0.070	2.95	0.61
大上こう服	839	37.8	74.9	6.42	1.06	0.71	3.24	0.46	1665	2.7	_	3.9	6.3	116	6.2	14.8	1.8	1.82	0.030	3.66	0.54
162	1120	40.0	80.4	6.04	1.28	0.63	4.06	0.36	1382	4.5	1.9	2.2	5.4	76	6.3	13.2	2.1	2.04	0.041	3.40	0.70
屈地	1123	35.2	69.2	5.92	0.98	0.60	3.69	0.33	942	3.6	3.5	3.1	4.6	122	5.7	14.1	1.6	1.92	0.041	2.34	0.55
杠葉尾 火砕岩	1000	36.5	72.1	5.66	0.99	0.57	2.41	0.35	1112	3.9	3.7	2.8	5.1	101	6.5	14.6	2.4	2.51	0.052	3.16	0.59
	RH-1	53.1	108.4	8.78	1.05	0.78	2.75	0.40	1107	19.1	0.2	4.5	8.8	197	5.3	15.7	2.5	1.01	0.013	2.86	0.42
SEE .	RH-3	69.5	88.5	11.7	1.98	1.68	7.16	0.92	603	4.5	4.5	7.2	10.8	218	14.6	45.3	2.3	2.21	0.031	0.41	0.25
Sの な岩類	RH-4	37.3	76.1	7.05			3.68		940	11.6	6.4	2.2	6.2	178	5.7	17.3	3.7	1.76	0.034	4.18	0.37
明治	RH-6					0.58					2.3		7.3	116		10.3	1.3	2.36	0.037	2.94	0.90
平野部、湖東流紋、	NI-1					1.36			847	3.6	2.6	6.0	5.2	171		21.9	3.2	1.50	_	3.52	0.20
75	SW-1					0.98			533	3.0	3.2	5.4	2.6	172		17.8	3.3	1.41	_	2.59	0.18
類	1313	-	-	-	-	1.30			333	4.0	5.0	10.2	7.2	249	6.1	29.1	3.0	2.45	0.101	2.47	0.12
岩	1315					1.47			121	2.1	3.9	7.8	3.8	320	3.9	38.4	6.9	1.11	_	3.59	0.066
20																					

FeO\*, MnO, Na<sub>2</sub>O は Wt[%], で他の元素は [ppm] で示されている。 [Eu]<sub>A</sub>=Eu/Eu\* である。 試料の採集地は、RH-1; 近江八幡市瓶割山, RH-3; 藩生郡安土町南腰越, RH-4; 蒲生郡安土町腰越, RH-6; 八日市市箕作山, NI-1; 蒲生郡安土町安土中学 西側。SW-1; 琵琶湖冲の白石, Gr-1; 琵琶湖竹生島である。 他試料の採集地は 図35 に示される。

## 鈴鹿花こう岩中の岩脈類について

Dyke rocks in the Suzuka Granite pluton

西橋 秀海\*·吉田 源一\*\*·琵琶湖基盤地質研究会

Hidemi Nishihashi\*, Gen'ichi Yoshida\*\* and Research Group for the Basement Geology of Lake Biwa

#### Abstract

Within the Suzuka Granite pluton, distributed in the backborn area of the Suzuka Mountains, southwest Japan, there occur three types of felsic dykes. They are the Kazakoshi-dani granodiorite porphyry, Shimotanijiri-dani granite porphyry and Yuzurio pyroclastic dyke. The

last one cuts the former two, and would represent a feeder-dyke of the Koto Rhyolites. Mode of occurrence and petrography of these dykes and also of the Suzuka Granite are described. The close relationships are mentioned between these dykes and the Koto Rhyolites.

## はじめに

琵琶湖南部周辺に分布する花こう岩質岩体が、湖東流紋岩類の活動に伴うコールドロン形成(沢田ほか、1985;1993)に関連した環状岩体をなすものであるいう仮説のもとに、これらの地質学的・岩石学的研究を行ってきた。湖東コールドロンは二重の陥没構造をもち、それに伴ってできた弧状の弱線に沿って岩脈類(西川ほか、1983は、湖東に分布する第1ステージのものを秦荘石英斑岩、第2ステージのものを犬上花こう斑岩とした)が貫入している。鈴鹿花こう岩は、岩体西縁で犬上花こう斑岩と隣接しているが、湖東コールドロンと深成作用との関連を考える上で、両者の関係を明らかにすることはきわめて重要である(第1図)。ここでは、滋賀県と三重県の県境に位置する鈴鹿山脈の山稜部を構成する

鈴鹿花こう岩体の北部,すなわち竜ヶ岳の南部から 御在所山にかけての地域における花こう岩の産状と 地質構造上の位置,湖東流紋岩と花こう岩の関係に ついて考察する.本報告書は,周琵琶湖花崗岩団体 研究グループが,1990年に「地球科学」に公表した 原著論文に,加筆・修正を加えたものである.

## 地質概説

鈴鹿花こう岩体は、北部ではNNE-SSW方向に、 南部では屈曲して ENE-WSW に伸びる弧状の形態を示している。南西縁は、古琵琶湖層に覆われて 不明であるが、その全延長は34kmにおよび、北部では美濃帯の中・古生層に貫入し、一部断層関係で接するが、南部では、いわゆる新期領家花こう岩類を 貫いている(宮村ほか、1981)。

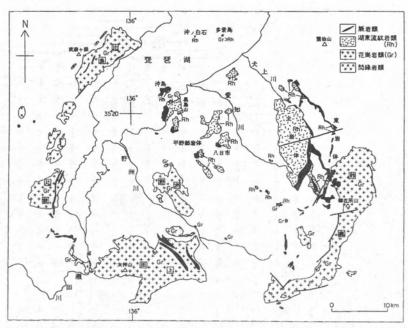
調査地域内では、鈴鹿こう花崗岩は東西3~9km、

<sup>\*</sup> 長浜市立長浜小学校

Nagahama Elementary School, Nagahama 520-0037

<sup>\* \*</sup> 木之本町立木之本小学校 Kinomoto Elementary School, Kinomoto 529-0425

南北13kmの広がりを持ち、美濃帯の中・ 古生層中に貫入し、幅300~900mの範 囲で接触変成作用を与えている。岩体 の北西側および西側には湖東流紋岩類 が広く分布し、岩体北西縁部には、花 こう閃緑斑岩・花こう斑岩・火砕岩脈 などの脈岩類が貫入している。ただし、 火砕岩脈は小規模なため地質図には示 してない、岩体の北縁部は、鮮新・更 新統の奄芸層群に不整合で覆われる部 分が多い(第2図)。



第1図 琵琶湖南部における白亜紀~古第三紀火成岩類の分布図. 原山ほか(1989)を一部修正

## 凡例 新生代層 杠葉尾火砕岩 花崗斑岩 花崗閃緑斑岩 斑状黑雲母花崗岩 および黒雲母花崗岩 細粒黒雲母花崗岩 細~中粒黒雲母花崗岩 細粒不均質な花崗岩 中粒斑状質花崗岩 粗粒 (斑状) 花崗岩 新期領家花崗岩類 中・古生層 亀山市 関町 5 km

第2図 鈴鹿花こう岩体地質図. 宮村ほか,1981;周琵琶湖花崗岩団研,1990にも とづく

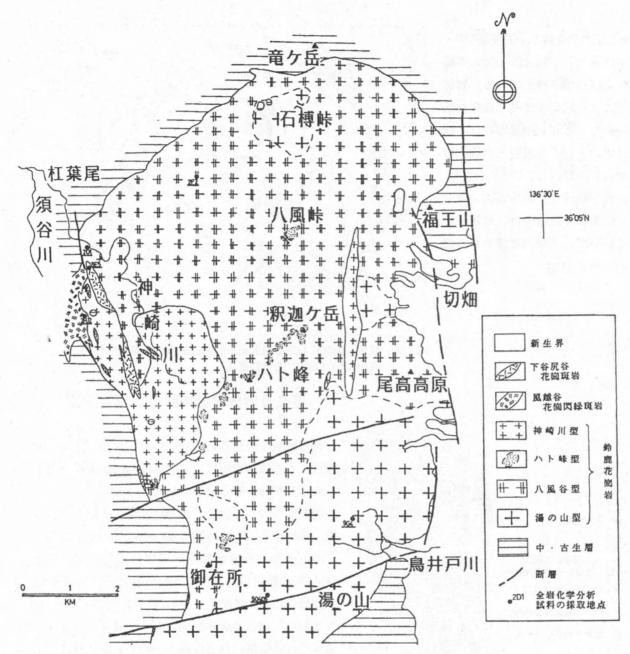
## 花こう岩体の岩相区分と相互関係

報告地域の鈴鹿花こう岩類の分布を第3図に,鈴 鹿花こう岩体の岩相区分,脈岩類および湖東流紋岩 との相互関係を第4図に示した.

報告地域内の鈴鹿花こう岩は、湯の山型、八風谷型、神崎川型、ハト峰型の4つの岩型に区分される。

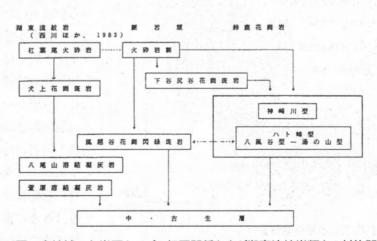
湯の山型は報告地域南東部に分布し、宮村ほか(1981)の粗粒黒雲母花こう岩に連続する粗粒斑状黒雲母花こう岩である。その北には八風谷型が分布しており、両者は漸移関係にあると考えられる。八風谷型は中粒斑状黒雲母花こう岩である。釈迦ヶ岳から御在所山にかけての標高850m以上の尾根部にはハト峰型が分布する。これはアプライト脈やペグマタイト脈を伴う細~中粒不均質な花こう岩である。岩体西部の神崎川沿いには、細~中粒等粒状の黒雲母花こう岩からなる神崎川型が分布する。神崎川型と八風谷型との直接の関係は見つかっていないが、前者が後者に近づくにしたがい、より細粒になることや釈迦ヶ岳東方で神崎川型が、八風谷型に南北に伸びた岩脈状に分布していることから(第3図)、前者は後者に貫入したものと考えられる。

湖東流紋岩体に近い岩体北西縁部において多数貫 入している脈岩のうち、風越谷花こう閃緑斑岩脈は

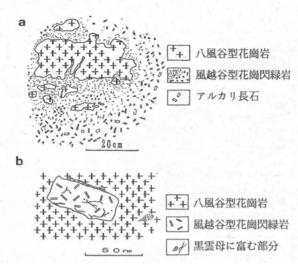


第3図 本地域の地質図

八風谷型花こう岩を捕獲している(第5図a)が、逆に八風谷型に捕獲されている場合(第5図b)もある。このことから風越谷花こう閃緑斑岩は八風谷型花こう岩とほぼ同時期に貫入したものと考えられる。また、下谷尻谷花こう斑岩は、鈴鹿花こう岩と中・古生層との境界部付近(第6図)および八風谷型、神崎川型の



第4図 本地域の各岩石タイプの相互関係および湖東流紋岩類との対比関係図. 矢印は、貫入していることを示す. 波線はほぼ同時期であることを示す.



第5図 a:風越谷花こう閃緑岩に捕獲されている八風谷 型花こう岩

b:八風谷型花こう岩に捕獲されている風越谷花 こう閃緑岩

境界に沿って貫入している。下谷尻谷花こう斑岩と 風越谷花こう閃緑斑岩との直接の関係は不明である。 火砕岩脈は、中・古生層、鈴鹿花こう岩、花こう閃 緑斑岩、花こう斑岩中に貫入し、それぞれの捕獲岩 をもつ(第7図)。この火砕岩脈は、西川ほか(198 3)の杠葉尾火砕岩に対比される。鈴鹿花こう岩体 と湖東流紋岩類本体との直接の関係は不明である。

## 鈴鹿花こう岩および岩脈類の記載

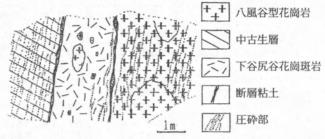
以下に述べるそれぞれの岩石の岩型ごとのモード 組成を第8図に、鏡下の特徴を第1表にまとめて示 した。

#### 花こう岩類の特徴

#### (1) 湯の山型花こう岩

主に報告地域南部に分布する粗粒斑状黒雲母花こう岩である。岩体東縁の鳥井戸川北方では、中・古生層と高角度で接し、派生脈が見られるが、大部分は奄芸層群によって覆われている。報告地域の南では、宮村ほか(1981)の粗粒黒雲母花こう岩に連続し、鈴鹿花こう岩ではもっとも広い分布面積を占める。石榑峠付近や切畑西方に本岩と同じ粗粒黒雲母花こう岩が分布している。

湯の山型花こう岩は、一般に2~3㎝のアルカリ



第6図 中・古生層と八風谷型花こう岩の接触部に貫入 する下谷尻谷花こう斑岩. この露頭では, 西側 を断層で切られているが, 八風谷型花こう岩の 捕獲岩片をもつ



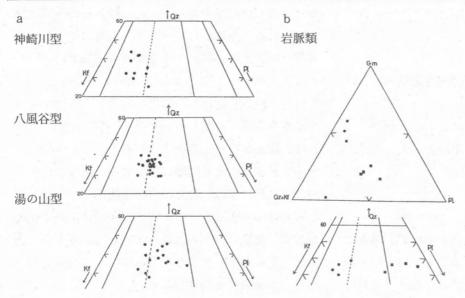
第7図 風越谷花こう閃緑斑岩中に貫入する杠葉尾火砕 岩脈

長石の自形斑晶をを持ち、まれに斜長石の自形斑晶が見られる。色指数は $3 \sim 8$  で、石基は $4 \sim 5$  mmの石英プール・斜長石・アルカリ長石・黒雲母などからなる(第9-1図)。モード組成の石英・アルカリ長石・斜長石比はほかの岩型に比べて変化が大きく、やや斜長石に富むものがある(第8 図 a)。まれに10数cmの楕円形の暗色包有物を含み、ペグマタイトやアプライトの細脈に貫かれる。御在所岳から湯の山にかけては、著しい斑状組織を示し、多いところでは $50 \times 50$  cmの中に30 個のアルカリ長石の斑晶がある。斑晶の大きさは最大 $4 \times 3$  cmに達する。斑晶は、北に向かって少なくなる傾向があり、大きさも $2 \sim 1$  cm前後と小さくなる.

湯の山から尾高高原にかけての東縁部と切畑西方に分布する湯の山型花こう岩にはごく少量の角閃石が含まれる。角閃石は、長軸が5mm程度の柱状結晶として肉眼で認められるものがあるが、ほとんどが顕微鏡下で確認できる程度の大きさで、それらは黒雲母の反応縁に取り囲まれたり、独立結晶として産

第1表 鈴鹿花こう岩と脈岩類の顕微鏡下での特徴

			鈴 鹿 石	吃 崗 岩		脈	岩類
岩	型	湯の山型花崗岩	八風谷型花崗岩	ハト峰型花崗岩	神崎川型花崗岩	風越谷花崗閃緑斑岩	下谷尻谷花崗斑岩
組	織	粗粒~粗粒斑状組織	中粒(斑状)組織	細〜中粒, 斑状, 一部 ペグマタイト〜アプラ イト質	細~中粒,等粒状組織	斑状組織	斑状組織
	石英	max. 8mm 他形 波動消光 プールを作る	max. 6×8mm 他形 波動消光 プールを作る	特に粒度変化が著しい K-fに融食される 単独結晶	max. 5×5mm 他形 波動消光 ブールを作る	max. 10mm 半自形(融食形) 変形ラメラ 波動消光	max. 5×5mm 半自形 (融食形) 変形ラメラ 波動消
主	アルカリ長石	自形疎状 (2~3cm) 一間隙充塡状 パーサイト組織 (ラメ ラはひも状で明隙 intergranular albite (発達している) 果帯構造あり	自形遊状(1~2cm) ~間隙充填状 パーサイト組織(ラメ ラはひも状で明隙) intergranular albite (発達している)	特に粒度変化が著しい 斑晶として他鉱物を包 有する ひも状パーサイト組織 intergranular albite	間隙充塡状 max. 4×3mm パーサイト組織(モヤ モヤしているか非常に 細く直線的なラメラ) intergranular albite	他形 max. 10mm 累帯構造あり 斜長石の包有物あり バーサイト組織 変質、汚濁著しい	自形 max. 1.5×10mm 累帯構造あり パーサイト組織 変質, 汚濁著しい
分鉱	斜長石	半自形〜他形 max. 6×8mm ミルメカイトあり 波動累帯構造(強い)	半自形〜他形 max. 4×2mm ミルメカイトあり 正常果帯構造 (強い) 波動果帯構造 (強い)	特に粒度変化が著しい 他形、ジグザグな外形 カリ長石との間はアル バイトのリムが発達 ミルメカイトあり 弱い累帯構造	自形〜半自形〜他形 max. 4×5mm 正常累帯構造 (弱い) 波動累帯構造 (弱い)	自形 max. 20mm 波動累帯構造 patchy zoning アルバイト式集片双晶 変質…ソーシュライト化	自形 max. 3×3mm 累帯構造 アルバイトリム アルバイト式集片双晶 変質…ソーシュライト
物	有色鉱物	黒雲母; 半自形 融食形 max. 1×3mm クロット (多い) X=淡褐色~赤褐色 Y=Z=赤褐色 角閃石 (まれ)	無雲母; 半自形 鱗片状 max. 2×2mm クロット (少ない) X=淡褐色~赤褐色 Y=Z=赤~黄褐色	無雲母;特に粒度変化 が著しい 不規則形でクロット を有する X=淡褐色 Y=Y=褐色~濃褐 色	無雲母; 半自形 破片状 max. 1×1mm クロットは少なく, 単独のものが多い X=淡緑褐色 Y=Z=黄緑褐色	無雲母; max. 1×0.5mm X=淡褐色 X=Z=褐色~濃褐 色 角閃石; max. 0.4×0.8mm Z=淡緑色	黒雲母; max. 0.5×0.2mn X=淡褐色 Y=Z=褐色~濃褐 色
	<b>成分</b>	ジルコン リン灰石 白雲母 褐れん石 モナズ石	ジルコン リン灰石 白雲母 褐れん石 モナズ石	ジルコン リン灰石 白雲母 褐れん石	ジルコン リン灰石 白雲母 褐れん石	変質鉱物; 方解石 緑れん石 緑泥石 ぶどう石 スフェン	ジルコン リン灰石 白雲母 褐れん石 変質鉱物;緑れん石 緑泥石 スフェン



第8図

a:鈴鹿花こう岩の岩型ごとの

モード組成

b:脈岩類のモード組成

**Qz**; 石英 Kf; アルカリ長石

PI;斜長石 Gm;石基

b 脈岩類

● 下谷尻谷花崗斑岩

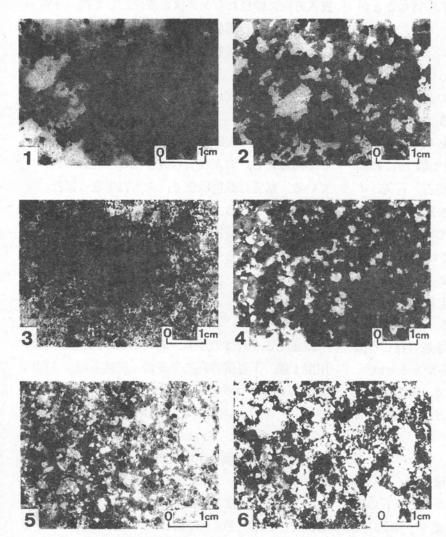
■ 風越谷型花崗閃緑岩

する. モード組成から見ると,角閃石を含むものは,含まないものに比べ,斜長石/(アルカリ長石+石英)比が高く,露頭では優黒色クロットが多く観察される傾向がある.

石榑峠付近に分布するものは,均質等粒状の粗粒 黒雲母花こう岩で,晶洞状や脈状のペグマタイトを 多く含んでいる。また、この地域では中・古生層が ルーフペンダントとして残っている。八風谷型花こ う岩との境界に近づくにつれて、粒度が下がり中粒 花こう岩に移化している。

## (2) 八風谷型花こう岩

報告地域でもっとも広い分布域を占める中粒斑状



第9図 鈴鹿花こう岩類のスラブ写真

- 1;湯の山型花こう岩、中央部の斑晶はアルカリ長石、白色部は斜長石、暗灰色部は石英
- 2;八風谷型花こう岩
- 3;神崎川型花こう岩のスラブ写真
- 4;ハト峰型花こう岩. 中央部の斑晶は石英 5;風越谷花こう閃 緑斑岩. 斑晶は斜長石
- 6;下谷尻谷花こう斑岩。右中央部の斑晶はアルカリ長石

黒雲母花こう岩である。西縁では神崎川型花こう岩と接し、中・古生層中には NNW-SSE 方向に高角度で貫入する。中・古生層との接触部には、しばしば下谷尻谷花こう斑岩脈が貫入している。北縁は竜ヶ岳南方で円弧状に中・古生層と低角度で接しており、中・古生層のルーフペンダントがいくつか残っている。

八風谷型花こう岩の主岩相は、アルカリ長石や石 英の斑晶(1×2cm)を持つ中粒斑状黒雲母花こう 岩であるが、斑晶量や粒度が場所によって異なり、岩相変化が著しい。石基は、石英、他形のアルカリ長石、半自形の斜長石、黒雲母からなる。石英はプール状に連なり、黒雲母はクロット状に集合している(第9-2図)。モード組成は湯の山型と神崎川型の中間的性質を示している(第8図a)。

野外では30~100cmの楕円形の暗色包有物を含んでいることがある。中・古生層との境界に近づくにつれ斑晶量が少なくなり、ペグマタトやアプライトの細脈を伴うことが多い。

## (3) 神崎川型花こう岩

神崎川を中心にして東西約2km, 南北約3kmの規模で分布する細~ 中粒黒雲母花こう岩である.西縁 では中・古生層中に高角度で貫入 し、熱変成を与えている.また, 両者の間には、多数の花こう閃緑 斑岩や花こう斑岩脈が貫入している

釈迦ヶ岳の東方約1kmにも最大幅500mで南北3kmにわたって岩脈状に分布している。神崎川西方では、中・古生層のルーフペンダントが見られる。

神崎川型花こう岩は, 均質等粒 状で岩相変化に乏しい (第9-3

図). まれに 5 mm前後のアルカリ長石や石英プールを含むことがある. モード組成は,他の岩型に比べて,ややアルカリ長石に富む傾向にある(第8図a)(4) ハト峰型花こう岩

ハト峰型花こう岩は、八風峠から釈迦ヶ岳・御在 所山にかけての標高850m以上に分布する。細~中 粒の黒雲母花こう岩(第9-4図)で、数cm~数 mのアプライト・ペグマタイアト・細粒花こう岩な どの岩脈を伴う、岩相変化の著しい花こう岩で、同 一地域内でも、粒度や組織が著しく不均質なことが 特徴である.

#### 岩脈類の特徴

#### (1) 風越谷花こう閃緑斑岩

風越谷花こう閃緑斑岩は、須谷川の上流で中・古 生層にほぼ N-S方向に貫入している。この方向は、 中・古生層との境界方向と調和的であり、湖東コー ルドロンの外側のリングとも調和的で数 kmにわた って貫入している.数mm~1cmの斜長石,石英,ア ルカリ長石と数mmの角閃石、黒雲母を斑晶として含 むが、黒雲母の多くは細粒で点在しているのが特徴 である (第9-5図). 地域によっては石基の少な い花こう閃緑岩様の岩相を呈するところもある. 斑 晶のモード組成で見ると Qz 比は安定しており、Pl と Kf 比で若干のばらつきが見られる (第8図b).

原山ほか (1989) によると, この風越谷花こう閃 緑斑岩の顕微鏡下での観察で斜方輝石があるという. また, 鈴鹿花こう岩と近接する部分で, 角閃石が黒 雲母の集合体に置き換わっているなど熱変成作用を 受けた形跡があるとしている.

#### (2) 下谷尻谷花こう斑岩

下谷尻谷花こう斑岩は、神崎川流域を中心にして 大小の岩脈として貫入している。 アルカリ長石の斑 晶は、長径 $1 \sim 2$  cmのものもある (第9-6図). 一部で少量の角閃石が含まれる所もある。組織やモー ド組成が変化し、とりわけ斑晶量の変化が著しい. しかし、斑晶によるモード組成は鈴鹿花こう岩類と よく似た値を示している. 岩脈の周縁部や古・中生 層に貫入する小岩脈では石英斑岩様で、岩脈の中心 部では、石基の占める割合が20%以下になり、一見 すると斑状花こう岩の岩相を呈するようになる(第 8図b).

#### (3) 火砕岩脈

火砕岩脈は鈴鹿花こう岩の八風谷型花こう岩と神 崎型岩花こう岩, 斑岩類, および中・古生層に貫入

花こう岩体中に貫入する火砕岩はいずれも小規模 で最大でも幅数10cmである. 灰黒色で緻密な基質中 に1mm以下の石英,長石の破片が点在する.貫入方 向と平行に斑晶の粒度変化による層状構造が見られ, に Or 成分に富んでいる. また, An – Or – Ab 図

貫入方向に伸びたレンズ状の破片として花こう岩が 含まれる. 境界部およびその付近の花こう岩には, 圧砕変形構造が観察される. 結晶破片の構成は, 石 英が圧倒的に多く, 少量の斜長石と微量の黒雲母で ある. 基質の粒度は様々で、二次的に方解石が晶出 している.

須谷川上流の火砕岩脈は、中・古生層、風越谷花 こう閃緑斑岩, および下谷尻谷花こう斑岩に貫入し ている. 基質は黒色緻密で、中・古生層の捕獲岩を 多量に含んでいる。また、数~10数cmの風越谷花こ う閃緑斑岩や下谷尻谷花こう斑岩を捕獲岩として取 り込んでいることもある.

# 化学組成

鈴鹿花こう岩体のうち、湯の山型、八風型、神崎 川型1個,下谷尻谷花こう斑岩,風越谷花こう閃緑 斑岩各1個ずつの化学分析を行った. 分析結果およ びC.I.P.W.ノルム組成を第2表に示した.

花こう岩類は, Aramaki et al. (1972) による 日本の花こう岩類の平均値に比べて K<sub>2</sub>O に富み、 Na<sub>2</sub>O に乏しい. また、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>・MgO 含有量も低 い. そのため、ΣFeO/ΣFeO+MgO は平均0.94 と高く、FeO/FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>は平均0.18と低い値を 示す. また、全てにノルム・コランダムが算出され る. 斑岩類では、下谷尻谷花こう斑岩は鈴鹿花こう 岩類ときわめてよく似た化学組成を示す。一方,風 越谷花こう閃緑斑岩は日本の花こう岩類の平均値に 比べて、MgOに乏しく、Na2O、K2Oもやや少ない. CaO は高く、ノルム珪灰石が算出される.

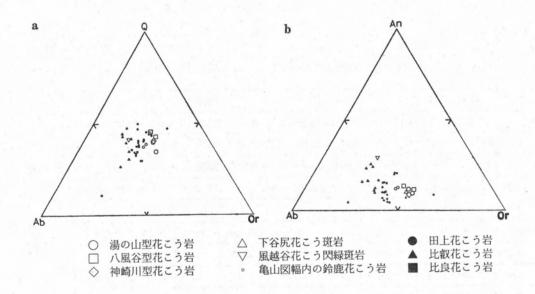
ノルム Q-Or-ab 図と An-Or-Ab 図(第10図) に、鈴鹿花こう岩とともにこれまで公表されている 比良, 比叡, 田上, 鈴鹿の各花こう岩類の化学組成 (服部・野沢, 1959;藤本, 1979;宮村ほか, 1981 からアプライト, 石英斑岩, 花こう斑岩を除いたも の) も合わせてプロットした。ここで田上花こう岩 としたものは、 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1982) による岩体区分にしたがった.

Q-Or-Ab 図では、比叡、田上、鈴鹿岩体の順

第2表 鈴鹿花こう岩と脈岩類の化学組成.

	鈴鹿花こう岩	鈴鹿花こう岩	鈴鹿花こう岩	鈴鹿花こう岩	鈴鹿花こう岩	花こう班岩	こう閃緑班岩
ROCK TYPE	湯ノ山型	湯ノ山型	八風谷型	八風谷型	神崎川型	下谷尻谷	風越谷
SAMPLE NO.	50405	9G4	2D1	2F2	3G4	5E5	2H2
SiO2	73.42	74.54	75.82	75.30	75.60	76.75	69.44
TiO2	0.04	0.07	0.07	0.05	0.03	0.07	0.43
AI2O3	14.65	13.97	13.78	13.68	13.38	12.73	14.63
Fe2O3	0.19	0.06	0.43	0.22	0.13	0.14	1.12
FeO	0.86	1.00	0.82	0.89	0.94	1.21	2.78
MnO	0.02	0.01	0.04	0.03	0.03	0.01	0.07
MgO	0.01	0.13	0.08	0.09	0.04	0.07	0.88
CaO	1.19	1.46	1.56	1.37	1.04	1.02	4.02
Na2O	2.97	2.80	2.66	2.50	2.80	2.69	3.20
K20	5.70	5.05	4.34	5.05	5.11	4.56	2.62
P2O5	0.01	0.01	0.03	0.03	0.02	0.02	0.13
Total	99.06	99.10	99.63	99.21	99.12	99.37	99.32
		C	IPW Norms				
· Q	31.14	34.84	39.84	37.80	36.78	40.28	29.86
С	1.44	1.24	1.94	1.68	1.39	1.37	-
or	33.68	29.84	25.66	29.84	30.17	26.94	15.48
ab	25.12	23.71	22.50	21.14	23.71	22.76	27.06
an	5.90	7.23	7.57	6.62	5.06	5.48	17.86
wo	-	_	-	1. SE 1. 1 -	-	-	0.56
en	0.02	0.32	0.20	0.22	0.10	0.17	2.19
fs	1.40	1.68	1.11	1.42	1.62	1.99	3.60
mt	0.28	0.09	0.63	0.32	0.19	0.21	1.62
il	0.08	0.14	0.14	0.09	0.06	0.14	0.82
ар	0.03	0.03	0.07	0.07	0.03	0.03	0.30
D.I.	89.94	88.39	88.00	88.78	90.66	89.98	72.40

周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1990)による



第10図 a; ノルムQ-or-ab組成

b; ノルムan-ab-or組成

では、比叡岩体が田上、鈴鹿岩体に比べやや An 成分に富む傾向にある.

下尻谷花こう斑岩は、組成は鈴鹿花こう岩と似ている。風越谷花こう閃緑斑岩は、宮村ほか(1981)が調査地南方で犬上花こう斑岩に対比した猪ノ鼻トーナル斑岩と類似した化学組成を持つ。 三村ほか(1976)の犬上花こう斑岩( $SiO_2=74.20$ wt%,72.82 wt%)と比較すると、より塩基性である。

# 年代測定

鈴鹿花こう岩をはじめとする花こう岩類と岩脈類 の年代測定については、原山ほか(1998)が総括し ており、ここではそれを引用する.

鈴鹿花こう岩の年代測定は,K-Ar 法により計5 試料 (Aldrich et al., 1962;河野・植田, 1966;宮村ほか, 1981;沢田・板谷, 1993),Rb-Sr 法(鉱物)により3 試料 (早瀬・石坂, 1967)について報告されている。これらの測定値は測定者や測定方法による不一致が著しく,今回これを再検討する目的でK-Ar 法では最も閉鎖温度の高い (510±25℃)角閃石を用いて測定を行った。以上の年代値を第3表にまとめて示す。なお,沢田・板谷 (1993)

は、その後、同一試料について再測定をしており、ここではその値を採用する.

従来行われていた鈴鹿花こう岩とそのペグマタイト中の黒雲母・白雲母 K-Ar 年代は約73-59Maと大きな範囲を示している. 試料の変質の有無や最近の測定技術の進歩を考慮すると, 雲母の K-Ar年代としては弱斑状岩相中の黒雲母についての測定値72.5±3.7Ma(沢田・板谷,1993)が最も信頼できると考えられる. しかし,白雲母・カリ長石のRb-Sr鉱物年代は86-77Maを示しており,両者の間には測定誤差を超えた違いがある. 今回得られた角閃石の K-Ar年代値は78.3±3.9Maであり, 菰野町湯の山付近のペグマタイト中より得られた白雲母およびカリ長石の Rb-Sr年代77.76(早瀬・石坂,1967)とよい一致を示している.

風越谷花こう閃緑岩については、72.1±3.6Maの 黒雲母 K-Ar 年代が得られている(沢田・板谷 1993)。本岩の周囲には後に貫入した下谷尻花こう 斑岩・鈴鹿花こう岩が近接して分布しており、それ らによる熱変成を受けた可能性が高い。黒雲母 K-Ar 年代は熱変成を受けた後の冷却時期を示すと考 えられる。

下谷尻谷花こう斑岩は, 黒雲母 K-Ar 年代 2 個

第3表 鈴鹿花こう岩と脈岩類の化学組成

K-Ar法

岩体名 資料番号 産 地		岩 石	試料	K (%)	40 Ar rad (10° m/STP/g)	<sup>40</sup> Ar rad(%)	年代(Ma)	
鈴鹿花こう岩	GZ233	菰野町朝明川	粗粒斑状角閃石含有黒雲母 花こう岩	角閃石	0.71 0.73	0.222 0.226	64.6 50.2	)78.3 ± 3.9
鈴鹿花こう岩	G-306	菰野町湯の山	同上	思雲母	5.71		97.2	66
鈴鹿花こう岩	SZ-Gr1	永源寺町神崎川	弱班状黒雲母花こう岩	黑雲母	6.54 ± 0.33	1.8776 ± 0.0227	97.3	72.1 ± 3.6
虱越谷花こう閃緑班岩	SZ-Gdp1	永源寺町風越谷	角閃石黒雲母花こう閃緑班岩	思雲母	7.01 ± 0.35	1.9997 ± 0.0241	96.7	72.1 ± 3.6
谷尻谷班状花こう岩	KZ-Grl	永源寺町風越谷	角閃石含有黒雲母花こう閃緑班岩	思雲母	6.39 ± 0.32	1.8120 ± 0.0220	95.9	71.6 ± 3.6
谷尻谷班状花こう岩	SZ-Gp1	永源寺町風越谷	黒雲母花こう班岩	果雲母	6.77 ± 0.34	1.9341 ± 0.0120	97.2	72.1 ± 3.6

Rb-Sr法

岩体名	資料番号	産 地	岩 石	試料	Rb (ppm)	Sr(ppm	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr	年代 (Ma)
鈴鹿花こう岩	Peg117	大安町石槫	ペグマタイト	白雲母	1298	6.65	613.8	1.45	8 6
鈴鹿花こう岩	Peg107	菰野町	ペグマタイト	白雲母	2196	2. 20	4231	5. 245	7 6
鈴鹿花こう岩	Peg107	菰野町	ペグマタイト	カリ長石	1394	8. 82	487.1	1. 242	7 7

原山ほか(1989)より引用.

が測定されている。ともに約72Ma(沢田・板谷1993)を示し、よい一致を示す。K-Ar系における黒雲母の閉鎖温度を考慮すると、本岩の定置年代はこの値よりは若くならないと推定される。

# 考 察

## 岩脈類と鈴鹿花こう岩の関係

風越谷花こう閃緑斑岩は、鈴鹿花こう岩の八風型花こう岩を捕獲する一方で、八風型花こう岩に捕獲されているという関係にあることから、両者はほぼ同時期に貫入したものであると考えられる(第5図a,b).下谷尻谷花こう斑岩は八風谷型花こう岩と神崎型岩花こう岩、八風谷型花こう岩と中・古生層の境界に沿ってそれぞれ貫入している(第6図).風越谷花こう閃緑斑岩と下谷尻谷花こう斑岩の直接の関係は野外では観察されなかった。杠葉尾火砕岩は、鈴鹿花こう岩の八風谷型花こう岩と神崎型岩花こう岩をはじめとして、風越谷花こう閃緑斑岩や下谷尻谷花こう斑岩の斑岩類、および中・古生層に貫入している.

#### 鈴鹿花こう岩と脈岩類との関係

鈴鹿花こう岩体の北西部から湖東流紋岩の分布域 にかけて花こう斑岩が分布する (第1図). これら は, 西川ほか (1983) によって, 一括して犬上花こ う斑岩に分類された. しかし, 調査地域内の斑岩類 については岩質的に、風越谷花こう閃緑斑岩と下谷 尻谷花こう斑岩の2つに大別できることがわかった. 下谷尻谷花こう斑岩が、大小の岩脈として鈴鹿花こ う岩を貫く露頭がいくつか確認されているが、 風越 谷花こう閃緑斑岩との関係は不明である. 風越谷花 こう閃緑斑岩は、野外調査の結果、八風谷型花こう 岩とほぼ同時期に貫入したと考えられるので, 風越 谷花こう閃緑斑岩は下谷尻谷花こう斑岩より、活動 時期がやや早いと推定できる.したがって、従来、 犬上花こう斑岩と一括されてきた斑岩類は、岩質や 貫入時期の異なった岩体に細区分される可能性があ 3.

黒雲母の K-Ar 年代測定結果 (沢田・板谷, 1993) は、風越谷花こう閃緑斑岩: 72.8±3.6Ma,

下谷尻谷花こう斑岩:72.8±3.6Ma,八風谷型花こう岩:70.2±3.5Ma,神崎型岩花こう岩:70.1±3.5 Ma,湖東流紋岩体中の犬上花こう斑岩:72.8±3.6 Maであり、花こう岩と脈岩類との間に有意の年代差はない。地質学的関係からみて、風越谷花こう閃緑斑岩の年代値は若返りの可能性があるが、鈴鹿花こう岩と下谷尻谷花こう斑岩は、ほぼ同時期に黒雲母の閉鎖温度に達したことを示している。いずれにせよ、これらの年代値は鈴鹿花こう岩と犬上花こう岩の活動時期に著しい差がないことを示している。

#### 鈴鹿花こう岩と湖東流紋岩との関係

西川ほか(1983)は、湖東流紋岩体のおいて、火砕岩を下位から、萱原(佐目・君ヶ畑)溶結凝灰岩、八尾山火砕岩、杠葉尾火砕岩の三つに層序区分した。また、秦荘石英斑岩が萱原溶結凝灰岩の後に、犬上花こう斑岩が八尾山火砕岩の後に貫入していることを明らかにした。

これらの火砕岩の大部分と鈴鹿花こう岩との関係は不明であるが、湖東流紋岩類の火砕岩のうち最末期の杠葉尾火砕岩が、鈴鹿花こう岩、花こう閃緑斑岩、花こう斑岩を貫いていることがわかった。一方、湖東コールドロンの環状割れ目に沿って、貫入した犬上花こう斑岩については、72.0±3.6Maの黒雲母K-Ar年代が得られており(沢田・板谷、1993)、調査地域の鈴鹿花こう岩や花こう斑岩類とほぼ同じ値を示している。これらのことは、湖東流紋岩類の活動期間の少なくとも一部は、花こう斑岩や鈴鹿花こう岩の活動時期と重複していたことを示している(第4図)。

犬上花こう斑岩は、二重の弧状岩脈として湖東コールドロンの割れ目に貫入したと推定されている(西川ほか、1983)(第1図)。報告地域の岩脈類はこの犬上花こう斑岩に対比できる。

沢田ほか (1985), 沢田・板谷 (1988, 1993) は, 琵琶湖南部周辺地域に分布する花こう岩質岩体が, 湖東コールドロン形成時の巨大な環状岩体であると 推定した.

(1) 花こう岩および脈岩類の貫入方向は湖東流紋岩を取り巻いて環状に分布し、コールドロンの東縁部では環状断層およびそれに沿って貫入したと推定さ

- れる犬上花こう斑岩の分布と調和的である.
- (2) 犬上花こう斑岩と花こう崗岩類は黒雲母年代からほぼ同時期に形成されたものと考えてよい.
- (3) 環状花こう岩質岩体の貫入以後も杠葉尾火砕岩によって示される火山活動が続いている.
- (4) 環状岩体の内側には酸性火砕岩類が分布するが、これらは陥没したコールドロン・ブロック内の火砕岩が削剥をまぬがれて残されたものと解釈できる.

鈴鹿花こう岩は、弧状岩脈をなす犬上花こう斑岩とともに同心円上に分布すること、また、地質学的関係と年代測定値がともに湖東流紋岩類との活動時期の重複を暗示することから、鈴鹿花こう岩体は環状複合岩体としての琵琶湖南部巨大コールドロン("琵琶湖コールドロン")の一部を構成するものと推定できる.

# 参考文献

- Aldrich, L.T., Hart, S.R., Hayase, I., Davis, G.L., Tilton, R., Doeb, R. and Baadsgaard, H., 1962, Radiometric age of rocks. *Ann. Rep. Carnegie Inst.*, Washington, 1960 1961. 234–239
- Aramaki, S., Nozawa, T., and Hirayama, K., 1972, Chemical compositions of Japanese granites, Part 2. Variation tends and average compositions of 1200 analyses. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 78, 39-42.
- 藤本秀弘,1979,滋賀の花崗岩類.滋賀の自然,滋 賀県自然保護財団,205-227.
- 原山 智・宮村 学・吉田史郎・三村弘二・栗本史 雄,1989,御在所山地域の地質.地域地質研究 報告(5万分の1図幅),地質調査所,121pp.
- 服部 仁・野沢 保, 1959, 本邦花崗岩質岩石の化 学成分. 地質調査所, 217pp.
- 石田志朗・河田清雄・宮村 学,1984,彦根西部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅),地質調査所,121pp.
- 河田清雄·三村弘二·須藤定久, 1969, 琵琶湖東部

- の白亜紀火成活動. Magma, 16, 11-12.
- 三村弘二・片山正人・金谷 弘, 1976, 琵琶湖南東 八尾山地域の湖東流紋岩類の火成作用. 岩鉱, 71, 327-338.
- 宮村 学・吉田史郎・山田直利・佐藤岱生・寒川 旭,1981,亀山地域の地質.地域地質研究報告 (5万分の1図幅),地質調査所,128pp.
- 宮村 学・三村弘二・横山卓雄,1976,琵琶湖東部 地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1図 幅),地質調査所,49pp.
- 西川一雄・西堀 剛・小早川隆・但馬達夫・上嶋正 人・三村 弘二・片山正人,1983,湖東流紋岩 およびその活動について、岩鉱,77,51-64.
- 緒方正虔, 1959, 鈴鹿山地の深成岩類. 地球科学, 13, 1-10.
- 沢田順弘・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1985, 琵琶湖南部の環状花崗岩質岩体. 日本地質学会 第92年大会講演要旨集, 346.
- 沢田順弘・板谷徹丸,1988,琵琶湖南部周辺の K-Ar 年代 白亜紀末巨大コールドロンの推定-. 日本地質学会第95年大会講演要旨集,323.
- 沢田順弘・板谷徹丸, 1993, 琵琶湖南部後期白亜紀 環状花崗 岩質岩体の K-Ar 年代 -巨大コー ルドロンにおける冷却史-. 地質雑, **99**, 975-990.
- 周琵琶湖花崗岩団研研究グループ,1982,琵琶湖周辺の花崗岩質岩体-甲賀地方の花崗岩類-.地質雑,88,289-296.
- 周琵琶湖花崗岩団研研究グループ, 1990, 琵琶湖周 辺の花崗岩類-その2. 鈴鹿花崗岩体-. 地球 科学, **44**, 184-195.
- Takahashi, M., 1986, Anatony of a middle Mi ocene Valles—type caldera cluster: Geology of the Okueyama volcano—plutonic complex, SouthwestJapan. *Jour. Volcanol. Geotherm.* Res., 29, 3-70.
- 辻喜一郎, 1971, 花崗岩の形態に関する一考察-木 屋岩体の場合-, Magma, 27, 3-4.

# 湖東流紋岩に伴う岩脈類:猪ノ鼻火砕岩脈

Dyke rocks associated with the Koto Ryolites: Inohana pyroclastic dyke

多賀 優\*·吉田 源市\*\*·琵琶湖基盤地質研究会

Masaru Taga\*, Gen'ichi Yoshida\*\* and Research Group for the Basement Geology of Lake Biwa

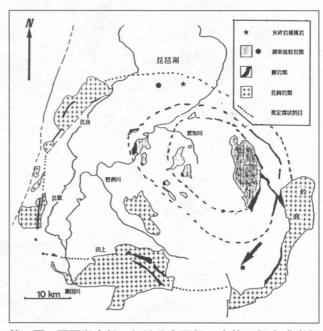
#### Abstract

Several types of felsic dykes are observed in a large quarry of Inohana, Tsuchiyama Town. One of them is a pyroclastic dyke, quite similar to the Yuzurio pyroclastic dyke within the Koto Rhyolites, occurring in close association with a quartz porphyry. Its mode of occurrence and petrography are described, and its geological implications are mentioned for the extension and formation of the Biwa-ko Cauldron.

# はじめに

中生代白亜紀後期の湖東流紋岩類(西川ほか、1983)の噴出により形成された湖東コールドロン(西堀ほか、1991)は、大上花こう斑岩などによる半径11kmと17kmの二重の弧状岩脈で特徴づけられる(第1図). さらにその周囲には、白亜紀後期の花こう岩類が貫入しており大きな環状火成岩体を構成していることを澤田・周琵琶湖花崗岩団研(1985)が指摘した. 原山ほか(1989)は、この三重のコールドロン構造をなす白亜紀後期火成岩類を、琵琶湖環状複合岩体と呼んで、琵琶湖南部における巨大な環状火成岩体を形成する火成活動があったとしている.

本研究での露頭は、西川ほか(1983)の提唱した 湖東コールドロンの二重の弧状岩脈の外側に位置す るにもかかわらず、犬上花こう斑岩や杠葉尾火砕岩 と同類の岩脈類が分布するという意味で貴重な地点 である。 ここでは、露頭での岩脈類の産状、岩石学的特徴、 相互関係について報告し、湖東コールドロン形成に おける意義について述べる。



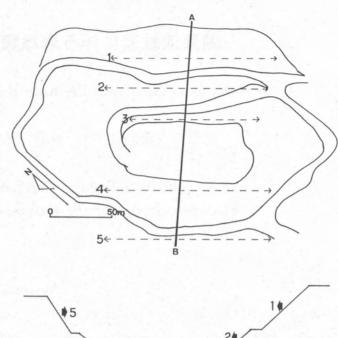
第1図 琵琶湖南部における白亜紀~古第三紀火成岩類 の分布図(矢印は調査地点を表わす)

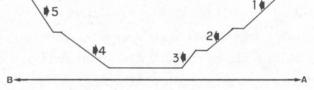
- \* 滋賀県立草津東高校
- \*\* 木之本町立木之本小学校
- Kusatsu-higashi High School, Kusatsu 525-0025
- Kinomoto Elementary School, Kinomoto 529-0425

# 猪ノ鼻露頭の概要

本露頭は滋賀県南部の土山町猪ノ鼻に位置し、湖国興業KKの採石場内にある(第1図). ほぼN40°Wに伸びた凹地形(長径200m,短径100m)をしており(第2図),南北(南落ち)の方向に右横ずれを伴う正断層と,それに伴う小断層を利用して採石が進められている.このため、露出面は一般に断層に平行しており、露出条件がよいにもかかわらず、凹地上部と下部に産する岩脈類が連続していないことが多い.

本地域では中・古生界のチャートや粘板岩が分布する. これらはもとの堆積構造を残してはいるものの、著しい熱変成を受けホルンフェルス化している. ほとんどが、層状チャート起源のもので、珪質ホルンフェルスに変わっている. 一部、頁岩及び砂岩起源の珪質ホルンフェルスも見られる. この中・古生層に





第2図 猪ノ鼻露頭の概略図

- 1. 北壁上段面 4. 南壁下段面
- 2. 北壁中段面 5. 南壁上段面
- 3. 北壁下段面
- 5、トーナル茂岩 6、安山岩質岩脈 7、ホルンフェルス8、絵河層等・巌煌煌積物 9、断層角融層 10、断層破砕著 11、断層 12、貫入方向 13、層理面



第3図 猪ノ鼻露頭の地質概略図

猪ノ鼻トーナル斑岩や石英斑岩および火砕岩などの 岩脈が貫入しており、これらを鮎河層群の基底礫岩 が不整合に覆っている(宮村ほか、1981).

# 猪ノ鼻露頭における岩石の産状と岩石記載

本露頭を便宜上,(1)北壁上段面,(2)北壁中段面,(3)北壁下段面,(4)南壁下段面,(5)南壁上段面の5つに区分して記載する(第2図). 露頭全体の地質概略図を第3図に,それぞれの壁面の露頭写真と模式

図を第4図~第13図に示した. ここでは主に石英斑岩脈, 火砕岩(以下猪ノ鼻火砕岩と呼ぶ)を中心に岩脈類について述べる.

#### 石英斑岩脈

石英斑岩脈は2つに分けられる。一つは,西川ほか(1983)による犬上花こう斑岩の主岩層に対比されるもの(石英斑岩 I),もう一つは,少量の石英と長石の斑晶を持つより細粒のもの(石英斑岩 II)である。ただし,湖東においては石英斑岩 IP 不英



第4図 南壁上段面



第5図 南壁下段面



第6図 北壁上段面·北壁中段面



第7図 北壁下段面

斑岩 II と同類の岩石があり、すべてを一括して犬上 花こう斑岩と呼んでいる。

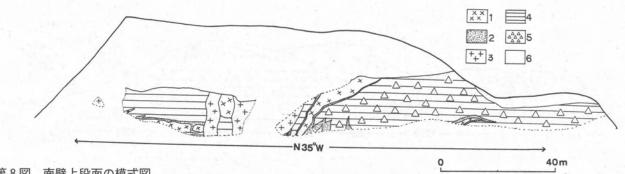
#### (1) 石英斑岩 I

#### a. 産状

石英斑岩 I は、南壁上段面(第8図、第9図)を中心として、南壁下段面、北壁中・上段面に見られる。優白色から優黒色まで色が変化する。多くが、幅数mの岩脈として中・古生層を非調和に貫いたり、樹枝状の細脈として貫入する。トーナル斑岩に貫入され、ブロック状に捕獲されているものもある。一

般に、縁辺部に猪ノ鼻火砕岩を伴う場合が多く、その境界から10~20cmの部分に、灰色と灰黒色の互層、および、石基の粒度の違いによる縞状構造が見られることがある。石英斑岩 I は亜角礫状の珪質起源のホルンフェルスを捕獲しており、猪ノ鼻火砕岩(最大幅25cm)に貫入されている。一部で、熱水変質を受けて長石類が抜けてしまっている部分(南壁上断面)がある。南壁下断面で安山岩質岩脈に貫かれており(第14図)、また北壁下断面では石英斑岩 II を貫いている(第15図)。全体に熱変成を被っている。

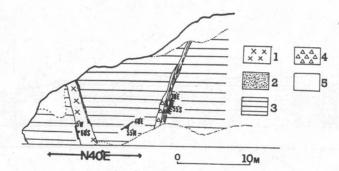
#### b. 岩石記載



第8図 南壁上段面の模式図

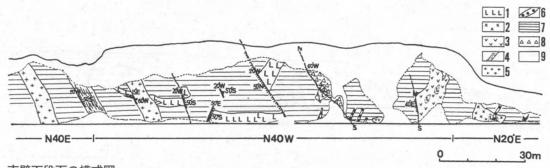
1, 石英斑岩 | 2, 火砕岩 3,トーナル斑岩脈 4, ホルンフェルス 5, 断層角礫層

6, 鮎河層・崖錘堆積物



第9図 南壁上段面東縁部の模式図

1, 石英斑岩 2, 火砕岩 3, ホルンフェルス 4, 断層角礫層



第10図 南壁下段面の模式図

1, 流紋岩質岩脈

2, 石英斑岩 |

3, 石英斑岩 ||

4, 火砕岩

5, トーナル斑岩脈

6,安山岩質岩脈

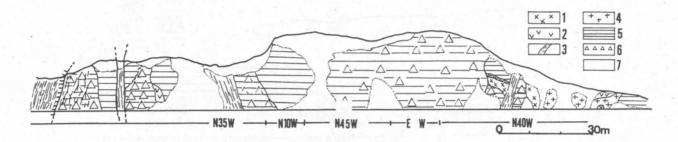
7, ホルンフェルス 8, 断層角礫層

9, 崖錘

斑晶では、鉱物の容量比が石英>アルカリ長石> また、カリ長石と斜長石が集斑晶状に集合するのが 斜長石≫黒雲母である(第16図). 石英は1~3 ㎜ の半自形から他形で自形面を持つこともあるが、多 くの場合融食され、丸みを帯びる. アルカリ長石は 2~4㎜で半自形から他形を示す.パーサイト構造 が著しく発達する. 粘土鉱物化したパーサイトで集 斑状組織を示す. 斜長石は1~3㎜の自形から半自 形で、累帯構造が見られる. 2次的なセリサイトが 多くできており、ブドウ石が見られることもある.

しばしば見られる. 黒雲母は0.3mmの半自形で X= 淡黄色, Y=Z=赤褐色であるが, わずかしか見ら れない.

石基は隠微晶質で、石英、斜長石、アルカリ長石、 黒雲母よりなる. しばしば漸移的な粒度変化を示す こともある. 粒度および灰色と暗灰色部による縞状 構造が見られる. とくに平行ニコルでは、連続のよ い縞状構造が顕著に見られる部分もある(第17図).

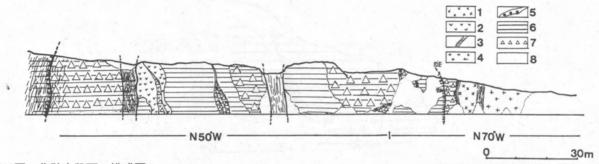


#### 第11図 北壁上段面の模式図

- 1,石英斑岩 |

- 2, 石英斑岩 | 3, 火砕岩 4, トーナル斑岩脈 5, ホルンフェルス

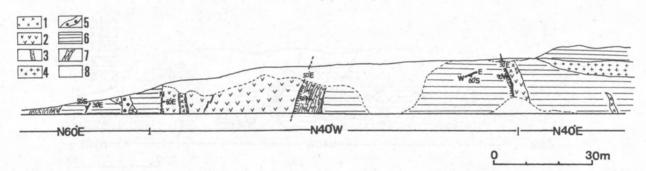
- 6, 断層角礫層
- 7, 鮎河層群 崖錘堆積物



#### 第12図 北壁中段面の模式図

- 1, 石英斑岩 □ 2, 石英斑岩 □ 3, 火砕岩
- 4. トーナル斑岩脈
- 5. 安山岩質岩脈

- 6, ホルンフェルス 7, 断層角礫層
- 8、崖錘堆積物



#### 第13図 北壁下段面の模式図

- 1,石英斑岩 2,石英斑岩 3,火砕岩
- 4, トーナル斑岩脈 5, 安山岩質岩脈
- 6, ホルンフェルス 7, 断層破砕帯 8, 崖錘堆積物

幅1cmの方解石の細脈も見られる.

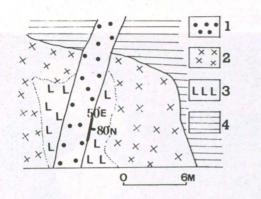
#### (2) 石英斑岩Ⅱ

## a. 産状

石英斑岩Ⅱは、南壁下段面(第10図)、北壁上・ 中・下段面(第11図, 第12図, 第13図)で見られる. 青緑色~暗灰色の岩石である.一部,変質して暗赤 色のものもある.

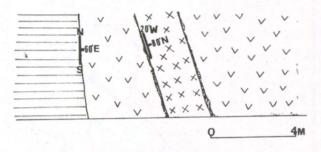
を含むが, 石英斑岩 I に比べて, 細粒で斑晶が目立 たない. 流紋岩と酷似する. 中・古生層起源のホル ンフェルス中に非調和に、あるいは、シート状に母 岩の構造と調和的に幅数m~数十mの規模で貫入し ている. 南壁下段面では, 二次鉱物として針状黒色 鉱物が晶出しているものもある。また、北壁下段面 では安山岩質岩脈の貫入を受けている.

この石英斑岩Ⅱは不均質で、流紋様の無斑晶部を 1㎜前後の石英の斑晶と0.5~1㎜の長石の斑晶 パッチ状に捕獲しているように見える部分(南壁下



第14図 石英斑岩 | を貫く安山岩質岩脈

- 1,安山岩質岩脈 2,石英斑岩 |
- 3, 石英斑岩相中の無斑唱部 (泥質の数ミリの パッチを含む) 4, ホルンフェルス



第15図 石英斑岩 || を貫く石英斑岩 |

- 1, 石英斑岩 |
- 2, 石英斑岩 ||
- 3, 火砕岩
- 4, ホルンフェルス

段面),石英斑岩 I • Ⅱ が混在して区別できない部分,上部に行くに従い粒度が増し石英斑岩 I に移化している部分(北壁中・下段面)がある.

#### b. 岩石記載

斑晶鉱物の容量比は石英〉長石〉(黒雲母)である(第18図). 石英は融食され丸みを帯びるものが多い. 周辺に再結晶による二次成長がわずかに見られる. 長石は強く変質しており, 斜ユウレン石, セリサイトなどを生じている. 黒雲母は細粒で黄褐色を呈し, 不透明鉱物, セリサイトなどと集合体を作る.

石基は隠微晶質で、石英、長石、セリサイト、黒 雲母が認められる.

#### 猪ノ鼻火砕岩

#### a. 産状

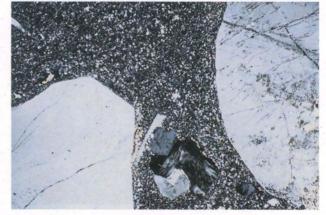
猪ノ鼻火砕岩は、南壁上・下段面、北壁上・中・ 下段面のすべての断面で見られるが、とくに南壁上 段面で顕著である(第8図). 灰~灰褐色で、多量

平行ニコル



直交ニコル

1 mm



第16図 石英斑岩 I の顕微鏡写真

の石英、アルカリ長石、斜長石片を含む流紋岩質凝灰岩である。幅数m~数cmのものがほとんどで、石英斑岩 I に伴って、中・古生層中に非調和に貫入するものと、中・古生層中の層理面に沿って調和的に貫入するものとがある。両者とも、砂岩、チャート起源のホルンフェルス(平均2~5cm)及び、石英斑岩 I を角礫状に捕獲している。石英斑岩 I に伴って産する場合には、一般に、石英斑岩 I の縞状構造や貫入方向に調和的で、石英斑岩 I と母岩との間隙を埋めたような産状を示す。両者の境界は明瞭である。ただし、一部では、猪ノ鼻火砕岩の脈が、石英斑岩 I を買いていたり、石英斑岩 I を取り込んで破砕している部分もある。猪ノ鼻火砕岩も、熱変成を受け、トーナル斑岩脈に貫かれている。

#### b. 岩石記載

斑晶では鉱物の容量比が、石英≫アルカリ長石> 斜長石≫黒雲母であり、石英が特に多い(第19図).





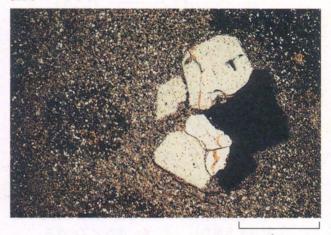


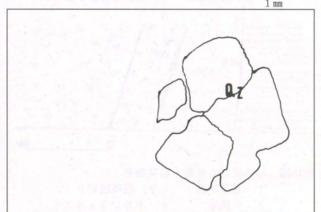
第17図 石英斑岩 I の流理構造の顕微鏡写真

斑晶の粒度は変化に富む.石英は $0.1\sim 2$  mmの他形で多くは破片状であるが,まれに一部が融食形を示し丸みを持つこともある.結晶中にクラックが多く見られ,波動消光を示す場合が多い.アルカリ長石は $0.2\sim 3$  mmの他形の破片状で,パーサイト組織が見られ,斜長石をポイキリティックに包むこともある.斜長石は $0.2\sim 2$  mmの半自形から他形の破片状で,アルバイト集片双晶がよく見られる.セリサイト化が進んでいる.黒雲母はわずかに見られ0.2 mmの他形である.多色性はX=淡褐色~淡黄色,Y= Z= 褐色~淡褐色である.黒雲母の劈開に沿って,不透明鉱物が伴うことが多い.

基質は細粒の石英, 黒雲母, セリサイトからなり, 粒度は変化に富む. 粒度が同じ結晶の配列による縞状構造が見られ, それと調和的に斑晶が弱い定方向配列をする部分も見られる. 再結晶した 1~10㎜のチャート, 砂岩, 泥岩起源ホルンフェルスの異質岩

直交ニコル





第18図 石英斑岩 II の顕微鏡写真

片を多量に含む. 軽石片も含む.

#### その他の岩脈

#### (1) 流紋岩質岩脈

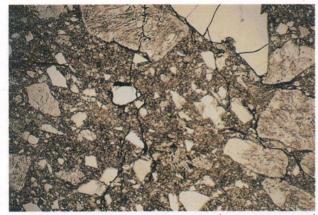
#### a. 産状

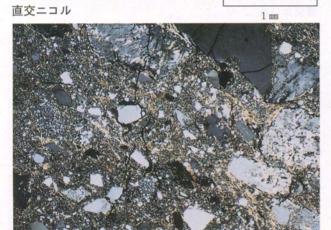
南壁下段面(第10図)で見られる。石英斑晶(1~2 mm)をわずかに持つ青灰色の岩石である。数mの幅で、シート状、筒状、あるいは岩脈状に中・古生層を貫いている。貫入方向と調和的に流理構造が見られるものもある。全体に変質が著しく、鉱化作用を受けて、黄鉄鉱が一面に晶出している。トーナル斑岩により貫かれており(第20図)、熱変成を受けている。部分的に、黒色針状鉱物(電気石?)が二次的に晶出している。

## b. 岩石記載

斑晶鉱物の容量比は、石英>斜長石≫アルカリ長石> (黒雲母) である (第21図). 石英は他形で、

### 平行ニコル





第19図 猪ノ鼻火砕岩の顕微鏡写真

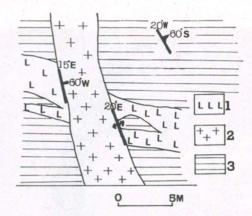
弱い波動消光を示す. 斜長石は自形~半自形で二次 鉱物を生じ変質が著しい。わずかにアルバイト双晶 が見られる. アルカリ長石は半自形で, 二次鉱物が でき,変質が著しい. 黒雲母は細粒で,不透明鉱物 との集合体となり、長さ2mmを越える針状の形態を 呈する.

石基は隠微晶質で石英、長石、セリサイトが認め られる. 炭酸塩鉱物が脈状に入っている.

#### (2) トーナル斑岩脈

#### a. 産状

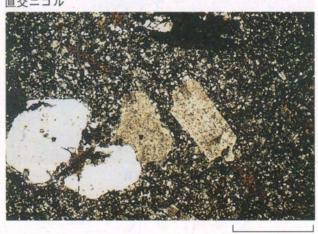
猪ノ鼻トーナル斑岩と呼ばれるもので(宮村ほか 1981), 南壁及び北壁の各段面(第9図~第13図) で見られる。暗灰色で、1~3㎜の斜長石、石英、 黒雲母, 角閃石の斑晶を持つ. 六角板状の黒雲母斑 晶が特徴的で、風化すると自形の黒雲母の結晶が目 立つ、一般に、数十㎝~数mの幅で、中・古生層中 に非調和に貫入している。 南壁下段面では、シート 状に貫入したり、中・古生層の層理面を利用して貫



第20図 ホルンフェルス中にシート状に貫入する流紋岩 質岩脈とそれを更に貫くトーナル斑岩脈

- 1, 流紋岩質岩脈 2, トーナル斑岩脈
- 3, ホルンフェルス

#### 直交ニコル

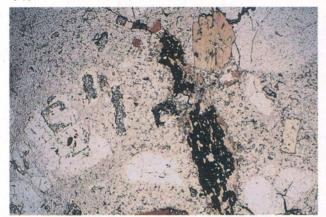


1 mm

第21図 流紋岩質岩脈の顕微鏡写真

入している. トーナル斑岩は石英斑岩脈、猪ノ鼻火 砕岩,流紋岩質岩脈をそれぞれ貫いており(第20図), 石英斑岩Iとの境界面ではトーナル斑岩側に急冷周 縁相が見られる場合がある. 北壁上段面ではチャー ト起源の珪質ホルンフェルスや石英斑岩のブロック

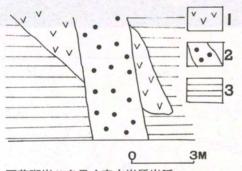
#### 平行ニコル



直交ニコル



第22図 トーナル斑岩の顕微鏡写真



第23図 石英斑岩川を貫く安山岩質岩脈

- 1, 石英斑岩 || 2, 安山岩質岩脈
- 3, ホルンフェルス

(最大 5 m) が、トーナル斑岩脈によって捕獲されている. 全体に熱変成を受けている.

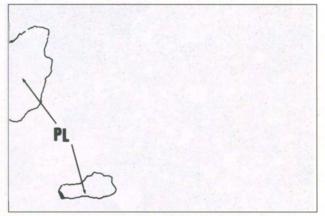
#### b. 岩石記載

斑晶鉱物の容量比は斜長石>石英>黒雲母>角閃石で、斑晶量が50%を越える(第22図)。斜長石は0.5~1 mmの自形から半自形で、累帯構造が著しく、しばしば集斑状に集合する。石英は1~3 mmで半自形から他形で、融食形をしている。クラックが発達

平行ニコル



直交ニコル



第24図 安山岩質岩脈の顕微鏡写真

し、波動消光が著しい。 黒雲母は $0.5\sim5$  mmの自形から半自形で融食形を示すことがあり、キンクバンドも見られる。 X=淡黄色、Y=Z=赤褐色である。 角閃石は変質が著しく、外形を残し、不透明鉱物(最大 1 mm)や黒雲母(0.01mm程度の鱗片状小結晶、X=淡黄色、Y=Z=淡褐色)、方解石の集合体に二次的に置換されている。

石基は細粒の斜長石,石英,赤褐色の黒雲母,炭酸塩鉱物よりなる. 副成分鉱物としてジルコン,りん灰石などがある.

#### (3) 安山岩質岩脈

#### a. 產状

南壁下段面(第10図)、北壁中・下段面(第12図、 第13図)に2~3mの幅で中・古生層や石英斑岩脈 中に、非調和に貫入している(第14図、第23図)。 無斑晶の暗緑色~黒色の緻密な岩石で、割れ目に沿ってぶどう石が二次的鉱物として網状に発達する。 この安山岩質岩脈も熱変成を受けている。

- 5. 花こう岩マグマの上昇(熱変成)
- 4. 安山岩質岩脈の貫入
- 3. トーナル斑岩の貫入
  - ③ 石英斑岩 I 岩脈 (一部発泡=猪の鼻火砕岩)
  - ② 石英斑岩Ⅱ岩脈
- ① 流紋岩質岩脈
- 2. 脈岩類の貫入 ==
- 1. コールドロンに伴う割れ目(亀裂)の形成〈中・古生層〉

#### 第25図 猪ノ鼻地域の火成活動史

#### b. 岩石記載

鏡下で観察できる斑晶は自形から半自形で、二次 鉱物を生じて変質している(第24図)。また、細粒 黄褐色の黒雲母集合体も見られる。

石基は短冊状0.1mmの斜長石の粒間を黒雲母, セリサイト, 石英, 不透明鉱物の細粒粒状結晶が充填する.

#### 断層角礫岩

北壁を中心として(一部は南壁上・中段面にも見られる)、幅数十mの断層角礫岩が露出している(第3図)。角礫~亜角礫状でチャート起源の珪質ホルンフェルスより成り、礫の大きさは数cmである。断層周縁部では、堆積構造を残した2~3mのブロック状の角礫を含んでいる。この礫層の基質部も熱変成を受けて完全に再結晶ホルンフェルス化している。

南壁下段面(第10図)と北壁中段面(第12図)では、石英斑岩 II の岩脈中にも部分的に断層角礫化しているところが見られる。しかし、北壁下段面の石英斑岩 II はシート状に中段面に生じた断層角礫岩を切って貫入している。これらの事実から、角礫層を作った断層運動は、流紋岩質岩脈、及び石英斑岩 II の貫入と相前後して何回か起こったと推測される。

# 本地域の火成活動史

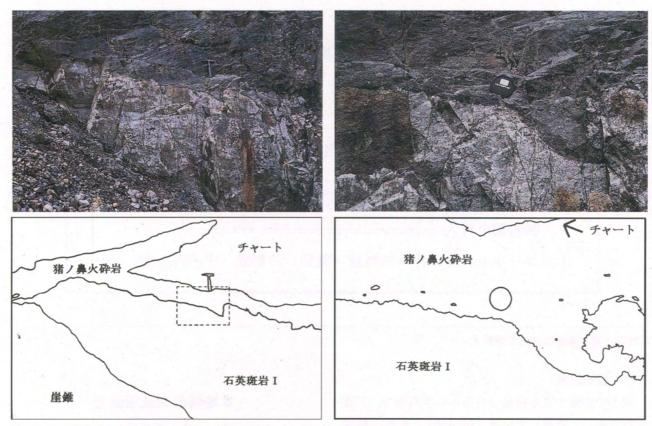
石英斑岩 I と石英斑岩 II の関係は、石英斑岩 II 中に石英斑岩 I が猪ノ鼻火砕岩を伴いながら貫入していることから(第15図)、石英斑岩 II の方が先に貫入したことになる。また、石英斑岩 I・II ともに流紋岩様の無斑晶部分を包有していることから、まず流紋岩質岩脈の貫入があり、次に石英斑岩 II が貫入し、続いて猪ノ鼻火砕岩を伴う石英斑岩 I が貫入したことになる。しかし、石英斑岩 I・II が混在する部分や I から II に移化する部分があることを考えると、これら岩脈類の貫入は一連のものであろう。脈岩を供給したマグマ内の結晶作用の程度によって様々な岩脈となったと解釈される。

本露頭の安山岩質岩脈までのすべてが、熱変成作 用を受けていることから、すぐ近くに露出する花こ う岩が熱源と考えられる.

これらの岩脈の産状や相互関係から本地域の火成活動史をまとめると第25図のようになる.

# 石英斑岩 I と猪ノ鼻火砕岩の相互関係

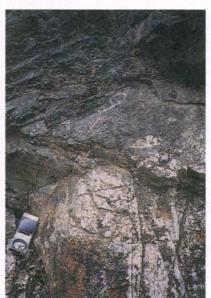
石英斑岩 I と猪ノ鼻火砕岩は南壁上段面(第8図)



第26図 石英斑岩 I と火砕岩の境界及びその拡大(右図は左図の破線部分の拡大)

で露出がよいので、この露頭での産状 を中心に述べる。 南壁上段面の南 東の露頭では、石英斑岩Iが中・古 生層の層状チャート中に(露頭での 幅2m)水平に貫入している。石英 斑岩Iの下部とチャートとの境界は 観察できないが、上部の境界部では 幅20~30㎝で猪ノ鼻火砕岩が石英斑 岩Iとチャートの間隙を埋めるよう に産する (第26図). 石英斑岩 I, 猪ノ鼻火砕岩ともに砂岩, チャート 起源のホルンフェルス(平均1~5 cm)を捕獲しているが、猪ノ鼻火砕 岩でとくに多く、石英斑岩 I ではほ とんど見られない. また、猪ノ鼻火

砕岩が石英斑岩 I の岩片 (円礫状で長径 1~2 cm, 最大 5 cm) を捕獲している (第27図). 石英斑岩 I に貫入しているのが観察できる (第26図). と猪ノ鼻火砕岩の境界は明瞭で、石英斑岩 I に近い また、この石英斑岩 I 中に猪ノ鼻火砕岩が幅 1 m 部分で猪ノ鼻火砕岩中に取り込まれる石英斑岩Iの 捕獲岩が増える傾向がある. さらに、猪ノ鼻火砕岩





第27図 猪ノ鼻火砕岩に捕獲された石英斑岩 I

がチャートの層理面に沿って入り込むように調和的

で貫入しており、石英斑岩 I (最大45cm) とチャー ト(直径20cm)をブロック状に捕獲している(第28





第28図 石英斑岩 I 中に貫入する猪ノ鼻火砕岩



第30図 石英斑岩 I 中の縞状構造



第31図 石英斑岩 I の縞状構造を切る猪ノ鼻火砕岩





第29図 猪ノ鼻火砕岩に捕獲された石英斑岩 I (第28図の破線部の拡大図)

45cm大の石英斑岩 I の捕獲岩の周囲に 3 ~ 5 cm大の

角礫状の石英斑岩 I が点在し、 石英斑岩Iが捕獲されて破砕し たかのように見える.

この付近では, 石英斑岩 I に は縞状構造はあまり見られない が、まれに石英斑岩Iの貫入方 向と同方向に黒色(幅1~2 cm) の縞状構造が見られる (第30図). また、猪ノ鼻火砕岩に捕獲され る石英斑岩 I では、石英斑岩 I の縞状構造が猪ノ鼻火砕岩によ って切られているものもしばし ば見られる (第31図).

南壁上段面の中央部分では, 石英斑岩Iがチャート中に貫入 している (露頭での幅2~2.5m)

図). 捕獲された石英斑岩 I は角礫状で(第29図), (第32図, 第33図). 石英斑岩 I とチャートの間に猪 ノ鼻火砕岩(幅5~20cm)が見られ,石英斑岩Iと

猪ノ鼻火砕岩はチャートの層理面と調和的に貫入している。また、猪ノ鼻火砕岩は石英斑岩 I をところどころ貫いている。これは一見、石英斑岩 I が猪ノ鼻火砕岩をブロック状に捕獲しているようにも見える。

南壁上段面の北西の露頭では、 石英斑岩 I が樹枝状にチャート中 に貫入し、その先端部では湾曲し た貫入面に調和的に縞状構造がよ く発達する.

このように、石英斑岩 I と猪ノ鼻火砕岩の産状は、両者の密接な成因関係を示唆していると考えられる. ここで、石英斑岩 I と猪ノ鼻火砕岩の露頭における特徴をまとめてみる.

(1)一般に猪ノ鼻火砕岩と石英斑岩 I は伴って産する。母岩と石英斑岩 I の間に猪ノ鼻火砕岩が介在する。

(2)両者の境界は明瞭な場合が多い。

(3)石英斑岩 I 中に猪ノ鼻火砕岩が貫入することもある。一見、石英斑岩 I が猪ノ鼻火砕岩をブロック状に捕獲しているように見える部分もある。

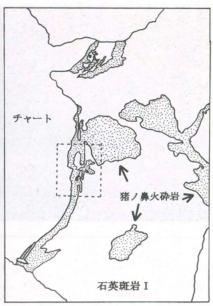
(4)猪ノ鼻火砕岩が石英斑岩 I を

捕獲する. また母岩の中・古生層の岩片を角礫状に捕獲する.

# 考 察

杠葉尾火砕岩は犬上花こう斑岩と密接に関係して 産する状態が知られているが、本露頭においても母 岩と石英斑岩 I の間には、5~20cmの幅で猪ノ鼻火 砕岩が介在する。また、石英斑岩 I は、猪ノ鼻火砕 岩に貫入あるいは捕獲されるが、逆に石英斑岩 I 中





第32図 チャート中に貫入する石英斑岩 I と猪ノ鼻火砕岩





第33図 チャート中に貫入する石英斑岩 I と猪ノ鼻火砕岩 (第32図の拡大)

に猪ノ鼻火砕岩のブロックが礫状に取り込まれているように見える部分も一方で観察される。これらは 杠葉尾火砕岩と犬上花こう斑岩と同様の関係であり、 したがって湖東流紋岩中の杠葉尾火砕岩の産状(西 川ほか1983、西堀ほか1991)とよく似ている。

さらに、原山ほか(1989)によると、犬上花こう 斑岩はその淡灰色石基中に暗灰色の石基が縞(1~ 10cm)をなす縞状構造を示す.暗灰色石基のなす縞 はしばしば途中でとぎれ、レンズ状を呈する.また、 鏡下では斑晶の周辺ではしばしばマイクロユータキ シティックな構造が認められ、微細な石英・長石集 合体や苦鉄質鉱物の配列が認められる。肉眼で見え る縞状構造は鏡下では判然としないが、わずかに微 細苦鉄質鉱物の量や石英・長石集合体の粒度に、差 のある帯が識別できることがあるとしている。

一方、本地域の石英斑岩 I に見られる縞状構造は、鏡下での観察ではしばしば漸移的な粒度変化を示し、平行ニコルでは粒度および灰色と暗灰色部による縞状構造が見られ、猪ノ鼻火砕岩が石英斑岩 I に貫入したようには見えない(第17図). このように、縞状構造は石基の粒度の違いであり、犬上花こう斑岩中の縞模様と似ている.

また、猪ノ鼻火砕岩が縞状構造を持つ石英斑岩 I を捕獲したり、猪ノ鼻火砕岩がその縞状構造を切っている(第31図)事実から、この縞状構造は猪ノ鼻火砕岩の貫入以前に形成されたと考えられる。原山ほか(1989)は、杠葉尾火砕岩に接する犬上花こう斑岩中の縞状構造は、発泡したものが飛散せずに再び圧着したことを示すかもしれないとし、その根拠として、縞状構造の発達する部分の一部に認められる破砕組織は、火砕岩中の発泡の良い本質物が圧密により扁平化した場合にしばしば認められる組織であることをあげている。石英斑岩 I 中の縞状構造中に認められる石英の斑晶も破砕された様子を示す場合があり、発泡により斑晶が破砕され、その後再圧着により組織が変形したのであろう。

次に、野外での杠葉尾火砕岩と本露頭の猪ノ鼻火砕岩に捕獲される石英斑岩の産状の違いについて比較する. 杠葉尾火砕岩中の犬上花こう斑岩捕獲岩は、塑性変形を受けて著しく引き伸ばされ、定方位配列するものから、破砕された産状を示すものまで場所によって変化に富む.

一方、本露頭の猪ノ鼻火砕岩中の石英斑岩 I の捕獲岩はほぼ固結した後に、猪ノ鼻火砕岩に割り込むように貫入を受けた結果、破砕されたような産状を示している。このことは、猪ノ鼻火砕岩の貫入時に石英斑岩 I はすでにほとんど固結しており、わずかな塑性変形をおこせる程度の流動性しか残っていない時期に、猪ノ鼻火砕岩が貫入してきたのであろうと推測できる。

これらの産状から石英斑岩の発泡現象について考察してみる。猪ノ鼻火砕岩の一部が母岩の層理面に入り込んだり、石英斑岩Iの先端部を包み込むような産状が観察される。これらのことより、断層あるいは亀裂による母岩の弱線を利用して、上昇してきた未固結の石英斑岩Iの一部が地下浅所で母岩と接触し急冷され、飽和水蒸気圧に達して発泡し、これが石英斑岩Iの貫入・定置後、母岩と石英斑岩Iを捕獲しながら貫入したと考えられる。

このように、本露頭の石英斑岩 I と猪ノ鼻火砕岩の関係と湖東流紋岩の犬上花こう斑岩と杠葉尾火砕岩の関係、それらの岩石学的性質は非常によく似ており、湖東コールドロンに関わる一連の火成活動が本地域まで及んでいたことを示唆している。また、本露頭に見られる断層角礫岩を作った断層運動は、流紋岩質岩脈、及び石英斑岩 II の貫入と相前後して何回か起こったと考えられる。

本地域は、犬上花こう斑岩に代表される二重の陥 没構造の外側に位置することから、本露頭における 火砕岩の産出は、従来の湖東コールドロンの規模よ りさらに大きい琵琶湖コールドロンの形成を示唆し ているものと考えることができる。

## まとめ

本露頭の石英斑岩 I と猪ノ鼻火砕岩の関係は湖東流紋岩の犬上花こう斑岩と杠葉尾火砕岩の関係と、産状及び岩石学的性質の点で酷似する.この事実は、湖東コールドロンの一連の火成活動が土山町まで及んでいたことを示しており、琵琶湖コールドロンのモデルを支持するものと言える.

#### 謝辞

本研究は琵琶湖博物館開設準備室の委託研究の一部として行われた.本研究をまとめるにあたり、岐阜大学・小井土由光氏、滋賀県立草津東高等学校・河野俊夫氏には調査結果にいろいろ貴重なご教示をいただいた.博物館開設準備室関係各位には調査を実施するにあたりお世話になった.滋賀大学教育学

部地学教室学生諸氏には調査にご協力いただいた. また、湖国興業KKには露頭の調査の度にいろいろ と便宜を図っていただいた.

以上の方々に厚くお礼申し上げます。

# 参考文献

- 琵琶湖基盤地質研究会,1992,白亜紀末琵琶湖地域 におけるカルデラ形成を伴った火山・深成作用 に関する研究.琵琶湖博物館開設準備室委託研 究調査報告書.
- 琵琶湖基盤地質研究会,1993,琵琶湖の基盤地質形成史に関する研究.琵琶湖博物館開設準備室委託研究調査報告書.
- 琵琶湖基盤地質研究会,1994,琵琶湖のカルデラ形成史に関する研究.琵琶湖博物館開設準備室委託研究調査報告書.
- 原山 智・宮村 学・吉田史郎・三村弘二・栗本史 雄,1989,御在所山地域の地質.地域地質研究 報告(5万分の1図幅),地質調査所,121pp.
- 河田清雄, 1969, 湖東 (琵琶湖東部) で白亜期末火山岩類の発見. 地質ニュース, 77, 11-15.
- 河田清雄・三村弘二・須藤定久, 1969, 琵琶湖東部 の白亜紀火成活動. *Magma*, **16**, 11-13.
- 三村弘二・片山正人・金谷 弘, 1976, 琵琶湖南東八尾山地域の湖東流紋岩類の火成作用. 岩鉱, 71, 327-338.
- 宮村 学・吉田史郎・山田直利・佐藤岱生・寒川 旭,1981,亀山地域の地質.地域地質研究報告 (5万分の1図幅),京都(11),第42号,(地質

- 調査所), 128.
- 西堀 剛・西川一雄・小早川 隆・但馬達雄・岨中 貴洋,1991,湖東流紋岩類.「滋賀県の自然」 (滋賀県自然保護財団編),387-422.
- 西川一雄・西堀 剛・小早川 隆・但馬達雄・辻 一信・佐藤義成,1979,湖東流紋岩類.「滋賀 県の自然」(滋賀県自然保護財団編),229-244.
- 西川一雄・西堀 剛・小早川 隆・但馬達雄・上嶋 正人・三村弘二・片田正人,1983,湖東流紋岩 およびその火成活動について.岩鉱,78,51-64.
- 沢田順弘・板谷徹丸,1988,琵琶湖南部周辺の火成 岩類のK-Ar年代 - 白亜紀末巨大コールド ロンの推定-,日本地質学会第95年学術大会講 演要旨,323.
- 沢田順弘・板谷徹丸,1993,琵琶湖南部後期白亜紀環状花崗岩質岩体の K-Ar 年代 -巨大コールドロンにおける冷却史-. 地質雑,99,975-990.
- 沢田順弘・加々美寛雄・西村敬一・筒井智樹・松本 一郎・周琵琶湖花崗岩団研グループ, 1991,琵 琶湖南部後期白亜紀珪長質巨大マグマ溜り,地 球惑星科学関連学会合同大会日本火山学会固有 セッション講演予稿集, 1991,1,59.
- 沢田順弘・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1985, 琵琶湖南部の環状花崗岩質岩体, 日本地質学会 第92年学術大会講演要旨, 346.
- 岨中貴洋・多賀 優・関 芳恵・琵琶湖カルデラ研究会, 1992, 湖東コールドロンに関係する酸性 火砕岩脈の産状とその意義, 日本地質学会第99 年学術大会講演要旨, 422.

# 湖東流紋岩類に伴う岩脈類-石英斑岩中の青土火砕岩

Dykes associated with the Koto Ryolites - Ohzuchi Pyroclastic Dyke

吉田 源市\* • 久田 義之\*\* • 琵琶湖基盤地質研究会

Gen'ichi Yoshida\*, Yoshiyuki Hisada\*\* and Research Group for the Basement Geology of Lake Biwa

#### Abstract

Late Cretaceous dyke rocks, tonalite and quartz porphyry, occur in the Ohzuchi area, Tsuchiyama Town, Shiga Prefecture. The Ohzuchi Tonalite  $(0.5\times3\,\mathrm{km})$  can be correlated to the Inukami Granite porphyry associated

with the Koto Rhyolites. The quartz porphyry (a few meters in width) bears vesiculated margins, "pyroclastic dyke", on both the sides of dyke. These occurrences suggest the southeastern extension of the Koto Rhyolites.

## はじめに

琵琶湖東南部には、中生代白亜紀後期の湖東流紋岩類が広く分布している(第1図). 西川ほか(1983)によれば、湖東流紋岩類の活動は、火砕岩類の大量噴出とともに陥没し、コールドロンを形成した。コールドロンは、短径11km、長径17kmの弧状の弱線に沿って貫入した二重の弧状岩脈に特徴づけられている。また、沢田・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1985)は、湖東流紋岩類を取り囲むように分布する花こう岩体が、それぞれの岩体の貫入した年代や岩石学的性質、化学組成などが近似していることから、巨大な環状岩体を構成していることを指摘している。この巨大な環状岩体は、湖東流紋岩類の活動とも密接な関係をもつことから、原山ほか(1989)は、一連の火成活動を三重の構造をもつ琵琶湖環状複合岩体とよんでいる。

本論では,これまで湖東流紋岩類の分布が確認されていなかった土山町青土地域において,小規模で

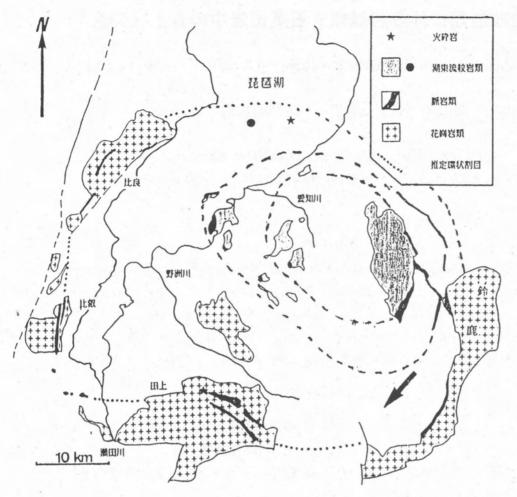
はあるが火砕岩などの岩脈類が分布していることから、岩脈類の露頭での産状、相互関係などについて 記載し、コールドロン形成における意義について述べる.

# 地質概説

本地域は、滋賀県南東部の野洲川上流部に位置する土山町付近である。(第2図)宮村ほか(1981)によると、本地域は、中・古生界の粘板岩、チャート、砂岩などからなり、トーナル岩が貫入している接触部では一部ホルンフェルス化している。青土トーナル岩は、土山町青土東方に分布しており、ほぼNーS方向に伸びた岩体とその南への延長線上に小さな岩体が中・古生層に貫入している。これと類似の小岩脈の分布がこの岩体の南北延長方向にみられるが、いずれも南北方向の伸びを示している。ここで報告する火砕岩や石英斑岩脈などの小岩脈類も同様にトーナル岩体の延長方向の中・古生層に貫入している。

<sup>\*</sup> 木之本町立木之本小学校 Kinomoto Elementary School, Kinomoto 529-0425

<sup>\*\*</sup> 草津市立草津第二小学校 Kusatsu-daini Elementary School, Kusatsu 525-0032



第1図 琵琶湖南部における白亜紀~古第三紀火成岩類の分布図 (矢印は調査地点を表わす。)

また,これらを鮎河層群の基底礫岩が不整合に一 部覆っているところもみられる.

#### 岩脈類の産状

#### 青土トーナル岩脈

青土トーナル岩は、青土東方で幅0.5km,長さ3kmのほぼN-S方向に伸びた形で中・古生層に貫入し、接触部付近の粘板岩、チャート、砂岩などの中・古生層に幅百数十mにわたって熱変成を与えている岩脈である。また、この岩体の南北延長方向にも数m~数百mの小岩脈が貫入しているのがみられる。本岩は、暗灰色~暗灰褐色、中粒・弱斑状のトーナ

ル岩質で直径数 cmの 暗色包有物を含むこ とが多い. 中・古生 層との境界付近では, やや斑晶量が多い傾 向がみられる. この 岩体の更に南方 2 km ほどに猪ノ鼻トーナ ル斑岩 (多賀ほか, 本報告) が分布して いる. 両者は貫入形 態や岩質的にもよく 似ており, 同起源の 活動のものと考えら れるが、猪ノ鼻トー ナル斑岩は明瞭な熱 変成を受けているの に対し、青十トーナ ル岩は熱変成を受け ていない

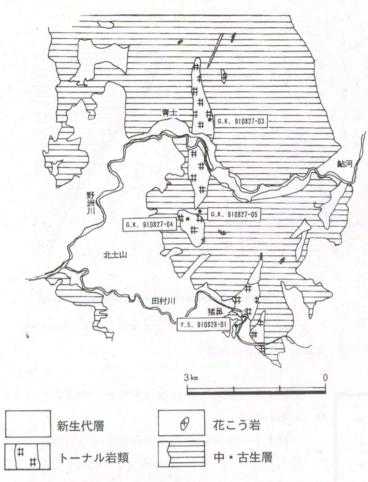
#### 石英斑岩脈

石英斑岩脈は、N-S方向に伸びる青土トーナル岩北部岩体とその南方延長線上の南部小岩体の間(第2図、G.K.91082

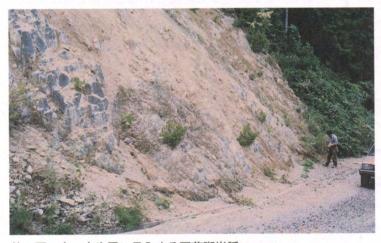
7-05のポイント)に N10° E 方向に幅数 m で中・古生層の砂岩に貫入している(第 3 図). 主岩相は石英の斑晶が目立ち、カリ長石の斑晶を持つ花こう斑岩様であるが、小岩脈のため岩相は不均質であり、中・古生層との境界部の幅1.5 m ほどで石英斑晶のみが目立つ石英斑岩様の周辺相をもつ。また、この石英斑岩脈は 2 m×4 m ほどの頁岩やチャートなどの中・古生層の捕獲岩をもち、捕獲岩の周囲では境界部と同様の周辺相を示したり、一部に縞状の流理構造を示すところもある(第 4 図).

#### 石英斑岩脈中の青土火砕岩

上記の石英斑岩脈中の中・古生層の捕獲岩の周り と石英斑岩との間に青土火砕岩が介在している。青



第2図 土山町青土周辺の地質



第3図 中・古生層に貫入する石英斑岩脈

土火砕岩と石英斑岩との境界は明瞭ではなく,両者の貫入関係は決めがたい.青土火砕岩は,頁岩やチャート,花こう岩類などの石質岩片を多量に含んでおり,これら石質岩片は数㎜~2cmの破砕された角礫状で,火砕岩石基部の縞状構造と同方向の定向配

列をしている (第5図).

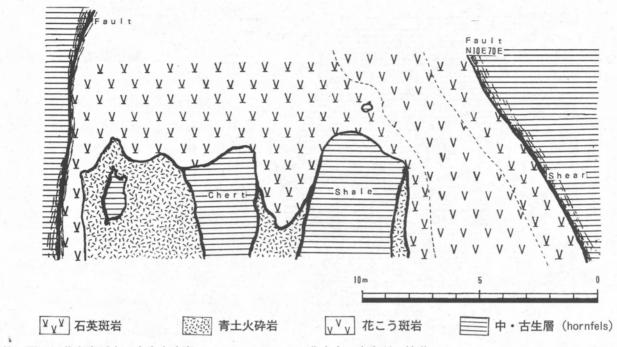
# 考 察

宮村ほか(1981)は、青土トーナル岩は熱変成を受けていないが、近接する猪ノ鼻トーナル斑岩が熱変成を受けていることから鈴鹿花こう岩より古期のものであろうと推定している。また、この地域の北方の湖東流紋岩に伴う大上花こう斑岩の岩相の一部が青土トーナル岩の岩相に似ていることや岩体の伸長方向(N-S)が湖東流紋岩の一般的構造に一致することから、青土トーナル岩は湖東流紋岩の活動末期に貫入した犬上花こう斑岩類の一部と考えるのが妥当であろうとしている。

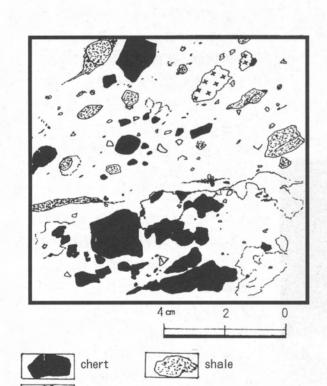
しかし、青土トーナル岩が犬上花こう斑岩の一部に似ているとはいえ、青土トーナル岩はより塩基性の岩相であり、また、青土地域がコールドロンの南東縁部に位置していることを考えると、伸長方向はN-S方向よりNE-SWからE-W方向の方がより都合がよいことになる。

本研究では、青土トーナル岩とは全く 岩相が異なり火砕岩を伴う石英斑岩脈が、 N10° E方向に幅数mで青土トーナル岩 北部岩体とその南方延長線上の南部小岩 体の間に分布していることが新たに明ら かになった。この発見で、これまでこの 地域に流紋岩類の分布が確認されていな かったことから、湖東流紋岩の活動・分 布域を広げることができた。この火砕岩 や石英斑岩脈の関係や産状は、西川ほか

(1983) や原山ほか (1988), 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1990) などに記載された犬上花こう斑岩と杠葉尾火砕岩の産状や関係に酷似している. 青土トーナル岩と青土火砕岩を伴う石英斑岩脈との直接的な露頭での関係が明らかではないが,この地域



第4図 石英斑岩脈中の青土火砕岩 G.K.910827-05 北土山~青土ダム林道



第5図 青土火砕岩の捕獲岩片

花こう岩・花こう斑岩類

G.K.910827-05 北土山~青土ダム林道 で犬上花こう斑岩に対比されるものは、青土トーナ

ル岩よりも新しく発見された青土火砕岩を伴う石英 斑岩脈の方が産状的にも岩質的にもふさわしいと思 われる.よって、青土火砕岩も同様に湖東流紋岩の 活動末期に活動した杠葉尾火砕岩に対比されるもの と思われる.

青土トーナル岩や青土火砕岩を伴う石英斑岩脈の 貫入方向はN-SからNNE-SSW方向でありこの 地域のカルデラ弧の構造方向にほぼ直交した状態に ある. これだけから結論づけることはできないが, この貫入方向は小室・藤田(1980)による陥没形成 メカニズムのモデル実験における放射状割れ目に相 当する可能性があり,琵琶湖南部を中心とする一連 の巨大なコールドロン(琵琶湖コールドロン)形成 のメカニズム解明に具体的な証拠として重要な意義 を持つものと考えられる.

# 参考文献

小室裕明・藤田至則, 1980, グリーンタフ造山における陥没盆地の発生機構 陥没形成のメカニズムに関するスケールモデル実験. 地質雑, 86, 327-340.

沢田順弘・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1985, 琵琶湖南部の環状花崗岩質岩体. 日本地質学会 第92年大会講演要旨集, 346.

周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1990, 琵琶湖周

辺の花崗岩質岩類-その 2. 鈴鹿花崗岩体-. 地球科学, **51**, 188-198.

- 西川一雄・西堀剛・小早川隆・但馬達夫・上嶋正人・ 三村弘二・片山正人,1983,湖東流紋岩および その活動について、岩鉱,77,51-64.
- 原山智・宮村学・吉田史郎・三村弘二・栗本史雄, 1989, 御在所山地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 139pp.
- 宮村学・吉田史郎・山田直利・佐藤岱生・寒川旭, 1981, 亀山地域の地質, 地域地質研究報告(5 万分の1図幅), 地質調査所, 128pp.

# 田上-三雲地域における琵琶湖コールドロン形成に 関連した火砕岩脈について

Pyroclastic rocks and dykes associated with the Biwa-ko Cauldron in the Tanakami-Mikumo area, Shiga Prefecture, southwest Japan

西橋 秀海\*・橋本 勘\*\*・松山(関) 芳恵\*\*\*・中野 聰志\*\*\*\*・ 琵琶湖基盤地質研究会

Hidemi Nishihashi\*, Satoshi Nakano\*\*, Yoshie Matsuyama\*\*\*, Kan Hashimoto\*\*\*\* and Research Group for the Basement Geology of Lake Biwa

#### Abstract

Within the Tanakami Granite pluton, distributed in the Tanakami – Mikumo area, Shiga Prefecture, southwest Japan, there occur some pyroclastic rocks and dykes, which can be regarded to represent the members and feeder-dykes of the Koto Rhyolites, respectively.

These distributions suggest the existence of a cauldron, larger than the previously assumed Koto Cauldron. Mode of occurrence, petrography and geochemistry of these dykes and their related rocks and also of the host Tanakami Granite are described.

#### はじめに

湖東流紋岩に伴って形成された湖東コールドロン(西川ほか,1983)は、犬上花こう斑岩などによる二重の弧状岩脈によって表されている。さらに、この外側の花こう岩類が、大きな環状火成岩体を構成していると推定される(沢田ほか,1985)。原山ほか(1989)は、琵琶湖環状複合岩体と命名し、琵琶湖南部における巨大な環状火成岩体があったとしている。沢田ほか(1993)は、環状岩体の大きさを、長径約60km、短径40kmであったとし、その地下に巨大なマグマ溜まりが存在したと考えた(第1図)。

一般にバイアス型カルデラには、地下に大規模な珪 長質マグマ溜まり、ないし部分的にメルトを含むゾー ンが存在するとされており、それが固化したと考え られる花こう岩質バソリスも報告されている (Lipman, 1984; Takahashi, 1986).

湖東流紋岩の分布は、彦根市東部に主岩体を持ち、その中心である平野部にわずかに散在するのみである。しかし、これまで湖東流紋岩存在が報告されなかった鈴鹿花こう岩体や土山町でも、私たちは火砕岩を発見した。さらに、湖東コールドロン南限に位置する田上-三雲地域でも花こう岩体中に火砕岩脈の捕獲岩を発見し、火砕岩を伴う石英斑岩脈を見つ

<sup>\*</sup> 長浜市立長浜小学校

<sup>\*\*</sup> 新潟大学大学院自然科学研究科

<sup>\*\*\*</sup> 川口市戸塚東

<sup>\*\*\*\*</sup> 滋賀大学教育学部地学教室

Nagahama Elementary School, Nagahama 526-0037

Graduate Course of Natural Science, Niigata University, Niigata 950-2181 Totsukahigashi, Kawaguchi 333-0802

Fac. Educ., Shiga University. Otsu 520-0862

けるなど, 巨大環状火成岩体を裏付ける証拠を蓄積 しつつある (琵琶湖カルデラ調査グループ, 1992: 琵琶湖基盤基盤地質研究会, 1993, 1994, 1995). 本 論では、田上-三雲地域で見つかったコールドロン 形成に伴うと考えられる火砕岩脈の産状と岩石記載 について述べる.

# 研究史

田上地域におけるペグマタイト鉱物を中心とした 研究は古くより行れていたが、花こう岩体について は、放射性鉱物の研究 (Havase, 1953), 岩石化 学的研究 (Asayama, 1954) があったが, 岩体そ のものの地質学的研究はほとんどされていなかった. その後, 西橋 (1978) は岩体西部, 久田 (1979) は 岩体東部の岩相変化を明らかにした。周琵琶湖花崗 岩団体研究グループ (1982) は、田上岩体とその南

に分布する信楽花こう岩体の境界を明らかにした. 山田 (1985) は、阿星山付近の岩脈類と花こう岩を 研究し、山林 (1986) は、岩体北部に NW-SE方 向に伸びる2種類の斑岩類を調べ、湖東コールドロ ンに対比した. 大家 (1986) は, 岩体東部を再調査 した. 吉田ほか (1991) は, これらの調査結果をコ ンパイルして岩体全体の地質概念図にした。周琵琶 湖花崗岩団体研究グループ(2000)は、さらに詳し い調査を行なった.

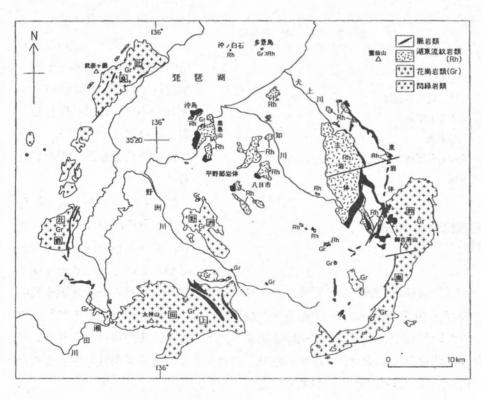
田上地域における湖東コールドロンに関連すると みなされる火砕岩が、阿星山付近で発見された(周 琵琶湖花崗岩団体研究グループ、1982). この火砕 岩の岩石学的研究は、その後、関(1993)によって なされた.

また, 甲西町字川林道沿いの火砕岩脈を伴う石英 斑岩脈の記載が、琵琶湖基盤地質研究会(1994)に よってなされた。また、田上花こう岩体中の長石類

> の鉱物学的研究が, 西村 (1983), 竹下 (1987), 秋 田(1988), 西村ほか(1990), 中野ほか (1991), 青木 (1997) によって行われて いる。

# 地質概略

田上花こう岩体は, 南側 で新期領家花こう岩類の信 楽花こう岩と接し, 丹波帯 の中・古生層に貫入してい る. 北および東側は, 鮮新 統~更新統の古琵琶湖層群 により不整合に覆われてい る. 田上花こう岩の東から 北にかけ弧状に分布する観 音寺花こう閃緑岩体は、弱 いフォリエーションを示し, 田上花こう岩に接触熱変成 作用を受けていることから, 新期領家花こう岩類に属す

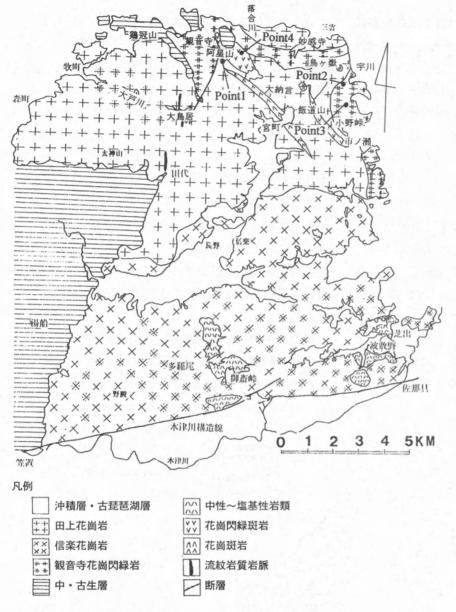


脈岩類

巡逻 湖東流紋岩類(Rh)

「+++ 花崗岩類 (Gr) 【\*\*\* 閃緑岩類

第1図 琵琶湖南部地域における白亜紀~古代三紀火成岩類の分布図 原山ほか(1989)を一部修正した



第2図 田上花こう岩体地質図 (西橋,1977;久田,1978;周琵琶湖花崗岩団研 1982;山田,1985;大家,1986にもとづく)

るものと考えられる。田上花こう岩は、東西約20km、南北6~8kmの広がりを持つ。粒度・組織の違いから、細粒黒雲母花こう岩・細~中粒斑状黒雲母花こう岩・中~粗粒黒雲母花こう岩(一部斑状)の3つの岩相に区分される。また、この岩体中にはいくつかの岩脈類が産出している(第2図)。

# 花こう岩類と脈岩類の記載

田上花こう岩体

(1) 中~粗粒黒雲母花こう岩 中~粗粒黒雲母花こう岩は、 田上花こう岩体の主岩相をな し、最も広く分布している. 主に等粒状組織の黒雲母花こ う岩で,一部,白雲母を含ん でいる. 岩相変化に乏しく, 黒雲母や鉄鉱等からなる優黒 質クロットもほとんど見られ ない. 色指数は2.5~3.1と低 い. 田代南西部では、丹波帯 の中・古牛層中に非調和的に 高角度で貫入し,接触熱変成 作用を与えている. その境界 部では, 花こう岩の粒度は落 ちるものの, 派生脈は少ない. 報告地域北部では観音寺花こ う閃緑岩に熱変成作用を与え, 観音寺花こう閃緑岩体の北側 にもさらに分布している。 観 音寺花こう閃緑岩体との境界 部付近では,一般に粒度が下 がり, 中粒質の黒雲母花こう 岩となり貫入しており,一部 に細粒斑状相を伴う場合があ 3.

斜長石は、 $2 \sim 9 \text{ mm}$ の自形 ~半自形の結晶である。石英 は、 $2 \sim 7 \text{ mm}$ の他形結晶であ るが、しばしば径 2 cm程度の

石英プールをつくる。アルカリ長石は、間隙充填的であるが、長径2 cmの半自形~自形結晶をなし、斑状組織を呈することがある。黒雲母は、 $2 \sim 3 \text{ mm}$ の板状結晶で、クロットをつくらず単独で産することが多い。

鏡下では、斜長石は集片双晶・累帯構造ともに顕著である。全体にソーシュライト化が進み、中心部に変質鉱物として緑廉石が認められる。アルカリ長石は、顕著なパーサイト組織を呈し、マイクロクリン双晶を示す場合も多い。白雲母は、鏡下で、黒雲

母と共生している場合が多い.

#### (2) 細~中粒黒雲母花こう岩

細~中粒斑状黒雲母花こう岩は,飯道山から鳥ヶ 嶽にかけて,また,大納言から北西方向にかけて分 布する.中~粗粒黒雲母花こう岩とは漸移関係で, 観音寺花こう閃緑岩体に低角度で貫入している.また,この細~中粒斑状黒雲母花こう岩は,観音寺花 こう閃緑岩体の南側では,中~粗粒黒雲母花こう岩と観音寺岩体の間を埋めるように分布しており,中 ~粗粒黒雲母花こう岩の観音寺花こう閃緑岩体に接する周縁岩相とも考えられる.ただし,観音寺閃緑岩体の北側では,中~粗粒黒雲母花こう岩と観音寺花こう閃緑岩体との間に細~中粒斑状黒雲母花こう岩が介在しないことから,今後,検討の余地がある.

細~中粒斑状黒雲母花こう岩は、斑晶量・石基の 粒度の変化が大きく、岩相も不均質である。共通し た特徴として、2~10mmの丸い石英プールがある。 石基は、普通、径1mm以下の斜長石・アルカリ長石・ 黒雲母等よりなり、黒雲母は2mm前後のクロットを つくる。

鏡下では、斜長石は集片双晶をなし、ソーシュライト化が進んでいる。アルカリ長石は、半自形~他形でパーサイトである。石英は、波動消光を示すとともに、サブグレイン化している。

#### 観音寺花こう閃緑岩体

観音寺花こう閃緑岩体は、観音寺から鳥ヶ嶽北方にかけて、E-W方向に幅1km、長さ6kmで帯状に分布し、鳥ヶ嶽から南方の市ノ瀬にかけて円弧状に分布している。市ノ瀬北方では、中~粗粒黒雲母花こう岩の貫入による著しい接触変成作用を受けている。観音寺岩体は、一般に、等粒であるが、斑晶状の斜長石を持つ部分や黒雲母の濃集部の定向配列(フォリエーション)や、圧砕構造の発達する部分もある。また、岩体中には暗色包有物が多く、中・古生層の母岩のチャート・泥質岩を数多く取り込んでいる。以上のような点から、周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1982)は、観音寺花こう閃緑岩体が新期領家花こう岩に属する可能性を示唆している。

観音寺花こう閃緑岩は、中〜粗粒の含角閃石黒雲 らなっている。石基は0.1mm以下の等粒状石英・長母花こう閃緑岩〜トーナル岩である。斜長石は2〜 石類・板状黒雲母等からなる。この花こう斑岩は中

7 mmの自形~半自形,アルカリ長石は3~6 mmの間隙充填的,石英は2~7 mmの他形結晶である.黒雲母は数mmの板状結晶であり,クロットをなす.角閃石は,最大長7 mmの自形柱状結晶のものもある.鏡下では,石英は波動消光を示す.斜長石は,集片双晶と顕著な反復累帯構造を示すが,中心部はソーシュライト化が進んでいる.斜長石とアルカリ長石の境界部にはミルメカイトが発達している.アルカリ長石はパーサイトであるが,田上花こう岩の中~粗粒黒雲母花こう岩ほどは顕著でない.角閃石は,淡緑色のホルンブレンドである.また,石英と斜長石に取り囲まれる場合にはポイキリティック組織を示している.熱変成を受けたためにできた再結晶雲母の集合体が見られる場合もある.

#### 岩脈類

(1) 花こう斑岩脈 (一部花こう閃緑岩脈)

田上地域の花こう斑岩脈(一部花こう閃緑斑岩) は、大戸川以北、宮町東方から観音寺を結ぶ地域に 集中して産する.

特に、宮町-阿星山-観音寺を結ぶ線上と、飯道山-大納言を結ぶ線上に、大小の岩脈が二重の弧状岩脈群を形成している。岩脈群はほぼ平行しており、中〜粗粒黒雲母花こう岩、および、細〜中粒斑状黒雲母花こう岩中に、NW-SE方向に貫入している。その他、妙感寺南西1kmの林道では、観音寺花こう閃緑岩体中にも花こう斑岩脈が幅10m以上で数本貫入していたり、観音寺南東500mの林道でも観音寺花こう閃緑岩中に貫入している露頭が観察されている。これらの岩脈類のうち大部分が、花こう斑岩であるが、一部、花こう閃緑斑岩も見られる。地質図上では、斑岩類として一括している。

花こう斑岩の模式的なものは、信楽町宮町北方の石切場の露頭があげられる。ここでは、幅約100mでN50°Wの方向に中~粗粒黒雲母花こう岩中に貫入している。斑晶は、2~3㎜の石英粒による6~7㎜のプール・2~5㎜の斜長石の自形~半自形結晶・長径10㎜のアルカリ長石の自形~半自形結晶・2㎜以下の黒雲母の板状独立結晶およびクロットからなっている。石基は0.1㎜以下の等粒状石英・長石類・板状黒雲母等からなる。この花こう斑岩は中

心部に進むに従い、石基部分が少なくなり、長径10 mm以上のアルカリ長石の斑晶を持つ中粒斑状黒雲母花こう岩に移化していく.

花こう閃緑斑岩の模式的なものとしては,阿星山東方500mの林道沿いに露出するものがあげられる.ここでは,花こう閃緑斑岩は,中~粗粒黒雲母花こう岩と細~中粒斑状黒雲母花こう岩の境界に沿ってNW-SE方向に貫入している.有色鉱物に富み,角閃石を含んでいる.斑晶は,2~6㎜の丸みを帯びた石英と2~10㎜の斜長石の自形~半自形の結晶が大部分である.アルカリ長石の長径20㎜の自形~半自形結晶も含まれる.石基中に,黒雲母の微小結晶がゴマシオ状に点在し,時には,20㎜に達するクロットをなすときもある.

関(1993)は、この花こう閃緑斑岩中に再結晶黒 雲母があることを報告し、熱変成作用を受けている とした.しかし、その熱源は明らかでない.

#### (2) 流紋岩質岩脈

この岩脈は、田代西方、および桐生辻付近に産出するものが早瀬・石坂(1967)で、lipalite(石英粗面岩)として記載されたものであるが、流紋岩質岩脈と呼ぶ方が適当である。この流紋岩質岩脈は上記地点以外にも、県民の森付近にも多数見られる。ほとんどが、幅数mの小規模なもので、中~粗粒黒雲母花こう岩や観音寺花こう閃緑岩体中にシート状か直立した岩脈としてN-S方向に貫入している。青緑色~淡青色をしており、母岩との境界部では岩脈側に流理構造が見られる。変質が進んでおり、隠微晶質な石基中に変質した斑晶が残っていることが多い。

#### (3) 火砕岩を伴う石英斑岩脈

火砕岩を伴う石英斑岩脈が、田上地域で2ヵ所、 見つかっている。阿星山南西〈Point1〉、および、 甲西町宇川林道沿い〈Point2〉のものである。

また、小野峠北方では、これと類似した石英斑岩脈〈Point 3〉が、また、畜産団地東北東の林道沿い〈Point 4〉でも、火砕岩が見つかった。

石英斑岩脈に伴って火砕岩が産する場合には,一般に,石英斑岩の貫入方向に平行に,石英斑岩と母岩との間隙を埋めたような産状を示す.両者の境界

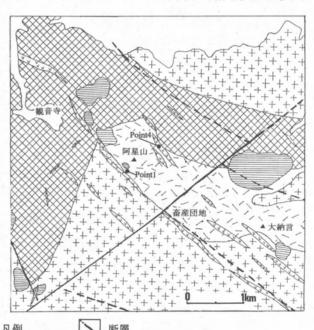
は明瞭である。ただし、一部では、火砕岩の細脈が、 石英斑岩を貫いていたり、石英斑岩を削り込んで破砕しているように見える部分もある。両者の境界は 明瞭な場合が多く、両者とも、お互いに捕獲しあっ ている。これらのことを考え合わせると、両者がほ ば同時に貫入したと考えられる。

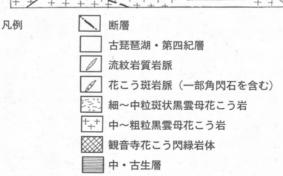
この火砕岩と石英斑岩の関係については、以下に詳しく述べる.

# 湖東コールドロンに関係する火砕岩および 石英斑岩についての岩石記載

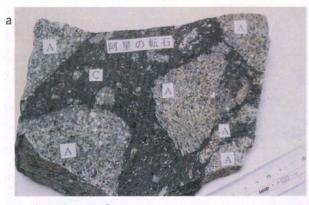
## 阿星山南西に産する火砕岩と石英斑岩〈Point 1〉

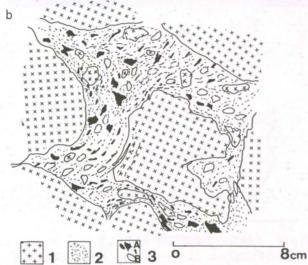
阿星山南西,約200mの林道沿いに,火砕岩および石英斑岩がゼノブロックとして,細~中粒の斑状黒雲母花こう岩に捕獲され,熱変成作用をこうむっている(第3図).このゼノブロックは南北に伸び長径150m,短径60mの三日月状の露出形態を示す.





第3図 阿星山付近の地質図





第4図 石英斑岩を捕獲する火砕岩

a: A=石英斑岩 C=火砕岩

b:1=石英斑岩,2=火砕岩,3=岩片

この細~中粒斑状黒雲母花こう岩は, 飯道山から 鳥ヶ嶽にかけて, また, 大納言から北西方向にかけ

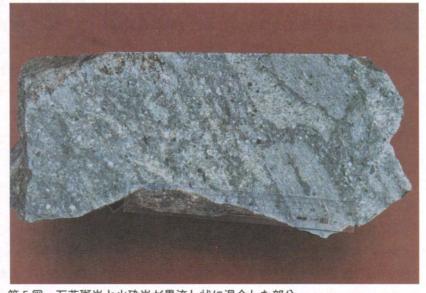
て分布するものに対比される。アルカリ長石( $1 \times 0.5$  cm),石英プール( $0.5 \times 0.5$  cm)および,黒雲母のクロットをもつ。有色鉱物に富む不均質な岩相を示している。しばしば,卵形( $30 \times 50$  cm)や,レンズ状( $20 \times 10$  cm)の暗色包有物を持ち,細粒花こう岩~アプライト脈によって貫かれている。阿星山南西では、 $30 \times 50$  mの中・古生層起源のチャートのゼノブロックを持つ。チャートは,花こう岩により強い熱変成作用を受けて再結品した等粒状の石英集合体から成

る. また、中~粗粒黒雲母花こう岩に、幅300mで、 西北西~東南東に貫入しているように見えるが、直 接の関係はわからない。

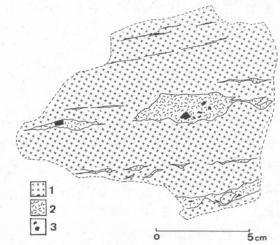
関(1993)は、火砕岩および石英斑岩をゼノブロック状にもつ細~中粒斑状黒雲母花こう岩の扱いについて、阿星山東方500mの林道沿いに露出する花こう閃緑斑岩脈の一岩相とした。本報告書では、斑晶・石基とも粒度が粗く、斑晶量も多く、斑状花こう岩に近いことから、細~中粒斑状黒雲母花こう岩とした。

火砕岩・石英斑岩のゼノブロックは、母岩の細~中粒斑状黒雲母花こう岩の熱変成作用を受けて、ホルンフェルス化し、元の構造や組織を残していない。 石英斑岩は灰色~淡青色、火砕岩は暗灰色の亜角礫~角礫凝灰岩質である。ゼノブロック中では石英斑岩が圧倒的に多い。

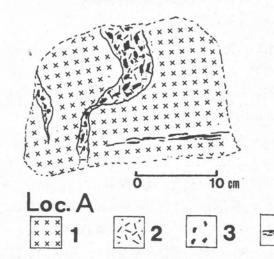
石英斑岩と火砕岩は互いに密接な関係を示している。多くの場合、火砕岩が石英斑岩の割れ目に沿って脈状に、角礫状(数㎜~数m)あるいは塑性変形したレンズ状・ひも状の石英斑岩相を多数捕獲しながら貫入している。両者の境界は著しく入り組んでいる(第4図a,b)。また、両者が墨流し状に混合しているところや(第5図)、石英斑岩中に火砕岩が貫入した後、全体が塑性変形を受け、石英斑岩中に火砕岩が引伸ばされてパッチ状に連続する縞模様構造が発達する部分もある(第6図)。さらに、こ



晶した等粒状の石英集合体から成 第5図 石英斑岩と火砕岩が墨流し状に混合した部分



第6図 火砕岩が引き伸ばされた部分 1=石英斑岩,2=火砕岩,3=岩片



第7図 石英斑岩の変形構造を切る火砕岩 1=石英斑岩,2=火砕岩, 3=岩片,4=引き伸ばされた火砕岩

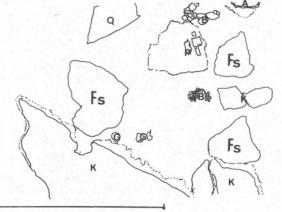
の変形構造を切る形で火砕岩が貫入している露頭もある(第7図). これらの複雑な両者の関係は、マグマが未だ可塑性のあるうちに火砕岩の貫入があったことを示唆している. 鏡下では以下のような特徴が見られる.

#### (1) 火砕岩

細~中粒斑状黒雲母花こう岩による熱変成作用をこうむって、石基は細粒の石英・長石類・再結晶黒 雲母などに変わっている。岩相変化が著しく、凝灰 岩質に富む部分からほとんどが岩片により占められ る部分にまで変化する。

鏡下 (薄片番号910827-4) での斑晶は石英≥アルカリ長石>斜長石>黒雲母の順になり、副成分鉱

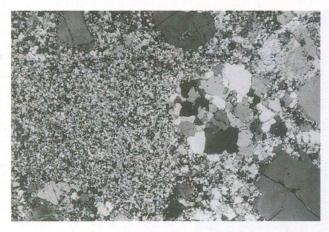


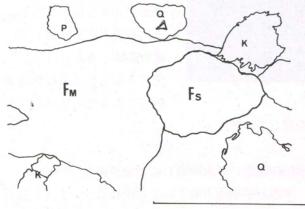


第8図 火砕岩の顕微鏡写真(直交ニコル) 薄片番号910827-4. スケールは2mm. K=アルカリ長石, Q=石英, Fs=珪質岩片, A=アラナイト, P=斜長石, B=再結晶黒雲母, G=ガーネット

物としてりん灰石, ジルコン, 褐れん石  $(\max, 0.75 \, \text{mm})$ , ざくろ石  $(\max, 0.5 \, \text{mm})$  等より構成される.  $1 \sim 1.5 \, \text{mm}$  の半自形の石英やアルカリ長石の斑晶が含まれるが, これらの鉱物の周縁部は微細な石英粒によって囲まれていることから斑岩質の岩石の斑晶部を取り込んでいると考えられる. 石英は破片状で, 破断されており, 波動消光が見られる. アルカリ長石は, マイクロクリン=パーサイトである. 多角形化して, リムの部分には微細な石英があり境界が不明瞭になっている. 斜長石も周縁が虫食い状になっている. 歪んだり壊れたりしており, 斜長石の割れ目やリムに沿って細粒の石英が晶出している (第8・9図).

また、火砕岩は泥質、および珪質の石質岩片を多量に含んでいる。泥質岩片は、数mmから十数cmで角礫状からひも状に引き伸ばされたものまで形態・大きさは様々である。鏡下では著しい熱変成作用を受





第9図 火砕岩の顕微鏡写真(直交ニコル) 薄片番号0615-03. スケールは2mm. K=アルカリ長石 Q=石英 Fs=珪質岩片 Fm=泥質岩片, P=斜長石

けて微細な再結晶黒雲母と石英粒が晶出している. 珪質岩片は平均径1~2cm (max, 3×5cm)の

角礫~亜角礫状でこれも熱変成作用を受けて石英粒の集合体に変わっている。これらの石質岩片は、火砕岩の貫入方向に調和的に定向配列していたり、引き伸ばされていたりする。そのほか、花こう岩起源と思われる岩片や、細粒凝灰岩が粉体の状態で流動したような部分もある(第10図).

#### (2) 石英斑岩

石英斑岩は、斑晶量に富む部分から斑晶をあまり持たない部分まで岩相が変化する.

斑晶の少ない部分には縞状構造 (流理構造)が発達する.これは色 の濃淡の違いによるだけでなく塑性変形を受け鉱物が定向配列しているように見え、火砕岩の貫入方向とだいたいが調和的であるが(第11図)、鏡下では、はっきりとした縞状構造は見られない。また、石英斑岩は数cmの角礫化した泥質の岩片を捕獲しており、数mmの石英粒のレンズ状集合体の部分を持つ。

鏡下 (薄片番号910827-2) での斑晶は、石英≥ アルカリ長石>斜長石>有色鉱物で、副成分鉱物と して、りん灰石、ジルコン、褐れん石、緑れん石、 不透明鉱物より成る。石英は1~2 mm以上のものが 半自形をしたり融食されたりしているが、多くは、 それより細粒で破片状であったり、破断されて波動 消光している場合が多い、アルカリ長石は2~2.5 mmの半自形のものと他形のものとより成る. マイク ロクリン=パーサイトで、累帯構造を示すものも見 られる. リムの部分に細粒の石英が晶出して石基と の境界が不鮮明になっている。 斜長石は、半自形~ 他形で破断しているものが多い. 反復累帯構造やア ルバイト=カールスバット双晶を示すが、双晶面が とう曲、破断されるなど変形を受けている。破断さ れたすき間には微細な石英が晶出している. リム部 は細かな石英粒がスポンジ状に晶出し、境界がはっ きりしない. 黒雲母 (0.5~1 mm, Z≒brown) は緑 泥石化したり, 石英粒が晶出して虫食い状になった りしている. コアの部分には不透明鉱物が晶出して いる. 褐れん石も石英によって融食されたり、コア

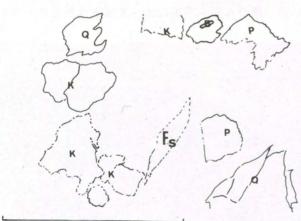


第10図 岩片を多量に捕獲する火砕岩



第11図 縞状構造を示す石英斑岩





第12図 石英斑岩の顕微鏡写真(直交ニコル) 薄片番号910827-2. スケールは2mm K=アルカリ長石, Q=石英, Fs=珪質岩片, P=斜長石, B=再結晶黒雲母

部に不透明鉱物が晶出したりしている.

石基は、熱変成作用を受けて微細な石英と長石類にかわり、再結晶黒雲母が散在したり、ボール状のクロットをなす(第12・13図).

この石英斑岩は,一般的な石英斑岩と異なり,自形斑晶に乏しく,破片状の石英やアルカリ長石に富むこと,石質岩片や本質レンズ様の痕跡と考えられること,流理とみられる縞状構造を持つことなどの特異な岩相

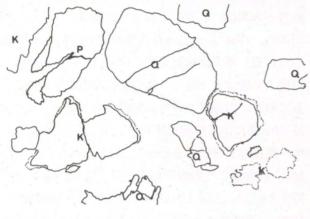
を呈している.

# 宇川林道沿いの火砕岩および石英斑岩〈Point 2〉

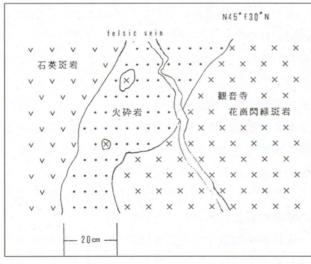
甲西町宇川西方約1㎞で宇川林道沿いを流れる谷川の河床で観察できる.火砕岩は石英斑岩と密接な関係を示しながら、観音寺花こう閃緑岩体中にN45°E,30°Nの方向で貫入している(第14図).貫入を受ける観音寺花こう閃緑岩は、ややミロナイト化している.この3つの岩石は、全て、後から貫入してきた田上花こう岩によって熱変成作用を受けている.火砕岩は、幅20~30㎝で、暗灰色~緑灰色を呈する.5㎝前後の観音寺花こう閃緑岩およびその破片を捕獲している.鏡下では、熱変成作用を被り、完全に再結晶化が進み基質部はモザイク状の組織が発達して鉱物同定は困難である.石英や長石の破片状の斑晶や黒雲母の定向配列が見られる.火砕岩と石英斑岩との境界は比較的明瞭であるが、一部、境界が複雑に入り組んだ部分もみられる.

石英斑岩は、火砕岩との境界部から数mの範囲内で縞状構造や流理構造が発達しており、そこから離れるに従い安定した石英斑岩の岩相に移化していく、石英斑岩は河床沿いに数10mほど連続的に追跡できるが、観音寺花こう閃緑岩との直接の関係はわからない、鏡下では、火砕岩と同様に熱変成作用を受けている。石基は隠微晶質であるが、一部、微文象構



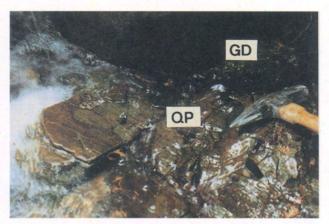


第13図 石英斑岩の顕微鏡写真(直交ニコル) 薄片番号910827-2 K=アルカリ長石, Q=石英, P=斜長石. スケールは 2 mm



第14図 宇川林道の火砕岩

造を示す。斑晶は、石英・斜長石・アルカリ長石・ 黒雲母よりなる。この火砕岩と石英斑岩は、産状な どから貫入時期が同じであるだけでなく、成因的に



第15図 花こう閃緑岩と石英斑岩の接触部 QP=石英斑岩, GD=花こう閃緑岩



第16図 流理構造を示す石英斑岩 レンズカバーの下方の白色斑晶は斜長石

も密接な関係を持っている。すなわち、火砕岩は、 石英斑岩のマグマの一部が発砲し、同時に壁岩を破壊しながら貫入したため、多くの岩片を取り込んだり、石英斑岩との境界部分では斑岩側に縞状構造や流理構造を発達させたのであろうと考えられる。貫入規模としては小さく、火成活動末期に火道を充填したものであろう。

#### 小野峠北方に産する石英斑岩〈Point 3〉

小野峠北方3kmの飯道山登山道入り口の河床で、石英斑岩が観音寺花こう閃緑岩に数mの厚さでシート状に貫入している(第15図). この石英斑岩は、花こう閃緑岩を捕獲したり、流理構造の組織を有したり、急冷周縁相と思われる無斑晶部分が発達していたりする(第16図). いずれも20~40cmの幅である. 流理構造はN60° E、45° Nを示し、飯道山一大納言を結ぶ線上に伸びる花こう斑岩の弧状岩脈群

の伸びの方向と調和的である。また、観音寺花こう 閃緑岩とともに後から貫入してきた田上花こう岩に よって熱変成作用を受けている。ここでは石英斑岩 に伴う火砕岩は発見されていないが、宇川林道沿い を流れる谷川の河床に露出する火砕岩を伴う石英斑 岩に対比するものと考えられる。観音寺花こう閃緑 岩との境界では、石英斑岩は、斑晶量が極端に減少 し細粒質になり、観音寺花こう閃緑岩体中に枝状に 入り込んだり、花こう閃緑岩を削り取って岩片状に 捕獲している。

石英斑岩脈は暗灰色~暗緑色である. 斑晶は, 半 自形から他形の石英(最大経4mm)・半自形~破片 状の斜長石(最大5mm)・褐れん石(長径2mm)を 持つ. 変質が進んで, 斜長石や褐れん石はセリサイトなどの二次鉱物に置き換わっている. 黒雲母は, 熱変成作用を受け再結晶黒雲母が晶出している. 石 基は, 石英や斜長石粒から成り, 再結晶黒雲母の小 片が散在している. 割れ目に沿って, 石英と放射状の緑泥石が晶出している.

### 畜産団地東北東の林道沿いの火砕岩〈Point 4〉

阿星山から東北東約500mの畜産団地から東寺へつながる林道沿いには花こう閃緑斑岩が分布しているが、その岩石試料の1つが、顕微鏡観察の結果、火砕岩であることがわかった。鏡下では、角張った斑晶片と岩片が見られ、自形性の良い斑晶もあるので、斑岩脈の一部が部分的に発泡した可能性もある。石基は、粒状のモザイク組織を示しており、熱変成作用を受けていると考えられる。熱変成作用の結果と考えられる黒雲母・角閃石等よりなる有色鉱物の集合体が特徴的である。

#### まとめ

今回報告した石英斑岩と密接な関係をもって産出する火砕岩は、田上花こう岩による熱変成作用のためホルンフェルス化しており、生成当時の組織や構造を残していない。そのため、他地域の湖東流紋岩との対比をおこなうことは困難である。

阿星山南西に産する火砕岩と石英斑岩は,次のように解釈できる.中・古生層中に生じた割れ目に沿

ってマグマの貫入があり、まだ可塑性を持っている時にその内部を、石英斑岩が貫入し、一部、発泡し、 火砕岩となり、圧着作用や変形作用をおこし、地表からの剥離、崩壊した岩片も加わってこのような複雑な関係を形成したものと思われる。その後、花こう岩質マグマが上昇して、その中に、火砕岩がゼノブロックとしてマグマ中に落ち込み熱変成作用をこうむったものと考えられる。

このような石英斑岩と火砕岩の関係は、湖東流紋岩東部岩体中で見られる犬上花こう斑岩と杠葉尾火砕岩との関係に酷似しており(原山ほか、1989;西川ほか、1984)、火道の存在を示唆するものである。

ただし、湖東流紋岩東部岩体では、鈴鹿花こう岩の併入の後に大上花こう斑岩と杠葉尾火砕岩が貫入しており、当地域での貫入関係と異なる。しかし、K-Ar法による黒雲母年代は、田上花こう岩中の中~粗粒黒雲母花こう岩が74.7±1.5Ma~67.9±1.4 Ma、鈴鹿花こう岩中の粗~中粒黒雲母花こう岩が72.5±3.7Maとほぼ同じ年代を示すこと(沢田ほか、1993)、鈴鹿花こう岩と犬上花こう斑岩は貫入関係にあるももの同時期に活動したと考えられること(周琵琶湖花崗岩団体研究グループ、1990)から、湖東コールドロン形成の一連の活動とみなして差し支えない。

また、宇川林道沿いの石英斑岩は、観音寺花こう 関緑岩体中に、石英斑岩のマグマの一部が発泡(火砕岩)を伴うとともに、多くの岩片を取り込みながら貫入している。しかし、貫入規模としては小さく、 火成活動末期に火道を充填したものであろうと推測される。観音寺花こう関緑岩体は、新期領家花こう岩に属すること、石英斑岩および火砕岩が田上花こう岩の併入によって熱変成作用を受けていることから、湖東コールドロンの形成は、新期領家花こう岩の活動の後に行われたことになる。

火砕岩を捕獲する花こう閃緑斑岩や,熱変成を受けた石英斑岩は,宮町-阿星山-観音寺を結ぶ線上と,飯道山-大納言を結ぶ線上に伸びる二重の弧状岩脈群の方向と調和的である。この構造は、湖東流紋岩東部岩体中で見られる犬上花こう斑岩および秦荘石英斑岩による二重構造と対比できる。つまり,

田上-三雲地域においても、湖東本体に対応する環 状割れ目が存在し、その弱線を埋めるように花こう 斑岩が貫入していると見ることができる.

以上のようなことから、田上-三雲地域に分布する田上花こう岩類は、湖東流紋岩に代表される湖東コールドロン形成時のマグマの活動と一連のものとすることができ、当地域がその南限に当たると考えられる。また、火砕岩捕獲岩の産出は、湖東コールドロンより規模の大きい琵琶湖コールドロンの存在を示唆するものと言える。

### 参考文献

- Asayama, T, 1954, Radium content, chemical composition of the Tanakami Mikumo granite. Mem. Fac. Ind. Arts, Kyoto Tech. Univ., Sci Tech., 3(B), 25-54.
- 秋田里香, 1988, 田上, 三雲地域の花崗岩類の鉱物 学. 滋賀大学教育学部卒業論文.
- 琵琶湖カルデラ調査グループ,1992,白亜紀末琵琶湖地域におけるカルデラ形成を伴った火山・深成作用に関する研究.琵琶湖博物館開設準備室委託研究調査報告書.
- 琵琶湖基盤地質研究会,1993,琵琶湖の基盤地質形成史に関する研究.琵琶湖博物館開設準備室委託研究調査報告書.
- 琵琶湖基盤地質研究会,1994,琵琶湖のカルデラ形成史に関する研究.琵琶湖博物館開設準備室委託研究調査報告書.
- 琵琶湖基盤地質研究会, 1995, 琵琶湖のカルデラ形成史に関する研究. 琵琶湖博物館開設準備室委託研究調査報告書.
- 藤本秀弘,1979,滋賀の花崗岩類・滋賀の自然.滋 賀県自然保護財団,205-227.
- Hayase, I., 1953, The radioactivity of rocks and minerals studied with nuclear emulsion: 1 The minute radioactive minerals of the Tanakamiyama and Mikumo granite, Shiga Prefecture, Japan. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto (B)*, 20, 247-260.

- 早瀬一一・石坂恭一, 1967, Rb-Srによる地質年齢(1), 西南日本. 岩鉱, **58**, 201-212.
- 服部 仁・野沢 保, 1959, 本邦花崗岩質岩石の化 学成分. 地質調査所, 217.
- 原山 智・宮村 学・吉田史郎・三村弘二・栗本史 雄,1989,御在所山地域の地質.地域地質研究 報告(5万分の1図幅),地質調査所,121pp.
- 久田義之,1979,田上,三雲地域の花崗岩類の岩石 学的研究.滋賀大学教育学部卒業論文.
- 石田志朗・河田清雄・宮村 学,1984,彦根西部地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1図幅),地質調査所,121pp.
- 河田清雄・三村弘二・須藤定久, 1969, 琵琶湖東部 の白亜紀火成活動. *Magma*, **16**, 11-12.
- 沓掛俊夫・中野聰志・国分一徳・高島里香・周琵琶 湖花崗岩 団研研究グループ,1991,琵琶湖周 辺の花崗岩質岩体ーその3. 花崗岩類の微量元 素含有量-. 地球科学,45,363-367.
- Lipman, P. W., 1984, The roots of ash flow calderas in western North America: wind ows into the top of granitic batholiths. *J. Geophys. Res.*, 89, 8801-8841.
- 三村弘二・片山正人・金谷 弘, 1976, 琵琶湖南東 八尾山地域の湖東流紋岩類の火成作用. 岩鉱, 71, 327-338.
- 宮村 学・吉田史郎・山田直利・佐藤岱生・寒川 旭,1981,亀山地域の地質.地域地質研究報告 (5万分の1図幅),地質調査所,128pp.
- 宮村 学・三村弘二・横山卓雄,1976,琵琶湖東部 地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1図 幅),地質調査所,49pp.
- 中野聰志・西村貞浩・竹下真弓・稲田里香, 1991, 田上・信楽地域の鉱物学-長石類-. 滋賀自然 史, 滋賀県自然保護財団, 451-473.
- 西橋秀海, 1978, 田ノ上地域における花崗岩類の岩 石学的研究. 滋賀大学教育学部卒業論文.
- 西川一雄・西堀 剛・小早川隆・但馬達夫・山目中 貴洋, 1984, 永源寺町杠葉尾地域・火砕岩・斑 岩の産状. 滋賀科学, 84, 46-47.
- 西川一雄•西堀 剛•小早川隆•但馬達夫•上嶋正

- 人・三村弘二・片山正人, 1983, 湖東流紋岩お よびその活動について. 岩鉱, 77, 51-64.
- 西村貞浩,1983,信楽地域の花崗岩のアルカリ長石の三斜度、滋賀大学教育学部卒業論文.
- 西村貞浩・中野聰志・富田克敏・牧野州明, 1990, 田上・信楽花崗岩中のアルカリ長石の三斜度. 地質雑, 96, 133-142.
- 大家敏彦, 1986, 三雲地域における花崗岩類の岩石 学的研究. 滋賀大学教育学部卒業論文.
- 緒方正虔, 1959, 鈴鹿山地の深成岩類. 地球科学, 43, 1-10.
- 沢田順弘・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1985, 琵琶湖南部の環状花崗岩質岩体. 日本地質学会 第92年大会講演要旨集, 346.
- 沢田順弘・板谷徹丸,1988,琵琶湖南部周辺のK-Ar年代 白亜紀末巨大コールドロンの推定-. 日本地質学会第95年大会講演要旨集,323.
- 沢田順弘・板谷徹丸, 1993, 琵琶湖南部後期白亜紀 環状花崗 岩質岩体のK-Ar年代 -巨大コー ルドロンにおける冷却史-. 地質雑, **99**, 975-990.
- 周琵琶湖花崗岩団研研究グループ,1982,琵琶湖周 辺の花崗岩質岩体-甲賀地方の花崗岩類-.地 質雑,88,289-296.
- 周琵琶湖花崗岩団研研究グループ, 1990, 琵琶湖周

- 辺の花崗岩類-その2. 鈴鹿花崗岩体-. 地球科学, **44**, 184-195.
- 周琵琶湖花崗岩団研研究グループ,1997,琵琶湖周辺の花こう質岩体-その4. 比良山地の花こう岩類-. 地球科学,51,188-198.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ,2000,琵琶湖周辺の花こう岩質岩類-その5.田上地域の花こう岩体-.地球科学,54,380-392.
- Takahashi, M., 1986, Anatony of a middle Miocene Valles type caldera cluster: Geology of the Okueyama volcanoplutonic complex, Southwest Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 29, 33-70.
- 山林 聡, 1986, 湖東コールドロンに関する花崗斑 岩の岩石学的研究. 滋賀大学教育学部卒業論文.
- 山田 宏, 1985, 三雲・阿星山地における岩石学的 研究. 滋賀大学教育学部卒業論文.
- 吉田源一・西橋秀海,1987,山陽帯の花崗岩類-琵 琶湖周辺地域.日本の地質「近畿地方」編集委 員会編「近畿地方」,共立出版,47-49.
  - 吉田源一・西橋秀海・竹本健一・久田義之・西村貞浩・齊田敏彦・澤田一彦・中野聰志,1991,琵琶湖周辺の花崗岩体. 滋賀県自然史,滋賀県自然保護財団,423-449.

# 石部地域の岩脈類

Dyke rocks in the Ishibe area

直浩\*·中野 聰志\*\*·琵琶湖基盤地質研究会 西村

Sadahiro Nishimura\*, Satoshi Nakano\*\* and Research group for Basement Geology of Lake Biwa

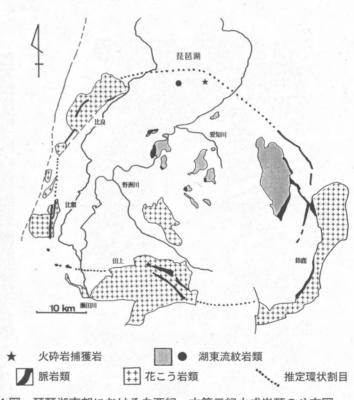
### Abstract

A thermal-metamorphosed dyke occurs nearby the River Yasu in the Ishibe Town, Shiga Prefecture. This granite porphyry contains the xenoliths of quartz porphyry having a pyroclastic dyke characteristics. These two porphyry dykes can be correlated to both the granite porphyry dykes within the Tanakami Granite and quartz porphyry dykes within the Kan'nonji Granodiorite. Their activitites took place associated with the formation of the Biwa-ko cauldron.

### はじめに

中生代白亜紀後期の湖東流紋岩類の噴 出により形成された湖東コールドロン (西川ほか、1983; 西堀ほか、1991) は、 犬上花こう斑岩などによる半径11kmおよ び17kmの二重の弧状岩脈で特徴づけられ ている (第1図). さらにその周囲には、 白亜紀後期の花こう岩類が大きな環状火 成岩体を構成し、全体として琵琶湖南部 に巨大な環状火成岩体を形成する火成活 動があったことが明らかにされている (沢田・周琵琶湖花崗岩団体研究グルー プ, 1985;原山ほか, 1989).

最近、湖東コールドロンの二重の弧状 岩脈の外側と考えられる地域で, 犬上花 こう斑岩や火砕岩と同類の岩脈類が確認



第1図 琵琶湖南部における白亜紀~古第三紀火成岩類の分布図

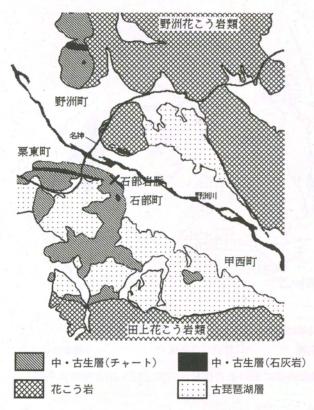
- 草津市立玉川中学校 Tamagawa Junior High School, Kusatsu 525-0058
- 滋賀大学教育学部 Faculty of Education, Shiga University, Otsu 520-0862

されている(本研究調査報告書).石部町の採石場においてもそれに相当する岩石が確認された.この地域にコールドロンに関係すると思われる岩脈が存在することは,コールドロンを復元する上で重要な意味を持つと考えられるので,ここに概要を報告する.

### 位置および周辺の地質概要

石部岩脈の見られる地域は丹波帯の中・古生層が 分布する. すぐ近くには古琵琶湖層, 花こう岩が分 布する. 花こう岩は, 本報告地の南方は田上花こう 岩, 野洲川を挟んでは野洲花こう岩である. 中・古 生層の岩質は主としてチャートであり, 頁岩・砂岩・ 石灰岩が局部的に分布している. いずれも熱変成を 受けホルンフェルス化している (第2図).

石部岩脈が発見された場所は、石部町五軒茶屋の野洲川南岸の採石場裏の露頭である(1992年当時、ただし今は採石が進み確認できない)。露頭では中・古生層中に岩脈が幅約15mでほぼ垂直に伸びている(第3図)。岩脈の走行は、NE-SW 方向と推定される。



第2図 石部岩脈周辺の地質図

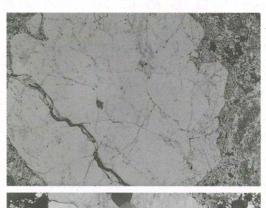


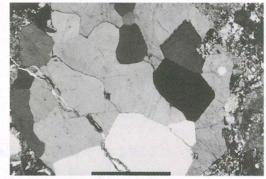
第3図 石部露頭の写真. 中央部が岩脈部分

### 岩石記載

本岩脈を形成する岩石は花こう斑岩である. 緑黒色で非常に堅く緻密である. 長径数㎜の長石および石英の斑晶が目立つが, あまり融食されたり破片状になったりしていない. 石基に黒雲母の集合体が観察される.

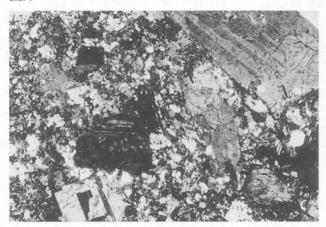
鏡下では、石英は他形で融食形や破片状で最大2.8 mm. 大きな斑晶では crack が多く入り sub-grain 化しているものが多い (第4図). アルカリ長石は





第4図 石部花こう斑岩の顕微鏡写真. 石英のサブ・グレイン化がみられる. 上が単ニコル, 下が複ニコル. スケールは 1 mm

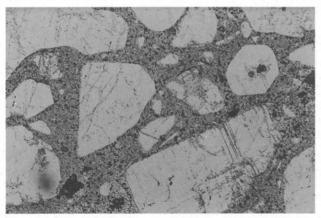
少なく、汚れた感じである。斜長石は自形のものも破片状のものもあり、最大3 mmである。結晶中にcrackが入りアルバイト双晶が折れ曲がっているものも見らる。黒雲母は他形で最大0.6 mmで緑泥石化が著しい。副成分鉱物として緑泥石、ジルコン、褐れん石を含む。石基の部分は隠微晶質である(第5図)。



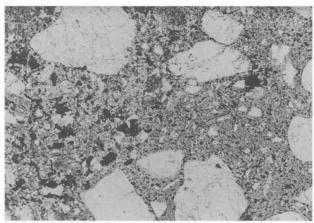
第5図 石部花こう斑岩の顕微鏡写真. 複ニコル, スケールは, 第4図に同じ

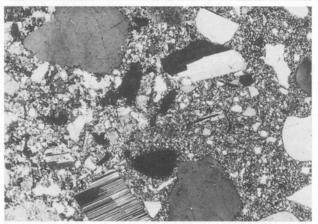
この岩石中に、一般に径数mmから1 cm, まれにもっと大きい白っぽい色(灰緑色)のレンズ状の部分が観察される.これは長石・石英の斑晶と長石・石英・黒雲母の極めて細等粒状の石基からなり、石英斑岩のように見える.しかし、斑晶は自形性が高いが破片状で、粒度も不均質であり、火砕岩的特徴を示している(第6図).

両者の関係は、後者が前者に捕獲されているものと考えられるが、鏡下での観察からともに熱変成作用を受けているものと考えられる。第7図に両岩相



第6図 石部花こう斑岩の顕微鏡写真. レンズ状部分. 単ニコル. スケールは第4図に同じ





第7図 石部花こう斑岩の顕微鏡写真. 主岩相(左)と レンズ状部分(右火砕岩的)の境界部. 上が単ニコル,下が複ニコル. スケールは第4 図に同じ

の境界部分を示すが石基の粒度の違いが一目瞭然で ある。

# 意 義

この岩脈やこれにレンズ状に捕獲されている火砕岩的部分は、いずれも田上花こう岩や野洲花こう岩を形成したマグマから派生したものであろうと考えられる。つまり、この岩脈や捕獲されている火砕岩は、この地域にも火砕岩を生じるような火成活動があったということであり、湖東コールドロン形成の一連の活動であろう。コールドロン形成時の構造的弱線がこの地域にも存在していたことを示し、従来推定されているコールドロンの規模がより大きいことが推定される(琵琶湖コールドロン)。

さらに、岩脈の走行が NE-SW 方向と推定されるが、この方向は環状岩脈の方向とは直角、すなわ

ち小室ほか(1980)の『陥没形成メカニズムのモデル実験における放射状割れ目』(radial fracture)に相当するものかもしれない.

いずれにせよ,石部岩脈は,当時の複数の環状岩脈に関連するものとして,極めて重要である.

また、レンズ状の捕獲岩は石英斑岩的ではあるが、 火砕岩的な要素を示しているので、熱変成作用の影響を考慮すると、田上・阿星地域で発見されている 火砕岩との関係が重要になる.

### 参考文献

- 西川一雄・西堀剛・小早川隆・但馬達雄・上嶋正人・ 三村弘二・片田正人, 1983, 湖東流紋岩および その火成活動について. 岩鉱, **78**, 51-64.
- 西堀 剛·西川一雄·小早川隆·但馬達夫·岨中貴洋,1991,湖東流紋岩類. 滋賀県自然誌,滋賀県自然誌,滋賀県自然保護財団,387-422.
- 澤田順弘・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1985, 琵琶湖南部の環状花崗岩質岩体. 日本地質学会 第92年学術大会講演要旨, 346.
- 原山 智・宮村 学・吉田史郎・三村弘二・栗本史 雄,1989,御在所山地域の地質.地域地質研究 報告(5万分の1図幅),地質調査所,121pp.
- 小室裕明・藤田至則, 1980, グリーンタフ造山における陥没盆地の発生機構 陥没形成のメカニズムに関するスケールモデル実験. 地質雑, 86, 327-340.
- Komuro, H., 1987, Experiments on Cauldron Formation: A Polygonal Cauldron and Ring Fractures. *Jour. Volcanol. Geotherm.* Res., 31, 139-149.

# 湖西地域の花こう岩類に貫入している岩脈類について

Dyke rocks in the granite plutons in the Kosei area, Shiga Prefecture, southwest Japan

杉井 完治\*•澤田 一彦\*\*•沓掛 俊夫\*\*\*•琵琶湖基盤地質研究会

Kanji Sugii\*, Kazuhiko Sawada\*\*, Toshio Kutsukake\*\*\* and Research Group for the Basement Geology of Lake Biwa

#### Abstract

In the Kosei-area, Shiga Prefecture, there occur many felsic dykes in parallel to the elongation of the host granite plutons. These dykes are mainly of rhyodacite and granite porphry. Field relations indicate the Ryozen dioritic complex to postdate these dykes. Mode

of occurrence, petrography and geochemistry of these dykes and of the host granites are described. Petrographic and geochemical characteristics suggest their magmatic affinity to the Koto Rhyolites and related granites.

#### はじめに

私たちは、琵琶湖南部周辺に分布する花こう岩質岩が、湖東流紋岩類の活動に伴うコールドロン形成(沢田ほか、1985、1994)に関連した環状岩体をなすものであるという仮説のもとに、これらの岩体の地質学的・鉱物学的研究を行ってきた(周琵琶湖花こう岩団体研究グループ、1982、1990、1997;沓掛ほか、1991).

比良岩体は、環状岩体を構成すると考えられる岩体の中で最も西部に位置する(第1図). 周囲は丹波帯の中・古生層からなり、その形態と広がりのはっきりした岩体である. 岩体の内部及びその周辺には花こう斑岩などの岩脈類が多数貫入し、その貫入形態、ならびに岩石学的性質などは、コールドロン

の範囲や形成機構を解明するための重要な情報を提供するものである。また、比良花こう岩体とその南に位置する比叡花こう岩体の間には岩株状に霊仙複合岩体がある。この複合岩体の内部とその周辺にも岩脈類があり、その貫入形態、ならびに岩石学的性質などもまた、コールドロンの範囲や形成機構を考える上で重要である。

比良岩体は、Yoshizawa et al. (1965) により 岩相分布の概略が明らかにされ、その地質学的位置 づけや他の花こう岩体との関係についての考察がなされた。その後、Uchiyama (1983) により若干違った岩相区分が示された。これらの報告の中で、比良花こう岩体中には、花こう斑岩脈とヒン岩脈がほぼ平行に、かつ花こう岩体の伸びの方向と調和的にひと続きになって貫入していることが示された。そ

<sup>\*</sup> 京都市消防局

Fire Department of Kyoto City, Kyoto 604-0931

<sup>\*\*</sup> 志賀町立志賀中学校

Shiga Junior High School, Shiga 520-0516

<sup>\* \* \*</sup> 愛知大学教養部地学研究室 Laboratory of Geological Sciences, College of General Education, Aichi University, Toyohashi 441-8522

の後、周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1997)は、 岩体の詳細な岩相区分と3次元的な構造を示し、石 英ヒン岩とされてきた岩脈を流紋デイサイトと修正 し、さらに、岩脈類はひと続きではなく、数本が雁 行状に配列していることを示した。

本論では、これらの岩脈類の岩石学的性質について述べるとともに、比良岩体の西縁に分布するこれまで詳細な報告のないはんれい岩脈について述べる.

また、霊仙複合岩体については Yoshizawa et al. (1965), Uchiyama (1983) と中本 (1982) の調査が行われている。この岩株状の岩体は、環状岩体をなす他の花こう岩体とは岩質的に異なり、活動時期も異なるものと考えられる(貴治、1984). この霊仙複合岩体の主岩相をなす石英閃緑岩を貫く火成岩脈類についての記載は、中本

(1982) のみである。本論では、霊 仙複合岩体とこれらの岩脈類との関 係及び岩石学的性質について述べる.

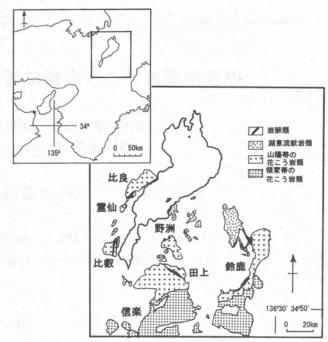
本論は、周琵琶湖花崗岩団体研究 グループ(1997)の論文に加筆・修 正を加えたものである。

### 深成岩体の概要

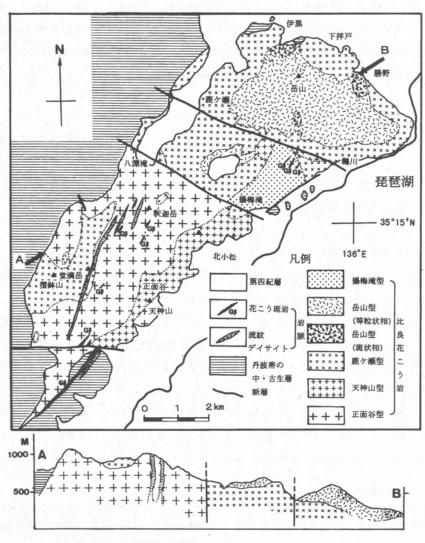
#### 比良花こう岩体

比良花こう岩体は,第2図に示すように,岩体の伸びにほぼ直交する E-W~N60°W 走向の「胴切り」 断層によって切られ4つのブロックに分けられる.南から北にかけて階段状に落ち込んでいるため,北のブロックほど浅所の岩相が露出していることになる.特に八淵滝北方からようばいのたき。 揚梅滝に伸びる N60°W の断層の北と南では岩相が大きく異なる.

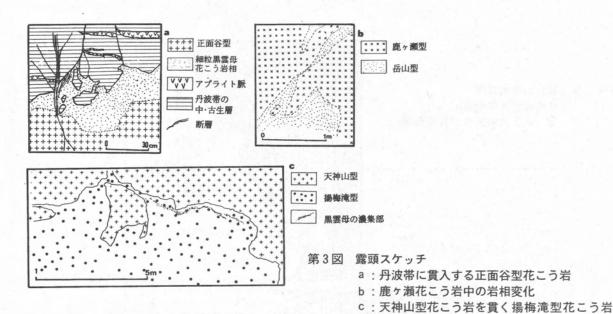
比良花こう岩体は5岩型から構成され(第1表),2種類の岩脈(花こう斑岩・流紋デイサイト)に貫入されている。岩型は、主に粒度と組織により区分され、正面谷型(粗粒



第1図 琵琶湖南部周辺における白亜紀火成岩類の分布



第2図 比良花こう岩体地質図



第1表 比良花こう岩の鏡下での特徴

岩 型 正面谷型 天 神山型 鹿 ヶ 瀬 型 兵 山 型 福 海 激 組織 粗粒等粒状組織 中~等粒状組織 中粒等粒状组織 網的等於什~網數再找組織 細~中効斑状組織 max, 15×10mm max, 10×10mm max. 4×3mm <斑晶> max, 3×2mm <斑晶> max, 5×4mm 細粒化し、石英ブールを作る 他形 石英プールを作る 他形~半自形 粒状斑晶 半自形 對状 一部融食形 粒状 石英プールを作る 石英プールを作る 石英同士の境界がジクザクにな 石英プールを作る 波動消光あり 波動消光あり 石 白雲母, 黒雲母, 斜長石を包有 白雲母の小結晶を包有 粒度が高くなるにつれ波動消光 リム部で、黒雲母、アルカリ長 波動消光着しい 〈石基〉 仲形 不提別 石を包有 1385 白雪母の小鉢鼻を匀容 ジルコン, モナズ石, 黒雲母を 〈石基〉 他形~ 粒状 包有 max. 10×6mm <斑晶> max, 4×2mm max. 10×10mm max, 4×3mm <斑晶> max. 4×3mm 他形~半自形 間隙充填状 他形~半自形 闖隙充填状 他形~半自形 半自形 融食形 半自形 パーサイト組織(ラメラはひも パーサイト組織(ラメラはひも パーサイト組織(ラメラはひも パーサイト組織が発達 パーサイト組織 状)が発達 状) が発達 状) が発達 カールスパット双晶 石英、斜長石をポイキリティッ intergranular albiteが発達 intergranular albiteが顕著 マントルに石英、斜長石を包有 intergranular albiteが発達 クに包有 主 カールスバット双晶 斜長石,石英、黒雲母を包有 カールスパット双晶 リムに石英を包有 <石基>間隙充填状 パーサイ 摄 <石基>パーサイト組織発達せ 石英, 異雲母, 斜長石を包有 斜長石, 黒雲母を包有 ト組織あり 汚濁が進む 成 ず汚濁している intergranular albiteあり max, 5×4mm max. 4×3mm max. 2×2mm <斑晶> max. 2×2mm <審馬>max 3×2mm 分 半自形~自形 半自形~自形 半自形~自形 半白形~白形 半自形~自形 非常に弱いnormal zoning normal zoning ocsillatory zoning, normal 弱いnormal zoning 弱いnormal zoning at 二重累帯構造あり アルバイト集片双晶 アルバイ リムに石英粒が晶出 アルバイト集片双晶 アルバイ zoning あり ト=カールスパット集片双晶 アルバイト第片双晶 アルバイ ト=カールスパット集片双晶 アルバイト毎片双晶 アルバイ アルカリ長石との境界にアルバ ミルメカイト発達 ト=カールスパット集片双晶 ミルメカイト発達 トニカールスパット部片双黒 イトのリムが黒出 ペリクリン双晶 マントル部ソーシュライト化 中心部ソーシュライト化 ソーシュライト化 ソーシュライト化 75 ミルメカイト発達 <石基> 半自形 葡萄石,白雲母,緑泥石包有 黑雪母, 褐簾石包有 アルバイト集片双晶発達 <石基> 半自形 弱いocsillatory zoning アルバイト集片双晶発達 max, 2×2mm max, 2×1mm max, 1×0.5mm max, 2×1mm max, 3×2mm 半自形~自形 半自形~自形 半自形 融食形 半自形でクロットをなすもの クロットをなす 鋼片状で散在 X=淡褐色 鎖片状で散在するもの X=淡黄褐色 独立して散在 単独のものとクロットを作るも X=淡緑色 のがある V=7=編編条 X=多組合 Y=7=編編色 X=淡黄色 繰泥石化 Y=Z=緑色~淡緑色 線泥石化 白雲母化 Y=Z=褐色 白霉母化 Y=Z=緑褐色~褐色 繰泥石化 ジルコン リン灰石 褐簾石 ジルコン リン灰石 モナズ石 ジルコン モナズ石 リン灰石 ジルコン ホタル石 モナズ石 ジルコン モナズ石 リン灰石

機能石 緑泥石 白雲母

不透明鉱物

等粒状黒雲母花こう岩), 天神山型 (中~粗粒等粒 状黒雲母花こう岩), 鹿ヶ瀬型 (中粒等粒状黒雲母 花こう岩)、岳山型 (細粒等粒状~細粒斑状黒雲母 花こう岩), 揚梅滝型(細~中粒斑状黒雲母花こう 岩)とよぶ、正面谷型と天神山型は漸移関係にあり、 両者とも粒度が粗いことから、比良花こう岩体の深 部の岩相を代表しているとみなされる。岩体の周縁

白雲母 綠泥石 葡萄石

緑泥石 褐簾石 ホタル石

不透明鉱物

副成分:

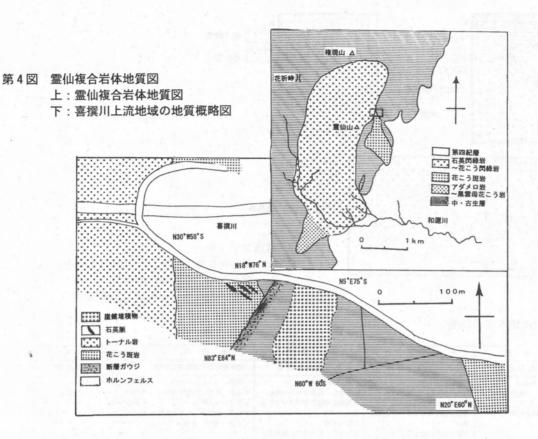
空質鉱物

には, 不均質な細粒黒雲母花こう岩相がみられ, 丹 波帯の地層をブロック状に取り込んでいる(第3図 a). この不均質な細粒相は、北部にまとまって分 布する岳山型に対比される。 鹿ヶ瀬型は中粒相で、 その分布が岩体上部にあたる高所を構成すること、 さらに、後述する岳山型と漸移して混然一体とした 不均質な産状を示すことから (第3図b)、本岩体

白雲母 葡萄石 不透明鉱物

葡萄石 褐簾石 白雲母

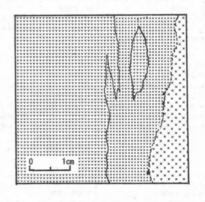
不透明鉱物



の周縁相をなすものと考えられる。岳山型は、一部に母岩の丹波帯の地層をルーフペンダントとして残しており、岩相は非常に不均質である。岳山型は鹿ヶ瀬型を覆うように分布し、花こう岩体の天井部を構成する岩相である。揚梅滝型は、鹿ヶ瀬型や天神山型に貫入している(第3図c)。花こう斑岩と流紋デイサイトは、岩体の伸びに平行して貫入している。

### 霊仙複合岩体

霊仙複合岩体は、比良花こう岩体の南方に南北約4.5km、東西約1.5kmで中・古生層に貫入している楕円状の岩体である(第4図)。本岩体は、花こう閃緑岩を主岩相とするが、その東方及び南方には岩脈類が分布する。花こう閃緑岩は、岩相変化が著しく、また不均質であり、5つの岩相に分けられる(Uchiyama、1983)。そのうちの3つの岩相は帯状配列をなし、外側から内側に、細~中粒弱斑状石英閃緑岩、細~中粒弱斑状花こう閃緑岩、細粒斑状花こう閃緑岩となっている。残り2つの岩相は、細~中粒斑状アダメロ岩と粗粒黒雲母花こう岩で、岩体の南の部分を構成する。これらは単一のマグマの分化によって形成されたものと考えられている。



【××× トーナル岩(等粒状組織)

トーナル岩の急冷周辺相

※※※※※※ 花こう斑岩

第5図 露頭スケッチ. 花こう斑岩を貫くトーナル岩

脈岩類は、花こう斑岩と石英斑岩で、複合岩体中の石英閃緑岩及び中・古生層に貫入している(中本、1982)とされてきたが、霊仙山東方の喜撰川地域においては、複合岩体中のトーナル岩~石英閃緑岩が、中~古生層に貫入する花こう斑岩を貫いていることが判明した。

### 岩 脈 類

### 比良花こう岩体中の流紋デイサイト

本岩は、比良花こう岩体の中央部から南部にかけ て,幅50~100m,長さ最大数km規模の数本の岩脈 として分布する. 伸長方向はいずれも NNE-SSW である. 正面谷上流部 (通称青ガレ) で花こう岩類 に貫入しているのが観察される. 本岩は淡緑色徴密 で、斑晶として斜長石、黒雲母を含むが、角閃石を 含む場合もある. それらの粒径は, 5 mm程度である. 石基は微晶質ないしは陰微晶質で、石英、長石、黒 雲母からなる. 不透明鉱物を多く含む. 斑晶の斜長 石には gradual zoning 及び normal zoning が多 く見られる。岩脈の周縁部では斑晶が少なく、流理 構造が認められる。従来、この岩石は石英ヒン岩と 呼ばれてきたが、Yoshizawa et al. (1965) は石 英斑岩である可能性を指摘した. 分析したサンプル の化学組成 (SiO2 約70%) からみると, 花こう 閃緑斑岩相当であるが, 石基の粒度や岩脈周縁部で の流理構造などから, 流紋デイサイトと呼ぶのが適 当であろう. 本岩は、肉眼的にも通常の斑岩とは異 なる.

### 比良花こう岩体中の花こう斑岩

本岩は、花こう岩体中において北東から南西方向に伸びる幅数mの多数の小岩脈として産する。岩体南部では、花こう岩から丹波帯の地層中にかけて、長さ約3km、幅約100mの岩脈をなす。本岩は非常に自形性の高いアルカリ長石、斜長石、石英、黒雲母を斑晶として含む。その粒径は、最大で2cmである。石基は、斑晶と同じ鉱物組み合わせである。

#### 比良花こう岩体西方に分布するはんれい岩

本岩は、花こう岩体の西方、明王谷上流部(口の深谷)において、丹波帯の地層中に貫入している。本岩については、小椋(1979)が記載と化学分析値を報告しており、はんれい岩としているが、今回行った調査と分析(天白、本報告)では、閃緑岩相当の分析値を得た。岩相変化の大きい深成岩体と考えられる。

#### 霊仙複合岩体中の花こう斑岩

本岩は東西幅200mで南北方向に長く伸びたかなり大きなもので、その走向から考えて、比良岩体に貫入している花こう斑岩脈に連続するものであると考えられる。本岩は丹波帯の中・古生層(泥岩・珪岩)に、走向 $N5\sim20^\circ$  E、傾斜60 $\sim70^\circ$  N で貫入している。境界付近には幅 $5\sim30$ mmの石英脈が $N30^\circ$  W、傾斜58 $^\circ$  Sに伸長している(第4図)。霊仙複合岩体のトーナル岩と花こう斑岩との境界部では、本岩がトーナル岩に引きはがされたように捕獲されている。また、等粒状組織を持つトーナル岩が,境界部で急冷周辺相を示している(第5図)。これらのことから、花こう斑岩脈を霊仙複合岩体のトーナル岩が貫いていることが分かる。

### 化学組成

### 比良花こう岩体

比良花こう岩体のうち,正面谷型3個,天神山型 4個, 鹿ヶ瀬型1個, 揚梅滝型4個, 及び花こう斑 岩2個,流紋デイサイト2個について主成分化学分 析を行った(第2表)。また、比良岩体西方のはん れい岩2個について化学分析を行った(第3表). 岳山型は露頭状況が悪く化学分析のための適当なサ ンプルが採取できなかったので, 分析を行なってい ない。また、いくつかのものについてはRb、Sr、 Zr, Yの分析も行なった。花こう斑岩、流紋デイ サイトは斑晶の少ない周縁相を持つが、中心部を分 析した. 分化指数 (D.I.) に対する主成分の変化図 を第6図に示す. 花こう岩類の SiO2 は73.9~78.8 %の間に, D.I.は85.7~93.8の間にある. 比良花こ う岩類の化学組成は岩型による違いがほとんどなく、 化学的に均質な岩体である. Aramaki et al. (1972) による日本の花こう岩類の平均組成に比べて K2O にやや富み、Na2O に乏しい. また、SiO2 に富み、 A12O3に乏しい (第6図). しかし、すべてのもの でノルム・コランダムが算出される. これらの特徴 は、琵琶湖南部周辺の田上花こう岩体や鈴鹿花こう 岩体に共通している.

比良花こう岩体中の花こう斑岩の化学組成は、比

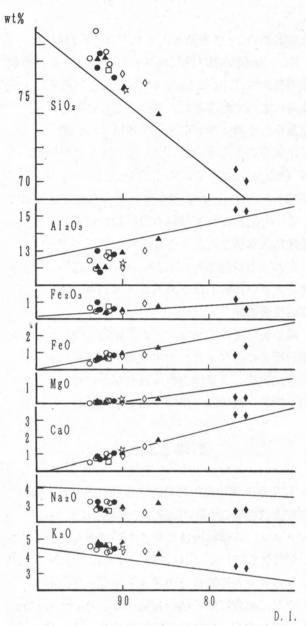
第2表 比良花こう岩類の化学分析値

岩型	· IEm	9型	- 100	7 - 11 -	天神山型		2111		鹿ヶ瀬型	揭梅淹型			1.1	花こう斑岩	+	流紋デイサ	ナイト
地点番号	Hi-2		Hi-14	Hi-1	Hi-5	Hi-7	Hi-6	Hi-8	Hi-4	Hi-9	Hi-11	Hi-10	Hi-12	HiD-1	HiD-2	HiD-3	HiD-4
サンプル番号	3G7		HR-2	212	12906	112611	113001	12913	52406	2A4	3C2	3C6	32703	42508	31705	43014	31716
フィールドネーム	cGr		mGr	fpGr	cGr	1Gr	fpGr	fpGr	mGr.	fpGr	mGr	1pGr	fpGr	GP	GP	RhyDa	RhyDa
産状																	
SiO <sub>2</sub>	76	.07	76.67	77.49	76.83	77.16	77.56	78.73	76.49	73.95	75.45	77.16	77.25	75.77	76.23	70.02	70.71
TIO,	(	0.10	0.10	0.05	0.08	0.04	0.08	0.06	0.08	0.18	0.11	0.07	0.07	0.16	0.08	0.21	0.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12	.78	12.97	11.72	12.56	12.42	12.72	11.89	12.90	13.64	12.95	12.06	12.09	13.00	12.00	15.27	15.36
Σ Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>																	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	(	0.59	1.01	0.55	0.50	0.69	0.36	0.46	0.76	0.76	0.56	0.57	0.34	0.91	0.49	0.60	1.12
FeO	. (	0.80	0.53	0.66	0.87	0.36	0.96	0.53	0.65	1,31	0.99	0.64	0.71	0.87	0.82	1.37	0.82
MnO	: (	0.06	0.07	0.06	0.07	0.07	0.06	0.05	0.07	0.06	0.06	0.05	0.05	0.04	0.07	0.05	0.06
MgO	. (	0.11	0.09	0.10	0.11	0.06	0.09	0.06	0.13	0.26	0.14	0.06	0.09	0.27	0.12	0.35	0.38
CaO	1	1.06	0.91	0.70	0.92	0.56	1.01	0.72	0.56	1.83	1.11	0.74	0.78	1.44	0.91	3.28	3.37
Na <sub>2</sub> O		3.19	3.22	2.76	3.12	3.21	3.20	2.69	2.64	3.10	2.90	2.89	2.73	2.54	2.82	2.70	2.64
K <sub>2</sub> O		1.45	4.65	4.64	4.30	4.54	4.18	4.37	4.65	4.11	4.76	4.76	4.64	4.31	4.37	3.27	3.42
H <sub>2</sub> O+	. (	0.46	0.42	0.33	0.47	0.41	0.44	0.38	0.76	0.37	0.38	0.35	0.36	0.57	0.41	0.98	0.69
H <sub>2</sub> O-	(	0.03	0.06	0.03	0.04	0.05	0.02	0.03	0.16	0.02	0.04	0.04	0.06	0.05	0.03	0.03	0.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	: (	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.04	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.04	0.04
Total	99	0.72	100.72	99.10	99.89	99.58	100.70	99.98	99.86	99.63	99.48	99.41	99.18	99.96	98.37	98.17	98.87
1114																	
Or	26	5.30	27.48	27.42	25.41	26.83	24.70	25.83	27.48	24.29	28.13	28.13	27.42	25.47	25.83	19.33	20.21
Ab	26	5.99	27.24	23.35	26.40	27.16	27.07	22.76	22.33	26.23	24.53	24.45	23.10	21.49	23.86	22.84	22.33
An		5.26	4.51	3,47	4.56	2.78	5.01	3.57	2.78	9.08	5.51	3.67	3.87	7.14	4.51	16.27	16.72
長石成分																	
Or比	44	1.92	46.39	50.55	45.08	47.27	43.50	49.52	52.25	40.76	48.36	50.01	50.42	47.08	47.65	33.07	34.11
Ablt	46	5.10	45.99	43.05	46.82	47.84	47.67	43.63	52.47	44.01	42.18	43.46	42.47	39.72	44.02	39.09	37.69
Antt	: 8	3.98	7.62	6.40	8.09	4.89	8.82	6.85	5.28	15.23	9.46	6.52	7.11	13.20	8.33	27.84	28.21
アルミナ飽和度		1.06	1.09	1.09	1.10	1.11	1.10	1.14	1.23	1.06	1.09	1.08	1.11	1.14	1.09	1.10	1.09
微量元素 (ppm)																	
Rb		234	266			285	224	258		131		302	257	151	218	136	142
Sr		61	50			9	55	40		155		35	45	143	61	280	309
Zr		95	110			97	95	74		151		90	72	139	86	109	118
Υ		54	68			61	56	51		28		49	55	31	64	13	10

第3表 比良花こう岩体西方のはんれい岩と霊仙複合岩 体中の花こう斑岩の化学分析値

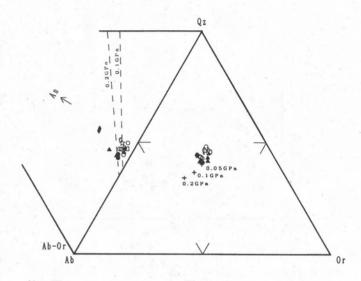
병헌	置仙	比良はんれ	い皆
<b>违点番号</b>	Ryo-1	Ku-1	Ku-2
サンプル番号	910828 06	91063002a	91063002
フィールドネーム	GP	G	G
産状			
SIO,	75.19	52.38	56.55
TIO	0.13	1.05	1,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.84	18.64	17.86
Σ Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.44	7.85	8.55
Fe <sub>y</sub> O <sub>3</sub>			
FeO			
MnO	0.04	0.15	0.16
MgO	0.13	4.93	3.11
CaO	1.24	7.91	7.52
Na <sub>2</sub> O	2.96	3.87	3.00
K <sub>2</sub> O	4.75	1.33	1.01
H <sub>2</sub> O+			
H <sub>2</sub> O-			
P <sub>I</sub> O <sub>s</sub>	0.02	0.23	0.25
Total	98.74	98.34	99.13
1164			
Or.	28.07	3.96	20.01
Ab	25.04	85.28	72.49
An	6.15	10.76	7.50
長石成分			
Orlt	47,37	11.2	9.38
Ablt	42.25	46.67	39.89
Antt	10.38	42.13	50.73
アルミナ館和度	1.04		
微量元素 (ppm)	192	133	67
Rb	100	100	
Sr	103	335	449 232
Ba			-
Nb		0.10	8.4
Zr	102	138	145
Cr V		119	166
Ni .		188	100
	15	106	108
Zn Y	. 15	23	21
		23	21

良花こう岩類とよく似ている. 流紋デイサイトの SiO<sub>2</sub> は70.7・70.0%, D.I.は75.7・77.0である. 日 本の花こう岩の平均値に比べると SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, K2Oに富み, Na2O, FeO, MgO に乏しい (第6図). ノルム Qz-Ab-Or 図 (第7図) では, 花こう岩, 花こう斑岩, 流紋デイサイトともにきわ めて集中した分布を示すが、ノルム An-Ab-Or 図 (第8図) では流紋デイサイトは An 成分に富ん だ方向に離れている。第7図から、マグマだまりの 上部は、水蒸気圧が0.05GPa 近くの浅所に貫入し たものと考えられる. 周琵琶湖花崗岩団体研究グルー プ(1990)は、琵琶湖南部周辺の花こう岩体につい て、比叡、田上、鈴鹿花こう岩体の順にノルム Or /Ab比が大きくなることを示したが、今回の分析 の結果、比良花こう岩体は田上岩体と鈴鹿岩体の中 間的な値を持つことがわかった. 流紋デイサイトは, 花こう岩と比べてSiO₂が少なく、A1₂O₃および CaOが多く、Fe2O3、FeO、MgOはあまり変わら ない. またK₂Oは少なく TiO₂がやや多い. したが って、化学組成の違いは斜長石の組成の違いを反映 しているものと考えられる。三村ほか(1976)は,

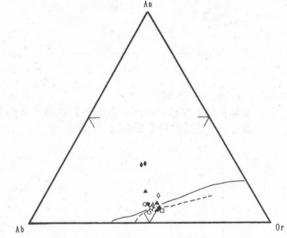


第6図 D. I. -酸化物変化図 直線はAramaki et al.(1972) による日本の花 こう岩類の平均的変化トレンド. ●:正面谷型, ○:天神山型, □:鹿ケ瀬型, ▲:揚梅滝型, ◇:比良岩体中の花こう岩斑岩, ☆:霊仙岩体 中の花こう斑岩, ◆:流紋デイサイト

湖東流紋岩類(それと関連して活動した秦荘石英斑岩、犬上花こう斑岩を含む)の微量元素の分析をしている。これを加えて、第9図に比良岩体及び湖東流紋岩類のCaOに対するRb、Sr、Zrの変化図を示した。比良花こう岩および花こう斑岩のRb、Sr、Zrは、湖東流紋岩類とほぼ同じトレンドを示すが、流紋デイサイトはその傾向から外れた領域にプロットされる。湖東流紋岩類では、CaOが多くなるに

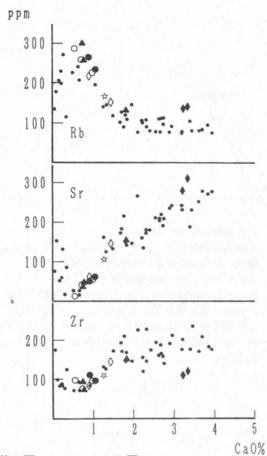


第7図 ノルムQz-Ab-Or-An図 +は水蒸気圧0.05, 0.1, 0.2GPaのときの最低溶 融点, 左側の破線は水蒸気圧0.1, 0.2GPaのとき のAn-Qz-H<sub>2</sub>O系の最低溶融点と, Qz-Ab-Or系に おいてQz頂点とOr<sub>so</sub> Ab<sub>so</sub>点を結んだ直線と石英ー アルカリ長石境界線の交点をQz-Ab-Or辺に投影 した点を結んだもの. Tuttle and Bowen (1958) およびStewart (1967) により作成. 記号は第6 図に同じ

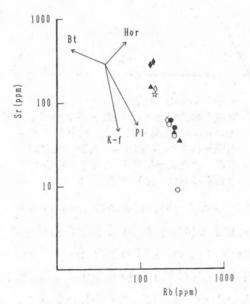


第8図 ノルムAn-Ab-Or図 実線:水蒸気圧0.1GPaのときの推定されるQz-Ab-Or-An四面体中の石英,斜長石,アルカリ長 石境界線をAn-Ab-Or面に投影した曲線. 点線;水蒸気圧0.1GPaのときの斜長石ーアルカ リ長石境界線.記号は第6図に同じ

つれて Zr も多く り、CaOが3%以上のものでは、160ppm以上の値を示す。しかし比良岩体中の流紋デイサイトの Zr は、CaOが3.2%を示すものでも120ppm以下と、比較的低い値を示す。 湖東流紋岩類では CaO が多くなるにつれて Rb は減少し、CaOが3%以上では100ppm以下であるのに対して、比良岩体の流紋デイサイトでは140ppmと高い。 比良花こう岩中の流紋デイサイトの Sr 含有量は、湖東



第9図 Ca-Rb, Sr, Zr図 小黒丸は三村ら(1976)の白亜紀珪長質火成岩 類, 他の記号は第6図に同じ



第10図 Sr-Rb図及びレーリーの分別鉱物ベクトル 鉱物ベクトルは田中・丸山(1985)から引用. Hor:角閃石, Br:黒雲母, K-f:アルカリ長石, PI:斜長石. 記号は第6図と同じ

流紋岩類のSr 含有量とあまり大きく違わない.

Rb-Sr 関係図(第10図)においては、花こう岩体の各岩相は、ひとつのマグマから主に長石の分別作用によって形成されたものとして説明できる.

### 比良花こう岩体西方に分布するはんれい岩

比良花こう岩体西方に分布するはんれい岩は、小椋(1979)によると、 $SiO_2$ は48.39%、 $A1_2O_3$ が24.2%であり、 $A1_2O_3$ が異常に多いはんれい岩とされている。今回新たに2試料を分析した結果、閃緑岩の範囲に入る値を得た。その結果を第2表に示す。

これらの分析値から、このはんれい岩体は岩相変 化が大きい深成岩体であろうと考えられる.

#### 霊仙複合岩体

霊仙複合岩体のうち、花こう斑岩 1 個について化学分析をおこなった。その結果を第3表に示す。これを比良花こう岩体中の火成岩類と比較したものを第5 図から第10図に星印で示した。

### 討論とまとめ

琵琶湖南部の周辺に分布する花こう岩質岩体が、湖東流紋岩類の活動に関係して形成された「湖東コールドロン」の環状岩体をなすものであるという考えが提唱されている(沢田ほか、1994). これは、花こう岩体の大局的な分布の様子などから推測されているが、比良岩体と他の岩体(田上・鈴鹿岩体など)との岩石学的、地球化学的及び年代学的(沓掛ほか、1991;沢田・板谷、1993など)性質の比較・検討によっても支持されている.

比良花こう岩体内の花こう斑岩および流紋デイサイト岩脈類の貫入方向は、花こう岩体の伸びの方向とほぼ一致している。それらは、岩体の各岩相を切って貫入しており、さらに比良岩体の南方の霊仙複合岩体に分布する花こう斑岩脈に連続する。加えて岩脈類と花こう岩類に密接な成因的関係が認められるので、これらは全体として、湖東コールドロンの形成(沢田ほか、1994)ないしは本報告書で言う琵琶湖コールドロンに関係した火成岩類とみなしてよいであろう。

また、比良花こう岩体の西方に分布するはんれい

岩および霊仙複合岩体のトーナル岩は, 貫入関係と 化学組成から考えて, 湖東コールドロンの環状岩体 およびそれと密接に関係する火成岩脈とは時代の異 なる, より新しい火成活動の産物であろう.

これらの火成岩類の化学組成は、環状岩体を構成する花崗岩類と比較して、より苦鉄質な化学組成を示している。このことは、環状岩体を生成したと考えられる巨大な珪長質マグマ(沢田ほか、1994)が、活動の最終期に比良花こう岩体の西方に分布するはんれい岩および霊仙複合岩体を形成したことを示唆している可能性があるが、今後、貴治(1984)によって報告されている京都の東北部に分布するいくつかの岩体との比較を含め、その火成活動について、より詳細な検討が必要である。

### 参考文献

- Aramaki, S., Hirayama, K. and Nozawa, T., 1972, Chemical compositions of Japanese granites, Part 2. Variation trends and average compositions of 1200 analyses. Jour. Geol. Soc. Japan, 78, 39-49.
- 貴治康夫,1984,丹波帯中央部の火成岩岩脈の産状 と岩石記載.岩鉱,**79**,394-404.
- 沓掛俊夫・中野聰志・国分一徳・高島里香・周琵琶 湖花崗岩団体研究グループ,1991,琵琶湖周辺 の花こう岩質岩体 その3. 花こう岩類の微量 元素含有量. 地球科学,45,363-367.
- 三村弘二・片田正人・金谷弘,1976,琵琶湖南東八 尾山地域の湖東紋岩類の火成作用.岩鉱,71, 327-338.
- 中本好一,1982,霊仙山地域の石英閃緑岩に関する 岩石学的研究,滋賀大学教育学部卒業論文(手 記).
- 小椋俊道,1979,比良山地西方・ロノ深谷の斑れい岩.滋賀県の自然,滋賀県自然保護財団,245-249.
- 沢田順弘・板谷徹丸, 1993, 琵琶湖南部後期白亜紀環状花崗岩質岩体の K-Ar 年代 巨大コールドロンにおける冷却史. 地質雑, 99, 975-

990.

- 沢田順弘・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1985, 琵琶湖南部の環状花崗岩質岩体. 日本地質学会 第92年学術大会講演要旨, 346.
- 沢田順弘・加々美寛雄・松本一郎・杉井完治・中野 聴志・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1994, 琵琶湖南部白亜紀環状花崗岩質岩体と湖東コー ルドロン. 地質雑, 100, 217-233.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ,1997,琵琶湖周辺の花崗岩類-その3. 比良山地の花こう岩類-. 地球科学,51,188-198.
- Uchiyama, E., 1983, Plutonic rocks in the Hira mountain range. Abstracts of Master Thesis, *Div. Educ., Grad. Cour.*, Kobe Univ., 48-49.
- Yoshizawa, H., Ishizaka, K., Kaneko, K. and Kawahara, M., 1965, Geology and petrography of the Hira Granite, and mutual relations between granites in the northeastern Kinki district, Japan. Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, Ser. B, 31, 279-289.

# 滋賀県南部花こう岩類の化学組成

### Chemical composition of the granitic rocks in southern Shiga Prefecture

天白 俊馬\*•琵琶湖基盤地質研究会

Toshima Tenpaku\* and Research Group for the Basement Geology of Lake Biwa

#### Abstract

Available chemical analyses are tabulated for the granites and their associated igneous rocks in southern Shiga Prefecture. Their geochemical characteristics and variations are examined, plotting the data onto some variation diagrams, such as the Harker and normative feldspar diagrams. The results imply the close petrogenetic relationships among the granites, dyke rocks and tuffs, and would indicate the most of them to be the constituents of the Biwa-ko Cauldron.

#### はじめに

滋賀県南部に分布する白亜紀後期の花こう岩類は 火砕岩類を伴い広く環状に分布し、巨大な環状花こ う岩体を構成し湖東コールドロンを形成したと考え られている(沢田ほか、1994)。これは、実際上本 報告書で言う琵琶湖コールドロンに相当している。

滋賀県立琵琶湖博物館の開設にあたり、この巨大コールドロンの形成を中心とした滋賀県の中生代火成活動に関する基礎資料収集のために、私たちは琵琶湖基盤地質研究会をつくり調査研究をしてきた。その中でいくつかの火成岩の化学分析をも行った。

また、当研究グループの多くのメンバーは以前から「周琵琶湖花崗岩団体研究グループ」として、琵琶湖周辺の花こう岩の研究を進めており、その中でいくつかの花こう岩類の化学分析値を公表している.

博物館開設準備のための調査が終了した時点で、 我々の得た化学分析の結果をまとめて、これからの 研究の基礎資料としたい. 鈴鹿花こう岩体および比良花こう岩体のものはすでに公表されたものであり、今回分析されたものは田上花こう岩、湖東コールドロン中央部に貫入している珪長質岩類が主である.

滋賀県最南部に分布する田上花こう岩は古くからペグマタイト鉱物の産地として広く知られ、花こう岩類の化学組成についても多くの報告がなされてきた。それらは過去に服部ら(1959)や藤本(1979)がまとめている。ここでは、今回の博物館開設のために得たものと「周琵琶湖花崗岩団体研究グループ」がすでに報告したものをあわせてまとめておく。

第1~5図に化学分析された試料の地点番号を示した. 地図中にはすでに公表されている花こう岩類の分布と岩型などの境界線のみを示した.

第1表に中生代珪長質岩類の化学分析結果の一覧表を、第2表にはその他の火成岩類の分析結果を一覧表に示した。表の中で"地点番号"は第1~5図中の地点番号と同一で、"サンプル番号"は我々研

<sup>\*</sup> 京都府立木津高校 Kizu F

究グループが個々のサンプルにつけた番号である. "フィールドネーム"としたのは研究グループで慣用的に使用している岩石名,"産状"は岩脈,捕獲岩,転石,独立した小貫入岩体の名称等を記し,空欄のものは花こう岩本体あるいはその一岩相のものである.

"文献"欄に、すでに公表されたものの出典を示している。空欄は今回新たに公表する分析値である。今回新たに公表するものは島根大学理学部地質学教室で蛍光 X 線分析法により分析され、一部の試料はいくつかの微量元素も求めた。また、過マンガン酸カリウム滴定法により FeO を測定した試料もある。なお、過去に報告したものを再度分析したものもある。そのため、一部の分析値が過去のものと若干異なっている場合がある。

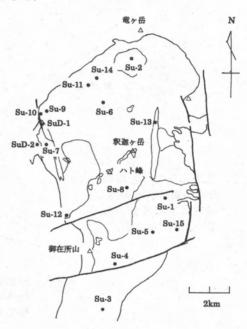
珪長質岩の化学分析値からノルム値を計算して議論する場合が多い.しかし今回の私達の分析ではFeOの分析をしていない試料が多いので,ここではノルム値を示していない.

この地域の花こう岩類は一般に  $Al_2O_3$ に富みノルム wo が算出されることは少ない。したがって CaO はほとんどがノルム an とノルム ap に分配される。ノルム ap は少量と見なされるので CaO のほとんどがノルム an に入るとみて差し支えない。また,アルミナ飽和度  $[(CaO + Na_2O + K_2O)/(Al_2O_3)$  の分子比]はごく一部の脈岩を除いてすべて1.0以下である。各岩石のアルミナ飽和度は表中に示してある。この事実も CaO の大部分がノルム an 成分をつくるのに使われることを示している。実際に FeO の測定された試料で計算したノルム an, ab, or 値と全岩の CaO,  $Na_2O$ ,  $K_2O$  成分をすべてノルム an, ab, or に分配して計算した値とはほとんど差がみられない。

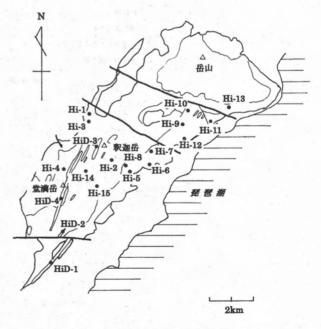
したがって、ここでは全岩の CaO,  $Na_2O$ ,  $K_2O$  成分がすべて長石成分をつくると仮定して計算した / ルム An, Ab, Or 値を "An", "Ab", "Or" として示し、その100分率を "An 比", "Ab 比", "Or 比" として示した。この報告ではこれらの値を単に/ ルム としてあつかう。

我々が調査してきた珪長質岩類は第5図に示した

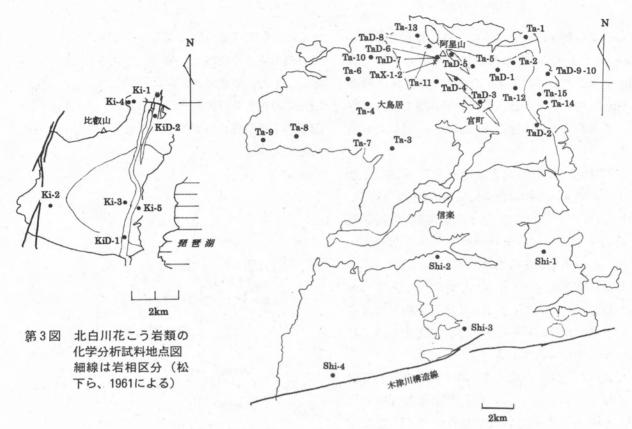
ように、信楽花こう岩は領家帯花こう岩にあたり、 その他の花こう岩類は山陽帯・山陰帯花こう岩に属 する.また、湖東流紋岩類に付随した珪長質貫入岩 類(この報告では中央部珪長質岩としている)も山 陽帯・山陰帯花こう岩類と密接な関係をもった火成 活動である.



第1図 鈴鹿花こう岩類の化学分析試料地点図 細線は岩相区分(周琵琶湖花崗岩団体研究グルー プ、1990による) Su-16の地点は第5図にある



第2図 比良花こう岩類の化学分析試料地点図 細線は岩相区分(周琵琶湖花崗岩団体研究グルー プ、1997による)



第4図 田上地区の花こう岩類の化学分析試料地点図 細線は岩相区分(周琵琶湖花崗岩団体研究グループ、 1988および未公表による)

▲ 三国山
• Yo-1,2,3



第5図 中央部珪長質岩類の化学分析試料地点図 Su-16、Ryo-1、Mi-1、Ku-1、2、Yo-1,2,3 の地点も示す

第1表 中生代珪長質火成岩類の化学組成 その1

July 4ct	AA PFF	AA PFG	AA HE	20年	AV 162	神丛	神ム	加加	20年	AA PH
地点番号	<u>鈴鹿</u> Su-1	鈴鹿 Su−2	鈴鹿 Su-3	鈴鹿 Su−4	<u>鈴鹿</u> Su-5	<u>鈴鹿</u> Su-6	<u>鈴鹿</u> Su-7	<u>鈴鹿</u> Su-8	<u>鈴鹿</u> Su-9	鈴鹿 Su−10
サンプル番号	9F5	4A1	1J3	50405	9G4	211	10F9	1G1	5 E 3	2D1
フィールトでネーム	c Gr	c Gr	c Gr	c Gr	c Gr	m Gr	m Gr	m Gr	m Gr	p m Gr
産状	C di	C OI	C GI	C di	C UI	m GI	III GI	m Gr	m GI	p it of
Si02	76. 14	76, 38	77. 37	73. 12	73. 70	76. 56	76. 44	76. 50	74. 77	74. 51
Ti02	0. 12	0. 10	0. 12	0.04	0.07	0.11	0. 12	0. 14	0. 14	0. 07
A1203	12.66	12. 83	13. 14	14.65	14.06	12. 72	12. 78	12. 57	12. 39	13. 78
ΣFe203	0.74	1. 24	1. 20	1. 16	1. 19	1. 40	1. 46	1. 44	1. 64	1. 34
Fe203	0.11	1.21	1.20	1. 10	1.10	1. 10	1. 40	1. 11	1.01	1.01
Fe0										
MnO	0.03	0.05	0.05	0.02	0.01	0.06	0.05	0.05	0.06	0.04
MgO	0. 12	0.14	0. 19	0. 14	0. 16	0.21	0.14	0. 22	0. 24	0. 17
Ca0	1.08	1.04	1. 32	1. 14	1.42	1.03	1. 25	1. 31	1. 19	1. 16
Na20	2. 42	2.48	2. 50	2.97	2.80	2.41	2, 40	2. 53	2. 54	2. 66
K20	4.71	4.70	4. 63	5. 78	5. 17	4.67	4.83	4.49	4. 49	4. 58
H20+										
H20-										
LOI										
P205	0.03	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03
Total	98.05	98. 98	100. 55	99. 03	98. 59	99. 19	99, 49	99. 28	97. 49	98. 34
ノルム										
"Or"	27.84	27.78	27.36	34. 16	30.55	27.60	28, 55	26.54	26.54	27.07
"Ab"	20.47	20.98	21.15	25. 13	23.69	20.39	20.30	21.40	21.49	22.50
"An"	5.36	5. 16	6. 55	5.65	7.04	5. 11	6.20	6.50	5. 90	5. 75
長石成分										
"Orth"	51.87	51. 52	49.70	52.60	49.86	51.98	51.85	48.75	49. 21	48.93
"Ab比"	38. 15	38. 91	38. 41	38.69	38.65	38.40	36.88	39. 32	39.85	40.68
"An比"	9.98	9.57	11.89	8.71	11.49	9.62	11. 26	11.94	10.95	10.40
アル汁飽和度	0.87	0.86	0.88	0.90	0.91	0.86	0.90	0.91	0. 90	0.83
微量元素ppm										
Rb	196	191	185	256	216	227	153	190	230	232
Sr	79	78	96	70	109	73	115	82	71	72
Ва										
Th										
Nb						407				
Zr	94	90	100	79	90	107	116	101	109	112
Ga										
Cr										
V										
Ni										
Zn										
Рb	00	0.4	0.0	0.4	00	41	17	0.4	E0.	
Y	30	24	36	34	29	41	17	34	53	42
La										
Се										
Cu										
文献	C	C	C	A	Α	C	C	C	C	Δ

文献 A:周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1990)

C:沢田ら (1994)

c:粗粒 m:中粒 f:細粒

p:斑状 Gr:花崗岩

第1表 中生代珪長質火成岩類の化学組成 その2

地域	鈴鹿	鈴鹿	鈴鹿	鈴鹿	鈴鹿	鈴鹿	鈴鹿	鈴鹿	比良	比良
地点番号	Su-11	Su-12	Su-13	Su-14	Su-15	Su-16	SuD-1	SuD-2	Hi-1	Hi-2
サンプル番号	2F2	3G4	7C2	S-1	S-2	S-3	5 E 5	2H2	212	3G7
フィールト、ネーム	p m Gr	f p Gr	Gr	m p Gr	c p Gr	c Gr	GP	GDP	f p Gr	c Gr
産状							岩脈	岩脈		
Si02	74.70	74.30	73.24	74.04	72.88	76. 68	75. 17	69. 10	77.49	76.07
TiO2	0.05	0.03	0.18	0.11	0.15	0.12	0.07	0.43	0.05	0.10
A1203	13.68	13.38	14.05	13.59	14.56	12.54	12.73	14.81	11.72	12.78
$\Sigma$ Fe203	1.21	1.18	1.70				1.45	3.79		
Fe203				0.22	0.08	0.35			0.55	0.59
Fe0				0.89	1.00	0.91		A	0.66	0.80
MnO	0.03	0.03	0.05	0.04	0.04	0.02	0.01	0.07	0.06	0.06
MgO	0.14	0.14	0.36	0.10	0.15	<0.05	0.14	0.93	0.10	0.11
Ca0	0.95	0.99	1.81	0.90	1.38	1. 14	1.09	3.86	0.70	1.06
Na20	2.50	2.80	2.58	3. 25	3.49	2.97	2.69	3.20	2.76	3. 19
K20	5. 54	5. 17	5, 25	5.77	5. 36	4. 92	4.61	2.75	4.64	4. 45
H20+				4					0.33	0.46
H20-									0.03	0, 03
LOI				0.88	1. 15	0.79				
P205	0.03	0.02	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.13	0.01	0.02
Total	98. 83	98. 04	99. 26	99. 81	100. 27	100. 46	97. 98	99.07	99. 10	99. 72
ノルム										
"0r"	32.74	30.55	31.03	34. 10	31.68	29.08	27. 25	16.25	27.42	26.30
"Ab"	21, 15	23.69	21.83	27.50	29.53	25. 13	22.76	27.07	23, 35	26.99
"An"	4.71	4.91	8.98	4, 46	6.84	5. 65	5. 41	19. 15	3.47	5, 26
長石成分										
"Ortt"	55. 87	51.65	50.18	51.62	46.55	48. 58	49.17	26.02	50, 55	44. 92
"Abtt"	36.09	40.05	35. 30	41.62	43.39	41.98	41.07	43.34	43.05	46. 10
"Antt"	8.04	8.30	14. 52	6.76	10.06	9. 45	9.76	30, 65	6.40	8. 98
アル汁飽和度	0.87	0.90	0.94	0.97	0.97	0.98	0.90	1.03	0.92	0.94
微量元素ppm										
Rb	270	244	183	261	205	123	147	72		234
Sr	63	51	172	58	109	100	71	311		61
Ва				286	417	1024				
Th				20	15	14				
Nb				8	7	7				
Zr	77	73	107	58	76	112	114	241		95
Ga				16	15	12				
Cr				9	10	5				
V				17	18	13				
Ni				4	<3	<3				
Zn				30	24	25				
Pb				33	27	17				
Y	36	29	22	44	34	33	25	22		54
L, a		-	-	17	16	42	20			31
Се				27	42	89				
Cu					76	03				

文献 A: 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1990)

B:沓掛ら (1991)

D: 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1997)

GP:花崗斑岩 GDP:花崗閃緑斑岩

第1表 中生代珪長質火成岩類の化学組成 その3

地域	比良									
地点番号	Hi-3	Hi-4	Hi-5	Hi-6	Hi-7	Hi-8	Hi-9	Hi-10	Hi-11	Hi-12
サンプ N番号	3D1	52406	12906	113001	112611	12913	2A4	3C6	3C2	32703
フィールト。ネーム	m Gr	m Gr	c Gr	c Gr	c Gr	m Gr	f p Gr	f p Gr	m Gr	f p Gr
産状									3-b	
Si02	76.67	76. 49	76. 83	77. 56	77. 16	78. 73	73. 95	77. 16	75. 45	77. 25
Ti02	0.10	0.08	0.08	0.08	0.04	0.06	0.18	0.07	0.11	0.07
A1203	12.97	12.90	12. 56	12.72	12. 42	11.89	13.64	12.06	12.95	12.09
Σ Fe203										
Fe203	1.01	0.76	0.50	0.36	0.69	0.46	0.76	0.57	0.56	0.34
Fe0	0.53	0.65	0.87	0.96	0.36	0.53	1.31	0.64	0.99	0.71
MnO	0.07	0.07	0.07	0.06	0.07	0.05	0.06	0.05	0.06	0.05
MgO	0.09	0.13	0.11	0.09	0.06	0.06	0.26	0.06	0.14	0.09
Ca0	0.91	0.56	0.92	1.01	0.56	0.72	1.83	0.74	1.11	0.78
Na20	3.22	2.64	3.12	3. 20	3.21	2.69	3. 10	2.89	2.90	2.73
K20	4.65	4.65	4.30	4.18	4.54	4.37	4.11	4.76	4.76	4.64
H20+	0.42	0.76	0.47	0.44	0.41	0.38	0.37	0.35	0.38	0.36
H20-	0.06	0.16	0.04	0.02	0.05	0.03	0.02	0.04	0.04	0.06
LOI										
P205	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.04	0.02	0.03	0.01
Total	100.72	99.86	99.89	100.70	99.58	99. 98	99.63	99.41	99.48	99. 18
仮のノルム										
"0r"	27.48	27.48	25.41	24.70	26.83	25. 83	24. 29	28. 13	28. 13	27. 42
"Ab"	27.24	22. 33	26. 40	27.07	27.16	22.76	26. 23	24. 45	24. 53	23. 10
"An"	4.51	2.78	4.56	5.01	2.78	3.57	9.08	3.67	5. 51	3.87
仮の長石成分										
"0r比"	46.39	52. 25	45.08	43.50	47.27	49.52	40.76	50.01	48.36	50. 42
"Ab比"	45.99	42.47	46.82	47.67	47.84	43.63	44.01	43. 46	42.18	42.47
"An比"	7.62	5. 28	8.09	8.82	4.89	6.85	15. 23	6. 52	9.46	7.11
アル汁飽和度	0.92	0.81	0.91	0.91	0.90	0.88	0.94	0.93	0.92	0.90
微量元素ppm										
Rь	266			224	285	258	131	302		257
Sr	50			55	9	40	155	35		45
Ва										
Th										
Nb										
Zr	110			95	97	74	151	90		72
Ga							2			
Сг										
V										
Ni									100	
Zn										
Рb										
Y	68			56	61	51	28	49		55
La	00					-	-			30
Се										
Cu										

文献 D: 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1997)

第1表 中生代珪長質火成岩類の化学組成 その4

地域	比良	比良	比良	比良	比良	比良	比良	霊仙	北白川	北白川
地点番号	Hi-13	Hi-14	Hi-15	HiD-1	HiD-2	HiD-3	HiD-4	Ryo-1	Ki-1	Ki-
サンプル番号	HR-1	HR-2	HR-3	42508	31705	43014	317169	10828-06	82504	9040
フィールト*ネーム	m Gr	m Gr	c Gr	GP	GP	Rhy 'Da	Rhy Da	GP	Gr	G
産状				岩脈	岩脈	岩脈	岩脈	岩脈		
Si02	75. 34	76. 67	76. 20	75.77	76. 23	70.02	70.71	75. 19	71.33	71, 21
TiO2	0.11	0.09	0.09	0.16	0.08	0.21	0.21	0.13	0.30	0. 29
A1203	13. 42	12.90	13. 13	13.00	12.00	15. 27	15.36	12.84	14.49	14.80
ΣFe203								1.44		
Fe203	0.41	0.62	0.36	0.91	0.49	0.60	1. 12		0.94	0.80
Fe0	0.99	0.65	0.87	0.87	0.82	1.37	0.82		1.37	1. 38
MnO	0.04	0.05	0.05	0.04	0.07	0.05	0.06	0.04	0.05	0.06
MgO	0.11	0.08	0.06	0.27	0.12	0.35	0.38	0.13	0.64	0. 59
Ca0	1.07	0.88	0.53	1.44	0.91	3. 28	3. 37	1. 24	2. 28	2. 52
Na20	3. 46	3. 51	3. 21	2.54	2.82	2.70	2.64	2.96	3. 17	3. 31
K20	4, 95	4. 24	4.71	4.31	4.37	3. 27	3. 42	4. 75	3. 73	3. 36
H20+				0.57	0.41	0. 98	0.69		0.80	0. 27
H20-				0.05	0. 03	0.03	0.05		0.05	0.06
LOI	0.35	0. 26	0.72							
P205	0.03	0. 02	0.03	0.03	0.02	0.04	0.04	0.02	0.08	0.07
Total	100. 28	99. 97	99.96	99.96	98. 37	98. 17	98. 87	98.74	99. 23	98. 69
1.1.1										
ノルム "0r"	20 25	05.06	07 04	05 47	25. 83	10. 22	20. 21	20 07	00 04	10.0
"Ab"	29. 25 29. 27	25. 06 29. 69	27. 84	25. 47		19. 33 22. 84	20. 21	28. 07	22. 04	19.8
"An"	5. 31	4. 36	27. 16	21. 49	23. 86	16. 27	22. 33 16. 72	25. 04	26. 82	28. 0
長石成分	5. 31	4. 30	2. 03	7.14	4. 51	10.27	10.72	6. 15	11. 31	12. 50
"0r比"	45. 83	49 20	40 21	47.08	17 65	33. 07	24 11	17 27	36. 64	32.90
"Ab比"	45. 86	42. 39 50. 23	48. 31	39.72	47.65	39. 09	34. 11 37. 69	47. 37 42. 25	44. 57	
"Antt"		7. 38	4. 56	13. 20	8. 33	27. 84	28. 21	10. 38		46. 39
アル汁飽和度	8. 31 0. 97	0. 93	0.86	0.88	0. 92	0.91	0. 92	0.96	18. 79	0. 9
w B										
微量元素ppm	044	000	005	451	010	100	140	100		
Rь	241	223	235	151	218	136	142	192		
Sr	71	56	40	143	61	280	309	103		
Ва	306	182	- 181							
Th	24	22	27							
N b	11	11	13					8		
Zr	79	70	75	139	86	109	118	102		
Ga	21	17	19							
Cr	5	4	4							
V	17	15	15							
Ni	8	<3	<3							
Z n	37	29	27					15		
Рb	25	29	29							
Y	60	51	64	31	64	13	10			
La	22	17	23							
Се	38	42	40							
Cu										
-6-4-6			-	-						
文献	В	В	В	D	D	D	D	10 V. V.		

Rhy Da:流紋デイサイト

文献 B: 沓掛ら (1991) D: 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1997)

第1表 中生代珪長質火成岩類の化学組成 その5

地域	北白川	北白川	北白川	北白川	北白川	田上	田上	田上	田上	田上
地点番号	Ki-3	Ki-4	Ki-5	KiD-1	KiD-2	Ta-1	Ta-2	Ta-3	Ta-4	Ta-E
サンプル番号	90403	HE-1	HE-2	90030601	90082505	1203-2	1115-1	90803	90801	931228
フィールト、ネーム	p Gr	Gr	p Gr	GP	GDP	Gr	Gr	Gr	p Gr	Gr
産状				岩脈	岩脈					
Si02	72.50	71.13	72.38	76.62	72.37	73. 91	74. 16	77.74	73.43	74.88
Ti02	0.37	0.26	0.36	0.13	0.15	0.13	0.10	0.03	0.16	0.11
A1203	13.00	15. 12	13.81	13.00	14.85	13.96	13, 10	12.31	13.44	13.65
$\Sigma$ Fe203				1.54	1.59					1.50
Fe203	1.05	0.70	0.72			0.75	0.38	0.18	0.72	
Fe0	1.75	1.37	1.75			0.81	0.86	0.51	1.50	
MnO	0.07	0.03	0.06	0.04	0.04	0.02	0.05	0.02	0.05	0.05
MgO	0.94	0.61	0.93	0.19	0.21	0.11	0.15	0.01	0.24	0. 19
Ca0	2.40	2.24	2. 33	1.29	2.99	1.40	1.34	0.47	1.47	1. 29
Na20	2.80	3.85	3. 31	2.82	2.85	3. 59	3. 26	3.45	3.21	3.53
K20	3.46	3, 80	3, 43	4.65	3.63	4. 26	4. 58	4.31	4.21	4. 43
H20+	0. 26			0.58	0.46	0. 38	0. 22	0. 21	0.66	
H20-	0. 17			0. 15	0.08	0. 10	0. 10	0.09	0.17	
LOI	0. 1.	1.05	0.63	0.10	0.00	0.10	0.10	0.00	0.1.	
P205	0.09	0.08	0. 10	0.02	0.03	0.03	0.02	0.01	0.05	0. 03
Total	98. 86	100. 24	99.81	101.03	99. 25	99. 45	98. 32	99.34	99. 31	99. 66
1 n . 1										
ノルム "0r"	20 45	00 46	20 27	97 49	21 45	95 10	97 07	95 47	94 99	96 19
	20. 45	22. 46	20. 27	27. 48		25. 18	27. 07	25. 47	24. 88	26. 18
"Ab"	23. 69	32, 57	28.00	23. 86	24. 11	30, 37	27. 58	29. 19	27. 16	29. 86
"An"	11.90	11.11	11.56	6.40	14, 83	6. 94	6.65	2. 33	7. 29	6. 40
長石成分	00 40	00.00	00.00	47 00	05 50	40.00	11.10	44.70	41.04	44 00
"Ortt"	36. 49	33.96	33.88	47.60	35. 52	40. 29	44. 16	44.70	41.94	41. 93
"Ab比"	42. 27	49. 25	46. 80	41. 32	39. 92	48. 60	45.00	51. 21	45. 77	47. 83
"An比" アルミナ飽和度	0. 98	16.80 0.96	19. 32	0. 92	24. 56 0. 95	0. 94	0. 97	4. 09 0. 91	0.93	0. 95
<b></b> 做量元素ppm										- Palie
R b		115	110							206
Sr		307	235			384	91	1	98	98
Ва		664	- 604							306
Th		12	14							
Nb		12	11							15
Zr		109	123			173	132	59	132	97
Ga		18	19							
Сr		11	16							3
V		28	35							12
Ni		<3	<3							2
Zn		35	44							32
Рb		16	18					200		
Y		32	21			16	52	57	63	50
La		20	23							
Се		38	45							
Cu										no

文献 B:沓掛ら (1991)

第1表 中生代珪長質火成岩類の化学組成 その6

地点番号 サンプル番号 フィールドネーム 産状	Ta-6 T-1	Ta-7	Ta-8	Ta-9	Ta-10	Ta-11	Ta-12	T- 10	Ta-14	m .
フィールト*ネーム	T-1			14 0	14-10	14-11	14-12	Ta-13	18-14	Ta-1
		T-2	426C-8	314B10	822C-6	1114B-08	931227	91052410	931227	1119-
産状	p Gr	c Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	f Gr	観音寺GD	観音寺GD	
					Server	周	辺細粒相			13 138
Si02	72.61	77. 76	77.51	76.55	75.80	80. 36	76. 26	66. 54	70.30	69. 9
Ti02	0.17	0.07	0.16	0.03	0.03	0.10	0.03	0.63	0.42	0.4
A1203	13.91	12.80	11.51	12.82	12.78	10.68	13. 13	16.39	14.75	14.16
$\Sigma$ Fe203							0.88	4.41	3. 15	
Fe203	0.45	0.14	0.18	0.19	0.35	0.28				1.00
Fe0	1.50	0.51	1.78	0.75	0.79	0.99				2. 22
MnO	0.07	0.03	0.06	0.05	0.06	0.04	0.03	0.07	0.07	0. 12
MgO	0.22	<0.05	0.29	0.03	0.04	0.08	0.03	1.72	1.22	1. 14
Ca0	1.41	0.46	1.43	0.45	0.53	0.79	0.45	4.06	3. 21	2. 7
Na20	3.76	4. 13	3. 52	4.04	4.05	2.77	3.87	3.59	3.57	2. 13
K20	4.14	4.26	2.52	4.23	4.24	3.58	4.61	2.55	2.70	3. 68
H20+										1.03
H20-										0. 18
LOI	1.32	0.23	0.52	0.59	0.46	0. 19				
P205	0.05	0.01	0.03				0.01	0. 17	0.11	0.09
Total	99. 61	100.40	99. 51	99. 73	99. 13	99. 86	99.30	100. 13	99. 50	98. 73
ノルム・										
"Or"	24. 47	25. 18	14.89	25.00	25.06	21. 16	27. 25	15. 07	15. 96	21. 5
"Ab"	31.81	34. 94	29. 78	34. 18	34. 26	23. 43	32.74	30. 37	30, 20	18. 02
"An"	6.99	2. 28	7. 09	2. 23	2.63	3. 92	2. 23	20. 14	15. 92	13. 4
長石成分										200
"Or比"	38. 67	40. 35	28. 77	40.71	40. 45	43. 61	43. 79	22. 98	25. 70	40.68
"Ab比"	50. 28	56.00	57. 53	55. 66	55. 31	48. 31	52. 62	46. 31	48.65	33. 98
"An比" アルミナ飽和度	0. 95	3, 66 0, 96	13. 70 0. 97	3. 63 0. 94	4. 24 0. 96	8. 08 0. 92	3, 59 0, 93	30. 71 0. 98	25. 65 0. 99	25, 38
// // KG/I H/X	0.00	0.50	0.01	0.01	0.00	0.02	0.50	0.00	0.00	0.0
微量元素ppm										
Rb	209	299	152	334	294	159	429	116	102	
Sr	93	3	84	8	10	31	8	418	324	384
Ва	399	47	- 222	39	59	156	33	571	653	
Th	23	29	19	22	25	25				
Nb	12	15	20	30	21	22	31	13	12	
Zr	109	36	116	62	74	128	71	214	167	173
Ga	19	27	18	23	22	17	1	24:		
Cr	5	6	nd	nd	nd	nd	6	32	25	
V	20	13	21	nd	nd	nd	nd	51	30	
Ni	6	<3	5	9	5	5	2	15	12	
Zn	39	21					27	58	51	
Рb	21	26	16	28	32	21	9	41		
Y	67	62	74	203	96	86	118	20	19	16
La	20	11			20 1 1					
Се	40	28	63	64	49	156				
							nd	3.4	nd	
Cu										

文献 B: 沓掛ら (1991)

GD:花崗閃緑岩

第1表 中生代珪長質火成岩類の化学組成 その7

地域	田上	田上	田上	田上	田上	田上	田上	田上	田上	田上
地点番号	TaD-1	TaD-2	TaD-3	TaD-4	TaD-5	TaD-6	TaD-7	TaD-8	TaD-9	TaD-1
サンプル番号	115-2	913-10	ISHIKIRI	901-6	1107-9	9106085	ASEI-QP	91052413	岩坂	岩坂》
フィールト・ネーム	GDP	GDP	GP	GP	GDP	QP	QP	GP	QP	Py
産状	岩脈	岩脈	岩脈	岩脈	岩脈	捕獲岩	捕獲岩	岩脈	岩脈	岩肌
Si02	74.66	73. 16	75. 58	76.46	75.42	77.96	76.82	75. 47	73.03	71.7
Ti02	0.17	0.34	0.12	0.10	0.20	0.10	0.11	0.19	0.18	0. 28
A1203	12.96	13.25	12.65	12.41	12.76	11.82	11.76	12.87	13.92	13.88
$\Sigma$ Fe203						0.95	1.06	1.85	2.68	2.86
Fe203	0.56	0.78	0.63	0.36	0.77					
Fe0	1.09	2.03	0.76	0.83	1.13					
MnO	0.04	0.06	0.02	0.04	0.04	0.02	0.01	0.03	0.02	0.04
MgO	0.13	0.60	0.14	0.13	0.18	0.02	0.07	0.22	0.23	0.6
Ca0	2.04	2.95	1.39	1.23	2.10	0.94	0.89	2.11	1.65	2.00
Na20	2.58	2.43	2.48	2.70	2.60	2.83	2.60	3.06	3.12	3.47
K20	3.89	2.93	4.74	4.59	3.37	4.70	4.78	3, 35	3.90	3.30
H20+	0.41	0.51	0.39	0.26	0.47					
H20-	0.14	0.09	0.10	0.04	0.09					
LOI										
P205	0.02	0.05	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.03	0.05	0.0
Total	98. 69	99. 18	99. 02	99. 17	99. 16	99. 36	98. 11	99. 18	98. 78	98. 20
ノルム										
"Or"	22.99	17.32	28.01	27. 13	19.92	27.78	28. 25	19.80	23.05	19.5
"Ab"	21.83	20.56	20.98	22.84	22.00	23.94	22.00	25.89	26. 40	29.30
"An"	10. 12	14.63	6.89	6.10	10.42	4.66	4.41	10.47	8.18	9.92
長石成分										
"0r比"	41.85	32.98	50. 12	48.38	38.06	49. 27	51.68	35. 26	40.00	33. 18
"Ab比"	39. 73	39. 15	37. 54	40.74	42.03	42.46	40. 24	46. 10	45.80	49.9
"An比"	18, 42	27.87	12, 34	10.88	19.90	8. 27	8. 08	18. 64	14. 20	16. 8
アルミナ飽和度	0. 94	0. 95	0. 93	0.94	0.92	0. 97	0.94	0.97	0.89	0. 9
数量元素ppm										
Rb	222	82	153		91	135	130	82	169	22
Sr	87	261	114	71	216	57	62	205	195	22
Ва								1543	827	73
Th										
Nb						7	6	7	8	1
Zr	224	277	132	116	218	115	104	196	165	18
Ga										
Cr								3.2	3	1
V								16	5	¥.
Ni								9	4	
Zn						22	11	39	35	5
Рb										
Y	38	23	26	31	19			21	34	2
La										
Се										
Cu								5.7	12	9.

QP:石英斑岩 Pyr:火砕岩

第1表 中生代珪長質火成岩類の化学組成 その8

地域	田上	田上	信楽	信楽	信楽	信楽	中央部	中央部	中央部	中央音
地点番号	TaX-1	TaX-2	Shi-1	Shi-2	Shi-3	Shi-4	Ch-1	Ch-2	Ch-3	Ch-
サンプル番号	BBGR-1	BBGR-2	4G6	418	4C3	1A1 9	91082601A	910713-1	910827-3	10827-9H
フィールト・ネーム	QP	Pyr	Gr	Gr	Gr	Gr	Por	Por	Tonal	Tona
産状	転石	転石					岩脈	石部岩脈	青土岩体	青土岩体
Si02	78.44	77. 21	70.06	72.96	74.44	73. 68	71.77	75. 14	68. 13	68. 8
TiO2	0.10	0.13	0.28	0.19	0.08	0.06	0.29	0.36	0.60	0.4
A1203	11.91	12. 26	15, 68	14.41	13.87	14. 56	15. 42	11.99	14. 45	15. 3
$\Sigma$ Fe203	1. 18	1.40					1.96	4. 13	4. 99	4. 4
Fe203			0.94	0.64	0.34	0.19				
Fe0			1.62	1.13	0.03	0.30				
MnO	0.02	0.02	0.05	0.04	0.05	tr.	0.07	0.08	0.11	0.0
MgO	0.08	0.13	0.39	0.25	0.05	0.05	0.39	0.35	1.70	0.9
Ca0	0.64	0.82	3, 07	2.35	1.42	1. 25	0.83	3. 16	4. 08	3.6
Na20	2.48	2.69	3.51	3, 20	2.76	3. 36	4.56	3.06	2.70	3. 1
K20	4. 59	4. 46	3.63	4. 10	5. 67	5. 84	3. 28	1. 47	2. 48	2. 2
H20+			0.37	0.35	0.36	0.33	0.20		2. 10	2. 2
H20-			0.04	0.03	0.06	0.06				
LOI										
P205	0.02	0.02	0.06	0.03	0.02	0.02	0.07	0.07	0.11	0. 18
Total	99. 46	99. 14	99. 70	99.68	99. 15	99.70	98. 64	99. 81	99. 35	99. 22
					00,10					00, 2.
ノルム										
"Or"	27. 13	26. 36	21. 45	24. 23	33. 51	34.51	19. 38	8.69	14.66	13.06
"Ab"	20.98	22. 76	29.69	27.07	23. 35	28. 43	38. 58	25. 89	22. 84	26. 3:
"An"	3. 17	4. 07	15. 23	11.66	7.04	6. 20	4. 12	15. 67		18. 0
長石成分	44.4-12				4 / 25					
"Ortt"	52, 90	49.56	32. 32	38. 49	52. 44	49.92	31. 23	17. 29	25. 39	22. 74
"Abtt"	40.91	42.79	44.74	43.00	36. 54	41.11	62. 14	51. 52	39. 56	45. 82
"Antt"	6. 19	7.65	22.94	18. 51	11.02	8. 97	6. 63	31. 19	35. 05	31. 44
アル汁飽和度	0.86	0.88	0.97	0.97	0.96	0.97	0.81	1. 03	1, 01	0. 92
激量元素ppm										
Rb	133	127							83	93
Sr	55	76							264	421
Ва	698	909								
Th										
Nb	12	16							11	15
Zr	129	157	2534					4	180	192
Ga	120	201								
Cr	2.3	6. 3								
V	7.7	11								
Ni	8	10								
Zn	31	32							67	56
Pb	01	02								
Y	10	17								
	19	17								
La										
Се	nd	3.6								
Cu										

Por:斑岩

Tonal:トーナル岩

第1表 中生代珪長質火成岩類の化学組成 その9

地域	中央部	中央部	中央部	中央部	中央部	宮が浜	3
地点番号	Ch-5	Ch-6	Ch-7	Ch-8	Ch-9	Mi-1	97.02.3
サンプル番号	910827-99	10721-199	910530-11	910828-11	910828-A	21-MY-Gr	
フィールト・ネーム	TonalPo	GP	GP	GP	QP	Gr	
産状	猪鼻岩脈	犬上岩体	犬上岩体	犬上岩体	秦荘岩体	捕獲岩	
Si02	75. 37	73.63	68, 44	73.07	70.00	75, 96	
Ti02	0.24	0.22	0.42	0.21	0.30	0.15	
A1203	13.47	13.88	14.70	13, 92	14.96	12. 57	
ΣFe203	2. 15	2. 18	3.97	2.31	2.65	1.07	
Fe203							
Fe0							
MnO	0.05	0.04	0.07	0.04	0.05	0.06	
MgO	0.31	0.32	0.83	0. 21	0.33	0. 15	
Ca0	2. 29	2.00	3. 49		2. 58	0.99	
Na20	2. 77	3. 21	3. 28	3. 35	2, 98	3. 03	
K20	3. 22	4. 27	3.08	3. 58	3. 25	4. 78	
H20+	0. 20	1. 21	0.00	0.00	0. 20	1. 10	
H20-							
LOI							
P205	0. 03	0.04	0.08	0.04	0.06	0.02	
Total	99. 90	99. 79	98. 36			98. 78	
Total	00.00	00.10	50.00	55.01	31.10	50.10	
1124							
"Or"	19.03	25. 24	18. 20	21. 16	19, 21	28, 25	
"Ab"	23, 43	27. 16	27.75	28. 34	25, 21	25. 63	
"An"	11. 36	9. 92	17. 31	11.46	12. 80	4. 91	
長石成分	11. 50	3. 32	11.01	11.40	12.00	4. 31	
"0r比"	35. 36	40.50	28.77	34.71	33, 57	48. 05	
"Ab比"	43. 54	43. 58	43.86	46. 49	44. 06	43.60	
"Antt"	21. 10	15. 92	27. 36	18. 80	22. 37	8. 35	
アルミナ飽和度	0. 91	0.98	1.03	0.98	0.88	0. 95	0.71-
// C/ AG/H/X	0.01	0.50	1.00	0.50	0.00	0. 55	
微量元素ppm							
R b	97	148	177	123	99		
Sr	230		262	191	207		
Ва	200	100	202	101	201		
Th							
Nb	7	10	8	7	6		
Zr		132		172	_		
Ga	199	102	192	112	100		
Cr							
V							
Ni				6100			1 15
	0.4	39	73	37	21		
Zn	24	39	13	31	21		
Pb							
Y							
La							
Се							
Cu							- 4

Tonal Po:トーナル斑岩

第2表 その他の火成岩類の化学組成

地攻	口の深谷	口の深谷	余呉	余呉	余呉		
地点番号	Ku-1	Ku-2	Yo-1	Yo-2	Yo-3		
サンプル番号	5-63002	4-63002	Yogo-A	Yogo-B	Yogo-C		
フィールト・ネーム	Gab	Gab	Gr	Gr	Gr		
産状	小岩体	小岩体	れき	れき	れき		
Si02	53.09	56. 48	75. 05	75.77	73. 40		- 228
TiO2	1.08	1. 11	0.08	0.08	0.08		
A1203	18.38	17.65	13. 44	13. 11	14. 09		
Σ Fe203	7.70	8, 24	0.82	0.87	1. 24		
Fe203		0.21	0.02	0.01	1. 24		
Fe0							
MnO	0. 13	0.15	0.03	0.06	0.03		
			0. 03				
MgO	5. 15	3. 15	0. 11	0.11	0. 19		
Ca0	8. 04	7. 39	0.40	0.38	0.68		
Na20	4. 08	3. 22	3. 79	4. 10	3. 74		
K20	1. 39	0.95	4.81	4.00	4. 73		
H20+							
H20-							
LOI							
P205	0, 25	0. 26	0.03		0.05		-
Total	99. 29	98. 60	98. 56	98. 51	98. 23		
ノルム							
"Or"	8. 21	5. 61	28. 43	23.64	27. 95		
"Ab"	34. 52	27. 24	32.06	34.69	31.64		
"An"	39.88	36.65	1.98	1.88	3.37		
長石成分							
"Ortt"	9.94	8.08	45. 50	39. 26	44. 39		
"Ab比"	41.78	39. 19	51.32	57.61	50. 25		
"An比"	48. 27	52, 73	3, 18	3, 13	5. 36	14	
アルミナ飽和度	1. 24	1. 12	0.91	0.90	0.89		
数量元素ppm							
Rb	135	61	152	121	108		
Sr	587	433	139	132	295		
Ва			527	437	879		
Th							
Nb	11	13	8.5	10	8.0		
Ζr		125			89		
Ga							
Cr			7.0	nd	8.8		
V					10		- 4
Ni			4.2	3. 9	3.8		
Z'n	99	96	33		43		
Pb	99	90	33	00	40		
			10	17	7 4		
Y			16	17	7.4		
La							
Се							
Cu							

Gab: "はんれい岩"

### 各花こう岩体の主化学組成の特徴

#### 鈴鹿花こう岩類

この岩体については周琵琶湖花崗岩団体研究グループ(1990)が記載し、いくつかの化学分析結果が報告されている。花こう岩は湯の山型、八風谷型、神崎川型、ハト峰型に区分され、脈岩の花こう斑岩は花こう岩を貫いているが、花こう閃緑斑岩は花こう岩類とほぼ同時期の活動とみられている。

分析試料の地点番号は $Su-1\sim Su-16$ , SuD-1, SuD-2で位置は第1図に示したが,Su-16のみは第5図の鈴鹿花こう岩体南端に記入してある。化学分析値は第1表(その1, 2)に示した。

花こう岩の SiO₂ は72.9~77.4%と変化する. 花こう斑岩はこの範囲内であるが花こう閃緑斑岩は69.1%と少ない値である.

ハーカー図(第6図)を見ると全  $Fe_2O_3$ の変化が少ない。また CaO の変化も少なく, $Na_2O$ に弱い負の相関関係が, $K_2O$ には負の相関関係がみられる。

#### 比良花こう岩体

この岩体についても周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1997) が報告し、多くの化学分析値を公表して

いるので、ここではその結果を再録する.

この花こう岩体は正面谷型, 天神山型, 鹿ヶ瀬型, 岳山型, 楊梅滝型花こう岩に分けられ, そこに花こう斑岩, 流紋デイサイトの岩脈が貫く.

分析試料の地点番号は  $\text{Hi}-1\sim\text{Hi}-15$ , HiD-1  $\sim\text{HiD}-4$ で,第2図に位置を示した. 化学分析値は第1表(その2、3、4)に示した.

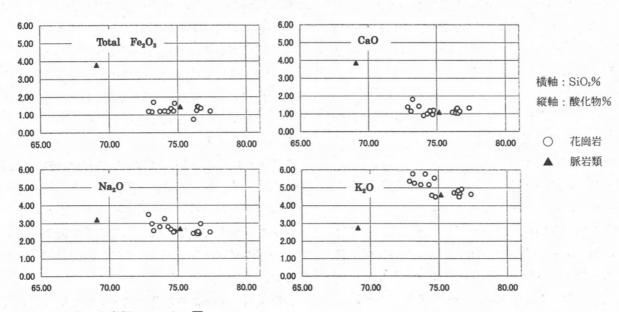
花こう岩類は  $SiO_2$ に富み74.0~78.7%の間にあり、多くが75%以上である. 花こう斑岩の  $SiO_2$ もこの範囲内であるが流紋デイサイトは70.0~70.7%である.

ハーカー図(第7図)でみると全 $Fe_2O_3$ は負の相関関係を示し $Ca_2O$ も弱い負の相関関係を示す.

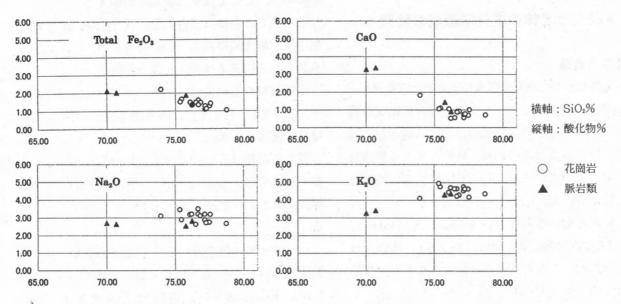
 $Na_2O$ ,  $K_2O$ は $SiO_2$ の変化にかかわらずほぼ一定の値を示す. 花こう斑岩も主花こう岩類の変化傾向の中にある.

比良花こう岩体の南方に花こう閃緑岩を主体とする霊仙複合岩体があり、それに伴う花こう斑岩脈が知られている。中本(1982)は脈岩が主岩体中に貫入しているとしているが、花こう閃緑岩が花こう斑岩を貫くように見える露頭もあり(杉井ほか、本報告)地質学的関係の解明は今後の課題である。

この花こう斑岩の分析がされた. 地点番号 Ryo-1で, 第5 図に位置を示し, 化学分析値は第1表



第6図 鈴鹿花こう岩類のハーカー図



第7図 比良花こう岩類のハーカー図

(その4) に示した. 化学的には比良花こう岩体中の花こう斑岩脈,次に述べる北白川花こう岩体中の花こう斑岩脈とよく似ている.

### 北白川花こう岩類

この花こう岩は比叡花こう岩とも呼ばれている. 放射年代は93~96Ma のものと63~73Ma の二つのグループに分けられる(沢田・板谷, 1988). 後者の年代は他の琵琶湖周辺の花こう岩と同年代であるが前者の年代はそれらよりも古期のものである. この放射年代で分けられる二つのグループと岩相区分との関係は明らかにされていないが,ここでは一括して取り扱う.

松下(1961)によると、この花こう岩は粗粒花こう岩と斑状花こう岩に分けられ、そこに花こう斑岩と石英ヒン岩の岩脈が貫く.

分析試料の地点番号は  $Ki-1\sim Ki-5$ , KiD-1, KiD-2で第3図に位置を示し、化学分析値は第1表(その4,5)に示した.

分析数は少ないが、花こう岩の  $SiO_2$  は $71.1\sim72.5$ %と比良、田上、鈴鹿の各花こう岩に比べて低い値である。松下(1961)が"石英ヒン岩"としている岩脈(地点番号 KiD-2、フィールドネームは花こう閃緑斑岩としてある)もこの範囲内であるが花こ

う斑岩 (地点番号 KiD-1) の SiO₂ は76.6% と主岩相に比べてかなり高い値をもつ.

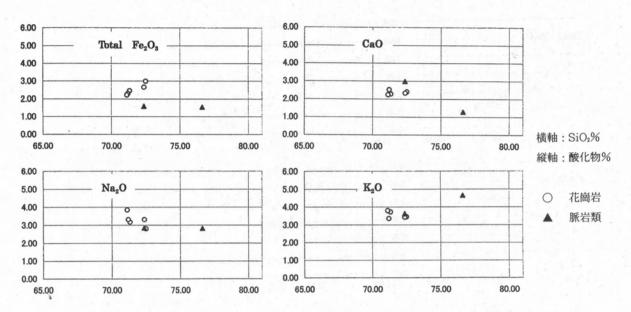
分析数が少ないためか  $SiO_2$  の変化が少ないので n-n-1 (第8図) での特徴をつかむことはできない.

### 田上地域の花こう岩類

この地域には田上花こう岩、観音寺花こう閃緑岩、 信楽花こう岩が分布する.このうち信楽花こう岩は 新期領家花こう岩類の北端の岩体で、田上花こう岩 に貫かれている.また、観音寺花こう閃緑岩も田上 花こう岩に貫かれ、熱変成作用をうけている.田上 花こう岩、観音寺花こう閃緑岩中には花こう斑岩や 流紋岩質の大小さまざまな岩脈やゼノブロックが多 数入っている.この報告ではこれらを脈岩類等とし てあつかっている.

この地域の詳細な地質図は「周琵琶湖花崗岩団体研究グループ」により公表準備中である。田上花こう岩はいくつかの岩型に区分されるが、ここに示したサンプル地点図(第4図)はその途中段階のもので、一部の岩脈のみを記入し岩型の区分は記入していない。

分析試料の地点番号は Ta-1~Ta-15, TaD-1~TaD-10, TaX-1, TaX-2で第4図に位置を



第8図 北白川花こう岩類のハーカー図

示した. このうち  $Ta-13\sim Ta-15$ は観音寺花こう 閃緑岩, TaX-1, TaX-2は転石である. 化学分 析値は第1表(その5~8)に示した.

地点番号 Ta-11のものは雲井鉱山採石場のもので、強く熱水変質作用を受け、石英の細脈も多く花こう岩本来の化学成分を表していない.

TaD-6, TaD-7は結晶破片の多い岩石で火砕岩脈的である. 周囲の岩相との直接の接触面は見られないが、熱変成作用をうけていること、周囲が細粒花こう岩(田上花こう岩の一岩相)であることから、花こう岩中の捕獲岩であろう.

TaD-9, TaD-10は観音寺花こう閃緑岩を貫く岩脈であるがこのうち TaD-10は結晶破片を多数含み火砕岩脈と思われる。肉眼的に異質岩片はほとんどない。いずれも全体に熱変成作用をうけている。

TaX-1, TaX-2の二つの試料は阿星山西南の谷で発見された転石で, TaX-1は白色で黒色頁岩の薄層を取り込んだ一見斑岩の様に見える部分である。TaX-2は黒色で結晶の破片や小さい岩石片を含む, 火砕岩の様に見える部分である。いずれも異質岩片を完全に分離できないので, その化学組成もオリジナルなものではないと思われる。したがって, ハーカー図や, ノルム An-Ab-Or 三角図には入れていない。転石の状況から先の TaD-6, TaD-

7のものと同質で異質岩片の多い部分であろう.

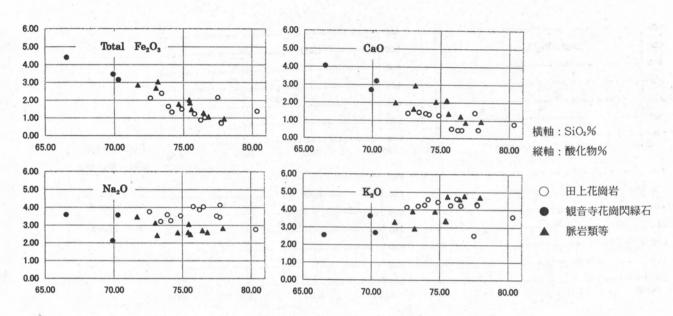
田上花こう岩類の  $SiO_2$  は $72.6 \sim 77.8\%$  (熱水変質作用を受けた Ta-11を除く) である。また,各種岩脈類等もほぼこの範囲内である。

ハーカー図(第9図)で全  $Fe_2O_3$ , CaO はともに明瞭な負の相関関係を示すが,脈岩類等は花こう岩類よりも全  $Fe_2O_3$ ,CaO に富む傾向がある.花こう岩類,脈岩類等ともに  $Na_2O$  変化が少なくほぼ一定であるが,花こう岩類の方が約1%多い. $K_2O$ についてみると花こう岩では変化が少なく,脈岩類等では正の相関関係を示す.そのため  $K_2O$  は, $SiO_2$ が75%以下のものでは花こう岩で多く,75%以上では両者ほぼ同じとなる.

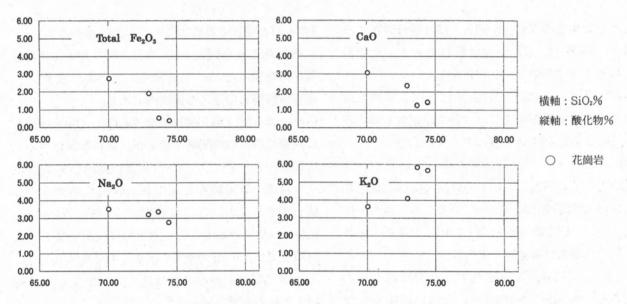
田上花こう岩に貫かれ、熱変成作用をうけている 観音寺花こう閃緑岩の SiO<sub>2</sub> は66.5~70.3%で、他 の酸化物は田上花こう岩の変化傾向の延長上にある.

信楽町以南に分布する領家帯の信楽花こう岩は地 点番号 Shi-1~Shi-4で, 第4図に位置を, 化学 分析値は第1表(その8)に示した.

信楽花こう岩の分析数は少ないが、田上花こう岩に比べて $SiO_2$ に乏しく $K_2O$ に富んでいる。また全 $Fe_2O_3$ は田上花こう岩に比べて乏しいようである。第10図にハーカー図を示した。



第9図 田上花こう岩類、観音寺花こう閃緑岩のハーカー図



第10図 信楽花こう岩のハーカー図

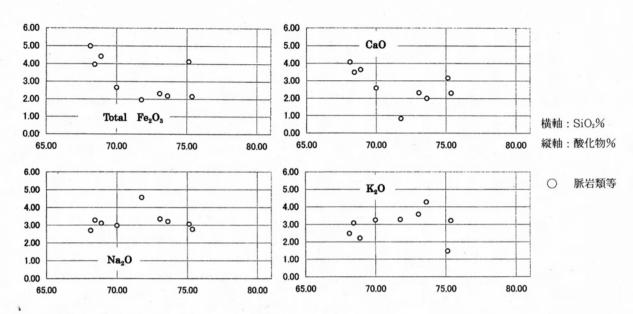
### 中央部珪長質岩類

湖東コールドロンの内部には、トーナル岩、花こう斑岩、石英斑岩などの小岩体が多数貫入している. これらは活動の時期などが様々であり、また相互の 関係が明瞭でないものもあるが、ここでは中央部珪 長質岩類として一括してある.

分析試料の地点番号は $Ch-1\sim Ch-9$ で第5図に位置を、化学分析値は第1表(その8、9)に示した。これらのうち地点番号Ch-2のものは幅15メートル足らずの岩脈で一部は火砕岩的な様相をもつ部

分があり、異質岩片の取り込みも考えられる。また 熱変成作用を受けている。

この地点番号Ch-2のものを除くと $SiO_2$ は68.1~75.4%で,環状花こう岩類に比べて $SiO_2$ に乏しい.Ch-2を除くとハーカー図(第11図)で全 $Fe_2O_3$ は $SiO_2$ が70%以上でほぼ一定,それ以下のところでは急に増加する。 $K_2O$  は正の相関関係をもつようであるが,CaO, $Na_2O$  はさらに分析資料が加わらないと変化傾向を読み取りにくい。琵琶湖東岸の宮ヶ浜で湖東流紋岩中に花こう岩のゼノリスが発見



第11図 中央部珪長質岩類のハーカー図 (霊仙花こう斑岩も含む)

された。湖東コールドロン形成に関与した早期の花こう岩なのか、当時の基盤岩類なのかは不明であるが化学分析資料を得た。地点番号 Mi-1とし、第5 図に位置を第1表(その9)に化学分析値を示した。

中央部珪長質岩類より SiO<sub>2</sub>に富み, 田上花こう 岩類と類似した化学組成をもつ.

### 各花こう岩類間の比較

環状花こう岩を構成する比良花こう岩,北白川花こう岩,田上花こう岩,鈴鹿花こう岩のハーカー図を第12図にまとめた.

全  $Fe_2O_3$ は田上花こう岩に比べて、比良花こう岩でやや多く、鈴鹿花こう岩でやや低い.

CaO に関しては大きな違いが見られないが鈴鹿 花こう岩の CaO は変化が小さいので、弱い負の相 関関係をもつ比良・田上花こう岩の分布域と多少の ズレがある.

 $Na_2O$  は田上花こう岩で高く鈴鹿花こう岩で低く, 比良花こう岩はその中間的である. 特に  $SiO_2$ が75 %以上では鈴鹿花こう岩と田上花こう岩の違いがは っきりとしている.

K<sub>2</sub>O も岩体ごとの違いがはっきりする. すでに述

べたように負の相関関係をもつ鈴鹿花こう岩はSiO<sub>2</sub>が75%以下で他の岩体より明らかに高い値を持つ.

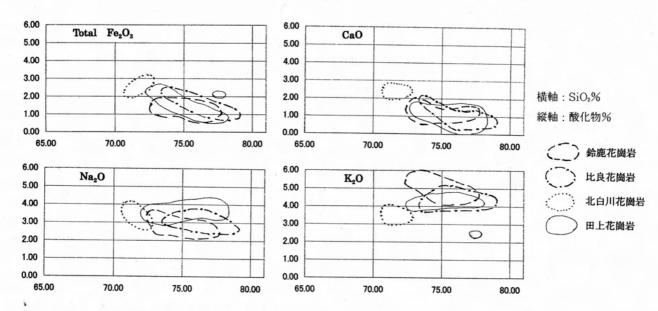
中央部珪長質岩類は環状花こう岩体よりも早期に 貫入した秦荘石英斑岩や後期に貫入した犬上花こう 斑岩,その他の珪長質岩類など様々な活動ステージ をもつものが含まれるので,一括して議論すること はできない.

第13図は田上花こう岩,観音寺花こう閃緑岩,田 上花こう岩中の岩脈類等,中央部珪長質岩類のハー カー図をまとめたものである。あえて比較すると中 央部珪長質岩類は田上地域の岩脈類等と組成的に似 ている。

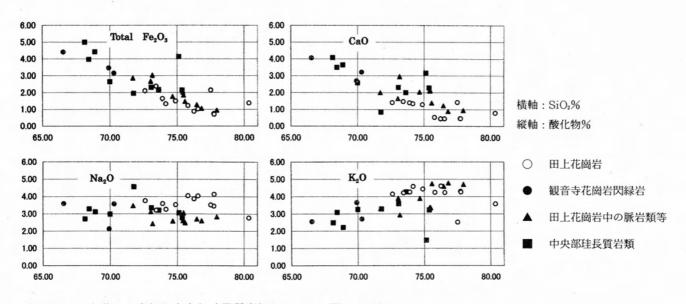
## ノルム An-Ab-Or 図に見られる特徴

CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O はほとんどが長石成分に入るので、これら元素の変化傾向の違いはノルム An - Ab- Or 図に表れる。第14図に各花こう岩ごとのノルム An- Ab- Or 図を,第15図に鈴鹿,比良,北白川,田上各花こう岩の分布域をまとめた。

鈴鹿花こう岩, 比良花こう岩は SiO₂の変化にかかわらずまとまった分布をするが, 田上花こう岩はやや分散している. Ab:Or 比は, 田上花こう岩で1以上であるが鈴鹿花こう岩では1以下, 比良花こ



第12図 山陽帯・山陰帯花こう岩のハーカー図まとめ



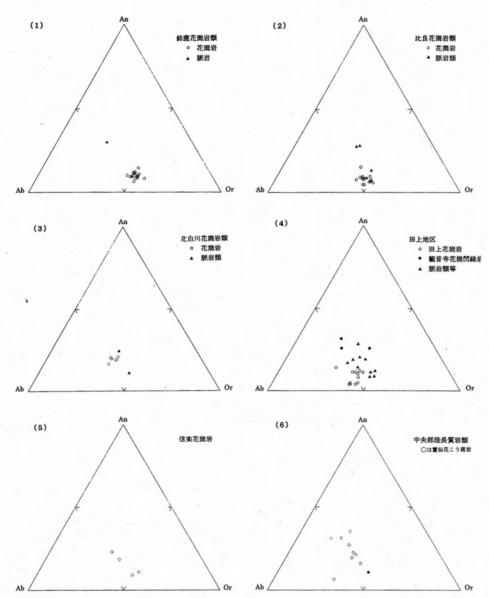
第13図 田上花こう岩類と中央部珪長質岩類のハーカー図での関係

う岩では1前後である. そしてこれら花こう岩の An 成分に大きな違いはない. 一方北白川花こう岩では An 成分が他の3花こう岩体よりも多い.

また田上花こう岩中の脈岩類等は花こう岩に比べて Ab 成分に乏しく An - Or 辺に近い範囲に分布する (第14図, 4). 花こう岩に比べて An 成分に富むものから Or 成分に富むものがあり、その成因 過程の複雑なプロセスを示しているようである.

中央部珪長質岩類は一つを除いて Ab 成分に乏しく An-Or 辺に平行に分布する(第14図, 6). 田上花こう岩中の脈岩類等の分布と一部で重なる.

### 微量元素の特徴



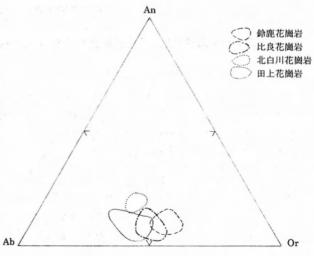
第14図 各花こう岩類のノルム An-Ab-Or 図

のハーカー図を第16,17図に示した.ここに見られる若干の特徴について述べる.

Rb について: 比良花こう岩では正の相関関係が みられるが、鈴鹿花こう岩では負の相関関係があり、 この両者の傾向は各花こう岩の  $K_2O$  の変化傾向と 調和的である.

田上花こう岩は試料数が少ないがばらつきの大きい分布をし K<sub>2</sub>O の変化傾向との関係は明瞭でない. そして他の岩体よりも Rb に富む傾向がある.

Sr について: 比良花こう岩, 田上花こう岩では 弱い負の相関関係があるが, 鈴鹿花こう岩では変化



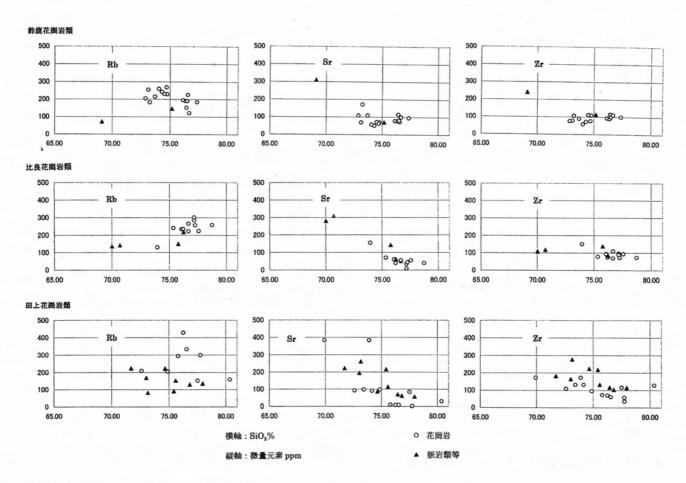
第15図 山陽帯・山陰帯花こう岩のノルム An – Ab – Or 図まとめ

がほとんど見られない. いずれも各花こう岩体の CaO の変化傾向と調和的である.

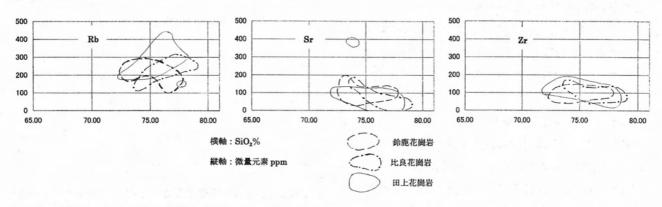
Zr について: 比良花こう岩, 田上花こう岩では 弱い負の相関関係がみられるが, 鈴鹿花こう岩では 変化が見られない.

## 補 遺

湖東コールドロンの形成と直接的に関係のある火 成岩かは不明であるが、比良花こう岩体の西方、口



第16図 山陽帯・山陰帯花こう岩類の微量元素ハーカー図



第17図 山陽帯・山陰帯花こう岩の微量元素ハーカー図まとめ

の深谷に小深成岩体があり、Yoshizawa et. al. (1965) は角閃石はんれい岩としている。今回この "はんれい岩"の 2 試料について化学分析をした。 地点番号 Ku-1, 2 で第 5 図に地点を,第 2 表に化学分析値を示した。 フィールドネームは Yoshizawa et. al. (1965) にしたがい"はんれい岩"としてある。

過去に小椋(1979)が記載と化学分析値を報告している。小椋によると $SiO_2$ が48.39%で、 $Al_2O_3$ が24.20%と異常に多い"はんれい岩"である。

今回の分析では $SiO_2$ が53.09,56.48%と関縁岩の範囲である。 $Al_2O_3$ は18.38,17.65%でごく普通の値である。岩相変化の大きい深成岩体と思われる。

琵琶湖北方の余呉町三国山で美濃帯の中・古生層中に花こう岩レキが知られており、吉田ほか (1991) が記載している.

その起源である後背地は不明であるが湖東コールドロン形成以前の基盤岩の一部を示す可能性もある. その中の3サンプルの化学分析をおこなったので, 記録しておく. 地点番号は Yo-1~Yo-3とし, 第5 図に地点を, 第2 表に化学分析値を示した.

# 参考文献

- 服部仁・野沢保, 1959, 本邦産花崗岩質岩石の化学 成分. 地質調査所.
- 藤本秀弘,1979,滋賀の花崗岩類.滋賀の自然,滋 賀県自然保護財団,205-227.
- 沓掛俊夫・中野聰志・国分一徳・高島里香・周琵琶 湖花崗岩団体研究グループ,1991,琵琶湖周辺 の花こう質岩体一その3,花こう岩類の微量元 素含有量一.地球科学,45,363-367.
- 松下進・吉沢甫・石坂恭一・早瀬一一, 1961, 比叡 山一その自然と人文一, 京都新聞社.
- 中本好一,1982,霊仙山地域の石英閃緑岩に関する 岩石学的研究,滋賀大学教育学部卒業論文(手 記).
- 小椋俊道,1979,比良山地西方・ロノ深谷の斑れい 岩. 滋賀県の自然,滋賀県自然保護財団,245-249.
- 沢田順弘•板谷徹丸, 1993, 琵琶湖南部後期白亜紀

- 環状花崗岩質岩体の K-Ar 年代一巨大コール ドロンにおける冷却史一. 地質雑, **99**, 975 – 990.
- 沢田順弘・加々美寛雄・松本一郎・杉井完冶・中野 聰志・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ,1994, 琵琶湖南部白亜紀環状花崗岩体と湖東コールド ロン. 地質雑,100,217-233.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ,1982,琵琶湖周辺の花崗岩質岩体一甲賀地方の花崗岩類一.地質雑,88,289-298.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ,1990,琵琶湖周辺の花崗岩類―その2,鈴鹿花崗岩体―.地球科学,44,184-195.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ,1997,琵琶湖周 辺の花こう岩体―その4. 比良山地の花こう岩 類. 地球科学,51,188-198.
- 吉田源市・西橋秀海・竹本健一・久田義之・西村貞浩・斉田敏彦・澤田一彦・中野聰志,1991,琵琶湖周辺の花崗岩質岩体. 滋賀県自然誌,滋賀県自然保護財団,423-449.
- Yoshizawa, H., Ishizaka, K., Kaneko, K. and Kawahara, M., 1965, Geology and petrography of the Hira Granite, and mutual relations between granites in the northeast Kinki district Japan. Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, Ser. B, 31, 279-289.

# 地球物理探査による近江盆地の基盤構造の推定

Basement structure of Ohmi basin, east of Lake Biwa, as deduced from geophysical exploration

西村 敬一\*·駒澤 正夫\*\*·高林 政生\*\*\*·筒井 智樹\*\*\*\*

Keiichi Nishimura\*, Masao Komazawa\*\*, Masao Takabayashi\*\*\* and Tomoki Tsutsui\*\*\*\*

## Abstract

Basement structure of Ohmi basin was studied geophysical exploration using methods. Bandpass filtering of Bouguer gravity anomaly revealed an N-S trending high through the central part of the basin and a trough-shaped low extending also in N-S direction through the eastern part. Taking this feature into account, the configuration of bedrock along an E-W profile crossing the basin was investigated analyzing P-wave travel times from quarry blast and horizontal-to-vertical spectral ratios of microseisms, and modeling the gravity field. As a result, it was found that the bedrock

subsides steeply at the eastern margin of the basin, down to a depth of 500m or more, and then gradually shallows westwards to the east shore of Lake Biwa. The basement structure thus revealed is considered to be formed as a consequence of northward migration of the paleo-Lake Biwa from Ueno basin to its present position during the Pliocene-Pleistocene epochs. A possibility is suggested, however, that fragmentary traces of the Koto cauldron of late Mesozoic-to-early Cenozoic age could be found by more detailed geophysical explorations.

#### はじめに

琵琶湖の東南に広がる近江盆地とその周辺地域は、 地質史上少なくとも二度にわたって、激しい火成活動と構造運動の場になったことが知られている。一つは、中生代白亜紀末から新生代にかけての珪長質岩火成活動であり、これにともなって「湖東コール ドロン」(西川ほか、1983)、あるいはより大規模な「巨大コールドロン」(沢田ほか、1985)が形成されたと考えられている(本研究調査報告書で言う琵琶湖コールドロンに実質対応している)。もう一つは、新生代鮮新世~更新世に、南方の上野盆地に誕生した古琵琶湖が現在の位置まで北進する経路となったことである。その結果、近江盆地には古琵琶湖層群

\* 岡山理科大学総合情報学部

Faculty of Informatics, Okayama University of Science, Okayama 700-0005

\*\* 産業技術総合研究所地球科学情報研究部門

Institute of Geoscience, National Instite of Advanced Industrial Science and Technology, Tsukuba 305-8567 Seta Senior High School, Otsu 520-2132

\*\*\* 滋賀県立瀬田高等学校

\*\*\*\* 秋田大学工学資源学部

Faculty of Engineering and Resource Science, Akita University, Akita 305-8567

のうち比較的新しい蒲生累層と草津累層が堆積している (たとえば、横山、1995;川邊、1989など).

小論では、地球物理探査によって推定された近江盆地の地下構造について報告するが、この探査の目的は、「琵琶湖基盤地質研究会」(代表者:中野聰志滋賀大学教授)において提起された問題、すなわち、上記の火成活動・構造運動が近江盆地と周辺域の地下構造にどのように反映しているか、とりわけ、「湖東コールドロン」もしくは「琵琶湖コールドロン」に関係する構造が、古琵琶湖の北進をもたらした大規模な地殻変動を経てもなお、その痕跡をとどめているかという問題を考察するための手がかりを得ることである。

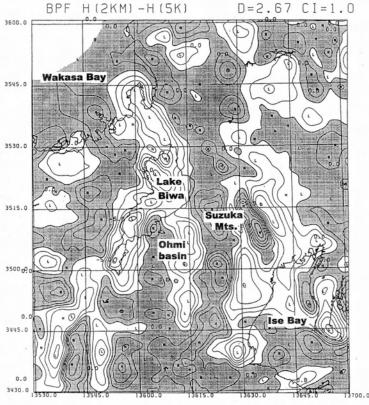
探査の方法としては、広域重力異常データのフィルタリング、採石発破を利用した地震探査、微動の水平/上下動スペクトル比の解析、ならびに重力異常のモデリングを実施した。これまでに得られた結果は、おもに地殻浅部の堆積層基盤形状の推定にとどまっており、その限りで、古琵琶湖の北進という新期の構造運動に関係する構造が、浮き彫りにされることになった。以下にその概要を述べるとともに、「湖東コールドロン」に関係する構造の断片的痕跡の可能性について若干の議論を行う。

# 重力異常データのフィルタリング

日本列島の広域重力異常分布をみると,琵琶湖とその周辺域は,中部山岳地域から伸びる大規模な負の重力異常帯の西端に位置し,深い負の異常域となっている(河野・古瀬,1989;駒澤ほか,1992;志知・山本,1994).この負の異常は,その規模からみて,湖水や堆積物の影響だけでは説明できず,地殻中部以深の構造に原因があると考えられる。たとえば,Hurukawa(1983)は,地震学的方法によって推定した琵琶湖周辺のコンラード面とモホ面の沈下を示す構造モデルによって,負の重力異常が説明できることを示している。重力異常のデータには,この広域異常だけ

でなく、より局所的な密度構造を反映する情報も含まれており、近江盆地とその周辺域の地下構造を調べるためには、後者の情報が重要である.

一般に、ある限られた地域の地下構造を問題にす る場合,より広域の構造の影響を除去する必要があ り、そのための方法として種々の二次元波長フィル タ(この場合はハイパスフィルタ)が開発されてい る. その基本的な考え方は、モホ面の起伏のような 深部構造の影響は重力異常データの長波長成分を構 成し、浅部あるいは局所的な構造の影響はより短波 長の成分を構成するというものである. 駒澤(1984) は、上方接続法に基づく波長フィルタを開発すると ともに、これによって抽出される波長と局所的構造 の深さとの関係を調べ、波長の1/3ないし1/5の深 度における密度構造をおもに反映するという結論を 得ている. ただし, 波長フィルタを適用する場合, 浅部の比較的規模の大きい構造や深部の局所的構造 の影響が、ともに長波長成分として除去されてしま う可能性があるので、抽出される波長成分と地質構



第1図 バンドパスフィルタをかけた重力異常の分布. 影をつけた領域が正の異常を表す. コンター間隔は1mgal

造の規模や深度との関係に注意する必要がある.

近江盆地の地下構造を調べるにあたって,まず,広い地域の中での位置づけを考えるために,地質調査所で編集された広域重力異常データから,約20kmを中心におもに $8\sim80$ kmの波長を含む成分を抽出した.結果を第1図に示す.これは,駒澤(1984)の方法に基づき,2kmと5kmの上方接続を組み合わせたバンドパスフィルタの出力である.影をつけた部分が正の異常域を表している.なお,この図を含め本報告で用いた重力異常データは,仮定密度を2.67g/cm²としている.

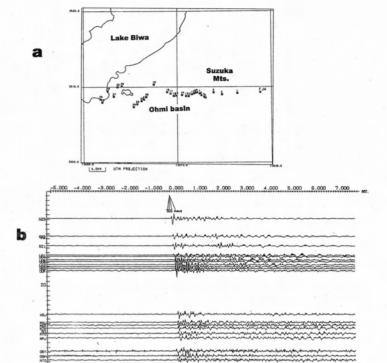
図からわかることは、比良-比叡山地西方と鈴鹿-布引山地にある正の異常域の間に、野坂山地-琵琶湖北湖を経てほぼ南に伸びる負の異常域があること、そして、この負の異常域が南湖側と伊賀上野側に枝分かれし、両者の間に、南方の笠置山地から田上山地を経て湖東の奥島山・観音寺山付近まで伸びる正の異常域が入り込んでいることである。近江盆地は、この南北方向の構造の中に位置し、

その東部は負の異常域,西部は正の異常域に,それぞれ含まれることになる.このように,近江盆地では南北方向の局所的重力異常が支配的であり,その東部と西部でセンスが逆になることを手がかりにして,鈴鹿山地と琵琶湖東岸を結ぶ東西方向の測線に沿った地下構造探査を実施した.採石発破を利用した地震探査,微動の水平/上下動スペクトル比の解析,および重力異常のモデリングである.

## 採石発破を利用した地震探査

まず、地震探査について述べる。震源は三重県の藤原岳の南東斜面にある石灰鉱山鉱山での採石発破である。震源の位置と発破時刻の情報は、名古屋大学理学部・山崎文人博士が鉱山近傍の地震計網の記録から求められたものである。

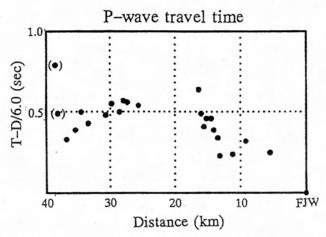
測線を第2図aに示す. これは, 鈴鹿山中の犬 上川南谷(震央距離5.5km) から琵琶湖岸の近江八



第2図 地震探査の測線(a) と6.0km/s にリデュースした記録のペーストアップ(b). 測線東端の FJW は藤原鉱山の発破点. 湖東町の堆積層上の記録は、S/N 比が極めて悪いので除外した

幡市水茎町(同38.6km)までを結び、「湖東コールドロン」のほぼ中央部を東西に横切る測線である。 観測点は30カ所、その多くは露岩上に設けたが、盆地東部の湖東町一帯と湖岸では、堆積層上に設置せざるをえなかった。また、機器と要員に制約があったので、1回に5~7カ所で観測し、順次ずらしながら11回の観測で測線全体をカバーした。その際、宇曽川ダム上流と観音寺山麓に設けた基準点では毎回観測し、測線全体にわたる相対的時間差をチェックした。上下動地震計(L22D)の記録とNHKラジオの時報信号を200Hzでサンプリングして収録した。

なお、今回の測線は、1989年11月9日に実施された爆破地震動研究グループによる人工地震探査の際の、東西測線の一部と重なっている。したがって、兵庫県氷上町における shot 3 からの P 波初動走時を、逆測線データとして援用することができる。第2図 b に、6.0km/s にリデュースした記録のペー



第3図 P波初動の走時. 読み取り精度は±0.02秒と見積 もられる. ただし、湖岸の2観測点については、 初動の同定に疑問がある

ストアップを示す。ただし、湖東町の堆積層上に設けた7 観測点ではS/N 比が極めて悪かったため、除外せざるを得なかった。

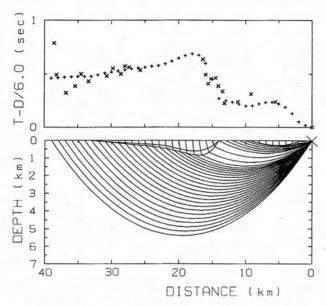
第3図にP波初動の走時を示す. 読みとり誤差は±0.02秒と見積もられる. ただし、湖岸の2カ所の観測点では発破地震動が微弱なため、P波初動の同定に疑問が残った. 図は省略するが、上述の人工地震探査の際に shot 3から得られたデータ(西南日本地殻構造研究グループ、1991)と第3図を比較した結果、近江盆地~鈴鹿山脈西部においては、正・逆両測線の6.0km/s にリデュースしたP波初動走時がほぼ重なることがわかった. したがって、図に見られる走時の変化は、おもに地殻浅部の速度構造を反映すると考えることができる.

次に、観測走時を説明しうる速度構造モデルを推 定するために、二次元のレイトレーシング法 (Cerveny et al., 1977) を実施した.

初期モデルの構成に必要な近江盆地と周辺の地震 波速度の情報は限られている。とくに、基盤岩の速 度分布については不確定性が大きい。例えば、Hurukawa(1983)の構造モデルでは、P波速度が最 上層 4 kmで5.5km/s、その下には6.1km/sの層が考 えられている。また、西南日本地殻構造研究グルー プ(1992)によるタイムタームの解析では、表層速 度5.0km/sが仮定されている。一方、堆積層内の 地震波速度については、筒井ほか(1989)が日野川 河口で実施した反射法地震探査の結果、最上層(深

さ270~300mまで)の速度は1.9~2.0km/s, その 下に速度2.2km/sの層が深さ440~510mまで続く 構造モデルが得られている. また, 地質調査所が秦 荘町で実施した515mボーリングの検層データを簡 略化すると、最上層(深さ200mまで)で約2.0km/s, 深さ200~350mで約2.5km/s, 350~445mで約2.2 km/s, そして445m以深の速度が約2.85m/sとな る. ここでは、以上の情報を考慮しつつ、できるだ け単純な構造モデルを求めることにした。 すなわち, 堆積層は二層に分かれているとし、上層の速度を1.9 ~2.1km/s, 下層の速度を2.2~2.5km/s の範囲内 に限定し、各層内ではそれぞれ深さに比例して増大 すると仮定した. また, 基盤岩の速度については, 5.0~6.2km/s の範囲内でやはり深さに比例して増 大するとした. 深さに比例する速度の増大という仮 定は多分に人為的であるが、各層内の微細な速度変 化を均し圧密効果を考慮するという意味合いをもつ.

レイトレーシングは、各層の上限と下限の速度お よび境界面の形状の微調整を行いながら、観測走時 にフィットする構造が得られるまで試行錯誤を繰り 返した. 第4図に, これまでに得られた速度構造モ デルの一例を示す. 部分的な食い違いが残っている が、観測走時のおもな特徴を再現していると思われ る. すなわち, 鈴鹿山地と近江盆地との境での走時 の著しい変化は基盤の急峻な落ち込みによって生じ ること, そして, 測線西部の走時は基盤のなだらか な上昇の影響を表していることなどである. 測線東 端部の走時を説明するためには鈴鹿山地東部に低速 度の層を想定する必要があるが, これは, 負の局所 的重力異常の領域が藤原岳の西方にまで及んでいる ことと調和する(第10図参照)、なお、このモデル では基盤の最大深度は約800mであるが、確定的な ものではない. 速度と深度は相補的で, 堆積層の速 度が高ければ基盤は深くなり、逆に、速度が低けれ ば浅くなる関係がある。しかし、いずれにしても、 観測走時を説明しうるモデルが、第4図に示したよ うな基盤形状, すなわち盆地の東縁で急峻, 西側で なだらかという形状を示すことには変りがない.



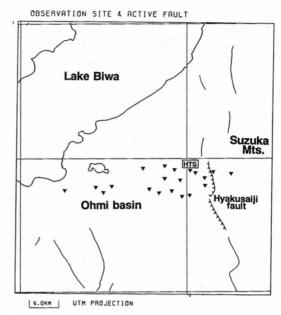
第4図 二次元レイトレーシングの結果の一例. 上のパネル:P波初動の観測走時(×) と理論走時(+),下のパネル:速度構造モデルと波線ダイヤグラム

# 微動の水平/上下動スペクトル比の解析

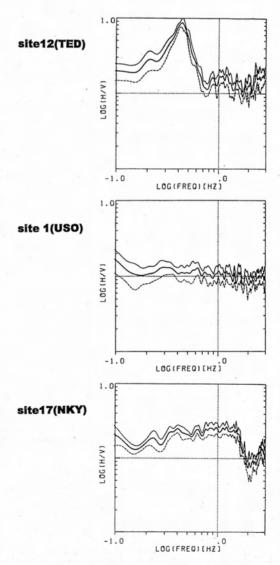
地震探査によって推定された近江盆地の基盤形状を別の方法で確かめるために、そして、湖東町の堆積層上でS/N比が悪かったことを補うために、地震探査とほぼ同じ測線に沿って微動観測を実施した.

堆積盆地の基盤構造を推定する方法の一つとして、近年、微動の水平動と上下動のスペクトル比(H/V比)が多用されている。その波動論的基礎については議論が続けられているが、これまでの多くの観測的・数値的研究の結果、H/V比に現れるピークのうち最も周波数の低いものは、その周波数が堆積層の基本モードの共振周波数とほぼ一致することが明らかにされている(たとえば、Field and Jacob, 1995; Lachet and Bard, 1994)。このことは、堆積層が厚いほど微動の H/V 比のピーク周波数が低くなる(周期が長くなる)ことを意味する。したがって、微動の H/V 比を調べれば、地震探査によって推定された近江盆地の基盤形状を、少なくとも定性的にチェックできる可能性がある。

微動観測は,第5図に示す20カ所で実施した.東端の観測点は宇曽川ダム上流の山中にあり,西端では近江八幡市元水茎の農道上で観測した. 観測点のほとんどは,地震探査の際にS/N比が悪かった堆



第5図 微動観測点の配置. 百済寺断層などの活断層の 位置を併せて示す

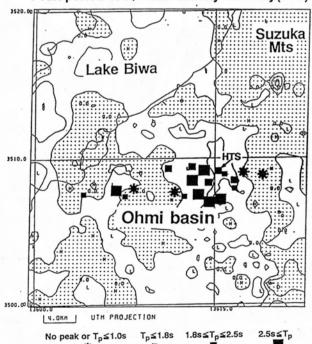


第6図 微動のH/Vスペクトル比の実例

積層上にある. 図の HTS は,秦荘町の515mボーリング坑近傍の観測点である. 観測には固有周期10秒の地震計 (PELS) 三成分を使用し、微動の振幅があまり変化しない時期の連続した4日間に観測した. 解析には,各観測点とも,自動車などの影響が少ない記録長102.4秒の区間を6~10個選んで地動速度を復元し、水平二成分の振幅スペクトルを合成したのち H/V 比を求めた.

第6図に H/V 比の実例を示す. それぞれ平均値と標準偏差が示されている. site12 (TED) は愛知川町東円堂での観測結果であり, 周波数0.4Hz (周期2.5秒) 付近に明瞭なピークがみられる. これは堆積層上の観測点の典型的な例であり, 厚い堆積層の共振を反映している. site1 (USO) は宇曽川ダム上流での観測結果である. H/V 比が平坦で, 堆積層がほとんどないことに対応する. site17 (NKY) は観音寺山南西麓の中屋での観測結果である. 明瞭なピークは現れないが, 水平動成分のスペクトルが上下動成分より大きくなっている. 堆積層が薄く基盤が傾斜しているために, 特定の周波数をもつ

#### Peak period of H/V and Gravity anomaly(BPF)



第7図 H/V比のピーク周期の分布とバンドパスフィルタをかけた重力異常との関係. 影をつけた領域が正の異常を表す

共振が発達しないことを意味すると解釈される.

第7図は、すべての観測点での H/V 比の違いをまとめたものである。簡単のために、ピークに対応する周期を三つの区間に分けて表示した。ただし、前述の sitel (USO) や sitel7 (NKY) のように、スペクトル比が平坦もしくは明瞭なピークが現れない観測点は\*印で示した。図にはまた、バンドパスフィルタ(50mと1000mの上方接続を組み合わせたもの)をかけた重力異常の分布が、併せて示されている。これは、深さにして約1500mまでの密度構造をおもに反映するものであり、影をつけた領域が正の異常を表している。

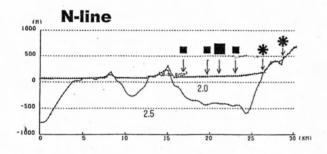
図から明らかなように、正の異常域では H/V 比にピークが現れないのに対し、負の異常域では明瞭なピークが現れ、ピークに対応する周期が、愛知川石岸の愛知川町ー湖東町一愛東町一帯で長くなっている。 H/V 比のピーク周波数 (周期) が堆積層の厚さを反映することを考慮すると、愛知川石岸地域で堆積層が最も厚く、東側と西側に向かって薄くなっていると解釈できる。これは、地震探査によって推定された基盤形状と調和的であり、堆積層上で発破地震動が記録できなかったことを補っての、一つの検証になると考えられる。

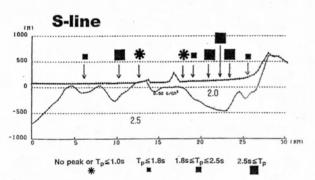
## 重力異常のモデリング

第7図に示した微動観測の結果とバンドパスフィルタをかけた重力異常の分布の関係からみて、局所的な正・負の異常域は主として堆積層基盤の凹凸を反映すると考えることができる。そこで、重力異常からみたときの基盤形状を推定するために、近江盆地を東西に横切る断面を対象にして2次元のモデリングを試みた。

用いた方法は、均質2層構造モデルに基づく自動解析(駒澤、1984)である。これは、表層と基盤層の密度差を一定と仮定し、局所的重力値の観測値と理論値の差を直下の基盤層深度を上下させることによって収束させる、一種のインバージョン手法である。構造モデルの多義性を制約する条件が必要になるので、ここでは、湖東流紋岩の山体(宇曽川ダム

上流と観音寺山)で基盤が露出していると仮定した. さらに、秦荘町での515mボーリング柱状図のうち、深度445mにある「蒲生累層上部」と「桜峠礫層」の境界を基盤面として固定することにした. この「桜峠礫層」について、「湖東流紋岩を主と」する礫層との記載があるからである. したがって、モデリングによって得られる構造モデルは、「蒲生累層上部」以浅を堆積層とし、湖東流紋岩とその礫層以深





第8図 重力異常の2次元モデリングによって得られた 東西断面の密度構造モデル. 微動の H/V 比の ピーク周期を併せて示す

を基盤とみなした場合の結果である。両者の密度差は0.5g/cm²と仮定した。

得られた密度構造モデルを第8図に示す。図には 二つの構造断面図が示されているが、いずれも東西 方向の断面であり、微動観測点の配置を考慮して北 側と南側の測線に分けてモデリングした結果である。 図中の■印と\*印は、第7図と同様、微動の H/V 比の分布を表す。

図から明らかなように、微動の H/V 比の分布と基盤構造の凹凸の間には明瞭な関係がある。たとえば、宇曽川ダム下流の百済寺断層の両側でのスペクトル比の急変は(第5図・第7図参照)、この断層にともなう基盤の急峻な西落ちを反映すると解釈

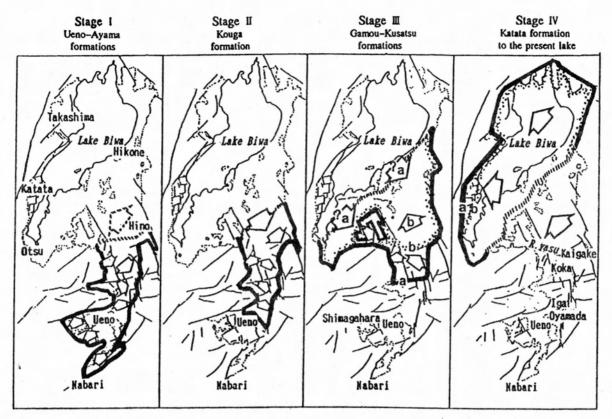
でき、さらに、愛知川右岸地域では堆積層が最も厚く、観音寺山へ向かって次第に薄くなるなど、全体として、微動観測に基づく推定が密度構造の面から裏づけられたと考えられる.

とはいえ、密度構造モデルにも、前述の速度構造モデルと同様、基盤深度の推定には不確定さがある。第8図では基盤の最大深度が約500mになっているが、これは堆積層全体の密度を2.0g/cm²と仮定した場合の値である。一般に、堆積層の密度が大きいほど基盤の最大深度も深くなる。実際、秦荘町の515mボーリングの検層データをみると、深さ440mまではほぼ2.0~2.1g/cm²の範囲にあるが、それ以深では2.3g/cm²になっているので、これを考慮すれば、基盤の最大深度は深くなる可能性がある。さらに、ここではボーリング柱状図の「桜峠礫層」を基盤としてモデリングを行なったが、その妥当性についても検討の余地がある。

## まとめと議論

広域重力異常データのフィルタリングの結果,近 江盆地が南北方向の構造の中に位置し, その東部と 西部で重力異常のセンスが逆になることを手がかり にして、鈴鹿山地と琵琶湖東岸を結ぶ東西方向の測 線に沿って, 地震探査, 微動観測, 重力異常のモデ リングによる地下構造探査を実施した、その結果、 東西方向の構造断面に関するかぎり、これらの異な る地球物理探査の結果は、互いに調和的であると結 論される. すなわち, 湖東流紋岩とそれを起源とす る礫層を基盤と考えた場合、この基盤は、鈴鹿山地 西麓の百済寺断層付近を境に急峻に西落ちし, 愛知 川右岸地域で最も深く、500mまたはそれ以上に達 したのち、西方の観音寺山に向かって上昇するとい う構造モデルとしてまとめられる. したがって, 近 江盆地に支配的な南北方向の局所的重力異常分布 (第1図) は、おもに、この基盤形状とその上に堆 積する古琵琶湖層群(ここでは「蒲生累層上部」以 降か?)を反映すると考えられる.

ところで、第1図において、バンドパスフィルタで抽出された重力異常の波長帯域(8~80km)には、



第9図 新生代鮮新世~更新世~現在に至る古琵琶湖の北進、川邊(1989)による

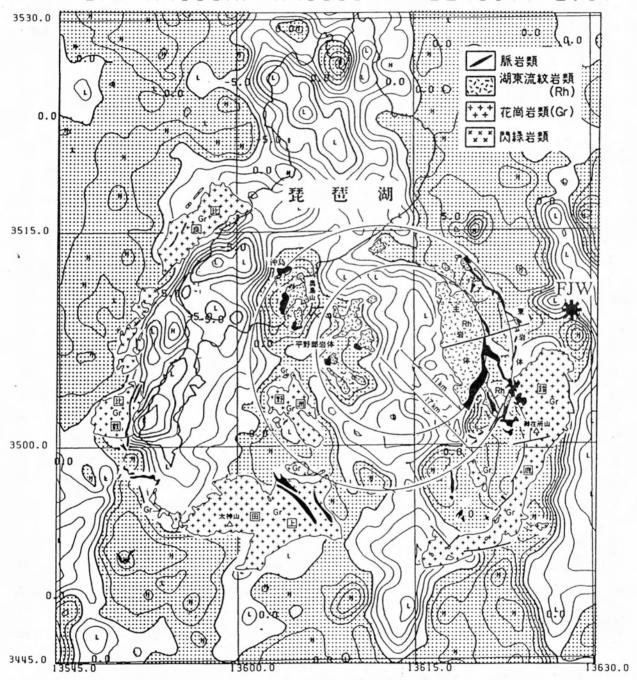
「湖東コールドロン」や「琵琶湖コールドロン」に 関係する構造のスケールも含まれると考えられるが、 少なくともこの図からは、差し渡しがそれぞれ30-40kmおよび50-60kmと想定される環状もしくは長円 状の輪郭を見出すのは難しい. その理由の一つとし ては、これらの構造を構成する岩石と周囲の岩石と の密度比が小さいため, 重力異常分布に現れないと いう可能性も考えられる. しかし, 新生代鮮新世~ 更新世に古琵琶湖の北進をもたらした構造運動が発 達したことを考慮すれば、この運動によって、「湖 東コールドロン」に関係する構造が著しく改変され たためと考えた方がよさそうである. なぜなら, 近 江盆地から伊賀上野盆地に伸びる負の重力異常域 (第1図) は、コールドロン構造に想定される範囲 を大きく越えており、第9図に示す古琵琶湖の輪郭 および北進の経路(川邊, 1989)とほぼ重なってい るからである. したがって, 今回の地球物理探査に よって推定された基盤構造モデルは、古琵琶湖北進 の経路に残された構造を, 近江盆地を東西に横切る 断面でみたものに相当すると解釈される.

この解釈が正しければ、「琵琶湖基盤地質研究会」 としての関心事である「湖東コールドロン」もしく は「琵琶湖コールドロン」に関係する構造については、少なくとも地殻浅部にはそのような構造は残されていない、あるいは、残されているとしてもごく断片的な痕跡としてしか考えられないことになる.

そのような断片的痕跡の可能性を検討するために, バンドパスフィルタの通過帯域をやや短波長側にシ フトした重力異常分布と,「湖東コールドロン」お よび「琵琶湖コールドロン」に関係づけられている 火成岩体の分布との位置関係を調べてみた. それを 第10図に示す.この図は,500mと3000mの上方接 続を組み合わせたバンドパスフィルタの出力に,原 山ほか(1989)による火成岩の分布を重ねたもので ある. 図に示されている湖東流紋岩の主岩体と平野 部岩体、奥島山と沖島、それに、野洲の花こう岩類 の山体は、いずれも正の異常域に位置しており、地 球物理探査の結果からみて,その地下では基盤が盛 り上がっていると推定される. これに対し, 比良と 比叡の花こう岩類山体はいずれも負の異常域に位置 し、また、田上の花こう岩類山体については、北東 側は正の異常域に含まれるが、南西側は負の異常域 に含まれている.

「湖東コールドロン」の輪郭との関係で注目され

BPF H (500M) -H (3000M) DENSITY=2.67



第10図 バンドパスフィルタをかけた重力異常分布と「湖東コールドロン」および「琵琶湖コールドロン」に 関係する火成岩類岩体との位置関係、岩体の分布と二つの円は原山ほか(1989)による、FJW は三重 県の藤原岳にある石灰鉱山の位置を示す

るのは、南側の水口丘陵の34°58'N付近で負の異 出ていること, そして, 北側の35°14'N付近では,

鈴鹿山地から多賀町-高宮町を経て湖岸の荒神山ま 常域がくびれ、その東西両側から正の異常域が突きで、正の異常域がつながっていることである。これ らの正の異常域が基盤の局所的な盛り上がりによる

とすれば、それが「湖東コールドロン」の輪郭にほば沿った位置にあることは偶然でないかもしれない。この局所的盛り上がりが、古琵琶湖北進の経路に残されたコールドロン構造の痕跡である可能性も、あながち否定できないからである。これらの地域に的を絞った探査が期待される所以である。

一方、「琵琶湖コールドロン」に関係する構造には比良・比叡などの琵琶湖西岸域の花こう岩類山体が含まれると考えられているが、第10図の重力異常分布にその構造の痕跡を見出すのは難しい。正と負の異常域の境界はこれらの山体の西側にあり、ほぼ花折断層に沿って伸びているので、この断層の両側での基盤の凹凸を反映すると考えられる。琵琶湖西岸域には多くの活断層が認められており、地震活動も活発であることを考慮すると、新生代後期以降の構造運動による「琵琶湖コールドロン」構造の改変の度合いは、湖東地域に比べて著しいと考えられる。したがって、コールドロンに関係する構造は、その断片的痕跡でさえ、地球物理探査によって見出すことは困難であると思われる。

#### おわりに

近江盆地における地球物理探査の結果は、古琵琶湖北進の経路に残された基盤構造を浮き彫りにすることになり、「琵琶湖基盤地質研究会」としての関心事であるコールドロン構造については、「湖東コールドロン」の断片的痕跡が残されている可能性を示唆するにとどまった。この可能性はもとより、得られた基盤構造モデルについても予察的結果の域を出ないので、今後機会を得てより詳しく検討したいと考える次第である。

## 謝辞

研究の機会を与えて頂いた滋賀県琵琶湖博物館 (開設準備室),ならびに、繰り返し議論して頂いた 「琵琶湖基盤地質研究会」のメンバー諸氏に厚く御 礼申し上げます。地震探査に際しては、名古屋大学 理学部助手・山崎文人博士に震源位置と発破時刻の 情報を提供して頂いた。また,藤原鉱山の株式会社石崎組から,あらかじめ発破予定時刻と薬量を知らせて頂いたおかげで,観測を効率よく実施することができた。さらに,構造モデルの推定に際しては,地質調査所地震地質部・佃栄吉氏より提供して頂いた秦荘町ボーリングの資料が貴重な情報源になった。これらの方々に,記して深く感謝します。なお,研究費の一部は文部省科学研究費(課題番号11480100)によったことを付記する。

# 参考文献

Cerveny, V., I. A. Molotkov and I. Psencik, 1977, Ray method in seismology. *Charles University*, *Prague*, 214.

Field, E. and K. Jacob, 1995, A comparison and test of various site-response estimation techniques, including three that are not reference-site dependent. B. S. S. A., 85, 1127-1143.

原山 智・宮村 学・吉田史郎・三村弘二・栗本史 雄,1989,御在所山地域の地質.地域地質研究 報告(5万分の1図幅),地質調査所,145pp.

Hurukawa, N., 1983, Pn velocity and Moho – offset at the west of Lake Biwa in the Kinki district, Japan. J. Phys. Earth, 31, 33-46.

川邊孝幸, 1989, 近畿の鮮新〜更新統堆積盆地のブロック運動. 地球科学, **43**, 402-416.

河野芳輝・古瀬慶博,1989,100万分の1日本列島重力異常図.東京大学出版会.駒澤正夫,1984,北鹿地域の定量的重力解析について.物理探鉱,37,19-30.

駒澤正夫・石原丈実・広島俊男・山崎俊嗣・村田泰 章,日本及び隣接地域重力異常図.日本地質ア トラス(第2版),地質調査所.

Lachet, C. and P. Bard, 1994, Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique. J. Phys. Earth, 42, 377-497.

- 西川一雄・西掘 剛・小早川隆・但馬達夫・上嶋正 人・三村弘二・片田正人,湖東流紋岩およびそ の活動について、岩鉱,77,51-64.
- 澤田順弘・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1985, 琵琶湖南部の環状花崗岩質岩体. 日本地質学会 第92年学術大会講演要旨, 346.
- 西南日本地殻構造研究グループ,1991,近畿地方北部における人工地震探査.京都大学防災研究所年報,34B-1,263-277.
- 西南日本地殻構造研究グループ,1992,近畿地方北部における人工地震探査(続).京都大学防災研究所年報,35B-1,347-357.
- 志知龍一・山本明彦, 1994, 西南日本における重力 ・データベースの構築. 地質調査所報告, 280, 1-28.
- 筒井智樹・小林芳正・芝 良昭・須田佳之・村井芳 夫・岩田知孝・藤原広行・松井一郎,1989,反 射法地震探査による琵琶湖東岸,日野川河口の 地下構造の推定.地震,42,405-418.
- 横山卓雄, 1995, 移動する湖, 琵琶湖-琵琶湖の生 い立ちと未来-. 京都・法政出版, 312pp.

# 滋賀県下における白亜紀火成活動史ー総括ー

A summary of the late-Cretaceous igneous activities in Shiga Prefecture, southwest Japan

沓掛 俊夫\*•琵琶湖基盤地質研究会

Toshio Kutsukake\* and Research Group for the Basement Geology of Lake Biwa

#### Abstract

Late-Cretaceous felsic igneous rocks in Shiga Prefecture can be classified into the following five categories:

- Younger Ryoke granitoids. The Shigaraki Granite and (probable) Kan'nonji Granodiorite.
- Koto Rhyolites. Mainly of welded tuffs with subordinate quartz- and granite porphyries. They took two-stage activities, accompanied by the formation of respective cauldron.
- Granites of the Sanyo-Naegi Belt. There occur seven major granite plutons, of which southern five ones; the Suzuka, Tanakami, Yasu, Hiei and Hira plutons,

- form the ring-complex associated with the Biwa-ko Cauldron.
- 4. Dyke rocks. Yuzurio pyroclastic dyke within the Koto Ryolites and other related dykes represent the feeder dyke of felsic effusives. Granite- and quartz-porphyries show a distributinal pattern of ringshaped, encircled the Biwa-ko Cauldron.
- 5. Other igneous rocks. The Ryozen dioritic complex and Ohgi diorite complex are still unknown as regards their geological situations. There also occur some granite plutons, such as the Ayukawa Granite, and small intrusive bodies of unknown belongings.

琵琶湖周辺にはすでに述べたように白亜紀の珪長質火山・深成岩類が広く分布する。花こう岩体は琵琶湖を取り巻くように分布し、西北部の江若・貝月山岩体を除いては、湖東流紋岩と火山・深成複合岩体(volcano-plutonic complex)をなし、湖東コールドロン(西川ほか、1983)の環状岩体を構成すると考えられている(周琵琶湖花崗岩団体研究グループ、1990)。ここでは、平成2年~6年度に滋賀県

立琵琶湖博物館(当時は準備室)の委託により行われた研究成果と、周琵琶湖花崗岩団体研究グループによりこれまで公表された成果を総括して、火成活動史を編む.

火成岩類の活動の順序は、野外における各岩石の相互関係の調査(周琵琶湖花崗岩団体研究グループ、1982、1990、1997、2000)と放射年代の測定(沢田・板谷、1993)により明らかとなってきた。その結果

<sup>\*</sup> 愛知大学教養部地学研究室 Laboratory of Geological Sciences, College of General Education, Aichi University, Toyohashi 441-8522

本調査報告書でまとめられている事実をふまえて、湖東コールドロンより規模の大きい "琵琶湖コールドロン" の存在が推定されるにいたった(中野、本研究調査報告書). このモデルに関係した火成活動 史については、すでに沢田ほか(1994)によりまとめられているが、現時点で考えられる活動史を提示する. 活動史を考える上では、火成岩類相互の成因関係も明らかにする必要があり、それには化学組成(主成分・微量成分元素)や同位体比の検討も合わせ行うことが重要である. これらの方面に関しては、すでに沓掛ほか(1991)や沢田ほか(1994)によるものがあるが、本報告の中の関連する論文でも論じられている. それらの結果も含めて考察すると、以下のようにまとめることができるであろう.

滋賀県下における白亜紀の珪長質火成岩類は,次のようにグループ分けできる. ほぼ古い順に:

## 1. 領家花こう岩類

信楽地域から南は領家帯に属し、新期領家花こう岩が分布する. 信楽花こう岩は、笠置地域の柳生花こう岩の北方延長であり、北側の田上花こう岩に貫かれる(周琵琶湖花崗岩団体研究グループ、1982). 信楽花こう岩の K-Ar 年代(黒雲母)は、70~73 Maである(沢田・板谷、1993)が、これは定置(emplacement)年代ではないであろう. 鈴鹿山地の南東部には、柳生花こう岩に対比される加太花こう岩と、それを貫く野登山花こう閃緑岩がある. 田上花こう岩体の北から東にかけて分布する観音寺花こう閃緑岩は今のところその所属は不明であるが、田上花こう岩による熱変成を受けていることから、それよりも古いことは明らかであり、岩相は領家花こう岩類に似ている.

#### 2. 湖東流紋岩類

西川ほか(1979, 1983, 本報告)によれば, 湖東 流紋岩の活動は大きく2つの時期に分けられ, 両者 ともに環状割れ目に沿って噴出した火砕岩(おもに 溶結凝灰岩)である.

それぞれの時期の火砕岩層はいくつかの岩層に区分できる.マグマの大量の噴出に伴いマグマ溜りが 陥没し,コールドロンを形成した.

第2後期の噴火活動によって,第1期のコールド

ロンの外側により大きな陥没が起こり、二重のコールドロンとなった。両者を併せて湖東コールドロンと呼ぶ。陥没に伴う環状割れ目に沿ってマグマが貫入して、石英斑岩や花こう斑岩などの岩脈となった。それぞれの時期のコールドロン形成の最後を「飾る」ものとして、これらの環状岩脈があり、その分布の様子からコールドロンの規模が推定できる。第1期のそれは径25km、第2期のものは径35kmである。

## 3. 花こう岩類

これらのコールドロンを取り囲むように分布する 琵琶湖南部の周辺に分布する花こう岩体は、コール ドロンの形成と直接に関連した環状岩体と見るモデ ルが提唱されており(沢田ほか、1994)、その場合 にはコールドロンの規模はより大きくなり径55kmと なる.環状岩体を構成すると見なされる花こう岩体 は、鈴鹿、田上、野洲、比叡と比良岩体であるが、 鈴鹿と比叡岩体には、それぞれに年代がより古い岩 相があり、岩体の全体が環状岩体に属するのではな いらしい(沢田・板谷、1993).

これらの岩体の K-Ar 年代(黒雲母)は,そのほとんどが $68\sim75$  Ma の範囲に入るが,比叡岩体の古い岩相の年代は, $93\sim96$  Ma である.

江若岩体と貝月山岩体は、分布域からみても環状岩体には属さないが、岩石学的性質や化学組成に関しては、他の岩体とよく似ており、また年代(貝月山岩体=73Ma、沢田・板谷、1993)もほぼ同じである.

#### 4. 岩脈類

杠葉尾火砕岩などの湖東流紋岩を噴出した火道 (feeder dykes) を代表する岩脈のほかに, 琵琶湖 の周辺には花こう斑岩, 石英斑岩, 花こう閃緑斑岩, トーナル斑岩, 流紋岩や流紋デイサイトなどの岩脈 が多数分布し, その規模も幅数十cmのものから延長が10kmにも及ぶものまでさまざまである. 花こう岩 との関係では, それに貫入する場合が圧倒的に多いが, 逆に花こう岩に捕獲されて熱変成を受けているものもある. コールドロンの形成に関係していると 考えられるものは, 当然のことながらそれらをつなげるとリング状になり, 二重の環状割れ目に沿って 貫入したことを示している. とくに環状岩体をなす

と見なされる鈴鹿,田上,比叡,比良岩体内の岩脈 は大部分がスムーズに連続するように分布しており, 巨大コールドロンの存在を想定しても矛盾しない.

一部の岩脈(トーナル斑岩など)を除くと、化学組成も湖東流紋岩や花こう岩とよく似ており、同じマグマに由来する岩石と見なされる。また、これらの環状に分布する岩脈類の K-Ar 年代(黒雲母)は、68~73Ma であり(沢田・板谷、1993)、母岩の花こう岩とほぼ一致する。このことも、両者が一連の火成活動の産物であることを示している。

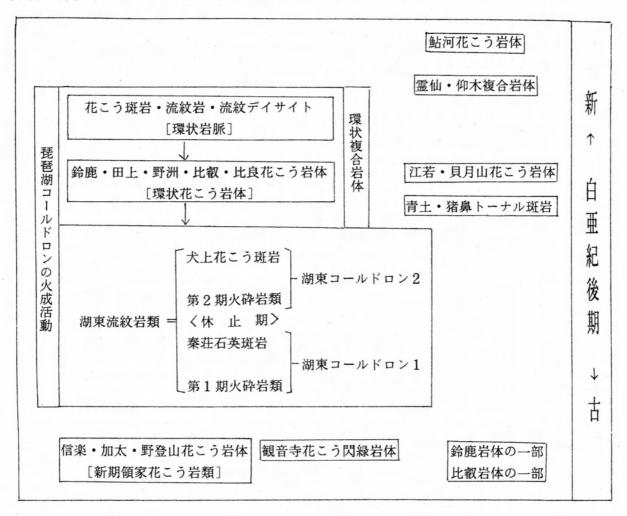
以上をまとめると、滋賀県下の白亜紀珪長質火成活動は、次のようになる。まず、新期領家花こう岩類・観音寺花こう岩体や鈴鹿・比叡花こう岩体の古期の部分の活動があった。 その後、琵琶湖コールドロンの形成に関係する大規模な火成活動が起こった。これは湖東流紋岩の2回のサイクルの噴出があ

って、それぞれに伴う岩脈の貫入と環状岩体の形成があった。これら環状岩体には属さないが、同じ時期に県の東北部では、江若・貝月山花こう岩体も定置した。

なお、比良と比叡岩体の間に分布する霊仙複合岩体と仰木複合岩体の位置づけは今のところ不明であるが、京都の東北部にはよく似た岩体がいくつかあり(貴治・湯川、1993)、かつて小島ほか(1959)により中央深成岩群と呼ばれたものである。また、田上花こう岩よりも古いものには、青土・猪鼻トーナル斑岩があるが、これらの位置づけも現在のところ判断できない。さらに、琵琶湖コールドロンに関係した珪長質火成岩類よりも若い(?)と考えられる花こう岩類としては鮎河花こう岩などがある。

以上の火成活動史は、第1図のようにまとめることができる。

第1図 滋賀県下における白亜紀珪長質火成活動史



# 参考文献

- 貴治康夫・湯川正敏 (1993) 丹波帯中央部にみられ る磁鉄鉱系・チタン鉄鉱系花こう岩類-岩石の 特徴と産状- MAGMA, 86, 23-29.
- 沓掛俊夫・中野聰志・国分一徳・高島里香・周琵琶湖花崗岩団研研究グループ,1991,琵琶湖周辺の花崗岩質岩体-その3. 花崗岩類の微量元素含有量-. 地球科学,45,363-367.
- 小島丈児・吉田博直・濡木輝一,1959,中国地方中 生代後期の火成活動からみた三段峽地方火成岩 類.三段峽と八幡高原総合学術調査報告,45-64
- 西川一雄・西堀 剛・小早川隆・但馬達夫・辻一信・ 佐藤義成, 1979, 湖東流紋岩類. 滋賀県の自然, 滋賀県自然保護財団, 229-244.
- 西川一雄・西堀 剛・小早川隆・但馬達夫・上嶋正 人・三村弘二・片山正人,1983,湖東流紋岩お よびその活動について.岩鉱,77,51-64.
- 西川一雄・但馬達夫・小早川隆・西堀 剛,2001,湖東流紋岩類-杠葉尾火砕岩と犬上花こう斑岩.

本調査所報告書, 7-25.

沢田順弘・板谷徹丸,1993,琵琶湖南部後期白 亜紀環状花崗岩質岩体のK-Ar年代-巨大コー ルドロンにおける冷却史-. 地質雑,99,975-990.

- 沢田順弘・加々美寛雄・松本一郎・杉井完治・中野 聰志・周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 1994, 琵琶湖南部白亜紀環状花崗岩体と湖東コールド ロン. 地質雑, 100, 217-233.
- 周琵琶湖花崗岩団研研究グループ,1982,琵琶湖周辺の花崗岩質岩体-甲賀地方の花崗岩類-.地質雑,88,289-296.
- 周琵琶湖花崗岩団研研究グループ, 1990, 琵琶湖周 辺の花崗岩類 - その 2. 鈴鹿花崗岩体 - . 地球 科学, 44, 184 - 195.
- 周琵琶湖花崗岩団研研究グループ, 1997, 琵琶湖周 辺の花こう質岩体-その4. 比良山地の花こう 岩類-. 地球科学, 51, 188-198.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2000, 琵琶湖 周辺の花こう岩質岩体-その5. 田上花こう岩 体-. 地球科学, **54**, 380-392.

琵琶湖博物館研究調査報告 第15号

琵琶湖のカルデラ形成史の研究

2001年 (平成13年) 4月 発行

編 集:琵琶湖基盤地質研究会

発 行:滋賀県立琵琶湖博物館

〒525-0001 滋賀県草津市下物町1091

電話 077-568-4811

http://www/Ibm.go.jp/

印 刷:株式会社スマイ印刷工業

# Research Report of the Lake Biwa Museum

No. 15

March 2001





LAKE BIWA MUSEUM 1091 Oroshimo, Kusatsu, Shiga 525-0001, Japan

