

Online ISSN : 2186-490X
Print ISSN : 1346-4272
CODEN : CCKHA7

地質調査研究報告

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Vol. 63 No. 7/8 2012



独立行政法人
産業技術総合研究所
地質調査総合センター



平成24年

論文

- Petrochemistry of the Late Cretaceous-Paleogene igneous rocks in the Ikuno-Akenobe mines area,
Southwest Japan
Shunso Ishihara and Bruce W. Chappell 181
- 滋賀県田上花崗岩体ペグマタイト中のジルコン：産状・形態・組織・化学組成
角谷安華・河野俊夫・中野聰志・西村彰子・星野美保子 203

短報

- 山陰地方中部における飛騨と三郡変成岩類に貫入するジュラ紀花崗岩類
石原舜三・平野英雄・谷 健一郎 227

表紙の写真

兵庫県, 明延鉱山の操車場：一円電車の終点

兵庫県中部, 生野・明延鉱床は世界を代表する多金属鉱脈として著名である。生野鉱床が古く、その歴史は平安朝初期の大同 2 年 (807) の銀山に始まると言われ、後にベースメタル・スズなどを採掘した。明延鉱床も神子畑銀山に始まり、西北西方にベースメタル・スズ・タングステン含有鉱脈を発見し、昭和 62 年 (1987) まで採掘し、なお鉱石を残しながら円高のために閉山を余儀なくされた。明延鉱石は立坑で巻き上げられ、そこから約 6 km の神子畑選鉱場へ電車で運ばれ処理されたが、この電車は一般にも解放され一円電車として愛された。写真は明延鉱山側の操車場であり、中央と右手に機関車がみえる。

(写真・文：石原舜三)

Cover page

Akenobe terminal of the penny-train of the Akenobe-Mikohata mines, Hyogo Pref., Japan

Polymetallic veins of the Ikuno-Akenobe mines are world famous subvolcanic type containing minable amounts of Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Sn and W minerals. The mining was initiated in 807 for silver and moved to base metals and tin and tungsten in recent years, and stopped the production in 1987 by rapid change of yen-dollar exchange rate. The veins were mined in underground and the ores were transported from the central shaft to the Mikohata dressing plant by train for 6 km, which was open for public with a penny ticket.

(Photo and caption by Shunso Ishihara)

Petrochemistry of the Late Cretaceous-Paleogene igneous rocks in the Ikuno-Akenobe mines area, Southwest Japan

Shunso Ishihara^{1,*} and Bruce W. Chappell²

Shunso Ishihara and Bruce W. Chappell (2012) Petrochemistry of the Late Cretaceous-Paleogene igneous rocks in the Ikuno-Akenobe mines area, Southwest Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 63 (7/8), p. 181-202, 12 figs., 3 tables., 2 appendixs.

Abstract: The Ikuno and Akenobe vein deposits are known to be typical subvolcanic type being hosted in the Late Cretaceous volcanic rocks in the Ikuno mine area and in Paleozoic-Mesozoic igneous and metamorphic rocks in the Akenobe mine area. The ore veins have mostly N-S, partly NW strikes and steep dips in the Ikuno mine, and are rich in silver and base metals historically. Tin was found in later years. The ore veins as a whole show a concentric zoning of the central Sn-Cu subzone, surrounded by Sn-Cu-Zn subzone, Zn subzone, Pb-Zn subzone, Au-Ag subzone and barren subzone. The Akenobe veins have generally NW strike swinging to NE in the western part and steep dips. The ores are polymetallic but shown by two different stages of the early Pb-Zn-Cu substage and the later W-Sn-Cu substage.

Late Cretaceous volcanic formation of the Ikuno Group is composed of andesitic, dacitic and rhyolitic lavas and pyroclastic rocks. By the measurement of the magnetic susceptibility and microscopic observations, these volcanic rocks are found to belong generally to the I-type magnetite-series. These rocks are plotted K-rich calc-alkaline rocks in the variation diagram. Rich ores tend to occur associated with basaltic and rhyolitic dikes in the Ikuno mine. Cu- and Sn-rich ore fluids may be originated in the basaltic and rhyolitic magmas, respectively. Abundant dikes, mostly post-ore though, in the Akenobe mine indicate that the I-type magnetite-series magmatism with wide range of compositions prevailed in this mine area and supplied the ore fluids to the early stage base metal mineralizations. But the second stage of Sn-rich ore fluids may be derived from an I-type ilmenite-series granitic body still hidden.

Keywords: Late Cretaceous, volcano-plutonic complex, polymetallic veins, Ikuno mine, Akenobe mine

1. Introduction

Late Cretaceous volcanic and granitic rocks distributed in the Inner Zone of Southwest Japan are considered as volcano-plutonic complex, accompanying coeval metallic ore deposits of different types (Ishihara *et al.*, 1988). Yet chemical and chronological comparisons of the volcanic and plutonic rocks and ore deposits have been rarely done, because of difficulty to obtain fresh samples from volcanic rocks. Related dikes have not been studied for the chemistry but for analyzing regional stress effect in the southern part of the Chugoku-Shikoku District in the Inner Zone of Southwest Japan (Yokoyama, 1984).

In the central part of Hyogo Prefecture, there occur intense tin-bearing base-metal mineralizations of the Late Cretaceous age at the Ikuno and Akenobe mines, which are classic examples of “xenothermal” type (Park

and MacDiarmid, 1964; Imai *et al.*, 1975), and are rich in a rare element of indium (Ishihara *et al.*, 2006). These base metal deposits have a long history of mining for silver especially at the Ikuno mine (Maruyama, 1957), and tin-bearing base metal mineralizations were discovered in rather recent years both at the Ikuno and Akenobe deposits, which are somehow similar to the development history of the Potosi mine, Bolivia. Thus, they have been well studied polymetallic view points (Imai, 1970, 1978; Kojima and Asada, 1973; Sato *et al.*, 1977; Sato and Akiyama, 1980; Ishihara *et al.*, 1981a, b).

A new In-bearing mineral, sakuraiite (Cu,Zn,Fe)₃(In,Sn)S₄ was discovered in the Ikuno mine in the 1960s (Kato, 1965), and roquesite was commonly observed in the Ikuno and Akenobe deposits (Kato and Shinohara, 1968; Shimizu and Kato, 1991; Murao and Furuno, 1991). Sphalerite-rich ores contain up to 4,240

¹AIST, Geological Survey of Japan

²School of Earth & Environmental Sciences, University of Wollongong, NSW 2522, Australia, passed away at Canberra Hospital on April 22, 2012.

*Corresponding author: S. ISHIHARA, Central7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email: s-ishihara@aist.go.jp

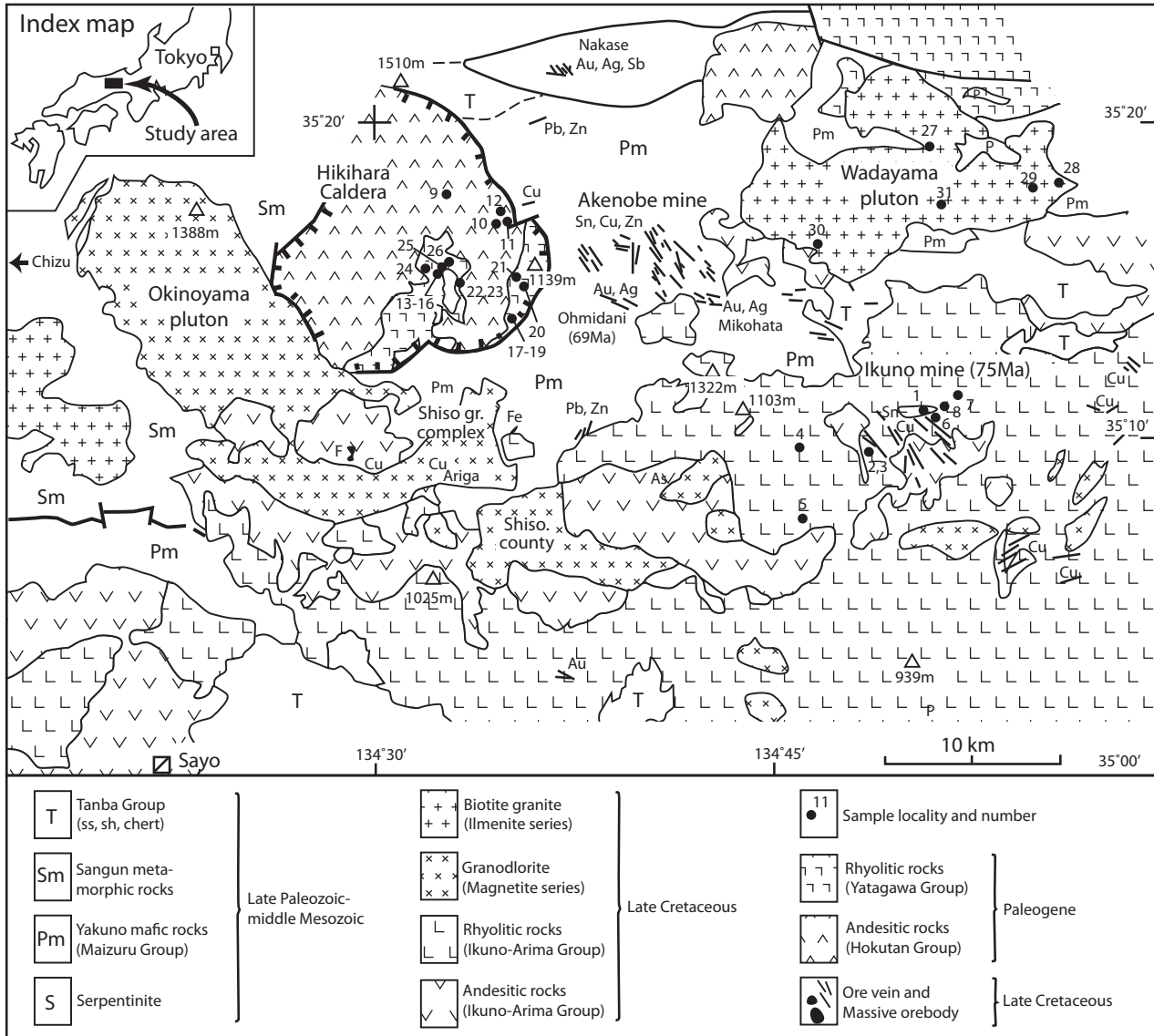


Fig. 1 Simplified geological map of the Ikuno-Akenobe mines region (from Ishihara *et al.*, 1981a).

ppm In in these polymetallic quartz vein deposits (Ishihara *et al.*, 2006). Recently, Potosi deposits of Bolivia were reevaluated from a view point of high indium contents in black sphalerite, which was never recovered from the Potosi deposits (Ishihara *et al.*, 2011). The mineralizations at the Ikuno-Akenobe mines are similar to those of the Potosi mine and nearby Porco mine, in terms of the ore mineralogy and related subvolcanic activities.

In this paper, we review the metal production of the Ikuno-Akenobe mines, and report new petrochemical data of volcanic, subvolcanic and plutonic rocks of the Ikuno-Akenobe region, then types of the igneous activities responsible for the polymetallic mineralizations are discussed. The chemical results are compared with those of the similar igneous rocks in the Potosi and Porco mines area in Bolivia.

2. Produced metals

The Ikuno mine was historically silver mine and tin-polymetallic ores were discovered in recent years, which is similar to the development history of the Toyoha mine in Hokkaido, but in much older in age. Therefore, it is difficult to figure out the whole production of silver from the Ikuno mine, but Fujiwara (1988) was able to estimate the silver production of 1,723 tons Ag, based upon the production record of the past 420 years and also calculating length of the drift-tunnel before the 420 years. Much smaller silver-rich precious metal veins occur around the southern margin of the Akenobe vein system as Ohmidani (422 kg Au and 83,349 kg Ag in 1937-43 and 1961-83) and Mikohata (306 kg Au and 137,314 kg Ag in 1945-1983, MMPIJ, 1994) deposits, which are very rich in silver. Further to the north, silver-rich Sb veins are seen at the Nakase

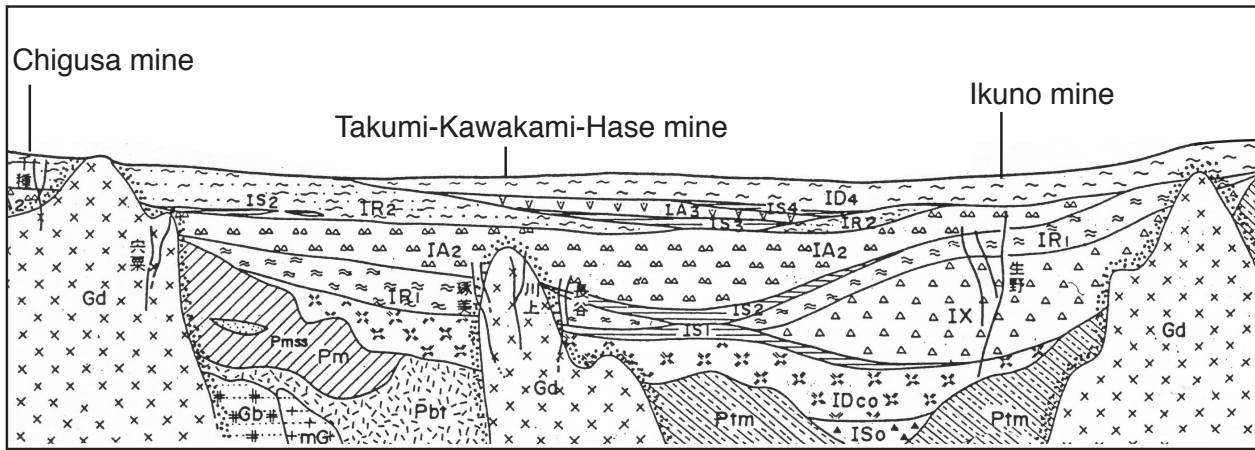


Fig. 2 East-west profile of volcanic and plutonic rocks of the Ikuno-Takumi mines transect modified after MITI (1988). Basement metamorphic and plutonic rocks are shown as Gb, mG, Pm, Pmss, Pbt, and Ptm. Volcanic rocks of the Ikuno Group from the bottom to the top as ISo (black shale with breccias), IDco (dacitic pyroclastics), IS1, (black shale, sandstone, tuff), IX (rhyolitic-andesitic pyroclastics, partly lava), IR1 (rhyolitic welded tuff), IS2 (tuff/shale), IA2 (andesite and its tuff), IR2 (rhyolitic welded tuff), IS3 (tuff/shale), IA3 (andesite & its tuff), IS4 (tuff/shale), and ID4 (dellenite welded tuff). Gd: Shiso granitoids.

mine (Figs. 1 and 2), which has the production record (1941-1969) of 6,245 kg Au; 36.0 tons Ag, and 2,501 tons Sb (MMPIJ, 1994). Mineralization age of this deposit occurring in fractures of a volcanic vent, could well be younger, Miocene, age than the late Cretaceous age of the Ikuno-Akenobe deposits.

Production records of the polymetallic ores from the large two mines are only available in rather recent years as follows: Akenobe mine, 1921-1987 (Mitsubishi Metal Corp. in Nakamura and Sakiyama, 1995): Produced ores 17,254, 000 tons with the ore grades of 1.03 % Cu, 1.69 % Zn and 0.40 % Sn. The metal contents are 178×10^3 tons Cu, 292×10^3 tons Zn, 69×10^3 tons Sn. The Ikuno deposits in 1956-73 production are higher in lead-zinc and lower in tin contents than those of the Akenobe mine, as 1.19 % Cu, 2.06 % Zn, 0.43 % Pb and 0.16 % Sn for the produced ores of $3,803 \times 10^3$ tons, which is assumed to be 33 % of the total production in the history (Mitsubishi Metal Corp. in Aoki and Yoshikawa, 2005). The recorded and assumed productions are calculated to be as follows: 45,256/137,139 tons Cu, 16,353/49,555 tons Pb, 38,342/237,399 tons Zn, and 6,085/18,439 tons Sn. Thus, the two deposits are roughly equal in size, although the Akenobe deposits are richer in tin as cassiterite, and tungsten as ferberite and scheelite (not recovered), while the Ikuno deposits are much richer in silver, mainly argentite, and lead as galena.

3. Geological background

All the ore deposits mentioned above occur associated with Late Cretaceous to Paleogene volcanic and subvolcanic (dike) rocks of the Ikuno Group, which could belong to both magnetite- and ilmenite-series

(Appendix I), although we still need detailed studies. The host rocks of the two mines are quite contrasting: the Ikuno veins are hosted in the Late Cretaceous volcanic and subvolcanic rocks of the Ikuno Group; while the Akenobe veins are hosted in the late Paleozoic to the earliest Mesozoic metamorphic rocks intruded by many Late Cretaceous to Paleogene dikes (Figs. 1 and 2). Maruyama (1957) pointed out that pre-ore N-S and NW-SE basaltic dikes and sheets controlled sizes of the ore veins in the Ikuno deposits and a bonanza was formed in E-W-trending rhyolite dike in the southern part. In the Akenobe mine, on the other hand, most of the ore veins follow in NW-SE and partly E-W tensional fractures (Saigusa, 1958), and most of the dikes, which are generally post-ore, occur mostly in NE-SW fractures (Sato and Akiyama, 1980).

The other possible igneous rocks related to the mineralizations are granitic rocks exposed toward the eastern and western parts from the Akenobe deposits, which are called Wadayama and Hikihara Granites, respectively. The Wadayama Granite belongs to the ilmenite-series, rich in trace amounts of tin (Terashima and Ishihara, 1982), and is expected to occur below the Akenobe vein system (Kojima and Asada, 1973). This granite is most suitable igneous body for the tin mineralizations, while the Hikihara granite belongs to the magnetite-series, unsuitable type for the tin mineralizations. To the south and west of the Akenobe-Ikuno ore deposits, the Shiso granitic complex of I-type magnetite-series with intermediate compositions (Ishihara, 2002), which are similar to those of the Chilean copper belt (Ishihara and Chappell, 2010), occur together with coeval volcanic rocks in and around the Shiso County in an east-west direction (Fig. 1). No tin but many small copper and magnetite deposits are associated with

them. Disseminated chalcopyrite at Ariga (Fig. 1) was once considered as a porphyry copper type and drilled for the downward extension.

Except for the Shiso and Wadayama granitoids (Ishihara, 2002; Terashima and Ishihara, 1982), no petrochemical work has been done on the volcanic and subvolcanic rocks of this region. Therefore, the volcanic rocks were collected from the late Cretaceous Ikuno Group in the Ikuno mine area (8 samples), and Paleogene volcanic (21 samples) and subvolcanic (3 samples) rocks from the Hikihara caldera, just west of the Akenobe veins system (Fig. 1). These samples are listed in Appendix I and shown in Figure 1. From the underground tunnels of the Akenobe mine, the late Cretaceous to Paleogene subvolcanic rocks were also collected from the eastern part (18 samples) and western part (18 samples). They are listed in Appendix II.

4. Late Cretaceous volcanic, subvolcanic and plutonic rocks

4.1 Mode of occurrence and K-Ar age

The Ikuno-Akenobe mines area is underlain by the Late Paleozoic Sangun metamorphic rocks, the Yakuno mafic rocks (340 Ma, MITI, 1988) belonging to the Maizuru Group, which are associated with small amounts of serpentinite. These rocks are intruded and overlain unconformably by late Cretaceous to Paleogene volcanic rocks (Fig. 2), which are divided into the Late Cretaceous Ikuno-Arima Group in the south of the Sanyo Belt, and the Paleogene Yatagawa Group in the north of the Sanin Belt (Geological Society of Japan, 2009). In the studied area, the Ikuno Group occurs in the southern part (Fig. 1). This group is composed mainly of rhyolitic to dacitic lavas and pyroclastics, and locally of andesitic and basaltic rocks (Fig. 2). Similar volcanic rocks are exposed in the northwestern part of the Hikihara caldera, yet the formation age is still unknown.

About granitic rocks, ilmenite-series granitoids of the Wadayama pluton is considered as oldest, because similar ilmenite-series granitoids of the Mochigase and Chizu bodies give 80.9 and 78.2 Ma, respectively; while magnetite-series granitoids of the Shiso granitic complex are dated at 68.3 and 66.3 Ma; all on the biotite (Shibata, 1979). There is one K-Ar age of 64.2 Ma in the Wadayama pluton (K015), but the dating was done on the whole rock method (MITI, 1988) and further studies are necessary for the age of the Wadayama pluton

These volcanic rocks of the Ikuno Group were only dated by a whole-rock K-Ar method, which showed 78.9 Ma to 57.7 Ma (MITI, 1988), in which the older ages appear to be close to the real ages. The volcano-plutonic complex at the Hikihara caldera, to the west of the Akenobe vein system (Fig. 1), is composed of andesitic and rhyolitic rocks, whose averaged whole rock K-Ar age is 55.7 Ma (n=3). These volcanic rocks

belong to the magnetite-series but may be younger than those of the Ikuno Group as Paleogene Formation.

K-Ar ages of adularia from the Ryokuju vein at 19L of the Ikuno vein system gives 74.2 Ma (MITI, 1988). The pre-ore rhyolitic host rock containing much sericite and chalcopyrite gives a whole-rock K-Ar age of 72.8 Ma (Ishihara and Shibata, 1972), which may represent the sericite age. Thus, the main base metal mineralization of the Ikuno mine is considered to have a Late Cretaceous age, though we still need U-Pb age determination on the contained zircon. Adularia from the marginal Au-Ag quartz veins at Ohmidani and Mikohata deposits may be much younger in age than the base metal mineralization, because adularia from the Ohmidani Au-Ag quartz vein was dated at 62.7 Ma (MITI, 1988). Similar age is known on K-feldspar of molybdenite-quartz vein deposit of the Shiso mine, located in the Shiso granitic complex to the south (Fig. 1).

No data are available on the ore veins of the Akenobe mine. The early stage of the veins are similar in the mineral assemblage to that of the Ikuno veins, and therefore the formation age may be similar to that of the Ikuno vein system. Subvolcanic rocks intrude into the host rocks and cut through the vein system in the underground of the Akenobe mine. These dikes have a wide range of composition, being more mafic than the volcanic rocks of the Ikuno Group.

Felsic dikes at two localities of the Ryusei vein -6 Level and Kanagidani -2 Level, may have intruded very close to the second Cu-Sn mineralization stage. Whole-rock K-Ar age of these dikes give 57.8 and 52.6 Ma (Ishihara and Shibata, 1972), which are much younger than the latest Cretaceous mineralization ages of the Ikuno ore deposits. These dated dikes have to be reexamined by U-Pb method on the contained zircon in future.

4.2 Magnetic susceptibility

Studied volcanic rocks of the Late Cretaceous Ikuno Group are mostly rhyolitic and dacitic lavas and pyroclastics, and some basaltic and andesitic rocks with the silica around 52 % SiO₂. Those of the Paleogene Hikihara caldera are also rhyodacitic rocks with some andesites. Magnetic susceptibility of these rocks was measured by a portable device of KT-5, and is plotted in the SI value vs. silica diagram (Fig. 3). These volcanic rocks are plotted in the general magnetite-series field, but widely scattered toward lower magnetic area than a typical magnetite-series granitoids of the Shiso granitic complex, because of hydrothermal alteration on these volcanic rocks.

The studied volcanic rocks are least altered in the mafic rocks containing unaltered clinopyroxene, and their CO₂ contents are low. The magnetic susceptibility was highest in these rocks, e.g., 84.0 x 10⁻³ SI unit on the 80082636 basaltic lava (No. 1, Appendix I), 90 x 10⁻³ SI unit on the 82032109 andesite sheet (No.18, Appendix I), and 92 x 10⁻³ SI unit on the 8308071135A

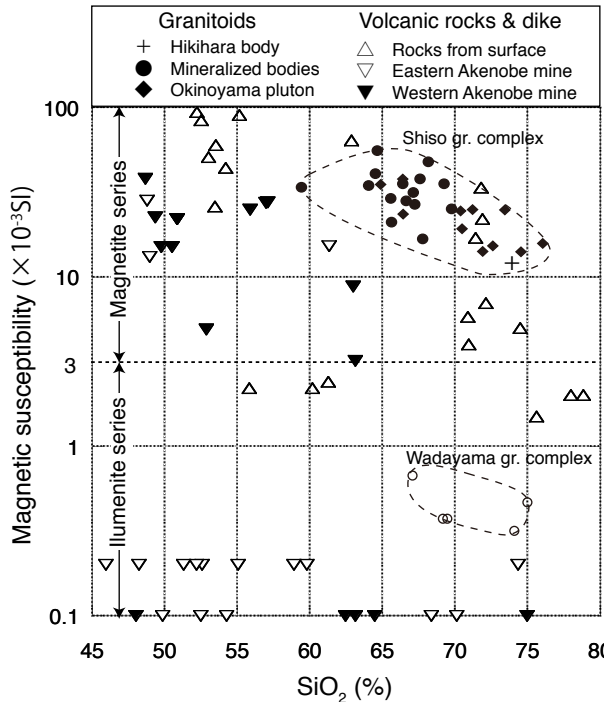


Fig. 3 Magnetic susceptibility vs. silica contents of the studied igneous rocks, Ikuno-Akenobe mines region.

andesite dike (No.22, Appendix I). Rhyolitic rocks have generally lower SI-values up to 22.0×10^{-3} SI, which exceeds easily the lower limit of 3.0×10^{-3} SI for the magnetite-series rocks. However, these volcanic rocks have lower SI-values (Fig. 3) locally by severe later hydrothermal alteration, due to breaking down of the original magnetite into hematite and others.

On the contrary, all the granitoids are relatively unaltered, composed of high magnetic susceptibilities, SI values higher than 10.0×10^{-3} in the Shiso granitic complex to the south (Ishihara, 2002). But those of the Wadayama granitic complex to the northeast are low, belonging to the ilmenite-series, which are shown in the lower part of Figure 3. Minor intrusion of the leucocratic granite in the Hikihara caldera, on the contrary, belongs to the magnetite-series (Fig. 3). The volcanic rocks exposed on surface show mostly magnetite-series values (Appendix I).

Subvolcanic dikes cutting these ore veins occur in the underground tunnels of the Akenobe mine. Selected rocks were studied in the eastern and western sides of the Akenobe N-S Fault and are listed in the Appendix II. The Eastern Group includes subvolcanic rocks cutting the ore veins of Nanei, Myoko, Siroiwa, Ryusei, Ginsei etc., and Western Group includes those cutting through the Shinhokusei, Hotei, Fujino, Eisei, Nansei, Chiemon veins, etc.. These studied rocks in the western part belong generally to magnetite-series (Fig. 3). Many of these rocks are low in the magnetic susceptibility in those from the eastern Akenobe mine tunnels, which contain much hydrothermal minerals. Loss of the

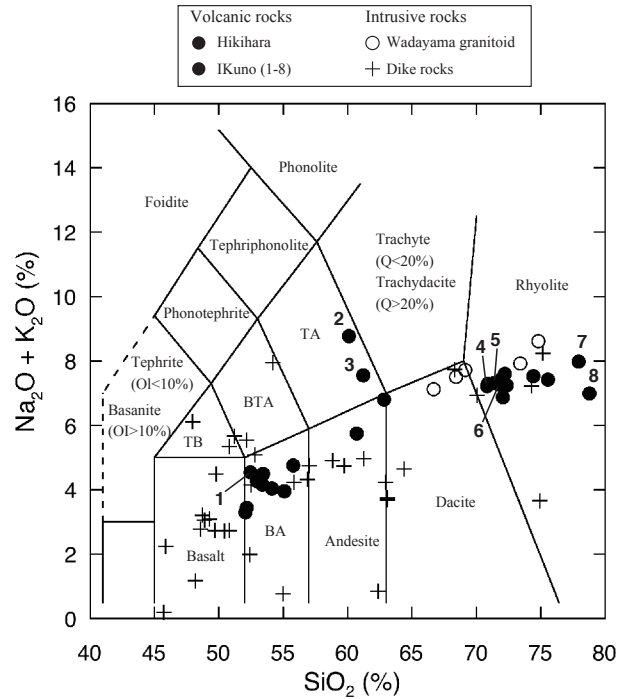


Fig. 4 Alkali-silica diagram of the studied plutonic and volcanic rocks. Nos. 1-8 correspond those in Fig. 1 and Table 1.

magnetic susceptibility was considered due to decomposition of the primary magnetite by the hydrothermal alteration.

5. Chemical characteristics

5.1 General remarks

Volcanic rocks (n=21) and dikes (n=3), and granitic rocks from the Wadayama (n=5) and Hikihara (n=2) plutons were collected from surface outcrops, which are shown in Figure 1 and described in the Appendix I, and are analyzed by the same XRF method described in Ishihara and Chappell (2007). The results are listed in Table 1. Subvolcanic dikes occurring in the whole underground of the Akenobe mine have also been examined in the eastern part (n=18) and the western part (n=19), whose localities are listed in the Appendix II. These analytical results are listed in Tables 2 and 3.

The analyzed volcanic and subvolcanic rocks from surface are weakly altered hydrothermally. Altered minerals are commonly epidote and calcite on calcic rocks like basalts and andesites. The epidote replaces typically phenocrystic amphibole crystals. Calcite occurs as veinlets and filling other crystals. The CO₂ contents are very high as 2.51-2.83 % on the 80082635 dacites, but are generally lower than 1.2 % . Chlorite is common altered mineral over mafic silicates, especially of biotite. Sericite occurs as fine subhedral crystals in feldspars. Plagioclase phenocrysts contain irregular forms of calcite and fine specks of sericite within the crystals. Phenocrystic K-feldspar has been also sericitized

Table 1 Chemical compositions of the volcanic (nos. 1-21), subvolcanic (nos. 22-24) and plutonic (nos. 27-31) rocks from the Ikuno, Hikihara and Wadayama areas.

Area	Ikuno area								Hikihara area								Hikihara area	
	Fil. no.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	52.51	60.17	61.26	71.41	71.88	72.12	77.99	78.84	53.45	53.51	54.19	75.61	53.02	62.87	71.80	72.40	55.83	55.15
TiO ₂	1.04	0.73	0.70	0.24	0.23	0.26	0.03	0.04	1.08	1.03	1.01	0.10	0.99	0.70	0.21	0.21	0.77	0.84
Al ₂ O ₃	17.22	15.89	15.30	13.71	13.33	13.69	10.86	10.69	18.44	17.44	16.98	12.78	17.10	15.18	13.78	13.02	15.61	17.52
Fe ₂ O ₃	7.87	4.62	4.35	3.03	2.88	2.80	0.98	1.04	8.03	7.54	8.95	1.50	8.38	5.14	2.60	2.61	7.13	8.02
MnO	0.14	0.09	0.07	0.08	0.08	0.06	0.03	0.03	0.14	0.14	0.15	0.04	0.14	0.10	0.03	0.07	0.12	0.15
MgO	5.61	0.92	1.29	0.55	0.63	0.42	0.04	0.17	3.30	4.53	4.12	0.20	4.19	1.69	0.68	0.52	5.81	2.19
CaO	8.12	3.61	3.54	2.13	2.02	0.36	0.52	0.16	8.40	6.83	7.27	0.19	7.44	3.55	1.57	1.72	5.26	7.09
Na ₂ O	2.97	2.94	2.96	3.90	3.51	3.37	3.72	0.79	2.89	3.49	2.73	3.48	2.65	3.86	3.34	3.15	3.77	2.84
K ₂ O	1.56	5.82	4.58	3.40	3.73	3.49	4.25	6.18	1.25	0.99	1.29	3.92	1.60	2.92	4.01	4.07	0.97	1.10
P ₂ O ₅	0.29	0.20	0.19	0.11	0.09	0.06	0.03	0.03	0.26	0.29	0.24	0.04	0.25	0.22	0.08	0.09	0.19	0.27
S	0.01	0.21	0.10	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.15	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	<0.01	0.02	0.02	0.01
H ₂ O ⁺	1.99	2.34	2.61	1.02	1.08	2.43	0.93	1.50	2.32	3.71	2.81	1.59	3.06	2.29	1.47	1.38	3.96	2.83
H ₂ O ⁻	0.74	0.28	0.49	0.21	0.28	0.78	0.31	0.47	0.47	0.46	0.44	0.50	0.50	0.41	0.31	0.29	0.46	1.81
CO ₂	0.20	2.51	2.83	0.14	0.22	0.15	0.14	0.12	0.31	0.25	0.18	0.11	1.06	1.17	0.30	0.63	0.34	0.51
O=S		-0.10	-0.05	-0.01		-0.01			-0.07	-0.01	-0.01		-0.01			-0.01	-0.01	
Total	100.27	100.23	100.22	99.94	99.97	100.00	99.84	100.07	100.42	100.22	100.37	100.07	100.39	100.11	100.18	100.17	100.23	100.33
Rb	40	248	203	113	137	145	164	302	26	21	25	143	35	72	152	142	22	21
Sr	480	274	299	232	179	119	68	38	512	930	443	94	475	380	190	181	356	514
Ba	486	640	590	860	500	610	233	171	349	760	407	610	390	670	560	580	289	331
Zr	156	202	197	142	119	225	68	66	138	169	156	97	156	261	123	122	100	120
Hf	3.0	5.2	5.8	5.9	5.4	7.2	6.0	6.5	3.5	7.6	4.5	4.7	3.1	7.4	5.8	5.8	3.2	3.7
Nb	7.5	11.5	12.9	48.4	12.2	12.1	17.0	10.8	10.0	16.8	62.6	12.7	7.5	11.3	13.9	40.8	12.8	11.0
Ta	<4	<3	4.3	3.3	2.2	2.2	3.3	2.3	<4	3.2	3.1	2.2	<3	<3	2.6	3.4	<4	1.7
Y	25	27	22	24	30	26	28	37	26	26	27	15	25	36	27	27	22	24
La	21	23	26	54	26	22	6	13	13	20	30	5	16	27	23	30	14	12
Ce	42	47	54	110	45	48	18	26	32	45	57	39	38	54	43	52	33	31
V	190	99	105	37	25	18	8	8	243	197	197	9	210	92	30	27	157	105
Cr	242	96	127	345	212	46	268	214	77	90	120	205	78	112	144	225	227	34
Co	21	<8	9	11	8	6	4	6	<10	12	14	5	15	7	5	9	11	<10
Ni	67	4	6	5	4	4	5	5	9	12	5	4	8	4	3	3	50	2
Cu	29	11	9	7	4	4	4	3	25	12	15	5	19	8	5	5	30	3
Zn	128	61	59	47	50	61	19	48	91	87	87	37	83	68	42	43	71	91
Pb	11	18	15	24	25	24	32	40	12	17	14	21	10	16	24	25	12	8
Ga	17.6	16.4	15.8	15.2	15.4	16.4	6.8	12.5	20.1	17.8	18.3	13.8	17.4	16.3	15.1	14.7	14.1	19.2
Ge	1.4	0.8	0.6	1.3	1.3	0.8	1.9	2.1	1.3	2.7	1.4	1.0	1.1	1.2	1.6	1.3	1.2	0.8
As	1.5	1.9	0.9	2.3	0.9	3.6	3.9	1.1	3.1	4.2	2.0	0.5	1.0	1.1	1.0	0.4	3.2	<0.4
Se	0.3	0.7	0.5	0.6	0.5	0.3	0.7	0.3	0.5	1.1	0.4	0.6	0.5	0.4	0.6	0.6	0.4	0.6
Br	0.3	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	1.0	0.4	0.1	0.2	0.2	0.3	0.4	0.2	0.3
Mo	0.6	4.5	1.1	4.8	4.0	0.7	4.5	0.3	5.3	6.8	4.5	4.6	3.7	4.1	5.5	7.3	3.4	4.8
W	1.8	<2	2.1	<1	0.9	10.1	4.8	2.2	<2	3.0	<2	0.7	<2	<2	2.1	1.9	1.4	<2
Sn	1.7	2.7	2.5	3.1	3.7	3.3	6.8	6.9	1.8	2.2	1.9	3.4	1.4	2.1	3.5	2.7	2.1	1.0
Sb	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.6	<0.5	3.5	1.1	<0.5	1.1	<0.5	0.6	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.3	<0.5
Cs	2.7	4.4	6.2	2.9	4.7	7.2	5.0	10.0	<1.5	3.1	<1.5	8.7	<1.5	<1.5	6.4	5.1	<1.5	<1.5
Tl	1.1	3.8	3.1	2.1	2.5	1.8	2.5	2.7	1.1	3.0	1.3	1.7	1.1	1.6	2.1	2.4	1.6	1.2
Bi	0.9	0.9	0.9	1.2	0.9	0.8	1.8	1.1	1.1	2.3	0.7	1.1	<0.4	0.9	1.0	1.3	1.4	1.0
Th	5.9	11.1	9.4	14.9	16.1	13.4	21.3	16.7	5.3	6.1	7.7	16.7	5.3	10.1	18.0	18.1	7.5	3.3
U	<0.5	9.5	2.3	7.9	5.9	2.3	9.9	5.0	5.3	4.8	7.5	6.4	2.8	4.2	9.2	6.9	4.7	4.4
Cl	100	52	89	69	58	66	40	42	76	100	47	66	69	67	71	75	60	110
A/CNK	0.81	0.90	0.94	0.98	0.99	1.37	0.93	1.29	0.86	0.91	0.89	1.24	0.87	0.95	1.09	1.02	0.93	0.93
NK/A	0.38	0.70	0.64	0.74	0.74	0.68	0.99	0.75	0.33	0.39	0.35	0.78	0.36	0.63	0.71	0.74	0.46	0.33
Rb/Sr	0.1	0.9	0.7	0.5	0.8	1.2	2.4	7.9	0.1	0.0	0.1	1.5	0.1	0.2	0.8	0.8	0.1	0.0
Th/U	11.8	1.2	4.1	1.9	2.7	5.8	2.2	3.3	1.0	1.3	1.0	2.6	1.9	2.4	2.0	2.6	1.6	0.8
Zr/Ti	721	773	781	770	757	848	714	741	720	748	741	765	736	809	769	764	719	727

Analyzed by polarized XRF by B. W. Chappell. O=S meaning quoted as oxides, despite some occur as sulfides. The value of O=S is the S value multiplied by the ratio of atomic weights, or 15.9994/32.06.

Chemical compositions of the granitoids (Ishihara and Chappell)

Table 1 Continue.

Area				Dikes in Hikihara			Hikihara granite			Wadayama granite			
	Fil. no.	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	70.88	70.94	74.48	52.22	52.12	60.74	72.27	73.47	66.72	68.48	69.19	72.03	74.86
TiO ₂	0.20	0.28	0.11	0.77	0.76	0.98	0.21	0.18	0.48	0.40	0.36	0.17	0.11
Al ₂ O ₃	13.39	13.75	12.77	18.10	17.99	15.67	14.02	13.42	15.24	14.73	14.58	12.78	13.05
Fe ₂ O ₃	2.51	2.95	1.87	8.14	8.00	6.26	2.28	1.80	4.44	3.39	3.31	2.10	1.47
MnO	0.05	0.07	0.05	0.10	0.10	0.10	0.03	0.05	0.08	0.05	0.05	0.05	0.02
MgO	0.47	0.76	0.22	3.21	3.42	1.99	0.46	0.32	1.34	0.92	0.82	0.36	0.17
CaO	1.77	1.89	0.96	7.81	7.82	5.04	1.15	1.38	3.19	2.51	1.93	1.71	0.73
Na ₂ O	3.24	3.42	4.74	2.67	2.58	3.25	4.47	4.77	3.92	3.88	3.81	3.43	3.67
K ₂ O	3.96	3.85	2.77	0.75	0.70	2.48	3.11	3.14	3.19	3.61	3.89	4.00	4.93
P ₂ O ₅	0.07	0.10	0.04	0.19	0.19	0.31	0.08	0.07	0.16	0.13	0.13	0.06	0.06
S	0.52	<0.01	0.01	0.02	0.14	0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01
H ₂ O ⁺	1.83	1.52	1.23	2.73	2.90	2.23	1.27	0.63	1.14	1.35	1.36	1.09	0.72
H ₂ O ⁻	0.25	0.29	0.15	2.76	2.86	0.34	0.47	0.35	0.06	0.14	0.05	0.13	0.02
CO ₂	1.67	0.34	0.73	0.90	0.91	0.79	0.12	0.33	0.10	0.40	0.73	2.03	0.07
O=S	-0.26			-0.10	-0.07								
Total	100.55	100.16	100.13	100.36	100.42	100.19	99.95	99.91	100.06	100.00	100.21	99.94	99.88
Rb	143	133	79	15.2	13.7	68	90	92	92	141	183	128	153
Sr	192	206	134	490	503	381	195	181	312	276	252	154	108
Ba	660	560	610	254	494	520	700	730	780	750	740	680	500
Zr	120	133	156	89	87	211	164	187	202	206	177	105	154
Hf	5.9	4.6	4.8	2.0	2.0	5.4	5.6	7.0	6.5	6.5	5.6	4.4	6.2
Nb	21.2	9.9	9.5	6.0	6.5	10.5	10.9	12.0	8.2	8.7	8.7	7.7	9.5
Ta	3.4	1.6	2.5	<3	<3	<3	1.6	<2	2.8	2.1	<3	2.6	1.6
Y	26	26	28	18	18	31	47	35	28	21	24	22	28
La	30	25	26	8	18	24	34	22	27	27	35	22	47
Ce	53	48	57	18	30	53	52	50	57	52	64	41	85
V	26	33	9	221	231	129	24	5	54	31	26	11	8
Cr	244	151	138	50	42	43	192	10	11	14	11	15	14
Co	8	5	4	<10	9	9	9	6	8	9	12	<5	6
Ni	5	5	3	3	2	1	4	2	2	2	3	2	1
Cu	4	5	4	20	14	6	5	2	5	4	10	3	3
Zn	43	48	43	74	89	80	50	28	56	35	38	32	36
Pb	26	22	15	8	8	15	11	14	13	15	18	10	20
Ga	14.6	14.5	11.9	19.8	18.9	18.4	16.1	15.0	17.3	16.4	16.2	13.7	16.4
Ge	1.3	1.3	0.9	1.1	1.3	1.2	1.3	1.1	1.5	1.3	1.2	1.0	1.3
As	2.3	1.9	2.0	1.8	1.3	2.7	1.7	<0.4	<0.4	<0.4	0.6	1.5	<0.5
Se	0.9	0.4	0.3	0.6	0.4	0.5	0.5	0.6	0.8	0.5	0.6	0.3	0.4
Br	0.6	0.3	0.1	0.2	0.5	0.2	0.2	0.3	0.5	0.3	0.4	0.2	0.4
Mo	2.6	2.7	2.4	4.5	3.8	3.7	4.6	3.8	1.7	2.3	1.6	1.9	0.3
W	2.8	0.6	1.2	<2	<2	<2	1.8	3.4	<2	1.1	78	1.0	1.4
Sn	3.2	2.9	2.0	1.2	1.1	2.4	2.5	3.1	3.3	6.7	6.5	2.1	1.5
Sb	<0.5	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.5	<0.5
Cs	8.9	5.1	1.0	2.0	1.1	<1.5	<1.5	3.4	4.5	6.3	8.3	13.3	1.1
Tl	3.2	1.5	1.1	1.0	0.9	1.2	1.6	1.9	2.4	1.8	2.2	1.6	1.4
Bi	2.0	0.5	0.6	1.3	1.1	0.7	0.7	1.2	1.4	1.4	3.6	0.8	0.6
Th	13.9	14.5	12.2	2.3	2.4	8.2	9.0	9.2	10.1	12.3	14.7	11.9	33.1
U	3.7	4.1	2.0	3.1	3.9	3.0	5.0	4.9	1.5	2.8	3.0	2.7	4.1
Cl	57	68	54	150	180	62	98	60	240	220	190	32	89
A/CNK	1.04	1.04	1.02	0.93	0.94	0.91	1.09	0.98	0.97	0.99	1.04	0.98	1.03
NK/A	0.72	0.71	0.85	0.29	0.28	0.51	0.76	0.84	0.65	0.70	0.72	0.78	0.87
Rb/Sr	0.7	0.6	0.6	0.0	0.0	0.2	0.5	0.5	0.3	0.5	0.7	0.8	1.4
Th/U	3.8	3.5	6.1	0.7	0.6	2.7	1.8	1.9	6.7	4.4	4.9	4.4	8.1
ZrT/C	763	771	786	700	699	781	795	794	792	799	793	747	785

Table 2 Chemical compositions of the studied dikes from the Akenobe underground tunnels: Western vein group.

File no.	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48
Sam. no.	20202	20203	20304	20405	20406	20407	20608	20609	20610	20611	20612	20613	20715	20816	20817	20818	20919
SiO ₂	54.26	61.32	74.34	52.56	58.91	55.05	52.20	48.95	51.29	70.11	48.79	59.78	45.94	48.23	68.37	52.48	49.84
TiO ₂	0.85	0.58	0.10	0.98	0.60	1.05	0.89	0.83	0.99	0.11	0.86	0.60	1.02	0.95	0.12	1.03	0.89
Al ₂ O ₃	17.93	16.37	12.66	16.17	15.70	14.24	18.38	18.35	17.54	12.63	16.30	15.90	19.89	16.07	12.70	14.31	18.79
Fe ₂ O ₃	7.68	5.53	1.89	8.25	6.57	8.96	7.97	7.95	8.48	1.13	9.13	7.76	13.04	18.14	1.58	8.47	10.20
MnO	0.76	0.13	0.09	0.56	0.15	0.49	0.20	0.12	0.29	0.06	0.07	0.26	1.24	0.71	0.06	1.56	0.81
MgO	4.23	1.45	0.29	5.64	1.16	6.46	4.29	3.02	5.96	0.71	2.66	2.05	8.62	6.51	0.62	7.36	4.29
CaO	1.25	4.98	0.33	3.19	3.51	5.44	5.71	8.40	6.56	0.91	6.88	4.27	1.54	0.37	0.88	3.65	5.56
Na ₂ O	0.21	3.86	3.29	0.19	3.64	0.13	1.48	2.24	0.18	3.11	2.49	3.48	<0.05	0.06	5.29	<0.05	0.16
K ₂ O	7.72	1.08	3.91	3.94	1.24	0.62	4.03	0.79	5.47	3.81	0.69	1.24	2.18	1.09	2.43	1.94	4.30
P ₂ O ₅	0.21	0.30	0.04	0.31	0.30	0.27	0.21	0.21	0.23	0.06	0.21	0.31	0.24	0.22	0.04	0.27	0.22
S	0.02	<0.01	0.03	0.20	0.01	0.22	0.01	0.15	0.01	0.03	<0.01	0.01	1.39	0.02	0.02	1.32	0.02
H ₂ O+	4.37	2.15	1.22	5.55	2.52	5.62	3.73	4.29	0.74	6.00	5.04	1.47	2.45	2.68	7.64	7.33	4.88
H ₂ O-	0.49	1.07	0.24	0.77	1.80	0.66	0.43	1.71	0.52	0.32	2.98	1.61	0.68	0.31	0.20	0.33	0.38
CO ₂	0.53	1.26	1.43	2.16	4.33	1.15	0.82	3.73	2.14	1.08	4.57	1.66	2.61	5.86	0.12	0.13	0.39
O=S	-0.01		-0.01	-0.10		-0.11		-0.07		-0.01			-0.69	-0.01	-0.01	-0.66	-0.01
Total	100.50	100.08	99.85	100.37	100.44	100.25	100.35	100.67	100.40	100.06	100.67	100.40	100.15	101.21	100.06	99.52	100.72
Rb	329	22	116	220	25	37	165	25	197	146	13.2	28	141	64	65	146	140
Sr	245	400	80	95	331	210	435	473	264	117	577	315	59	11.7	109	133	274
Ba	1680	410	690	479	473	56	650	295	960	950	294	436	198	259	500	83	800
Zr	102	111	131	155	138	120	89	76	94	136	85	139	115	97	172	134	96
Hf	4.1	3.2	5.4	4.2	4.3	2.8	2.6	1.2	<2	6.2	1.1	3.2	3.3	3.2	7.0	6.3	2.4
Nb	7.3	9.3	10.3	9.4	8.6	8.8	3.7	4.3	4.2	8.1	4.7	7.8	7.6	8.8	10.8	11.5	5.4
Ta	<3	<2	<2	<3	<2	<4	<3	<3	<3	1.5	<3	<3	<5	<4	1.5	<15	<4
Y	20	24	26	25	24	19	19	18	23	24	17	21	16	22	27	19	23
La	4	14	37	16	13	18	7	6	5	30	8	15	8	9	35	18	9
Ce	12	31	71	38	36	38	24	20	21	61	20	35	24	25	63	39	25
V	222	23	<3	186	23	216	197	185	168	<4	164	25	233	218	5	212	207
Cr	36	10	28	231	10	470	33	15	113	35	7	8	21	54	13	460	<2
Co	9	<8	7	23	<8	23	9	<10	<10	7	21	<10	<15	<15	8	21	<10
Ni	40	34	29	105	33	82	41	41	45	35	38	34	14	<3	5	54	4
Cu	4	3	4	<1	3	18	9	4	5	6	2	3	<1	<1	2	362	17
Zn	224	91	54	1080	98	739	99	100	169	44	89	112	7230	1060	42	5850	156
Pb	56	13	30	570	21	1070	12	10	14	41	6	33	3820	38	44	4980	32
Ga	15.8	17.9	13.0	12.1	18.9	11.2	16.8	19.0	13.1	13.3	18.0	17.9	n.d.	16.2	13.1	n.d.	17.9
Ge	1.1	1.5	0.8	0.4	1.4	1.4	1.7	1.4	1.1	0.4	1.3	1.5	<1.0	0.9	<0.3	<0.9	1.9
As	8.7	0.7	2.8	<2.7	2.4	10.1	3.8	0.6	1.3	1.9	14.8	<0.6	<8.3	1.9	0.9	24	17.5
Se	0.9	0.5	0.5	<0.3	0.4	<0.3	0.5	0.4	0.6	0.6	0.3	0.4	<0.6	0.7	0.6	<0.7	0.4
Br	0.2	0.4	0.2	<0.1	0.3	<0.2	0.2	0.3	<0.1	0.2	0.2	0.2	1.5	<0.2	0.1	1.3	0.2
Mo	6.5	7.4	5.5	5.9	3.8	4.6	4.1	2.7	2.2	3.0	3.2	3.3	6.2	9.9	5.8	5.6	4.5
W	4.0	7.8	43	<5	5.8	<4	3.7	2.5	<2	49	2.2	<2	<12	<6	47	<12	3.2
Sn	1.7	1.2	2.3	1.7	1.7	4.8	1.3	1.1	1.0	4.8	1.1	3.3	44	34	2.4	16.4	9.9
Cd	0.6	0.2	<0.2	3.9	0.3	4.7	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	0.4	30.5	0.3	<0.2	29	<0.2
Sb	6.6	<0.5	<0.5	1.1	0.7	8.5	1.4	<0.5	1.7	2.3	<0.5	<0.5	1.4	<0.5	0.3	254	19.9
Cs	15.2	3.1	8.0	18.4	11.5	11.9	7.2	40	28	12.5	9.4	15.5	4.5	<1.5	1.6	1.6	17.6
Tl	8.7	1.2	2.1	4.5	1.2	1.8	3.8	1.3	4.6	2.3	0.9	1.0	9.2	2.0	2.1	8.5	3.2
Bi	<0.5	1.5	0.8	<1.1	1.1	<1.5	0.4	0.8	0.7	0.7	0.4	0.7	<3.4	<0.7	1.2	<3.5	0.4
Th	5.4	3.5	14.3	<0.5	3.7	<0.5	2.9	1.9	1.7	12.3	1.6	3.3	<0.5	5.4	14.1	<0.5	4.6
U	9.1	5.0	7.7	7.9	3.1	4.2	<0.5	1.0	1.5	3.6	1.2	0.6	9.1	6.3	6.3	9.7	8.1
F	300	<100	<100	600	<100	800	200	<100	300	<100	<100	<100	2400	100	<100	8400	400
Cl	60	140	38	43	81	54	32	130	47	77	89	98	90	48	28	93	25
A/CNK	1.63	0.99	1.24	1.56	1.15	1.32	1.07	0.93	0.97	1.16	0.94	1.07	3.79	8.24	0.98	1.62	1.25
NK/A	0.49	0.46	0.76	0.28	0.47	0.06	0.37	0.25	0.35	0.73	0.30	0.44	0.12	0.08	0.89	0.15	0.26
Rb/Sr	1.3	0.1	1.5	2.3	0.1	0.2	0.4	0.1	0.7	1.2	0.0	0.1	2.4	5.5	0.6	1.1	0.5
Th/U	0.6	0.7	1.9	0.1	1.2	0.1	5.8	1.9	1.1	3.4	1.3	5.5	0.1	0.9	2.2	0.1	0.6
ZrT(°C)	777	738	790	812	774	779	718	683	710	786	699	767	830	835	787	805	741

n.d.: not determined

Analyzed by polarized XRF. O=S implying quoted as oxides, despite some occurring as sulfides. The value of O=S is the S value multiplied by the ratio of atomic weights, or 15.9994/32.06.

Chemical compositions of the granitoids (Ishihara and Chappell)

Table 3 Chemical compositions of the studied dikes from the Akenobe underground tunnels: Eastern vein group.

Fil.no.	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66
Sam.n	40801	40802	40803	41004	41005	41006	41007	41208	41209	41210	41312	50801	51203	51204	51206	51207	51208	51409
SiO ₂	48.66	49.34	50.87	50.51	63.14	49.76	62.98	57.08	50.86	56.97	74.97	55.89	52.86	64.45	48.01	45.78	62.44	63.14
TiO ₂	0.80	0.72	0.87	0.66	0.16	0.68	0.37	0.57	0.63	0.56	0.10	0.71	0.77	0.16	0.84	0.78	0.29	0.36
Al ₂ O ₃	17.97	16.51	16.68	13.98	15.26	14.88	15.70	17.99	13.52	18.01	13.64	15.62	16.45	15.27	15.10	13.41	14.06	14.73
Fe ₂ O ₃	8.79	6.80	7.74	8.54	3.86	7.11	4.82	7.02	7.40	6.97	1.48	7.17	7.82	4.23	8.48	28.06	3.22	4.58
MnO	0.17	0.13	0.15	0.28	0.09	0.26	0.13	0.16	0.10	0.17	0.04	0.15	0.12	0.09	0.23	0.51	0.13	0.13
MgO	4.93	2.34	4.73	9.49	0.40	5.75	1.17	2.13	10.09	2.12	0.65	6.17	5.85	0.66	5.05	2.40	1.12	1.11
CaO	8.57	7.88	5.96	4.97	4.92	8.92	4.60	6.16	7.65	6.35	0.85	7.13	5.63	3.80	6.95	0.42	5.69	4.52
Na ₂ O	2.20	2.37	3.63	2.20	2.39	2.45	3.73	3.76	1.64	3.48	0.34	2.53	3.12	2.86	3.58	0.13	0.27	2.77
K ₂ O	0.56	0.69	1.69	0.50	1.34	0.26	0.47	0.97	1.07	0.81	3.30	1.67	1.94	1.76	2.51	0.05	0.56	0.90
P ₂ O ₅	0.15	0.18	0.35	0.19	0.13	0.18	0.21	0.24	0.18	0.24	0.05	0.18	0.18	0.15	0.16	0.21	0.15	0.19
S	0.12	0.02	0.13	1.15	<0.01	0.76	0.03	<0.01	0.06	0.01	0.03	0.03	0.26	<0.01	0.38	0.22	0.02	0.02
H ₂ O ⁺	2.67	3.48	4.32	5.96	4.05	4.41	3.61	2.16	3.71	2.00	3.18	2.41	3.69	3.41	4.12	7.20	5.38	3.45
H ₂ O ⁻	2.96	2.26	0.69	1.13	0.47	0.44	2.27	1.78	3.24	1.61	0.16	0.59	0.71	0.67	0.54	0.60	0.68	1.03
CO ₂	2.21	7.82	2.86	2.23	4.00	5.33	0.20	0.28	0.31	0.96	1.18	0.18	1.38	2.74	5.02	2.29	6.29	3.18
O=S	-0.06	-0.01	-0.06	-0.57		-0.38	-0.01		-0.03		-0.01	-0.01	-0.13		-0.19	-0.11	-0.01	-0.01
Total	100.70	100.53	100.61	101.22	100.21	100.81	100.28	100.30	100.43	100.26	99.96	100.42	100.65	100.25	100.78	101.95	100.29	100.10
Rb	11.8	17.6	54	13.4	47	12.6	23	23	20	18	147	40	73	58	101	4.0	25	26
Sr	524	441	561	336	274	538	837	599	582	590	34	607	620	241	293	12.2	282	254
Ba	176	291	630	265	221	880	550	355	348	361	120	337	373	323	510	23	100	273
Zr	59	82	176	107	181	97	127	92	105	93	88	129	124	184	74	96	136	119
Hf	1.6	1.6	3.3	2.5	4.2	4.3	4.4	3.8	2.2	3.7	4.3	3.9	4.8	5.0	2.9	<10	4.8	3.7
Nb	4.6	4.9	6.9	5.9	9.0	7.1	8.1	6.0	5.5	9.0	10.5	9.6	8.8	10.5	5.0	7.9	8.5	7.1
Ta	<3	<3	<3	<4	1.4	<4	2.0	<2	<5	2.0	2.1	4.0	3.1	1.2	<4	<20	<2	1.2
Y	16	16	24	20	7	18	23	19	17	19	18	21	22	7	21	18	17	19
La	4	6	23	16	21	7	13	9	14	10	32	17	15	20	7	10	16	12
Ce	13	19	51	36	43	23	28	23	34	26	51	34	34	43	21	26	34	27
V	221	214	186	170	<4	170	<5	63	162	47	9	161	176	<4	243	161	<4	<5
Cr	34	7	55	800	<1	232	<1	<2	850	<2	8	183	117	<1	322	32	7	<1
Co	<10	8	<10	38	<6	26	<8	<8	30	<10	4	16	17	<8	19	<20	<6	<8
Ni	5	7	25	240	3	72	1	4	265	3	4	71	39	2	54	9	3	4
Cu	8	21	18	26	2	31	5	3	34	2	2	48	23	2	29	406	2	2
Zn	69	85	87	284	72	141	105	75	69	72	30	101	82	73	129	461	72	118
Pb	7	28	25	13	15	51	23	9	12	7	17	31	17	15	22	62	18	19
Ga	18.8	18.4	16.5	15.9	16.7	16.7	16.8	19.6	14.9	18.7	14.9	16.9	16.4	18.3	13.8	15.1	14.6	16.1
Ge	1.1	1.5	1.1	1.6	1.1	0.6	0.9	1.2	0.7	0.9	1.2	1.1	1.1	0.9	0.6	0.6	1.8	1.4
As	4.6	6.5	6.2	6.6	<0.4	7.6	3.0	<0.4	0.9	<0.4	1.0	1.3	1.4	<0.4	12.9	3.2	2.2	2.0
Se	0.5	0.3	0.4	0.7	0.5	1.0	0.8	0.5	0.5	0.8	0.7	0.6	0.7	0.5	0.6	0.4	0.6	0.5
Br	0.1	0.1	0.3	0.1	0.2	0.8	1.0	0.4	0.4	0.5	0.1	0.7	0.5	0.3	0.2	<0.2	0.4	0.3
Mo	3.3	2.9	4.0	3.7	3.9	5.7	4.8	3.2	3.6	6.4	5.7	8.2	6.1	3.9	3.5	6.4	3.5	3.5
W	12.9	2.1	9.0	<3	8.6	11.3	9.4	13.2	11.7	13.9	29	21	4.7	5.0	4.0	<5	6.3	1.7
Sn	0.8	1.4	1.7	21	1.5	3.1	2.3	1.3	1.5	1.9	2.6	3.1	2.8	1.0	1.9	22	1.8	1.5
Sb	<0.5	<0.5	0.6	1.3	<0.5	1.7	0.6	<0.5	<0.5	<0.5	5.0	0.9	<0.5	<0.5	0.5	<0.5	1.3	0.4
Cs	<1.5	14.1	12.3	5.5	9.1	19.0	63	3.4	4.2	4.9	15.4	8.6	19.5	11.8	3.3	1.0	7.4	8.9
Tl	1.2	0.9	1.3	0.5	1.0	3.0	2.7	2.0	1.9	2.4	2.8	2.0	2.3	1.6	2.7	<1	1.7	1.6
Bi	1.0	1.0	0.5	1.1	0.6	2.9	1.7	1.9	2.0	1.9	1.3	1.1	4.0	1.2	0.7	<1.0	1.3	1.4
Th	1.4	2.2	5.9	5.1	5.2	4.8	3.9	2.6	5.0	3.3	14.9	7.5	5.8	5.6	3.7	5.2	3.9	3.1
U	3.0	4.1	4.6	3.6	4.5	3.1	4.8	4.7	4.5	3.2	9.8	5.4	5.0	4.1	6.8	3.1	3.5	4.3
F	<100	<100	200	500	<100	600	<100	<100	<100	<100	300	100	<100	<100	<100	100	<100	<100
Cl	130	60	76	120	490	39	420	68	440	100	55	93	120	450	69	67	320	n.d.
A/CNI	0.91	0.9	0.90	1.06	1.07	0.72	1.05	0.98	0.76	0.99	2.40	0.83	0.94	1.13	0.71	13.00	1.23	1.07
NK/A	0.24	0.28	0.47	0.30	0.35	0.29	0.42	0.40	0.29	0.37	0.30	0.38	0.44	0.43	0.57	0.02	0.07	0.38
Rb/Sr	0.02	0.04	0.10	0.04	0.17	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	4.32	0.07	0.12	0.24	0.34	0.33	0.09	0.10
Th/U	0.5	1.9	1.3	1.4	1.2	1.5	0.8	0.6	1.1	1.0	1.5	1.4	1.2	1.4	0.5	1.7	1.1	0.7
ZrI(°C)	663	685	749	742	792	672	759	714	694	717	797	720	732	802	647	840	787	759

n.d.: not determined.

Analyzed by polarized XRF. O=S implying quoted as oxides, despite some occurring as sulfides. The value of O=S is the S value multiplied by the ratio of atomic weights, or 15.9994/32.06.

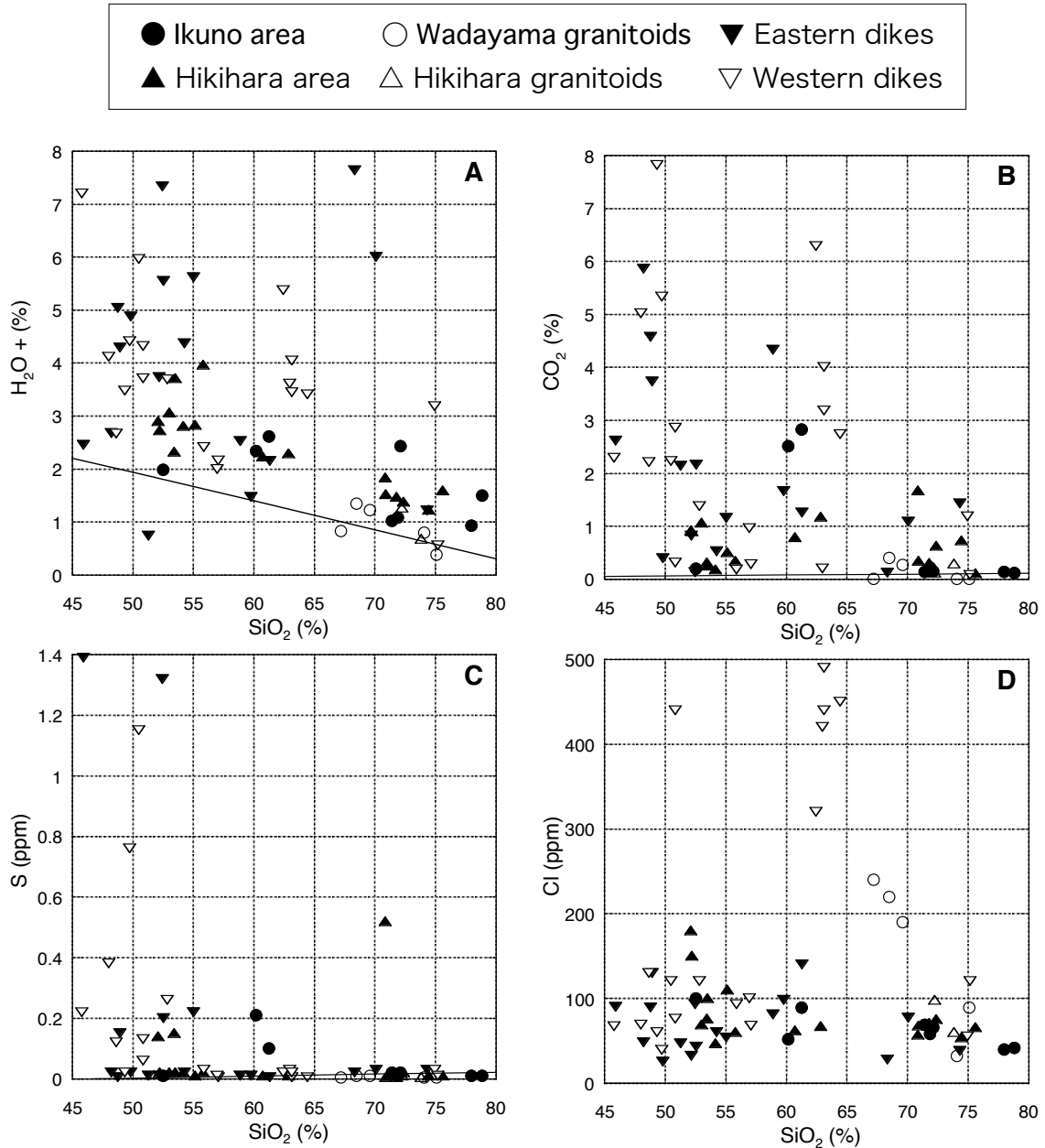


Fig. 5 Variation diagrams of the studied volcanic and plutonic rocks: H₂O⁺, CO₂, S and Cl. Straight line is the average line of the Shiso granitic complex of the west-central Hyogo Prefecture reported in Ishihara (2002).

The analyzed rocks are plotted in the Na₂O+K₂O vs. SiO₂ diagram in order to identify their rock types. Most of the studied volcanic rocks are plotted in the upper area of so-called calc-alkaline basalt-andesite-dacite-rhyolite field (Fig. 4), and those of the Late Cretaceous Ikuno Group and the Paleogene Udagawa Group are plotted in the same trend, at a lower level than that of the Wadayama granitoids. Two plots (Nos. 2 and 3, Fig. 4) higher in the alkali components for the silica contents, are strongly altered rocks containing 5.13-5.93 % H₂O+CO₂. They are not alkaline rocks, but the high alkali contents represented by 4.58 and 5.82 % K₂O for 61.3 and 60.2 % SiO₂ derived from hydrothermal sericite. Both the granitic and volcanic rocks studied are

considered to belong to calc-alkaline series. Subvolcanic dikes show very wide variation on this diagram, because of severe alteration, but about half of the dikes follow the trend of those of the Ikuno Group and Hikihara caldera, indicating that all the volcanic and subvolcanic rocks belong to the same group.

The subvolcanic rocks have been most commonly altered to chlorite, epidote, carbonates, sericite and kaolinite. The volcanic rocks exposed on surface contain the total alteration components of S, H₂O(+), H₂O(-) and CO₂ from 1.39 to 6.03 % , while the subvolcanic dikes have higher values between 3.37 and 6.41 % . The underground dikes are much more severely altered, especially on those of the eastern Akenobe mine than

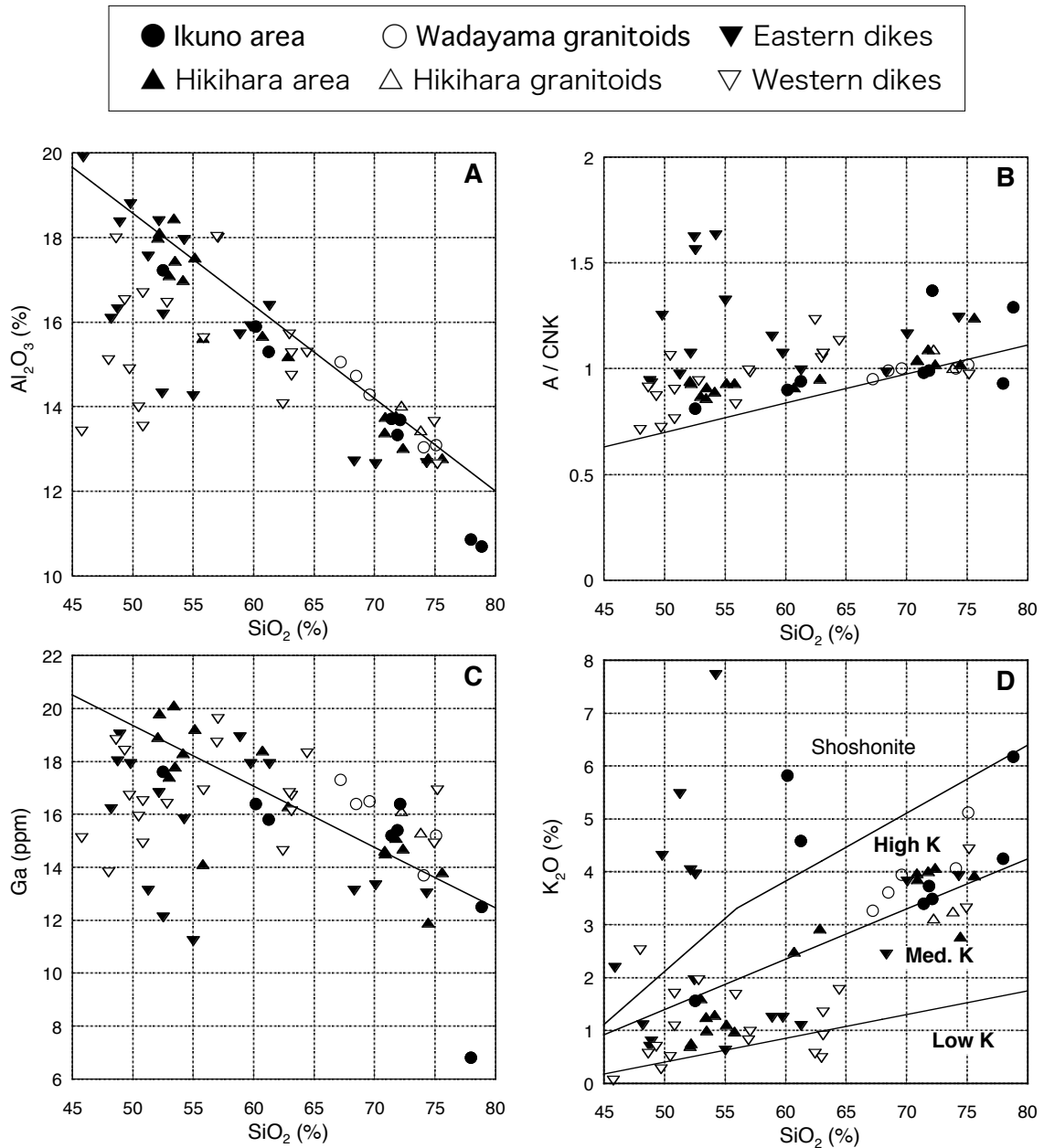


Fig. 6 Variation diagrams of the studied volcanic and plutonic rocks: Al_2O_3 , A/CNK, Ga and K_2O . The straight line is the same as that of Fig. 5.

of the western part. Alteration also effects on magnetic susceptibility, because of hematitization over magnetite.

5.2 Variation diagrams

The volcanic rocks vary from basalt to rhyolite having silica range of 52.5 to 78.0 % , and their average is 65.3 % (n=21). If volatile components such as $\text{H}_2\text{O}(+)$, $\text{H}_2\text{O}(-)$, CO_2 and S were excluded, these values increase from 54.0 to 80.5 % and the average is 67.3 % . An anhydrous average silica content of the Wadayama granitic pluton (71.6 %) is higher than the average of the volcanic rocks, but that of the Shiso granitic complex is averaged as 68.6 % SiO_2 , which is similar to the average of the volcanic rocks.

Among the volatile components, both $\text{H}_2\text{O}(+)$ and CO_2 contents are generally abundant in the low to intermediate silica rocks (Fig. 5 A, B), because of highly calcic and mafic nature. S-contents which are contained in fine-grained pyrite are relatively low for the intensive hydrothermal alterations. It exceeds 1 % S in only three samples of the dike rocks (Fig. 5C). Cl is very low in the volcanic rocks, but high locally in the intermediate composition, 60-65 % SiO_2 , of some dikes and Wadayama granitoids.

Al_2O_3 contents are negatively correlated with the silica contents, but two high silica rocks (Nos. 7 and 8, Fig. 6A) and many of the dike rocks in mafic compositions (Fig. 6A) have low Al_2O_3 contents, which

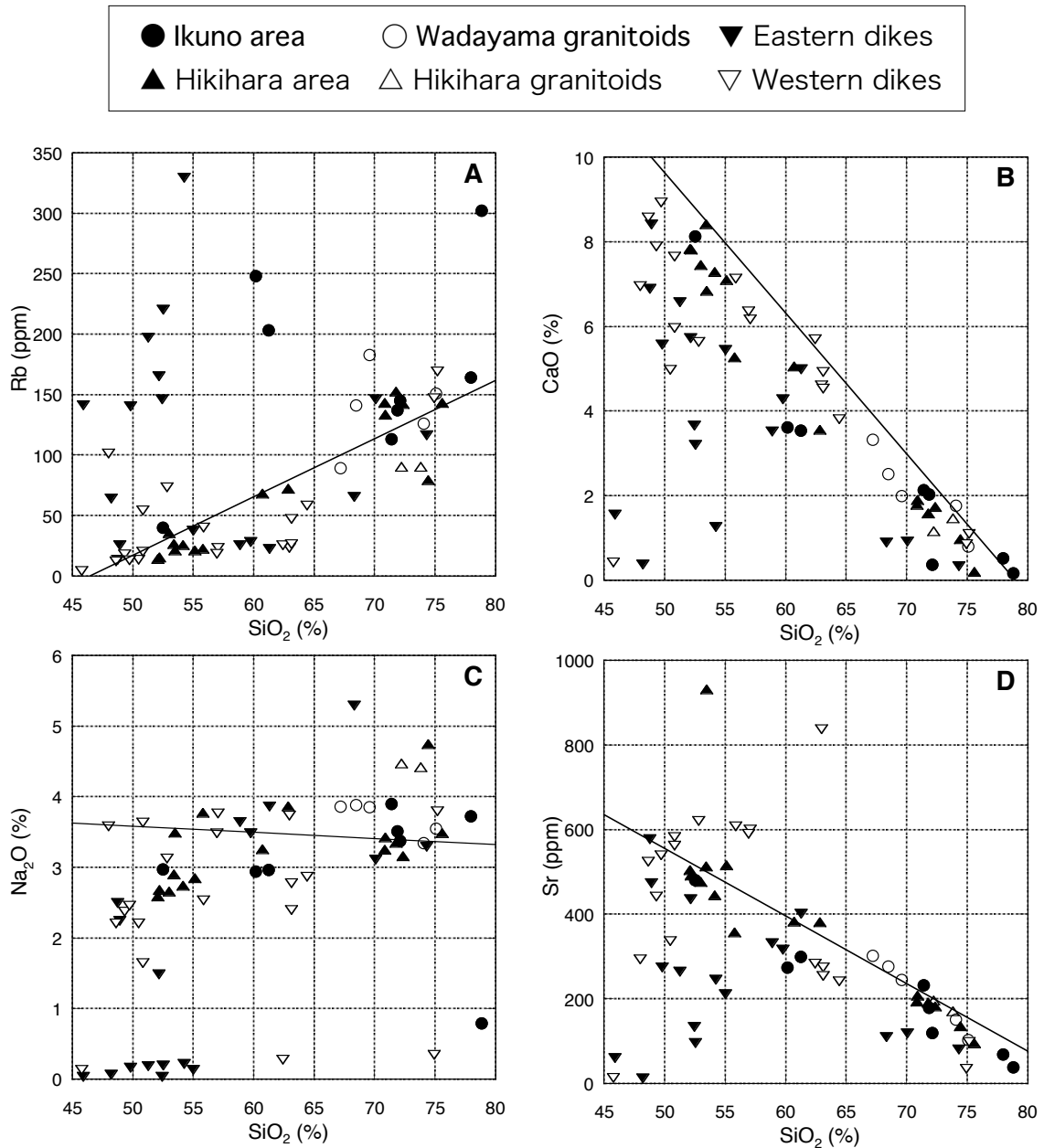


Fig. 7 Variation diagrams of the studied volcanic and plutonic rocks: Rb, CaO, Na₂O and Sr. The straight line is the same as that of Fig. 5.

are due to later hydrothermal alteration of plagioclase as shown by decreasing of CaO, Na₂O and Sr, and increasing of CO₂. The alteration is somehow effective to A/CNK index (Fig. 6B), and the studied rocks are generally higher than the average line of the Shiso granitic complex. Two high silica rocks (Nos. 7 and 8, Table 1) and many mafic dikes higher than 1.1, are considered resulted from break-down of plagioclase by later hydrothermal alterations. Ga contents are low, below 20 ppm, and therefore no indication of A-type character. Ga substitutes generally Al-position in feldspars, so that its distribution is very similar to that of alumina (Fig. 6C).

In K₂O-SiO₂ diagram (Fig. 6D), a majority of the

studied rocks are plotted in the fields of medium-K and high-K series. There seems to be no low-K series in the volcanic rocks. The Wadayama granitoids are plotted in similar region to that of the volcanic rocks, but the Hikihara granitoids are slightly depleted in K₂O. There are three volcanic rocks (Nos. 2, 3 and 8) and seven dike rocks plotted in the shoshonite field (Fig. 6D), which contain abundant hydrothermal sericite under microscope. Distribution pattern of Rb is similar to that of K₂O (Fig. 7A), excluding three high values above 200 ppm. Potassium and Rb seem to move together during the hydrothermal alteration. In detail, the Wadayama granitoids have higher content of Rb than the Hikihara granite.

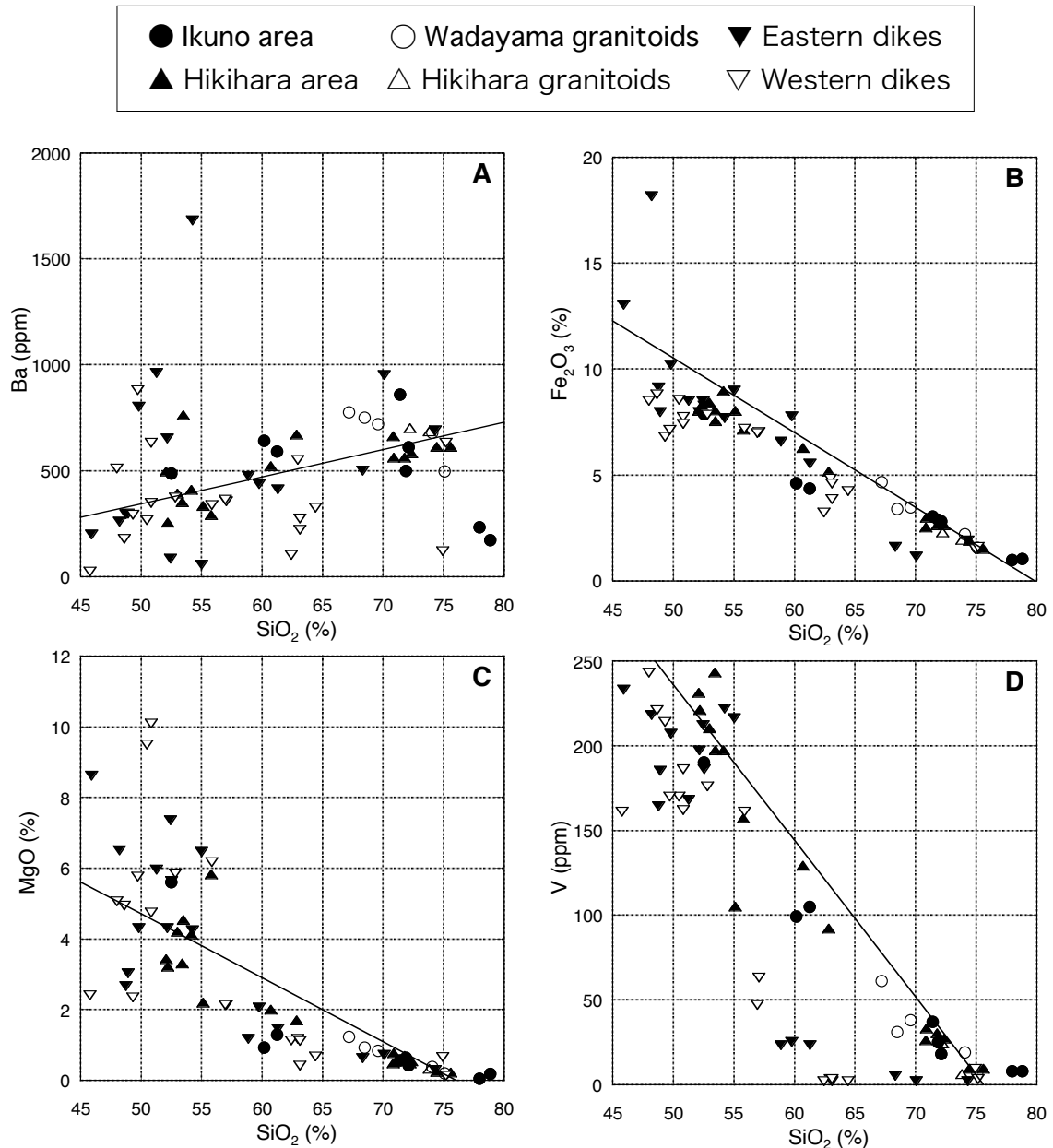


Fig. 8 Variation diagrams of the studied volcanic and plutonic rocks: Ba, Fe₂O₃, MgO and V. The straight line is the same as that of Fig. 5.

CaO contents are lower than the average value of the Shiso granitic complex (Fig. 7B). Even unaltered granitoids show a less calcic nature, which is characteristic of the Wadayama granitoids. Low values of the volcanic rocks and dikes are due to the hydrothermal alteration.

Na₂O contents of the volcanic rocks and granitic rocks are positively correlated with SiO₂ contents (Fig. 7C), except for one (No. 8), which is strongly altered. The positive correlation may be theoretically valid, but Na₂O contents of the Shiso granitic complex has no change with the silica contents, which is commonly seen in the magnetite-series granitoids (e.g., Shirakawa granitoids: Ishihara and Tani, 2004). Many of the un-

derground dikes are very much depleted in Na₂O, indicating sodium was leached out after decomposition of the plagioclase. Yet, Sr content decreases with decreasing of silica, and follows the CaO trend. Ba contents are positively correlated with those of SiO₂ contents, except for Nos. 7 and 8, and some altered dikes that are high or low in the contents (Fig. 8A).

Among mafic components, the total iron contents as Fe₂O₃ are negatively correlated with SiO₂ contents, and plotted below the average line of the Shiso granitic complex, except for the high silica rocks (Fig. 8B). MgO contents are lower than the average of the Shiso granitic complex, but low silica volcanic rocks and dikes are high in the content, which may be due to

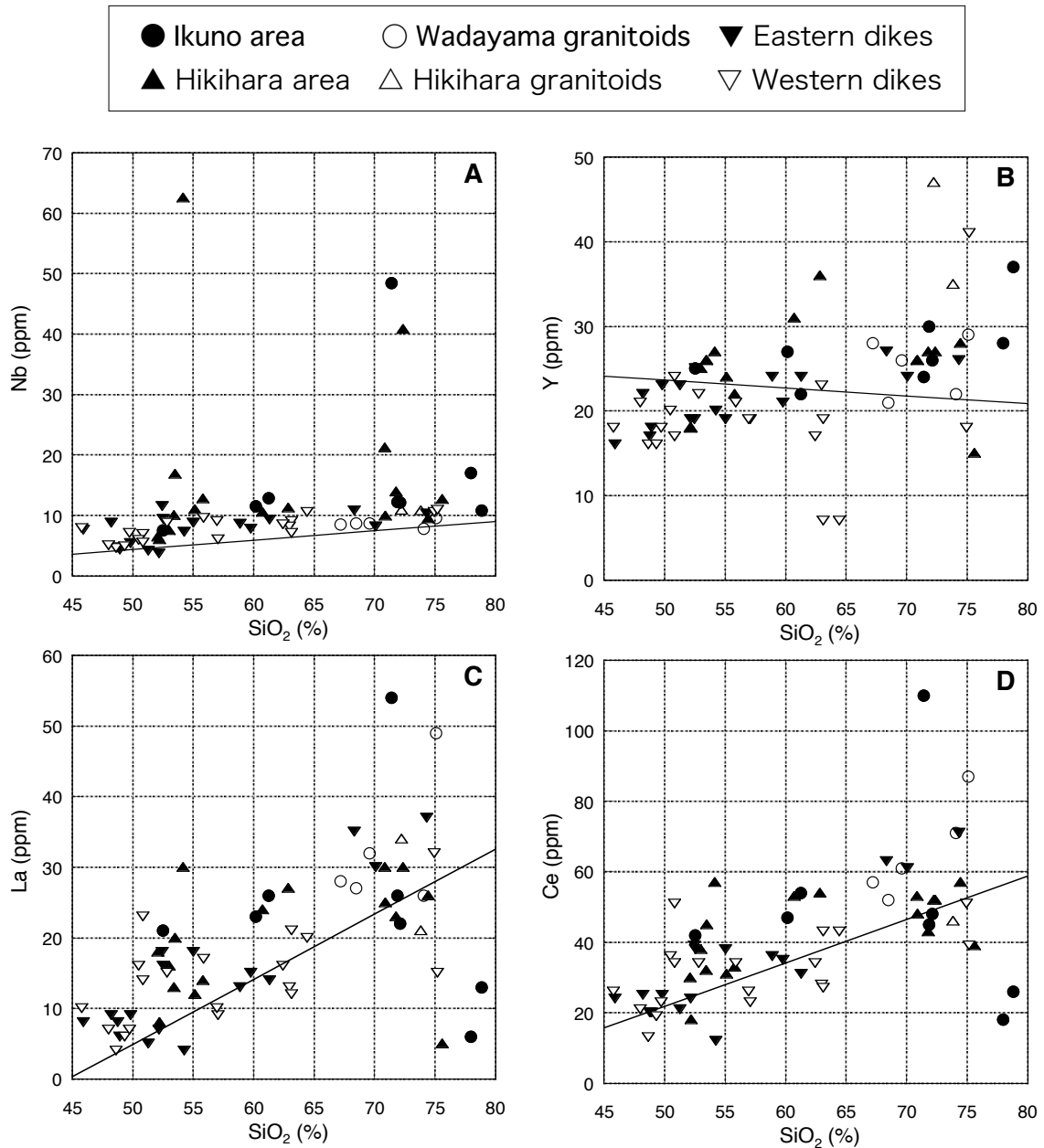


Fig. 9 Variation diagrams of the studied volcanic and plutonic rocks: Nb, Y, La and Ce. The straight line is the same as that of Fig. 5.

hydrothermal alteration. Vanadium, which may be contained in the rock-forming magnetite, is generally lower than the average of the Shiso granitic complex. The content is very low in many of the altered dikes. Unaltered Wadayama granitoids are also low in the content, because they are free of magnetite.

Nb contents of the studied rocks are generally higher than the average Nb contents of the Shiso granitic complex (Fig. 9A). The contents are extremely high in the three altered volcanic rocks of Nos. 11 (63 ppm), 4 (48 ppm) and 16 (41 ppm). Some Nb-bearing accessory minerals could be expected in these altered rocks. Y contents are generally higher than 15 ppm, and increase with increasing of SiO₂ contents. Variation of the con-

tents in the altered rocks seems to be small relative to other trace elements (Fig. 9B). No rocks show high Sr/Y ratio equivalent to the values of adakite in porphyry copper mineralized regions (Ishihara and Chappell, 2010). La and Ce contents also increase with increasing SiO₂ contents, and the contents are generally higher than the average content of the Shiso granitic complex (Figs. 9C, 9D). Some altered volcanic rocks are extremely high (No. 4) and low (Nos. 7, 8, 12) in these components.

Zircon is generally known to be stable mineral during hydrothermal alteration. The Zr contents vary widely from 66-68 ppm (Nos. 8 and 7) to 261 ppm (No. 14, Fig. 10A) in the volcanic rocks, which have a

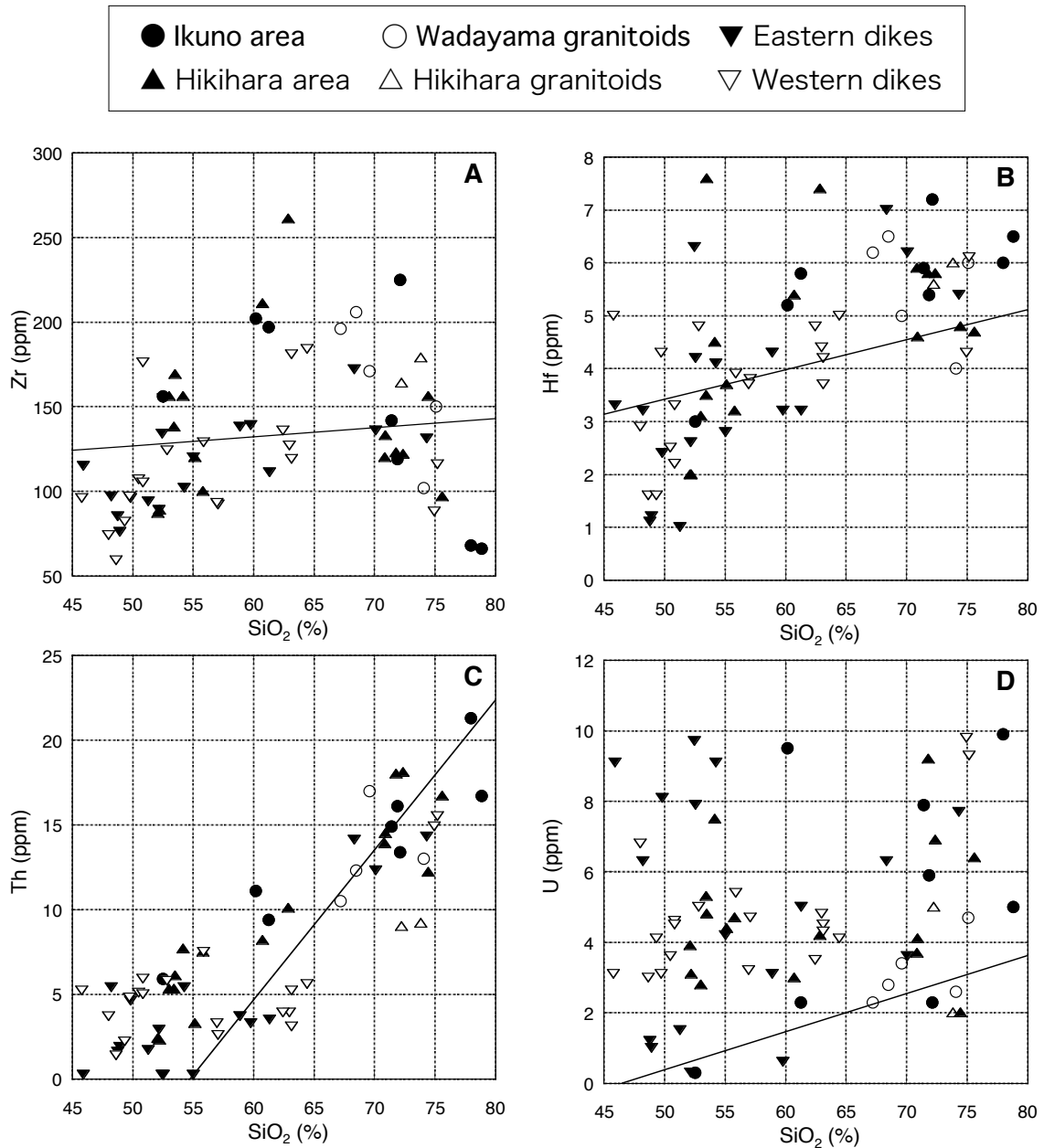


Fig. 10 Variation diagrams of the studied volcanic and plutonic rocks: Zr, Hf, Th, U, Sn and W. The straight line is the same as that of Fig. 5.

peak at 65 % SiO₂ (Fig. 10A). This pattern was considered typical in the high temperature I-type granitoids (Chappell *et al.*, 2004). Hf contents are low in the low SiO₂ rocks, and high in the high SiO₂ rocks (Fig. 10B), resulting a wide range of Zr/Hf ratio compared with that of unaltered granitoids. Unaltered Wadayama and Hikihara granitoids have Zr/Hf ratio of 24-32, but the studied volcanic rocks have Zr/Hf ratio of 20-52, and the underground dikes have 21-77 in the eastern group and 19-53 in the western group. Thus, the alteration gives rise to higher Zr/Hf ratio.

Th contents are positively correlated with silica contents. Even altered dikes follow this general trend, implying the elements were contained in accessory miner-

als, which are resistant to the hydrothermal alteration. Uranium, on the other hand, is scattered widely, implying that the element is contained in both accessory oxides and common mafic silicates, and is easily mobile during the alterations.

Zinc in igneous rocks is generally correlated with mafic major components. Unaltered granitoids and volcanic rocks are plotted around the line of the Shiso granitic complex in Figure 11A. Three samples of this figure and five high values up to 7,230 ppm listed in the Table 3 are, of course, altered equivalents. Lead replaces generally potassium position of K-feldspar in igneous rocks, and the Pb contents of the volcanic rocks are slightly higher than those of the Shiso granitic com-

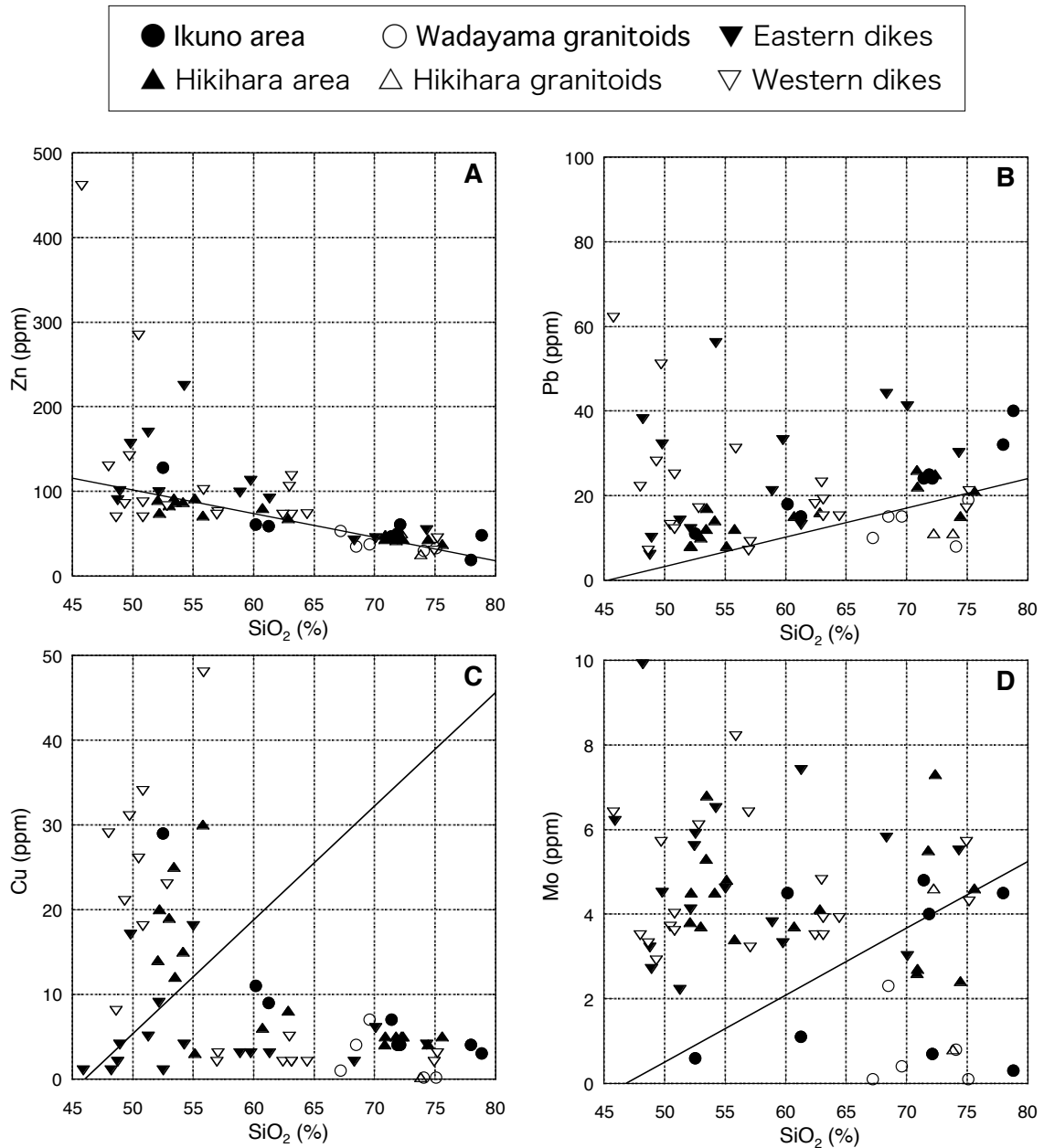


Fig. 11 Variation diagrams of the studied volcanic and plutonic rocks: Zn, Pb, Cu and Mo. The straight line is the same as that of Fig. 5.

plex (Fig. 11 B). The Pb contents vary greatly in the altered dikes up to 4,980 ppm. The Pb anomalies are positively correlated with the Zn anomalies in general, implying these elements moved around together during the alterations.

Copper is predominant in mafic rocks in general, especially in basaltic dikes, indicating therefore the capital L-shaped plot in Fig. 11C. The volcanic rocks are generally higher in Cu contents than dike rocks. Two altered dikes have very high values as 406 and 362 ppm Cu (see Table 3). Molybdenum content increases generally in high SiO₂ rocks of the Shiso granitic complex, but the studied rocks show higher and erratic distributions (Fig. 11D). The Mo contents of the

Wadayama pluton are lower than those of the Shiso granitic complex.

Trace amounts of tin in unaltered ilmenite-series granitoids increase generally with increasing silica contents (Ishihara and Terashima, 1977a, b). In the studied rocks, most of the volcanic and subvolcanic rocks are plotted in the 2-8 ppm range, very close to the average content of the Shiso granitic complex (Fig. 12A), and only six altered dikes showed high values of 10-44 ppm Sn (Tables 2 and 3). On the contrary, tungsten contents vary widely and many of the western dikes are high in W contents up to 29 ppm W (Table 3). The eastern dikes are also higher than the average of the Shiso granitic complex (Fig. 12B).

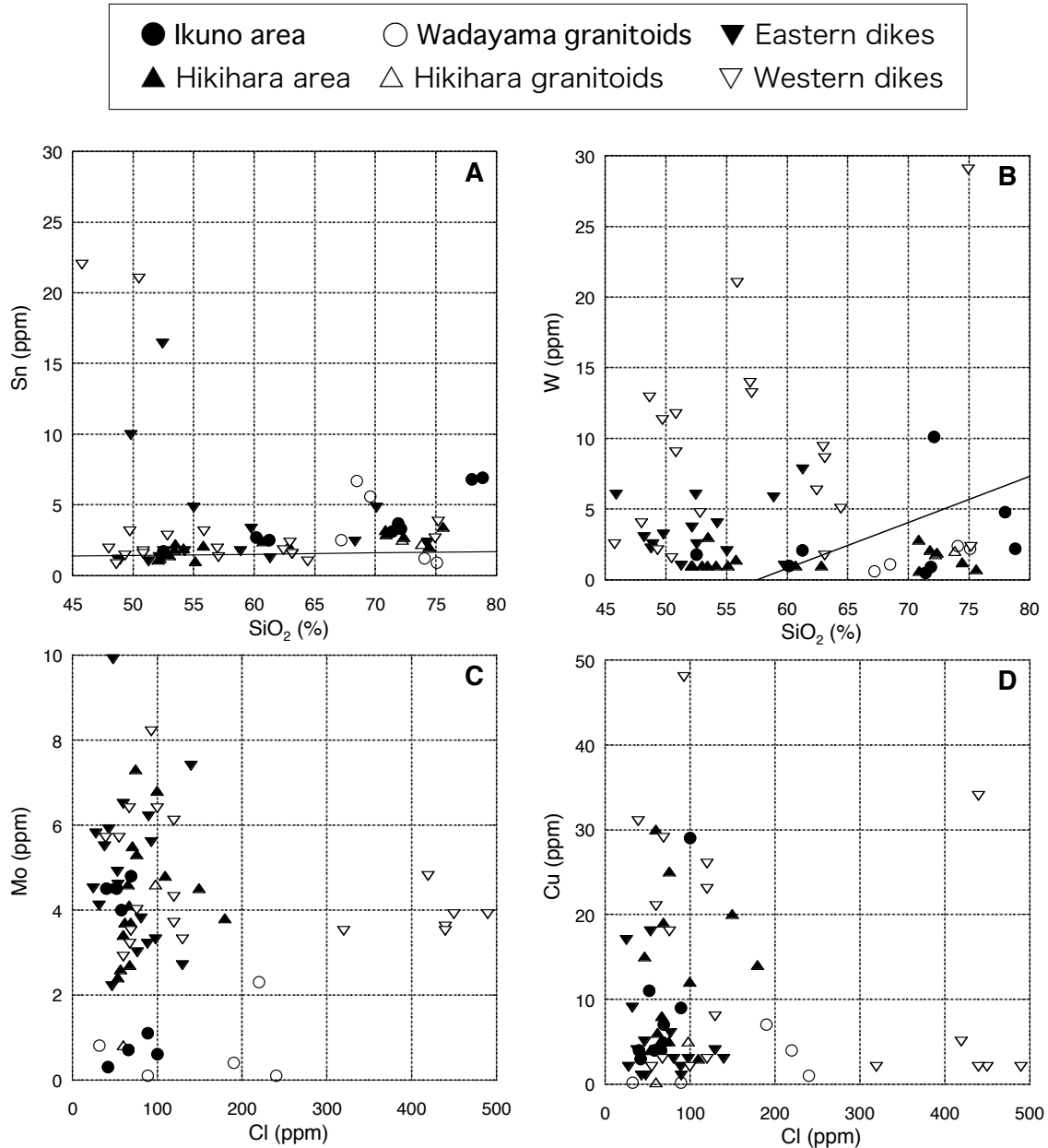


Fig. 12 Variation diagrams of the studied volcanic and plutonic rocks for Sn, W and Mo, and Cu-Cl diagram. The straight line is the same as that of Fig. 5.

Chlorine, which is an important carrier of chalcophile metals during hydrothermal mineralizations, shows no clear correlation with the Mo contents (Fig. 12C). In the case of Cu, the correlation is rather negative (Fig. 12D). About the bulk contents, granodiorite of the Wadayama pluton contains 240-190 ppm Cl, but the granite phase contains only 89-32 ppm Cl. Fluorine could be a good transporter for tin. The fluorine contents of the Wadayama granitoids are as low as 100 ppm F.

6. Cause of polymetallic character

In the vein and skarn-type deposits of the Japanese Island, magnetite and sulfide-forming ore metals tend to

occur associated with the magnetite-series magmatism, but tin and tungsten oxides are concentrated with the ilmenite-series magmatism (Ishihara, 1981). In the veins of the Ikuno mine, there occur many metals occurring as sulfide and sulphosalts, indicating that the related magma must be the magnetite-series. In those of the Akenobe mine, the early stage vein contain abundant magnetite and sulfide-sulphosalt commodities, which seem to be formed by the ore fluids separated from the magnetite-series subvolcanic intrusion of mafic to intermediate compositions.

On the other hand, Sn-W veins of the later stage are poor in magnetite and sulfide-sulphosalt minerals, which seem to be generated in the ilmenite-series

granitic magma. In the case of the Japanese plutonic rocks, trace amounts of tin tend to be high in those of tin-bearing ilmenite-series granitic rocks (Ishihara and Terashima, 1977a). Here in the studied area, the Wadayama granite contains 1.0 to 6.4 ppm Sn with an average of 3.8 ppm (n=6), while the Shiso tin-free magnetite-series granitic rocks contain only 0.8 to 1.6 ppm Sn with the average of 1.3 ppm Sn (n=11) (Terashima and Ishihara, 1982).

As mentioned previously, the Ikuno and Akenobe vein deposits are characterized by polymetallic nature, containing base metal, tin, tungsten, silver and gold. Lead and silver are predominant in the Ikuno deposits, while tin and tungsten prevail in the Akenobe deposits. A rare metal of indium is rich in base metal ores of both the mines (Ishihara *et al.*, 2006). The announced metal grades of the produced ores of the recent years as follows:

(1) Ikuno mine in 1956-73: 1.19 % Cu, 2.06 % Zn, 0.43 % Pb, 0.16 % Sn and recoverable amounts of Ag and Au.

(2) Akenobe mine in 1921-1987: 1.03 % Cu, 1.69 % Zn, 0.40 % Sn and recoverable amounts of W.

These ore metals show both horizontal and vertical zoning in the Ikuno deposits. Maruyama (1957) recognized horizontal zoning of Zn-Sn-Cu zone surrounded by Zn zone, Pb-Ag zones and Au-Ag-quartz zone. Vertically, Sn zone occurs at the bottom together with Zn zone, and Ag-Au zone tends to occur in marginal to the main tin-base metal ores. He seemed to believe that a mono-ascendant ore solution formed such zoning by decreasing of temperatures and pressures. However, polyascendant model, like the case we see in the Akenobe deposits, can also be possible for the varieties of the ore metals and subvolcanic activities.

In the Ikuno ore deposits, the main mineralization is strongly controlled by fractures related to basaltic sheet and dike. The champion vein system of the Kanagase group including the Senju-honpi, Senju-maehi, Kaniyahi, Kinsei-hi, Keiju-hi, etc., tend to occur along cracks formed by cooling of the hot basalt and faulting along the wall rocks within or at margin of the basaltic dikes. Dikes have a variety of composition from basalt and andesite to dacite and rhyolite. E-W trending rhyolite dikes tend to contain Sn-rich ores within these intrusions (Maruyama, 1959).

Magnetite and base metal mineralizations of the Ikuno and Akenobe deposits may well be associated with magnetite-series subvolcanic activities of mafic to intermediate compositions, but tin and tungsten concentration must have occurred with felsic ilmenite-series intrusion. At the Akenobe deposits, relatively low temperature Ag-Pb-Zn-Cu-magnetite veins are cut by higher temperature Cu-Sn-W veins, which are best seen in the Chiemon Vein -10L (Sato *et al.*, 1977; Akiyama *et al.*, 1980). Therefore, the polymetallic nature of the Akenobe mine is resulted from poly-ascendant introduction of the hydrothermal ore solution, which

had a different magmatic/meteoritic water ratios (Murao and Urabe, 1993), and the earlier base metal veins were originated in subvolcanic activity, but later tin-base metal mineralization was derived from hidden granite (Imai *et al.*, 1975), similar but more fractionated one we see in the Wadayama granitic pluton.

7. Conclusions

Historical productions of the ores from the Ikuno and Akenobe mines were reevaluated. They were polymetallic in composition, being rich in chalcophile components in the Ikuno ores and the first-stage ores of the Akenobe ores, but tin and tungsten predominating in the second stage of the Akenobe ores. The Ikuno ores were formed by ore fluids liberated from magnetite-series subvolcanic rocks of basaltic to rhyolitic compositions. The Akenobe ores of the first-stage base metal-rich one were also formed by magnetite-series subvolcanic rocks of basaltic to dacitic compositions, but the second-stage of tin-tungsten-rich ores would have been formed by the ore fluids liberated from an ilmenite-series granite hidden below the ore veins.

References

- Akiyama, Y., Asada, I. and Ishioka, O. (1980) Recent exploration of the Akenobe mine, with special reference to the exploration of the Chiemon vein system. *Mining Geol.*, **30**, 73-88 (in Japanese with English abstract).
- Aoki, M. and Yoshikawa, T. (2005) Geology of the Ikuno district, 8. Applied geology. Quadrangle Series, 1: 50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 36-43. (in Japanese with English abstract).
- Chappell, B. W., White, A. J. R., Williams, I. S. and Wyborn, D. (2004) Low- and high-temperature granites. *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, **95**, 125-140.
- Fujiwara, N. (1988) History of the Ikuno mine after the Meiji Era. Ikuno Educational Committee, 466 p. (in Japanese).
- Geological Society of Japan (ed.) (2009) *Geology of Japan, No. 5: Kinki District*, Asakura-Shoten, Tokyo, 453 p. (in Japanese).
- Imai, H. (1970) Geology and mineral deposits of the Akenobe mine and its adjacent district. *IMA-IGOD, Guidebook 8*, 1-23.
- Imai, H. (1978) *Geological studies of the mineral deposits in Japan and East Asia*, Univ. Tokyo Press, 392 p.
- Imai, H., Lee, M. W., Iida, K., Fujiki, Y. and Takenouchi, S. (1975) Geologic structure and mineralization of the xenothermal vein-type deposits in Japan. *Econ. Geol.*, **70**, 647-676.
- Ishihara, S. (1981) The granitoid series and mineralization. *75th Anniversary Volume, Econ. Geol.*, 458-484.
- Ishihara, S. (2002) Chemical characteristics of the mineralized granitoids (II): Polymetallic province of

- the west-central Hyogo Prefecture, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **53**, 673-688.
- Ishihara, S. and Chappell, B. W. (2007) Chemical compositions of the late Cretaceous Ryoke granitoids of the Chubu district, central Japan – Revisited. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **58**, 323-350.
- Ishihara, S. and Chappell, B. W. (2010) Petrochemistry of I-type magnetite-series granitoids of the northern Chile, Highland Valley, southern B. C. Canada, Erdenet mine, Mongolia, Dexing mine, China, Medet mine, Bulgaria, and Ani mine, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **61**, 383-415.
- Ishihara, S. and Shibata, K. (1972) Re-examination of the metallogenic epoch of the Ikuno-Akenobe province in Japan. *Mining Geol.*, **22**, 67-73.
- Ishihara, S. and Tani, K. (2004) Magma mingling/mixing vs. magmatic fractionation: Geneses of the Shirakawa Mo-mineralized granitoids, central Japan. *Resource Geol.*, **54**, 373-382.
- Ishihara, S. and Terashima, S. (1977a) Chlorine and fluorine contents of granitic rocks as indicators for base-metal and tin ore deposits. *Mining Geol.*, **27**, 191-199 (in Japanese with English abstract).
- Ishihara, S. and Terashima, S. (1977b) The tin content of the Japanese granitoids and its geological significance on the Cretaceous magmatism. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **83**, 657-664 (in Japanese with English abstract).
- Ishihara, S., Murakami, H. and Marquez-Zavalia, M. F. (2011) Inferred indium resources of the Bolivian tin-polymetallic deposits. *Resource Geol.*, **61**, 174-191.
- Ishihara, S., Sato, K. and Tsukimura, K. (1981a) Some aspects on the tin-polymetallic veins in the Akenobe mine area, Southwest Japan. *Mining Geol.*, **31**, 147-156 (in Japanese with English abstract).
- Ishihara, S., Sato, K. and Tsukimura, K. (1981b) A reply to the comments by H. Imai. *Mining Geol.*, **31**, 401-405 (in Japanese with English abstract).
- Ishihara, S., Shibata, K. and Uchiumi, S. (1988) K-Ar ages of ore deposits related to Cretaceous-Paleogene granitoids - Summary in 1987. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **39**, 81-94 (in Japanese with English abstract).
- Ishihara, S., Hoshino, K., Murakami, H. and Endo, Y. (2006) Resource evaluation and some genetic suspects of indium in the Japanese ore deposits. *Resource Geol.*, **56**, 347-364.
- Kato, A. (1965) Sakuraiite, a new mineral. *Chigaku Kenkyu, Sakurai Volume*, 1-5 (in Japanese).
- Kato, A. and Shinohara, K. (1968) The occurrence of roquesite from the Akenobe mine, Hyogo Prefecture, Japan. *Mineral. Jour.*, **5**, 276-284.
- Kojima, Y. and Asada, I. (1973) The Akenobe ore deposits – Their geologic structure and fracture patterns. *Mining Geol.*, **23**, 137-151 (in Japanese with English abstract).
- Maruyama, S. (1957) The relation between ore veins and igneous intrusives, Ikuno Mine. *Mining Geol.*, **7**, 281-284 (in Japanese with English abstract).
- Maruyama, S. (1959) Zonal distribution of ore deposit and prospecting at Ikuno mine. *Jour. Mining Metallur. Inst. Japan*, **75**, 673-667 (in Japanese with English abstract).
- MITI (Ministry of International Trade and Industry) (1988) *Report of the regional geological and tectonic survey: Bantan region – Showa 62 fiscal year*, MMAJ, 178 p. (in Japanese).
- MMPIJ (Mining & Material Processing Institute of Japan) (1994) Gold mines of Japan, Part 5: Kinki, Chugoku and Shikoku Districts, MMPIJ, Tokyo, 93 p. (in Japanese).
- Murao, S. and Furuno, M. (1991) Roquesite from the Akenobe tin-polymetallic deposits, Southwest Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **42**, 1-10.
- Murao, S. and Urabe, T. (1993) Sulfur isotopic study of the Akenobe tin-polymetallic ore deposits, Japan, with special reference to the Chiemon No. 4 vein. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **44**, 169-178 (in Japanese with English abstract).
- Nakamura, T. and Sakiyama, T. (1995) *Mineral resources of Hyogo Prefecture*. Humans & Nature Museum, Hyogo Pref., no. 6, 197-243 (in Japanese with English abstract).
- Park, C. F., Jr. and MacDiarmid, R. A. (1964) *Ore deposits*, W. H. Freeman & Company, San Francisco, 475 p.
- Saigusa, M. (1958) Geology and mineralization of the Akenobe mine, Hyogo Prefecture. *Mining Geol.*, **8**, 218-238 (in Japanese with English abstract).
- Sato, N. and Akiyama, Y. (1980) Structural control Akenobe tin-polymetallic deposits, Southwest Japan. *Mining Geol. Spec. Issue*, no. 8, 175-188.
- Sato, N., Asada, I. and Shigematsu, S. (1977) Geological structure and ore deposits of the Akenobe mine, Hyogo Prefecture, Japan. *Mining Geol.*, **27**, 245-262 (in Japanese with English abstract).
- Shibata, K. (1979) K-Ar ages of granitic rocks in eastern Chugoku, Southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 17, 69-72 (in Japanese with English abstract).
- Shimizu, M. and Kato, A. (1991) Roquesite-bearing tin ores from the Omodani, Akenobe, Fukoku and Ikuno polymetallic vein-type deposits in the Inner Zone of southwestern Japan. *Canadian Mineral.*, **29**, 207-215.
- Terashima, S. and Ishihara, S. (1982) Tin abundance in the Cretaceous granitoids around the Akenobe mine area, Japan. *Mining Geol.*, **32**, 73-76 (in Japanese with English abstract).
- Yokoyama, S. (1984) Geological and petrological studies of late Mesozoic dyke swarms in the Inner Zone of Southwest Japan. *Geol. Rept. Hiroshima Univ.*, no. 24, 1-63 (in Japanese with English abstract).
- Special note: B. W. Chappell passed away at Canberra Hospital in the morning of April 22, Sunday, 2012.

Received May 29, 2012

Accepted July 24, 2012

兵庫県明延—生野地域の鉍化作用と後期白亜紀火成岩類の化学的性質

石原舜三・B. W. Chappell

要 旨

生野—明延鉍床は日本を代表する多金属石英脈鉍床である。鉍脈は、明延鉍床においては古生代末期—中生代初期の苦鉄質岩類と変成岩類とを母岩とし、生野鉍床では後期白亜紀火山岩類と岩脈類を母岩とする。生野鉍床の鉍脈は、主力の金香瀬鉍脈群がN-S系、東に急傾斜し、一部、NW-SE系である。その他の太盛・青草地区では、主にNW-SE系とN-S系走向で、急傾斜を持つ。鉍脈は多金属性で、ベースメタルの他、金銀に富み、かつ錫を含むが、タングステンに乏しい。これらの鉍石鉍物は、鉍床の中心から外方へ、Sn-Cu帯、Sn-Cu-Zn帯、Zn帯、Pb-Zn帯、Au-Ag帯、不毛帯のゾーニングを持つ。インジウム鉍物も多産する。明延鉍床は母岩が苦鉄質岩類と変成岩類である点は生野鉍床とは異なるが、一般にはNW-SE系、西部でNE-SW系に彎曲する急傾斜鉍脈である。鉍脈はここでも多金属的であるが、生野鉍床に較べて、金銀・鉛に乏しく、スズとタングステンに富む。またその多金属性は鉍化ステージが違う複合鉍脈として見られ、早期Pb-Zn-Cu脈に、後期W-Sn-Cu脈が重複し、複合鉍脈を構成する。

後期白亜紀の生野層群は下部から上部へ、含角礫黑色頁岩 (ISo)、デイサイト質火砕岩 (IDco)、黑色頁岩 / 砂岩凝灰岩 (IS1)、流紋岩 > 安山岩質火砕岩 (IX)、流紋岩質溶結凝灰岩 (IR1)、凝灰岩 / 頁岩 (IS2)、安山岩と同質凝灰岩 (IA2)、流紋岩質溶結凝灰岩 (IR2)、凝灰岩 / 頁岩 (IS3)、安山岩と同質凝灰岩 (IA3)、凝灰岩 / 頁岩 (IS4)、デレナイト溶結凝灰岩 (ID4) に分類される。これらの火山岩類は帯磁率測定と顕微鏡観察により、磁鉄鉍系に属するものと判断される。二成分変化図上ではややカリウムに富むもの一般のカルクアルカリ岩系の領域を占める。銀とベースメタルに富む生野鉍床の富鉍部は玄武岩岩脈と流紋岩岩脈と空間的に密接であり、ベースメタルは前者とスズは後者に由来した熱水鉍液から沈殿した可能性が大きい。明延鉍山内の岩脈類も磁鉄鉍系に属する玄武岩から流紋岩に至るシリカ含有量を持ち、一部でショノナイトと高カリウム岩にプロットされるものもあるが、多くは中程度のカリウムを持つ一般のカルクアルカリ岩である。早期のベースメタル鉍化はこのような火山岩類に由来した鉍液に関係し、後期のスズに富む鉍化は潜在する珪長質岩体からもたらされた鉍液から沈殿した可能性が考えられる。地表に露出する和田山花崗岩は、鉍化関係花崗岩としては微量成分としてのスズには富むが、フッ素に乏しい難点がある。

Appendix I Locality and sample nos. with the rock types and magnetic susceptibility (SI unit) of the analyzed volcanic and granitic rocks from the Ikuno-Hikihara dam area.

Nos., Sample nos.	Rock types & magnetic susceptibility (SI unit $\times 10^{-3}$)	Locality
Ikuno Area		
1, 80082636:	Aphyric basalt, SI=48.0-84.0;	Ikuno dam (朝来市生野ダム東方直1.5 km)
2, 80082635A:	Porphyritic dacite, SI=2.2;	Ikuno, Taisei quarry (朝来市古城山大盛採石場)
3, 80082635B:	Fine diorite-looking dacite, SI=2.4;	Taisei quarry (同上)
4, 82031901:	Rhyolitic welded tuff, SI=17.0;	Ikuno Country Club (生野高原ゴルフ場の上)
5, 80082634:	Fine, rhyolitic tuff, SI=22.0;	Ogouchi-cho, Fuchi (大河内町淵東北500m)
6, 80082637:	Rhyolitic tuff, SI=7.0;	Ikuno dam east (朝来市生野ダム東方直2.2km)
7, 80082639:	Red porphyritic rhyolite, SI=2.0;	Ikuno dam ENE (同上、東北東直3.5 km)
8, 80082638A:	Banded rhyolite, SI=2.0;	ditto (同上、東北東直2.7 km)
Hikihara dam area		
9, 8308071101:	Aphyric andesite, SI=16.0-26.0;	Haga-cho, Hori (宍粟市波賀町堀)
10, 82032102:	Porphyritic andesite, SI=60.0;	Wakasugi-pass west (宍粟市若杉峠西)
11, 82032101:	Purple andesite, SI=44.0;	Wakasugi pass west (宍粟市若杉峠西)
12, 8308071002:	Rhyolitic tuff, SI=1.5;	Wakasugi pass west (宍粟市若杉峠西)
13, 8308071208:	Aphyric andesite, SI=44.0-51.0;	Shikafuse west (宍粟市鹿伏西方)
14, 8308071216:	Aphyric andesite, SI=58.0-64.0;	Shikafuse west (宍粟市鹿伏西方)
15, 82032105:	Purple andesitic tuff, SI=33.6;	Shikafuse west (宍粟市鹿伏西方)
16, 82032104:	Green andesitic tuff, SI=5.0;	Shikafuse west (宍粟市鹿伏西方)
17, 82032110:	Dacitic lava, SI=2.2;	Nishikumon, Mizotani (宍粟市西公文、溝谷)
18, 82032109:	Andesite sheet (1.5 m wide), SI=90.0;	ditto (宍粟市西公文、溝谷)
19, 82032108:	Rhyolitic tuff, SI=5.8;	ditto (宍粟市西公文、溝谷)
20, 8308071535:	Rhyolitic tuff, SI=3.0-4.0;	Obara NNW (宍粟市小原北北西方)
21, 8308071550:	Rhyolitic lava, SI=5.0;	Obara NNW (宍粟市小原北北西方)
Dike rocks		
22, 8308071135A:	Andesite in granite, 2 m wide, SI=92.0;	Shikafuse (宍粟市鹿伏北)
23, 8308071135B:	Andesite in granite, 1 m wide;	Shikafuse (宍粟市鹿伏北)
24, 8308071220:	Dacitic dike in granite; ditto	(宍粟市鹿伏西方林道)
Hikihara Granites		
25, 8308071147:	Porphyritic granite; ditto	(宍粟市鹿伏南、林道入り口)
26, 82749A:	Biotite granite; Haga-cho, Ishigame south	(宍粟市波賀町石亀)
Wadayama granitoids		
27, 71TO227:	Hb-bt granodiorite; Wadayama-cho, Makita	(和田山町牧田)
28, 71TO228:	Hb-bt granodiorite; Santo-cho, Tozaka pass	(山東町遠阪峠)
29, 82632:	Hb-bt granite; Asago, Santo-cho, Itsoubou	(朝来郡山東町一品)
30, 71TO226:	Leucogranite; Yabu, Yashiro pass	(養父町八代峠)
31, 82633:	Leucogranite; Asago, Santo-cho, Hazama	(朝来郡山東町迫間)

Appendix II Locality and sample nos. with the rock types and magnetic susceptibility (SI unit) of the analyzed dikes from the underground Akenobe mine.

Sample No.: Rock type & magnetic susceptibility (SI unit $\times 10^{-3}$)	Locality
Eastern part	
32, 020202: Altered andesite, SI<0.2; -2L Nanei cross cut (南栄脈立入)	
33, 020203: Dacite, SI>15.2; -2L Meikou vein (明光脈) TP474	
34, 020304: Altered felsite, SI<0.2; -3L Sennari cross cut (千成脈立入)	
35, 020405: Altered basalt, SI<0.2; -4L Shaft-related cross cut (立坑切替立入)	
36, 020406: Altered dacite, SI<0.2; -4L Meikou cross cut (明光脈立入)	
37, 020407: Altered andesite, SI<0.2; -4L Meikou vein (明光脈) TF142	
38, 020608: Basalt, SI<0.2; -6L Kouzou Tunnel (構造坑道) 45m	
39, 020609: Altered basalt, SI=13.1; -6L Shiroyiwa vein (白岩脈) S30	
40, 020610: Basalt, SI=0.2; -6L, Shirogane cross cut (白金脈立入)	
41, 020611 Altered felsite, SI<0.2; -6L Sennari vein (千成脈) S40	
42, 020612: Altered basalt, SI=28.2; -6L Nanei vein North (南栄脈北部) E2	
43, 020613: Dacite, SI=0.2; -6L Meikou vein (明光脈) W13	
44, 020715: Altered basalt, SI=0.2; -7L Ryusei vein (竜盛脈) S49	
45, 020816: Altered basalt, SI=0.2; -8L Ryusei vein (竜盛脈) TB3	
46, 020817: Altered dacite, SI<0.2; -8L Ryusei vein (竜盛脈) TB4	
47, 020818: Altered andesite, SI<0.2; -8L Ryusei vein (竜盛脈) TF143	
48, 020919: Basalt, SI<0.2; -9L Ginsei vein south (銀星脈南部) S46	
Western part	
49, 040801: Basalt, SI=38.0; -8L 7 th vein (七脈) N28	
50, 040802: Basalt, SI=22.5; -8L Sinhokusei cross cut (新北星脈立入)	
51, 040803: Basalt, SI=22.0; -8L ditto(新北星脈立入)	
52, 041004: Basalt, SI=15.0; -10L Hotei cross cut (布袋脈立入)	
53, 041005: Garnet andesite, SI<0.2; -10L Hotei cross cut (布袋脈立入)	
54, 041006: Hornblende basalt, SI=15.0; -10L ditto (布袋脈立入)	
55, 041007: Dacitic felsite, SI=8.8; -10L Fujino cross cut (富士野脈立入)	
56, 041208: Hornblende andesite, SI=27.6; -12L Eisei cross cut (永世脈立入)	
57, 041209: Altered basalt, SI=22.0; -12L Nansei Kirikae (南星脈切替)	
58, 041210: Hornblende andesite, SI=27.5; -12L Chiemon cross cut (知恵門脈立入)	
59, 041312: Felsite, SI<0.2; -13L Eisei vein (永世脈) SS	
60, 050801: Hornblende andesite, SI=25.0; -8L Chiemon 5 th vein (知恵門5号脈) W8	
61, 051203: Altered andesite, SI=4.9; -12L Chiemon 7 th vein (知恵門7号脈) W6	
62, 051204: Garnet andesite, SI<0.2; -12L Chiemon 7 th vein (知恵門7号脈) W6	
63, 051206: Hornblende basalt, SI<0.2; -12L Chiemon 4 th vein (知恵門4号脈) W7	
64, 051207: Pre-ore basalt, SI=0.2; -12L Chiemon 3 rd vein (知恵門3号脈) W8	
65, 051208: Hornblende andesite, SI<0.2; -12L Chiemon 4 th vein (知恵門4号脈) E2	
66, 051409: Dacitic andesite, SI=3.2; -14 L Chiemon 7 th vein (知恵門7号脈) W9	

滋賀県田上花崗岩体ペグマタイト中のジルコン： 産状・形態・組織・化学組成

角谷安華¹・河野俊夫²・中野聰志^{3,*}・西村彰子⁴・星野美保子⁵

Yasuka Kakutani, Toshio Kohno, Satoshi Nakano, Akiko Nishimura and Mihoko Hoshino (2012) Case study of zircon from a pegmatite in the Tanakami Granite pluton, central Japan: Occurrence, morphology, texture and chemical composition. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 63 (7/8), p. 203-226, 14 figs, 5 tables.

Abstract: Zircon grains were collected from the graphic and large-crystal zones of a pegmatite dyke in the medium-grained porphyritic biotite granite within the Tanakami Granite pluton. Type I (relatively large tabular zircons of 0.05-1 mm in width and 3 mm-1 cm in length with considerable shape variation) and Type II (finer string zircons of 0.01-0.05 mm in width and 1-3 mm in length) zircons coexist in the graphic zone and large-crystal zone. BSE images and element maps show the morphological, textural and chemical differences between the Type I and Type II zircons. Many Type I zircons consist of clear interiors with zoning textures and spongy rims with mottled textures having many micropores, although some Type I zircons are clear almost over a grain. Type II zircon strings are generally spongy and show mottled textures. These textures are mainly controlled by the distribution patterns of Zr, Hf, (U+Th), REE and P. The totals of chemical compositions (wt.%) of Type I clear zircon are around 100 wt.% with stoichiometry, but those of Type I and Type II spongy zircon, are often below 95 wt.% approximately with stoichiometry. Especially, the totals of chemical compositions of Type II zircons are often below 90 wt.%. These textural and compositional data suggest that Type I clear zircons preserve primary compositions in spite of metamictization, and that spongy zircons of Type I and Type II underwent secondary hydrothermal reactions. It is compositionally noted that, differently from the Type II zircons, the Type I zircons are richer in UO_2 among the Japanese pegmatite zircons.

Keywords: Tanakami Granite, pegmatite, zircon, occurrence, morphology, texture, chemistry, EMPA

要 旨

滋賀県南部田上花崗岩体を構成する中粒斑状黒雲母花崗岩中の岩脈状ペグマタイトから採集したジルコン粒子について、産状・形態・組織・化学組成の特徴を解析した。これらのジルコンは、肉眼的な大きさと肉眼及び顕微鏡観察による形態の違いに基づいて長柱状の Type I ジルコン(幅 0.05 - 1 mm, 長さ 3 mm - 1 cm)と放射状や樹枝状で産するひも状(幅 0.01 - 0.05 mm, 長さ 1 - 3 mm)の Type II ジルコンに分けられる。両者は、ともに文象帯・巨晶帯を通して共存している。Type I ジルコンは、鏡下

での c 軸に垂直な断面において矩形、L 字型、コの字型の多様な形態変化を示す。全体が clear (清澄) な粒子もあるが、内部の clear な部分と周辺部のマイクロポアの多い turbid (汚濁) 部分 (spongy 部分) からなる粒子が多い。Type II ジルコンは、基本的に鏡下では turbid に見える spongy 部分から構成される。EMPA による反射電子線像及び元素マッピングにより、Type I ジルコンの clear 部分には化学組成の違いによるゾーニング (帯状) 組織が、turbid な spongy 部分には組成変化によるまだら状組織がそれぞれ観察される。ゾーニング組織やまだら状組織は、Zr 及び Hf の分布と放射性元素 (U+Th), REE (Yb,

¹ 奈良市立柳生小学校 (Yagyū Elementary School, Yagyū-shimocho, Nara 630-1231, Japan)

² 滋賀大学大学院教育学研究科共同研究員 (Joint Researcher, Graduate School of Education, Shiga University, Hiratsu 2-5-1, Otsu 520-0862, Japan)

³ 滋賀大学教育学部理科教育講座 (Department of Natural Science, Faculty of Education, Shiga University, Hiratsu 2-5-1, Otsu 520-0862, Japan)

⁴ 大津市立石山幼稚園 (Ishiyama Kindergarten, Ishiyamadera 3-18-8, Otsu 520-0861, Japan)

⁵ 産業技術総合研究所 地圏資源環境研究部門 鉱物資源研究グループ (AIST, Geological Survey of Japan, Institute for Geo-Resources and Environment, Mineral Resource Research Group)

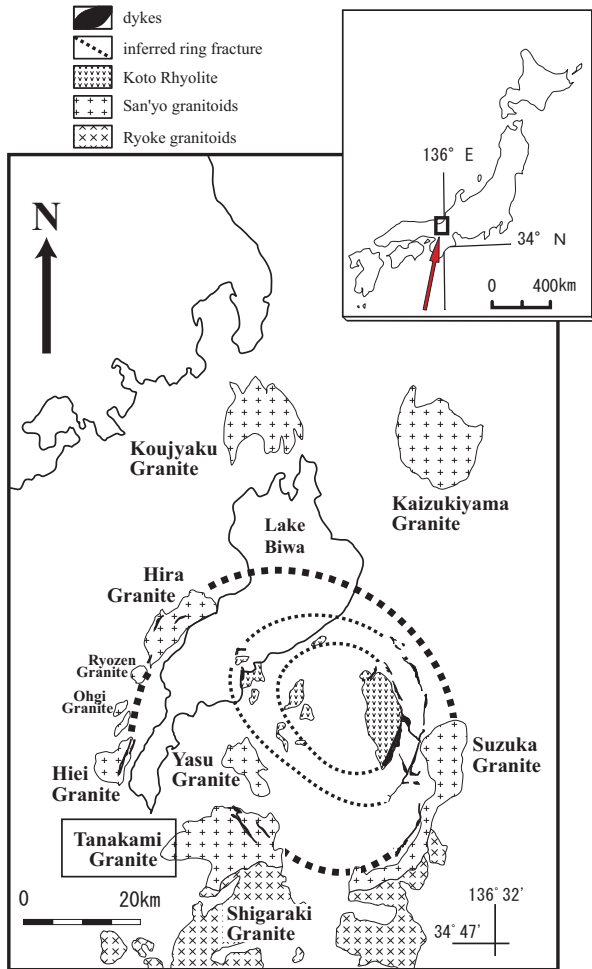
* Corresponding author: S. NAKANO, E-mail: nakano@edu.shiga-u.ac.jp

1. はじめに

ジルコンは最も普遍的な希土類含有鉱物であり希土類元素 (REE) の資源として現在大変注目されている鉱物である (例えば, Hoshino *et al.*, 2012). 日本のジルコン研究は, 古く放射性元素の壊変によると考えられる色変化の研究 (Tomita, 1954; 富田, 1956) に始まり (松本・唐木田, 2008), その後は形態にも注目して研究が進められた (唐木田, 1954; Karakida, 1967; 林, 1989, 1990; 林ほか, 1990). また, 蛍光やカソードルミネセンス (Shinno, 1986; 進野・林, 1984) 等の研究も行われてきている.

ジルコンは, 構成元素のイオン拡散速度が遅く (Cherniak *et al.*, 1997a, b; Cherniak and Watson, 2003), 高い熱的・化学的安定性を有し熱水作用や風化作用などにも強い為, 多くの場合それまでに受けた地質学的諸作用による履歴を保持していると考えられている (例えば, Corfu *et al.*, 2003). 更にジルコンは, U 及び Th の放射性元素を含むことから, 地質年代測定の対象として強力に進められてきた (Hanchar and Hoskin, 2003; 鈴木, 2005, 2011). 一方, 近年ではジルコンの化学組成の解析とそれらのデータをジルコンの起源や熱履歴と関連させる地質学的研究が急速に進んでいる (Hanchar and Hoskin, 2003).

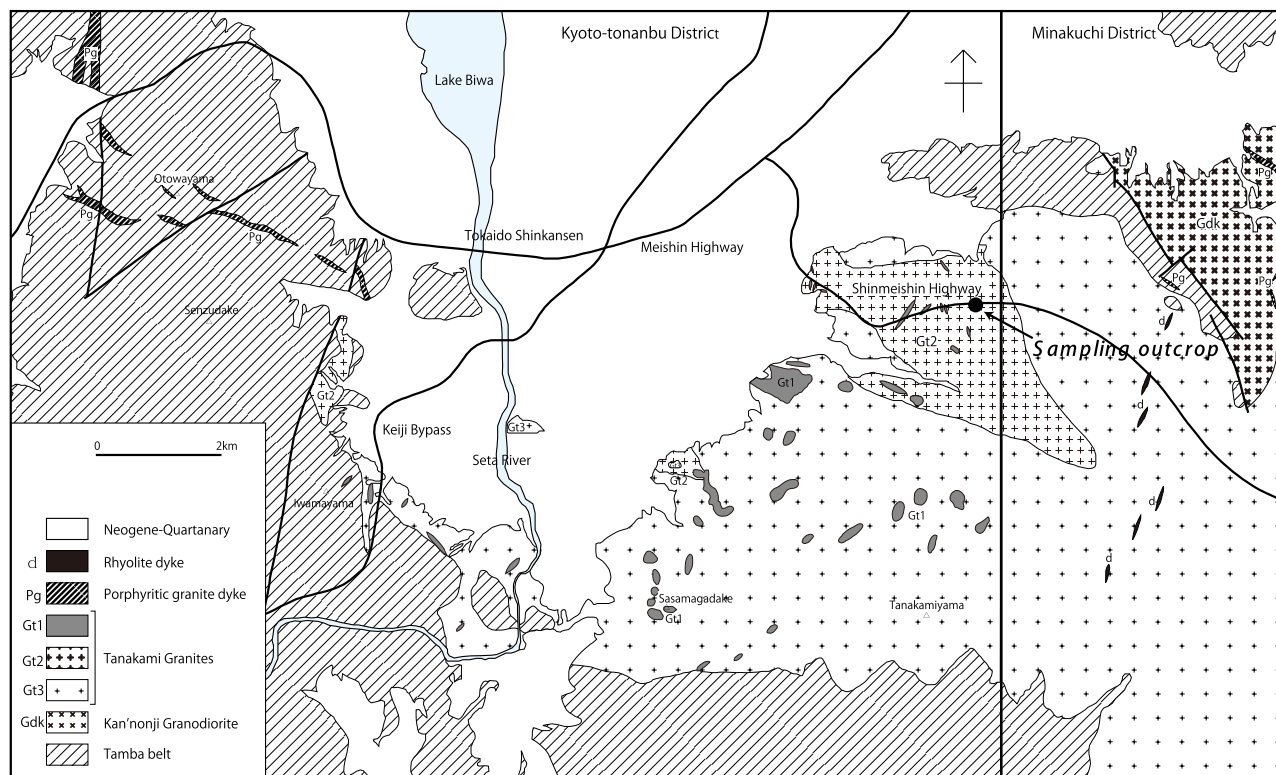
ジルコンの化学組成の決定はかつての湿式分析法の時代には現在に比べるとはるかに多大な労力を必要としたが, 一方で化学分析値の報告も行われ, その組成変化が注目されていた (例えば, 田久保ほか, 1953; 長島・長島, 1960; 長島ほか, 1977). しかし, ジルコン組成の体系的な取り扱いが分析機器の普及する近年の研究まで待たねばならなかった. 最近では分析技術の向上により, 二次イオン分析装置 (SIMS) やレーザーアブレーション誘導結合型質量分析装置 (LA-ICP-MS) によるジルコンの局所分析が進んでおり, 特に電子マイクロプローブアナライザー (EMPA) はジルコンの化学組成を非破壊で精密に測定する際に現在最も普及している装置である. EMPA によるジルコンの化学組成の解析は, 熱履歴の解明や供給源の特定のために, 多くの産状のジルコンについてのデータの蓄積が必要とされており (Hoskin and Schaltegger, 2003), 最近急速に各種産状のジルコンについての組成データが報告されつつある (例えば, Johan and Johan, 2005; Belousova *et al.*, 2006; Forster, 2006; Anderson *et al.*, 2008; Abdalla *et al.*, 2009; Lichtervelde *et al.*, 2009; Gagnevin *et al.*, 2010; Soman *et al.*, 2010; Scott *et al.*, 2011). 日本産の花崗岩及びそのペグマタイト中のジルコンについても, 最近 Hoshino *et al.* (2010) により, その化学組成が精密に決定された. その結果, 通常の花崗岩中のジルコンは HREE-Th-U-poor タイプ, 分化が進んだ花崗岩や花崗岩質ペグマタイト中のジルコンは



第1図 田上花崗岩体の位置図 (周琵琶湖花崗岩団体研究グループ, 2008 を改変).

Fig. 1 Index map showing the location of the Tanakami Granitic pluton (modified from the Collaborative research group for the granites around Lake Biwa, 2008).

Y, Dy) 及び P の含有量の違いに対応している. マイクロポアを伴い spongy である Type II ジルコンは, Type I spongy ジルコンと同じく化学組成変化による細かいまだら状組織を示す. EMPA による定量分析の結果, Type I の clear 部分のジルコンの分析値合計は 100 wt.% 前後であるが, Type I・Type II の spongy ジルコンは合計が 95 wt.% より低い場合が多く, 特に Type II ジルコンは 80 wt.% 台の場合も多い. ただし, 今回の化学分析値による構造式計算においては, いずれのタイプのジルコンも化学量論をほぼ満たしている. 今回の組織と化学組成のデータからは, Type I clear ジルコンはもとの組成を保持しており, Type I・Type II spongy ジルコンは熱水反応を受けた二次的なものである可能性がある. Type II ジルコンと比べて U の量が多い Type I ジルコンは, 日本のペグマタイト中のジルコンの中でも U の量が多い部類に入る.



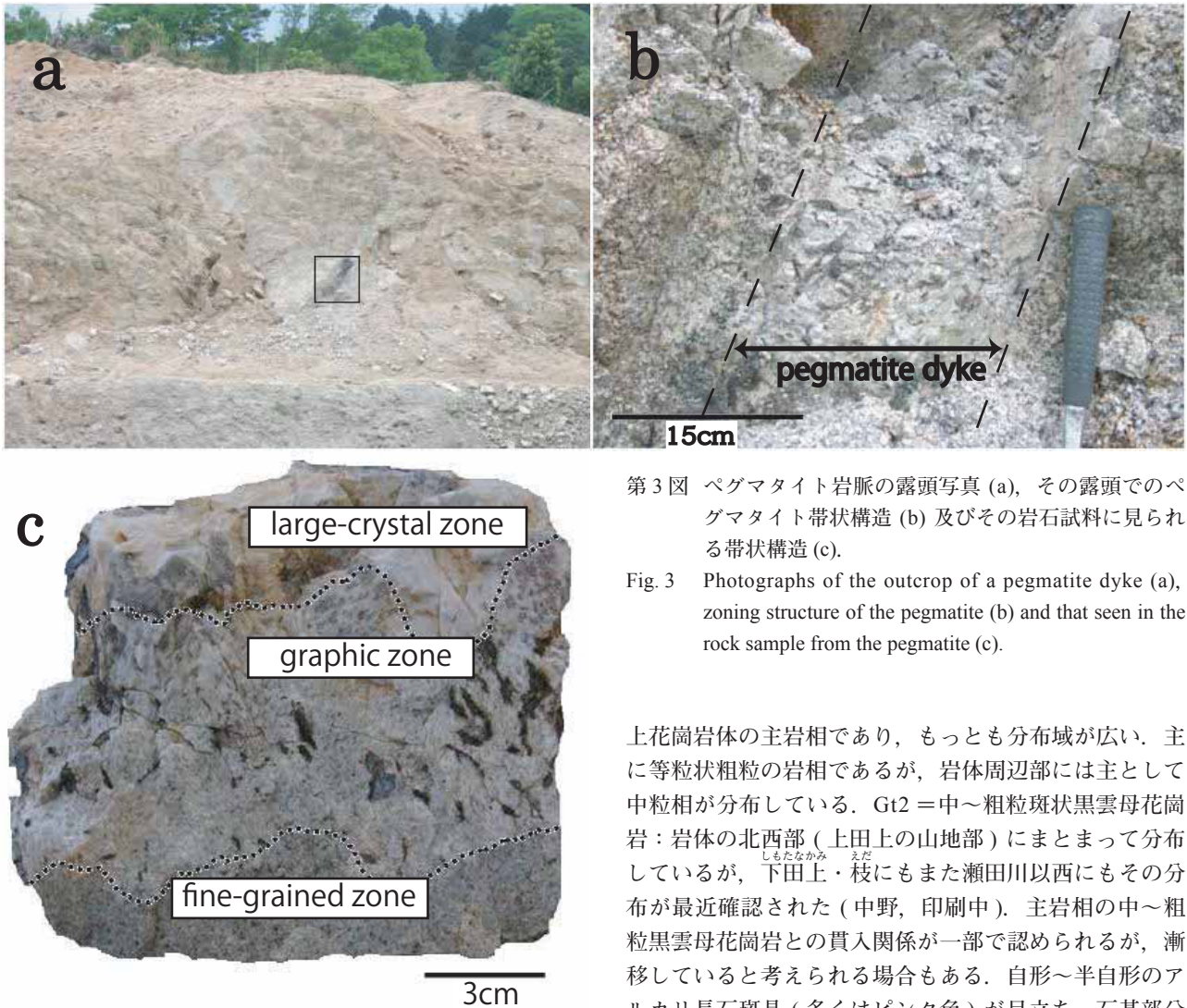
第2図 田上花崗岩体地質図 (中野, 印刷中) とペグマタイトジルコン試料採集地点. Gt3: 中～粗粒黒雲母花崗岩, Gt2: 中～粗粒斑状黒雲母花崗岩, Gt1: 細粒～細粒斑状黒雲母花崗岩.

Fig. 2 Geological map of the Tanakami Granitic pluton, modified after Nakano (in press) and the sampling outcrop of the pegmatite zircon in this study. Gt3: medium to coarse-grained biotite granite, Gt2: medium to coarse-grained porphyritic biotite granite, Gt1: fine-grained to fine-grained porphyritic biotite granite.

HREE-Th-U-rich タイプであることが明らかにされた. 更に, ペグマタイト中のジルコンは産地ごとに若干の異なる特徴を有すること, 特に含水量の多いものが特定のペグマタイトに散見されることが指摘されている. その後, 林・赤井 (2011) は EMPA により足摺岬の A-type 花崗岩中のジルコンのゾーニング組織とそれに対応する化学組成変化を報告している.

本稿で報告するジルコンは, 滋賀県大津市^{たなかみ}田上花崗岩体中の中粒斑状黒雲母花崗岩中のペグマタイト岩脈産の試料である. 田上地域は, 古くから福島県石川地域・岐阜県苗木地域と並んで日本の三大ペグマタイト産地として知られてきた (辻・北原, 1979; 大林, 2002; 河野ほか, 2008; Rakovann *et al.*, 2009). 遅れていた田上花崗岩体の研究は, 近年その全体像が解明されるまでに進んできた (周琵琶湖花崗岩体研究グループ, 1982, 2000; 中野・原山, 2003; 石原ほか, 2005) が, ペグマタイトについての地質学的・岩石学的研究は依然ほとんどなく, 熱水循環の観点からのペグマタイトへの言及 (須藤, 1991, 2001) とアルカリ長石の研究から広い温度範囲にわたるペグマタイト熱史の一端が解明された (河野ほか, 2008; Nakano and Makino, 2010) に留まる. ペグマタイト中のジルコンについてみれば, これまで詳し

い記載は見当たらない. なお, 上述した Hoshino *et al.* (2010) の研究においては, 田上花崗岩中のジルコン (田上羽栗産) についての分析値が報告されているが, 田上花崗岩ペグマタイト中のジルコンについては記載・報告がなされていない. そこで, 今回田上花崗岩ペグマタイト中のジルコンの産状を調べるとともに, ジルコンの形態・組織や化学組成の解析を行った. 今回解析したジルコンは, 田上花崗岩中の大小数多いペグマタイトのうちのひとつのペグマタイトに産した試料であるが, 産状・形態・組織・化学組成についてそれぞれ詳しく解析したので, 今後の田上ペグマタイト中のジルコン研究の基礎的データを与えるものと位置づけられる. なお, これまでの世界の花崗岩質ペグマタイト産のジルコンについての研究 (Correia Neves *et al.*, 1974; Cerny and Siivola, 1980; Cassedanne *et al.*, 1985; Cerny *et al.*, 1985; Wang *et al.*, 1992; Uher and Cerny, 1998) は, その化学成分のうち特に Zr と Hf に注目して, 花崗岩→花崗岩質ペグマタイトのマグマ進化経路や花崗岩系列の違いからの組成の特徴づけ及び組成変化経路等の解明が中心であった (e.g., Wang *et al.*, 2000; Kempe *et al.*, 2004; Hoshino *et al.*, 2010). しかし, 最近では希土類元素 (以下, REE) や U, Th を含めた多様な元素についての地球化学的な研究が行われ



第3図 ペグマタイト岩脈の露頭写真 (a), その露頭でのペグマタイト帯状構造 (b) 及びその岩石試料に見られる帯状構造 (c).

Fig. 3 Photographs of the outcrop of a pegmatite dyke (a), zoning structure of the pegmatite (b) and that seen in the rock sample from the pegmatite (c).

上花崗岩体の主岩相であり、もっとも分布域が広い。主に等粒状粗粒の岩相であるが、岩体周辺部には主として中粒相が分布している。Gt2 = 中～粗粒斑状黒雲母花崗岩：岩体の北西部（上田上の山地部）にまとまって分布しているが、下田上・枝にもまた瀬田川以西にもその分布が最近確認された（中野，印刷中）。主岩相の中～粗粒黒雲母花崗岩との貫入関係が一部で認められるが、漸移していると考えられる場合もある。自形～半自形のアルカリ長石斑晶（多くはピンク色）が目立ち、石基部分は相対的に黒雲母に富む。Gt1 = 細粒～細粒斑状黒雲母花崗岩：斑晶の量や大きさあるいは石基の粒径の変化が大きく、岩相が非常に不均質である。岩体東北部では観音寺花崗閃緑岩との境界部でまとまって分布するほか、岩体西部ではペグマタイトと密接に関連してシート状または岩脈状に点在する岩相である。全体として、揮発性成分（特に水）に富む後期活動相である（中野，印刷中）。

始めている (Belousova *et al.*, 2002)。ただし、本稿で記載するようなジルコンについての産状や形態についての基礎的情報はほとんどなく、また微細組織を考慮したペグマタイト中のジルコンについての研究は非常に少ない (Smith *et al.*, 1991 ; Soman *et al.*, 2010)。

2. 地質概略と解析試料

2.1 地質概説

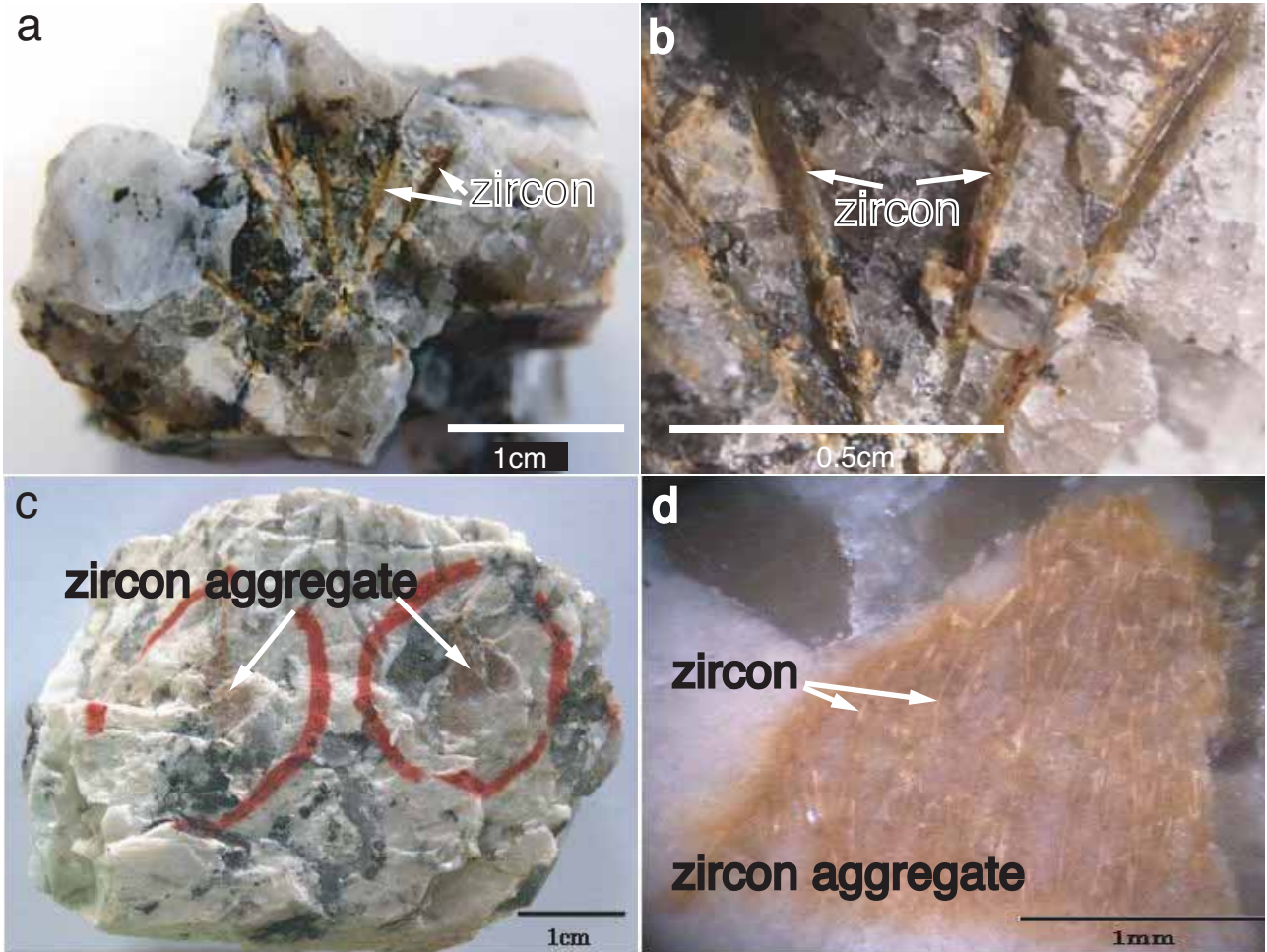
琵琶湖周辺には、白亜紀末の花崗岩体が琵琶湖を取り囲むように散在している（周琵琶湖花崗岩団体研究グループ，2008）(第1図)。このうち、今回の研究対象である田上花崗岩体は東西約 20 km・南北約 8 km の規模で、琵琶湖南方の標高 500 - 600 m の田上山地・信楽山地を中心に分布している（周琵琶湖花崗岩団体研究グループ，2000；中野・原山，2003）。

田上花崗岩体は、次に示すような三つの岩相に区分される（中野，印刷中）。Gt3 = 中～粗粒黒雲母花崗岩：田

2.2 試料採取地点

ペグマタイトの分布は、田上花崗岩体の西縁部に集中している（中司，1932；中野ほか，2006）。この西縁部において、ペグマタイトは中～粗粒黒雲母花崗岩相と中～粗粒斑状黒雲母花崗岩相の両岩相とともに産する。ペグマタイトの規模は、「中沢晶洞」と呼ばれる幅 1.6 m、高さ 1.4 m、奥行き 6.5 m 程度の大きな晶洞（中沢，1985）から径数 cm 程度のミアロリティックな晶洞（河野ほか，2008）までさまざまである。

今回採集・分析した試料は、上田上地区の新名神高速道路工事ルート（こんぜやま）の金勝山トンネル西端近くの中粒斑状黒



第4図 Type I ジルコン (a, b) と Type II ジルコン (c, d) の接写写真.

Fig. 4 Close-up photographs showing the occurrences of the Type I (a, b) and Type II zircons (c, d).

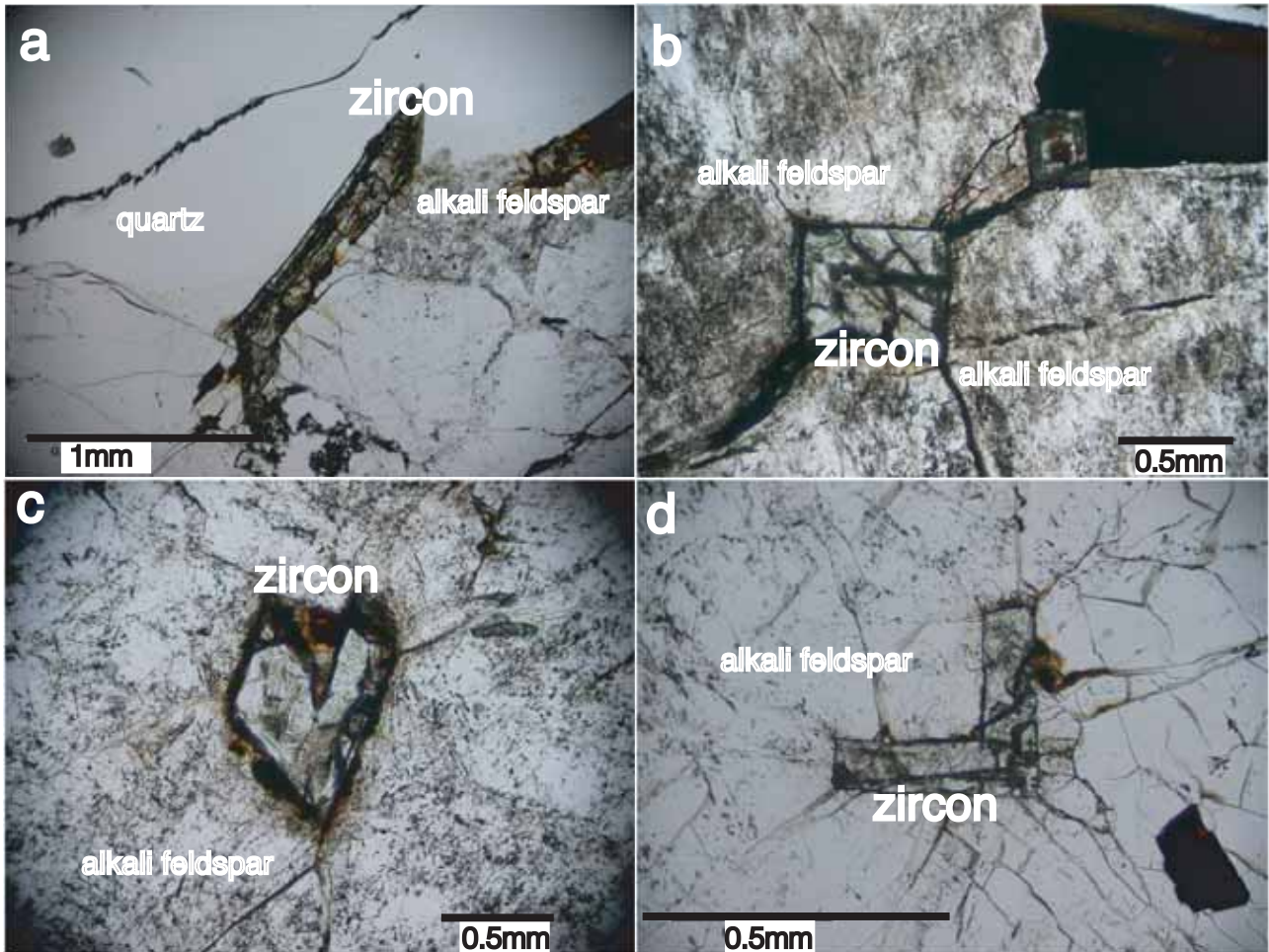
雲母花崗岩中の小岩脈中から採取した (第2図). 試料の採集を行った2008年頃には新名神高速道路建設工事が行われており, その工事中にペグマタイト岩脈が露頭として出現した場所である (第3図). 田上ペグマタイトは, 一般的に母岩→細粒帯→文象帯→巨晶帯という帯状構造を有する (河野ほか, 2008). 本露頭のペグマタイトは母岩-細粒帯-文象帯-巨晶帯の帯状構造が明瞭 (第3図) であり, 文象帯の石英及び黒雲母は巨晶帯に向かって伸びている. 文象帯の主成分鉱物はアルカリ長石と石英, それに黒雲母である. 巨晶帯も同様の鉱物組み合わせであり, 本ペグマタイトも全体としては花崗岩組成と推定される (London, 2008). 今回は, 本ペグマタイト岩脈の文象帯と巨晶帯の双方からジルコン粒子を含む小岩片を多数採取した.

2.3 産状と肉眼的特徴

本ペグマタイト中のジルコンは, 肉眼的特徴の違いから2つのタイプ (Type I, Type II) に分けることができる. この区分は大きさと形態に基づいているが, 境界サイズについてさらなる検討が必要であるので今回は暫

定的な基準である. Type I のジルコンは, 肉眼で識別できる相対的に大きな緑~茶色の長柱状結晶 (幅 0.05 - 1 mm, 長さ 3 mm - 1 cm) である (第4図 a, b). 集合体ではなくそれぞれ単独で存在することが多い. 多くがアルカリ長石中に産するが, 一部は石英中に産する. また, これらの鉱物粒界にできている場合も多い. Type II のジルコンは, 肉眼ではジルコンを含む長石部分が赤色ハローを呈していることからジルコンの存在が分かるのみであり, Type I ジルコンと比べて非常に小さい結晶である (第4図 c, d). 肉眼では個々の結晶は識別できないが, ルーペで拡大すると赤色を呈するアルカリ長石部分に白いひも状のジルコン結晶を認めることができる場合がある (幅 0.01 - 0.05 mm, 長さ 1 - 3 mm : 第4図 d). ほとんどの場合, アルカリ長石中に存在し, まれに石英中にも存在する.

Type I と Type II ジルコンは, とともに文象帯~巨晶帯を通して産する. 巨晶帯では Type I ジルコンが目立つのに対して, 文象帯では Type II ジルコンの産出が多い. Type I ジルコンは, 文象帯においては石英の伸びの方向と調和的に, すなわち中心部分の巨晶帯に向かって伸び



第5図 Type I ジルコンの偏光顕微鏡写真(単ニコル)。石英(上方)とアルカリ長石の境界部のジルコン(a)とアルカリ長石中のジルコン(b, c, d)。a: ほぼc軸方向の断面。b, c, d: c軸にほぼ垂直な断面。c, d: 本ペグマタイトジルコンに特徴的なL字型断面。

Fig. 5 Microphotographs of Type II zircons (one nicol). Zircon at the boundary between quartz (upper part) (a) and alkali feldspar (lower part) and zircons in host alkali feldspars (b, c, d). a: Approximately along the zircon c-axis; b, c, d: Approximately perpendicular to the c-axis; c, d: Characteristic L shape zircons.

ている場合がほとんどである。

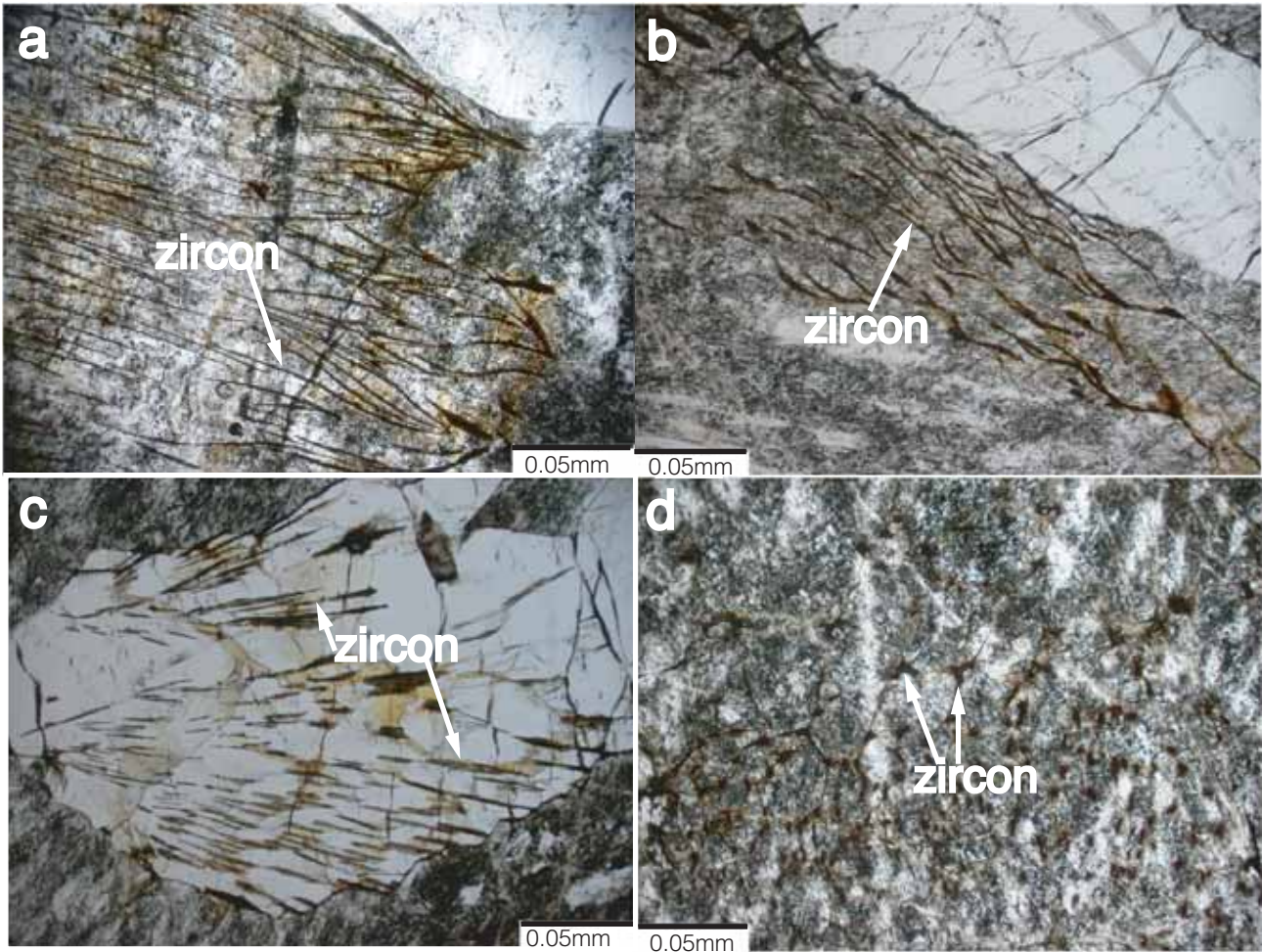
2.4 ジルコン試料

このような肉眼観察及びルーペ観察によるジルコンの産状に基づき、c軸方向とそれに直交する方向とを基準に適切な方位を選定してジルコン薄片の作成を試みた。採取した多数の試料片のうちから代表的なジルコン含有試料18個を選び(試料No. ZIR-1~ZIR-18)、それぞれについて上記作業を行ったが、諸般の事情から意図したジルコン薄片が得られなかった場合がある。特に、巨晶帯のType I ジルコンについては、切断中の破壊がしばしば起こった。

3. 分析方法

上記で述べた方法で作製された薄片について、偏光顕

微鏡でジルコンの形態・産状を観察した。ジルコンの化学組成等の決定や元素分布マップの作成は、滋賀大学教育学部設置のJEOL JXA-8230 EMPAにより行った(中野ほか, 2011 参照)。定性分析は、加速電圧25 kV, プローブ電流10 nA, プローブ径2 μmの条件で行った。定性分析で検出された元素及び存在する可能性のある元素について、加速電圧25 kV, プローブ電流10 nA, ピーク位置でのX線計数時間20 sec, バックグラウンド位置でのX線計数時間10 sec, プローブ径2 μmの条件で定量分析を行った。希土類元素のピーク位置及びバックグラウンド位置の選択については、西田ほか(1999)に示されている分光結晶の種類や希土類元素のピーク位置の選択法を参考にし、上記定性分析の結果に基づいて、X線強度、X線の重なり、バックグラウンド測定位置への他元素のX線の重なりなどがないように考慮しながら決定した。その結果、K系列の特性X線はSi, Al, F, Pの



第 6 図 Type II ジルコンの偏光顕微鏡写真 (単ニコル)。アルカリ長石中 (a, b, d) と石英中 (c) の Type II ジルコンの産状。a, b, c : ほぼ c 軸に平行。d : ほぼ c 軸に垂直。

Fig. 6 Microphotographs of Type II zircons (one nicol). Occurrences of Type II zircons in host alkali feldspars (a, b, d) and in quartz (c). a, b, c: Approximately along the zircon c-axis; d: Approximately perpendicular to the c-axis.

各元素, M 系列の特性 X 線は Pb, U, Th の各元素, L 系列の特性 X 線は REE, Zr, Hf, Sr の各元素の定量に使用した。使用した標準試料を以下に記載する。SiO₂ (Si, K α), ThO₂ (Th, M α), UO₂ (U, M β), KTiOPO₄ (P, K α), ZrO₂ (Zr, L α), Hf (Hf, L α), DyP₅O₁₄ (Dy, L β), EuP₅O₁₄ (Eu, L α), ErP₅O₁₄ (Er, L α), YbP₅O₁₄ (Yb, L α), YP₅O₁₄ (Y, L α), LuP₅O₁₄ (Lu, L α), Pb silicate glass (Pb, M α), SrTiO₃ (Sr, K α), CaF₂ (F, K α)。定量分析の補正は、酸素原子数 4 として ZAF 法により行った。像観察 (二次電子線像 = SE 像, 反射電子線像 = BSE 像) は通常 25 kV, 10 nA の条件で行ったが, SEI 像については適宜プローブ電流を変えて適正な像が得られるようにした。EMPA による元素マッピングは, プローブ径を最小に絞るとともに, プローブ電流を 50 nA にして行った (ピクセル数は 400 × 400)。元素マッピングは, ときに 20 元素以上を対象にしたが, 通常は定性分析で確認された 10 元素程度を対象にした。なお, カソードルミネッセンス (以下,

CL) スペクトル測定を, JXA-8230 に付属の回折格子分光器をベースとするフォトンカウンティング方式の CL 装置で行った (中野ほか, 2011)。

4. ジルコンの鏡下での産状と形態

4.1 Type I ジルコン

Type I のジルコンは, 自形~半自形の c 軸方向に著しく伸びた長柱状結晶である (第 5 図 a)。c 軸に垂直方向に近い切断面のジルコンにおいて, 通常の矩形のもの (第 5 図 b) のほかに, 二つの結晶が組合わさったような L (エル) 字に近い形状を示すものが多い (第 5 図 c, d) ことが判明した。更に, 後で示すように L 字ではなくコの字型の形態を示すジルコン粒子も認められた。

単ニコルの観察では, 結晶の縁を中心に全体に黒く汚濁しているが内側は汚濁せず透明~緑色の部分が一部存在するのが普通である。複ニコルの観察では, U, Th な

どの放射性元素の壊変によるメタミクト化のためほとんどの粒子が全体的に暗黒色に見えるが、稀に部分的に干渉色を示す粒子が存在する。

4.2 Type II ジルコン

Type II ジルコンの形状はすべてひも状であるが、ほとんどの場合ひも状ジルコンが長石中で放射状に、まれに平行に(雁行状)集合して存在する(第6図)。伸長方向は、c軸方向と考えられる。集合しているひも状ジルコンは、いわゆる樹枝状組織(デンドリティック:第6図a)やさざ波(リップル)組織として産出する(第6図b)。個々のジルコンは、一部の直線状の形態(第6図c)を除き、ほとんどの場合湾曲して伸長している。なお、これらのひも状のジルコンの伸長方向は、既に述べたように文象帯における石英の伸長方向と一致している。

単ニコルの観察では、すべての場合半透明~不透明状態に汚濁して全体的に茶色を呈している。汚濁の程度は、Type Iの場合より強いように見える。複ニコルでの観察により、ほとんどすべての結晶でメタミクト化が起きているが、稀に干渉色を示す部分がわずかに存在する。

5. EMPA 像観察による ジルコンの形態と内部組織

5.1 Type I ジルコン

EMPAによるBSE像やSEI像により、各ジルコン結晶の形状が鮮明に観察される(第7図)とともに、顕微鏡では明瞭でなかったジルコンと母相鉱物との界面の性状が明らかになった。その結果、界面は平面状ではなく、ほとんどの場合湾曲したり(第7図a, c)階段状になったりしている(第7図g)ことが判明した。ジルコンと母相鉱物(主としてアルカリ長石)との界面には、一般に溝状の割れ目が存在する(第7図f, g, h)。また、その割れ目が母相鉱物の中に向かって放射状に発達する場合が多々ある。矩形の場合(第7図e, f)もL字形の場合(第7図g)もまたコの字形の場合(第7図h)も、形状がより不規則なものに、ツール石やゼノタイムなどの他の希元素鉱物や放射性鉱物と共存していることが多い(第7図a, c)。

Type I ジルコンには、全体的にマイクロポアや割れ目の少ないほぼ清澄(clear)な結晶と、内側(中心部)にはclear部分があり、外側(周辺部)にはマイクロポアの多い汚濁した(turbid)部分からなる結晶とがある。clear部分のみのType I ジルコン(典型的には矩形ジルコン)やturbid部分と共存するclear部分(主として内側)には、いわゆるゾーニング組織が観察される。その組織は現在解析中であり詳細は別報にゆずるが、ここではこれまでの観察結果を予報的に述べる。これまでに、ジルコンのゾーニングについては、微細な振動累帯・パッチ

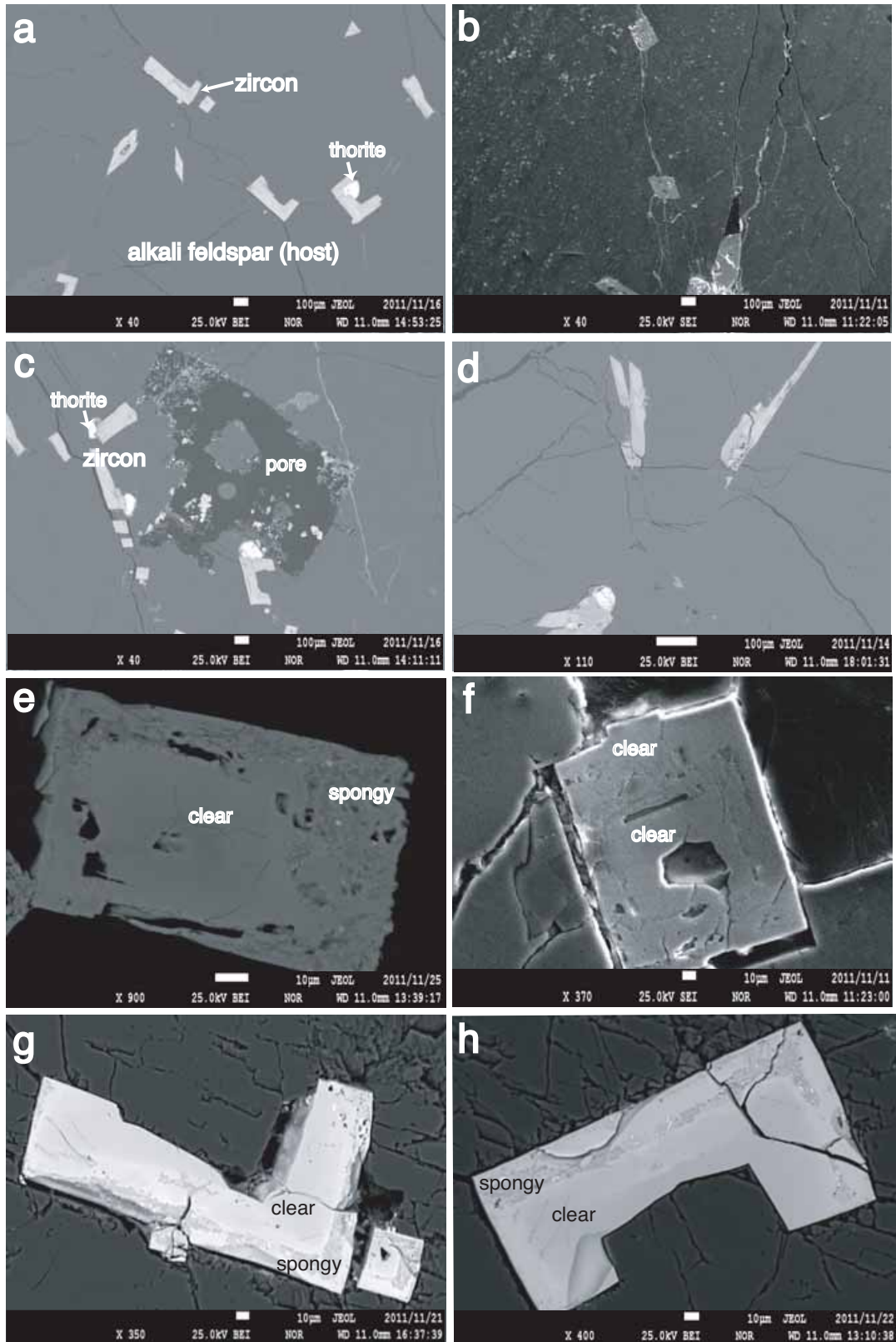
状・セクター等の組織やそれらの組み合わせ組織等多様なゾーニングが報告されてきている(例えば、Corfu *et al.*, 2003; Gagnevin *et al.*, 2010; 林・赤井, 2011)。本ジルコンにおいては、今のところ何重かの単純累帯(帯状)組織が基本的であるが、パッチ状ゾーニングを伴ったり振動累帯組織が観察されたりする場合もある。単純累帯ゾーニングの場合、より内側で平均原子番号が小さく(BSE像が暗い)、より外側で平均原子番号が大きい(BSE像が明るい)パターンが一般的である(第7図g, h)。

一方、turbidなマイクロポアを伴うジルコンについてはこれまでに多くの報告がされている(例えば、Corfu *et al.*, 2003)。その呼び方はporousと表現される(Hoshino *et al.*, 2010)など統一されていないが、本稿ではマイクロポアの多いジルコン(部分)をCorfu *et al.* (2003)を参考にしてspongyジルコン(spongy部分)と呼ぶことにする。この部分は、まだら状の複雑な組成変化を示している。この組織はパッチ状ゾーニングとも呼べるが、ここでは上記clear部分のゾーニング組織と区別するために以下まだら状組織と呼ぶことにする。このspongy部分においても、clear部分が一部残っている場合、そこにゾーニング組織が認められることがある。周辺部でのspongy部分でのマイクロポアのサイズは大小さまざまであるが、大きいものは多角形で、長径30 μm程度に達する。なお、BSE像においては、clear部分はspongy部分に比べて明るく見えるが、spongy部分のまだら模様は千倍以上に倍率を上げ更にコントラストを強くつけないと見えてこない。SEI像と対応させて確認すると、マイクロポアの中に小結晶が出来ていることが判明した。元素マップ等から、この小結晶の大部分はツール石と考えられる。

5.2 Type II ジルコン

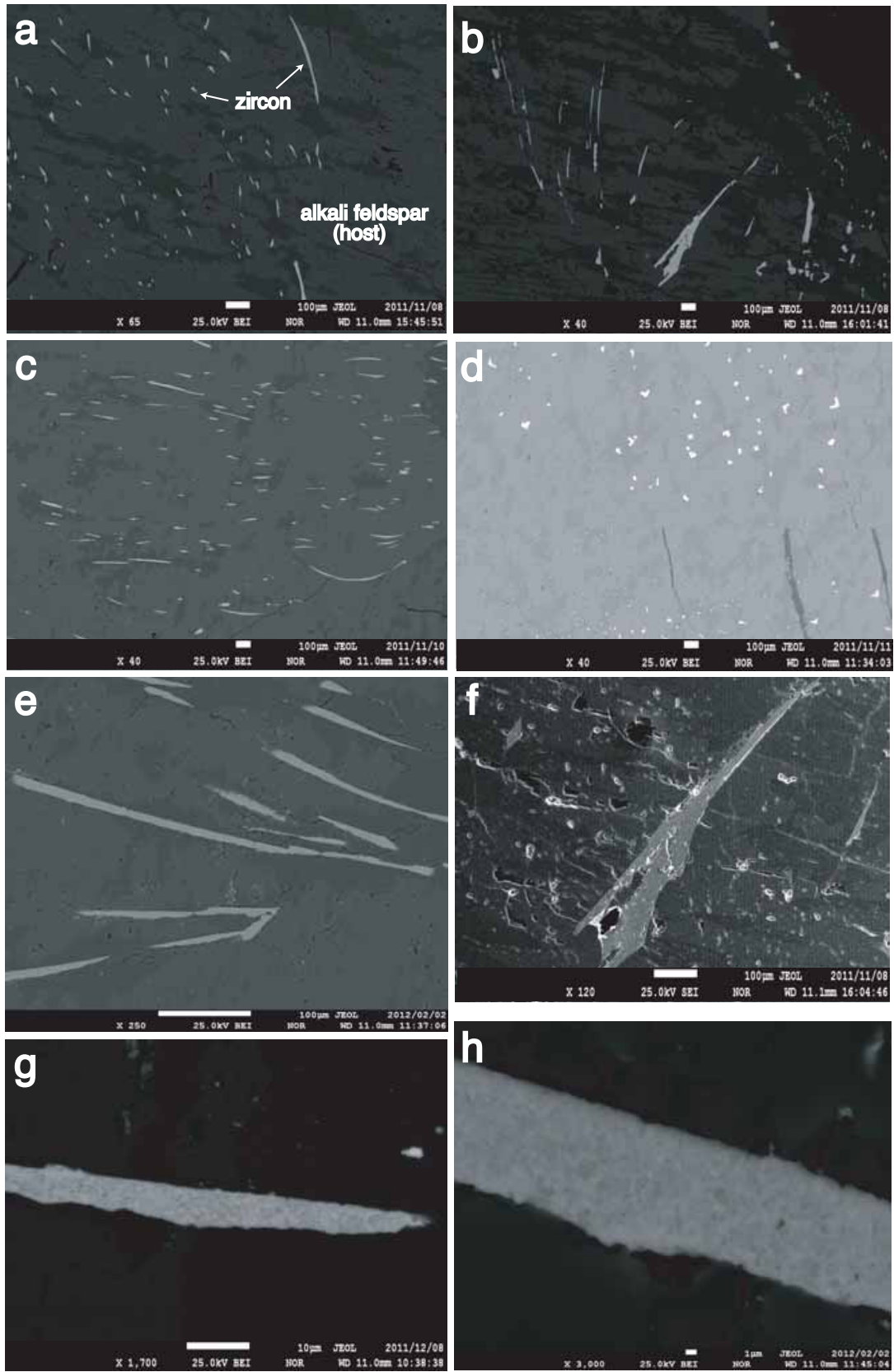
偏光顕微鏡で観察されたType II ジルコンの形状は既に述べたが、EMPA像において、より詳しい形状が観察された(第8図)。すなわち、ひも状ジルコンの太さは場所によって変化し(第8図e-h)、母相鉱物(基本的にアルカリ長石)との界面では細かい凹凸が一般的に存在する(第8図g, h)。また、ひもの端部分の形状は、先細りする場合(第8図e)、伸長方向に斜交する錐面がある場合(第8図f)、境界がはっきりせず不規則形状の場合(第8図g)等さまざまであることも判明した。界面では、Type I ジルコンの場合と同じように隙間(割れ目)ができている場合が多い(第8図f)。Type II ジルコンは、基本的にマイクロポアを伴うspongyジルコンである。

Type I ジルコンにみられる中心部・周辺部の違いやゾーニング組織のような内部組織は観察されなかった。Type II ジルコンには、BSE像における細かいまだら状組織が特徴的である(第8図g, h)。



第7図 アルカリ長石中 Type I ジルコンの BSE 像 (a, c - e, g, h) と SE 像 (b, f). c 軸断面における矩形～L～コの字型の形態変化が明瞭. a - d : 低倍率, e - h : 中倍率.

Fig. 7 Back-scattered electron (BSE) images (c-e, g, h) and secondary electron (SE) images (a, b, f) of Type I zircons in host alkali feldspars. Morphological variation from rectangular to U-shape through L-shape secondary electron (SE) images (a, b, f) in the section perpendicular to the c-axis is clearly seen in these images. a-d: Low magnification; e-h: intermediate magnification.



第8図 アルカリ長石中の Type II ジルコンの BSE 像 (a - e, g, h) と SE 像 (f). 不規則なひも状ジルコン界面が明瞭. a - d: 低倍率. e, f: 中倍率. g, h: 高倍率.

Fig. 8 BSE and SE images of Type II zircons. Irregular interfaces between string zircons and alkali feldspar are clearly seen (e-h). a-d: Low magnification; e, f: intermediate magnification; g, h: high magnification.

第1表 第11A図に示されている Type I ジルコンの化学組成. 分析番号は第11A図中の番号に対応.

Table 1 Chemical compositions of Type I zircon shown in Fig.11A. Analysis numbers correspond to those in Fig. 11A.

Sample	ZIR-2-1									
Type	Type I - clear (core)					Type I -clear (rim)				
Analysis No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
(wt.%)										
SiO ₂	31.10	31.86	31.74	31.48	31.60	30.65	30.71	29.62	30.30	30.50
ZrO ₂	49.82	52.45	53.16	53.04	53.55	48.27	48.87	49.71	47.94	49.99
HfO ₂	4.83	5.08	5.08	5.20	5.19	4.56	4.30	4.64	4.63	4.97
Y ₂ O ₃	1.14	0.70	0.79	0.66	0.70	1.27	1.20	1.09	1.01	0.80
Eu ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.06	n.d.	n.d.	n.d.
Dy ₂ O ₃	0.35	0.20	0.27	0.21	0.21	0.41	0.38	0.37	0.30	0.41
Ho ₂ O ₃	0.08	n.d.	0.05	n.d.	n.d.	0.06	0.15	0.04	0.05	0.08
Er ₂ O ₃	0.77	0.45	0.60	0.66	0.50	0.77	0.98	0.85	0.84	0.88
Tm ₂ O ₃	0.13	0.16	0.24	0.18	0.15	0.24	0.27	0.22	0.24	0.16
Yb ₂ O ₃	2.91	2.34	2.40	2.08	2.13	3.41	3.35	3.06	3.15	2.78
Lu ₂ O ₃	0.53	0.57	0.71	0.48	0.54	0.76	0.67	0.60	0.78	0.65
ThO ₂	1.68	1.22	0.88	1.00	0.87	2.09	2.14	2.34	2.37	1.97
UO ₂	5.55	5.27	4.08	4.85	4.61	6.03	5.91	6.31	6.67	6.12
P ₂ O ₅	0.83	0.60	0.54	0.55	0.58	1.12	1.01	1.13	0.99	0.94
Total	99.72	100.90	100.54	100.36	100.62	99.63	100.00	99.96	99.25	100.25
Atomic proportion based on 4 oxygen atoms										
Si	1.022	1.026	1.022	1.018	1.017	1.017	1.016	0.988	1.015	1.007
Zr	0.799	0.823	0.835	0.837	0.841	0.781	0.788	0.809	0.783	0.805
Hf	0.045	0.047	0.047	0.048	0.048	0.043	0.041	0.044	0.044	0.047
Y	0.020	0.012	0.014	0.011	0.012	0.022	0.021	0.019	0.018	0.014
Eu	-	-	-	-	-	-	0.001	-	-	-
Dy	0.004	0.002	0.003	0.002	0.002	0.004	0.004	0.004	0.003	0.004
Ho	0.001	-	0.001	-	-	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001
Er	0.008	0.005	0.006	0.007	0.005	0.008	0.010	0.009	0.009	0.009
Tm	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.003	0.002	0.003	0.002
Yb	0.029	0.023	0.024	0.021	0.021	0.035	0.034	0.031	0.032	0.028
Lu	0.005	0.006	0.007	0.005	0.005	0.008	0.007	0.006	0.008	0.007
Th	0.013	0.009	0.007	0.007	0.006	0.016	0.016	0.018	0.018	0.015
U	0.041	0.038	0.029	0.035	0.033	0.045	0.044	0.047	0.050	0.045
P	0.023	0.016	0.015	0.015	0.016	0.031	0.028	0.032	0.028	0.026
Total	2.011	2.008	2.010	2.007	2.008	2.012	2.013	2.010	2.010	2.010

6. ジルコン中の元素分布

6.1 Type I ジルコン

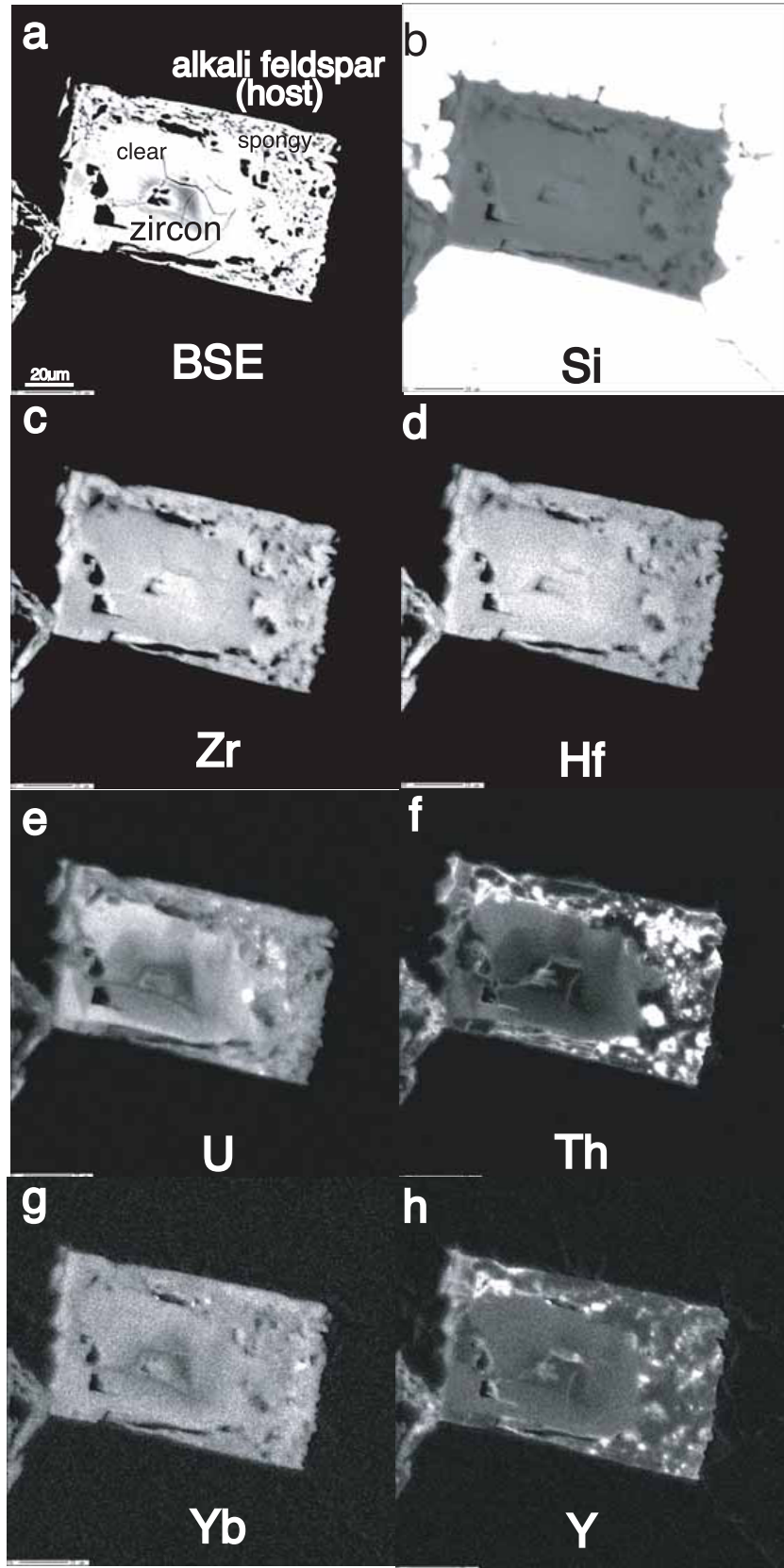
BSE 像における Type I ジルコンの clear 部分と spongy 部分での明るさの違いは、平均原子番号の違いをもたらす含有元素の違いによるものである。今回の元素マッピングの結果、Zr を置換する Hf 及び REE (Yb, Y, Dy 等) や放射性元素 (U, Th) 等の分布パターンが複合的にジルコンのゾーニング組織を支配していることが分かった。

Type I のジルコンに特徴的に観察される中心部と周辺部が clear 部分と spongy 部分に分かれている組織の個々の元素分布パターンを具体的に示す (一例を第9図に示す)。Zr と Hf は、基本的なゾーニング組織として、ともに中心部の内側部分に多くより外側部分で相対的に少ない単純な場合が多い。REE や放射性元素 (U, Th) は、Zr と Hf とは逆の分布パターンを示すが、元素ごとのパターンの違いもありまたパッチ状ゾーニングが介在して

いる場合もあり単純ではない。一方、spongy 部分での元素分布パターンはいずれの元素についても非常に不均質であり元素ごとの違いもあり複雑である。なお、ほとんど clear 部分のみからなる Type I ジルコンにおいても、単純なゾーニング組織の場合は、基本的に上で述べた clear 部分の化学組成の変化パターンと同じである。ただし、既に述べたようにパッチ状ゾーニングや振動ゾーニングが介在する場合はやや複雑なパターンになる。

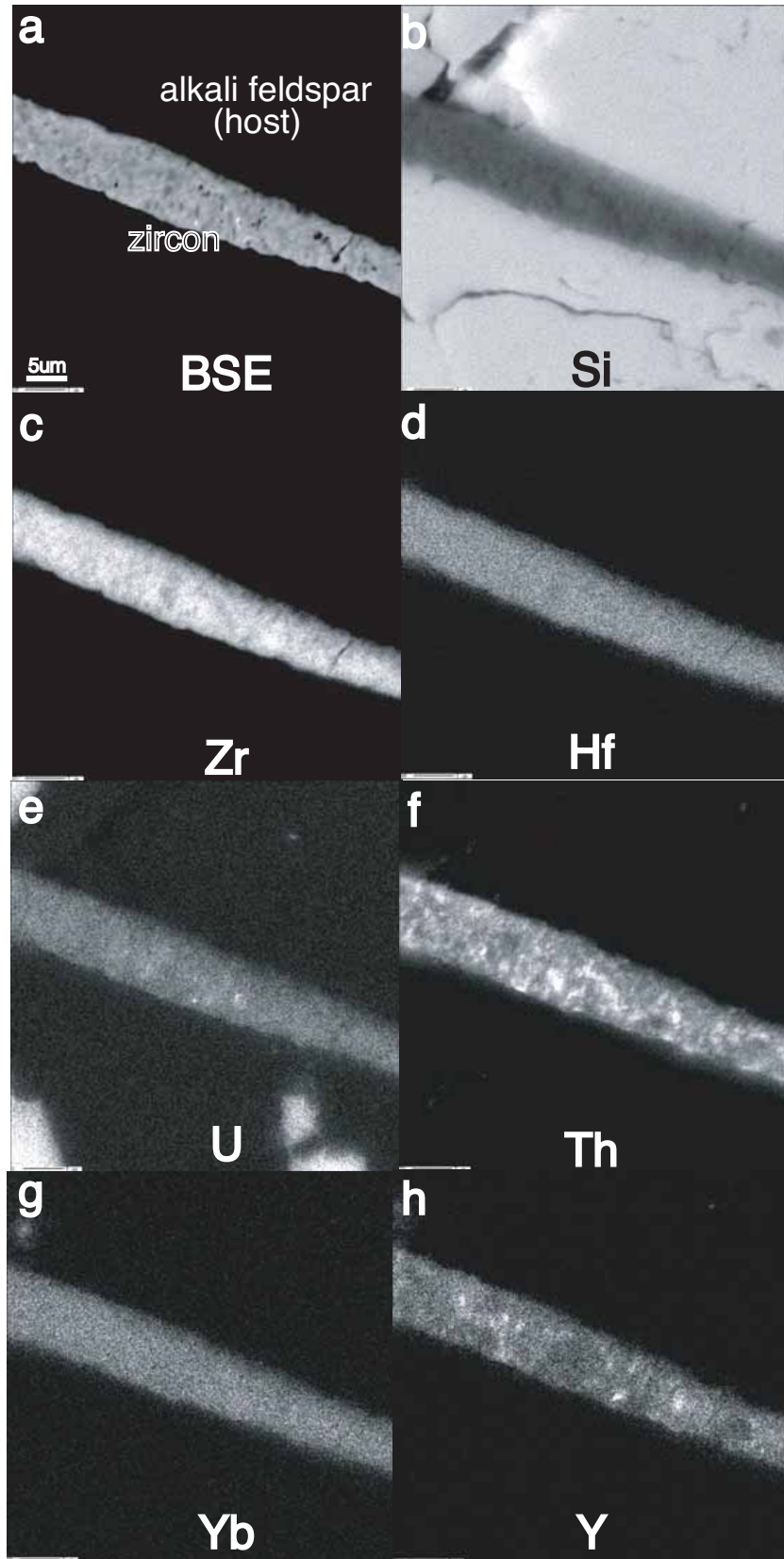
周辺部の spongy ジルコンにおける元素分布は、BSE 像で観察された (第7図) ようにまだら状組織を示している (第9図)。特に、放射性元素である U や Th の分布に、まだら状組織が顕著に現れる場合が多いが、REE の場合も含めて結晶ごとの変化もある。Th は、U や REE のまだら状組織とは一致する場合もあるが一致しない場所もあり、複雑である。

Spongy ジルコン中のマイクロポアの部分では、基本的に大多数の元素が枯渇した分布パターンを示す。しか



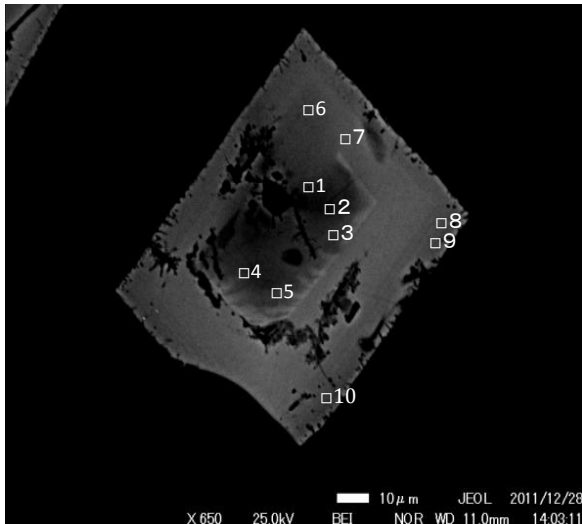
第9図 Clear部分とspongy部分からなるType IジルコンについてのBSE像と7種類の元素マップ。中心部のclear部分では4重のゾーニング組織が、周辺部のspongy部分では大小のマイクロポアと不規則な元素分布が特徴的である。

Fig. 9 BSE image and distribution maps of seven elements in a Type I zircon consisting of inner clear part and outer spongy part. Four zones are seen in the inner clear part, and irregular element distributions with micropores of variable size are seen in the outer spongy part.



第10図 Type II ひも状ジルコンについてのBSE像と7種類の元素マップ。不規則なジルコン界面(a)、マイクロポアの分布(a, b)、斑点状の元素分布(c, e, f, h)が特徴的である。

Fig. 10 BSE image and distribution maps of seven elements for a Type II zircon having string to stringer morphology. Irregular interface between zircon and alkali feldspar, distribution pattern of micropores and mottled pattern of element distributions are characteristic.



第 11A 図 定量分析点が生じているほぼ clear 部分のみからなる Type I ジルコンの BSE 像。大きな空隙を挟む 3-4 重のゾーンが見られる。

Fig. 11A BSE image of a Type I zircon consisting almost of clear part on which quantitatively-analyzed points are plotted. It consists of three or four zones with intercalated crevices.

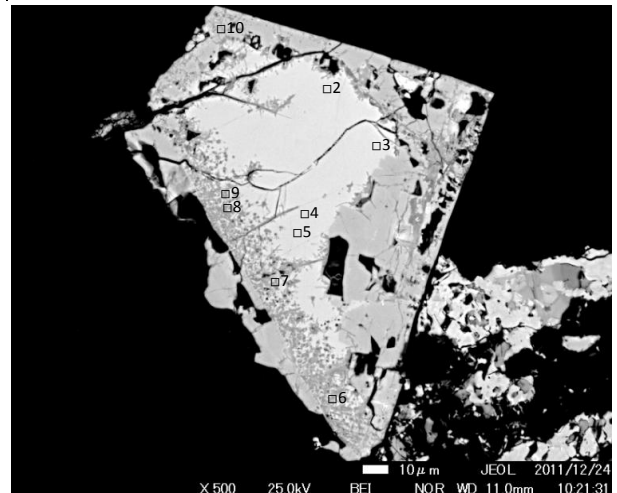
し、既に述べたようにマイクロポアの内部にトール石のような包有物が存在する 경우가多く、これにより Th 等の元素の局所的な濃集パターンが認められる。

6.2 Type II ジルコン

Type II ジルコンは幅の狭い微小なジルコンなので、そこに認められる不均質な元素分布パターンについては、Type I の周辺部の spongy 部分の場合と同じく倍率を上げてマッピングを行っても鮮明な元素パターンを得ることができない場合が多い。ここでは代表的なひも状 Type II ジルコンをマッピングした結果を例示する (第 10 図)。本タイプのジルコンは、基本的には Type I ジルコンの周辺部 spongy 部分に相当する特徴を示しており (第 10 図)、まだら状組織を示す元素分布が確認できる。いずれの元素についても、非常に不均質なまだら状分布パターンである。異種微小鉱物の存在 (例えばトール石) も関係しているマイクロポア中での元素分布が複雑に見える。

7. ジルコンの化学組成

結晶全体がほぼ clear な Type I ジルコンについての代表的な分析結果とその分析位置を、それぞれ第 1 表と第 11 A 図とに示す。また、中心部の clear 部分と周辺部の spongy 部分が共存している Type I ジルコンについての分析結果の一例とその分析位置を、それぞれ第 2 表と第 11 B 図とに示す。更に、Type II ジルコンのうち代表的



第 11B 図 定量分析点が生じている、内側の clear 部分と外側の spongy 部分からなる Type I ジルコンの BSE 像。

Fig. 11B BSE image of a Type I zircon consisting of inner clear part and outer spongy part on which quantitatively-analyzed points are plotted.

な二つの粒子についての分析結果と分析位置を、それぞれ第 3, 4 表と第 12 A, B 図とに示す。Type I ジルコンの clear 部分については、化学分析値の総重量合計として 100 wt.% 前後の値が得られ、それらから計算されたイオン数 (O=4) も化学量論をほぼ満たす分析結果となった。Type I ジルコンの spongy 部分及び Type II ジルコンは、ともに総重量合計が 95 wt.% 程度あるいはそれ以下にしかならない場合が多いが、化学量論からはずれる場合は少ない。第 5 表に、第 1 表-第 4 表のデータのうちの主要酸化物組成 (wt.%) についての組成変化及び平均値をまとめた。ただし、そのうちの Type I spongy ジルコンについては、ここで示した分析数が 5 と極めて少ないので参考値に留まる。以下、第 5 表をもとに、Type I と Type II のジルコンの化学組成とその組成変化の概要について記述する。

7.1 Type I ジルコン

Type I の clear 部分・spongy 部分ともに、Hoshino *et al.* (2010) が報告した日本ペグマタイト中のジルコンが示す化学組成の変化範囲に収まっている (第 14 図 b)。既に述べたように、Type I ジルコンのうちの spongy 部分は、酸化物合計総重量がほぼ 100 wt.% である clear 部分と対照的に、酸化物合計総重量が 100 wt.% よりかなり低くなる (90-96 wt.%)。しかし、Type I spongy ジルコンの組成については、既に言及したように、マイクロポアが多いことに加えて細かいまだら状組成変化が存在するにも関わらず、化学量論がほぼ成り立っている。第 5 表で

第2表 第11B図に示されている Type I ジルコンの化学組成. 分析番号は第11B図中の番号に対応.

Table 2 Chemical compositions of Type I zircon shown in Fig. 11A. Analysis numbers correspond to those in Fig. 11A.

Sample	ZIR-3-10									
Type	Type I - clear					Type I - spongy				
Analysis No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
(wt.%)										
SiO ₂	29.70	29.41	29.25	29.53	29.66	27.41	29.17	26.84	26.57	26.57
Al ₂ O ₃	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.11	0.04	0.30	0.19	0.23
ZrO ₂	50.79	50.15	52.17	51.13	51.50	48.22	48.47	45.40	45.16	44.60
HfO ₂	4.81	4.72	4.88	4.97	4.90	4.72	4.97	4.61	4.72	4.56
Y ₂ O ₃	0.91	0.84	0.88	0.83	0.81	0.78	0.68	1.66	1.36	1.35
Eu ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.07	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Dy ₂ O ₃	0.28	0.18	0.23	0.22	0.33	0.22	0.23	0.38	0.33	0.28
Ho ₂ O ₃	n.d.	0.09	n.d.	0.04	0.09	0.06	0.07	0.09	0.04	n.d.
Er ₂ O ₃	0.69	0.63	0.71	0.60	0.54	0.57	0.57	0.62	0.51	0.57
Tm ₂ O ₃	0.12	0.12	0.16	0.18	0.10	0.14	0.18	0.11	0.06	0.09
Yb ₂ O ₃	2.19	2.33	2.49	2.62	2.72	2.15	2.32	2.15	2.28	2.21
Lu ₂ O ₃	0.56	0.58	0.53	0.74	0.61	0.51	0.55	0.45	0.59	0.48
ThO ₂	3.01	3.15	2.41	2.35	2.07	2.08	1.94	2.18	2.00	2.97
UO ₂	7.23	7.17	6.53	6.91	6.77	6.03	6.20	5.30	5.65	5.13
P ₂ O ₅	0.73	0.82	0.86	0.84	0.81	0.83	0.77	0.74	0.91	1.07
SrO	0.13	0.18	0.19	0.08	0.10	0.14	0.11	0.18	0.06	0.12
F	n.d.	0.31	0.23	0.03	n.d.	0.42	n.d.	0.10	0.23	0.24
Total	101.15	100.68	101.52	101.07	101.01	94.46	96.27	91.11	90.64	90.44
Atomic proportion based on 4 oxygen atoms										
Si	0.986	0.977	0.963	0.979	0.982	0.962	1.004	0.979	0.973	0.974
Al	0.001	0.001	-	-	-	0.005	0.002	0.013	0.008	0.010
Zr	0.823	0.812	0.838	0.827	0.832	0.825	0.813	0.807	0.807	0.797
Hf	0.046	0.045	0.046	0.047	0.046	0.047	0.049	0.048	0.049	0.048
Y	0.016	0.015	0.015	0.015	0.014	0.015	0.013	0.032	0.026	0.026
Eu	-	-	-	-	-	0.001	-	-	-	-
Dy	0.003	0.002	0.003	0.002	0.004	0.003	0.003	0.005	0.004	0.003
Ho	-	0.001	-	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	-
Er	0.007	0.007	0.007	0.006	0.006	0.006	0.006	0.007	0.006	0.007
Tm	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001
Yb	0.022	0.024	0.025	0.027	0.028	0.023	0.024	0.024	0.025	0.025
Lu	0.006	0.006	0.005	0.007	0.006	0.005	0.006	0.005	0.007	0.005
Th	0.023	0.024	0.018	0.018	0.016	0.017	0.015	0.018	0.017	0.025
U	0.053	0.053	0.048	0.051	0.050	0.047	0.047	0.043	0.046	0.042
P	0.021	0.023	0.024	0.024	0.023	0.025	0.023	0.023	0.028	0.033
Sr	0.003	0.003	0.004	0.002	0.002	0.003	0.002	0.004	0.001	0.003
F	-	0.033	0.024	0.003	-	0.046	-	0.012	0.026	0.028
Total	2.010	2.026	2.021	2.010	2.010	2.031	2.009	2.022	2.025	2.025

は, その spongy ジルコンの総重量減少分が主として主成分の SiO₂ と ZrO₂ の主成分であるように思えるが, 現在のところ断定できる段階ではない. Type I ジルコンを通して注目されるのは, 放射性元素の UO₂ 含有量 (約 4 - 7 wt.%) と ThO₂ 含有量 (約 1 - 3 wt.%) である. 既に Hoshino *et al.* (2010) は, 花崗岩ジルコンに比べて花崗岩質ペグマタイトジルコンの放射性元素含有量が高いという特徴付けを行っているが, 本ペグマタイト Type I ジルコンの特に UO₂ 含有量はそれらの中でも高い方のグループに入る. それに比べて, HREE の含有量 (合計) は, 3.0 wt.% - 7.1 wt.% の間で変化しそれほど高くない.

7.2 Type II ジルコン

Type II spongy ジルコンの各酸化成分の合計総重量は, Type I spongy ジルコンと同様 100 wt.% よりかなり低くなる場合が多い (場合によっては 80 wt.% 台). 第 5 表では, Type I の spongy ジルコンと Type II の spongy ジルコンの化学組成に違いがあるように思えるが, 前者の分析数が少ないので詳細は不明である. ここでは Type I clear ジルコンと Type II spongy ジルコンの比較をして, 両タイプ間の化学組成の違いを述べる. Type I clear ジルコンと比較して, Type II spongy ジルコンの方の量が多い成分は, Y₂O₃, ThO₂, P₂O₅ の 3 成分であり, 逆に量が少ない成分は, HfO₂, Er₂O₃, Yb₂O₃, Lu₂O₃, UO₂ の

第3表 第12A図に示されている Type II ジルコンの化学組成. 分析番号は第12A図中の番号に対応.
Table 3 Chemical compositions of Type II zircon shown in Fig. 12A. Analysis numbers correspond to those in Fig. 12A.

sample	ZIR-12-1								
Type	Type II								
Analysis No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
(wt.%)									
SiO ₂	28.81	28.53	29.01	29.93	37.38	36.36	35.52	34.00	33.76
ZrO ₂	51.55	49.84	50.49	51.32	47.91	45.45	47.96	56.50	56.45
HfO ₂	4.08	4.10	3.98	4.02	3.61	3.56	3.80	4.44	4.30
Y ₂ O ₃	1.06	0.50	0.67	1.23	0.66	1.11	0.88	0.39	0.59
Eu ₂ O ₃	n.d.	0.10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.04	n.d.	n.d.
Dy ₂ O ₃	0.21	0.12	0.22	0.42	0.15	0.31	0.22	0.08	0.05
Ho ₂ O ₃	0.08	0.05	n.d.	0.05	n.d.	0.11	n.d.	0.08	n.d.
Er ₂ O ₃	0.43	0.33	0.31	0.34	0.28	0.30	0.33	0.21	0.25
Tm ₂ O ₃	0.07	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Yb ₂ O ₃	1.52	1.57	1.54	1.49	1.03	0.91	1.05	0.85	1.10
Lu ₂ O ₃	0.49	0.38	0.45	0.26	0.42	0.24	0.29	0.25	0.34
ThO ₂	3.35	3.30	3.91	3.82	4.20	6.38	4.96	1.76	1.81
UO ₂	1.98	2.22	1.73	2.35	1.53	1.12	1.39	1.33	2.08
P ₂ O ₅	1.54	1.33	1.73	0.89	1.22	1.24	1.16	0.74	0.73
Total	95.17	92.38	94.04	96.10	98.38	97.08	97.61	100.64	101.46
Atomic proportion based on 4 oxygen atoms									
Si	0.976	0.993	0.988	1.006	1.149	1.146	1.119	1.050	1.042
Zr	0.852	0.846	0.838	0.841	0.718	0.699	0.737	0.851	0.849
Hf	0.039	0.041	0.039	0.039	0.032	0.032	0.034	0.039	0.038
Y	0.019	0.009	0.012	0.022	0.011	0.019	0.015	0.006	0.010
Eu	-	0.001	-	-	-	-	0.001	-	-
Dy	0.002	0.001	0.002	0.005	0.002	0.003	0.002	0.001	0.001
Ho	0.001	0.001	-	0.001	-	0.001	-	0.001	-
Er	0.005	0.004	0.003	0.004	0.003	0.003	0.003	0.002	0.002
Tm	0.001	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	0.016	0.017	0.016	0.015	0.010	0.009	0.010	0.008	0.010
Lu	0.005	0.004	0.005	0.003	0.004	0.002	0.003	0.002	0.003
Th	0.026	0.026	0.030	0.029	0.029	0.046	0.036	0.012	0.013
U	0.015	0.017	0.013	0.018	0.011	0.008	0.010	0.009	0.014
P	0.044	0.039	0.050	0.025	0.032	0.033	0.031	0.019	0.019
Total	2.001	1.998	1.997	2.006	1.999	2.001	2.000	2.000	2.001

5成分である。微量の Dy₂O₃ と Ho₂O₃ には両タイプごとの違いはないといえる。主成分の SiO₂ については平均値では両タイプの間にほとんど変化がないようにみえるが、Type II spongy ジルコンは Type I clear ジルコンに比べて組成変化の幅が大きい。ZrO₂ については、Type II spongy ジルコンの方が Type I clear ジルコンに比べてその平均値が若干低い。以上のうち、特に注目されるのは、UO₂ 量の顕著な違いである。それに加えて、少量成分ではあるが P₂O₅ 量の違いが、HREE³⁺ + P⁵⁺ = Zr⁴⁺ + Si⁴⁺ という置換の観点から注目される。なお、ThO₂ 量の違いについては、微細なトル石の存在が分析値に影響してい

る可能性がある。本 Type II spongy ジルコンにおいても、Type I spongy ジルコンと同様多数のマイクロポアを伴うことに加えて不規則な組成変化がより細かく存在するので、タイプごとの比較の観点からの組成変化の詳細の検討は今後の課題である。

8. CL スペクトル

本ジルコンは、紫外線による蛍光を発しない。しかし、一方で普遍的に CL 発光が認められる。REE や構造欠陥に起因するジルコンの CL 発光はその生成起源や地質過

第4表 第12B図に示されている Type II ジルコンの化学組成. 分析番号は第12B図中の番号に対応.

Table 4 Chemical compositions of Type II zircon shown in Fig.12B. Analysis numbers correspond to those in Fig.12B.

Sample	ZIR-12-3									
Type	Type II									
Analysis No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
(wt.%)										
SiO ₂	29.53	26.10	29.84	29.60	27.15	28.48	26.66	25.96	25.02	26.16
ZrO ₂	51.20	48.68	51.20	48.96	46.94	45.82	48.23	46.42	43.44	42.29
HfO ₂	3.60	3.70	3.63	3.69	3.70	3.62	3.50	3.32	3.15	3.04
Y ₂ O ₃	1.22	1.74	0.93	1.19	1.72	1.98	1.90	1.75	3.05	2.88
Eu ₂ O ₃	0.10	n.d.	0.05	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Dy ₂ O ₃	0.19	0.33	n.d.	0.26	0.33	0.42	0.27	0.31	0.55	0.63
Ho ₂ O ₃	0.06	0.09	0.08	0.09	0.14	n.d.	0.07	0.10	0.16	0.21
Er ₂ O ₃	0.45	0.33	0.36	0.36	0.47	0.44	0.47	0.41	0.60	0.69
Tm ₂ O ₃	n.d.	0.05	0.08	n.d.	n.d.	n.d.	0.12	n.d.	n.d.	0.06
Yb ₂ O ₃	1.50	1.20	1.69	1.35	1.49	1.31	1.41	1.44	1.30	1.70
Lu ₂ O ₃	0.43	0.30	0.47	0.36	0.29	0.32	0.34	0.30	0.39	0.36
ThO ₂	2.00	2.93	1.79	1.68	2.00	2.50	2.82	3.52	5.41	5.24
UO ₂	2.84	1.48	3.20	2.09	1.96	1.59	2.02	2.41	1.39	1.44
P ₂ O ₅	0.91	2.39	1.09	1.84	1.80	1.81	1.48	1.43	1.97	2.01
Total	94.02	89.32	94.43	91.47	87.97	88.29	89.27	87.37	86.41	86.70

Atomic proportion based on 4 oxygen atoms

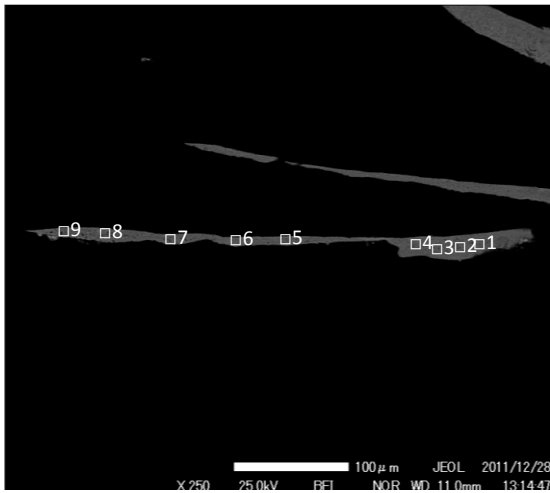
Si	1.006	0.938	1.009	1.014	0.984	1.016	0.966	0.967	0.950	0.982
Zr	0.851	0.853	0.845	0.818	0.829	0.797	0.852	0.843	0.805	0.774
Hf	0.035	0.038	0.035	0.036	0.038	0.037	0.036	0.035	0.034	0.033
Y	0.022	0.033	0.017	0.022	0.033	0.038	0.037	0.035	0.062	0.057
Eu	0.001	-	0.001	-	-	-	-	-	-	-
Dy	0.002	0.004	-	0.003	0.004	0.005	0.003	0.004	0.007	0.008
Ho	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	-	0.001	0.001	0.002	0.003
Er	0.005	0.004	0.004	0.004	0.005	0.005	0.005	0.005	0.007	0.008
Tm	-	0.001	0.001	-	-	-	0.001	-	-	0.001
Yb	0.016	0.013	0.017	0.014	0.016	0.014	0.016	0.016	0.015	0.020
Lu	0.004	0.003	0.005	0.004	0.003	0.003	0.004	0.003	0.005	0.004
Th	0.016	0.024	0.014	0.013	0.016	0.020	0.023	0.030	0.047	0.045
U	0.022	0.012	0.024	0.016	0.016	0.013	0.016	0.020	0.012	0.012
P	0.026	0.073	0.031	0.053	0.055	0.055	0.045	0.045	0.064	0.064
Total	2.006	1.996	2.003	1.999	2.002	2.002	2.005	2.005	2.008	2.009

程の研究に非常に重要である (例えば, 鹿山, 2006) にもかかわらず, 一般には像観察が主である (Corfu *et al.*, 2003). 日本産のジルコン CL スペクトルデータについても, 進野 (1989) がジルコンの蛍光発光現象の解説の中で言及している例を除いてこれまでほとんどないことから, ここで予報的に記載する. Type I ジルコンについて CL スペクトル測定を行ったところ, clear 部分・spongy 部分ともにほぼ同じ波長でピークが見られた (第13図). 575 nm 付近のピークが最大強度をもち 475 nm, 550 nm, 520 nm 付近のピークと続く. 発光強度は clear 部分よりも spongy のほうがすべての結晶で強い. また, spongy 部分においては局所的に強い強度を示す場所あることが観察された. 得られたピークの形状はいずれも比較的シャープのように思えるが, 各ピークがいずれも重複しているため正確なピーク波長については今後ピーク分離作業を行う必要がある.

9. 議論

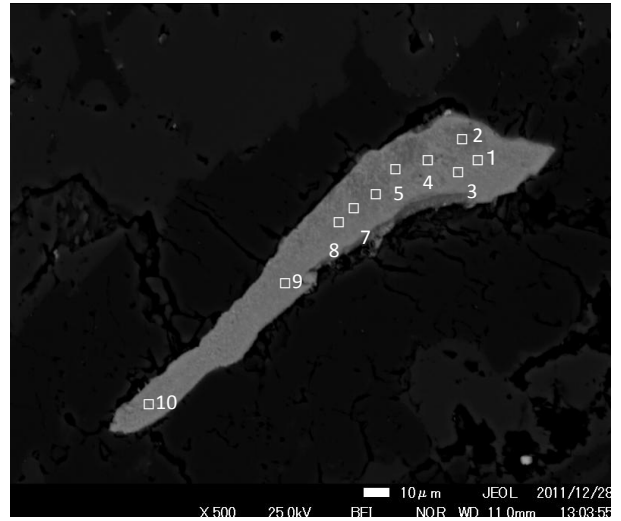
9.1 田上ペグマタイト中のジルコンの形態

ほとんどすべてのジルコンは, 一般的に {100} と {110} の角柱と {101} と {211} の両錐からなるが, 角柱と両錐の長さの比率には大きな変化がみられ, その形態変化は母岩並びに生成温度に依存するとされている (Pupin, 1980; 林, 1990; 林ほか, 1990). 本報で記載した田上花崗岩ペグマタイト中のジルコンは, c 軸方向に著しく伸長した長柱状 (Type I)・ひも状 (Type II) であり, 上記文献に示されているパターンに収まらない特徴を示している. 国外におけるこれまでの記載の中で類似と推測される形態は, Rubin *et al.* (1989) が写真で示している多角形の “hydrothermal zircon” から伸びる “stringer” ジルコンと, Smith *et al.* (1991) がカナダ Thor Lake からのジルコンについて, あまり複屈折率の低くないタイプの



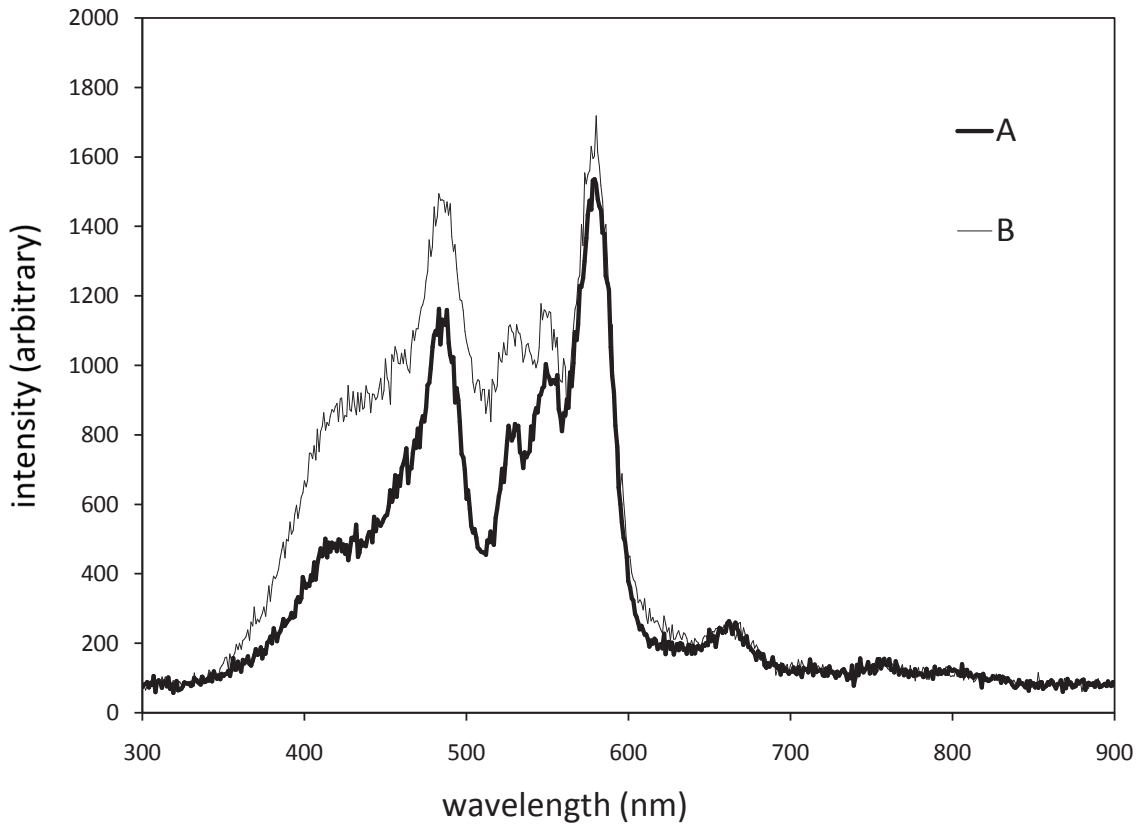
第12A図 定量分析点が示してある, spongyでひも状の Type II ジルコンのBSE像.

Fig. 12A BSE image of a Type II spongy string-shape zircon on which quantitatively-analyzed points are plotted.



第12B図 定量分析点が示してある, spongyでひも状の Type II ジルコンのBSE像.

Fig. 12B BSE image of a Type II spongy string-shape zircon on which quantitatively-analyzed points are plotted.



第13図 Type I ジルコンにおける clear 部分 (A) と spongy 部分 (B) の CL スペクトル.

Fig. 13 Cathodoluminescence spectra of clear part (A) and spongy part (B) in a Type I zircon.

第5表 Type I の clear 及び spongy 部分と Type II spongy ジルコンの化学組成の変化範囲と平均値.

Table 5 Variation ranges and averages of chemical compositions of Type I clear, Type I spongy and Type II spongy zircons.

(wt.%)	Type I				Type II	
	clear		spongy		spongy	
	range	average	range	average	range	average
SiO ₂	29.25 - 31.86	30.47	26.57 - 29.17	27.31	25.02 - 37.38	29.88
ZrO ₂	47.94 - 53.55	50.83	44.60 - 48.47	46.37	42.29 - 56.50	48.98
HfO ₂	4.30 - 5.20	4.85	4.56 - 4.97	4.72	3.04 - 4.44	3.73
Y ₂ O ₃	0.66 - 1.27	0.91	0.68 - 1.66	1.17	0.39 - 3.05	1.34
Dy ₂ O ₃	0.18 - 0.41	0.29	0.22 - 0.38	0.29	0.05 - 0.63	0.28
Ho ₂ O ₃	0.04 - 0.15	0.07	0.04 - 0.09	0.06	0.05 - 0.21	0.10
Er ₂ O ₃	0.45 - 0.98	0.70	0.51 - 0.62	0.56	0.21 - 0.69	0.39
Yb ₂ O ₃	2.08 - 3.41	2.66	2.15 - 2.32	2.22	0.85 - 1.70	1.34
Lu ₂ O ₃	0.48 - 0.78	0.62	0.45 - 0.59	0.52	0.24 - 0.49	0.35
ThO ₂	0.87 - 3.15	1.97	1.94 - 2.97	2.23	1.68 - 6.38	3.34
UO ₂	4.08 - 7.23	6.00	5.13 - 6.20	5.66	1.12 - 3.20	1.90
P ₂ O ₅	0.54 - 1.13	0.82	0.74 - 1.07	0.86	0.73 - 2.39	1.44
Total	99.25 - 101.52	100.44	90.44 - 96.27	92.58	86.41 - 101.46	93.06
	n=15		n=5		n=19	

ジルコンについて“Such crystals locally occur in stringers that may form the skeletal outline of a pre-existing phase, now otherwise completely replaced by quartz.”との一文で触れている例に留まる。細く伸びている結晶では、急冷貫入岩中の“needle-shaped acicular zircon”の急速成長の証拠として紹介されている“skeletal zircon”の例 (Corfu *et al.*, 2003 の Fig. 3.8) もあるが、写真を見る限り異なる産状である。また、Type I の長柱状のジルコン結晶の断面において、通常の矩形のみならず L 字形～コの字形のような一連の断面形状変化が観察されたが、このような特徴も筆者たちが調べた範囲では国内・国外を問わずほとんどない。産状は全く異なるが、海嶺火山岩中のジルコンの形態として skeletal とされているコの字型ジルコンが最近報告されている (Schmitt *et al.*, 2011) のが唯一の例であろう。

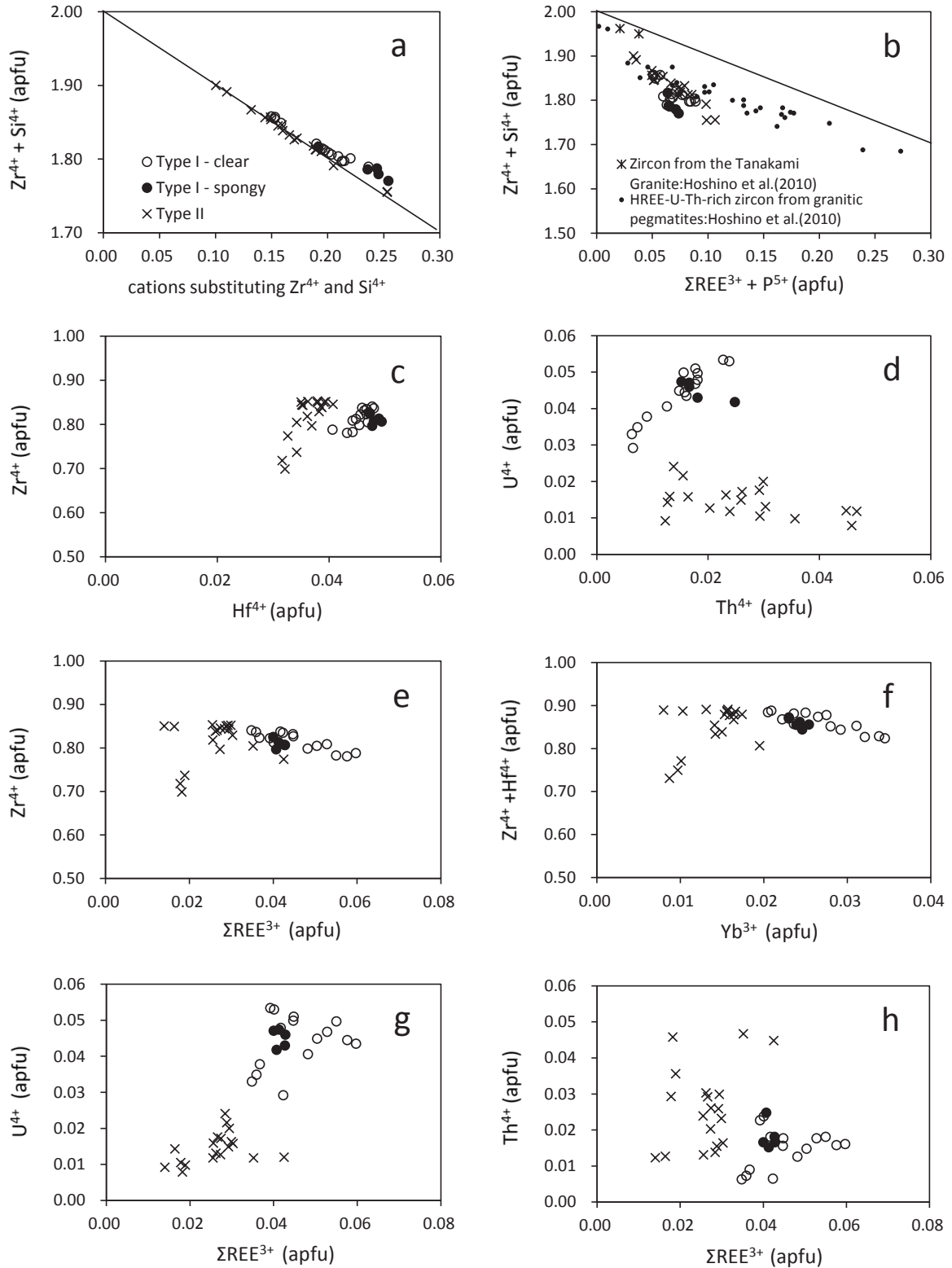
国内ではかつていくつかの産地のペグマタイトジルコンが似たような長柱状かつ放射状に産することが既に報告されている (松原, 1959; 長島・長島, 1960)。例えば、松原 (1959) は福島県石川のジルコンについて、「後者 (ペグマタイトジルコン) は灰褐色不透明で玻璃光沢をもち、主面 m, p のほかに小面を伴うことがあり、放射状に集合することが多く、またゼノタイムと連晶することも少なくない。」と記している。また、長島・長島 (1960) は岐阜県苗木の変種ジルコンについて、「良品は砂鉱から産する。色は褐黒～濃緑、条痕無色、錐面が大きく発達し柱面は次第に細くつぼまったもの、或はそれが多数集合し、肉眼的には頭は丸く仏頭状になった集合体などがある。単晶では長さ 5 mm, 径 1 mm ぐらい、集合体中の個体もやはり 5 mm ほどである。」としている。既に述べたように、今回報告した Type II のひも状のジルコ

ンは、まれにルーペで確認できる場合があるが、一般的には長石中の赤色ハローとして分かる程度で個々の結晶はほとんど識別できず、顕微鏡あるいは EMPA 像観察によってはじめてその詳しい記載が可能になる。しかし、国内のペグマタイトジルコンについては、鏡下での観察を含めた詳しい観察結果が報告されていない。今回記載したひも状ジルコンのような形態の特徴は、その意味で国内では初記載であると言える。

なお、田上ペグマタイト産のジルコンの形態に限っては、これまでに次のような記載がある。すなわち、「細長なる結晶が多数放射状に密着簇生する球形～円錐形のもの＝尖った方がトパーズに突っ込み外側が丸みある円錐状」(川崎, 1939), 「2 mm × 1 mm の射出柱状集合体・1 mm × 1 mm の見事な結晶」(益富, 1933), 「傘状集合体 (中は玉ネギ形)・半球状集合体・トパーズの表面に半ば埋もれた放射状～亀甲状」(以上、長島・長島, 1960) との記載である。このうち、川崎 (1939) は 9 種のスケッチを示し、長島・長島 (1960) は写真を示している。これらの集合体は今回報告した Type I・II とは全く異なるが、集合体を構成する個々のジルコンの形態は長柱状であるのでその点での共通性を認めることができる。

9.2 田上ペグマタイトジルコンの化学組成の特徴

既に述べたように、spongy 部分はその酸化物合計総重量が 100 wt.% にならず 95 wt.% 以下の場合が多い。Hoshino *et al.* (2010) が多数分析した HREE-U-Th-rich の Type II ジルコンである日本のペグマタイト産ジルコンでも、同じように総重量が 100 wt.% よりかなり低い例がいくつかの産地の試料でみられる。しかし、今回 O=4 として計算した総陽イオン数はほぼ化学量論を満たして



第14図 田上ペグマタイトジルコンにおける組成変化を示す8種類の相関図(横軸と縦軸はいずれも0=4の場合のイオン数). (a) (Zr+Si) - 全置換元素の相関図, (b) (Zr+Si) - (HREE+P) の相関図 (Hoshino *et al.* (2010) の第4図), (c) Zr-Hf の相関図, (d) U-Th の相関図, (e) Zr-REE の相関図, (f) (Zr+Hf) - REE の相関図, (g) U-REE の相関図, (h) Th-REE の相関図.

Fig. 14 Eight diagrams showing correlations between zircon major elements (Zr and Si) and selected minor elements substituting them (Hf, U, Th, REE and P), which correspond to the compositional variation of the Tanakami pegmatite zircons. (a) Correlation diagram of (Zr+Si) - (all substituting elements), (b) that of (Zr+Si) - (HREE+P) (including the data shown in Fig. 4 of Hoshino *et al.*, 2010), (c) that of Zr-Hf, (d) that of U-Th, (e) that of Zr-REE, (f) that of (Zr+Hf)-REE, (g) that U-REE, (h) that of Th-REE.

いる。この要因については今後のさらなる検討が必要である。本稿の以下の議論では、ジルコン組成を clear ジルコンも spongy ジルコンも共通に扱うために、重量%ではなくて陽イオン数をもとにして行う。

今回得られた化学分析値(第1-4表)を、原子置換の関係(例えば、Hoskin and Schaltegger, 2003; Hoshino *et al.*, 2010)からグラフ化したのが第14図である。考えられる置換としては、 $\text{HREE}^{3+} + \text{P}^{5+} = \text{Zr}^{4+} + \text{Si}^{4+}$, $\text{Hf}^{4+} = \text{Zr}^{4+}$, $\text{U}^{4+} = \text{Zr}^{4+}$, $\text{Th}^{4+} = \text{Zr}^{4+}$ がある。第14図aは、(Zr + Si)全体を Hf+REE+放射性元素(U, Th)+P(PはSiを置換)が置換して化学量論が成立していることを示している。本ペグマタイト中のジルコンの化学組成は、Hoshino *et al.* (2010)が報告している田上花崗岩中のジルコンとは明らかに異なる一方、同じく彼女らが示した日本のペグマタイト中のジルコンの組成変化と整合的である(第14図b)。ZrとHfの関係については、ジルコン-ハフノン固溶体として知られているように、両者は相補的な関係(負の相関)にあるはずである。しかし、本ペグマタイト中ジルコンの元素マップにおいて、概略Zrが多ければHfも多く、Zrが少なければHfも少ないという組成変化パターンがみられる(第9図)ように、今回のデータでは正の相関が認められる(第14図c)。この関係は、(Zr + Hf)全体をREEと放射性元素がそれぞれ置換している複合置換の問題と細かいオーダーでの組成変化の問題の二つの要因が重なっている結果であろう。次に、Zr (+Hf)を置換する放射性元素とREEについてみる。まず、放射性元素のUとThについては、Type I clear ジルコンにおいて正の相関がある(第14図d)。Type II spongy ジルコンにおいては両者の分布に相関がなく、元素分布のところで述べた各元素の分布パターンが複雑なことを裏付けている(第14図d)。REEはZr (+Hf)を置換しているので、当然両者には負の相関関係がみられるはずである。その一例として、第14図eにおいてREE全体とZrについての負の相関関係が示されている。ただし、この図においてもType II spongy ジルコンでは負の相関がみられず、spongy部分での各元素の分布パターンの複雑さを示唆している。ZrとREEとの置換関係をYbを例にして示したのが第14図fである。この図においてType I clear ジルコンでは非常に弱い負の相関があるようにも見えるが、いまのところ全体として明瞭な関係が見いだせない。放射性元素とREEとの関係について示したのが、第14図g, hである。Type I・Type II ジルコンともに、両者に正の相関は認められず、複雑な元素置換の特徴を確認する結果となっている。

マイクロポアの存在と不規則なまだら状組織が特徴である本spongyジルコンにおいて分析値の総重量%がかなり低くなる要因については今後の解析が必要であるが、次に述べるような関連する研究が進んでいる。Spongy部分ではメタミクト化の進行や加水化が起こっている可

能性がある(Aines and Rossman, 1986)。Smith *et al.* (1991)は、カナダThor Lakeジルコンの化学組成を対象に、より複雑な低いジルコンは含水量が多く(14 wt.%以上)、Si・Zr・Hfが全体として26 wt.%程度置換されていることを示した。Corfu *et al.* (2003)は、spongyジルコンをhydrothermal zirconの特徴的組織として総括している。最近では、spongy(あるいはmicroporous)ジルコンが熱水流体から生成したという見解が更に一般的にもなっており(e.g., Hoskin, 2005; Pelletier *et al.*, 2007; Hoshino *et al.*, 2010)、ZrとHfを含めた各種関連元素の熱水反応時における挙動としての“hydrothermal zircon”や“hydrated zircon”が注目されている(Hoskin, 2005; Johan and Johan, 2005; Lichtervelde *et al.*, 2009; Hay *et al.*, 2010ほか)。本spongyジルコンが一般にツール石の微粒子を伴っていることも、hydrothermal zirconによく見られることである(Anderson *et al.*, 2008; Soman *et al.*, 2010)。Rubin *et al.* (1989)は、既に紹介したジルコン stringerの成因として vapor-phase から沈積したものであろうと推論している。また、Soman *et al.* (2010)は、Malawiのアルカリペグマタイト中のジルコンを詳しく研究し、本spongy組織と同じような組織を示しているZircon IIが均質なジルコンであるZircon Iを熱水反応過程で置換したことを明らかにした。これらのことから、本ペグマタイト中のジルコンについて、clear部分は初生的な部分である一方、spongyジルコンは熱水反応を受けた二次的な部分である可能性がある。しかし、田上ペグマタイト産spongyジルコン中において総重量%がかなり低くなっている要因については、問題が多く残されておりその解明は今後の課題である。

謝辞：本研究を行う一つの契機となったのは、筆者の一人(中野)が産業技術総合研究所地質調査総合センターにおける「京都東南部図幅」作成に加わり、「第4章白亜紀火成岩類」を執筆する中でペグマタイト研究の重要性を改めて認識したことである。この経緯のなかで、産業技術総合研究所地質情報研究部門地殻岩石研究グループの竹内圭史氏には種々大変お世話をいただいた。主たる薄片製作作業は、産業技術総合研究所地質標本館地質試料調製グループの大和田朗・佐藤卓見・福田和幸の各氏に行っていた。また、筑波大学の木股三善教授には、ジルコン研究と希土類元素の分析について親切なご指導をいただいた。周琵琶湖花崗岩団体研究グループの方々には、本研究を行うにあたり多くのご議論とご協力をいただいていた。更に、滋賀大学教育学部4回生・財津千穂氏には原稿整備に協力していただいた。原稿投稿後は、査読者の坂野靖行氏に丁寧に査読をしていただき原稿の不備をご指摘いただくとともに原稿を改善する多くの建設的なご指摘をいただいた。また、編集委員会副編集長の佐脇貴幸氏にも丁寧に原稿に目を

通していただき原稿の体裁を整えていただいた。同じく編集委員会の百目鬼洋平氏には原稿の取り扱いに関する全体のお世話をいただいた。以上の方々に厚くお礼を申し上げます。

文 献

- Abdalla, H. M., Helba, H. and Matsueda, H. (2009) Chemistry of zircon in rare metal granitoids and associated rocks, Eastern Desert, Egypt. *Resource Geol.*, **59**, 51-68.
- Aines, R. D. and Rossman, G. R. (1986) Relationships between radiation damage and trace water in zircon. *Am. Mineral.*, **71**, 1186-1193.
- Anderson, A. J., Wirth, R. and Thomas, R. (2008) The alteration of metamict zircon and its role in the remobilization of high-field-strength elements in the Georgeville granite, Nova Scotia. *Can. Mineral.*, **46**, 1-18.
- Belousova, E. A., Griffin, W. L. and O'Reilly, S. Y. (2006) Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotopic composition as a tool for petrogenetic modeling: Examples from eastern Australian granitoids. *Jour. Petrol.*, **47**, 329-353.
- Belousova, E. A., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y. and Fisher, N. I. (2002) Igneous Zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **143**, 602-622.
- Cassedanne, J. P., Baptista, A. and Cerny, P. (1985) Zircon hafnifere, samarskite et columbite d'une pegmatite du Rio Doce, Minas Gerais, Brasil. *Can. Mineral.*, **23**, 663-667.
- Cerny, P. and Siivola, J. (1980) The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. XII. Hafnian zircon. *Can. Mineral.*, **18**, 313-321.
- Cerny, P., Meintzer, R. E. and Anderson, A. J. (1985) Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites: selected examples of data and mechanisms. *Can. Mineral.*, **23**, 381-421.
- Cherniak, D. J. and Watson, E. B. (2003) Diffusion in zircon. In Hanchar, J. M. and Hoskin, P. W. O., eds., *Zircon, Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **53**, 113-144.
- Cherniak, D. J., Hanchar, J. M. and Watson, E. B. (1997a) Rare-earth diffusion in zircon. *Chem. Geol.*, **181**, 99-111.
- Cherniak, D. J., Hanchar, J. M. and Watson, E. B. (1997b) Diffusion of tetravalent cations in zircon. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **127**, 383-390.
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. O. and Kinny, P. (2003) Atlas of Zircon Textures. In Hanchar, J. M. and Hoskin, P. W. O., eds., *Zircon, Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **53**, 469-500.
- Correia Neves, J. M., Lopes Nunes, J. E. and Sahama, T. G. (1974) High hafnian members of the zircon-hafnion series from the granite pegmatites of Xambezia, Mozambique. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **48**, 73-80.
- Forster, H. J. (2006) Composition and origin of intermediate solid solutions in the system thorite-xenotime-zircon-coffinite. *Lithos*, **88**, 35-55.
- Gagnevin, D., Daly, J. S. and Kronz, A. (2010) Zircon texture and chemical composition as a guide to magmatic processes and mixing in a granitic environment and coeval volcanic system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **159**, 579-596.
- 林 正雄 (1989) ジルコン結晶形の定量的記載. 岩鉱, **84**, 152-158.
- 林 正雄 (1990) ジルコンの結晶形態と地球科学への応用. 地質学雑誌, **96**, 117-123.
- 林 正雄・渡辺公一郎・渡辺正美 (1990) 福岡市および周辺部に分布する花崗岩類中のジルコンの結晶形態. 岩鉱, **85**, 514-521.
- 林 宏樹・赤井純治 (2011) 高知県足摺岬環状複合岩体のジルコンにおける特異な内部組織と微量元素組成. 岩石鉱物科学, **40**, 1-12.
- Hanchar, J. M. and Hoskin, P. W. O. (2003, eds.) *Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **53**, 500p
- Hay, D. C., Dempster, T. J., Lee, M. R. and Brown, D. J. (2010) Anatomy of a low temperature zircon outgrowth. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **159**, 81-92.
- Hoshino, M., Kimata, M., Nishida, N., Shimizu, M. and Akasaka, T. (2010) Crystal chemistry of zircon from granitic rocks, Japan: genetic implications of HREE, U and Th enrichment. *N. Jb. Mineral. Abh.*, **187/2**, 167-188.
- Hoshino, M., Watanabe, Y., Sanematsu, K., Kon, Y. and Shimizu, M. (2012) Characteristics of zircon suitable for REE extraction. *Inter. Jour. Mineral Process.*, **102-103**, 130-135.
- Hoskin, P. W. O. (2005) Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**, 637-648.
- Hoskin, P. W. O. and Schaltegger, U. (2003) The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. In Hanchar, J. M. and Hoskin, P. W. O., eds., *Zircon, Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **53**, 27-62.
- 石原舜三・中野聰志・寺島 滋 (2005) 近畿地方田上花崗岩の化学的特性 — 特に放射性元素と希土類元素の役割 —. 地質調査研究報告, **56**, 93-98.
- Johan, Z. and Johan, V. (2005) Accessory minerals of the Cinovec (Zinnwald) granite cupola, Czech Republic:

- indicators of petrogenetic evolution. *Mineral. Petrol.*, **83**, 113-150.
- 唐木田芳文 (1954) 北九州白亜紀の花崗閃緑岩・花崗岩接触部における「ジルコン帯」の存在について. *地質学雑誌*, **60**, 517-532.
- Karakida, Y. (1967) Color changes in xenolith zircons. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **73**, 419-428.
- 川崎庄次 (1939) 滋賀縣田ノ上山の脈性黄玉に伴ふて産する變種ジルコン及びサマルスキー石の形態 (遺稿). 我等の鉱物, **8**, 370-375.
- 鹿山雅裕 (2006) ジルコンのカソードルミネッセンスおよびその地球化学への応用, 岡山理科大学自然科学研究所研究報告, **32**, 51-69.
- Kempe, U., Gruner, A. D., Renno, A. D., Wolf, D. and Rene, M. (2004) Discussion on Wang *et al.* (2000) 'Chemistry of Hf-rich zircons from the Laoshan I- and A-type granites, Eastern China'. *Mineral. Mag.*, **68**, 669-675.
- 河野俊夫・中野聰志・下林典正 (2008) 滋賀県・田上花崗岩体小ペグマタイト産のマントル長石の形成過程. *地質学雑誌*, **114**, 435-446.
- Lichtervelde, M. V., Melcher, F. and Wirth, R. (2009) Magmatic vs. hydrothermal origins for zircon associated with tantalum mineralization in the Tanco pegmatite, Manitoba, Canada. *Am. Mineral.*, **94**, 439-450.
- London, D. (2008) Pegmatites. *Can. Mineral.*, Special Publication 10, 347 p.
- 松原秀樹 (1959) 福島県雲水峰周辺地域の地質およびペグマタイト調査報告 -ウラン・トリウム資源調査の基礎資料. *地調月報*, **10**, 191-200.
- 松本征夫・唐木田芳文 (2008) 富田 達一岩漿学とジルコン学を發展させた独創的な岩石学者一. *地球科学*, **62**, 233-236.
- 益富壽之助 (1933) 田ノ上・石樽・水澤採集記 (三) 田ノ上山産放射性ジルコンに就いて. 我等の鉱物, **2**, 63-66.
- 長島乙吉・長島弘三 (1960) 日本の希元素鉱物. 鉱物趣味の会, 436 p.
- 長島弘三・中井泉・井沢美穂子・桑野範之 (1977) 福岡市長垂産ハフニウムジルコン. *地学研究*, **29**, 39-44.
- 中野聰志 (印刷中) 京都東南部地域の地質, 第4章 白亜紀火成岩類, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター.
- 中野聰志・原山 智 (2003) 水口地域の地質, 第4章 後期白亜紀火成岩類, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 12-40.
- 中野聰志・吉見典浩・富田克敏 (2006) 田上花崗岩体中の熱水変質. 滋賀大教育紀要 (自然), **56**, 35-49.
- Nakano, S. and Makino, K. (2010) Amazonitic alkali feldspar from the Tanakami Granitic pegmatites, southwest Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, **105**, 45-56.
- 中野聰志・河野俊夫・高谷真樹・鹿山雅裕 (2011) 電子線マイクロアナライザーによるカソードルミネッセンス測定法の検討. 滋賀大教育紀要 (自然), **61**, 9-22.
- 中司 稔 (1932) 田ノ上山の鉱物の分布状態に就て. 我等の鉱物, **1**, No. 6, 196-207.
- 中沢和雄 (1984) 滋賀県田ノ上, 及び高島地方の変形水晶について. *地学研究*, **36**, 107-113.
- 西田憲正・木股三善・杉本あかね (1999) 鉱物の分析・解析のコツと勘どころ -EPMAによる多種類の希土類元素を含む鉱物の定量分析. *鉱物学雑誌*, **28**, 71-81.
- 大林達生 (2002) 田上地方のペグマタイト鉱物 -日本のペグマタイト産地 その1-. 中津川市鉱物博物館, p. 20.
- Pelleter, E., Cheilletz, A., Gasquet, D., Mouttaqi, A., Annich, M., El Hakour, A., Deloule, E. and Feraud, G. (2007) Hydrothermal zircons: A tool for ion microprobe U-Pb dating of gold mineralization (Tamlalt-Menhouhou gold deposit -Morocco). *Chem. Geol.*, **245**, 135-161.
- Pupin, J. P. (1980) Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**, 207-220.
- Rakovan, J., Ono, M. and Francis, C. A. (2009) Tanakamiyama. *Rocks & minerals*, **84**, No. 6, 520-527.
- Rubin, J. N., Henry, C. H. and Price, J. G. (1989) Hydrothermal zircons and zircon overgrowths, Sierra Blanca Peaks, Texas. *Am. Mineral.*, **74**, 865-869.
- Schmitt, A. K., Perfit, M. R., Rubin, K. H., Stockli, D. F., Smith, M. C., Cotsonika, L. A., Zellmer, G. F., Ridley, W. I. and Lovera, O. M. (2011) Rapid cooling rates at an active mid-ocean ridge from zircon thermochronology. *Earth Planet. Sci. Letters*, **302**, 349-358.
- Scott, J. M., Palin, J. M., Cooper, A. F., Sagar, M. W., Allibone, A. H. and Tulloch, A. J. (2011) From richer to poorer: zircon inheritance in Pomana Island Granite, New Zealand. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **161**, 667-681.
- Shinno, I. (1986) Three types of photo-luminescence in natural zircon. *Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **81**, 433-445.
- 進野 勇 (1989) ジルコンの蛍光スペクトル. 新宮重行 (編), *ジルコン—科学と技術—*, 新素材シリーズ, 内田老鶴圃, 43-66.
- 進野 勇・林 正雄 (1984) ジルコンの蛍光スペクトルの測定とその応用. *岩石鉱物鉱床学会誌*, **79**, 33-45.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (1982) 琵琶湖周辺の花崗岩質岩体—甲賀地方の花崗岩類. *地質学雑誌*, **88**, 289-298.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (2000) 琵琶湖周辺の花

- こう岩質岩体—その5. 田上地域の花こう岩類. 地球科学, **54**, 380-392.
- 周琵琶湖花崗岩団体研究グループ (2008) 比叡花崗岩体の形成史と白亜紀火成活動史における位置づけ. 地質学雑誌, **114**, 53-69.
- Smith, D. G. W., Destjorje, L., Reed, S. J. B. and Long, J. V. P. (1991) Zonally metamictized and other zircons from Thor Lake, Northwest Territories. *Can. Mineral.*, **29**, 301-309.
- Soman, A., Geisler, T., Tomaschek, F., Grange, M. and Berndt, J. (2010) Alteration of crystalline zircon solid solutions: a case study on zircon from an alkaline pegmatite from Zomba-Malosa, Malawi. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **160**, 909-930.
- 須藤定久 (1991) 滋賀県南部～信楽地区の長石質資源 鉍床の分布とその地質. 日本セラミック協会見学資料, 11 p.
- 須藤定久 (2001) 滋賀県南部～信楽地区の長石質資源 鉍床の分類とその地質. 地質ニュース, No. 559, 41-49.
- 鈴木和博 (2005) 電子プローブマイクロアナライザを用いた CHIME 年代測定. 地質学雑誌, **111**, 509-526.
- 鈴木和博 (2011) EPMA による Th-U-Pb 化学アイソクロン年代測定法の開発と鉍物粒子年代測定への展開. 地球化学, **45**, 113-128.
- 田久保實太郎・上田健夫・西村新一・益富壽之助 (1953) 稀元素鉍物の研究 (その15) —最近発見された稀元素鉍物の新産地. 地質学雑誌, **59**, 47-58.
- Tomita, T. (1954) Geologic significance of the color of zircon, and the discovery of the pre-Cambrian in Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geology*, **4**, (2), 135-161.
- 富田 達 (1956) ジルコンの放射能効果. 地球科学, **26-27**, 36-51.
- 辻 一信・北原孝男 (1979) 滋賀県下のおもな鉍物・鉍床. 滋賀県の自然, 滋賀県自然保護財団, 479-541.
- Uher, P. and Cerny, P. (1998) Zircon in Hercynian granitic pegmatites of the western Carpathians, Slovakia. *Geol. Carpathia*, **49**, 261-270.
- Wang, R. C., Fontan, F. and Monchoux, P. (1992) Mineraux disseminés comme indicateurs du caractère pegmatitique du granite de Beauvoir, Massif d'Echassières, Allier, France. *Can. Mineral.*, **30**, 763-770.
- Wang, R. C., Zhao, G. T., Lu, J. J., Chen, X. M., Xu, S. J. and Wang, D. Z. (2000) Chemistry of Hf-rich zircons from the Laoshan I- and A-type granites, Eastern China. *Mineral. Mag.*, **64**, 867-877.

(受付: 2012年5月18日; 受理: 2012年7月26日)

山陰地方中部における飛騨と三郡変成岩類に貫入するジュラ紀花崗岩類

石原舜三^{1,*}・平野英雄¹・谷 健一郎²

Shunso Ishihara, Hideo Hirano and Kenichiro Tani (2012) Jurassic granitoids intruding into the Hida and Sangun metamorphic rocks in the central Sanin District, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 63 (7/8), p. 227-231, 3 figs, 1 table, 1 plate.

Abstract: So-called “Older Granites” are distributed in Paleogene granitic terrain of the eastern Shimane and westernmost Tottori Prefecture region, and some petrographical studies including U-Pb dating on the contained zircon were performed and reported here. These granitoids are weakly foliated quartz diorite to granodiorite in composition, and fine-grained secondary biotite was formed close to the contact with Paleogene biotite granites, thus indicating older than Cretaceous in age. The contained zircon showed 198.6 ± 2.7 Ma, thus the earliest Jurassic. The Jurassic granitoids could well be correlated to those of the northern Hida Belt, but here they occur with both the Hida high-T/low-P type and Sangun low-T/high-P type metamorphic rocks. The Jurassic granitoids are considered as an independent plutonic product formed much later than the regional metamorphic rocks.

Keywords: Jurassic, granodiorites, magnetite-series, zircon U-Pb age, petrochemistry

1. まえがき

島根県東部から鳥取県西部地域にかけて、中部地方飛騨帯の花崗岩・変成岩類に相当する諸岩石の存在が推定されたのは、1960年代前半である。服部・片田(1964)は根雨図幅の作成において、片麻状閃雲花崗閃緑岩の存在を認めて、それを時代未詳の古期岩類として表した。同じ頃、鳥取県地質図の作成が10万分の1縮尺で行われ(鳥取県, 1966)、この古期岩類は江尾花崗岩として独立させてあるが、その活動時代は白亜紀-古第三紀の最早期とみなされている。

筆者の一人石原は1960年代に島根県東部の花崗岩地域を研究していたが(石原, 1971)、当時、広域地質の総括を担当されていた河合正虎氏の訪問を受け、「私が記載した松江南方、大東町の金成ホルンフェルスは飛騨帯の変成岩の可能性はないか」との質問を受けたが、当時、時代的な確証はなく、かつ岩質的には“領家的”である旨を述べた。その後、 185.5 ± 6.1 MaのRb-Sr全岩・鉱物年代を持つ角閃石片麻岩が大山西方で発見され、飛騨変成岩類の西方延長と考えられた(石賀ほか, 1989)。また、花崗岩類については190 Maのジルコン SHRIMP年代の記述が巡検案内書(宮本ほか, 2000)でなされたが、その詳細は未公表である。

一方、20万分の1地質図幅「高梁」の改訂は平成4-7年(1992-95)の補足調査を含めて実施され、1996年に出版された(寺岡ほか, 1996)。この地質図で江尾花崗岩は、「ジュラ紀(?)」の年代を持つと表示された。

この度、江尾花崗岩の溝口岩体に含まれるジルコンを分離し、SHRIMPによるそのU-Pb年代測定を実施したところ、ジュラ紀最早期の年代(199 Ma)が得られた。当地域のジュラ紀年代の花崗岩類は、これまで飛騨帯の船津花崗岩相当と解釈されているが、その広域的な位置や岩質から見て、若干の疑問がある。ここでは筆者らの解釈を述べ、読者のご批判を仰ぎたい。

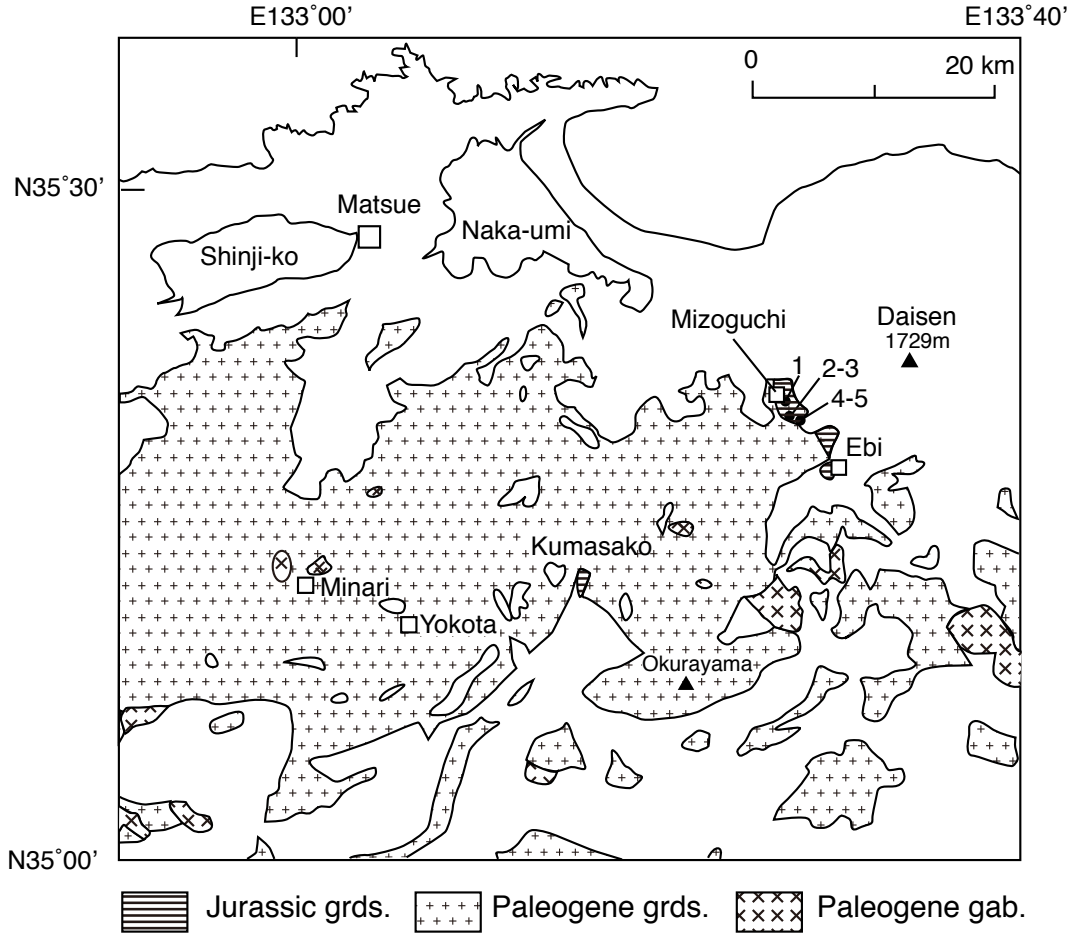
2. 江尾花崗岩

江尾花崗岩は根雨図幅の北東部、溝口から伯備線沿いに江尾にかけて分布し、西側は古第三紀の粗粒黒雲母花崗岩の貫入を受け、東側は大山火山噴出物で覆われる。服部・片田(1964)によれば、江尾花崗岩は南部の“古生層”と接する近くでは古生層を片麻岩化あるいは混成岩化させ、両者は密接な産状を呈する。他方、図幅南西部の熊塚においても同様な片状花崗閃緑岩が小規模に分布し(第1図)、三郡変成岩帯に属する泥質砂質変成岩類と密接に産出する(服部・片田, 1964; 村山ほか, 1973)。

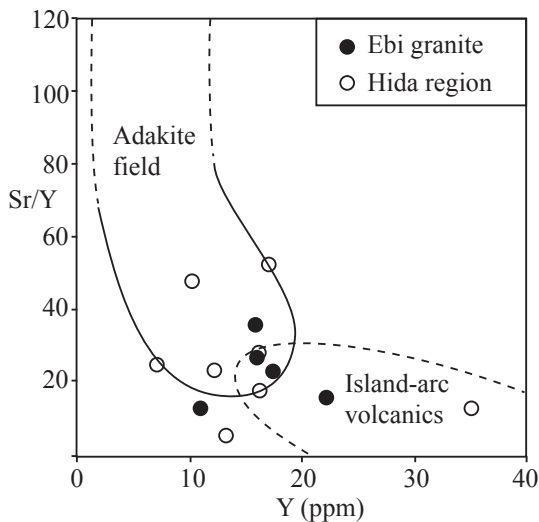
¹ 産業技術総合研究所 (AIST, Geological Survey of Japan)

² 海洋研究開発機構 (Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2-15 Natsushima-Cho, Yokosuka-city, Kanagawa 237-0061, Japan)

* Corresponding author: S. ISHIHARA, Central7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email: s-ishihara@aist.go.jp



第1図 花崗岩類の分布図 (鳥取県, 1966; 寺岡ほか, 1996) 及び試料採取位置. 番号 1-5 は本文の試料の番号に対応する.
 Fig. 1 Locality map of the studied granitoids (Tottori Prefecture, 1966; Teraoka *et al.*, 1996) and sampling points. The numbers 1 to 5 correspond to those of sampling points in the text.



第2図 ジュラ紀花崗岩類 (江尾花崗岩, 飛騨帯) の Sr/Y-Y プロット
 Fig. 2 Sr/Y vs. Y plot of the Jurassic granitoids of the Ebi Granite and in the Hida region.

服部・片田 (1964) は, 「本岩は花崗閃緑岩であって, しばしば片麻状構造を示す. 溝口~江尾地域のものは不均質であるのに対し, 熊谷では, 均質やや優黒質である」と記載した.

溝口東南方の主岩体内には採石場があり, また国道 281 号線沿いに露岩がある. 採石場は大協組に属するもので, その製品置き場における観察によると, 主体は弱い片麻状構造を持つ石英閃緑岩~花崗閃緑岩類であり (図版 1A), 少量の玄武岩質変成岩や片状組織を持たない黒雲母斜長花崗岩などが見られた. 角閃岩類では一般に 40×10^{-3} SI unit 以上の高い帯磁率が得られるが, 変質岩類では 1×10^{-3} 以下の低い値が得られ, 磁鉄鉱の赤鉄鉱化が推定される. 花崗閃緑岩は $12 - 20 \times 10^{-3}$ SI unit の高帯磁率を示し, 斜長花崗岩は $5 - 10 \times 10^{-3}$ のやや低い値を持つ.

主岩相の片麻状石英閃緑岩 - 花崗閃緑岩では構成鉱物が弱い定方向配列を示すことがあり, これは鏡下では斜長石の方向性, 石英の弱い波動消光, また一部ではおそらく圧碎構造と思われる細粒珪長鉱物の集合体として見

られる。苦鉄質鉱物としては角閃石が黒雲母よりはるかに多く含まれ、共に粒状磁鉄鉱を含有する。角閃石は自形・柱状、緑色～淡褐色の多色性を示し(図版 1B, C)、黒雲母は褐色細粒結晶の集合体として見られる。斜長石は自形～半自形、一般に微粒変質鉱物による汚染を受ける。カリ長石は斜長石の結晶境界部などにごく少量産出する。

溝口岩体の南部の古第三紀粗粒花崗岩の近くでは、本岩はその帯磁率が急激に低下し、黒褐色の花崗岩質岩に変わる。この岩石は鏡下において角閃石と磁鉄鉱を欠き、微粒赤褐色黒雲母のみを含む花崗閃緑岩であり(図版 1D)、本岩は粗粒黒雲母花崗岩から熱と若干のカリウムの供給を受けて生じた熱変成岩と思われる。

3. 江尾花崗岩の年代と岩石化学的性質

ジルコンを用いた年代測定は、大協組採石場産の最も新鮮な石英閃緑岩 (No. 2305) を用いた。分離方法・測定方法などについては別報で報告する予定である。年代測定結果は 198.6 ± 2.7 Ma であり、ジュラ紀 (146 – 200 Ma) の最早期に相当する。

代表的な岩石の化学分析値を第 1 表に掲げた。また、試料の産地と岩石帯磁率とを第 1 図および下記の (1) ~ (5) に示す。(第 1 図の番号 1 – 5 に対応)

- (1) 2205 : 大協組採石場, 石英閃緑岩, 帯磁率 $> 20.0 \times 10^{-3}$ SI unit
- (2) 2303A : 国道 181 号線, 宮原寄り, 石英閃緑岩, 帯磁率 $= 17.0 \times 10^{-3}$ SI unit
- (3) 2303B : 同上, 宮原寄り, 閃雲花崗閃緑岩, 帯磁率 $= 13.7 \times 10^{-3}$ SI unit
- (4) 2301 : 同上, 白水, 閃雲花崗閃緑岩, 帯磁率 $= 15.0 \times 10^{-3}$ SI unit
- (5) 2302A : 同上, 白水, 黒雲母花崗閃緑岩 (ホルンフェルス化), 帯磁率 $= 0.15 \times 10^{-3}$ SI unit

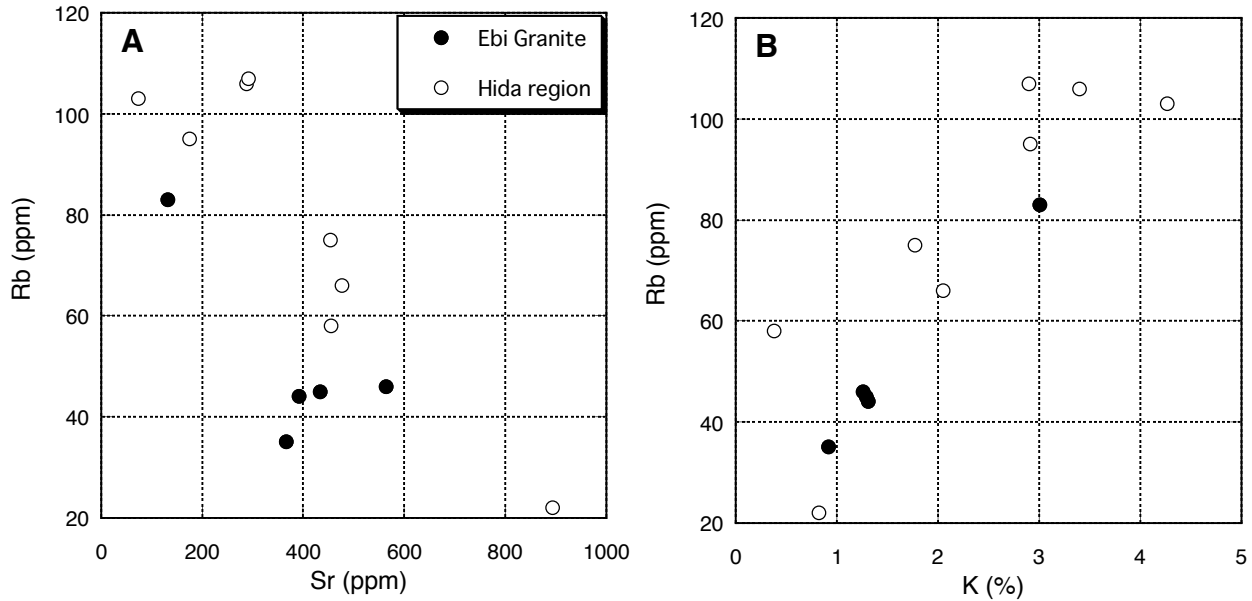
分析試料は低いシリカ含有量 (59.1 – 63.0 %) を持ち、 K_2O-SiO_2 図上で、Medium K の領域にプロットされる。 Na_2O は日本の花崗岩類の平均値に近く、Ishihara and Tani (2004) の Low Na_2O の範疇である。同様なジュラ紀花崗閃緑岩類は中部地方の飛騨変成帯に広く散在するが、ここではアダカイト質岩が、特に北西部で卓越する(石原, 2005)。江尾花崗岩は Sr にはやや富む (511 – 132 ppm) もの、Y にも富み (12 – 22 ppm Y, 第 1 表)、アダカイト質であるとは言えない(第 2 図)。また韓半島のジュラ紀花崗岩類 (Jin *et al.*, 2001; Ishihara *et al.*, 2005) とも多くの性質で異なっている。

斜長石の Ca^{2+} (0.99Å) を置換する Sr^{2+} (1.12Å) は江尾花崗岩に多く含まれているが、カリ長石の K^+ (1.33Å) を置換する Rb^+ (1.47Å) は、江尾花崗岩で非常に乏しく(第 3 図 A)、最も珪長質 (70.5 % SiO_2 , 3.63 % K_2O) な岩石で

第 1 表 花崗岩類の主要および微量成分分析結果 (Actlabs による ICP-MS 分析)。ZrT (°C) は Watson and Harrison (1983) によるジルコンの飽和温度。

Table 1 Major and trace elements analyses of the studied granitoids. ICP-MS by the Actlabs. ZrT (°C) is zircon saturation temperature by Watson and Harrison (1983).

Locality	Quarry	Route 181				
		1)2205	2)2303A	3)2303B	4)2301	5)2302A
Element						
SiO ₂ (%)	59.82	59.10	62.11	62.96	70.46	
TiO ₂	0.61	0.62	0.59	0.56	0.32	
Al ₂ O ₃	17.09	18.35	16.89	16.61	15.76	
Fe ₂ O ₃	1.81	1.87	2.12	1.51	0.60	
FeO	3.75	3.81	3.22	3.41	1.87	
MnO	0.11	0.12	0.18	0.09	0.07	
MgO	2.72	2.98	2.51	2.04	1.08	
CaO	5.68	5.73	5.61	5.52	0.90	
Na ₂ O	3.57	4.16	3.76	3.73	3.53	
K ₂ O	1.55	1.52	1.11	1.58	3.62	
P ₂ O ₅	0.15	0.14	0.13	0.16	0.09	
LOI	1.29	1.68	0.97	0.80	1.27	
Total	98.2	100.1	99.2	99.0	99.6	
Rb(ppm)	45	46	35	44	83	
Sr	434	564	366	392	132	
Ba	349	413	233	511	547	
Cs	5	7	3.5	6.4	7.7	
Sc	16	15	15	14	6	
V	128	132	114	104	42	
Cr	20	40	< 20	20	< 20	
Co	22	21	20	23	14	
Cu	20	20	10	10	< 10	
Zn	70	80	130	70	30	
Pb	12	19	21	23	38	
Ga	17	19	18	19	18	
Zr	107	82	123	97	119	
Hf	2.9	2.4	3.4	2.9	3.4	
Nb	6.3	6.4	5.1	7.6	7.9	
Ta	0.47	0.44	0.37	0.68	0.59	
Th	4.09	4.75	1.95	5.65	8.05	
U	1.75	1.34	0.98	3.01	6.33	
Y	16.0	15.8	22.3	17.4	11.9	
La	13.5	10.5	8.15	16.9	17.7	
Ce	27.6	23	20.2	34.7	35.3	
Pr	3.05	2.7	2.67	3.74	3.65	
Nd	11.9	10.9	11.8	14.1	12.7	
Sm	2.63	2.49	3.15	3.06	2.49	
Eu	0.8	0.76	0.872	0.835	0.54	
Gd	2.67	2.58	3.46	2.85	2.17	
Tb	0.46	0.45	0.61	0.49	0.36	
Dy	2.74	2.66	3.7	2.97	2.1	
Ho	0.55	0.53	0.75	0.59	0.41	
Er	1.66	1.58	2.25	1.77	1.24	
Tm	0.257	0.247	0.357	0.274	0.199	
Yb	1.74	1.69	2.53	1.85	1.44	
Lu	0.288	0.279	0.417	0.307	0.249	
REE	69.85	60.37	60.92	84.44	80.55	
A/CNK	0.96	0.97	0.96	0.93	1.39	
Fe ₂ O ₃ /FeO	0.48	0.49	0.66	0.44	0.32	
Ga10000/Al	1.88	1.96	2.01	2.16	2.16	
Sr/Y	27.1	35.7	16.4	22.5	11.1	
ZrT (°C)	727	705	741	719	786	



第3図 ジュラ紀花崗岩類(江尾花崗岩, 飛騨帯)のRb-Srプロット(A)およびRb-Kプロット(B)

Fig. 3 Rb-Sr plot (A) and Rb-K plot (B) of the Jurassic granitoids of the Ebi Granite and in the Hida region.

83 ppm Rb であるにすぎない。これに対し飛騨帯の花崗岩類はRbに富んでおり、高いRb/K比を示す(第3図B)。以上のように両者は肉眼的には類似するが、微量化学成分において異なる性質を示す。

一方、被貫入岩類は服部・片田(1964)によって“古生代”の千枚岩～結晶片岩と非片状岩とに分けられたが、これらは現在の広域的総括では、新期三郡変成岩類に区分されている(寺岡ほか, 1996)。したがって、この江尾花崗岩類は岩体北部では石賀ほか(1989)の飛騨片麻岩類に貫入するが、同南部及び熊塔では三郡変成岩類に貫入しており、飛騨帯と三郡帯にまたがって産出する。

4. まとめ

- (1) 鳥取県西部から島根県東部にかけて、一般の古第三紀花崗岩類よりも古期の花崗岩類が分布する。中心岩相は弱い片状構造を持つ閃雲石英閃緑岩～花崗閃緑岩である。
- (2) そのジルコン U-Pb 年代は 198.6 ± 2.7 Ma でジュラ紀最早期であり、時代的には飛騨帯の中生代前期、船津期の花崗岩類(石原, 2005)に相当する。
- (3) その岩石化学的性質は飛騨変成帯船津期の花崗閃緑岩類のうち北西方周辺部のものと類似する点もあるが、アダカイト的な性格は微弱である。また貫入の場は北部で飛騨変成帯、南部と熊塔で三郡変成帯であり、両帯にまたがっている。
- (4) このジュラ紀花崗閃緑岩類はこれら広域変成作用より後期の、独立した深成岩活動により生成したものと考えられる。

謝辞：本研究を進めるにあたり産業技術総合研究所の松浦浩久博士には各種の助言を賜わり、またサンプル提供を受けた。また査読者の佐脇貴幸博士からは有益な助言を戴いた。記して厚く御礼申し上げる。

文献

- 服部 仁・片田正人(1964) 根雨地域の地質。地域地質研究報告書(5万分の1図幅), 地質調査所, 49 p.
- 石賀裕明・鈴木盛久・飯泉 滋・西村貢一・加々美寛雄・田中 忍(1989) 飛騨帯の西方延長: とくに鳥取県大山西方溝口町で発見された片麻岩類と圧砕岩類について。地質学雑誌, **95**, 129-132.
- 石原舜三(1971) 日本の主要モリブデン鉱床および関連する花崗岩質岩類。地質調査研究報告, no. 239, 1-176.
- 石原舜三(2005) 中部地方, 飛騨帯花崗岩類の起源物質の多様性。地質調査研究報告, **56**, 117-126.
- Ishihara, S. and Tani, K. (2004) Magma mingling/mixing vs. magmatic fractionation: Geneses of the Shirakawa Mo-mineralized granitoids, central Japan. *Resource Geol.*, **54**, 373-382.
- Ishihara, S., Jin, M. S. and Terashima, S. (2005) Mo-related adakitic granitoids from non-island-arc setting: Jecheon pluton of South Korea. *Resource Geol.*, **55**, 385-396.
- Jin, M.S., Lee, Y.S. and Ishihara, S. (2001) Granitoids and their magnetic susceptibility in South Korea. *Resource Geol.*, **51**, 189-203.
- 宮本隆美・早坂康隆・狩野彰宏・中 幸仁・菅田康彦(2000) 中国山地ジオトラバース(2) 飛騨帯-飛騨外縁帯-

山陰地方中部におけるジュラ紀花崗岩類 (石原ほか)

大江山オフオライトー秋吉帯ー舞鶴帯. 日本地質学会第107学術大会(松江)見学旅行案内書, 135-146.

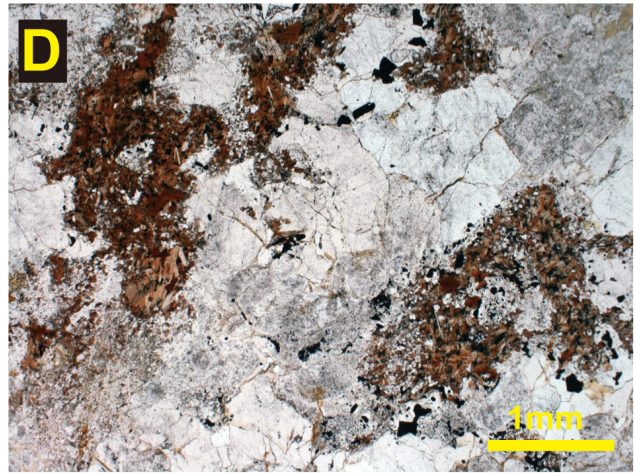
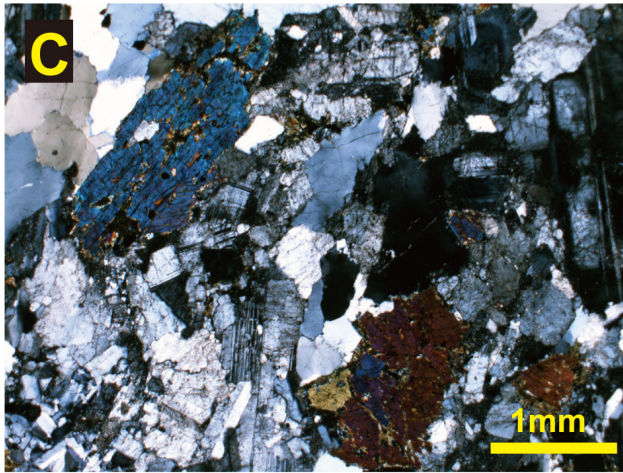
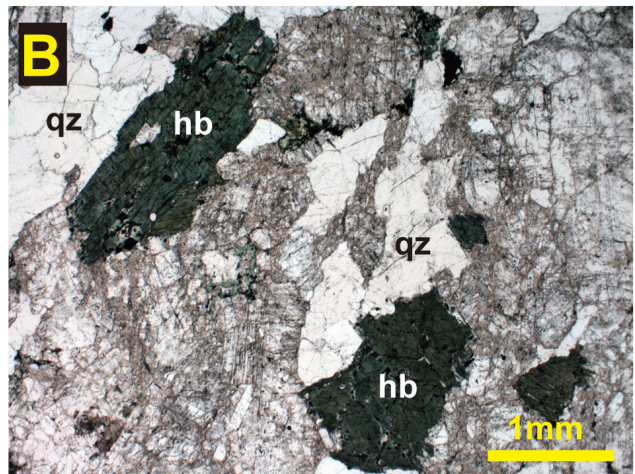
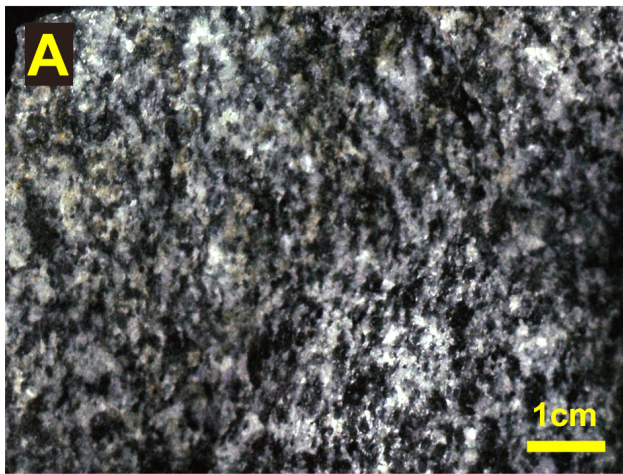
村山正雄・服部仁・猪木幸雄・石原舜三・坂本 卓(1973) 5万分の一地質図幅「横田」地質調査所.

寺岡易司・松浦浩久・牧本博・吉田史朗(1996) 1:200,000 地質図「高梁」地質調査所.

鳥取県(1966)鳥取県地質図. 10万分の1, 同説明書 109 p.

Watson, E. B. and Harrison, T. M. (1983) Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Let.*, 64, 295-304.

(受付: 2012年7月5日; 受理: 2012年7月26日)



図版1 花崗岩類の写真

A: 大協組採石場の石英閃緑岩 (No.2205)

B: 石英閃緑岩中 (No.2303A) の普通角閃石 (hb), 石英 (qz) の顕微鏡写真 (単ニコル)

C: 上記Bの直交ニコル写真

D: 白水にみられる接触変成作用を被った花崗閃緑岩 (No.2302A). 初生の普通角閃石は微細な赤褐色の黒雲母の集合体に置き換わっている.

Plate 1 Photographs of the studied granitoids.

A: Outlook of the studied quartz diorite at the Daikyo-gumi quarry (No.2205).

B: Photomicrograph of hornblende (hb) and quartz (qz) in the quartz diorite (No.2303A, single nicol).

C: The same as B. (crossed nicols).

D: Thermally metamorphosed granodiorite at Shiromizu (single nicol). The original hornblende has been converted to fine aggregates of reddish brown biotite (No.2302A).

地質調査総合センター研究資料集

- | | | |
|-----|---|---|
| 541 | 世界石紀行 | 加藤碩一・青木正博・須田郡司・芝原暁彦 |
| 542 | 桜島昭和火口の噴煙の時間的変化の観察 | 西来邦章・宮城磯治 |
| 543 | 日本の大規模マスマーブメントデータベース | 塚本 齊 |
| 544 | 3D 絵葉書 | 岸本清行・河村幸男・川畑 晶・中島 礼 |
| 545 | 筑波山・霞ヶ浦地質見学ガイド | 中島 礼・西岡芳晴・宮地良典 |
| 546 | 石川県珠洲市（能登半島）の中新統飯塚層から産出した鱗脚類及び鯨類化石の珪藻年代 | 柳沢幸夫・小西健二・甲能直樹 |
| 547 | 房総半島南部下部～中部中新統産の珪質鞭毛藻化石 | 沢村孝之助・柳沢幸夫 |
| 548 | 地質情報展 2011 みと 未来に活かそう 大地の鳴動 | 川畑 晶・中島和敏・大熊洋子・百目鬼洋平 |
| 549 | 新潟県津川地域音無川沿いに露出する野村層（中部～上部中新統）のテフラ層 | 平中宏典・柳沢幸夫・黒川勝己 |
| 550 | 岩手県、宮城県及び福島県北部から産出した束柱類化石の地質年代 | 柳沢幸夫 |
| 551 | 地質調査総合センター第 18 回シンポジウム地質学で読み解く巨大地震と将来の予測 ―どこまでわかったか― | 地質調査総合センター編 |
| 552 | 地質調査総合センター第 19 回シンポジウム社会ニーズに応える地質地盤情報 ―都市平野部の地質地盤情報をめぐる最新の動向― | 地質調査総合センター編 |
| 553 | 釧路炭田地域石炭資源探査坑井（北陽・留真・釧路沖）のコア試料の観察結果 | 佐脇貴幸・中嶋 健・小笠原正継・鈴木祐一郎 |
| 554 | イーハトーブの地質ジオ | 加藤碩一・青木正博・長森英明 |
| 555 | 産総研におけるベントナイトのメチレンブルー吸着量測定方法 | 堀内悠・高木哲一 |
| 556 | 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料 ―立地要件への適合性とその根拠となる調査結果の妥当性― | 深部地質環境研究コア編 |
| 557 | 第 1 回アジア太平洋大規模地震・火山噴火リスク対策ワークショップ講演要旨集 | 佃 栄吉・高橋 浩・宝田晋治・高田 亮・桑原保人・吾妻 崇・小泉尚嗣・石川有三 |
| 558 | 2011 年の霧島山噴火映像 | 宮城磯治 |
| 559 | 砂漠を歩いてマントルへ ―中東オマーンの地質探訪― | 小笠原正継・青木正博・芝原暁彦・澤田結基 |
| 560 | 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料 ―立地要件への適合性とその根拠となる調査結果の妥当性― | 深部地質環境研究コア編 |
| 561 | 一般向けウェブページ用地質用語の解説 | 吉川敏之・井川敏恵・西岡芳晴 |
| 562 | 茨城県瓜連丘陵に分布する引田層のフィッシュン・トラック年代 | 山元孝広 |
| 563 | 仙山線沿線の地質ガイド | 高橋裕平 |
| 564 | 日本列島における地下水賦存量の試算に用いた堆積物の地層境界面と層厚の三次元モデル（第一版） | 越谷 賢・丸井敦尚 |
| 566 | 2011 年 9 月紀伊半島台風 12 号による災害緊急調査報告 | 川畑大作・斎藤 真 |
| 567 | 石川県輪島市（能登半島）に分布する中新統塚田泥岩層の珪藻化石 | 柳沢幸夫 |
| 568 | 佐渡島羽茂地域の後期中新世海生珪藻化石 | 柳沢幸夫 |
| 569 | 佐渡島小木半島の中新世玄武岩層の年代―珪藻年代層序による再検討 | 柳沢幸夫 |

地質調査総合センターの最新出版物

200 万分の 1 地質編集図	No. 4	日本地質図第 5 版
20 万分の 1 地質図幅		伊勢・静岡及び御前崎 (第 2 版)・与論島及び那覇・八代及び野母崎の一部・新潟 (第 2 版)
5 万分の 1 地質図幅		小滝・西郷・延岡・野田・加茂・戸賀及び船川 (第 2 版)・熱海・榛名山・阿仁合 (第 2 版)
海外地球科学図		アジア地質図 (1:500 万)
		中央アジア鉱物資源図 (1:300 万)
海洋地質図	No. 74	落石岬沖海底地質図 (1:20 万)
	No. 75	天売島周辺海底地質図 (1:20 万)
	No. 76	積丹半島付近表層堆積図 (1:20 万)
	No. 77	日高舟状海盆海底地質図 (1:20 万)
構造図	No. 14	全国主要活断層活動確率地図
火山地質図	No.15	樽前火山地質図 (1:3 万)
	No.16	十勝岳火山地質図 (1:3 万)
鉱物資源図	No. 7	南西諸島 (1:50 万)
特殊地質図	No. 39	千葉県清和県民の森周辺の地質図
水文環境図	No. 6	山形盆地 (1:20 万) CD-ROM
重力図	No. 27	岡山地域重力図 (ブーゲー異常)
	No. 28	高知地域重力図 (ブーゲー異常)
	S3	甲府地域重力構造図 (ブーゲー異常)
空中磁気図	No. 44	岩手火山地域高分解能空中磁気異常図
	No. 45	福井平野地域高分解能空中磁気異常図
数値地質図	G-16	20 万分の 1 日本シームレス地質図 DVD 版
	G-17	九州地質ガイド
	FR-2	燃料資源地質図「東部南海トラフ」
	GT-4	全国地熱ポテンシャルマップ
	S-1	海陸シームレス地質情報集「能登半島北部沿岸域」 DVD 版
	S-2	海陸シームレス地質情報集「新潟沿岸域」 DVD 版
	V-3	口永良部島火山地質データベース
	P-7	有珠火山地域地球物理総合図」
	G20-1	20 万分の 1 数値地質図幅集「北海道北部」第 2 版
	G20-2	20 万分の 1 数値地質図幅集「北海道南部」第 2 版
	E-5	表層土壌評価基本図 ～富山県地域～
その他		日本の熱水系アトラス
		海と陸の地球化学図

地質調査研究報告編集委員会

委員長	森下祐一
副委員長	佐脇貴幸
委員	大谷竜
	川敏之
	長森英明
	鈴木淳
	片山肇
	澤井祐紀
	月村勝宏
	川邊禎久
	神宮司元治
	内野隆之
	森尻理恵
	中野俊

事務局

独立行政法人 産業技術総合研究所
地質調査情報センター
地質・衛星情報サービス室
Tel : 029-861-3601
<http://www.gsj.jp/inquiries.html>

地質調査研究報告 第63巻 第7/8号
平成24年11月19日 発行

独立行政法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター
〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1
つくば中央第7

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

Bulletin of the Geological Survey of Japan Editorial Board

Chief Editor: Yuichi Morishita
Deputy Chief Editor: Takayuki Sawaki
Editors: Ryu Ohtani
Toshiyuki Yoshikawa
Hideaki Nagamori
Atsushi Suzuki
Hajime Katayama
Yuki Sawai
Katsuhiko Tsukimura
Yoshihisa Kawanabe
Jinguuji Motoharu
Takayuki Uchino
Rie Morijiri
Shun Nakano

Secretariat

National Institute of Advanced Industrial
Science and Technology
Geological Survey of Japan
Geo-information Center Geoinformation Service Office
Tel: +81-29-861-3601
<http://www.gsj.jp/inquiries.html>

Bulletin of the Geological Survey of Japan
Vol.63 No.7/8 Issue November 19, 2012

National Institute of Advanced Industrial
Science and Technology
Geological Survey of Japan
AIST Tsukuba Central 7, 1-1, Higashi 1-chome,
Tsukuba, Ibaraki 305-8567 Japan

All rights reserved.

BULLETIN
OF THE
GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Vol. 63 No. 7/8 2012

CONTENTS

- Petrochemistry of the Late Cretaceous-Paleogene igneous rocks in the Ikuno-Akenobe mines area,
Southwest Japan
Shunso Ishihara and Bruce W. Chappell.....181
- Case study of zircon from a pegmatite in the Tanakami Granite pluton, central Japan: Occurrence,
morphology, texture and chemical composition
Yasuka Kakutani, Toshio Kohno, Satoshi Nakano, Akiko Nishimura and Mihoko Hoshino.....203
- Jurassic granitoids intruding into the Hida and Sangun metamorphic rocks in the central Sanin District,
Japan
Shunso Ishihara, Hideo Hirano and Kenichiro Tani.....227

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

National Institute of Advanced Industrial Science and Technology

1-1, Higashi 1-chome, Tsukuba, Ibaraki, 305-8567 Japan

地 調 研 報
Bull. Geol. Surv. Japan
Vol. 63, No. 7/8, 2012