

## 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

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 槇也・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

(平成17年5月31日受理)

## Fracture system in the plutonic rocks at the southern margin of the Shikanoshima Island, Fukuoka Prefecture, Southwest Japan

Masaki YUHARA, Jun AIZAWA, Chie UTO\*, Masaki YOSHIZUKA, Chiharu FUKUSHIMA, Chikako ETO, Koichi UEDA, Ryohei KAJIHARA, Shin-ya YATSUZUKA, Yoshiharu ADACHI, Yoshinori FUKUI, Kazuma HISHIKAWA, Yasuyuki SHOJI, Keijiro HARA, Yu SHIMADA, Daisuke OKA, Kanako KOGA, Hidekazu OGAWA, Shintaro NAKAHARA, Yoshiro ISHIHARA and Sachihiro TAGUCHI

(Received May 31, 2005)

### Abstract

We measured orientations of fractures in the Kitazaki Tonalite, Shikanoshima Granodiorite, and quartz diorite at the southern margin of Shikanoshima Island in Fukuoka City, Fukuoka Prefecture, southwest Japan, and analyzed their formation sequence. The fractures in the surveyed area are divided into two groups: fractures filled with aplite and faults associated with fault gouge and mineral vein. The latter is further divided into three types: N-S-oriented faults, NE-SW faults, and NW-SE faults. Based on crosscut relationships of those faults and development of mineralization along the fault planes, the formation process of the fractures comprise three stages.

The fractures filled with aplite were formed at the first stage (Stage 1). The N-S, NE-SW, and NW-SE faults were formed at the second stage (Stage 2). At the third stage (Stage 3), the fault gouge of N-S faults were formed. Zeolite (laumontite) was precipitated in spaces formed by the N-S, NE-SW, and NW-SE faults between Stages 2 and 3. Quartz vein was formed after Stage 3. These mineral veins suggest that the similar hydrothermal

activity to that observed in the Tsuyazaki area, approximately 20km northeast of the study area, also existed in the Shikanoshima area.

### はじめに

福岡大学理学部地球圏科学科では、地球物質科学実験Ⅱの野外実習として、断裂や鉱物脈の発達過程を解明するため、福岡県津屋崎町（現、福津市）の渡半島（第1図a）に分布する花崗岩類中に認められる断裂の姿勢計測と切断関係、鉱物脈との関係の調査・解析を行ってきた（柚原ほか、2003a, 2004b）。これらの解析により、同地域の断裂の形成史、鉱物脈を生成した熱水活動との関係が明らかとなった。柚原ほか（2003b, 2005）は、これらの報告をもとに、花崗岩体の冷却史の検討と脈鉱物中の流体包有物の均質化温度から熱水活動の時期を推定している。

平成16年度の地球物質科学実験Ⅱでは、調査地域を福岡市東区志賀島の南端部に移し、そこに分布する深成岩中に発達する断裂の姿勢計測と切断関係の調査・解析と、随伴する脈鉱物の同定を行った。脈鉱物の同定は、地球物質科学実験Ⅱにおける室内実験の一つとなっている。本報告では調査地域に分布する断裂の種類、方向、切断関係、脈鉱物の同定結果を報告し、断裂系の形成史の解析を行う。

### 地質および岩石

調査地域は、志賀島の南端部の海岸である（第1図b, 第2図）。志賀島南端部の地質は、北部九州白亜紀花崗岩類に属する北崎トータル岩、志賀島花崗閃緑岩とそれらを貫く石英閃緑岩、ヒン岩からなる（第1図b）。

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、志賀島では本地域を中心に志賀島花崗閃緑岩中のループペンダントとして分布する（唐木田ほか、1994）。厚さ1m以下の志賀島花崗閃緑岩や、厚さ1.7m以下の石英閃緑岩ないしヒン岩に貫入される（第3図a, c, d）。さらに、厚さ10cm以

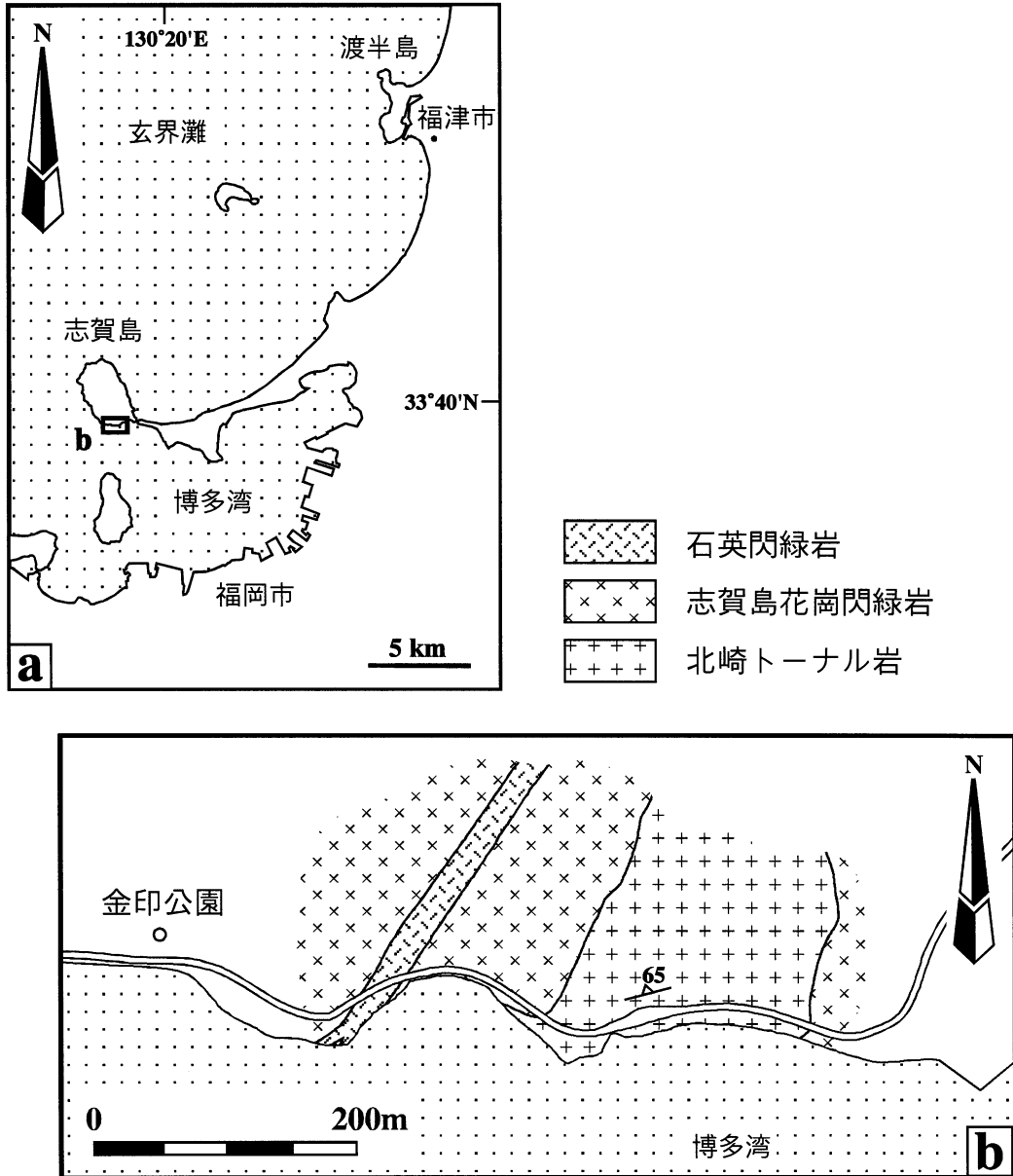
下のアプライトにも貫入される（第3図b）。このアプライトは志賀島花崗閃緑岩、閃緑岩および石英閃緑岩岩脈にも貫入する（第3図b, f）。アプライトの一部にはペグマタイトが伴われる（第3図e）。本トータル岩については、 $110 \pm 35$ MaのRb-Sr全岩アイソクロン年代（唐木田、1998）、118.0～103.0MaのK-Ar普通角閃石年代、110.0～86.4MaのK-Ar黒雲母年代が報告されているが（唐木田、1997；唐木田・山本、1996）、志賀島地域からの報告例はない。

調査地域の北崎トータル岩は、中粒、弱片状～塊状の普通角閃石黒雲母トータル岩～花崗閃緑岩で、鏡下では半自形粒状組織を呈し（第4図a）、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、燐灰石、チタン石、ジルコンを含む。斜長石は自形から他形で累帯構造を示し、最大3mmに達する。斜長石は普通角閃石、黒雲母、不透明鉱物、燐灰石を包有する。斜長石の中心部やマントル部がイライト化している場合がある。石英は他形で波動消光を示す。石英は斜長石、普通角閃石、黒雲母、不透明鉱物、燐灰石を包有し、最大2mmに達する。カリ長石は他形で他鉱物間を充填し、ときに大きく成長しポイキリティックに斜長石、石英、普通角閃石、黒雲母、不透明鉱物を包有し、最大4.5mmに達する。普通角閃石は半自形から他形で、青緑色あるいは青緑褐色から淡黄褐色の多色性を示し、最大2mmに達する。普通角閃石は石英、黒雲母、不透明鉱物、燐灰石、他形で蜂の巣状の単斜輝石を包有する。石英を多量に包有し、ふるい状あるいは蜂の巣状の構造を呈する場合もある。黒雲母は半自形から他形で、褐色あるいは暗褐色から淡黄褐色の多色性を示し、最大3mmに達する。普通角閃石、不透明鉱物、燐灰石、チタン石、ジルコンを包有する。黒雲母の一部は緑泥石化している。単斜輝石は普通角閃石に包有されており、他形で、不規則な形態を示す。不透明鉱物はチタン石に縁どられている場合がある。

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 (井沢ほか, 1985)。本地域においても北崎トータル岩と貫入関係で接し (唐木田ほか, 1994), これよりも西および東側に分布する (第

1 図 b)。北崎トータル岩との接触部は, 最大 6 m にわたり細粒化している。また, 暗色包有岩を多量に包有する (第 3 図 f)。北崎トータル岩に貫入した志賀島花崗閃緑岩岩脈は, アプライトに貫かれる (第 3 図 b)。さらに本花崗閃緑岩は, ヒン岩にも貫かれる。本花崗閃緑岩については,  $113 \pm 6.0\text{Ma}$  の K-Ar 普通角閃



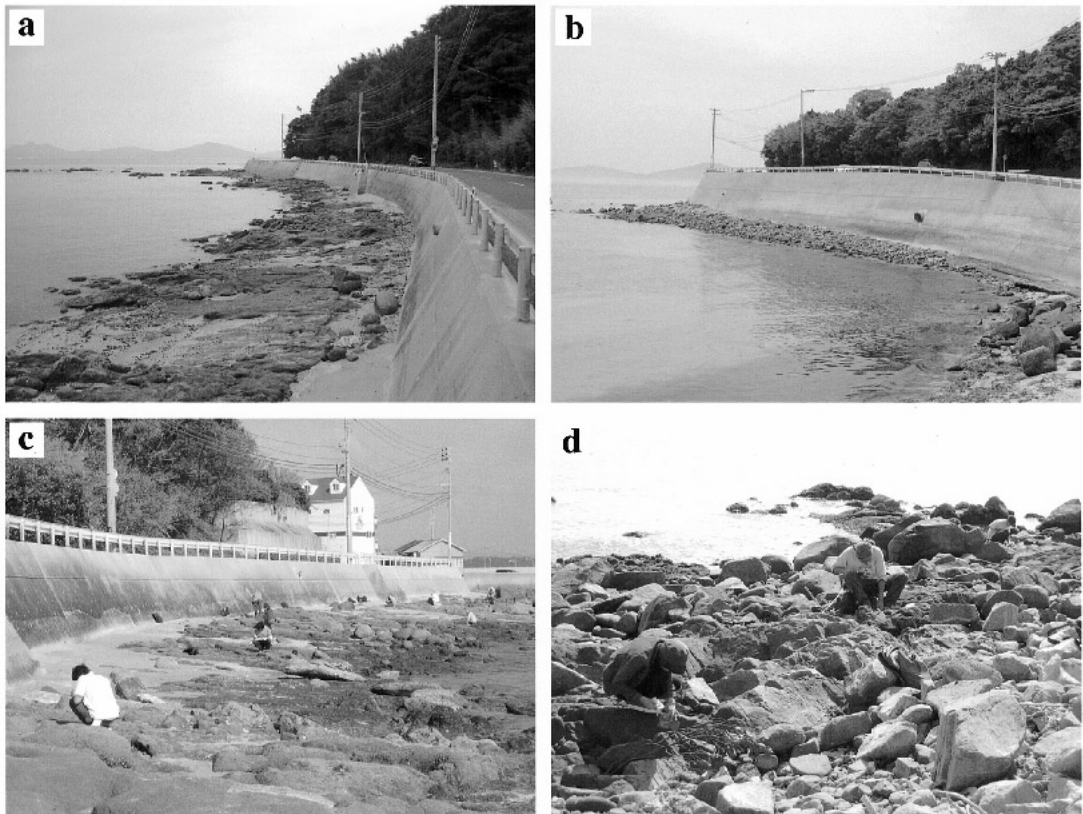
第 1 図. 志賀島南端部の地質図。  
a: 志賀島の位置図, b: 志賀島南端部の地質図。

石年代,  $98.5 \pm 4.9\text{Ma}$  および  $94.6 \pm 4.7\text{Ma}$  の K-Ar 黒雲母年代が報告されている (唐木田ほか, 1994; 唐木田・山本, 1996). 志賀島に分布する志賀島花崗閃緑岩からは,  $113 \pm 6.0\text{Ma}$  の K-Ar 普通角閃石年代と,  $98.5 \pm 4.9\text{Ma}$  の K-Ar 黒雲母年代が報告されている (唐木田ほか, 1994).

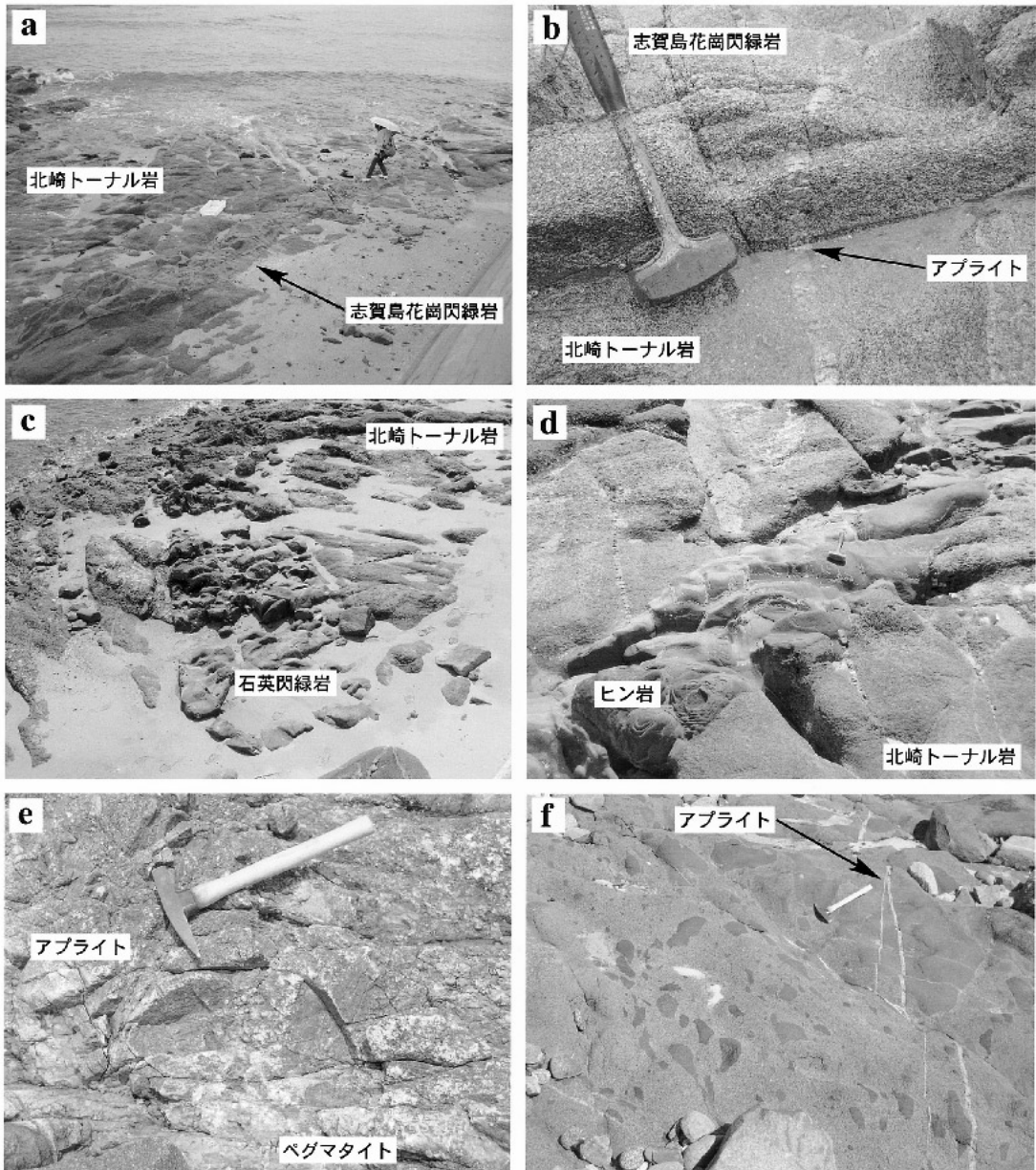
調査地域の志賀島花崗閃緑岩は, 細~中粒, 弱片状~塊状の普通角閃石黒雲母トータル岩~花崗閃緑岩で, 鏡下では半自形粒状組織を呈し (第4図b), 主として斜長石, 石英, カリ長石, 黒雲母, 普通角閃石からなり, 副成分鉱物として不透明鉱物, 燐灰石, チタン石, 褐レン石, ジルコンを含む. 斜長石は半自形から他形で累帯構造を示し, 最大3.8mm に達する. 斜長石は黒雲母, 普通角閃石, 不透明鉱物, 燐灰石を包有する. 斜長石の一部はイライト化している.

石英は他形で波動消光を示す. 石英は斜長石, 黒雲母, 普通角閃石, 不透明鉱物, 燐灰石を包有し, 最大1.5mm に達する. カリ長石は他形で他鉱物間を充填し, ときに大きく成長してポイキリテックに斜長石, 石英, 黒雲母, 普通角閃石, 不透明鉱物, 燐灰石を包有し, 最大5mm に達する. 黒雲母は半自形から他形で, 褐色から淡黄褐色の多色性を示し, 最大2.5mm に達する. 不透明鉱物, 燐灰石, チタン石, ジルコンを包有する. 黒雲母の一部は緑泥石化している. 普通角閃石は半自形から他形で, 青緑色から淡黄褐色の多色性を示し, 最大1.5mm に達する. 普通角閃石は不透明鉱物を包有する.

調査地域西部に分布する石英閃緑岩は, 唐木田ほか (1994) の志賀島塩基性岩類の一岩型であると考えられている. しかし, 志賀島東部地域の調査から, 石英閃緑岩は志賀島塩基性岩類



第2図. 調査地域全景と調査風景.  
a: 調査地域全景 (東部領域), b: 調査地域全景 (西部領域),  
c: 東部領域での調査風景, d: 西部領域での調査風景.



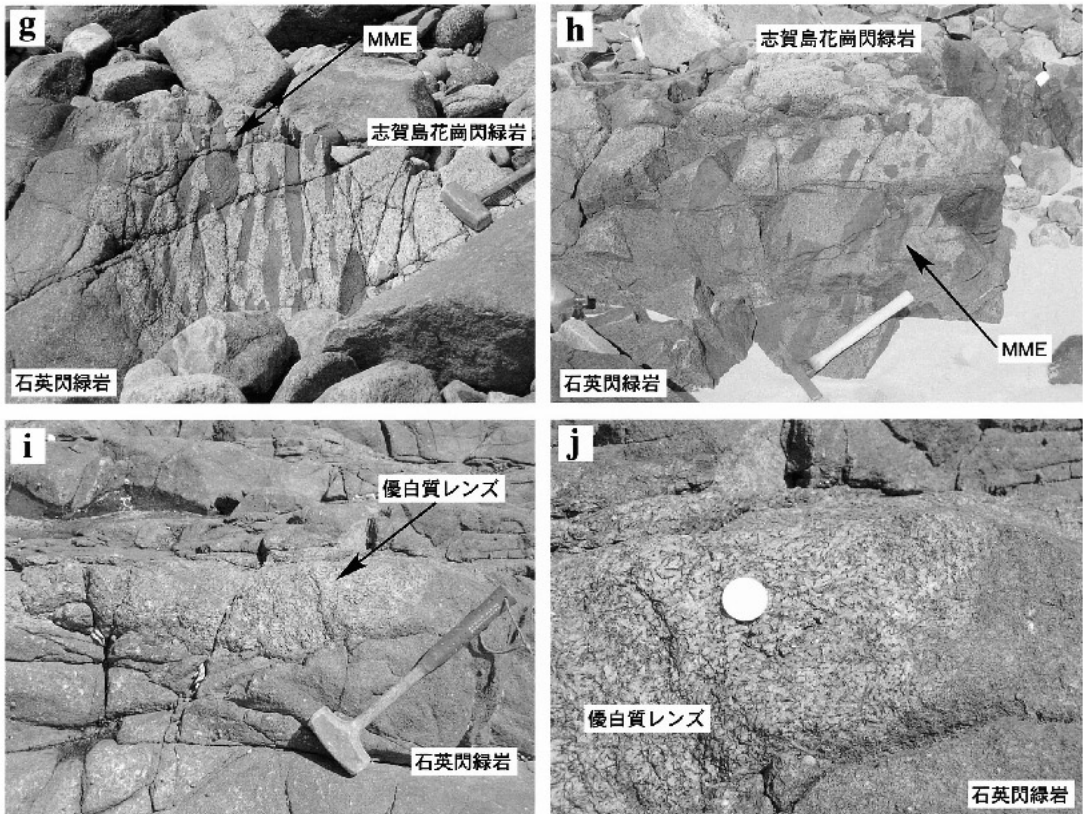
第3図. 深成岩の露頭写真.

- a: 北崎トータル岩に貫入する志賀島花崗閃緑岩,
- b: 北崎トータル岩に貫入する志賀島花崗閃緑岩を貫くアブライト,
- c: 北崎トータル岩に貫入する閃緑岩, d: 北崎トータル岩に貫入する石英閃緑岩 (SHK-176),
- e: アブライトに伴われるペグマタイト, f: 苦鉄質包有岩を包有する志賀島花崗閃緑岩.

の主体をなす斑れい岩類とは異なるマグマからの産物であると考えられることから、本地域の石英閃緑岩を志賀島塩基性岩類とは区別して取り扱う。本岩は、調査地域西端部に比較的大きな岩体として露出するが、志賀島花崗閃緑岩を貫く幅約25mの岩脈であると考えられる（第1図b）。岩脈と志賀島花崗閃緑岩との接触部には、明瞭な急冷縁は認められないが、接触部付近は内部に比べて細粒である。さらに岩脈が崩壊して苦鉄質火成包有岩（MME）化しており（第3図g, h）、この岩脈は志賀島花崗閃緑岩マグマ中に貫入した同時性岩脈であると考えられる。MMEも接触部と同様に細粒である。また、岩脈の内部には厚さ最大20cm、長さ1.5mの優白質なレンズが認められる（第3図i, j）。周囲の石英閃緑岩との境界はあまり明瞭ではない（第3図j）。これは、唐木田ほか（1994）のメタプラスチック岩に相当すると考

えられる。石英閃緑岩はアプライト、ヒン岩に貫かれる。なお、志賀島東部の石英閃緑岩の詳細については別途報告する予定である。

調査地域の石英閃緑岩は中粒、斑状の普通角閃石黒雲母石英閃緑岩で、鏡下では斑状組織を呈し（第4図c）、主として斜長石、石英、黒雲母、普通角閃石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、チタン石、燐灰石、褐レン石、ジルコンを含む。斑晶は斜長石から構成される。斜長石は半自形から他形で累帯構造を示す。斜長石斑晶は最大3mmに達し、石基の斜長石は1.5mm以下である。斜長石は石英、黒雲母、普通角閃石、不透明鉱物、燐灰石を包有する。斜長石の中心部やマントル部がイライト化している場合がある。石英は他形で他鉱物間を充填する。弱い波動消光を示す場合がある。石英は黒雲母、普通角閃石、不透明鉱物、燐灰石を包有し、最大1.5mmに達する。



第3図. (続き)

g, h: 閃緑岩と志賀島花崗閃緑岩の接触部, i, j: 閃緑岩中の優白質レンズ (SHK-174).

黒雲母は半自形から他形で、褐色から淡黄褐色の多色性を示し、最大2 mmに達する。不透明鉱物、燐灰石、チタン石、ジルコンを包有する。黒雲母の一部は緑泥石化している。普通角閃石は自形から他形で、青緑色から淡黄褐色の多色性を示し、最大1.7mmに達する。普通角閃石は黒雲母、不透明鉱物、チタン石を包有する。カリ長石は他形で他鉱物間を充填し、斜長石を包有し、最大0.7mmに達する。

優白質レンズは、中粒、斑状の黒雲母石英閃緑岩で、鏡下では斑状組織を呈し(第4図d)、主として斜長石、石英、カリ長石、黒雲母からなり、副成分鉱物として不透明鉱物、チタン石、燐灰石、ジルコンを含む。斑晶はaおよびb軸方向に大きく成長した黒雲母から構成される。斜長石は自形から他形で弱い累帯構造を示し、最大3 mmに達する。斜長石は黒雲母、石英、燐灰石を包有する。斜長石の一部はイライト化している。石英は2.5mm以下、他形、弱い波動消光を示す。石英は黒雲母、燐灰石を包有する。黒雲母は自形から他形で、呈緑褐色から淡黄褐色の多色性を示す。aおよびb軸方向にのびた結晶が多い。チタン石、ジルコンを包有し、最大5 mmに達する。黒雲母の一部は緑泥石化している。カリ長石は他形で他鉱物間を充填し(通常1 mm以下)、ときに大きく成長しポイキリティックに斜長石、石英、不透明鉱物、燐灰石を包有し、最大5 mmに達する。

志賀島花崗閃緑岩中のMMEは、細粒、斑状の普通角閃石黒雲母閃緑岩で、鏡下では斑状組織を呈し(第4図e)、主として斜長石、黒雲母、普通角閃石、石英からなり、副成分鉱物として不透明鉱物、チタン石、燐灰石、ジルコンを含む。斑晶は斜長石と普通角閃石から構成される。斜長石は半自形から他形で累帯構造を示す。斜長石斑晶は最大2.8mmに達し、石基の斜長石は0.8mm以下である。斜長石は黒雲母、普通角閃石、石英、不透明鉱物、燐灰石を包有する。斜長石の中心部やマントル部がイライト化している場合がある。黒雲母は半自形から他形で、褐色から淡黄褐色の多色性を示す。不透明鉱物、ジルコンを包有し、0.9mm以下である。黒雲母の一部は緑泥石化している。普通角閃石は半自形から他形で、青緑色から淡黄

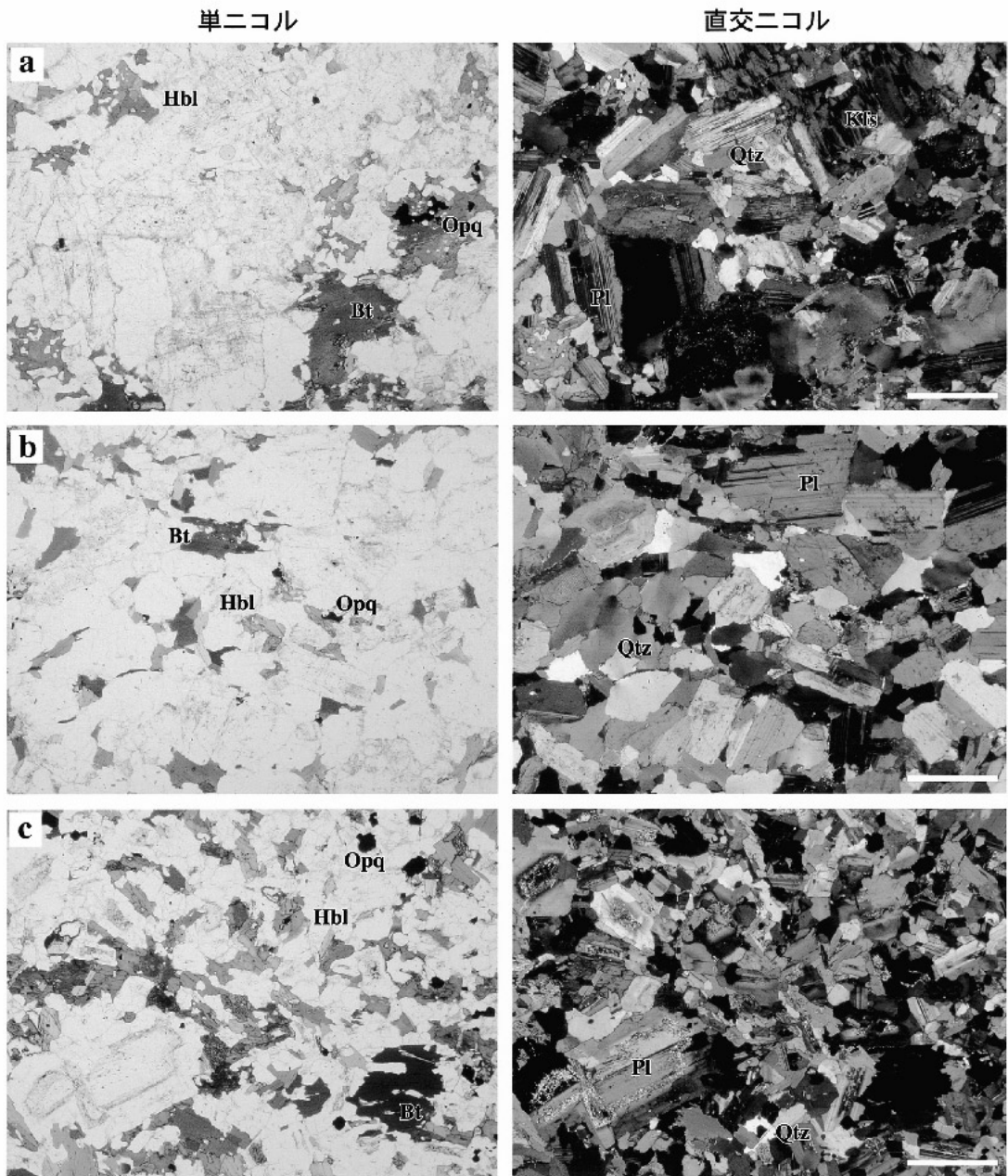
褐色の多色性を示し、0.8mm以下である。普通角閃石は黒雲母、不透明鉱物を包有する。石英は0.3mm以下、他形で他鉱物間を充填する。石英は不透明鉱物、燐灰石を包有する。

北崎トータル岩に貫入するヒン岩岩脈(第3図e)は、細粒、斑状で、鏡下では斑状組織を呈し(第4図f)、主として斜長石、石英、黒雲母、普通角閃石と少量のカリ長石からなり、副成分鉱物としてアクチノ閃石、不透明鉱物、燐灰石、ジルコンを含む。斑晶は斜長石と普通角閃石からなる。斜長石は自形から他形で累帯構造を示す。斜長石斑晶は最大1.5mmに達し、石基の斜長石は0.3mm以下である。斜長石は黒雲母、普通角閃石、不透明鉱物、燐灰石を包有する。斜長石の中心部やマントル部がイライト化している場合がある。石英は他形で他鉱物間を充填するが、モザイク状石英の集合体を形成する場合がある。石英は黒雲母、普通角閃石、不透明鉱物、燐灰石を包有し、0.3mm以下である。黒雲母は自形から他形で、褐色から淡黄褐色の多色性を示し、0.3mm以下である。不透明鉱物、燐灰石、ジルコンを包有する。普通角閃石は自形から他形で、青緑色あるいは緑褐色から淡黄褐色の多色性を示す。中心部が緑褐色で周囲が青緑色という累帯構造を示す場合がある。普通角閃石斑晶は最大1 mmに達し、石基の普通角閃石は0.3mm以下である。普通角閃石は黒雲母、不透明鉱物、燐灰石を包有する。アクチノ閃石と黒雲母の集合体が認められるが、これは元々普通角閃石であったと考えられる。カリ長石は他形で他鉱物間を充填し、0.2mm以下である。

### 化学組成ならびに帯磁率

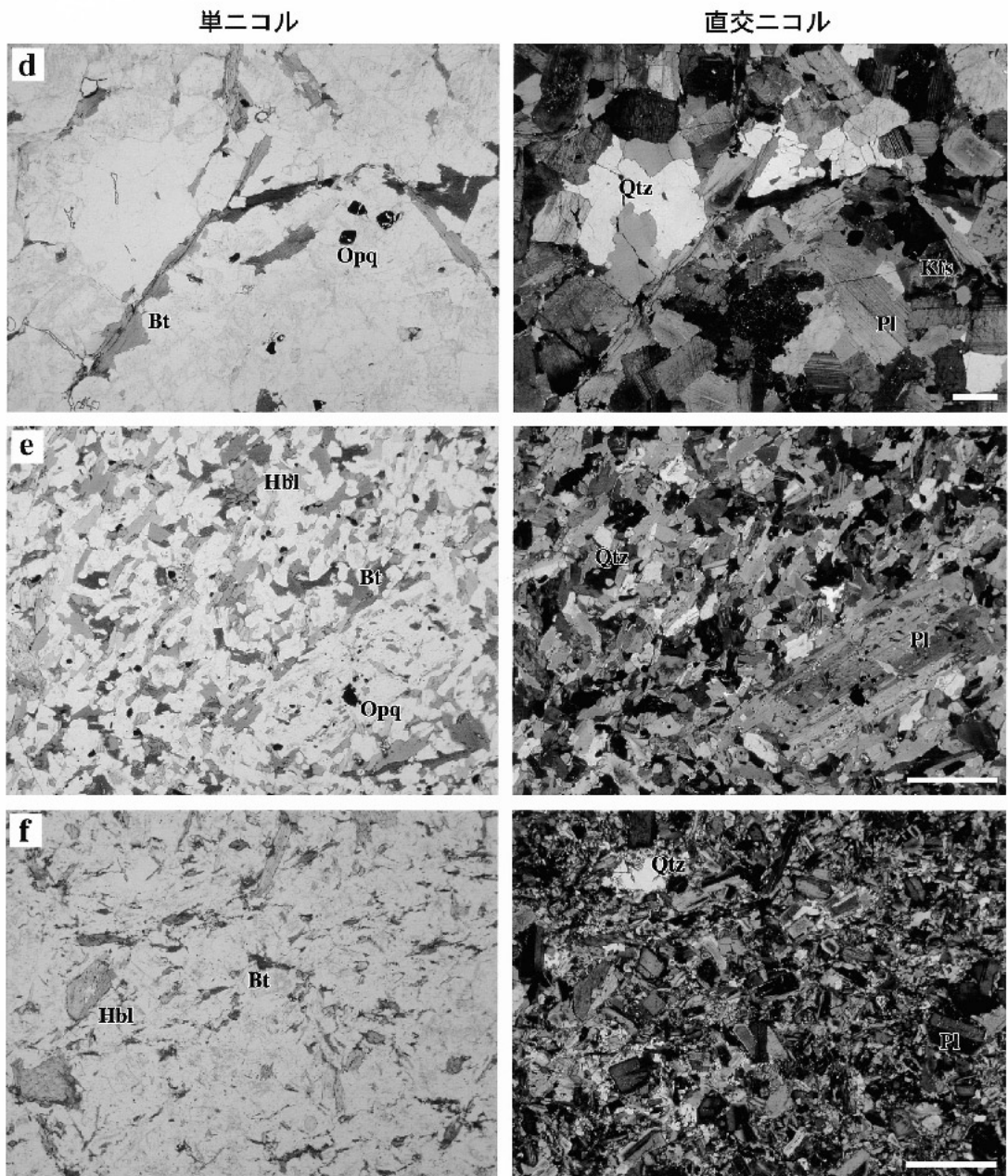
北崎トータル岩、志賀島花崗閃緑岩、石英閃緑岩およびヒン岩から化学分析用岩石試料を採取し(第5図)、福岡大学理学部の蛍光X線分析装置(ZSX100e)を用いて、岩石の主成分および微量元素の測定を行った。分析方法は、柚原・田口(2003 a, b)、柚原ほか(2004 a)、高本ほか(2005)に従った。分析結果は、第1表に示した。また、化学分析を行った試料採取の際、株式会社田中地質コンサルタント製帯磁





第4図. 志賀島南端部に分布する岩石の薄片写真。  
a: 北崎トータル岩 (SHK-171), b: 志賀島花崗閃緑岩 (SHK-172), c: 石英閃緑岩 (SHK-170).  
Bt: 黒雲母, Hbl: 普通角閃石, Opq: 不透明鉱物, Kfs: カリ長石, Pl: 斜長石, Qtz: 石英.  
スケールバーは1 mm.

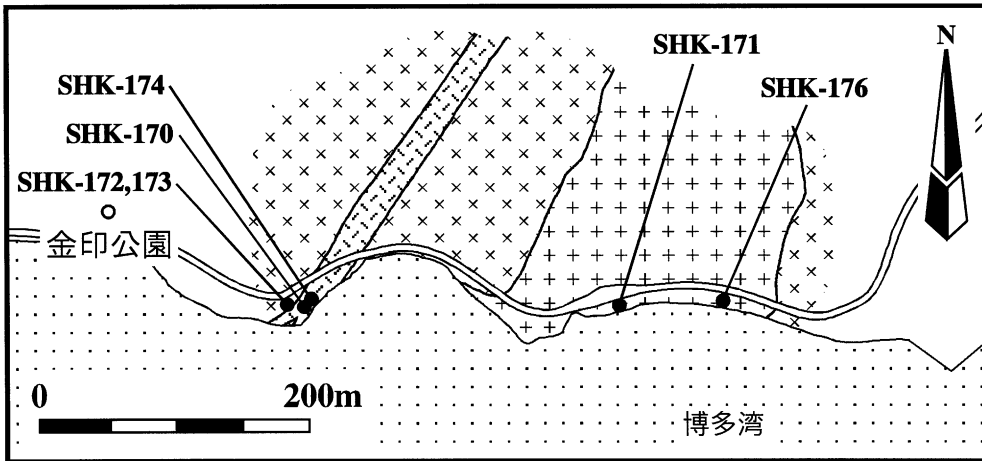




第 4 図. (続き)

d : 石英閃緑岩中の優白質レンズ (SHK-174), e : 志賀島花崗閃緑岩中の MME (SHK-173), f : ひん岩 (SHK-176).

Bt : 黒雲母, Hbl : 普通角閃石, Opq : 不透明鉱物, Kfs : カリ長石, Pl : 斜長石, Qtz : 石英.  
スケールバーは 1 mm.



第5図. 試料採取地点.

第1表. 志賀島南端部に分布する深成岩の化学組成.

Sample No.	SHK-170	SHK-171	SHK-172	SHK-173	SHK-174	SHK-176
	Qd.	K.To.	S.Gd.	M.M.E.	L.L.	P.
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	53.44	60.32	62.09	49.65	62.23	65.36
TiO <sub>2</sub>	1.46	0.71	0.63	1.23	0.81	0.48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.53	16.26	16.50	18.65	16.69	15.41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	9.16	6.44	5.24	10.55	5.82	4.41
MnO	0.14	0.11	0.07	0.14	0.07	0.07
MgO	3.76	2.81	2.59	4.86	2.22	2.52
CaO	6.78	5.50	4.46	6.19	4.05	4.75
Na <sub>2</sub> O	3.57	3.47	3.93	4.20	3.49	3.76
K <sub>2</sub> O	2.25	2.57	2.54	2.53	2.78	1.73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.44	0.23	0.22	0.36	0.20	0.11
L.O.I.	0.63	0.61	0.70	0.89	0.81	0.55
Total	99.16	99.03	98.97	99.25	99.17	99.15
As(ppm)	n.d.	<4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	464	437	636	462	544	310
Cr	<4	21	57	11	4	55
Cu	5	60	152	103	96	49
Ga	20	18	19	22	18	17
Nb	21	12	7	18	9	8
Ni	n.d.	9	25	9	n.d.	15
Pb	10	12	10	9	9	9
Rb	82	105	77	98	91	56
S	932	50	2284	1483	2595	651
Sr	559	476	545	537	570	309
Th	7	12	6	<4	8	6
V	229	147	104	260	122	100
Y	25	23	14	30	9	12
Zn	92	74	52	103	65	62
Zr	156	158	187	119	n.d.	124

\*: total iron as Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, L.O.I.: loss on ignition, n.d.: not detected.

Qd: quartz diorite, K.To.: Kitazaki Tonalite, S.Gd.: Shikanoshima Granodiorite, M.M.E.: mafic magmatic enclaves, L.L.: leucocratic lens, P.: porphyrite.

第2表. 志賀島南端部に分布する深成岩の帯磁率.

Sample No.	SHK-170	SHK-171	SHK-172	SHK-176
	Qd.	K.To.	S.Gd.	P.
M.S.( $\times 10^{-5}$ SI)(STD)	2781(408)	2059(246)	449(135)	46.0(2.4)

M.S.: magnetic susceptibility, STD: standard deviation.

Qd: quartz diorite, K.To.: Kitazaki Tonalite, S.Gd.: Shikanoshima Granodiorite,

P.: porphyrite.

率計 WSL-C を用いて、帯磁率の測定を行った。測定結果は第2表に示した。示した値は、露頭における新鮮な岩石の露出する部分10数点で測定した値の平均値である。

北崎トータル岩の  $\text{SiO}_2$  含有量は60.3wt%、志賀島花崗閃緑岩の  $\text{SiO}_2$  量は62.1wt%であり、両者に大きな違いは認められない。石英閃緑岩の  $\text{SiO}_2$  量は53.4wt%、志賀島花崗閃緑岩中のMMEの  $\text{SiO}_2$  量は49.7wt%で、Cu, S, Zrを除くと、両者の化学組成は類似する。石英閃緑岩中の優白質レンズの  $\text{SiO}_2$  含有量は62.2wt%と石英閃緑岩に比べ高く、Cu, Sに富み、 $\text{Fe}_2\text{O}_3^*$ , MgO, CaO, Nb, V, Zn, Zrに乏しい。特に、Zrはほとんど含まれていない。北崎トータル岩に貫入するヒン岩の  $\text{SiO}_2$  含有量は65.4wt%である。

帯磁率は、今回、予察的に測定を行ったものであるが、岩体によって大きく異なる(第2表)。石英閃緑岩が  $2781 \times 10^{-5}$ SI と帯磁率が最も高く、北崎トータル岩が  $2059 \times 10^{-5}$ SI とやや低い。志賀島花崗閃緑岩の帯磁率はさらに低く、 $449 \times 10^{-5}$ SI である。ヒン岩の帯磁率はこれより一桁低い  $46.0 \times 10^{-5}$ SI である。

### 断裂系の記載

調査は志賀島南端部金印公園東方の海岸で、主に北崎トータル岩が露出する領域と石英閃緑岩が露出する領域の2つの領域に分けて行った(第1, 2図)。ここでは前者を東部領域、後者を西部領域と呼ぶ。調査地域に分布する断裂はアプライト岩脈を伴うものと、断層ガウジや鉍物脈を伴うものに区分される。さらに、断層ガウジや鉍物脈を伴う断裂は、その方向性から、大きく3つのグループ(N20°E~N10°W走向, N45°W走向, N55°~70°E走向)に分けるこ

とができる(第6図)。そこで、それらを、アプライト岩脈を伴う断裂、N-S系小断層、NW系小断層、NE系小断層とした。これらの小断層は、調査地点全域に分布する。東部領域と西部領域で方向性は変わらず(第7図)、その発達様式に大きな違いは見られない(第8図a, b)。

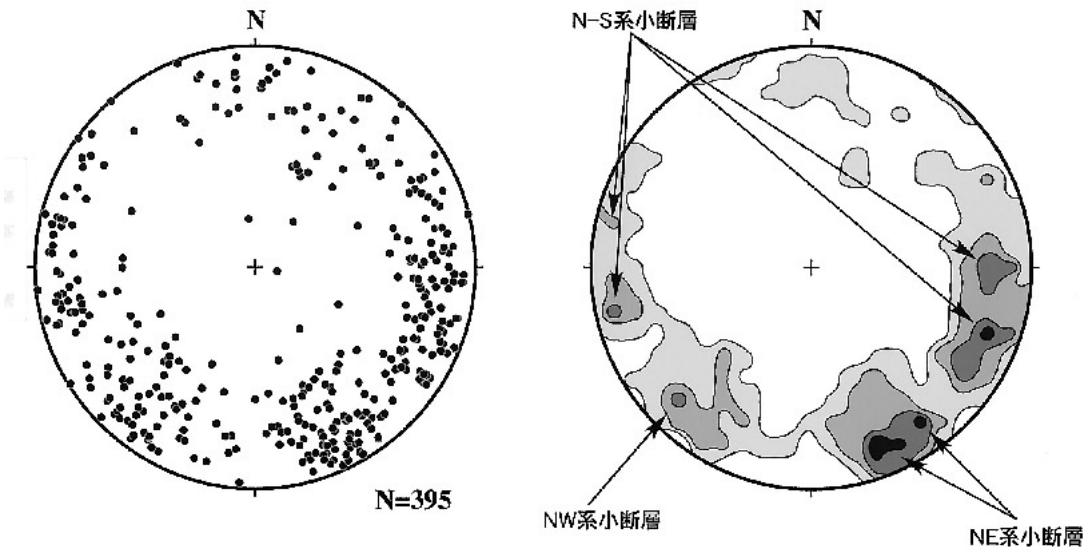
### アプライト岩脈を伴う断裂

アプライト岩脈を伴う断裂は、様々な方向に発達するが、北東走向のものが若干多い傾向にある(第9図)。傾斜は60°以上の高角なものが多い(第9図)。アプライト岩脈の厚さは多くは10cm以下であるが、西部領域の石英閃緑岩に貫入するものは2mに達する。この断裂はN-S系小断層、NW系小断層、NE系小断層に切られる(第8図c)。

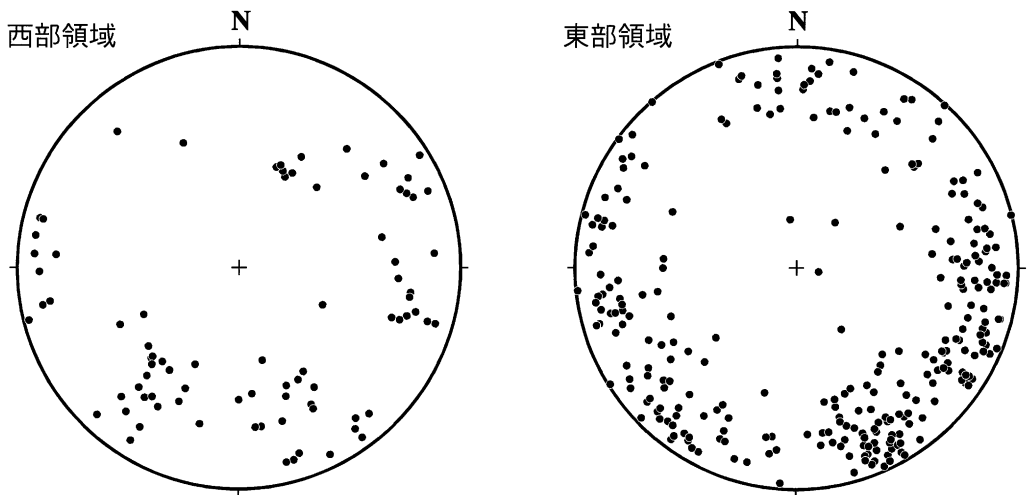
### 断層ガウジや鉍物脈を伴う断裂

#### N-S系小断層

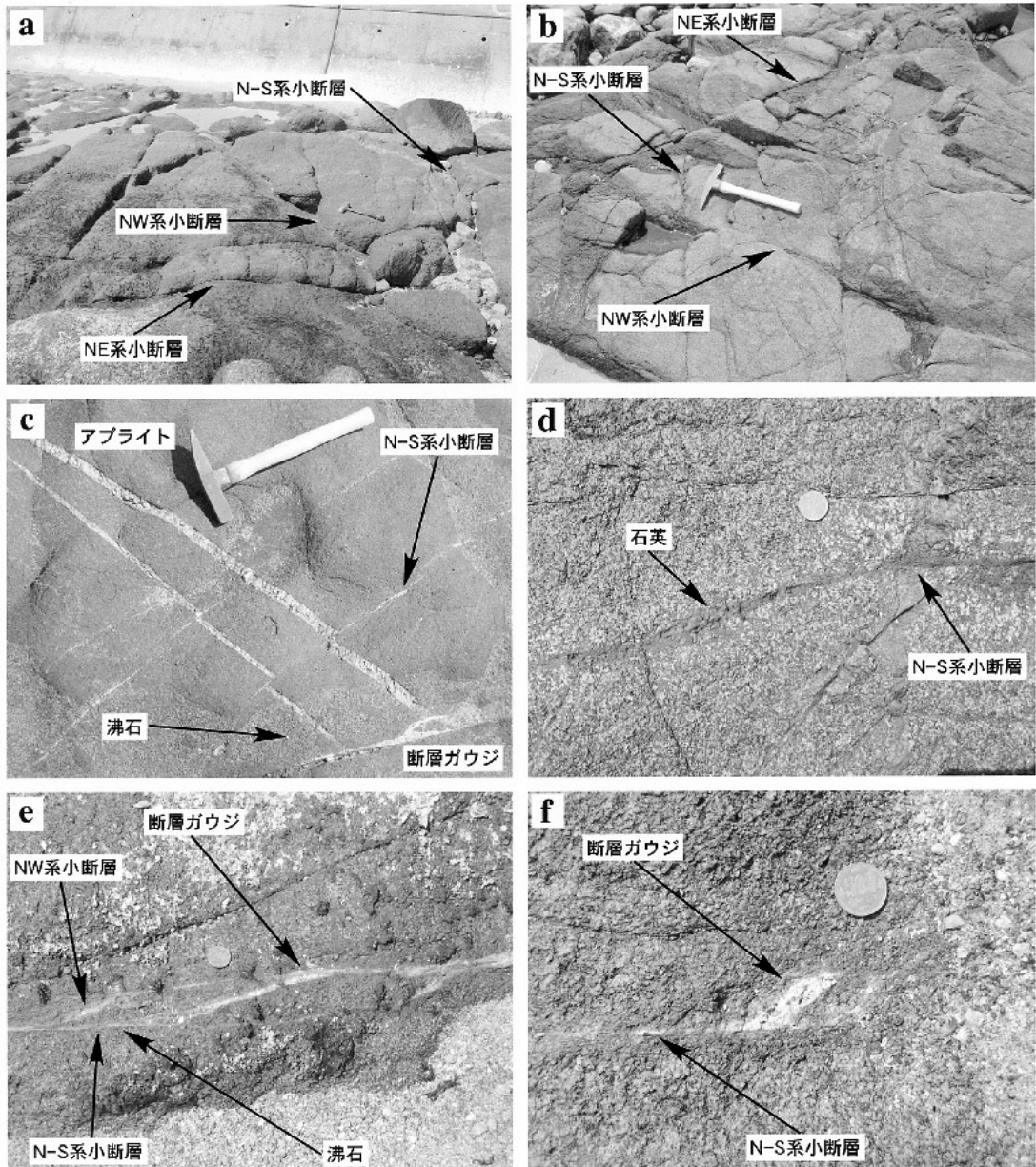
N-S系小断層は、N-S/68°WからN20°E/74°WとN13°E/80°EからN12°W/80°Eの2方向に集中域を持つ(第6図)。東部領域では、この小断層が最も顕著に発達する。本小断層は、石英閃緑岩およびヒン岩岩脈、志賀島花崗閃緑岩、アプライト岩脈を伴う断裂、NE系およびNW系小断層を切る(第8図a, b, c)。水平隔離は最大35cmに達するが、傾斜隔離はほとんど認められない。隔離量の大きいものは、断層ガウジを伴うものである。変位センスは、多くが左横ずれである。また、小断層の間隔は、1~100cmである。この小断層は断層ガウジ、濁沸石からなる沸石脈、石英脈を伴う(第8図c, d, e, f, g)。断層ガウジ、沸石脈、石英脈の厚さはそれぞれ3cm以下、5mm以下、1cm以下である。断層ガウジが同方向の



第6図. 断層ガウジや鉱物脈を伴う断裂の走向傾斜とそのコンターマップ (シュミットネット, 下半球投影).  
等値線は, 1-2-3-4%.

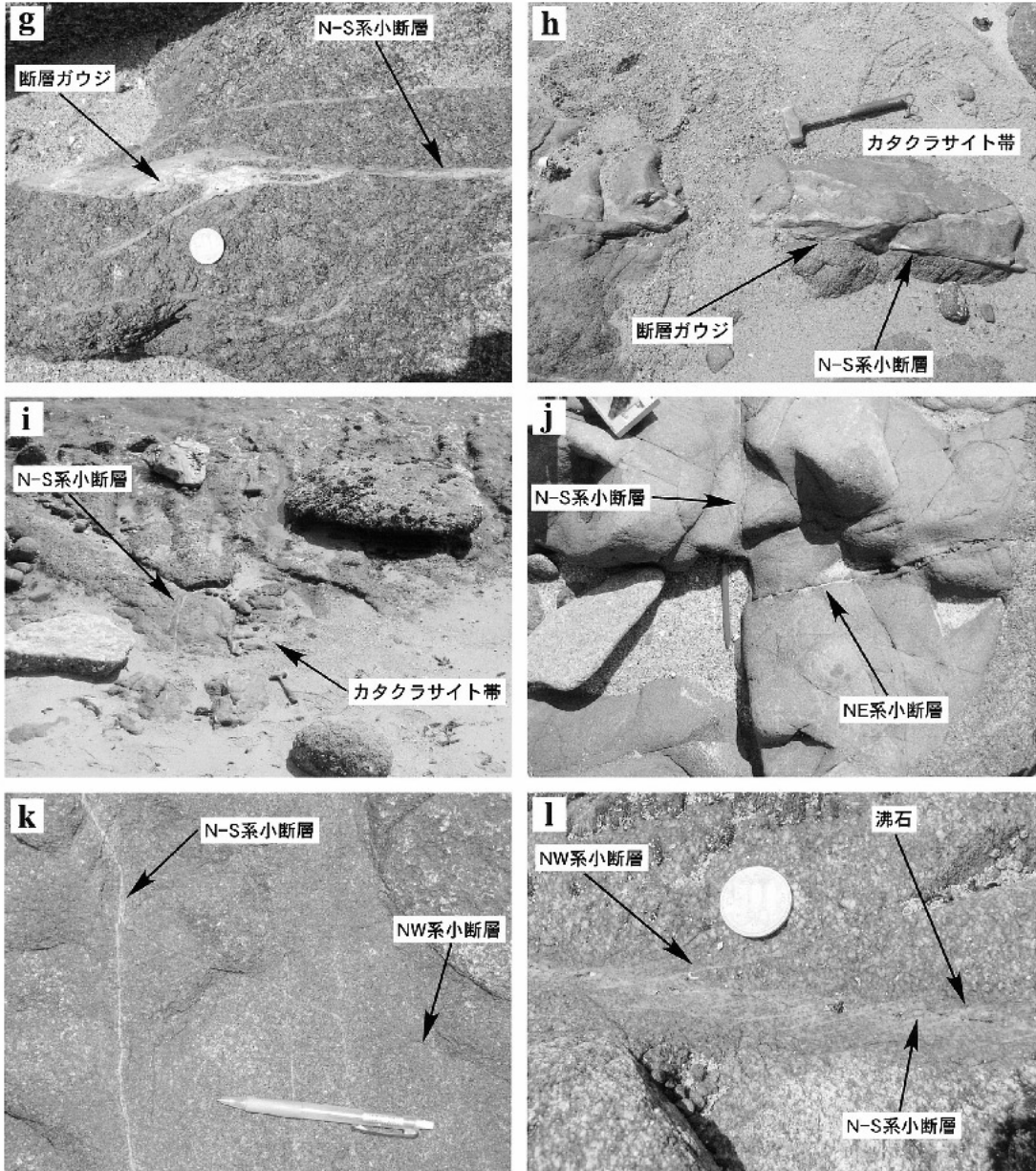


第7図. 東部領域と西部領域における断層ガウジや鉱物脈を伴う断裂の走向傾斜 (シュミットネット, 下半球投影).



第8図. 断裂の露頭写真.

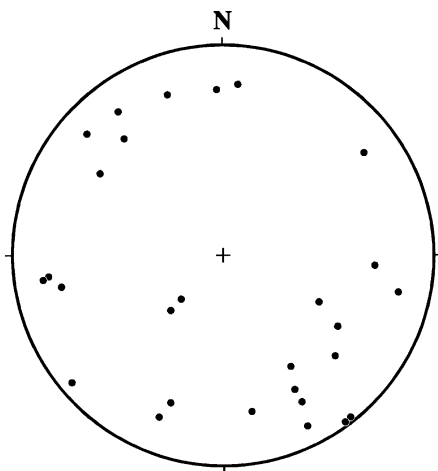
- a : 東部領域における小断層の関係, b : 西部領域における小断層の関係,  
 c : アプライト岩脈を伴う断裂を切る N-S 系小断層, d : N-S 系小断層に伴われる石英脈,  
 e : NW 系小断層を伴う N-S 系小断層, f : 左横ずれを示す N-S 系小断層.



第8図。(続き)

g : N-S系小断層のガウジに取り込まれた岩片, h, i : N-S系小断層に平行なカタクラサイト帯,  
j : N-S系小断層を切るNE系小断層, k : N-S系小断層を切るNW系小断層,  
l : N-S系小断層に切られるNW系小断層とそれに平行な雁行状沸石脈。





第9図. アプライト岩脈を伴う断裂の走向傾斜 (シュミットネット, 下半球投影).

沸石脈を切る場合がある。石英脈は、断層ガウジや沸石脈に切られることはない。さらに、N-S系小断層はNW系小断層を伴う場合もある(第8図e)。この場合の変形センスは左横ずれである。また左横ずれを示す小断層も認められる(第8図f)。比較的厚い断層ガウジを伴う小断層の周囲最大40cmは、桃色を呈している場合があり、この内部に沸石の細脈が認められる。さらに、ガウジ内に桃色を呈した岩片が取り込まれている場合もある(第8図g)。また、N-S系小断層と同方向の幅25~45cmと20cmのカタクラサイト帯も認められる(第8図h, i)。西部領域に認められるN-S系小断層には、断層ガウジを伴うものは少ない。

#### NE系小断層

NE系小断層は、N55°E/74°SWからN69°E/74°SWに集中域を持つ(第6図)。東部領域では、この小断層は、石英閃緑岩およびヒン岩岩脈、志賀島花崗閃緑岩、アプライト岩脈を伴う断裂、N-S系小断層を切り(第8図j)、水平隔離は1.5cm以下である。小断層の間隔は、1~120cmである。厚さ5mm以下の沸石脈や断層ガウジを伴う。

#### NW系小断層

NW系小断層はN45°W/74°SEに集中する

(第6図)。石英閃緑岩およびヒン岩岩脈、志賀島花崗閃緑岩、アプライト岩脈を伴う断裂、N-S系小断層を切り(第8図k)、N-S系小断層に切られる。この小断層は厚さ1cm以下の沸石脈を伴う。また、厚さ5mm以下の断層ガウジを伴う場合もある。隔離はほとんど認められない。小断層の間隔は、1~100cmである。この小断層の方向に発達した雁行状の沸石脈が、ガウジを伴うN-S系小断層に切られる場合もある(第8図l)。

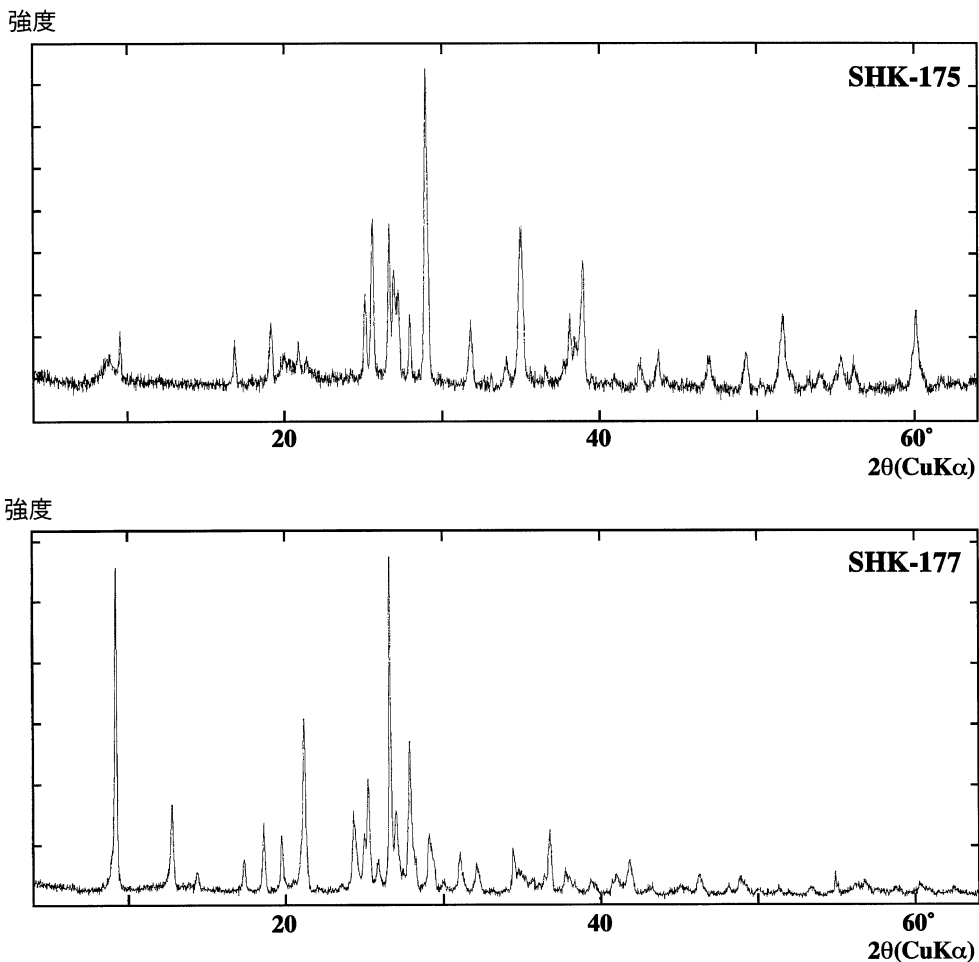
#### 鉱物脈の構成鉱物

断裂に伴われる鉱物脈について、X線回折装置(理学電機製X線回折装置Geigerflex)を用いて、構成鉱物の同定を行った。Cu管球(Niフィルター)を用い、印加電圧と電流はそれぞれ35kV, 12.5mA, 走査速度は1°/min, スリットは1°-0.15mm-1°である。走査範囲は2°から65°とした。代表的な試料についてのX線回折パターンを第10図に示す。同定の結果、断裂に伴われる鉱物脈の構成鉱物は濁沸石であることが判明した。

#### 考 察

調査地域に分布する断裂は、随伴する鉱物種の違いから大きく2つのグループに区分される。そのうち断層ガウジや沸石または石英脈を伴うものは、その方位により、さらに3つのグループに細分される。これらの断裂には明らかな切断関係が存在するため、同時期に形成されたものではないと考えられる。そこで、各断裂の切断関係から、本地域に分布する断裂系の形成過程を解析した。その結果、断裂系の形成過程は、3つのステージに区分されることが判明した(第11図)。

ステージ1ではアプライト岩脈を伴う断裂が形成される。この断裂は高角で、様々な方向に発達するが、北東方向のものが若干多い。アプライト岩脈は、志賀島全域で認められることから、この断裂の形成過程については、志賀島全域における断裂方向の解析等を行う必要がある。



第10図. 志賀島南端部東部領域の N-S 系小断層に伴われる鉍物脈の構成物の X 線回折パターン.

	断裂	鉍物脈	地質学的イベント
		石英脈の形成	熱水活動
ステージ3	断層ガウジを伴うN-S系小断層の形成	沸石脈の形成	左横ずれ断層運動 熱水活動
ステージ2	N-S系小断層 NE系小断層 NW系小断層 の形成		
ステージ1	アプライト岩脈を伴う断裂の形成	アプライトの貫入	岩体の定置と固結

第11図. 志賀島南端部の深成岩中に発達する断裂の形成史.

ステージ2では、アプライト岩脈を切ってN-S系小断層、NW系小断層、NE系小断層が形成される。これらの断層は、調査地域全域にわたり形成されている。これらの小断層は、互いに切断関係にあることから、ほぼ同時に形成されたと考えられる。

ステージ3では、N-S系小断層が再動し、断層ガウジが形成される。断層ガウジを伴うNW系小断層、NE系小断層もこの小断層に付随的に形成された。さらに、カタクラサイト帯もこの時期に形成されたと考えられる。この小断層が最も隔離量が大きく、変位センスは左横ずれである。したがって、この小断層ならびにカタクラサイト帯は、左横ずれ断層運動によって形成されたと考えられる。断層ガウジを伴う小断層とカタクラサイト帯が、東部領域に卓越することから、断層運動の中心は東側であったと考えられる。

沸石脈がNE、NWおよびN-S系小断層に伴われ、断層ガウジを伴うN-S系小断層に切られることから、沸石脈の形成はステージ2と3の間であると考えられる。X線回折結果から、これらの沸石脈を構成するのは、濁沸石である。これは津屋崎地域の北崎トータル岩に発達する断裂に伴われる沸石(柚原ほか, 2003a, 2004b)と同じである。石英脈は断層ガウジや沸石脈に切られることはないため、石英脈の形成はステージ3以降であると考えられる。この沸石脈は、20km離れた津屋崎地域(柚原ほか, 2003a, 2004b)と同様の熱水活動で形成されたと考えられる。しかし、本地域では方解石脈を伴わない。この違いは、熱水の組成、温度条件などの違いによると考えられる。石英脈の形成は、断層運動をはさんでいるため、沸石脈を形成した熱水活動とは異なる熱水活動による可能性が高い。

## まとめ

志賀島南端部に分布する北崎トータル岩、志賀島花崗閃緑岩ならびに石英閃緑岩中に発達する断裂の姿勢計測と切断関係の調査・解析、脈鉱物の同定を行った結果、以下のことが明らかとなった。

1. 深成岩に発達する断裂は、それに伴われる鉱物種の違いから大きく2つのグループ(アプライト岩脈を伴う断裂、断層ガウジ、沸石や石英からなる鉱物脈を伴う断裂)に区分される。断層ガウジや鉱物脈を伴う断裂は、その方位により、さらに3つのグループ(N-S系小断層、NE系小断層、NW系小断層)に細分される。
2. これらの断裂には明らかな切断関係が存在するため、同時期に形成されたものではない。各断裂の切断関係から、本地域に分布する断裂系の形成史は3つのステージに区別される。
3. 断裂に伴われる鉱物脈の構成鉱物は、濁沸石と石英である。
4. 志賀島南端部においても、渡半島楯崎周辺と同様に、熱水活動が起こったと考えられる。

## 謝 辞

福岡大学理学部の上野勝美助教授には査読をしていただき、有益な助言をいただいた。記して感謝の意を表します。

## 文 献

- 井沢英二・唐木田芳文・島田允堯・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・富田宰臣・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). 地質調査所, 192p.
- 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.
- 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.
- 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, 2003a, 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・大平寛人・西 奈保子, 2003 b, 福岡県津屋崎町渡半島に分布する花崗岩類の放射年代から見た熱水活動の時期. 日本地質学会第110年学術大会講演要旨, 278.
- 柚原雅樹・鮎沢 潤・大平寛人・西 奈保子・田口幸洋・加々美寛雄, 2005, 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. 岩石鉱物科学, **34**, 印刷中.
- 柚原雅樹・古川直道・田口幸洋, 2004a, 粉末ベ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・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.