

ISSN 1346-4272
CODEN : CCKHA7

地質調査研究報告

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Vol. 62 No. 3/4 2011



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23年

論文

Laterization of basalts and sandstone associated with the enrichment of Al, Ga and Sc in the Bolaven Plateau, southern Laos
Kenzo Sanematsu, Takeru Moriyama, Laochou Sotouky and Yasushi Watanabe..... 105

Chemical characteristics of the indium-polymetallic ores from the Toyoha mine, Hokkaido, Japan
Shunso Ishihara and Hiroharu Matsueda..... 131

北海道 胆振地方, 白老地域と周辺 3 広域地域の「温泉水」の地球化学・同位体化学的な特徴と起源
—「深層熱水型資源」・「大深度(掘削)温泉」の事例研究—
茂野 博 143

短報

榛名火山の後期更新世及び完新世噴出物から得られた炭素 14 年代
下司信夫・大石雅之 177

資料・解説

台湾国立成功大学と産業技術総合研究所との共同研究「台湾における水文学的・地球化学的手法による地震予知研究」について
小泉尚嗣・松本則夫・頼 文基 185

5 万分の 1 地質図幅「加茂」地域の足尾帯珪質泥岩から見出された後期三畳紀放射虫化石
内野隆之・堀 利栄 191

表紙の写真

ボラヴェン台地のボーキサイト鉱徴地

ラオス南部のボラヴェン台地はジュラ紀～白亜紀の堆積岩と、それを不整合に覆う新第三紀～第四紀の玄武岩から構成される。写真中央にはボーキサイト探鉱のために掘られたトレンチが確認できる。周辺のボーキサイト鉱徴地には多数のトレンチがあり、白亜紀の砂岩が風化して形成された厚さ数 m のラテライトとボーキサイトの層が観察されるが、玄武岩は確認されない。ラテライト中の Al, Ga, Fe, Sc といった immobile elements は風化によって原岩よりも濃集している。写真撮影位置は論文中の風化断面 1604 のそばであり、標高は海拔 850m 程度。ボラヴェン台地はコーヒーの産地としても有名である。

(写真：実松健造・守山 武, 文：実松健造)

Cover page

Bauxite prospect in the Bolaven Plateau

The Bolaven Plateau in southern Laos consists of Jurassic-Cretaceous sedimentary rocks and unconformably overlying Neogene-Quaternary basalts. A trench for bauxite exploration is seen in the center of the photograph. There are many trenches in surrounding bauxite prospects and a laterite-bauxite horizon derived from the Cretaceous sandstone without basalts is observed in several meters thick. Immobile elements such as Al, Ga, Fe and Sc are concentrated in the laterite relative to the parent sandstone by weathering. The photograph was taken beside a weathering profile 1604 at 850 m above sea level in this article. The Bolaven Plateau is also famous for coffee production.

(Photograph by Kenzo Sanematsu and Takeru Moriyama, Caption by Kenzo Sanematsu)

Laterization of basalts and sandstone associated with the enrichment of Al, Ga and Sc in the Bolaven Plateau, southern Laos

Kenzo Sanematsu^{1, *}, Takeru Moriyama²,
Laochou Sotouky³ and Yasushi Watanabe¹

Kenzo Sanematsu, Takeru Moriyama, Laochou Sotouky and Yasushi Watanabe(2011) Laterization of basalts and sandstone associated with the enrichment of Al, Ga and Sc in the Bolaven Plateau, southern Laos. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 62 (3/4), p. 105- 129, 9 figs, 1 Table, 1 appendix.

Abstract: This article reports geochemical behavior and enrichment of Al, Ga and Sc by laterization of basalts and sandstone in the Bolaven Plateau, southern Laos. The Bolaven Plateau consists of Neogene – Quaternary basalts and underlying Cretaceous sedimentary rocks. Laterites derived from the basalts and sedimentary rocks are developed on these parent rocks. With increasing the degree of laterization, loss of mobile elements such as Si, alkali elements and alkaline earth elements lead to the enrichment of immobile elements of Al, Ga and Sc relative to the parent rocks. Accordingly, Al₂O₃ contents range from 10 to 15 % in the basalts, from 16 to 30 % in the saprolites, from 17 to 48 % in the basaltic laterites and from 15 to 47 % in the sedimentary laterite. Ga contents range from 6 to 20 ppm in the basalts, from 9 to 46 ppm in the saprolites, from 24 to 83 ppm in the basaltic laterites and from 22 to 68 ppm in the sedimentary laterites. Sc contents range from 14 to 23 ppm in the basalts, from 14 to 45 ppm in the saprolites, from 14 to 69 ppm in the basaltic laterites and from 13 to 84 ppm in the sedimentary laterites. No significant difference is recognized in the enrichment of these elements between the basaltic laterites and sedimentary laterites. A similar geochemical behavior and positive linear correlation are recognized between Ga and Al and between Sc and Fe, suggesting that Ga and Sc exist by replacing Al and Fe in the laterites, respectively. Ga/Al ratios range widely but Ga is almost no depleted or slightly enriched relative to Al with increasing the degree of laterization. Sc/Fe ratios indicate that Sc may be slightly depleted relative to Fe by strong laterization.

Keywords: weathering, laterite, basalt, bauxite, Al, Ga, Sc, Bolaven Plateau, Laos

1. Introduction

Laterites are near-surface weathering products developed on variable parent rocks (sedimentary rocks, basalt, granitoids, etc), distributed widely in the present tropical belts in the world (Bárdossy and Aleva, 1990). We use an extended terminology “laterite” including plinthite (lateritic soil), laterite and bauxite in this paper. Laterite is geochemically characterized by the depletion of Si and enrichment of Fe and Al. Bauxite, which is more strongly weathered laterite, is characterized by the depletion of Fe and enrichment of Al. Lateritic bauxite deposits account for the majority of aluminum resources in the world (Bárdossy and Aleva, 1990). Other immobile elements of Ga and Sc are also enriched by laterization as well as Al. Ga is mostly

produced from bauxite as by-product in the process of refinery in the world (USGS, 2010). It may be also possible to extract Sc economically as by-product from bauxite residue by chemical leaching in the process of refinery (Smirnov and Molchanova, 1997). The present study reports the geochemical data of basalts, saprolites and laterites in the Bolaven Plateau, southern Laos (Fig. 1) and discusses the enrichment of Al, Ga and Sc in order to evaluate their resource potentials.

2. Geologic settings

Laterites distributed in Indochina are derived from the Neogene-Quaternary basalts (Fig. 1; Barr and MacDonald, 1981; Rangin *et al.*, 1995; Hoang and Flower, 1998; Chualaowanich *et al.*, 2008) and

¹AIST, Geological Survey of Japan, Institute for Geo-Resources and Environment

²AIST, Geological Survey of Japan, Institute for Geo-Resources and Environment (Present address: Toyota Tsusho Corporation)

³Department of Geology, Ministry of Energy and Mines, Lao P.D.R.

* Corresponding author: K. SANEMATSU, Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email: k-sanematsu @ aist.go.jp

Mesozoic sedimentary rocks (e.g. Bárdossy and Aleva, 1990). The basaltic volcanism results from the thinning continental crust by extrusion of Indochina to southeast in the Paleogene India-Asia collision (Tapponnier *et al.*, 1982; 1986). In southern Laos, the Neogene-Quaternary tholeiitic and alkali basalts are distributed in approximately 50 km × 80 km and form the Bolaven Plateau on the basement rocks of Jurassic-Cretaceous sedimentary rocks (Fig. 2). Sanematsu *et al.* (2011) indicates that both the tholeiites and alkali basalts are classified into within-plate basalt in Ti-Zr-Y diagram for discriminating the tectonic settings (Pearce and Cann, 1973). The tholeiites are larger in eruptive volume, underlying the alkali basalts (Vilayhack *et al.*, 2008) although stratigraphy of the basalts is not clear in some locations. The tholeiites are mainly plagioclase (Pl) basalt and clinopyroxene-olivine (Cpx-Ol) basalt (Vilayhack *et al.*, 2008). The overlying alkali basalts are composed of Ol basalt and nepheline-olivine (Ne-Ol) basalt, and the Ol basalt locally contains pyroxenite and lherzolite as mantle xenoliths (Vilayhack *et al.*, 2008). Thickness of each basalt lava is estimated to be more than 50 m up to 100 m (Vilayhack *et al.*, 2008). A zircon fission track age of 1.36 ± 0.09 Ma was reported from the basalt (Barr and MacDonald, 1981) which is assumed to be alkali basalt. Sanematsu *et al.* (2011) classified the basalts into three categories based on normative compositions and groundmass $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages: 1) small volumetric alkali basalt (eruption age: 15.7 Ma), large volumetric Ol tholeiite (1.2 Ma) and quartz (Qtz) tholeiite (younger than 0.5 ± 0.2 Ma) accompanied by Ol tholeiite.

The Jurassic-Cretaceous sedimentary rocks underlying the basalt lavas consist of sandstone

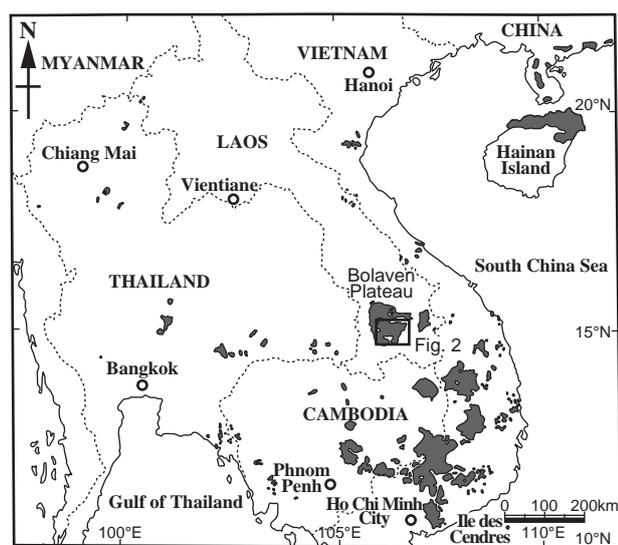


Fig. 1 Map showing the distribution of Cenozoic basalts in the vicinity of the Indochina. Modified after Barr and MacDonald (1981).

interbedded by a small amount of mudstone (Vilayhack *et al.*, 2008). Parent rock of laterite and bauxite occurs in the Cretaceous Lagnao-Kang Formation and Latsaluay Formation. The Lagnao-Kang Formation overlying unconformably the Jurassic Kanglo Namho Tai Formation consists of hard and massive sandstone interbedded by mudstone beds (Vilayhack *et al.*, 2008). The thickness of the formation is estimated to be between 600 m and 1500 m (Vilayhack *et al.*, 2008). The Latsaluay Formation overlying unconformably the Lagnao-Kang Formation consists of kaolin-rich clay beds in the lower part and sandstone in the upper part (Vilayhack *et al.*, 2008). The area of the Latsaluay Formation cropping out is smaller and the thickness of the formation (~100 m) is thinner compared with the Lagnao-Kang Formation (Vilayhack *et al.*, 2008).

3. Laterite profiles

Parent basalts are recognized as core rocks in some laterite profiles or in streamside outcrops. The basalts consist of aphyric nephelinite (Fig. 3A), Ol basalt, Cpx-Ol or Ol-Cpx basalt (Figs. 3B and 3C) and basaltic andesite, Cpx basalt (Fig. 3D) and Cpx-bearing Pl-Ol basaltic andesite (Fig. 3E). The basalts exhibit intersertal and ophitic textures (Figs. 3B and 3C) and groundmass consists of plagioclase, clinopyroxene and volcanic glass. Plagioclase shows euhedral tabular shape in groundmass. Olivine and clinopyroxene phenocrysts show anhedral-euhedral granular shape. Opaque minerals are mostly ilmenite, magnetite and titanomagnetite, showing subhedral granular shape or acicular shape in groundmass. Olivine and clinopyroxene are partly altered to iddingsite (Figs. 3B, 3C and 3D) and talc, and plagioclase is partly altered to smectite and kaolin. The basalts commonly have spherical vesicles ranging from 0.1 to 10 mm in size and some vesicles are filled by carbonate minerals. Some basalt contains corroded quartz xenocryst rimmed by glass and clinopyroxene (Fig. 3F).

Saprolite, which is weathered basalt with remnants of basaltic textures, is recognized as saprolite horizon or core rock in some laterite profiles. Saprolite exhibits pale green to gray colors and they are composed of the similar constituent minerals to the parent basalts. However, the occurrences of iddingsite, talc and clay minerals such as kaolin and smectite are more common.

Laterite is recognized on the parent basalts, saprolites or sedimentary rocks. The thickness of laterite profiles recognized on the surface ranges from 2 to 8 m (Figs. 4A and 4B). The laterite exhibits variable colors from yellow ocher, through red ocher and brown to dark brown (Fig. 4A). Some laterite samples are crumble and soil-like but some others are densely consolidated and pisolitic like bauxite (Fig. 4C). Laterites derived

from basalts (basaltic laterites) are composed of gibbsite, magnetite, titanomagnetite, ilmenite, goethite, hematite, kaolinite, halloysite, anatase, opal-CT and amorphous materials. Amorphous materials appear to be Fe oxyhydroxides, Al hydroxydes and others. Crandallite group minerals such as florencite-(Ce) and goyazite are identified in a laterite profile derived from nephelinite (Sanematsu *et al.*, 2011). Laterites derived from the sedimentary rock (sedimentary laterites) also contain these minerals, amorphous materials and clastic quartz with a small amount of smectite although some of the sedimentary laterites are almost indistinguishable from the basaltic laterites. Bauxite mineralization is recognized in the lower part of the sedimentary laterites (Figs. 4B, 4C and 4D) whereas the mineralization is

scarce in the basaltic laterites in the Bolaven Plateau (Fig. 2). Thickness of the sedimentary laterite profile accompanied by bauxite is about 6 m (Fig. 4B).

4. Analytical Methods

All the samples were dried at 60°C using an oven. The samples were crushed by an iron mortar and were ground by a vibration mill with alumina holders. Glass beads were made by fusing the powdered rock samples using lithium metaborate and/or tetraborate as flux. Major elements of basalt samples were analyzed by using X-ray fluorescence (XRF). Trace elements of basalt samples and major and trace elements of saprolite and laterite samples were digested by four

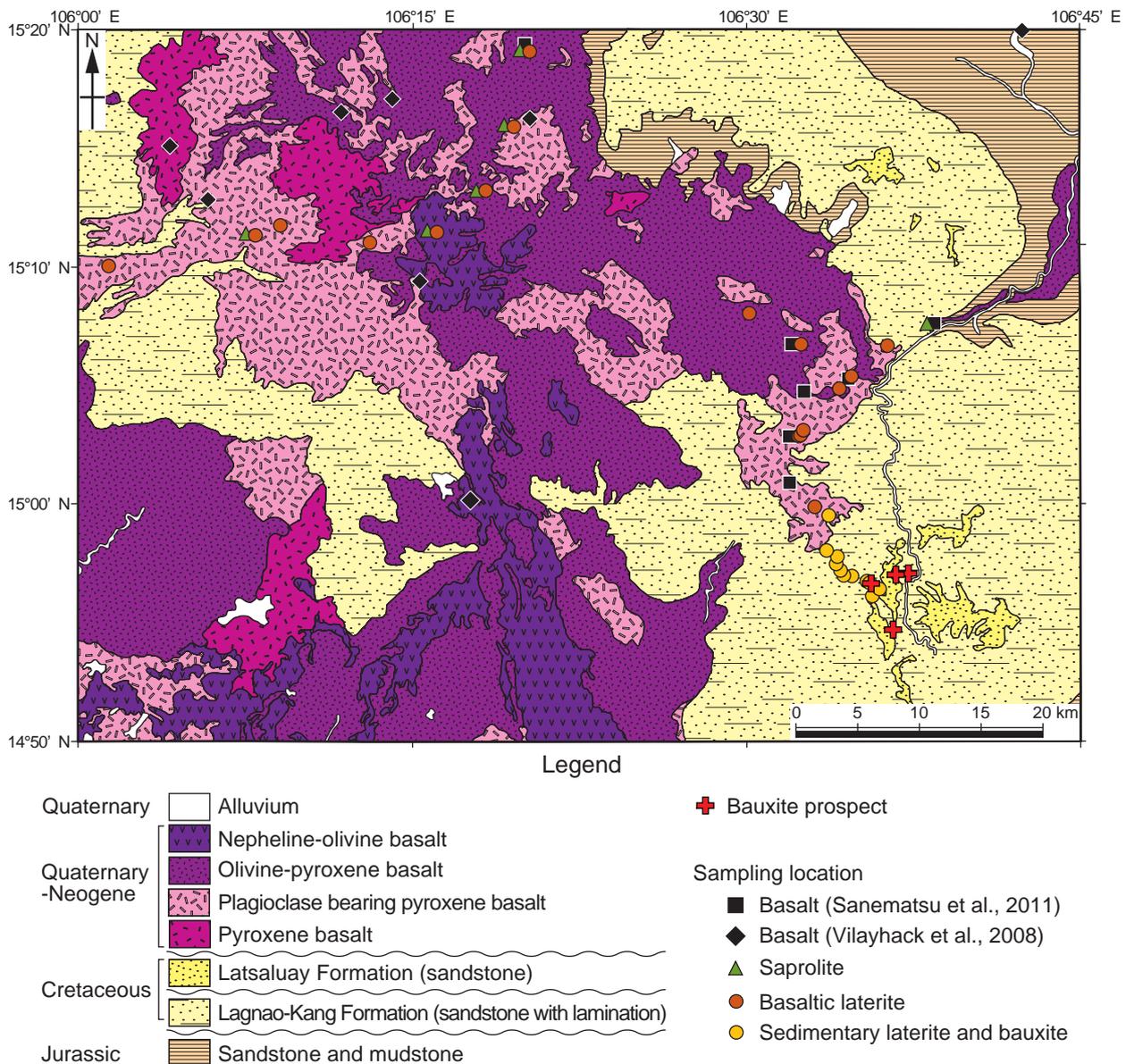


Fig. 2 Geologic map showing the distribution of basalts and sample locations in the Bolaven Plateau, southern Laos. Modified after Vilayhack *et al.* (2008).

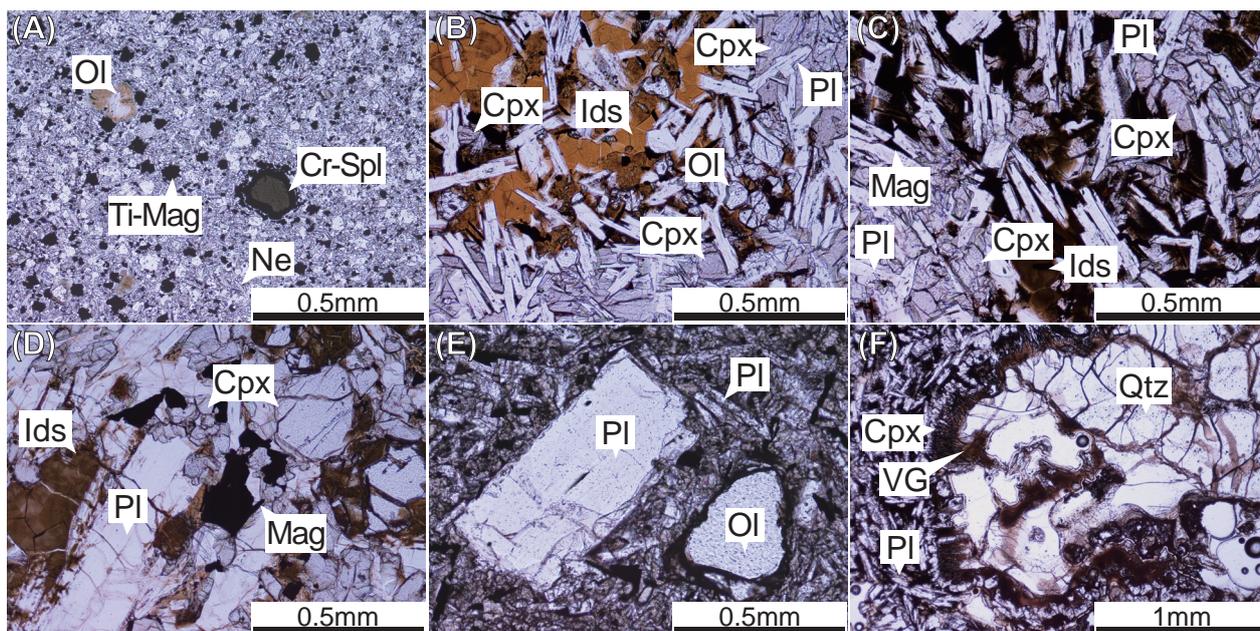


Fig. 3 Photomicrographs of basalt samples from the Bolaven Plateau. (A) Aphyric nephelinite consisting of nepheline, olivine, titanomagnetite, chromspinel and volcanic glass (1705H). (B) Ol-Cpx basalt showing ophitic texture (1815). Cpx is altered to iddingsite. (C) Cpx-Ol basalt showing ophitic texture (1710A). (D) Relatively coarse-grained Cpx basalt (1619E). (E) Cpx bearing PI-Ol basaltic andesite (1712E). (F) Irregular-shaped corroded quartz xenocryst rimmed by glass and Cpx in Cpx-Ol basalt (1707). Ne: nepheline, Ti-Mag: titanomagnetite, Cr-Spl: chromspinel, Ol: olivine, Cpx: clinopyroxene, PI: plagioclase, Mag: magnetite, Ids: iddingsite, Qtz: quartz, VG: volcanic glass.



Fig. 4 Photographs of laterite profiles in the Bolaven Plateau. (A) Weakly-laterized profile 1806 derived from Cpx-Ol basalt, consisting of reddish to yellowish crumble laterites. The height of the exposed profile is about 8 m. (B) Strongly-laterized profile 1604 derived from the Cretaceous sandstone at a trench of a bauxite prospect. The laterite and bauxite profile is about 6 m in thickness, showing brown, dark brown and black color. (C) Consolidated pisolitic Fe-rich laterite and bauxite with lateritic soil near the surface of the profile 1604. (D) Crumble kaolin-rich parent sandstone with khaki color beneath the bauxite horizon of the profile 1604. Geochemical compositions of the basalts are reported by Sanematsu *et al.* (2011).

acids (hydrofluoric acid, nitric acid, perchloric acid and hydrochloric acid), and were analyzed by using inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) of the Perkin Elmer SCIEX ELAN 6000 or 6100 at the Activation Laboratories Ltd., Canada. Sc contents in basalt samples were measured by using ICP-MS of the Agilent Technologies 7500cs at the Magnetic Materials Research Center of Shin-Etsu Chemical Co., Ltd., Japan.

Powder X-ray diffraction (XRD) analysis was conducted on the all the samples to identify rock-forming minerals and alteration products using the Rigaku INT-2000 X-ray diffractometer at the Geological Survey of Japan, AIST. The analysis was carried out using CuK α radiation, a accelerating voltage of 40 kV and a beam current of 100 mA. The scan range (2θ) was from 3 to 60° with scan step 0.02° and scan speed 2°/min.

5. Results

A total of 134 samples from the Bolaven Plateau were analyzed and they consist of 18 saprolite samples, 86 basaltic laterite samples, 3 sedimentary rock samples and 27 sedimentary laterite samples. Chemical compositions of major and trace elements for these samples are listed in Appendix. Chemical compositions of basalts and basaltic andesites on this plateau were reported by Vilayhack *et al.* (2008) and Sanematsu *et al.* (2011). Statistical data of Al₂O₃, Ga and Sc contents are listed in Table 1 and the histograms are illustrated in Figure 5. Each histogram shows normal distribution and average values are about equal to median values (Table 1).

Al₂O₃ contents of the basalt samples range from 10.5 to 15.1 % with the average of 13.8 %. The saprolite and laterite samples show higher Al₂O₃ contents of 15.6 – 29.9 % (average: 22.5 %) and 17.3 – 47.9 % (average: 29.0 %), respectively. Al₂O₃ contents of the sedimentary laterite samples are as high as those of the basaltic laterite samples, ranging from 15.4 to 46.9 % with the average of 26.7 % (Fig. 5). Bauxite ores collected from bauxite prospects shows higher Al₂O₃ contents ranging from 28 to 47 % among the sedimentary laterite samples.

Ga contents of the basalt samples range from 6 to 20 ppm with the average of 16.7 ppm. Saprolite samples show Ga contents of 9 – 46 ppm (average: 31.6 ppm) and laterite samples shows the much higher contents of 24 – 83 ppm (average: 44.4 ppm). The sedimentary laterite samples show Ga contents as high as those of basaltic laterite samples, which range from 22 to 68 ppm with the average of 42.6 ppm (Fig. 5).

Sc contents of the basalt samples range from 14 to 23 ppm with the average of 20.8 ppm. The saprolite samples shows Sc contents of 14 – 45 ppm (average: 31.1 ppm) and the laterite samples shows the higher contents of 14 – 69 ppm (average: 37.6 ppm). The sedimentary laterite samples show Sc contents as high as those of basaltic laterite samples, ranging from 13 to 84 ppm with the average of 38.7 ppm (Fig. 5).

6. Discussion

Hill *et al.* (2000) studied the geochemical compositions and alteration minerals of laterized basalts quantitatively and classified the degree of laterization into four categories: kaolinization, weak laterization,

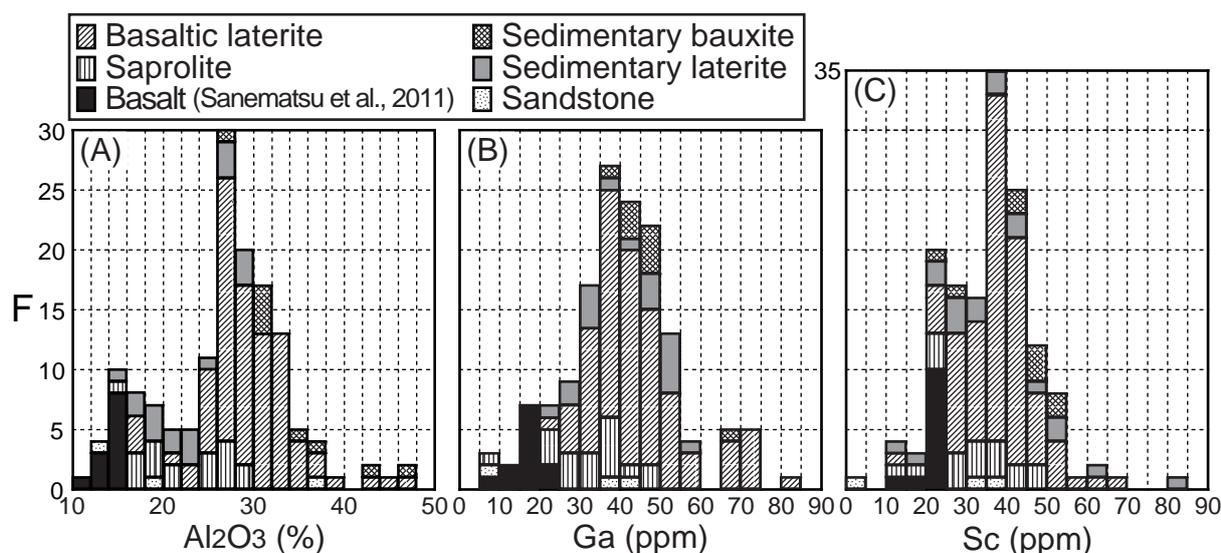


Fig. 5 Histograms showing the distribution of (A) Al₂O₃, (B) Ga and (C) Sc contents of the basalts, saprolites, basaltic laterites, sedimentary rocks, sedimentary laterites and sedimentary bauxites from the Bolaven Plateau.

Table. 1 Statistical data of the analyzed basalts, saprolites and laterites from the Bolaven Plateau.

	SiO ₂	Fe ₂ O ₃ *	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Ga	Sc
Basalt (N=12)						
Average	49.8	12.2	13.8	1.84	16.7	20.8
Median	50.4	11.7	14.0	1.66	19	21.2
SD	3.6	1.7	1.2	0.44	4.5	2.4
Min	39.2	10.9	10.5	1.57	6	14.0
Max	52.4	17.4	15.1	3.18	20	22.9
Saprolite (N=18)						
Average	36.0	18.4	22.5	2.78	31.6	31.1
Median	34.8	17.9	22.7	2.97	32	30
SD	7.4	3.7	4.8	0.62	9.2	9.4
Min	23.4	12.9	15.6	1.92	9	14
Max	48.6	23.6	29.9	3.51	46	45
Basaltic laterite (N=86)						
Average	21.8	24.6	29.7	3.85	44.4	37.6
Median	23.1	23.9	29.0	3.49	42	37.5
SD	12.4	6.7	5.1	1.3	12.2	8.9
Min	0.34	5.9	17.3	1.28	24	14
Max	63.2	43.1	47.9	7.77	83	69
Sedimentary laterite including bauxite (N=27)						
Average	20.7	29.2	26.7	3.70	42.6	38.7
Median	16.7	28.0	26.6	3.75	45	40
SD	19.3	15.0	7.7	1.3	10.0	15.4
Min	1.2	6.4	15.4	1.17	22	13
Max	62.0	57.6	46.9	6.31	68	84

Fe₂O₃*: Total iron oxides.

moderate laterization and strong laterization (Fig. 6A). The saprolites of the Bolaven Plateau are plotted in the range between kaolinization and weak laterization and the basaltic laterites are plotted in the wide range between kaolinization and strong laterization (Fig. 6A). The sedimentary laterites are also plotted on the diagrams of Figure 6 to compare the chemical compositions with basaltic laterites. Some of the sedimentary laterites range widely in the ternary diagram because of the variable chemical compositions of the parent sedimentary rocks.

The laterization caused by the scavenging of these major elements leads to an increase of immobile elements such as Al, Ga and Sc relative to the parent rock (Figs. 6B, 6C and 6D). Mobile major elements consisting mainly of SiO₂, alkali elements and alkaline earth elements decrease by 15 – 42 wt % (average: 26 %) during the formation of saprolite by weak weathering. The loss of the major elements leads to the increase of immobile elements relative to the parent basalts. The change of chemical compositions from the basalts to saprolites results in relative increases of 62 % Al₂O₃, 89 % Ga and 49 % Sc increase (Table 1; Figure 6). The loss of the mobile major elements by laterization of the basalts ranges from 37 to 58 %, leading to the relative increases of 115 % Al₂O₃, 166 % Ga and 81 % Sc (Table 1; Figure 6). These results suggest that Ga is more immobile whereas Sc is more mobile than Al by laterization. Nine sedimentary bauxite samples show Al₂O₃ contents ranging from 28 to 47 %, indicating 52 – 156 % increase relative to the parent sandstone (sample 1604D). The bauxite sample are relatively low-grade in Al₂O₃ compared with mined bauxites in the world

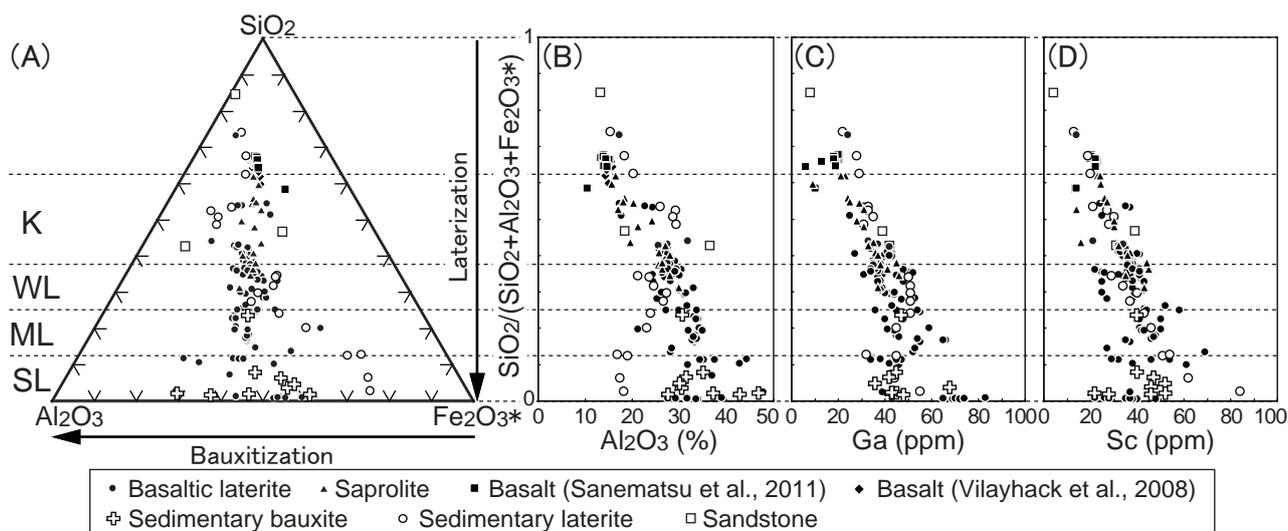


Fig. 6 (A) Ternary SiO₂-Al₂O₃-Fe₂O₃* (total iron oxides) diagram (Hill *et al.*, 2000) and plots of (A) Al₂O₃, (B) Ga and (C) Sc versus SiO₂/(SiO₂+Al₂O₃+Fe₂O₃*) of the analyzed samples. K: Kaolinization, WL: Weak Laterization, ML: Moderate Laterization, SL: Strong Laterization. Note that these diagrams are for evaluating the degree of laterization of basalts and that the sedimentary rocks and sedimentary laterite samples are plotted for a comparison.

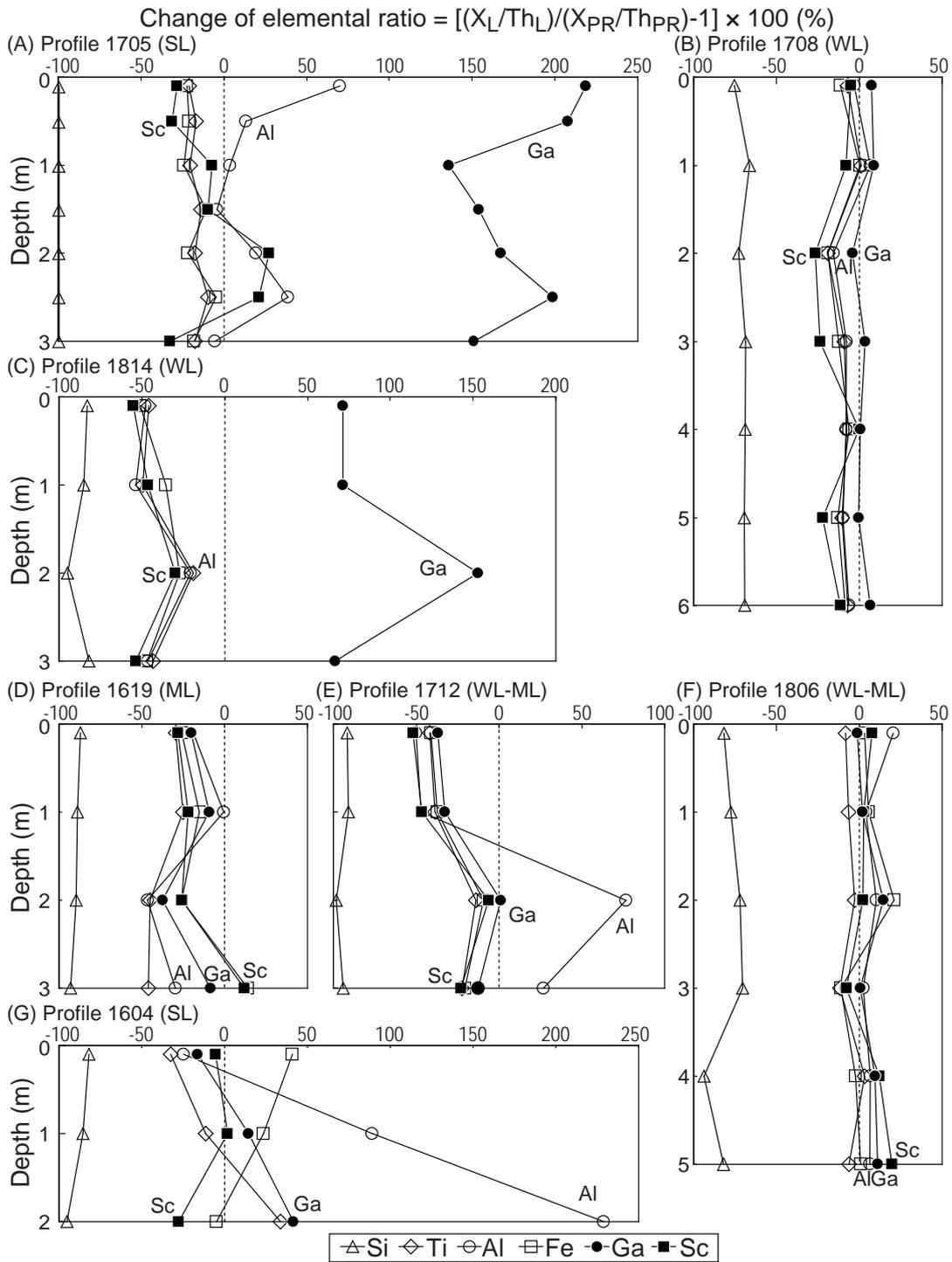


Fig. 7 Diagrams showing the changes of elemental ratios of Si, Ti, Al, Fe, Ga and Sc (represented as X) normalized by Th versus depth in the laterite profiles. Subscripts of L and PR represent laterite and parent rock, respectively. Positive and negative values of the changes indicate enrichment and depletion of elements relative to parent rocks, respectively. (A) Strongly-lateritized profile 1705 derived from aphyric nephelinite (sample 1705H). (B) Weakly-lateritized profile 1708 derived from Cpx-Ol basalt (sample 1707). (C) Weakly-lateritized profile 1814 derived from Ol-Cpx basalt (sample 1815). (D) Moderately-lateritized profile 1619 derived from Cpx basalt (sample 1619E). (E) Weakly- to moderately-lateritized profile 1712 derived from Cpx-bearing Pl-Ol basaltic andesite (sample 1712E). (F) Weakly-lateritized profile 1806 derived from Cpx-Ol basalt (sample 1806G). (G) Strongly-lateritized profile 1604 derived from clay-rich sandstone (sample 1604D). See the caption of Figure 6 for the degree of laterization. Geochemical data of the parent basalts are from Sanematsu *et al.* (2011). See the caption of Figure 6 for the degree of laterization of WL, ML and SL.

which indicate the average Al₂O₃ grade of 40 – 52 % and increase by 120 – 300 % relative to the parent rocks by laterization (Bárdossy and Aleva, 1990). The low-grade bauxite mineralization with the insufficient enrichment of Al₂O₃ results from high Fe₂O₃ contents because bauxite derived from mafic and ultramafic rocks are generally Fe-rich and low-grade in Al₂O₃ (Bárdossy and Aleva, 1990).

Geochemical behavior of elements by alteration is represented by change of the elemental ratio of an altered rock to a parent rock normalized by an immobile element (Nexbitt, 1979). Immobile elements such as Al, Ti and Th are generally used for the normalization (Braun *et al.*, 1993, 1998; Braun and Pagel, 1994; Patino *et al.*, 2003; Ma *et al.*, 2007). In this study, Th is not remarkably depleted relative to the other elements except for Al and Ga (Fig. 7) and is not a target element. Therefore, we use Th as an immobile element for the normalization of the elemental ratios. Figure 7 represents that Si is depleted in all the profiles whereas Ti, Al, Fe, Ga and Sc show slight or almost no depletion relative to the parent rocks. Al is significantly enriched or depleted in some samples of the profiles 1705, 1814, 1712 and 1604 (Figs. 7A, 7C, 7E and 7G). This is explained by leaching of Al in low-pH soil water of the upper parts of the profiles (leached zones) and precipitation of Al in the lower parts of the profiles (accumulation zone). The precipitation of Al in the accumulation zone due to the increase of pH (Brookins, 1988), may be attributed to the contact with higher-pH groundwater. The sedimentary laterite profile 1604

of a bauxite prospect indicates that the transportation of Al from the leached zone to the accumulation zone resulted in bauxite mineralization (Fig. 7G). The thickness of the accumulation zone is considered about 5 m (Fig. 4B) although only three laterite and bauxite samples were taken from this profile. Since it is impossible for the present leached zone less than 1 m thick to induce bauxite mineralization (35 and 47 % Al₂O₃ for samples 1604B and 1604C, respectively; Appendix) around 5 m thick, this profile suggests that the paleo-leached zone which had provided Al to the accumulation zone was already eroded. Negative Ce anomalies ($Ce/Ce^* = Ce_N / (La_N \times Pr_N)^{1/2} = 0.91 - 0.96$, where the subscript N represents normalization by C1-chondrite; Sun and McDonough, 1989) of the laterite bauxite samples from the profile 1604 also suggest that the present leached zone was covered by paleo-leached zone near the surface during laterization and bauxitization. Similar enrichment of Al is recognized in the profile 1705 with negative to slightly positive Ce anomalies ($Ce/Ce^* = 0.95 - 1.02$), suggesting the transportation of Al (and Ga) from the paleo-leached zone to the present accumulation zone. Geochemical behavior of Ga is similar to that of Al in all the profiles (Fig. 7), suggesting that Ga³⁺ exists by replacing the sites of Al³⁺ in Al-bearing minerals and Al hydroxides. This replacement is explained by a positive linear correlation between the Ga and Al₂O₃ contents of all the studied samples (Fig. 8A). Compared with Ga and Al, Sc is not remarkably enriched or depleted in all the profiles (Fig. 7). Since Sc is considered to be present

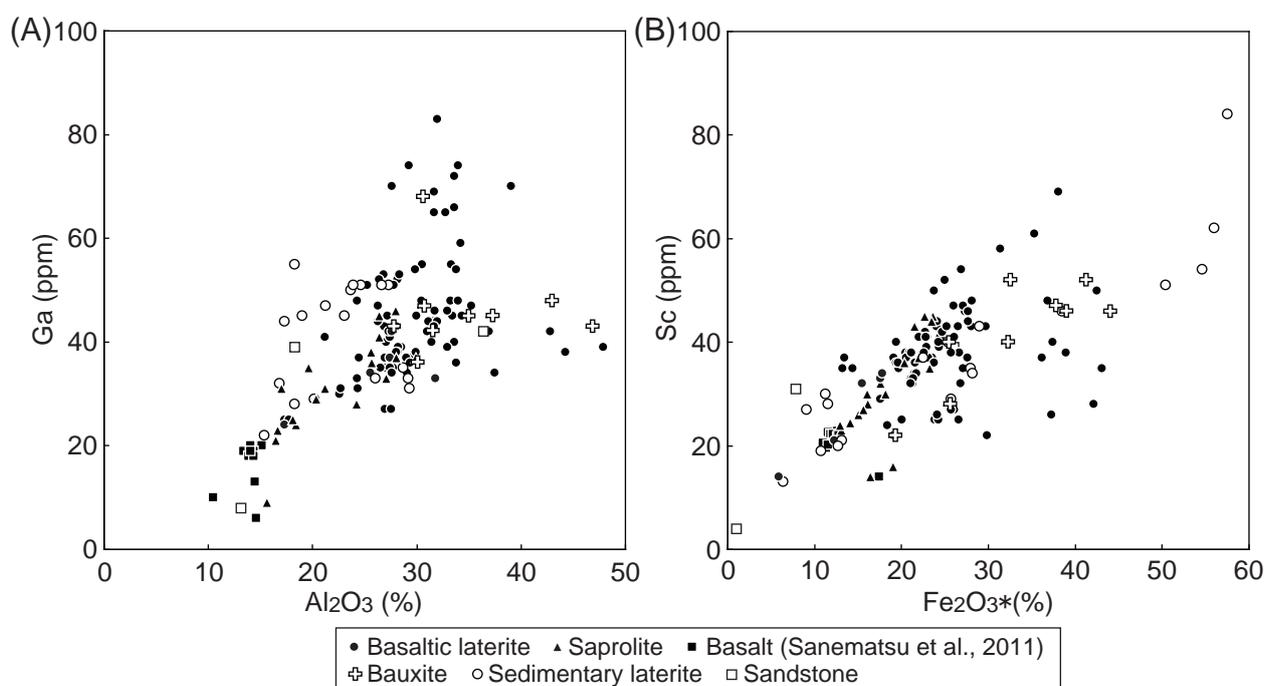


Fig. 8 (A) Ga versus Al₂O₃ and (B) Sc versus Fe₂O₃* (total iron oxides) diagrams of the basalts, saprolites laterites and sedimentary rocks from the Bolaven Plateau.

in basalts and laterites by replacing Fe^{3+} of Fe-bearing minerals, Fe oxides and Fe oxyhydroxides, geochemical behavior of Sc is similar to that of Fe in the most laterite profiles (Fig. 7). A good positive correlation is recognized between Sc and Fe_2O_3^* of all the studied samples (Fig. 8B) although Sc behaves differently from Fe in the strongly-laterized profiles 1705 and 1604 (Fig. 7A and 7G).

It is comprehensible to employ 10000Ga/Al and 10000Sc/Fe ratios for evaluating the enrichment of Ga and Sc by laterization in detail (Fig. 9) because Ga and Sc mostly exist by replacing Al and Fe^{3+} , respectively. Ga/Al ratios do not change significantly in most of parent basalts, saprolites and kaolin-rich laterites ($10000\text{Ga}/\text{Al} = 2 - 3$), but they become variable with increasing the degree of laterization (Fig. 9A). The Ga/Al ratios are most variable in the strongly-laterized samples (mostly $10000\text{Ga}/\text{Al} = 1.5 - 5$), but Ga is hardly depleted. Laterites appears to be enriched in Ga relative to Al (Fig. 9A), consistent with the relative increases of 166 % Ga and Al_2O_3 115 % (Table 1). Figure 9B indicates that Sc/Fe ratios of the parent basalts are constant ($10000\text{Sc}/\text{Fe} = \sim 2.6$) except for a nephelinite sample. Since Fe^{2+} is dominant in unweathered parent basalts, Sc may replace limited sites of Fe^{3+} in Fe-bearing minerals or glass. The Sc/Fe ratios do not vary widely with increasing the degree of laterization compared with the Ga/Al ratios but they tend to decrease slightly by strong laterization (Fig. 9B). This result suggests that strong laterization may lead to the depletion of Sc relative to Fe. All the geochemical data of the parent basalts, saprolites and laterites suggest that Ga is hardly depleted or is slightly enriched by laterization whereas Sc is slightly depleted by strong laterization among Al, Ga, Fe and Sc. The geochemical behavior during laterization is helpful to evaluate the resource potentials of Ga and Sc in laterites and bauxites.

7. Conclusions

Al_2O_3 , Ga and Sc contents increase with increasing the degree of laterization relative to the parent basalts and sandstone in the Bolaven Plateau, southern Laos. The Al_2O_3 contents range from 10 to 15 % in the basalts, from 16 to 30 % in the saprolites and from 17 to 48 % in the basaltic and sedimentary laterites. The sedimentary bauxites in a bauxite prospect show the Al_2O_3 contents ranging from 28 to 47 %. The Ga contents range from 6 to 20 ppm in the basalts, from 9 to 46 ppm in the saprolites and from 22 to 83 ppm in the laterites. The Sc contents range from 14 to 23 ppm in the basalts, from 14 to 45 ppm in the saprolites and from 13 to 84 ppm in the laterites. No significant difference in the Al_2O_3 , Ga and Sc

contents is recognized between the basaltic laterites and sedimentary laterites.

A similar geochemical behavior and linear positive correlation are recognized between Ga and Al and between Sc and Fe, suggesting that Ga and Sc exist by replacing by Al and Fe in laterites, respectively. Ga/Al and Sc/Fe ratios indicate that Ga is almost no depleted or is slightly enriched relative to Al by laterization whereas Sc tends to be slightly depleted relative to Fe

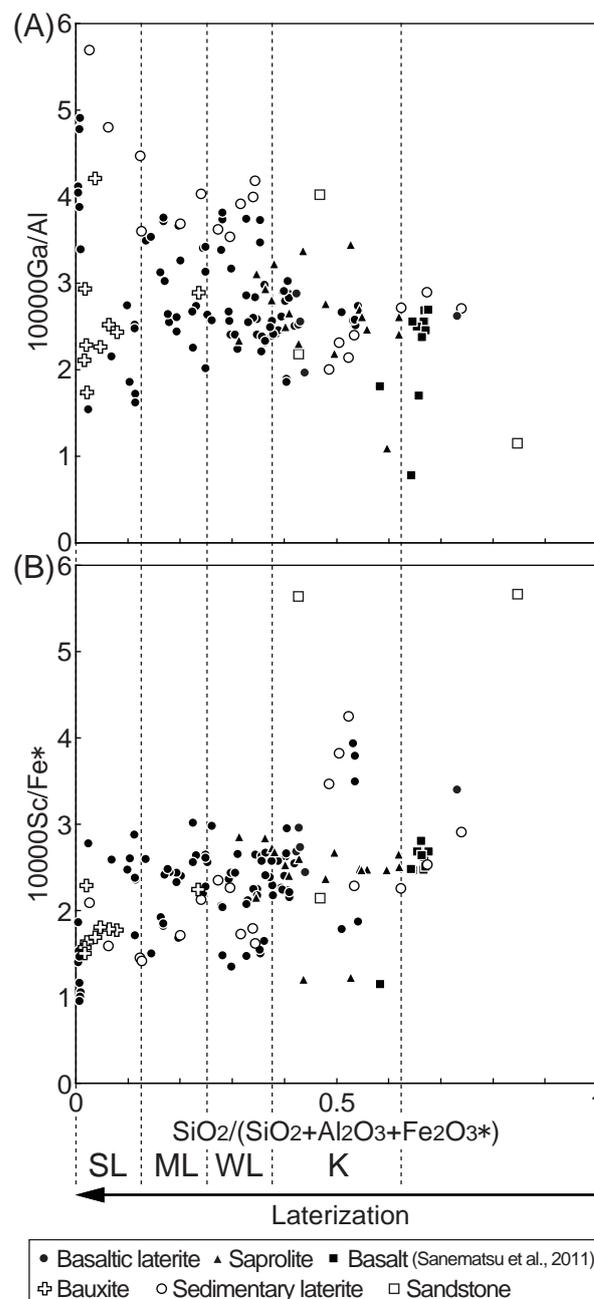


Fig. 9 (A) 10000Ga/Al and (B) 10000Sc/Fe*(total iron) versus $\text{SiO}_2/(\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3^*)$ diagrams of the basalts, saprolites, laterites and sedimentary rocks from the Bolaven Plateau.

by strong laterization.

Acknowledgment: We acknowledge Mr. Khampha Phommakaysone in the Department of Geology, Ministry of Energy and Mines, Lao P.D.R. for giving a permission to conduct the fieldwork for this study. We are grateful to Dr. Yoshimitsu Negishi and Mr. Motomu Goto in the Mitsubishi Materials Techno Co., Ltd. for helpful advices and information. We are grateful to the Magnetic Materials Research Center of Shin-Etsu Chemical Co., Ltd., Fukui, Japan for a chemical analysis.

References

- Bárdossy, G. and Aleva, G.J.J. (1990) *Lateritic Bauxites. Developments in Economic Geology*, **27**, Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo, 624p.
- Barr, S.M. and MacDonald, A.S. (1981) Geochemistry and geochronology of late Cenozoic basalts of Southeast Asia. *Geol. Soc. Am. Bull., Part II*, **92**, 1069-1142.
- Braun, J.J. and Pagel (1994) Geochemical and mineralogical behavior of REE, Th and U in the Akongo lateritic profile (SW Cameroon). *Catena*, **21**, 173-177.
- Braun, J.J., Pagel, M., Herbillon, A. and Rosin, C. (1993) Mobilization and redistribution of REEs and thorium in a syenitic lateritic profile: A mass balance study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**, 4419-4434.
- Braun, J.J., Viers, J., Dupré, B., Polve, M., Ndam, J. and Muller, J.P. (1998) Solid/liquid REE fractionation in the lateritic system of Goyoum, East Cameroon: The implication for the present dynamics of the soil covers of the humid tropical regions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **62**, 273-299.
- Brookins, D.G. (1988) *Eh-pH Diagrams for Geochemistry*, Springer, Berlin, 176p.
- Chualaowanich, T., Saisuthichai, D., Sarapanhotewittaya, P., Charusiri, P., Sutthirat, C., Lo, C.H., Lee, T.Y. and Yeh M.W. (2008) New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of some Cenozoic basalts from the east and northeast of Thailand. *Proceedings of the International Symposia on Geoscience Resources and Environments of Asian Terranes (GREAT 2008), 4th IGCP 516 and 5th APSEG, Bangkok*, 225-229.
- Hill, I.G., Worden, R.H. and Meighan, I.G. (2000) Yttrium: The immobility-mobility transition during basaltic weathering. *Geology*, **28**, 923-926.
- Hoang, N. and Flower, M. (1998) Petrogenesis of Cenozoic Basalts from Vietnam: Implication for Origins of a 'Diffuse Igneous Province'. *J. Petrol.*, **39**, 369-395.
- Ma, J.-L., Wei, G.-J., Xu, Y.G., Long, W.G. and Sun W.D. (2007) Mobilization and re-distribution of major and trace elements during extreme weathering of basalt in Hainan Island, South China. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **71**, 3223-3237.
- Nesbitt, H.W. (1979) Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, **279**, 206-210
- Patino, L.C., Velbel, M.A., Price, J.R. and Wade, J.A. (2003) Trace element mobility during spheroidal weathering of basalts and andesites in Hawaii and Guatemala. *Chem. Geol.*, **202**, 343-364.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**, 290-300.
- Rangin, C., Huchon, P., Pichon, X.L., Bellon, H., Lepvrier, C., Roques, D., Hoe, N.D. and Quynh, P.V. (1995) Cenozoic deformation of central and south Vietnam. *Tectonophysics*, **251**, 179-196.
- Sanematsu, K., Moriyama, T. Sotouky, L. and Watanabe, Y. (2011) Mobility of rare earth elements in basalt-derived laterite at the Bolaven Plateau, southern Laos. *Resource Geol.*, **61**, 140-158.
- Smirnov, D.I. and Molchanova, T.V. (1997) The investigation of sulphuric acid and sorption recovery of scandium and uranium from the red mud of alumina production. *Hydrometallurgy*, **45**, 249-259.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In Saunders, A.D. and Norry, M.J., eds., *Magmatism in the Ocean Basins, Geological Society Special Publication*, **no. 42**, 313-345.
- Tapponnier, P., Peltzer, G., Le Dain, A.Y., Armijo, R. and Cobbold, P. (1982) Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, **7**, 611-616.
- Tapponnier, P., Peltzer, G. and Armijo, R. (1986) On the mechanics of the collision between India and Asia. In Coward, M.P. and Ries, A.C., eds., *Collision Tectonics. Geological Society, London, Special Publication*, **19**, 115-157.
- U.S. Geological Survey (USGS) (2010) *Mineral Commodity Summaries, Gallium*, 58-59.
- Vilayhack, S., Duangsurigna, S., Phomkenthao, S., Voravong, A., Vilaysan, P., Khouchanthida, T., Phommakaysone, K., Goto, M., Negishi, Y., Tsuda, K., Watanabe, Y. and Shibata, Y. (2008) *1:200,000 Geological Map of Attapu with Report on Geology of the Attapu District*, Japan International Cooperation Agency and Department of Geology, Ministry of Energy and Mines, Lao P.D.R., 48p.

Received August 20, 2010

Accepted December 22, 2010

ラオス南部ボラヴェン台地における Al, Ga, Sc の濃集に関連する玄武岩と砂岩のラテライト化

実松健造・守山 武・Laochou Sotouky・渡辺 寧

要 旨

本稿はラオス南部ボラヴェン台地の玄武岩と砂岩のラテライト化による Al, Ga, Sc の地球化学的挙動と濃集について報告する。ボラヴェン台地は新第三紀から新生代の玄武岩とその下位に位置する白亜紀堆積岩から構成される。玄武岩や堆積岩起源のラテライトはこれらの原岩の上に発達している。ラテライト化の進行によって Si, アルカリ元素, アルカリ土類元素といった移動性元素が失われ, 相対的に Al, Ga, Sc といった難移動性元素が原岩に対して富むようになる。その結果, Al_2O_3 含有量は玄武岩で 10 ~ 15 %, サプロライトで 16 ~ 30 %, 玄武岩ラテライトで 17 ~ 48 %, 堆積岩ラテライトは 15 ~ 47 % である。Ga 含有量は玄武岩で 6 ~ 20 ppm, サプロライトで 9 ~ 46 ppm, 玄武岩ラテライトで 24 ~ 83 ppm, 堆積岩ラテライトで 22 ~ 68 ppm である。Sc 含有量は玄武岩で 14 ~ 23 ppm, サプロライトで 14 ~ 45 ppm, 玄武岩ラテライトで 24 ~ 69 ppm, 堆積岩ラテライトで 13 ~ 84 ppm である。玄武岩ラテライトと堆積岩ラテライトの間でこれらの元素の濃集度に有意な違いは認められない。Ga と Al そして Sc と Fe の間には地球化学的挙動の類似性と線的な正の相関が確認され, これらはラテライト中で Ga と Sc がそれぞれ Al と Fe を置換して存在していることを示唆する。Ga/Al 比はラテライト化の進行に伴って様々な値をとるようになるが, Ga は Al に対してほとんど枯渇することはない。Sc/Fe 比は強いラテライト化によって Sc が Fe に対して若干枯渇することがあることを示す。

Appendix. 1 Geochemical data of the analyzed saprolites, basaltic laterites, sedimentary laterites and sedimentary rocks.

Sample #	1601	1612A	1612B	1613A	1613B	1615A	1615B	1615C	1617A	1617B
Rock type	B. laterite									
Depth(m)	Surface(F)	0.1	0.5	1.0	1.5	0.1	0.7	1.2	0.1	1.0
Northing	15°08'0.3"	14°59'29.9"	14°59'29.10"	14°59'52.0"	14°59'52.0"	15°02'47.1"	15°02'47.1"	15°02'47.1"	15°02'51.3"	15°02'51.3"
Easting	106°30'16.4"	106°33'45.0"	106°33'45.0"	106°33'10.0"	106°33'10.0"	106°32'10.2"	106°32'10.2"	106°32'10.2"	106°32'14.3"	106°32'14.3"
SiO ₂ (%)	0.40	20.4	21.0	63.2	34.6	30.7	33.2	34.2	16.9	16.5
TiO ₂	6.87	5.34	5.42	1.28	1.80	3.28	3.55	3.60	4.26	4.29
Al ₂ O ₃	33.9	26.3	26.8	17.3	31.8	25.6	27.6	27.4	33.2	34.0
Fe ₂ O ₃ *	37.4	26.5	26.7	5.9	12.3	15.5	17.6	17.8	22.8	22.9
MnO	0.280	0.101	0.109	0.020	0.026	0.034	0.039	0.041	0.041	0.044
MgO	0.22	0.26	0.28	0.64	0.34	0.16	0.18	0.17	0.10	0.10
CaO	0.03	0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.02	< 0.01	< 0.01	< 0.01
Na ₂ O	0.03	0.05	0.04	0.08	0.08	0.06	0.05	0.06	0.06	0.03
K ₂ O	< 0.01	0.02	0.07	1.49	0.65	0.08	< 0.01	0.09	< 0.01	< 0.01
P ₂ O ₅	0.84	0.33	0.29	0.08	0.14	0.13	0.15	0.14	0.19	0.18
LOI	20.2	20.5	17.9	9.76	17.5	23.0	16.9	16.8	22.5	20.9
Total	100.10	99.86	98.57	99.73	99.24	98.43	99.28	100.20	100.00	98.93
Sc(ppm)	40	38	38	14	21	32	33	34	42	41
V	394	375	385	117	201	278	308	311	413	413
Cr	260	420	440	130	600	320	370	360	440	440
Co	50	15	17	5	8	21	25	25	12	12
Ni	< 20	< 20	40	< 20	< 20	90	150	120	< 20	< 20
Cu	30	60	70	20	40	50	80	60	50	50
Zn	470	140	130	40	60	100	210	110	130	120
Ga	74	47	53	24	33	34	42	37	48	48
Ge	1.3	1.5	2.0	1.5	1.3	1.6	2.2	1.4	1.5	1.5
As	6	< 5	8	7	10	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Sr	587	52	56	32	27	7	8	7	5	5
Y	58.2	10.9	13.3	28.1	21.7	19.5	17.1	17.2	5.7	4.7
Zr	672	410	353	470	325	220	265	268	324	321
Nb	157	69.4	64.7	27.3	31.3	25.1	30.2	28.6	43.3	43.1
Ba	257	69	79	177	105	37	39	40	12	12
Hf	15.4	10.9	9.2	12.7	8.8	6.2	7.0	7.1	8.3	8.5
Ta	8.26	4.52	3.90	2.25	2.33	1.80	1.94	2.15	3.12	3.06
Pb	6	8	< 5	19	17	< 5	7	6	11	7
Th	33.3	9.58	10.5	22.7	22.4	6.24	7.06	6.25	8.14	8.15
U	11.5	2.62	2.87	3.89	3.82	1.67	1.87	1.94	2.35	2.29
La	296	35.8	47.1	38.1	30.6	13.1	13.6	12.5	5.01	4.67
Ce	626	53.7	72.3	72.6	52.6	38.0	41.9	35.4	12.3	11.1
Pr	74.9	8.88	10.2	8.44	6.73	3.89	3.44	3.56	1.11	0.96
Nd	305	32.7	39.3	27.2	22.7	16.2	15.3	14.6	4.17	3.55
Sm	74.9	7.22	8.68	5.34	4.78	4.16	4.21	3.75	0.98	0.78
Eu	23.6	2.20	2.69	1.10	1.27	1.40	1.35	1.25	0.289	0.233
Gd	56.1	5.74	7.03	4.47	4.37	4.33	4.01	3.94	0.96	0.77
Tb	7.02	0.83	0.95	0.86	0.79	0.77	0.66	0.67	0.19	0.15
Dy	27.7	3.84	4.12	5.21	4.57	4.50	3.84	3.86	1.22	0.98
Ho	3.40	0.55	0.63	1.01	0.87	0.81	0.73	0.71	0.24	0.20
Er	6.47	1.27	1.55	3.03	2.52	2.23	2.09	1.94	0.70	0.61
Tm	0.655	0.173	0.212	0.481	0.389	0.324	0.313	0.280	0.110	0.095
Yb	2.57	1.06	1.27	3.24	2.49	2.03	1.93	1.79	0.73	0.65
Lu	0.210	0.146	0.169	0.493	0.367	0.281	0.279	0.276	0.109	0.101
LREE	1400.4	140.5	180.3	152.8	118.7	76.8	79.8	71.1	23.9	21.3
HREE	104.1	13.6	15.9	18.8	16.4	15.3	13.9	13.5	4.3	3.6
REE	1504.5	154.1	196.2	171.6	135.0	92.0	93.7	84.5	28.1	24.8
LREE/HREE	13.45	10.32	11.32	8.13	7.25	5.02	5.76	5.28	5.60	5.99
Ce/Ce*	1.03	0.74	0.81	0.99	0.90	1.31	1.50	1.30	1.28	1.29
Eu/Eu*	1.11	1.04	1.05	0.69	0.85	1.01	1.00	0.99	0.91	0.92
La/Yb	115.2	33.8	37.1	11.8	12.3	6.5	7.0	7.0	6.9	7.2
10000Ga/Al	4.12	3.38	3.73	2.62	1.96	2.51	2.88	2.55	2.73	2.67
10000Sc/Fe*	1.53	2.05	2.04	3.40	2.44	2.95	2.68	2.73	2.64	2.56

(F): Float sample

B. laterite: Basaltic laterite

S. laterite: Sedimentary laterite

S. bauxite: Sedimentary bauxite

Fe₂O₃* = Total iron oxidesCe/Ce* = Ce_N / (La_N×Pr_N)^{1/2} and Eu/Eu* = Eu_N / (Sm_N×Gd_N)^{1/2}, where N is normalized by CI-chondrite (Sun and McDonough, 1989).

Appendix. 1 Continued.

Sample #	1617C	1618A	1618B	1618C	1619A	1619B	1619C	1619D	1701A	1701B
Rock type	B. laterite									
Depth(m)	2.0	0.1	1.0	2.0	0.1	1.0	2.0	3.0	0.1	1.0
Northing	15°02'51.3"	15°03'06.0"	15°03'06.0"	15°03'06.0"	15°04'17.2"	15°04'17.2"	15°04'17.2"	15°04'17.2"	15°10'04.1"	15°10'04.1"
Easting	106°32'14.3"	106°32'34.0"	106°32'34.0"	106°32'34.0"	106°32'33.9"	106°32'33.9"	106°32'33.9"	106°32'33.9"	106°01'31.3"	106°01'31.3"
SiO ₂ (%)	14.8	11.8	12.3	12.1	18.9	14.3	19.4	10.3	23.2	23.0
TiO ₂	4.29	4.54	4.53	4.49	3.83	3.66	3.91	3.03	3.49	3.52
Al ₂ O ₃	34.2	33.3	33.6	32.7	31.6	34.9	27.2	28.2	31.0	31.1
Fe ₂ O ₃	24.5	27.6	27.5	27.1	24.0	24.7	31.4	38.1	24.4	24.3
MnO	0.047	0.037	0.043	0.044	0.083	0.052	0.039	0.028	0.086	0.089
MgO	0.10	0.09	0.09	0.09	0.10	0.09	0.11	0.11	0.10	0.11
CaO	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.01
Na ₂ O	0.05	0.04	0.06	0.07	0.07	0.06	0.03	0.06	0.05	0.05
K ₂ O	0.06	0.08	0.05	0.05	< 0.01	< 0.01	0.02	< 0.01	0.06	0.13
P ₂ O ₅	0.19	0.23	0.23	0.26	0.18	0.20	0.23	0.39	0.28	0.26
LOI	20.6	22.8	20.5	20.8	19.6	21.5	16.3	18.6	17.7	17.5
Total	98.83	100.50	98.89	97.77	98.35	99.42	98.65	98.74	100.30	100.10
Sc(ppm)	41	37	35	35	43	42	58	69	39	40
V	432	426	417	413	389	390	524	514	334	336
Cr	500	520	600	590	400	510	480	830	390	400
Co	13	7	9	8	22	15	15	19	13	14
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	80	70	30	80	70	60
Cu	70	30	50	50	80	70	110	170	70	70
Zn	150	100	110	100	110	110	120	140	120	130
Ga	59	55	66	65	44	45	45	52	42	44
Ge	1.9	0.8	1.2	1.2	2.0	1.5	1.6	1.7	2.0	2.0
As	5	11	12	17	< 5	< 5	< 5	< 5	5	6
Sr	5	10	12	11	5	4	10	3	5	6
Y	6.2	8.9	9.0	10.0	7.5	4.4	7.3	5.6	3.7	3.9
Zr	362	445	448	443	251	233	260	232	262	272
Nb	48.2	58.9	58.0	56.1	30.1	26.4	39.9	38.9	28.6	29.6
Ba	12	13	18	16	28	16	18	8	22	23
Hf	9.1	11.8	12.5	11.9	6.8	6.3	7.1	6.2	6.9	7.3
Ta	3.15	4.40	2.72	2.68	1.99	1.93	2.72	2.27	2.35	2.33
Pb	< 5	8	< 5	< 5	7	9	< 5	8	7	9
Th	9.55	16.5	18.9	19.3	5.87	5.28	7.67	6.05	6.60	7.10
U	2.54	3.99	4.46	4.63	1.75	1.74	2.24	3.27	1.75	1.88
La	5.75	9.83	14.8	14.0	7.13	4.43	12.1	7.32	3.67	3.86
Ce	15.0	16.0	21.3	21.4	31.8	15.3	26.4	21.8	9.51	11.1
Pr	1.09	1.89	2.07	2.18	1.90	1.11	2.65	1.52	0.70	0.76
Nd	4.21	5.97	6.29	6.78	7.71	4.43	9.54	6.88	2.47	2.73
Sm	0.99	1.12	1.13	1.26	1.93	1.10	2.11	1.89	0.54	0.59
Eu	0.268	0.274	0.266	0.308	0.622	0.338	0.644	0.624	0.151	0.159
Gd	0.93	1.05	1.00	1.16	2.03	1.12	1.94	1.89	0.58	0.60
Tb	0.18	0.22	0.21	0.23	0.33	0.19	0.33	0.31	0.11	0.12
Dy	1.18	1.55	1.46	1.54	1.88	1.16	1.84	1.71	0.75	0.78
Ho	0.26	0.34	0.33	0.35	0.35	0.21	0.33	0.31	0.16	0.16
Er	0.81	1.05	1.12	1.20	0.99	0.62	0.96	0.90	0.48	0.51
Tm	0.126	0.166	0.182	0.194	0.148	0.098	0.148	0.144	0.076	0.080
Yb	0.82	1.13	1.23	1.30	0.98	0.67	1.00	1.00	0.53	0.56
Lu	0.126	0.179	0.188	0.201	0.152	0.105	0.154	0.176	0.083	0.090
LREE	27.3	35.1	45.9	45.9	51.1	26.7	53.4	40.0	17.0	19.2
HREE	4.4	5.7	5.7	6.2	6.9	4.2	6.7	6.4	2.8	2.9
REE	31.7	40.8	51.6	52.1	58.0	30.9	60.1	46.5	19.8	22.1
LREE/HREE	6.16	6.17	8.02	7.44	7.45	6.40	7.97	6.22	6.15	6.62
Ce/Ce*	1.47	0.91	0.94	0.95	2.12	1.69	1.14	1.60	1.45	1.59
Eu/Eu*	0.85	0.77	0.77	0.78	0.96	0.93	0.97	1.01	0.82	0.82
La/Yb	7.0	8.7	12.0	10.8	7.3	6.6	12.1	7.3	6.9	6.9
10000Ga/Al	3.26	3.12	3.71	3.75	2.63	2.44	3.13	3.49	2.56	2.67
10000Sc/Fe*	2.40	1.92	1.82	1.85	2.56	2.43	2.64	2.59	2.29	2.36

Appendix. 1 Continued.

Sample #	1701C	1702A	1702B	1702C	1702D	1702E	1702F	1702G	1702H1	1702H2
Rock type	B. laterite	B. laterite	B. laterite	B. laterite	Saprolite	B. laterite	B. laterite	B. laterite	Saprolite	Saprolite
Depth(m)	2.0	0.1	1.0	2.0	3.0	4.0	5.0	6.0	6.5	6.5
Northing	15°10'04.1"	15°11'22.1"	15°11'22.1"	15°11'22.1"	15°11'22.1"	15°11'22.1"	15°11'22.1"	15°11'22.1"	15°11'22.1"	15°11'22.1"
Easting	106°01'31.3"	106°07'53.0"	106°07'53.0"	106°07'53.0"	106°07'53.0"	106°07'53.0"	106°07'53.0"	106°07'53.0"	106°07'53.0"	106°07'53.0"
SiO ₂ (%)	23.0	7.36	13.5	27.8	27.1	16.6	27.4	32.9	29.6	27.9
TiO ₂	3.51	3.41	3.93	3.48	3.37	3.48	3.32	3.10	3.42	3.33
Al ₂ O ₃	31.4	31.7	33.4	28.5	28.0	33.6	26.9	26.9	25.6	26.4
Fe ₂ O ₃	22.9	35.3	28.1	23.6	23.3	23.8	26.1	21.1	23.6	22.7
MnO	0.102	0.096	0.128	0.144	0.139	0.089	0.065	0.074	0.183	0.105
MgO	0.11	0.07	0.08	0.09	0.08	0.05	0.10	0.08	0.16	0.12
CaO	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.02	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.01	< 0.01	< 0.01
Na ₂ O	0.04	0.05	0.05	0.07	0.05	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03
K ₂ O	0.01	0.03	< 0.01	0.03	0.05	0.02	< 0.01	0.09	0.06	0.07
P ₂ O ₅	0.22	0.56	0.39	0.32	0.31	0.47	0.31	0.32	0.57	0.46
LOI	17.8	21.5	21.0	16.3	16.4	19.8	15.3	14.6	14.3	15.4
Total	99.15	100.10	100.50	100.30	98.72	97.85	99.50	99.18	97.54	96.44
Sc(ppm)	39	61	48	37	35	50	41	33	45	45
V	334	569	447	321	317	358	383	306	374	431
Cr	380	800	490	300	320	1200	380	300	350	350
Co	12	26	25	31	34	47	16	25	48	37
Ni	40	< 20	50	360	440	120	360	590	470	710
Cu	60	120	110	150	190	110	150	140	100	160
Zn	80	120	130	130	170	120	150	190	170	100
Ga	40	46	45	39	46	40	37	43	38	41
Ge	1.4	1.0	1.6	2.5	2.9	1.4	2.8	4.3	2.3	3.5
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	6
Sr	5	3	4	2	2	< 2	< 2	2	< 2	8
Y	3.7	7.7	5.8	6.1	7.0	3.4	7.0	7.9	6.8	6.0
Zr	253	203	228	194	224	199	182	183	240	169
Nb	27.4	22.0	24.9	20.7	23.1	21.0	19.6	18.6	42.0	35.5
Ba	23	15	28	84	84	78	138	446	398	523
Hf	6.7	5.6	6.4	5.3	6.0	5.6	5.0	4.8	5.9	4.3
Ta	2.61	1.66	1.91	1.56	1.40	1.49	1.49	1.14	2.76	2.50
Pb	< 5	7	9	6	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Th	6.90	3.49	3.77	2.59	3.01	2.61	2.51	2.34	5.01	4.79
U	1.84	1.73	1.30	0.74	0.79	1.17	0.90	0.76	1.28	1.65
La	4.22	4.32	5.15	4.13	5.38	2.09	3.93	4.93	6.23	15.9
Ce	13.2	19.1	27.4	20.5	26.0	16.1	13.8	25.5	61.9	52.4
Pr	0.82	1.22	1.19	1.21	1.38	0.60	1.07	1.58	1.60	2.41
Nd	2.92	5.93	5.23	5.35	6.29	3.02	4.96	7.45	7.73	9.44
Sm	0.65	1.75	1.43	1.45	1.75	0.93	1.44	2.17	2.30	2.40
Eu	0.191	0.660	0.518	0.533	0.616	0.330	0.532	0.778	0.771	0.787
Gd	0.68	2.21	1.64	1.69	1.99	1.13	1.65	2.45	2.54	2.49
Tb	0.12	0.40	0.30	0.30	0.33	0.20	0.30	0.37	0.39	0.38
Dy	0.79	2.47	1.79	1.76	1.88	1.13	1.78	2.01	1.96	1.89
Ho	0.16	0.46	0.32	0.32	0.35	0.19	0.32	0.36	0.35	0.34
Er	0.51	1.26	0.89	0.92	1.02	0.53	0.89	1.00	0.99	0.95
Tm	0.084	0.183	0.138	0.136	0.153	0.081	0.133	0.152	0.146	0.147
Yb	0.57	1.14	1.01	0.92	0.97	0.55	0.85	0.97	0.94	0.92
Lu	0.091	0.160	0.166	0.144	0.145	0.087	0.118	0.131	0.126	0.121
LREE	22.0	33.0	40.9	33.2	41.4	23.1	25.7	42.4	80.5	83.3
HREE	3.0	8.3	6.3	6.2	6.8	3.9	6.0	7.4	7.4	7.2
REE	25.0	41.3	47.2	39.4	48.3	27.0	31.8	49.9	88.0	90.6
LREE/HREE	7.32	3.98	6.54	5.36	6.06	5.92	4.26	5.70	10.82	11.51
Ce/Ce*	1.74	2.04	2.71	2.25	2.34	3.53	1.65	2.24	4.81	2.08
Eu/Eu*	0.88	1.03	1.03	1.04	1.01	0.98	1.06	1.03	0.98	0.98
La/Yb	7.4	3.8	5.1	4.5	5.5	3.8	4.6	5.1	6.6	17.3
10000Ga/Al	2.41	2.74	2.55	2.58	3.11	2.25	2.60	3.02	2.81	2.94
10000Sc/Fe*	2.44	2.47	2.44	2.25	2.15	3.01	2.25	2.23	2.72	2.84

Appendix. 1 Continued.

Sample #	17021	1703A	1703B	1703C	1704A	1704B	1704C	1704D	1704E	1704F
Rock type	Saprolite	B. laterite								
Depth(m)	7.5	0.3	1.0	2.0	2.5	3.5	4.5	5.5	6.5	7.5
Northing	15°11'22.1"	15°11'43.8"	15°11'43.8"	15°11'43.8"	15°11'01.3"	15°11'01.3"	15°11'01.3"	15°11'01.3"	15°11'01.3"	15°11'01.3"
Easting	106°07'53.0"	106°09'14.1"	106°09'14.1"	106°09'14.1"	106°13'13.7"	106°13'13.7"	106°13'13.7"	106°13'13.7"	106°13'13.7"	106°13'13.7"
SiO ₂ (%)	30.7	12.6	12.9	14.0	20.1	28.3	22.5	28.1	23.6	27.6
TiO ₂	3.51	4.17	4.10	3.98	4.76	4.28	4.61	3.54	4.53	4.44
Al ₂ O ₃	26.4	33.8	33.0	32.0	25.3	27.8	26.3	30.5	24.3	26.4
Fe ₂ O ₃	23.5	27.3	27.1	26.5	26.1	23.8	26.6	19.1	24.3	24.1
MnO	0.219	0.111	0.113	0.094	0.214	0.341	0.271	0.287	0.207	0.323
MgO	0.20	0.17	0.19	0.24	5.49	1.21	0.61	1.57	5.78	2.97
CaO	< 0.01	0.01	< 0.01	< 0.01	1.34	0.05	< 0.01	0.26	2.70	0.77
Na ₂ O	0.04	0.04	0.02	0.02	0.08	0.05	0.02	< 0.01	0.09	0.02
K ₂ O	0.03	0.04	< 0.01	< 0.01	0.05	0.04	0.06	< 0.01	0.07	0.08
P ₂ O ₅	0.58	0.35	0.28	0.23	2.67	1.11	0.92	1.07	1.91	1.59
LOI	14.1	22.2	20.7	19.4	14.2	13.7	15.0	15.9	13.5	12.7
Total	99.22	100.70	98.40	96.34	100.30	100.70	96.84	100.30	101.00	100.90
Sc(ppm)	44	46	47	43	27	25	25	22	25	26
V	402	372	354	334	336	333	354	264	332	335
Cr	380	420	410	370	370	320	250	230	290	280
Co	67	22	21	24	84	97	85	125	94	138
Ni	360	80	70	90	410	1110	690	860	270	290
Cu	130	110	120	130	170	330	190	150	100	110
Zn	230	160	210	110	350	270	130	280	360	470
Ga	45	54	46	44	51	51	44	48	48	52
Ge	3.4	2.0	2.0	1.9	3.2	4.0	2.6	3.3	2.3	2.7
As	< 5	6	6	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Sr	2	4	3	< 2	82	101	119	85	130	121
Y	11.7	4.9	4.9	5.1	26.4	16.2	15.2	29.5	34.5	35.1
Zr	262	268	237	201	500	425	215	388	467	457
Nb	45.0	28.3	24.7	21.5	116	101	71.3	91.4	111	108
Ba	364	16	24	21	177	525	446	874	295	1003
Hf	6.3	6.9	6.3	5.8	10.8	9.2	5.2	8.0	9.9	9.9
Ta	2.85	1.88	1.49	1.10	6.27	5.67	4.72	4.97	5.60	5.50
Pb	< 5	8	6	< 5	7	7	< 5	< 5	5	6
Th	5.33	4.82	3.95	3.35	12.6	11.3	10.6	9.81	11.8	12.0
U	1.77	1.30	1.13	0.97	3.1	2.62	2.92	2.59	2.64	3.20
La	8.77	3.81	4.15	3.96	91.2	70.6	86.4	55.7	83.7	69.4
Ce	92.2	18.2	23.0	23.2	171	149	148	126	158	146
Pr	2.77	0.82	0.73	0.73	22.2	16.7	18.4	13.2	19.5	16.1
Nd	12.30	3.03	3.18	3.30	78.6	59.2	67.3	54.4	66.8	54.2
Sm	3.42	0.69	0.87	0.92	16.5	12.9	14.6	13.8	13.9	11.5
Eu	1.170	0.227	0.300	0.324	5.35	4.07	4.50	5.03	4.64	3.97
Gd	3.54	0.80	1.04	1.15	12.8	8.84	10.3	13.8	11.9	10.9
Tb	0.58	0.15	0.18	0.20	1.79	1.20	1.35	1.91	1.71	1.62
Dy	2.99	0.99	1.11	1.21	8.33	5.31	5.79	8.84	8.02	8.30
Ho	0.53	0.21	0.23	0.25	1.21	0.75	0.82	1.29	1.25	1.35
Er	1.47	0.61	0.70	0.78	2.79	1.71	1.86	2.93	2.95	3.37
Tm	0.229	0.095	0.113	0.125	0.344	0.219	0.228	0.364	0.355	0.434
Yb	1.37	0.67	0.80	0.80	1.89	1.25	1.31	2.01	1.96	2.39
Lu	0.177	0.110	0.128	0.114	0.232	0.166	0.175	0.247	0.238	0.284
LREE	120.6	26.8	32.2	32.4	384.9	312.5	339.2	268.1	346.5	301.2
HREE	10.9	3.6	4.3	4.6	29.4	19.4	21.8	31.4	28.4	28.6
REE	131.5	30.4	36.5	37.1	414.2	331.9	361.0	299.5	374.9	329.8
LREE/HREE	11.08	7.37	7.49	7.01	13.10	16.07	15.54	8.54	12.21	10.51
Ce/Ce*	4.59	2.52	3.24	3.35	0.93	1.06	0.91	1.14	0.96	1.07
Eu/Eu*	1.03	0.93	0.96	0.96	1.13	1.17	1.12	1.11	1.10	1.08
La/Yb	6.4	5.7	5.2	5.0	48.3	56.5	66.0	27.7	42.7	29.0
10000Ga/Al	3.22	3.02	2.64	2.60	3.82	3.47	3.16	2.98	3.74	3.73
10000Sc/Fe*	2.68	2.41	2.48	2.32	1.48	1.50	1.35	1.65	1.47	1.54

Appendix. 1 Continued.

Sample #	1705A	1705B	1705C	1705D	1705E	1705F	1705G	1706A	1706B	1706C
Rock type	B. laterite									
Depth(m)	0.1	0.5	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	0.1	1.0	2.0
Northing	15°06'32.6"	15°06'32.6"	15°06'32.6"	15°06'32.6"	15°06'32.6"	15°06'32.6"	15°06'32.6"	15°04'53.2"	15°04'53.2"	15°04'53.2"
Easting	106°32'15.1"	106°32'15.1"	106°32'15.1"	106°32'15.1"	106°32'15.1"	106°32'15.1"	106°32'15.1"	106°34'16.3"	106°34'16.3"	106°34'16.3"
SiO ₂ (%)	0.66	0.55	0.37	0.50	0.34	0.49	0.48	15.7	8.27	8.02
TiO ₂	5.50	7.15	7.41	7.58	7.10	6.26	7.77	2.88	2.80	4.42
Al ₂ O ₃	39.1	32.0	31.7	27.6	33.6	31.7	29.3	21.2	37.4	44.3
Fe ₂ O ₃	29.9	37.3	38.9	43.1	36.8	36.2	42.2	42.5	26.8	17.6
MnO	0.263	0.280	0.280	0.297	0.313	0.265	0.323	0.101	0.943	0.035
MgO	0.28	0.24	0.24	0.27	0.33	0.31	0.25	0.06	0.08	0.06
CaO	0.01	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04	0.01	0.01	< 0.01
Na ₂ O	< 0.01	0.02	0.01	< 0.01	0.03	0.02	0.05	0.02	0.03	0.01
K ₂ O	0.01	0.08	0.03	< 0.01	0.02	< 0.01	0.09	0.09	0.06	0.04
P ₂ O ₅	0.48	0.73	0.86	0.81	1.17	1.01	0.82	0.34	0.25	0.32
LOI	22.1	19.1	19.0	17.1	19.8	19.8	18.2	15.6	22.4	24.6
Total	98.26	97.41	98.77	97.21	99.57	96.03	99.47	98.46	99.13	99.33
Sc(ppm)	22	26	38	35	48	37	28	50	32	29
V	357	430	447	476	413	372	477	567	308	279
Cr	240	270	240	270	250	250	280	3140	620	410
Co	44	56	47	55	57	48	58	22	674	7
Ni	70	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	300	< 20
Cu	40	40	40	30	20	40	50	90	110	30
Zn	300	470	490	510	510	210	550	110	120	150
Ga	70	83	69	70	72	65	74	41	34	38
Ge	0.6	1.0	< 0.5	1.1	0.6	1.0	0.6	< 0.5	< 0.5	< 0.5
As	< 5	7	< 5	8	6	7	6	< 5	< 5	< 5
Sr	243	645	633	689	692	521	986	34	78	101
Y	27.5	110	70.8	83.8	93.5	68.3	96.6	11.9	12.1	30.3
Zr	836	1030	1030	797	974	466	1070	380	319	426
Nb	221	299	313	219	300	144	323	53.5	50.9	78.6
Ba	228	313	315	393	287	239	622	189	597	435
Hf	17.9	22.5	20.7	18.2	19.6	10.6	20.7	7.9	6.6	9.1
Ta	10.8	14.4	15.8	11.7	14.7	9.53	16.8	3.80	3.02	4.31
Pb	< 5	8	12	11	10	< 5	15	9	16	18
Th	25.9	31.8	34.5	32.5	31.8	25.7	34.8	15.2	9.09	10.0
U	10.7	9.69	9.37	8.34	11.8	8.86	8.16	4.06	2.90	3.03
La	119	255	279	255	272	202	264	28.7	35.0	85.1
Ce	222	509	551	510	586	415	511	164	80.7	204
Pr	25.9	66.7	70.4	58.9	85.1	50.5	65.7	6.97	8.95	26.8
Nd	82.4	245	237	210	307	184	240	25.0	33.4	114
Sm	15.6	53.6	48.2	45.1	67.7	40.8	54.3	5.75	7.84	29.1
Eu	4.74	17.4	15.0	14.0	21.1	12.6	18.4	1.86	2.49	10.4
Gd	11.2	43.7	36.5	36.1	50.2	31.0	54.5	4.86	6.04	30.1
Tb	1.49	5.56	5.06	4.98	6.50	4.21	8.36	0.77	0.91	4.37
Dy	6.68	25.0	22.7	22.8	30.0	18.3	40.0	4.07	4.42	18.3
Ho	0.98	3.90	3.19	3.55	4.37	2.88	4.93	0.62	0.64	2.09
Er	2.17	8.67	6.86	8.01	9.15	6.63	8.91	1.59	1.50	3.73
Tm	0.232	0.883	0.702	0.832	0.877	0.683	0.811	0.217	0.204	0.364
Yb	1.06	3.67	3.01	3.37	3.64	2.77	3.14	1.36	1.21	1.55
Lu	0.105	0.312	0.260	0.295	0.303	0.231	0.256	0.184	0.159	0.150
LREE	469.6	1146.7	1200.6	1093.0	1338.9	904.9	1153.4	232.3	168.4	469.4
HREE	23.9	91.7	78.3	79.9	105.0	66.7	120.9	13.7	15.1	60.7
REE	493.6	1238.4	1278.9	1172.9	1443.9	971.6	1274.3	246.0	183.5	530.1
LREE/HREE	19.64	12.51	15.34	13.67	12.75	13.57	9.54	16.99	11.16	7.74
Ce/Ce*	0.98	0.96	0.96	1.02	0.94	1.01	0.95	2.84	1.12	1.05
Eu/Eu*	1.10	1.10	1.09	1.06	1.11	1.08	1.03	1.08	1.11	1.07
La/Yb	112.3	69.5	92.7	75.7	74.7	72.9	84.1	21.1	28.9	54.9
10000Ga/Al	3.39	4.91	4.12	4.79	4.05	3.88	4.78	3.66	1.72	1.62
10000Sc/Fe*	1.05	1.00	1.40	1.16	1.86	1.46	0.95	1.68	1.71	2.36

Appendix. 1 Continued.

Sample #	1708A	1708B	1708C	1708D	1708E	1708F	1708G	1710B	1711A	1711B
Rock type	B. laterite	Saprolite	Saprolite	Saprolite						
Depth(m)	0.1	1.0	2.0	3.0	4.0	5.0	6.0	4.0	0.1	1.3
Northing	15°05'21.6"	15°05'21.6"	15°05'21.6"	15°05'21.6"	15°05'21.6"	15°05'21.6"	15°05'21.6"	15°07'34.4"	15°26'31.4"	15°26'31.4"
Easting	106°34'46.7"	106°34'46.7"	106°34'46.7"	106°34'46.7"	106°34'46.7"	106°34'46.7"	106°34'46.7"	106°38'12.8"	106°28'05.4"	106°28'05.4"
SiO ₂ (%)	27.4	32.4	32.7	34.1	33.3	33.8	32.5	43.4	42.3	40.9
TiO ₂	3.22	3.00	3.00	3.05	3.04	3.05	3.03	2.17	2.04	2.17
Al ₂ O ₃	30.0	28.2	28.0	27.7	27.1	27.4	27.3	20.3	18.4	18.1
Fe ₂ O ₃	22.2	21.5	21.7	21.3	22.3	21.4	21.5	16.1	15.0	15.6
MnO	0.376	0.067	0.112	0.085	0.127	0.078	0.095	0.135	0.178	0.181
MgO	0.16	0.13	0.13	0.29	0.22	0.11	0.22	4.27	7.66	7.85
CaO	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.53	4.48	4.92
Na ₂ O	0.04	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02	0.89	0.95
K ₂ O	0.08	0.04	0.05	0.07	< 0.01	0.07	0.03	0.08	0.06	0.10
P ₂ O ₅	0.35	0.22	0.20	0.10	0.19	0.18	0.14	0.03	0.24	0.28
LOI	16.3	15.1	15.0	14.1	14.1	13.7	13.9	13.0	8.31	9.9
Total	100.20	100.70	101.00	100.70	100.40	99.80	98.80	100.10	99.57	101.00
Sc(ppm)	41	34	34	32	41	33	36	28	26	27
V	300	265	255	175	243	212	165	105	197	214
Cr	590	430	380	280	320	390	330	230	260	250
Co	261	12	29	19	31	16	18	49	57	59
Ni	250	150	90	100	100	100	90	130	180	150
Cu	150	110	110	80	100	90	100	100	90	80
Zn	240	170	210	150	160	170	140	220	100	200
Ga	45	39	43	42	40	41	42	29	24	25
Ge	1.8	2.9	3.0	2.9	2.6	2.3	2.5	1.7	1.8	1.3
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Sr	6	3	2	2	< 2	< 2	9	41	140	105
Y	5.1	4.2	4.8	3.6	4.9	3.7	3.9	40.7	22.9	26.3
Zr	326	273	300	283	271	282	274	130	98	124
Nb	45.2	38.0	39.1	37.3	35.3	35.2	35.8	11.4	11.5	11.9
Ba	149	32	51	30	52	32	49	71	130	49
Hf	6.8	7.0	6.7	6.1	5.9	6.2	5.9	3.2	2.7	2.9
Ta	3.35	2.66	3.12	2.59	2.52	2.53	2.41	1.07	0.63	0.81
Pb	10	6	6	< 5	6	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Th	7.23	6.19	7.74	7.01	6.87	7.10	6.80	2.37	1.47	1.70
U	1.88	1.93	2.22	1.03	1.32	1.75	1.58	0.41	0.40	0.45
La	12.2	8.77	7.72	6.19	5.31	5.09	15.2	17.3	10.5	10.9
Ce	65.1	44.3	55.1	43.2	63.4	33.0	40.4	16.1	22.6	23.4
Pr	1.95	1.27	1.53	1.23	1.29	1.08	2.25	5.33	2.91	3.49
Nd	6.59	4.92	5.81	4.35	5.36	4.12	7.19	23.4	14.2	16.0
Sm	1.42	1.21	1.40	1.00	1.34	1.01	1.46	6.30	4.23	4.42
Eu	0.473	0.402	0.470	0.302	0.444	0.326	0.437	2.34	1.63	1.76
Gd	1.50	1.28	1.47	0.96	1.42	1.10	1.37	7.73	4.99	5.25
Tb	0.27	0.22	0.26	0.17	0.26	0.19	0.22	1.29	0.83	0.94
Dy	1.57	1.20	1.58	1.02	1.54	1.07	1.22	7.41	4.61	5.48
Ho	0.28	0.22	0.29	0.18	0.28	0.20	0.21	1.41	0.86	0.98
Er	0.80	0.66	0.82	0.54	0.81	0.57	0.57	3.68	2.38	2.63
Tm	0.127	0.104	0.124	0.083	0.138	0.088	0.089	0.472	0.327	0.352
Yb	0.85	0.71	0.83	0.57	0.93	0.60	0.64	2.74	1.88	2.06
Lu	0.131	0.113	0.128	0.088	0.135	0.093	0.099	0.407	0.266	0.277
LREE	87.7	60.9	72.0	56.3	77.1	44.6	66.9	70.8	56.1	60.0
HREE	5.5	4.5	5.5	3.6	5.5	3.9	4.4	25.1	16.1	18.0
REE	93.3	65.4	77.5	59.9	82.7	48.5	71.4	95.9	72.2	77.9
LREE/HREE	15.87	13.51	13.09	15.58	13.99	11.41	15.15	2.82	3.47	3.34
Ce/Ce*	3.27	3.25	3.93	3.84	5.94	3.45	1.69	0.41	1.00	0.93
Eu/Eu*	0.99	0.99	1.00	0.94	0.98	0.95	0.94	1.03	1.08	1.12
La/Yb	14.4	12.4	9.3	10.9	5.7	8.5	23.8	6.3	5.6	5.3
10000Ga/Al	2.84	2.61	2.90	2.87	2.79	2.83	2.90	2.70	2.46	2.61
10000Sc/Fe*	2.64	2.26	2.24	2.15	2.63	2.21	2.40	2.49	2.48	2.47

Appendix. 1 Continued.

Sample #	1712A	1712B	1712C	1712D	1801A	1801B	1801C	1803D	1802A	1802B
Rock type	B. laterite	Saprolite	Saprolite	Saprolite	B. laterite	Saprolite				
Depth(m)	0.1	1.0	2.0	3.0	0.1	1.0	1.8	2.0	0.1	1.0
Northing	15°26'16.2"	15°26'16.2"	15°26'16.2"	15°26'16.2"	15°11'31.8"	15°11'31.8"	15°11'31.8"	15°11'31.8"	15°13'12.7"	15°13'12.7"
Easting	106°25'48.3"	106°25'48.3"	106°25'48.3"	106°25'48.3"	106°16'00.5"	106°16'00.5"	106°16'00.5"	106°16'00.5"	106°18'12.5"	106°18'12.5"
SiO ₂ (%)	19.0	19.1	1.67	7.37	9.14	29.9	37.2	23.5	4.66	36.2
TiO ₂	4.86	4.74	3.19	3.58	4.73	3.44	2.98	3.39	3.28	2.18
Al ₂ O ₃	30.5	29.9	47.9	42.8	28.3	19.6	17.0	29.9	36.9	21.2
Fe ₂ O ₃	28.0	27.6	19.1	20.9	25.7	19.0	16.4	21.5	26.0	18.1
MnO	0.080	0.097	0.039	0.060	0.140	0.226	0.216	0.168	0.256	0.247
MgO	0.13	0.13	0.13	0.14	0.33	7.38	8.03	1.42	0.10	6.98
CaO	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.12	5.03	7.35	0.41	< 0.01	2.91
Na ₂ O	0.04	0.03	0.04	0.03	0.06	0.47	1.00	0.08	0.02	0.23
K ₂ O	0.07	0.14	0.11	0.06	0.14	0.23	1.37	0.01	< 0.01	0.11
P ₂ O ₅	0.34	0.31	0.32	0.27	0.96	1.73	1.47	0.56	0.36	0.31
LOI	17.4	17.9	27.4	24.2	30.9	13.8	7.60	18.7	25.5	11.8
Total	100.40	99.90	99.87	99.38	100.50	100.80	100.60	99.62	97.11	100.30
Sc(ppm)	43	44	37	38	27	16	14	43	47	30
V	391	381	260	279	330	222	193	334	397	236
Cr	490	500	670	420	320	190	150	330	430	300
Co	20	29	14	17	31	65	59	75	102	80
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	110	110	250	< 20	210
Cu	70	70	60	80	50	50	50	130	80	110
Zn	200	190	150	170	200	280	240	350	90	220
Ga	55	54	39	42	53	35	31	37	42	31
Ge	1.2	1.2	< 0.5	< 0.5	< 0.5	1.3	1.3	1.9	0.6	1.7
As	6	< 5	< 5	< 5	9	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Sr	7	6	< 2	3	25	313	738	9	< 2	104
Y	4.9	4.8	2.0	2.6	22.0	39.9	35.3	20.9	7.5	32.2
Zr	349	333	213	236	387	429	376	230	187	147
Nb	42.5	41.5	27.1	29.3	89.3	104	90.4	29.3	21.5	16.3
Ba	19	20	3	8	38	254	528	313	13	220
Hf	8.1	7.6	5.1	5.4	7.2	7.9	6.8	6.2	5.0	3.2
Ta	2.79	2.61	2.05	2.42	3.09	6.71	5.84	2.03	1.01	1.08
Pb	6	8	6	< 5	9	8	< 5	18	< 5	< 5
Th	9.10	8.41	4.03	5.02	19.0	12.4	10.2	4.27	5.21	2.80
U	2.16	1.97	2.16	1.80	5.30	3.02	2.49	1.12	1.87	0.75
La	9.00	9.15	2.36	6.58	34.7	91.2	81.8	14.9	3.69	17.7
Ce	18.3	20.6	4.84	10.9	187	167	144	42.7	62.1	39.4
Pr	1.61	1.63	0.50	1.01	10.3	21.2	19.4	4.23	1.42	5.42
Nd	5.15	5.28	2.07	3.15	41.5	73.5	67.6	18.7	7.16	22.9
Sm	1.01	1.05	0.52	0.62	10.2	15.1	13.7	5.16	2.20	5.98
Eu	0.289	0.306	0.168	0.192	3.23	5.03	4.45	1.87	0.805	2.18
Gd	0.88	0.94	0.56	0.58	8.56	13.3	11.8	5.69	2.59	6.93
Tb	0.18	0.17	0.11	0.11	1.31	1.92	1.72	0.87	0.43	1.21
Dy	1.11	1.09	0.68	0.70	7.01	9.75	8.54	4.89	2.31	7.09
Ho	0.22	0.21	0.12	0.13	1.13	1.53	1.31	0.89	0.43	1.33
Er	0.67	0.66	0.32	0.38	2.82	3.43	3.01	2.45	1.23	3.55
Tm	0.108	0.106	0.049	0.058	0.391	0.402	0.360	0.349	0.185	0.472
Yb	0.70	0.70	0.31	0.37	2.29	2.08	1.85	2.13	1.18	2.80
Lu	0.107	0.105	0.046	0.053	0.309	0.264	0.230	0.312	0.170	0.388
LREE	35.4	38.0	10.5	22.5	286.9	373.0	331.0	87.6	77.4	93.6
HREE	4.0	4.0	2.2	2.4	23.8	32.7	28.8	17.6	8.5	23.8
REE	39.3	42.0	12.7	24.8	310.8	405.7	359.8	105.1	85.9	117.4
LREE/HREE	8.90	9.55	4.76	9.43	12.05	11.42	11.48	4.98	9.08	3.94
Ce/Ce*	1.18	1.31	1.09	1.04	2.43	0.93	0.89	1.32	6.65	0.99
Eu/Eu*	0.94	0.94	0.95	0.98	1.06	1.09	1.07	1.06	1.03	1.04
La/Yb	12.9	13.1	7.6	17.8	15.2	43.8	44.2	7.0	3.1	6.3
10000Ga/Al	3.41	3.42	1.54	1.85	3.53	3.37	3.45	2.34	2.15	2.76
10000Sc/Fe*	2.20	2.28	2.77	2.60	1.50	1.20	1.22	2.86	2.59	2.37

Appendix. 1 Continued.

Sample #	1802C	1803A	1803B	1803C	1804A	1804B	1805A	1805B	1805C	1806A
Rock type	Saprolite	B. laterite	Saprolite	B. laterite	B. laterite	Saprolite	B. laterite	B. laterite	Saprolite	B. laterite
Depth(m)	2.0	0.1	0.5	1.0	0.1?	1.5	0.1	1.0	1.5	0.1
Northing	15°13'12.7"	15°15'59.3"	15°15'59.3"	15°15'59.3"	15°19'09.1"	15°19'09.1"	15°25'59.2"	15°25'59.2"	15°25'59.2"	15°28'31.8"
Easting	106°18'12.5"	106°19'28.3"	106°19'28.3"	106°19'28.3"	106°20'11.5"	106°20'11.5"	106°22'38.6"	106°22'38.6"	106°22'38.6"	106°21'37.4"
SiO ₂ (%)	33.0	32.8	48.6	31.4	24.2	44.0	27.2	24.1	39.6	19.2
TiO ₂	2.68	2.97	1.92	2.93	3.08	2.03	3.53	3.82	2.97	3.05
Al ₂ O ₃	25.6	25.7	16.6	26.9	24.4	15.6	29.4	33.0	24.2	33.8
Fe ₂ O ₃	22.0	19.7	13.1	19.4	21.1	14.1	19.6	20.5	16.1	24.1
MnO	0.307	0.181	0.178	0.14	0.241	0.173	0.244	0.142	0.203	0.083
MgO	1.25	0.14	6.85	0.12	4.51	7.89	0.15	0.15	3.21	0.14
CaO	0.10	< 0.01	6.81	< 0.01	1.71	7.33	0.04	0.03	1.81	0.02
Na ₂ O	0.05	0.03	2.21	0.02	0.32	2.14	0.03	0.03	0.62	0.03
K ₂ O	0.04	0.02	0.63	0.07	0.05	0.27	0.10	0.03	0.48	0.05
P ₂ O ₅	0.33	0.31	0.29	0.26	0.37	0.30	0.34	0.36	0.52	0.29
LOI	13.8	18.8	3.50	18.0	16.1	5.81	17.9	17.9	11.3	19.4
Total	99.16	100.50	100.70	99.33	96.02	99.67	98.48	100.10	101.00	100.10
Sc(ppm)	37	35	23	36	32	24	36	38	30	44
V	293	282	190	280	307	144	308	336	269	314
Cr	330	310	220	320	320	170	150	150	100	350
Co	91	36	51	16	77	17	53	45	56	15
Ni	350	90	100	< 20	160	< 20	30	140	80	130
Cu	140	70	70	40	110	20	70	70	290	90
Zn	340	100	150	80	90	70	180	250	280	130
Ga	36	34	23	27	31	9	37	39	28	36
Ge	3.0	1.6	1.2	< 0.5	1.5	< 0.5	1.9	1.8	1.9	1.4
As	< 5	5	26	< 5	< 5	13	5	< 5	< 5	< 5
Sr	112	5	363	5	68	285	21	13	102	3
Y	46.6	14.8	26.4	10.0	24.1	22.0	41.4	19.7	45.8	9.4
Zr	174	242	131	269	134	120	222	312	215	197
Nb	19.3	25.7	18.2	27.9	20.0	12.7	31.5	39.9	29.9	29.3
Ba	471	55	190	43	130	141	244	271	532	28
Hf	3.9	6.3	2.9	6.0	4.2	3.3	6.3	8.0	5.5	5.4
Ta	1.26	1.73	1.09	2.24	1.39	1.03	2.09	2.59	1.89	1.88
Pb	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	39	25	12
Th	3.36	6.49	2.57	7.48	3.70	2.12	6.89	7.64	4.79	5.28
U	1.10	1.67	0.69	1.99	1.06	0.59	2.09	2.61	1.56	1.87
La	31.7	13.4	16.9	9.74	15.5	13.7	31.8	22.1	51.1	9.71
Ce	50.3	57.1	33.9	51.8	42.2	27.6	84.7	80.1	54.1	41.5
Pr	9.57	3.41	4.39	2.54	4.03	3.74	7.75	4.99	12.2	2.29
Nd	38.7	14.6	17.7	9.95	18.4	16.0	34.0	20.7	47.6	10.1
Sm	9.57	3.82	4.47	2.31	5.17	4.18	9.05	5.28	11.5	2.66
Eu	3.41	1.28	1.64	0.715	1.91	1.54	3.10	1.81	3.91	0.846
Gd	10.3	3.47	5.17	2.03	5.91	4.64	9.32	5.40	11.7	2.22
Tb	1.86	0.59	0.88	0.37	1.05	0.73	1.59	0.83	1.76	0.37
Dy	11.1	3.33	5.05	2.33	5.94	4.11	8.88	4.72	9.59	2.19
Ho	2.00	0.63	0.94	0.45	0.99	0.79	1.57	0.88	1.80	0.41
Er	5.35	1.81	2.59	1.24	2.66	2.24	4.11	2.50	4.82	1.13
Tm	0.734	0.258	0.352	0.176	0.377	0.311	0.540	0.358	0.655	0.161
Yb	4.21	1.59	2.00	1.12	2.25	1.73	3.16	2.15	3.76	0.97
Lu	0.583	0.223	0.270	0.164	0.307	0.243	0.444	0.304	0.538	0.142
LREE	143.3	93.6	79.0	77.1	87.2	66.8	170.4	135.0	180.4	67.1
HREE	36.1	11.9	17.3	7.9	19.5	14.8	29.6	17.1	34.6	7.6
REE	179.4	105.5	96.3	84.9	106.7	81.6	200.0	152.1	215.0	74.7
LREE/HREE	3.96	7.87	4.58	9.78	4.48	4.51	5.75	7.87	5.21	8.84
Ce/Ce*	0.71	2.07	0.96	2.55	1.31	0.95	1.32	1.87	0.53	2.16
Eu/Eu*	1.05	1.07	1.04	1.01	1.06	1.07	1.03	1.04	1.03	1.06
La/Yb	7.5	8.4	8.5	8.7	6.9	7.9	10.1	10.3	13.6	10.0
10000Ga/Al	2.65	2.50	2.61	1.90	2.40	1.09	2.38	2.24	2.18	2.01
10000Sc/Fe*	2.40	2.55	2.51	2.66	2.17	2.47	2.63	2.65	2.67	2.61

Appendix. 1 Continued.

Sample #	1806B	1806C	1806D	1806E	1806F	1807A	1807B	1807C	1808A	1808B
Rock type	B. laterite	Saprolite								
Depth(m)	1.0	2.0	3.0	4.0	5.0	0.1	1.0	2.0	0.1	1.0
Northing	15°28'31.8"	15°28'31.8"	15°28'31.8"	15°28'31.8"	15°28'31.8"	15°33'47.0"	15°33'47.0"	15°33'47.0"	15°29'09.7"	15°29'09.7"
Easting	106°21'37.4"	106°21'37.4"	106°21'37.4"	106°21'37.4"	106°21'37.4"	106°17'28.9"	106°17'28.9"	106°17'28.9"	106°13'52.4"	106°13'52.4"
SiO ₂ (%)	24.3	26.6	31.1	7.90	20.0	42.7	42.9	41.5	31.9	47.8
TiO ₂	3.18	2.94	2.96	4.04	3.30	3.18	3.24	3.09	3.12	2.00
Al ₂ O ₃	29.9	28.2	29.0	35.2	31.7	22.6	24.3	22.7	27.5	16.4
Fe ₂ O ₃	25.2	25.7	20.9	26.9	25.0	14.4	13.5	13.2	19.4	12.9
MnO	0.097	0.058	0.063	0.077	0.087	0.170	0.134	0.134	0.237	0.166
MgO	0.13	0.12	0.29	0.16	0.34	0.66	0.34	0.50	0.19	6.96
CaO	0.04	0.03	0.02	< 0.01	0.03	0.40	0.16	0.33	0.07	6.72
Na ₂ O	0.02	0.02	0.04	< 0.01	0.06	0.21	0.12	0.12	0.07	2.21
K ₂ O	0.05	0.01	0.04	< 0.01	0.04	0.32	0.27	0.33	0.06	0.44
P ₂ O ₅	0.27	0.25	0.22	0.43	0.50	0.33	0.26	0.29	0.32	0.29
LOI	17.6	15.7	14.9	21.8	18.6	15.0	14.9	15.3	16.0	3.55
Total	100.70	99.54	99.58	96.53	99.60	99.86	100.1	97.50	98.86	99.49
Sc(ppm)	43	38	38	54	52	35	37	35	40	24
V	324	324	230	385	345	270	266	249	317	193
Cr	380	310	160	530	560	340	340	350	250	200
Co	20	18	15	24	29	47	45	45	51	45
Ni	210	250	180	40	370	180	190	110	170	160
Cu	120	110	100	140	150	70	80	70	60	70
Zn	190	150	190	70	180	260	220	190	170	210
Ga	38	38	37	47	43	30	33	31	27	21
Ge	2.2	2.5	2.4	1.4	2.8	1.9	2.0	2.2	< 0.5	1.5
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Sr	5	2	2	< 2	3	28	17	26	13	283
Y	10.2	8.8	11.3	7.9	19.4	24.3	27.9	24.2	30.7	40.4
Zr	234	192	219	178	246	253	273	250	194	128
Nb	30.7	27.2	35.9	32.7	39.0	27.0	28.8	25.2	22.1	15.6
Ba	56	79	45	21	93	122	94	106	65	172
Hf	6.5	5.1	5.6	5.6	6.5	6.3	6.7	6.9	5.1	3.3
Ta	2.09	1.77	2.38	1.35	2.68	1.67	1.79	1.51	1.52	0.97
Pb	46	45	24	< 5	16	34	20	9	< 5	8
Th	5.41	4.81	5.33	6.23	5.61	5.77	6.14	5.63	4.02	2.16
U	1.71	1.35	1.35	2.06	1.97	1.98	2.13	1.81	1.39	0.62
La	11.4	8.92	12.3	5.65	19.3	18.4	20.9	20.9	14.7	21.0
Ce	52.4	57.0	110	29.6	72.7	55.5	59.5	61.1	49.0	28.6
Pr	2.65	2.11	2.65	1.24	5.21	4.44	4.94	4.56	4.49	4.70
Nd	11.4	8.91	11.2	6.08	23.2	18.1	20.7	18.6	20.0	20.8
Sm	2.90	2.31	2.92	1.84	6.01	4.63	5.25	4.59	5.85	5.59
Eu	0.983	0.805	0.975	0.679	2.05	1.61	1.85	1.54	2.27	2.17
Gd	3.01	2.43	3.07	2.20	5.32	4.81	5.52	4.84	6.86	7.18
Tb	0.47	0.38	0.49	0.37	0.86	0.81	0.92	0.88	1.13	1.13
Dy	2.43	2.08	2.49	2.03	4.72	4.61	5.17	5.21	6.32	6.34
Ho	0.45	0.39	0.46	0.39	0.85	0.88	0.95	0.92	1.18	1.23
Er	1.28	1.15	1.26	1.15	2.31	2.48	2.68	2.51	3.25	3.40
Tm	0.186	0.172	0.183	0.170	0.332	0.348	0.370	0.346	0.455	0.436
Yb	1.16	1.07	1.14	1.06	2.07	2.07	2.22	2.12	2.64	2.39
Lu	0.159	0.153	0.153	0.148	0.308	0.302	0.319	0.295	0.368	0.335
LREE	81.7	80.1	140.0	45.1	128.5	102.7	113.1	111.3	96.3	82.9
HREE	9.1	7.8	9.2	7.5	16.8	16.3	18.1	17.1	22.2	22.4
REE	90.9	87.9	149.3	52.6	145.2	119.0	131.3	128.4	118.5	105.3
LREE/HREE	8.94	10.23	15.15	6.00	7.66	6.30	6.23	6.50	4.34	3.69
Ce/Ce*	2.34	3.22	4.72	2.74	1.78	1.51	1.44	1.53	1.48	0.71
Eu/Eu*	1.02	1.04	1.00	1.03	1.11	1.04	1.05	1.00	1.10	1.05
La/Yb	9.8	8.3	10.8	5.3	9.3	8.9	9.4	9.9	5.6	8.8
10000Ga/Al	2.40	2.55	2.41	2.52	2.57	2.51	2.57	2.58	1.85	2.41
10000Sc/Fe*	2.44	2.12	2.60	2.87	2.98	3.49	3.93	3.79	2.95	2.65

Appendix. 1 Continued.

Sample #	1809A	1809B	1809C	1810A	1810B	1814A	1814B	1814C	1814D	1816A
Rock type	B. laterite	B. laterite	B. laterite	Saprolite	Saprolite	B. laterite				
Depth(m)	0.1	1.0	2.0	0.1	1.0	0.1	1.0	2.0	3.0	0.1
Northing	15°27'50.8"	15°27'50.8"	15°27'50.8"	15°24'27.7"	15°24'27.7"	15°15'46.5"	15°15'46.5"	15°15'46.5"	15°15'46.5"	15°12'05.5"
Easting	106°09'50.9"	106°09'50.9"	106°09'50.9"	106°05'21.4"	106°05'21.4"	105°56'01.4"	105°56'01.4"	105°56'01.4"	105°56'01.4"	105°57'16.6"
SiO ₂ (%)	30.2	29.5	29.3	32.4	33.4	30.9	26.4	7.95	31.2	28.6
TiO ₂	2.83	3.02	3.18	3.37	3.15	3.33	3.02	3.99	3.28	3.04
Al ₂ O ₃	27.	27.7	29.4	28.0	27.1	28.1	24.5	34.3	27.4	26.5
Fe ₂ O ₃	20.6	21.2	22.0	20.3	17.6	23.1	29.7	27.7	23.7	21.6
MnO	0.301	0.280	0.349	0.300	0.265	0.144	0.180	0.186	0.173	0.314
MgO	0.10	0.10	0.10	0.28	0.14	0.10	0.09	0.12	0.10	0.11
CaO	0.03	0.02	0.03	0.07	0.04	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.01	< 0.01
Na ₂ O	0.03	< 0.01	0.03	0.06	0.19	0.03	< 0.01	0.07	0.03	0.02
K ₂ O	< 0.01	0.04	0.05	0.16	0.12	0.09	< 0.01	< 0.01	0.05	0.05
P ₂ O ₅	0.28	0.21	0.20	0.43	0.33	0.22	0.29	0.38	0.21	0.23
LOI	16.3	15.1	15.0	15.8	14.9	14.7	14.0	21.6	13.8	16.4
Total	97.62	97.15	99.60	101.29	97.15	100.7	98.12	96.26	100.00	96.93
Sc(ppm)	37	38	41	36	32	37	43	46	36	36
V	294	307	328	334	288	339	407	388	347	289
Cr	300	290	320	360	240	790	390	440	370	290
Co	67	63	75	89	68	39	42	33	32	39
Ni	200	180	240	290	170	190	90	< 20	180	150
Cu	90	100	100	110	80	100	130	70	100	90
Zn	210	190	270	290	90	250	190	150	230	80
Ga	35	35	36	37	33	38	37	45	35	35
Ge	2.4	2.3	2.5	2.3	2.2	2.4	2.1	0.6	2.4	2.3
As	< 5	< 5	< 5	< 5	5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Sr	5	6	5	9	9	4	3	7	4	4
Y	25.8	22.9	23.8	25.7	24.7	9.3	11.5	3.7	9.3	8.3
Zr	184	186	199	233	158	211	186	235	200	149
Nb	19.0	19.7	21.0	31.0	24.0	21.6	18.9	23.1	21.0	15.0
Ba	84	77	82	114	47	28	95	27	55	34
Hf	5.6	5.7	5.5	6.3	5.1	5.7	5.6	6.8	5.5	4.7
Ta	1.16	1.21	1.44	2.25	1.68	1.54	1.18	1.49	1.50	0.99
Pb	5	< 5	23	20	< 5	21	10	< 5	19	< 5
Th	4.24	4.24	4.31	5.09	4.82	4.80	4.67	3.85	4.54	3.75
U	1.10	1.14	1.38	1.44	1.36	1.28	1.92	1.56	1.16	3.94
La	17.0	16.1	17.0	22.6	22.8	6.82	8.01	2.62	7.62	5.85
Ce	56.7	57.7	60.6	68.5	58.6	34.8	44.4	13.3	47.1	32.6
Pr	4.42	3.99	4.90	6.56	5.52	2.15	2.02	0.66	2.29	1.57
Nd	20.1	18.0	20.5	25.9	23.8	9.16	9.56	3.38	9.53	7.74
Sm	5.56	5.07	5.32	6.18	6.27	2.35	2.73	1.04	2.44	2.31
Eu	2.02	1.80	1.95	2.24	2.15	0.827	0.943	0.358	0.878	0.818
Gd	6.01	5.35	5.73	6.25	6.44	2.56	2.96	1.22	2.71	2.61
Tb	1.07	0.93	0.91	1.06	1.09	0.40	0.53	0.20	0.41	0.43
Dy	6.20	5.49	5.31	5.93	6.28	2.29	3.16	1.07	2.34	2.39
Ho	1.07	1.00	1.04	1.13	1.08	0.45	0.56	0.18	0.45	0.43
Er	2.87	2.68	2.78	3.10	2.83	1.30	1.59	0.52	1.29	1.21
Tm	0.400	0.370	0.375	0.418	0.390	0.186	0.252	0.083	0.185	0.178
Yb	2.47	2.27	2.27	2.49	2.34	1.21	1.57	0.53	1.14	1.14
Lu	0.362	0.310	0.316	0.360	0.325	0.181	0.216	0.076	0.166	0.163
LREE	105.8	102.7	110.3	132.0	119.1	56.1	67.7	21.4	69.9	50.9
HREE	20.5	18.4	18.7	20.7	20.8	8.6	10.8	3.9	8.7	8.6
REE	126.3	121.1	129.0	152.7	139.9	64.7	78.5	25.2	78.5	59.4
LREE/HREE	5.17	5.58	5.89	6.36	5.73	6.54	6.24	5.51	8.04	5.95
Ce/Ce*	1.60	1.77	1.63	1.38	1.28	2.23	2.71	2.48	2.76	2.64
Eu/Eu*	1.07	1.06	1.08	1.10	1.03	1.03	1.01	0.97	1.04	1.02
La/Yb	6.9	7.1	7.5	9.1	9.7	5.6	5.1	4.9	6.7	5.1
10000Ga/Al	2.45	2.39	2.32	2.50	2.30	2.56	2.86	2.48	2.41	2.49
10000Sc/Fe*	2.57	2.57	2.67	2.53	2.60	2.29	2.07	2.38	2.17	2.39

Appendix. 1 Continued.

Sample #	1816B	1816C	1812A	1812B	1602A	1602B	1603A	1603B	1603C	1603D
Rock type	B. laterite	B. laterite	B. laterite	B. laterite	S. laterite	S. bauxite	S. laterite	S. laterite	S. bauxite	S. bauxite
Depth(m)	1.0	2.0	0.1	1.0	0.1	1.1	0.1	1.0	2.0	3.0
Northing	15°12'05.5"	15°12'05.5"	15°20'48.0"	15°20'48.0"	14°56'08.2"	14°56'08.2"	14°56'17.1"	14°56'17.1"	14°56'17.1"	14°56'17.1"
Easting	105°57'16.6"	105°57'16.6"	105°59'50.5"	105°59'50.5"	106°35'46.6"	106°35'46.6"	106°35'52.3"	106°35'52.3"	106°35'52.3"	106°35'52.3"
SiO ₂ (%)	28.7	28.7	42.2	39.4	15.5	1.43	4.92	2.04	2.66	1.28
TiO ₂	3.18	3.24	2.15	2.20	3.75	2.93	3.01	3.41	4.69	3.22
Al ₂ O ₃	27.6	29.1	17.3	17.7	23.1	37.3	17.3	18.3	30.6	27.8
Fe ₂ O ₃	22.6	22.8	18.4	20.1	38.5	32.5	56.0	57.6	38.9	44.0
MnO	0.321	0.358	0.269	0.363	0.053	0.061	0.032	0.019	0.037	0.062
MgO	0.10	0.11	3.28	2.36	0.08	0.05	0.02	0.03	0.07	0.04
CaO	< 0.01	0.02	3.69	2.60	0.01	< 0.01	0.01	0.01	0.03	< 0.01
Na ₂ O	< 0.01	0.04	1.73	0.99	0.04	0.02	0.04	0.04	0.02	0.03
K ₂ O	0.08	0.12	0.77	0.57	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.02	0.02	0.03
P ₂ O ₅	0.22	0.20	0.35	0.19	0.54	0.48	1.29	1.53	0.76	0.59
LOI	15.3	15.7	10.9	14.3	18.1	24.2	17.0	17.3	21.2	20.7
Total	98.04	100.40	101.03	100.80	99.60	98.95	99.56	100.20	98.98	97.77
Sc(ppm)	38	41	24	25	46	52	62	84	46	46
V	303	318	258	281	647	400	773	712	569	522
Cr	310	300	270	280	1540	1100	1710	1160	1010	950
Co	40	43	84	106	7	19	13	6	10	14
Ni	220	220	230	220	< 20	40	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	100	100	110	100	70	120	140	170	120	130
Zn	240	240	200	270	80	80	160	90	160	80
Ga	34	34	25	25	45	45	44	55	68	43
Ge	2.2	2.5	1.6	1.8	0.8	0.6	0.7	0.6	0.7	0.6
As	< 5	< 5	< 5	< 5	8	9	34	14	15	6
Sr	4	5	237	203	64	64	91	142	107	79
Y	7.5	8.2	27.0	26.0	12.2	13.7	17.1	23.2	20.1	18.3
Zr	175	186	162	155	476	204	398	406	644	248
Nb	17.3	17.1	31.3	29.5	62.7	39.3	66.7	81.6	120	50.1
Ba	37	45	374	366	66	73	107	232	130	87
Hf	5.2	5.2	4.2	4.0	12.0	5.4	9.2	9.0	15.1	6.1
Ta	1.24	1.21	2.06	1.93	3.98	1.43	3.68	4.77	6.23	1.95
Pb	19	19	8	17	< 5	< 5	21	27	15	< 5
Th	3.90	3.85	4.53	4.49	14.7	8.18	19.1	13.8	19.5	8.28
U	0.95	1.00	0.92	0.95	3.45	3.67	4.34	5.03	5.11	4.48
La	6.22	5.99	33.2	30.2	39.8	41.7	41.0	65.2	74.5	42.7
Ce	37.2	38.0	80.7	82.4	80.0	85.2	87.9	139	150	82.8
Pr	2.05	2.04	8.31	7.58	10.9	9.41	10.7	17.1	16.4	9.44
Nd	8.91	9.31	29.2	26.9	40.0	37.6	42.0	67.3	59.8	36.8
Sm	2.40	2.54	6.66	6.25	8.90	9.09	9.82	16.2	13.5	8.67
Eu	0.835	0.901	2.28	2.14	2.72	2.81	3.19	5.14	4.16	2.73
Gd	2.43	2.65	6.53	6.21	6.64	7.46	8.06	13.2	10.8	7.28
Tb	0.37	0.42	1.04	1.00	1.00	1.05	1.22	1.92	1.41	1.02
Dy	2.10	2.24	5.82	5.67	4.61	4.79	5.74	8.76	6.37	5.03
Ho	0.40	0.43	1.11	1.10	0.61	0.71	0.83	1.16	0.95	0.86
Er	1.18	1.24	2.98	2.95	1.42	1.68	2.01	2.56	2.30	2.27
Tm	0.174	0.182	0.386	0.382	0.185	0.207	0.264	0.321	0.289	0.318
Yb	1.11	1.19	2.33	2.29	1.10	1.14	1.54	1.63	1.67	2.02
Lu	0.162	0.172	0.314	0.316	0.152	0.159	0.190	0.175	0.228	0.298
LREE	57.6	58.8	160.4	155.5	182.3	185.8	194.6	309.9	318.4	183.1
HREE	7.9	8.5	20.5	19.9	15.7	17.2	19.9	29.7	24.0	19.1
REE	65.5	67.3	180.9	175.4	198.0	203.0	214.5	339.7	342.4	202.2
LREE/HREE	7.27	6.90	7.82	7.81	11.60	10.81	9.80	10.43	13.26	9.59
Ce/Ce*	2.55	2.67	1.19	1.34	0.94	1.05	1.03	1.02	1.05	1.01
Eu/Eu*	1.06	1.06	1.06	1.05	1.08	1.04	1.10	1.07	1.05	1.05
La/Yb	5.6	5.0	14.2	13.2	36.2	36.6	26.6	40.0	44.6	21.1
10000Ga/Al	2.33	2.21	2.73	2.66	3.68	2.28	4.80	5.69	4.21	2.93
10000Sc/Fe*	2.40	2.57	1.87	1.78	1.71	2.29	1.58	2.09	1.69	1.49

Appendix. 1 Continued.

Sample #	1604A	1604B	1604C	1604D	1605A	1605B	1605C	1605D	1606A	1606B
Rock type	S. laterite	S. bauxite	S. bauxite	Sandstone	S. laterite	S. laterite	S. laterite	S. bauxite	S. bauxite	S. laterite
Depth(m)	0.1	1.0	2.0	7.0	0.1	1.0	2.0	3.0	0.1	1.0
Northing	14°56'34.2"	14°56'34.2"	14°56'34.2"	14°56'34.2"	14°56'41.4"	14°56'41.4"	14°56'41.4"	14°56'41.4"	14°56'56.0"	14°56'56.0"
Easting	106°35'33.1"	106°35'33.1"	106°35'33.1"	106°35'33.1"	106°35'19.6"	106°35'19.6"	106°35'19.6"	106°35'19.6"	106°34'43.0"	106°34'43.0"
SiO ₂ (%)	9.81	5.78	1.44	39.0	24.7	26.6	24.5	4.73	17.4	22.2
TiO ₂	3.50	3.37	3.92	3.76	4.70	5.13	5.35	3.55	4.78	4.82
Al ₂ O ₃	19.0	35.0	46.9	18.3	21.3	23.7	24.6	31.5	30.8	27.3
Fe ₂ O ₃	50.4	32.3	19.3	26.0	25.7	28.0	28.2	37.8	25.5	25.3
MnO	0.036	0.032	0.046	0.097	0.048	0.046	0.059	0.340	0.180	0.213
MgO	0.06	0.07	0.08	0.05	0.10	0.10	0.10	0.05	0.27	0.56
CaO	0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.01	< 0.01	0.01	< 0.01	0.02	< 0.01
Na ₂ O	0.04	0.05	0.04	0.03	0.08	0.05	0.07	0.02	0.04	0.03
K ₂ O	0.03	< 0.01	< 0.01	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02	0.04	0.08
P ₂ O ₅	0.83	0.49	0.21	0.21	0.33	0.33	0.33	0.63	0.47	0.46
LOI	16.4	21.9	26.9	11.6	20.6	16.3	15.9	21.1	21.3	18.3
Total	100.10	99.01	98.85	99.05	97.53	100.30	99.09	99.70	100.80	99.26
Sc(ppm)	51	40	22	39	29	35	34	47	40	40
V	698	480	317	406	400	439	449	515	381	401
Cr	1170	1070	380	700	450	490	470	1630	510	570
Co	11	9	9	9	6	7	8	18	46	101
Ni	< 20	< 20	< 20	30	< 20	< 20	< 20	< 20	90	170
Cu	100	60	50	90	40	30	40	90	90	110
Zn	110	100	130	100	90	120	110	90	170	210
Ga	45	45	43	39	47	50	51	42	47	51
Ge	1.1	0.8	0.6	1.6	1.0	0.9	0.9	0.6	1.6	2.1
As	21	11	< 5	5	15	11	11	9	< 5	< 5
Sr	37	36	43	40	85	97	106	83	46	34
Y	11.2	7.8	7.6	14.7	19.6	19.9	20.9	15.0	46.5	71.4
Zr	385	350	357	401	457	567	548	366	391	421
Nb	61.6	52.6	60.3	58.6	70.7	91.3	92.7	59.4	64.2	66.8
Ba	43	40	46	237	119	135	148	638	100	80
Hf	9.5	8.9	9.0	10.3	12.4	14.2	14.1	8.9	9.8	10.4
Ta	3.42	3.48	3.57	4.06	5.24	6.34	6.43	3.09	4.21	4.15
Pb	17	13	7	< 5	< 5	19	12	19	13	< 5
Th	14.2	10.4	8.02	10.3	17.2	17.4	17.7	12.2	8.58	9.14
U	3.40	2.86	2.15	4.04	3.94	3.66	3.88	3.64	2.12	2.30
La	31.9	26.2	38.8	42.7	49.6	45.5	49.9	39.1	38.7	47.7
Ce	61.8	50.0	64.8	76.2	95.9	87.2	94.6	86.8	92.0	118
Pr	7.89	6.45	7.90	8.74	10.6	11.0	12.0	9.76	10.7	12.0
Nd	28.5	24.0	30.3	32.5	41.1	40.6	44.5	37.2	42.8	51.9
Sm	6.25	5.22	7.06	7.29	9.62	9.19	9.95	8.69	11.2	14.1
Eu	1.97	1.60	2.19	2.15	2.87	2.89	3.10	2.75	3.90	5.07
Gd	4.79	3.91	5.35	5.79	8.25	7.78	8.50	7.05	11.1	15.2
Tb	0.77	0.59	0.72	0.82	1.17	1.22	1.30	1.06	1.87	2.32
Dy	4.00	2.88	3.13	4.27	5.48	5.90	6.40	5.10	10.4	13.1
Ho	0.60	0.43	0.45	0.72	0.87	0.89	0.95	0.70	1.77	2.48
Er	1.56	1.02	1.03	1.98	2.22	2.16	2.27	1.64	4.48	6.76
Tm	0.224	0.141	0.124	0.286	0.293	0.299	0.306	0.211	0.585	0.898
Yb	1.36	0.90	0.67	1.83	1.73	1.80	1.80	1.17	3.59	5.09
Lu	0.188	0.136	0.094	0.251	0.244	0.241	0.252	0.146	0.537	0.688
LREE	138.3	113.5	151.1	169.6	209.7	196.4	214.1	184.3	199.3	248.8
HREE	13.5	10.0	11.6	15.9	20.3	20.3	21.8	17.1	34.3	46.5
REE	151.8	123.5	162.6	185.5	229.9	216.7	235.8	201.4	233.6	295.3
LREE/HREE	10.25	11.34	13.06	10.63	10.35	9.68	9.83	10.79	5.81	5.35
Ce/Ce*	0.96	0.94	0.91	0.97	1.03	0.96	0.95	1.09	1.11	1.21
Eu/Eu*	1.10	1.08	1.09	1.01	0.98	1.04	1.03	1.07	1.07	1.06
La/Yb	23.5	29.1	57.9	23.3	28.7	25.3	27.7	33.4	10.8	9.4
10000Ga/Al	4.47	2.43	1.73	4.02	4.18	3.99	3.91	2.52	2.89	3.53
10000Sc/Fe*	1.45	1.77	1.63	2.15	1.61	1.79	1.73	1.78	2.24	2.26

Appendix. 1 Continued.

Sample #	1607	1608	1609	1610	1611A	1611B	1709A	1709B	1709C	1813A
Rock type	S. laterite	S. laterite	S. bauxite	S. laterite	S. laterite	S. bauxite	S.(?) laterite	S.(?) laterite	S.(?) laterite	S.(?) laterite
Depth(m)	Surface	0.1	0.1	0.1	0.3	1.0	2.0	3.0	4.0	0.1
Northing	14°56'56.4"	14°57'07.6"	14°57'26.7"	14°57'43.1"	14°58'00.2"	14°58'00.2"	15°06'37.8"	15°06'37.8"	15°06'37.8"	15°16'59.7"
Easting	106°34'23.9"	106°34'14.3"	106°34'06.5"	106°34'07.45"	106°33'41.9"	106°33'41.9"	106°36'20.2"	106°36'20.2"	106°36'20.2"	105°57'06.2"
SiO ₂ (%)	10.4	16.7	1.20	18.5	62.1	3.53	44.9	54.6	60.2	42.0
TiO ₂	2.35	6.31	4.40	5.72	1.17	2.37	2.06	1.90	1.68	3.92
Al ₂ O ₃	16.8	23.9	43.0	26.6	15.4	30.1	26.0	20.2	18.3	29.2
Fe ₂ O ₃	54.6	29.0	25.6	22.5	6.40	41.3	13.2	12.7	10.8	9.10
MnO	0.066	0.108	0.118	0.071	0.012	0.026	0.027	0.036	0.024	0.052
MgO	0.04	0.14	0.08	0.12	0.59	0.04	0.15	0.18	0.21	0.19
CaO	< 0.01	0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.03
Na ₂ O	0.02	0.06	0.05	0.03	0.05	0.04	0.05	0.05	0.04	0.02
K ₂ O	< 0.01	0.06	< 0.01	0.03	1.23	0.02	0.36	0.51	0.59	0.04
P ₂ O ₅	0.97	0.70	0.36	0.36	0.08	0.79	0.11	0.11	0.10	0.11
LOI	14.2	22.1	25.3	22.2	11.3	21.0	13.3	10.0	8.57	14.0
Total	99.46	99.11	100.10	96.13	98.28	99.18	100.10	100.30	100.40	98.63
Sc(ppm)	54	43	28	37	13	52	21	20	19	27
V	502	442	301	397	119	580	182	178	162	236
Cr	540	370	310	500	120	1010	280	230	230	340
Co	28	13	12	8	3	12	5	6	4	23
Ni	30	< 20	< 20	< 20	< 20	50	< 20	< 20	< 20	210
Cu	180	60	50	50	< 10	120	40	40	40	50
Zn	110	170	110	120	< 30	90	90	80	80	200
Ga	32	51	48	51	22	36	33	29	28	33
Ge	1.4	1.1	0.6	1.2	1.3	0.6	1.8	1.6	1.8	1.6
As	7	7	< 5	12	6	15	10	6	8	< 5
Sr	39	134	83	92	30	55	19	25	25	6
Y	11.7	25.0	12.7	21.6	23.3	13.5	13.8	16.0	20.1	34.5
Zr	269	476	390	452	336	283	414	455	535	261
Nb	36.8	86.5	65.7	81.1	25.7	43.0	29.8	27.8	28.3	26.5
Ba	66	279	101	120	161	69	77	104	124	39
Hf	6.9	10.8	9.8	11.4	9.1	7.3	9.4	10.3	11.7	6.9
Ta	2.23	3.58	4.00	4.35	2.20	2.72	2.36	2.50	2.58	1.83
Pb	< 5	16	11	< 5	7	12	12	9	11	6
Th	6.26	13.5	7.68	15.6	19.1	15.4	14.8	16.2	18.0	4.92
U	2.46	2.88	1.89	3.74	2.89	3.51	3.03	3.27	3.82	0.98
La	33.3	63.5	35.3	62.7	33.9	22.2	31.0	38.5	45.0	24.5
Ce	80.5	131	67.3	120	66.5	46.4	60.2	73.2	87.5	35.9
Pr	9.00	17.4	8.99	14.6	7.92	6.00	6.69	8.42	10.2	7.48
Nd	36.5	66.1	33.8	58.5	27.1	23.3	21.0	26.8	32.3	29.9
Sm	9.27	15.2	7.55	13.2	5.59	5.69	3.98	5.13	6.47	7.59
Eu	2.98	4.86	2.31	4.17	1.25	1.83	0.89	1.12	1.41	2.73
Gd	6.86	13.2	6.03	11.1	5.06	5.01	3.25	4.22	5.20	8.53
Tb	0.98	2.02	0.87	1.55	0.90	0.86	0.56	0.70	0.86	1.28
Dy	4.64	9.69	4.06	6.92	5.14	4.47	3.16	3.82	4.71	6.98
Ho	0.69	1.34	0.58	1.00	0.94	0.68	0.58	0.67	0.85	1.34
Er	1.67	2.82	1.31	2.47	2.64	1.80	1.64	1.87	2.38	3.65
Tm	0.228	0.331	0.159	0.309	0.400	0.249	0.249	0.291	0.360	0.485
Yb	1.30	1.72	0.84	1.82	2.55	1.47	1.65	1.89	2.41	2.85
Lu	0.165	0.199	0.104	0.250	0.388	0.191	0.250	0.284	0.360	0.407
LREE	171.6	298.1	155.3	273.2	142.3	105.4	123.8	153.2	182.9	108.1
HREE	16.5	31.3	14.0	25.4	18.0	14.7	11.3	13.7	17.1	25.5
REE	188.1	329.4	169.2	298.6	160.3	120.2	135.1	166.9	200.0	133.6
LREE/HREE	10.38	9.52	11.13	10.75	7.90	7.16	10.91	11.14	10.68	4.24
Ce/Ce*	1.14	0.97	0.93	0.97	1.00	0.99	1.02	1.00	1.00	0.65
Eu/Eu*	1.14	1.05	1.05	1.05	0.72	1.05	0.75	0.74	0.74	1.04
La/Yb	25.6	36.9	42.0	34.5	13.3	15.1	18.8	20.4	18.7	8.6
10000Ga/Al	3.60	4.03	2.11	3.62	2.71	2.26	2.40	2.72	2.89	2.14
10000Sc/Fe*	1.41	2.12	1.56	2.35	2.91	1.80	2.28	2.25	2.53	4.24

Appendix. 1 Continued.

Sample #	1813B	1813C	4056A	4056B
Rock type	S.(?) laterite	S.(?) laterite	Sandstone	Sandstone
Depth(m)	1.0	2.0	Unknown	Unknown
Northing	15°16'59.7"	15°16'59.7"	Unknown	Unknown
Easting	105°57'06.2"	105°57'06.2"	Unknown	Unknown
SiO ₂ (%)	40.9	38.7	33.0	78.6
TiO ₂	3.81	3.94	4.54	0.19
Al ₂ O ₃	28.7	29.3	36.4	13.1
Fe ₂ O ₃	11.2	11.6	7.87	1.01
MnO	0.068	0.026	0.009	0.002
MgO	0.19	0.19	0.02	0.22
CaO	0.03	0.02	0.07	0.02
Na ₂ O	0.04	0.04	<0.01	0.03
K ₂ O	< 0.01	0.07	0.14	0.86
P ₂ O ₅	0.13	0.11	0.73	0.17
LOI	14.7	14.1	17.7	5.26
Total	99.65	98.06	100.10	99.50
Sc(ppm)	30	28	31	4
V	239	246	287	18
Cr	410	260	440	30
Co	29	14	5	2
Ni	240	190	340	140
Cu	70	70	70	20
Zn	200	160	120	<30
Ga	35	31	42	8
Ge	2.2	1.8	3.0	2.0
As	5	< 5	11	<5
Sr	5	5	688	181
Y	32.5	30.6	92	46
Zr	255	239	315	77
Nb	25.2	24.0	68	6.0
Ba	43	33	659	260
Hf	7.0	6.5	8.9	2.6
Ta	1.72	1.66	4.4	0.40
Pb	9	6	8	<5
Th	4.75	4.24	7.1	5.3
U	1.08	0.82	4.0	0.70
La	22.9	22.6	364	91.6
Ce	37.1	21.6	1050	265
Pr	7.05	6.40	112	31.4
Nd	28.8	25.0	493	171
Sm	7.25	5.97	136	56.5
Eu	2.58	2.18	44.7	20.8
Gd	8.02	7.16	109	55.3
Tb	1.21	1.06	13.5	7.10
Dy	6.59	5.95	54.0	28.8
Ho	1.27	1.17	6.2	3.6
Er	3.55	3.25	11.0	6.1
Tm	0.476	0.436	1.02	0.60
Yb	2.88	2.53	4.0	2.7
Lu	0.421	0.365	0.33	0.26
LREE	105.7	83.8	2199.7	636.3
HREE	24.4	21.9	199.1	104.5
REE	130.1	105.7	2398.8	740.8
LREE/HREE	4.33	3.82	11.05	6.09
Ce/Ce*	0.72	0.44	1.28	1.21
Eu/Eu*	1.03	1.02	1.12	1.14
La/Yb	8.0	8.9	91.0	33.9
10000Ga/Al	2.31	2.00	2.18	1.15
10000Sc/Fe*	3.82	3.46	5.64	5.67

Chemical characteristics of the indium-polymetallic ores from the Toyoha mine, Hokkaido, Japan

Shunso Ishihara^{1,*} and Hiroharu Matsueda²

Shunso Ishihara and Hiroharu Matsueda (2011) Chemical characteristics of the indium-polymetallic ores from the Toyoha mine, Hokkaido, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 62 (3/4), p. 131- 142, 5 figs, 3 tables.

Abstract: High-grade indium-polymetallic ores of the Toyoha deposits, Hokkaido, which mainly belong to the stage IV mineralization, were studied chemically at E-W trending Shinano-Izumo-Iwami Veins, WNW-ESE trending Soya Vein, and N-S-trending Sorachi-Nemuro Veins. The indium contents go up to 1.0 wt % in the ores (Sorachi, ~430 mL). Averaged indium contents and 1000 In/Zn ratio are obtained as follows: Shinano Vein (n=29): 568 ppm and 9.0; Izumo Vein (n=7): 582 ppm and 1.9; Iwami Vein (n=17): 371 ppm and 6.4 (n=16, excluding the highest value of 444.6); Soya Vein (n=4) 1,467 ppm and 3.1; and Nemuro-Sorachi Vein (n=5): 4,050 ppm and 9.1. The whole average is 854 ppm (n=62) and 7.1 (n=61). These indium-rich ores occur in the southeastern part of the Toyoha deposit, where the hydrothermal ore solutions were considered flown out from the depth.

Indium contents of the ores are positively correlated with zinc contents on the Shinano Vein (correlation coefficient of 0.65), but unclear on the whole veins (correlation coefficient of 0.51). Positive correlation between indium and tin is only seen locally (e.g., Iwami Vein). Within available level of 500 meters, zinc content decreases but tin and arsenic contents increase with the depth. Distribution of indium has some similarity with that of tin and arsenic vertically. These chemical characteristics suggest that indium was closely associated with tin and arsenic, besides zinc and cadmium in the hydrothermal fluids. Compared with similar indium-rich ore deposits in sedimentary terrains in Bolivia, indium-contents are similar in the two regions. Mafic components such as iron, copper, nickel, cobalt, arsenic, and silver are, however, richer in the Toyoha deposits than in the Bolivian deposits. Manganese, antimony, bismuth and tin are predominant in the Bolivian ore deposits. These chemical characteristics reflect general difference of the host rocks, juvenile mafic volcanics vs. sedimentary and felsic volcanics, of the two regions.

Keywords: Toyoha deposit, Miocene, mafic host rocks, vein type, lead-zinc, indium, tin

1. Introduction

There are two sources for industrial use of indium: one is submarine volcanogenic massive base-metal sulfides, while the other is vein-type base-metal sulfides. The massive sulfides such as Kidd Creek and Brunswick deposits, Canada, are large in the tonnage of base-metal but low in indium grade. The tin-polymetallic vein-type deposits such as Toyoha and Ikuno-Akenobe deposits in Japan, and many in Bolivian tin-polymetallic belt, are moderate to small in the base-metal size, but the indium grades are high in general. These ore deposits are also volcanogenic occurring mostly in terrestrial volcanic environment. The Toyoha deposit is the largest in Japan, containing ca. 5,000 tons of indium

(Ishihara *et al.*, 2006).

Toyoha lead-zinc pyrite ores were cropped out along the upper stream (Shirai river) of the Toyohira river, southwest of Sapporo (Fig. 1), which were discovered by geological survey of either by Ikutaro Asai or Kotorajinbo during 1890-1891s. The property was acquired and developed by the Kuhara Mining Co. in 1914-1921. The Nippon Mining Co. was the successor and re-opened the mine in 1934, and continued the silver-lead-zinc mining up to 1950s. In 1950s, the mining license was shifted to the present owner of the Toyoha Mining Co. Ltd. (Toyoha Mining Co. Ltd., 1981), who developed most of polymetallic ores and ceased the mining on the 31st March, 2006.

Mineralogical studies were most advanced in indium-

¹AIST, Geological Survey of Japan

²The Hokkaido University Museum, Hokkaido University, Sapporo, Hokkaido, Japan

* Corresponding author: S. ISHIHARA, Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email: s-ishihara@aist.go.jp

bearing ore deposits of the early days in Japan, including Toyoha deposits (e.g., Kato and Shinohara, 1968; Shimizu *et al.*, 1986; Shimizu and Kato, 1991; Ohta, 1989). Yoshie *et al.* (1986), however, tried to evaluate valuable trace components including Au, Cu, Zn, W, In and Co for the mining purpose of the Toyoha mine. Genetic model for the polymetallic deposits was proposed by Yajima *et al.* (1993). Extraction of these useful components during the dressing and smelting processes made the Toyoha ores the most valuable than any other lead-zinc ore deposit in the Japanese Islands and of the world (Ishihara, 2005).

We collected various ores from drilling cores for exploration of major veins of the southeastern part of the Toyoha mine, and analyzed major and trace elements by ICP/MS methods paying special attention to the indium contents. This mine has had largest indium production in the past, over 5,000 tons metal, among major indium-bearing tin-polymetallic ore deposits of Ikuno, Akenobe and Ashio mines in the Japanese Islands (Ishihara *et al.*, 2006). This paper reveals chemical characteristics of trace and some major elements of this largest indium-bearing ore deposit in Japan and compare them to similar Miocene tin-polymetallic ores

in Bolivia.

2. Geology and mineralization stages

Toyoha mine is situated in Miocene volcano-sedimentary area in the southwestern part of Hokkaido (Fig. 1), and is located very close to Quaternary volcanic front. The famed Jozankei hot spring occurs about 10 km east of this mine and dormant volcano of Muine-yama (1,461m) and Nagao-yama (1,211m) are seen 5 km to the south. Because of the young and active volcanic circumstance, the mining tunnels of the southeastern corner of the Toyoha mine was very hot to the limit of dynamite blasting (170°C) on the wall rocks, and over 40°C in the air temperature.

According to Yoshie *et al.* (1986), the mine area is underlain by Miocene volcanic and sedimentary rocks of three units. The lowest Koyanagizawa Formation is composed of the lowest andesite lava, middle basaltic lava and upper dacite lava and its pyroclastics with very local intercalation of conglomerate and mudstone. Motoyama Formation overlies unconformably the Koyanagizawa Formation and consists of alternative conglomerate, sandstone and mudstone. The uppermost

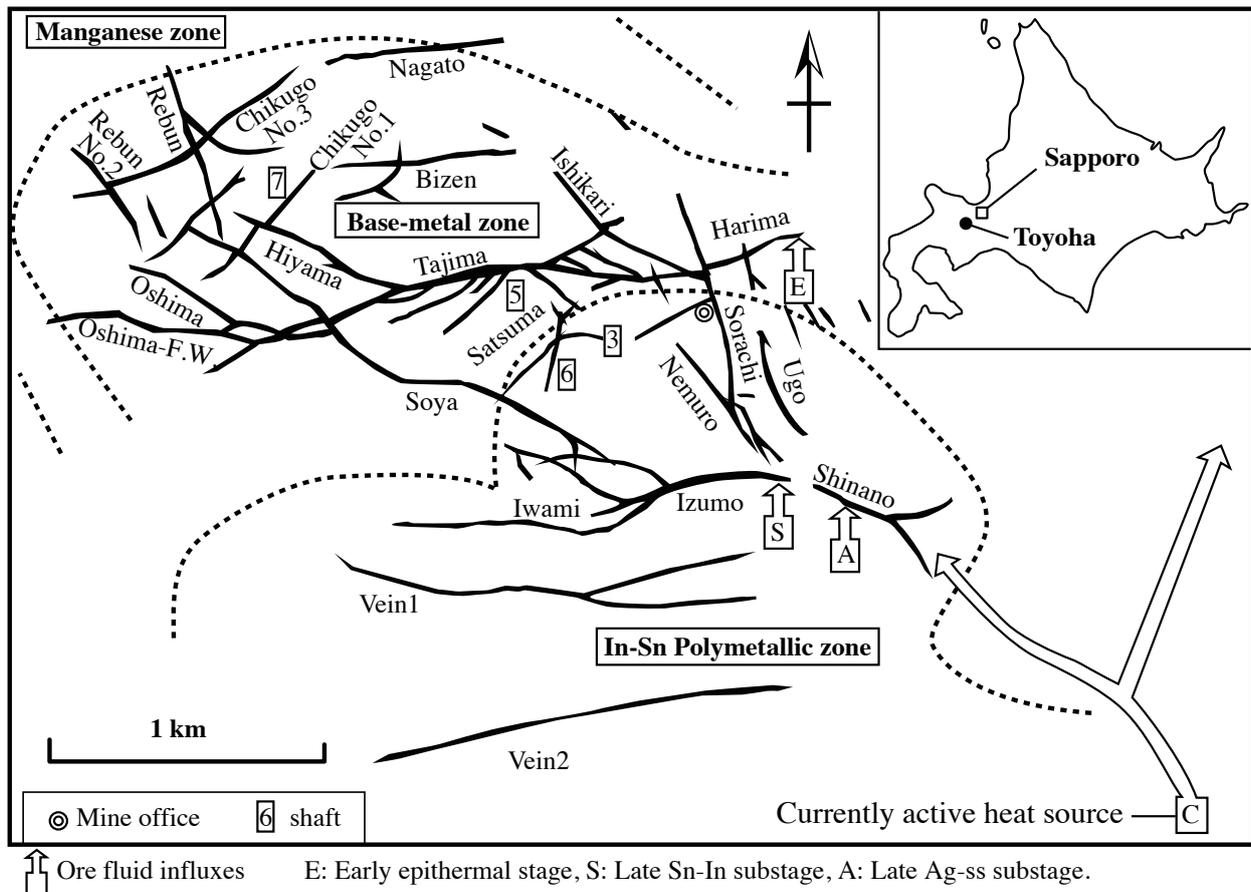


Fig. 1 Location and vein system of the Toyoha mine showing the indium polymetallic zone, base metal zone and manganese zone from the southeast to northwest (originally from Yajima *et al.*, 1993).

Nagato Formation, composed of lower fine tuffs and upper andesite lava and its tuff breccia, overlies conformably on the Motoyama Formation. All of these rocks host the ore veins. No large Miocene intrusions have been observed, but small Miocene felsic dikes (“quartz porphyry”, 12.8 Ma U-Pb age on zircon, Ishihara *et al.*, 2010a) intrude into these host rocks, which is considered branched dikes of the main quartz porphyry (E-W 4 km and N-S 4 km) located in the Jozankei township with the satellitic bodies southward.

The ore deposits are vein type with more than 50 named and un-named veins. Major veins are E-W trending Oshima footwall-Tajima-Harima Vein and Iwami-Izumo-Shinano Veins, WNW-ESE trending Soya Vein, and N-S trending Sorachi Vein (Fig. 1). The mineralizations occurred more than 700 m vertically in blind condition (Fig. 2), which made the Toyoha mine large in production. Vein-type deposits of the Toyoha mine are composed of silver-lead-sphalerite-rhodochrosite ores in the northwestern area, where a part of the ores was cropped out. Moving toward southeastern corner, these ores became polymetallic containing tin, tungsten and indium in the base metal ores. For example, cassiterite and stannite and a new mineral of sakuraiite $(\text{Cu,Zn,Fe})_3(\text{In,Sn})\text{S}_4$ were discovered in the Giant Shinano Vein (Yajima, 1977). Zinc-indium mineral of $\text{Cu}(\text{Zn, Fe})_2\text{InS}_4$ and silver-indium mineral of AgInS_2 were reported from Izumo and Sorachi Veins (Ohta, 1980).

These veins were originally classified into the first stage of silver-bearing galena-sphalerite assemblage and the second stage of chalcopyrite-pyrite assemblage, both intruded by the latest rhodochrosite-calcite-silver-quartz veins (Akome and Haraguchi, 1963). The two-

stage classification was modified by Yajima and Ohta (1979) who pointed out the characteristic minerals of the first stage as sphalerite, galena, pyrite, arsenopyrite and hematite, and those of the second stage as pyrrhotite, graphite, tin and tungsten minerals, besides sphalerite, galena and pyrite. Thus, both the oxygen fugacity and temperature during the formation are quite different between two stages.

Yoshie *et al.* (1986) and Narui *et al.* (1988) classified crystallization history of the ore minerals into seven stages, which are slightly modified by Sanga *et al.* (1992). They showed the geographic distribution of the stage I and II mineralizations in the E-W veins of the northwestern part, and the main polymetallic veins of the stage III to V in all the NW-SE and N-S veins of the southeastern part. The stage VI and VII veins are seen along NW-SE striking veins as the whole but mainly in the northern area.

Main vein-forming minerals of each stage are seen as follows (Yoshie *et al.*, 1986). They also showed average and range of indium contents of the vein width of each stage as follows:

Stage I: Large amounts of quartz containing galena, sphalerite, pyrite, rhodochrosite, hematite, magnetite replacing hematite and argentite. Average indium-contents vary from 10 to 60 ppm In in this stage, but the indium-bearing minerals have not been identified yet.

Stage II: Mainly rhodochrosite and Mn-calcite, together with small amounts of quartz, Mn-silicates, and pyrrhotite-containing pyrite. Indium content of this stage is as low as below 10 ppm.

Stage III: Mainly quartz and pyrite, with small amount of hematite. Indium contents are also as low as

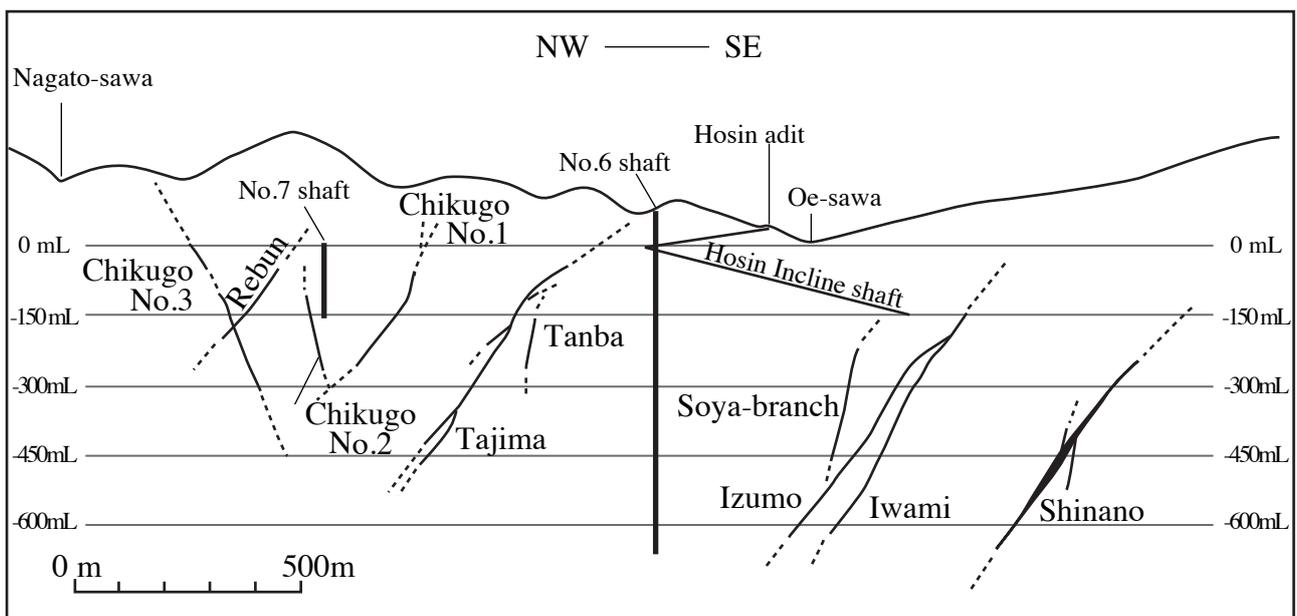


Fig. 2 Idealized E-W section of the Toyoha vein system (from guidebook of Toyoha mine, 1994 edition).

Table. 1 Analytical results of indium-polymetallic ores from the Toyoha mine. Detection limit in ppm.

Elements and ratio	In	Sn	Cd	Zn	Pb	Cu	Fe	Mn	V	Cr	Ni	Co	Ga	W	Mo	As	Bi	Ag	Se	Sb	Ge	Tl		
Detection Limit (ppm)	0.1	In/Zn	1	0	Cd/Zn	0.2	0.5	0.2	10.0	1	1.0	0.5	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1		
Shinano Vein (n=29)																								
KO 220-1 -300mL	263	1.4	398	867	4.6	190000	1330	781	181000	95	2	4	1.7	10	15.7	6.9	2.9	2160	1.8	115.0	13.9	56.8	0.1	0.4
KO 220-1 do.	817	2.0	1090	1850	4.5	414000	363	2410	102000	312	1	6	0.9	65	12.4	95.8	2.2	998	1.2	84.5	8.9	27.6	0.2	0.1
KO 221-1 do.	44	0.7	127	281	4.3	65300	48700	433	141000	679	21	12	13.4	14	2.9	14.3	2.3	610	1.5	146.0	22	23.8	0.1	0.5
KO 221-2 do.	453	1.6	395	1590	5.6	282000	3660	1120	169000	163	<1	3	0.9	21	7.4	5.5	1.7	695	9.0	24.4	7.1	15.1	0.1	<0.05
KO 217-1 350mL Shita III	892	3.2	737	1310	4.7	279000	24000	1870	200000	499	1	14	1	55	7.5	10.3	14.3	1720	5.0	73.0	3.2	82.8	0.2	5.6
KO 217-7 do.Shita-IV	258	3.7	299	398	5.7	69900	632	59200	186000	65	2	8	5.6	38	25.2	8.8	3.4	2970	2.7	302.0	43.1	46.1	0.1	0.6
KO 212-1 do., 450 mL	563	12.7	5370	179	4.0	44200	2350	91900	198000	80	7	18	224	3150	19.1	122	4	68900	557.0	>100	21.6	841	3.2	0.5
KO 213-2 do., do.	2550	29.2	5900	1020	11.7	87200	749	112000	236000	56	4	12	127	1300	136	118	2.4	21300	54.0	756.0	43.5	258	1.1	0.4
KO 215-1 do., do.	824	18.4	6040	304	6.8	44700	2650	37900	217000	165	10	24	127	1700	43.7	906	45.9	25800	62.3	281.0	84	348	0.7	0.7
KO 218-1 do., 550 mL	220	33.1	11500	103	15.5	6640	10800	46300	215000	61	22	42	62.6	672	29.7	427	2.4	12400	873.0	953.0	16.1	213	0.4	1.0
KO 218-3 do., do.	154	0.7	257	715	3.1	233000	84800	308	47900	153	11	11	2.7	8	53.2	4.5	1.9	3280	10.3	486.0	4	467	1	1.3
KO 218-5 do., do.	94	10.8	1070	56	6.4	8740	6400	25000	262000	41	22	36	198	2500	31.9	275	3	72300	526.0	724.0	8.9	1060	0.7	0.7
KO 218-6 do., do.	222	1.4	236	777	4.8	163000	880	743	252000	76	1	3	0.8	55	33.5	93.6	1.8	1740	7.4	109.0	3.6	84	0.5	0.9
KO 218-6 do., do.	516	1.8	298	2020	7.2	282000	64200	1080	131000	82	<1	6	0.5	196	109	173	11.8	663	45.3	434.0	23	161	1.7	0.2
KO 219-1 do., -590 mL	2800	6.1	508	2940	6.4	461000	36500	2650	31400	169	<1	4	1.4	191	168	14.8	11.1	2160	9.2	1190.0	193	540	3.5	0.2
KO 219-2 do., do.	177	1.1	550	1330	8.5	156000	3200	1150	245000	345	<1	3	1.4	67	90.4	9.4	2	1070	2.9	140.0	116	140	0.4	1.6
KO 3-8 do., -600 mL	73	19.9	868	36	9.8	3660	2370	84800	268000	33	3	6	10	77	7.1	6	2.1	2390	218.0	321.0	14.3	83.8	1.8	0.2
KO 4-1-1 do., do.	418	1.1	467	2060	5.4	378000	37700	1580	51800	101	1	8	4.1	104	58.8	1.1	5.3	12400	7.4	372.0	273	754	0.4	0.5
KO 4-14-1 do., do.	760	3.6	785	812	3.8	214000	1220	1920	179000	200	3	8	10.9	586	24.5	106	9.4	16000	19.0	116.0	18.9	169	0.2	0.3
KO 4-21-1 do., do.	1310	3.1	1050	2160	5.2	416000	9360	880	25500	7710	1	28	1	4	72.4	10.8	2	1710	2.9	671.0	15	367	91	111.0
KO 4-23 do., do.	268	8.3	1970	276	8.5	32300	26900	72800	184000	48	13	7	442	2420	43.8	1.7	2.9	34000	144.0	346.0	16.2	329	1.1	0.8
KO 5-14 do., do.	151	8.7	567	143	8.2	17400	580	41900	109000	27	8	4	254	1410	24.8	4.2	1.8	18800	83.3	153.0	5.1	176	0.6	0.5
KO 5-24 do., do.	703	8.4	10000	524	6.2	83900	4760	110000	182000	45	1	3	63	1370	57.6	68.3	1.9	29800	745.0	1260.0	2.8	969	9	0.3
KO 5-28 do., do.	56	0.1	472	2110	4.5	468000	12000	123	15200	180	1	10	<0.5	12	6.8	1.6	1.8	157	1.0	199.0	4.9	1150	8	14.8
KO 6-9 do., do.	35	26.0	1080	10	7.6	1330	258	10200	209000	40	40	7	4.9	157	48.3	22.9	7.6	6370	17.6	40.3	15.7	46.2	0.5	0.4
KO 6-11 do., do.	17	36.4	149	5	10.8	472	135	5470	113000	21	22	3	2.5	84	25.7	15.7	4.3	3410	20.8	20.1	21.1	26.3	0.2	0.3
KO 6-14 do., do.	314	0.9	1150	1880	5.5	343000	217000	1460	38800	169	1	5	0.9	12	52.3	2.4	1.6	2950	6.4	739.0	10.6	691	3.2	2.2
KO 8-7 do., do.	1100	1.9	958	4000	6.9	581000	10100	1340	63400	206	1	4	<0.5	3	68.7	3.3	1.7	714	2.6	715.0	26.7	975	92	24.3
KO 8-9 do., do.	422	13.8	13500	207	6.8	30600	2680	47300	265000	37	2	5	27.2	1190	23.4	95	2.2	43900	182.0	419.0	22.6	591	3.5	0.4
Average	568	9.0	2338	1033	5.6	184701	21251	26366	155793	409	8	10	58.9	603	44.8	90.5	5.44	13495	124.8	399.6	36.5	369	7.8	6.1
Izumo Vein (n=7)																								
KO 197-1 Izumo 150mL	110	0.2	540	3210	6.2	517000	8930	2380	55000	1100	1	4	0.6	40	57.9	38.4	8.2	1280	2.9	335.0	40.8	114	0.1	0.5
KO 92-3 do. -300mL	319	0.7	202	903	2.0	461000	27000	3640	97600	626	7	19	1.3	47	8.8	103	2.3	536	3.5	127.0	30.6	65.3	0.5	0.1
KO 98 do. -320 mL	2340	5.4	1270	2210	5.1	437000	1950	3990	84500	210	3	4	1.7	73	89.2	186	9	504	8.3	156.0	21.8	46.5	0.2	0.4
KO 120 do., -450 mL	122	0.4	187	1090	3.8	287000	689	71	124000	322	2	3	0.6	118	31.8	306	8.5	19000	0.9	226.0	29	414	0.3	0.8
KO 108-1 do. -550mL	651	2.5	574	1050	4.0	264000	3960	2150	232000	301	20	11	8.2	97	11.7	171	5.2	12900	9.4	119.0	10.5	85.8	0.5	0.3
KO 108-1 do., do.	248	1.1	739	870	3.8	230000	174000	1860	130000	289	12	8	9.1	106	13.1	48.5	63.4	40000	10.1	556.0	77	499	0.3	0.5
KO 108-2 do. Do.	287	3.3	151	373	4.4	85700	1250	447	343000	209	30	9	3.2	163	6.4	484	3.1	3180	2.4	25.6	14.7	46.3	0.2	0.4
Average	582	1.9	523	1387	4.3	325957	31111	2077	152000	437	11	8	3.5	92	31.3	191	14.2	11057	5.3	220.7	32.1	182	0.3	0.4

below 10 ppm.

Stage IV: Mainly massive sphalerite and pyrite with little gangue minerals. Associated minerals are pyrrhotite, arsenopyrite, marcasite, chalcopyrite, galena and wurtzite. Sphalerite of this stage is black to dark brown in color and contains 7-8 mole %FeS, which is much higher than that of the Stage I. The indium contents of this stage are very high, having generally 300~400 ppm In, and locally exceeding 1,000 ppm In. Almost all of indium-, tin- and tungsten-bearing minerals of the Toyoha mine occur associated with this stage of the sphalerites and other indium-bearing minerals from the Sorachi, Nemuro, Ishikari, Soya, Izumo and Shinano Veins of the southeastern part.

Stage V: Chalcedonic quartz containing chalcopyrite and Ag-bearing tetrahedrite, associated with sphalerite, pyrite, arsenopyrite and stannite. The indium contents

are below the detection limit (<10 ppm).

Stage VI: This is only seen in the Soya Vein, as an early quartz-chlorite vein and later galena-sphalerite-quartz-chlorite vein. The indium contents are below the detection limit (<10 ppm).

Stage VII: Mainly Mn carbonates, associated with quartz, pyrite and Mn-silicates. The latest stage is characterized by Sb-minerals such as jamsonite and stibnite (Narui *et al.*, 1988). The indium contents are below the detection limit (<10 ppm).

3. Analyzed samples, method and results

The analyzed samples were taken from drill cores for the underground exploration. They belong to the stage IV ores of the E-W and/or WNW-ESE striking veins of Shinano Vein at -300 mL to -600 mL (n=29), Izumo

Table. 1 Continued.

Elements and ratio	In	1000	Sn	Cd	1000	Zn	Pb	Cu	Fe	Mn	V	Cr	Ni	Co	Ga	W	Mo	As	Bi	Ag	Se	Sb	Ge	Tl
Detection Limit (ppm)	0.1	In/Zn	1	0	Cd/Zn	0.2	0.5	0.2	10.0	1	1.0	0.5	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Iwami Vein (n=17)																								
KO 184 Iwami, -150mL	125	0.3	449	1550	4.2	373000	88300	4820	105000	592	1	4	1.3	5	5.6	1.2	1.7	461	1.3	254.0	92.5	56.4	0.1	0.2
KO 176-3 do., -300mL	1400	2.7	1260	6760	13.1	517000	2310	3760	81700	297	1	6	6	31	38.2	40.6	1.7	233	3.7	93.0	10.2	38.4	0.5	0.1
KO 178-2 do., do.	11	0.2	181	204	3.2	62900	25600	1240	387000	390	2	9	1.2	1	0.9	5.6	2.4	2170	1.2	47.5	22.3	32.5	0.2	0.1
KO 179-1 do., -320mL	208	1.2	522	998	5.9	169000	407000	799	20400	978	<1	5	0.6	8	16.4	2.5	2.8	42	0.5	1260.0	6.2	250	0.1	0.9
KO 179-2 do., do.	1	0.1	78	3	0.6	5010	1670	39	412000	241	2	6	2.1	1	0.5	2.1	1.8	277	0.4	21.8	9.6	111	8.5	2.9
KO 179-3 do., do.	312	0.8	436	1530	4.0	379000	3040	1690	184000	702	8	13	2.9	34	13.9	6	6.7	723	1.8	84.9	4.3	21.7	0.2	0.3
KO 180 do., -335mL	243	0.7	593	2120	5.9	358000	106000	1340	108000	633	1	7	0.6	61	33.5	67.5	3.3	440	17.6	330.0	15.5	157	1	1.9
KO 181 do., 350 mL	954	2.2	590	1940	4.5	431000	856	2100	125000	355	1	4	1.8	28	14.9	3.7	2	608	4.4	54.8	96.6	17	0.5	0.1
KO 189-2 do., -400 mL	1070	2.2	580	1920	3.9	493000	397	3740	48400	344	1	11	1.2	8	6.5	14.4	1.8	205	1.6	65.9	23.5	38.4	0.1	<0.05
KO 182-1 do., -450 mL	151	0.8	154	1050	5.3	198000	4430	486	289000	269	2	5	1	7	5.3	10.3	2	1080	5.9	26.5	16	10.6	0.2	<0.05
KO 182-4 do., do.	203	0.4	458	1990	4.3	461000	5660	1440	87500	320	1	4	5.9	146	13.7	19.2	2.2	28300	1.6	269.0	8.6	750	1.2	<0.05
KO 194-2 do., -500 mL	369	2.4	409	842	5.5	152000	1730	642	305000	126	23	18	11	159	51.4	230	40.5	6820	3.8	128.0	18	288	0.3	0.7
KO 194-2 do., do.	471	2.7	450	1100	6.3	174000	1510	1620	198000	106	<1	1	2	129	59.1	122	46.5	25700	1.9	>100	14.2	731	1.3	0.5
KO 193 do., -600mL	195	1.5	1900	599	4.7	127000	7970	23500	329000	184	11	14	4.6	17	9.4	10.7	4.4	682	16.6	137.0	24.4	39	0.3	0.1
KO 195 do., do.	285	444.6	871	22	34.0	641	122	208000	238000	10	2	3	2.2	67	3.7	164	1.7	219	28.9	407.0	13.5	6.8	0.2	<0.05
KO 196-1 do., do.	173	0.8	1040	1010	4.9	208000	1130	3330	246000	182	27	15	6.7	106	59.5	244	4	16000	13.9	58.3	19	219	0.5	0.1
KO 196-2 do., do.	140	82.8	765	20	12.1	1690	1230	49700	374000	52	1	14	3.6	17	1.1	10.5	1.9	488	111.0	158.0	69.9	10	0.4	<0.05
Average	371	32.2	632	1392	5.8	241779	38762	18132	208118	340	5.6	8	3.2	48	19.6	56.1	7.49	4968	12.7	212.2	27.3	163	0.9	0.7
Soya Vein (n=4)																								
KO 132 -400 mL	155	0.9	563	668	3.7	182000	452000	1280	11000	85	<1	3	<0.5	7	6.3	0.8	4.2	51	11.5	1250.0	4.8	59.4	0.1	0.2
KO 135a -450 mL	143	0.3	1520	2200	4.4	498000	4680	7580	55000	601	1	3	0.6	26	11.1	3	5.9	3840	4.8	157.0	9.9	101	0.3	0.1
KO 135b do.	220	0.4	1580	3360	6.5	516000	16300	3810	59000	278	<1	3	<0.5	55	18.3	2.3	3.1	540	4.4	268.0	25.8	264	1.4	<0.05
KO 138 do., -500 mL	5350	11.0	1420	3020	6.2	488000	2970	7520	47800	347	3	6	0.8	75	9.7	3.2	3.6	53	12.3	147.0	55.6	11.3	0.5	<0.05
Average	1467	3.1	1271	2312	5.5	421000	118988	5048	43200	328	2	4	0.7	41	11.4	2.33	4.2	1121	8.3	455.5	24	109	0.6	0.1
Nemuro & Sorachi Veins (n=5)																								
KO 131 Nemuro-150mL	86	0.4	466	839	3.9	217000	204000	735	175000	339	1	4	<0.5	40	5.6	57.3	1.9	1880	2.5	353.0	179	183	0.2	0.3
KO 126 Sorachi-365mL	8230	17.5	2590	3500	7.5	469000	660	14000	70700	237	1	5	1.2	80	17.5	33.1	7.2	173	3.4	174.0	23.9	53	1.2	<0.05
KO 112-2 do., -430mL	803	1.9	420	1990	4.6	428000	3520	1130	113000	727	2	13	4	48	88.6	53.7	20.2	766	9.5	256.0	33.9	54	0.2	0.2
KO 112-3 do., do.	10400	23.4	1950	6390	14.4	445000	6120	12600	60100	932	2	5	7.2	102	>500	4.3	3.4	1240	26.5	15000.0	23.4	6640	27	3.4
KO 113 do., -450mL	731	2.5	474	1230	4.2	292000	1050	2380	214000	1700	6	10	2.4	68	9.1	83.3	4.1	1120	4.3	43.6	55.9	40.1	0.2	0.1
Average	4050	9.1	1180	2790	7.5	370200	43070	6169	126560	787	2.4	7	3.7	68	30.2	46.3	7.36	1036	9.2	3165.3	63.2	1394	5.7	1.0
Whole average	854	14.2	1503	1396	5.7	246505	35231	18362	160124	418	7	9	30	314	33	83	7	9079	63.7	563.0	34.8	357	4	3.5
Zn concentrates	1030	2.1	1650	2740	5.7	483000	12800	4540	61900	607	5	12	4	32	133	18	13	1930	38.0	471.0	31.7	417	0.3	2.2
Pb concentrates	270	n.c.	5740	211	8.5	24900	648000	19800	53000	235	5	45	7	37	18	22	67	2670	557.0	2730.0	75.1	621	0.6	2.2
Cu concentrates	817	n.c.	13500	305	13.9	21900	35100	205000	246000	97	4	4	32	237	71	22	62	3700	2500.0	3820.0	50.3	1240	3.1	1.0
Tailing-1	57	2.2	274	134	5.1	26300	4290	733	307000	3780	61	58	43.2	114	17.7	109	7.8	18100	23.5	76.9	9.0	78.5	0.5	0.9
Tailing-2	68	4.1	991	87	5.2	16700	1220	3320	195000	3610	71	52	49.2	273	24.1	66.8	6.0	12200	216.0	78.1	12.7	134	0.5	0.7

Analyst: ActLabs by ICP/MS. N.c., not calculated

Vein at -150 mL to -550 mL (n=7), Iwami Vein at -150 mL to -600 mL (n=17), and Soya Vein at -400 mL to -500 mL (n=4) from the east to west. From N-S series veins, the analyzed samples are obtained from Sorachi Vein at -365 mL to -450 mL (n=4) and Nemuro Vein at -150 mL (n=1). These veins are shown in Fig. 1 and depth of the sample location is shown in Table 1.

3.1 Results on the ores and tailings

The chemical analyses were performed at Actlabs (Ancaster, Canada) and all by TD-MS (Total Digestion-Mass Spectrometry). High-grade Pb ores (>5000 ppm Pb) are, however, analyzed separately by ICP-OES (Inductively Coupled Plasma-Optical Emission Spectrometry). High-grade Ag values (>100 ppm) are also re-examined by chemical method after dissolving only sulfide elements. Their detection limits

and obtained values are shown in Table 1. Averaged chemical compositions of all the analyses are shown at the bottom of Table 1. Chemical composition of two tailing samples from the Oshidori-sawa second covering point in the center and north margin is also supplemented.

The whole averaged value of our study is compared with the average composition of the produced ores in 2004, which was provided by the Toyoha mine and given in parenthesis as follows: In 854 ppm (309 g/t), Ag 563 ppm (305g/t), Cu 1.84 % (0.61 %), Pb 3.52% (2.17%), and Zn 24.65% (11.24%). Comparing with the mine's data, the average of our studied samples are higher in all economic elements, such as In (x 2.8), Ag (x1.9), Cu (x 3.0), Pb (x 1.6) and Zn (x 2.2), implying that we selected higher grade ores than the produced ores. The iron content of our studied ores is

16.0%. These results agree to the fact that the studied ores were mostly selected from the later-stage high-grade veins containing much pyrrhotite and Fe-rich sphalerites, besides pyrite.

Indium contents of the studied ores vary from 11 ppm to 10,400 ppm, except for one (1 ppm) with very low content of the ore minerals but iron sulfides. Averaged

values for major E-W veins are as follows: 568 ppm In for the Shinano Vein (n=29), 582 ppm In for the Izumo Vein (n=7), and 371 ppm In for the Iwami Vein (n=17). The whole samples (n=62) are 854 ppm in the average. The Soya and Nemuro-Sorachi Veins are very high, 1,467 ppm In (n=4) and 4,050 ppm In (n=5), respectively. Another way to evaluate indium anomaly of one given

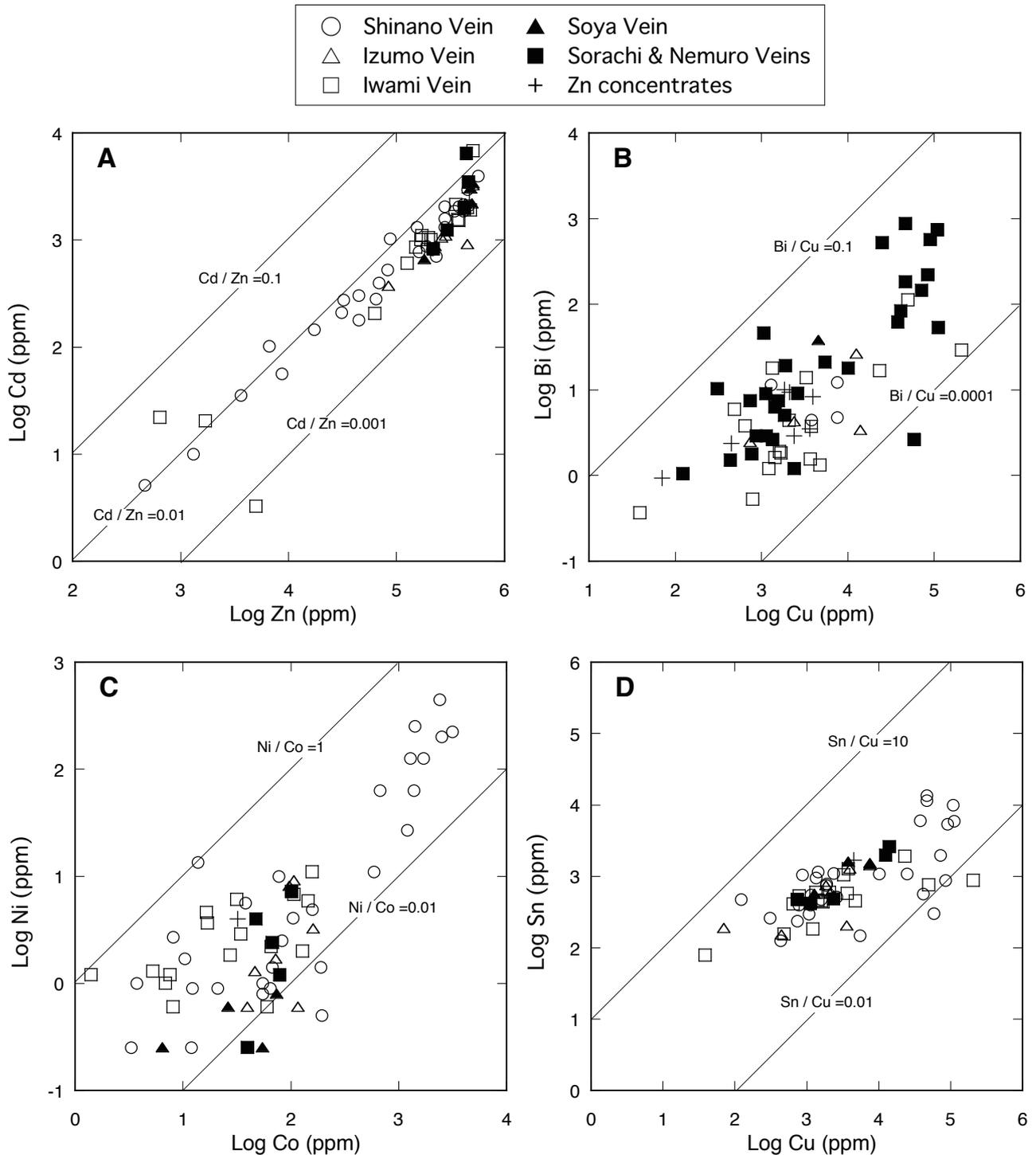


Fig. 3 Binary diagrams for four pairs with the high correlation coefficients in the log-scale, as Cd-Zn 0.95, Bi-Cu 0.75, Ni-Co 0.73 and Sn-Cu 0.71.

Table 2 Distribution coefficient among the analyzed ores from the Toyoha mine (n=62), excluding Zn concentrates and tailings, and ores from Hosin Inclined Shaft.

	In	Sn	Cd	Zn	Pb	Cu	Fe	Mn	Cr	Ni	Co	Ga	W	As	Bi	Ag	Se	Sb
In	1.00																	
Sn	0.48	1.00																
Cd	0.66	0.08	1.00															
Zn	0.51	-0.06	0.95	1.00														
Pb	-0.08	-0.07	0.32	0.37	1.00													
Cu	0.30	0.71	-0.28	-0.45	-0.28	1.00												
Fe	-0.27	0.00	-0.50	-0.47	-0.43	0.25	1.00											
Mn	0.18	-0.23	0.60	0.69	0.33	-0.52	-0.34	1.00										
Cr	0.01	0.17	-0.16	-0.13	0.05	0.14	0.20	0.13	1.00									
Ni	0.06	0.49	-0.38	-0.43	-0.23	0.62	0.44	-0.44	0.43	1.00								
Co	0.34	0.58	-0.10	-0.22	-0.24	0.59	0.28	-0.46	0.16	0.73	1.00							
Ga	0.56	0.36	0.42	0.28	0.00	0.16	-0.25	0.00	-0.05	0.20	0.47	1.00						
W	0.20	0.22	-0.09	-0.13	-0.35	0.17	0.47	-0.14	0.31	0.33	0.55	0.22	1.00					
As	-0.04	0.33	-0.21	-0.22	-0.15	0.31	0.43	-0.35	0.19	0.70	0.69	0.33	0.43	1.00				
Bi	0.17	0.65	-0.36	-0.48	-0.09	0.75	0.28	-0.60	0.27	0.70	0.72	0.27	0.30	0.49	1.00			
Ag	0.37	0.45	0.27	0.14	0.47	0.29	-0.44	-0.01	0.01	0.14	0.22	0.53	-0.07	0.09	0.33	1.00		
Se	0.17	0.02	0.11	0.08	0.05	0.09	0.06	0.13	0.03	-0.04	0.06	0.11	0.05	0.03	-0.05	0.07	1.00	
Sb	0.13	0.33	0.21	0.20	0.33	-0.01	-0.26	0.00	0.05	0.26	0.35	0.57	0.05	0.52	0.21	0.64	-0.03	1.00

deposit is 1000In/Zn ratio, which is also shown in Table 1. At the Toyoha mine, the 1000In/Zn of the whole measurement is 7.1, excluding unusually low zinc and high copper ore of KO195.

The 1000In/Zn of zinc concentrates is 2.1, but that of the whole average of our studied result is 7.1. These figures imply that indium occurs not only in the sphalerites but also in many other minerals, such as tin, copper, silver and antimony sulfides and sulphosalts, in the Toyoha ore deposits. There is an extremely high 1000In/Zn ratio of 445 in the ores of the Iwami Vein, which is a local massive chalcopyrite ore containing only 641 ppm Zn and gives the highest value of 445 (KO195, Table 1). This value was excluded in the average calculation. Copper-indium mineral, such as roquesite (CuInS_2) may be expected to occur in this sample. The other trace elements rich in the studied veins are arsenic 9,079 ppm, tin 1,503 ppm, cadmium 1,396 ppm, manganese 418 ppm, antimony 357 ppm, cobalt 314 ppm, tungsten 83 ppm, bithmuth 64 ppm, gallium 33 ppm and selenium 35 ppm.

Tailings of possibly 2004 production, which are now completely covered by a synthetic sheet, are rather high in zinc (2.63 and 1.67 %) and are also high in indium (57 and 68 ppm) and tin (274 and 991 ppm), reflecting the ores mined out in the last stage of the mining. Tailings are also high in arsenic (1.2~1.8%), which is 1.7 times of the whole average of the studied ores, implying that the element as arsenopyrite tends to move to the tailings after flotation, which is clearly observed in lead-zinc ores of North Vietnam by Ishihara *et al.* (2010a). As far as increasing ratio is concerned, vanadium (11 times), manganese (9 times), and chromium (6 times) increased in the tailings. There are not much differences on the other ore components, such as Ni (1.7 times), Bi (1.7 times), Fe (1.6 times) and Mo (1 time). All the other

elements, which are mostly ore metals, are decreased in the amounts (Table 1), because they were taken out by the flotation.

3.2 Correlation coefficient among ore metals

Correlation coefficient among the selected analyzed components of the ores, excluding those from the Hosin Inclined Shaft and zinc concentrates and tailings, are shown by log unit in Table 2. The total number is 62. The highest five values are obtained on the following pairs: Cd-Zn=0.95, Bi-Cu=0.75, Co-Ni=0.73, Bi-Co=0.72 and Cu-Sn=0.71; which are shown also in their binary diagrams, except for the Bi-Co pair (Fig. 3 A~D). Cd and Zn relationship is usually most beautiful in all the studied sphalerite-bearing ore deposits (e.g., Ishihara *et al.*, 2006). The highest correlation coefficient on the Cd-Zn indicates cadmium substituting Fe and Zn in sphalerite. Co-As pair has also high value of 0.69, because cobalt is often substituted in arsenopyrite (Ishihara, 2011). Related to In, high values are obtained with Cd(0.66), Ga(0.56), Zn(0.51) and Sn(0.48).

On the individual veins, which are not shown here, the Shinano and Iwami Veins are mentioned here, because large numbers of the chemical analyses and the Shinano Vein formed closest to the supposed feeder of the ore solution (Fig. 1), while the Iwami Vein representing its western margin. Shinano Vein (n=29) has only seven pairs with the correlation coefficients higher than 0.80, such as Cd-Zn=0.98, As-Ni (0.87), As-Co (0.84), Co-Ni (0.84), Bi-Co (0.82), Cu-Ni (0.81) and Cd-V (0.80). On the other hand, the Iwami Vein (n=17) has only two pairs higher than 0.80, as Cd-Zn (0.92) and Co-Ga (0.80), implying that the Shinano ores were precipitated close to the conduit of the ore solutions.

3.3 Variation diagrams including indium

Indium was first found in stannite and Ag-bearing tin-sulfides by Yajima (1977). Binary diagram of indium vs. tin is given in Fig. 4A. The studied ores are plotted in the In/Sn ratio varying from 0.01 to 10, and there is a weak positive correlation between two elements as a whole, although the correlation coefficient in the log scale is 0.48. The ores from the Shinano Vein are widely scattered, while those of the Izumo Vein tend to have high In/Sn ratio. Indium contents of the Soya, Sorachi and Nemuro Veins show larger vertical

variation than those of tin.

Indium is positively correlated with zinc in the In-Zn diagram, especially on the Shinano ores (Fig. 4B). The ores of the Iwami Vein are widely scattered, particularly to the low indium side. Correlation coefficient of the whole analyses is 0.51. In/Zn ratio varies from 0.0001 to 0.05, but two of the Iwami Vein exceed 0.05, in which indium minerals may be expected (KO195 and KO196-2). Again, ores of the Soya, Sorachi and Nemuro Veins, have large variation of indium in the high-grade sphalerite ores. Thus, mode of occurrence of

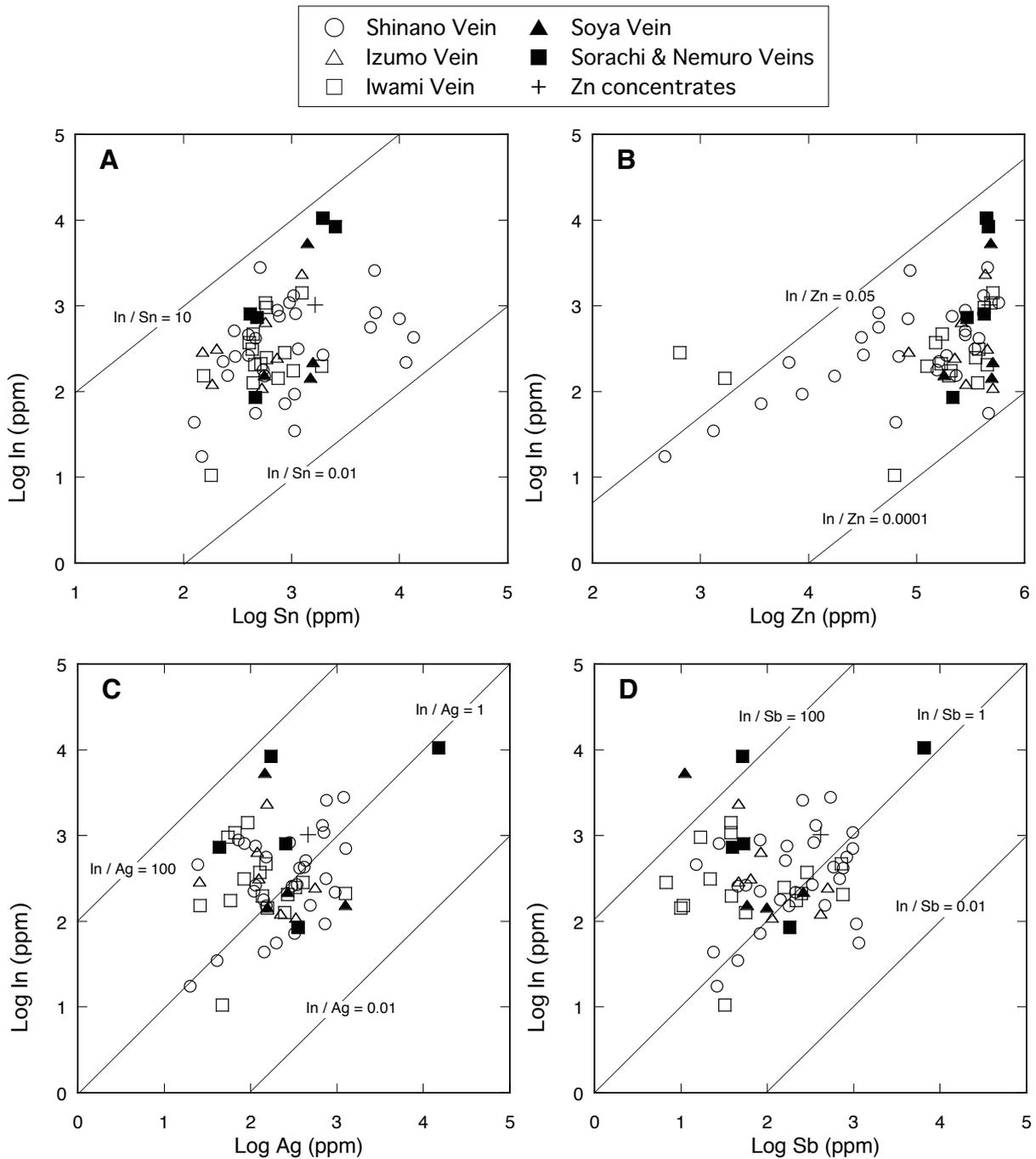


Fig. 4 Binary diagrams for In-Sn, In-Zn, In-Ag and In-Sb of the studied ores from the Toyoha mine.

indium in these N-S veins would be different from that of the E-W veins.

Indium is most positively correlated with silver around the In/Ag = 1 (Fig. 4C). Their correlation coefficient is 0.37 (Table 2), which is lower than that of In-Zn. Indium is similarly distributed with antimony (Fig. 4D) but their correlation coefficient is only 0.13 (Table 2).

3.4 Vertical variation of the ore components

Fig. 5 is vertical plotting of average contents of each vein width for In, Zn, Sn, As and In/Zn used for ore reserve calculation at the Toyoha mine (T. Yoshie, personal communication), which is channel sampling done at mining face in the 1990s. For In (Fig. 5A), the content increases with depth on the Izumo-Shinano

ores, except for one plotting. Similar interpretation may be said on the Sorachi ores, except for two plottings. In/Zn pattern is similar to the In plotting (Fig. 5B). However, the Zn contents are completely different, in decreasing with the depth (Fig. 5C). On the other hand, the Sn and As contents increase with the depth or highest around 500 mL (Figs 5D, E).

4. Comparison with Bolivian deposits

Both the Toyoha and Bolivian indium-bearing base metal regions are volcanogenic. Yet there are similarities and unsimilarities between the two regions. Basement terrains of the two regions are essentially accreted marine sediments of Cretaceous age in the Toyoha mine area, and of the middle Paleozoic in the

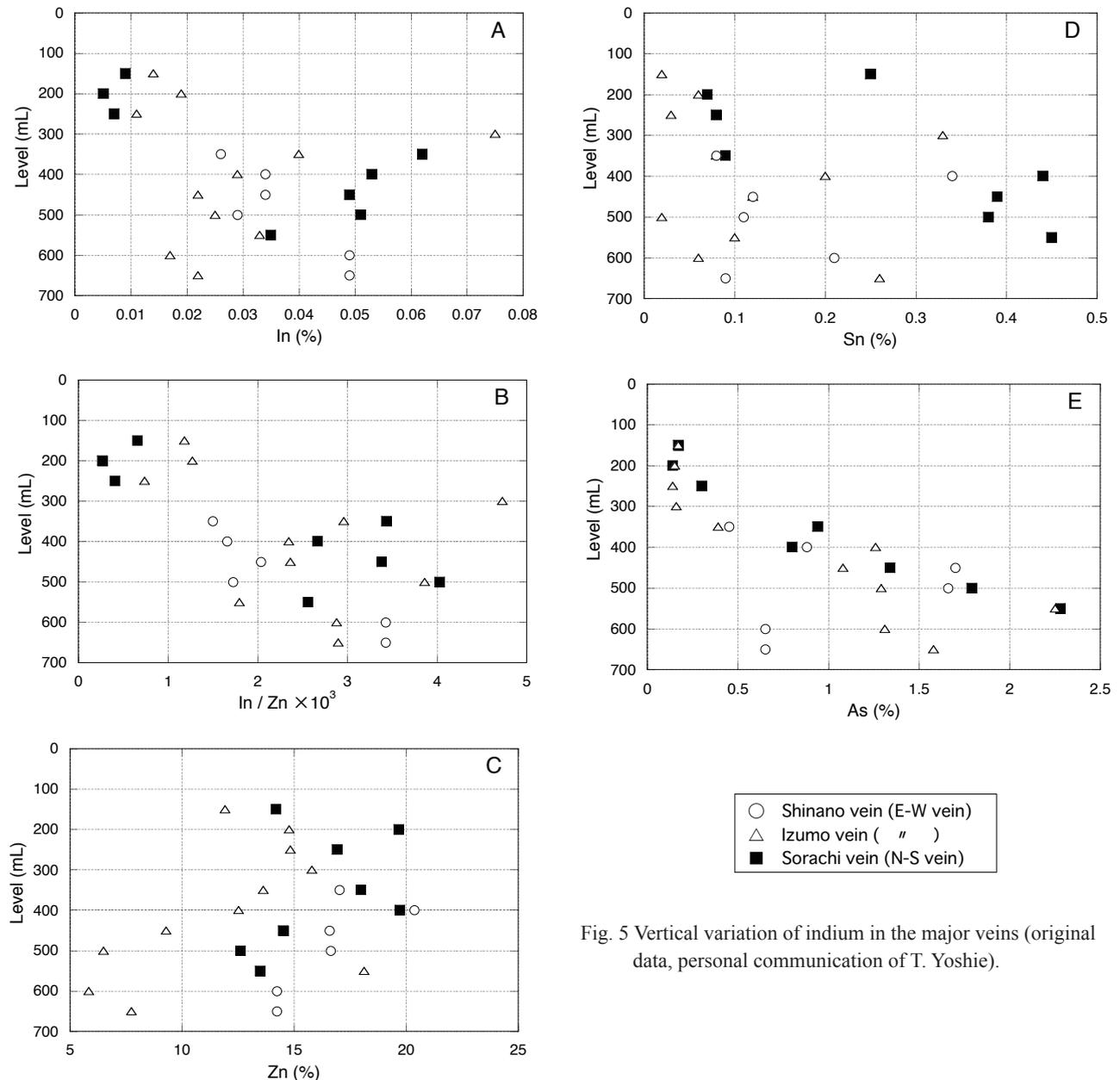


Fig. 5 Vertical variation of indium in the major veins (original data, personal communication of T. Yoshie).

Table. 3 Comparison between averaged ores and concentrates of the Toyoha and some Bolivian ore deposits. The Bolivian data from Ishihara *et al.* (2010c).

	1,000 In/Zn	1,000 Cd/Zn	In ppm	Sn ppm	Cd ppm	Zn ppm	Pb ppm	Cu ppm	Fe %	Mn ppm	Ni ppm	Co ppm	Ga ppm	W ppm	Mo ppm	As ppm	Bi ppm	Ag ppm	Sb ppm	Se ppm
Average ores																				
Toyoha mine (n=	3.5	7.1	854	1503	1396	246505	35231	18362	16.01	418	30	314	45	83.2	7.1	9079	64	563	357	35
Bolivia (n=46)	5.3	5.7	768	2284	1490	262296	15941	5193	12.50	734	10	61	82	13.0	0.3	3989	134	144	4024	11
Zinc concentrates																				
Toyoha mine	2.1	5.7	1030	1650	2740	483000	12800	4540	6.19	607	4	32	133	17.6	13.0	1930	38	471	417	32
Bolivar mine	1.7	7.7	584	2650	2640	343000	29500	3300	8.88	355	11	11	199	0.6	0.7	1360	474	188	1030	8
Porco mine	1.2	3.9	498	1320	1600	406000	9630	2020	9.73	809	2	3	41	2.8	1.0	1110	77	211	171	9

Bolivian tin belt. Both the regions were involved in Miocene volcanism but with the mafic magnetite series of juvenile type (e.g., low Sr₀) in the Toyoha mine area, and ilmenite-series rhyo-dacitic volcanism of recycled type in the Bolivian tin belt (Sugaki *et al.*, 1988), as best observed at the Porco mine and Potosi mine.

In Table 3, an average composition of all the samples from the Toyoha deposit (n=62) is compared with an average composition of all the studied deposits in Bolivia (n=46, Ishihara *et al.*, 2010b). Zinc concentrates from three representative mines are also supplemented. Indium contents are slightly higher in the Toyoha deposits (854 ppm) than in the Bolivian deposits (768 ppm), and the 1000In/Zn ratio is also higher in the Toyoha deposit (7.1, n=61) than in Bolivian deposits (5.3, n=46). The tin contents are lower in the Toyoha deposits than in the Bolivian deposits as 1503 vs. 2284 ppm. The Toyoha ores are higher in silver (3.9 times), copper (3.5 times), nickel (3 times), cobalt (5.3 times), arsenic (2.3 times), lead (2.2 times) and iron (1.3 times) than the Bolivian averages among the major ore components. Antimony is distinctly higher in the Bolivian ores (11.3 times), which appear to be related to antimony mineralization occurring often around the indium-polymetallic deposits in Bolivia. Manganese and bismuth are higher in the Bolivian side, whose reasoning has not been known.

Zinc concentrates from these mines are also listed in Table 3. Both indium-content and 1000 In/Zn ratio are higher in the Toyoha mine than those of the Porco and Bolivar mines in Bolivia; the Toyoha concentrates seem to contain the highest indium in this world. Cadmium contents are similar having the 1000 Cd/Zn ratio of 5.7 for the Toyoha mine, 7.7 for the Bolivar mine and 3.9 for the Porco mine. Arsenic contents are higher in the Toyoha concentrates than the Bolivar and Porco concentrates. Both antimony and bismuth are much dominant in the Bolivar concentrates than the other concentrates.

The chemical characteristics between Toyoha and Bolivian deposits reflect general difference of the host rocks between the two regions as described before. If the iron is all contained within sphalerites in the zinc concentrates, iron percentage replacing zinc in

sphalerites are calculated to be 11.8 wt.% for the Toyoha mine, 25.9 wt.% for the Bolivar mine, and 24.0 wt.% for the Porco mine. The iron content in sphalerite is largely a function of oxygen fugacity during the crystallization (Tsukimura *et al.*, 1987), implying that the Bolivian sphalerites were crystallized under much lower oxygen fugacity than the Toyoha sphalerites.

5. Conclusions

1) Chemical analyses of indium-polymetallic ores of the Toyoha deposits, which mainly belong to the stage IV mineralization, show variable indium contents among the ore veins: E-W trending Shinano-Izumo-Iwami Veins, WNW-ESE trending Soya Vein, and N-S trending Sorachi-Nemuro Veins. High-grade indium ores tend to occur southeast of the ore deposits; indium contents are locally high as 1.0 wt.% at Sorachi Vein. Average indium contents and 1000In/Zn ratio are 568 ppm and 9.0 (Shinano, n=29), 582 ppm and 1.9 (Izumo, n=7), 371 ppm and 6.4 (Iwami, n=16), 1,467 ppm and 3.1 (Soya, n=4), and 4,050 ppm and 9.1 (Nemuro-Sorachi, n=5). The whole average is 854 ppm (n=62) and 7.1 (n=61).

2) Indium contents are positively correlated with zinc contents on the Shinano Vein. On the whole veins, indium contents are most positively correlated with cadmium and zinc with the correlation coefficient of 0.66 and 0.51, respectively, although the indium contents are correlated only locally with tin contents (0.48). Within available mine's level of 500 meters, zinc contents decrease but indium, tin and arsenic contents increase with the depth. These chemical characteristics suggest that indium was intimately associated with zinc, cadmium, tin and arsenic in the ore fluids.

3) Indium contents of the ores are similar between Toyoha and Bolivar ore deposits. The Toyoha ores, however, are richer in iron, copper, arsenic, nickel and cobalt, while the Bolivar ores are richer in manganese, antimony, bismuth and tin. These chemical characteristics are considered to reflect a juvenile igneous character for the Toyoha deposits, and terrestrial sedimentary and felsic igneous environment for the Bolivar deposit.

Acknowledgment: The authors acknowledge greatly the mine geologists especially of E. Narui, T. Yoshie, M. Katayama and K. Shinagawa for their help during the sampling of ores and providing some statistics of the mining stage. Valuable comments given by one of the reviewers, T. Shimizu, is greatly acknowledged.

References

- Akome, K. and Haraguchi, M. (1963) Geology and ore deposits of the Toyoha mine. *Mining Geology*, **13**, 93-99 (in Japanese with English abstract).
- Ishihara, S. (2005) Currently topical indium-Toyoha mine of Sapporo city. *Chisitsu News*, no.605, 46-54 (in Japanese).
- Ishihara, S., Hoshino, K., Murakami, H. and Endo, Y. (2006) Resource evaluation and some genetic aspects of indium in the Japanese ore deposits. *Resource Geology*, **56**, 347-364.
- Ishihara, S., Tani, K. and Dunkley, D. J. (2010a) Validity of the Plio-Pleistocene age for the Toyoha Sn-polymetallic mineralizations. Abstract with programs, *Soc. Resource Geol. Japan*, O10 (in Japanese).
- Ishihara, S., Murakami, H and Marquez-Zavalía, M. F. (2010b) Potentiality of In-mineral resource in tin-polymetallic deposits in Bolivia. *Resource Geol.* (submitted).
- Ishihara, S. (2011) Geology of arsenic mineral resources. *Resource Geology*, **61**, 121-127 (in Japanese with English abstract).
- Kato, A. and Shinohara, K. (1968) The occurrence of roquesite from the Akenobe mine, Hyogo Prefecture, Japan. *Mineralogical Journal*, **5**, 276-284.
- Narui, E., Yoshie, T. and Kato, K. (1988) On the recent exploration results at the Toyoha vein-type deposits, Hokkaido. *Mining Geology*, **38**, 99-113 (in Japanese with English abstract).
- Ohta, E. (1980) Mineralization of Izumo and Sorachi veins of the Toyoha mine, Hokkaido, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **31**, 585-597. (In Japanese with English abstract).
- Ohta, E. (1989) Occurrence and chemistry of indium-containing minerals from the Toyoha mine, Hokkaido, Japan. *Mining Geology*, **41**, 279-295.
- Sanga, T., Kamihara, H., Shoji, T. and Takeyama, T. (1992) Characteristic feature of the later stage mineralization and its vein system at the Toyoha polymetallic vein deposits, Hokkaido, Japan. *Mining Geol.*, **42**, 85-100 (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 Mineralogists*, **29**, 207-215.
- Shimizu, M., Kato, A. and Shiozawa, T. (1986) Sakuraiite: chemical composition and extent of (Zn, Fe) In-for-CuSn substitution. *Canadian Mineralogists*, **24**, 405-410.
- Sugaki, A., Kusachi, I and Shimada, N. (1988) Granite-series and -type of igneous rocks in the Bolivian Andes and their genetic relation to tin-tungsten mineralization. *Mining Geology*, **38**, 121-130.
- Toyoha Mining Co. Ltd. (1981) 30 years history of the Toyoha Mine. Toyoha Mine Co. Ltd., Sapporo, 241 p. (in Japanese).
- Tsukimura, K., Sato, K. and Ishihara, S. (1987) Regional and temporal variation in FeS content of sphalerites from Japan and its relation to granitoid series. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **38**, 227-246.
- Yajima, J. (1977) New occurrence of the tin minerals from the Toyoha mine, Hokkaido, Japan --Studies on the ore minerals from the Toyoha mine, Part I--. *Mining Geol.*, **27**, 23-30 (in Japanese with English abstract).
- Yajima, J. and Ohta, E. (1979) Two-stage mineralizations and formation process of the Toyoha deposits, Hokkaido, Japan. *Mining Geology*, **29**, 291-306.
- Yajima, J., Ohta, E., Kamiki, T. and Takeyama, T. (1993) Formation model and exploration of the Toyoha mine, Hokkaido, Japan. Proc. 29th Intern. Geol. Cong., *Resource Geol. Spec. Issue*, no. 15, 451-458.
- Yoshie, T., Narui, E. and Kato, K. (1986) On the process of mineralization and distribution of minor elements in the Toyoha ore deposit, Hokkaido. *Mining Geology*, **36**, 179-193 (in Japanese with English abstract).

Received March 5, 2010

Accepted March 9, 2011

北海道, 豊羽鉱床産インジウム多金属鉱石の化学的特徴

石原舜三・松枝大治

要 旨

豊羽鉱床の第IVステージに属するインジウム高品位多金属鉱石の化学的性質を, 東西系の信濃-出雲-石見脈, 西北西系の宗谷脈, 南-北系の空知-根室脈について検討した. インジウム含有量は最高1% (空知脈, -430 m L) に達するほど多く含まれるが, 平均値では分析例が少ない根室-空知脈 (4,050 ppm, 1000In/Zn=9.1, n=5), 宗谷 (1,467 ppm, 1000In/Zn=3.1, n=4) では少し高く, 分析例が多い出雲脈 (582 ppm, 1000In/Zn=1.9 ppm, n=7), 信濃脈 (568 ppm, 1000In/Zn=9.0, n=29), 石見脈 (371 ppm, n=17; 1000In/Zn=6.4 (n=16, 異常に高い1個を除く, n=16) では一桁低下する. 全平均値は 854 ppm(n=62), 1000In/Zn=7.1(n=61) である. これらのインジウム多金属鉱石は鉱液の供給口と考えられている南東部で多く見られる.

インジウム含有量は鉱石の亜鉛含有量と信濃脈では正相関 (相関係数 0.65) するが, この相関係数は全体としては 0.51 に低下する. インジウムと錫との正相関性は, 石見脈 (0.71) など局所的に高い. 上下 500m 間の垂直変化では, 深部へ向けて亜鉛含有量は減少するが, 錫と砒素, インジウム含有量は増加の傾向を示す. これらの化学的特徴は熱水鉱液中でインジウムが錫および砒素を親密に伴っていたことを示唆する. ポリビアの堆積岩地域に産出する同様なインジウム含有鉱石と比較すると, 豊羽鉱床はインジウム含有量では類似するが, 鉄・銅・砒素・ニッケル・コバルト・銀などに富んでいる傾向がある. 他方, ポリビア産の鉱石はマンガン・アンチモン・ビスマス・錫などに富む傾向が見られる. これらの傾向はそれぞれの鉱床母岩が, 豊羽鉱床で苦鉄質火山岩類, ポリビアで堆積岩・珪長質火成岩類が卓越することに関係していると考えられる.

北海道 胆振地方, 白老地域と周辺 3 広域地域の「温泉水」の
地球化学・同位体化学的な特徴と起源
— 「深層熱水型資源」・「大深度（掘削）温泉」の事例研究—

茂野 博^{1,*}

Hiroshi Shigeno (2011) Characteristics and origins of the geothermal waters from the Shiraoi area, and three regional areas surrounding it in the Iburi district, Hokkaido, based on geochemistry and isotope geochemistry — A case study of the so-called “geothermal-water resources in deep sedimentary basins” and “hot-spring waters obtained by deep drilling” in Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 62(3/4), p. 143-176, 11 figs, 6 tables.

Abstract: At the Shiraoi area located along Pacific Ocean between the west and central parts of Hokkaido, geothermal water of *ca.* 40-60 °C has been regionally produced in a large amount by 400 to 1,600 m deep drilling since 1960's. A study of geochemistry and isotope geochemistry for characterizing the hydrothermal systems distributed at *ca.* 1,500 m depth and down to *ca.* 3,000 m depth, and understanding their origins has been conducted not only at the Shiraoi area, but also in the three regional areas surrounding it (the Quaternary volcanic area to the west, Ishikari Lowland and the Paleogene area to the east) using surface, ground and geothermal waters. The results could be summarized, on the bases of the results of previously-reported various researches for these areas, as following (1) to (4):

(1) The Quaternary volcanic area, corresponding to the eastern-most mountain area of the west part of Hokkaido, where the Quaternary volcanic activity is prominent on the Neogene formations and pre-Neogene basement rocks, is characterized by the various kinds of hot springs naturally discharging. Especially at the Noboribetsu area, where high-temperature fumaroles and acidic alteration zones are observed, the contribution of the magmatic fluids has been estimated to the high-temperature high-salinity acidic to neutral Na-Ca-Cl type hot-spring waters based on the high δD and $\delta^{18}O$ values of the waters and others. Around the Karurusu hot-spring area, a hidden deep high-temperature (higher than 200 °C) hydrothermal system was discovered by the exploration-well drilling of the Geothermal Development Promotion Survey.

(2) The Shiraoi area is located in the west part of Hokkaido and corresponds to the coastal plain and hill area along the above (1) the Quaternary volcanic area, although also corresponds to the southwestern-most part of the following (3) Ishikari Lowland. In this area, the above geothermal waters of low-salinity neutral Na-Cl type (enriched in SO_4 at the west part and changing to Na- HCO_3 type at the east part), and the apparent geothermal gradient (the discharged-water temperature divided by the well depth) reaches as high as 90 °C/km at the west part. The above geothermal waters (especially at the west and central parts) have been estimated to be derived from the hidden deep essential high-temperature hydrothermal system which has been formed from the meteoric waters precipitated at the above (1) mountain area to the west by the conductive heating of the magma chamber and hot igneous body located deep underground, based on the close distribution of the Shiraoi area to the Quaternary volcanoes, the above chemical and thermal characteristics, the isotopic compositions of the geothermal waters (*ca.* +1,0 ‰ of the $\delta^{18}O$ value shift), the various high-temperature values (*ca.* 200 to 250 °C) estimated using the geochemical geothermometers (Na-K, Na-K-Ca, and water mixing model using SiO_2 concentrations), and others. It could be pointed out the similarity between the deep hydrothermal system and the one discovered around the above Karurusu hot-spring area, which is located fairly close to the Shiraoi area. The contributions of the magmatic fluids like the ones at the above Noboribetsu area seem to be small to the hydrothermal system at the Shiraoi area based on the water isotope data. Also, the contributions of the lake waters of Kuttara-ko and Shikotsu-ko, and the seawater and fossil seawater seem to be very limited to the system.

(3) Ishikari Lowland is a large-scale subsiding region where the thick marine sedimentary rocks of

¹ 地圏資源環境研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute for Geo-Resources and Environment)

* Corresponding author: H. SHIGENO, Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan.

Neogene to Quaternary periods are distributed, and the geothermal gradient is low. The geothermal waters obtained by deep drilling in this region have been classified roughly into two types, namely, the high-salinity neutral Na-Cl type originated mainly from seawater (and fossil seawater) and regionally distributed at the depth, and the low-salinity neutral Na-HCO₃ type originated from meteoric water and distributed at the western part and others at the relatively shallow levels in Isikari Lowland. The low-salinity-type water from *ca.* 1,000 m depth at the Chitose-Rankoshi area, in the western part of Isiraki Lowland, shows specifically low δD and $\delta^{18}O$ values, suggesting that its water origin is meteoric water precipitated at *ca.* 1,000 m a.s.l. in the above (1) mountain area to the west (possibly at the colder period in the past). The low-salinity-type and high-salinity-type geothermal waters discharging from shallow wells at the Umaoi-Matsubara area, in the eastern part of Ishikari Lowland, have been estimated to be produced by the water up-flow from the depth along the active reverse faults and folds distributed at the area.

(4) The Paleogene area, located east to the above (3) Isikari Lowland and being the south and west marginal hill area of Yubari and Hidaka mountains, is characterized by the distributions of thick Cretaceous and Paleogene marine sedimentary rocks with numerous complex reverse faults and folds. The Hobetsu-Murakami mineral spring of low-temperature high-salinity neutral Ca-Na-Cl type water with high δD and $\delta^{18}O$ values is probably dominated by the fossil seawater of the late-stage diagenesis for the water origin. At the Yubari coal field located north to the area, the geothermal waters with the similar chemical characteristics have been developed by deep drilling (*ca.* 57 °C at *ca.* 1,500 m depth), and the fluid inclusions formed above 200 °C and distributed surrounding the large thrust faults have been observed in the core samples by the National Oil and Gas Exploration Drilling. These suggest that the geothermal waters with fairly high temperatures migrating from the depth are distributed, at least locally, at and around the Yubari and Hidaka mountains, which have been uniquely in an uplifting and fracture-developing environment due to the oblique subduction of the Pacific plate-slab, although the area is located at the forearc region of the Chishima (Kuril) arc.

Keywords: Hokkaido, Shiraoui area, Ishikari Lowland, hot spring, geothermal water, deep drilling, water chemistry, isotope geochemistry, electronic Earth-sciences information, synthetic analysis.

要 旨

北海道の西部と中央部の境界部に位置する太平洋岸の白老地域では、1960年代から深度400～1,600 mの坑井掘削によって、温度40～60°Cの温泉水が広域的に多量に湧出している。本地域を中心に周辺の3広域地域(西方の第四紀火山域、東方の石狩低地帯と古第三系域)を含めて、地下(特に深度～1,500 m深までおよび～3,000 m深まで)に賦存する熱水系の特徴と起源を明らかにする目的で、地表水・地下水・温泉水について地球化学・同位体化学的な調査・研究を行った。これらの地域についての従来の各種研究の成果を基礎として、その結果は以下の(1)～(4)のようにまとめられる。

(1) 第四紀火山域(北海道西部の東縁山地にあたり、先古第三系を基盤として新第三系が分布し、第四紀火山活動が活発)では、多様な温泉が自然湧出している。特に、登別地区(高温噴気地や酸性変質帯を伴う)では、高温・高塩濃度で酸性～中性・Na-Ca-Cl型の温泉が分布し、温泉水の高い δD 値・ $\delta^{18}O$ 値などからマグマ起源の流体の寄与が推定される。地熱開発促進調査の坑井調査によってカルルス地区周辺では、深部に隠された高温熱水系(～200°C以上)の存在が捕捉されている。

(2) 白老地域(下記(3)の石狩低地帯の南西端部にも

あたるが、北海道西部に位置して上記(1)の第四紀火山域に接する海岸平野～丘陵域)では、低塩濃度の中性・Na-Cl型(西部ではSO₄に富み、東部ではNa-HCO₃型となる傾向)の温泉水が上記のように湧出し、西部では最高90°C/kmに達する温泉水の湧出温度に基づく高い見掛けの「地温勾配」を持つ。本地域(特に西部・中部)の温泉水については、近接する第四紀火山群の分布、上記の化学的・温度的な特徴、温泉水の同位体組成(～+1.0‰の $\delta^{18}O$ 値シフト)、地球化学的温度計(Na-K温度計, Na-K-Ca温度計, 混合水モデルによるSiO₂温度計)による高い推定温度(200～250°C)などから、(1)の西方山地への降水を起源として地下深部のマグマ溜まり～高温火成岩体を伝導的な熱源とした潜頭性の本源的な深部高温熱水系(白老地域に近接する上記のカルルス地区周辺で捕捉されたものに類似)が起源となっている可能性が高いと推測される。 δD 値・ $\delta^{18}O$ 値の特徴などから、白老地域の熱水系については上記の登別地区のようなマグマ起源流体の寄与は小さく、また倶多楽湖・支笏湖の湖水、海水・化石海水の寄与は非常に小さいと言える。

(3) 石狩低地帯(新第三紀～第四紀の海成堆積岩類が厚く分布する大規模な沈降帯で、地温勾配が低い)では、「大深度温泉」は広域的に深部に分布し高塩濃度・中性・Na-Cl型の海水～化石海水を主要な起源とするものと、

西部などの相対的に浅部に分布し低塩濃度・中性・Na-HCO₃型の降水を起源とするものに概略的に2分される。石狩低地帯西部の千歳蘭越地区の深度～1,000 mからの低塩濃度のものは、特異的に低い δD 値・ $\delta^{18}O$ 値を持ち、上記(1)の西方山地の標高～1,000 mの降水（過去の寒冷期の可能性あり）を起源としていると推定される。一方、石狩低地帯東部の馬追松原地区の浅い坑井からの低塩濃度と高塩濃度の温泉水は、分布する活逆断層・褶曲によって地下深部から温泉水が上昇していることを示す。

(4) 古第三系域（上記(3)の石狩低地帯の東方で、夕張山地の南縁部～日高山脈の西縁部の丘陵地にあたり、白亜紀～新第三紀の海成堆積岩類が厚く分布する複雑な逆断層・褶曲帯）に湧出する穂別村上地区の温泉水は、低温・高塩濃度の中性・Ca-Na-Cl型で高い δD 値・ $\delta^{18}O$ 値を持ち、起源水として続成作用が進んだ化石海水に富むと考えられる。北方の夕張炭田地域では、同様の化学的特徴を持つ「大深度温泉」（深度～1,500 mで～57℃）が開発されるとともに、石油・天然ガス基礎調査の「基礎試錐」のコア試料によって、衝上断層群の周辺に～200℃以上で生成した流体包有物の分布が報告されている。これらのことは、太平洋プレートスラブの斜め沈み込みによって、千島弧の前弧域に位置するが特異な隆起・断裂形成環境にある夕張山地～日高山脈とその周辺地域では、地下深部から上昇するかなり高温の温泉水が少なくとも局地的に賦存していることを示唆している。

1. はじめに

北海道の太平洋岸、苫小牧市の南西に位置する白老町（以下、白老地域と呼ぶ）では、1960年代から深度400～1,600 mの坑井掘削（ボーリング）によって、概略的に温度40～60℃の温泉水が広域的に多量に湧出している（例えば、福富ほか、1970；北海道立地下資源調査所、1977；浦上、2001）。白老地域は石狩低地帯とともに、西方の北海道西部（東北日本弧の北端部の火山性地域）と東方の石狩低地帯以東（千島弧前弧の南西端部の非火山性地域；夕張山地、日高山脈など）との接合部にあたる。北海道西部では高温～低温の化学的に多様な温泉が自然湧出しており、石狩低地帯では1970年代以降に「大深度（掘削）温泉」が多数開発され、その東方の夕張地域などでも「大深度（掘削）温泉」が一部開発されている。これらの多様な地域の様々な温泉水の特徴、起源、相互関係などについて、興味を持たれるところである。

さて、1970年代のエネルギー（石油）危機の時代に、地熱エネルギー利用の一環として、高温熱水・蒸気の発電利用のみならず、中温～低温の熱水の熱を直接多目的（例えば、地域暖房、給湯、融雪、施設園芸、養殖漁業、工業など）に使用することが世界的に進められた。日本でも、非火山性地域の堆積盆（人口が集中する平野部にあたる）などの地下深部に賦存する地下水・地層水を

「深層熱水」型地熱資源と命名し、大規模に多目的利用するための調査・研究が行われた（例えば、地質調査所、1980b, 安藤、1982；茂野、1982；小村、1981, 1985）。上記の白老地域も、石狩低地帯の一部として「深層熱水」の賦存地域に想定され、筆者ら（当時、工業技術院地質調査所）は1976～1977年に現地調査を行い、水地球化学的な分析・解析を進めた。しかし、その成果の公表は茂野・阿部（1977a, 1977b）の口頭発表に留まっていた。

近年、特に2000年以降、日本においても多様な電子地理・地球科学情報の公開が進むとともに、各種の情報処理が比較的容易に実行可能となってきた。この流れの中で、産業技術総合研究所地圏資源環境研究部門における電子地理・地球科学情報を利用した継承・発展的な地熱資源評価（アセスメント）の研究の一環として、茂野（2004a）・地質調査総合センター（2007）は温泉水を中心に水地球化学データの簡易統合的な処理システムを開発・公開した。このシステムの開発途中段階のものを試用して、茂野（2004b）は上記の白老地域のデータを再解析・再検討し、成果の口頭発表を行った。

その後さらに、茂野（2011）は3次元地盤地質情報などの公開電子情報を利用して、より広域的に石狩低地帯とその周辺域の「大深度温泉」の化学組成と地下地質の3次元分布の検討を行った。本説は、これらの手法を利用して、懸案となっていた上記の白老地域とその周辺の3広域地域の水地球化学研究を、再解析・再検討して取りまとめるものである。

なお、語源的に「温泉（hot spring）」や「温泉水（hot-spring water）」は自然状態で湧出しているものを指すが、日本では坑井掘削を通じて動力揚湯で得られる地下の温水・熱水（geothermal water）なども「温泉」・「温泉水」と呼ばれて浴用や観光に利用されており、行政的・社会的にも受け入れられている。これは学術的に必ずしも妥当ではないが、本説でも湧出前のもを含めて多くの場合に用語として「温泉水」を使用した。また、本説の各種の図表では、便宜的な理由や過去の経緯があり、また小縮尺でもあるため、旧日本測地系を使用した。表題の「胆振地方」については、歴史的に明治維新のころの胆振国（現千歳市などを含む）から室蘭支庁（1897年以降；該当地域縮小化）、胆振支庁（1922年以降）、胆振総合振興局管内（2010年以降）への変化があるが、最後者については名称が長いために使用に難があり、また千歳地域を含める意味もあって、本説では表題の名称を用いた。

2. 調査地域の概要

本説の調査対象地域について、索引図を第1図(A)・(B)に示す。調査地域の東西幅は、約100 kmである。

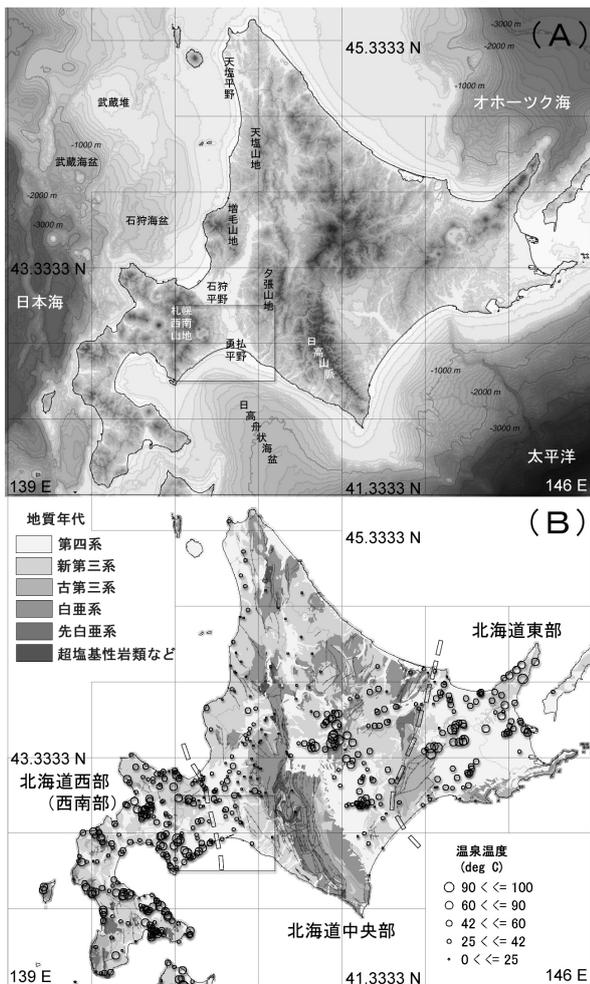
本説に先行して関連情報を取りまとめた茂野（2011）

は、各種の公開電子地理・地球科学情報を処理して、北海道のミニアトラスを試作・公開すると同時に、本説の対象地域（特に、石狩低地帯）について概要を整理した。以下の説明はこれに沿い、部分的により詳しく述べるが、必要に応じて茂野（2011）を参照されたい。第1表に、第1図、第2図などの作成に使用した電子地理・地球科学情報の一覧表を示す（これらは、本説末尾の文献から

は除外した）。

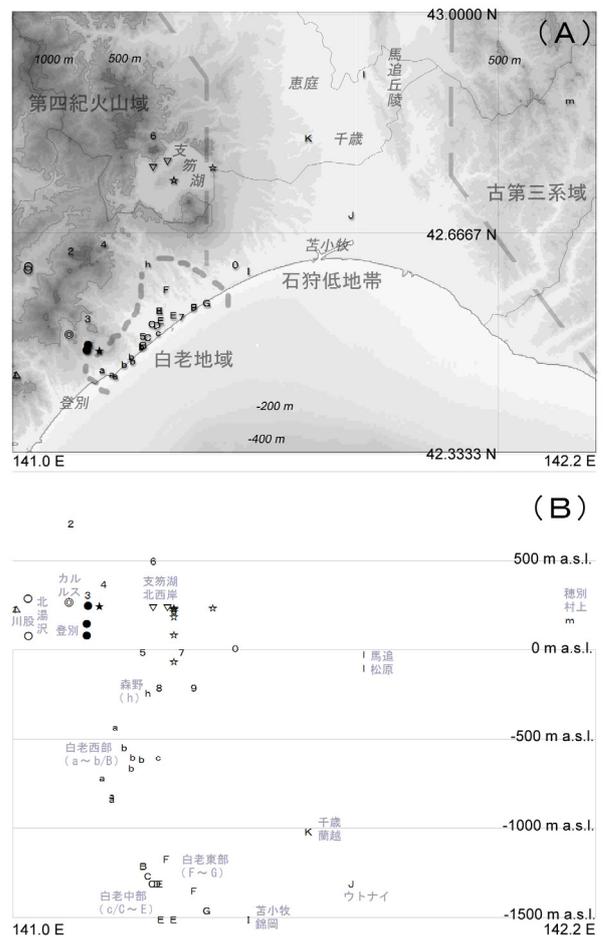
本説では、調査対象地域を西から東へ、(1) 第四紀火山域、(2) 白老地域、(3) 石狩低地帯、(4) 古第三系域の4地域に区分して述べる（第2図(A)参照）。以下に、4地域の地形、地質、火山・温泉分布などについて概要を述べる。また、第2表には4地域の地球科学的環境を比較表にして示す。これら4地域に分布する各温泉地の概要については、北海道立地下資源調査所（1977, 1979）などを参照されたい。

(1) 第四紀火山域：北海道西部の東縁部の山地（隆起）域で、先古第三系（堆積岩類・花崗岩類など）を基盤として新第三系（火山岩類・堆積岩類など；下部はグリーンタフ）が分布し、第四紀の島弧火山（大規模な火砕流堆積物を生じた支笏カルデラ、登別地区で高温火山性噴



第1図 調査地域の索引図。北海道の電子地球科学図として、(A)は地形を、(B)は温泉の湧出温度とともに地表地質の年代区分と北海道の地質構造大区分を示す。第2図の範囲を影付の黒枠線で、標準地域1次メッシュを格子で示す。作図に使用した各種のデータについては、第1表を参照。

Fig. 1 Index maps of the survey area. Electronic Earth-sciences maps of Hokkaido: (A) topography, and (B) discharge temperature of hot springs, and chronological classification of surface geology with regional divisions of geology of Hokkaido are shown. The area of Fig. 2 is shown by the rectangular with shadow, and the standard first-order meshes of Japan are shown with grid lines. Refer to Table 1 for the data sources.



第2図 試料水の採取地点の位置図。(A)は平面図、(B)は東西方向の断面投影図（縦／横の縮尺比は30）を示す。試料水の記号は第3表を参照。背景に使用した各種のデータについては、第1表を参照。

Fig. 2 Locations of the sample water collection. (A) Plane map. (B) Cross-section projected to E-W direction with the vertical/horizontal scale ratio of 30. Refer to Table 3 for the sample symbols. Refer to Table 1 for the data used in the background map.

第1表 本報告で使用した電子地球科学情報の一覧表.

Table 1 List of the electronic Earth-sciences information used in the present article.

項目 (略号)	出典および備考
海岸線 (CL) \$1	国土地理院 (2000) 数値地図 25000 (行政界・海岸線) (CD-ROM 版).
標高 (Elev)	国土地理院 (1997) 数値地図 250 m メッシュ (標高) (CD-ROM 版).
標高 (Elev50)	国土地理院 (1999) 数値地図 50 m メッシュ (標高), 日本-I (CD-ROM 版).
水深 (SBD)	日本海洋データセンター (----) 500 m メッシュ水深データ (J-EGG500). (WWW ダウンロードによる)
地質 (Geol)	地質調査所 (1995) 100 万分の 1 日本地質図第 3 版, CD-ROM 版. 数値地質図, G-1.
温泉 (HS)	地質調査総合センター (2005a) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧 (第 2 版) (CD-ROM 版). 数値地質図, GT-2.
第四紀火山 (QV)	地質調査所 (2000) 日本の新生代火山岩の分布と産状 Ver. 1.0. 数値地質図, G-4.
活断層 (AF) \$2	中田 高・今泉俊文編 (2002) 活断層詳細デジタルマップ (DVD 2 枚). 東大出版会. (製品シリアル番号: DAFM0345)
活断層 (AF) \$2	地質調査総合センター (2005b) 全国主要活断層活動確率地図. 構造図, no. 14. (電子数値データは未公表)

\$1・\$2 線ベクトルデータ (他は, メッシュあるいは点データ). \$1 旧支庁境界線を含む.
 なお, 3 次元地盤地質情報 (吉田ほか 編, 2009) については, 本文および引用文献を参照.

第2表 調査地域の4区分と地球科学的環境の比較.

Table 2 Four divisions of the survey area, and comparisons of the areas for their Earth-sciences environments.

地域番号と地域名	西		東	
	(1) 第四紀火山域	(2) 白老地域	(3) 石狩低地帯	(4) 古第三系域
テクニク的な環境	東北日本弧北端部の火山活動域	同左 (海岸平野-丘陵部)	東北日本弧と千島弧の接合域の低地帯	千島弧南西部の前弧域の右横ずれ運動による衝上域
広域地理的な環境	北海道西部の東端域	北海道西部の東端域および石狩低地帯の西南端域	石狩低地帯の南部域	夕張山地の南縁域-日高山脈の西縁域
基本的な地形	山地-谷地 (NE-SWおよびNW-SE性配列)	海岸平野-丘陵 (NE-SWおよびNW-SE性配列)	平野 (N-S性配列)	丘陵 (N-S~NW-SE性配列)
主な地表地質 ~浅部地質	新第三紀~第四紀の火山岩類・堆積岩類	新第三紀~第四紀の火山岩類・堆積岩類	新第三紀~第四紀の堆積岩類 (一部第四紀火砕流堆積物)	後期白亜紀~新第三紀の堆積岩類
主な基盤地質	中・古生代の堆積岩類・火成岩類	中・古生代の堆積岩類・火成岩類	古第三紀の堆積岩類, 中生代の堆積岩類・花崗岩類	中生代~古第三紀の堆積岩類
現在の広域応力場 断層 (活断層)	主にE-W圧縮系 主にNE系, NW系断層	主にE-W圧縮系 (不明)	主にE-W圧縮系 東部にN-S系の活逆断層	主にE-W圧縮系 多数のN-S系の逆断層
地温勾配 (簡易的手法による概算値)	高い (~40°C/km以上)	西部から東部へ低下 (~90 → 30°C/km)	低い (20~30°C/km)	低い (~30°C/km) ? (坑井データに乏しい)
第四紀火山	支筋, 倶多楽ほか多数	なし	なし	なし
自然温泉地	多数の高温~低温, 酸性~中性の多様な温泉が分布	ほとんどなし	ほとんどなし	炭田地域に低温, 中性, 高塩濃度の鉱泉が分布
自然噴気地	活火山の周辺に高温の噴気地が分布	なし	なし	(油・ガス徴候地が分布) (南東方に泥火山が分布)
本説の温泉地	登別, 北湯沢, カルルス, 支筋湖北西岸など	白老 (虎杖浜, 竹浦, 北吉原, 石山, 白老, 社台, 森野など)	苫小牧錦岡, ウトナイ, 千歳蘭越, 馬追松原	穂別村上 (北方に夕張日吉)
温泉特性からの 地域略号と地域名 \$	XIa 胆振-後志陥没ブロック帯	(XIa-Xの境界部) (白老境界域)	X 石狩-勇払堆積盆	VIIc 南部日高衝上帯

\$, 松波ほか (1999, 2000) などの北海道の温泉地域区分による (ただし, 白老地域については本文参照).

気を伴う倶多楽カルデラ, 樽前山など多数) の活動が活発な地域である. 地質構造として, NW-SE と NE-SW の 2 方向の隆起-陥没構造などが顕著である. 本地域は, より広域的には東北日本弧 (火山フロント域) の北端部にあたる. 本地域には高温~低温の化学的に多様な温泉が多数自然湧出する (温泉地として登別, 北湯沢など; 間欠泉, 沸騰泉, 酸性泉などを含み, 広域的に酸性変質帯が広がる) ほか, 一部では掘削による新規温泉

開発も行われている (例えば, 北海道立地下資源調査所, 1977). 特に, 国の地熱開発促進調査「胆振」・「登別」では深度 1,000 ~ 1,800 m の 13 本の坑井調査が行われて, 北湯沢~カルルス温泉周辺について地下の地熱環境がかなり明らかにされた (新エネルギー総合開発機構, 1983a, 1983b; 安藤, 1986; 新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1991; 村中, 1991).

(2) 白老地域: 上記 (1) の第四紀火山域に接して

NE-SW 方向に約 30 km 伸びる海岸平野～丘陵域で、本説の主要調査対象地域である。本地域は、下記(3)の石狩低地帯に繋がっており、地形的にその南西端部と見られることできる(第2図(A))が、北海道の大きな南北構造(第1図(B))から基本的には北海道西部に属すると考えられる。白老地域の地下の地質分布・構造は、地表露頭が限られるとともに、信頼性の高い坑井地質データが限られるために必ずしも明らかではないが、隣接する上記(1)の第四紀火山域のものに類似しており、北東方向へかなり急激に下記(3)の石狩低地帯のものに移行していると考えられる。白老地域は、海岸沿いに西から虎杖浜、竹浦、北吉原、萩野、石山、白老、社台の7地区に概略的に分けられるが、白老地区から北西方向約 10 km の溪谷地に森野地区(本地域で唯一自然湧出泉の兆候地が存在)がある(例えば、北海道立地下資源調査所, 1977)。

白老地域では、1962年の登別臨海地区(登別市の東端部に位置し、浜登別とも呼ばれる; 虎杖浜地区に隣接しており、本報告では虎杖浜地区に含める)における深度～450 mの坑井掘削による～45℃(～54℃とする文献もある)の温泉湧出に始まり、1970年頃を最盛期として、温泉掘削が海岸平野沿いに北東方向に広域化・深化していった(最大深度～1,800 m; 最高湧出温度～62℃; 最高坑底温度～75℃)。藤本・鈴木(2007)によれば、1962～1976年の間に139本の坑井掘削が行われた。白老地域の温泉は、当初自噴し湧出量が多いことが特徴となっていた(福富ほか(1970)によれば、個別の坑井について地表面から～+30 mの水頭、～3,000 l/minの湧出量の記録がある)が、1975年頃までに顕著な水圧・湧出量の低下が現れて動力揚湯が行われるようになった。このため、北海道の温泉保護地域に指定されて新規掘削が規制されており(1977年以降の掘削は5本のみ)、近年の湧出量は北海道の他の温泉地と比較してそれ程顕著ではない(例えば、藤本・鈴木, 2007; 北海道立地質研究所ほか, 2008)。白老地域の温泉については、福富ほか(1970)、浦上ほか(1978)、浦上(1987, 1992, 1996, 2001)などによって研究・報告されている。

(3) 石狩低地帯: 北海道中央部の西部に、日高舟状海盆と石狩湾-石狩海盆とを繋ぐように南北に伸びる大規模な平野域(石狩平野-勇払平野)で、上記(1)・(2)と下記(4)の地域を繋ぐ地域である。より広域的には、東北日本弧の北端域と千島弧前弧の南西端域との接合部の沈降域にあたる。本説の対象地域は石狩低地帯の南半部に限られる。本地域は、新第三紀～第四紀の堆積岩類が厚く分布する非火山性の地域で、広域的に地温勾配や地殻熱流量が低いことで特徴付けられる(茂野(2011)の第1図参照)。地域東部にはN-S～NW-SE方向に馬追丘陵などが分布し、太平洋プレートの斜め沈み込みに起因した千島弧前弧域の西方への横ずれ移動の効果によ

て、活逆断層・褶曲群が生成している。本地域では自然湧出泉は知られていないが、～1970年代以降の深部掘削によって多数の温泉(最高50℃程度)が湧出している(例えば、茂野(2011)の第5図参照)。本地域では国の石油・天然ガス国内基礎調査によって、各種の物理探査と多数の地下深部(3,300～5,500 m)への「基礎試錐」が行われ(例えば、天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1992; 吉田ほか, 2007)、1990年代からは苫小牧市において勇払油・ガス田(深度～5,000 m)が開発されている(例えば、石油技術協会, 2004)。

(4) 古第三系域: 北海道中央部で、西方の石狩低地帯(上記(3))と東方の夕張山地-日高山脈(上記の千島弧前弧域の西方移動によって生成した大規模な衝上隆起帯)との間の丘陵地帯にあたり、西から新第三系・古第三系・後期白亜系が厚く分布する地域である(茂野(2011, 第1図)参照)。地質構造的には、N-S走向・東傾斜の逆断層・褶曲(衝上断層・過褶曲を含む)群が発達しており非常に複雑である。本地域は、上記(3)と同様に非火山性の地域(千島弧前弧の南西端域)で、実測データは少ないが広域的に地温勾配や地殻熱流量は低いと推定されている(後述)。今回の対象地域の北方に隣接する夕張炭田地域では、古第三系および白亜系から各所に多様な化学組成の湧水(自然湧出および過去の炭鉱の坑道採掘に付随)を生じており、1980年代末以降には日吉地区などで最大深度～1,500 mの掘削によって高塩濃度の温泉が湧出している(例えば、松波, 1994; 松波ほか, 1994)。なお、北方の夕張、南方の振老、軽舞、平取などの炭田、油・ガス田地域では、上記の「基礎試錐」調査によって深度4,000～5,000 m級の深部掘削調査も行われている。

北海道の温泉分布の地域特性について、松波ほか(1999, 2000)は18の地区区分を提案しており、地質分布、温泉放熱量、坑井掘削深度、流体化学組成、湧出特性(比湧出量階級、温泉開発リスク指数)などの違いをまとめている。第2表に示すように、本説の(1)第四紀火山域、(3)石狩低地帯、(4)古第三系域は、それぞれ松波ほか(1999, 2000)のXIa 胆振-後志陥没ブロック帯、X 石狩-勇払堆積盆、VIIc 南部日高衝上帯に属する。なお、(2)白老地域については、松波ほか(1999, 2000)はX 石狩-勇払堆積盆の一部としているが、上記の地域概要や下記の考察に基づいて、第2表ではXとXIaの境界地域として示した。

3. 分析試料, 分析方法, 分析結果および図化表示

3.1 分析試料

1976年7月9～15日および1977年6月2～7日の合計2回、白老地域において代表的と考えられる河川水、井戸水・湧水、温泉水の試料を採取した。また、この機会に広域的に周辺地域についても、湖水(一部深度

別)、河川水、温泉水の試料を採取した。1976年は主に「深層熱水」と想定された温泉水を対象としたが、1977年は比較のために自然湧出する火山性的高温温泉についても対象とした。試料採取は、地質調査所の阿部喜久男氏と筆者が共同で実施した。

試料採取地点を第2図(A)・(B)に、試料一覧を第3表(A)・(B)に示す。第3表の試料配列は上から、湖水、河川水、井戸水・湧水、温泉水(上記の経緯により、(2)白老地域、(3)石狩低地帯、(4)古第三系域、(1)第四紀火山域の順)の順序となっている(各々について基本的に西から東へ配列)。試料番号は採取時に与えた番号(1976年はno. 1~40, 1977年はno. 101~129)で、採取時の問題などによって化学分析およびデータ解析に不適当な試料は欠番となっている。第3表では、個人情報保護の観点もあり、坑井からの温泉水については試料名(Name)を簡略化した。ただし、北海道立地下資源調査所(1977, 1979)の付表に該当温泉から採取された試料の分析値が報告されているものについては、文献(References)欄にその番号を示した。第3表の温泉の位置は、国土地理院発行の2万5千分の1地形図から読み取ったものである。

第3表の支笏湖(no. 32~37)は、1976年に小型モーターボートを半日雇船し、湖中央部で水中採水器を用いて試行的に深度別採水を行ったものである。採水器は、当時の地質調査所技術部で試作された金属製フロースルー型のもので、容量は3 l程度であった。ワイヤー先端に取り付けた採水器を手回しウインチと深度計付リール(ワイヤー繰り出し長を計測)を用いて重力降下し、予定深度でワイヤーを通して水中に送った金属円柱(メッセンジャー)の衝撃により採水器の両端を閉じた後、ワイヤーを巻き上げて回収した。現地採水時にボートは水流・風波によってある程度移動したが、正確な位置測定・調整方法がなかった。このため、採水器が垂直に予定深度に到着したという保証はないが、第3表には深度計の読み取り値を参考値として示した。なお、水温は船上における採取試料水の温度測定値であるが、これも参考値として示した。

1976~1977年の調査当時は、石狩低地帯~古第三系域については坑井掘削による温泉開発は非常に限られていた(北海道立地下資源調査所(1977, 1979)参照)。第3表の村上(no. 31)は、現地調査の一環として油・ガス田の地表兆候地~過去の開発遺構を探索過程で、穂別町(現在むかわ町)の住人から鉱泉の存在と名称について情報を得て採取したものである。その位置は、~2000年以降利用されている入浴施設「樹海温泉はくあ」(例えば、北海道立地質研究所, 2008)の西方約2 kmにあたり国道274号の近傍であったが、温泉水は山中からパイプで引湯されていた。石狩炭田の南端部にあたるこの地区では、1957~1968年に稲里炭鉱^{いなさと}で石炭の坑内

採掘が行われており(地質調査所, 1973; 北海道立地質研究所, 2002)、地域住民も関連性を述べていたが、湧出現場の状況などは明らかではない。なお、北海道立地下資源調査所(1977, 1979)、北海道立地質研究所(2002)などの文献には、本温泉についての記述はない。

現地調査では、気温、水温、pH、メチルオレンジ・アルカリ度、フェノールフタレイン・アルカリ度、フェノールフタレイン・酸度などを測定し、溶存化学組成、水の水素・酸素同位体組成の各分析用の試料を別々にポリエチレン製試料瓶に採取した。Na⁺、K⁺、Ca²⁺、Mg²⁺、Total Feなどの分析用試料については、現地で試料100 mlあたり塩酸(6 N)を1 ml加え、酸性にして実験室へ持ち帰った。

3.2 分析方法

試料水の温度、pHおよび溶存化学組成の分析法は次の通りである。これらは、阿部ほか(1979)の場合と同一である。

温度：棒状水銀温度計およびサーミスタ温度計。

pH：電極法および比色法。

T. S. M. (全溶存固形物)：重量法。

Cl⁻：モール法。

SO₄²⁻：塩化バリウムによる重量法。

free CO₂：フェノールフタレイン・酸度から計算。

HCO₃⁻：メチルオレンジ・アルカリ度から計算。

CO₃²⁻：フェノールフタレイン・アルカリ度から計算。

Na⁺、K⁺、Ca²⁺、Mg²⁺：塩化ストロンチウムを加えて、原子吸光法。

SiO₂：重量法。

B：マンニットによる滴定法。

Br⁻、I⁻：チオ硫酸ナトリウム滴定法。

Total Fe：o-フェナントロリンによる吸光光度法。

溶存化学組成の分析は、地質調査所の阿部喜久男氏によって実施された。なお、この他にCu、Pb、Znなどの濃度も分析されたが、有意に高い濃度を示した試料は登別地区の温泉水などに限られたため、今回の報告では省略した。

試料水の水素・酸素同位体組成の分析方法は次の通りである。これらも、阿部ほか(1979)の場合と同一である。

D/H：高温金属還元法による前処理で得た水素ガスを、質量分析計で測定。

¹⁸O/¹⁶O：水-炭酸ガス平衡法による前処理で得た炭酸ガスを、質量分析計で測定。

水素同位体組成については、東京工業大学(大岡山)の松尾禎士氏の実験室の手作りの前処理装置および質量

第3表 白老地域および周辺3広域地域における採取試料・分析結果の一覧表(その1):採取地点, 温度・pH, 同位体組成など.
 Table 3 List of the collected samples and the analytical results for the Shiraoi area and the three regional areas surrounding it
 (1/2): Sampling points, temperature, pH, isotopic compositions and others.

No. &	Name	Area	References *	Longitude (deg. E)	Latitude (deg. N)	Elev. (m)	Depth (m)	Date	Temp. (deg.C)	pH	T.S.M. (mg/l)	☒ (per mil)	☒ ¹⁸ O (per mil)	Sym- bol #
21	倶多楽湖(湖畔)	白老町	----	141.174	42.491	257	0	1976.07	17.5	7.1	71	-48.7	-6.97	★
125	倶多楽湖(湖畔)	白老町	----	141.174	42.491	257	0	1977.06	12.9	7.0	73	-48.9	-7.11	★
37	支笏湖(0 m深)	千歳市	----	141.328	42.749	248	0	1976.07	15.0	7.4	184	-53.8	-8.14	☆
32	支笏湖(2 m深)	千歳市	----	141.328	42.749	248	2	1976.07	15.2	7.5	182	-53.0	-8.23	☆
33	支笏湖(10 m深)	千歳市	----	141.328	42.749	248	10	1976.07	14.7	7.4	170	-54.1	-8.05	☆
38	支笏湖(20 m深)	千歳市	----	141.328	42.749	248	20	1976.07	14.0	7.4	183	-56.3	-8.16	☆
34	支笏湖(50 m深)	千歳市	----	141.328	42.749	248	50	1976.07	12.0	7.4	183	-53.0	-8.11	☆
35	支笏湖(150 m深)	千歳市	----	141.328	42.749	248	150	1976.07	10.8	7.3	175	-53.4	-8.20	☆
36	支笏湖(300 m深)	千歳市	----	141.328	42.749	248	300	1976.07	11.4	7.3	178	-52.9	-8.05	☆
104	支笏湖(湖畔)	千歳市	----	141.407	42.769	248	0	1977.06	6.3	7.4	166	-53.2	-8.40	☆
127	幌別川(上流)	登別市	----	141.003	42.454	240	0	1977.06	13.5	6.8	110	n.d.	-10.27	1
117	長流川(支流)	大滝村 \$1	----	141.118	42.642	720	0	1977.06	6.6	6.9	70	-70.7	-11.42	2
20	飛生川(上流)	白老町	----	141.153	42.539	320	0	1976.07	10.8	6.9	75	-62.1	-10.18	3
16	白老川(上流)	白老町	----	141.186	42.652	380	0	1976.07	10.5	7.1	86	-62.6	-10.14	4
19	飛生川(下流)	白老町	----	141.266	42.513	0	0	1976.07	11.6	6.8	111	-60.1	-8.94	5
114	飛生川(下流)	白老町	----	141.266	42.513	0	0	1977.06	14.9	6.8	101	n.d.	-9.51	5
101	漁川	恵庭市	----	141.288	42.817	510	0	1977.06	6.7	6.6	74	-73.4	-12.37	6
22	白老川(下流)	白老町	----	141.346	42.542	0	0	1976.07	15.6	6.8	133	-59.9	-8.87	7
111	白老川(下流)	白老町	----	141.346	42.542	0	0	1977.06	17.3	6.5	111	n.d.	-10.19	7
5	井戸水 -A	白老町	----	141.300	42.552	0	200	1976.07	13.8	7.1	188	-55.7	-9.12	8
113	井戸水 -A	白老町	----	141.300	42.552	0	200	1977.06	14.6	7.4	186	n.d.	-8.84	8
3	井戸水 -B	白老町	----	141.371	42.556	0	200	1976.07	12.3	7.4	142	-55.3	-9.30	9
110	井戸水 -B	白老町	----	141.371	42.556	0	200	1977.06	13.6	7.4	140	n.d.	-8.91	9
30	湧水(トキト沼)	苫小牧市	----	141.457	42.621	20	0	1976.07	8.7	6.7	158	-53.6	-8.35	0
15	登別臨海	登別市	4. B. 1	141.184	42.462	40	745	1976.07	55.4	7.1	1801	-58.3	-9.23	a
122	登別臨海	登別市	4. B. 1	141.184	42.462	40	745	1977.06	54.4	7.1	1770	n.d.	-9.27	a
14	虎杖浜 -1	白老町	----	141.203	42.456	20	825	1976.07	47.5	8.0	3511	-65.2	-9.08	a
121	虎杖浜 -1	白老町	----	141.203	42.456	0	825	1977.06	48.0	8.4	3530	n.d.	-9.13	a
25	虎杖浜 -2	白老町	4. D. 3	141.211	42.453	0	419	1976.07	47.3	8.0	2298	n.d.	-8.99	a
26	竹浦 -1	白老町	----	141.229	42.470	0	534	1976.07	48.8	8.4	1026	-67.9	-9.82	b
116	竹浦 -1	白老町	----	141.229	42.470	0	534	1977.06	49.1	8.4	1056	n.d.	-9.87	b
12	竹浦 -2	白老町	4. E. 5	141.244	42.481	0	650	1976.07	45.6	8.6	640	n.d.	n.d.	b
13	竹浦 -3	白老町	----	141.246	42.476	0	589	1976.07	45.2	8.5	1132	n.d.	n.d.	b
11	竹浦 -4	白老町	4. E. 10	141.264	42.497	0	600	1976.07	29.0	8.7	253	-67.7	-10.19	b
115	竹浦 -4	白老町	4. E. 10	141.264	42.497	0	600	1977.06	29.2	8.9	265	-69.0	-10.54	b
10	竹浦 -5	白老町	4. E. 11	141.266	42.499	0	1200	1976.07	54.7	8.7	795	-66.8	-9.93	B
9	北吉原 -1	白老町	4. F. 1	141.276	42.511	0	1258	1976.07	55.7	8.3	1248	-64.5	-9.16	C
7	北吉原 -2	白老町	----	141.284	42.531	0	1300	1976.07	44.1	8.5	508	n.d.	-10.28	C
24	北吉原 -3	白老町	----	141.299	42.518	0	590	1976.07	29.4	7.8	178	-65.2	-9.47	c
8	萩野	白老町	----	141.295	42.529	0	1300	1976.07	55.5	8.7	866	-64.7	-9.98	D
4	石山 -1	白老町	4. G. 7	141.300	42.552	0	1300	1976.07	58.4	8.2	1985	-64.5	-9.29	E
112	石山 -1	白老町	4. G. 7	141.300	42.552	0	1300	1977.06	62.0	8.6	2003	-60.8	-9.33	E
6	石山 -2	白老町	4. G. 2	141.303	42.536	0	1500	1976.07	58.0	8.4	2360	n.d.	-9.46	E
27	石山 -3	白老町	4. G. 9	141.329	42.545	0	1500	1976.07	45.5	8.2	743	n.d.	n.d.	E
18	白老 -1	白老町	4. H. 1	141.315	42.583	40	1480	1976.07	53.7	8.9	596	-64.3	-10.03	F
2	白老 -2	白老町	4. H. 3	141.371	42.556	0	1340	1976.07	45.0	8.7	951	-61.4	-9.00	F
28	社台	白老町	4. H. 6	141.396	42.563	0	1450	1976.07	46.0	7.8	1613	-60.2	-9.52	G
109	社台	白老町	4. H. 6	141.396	42.563	0	1450	1977.06	49.0	7.9	1550	n.d.	-9.81	G
17	森野	白老町	4. I. 1	141.278	42.622	166	350	1976.07	34.5	7.4	1457	-56.9	-8.78	h
23	苫小牧錦岡	苫小牧市	4. J. 1	141.482	42.611	20	1520	1976.07	36.0	7.4	14080	-38.2	-6.10	I
108	苫小牧錦岡	苫小牧市	4. J. 1	141.482	42.611	20	1520	1977.06	35.9	7.5	13985	-38.4	-6.07	I
40	千歳蘭越	千歳市	5. E. 1	141.607	42.813	20	1026	1976.07	30.2	8.7	348	-77.7	-11.34	K
105	千歳蘭越	千歳市	5. E. 1	141.607	42.813	20	1026	1977.06	30.7	8.9	326	-76.7	-11.76	K
39	ウトナイ	苫小牧市	4. K. 1	141.697	42.697	0	1300	1976.07	30.9	8.2	3888	-59.1	-9.11	J
107	松原 -1	千歳市	8. E. 1	141.726	42.910	20	33	1977.06	25.4	8.1	1131	-67.7	-10.79	I
106	松原 -2	千歳市	----	141.726	42.910	20	110	1977.06	27.3	8.0	11447	-43.6	-6.20	I
31	村上	穂別町 \$2	----	142.143	42.870	180	0	1976.07	11.0	8.0	18520	-47.5	-5.02	m
126	川股	登別市	4. A. 1	141.003	42.454	240	0	1977.06	33.0	9.0	1725	-60.8	-9.88	△
119	北湯沢 -1	大滝村 \$1	2. A. 3	141.026	42.613	300	0	1977.06	86.0	8.6	824	-66.8	-10.49	○
118	北湯沢 -2	大滝村 \$1	2. A. 2	141.028	42.619	300	210	1977.06	92.0	8.6	837	-67.4	-10.50	○
123	カルルス	登別市	----	141.111	42.516	320	40	1977.06	47.6	7.1	708	-62.5	-9.85	◎
128	登別 -1	登別市	3. B. 17	141.148	42.492	160	66	1977.06	86.7	7.3	6140	-53.7	-5.92	●
129	登別 -2	登別市	----	141.148	42.492	160	0	1977.06	73.6	6.6	11500	-47.2	-2.42	●
124	登別(大正地獄)	登別市	----	141.151	42.499	260	0	1977.06	94.5	4.2	11397	-35.4	1.96	●
102	オコタン	千歳市	5. B. 1	141.284	42.768	248	0	1977.06	43.4	6.5	1497	-61.9	-9.96	▽
103	丸駒	千歳市	5. C. 1	141.314	42.778	248	0	1977.06	46.1	6.6	1260	-62.6	-9.73	▽

&, No.は試料採取時のもの(2桁は1976年, 3桁は1977年)である。表示は, 水の種類や採取地域ごとに経度順である。
 #, ☆・★は湖水, 1~7は河川水, 8~0は井戸水・湧水, a~mは温泉水(坑井深度を, 1000 m以下を小文字で, 同以上を大文字で示す), △~▽は第四紀火山域の温泉水である。2010年現在, \$1は伊達市, \$2はむかわ町である。
 *, 北海道立地下資源調査所(1977, 1979)の各末尾付表2の分析値一覧表の各試料番号に対応する(本文参照)。

北海道、白老地域などの「温泉水」の化学・同位体的な特徴と起源（茂野）

第3表 白老地域および周辺3広域地域における採取試料・分析結果の一覧表（その2）：主要・微量溶存化学組成など。

Table 3 List of the collected samples and the analytical results for the Shiraoi area and the three regional areas surrounding it (2/2): Major and minor chemical compositions of waters and others.

No. &	Cl (mg/l)	SO4 (mg/l)	H2CO3 (mg/l)	HCO3 (mg/l)	CO3 (mg/l)	Na (mg/l)	K (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	SiO2 (mg/l)	B (mg/l)	Br (mg/l)	I (mg/l)	Fe (mg/l)	RpH	Sym-bol #
21	3.6	6.0	3.1	22.9	0.0	5.2	0.5	3.4	2.1	5.5	0.0	0.00	0.00	0.00	7.1	★
125	3.6	5.6	3.1	22.9	0.0	5.0	0.5	3.4	2.0	7.5	0.0	0.00	0.00	0.00	7.2	★
37	16.7	32.7	3.1	51.9	0.0	19.0	2.1	15.6	4.7	12.5	0.3	0.00	0.00	0.00	7.4	☆
32	16.7	30.9	3.1	54.9	0.0	20.4	2.4	17.3	4.8	14.0	0.3	0.00	0.00	0.00	7.5	☆
33	16.7	34.2	3.8	53.4	0.0	19.8	2.6	17.3	4.7	13.5	0.3	0.00	0.00	1.90	7.4	☆
38	16.7	34.2	4.7	53.4	0.0	20.4	2.5	17.5	4.9	11.0	0.3	0.00	0.00	0.00	7.4	☆
34	17.0	34.2	3.8	53.4	0.0	19.8	2.1	17.0	4.7	14.3	0.3	0.00	0.00	0.00	7.4	☆
35	17.4	34.0	4.7	53.4	0.0	19.5	2.4	17.0	4.7	16.5	0.3	0.00	0.00	0.00	7.4	☆
36	17.4	32.3	6.3	54.9	0.0	20.4	2.4	17.3	4.7	15.0	0.3	0.00	0.00	0.00	7.4	☆
104	17.7	34.2	3.1	38.1	0.0	14.0	2.3	15.8	4.7	18.5	0.5	0.00	0.00	0.00	7.7	☆
127	1.8	22.0	1.8	12.2	0.0	3.1	0.4	8.5	1.7	12.0	0.0	0.00	0.00	0.00	6.8	1
117	1.8	2.7	1.5	16.8	0.0	2.5	0.7	3.6	0.2	8.5	0.0	0.00	0.00	0.00	7.1	2
20	2.5	2.6	3.1	21.4	0.0	4.1	0.6	3.9	0.8	12.0	0.0	0.00	0.00	0.00	7.0	3
16	2.8	4.1	3.1	24.4	0.0	4.1	0.8	5.8	1.3	16.0	0.0	0.00	0.00	0.00	7.3	4
19	4.3	3.7	7.8	29.0	0.0	5.3	1.1	5.8	1.2	22.5	0.0	0.00	0.00	0.00	7.0	5
114	5.3	3.7	3.1	22.9	0.0	5.1	1.0	5.0	1.1	28.5	0.0	0.00	0.00	0.00	7.2	5
101	2.1	12.4	3.1	15.3	0.0	2.5	0.3	7.0	0.9	8.5	0.0	0.00	0.00	0.00	6.9	6
22	5.0	25.3	4.7	16.8	0.0	5.9	0.5	10.4	1.7	25.0	0.0	0.00	0.00	0.07	6.8	7
111	3.6	14.8	2.1	15.3	0.0	3.6	0.3	6.1	1.5	27.0	0.0	0.00	0.00	0.50	6.9	7
5	4.6	0.0	12.5	128.1	0.0	18.0	6.4	14.1	5.7	34.0	0.0	0.00	0.00	0.00	7.6	8
113	5.3	0.0	3.1	115.9	0.0	18.5	6.1	13.8	5.5	31.0	0.0	0.00	0.00	0.22	7.9	8
3	4.6	0.0	7.8	85.4	0.0	14.4	2.9	12.2	3.6	31.0	0.0	0.00	0.00	0.00	7.7	9
110	4.3	2.3	3.1	76.3	0.0	14.0	2.9	11.2	3.4	18.0	0.0	0.00	0.00	0.00	7.8	9
30	17.7	11.7	9.4	42.7	0.0	10.0	2.0	13.2	3.3	32.0	0.0	0.00	0.00	0.00	7.0	0
15	170.2	548.5	69.0	573.6	0.0	450.0	17.0	58.5	11.7	158.0	5.1	0.27	0.21	0.44	7.1	a
122	166.7	520.6	47.4	564.4	0.0	460.0	20.0	57.0	12.3	152.5	4.9	0.13	0.00	0.50	7.9	a
14	1258.8	735.6	9.4	259.3	0.0	1150.0	50.6	15.3	1.8	95.0	6.7	2.05	0.64	0.00	8.0	a
121	1258.8	732.3	0.0	225.8	9.0	1200.0	50.0	15.4	1.9	86.0	6.8	1.73	0.42	0.00	8.4	a
25	851.0	301.2	3.1	318.8	0.0	775.0	33.5	8.8	0.8	101.0	5.5	1.15	0.30	0.07	8.0	a
26	397.2	40.5	0.0	197.4	7.5	342.5	15.4	4.0	0.3	102.0	1.1	0.45	0.21	0.00	8.4	b
116	407.8	37.5	0.0	161.7	13.5	338.0	17.0	4.4	0.3	79.5	2.0	0.32	0.00	0.00	8.4	b
12	195.0	24.3	0.0	120.5	10.5	180.0	9.0	3.9	0.2	108.5	0.8	0.17	0.21	0.00	8.6	b
13	461.0	26.8	0.0	186.1	7.5	362.5	13.0	6.3	0.2	121.0	2.3	0.80	0.21	0.00	8.5	b
11	4.4	0.2	0.0	119.0	15.0	51.3	4.0	3.9	0.3	52.0	0.0	0.00	0.00	0.00	8.7	b
115	2.5	0.0	0.0	120.5	13.5	49.8	3.7	3.8	0.2	50.5	0.0	0.00	0.00	0.00	8.9	b
10	283.7	25.3	0.0	166.3	16.5	225.0	9.4	2.8	0.1	134.0	1.1	0.00	0.00	0.00	8.7	B
9	416.7	0.5	0.0	381.4	9.0	402.5	22.5	3.6	0.3	137.0	7.3	0.53	0.21	0.00	8.3	C
7	77.8	3.5	0.0	183.1	15.0	120.0	6.3	4.0	0.3	132.0	0.8	0.13	0.00	0.08	8.5	C
24	6.2	9.1	3.1	77.8	0.0	24.0	4.3	6.3	2.0	54.5	0.0	0.00	* 0.21	0.00	7.8	c
8	230.5	3.9	0.0	250.2	19.5	232.5	16.8	6.3	0.1	132.0	2.6	0.53	0.00	0.00	8.7	D
4	950.3	2.9	3.1	225.8	0.0	625.0	50.0	27.8	0.4	132.0	10.7	2.66	0.42	0.00	8.2	E
112	939.6	2.3	0.0	189.2	15.0	625.0	55.0	26.0	0.4	137.5	10.7	2.80	0.43	0.00	8.6	E
6	1152.5	3.9	0.0	248.7	13.5	745.0	40.0	47.5	10.8	158.0	9.4	2.32	0.13	0.08	8.4	E
27	161.3	12.8	4.7	265.4	0.0	190.0	24.4	4.0	0.3	140.0	1.7	0.45	0.00	0.00	8.2	E
18	112.6	0.0	0.0	170.9	33.0	150.0	9.6	2.0	1.1	140.0	1.1	0.35	0.08	0.00	8.9	F
2	308.5	0.2	0.0	259.3	19.5	281.3	22.8	7.8	1.2	116.5	2.6	0.20	0.10	0.00	8.7	F
28	147.2	0.0	31.3	1373.0	0.0	540.0	45.5	9.3	3.4	102.0	1.6	1.07	0.00	0.22	7.8	G
109	287.2	0.0	29.1	945.8	0.0	504.0	41.5	8.0	2.2	110.0	1.6	1.07	0.00	0.20	8.0	G
17	700.3	10.5	18.8	205.9	0.0	447.5	21.0	34.5	8.8	84.0	5.8	0.93	0.21	0.00	7.8	h
23	7792.3	95.1	90.9	1009.9	0.0	4800.0	192.5	190.0	153.8	77.0	3.9	15.88	1.44	3.60	7.4	I
108	7676.4	94.2	61.2	915.3	0.0	4770.0	189.4	185.5	150.0	68.0	4.2	12.60	0.93	4.00	8.3	I
40	7.1	0.0	0.0	183.1	13.5	75.0	4.3	1.7	0.2	60.5	0.0	0.00	0.00	0.01	8.7	K
105	3.6	0.0	0.0	161.7	22.5	75.2	4.6	2.0	0.2	67.0	0.6	0.00	0.00	0.02	8.9	K
39	1914.7	0.0	6.3	701.7	0.0	1315.0	37.3	115.0	13.1	65.5	4.8	3.88	0.30	1.12	8.2	J
107	46.1	0.0	9.2	976.3	0.0	177.5	5.0	1.8	0.8	45.5	2.6	0.00	0.00	0.28	8.3	I
106	6311.4	0.0	27.5	431.7	0.0	3850.0	116.9	140.0	90.0	42.0	18.8	11.85	2.96	2.46	8.2	I
31	11130.9	0.0	18.8	38.1	0.0	3425.0	7.0	3375.0	5.5	13.0	16.2	8.66	18.81	0.23	8.0	m
126	7.1	1073.4	0.0	10.7	3.0	72.5	1.9	370.0	2.5	18.5	0.0	0.00	0.00	0.00	9.0	△
119	173.0	233.9	0.0	45.8	3.0	212.5	6.0	23.0	0.1	83.0	3.3	0.13	0.00	0.00	8.6	○
118	177.3	235.4	0.0	32.7	5.1	212.5	6.0	23.0	0.1	87.5	3.3	0.13	0.00	0.00	8.6	○
123	52.1	202.7	15.3	157.1	0.0	140.0	11.1	29.5	4.0	70.0	1.1	0.00	0.00	0.00	7.3	◎
128	2942.9	48.6	41.3	132.4	0.0	1350.0	140.0	420.0	29.5	217.5	65.8	2.53	1.90	20.00	7.4	●
129	6155.3	42.0	91.5	48.8	0.0	2925.0	262.5	810.0	8.0	179.0	140.3	4.13	2.33	0.30	7.0	●
124	5850.4	144.0	152.9	4.6	0.0	2475.0	400.0	890.0	4.5	506.5	110.5	5.73	1.06	1.00	4.3	●
102	356.3	260.1	143.7	349.3	0.0	275.0	48.5	74.0	31.0	137.5	7.0	0.40	0.00	2.24	7.4	▽
103	282.6	227.6	99.4	254.8	0.0	232.5	31.5	58.8	24.0	128.5	6.5	0.00	0.00	0.30	7.4	▽

& No.は試料採取時のもの(2桁は1976年, 3桁は1977年)である。表示は、水の種類や採取地域ごとに経度順である。
 #, ☆・★は湖水, 1~7は河川水, 8~0は井戸水・湧水, a~mは温泉水(坑井深度を, 1000 m以下を小文字で、
 同以上を大文字で示す), △~▽は第四紀火山域の温泉水である。*, 不確実性が高いデータを示す(本文・第9図(C)参照)。

第4表 本報告で使用した北海道の地盤地質情報(吉田ほか編, 2009)の地質単元一覧表(茂野(2011)参照)。

Table 4 List of the geologic units of Hokkaido based on the basement geology data (Yoshida et al. ed., 2009) used in this article (refer to Shigeno (2011)).

番号	地質単元	地層名		Vp km/s	Vs km/s	ρ g/cm ³	地図表示 略号	塗色パラメータ		
		石狩平野北西部の場合 \$1	勇払平野・馬追丘陵の場合					R値	G値	B値
1	完新統～中部更新統	(略)	(略)	1.76	0.40	1.98	H-Q2	220	255	220
2	下部更新統	(略)	(略)	2.09	0.72	1.98	Q1	220	255	188
3	鮮新統	当別層	荷葉層	2.62	1.20	2.06	P	255	255	190
4	上部中新統	望来層	平取層・軽舞層	3.21	1.73	2.27	M3	255	255	130
5	中部中新統	盤の沢層・厚田層, 奔須部都層	川端層・振老層, 滝の上層(上部)	4.07	2.35	2.41	M2	255	250	0
6	グリーンタフ(下部中新統)	定山溪層(グリーンタフ)	滝の上層(下部)	5.42	3.13	2.57	M1	224	254	61
7	古第三系	樺戸層	紅葉山層, 南長沼層, 幌内層, 石狩層群	3.41	2.00	2.36	PG	255	220	92
8	上部白亜系・衝上断層帯	—	函淵層群, 上部・中部蝦夷層群	4.67	2.70	2.58	UC (+FZ)	188	255	156
9	基盤岩類～コンラッド面	隈根尻層群	下部蝦夷層群, 隈根尻層群, 空知層群, 神居古譚変成岩類, 日高変成岩類	5.78	3.40	2.77	Basement	236	0	255
10	コンラッド面～モホ面	—	—	6.70	3.75	2.90	—	220	0	156
11	モホ面～深度100 km面	—	—	7.70	4.30	3.25	—	255	0	127
12	深度100 km面以深	—	—	8.10	4.50	3.37	—	255	0	0

備考: 本表の左の7列は吉田ほか(2007), 吉田ほか編(2009)に基づく。右の4列は茂野(2011)による。\$1は札幌西南山地を含む。9の基盤岩類は、後期白亜紀よりも古い岩石・地層とともに、それ以降の変成岩類・深成岩類などを含む(吉田ほか, 2007)。

分析計(Micromass社製602C型)を使用して著者が実施した。酸素同位体組成については、地質調査所(当時、川崎市高津区溝口)で著者が自作した前処理装置を使用し、安藤直行氏の実験室の質量分析計(日立製作所製RMU-6RS型)を使用して著者が実施した。測定にあたっては、松尾禎士氏の実験室で作成された内部標準水を一定頻度で処理・分析するとともに、岡山大学温泉研究所(三朝)の酒井均氏の実験室で作成された2種類の内部標準水などについても処理・分析を行って、分析精度の信頼性を確保した。

3.3 分析結果

試料水の分析結果として、溶存化学組成、水の水素・酸素同位体組成などを整理して第3表(A)・(B)に示す。

水素・酸素同位体組成は、標準平均海水(SMOW)の水素・酸素同位体組成を基準とした以下のδ値(千分率偏差, ‰(パーミル))で表示した。なお、分析の測定誤差(2σ)は、概略的に水素で±2‰、酸素で±0.2‰である。

$$\delta X_{\text{試料水}} = (R_{\text{試料水}} / R_{\text{SMOW}} - 1) \times 1000 \quad (\text{‰})$$

(ただし、X = D または ¹⁸O, R = D/H または ¹⁸O/¹⁶O)

今回の分析結果は、溶存化学組成については基本的に従来の文献値(北海道立地下資源調査所(1977, 1979)など)とよい一致を示す。水素・酸素同位体組成についても、登別地区などについての松葉谷ほか(1978)などの分析値と、基本的に良い一致を示す。

3.4 分析結果の図化表示

第3表(A)・(B)の分析結果に基づいて、各種の図の作成を行った。第3図(A)～(C)に試料水の採取温度と坑井深度、pH、T.S.M.との関係を示す。第4図には、試

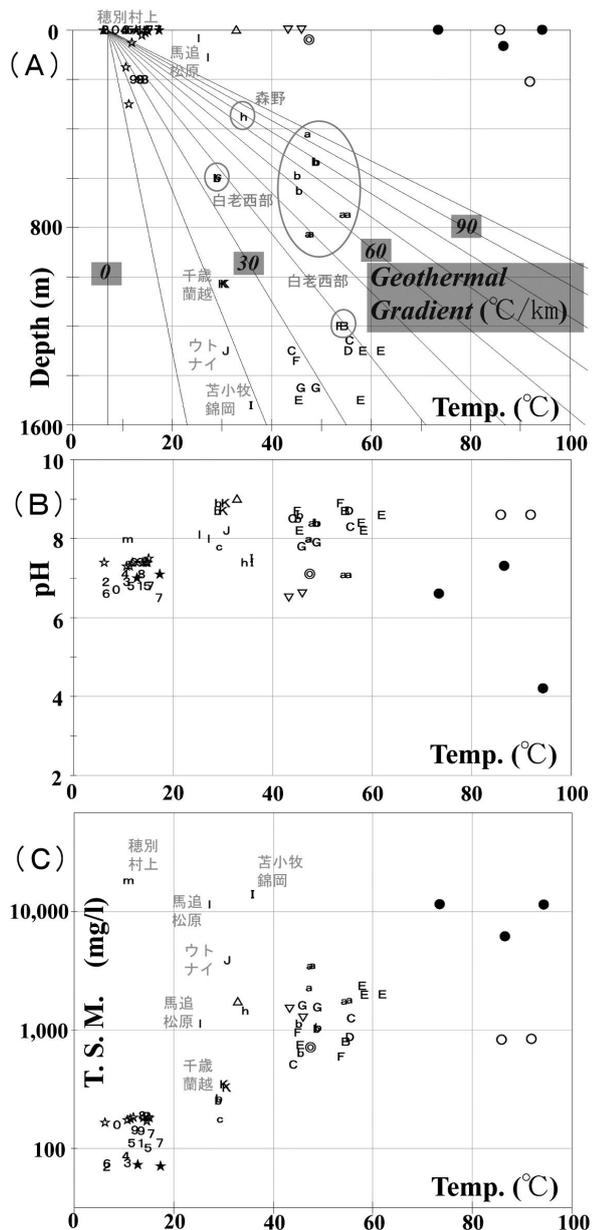
料水の主要溶存化学組成のパイパーダイアグラム(キー図)を示す。また、地図表示として第5図(A)～(D)には、試料水の溶存化学組成の分布をスティフダイアグラム(ヘキサ図)などを用いて平面図・断面図に示す。なお、図の煩雑化を避けるために、2年度に渡って採取・分析した同一温泉からの試料については、1977年分のみを表示したことがある。

第6図(A)・(B)には、試料水の水素-酸素同位体組成の相関性を示す。また、第7図(A)・(B)には、試料水の同位体組成と採取地点標高の相関性を、第8図(A)・(B)には、試料水の水素・酸素同位体組成とCl濃度の相関性を各々示す。

一方、第9図(A)～(C)には、試料水の可溶性成分濃度の相関性を示す。これらは、(A)がCl-B、(B)がCl-Br、(C)がCl-Iの関係となっている。

さらに、第10図(A)～(D)には、温泉水への地球化学的温度計手法の適用結果を示す。これらは、(A)がNa-K・K-Mgの2種類の温度計による温度の三角図を用いた統合表示、(B)がNa-K-Ca温度-SiO₂(QC)温度の相関表示、(C)・(D)が試料水の採取温度-SiO₂濃度に基づく混合水モデル温度表示となっている。

上記の各図では、第3表に示した記号・数字を用いて、各試料を系統的に表示した。すなわち、地表水・地下水は3種類に区分し、倶多楽湖・支笏湖の湖水を各々★・☆で、河川水を1～7で、井戸水・湧水を8～0で示した。温泉水は4地域の区分に沿って、(2)白老地域ではA～H、(3)石狩低地帯ではI～L、(4)古第三系域として村上鉱泉をM、(1)第四紀火山域では△、○、◎、●、▽で示した。(2)～(4)については、試料水を採取した坑井の深度が1,000 m以上の場合は大文字(A～M)で、1,000 m以下の場合は小文字(a～m)で示す。なお、第3図などでは、地域記号に添えて略式の地名・温泉名を示し



第3図 試料水の採取温度と坑井深度、pH、T.S.M.との相関性。(A)は採取温度－坑井深度、(B)は採取温度－pH、(C)は採取温度－T.S.M. (常用対数化)の各関係を示す。試料水の記号は第3表を参照。(A)では参考に、地表温度を調査地域の平野部の代表的な年平均気温(7.0℃)、地下の温度勾配を一定と仮定して、地温勾配の直線群を示す。

Fig. 3 Correlations of the collection temperature to the well depth, and the pH and the T.S.M. of the sample waters. (A) Relation of the collection temperature and the well depth. (B) Relation of the collection temperature and the pH. (C) Relation of the collection temperature and the T.S.M. (in logarithmic scale). Refer to Table 3 for the sample symbols. Reference geothermal gradient lines are drawn in (A) on the assumptions that the surface temperature is of the typical averaged annual temperature (7.0 °C) of the plains in the survey area, and the geothermal gradient is constant for each line.

は、第1表を参照されたい。特に、地下の地質分布については、吉田ほか(2007)・吉田ほか編(2009)による北海道の電子化3次元地盤地質データを使用した。その処理には、茂野(2011)に基づいて上記のQMM系を改良使用した。第4表に、使用した地質単元の一覧表を示す。

4. 流体地球化学的手法に基づく考察

ここでは、地熱流体化学的な各種の調査・評価手法に基づいて、以下の順序で検討を加える。(1)主要溶存化学組成・湧出温度に基づく基礎的な考察。(2)水素・酸素同位体組成に基づく水の起源および降水を起源とした温泉水の涵養高度の考察。(3)可溶性成分の濃度比に基づく水の起源・貯留岩石などについての考察。(4)各種の地球化学的温度計手法の適用に基づく地下の熱水系の温度の考察。

これらの検討は、多くの場合に上記2.の4地域に分けて行ったが、調査の経緯により第3表に沿って(2)白老地域、(3)石狩低地帯、(4)古第三系域の後に、(1)第四紀火山域の順序となっている。地表水・地下水(白老地域と第四紀火山域から採取)については、項目を改めて述べた。なお、本説の主要対象は温泉水であるため、地表水・地下水については議論を省略したことがある。

4.1 主要溶存化学組成・湧出温度に基づく考察

4.1.1 白老地域の温泉水

白老地域の温泉水(a~h)は、概略的に湧出温度が30~60℃、pHが7~9、塩濃度が500~4,000 mg/lで、基本的に陰イオンではClとHCO₃、陽イオンではNaが卓越する(第3表・第3図・第4図・第5図)。なお、

た場合がある(I, 苦小牧錦岡; J, ウトナイ; K, 千歳蘭越; l, 馬追松原; m, 穂別村上など)。また、第4図、第6図などでは、比較のために各種の文献からの引用データなどを合わせて表示した。

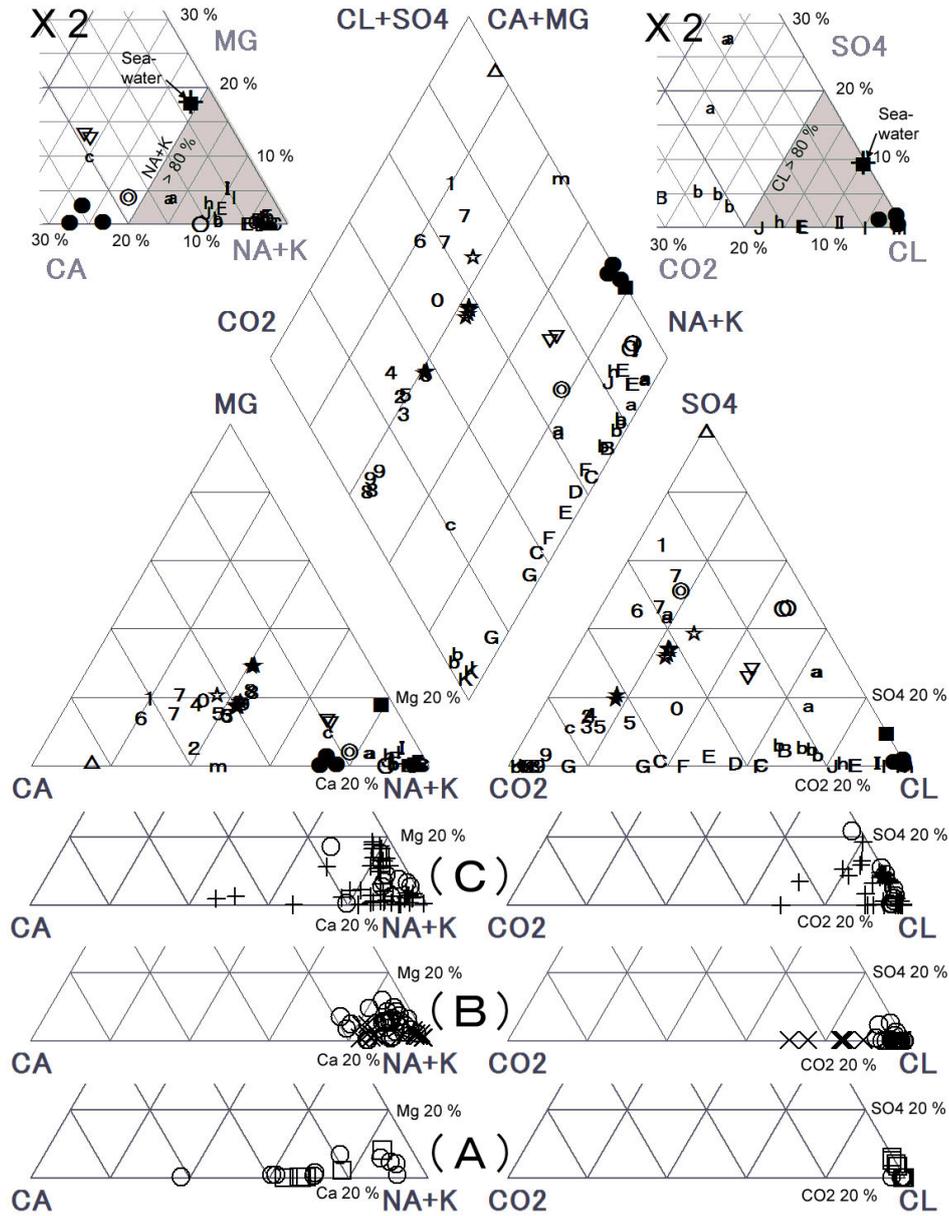
上記の各種の図の作成は、茂野(2004a)、地質調査総合センター(2007)、茂野(2008)などの方法によって行った。すなわち、データを半規格化フォーマットに沿って表計算ソフトウェアによって電子データベース化し、地熱流体化学データの簡易表示ソフトウェアGPGG系(Microsoft社のVisual Basic v.6のインタープリター環境で作動し、各種の改変が可能)を用いて図化した。

また第5図、第11図などでは、簡易表示ソフトウェアQMM系(同上)を用いて各種の公開電子地理・地球科学情報を平面・断面地図化し、市販の画像処理ソフトウェアを用いて重合化した。使用した電子情報について

上記の塩濃度は本説の調査で採取・分析された試料についてのものであり、より網羅的な調査・データ編集（北海道立地下資源調査所，1977；松波，1995；地質調査総合センター，2002）では、ごく一部に特異的に高い値（～10,000 mg/l）などが報告されている。上記の化学的

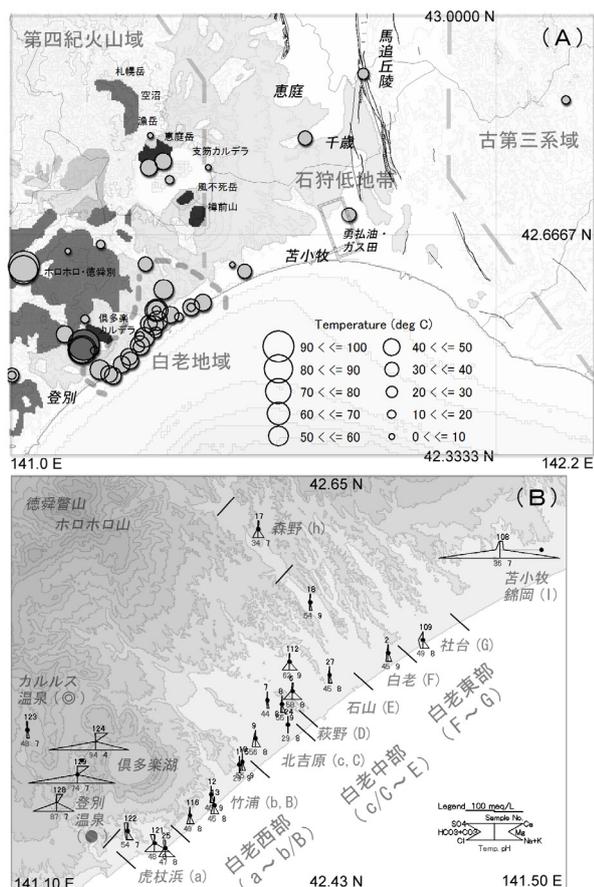
特性は、一般に火山地域とその周辺地域において、降水起源の地下水が主に熱伝導により加熱されて生成する高温～中温熱水が示すもの（例えば，White，1970）に一致する。

地区別の特徴として（第4図，第5図(B)・(D)など参



第4図 試料水の主要溶存化学組成のパイパーダイアグラム（キー図）。上部は今回の分析結果を示し、最上部に試料水が集中するNa+K端部とCl端部を拡大して示す。試料水の記号は第3表を参照。下部の(A)・(B)・(C)には、北海道の高塩濃度温泉水（松波，1993，1994，1995；鈴木・柴田，2007）の主要陰・陽イオンの三角図の主要部を比較のため示す。(A)は、炭田地域，(B)は北海道中軸部の低地帯，(C)は海岸沿いの温泉である（茂野（2011）参照）。

Fig. 4 Piper diagrams for the major chemical components of the sample waters. The upper part shows the analytical results of the present article. The corners of Na+K and Cl, where the samples are concentrated, are enlarged at the figure top. Refer to Table 3 for the sample symbols. In (A), (B) and (C) at the lower part, main parts of tri-linear diagrams of the major anions and cations for the saline hot-spring waters from Hokkaido (Matsunami, 1993, 1994, 1995; Suzuki and Shibata, 2007) are shown for comparison. (A), (B) and (C) show hot-spring waters from the coal fields, the low lands at the central part of Hokkaido, and the seacoast areas, respectively. Refer to Shigeno (2011).



←
第5図 試料水の溶存化学組成の分布図（その1）。（A）は、試料水の温度と pH の地図平面分布を示す。温度は凡例を参照。pH は濃灰色が 3～6、薄灰色が 6～9 を示す。背景に、第四紀火山の分布と活断層の分布（使用データは第 1 表を参照）と勇払油・ガス田の分布（石油技術協会，2004）を示すとともに、調査地域の 4 区分を示す。第四紀火山の分布について、濃灰色は非アルカリ岩系の苦鉄質～珪長質の火山岩類を、薄灰色は火砕流堆積物を示す。（B）は、特に白老地域の温泉水について、スティフダイアグラム（ヘキサ図）の拡大地図平面分布を示す。試料水の番号は第 3 表を参照（同一地点からの試料は 1977 年採取のものを表示）。

Fig. 5 Distribution maps of the chemical compositions of the water samples (1/2). (A) Plane map distribution of the temperature and pH of the samples. Refer to the legend for the temperature. The pH is shown with dark gray and light gray for 3 to 6 and 6 to 9, respectively. The distributions of the Quaternary volcanoes, the active faults (refer to Table 1 for the data sources) and the Yufutsu oil and gas field (Japanese Association of Petroleum Technology, 2004), and the four divisions of the survey area are shown in the background map. For the distributions of the Quaternary volcanoes, non-alkaline mafic and felsic rocks are shown with dark grays, and pyroclastic rocks are shown with light grays. (B) Enlarged plane map distribution of Stiff diagrams for the geothermal-water samples at the Shiraoi area. Refer to Table 3 for the sample numbers (only 1977 data are shown where 1976 sample was collected from the same location).

照）, 西部の虎杖浜地区 (a) の温泉水は相対的に浅部でも高温・高塩濃度であり, やや酸性で SO_4 に富む傾向が強い ($\text{SO}_4\text{-HCO}_3$ 型を含む)。中部の石山地区 (E) では, 深部の温泉水に相対的に高温・高塩濃度で典型的な Na-Cl 型が出現する。一方, 東部の白老・社台地区 (F・G) では相対的に深部まで低温で, HCO_3 に富み有機物起源 (フミン酸) と推定される淡褐色～褐色を呈する傾向が強い。

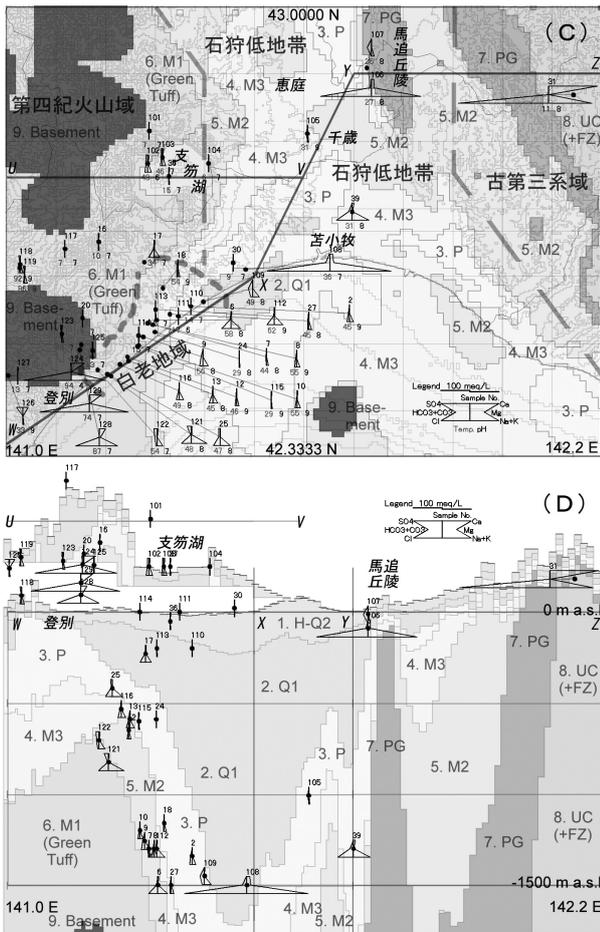
同時に, 白老地域では地区を通じてかなり不規則な温泉水の化学的性状の分布が認められ, HCO_3 に富み淡褐色を呈する温泉水は西部の竹浦～中部の石山地区 (b～E) にも分布している。この原因は, 浦上 (1992) などが指摘するように白老地域の地下には異なる性質の温泉水の胚胎層が不透水層を挟んで, 3 次元的に複雑に 2～4 層程度 (あるいはそれ以上) 存在していることであると推測される。

白老地域の主部から離れた森野地区の温泉水 (h) は, 相対的に pH が低い典型的な Na-Cl 型となっている。しかし, 北海道立地下資源調査所 (1977, p.93-95) によれば, 第四紀火山 (徳舜磐山-ホロホロ山) の山麓部に位置するとともに, 地表に分布するグリーンタフ層への断裂系発達と鉍化作用が顕著な森野地区では, 自然湧出の温泉水と坑井掘削 (深度数 100 m) により湧出する温泉水の化学組成は多様であり, 解釈が難しい。したがって,

本説では森野地区についての議論は差し控える。

第 3 図 (A) では, 本地域の年平均気温 (平野部で概略 7°C (気象庁・気象業務支援センター, 2001, 2002)) を地表温度とし, 地下の温度勾配を一定として, 簡略的に地温勾配の直線群を計算して背景に示した。これらの直線群と, 白老地域の各温泉の坑底深度と湧出温度との関係を比較すると, 概略的に西部では $40\sim 90^\circ\text{C}/\text{km}$ 程度, 東部では $25\sim 40^\circ\text{C}/\text{km}$ 程度であり, 西部から東部への系統的な温泉水の湧出温度に基づく見掛けの「地温勾配」の低下傾向が認められる。この傾向は, 浦上 (1992) などが指摘するように, 第 5 図 (C)・(D) に示される第四紀の堆積物の層厚 (沈降による) と調和的である。森野地区では, 西部と同様に温泉水の湧出温度に基づく「地温勾配」が大きい。

なお, 温泉水が地下深部から坑井を通じて地表にもたらされる場合には, 浅部低温地下水の漏入, 気液分離などの効果が無視できる条件下でも, 上昇途中でより低温の周囲への熱伝導損失によって温泉水の温度低下を生じ



←
第5図 試料水の溶存化学組成の分布図 (その2). (C)はスティフダイアグラム (ヘキサ図) の地図平面分布を示し、背景に吉田ほか 編 (2009) の電子地盤地質データに基づいて地表・海底下深度 1,500 m の地質分布を示す。(D)はスティフダイアグラム (ヘキサ図) の地図断面投影分布 (縦/横の縮尺比は 30) を示し、背景に吉田ほか 編 (2009) に基づいて地質断面図の東西方向の投影図を示す。断面線 (U-V および W-X-Y-Z) の位置は (C) を参照。試料水の番号は第 3 表を参照 (同一地点からの試料は 1977 採取のものを表示)。地質単元の略号は第 4 表を参照。

Fig. 5 Distribution maps of the chemical compositions of the water samples (2/2). (C) Plane map distribution of Stiff diagrams of the samples. Geology distribution at 1,500 m depth from the surface and sea bottom is shown, as the background map, based on the electronic geology data by Yoshida *et al.* ed. (2009). (D) Cross-section map distribution of Stiff diagrams of the samples with the vertical/horizontal scale ratio of 30. Cross-section of the geology distribution is projected to E-W direction in the background map based on Yoshida *et al.* ed. (2009). Refer to (C) for the cross-section lines (U-V and W-X-Y-Z). Refer to Table 3 for the sample numbers (only the data for 1977 are shown where the sample was collected in 1976 from the same location). Refer to Table 4 for the abbreviations of the geologic units.

る。この影響は、坑井の仕様・環境条件 (特に深度、口径、流量) によって大きく異なるが、本地域の坑内温度検層データは最高 70℃ 以上となっており (浦上, 1992; I-4 井・SD-4 井), 坑底温度と湧出温度との差は大きな場合約 20℃ に達していると推測される。したがって、上述した温泉水の湧出温度に基づく「地温勾配」は、実際の地温勾配 (ただし、文献の報告値は、仮定した坑口温度と坑井仕上げ時に測定された坑底温度の 2 点から簡易的に計算されている場合が少なくない) よりも小さな値になっていると考えられる。

4.1.2 石狩低地帯と古第三系域の温泉水

石狩低地帯と古第三系域の温泉水 (I ~ m) は、白老地域よりも湧出温度が低く 10 ~ 35℃, pH が 7 ~ 9, 塩濃度が 2 極化して ~ 1,000 mg/l 以下または ~ 10,000 mg/l 以上 (第 3 図) で、前者 (K・l (~ 30 m 深)) は Na-HCO₃ 型, 後者 (I・(J)・l (~ 110 m 深)・m) は Na-Cl 型である (第 4 図)。これらの温泉水は、白老地域東部の温泉水の場合と同様に、有機物起源 (フミン酸) と推定される淡褐色 ~ 褐色を呈する傾向が強い (ただし、穂別村上 (m) を除く)。なお、塩濃度が中間的な値のウトナイ (J) については、高塩濃度であったために坑井

が埋め戻されて深度 600 ~ 700 m から温泉水が採取されており (北海道立地下資源調査所, 1977), 本来的に後者に属すると考えられる。特に古第三系域の穂別村上 (m) は、高塩濃度で Ca に富む点で特異的であり、Ca-Na-Cl 型となっている。

茂野 (2011) は、電子地球科学情報 (特に、地質調査総合センター, 2002; 吉田ほか 編, 2009) の統合的な表示を行い、松波 (1992, 1993, 1994, 1995) などによる北海道の高塩濃度温泉水についての系統的な化学的研究を参考に、石狩低地帯 - 古第三系域の「大深度温泉」を分類・整理した。その結果、これらの低温温泉 (すべて 60℃ 以下, ~ 中性) の分布領域を、以下の (A) ~ (E) に 5 区分した (茂野 (2011) の第 2 図 ~ 第 9 図を参照; 西方の (F) 火山性熱水系の分布領域を除外)。下記の温泉群の化学的な差異と地域的な分布は、水の主要な起源である海水と貯留層の主要構成岩石である碎屑性堆積岩類の間の水 - 岩石反応の程度 (続成作用 ~ 変成作用の温度, 経過時間など; 特に Mg と Ca の化学的分別), 降水起源地下水の混合の程度などによって規定されているとして、定性的に理解される。

(A) 石狩低地帯の東方 (古第三系域) には、高塩濃度で Ca に富み Mg・SO₄ に乏しい Na-Ca-Cl 型 ~ Ca-Na-

Cl型の温泉（古期化石海水起源系）が分布。

(B) 石狩低地帯内の比較的陸部の深部には、高塩濃度で $Mg \cdot SO_4$ に乏しい Na-Cl 型の温泉（新期化石海水起源系）が分布。

(C) 石狩低地帯内の比較的海岸沿いの深部には、高塩濃度で比較的 $Mg \cdot SO_4$ に富む Na-Cl 型の温泉（近海水起源系）が分布。

(D) 石狩低地帯内の比較的浅部には、中塩濃度の Na-Cl 型や低塩濃度の Na-HCO₃ 型の温泉（混合系や降水起源系）が分布。

(E) 石狩低地帯の西縁部や石狩低地帯内の深部の一部には（ともに恐らく断層・断裂帯に沿って）中塩濃度の Na-HCO₃-Cl 型の温泉（火山ガス混入系や分解ガス混入系）が分布。

第4図・第5図(C)により、概略的に石狩低地帯の西縁部の海岸沿いのIは上記の(C)の近海水起源系、内陸部の馬追地区の高塩濃度のIは(B)の新期化石海水起源系に対応し、高塩濃度のJと低塩濃度のK、Iは(D)の混合系・降水起源系に対応すると考えられる。一方、古第三系域のmは、上記(A)の古期化石海水起源系に対応する。

石狩低地帯西部の温泉については、温泉水の湧出温度に基づく「地温勾配」は、20°C/km程度と小さい（第3図(A)）。ただし、4.1.1で述べたように、温泉水が坑井内を上昇する間に伝導的に温度の低下を生じるため、実際の地温勾配はこれよりも若干大きいであろう。一方、石狩低地帯東部の馬追丘陵（N-S走向の活逆断層・褶曲帯）のIでは、坑井深度～110mの温泉水の湧出温度が～27°Cとなっており（第3図(A)）、地下深部からの顕著な流体上昇が生じていると推定される。また、古第三系域のm（～11°C）についても、該当地域の年平均気温～5°C（気象庁・気象業務支援センター、2002）に比較して若干温度が高く、地下深部からの流体上昇を示唆する。

4.1.3 第四紀火山域の温泉水

一方、第四紀火山域の温泉水は多様であり、登別（●）は高温・高塩濃度で酸性傾向の Na-Ca-Cl 型、北湯沢（○）は高温・低塩濃度で弱アルカリ性の Na-Cl-SO₄ 型、カルルス（◎）は中温・低塩濃度で中性の Na-Ca-SO₄-HCO₃-Cl 型、支笏湖北西岸（▽；本説ではオコタン・丸駒を合わせて呼ぶ；以下同）は中温・中塩濃度で中性の Na-Ca-Cl-SO₄-HCO₃ 型、川股（△）は低温・中塩濃度で弱アルカリ性の Ca-SO₄ 型となっている（第3表・第3図・第4図・第5図）。

これらの化学特性の起源については、概略的に以下のように推測される。第四紀の若い倶多楽火山の西方に隣接し、日和山・大湯沼・地獄谷を中心^{ひより}に火山性の噴気地・酸性変質帯が発達する登別地区では、松葉谷

ほか（1978）、安孫子（1991）などが指摘しているように、熱的にも化学的にも温泉水に高温のマグマ起源流体（H₂Oのほかに、Cl、SO₂、H₂S、CO₂などのガス成分に富む）の寄与が推測される。また、比較的新しい第四紀火山の近傍に位置する北湯沢・カルルス・支笏湖北西岸の温泉水では、火山の地下深部に賦存するマグマ溜まり—高温固結火成岩体を起源とした熱および若干の火山性ガス成分の寄与が推測される。

これらに対して、川股の温泉水は第四紀火山活動の影響が低く、降水起源地下水と硫酸塩・硫化鉱物に富む新第三系との反応が起源となっている可能性が高いと推察される。すでに松波（1998）は、北海道西部の東半部の各地（川股を含む）に、鉱化帯を伴う新第三系火山岩類から中性・Ca-Na-SO₄-Cl型の温泉水が湧出していることを報告しており、上記の生成・湧出環境にあると推測している。

なお、本説の第四紀火山域の温泉水は、大部分が自然湧出あるいは浅い坑井から自噴するものである。したがって、第3図(A)の温泉水の湧出温度に基づく「地温勾配」は、地下深部からの温泉水の早い上昇によって非常に大きな値となっている。

4.1.4 地表水・地下水

本調査地域の湖水・河川水・井戸水・湧水（白老地域と第四紀火山域から採取）は、基本的に低温・低塩濃度・中性である（第3表、第3図）。これらは地表水・地下水の分類としては、アルカリ土類非炭酸塩型およびアルカリ土類炭酸塩型に相当し（第4図）、日本の地表水および浅層～中層地下水に一般的に認められるものである。なお、支笏湖水については、倶多楽湖水および河川水・井戸水・湧水に比較して明瞭に塩濃度が高く（第3図(C)）、周辺温泉あるいは湖底からのある程度高塩濃度の流体の寄与の可能性が指摘される。

上記の井戸水は、本地域の年平均気温（平野部で概略7°C）よりもやや高い温度を示すが（低温の湧水（no. 0）については下記4.2.2を参照）、その原因は地温勾配による加温の可能性が高いと考えられる。石狩低地帯南西部の深度250mまでの地下水井では、30～40°C/km程度の地温勾配が報告されており（北海道立地下資源調査所、1996）、深度250mでの貯留・流動として年平均気温+7°C程度の増温が調和的に推定される（第3図(A)参照）。なお、湖水・河川水も上記の年平均気温よりもやや高い温度を示すものが多いが、その原因は試料を採取した6・7月の高い気温（気象庁・気象業務支援センター（2002）によれば平野部の同月の平均値は概略14°C・18°C）の影響を受けている可能性が高いと考えられる。

4.2 水素・酸素同位体組成に基づく考察

温泉水の水素・酸素同位体組成については、温泉水の

起源の考察の目的で調査地域の地表水・地下水との比較検討が重要である。このため、地表水・地下水について先に考察を加えるが、まず湖水について述べる。

4.2.1 湖水

倶多楽・支笏の2つの大きなカルデラ湖からの湖水試料(★・☆)は、河川水・井戸水試料に比較して高い δD 値(各々 -50% 、 -55%)、 $\delta^{18}O$ 値(同 -7.0% 、 -8.2%)とCraig(1963)の全地球的な降水線($\delta D = 8 \times \delta^{18}O + 10$)に近い相対的に低い d パラメータ値($d = \delta D - 8 \times \delta^{18}O$) (同 8% 、 12%)を持つ(第6図(A)・(B))。これは、それぞれ長期間の湖面からの蒸発によって重い同位体が若干濃縮しているためと考えられるが、倶多楽湖にはその傾向がより顕著である。

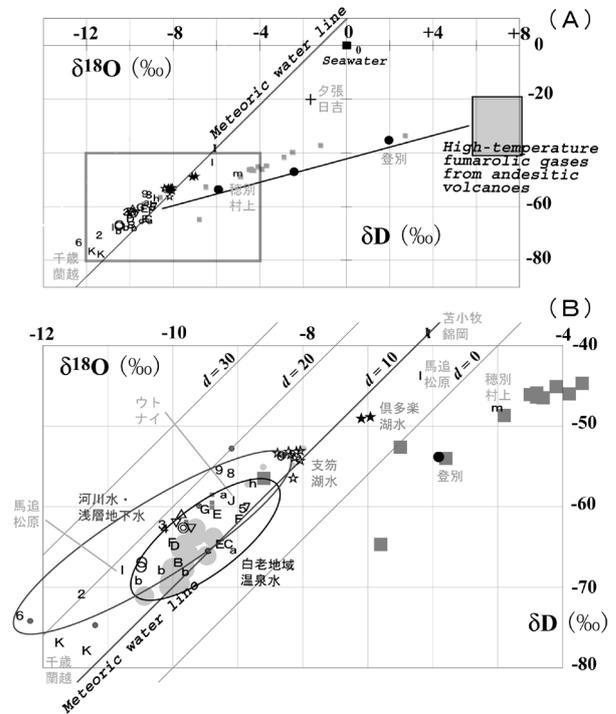
その原因は、基本的に倶多楽湖の方が支笏湖に比較して降水を起源とした地表水・地下水の供給域が狭く、また深度が浅くて表面積/体積比が高い(平均深度として前者が ~ 105 m、後者が ~ 265 m)のために、蒸発効果が大きいことによる可能性が高いと考えられる。しかし、倶多楽湖の方が低緯度にあり海岸に近いため、恐らく相対的に平均降水の δD 値・ $\delta^{18}O$ 値がやや高いこと、平均気温が高く蒸発が活発であること、また降水量が少ないことも寄与している可能性がある。なお、両カルデラは ~ 4 万年前に生成したと推定されており、湖生成後の蒸発の継続期間の長さが大きな影響を与えている可能性は低いと推測される。

支笏湖では、1976年7月に不十分ではあるが深度別の採水(3.1参照)が行われて、船上試料での测温ではあるが、概略的に深部からの試料水ほど相対的に低温を示して(第3表)温度成層構造の存在が示唆された。しかし、他の溶存化学組成と同様に、 δD 値、 $\delta^{18}O$ 値は均一性が高い。1977年6月の支笏湖水試料は、湖東端の千歳川への流出部のもの(第2図(A))で地域の年平均気温に近い $6.3^\circ C$ であるが、上記と同様の化学組成・同位体組成となっている。したがって、これらの試料の δD 値、 $\delta^{18}O$ 値は、支笏湖水の平均値に近い可能性が高いと推定される。また、倶多楽湖水についても、上記2年度の分析結果の一致がよい(温度を除く)ことから同様に考えられる。

4.2.2 河川水・浅層地下水

今回の河川水試料(no. 1~7)は、 δD 値、 $\delta^{18}O$ 値が各々概略 $-75 \sim -60\%$ 、 $-12.3 \sim -8.9\%$ の範囲にあり、Craig(1963)の全地球的な降水線よりもやや高い d パラメータ値($11 \sim 24\%$)を示す(第6図(B))。井戸水・湧水(no. 8~0)は、低地の河川水よりも若干高い δD 値、同等の $\delta^{18}O$ 値を持ち、比較的近傍の丘陵~低地域の降水を起源としている可能性が高いと考えられる。なお、特異的に低温の湧水(no. 0)には、支笏湖水を起源として短

期間で流動して来た可能性が、 δD 値・ $\delta^{18}O$ 値の類似性(第6図(B))、溶存化学組成のある程度の類似性(第4図)、地理的分布のある程度の近接度(第2図(A))、流路とな



第6図 試料水の水素-酸素同位体組成の相関性。(A)は全試料の表示、(B)は白老地域についての拡大表示である。試料水の記号は第3表を参照。(A)の灰色の■は松葉谷ほか(1978)による登別地区の温泉水のデータ、十は松波(1994)による夕張日吉地区の温泉水のデータである。(B)の薄灰色の○は浦上(1996)による白老地域のデータ(小は河川水、大は温泉水)、灰色の■は松葉谷ほか(1978)による登別地区のデータ(同上)、小さな濃灰色の●はMizota and Kusakabe(1994)による調査地域周辺の河川水・浅層地下水である。詳しくは本文参照。

Fig. 6 Relations of the hydrogen and oxygen isotopic compositions of the sampled waters. (A) All samples. (B) Enlarged part for the Shirai area. Refer to Table 3 for the sample symbols. In (A), gray squares are of the hot-spring waters from the Noboribetsu area after Matsubaya *et al.* (1978), and cross is of the geothermal water from the Hiyoshi area in the Yubari region after Matsunami (1994). In (B), pale gray circles and gray squares are of the samples (small ones, river waters; large ones, geothermal waters) from the Shirai area after Urakami (1996), and from the Noboribetsu area after Matsubaya *et al.* (1978), respectively. Small dark-gray circles are of river and shallow ground waters from the survey area and the adjacent areas by Mizota and Kusakabe (1994). Refer to the text for details.

る地下浅部の火砕流堆積物の分布の連続性（第5図(A)）などから指摘される。

試料数が少なくまたデータ値の分散が大きいが、概略的に本地域の河川水・井戸水・湧水を合わせて、その δD 値(‰)と $\delta^{18}O$ 値(‰)には各々試料採取高度(Elv, m)の効果が認められる(第7図(A)・(B))。1次式による回帰分析の結果(ρ^2 は分散値)は次の通りである。なお、漁川からの河川水試料(最北のno. 6; 第2図(A))に関して、他の河川水・浅層地下水試料との地理的な隔離、後述する地理的な同位体効果などから2種類の処理を行った。両者の相違はそれ程大きくない。

$$\delta D = -0.0218 \times \text{Elv} - 56.8$$

(9 試料 (no. 6 を含める), $\rho^2 = 0.792$)

$$\delta D = -0.0182 \times \text{Elv} - 56.7$$

(8 試料 (no. 6 を除く), $\rho^2 = 0.810$)

$$\delta^{18}O = -0.00396 \times \text{Elv} - 9.12$$

(14 試料 (no. 6 を含める), $\rho^2 = 0.726$)

$$\delta^{18}O = -0.00319 \times \text{Elv} - 9.13$$

(13 試料 (no. 6 を除く), $\rho^2 = 0.717$)

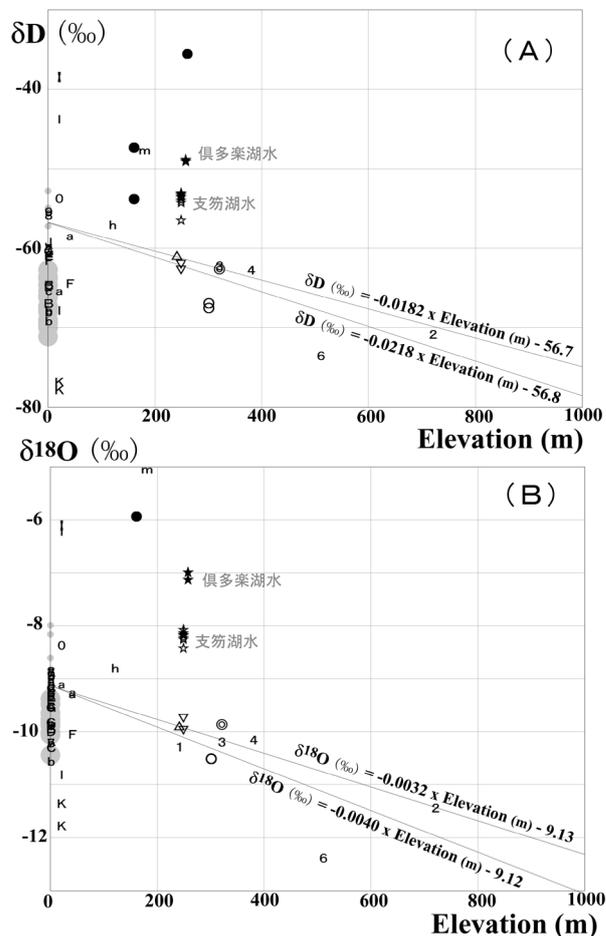
上記の4式の傾斜値(100 mの高度上昇あたり δD 値では-2‰程度、 $\delta^{18}O$ 値では-0.4~-0.3‰程度)に関しては、例えばGat (2010, p.58-63)による降水の $\delta^{18}O$ 値についての簡易的な理論計算値(-0.5~-0.1‰/100 m)に整合的である。また、例えば山田ほか(2003)による日本の火山地域の浅層地下水の δD 値についての編纂値(-2~-1‰/100 m)にも整合的である。なお、阿部ほか(1979)は、栗駒地域北部の火山性熱水系の研究で、河川水・湧水の $\delta^{18}O$ 値について概略的に-0.4‰/100 mを報告している。

本調査地域の河川水などについては、以下(1)~(3)の研究・調査結果が報告されている。

(1) Mizota and Kusakabe (1994)は、日本における広域的な河川水・浅層地下水の δD 値、 $\delta^{18}O$ 値の分布について、緯度・内陸性・隣接海域の効果(高度効果などは除く)を半定量的に検討している。これによれば、本説の第四紀火山域-白老地域-石狩低地帯では北方に δD 値、 $\delta^{18}O$ 値が低下する傾向が顕著であり、実測値(5試料)として δD 値では-75~-53‰、 $\delta^{18}O$ 値では-12.2~-8.3‰の範囲の値が報告されている(第6図(B)参照)。また、日本列島を島弧に平行的に3つの気候帯(日本海沿いのI帯~太平洋沿いのIII帯)に分けて*d*パラメータ値を計算しており、本地域が概ね該当する両者間のII帯の値は11~25‰と算出されている。今回の河川水・浅層地下水の δD 値、 $\delta^{18}O$ 値、*d*パラメータ値は、これらに調和的である(第6図(B)参照)。

(2) 登別地区については、松葉谷ほか(1978)が小河川水の δD 値、 $\delta^{18}O$ 値を報告しており(各々-62~

-58‰, -9.8~-9.4‰)、今回の値に整合的である(第6図(B)参照)。なお、新エネルギー・産業技術総合開発機構(1991)は、登別~カルルス地区の河川水などについて δD 値、 $\delta^{18}O$ 値を報告しており、今回の結果と類



第7図 試料水の同位体組成と採取地点標高の相関表示。(A)は標高-水素同位体組成の関係を、(B)は標高-酸素同位体組成の関係を示す。試料水の記号は第3表を参照。各々2本の直線は、調査地域の降水起源河川水・浅層地下水の水素・酸素同位体組成に対する概略の標高効果を推定した回帰直線である(試料no. 6を含めた場合と含めない場合)。薄灰色の○は、第6図(B)を参照。詳しくは本文参照。

Fig. 7 Relations of the isotopic compositions of the sample waters and the sampling elevation. (A) Relation of the sampling elevation and the hydrogen isotopic compositions. (B) Relation of the sampling elevation and the oxygen isotopic compositions. Refer to Table 3 for the sample symbols. Two straight lines for (A) and (B) are based on the regression analysis for the elevation effect to the isotopic compositions of river and shallow ground waters of meteoric water origin (w/o the no. 6 sample). Refer to Fig. 6 (B) for pale gray circles. Refer to the text for details.

似性が高い(概略 δD 値が $-76 \sim -48\%$, $\delta^{18}O$ 値が $-10.1 \sim -6.9\%$ で, d パラメータ値が低く10%程度のものが多い)が, 報告書のデータ表示が図のみで数表の形になっていないため, 第6図などには表示しなかった。

(3) 白老地域については, 浦上(1996)が1995年に採取した4つの河川水試料の δD 値, $\delta^{18}O$ 値として, $-57 \sim -53\%$, $-9 \sim -8\%$ を報告しており, 上記の低地の河川水よりやや高く, 支笏湖水に近い値(d パラメータ値が比較的低い)となっている(第6図(B)). その原因は明らかではないが, これらの試料が海岸近傍の低地で採取されたものであることから, 停滞中の若干の蒸発や海水の混合などの影響の可能性が指摘される。

4.2.3 白老地域の温泉水

白老地域の温泉水(a~h)は, δD 値, $\delta^{18}O$ 値が各々概略 $-70 \sim -56\%$, $-10.5 \sim -8.8\%$ の範囲にあり, Craig(1963)の全地球的な降水線に近い8~16%の d パラメータ値を示す(第6図(B)). これらの温泉水は, 相対的に低い d パラメータ値を示しており, 標高がある程度高い山地の降水起源の地下水を起源としていると想定して, 平均的に+1.0%程度(第6図(B)の2つの楕円の中心点の位置を比較)の酸素同位体シフトと見ることができる。したがって, Craig(1963)などに基づいて, これらの温泉水は地下の熱水系環境において, ある程度高温・長期間の水-岩石反応を経過した可能性(後述)が高いと推測される。これらの温泉水の中では, より本源的な温泉水と考えられるC1濃度が高いa, Eなどはやや高い $\delta^{18}O$ 値を, そうではないF, Gなどはやや低い $\delta^{18}O$ 値を示す傾向にあり(第8図(B)), この推測を支持している。

第7図(A)の河川水・浅層地下水の δD 値への高度効果に基づけば, δD 値が低い傾向にあるb・Bなど白老地域西部の倶多楽火山近傍の温泉水は, 標高の高い地域(概略400~600 m a.s.l.)の降水を起源としている可能性が高いと考えられる。これに対して, E・F・Gなどのより東方の温泉水は δD 値が高い傾向にあり, より標高が低い地域(概略400 m a.s.l.以下)の降水を起源としている可能性が高いと考えられる。一部の δD 値が高い温泉(aとh)については, 各々分布位置や溶存化学組成から, 登別地区の熱水系に関係するマグマ起源の地熱流体の若干の寄与の可能性, 支笏湖水の一部混入の可能性が指摘される。なお, 温泉水の $\delta^{18}O$ 値については, 上述したように若干の酸素同位体シフトが発生しており(第6図(B)), 第7図(B)では起源降水の高度の効果は低減していると推測される。

上述した浦上(1996)も, 白老地域の温泉水について δD 値, $\delta^{18}O$ 値を報告しており, その値は今回の同温泉水の分析値に類似しているが, δD 値がやや低い傾向にある(第6図(B)・第7図(A))。それらは, 上記と類似のC1濃度と $\delta^{18}O$ 値の関係を示している(第8図(B))。

なお, 浦上(1996)は, 自身の報告による河川水(4.2.2参照)と温泉水の δD 値・ $\delta^{18}O$ 値の大きな相違から, 温泉水の起源として過去の寒冷期の降水の可能性を指摘している。しかし, 本説で示した降水起源河川水・浅層地下水の δD 値, $\delta^{18}O$ 値への高度効果を考えればその可能性は低いと考えられる。

4.2.4 石狩低地帯と古第三系域の温泉水

一方, 石狩低地帯と古第三系域の温泉水(I~m)は, 塩濃度と同様に δD 値, $\delta^{18}O$ 値が2極化している。すなわち, 塩濃度が低いK・lでは各々 $-78 \sim -68\%$, $-11.8 \sim -10.8\%$ と調査地域内の温泉水では最も低い値を示すのに対して, 塩濃度が高いI・l・mは明瞭に高い各々 $-50 \sim -35\%$, $-6.2 \sim -5.0\%$ を示す(第6図(A)・(B)・第8図(A)・(B))。

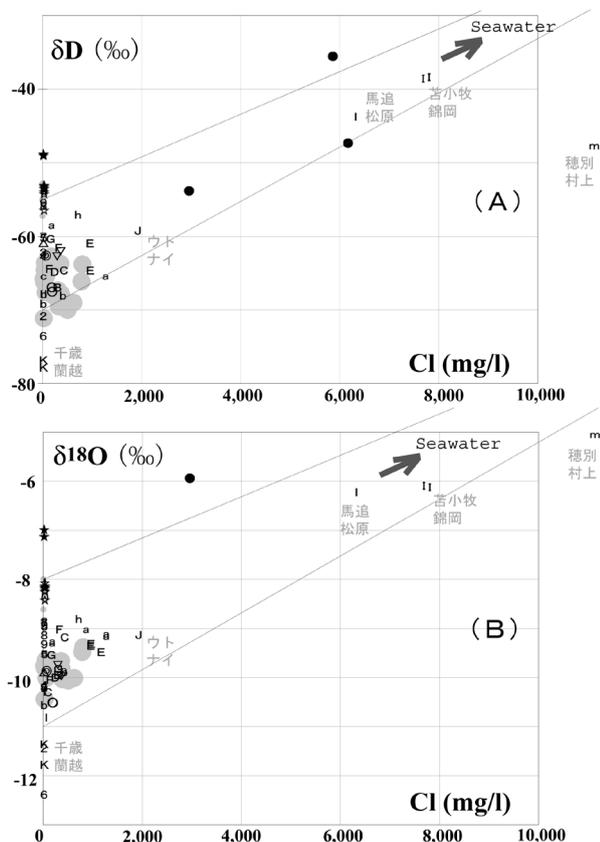
塩濃度が低いK・lについては, 降水を起源とした河川水・浅層地下水の δD 値の高度効果(第7図(A))から, 標高が高い地域(Kで~1,000 m a.s.l., lで~500 m a.s.l.)で涵養されたと考えられる。特に千歳地区の深度1,000 mの坑井からの低塩濃度・Na-HCO₃型(K)については, Mizota and Kusakabe(1994, Fig. 2)による広域的な δD 値の分布(平滑化した等値線で -70% 以下が遥か北方に位置する)から見て, 過去の寒冷期の降水を起源としている可能性が指摘される。

石狩低地帯で塩濃度が高いI・l(Jも含めて)は, δD - $\delta^{18}O$ 図(第6図(A)・(B))およびCl - δD 図とCl - $\delta^{18}O$ 図(第8図(A)・(B))で調査地域の降水起源地下水と現海水の混合線の近傍に位置しており, 海水起源地下水を最大40%程度含む降水起源地下水から生成したと考えられる。これに対して古第三系域(穂別村上)のmは, 上記の降水起源地下水-海水の混合線から外れた δD 値・ $\delta^{18}O$ 値・Cl濃度の関係を持つCa-Na-Cl型であることから, より古くより水-岩石反応が進んだ化石海水の寄与が大きな水(ただし, 降水起源の地下水でかなり希釈されている)であると推定される。

なお, 松波(1994)などは上述した夕張日吉地区の2号井の温泉水について, δD 値・ $\delta^{18}O$ 値・Cl濃度(各々 -20% , -1.5% , $\sim 15,600$ mg/l)を報告している(第6図(A)参照)。これらの値は, 上記の場合に比較して降水起源地下水の希釈の寄与が小さく, 化石海水の寄与が大きいことを示している。しかし, 降水起源の河川水・浅層地下水の値を各々起点とした(希釈の影響を取り除いた)夕張日吉の温泉水の δD 値/ $\delta^{18}O$ 値比, δD 値/Cl濃度比, $\delta^{18}O$ 値/Cl濃度比は, Iとmの各比の中間値となっており(第6図・第8図参照), Caが卓越する穂別村上(m)の方が水-岩石反応がより進んだ温泉水であることを示している。

4.2.5 第四紀火山域の温泉水

第四紀火山域の温泉水の中では、登別温泉水（●）の異常性が高く、松葉谷ほか（1978）と調和的に δD 値、 $\delta^{18}O$ 値が各々 $-55 \sim -35\text{‰}$ 、 $-6 \sim +2\text{‰}$ で、 $\delta^{18}O$ 値が非常に高いために Craig (1963) の全地球的な降水線の傾斜



第 8 図 試料水の同位体組成と Cl 濃度の相関表示. (A) は Cl 濃度－水素同位体組成の関係を、(B) は Cl 濃度－酸素同位体組成の関係を示す. 試料水の記号は第 3 表を参照. 2 本の直線の内側は、調査地域周辺の降水起源河川水・浅層地下水と海水との単純混合水の領域にあたる. 薄灰色の○は、第 6 図 (B) を参照 (ただし、河川水の小丸については、浦上 (1996) が非報告の Cl 濃度を 0 mg/l として表示). 詳しくは本文参照.

Fig. 8 Relations of the isotopic compositions and the Cl concentrations of the sample waters. (A) Relation of the Cl concentration and the hydrogen isotopic composition. (B) Relation of the Cl concentration and the oxygen isotopic composition. Refer to Table 3 for the sample symbols. The area between the two straight lines is the mixed water region of the river and shallow ground waters of meteoric water origin around the survey area, and seawater. Refer to Fig. 6 (B) for the pale gray circles (small circles for river waters are shown with 0 mg/l of Cl concentration for the values not reported by Urakami (1996)). Refer to the text for details.

よりも緩やかな傾斜 (~ 2.2) を持ち、前述した高い Cl 濃度とも合わせてマグマ起源水 (高温火山ガス) (例えば、Giggenbach, 1992) の寄与を大きく受けた水と考えられる (第 6 図 (A)・第 8 図 (A)・(B)). その寄与率は、今回の試料中では大正地獄 (no. 124) で最も高く 75% 程度、登別温泉 -1 (no. 128) で最も低く 25% 程度で、残りの水は本地区周辺の降水起源地下水と推測される. なお、隣接する倶多楽湖水の寄与の可能性は、 $\delta D - \delta^{18}O$ 図 (第 6 図) の関係から低いと考えられる.

その他の北湯沢 (○)・カルルス (◎)・支笏湖北西岸 (▽)・川股 (△) は、 δD 値・ $\delta^{18}O$ 値および d パラメータ値については類似性が高く (第 6 図 (B)), 各々 $-68 \sim -60\text{‰}$ 、 $-10.5 \sim -9.8\text{‰}$ 、 $15 \sim 20\%$ で河川水に近い値となっている. これらの温泉水については第 7 図に基づいて、湧出地域周辺の降水起源の地下水を水の起源として、酸素同位体シフトを生じない比較的低温の環境で水循環が速い熱水系から、供給されていると推定される. これらの中では内陸部の北湯沢 (○) がやや特異で、他に比較してより標高の高い地域 (500 ~ 600 m a.s.l. 程度) の降水起源の地下水を起源とすると考えられる (第 7 図 (A)).

4.3 可溶性成分に基づく考察

温泉水・地熱水の中で、Cl, B, Br, I などは可溶性 (非反応性・水中保存性) が高く「可溶性成分」と呼ばれて、流体の起源や反応岩石 (貯留母岩) の種類などの推定に利用されている (例えば、Shigeno and Abe, 1983, Shigeno, 1992; 茂野, 1992a, 1992b, 1997). しかし、「可溶性成分」については多様な意味があり、また元素によって起源や特性が異なるため、その解釈には注意を要する. すなわち、地殻上部～地表 (水圏を含む; 気圏・生物圏を含める場合もある) の地球化学的サイクルの中で Cl と Br は蒸発岩が生成～関係するような特殊な環境を除いて海水－地層水中に残留する傾向が強い (H 型) が、B と I は低温の海中－堆積－続成の環境で堆積岩類 (特に泥質岩) に取り込まれ、高温環境で熱水中に溶出する傾向が強い (S 型) などの点で大きく異なる (茂野, 2001).

4.3.1 Cl - B に基づく考察

第 9 図 (A) に示すように、調査地域の温泉水は、0.001 ~ 1 の範囲の幅広い B/Cl モル比を示す. これらの値は、海水の値 (0.001) よりも明瞭に高い. 白老地域の温泉水 (a ~ h) は、0.01 ~ 0.08 程度の中間的な B/Cl モル比を示す. その中では、西部の a・b・B は相対的に低い B/Cl 比を、中部～東部の C・D・E・F は相対的に高い B/Cl 比を示す傾向にある. これに対して、石狩低地帯－古第三系域の温泉水は 2 極化し、塩濃度の低い l・K は 0.1 ~ 1 程度の高い B/Cl 比を、塩濃度の高い I・J・l・m は 0.001

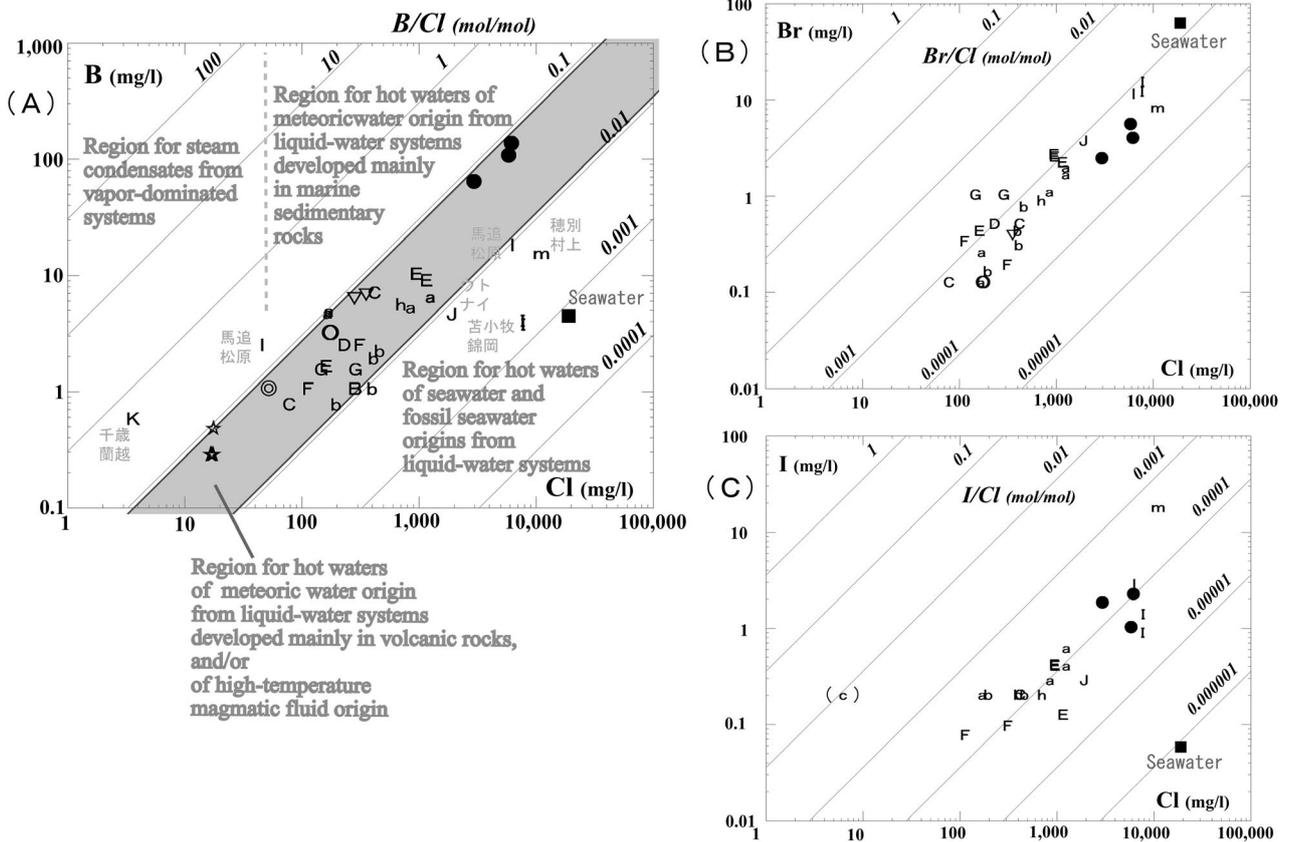
～0.01 程度の明瞭に低く海水に近い B/Cl 比を示す。一方、第四紀火山域の温泉水（低塩濃度の川股を除き、支笏湖水を含める）は、ほぼ同一の 0.08 程度のやや高い B/Cl 比を持つ。

Shigeno and Abe (1983), 茂野 (1992b) などに基づいて、上記のデータは次のように解釈される。まず、石狩低地帯—古第三系域の高い Cl 濃度と低い B/Cl 比を示す温泉水は、海水～化石海水の寄与を大きく受けている。これに対して、石狩低地帯の低い Cl 濃度と高い B/Cl 比を示す温泉水は、降水起源地下水と続成作用が進んだ海成堆積岩類（恐らく先古第三系）との反応（後者の溶出）により生成したと考えられる。やや高い B/Cl 比を持つ第四紀火山域の温泉水も、降水を起源とした熱水系中に続成作用が進んだ海成堆積岩類（先古第三系（大曲層））の存在が推定される。一方、白老地域の温泉水については、基本的に新第三系の火山岩類・火山砕屑岩類が貯留

層となっていることを示すと考えられる。しかし、西部と中部—東部の相対的な差異の原因については、様々な可能性があるが明らかではない。

4.3.2 Cl—I に基づく考察

今回の分析結果では I の分析精度が低いため、有意なデータ数は限られている。しかし、第 9 図 (C) に示すように調査地域の温泉水は、平均的に 0.0001 程度の I/Cl モル比を持ち、海水の値 (0.000001) に比較して約 2 桁高い。温泉水の I/Cl 比は、相対的に白老地域のものが中間的で、登別地区のもの（第四紀火山域で唯一有意）も中間的な傾向にあり、石狩低地帯—古第三系域のもの (I・J・l・m) が低～高のやや幅広い範囲にある。なお、異常に高い I/Cl モル比を示す一試料 (c) については、データの信頼性に疑問があるため、第 9 図 (C) には括弧付で表示した。



第 9 図 試料水の可溶性成分濃度の相関性. (A) は Cl—B, (B) は Cl—Br, (C) は Cl—I の各々対数濃度相関表示である。試料水の記号は第 3 表を参照. (A) について、各種の推定領域は Shigeno and Abe (1983), 茂野 (1992b) などに基づく。詳しくは本文参照。なお、(C) 中の (c) は、信頼性に疑問があるデータであることを示す (第 3 表参照)。

Fig. 9 Correlations of the concentrations of the 'soluble components' for the sample waters. (A) Relation of the Cl and B concentrations in logarithmic scales. (B) Relation of the Cl and Br concentrations in logarithmic scales. (C) Relation of the Cl and I concentrations in logarithmic scales. Refer to Table 3 for the sample symbols. In (A), the estimated various regions are based on Shigeno and Abe (1983), Shigeno (1992b) and others. Refer to the text for details. In (C), (c) is data with less reliability (refer to Table 3).

以上の結果は、基本的に温泉水の方が海水に比較して I/Cl モル比が明瞭に高い点で、上述した Cl - B 系の場合に類似している。しかし、よく知られているように I は、地球化学的サイクルにおいて海水中に溶存のものが特に海藻類に濃集し、その遺骸を通じて堆積物中に取り込まれる。このため B とは異なり、I は最初期・低温の続成作用の場で地層水・地下水中に放出されてしまい、一部のもの（粘土鉱物への吸着などによる）が堆積物中に残存してより後期の続成作用で溶出すると考えられる。したがって、石狩低地帯—古第三系域について、I/Cl 比がやや低い温泉水 (I・J) は、相対的に続成作用が進んでいない（ただし、海藻類の分解が急速に進行するような初期時階ではない）の海水—化石海水を起源水に、やや高い温泉水 (m) は相対的に続成作用の進んだ化石海水を起源水に含んでいるという解釈が可能であろう。

4.3.3 Cl - Br に基づく考察

今回の分析結果では Br の分析精度が低いため、有意なデータ数は限られている。しかし、第 9 図 (B) に示すように調査地域の温泉水は 0.001 程度のかかなり均一的な Br/Cl モル比を持つ。これらの値は、海水の値 (0.001) とほぼ同様である。温泉水の Br/Cl 比は白老地域のもものが若干高く、石狩低地帯—古第三系域のもものが中間的で、第四紀火山域のもものが若干低い傾向にある。

この結果については概略的に、海水—化石海水を起源に含む温泉水は海水に近い値を示し、海水—化石海水が起源に関係しない温泉水についてはその熱水系の起源物質（マグマ起源流体や貯留層の岩質）によって規定されているために、若干の差異を生じている可能性が指摘される。しかし、前述したように地球化学的な過程の中で Cl と Br との分別は、極端な環境以外では起こり難いものであり（茂野, 2001; H 型）、熱水系モデル化などへの Br/Cl 比の応用は一般的に難しく、本地域の場合もその一例と考えられる。

4.4 化学温度計手法に基づく考察

熱水系型地熱資源の探査・評価では、高温の貯留層に長期間滞在の間に流体—岩石反応に化学平衡（温度に依存する平衡値）が生じることを仮定して、様々な流体地球化学的温度計手法が考案されている（例えば、D'Amore ed., 1992）。これらの手法を本調査の温泉水に適用して、第 10 図 (A) には、アルカリ元素・アルカリ土類元素の濃度比に基づく Na-K と K-Mg の 2 つの温度計温度の 2 次元表示 (Giggenbach, 1988)、第 10 図 (B) には、経験的な Na-K-Ca 温度計温度と石英の溶解度に基づく SiO₂ 温度計温度（貯留層—地表間の温泉水の上昇には伝導冷却を仮定）との相関性を示した。さらに、第 10 図 (C)・(D) には、本源的な温泉水（より深部の高温地熱水）と低温地下水とが混合することによって現開

発深度 (500 ~ 1,500 m) の温泉水が生成し、そこでは比較的低温 (~ 60°C 以下) で短期間の滞在のために新たな化学変化は進行しないと仮定する混合水モデルによる SiO₂ 温度計手法（熱エネルギーと溶存 SiO₂ 量の保存則に基づく）（例えば、Fournier, 1992）の適用結果を示した。

4.4.1 白老地域の温泉水

白老地域の温泉水 (a ~ h) の多くは、概略的に第 10 図 (A) で 160 ~ 250°C の Na-K 温度を示し、図中央の化学平衡曲線と Mg 端との間の混合領域に並んで分布している。特に、E・D・a・b などは化学平衡線に比較的近く位置し、E・D は 200°C 以上の高い Na-K 温度を示す。これは、第 10 図 (B) にも同様の傾向として認められ、E・C・B・b の一部は 160°C 程度の一致した Na-K-Ca 温度と SiO₂ 温度を示し、E などの一部が 200°C 程度の高い Na-K-Ca 温度となっている。しかし、その SiO₂ 温度は最高で 160°C 程度に留まっている。

手法的に Na-K 温度計と Na-K-Ca 温度計が温泉水中の溶存成分の濃度比に基づくのに対して、SiO₂ 温度計は濃度に基づいているために、温泉水が深部の高温貯留層での化学平衡後に低温・低塩濃度の地下水と混合する場合には、温度計算値はより大きく低下する。この影響を補正する目的で作図した第 10 図 (C)・(D) では、湧出温度と SiO₂ 濃度に関して、白老地域の温泉水 (a ~ h) は降水起源の低温の河川水・浅層地下水を 1 つの端成分 (X0) とした単純な混合直線（破線）上に分布する傾向にある。もう 1 つの端成分は、石英の溶解度曲線に基づけば概略 300°C の本源的な高温熱水 (X1) となる。

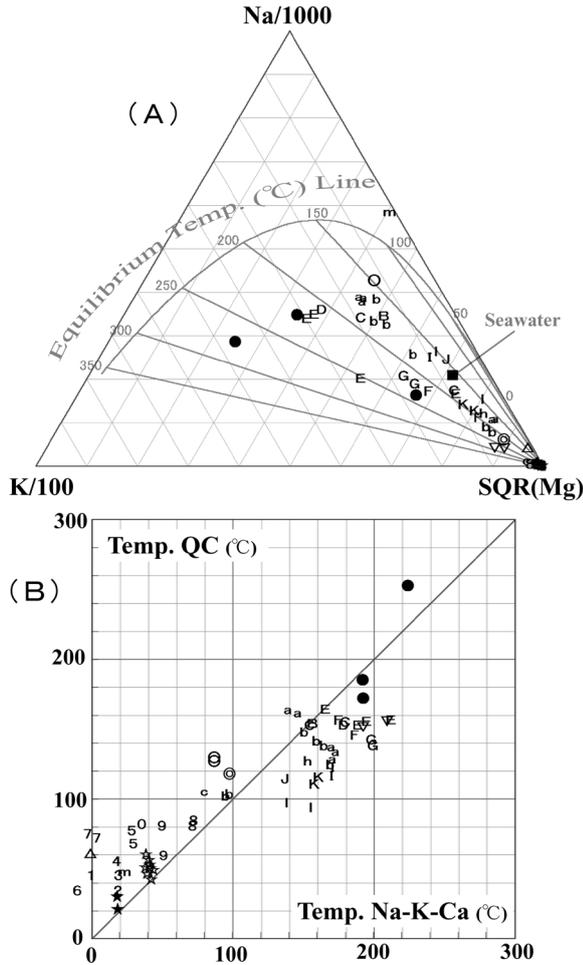
しかしながら、4.1.1 で述べたように白老地域の温泉水は深度 500 ~ 1,500m 程度の坑井から湧出しており、開発深度から地表までの上昇の間に熱伝導的に冷却されて、温度が最大 20°C 程度低下していると考えられる。したがって、この効果を考慮して坑底深度の温泉水の温度を増加（深度・流量などに依存するが最大 ~ 25%）させ、SiO₂ 濃度は保存されると仮定すれば、上記の混合線はより低温の 245°C 程度の石英に飽和した本源的な熱水 (X2) を端成分とすることになる（第 10 図 (C)・(D) の実線）。あるいは、より低温の 165°C 程度の α -クリストバル石に飽和した本源的な熱水 (X3) を端成分とするという解釈、さらには複雑な地下環境のために両者が並存しているという解釈も可能である。これらの場合、深部の本源的な高温熱水と降水起源低温地下水との混合比が ~ 1:2 あるいは ~ 1:1 で、現在の開発深度の温泉水を生成していると計算される。この解釈は、水素・酸素同位体組成や Cl 濃度の関係（第 6 図・第 8 図参照）などとも矛盾しない。

したがって、白老地域の地下深部（特に、西部・中部で西—北西方向の第四紀火山域寄りに、恐らく深度 1,500

～3,000 m程度)には、より高温の本源的な熱水系が賦存している可能性が指摘される。この点については、5.1で総合的に議論する。

4.4.2 石狩低地帯—古第三系域の温泉水

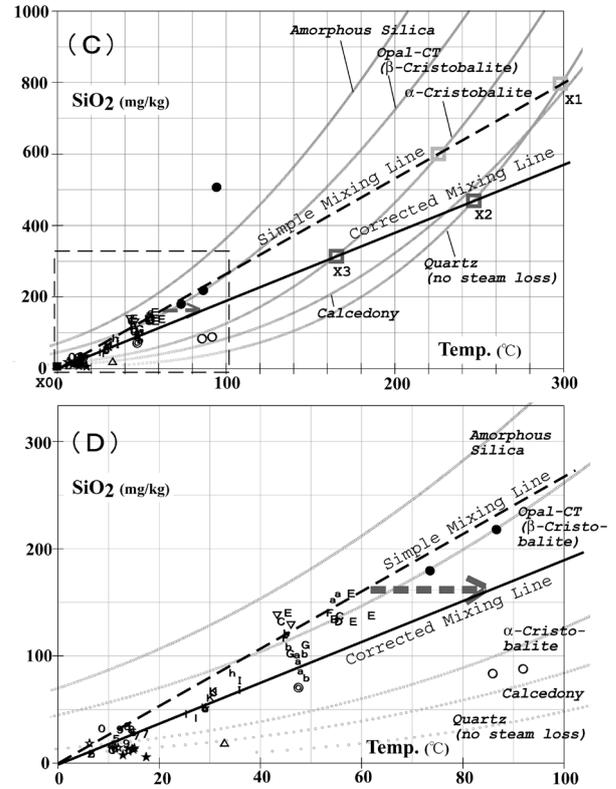
石狩低地帯の温泉水 (I～l) については、第10図(A)では概略150～200℃のNa-K温度となっているが、白老地域と比較して化学平衡曲線から離れて右下の海水



第10図 試料水への地球化学的温度計手法の適用(その1)。(A)はGiggenbach (1988)などに基づくNa-K・K-Mg両温度計温度の三角図による統合表示、(B)はFournier (1992)などに基づくNa-K-Ca温度—SiO₂ (QC)温度の相関表示である。試料水の記号は第3表を参照。詳しくは本文参照。

Fig. 10 Applications of the geochemical geothermometers to the sample waters (1/2). (A) Combined presentation of the Na-K and K-Mg geothermometer temperatures using a tri-linear diagram based on Giggenbach (1988) and others. (B) Relation of the Na-K-Ca and SiO₂ (QC) geothermometer temperatures based on Fournier (1992) and others. Refer to Table 3 for the sample symbols. Refer to text for details.

～Mg 端の周辺に分布している。また、第10図(B)では概略的にNa-K-Ca温度が130～170℃、SiO₂温度が90～120℃と両者の一致が悪く、白老地域と比較して温度



第10図 試料水への地球化学的温度計手法の適用(その2)。(C)は混合モデル(湧出温度—SiO₂濃度)の表示で、(D)は(C)の左下部の拡大表示である。試料水の記号は第3表を参照。5本の曲線は、5種類のSiO₂鉱物の溶解度の温度依存性を、Fournier (1992)に基づいて示す。横軸は、300℃以下では熱水の比エンタルピーと温度とはほぼ線形関係にあるため、簡易的に温度を使用した。2直線(破線・実線)は、本源的な深部貯留層からの熱水と降水起源地下水との単純な混合線とより可能性が高い修正された混合線とを示す。詳しくは本文参照。

Fig. 10 Applications of the geochemical geothermometers to the sample waters (2/2). (C) Mixing model based on the discharge temperature and the SiO₂ concentrations. (D) Enlarged bottom left part of (C). Refer to Table 3 for the sample symbols. Five curves are of the temperature dependence of the solubility for the SiO₂ minerals based on Fournier (1992). Temperature of hot water is used, in convenience, for the horizontal axis based on the fairly linear relation of specific enthalpy and temperature below 300 °C. Two straight lines (broken and solid) show the simple mixing line and the more probable corrected mixing line of the geothermal water from possible essential deep reservoir with the ground water of meteoric water origin. Refer to the text for details.

計算値が低い。これらのことは、石狩低地帯の温泉水が、低温の化学反応速度が遅い環境に滞在しており、長期間の貯留によっても流体-岩石反応が平衡に達していないために、上述した各種の地球化学的手法による温度推定値は現実の地下浅部-深部の貯留層温度に対応していない可能性を示唆している。なお、第10図(C)・(D)では石狩低地帯の温泉水も混合水モデルの実線にのっており、共通の本源的な熱水の存在を示唆する。しかし、高塩濃度と低塩濃度の温泉水が混在しており、混合モデルの適用には明らかな矛盾を生じる。

一方、古第三系域の温泉水 (m) については、第10図(A)では特異的に平衡温度曲線よりも上方に表示される(～50℃以下のNa-K温度よりも～120℃のK-Mg温度の方が高い)。すでに松波(1994)は、夕張日吉地区のNa-Ca-Cl型の温泉水について同様の結果を報告している。一方、第10図(B)ではNa-K-Ca温度が～20℃、SiO₂温度が～50℃と温度計算値が低く、第10図(A)のNa-K温度の～50℃以下を含めて、地下深度～1,500 m程度の貯留層の温度としてかなり妥当な推定値となっている。

基本的に第10図(A)・(B)の地球化学的温度計手法は、火山地域の高温～中温の熱水系における化学平衡を仮定したものあり(例えば、D'Amore ed., 1992)、化学反応が遅い低温の熱水系(特に～50℃以下で、海水～化石海水を主要な起源水とし、鉱物構成が複雑な堆積岩類を貯留層とする場合)への適用には限界がある。したがって、ここで述べた石狩低地帯-古第三系域の温泉水への適用については、試行的な検討に留めることとする。

4.4.3 第四紀火山域の温泉水

第四紀火山域の温泉水の中では、登別(●)の特異性が顕著で、170～280℃程度の高いNa-K温度、Na-K-Ca温度、SiO₂温度を示す(第10図(A)・(B))。これらは、登別地区の地下にマグマ起源流体(高温火山ガス)の寄与を大きく受けた高温熱水系が分布しているという従来の解釈(例えば、松葉谷ほか, 1978; 安孫子, 1991)と調和的である。

その他の北湯沢(○)・カルルス(◎)・支笏湖北西岸(▽)・川股(△)の温泉水は、地区ごとに第10図(A)・(B)で100～250℃程度のNa-K温度、0～210℃程度のNa-K-Ca温度、60～160℃程度のSiO₂温度の範囲内で異なる傾向を持つ。湧出温度が高い北湯沢(○)の場合は、比較的一致のよい平衡的な温度計算値を示し、120～150℃程度の熱水系からもたらされた可能性が高いと考えられる。カルルス(◎)の場合は非平衡的(第10図(A))であり、本源的な高温熱水系の周辺の低温の浅部熱水系を起源としている可能性が高いと推定される(新エネルギー・産業技術総合開発機構(1991)の坑井掘削調査結果を参照)。支笏湖北西岸(▽)は、非平衡的(第10図

(A))であるがより高い温度計算値を示し、高温(200℃程度)の深部の熱水系を起源として、地下比較的浅部で希釈-化学変化を受けている可能性が指摘される。最後に川股(△)は、非常に低い計算温度を示しており、低温での水-岩石反応で生成していると考えられる。

5. 熱水系の概念的モデル化

ここでは、上記4.の流体地球化学的な考察をさらに進め、公表されている各種の情報を含めてより総合的に、地下深度～1,500 m以浅に賦存する熱水系(温泉として現在開発・利用)とより深部に賦存する(あるいはその可能性のある)熱水系の分布・特性・生成機構の概念的なモデル化を行う。第11図(A)・(B)に、調査地域の概念的な熱水系分布モデルを、平面図・断面図として示す。また、熱水系分布モデルの総括表を第5表に示す。

以下の考察では、第11図(A)・(B)、第5表に合わせて、西から東へ順に4地域について述べる。5.3の石狩低地帯の熱水系では特に千歳蘭越・馬追松原の両地区について、また5.4の古第三系域の熱水系では穂別村上地区からより広域的に、やや脇道に入る部分もあるが若干詳しく議論する。

5.1 第四紀火山域の熱水系

石狩低地帯の西方の山地(北海道西部の東縁部; 札幌西南山地とも呼ばれる)については、先古第三系を基盤岩類として新第三紀の火山岩類・堆積岩類が分布する上に、第四紀の複成火山(大規模カルデラなどを含む)が多数分布している。このため、本地域では熱水系の活動は活発であると同時に、多様である(第11図(A))。しかし、本説ではその主題との関係から、第四紀火山域の熱水系については比較参照の目的で概要のみを述べる。

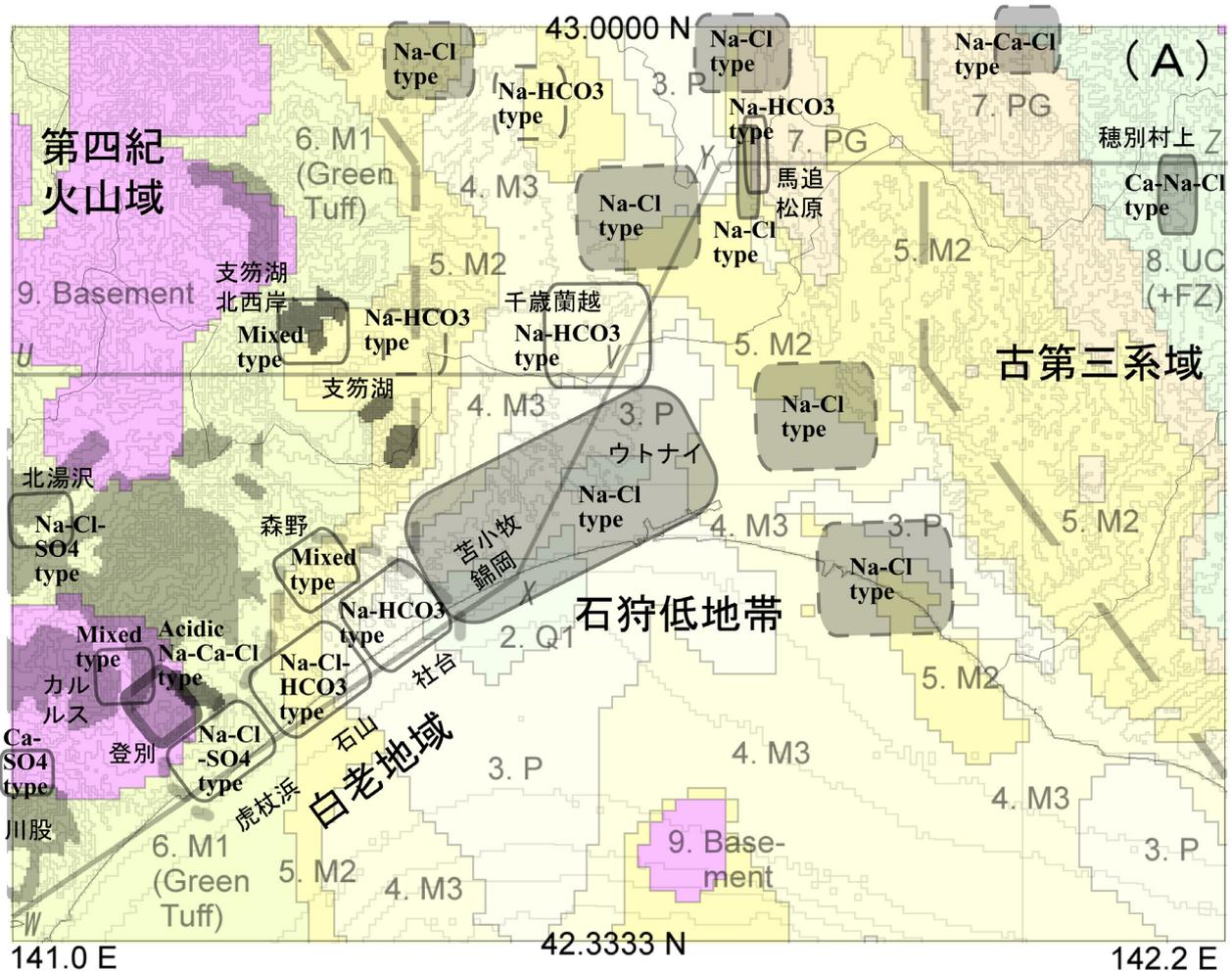
第11図(B)の断面図と第5表では、最も地表地熱活動が活発な登別地区のみを取り上げた。登別地区では、高温の火山性噴気、大規模な酸性変質帯などとともに、高塩濃度・酸性～中性・Na-Ca-Cl型、低塩濃度・酸性・SO₄型などの多様な高温温泉が存在しており、第四紀の倶多楽火山(登別火山とも呼ばれる)の地下深部のマグマ溜まりからの熱とともに、高温の発散物(各種のガス成分に富む流体; 溶存陰イオンの起源となる)が供給されて多様な熱水系が発達している(例えば、松葉谷ほか, 1978; 安孫子, 1991)。登別地区の温泉水が示すマグマ起源水に特有の高いδD値・δ¹⁸O値(例えば、Giggenbach, 1992)は、このモデルを支持している。

本地域の北湯沢、カルルス、支笏湖北西岸などのより低温・中性の温泉(Na-Cl-SO₄型、Na-Ca-SO₄-HCO₃-Cl型など; δ¹⁸O値のシフトを伴わない)は、登別温泉に比較して高温の発散物の寄与が小規模であり、地下深部のマグマ溜り～その高温固結火成岩体から伝導によってもたらされる熱の寄与が大きいと想定される(第11

図(B)では省略). 一方, 低温の川股温泉については, 降水起源地下水と硫酸塩・硫化物鉱物に富む新第三系との反応が起源となっており(4.1.3を参照), 地下深部からの広域的な地殻熱伝導に加えてこの反応熱が熱源の一部になっている可能性が指摘される(同様に, 第11図(B)では省略).

本地域は, 地熱発電開発の有望地域と考えられており, 前述したように国の地熱開発促進調査「胆振」・「登別」によって深度1,000~1,800 mの合計13本の坑井調査が行われた.

カルルス温泉の周辺で掘削されたIB-5・NB-3の2坑井では深度700~1,000 m以深は200°C以上(最高~270°C)となっており, 新第三系と基盤岩類(先古第三系の大曲沢層)の中に高温熱水系が発達している可能性が高いという結果が得られている(新エネルギー総合開発機構, 1983a, 1983b; 安藤, 1986; 新エネルギー産業技術総合開発機構, 1991; 村中, 1991). 本説では省略したが, 地熱開発促進調査は本地域北方の「豊羽」・「阿女鱒岳」地区でも実施されており, 特に「豊羽」地



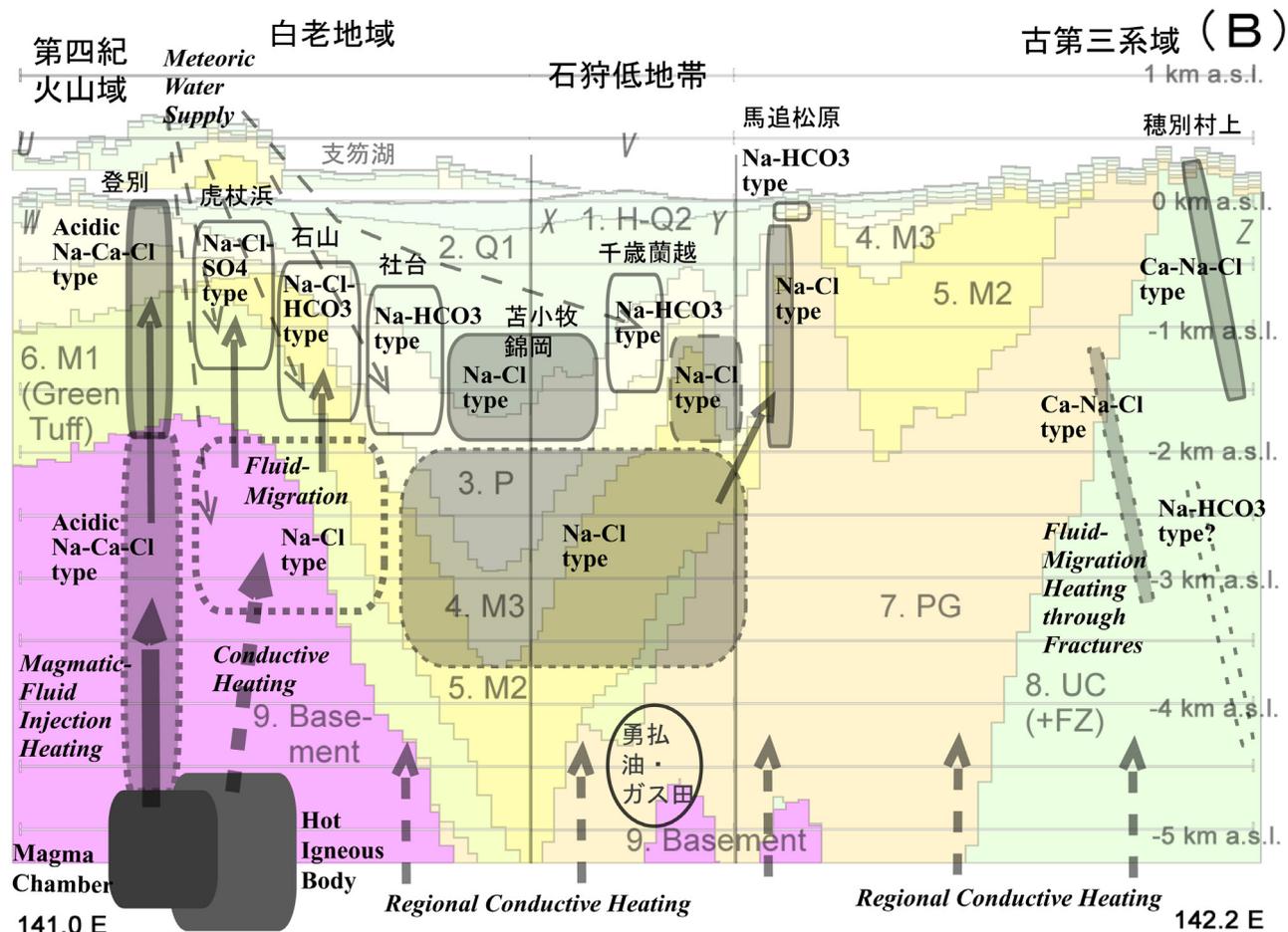
第11図 調査地域の熱水系分布の概念モデル図(その1). (A)は平面図として, 概略的に四角形で深度~1,500 mまでに分布が想定される主要な熱水系を示し, その温泉水の塩濃度が~5 g/l以下の場合には透明とし, 以上の場合は灰色で塗色するとともに, 主要な温泉水の化学型を添書した. 破線の四角は, 主に本説の調査後に開発された温泉(地質調査総合センター(2002), 茂野(2011)参照)に関する推定分布を示す. 背景に, 第5図(C)の地表・海底下深度1,500 mの地質分布と第5図(A)の第四紀火山岩類の分布を重ねて示す. 詳しくは第5表(総括表)および本文を参照.

Fig. 11 Conceptual model for the distributions of hydrothermal systems in the survey area (1/2). (A) Plane map showing the estimated distributions of the hydrothermal systems down to ca. 1,500 m depth with rectangles. For the distributed geothermal waters, T.S.M. is show by the inner color (transparent and gray for lower and higher than ca. 5 g/l, respectively) of the rectangles, and the major water-chemistry type is also shown. The rectangles with the broken rim lines correspond to the system related to the geothermal waters developed after the presently-reported survey (refer to Geological Survey of Japan (2002) and Shigeno (2011)). Distributions of the geology at 1,500 m depth (refer to Fig. 5 (C)), and the Quaternary volcanoes (refer to Fig. 5 (A)) are shown as the background map. Refer to Table 5 (summary table) and text for details.

区では噴出試験によって優勢な高温熱水系の存在が確認されている。

5.2 白老地域の熱水系（特に高温熱水系の賦存の可能性について）

上記4.で述べたように、白老地域（特に西部・中部）の温泉水、その中でも低塩濃度・中性・Na-Cl型の温泉



第11 図 調査地域の熱水系分布の概念モデル図（その2）。(B)は断面投影図（縦／横の縮尺比は10）として、概略的に四角形で分布が想定される主要な熱水系を示し、その温泉水の塩濃度が～5 g/l 以下の場合には透明とし、以上の場合は灰色で塗色するとともに、主要な温泉水の化学型を添書した。破線の四角は推定される深部の熱水系を、特にまばらな破線の四角は分布位置について不確実性が高い熱水系を示す。背景に、第5 図(D)の地質断面図の東西方向の投影図を深部に拡張して示す（ただし、吉田ほか 編（2009）に基づいて、古第三系域の大規模な衝上断層群や地層の逆転は表現されていないことに注意）。また、勇払油・ガス田（石油技術協会，2004）の地下分布を示す。断面線（U-VおよびW-X-Y-Z）の位置は第11 図(A)を参照。なお、断面線から隔たった熱水系については省略されており、登別の熱水系の位置が調整されていることなどに注意。詳しくは第5 表（総括表）および本文を参照。

Fig. 11 Conceptual model for the distributions of hydrothermal systems in the survey area (2/2). (B) Cross-section projection view, with the vertical/horizontal scale ratio of 10, showing the estimated distributions of the hydrothermal systems with rectangles. For the distributed geothermal waters, T.S.M. is show by the inner color (transparent and gray for lower and higher than ca. 5 g/l, respectively) of the rectangles, and the major water-chemistry type is also shown. The rectangles with the broken rim lines show the hydrothermal systems estimated at the depth, and especially those with scattered lines show the ones whose concrete distributions are less certain. Cross-section of the geology distribution projected to the E-W direction (refer to Fig. 5 (D)) is extended to the depth as the background map, but the huge thrust faults and reversed formations distributed at the Paleogene area are not shown based on Yoshida *et al.* ed. (2009). Also, the distribution of the Yufutsu oil and gas field (Japanese Association of Petroleum Technology, 2004) is shown. Refer to Fig. 11 (A) for the cross-section lines (U-V and W-X-Y-Z). The hydrothermal systems far from the cross-section lines are not shown, and the position of the system of the Noboribetsu hot springs is slightly modified. Refer to Table 5 (summary table) and text for details.

水について、以下の点が指摘される。(1) 温泉水の湧出温度に基づく大きな「地温勾配」(最高 90°C /km 程度) (第 3 図 (A))。 (2) 若干の $\delta^{18}\text{O}$ 値のシフト (+1.0‰程度) (第 6 図 (B))。 (3) 若干低い δD 値が示す高地降水起源地下水の長距離流動 (第 7 図 (A))。 (4) 中間的な B/Cl モル比が示す、海水起源水の非関与と主に火山岩類質の貯留岩 (第 9 図 (A))、 (5) 高い Na-K および Na-K-Ca 温度計温度 (200 ~ 220°C 程度) (第 10 図 (A)・(B))。 (6) 混合水モデルにより推定される本源的熱水の高い SiO_2 温度計温度 (250°C 程度) (第 10 図 (C)・(D))。 これらの中で特に (1)、(2)、(5)、(6) は、本源的な高温熱水系の潜在を示唆しており興味深い。

第 11 図 (A) に示すように、白老地域は海岸沿いの低地～丘陵地であるが、西～北西方向の近距離には複数の比較的大きな第四紀火山 (倶多楽、ホロホロー徳舜別など) が分布している。これらの地域の地下深部 (恐らく深度 5,000 m 程度) には、現在も ~ 300 °C 以上のマグマ溜まり～高温火成岩体が分布している可能性が高い。これらを伝導的な熱源とし、火山体東側斜面への降水を水の起源として、上記の本源的な高温熱水系 (深度 1,500 ~ 3,000 m 程度) が恐らく白老地域の西～北西方向の山麓部に、特に海岸線に平行な NE-SW 方向や直交する NW-SE 方向の断層・断層帯に沿って発達している可能性が高いと考えられる。なお、白老地域の最西部の弱酸性で SO_4 に富む温泉水については、溶存化学成分として倶多楽火山 (若く、登別温泉の熱源・高温発散物源と想定されている) からの若干のマグマ起源流体～火山ガスの寄与が存在する可能性が高い。しかし、 δD 値・ $\delta^{18}\text{O}$ 値の特徴から、白老地域の温泉水についてはマグマ起源流体の寄与は小さく、また倶多楽湖・支笏湖の湖水、海水・化石海水の混入は非常に小さいと言える。

前述したように、第四紀火山域に属するが白老地域の近傍に位置しているカルルス温泉では、地熱開発促進調査の坑井調査によって既開発の浅部熱水系の深部 (~ 700 m 以深; 先古第三系を含む) に、高温 (200°C 以上) の潜頭性熱水系の存在が捕捉されている (新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1991)。上述した白老地域 (特に西部・中部) に推定される深部熱水系は、このカルルス地区の高温熱水系および登別地区の高温熱水系から東方向へ尾根を越えた地域 (第 5 図 (B) の倶多楽湖の東縁～北縁域とその周辺域) の地下に分布しており、基本的に第四紀のマグマ系火山系に伴われる高温熱水系である可能性が高いと推測される (第 11 図 (A)・(B) を参照)。

一方、白老地域の東部は、Na-HCO₃ 型の温泉水が分布する傾向にあり、また温泉水の湧出温度に基づく「地温勾配」が 40°C /km 程度とそれ程大きくはなく、高温熱水系の発達環境には恵まれない可能性が高い。この地域の北方には、支笏カルデラおよび風不死岳・樽前山が分布する。しかし、地下のマグマ溜まり～高温火成岩体

が距離的に離れており、また若すぎるために本地域の熱水系への熱源 (特に熱伝導型の加熱機構) としての有効性に乏しい可能性が指摘される。恐らく白老地域の東部の熱水系は、主に北～北西方向の火山体の山麓の降水を起源とした地下水によって涵養されており、主に地下深部からの広域的な地殻熱伝導を熱源としていていると考えられる。

さて、1. はじめに述べたように、白老地域は石狩低地帯の一部として「深層熱水」の賦存地域と想定されてきた (例えば、地質調査所, 1980b; 地質調査総合センター, 2001, 2002)。しかし、上記したように白老地域 (特に西部・中部) は、石狩低地帯内というよりも北海道西部の第四紀火山域に接する狭い丘陵～海岸平野域であり、地下の熱水系についても降水を起源水として、隣接する第四紀火山の熱の寄与を大きく受けていると考えられる。「深層熱水」については、上述したように 1970 年代に政策的に新エネルギー資源の利用普及の目的で命名された経緯があり、その定義が学術的に必ずしも明瞭ではない (例えば、安藤, 1982; 茂野, 1982) が、白老地域 (特に西部・中部) の地下の熱水系については、少なくとも典型的な「深層熱水」の事例とは言えないであろう。

5.3 石狩低地帯の熱水系 (特に千歳蘭越・馬追松原の温泉水について)

5.3.1 石狩低地帯の熱水系

上記 4. で述べたように、本説で対象とした石狩低地帯南部の温泉については以下の特徴がある。(1) 高塩濃度の Na-Cl 型と低塩濃度の Na-HCO₃ 型に大別される。(2) 両者ともに、温泉水の湧出温度に基づく「地温勾配」は基本的に 20 ~ 30 °C /km 程度と小さい。(3) 同位体的に高塩濃度の Na-Cl 型は海水～化石海水を主要な起源とし、低塩濃度の Na-HCO₃ 型は降水を起源とする。(4) B/Cl 比などから高塩濃度の Na-Cl 型には海水～化石海水の寄与が明瞭である。(5) 地球化学温度計による推定温度は、非平衡的な低温環境を示唆する。

先に 4.1.2 で述べたように、茂野 (2011) は札幌市周辺を含めた石狩低地帯の全域的な温泉水の分布について化学的に整理している。その結果はかなり複雑であるため、本説の石狩低地帯南部の結果に沿って単純化し、熱水系の概念的な分布モデルを第 11 図 (A)・(B) に示した。すなわち、石狩低地帯の深部・中心域では上記の高塩濃度の Na-Cl 型が分布し、浅部・縁辺域では低塩濃度の Na-HCO₃ 型が分布する。なお、茂野 (2011) の温泉水の分布領域の整理では、概略的に前者は、(B)・(C) 領域に、後者は (D) 領域に該当する。

前述したように、石狩低地帯は東北日本弧の北端部と千島弧南西部の前弧域との接合部で、大規模な沈降域 (日高舟状海盆と石狩湾～石狩海盆の間に位置する) となっており、第 11 図 (A)・(B) が示すように第四系～新第三

系（その深部には古第三系・白亜系）の主に海成堆積岩類が非常に厚く分布している。このため、地下深部は海水～化石海水起源の地層水が卓越する環境になっている。同時に、石狩低地帯は非火山性の地域となっており、その地下には第四紀の火山～マグマ活動は不在で、広域的な地殻熱伝導が卓越すると考えられている。石狩低地帯の地温勾配は、日本の堆積盆地の中では非常に小さく概略20～30℃/kmである。この原因は必ずしも明らかではないが、地表部に新しく冷たい堆積岩類が地質学的に早い速度で堆積すると同時に、周辺山地からの降水起源地下水の地下浅部～深部への浸透・流入を受けて、深部からの広域的な伝導による地殻熱流が希釈されることが、少なくとも原因の一部になっていると推測される。

石狩低地帯については第四紀～新第三紀の堆積岩類が厚く分布しており、当初想定された典型的な「深層熱水」型の地熱資源の賦存地域と呼ぶことができる。特に、石狩低地帯は寒冷気候の北海道の人口最大集中域にあたり、将来的な「深層熱水」の開発に期待が寄せられる。しかし、上述したように地温勾配が小さいために、50℃以上の温水～熱水を得るには概略的に深度～2,000 m以上の坑井掘削が必要となり、「深層熱水」の多目的利用には経済性の制約が大きい（例えば、安藤（1982）参照）。現在本地域で「深層熱水」の利用が商業的な「大深度温泉」にほぼ限られる理由は、この点にあると考えられる。

5.3.2 千歳蘭越・馬追松原の温泉水について

千歳蘭越地区は、広域的に北海道西部の山地が東方の石狩低地帯へと弓状に張り出す部分にあたり（第1図(A)・第2図(A)参照）、石狩低地帯の南部と北部の間の若干の高標高域に位置する。千歳蘭越では、1970年代に深度約1,000 mの坑井掘削によって非常に低塩濃度のNa-HCO₃型の温泉水が湧出した（未利用）が、その性状は苫小牧錦岡などでの坑井掘削による高塩濃度Na-Cl型の温泉水とは非常に異なっており注目された（北海道立地下資源調査所、1977）。その後、北西方向の北海道西部の東縁山地と石狩低地帯との境界部近傍においても、深度～1,000 mの坑井掘削によって千歳蘭越地区と類似の低塩濃度・Na-HCO₃型の温泉水が開発されている。茂野（2011）は、4.1.2で述べたように石狩低地帯～古第三系域の「大深度温泉」について広域的な検討を行い、千歳蘭越の温泉水などを領域的に(D)地域、成因的に降水起源系としてまとめた。

千歳蘭越の温泉水について今回報告した δD 値、 $\delta^{18}O$ 値（-77‰、-11.5‰）は、今回の試料の中では特異的に低く、降水起源の河川水・浅層地下水の δD 値、 $\delta^{18}O$ 値への高度効果から、標高が高い地域（～1,000 m a.s.l.）で涵養されたと考えられる。また、過去の寒冷期の降水を起源としている可能性が指摘される。オロフレ山～支笏湖南縁の山地は、本説の調査地域およびその周辺では

年平均降水量が最も多く（気象庁・気象業務支援センター（2002）によれば～2,000 mm/y以上）、一般的に浸透性が高い傾向にある火山岩類が地表に分布することもあり、これらの降水起源地下水が地下に多量に流動・賦存している可能性が高いであろう。

石狩低地帯における上記5.3.1の低塩濃度の降水起源温泉水と高塩濃度の海水～化石海水起源温泉水の分布は、地下の岩石の空隙率・透水性の分布、巨視的な水理構造の分布とともに、水の密度（塩濃度や温度に依存）の分布によって規定されており、地下でかなり明瞭な境界をなしている可能性がある。第5図(C)・(D)などが示すように千歳蘭越の温泉井の坑底深度では鮮新統(3. P)が分布していると推測されるが、恐らく西方の火山地域からの降水起源の地下水の浸透・流量が多く、高塩濃度の海水～化石海水起源の地下水を排除するとともに広域的な地殻熱伝導によって加熱されて、低塩濃度の温泉水が分布するようになったものと考えられる（なお、坑井の～700 m以深には厚いシルト岩が分布しており（地質調査所、1980a）、海成層の可能性が高いと思われるが、寒冷な淡水環境で堆積した可能性も否定できない）。上記の北西方向の低塩濃度の温泉も、同様の母岩から同様の温度で湧出している（地質調査総合センター、2002；茂野、2011）。

一方、前述したように、馬追丘陵の松原温泉では、特異的に地下深度～30 mから低塩濃度Na-HCO₃型（～25℃；千歳蘭越よりも高塩濃度）、～110 mから高塩濃度Na-Cl型の温泉水（～27℃）が隣接して湧出している。馬追松原地区は、大規模なN-S走向・東傾斜の活逆断層帯（石狩低地東縁断層帯）の直上に位置しており（例えば、北海道立地質研究所、2001）、これに規制されて地下深部からこれらの温泉水が上昇していると考えられる。馬追松原の湧出温度に基づけば、第3図(A)から簡略的に地下深度500～1,000 m程度からの温泉水の上昇が推定される。なお、馬追松原の低塩濃度温泉水の δD 値、 $\delta^{18}O$ 値は、その起源が千歳蘭越に比べてより低所の降水であることを示しており、東方の夕張山地～日高山脈側からもたらされた可能性も考えられるが、地下地質～水理構造的には西方の第四紀火山域からもたらされた可能性が高いと考えられる（第11図(A)・(B)参照）。

5.4 古第三系域の熱水系（穂別村上からより広域的に）

本説の調査の主対象は前述したように白老地域（～石狩低地帯）であり、周辺の2広域地域については比較参照の目的で試料採取・分析を行ったものである。しかしその後、古第三系域についても国の石油・天然ガス国内基礎調査の「基礎試錐」や「大深度温泉」の開発などが行われ、各種のデータの利用が可能となった。特に温泉に関しては、北海道立地下資源調査所～北海道立地質研

究所（前者から2001年に改組）によって様々な調査・研究が行われ、各種の情報が整理・公開されてきた。

そこで本説では、穂別村上 (m) が位置する古第三系域の「大深度温泉」についても、総合的な視点から若干の予察的な議論を行うこととした。ここでは、温度構造、貯留構造、流体化学の3項目に分けて、北方の夕張地域～東方の日高山脈周辺域にも広げて以下に述べる。

5.4.1 温度構造

北海道の地温勾配や地殻熱流量については、北海道立地下資源調査所 (1995a)、地質調査所 (1999)、北海道立地質研究所ほか (2008, p.116) などによってデータが編集・公開され、地質調査総合センター (2004) によって電子数値化公開されているが、夕張山地-日高山脈の中心域では深い坑井の掘削による検層温度データが欠落している。このため、西方の石狩低地帯東部および東方の十勝平野西部の地温勾配値に基づいて、広域的に低地温勾配値 (20～30°C/km) の分布が推定されている。しかし、これは必ずしも正しくない可能性がある。

概略13 Ma以降の太平洋プレートスラブの斜め沈み込みに起因して、千島弧南西部の前弧域 (スリバー) は西方へ右横ずれ運動を行っており、その先端域の日高山脈-夕張山地とその周辺域は地殻の急激な衝突・上昇域となっている。したがって、同地域では地下深部までの上昇・削剥、大規模な逆断層・断層系の発達、圧縮応力環境、変成作用による高压流体の放出などを原因とした深部からの流体上昇によって、地下の地温勾配は広域的あるいは局地的に上記よりもかなり大きい (30°C/km) 可能性が指摘される。これに対して、沈降域の石狩低地帯東部および十勝平野西部の地温勾配は、新しい堆積物の継続的な堆積や上記山地域からの冷たい地下水流動の影響を受けているために小さいと考えられる。地温勾配が、石狩低地帯南部の中央部～東部に比較して、その東方の丘陵域でやや大きい傾向 (例えば、茂野 (2011, 第1図(C)) を参照) は、上記の可能性を支持していると思われる。

松波ほか (1994)、北海道立地下資源調査所 (1995b) などによれば、夕張炭田地域の日吉地区では1986～1989年に深度700～1,500 mの坑井掘削によって、最高値として坑底温度で～57°C、温泉湧出温度で～46°C、地温勾配で～49°C/kmが観測されている。特に、同地区の2号井は白亜紀の堆積岩類に到達しており、その上位の古第三系の一部に恐らく断層系を中心として温泉水が賦存していると推定されている。したがって、断層系・断層系が発達する夕張山地-日高山脈の中心域～周辺域において、上記程度の高い温度・大きな地温勾配がかなりの範囲に広がっている、あるいは散点的に分布している可能性が考えられる。

本説の調査で採取・分析を行った穂別村上の温泉水

は、白亜系 (上部蝦夷層群と^{はこぶち}函淵層) が複雑に過褶曲する中に、N-S走向の大規模な断層 (豊進断層) に伴われて細長く帯状に古第三系 (石狩層群最下部で石炭層を含む登川層と幌加別層および不整合で接する幌内層; 同じく複雑に褶曲し急傾斜化) が分布する地域 (地質調査所, 1973; 北海道立地質研究所, 2002) に湧出しており同様の環境にあると考えられる。なお、前述したように石狩低地帯内に位置するが、浅い坑井からの温泉水が顕著な温度異常を示す馬追松原は、活逆断層・褶曲群が形成する馬追丘陵 (古第三系が地下浅部に出現) に位置しており、類似の環境にあると推定される。

さらに興味深いことに、「基礎試錐」の「夕張」 (深度～4,500 m; 現在の地温勾配は～22°C/km) では上記の白亜系と古第三系が3回繰り返して衝上断層に伴われて出現しており、断層に沿って出現する自生鉱物の石英・方解石の流体包有物の充填温度は、最高で200°C以上 (深度～1,000 m, ～3,000 m および～4,000 m) を示している (大久保ほか, 1999)。このことは、過去に逆断層や付随する断層系が生成し、それを通じて深部から高温の流体が上昇する時期が恐らく複数回あり、その時期には一時的に断層帯周辺が高温化したことを示唆している。上記の夕張日吉、穂別村上、馬追松原では、現在がその時期、あるいはその前後の期間に該当しているという可能性が指摘される。

5.4.2 貯留構造

坑井掘削による北海道の新規開発温泉地については、一般的には情報が得難い透水性や水位低下などについても調査されてデータがまとめられており、開発リスクとして坑井の比湧出量 (生産速度/水位低下長の比; l/min/m) などの指標が地区毎に整理されている (松波ほか, 1997, 1999, 2000)。本説との関連では、今回の古第三系域、石狩低地帯 (白老地域)、第四紀火山域に各々対応するVIIc 南部日高衝上帯、X 石狩一勇拵堆積盆、Xa 胆振-後志陥没ブロック帯について、比湧出量階級が第6表のようにまとめられている。X 石狩一勇拵堆積盆は、根釧堆積盆、十勝堆積盆と並んで高い比湧出量階級 (III～IV) の坑井が80%以上を占める地域であり、温泉掘削・開発・保守の成功率が高い地域といえる。

一方、古第三系域に該当するVIIc 南部日高衝上帯についても、ある程度の高い比湧出量の統計が得られており、北海道内の地域間の比較では中位～むしろ若干良好な値 (第6表右から2番目の項目 (温泉開発リスク指数) が、18地区単位の平均値50に対して29と低く、低比湧出量階級の存在率が低い) となっている。なお、本帯では坑井掘削数が少なく、夕張日吉における上記の温泉開発の結果の寄与が大きいことに注意する必要がある。古第三系域では、古第三系 (その深部には白亜系) の堆積岩類が浅部～深部に厚く分布しており温泉水の貯留層

第6表 北海道の関連3地区の温泉井の比湧出量階級などの比較 (松波ほか (1999) に基づく)。

Table 6 Comparisons of the specific capacity class of geothermal-water wells in the three districts (related to this article) in Hokkaido (after Matsunami et al. (1999)).

地区 記号	地区名	坑井数 N	比湧出量階級 00~0の坑井 数 (1)		比湧出量階級 I~II の坑井 数 (2)		比湧出量階級 III~IV の坑井 数 (3)		比湧出量階級 00~0の存在度 (1)/((2)+(3)) x 100 (%)	地温勾配 (°C/km)
			N	(%)	N	(%)	N	(%)		
VIIc	南部日高衝上帯	9	2	22	7	78	0	0	29	30 以下
X	石狩一勇弘堆積盆	88	3	3	12	14	73	83	4	20~50
XIa	胆振-後志陥没ブロック帯	91	19	21	43	47	29	32	26	50 以上
---	北海道全域 (18地区)	495	68	14	130	26	297	60	16	---
---	地区を単位とした平均値 (18地区)	---	---	26	---	30	---	43	50	---

本表は、松波ほか (1999) の第2表「各地区 (第3図) ”温泉井の比湧出量階級”の構成割合」から抜粋・編集した。比湧出量 (l/min/m) 階級は、00, 0.10以下; 0, 0.10~0.32; I, 0.32~1.0; II, 1.0~3.2; III, 3.2~10; IV, 10以上。松波ほか (1999) によれば、本説の4地域区分の(1)第四紀火山域は XIa に、(2)白老地域と(3)石狩低地帯は X に、(4)古第三系域は VIIc にあたる。

として重要となるが、古第三系・白亜系は新第三系に比較して平均的に空隙率・透水性が低く、上述したように温泉の湧出量については地下の断裂系の分布によって強く規制されている(「断裂貯留型」である)可能性が高い(松波, 1994)。したがって、古第三系域における熱水系の発達については偏在している可能性が高く、開発にあたっては対象地域毎の調査・検討が不可欠であろう。

なお、夕張日吉地区の坑井では、古第三系と白亜系の境界部付近から温泉が湧出している。また、前述したように穂別村上の温泉も、古第三系と白亜系の地層分布境界部に位置している。この一致から、断裂系の分布とともに、大きな地層境界部の物質・物性の不均一性や複雑な履歴が、貯留層の形成に寄与していると推測される。

5.4.3 流体化学

石狩炭田の古第三系分布地域の温泉の化学組成については、松波 (1994)、北海道立地下資源調査所 (1995b) などによって整理されている。この地域では湧水・旧炭鉱坑内水などは多様な化学組成を示す(松波ほか, 1994)が、夕張日吉地区の深い坑井からの温泉は、高塩濃度・中性・Na-Ca-Cl型となっている(松波, 1994) (第3図参照)。Na-Ca-Cl型~Ca-Na-Cl型は、続成作用が進んだ段階の化石海水起源の地層水に、世界的に認められるものである(例えば、Collins, 1975, Davisson and Criss, 1996)。

夕張日吉地区の温泉の δD 値・ $\delta^{18}O$ 値 (第6図 (A)) は、ともに大きなシフトを示す傾向にあり(松波, 1994)、(白亜紀~)古第三紀以降の長期間の地下滞在によって水-流体反応が進行したことを示している。茂野 (2011) は、前述したようにCaに富むこの型の温泉が、(A)古第三系分布地域に出現し、長期間の海水から化石海水への変化過程(続成作用)が進んだ段階で、 CO_2 の供給が少なく SO_4 が固定化される還元的な環境において、Mg濃度の低下(粘土鉱物の形成)と岩石からのCaの溶出(斜長石のアルバイト化)によって生成した可能性を指摘している。

今回採取・分析を行った穂別村上の温泉は、温度~11°Cの高塩濃度・中性・Ca-Na-Cl型で δD 値・ $\delta^{18}O$ 値の大きなシフトも認められ、上述した夕張日吉の温泉と類似性が高い。夕張山地の周辺地域のみならず日高山脈の周辺地域でも、未利用(北海道立地下資源調査所 (1997)、鈴木・藤本 (2000)などを参照)あるいは未発見のまま、このような型の鉱泉がある程度の数存在しているのではないかと推測され、その周辺の地下深部には夕張日吉と類似のより温度が高い温泉が賦存している可能性が低いと考えられる。

一方、White et al. (1973)、Collins (1975)などによれば、堆積岩類の続成作用が進みさらに変成作用となる段階では、逆に低塩濃度のNa- HCO_3 型の続成水-変成水(可溶性成分であるBに富み、 $\delta^{18}O$ 値のシフトを伴う)が生成することが報告されている。このような続成水-変成水を起源とすると考えられる地層水の分布は、日本でも秋田県の八橋油田(異常高圧を伴う)などで報告されており(例えば、須藤, 1967; Shigeno and Abe, 1982)、北海道中央部の北部の天塩平野域の堆積盆に分布するNa- HCO_3 型の地層水・温泉(異常高圧を伴う)も、同様の起源を持つ可能性が高い(北海道立地下資源調査所, 1979; 松波, 1993; 鈴木・柴田, 2007; 茂野, 2011)。古第三系域の地下深部、またその東方の基盤岩類の分布地域(日高山脈-夕張山地)の地下では、このような低塩濃度のNa- HCO_3 型の温泉が断裂系に沿って局所的に、あるいは広域的に分布している可能性が指摘される。さらに基盤岩類分布地域には超塩基性岩類や珪長質深成岩類なども広く分布しており、動的な幅広い環境下における様々な岩石-流体反応によって、化学的・温度的に非常に多様な流体が生成・賦存・移動している可能性がある。

6. まとめ

北海道の西部と中央部の境界部に位置する太平洋岸の白老地域では、1960年代から深度400~1,600mの坑井掘削によって、温度40~60°Cの温泉が広域的に

多量に湧出している（例えば、福富ほか，1970；北海道立地下資源調査所，1977；浦上，2001；藤本・鈴木，2007）。本地域を中心に周辺の3広域地域（西方の第四紀火山域，東方の石狩低地帯と古第三系域）を含めて，地下（特に深度～1,500 m深までおよび～3,000 m深まで）に賦存する熱水系の特徴と起源を明らかにする目的で，地表水・地下水・温泉水について地球化学・同位体化学的な調査・研究を行った。これらの地域についての従来の各種研究の成果を基礎として，その結果は以下の(1)～(4)のようにまとめられる（第11図(A)・(B)，第5表参照）。

(1) 第四紀火山域（北海道西部の東縁山地にあたり，先古第三系を基盤として新第三系が分布し，支笏・倶多楽の2カルデラなど多数の第四紀火山の活動が活発）では，多様な温泉が自然湧出している。特に，登別地区（高温噴気地や酸性変質帯を伴う）では，高温・高塩濃度で酸性～中性・Na-Ca-Cl型の温泉が分布し，温泉水の高い δD 値・ $\delta^{18}O$ 値などからマグマ起源の流体の寄与が推定される（例えば，松葉谷ほか（1977），安孫子（1991）参照）。一方，北湯沢地区の高温・低塩濃度で中性・Na-Cl-SO₄型，カルルス地区，支笏湖北西岸地区のより低温・低塩濃度で中性・Na-Ca-SO₄-HCO₃-Cl型などの温泉では，地下のマグマ溜まり～高温火成岩体が熱・ガス（溶存陰イオン）の起源として想定されるが，水の起源としての寄与は小さいと推測される。地熱開発促進調査「胆振」・「登別」の坑井調査（新エネルギー・産業技術開発機構（1991）など）によって，カルルス地区周辺では深部に隠された高温熱水系（～700 m以深で～200℃以上）の存在が捕捉されている。

(2) 白老地域（下記(3)の石狩低地帯の南西端部にもあたるが，北海道西部に位置して上記(1)の第四紀火山域に接する海岸平野～丘陵域）では，低塩濃度の中性・Na-Cl型（西部ではSO₄に富み，東部ではNa-HCO₃型になる傾向）の温泉水が上記のように湧出し，西部では最高90℃/kmに達する温泉水の湧出温度に基づく大きな見掛けの「地温勾配」を持つ。本地域（特に西部・中部）の温泉水については，近接する第四紀火山群の分布，上記の化学的・温度的な特徴，温泉水の同位体組成（～+1.0‰の $\delta^{18}O$ 値シフト），地球化学的温度計（Na-K温度計，Na-K-Ca温度計，混合水モデルによるSiO₂温度計）による高い推定温度（200～250℃）などから，西方の第四紀火山域の山地への降水を起源として，地下深部のマグマ溜まり～高温火成岩体を伝導的な熱源とした潜頭性の本源的な深部高温熱水系が，その起源となっている可能性が高いと推測される。これには，白老地域に近接する上記カルルス地区周辺で捕捉された高温熱水系との類似性が指摘される。 δD 値・ $\delta^{18}O$ 値の特徴などから，白老地域の熱水系については登別地区のようなマグマ起源流体の寄与は小さく，また倶多楽湖・支笏湖の湖水，海

水・化石海水の混入は非常に小さいと言える。

(3) 石狩低地帯（新第三紀～第四紀の海成堆積岩類が厚く分布する大規模な沈降帯で，地温勾配が小さい）では，「大深度温泉」は広域的に深部に分布し高塩濃度・中性・Na-Cl型の海水～化石海水を主要な起源とするものと，西部などの相対的に浅部に分布し低塩濃度・中性・Na-HCO₃型の降水を起源とするものに概略的に2分される。石狩低地帯西部の千歳蘭越地区の深度～1,000 mからの低塩濃度のものは，特異的に低い δD 値・ $\delta^{18}O$ 値を持ち，西方の第四紀火山域の標高～1,000 mの山地の降水（過去の寒冷期の可能性あり）を起源としていると推定される。一方，石狩低地帯東部の馬追松原地区の深度～30 mの坑井からの～25℃で低塩濃度と深度～110 mの坑井からの～27℃で高塩濃度の温泉水は，分布する活逆断層・褶曲によって地下深部から温泉水が上昇していることを示す。

(4) 古第三系域（上記(3)の石狩低地帯の東方で，夕張山地の南縁部～日高山脈の西縁部の丘陵地にあたり，白亜紀～新第三紀の海成堆積岩類が厚く分布する複雑な逆断層・褶曲帯）において，断層沿いに白亜系と古第三系との境界部の穂別村上地区で湧出する温泉水は，低温・高塩濃度の中性・Ca-Na-Cl型で高い δD 値・ $\delta^{18}O$ 値を持ち，起源水として続成作用が進んだ化石海水に富むと考えられる。北方の夕張炭田地域の日吉地区では，同様の化学的特徴を持つ「大深度温泉」（深度～1,500 mで～57℃）が開発される（松波，1994）とともに，夕張地域の石油・天然ガス基礎調査の「基礎試錐」のコア試料では，衝上断層群の周辺に～200℃以上で生成した流体包有物の分布が報告されている（大久保ほか，1999）。これらのことは，太平洋プレートスラブの斜め沈み込みによって，千島弧の前弧域に位置するが特異な隆起・断裂形成環境にある夕張山地～日高山脈とその周辺地域では，地下深部から上昇するかなり高温の温泉水が少なくとも局地的に賦存していることを示唆している。

なお，本説の調査・研究は，1970年代のエネルギー危機の時代に「深層熱水」型の地熱資源として，堆積盆（人口が集中する平野域にあたる）の深部に賦存する温水～熱水（geothermal water）の大規模な多目的利用の検討が行われた機会（例えば，茂野，1982；安藤，1982）に，代表的な事例地域として進められたものである。近年，日本各地で多数の坑井掘削により「大深度温泉」として，これらの温水～熱水の開発が行われている。しかし，将来的には大規模な純国産資源である「深層熱水」型の地熱資源について，長期的・総合的な観点からの多目的利用が望まれる。今回の誌上発表にあたっては，近年公開化が進んでいる各種の電子地理・地球科学情報の利用によって，石狩低地帯域の「大深度温泉」について統合的な検討を先行的に進めた（茂野，2011）ので，必要に応じて参照願いたい。

謝辞：本報告の調査・研究は、地質調査所 技術部（当時）の阿部喜久男氏と共同で行われたものである。特に、試料水の溶存化学組成の分析については、すべてを阿部氏に負っている。水試料の同位体比分析は著者本人が行ったものであるが、水素同位体については松尾禎士（当時、東京工業大学；故人）、日下部実（当時、東京工業大学）、酸素同位体については酒井 均（当時、岡山大学 温泉研究所；故人）、松葉谷治（当時、岡山大学 温泉研究所）、安藤直行（当時、地質調査所 技術部；故人）の各氏に、様々な便宜を図って頂くとともに多くのご教示を頂いた。現地調査では、当時地熱関連事業を検討中であった北海道地熱開発研究所の河野順一氏、岩倉組の小笠原庄吾氏などの方々に非常に多くの便宜を図って頂いた。また、室住正世（当時、室蘭工業大学；故人）、安孫子勤（当時、室蘭工業大学）、横田節也（当時、地質調査所 北海道支所）の各氏に現地情報などを頂いた。さらに、北海道、苫小牧市、白老町、登別市などからは、調査について関連資料の送付などの便宜を図って頂いた。調査地域の地元の方々からは各種試料の採取、現地情報の提供などについて様々なご協力を頂いた。

本説の調査・研究は、国の新エネルギー技術研究開発（通称、サンシャイン計画）の一環として実施された「深層熱水供給システムの開発（1979～1985年）」の予察的調査である「深層熱水調査（広域熱構造調査法の研究の中で分科会活動として；1977～1979年）」に関係して行われたものである。地質調査所 地殻熱部の陶山淳治（当時、部長）と角 清愛（当時、地殻熱資源課長）の両氏からは様々なご指導を頂くとともに、多くの便宜を図って頂いた。川村政和（当時、地質調査所 地殻熱部）と五十嵐昭明（当時、地質調査所 北海道支所；故人）の両氏には、調査地域の研究文献・資料（非公表のものを含む）について紹介・提供を頂いた。また、上記の調査の目的で地熱技術開発株式会社（GERD）を中心に活動した「深層熱水利用研究会（1975～1979年）」の皆様、特に金子美道（当時、地熱技術開発株式会社；故人）、小村精一（当時、石油資源開発株式会社）、安藤 武（当時、地質調査所 環境地質部；故人）の各氏には様々なご教示を頂いた。

本説の取りまとめにあたり、北海道の温泉について長らく様々な調査・研究を進めてこられた松波武雄氏（旧、北海道立地下資源調査所；現、株式会社ドリリング計測）から原稿について貴重なコメントを頂いた。また、産業技術総合研究所 北海道研究センターの中川 充氏から原稿について有意義なコメントを頂いた。記して、以上の方々には深く感謝します。

文 献

阿部喜久男・茂野 博・池田喜代治・安藤直行・後藤隼次（1979）秋田県小安・泥湯・秋の宮地熱地域の熱水・

- 蒸気凝縮水の溶存化学組成、水素・酸素同位体組成およびトリチウム濃度。地調月報, **30**, 177-197.
- 安孫子勤（1991）温泉今昔物語（その8）—登別温泉における熱水活動の変遷—。地熱エネルギー, **16**, 238-251.
- 安藤重幸（1986）地熱開発促進調査の地域レポート [3] 胆振地域。地熱エネルギー, **11**, 202-240.
- 安藤 武（1982）深層地下水地熱資源。湯原浩三 編、地熱開発総合ハンドブック、フジテクノシステム、748-766.
- 地質調査所（1973）日本炭田図 XI, 石狩炭田地質図。
- 地質調査所（1980a）5 万分の 1 地質図幅及び説明書「千歳」。1 葉+ 92p.
- 地質調査所（1980b）日本地熱資源賦存地域分布図。200 万分の 1 地質編集図, no. 20.
- 地質調査所（1999）日本列島地温勾配図（300 万分の 1）。
- 地質調査総合センター（2001）札幌地熱資源図。特殊地質図, no. 31-4.
- 地質調査総合センター（2002）東北・九州地熱資源図（CD-ROM 版）。数値地質図, GT-1.
- 地質調査総合センター（2004）日本列島及びその周辺域の地温勾配及び地殻熱流量データベース。数値地質図, P-5.
- 地質調査総合センター（2007）九州—大分—豊肥地域の地熱データ処理集「地理情報システム（GIS）を利用した地熱資源の評価の研究（2001-2005 年度）」のまとめと簡易統合的処理データ・プログラム集（CD-ROM）。数値地質図, GT-3.
- Collins, A. G. (1975) *Geochemistry of Oilfield Waters*. Elsevier, 496p.
- Craig, H. (1963) The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas. *Proc. Conf. on Nuclear Geology on Geothermal Areas. Spoleto, Pisa 1963*, 17-53.
- D'Amore, F. ed. (1992) *Applications of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development*. U. N. Institute for Training and Research, 408p.
- Davissou, M. L. and Criss, R. E. (1996) Na-Ca-Cl relations in basinal fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **60**, 2743-2752.
- 福富孝治・中尾欣四郎・浦上晃一・大槻 栄・田上龍一・三好日出夫・大友和雄・三宅秀男・西 和男・佐倉保夫・前田俊一・滝沢隆俊・瀬川良明（1970）北海道白老町虎杖浜・竹浦地域の温泉調査報告。北海道大学地球物理学研究報告, no. 24, 27-55.
- Fournier, R. O. (1992) Water geothermometers applied to geothermal energy. *D'Amore, F. ed. Applications of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development*. U. N. Institute for Training and Research,

- 37-69.
- 藤本和徳・鈴木隆広（2007）北海道白老町における温泉利用の現状（2005）. 北海道自然エネルギー研究, no. 3, 43-50.
- Gat, J. R. (2010) *Isotope Hydrology: A Study of the Water Cycle*. Imperial College Press, 189p.
- Giggenbach, W. F. (1988) Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca-geoindicators. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 2749-2765.
- Giggenbach, W. F. (1992) Isotope shifts in waters from geothermal and volcanic systems along conversion plate boundaries and their origin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **113**, 495-510.
- 北海道立地下資源調査所（1977）北海道の地熱・温泉（B）西南北海道北部. 地下資源調査所調査研究報告, no. 4, 198p.
- 北海道立地下資源調査所（1979）北海道の地熱・温泉（C）北海道中央部. 地下資源調査所調査研究報告, no. 7, 192p.
- 北海道立地下資源調査所（1995a）北海道地温勾配図（60万分の1）及び同説明書. 1葉+44p.
- 北海道立地下資源調査所（1995b）北海道市町村の地熱・温泉ボーリング地域エネルギー開発利用施設整備事業－（昭和55年度～平成5年度）. 257p.
- 北海道立地下資源調査所（1996）北海道の地下水資源 石狩低地帯主部. 地下資源調査所調査研究報告, no. 27, 91p. + 1葉.
- 北海道立地質研究所（2001）石狩低地帯東縁断層帯. 北海道活断層図, no. 3, 1葉+157p.
- 北海道立地質研究所（2002）5万分の1地質図幅及び説明書「紅葉山」. 1葉+117p.
- 北海道立地質研究所（2008）北海道における地熱・温泉利用の現状－2007年版－. DVD版.
- 北海道立地質研究所・北海道立衛生研究所・札幌大学（2008）温泉資源の多目的利活用に向けた複合解析研究. 北海道立地質研究所調査研究報告, no. 37, 122p.
- 気象庁・気象業務支援センター（2001）平年値（統計期間1971～2000年）. CD-ROM.
- 気象庁・気象業務支援センター（2002）メッシュ気候値2000（統計期間1971～2000年）. CD-ROM.
- 小村精一（1981）深層熱水供給システムの開発. 地熱技術, **6**, no. 3&4, 40-45.
- 小村精一（1985）深層熱水供給システムの開発. 地熱技術, **10**, no. 3, 68-78.
- 松葉谷治・酒井 均・上田 晃・堤 真・日下部実・佐々木昭（1978）北海道の温泉ならびに火山についての同位体化学的調査報告. 岡山大学温泉研究所報告, no. 47, 55-67.
- 松波武雄（1992）北海道の高濃度塩化物泉について. 地下資源調査所報告, no. 64, 17-30.
- 松波武雄（1993）北海道中央部新第三系堆積盆の塩水について. 地下資源調査所報告, no. 65, 55-72.
- 松波武雄（1994）北海道中央部および東部炭田地帯の塩水について. 地下資源調査所報告, no. 66, 27-39.
- 松波武雄（1995）北海道の海岸地域に分布する高濃度塩水について. 地下資源調査所報告, no. 67, 41-58.
- 松波武雄（1998）北海道の中性～アルカリ性硫酸塩泉について. 地下資源調査所報告, no. 69, 1-13.
- 松波武雄・横山英二・岡崎紀俊・若浜 洋（1994）石狩炭田地帯の湧水および旧坑水について. 地下資源調査所報告, no. 66, 51-68.
- 松波武雄・藤本和徳・鈴木豊重（1997）揚湯利用から見た温泉井評価－”温泉井の揚湯指標階級”の提案－. 地下資源調査所報告, no. 68, 17-23.
- 松波武雄・鈴木豊重・藤本和徳・川森博史（1999）北海道の温泉開発リスクの地域性について. 地下資源調査所報告, no. 70, 1-26.
- 松波武雄・藤本和徳・鈴木隆広（2000）北海道の温泉井と”新規温泉地”について. 北海道立地質研究所報告, no. 71, 13-25.
- Mizota, C. and Kusakabe, M. (1994) Spatial distribution of δD - $\delta^{18}O$ values of surface and shallow groundwaters from Japan, south Korea and east China. *Geochem. Jour.*, **28**, 387-410.
- 村中英寿（1991）地熱開発促進調査の地域レポート [22] 登別地域. 地熱エネルギー, **16**, 129-141.
- 大久保進・武田信従・並川貴俊（1999）基礎試錐「夕張」における流体包有物の検討. 日本地質学会第106年学術大会講演要旨, 140.
- 石油技術協会（2004）石油・天然ガス資源の未来を拓く－最前線からのメッセージ－. 492p.
- 茂野 博（1982）非火山性地域の地熱資源－深層熱水－. 地質ニュース, no. 337, 202-203.
- Shigeno, H. (1992) Applications of geochemistry in geothermal development in Japan. *D'Amore, F. ed., Applications of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development*. U. N. Institute for Training and Research, 365-382.
- 茂野 博（1992a）熱水系の深部環境を地球化学データから予測する. 地質ニュース, no. 457, 16-33.
- 茂野 博（1992b）地球化学的に見た北海道の地熱資源の開発有望性. 平成4年度資源・素材関係学協会合同秋季大会分科研究会資料, U. 北海道における地熱の現況と展望, 札幌 1992, 30-33.
- 茂野 博（1997）起源指標としての地熱流体化学. 日本地熱調査会セミナー「地熱発電所の維持管理における地化学の活用について」, 1-23.

- 茂野 博 (2001) 地球化学的サイクルにおける元素の挙動と分類 - 堆積岩類に濃集する「可溶性成分」を中心に. 2001年度日本地球化学会 第48回年会講演要旨集, 146.
- 茂野 博 (2004a) 地熱流体化学データの簡易データベース化と統合解析 - GISを利用した地熱資源評価研究の一環として「豊肥」地域を例に. 地質ニュース, no. 594, 58-69.
- 茂野 博 (2004b) 石狩低地帯南部周辺(島弧プレート衝突域)における多様な熱水の帯状分布. 日本地熱学会平成16年学術講演会講演要旨集. P14.
- 茂野 博 (2008) プレートテクトニクスに基づく湯の峰・有馬温泉の生成環境のモデル化 - 電子地球科学情報の統合解析による近畿地方の高温温泉の検討(2) - . 地質ニュース, no. 647, 25-38.
- 茂野 博 (2011) 石狩低地帯とその周辺域の「大深度(掘削)温泉」の化学組成と地下地質の3次元分布 - 公開電子地球科学情報の簡易統合処理による表示・解析の試み - . 地質ニュース, no. 678, 21-35.
- 茂野 博・阿部喜久男 (1977a) 北海道白老町周辺の深層地熱水の地球化学的特性. 日本地球化学会年会講演要旨集, 1977, 140.
- 茂野 博・阿部喜久男 (1977b) 北海道石狩低地帯南部の深層地熱水の起源. 第4回地熱研究発表会予稿集, 5-6.
- Shigeno, H. and Abe, K. (1982) Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of "connate" formation waters in Yabase oil field, Japan. *Abstracts of 5th Internat. Conf. on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geochemistry, Nikko National Park 1982*, 344-345.
- Shigeno, H. and Abe, K. (1983) B-Cl geochemistry applied to geothermal fluids in Japan, especially as an indicator for deep-rooted hydrothermal systems. *Extended Abstracts of 4th Internat. Symp. on Water-Rock Interaction, Misasa 1983*, 437-440.
- 新エネルギー総合開発機構 (1983a) 地熱開発促進調査報告書, no. 4 胆振地域. 506p.
- 新エネルギー総合開発機構 (1983b) 地熱開発促進調査報告書, no. 4 胆振地域 (要約). 138p.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1991) 地熱開発促進調査報告書, no. 22 登別地域. 845p.
- 須藤能光 (1967) 日本における油田・ガス田塩水の地球化学的研究. 石油技術協会誌, **32**, 286-296.
- 鈴木隆広・藤本和徳 (2000) 北海道における冷鉱泉資源とその利用. 北海道立地質研究所報告, no. 71, 113-117.
- 鈴木隆広・柴田智郎 (2007) 北海道, 日本海側北部の温泉資源. 北海道立地質研究所報告. no. 78, 15-20.
- 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会 (1992) 改訂版 日本の石油・天然ガス資源. 520p.
- 浦上晃一 (1987) 北海道白老町虎杖浜・竹浦地域温泉の地下構造と熱水系. 北海道大学地球物理学研究報告, **49**, 169-190.
- 浦上晃一 (1992) 北海道白老地域温泉の地下構造. 北海道大学地球物理学研究報告, **56**, 1-19.
- 浦上晃一 (1996) 北海道白老町虎杖浜・竹浦地域における温泉水位の経年変化. 北海道大学地球物理学研究報告, **59**, 65-83.
- 浦上晃一 (2001) 温泉今昔物語 (その29) 北海道白老町の温泉. 地熱エネルギー, **26**, 288-303.
- 浦上晃一・大谷守正・長岡徠三 (1978) 北海道白老町虎杖浜・竹浦地域温泉の地下構造. 温泉工学会誌, **13**, no. 2, 79-88.
- White, D. E. (1970) Geochemistry applied to discovery, evaluation, and exploitation of geothermal energy resources, Rapporteur's report. *Proc. U. N. Symp. on Development and Utilization of Geothermal Resources, Pisa 1970 (Geothermics, Spec. Iss., 2)*, **1**, 58-80.
- White, D. E., Barnes, I. and O'Neil, J. R. (1973) Thermal and mineral waters of non-meteoritic origin, California Coast Ranges. *Geol. Soc. Ame. Bull.*, **84**, 547-560.
- 山田 誠・大沢信二・由佐悠起 (2003) 湧水の水素と酸素の安定同位体比からみた九重火山地域の地下水の涵養と流動. 九大地熱・火山研究報告, no. 13, 66-74.
- 吉田邦一・吉見雅行・鈴木晴彦・森野道夫・滝沢文教・関口春子・堀川晴央 (2007) 長周期地震動計算のための石狩平野および勇払平野の3次元堆積盆地構造モデル. 活断層・古地震研究報告, no. 7, 1-29.
- 吉田邦一・吉見雅行・関口春子・堀川晴央 編 (2009) 石狩平野・勇払平野3次元地盤構造モデル (CD-ROM), 地質調査総合センター速報, no. 48.

(受付: 2010年9月1日; 受理: 2010年12月27日)

榛名火山の後期更新世及び完新世噴出物から得られた炭素 14 年代

下司信夫^{1,*}・大石雅之^{2,3}

Nobuo Geshi and Masayuki Oishi (2011) The ¹⁴C ages of the late Pleistocene – Holocene volcanic products erupted from the Haruna volcano. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 62(3/4), p. 177-184, 3 figs, 1 table.

Abstract: We report nine new datings of the three major pyroclastic eruptions of the younger Haruna volcano, at the central part of Japan. Two ¹⁴C ages were obtained from the Shirakawa pyroclastic flow deposit, three ages from the Futatsudake Shibukawa tephra, and four ages from the Futatsudake Ikaho tephra, erupted from the younger Haruna volcano. The ¹⁴C ages, 44740±450 yr BP and 45030±620 yr BP obtained from the Shirakawa pyroclastic flow deposit, indicate the age of the Hassaki eruption, oldest and largest eruption of the Younger Haruna volcano. Three ¹⁴C ages ranging from 1540 to 1640 yr BP are obtained from the Haruna Futatsudake Shibukawa tephra. The four samples obtained from the Haruna Futatsudake Ikaho tephra shows same ¹⁴C ages of 1480 yr BP. These ¹⁴C ages confirm the age of three major eruptions of the Younger Haruna volcano. The eruption age of the Futatsudake Shibukawa tephra is the late 5th century – early 6th century. The eruption age of the Ikaho tephra is considered as between the late 6th century and the beginning of the 7th century.

Keywords: eruption, volcano, pyroclastic flow deposit, radiocarbon age, Haruna Volcano, tephra chronology

要 旨

新期榛名火山の主要な 3 回の火砕噴火の噴出物について、炭素 14 年代値が得られたので報告する。得られた年代値は白川火砕流堆積物から 2 件、二ッ岳渋川テフラから 3 件、二ッ岳伊香保テフラから 4 件である。白川火砕流から得られた年代値は 45 ka であり、これは新期榛名火山最初で最大の火砕噴火の年代を示す。二ッ岳渋川テフラから得られた年代値は 1540 ~ 1640 yr BP であり、また二ッ岳伊香保テフラからはいずれも 1480 yr BP の年代値が得られた。これらの結果は、二ッ岳渋川噴火は 5 世紀末 ~ 6 世紀初頭にかけて、伊香保噴火は 6 世紀後半から 7 世紀初頭にかけて発生したことを示す。

1. はじめに

榛名火山は群馬県中部に位置する直径約 20km、最高点である掃部ヶ岳の標高が 1449m の大型の成層火山である。榛名火山の山体の主要部は中期更新世に形成された。その後約 15 万年間の休止期ののち、後期更新世 ~ 完新世にかけて発生した数回の噴火により、山頂部に榛名カルデラと複数の溶岩ドームが形成された。これらの活動によって、榛名火山東麓の広い範囲に降下テフラが

飛散・堆積し、また山麓部には火砕流が広がった (第 1 図)。なかでも、榛名カルデラの形成に伴い噴出したと考えられる榛名八崎テフラ、および古墳時代に噴出した榛名二ッ岳伊香保テフラは北関東 ~ 東北地方南部に広く分布し、重要な鍵層として使われている。これらの噴火年代を精度良く決定することは、榛名火山の活動史を理解するためのみならず、この地域の鍵層としてのテフラの年代に制約を与えるため、地史や考古学編年上も重要である。今回、5 万分の 1 地質図幅「榛名山」の調査によって、新たにこれら後期更新世 ~ 完新世の噴出物に関する複数の炭素 14 年代値が得られたので報告する。

2. 噴出物の概要

榛名八崎テフラ (白川火砕流堆積物)

榛名火山では、後期更新世から噴火活動が再開した。この後期更新世以降の活動を、本論では新期榛名火山と呼ぶ。新期榛名火山の活動の初期には、榛名火山の山頂部で大規模な火砕噴火が発生し、東麓に降下軽石が飛散したほか、榛名火山の山腹に軽石流が流下した。また、この噴火により山頂部に榛名カルデラが形成されたとされる (大島, 1986)。新井 (1962) は、この噴火によって噴出し榛名山東方に分布する降下軽石層を榛名八

¹ 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation)

² 首都大学東京 都市環境学部 (Tokyo Metropolitan University)

³ 現所属: 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation)

* Corresponding author: N. GESHI, Central7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email: geshi-nob@aist.go.jp

崎浮石層と命名し、また榛名山の南山麓に広く分布する火砕流堆積物を白川 Pyroclastic flow deposit と命名した。新井 (1962) は榛名八崎浮石層と白川 Pyroclastic flow deposit の層序関係から、これらが同一の噴火による噴出物であると指摘した。一方、大島 (1986) は、榛名川沿いの上室田付近に分布する本層を室田火砕流と呼んだ。本報告では、一連の噴火で噴出した降下軽石を新井 (1962) に従い八崎降下軽石、火砕流堆積物を白川火砕流堆積物と呼び、両者を合わせて榛名八崎テフラと呼ぶ。白川火砕流堆積物は、榛名カルデラから噴出し古期榛名火山の山体のほぼ全域を覆ったと考えられる。特に、南南西及び南東斜面の榛名川及び榛名白川の谷沿いには厚い堆積物が現存している。これまで八崎降下軽石からは $44 \pm 4.5\text{ka}$ の FT 年代値 (鈴木, 1976)、白川火砕流堆積物からは $40.5 \pm 3.5\text{ka}$ の炭素 14 年代値 (大島, 1986) が報告されている。

榛名ニッ岳テフラ

新井 (1979) は 6 世紀ごろにニッ岳付近で発生した噴火が、数 10 年の間隔をおいて発生した 2 回の噴火に分離できることを指摘し、それに基づき沼尾川火砕流堆積物を 2 層に区分し、下位の 6 世紀前半ごろ噴出した火砕

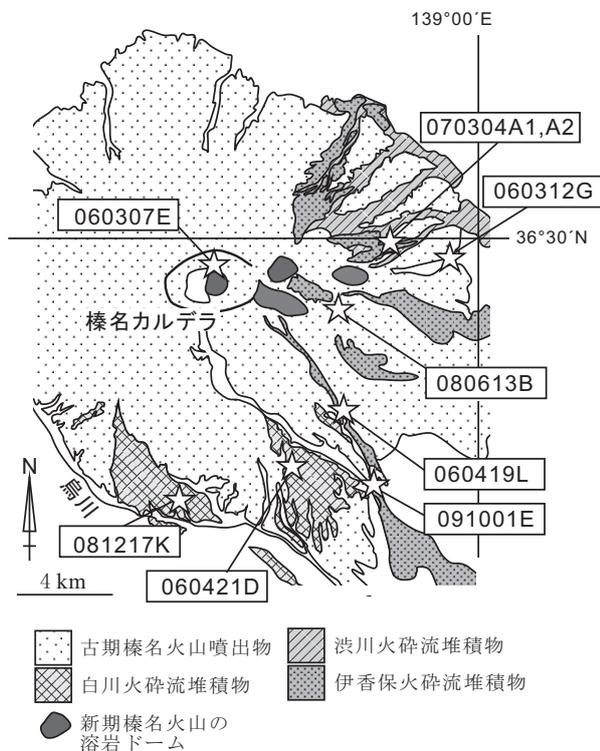
流堆積物をニッ岳第 1 火砕流堆積物、上位の火砕流堆積物をニッ岳第 2 火砕流堆積物と命名した。

6 世紀ごろにニッ岳周辺で相次いだ 2 回の噴火による噴出物のうち、新井 (1962) は下位の噴出物であるニッ岳第 1 火砕流に伴う降下テフラをニッ岳降下火山灰層 (FA) と命名した。早田 (1989) は、6 世紀ごろの 1 回目の大規模な噴火に伴うこれら一連のテフラを一括して榛名-渋川テフラ層 (Hr-S) と命名し、S 1 ~ S12 に細分した。この噴火の推移は早田 (1989)、Soda (1996) によって詳細にまとめられている。それによると、噴火初期にはマグマ水蒸気噴火が発生し、細粒の火山灰が榛名山東麓に降下した。つづいて、軽石質火砕流が榛名山東麓の谷沿いに流下し、それに伴う火砕サージは榛名山東麓の扇状地面を広く覆い、その一部は利根川を越えて現在の前橋市付近まで到達した。渋川市行幸田地区の中筋遺跡は本噴火による火砕サージによって被災・埋没した古墳時代の集落遺跡である (渋川市教育委員会, 1987)。本報告では、この噴火による一連のテフラのうち、火砕流堆積物を榛名ニッ岳渋川火砕流堆積物、降下テフラを榛名ニッ岳渋川降下テフラと呼ぶ。

6 世紀ごろにニッ岳周辺で相次いだ 2 回の噴火による噴出物のうち、新井 (1962) は上位の噴出物に属する降下軽石層をニッ岳浮石層 (FP) と命名した。新井 (1979) は、沼尾川沿いに分布する火砕流堆積物のうち、2 回目の噴火に伴う火砕流をニッ岳第 2 火砕流と呼び、これと同時に噴出した降下軽石層をニッ岳降下軽石層 (FP) と改称した。早田 (1989) は、一連の噴出物を榛名-伊香保テフラ層 (Hr-I) と総称した。ここでは、この噴火によるテフラのうち、降下テフラを榛名ニッ岳伊香保降下テフラ、火砕流堆積物を榛名ニッ岳伊香保火砕流堆積物と呼ぶ。この噴火の推移は早田 (1989) によってまとめられている。それによると、まず噴火の初期に大量の軽石質の降下テフラが噴出し北東方向に飛散した (町田・新井, 2003 など)。渋川市子持地区の黒井峰遺跡はニッ岳伊香保噴火の降下軽石によって被災・埋没した古墳時代の集落の遺跡として知られている (群馬県北群馬郡子持村教育委員会, 1991)。本降下テフラは宮城県内でも確認される (町田ほか, 1984)。降下テフラの噴出の末期には軽石質火砕流が発生し、榛名山東麓の沼尾川、滝沢川などの谷沿いに流下した。一連の噴火の最後にはニッ岳溶岩ドームが形成された。

3. 年代測定試料

榛名火山山麓に分布する白川火砕流堆積物および榛名ニッ岳渋川テフラ、伊香保テフラに埋没した炭化植物を採集した。年代測定に用いた試料は、白川火砕流堆積物から 2 地点 2 試料、榛名ニッ岳渋川テフラから 3 地点 3 試料、榛名ニッ岳伊香保テフラから 3 地点 4 試料である (第 2 図, 第 1 表)。なお噴出物の対比は、大島 (1986)



第 1 図 榛名火山の概略的地質図。大島 (1986) に基づく。年代試料の採取地点を示す。

Fig. 1 Outline of the Geological Map of the Haruna Volcano after Oshima (1986). The sampling locations of the dating sample are shown.

及び早田 (1989) に従った。以下、それぞれの試料の産状について記載する。

試料 060421D (白川火砕流堆積物)

榛名山南山麓の古期榛名火山扇状地上に位置する、高崎市十文字町の広域農道フルーツライン沿いの露頭 (北緯 36 度 24 分 13 秒、東経 138 度 54 分 33 秒: 以下すべての緯度経度は世界測地系 WGS84) である。2010 年 5 月現在露頭は消滅している。本地点では白川火砕流堆積物は厚さ約 1.5m の無層理・塊状の軽石流堆積物として分布している。白川火砕流堆積物の基底約 20cm は、それより上位に比べてやや細粒で平行ラミナが発達する。年代測定に用いた試料は軽石流堆積物の基底部に含まれる、直径約 5cm の炭化木片である。

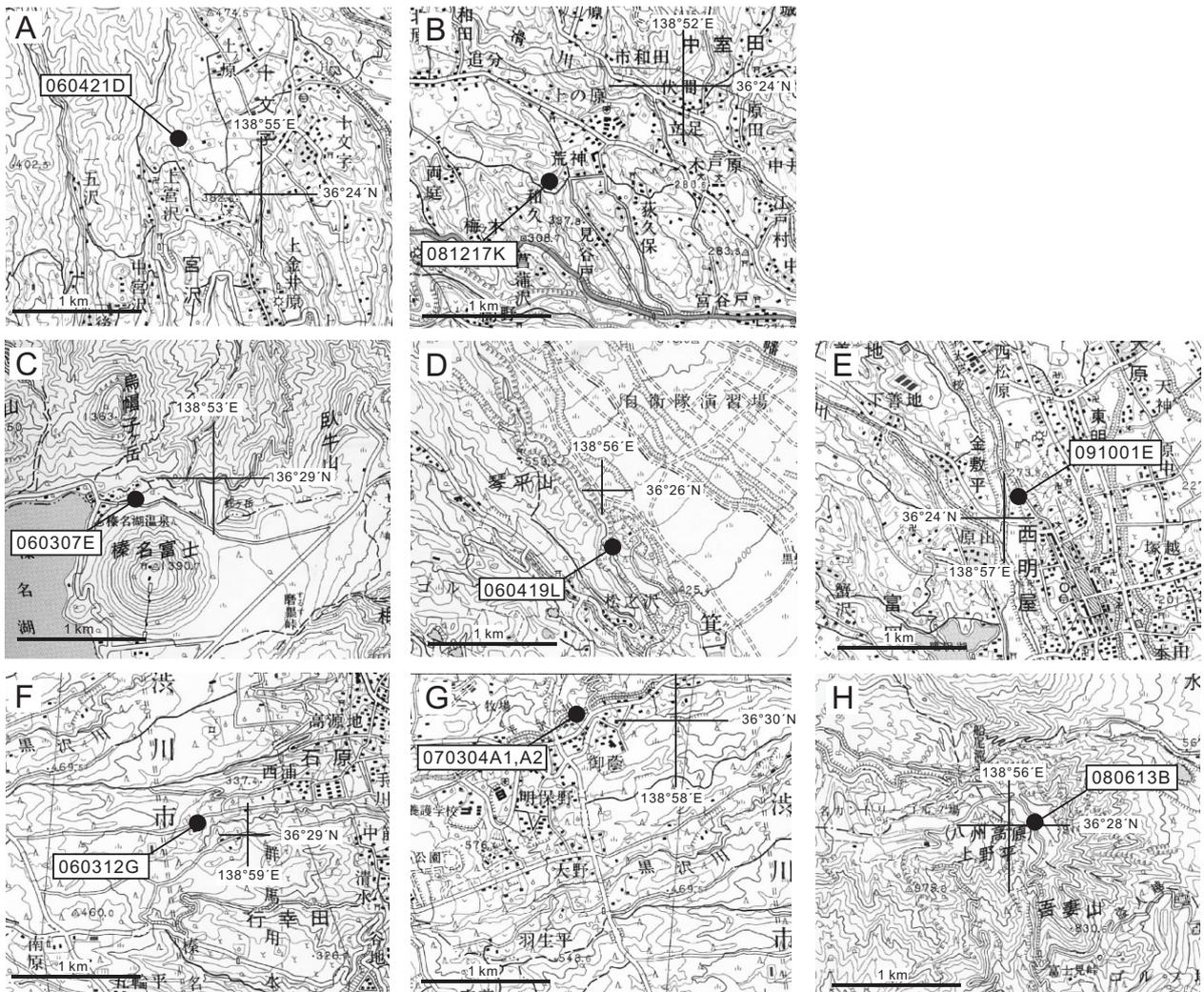
試料 081217K (白川火砕流堆積物)

榛名山南山麓の高崎市中室田町榎の内の、白川火砕流

堆積物を作る火砕流扇状地を下刻する谷壁の露頭 (北緯 36 度 23 分 36 秒、東経 138 度 51 分 17 秒) である。2010 年 5 月現在露頭は現存している。本地点では白川火砕流堆積物は、厚さ 5m 以上の砂質ロームを覆って、厚さ約 20m のほぼ無層理・塊状の軽石流堆積物として分布する。白川火砕流堆積物の下面から約 30cm のローム層中には炭化植物片が多く含まれる。年代測定に用いた試料は白川火砕流堆積物下面から約 5cm 下位の粘土質ローム中に含まれていた径約 0.5cm、長さ約 10cm の枝状の炭化木片である。円柱状の外形、同心円状の年輪、樹皮の付着状況から小枝と考えられる。

試料 060307E (渋川火砕流堆積物)

榛名湖北東の高崎市榛名湖町の榛名カルデラ床に位置する人工露頭 (北緯 36 度 28 分 53 秒、東経 138 度 52 分 35 秒) である。2010 年 5 月現在露頭は消滅している。地表直下の厚さ約 0.3m の黒色土の下に、厚さ 2m 以上



第 2 図 年代測定試料の採取地点。国土地理院発行 5 万分の 1 地形図「榛名山」を使用。

Fig. 2 Detail maps for each sampling point.

第1表 榛名山の後期更新世～完新世噴出物から得られた炭素14年代

Table 1 The ¹⁴C ages obtained from the late-Pleistocene-Holocene tephra of Haruna Volcano

試料番号	Lab-ID	地点	年代測定対象地層	試料	Conventional age (yrBP)	¹⁴ C	δ ¹³ C(‰)	pMC(%) (δ ¹³ C補正後)	1σ 暦年代範囲
060307E	IAAA-62477	高崎市榛名湖	渋川火砕流堆積物	炭化木片	1540±30		-23.42±0.56	82.54±0.25	430-490AD (36.2%), 510-520AD (1.6%), 530-570AD (30.4%)
060419L	IAAA-70380	高崎市箕郷町松之沢	渋川火砕流堆積物	炭化木片	1540±40		-23.98±0.52	82.56±0.38	430AD-570AD (68.2%)
091001E	IAAA-91119	高崎市箕郷町西明屋	渋川火砕流堆積物	炭化木片	1640±30		-26.14±0.77	81.50±0.33	430AD-570AD (68.2%)
080613B	IAAA-82928	吉岡町上野田 上州平	伊香保火砕流堆積物	炭化木片	1480±30		-22.27±0.60	83.21±0.31	560AD-619AD (68.2%)
070304A1	IAAA-70381	渋川市御蔭	伊香保降下軽石	炭化植物片	1480±30		-23.75±0.72	83.20±0.35	555AD-615AD (68.2%)
070304A2	IAAA-70382	渋川市御蔭	伊香保降下軽石	炭化植物片	1480±30		-7.60±0.44	83.22±0.35	555AD-615AD (68.2%)
060312G1	IAAA-60239	渋川市行幸田	伊香保降下軽石	炭化植物片	1480±40		-8.30±0.88	83.21±0.37	545AD-620AD (68.2%)
060421D	IAAA-80783	高崎市宮沢町上宮沢	白川火砕流堆積物	炭化木片	44740±450		-20.56±0.40	0.38±0.02	
081217K	IAAA-82291	高崎市中室田町榎の内	白川火砕流堆積物	炭化木片	45030±620		-31.99±0.97	0.37±0.03	

の渋川火砕流堆積物が露出している。年代測定に用いた試料は、軽石流堆積物中に含まれていた径約2cmの炭化木片である。円柱状の外形、同心円状の年輪、樹皮の付着状況から小枝と考えられる。

試料 060419L (渋川火砕流堆積物)

榛名山南東山麓の高崎市箕郷町松之沢の榛名白川の左岸沿い(北緯36度25分37秒、東経138度56分8秒)の露頭である。2010年5月現在露頭は現存している。榛名白川の扇状地堆積物の礫層を覆って、厚さ約10mの渋川火砕流堆積物が局所的に分布する。本地点の渋川火砕流堆積物は複数のフローユニットからなり、最大径数10cmの角閃石安山岩軽石塊を多量に含む軽石流堆積物と、砂～細礫サイズの軽石片に富み、層理の発達した火砕流堆積物からなる。本地点の渋川火砕流堆積物には多数の炭化木片が含まれる。年代測定に用いた試料は軽石流堆積物中に含まれていた径約1cmの樹皮のついた炭化木片である。円柱状の外形、同心円状の年輪、樹皮の付着状況から小枝と考えられる。

試料 091001E (渋川火砕流堆積物)

榛名山南東山麓の高崎市箕郷町西明屋に位置する、榛名白川左岸の(北緯36度24分7秒、東経138度57分2秒)の露頭である。2010年5月現在露頭は現存している。榛名山麓の扇状地堆積物の礫層を覆って、厚さ約10mの渋川火砕流堆積物が分布する。本地点の渋川火砕流堆積物は、異質岩片と思われる緻密な溶岩塊に富む角礫層で、少量の角閃石安山岩軽石が含まれる。年代測定に用いた試料は、角礫層の基質に含まれていた、径数mm、長さ1cm弱の破断片状の炭化木片である。

試料 060312G (伊香保降下テフラ)

榛名山東山麓の扇状地面上に位置する(北緯36度29分2秒、東経138度58分41秒)人工露頭である。2010年5月現在露頭は消滅している。扇状地堆積物の垂円礫層を覆う黒土層を覆って、厚さ約0.8mの渋川火

砕流堆積物が分布する。その上位に、約2cmのやや腐植に富む層を挟み、厚さ約0.6mの伊香保降下テフラ堆積物が分布する。本地点における伊香保降下テフラは、淘汰の良い白色角閃石安山岩軽石層からなり、軽石粒子の径は5～10cmである。年代測定に用いた試料は伊香保降下軽石層の基底部に含まれている、径数mm、長さ1cm前後で樹皮が保存された炭化植物片である。形状や樹皮の状況から細い樹枝と考えられる。

試料 070304A1,A2 (伊香保降下テフラ)

榛名山東山麓の渋川市明保野の扇状地面上に位置する(北緯36度30分2秒、東経138度57分29秒)人工露頭である。2010年5月現在露頭は現存している。扇状地堆積物の上に発達するローム層を覆って、厚さ0.4mの火山灰からなる渋川降下テフラ及び火砕流堆積物が分布する。その上位に、厚さ約2.5mの二ッ岳降下テフラ堆積物が分布する。本地点における伊香保降下テフラは、淘汰の良い白色角閃石安山岩軽石層からなり、軽石粒子の径は5～15cmである。年代測定に用いた試料は伊香保降下軽石層の基底部に含まれる、径約3mm、長さ1cmの樹皮が保存された炭化植物片(070304A1)及び、径1mm、長さ1cm前後の繊維状の炭化植物片の集合体(070304A2)である。形状から試料070304A1は細い樹枝、試料070304A2は草本類と考えられる。

試料 080613B (伊香保火砕流堆積物)

榛名山東部の吉岡町上野田の上野平に位置する(北緯36度28分3秒、東経138度56分5秒)道路沿いの人工露頭である。2010年5月現在露頭は現存している。本地点では地表面直下に厚さ約0.3mの表土の下に、厚さ約1mの伊香保火砕流堆積物が分布する。本地点の伊香保火砕流堆積物は白色軽石塊を多量に含み、基質は砂～細礫サイズの軽石片からなる軽石流堆積物である。粒径等によって区別される複数のユニットが認識できる。年代測定に用いた試料は、火砕流堆積物中に含まれる径

約5cmの炭化木片である。形状及び樹皮の被覆状況から本試料は小枝と考えられる。

4. 測定及び結果

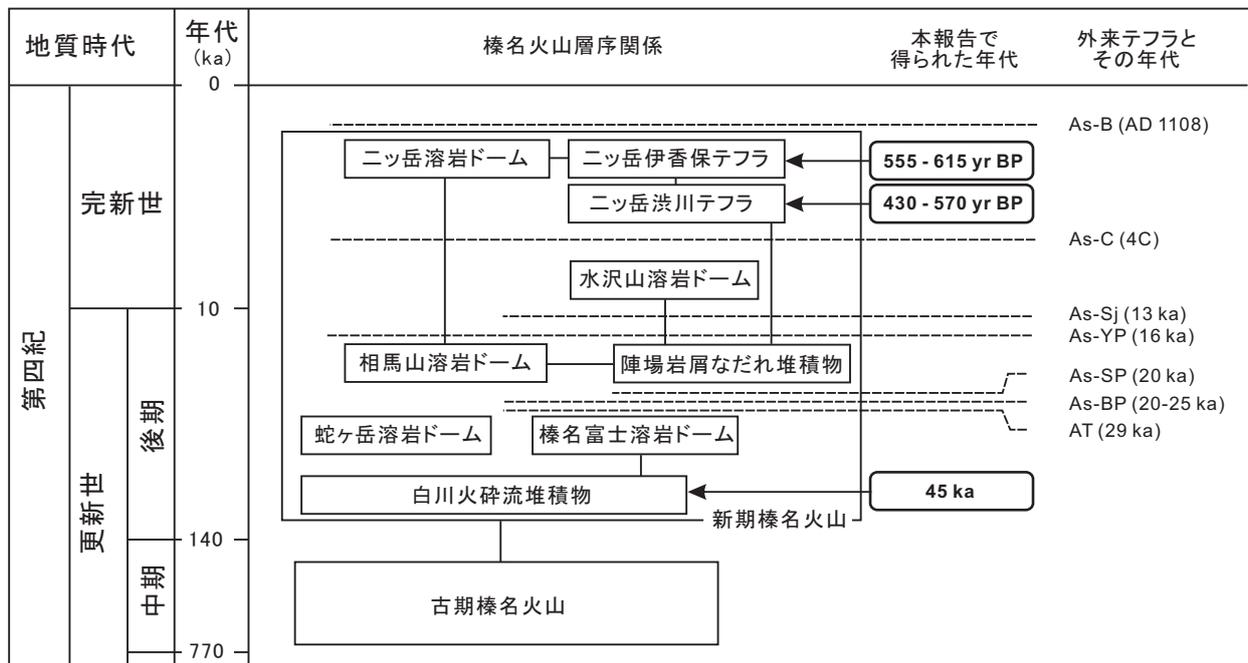
年代測定はすべて、株式会社加速器分析研究所に依頼し行った。試料の前処理は、ハンドピックによる清掃のち、酸処理、アルカリ処理、酸処理による不純物を除去した。その後、試料を酸化銅と反応させながら加熱し二酸化炭素精製を行ない、精製した二酸化炭素を還元しグラファイト化したものを測定試料とした。測定は加速器分析研究所所有のNEC Pelletron 9SDH-2を使用し、測定時の標準試料はNISTの提供するシュウ酸を用いた。¹⁴C年代値はLibbyの半減期5568年を用いて算出し、測定値は $\delta^{13}\text{C}$ 値により同位体分別効果の補正を行った。また、榛名二ッ岳洪川テフラ、伊香保テフラの年代値については、OxCalv4.1校正プログラム(Bronk Ramsey, 1995)を用いた暦年校正を行った。校正曲線はReimer *et al.* (2004)による。

得られた年代測定結果は、それぞれの噴火イベントの噴出物ごとによく一致した(第1表)。白川火砕流堆積物から採取した2試料から得られたConventional ¹⁴C Ageは、44740 ± 450 yr BP (IAAA-80783)と45030 ±

620 yr BP (IAAA-82291)で、これらの値は誤差の範囲で一致する。洪川テフラから採取した3試料のうち、2試料(IAAA-62477, 70380)はConventional ¹⁴C Ageの中央値が1540 yr BPであった。また、試料091001E (IAAA-91119)はConventional ¹⁴C Ageの中央値が1640 yr BPであった。伊香保テフラから採取した4試料(IAAA-60239, 70381, 70382, 82928)はいずれも、Conventional ¹⁴C Ageの中央値が1480 yr BPであった(第1表)。

5. 考察

今回得られた各テフラの年代値を第3図にまとめた。榛名八崎テフラの年代としては、これまで八崎降下軽石からは44 ± 4.5 kaのFT年代値(鈴木, 1976)、白川火砕流堆積物からは40.5 ± 3.5 kaの炭素14年代値(大島, 1986)が知られていた。今回の調査により、2地点の試料から誤差の範囲で一致する約45kaの炭素14年代値が得られた。これはこれまで報告された年代値とほぼ一致する。榛名八崎テフラは、榛名火山の山頂部にある榛名カルデラの形成に関係する噴火と考えられている。榛名八崎テフラの噴火とそれ以降の榛名火山の活動はいずれも角閃石安山岩が噴出しており、それ以前の活動とは岩石学的特徴が異なることから、新期榛名火山として区別



第3図 新期榛名火山の層序関係図。外来テフラの略号; AT: 始良T_nテフラ, As-BP: 浅間板鼻褐色軽石, As-SR: 浅間白糸軽石, As-YP: 浅間板鼻黄色軽石, As-Sj: 浅間総社軽石, As-C: 浅間C軽石, As-B: 浅間B軽石(浅間天仁軽石)。テフラの名称及び年代は中山(1978), 町田ほか(1984), 早田(1990, 1995, 1996), 町田・新井(2003)による。

Fig. 3 Stratigraphic relationship of the volcanic products of the Younger Haruna Volcano. AT: Aira-T_n tephra, As-BP: Asama Itahana Brown pumice, As-Sr: Asama Shiraito pumice, As-YP: Asama Itahana Yellow pumice, As-Sj: Asama Soja pumice, As-C: Asama C pumice, As-B: Asama B pumice. Ages of the tephra are after Nakayama (1978), Machida *et al.* (1984), Soda (1990, 1995, 1996) and Machida and Arai (2003).

される。今回の年代測定結果は、新期榛名火山の活動開始時期を制約する。

古墳時代に発生した2回の大きな噴火のうち、初めの噴火で噴出した二ッ岳渋川テフラの年代は、考古資料との関係から6世紀前半と推測されてきた(町田ほか(1984), 坂口(1986)など)。中村ほか(2008), 早川ほか(2009)は二ッ岳東山麓の本テフラに埋没した樹幹に対しウイグルマッチング年代測定を行い、 $489 \pm 3 / -6$ cal ADの年代値を報告している。今回得られた炭素14年代値の暦年較正年代は、430～570 cal AD (68.2% probability)であり、中村ほか(2008)等の結果と矛盾しない。従って、中村ほか(2008)らの結果も考慮すると、本層の年代は5世紀末と考えられる。

古墳時代に発生した二回目の大規模な噴火によって噴出した二ッ岳伊香保テフラの年代は、考古資料との関係から6世紀中葉または後半と推測されている(町田ほか, 1984; 坂口, 1986)。今回得られた本テフラの炭素14年代値の暦年較正年代は555～615 cal AD (68.2% probability)である。従って、本層の形成年代は6世紀後半から7世紀初頭であると考えられる。

二ッ岳渋川テフラと伊香保テフラの間には、保存のよい地点では厚さ数cmの腐植質の土壌が認められ、20～30年程度の時間間隙が推測されていた。また、それぞれのテフラに埋没した考古遺跡の年代からも20～30年程度の時間間隙が推測されている(坂口, 1986)。中村ほか(2008)の榛名渋川テフラのウイグルマッチング年代や、今回得られたそれぞれのテフラの年代から、榛名渋川テフラの噴火と伊香保テフラの噴火間隔はこれまでの予想よりやや長く、50年以上の間隔をおいて発生したと考えられる。

6. まとめ

新期榛名火山の活動初期に発生した、榛名八崎降下軽石・白川火砕流堆積物から、45 ka前後の炭素14年代を得た。

榛名二ッ岳渋川テフラから得られた炭素14年代値の暦年較正年代は、430～570 cal AD (68.2% probability)であり、中村ほか(2008), 早川ほか(2009)によるウイグルマッチングの結果と合わせ、この噴火の年代は5世紀末と考えられる。

榛名二ッ岳伊香保テフラから得られた炭素14年代値の暦年較正年代値は、555～615 cal AD (68.2% probability)であり、この噴火の年代は6世紀後半から7世紀初頭であることを支持する。

文献

Bronk Ramsey, C. (1995) Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: *The OxCal program*. *Radiocarbon*, vol.37, p.425-430.

- 新井房夫(1962) 関東盆地北西部地域の第四紀編年. 群馬大学紀要自然科学編, vol.6, p.1-79.
- 新井房夫(1979) 関東地方北西部の縄文時代以降の指標テフラ層. 考古学ジャーナル, no.157, p.41-52.
- 群馬県北群馬郡子持村教育委員会(1991) 黒井峯遺跡発掘調査報告書. 第11集. 456p.
- 早川由紀夫・中村賢太郎・藤根久・伊藤茂・廣田正史・小林絃一(2009) 榛名山で古墳時代に起こった渋川噴火の理学的年代決定. 日本地球惑星科学連合2009年大会予稿集, V159-008.
- 町田 洋・新井房夫・小田静夫・遠藤邦彦・杉原重夫(1984) テフラと日本考古学—考古学研究と関係するテフラのカタログ—. 渡辺直経編「古文化財に関する保存科学と人文・自然科学」, p.865-928.
- 町田 洋・新井房夫(2003) 新編火山灰アトラス—日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 336p.
- 中村賢太郎・早川由紀夫・藤根久・伊藤茂・廣田正史・小林絃一(2008) ウイグルマッチング法による榛名渋川噴火の年代決定(再検討). 日本第四紀学会講演要旨集, vol.38, p.18-19.
- 中山茂樹(1978) 碓氷川流域の河岸段丘. 駒沢地理, vol., 14, p.245-252.
- 大島 治(1986) 榛名火山. 日本の地質「関東地方」編集委員会編「関東地方」, p.222-224.
- Reimer, P.J., Baillie M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W. van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., (2004) IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26cal kyr BP. *Radiocarbon*, vol.46, p.1029-1058.
- 坂口 一(1986) 榛名二ッ岳起源FA・FP層下の土師器と須恵器. 群馬県教育委員会編「荒砥北原遺跡・今井神社古墳群・荒砥青柳遺跡」, p.103-119.
- 渋川市教育委員会(1987) 中筋遺跡発掘調査概要報告書. 渋川市発掘調査報告書 vol.13, 16p.
- 早田 勉(1989) 6世紀における榛名火山の2回の噴火とその災害. 第四紀研究, vol.27, p.297-312.
- 早田 勉(1990) 第一章 群馬県の自然と風土. 群馬県史編さん委員会編「群馬県史 通史編1 原始古代1」, p.37-129.
- 早田 勉(1995) 第2章 地形と地質, 第2節 テフラからさぐる浅間山の活動史. 御代田町誌・自然編, p.22-43.
- Soda, T., (1996) Explosive activities of Haruna volcano

and their impacts on human life in the sixth century
A.D. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan
University*, vol.31, p.37-52.

早田 勉 (1996) 関東地方～東北地方南部の示標テフ
ラの諸特徴 ―とくに御岳第 1 テフラより上位の
テフラについて―. 名古屋大学加速器質量分析計業

績報告書 (VII). 名古屋大学年代測定資料研究セン
ター. p. 256-266.

鈴木正男 (1976) 過去を探る科学. 234p.

(受付: 2010 年 6 月 21 日; 受理: 2010 年 12 月 27 日)

台湾国立成功大学と産業技術総合研究所との共同研究 「台湾における水文学的・地球化学的手法による地震予知研究」について

小泉尚嗣^{1,*}・松本則夫¹・頼 文基²

Naoji Koizumi, Norio Matsumoto and Wen-Chi Lai (2011) Cooperative research entitled "Hydrological and geochemical research for earthquake prediction in Taiwan" between National Cheng-Kung University, Taiwan and National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 62(3/4), p. 185-190, 7 figs, 1 table.

Abstract: Geological Survey of Japan, AIST has been carrying out the cooperative research entitled "Hydrological and geochemical research for earthquake prediction in Taiwan" with Disaster Prevention Research Center, National Cheng-Kung University, Taiwan since 2002. We made much contribution to clarifying the mechanism of groundwater changes and their recoveries related to the 1999 Chi-chi earthquake, constructing a groundwater observation network composed of 16 wells in Taiwan and understanding the earthquake-related groundwater changes observed by the new groundwater observation network through this cooperative research. In Taiwan seismicity is more active and crustal deformation is more rapid than in Japan. Therefore observation and analysis of groundwater changes related to earthquake and crustal deformation in Taiwan will enable us to make rapid progress in hydrological and geochemical research for earthquake prediction. This cooperative research will also give important information for evaluation of long-term groundwater changes in tectonically active areas like Japan and Taiwan.

Keywords: Taiwan, 1999 Chi-chi earthquake, groundwater, earthquake prediction, crustal deformation, geochemistry, ground shaking

1. はじめに

1999年9月21日1時47分(台湾時間)に台湾西部で発生した集集地震(モーメントマグニチュード7.6)で大きな被害が生じた台湾では、地震・活断層研究として、2001年から5ヵ年のプロジェクト「The program of earthquakes and active-fault research (PEAR)」が始まった。このPEARで、地震活動、活断層、GPS、地殻変動等の研究とならんで、地震に伴う地下水変化の観測・研究が、経済省水資源局の支援のもと、成功大学防災研究センターを中心として行われ、5ヵ年計画が終了した2006年以降も継続されている。

産業技術総合研究所(以降、産総研)は、計画段階からこのプロジェクトに関与し技術支援等を行ってきた。2005年末までにこのプロジェクトで整備された観測井戸は16点であるが、このほかに、水資源局の保持する観測井戸(2003年時点で約550点)のデータも利用可能である。これらの井戸における透水性や地質構造等が、水資源局の統一された手法で調査済みであることを考慮すると、台湾における地下水観測データは、地震に伴う

地下水変化を評価する研究を行う上で大きな価値があると考えられる。

以上を考慮して、2002年から台湾成功大学と産総研は「台湾における水文学的・地球化学的手法による地震予知研究」を行なうとして共同研究契約を結んだ。台湾側の地震に伴う地下水変化の研究プロジェクトは、第1期が2001-2005年、第2期が2006-2009年、第3期が2010-2012年となっている(台湾の年度は1月から始まり12月に終わる)。他方、共同研究契約は、産総研側の中期計画との関係で、第1期が2002年~2004年、第2期が2005年~2009年等となって台湾のプロジェクトの期間とずれる。以下では、台湾側のプロジェクトの期間にしたがって研究成果を記述する。

2. 研究成果

2.1 第1期(2001~2005)

第1期(2001~2005)においては、地震前後の地下水位変化データ解析のための16観測井戸の整備と1999年集集地震前後の地下水変化の解析を主に行なった。ま

¹ 活断層・地震研究センター(AIST, Geological Survey of Japan, Active Fault and Earthquake Research Center)

² 台湾国立成功大学防災センター(Disaster Prevention Research Center, National Cheng-Kung University, Taiwan)

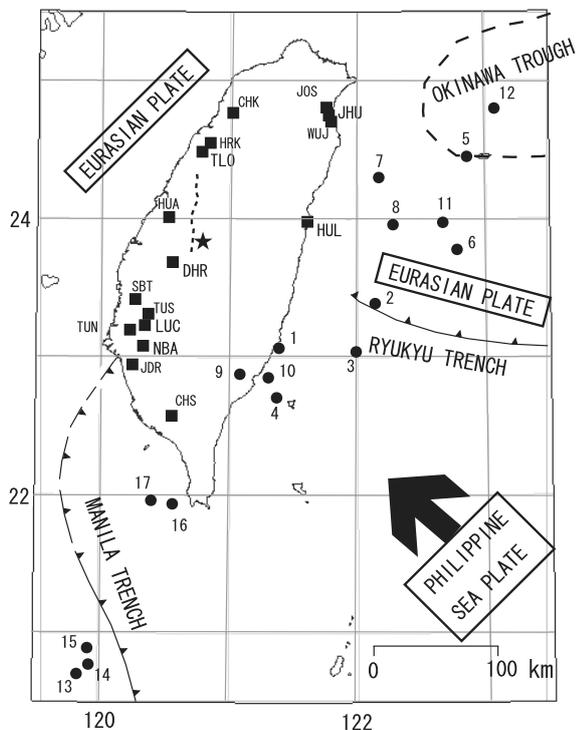
* Corresponding author: N.KOIZUMI, Centoral 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan, Email: koizumi-n@aist.go.jp

た、2002-2005年に毎年1回、合計4回の国際ワークショップを行なった(小泉, 2005; 小泉ほか, 2005)。

16の観測井戸は、新たに作成した4つの井戸と、台湾経済省水資源局が地下水資源管理のために作成した550の井戸の中から選んだ12の井戸からなる(Lai et al., 2010)(第1図)。水資源局の井戸における水位計の分解能は1cm、サンプリング間隔は原則1時間で現地収録式だったが、新たに整備した16観測井戸における水位計の分解能は0.2mm、サンプリング間隔は2分でデータはテレメーターで送付されている。得られたデータを潮汐解析プログラムBAYTAP-G(Tamura et al., 1991)で解析することも含め、観測・解析システムは産総研の地下水観測システム(高橋ほか, 2004)を基に設計された。

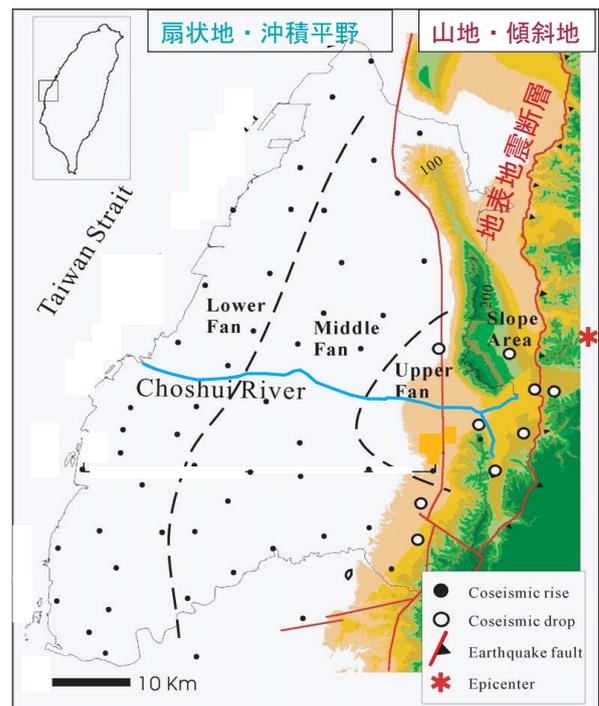
1999年集集地震の際には、上述の水資源局の多数の観測井戸で地下水位が大きく変化した。地震動の最大加速度から考えて、気象庁震度にして4から6強程度の揺

れがあったと推定される震源近傍においては、震源地により近い山間地(傾斜地)で最大10mの水位低下があり、平野部で最大8m程度の水位上昇があった(第2, 3図)。これについては、原因を地震動による液状化等とするもの(Wang et al., 2001)と静的体積歪変化によるもの(Lee et al., 2002)とがあったが、Lee et al.(2002)は断層モデルから体積歪変化を計算する際に計算ミスがあり(Koizumi et al., 2004)、結局地震動が原因であることが判った(Lai et al., 2004)。Lai et al.(2004)では、山地・傾斜地における水位の低下については、地震動による透水性の増加が原因であるとも推定している。また、海岸近くでは、1999年集集地震前から、産業用の揚水が原因で地下水位が海面よりも数十mも低く、そのような場所では地震時～地震後の水位変化も小さかった(第4図)。



第1図 台湾周辺のテクトニクスと1999年集集地震の震央(★)、地下水観測点(■)の分布および2003年12月～2006年12月に発生したM6以上の地震(●)(Lai et al.(2010)の図を一部修正)。破線は1999年集集地震の地表地震断層(車龍哺断層)を示す。

Fig.1 Tectonic setting of Taiwan, the epicenter of 1999 Chi-Chi earthquake (★), observation wells (■) and earthquakes (●) with magnitude of 6 or greater, which occurred during the period from December 2003 to December 2006. This figure is modified from Lai et al.(2010). A broken line shows the earthquake fault of 1999 Chi-Chi earthquake or the Chertlungpu fault.



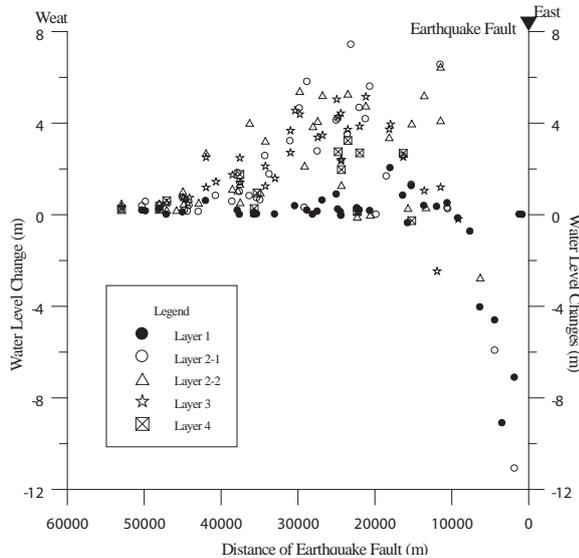
第2図 1999年集集地震の震央(*)と地表地震断層(車龍哺断層)および地下水観測点の位置。Chia et al.(2001)の図を一部修正したもの。●が地震時～地震後の地下水位上昇を、○は地下水位低下を示す。

Fig.2 Location of the monitoring wells, the epicenter of 1999 Chi-Chi earthquake and the earthquake fault (Chertlungpu fault). This figure is modified from Chia et al. (2001). Coseismic and/or postseismic drops are represented by open circles. Coseismic and/or postseismic rises are represented by solid circles.

2.2 第2期 (2006～2009)

第2期においては、1999年集集地震後の地下水の長期的変化の評価と第1期で整備した16観測点の内、2003年までに観測を開始した6観測点について、地震時～地震後の地下水変化の解析を行なった。また、2006-2009年に毎年1回、合計4回の国際ワークショップを引き続き行なった(小泉, 2009; 謝ほか, 2010)。

上述したように、1999年集集地震後には、第2図の観測井戸において、山間地(傾斜地)で最大10m以上の水位低下があり、平野部でも最大8m程度の水位上昇があった。山間地(傾斜地)での透水性変化によると思われる水位低下は回復するのに数年以上がかかる井戸が多く、2006年時点で戻りきっていない井戸もあった(小泉ほか, 2006)。他方、平野部での液状化が主因と思われる水位上昇については地震発生後3ヶ月以内に回復していた(小泉ほか, 2006)。1999年集集地震前の調査によれば、観測井戸に地下水を供給する帯水層の透水性は、平野部では $10^{-3} \sim 10^{-4} \text{m/sec}$ と非常に大きい、山間地(傾斜地)の帯水層の透水性はその1/10またはそれ以下である(Lai et al., 2004)。このような透水性の大きさと、(地下水位の境界条件である)海が近いことから、平野



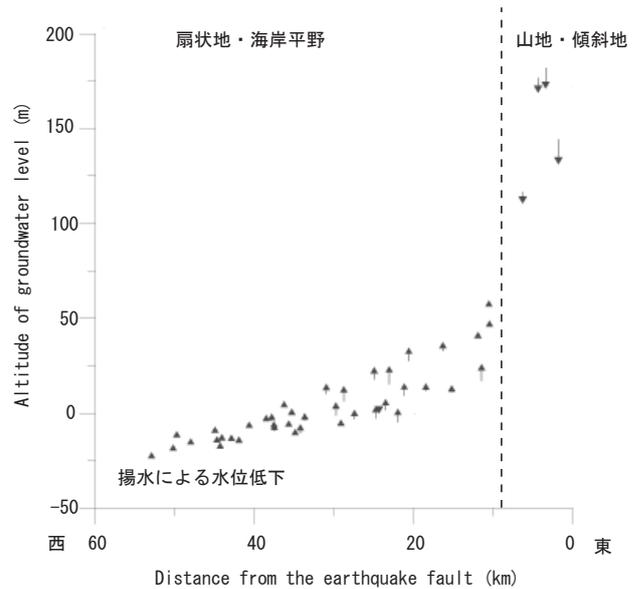
第3図 1999年集集地震の際の地震時～地震後の水位変化。横軸は地表地震断層からの距離で縦軸が水位の変化。Layer 1-4は帯水層(地下水を供給する地層)を示し、帯水層によって記号を区別している。番号が大きいほど深い。Layer 1のみ不圧帯水層でそれ以外は被圧帯水層であると考えられる。Lai et al.(2004)の図から引用。

Fig.3 Coseismic and/or postseismic water level changes in the different aquifers relative to the distances between the observation wells and earthquake fault. Layer 1 is unconfined while the other layers are confined. This figure is after Lai et al.(2004).

部では地震後の地下水位が急速に回復したと考えられる(小泉ほか, 2006)。

上述のように、2003年までに観測を開始した6観測井戸(第1図のJHU,HUL,TLO,DHR,LUC,NBA)について、2003年12月～2006年12月の約3年間の水位データを用いて評価した。これらの井戸のストレナ(水の出入りする場所)の深さは80-250m、井戸周辺の地質は第四紀の堆積岩～堆積物である。まず、水位が潮汐変化することから、体積歪の潮汐変化の理論値と比較することで、これらの観測井戸における地下水位の体積歪感度が求められた。その値は、 $0.1-0.5 \text{mm/nstrain}$ である(1 nstrainは 10^{-9} の歪)。この結果と水位計の分解能から、これらの観測点での体積歪変化の検出限界は、ほぼ1 nstrainであることがわかる。

次に、2003年12月～2006年12月に台湾周辺で発生した17個のM6以上の地震(第1図)について地震時～地震後に生じた水位の変化が(第5図)、観測井戸における静的な体積歪変化と地震動の最大加速度でどの程度説明できるかを調べた。なお、サンプリング間隔が2分なので、水位が地震によって短周期で振動している場合、水位変化を正確に捉えられているわけではないこと



第4図 観測井戸における1999年集集地震前の水位の標高と地震時～地震後の水位変化(矢印)と地表地震断層からの距離との関係を示したもの。Lai et al.(2004)の図を一部修正。

Fig.4 Relation among the coseismic and/or postseismic water level changes, original altitude of the water tables and distance between the observation well and the earthquake fault. The coseismic and/or postseismic changes are shown by the arrows. This figure is modified from Lai et al.(2004).

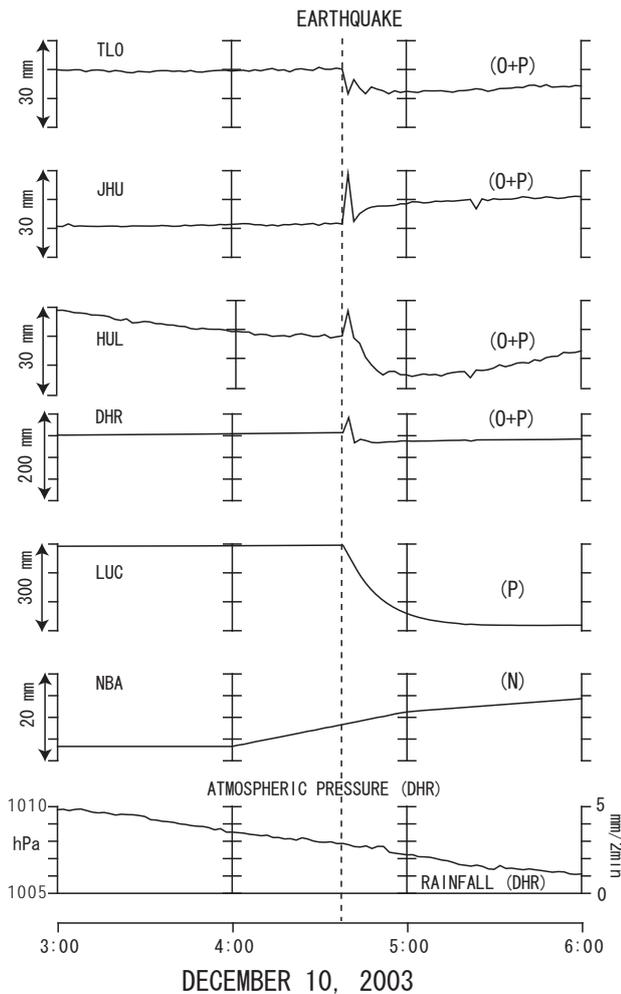
には注意が必要である。このことを考慮して、第6、7図で振幅が評価されているのは、第5図でPに分類される変化のみである。静的な体積歪変化は上記の地震のモデルから地殻を均質な弾性体として計算したもので、地震動の最大加速度は、台湾における強震観測網で観測されたものから外挿して求めた。観測された多数の地震時～地震後の水位変化に対し、計算された現地の静的体積歪変化のほとんどが1 nstrainよりはるかに小さく、静

第1表 2003年12月～2006年に台湾周辺で発生したM6以上の17個の地震。震央は第1図に示されている。
Table 1 List of the earthquakes of M 6.0 or greater (December 2003–December 2006). Locations of the epicenters are shown in Fig.1.

No.	Date*	Time*	Lat.	Long.	Depth (km)	Mw**
1	Dec. 10, 2003	4:38	23.07	121.40	10.0	6.6
2	Feb. 4, 2004	3:24	23.38	122.15	4.0	6.0
3	May 16, 2004	06:04	23.05	121.98	12.5	6.0
4	May 19, 2004	7:04	22.71	121.37	8.7	6.5
5	Oct. 15, 2004	4:08	24.46	122.85	58.8	7.0
6	Nov. 8, 2004	15:54	23.79	122.76	10.0	6.6
7	Nov. 11, 2004	2:16	24.31	122.16	27.3	6.0
8	Sep. 6, 2005	9:16	23.96	122.28	16.8	6.1
9	Apr. 1, 2006	18:02	22.88	121.08	7.2	6.3
10	Apr. 16, 2006	6:40	22.86	121.30	17.9	6.2
11	Jul. 28, 2006	15:40	23.97	122.66	28	6.1
12	Aug. 28, 2006	1:11	24.80	123.07	135.3	6.1
13	Oct. 9, 2006	18:01	20.70	119.83	28.0	6.1
14	Oct. 9, 2006	19:08	20.77	119.93	8.0	6.1
15	Oct. 11, 2006	14:43	20.89	119.90	10.0	6.0
16	Dec. 26, 2006	20:26	21.94	120.56	44.1	6.7
17	Dec. 26, 2006	20:34	21.95	120.39	47.0	6.4

* Date and Time are expressed in GMT.

** Mw: Moment magnitude



第5図 2003年12月10日の地震（第1図および表1のNo.1の地震）の時の地下水位変化。2分毎のデータで示している。日時はグリニッジ標準時で示している。Pは地震後の増加または減少がある程度継続する変化、Oは振動的な変化、Nは変化なしを意味する。Lai et al.(2010)より引用。

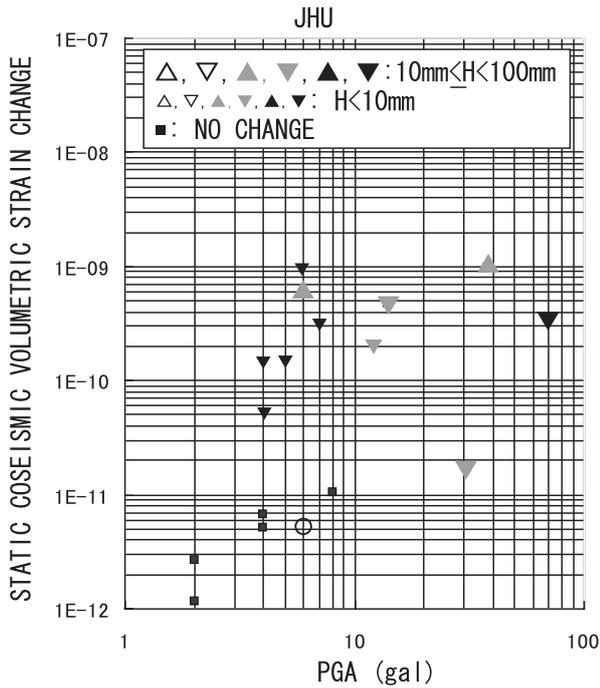
Fig. 5. Coseismic and/or postseismic groundwater level changes associated with the earthquake that occurred on December 10, 2003, event No. 1 in Table 1 and Fig.1. Two-minute values are shown in the graph. The date and time are in GMT. 'P', 'O' and 'N' mean, 'persistent change', 'oscillation' and 'no change', respectively. This figure is after Lai et al.(2010).

的な体積歪変化は主因でないことが示唆された（第6、7図）。他方、最大加速度が大きい時のみ水位が変化する観測点も一部にはあるものの（第7図）、最大加速度のみでは説明できない観測点もあった（第6図）。今後は、地震動による動的体積歪変化の効果等（たとえば、Brodsky et al.,2003）を考慮する必要がある。静的体積歪変化の値についても、不均質性の効果を考慮すべきかもしれない（Lai et al., 2010）。

3. 今後の展望

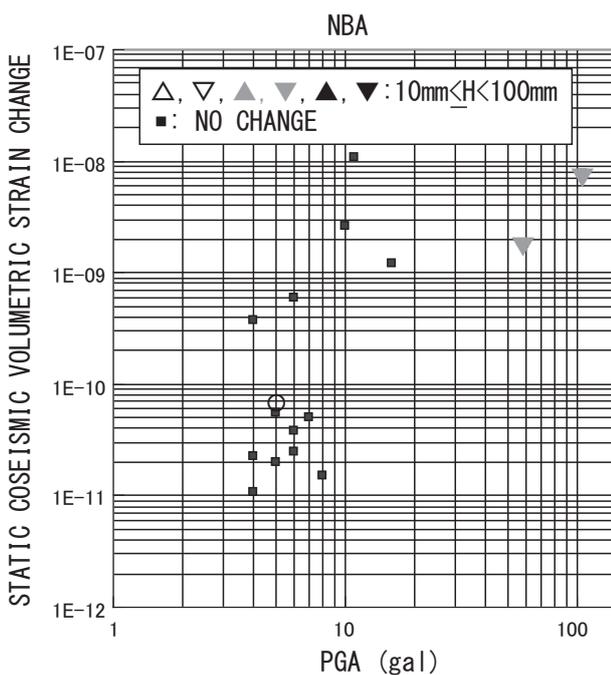
第3期（2010－2012年）はすでに始まっている。引き続き16観測点での観測を継続する一方、今後は、1年当たりの歪変化率が 10^{-6} を越える台湾東部や台湾南部（Chang et al.,2003）の地下水のモニタリングやデータ解析を以下の理由で強化したいと考えている。

地下水の過剰揚水による地盤沈下現象から明らかのように、地下水（正確には地下の間隙水圧と水分量）と地殻変動は互いに影響し合う。しかし、水は拡散するため、地殻の変形によって水圧が変化しても時間がたてば（変形は残っていても）地下水の変化は消えてしまう。すなわち、地殻の変形率が高くなければ（目安として1日あたり 10^{-8} 程度の変化＝地球潮汐による歪変化に相当する変化がなければ）、地震に伴う急激なものを除いて、テクトニックな長期的な地殻変動を地下水変化として検出するのは難しい。日本は、地殻変動がもっとも激しい場所（いわゆる歪集中帯）でも、変形率は1年あたり 10^{-7} 程度であり、これを1日あたりの変化に換算すると 10^{-9} を切ってしまうので地下水変化として検出するのは困難



←
第6図 JHUにおける地震時～地震後の地下水位変化と地震時の静的な体積歪変化と地震動の最大加速度 (PGA) の関係を示した図。体積歪変化と地震動の最大加速度はいずれも JHU における値。記号は地震時～地震後の水位変化のパターンを示す。三角の記号は水位上昇または低下、丸は地震時の振動的な変化、四角は水位変化がないことを示す。三角の頂点の方向が水位の増減を示す。三角の大きさが水位変化の大小を示す。三角の色は水位変化が体積歪変化でどの程度説明可能かを示す。白：定量的に説明可能、灰色：水位変化の増減のみ説明可能、黒：全く説明できない。地震時の静的体積歪変化に水位の歪感度をかけた値が、実際の観測量の 0.5～2 倍の範囲になるとき、定量的に説明できると定義している。Lai *et al.*(2010) より引用。

Fig.6 Relationships among the coseismic and/or postseismic groundwater level changes, calculated coseismic static volumetric strain changes, and peak ground accelerations (PGA) at JHU. Symbols show patterns of the coseismic and/or postseismic groundwater level changes. Triangles, circles, and squares show persistent changes, only oscillations, and no changes, respectively. The directions of the triangles show persistent increases or decreases in the groundwater level. The size of the triangle shows the amplitude (H) of the persistent change. The triangle color shows how the persistent groundwater level change is explained by the volumetric strain changes. 'White' means 'quantitatively explainable', 'gray' means 'qualitatively explainable', and 'black' means it is not explained by the volumetric strain change at all. 'Quantitatively explainable' means that observed coseismic and/or postseismic groundwater level changes are 50–200% of the groundwater level changes expected from the static volumetric strain changes. This figure is after Lai *et al.*(2010).



←
第7図 NBAにおける地震時～地震後の地下水位変化と地震時の静的な体積歪変化と地震動の最大加速度 (PGA) の関係を示した図。

Fig. 7 Relationships among the coseismic and/or postseismic groundwater level changes, calculated coseismic static volumetric strain changes, and peak ground accelerations at NBA.

である。しかし、1年あたり 10^{-6} を越える変化であれば、1日あたりの変化が 10^{-8} オーダーとなり、日本では検出し得ない、長期的な地殻変動に伴う地下水変化を発見できるかもしれない。

4. まとめ

2002年以降、産総研は台湾の国立成功大学防災研究センターと共に台湾における地震地下水研究を行なっている。1999年集集地震に伴う地下水変化やその変化の回復に関する研究、地震に伴う地下水変化に関する研究を行なうための16点からなる地下水観測網の構築、同観測網での地震時～地震後の地下水変化の分析等において成果をあげてきた。台湾は日本以上に地震活動が活発であり、歪変形率は日本の10倍以上に達するところがあるので、台湾において地震と地下水・地殻変動の観測・研究を行なえば、地下水観測による地震予知研究や地下水の長期安定性の評価について、より効率的に研究成果をあげることができると考えられる。

謝辞：査読者である佐藤隆司博士には、本稿を改善するための有益なコメントをいただいた。ここに記して感謝の意を表します。

文献

- Brodsky, E., E. Roeloffs, D. Woodcock, I. Gall, and M. Manga (2003) A mechanism for sustained groundwater pressure changes induced by distant earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **108**(B8), 2390, doi:10.1029/2002JB002321.
- Chang, C. P., T. Y. Chang, J. Angelier, H. Kao, J. C. Lee, and S. B. Yu (2003) Strain and stress field in Taiwan oblique convergent system: Constraints from GPS observations and tectonic data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **214**, 115-127.
- Chia, Y., Y. S. Wang, J. J. Chiu, and C. W. Liu (2001) Changes of groundwater level due to the 1999 Chi-Chi earthquake in the Choshui River alluvial fan in Taiwan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **91**, 1062-1068.
- 小泉尚嗣 (2005) 水文学的・地球化学的手法による地震予知研究についての第4回日台国際ワークショップ報告, 地震学会ニュースレター, 17, 4, 8-9.
- 小泉尚嗣 (2009) 水文学的・地球化学的手法による地震予知研究についての第8回日台国際ワークショップ報告, 地震学会ニュースレター, 21, 4, 8-10.
- Koizumi, N, W.C.Lai, Y.Kitagawa and N.Matsumoto (2004) Comments on "Coseismic hydrological changes associated with dislocation of the September 21, 1999 Chichi earthquake, Taiwan" by Min Lee et al., *Geophys.Res.Lett.*, **31**, L13603, doi:10.1029/2004GL019897.
- 小泉尚嗣・松本則夫・謝正倫 (2005) 国際共同研究「台湾における水文学的・地球化学的手法による地震予知研究(2002年2月～2005年3月)」最終報告書および第3回水文学的・地球化学的手法による地震予知研究についての日台国際ワークショップ予稿集, 地質調査総合センター資料集, 420.
- 小泉尚嗣・W.C. Lai・C.L. Shieh・K.C. Chang・山田聡治 (2006) 1999年集集地震前後の震源域周辺における長期的地下水変動, 平成18年度研究発表会講演論文集, 日本応用地質学会, 129-130.
- Lai, W.C., N.Koizumi, N.Matsumoto, Y. Kitagawa, C.W. Lin, C.L. Shieh and Y.P. Lee (2004) Effects of seismic ground motion and geological setting on the coseismic groundwater level changes caused by the 1999 Chi-Chi earthquake, Taiwan, *Earth Planets Space*, **56**, 873-880.
- Lai,W.C., K.C. Hsu, C.L.Shieh, Y.P.Lee,K.C.Chung, N.Koizumi and N.Matsumoto (2010) Evaluation of the effects of ground shaking and static volumetric strain change on earthquake-related groundwater level changes in Taiwan, *Earth Planets Space*, **62**, 391-400.
- Lee, M., T. K. Liu, K. F. Ma, and Y. M. Chang (2002) Coseismic hydrological changes associated with dislocation of the September 21,1999 Chichi earthquake, Taiwan, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1824, doi:10.1029/2002GL015116.
- 謝正倫・小泉尚嗣・松本則夫 (2010) 第8回水文学的・地球化学的手法による地震予知研究についての日台国際ワークショップ予稿集, 地質調査総合センター資料集, 522.
- 高橋誠・松本則夫・佐藤努・北川有一・大谷竜・小泉尚嗣 (2004), 産総研 地震地下水観測ネットワーク, 地質ニュース, 596, 17-21.
- Tamura, Y., T. Sato, M. Ooe, and M. Ishiguro (1991) A procedure for tidal analysis with a Bayesian information criterion, *Geophys. J. Int.*, **104**,507-516.
- Wang, C. Y., L. H. Cheng, C. V. Chin and S. B. Yu (2001) Coseismic hydrologic response of an alluvial fan to the 1999 Chi-Chi earthquake, Taiwan, *Geology*, **29**, 831-834.

(受付2010年8月17日; 受理2010年12月27日)

5 万分の 1 地質図幅「加茂」地域の足尾帯珪質泥岩から 見出された後期三畳紀放射虫化石

内野隆之^{1,*}・堀 利栄²

Takayuki Uchino and Rie S. Horii (2011) Late Triassic radiolarians from siliceous mudstone of the Ashio Terrane in the Kamo district (Quadrangle series 1:50,000), Niigata Prefecture, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 62(3/4), p. 191-196, 3 figs, 1 plate.

Abstract: Late Triassic radiolarian fossils were extracted from siliceous mudstone in an accretionary complex of the Ashio Terrane in the Kamo district (Quadrangle series 1:50,000 of the Geological Survey of Japan), Niigata Prefecture, Japan. The siliceous mudstone occurs as a block within a muddy matrix. The siliceous mudstone also belongs to the upper unit of the Senmi Complex, which is distributed widely in the Kanbara Mountains within the Kamo district. The fauna in the siliceous mudstone consists mainly of species of the genera *Canoptum*, *Betraccium*, *Cantalum* and *Fontinella*, including *Canoptum* sp. cf. *C. rhaeticum*, *Fontinella* sp. cf. *F. clara*, *Fontinella* sp. cf. *F. primitiva* etc. Based on radiolarian biostratigraphy of these taxa previously documented elsewhere, the radiolarian fauna studied was dated to the Late Triassic (Rhaetian).

This is a first report of Triassic radiolarian fossils from clastic rocks of the Ashio Terrane in the Kanbara Mountains; thus, this find contributes to reconstructions of oceanic plate stratigraphy of the Ashio Terrane in this region.

Keywords: Radiolaria, Late Triassic, Rhaetian, siliceous mudstone, accretionary complex, Ashio Terrane, Kanbara Mountains, Niigata Prefecture

1. はじめに

地質調査総合センターが 2011 年に発行を予定している 5 万分の 1 地質図幅「加茂」(以降, 加茂地域と呼ぶ)の調査・研究において, 足尾帯に分布する付加体中の珪質泥岩から後期三畳紀の放射虫化石を見出した。

加茂地域は, 新潟県の中央やや北(三条市・加茂市・五泉市)に位置しており, 東部の蒲原山地から丘陵地を経て西部の越後平野にまたがる。加茂地域の付加体はおもに蒲原山地に分布している。最近, 加茂地域の付加体中の泥岩から前期ジュラ紀の放射虫化石が報告され, 蒲原山地では初めて陸源性砕屑岩の堆積年代が明らかにされた(内野・堀, 2010)。加茂地域を含む蒲原山地における三畳紀の化石については, 標本写真の提示はないが, これまで五十母川支流, 沼越峠南方, 水谷沢, 倉ノ平の 4 地点のチャートからコノドント化石が報告されている(津田ほか, 1983; 長谷川, 1985; 長谷川, 1988)。

本論は蒲原山地に分布する付加体砕屑岩における初の三畳紀化石報告であり, 蒲原山地の足尾帯付加体の海洋プレート層序を復元するために重要な知見を提供するも

のである。

2. 地質概説

加茂地域の西部は, おもに新第三紀堆積岩・火山岩が分布している。東部は, その基盤として足尾帯の前期ジュラ紀付加体と後期白亜紀花崗岩類(金属鉱業事業団, 1979)がおもに分布し, 標高 1,200 m 前後の急峻な山々を抱える蒲原山地の南西部を構成している(第 1 図)。付加体は砂岩泥岩互層を主体とし, 苦鉄質岩・石灰岩・チャート・混在岩を伴う。内野(2010)は, 付加体分布域である加茂地域東部における約 7 万分の 1 縮尺の地質図を示した。また, 加茂地域の付加体を仙見コンプレックスと呼称し, 更に苦鉄質岩やチャートが卓越する上部と砕屑岩が卓越する下部とに区分した。

苦鉄質岩は玄武岩とドレライトからなり, 玄武岩は更に溶岩と火砕岩に分類される。苦鉄質岩の構成鉱物はおもに単斜輝石・斜長石・不透明鉱物であるが, 単斜輝石は残存していないことが多い。また, 変成鉱物として曹長石, アクチノ閃石, 緑れん石, 緑泥石, パンペリー石,

¹ 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation)

² 愛媛大学大学院理工学研究科 (Department of Earth Science, Graduate School of Science and Engineering, Ehime University, 790-8577, Japan)

* Corresponding author: T. UCHINO, Tsukuba Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email: t-uchino@aist.go.jp

ぶどう石が様々な組み合わせで生じている。最近、蒲原山地西部に分布する玄武岩の化学組成が検討され、海山型アルカリ岩と海山型ソレアイトの特徴を示すことが報告された(草野ほか, 2010)。石灰岩は、おもに玄武岩に伴って非常に小規模に産する。灰色～白色を呈し、再結晶しているものが多い。チャートは灰色を呈し、その多くが層状チャートであるが、まれにチャート角礫岩が層状チャートに伴って産する。層状チャートは露頭規模で褶曲していることが多い。砂岩泥岩互層は、層厚2 cm～数10 cmの灰色砂岩と暗灰色～黒色泥岩が互層し、基本的に破断相を示す。しばしば、層厚1 cm～1 mの淡緑色珪質凝灰岩層を挟むことがある。砂岩は、層理や堆積構造があまり見られない大規模な塊状砂岩岩体として産することがある。混在岩は、泥質基質に幅数m以下の玄武岩・石灰岩・チャート・珪質泥岩・砂岩の岩塊を含む。

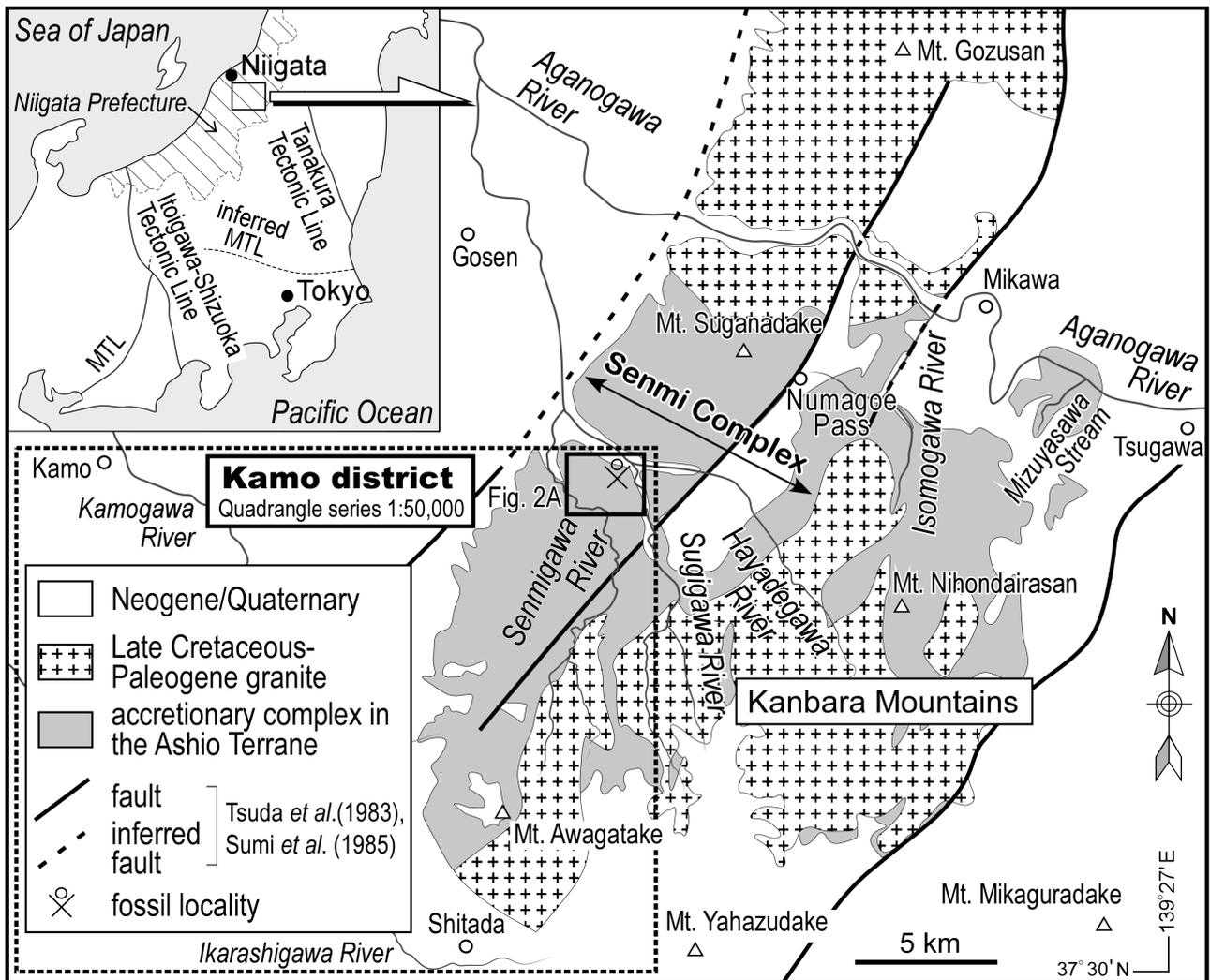
付加体構成岩類の層理面及び鱗片状劈開面の走向は、

おもに北東-南西ないし北北東-南南西を示すが、傾斜は一定しない。付加体は、花崗岩類との境界から幅1～3 kmの範囲で黒雲母帯以上の接触変成作用を被っている。

加茂地域の付加体における産出化石については、上述したように泥岩中の前期ジュラ紀放射虫化石(内野・堀, 2010)のほか、石灰岩中の後期石炭紀紡錘虫化石(内野ほか, 2010)、チャート中の中期及び後期ペルム紀放射虫化石(長谷川, 1985; 内野ほか, 2010)、珪質泥岩中の前期ジュラ紀放射虫化石(川端・伊藤, 1993)が報告されている。なお、蒲原山地の付加体における微化石報告に関する詳しい研究史は、内野ほか(2010)に述べられている。

3. 化石産出露頭の記載

放射虫化石は、五泉市^{しもぎかわ}下杉川地区の沢に露出する混在岩中の珪質泥岩岩塊(地点Sh1: 37° 39' 48" N,



第1図 新潟県蒲原山地における足尾帯付加体の分布及び加茂地域の範囲図。MTL: 中央構造線。

Fig. 1 Index map of the accretionary complex in the Ashio Terrane of the Kanbara Mountains, Niigata Prefecture, Japan. The area of Kamo district is shown as a square dotted-lined. MTL: Median Tectonic Line.

139° 13' 51" E; 世界測地系) から得られた (第 2 図). 露頭周辺のルートマップを第 2 図 B に示す. この珪質泥岩を含む混在岩は, 内野 (2010) の地質図によれば, 仙見コンプレックスの上部に属している. 混在岩の露頭幅は約 3 m で, 幅約 80 cm の珪質泥岩のほかに幅 40 cm の灰色粗粒砂岩が認められる. 泥質基質は暗灰色を呈し, 鱗片状劈開が発達する. 珪質泥岩岩塊は灰色~暗灰色を呈し, 幅数 mm の石英細脈が多数形成されている. 顕微鏡下では, 細粒の石英粒子や定向配列をなす粘土鉱物 (第 3 図 A の Cm) が見られ, 圧力溶解による黒色シーム (第 3 図 B の S) も認められる. また, 放射虫化石が多数認められる (第 3 図 B, C の R).

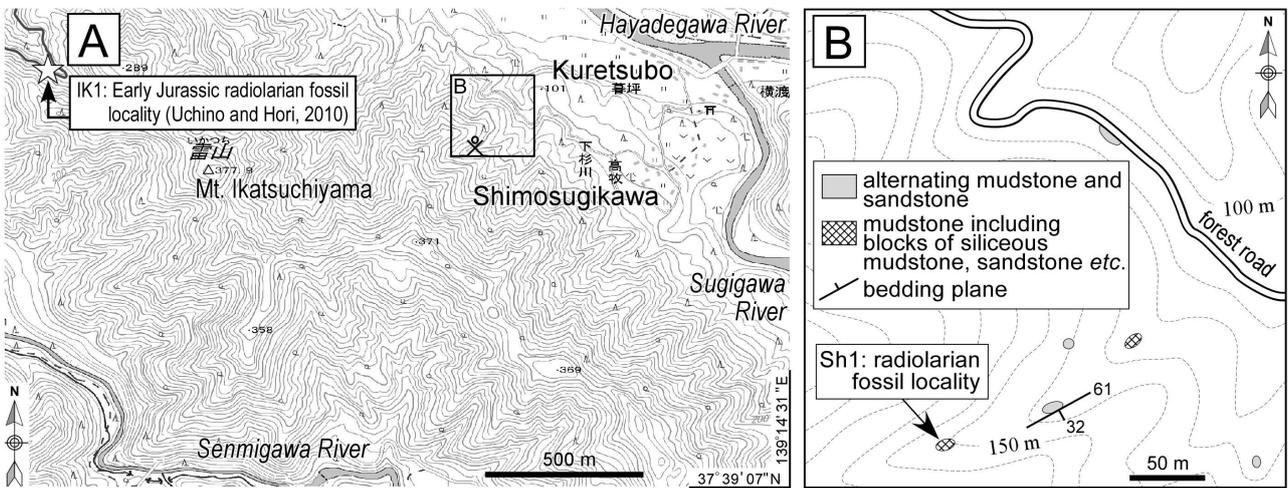
4. 放射虫化石と年代

珪質泥岩試料を 5% フッ化水素酸溶液で 24 時間浸し

た後, 65 メッシュ及び 250 メッシュの篩を用いて残渣を得た.

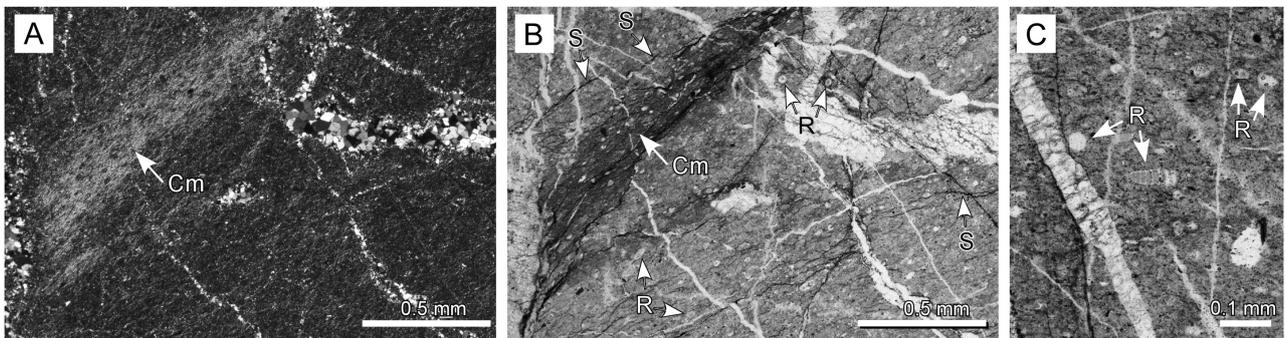
珪質泥岩試料からは, *Archicapsa* sp., *Betraccium* ? spp., *Betraccium* sp. aff. *B. kennecottense* Carter, *Canoptum* sp. cf. *C. rhaeticum* Kozur and Mostler, *Canoptum* spp., *Cantalum* spp., *Cornutella* sp., *Fontinella* sp. cf. *F. clara* Carter, *Fontinella* sp. cf. *F. primitiva* Carter, *Fontinella* sp. cf. *F. inflata* Carter, *Fontinella* spp., *Gigi* ? sp., *Saitoum* ? sp. が得られた (図版 1). また, 殻の部分ではあるが, *Serilla* 属の破片のような, ねじれた棘が多数得られた (図版 1 の 22-23).

C. rhaeticum は, 後期三畳紀のノーリアン期中期~前期ジュラ紀のヘッタンギアン期に産するとされる (Kozur and Mostler, 1990). *Cantalum* 属は, ブレードを有した 4 本の主棘を持つことを特徴とし, その産出



第 2 図 (A) 後期三畳紀放射虫化石の産出地点. 国土地理院発行 2 万 5 千分の 1 地形図「越後白山」を使用. 緯度・経度は世界測地系を使用. (B) 放射虫化石産出露頭周辺のルートマップ.

Fig. 2 (A) Point of occurrence of the Late Triassic radiolarian fossils. Topographic map is cited from the “Echigohakusan (topographic map of 1:25,000)” of the Geospatial Information Authority of Japan. Latitude and longitude, values are referred to the International Terrestrial Reference Frame. (B) Route map around the radiolarian fossil point.



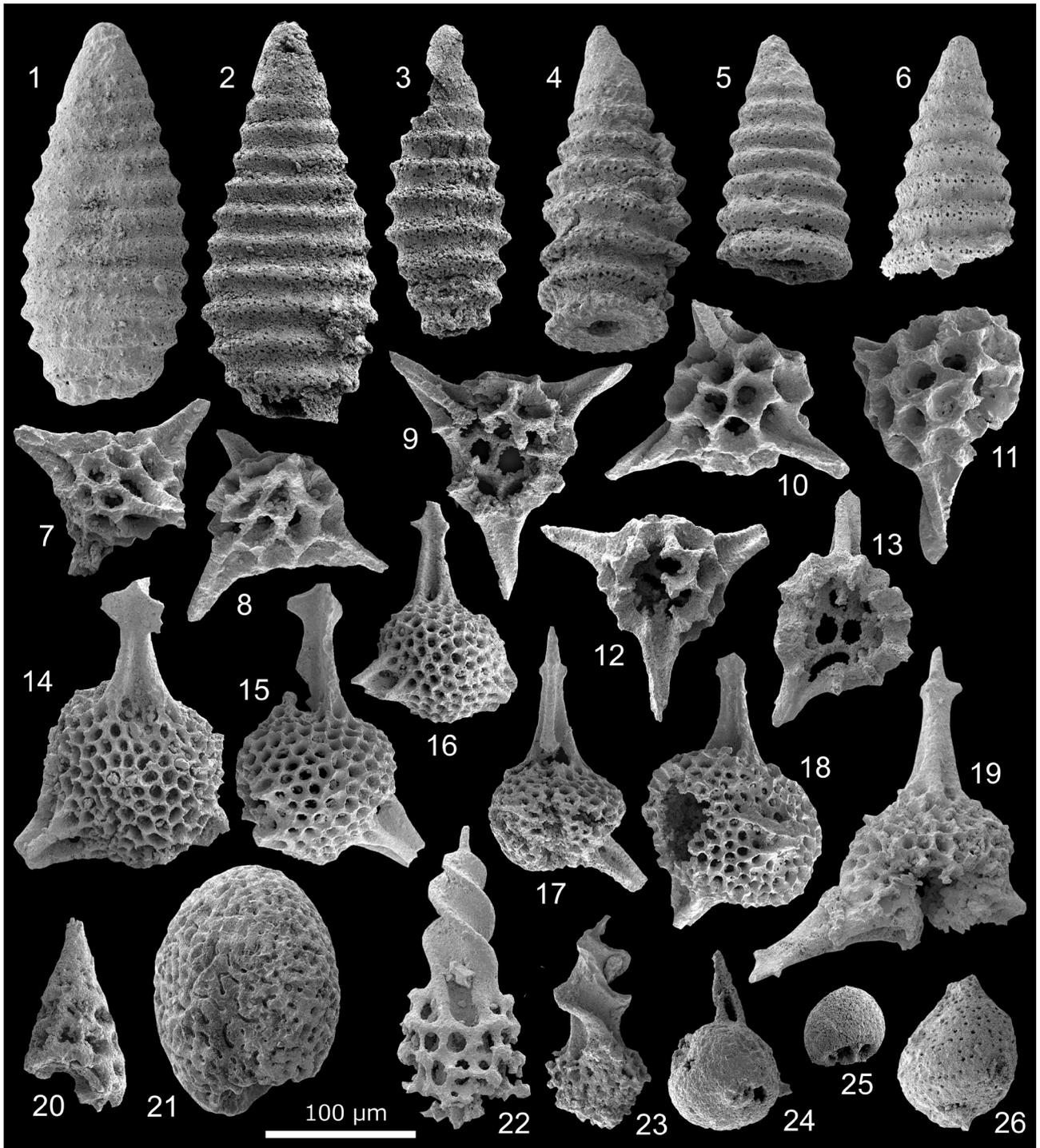
第 3 図 放射虫化石を含む珪質泥岩の薄片写真. (A) 直交ポーラー. (B) 単ポーラー. (C) 珪質泥岩中の放射虫化石, (単ポーラー). Cm: 粘土鉱物, R: 放射虫化石, S: 圧力溶解による黒色シーム.

Fig. 3 Photomicrographs of thin sections of radiolaria-bearing siliceous mudstone. (A) Cross-polarized lights. (B) Open-polarized lights. (C) Radiolarian fossils in the siliceous mudstone. Open-polarized lights. Cm: clay mineral, R: radiolarian fossil, S: black seam by pressure solution.

図版1 新潟県蒲原山地の珪質泥岩から得られた後期三畳紀放射虫化石。

Plate 1 Late Triassic (Rhaetian) radiolarian fossils from the siliceous mudstone of the Kanbara Mountains, Niigata Prefecture, Japan.

1: *Canoptum* sp. cf. *C. rhaeticum* Kozur and Mostler, 2-6: *Canoptum* spp., 7-8: *Cantalum* spp., 9-11: *Betraccium* sp. aff. *B. kennecottense* Carter, 12-13: *Betraccium* ? spp., 14-15: *Fontinella* sp. cf. *F. inflata* Carter, 16: *Fontinella* sp. cf. *F. primitiva* Carter, 17: *Fontinella* sp. cf. *F. clara* Carter, 18-19: *Fontinella* spp., 20: *Cornutella* sp., 21: *Archicapsa* sp., 22-23: Radiolarian shell fragments of *Serilla* ? spp., 24-25: *Saitoum* ? sp. 26: *Gigi* ? sp. Scale bar = 100 μ m for all specimens.



はノーリアン期を示すとされる (Pessagno *et al.*, 1979) が, Carter (1993) は北米クイーンシャーロット島のレーティアン期を示す地層から本属を報告している. *F. clara* はレーティアン期を, *F. inflata* はノーリアン期後期?~レーティアン期を, *F. primitiva* はノーリアン期後期~レーティアン期を示すとされる (Carter, 1993) が, *F. inflata* の産出上限はヘッタンギアン期前期まで伸びるとされている (Longridge *et al.*, 2007). *Betracium kennecottense* はレーティアン期を示すとされる (Carter, 1993). *Saitoum* 属はヘッタンギアン期から白亜紀のアルビアン期まで長期間産するとされる (Whalen and Carter, 1998) が, 猪郷・西村 (1984) は本属を *Canoptum triassicum* 群集帯から見出しており, その出現はレーティアン期末まで古くなる可能性がある. 以上から判断して, 共存する放射虫化石の生存期間が最も重複するのは後期三畳紀のレーティアン期である. ただし, *Gigi* 属は前期ジュラ紀の *Parahsuum simplum* 群集帯 (シネムリアン期~トアルシアン期前期: Hori, 1990; 堀, 2002) に産するとされており (Hori, 1988), 上記の産出重複期間と矛盾する. 現時点では, 検討試料から保存不良な *Gigi*? sp. が 1 個体得られているだけであるため, 更なる化石抽出による正確な属名の特定が必要であり, 今後の研究の発展を待ちたい.

5. まとめ

加茂地域に分布する足尾帯の珪質泥岩から得られた放射虫化石は, 後期三畳紀のレーティアン期を示す可能性が高い. 本報告は, 蒲原山地の付加体において三畳紀の化石として初めて標本写真を提示したものであり, 加茂地域付加体の海洋プレート層序を復元するための重要な知見である.

謝辞: 産業技術総合研究所地質情報研究部門の斎藤 眞博士には, 査読を通じ有益なコメントを頂いた. 記して, 感謝の意を表する.

文 献

Carter, E. S. (1993) Biochronology and paleontology of uppermost Triassic (Rhaetian) radiolarians, Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada. *Mémoire de Géologie (Lausanne)*, **11**, 1-175.

長谷川美行 (1985) 青海 - 白馬山塊, 魚沼山塊および蒲原山塊に露出する先第三系の地質時代. 総研「上越帯・足尾帯」研究報告 No.2, 69-84.

長谷川美行 (1988) 津川周辺 (足尾帯). 植村 武・山田哲雄編「中部地方 I」, 共立出版, 17-20.

Hori, R. (1988) Some characteristic radiolarians from Lower Jurassic bedded cherts of the Inuyama area, Southwest Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Ja-*

pan, **151**, 543-563.

Hori, R. (1990) Lower Jurassic radiolarian zone of SW Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, **159**, 562-586.

堀 利栄 (2002) 下部ジュラ系放射虫化石層序と IGCP458 (トリアス・ジュラ系境界事件). 日本地質学会新潟大会プレシンプジウム—ジュラ系—, 講演予稿集, 47-52.

猪郷久治・西村はるみ (1984) 栃木県安蘇郡葛生町唐沢における後期三畳紀—前期ジュラ紀放射虫化石の層位的分布 (予報). 東京学芸大学紀要, 4 部門, **36**, 173-193.

川端清司・伊藤紀幸 (1993) 足尾帯北縁部 (新潟地域) のジュラ紀古世放射虫化石. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 9, 119-129.

金属鉱業事業団 (1979) 昭和 53 年度広域調査報告書, 蒲原地域. 通商産業省資源エネルギー庁. 90p.

Kozur, H. and Mostler, H. (1990) Saturnaliacea Deflandre and some other stratigraphically important Radiolaria from the Hettangian of Lenggries/Isar (Bavaria, Northern Calcareous Alps). *Geologisch - Palaeontologische Mitteilungen Innsbruck*, **17**, 179-248.

草野有紀・宮下純夫・池田和也 (2010) 新潟県五泉市早出川周辺の足尾帯緑色岩の岩石学的研究. 地質雑, **116**, 270-282.

Longridge, L. M., Carter, E. S., Haggart, J. W. and Smith, P. L. (2007) The Triassic-Jurassic transition at Kunga Island, Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada. *ISJS Newsletter*, **34**, 21-33.

Pessagno, E. A., Jr., Finch, W. and Abbott, P. L. (1979) Upper Triassic radiolaria from the San Hipolito Formation, Baja California. *Micropaleontology*, **25**, 160-197.

角 靖男・笹田政克・広島俊男・駒沢正夫 (1985) 20 万分の 1 地質図「新潟」. 地質調査所.

津田禾粒・長谷川美行・白井健裕・新川 公 (1983) 表層地質図「津川の地質」. 土地分類基本調査「津川」, 新潟県, 31-62.

内野隆之・上野勝美・桑原希世子 (2010) 新潟県蒲原山地の足尾帯海洋性岩石から見出された放射虫・紡錘虫化石. 地質雑, **116**, 118-123.

内野隆之 (2010) 新潟県加茂地域 (蒲原山地西部) に分布する足尾帯前期ジュラ紀付加コンプレックスの地質図と岩相. 地質調査研究報告. **61**, 365-381.

内野隆之・堀 利栄 (2010) 新潟県蒲原山地の足尾帯泥岩から見出された前期ジュラ紀放射虫化石. 地質雑. **116**, 441-446.

Whalen, P. A. and Carter, E. S. (1998) Part II. Systematic Paleontology. In Carter, E. S., Whalen, P. A. and Guex, J., eds., *Biochronology and paleontology of Lower Jurassic (Hettangian and Sinemu-*

rian) radiolarians, Queen Charlotte Islands, British Columbia. (Bull. Geol. Surv. Canada), **496**, 36-141.

(受付：2010年9月22日；受理：2010年12月27日)

地質調査総合センター研究資料集

- 516 日本空中磁気 DB による対地 1,500m 平滑面での磁気異常分布データの編集 中塚 正・大熊茂雄
- 518 地球物理データの解析処理・図化表現のためのライブラリ (3) 中塚 正
- 519 Software system for aeromagnetic data processing, grid data manipulation, and reduction and quantitative interpretation of magnetic anomaly data (2) Tadashi Nakatsuka
- 520 デジタル版仙台西部の地質案内 高橋裕平
- 521 5 万分の 1 シームレス地質図「中部・近畿地域」 脇田浩二・井川敏恵・尾崎正紀編
- 522 第 8 回水文学的・地球化学的手法による地震予知研究についての日台国際ワークショップ予稿集 謝 正倫・小泉尚嗣・松本則夫編
- 523 揺れる日本列島 堀川晴央・澤田結基
- 525 山口鎌次氏撮影の桜島噴火写真 川辺禎久, 中野俊
- 526 GSJ 第 16 回シンポジウム「20 万分の 1 地質図幅全国完備記念シンポジウムー全国完備後の次世代シームレス地質図を目指してー」 地質調査総合センター編
- 527 地質情報展 2010 とやま 海・山ありて富める大地 川畑 晶・中島和敏・大熊洋子・百目鬼洋平
- 528 地下地質・地盤の模式柱状図モデル(暫定版)ー東京低地北部から中川低地南部地域の例ー 木村克己, 石原与四郎, 根本達也, 康 義英
- 529 地質標本館 2010 秋の特別展 イーハトープの石たちー宮沢賢治の地的世界ー 加藤禎一・青木正博・長森英明・澤田結基
- 530 新地球化学標準試料作製のための, 北海道におけるかんらん岩の採取概要報告 御子柴(氏家)真澄・中川 充・新井田清信
- 531 Contour maps of some useful petrological parameters on P-T plane: A case of the eruptive products of the Asama volcano on 1 September 2004 Isoji Miyagi
- 532 深層地下水データベース 高橋正明・風早康平・安原正也・塚本 斉・佐藤 努・高橋 浩・森川徳敏・大和田道子・尾山洋一・芝原暁彦・稲村明彦・鈴木秀和・半田宙子・仲間純子・松尾京子・竹内久子・切田 司・大丸 純
- 533 5 万分の 1 地質図幅「戸賀及び船川」地域(男鹿半島)の新第三紀及び第四紀の珪藻化石層序資料 柳沢幸夫・渡辺真人
- 534 Contour maps of some useful petrological parameters on P-T plane: A case of Hijiori volcano, NE Japan Isoji Miyagi
- 535 日本の地質図史 加藤禎一・脇田浩二・菅原義明・宮野素美子・宮崎一博
- 536 地質調査総合センター第 17 回シンポジウム「地質地盤情報の法整備を目指して」 地質調査総合センター編
- 537 5 万分の 1 地質図幅「加茂」地域(新潟県)の新第三紀及び第四紀の珪藻化石層序資料 柳沢幸夫・工藤 崇
- 538 Proceedings of the 9th Japan-Taiwan International Workshop on Hydrological and Geochemical Research for Earthquake Prediction Edited by Naoji Koizumi, Norio Matsumoto and Chjeng-Lun Shieh
- 539 沖積層の三次元グリッドモデルとその作成手法(概要)ー東京低地北部から中川低地南部の例ー 木村克己・石原与四郎・花島裕樹・根本達也
- 540 日本及び周辺地域の泥火山データベース 高橋正明・切田 司・大丸 純・風早康平
- 541 世界石紀行 加藤禎一・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

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
5万分の1地質図幅		三峰・大洲・佐賀・宇都宮・小滝・西郷・延岡・野田・戸賀及び船川(第2版)・熱海
海外地球科学図		中央アジア地質図(1:300万)
		アジア地質図(1:500万)
海洋地質図	No. 70	落石岬沖表層堆積図(1:20万)
	No. 71	釧路沖表層堆積図(1:20万)
	No. 72	襟裳岬沖表層堆積図(1:20万)
	No. 73	釧路沖海底地質図(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
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
中江訓之
吉川敏之
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
牧野雅彦
松浦浩久

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 地質情報出版室
Tel : 029-861-3601
E-mail : bull-gsj@m.aist.go.jp

地質調査研究報告 第62巻 第3/4号
平成23年10月31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。

©2011 Geological Survey of Japan, AIST
<http://www.gsj.jp/>

Bulletin of the Geological Survey of Japan Editorial Board

Chief Editor: Yuichi Morishita
Deputy Chief Editor: Takayuki Sawaki
Editors: Ryu Ohtani
Satoshi Nakae
Toshiyuki Yoshikawa
Hideaki Nagamori
Atsushi Suzuki
Hajime Katayama
Yuki Sawai
Katsuhiko Tsukimura
Yoshihisa Kawanabe
Jinguuji Motoharu
Masahiko Makino
Hirohisa Matsuura

Secretariat

National Institute of Advanced Industrial
Science and Technology
Geological Survey of Japan
Geo-information Publishing Office
Tel: +81-29-861-3601
E-mail: bull-gsj@m.aist.go.jp

Bulletin of the Geological Survey of Japan
Vol.62 No.3/4 Issue October 31, 2011

National Institute of Advanced Industrial
Science and Technology
Geological Survey of Japan
AIST Tsukuba Central 7, 1-1, Higashi 1-chome,
Tsukuba, Ibaraki 305-8568 Japan

All rights reserved.

©2011 Geological Survey of Japan, AIST
<http://www.gsj.jp/>

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Vol. 62 No. 3/4 2011

CONTENTS

- Laterization of basalts and sandstone associated with the enrichment of Al, Ga and Sc in the Bolaven Plateau, southern Laos
Kenzo Sanematsu, Takeru Moriyama, Laochou Sotouky and Yasushi Watanabe.....105
- Chemical characteristics of the indium-polymetallic ores from the Toyoha mine, Hokkaido, Japan
Shunso Ishihara and Hiroharu Matsueda.....131
- Characteristics and origins of the geothermal waters from the Shiraoui area, and three regional areas surrounding it in the Iburi district, Hokkaido, based on geochemistry and isotope geochemistry -- A case study of the so-called "geothermal-water resources in deep sedimentary basins" and "hot-spring waters obtained by deep drilling" in Japan
Hiroshi Shigeno.....143
- The ¹⁴C ages of the late Pleistocene – Holocene volcanic products erupted from the Haruna volcano
Nobuo Geshi, Masayuki Oishi.....177
- Cooperative research entitled "Hydrological and geochemical research for earthquake prediction in Taiwan " between National Cheng-Kung University, Taiwan and National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, Japan
Naoji Koizumi, Norio Matsumoto and Wen-Chi Lai.....185
- Late Triassic radiolarians from siliceous mudstone of the Ashio Terrane in the Kamo district (Quadrangle series 1:50,000), Niigata Prefecture, Japan
Takayuki Uchino and Rie S. Hori.....191

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. 62, No. 3/4, 2011