

広島大学学術情報リポジトリ
Hiroshima University Institutional Repository

Title	山陰西部における古第三紀火成活動
Author(s)	今岡, 照喜
Citation	広島大学地学研究报告, 26 : 1 - 109
Issue Date	1986-03-31
DOI	
Self DOI	10.15027/52890
URL	https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052890
Right	
Relation	



山陰西部における古第三紀火成活動*

今 岡 照 喜

Paleogene Igneous Activity in the West San-in District, Southwest Japan

By

Teruyoshi Imaoka

ABSTRACT : The Paleogene igneous activity occurred mainly on the side of Japan Sea in the Inner zone of Southwest Japan. The activity was most intensive during Eocene to Oligocene in the western San-in district, where two Paleogene cauldrons of this stage, Yasaka and Hamada cauldrons, were discovered during this study.

The Yasaka cauldron is located to the south of Hamada city, Shimane Prefecture and it consists of volcanic formations (Yasaka Group) and several small stocks of quartz diorite (Kitsuga plutonic rocks). The Yasaka Group shows a half-basin structure inclined toward the north, and is divided into three formations Kadota andesite F., Takauchi dacite F. and Nosaka rhyolite F. in the ascending order about 720 meters in total thickness. The Kitsuga plutonic rocks were intruded after the eruption of the Nosaka rhyolite F. mainly in the southern parts of the cauldron. Fission-track age of the constituent volcanic and plutonic rocks of this cauldron is Eocene, which correlates to those of the Sakugi, Takayama and Hakami Group in the central San-in district.

The Hamada cauldron, located to the north of the Yasaka cauldron, consists of volcanic rocks (Hamada Group) and various plutonic rocks (Nabeishi quartz diorite, Kumogi granite and other small stocks). The Hamada Group is divided into five formations, i.e., Ino andesite F., Yamaga dacite F., Isari-yama andesite F., Kakinoki-yama rhyodacite F. and Jumonjibara rhyodacite F. in the ascending order. The total thickness of this group is about 2020 meters. The cauldron has a gently dipping basin structure indicating two stages of subsidence, that is, the outer (early) and the inner (late) subsidences. Fission-track ages of the igneous rocks indicate Oligocene, correlatives to the Tamagawa and Kawauchi Groups.

The Miocene sedimentary basin, which is composed of the Kokubu Group (basaltic andesite to rhyolite) and small stocks of quartz diorite and granite, is situated to the north of the Hamada cauldron. Therefore, it can be said that in the Hamada-Bay district, that the sedimentary basins migrated successively during Eocene to Miocene.

Stable isotope ratio of the rocks and minerals in the Hamada cauldron indicates extensive meteoric hydrothermal activity during the formation of the cauldron. The distribution pattern of $\delta^{18}\text{O}$ values of the rocks, which shows a concentric zoning with the values decreasing inwards, and that of base metals in the cauldron both indicate that the hydrothermal activity was most intensive in the central part of the cauldron diminishing outwards. A hidden pluton, parts of which are exposed as small stocks beneath the midst of the cauldron, might have been the major heat source for the convective circulation of water and for the reactions of the water with rocks.

The constituent rocks of the Kumogi pluton is semiporphyrific adamellite, and the pluton

*Doctoral thesis (Science) submitted to Hiroshima University in 1985.

appears to have formed through a single phase of emplacement. Concentric zoning was recognized in this pluton in many petrologic, isotopic and mineralogical features as described below. The modal magnetite/biotite ratio, Fe^{3+}/Fe^{2+} ratio and magnetic susceptibility of the rock decrease towards the central part, indicating the higher oxidation state in the margin than in the center. The stable isotope ratio is highest in the central part ($\delta^{18}O = +7.0\%$) and lowest in the margin ($\delta^{18}O = -1.8\%$), and its distribution pattern is conformable to that of the oxidation state. These zoning-pattern in this pluton can also be explained by the hydrothermal system established in the Hamada cauldron.

In the west San-in, several Paleogene cauldrons are distributed in a linear arrangement with intervals of about 20 km, roughly parallel to the coast line of the Japan Sea. They are named Tamagawa, Masuda, Yasaka, Hamada, Haza, Asahi and Kawauchi cauldrons from west to east. Critical examination on the volcanostratigraphy of these cauldrons revealed the common features of the volcanism associated with their formation. Namely, the volcanism is divided into five stages; I (basalt and andesite), II (dacite), III (andesite), IV (rhyodacite) and V (rhyolite). The succession of the volcanism occurred in environments changing successively from subaqueous at the early stage to dry land at later stage. Volcanic formations in each cauldrons are arranged stepwise northward from the lower formation upward. In other words, they have the character of sedimentary imbricate structure. Moreover, the early Miocene sedimentary basins in the San-in district are exposed in the northern parts of the Paleogene basins. Therefore, both volcanism and sedimentation developed with northward polarity during Eocene to Miocene.

Petrographic features of the igneous rocks of Paleogene cauldrons have been clarified. 1) Granites are characterized by the conspicuous, semiporphyratic texture with ovoid plagioclase-phenocryst mantled by alkali feldspar and by the low grain-contact ratio of quartz grain. 2) The igneous rocks belong to the calc-alkaline rock series, and they are high in MgO and Na₂O content and in the Fe_2O_3/FeO and MgO/FeO^* ratios and low in Al₂O₃ and incompatible elements such as K, Li, Pb and Rb and in the K_2O/Na_2O ratio. Content of SiO₂ varies widely from Ca 50 to 78% and its distribution on the frequency diagram is bimodal. 3) The magnetic susceptibility of the igneous rocks is mostly higher than 50×10^{-6} emu/g and therefore they belong to the magnetite-series. 4) The constituent minerals have the following general features: i) all mafic minerals are high in mg value [$Mg/(Mg + Fe + Mn)$], ii) pyroxenes show only a small variation of chemical composition, iii) amphiboles are poor in Al₂O₃ and belong to magnesio-hornblende, actinolitic hornblende and actinolite, iv) biotites are poor in Al₂O₃ and rich in TiO₂ v) ilmenites are rich in pyrophanite and hematite molecules, vii) chromian spinels in volcanic rocks show high Cr/Al ratio, viii) pyrites and magnetites are closely associated each other, but pyrrhotite and ilmenite association is not observed and ix) alkali-feldspar in plutonic rocks are poor in Or-content. These data strongly suggest that the Paleogene plutonic rocks emplaced at shallow level of the crust and that the most of the Paleogene volcanic and plutonic rocks crystallized at higher temperature and higher oxygen and sulfur fugacities than the Cretaceous ones.

The Paleogene (Eocene to Oligocene) igneous activity occurred in a transitional period between the Cretaceous large-scale felsic magmatism and Miocene "Green Tuff" Movement. The Paleogene igneous activity is very different from the Cretaceous activity in regard to the mode of emplacement of magma, volume and composition of magma, succession of volcanic formation, orientation and shape of igneous bodies (for example, batholith or cauldron) and petrographic features. The Eocene to Oligocene activity resembles that of the "Green Tuff" in many respects, although there are differences between the two. The migration pattern of the basins and above information suggest that the Eocene to Oligocene igneous activity associated with the formation of the cauldron was a forerunner of the "Green Tuff" Movement and that the Eocene to lower Miocene igneous activity occurred under the different tectonic framework from that of Cretaceous.

目 次

I. はじめに	3
II. 浜田湾入部における古第三紀火成活動	6
A. 地質概説	6
B. 基盤岩類	9
C. 弥栄陥没体	13
D. 浜田陥没体	22
III. 山陰西部における古第三紀陥没体群	49
A. 陥没体の地質	49
B. 対比	50
C. 火成活動と堆積盆の変遷	52
IV. 西中国地域における白亜紀～新第三紀火成岩類の岩石学的変遷 —とくに古第三紀陥没体を構成する火成岩類の岩石学的特徴について—	53
A. 火山岩類	53
B. 深成岩類	81
C. 古第三紀火成活動の位置づけ	97
V. 結論	98
参考文献	100

I. はじめに

日本列島における古第三紀火成活動を概観すれば、それは白亜紀の珪長質火山活動と同様に西南日本(棚倉構造線以西)内帯で活発であったことがわかる(Fig. 1)。山田ほか(1982)は白亜紀～古第三紀火山岩類は阿武隈帯には全く分布しないことや、北上山地にみられる小規模な火山活動は西南日本とは独立の別個の活動として捉えられることから、棚倉構造線で接している両側の地帯は異なった火成活動史を経ていることを指摘した。

Fig. 1は山田ほか(前出)によって総括されている中部地方、北関東～羽越地方および北上山地の古第三紀火山岩類のデータに中国地方などのデータを加えて作成したものである。古第三紀の火山岩類は一般に変質が著しくK-Ar年代あるいはRb-Sr年代決定には不向きであること、挟在する堆積岩中から時代決定に有効な化石の産出が乏しいことから、明確な時代決定のなされた火山岩層は男鹿半島(例えば、鈴木, 1980など)、佐渡地域(雁沢, 1983)、太見山(雁沢, 1982)、山陰西部地域(Matsuda, 1983)を除きほとんどない。Fig. 1では、暁新世～始新世と考えられる火山岩類は太平洋側に、漸新世と考えられるものは日本海側に列挙した。この図から漸新世の火山岩類は雁沢(1982)が指摘するように日本海に面した地域(男鹿—佐渡—山陰帯)に分布しており、山陰地域は深成活動と同様に古第三紀火山活動が最も活発に行われた地域のようなものである。

さて山陰西部に古第三紀火山岩類・深成岩類の存在する可能性は、はじめ村上(1959)により

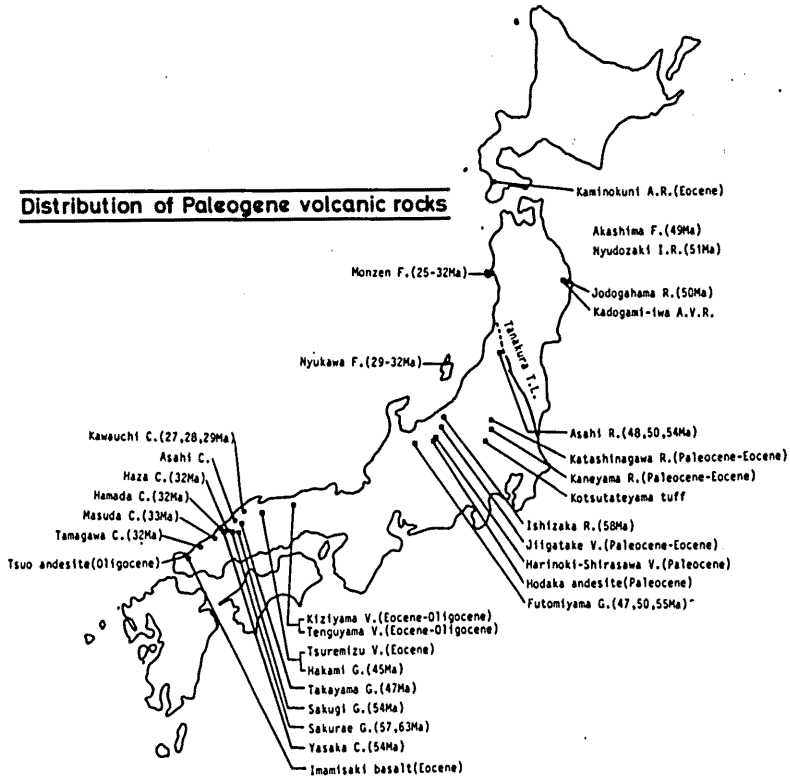


Fig. 1. Distribution and isotopic ages of the Paleogene volcanic rocks.

Paleogene and Eocene volcanic rocks: Listed on the Pacific Ocean side.

Oligocene volcanic rocks: Listed on the Japan Sea side.

Fission-track dating data: Akashima F. and Nyudozaki I.R. (Suzuki, 1980), Monzen F. (Nishimura and Ishida, 1972; Suzuki, 1980), Nyukawa F. (Ganzawa, 1982), Futomiya G. (Ganzawa, 1983), San-in district (Matsuda, 1983).

K-Ar dating data: Jodogahama R. (Shibata *et al.*, 1977), Ishizaka R. (Saito, 1968).

Abbreviations: G., Group; F., Formation; C., Cauldron; A.R., Acidic Rock; R.,

Rhyolite; A.V.R., Acidic Volcanic Rock; V., Volcanic rocks; I.R., Igneous rocks.

指摘され、10年後さらに村上(1969)は、山口県田万川地域においてそれら岩類が陥没体を形成して存在することを明らかにし、これを田万川陥没体と呼ぶとともに、山陰西部には同時代に形成されたと考えられるいくつかのこのような陥没体の存在することを推定した。その後筆者及び他の研究者によって新しく発見されたものに筆者の推定陥没体を加えると、山陰西部には西より田万川・益田・弥栄・浜田・波佐・旭・川内・作木などの古第三紀の陥没体をあげることができる。これらの古第三紀陥没体は日本海岸線に沿って一種の「群」をなして分布していることから、筆者は「古第三紀陥没体群」と呼んでいる。これらの陥没体はかなりの削剝レベルに達していることから、その地質学的・岩石学的研究はカルデラあるいはコールドロンの地下構造を解明する上で、あるいはカルデラの深部で行われているであろうところの地熱活動(熱水作用)(今岡ほか, 1977; Matsuhisa *et al.*, 1980)を理解する上で重要な情報を提供するものと

考えられる。

鳥根県浜田市南方では白亜紀～新第三紀の火成岩類が重複して分布しており、始新世・漸新世・中新世の3つの堆積盆が存在し、始新世以降中新世に至るまで順次火成活動と陥没作用が北方への“極性”(Polarity)をもって展開している(今岡, 1984 a)。この地域の研究結果は火成活動や構造運動の時間的変遷を考察する上で重要な情報を提供するであろう。

筆者はこれまで上記の陥没体のいくつかのものについて野外調査に従事し、その層序・構造を把握することに努力してきた。第Ⅲ章ではこれら陥没体群の火山活動の推移・堆積環境の変遷・堆積盆の移動などの一般的特性を明らかにしてみたい。

1970年代においては、日本列島の花崗岩類は多面的に検討されたのに対し、花崗岩類と密接な随伴関係を示す火山岩類については層序学的側面よりの研究のみで、岩石学的検討はほとんど行われていなかった。火成活動の全体像を描き出すためには火山岩類についても深成岩類におけると同様な検討を行い、両者に共通する、あるいは相反する種々の情報を得ることが必要であろう。筆者はこれらの観点から、主に中国地方西部～中部の白亜紀～古第三紀火山岩類を対象にその岩石学的検討をできるかぎり多面的に進めてきた。すでにいくつかの成果を得たが(今岡・村上, 1979; 村上・今岡, 1980; 今岡・中島, 1982; Imaoka *et al.*, 1982; Imaoka and Nakashima, 1983; 今岡, 1984 b; 今岡ほか, 1984, 1985), 研究は現在も進行中である。第Ⅳ章ではこれらのデータを基に、古第三紀火成活動の性格を火成活動の変遷史の中で把握していきたい。

また山陰西部においては、Matsuda (1983)によって白亜紀～古第三紀火山岩類のフィッシュン・トラック年代測定が精力的に行われた。その結果、上記陥没体群は始新世～漸新世に形成されたことが明らかにされた。この時代は白亜紀の大規模な珪長質火成活動から“グリーンタフ”変動への移行時期にあたっている。市川ほか(1972)は日本列島は中生代後(60Ma)から中新世の初め(20Ma)にかけての時代に、メソテクトニクス時代からネオテクトニクス時代への大地質区配列パターンの変換があったことを指摘している。これらの点をふまえ、第Ⅳ章においては、この移行過程にある古第三紀火成活動の意味について考察する。

謝辞：本論文を草するにあたって、日頃より暖かい御指導と御助言を頂くとともに、草稿を査読して頂いた広島大学理学部の吉田博直教授に深甚の謝意を表します。山口大学教養部の村上允英教授、広島大学理学部の原 郁夫教授には終始変わらぬ励ましと助言を頂くとともに草稿を読んで頂いた。広島大学理学部小島丈兒名誉教授、長谷 晃教授、柿谷 悟教授、添田晶教授、鈴木盛久博士、嶋本利彦博士、矢野孝雄氏、北川隆司氏には研究の過程で多くの激励あるいは助言を賜った。地質調査所鉱床部の松久幸敬博士、姫路工業大学の松田高明博士、広島大学理学部の横山俊治博士、山形大学理学部の中島和夫氏には現地及び室内において有益な御討論を頂いた。帯磁率の測定に際しては山口大学理学部の渋谷五郎教授に、岩石の蛍光X線法による分析に際しては鳥根大学理学部の飯泉 滋助教授に多くの便宜を計って頂いた。広島大学の南 朝生技官には岩石及び鉱物の化学分析全般にわたって御世話になった。同大学高橋秀夫、曲井明登両技官には多数の薄片を製作して頂いた。岩石学講座の諸氏には日頃より種々の批判と討論を頂いている。同講座の横山義人氏には本論文作成にあたって御世話になった。記して上記の方々に厚く御礼を申し上げます。

II. 浜田湾入部における古第三紀火成活動

A. 地質概説

山陰西部には三郡変成岩類及び白亜紀(～古第三紀)珪長質火砕岩類・花崗岩類を基盤として、古第三紀の陥没体が日本海岸線に沿い約20km間隔で断続分布している(今岡・村上, 1979)。本稿で詳述する弥栄陥没体・浜田陥没体もその一員を構成するものである。周知のように、島根県下における第三系の分布形態は、ほぼ一定の間隔をもって突出部と湾入部とが連続をなすという特徴がある(吉田, 1953)。古第三紀陥没体群は、村上(1969)により指摘されたように湾入部に分布する新第三系分布域の最奥(南方)に分布する傾向がある。調査地域はその湾入部にあたり、地質学的には浜田湾入部とよばれている。

本地域(Fig. 2; 島根県浜田市南方, 一部金城町・弥栄村・三隅町を含む)に分布する地層や岩体は、古い方から、三郡変成岩類・白亜紀珪長質火砕岩類(匹見層群・小角流紋岩類)・白亜紀～古第三紀深成岩類(美又花崗岩・宇栗石英閃緑岩・程原花崗閃緑岩・三里花崗岩・浄光寺谷花崗斑岩)・大麻山深成複合岩体・弥栄陥没体(弥栄層群及び木都賀深成岩類)・浜田陥没体(浜田層群及び鍋石石英閃緑岩・雲城花崗岩体)・新第三紀国府層群・鮮新世～更新世都津層群・前期更新世アルカリ玄武岩(リンパーク岩)・沖積層に区分される(Fig. 5)。

本地域の三郡変成岩類は三郡変成帯山陰支脈(Kojima, 1953)に属する。調査地域西部のもの

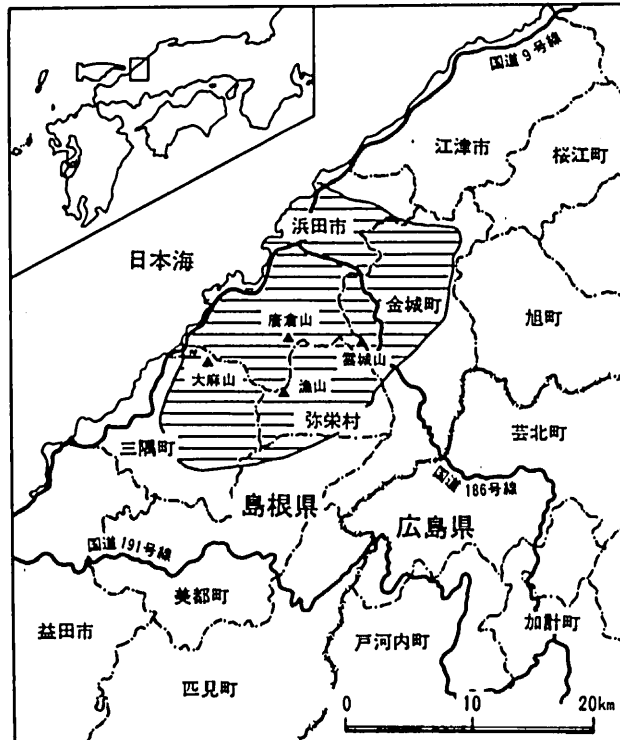


Fig. 2. Index map.

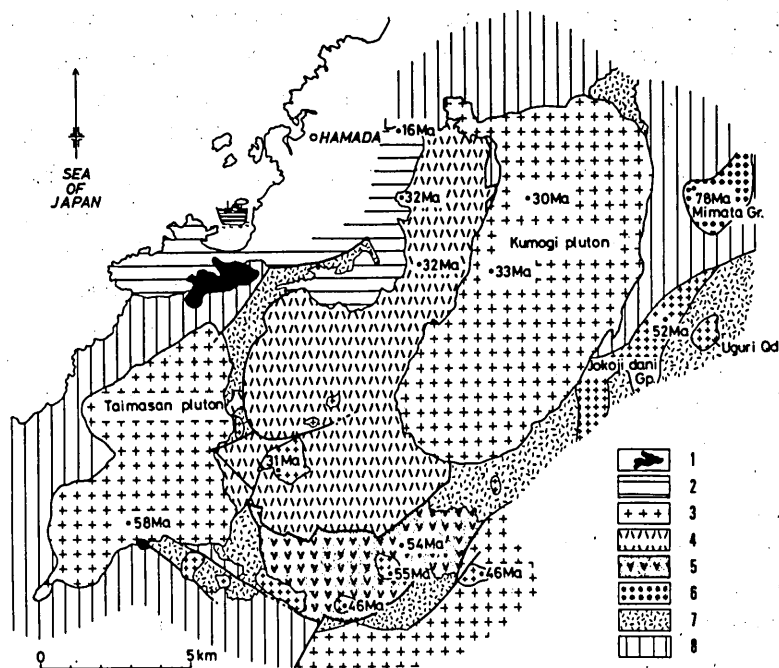


Fig. 3. Geologic sketch map and fission-track dating data of the Cretaceous to Paleogene igneous rocks in the Hamada area, Shimane Prefecture.

Fission-track data from Matsuda (1983) and Murakami (1983).

- 1 : Quarternary alkali basalt lava and pyroclastic rocks,
- 2 : Miocene Kokubu Group, 3 : Paleogene plutonic rocks,
- 4 : Oligocene Hamada Group, 5 : Eocene Yasaka Group,
- 6 : Cretaceous Mimata granite, 7 : Cretaceous felsic volcanic rocks,
- 8 : Sangun metamorphic rocks.

は三隅層群(岡村ほか, 1975)として知られている。匹見層群は三郡変成岩類とは断層関係にあり, 主に調査地域南東部に分布する。白亜紀の代表的な珪長質火山岩層の1つであり, 西中国脊梁山地を北東-南西方向に連ね, 巾20~40km, 延長100km以上の火山構造性陥没体を形成している(村上, 1974)。主にデイサイト質~流紋デイサイト質の火山碎屑岩からなり, 全体的に熱変成による再結晶作用を受けている。小角流紋岩類は弥栄陥没体・浜田陥没体の基盤をなすもので(Fig. 5), 主に流紋デイサイト質~流紋岩質の溶結凝灰岩よりなっている。岩層・層群より判断して, 西中国地域の阿武層群に対比されるものと推定される。

白亜紀~古第三紀深成岩類はその分布・岩層等により6つに区分される。美又花崗岩は調査地域東部の美又温泉周辺に分布する(Fig. 5)中粒~粗粒の角閃石-黒雲母花崗岩で, フィッション・トラック年代は78±4 Maを示す(Matsuda, 1983)。宇栗石英閃緑岩は調査地域東方の宇栗付近に分布する径約1kmの小ストック状岩体で(Fig. 5), 匹見層群を貫く。程原花崗閃緑岩は調査地域南方に分布し(Fig. 5), 三里花崗岩に貫かれる。三里花崗岩は調査地域南東の三里付近に分布するもので(Fig. 5), 細粒~中粒の黒雲母花崗岩である。浄光寺谷花崗斑岩は岩脈形態を有し, 三郡変成岩類・匹見層群・小角流紋岩類を貫く(Fig. 5)。そのフィッショ

ン・トラック年代は52Maを示す(村上, 1983)。大麻山深成複合岩体は浜田市～三隅町にかけて分布する11×6 kmの規模を有する岩体である(Fig. 5)。本岩体は岩層変化が著しく、斑れい岩～花崗岩と変化し、6つの岩層に区分される zoned pluton を形成している(Fig. 5)。K-Ar年代は47Ma(通商産業省, 1971)、フィッシュン・トラック年代は58Maをしめす(Fig. 3)。

弥栄陥没体は弥栄層群火山岩類と木都賀深成岩類で構成されている(Fig. 5)(今岡, 1984a)。基盤の小角流紋岩類とは一部断層関係、一部不整合関係にある。弥栄層群は玄武岩～流紋岩質の火山岩類および水底堆積物からなり、初期に玄武岩質～安山岩質の活動があり、後期には流紋岩質の活動へと変化した。木都賀深成岩類は主に石英閃緑岩からなり、少量の花崗岩～花崗斑岩および斑れい岩を伴い、弥栄層群火山岩類と火山～深成岩体複合岩体を形成している。

浜田陥没体は古第三系の上層である浜田層群と各種随伴深成岩体(鍋石石英閃緑岩体・雲城花崗岩体等)から構成されている(Fig. 5)。浜田層群は弥栄層群を不整合に覆い、新第三系国府層群に不整合に覆われる。浜田層群火山岩類は、全体としてゆるやかな盆状構造を示し、外側および内側の二重陥没構造を形成する。玄武岩～安山岩の活動にはじまり、徐々にその堆積の場を北側に移行するとともに、後期ではより珪長質の火山活動が卓越するようになる。火山岩類のフィッシュン・トラック年代は32・32Ma、随伴深成岩類のフィッシュン・トラック年代は鍋石石英閃緑岩で31Ma、雲城花崗岩で30・33Maを示している(Matsuda, 1983)。

中新世国府層群(Imamura, 1957)は浜田層群を不整合に覆い、水底堆積岩層を挟む主に安山岩～流紋岩質火山岩類から構成される地層群である。Imamura(1957)は本層群より *Sassafras yamañei* IMAMURA を記載し、その時代を初期～初中期中新世としている。

鮮新世～更新世都野津層群は金城町今福付近、浜田市中筋・中東・十文字原・野原町・岡口～前生湯にかけて分布する(Fig. 5)。本地域のものは主として礫層・砂層からなり、一部白色～青灰色粘土層を挟在する。浜田～江津地域の都野津層の層序・構造については宇野(1978)によって報告されている。

霞石玄武岩は、島根県地質図編集委員会(1982)によれば前期更新世に噴出したもので、国鉄山陰本線西浜田駅の南方に高さ約120mの玄武岩台地を形成している(Fig. 5)。かつて坪井ほか(1944)はその包蔵水を研究し、Harumoto(1952)は黄長石を検出し、本邦唯一の黄長石-霞石玄武岩として岩石学者の注目を引いた。アルカリ玄武岩は浜田市の南南西約14kmに位置する標高約250mの小丘、野山岳に分布する(Fig. 5)。古くから富田(1932)などによりリンバーク岩とよばれ研究されており、Yamaguchi(1964)は本岩に含まれるカンラン石捕獲岩中のカンラン石にしばしば translation lamellae がみられることを報告している。石橋(1977)は本岩中に3累帯からなる輝石巨斑晶(中心部から Cr-透輝石→Al-普通輝石→チタン普通輝石)を見出し、マントル物質の残品である Cr-透輝石を核としてマントル最上部または地殻最下底で Al-普通輝石が、更に地殻上部で Ti-普通輝石が生成したと考えた。鷹村(1973)は本岩をベイサニトイドとよび、アルカリカンラン石玄武岩からカンラン石-霞石玄武岩への移行型であるとした。また最近、平井(1983)は本火山岩体が地表付近でラッパ状に急に広がった形態を有していること、火山噴出物及びその中に含まれる種々の包有物の量比について検討している。

B. 基盤岩類

上述のように古第三紀弥栄陥没体・浜田陥没体の基盤をなすものは、三郡変成岩類と白亜紀～古第三紀火成岩類である。

1. 三郡変成岩類

調査地域西部の浜田市長浜～三隅町～弥栄村木都賀地域と調査地域北東部の浜田市東部～金城町北部に広く分布するほか、浜田市今井迫・後野町・細谷、弥栄村門田にも小規模に分布する。三隅～益田へかけて連続分布をするものは、三隅層群として知られている。本層群は、下位より都茂累層・二川累層・黒沢累層に3分されているが、このうち調査地域のそれは黒沢累層に属し、砂質片岩を主体とし泥質片岩と互層する。浜田市東部～金城町にかけて分布する三郡変成岩類は、厚いチャートを主体とした下部層と厚い泥質片岩で特徴づけられる上部層に2分される。一般走向は東西系で北傾斜を示す。全層厚は3000mに達する(岡村・岡屋, 1975)。

2. 白亜紀～古第三紀火成岩類

(a) 匹見層群

調査地域南東部、旭町丸原～雲井山～宇栗にかけて、また調査地域南部の横谷に分布する(Fig. 5)。三郡変成岩類とは断層関係、小角流紋岩類との関係は不明である。宇栗石英閃緑岩・三里花崗岩・浄光寺谷花崗斑岩に貫かれる。デイサイト質～流紋岩質の結晶ガラス質～ガラス質結晶凝灰岩で、いずれも再結晶作用が著しく進んでおり、グラノプラスチック組織を呈する。デイサイト質凝灰岩は黒色で、斜方輝石・単斜輝石・角閃石・黒雲母・チタン鉄鉱・単斜磁硫鉄鉱がよく保存されている。輝石は緑色角閃石や黒雲母によって交代されていることが多い。全岩および鉱物の化学組成については第IV章で記述される。

(b) 小角流紋岩類(新称)

弥栄陥没体・浜田陥没体の直接の基盤をなすものの1つで、北は浜田市細谷～内村町～礪田原～鍋石西方、南西部は木都賀西方～大口川にかけて、南部は小角～日高～周布川ダムにかけて散在分布する(Fig. 5)。弥栄層群および浜田層群とは断層関係、一部不整合関係にある。田橋町付近では大麻山深成複合岩体の一員である花崗閃緑岩に貫かれる。

構成岩石は流紋岩質～流紋デイサイト質のガラス質結晶凝灰岩～結晶ガラス質凝灰岩で、大半は溶結構造を有している。構成鉱物は石英・アルカリ長石・斜長石・黒雲母・角閃石(±)・チタン鉄鉱・磁鉄鉱(±)・黄鉄鉱(±)である。石英は融食他形あるいは破片状を呈する。黒雲母・角閃石は緑泥石化およびオパサイト化している。黒雲母はしばしば溶結作用のため湾曲している。マトリックスはユータキシティック・ピトロクラスティック・真珠状等の組織を示す。一般に岩片量は少ない。大口川付近にかけて分布するものは大麻山深成複合岩体による著しい熱変成作用をこうむり、マトリックスはグラノプラスチックになり、自形の褐色黒雲母を生じている。

(c) 美又花崗岩(新称)

調査地域東部の美又温泉付近に分布する(Fig. 5)。三郡変成岩類を貫くが、他の火成岩類とは直接に接していないため、その前後関係は不明である。フィッション・トラック年代は78±

4 Ma (Matsuda, 1983)である。斑状で中粒～粗粒の角閃石-黒雲母花崗岩で、しばしば著しい破砕作用を受けている。本岩体内およびその周辺地域には安山岩質の岩脈が数多く観察され、それらは東西～東南東-西北西走向を示すものが卓越する。黒雲母(X=黄色, Y≒Z=暗褐色)は緑泥石化していることが多い。

(d) 宇栗石英閃緑岩 (新称)

調査地域東方の宇栗付近に分布する直径約1kmの小ストック状岩体で(Fig. 5), 匹見層群を貫く。主に単斜輝石・黒雲母・斜長石・石英・アルカリ長石よりなりオフティック組織を示す。斜長石は累帯構造が顕著である。石英・アルカリ長石は間隙充填的に産する。

(e) 程原花崗閃緑岩 (新称)

調査地域南, 程原下から南方にかけて分布し(Fig. 5), 三里花崗岩に貫かれる。鏡下ではオフティック組織が明瞭で, 主に単斜輝石・角閃石・黒雲母・磁鉄鉱・チタン鉄鉱・斜長石・アルカリ長石・石英からなる。単斜輝石は角閃石に交代され, 島状に残存している。黒雲母(X=淡黄色, Y≒Z=褐色)は他形で間隙充填的に産する。

(f) 三里花崗岩 (新称)

調査地域東南方, 三里付近に分布する(Fig. 5)。小角の寺の横の露頭では程原花崗閃緑岩を貫き, 小角川沿いでは木都賀深成岩類に貫かれているのが観察される。小角流紋岩類とは一部貫入関係, 一部北東-南西方向の断層で接する。一般に優白質, 細粒～中粒で六角板状の黒雲母を含む。黒雲母は時々クロットをなす。本岩体にはゼノリス, 岩脈は少ない。岩体内部はかなり粒度変化に富み, 細粒～アプライト質の岩層もかなりの分布域を有する。黒雲母(X=淡黄色, Y≒Z=緑褐色)は多くの場合緑泥石化している。

(g) 浄光寺谷花崗斑岩 (新称)

調査地域東南方, 浄光寺谷付近に分布する岩脈状岩体で(Fig. 5), 匹見層群と三郡変成岩類との間に貫入している。本岩中のジルコンによるフィッシュン・トラック年代は52Maを示す(村上, 1983)。一般に中粒～粗粒で斑状構造が著しく, 風化面では白色粘土鉱物化した斜長石

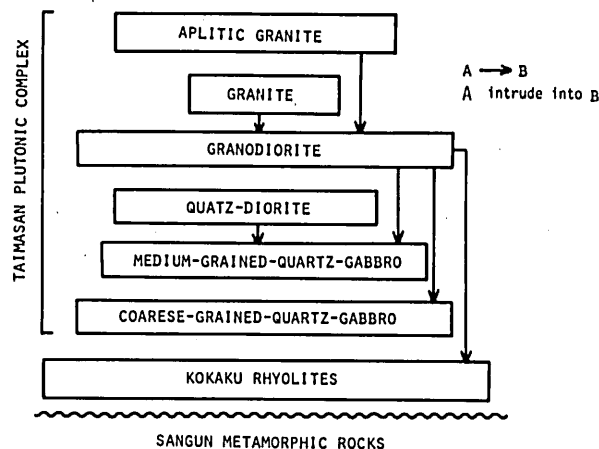


Fig. 4. Intrusive succession of the six main rock types from the Paleogene Taima-san zoned pluton.

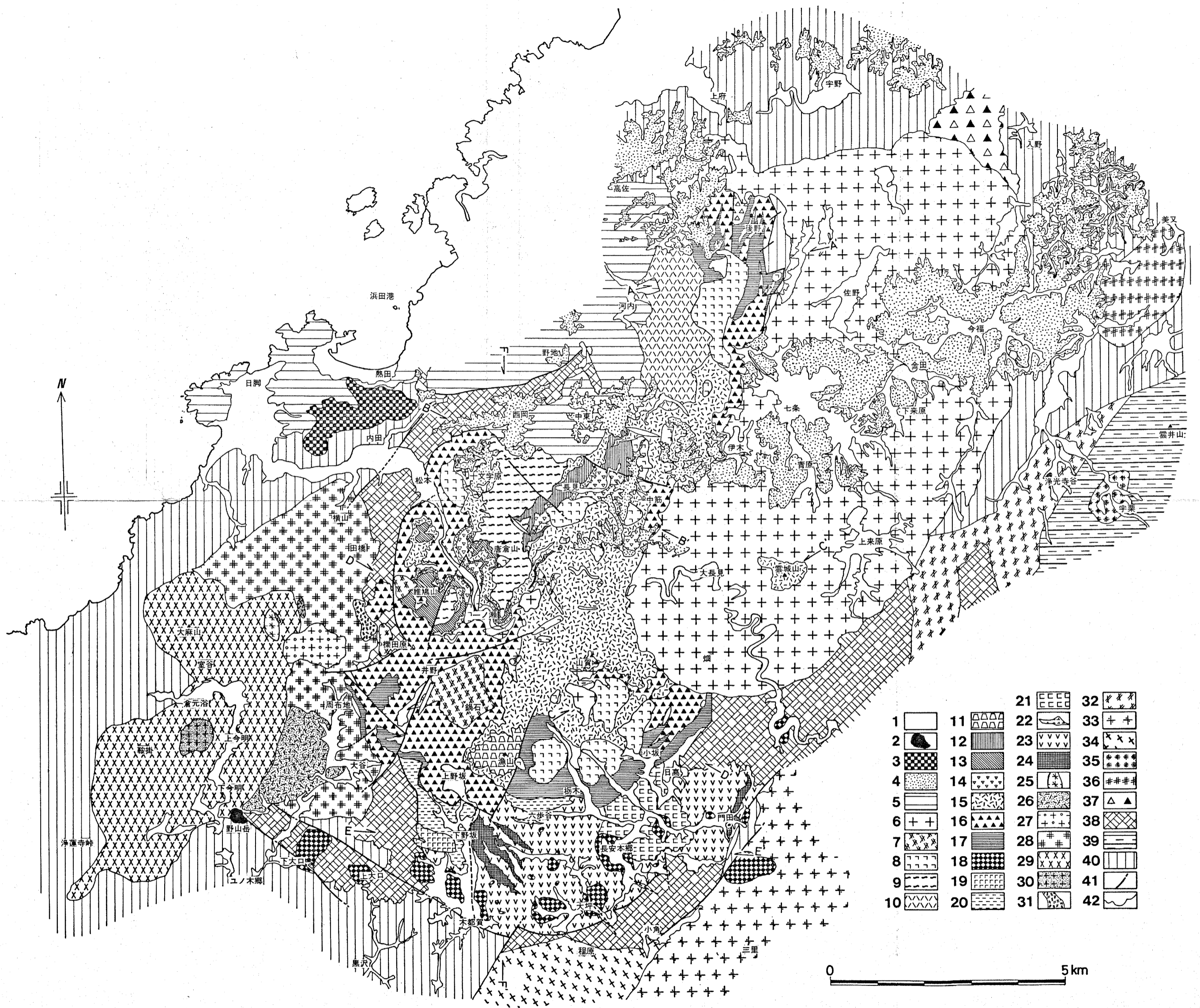
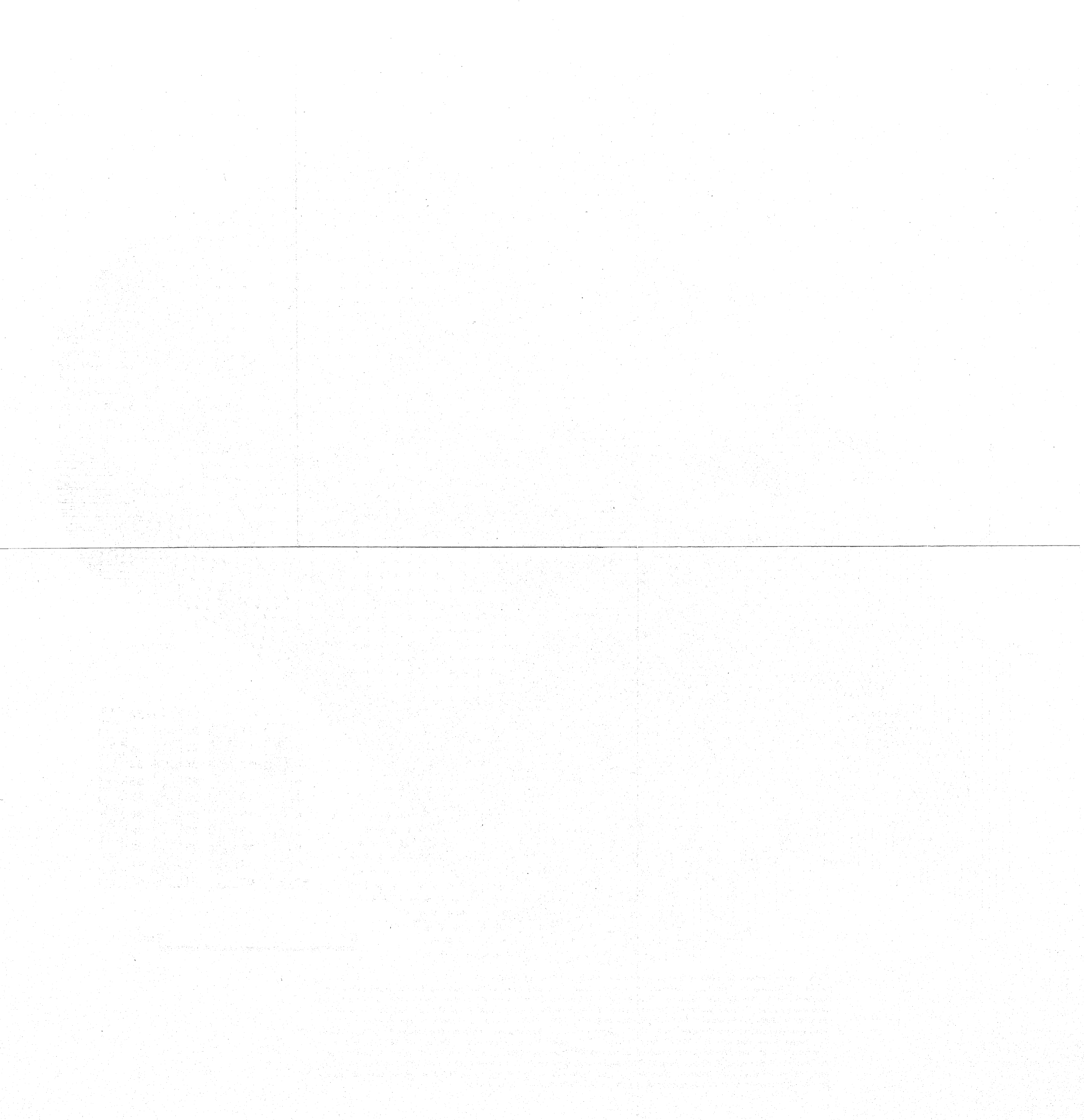


Fig. 5. Geologic map of the Paleogene Yasaka and Hamada cauldrons and adjacent area, Shimane Prefecture.

Legend; 1 : Alluvium, 2 : Alkali basalt (Limburgite), 3 : Nepheline basalt, 4 : Tsunozu Group, 5 : Kokubu Group, 6-17 : Hamada cauldron (6 : Kumogi granite, 7 : Nabeishi quartz diorite, 8 : Plagioryholite, 9-17 : Hamada Group (9 : Jumonjibara rhyodacite Formation 10 : Kakinoki-yama rhyodacite Formation, 11 : Isari-yama andesite Formation, 12-15 : Yamaga dacite Formation, 12 : Andesite lava, 13 : Tuffaceous sandstone, shale, conglomerate, 14 : Rhyodacite welded tuff, 15 : Dacite pyroclastic rocks, 16-17 : Ino andesite Formation, 16 : Andesite lava and pyroclastic rocks, 17 : Volcanic conglomerate, tuffaceous sandstone, shale), 18-24 : Yasaka cauldron (18 : Kitsuga plutonic rocks, 19 : Plagioryholite, 20-24 : Yasaka Group (20 : Nosaka rhyolite Formation, 21 : Takauchi dacite Formation, 22-24 : Kadota andesite Formation, 22 : rhyodacite tuff, 23 : Andesite lava and pyroclastic rocks, 24 : Volcanic conglomerate, tuffaceous sandstone, shale), 25-31 : Taima-san plutonic complex (25 : Porphyrite, 26 : Aplitic granite, 27 : Granite 28 : Granodiorite, 29 : Quartz diorite, 30 : Medium-grained quartz gabbro, 31 : Coarse-grained quartz gabbro), 32 : Jokoujidani granite porphyry, 33 : Misato granite, 34 : Porphyritic granodiorite, 35 : Uguri quartz diorite, 36 : Mimata granite, 37 : Gotsu volcanic rocks, 38 : Kokaku rhyolites, 39 : Hikimi Group, 40 : Sangun metamorphic rocks, 41 : Fault, 42 : Boundary of geologic unit.



(Max. 1 cm)が目立ち、他に石英・黒雲母の斑晶が見られる。

(h) 大麻山深成複合岩体

本岩体は島根県浜田市～那賀郡三隅町にかけて分布し、北東-南西方向に約11km、北西-南東方向に6kmの拡がりを有する。本岩体は三郡変成岩類・小角流紋岩類を貫き、南部の三郡変成岩類との境界部ではリンパーク岩が本岩体を貫く。本岩体は粗粒石英斑れい岩・中粒石英斑れい岩・石英閃緑岩・花崗閃緑岩・花崗岩・アプライト質花崗岩の6つの岩相に区分される。その貫入関係はFig. 4のようにまとめられる。このうち斑れい岩類は径1km以下でいずれも小規模な分布を示し、周辺岩相に玉状にとり込まれている様な産状を示す(Fig. 5)。石英閃緑岩と花崗閃緑岩、花崗閃緑岩とアプライト質花崗岩、花崗閃緑岩と花崗岩はいずれも明瞭な貫入関係を示す。石英閃緑岩は大麻山付近で頂上に向かい若干粒度が下がる。しかしながら、ここで区分された6つの岩相はいずれも明瞭に区分され、岩相相互間で漸移部が認められない。したがって、本岩体の岩相にみられる多様性はin situの分化作用で説明するよりも、むしろsuccessiveな貫入によって形成されたとする方が妥当であろう(今岡, 1985)。

C. 弥 栄 陥 没 体

島根県浜田湾入部には、白亜紀火山岩類とは断層、一部不整合関係で、弥栄陥没体・浜田陥没体を構成する古第三紀火山岩類が深成岩類を密接に伴いながら分布している(Fig. 5)。この火山岩類は下位の弥栄層群と上位の浜田層群に二分される(今岡, 1984a)。

1. 火山岩類

浜田湾入部最奥の弥栄村を中心に分布する水底堆積物を伴う各種火山岩類からなる始新世の地層群に対して弥栄層群と命名する。本層群は、上位の浜田層群とは岩層上の類似点が多いが、それとは堆積盆を一部重複しながらも全体としては異にしていること、地質構造や放射年代の上からも浜田層群とは明瞭な相違が認められることなどから独立の層群とするのが適当と考えた。

弥栄層群は主に玄武岩質安山岩～安山岩からなり、少量の玄武岩・デイサイトおよび流紋岩を伴う。これら火山岩類には主に石英閃緑岩質の深成岩類(木都賀深成岩類)が密接に伴われ、火山-深成複合岩体を形成している。また、本層群は明瞭な半盆状構造をしめす。本層群は下位より門田安山岩層・高内デイサイト層・野坂流紋岩層の3層に区分される(Fig. 7)。積算最大層厚は約720mと推定される。

(a) 門田安山岩層

弥栄層群の大半をしめ、基盤とは断層、一部不整合関係にある(Fig. 5)。主に安山岩類・玄武岩質安山岩～玄武岩および碎屑岩類よりなる。高内デイサイト質凝灰岩層に整合的に覆われる。各所で石英閃緑岩に貫かれ、黒雲母ホルンフェルスとなっている。

安山岩類は溶岩と火砕岩からなり、量的には前者が優勢である。溶岩は通常黒色～緑色塊状でオージャイト安山岩を主体とし、含カンラン石-オージャイト安山岩、オージャイト-角閃石安山岩を伴う。

玄武岩質安山岩～玄武岩は弥栄層群最初期の火成活動で、門田付近の基盤岩との境界部付近

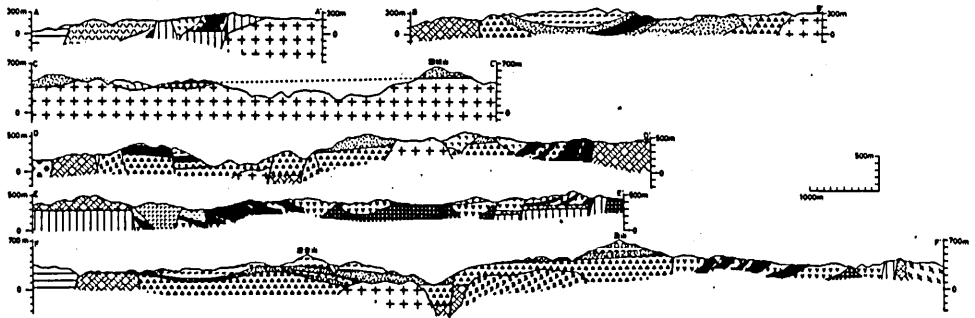


Fig. 6. Geologic cross sections.

The locations of the traverses and legend are shown in Fig. 5.

にのみ分布する。一般に黒色・塊状緻密で、変質した赤色のカンラン石がみられる。鏡下ではカンラン石の周囲に斜方輝石の反応縁は認められない。斑品としてカンラン石を含み、石基はオージャイト・斜長石 (An_{50-63})・カンラン石・磁鉄鉱および褐色ガラスからなる。オージャイトは斜長石の間に間粒状に存在する。石基は流理構造をもつ。

碎屑岩類は基盤を不整合に覆うか、あるいは断層で基盤と接する。安山岩類・玄武岩質安山岩～玄武岩とは指交関係にある。模式地は門田および下野坂の道路沿い。本層は角礫岩・礫岩・砂岩および泥岩よりなる。下野坂付近では淘汰不良で、近接基盤に由来したと考えられる泥質～砂質片岩・石英片岩などの三郡変成岩類、白亜紀の流紋岩質凝灰岩などの角礫を多量に含む角礫岩が観察される。この礫を構成する流紋岩質凝灰岩はアルカリ長石斑品を多量に含むので、それを含まない古第三紀の流紋岩質凝灰岩とは明瞭に区別され、木都賀西方に分布している小角流紋岩類と同時代のものと推定される。角礫岩は上部では火山円礫岩・泥質～砂質凝灰岩・泥岩に移化する。門田付近では暗紫色の凝灰質砂岩～小円礫岩層が成層している。火山円礫岩は淘汰不良で礫種は安山岩を主とし、他に珪長質～中性凝灰岩・碎屑岩および基盤の珪長質凝灰岩を伴う。一般に大～巨礫が多い。凝灰岩～泥質・砂質凝灰岩には細かなラミナが発達している。

(b) 高内デイサイト層

門田安山岩層に整合的に重なり、長安本郷～高内にかけて楕円形の分布を示す。模式地は安城小学校前の道路沿いの切割。最大層厚は約80m。淡緑色～淡青色のデイサイト質～安山岩質の非溶結の凝灰岩～凝灰角礫岩で、火山豆石を含むことによって特徴づけられる。本層中の火山豆石は、はじめ園山(1929)によって記載された。本層は全て凝灰質岩石からなり、火山豆石を含む層準の下位は凝灰角礫岩に移化し、そこでは火山豆石は通常含まれないか、含まれても少量である。凝灰角礫岩中には近接基盤に由来すると考えられる石英閃緑岩・花崗閃緑岩礫が含まれる。本層にはしばしば級化構造が見られ、地層はほぼ水平ないし南に緩傾斜(～10°)を示す。

火山豆石について：本層産出のものは以下のような特徴を有している。i) 中心に核(斜長石や石英等の結晶片)を有することはない。ii) 火山豆石を構成している粒子に同心円状の級化構造が見られる。iii) 破壊された火山豆石はほとんど見られない。iv) 2つ以上の火山豆石

が合体したものも存在する。v) 火山豆石の最外部は通常非常に細粒の粒子から構成されている。vi) 約4~8mm大の直径を有し、一般に球形を示すが、堆積後の圧密作用で若干扁平化しているものもある。vii) 火山豆石の構成物とそれを含むマトリックスは同質物質でできている。

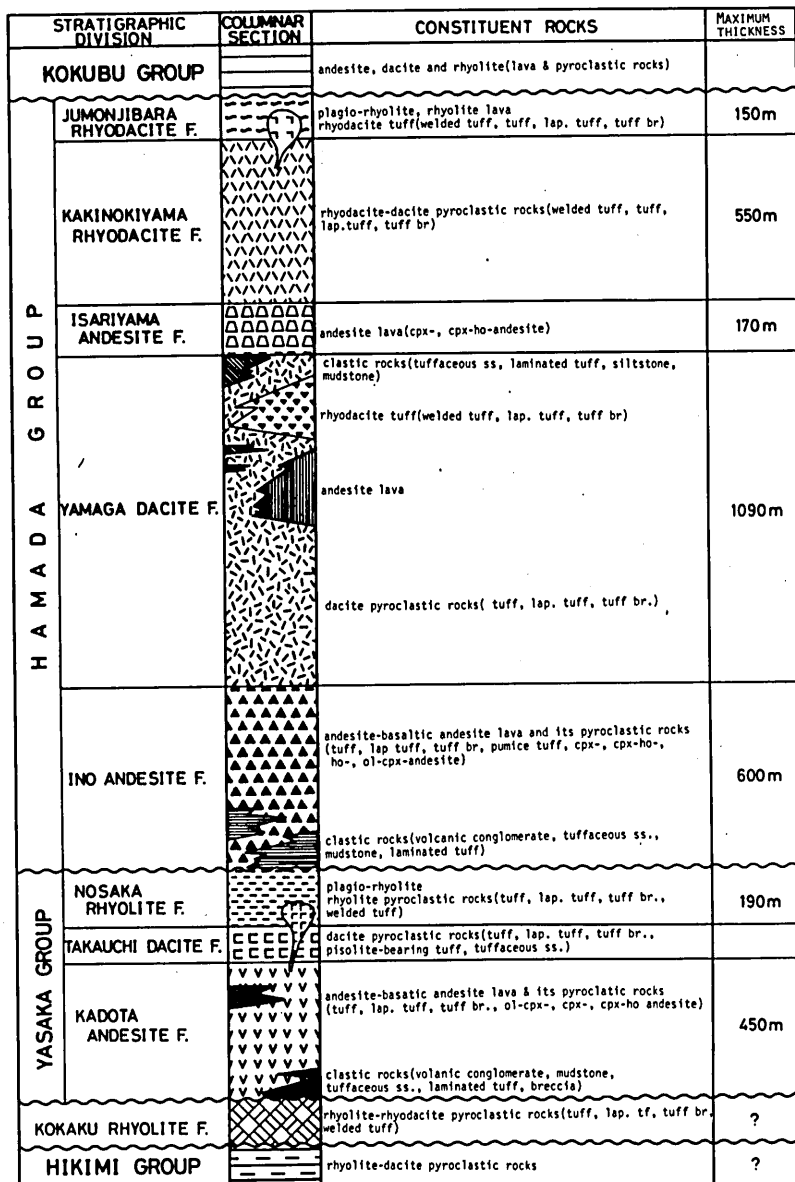


Fig. 7. Generalized stratigraphic columnar section of the Paleogene volcanic formations of the Hamada district, Shimane Prefecture, Southwest Japan. Legend same as in Fig. 5.

Abbreviations: cpx: clinopyroxene, ol: olivine, ho: hornblende, lap: lapilli, br: breccia, ss: sandstone, F: Formation, tf: tuff

しかし、構成粒子の粒径は火山豆石の方が小さい。viii) 最外部の細粒部分のマントルは二重になっていることがある。

(c) 野坂流紋岩層

野坂および六歩谷付近に分布する (Fig. 5)。野坂南では基盤岩とは断層関係で、門田安山岩層の上に直接重なる。高内デイサイト層との前後関係は両者が直接接していないため不明である。一般に北西-南東走向で北に20~30°傾斜する。最大層厚は190m。野坂付近では、一般に変質した白色の流紋岩質凝灰岩が主岩層で、他に非溶結の同質ラピリ凝灰岩を伴う。溶結凝灰岩には緑色の偏平化した軽石片が含まれる。石英閃緑岩の周辺では再結晶し、黒雲母が生じている。六歩谷付近のものは一般に非溶結で基盤の流紋岩類・碎屑岩類・安山岩類の岩片を多量に含む。

(d) 斜長流紋岩

下野坂東方等に分布し、周辺の地層と高角度で接してこれを貫き、珪化作用を与えている。

2. 深成岩類

弥栄層群の火山岩類と密接な随伴関係を有し、それらと火山-深成複合岩体をなす始新世の深成岩類に対して木都賀深成岩類と新称する。現在まで3試料のフィッション・トラック年代が得られており、それらは46・46・55Maをしめす (Matsuda, 1983; 村上, 1983)。本岩類は、見掛け上地表では最大径が2kmあまりの小規模岩体として多数露出している。しかしながら、露出地域が地形的低所に限られる傾向があることや、岩体群を通して岩相の一樣性が認められることから、むしろこれら岩体は別個のものでなく、弥栄層群火山岩層の下底に連続岩体を形成しているものとみるべきであろう。

主岩層は石英閃緑岩質で (Fig. 8)、少量の斑れい岩、花崗岩質岩石を伴う。弥栄層群が主として安山岩で構成され、少量の玄武岩や流紋岩を伴うのと良い組成的対応を示している。粒度は露頭間でかなり変化するが、概して細粒~中粒である。

主要構成鉱物は斜長石・アルカリ長石・石英・黒雲母・角閃石・単斜輝石である。斜長石は斑品にも石基中にも見られ、その多くは著しい累帯構造 (An₅₂₋₈₅) を示す。しばしばFe-Ti酸化鉱物や角閃石・黒雲母の小結晶を包有する。アルカリ長石は常に間隙充填的に産し、微細な包有物のため turbid である。融食をうけた斜長石のまわりをマントルすることもある。鏡下ではパーサイト構造は全く認められない。石英も間隙充填的に産する。

単斜輝石は、石英斑れい岩~石英閃緑岩中に~1.0%含まれ、早期に晶出しており、多くの結晶は角閃石や黒雲母に交代されている。分析された輝石は Ca_{45.5}Fe_{17.7}Mg_{36.8}~Ca_{46.7}Fe_{16.3}Mg_{37.7}のサーライトに属し、1つの標本中での

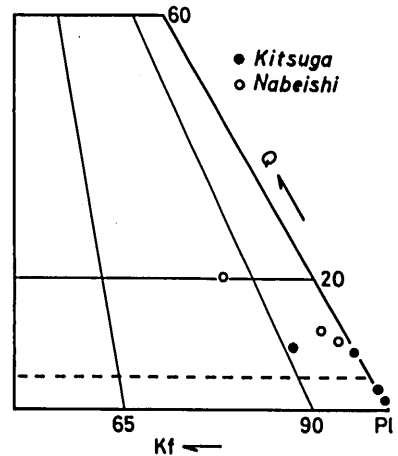


Fig. 8. Modal compositions of the Paleogene Kitsuga and Nabeishi plutonic rocks.

組成変化は極めて少ない。TiO₂, Al₂O₃, Na₂O, K₂O はいずれも少量しか含まれていない。

角閃石は石英斑れい岩・石英閃緑岩中の主要構成鉱物であり、各々に~33%, ~24%含まれる。角閃石には比較的自形性の強い褐色種と単斜輝石を交代した他形の緑色種がある。前者はTiO₂, Al₂O₃, Na + K にやや富み (TiO₂=2.4~3.7%; Al₂O₃=8.2~10.1%, Na + K >0.72), 後者は前者に比較しそれらに乏しい。mg 値は両者を通じ0.59~0.68を示し, Leake (1968) の

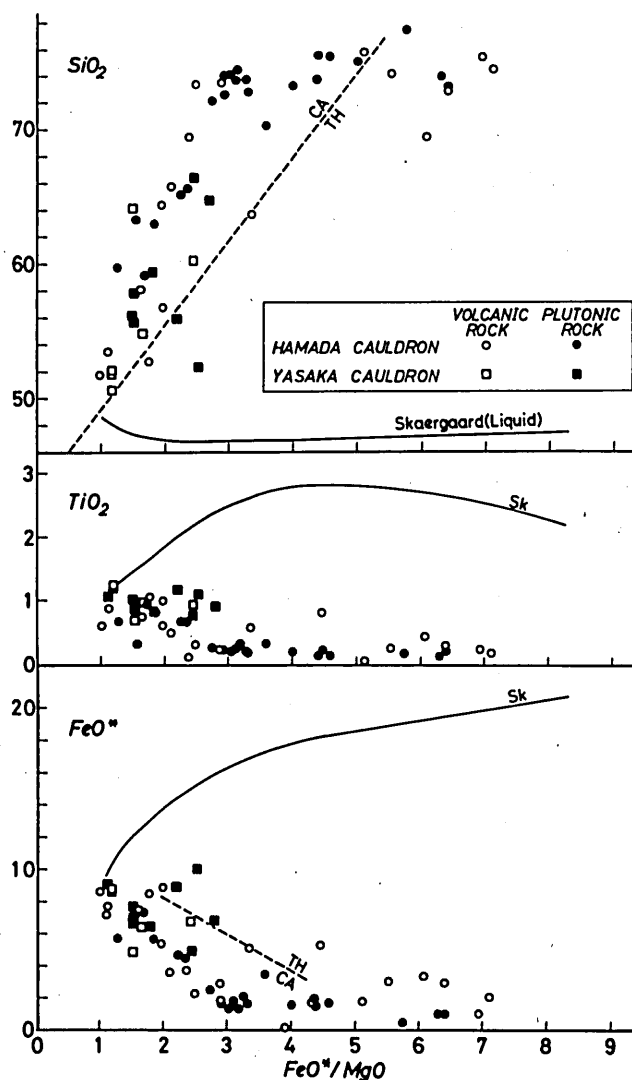


Fig. 9. FeO^*/MgO vs. SiO_2 , TiO_2 and FeO^* diagrams. FeO^* represents total iron as FeO. The broken line in the figure indicate the boundary between calc-alkaline and tholeiitic rock series after Miyashiro (1974). The trend of the Skaergaard intrusion (Sk, Wager and Brown, 1967) is shown in comparison.

分類ではアクチノ閃石・アクチノ閃石質ホルンブレンド・マグネシオホルンブレンド・ツェルマク閃石質ホルンブレンドに属する。

黒雲母(X=淡黄色, Y≒Z=褐色)は他形～半自形で, 斜長石に対し間隙充填的に, また単斜輝石や角閃石の周囲に産する。しばしば緑レン石・緑泥石に変わっている。分析されたNo. 760407-1の黒雲母はTiO₂に富み(4.3～5.4%), Al₂O₃に乏しい(13.3～14.4%)。mg値は0.51～0.57を示す。

Fe-Ti酸化鉱物は普遍的に含まれ, 最大4%含有される。磁鉄鉱の方がチタン鉄鉱よりも卓越する。磁鉄鉱は半自形～他形結晶として産し, 単独結晶として産する場合とチタン鉄鉱と連晶する場合がある。チタン鉄鉱は50～100μの半自形～他形単独結晶として, 磁鉄鉱中に幅数μ～数10μの細いラメラとして, あるいは磁鉄鉱と粒状連晶をなす(Fig. 82)。粒状連晶をなす場合, より周辺部あるいは磁鉄鉱の割れ目に沿ってチタン鉄鉱がくっついている場合が多い。石英斑れい岩(No. 760515-11)中にはヘモイルメナイト(赤鉄鉱の微連晶を有するチタン鉄鉱)と磁鉄鉱の連晶が見られる(Fig. 82)。化学組成についてみると, 磁鉄鉱は1.6～2.6mol.%のウルボスピネル成分を含み, チタン鉄鉱はパイロファン成分を5～15mol.%, 赤鉄鉱を4～10mol.%固溶している。

3. 全岩化学組成

弥栄層群火山岩類(変質の著しいため流紋岩類を除く)および木都賀深成岩類の主成分および微量元素の定量を行った。結果をTables 1, 2に示す。主成分の分析には湿式分析とXRFを使用した。湿式分析は大木ほか(1962)の方法を若干改良し, 正確・迅速化を計った。SiO₂, H₂Oは重量法, Na₂O, K₂Oは炎光分析法, TiO₂, MnO, P₂O₅は比色分析, MgO, CaO, Al₂O₃, Fe₂O₃はキレート滴定, FeOは過マンガン酸カリ滴定で定量を行った。XRFによる分析は小林ほか(1982)による方法で行った。微量元素の定量には島津AA-646型の原子吸光/フレイム分光光度計を用いた。定量方法・条件等は今岡ほか(1985)に報告した。

Fig. 9にD.I. (ノルムQ + Ab + Or) - 酸化物変化図を示す。分析された木都賀深成岩類のSiO₂は49～65%におよぶが, SiO₂=54～58%くらいの石英閃緑岩が主体をなす。1試料(No. 760515-11)を除き, 全てノルムQが算出される。図において弥栄層群火山岩類のSiO₂は49～60%の範囲を示すが, 流紋岩類まで含めればSiO₂の変化幅は更に広がるものと予想される。弥栄層群火山岩類と木都賀深成岩類との間には有意の差は認められない。また同図には後述される浜田層群火山岩類もプロットされているが, D.I. 値を除き弥栄層群火山岩類とは差異が認められない。図中の直線はAramaki *et al.* (1972)による日本の花崗岩類の平均の分化経路を示すが, これに比較して本地域の火成岩類はMgO, Na₂Oに富み, Al₂O₃に乏しい。

AFM図(Fig. 37)上では弥栄層群火山岩類のFeO*/MgO比の変化は少なく, Na₂O + K₂Oが増加し, Daly(1933)によるカルク・アルカリ岩系列の経路とほぼ一致する。またMiyashiro(1974)によるFeO*/MgO - (SiO₂, FeO*, TiO₂)図上では弥栄陥没体および浜田陥没体の構成岩は大部分カルクアルカリ岩の領域にプロットされる(Fig. 10)。

微量元素についてみると, 弥栄層群の玄武岩にはCrが最大220ppm, Niが最大150ppm含有されている。これはクロムスピネルやカンラン石を含有していることと調和的である。Li, Pb, Rbは各々30ppm, 12ppm, 72ppmを越えない。木都賀深成岩類についてもLi(16～10ppm),

Table 1. Chemical analyses of volcanic rocks from the Yasaka Group.

No.	781016-3	83207-4	83207-3	82Y12-7	760515-2	82Y13-2	760514-6
SiO ₂ wt. %	49.59	50.66	49.72	51.44	54.13	58.65	60.50
TiO ₂	1.17	1.16	1.11	1.16	0.96	0.92	0.65
Al ₂ O ₃	17.84	16.77	16.51	17.02	19.83	16.68	15.00
Fe ₂ O ₃	4.80	3.50	3.87	4.50	3.36	3.50	3.41
FeO	4.31	5.48	4.99	4.43	3.31	3.64	1.63
MnO	0.17	0.17	0.15	0.16	0.22	0.17	0.10
MgO	7.39	7.41	7.33	7.25	3.83	2.79	3.10
CaO	8.66	8.36	8.11	8.34	8.92	5.74	4.06
Na ₂ O	2.60	2.95	3.04	3.00	3.43	3.37	3.69
K ₂ O	0.78	0.75	0.88	0.96	0.57	2.01	2.20
H ₂ O(+)	1.86	1.92	2.53	1.30	1.16	2.08	4.59
H ₂ O(-)	0.18	0.99	1.05	0.93	0.12	0.09	0.41
P ₂ O ₅	0.28	0.21	0.23	0.22	n.d.	0.14	0.12
Total	99.63	100.33	99.52	100.71	99.84	99.78	99.46
Co ppm	35	35	36	36	30	29	14
Cr	221	197	203	205	27	13	18
Cu	4	44	37	46	48	39	59
Li	10	17	17	13	19	17	27
Ni	153	135	35	131	23	3	9
Pb	2	4	7	3	6	9	12
Rb	29	15	11	12	9	40	72
Sr	470		517	483	779	455	319
Zn	66	80	52	76	95	23	73
C.I.P.W. Norm							
Q	3.04	1.86	1.17	3.12	7.79	14.80	17.97
or	4.61	4.43	5.20	5.67	3.37	11.88	12.99
ab	21.99	24.95	25.71	25.37	29.01	28.50	31.21
an	34.71	30.31	28.81	30.14	37.03	24.46	17.88
wo	2.69	4.09	4.15	4.09	3.01	1.30	0.62
di	2.12	2.88	3.03	3.16	2.22	0.87	0.54
fs	0.27	0.87	0.73	0.49	0.50	0.33	-
en	16.28	15.57	15.22	14.89	7.31	6.07	7.18
hy	2.06	4.70	3.68	2.31	1.63	2.26	-
mt	6.96	5.07	5.61	6.52	4.87	5.07	3.70
il	2.22	2.20	2.11	2.20	1.82	1.75	1.24
hm	-	-	-	-	-	-	0.86
ap	0.66	0.50	0.54	0.52	-	0.33	0.29
D.I.	29.64	31.24	32.08	34.16	40.17	55.18	62.17
K ₂ O/Na ₂ O	0.30	0.25	0.29	0.32	0.17	0.60	0.60
Na ₂ O+K ₂ O	3.38	3.70	3.92	3.96	4.00	5.38	5.89
FeO*/MgO	1.17	1.16	1.16	1.17	1.65	2.43	1.52

* Total Fe as FeO

Analyst: T.Imaoka

Note: Kadota andesite f.: 781016-3, 83207-4, 83207-3, 82Y12-7, 760515-2, 82Y13-2.
Takauchi dacite f.: 760514-6

Sampling locality: 781016-3, 83207-4, 83207-3, 82Y12-7: Kadota; 82Y13-2: Nagayasu-hongo; 760514-6: Nagayasu junior high school.

Table 2. Chemical analyses of the Kitsuga plutonic rocks.

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂ wt. %	49.01	51.21	54.21	55.01	55.11	56.59	58.37	63.76	64.48
TiO ₂	1.02	1.08	0.90	1.16	0.98	0.84	0.81	0.92	0.74
Al ₂ O ₃	16.98	16.61	16.93	17.11	17.02	16.28	16.16	14.83	14.72
Fe ₂ O ₃	2.79	4.35	3.19	3.94	3.48	2.54	3.16	1.27	2.64
FeO	6.26	6.12	4.61	5.00	3.67	4.24	3.47	5.62	2.39
MnO	0.20	0.18	0.18	0.19	0.19	0.13	0.12	0.13	0.08
MgO	7.89	3.96	4.91	3.86	4.52	4.29	3.52	2.42	1.95
CaO	9.15	9.59	7.51	6.98	6.93	6.91	5.96	3.92	3.31
Na ₂ O	2.62	3.68	3.80	3.87	4.55	4.71	4.57	2.80	4.18
K ₂ O	0.84	0.93	0.75	1.01	1.47	1.08	1.99	2.42	2.48
H ₂ O(+)	2.64	1.36	2.55	1.95	1.72	1.55	1.07	1.96	1.88
H ₂ O(-)	0.25	0.18	0.30	0.11	0.16	0.21	0.48	0.15	0.46
P ₂ O ₅	0.07	0.26	0.24	0.30	0.26	0.21	0.18	0.10	0.12
Total	99.75	99.51	100.08	100.49	100.06	99.58	99.86	100.30	99.43
Co ppm	43	26		18	17	22	19		11
Cr	47	16		8	13	15	11		2
Cu	22	37		15	8	12	17		6
Li	16	11		10	10	12	11		10
Ni	28	0.7		0.8	12	20	5		0.7
Pb	11	5		6	9	9	8		10
Rb	22	12		24	22	11	40		47
Sr	833	536		487	786	796	522		347
Zn	87	122		66	72	86	71		55
C.I.P.W. Norm									
Q	-	2.00	6.28	8.17	3.38	5.17	7.79	22.86	20.85
or	4.96	5.49	4.43	5.97	8.69	6.38	11.76	14.30	14.65
ab	22.41	31.12	32.14	32.73	38.48	39.84	38.65	23.68	35.35
an	31.96	26.06	26.93	26.34	21.68	20.10	17.71	18.80	14.09
C	-	-	-	-	-	-	-	0.72	-
wo	5.42	8.28	3.66	2.65	4.60	5.35	4.46	-	0.65
di	en	3.59	4.84	2.45	1.70	3.38	3.14	-	0.48
fs	1.44	3.04	0.94	0.77	0.78	1.49	0.95	-	0.11
en	12.08	5.02	9.77	7.91	7.87	7.19	5.63	6.02	4.38
hy	fs	4.84	3.15	3.74	3.59	1.82	3.06	1.70	7.99
ol	fo	2.79	-	-	-	-	-	-	-
fa	1.23	-	-	-	-	-	-	-	-
mt	4.05	6.31	4.63	5.71	5.05	3.68	4.58	1.84	3.83
il	1.94	2.05	1.71	2.20	1.86	1.60	1.54	1.75	1.41
ap	0.17	0.62	0.57	0.71	0.62	0.50	0.43	0.24	0.29
D.I.	27.37	38.61	42.85	46.87	50.55	51.39	58.20	60.84	70.85
K ₂ O/Na ₂ O	0.32	0.25	0.20	0.26	0.32	0.23	0.44	0.86	0.60
Na ₂ O+K ₂ O	3.46	4.61	4.55	4.88	6.02	5.79	6.56	5.22	6.66
FeO*/MgO	1.11	2.53	1.52	2.21	1.50	1.52	1.79	2.79	2.44

* Total Fe as FeO

Analyst: T. Imaoka

Note: 1: Hb-gabbro, Kitsuga(760515-11), 2: Qz-diorite, Kitsuga(770228-1), 3: Qz-diorite, Inashiro(760515-1), 4: Qz-diorite, Kadota(82Z24-14), 5: Qz-diorite, Gotan-bashi, (760520-3), 6: Qz-diorite, Ootsubo(760407-1), 7: Qz-diorite, Nagayasu-hongo(760701-1), 8: Qz-diorite-porphry, Kokaku(781018-4), 9: Granodiorite, Gotan-bashi(760520-2).

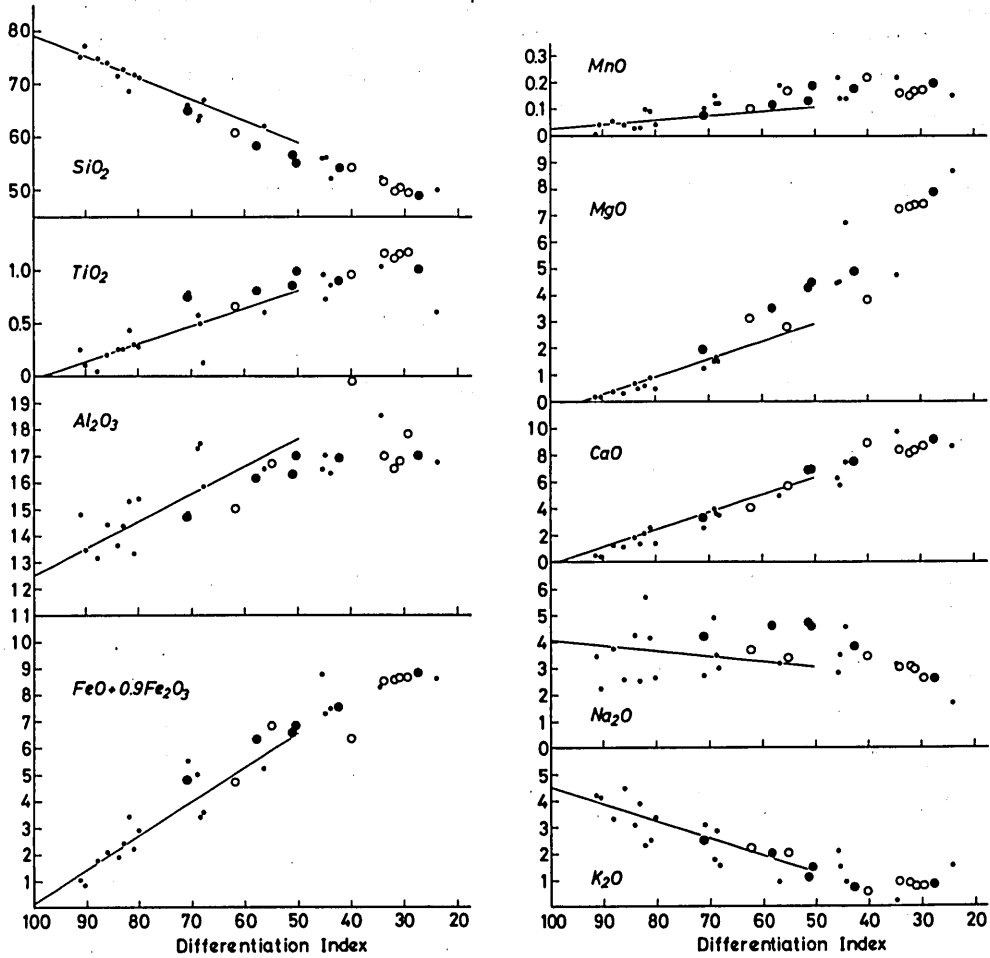


Fig. 10. Variation diagram.

Large open circle: volcanic rocks from the Yasaka Group.

Large solid circle: Kitsuga plutonic rocks.

Small solid circle: volcanic rocks from the Hamada Group.

The line in the figure indicates the trend of average Japanese granites (Aramaki et al., 1972).

Pb (11~5ppm), Rb (47~11ppm)に乏しいことなどが特記される。その他の諸性質については第IV章において白亜紀火成岩類との比較において記述される。

4. 地質構造

弥栄層群はその北側を浜田層群によって覆われており、その全体を知ることはできないが、南部~西部の木都賀深成岩類によって貫かれているところ以外は、半楕円状の輪郭をもった断層で基盤岩類と接しており、東部では基盤岩類上に不整合に重なっている。断層は決してなめらかな曲線とは言い難く、いくつかの断層の集合体からなっているようである。基盤岩類との

境界部には角礫岩～礫岩がみられる。この礫岩は塊状で淘汰が悪く、近接基盤に由来する岩石の碎屑物からなっており、含まれる礫は細礫から巨礫までみられ、数mに達するブロックを持つことがある。Fig. 6に地質断面図を示す。岩体西部の下野坂付近では、走行は北西～南東～西北西～東南東で北に15～30°傾斜している。北部の六歩谷付近では走行は北東～南西～東北東～西南西で北西方向に25～45°の傾斜を示す。全体として北西よりに中心をもち、北に開いたベーズン構造を呈している。木都賀深成岩類は先に述べたように地下では連続し、火山岩層の底を形成するように1岩体として発達しているものとみられる。以上のような構造は、これがコールドロンに対比されるものであることを示している。

D. 浜田陥没体

1. 火山岩類

1) 層序・岩石記載

浜田湾入部における古第三系の上部層で、水底碎屑岩層を伴う各種火山岩類からなる漸新世の地層群に対して浜田層群と命名する(Fig. 5)。弥栄層群を不整合に覆い、新第三系国府層群に不整合に覆われる。本層群の火山岩類には雲城花崗岩体をはじめとした大小の深成岩体が密接に伴われ、火山～深成複合岩体をなしている(Fig. 5)(今岡, 1984a)。また後述のように本層群は明瞭な盆状構造を示し1つの cauldron を形成する地質体であることから、本層群を陥没体として扱う場合は浜田陥没体と呼ぶことにする。本層群は下位より井野安山岩層・山賀デイサイト層・漁山安山岩層・柿ノ木山流紋デイサイト層・十文字原流紋デイサイト層に区別され(Fig. 7), その積算最大層厚は2020mに達する。

(a) 井野安山岩層

浜田層群の最下位を構成し、基盤の小角流紋岩類・弥栄層群とは断層あるいは不整合関係にある。西は辻堂～伊木、東は内村～一ノ瀬～井野～上野坂に分布し、主に安山岩類と碎屑岩類よりなり、両者はしばしば指交関係にある(Fig. 5)。山賀デイサイト層に整合的に覆われる。最大層厚は600m。

碎屑岩類は、北部の後野町付近および南部の日高～小坂～栃木付近にかけてまとまった分布がみられる。日高付近では基盤の白亜紀流紋岩類の円礫～亜円礫(礫径 $\phi = 50 \sim 200$ cm)を大量に含む紫色の巨礫岩層・グラニユール礫岩層・ラミナの発達した砂岩層・頁岩などが成層しているのが各所で観察されるが、各地層は連続性に乏しい。礫種としては流紋岩質溶結凝灰岩の他に、弥栄層群に由来すると考えられる安山岩質溶岩・同質凝灰岩・斜長流紋岩・頁岩などがある。栃木付近では日高付近同様の粗粒の礫岩層も見られるが、連続性の比較的良い厚さ数cmの黒色凝灰質頁岩～シルト岩・凝灰質砂岩の互層が発達しており、凝灰質シルト岩には細かな平行ラミナが観察される。これらのことから本層堆積時には水底の環境にあったものと推定される。国道186号線沿いの後野付近では三郡変成岩類の上に直接礫岩層が重なっているのが観察される。辻堂付近では黒灰色～黒色の頁岩・細粒～粗粒砂岩の互層が見られ、級化構造の発達も見られる。地層面は陥没体の中心に向かい40～60°の急傾斜を示しており、またスランプ構造の見られることもある。これは堆積後あまり時間間隙をおかず、盆地の内側にむけて傾動

運動のあったことを示唆している。

安山岩類は溶岩と火砕岩からなり、火山円礫岩～礫岩・凝灰質砂岩・頁岩などを挟在したり、それらと指交関係にある。安山岩溶岩には水冷自破砕溶岩やハイアロクラストイト様の岩層を呈するところもある。溶岩は無斑晶質および斑状のオージャイト安山岩・含カンラン石～オージャイト安山岩からなる。安山岩溶岩は毛せん状・ハイアロオフティック・ピロタキシティック・インターサータルなどの組織を呈する。斑晶としてカンラン石(±)・オージャイト・斜長石・クロムスピネル(±)・磁鉄鉱・チタン鉄鉱(±)を含み、石基には斜長石・オージャイト・クロムスピネル(±)・磁鉄鉱・チタン鉄鉱(±)が認められる。磁鉄鉱/ (磁鉄鉱+チタン鉄鉱) 容量比は0.9以上を示す。セリサイト・緑泥石・緑レン石・炭酸塩鉱物などの変質鉱物はごく一般的にみられる。

(b) 山賀デイサイト層

浜田層群中最も広い分布域を有する。金城町伊木西方～長見～山賀にかけて分布する (Fig. 5)。金城町伊木より浜田ダムに向かう旧国道沿いに模式的に発達する。井野安山岩層を整合に覆い、柿ノ木山流紋デイサイト層に整合に覆われる。最大層厚は約350m。デイサイト質凝灰岩・同質火山礫凝灰岩～同質凝灰角礫岩を主とし、凝灰質砂岩・頁岩・流紋デイサイト質溶結凝灰岩・安山岩溶岩を挟む。

本層下位には径数cm～10数cm、時に1mを越える大きさの安山岩礫が多量に含まれ、礫量は多いところでは60～70%に達する。これらの安山岩礫はその岩質の類似等より井野安山岩層に由来するものと思われる。礫種としては安山岩類の他に珪長岩・流紋岩溶岩・同質凝灰岩・泥岩～砂岩を含む。

デイサイト質凝灰岩は一般に塊状で青灰色を呈し、溶結構造は認められない。マトリックスはビトロクラスティックで微細な岩片・結晶片・火山灰からなる。石英斑晶を少量含む。本層の下位および上位の一部においてはこれらの礫は円磨されており、垂角礫～垂円礫になっている。また成層した凝灰質砂岩・頁岩の薄層を挟在する。本層の堆積環境は全体的には乾陸とみられるが、その上位と下位の一部の堆積時には陸水域が存在したものと推定される。

凝灰質砂岩および頁岩は雉鳩山において模式的に発達する。その最大層厚は130mと推定される。その相当層は唐倉山西斜面・同南斜面・東斜面にも薄層として認められる。良く成層した細粒凝灰岩・凝灰質砂岩・礫岩が数cm～数10cmの単位で互層する。細かな平行ラミナや級化構造も認められる。

流紋デイサイト質溶結凝灰岩は唐倉山西斜面・雉鳩山東斜面に露出している。淡緑色の扁平な軽石片を含み、顕著な溶結構造が認められる。

安山岩溶岩は長見地区、唐倉山の南西斜面にみられる。前者の層厚は最大200mに達するが、後者は最大30mの薄層にすぎない。安山岩溶岩は鏡下ではピロタキシティック組織を示し、主に斜長石・単斜輝石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱よりなる。

(c) 漁山安山岩層

本層は漁山を中心に分布する (Fig. 5)。山賀デイサイト層に整合に重なり、北に緩く(10°)傾斜している。全層厚は170m+。安山岩溶岩のみよりなり、火砕岩を伴わない。代表的岩石は青黒色～黒色塊状で、1mm±の斜長石斑晶を含み、石基はフェルト状で斜長石・不透明鉱物・変質マフィック鉱物からなる。

(d) 柿ノ木山流紋デイサイト層

陥没体北部、浜田ダム北方に分布する (Fig. 5)。下位の山賀デイサイト層に整合的に重なる。東部は斜長流紋岩に貫かれ、西部では新第三系国府層群に不整合に覆われる。最大層厚は約 550 m。

構成岩石は紫灰色～青灰色で淡緑色の偏平な軽石片を含むことによって特徴づけられる。一般に岩片は少なく (約 5～15%)、径 2 cm 以下のものが大半を占める。岩片の岩石種としては安山岩質溶岩・同質火砕岩・流理構造の発達した流紋デイサイトなどがあげられる。

鏡下ではマトリックスは顕著なユータキシティック組織を示し、大部分脱ハリをしているが、時にガラスの残存していることがある。結晶片としては石英・斜長石・普通角閃石・黒雲母 (緑泥石化)・スフェン・磁鉄鉱・チタン鉄鉱がみられる。Fe-Ti 酸化鉱物のうちでは磁鉄鉱が圧倒的に多い。磁鉄鉱は 100～500 μ 大の単独半自形～他形結晶として産し、深成岩中のものに比較し結晶周辺が丸味を帯びている。磁鉄鉱は結晶の周辺あるいは割れ目に沿ってヘマタイト化を受けている場合が多い。チタン鉄鉱は磁鉄鉱と連晶する他に単独結晶としても産する。しばしば周辺部はスフェンに交代されている。モード組成をみると白亜紀の火山岩類 (例えば、阿武層群や匹見層群) と比較して、アルカリ長石が少ない、あるいは欠く、といった特徴がある。

(e) 十文字原流紋デイサイト層

十文字原～唐倉山にかけて分布する (Fig. 5)。山賀デイサイト層を覆い、斜長流紋岩・石英斑岩に貫かれる。下位の地層との間には若干の時間間隙が予想される。中新統国府層群に不整合に覆われる。最大層厚は 150 m +。唐倉山付近では北に傾斜し、十文字原北方では南傾斜であるので、本層は径約 2.5 km の規模の閉じた盆状構造を示す。

構成岩石は青灰色～灰色で溶結構造を呈し、暗灰緑色～淡緑色の偏平な軽石片 (0.2×0.5～1.0 cm) を含むことによって特徴づけられる。岩片は本層下部において多く、岩片の構成岩としては 1～3 cm の安山岩質溶岩・流理構造の発達した流紋デイサイト・珪長岩・凝灰質砂岩・頁岩・泥質～砂質片岩などがある。

鏡下ではマトリックスは顕著なユータキシティック組織を示すが、脱ハリにより大部分マイクロフェルシティックとなり、部分的に粒度の増加や球顆の生成が認められる。細かい斜長石・緑泥石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱・石英などの結晶片を含む。斑晶鉱物としては斜長石・石英・角閃石 (全て緑泥石化している) が認められる。

(f) 斜長流紋岩

十文字原流紋デイサイト層を貫くことから、浜田層群最末期の火山岩と考えられる。雲城花崗岩に貫かれる。比較的大きな岩体をなすものは辻堂南・松本東・一ノ瀬・栃木周辺にみられる (Fig. 5)。通常灰白色を呈するが、新鮮な部分は灰青色を呈する。しばしばみごとに柱状節理が発達する。多くの場合、この岩体は周囲の地層を高角度で貫いており、それらに珪化作用を与えている。流理構造は発達する場合と塊状で全く見られない場合がある。流理構造は平行流理の場合と細かい屈曲・彎曲を示す場合がある。平行流理は貫入面に平行である。平行流理の測定結果より、岩体の多くはロート状形態を有する溶岩ドームを形成しているものとみられる。

構成岩石には、無斑晶流紋岩溶岩と 1 mm 土の自形斜長石斑晶・変質黒雲母斑晶が認められる場合がある。鏡下では、石基はマイクロフェルシティックで、石英・斜長石・アルカリ長石・

黒雲母などよりなる。流理を示す縞状構造は粒度差や構成鉱物の差などによって生じている。

2) 全岩化学組成

Table 3 に浜田層群火山岩類の全岩化学組成を示す。火山岩類の SiO_2 は約50~77%, D.I. は約24~91%の幅広い組成範囲を示す。1試料を除き全てノルムQが算出される。Fig. 11はD.I.-酸化物変化図である。図中の直線は日本の花崗岩の平均(Aramaki et al., 1972)の分化経路を示すが、これに比較し浜田陥没体を構成する火成岩類は Al_2O_3 , K_2O に乏しく, Na_2O に富む。Miyashiro(1974)による $\text{FeO}^*/\text{MgO}-(\text{SiO}_2, \text{FeO}^*, \text{TiO}_2)$ 図 (Fig. 9) 上ではいずれもカルク・アルカリ岩系の領域にプロットされる。また浜田層群火山岩類はAFM図 (Fig. 37) ではかなりバラつくが, Daly(1933)によるカルク・アルカリ岩系の経路とはほぼ一致する。

微量元素についてみると, 玄武岩質安山岩~玄武岩にはCrは最大360ppm, Niは最大240ppm含有されている。またLi(7~24ppm), Pb(6~22ppm)およびRb(10~188ppm)乏しいことが特記される。白亜紀火山岩類との比較については第IV章で記述する。

2. 鍋石石英閃緑岩体

(a) 地質・岩石記載

本岩体は西浜田南方の鍋石部落を中心に分布する径1.6×1.9kmの小岩体である (Fig. 5)。ジルコンによるフィッシュン・トラック年代は31Maを示す (Matsuda, 1983)。浜田層群火山岩類を貫く。浜田層群火山岩類とは高角度で接しているところもあるが, その分布状況より判断して火山岩類とはルーフ接触をしているものと推定される。

主岩相は石英閃緑岩で, 一部に斑れい岩を伴う。岩石は黒色を呈し, 粒度は概して細粒である。モード組成を Fig. 8 に示す。構成鉱物は主に単斜輝石・斜方輝石・角閃石・黒雲母・斜長石・石英・アルカリ長石からなり, 少量の磁鉄鉱・チタン鉄鉱・黄鉄鉱・黄銅鉱・リン灰石・ジルコン・スフェンを含み, 緑泥石・緑レン石等の変質鉱物も見られる。鏡下ではオフティック組織を呈し, アルカリ長石・石英は間隙充填的に産する。斜方輝石・単斜輝石は各々モードで最大3.7%, 9.5%含まれ, ともに早期晶出相と考えられる。化学組成上はともに TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , Na_2O , K_2O に乏しい。斜方輝石の $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn})$ 比は0.568~0.584でハイパーシンである。単斜輝石はMgに富み [$\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}) = 0.691-0.787$], デイオブサイドに分類される。ともに累帯構造も発達しておらず, 組成変化に乏しい。

角閃石には褐色種と緑色種があるが, 前者は後者より TiO_2 に富む。全般的に $\text{TiO}_2 (=0.4-1.35\%)$, $\text{Al}_2\text{O}_3 (=3.7-4.4\%)$ に乏しい。mg値は0.60~0.68で, Leake(1968)の分類ではマグネシオホルンブレンド・アクチノ閃石質ホルンブレンドに属する。

黒雲母 (X=淡黄色, Y≅Z=褐色; γ -index = 1.636, 1.638) は他形~半自形, 一部自形を示す。化学組成上は TiO_2 に富み (=4.6~5.5%), Al_2O_3 に乏しい (=12.8~13.5%)。mg値は0.53~0.69を示す。

磁鉄鉱とチタン鉄鉱は各々単独結晶として産するか, あるいは連晶する。連晶の様式としては磁鉄鉱の(111)面に平行にチタン鉄鉱のラメラが生じている場合 (lamellae intergrowth), 両者がサンドイッチ状に重なっている場合 (sandwich intergrowth), 磁鉄鉱結晶の内部あるいは周辺部に他形粒状のチタン鉄鉱が見られる場合 (granule intergrowth) とがある。磁鉄鉱は6.0~23.3mol.%のウルボスピネル成分を有し, チタン鉄鉱は3.4~12.2mol.%のパイロファン成分

Table 3. Chemical analyses of volcanic rocks from the Hamada Group.

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂ wt. %	50.25	51.91	51.81	56.17	55.70	66.12	70.97	72.58	63.08	61.96
TiO ₂	0.60	1.03	0.84	0.72	0.96	0.79	0.28	0.25	0.57	0.59
Al ₂ O ₃	16.73	18.52	16.29	17.01	16.45	14.59	15.34	14.35	17.29	16.47
Fe ₂ O ₃	2.07	4.56	2.35	0.45	3.20	2.12	1.01	0.98	2.62	2.64
FeO	6.73	4.21	5.34	6.84	5.88	3.56	1.97	1.50	2.67	2.83
MnO	0.15	0.22	0.14	0.14	0.22	0.10	0.04	0.03	0.15	0.19
MgO	8.66	4.76	6.72	4.47	4.45	1.23	0.45	0.43	1.50	2.66
CaO	8.62	9.72	7.50	5.77	6.31	2.61	1.37	1.36	4.00	4.91
Na ₂ O	1.67	3.13	4.56	3.52	2.86	2.72	2.63	2.53	4.93	3.15
K ₂ O	1.51	0.26	0.94	1.48	2.07	3.08	3.34	3.85	1.75	0.95
H ₂ O(+)	2.32	1.06	2.49	3.20	1.79	2.26	1.97	2.01	1.34	3.63
H ₂ O(-)	0.28	0.08	0.41	0.24	0.33	0.35	0.22	0.08	0.48	0.58
P ₂ O ₅	0.01	0.16	0.25	0.08	0.06	0.04	0.04	0.03	0.27	n.d.
Total	99.60	99.62	99.64	100.09	100.28	99.57	99.63	99.98	100.65	100.56
Co ppm	33	39	42	23	27	17		4	12	4
Cr	169	145	361	33	55	9			0.9	
Cu	48	13	10	1	16	12		3	2	3
Li	28	7	18	20	23	24		11	27	11
Ni	45	76	235	3	4	tr.		tr.	tr.	
Pb	6	22	7	10	7	13		6	8	6
Rb	27	10	20	14	58	123		157	46	157
Sr		725	490	384	246	264			542	
Zn	72	131	84	191	76	75		32	78	32
C.I.P.W. Norm										
Q	0.85	6.51	-	6.53	9.08	29.54	38.28	38.95	16.73	24.45
or	8.92	1.54	5.55	8.74	12.23	18.20	19.73	22.74	10.34	5.61
ab	14.12	26.47	38.57	29.77	24.19	23.01	22.25	21.43	41.70	26.64
an	33.70	35.72	21.21	26.25	25.94	12.69	6.54	6.55	18.10	24.35
C	-	-	-	-	-	2.13	5.00	3.62	0.66	1.34
wo	3.75	4.78	6.06	0.78	2.08	-	-	-	-	-
di en	2.40	3.53	4.02	0.38	1.21	-	-	-	-	-
fs	1.11	0.80	1.61	0.38	0.76	-	-	-	-	-
en	19.16	8.32	3.34	10.75	9.87	3.06	1.12	1.07	3.73	6.62
hy fs	8.83	1.88	1.35	10.88	6.21	3.67	2.39	1.59	2.08	2.40
fo	-	-	6.57	-	-	-	-	-	-	-
ol fa	-	-	2.92	-	-	-	-	-	-	-
mt	3.00	6.61	3.41	0.65	4.64	3.07	1.47	1.42	3.80	3.83
il	1.14	1.96	1.60	1.37	1.82	1.50	0.53	0.47	1.08	1.12
hm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ap	0.02	0.38	0.59	0.19	0.14	0.09	0.09	0.07	0.64	-
D.I.	23.89	34.52	44.12	45.04	45.50	70.75	80.26	83.12	68.77	56.70
K ₂ O/Na ₂ O	0.90	0.08	0.21	0.42	0.72	1.13	1.27	1.52	0.35	0.30
Na ₂ O+K ₂ O	3.18	3.39	5.50	5.00	4.93	5.80	5.97	6.38	6.68	4.10
FeO*/MgO	0.99	1.75	1.11	1.62	1.97	4.45	6.40	5.53	3.35	1.96

No.	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂ wt. %	66.87	63.83	71.58	71.31	73.68	68.60	74.58	76.91	74.84
TiO ₂	0.12	0.48	0.29	0.24	0.20	0.43	0.06	0.10	0.25
Al ₂ O ₃	15.83	17.45	13.32	13.62	14.39	15.32	13.18	13.45	14.80
Fe ₂ O ₃	2.19	2.18	1.08	1.51	0.49	1.43	1.06	0.31	0.44
FeO	1.59	1.45	1.21	0.48	1.62	2.11	0.79	0.54	0.64
MnO	0.12	0.12	0.09	0.03	0.04	0.10	0.05	0.04	tr.
MgO	1.50	1.62	0.88	0.64	0.29	0.56	0.34	0.05	0.15
CaO	3.53	3.63	2.47	1.80	1.12	2.25	1.24	0.38	0.46
Na ₂ O	2.99	3.51	4.08	4.22	2.56	5.68	3.75	2.23	3.43
K ₂ O	1.55	2.84	2.49	3.05	4.45	2.28	3.29	4.14	4.23
H ₂ O(+)	2.35	2.36	2.29	2.06	1.35	0.99	1.16	1.05	1.01
H ₂ O(-)	1.16	1.02	0.17	0.57	0.07	0.05	0.15	0.08	0.07
P ₂ O ₅	0.11	n.d.	0.06	0.05	0.02	0.10	0.08	tr.	0.02
Total	99.91	100.49	100.01	99.58	100.28	99.90	99.73	99.28	100.34
Co ppm		7		6	4	18	12	12	27
Cr						1.3	0.4	0.9	2
Cu		18		1	3	3	1	0.6	6
Li		24		18	8	11	11	10	16
Ni		3		tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Pb		19		13	20	13	11	13	16
Rb				96		72	141	188	121
Sr		276			107	165	363	72	160
Zn		38		23	45	74	31	32	12
C. I. P. W. Norm									
Q	33.52	22.24	31.69	30.44	37.94	20.70	37.00	46.93	37.39
or	9.15	16.78	14.71	18.02	26.29	13.47	19.44	24.46	24.99
ab	25.29	29.69	34.51	35.69	21.65	48.04	31.71	18.86	29.01
an	16.87	18.00	10.69	8.61	5.43	9.58	5.64	1.89	2.15
c	3.06	2.01	-	0.23	3.38	-	1.39	4.61	3.79
wo	-	-	0.49	-	-	0.39	-	-	-
di	-	-	0.31	-	-	0.15	-	-	-
fs	-	-	0.15	-	-	0.24	-	-	-
en	3.73	4.03	1.88	1.59	0.72	1.24	0.85	0.12	0.37
hy	1.14	0.29	0.87	-	2.31	1.93	0.57	0.64	0.40
fo	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ol	-	-	-	-	-	-	-	-	-
fa	-	-	-	-	-	-	-	-	-
mt	3.17	3.16	1.57	0.95	0.71	2.07	1.54	0.45	0.64
il	0.23	0.91	0.55	0.46	0.38	0.82	0.11	0.19	0.47
hm	-	-	-	0.86	-	-	-	-	-
ap	0.26	-	0.14	0.12	0.05	0.24	0.19	-	0.05
D. I.	67.96	68.71	80.91	84.15	85.88	82.21	88.15	90.25	91.39
K ₂ O/Na ₂ O	0.52	0.81	0.61	0.72	1.74	0.40	0.88	1.86	1.23
Na ₂ O+K ₂ O	4.54	6.35	6.57	7.27	7.01	7.96	7.04	6.37	7.66
FeO*/MgO	2.37	2.10	2.48	2.88	7.10	6.07	5.12	16.40	6.93

* Total Fe as FeO

Analyst: T. Imaoka

- Note: 1: basaltic andesite lava, Ino andesite f., Ichinose, 760509-5.
 2: basaltic andesite lava, Ino andesite f., Ushirono, 7865-11.
 3: basaltic andesite lava, Ino andesite f., Ichinose quarry, 760509-4.
 4: andesite lava, Ino andesite f., 300m south of Ichinose bridge, 760510-131.
 5: andesite lava, Ino andesite f., Nagami, 82101-1.
 6: dacite tuff, Yamaga dacite f., east of Tabashi, 78612-5.
 7: rhyodacite tuff, Yamaga dacite f., south of Nagami, 771122-2.
 8: rhyodacite welded tuff, Yamaga dacite f., Nagami, 7764-3.
 9: aphyric andesite lava, Isariyama andesite f., Isariyama, 82622-10.
 10: dacite tuff, Kakinoki-yama rhyodacite f., Kawauchi, 7864-1.
 11: dacite welded tuff, Kakinoki-yama rhyodacite f., Hamada-dam site, 750427-14.
 12: dacite tuff, Kakinoki-yama rhyodacite f., Kawauchi, 7868-20.
 13: rhyodacite welded tuff, Kakinoki-yama rhyodacite f., 500m lower stream side of Hamada-dam, 750612-1.
 14: rhyodacite welded tuff, Kakinoki-yama rhyodacite f., 100m north of Hamada-dam, 750615-1.
 15: rhyolitic welded tuff, Jumonjibara rhyodacite f., northeast of Ichinose, 821016-5.
 16: plagioclite, Nakasuji-gawa, 82812-6.
 17: spherulitic rhyolite lava, Yamaga-guchi, 760512-5.
 18: rhyolite lava, Ichinose, 760510-11.
 19: rhyolite lava, Yamaga-guchi, 760512-6.

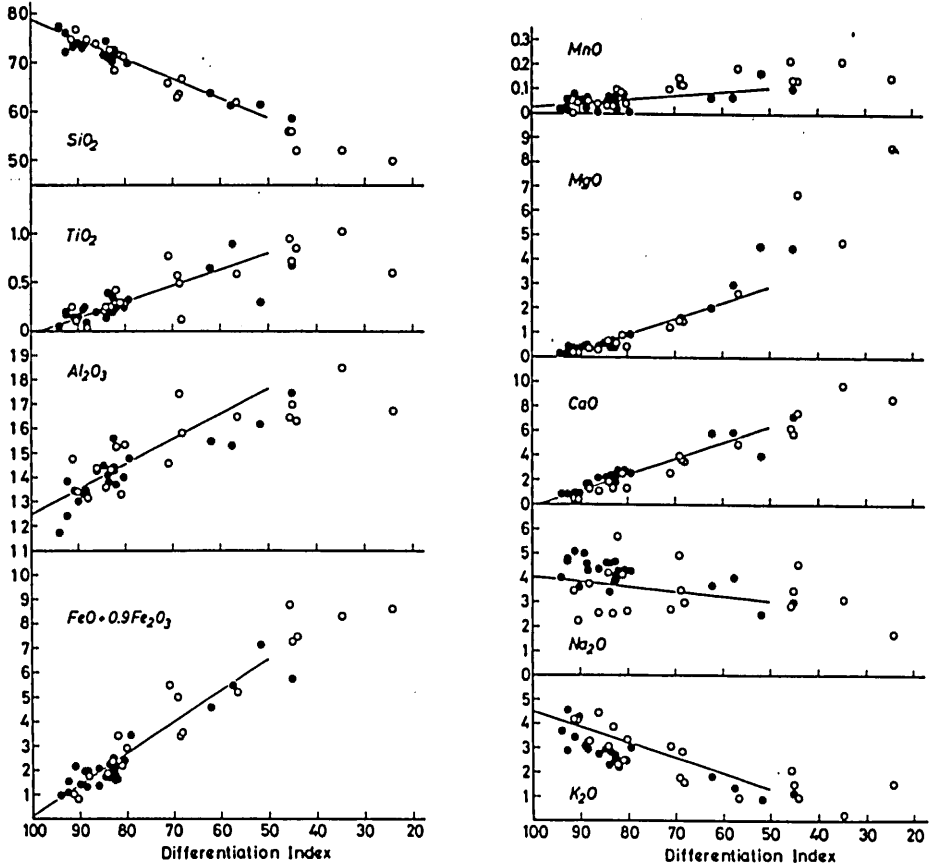


Fig. 11. Variation diagram of the volcanic rocks (open circle) and plutonic rocks (solid circle) from the Paleogene Hamada cauldron. The line in the figure indicates the trend of average Japanese granites (Aramaki et al., 1972).

を固溶している。

(b) 全岩化学組成

本岩体を代表する4試料についてその主成分および微量成分の定量を行った。結果をTable 4に示す。SiO₂は約58~64%, D.I.は約45~62%の変化幅を有する。K₂O/Na₂O比は0.5以下, FeO*/MgO比は1.3~2.3を示す。SiO₂-酸化物変化図では浜田層群火山岩類と類似のトレンドを示す。Miyashiro (1974)によるFeO/MgO-(SiO₂, FeO, TiO₂)図上ではカルク・アルカリ岩系のトレンドを示す。微量元素についてみると, SiO₂変化図(Fig. 12)上では木都賀深成岩類とは全く異なったトレンドを示している。すなわち, ほぼ同程度のSiO₂を有する岩石を比較すると, 木都賀深成岩類に比較しCo, Cr, Cu, Li, Rbに富み, Srに乏しい。

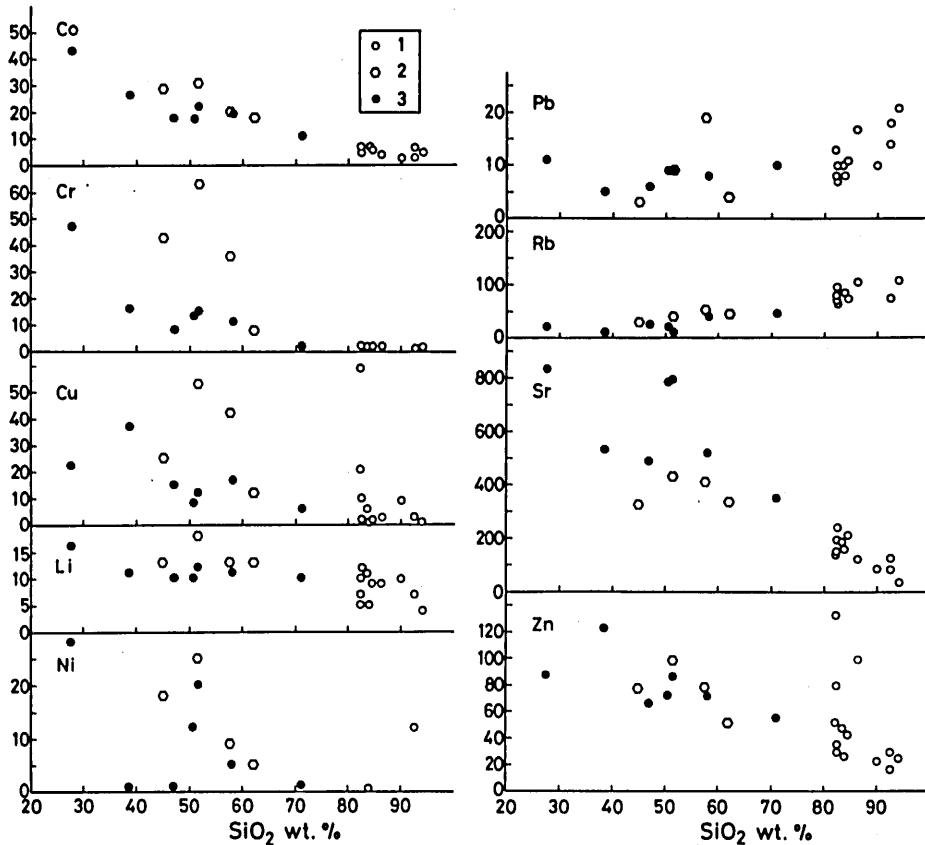


Fig. 12. SiO₂-trace elements variation diagram.
 1 : Kumogi granites, 2 : Nabeishi plutonic rocks,
 3 : Kitsuga plutonic rocks.

Table 4. Chemical analyses of the Nabeishi plutonic rocks.

No.	77723-1	77723-3	760510-13	760408-4
SiO ₂ wt. %	58.75	61.77	61.52	64.10
TiO ₂	0.68	0.29	0.79	0.65
Al ₂ O ₃	17.50	16.19	15.32	15.50
Fe ₂ O ₃	0.93	2.30	1.53	0.99
FeO	4.90	5.05	4.13	3.70
MnO	0.11	0.17	0.07	0.07
MgO	4.50	4.60	3.01	2.05
CaO	7.25	4.01	5.88	5.79
Na ₂ O	3.02	2.48	4.00	3.69
K ₂ O	1.17	0.90	1.34	1.83
H ₂ O(+)	1.11	1.67	1.73	1.21
H ₂ O(-)	0.19	0.21	0.11	0.12
P ₂ O ₅	0.12	0.13	0.07	0.15
Total	100.23	99.77	99.50	99.85
Co ppm	29	31	20	18
Cr	43	63	36	8
Cu	25	53	42	12
Li	13	18	13	13
Ni	18	25	9	5
Pb	3	9	19	4
Rb	29	41	53	45
Sr	323	430	410	336
Zn	77	98	78	51
C.I.P.W. Norm				
Q	12.43	25.32	15.82	19.92
or	6.91	5.31	7.92	10.81
ab	25.54	20.98	33.83	31.20
an	30.74	19.57	19.89	20.33
C	-	3.97	-	-
wo	1.88	-	3.68	3.10
di en	1.09	-	2.09	1.53
fs	0.71	-	1.44	1.51
hy en	10.12	11.45	5.40	3.58
fs	6.60	7.21	3.71	3.52
mt	1.35	3.33	2.22	1.44
il	1.29	0.55	1.50	1.24
ap	0.28	0.31	0.17	0.36
D.I.	44.88	51.61	57.57	61.93
K ₂ O/Na ₂ O	0.39	0.36	0.34	0.50
Na ₂ O+K ₂ O	4.19	3.38	5.34	5.52
FeO*/MgO	1.27	1.55	1.83	2.34

* Total Fe as FeO

Analyst: T.Imaoka

3. 雲城花崗岩体

1) 地質と岩石の概要

本岩体は島根県那賀郡金城町を中心に分布し、南北13km、東西6kmの大きさを有する楕円形の岩体である (Fig. 5)。本岩体は浜田層群と基盤の三郡変成岩類・白亜紀小角流紋岩類との境界部に沿って貫入している。岩体北西の辻堂・佐野西付近では三郡変成岩類に20~30°の緩い西傾斜で貫入している。浜田層群分布域にも本岩体由来すると考えられる花崗斑岩・花崗岩の小岩体が存在することから、岩体西部の浜田層群分布域ではかなり浅所に本岩体が伏在しているものと考えられる。本岩体の雲城山山頂(667.6m)には熱変成により再結晶した流紋岩質凝灰岩のルーフペンダントが見られる。ルーフペンダントの近くでは花崗岩は、細粒となり、斑状組織が明瞭で、石英・斜長石斑晶が細粒の石基中に存在するような組織を示す。ここではまた花崗岩と三郡変成岩類や浜田層群との接触部で花崗岩に一般的に認められるような、熱水変質による白色化も進んでいる。これらの事実は現在見られる火山岩との接触面付近が雲城花崗岩体の貫入の頂部であることを示唆する。岩体内にはアプライト脈は多いが、ペグマタイトはほとんど観察されない。miarolitic cavity はごく一般的に見られる。岡口付近では本岩体は分岐状に延びた分布を示し、岩質も花崗岩質~花崗閃緑岩質へと変化し、アプライトあるいは石英斑岩様の外観を呈するところもある。岩体内部の主体を占める岩相は塊状で均一なモード組成 (Fig. 13) および化学組成を示す。構成鉱物は斜長石・石英・アルカリ長石・黒雲母・角閃石(±)・磁鉄鉱・チタン鉄鉱・リン灰石・黄鉄鉱・ジルコンからなる。

2) 造岩鉱物

(a) 斜長石

通常径8mm以下の自形あるいは融食を受けた卵形結晶として産し、結晶周辺あるいは劈開面に沿ってアルカリ長石化作用を被っている。An%は34~8と変化し、ノルマルゾーニングをするもの (Fig. 14) や結晶周辺においてオシラトリゾーニングをするものもある。卵形結晶が完全に(あるいは一部を欠いて)アルカリ長石によってマントルされた組織 (Fig. 15) も岩体のよ

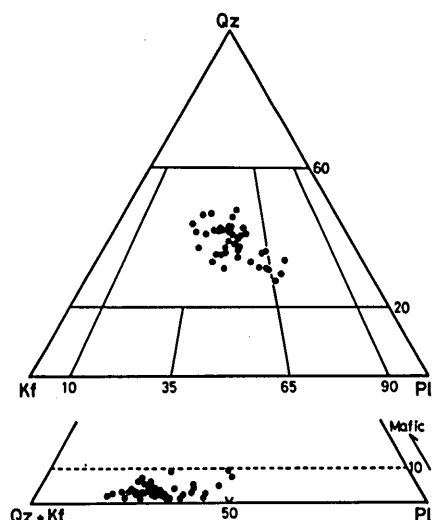


Fig. 13. Modal compositions of the Kumogi granites.

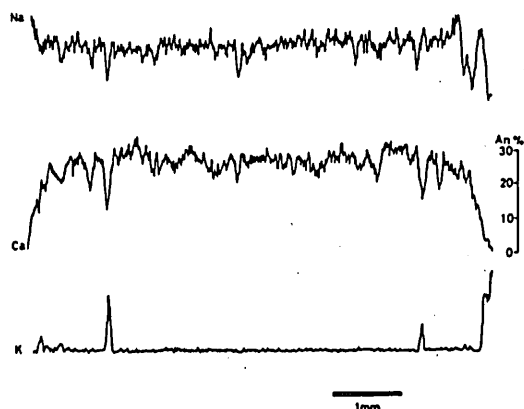


Fig. 14. EPMA scanning profile for Na, Ca and K of plagioclase.

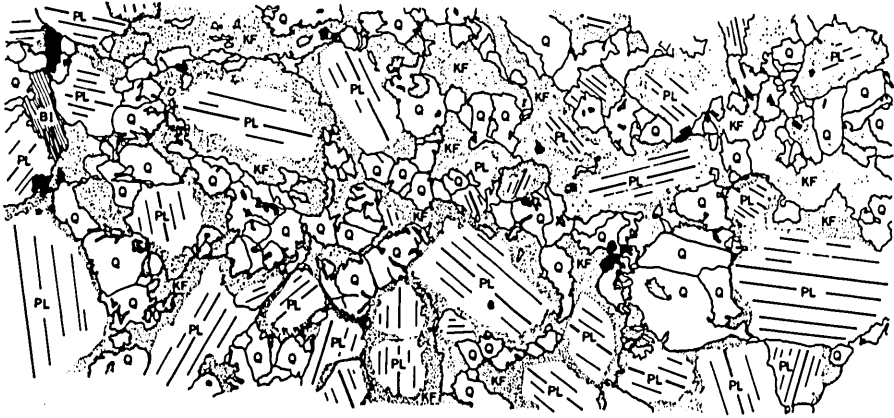


Fig. 15. Sketch showing the texture of the Kumogi granite.
Pl: plagioclase, Kf: K-feldspar, Q: quartz.

り外側に分布する岩石中ではごく一般的に見られる。このような組織ははじめ Murakami (1969)により本岩体と同時代と考えられる田万川花崗岩より見出され、Antirapakiviとして記載された。このような組織は領家帯あるいは山陽帯の花崗岩中には見出されず、古第三紀の陥没体に伴われる花崗岩を特徴づけるものようである。一般に、mantle feldspar は epizone のプルトンにおいて多く観察される (Stull, 1978)とすれば、おそらく hypersolvus の成因が考えられ、長石の晶出径路の最終ステージにおける物理化学的条件の変化が重要だと思われる。

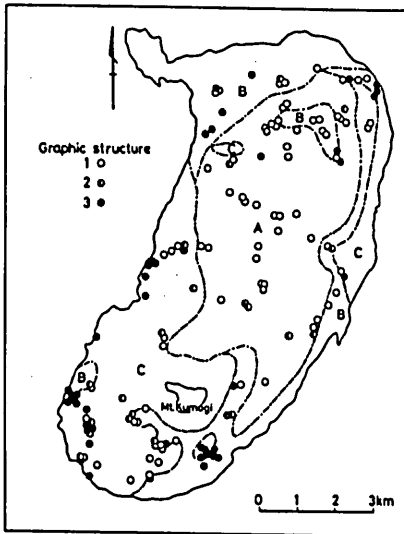


Fig. 16. Development of graphic texture of the Kumogi granites.

- 1 : graphic texture not observed,
- 2 : graphic texture developed in part in thin section,
- 3 : graphic texture well developed.

(b) アルカリ長石

産状：アルカリ長石は石英とともに石基を構成し、他種鉱物の粒間を充填する。石英としばしば微文象組織を示すが、それは特に岩体周辺部においてよく発達する (Fig. 16)。アルカリ長石は通常多くの微粒な包有物を含み turbid な外観を呈する。しかしながら clear な potassic-

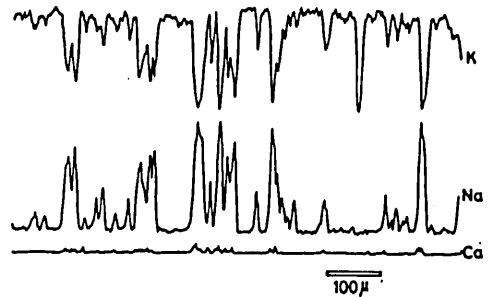


Fig. 17. EPMA scanning profile for alkali feldspar of the Kumogi granite.

core と turbid rim をもつこともある。Fig. 17 に示すように、アルカリ長石には数 μ ~数10 μ のアルバイトラメラが存在する。

X線の特徴：雲城花崗岩を代表する10試料(うち1試料はアプライト)についてX線回折像(2 θ CuK α) ($\bar{2}01$), (131), ($\bar{1}31$), (060), ($\bar{2}04$) を測定した。実験には理学電機製X線回折装置を利用し、測定はゴニオメーターの回転速度 $\frac{1}{4}$ °/min, チャート速度10mm/minで行った。2 θ

Table 5. X-ray diffraction patterns of alkali-feldspar of the Kumogi granites.

No.	$\bar{2}01$	2θ Cu K α (131)	Cu K α ($\bar{1}31$)	(060)	($\bar{2}04$)	Apx* ($\bar{2}01$)	Δ^{**}	η^{***}
750511-23	20.89	29.84	-	41.72	50.72	21.26	0	0.52
750409-16	20.91	29.87	-	41.75	50.73	21.33	0	0.64
750612-8	20.96	29.91	-	41.72	50.75	21.22	0	0.29
750319-2	20.93	29.91	-	41.78	50.78	21.45	0	0.47
750606-4	20.91	29.90	-	41.70	50.72	21.23	diffuse	0.38
760411-25	21.07	29.83	-	41.71	50.73	21.26	0	0.37
750520-2	20.98	29.90	-	41.82	50.82	21.57	diffuse	0.44
750328-12	20.93	29.86	-	41.80	50.73	21.40	diffuse	0.97
750608-8	20.90	29.80	29.88	41.70	50.73	21.25	0.099	0.31
760411-2A	20.89	29.88	-	41.70	50.66	21.00	0	0.83

Apx*($\bar{2}01$): Approximate 2θ value of ($\bar{2}01$) from plot of $2\theta(060)$ against $2\theta(204)$, on the figure 3 of Wright(1968, p.92).

Δ^{**} : Triclinicity(Oblivity) after Goldsmith and Laves(1954).

η^{***} : Structural parameter after Shoji(1972)
 $\eta = 6.68 \times 2\theta(060) - 7.44 \times 2\theta(204) + 99.182$

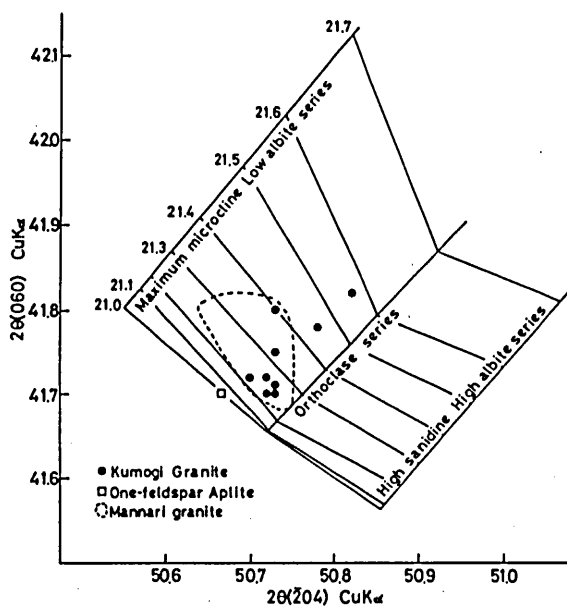


Fig. 18. Plots of $2\theta_{(060)}$ vs. $2\theta_{(204)}$ on the figure of wright (1968).

($\bar{2}01$)の補正は KBrO_3 の 20.212° (2θ Cu K α)を利用して他の 2θ の補正は石英を利用した。測定結果を Table 5, Fig. 18に示した。測定は2~3回行いその平均を利用した。測定誤差は $\pm 0.02^\circ 2\theta$ と見積られる。測定に用いたアルカリ長石の分離作業はアイソダイナミック・セパレーターとクレリッチ溶液を使用して行われた。

Table 5に示すように三斜度 Δ は試料No. 750608-8が0.099を示すのみで、他は全て0である。そこで正路(1972)の方法によりアルカリ長石の構造パラメータ(η)を求めた。 η 値はほぼ $+0.3\sim+0.9$ を示す。またWright(1968)による $2\theta_{(060)}-2\theta_{(204)}$ 図(Fig. 18)ではほぼオーソクレス系列に近い位置にプロットされることなどから、ほぼオーソクレスの構造をもつものと判断される。Fig. 18には比較のため濳木(1978)による岡山県万成花崗岩中のアルカリ長石のデータをも併せ示す。雲城花崗岩には万成花崗岩のアルカリ長石のようにAl/Si秩序度の高いものは存在せず、冷却速度のより速かったことを示唆している。

Table 5のapprox. 2θ ($\bar{2}01$)は $2\theta_{(060)}$ と $2\theta_{(204)}$ の測定値をWright(1968, p. 92)の図にプロットして得た $2\theta_{(201)}$ の近似値であるが、いずれも $2\theta_{(201)}$ とのひらきが $0.1^\circ 2\theta$ 以上であるので、Wright(1968)の“Anomalous feldspar”に属する。従ってWrightが指摘しているように、このような場合にはX線ではアルカリ長石のOr%は決められない。

天然の単斜晶系に属するアルカリ長石のa軸の変化幅は小さいが、b軸・c軸の変化幅は大きい(Wright and Stewart, 1968)。結果として天然のアルカリ長石の多くは“Anomalous feldspar”である。鏡下ではアルバイトラメラは見られないが、アルカリ長石内部にX-Ray~Sub X-Ray perthite構造が存在しているために結晶構造の不均質なアルカリ長石となったのであろう。EPMAの線分析の結果からも幅数 μ ~数 10μ のアルバイトラメラが存在することが明らかである(Fig. 17)。

(c) 石 英

最大径約1cmの円形~長楕円形の融食を受けた斑晶として、あるいはアルカリ長石とともに他種鉱物の粒間を充填する。桜井・原(1979)によれば、Rogers and Bogy(1958)の方法によって求めた石英粒と石英粒の接触率は0.07程度のほぼ一定した値をとり、Mesozone的性格を有する領家帯深成岩中のものに比較してその値は低く、石英粒=石英プールという関係が見出される。

(d) 黒 雲 母

産状：単独自形結晶として、あるいは他形で、aggregateをなす。黒雲母の軸色は、X=淡黄色、Y=Z=褐色で、屈折率は $\gamma=1.613\sim 1.634$ で山陽帯の同質岩のそれと比較し著しく低い(村上, 1960)。これは黒雲母のMg/Fe比が高いことに関係している。

化学組成：雲城花崗岩を代表する7試料について黒雲母のEPMA分析を行った。組成変化は小さい。TiO₂に富み、Al₂O₃に乏しい(TiO₂=3.9~4.6%; Al₂O₃=13.5~15.1%)。mg値も変化幅が少なく、その値は大きい[Mg/(Mg+Fe+Mn)=0.63~0.59]。TiO₂に富み、Al₂O₃に乏しく、mg値が大きいといった特徴は、雲城花崗岩中の黒雲母のみならず、既述の木都賀深成岩類・鍋石石英閃緑岩体・大麻山深成複合岩体など浜田市南方の古第三紀深成岩類のみならず、田万川陥没体や波佐陥没体を構成する深成岩中の黒雲母(Murakami, 1969; 村上ほか, 1982)などでもみられるので、山陰西部における古第三紀深成岩類中の黒雲母の一般的特徴とみなすことができる。また浜田市周辺の新第三紀深成岩類をも含めて考えると、岩石が珪長質

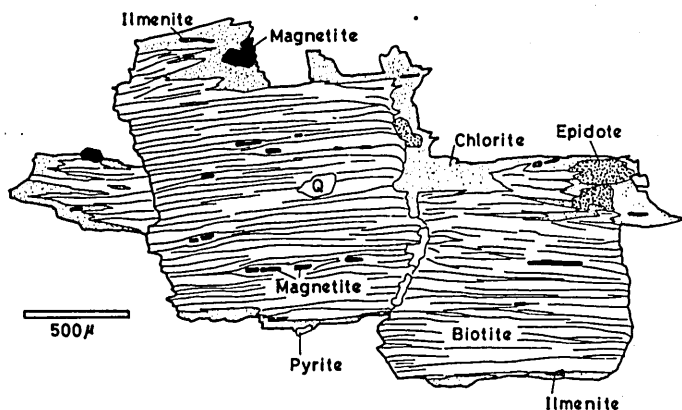


Fig. 19. Sketch showing the mode of occurrence of magnetite and ilmenite in biotite (sp. no. 750512-3, biotite granite). Magnetite occur along the cleavage of biotite. It is noteworthy that the fine rod-shaped ilmenite crystals are preferentially associated with the chloritized parts of biotite, suggesting the "secondary" origin, i.e. alteration products of biotite. Small granule of anhedral epidote are frequently associated with chlorite. The occurrence of small granule of potassium feldspar in proximity to chlorite, an association pointed out by Chayes (1955) is not observed in this thin section.

になるにつれて、岩石の $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ 比は増加するが、黒雲母の同比は D.I. = 35~65% の時は減少し、以後あまり変化しない。このような特徴は Ben Nevis 岩体 (Haslam, 1968), Finnmarka 岩体 (Czamanske and Wones, 1973), 田万川岩体 (Murakami, 1969) など浅所进入型の深成岩中の黒雲母に類似している。

(e) 緑泥石

多くの黒雲母花崗岩中の黒雲母はしばしば部分的ないし全体が緑泥石に変わっている。そしてこれらは hydrothermal あるいは deuteritic な変質とみなされてきた。このような現象は古く Zirkel や Rosenbusch によって見出された (Chays, 1955)。山陰帯の花崗岩類や白亜紀~古第三紀の火成岩類においても黒雲母をはじめとするマフィック鉱物の緑泥石化はごく普遍的に見られる。Fig. 19 は雲城花崗岩中の一部緑泥石化した黒雲母のスケッチである。黒雲母中には劈開に沿って自形性の良い磁鉄鉱が見られる。周辺部は緑泥石化しており、一部粒状の緑レン石も見られる。小さな棒状のチタン鉄鉱は緑泥石化した部分にしか見られず、緑泥石化に伴って生成したものと考えられる。

Hay (1954) の図には雲城花崗岩中の緑泥石の他に、Dodge (1973) によるシェラ・ネバダの花崗岩質岩石中の緑泥石、Murakami (1967) による西南日本の交代性閃長岩中の緑泥石、Czamanske *et al.* (1981) による西南日本の白亜紀~古第三紀花崗岩類中の緑泥石の分析値を併せ示す。雲城花崗岩中の緑泥石は pycnochlorite, ripidolite のフィールドにプロットされる。西南日本の白亜紀~古第三紀花崗岩類中の緑泥石は pycnochlorite, ripidolite, brunsvigite, daphnite に分類される (Fig. 20)。

(f) Fe-Ti 酸化鉱物

産状：雲城花崗岩中には 0.2~3% の Fe-Ti 酸化鉱物が含まれる。チタン鉄鉱よりも磁鉄鉱

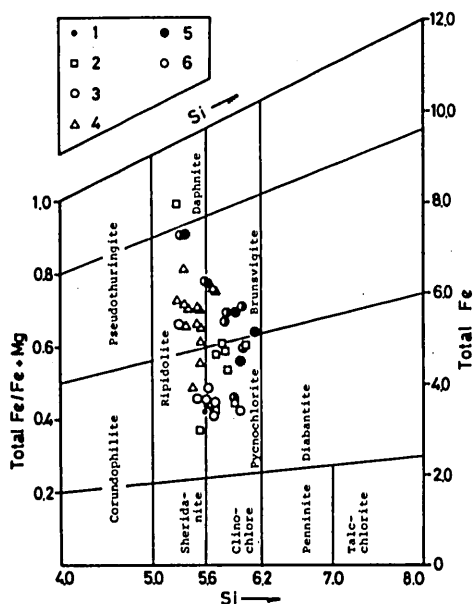


Fig. 20. Chemical composition plots of chlorites after Hay's (1954) diagram.

- 1 : Chlorites in the Kumogi granites (this study).
- 2 : Chlorites in granitoids of the San-in zone.
- 3 : Chlorites in granitoids of the San-yo zone.
- 4 : Chlorites in granitoids of Ryoke zone, (Data of 3 - 4, after Czamanske et al., 1981).
- 5 : Chlorites in metasomatic syenites (Murakami, 1967).
- 6 : Chlorites from granitic rocks of the Sierra Nevada batholith (Dodge, 1973).

(Murakami (1969)により田万川花崗岩で記載されたように、間隙充填的に産するものもある (Fig. 82)。多くの場合、磁鉄鉱は結晶周辺部や割れ目に沿って赤鉄鉱化している。チタン鉄鉱は単独結晶として産する場合、最大径500 μ くらいで、100 μ 前後のものが最も多い。磁鉄鉱と比較すると変質の程度は弱い。

化学組成：雲城花崗岩を代表する5試料について磁鉄鉱およびチタン鉄鉱の分析を行った。磁鉄鉱のFeO, Fe₂O₃はCarmichael (1967, p. 39)の方法で、チタン鉄鉱の“normative” MnTiO₃, FeTiO₃, Fe₂O₃, MgTiO₃はAnderson (1968, p. 532)の方法で計算された。磁鉄鉱のウルボスピル mol. %は1~7%で、既述の古第三紀のより塩基性な岩石と比較すると低い。Al₂O₃,

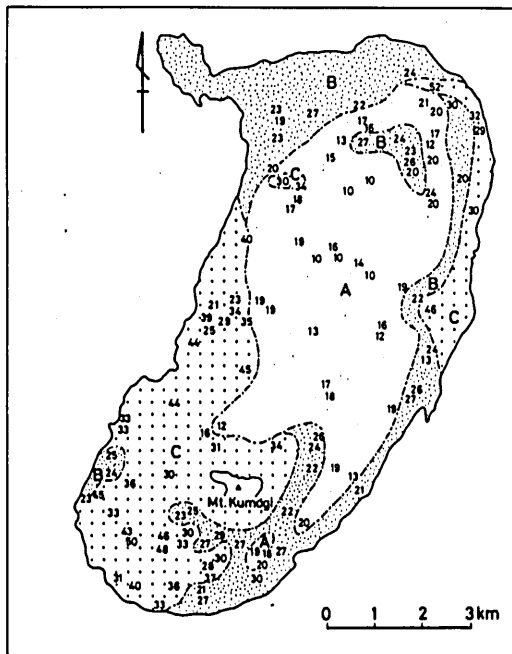


Fig. 21. Geographic variation of the modal magnetite/(magnetite + biotite) ratio of the Kumogi granites.

が卓越し、チタン鉄鉱/(チタン鉄鉱+磁鉄鉱)容量比は0.3~0.03%の値を有する。磁鉄鉱は半自形~他形のものが多く、自形のものもある。最大径は1mmにも及ぶが、100 μ 前後のものももっとも多い。単独結晶として産する他、チタン鉄鉱と lamellae intergrowth, granule intergrowth, sandwich intergrowth など種々の連晶組織を示す (Fig. 82)。単独結晶として産するものの中には黒雲母の劈開に沿って見られるものがある (Fig. 82)。その他、Murakami

Cr₂O₃, MgO 含有量は少ない。

チタン鉄鉱については非常に興味深い結果が得られた。すなわち雲城花崗岩中のチタン鉄鉱における Mn の顕著な濃集である。Mn は MnO で 8.6~22.5% 含まれ、パイロファン分子になおすと最大 47.8% 含まれる。チタン鉄鉱の Mn 含有量は同一の薄片内においても、粒子間で相違があり、磁鉄鉱と連晶するチタン鉄鉱における方が、単独結晶として存在するチタン鉄鉱よりも Mn を濃集している場合が多い。また Mn の著しい濃集はチタン鉄鉱に認められても共存する磁鉄鉱には認められない。このようなチタン鉄鉱における Mn の著しい濃集はチタン鉄鉱生成時における高い酸素分圧に起因すると考えられる (Imaoka *et al.*, 1982)。

(g) 硫化鉱物

雲城花崗岩中には普遍的に黄鉄鉱が含まれている。黄鉄鉱は立方体の自形性が強く、しばしば磁鉄鉱と密接な共生関係を示す (Fig. 85)。また黄鉄鉱は 2, 3 の薄片 (Nos. 750607-3, 750609-15) において多種鉱物の粒間を充填しているのが観察された (Fig. 85)。また特に変質の進んだ岩石においては閃亜鉛鉱・方鉛鉱が見られる。

3) 全岩化学組成

本岩体を代表する花崗岩類 18 試料について、主成分元素は大木ほか (1962) の方法で、微量元素は今岡ほか (1985) の方法で化学分析を行った。結果を Table 6 に示す。雲城花崗岩の SiO₂ は約 70~75% の範囲内で変化し、平均値は 72.4% である (Table 7)。随伴するアプライトは SiO₂ = 76~78% を示す。D.I. は約 80~90 で、アプライトもふくめると ~94% まで広がる。20 試料中 1 試料を除き K₂O < Na₂O で、K₂O/Na₂O は 0.5~0.7 くらいのもが多い。Aramaki *et al.* (1972) による日本の花崗岩の平均値と比較すると、Na₂O に富み、K₂O, Al₂O₃ に乏しい。

本岩体は磁鉄鉱/黒雲母容量比によっておおよそ同心円状に配列した A・B・C, 3 つの zone に分けられる。その比は岩体の中央から周縁に向かって増加する (今岡ほか, 1977; Fig. 21)。zone C は南西部の浜田層群火山岩類と接するところで最も幅が広い。zone A 中の黒雲母は自形~半自形の単独結晶として産する。それに対し、zone B, C 中の黒雲母は半自形~他形結晶として産し、しばしばクロットをなす。zone A の黒雲母と比べ、緑泥石・緑レン石化作用を強く被っている。磁鉄鉱は、zone A では単独に自形~半自形結晶として産することが多く、チタン鉄鉱と連晶をなすものも見られる。zone B や C では上記の産状に加え、黒雲母の劈開や結晶周辺部に微粒状に産したり、緑泥石化した黒雲母に取り囲まれているのが観察される。その他、zone C では間隙充填的あるいは脈状の磁鉄鉱もみられ、これらの多くは赤鉄鉱化が著しく進んでいる。

各 zone を代表する 15 試料について岩石の酸化度を検討した。その結果、zone 間で Fe³⁺/Fe²⁺ 比に差異が見出された (Fig. 22)。いま、ある岩石の全鉄含有量が一定で酸化度が上昇すると、Fig. 22 の点は -1 の傾斜に沿って Fe³⁺ 軸側に移動するはずである。この図で zone C の岩石が最も Fe³⁺ 軸側にプロットされている。Chinner (1960) の oxidation ratio (mol. 2 Fe₂O₃/2 Fe₂O₃ + FeO) をみると、zone A で 25.3~34.3, zone B で 42.5~64.5, zone C で 44.1~75.8 となる。これらの結果から、岩体周縁部で最も岩石の酸化が進んでいることがわかる。

雲城花崗岩の微量元素の定量結果は Table 6 に示されている。白亜紀の花崗岩類と比較し、Pb (7~21 ppm), Li (5~12 ppm) および Rb (69~107 ppm) などの incompatible 元素に乏しいことが特徴である。

Table 6. Chemical analyses of the Kumogi granites.

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂ wt. %	69.99	71.21	73.66	74.11	74.59	72.38	72.49	72.84	72.91	74.14
TiO ₂	0.33	0.26	0.25	0.14	0.14	0.20	0.23	0.23	0.23	0.20
Al ₂ O ₃	14.81	14.02	13.45	13.05	14.11	13.83	14.42	13.73	13.33	14.29
Fe ₂ O ₃	0.96	0.99	0.57	0.88	0.90	1.09	0.98	0.74	0.95	0.90
FeO	2.55	1.52	0.80	0.66	0.88	0.54	0.89	0.91	1.10	0.52
MnO	tr.	0.08	0.02	0.06	0.07	0.06	0.04	0.02	0.05	0.01
MgO	0.95	0.88	0.42	0.33	0.37	0.38	0.57	0.54	0.45	0.44
CaO	2.67	2.85	1.39	0.96	2.02	0.85	2.23	2.78	1.62	2.22
Na ₂ O	4.31	4.33	4.59	3.60	3.38	4.77	4.05	4.25	4.99	4.37
K ₂ O	3.00	2.47	3.20	4.24	2.27	4.56	2.34	2.25	3.11	2.76
H ₂ O(+)	0.31	1.14	0.87	1.63	0.97	0.80	1.14	1.06	0.99	0.48
H ₂ O(-)	0.13	0.17	0.34	0.27	0.21	0.39	0.45	0.35	0.05	0.23
P ₂ O ₅	0.02	0.09	0.04	0.08	0.06	0.09	0.08	0.07	0.09	0.06
Total	100.03	100.01	99.60	100.01	99.97	99.94	99.91	99.77	99.87	100.62
Co ppm				3	7	3	6	7		4
Cr					0.9		3	2		2
Cu				9	1	0.4	2	59		3
Li				10	5	12	12	7		9
Ni				tr.	0.4	tr.	tr.	tr.		tr.
Pb				10	8	18	7	8		17
Rb					86		66	81		104
Sr				85	159	80	196	145		124
Zn				22	26	29	29	52		99
C.I.P.W. Norm										
Q	25.05	29.09	31.01	34.47	38.73	25.23	34.36	32.98	28.25	32.93
or	17.73	14.59	18.90	25.05	14.83	26.94	13.82	13.30	18.38	16.31
ab	36.45	36.62	38.82	30.45	30.28	40.34	34.25	35.94	42.20	36.96
an	12.21	11.53	6.64	4.25	9.63	2.87	10.55	11.75	4.80	10.63
C	-	-	0.01	0.99	1.98	-	1.36	-	-	0.22
wo	0.38	0.85	-	-	-	0.32	-	0.66	1.11	-
di	0.16	0.46	-	-	-	0.28	-	0.41	0.58	-
fs	0.22	0.36	-	-	-	-	-	0.22	0.50	-
en	2.21	1.73	1.05	0.82	0.92	0.67	1.42	0.94	0.54	1.10
hy	fs	3.12	1.34	0.52	0.37	0.77	-	0.52	0.45	-
mt	1.39	1.44	0.83	1.28	1.31	1.36	1.42	1.07	1.38	1.10
il	0.63	0.49	0.58	0.27	0.27	0.38	0.44	0.44	0.44	0.38
hm	-	-	-	-	-	0.15	-	-	-	0.14
ap	0.05	0.21	0.09	0.19	0.14	0.21	0.19	0.17	0.21	0.14
D.I.	79.23	80.30	88.73	89.97	83.84	92.51	82.43	82.22	88.83	86.20
K ₂ O/Na ₂ O	0.70	0.57	0.70	1.18	0.67	0.96	0.58	0.58	0.62	0.63
O.R.*	25.3	37.0	39.1	54.5	47.9	64.5	49.8	42.3	52.1	60.9

No.	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂ wt. %	74.96	69.99	70.84	71.22	71.69	71.96	72.49	76.33	77.58	73.39
TiO ₂	0.10	0.36	0.41	0.19	0.22	0.22	0.21	0.17	0.04	0.14
Al ₂ O ₃	13.29	15.54	13.82	15.61	14.51	14.31	14.29	12.38	11.77	13.47
Fe ₂ O ₃	1.15	1.36	1.57	0.81	1.45	1.66	0.99	0.54	0.34	1.26
FeO	0.92	1.01	0.81	0.86	0.42	1.01	1.13	0.60	0.65	1.01
MnO	0.06	0.07	0.04	0.09	0.04	0.03	0.09	0.01	0.02	0.08
MgO	0.39	0.42	0.71	0.48	0.59	0.39	0.62	0.19	0.08	0.34
CaO	1.60	2.14	2.44	1.84	2.26	2.10	2.02	0.81	0.79	0.95
Na ₂ O	4.32	4.66	4.58	3.89	4.61	3.88	3.96	4.68	4.00	5.05
K ₂ O	2.90	2.52	2.82	2.71	2.95	2.59	2.45	2.87	3.72	3.45
H ₂ O(+)	0.59	1.58	1.02	1.22	0.65	1.28	1.01	0.55	0.25	0.51
H ₂ O(-)	0.06	0.46	0.73	0.61	0.17	0.28	0.43	0.31	0.17	0.24
P ₂ O ₅	0.10	0.16	0.19	0.06	0.06	0.15	0.04	0.02	0.01	0.04
Total	100.44	100.27	99.98	99.59	99.62	99.86	99.73	99.46	99.42	99.93
Co ppm		5	6	5	6		5	7	5	
Cr		1	2	2	2		1	1	2	
Cu		1	6	21	2		10	3	1	
Li		10	11	5	9		5	7	4	
Ni		tr.	tr.	tr.	tr.		tr.	tr.	tr.	
Pb		10	10	13	11		10	14	21	
Rb		94	79	69	74		76	76	107	
Sr		192	184	139	209		240	125	33	
Zn		79	47	132	42		35	16	25	
C.I.P.W. Norm										
Q	34.71	28.34	28.06	33.40	28.19	34.76	34.47	36.01	38.20	28.19
or	17.14	14.89	16.66	16.01	17.43	15.30	14.48	16.96	21.98	20.38
ab	36.54	39.41	38.74	32.90	38.99	32.82	33.49	39.58	33.83	42.71
an	7.29	9.67	8.83	8.74	10.19	9.44	9.76	3.89	3.18	3.91
C	0.37	1.61	-	3.08	-	1.67	1.55	0.15	0.25	-
wo	-	-	0.90	-	0.26	-	-	-	-	0.23
di	-	-	0.78	-	0.23	-	-	-	-	0.12
fs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.10
en	0.97	1.05	0.99	1.20	1.24	0.97	1.54	0.47	0.20	0.73
hy	0.69	0.27	-	0.76	-	0.18	1.08	0.38	0.88	0.63
fs	0.69	0.27	-	0.76	-	0.18	1.08	0.38	0.88	0.63
mt	1.67	1.97	1.55	1.17	0.85	2.41	1.44	0.78	0.49	1.83
il	0.19	0.68	0.78	0.36	0.42	0.42	0.40	0.32	0.08	0.27
hm	-	-	0.50	-	0.87	-	-	-	-	-
ap	0.24	0.38	0.45	0.14	0.14	0.36	0.09	0.05	0.02	0.09
D.I.	88.39	82.64	83.46	82.31	84.61	82.88	82.44	92.55	94.01	91.28
K ₂ O/Na ₂ O	0.67	0.54	0.62	0.70	0.64	0.67	0.62	0.61	0.93	0.68
O.R.*	52.9	54.8	63.6	45.9	75.7	58.5	44.1	44.7	32.0	52.9

* Oxidation ratio=Mol. 2Fe₂O₃/(2Fe₂O₃+FeO)

Analyst: T.Imaoka(except nos. 1 and 11)

Note: 1-5: Zone A, 6-11: Zone B, 12-17: Zone C.

1: Bi-gr, Imafuku(SO-1, Shibata et al., 1958), 2: Porphyritic bi-gr, Sano(760531-29), 3: bi-gr, Sano(750512-18), 4: Bi-gr, Kaneda(750512-3), 5: Bi-gr, Shimo-kurubara(750328-12), 6: alkali-feldspathized granite, Sufugawa dam(750408-16), 7: Bi-gr, north of the Sufugawa dam, (750408-17), 8: Bi-gr, River Kaneda(750606-3), 9: Bi-gr, Hichijo(760612-8), 10: Bi-gr, Hichijo(750612-8), 11: Bi-gr, Shimo-kurubara(NM-1, Murakami, 1969), 12: Bi-gr, Mita(750427-1), 13: Bi-gr, Hata(750511-28), 14: Bi-gr, Sufugawa(750606-4), 15: Bi-gr, Kidogawa(750511-23), 16: Bi-gr, Onagami(760411-25), 17: Bi-gr, Motodani(750608-8), 18: Aplite, Hichijo(750612-8A), 19: One-feldspar aplite, Kidogawa(750511-23), 20: Granite porphyry, Yamaga-guchi(750512-4).

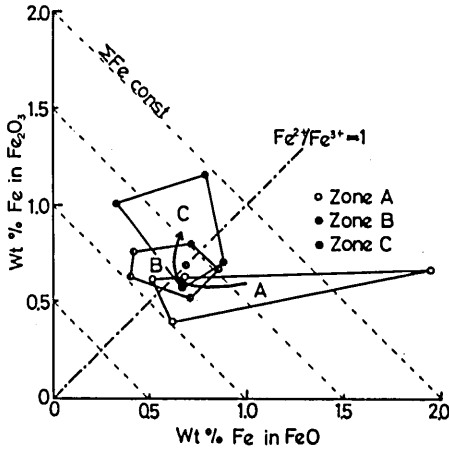


Fig. 22. Fe^{2+} vs. Fe^{3+} of the Kumogi granites.

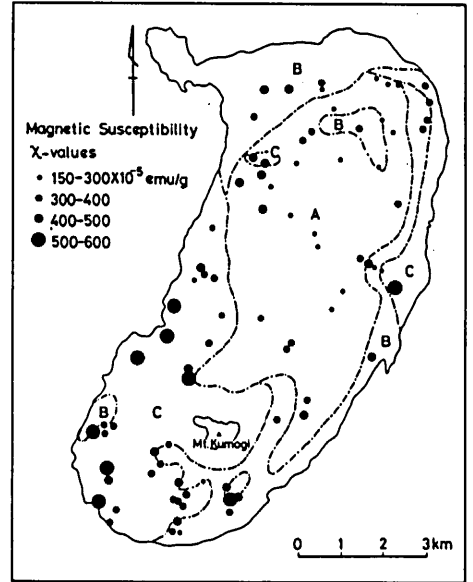


Fig. 23. The spatial variation of magnetic susceptibility of the Kumogi pluton.

4) 帯磁率

これまでの記載で雲城花崗岩体中において、磁鉄鉱/黒雲母容量比、岩石の $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比に変化があることが判明したが、岩石の酸化度を別の方法で検討する意味と、岩石中の磁鉄鉱含有量の岩体中における変化を明らかにすることを目的として代表的花崗岩約80試料について帯磁率の測定を行った。測定試料は岩体中でできるだけ等間隔になるような位置から採集した。測定には粉末試料を用い、山口大学理学部の自動記録式磁気天秤 MB-2 型を使用した。測定方法は Imaoka and Nakashima (1983) に記載されている。

雲城花崗岩の帯磁率は約 $200\sim 550 \times 10^{-6} \text{ emu/g}$ の値を示し、平均値は $372 \times 10^{-6} \text{ emu/g}$ と算出される。岩体周縁部 (zone C) で相対的に高く、中央部では相対的に低い (Fig. 23)。zone 別のヒストグラム (Fig. 24) を見ると、zone A から zone C に向かって帯磁率の高いものが増加して行くことが読み取られ、特に zone B と zone C の間の差異は顕著である。

一般に花崗岩類の帯磁率はその苦鉄質度にも関係するが、雲城花崗岩の SiO_2 は $70\sim 75\%$ で、zone ごとに苦鉄質度に顕著な差はない。一方、帯磁率の岩体中での変化は記述の磁鉄鉱/黒雲母容量比による分帯と対応している。従って、岩体中での帯磁率の差は磁鉄鉱含有量の差と考えてよい。

金谷・石原 (1973) は日本の花崗岩類にみられる帯磁率の広域的变化を明らかにした。それによると、花崗閃緑岩を基準とすると、山陰・北上帯では $500 \times 10^{-6} \text{ emu/g}$ 、山陽帯では $70 \times 10^{-6} \text{ emu/g}$ 、領家帯では $30 \times 10^{-6} \text{ emu/g}$ である。これらの結果と比較すると、雲城花崗岩では酸化度の弱い zone A においてすでに領家・山陽帯よりも高い値を示し、磁鉄鉱系花崗岩に属する。鏡下の観察結果より、zone B や C においては黒雲母の分解による磁鉄鉱の二次的生成が更に一段と高い帯磁率を示す原因となったと考えられる。

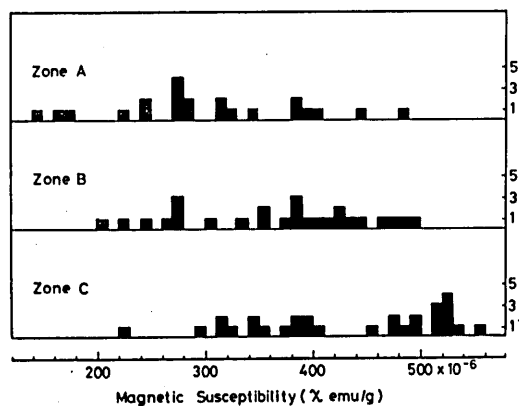


Fig. 24. Histogram of the magnetic susceptibility for the Kumogi granites.

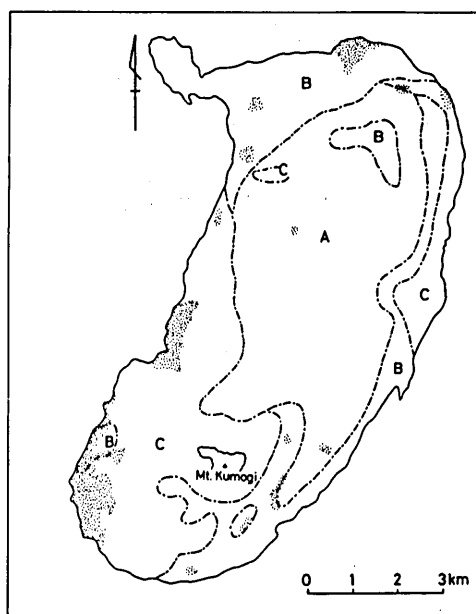


Fig. 25. Distribution of highly-sericitized granite in the Kumogi pluton.

5) 熱水変質作用および風化作用

(a) 野外および鏡下での観察

雲城花崗岩中には、しばしば数10cm～数100mにわたる淡緑色～白色変質帯が観察される。Fig. 25には本岩体中における白色変質帯の分布を示す。一般に岩体周縁部、特に火山岩類との接触部において変質が著しく進んでいる。白色変質は断層や節理などの断列系に沿って、あるいは全くそれらに関係なく行われている。マフィック鉱物は溶脱され、緑泥石の緑色、あるいはアルカリ長石のピンク色も変質の進行とともに消滅し、岩石は淡桃色～淡緑色から淡灰色～淡黄色へと変化する。

変質帯の岩石は鏡下では主に石英・セリサイト・黄鉄鉱よりなり、黄鉄鉱中に少量の閃亜鉛鉱・方鉛鉱の含有が認められるが、黄銅鉱は認められない。黄鉄鉱は立方体の自形性の強いものが多いが、中には緑泥石仮像の劈開に沿った他形結晶も認められる (Fig. 26)。このような変質岩でも原岩の構造を保持しており、オープンニコル下では微文象組織の“ghost”がみられる。以下、変質帯の白色岩の全岩化学組成・X線の性質・安定同位体比について検討しよう。

(b) 白色変質に伴う全岩化学組成の変化

白色変質の進んだ花崗岩2試料について全岩の化学分析を行った。分析結果は原岩としての雲城花崗岩17試料の平均化学組成とともに Table 7 に示す。この表より明らかなように、変質岩は原岩と比較すると、主成分元素では Al_2O_3 , K_2O , $H_2O(+)$ の増加, MgO , CaO , Na_2O , P_2O_5 の減少が顕著である。微量元素では, Pb , Rb , Zn は著しく富化しており, Co , Cr , Li , Sr は減少している。これらの結果は分析された岩石が主に石英とセリサイトからなることをよく反映している。 Pb , Zn の増加は方鉛鉱および閃亜鉛鉱の生成に起因している。 FeO^* には顕著な増減が認められないが、これはマフィック鉱物の溶脱とともに、黄鉄鉱の出現によりバランスが保たれたものと判断される。

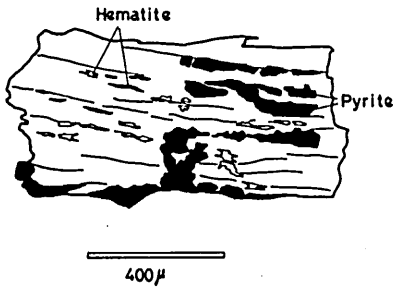


Fig. 26. The mode of occurrences of pyrite and hematite associated with chlorite pseudomorph in highly-sericitized granite (No. 750327-14).

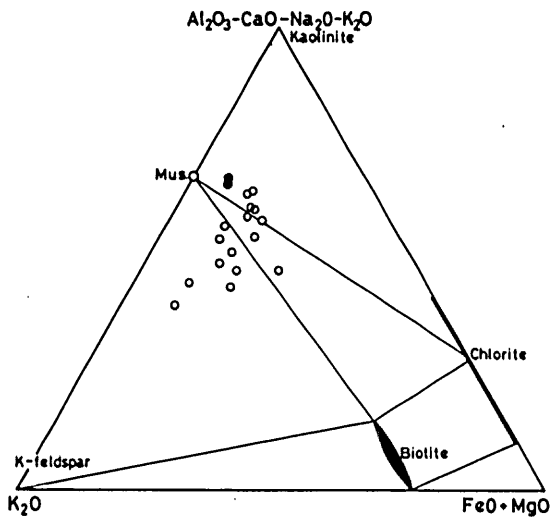


Fig. 27. A-K-F diagram of the Kumogi granites.

- 1 : highly-sericitized granite,
2 : weakly-altered and/or
so-called fresh granite.

Table 7. Chemical analyses of the altered and unaltered Kumogi granites.

No.	1	2	3
SiO ₂ wt.-%	72.44	66.75	72.87
TiO ₂	0.23	0.24	0.31
Al ₂ O ₃	14.14	19.25	16.17
Fe ₂ O ₃	1.06	2.03	0.88
FeO	0.97	1.13	0.85
MnO	0.05	0.01	0.05
MgO	0.53	0.15	0.32
CaO	2.00	0.37	0.26
Na ₂ O	4.27	0.56	0.34
K ₂ O	2.89	5.10	4.50
H ₂ O(+)	0.98	4.18	2.79
H ₂ O(-)	0.31	0.23	0.48
P ₂ O ₅	0.08	0.02	0.01
Total	99.95	100.02	99.83
Co ppm	5	3	3
Cr	2		1
Cu	9	14	21*
Li	8	6	5
Pb	12	16*	97*
Rb	83		158
Sr	152	11	9
Zn	49	9*	107*
C. I. P. W. Norm			
Q	31.43	43.01	52.51
or	17.07	30.13	26.55
ab	36.11	4.73	2.87
an	9.40	1.72	1.23
C	0.55	12.18	10.30
en	1.32	0.37	0.80
hy fs	0.62	0.02	0.41
mt	1.54	2.94	1.28
il	0.44	0.46	0.59
ap	0.19	0.05	0.02
water	1.29	4.41	3.27

1: Average chemical composition of the Kumogi granites.

2,3: Highly sericitized Kumogi granites (2: 750410-17, 3: 750327-14).

Analysts: S.Terashima (data with star) and T.Imaoka (others)

このような成分移動の結果としてのノルムCの著しい増加(C=10.3~12.2%, Table 7)現象は、小島(1978)によって注目され、花崗岩のミネラルゼーションを、1000℃以上の高温から200℃前後の低温まで連続的に辿って解析することの重要性が強調された。

Fig. 27から明らかなように、雲城花崗岩は黒雲母-白雲母-カリウム長石組合せで特徴づけられるカリウム質変質作用を普遍的に受けており、一見新鮮に見える岩石でも白雲母-黒雲母 join よりカオリナイト側にプロットされるものもあり、多かれ少なかれ石英-セリサイト変質を受けていることがわかる。

(c) X線粉末回折

花崗岩中の粘土鉱物(斜長石の仮像, 166, No. 2)および白色変質岩(No. 750327-14)のX線粉末回折が理学電機製X線回折装置を使用して行われた。その結果、鏡下でセリサイトとして記載したもの(No. 750327-14)は2M>1Mポリタイプのイライトであることがわかった。また雲城花崗岩体中央部(zone A)でカオリン系鉱物などにより密接な共生関係を示すイライトは1M~1Mdのものが多く既述のイライトより結晶度が低い。

雲城花崗岩体における粘土細脈の分布状態について興味ある結果がKitagawa *et al.* (1981)によって報告された。それによれば、雲母族粘土鉱物は地理的に高度の低い岩体周縁部に、一方、カオリン系鉱物脈は比較的高度の高い岩体中央部に分布している(Fig. 28)。更に雲母族粘土鉱物のポリタイプの違いの位置的变化を調べた結果、2Mは岩体周縁部で、さらに1Md, 1Mは岩体中央部に多く認められる(Fig. 28)。

Yoder and Eugster (1955), Velde (1965)の実験などから白雲母のポリタイプの安定関係は温度・圧力に依存していることが明らかである。すなわち、2Mは1Mや1Mdより高温・高圧で安定である。これらの実験結果から判断して、雲城花崗岩体周縁部の白色石英-セリサイト岩(2M>1M)はカオリン系鉱物とより密接な共生関係を示す岩体中央部のセリサイト(1M~1Md)より高温・高圧での変質の産物であると推定される。2Mのポリタイプを主体とする

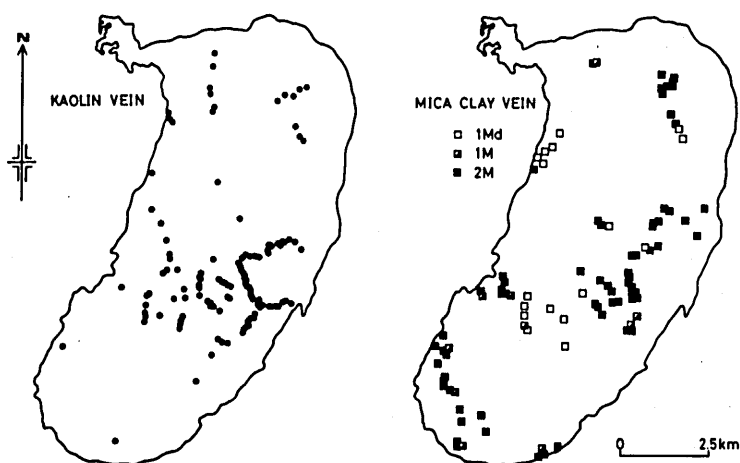


Fig. 28. Distribution of kaolin veins and mica clay veins of three polytypes in the Kumogi granite pluton (Kitagawa *et al.*, 1981).

Table 8. Oxygen isotope composition of clay minerals from the Kumogi pluton (Matsuhisa *et al.*, 1980).

Sp. No.	Description	$\delta^{18}O_{SMOW} (\text{‰})$
77930-2	Sericite, (Quartz)	-2.8
750410-17	Sericite, Quartz	-1.8
77930-1	Montmorillonite, Quartz, Kaolinite, (Sericite)	+11.1
77929-1B	Sericite, Montmorillonite, Kaolinite, Quartz, Feldspar	+12.0
77929-2B	Montmorillonite, (Quartz)	+16.2

Mineral: abundant, (Mineral): trace

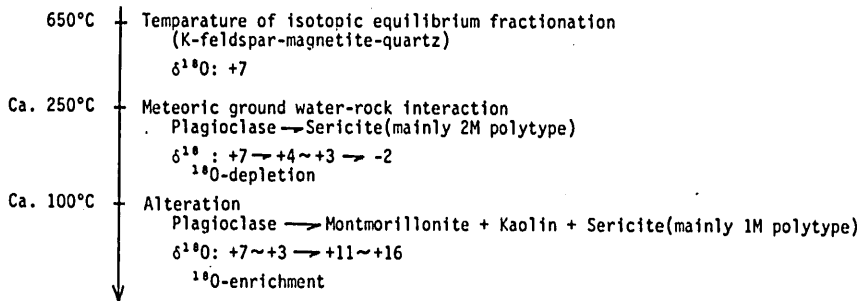


Fig. 29. Cooling history of the Kumogi granite showing the two stages of isotopic and mineralogical alteration at about 250°C and 100°C.

雲母族粘土鉱物は岩体周辺から侵入してきた地下水と相互作用した熱水溶液によって形成されたものと考えられ (Kitagawa *et al.*, 1981), その分布状況に関するデータは熱水溶液の移動機構を探る上で重要である。

(d) 酸素同位体比

Table 8 に花崗岩中の粘土細脈 (No. 77930-2), 白色変質岩 (No. 750410-17) および花崗岩より分離された粘土鉱物 (Nos. 77930-1, 77929-1B, 77929-2B) の酸素同位体比を示す。この表よりセリサイトを主とする試料 (Nos. 77930-2, 750410-17) は ^{18}O に乏しいが, モンモリロナイトやカオリン系鉱物を含む試料 (Nos. 77930-1, 77929-1B, 77929-2B) は +11 \sim +16‰ を示し, 後述するオリジナルな岩石より ^{18}O に富んでいる。Fig. 32 より, セリサイトにおける ^{18}O の低下はより高温 (200 \sim 300°C) で, カオリン系粘土鉱物における ^{18}O の濃集は 100°C 以下のより低温での水との同位体交換反応に原因するものと考えられる。以上より, 雲城花崗岩の変質作用にはセリサイトを形成したステージとカオリン系鉱物を生成したステージの 2 つのステージがあったと考えられる。この推論は Kitagawa and Kakitani (1978) の斜長石の変質過程に関する考察結果とも矛盾しない。かくして, 雲城花崗岩は後述のように, 650°C のカリ長石-石英-磁鉄鉱の平衡温度を経た後, 250°C 前後と 100°C 以下の 2 回にわたる変質作用を受けていることがわかる (Fig. 29)。

4. 地質構造

浜田層群は基盤岩類とは一部断層・一部不整合関係にある。本層群は北西部の西岡～松本～櫛田原にかけては断層で接し、特に西岡～松本にかけては地形的にも見事な断層線谷を形成している。櫛田原北では基盤の流紋岩上に不整合で重なる。南部の上野坂～六歩谷～日高付近ではかなり高角度の境界面であり古期の岩石や地層と接している。これが高角度のアバットか断層かについては未解決である。東部では雲城花崗岩に貫かれる。北東部の地質断面図 (Fig. 6, AA' 断面) を見ると、火山岩層は西側に傾斜している。BB' 断面 (Fig. 6) を見ると、全体として北西よりに中心をもつペーズン構造をなしていることがわかる。CC' 断面 (Fig. 6) は雲城山山頂からその南西の山賀方面への断面である。雲城山山頂には火山岩のルーフペンダントが見られる。これは岩相の類似より山賀デイサイト層に属するものと推定される。山賀付近に分布する花崗岩は雲城花崗岩の周縁相に類似し、付近の火山岩類は著しい熱水変質作用により白色化している。また花崗岩の産状などから判断して、山賀付近には浅所に雲城花崗岩の連続体としての花崗岩が伏在しているものとみられる。一ノ瀬付近には谷底に雲城花崗岩の周縁相に類似の岩石がフェンスターとしてみられる。南北方向の断面図 (Fig. 6; FF' 断面) をみると、漁山付近では火山岩層は北方へ緩く傾斜し、一ノ瀬南方においては北側のブロックが南側のブロックに対して大きく沈降していることがわかる。沈降量はここでは井野安山岩層の層厚より約300mと推定される。北側ブロックと南側ブロックの変位量は東側で小さく、西側では大きいので、北部ブロックの陥没は北西で大きく南東で小さい非対称な運動と推定される。以上より、本層群は外側(南側)と内側(北側)の二重陥没構造を形成しており、陥没の時期については、初期の構造運動については不明であるが、外側陥没は周囲の断層が井野安山岩層を切っていることから少なくともそれ以後、内側陥没は山賀デイサイト層堆積後と推定される。

5. 熱水作用

周知のように、酸素及び水素同位体の研究によって、浅成の深成岩体においては、それをとりまく地下水に循環が生じ、その結果、深成岩体と地下水との間に同位体交換反応が行われていることが明らかにされてきた (Taylor, 1971, 1974 a, b; Taylor and Forester, 1971)。また最近では、一般の花崗岩底盤においても地下水が関与していることが D/H 比の測定によって明らかになった (Magaritz and Taylor, 1977)。このような現象は、現在 Wairakei, Yellowstone などの地熱地帯の深部の熱水系の "Fossil" とみることが出来るかもしれない。現在の地熱活動は岩石の透水性や熱源に恵まれたカルデラに関係して起こっている。ゆえに侵食の進んだ古い地質時代のカルデラやコールドロンの地熱活動の研究は、現在の地熱地帯の深部で行われている現象を理解する上で有益な情報を提供するものと考えられる。浜田陥没体では陥没体の形成に伴って活発な地熱活動が行われたことが既述の岩石記載学のデータや岩石の安定同位体比などから推定された。詳細は今岡ほか (1977), Matsuhisa *et al.* (1980) に記述されているので、ここでは概要の記述にとどめる。

浜田陥没体を構成する深成岩類・火山岩類およびその基盤岩類の全岩および鉱物の酸素・水素・硫黄同位体が測定された。結果は次のように同位体比の千分率偏差値で表した。

$$\delta = (R_{\text{sample}}/R_{\text{standard}} - 1) \times 1000 \text{ (‰)}$$

$$R = {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}, \text{ D/H}, {}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S}$$

Standard; oxygen and hydrogen: Standard Mean Ocean Water (SMOW)
 sulfur: Canyon Diablo Troilite (CDT)

全岩の酸素同位体比は火山岩では $-2.3 \sim +4.9\%$ 、雲城花崗岩では $-1.8 \sim +7.0\%$ である。火山岩の δD は $-79 \sim -94\%$ 、雲城花崗岩の δD は $-101 \sim -88\%$ の範囲を示す。 $\delta^{18}O$ 値と全岩の SiO_2 量との間には相関がない。このような岩石の $\delta^{18}O$ 値の低下は ^{18}O に乏しい地下水と岩石の間の同位体交換反応の結果と考えられる (Taylor, 1974 a)。

Fig. 30には全岩の酸素同位体組成を地質図上に $\delta^{18}O$ 値等値線とともに示した。この図より全岩の $\delta^{18}O$ 値が陥没体内で同心円状の変化を示し、陥没体の中央部で ^{18}O に乏しく、そこでは -2.3% まで低下していることがわかる。

Fig. 32は岩石と水の反応を説明するために作られたモデルである。山陰地方の現在の地表水の酸素同位体比は $-7 \sim -9\%$ であり (Matsubaya et al., 1973), この値は古第三紀においても著しく異なっていなかったと考えられる。いま岩石のオリジナルな $\delta^{18}O$ 値として後述する 7% を使い、地下水の $\delta^{18}O$ 値を -7.5% とすると、同位体交換反応によって岩石の同位体比が $0 \sim +2\%$ になる時の水/岩石比は重量比で $0.5 \sim 1$ 、温度は $200 \sim 400^\circ C$ くらいと見積られる。反応が平衡に達することなく新しい水が次々に供給されるとすると、この水/岩石比はさらに大きくなる。このように ^{18}O 濃度の低下は反応温度と岩石に対する水の量に比例するから

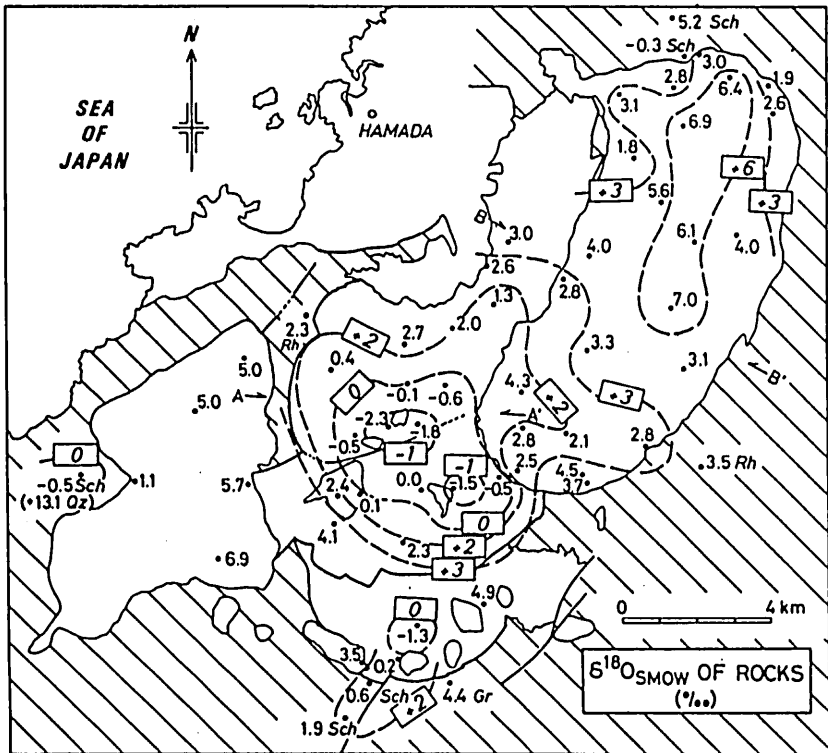


Fig. 30. Distribution of $\delta^{18}O$ values of whole-rock samples and approximate $\delta^{18}O$ contours in the Yasaka and Hamada cauldrons.

Abbreviations: Gr = granite, Rh = rhyolite, Sch = schist, Qz = quartz.

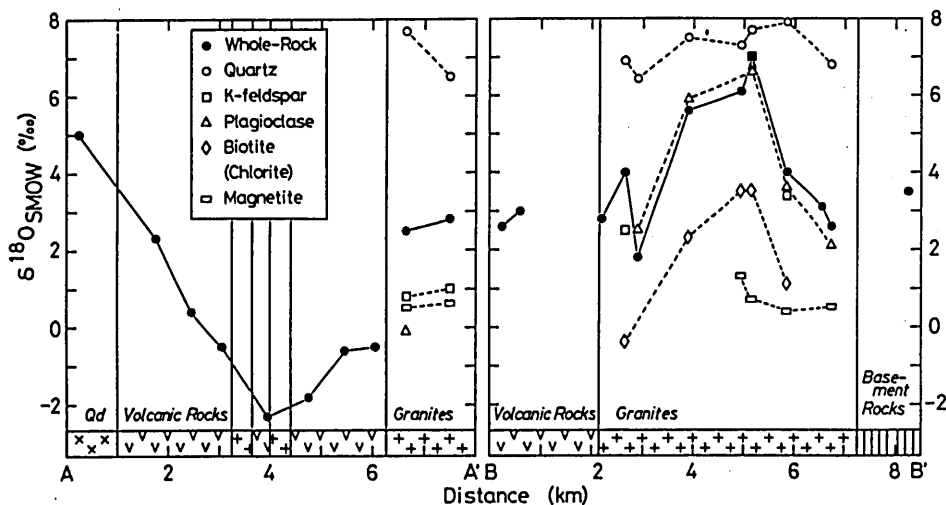


Fig. 31. The variation of $\delta^{18}\text{O}$ values of whole-rocks and mineral samples along traverses across the center of the cauldron (AA') and the Kumogi pluton (BB'). The location of the traverses are shown in Fig. 30.

Fig. 30にみられた $\delta^{18}\text{O}$ のゾーニングは陥没体の中央部で水を通しやすい割目(例えば、内側ブロックの陥没による東西方向の断層)が発達している、水/岩石比が高かったか、あるいは陥没体の中央部に露出する花崗岩が熱源となってこの部分の温度が高かったか、のいずれかの原因、あるいは両者の相乗効果で水と岩石の間の同位体交換反応が最も顕著に行われたことを示唆する。また低 ^{18}O 岩石は陥没体内のみならず基盤岩中にも普遍的に分布しており、熱水作用が広く陥没体外にまで及んでいたことがうかがわれる。とくに基盤岩と断層接触をしている場所、雲城花崗岩体南西部の断層系の発達している場所においては $\delta^{18}\text{O}$ 値が低い。この事実は、熱水が異なった岩石の境界、断層系に選択的に侵入した結果と判断される。

雲城花崗岩体においては、既述の岩石の酸化度のゾーニングに対応した $\delta^{18}\text{O}$ 値のゾーニングがみられる(今岡ほか, 1977)。すなわち、zone Aにおいては+6~+7‰ですでに一般の花崗岩($\delta^{18}\text{O} = +8 \sim +10\%$, Taylor, 1968; Matsuhisa et al., 1972, 1973; Honma and Sakai, 1975)より低い値を示しており、それがzone Bでは+3~+4‰, zone Cでは-1.8‰まで低下しており、熱水が外側から侵入していったことがうかがわれる。更に本岩体においては上述の岩石の酸化度および酸素同位体比のゾーニングに対応した $\delta^{34}\text{S}$ の低下がみられる(Fig. 33)。これは硫化鉱物が酸化されて sulfate ion (^{34}S に富む)として溶出され、残った硫化物が ^{34}S に乏しくなる結果と考えられる。雲城花崗岩体の中央部にみられる酸素同位体比は+7‰を示し、鉱物間の同位体分別より判断して original chemistry を保っていると考えられる。この岩石における石英-アルカリ長石-磁鉄鉱組合せは650℃の酸素同位体平衡温度を与える($\Delta\text{Qz-Mt} = 6.8\%$; $\Delta\text{Al-Mt} = 6.4\%$)。同位体交換反応時の水/岩石比、あるいは温度はブルトンの周縁部で明らかに高かったと推定される。

酸素同位体組成を鉱物ごとにみると、Fig. 31に示されているように、石英は共存する長石に比べてその $\delta^{18}\text{O}$ 値の低下が小さい。これは鉱物ごとに水との反応のしやすさの程度が異なっ

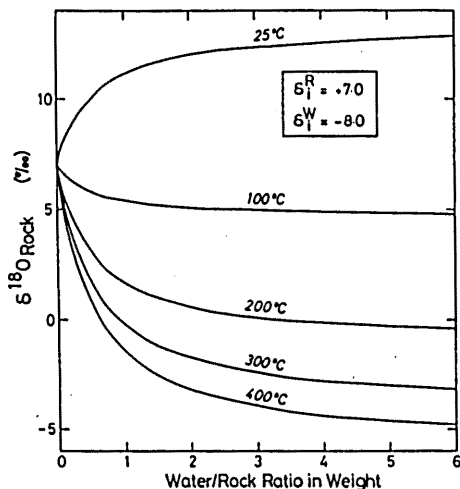


Fig. 32. A plot of calculated $\delta^{18}\text{O}$ values of rocks vs. water-to-rock ratio for rock-water interaction, assuming isotopic equilibrium at several different temperatures in a closed system. The initial $\delta^{18}\text{O}$ values are taken as +7.0‰ for rock and -8.0‰ for water. Rock-water isotopic fractionation factors are approximated by those of plagioclase (An_{30})-water.

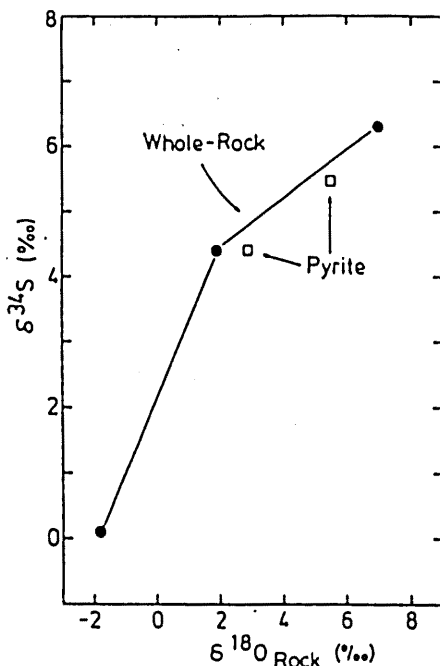


Fig. 33. A plot of $\delta^{34}\text{S}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ for whole-rock and pyrite samples from the Hamada cauldron. $\delta^{34}\text{S}$ values of pyrite are plotted against $\delta^{18}\text{O}$ value of their host rocks.

ていることを示すと同時に、水と岩石の反応が、これらの鉱物の晶出した後に起きたことを示している。一般に石英は他鉱物と比較して水との同位体交換反応を起こしにくい。好例は基盤である三郡変成岩類中においてみられる。すなわち、西端の三郡変成岩類中の泥質片岩は-0.5‰を示すが、泥質片岩の層面に平行に発達する石英脈では+13.1‰と高い(Fig. 30)。三郡変成岩類(Composite sample)は+13.4‰を示すことから、石英はおそらくかなり Original chemistry に近いものであると推定され、泥質片岩を構成する石英以外の他鉱物が地表水とより積極的に同位体交換反応を行った結果と考えられる。

なお、山陰西部の田万川花崗岩の2試料の $\delta^{18}\text{O}$ 値は+2.9と+4.2‰を示していることや、浜田陥没体以外の陥没体の構成岩石も浜田陥没体のそれと同様な変質作用を蒙っていることなどから、おそらく田万川・益田・波佐などの諸陥没体でも既述した内容に類似の地熱活動が行われたものと推察される。

Ⅲ. 山陰西部における古第三紀陥没体群

A. 陥没体の地質

山陰西部には弥栄陥没体・浜田陥没体のほかに他の研究者や筆者によって研究されたいくつかの陥没体がある (Fig. 35)。山陰西部の古第三紀陥没体群の基本特性を理解するために、ここでこれら陥没体の特徴を概観しておこう。

1. 田万川陥没体

田万川陥没体は村上 (1969, 1973) によって研究された。この陥没体は北西—南東方向に長軸を有する長径14km, 短径7kmの楕円状輪郭を有する。陥没体における火山岩類の活動はⅠ—Ⅳ期に区分されている。Ⅰ期は主に安山岩質溶岩, Ⅱ期はデイサイト質火砕岩, Ⅲ期は流紋デイサイト質火砕岩, Ⅳ期は安山岩質の岩脈およびシートである。これら火山岩類は全体として陥没体の内側に傾斜する盆状構造を有している。陥没体と周囲の基盤岩類との境には陥没作用に伴って生成されたと考えられる幅数10m~100数10mの角礫岩帯が連続分布している。深成岩類は花崗岩類と閃緑岩~花崗閃緑岩類に大別される。花崗岩類は斑状で石基は微粒状~微文象質である。岩体中にはアプライト脈を伴うことがあるが、ペグマタイトは全く伴われない。閃緑岩~花崗岩類は大部分陥没体の縁辺部および外部に分布し、陥没体を取り囲んでいる。この陥没体は表層陥没と地下陥没の2回の陥没作用により形成されたと考えられている。

2. 益田陥没体

益田陥没体は益田団研グループ (1982) によって研究された。この陥没体は南部と北部の2つの独立した陥没体からなる。両陥没体はいずれも北東—南西方向に長軸を有する約8×5kmの楕円状輪郭を示す (Fig. 35)。南部陥没体を構成する火山岩類は8つのユニットに区分される。主に安山岩質~デイサイト質の溶岩および火砕岩により構成され、下位の層準にはしばしば凝灰質砂岩・頁岩を挟存する。積算最大層厚は3180mと推定されている。火山岩類は中央部北寄りに中心を有する盆状構造を呈する。

両陥没体共に、珪長岩・ひん岩・花崗斑岩の岩脈や深成岩類を伴う。珪長岩やひん岩岩脈は陥没体内のみならず、基盤の三郡変成岩類中にも広く分布し、走向は東西~東南東—西北西を示すことが多い (横山・原, 1981; 益田団研グループ, 前出)。花崗斑岩は南部陥没体の西縁に沿って北北西—南南東方向に貫入している。北部陥没体東縁には4.5×2.8kmの規模の岡見深成岩体が貫入している。構成岩石は角閃石—黒雲母—トナル岩・角閃石—黒雲母花崗閃緑岩を主として、黒雲母—角閃石石英閃緑岩を伴う。岩体中には Synplutonic dyke が伴われる (横山ほか, 1982)。小岩株状深成岩体はこの他にも両陥没体内に存在する。

陥没体と基盤岩類との境界部には顕著な角礫岩帯が連続分布する。空中磁気探査による磁力分布図には陥没体の輪郭に調和したパターンが認められ、陥没体内はその外側より高い磁力値を示す。益田陥没体の形成時代については、北部陥没体中の火山岩のフィッシュン・トラック年代 33 ± 2 Ma (Matsuda and Otofujii, 1984), および岡見深成岩類の K-Ar 年代 29, 36Ma (通商産業省, 1976; 河野・植田, 1966) より漸新世と推定される。

3. 波佐陥没体

波佐陥没体は村上ほか(1982)によって研究された。この陥没体は浜田市の南東方に位置し、長径約 6 km, 短径約 4 kmのほぼ円形に近い輪郭を有する(Fig. 35)。陥没体の北部～北西部では白亜紀の匹見層群が、南部～南東部では白亜紀の貫入岩類が基盤を構成している。

陥没体は主に火山岩類(古い方から安山岩類・デイサイト類・流紋岩類)・深成岩類(石英閃緑岩・黒雲母花崗岩)および岩脈類(珪長岩・花崗斑岩・ひん岩)で構成されている。安山岩類は溶岩および火砕岩からなり、火山岩類中最も広い分布域を有する。デイサイト類および流紋岩類は主に火砕岩からなり、陥没体の北西部に分布する。これら火山岩類には溶結構造は全く認められない。石英閃緑岩には陥没体の東部および西部の一部において基盤岩類と火山岩類との境界面に沿った輪状分布をするものと、ストック状の産状を示すものがある。黒雲母花崗岩は径2.8～3.0kmの中央プルトンをなす。組織は斑状で、miarolitic cavityが発達する。また、アプライト脈を伴うが、ヘグマタイトは伴わないなど浅成の性質を示す。火山岩類と基盤岩との間には、石英閃緑岩脈の存在する場合を除き、観察される限り常に角礫岩帯が存在する。これは陥没作用の行われたことの1つの証拠と考えられる。陥没体の形成時代は黒雲母花崗岩中のジルコンによるフィッシュン・トラック年代の 32.2 ± 3.0 Ma (Matsuda, 1983)より漸新世と推定される。

4. 旭陥没体

旭陥没体は山内(1981MS)によって研究された。この陥没体を構成する火山岩層(旭層群)は下位の今市累層と上位の丸原累層に分けられている。今市累層は外部陥没体を形成し、主に玄武岩質安山岩～安山岩溶岩、水中堆積層および流紋デイサイト質凝灰岩からなる。丸原累層は安山岩類・火山円礫岩などの水中堆積層・デイサイト質凝灰岩類・流紋岩類からなり、 5×2 kmの規模の内部陥没体を形成する。貫入岩類としては、石英斑岩・珪長岩・花崗閃緑斑岩・石英閃緑斑岩が認められる。本陥没体は外部および内部の二重陥没構造を呈するが、陥没体内部は北東—南西方向と北西—南東方向の断層によるブロック化により北西側に傾動している。この傾動運動と陥没はほぼ同時に起こった可能性が強い。陥没体の形成時期は、流紋デイサイト質溶結凝灰岩のフィッシュン・トラック年代 31 ± 2 Ma (Otofujii and Matsuda, 1984)より漸新世と推定される。

B. 対 比

山陰西部における古第三紀陥没体及びその周辺地域の火山岩類は、層序およびフィッシュン・トラック年代(Matsuda, 1983)のデータに基づき Table 9 のように対比するのが現在では最も妥当であろう。すなわち、弥栄層群は山陰中央部の高山層群(山陰中生代末火成作用研究グループ, 1979)や作木火山岩類(吉田, 1961)に、田万川・益田陥没体等は川内陥没体に対比される。多くの陥没体は漸新世に形成されたものと考えられる。

Table 9. Correlation table of the Cretaceous to Paleogene igneous rocks in the western San-in district, Southwest Japan.

	TAMAGAWA	MASUDA	HAMADA	HAZA	ASAHICHO SAKURAE-CHO	ODA-KAWAMOTO	HASUMI-HURA SAKUGI-HURA	SOUTHERN IZUMO-CITY
NEOGENE	Murakami(1973)	Masuda Research Group(1982)	This study	Murakami, Imoka & Izutsu(1982)	Yamauchi(1984)	Matsuda & Oda (1982). RGSUMTA*(1979)	Yoshida(1961)	Sawada(1978)
	Susa Group	Masuda Group	Kokubu Group			Iwami Group		Iwami Group
	Tamagawa cauldron Tamagawa granite & diorite Tamagawa Group	Masuda cauldrons Okami plutonic- complex North Mass South Mass	Hamada cauldron. Kumogi granite Nabeishi qd. Hamada Group	Haza cauldron Haza gneisses & diorite Haza Group	Asahi cauldron Hinui granite Asahi Group	Kawauchi cauldron Kawauchi granite Sajiki diorite Kawauchi Group		
PALEOGENE								
EOCENE								
PALEOCENE								
CRETACEOUS	Hiroshima granite	Hiroshima granite	Mimata granite					
	Abu Group		Kokaku rhyolite Hikimi Group	Hikimi Group	Hikimi Group		Takada rhyolite	
								Younger granite Hakami Group Older granite Oyorogi-yama Group

Table 10. Summary of the Oligocene volcanic rock sequence in the western san-in district.

STAGE	I	II	III	IV	V
TAMAGAWA CAULDRON	Andesite lava	Dacitic pyroclastic rocks		Rhyodacitic pyroclastic rocks	
MASUDA NORTH CAULDRON	Shimotane andesite Isuda conglomerate	Akagi dacitic pyroclastic rocks	Kamaguchi andesite	Hirabara rhyolitic tuff	Ushirodani plagiophyolite
MASUDA SOUTH CAULDRON	Mitani andesite	Hisaki dacite welded tuff Obara dacite tuff Yasaka dacite welded tuff Kukumo andesite Sendo dacite tuff	Biwaishi-dake andesite		Otani plagiophyolite
HAMADA CAULDRON	Ino andesite F.	Yamaga dacite F.	Isari-yama andesite F.	Jumonjibara rhyodacite F. Kakinoki-yama rhyodacite F.	plagiophyolite
HAZA CAULDRON	Andesitic rocks	Dacitic rocks		Rhyolitic rocks	plagiophyolite
ASAHICHO CAULDRON	Shigetomi andesite	Togawa rhyodacite	Mikamoto volc.cg. Kida andesite	Yamanouchi dacite tuff	Shimotadani rhyolite

C. 火成活動と堆積盆の変遷

既述の古第三紀陥没体を総合的にみると、陥没体群は火成活動の堆移や堆積場あるいは堆積環境の変化などにおいてかなり多くの共通点を有しているように思われる。ここでは山陰西部に最も多くみられる漸新世の陥没体について上記の点を検討する。

漸新世の火山活動はⅠ～Ⅴ期の5つのステージ(陥没体群を通して必ずしも同一時間面を意味しない)に区分される(Table 10)。Fig. 34には各ステージの変遷に伴う火山岩類の SiO_2 の変化を示した。どの陥没体においても火山活動は玄武岩～安山岩($\text{SiO}_2=50.5\sim 61.4\%$)にはじまっている。安山岩類はしばしば水中自破碎構造を示すことや、これら火山岩類中には火山円礫岩や凝灰質砂岩・頁岩を必ず挟在していることから、火山活動の初期(Ⅰ期)には滞水域が生じていたことが推定される。次に火山活動はデイサイト質～流紋デイサイト質火砕岩の噴出へと移行する(Ⅱ期)。この時期の活動は比較的大規模で陥没体の全域に拡がっていることが多い。火山岩類は著しい変質を受け、岩石は灰緑色～灰青色の外観を呈し、中新世のグリーンタフ火山岩類に見掛が似ている。溶結構造を示すこともあり、また非溶結のこともある。火砕岩層にはしばしば良く成層した凝灰質砂岩・頁岩・礫岩層を伴うことがある。しかし挟在される水中碎屑岩層の厚さはⅠ期のものと比較するとはるかに少なく、また連続性にも乏しいことから水域はⅠ期に比べると、はるかに縮小したものと推定される。次に安山岩の活動がみられる場合もある(Ⅲ期)。益田北陥没体の釜口安山岩、益田南陥没体の琵琶石岳安山岩、浜田陥没体の漁山安山岩層などがそれにあたる。Ⅰ期の安山岩に比較すると水中碎屑岩層を伴わないこと、比較的珪長質($\text{SiO}_2=56.6\sim 63.1\%$)で、玄武岩～玄武岩質安山岩組成のものがみられないことなどの点が異なっている。火山活動は再び珪長質となり、流紋デイサイト～流紋岩質火砕岩の活動が活発となる。溶結凝灰岩を主とし、水中碎屑岩層をほとんど挟在しないことから乾陸上堆積の火砕岩と推定される。火山活動の末期には陥没体の縁辺部を中心として斜長流紋岩の岩脈としての貫入、あるいはドーム形成が行われた。火山活動の末期あるいは終了後、陥没体の縁辺部あるいは中央部に深成岩類がRing dykeあるいは中央プルトンとして貫入した。

以上のように、漸新世の陥没体群における火山活動は若干の反復を繰り返しつつも、大きく

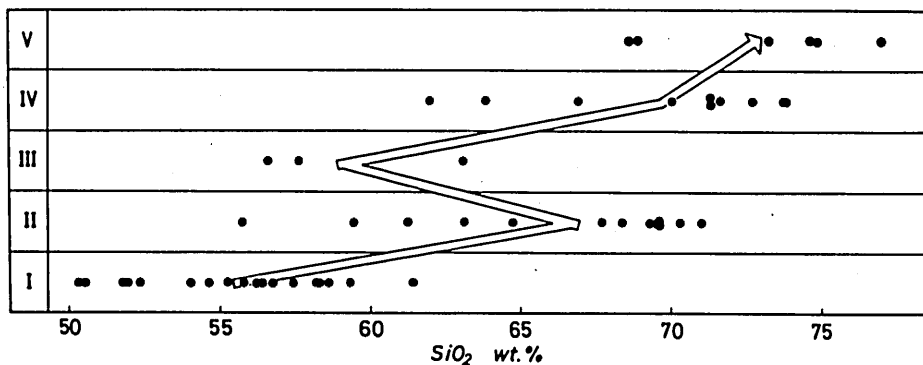


Fig. 34. Change of SiO_2 content of volcanic rocks from stage I to V.

みると塩基性(～中性)から珪長質へと変遷している(Fig. 34)。このような火山活動の変遷に対応して堆積環境の変化が起こっている。すなわち、火山活動の初期に広がっていた滞水域は次第に埋め立てられて縮小・消滅し、後期にはほとんど乾陸化していったことが推定された。陥没運動のステージに関しては、田万川陥没体ではⅡ期火山岩噴出後の surface caldera とⅣ期火山岩噴出後の underground cauldron subsidence が推定されている(村上, 1973)。益田陥没体では、陥没体を取り囲む断層がⅡ期の火山岩層を切っていることから少なくともそれ以降と考えられており、更に、Ⅴ期火山岩類が基盤岩類とともに破碎されていることから陥没運動の際に生じた断層の再動があったものと推定されている(益田研グループ, 1982)。浜田および旭陥没体では二重陥没構造を呈しており、初期(外側)陥没体はⅠ期の火山岩を、後期(内側)陥没体はⅡ期の火山岩を切っていることから、それ以降と推定されている。波佐陥没体では、周縁角礫岩帯中に安山岩礫が多く、デイサイト礫や流紋岩礫がほとんど認められないことからⅠ期火山岩の噴出後、あるいは噴出中から始まったものと推定されている。陥没体群形成の最も早期の構造運動は、最下部層が十分に露出していないことから不明であるが、火山岩類と基盤岩類とが基本的に断層関係にあることから、Ⅰ～Ⅳ期火山岩類の噴出が陥没運動のトリガーとなっていることは確実である。

火山活動の岩石化学的性質の推移、堆積環境の変化および陥没運動と相対して火成岩類の活動場も変化している。陥没体の多くは楕円形形態で大まかにみると盆状構造を呈しているが、ベースンの中心が必ず中央より北側に寄った南北非対称な構造をしている。Ⅰ期～Ⅲ期火山岩類(安山岩類およびデイサイト類)の分布域に対してⅣ期火山岩類の分布域は例外なく北側に寄っている。このことは、火山活動の中心が1つの陥没体を形成する間においても、わずかながら北側へ向かって進行していったことを示している。更に新第三系も含めて考えれば、山陰西部地域の新第三紀堆積盆地はいずれも湾入形態をなし(吉田, 1953)、古第三紀の堆積盆は新第三紀湾入部内かまたその南側の近接地域に限られる(村上, 1969)。既述のように浜田湾入部においては始新世・漸新世・中新世の3つのベースンが存在し、火成活動と陥没作用(沈降運動)とが比較的単純で小規模な場の中で連続的に北方への polarity をもって展開している。

Ⅳ. 西中国地域における白亜紀～新第三紀火成岩類の岩石学的変遷

一 とくに古第三紀陥没体を構成する火成岩類の岩石学的特徴について 一

A. 火山岩類

1. 西中国地域における白亜紀～古第三紀火山活動の概要

中国地方には白亜紀～古第三紀火山岩類が深成岩類に伴われて広大な分布をしている(Fig. 35)。このうち中国地方西部の火山岩類は Ichikawa *et al.* (1968), Murakami (1974) によって総括され、古い方から関門層群・周南層群・匹見層群・阿武層群・田万川層群に区分された。その後、阿武層群と田万川層群の間に活動した火山岩類〔江津火山岩類(今岡ほか, 1983), 弥栄層群(本稿)〕の存在も知られてきた(Table 11)。

関門層群は高知世～宮古世にわたる地層で、下位の脇野亜層群と上位の下関亜層群とよりな

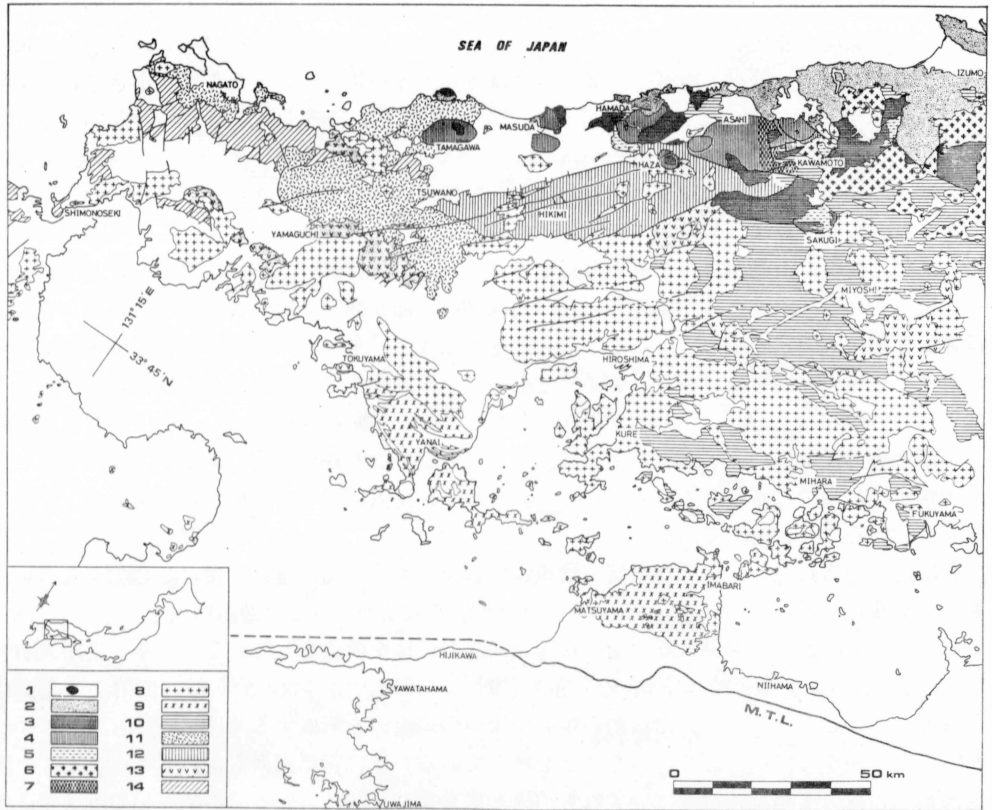


Fig. 35. Geologic compile map of the middle and western Chugoku Province, Southwest Japan. Data from Yamaguchi Earth-Science Association (1975), Editorial Board of Geological Map of Shimane Prefecture (1982), Ehime Earth-Science Association (1980) and Hiroshima Prefecture (1963).

1 : Miocene plutonic rocks, 2 : Miocene volcanic rocks, 3 : Late Paleogene plutonic rocks, 4 : Tamagawa Group and its correlatives, 5 : Takayama, Sakugi and Hakami Groups, 6 : Early Paleogene plutonic rocks, 7 : Sakurae Group, 8 : Plutonic rocks of San-yo zone, 9 : Plutonic rocks of Ryoke zone, 10 : Abu Group, 11 : Takada rhyolite, 12 : Hikimi Group, 13 : Shunan and Kisa Groups, 14 : Kanmon Group.

り、前者が主に非火山性湖成層よりなるのに対し、後者は主に安山岩質～デイサイト質火山岩類からなる(村上・長谷, 1967)。

周南層群は関門層群を非整合あるいは不整合におおう主に陸上の火山岩層で、時代はギリヤーク世前期と考えられている(村上・長谷, 1967)。同層群は脊梁山地以南に分布する禪定寺山累層・物見岳累層と、山陰の萩市東部に分布する田床山火山岩類の3累層に大別される。禪定寺山累層には長楕円形輪郭の陥没体の存在が推定されている(Murakami and Matsusato, 1970)。中部中国地方の吉舎安山岩(吉田, 1961)は岩相の類似より本層群に対比されるものと考えられる(今岡・村上, 1979)。

Table 11. Stratigraphy and major component volcanic rocks of the west Chugoku district, Southwest Japan.

AGE	GROUP	MAJOR COMPONENT VOLCANIC ROCKS	SiO ₂ (wt.%)
PALEOGENE	Tamagawa	rhyodacite-dacite(pyroclastic rocks)> andesite-basaltic andesite(lava & pyroclastic rocks)>rhyolite(lava & pyroclastic rocks)	50.3-76.9
	Yasaka	andesite-basaltic andesite(lava & pyroclastic rocks)>> dacite(pyroclastic rocks)>rhyolite(pyroclastic rocks and lava)	49.6-
CRETACEOUS	Gotsu	rhyolite-rhyodacite(lava & pyroclastic rocks)>andesite(lava & pyroclastic rocks)	58.3-77.1
	Abu	rhyolite-rhyodacite(pyroclastic rocks)>> andesite(lava & pyroclastic rocks)	55.4-77.9
	Hikimi	rhyolite-dacite(pyroclastic rocks)	65.4-77.5
	Shunan	dacite-andesite(lava & pyroclastic rocks)> rhyolite-rhyodacite(pyroclastic rocks)	56.1-76.1
	Kanmon	andesite-basaltic andesite(lava & pyroclastic rocks)>> rhyolite-dacite(pyroclastic rocks)	50.0-72.6

匹見層群は脊梁山地を北西-南東方向に連ね、幅20~40km、延長100km以上におよぶ火山構造性陥没体を形成している (Fig. 35)。主にデイサイト質~流紋岩質の凝灰岩により構成され、積算層厚は3000mに達する (通商産業省, 1969, 1970, 1971)。周南層群とは直接に接するところがないため関係は不明である。

阿武層群は周南層群・匹見層群を非整合におおい、主に流紋岩質~流紋デイサイト質凝灰岩からなり、凝灰質砂岩・頁岩等の湖水性碎屑岩層を挟在する。山口県中央部に分布する長門狭岩体は下位より篠目・舞谷・江舟の3累層に区分され、約15×40kmの規模を有する盆状構造を呈している (村上, 1974, 今岡ほか, 1984)。山陰地域に分布しているものは福賀累層・青海累層とよばれている。中国地方中部に分布する高田流紋岩 (吉田, 1961) は、その層序・岩相より判断して西中国地域における匹見・阿武の両層群を含むものに相当すると考えられる。

三原流紋岩 (村上・長谷, 1967)、江津火山岩類 (今岡ほか, 1981) および吉野野凝灰角礫岩層 (今岡ほか, 1984) はその層序や構造、フィッシュン・トラック年代からみて、阿武層群より新しく田万川層群より古い可能性がある。

弥栄層群とその相当層、田万川層群および浜田層群とその相当層については前章で記述した。

2. 全岩化学組成

(a) 主成分化学組成

西中国地域 (一部中国地方中部を含む) の火山岩の主成分化学組成の特徴については今岡・村上 (1979)、村上・今岡 (1980) によって総括されてきた。しかしその後新しいデータも増加し新見も加わってきたので、ここで再び総括を行う。

Table 11には代表的火山岩層の構成岩石およびSiO₂の範囲を示した。白亜紀~古第三紀火山岩層の構成岩石は主に安山岩質~流紋岩質の岩石からなるが、一部SiO₂=50%前後の岩石が伴われる。また層群により構成岩石のアソシエーションや量比には大差がみられる。すなわち、関門層群ではSiO₂=50~60%の岩石が卓越し、少量の流紋岩を伴う (Fig. 36)。周南層群では玄武岩質安山岩を伴わず、関門層群に比較して流紋岩質岩石の割合が増加する。匹見層群では

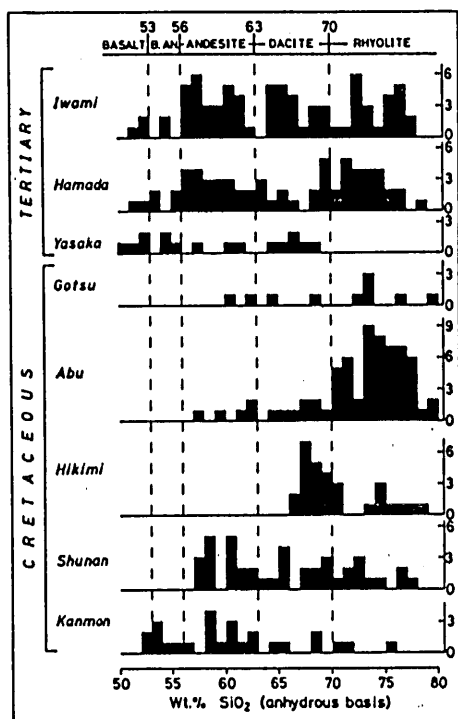


Fig. 36. Histogram of SiO_2 content in Cretaceous to Neogene volcanic rocks from West Chugoku, Southwest Japan. Data source: Imaoka and Murakami (1979), Murakami and Imaoka (1980), Imaoka *et al.* (1982, 1984), Masuda Research Group (1982), Murakami *et al.* (1982), Sawada (1984) and this study. Nomenclature of volcanic rocks follows after the Gill's (1981) classification by SiO_2 content calculated on an anhydrous basis with slight modification, i.e., basalt is defined here volcanic rocks with $< 53 \text{ SiO}_2$; basaltic andesite, 53 to 56% SiO_2 ; andesite, 56 to 63% SiO_2 ; dacite, 63 to 70% SiO_2 ; and rhyolite, $> 70 \text{ SiO}_2$.

$\text{SiO}_2=65\%$ 以下の岩石はみられず、デイサイト～流紋デイサイトと流紋岩の2つのピークがみられる。阿武群は $\text{SiO}_2=68\sim 78\%$ の岩石が卓越し、少量ではあるが安山岩組成の岩石もみられバイモーダルな分布を示す。1例をあげれば、今岡ほか(1984)は山口県長門狭岩体の北翼部でバイモーダルな火山活動があったことを報告している。周南層群と同様に玄武岩質安山岩組成の岩石は見出されていない。弥栄層群および田万川層群相当層では幅広い組成範囲を示し、全体としてこれもバイモーダルな分布を示している。

AFM 図 (Fig. 37) では、いずれの層群の火山岩もほぼ Daly (1933) のカルク・アルカリ岩系の岩石の平均値を連ねる線に近い位置にプロットされる。いま少し詳しく述べれば、関門層群は他層群の同質火山岩に比較し MgO に富む。関門層群・周南層群および古第三紀火山岩類はカルク・アルカリ岩系に属する。一方、匹見・阿武両層群の構成岩石は他層群の火山岩類よりも MgO に乏しく、ソレアイト系列寄りの化学組成を示す。匹見・阿武層群のこのような特徴は濃飛流紋岩 (山田ほか, 1971) に比較されるものである。このことは Miyashiro (1974) の $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$ 図 (Fig. 38) でより明瞭に読みとることができる。すなわち、この図上では匹見・阿武層群火山岩類の平均化学組成 (今岡ほか, 1984, 第3表) はいずれもソレアイト系列の領域にプロットされる。この図には山田ほか (1971) による濃飛流紋岩中の安山岩・デイサイト、Yamada (1977) による濃飛流紋岩中の流紋岩・流紋デイサイトの平均値もプロットしているが、これらも匹見・阿武層群同様に FeO^*/MgO 比が高く、ソレアイト系列の領域にプロットされる (原山, 1978)。これは含有されるマフィック鉱物が Fe に富むことに関係している。また、匹見・阿武層群および濃飛流紋岩中の安山岩・デイサイト・流紋デイサイトの組成は日本の花

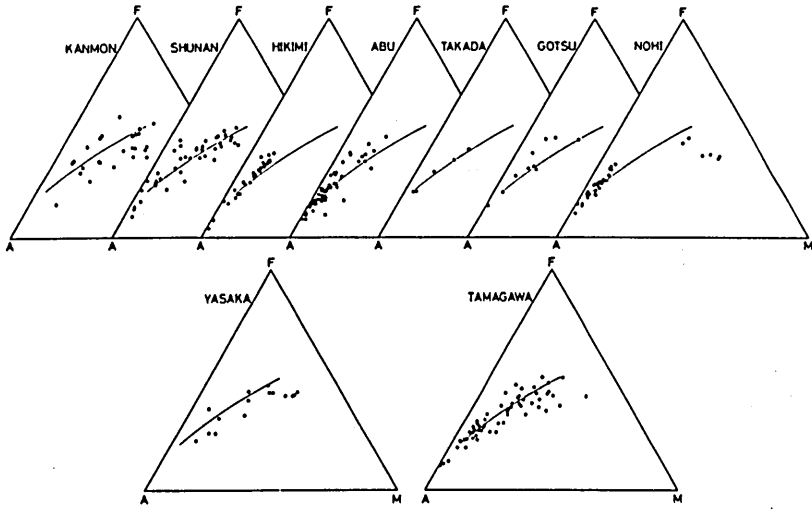


Fig. 37. A-F-M diagram for the Cretaceous and Paleogene volcanic rocks. The line in the figure indicate the tie line of Daly's (1933) average basalt, andesite, dacite and rhyolite of calc-alkaline rock series.

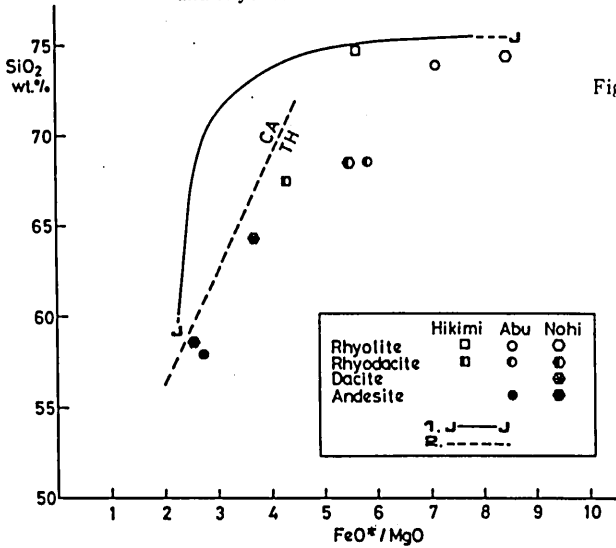


Fig. 38. SiO_2 vs. FeO^*/MgO diagram for some Cretaceous large-scale felsic volcanic rocks of Southwest Japan.

1 : Average chemical composition of Japanese granitoids (Aramaki *et al.*, 1972), 2 : Boundary line of tholeiite and calc-alkaline rock series after Miyashiro (1974). Data source; Hikimi and Abu Groups: Imaoka *et al.* (1984), Nohi rhyolite, andesite and dacite: Yamada *et al.* (1971); average chemical composition of rhyolite and dacite: Yamada (1977).

崗岩の平均トレンド (Aramaki *et al.*, 1972) と異なる (Fig. 38)。以上の特徴は西南日本の白亜紀の大規模珪長質火山岩類の一般的特徴とみられる。

Fig. 39は火山岩類の SiO_2 -酸化物変化図である。古第三紀火山岩類 (弥栄層群および浜田層群相当層) は白亜紀の火山岩類に比べ K_2O に乏しく Na_2O に富む。また阿武層群火山岩類は K_2O にやや富み, Na_2O , CaO にやや乏しいものが多い。また $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ は層群間で有意の差がみられない。しかし, $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ 比は匹見層群火山岩類で低く, 古第三紀火山岩類で高い傾向がある (村上・今岡, 1980; Imaoka *et al.*, 1982)。なお Fig. 39には Aramaki *et al.* (1972) による日本の花崗岩類の平均化学組成のトレンドを併せ示している。図より明らかな

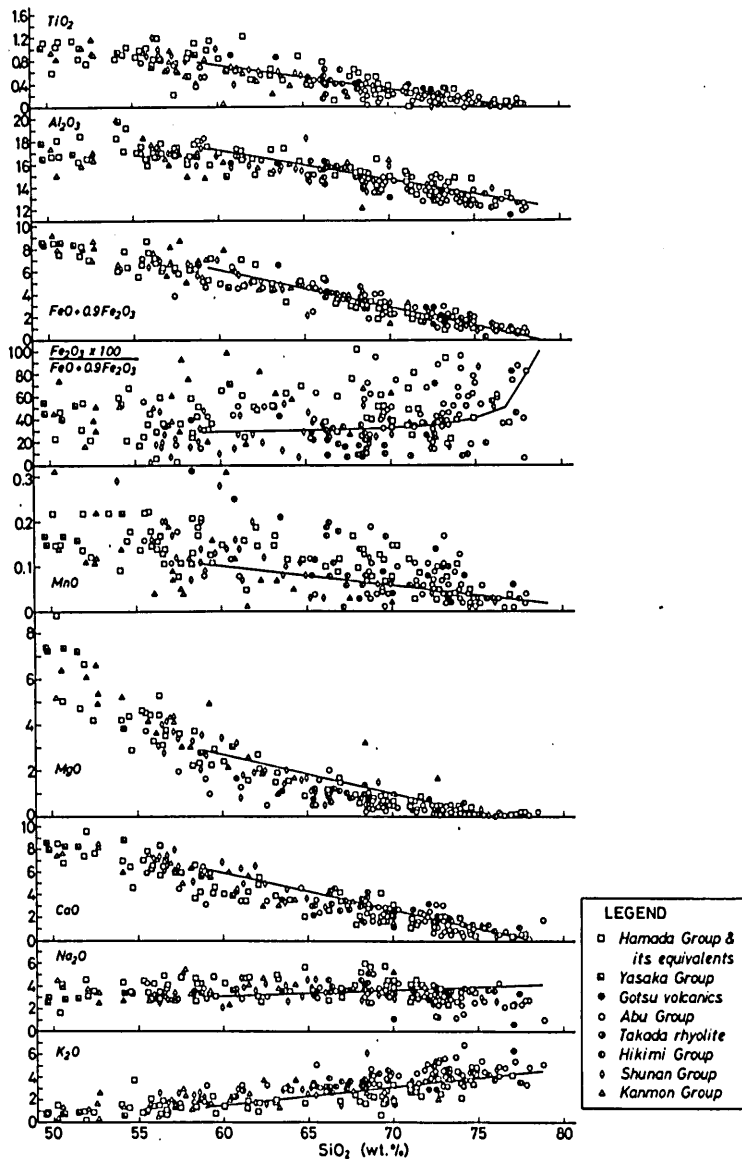


Fig. 39. SiO_2 vs. oxide variation diagram for the Cretaceous and Paleogene volcanic rocks in western Chugoku district. Solid line: Average chemical composition of Japanese granitoids (Aramaki *et al.*, 1972).

ように花崗岩類と問題の火山岩類の間には主化学組成において明瞭な差が存在する。すなわち、火山岩類は花崗岩類よりも TiO_2 、 Al_2O_3 、 $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 MgO 、 CaO に乏しく、また、 $\text{SiO}_2=70\%$ 以上では Na_2O にも乏しい傾向が認められる。逆に K_2O は花崗岩類の方が乏しく、 $\text{SiO}_2=70\%$ 以下では Na_2O についても類似の傾向が認められる。Aramaki *et al.* (1972) により集

められた花崗岩類の化学分析値のうち、後期中生代～古第三紀花崗岩類の占める割合は相当に高いと思われるが、同一時代の深成岩類と火山岩類との比較ではない。Fig. 40は以上に検討してきた中国地方の白亜紀火山岩類とほぼ同時代に活動したとみられる深成岩類を比較したものである。火山岩類は深成岩類に比べ明らかにノルム Or に富み、深成岩類は逆に火山岩類よりもノルム Ab に富む(村上・今岡, 1980)。

Fig. 41は火山岩類の SiO_2 と $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比との関係を示す図で、参考として Mukae (1958) による山陰グリーンタフ構成岩のデータおよび山田ほか(1971)による濃飛流紋岩のデータをも併せ示す。今岡・村上(1979)により指摘されたように、白亜紀火山岩相互間および第三紀火山岩相互間では層群別での差がほとんど認められないのに、白亜紀火山岩類全体と第三紀火山岩類全体との間にはかなり明瞭な差が存在する。すなわち、古第三紀火山岩類はグリーンタフ火山

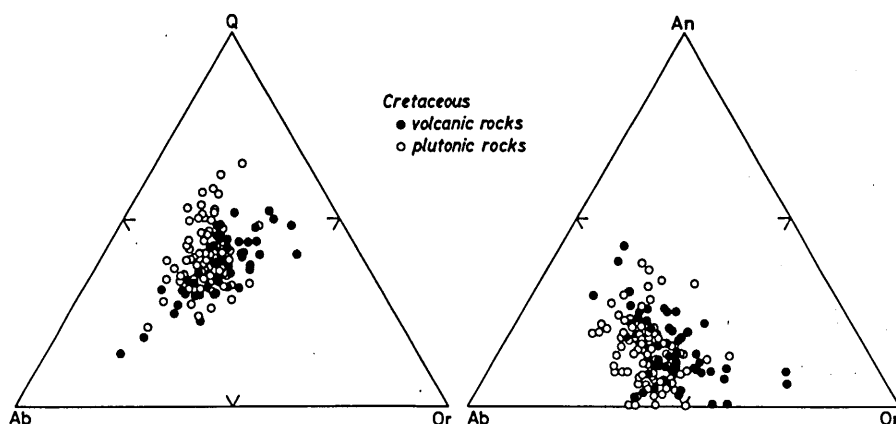


Fig. 40. Comparison of chemical composition between the Cretaceous volcanic rocks and plutonic rocks in terms of Q-Ab-Or and An-Ab-Or diagrams (Murakami and Imaoka, 1980).

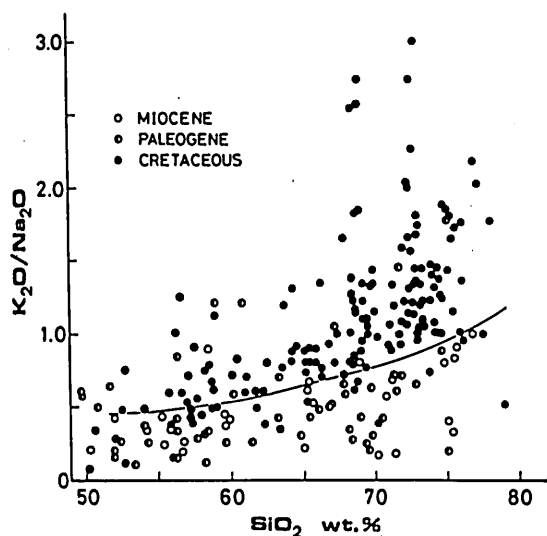


Fig. 41. $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ vs. SiO_2 diagram for Cretaceous, Paleogene and Miocene Green Tuff volcanic rocks. A line on the figure shows an approximate boundary between Cretaceous and Tertiary volcanic rocks. Data from Imaoka and Murakami (1979), Imaoka *et al.* (1982), Masuda Research Group (1982), Mukae (1958), Murakami and Imaoka (1980), Murakami *et al.* (1982), Yamada *et al.* (1971).

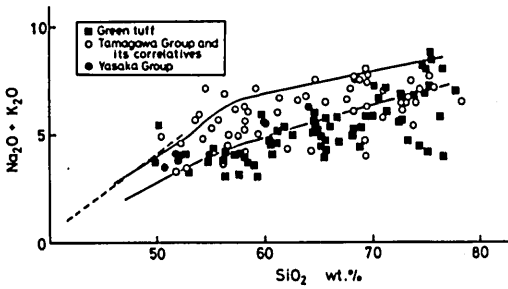


Fig. 42. $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ - SiO_2 diagram of the Paleogene and Miocene volcanic rocks. Data from Imaoka and Murakami (1979), Masuda Research Group (1982), Mukae (1958), Murakami *et al.* (1982), Sawada (1984) and this study.

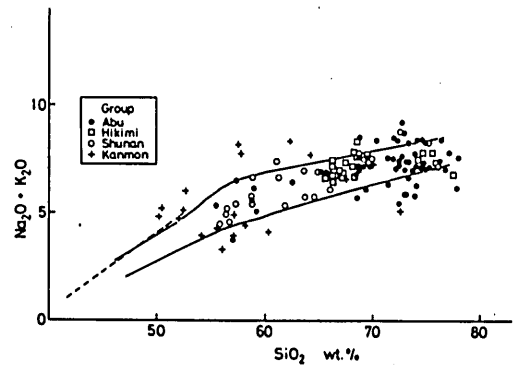


Fig. 43. $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ - SiO_2 diagram of the Cretaceous volcanic rocks in West Chugoku.

岩類と同様に白亜紀火山岩類に比べて $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比が低い。これはアルカリ長石含有量の差異として反映されている。類似の化学組成に関する差異は白亜紀深成岩類と第三紀深成岩類の間にも認められている (Shibata *et al.*, 1958; 大庭, 1966; 村上, 1959, 1960, 1969; Ishihara, 1971; 沢田, 1978b など)。

SiO_2 - $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比図上では古第三紀火山岩類と新第三紀グリーンタフ火山岩類との間に差異は見出されなかった。しかし SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 図 (Fig. 42) では両者間に明らかな差異がみられる。すなわち、古第三紀火山岩類の方が新第三紀グリーンタフ火山岩類より高アルカリの側にプロットされる。深成岩類についても同様の傾向があることは沢田 (1978b) によって指摘されている。

Fig. 43は白亜紀火山岩類の SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 図へのプロットを示す。白亜紀火山岩類相互間では大差は認められない。アルカリ比 ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比) ではグリーンタフ火山岩類に類似性を示した古第三紀火山岩類は、全アルカリ ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) についてはむしろ白亜紀火山岩類に近い性質を有している。

(b) 微量元素組成

$\text{Co} \cdot \text{Cr} \cdot \text{Cu} \cdot \text{Li} \cdot \text{Ni} \cdot \text{Pb} \cdot \text{Rb} \cdot \text{Sr} \cdot \text{Zn}$ の9元素について定量を行った。分析結果を Figs. 44~48に示す。

Cr: Crのイオン半径 (0.63 Å) は Fe^{3+} のそれ (0.64) と似ているが、 Fe^{3+} に比較し、早期晶出鉱物に高度の濃集を示し、マグマの結晶作用の初期にクロム鉄鉱として大部分が除去される (Mason, 1966)。ここで問題としている火山岩類のうちでは白亜紀の関門層群・泉南層群および古第三紀の玄武岩~安山岩には多く含有されるものが存在し、含有量は各々最大598ppm, 228ppm, 361ppmにおよぶ。Cr含有量は岩石の SiO_2 が約50~57%の間で急激に減少する。これは後述のようにこれら火山岩中に含有されているクロムスピネル・クロムエンディオプサイドの分別によるものであろう。

Ni: Ni (0.69 Å) は一般に Mg^{2+} (0.66 Å) を置換して早期晶出鉱物に多く含まれる。Crと同様

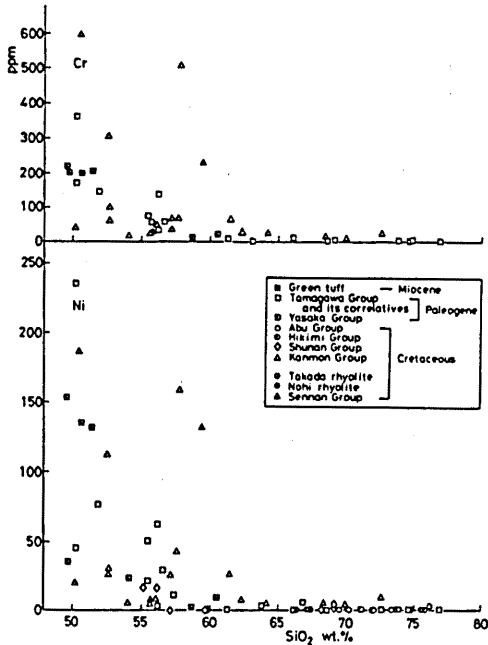


Fig. 44. Cr, Ni vs. SiO₂ diagram of the Cretaceous to Paleogene volcanic rocks. Data of the Miocene volcanic rocks of the Green Tuff tectonic belt (Terashima and Ishihara, 1974) are plotted for comparison.

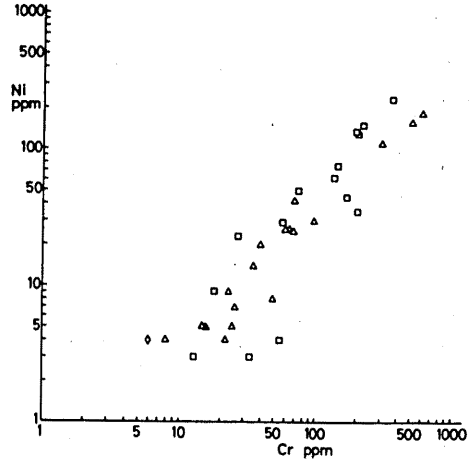


Fig. 45. Ni vs. Cr relationships in Cretaceous to Paleogene volcanic rocks from West Chugoku district, Southwest Japan. Symbols same as in Fig. 44.

に関門層群、泉南層群および古第三紀の玄武岩質安山岩～安山岩中に濃集しており、含有量は各々最大185ppm, 131ppm, 235ppmに達する。SiO₂の増加とともにCrと同様に急激に減少する。分析された岩石試料では全てCr>Niで、両者は正の相関を示す(Fig. 45)。これはクロムスピネルを含むカンラン石斑晶が早期から分別され、選択的にNi, Crがマグマから取り去られたためと解釈される。周南層群および阿武層群の安山岩中にはCr, Niに富んだ岩石は見出されていない。

Co: Co(0.72Å)は早期晶出のマフィック鉱物のFe²⁺(0.74Å)を置換するものとして知られている。SiO₂の増加とともにCoは減少していくが、減少の割合はNiやCrほど顕著ではない。Coの挙動にはカンラン石と斜方輝石が最も大きな影響を与えられ、これらと液との分配係数はNiほどは大きくないため、これらの鉱物の晶出分別によってもCoは著しい減少を示さなかったと考えられる。

Cu: Fig. 46上ではばらつきが大きく、SiO₂の増加に対して単純な減少傾向は示さないが、SiO₂=65%以上では20ppm以下のものが多く、それ以下では20ppmを越えるものが多い。Fig. 46には寺島・石原(1974)によって報告された東北地方のグリーンタフ地域(宮城県高館地域, 阿部・青木, 1969; 新潟県津川地域, 阿部・島津, 1974; 秋田県北鹿地域, Tatsumi and Clark, 1972)の火山岩類の分析データも示してある。Cuは、SiO₂=50~60%において、東北地方のグリーンタフ火山岩類(高館地域)の方が中国地方西部の白亜紀～古第三紀火山岩類より高い値を示すが、SiO₂=65~77%においては両者間に差異は認められない。

Pb: SiO₂の増加に伴い全体的に緩慢な増加の傾向を有する。SiO₂=65~77%においては白亜

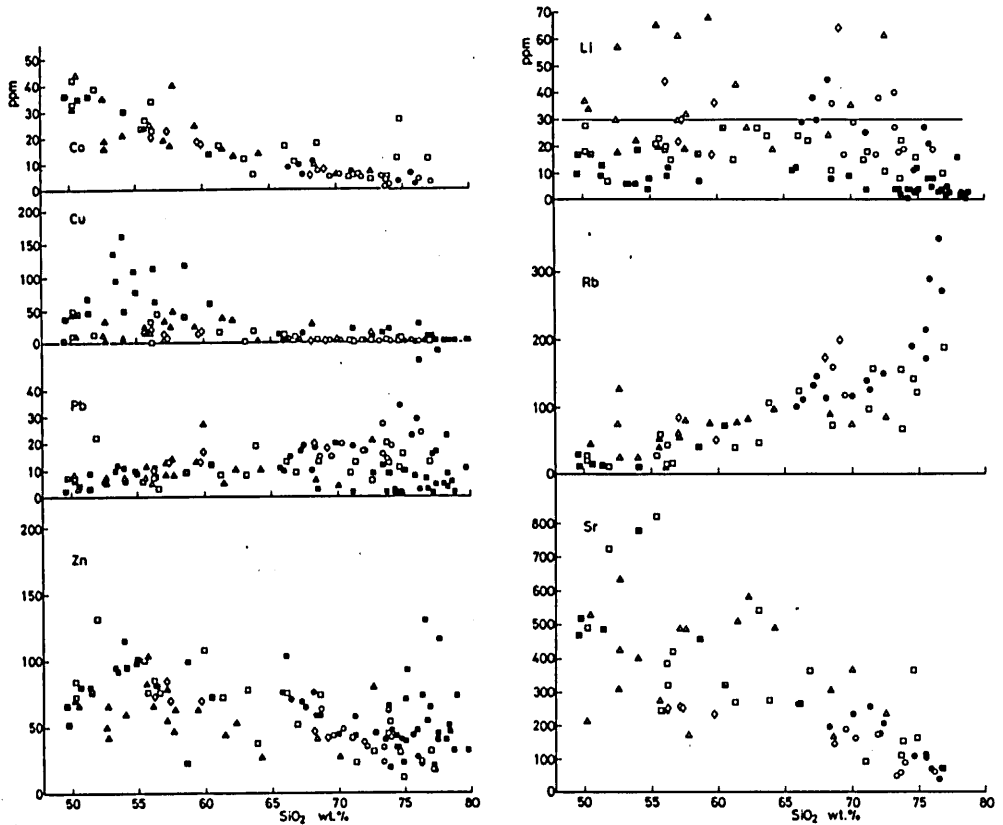


Fig. 46. SiO_2 -trace elements variation diagram for the Cretaceous and Paleogene volcanic rocks. Data of the Miocene volcanic rocks of the Green Tuff tectonic belt (Terashima and Ishihara, 1974) are plotted for comparison. A line in the figure indicates the approximate upper limit of the Paleogene volcanic rocks. Symbols same as in Fig. 44.

紀→古第三紀→新第三紀と時代の新しい火山岩ほどその含有量は減少している。 $\text{SiO}_2=50\sim 65\%$ においてはその傾向は認められない。

Zn: Zn(0.74 Å)は Fe^{2+} (0.74 Å)を置換しやすい。 SiO_2 の増加に対してかなりバラつくが全体として減少の傾向を示す。Fig. 46にみられるように、中国地方西部の白亜紀～古第三紀火山岩類は東北地方のグリーンタフ火山岩類に比較してZnに乏しい。

Li: は SiO_2 の変化に対して相関を示さない(Fig. 46)。時代による含有量の差が明瞭であり、Pbと同様に白亜紀→古第三紀→新第三紀の順に減少している。白亜紀火山岩類のうちでもとりわけ泉南層群火山岩類は高い値(Li=68, 65ppm)を示す。古第三紀および新第三紀火山岩類では30ppm(Fig. 46中の実線)を越えない。

Rb: SiO_2 の増加に対して増加の傾向を示す。時代的にみると、白亜紀の火山岩類は古第三紀の火山岩類に比較して高いRb含有量を有する。

Sr: Srは SiO_2 の増加に対して減少の傾向を示す。古第三紀火山岩類は白亜紀のそれに比較

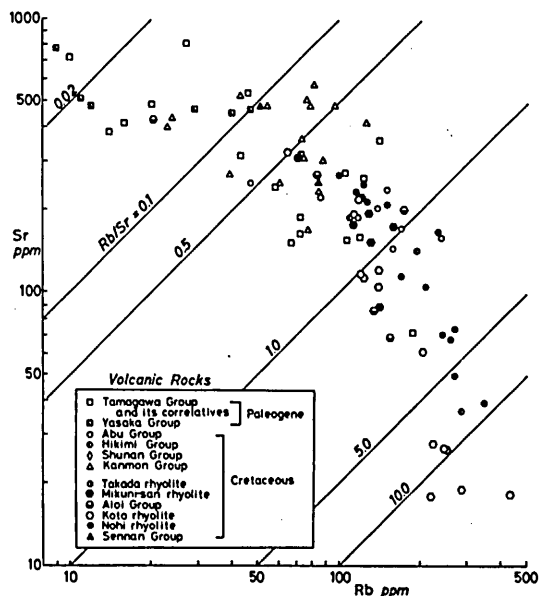


Fig. 47. Sr vs. Rb relationship for Cretaceous to Paleogene volcanic rocks in Southwest Japan. Data from Masuda *et al.* (1976), Seki (1978, 1981) and this study.

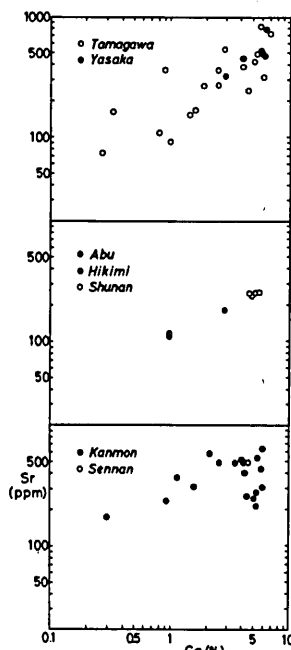


Fig. 48. Sr' vs. Ca relationships in Cretaceous to Paleogene volcanic rocks

しやや高い含有量を示す。匹見・阿武群および古第三紀火山岩類においては Sr と Ca は正の相関を示す (Fig. 48)。関門層群火山岩類も Sr と Ca は正の相関を示すが, Ca = 4 ~ 6 % においては 2 つの異なったトレンドがみられるが, その原因は明らかでない。

Rb/Sr 比についてみると, 最小値が弥栄層群の玄武岩質安山岩で 0.012 (Rb = 9 ppm, Sr = 779 ppm), 最大値は Seki (1978) による湖東流紋岩で 23.67 (Rb = 434.4 ppm, Sr = 18.35 ppm) を示す。湖東流紋岩の値は Seki (1978) が指摘するように西南日本の後期中生代火山中最も大きい値である。Rb-Sr 図 (Fig. 47) 上では, その分布パターンは深成岩のそれ (Fig. 68) に類似している。

3. 造岩鉱物の化学組成

白亜紀~古第三紀火山岩類は大なり小なり変質作用や熱変成による再結晶作用を蒙り, 造岩鉱物は変質・変成していることが多い。そのため全岩組成だけで議論を進めることは問題がないとはいえない。EPMA による残存の造岩鉱物の研究は変質したグリーンタフ地域の火山岩類の研究に対して有用である (島津, 1980) と同様に, ここでは取扱っている火山岩類の研究に対しても有用であると考えられる。そこで残存している輝石・角閃石・黒雲母・磁鉄鉱・チタン鉄鉱およびクロムスピネルについて EPMA による定量・定性分析を行った。分析は広島大学理学部の日本電子製 JXA-5 A 型の EPMA を用いて行った。分析条件, 使用した標準試料, 測定結果の補正計算などは Suzuki (1977, p. 248-249) の記載と同じである。

(a) 輝石

火山岩中の有色鉱物には新鮮なものが少ないが、その中で輝石、とくに単斜輝石はもっとも保存のよい有色鉱物である。輝石を含有する岩石の化学組成は層群によりかなり異なる。全岩の SiO_2 量との関係を見ると、田万川・浜田層群相当層ではほぼ $\text{SiO}_2=60\%$ 以下の岩石に輝石(大部分単斜輝石)が含まれ、また関門・周南・吉舎・阿武層群では $\text{SiO}_2=65\%$ 以下の岩石に含有が認められるのに対して、匹見層群ではほぼ $\text{SiO}_2=65\sim70\%$ の岩石中にも普遍的に輝石(単斜輝石+斜方輝石)の含有が認められる。

次に輝石の化学組成を検討しよう。分析結果を Figs. 49-51 に示す。まず、玄武岩～安山岩

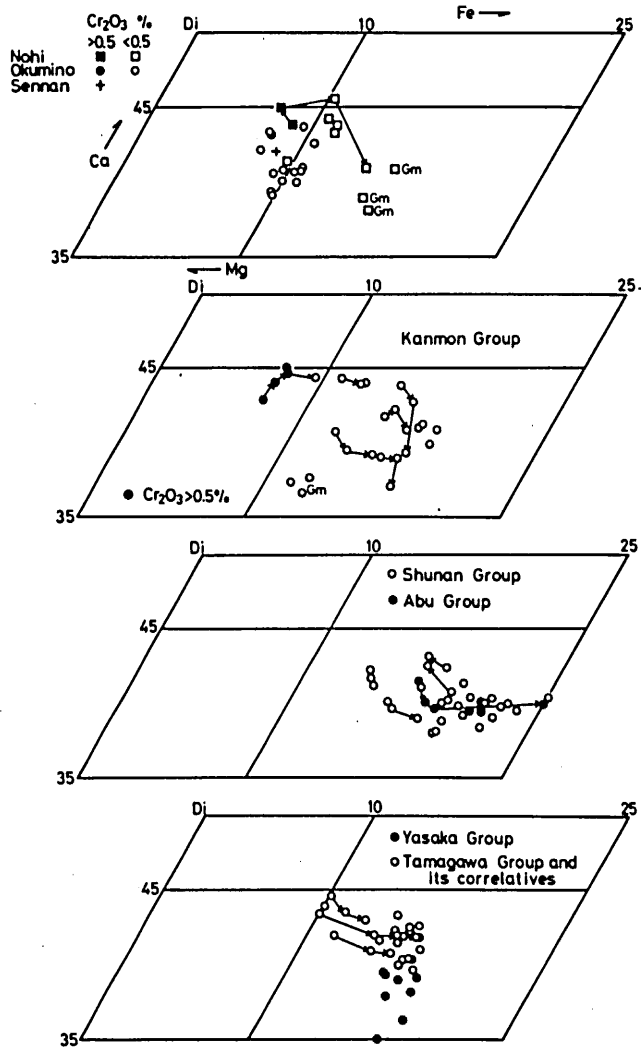


Fig. 49. Plot of compositions of clinopyroxenes from the Cretaceous to Paleogene andesitic rocks.

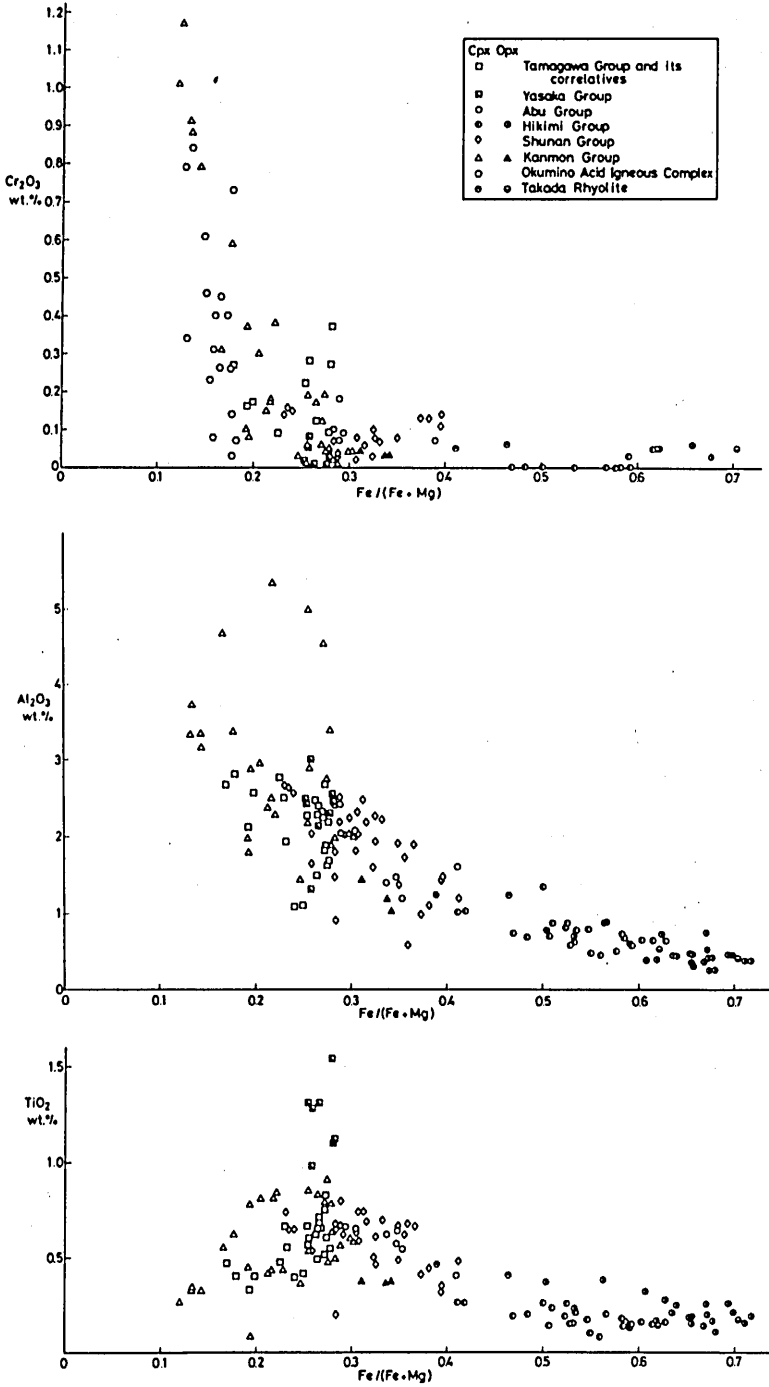


Fig. 50. Fe/(Fe + Mg) vs. Cr₂O₃, Al₂O₃ and TiO₂ diagrams for pyroxenes in the Cretaceous to Paleogene volcanic rocks.

中の単斜輝石 (Fig. 49) について検討する。関門層群の玄武岩～玄武岩質安山岩中の単斜輝石斑晶 ($\text{Ca}_{42.9}\text{Mg}_{50.0}\text{Fe}_{7.1} \sim \text{Ca}_{40.8}\text{Mg}_{40.8}\text{Fe}_{18.4}$) は最も Mg に富み (最大 $\text{MgO} = 18.2\%$)、エンディオブサイドあるいはエンディオブサイドに近いオーゾイトに属する。これらの単斜輝石は、Fig. 50 にみられるように、他層群火山岩中の単斜輝石と比較し、 $\text{Al}_2\text{O}_3 (= 1.8 \sim 5.8\%)$ 、 Cr_2O_3 (最大 1.17%) に富み、クロムエンディオブサイドに分類されるものを含む。

Fig. 50 は輝石の $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ 比の変化に対する Cr_2O_3 、 Al_2O_3 および TiO_2 量の変化を示している。 Cr_2O_3 量は $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ 比が $0.1 \sim 0.25$ の範囲では同比のわずかな増加とともに急激に減少する。奥美濃酸性岩類中の単斜輝石の Cr_2O_3 (棚瀬, 1982) も同様な変化を示す。また関門層群の単斜輝石は $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) > 0.23$ では Cr_2O_3 量は 0.2% を越えない (Fig. 50)。このような単斜輝石の Cr_2O_3 の $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ 比に対する変化特性は、田崎 (1980) によって紹介されている多くの例 (Gibb, 1973; Fodor *et al.*, 1975) に比較されるものである。 Al_2O_3 は Fig. 50 上で広い領域にプロットされるが、 3% を越えるものは西中国地域では関門層群中の輝石しか知られていない。また Al_2O_3 は全体として輝石の分化に対応して減少していくことがわかる。 $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ 比が $0.1 \sim 0.3$ の間においては、減少の度合はやや急であるが、 0.3 をすぎると緩慢となる。 TiO_2 は関門層群の場合は $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ 比の増加に対応してやや増加する傾向を示す。周南・匹見・阿武・高田層群中の単斜輝石および匹見・高田層群中の斜方輝石は分化とともに TiO_2 が減少する傾向がある (Fig. 50)。

関門層群の Cr, Al, Mg に富む単斜輝石を含む玄武岩質安山岩～玄武岩は、 MgO/FeO^* 比が比較的高く (~ 0.8)、クロムスピネルを含有する (Imaoka *et al.*, 1982) など、白亜紀火山岩中最も塩基性である点も特異である。これに類似の岩石は最近、泉南層群 (山田ほか, 1979)、濃飛流紋岩 (原山, 1987; 濃飛団体研究グループ, 1982)、奥美濃酸性岩 (棚瀬, 1982) からも報告さ

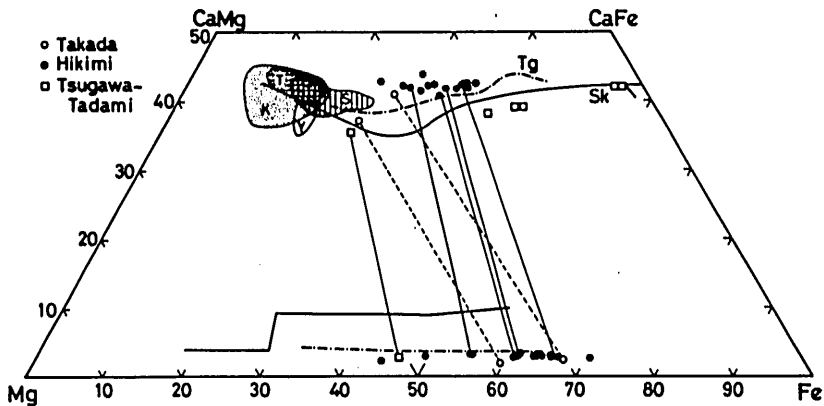


Fig. 51. Chemical composition of pyroxenes from Cretaceous to Paleogene volcanic rocks, together with the trends of crystallization of pyroxenes in the Skaergaard intrusion (Sk, Brown and Vincent, 1963, Nwe, 1975), British & Icelandic Tertiary acid glass (Tg, Carmichael, 1960, 1963) and Miocene perlitites from the Tsugawa and Tadami area (Shimazu and Takano, 1977). Composition of pyroxenes in andesitic rocks is illustrated by various design and initial letters as follows; K: Kanmon Group, S: Shunan Group, Y: Yasaka Group, T: Tamagawa Group and its correlatives

れた (Fig. 49)。原山 (1978) によれば、 Cr_2O_3 量は斑晶輝石のコアで 0.26~0.89%，リムおよび石基中のものは 0.06% 以下と明瞭な差を示す (Fig. 49)。

周南・吉舎・阿武層群安山岩中の単斜輝石 ($\text{Ca}_{41.7}\text{Mg}_{44.2}\text{Fe}_{14.0}\text{-Ca}_{42.4}\text{Mg}_{31.5}\text{Fe}_{26.1}$) は関門・田万川・浜田層群火山岩中のそれより Mg/Fe 比が低いものが多い (Fig. 49)。 Al_2O_3 、 Cr_2O_3 も各々 3%，0.2% をこえない (Fig. 50)。 Al_2O_3 および TiO_2 は Fe/(Fe + Mg) 比の増大に伴いやや緩慢な減少傾向を示す (Figs. 50)。

田万川・弥栄・浜田層群安山岩中の単斜輝石はディオプサイド~サーラ輝石に近いマグネシアンオーザイト ($\text{Ca}_{41.6}\text{Mg}_{45.2}\text{Fe}_{10.2}\text{-Ca}_{39.2}\text{Mg}_{43.2}\text{Fe}_{17.7}$) の組成を示す。 Al_2O_3 、 Cr_2O_3 含有量は各々最大 3%，0.4% で、関門層群の単斜輝石と比較すると少ない。弥栄層群の玄武岩中の単斜輝石はやや CaO に乏しく ($\text{CaO}=17.4\sim19.5\%$)、 TiO_2 に富む ($\text{TiO}_2=1.0\sim1.5\%$ ，Fig. 50) チタンオーザイトである。

次にデイサイト~流紋デイサイト中の単斜輝石について検討する。匹見層群および高田層群火山岩中のものが分析された。それらは前記安山岩中の単斜輝石と比較しはるかに Fe/Mg 比が高い (Fig. 51)。匹見層群火山岩中のものはオーザイト ($\text{Ca}_{42.7}\text{Mg}_{33.4}\text{Fe}_{23.9}$) からフェロオーザイト ($\text{Ca}_{42.8}\text{Mg}_{20.8}\text{Fe}_{36.4}$) にわたる化学組成を有し、晶出径路は Skaergaard の晶出径路 (Brown, 1957; Brown and Vincent, 1963; Nwe, 1975) よりも Ca 寄りで、Carmichael (1967) の記載による British & Icelandic Tertiary acid glass 中の輝石や、Shimazu and Takano (1977) により記載された津川-只見地域の中新世真珠岩中のものに類似している (Fig. 51)。Abott (1969) の記載した Nandewar のアルカリ火山岩や Uchimizu (1966) の記載した隠岐島後のアルカリ火山岩の輝石にも類似の進化傾向を示すものがある。しかしアルカリ岩系列の輝石と比較すると、匹見・高田層群火山岩中の単斜輝石は、津川-只見の輝石と同様に、 TiO_2 ($=0.1\sim0.3\%$)、 Al_2O_3 ($=0.5\sim1.4\%$) および K_2O ($\sim0.05\%$) に乏しい。上記ソレライト系列火山岩と匹見層群火山岩との類似は興味ある問題である。

斜方輝石は現在のところ、関門・匹見・高田層群火山岩類中のものだけが分析されている。関門層群の安山岩中の斜方輝石はハイパーシン ($\text{Ca}_3\text{Mg}_{66}\text{-}_{63}\text{Fe}_{30}\text{-}_{33}$) の組成を示す。一方、匹見層群のデイサイト~流紋デイサイト中の斜方輝石は Fig. 51 のようにハイパーシン ($\text{Ca}_{3.24}\text{Mg}_{7.4}\text{Fe}_{49.5}$) からフェロハイパーシン、ユーライト ($\text{Ca}_{2.8}\text{Mg}_{26.7}\text{Fe}_{70.5}$) におよび比較的 Fe に富み、幅広い組成範囲を有することが特徴である。

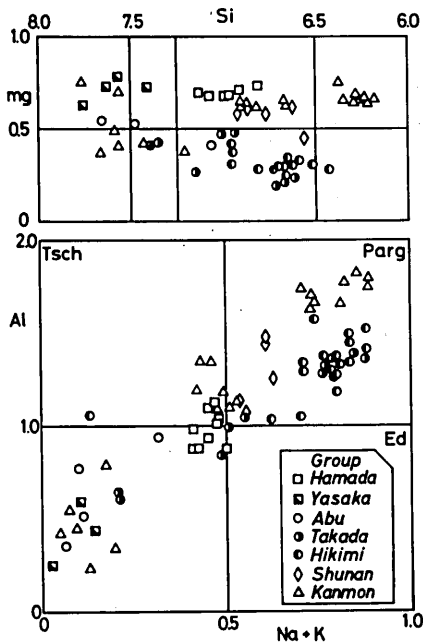


Fig. 52. Chemical analyses of amphiboles from the Cretaceous and Paleogene volcanic rocks.

(b) 角 閃 石

分析されたのは関門・周南・匹見・阿武・高田・浜田層群火山岩類中の主に斑晶である。分析結果を層群別に Fig. 52に示す。関門層群安山岩類中の角閃石斑晶は $TiO_2=0.1\sim 2.2\%$, $Al_2O_3=3.0\sim 12.2\%$, mg 値 $=36.4\sim 68.7$ と幅広い変化を示し, Leake(1968)の分類ではフェロアンバーガス閃石・フェロアンバーガス閃石質ホルンブレンド・ツェルマク閃石質ホルンブレンド・フェロホルンブレンド・マグネシオホルンブレンド・フェロアクチノ閃石質ホルンブレンド・フェロアクチノ閃石に属する。No. CH-106(関門層群, 玄武岩質安山岩)中の角閃石は石基中の輝石を交代したアクチノ閃石で, $TiO_2(=0.09\sim 0.13\%)$, $Al_2O_3(=1.9\sim 3.1\%)$ に乏しく, mg 値が高い($=0.700\sim 0.752$)。関門層群デイサイト質凝灰岩(No. 81031708)中の角閃石斑晶は Al_2O_3 に富み($7.5\sim 12.2\%$), mg 値も高く($=0.626\sim 0.649$), マグネシオホルンブレンド・フェロアンバーガス閃石質ホルンブレンドに属する。 Al_2O_3 含有量は後述の匹見層群の火山岩中のものより更に多い。関門層群の火山岩中の角閃石には, 白亜紀~古第三紀火山岩類中の角閃石斑晶のうち, 最も Al_2O_3 の含有量の多いものが存在する。

周南層群安山岩中の角閃石斑晶は, 2 試料の分析結果によれば, $TiO_2=1.5\sim 2.2\%$, $Al_2O_3=6.2\sim 8.9\%$, mg 値 $=0.580\sim 0.611$ であり, マグネシオホルンブレンド・ツェルマク閃石質ホルンブレンドに分類される。

匹見層群および高田層群のデイサイト~流紋デイサイト質凝灰岩中の角閃石斑晶は互いに類似しており, 前者は $TiO_2=0.8\sim 2.3\%$, $Al_2O_3=6.4\sim 8.6\%$, mg 値 $=0.253\sim 0.418$ で, 後者は $TiO_2=0.03\sim 2.4\%$, $Al_2O_3=5.6\sim 8.7\%$, mg 値 $=0.196\sim 0.485$ を示す。これらはマグネシオヘスティング閃石質ホルンブレンド・フェロエデン閃石質ホルンブレンド・フェロホルンブレンド・フェロアクチノ閃石質ホルンブレンドに属する。このように, 輝石と同様著しくFeに富んでいる。同様の角閃石は中部地方の濃飛流紋岩・大雨見山層群・笹ヶ岳流紋岩・木崎岩からも報告されている(原山, 1979; 笠原・原山, 1981)。氏家(1977)による総括の中ではカルク・アルカリ岩系火山岩類中の角閃石斑晶の ΣFe の上限は $2.34(Fe^{3+}=0, O=23$ として計算)とされており, California Mono Crater の流紋岩中のフェロエデン閃石質ホルンブレンド(Carmichael, 1967)を除いて, このようなFeに富んだ角閃石斑晶は他地域のカルクアルカリ岩系火山岩からはこれまで報告されていない。阿武層群安山岩中の角閃石斑晶はわずか1試料の分析しかできなかったが, $TiO_2=0.13\sim 0.33\%$, $Al_2O_3=3.0\sim 7.5\%$, mg 値 $=0.406\sim 0.538$ であり, フェロホルンブレンド・アクチノ閃石質ホルンブレンドに属する。

浜田層群のデイサイト中の角閃石斑晶は $TiO_2=0.1\sim 1.4\%$, $Al_2O_3=1.7\sim 7.2\%$, mg 値 $=0.630\sim 0.775$ で, 匹見層群および高田層群の同質岩に比較して Al_2O_3 に乏しく, mg 値の高いことが特徴で, マグネシオホルンブレンド・アクチノ閃石質ホルンブレンド・アクチノ閃石に属する。

(c) 黒 雲 母

火山岩中の黒雲母は普遍的に顕著な緑泥石化作用を受けているため, 分析が行われたのは匹見層群および高田層群のデイサイト~流紋岩質凝灰岩中のものと, 古第三紀益田陥没体中の流紋岩溶岩中の斑晶1試料である。分析結果を Figs. 53, 54に示す。匹見層群の黒雲母は赤褐色の多色性が強い(X = 淡黄色, $Y \approx Z$ = 濃赤褐色)。このような多色性は, TiO_2 が多い($TiO_2=2.3\sim 5.8\%$)ことと $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO)$ 比が小さいことによると考えられる(Hayama, 1959)。

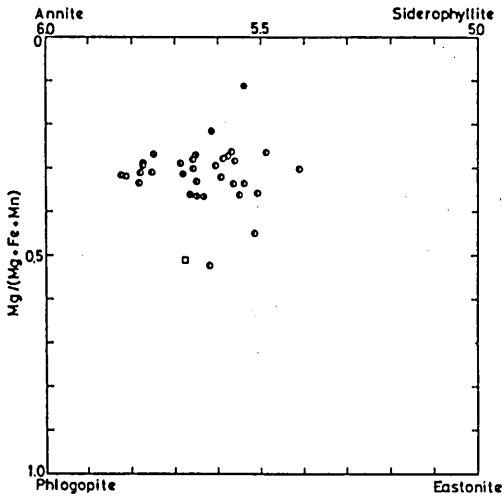


Fig. 53. Si vs. mg-value for biotites from the Cretaceous Hikimi and Takada Groups and Paleogene Masuda cauldron. Symbols same as in Fig. 52.

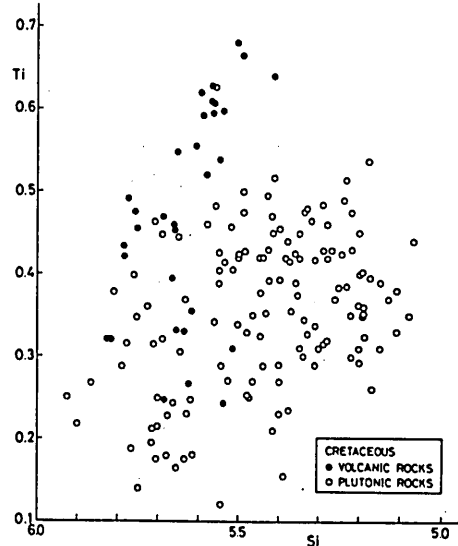


Fig. 54. Si vs. Ti diagram for Cretaceous volcanic and plutonic rocks.

この黒雲母はまた Al_2O_3 に乏しい ($Al_2O_3=12.0\sim13.6\%$)。匹見層群の黒雲母では $Si + Al^{IV}$ が不足するケースが多く 4 面体層中に Fe^{3+} (Ti) が入っている可能性が高い (Annérsten, 1974; Kanisawa 1972参照)。匹見層群の黒雲母は屈折率が高い ($\gamma=1.656\sim1.668$) が、これは mg 値が低い ($=0.263\sim0.527$) ことに関係している。高田層群中の黒雲母も匹見層群の黒雲母と同様に Al_2O_3 に乏しい ($Al_2O_3=12.2\sim14.5\%$)。TiO₂ は産状により変化する。mg 値は 0.113~0.368 で、多くのものは 0.3 前後である。益田陥没体の黒雲母の mg 値は 0.626 で、匹見・高田層群産のものより高い。

深成岩類のデータと比較すると、匹見層群の黒雲母は Annite 成分に富む点は山陽帯深成岩類中の黒雲母に類似している。Al に乏しく Ti に富む点は山陰帯や北上山地の深成岩類中の黒雲母 (Kanisawa, 1972) に似ているが、それらとは mg 値の上で大差がある。

(d) 磁鉄鉱・チタン鉄鉱

西中国地域の白亜紀~古第三紀火山岩類中の磁鉄鉱およびチタン鉄鉱の産状と化学組成については既に報告した (Imaoka *et al.*, 1982) ので要約にとどめる。

磁鉄鉱は関門・田万川層群火山岩類中には一般に含有されているが、匹見・阿武層群火山岩類中にはほとんど含まれていない。周南層群火山岩類中には磁鉄鉱の含有される試料と全くそれを欠くものの両者が共存する。後述する全岩の帯磁率の測定結果も磁鉄鉱含有量の差をよく反映している。

チタン鉄鉱は玄武岩~玄武岩質安山岩溶岩の一部を除くほとんど全ての火山岩類中に含まれている。Imaoka *et al.* (1982) は特にその Mn 含有量が産状により、また層群間で著しく変化することに注目した。チタン鉄鉱の産状は Buddington and Lindsley (1964) に従い次のように分類される: a) independent type, b) trellis type, c) composite (granule type) [c 1) internal granule type, c 2) external granule type]。

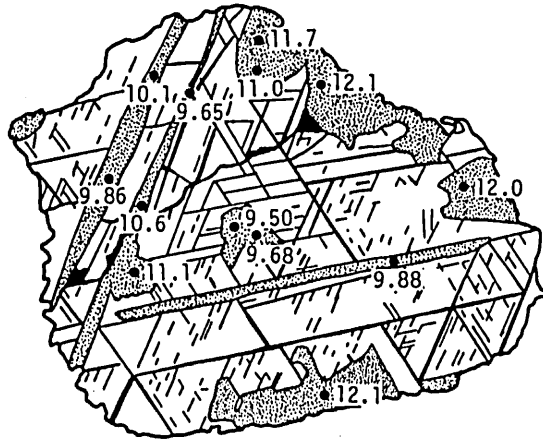


Fig. 55. Variation of MnO content of ilmenites (dotted part) depending on their mode of currences in the clinopyroxene andesite lava from the Paleogene Imaoka cauldron (Imaoka *et al.*, 1982). As illustrated in this figure, phenocrystic magnetite has well-developed ilmenite lamellae parallel to its (111) plane together with finer sets of ilmenite lamellae of several generations. Moreover, ilmenites of composite type (both internal and external granule type) are also observed. MnO content of the independent (single) grain type in the same thin section is 8.1 and 8.29%. Thus the MnO content increases in the following order; independent grain type (8.10-8.29%), internal granule type (9.50-9.68%), trellis type (9.65-10.6%) and external granule type (11.0-12.1%). The MnO content of internal granule along the cavity (11.1%) is as high as that of external granule.

産状による Mn 含有量のちがいの 1 例を示したのが Fig. 55 である。この図よりチタン鉄鉱中の Mn 量は c 1 → b → c 2 の順に多くなっていることが明らかである。同一薄片中にある a) 型のチタン鉄鉱は b) 型や c) 型よりも低い Mn 含有量を示す。

層群間でのチタン鉄鉱中の Mn 含有量の差異は、上記の産状による差異をはるかに凌駕しており、 $\text{FeTiO}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-MnTiO}_3$ 図上 (Fig. 56) で明瞭に識別できる。すなわち、古第三紀の田万川層群相当層火山岩類中のチタン鉄鉱は最も MnTiO_3 、 Fe_2O_3 成分に富み、関門・匹見・阿武層群中のものは乏しい。周南層群中のものはその中間を示す。MnO 含有量の差異は、ほぼ同量の SiO_2 を含む岩石の間での比較においても明らかである (Fig. 57)。とくに、 $\text{SiO}_2=65\sim75\%$ においてその差が顕著である。またこの図では共存する磁鉄鉱とチタン鉄鉱をタイラインで結んであるが、磁鉄鉱に比較しチタン鉄鉱の方が MnO に富むことも明らかである。時代的にみよば、白亜紀より古第三紀火山岩類中のチタン鉄鉱の方が MnTiO_3 成分に富む。深成岩類中のチタン鉄鉱についても同様の時代的差異が認められる (Imaoka *et al.*, 1982; 今岡ほか, 1985)。

(e) クロムスピネル

クロムスピネルはその生成条件に応じて、 Mg^{2+} 、 Fe^{2+} 、 Cr^{3+} 、 Al^{3+} 、 Fe^{3+} 、 Ti^{4+} 各元素間で広範な固溶体をつくるので、玄武岩質マグマの早期の状態を知る有力な手掛りを秘めている可能性がある (Irvine, 1967)。先に Imaoka *et al.* (1982) は関門層群および浜田層群相当層の玄武岩～安山岩中にクロムスピネルの存在を見出し、その産状を簡単に報告した。ここではそ

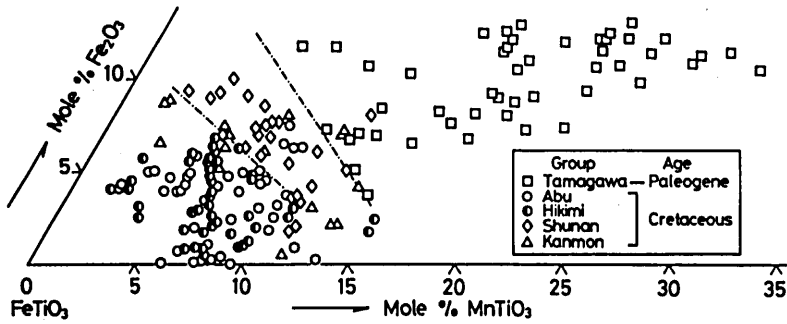


Fig. 56. FeTiO_3 - Fe_2O_3 - MnTiO_3 diagram for ilmenites in the Cretaceous to Paleogene volcanic rocks (Imaoka *et al.*, 1982).

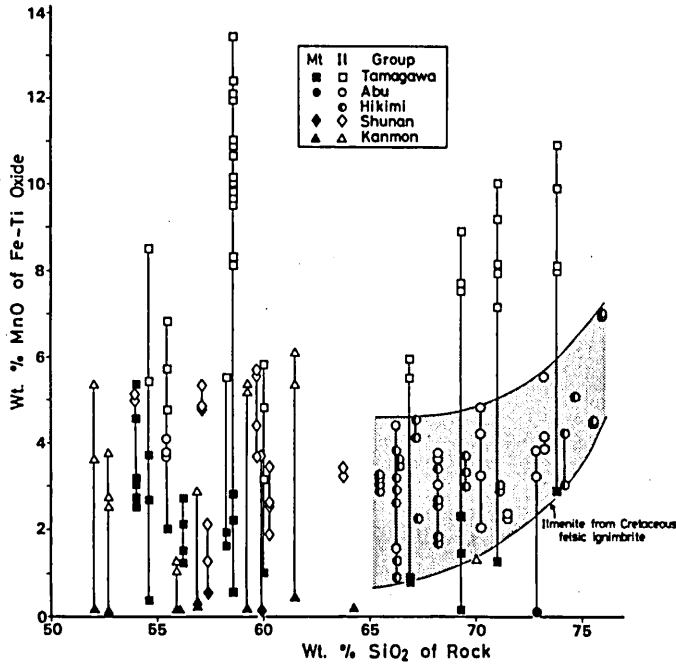


Fig. 57. SiO_2 wt. % of whole-rocks and MnO content of ilmenite and coexisting magnetite.

の産状や化学組成についてやや詳細に記載する。

産状：クロムスピネルを含む岩石の SiO_2 は約49.5~57.1%で玄武岩~安山岩の組成を示す。関門層群下関亜層群の安山岩類 (Nos. 30603, 30607, CH-209) はいずれもカンラン石 (仮像)・単斜輝石・斜長石の斑晶を有する。このうちNo. 30603の単斜輝石斑晶が分析されているが、既述のようにこれはクロムエンディオブサイドに分類されるものである。弥栄層群の門田安山岩層中の試料 (No.781016-3), 浜田層群の井野安山岩層中の試料 (No.7865-11), 益田南陥没体

の三谷安山岩(益田団研グループ, 1982)中の試料(No.78502-C6)も検討された。

Nos. CH-209, 30607においては、クロムスピネルはマトリックス中に20~70 μ の単独結晶として産する。これらの試料においては、最大約500 μ の自形~半自形の磁鉄鉱斑品, マトリックスにチタン鉄鉱が共存する。硫化鉱物としては黄鉄鉱のみみられる。No. 30603においては、クロムスピネルは最大約300 μ の斑品として、またカンラン石仮像中に50 μ 以下の単独結晶として観察される。チタン鉄鉱や硫化鉱物はみられない。斑品をなすものは鏡下でも累帯構造が観察され、中央部は暗灰色を示し、外側は光を通さない磁鉄鉱となっている。Nos. 781016-3, 7865-11においてはクロムスピネルはカンラン石仮像中に包有されており、磁鉄鉱のコア部を形成する。クロムスピネルの外形は丸味を帯び、1つの結晶内にいくつかのクロムスピネルコア(クロマイト)が“ferritchromit”に囲まれて、大小の島状に存在していることがある。少量のチタン鉄鉱・黄鉄鉱が伴われる。No. 78502-C6においてはクロムスピネルは石基中に50 μ 以下の自形結晶として産する。磁鉄鉱・チタン鉄鉱も50 μ ±の単独結晶としてマトリックス中に産する。硫化鉱物としては黄鉄鉱・黄銅鉱が伴われる。

化学組成: クロムスピネルのEPMAによる分析結果をFig. 58に示す。Al₂O₃, Cr₂O₃, MgOは相伴ってTiO₂, Fe₂O₃, FeO, MnOの増加に伴い減少する。関門層群のクロムスピネルはコアでCrに富み[Cr/(Cr + Al) > 0.59], コアからリムに向けて磁鉄鉱へと連続的に変化するように見える。弥栄・浜田・益田陥没体のクロムスピネルにはそれらより若干Cr/Al比が低い[Cr/(Cr + Al) > 0.42] ものが存在する。スピネルのCr/(Cr + Al)比は圧力が増大する

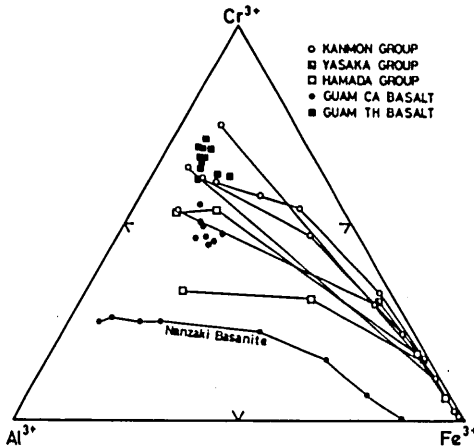


Fig. 58. $\text{Cr}^{3+} - \text{Al}^{3+} - \text{Fe}^{3+}$ triangular diagram for chromian spinels from the Kanmon, Yasaka and Hamada Groups (this study), tholeiitic and calc-alkali basalts of Guam (Shiraki et al., 1977).

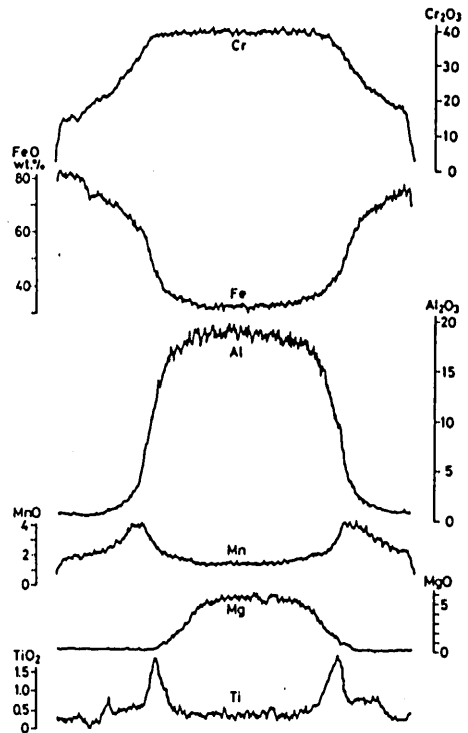


Fig. 59. EPMA scanning profiles of the chromian spinel in the volcanic rock from the Hamada Group (No. 7865-11).

と減少する (Irvine, 1967; Haggerty, 1977, 1979)。また, Steele (1972), Nehru *et al.* (1974), Sigurdsson and Schilling (1976), Nagao *et al.* (1982) らによれば, その比は母岩の組成によっても影響される。ここで報告したものは他地域のものと比較すると, グアム島のカルク・アルカリ玄武岩中のもの (白木ほか, 1977), 無人岩中のもの (Kuroda and Shiraki, 1975), サヌカイト中のもの (Sato, 1977) などに似ている。

Fig. 59は浜田層群火山岩中のスピネル結晶の Fe, Cr, Mn, Al, Mg, Ti について EPMA で線分析を行ったものである。これは典型的なクロマイトコア, “ferritchromit” マントル, 磁鉄鉱リムの3層累帯構造を有している。反射光下ではクロマイトと “ferritchromit” との境界が観察され, 化学的には Al の急減と Fe の補償的な増大で示される。“ferritchromit” と磁鉄鉱との境界は光学的には不明であるが, Cr の著しい減少と, $\text{Fe}(\text{Fe}^{3+})$ の増加で示される。リムの磁鉄鉱は石基中の小結晶と組成的差異はない。Mn, Ti は “ferritchromit” のところで最も多く, クロマイトコアで最小値を示す。

クロマイトの変質生成物としての “ferritchromit” については多くの研究があり, その形成にはクロマイトの変質 (例えば, Beeson and Jackson, 1969), あるいはクロマイトに overgrowth した磁鉄鉱とクロマイトの反応 (例えば, Bleiss and Maclean, 1974) が考えられている。ここで報告したクロムスピネルでは, 累帯構造における濃度変化がかなり急激であることや, Mn, Ti が “ferritchromit” 部で最大値を示すことなどから判断して, 後者の可能性は考えにくい。浜田陥没体においてはマグマ期に引続くステージにおいて, 地下水の関与による著しい熱水作用があったこと (今岡ほか, 1977; Matsuhisa *et al.*, 1980) が知られているが, その時期 (クロマイト晶出後) の変質作用に関係して形成された可能性が強い。

ここで報告したクロムスピネルの TiO_2 含有量は海洋島玄武岩 (Gunn *et al.*, 1970; Evans and Wright, 1972), 嶺岡帯のピクライト玄武岩 (田崎, 1975) などのものに比べ著しく少なく, マリアナ島弧グアム島玄武岩 (白木ほか, 1977) や小笠原父島の無人岩のクロムスピネル (Kuroda and Shiraki, 1975) に似ている。これは白木ほか (1977) が述べているように島弧火山岩全般の特徴である TiO_2 に乏しい母岩の影響であろうと考えられる。

(f) 硫化鉱物

白亜紀～古第三紀火山岩類中の硫化鉱物について, 通常の研磨薄片を用いて観察を行った。検鏡した薄片の約70%には黄鉄鉱・黄銅鉱・磁硫鉄鉱のいずれかが見出された。Table 12にその産出状況を示す。黄鉄鉱は数 μ ～数10 μ , 時に数100 μ 大の自形～半自形結晶として, 広く安山岩～流紋岩中に産する。チタン鉄鉱・磁鉄鉱・角閃石・斜長石中に観察されるほか, 緑泥石・緑レン石とともに脈状あるいは鉱染状にも産する。しばしば変質している。古第三紀火山岩中では磁鉄鉱とくっついているものも多く観察される。黄銅鉱は径数 μ ～数10 μ , 時に数100 μ の半自形～他形結晶として, 主に安山岩～玄武岩質安山岩中に産し, 流紋岩～デイサイト中に産することは少ない。チタン鉄鉱や斜長石中にみられる他, 緑泥石・緑レン石などの変質鉱物とともに脈状・鉱染状に産する。熱水脈中に産する硫化鉱物としては, 黄鉄鉱・黄銅鉱のほか方鉛鉱・閃亜鉛鉱・コペリンが観察された。

特記すべきは, 匹見層群火山岩中には普遍的に磁硫鉄鉱が観察されることである (Imaoka *et al.*, 1982)。磁硫鉄鉱は通常数 μ ～数10 μ , 時に数100 μ の他形結晶として, モードで最大0.1%含有される。チタン鉄鉱・斜長石・黒雲母・斜方輝石のリムに産するほか, マトリックスにも

Table 12. Opaque mineral assemblages and modal amount of typical Cretaceous and Paleogene volcanic rocks from West Chugoku district, Southwest Japan.

Group	Rock Type	Sp.No.	Magnetite	Ilmenite	Cr-spinel	Pyrite	Chalcónyrite	Pyrrhotite
Kanmon	Rhyolite pyroclastic r.	CH-101	++	++				
		CH-112	+	++				
	Dacite lava	CH-107	+++	++				
		CH-113	+++	++				
		CH-504	+++	++		+	+	
	Andesite lava	CH-108		+				+
		CH-110	+++	+				
		30608	++	+++				
		30611	+++	++		++	++	
	Andesite pyroclastic r.	CH-209	+++	++	++	+		
Basaltic andesite lava	CH-106	+++	++					
	30603	+++		++				
	30607	+++	++	++				
Rhyolite pyroclastic r.	KB-445	++	+++					
Dacite pyroclastic r.	KB-86	+++	+					
Dacite lava	S-740	++	+++					
Andesite pyroclastic r.	S-02	+	+++					
Shunan	Andesite lava	S-01		++				
		S-03	+++	++		+	+	
		S-04	+++	++		+		
		S-05	+	+++			+	
		S-06	++					
		S-07	+	+++				
		S-08	+++	++				
		S-09	+	+++		+	+	
		S-10	+	+++				
		S-834	+++			+	+	
		Kisa	Andesite lava	K-01		+++		+
K-03				+++		+	++	
K-04				+++		+		
K-06				+++				
				+++				
Hikimi	Rhyolite pyroclastic r.	NT-1001		0.02				0.002
		NT-2		0.005		++		
		NT-234		0.04				+
		NT-1623		0.03				+
		NT-953		0.71				0.08
	Dacite pyroclastic rock	69062306		0.34				0.001
		NT-165		++		+		0.08
		NT-157		++			++	++
		NT-164		++			++	++
		HM-351		++			+	++
Abu	Rhyolite pyroclastic r.	70032105		0.03				
		TY-515		0.13		+		
		HO-124		0.14				
		711101901		0.36		+	+	
		TY-440		+		+		
		TY-562		++		+		
		SS-329		+		+		
		I-38		++		+		
		OI-1		++		+++	+	
		T-58		++		+		
		68021806		++				
		71062601		++				
		71071801		++				
	69102905		0.05					
	Dacite pyroclastic rock	TY-62	0.05	0.23			+	
	Andesite lava	SS-10		+++			+	
		I-A	+++	++		+	+	
	KU-988	+++	++					
Yasaka	Basaltic andesite lava	82Y13-2		++				
		83207-3	++	++				
		83207-4	++	++				
		82Y12-7	++	++				
	Basalt lava	781016-3	+++	+	++	+		
Hamada	Rhyolite pyroclastic r.	530-C6	0.24	0.08		+	+	
		79530-C3	0.32	0.08				
	Dacite pyroclastic rock	78504-C2	0.07	0.18				
		317-A5	0.49	0.25				
		7864-1	0.54	0.16				
		7868-20	0.77	0.42				
	Andesite lava	78502-C5	0.63	0.09		++		
		HZ-03	1.42	0.08				
		N823-2	1.49					
		N823-9	+++					
Basalt lava	7865-11	+++		++				

+++ abundant, ++ common, + rare

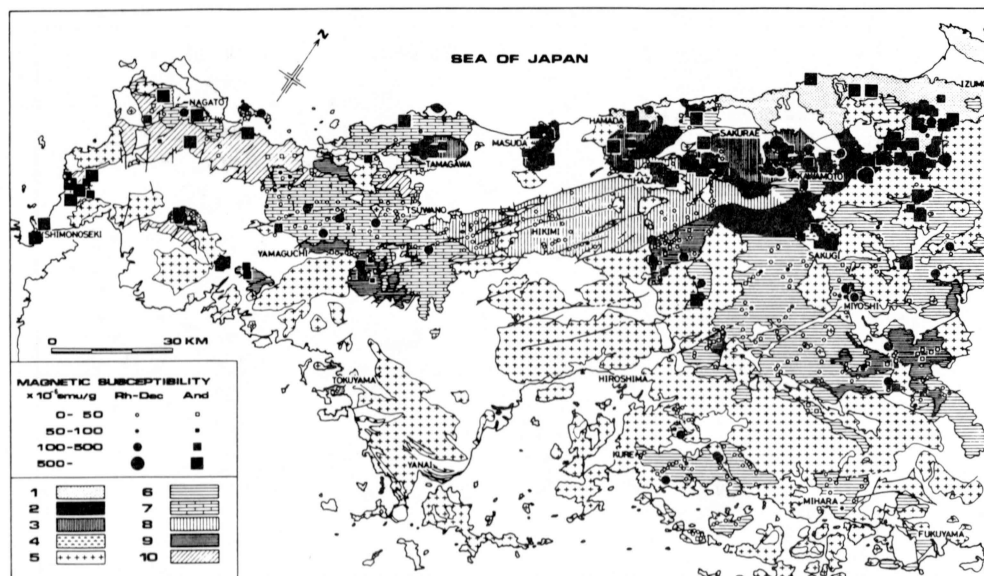


Fig. 60. Variation of magnetic susceptibility of Cretaceous to Neogene volcanic rocks in the central and western Chugoku Province, Southwest Japan (Imaoka and Nakashima, 1983).

- 1 : Neogene volcanic rocks, 2 : Oligocene to Neogene plutonic rock,
- 3 : Tamagawa Group and its correlatives,
- 4 : Takayama Group and its correlatives,
- 5 : Cretaceous to Eocene plutonic rocks,
- 6 : Takada, Oyorogi and Sakurae Groups,
- 7 : Anu Group, 8 : Hikimi Group,
- 9 : Shunan and Kisa Groups, 10 : Kanmon Group.

産する。もっとも一般的な産状は、チタン鉄鉱中に10~30 μ の他形結晶として包有されるものである。斜長石に包有される場合もチタン鉄鉱と接していることがある。このように、磁硫鉄鉱はチタン鉄鉱ともっとも密接な共生関係を示す。なお、本層群中の磁硫鉄鉱は、それを含む岩石の熱磁気曲線より320 $^{\circ}$ CにCurie点を有する単斜磁硫鉄鉱である(渋谷, 1983)。磁硫鉄鉱は匹見層群の火山岩以外にも周南層群の安山岩および吉舎安山岩中に産する。

4. 帯磁率の時空的变化

火成岩中には各種の磁性鉱物が存在するが、Fe₃O₄-Fe₂TiO₄系列、いわゆる β 相が全岩の帯磁率に重要な役割を果たしており、帯磁率は實際上、磁鉄鉱量と比例的である(Balsley and Buddington, 1958)。実測値については χ 値(10⁻⁶emu/g)を用いて表わし、磁鉄鉱量との間には

$$\chi = 0.001V \text{ (Ishihara, 1979)}$$

χ = 帯磁率 (emu/g, c.g.s.)

V = 磁鉄鉱容量パーセント

のような単純な関係式が得られている。火成岩類は帯磁率 $\chi = 50$ をもって2分し、それより低

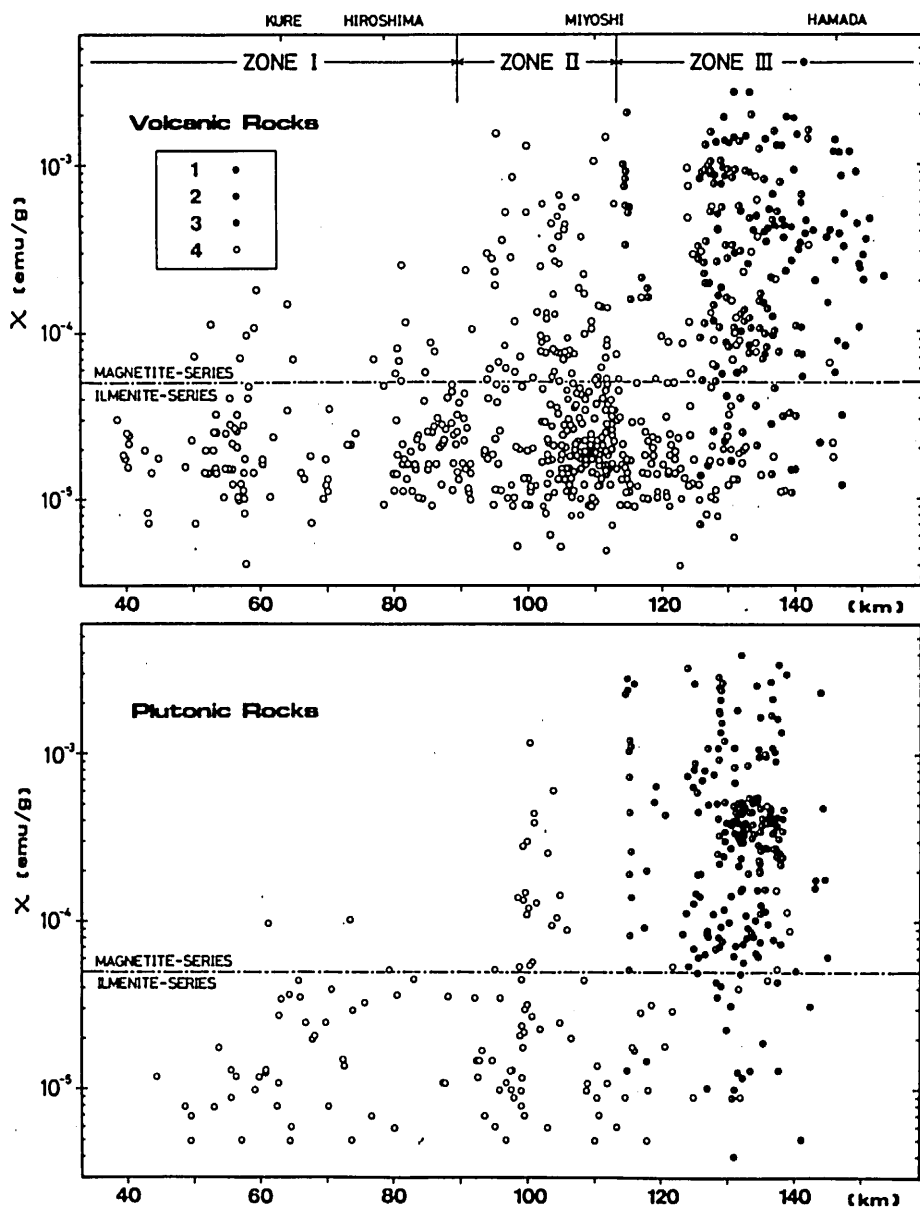


Fig. 61. Magnetic susceptibility of volcanic rocks and related plutonic rocks in the central and western Chugoku province plotted against their distances from the Median Tectonic Line for different geological age (Imaoka and Nakashima, 1983).

1 : Neogene, 2 : Late Paleogene, 3 : Early Paleogene, 4 : Cretaceous.

いものをチタン鉄鉱系, 高いものを磁鉄鉱系とよぶ (Ishihara, 1979)。

さて, 中国地方中部~西部の白亜紀~新第三紀火山岩類1100試料について岩石の粉末を用いて帯磁率の測定を行った。結果の詳細は今岡・中島(1982), Imaoka and Nakashima(1983)に報

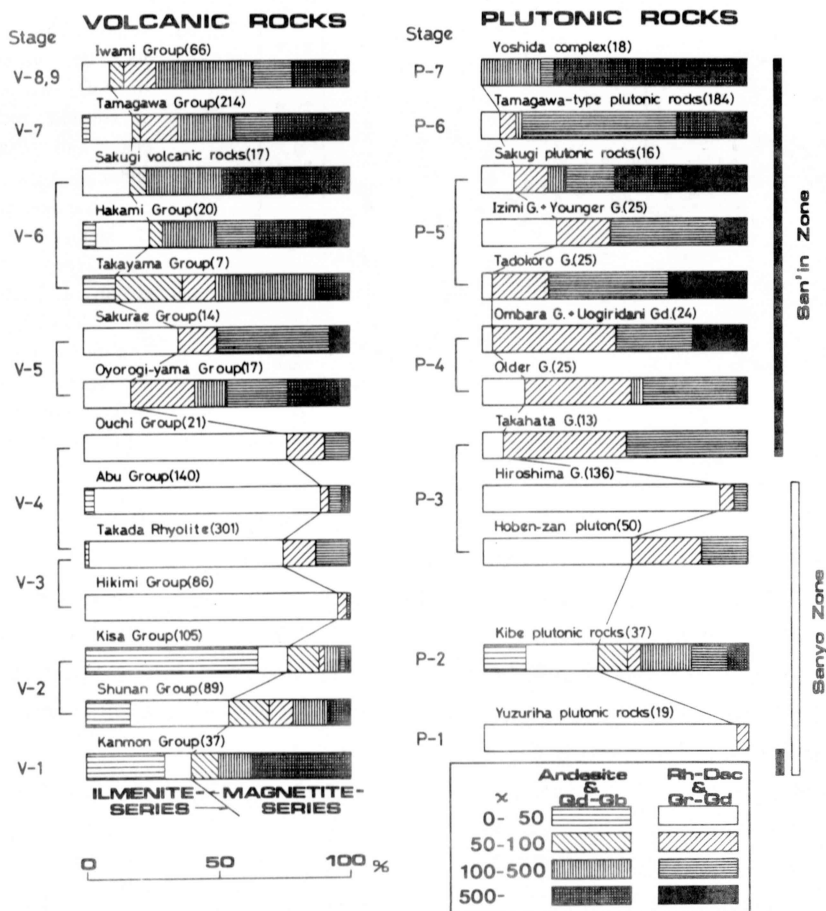


Fig. 62. Relative abundance of Cretaceous to Neogene volcanic rocks and plutonic rocks on the basis of their magnetic susceptibility (Imaoka *et al.*, 1983).

告したので、ここではその要約と若干の補足事項の記述にとどめる。

i) 火山岩類の帯磁率は層群毎に系統的に変化する (Fig. 62)。すなわち、白亜紀の関門層群、古第三紀の大万木山・桜江・高山・八神・作木・弥栄・浜田・田万川の諸層群および新第三紀石見層群では磁鉄鉱系が卓越する。一方、白亜紀の匹見・高田・阿武・邑智の諸層群ではチタン鉄鉱系が卓越する。なお、北九州の八幡層もチタン鉄鉱系に属する (村上・今岡, 1983)。周南層群および吉舎安山岩では両系列が共存している。

ii) 中国地方の火山岩類と深成岩類はいくつかの火山-深成活動のサイクルに区分されるが (村上, 1974), 同一のサイクルに属する火山岩類と深成岩類は類似の帯磁率 (あるいは磁鉄鉱系/チタン鉄鉱系列量比) を示す。

iii) 火山岩類の帯磁率の最も顕著な時代的变化は白亜紀と古第三紀との間に認められる (Fig. 62)。すなわち、白亜紀の火山岩類は磁鉄鉱とチタン鉄鉱系からなり、後者の割合がはるかに大きいものに対して、古第三紀~新第三紀の火成岩類は岩質を問わず、ほとんど磁鉄鉱系の

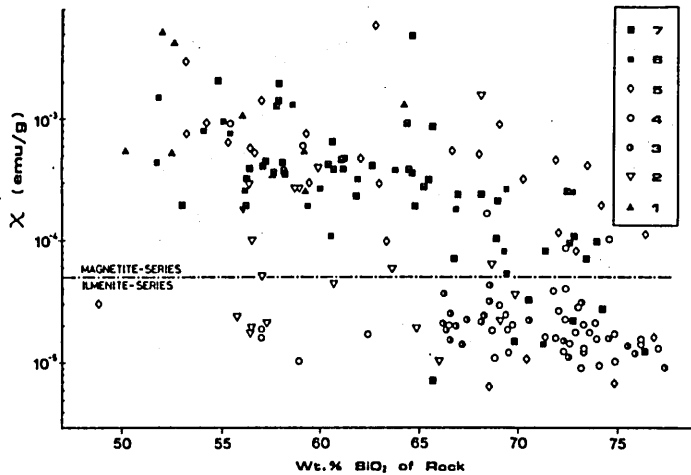


Fig. 63. Relationship between magnetic susceptibility and SiO_2 (wt. %) content of volcanic rocks (Imaoka and Nakashima, 1983).

1 : Kanmon Group, 2 : Shunan Group and Kisa Group, 3 : Hikimi Group, 4 : Abu Group, 5 : Takayama Group and its correlatives, 6 : Tamagawa Groups and its correlatives, 7 : Iwami Group.

岩石のみからなる (Fig. 62)。帯磁率の比較においては、岩質が考慮されねばならないことは論を待たない。そこで Fig. 63 に火山岩類の SiO_2 と帯磁率との関係を示した。この図より明らかなように、中性岩に比較し、珪長質岩はより低い帯磁率を示す。白亜紀の匹見・阿武層群と古第三紀の桜江・大万木山層群以降の火山岩との間には最も著しい差異が認められ、それは特に $\text{SiO}_2 = 65 \sim 75\%$ の岩石において顕著である。原山 (1978, 1979) や石沢 (1982) によれば中部地方においてもチタン鉄鉱系から磁鉄鉱系への変化が白亜紀末期～古第三紀初頭にかけて認められ、中国地方の場合と全く一致している。

iv) 地理的にみれば、チタン鉄鉱系の岩石は中国地方全域にわたり分布しているが、磁鉄鉱系の岩石の分布は日本海側に限られ、前者と重複している (Fig. 60)。

このような両系列の規則的な時空分布は、日本列島の諸地域 (金谷・石原, 1973; 原山, 1978; 石沢, 1982) のみならず、東アジア大陸 (Takahashi *et al.*, 1980), コーリア半島 (Ishihara *et al.*, 1981), タイ半島 (Ishihara *et al.*, 1980), シェラ・ネバダ (Ishihara, 1979b), チリー (Ishihara and Ulriksen, 1980) など環太平洋の諸地域で知られている。

5. 火山岩類の結晶作用時における物理・化学条件

—温度・水蒸気圧・酸素分圧・イオウ分圧の推定—

一般にカルク・アルカリ岩系火山岩では、珪長質岩石中の有色鉱物はほとんど角閃石・黒雲母等の含水鉱物で、輝石は玄武岩～安山岩およびデイサイトの一部にしか含まれない。従って、輝石の進化径路は短かく、典型的なソレイト岩系の岩石中の輝石のように著しく Fe に富んだものは通常含まれない。例えば、Lowder (1970) は、New Britain の Talasea のカルク・アルカリ岩系の火山岩 ($\text{SiO}_2 = 58 \sim 72\%$) において、岩石の分化に伴う輝石の Fe/Mg 比の変化はわずかであることを報告した。類似の例は Smith and Carmichael (1968), Jakes and White (1972), Walsh (1975) などによっても報告されている。火山岩類のうち、関門・周南・阿武・弥栄・田万川・浜田層群火山岩中の輝石は、ほぼ上記引用のカルク・アルカリ岩中の輝石の組成および晶出径路に類似している。

次に輝石の Fe/Mg 比を全岩組成との関連でみると、匹見層群の輝石は全岩の Fe/Mg 比との

差異がもっとも小さく、関門・弥栄・田万川・浜田層群火山岩中には磁鉄鉱が多量に含まれているという記載事実に矛盾しない。

かつて Fodor (1971) は New Mexico の Mogollon Plateau のカルク・アルカリ玄武岩～ラタイト ($\text{SiO}_2=50\sim60\%$) 中の単斜輝石が岩石の分化に伴って Fs 5 mol. %, Wo 8 mol. % しか変化しない点に注目して、その原因を高酸素分圧下における Fe の磁鉄鉱による消費に関連すると考えた。関門・弥栄・田万川・浜田層群産の単斜輝石はおそらくこの New Mexico の火山岩のように hydrous magmatic state における高酸素分圧下で生成されたものであろう。

一方、匹見層群の火山岩類では、かなり珪長質のものにも輝石が含まれるばかりでなく、輝石は Fe に富んだ組成を有する。全岩組成の上でも FeO^* に富み、 $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$ 図上ではソレライトの領域にプロットされる。いずれにしてもかなりの珪長質岩に Fe に富んだ輝石が安定に含まれる事実は、全岩の Fe/Mg 比との関係および共存する Fe-Ti 酸化鉱物がチタン鉱物であることとも併せ、匹見層群の火山岩類が他層群火山岩類に比較し、低水蒸気圧下(あるいは高温)でしかも低酸素分圧下で晶出作用を行ったことを示しているように考えられる。周南・阿武層群の火山岩類は輝石の組成や磁鉄鉱が含まれたり含まれなかったりすることなどから判断して、おそらく両者の中間的性状のものとして推定される。

Fig. 64 は Wood and Banno (1973) による 2 輝石温度計や Buddington and Lindsley (1964) による磁鉄鉱-チタン鉄鉱温度-酸素分圧計によって平衡温度、 f_{O_2} を見積もったものである。通常磁鉄鉱が含まれない匹見・高田両層群火山岩の場合はチタン鉄鉱の赤鉄鉱成分 (Hm, mol. %) と輝石温度計で求めた温度を組合わせて f_{O_2} を求めた。結果を Table 13 に示した。Fig. 64 より明らかなように、匹見・高田層群火山岩類は石英-ファヤライト-磁鉄鉱緩衝 (QFM buffer) より低い f_{O_2} 条件下で、関門・田万川層群はこれより高い f_{O_2} 条件下で生成されたことがわかり、上記の推論を支持する。

かつて Gilbert (1966) はフェロパーガス閃石の安定領域が f_{O_2} の増大によって著しく減少することを報告した。また、Popp et al. (1977) は $\text{Mg}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2\text{-Fe}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ 系の実験において、赤鉄鉱-磁鉄鉱緩衝 (HM buffer) で決定される f_{O_2} では $725\sim630^\circ\text{C}$ において Fe 端成分は $14\sim22\text{mol.}\%$ しか固溶しないが、されら f_{O_2} を低下させニッケル-ニッケル酸化物緩衝 (NNO buffer) で決定させる f_{O_2} では $725\sim600^\circ\text{C}$ において $54\sim65\text{mol.}\%$ 固溶することを明らかにした。以上 2 つの実験データより、角閃石の Fe/Mg 比とその晶出時における f_{O_2} との間に密接な関係が存在することが明らかである。古第三紀火成岩類中の角閃石は全岩の Fe/Mg 比においてほぼ isochemical な白亜紀火成岩類中のそれに比較して Mg に富んでいる。この事実は輝石の場合と同様に、前者が後者より高い f_{O_2} 条件下で生成されたことと関係していると推論される。

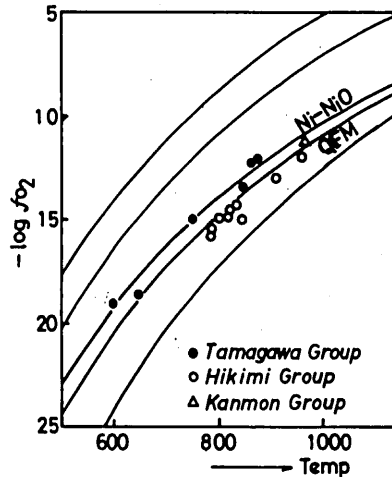


Fig. 64. Plots of $-\log_{10}f_{\text{O}_2}$ vs. temperature for the Cretaceous to Paleogene volcanic rocks. Data source see Table 13.

Table 13. Summary of temperature and oxygen fugacity based on equilibration of coexisting of coexisting Fe-Ti oxides and pyroxenes for andesites, dacites and rhyolites.

Specimen No.	Rock type	Temperature (°C)	$-\log f_{O_2}$	Occurrence
<i>Kanmon Group</i>				
CH-213	Andesite	971*	11.3	Phenocryst
ditto	ditto	964*	11.4	ditto
30608	ditto	530**	25	Groundmass
30605	ditto	500**	23-24	ditto
<i>Hikimi Group</i>				
NT-103	Dacite	786*	15.7	Phenocryst
NT-236	ditto	796*	14.8	ditto
NT-620	ditto	817*	14.7	ditto
NT-706	ditto	830*	14.3	ditto
H1129-10	ditto	844*	15.0	ditto
ditto	ditto	818*	14.8	ditto
<i>Takada Rhyolite</i>				
KR-25	Dacite	962*	12.0	Phenocryst, core
ditto	ditto	910*	12.9	ditto, rim
KAB-21	Rhyolite	500**	23	Matrix
<i>Tamagawa Group and its correlatives</i>				
78502-C5	Andesite	875**	12.3	Phenocryst
ditto	ditto	750**	15	Groundmass
HZ-01	ditto	860**	12.5	Phenocryst
HZ-03	ditto	845**	13.5	Phenocryst
750427-14	ditto	650**	18.0-18.7	ditto
317-A5	ditto	600**	19.0	Groundmass

* Wood and Banno(1973), ** Buddington and Lindsley(1964)

チタン鉄鉱中の Mn/Fe 比は, i) 結晶作用の温度 (Buddington and Lindsley, 1964; Anderson, 1968; Dasgupta, 1970; Duchense, 1972; Neumann, 1974), ii) マグマ中の Mn/Fe 比 (Tsusue, 1973; Neumann, 1974), iii) 酸素分圧 (Anderson, 1968; Czamanske and Mihalik, 1972; Neumann, 1974) などに支配される。Mn_{II}/Mn_{Mt}比や (Mn²⁺/Fe²⁺)_{IL}比は (Mn²⁺/Fe²⁺)_{MAGMA}の大きいほど,あるいは温度が低いほど高くなる。温度が一定で等化学条件下では Mn_{II}/Mn_{Mt}比や (Mn²⁺/Fe²⁺)_{IL}比は f_{O2}が上昇すると高くなり, Mn_{II}/Mn_{Mt}は低くなる。深成岩類中のアルカリ長石の構造や進化径路 (Murakami, 1977) や 2 長石温度計による平衡温度 (田結庄ほか, 1979) は, 山陰の古第三紀深成岩類が, 領家帯や山陽帯の白亜紀深成岩類に比較し, より高温での結晶作用を示している。このことは, 山陰帯の古第三紀花崗岩類のチタン鉄鉱における Mn の著しい濃集と矛盾する。そこで次にマグマの Mn/Fe 比であるが, 火山岩類の MnO, FeO*, MnO/FeO* 比には同一の SiO₂ に関して, 層群による差異がみられない。なお, 火山岩の Fe₂O₃/FeO 比は匹見層群で顕著に低い。

さて, Mn²⁺は磁鉄鉱よりもチタン鉄鉱の構造の中に選択的に入りやすい (Neumann, 1974)。チタン鉄鉱の MnO と FeO との間には相関がみられること (Imaoka et al., 1982), チタン鉄鉱は共存する磁鉄鉱より選択的に MnO を濃集していること (Fig. 57), またチタン鉄鉱中の Mn は Mn²⁺として計算した場合に構造式を満たすことなどから判断して, チタン鉄鉱の Mn は大部分 2 価であると推定される。f_{O2}の高い(増加する)条件下では Fe²⁺は Mn²⁺よりも酸化され

やすい(Orgel, 1960)のためにチタン鉄鉱より磁鉄鉱中に Fe^{3+} として入り、結果としてチタン鉄鉱の octahedral site を Mn^{2+} が占めたとする説明(Czamanske and Mihalik, 1972) が合理的であろう。従って、古第三紀火成岩類中におけるチタン鉄鉱の高い MnTiO_3 , Fe_2O_3 成分は高い f_{O_2} に起因しているものと推定される。

Mariko *et al.* (1975) の $\log f_{\text{O}_2}$ - $\log f_{\text{S}_2}$ 図では、磁鉄鉱+黄鉄鉱組合せは、チタン鉄鉱+磁硫鉄鉱+黄鉄鉱組合せよりも高 f_{O_2} ・ f_{S_2} 条件下で安定である。よって、前者の鉱物組合せのしばしばみられる関門・弥栄・田万川層群火山岩類は、後者の鉱物組合せのみみられる匹見層群の火山岩類より高い f_{O_2} ・ f_{S_2} 条件下で生成されたものと結論づけられる。

B. 深成岩類

1. 深成活動の概要

日本列島の白亜紀～古第三紀花崗岩質岩石は地域別、あるいは広域的に多方面から検討されてきた。そして、K-Ar 年代(河野・植田, 1966ほか)、全岩のモードおよび化学組成(Ishihara, 1971; Aramaki *et al.*, 1972)、造岩鉱物組成(Kanisawa, 1972, 1975; Murakami, 1969, 1974; 津末・石原, 1974; Czamanske *et al.*, 1981)、帯磁率(金谷・石原, 1973)、石英の変形組織(桜井・原, 1979)、安定同位体比(Matsuhisa *et al.*, 1972; Honma and Sasaki, 1976; Kuroda *et al.*, 1977; Sasaki and Ishihara, 1979)、Sr 同位体比(Shibata and Ishihara, 1979)、関連鉱床(石原, 1973; Ishihara, 1983)などについて著しく多くのデータが蓄積された。それによって東北日本と西南日本において、花崗岩質岩石の性質が帯状配列を示しながら変化することが明らかにされてきた(例えば、片田ほか, 1971; Ishihara, 1971; 村上, 1974)。

西南日本の深成岩類は既述のような多くの性質によって南より、領家帯・山陽一苗木帯・山陰-白川帯に区分されている(Ishihara, 1971; 村上, 1974)。同位体年代値は前2者がほぼ70～105Ma、後者は約30～65Maを示す。村上(1974)はさらに山陰帯を50～65Maの因美帯と30～45Maの田万川帯に区分し、各帯の性質について総括している。1979年の総合研究(代表者村上允英)では、特に東中国において深成岩類の性格の南北変化が明らかにされた。しかしながら、ここで問題としている山陰西部の陥没体に伴われる深成岩類については、現在十分に解明されているとは言い難く、造岩鉱物の EPMA 分析や全岩の微量元素の定量については全く未検討であった。これらの点もふまえ、山陽帯や領家帯深成岩類との比較の上においてその岩石学的性質を検討する。

2. 全岩の化学組成

山陰西部における古第三紀陥没体に伴われる深成岩類の主成分化学組成の特徴は次のようにまとめられる。

i) SiO_2 は約50～78%の幅広い組成範囲を示すが、 SiO_2 頻度図(Fig. 65)上ではバイモーダルなパターンを示す。

ii) カルク・アルカリ岩系に属する。

また領家帯あるいは山陽帯に分布する白亜紀の深成岩類と比較すると、下記の点において大

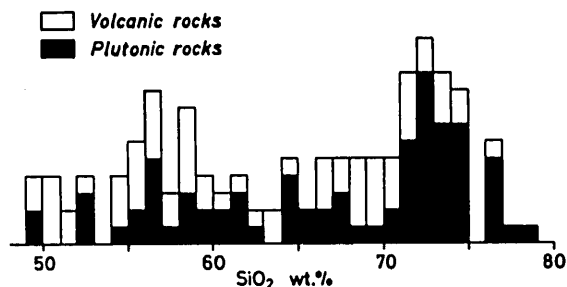


Fig. 65. Histogram of SiO_2 content in volcanic and plutonic rocks from the Paleogene cauldrons in western San-in district, Southwest Japan.

大きく異なる。

iii) K_2O に乏しく, Na_2O に富む。結果的に $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比が高い (Murakami, 1969)。

iv) $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 比が高い (村上, 1974)。

これらの特徴は先に述べたように, 同時代に活動した火山岩類についてもあてはまる。

次に全岩の微量元素組成について検討しよう。Co・Cu・Li・Pb・Rb・Sr・Zn の 7 元素について定量した。Fig. 66 には比較のため Ishihara and Terashima (1977) による中部地方西部の白川帯・苗木帯および領家帯の花崗岩類のデータを併せプロットしてある。

Co : Co は $\text{SiO}_2=49\sim 65\%$ においては 10ppm 以上のものが多く, SiO_2 の増加とともに全体的に減少の傾向を示す。ところが, $\text{SiO}_2=68\sim 78\%$ においては 10ppm 以下のものが多く含有量に変化はほとんどみられない。 $\text{SiO}_2=68\sim 78\%$ の岩石中の主要なマフィック鉱物は黒雲母と少量の角閃石であり, $\text{SiO}_2=49\sim 65\%$ の岩石においては斜方輝石・単斜輝石および角閃石である。おそらく早期晶出鉱物である斜方輝石に含まれて除去されたものとみられる。同じ時代の火山岩類と比較した場合, 有意の差は認められない。

Cu : Cu は $\text{SiO}_2=65\%$ 以上の岩石では 10ppm 以下のものが多いが, それ以下のものでは 10ppm 以上のものが多い。山陰西部の古第三紀深成岩類に限っていえば, 花崗岩中には黄銅鉱がほとんどみられないが, 閃緑岩～石英斑れい岩中には黄銅鉱がかなり普遍的にみられるという鏡下の観察結果 (Table 14) と一致する。花崗岩岩石区あるいは時代による含有量の差異はみられない。同時代の火山岩類との間に有意の差は認められない。

Li : Li は山陰西部における古第三紀深成岩類においては 20ppm を越えない。白川帯の花崗岩もこれらと同様に低い値を示すものが多い。古第三紀の深成岩類中の Li は SiO_2 の増加に対して増加の傾向がみられず, Ishihara and Terashima (1977) の“一定型”の変化パターンを示す。一方, 山陽帯や領家帯の深成岩類は山陰帯の古第三紀深成岩類に比較して高い値を示すばかりでなく, SiO_2 の増加に対して増加の傾向を示し, 100ppm を越えるものも存在する。ペグマタイトやアルカリ交代作用による閃緑岩中にはしばしば Li 鉱物 (例えば, レピドライト・スボジュメン・杉石) がみられることからわかるように, Li はマグマの分化とともに揮発性成分に富む後期晶出相に濃集することが知られている。白亜紀深成岩類にみられる“増加パターン”はこのことを反映しているのであろう。一方, 古第三紀深成岩類中にはもともと含有量が少なかった上にペグマタイトを全く伴わない hypersolvus granite であることも関係し, そのような効

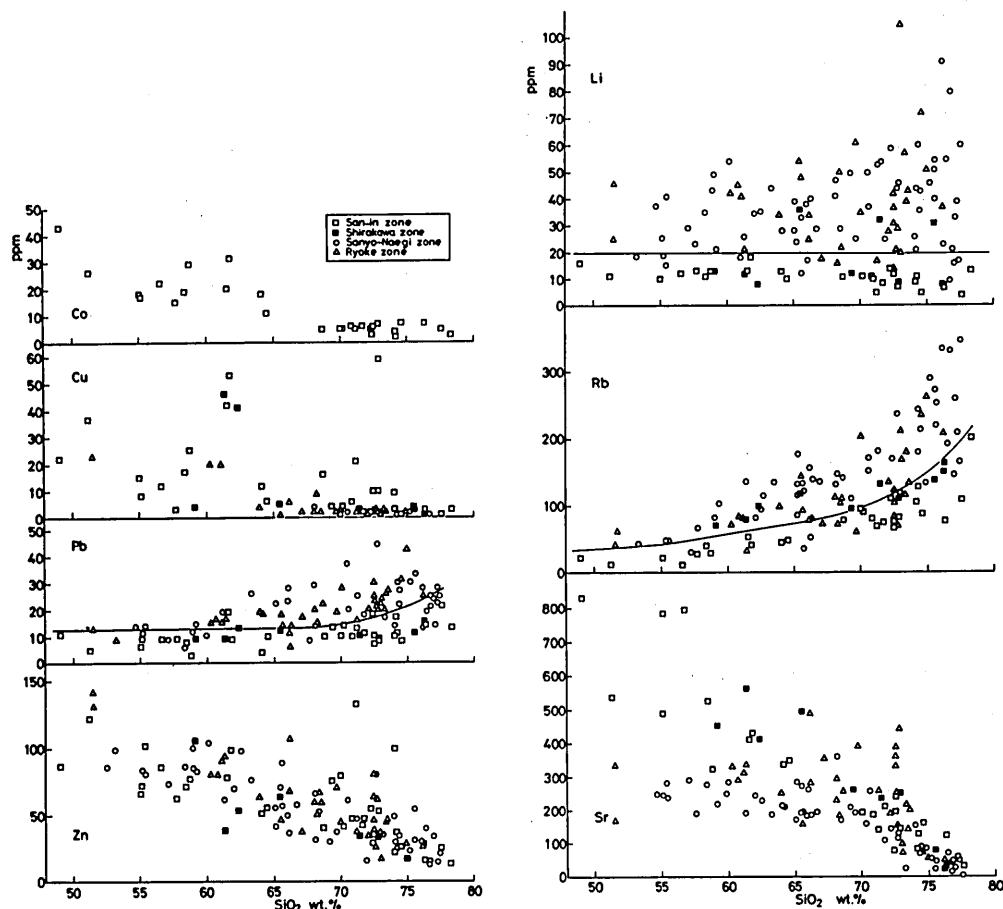


Fig. 66. SiO₂ vs. trace elements variation diagrams of the Cretaceous to Paleogene plutonic rocks (Data of western Chubu district, after Ishihara and Terashima, 1977). Lines on the figure indicates the approximate upper limit of the Paleogene plutonic rocks in the San-in zone.

果的な Li の濃集は行われなかったであろう。

Pb : Pb は SiO₂ の増加に対し領家帯や苗木帯の深成岩類は、SiO₂ = 65~75% で顕著な増加の傾向を示す (Fig. 66)。それに対し、山陰西部の古第三紀深成岩類は非常に緩慢な増加傾向を示す。Fig. 66には古第三紀深成岩類における Pb 含有量の上限を示しているが、それは領家帯や山陽帯の深成岩類に比較して明らかに低い。白川帯の深成岩類も山陰西部の古第三紀深成岩類と同様に低い Pb 含有量を示す。

Rb : Rb は SiO₂ の増加に対して全体として増加の傾向を示す。Li や Pb と同様に白亜紀の深成岩類に比較し、古第三紀深成岩類の方が明瞭に低い値を示す (Fig. 66)。

Sr : Sr は SiO₂ の増加に対して全体として減少の傾向を示すが、領家帯の深成岩類はバラつきが大きく、単純な減少傾向を示さない。古第三紀深成岩類では最大 820ppm 含有され、従来西南日本の深成岩類の値として報告されているもの (文献は後述) と比較するとかなり高い。

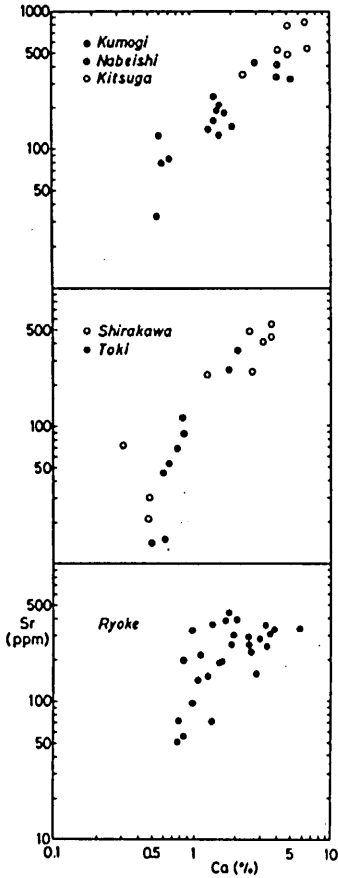


Fig. 67. Sr vs. Ca relationship of Cretaceous to Paleogene plutonic rocks in Southwest Japan. Data of Shirakawa, Toki, and Ryoke granitoids in western Chubu district, after Ishihara and Terashima (1977).

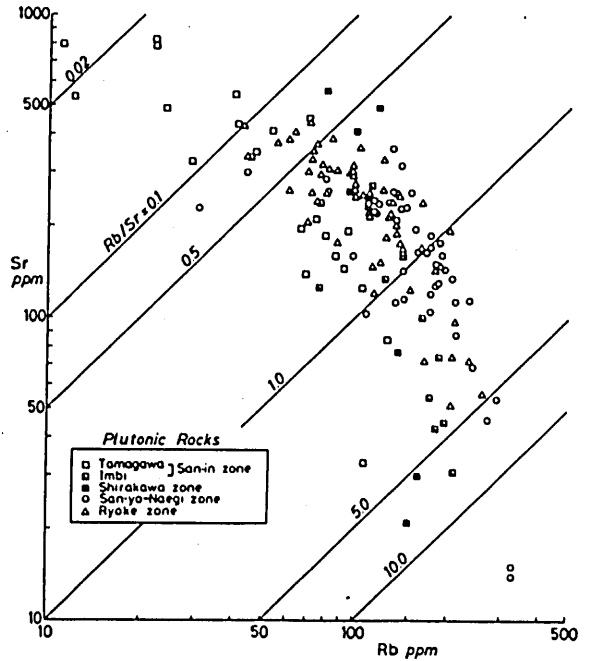


Fig. 68. Sr vs. Rb relationship for Cretaceous to Paleogene plutonic rocks in Southwest Japan. Data from Kagami (1973), Hattori and Shibata (1974), Ishihara and Terashima (1977), Seki (1978), Shibata and Ishihara (1979), Iizumi *et al.* (1984) and this study.

Fig. 67にはCaとSrの関係を示す。領家帯の深成岩類は両者の相関が最も悪く、白川花崗岩や土岐花崗岩および古第三紀の深成岩類では両者は良い相関を示す。

Fig. 68には領家帯・山陽帯および山陰帯のデータ (Kagami, 1973; Hattori and Shibata, 1974; Ishihara and Terashima, 1977; Seki, 1978; Shibata and Ishihara, 1979; Iizumi *et al.*, 1984) を併せ示している。白亜紀深成岩の Rb/Sr 比は約0.1~25の変化を示す。一方、古第三紀の深成岩類では Rb/Sr = 0.1以下のものまで存在し、最小値は、0.013 (Rb = 11ppm, Sr = 796ppm) を示す。ほぼ同時代に活動したと考えられる火山岩類もほぼ同量の Rb, Sr 含有量を有し、その分布パターンは類似している。

次に K/Rb 比について検討する。Rb⁺ (1.47 Å), K⁺ (1.33 Å) はともにイオン半径が大きいので、マグマの分化が進行するにつれて両元素は残液に濃集していく。Rb⁺ は K⁺ よりもかなり大きいので分化とともに K/Rb 比は減少し、ペグマタイト中の長石や雲母において最小の値となることが知られている (Mason, 1978; 片田・金谷, 1980)。苗木帯の花崗岩類ではその傾

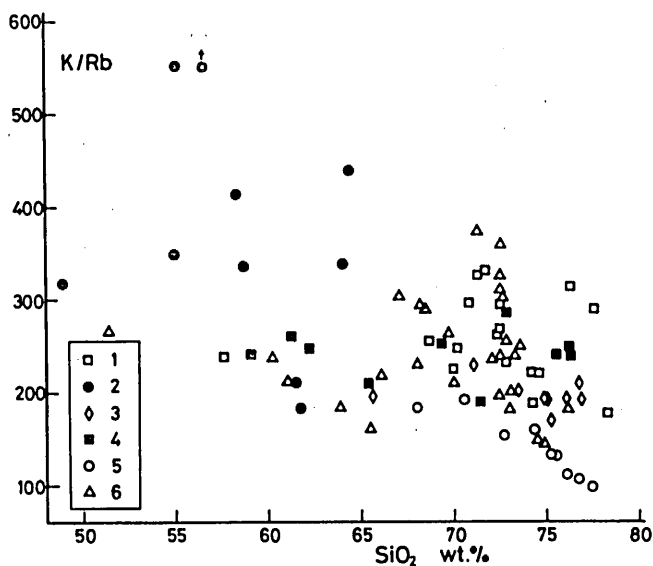


Fig. 69. K/Rb vs. SiO_2 relationship of Cretaceous to Paleogene plutonic rocks. 1 : Oligocene plutonic rocks in West Chugoku district, 2 : Eocene Kit-suga plutonic rocks, 3 : Neu pluton (Hattori and Shibata, 1974; Iizumi et al., 1984), 4 : Shirakawa granitoids, 5 : Toki granitoids, 6 : Ryoke granitoids (Data of 3 - 6, from Ishihara and Terashima, 1977).

向が明瞭である (Fig. 69)。しかし領家帯あるいは山陰-白川帯の深成岩類ではそのような傾向は不明瞭である (Fig. 69)。山陰西部の古第三紀深成岩類は K/Rb 比は 177~815 の幅広い変化幅を有する (Fig. 69)。Fig. 69 には比較のために山陰東部の因美進入岩類に属する根雨岩体の分析値 (Hattori and Shibata, 1974; Iizumi et al., 1984) も示している。根雨岩体中のものは K/Rb 比 = 170~235 の値を示す。北上山地の深成岩類 331 試料の平均値は 351 である (片田・金谷, 1980) ので、西南日本の花崗岩類は全体としてそれより低いことになる。

Zn : SiO_2 の増加に伴い全体的に減少する。花崗岩岩石区および時代による差異は見出されていない。

中部地方の岡崎-土岐-白川村の横断面では、土岐-苗木帯の花崗岩類は領家帯あるいは白川帯のそれに比較し、U および Th に富んでいる (Ishihara and Terashima, 1977)。これらの結果を総合すると、白亜紀の花崗岩、とりわけ山陽-苗木帯の花崗岩類は K・Li・Sr・Rb・U・Th などの incompatible 元素に富んでおり、古第三紀の陥没体を構成する深成岩類はそれらの元素に乏しいといえる (今岡, 1984 b)。

3. 造岩鉱物の産状と化学組成

(a) 長石

古第三紀深成岩類中の長石に関する研究は、これまで田万川陥没体のものについての Murakami (1971) の研究だけであったが、本論文での筆者の雲城花崗岩体についての研究を合せ、その特徴について述べる。

i) 融食をうけた斜長石のまわりをアルカリ長石が囲む mantle feldspar (antirapakivi 組織) がしばしば観察される (例、田万川花崗岩、雲城花崗岩)。

ii) アルカリ長石はモードで、石英閃緑岩中に 4~10%、花崗閃緑岩中に 6~22%、花崗岩中に 12~34% 含有され、アプライトでは 21~51% にもおよぶ。

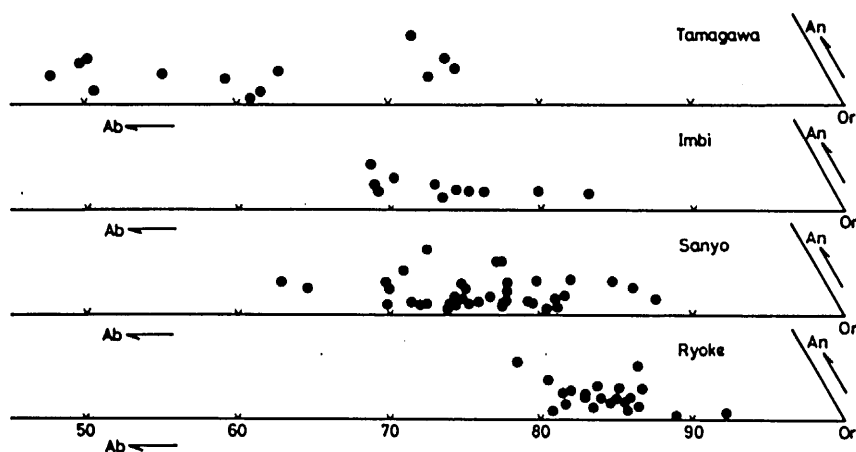


Fig. 70. An-Ab-Or diagram of alkali feldspar from the Ryoke, San-yo, Imbi and Tamagawa plutonic rocks.

iii) アルカリ長石の三斜度は0を示し、オーソクレーズの構造を有する。

iv) アルカリ長石の総化学成分 (Fig. 70) は領家帯や山陽帯深成岩類中のそれに比較し Ab 成分に富み, Or 成分に乏しい (村上, 1981)。山陽帯深成岩類中のアルカリ長石の組成範囲は比較的広い (Or₅₈₋₈₇) が, 領家帯のそれは比較的狭く, Or 成分に富む (田結庄ほか, 1979; 村上, 1981)。

v) 田万川深成岩類では岩石の化学組成が珪長質になるにつれて, 含有アルカリ長石の Ab 成分が著しく増加し, An 成分はわずかながら減少する。

以上の事実より, 古第三紀深成岩類中のアルカリ長石は高温・急冷条件下で形成されたことが考えられ, この深成岩類は Tuttle and Bowen (1958) の hypersolvus granite に相当する。

(b) 輝石

大麻山岩体・鍋石岩体・木都賀深成岩類中の輝石について検討された。単斜輝石は石英ハンレイ岩・石英閃緑岩・花崗閃緑岩に最大11%含まれ, 早期に晶出しており, いくつかの結晶は角閃石や黒雲母に交代されている。Fs 成分は11.3~22.7%, Wo 成分は41.8~48.2%の非常に狭い範囲内でしか変化しない。分析された単斜輝石はサライト~Mg に富むオーゾイトの領域にプロットされる。

斜方輝石は大麻山岩体・鍋石岩体中の石英斑れい岩中のものが検討された。モードで最大4%含まれる。単斜輝石と同様に組成変化の幅は非常に小さい (Fs: 40.8~42.2%; Wo: 1.1~2.8%)。

このように古第三紀深成岩中の輝石は中性~塩基性の一部の岩石にしか含まれず, またその組成変化幅も小さいことが特徴である。これは世界の多くのカルク・アルカリ岩系の深成岩類中の輝石の性格と類似している。

単斜輝石は同時代の火山岩類中のものと比較すると, Fs 成分には大差はみられないが, 明らかに Wo 成分に富んでいる。このことは, 深成岩中の単斜輝石が火山岩中のそれに比較し, 高い H₂O 条件下あるいは低温で結晶作用を行ったことに起因しているであろう。

(c) 角閃石

弥栄・浜田・田万川・波佐の諸陥没体を構成する深成岩類中の角閃石について検討した。角閃石は石英斑れい岩・石英閃緑岩・花崗閃緑岩中の主要構成鉱物であり、各々に平均14%、9%、7%含有される。

Fig. 71には角閃石の mg 値と Si との関係を示す。古第三紀深成岩類中の角閃石は mg 値が高く (mg = 0.47~0.72), Si に富み, Leake (1968) の分類区分では, アクチノ閃石質ホルンブレ

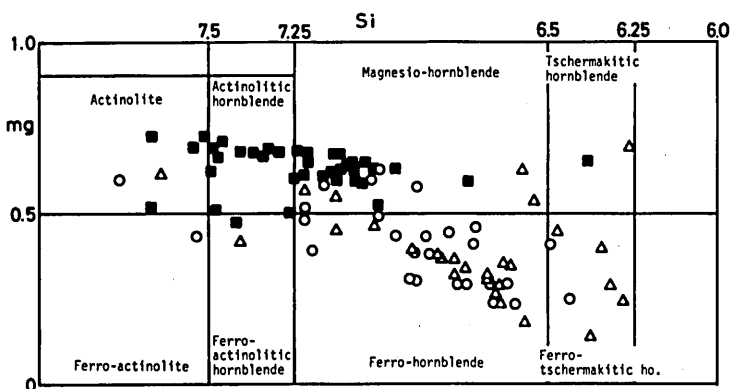


Fig. 71. Plot of amphiboles from the Cretaceous to Paleogene plutonic rocks on the Leake's (1968) diagram. Symbols same as in Fig. 72.

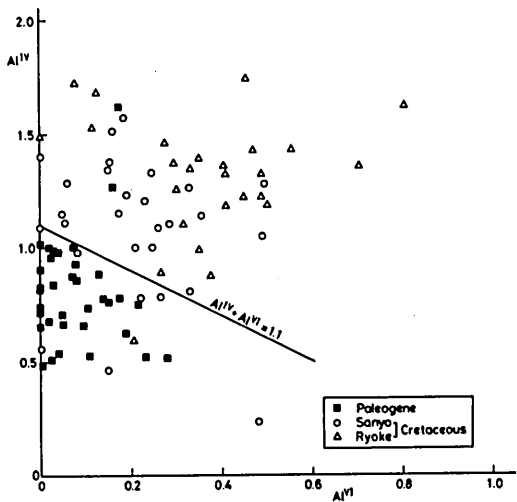


Fig. 72. Al^{IV} vs. Al^{VI} for amphiboles in the Cretaceous to Paleogene plutonic rocks.

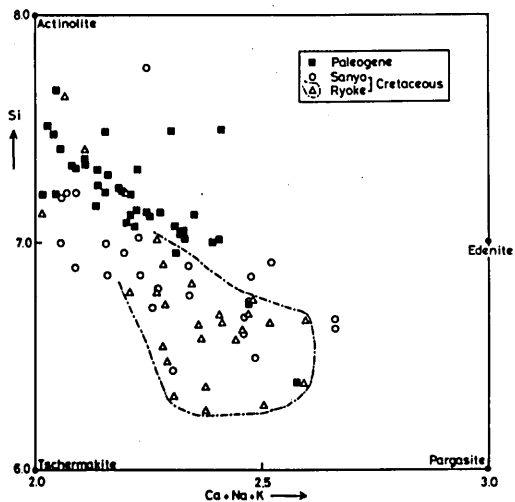


Fig. 73. Si vs. Ca + Na + K for amphiboles in the Cretaceous and Paleogene plutonic rocks. Data from Czamanske *et al.* (1981), Murakami (1981), Tainosho *et al.* (1979) and this study.

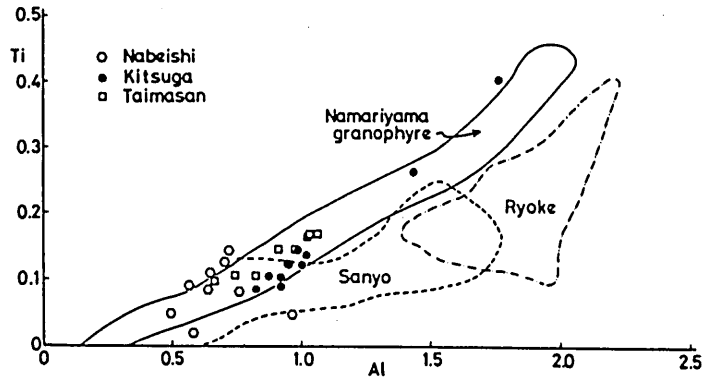


Fig. 74. Ti vs. Al for amphiboles in the Paleogene Taima-san, Kitsuga and Nabeishi plutonic rocks. Compositional areas of amphiboles in the Cretaceous plutonic rocks of the Ryoke and San-yo zones, and the Paleogene Namariyama granophyres are illustrated after Sakiyama (1983).

ンド・マグネシオホルンブレンドに属するものが多い。それに対し領家帯深成岩類中の角閃石は mg 値 ($mg = 0.13 \sim 0.69$) および Si に乏しくフェロホルンブレンド・フェロツェルマク閃石質ホルンブレンドに属するものが多い。山陽帯深成岩類中の角閃石は領家帯のものと同様 mg 値が低いが, Si は古第三紀深成岩類中の角閃石と領家帯のそれとの中間を示し, その多くはフェロホルンブレンドの領域にプロットされる。

Mg 値を全岩の D.I. (分化指数) との関連でみると, 明らかにより分化の進んだものにおいて, 黒雲母同様より Fe/Mg 比が減少してくる傾向がある (Fig. 77)。

Al についてみると, 古第三紀深成岩類中のものは Al^{IV} および Al^{VI} に乏しく, $Al^{IV} + Al^{VI}$ は 1.1 以下のものが多い (Fig. 72)。それに対し領家帯のものは Kanisawa (1975) が指摘するように Al^{IV} および Al^{VI} に富む。Kanisawa (1975) は中部地方の領家花崗岩類中の角閃石は, 古期・新期を問わず, いずれも $Al^{IV} + Al^{VI} > 1.8$ を示すことを報告している。山陽帯深成岩類中の角閃石は領家帯のものと, 古第三紀のものとの中間を示す。

また, 古第三紀深成岩類中の角閃石は領家帯のものと比較すると $Ca + Na + K$ に乏しい (Fig. 73) (村上, 1981)。山陽帯の角閃石は領家帯のそれより $Ca + Na + K$ に乏しいものが多い。

Sakiyama (1983) は山陰東部の古第三紀鉛山進入岩類中より Ti-パーガサイトを記載している。この角閃石は領家帯および山陽帯のそれとは Al-Ti 図上 (Fig. 74) で明瞭に識別される。弥栄陥没体の斑れい岩中には一部 Ti に富むパーガサイトが記載されたが, これは鉛山進入岩類中のものに似ている (Fig. 74)。これらに類似の角閃石は Ben Nevis 岩体 (Haslam, 1968), Finnmarka 岩体 (Czamanske and Wones, 1973) や Papua New Guinea (Mason, 1978) 等の浅所進入岩中からも報告されている (Sakiyama, 1983)。

(d) 黒雲母

大麻山・木都賀・鍋石・雲城・波佐・田万川の諸岩体中のものが検討された。これら古第三紀深成岩類中の黒雲母に共通する特徴は以下のようにまとめられる。

i) モード分析の結果, 花崗岩で平均 2.0%, 花崗閃緑岩で 2.6%, 石英閃緑岩～石英斑れい

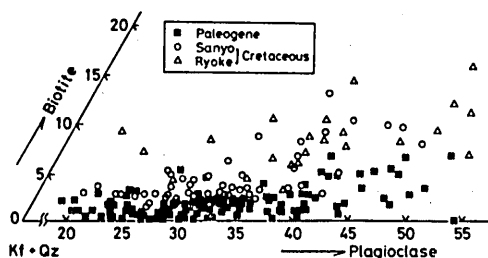


Fig. 75. Triangular diagram showing the difference of biotite content among the granitic rocks of the San-in, San-yo and Ryoke zones. Data source: Hayama *et al.* (1975) Ishihara (1971), Kutsukake (1975), Murakami (1969), Tomonari (1974), and this study.

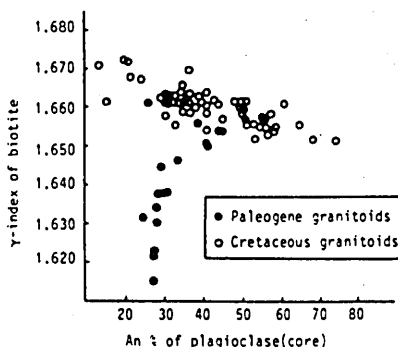


Fig. 76. Relation between γ -index of biotites and An-content of plagioclases (Data from Murakami, 1960 and this study).

岩では2.2%含まれる。これら古第三紀深成岩類の黒雲母含有量については、領家帯・山陽帯の深成岩類との比較において少量であることが注目される。Fig. 75はマフィック鉱物として黒雲母のみを含む岩石についてその量を比較したものであるが、(アルカリ長石+石英)/(斜長石比が同じものについて比較した場合、領家帯や山陽帯の深成岩類中には古第三紀深成岩類中より多くの黒雲母が含まれていることがわかる。

- ii) 一般に緑泥石・緑レン石化が著しい。
- iii) 白亜紀の花崗岩に比較し、屈折率(γ)が低い(Fig. 76, 村上, 1960)。
- iv) 岩石が珪長質になるにつれてmg値は若干増加する(Fig. 77)。
- v) TiO_2 に富み(4~5%のものが多い)、 Al_2O_3 に乏しい。この点領家帯深成岩類中の黒雲

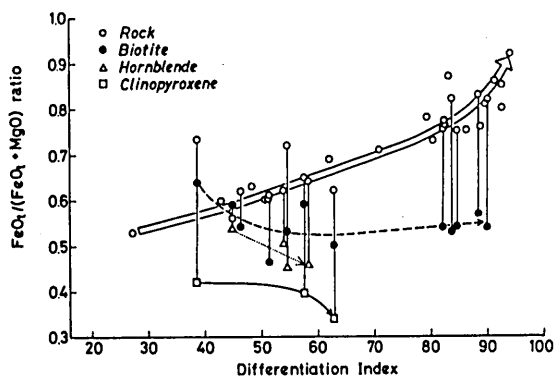


Fig. 77. Differentiation index vs. $FeOt/(FeOt + MgO)$ ratio of rocks and minerals from the Paleogene plutonic rocks in western San-in district, Southwest Japan.

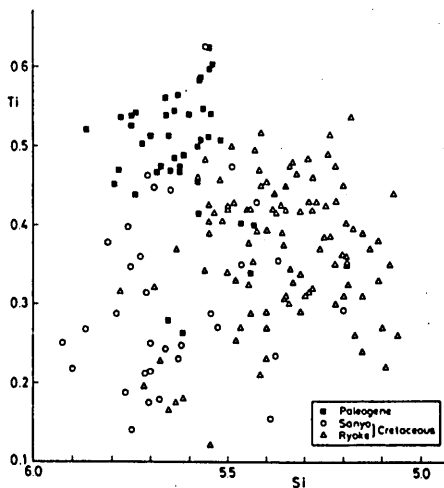


Fig. 78. Si vs. Ti diagram for biotites from Cretaceous to Paleogene plutonic rocks.

母がAlに富み、Ti、Siに乏しいのと全く逆である (Fig. 78)。山陽帯の深成岩類中のもは領家帯のそれに比較し、Alに乏しいものが多い。Fig. 79は領家帯および山陽帯の花崗岩および片麻岩中の黒雲母 (Tsuboi, 1938; Miyashiro, 1956; Hayama, 1964; Shibata *et al.*, 1966; Honma, 1974; Kutsukake, 1977; 蟹沢, 1979; 田結庄ほか, 1979; Czamanske *et al.*, 1981, 村上, 1983), 山陰帯田万川期深成岩中の黒雲母 (Murakami, 1969; 村上ほか, 1983; 本稿中のデータ) の Si と mg 値との関係を示す。この図より古第三紀深成岩類中の黒雲母は mg 値の高いことにより、領家帯および山陽帯のものとは明瞭に区分される (今岡・村上, 1979)。

vi) 全岩組成との関連でみると、白亜紀深成岩類中の黒雲母の Fe/Mg 比は全岩の Fe/Mg 比とほぼ 1 : 1 の対応を示すことが多いが、古第三紀深成岩類中の黒雲母では分化の進んだものにおいて、全岩の Fe/Mg 比との差異が大きいものが多い (Fig. 80)。

vii) 古第三紀深成岩類中の黒雲母と同時代の火山岩類中の黒雲母との間には、組成的に有意の差は認められない。

(e) Fe-Ti 酸化鉱物

Fe-Ti 酸化鉱物は火成岩類の冷却過程における物理化学的条件、とくに温度、酸素分圧の“化石”となりうるので、それらのもつ諸性質の解明は重要である。筆者らは雲城花崗岩中のチタン鉄鉱に著しい Mn の濃集がみられることを報告した (今岡ほか, 1981) が、その後これは雲城花崗岩だけに特有の現象ではなく、山陰西部における古第三紀深成岩類にはかなり普遍的にみられる現象であることが判明した (今岡ほか, 1985)。

産状：西南日本日本内帯に分布する深成岩類の帯磁率の広域的变化にもあらわれているよう

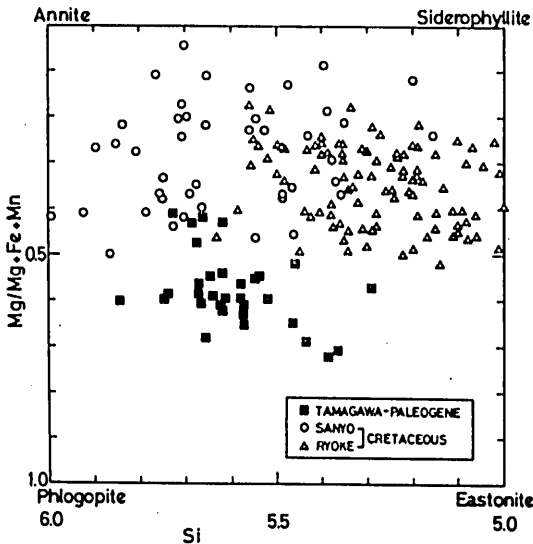


Fig. 79. Chemical composition of biotites in the Cretaceous (Ryoke and San-yo zones) and Paleogene Tamagawa plutonic rocks from Southwest Japan.

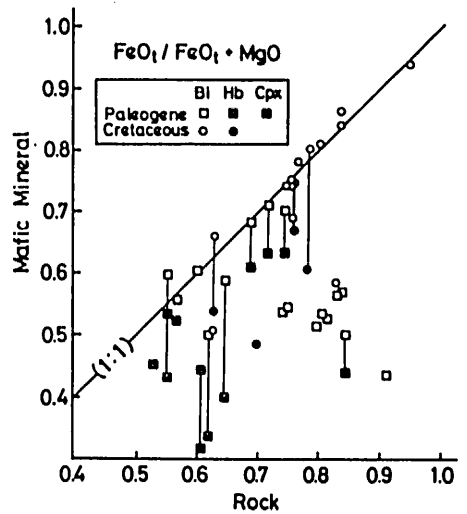


Fig. 80. $FeO_t / (FeO_t + MgO)$ ratio of whole rock vs. that of constituent mafic minerals from the Cretaceous Hiroshima granites and Paleogene plutonic rocks in western San-in district. Coexisting biotite, hornblende and clinopyroxenes are connected by tie lines.

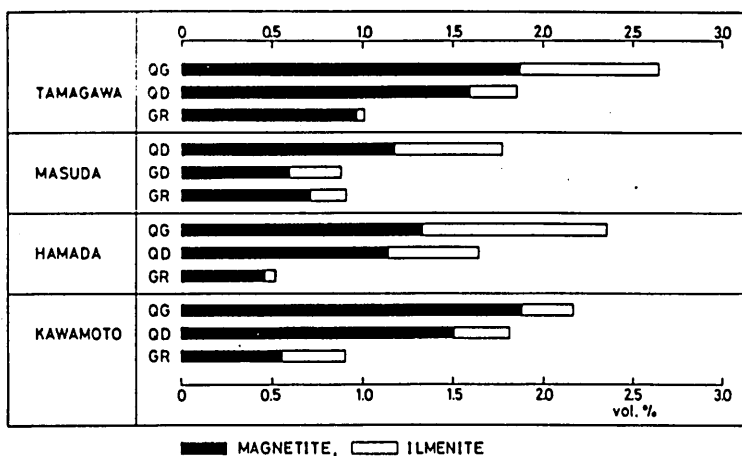


Fig. 81. Average modal amounts of magnetite and ilmenite in some typical Paleogene plutonic rocks. QG = quartz gabbro, QD = quartz diorite, GR = granite and adamellite.

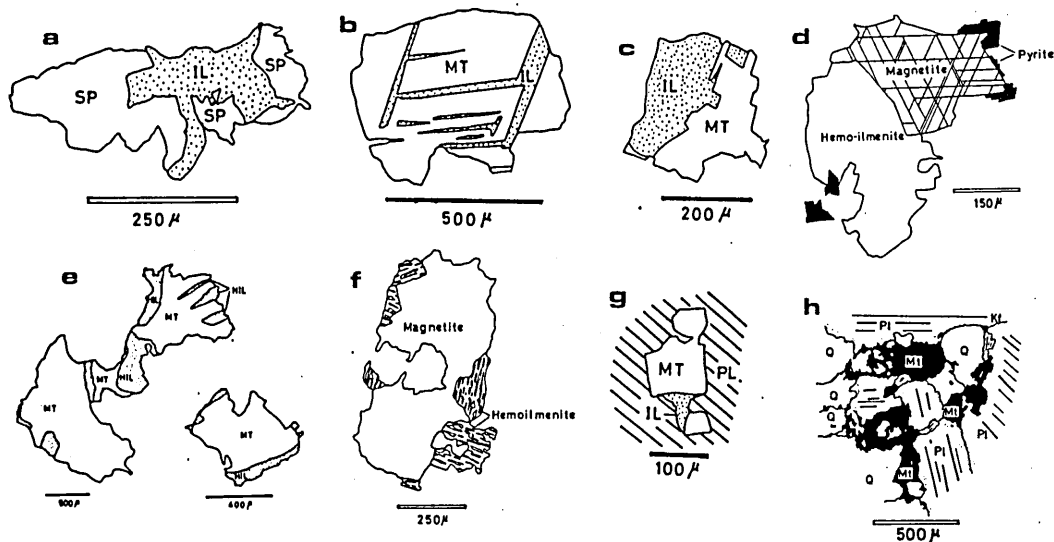


Fig. 82. Sketch showing the mode of occurrence of Fe-Ti oxide minerals in the Paleogene plutonic rocks. a) ilmenite replaced by sphene (No. 77718-11, Quartz diorite), b) magnetite having ilmenite lamellae (No. 770228-1, Quartz diorite), c) magnetite ilmenite granule intergrowth (ditto), d-f) magnetite-hemoilmenite intergrowth (d: No. 750511-28, Biotite granite; e-f: No. 760515-11, Hornblende gabbro), g) magnetite ilmenite granule intergrowth which poikilitically included in plagioclase (No. 750512-25, Biotite granite), h) interstitial magnetite (Murakami, 1969).

に、古第三紀深成岩類中には多量の(0.8~4.0vol.%)Fe-Ti 酸化鉱物が普遍的に含まれてくる。古第三紀深成岩類の代表的試料についてのモード組成を Fig. 81 に示す。石英斑れい岩中にはチタン鉄鉱が卓越する場合と磁鉄鉱が卓越する場合がある。チタン鉄鉱は他形~半自形、時に

融食形態の結晶として産する。磁鉄鉱は半自形～他形結晶として産する。チタン鉄鉱と磁鉄鉱は各々単独結晶として産する場合、両者が粒状連晶をする場合および磁鉄鉱中にチタン鉄鉱がラメラとしてみられる場合の3つの産状が知られる (Fig. 82)。これら3つの産状は、石英斑れい岩・石英閃緑岩・花崗閃緑岩・花崗岩の全ての岩石タイプにおいて観察される。粒状連晶をなす場合、チタン鉄鉱は磁鉄鉱の周辺部にくっついている場合が多い。磁鉄鉱/チタン鉄鉱容量比は岩石が珪長質になるにつれ増大し、石英閃緑岩～花崗岩においては、磁鉄鉱の方がチタン鉄鉱より卓越する。チタン鉄鉱のラメラあるいは粒状連晶として記載したものは、多くの論文 (例えば, Buddington and Lindsley, 1964) で論じられているように、初生的に均質なチタノマグネタイト (ウルボスピネル成分に富む) から "Oxidation exsolution" により生成したものであろう。チタン鉄鉱が磁鉄鉱の周辺部に多いこともこれを支持する。

化学組成: 益田・浜田・弥栄・波佐・川内の諸陥没体を構成する深成岩類中の磁鉄鉱およびチタン鉄鉱が分析された。磁鉄鉱のウルボスピネル成分は、石英斑れい岩中のもので23～9 mol. %, 石英閃緑岩では9～2 mol. %, 花崗岩では7～1 mol. %と珪長質な岩石ほど減少している。同様な岩石の珪長質化に対応した元素の減少傾向は Al_2O_3 , Cr_2O_3 , MgO についてもみられる。

チタン鉄鉱については非常に興味深い分析結果が得られた。すなわち、花崗岩のそれにおける Mn の顕著な濃集である。Fig. 83に示すように、 MnO は石英斑れい岩で1.6～3.3%, 石英閃緑岩で1.9～5.7%, 花崗岩においては8.6～22.5%と岩石の珪長質化に対応してチタン鉄鉱に MnO が濃集してくる。パイロファン成分に換算すると、花崗岩中のチタン鉄鉱 (磁鉄鉱と粒状連晶をなす) は最大47.8mol.%に達する。チタン鉄鉱中の Mn 含有量は同一薄片内におい

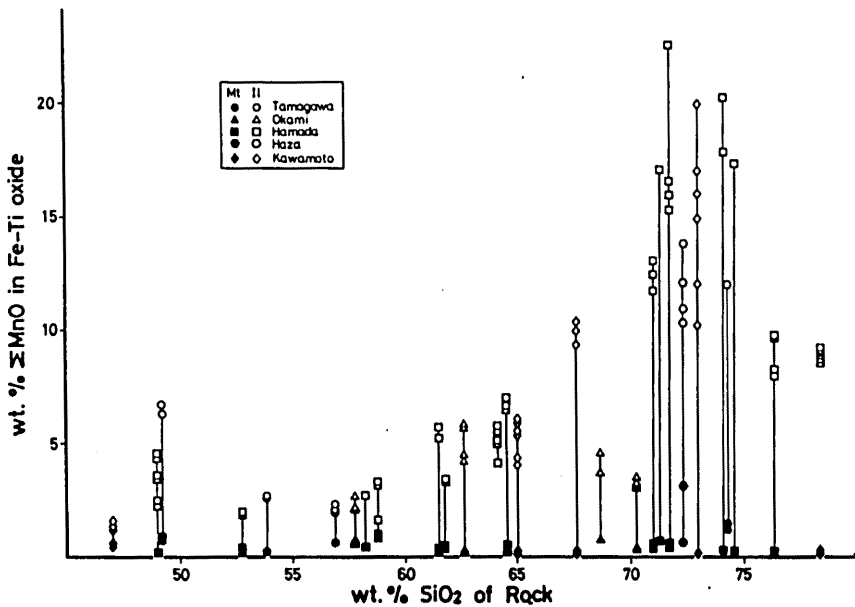


Fig. 83. SiO_2 wt.% of whole-rock vs. MnO content of ilmenite and coexisting magnetite in the Paleogene plutonic rocks of western San-in district, Southwest Japan.

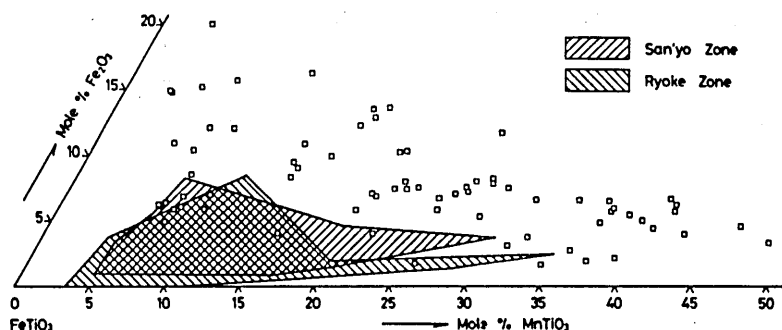


Fig. 84. $\text{FeTiO}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-MnTiO}_3$ diagram for ilmenites from the Paleogene plutonic rocks in the Inner zone of Southwest Japan (Imaoka *et al.*, 1982). Compositional ranges of ilmenites from Cretaceous granitoids (Ryoke and Sanyo zones) are illustrated by shadowed portions. Data from Tsusue and Ishihara (1974), Tainosho *et al.* (1979) Czamanske *et al.* (1981) and this study.

て産状により、また粒子間で相違が認められる (Imaoka *et al.*, 1982)。すなわち、単独結晶として産するものより、連晶をなすものの方が MnO 含有量の多いものが多い。また共存する磁鉄鉱には Mn の濃集が認められない。

Fig. 84 は西南日本内帯の深成岩類中のチタン鉄鉱の $\text{MnTiO}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-FeTiO}_3$ 図である。この図には現在までに報告されている領家帯や山陽帯深成岩類中のチタン鉄鉱 (津末・石原, 1974; 田結庄ほか, 1979; Czamanske *et al.*, 1982) の組成範囲と山陰地域の古第三紀深成岩類中のデータを示してある。この図より、古第三紀深成岩類中のチタン鉄鉱は、白亜紀の深成岩類 (領家帯および山陽帯) 中のそれよりも MnTiO_3 , Fe_2O_3 成分に富んでいることが明らかである。更に白亜紀深成岩類のうちでは山陽帯のものの方が領家帯のものより Fe_2O_3 成分に富んでいることも読みとれる (Imaoka *et al.*, 1982)。既述のようにチタン鉄鉱の Mn/Fe 比はマグマの Mn/Fe 比 (母岩の化学組成への依存性)、チタン鉄鉱生成時の温度および酸素分圧の 3 つの要因に支配されるが、古第三紀火成岩中のチタン鉄鉱における著しい Mn の濃集は高い酸素分圧に起因しているものと推定された (本章 A 参照)。

(f) 硫化鉱物

古第三紀深成岩類中には硫化鉱物として、黄鉄鉱・黄銅鉱・藍銅鉱・斑銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱が認められた。Table 14 には山陰西部地域の古第三紀深成岩類中における硫化鉱物の産出状況を示した。黄銅鉱は石英斑れい岩や石英閃緑岩には普遍的に認められるが、花崗岩には認められない。この結果は Fig. 66 に示す Cu の分析結果に良く反映されている。黄銅鉱は角閃石・斜長石・石英およびアルカリ長石中に数 μ ~ 数 10μ の結晶として産する他、他種鉱物の粒間や変質鉱物に伴う明らかに 2 次的な産状のものもみられる。黄鉄鉱はどの岩石タイプにも含有され、角閃石・黒雲母・チタン鉄鉱・斜長石・アルカリ長石・石英・緑閃石中に数 μ ~ 数 10μ 、時に数 100μ の自形~半自形結晶として含有される他、他形結晶としてマフィック鉱物や斜長石・アルカリ長石の変質部に産したり、間隙充填的にも産する (Fig. 85)。藍銅鉱は石英斑れい岩にのみ観察された。斑銅鉱も 1 試料 (石英斑れい岩) のみしか観察されなかったが、それは単独結晶として産するか、あるいは黄銅鉱と連晶をなす (Fig. 85)。閃亜鉛鉱・方鉛鉱はいずれも

Table 14. Sulfide mineral assemblage of plutonic rocks which associate with Paleogene cauldron in western San-in district, SW Japan.

Sample No.	Locality	pyrite	chalcopyrite
<i>Quartz gabbro</i>			
68082303	Tamagawa	+++	+++
760515-11	Kitsuga	+	++
7452904	Sojiki	+	+
<i>Quartz diorite</i>			
MS-56	Tamagawa	+	++
1108-1	ditto		++
68082301	ditto	++	+
MS-58	ditto		
521021-25	Okami	+	
82224-14	Kitsuga	+++	++
770228-1	ditto	++	+
760701-1	ditto	++	+
760510-13	Nabeishi	+++	
77723-1	ditto		++
77723-3	ditto	+	++
802-2	Haza	+++	+
75Y0601	Kawauchi	+	++
7452802	ditto	+	++
7481305	ditto	+	+
74100302	ditto	++	++
<i>Granodiorite</i>			
MS-37	Tamagawa	++	+
MS-23	Okami	+	
5292203	ditto	++	
7742101	Yagami	+	
75X1602	Kawamoto	++	
<i>Granite</i>			
68101203	Tamagawa	+	
68101205	ditto		
MS-10	ditto	+	
521021-23	Okami	++	
750319-2	Kumogi	++	
750327-14	ditto	+++	
750328-11	ditto	++	
750328-12	ditto	++	
750408-16	ditto		
750408-17	ditto	+	
750511-23	ditto		
750511-28	ditto	+++	
750512-3	ditto	+++	
750512-18	ditto	+++	
750512-25	ditto		
750606-4	ditto		
750607-3	ditto		
750609-15	ditto	+++	+
750612-3	ditto	++	
750612-8	ditto	+	
508-6	Haza	++	
508-8	ditto	+	
959ML	Shirotsuno		
74100303	Kawauchi	+	
75Y0204	ditto	+	

+++ Abundant, ++ Common, + Rare

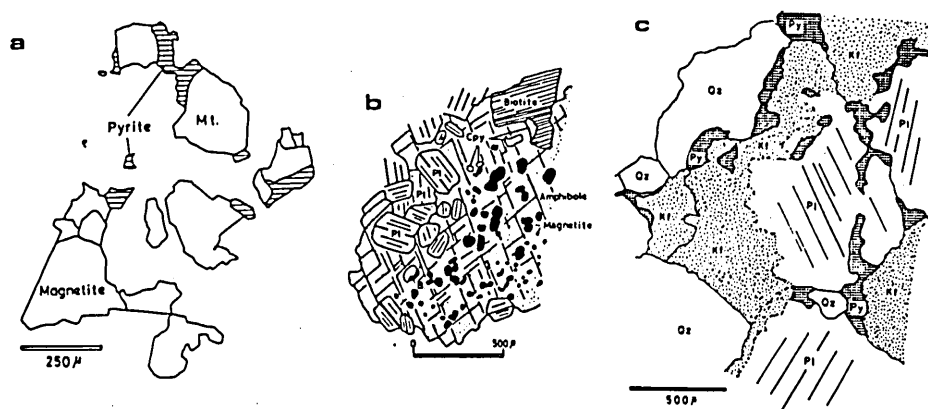


Fig. 85. Sketch showing the mode of occurrence of sulfide minerals in the Paleogene plutonic rocks. a) pyrite crystals are closely associated with magnetite (No. 750512-3, Biotite granite), b) Chalcopyrite (Cpy), bornite (B) and magnetite are largely of discrete rounded grains and poikilitically included by amphibole (No. 77723-7, quartz gabbro), c) Pyrite occurs as interstitial filling (No. 750607-3, biotite granite).

セリサイト化の進んだ岩石にのみ産する。産状はⅡ章で記載した。

4. 帯磁率の時空的变化

中国地方西部～中部の白亜紀～新第三紀深成岩類約600試料について岩石の粉末を用いて帯磁率の測定を行った。結果の詳細は Imaoka and Nakashima (1983) に報告したので、ここではその要約と若干の補足事項の記述にとどめる。

i) 深成岩類の帯磁率には系統性がみられ、花崗岩岩石区によって大きく変化する。

ii) 時代的には、白亜紀の深成岩類は $\chi = 50 \times 10^{-6} \text{emu/g}$ 以下の低い値を示すものが多いのに対し、古第三紀および新第三紀深成岩類は大半の岩石が $50 \times 10^{-6} \text{emu/g}$ 以上の値を示す。

iii) 地理的には、金谷・石原(1973), Ishihara(1979)によって指摘されたように、中央構造線から日本海側に向かって帯磁率の高いものが増加するといった非対称性が存在する。Imaoka and Nakashima (1983) は、中央構造線から日本海側に向けて、主にチタン鉄鉱系の岩石からなる zone I, 主にチタン鉄鉱系からなるが、これに磁鉄鉱系の岩石の出現してくる zone II, 主に磁鉄鉱系からなる zone III を区分した。zone I と II, zone II と III の境界は中央構造線より各々、90km, 110km に位置する (Fig. 61)。

iv) 既述のように zone II においては、両系列の岩石が共存している。このような例は1つのバソリスあるいは zoned pluton においても観察されることから両系列の成因を考える上で興味もたれる。例えば、山口県吉部岩体における45試料の測定結果は $5 \sim 1200 \times 10^{-6} \text{emu/g}$, 鳳凰山花崗岩体では $7 \sim 557 \times 10^{-6} \text{emu/g}$ の幅広い変化を示す (Fig. 86)。

鳳凰山花崗岩体は主にトーナル岩・黒雲母一角閃石花崗閃緑岩・角閃石-黒雲母花崗岩・黒雲母花崗岩から構成されるが、これらの岩相変化と帯磁率は1対1の対応を示さず、岩体南縁部の三郡変成岩との接触部では各種岩相が一様に $50 \times 10^{-6} \text{emu/g}$ 以下の値を示すことが見出された。不透明鉱物の産状や全岩組成より岩体南縁部の岩石はより還元的な性質を示すことが

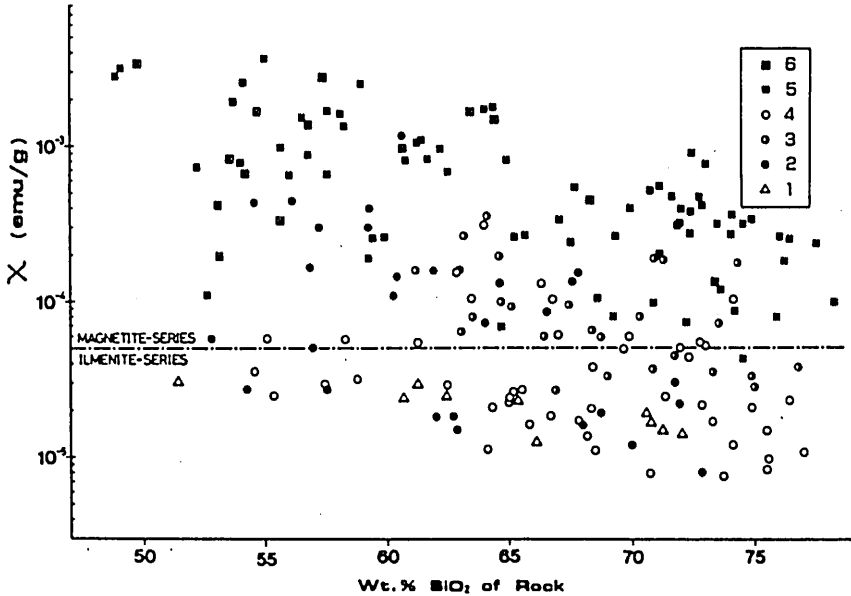


Fig. 86. Relationship between magnetic susceptibility and SiO_2 (wt.%) content of plutonic rocks (Imaoka and Nakashima, 1983).

1: Ryoke plutonic rocks, 2: Kibe plutonic rocks, 3: Hoben-zan plutonic rocks, 4: Plutonic rocks of San-yo zone other than 2 and 3. (1-3: Cretaceous), 5: Paleogene plutonic rocks, 6: Neogene plutonic rocks.

知られ、還元性の要因として、花崗閃緑岩質マグマと母岩の三郡変成岩類中に含有されていた炭質物との反応が推定された(中島ほか, 1984)。

5. 深成岩類の冷却過程

(a) 結晶作用時における温度・酸素分圧・イオウ分圧

深成岩中のアルカリ長石の性質は、これが高温・急冷条件下で生成されたことを示しており、それは Tuttle and Bowen (1985) による hypersolvus granite に比較されるものである (Murakami, 1971)。また輝石の組成変化が著しく小さいことは、火山岩の項で議論したように hydrous magmatic state における高い f_{O_2} 条件下で生成したことを示唆する。角閃石の mg 値が全岩のそれに比較して高いことも高 f_{O_2} 条件下における結晶作用を支持する。黒雲母の性状は Ben Nevis 岩体 (Haslam, 1968), Finnmarka (Czamanske and Wones, 1973) などで記載されたものに類似している。分化とともに黒雲母の mg 値の上昇するトレンドについては、Wones and Eugster (1965) の実験データに基づき Murakami (1969) が論じたように、上昇する f_{O_2} 条件下で Fe のかなりの部分がマフィック鉱物によってでなく、磁鉄鉱として消費されたとして合理的に説明される。これは帯磁率の測定結果とも矛盾しない。さらに黒雲母が Ti に富む事実は高温での晶出に起因しているものと考えられる (Anderson, 1980)。チタン鉄鉱の Mn/Fe 比が高いことは、Imaoka et al. (1982) によって議論されているように高い f_{O_2} 条件に起因しているものと考えられる。古第三紀深成岩中にはしばしば磁鉄鉱と黄鉄鉱が密接に伴われるが、中国

地方の白亜紀深成岩類(例えば, 鳳凰山花崗岩, 中島ほか, 1984)にしばしばみられるチタン鉄鉱+磁硫鉄鉱の組合せは全くみられない。従って, 火山岩の項で Mariko *et al.* (1975) の $\log f_{O_2}$ - $\log f_{S_2}$ 図をもとに論じたのと同様に, 古第三紀深成岩類は, チタン鉄鉱+磁硫鉄鉱の組合せを有する白亜紀深成岩類よりも高い f_{O_2} および f_{S_2} 条件下で生成されたものと推定される。

以上の記述と既述の火山岩の結晶作用時に関する物理・化学条件の推定を合わせて考えると, 山陰西部における古第三紀陥没体を形成したマグマの結晶作用は基本的に hydrous magmatic state において高い温度・ f_{O_2} ・ f_{S_2} 条件下において行われたものと推定される。

(b) サブソリダスステージ——雲城花崗岩を例として

小島(1978)によって強調されたように, マグマステージだけでなく, サブソリダスステージにおける冷却史の解析は花崗岩生成史のスペクトルを連続的に辿るという意味で重要である。マグマステージに引続き, 浜田陥没体は著しい地熱地帯と化した(今岡ほか, 1979; Matsuhisa *et al.*, 1980)。酸素同位体や微量元素の陥没体内におけるゾーニングパターンより陥没体の中央部に伏在する花崗岩を熱源として地表水の循環が起り, 陥没体の内外で岩石と地表水との間で顕著な同位体交換反応が行われたことが推定された。岩石は水との反応の程度に応じて酸化され, 雲城花崗岩体ではより積極的な地表水との反応の起り易かった岩体の最外部から内部に向けて, 岩石の酸化度, 帯磁率, 酸素同位体比, 硫黄同位体比などのゾーニングが形成された。地表水と岩石の反応が著しく進んだ場合(例えば, 地表水の通路となったような場所で)には岩石は白色に脱色し, セリサイト($2M > 1M$ ポリタイプ)が形成され, 黄鉄鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱の鉱化作用が行われた。更に温度が降下してからは雲城花崗岩体の中央部には風化作用によりカオリン鉱物が生成された。かくして雲城花崗岩体には粘土鉱物脈およびセリサイトのポリタイプによるゾーニング(Kitagawa *et al.*, 1981)が形成された。

C. 古第三紀火成活動の位置づけ

造山運動はその発展の各段階でそれぞれ特徴的な構造運動・火成活動を示す。これらの観点から, 白亜紀の大規模な珪長質火成活動から“グリーンタフ”変動へと展開される歴史の特性を検討し, 連続する現象と全く質的に新しい現象を区別してみることは移行過程にある古第三紀変動の質的な定義づけやその意義を考察する上で重要なことであろう。筆者は日本列島において, 古第三紀の火成活動が最も活発に行われ, 白亜紀以降中新世までの火成活動が連続的に追跡可能な山陰西部における研究結果に基づき上記の点について考察する。

既述のように, 山陰西部地域における古第三紀火成活動の最も顕著な特徴の1つは, 火成岩体(火山—深成複合岩体をなす)が陥没構造の形成を伴う形で定置している点にある。陥没体は北西—南東方向に延び, 弧状の断層により囲まれた楕円状—円形の輪郭を有する(Fig. 35)。深成岩体は陥没体と基盤との境界に沿って, あるいは陥没体の中央部に貫入している。陥没体の規模は Fig. 35 に示すように約10km²の拡がりを見せる。西中国地域に例をとると, 白亜紀の陥没体としては, 周南層群と匹見層群のものが知られている。前者は3—12kmの直径を有するのであるが, 3期にわたる火山岩類の噴出の中で輪状の割目を伴う陥没体を形成し, この割目に沿って深成岩類の貫入が行われたと推測されている(Murakami and Matsusato, 1970)。後者は火山構造的陥没体, あるいはグラーベンといわれるカテゴリーに属するもので, 直線状あるい

は階段状の断層で囲まれた形態を示している。水平的拡がりの規模も総延長が100km以上に及ぶこと(村上, 1974)から、周南層群と関連する陥没体や古第三紀のそれに比較し1ケタ大きい。グリーンタフ地域の陥没体(あるいは陥没盆地)は、例えば掛谷陥没体(沢田, 1978)では直線状の断層がいくつか組合わさった多角形の輪郭を有しており、その規模は11×11kmで古第三紀のものと同大差がない。沢田(1978)によれば、進入岩類の進入場は陥没体の外縁部にあたり、特に陥没体と基盤とを境する断層の交叉する付近に限られており、ここでは古第三紀の陥没体にみられたような中央プルトンには知られていない。東北日本でも“グリーンタフ”地域における第三紀進入岩体は特に新第三紀層と基盤岩類との境界部付近の断列帯に沿う場合が多い(生出・折木, 1966)。

古第三紀陥没体群にみられる火成サイクルは、西中国地域における白亜紀の代表的な大規模珪長質火砕岩類からなるところの阿武層群および花崗岩で構成される長門峡岩体におけるサイクル(今岡ほか, 1984)とは全く異なっている。そこでは流紋岩の活動がデイサイトに先行している。グリーンタフ地域では掛谷陥没体を例にとると、時期によっては中性と酸性の火山活動が交互にみられたり、同時期でも地域により岩質が異なることがあるが、大まかには塩基性から酸性に至る傾向は認められる。

Sakiyama and Imaoka (1981) は、白亜紀～古第三紀初期のストック状プルトンは東西方向に配列するが、古第三紀後期のそれは北東～南西方向に配列していることが指摘した。この事実は古第三紀初期～後期における応力場の変遷を示唆する。

古第三紀陥没体群を構成する火成岩類の岩石学的性質は白亜紀のそれとは多くの点で異なり、結晶作用時における温度・ f_{O_2} ・ f_{S_2} 条件にちがいがあっても判明した。

従来、古第三紀火成活動は「白亜紀～古第三紀火成活動」としてまとめられ、グリーンタフとは別個のものとして取り扱われてきた。火成活動の性格は時代とともに変遷してきているが、古第三紀(始新世～漸新世)のそれは多くの点で白亜紀～古第三紀初頭の珪長質火成活動とは異質であり、“グリーンタフ”の火成活動に引継がれる多くの側面を有している。従って、かつて村上(1959)、今岡・村上(1979)が指摘したように、古第三紀(始新世～漸新世)火成活動は“グリーンタフ”変動の先駆的な活動とみなすことができよう。

V. 結 論

1) 山陰西部は日本列島において古第三紀(始新世～漸新世)の火成活動が最も活発に行われたところである。筆者は第三紀浜田湾入部において古第三紀火成活動が、弥栄陥没体と浜田陥没体の2つの陥没体を形成せしめながら行われたことを明らかにした。

2) 弥栄陥没体は湾入部最奥に分布し、玄武岩質安山岩～安山岩を主とし、それにデイサイト・流紋岩類からなる弥栄層群と石英閃緑岩質の深成岩(木都賀深成岩)から構成される。火山岩層は北に開いた半ベーズン構造をなし、最大層厚は約720mと推定される。陥没体の形成時期は火成岩類のフィッシュン・トラック年代より始新世と推定され、弥栄層群は山陰中央部の高山層群・八神層群および作木火山岩類に対比される。

3) 浜田陥没体は浜田層群火山岩類と各種随伴深成岩類(鍋石石英閃緑岩・雲城花崗岩およ

び小ストック状岩体)から構成される。浜田層群は玄武岩～安山岩を下位とし、流紋岩を上位とする5つの累層に区分され、積算最大層厚は約2020mに達する。火山岩層は全体としてゆるやかなベーズン構造を呈し、外側および内側の二重陥没構造を形成している。陥没体の形成時期は火成岩類のフィッシュン・トラック年代より漸新世と推定され、浜田層群は田万川層群や川内層群に対比される。

4) 浜田陥没体では陥没体の形成にあたり、地表水の関与による活発な地熱作用が行われたことが明らかとなった。酸素同位体や微量元素の陥没体内におけるゾーニング・パターンより陥没体の中央部に伏在する花崗岩を熱源として地表水の循環がおり、陥没体の内外で岩石と地表水との間で顕著な同位体交換反応が行われた。

5) 雲城花崗岩は均一なアダメロ岩よりなるが、磁鉄鉱/黒雲母容量比、全岩の Fe^{3+}/Fe^{2+} 比、帯磁率、酸素同位体比、セリサイト及びカオリン鉱物脈の分布、セリサイトのポリタイプ分布など多くの点で同心円状のゾーニングをなしている。このゾーニングはこの花崗岩が、650℃のカリ長石-石英-磁鉄鉱の同位体平衡温度を経たのち、約250℃のセリサイト形成と100℃以下のカオリン鉱物形成の2回にわたる主要な変質作用をうけたことにより形成されたが、前者のそれは岩体周辺部から侵入してきた地表水と岩石との反応の中で形成されたものと結論された。

6) 山陰西部には古第三紀に形成されたいくつかの陥没体が海岸線に沿って約20km間隔で断続分布をしている。筆者はこの古第三紀陥没体群の火山層序の比較検討を行った。それによりいずれの陥没体においても、大局的には玄武岩～玄武岩質安山岩の活動にはじまりデイサイトの活動を経て若干の反復を繰り返しながらも流紋岩～流紋デイサイトの活動へと引継がれていること、火山活動の推移の中で安山岩類活動時に広がっていた水域は流紋岩類活動時には埋めたてられて縮小・消滅し、乾陸域へと堆積環境が変化したこと、火山活動は始新世以降中新世に至るまで北方へのpolarityをもって展開していること、などの点を明らかにした。

7) 古第三紀陥没体群を構成する火成岩類の岩石学的特徴は次のようにまとめられる。

a. 花崗岩類は、顕著なアンチラパキビ組織の発達することや、石英粒の接触率の低いことなどから、白亜紀のものとは明瞭に識別される。

b. 火成岩類はカルク・アルカリ岩系に属し、 SiO_2 含有量についてはバイモーダル性がみられる。 Al_2O_3 , K_2O , incompatible 元素(Li, Pb, Rb)に乏しく、 MgO , Na_2O に富む。 Fe_2O_3/FeO 比は高く、 K_2O/Na_2O 比は低い。

c. 造岩鉱物については、マフィック鉱物は総じてmg値が高いこと、輝石は組成変化に乏しいこと、角閃石は Al_2O_3 に乏しいこと、黒雲母は Al_2O_3 に乏しく、 TiO_2 に富むこと、チタン鉄鉱はパイロファン分子および赤鉄鉱分子に富むこと、クロムスピネル(火山岩類中の)はCr/Al比が高いこと、磁鉄鉱と黄鉄鉱はしばしば密接な共生関係を示すこと、アルカリ長石(深成岩類中の)はOr成分に乏しいなどの特徴をもつことを明らかにし、火成岩類が一般に高い温度・ f_{O_2} ・ f_{S_2} 条件下での結晶作用により形成されたものであると結論した。

d. 火成岩類は、磁鉄鉱系に属する。

8) 古第三紀火成活動の性格を中国地方西部～中部の白亜紀～新第三紀火成活動史の中で理解するために白亜紀火成岩類・新第三紀火成岩類との比較検討を行った。その結果、古第三紀火成岩類は、 K_2O , K_2O/Na_2O 比が低いこと、高い温度、酸素および硫黄分圧下で結晶作用を行っ

たと考えられる点と、磁鉄鉱系に属することなどは新第三紀の火成岩類に似ており、白亜紀の火成岩類とは明瞭に異なること、 K_2O+Na_2O 量は白亜紀の火成岩類に類似しており、新第三紀火成岩類とは明瞭な相違があることなどを明らかにした。

9) 古第三紀(始新世～漸新世)の火成活動は、構成岩石のアソシエーション・火成サイクル・火成活動の規模およびその活動域・堆積盆の配列様式などの点で白亜紀の珪長質火成活動とは異質であり、むしろ“グリーンタフ”の火成活動に引続がれる多くの側面を有しており、“グリーンタフ”火成活動の先駆をなすものと考えられる。

参 考 文 献

- 阿部智彦・青木謙一郎(1969)：東北日本の新第三紀塩基性火山岩類の岩石学。2。高館高アルミナ玄武岩。岩鉱，6-2巻，177-190。
- ・島津光夫(1974)：津川会津区の酸性火山岩類の化学組成。鉱山地質，24巻，355-365。
- Abbot, M.J. (1969) : Petrology of the Nandewar volcano, N.S.W., Australia. *Contr. Mineral. Petrol.*, vol. 20, 115-134.
- Anderson, A.T. (1968) : Oxidation of the LaBlache Lake titaniferous magnetite deposit, Quebec. *Jour. Geol.*, vol. 76, 528-547.
- Anderson, J.L. (1980) : Mineral equilibria and crystallization conditions in the late Precambrian Wolf River massif, Wisconsin. *Am. Jour. Sci.*, vol. 280, 289-332.
- Annérsten, H. (1974) : Mössbauer studies of natural biotites. *Am. Mineral.*, vol. 59, 143-151.
- Aramaki, S., Hirayama, K. and Nozawa, T. (1972) : Chemical composition of Japanese granites, Part 2. Variation trends and average composition of 1200 analyses. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 78, 39-49.
- and Nozawa, T. (1978) : *A reference book of chemical data for Japanese granitoids*. Contribution from Geodynamic Project of Japan, 78-1, 88p.
- Balsley, J.R. and Buddington, T.F. (1964) : Iron-titanium oxide minerals, rocks, and aeromagnetic anomalies of the Adirondack area, New York. *Econ. Geol.*, vol. 53, 777-805.
- Beeson, M.H. and Jackson, E.D. (1969) : Chemical composition of altered chromites from the Stillwater Complex, Montana. *Am. Mineral.*, vol. 54, 1084-1100.
- Bliss, N.W. and MacLean, W.H. (1974) : The paragenesis of zoned chromite from central Manitoba. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, vol. 39, 973-990.
- Brown, G.M. (1957) : Pyroxenes from early and middle stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Mineral. Mag.*, vol. 31, 511-543.
- and Vincent, E.A. (1963) : Pyroxenes from late stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Jour. Petrol.*, vol. 4, 175-197.
- Buddington, A.F. and Lindsley, D.H. (1964) : Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Ibid.*, vol. 5, 310-357.
- Carmichael, I.S.E. (1960) : The pyroxenes and olivines from some Tertiary acid glasses. *Ibid.*, vol. 4, 175-197.
- (1963) : The occurrence of magnesian pyroxenes and magnetite in porphyritic acid glasses. *Mineral. Mag.*, vol. 33, 394-403.
- (1967) : The iron-titanium oxide of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contr. Mineral. Petrol.*, vol. 14, 36-64.

- Chays, F. (1955) : Potash feldspar as a by-product of the biotite-chlorite transformation. *Jour. Geol.*, vol. 63, 75-82.
- Chinner, G.A. (1960) : Pelitic gneisses with varying ferrous-ferric ratios from Glen Clova, Angus, Scotland. *Jour. Petrol.*, vol. 1, 309-336.
- Czamanske, G.K. (1965) : Petrologic aspects of the Finnmarka igneous complex, Oslo area, Norway. *Jour. Geol.*, vol. 73, 293-322.
- and Mihálik, P. (1972) : Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka complex, Oslo area, Norway: Part 1, The opaque oxides. *Jour. Petrol.*, vol. 13, 493-509.
- and Wones, D.R. (1973) : Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka complex, Oslo area, Norway: Part 2, The mafic silicates. *Ibid.*, vol. 14, 349-380.
- , Ishihara, S. and Atkin, S.A. (1981) : Chemistry of rock-forming minerals of the Cretaceous-Paleogene batholith in Southwestern Japan and implications for magma genesis. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 86, 10431-10469.
- Daly, R.A. (1933) : *Igneous Rocks and the Depth of the Earth*. McGraw-Hill, New York and London. 598p.
- Dasgupta, H.C. (1970) : Influence of temperature and oxygen fugacity on the fractionation of manganese between coexisting titaniferous magnetite and ilmenite. *Jour. Geol.*, vol. 78, 243-249.
- Dodge, F.C.W. (1973) : Chlorites from granitic rocks of the central Sierra Nevada batholith, California. *Mineral. Mag.*, vol. 39, 58-64.
- Duchesne, J.-C. (1972) : Iron-titanium oxide minerals in the Bjerkrem-Sogndal Massif, South-Western Norway. *Jour. Petrol.*, vol. 13, 57-81.
- 愛媛地学会(1980) : 愛媛県地質図 (1 : 200,000).
- Evans, B.W. and Wright, T.L. (1972) : Composition of liquidus chromite from the 1959 (Kilauea Iki) and 1965 (Makaopuhi) eruptions of Kilauea volcano, Hawaii. *Am. Mineral.*, vol. 57, 217-230.
- Fodor, R.V. (1971) : Fe content in pyroxenes from a calc-alkalic volcanic suite, New Mexico, U.S.A. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 11, 385-390.
- , Keil, K. and Bunch, T.E. (1975) : Contributions to the mineral chemistry of Hawaiian rocks. IV. Pyroxenes in rocks from Haleakala and West Maui Volcanoes, Maui Hawaii. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 50, 173-195.
- 雁沢好博 (1982) : フィッシュン・トラック法によるグリーン・タフ変動の年代区分. その1—佐渡地域—. *地質雑*, 88巻, 943-956.
- (1982) : フィッシュン・トラック法によるグリーン・タフ変動の年代区分. その2—富山県太美山地域—. *同上*, 89巻, 271-286.
- Gibb, F.G.F. (1973) : The zoned clinopyroxenes of the Shiant Isles Sell, Scotland. *Jour. Petrol.*, vol. 14, 203-230.
- Gilbert, M.C. (1966) : Synthesis and stability relations of the hornblende ferropargasite. *Am. Jour. Sci.*, vol. 264, 698-742.
- Gill, J. (1981) : *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York. 390p.
- Goldsmith, J.R. and Laves, F. (1954) : The microcline-sanidine stability relations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 5, 1-19.
- Gunn, B.M., Coy-Yll, R., Watkins, Y.D., Abranson, E. and Nougier, J. (1970) : Geochemistry of oceanite-ankaramite-basalt suite from East Island, Crozet Archipelago. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 28, 319-339.
- Haggerty, S.E. (1977) : Spinel and ilmenites in high pressure regions: an empirical analysis. Extended abstract for "The second International Kimberlite Conference" Carnegie Inst.

- Washington.
- (1979) : Spinels in high pressure regimes. In: F.R. Boyd and H.O.A. Meyer (eds.) "Inclusions in Kimberlites and Other Volcanics" vol. 2, 183-196. Am. Geophys. Union.
- 原山 智 (1978) : 濃飛流紋岩中の玄武岩質安山岩自破砕溶岩中より見出された chromian endiopside. 三鉱学会昭和53年秋季講演要旨, p.314.
- (1979) : 中部地方における白亜紀酸性火山岩類の苦鉄質鉱物の化学組成の特徴. MAGMA, No. 56, 23-29.
- Harumoto, A. (1952) : Melilite-nepheline basalt, its olivine-nodules, and other inclusions from Nagahama, Japan. *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto*, Series B, vol. 20, 69-88.
- Haslam, H.W. (1968) : The crystallization of intermediate and acid magmas at Ben Nevis, Scotland. *Jour. Petrol.*, vol. 9, 84-104.
- Hattori, H. and Shibata, K. (1974) : Concordant K-Ar and Rb-Sr ages of the Tottori Granites, western Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 25, 157-173.
- Hayama, Y. (1959) : Some considerations on the color of biotite and its relation to metamorphism. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 65, 21-30.
- (1964) : Progressive metamorphism of pelitic and psammitic rocks in the Komagane district, Nagano Pref., central Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, Sec. II, vol. 15, 321-369.
- Hey, M.H (1954) : A new review of the chlorites. *Mineral. Mag.*, vol. 30, 277.
- 平井寿敏 (1983) : 島根県, 野山岳のアルカリ玄武岩質火山噴出物とその包有物の産状について. 岩鉱, 78巻, 211-220.
- 広島県 (1963) : 広島県地質図 (1 : 200,000).
- Honma, H. (1974) : Chemical features of biotites from metamorphic and granitic rocks of the Yanai district in the Ryoke belt, Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 69, 309-402.
- and Sakai, H. (1976) : Zonal distribution of oxygen isotope ratios in the Hiroshima granitic complex, Southwest Japan. *Lithos*, vol. 9, 173-178.
- 市川浩一郎・松本 隆・岩崎正夫 (1972) : 日本列島のおいたち. 科学, 42巻, 181-191.
- Ichikawa, K., Murakami, N., Hase, A. and Wadatsumi, K. (1968) : Late Mesozoic igneous activity in the inner side of Southwest Japan. *Pacific Geology*, No. 1, 97-118.
- Iizumi, S., Mishima, H., Okamoto, Y. and Honma, H. (1984) : A strontium isotope study on the Neugranitic pluton and its mafic inclusion, San'in zone, Southwest Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 79, 89-100.
- Imamura, S. (1957) : A new Miocene Sassafras from Shimane Prefecture, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, Ser. C., vol. 2, 53-61.
- 今岡照喜 (1984 a) : 島根県浜田市南方の古第三紀火山-深成複合岩体. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p.155.
- (1984 b) : 西中国地域の白亜紀~古第三紀火成岩類の微量元素について. 三鉱学会昭和59年秋季連合学術講演会, 講演要旨集, p.153.
- (1985) : 島根県大麻山深成複合岩体の岩石記載. MAGMA, No. 73, 117-121.
- ・井ノ上幸造・南 朝生 (1985) : 原子吸光法および炎光分析法によるけい酸塩岩石中の微量元素の定量—島津AA-646を用いて—. 吉田博直先生退官記念文集. 322-332.
- ・松久幸敬・村上允英 (1977) : 島根県雲城花崗岩体について—地下水関与の問題によせて—. MAGMA, No. 51, 8-14.
- ・松本俊男・山崎博史 (1985) : 浜田, 新第三系, 島根県地質図説明書. 島根県. 114-116.
- ・村上允英 (1979) : 西中国地域の後期中生代~古第三紀火山岩類の岩石化学. 地質学論集, No. 17, 259-272.
- ・中島和夫 (1982) : 西部~中部中国地方の白亜紀~新第三紀火成岩類の帯磁率の時空的変

化. *MAGMA*, No. 65, 1-8.

- Imaoka, T. and Nakashima, K. (1983) : Temporal and spatial variation of magnetics susceptibility of Cretaceous to Neogene igneous rocks from the central and western Chugoku Province, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, Series C., vol. 8, 1-30.
- , ——, and Murakami, N. (1982) : Iron-titanium oxide minerals of Cretaceous to Paleogene volcanic rocks in western Chugoku district, Southwest Japan —Special reference to manganese content of ilmenite—. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, Vol. 77, 235-255.
- 今岡照喜・中島和夫・村上允英・松田高明(1979) : 山陰地域の古第三紀深成岩中の Fe-Ti 酸化鉱物の産状および化学組成. 三鉱学会昭和54年秋期連合学術講演会, 講演要旨, 100.
- ・——・——(1985) : 山陰西部の古第三紀深成岩中の Fe-Ti 酸化鉱物の産状および化学組成. 山口大教養部紀要, 19巻, 20-31.
- ・上田 薫・村上允英・鈴木哲夫・脇坂安彦・甲斐野信一・横山義人・佐々木浩(1984) : 山口県十種ヶ峰周辺の白亜紀阿武層群. 同上, 18巻, 79-101.
- ・——・——・山内祐二・松里英男・魚住誠司・谷本 晃(1982) : 島根県江津地域の白亜紀火山岩類. 同上, 16巻, 43-52.
- Irvine, T.N. (1967) : Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2, Petrologic applications. *Canad. Jour. Earth. Sci.*, vol. 4, 71-103.
- 石橋 澄(1977) : 島根県大蕨山産リンバーク岩. 九大理研報, 12巻, 263-271.
- Ishihara, S. (1971) : Modal and chemical composition of the granitic rocks related to the Major molybdenum and tungsten deposits in the inner zone of Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan.*, vol. 77, 441-452.
- 石原舜三(1973) : Mo-W 鉱床生成区と花崗岩岩石区. 鉱山地質, 23巻, 13-32.
- Ishihara, S. (1979) : Lateral variation of magnetic susceptibility of the Japanese granitoids. *Jour. Geol. Soc. Japan.*, vol. 85, 509-523.
- (1981) : The granitoid series and mineralization. *Econ. Geol. 75th Anniversary volume*, 458-486.
- , Lee, D.S. and Kim, S.Y. (1981) : Comparative study of Mesozoic granitoids and related W-Mo mineralization in southern Korea and southwestern Japan. *Mining Geol.*, vol. 31, 311-320.
- , Sawata, H., Shibata, K., Terashima, S., Arrykul, S. and Sato, K. (1980) : Granites and Sn-W deposits of Peninsular Thailand. *Mining Geol. Spec. Issue*, No. 8, 223-241.
- and Terashima, S. (1977) : Chemical variation of the Cretaceous granitoids across Southwest Japan —Shirakawa-Toki-Okazaki Transection. *Jour. Geol. Soc. Japan.*, vol. 83, 1-18.
- and Ulriksen, C.E. (1980) : The magnetite-series and ilmenite-series granitoids in Chile. *Mining Geol.*, vol. 30, 183-190.
- 石沢一吉(1982) : 北アルプス鹿島槍ヶ岳-烏帽子岳付近の火成岩類の地質. 地質雑, 88巻, 215-230.
- Jakes, P. and White, A.J.R. (1972) : Hornblendes from calc-alkaline volcanic rocks of island arcs and continental margins. *Am. Mineral.*, vol. 57, 887-902.
- Kagami, H. (1973) : A Rb-Sr geochronological study of the Ryoike granites in Chubu district, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 79, 1-10.
- 金谷 弘・石原舜三(1973) : 日本の花崗岩質岩石にみられる帯磁率の広域的变化. 岩鉱, 68巻, 211-224.
- Kanisawa, S. (1972) : Coexisting biotites and hornblendes from some granitic rocks in southern Kitakami Mountains, Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 67, 332-344.
- (1975) : Chemical composition of hornblendes of some Ryoike granites, Central Japan. *Ibid.*, vol. 70, 200-211.
- 蟹沢聡史(1979) : 中部地方領家帯花崗岩中の黒雲母の化学組成. 地質学論集, No. 17, 281-286.

- 笠原芳雄・原山 智(1981)：岐阜県荒城川流域の殿村溶結凝灰岩層について—白亜紀末期の火砕流マグマに関する一考察—。岐阜県博物館調査研究報告, No. 2, 29-43.
- 片田正人・金谷 弘(1980)：北上山地白亜紀深成岩類の K, Rb, Sr, Th, U について。岩鉱, 75巻, 173-185.
- ・大貫 仁・加藤祐三・蟹沢聡史・小野千恵子・吉井守正(1971)：北上山地, 白亜紀花崗岩質岩類の帯状区分。同上, 65巻, 230-245.
- 河野義礼・植田良夫(1966)：本邦産火成岩の K-A dating (V) — 西南日本の花崗岩類 — 同上, 56巻, 191-211.
- Kitagawa, R. and Kakitani, S. (1977) : Alteration of plagioclase in granite during weathering. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C.*, 7, 183-197.
- , Kakitani, S., Takeno, S. and Nishida, Y. (1981) : Topographical examination and genesis of clay veins found in the Kumogi granite mass in Shimane Prefecture, Southwest Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 76, 262-272.
- 小林英夫・渡辺暉夫・飯泉 滋(1981)：珪酸塩岩石主成分元素の蛍光 X 線による全自動分析。島根大理学部紀要, 15巻, 115-124.
- Kojima, G. (1953) : Contributions to the knowledge of mutual relations between three metamorphic zones of Chugoku and Shikoku, Southwestern Japan, with special reference to the metamorphic and structural features of each metamorphic zone. *Jour. Sci., Hiroshima Univ., Ser. C.* vol. 1, 1-5.
- 小島丈兒(1979)：岩石学の論理構造—とくに花崗岩問題によせて—。広島大地研報, No. 22, 1-70.
- Kuroda, N. and Shiraki, K. (1975) : Boninites and related rocks of Chichijima, Bonin Island, Japan. *Rept. Fac. Sci., Shizuoka Univ.*, vol. 10, 145-155.
- Kuroda, Y., Suzuoki, T., Matsuo, S., Murakami, N., Kanisawa, S. and Kinugawa, T. (1977) : D/H ratios of biotites and hornblendes from some granitic rocks in the Chugoku district, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 83, 719-724.
- Kutsukake, T. (1975) : Metabasites in the Ryoke zone of the Toyone-mura area, Aichi Prefecture, Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, vol. 70, 177-193.
- (1977) : Petrological studies on the Ryoke metamorphic rocks in the Toyonemura area, Aichi Prefecture, Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. Geol. & Mineral.*, vol. XLIII, 49-110.
- Leake, B.E. (1968) : A catalog of analyzed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, No. 98.
- Lowder, G.G (1970) : The volcanoes and caldera of Talasea, New Britain: Mineralogy. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 26, 324-340.
- Magaritz, M. and Taylor, H.P., Jr. (1976) : Isotopic evidence for meteoric hydrothermal alteration of plutonic igneous rocks in the Yakutat Bay and Skagway areas, Alaska. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 30, 179-190.
- Mason, B. (1966) : *Principles of Geochemistry (3rd Ed.)* John Wiley & Sons Inc., New York.
- Masuda, Y., Nohda, S. and Okamoto, K. (1976) : Major and trace element geochemistry of the Nohi rhyolitic volcanic rocks, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 82, 595-601.
- 益田団研グループ(1982)：古第三紀益田陥没体。地質雑, 88巻, 321-335.
- Matsubaya, O., Sakai, H., Kikuchi, I. and Satake, H. (1973) : Hydrogen and oxygen isotopic ratios and major element chemistry of Japanese thermal water systems. *Geochem Jour.*, vol. 7, 123-151.
- Matsuda, T. (1983) : Fission-track geochronology and tectonics of late Cretaceous to early Miocene igneous rocks in central to west San'in Southwest Japan. *Ph. D. thesis, Kyoto Univ.*
- 松田高明・小田基明(1982)：島根県川本町周辺の白亜紀～古第三紀火成岩類の地質。地質雑, 88巻, 31-42.

- Matsuhisa, Y., Honma, H., Matsubaya, O. and Sakai, H. (1972) : Oxygen isotopic study of the Cretaceous granitic rocks in Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 37, 65-74.
- , Imaoka, T. and Murakami, N. (1980) : Hydrothermal activity indicated by oxygen and hydrogen isotopes of rocks and minerals from a Paleogene cauldron, Southwest Japan. *Mining Geol. Spec. Issue*, No. 8, 49-65.
- Miyashiro, A. (1956) : Data on garnet-biotite equilibria in some metamorphic rocks in the Ryoke zone. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 62, 700-702.
- (1974) : Volcanic rock series in island arc and active continental margins *Am. Jour. Sci.*, vol. 274, 321-355.
- Moore, J.G. and Peck, D.L. (1962) : Accretionary lapilli in volcanic rocks of the Western continental United States. *Jour. Geol.*, vol. 70, 182-193.
- Mukae, M. (1958) : Volcanostratigraphical study on the Miocene volcanism in the Shimane Prefecture, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, Ser. C., vol. 2, 129-172.
- 村上允英 (1959) : 西中国の第三紀深成岩類. 岩鉱, 43巻, 167-178.
- (1960) : 中国西部における白亜紀及び第三紀火成活動. 山口大理科報告, 11巻, 21-126.
- Murakami, N. (1967) : Chlorites in some metasomatic syenites in Japan. *Jour. Fac. Lib. Arts, Yamaguchi Univ.*, vol. 1, 135-141.
- (1969) : Two contrastive trends of evolution of biotites in granitic rocks. *Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 62, 223-248.
- 村上允英 (1969) : 山陰西部における新第三紀堆積盆地との関連よりみた後期中生代～古第三紀火山岩層の構造. 日本地質学会第76年学術大会討論会資料, 77-84.
- Murakami, N. (1971) : Compositional variation of alkali feldspar from the Paleogene Tamagawa plutonic rocks of southwestern Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 65, 104-118.
- 村上允英 (1973) : 古第三紀田万川陥没体の形成機構に関する一考察. 地質学論集, No. 9, 93-105.
- (1974) : 西南日本内帯における後期中生代～古第三紀酸性火成岩類の進入と構造との関係—とくに西中国を例にして. 地団研専報, No.18, 9-31.
- Murakami, N. (1977) : Compositional variation of some constituent minerals of the late Mesozoic to early Tertiary granitic rocks of Southwest Japan. *Geol. Soc. Malaysia, Bull.*, vol. 9, 75-85.
- 村上允英 (1981) : 益田—松山間に分布する中生代火成岩類及び含有鉱物の化学組成変化—とくに益田—柳井間の深成岩類—. 山口大教養部紀要, 15巻, 33-74.
- (1983) : 中生代—古第三紀火成岩類. 昭和58年度科研費(一般研究B) 研究成果報告書「中国地方の中・古生代火成岩及び含有鉱物の化学的研究」.
- ・長谷 晃 (1967) : 西南日本内帯における後期中生代火山岩層の層序と対比. 地団研専報, No. 13, 1-24.
- ・今岡照喜 (1980) : 西南日本内帯における後期中生代～古第三紀火山岩類の化学性—とくに西中国地域を中心として—. 岩鉱特別号, No. 2, 263-278.
- ・—— (1983) : 北九州・西中国の後期中生代火成活動. 日本地質学会西日本支部第100回例会記念シンポジウム論文集, 27-39.
- ・——・井筒清賢 (1981) : 古第三紀波佐陥没体の地質と構造. 地質雑, 88巻, 311-319.
- Murakami, N. and Matsusato, H. (1970) : Intrusive volcanic breccia in the late Mesozoic Zenjojiyama formation in western Chugoku and their possible relevance to the formation of cauldron structure. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 64, 73-94.
- Nagao, T., Yamamoto, M. and Onuma, K. (1980) : Crystallization trend of chromian spinel in some alkali basalts and calc-alkali andesites from Japanese Island. *Ibid.*, vol. 75, 44-54.
- Nakamura, E. (1982) : A new finding of alkaline rocks in the Paleogene Tertiary of the Inner side of Southwest Japan and its geological significances. *Bull. Hiruzen Res. Inst.*, No. 7, 1-10.

- 中島和夫・今岡照喜・村上允英(1984)：山口県鳳凰山花崗岩体の岩石記載・全岩化学組成及び帯磁率。岩鉱, 79巻, 370-386.
- Nehru, C.E., Prinz, M., Dowty, E. and Keil, K. (1974) : Spinel-group minerals and ilmenite in Apollo 15 Rake Samples. *Am. Mineral.*, vol. 59, 1220-1235.
- Neuman, E.-R. (1974) : The distribution of Mn^{2+} and Fe^{2+} between ilmenites and magnetites in igneous rocks. *Am. Jour. Sci.*, vol. 274, 1074-1088.
- 西村 進・石田志朗(1972) : Fission-Track 法による男鹿半島の新第三系の凝灰岩の年代決定。岩鉱, 67巻, 166-168.
- Nockolds, S.R. (1974) : The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *Am. Jour. Sci.*, vol. 245, 401-420.
- 濃飛流紋岩団研グループ(1982) : 濃飛岩体北部地域における玄武岩質安山岩類の活動。地質雑, 88巻, 231-248.
- New, Y.Y. (1975) : Two different pyroxene crystallization trends in the trough bands of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 49, 285-300.
- 大庭 昇(1966) : 四万十帯西部における花崗岩質岩類の地質学的意義。鹿児島大理科報告, No. 15, 13-14.
- 生出慶司・折本左千夫(1966) : Volcano-plutonic complex としての tertiary granitoids. 地団研専報, No. 12, 127-137.
- 岡村義彦・西村祐二郎・長谷 晃・添田 晶・沖村雄二・広渡文利・木村慶信・赤塚政美・井上多津男・安居院弘輔・大谷顕一・孤島章一郎(1975) : 島根県益田地域の三郡変成岩類。山口大教育研究論叢, 25巻, 19-36.
- ・岡屋 勉(1975) : 島根県金城町・浜田市東部附近の三郡変成岩類。同上, 25, 47-52.
- 大木靖衛・大木昭八郎・柴田秀賢・榊原雄太郎(1962) : イオン交換樹脂とキレート滴定法による岩石の分析(2)。地質雑, 68巻, 329-333.
- Onyeagocha, A.C. (1974) : Alteration of chromite from the Twin Sisters dunite, Washington. *Am. Mineral.*, vol. 59, 608-612.
- Otofuji, Y. and Matsuda, T. (1984) : Timing of rotational motion of Southwest Japan inferred from paleomagnetism. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, vol. 70, 373-382.
- Popp, R.K., Gilbert, M.C. and Craig, J.R. (1977) : Stability of Fe-Mg amphiboles with respect to oxygen fugacity. *Am. Mineral.*, vol. 62, 1-12.
- Rogers, J.J.W. and Bogy, D.B. (1957) : A study of grain contacts in granitic rocks. *Science*, vol. 127, 470-471.
- 斉藤 豊(1968) : 長野県域の新第三系に関する 2, 3 の新事実。日本地質学会第75年秋季学術大会総合討論会資料, フォッサ・マグナ, 15-20.
- Sakiyama, T. (1983) : Amphiboles in the Paleogene Namariyama granophyres, eastern San' in district, Southwest Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, Series C., 8, 189-211.
- and Imaoka, T. (1981) : Whole-rock and constituent mineral chemistry of Cretaceous to Paleogene plutonic rocks in the Chugoku district, Japan. In *Tectonics of Paired Metamorphic Belts*, Organized by I. Hara., 81-88.
- 桜井康博・原 郁夫(1979) : 花崗岩組織の研究—とくに石英について。地質学論集, No.17, 287-294.
- 山陰中生代末火成活動研究グループ(1979) : 島根県中央部邑智町周辺の白亜紀〜古第三紀火成岩類。同上, No. 17, 249-258.
- 笹田政克・先山 徹・飯泉 滋・本間弘次・上田 薫(1982) : 岡山県北部湯原湖グラノファイア岩体の地質および岩石記載。地球科学, 36巻, 185-198.
- Sasaki, A. and Ishihara, S. (1979) : Sulfur isotope composition of the magnetite-series and ilmenite-series granitoids in Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 68, 105-117.

- Sato, H. (1977) : Oxidation state of iron in Sanukite magma estimated from the composition of chromian spinels. *Bull. Vol. Soc. Japan*, Ser. 2, vol. 22, 288-289.
- 沢田順弘(1978 a) : 鳥根県出雲市南方地域の地質. 地質雑, 84巻, 111-130.
- (1978 b) : 鳥根県掛谷陥没体に伴われる貫入複合岩体—非アルカリ岩のマグマ型と岩石系列に関する2, 3の問題. 同上, 84巻, 177-200.
- Seki, T. (1978) : Rb—Sr geochronology and petrogenesis of the late Mesozoic igneous rocks in the Inner Zone of the southwestern part of Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ.*, Geol. Mineral., vol. XLV, 71-110.
- Shibata, H. (1961) : Chemical composition of Japanese granitic rocks in regard to petrographic provinces. Part IX, Normative minerals. *Sci. Rept. Tokyo Kyoiku Daigaku*, Ser.C., vol. 8, 19-32.
- , Oba, N. and Shimoda, N. (1966) : Bearing of alminium in mafic minerals in plutonic and metamorphic rocks. *Ibid.*, vol. 86, 1-35.
- , Okada, S. and Oki, Y. (1958) : Chemical composition of Japanese granitic rocks in regard to petrographic provinces. VI. *Ibid.*, vol. 6, 31-54.
- Shibata, K. and Ishihara, S. (1979) : Initial⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios of plutonic rocks from Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 70, 381-390.
- 柴田 賢・柳 哮・浜本礼子(1977) : 北上山地の中生代花崗岩・火山岩の年代. 岩鉱, 72巻, p.119.
- 渋谷五郎(1983) : 山口県鳳凰山花崗岩体の種々相—花崗岩の磁性ということなど. 文部省科研費・総合研究(A) 研究成果報告書「西南日本内帯における金属鉱化作用とその帯状分布に関する総合的研究」(代表者: 添田 晶), 21-33.
- 正路徹也(1972) : X線粉末法によるアルカリチョウ石の組成および構造(Al/Si 秩序無秩序)の決定. 鉱物雑, 10巻, 413-425.
- Sigurdsson, H. and Schilling, J.-G. (1976) : Spinels in Mid-Atlantic Ridge basalts: chemistry and occurrence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 29, 7-20.
- 鳥根県地質図編集委員会(1982) : 鳥根県地質図(1:200,000).
- 島津光夫(1980) : 新第三紀火山岩の岩石学—とくに輝石について. 岩鉱特別号, No. 2, 251-259.
- Shimazu, M. and Takano, M. (1977) : Ca-Fe-rich pyroxenes in Miocene perlites from the Tsugawa and Tadami areas, Northeast Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 72, 419-427.
- 白木敬一・湯佐泰久・黒田 直・石岡孝吉(1977) : マリアナ島孤グアム島玄武岩のクロムスピネル. 地質雑, 83巻, 49-57.
- Smith, A.L. and Carmichael, A.E. (1968) : Quarternary lavas in the Southern Cascades, Western U.S.A. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 19, 212-238.
- 園山市太郎(1929) : 石見山間部における豆灰. 地球, 12巻, 291; 13巻, 132-138.
- Steel, I.M. (1972) : Chromian spinels from Apollo 14 rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 14, 190-194.
- Stull, R.J. (1978) : Mantle feldspar from the Golden Horn batholith, Mashington, *Lithos*, vol. 12, 243-249.
- Suzuki, M. (1977) : Polymetamorphism in the Hida metamorphic belt, central Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, Ser. C., vol. 7, 217-296.
- 鈴木達郎(1980) : 男鹿半島第三紀火山岩類に関する fission-track 年代. 地質雑, 86巻, 441-453.
- 田結庄良昭・本間弘次・田崎耕市(1979) : 東中国における花崗岩類の造岩鉱物の化学組成. 地質学論集, No. 17, 19-112.
- Takahashi, M., Aramaki, S. and Ishihara, S. (1980) : Magnetite-series/ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids. *Mining Geol. Spec. Issue*, No. 8, 13-28.
- 鷹村 権(1973) : 中国地方新生代玄武岩類の岩石学的並びに岩石化学的研究. 広島大地研報, No. 18, 1-167.
- 棚瀬充史(1982) : 奥美濃酸性岩類—両白山地における白亜紀火成作用. 地質雑, 88巻, 271-288.

- Tatsumi, T. and Clark, L. A. (1972) : Chemical composition of acid volcanic rocks genetically related to formation of the Kuroko deposits. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 78, 191-201.
- Taylor, H.P., Jr, (1971) : Oxygen isotope evidence for large-scale interaction between meteoric ground waters and Tertiary granodiorite intrusion, Western Cascade Range, Oregon. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 76, 7855-7874.
- (1974a) : The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Econ. Geol.*, vol. 69, 843-883.
- (1974b) : Oxygen and hydrogen isotope evidence for large-scale circulation and interaction between ground waters and igneous intrusions, with particular reference to the San Juan volcanic field, Colorado. In *Geochemical Transport and Kinetics* (A.W. Hofmann, B.J. Gilletti, H.S.Yoder Jr. and R.A. Yund, eds.). Carnegie Inst., Washington, 299-324.
- and Forester, R.W. (1971) : Low-¹⁸O igneous rocks from the intrusive complexes of Skye, Mull, and Ardnamurchan, western Scotland. *Jour. Petrol.*, vol. 12, 465-497.
- 田崎耕市(1975) : 嶺岡帯, ピクライト玄武岩のクロムスピネル. 地質雑, 81巻, 399-406.
- (1980) : 超苦鉄質岩および玄武岩類の単斜輝石におけるクロム. 岩鉱特別号, No. 2, 217-228.
- 寺島 滋・石原舜三(1974) : 東北日本を中心とする2, 3の地域の堆積岩・火山岩・変成岩類の銅・亜鉛・リチウム・ナトリウム・カリウム・塩素・ふっ素について. 地調月報, 25巻, 547-558.
- 富田 達(1932) : 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (その19). 地質雑, 39巻, 609-640.
- Tsuboi, S. (1938) : Petrological notes (19)-(32). *Japan. Jour. Geol. Geogr.* vol. 15, 125-129.
- 坪井誠太郎・菅原 健・小穴進也(1944) : 島根県浜田市長浜の含霞石玄武岩中の包蔵水. 科学, 4巻, p.102.
- Tsusue, A. (1973) : The distribution of manganese and iron between ilmenite and granitic magma in the Osumi Peninsula, Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 40, 305-314.
- and Ishihara, S. (1975) : "Residual" iron-sand deposits of southwest Japan. *Econ. Geol.*, vol. 70, 706-716.
- 通商産業省 (1970-1976) : 広域調査報告書「益田地域」. 資源エネルギー庁.
- Tuttle, O.F. and Bowen, N.W. (1958) : Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Mem. Geol. Soc. Am.*, 74, 153p.
- Uchimizu, M. (1966) : Geology and petrology of alkalic rocks from Dogo, Oki Islands. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. 2*, vol. 26, 85-159.
- 氏家 治(1977) : カルク・アルカリ岩系火山岩類中の角閃石斑晶の化学組成—分析値95個の集計—. 岩鉱, 72巻, 85-93.
- Ulmer, G.L. (1974) : Alteration of chromite during serpentinization in the Pennsylvania-Maryland District. *Am. Mineral.*, vol. 59, 1236-1241.
- 宇野泰光(1978) : 島根県江津～浜田地域の都野津層の層序と構造—都野津層群の研究 (その1) —. 地質雑, 84巻, 571-582.
- Velde, B. (1965) : Experimental determination of muscovite polymorph stabilities. *Am. Mineral.*, vol. 50, 436-449.
- Walsh, J.N. (1975) : Clinopyroxenes and biotites from the Center III ingeous complex, Ardnamurchan, Argyllshire. *Min. Mag.*, vol. 40, 335-345.
- Wones, D.R. and Eugster, H.P. (1965) : Stability of biotite : Experiment, theory and application. *Am. Mineral.*, vol. 50, 1228-1272.
- Wood, B. and Banno, S. (1973) : Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 42, 109-124.
- Wright, T.L. (1968) : X-ray and optical study of alkali feldspar. II. An X-ray method for determinat-

- ing the composition and structural state from measurement of 2θ values for three reflections. *Am. Mineral.*, vol. 53, 88-104.
- and Stewart, D.B. (1968) : X-ray and optical study of alkali feldspar. I. Determination of composition and structural state from refined unitcell parameters and 2 V. *Ibid.*, vol. 53, 38-87.
- Yamada, N. (1977) : Nohi rhyolite and associated granitic rocks. *Guidebook for excursion 4*, Geol Surv. Japan, 33-60.
- 山田直利・河田清雄・諸橋 毅 (1971) : 火砕流堆積物としての濃飛流紋岩. 地球科学, 25巻, 52-88.
- ・小井土由光・市川浩一郎・原山 智・田辺元祥・村上允英・吉田久昭・吉倉伸一・赤羽久忠 (1979) : 泉南層群—領家帯南部における後期中生代酸性火山作用—. 地質学論集, No. 17, 195-208.
- ・須藤定久・河田清雄 (1982) : 濃飛流紋岩の東方延長—北関東・羽越地方—. 月刊地球, No.37, 159-165.
- 山口地学会 (1975) : 20万分の1 山口県地質図.
- Yamaguchi, M. (1964) : Petrologic significance of ultrabasic inclusions in basaltic rocks from southwestern Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, ser. D. Geology, vol. 15, 163-219.
- 山内祐二 (1981MS) : 島根県旭町付近の古第三紀火山岩類の地質学的・岩石学的研究. 広島大修士論文.
- Yoder, H.S. and Eugster, H.P. (1955) : Synthetic and natural muscovites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 8, 225-280.
- 横山俊治・原 郁夫 (1981) : 岩脈群による西南日本の後期中生代造構応力場の解析. 構造総研連絡紙「中生代造構作用の研究」No. 3, 149-163.
- ・先山 徹・今岡照喜・池田泰宏 (1982) : 島根県古第三紀岡見深成岩体—その1. Synplutonic dyke—. 三鉱学会講演要旨集, p.94.
- 吉田博直 (1953) : 島根県第三紀層に関する2, 3の問題. 広島大地研報, No. 3, 25-31.
- (1961) : 中国地方中部の後期中生代の火成活動. 同上, No. 8, 1-39.

(1985年1月30日受理)

広島大学理学部地質学鉱物学教室

