

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）

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

(平成16年5月31日受理)

Fracture system in the Kitazaki Tonalite at Tsuyazaki, Fukuoka Prefecture (Part 2)

Masaki YUHARA, Yohei MITSUI, Chie UTO, Takayuki UCHIDA, Kazuyoshi KUSAMOTO,
 Nobuo SANNODO, Tetsuyuki MIZOGUCHI, Kazuki NAKAMURA, Taisuke HIRA,
 Naoki HAYAKAWA, Chieko NAKAO, Noriko YAMASAKI, Gosei ONO, Ryuji NAGAMICHI,
 Yayoi ODA, Tsuyoshi MUKAI, Hiroyuki MIYAZAKI, Akina NISHI, Mai EJIMA,
 Natsuko FURUNO, Taro IMAFUKU, Kensuke HISATSUGU, Yoshiro ISHIHARA,
 Jun AIZAWA and Tetsuo SUGIYAMA

(Received May 31, 2004)

Abstract

We measured orientations of fractures in the Kitazaki Tonalite at the Tatezaki of Watari Peninsula, Tsuyazaki Town, Fukuoka Prefecture, and analyzed their formation sequence. The fractures in the surveyed area are divided into three groups: green faults, fractures filled with aplite, and faults associated with zeolite and/or calcite. The last one is further divided into three types : NE - oriented faults, NW faults, and E-W faults. Based on crosscut relationships of those faults and development of mineralization along the fault planes, the formation process of the fractures comprise five stages. The green faults were formed by shear deformation at the first stage (Stage 1). The open fractures filled by aplite were formed at the second stage (Stage 2). The NE and NW faults were formed at the third stage (Stage 3). There is a possibility that low - angle NE faults are sheeting joint. At the fourth stage (Stage 4), the E-W faults were formed, which opened at the final stage (Stage 5). Zeolite (laumontite) was precipitated in spaces formed by the NE, NW, and E-W faults at Stages 3 and 4. Calcite and Fe oxide-hydroxide mineral veins were formed mainly in the E-W faults at Stage 5. Zeolite coexists with epidote, therefore the condition of thermal water is estimated as 200 or higher.

はじめに

福岡大学理学部地球圏科学では、断裂や鉱物脈の発達過程の解明するため、地球物質科学実験の野外実習として、福岡県津屋崎町の渡半島（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・解析を行っている。柚原ほか（2003）では、花崗岩分布域のもっとも北側、楯崎の北東側の岩礁（第1図b）に認められる断裂の種類、方向、切断関係について報告し、それらの形成史の解析を行った。そして、より広い範囲の調査の必要性を指摘した。そこで、2003年度には、同様の調査をさらに南側の地域（第1図b）で行い、柚原ほか（2003）とは若干異なる結果を得た。本報告では調査地域に分布する断裂の種類、方向、切断関係について報告し、断裂系の形成史を解析し、北側の地域との相違について議論する。

地質概説

調査地域は、福岡市北東約25kmの津屋崎町渡半島の南部西海岸、楯崎の南である（第1図b、2図）。楯崎周辺の地質は、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、非海成の下部漸新統津屋崎層と、その上位の単斜輝石カンラン石玄武岩からなる（第1図b；岡田・小島，1963ほか）。これより北方の渡半島北端部には、海成の上部漸新統山鹿層が津屋崎層を整合に覆って分布する（岡田・小島，1963ほか）。

白亜紀花崗岩類は、楯崎およびその南部の海岸に沿って分布している（第1図b）。また、津屋崎水道の渡にも分布する（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、ヒン岩の岩脈が貫入している。

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、本地域では楯崎周辺に分布する。調査地域の南部では、幅2m以上の黒雲母花崗岩に貫入される（第3図c）。唐木田・山本（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。本トータル岩に

ついては、 $110 \pm 35\text{Ma}$ のRb-Sr全岩アイソクロン年代（唐木田，1998）、 $118.0 \sim 103.0\text{Ma}$ のK-Ar普通角閃石年代、 $110.0 \sim 86.4\text{Ma}$ のK-Ar黒雲母年代が報告されており（唐木田，1997；唐木田・山本，1996）、本地域では $118.0 \pm 5.9\text{Ma}$ のK-Ar普通角閃石年代と $110.0 \pm 5.0\text{Ma}$ のK-Ar黒雲母年代が報告されている（唐木田・山本，1996）。

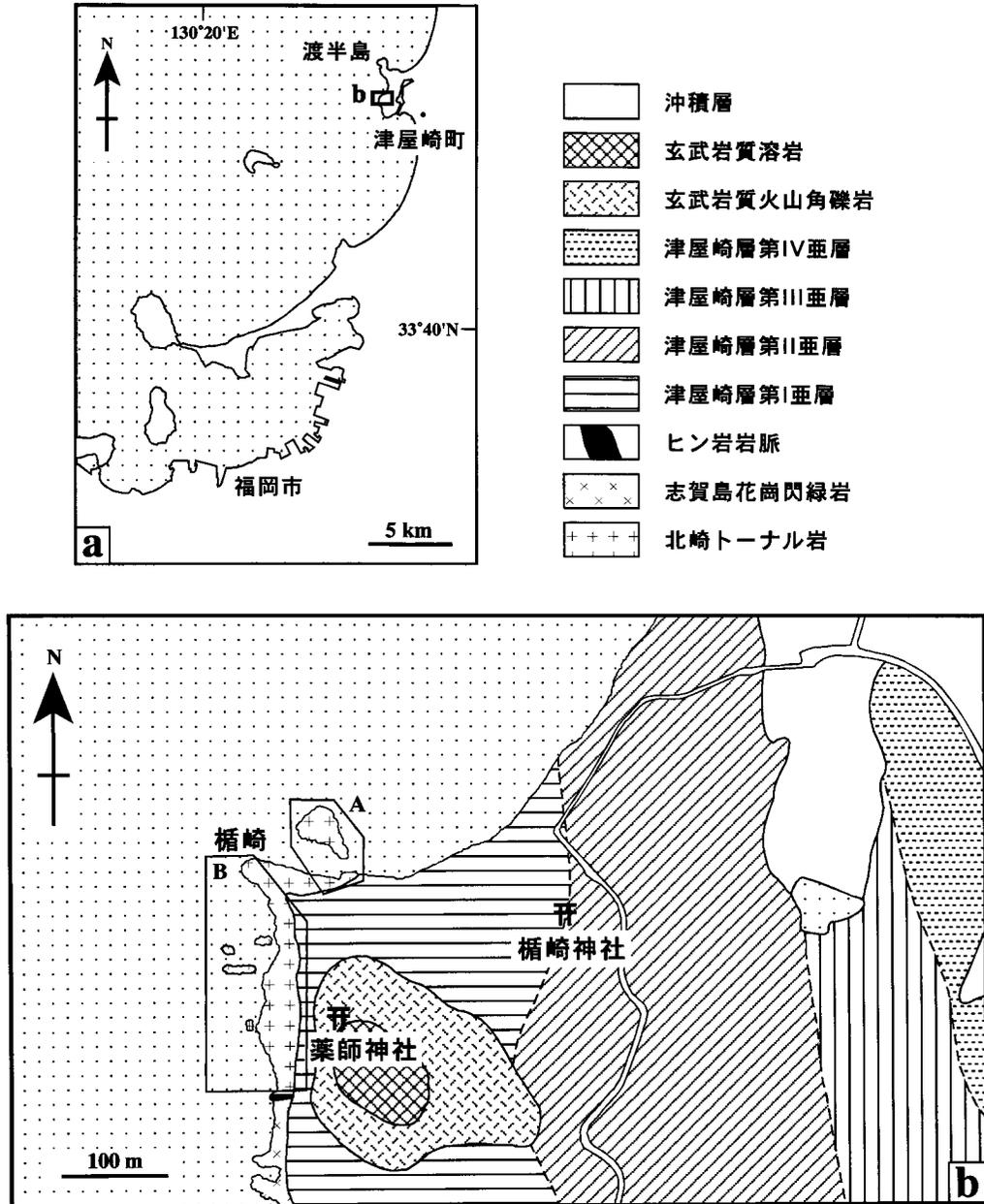
志賀島花崗閃緑岩は、優白質中～粗粒の普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩～トータル岩で、糸島半島北端の西ノ浦地域から志賀島を経て津屋崎町、福岡町に分布する。北崎トータル岩の中央部に貫入し、それと累帯深成岩体を構成すると考えられている（井沢ほか，1985）。本地域においても北崎トータル岩と貫入関係で接し（唐木田・山本，1996）、これよりも南側の海岸に分布する。志賀島花崗閃緑岩は、主成分鉱物として、斜長石、石英、カリ長石、黒雲母、普通角閃石を含み、副成分鉱物として、不透明鉱物、燐灰石、チタン石、褐レン石、ジルコンを含む。本花崗閃緑岩については、 $94.6 \pm 4.7\text{Ma}$ のK-Ar黒雲母年代が報告されている（唐木田・山本，1996）。

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覆い、粗粒火山性物質を主とする非海成層からなる。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亜層まで5つに区分される（岡田・小島，1963）。花崗岩類直上の第Ⅰ亜層は、礫岩、砂岩、シルト岩からなる。第Ⅱ亜層は、主に礫質粗粒砂岩からなる。第Ⅲ亜層は、主に赤紫色の火山角礫岩からなる。第Ⅳ亜層は、流紋岩質-石英安山岩質凝灰岩ならびに礫質粗粒砂岩・黒色シルト岩からなる。渡半島北部では、津屋崎層は山鹿層とともに北北西にゆるくプランジした褶曲軸を持つゆるい向斜構造を示す（岡田・小島，1963）。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）。

単斜輝石カンラン石玄武岩は、薬師神社周辺に露出し、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。松本ほか（1992）は、斑晶を除去した本岩から、 3.64 ± 0.11

Ma (楯崎), 3.51 ± 0.10 Ma (薬師神社), 3.52 ± 0.15 Ma (東郷公園) の全岩 K-Ar 年代値を報告している. また, 唐木田・山本 (1996) は, 薬師

神社の南東に位置する東郷公園の玄武岩試料から 3.6 ± 1.0 Ma の全岩 K-Ar 年代値を報告している.

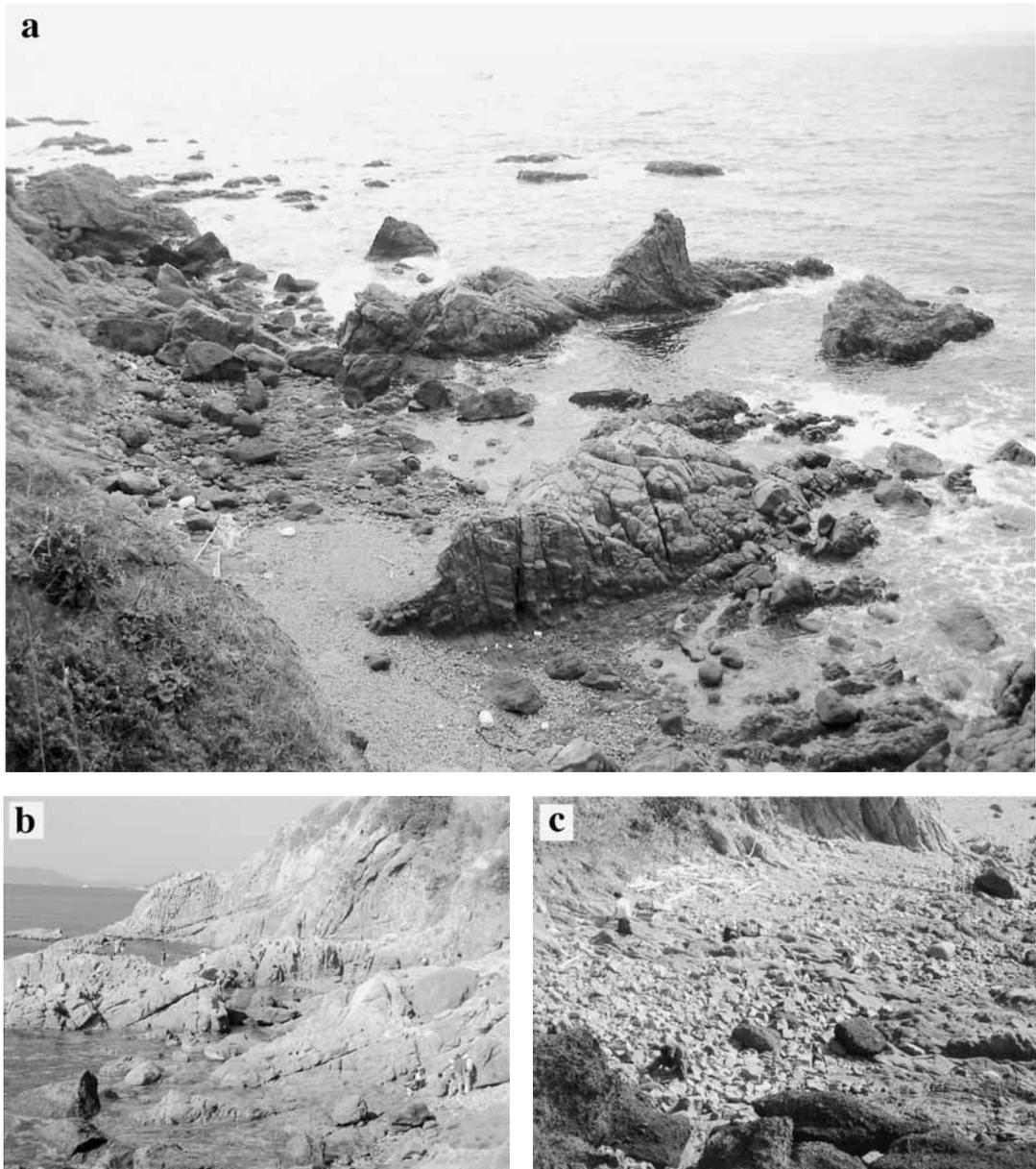


第1図 福岡県津屋崎町渡半島，楯崎周辺の地質図。
 a：渡半島の位置図，b：楯崎周辺の地質図（岡田・小島，1963を改変）。
 A：柚原ほか（2003）の調査範囲，B：本研究の調査範囲。

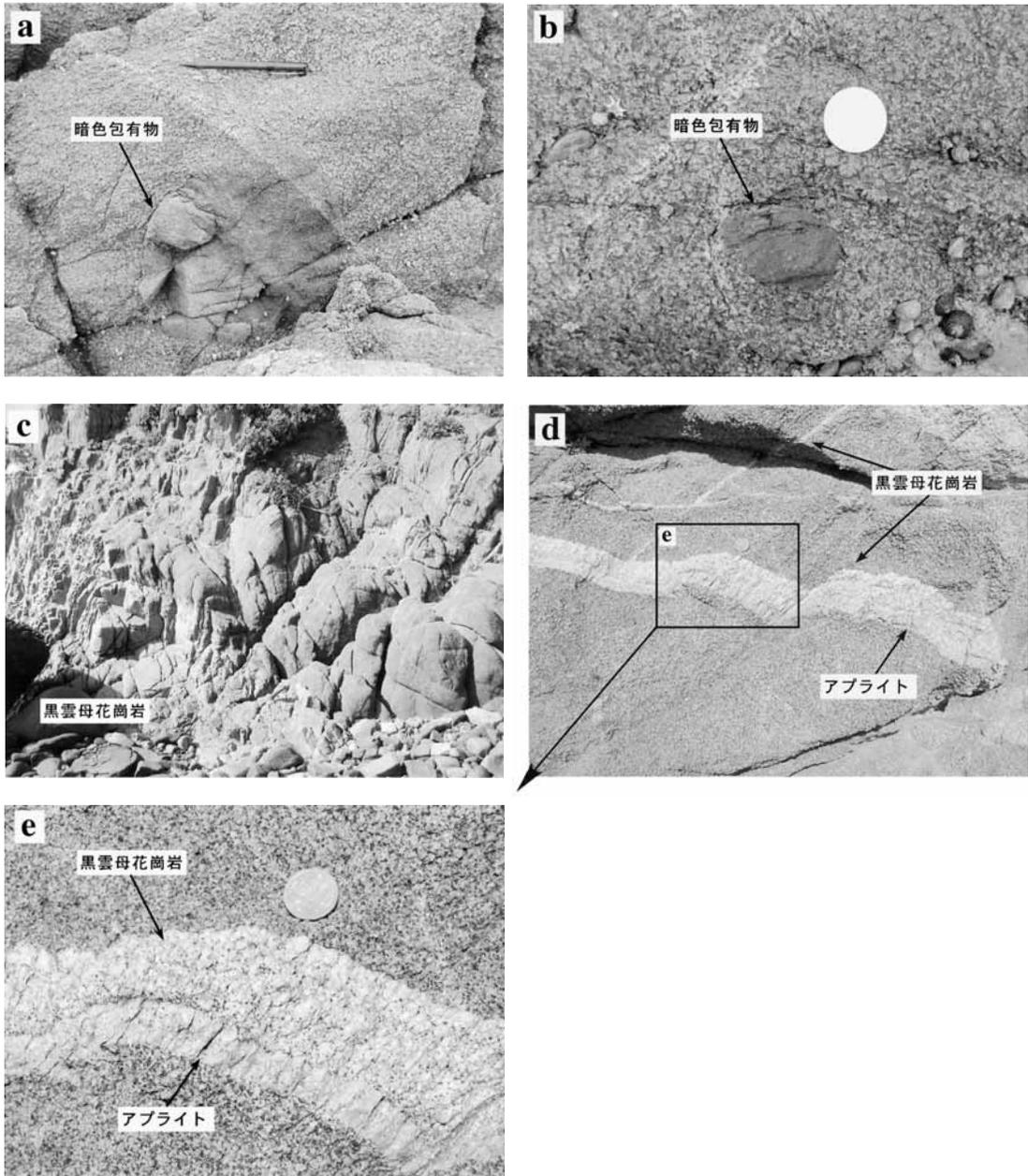
北崎トータル岩および関連する岩石の岩石記載 と化学組成

調査対象とした北崎トータル岩は、優黒質中粒塊状の普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩で、紫味を帯びた暗灰色を呈する。径1～30cmの暗色包有物

をしばしば包有する（第3図a, b）。本トータル岩には、厚さ数～35cmのアブライト岩脈が多数貫入している。北崎トータル岩は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、



第2図 調査地域全景と調査風景。
a：調査地域全景，b，c：調査風景。



第3図 北崎トータル岩の露頭写真.

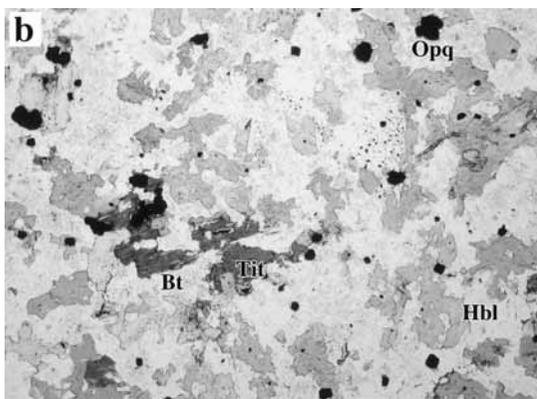
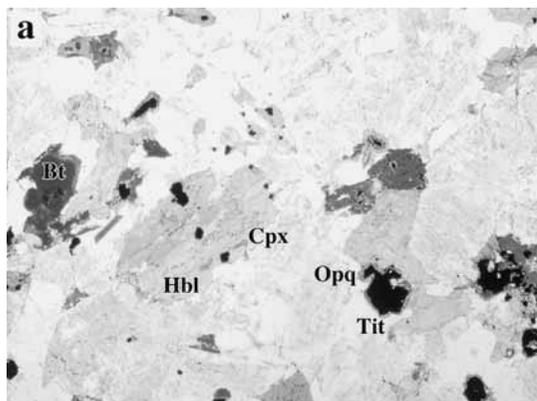
- a, b : 北崎トータル岩に包有される暗色包有物,
- c : 北崎トータル岩に貫入する黒雲母花崗岩,
- d : 黒雲母花崗岩岩脈とアプライト岩脈の関係,
- e : 黒雲母花崗岩岩脈とアプライト岩脈の関係.

燐灰石、チタン石、ジルコンを含む。斜長石は自形から半自形で累帯構造を示し、最大4mmに達する。斜長石は、普通角閃石、黒雲母、不透明鉱物を包有する。斜長石の一部はセリサイト化している。斜長石とカリ長石の接触部にはミルメカイトが認められる。石英は他形で、他鉱物間を充填し、弱い波動消光を示す。また、大きく成長しポイキリティックに斜長石、普通角閃石、黒雲母を包有することもある。カリ長石は他形で、他鉱物間を充填し、時に大きく成長しポイキリティックに斜長石、普通角閃石、黒雲母を包有する。普通角閃石は半自形から他形で、青緑褐色から淡黄褐色の多色性を示し、最大2mmに達する。黒雲母、不透明鉱物、石英、他形で蜂の巣状の単斜輝石を

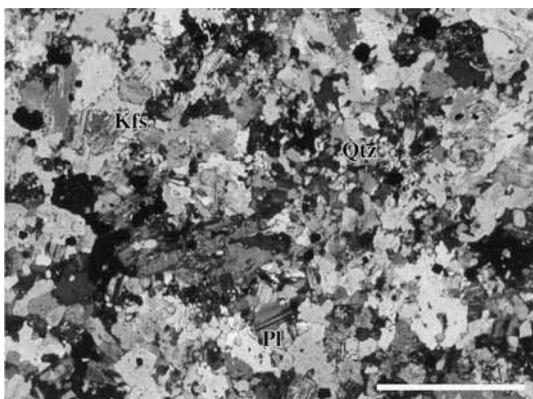
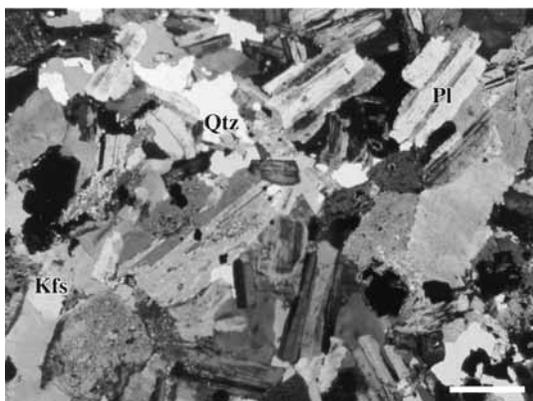
包有する。石英を多量に包有して、ふるい状あるいは蜂の巣状の構造を呈する場合もある。黒雲母は半自形から他形で、暗褐色から淡黄褐色の多色性を示し、最大2mmに達する。普通角閃石、不透明鉱物、チタン石、燐灰石、ジルコンを包有する。また、石英とともにシンプレクタイトを形成している場合がある。黒雲母の一部は緑泥石化している。単斜輝石は普通角閃石に包有されており、他形で、不規則な形態を示す。また、不規則な形をした小結晶の集合体となることもある。不透明鉱物は、チタン石に縁どられていることが多い。

北崎トータル岩に包有される暗色包有物は、優黒質細粒塊状の黒雲母普通角閃石花崗閃緑岩で、母岩である北崎トータル岩との境界は明瞭である

単ニコル



直交ニコル



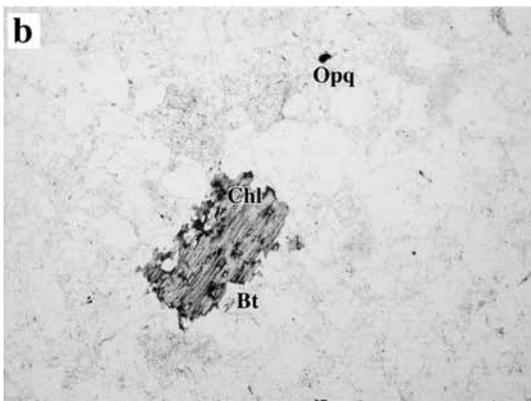
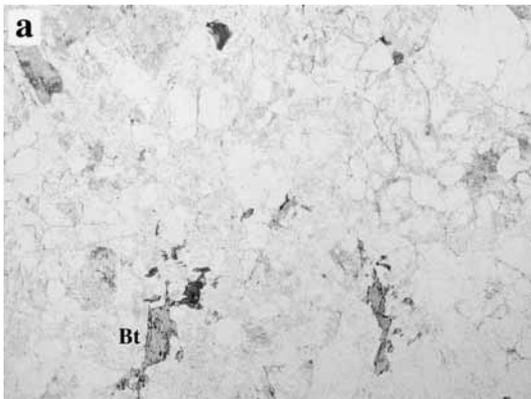
第4図 北崎トータル岩および暗色包有物の薄片写真。
 a：北崎トータル岩 (04021803)，b：暗色包有物 (03032003)。
 Bt：黒雲母，Hbl：普通角閃石，Cpx：単斜輝石，Tit：チタン石，
 Opq：不透明鉱物，Kfs：カリ長石，Pl：斜長石，Qtz：石英。
 スケールバーは1mm。

(第3図 a, b). 暗色包有物は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, 普通角閃石, 黒雲母, カリ長石, 不透明鉱物と少量の単斜輝石からなり, 副成分鉱物として, 燐灰石, チタン石, 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1.3mmに達する. 普通角閃石, 不透明鉱物を包有する. 斜長石の一部はセリサイト化している. 石英は他形で, 他鉱物間を充填し, 弱い波動消光を示す. 粒径は0.3mm以下で, 普通角閃石, 不透明鉱物を包有する. 普通角閃石は半自形から他形で, 青緑褐色から淡黄褐色の多色性を示し, 最大0.8mmに達する. 黒雲母, 不透明鉱物, 石英, 他形で蜂の巣状の単斜輝石を包有する. 黒雲母は半自形か

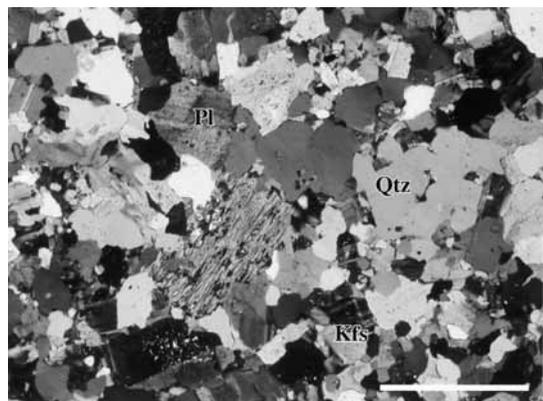
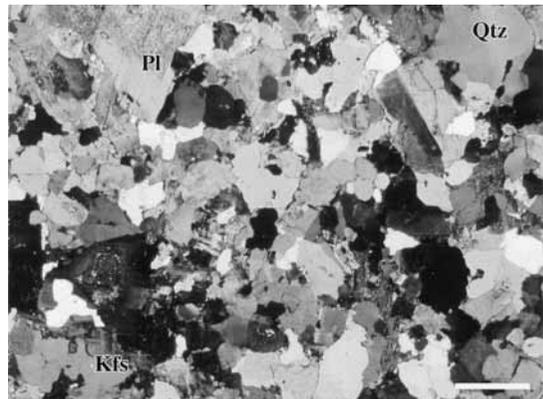
ら他形で, 暗褐色から淡黄褐色の多色性を示し, 最大0.9mmに達する. 普通角閃石, 不透明鉱物, チタン石, 燐灰石, ジルコンを包有する. 黒雲母の一部は緑泥石化している. カリ長石は他形で, 他鉱物間を充填し, 時に大きく成長しポイキリティックに斜長石, 普通角閃石, 黒雲母, 不透明鉱物を包有する. 単斜輝石は普通角閃石に包有されており, 他形で, 不規則な形態を示す. 不透明鉱物は, チタン石に縁どられていることが多い.

北崎トータル岩に貫入する黒雲母花崗岩は, 優白質塊状の黒雲母花崗岩である. 周囲には本岩から派生したと考えられる黒雲母花崗岩の岩脈が認められる. この岩脈とアプライト岩脈が, 同一の断裂に沿って貫入しているところでは, 両者の境

単ニコル



直交ニコル



第5図 黒雲母花崗岩およびアプライトの薄片写真.

a : 黒雲母花崗岩 (03101107), b : アプライト (04021806).

Bt : 黒雲母, Opq : 不透明鉱物, Kfs : カリ長石, Pl : 斜長石,

Qtz : 石英, Chl : 緑泥石.

スケールバーは1 mm.

界は明瞭である(第3図d, e)。本岩は、鏡下では半自形粒状組織を呈し(第5図a)、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、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2.5mmに達する。黒雲母を包有する。斜長石の中心部がセリサイト化している場合がある。斜長石とカリ長石の接触部にはミルメカイトが認められる。石英は他形で、他鉱物間を充填し、弱い波動消光を示す。斜長石、カリ長石、黒雲母を包有する。カリ長石は他形で、他鉱物間を充填し、時に大きく成長しポイキリティックに斜長石、黒雲母、石英を包有し、最大4.5mmに達する。黒雲母は半自形から他形で、暗褐色から淡黄褐色の多色性を示し、最大1mmに達する。黒雲母の一部は緑泥石化している。

アプライトは厚さ最大35cmの優白質細粒塊状の両雲母花崗岩であり、ピンク色を呈する。本岩は、鏡下では半自形粒状組織を呈し(第5図b)、主として石英、カリ長石、斜長石、黒雲母、白雲母からなり、副成分鉱物として、ザクロ石、不透明鉱物、ジルコンを含む。石英は他形で、他鉱物間を充填し、弱い波動消光を示す。斜長石、黒雲母を包有し、最大0.8mmに達する。カリ長石は

他形で、他鉱物間を充填する。斜長石、石英、白雲母を包有し、最大1mmに達する。斜長石は自形から他形で、累帯構造を示し、最大1.3mmに達する。石英、黒雲母を包有する。斜長石の一部はセリサイト化している。斜長石とカリ長石の接触部にはミルメカイトが認められる。黒雲母は半自形から他形で、暗褐色から淡黄褐色の多色性を示し、最大1mmに達する。黒雲母の大部分は緑泥石化している。白雲母は半自形から他形で、0.5mm以下である。

北崎トータル岩、黒雲母花崗岩、アプライトから化学分析用岩石試料を採取し(付図1)、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(2003a, b)、柚原ほか(2004)に従った。分析結果は、第1表に示した。

北崎トータル岩はSiO₂含有量が、58.9~60.2wt%という非常に狭い組成範囲を持つ。他の元素についてもSを除くと変化幅は小さい。暗色包有物のSiO₂量は54.0wt%であり、北崎トータル岩に比べて若干低い。これに対し、黒雲母花崗岩とアプライトのSiO₂量は、76.2wt%、77.0wt%と大幅に高い。両者のSiO₂量は類似するが、

第1表 北崎トータル岩および関連する岩石の化学組成。

Sample No.	03032003	03032002	03101108	02060805*	03032004	03101105	02060801*	03101104	03101109	04021803	03101107	04021806
	Mafic en.	Kitazaki To.	Kitazaki To.	Kitazaki To.	Kitazaki To.	Kitazaki To.	Kitazaki To.	Kitazaki To.	Kitazaki To.	Kitazaki To.	Biotite Gr.	Aplite
SiO ₂ (wt%)	54.04	58.78	59.21	59.22	59.37	59.59	59.71	59.76	59.90	60.19	76.16	77.02
TiO ₂	0.91	0.81	0.81	0.79	0.80	0.77	0.82	0.80	0.71	0.80	0.09	0.05
Al ₂ O ₃	15.64	15.95	16.11	16.08	15.99	16.21	15.90	16.16	15.99	15.98	12.94	12.97
Fe ₂ O ₃	2.93	3.76	2.48	3.49	2.98	2.82	3.80	2.80	2.21	2.95	0.26	0.19
FeO	5.44	2.84	3.76	3.00	3.42	3.23	2.80	3.29	3.66	3.02	0.37	0.15
MnO	0.15	0.12	0.12	0.12	0.12	0.11	0.13	0.11	0.12	0.11	0.03	0.04
MgO	4.80	3.32	3.24	3.29	3.16	3.08	3.38	3.05	3.03	2.98	0.24	0.11
CaO	8.11	5.61	5.59	5.49	5.65	5.44	5.49	5.38	5.37	5.18	0.92	0.32
Na ₂ O	3.67	3.31	3.37	3.33	3.39	3.42	3.40	3.44	3.34	3.38	3.58	4.38
K ₂ O	1.83	3.00	3.01	3.09	2.84	3.09	2.35	3.16	3.30	3.32	4.64	4.57
P ₂ O ₅	0.33	0.25	0.23	0.24	0.24	0.23	0.25	0.22	0.22	0.22	0.01	0.00
L.O.I.	1.07	1.17	1.15	1.10	0.95	0.97	1.40	0.90	1.16	0.90	0.47	0.34
Total	98.92	98.92	99.08	99.24	98.91	98.96	99.43	99.07	99.01	99.03	99.71	100.14
Ba(ppm)	310	586	583	622	558	624	563	751	677	634	160	36
Co	50	56	61	53	63	48	47	58	46	54	64	62
Cr	101	30	37	31	34	35	33	36	32	27	11	<4
Cu	144	50	62	64	49	85	54	39	45	39	6	6
Ga	18	17	18	17	17	17	18	17	17	17	25	18
Nb	8	13	12	13	13	12	12	12	12	13	13	27
Ni	24	14	17	15	13	19	15	16	17	13	10	5
Pb	15	10	12	9	11	11	11	11	12	13	25	44
Rb	70	106	109	109	101	112	68	112	107	116	182	410
S	42	66	42	86	32	57	13	40	139	36	9	10
Sr	531	493	495	496	491	501	474	478	479	470	106	11
Th	7	12	12	10	10	11	10	9	11	11	19	19
V	241	165	161	165	160	155	171	155	147	154	13	8
Y	25	23	24	23	23	23	23	23	24	24	12	24
Zn	92	61	66	59	63	65	65	63	61	67	13	7
Zr	103	125	176	194	173	137	199	172	179	171	57	67

L.O.I.: loss on ignition, en: enclave, To.: tonalite, Gr.: granite.

*Data from Yuhara et al. (2003)

Ba, Pb, Rb, Sr, Y 量が大幅に異なる．これは、鉱物組み合わせの違いによると考えられる．

断裂系および鉱物脈の記載

調査は福岡県津屋崎町楯崎の南側の岩礁（第1図b，2図a）で、いくつかのグループに分かれて行った（第2図b，c）．調査地域には、柚原ほか（2003）同様、緑色小断層、アプライト岩脈を伴う断裂、沸石や方解石からなる鉱物脈を伴う断裂であるNE系小断層、NW系小断層、E-W系小断層が存在する．

緑色小断層

緑色小断層は走向がN32°E~N80°Wで、傾斜が30~54°Nである（第6図）．この小断層は厚さ1.5cm以下（第7図a）で、主に0.4mm以下に細粒化した普通角閃石、石英、斜長石、黒雲母、不透明鉱物および少量のカリ長石からなり、煨灰石、チタン石、ジルコンを含む断層岩を伴う（第8図a，b）．この小断層は、アプライト岩脈、NE系小断層に切られる（第7図a，b）．緑色小断層は、集中するところでは、3~7cm間隔で発達する．

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、走向がN25~60°Eで傾斜が25~70°NWものと、走向がN25~80°Wで傾斜が50~65°NWのもの2グループに分けられる（第9図）．前者は、楯崎の北東側の岩礁（柚原ほか，2003）に認められるアプライト岩脈を伴う断裂の方向の範囲内にある．一方のグループの岩脈からもう一方のグループの岩脈が派生していることから、両方向の断裂は同時に形成されたものであると考えられる．厚いアプライト岩脈は連続性がよいが、厚さ数cm程度のアプライト岩脈は、2m程度しか連続しない．これらの形態から、この断裂は開口断裂であると考えられる．この断裂は緑色小断層を切り（第7図b）、NE系小断層、E-W系小断層に切られる（第7図c）．

沸石や方解石からなる鉱物脈を伴う断裂

NE系小断層

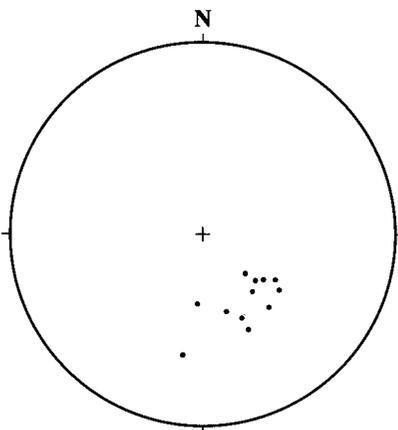
NE系小断層は、N10°E/82°WとN35°E/85°Wの2方向に集中域を持ち、さらにN40°E/35°WとN30°E/40°Eの2方向にも若干集中する（第10図）．したがって、NE系小断層には高角なものと同角なものも存在する（第7図d，e）．この小断層は、アプライト岩脈を伴う断裂、緑色小断層、NW系小断層を切り（第7図a）、水平隔離および傾斜隔離はそれぞれ3cm以下である．小断層の間隔は、2~30cmである．厚さ数mm以下の濁沸石からなる沸石脈を伴う（第7図a，d，e，f，g，i）．ほぼ同方向の方解石脈が伴われる場合がある（第7図i）．この場合、方解石脈は小断層および沸石脈を切ることが多い（第7図i）．低角なNE系小断層、特に北西に傾斜するものは、わずかに開口していることが多い（第7図d，e，l）．

NW系小断層

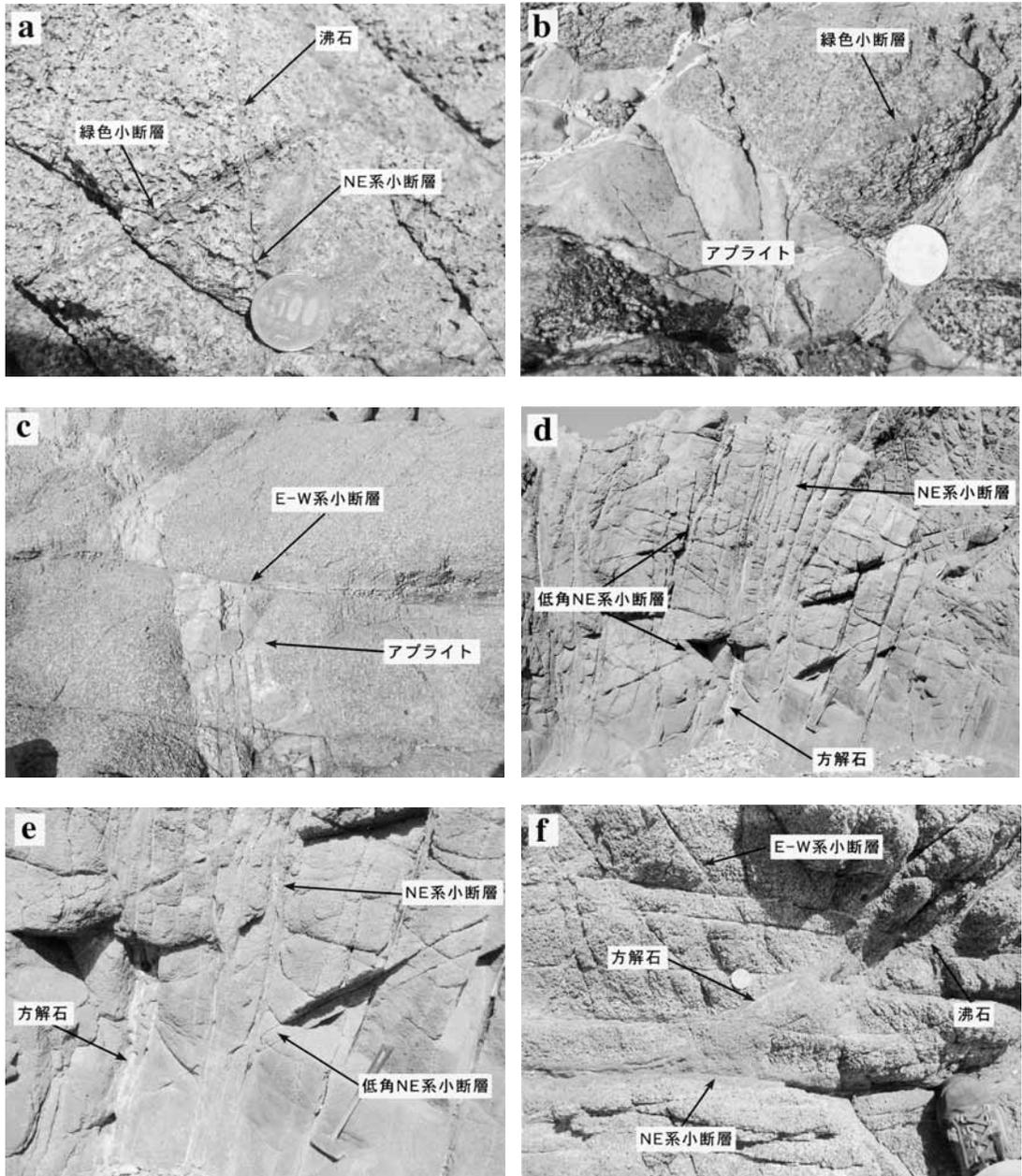
NW系小断層はN45°W/85°SWに若干集中する（第10図）．この小断層は、楯崎の北側（柚原ほか，2003）に比べて発達が悪く、連続性も悪い（第7図g，h）．NE系小断層を切り、厚さ5cm以下の濁沸石からなる沸石脈や方解石脈を伴う．水平隔離は2cm以下、傾斜隔離は1cm以下である．小断層の間隔は、10~20cmである．NE系小断層同様、小断層にほぼ平行な方解石脈に切られる場合がある．

E-W系小断層

E-W系小断層は、E-W/80°Sに集中する（第10図）．この小断層は、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7図c，g，j，k）．水平隔離は最大10cmに達するが、傾斜隔離はほとんど認められない．変位センスは、

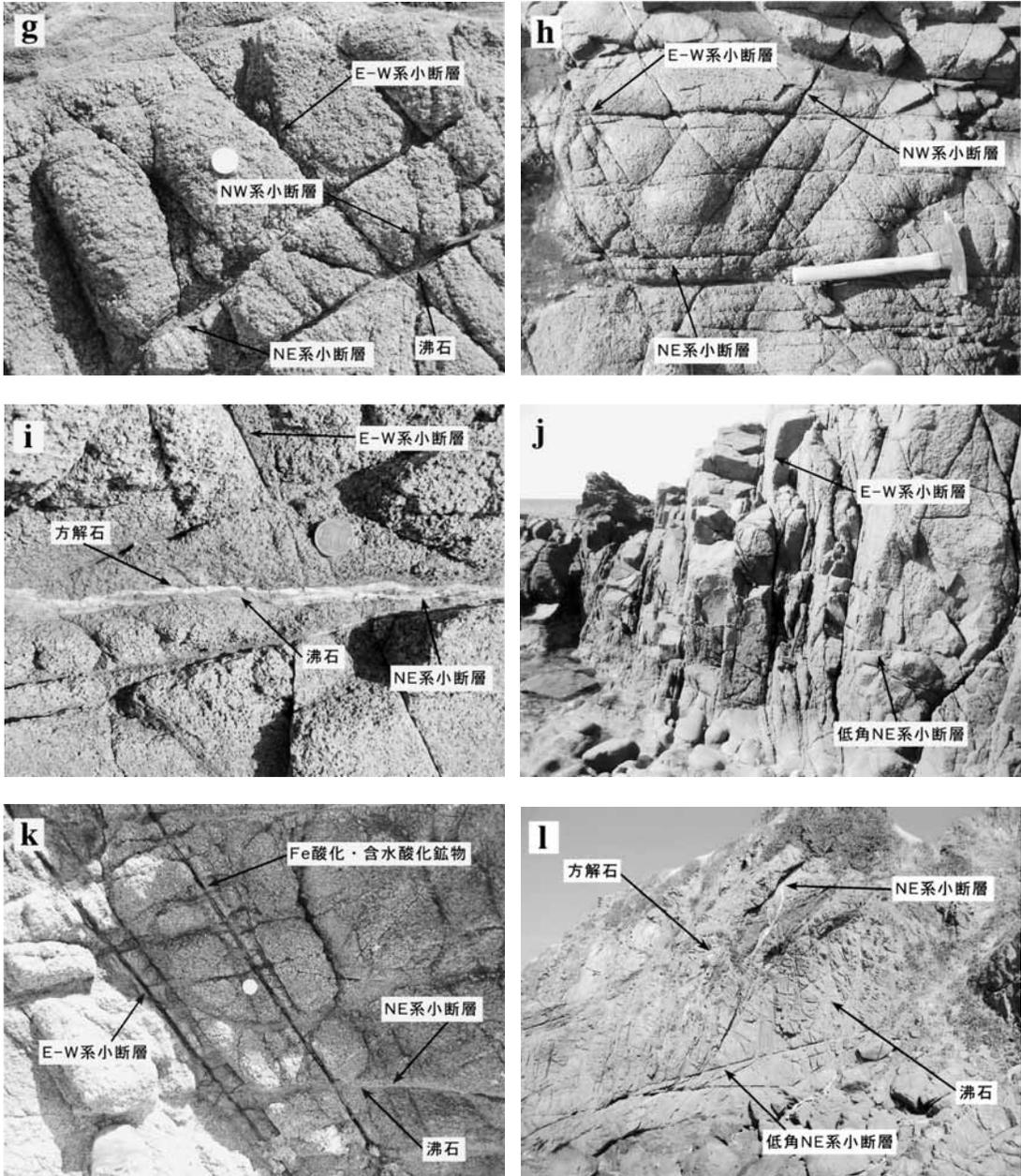


第6図 緑色小断層の走向傾斜（シュミットネット，下半球投影）．



第7図 断裂の露頭写真.

- a : NE系小断層に切られる緑色小断層,
 b : 緑色小断層を切るアプライト岩脈,
 c : E-W系小断層に切られるアプライト岩脈,
 d : 高角なNE系小断層と低角なNE系小断層の関係,
 e : 傾斜方向と傾斜角度の異なるNE系小断層,
 f : NE系小断層とE-W系小断層の関係.

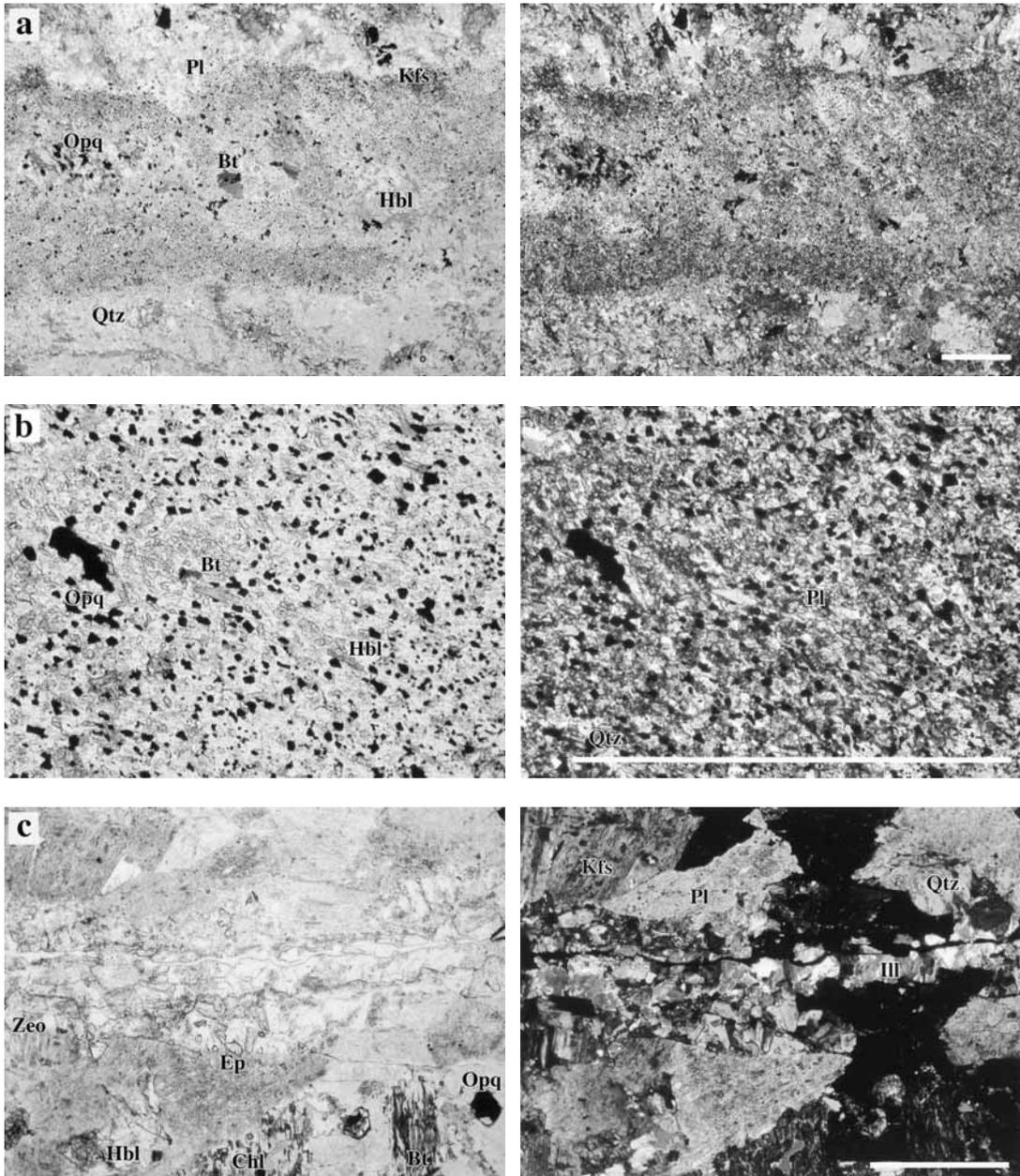


第7図 (つづき)

- g : NW系小断層，NE系小断層，E-W系小断層の関係，
- h : NW系小断層，NE系小断層，E-W系小断層の関係，
- i : NE系小断層に沿って発達する沸石脈と方解石脈，
- j : E-W系小断層と低角なNE系小断層，
- k : Fe酸化・含水酸化錳物脈を伴うE-W系小断層，
- l : 方解石脈と沸石脈の発達様式．

単ニコル

直交ニコル



第8図 緑色小断層および沸石脈の薄片写真.

a, b : 緑色小断層, c : 沸石脈.

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, Zeo : 沸石,
Ill : イライト, Ep : 緑簾石, Chl : 緑泥石.
スケールバーは1mm.

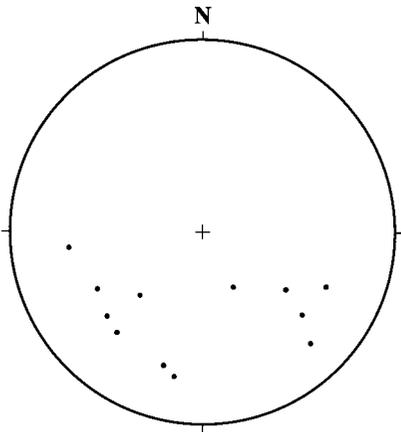
左横ずれである（第7図c）．また，小断層の間隔は，5～30cmである．この小断層は方解石脈，沸石脈（濁沸石からなる）を伴う．沸石および方解石脈の厚さは数mm以下である．さらに，E-W系小断層には，Fe酸化・含水酸化鉱物脈を伴うものもある（第7図k）．

これらの小断層に伴われる沸石脈は，X線回折結果から，濁沸石から構成されると考えられ，さらに若干のイライトも含まれる（柚原ほか，2003）．沸石脈を構成する沸石中には自形の緑レ

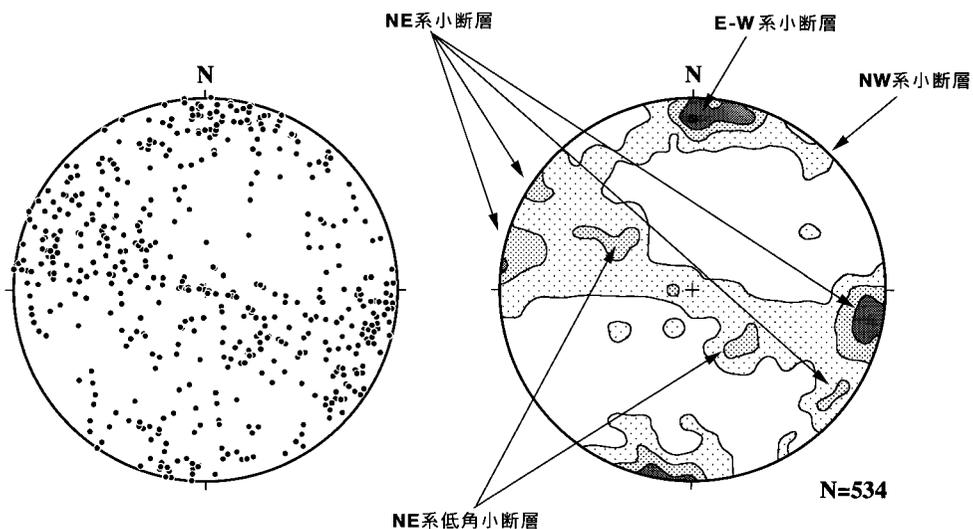
ン石が包有され，この沸石を切ってイライト脈が認められる（第8図c）．この脈を構成するイライトは，周囲の斜長石やカリ長石中に認められるイライトとは明らかに産状が異なる．

考 察

調査地域に分布する断裂は，柚原ほか（2003）同様，随伴する鉱物種の違いから大きく3つのグループに区分される．そのうち沸石または方解石を伴うものは，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，柚原ほか（2003）で得られた結果に，本調査で得られた結果をあわせて，北崎トータル岩全域における断裂系の形成過程を考察する．柚原ほか（2003）では断裂系の形成史を4つのステージに区分したが，ステージ1は切断関係が認められなかったため，緑色小断層とアプライト岩脈を伴う断裂が形成されたステージとした．しかし，今回の調査により，両者の切断関係が認められたため，ステージ1をさらに細分して独立したステージとした．その結果，5つのステージに区分されることが判明した（第11図）．



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）．



第10図 方解石や沸石からなる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％．

ステージ1では、緑色小断層が形成される。ここで形成される緑色小断層は、構成鉱物が母岩の北崎トータル岩と同じであることから、鉱物の破壊のみを伴う剪断変形によって形成されたと考えられる。黒雲母や普通角閃石は細粒化するのみで分解していないことから、この変形は角閃岩相程度の条件下で起こったと考えられる。断層面における鉱物線構造が明瞭でないため、ずれの方向等は確認できない。この緑色小断層が調査地域全域に認められることから、剪断変形は全域にわたって生じたと考えられる。

ステージ2ではアプライト岩脈を伴う断層が形成される。アプライト岩脈を伴う断層は、薄いアプライト岩脈がレンズ状の形態を示すことから、開口断層であると考えられる。さらに、これには共役系と考えられる2方向の断層が認められる。

ステージ3ではNEおよびNW系小断層が形成される。これらの小断層系は、互いに切断関係にあり、伴われる鉱物脈も同じであるため、形成時期はほぼ同時で、共役系であると考えられる(柚原ほか, 2003)。NE系小断層のうち、低角なもの(特に北西に傾斜するもの)は、楯崎ののびの方向にほぼ垂直な走向を示し、海側に低角に傾斜している(第2図, 7図1)。このことから、この断層は、海側に緩やかに傾斜する地形とほぼ平行に発達しているといえる。したがって、これはシーティング節理(sheeting joint)であると考えられる。シーティング節理は、緩い山腹斜面

などにほぼ平行した節理であり、一般には山地の浸食・削剥による上載荷重の減少によって形成されると考えられている(Price, 1966; 横田, 1996など)ことから、低角なNE系小断層は、津屋崎層堆積以前に北崎トータル岩を含む基盤岩類が削剥レベルに達した時期に形成されたと考えられる。津屋崎層の堆積は、前期漸新世であるため、ステージ3はこれよりも古い時代に対応する可能性が高い。

ステージ4では、E-W系小断層が形成される。この小断層が最も隔離量が大きく、左横ずれ変位が卓越する。

最後に、ステージ5で、NE系およびE-W系小断層の開口が起こったと考えられる。楯崎の北側ではE-W系小断層が主に開口している(柚原ほか, 2003)が、南側の地域では、NE系小断層の開口が主に起こっており、NW系およびE-W系小断層は若干開口したにすぎない。この違いは、開口時の応力場によると考えられるが、これについてはより広域な解析が必要であろう。

沸石脈がNE, NWおよびE-W系小断層に伴われることから、沸石脈の形成はステージ3以降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、濁沸石であると考えられ、若干のイライトが含まれる(柚原ほか, 2003)。方解石脈が沸石脈を切る(第7図i)ことから、方解石脈の形成は、沸石脈の形成の後、すなわちステージ5の小断層の開口時期であると

	断層	鉱物脈	地質学的イベント
			岩体の定置と固結
ステージ1	緑色小断層岩の形成		岩体の削剥 津屋崎層の堆積 熱水活動 ↓
ステージ2	アプライト岩脈を伴う断層の形成	アプライトの貫入	
ステージ3	NE系小断層 NW系小断層の形成		
ステージ4	E-W系小断層の形成	沸石脈の形成	
ステージ5	NE系小断層 E-W系小断層の開口	方解石脈および Fe酸化・含水酸化鉱物脈の形成	

第11図 北崎トータル岩中に発達する断層の形成史。

考えられる。また, Fe 酸化・含水酸化鉱物脈も沸石脈を切る (第7図k) こと, 方解石脈と共に産する (柚原ほか, 2003) ことから, ステージ5で形成されたと考えられる。これらの鉱物脈は, 熱水活動で形成されたと考えられる (岡田・小島, 1963; 上野・花田, 1982; 柚原ほか, 2003)。沸石脈を構成する沸石中には自形の緑レン石が包有され, この沸石脈を切るようにイライト脈が発達している (第8図c) ことから, これらの鉱物を晶出した熱水の温度条件は, 温度と熱水溶液の相違による変質鉱物の生成環境 (吉村, 2001; 井上, 2003) から, 少なくとも200 を越えていた可能性が高い。さらに, 濁沸石, 緑レン石に晶出の後にイライト脈が生じていることから, イライトを晶出させた熱水の温度は, 濁沸石, 緑レン石を晶出させた熱水の温度よりも低いと考えられる。したがって, これらの鉱物の晶出は, 断裂を通過する熱水の温度が徐々に低下していくことで説明することができ, 方解石の晶出はこれよりもさらに低い温度条件であった可能性が高い。また, 熱水の性質は中性からアルカリ性であったと考えられる。沸石脈は北崎トータル岩全域に認められるが, その頻度分布には多少のばらつきが認められる。方解石脈も全域で認められるが, 集中しているところとそうでないところが認められる (第7図d, l)。Fe 酸化・含水酸化鉱物脈は, 楯崎先端部とその東方延長部に集中している。これらのことから, 熱水活動は北崎トータル岩 (さらに南側の志賀島花崗閃緑岩分布域にまで) 全域におよんでいたが, 熱水の通過は場所により不均質であったと考えられる。また, 鉱物脈を伴う断裂の多くは高角なものであることから, 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られる。この熱水は, 上位の津屋崎層にまで到達していた可能性は高い。

ま と め

福岡県津屋崎町の渡半島楯崎南に分布する北崎トータル岩中に発達する断裂の姿勢計測と切断関係, 鉱物脈との関係の調査・解析を行った結果, 以下のことが明らかとなった。

1. 北崎トータル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3つのグループ

(緑色小断層, アプライト岩脈を伴う断裂, 沸石や方解石からなる鉱物脈を伴う断裂) に区分される。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。

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5つのステージに区分される。

3. 沸石脈の鉱物組み合わせから, 沸石を晶出した熱水の温度は少なくとも200 を越えていた可能性が高い。さらに, 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。

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

- 井上厚行, 2003, 熱水変質作用. 資源環境地質学, 195-202.
- 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「福岡町の地質・鳥類・漂着物」, 23-38.
- 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.
- 松本徭夫・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 夫教授記念論文集, 247-264.
- 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, 地質学, 7, 75-83.
- Price, N. J., 1966, *Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock*. Pergamon Press, Oxford, 176p.

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. 九鉞誌, 30, 378-382.

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.

横田修一郎, 1996, シーティング節理. 新版地学事典, 550-551.

吉村尚久, 2001, 粘土鉱物と変質作用. 地学団体研究会, 293p.

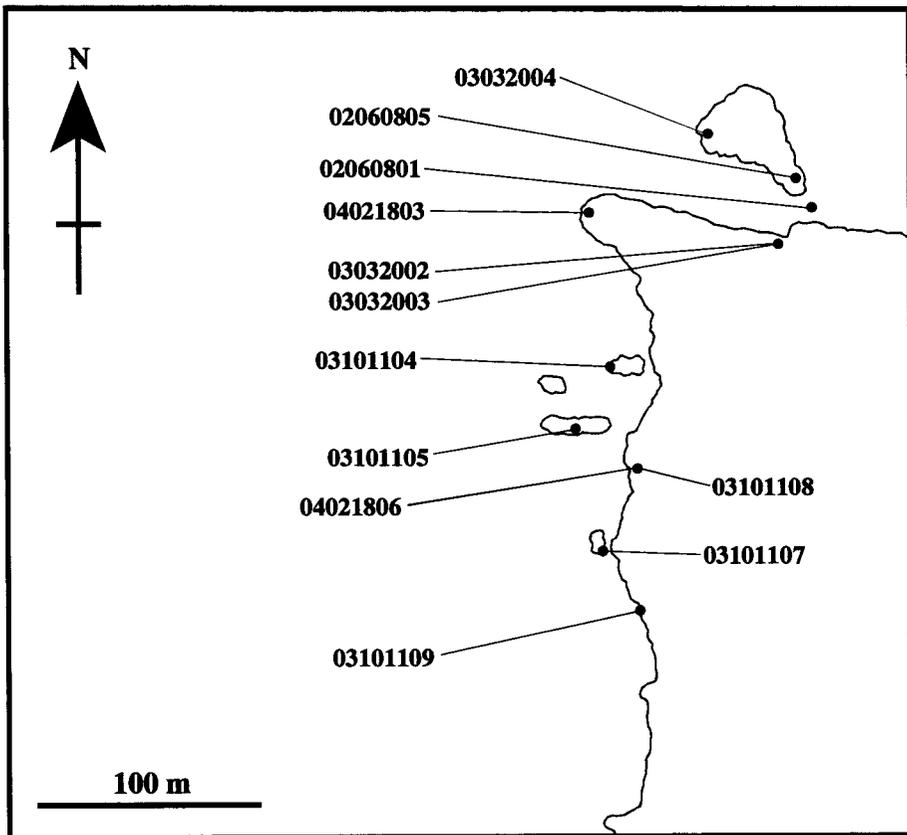
柚原雅樹・鮎沢 潤・古川直道・毛利順子・江川貴司・木村靖幸・関 友美子・黨 洋一郎・猪俣拓郎・加治屋 佑・伊藤裕之・押川美佳・瀬戸間洋平・高橋美佳・前垣内勇作・田中聖太・中村良司・高本のぞみ・沖 聡・久次賢介・佐志篤史・稲永康平・川添 司・中村浩

則・藤木道雄・中村賢司・杉原 薫・秋山哲男, 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, 65-76.

柚原雅樹・古川直道・田口幸洋, 2004, 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, 43-49.

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, 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, 77-81.



付図 試料採取地点.