福岡県福津市渡半島に分布する白亜紀花崗岩類の 放射年代から見た熱水活動の時期

Timing of hydrothermal activity estimated by radiometric ages of Cretaceous
granitic rocks at the Watari Peninsula, Fukutsu City,
Fukuoka Prefecture, northern Kyushu

柚原 雅樹 (Masaki YUHARA)*

鮎沢 潤 (Jun AIZAWA)*

大平 寛人 (Hiroto OHIRA)**

西 奈保子 (Naoko NISHI)***

田口 幸洋 (Sachihito TAGUCHI)*

加々美寛雄 (Hiroo KAGAMI)***

The Cretaceous granitic rocks, the Kitazaki Tonalite and Shikanoshima Granodiorite, and veneer Oligocene sedimentary rocks, the Tsuyazaki Formation, are distributed in the Watari Peninsula, Fukuoka Prefecture. There are mineral veins composed by calcite and zeolites in those rocks. Rb-Sr, and fission track geochronological analyses were carried out for granitic rocks, in order to determine the cooling process of granitic rocks and timing of hydrothermal activity. Biotite and felsic fraction separated from the Kitazaki Tonalite and Shikanoshima Granodiorite give Rb-Sr isochron age of 108.6 ± 2.5 Ma and 107.0 ± 0.7 Ma, respectively. Fission track ages from the Kitazaki Tonalite are 97 Ma (titanite), 89-88 Ma (zircon), 14 Ma (apatite). Fission track ages from the Shikanoshima Granodiorite are 95 Ma (titanite), 87-84 Ma (zircon), 15 Ma (apatite). Fission track ages of apatite from granitic rocks are younger than the Tsuyazaki Formation, which suggests a thermal event at about 15 Ma to reset the fission track apatite age. The homogenization temperature of fluid inclusions in calcite are 89-111 °C (Kitazaki Tonalite), 95-118 °C (Shikanoshima Granodiorite) and 85-91 °C (Tsuyazaki Formation). Sr isotopic compositions of calcite and zeolites in granitic rocks and Tsuyazaki Formation are overlap with one another. These data suggest that vein minerals in granitic rocks and zeolites and calcite in the IC Member of the Tsuyazaki Formation were formed by a series of hydrothermal activity at about 15 Ma.

Keywords: Rb-Sr isochron age, Fission track age, Kitazaki Tonalite, Shikanoshima Granodiorite, Hydrothermal activity, Tsuyazaki, Northern Kyushu

I. はじめに

福岡市北方の福津市渡半島 (Fig. 1a) に分布する白亜紀花崗岩類に発達する断裂には、熱水活動によって形成されたと考えられる方解石や沸石脈が認められる (岡田・小畠, 1963; 上野・花田, 1982; 中牟田, 1996; 柚原ら, 2003, 2004b)。その上位の非海成漸新統津屋崎層下部の礫岩中にも礫の

間を膠結して多量の沸石や方解石が産し、さらにその上位の堆積岩中にも沸石や粘土鉱物が認められる (岡田・小畠, 1963; 上野・花田, 1982; 中牟田, 1996 など)。礫を膠結するこれらの鉱物は、津屋崎層堆積後の続成作用によって生成したと考えられている (中牟田, 1976; 上野・花田, 1982)。また、花崗岩類中の鉱物脈の成因については、津屋崎層堆積中ないし直後の火成活動に関係のある熱水活動による

日本地質学会第 110 年学術大会にて発表。

* 福岡大学理学部地球圏科学科, 〒814-0180 福岡市城南区七隈 8-19-1

** 島根大学総合理工学部地球資源環境学科, 〒690-8504 松江市西川津 1060

*** 新潟大学大学院自然科学研究科, 〒950-2181 新潟市五十嵐 2 の町 8050

* Department of Earth System Science, Fukuoka University, 8-19-1 Nanakuma, Jonan-ku, Fukuoka 814-0180, Japan

E-mail: yuhara@fukuoka-u.ac.jp

** Department of Geoscience, Faculty of Science and Engineering, Shimane University, Nishikawatsu 1060, Matsue 690-8504, Japan

*** Graduate School of Science and Technology, Niigata University, 2-8050 Ikarashi, Niigata 950-2181, Japan

Fig. 1. Geological map of the Tatezaki at the Watari Peninsula, Fukutsu City, Fukuoka Prefecture. a, location of the Watari Peninsula, Fukutsu City; b, geological map of the Tatezaki and around area (modified from Okada and Obata, 1963) and sample localities of whole-rock and mineral samples. 1, basalt lava; 2, basaltic volcanic breccia; 3, Tsuyazaki Formation II; 4, Tsuyazaki Formation I; 5, biotite-hornblende porphyrite; 6, Shikanoshima Granodiorite; 7, Kitazaki Tonalite. Whole-rock sample; A, 00111801; B, 00111805; C, 00111806; D, 00111812; E, 00111813; F, 00111816. Calcite; a, 02060807; b, 02060808; c, 04021807; d, 00111808; e, 00111810; f, 01101303C; g, 03011303; h, 04021801; i, 00111808; j, 01101301. Zeolite; k, 00111804; l, 00111814; m, 01101303Z; n, 03011301Z; o, 00111819. Fe oxide-hydroxide minerals; p, 03011302.

という考え (岡田・小畠, 1963) と、花崗岩類形成の火成活動に伴う熱水活動によるという考え (上野・花田, 1982) がある。岡田・小畠 (1963) や上野・花田 (1982) は、この熱水活動が堆積岩中の沸石生成へ関与したことを推定しているが、堆積岩の続成作用についての研究の多くは、熱水活動との関係は議論していない。これは、熱水活動および続成作用の時期が確定されていないことによると考えられる。柚原ら (2004b) は、断裂系の解析から、花崗岩類中と熱水活動の時期は、岩体の削剥および津屋崎層堆積開始後であると考え、津屋崎層への熱水活動の影響を示唆した。さらに、同様な熱水活動は、本地域から 20 km 南西の志賀島 (Fig. 1a) の花崗岩類においても認められる (柚原ら, 2005) ことから、熱水活動が局所的なものではなく、広範囲にわたるものであった可能性が高い。したがって、このような基盤岩における熱水活動は、その上位の堆積岩に熱的影響を与えた可能性が高く、熱水活動の時期や範囲を明らかにすることは、堆積盆における熱構造ならびに熱履歴の検討に重要な情報を与えると期待される。そこで、花崗岩体の冷却過程の解析から熱水活動の時期を特定することを目的として、渡半島楯崎周辺に露出する白亜紀花崗岩類および脈鉱物の Sr 同位体比分析、フィッシュトラック (FT) 年代測定を行った。この地域では、柚原ら (2003, 2004b) によって構造解析がなされており、鉱物脈形

成を含めた断裂の形成史が明らかにされているため、基盤岩における熱水活動の時期を理解しやすい唯一の地域である。さらに、基盤とその上位の堆積岩が近接して分布しているため、熱水活動と続成作用の関係も検討しやすい。

II. 地質概説

渡半島の地質は、北部九州白亜紀花崗岩類に属する北崎トータル岩、志賀島花崗閃緑岩を基盤として、それらを不整合に被う、非海成の前期漸新統津屋崎層、海成の後期漸新統山鹿層と、その上位の単斜輝石カンラン石玄武岩からなる (岡田・小畠, 1963 ほか)。調査地域である楯崎周辺には、このうち北崎トータル岩、志賀島花崗閃緑岩、津屋崎層の下部、単斜輝石カンラン石玄武岩が分布する (Fig. 1b)。

北崎トータル岩は、糸島半島の北崎海岸から能古島、志賀島を経て糟屋郡、宗像郡、宗像市にわたって分布する、優黒質中粒の普通角閃石黒雲母トータル岩～花崗閃緑岩である。岩体の東部域にあたる本調査地域の北崎トータル岩は、普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩である。主として斜長石、石英、カリ長石、普通角閃石、黒雲母と少量の単斜輝石からなり、副成分鉱物として、不透明鉱物、アパタイト、チタナイト、ジルコンを含む。調査地域の南部では、幅 2 m 以上の黒雲母花崗岩に貫入される。唐木田・山本

Fig. 2. Photographs showing occurrence of hydrothermal minerals in granitic and sedimentary rocks at the Watari Peninsula. A, mineral veins in the Kitazaki Tonalite; B, mineral veins in the Shikanoshima Granodiorite; C, conglomerate in the IC Member of the Tsuyazaki Formation; D, occurrence of calcite and zeolite in conglomerate.

(1996) は、これを南側に分布する志賀島花崗閃緑岩に伴われるものとした。福津市から宗像市にかけて分布する本トータル岩について、 110 ± 35 Ma の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代 (唐木田, 1998), $118.0 \sim 103.0$ Ma の K-Ar 普通角閃石年代, $110.0 \sim 86.4$ Ma の K-Ar 黒雲母年代が報告されている (唐木田, 1997; 唐木田・山本, 1996)。本地域ではこのうち、 118.0 ± 5.9 Ma の K-Ar 普通角閃石年代と 110.0 ± 5.0 Ma の K-Ar 黒雲母年代が報告されている (唐木田・山本, 1996)。

志賀島花崗閃緑岩は、優白質中～粗粒の普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩～トータル岩で、糸島半島北端の西ノ浦地域から志賀島を経て福津市に分布する。北崎トータル岩の中央部に貫入し、それと累帯深成岩体を構成すると考えられている (井沢ら, 1985)。岩体の最東部にあたる本調査地域の志賀島花崗閃緑岩は、優白質中粒の普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩で、北崎トータル岩に貫入し、これよりも南側の海岸に分布する。志賀島花崗閃緑岩は、主として斜長石、石英、カリ長石、黒雲母、普通角閃石からなり、副成分鉱物として、不透明鉱物、アパタイト、チタナイト、褐

レン石、ジルコンを含む。志賀島に分布する本花崗閃緑岩について、 113 ± 6.0 Ma の K-Ar 普通角閃石年代と 98.5 ± 4.9 Ma の K-Ar 黒雲母年代 (唐木田ら, 1994) が、本地域の志賀島花崗閃緑岩から 94.6 ± 4.7 Ma の K-Ar 黒雲母年代が報告されている (唐木田・山本, 1996)。

北崎トータル岩と志賀島花崗閃緑岩の境界部には、細粒、斑状の黒雲母普通角閃石ヒン岩の岩脈が貫入している。本岩は、主として斜長石、普通角閃石、石英、黒雲母と少量のカリ長石からなり、副成分鉱物として、不透明鉱物、アパタイト、ジルコンを含む。斑晶は、斜長石、普通角閃石、黒雲母からなる。

津屋崎層は、北崎トータル岩と志賀島花崗閃緑岩を不整合に被い、火山碎屑性堆積岩に富む非海成層からなる。現在は、不整合面を直接観察することはできない。本層は渡半島のほぼ全域に分布し、岩相により、第Ⅰ亜層から第Ⅴ亜層の5亜層に区分される (岡田・小島, 1963)。調査地域内には、このうち第Ⅰ亜層と第Ⅱ亜層が分布する。花崗岩類直上の第Ⅰ亜層は、礫岩、砂岩、シルト岩からなり、A、B、Cの3部層に細分される。第Ⅱ亜層は、主に礫質粗粒砂

	Fracture	Mineral vein	Geological event
			Intrusion of granitic rocks
Stage 1	Formation of the green minor fault		Erosion of granitic rocks Sedimentation of the Tsuyazaki Formation Hydrothermal activity ↓
Stage 2	Formation of the fracture filled by aplite	Intrusion of aplite	
Stage 3	Formation of the NE and NW minor fault		
Stage 4	Formation of the E-W minor fault	Formation of zeolite vein	
Stage 5	Opening of the NE and E-W minor fault	Formation of calcite and Fe oxide-hydroxide minerals vein	

Fig. 3. Deformation history of the Kitazaki Tonalite (after Yuhara *et al.*, 2004b).

岩からなり、A, B, C の 3 部層に細分される。津屋崎層は、産出する花粉や孢子化石の研究により筑豊炭田地域に分布する遠賀層に対比されている(高橋, 1962; 岡田・小島, 1963)。津屋崎層中の礫は、周辺に分布するあるいは分布していた白亜系関門層群下関亜層群ならびにその相当層由来であると考えられている(岡田・小島, 1963; 富田・石橋, 1990)。

単斜輝石カンラン石玄武岩は、津屋崎層の上にほぼ水平に分布する。大部分は溶岩であるが、最下部は火山角礫岩である。斑状組織を呈し、斑晶はカンラン石とごく少量の単斜輝石で、石基は主に斜長石、単斜輝石、不透明鉱物と少量のカンラン石からなる。本玄武岩からは、3.64 ~ 3.51 Ma の全岩 K-Ar 年代が報告されている(松本ら, 1992; 唐木田・山本, 1996)。

北崎トータル岩および志賀島花崗閃緑岩中には断裂が多数発達し、それらに沿って方解石や沸石などからなる鉱物脈が認められる(Fig. 2A, B)。北崎トータル岩中に発達する断裂や鉱物脈の形成過程について、柚原ら(2003, 2004b)が構造解析を行った。それによると、これらの断裂は、それに伴われる鉱物種の違いから大きく 3 つのグループ(アプライト岩脈を伴う断裂、緑色小断層、沸石や方解石からなる鉱物脈を伴う断裂)に区分され、そのうち沸石や方解石を伴う断裂は、その方位により、さらに 3 つのグループ(NE 系小断層、NW 系小断層、E-W 系小断層)に細分される。各断裂の切断関係から、断裂系の形成史は 5 つのステージに区分されるが(Fig. 3)、熱水活動はステージ 3 以降であると考えられる。沸石脈の形成はステージ 4、方解石脈と Fe 酸化・含水酸化鉱物脈の形成はステージ 5 であると考えられる。さらに、沸石脈中で沸石と緑レン石が共存することから、これらの鉱物を晶出した熱水の温度は少なくとも 200 °C を越えていた可能性が高く、方解石を晶出した熱水の温度はこれよりも低かったと考えられる(柚原ら, 2004b)。これは、断裂を通過する熱水の温度

が徐々に低下することで説明できる(柚原ら, 2004b)。Fe 酸化・含水酸化鉱物脈の形成は、方解石脈の形成とほぼ同じ時期であるが、酸化鉱物を伴うことから、関与した熱水の性質は、沸石や方解石のそれとは異なると考えられる。

津屋崎層 IA 部層(基底礫岩)中には、濁沸石、石英、緑泥石、イライト/スメクタイト混合層鉱物からなる熱水変質脈が見られる。この上位の IB 部層(シルト岩)は、沸石脈が全く見られない。さらに上位にある IC 部層(礫岩)には、礫の間を膠結して沸石(輝沸石、束沸石、稀に濁沸石)および方解石が晶出している(Fig. 2C, D)。IC 部層の上位の IIA, IIB, IIC 部層では、主に礫質砂岩の礫を膠結して輝沸石が見られる。さらに上位では、濁沸石と石英からなる細脈(第 III 亜層)、輝沸石を含む集塊岩(第 III 亜層)、粗粒砂岩や礫岩を膠結する輝沸石、方沸石を稀に伴う珪化木、沸石で交代された火山ガラスを含む火山砕屑性堆積岩(第 IV 亜層)が認められる(中牟田, 1976 など)。

III. 試料および分析方法

1. 試料

年代測定のため全岩試料を、北崎トータル岩から 1 試料(00111806)、志賀島花崗閃緑岩から 1 試料(00111801)、津屋崎層 IC 部層中の文象斑岩礫を 1 試料(00111816)採取した(Fig. 1b)。さらに、熱水の鉱物年代への影響を検討するため、志賀島花崗閃緑岩から、沸石・方解石脈を含む試料を 1 試料(00111805)、北崎トータル岩から、沸石・方解石脈を含む試料(00111813)と脈の間の試料(00111812)を採取した(Fig. 4)。また、脈鉱物の Sr 同位体比測定のため、北崎トータル岩と志賀島花崗閃緑岩中の脈鉱物(濁沸石、方解石、Fe 酸化・含水酸化鉱物)、津屋崎層 IC 部層中の礫を膠結する濁沸石、束沸石、方解石を採取した(Fig. 1b)。

全岩試料から、アイソダイナミックセパレーターおよび重液を用いて、Rb-Sr 年代測定のため 250 ~ 180 μm の黒雲母、フェルシックフラクションを、FT 年代測定のため

Shikanoshima Granodiorite

Kitazaki Tonalite

Fig. 4. Photographs showing position of samples for dating from granitic rocks.

250~75 μm のチタナイト, ジルコン, アパタイトを分離精製した。

2. 分析方法

岩石試料の主成分および微量元素の測定は, 福岡大学理学部の蛍光 X 線分析装置 (ZSX100e) を用いた。試料調製および測定方法は, 柚原・田口 (2003a, 2003b), 柚原ら (2004a), 高本ら (2005) に従った。測定結果を Appendix 1 に示す。

Sr 抽出は, 佐賀大学文化教育学部で行い, 抽出方法は川野ら (1999) に従った。Sr 同位体比は, 新潟大学理学部の MAT-262 型質量分析計と同大学院自然科学研究科の MAT-261 型質量分析計を用いて測定した。測定方法は Miyazaki and Shuto (1998) に従った。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ で規格化した。各試料の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は, 同じ測定期間中に測定した Sr 同位体比標準試料 NBS-987 の Sr 同位体比を, 0.710241 (柚原, 1994; 柚原・加々美, 1995) に補正した値である。Rb, Sr の定量は, ^{87}Rb - ^{84}Sr ミックススパイクを用いた同位体希釈法により測定した。測定結果を Table 1 および Table 2 に示す。

アイソクロン年代は, York (1966) の方法により, ^{87}Rb の崩壊定数: $1.42 \times 10^{-11}/\text{y}$ (Steiger and Jäger, 1977) を用いて計算した。計算には, 川野 (1994) のプログラムを使用した。この際, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ の測定誤差は 0.5% (1σ), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ は 0.01% (1σ) として計算した。得られた年代の誤差は, 2σ

で示した。

フィッショントラック年代測定は, 誘発トラックの測定にディテクターを使用する方法で, 標準年代試料を用いたゼータ較正法 (Hurford, 1990a, 1990b) に従った。ジルコンおよびアパタイトの実験手順については大平 (2004) および大平・永井 (2004) に, チタナイトについては大平・本多 (1992) に概ね従った。中性子照射は, 京都大学原子炉実験所の原子炉 (KUR) の黒鉛設備圧気輸送管 (Tc-pn) を用い, ジルコン, チタナイト, アパタイトについてそれぞれ, 50 分, 2 時間, 5 時間行った。FT の計測には生物顕微鏡を用い, 総合倍率約 1000 倍にて, 全ての方向の FT が出現している粒子を対象とし, エッチピットが明瞭で直線状であることを基準に計測を行った。特にチタナイトおよびアパタイトについては DP 研磨によるスクラッチが, エッチング後も明瞭に残されている粒子を計測対象とした。ジルコンの ζ 値として 367.1 ± 4.1 (大平, 2004) を用いた。アパタイトについては年代標準試料である Durango apatite および Fish Canyon tuff apatite (Hurford and Green, 1983) についての繰り返し実験によって, 313.5 ± 5.1 という ζ 値が得られた (Appendix 2)。チタナイトについては, Mount Dromedary Complex 産のチタナイト (Green, 1985) から 347.6 ± 5.2 という ζ 値を得た (Appendix 2)。年代計算に際してはこれら鉱物種ごとの ζ 値を用い, FT 年代値の統計・計算プログラム Trackkey (Dunkl, 2002) を使用

Table 1. Rb and Sr concentrations and isotopic data of rocks and minerals from the Kitazaki Tonalite and Shikanoshima Granodiorite

Sample No.	Rb(ppm)	Sr(ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(2\sigma)$
00111801	132	335	1.140	0.70646(1)
Biotite	589	23.3	74.02	0.81732(2)
Felsic fraction	104	353	0.8517	0.70609(1)
00111806	109	488	0.6480	0.70537(1)
Biotite	473	155	8.843	0.71808(2)
Felsic fraction	61.2	244	0.7239	0.70562(1)

Table 2. Rb and Sr concentrations and isotopic data of hydrothermal minerals from the Kitazaki Tonalite, Shikanoshima Granodiorite, and Tsuyazaki Formation

Sample No.	Mineral	Rb(ppm)	Sr(ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(2\sigma)$	SrI(15Ma)
Shikanoshima Gd.						
00111804	Laumontite	17.4	423	0.1191	0.70602(1)	0.70599
02060808	Calcite	0.172	99.3	0.005015	0.70584(1)	0.70584
Kitazaki To.						
00111808	Calcite	0.231	141	0.004747	0.70566(1)	0.70566
00111810	Calcite	0.328	81.9	0.01157	0.70554(1)	0.70554
00111814	Laumontite	7.36	337	0.06319	0.70567(1)	0.70566
01101303C	Calcite	0.171	93.8	0.005264	0.70596(1)	0.70596
01101303Z	Laumontite	2.03	435	0.01354	0.70579(1)	0.70579
03011301Z	Laumontite	5.70	148	0.1115	0.70594(1)	0.70592
03011302	Fe-mineral	19.4	99.0	0.5671	0.70787(1)	0.70775
03011303	Calcite	0.640	28.1	0.06535	0.70534(1)	0.70533
Tsuyazaki F.						
00111818	Calcite	0.216	22.4	0.02780	0.70529(1)	0.70528
00111819	Stilbite	1.02	266	0.01100	0.70576(1)	0.70576
01101301	Calcite	0.155	27.3	0.01644	0.70545(1)	0.70545

Table 3. FT analytical data of minerals from the Kitazaki Tonalite, Shikanoshima Granodiorite, and a pebble of Tsuyazaki Formation

Sample No.	Mineral	$\rho s(\text{Ns})$ ($\times 10^6/\text{cm}^2$)	$\rho i(\text{Ns})$ ($\times 10^6/\text{cm}^2$)	$P(\chi^2)$ %	$\rho d(\text{Nd})$ ($\times 10^5/\text{cm}^2$)	r	U ppm	Age(Ma) ($\pm 1\sigma$)
Shikanoshima Gd.								
00111801	Titanite	4.140 (3995)	2.617 (2146)	24.6	3.483 (3767)	0.943	92.4	95.1 ± 3.4
	Zircon	9.516 (2436)	2.781 (712)	16.7	1.423 (5639)	0.939	240.4	88.9 ± 4.1
	Apatite	0.202 (328)	1.967 (3222)	11.8	8.890 (5769)	0.924	27.2	14.2 ± 0.9
00111805	Titanite	3.809 (4419)	2.359 (2737)	61.0	3.463 (3746)	0.976	83.8	96.5 ± 3.2
	Zircon	6.269 (3467)	1.855 (1026)	53.6	1.429 (5662)	0.944	159.7	88.2 ± 3.8
	Apatite	0.157 (280)	1.536 (2738)	64.9	8.947 (5806)	0.946	21.2	14.3 ± 0.9
Kitazaki To.								
00111806	Zircon	11.81 (5372)	3.560 (1620)	9.5	1.435 (5685)	0.884	305.3	86.9 ± 2.9
	Apatite	0.186 (167)	1.005 (1545)	33.0	9.004 (5843)	0.493	13.7	15.2 ± 1.3
00111812	Zircon	11.38 (6725)	3.582 (2117)	22.7	1.440 (5708)	0.863	305.6	83.6 ± 2.5
	Apatite	0.158 (159)	1.516 (1525)	11.7	9.061 (5880)	0.859	20.6	14.8 ± 1.3
00111813	Zircon	8.228 (6212)	2.615 (1974)	16.1	1.452 (5778)	0.926	221.5	83.5 ± 2.6
Tsuyazaki F.								
00111816	Zircon	6.904 (1360)	2.695 (531)	11.5	1.464 (5800)	0.878	226.5	68.6 ± 3.7

ρ , track density; N, total number of tracks counted; s, for spontaneous; i, for induced; d, for dosimeter; $P(\chi^2)$, probability of obtaining χ^2 value for v degree of freedom; v , (number of crystals) - 1; r, correlation coefficient between ρs and ρi .

した。結果を Table 3 に示す。

また、福岡大学理学部の加熱・冷却台 (USGS Gas-flow 型) を用いて、方解石中の流体包有物の均質化温度を測定した。流体包有物の識別および均質化温度の測定は、Roedder (1984), De Vivo and Frezzotti (1994), Goldstein (2003) に従った。測定に先立ち、和光純薬工業製特級ナフタレン (融点 80.6 °C) および再結晶操作を行った同社製特級尿素 (融点 132.5 °C) を用いて、温度校正を行った。

IV. 結果と考察

1. 放射年代から見た熱水活動の時期

北崎トータル岩から分離・精製した、黒雲母、フェルシックフラクションによる Rb-Sr 全岩・鉱物アイソクロン年代として 108.6 ± 2.5 Ma を得た (Fig. 5)。さらに、ジルコンの FT 年代として 86.9 ~ 83.5 Ma, アパタイトの FT 年代として 15.2 ~ 14.8 Ma を得た (Table 3)。志賀島花崗閃緑岩からは、 107.0 ± 0.7 Ma の Rb-Sr 全岩・鉱物アイソクロン年代 (Fig. 5), 96.5 ~ 95.1 Ma のチタナイト FT 年代, 88.9

Fig. 5. Whole-rock and mineral isochron diagrams of granitic rocks. Bt., biotite; F.f., felsic fraction; WR, whole-rock.

～88.2 Ma のジルコン FT 年代，14.3～14.2 Ma のアパタイト FT 年代を得た (Table 3)。また，津屋崎層第 I 亜層の IC 部層 (礫岩) 中の文象斑岩礫からジルコンの FT 年代として 68.6 Ma を得た (Table 3)。

K-Ar 系の普通角閃石および黒雲母の閉鎖温度はそれぞれ約 500 °C (Harrison, 1981; Nishimura and Mogi, 1986) および約 300 °C (Harrison *et al.*, 1985; Nishimura and Mogi, 1986) である。Rb-Sr 全岩・鉱物アイソクロン年代は，黒雲母の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ， $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比に大きく支配される。そこで，Rb-Sr 全岩・鉱物アイソクロンの閉鎖温度は，黒雲母のものを用いた。Rb-Sr 系における黒雲母の閉鎖温度は，約 300 °C (Wagner *et al.*, 1977; Nishimura and Mogi, 1986) である。Rb-Sr 系における黒雲母の閉鎖温度は，フッ素を含む場合 400 °C を越えるとされる (Hammouda and Cherniak, 2000) が，予察的に測定した北崎トータル岩の黒雲母のフッ素含有量は，ほとんどが 0.15 wt% 以下であり，この影響はほとんど無いと考えられる。チタナイトの FT の閉鎖温度は明確ではないが，近年では，300 °C 以上 (Fitzgerald and Gleadow, 1988) や 275 ± 25 °C (Kohn *et al.*, 1993) などの報告がある。またチタナイトの FT の部分安定領域として 265–310 °C という値が坑井試料の詳細な研究を通して推定されている (Coyle and Wagner, 1998)。今回は部分安定領域の平均値である 290 °C を閉鎖温度として採用した。ジルコンの FT の閉鎖温度については 200～320 °C と幅広い値が報告されている (Tagami *et al.*, 1998) が，長時間アニーリング実験やボーリングコアデータは相対的に高温の値を示唆する傾向にある。スイスアルプスの変成帯の上昇史においてこれらの平均値として 260 °C を使用した例もあるが (Fugenschuh and Schmid, 2003)，今回比較的低い値である 210–230 °C (Brandon and Vance, 1992) を採用した。この理由は，Brandon and Vance (1992) が精度の高い既報のアニーリングデータを用い，概ね Dodson (1973) の概念に従った閉鎖温度を冷却速度ごとに計算し，それぞれ 212 °C (1 °C/Ma)，234 °C (10 °C/Ma)，238 °C (15 °C/Ma) としており，今回の研究対象地域において予想される冷却速度がこの範囲

内にある (10 °C/Ma 前後) ことによる。アパタイトの FT の閉鎖温度については，室内での段階加熱実験結果に加えて，温度や被熱時間が既知の坑井試料中のアパタイトを用いて，詳細なアニーリング特性が明らかにされている。現在では FT の部分安定領域の概念を用いる例が多いが，閉鎖温度としては通常 100 °C 前後の値を採用する場合が多い。このため，本研究でも 100 °C を採用した。

北崎トータル岩から得られた Rb-Sr 全岩・鉱物アイソクロン年代 (108.6 ± 2.5 Ma) は，K-Ar 黒雲母年代 (110.0 ± 5.0 Ma: 唐木田・山本, 1996) と誤差の範囲内で一致する。したがって，これらの年代は北崎トータル岩が約 300 °C に冷却した時期を示していると考えられる。志賀島花崗閃緑岩から得られた Rb-Sr 全岩・鉱物アイソクロン年代 (107.0 ± 0.7 Ma) は，K-Ar 黒雲母年代 (94.6 ± 4.7 Ma: 唐木田・山本, 1996)，チタナイトの FT 年代 (96.5～95.1 Ma) よりも明らかに古い。これらの年代値については，データを増やしてさらに検討する必要があるが，現時点では複数の異なる手法による年代値の整合性から，97～95 Ma を志賀島花崗閃緑岩が約 300 °C に冷却した時期と考えるのが妥当である。花崗岩類のジルコン FT 年代は，これよりも若く 88.9～83.6 Ma で，誤差を考えると試料ごとに有意な差があるとは言い難い。津屋崎層 IC 部層中の礫は 68.6 Ma のジルコン FT 年代を示すが，これは礫の供給源である関門層群の文象斑岩の貫入時期 (すなわち，活動時期) を示していると考えられる。

アパタイト FT 年代は 15.2～14.2 Ma で，花崗岩類間の差はない。アパタイトの FT 年代は津屋崎層の堆積年代よりも明らかに若く，花崗岩類は津屋崎層堆積以前に地表に露出していたと考えられることから，何らかの熱的影響による若返りを受けた可能性が高い。沸石脈を形成した熱水の温度は 200 °C 以上であったと考えられる (柚原ら, 2004b)。この温度条件はアパタイトの FT の閉鎖温度よりも高いので，アパタイトの FT 年代がこの熱水活動によってリセットされたと考えられる。さらに，花崗岩類のアパタイト FT 年代は，鉱物脈周辺の岩石 (志賀島花崗閃緑岩

Fig. 6. Cooling history of granitic bodies. Data sources, Karakida and Yamamoto (1996); this study.

Fig. 7. Distribution of homogenization temperature of fluid inclusions in calcite from the Kitazaki Tonalite, Shikanoshima Granodiorite, and Tsuyazaki Formation.

の 00111805, 北崎トータル岩の 00111813: Fig. 4) と鉍物脈から離れた岩石 (志賀島花崗閃緑岩の 00111801, 北崎トータル岩の 00111806, 00111812: Fig. 4) でアパタイトの FT 年代がほぼ等しいことから, 花崗岩類全体がアパタイトの FT の閉鎖温度, すなわち 100 °C 以上に加熱されたと考えられる。鉍物脈を伴う断層の間隔は 2~30 cm と狭く, 鉍物脈の厚さが, 沸石脈で数 mm 以下~5 cm, 方解石脈で数 mm 以下~13 cm である (柚原ら, 2003, 2004b) ことから, 熱水活動によって本地域の花崗岩類全体を加熱することは可能であると考えられる。しかし, ジルコンの FT 年代にまでは影響を与えていないので, 鉍物脈生成部のみ 200 °C を越えていたか, あるいは岩体全体が 200 °C を越えていても短時間であったと考えられる。石井ら (2000) は, 北部九州の白亜紀花崗岩類のアパタイト FT 年代を報告し, 本調査地域を含む古第三系分布地域での 16~12 Ma という年代値から, 花崗岩類は古第三系の堆積に伴って FT 年代がリセットされる温度まで埋没し, その後 15 Ma 前後に短時間で上昇したと考えた。しかしながら, 古第三紀層の続成作用は, 埋没による温度上昇のみでなく, さらに加熱される必要がある (三木・中牟田, 1985; Miki *et al.*, 1993) こと, 構造解析から推定される熱水活動の時期が少なくとも津屋崎層の堆積開始以降で, 1 回しか想定されない (柚原ら, 2004b) ことから, 熱水活動による加熱を考えるのが妥当である。

以上のことから, 花崗岩類中の方解石や沸石脈を形成した熱水活動は, 15~14 Ma に起ったと考えられ, Figure 6 のような花崗岩類の冷却史が推定される。両花崗岩類

は、貫入・固結後冷却し、89~85 Ma には 200 °C に達する。この際、北崎トータル岩の 300 °C から 200 °C への冷却速度が遅くなるのは、遅れて貫入した志賀島花崗閃緑岩の影響であると考えられる。その後は、同様な冷却史をたどり、津屋崎層堆積以前には一度地表に露出した。その後、津屋崎層、山鹿層の堆積に伴い沈降し、若干温度も上昇し、15~14 Ma に起こった熱水活動によりさらに加熱されたと考えられる。

2. 花崗岩類中の脈鉱物と津屋崎層 IC 部層の礫を膠結する鉱物の同源性

方解石に包有される流体包有物の均質化温度は、北崎トータル岩中で 89~111 °C、志賀島花崗閃緑岩中で 95~118 °C と、両者の間に有意な差はない (Fig. 7)。これに対して、津屋崎層 IC 部層中の方解石中の包有物はこれよりも若干低い 85~91 °C である。この温度は、鮎沢 (1990) による砂岩および礫岩を膠結する方解石中の包有物の測定結果 (90~154 °C) よりも若干低い。これらのデータから、花崗岩類中の方解石を生成した熱水の温度は少なくとも 90 °C 以上、津屋崎層第 I 亜層の礫岩中で 85 °C 以上であったと見積もられ、下位の花崗岩類で高く、上位の津屋崎層で低く、両者の熱水の温度条件は整合的である。

柚原ら (1999) でも示されているように、熱水 (温泉水) とそこから沈殿した鉱物の Sr 同位体比は等しく、脈鉱物の Sr 同位体比から循環していた熱水の Sr 同位体比の推定が可能である。15 Ma で年代補正した花崗岩類中の脈鉱物および津屋崎層 IC 部層の礫を膠結する方解石や沸石のモデル Sr 同位体比初生値の範囲は重複し (Fig. 8)、これらの鉱物を生成した熱水の Sr 同位体比組成が、ほぼ同じだったと示唆する。以上のことから、花崗岩類中の脈鉱物と、その上位の津屋崎層第 I 亜層の礫岩を膠結する鉱物は、同一の熱水から生成されたと考えられる。柚原ら (2004b) は、鉱物脈を伴う断裂の多くが高角であることから、これ

らの断裂が地下深部から地表への熱水の通り道であったと考え、花崗岩類の断裂を通過した熱水が、その上位の津屋崎層まで到達した可能性を示唆した。このことは、今回の考察結果と矛盾しない。

Fe 酸化・含水酸化鉱物の Sr 同位体比は、沸石や方解石と比べて著しく高い (Fig. 7)。これは、より同位体比の高い海水 (15 Ma で 0.7088 前後: 伊藤, 1993) や天水の影響を受けているためであると考えられる。

3. 熱水活動の起源

基盤岩が 90~200 °C 以上まで加熱され、さらにその上位にもそれに近い条件下で熱水鉱物を生成するような熱水活動は、津屋崎層に大きな熱的影響を与えた可能性は極めて高い。三木・中牟田 (1985) および Miki *et al.* (1993) は、福岡・宗像炭田地域の続成度の変化から、津屋崎層を含む古第三紀堆積岩は、埋没続成作用に加えて、日本海に存在する高古地温域からの熱の付加を受けたとした。すなわち、津屋崎層中の沸石の生成条件を説明するためには、通常の埋没による温度上昇に加えて、何らかの熱の付加が必要ということになる。これが、今回想定した約 15 Ma に起こった熱水活動に相当すると考えられる。渡半島周辺地域において、15 Ma 前後の火成岩は見いだされていない。北部九州の古第三系分布域ならびに周辺地域では、唐津炭田地域~北松浦半島の唐津貫入岩類 (15.8~15.2 Ma のジルコン FT 年代: 渡辺・石橋, 1987) やこれに対比される肥前粗粒玄武岩 (松本, 1992) が知られている。さらに、佐賀県鳥栖市には、11.8 Ma のジルコン FT 年代を示す鳥栖流紋岩 (澤村ら, 1986) が知られている。本調査地域からは鳥栖流紋岩が約 40 km、唐津炭田地域~北松浦半島が 80 km 以上離れている。しかしながら、これらは古第三系分布域における中期中新世の火成活動の可能性を示唆するものである。さらに、五島列島や対馬には中期中新世に活動した深成岩類が分布し、五島列島や壱岐には同時期の火山岩

Fig. 8. Histogram of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio collected by 15 Ma. C, calcite; S, stilbite; L, laumontite; Fe, Fe oxide-hydroxide minerals.

類も知られている。Miki *et al.* (1993) は、五島列島から壱岐ならびに対馬に中期中新世火成活動が認められること、さらに北東の海域(対馬堆積盆地)に漸新世～中新世の火山岩や貫入岩を伴う地層が分布すること(南, 1979), 山陰・対馬沖で、漸新世から中新世にかけてと現在、地下からの比較的大きな熱の供給があること(南, 1979) から、五島列島福江島から北東にのびる幅約 20 km, 長さ約 300 km の領域を、古第三紀堆積岩の続成作用に熱的影響を与えた高古地温域と考えた。これら中期中新世の火成活動は、日本海拡大に伴う火成活動として位置づけられる。したがって、渡半島の北西海域に、そのような中期中新世の日本海拡大に伴う火成活動が起こっていた可能性は高い。以上のことから、本地域における熱水活動は、現在は地表に露出していないが、渡半島周辺の火成岩を形成した約 15 Ma の火成活動に伴うものであると考えられる。今後、志賀島を含めたさらに広い範囲での白亜紀花崗岩類における熱水作用の存在の確認とその条件ならびに時期の確定により、そのような火成活動の存在とその範囲が明らかになると期待される。

V. ま と め

福津市渡半島に分布する白亜紀花崗岩類の Rb-Sr ならびに FT 年代測定、花崗岩類中の脈鉱物と上位の津屋崎層 IC 部層中の礫を膠結する鉱物の Sr 同位体比測定と流体包有物の均質化温度測定の結果は、花崗岩類中の鉱物脈と津屋崎層 IC 部層中の膠結鉱物は、約 15 Ma に起こった一連の熱水作用によって形成されたものであることを示唆する。

謝 辞 同位体抽出の際には、佐賀大学文化教育学部の川野良信助教授に、実験室を使用させていただいた。中性子照射は、京都大学原子炉実験所共同研究により行われた。さらに、東京経済大学経営学部の新正裕尚助教授ならびに匿名の査読者には、数多くの有益なご議論と原稿の改善に関するご教示をいただいた。以上の方々に心から感謝いたします。

引用文献

- 鮎沢 潤 (1990): 流体包有物に基づく続成過程の古地温と炭質物の続成度 北西九州第三紀堆積盆の場合 . 岩鉱, **85**, 145-154.
- Brandon, M.T. and Vance, J.A. (1992): Tectonic evolution of the Cenozoic Olympic subduction complex, Washington State, as deduced from fission track ages for detrital zircons. *Amer. J. Sci.*, **292**, 565-636.
- Coyle, D.A. and Wagner, G.A., (1998): Positioning the titanite fission track partial annealing zone. *Chem. Geol.*, **149**, 117-125.
- De Vivo, B. and Frezzotti, M.L. (1994): Fluid Inclusions in Minerals: Methods and Applications. pp. 377, Fluids Research Laboratory, Blacksburg.
- Dodson, M.H. (1973): Closure temperature in coll geochronological and petrological system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **40**, 259-274.
- Dunkl, I. (2002): TRACKKEY: a Windows program for calculation and graphical presentation of fission track data. *Computers and Geosciences*, **28**, 3-12.
- Fitzgerald, P.G. and Gleadow, A.J.W. (1988): Fission-track geochronology, tectonics and structure of the Transantarctic mountains in northern Victoria land. *Antarctica Chem. Geol.*, **73**, 169-198.
- Fugenschuh, B. and Schmid, S.M. (2003): Late stages of deformation and exhumation of an orogen constrained by fission-track data: A case study in the Western Alps. *GSA Bulletin*, **115**, 1425-1440.
- Galbraith, R.F. (1981): On statistical models for fission track counts. *Math. Geol.*, **13**, 471-438.
- Goldstein, R.H. (2003): Petrographic analysis of fluid inclusions. In Fluid inclusions (Samson, I., Anderson, A. and Marshall, D. Eds.) Mineral. Assoc. Canada, Ottawa, 9-53.
- Green, P.F. (1985): Comparison of zeta calibration baselines for fission track dating of apatite, zircon and sphene. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, **58**, 1-22.
- Hammouda, T. and Cherniak, D.J. (2000): Diffusion of Sr in fluorophlogopite determined by Rutherford backscattering spectrometry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **178**, 339-349.
- Harrison, T.M. (1981): Diffusion of ^{40}Ar in hornblende. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **78**, 324-331.
- Harrison, T.M., Duncan, I. and McDougall, I. (1985): Diffusion of ^{40}Ar in biotite: temperature, pressure, and compositional effects. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **49**, 2461-2468.
- Hurford, A.J. (1990a): Standardization of fission track dating calibration: recommendation by Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, **80**, 171-178.
- Hurford, A.J. (1990b): International Union of Geological Sciences Subcommittee on Geochronology recommendation for the Standardization of fission track dating calibration and data reporting. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, **17**, 233-236.
- Hurford A.J. and Green, P.F. (1983): The zeta calibration of fission track dating. *Isot. Geosci.*, **1**, 285-317.
- 石井辰弥, 姫野 修, 渡辺公一郎, 伊沢英二 (2000): アパタイトのフィッシュントラック年代測定による北部九州白亜紀花崗岩類の冷却史. フィッシュントラックニュースレター, **13**, 53-56.
- 伊藤 孝 (1993): 新生代海水 Sr 同位体組成データの評価と Sr 同位体層序学. 地質雑, **99**, 739-753.
- 井沢英二, 唐木田芳文, 島田允亮, 高橋正好, 成富雅史 (1985): 福岡市の北崎・志賀島累帯深成岩体. 三鉱学会昭和 60 年秋期連合講演会講演要旨集, 37.
- 唐木田芳文 (1997): 火成岩類 北崎トータル岩と岩脈類. 宗像市史通史編「自然」, 117-140.
- 唐木田芳文 (1998): 花崗岩類. 福岡町史自然編 III「福岡町の地質・鳥類・漂着物」, 23-38.
- 唐木田芳文, 富田幸臣, 下山正一, 千々和一豊 (1994): 福岡地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). pp. 192, 地質調査所.
- 唐木田芳文, 山本博達 (1996): 渡半島の火成岩類. 津屋崎町史, 資料編下巻 (二), 24-56.
- 川野良信 (1994): パーソナルコンピュータを用いた Rb-Sr, Sm-Nd アイソクロン計算プログラム. 情報地質, **5**, 13-19.
- 川野良信, 西 奈保子, 石坂岳士 (1999): 岩石実験室における Sr-Nd 同位体比試料の調製. 佐賀大学文化教育学部研究論文集, **4**, 139-146.

- Kohn, B.P., Wagner, M.E., Lutz, T.M. and Organist, G. (1993): Anomalous Mesozoic thermal regime, central Appalachian Piedmont: evidence from sphene and zircon fission track dating. *J. Geol.*, **101**, 779-794.
- 松本 健夫 (1992): 佐賀県武雄市西方, 永尾粗粒玄武岩床の岩石学的研究. 松本健夫教授記念論文集, 193-203.
- 松本 健夫, 山縣茂樹, 板谷徹丸 (1992): 北部九州および下関市産玄武岩類の K-Ar 年代と主化学成分. 松本健夫教授記念論文集, 247-264.
- 三木 孝, 中牟田義博 (1985): 福岡県宗像炭田古第三紀層にみられる沸石結成作用. 岩鉱, **80**, 283-291.
- Miki, T., Nakamura, Y. and Aizawa, J. (1993): Regional patterns of diagenetic alteration in the Tertiary of the Kyusyu-Korea region: implications for plate tectonics at the eastern asian continental margin. *J. Sediment. Petrol.*, **63**, 894-898.
- 南 明 (1979): 山陰・対馬沖の堆積盆地の分布と性格. 石油技術協会誌, **44**, 321-328.
- Miyazaki, T. and Shuto, K. (1998): Sr and Nd isotope of twelve GSJ rock reference samples using MAT262 mass spectrometer. *Geochem.*, **32**, 345-350.
- 中牟田義博 (1976): 福岡県津屋崎付近の第三紀層中の沸石と粘土鉱物. 岩鉱, **71**, 147-156.
- 中牟田義博 (1996): 渡半島の鉱物. 津屋崎町史, 資料編下巻(二), 113-136.
- Nishimura, S. and Mogi, T. (1986): The interpretation of discordant ages of some granitic bodies. *J. Geotherm. Res. Soc. Japan*, **8**, 145-164.
- 大平寛人 (2004): 埼玉県比企丘陵および荒川河岸に分布する第三紀中新世凝灰岩の FT 年代. 地函研専報, no. 52, 51-65.
- 大平寛人, 本多照幸 (1992): スフェーンを用いたフィッシュ・トラック年代測定 塙深成岩体の例. 岩鉱, **87**, 364-374.
- 大平寛人, 永井淳也 (2004): 放射年代学 (FT 法) 入門. 地球科学, **58**, 185-189.
- 岡田博有, 小島郁生 (1963): 福岡市北方, 津屋崎町付近の第三系. 九大理研報 (地質), **7**, 75-83.
- Roedder, E. (1984): Reviews in Mineralogy, 12. Fluid inclusions. pp. 644, Mineral. Soc. America, Washington.
- 澤村昌俊, 田中豊俊, 千足恭平, 鹿田照男 (1986): 佐賀県鳥栖市西部で発見された珪線石を含む流紋岩. 地質雑, **92**, 65-68.
- Shinjoe, H. and Tagami, T. (1994): Cooling history of the Sanbagawa metamorphic belt inferred from fission track zircon ages. *Tectonophysics*, **239**, 73-79.
- Steiger, R.H. and Jager, E. (1977): Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- Tagami, T., Galbraith, R.F., Yamada, R., and Laslett, G.M. (1998): Revised annealing kinetics of fission tracks in zircon and geological implications. In Advances in fission track geochronology (Van Den Haute P. and De Corte F. Eds). Kluwer Academic Publishers, 99-112.
- 高橋 清 (1962): 津屋崎古第三紀層に見られる花粉群とその地質学的意義. 九州鉱山学会誌, **30**, 378-382.
- 高本のぞみ・柚原雅樹・古川直道 (2005): 福岡県東部, 今川・祓川流域の元素濃度分布. 福岡大学理学集報, **35**, 2, 41-66.
- 富田宰臣, 石橋 毅 (1990): 北部九州炭田古第三系の地質と化石 (概説). 九大理研報 (地質), **16**, 99-142.
- 上野禎一, 花田京子 (1982): 福岡県津屋崎産沸石鉱物の化学組成と成因. 鉱物雑, **15**, 259-272.
- York, D. (1966): Least-squares fitting of a straight line. *Can. J. Physics*, **44**, 1079-1086.
- 柚原雅樹 (1994): 伊那地方領家帯における太田切花崗岩の貫入時期と領家変形 変成作用: Rb-Sr 全岩アイソクロン年代による検討. 岩鉱, **89**, 269-284.
- 柚原雅樹, 鮎沢 潤, 古川直道, 毛利順子, 江川貴司, 木村靖幸, 関 友美子, 黨 洋一郎, 猪俣拓郎, 加治屋 佑, 伊藤裕之, 押川美佳, 瀬戸間洋平, 高橋美佳, 前垣内勇作, 田中聖太, 中村良司, 高本のぞみ, 沖 聡, 久次賢介, 佐志篤史, 稲永康平, 川添 司, 中村浩則, 藤木道雄, 中村賢司, 杉原 薫, 杵山哲男 (2003): 福岡県津屋崎, 北崎トータル岩中に発達する断裂系. 福岡大学理学集報, **33**, 2, 65-76.
- 柚原雅樹, 鮎沢 潤, 宇藤千恵, 吉塚雅輝, 福島千晴, 江藤稚佳子, 植田康一, 梶原良兵, 八塚慎也, 足立兆玄, 福井祥規, 菱川一磨, 小路泰之, 原 啓二郎, 島田 優, 岡 大翼, 古賀奏子, 小川秀和, 中原慎太郎, 石原与四郎, 田口幸洋 (2005): 福岡県志賀島南端部の白亜紀深成岩中に発達する断裂系. 福岡大学理学集報, **35**, 2, 67-84.
- 柚原雅樹, 古川直道, 田口幸洋 (2004a): 粉末ペレット法による珪酸塩・炭酸塩岩石の微量元素の蛍光 X 線分析. 福岡大学理学集報, **34**, 1, 43-49.
- 柚原雅樹, 加々美寛雄 (1995): 勝間石英閃緑岩体の冷却史. 地質雑, **101**, 434-442.
- 柚原雅樹, 川野良信, 西 奈保子 (1999): 佐賀県産温泉水の Sr 同位体分析. 佐賀大学文化教育学部研究論文集, **4**, 147-156.
- 柚原雅樹, 三井洋平, 宇藤千恵, 内田貴之, 草本和慶, 山王堂信雄, 溝口哲幸, 中村一貴, 平 泰輔, 早川直樹, 中尾智子, 山崎則子, 小野剛晴, 長通隆次, 小田弥生, 向井 樹, 宮崎広征, 西 亜紀奈, 江島 舞, 古野奈津子, 今福太郎, 久次賢介, 石原与四郎, 鮎沢 潤, 杵山哲男 (2004b): 福岡県津屋崎, 北崎トータル岩中に発達する断裂系 (その 2). 福岡大学理学集報, **34**, 2, 73-88.
- 柚原雅樹, 田口幸洋 (2003a): 蛍光 X 線分析装置 ZSX100e による珪酸塩岩石の主成分および微量元素の定量分析. 福岡大学理学集報, **33**, 1, 25-34.
- 柚原雅樹, 田口幸洋 (2003b): ガラスビード法による珪酸塩岩石の Co および S の蛍光 X 線分析. 福岡大学理学集報, **33**, 2, 77-81.
- Wagner, G.A., Reimer, G.M. and Jager, E. (1977): Cooling ages derived by apatite fission-track, mica Rb-Sr and K-Ar dating; the uplift and cooling history of the Central Alps. *Mem. Inst. Geol. Mineral., Univ. of Padova*, **30**, 1-27.
- 渡辺公一郎, 石橋 澄 (1987): 捕獲岩中のジルコンを用いたフィッシュ・トラック法による玄武岩の年代測定 佐賀県松浦半島産玄武岩類への応用. 地質雑, **93**, 63-65.

Appendix 1. Whole-rock chemical compositions of granitic rocks

	Shikanoshima Gd.	Kitazaki To.
Sample No.	00111801	00111806
SiO ₂ (wt%)	70.70	59.50
TiO ₂	0.30	0.82
Al ₂ O ₃	14.63	15.81
Fe ₂ O ₃ *	2.33	6.85
MnO	0.05	0.12
MgO	1.05	3.33
CaO	2.34	5.54
Na ₂ O	3.83	3.31
K ₂ O	3.72	3.03
P ₂ O ₅	0.09	0.24
L.O.I.	0.83	0.51
Total	99.87	99.06
As(ppm)	n.d.	<4
Ba	551	572
Cr	22	42
Cu	10	44
Ga	16	17
Nb	9	13
Ni	13	18
Pb	18	11
Rb**	132	109
S	109	27
Sr**	335	488
Th	13	12
V	44	164
Y	12	25
Zn	39	68
Zr	106	167

Fe₂O₃*, total iron as Fe₂O₃.

L.O.I., loss on ignition; n.d., not detected.

** determined by isotope dilution.

Gd., granodiorite; To., tonalite.

Appendix 2. Zeta calibration data for titanites and apatites

Titanite								
Sample No.	number of crystals	$\rho s(Ns)$ ($\times 10^6/cm^2$)	$\rho i(Ns)$ ($\times 10^6/cm^2$)	$P(\chi^2)$ %	$\rho d(Nd)$ ($\times 10^5/cm^2$)	r	U ppm	Zeta ($\pm 1\sigma$)
0009MTD1	17	6.38 (4449)	3.98 (2772)	22.8	3.57 (3875)	0.92	136.9	346.8 $\pm$ 10
0009MTD2	13	6.46 (3908)	4.00 (2434)	34.1	3.58 (3875)	0.91	138.1	345.8 $\pm$ 11
0111MTD1	21	4.10 (5360)	2.50 (3272)	8.6	3.50 (4545)	0.90	87.8	346.7 $\pm$ 10
0111MTD2	16	6.60 (3795)	4.09 (2353)	0.4	3.51 (4553)	0.88	14.0	351.5 $\pm$ 11
Weighted mean zeta=								347.6 $\pm$ 5.2
Apatite								
Sample No.	number of crystals	$\rho s(Ns)$ ($\times 10^6/cm^2$)	$\rho i(Ns)$ ($\times 10^6/cm^2$)	$P(\chi^2)$ %	$\rho d(Nd)$ ($\times 10^5/cm^2$)	r	U ppm	Zeta ($\pm 1\sigma$)
9709FCT-2	29	0.247 (516)	1.353 (2830)	67.0	10.45 (5651)	0.780	15.9	292.5 $\pm$ 16.3
9709FCT-3	31	0.215 (415)	1.726 (2403)	94.9	10.42 (5637)	0.861	14.7	309.5 $\pm$ 18.7
9709FTC-4	28	0.221 (432)	1.287 (2522)	77.3	10.40 (5623)	0.827	15.2	312.9 $\pm$ 19.0
9711DUR-2	1	0.224 (808)	1.073 (3862)	-	9.45 (5110)	-	14.0	318.5 $\pm$ 14.4
9711FCT-1	30	0.211 (551)	1.138 (2969)	92.1	9.50 (5140)	0.874	14.7	315.9 $\pm$ 17.3
9806DUR-1	1	0.152 (486)	0.740 (2367)	-	9.66 (4181)	-	9.4	317.3 $\pm$ 18.0
9806FCT-1	29	0.177 (402)	0.914 (2078)	90.7	9.70 (4197)	0.736	11.6	296.9 $\pm$ 18.0
9906FCT-1	30	0.217 (426)	1.246 (2452)	99.9	10.44 (5644)	0.867	14.7	307.2 $\pm$ 18.1
9906FCT-2	35	0.208 (338)	1.244 (2019)	87.1	10.41 (5630)	0.647	14.7	319.7 $\pm$ 20.1
0009FCT-1	33	0.235 (506)	1.320 (2824)	88.8	9.56 (6076)	0.677	17.0	327.8 $\pm$ 18.0
0109FCT-1	25	0.195 (296)	1.083 (1648)	83.6	9.70 (6340)	0.609	13.7	319.9 $\pm$ 13.3
Weighted mean zeta=								313.5 $\pm$ 5.1

Standard age is MTD (Mount Dromedary titanite) = 98.7 Ma (Green, 1985).

Independent ages used are: FCT (Fish Canyon Tuff apatite) = 27.8 $\pm$ 0.7 Ma and DUR (Durango apatite) = 31.4 $\pm$ 0.6 Ma (Hurford and Green, 1983; Green, 1985).

Analysis was done by external detector methods.

NIST-SRM612 glass was used for dosimeter monitor. Samples were irradiated at the Tcnp facility of the KUR reactor.

ρ , track density; N, total number of tracks counted; s, for spontaneous; i, for induced; d, for dosimeter; $P(\chi^2)$, probability of obtaining χ^2 value for ν degree of freedom (where ν = number of crystals - 1; Galbraith, 1981); r, correlation coefficient between ρs and ρi .