

Annual Report FY 2009

平成 21 年度活動報告

Institute for Geothermal Sciences

Graduate School of Science

Kyoto University

京都大学

大学院理学研究科

附属地球熱学研究施設

Institute for Geothermal Sciences
Graduate School of Science, Kyoto University

京都大学大学院理学研究科 附属地球熱学研究施設



Beppu Geothermal Research Laboratory
Noguchibaru, Beppu, Oita 874-0903

Japan

Telephone: +81-977-22-0713

Facsimile: +81-977-22-0965

別府

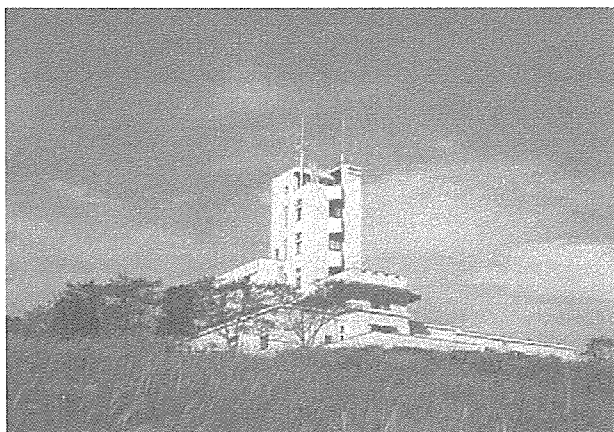
〒874-0903 大分県別府市野口原

電話: 0977-22-0713

ファックス: 0977-22-0965

Homepage: <http://www.vgs.kyoto-u.ac.jp>

Aso Volcanological Laboratory
Minamiaso, Kumamoto 869-1404, Japan
Telephone: +81-9676-7-0022
Facsimile: +81-9676-7-2153



阿蘇(火山研究センター)

〒896-1404

熊本県阿蘇郡南阿蘇村河陽 5280-1

電話: 0967-67-0022

ファックス: 0967-67-2153

Homepage:

<http://www.aso.vgs.kyoto-u.ac.jp/>

Front Cover Image:

A strombolian explosion in the 1st crater of Mt. Nakadake, Aso volcano in October 1979.

(Photo by M. Sako)

表紙の写真

1979 年 10 月の阿蘇中岳第一火口のストロンボリ噴火の様子(迫幹夫撮影)



Chinetu-chan designed by M. Saito



Kazan Kentarou designed by S. Yoshikawa and M. Utsugi

Editorial compilation by M. Utsugi, Printed by Touka Shobou (e-mail: e@touka.com)

序

地球熱学研究施設は、平成 9 年に火山研究施設（阿蘇）（昭和 3 年設立）と地球物理学研究施設（別府）（大正 13 年設立）が統合改組された理学研究科附属施設である。地球上で最大規模の火山・地熱温泉活動域のひとつである中部九州地域を巨大な実験装置とみなして、野外観測や室内実験などを中心に、造構運動・火山活動・地熱温泉活動など地球の熱的活動に関する地球熱学の学問体系の構築をめざしている。この基本理念に立脚して、専門分野の異なる研究者が弾力的に協力できるよう、大部門制を採り、以下の 5 つの研究分野が置かれている。地熱流体論研究分野、地熱テクトニクス研究分野、火山構造論研究分野、火山活動論研究分野、地球熱学情報研究分野（外国人客員）である。平成 16 年度には京都大学が法人化され、研究教育の効率化さらには定員削減を余儀なくされる状況にある。2010 年度からはじまる第二期中期計画に向け、施設運営のためには財政的に運営交付金に加えて競争的資金の確保が重要になっている。この懸案に対して、科学研究費などの競争的資金の獲得が顕著であり、その内容は、本年報の研究費（Funding）の項にまとめた。

平成 16 年度設置された施設運営協議会が平成 21 年度も 9 回開催され、理学研究科との連携が実質化されてきている。遠隔地の課題をみすえながら、阿蘇と別府の有機的な連携を強化する努力がより一層必要となっている。このような中で、学内での地球熱学研究施設の研究教育面での位置付けをより明確にすることが必要であり、平成 19 年 4 月からは、懸案であった京都勤務が、理学研究科附属施設の京都分室の形で認められ、院生・学生の教育や研究科内での役割分担の課題に取り組みはじめた。この実質化の拡充が平成 21 年度も重要な課題であった。平成 18 年度設置された TV 会議システムはセミナーや特別講演を中心に活用され、遠隔地からの情報発信に大きな役割をになっている。

人事面では平成 22 年 3 月に大沢准教授が教授に昇任された。平成 21 年 4 月に Holloway 氏が外国人客員教授として着任、その後 9 月に離任、ついで平成 21 年 10 月に Fairley 氏が着任、22 年 3 月に離任された。研究員（研究機関）に 2009 年 4 月 16 日付けで三好雅也氏が採用され、研究員（研究機関）の浜田盛久氏が、平成 21 年 7 月をもって退職し、産業技術研究所研究員に採用された。後任として小林記之氏が平成 21 年 11 月 1 日付けで別府に着任し、22 年 3 月をもって、学術振興会研究員として千葉大学へ異動した。また、教務補佐員の西村光史氏が平成 21 年 8 月をもって退職し、産業技術研究所研究員に採用された。

21 世紀 COE プログラムが終了したが、研究施設の研究テーマが関係する重点課題 J2b や京都キャンパス・インドネシア ITB との共同研究（鍾乳洞プロジェクト）で成果をあげ、また、別府・阿蘇をフィールドとした多目的観測サイト活動を数多く実施した。これらの活動は、21 年度も地球惑星科学専攻や地球科学幅合部との協力で積極的に継続された。

平成 22 年 6 月

平成 21 年度地球熱学研究施設長

竹村恵二

Preface

Institute for Geothermal Sciences was established in 1997 from Beppu Geophysical Research Laboratory (established in 1924) and Aso Volcanological Laboratory (established in 1930). We regard central Kyushu, one of the most active volcanic and geothermal fields in the world, as a natural experimental facility. The Institute for Geothermal Sciences is promoting a comprehensive research on thermal structure and the dynamics of the Earth's interior into volcanism, geothermics and tectonics by field work, laboratory experiments, and theory. Based on the fundamental scope of our research, a variety of research works can flexibly cooperate within this interdisciplinary geothermal science research system. We have the following five research units, for geothermal fluids, for geothermal tectonics, for volcanic structure, for volcano-dynamics and geothermal intelligence section (visiting research scholar from abroad). In 2004 fiscal year, Kyoto University was reformed to juridical personalization of national universities. The situation puts us under pressure to do efficient education and research with limited staffs and funds. Total revenue is decreased and it forced to get other competitive fund associated with personalization in 2004.

Meetings of the steering committee set in 2004 were held nine times in Kyoto campus, and the cooperative relationship between our institute and Graduate School of Science was intensified. Taking into consideration on the subjects related to remote institutions from main campus, we need to make effort to intensify cooperative work at Aso and Beppu. In 2007 fiscal year, the Kyoto Branch of our institute was established in Kyoto campus, and the effort for intensive education for students and taking a role for Graduate school started, and Kyoto Branch works well as a first step especially for education for Graduate students. TV meeting systems connecting Kyoto Campus, Aso and Beppu Laboratory used constantly for seminar and special lectures.

In personal affairs, Associate Prof. Shinji OHSAWA was promoted as the professor from March 2010. Prof. Holloway from USA worked at Beppu as a visiting professor during April to September, and Dr. Fairley from USA worked at Aso from October to the end of March 2010. As a postdoctoral associate, Dr. Masaya MIYOSHI joined in April, 2009, and Dr. Morihisa HAMADA left to Advanced Institute for Science & Technology at Tsukuba. Dr. Tomoyuki Kobayashi was adopted in Beppu in November 2009, and left to Chiba University at end of March 2010. Dr. Koshi NISHIMURA left to Advanced Institute for Science & Technology at Tsukuba.

The activity of the KAGI 21 (Kyoto University Active Geosphere Investigations for the 21st Century Centers of Excellent program) program was finished, and our institute made a great contribution for scientific activity on water and material circulation at the active geosphere, stalagmite project and as a field station of the multi-purpose field sites for education and research activity. These activities were continued under the collaboration with Division of Earth and Planetary Sciences and Integrated Earth Science Hub.

Beppu, June 2010, Keiji TAKEMURA, Professor/Director

目次 Contents

構成員	Members	5
研究活動	Research Activities	6
機関内共同研究	Institution Colaboration	6
研究報告	Scientific Reports	34
公表論文	Publications	52
共同研究一覧	List of Collaboration	61
研究費	Funding	62
教育活動	Education	63
学位・授業	Academics	63
セミナー	Seminars	65
学会活動	Activities in Scientific Societies	68
社会活動	Public Relations	68
一般公開報告	Openhouse	70
来訪者	Visitors	84
定常観測	Routine Observations	87
設備, 装置	Facilities and Instruments	89

構 成 員 Members

教授	Professors	ピトン マリー	Marie Python
鍵山恒臣	Tsuneomi Kagiya	山田誠	Makoto Yamada
竹村恵二(施設長)	Keiji Takemura (Director)	三好雅也	Masaya Miyoshi
		4月16日着任	
准教授	Associate Professors		
大倉敬宏	Takahiro Ohkura	研修員	Research Fellow
大沢信二	Shinji Ohsawa	なし	
古川善紹	Yoshitsugu Furukawa		
		研究生	Research Student
助教	Assistant Professors	なし	
宇津木充	Mitsuru Utsugi		
川本竜彦	Tatsuhiko Kawamoto	大学院生	Graduate Student
柴田知之	Tomoyuki Shibata	小森省吾	Syogo Komori
山本順司	Junji Yamamoto	安部祐希	Yuki Abe
		三島莊智	Taketoshi Mishima
外国人客員	Visiting Faculty	熊谷仁孝	Yoshitaka Kumagai
John R. Holly		宇内克成	Katsunari Unai
4月1日着任、9月30日離任		山本友里恵	Yurie Yamamoto
Jerry P. Fairley		小豆畑逸郎	Itsuo Azuhata
10月1日着任、3月31日離任		黒岩健一	Kenichi Luroiwa
技術専門職員	Technical Professionals	事務補佐員	Secretaries
馬渡秀夫	Hideo Mawatari	今村町子	Matiko Imamura
吉川慎	Shin Yoshikawa	東端歩	Ayumi Higashibata
		宮田美保	Miho Miyata
技術職員	Technical Staff	土井有紀	Yuki Doi
井上寛之	Hiroyuki Inoue		
		臨時用務員	Supply Janitor
教務補佐員	Research Assistant	山崎咲代	Sakiyo Yamasak
芳川雅子	Masako Yoshikawa		
西村光史	Koshi Nishimura		
8月5日辞職 産業総合研究所研究員へ			
研究機関研究員	Research Associates		
浜田盛久	Morihisa Hamada		
7月31日辞職 産業総合研究所研究員へ			

研究活動 Research Activities

機関内共同研究 Institution Collaboration

Pyroclastic flows from Aso Caldera, central Kyushu, Japan – review on their eruptive ages

K. Takemura, T. Shibata, M. Miyoshi

1. Introduction

Aso volcano is the famous active volcano with a large caldera. Four times of gigantic eruptions from Aso Volcano are recorded by pyroclastic flows and widespread tephra distributed in and around Japanese Island (Machida & Arai, 2003 etc). Those eruptions during past 300 thousand years are called as Aso-1, Aso-2, Aso-3 and Aso-4 pyroclastic flows in ascending order (Ono and Watanabe, 1985). Many researches on volcanic products related with these large eruptions have been continuing. Though Ono (1965) described Aso-I, Aso-II and Aso-III for the pyroclastic flows from Aso caldera region, Ono and co-workers described Aso-1, Aso-2, Aso-3 and Aso-4 (Ono and Watanabe, 1969 etc), and that volcanic history is now used in general. Relating with the volcanostratigraphical work, many researches on many earth scientific works such as petrology on volcanic products, geophysical prospecting in and around caldera region, mode of eruption during caldera forming are progressing. We intend to summarize those results and find next targets on the earth science on large eruptions from Aso volcanic region.

There are several main subjects regarding on the large eruption and materials related with caldera formation at Aso Volcanic region. (1) volcanostratigraphical and chronological subject (2) volcanological and volcanotectonic subject (3) petrological and geochemical subject on volcanic rocks (4) Paleogeographical and paleotopographical subject, and evaluation of natural damage by eruption (5) present hydrological and geomorphological subject, and utility and resources of eruptive product.

For example, volcanological aspects indicate some important subjects as follows. Although the volume and distribution of Aso pyroclastic flow deposits are estimated by the previous works (e.g. Ono and Watanabe, 1985), the followings are still controversial: (1) the source vents of Aso-1 to Aso-4 pyroclastic flows; (2) the transport and emplacement processes of pyroclastic flows; (3) the trigger of gigantic pyroclastic flow eruptions (VEI=7); (4) magma-plumbing system in the caldera-forming stage.

Furthermore, we can indicate following points geochemically. The geochemical data for Aso volcano is insufficient, although Hunter (1998) reported major, trace and Sr and Nd isotopic compositions of volcanics from caldera stage magmas. She emphasized that

magmatic evolution during caldera stage is explained by fractional crystallization with crustal assimilation. However, the genesis of magma is not well discussed. Recently, Furukawa et al. (2009) reported that the Sr isotope ratios of pre-caldera magmas show high and wide range of value. This suggests a possibility that the more wide ranges of geochemical characteristics can be obtained from more detailed geochemical study is required through volcanic history of Aso volcano. Therefore, to elucidate the magma genesis of Aso volcano, geochemical study with comprehensive data set, including Pb isotopic composition, through volcanic history is required.

In this report, chronological assumption on the eruption ages of four pyroclastic flows from Aso Caldera region is reported.

2. Age determination on volcanic activity

There are two main methods for age determination on volcanic activity. One is age based on radiometric method and the other is age based on stratigraphical method.

(1) Radiometric method: The age is obtained by direct measurements of volcanic materials and wood samples intercalated in the pyroclastic flows, and the radiometric ages upper or lower samples. There are radiometric methods such as ¹⁴C dating, K-Ar dating, Ar-Ar dating, Fission-track dating, TL dating etc.

(2) Stratigraphical approach: Stratigraphic horizon of volcanic materials such as volcanic ash is determined within the sequence of lithostratigraphy and biostratigraphy, and that horizon is correlated with the standard section, and we can get the age of volcanic products. Especially, coignimbrite ash layers related with caldera forming activity have wide distribution and their roles are very effective as correlation tool. (a): Determination of stratigraphical position at volcanic region, (b): Discrimination of wide spread tephra to pyroclastic flows at erupted source. (c): Determination of Stratigraphic horizons of volcanic ash layers within the continuous sequence and comparison to chronological data. Recently, correlation between widespread tephra and marine isotope stage in the marine sequence (Oba et al., 2006; Aoki et al., 2008 etc), correlation between widespread tephra layers in the long lacustrine records with paleoenvironmental change curves such as micropaleontological data (Nagahashi et al., 2004; Danhara et al., 2010; Takemura et al., 2010 etc), and determination within the sequence of land loam and soil sequence on land.

3. Age of Aso-1, Aso-2, Aso-3, Aso-4 pyroclastic flows

In this section, we will summarize ages of Aso-1, Aso-2, Aso-3, Aso-4 pyroclastic flows according to previous reports from the radiometric ages and stratigraphic approaches.

(1) Aso-1 pyroclastic flow

Radiometric age: Okaguchi (1978) reported fission-track ages of obsidians from Aso-1

pyroclastic flow deposits. They are 260 ± 76 (ka), 358 ± 72 (ka). The K-Ar and fission-track ages of Sakanashi Ryolite covered by Aso-1 pyroclastic flows at eastern part of Aso caldera were reported as 0.41 ± 0.04 , 0.45 ± 0.03 , 0.50 ± 0.05 (Ma) (Kaneoka and Suzuki, 1970). On the basis of these data, Ono and Watanabe (1983) considered that the age of Aso-1 eruption occurred at younger than 0.4 Ma. In 1991, Matsumoto et al. measured the precise K-Ar ages, and obtained the age of 266 ± 14 ka. According to this age, Ono (1996) mentioned that the age of Aso-1 flows is assumed about 270 ka by Ono (1996) and 300 ka by Kamata (1997).

Stratigraphical approach:

Tephra layer discovered within the sequence obtained from Japan sea correlated with Aso-1 is assigned at the horizon of marine isotope stage 8.2 (about 255 ka) which is the glacial period (Shirai et al, 1997), and tephra layer correlated with Aso-1 in the Lake Biwa sediment is also discovered at the horizon of marine isotope stage 8.2 (Nagahashi et al., 2004).

(2) Aso-2 pyroclastic flow

Radiometric ages: Fission-track ages of Aso-2 pyroclastic flows were reported as 154 ± 60 ka (Okaguchi, 1978) and 185 ± 46 ka (Tamanyu, 1978). Matsumoto et al. (1991) measured Aso-2 pyroclastic flow deposits by K-Ar method, and obtained the ages of 141 ± 5 ka, and they reported 145 ± 8 ka, 223 ± 34 ka as the ages of lava flows situated between Aso-2 and Aso-1 pyroclastic flows. According to these ages, recent reports such as Kamata (1997) and Ono (1996) mentioned that the age of Aso-2 pyroclastic flows is about 140 ka.

Stratigraphical approach:

Discovery of tephra layers correlated with Aso-2 is less than other large volcanic events from Aso volcanic region. Nagahashi et al. (2004) indicated that the tephra horizon correlated with Aso-2 in the Lake Biwa sediments is assigned at marine isotope stage and that age is about 146 ka.

(3) Aso-3 pyroclastic flow

Radiometric age:

The reported ages of Aso-3 pyroclastic flows are listed below. They are 103 ± 4.2 ka by fission track dating (Okaguchi, 1978), 110 ± 3 ka by TL dating (Nagatomo, 1990). The K-Ar ages measured using the lava flows between Aso-3 and Aso-4 cycles are about 90-120 ka (Itaya et al., 1984). Matsumoto et al. (1991) also obtained the K-Ar age of 123 ± 6 ka. Recent reports (Kamata, 1997; Ono, 1996 etc) are mentioned about 120 ka as the age of Aso-3 pyroclastic flows.

Stratigraphic approach:

Aso-3 tephra is discovered at the horizon close to marine isotope stage 5.5, which is the age of peak of the last interglacial period. Therefore, relationship between marine transgressive sediments and tephra horizon is important information. According to recent information, Aso-3 tephra is located at the horizon between stage 6 and stage 5.5 (Shimoyama et al., 1999), and Nagahashi et al. (2004) calculated about 133 ka as the age of Aso-3 eruption.

(4) Aso-4 pyroclastic flow

Radiometric age:

In 1960's, ^{14}C measurements on samples related to Aso-4 pyroclastic flows were carried out. Those results indicated that the Aso-4 eruption occurred at the age of about 30ka; however, these results are based on the measurement of limitation of ^{14}C method. Since late 1970's, other radiometric methods were used. Tamanyu (1978) reported fission track age of $84\pm 25\text{ka}$, and Omura et al. (1988) measured the age of $80\pm 2\text{ka}$ by U-Th method. Matsumoto et al. (1991) reported the age of $89\pm 7\text{ka}$ by K-Ar method. Recent reports (Kamata, 1997; Ono, 1996 etc) are mentioned about 90ka as the age of Aso-4 pyroclastic flows.

Stratigraphic approach:

Although Machida et al. (1985) assigned the age of Aso-4 eruption as about 70ka stratigraphically, recent information from long continuous record from ocean sediments and Lake Biwa sediments indicate 87 ka (Nagahashi et al., 2004) and 87.1 ka (Aoki et al., 2008).

References

- Aoki, K., Irino, T. and Oba, T. (2008): Late Pleistocene tephrostratigraphy of the sediment core MD01-2421 collected off the Kashima coast, Japan. *The Quaternary Research*, 47, 391-407.*
- Danhara, T., Yamashita, T., Iwano, H., Takemura, K. and Hayashida, A. (2010): Chronology of the 1400-m core obtained from Lake Biwa in 1982-1983: Re-investigation of fission-track ages and tephra identification. *The Quaternary Research*, 49, 101-119.*
- Furukawa, K., Miyoshi, M., Shinmura, T., Shibata, Y. and Arakawa, Y. (2009): Geology and petrology of the pre-Aso volcanic rocks distributed in the NW wall of Aso Caldera: eruption style and magma plumbing system of the pre-caldera volcanism. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 115, 658-671.*
- Hunter, A.G. (1998): Intracrustal-controls on the coexistence of tholeiitic and calc-alkaline magma series at Aso Volcano, SW Japan. *Jour. Petrol.*, 39, 1255-1284.
- Itaya, T., Nagao, K., Nishido, H. and Ogata, K. (1984): K-Ar age determination of Late Pleistocene volcanic rocks. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 90, 899-909.
- Kamata, H. (1997): Geology of Miyanoharu district. Geological Survey of Japan.*
- Kaneoka, I and Suzuki, M. (1970): K-Ar and fission track ages of some obsidians from Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 76, 309-313.
- Machida, H., Arai, F. and Momose, M. (1985): Aso-4 Ash: a widespread tephra and its implications to the events of Late Pleistocene in and around Japan. *Kazan*, 30, 49-70. *
- Machida, H. and Arai, F. (1994): Implications of the time-marker Aso-3 tephra to the significance lowering of sea level in the marine isotope stage 5d. *Journal of Geography*, 103, 749-759. *
- Machida, H. and Arai, F. (2003)*: Atlas of tephra in and around Japan. New edition. University of Tokyo Press, 336P. **
- Matsumoto, A., Uto, K., Ono, K. and Watanabe, K. (1991): K-Ar age determinations for Aso volcanic rocks – concordance with volcanostratigraphy and application to pyroclastic flows

- . Progr. Abstr. Volcanol. Soc. Japan 1991, No.2, 73. **

Nagahashi, Y., Yoshikawa, S., Miyakawa, C., Uchiyama, T. and Inouchi, Y. (2004): Stratigraphy and Chronology of widespread tephra layers during the past 430ky in the Kinki District and the Yatsugatake Mountains: Major element composition of the glass shards using EDS analysis. The Quaternary Research, 43, 15-35.*

Nagatomo, T. (1990): Age determination of tephra by TL and ESR method. The Earth Monthly (Gekkan Chikyu), 12, 74-79. **

Oba, T., Irino, T., Yamamoto, M., Murayama, M., Takamura, A. and Aoki, K. (2006): Paleoceanographic change off central Japan since the last 144,000 years based on high-resolution oxygen and carbon isotope records. Global and Planetary Changes, 53, 5-20.

Okaguchi, M. (1978): Fission track dating of the obsidians from pyroclastic flow deposits. Kazan, 23, 231-240. *

Omura, A., Kawai, S. and Tamanyu, S. (1988): Age determinations of volcanic products by ^{238}U - ^{230}Th method. Chishitsu Chosasho Geppo, 39, 559-572. **

Ono, K. (1965): Geology of the eastern part of Aso Caldera, central Kyushu, southwest Japan. Jour. Geol. Soc. Japan, 71, 541-553. *

Ono, K., Matsumoto, Y., Miyahisa, M., Teraoka, Y. and Kambe, N. (1977): Geology of the Taketa district. Geological Survey of Japan, 145P. *

Ono, K. and Watanabe, K. (1983): [Aso caldera]. The Earth Monthly (Gekkan Chikyu), 5, 73-82. **

Ono, K. (1996): Aso pyroclastic flow deposits. Chigaku Jiten. Kyoritsu Shuppan.**

Ono, K. and Watanabe, K. (1985): Geological map of Aso volcano. Geological map of volcanoes, no.4, Geological Survey of Japan. *

Shimoyama, S., Kinoshita, H., Miyahara, M., Tanaka, Y., Ichihara, T. and Takemura, K. (1999): Mode of vertical crustal movement during Late Quaternary in Kyushu, Japan deduced from height of ancient shore line. Tectonophysics, 302, 9-22 .

Shirai, M., Tada, R. and Fujioka, K (1997): Identification and chronostratigraphy of Middle to Upper Quaternary marker tephras occurring in the Anden Coast based on comparison with ODP cores in the Sea of Japan. The Quaternary Research, 36, 183-196.

Takemura, K., Iwabe, C., Hayashida, A., Danhara, T., Kitagawa, H., Haraguchi, T., Sato, T. and Ishikawa, N. (2010): Stratigraphy of marker tephras and sediments during the past 50,000 years from multiple sites in Lake Biwa, Japan. The Quaternary Research, 49, 15-35147-160.*

Tamanyu, S. (1978): Fission track age determination using glass. Progr. Abstr. Geological Soc. Japan 1978, p310. **

Watanabe, K. and Ono, K. (1969): Geology of the vicinity of Omine on the western flank of the Aso caldera. Jour. Geol. Soc. Japan, 75, 365-374. *

(** in Japanese, * in Japanese with English abstract)

Dissolved inorganic carbon rich in mantle-derived carbon of hot spring waters from the Hitoyoshi Basin, central Kyushu, Japan

S. Ohsawa, M. Yamada, T. Mishima, T. Sakai (Oita Univ.), S. Yoshikawa, T. Kagiya

1. Introduction

Last year, we reported geochemical features of dissolved inorganic carbon (DIC) of hot spring waters distributed in non-volcanic region between Aso and Kirishima Volcanoes (Fig. 1) and suggested the emerging areas of isotopically heavy CO₂ originated from deep earth (Ohsawa et al., 2009). This year, for the specification of the deep-CO₂, we geochemically investigated dissolved helium of some hot spring waters collected at the same time and examined correlation between $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ and $\text{C}_{\text{DIC}}/{}^3\text{He}$ according to previous reports (e.g., Sano and Marty, 1995; Sano et al., 1997; Nishio et al., 1998; Sato et al., 1999; Ohsawa and Yusa, 2001; Yamamoto et al., 2001; Deines, 2002; Sumino et al., 2004; Doğan et al., 2006; Ohba et al., 2010).

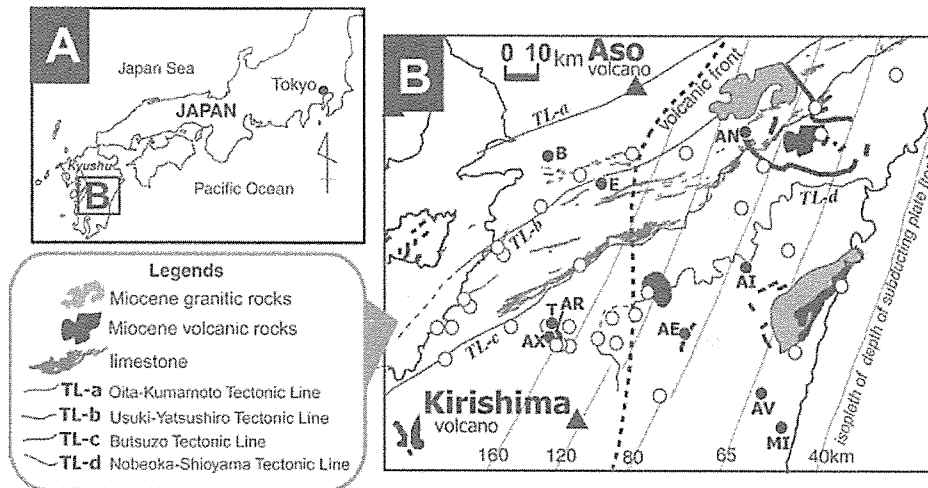


Fig.1 Location map of hot springs in this study (solid circles) with Quaternary volcanoes, volcanic front (Quaternary), Miocene granitic and volcanic rocks, tectonic lines and isopleths of depth of subducting plate (Philippine-sea plate). Open circles show locations of the other researched hot springs in the annual report for previous year (Ohsawa et al., 2009).

2. Sampling and analytical methods

Hot spring waters for examining dissolved He were collected at 8 hot spring sites (solid circles T, AR, AX, AI, AE, AN, B and E in Fig 1B), and separated gas from hot spring water derived from dehydrated fluid originated during burial diagenesis of marine sediments (Ohsawa et al., 2010) was sampled for reference purpose (solid circle MI in Fig. 1B). The hot spring waters were introduced directly in a soft copper pipe (major diameter, 9.5 mm; inside

diameter, 7.9 mm; length, 30 cm; capacity, about 40 mL) avoiding air-contamination and were sealed using special clamps. The separated gas was introduced by water displacement into a 50 ml glass sample container with vacuum cocks on both ends. Concentration of dissolved He and its $^3\text{He}/^4\text{He}$ were analyzed by mass spectrometry at the Geo-Science Laboratory, Japan after extracting dissolved gases from the water samples in the copper pipe. The chemical composition of He and $^3\text{He}/^4\text{He}$ of the gas sample were analyzed using a gas-chromatograph installed at Beppu Geothermal Research Lab., IGS of Kyoto University, Japan and measured by mass spectrometry at Kyuden Sangyo Co., Inc, Japan, respectively.

The samples for DIC, collected at T, AR, AX, AI, AE, AN, B and E (Fig. 1B), were stored in a CO_2 gas-tight bottle. The concentrations of DIC were determined using a CO_2 -gas electrode with an ion meter after all the carbonate species in the sample water were converted into $\text{CO}_{2(\text{aq})}$ by adding of sulfuric acid. The $\delta^{13}\text{C}$ values of DIC were obtained by transferring of the generated CO_2 gas by the addition of phosphoric acid to a mass spectrometer at the Stable Isotope Laboratory of IGNS, New Zealand. The chemical and $\delta^{13}\text{C}$ data of CO_2 and CH_4 gases from the hot spring site MI were cited from Ohsawa et al. (2010).

3. Results and discussion

A diagram showing the $\text{C}/^3\text{He}$ ratio as a function of $\delta^{13}\text{C}$ value (Sano and Marty, 1995) is applied to obtain a rigid constraint on the origin of DIC for hot spring water samples, as shown in Fig. 2. This figure shows data of 8 water samples (T, AR, AX, AI, AE, AN, B and E) and one gas sample (MI) together with mantle (Deines, 2002), organic carbon (organic sediments) and carbonate (marine carbonate) (Sano and Marty, 1995), and subduction-related fumarolic gases from Kirishima and Aso Volcanoes (Sato et al. 1999; NEDO, 1989). Sample-MI, related to dehydrated fluid originated during burial diagenesis of marine sediments (Ohsawa et al., 2010), is plotted close to the area of organic carbon, as expected. The others show mixing features of mantle, organic carbon and carbonate components, however contributions of the components are varied. Samples-AI and -AE are rich in the carbonate component such as the subduction-related fumarolic gases, and samples-B, -AN and -E are relatively rich in the organic carbon component, whereas samples-AR, -T and -AX are rich in the mantle component. This differentiation is also presented from the quantitative estimation of carbon contributions from the three model-endmembers based on a mass balance using $\text{C}/^3\text{He}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values (Sano and Marty, 1995).

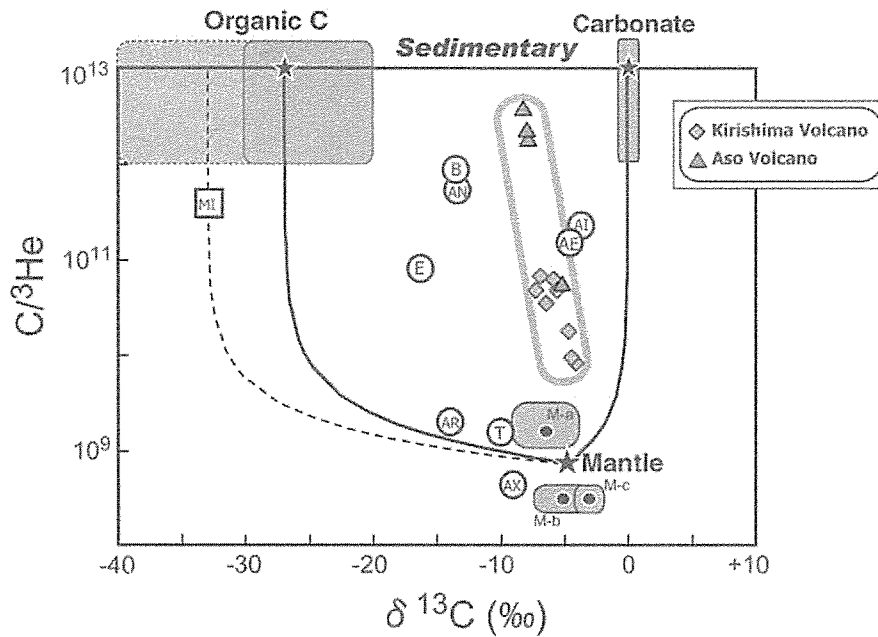


Fig.2 Correlation diagram between $C/{}^3\text{He}$ and $\delta^{13}\text{C}$ for DIC of hot spring waters (○) and separated gas from hot spring water (□). Also indicated are data for fumarolic gases (Sato et al., 1999; NEDO, 1989), Mantle (M-a: Sano and Marty, 1995; M-b: Deines, 2002; M-c: Nishio et al., 1998), carbonate and organic carbon (Sano and Marty, 1995). Lines show mixing lines among the three endmembers.

Turning our eyes to geographical distribution of the differentiated hot springs into three groups except for the hot spring-ML, we can find obvious isotopic systematics based on sample locality. The first group of hot springs: B, AN and E are located in the Sambagawa Belt (between TL-a and TL-b) derived from a Cretaceous accretionary complex or the Chichibu Belt (between TL-b and TL-c) which comprises a Jurassic accretionary complex. The reason why the contributions of carbonate on DIC of these hot spring waters are not negligible might be concerned to the old geologic bodies accompanied with a lot of limestone areas. The second group of hot springs: AI and AE, whose DIC are rich in the carbonate component more than B, AN and E, are located in the Southern Shimanto Belt (on the southern side of TL-d). Because surface distribution of limestone is scarce in this region, the DIC rich in the carbonate component of these hot springs may be derived from much deeper, and is probably be originated from the subducting Philippine-Sea Plate as implied from the isotopic similarity on the $C/{}^3\text{He}$ - $\delta^{13}\text{C}$ correlation diagram (Fig. 2). The last group of hot springs: AR, T and AX, whose DIC are rich in the mantle component, are situated in the Hitoyoshi Basin. As shown in Fig. 3, the studied hot spring waters from the basin is not only rich in mantle-derived carbon but also mantle-He. The Hitoyoshi Basin is a tectonic basin (Chida, 2000) and the southern part of Kyushu Island including this basin area from Pliocene to Pleistocene is on regional stress field by extensional or transtensional tectonics of NW-SE or NNE-SSW direction (Yamaji et al., 2003). The relative high contribution of the mantle component to DIC and He of hot spring waters in the Hitoyoshi Basin may be possible to be tectonically effected such as formation of vein type ore deposits in southwestern Kyushu (Yamaji et al., 2003).

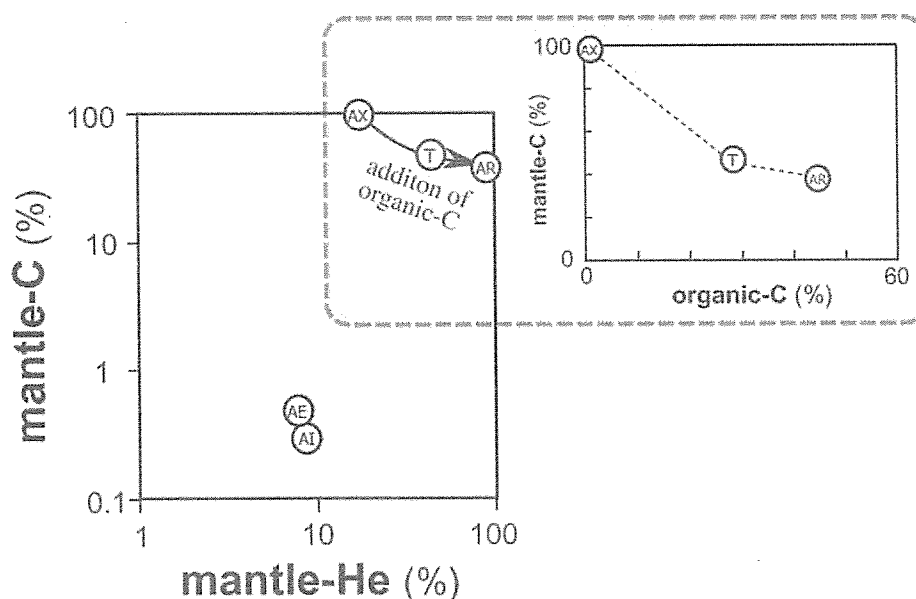


Fig. 3 Relation between contributions of mantle-He and mantle-C of DIC of hot spring waters. The attached figure shows relation between contributions of organic-C and mantle-He of hot spring waters in the Hitoyoshi Basin. The negative relationship between them can be attributed to surface geology comprises lacustrine sediment (Tsuyuki, 1969; Tsuyuki, 1976).

References

- Chida, N. (2000) Active fault along the southern margin of the Hitoyoshi Basin, Kumamoto Prefecture, southwest Japan. *Active Fault Research*, 19, 87-90 (in Japanese with English abstract)
- Deines, P. (2002) The carbon isotope geochemistry of mantle xenoliths. *Earth-Science Reviews*, 58, 247-278
- Doğan, T., Sumino, H., Nagao, K., Notsu, N. (2006) Release of mantle helium from forearc region of the Southwest Japan arc. *Chemical Geology* 233, 235-248
- New Energy Development Organization (NEDO) (1989) Regional exploration of geothermal fluid circulation system, Aso area. National Geothermal Resources Exploration Project (3rd phase), Prepared for the Ministry of International Trade and Industry by the New Energy Development Organization, 108pp (in Japanese)
- Nishio, Y., Sasaki, S., Gamo, T., Hiyaogon, H., Sano, Y. (1998) Carbon and helium isotope systematics of North Fiji Basin basalt glasses: carbon geochemical cycle in the subduction zone. *Earth Planet. Sci. Lett.* 154, 127-138
- Ohba, T., Sawa, T., Taira, N., Yang, T.F., Lee, H.F., Lan, T.F., Ohwada, M., Morikawa, N., Kazahaya, K. (2010) Magmatic fluids of Tatun volcanic group, Taiwan. *Applied Geochemistry* 25, 513-523
- Ohsawa, S., Yusa, Y. (2001) High $\delta^{13}\text{C}$ fumarolic CO_2 discharged from Ogasawara-Iwojima, an active volcanic island in the Izu-Bonin Arc. *J. Geotherm. Res. Soc. Jpn.* 23, 197-205
- Ohsawa, S., Yamada, M., Yoshikawa, S., Mishima, T., Kagiya, T. (2009) Waters bearing deep-originated CO_2 discharged from hot spring wells distributed in non-volcanic region between Aso And Kirishima Volcanoes, Kyushu Island, Japan. *Annual Reports FY2008, Institute for Geothermal Sciences, Graduate School of Science, Kyoto University*, 14-17

Ohsawa, S., Amita, K., Yamada, M., Mishima, T., Kazahaya, K. (2010) Geochemical features and genetic

- process of hot-spring waters discharged from deep hot-spring Wells in the Miyazaki Plain, Kyushu Island, Japan: Diagenetic dehydrated fluid as a source fluid of hot-spring water. *J. Hot Spring Sci.*, 59, 295-319 (in Japanese with English abstract)
- Sano, Y. And Marty, B. (1995) Origin of carbon in fumarolic gas from island arcs. *Chem. Geol.*, 119, 265-274
- Sano, Y., Gamo, Y., Williams, S.N. (1997) Secular variations of helium and carbon isotopes at Galeras volcano, Colombia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 77, 255-265
- Sato, M., Mori, T., Notsu, K., Wakita, H. (1999) Carbon and Helium Isotopic Composition of Fumarolic and Hot Spring Gases from Kirishima Volcanic area. *Bull. Volcanol. Soc. Jpn*, 44, 279-283 (Japanese with English abstract)
- Sumino, H., Notsua, K., Nakai, S., Sato, M., Nagao, K., Hosoe, M., Wakita, H. (2004) Noble gas and carbon isotopes of fumarolic gas from Iwojima volcano, Izu-Ogasawara arc, Japan: implications for the origin of unusual arc magmatism. *Chemical Geology* 209, 153– 173
- Tsuyuki, T. (1969) Geological study of hot springs in Kyushu, Japan (5) Some hot springs in the Kagoshima Graben, with special reference to thermal water reservoir. *Rep. Fac. Sci., Kagoshima Univ.*, 2, 85-101 (in Japanese with English abstract)
- Tsuyuki, T. (1976) Tritium content of the thermal waters of Hitoyoshi, Kirishima and Ibusuki hot springs, south Kyushu, Japan. *Rep. Fac. Sci., Kagoshima Univ.*, 9, 75-86 (in Japanese with English abstract)
- Yamaji, A., Hase, Y., Torii, M. (2003) Paleostresses inferred from mesoscale faults in the Late Pliocene Hitoyoshi Formation; implications for the formation of vein-type ore deposits in southern Kyushu, Japan. *Shigen Chishitsu*, 53, 21-225 (in Japanese with English abstract)
- Yamamoto, J., Watanabe, M., Nozaki, Y., Sano, Y. (2001) Helium and carbon isotopes in fluorites: implications for mantle carbon contribution in an ancient subduction zone. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 107, 19-26

Melt extraction and multiple metasomatism beneath French Massif Central: Geochemical and isotopic signatures of ultramafic xenoliths

M. Yoshikawa, T. Kawamoto, T. Shibata, J. Yamamoto

Ultramafic xenoliths from Mont Briançon, Ray Pic and Puy Beaunit in the French Massif Central show variable Cr-number of spinels and abundances of HREE in clinopyroxenes (cpx), suggesting a residual origin after various degrees of melt extraction from a fertile peridotite. Pyroxene geothermometer and CO₂ densimeter estimates are 860–1060 °C at 0.91–1.10 GPa for southern domain xenoliths (Mont Briançon, and Ray Pic) and 840–940 °C at 0.65–0.67 GPa for northern domain xenoliths (Puy Beaunit). Modal compositions, trace element compositions of melt in equilibrium with cpx and Sr–Nd isotopic compositions of cpx suggest the influence of two distinct metasomatic agents and styles: (1) cryptic metasomatism with a component related to the European Asthenospheric Reservoir (Granet *et al.*, 1995), (2) modal metasomatism with a silicate-rich carbonatite melt related to subducted slab.

Relatively shallow mantle beneath the northern domain is enriched in Sr–Nd isotopic compositions, LILE and LREE with depletion of Zr. Such features were formed by modal metasomatism from a silicate-rich carbonatite melt. Relatively deeper mantle beneath the southern domain is composed of fertile peridotites and is relatively depleted in Sr–Nd isotopic compositions and LILE and LREE, reflecting metasomatism mainly by asthenospheric melts.

References

- [1] Granet *et al.* (1995) *EPSL* **136**, 281–296.

Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the post-caldera lavas from Aso volcano, central Kyushu

M. Miyoshi, T. Shibata, M., Yoshikawa

In order to constrain the origin of compositional diversity observed in the Aso post-caldera magma, we analyzed trace element and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of Ol-Opx-Cpx basalt, Opx-Cpx andesite, Opx-Cpx dacite, and Opx-Cpx rhyolite lavas from Aso central cones.

The post-caldera basalt, andesite, dacite, and rhyolite lavas show similar N-MORB normalized trace element patterns (Fig. 1). These patterns of the post-caldera lavas partly overlap with those of the Aso pyroclastic flow deposits (Hunter, 1998) of the caldera-forming stage. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios increase with increasing SiO_2 from basalt to rhyolite. On the other hand, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios decrease with increasing SiO_2 (Fig. 2).

The trace element patterns may indicate that the chemical compositions of the magmatic sources of post-caldera basalt, andesite, dacite, and rhyolite are similar. The isotopic compositions of these lavas probably represent the compositional diversity (basalt-rhyolite) of post-caldera lavas is not simply explained by fractional crystallization process.

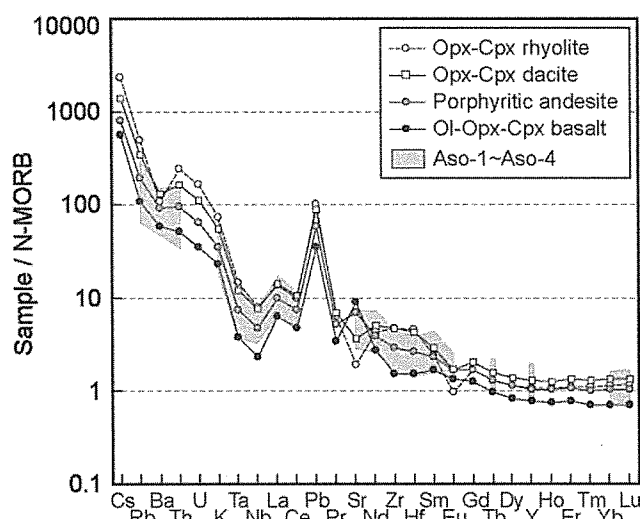


Fig. 1 Incompatible trace element compositions of the Aso post-caldera lavas. The values are normalized to N-MORB (Sun and McDonough, 1989). The shaded area shows the compositions of Aso pyroclastic flow deposits (Hunter, 1998).

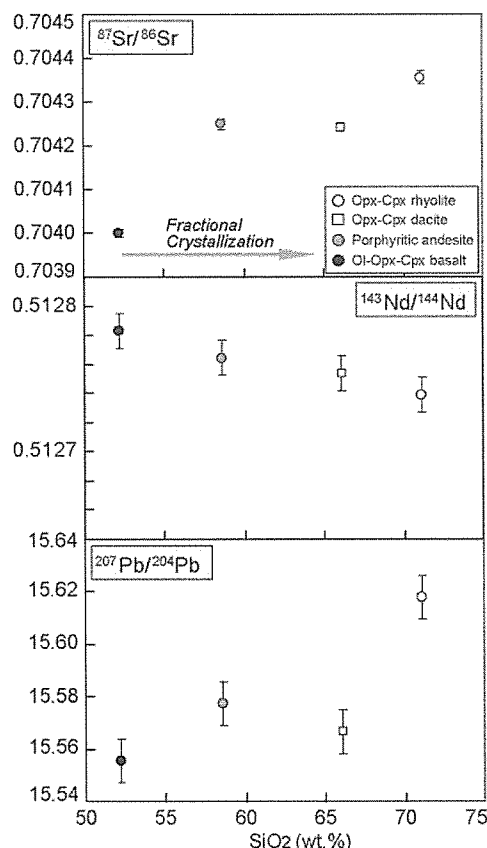


Fig. 2 SiO_2 vs Sr, Nd, Pb isotopic ratios of Aso post-caldera lavas.

Accuracy and precision of densimetry for CO₂ in CO₂ inclusions: microthermometry vs. micro-Raman densimetry

Kobayashi T. (Chiba Univ.), Yamamoto J. (Kyoto Univ.), Ishibashi H. (Tokyo Univ.), Hirajima T. (Kyoto Univ.), Hirano N. (Tohoku Univ.), Lai Y. (Peking Univ.), Prikhod'ko V.S. (ITG) and Arai S. (Kanazawa Univ.)

Abstract

To assess ability of densimetry for CO₂ fluid in CO₂ inclusions, we compare two methods, which are microthermometry and micro-Raman densimetry for CO₂. The comparative experiment was conducted for nine CO₂ inclusions in three mantle xenoliths. The results are as follows. (1) Microthermometry precisely determines CO₂ density compared to micro-Raman densimetry. (2) CO₂ density obtained by micro-Raman densimetry is fairly consistent with that by microthermometry. (3) Microthermometry can be applied only to the CO₂ inclusion whose CO₂ density ranges from around 0.65 g/cm³ to 1.18 g/cm³, whereas the micro-Raman densimetry is applicable to CO₂ density ranging from 0.1 to 1.24 g/cm³. (4) It is hard to determine CO₂ density in the CO₂ inclusion with diameter of less than around 3 micrometer by microthermometry.

1. Introduction

Fluid inclusions give us a lot of valuable information on the origin of host minerals. Residual pressure of the fluid is widely used as a depth probe for the minerals. Most mantle-derived minerals contain CO₂ as a dominant component of fluid inclusions. Density of CO₂ in a CO₂ inclusion in a mantle mineral is also used as a depth probe for the mineral. If the density of CO₂ in the fluid inclusion is determined, the P-T condition where the fluid inclusion was equilibrated with the host minerals can be estimated using the equation of state for CO₂ and an equilibration temperature estimated from a geothermometer. Estimation of depth where the mantle rocks are carried up by ascending magma has important implications to elucidate chemico-physical compositions of ancient mantle.

Density of fluid in fluid inclusions has been popularly estimated by measuring the temperature at which liquid and vapor in two-phase CO₂ become homogenized to a single phase upon warming (see Fig. 1). This technique is called microthermometry. There are some limits to type of fluid inclusion for this method because the fluid density is determined through observation of change in fluid phase by optical microscope. For example, we should concern about size and shape of a fluid inclusion. Location of the fluid inclusion within a section is also a matter to be considered. More important is limitation of applicable fluid density that should be within a range showing change in fluid phase under reasonable temperature.

Recently, an alternative estimation method for CO₂ density was established using micro-Raman spectroscopy (Yamamoto et al., 2002; Kawakami et al., 2003; Yamamoto and Kagi, 2006). The separation between two main peaks of Raman spectra of CO₂ increases with increasing density of CO₂ (Kawakami et al., 2003). Raman spectrum is detectable from sub-microscopic region in a mineral. Thus, micro-Raman spectroscopy has potential to measure CO₂ density of tiny CO₂ inclusions.

The micro-Raman densimetry is not good at everything as the densimetry for CO₂. There is considerable uncertainty as to density determination. The accuracy and precision in the CO₂ density closely relate to resultant resolution of mantle structure.

For this study, we measured CO₂ density of given CO₂ inclusions with several CO₂ density and diameter using both microthermometry and micro-Raman spectroscopy. The results permit a direct comparison of advantage between both densimetries for CO₂.

2. Experimental

2.1. Samples

The mantle xenoliths examined in this study were sampled from eastern Asia. The samples En1 and En010 are from Ennokentiev in far eastern Russia, and the sample YFL04 is from Yinfengling, Leizhou Peninsula in southeastern China. These are spinel-lherzolites, which show porphyroclastic to equigranular texture. The average grain sizes of their constituent minerals are, respectively, about 1.5 mm for sample En1, 2.5 mm for sample En010 and 2.0 mm for sample YFL04. Major element compositions of the samples are listed in Table 1 with exception of En010 whose major element composition has been reported by Yamamoto and Kagi (2008). The Fo value ($[\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) \times 100]$ of olivine) and Cr# ($[\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) \times 100]$ of spinel) respectively show values of 89.8 and 9.3 for sample En1, 89.6 and 12.0 from sample En010 and 89.3 and 16.2 for sample YFL04. Those values are typical of upper mantle lherzolite (e.g. Arai, 1994).

Recent studies have provided geochemical data related to mantle xenoliths from far eastern Russia including samples En1 and En010 on noble gases and density of CO₂ in fluid inclusions. The ³He/⁴He ratio of En1 is similar to that of MORB (Yamamoto et al., 2004), whereas it is difficult to evaluate the ³He/⁴He ratio of sample En010 because of relatively large uncertainty. Arakawa et al. (2007) reported carbon isotopic ratio of CO₂ in fluid inclusions in En1 as $-14.8 \pm 6.7\%$, which is within the range of MORB.

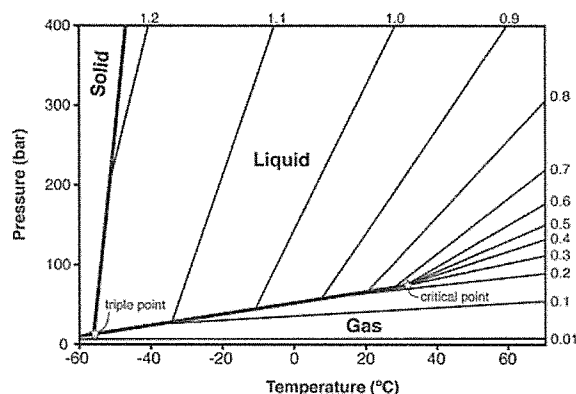


Figure 1. P-T diagram for the system CO₂ (Pitzer and Sterner, 1994). Contours represent CO₂ density in g/cm³.

The depth at which samples En1 and En010 were trapped by host magma was, respectively, estimated as ~30 km (Yamamoto et al., 2002) and 38–44 km (Yamamoto and Kagi, 2008) by the fluid inclusion geobarometry using micro-Raman densimetry. Thus the samples En1 and En010 were derived from the uppermost part of the fertile subcontinental lithospheric mantle. Leizhou Peninsula is known as locality where young lithospheric extension and recent thinning were inferred from the xenolith geotherm (e.g., Yu et al., 2003). The equilibrium temperature of sample YFL04 is estimated as 1086°C (Table 1). Considering the xenolith geotherm in Leizhou Peninsula (Yu et al., 2003; Huang et al., 2007), the depth where the sample YFL04 was derived is estimated as around 55 km.

Table 1. Average compositions (wt%) of minerals in mantle xenoliths

Samples	En1				YFL04			
Rocktype	spinel-lherzolite xenolith				spinel-lherzolite xenolith			
Mineral	olivine	opx	cpx	spinel	olivine	opx	cpx	spinel
Mg#	89.83	89.98	90.86	75.87	89.33	89.77	89.69	72.48
Cr#				9.25				16.16
SiO ₂	40.09	54.74	52.94	0.02	41.50	55.25	53.33	0.09
TiO ₂	0.01	0.12	0.65	0.06	0.02	0.16	0.48	0.46
Al ₂ O ₃	0.01	4.21	7.09	59.03	0.04	4.72	6.12	50.99
Cr ₂ O ₃	0.01	0.19	0.45	8.83	0.03	0.49	0.95	14.66
FeO	9.98	6.56	2.63	11.47	10.15	6.42	3.26	13.44
MnO	0.12	0.14	0.06	0.05	0.14	0.14	0.08	0.13
MgO	49.37	33.45	14.67	20.13	47.70	31.60	15.85	19.86
CaO	0.01	0.47	19.79	0.01	0.09	0.97	18.32	0.00
Na ₂ O	0.01	0.05	1.68	0.00	0.02	0.15	1.56	0.01
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
NiO	0.39	0.08	0.04	0.39	0.30	0.09	0.04	0.33
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
T [°C]	972				1086			

Multiple points in the core of a single grain of each mineral species were analyzed. Equilibrium temperature (T) were estimated by two-pyroxene geothermometer of Wells (1977). opx, orthopyroxene; cpx, clinopyroxene. Major element compositions were analyzed using an electron probe microanalyzer (JEOL JXA-8800 at Tokyo Institute of Technology. The analyses were carried out using an accelerating voltage of 20 kV and a beam current of 20 nA. Integrated times for measurements were 100s for most elements and 20s for Na and K.

2.1.2. Fluid inclusions

We primarily aim at verifying applicability of density determination methods to various type of fluid inclusion. We require CO₂ inclusions with various CO₂ density and size. Figure 2 shows photographs of CO₂ inclusions used in this study. Almost all minerals in each sample have fluid inclusions with a negative crystal shape. The present study used nine fluid inclusions that have 1.9 – 28.3 μm diameter and are pure CO₂ (> 99%): Raman spectra show no trace of components other than CO₂ with exception of inclusion En1-a-3, which shows graphite on the wall of the inclusion.

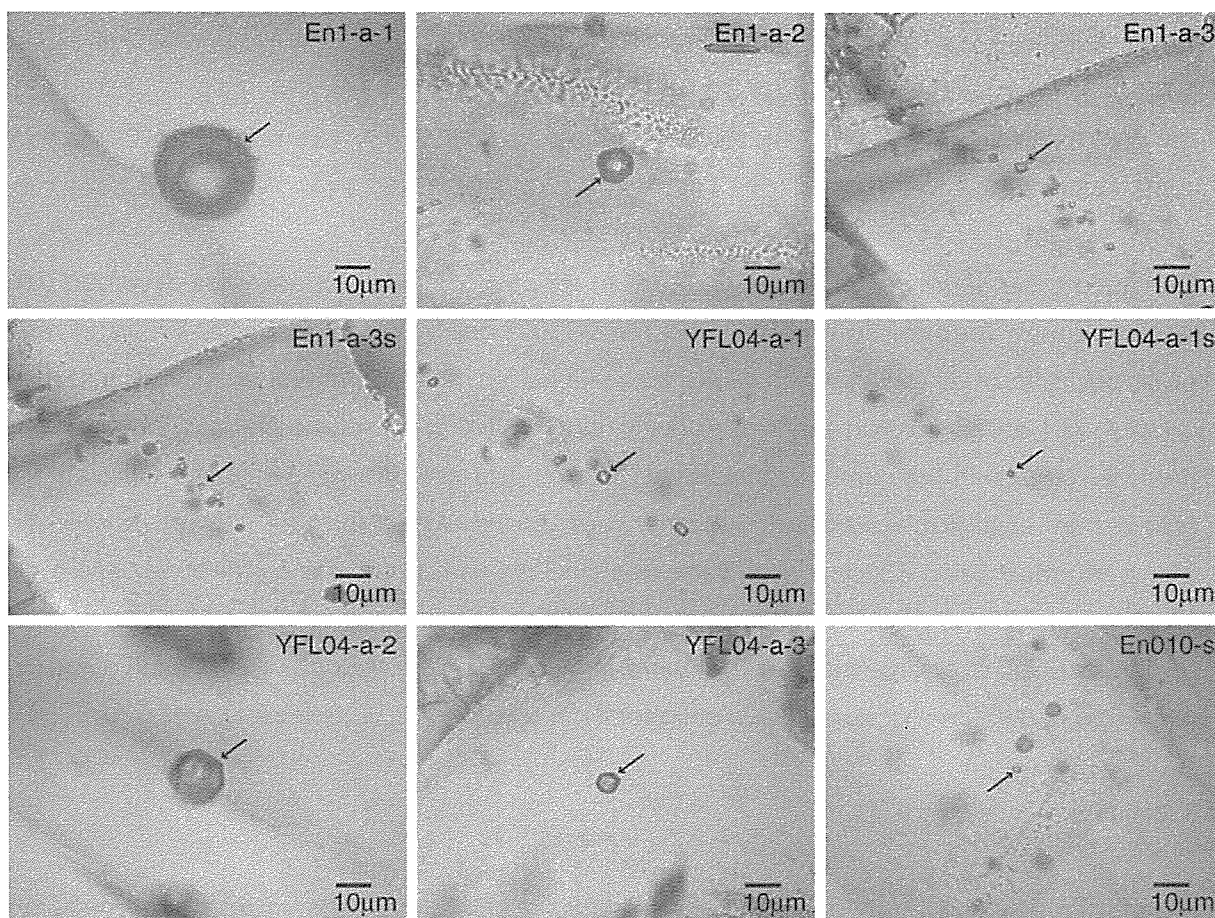


Figure 2. Photomicrographs of thick sections of mantle xenoliths (En1, En010 and YFL04). Fluid inclusions used in this study are CO₂ inclusions with negative crystal shape. The inclusions En1-a-1 and En010-s are associated with a trail of melt inclusions. Cleavage is established through inclusion YFL04-a-2.

2.2.2. Density measurement of CO₂ fluid

The CO₂ density of CO₂ inclusions in minerals has been determined by microthermometry and micro-Raman densimetry for CO₂. The samples were sliced into thin (ca. 300-µm-thick) slabs, doubly polished, and mounted on glass slides.

Microthermometric measurements on fluid inclusions were carried out using a cooling and heating stage for optical microscope (Linkam LK-600) equipped at Kyoto University, Japan. In this measurement, CO₂ density of a CO₂ inclusion is estimated using density dependence of temperature where vapor and liquid in two phase CO₂ is homogenized on warming. CO₂ density was determined by taking an average of five measurements in a given CO₂ inclusion. Uncertainties in the CO₂ density were derived from the precision (1 σ) in the CO₂ density. Thermometer was calibrated by observation of freezing temperature of a synthetic inclusion composed of brine.

Regarding micro-Raman spectroscopy, many previous studies have documented the density-dependent band shift in Raman peaks of pure CO₂ (e.g., Wang & Wright, 1973; Bertrán, 1983; Garrabos et al., 1989a and b; Rosso & Bodnar, 1995; Yamamoto & Kagi, 2006). The Raman spectrum of CO₂ has two main peaks (Fig. 2). The split (Δ) between the peaks increase with increasing density of CO₂ (e.g., Bertrán, 1983; Kawakami et al., 2003). It is a

reliable method to estimate density of CO₂ with the following relation in the density range of 0.1–1.24 g/cm³ (Yamamoto & Kagi, 2006):

$$d = -0.00111808 \times (\Delta - 100)^8 + 0.04498451 \times (\Delta - 100)^7 - 0.7727143 \times (\Delta - 100)^6 + 7.4128146 \times (\Delta - 100)^5 - 43.468301 \times (\Delta - 100)^4 + 159.54433 \times (\Delta - 100)^3 - 357.7651 \times (\Delta - 100)^2 + 448.2404 \times (\Delta - 100) - 240.461$$

Therein, d is the density [g/cm³] of CO₂. Raman spectra of CO₂ inclusions were obtained using a Laser Raman Spectrophotometer JASCO NRS-3100 (Jasco, Tokyo, Japan) at Kyoto University equipped with an Ar-ion laser. An excitation laser beam of 514.5 nm wavelength was focused on spots of 1 and 2 μ m diameter respectively using a $\times 100$ or $\times 50$ objective lens. Consequently, the laser power on the sample surface was 15 mW. The spectrograph is obtained using 1800 groove/mm holographic grating. Spectra were accumulated for 30 – 210 sec. Calibration was performed using 520cm⁻¹ Si-wafer band and Ne-spectrum. The spectral resolution was around 1.0 cm⁻¹ per pixel; each CO₂ band was fitted to a Lorentzian curve to determine the accurate peak position. Applying this curve fitting procedure reduces the effective spectral resolution to 0.03 cm⁻¹ at signal counts higher than 500.

3. Results

We measured CO₂ density of nine CO₂ inclusions using two methods: microthermometry and micro-Raman densimetry for CO₂. Homogenization temperature, spectroscopic results and calculated CO₂ density were summarized in Table 2. Uncertainties of the CO₂ density are discussed in the following section. The homogenization temperatures were transformed to CO₂ density using an equation of state for CO₂ proposed by Pitzer and Sterner (1994). Homogenization of biphasic CO₂ (liquid and gas) to liquid CO₂ on warming were determined at temperature ranging from -47.5°C to 31.3°C. The inclusion En1-a-1 shows the homogenization temperature of 31.3°C, which is fairly close to the temperature of the critical point for CO₂ (Fig. 1). Because of high distribution of isochors around the critical point we could not estimate the CO₂ density of the inclusion well. For inclusions YFL04-a-1 and -1s we could not identify obvious change in phase. Comparison of photographs of the CO₂ inclusion before-and-after warming suggests that the inclusions changed phase from solid to liquid upon warming, indicating that the inclusion has CO₂ density higher than that of the triple point (1.178 g/cm³) (see Fig. 1). For the other inclusions we could not determine homogenization temperature for the CO₂ inclusions with diameter of less than 2.2 micrometer by the present system because of difficulty in observation of Brownian movement of bubble in such tiny CO₂ inclusions.

Table 2. CO₂ density of CO₂ inclusions estimated by microthermometry and micro-Raman densimetry for CO₂

Inclusions	Host mineral	Size* μm	Homogenization Temp.		CO ₂ density_MT**			CO ₂ density_Raman	
			°C		g/cm ³			g/cm ³	
En1-a-1	opx	28.3	31.32	± 0.04	0.3 - 0.6			0.441	± 0.015
En1-a-2	opx	10.2	-47.48	± 0.04	1.145	± 0.001		1.140	± 0.003
En1-a-3	olivine	3.5	-17.43	± 0.17	1.020	± 0.001		1.023	± 0.008
En1-a-3s	olivine	1.9	*		*			1.046	± 0.014
YFL04-a-1	opx	3.7	*		*			1.207	± 0.003
YFL04-a-1s	opx	1.9	*		*			1.198	± 0.004
YFL04-a-2	cpx	15.3	29.28	± 0.05	0.621	± 0.001		0.604	± 0.013
YFL04-a-3	cpx	6.9	3.80	± 0.05	0.904	± 0.001		0.887	± 0.005
En010-s	cpx	2.2	*		*			0.693	± 0.012

* Diameter of CO₂ inclusion. ** MT denotes microthermometry.

The relationship between Δ value and CO₂ density established by Yamamoto and Kagi (2006) allows estimation of the CO₂ densities of CO₂ inclusions. The micro-Raman densimetry for CO₂ provides CO₂ density of all CO₂ inclusions used in this study. The inclusions En1-a-1 and YFL04-a-2 are biphasic CO₂ inclusions at room temperature, resulting in that we will simultaneously obtain both spectra of liquid and gas. To obtain spectrum reflecting pristine density of CO₂ fluid in the CO₂ inclusions, we warmed the host minerals up at around 40°C to homogenize the biphasic CO₂ fluid. The effect of thermal expansion of the host minerals by warming up to 40°C is negligible for CO₂ density of the CO₂ inclusions (Yamamoto and Kagi, 2008).

For sample En1 the CO₂ density of inclusion En1-a-1 is lower than that of the other inclusions. It is attributed to the interaction with melt inclusions (see Fig. 2).

It is noteworthy that CO₂ density of nondefective CO₂ inclusion in orthopyroxene (inclusion En1-a-2) is higher than that in olivine (inclusions En1-a-3 and -3s). This gradation in CO₂ density between olivine and pyroxenes was reported previously on a lot of mantle xenoliths (Schwab and Freisleben, 1988; Frezzotti et al., 1992; Sapienza et al., 2005; Yamamoto et al., 2002; 2007; Yamamoto and Kagi, 2008). The density gradation would result from selective volume expansion of CO₂ inclusions in olivine during entrainment of a host mantle xenolith by magma, which reflect strength of the minerals in withstanding the pressure differential between the internal pressure of the CO₂ inclusions and external pressure (Yamamoto et al., 2002; 2007; 2008).

For sample YFL04, the CO₂ density of inclusions YFL04-a-1 and YFL04-a-1s, which were expected to be super dense CO₂ fluid from microthermometric observation, were determined precisely by micro-Raman densimetry as around 1.20 g/cm³. The inclusion YFL04-a-2, which has cleavage, shows CO₂ density lower than that of the nondefective inclusions (YFL-04-a-1 and -1s). Although inclusion YFL04-a-3 seems to be a nondefective inclusion, the relatively low CO₂ density might result from exsolution of the clinopyroxene hosting the inclusion YFL04-a-3. As is the case with inclusion En1-a-1, CO₂ density of En010-s

would be a consequence resultant from association with melt inclusions. These facts suggest that careful selection of inclusions and their host mineral species is essential for the accurate determination of fluid density of fluid inclusions as a depth index for mantle xenoliths. The CO₂ density of nondefective inclusion in an orthopyroxene in En1 is 1.140 – 1.145 g/cm³, and that in orthopyroxenes in YFL04 is 1.198 – 1.207 g/cm³ (Table 2).

4. Discussion

4.1. Precision and accuracy of CO₂ density

Homogenization temperatures listed in Table 2 are averaged values of five measurements for a given CO₂ inclusion. The present measurement system for microthermometry provides homogenization temperature with one place of decimals. The reproducibility of the homogenization temperature was fairly good: slight deviation was observed. On the other hand the precision of the Δ value (0.03 cm⁻¹) with moderate intensity (counts) corresponds to precision on CO₂ density of around 0.01 g/cm³. The precision of ~0.01 g/cm³ would be a passing grade as a depth probe for mantle xenoliths. The depth where a mantle xenolith was equilibrated with ambient pressure and temperature in mantle is estimated from the CO₂ density and equilibration temperature. The precision of ~0.01 g/cm³ corresponds to uncertainty of the depth as ± 0.6 km assuming equilibration temperature of 1000°C. Taking a typical uncertainty of the equilibration temperature of around 30°C into consideration, uncertainty of the depth will increase to ± 1.5 km, suggesting that the uncertainty of the depth depends on that of the equilibration temperature rather than that of CO₂ density.

The Raman spectrum of inclusions En1-a-3 and -3s exhibit the occurrence of a tiny fragment of graphite on the wall of the inclusions. Raman spectrum of graphite has a peak at around 1350cm⁻¹, which is close in value to a peak of CO₂ and may affect on the determination of CO₂ density. We obtained Raman spectra from graphite-free region in the inclusions. In addition, we compared results of curve fitting of Raman spectra obtained from the graphite-free region with that from graphite region. The results show that the estimated CO₂ density were identical with each other within the range of uncertainty, suggesting little effect of the occurrence of graphite on curve fitting of

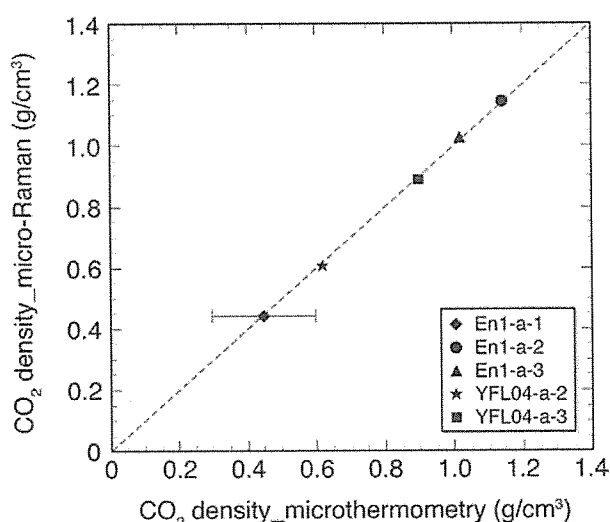


Figure 3. Comparison of CO₂ density determined by microthermometry and micro-Raman densimetry for CO₂. Error bars lie within the symbol size with exception of inclusion En1-a-1.

Raman spectrum of CO₂, though the precipitation of graphite on the wall of a CO₂ inclusion will decrease CO₂ density of CO₂ fluid.

We compare CO₂ density determined by microthermometry with that by micro-Raman densimetry for CO₂ (Fig. 3). The CO₂ density is consistent with each other within the range of almost 2 σ uncertainty. Thus the accuracy of both densimetry for CO₂ is verified at least within the range of CO₂ density between 0.60 g/cm³ and 1.14 g/cm³.

4.2. Applicability of two densimetries to CO₂ inclusions

Microthermometry is not applicable for CO₂ fluid denser than the density of the triple point as the melting of the dry ice is hard to observe (Van den Kerkhof & Olsen, 1990). Occurrences of superdense CO₂ fluid, which is defined as CO₂ fluid with density higher than that of the triple point (1.178 g/cm³), have been reported from fluid inclusions in mantle-derived silicate minerals (Frezzotti et al., 1992; Yamamoto et al., 2002; Yamamoto and Kagi, 2008). The pressure of super dense CO₂ at 1000°C is > 1.2 GPa, corresponding to > 40 km depth. Assuming typical geotherm of 20 – 25°C/km in continent, super dense CO₂ is common fluid in the subcontinental mantle. A geobarometer using major element compositions of garnet and orthopyroxene can be applied for a garnet peridotite, which usually exist in mantle deeper than ~60 km. Therefore super dense CO₂ is important depth probe for the mantle xenoliths derived from < 60 km depth. Micro-Raman densimetry for CO₂ serve as a unique method to explore the region.

Microthermometry is also hard to apply to CO₂ fluid with density that is lower than the critical point (0.466 g/cm³) as the homogenization occurs by expansion of the vapor bubble because it is impossible to determine accurately the temperature that liquid CO₂ on the wall in a CO₂ inclusion completely dries up on warming. In addition, for CO₂ inclusions with CO₂ density similar to the critical point, high distribution of isochors around the critical point (Fig. 1) will result in inaccurate estimation of CO₂ density by microthermometry even if the CO₂ inclusions have CO₂ density higher than the critical point as described for inclusion En1-a-1. In these points micro-Raman densimetry is highly beneficial. Precision of CO₂ density determined by micro-Raman densimetry mainly depends on intensity (counts) of

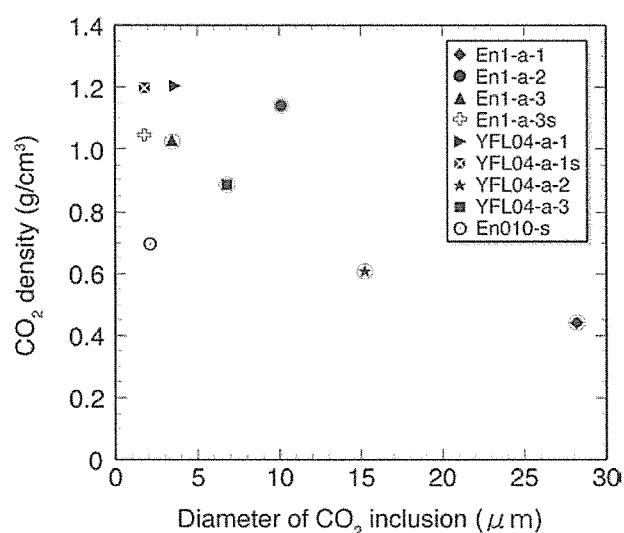


Figure 4. Diameter of CO₂ inclusions vs. CO₂ density determined by micro-Raman densimetry for CO₂. Large circles colored in grey indicate the CO₂ inclusions, whose CO₂ density was determined by microthermometry.

the CO₂ peaks. Because the intensity can be enhanced by accumulation of time, micro-Raman densimetry enables us to estimate CO₂ density with wide range.

Figure 4 depicts CO₂ inclusions measured by each densimetry. Micro-Raman densimetry is applicable to the CO₂ inclusions with diameter of less than 3 μm .

Furthermore microthermometry would be inappropriate for fluid inclusions in semi-opaque minerals such as spinel and sphalerite, though this point was not verified in this study.

We summarized some properties of the densimetries for CO₂ (Table 3). As discussed in the previous subsection, precise determination of CO₂ density of a CO₂ inclusion can be done by microthermometry, but micro-Raman densimetry is the only way to precisely determine CO₂ density that is $> 1.18 \text{ g/cm}^3$ and $< \sim 0.65 \text{ g/cm}^3$. Furthermore, micro-Raman densimetry is effective to measure CO₂ density in small CO₂ inclusions or in a semi-opaque mineral.

Table 3. Some properties of densimetries for CO₂ in fluid inclusion

	Microthermometry	Micro-Raman densimetry
Precision	$< \sim 0.001 \text{ g/cm}^3$	$\sim 0.01 \text{ g/cm}^3$
Accuracy	Comparable	
Applicable size of inclusion	$> \sim 3 \mu\text{m}$	$> \sim 1 \mu\text{m}$
Applicable CO ₂ density	$0.65 - 1.18 \text{ g/cm}^3$	$0.1 - 1.24 \text{ g/cm}^3$
Applicable host mineral	transparent mineral	transparent to semi-opaque mineral

4.3. Depth provenance of mantle minerals

We would like to devote here space to examining availability of CO₂ density of CO₂ inclusions in mantle minerals as a depth index. The CO₂ density of CO₂ inclusions with negative crystal shape was likely in equilibrium with ambient pressure and temperature in their mantle source region. Thus CO₂ density of the CO₂ inclusions is expected to be homogeneous throughout a mantle xenolith. It is noteworthy that the Δ values of olivine are considerably lower than those of pyroxenes. This density contrast does not suggest that CO₂ fluid in olivine was trapped at shallower depth than that in pyroxenes because internal pressure of CO₂ inclusions in mantle could be equilibrated with surrounding lithostatic pressure within reasonable timescale (Wanamaker and Evans, 1989). The density contrast results from selective volume expansion of CO₂ inclusions in olivine (Wanamaker and Evans, 1989; Yamamoto et al., 2008). From the viewpoint of the elastic effect, the volume of the inclusion, and hence the bulk density of the CO₂, is essentially the same now as at the time when the host mantle xenolith was trapped by magma because the trade-off between thermal expansion and compressibility of host mineral results in only a 2–3% volume change in elastic deformation during the ascent of mantle xenolith to the Earth's surface and subsequent cooling (Yamamoto and Kagi, 2008). However, plastic deformation is considerable with regard to depths of the origin of mantle xenoliths. During transport of xenoliths to near the Earth's surface, CO₂ inclusions preserve internal pressure up to around 1 GPa. Thus, a differential stress of around 1 GPa would have

occurred between the CO₂ inclusion and the surrounding crystal lattice when the xenoliths were near the Earth's surface. Yamamoto et al. (2002) demonstrated that the residual pressures of CO₂ inclusions in olivine in mantle xenoliths are systematically lower than those of orthopyroxene, clinopyroxene, or chromian spinel. This mineral-specific difference in CO₂ density suggests that the differential stress between CO₂ fluid and the surrounding host mineral preferentially diminishes CO₂ density of CO₂ inclusions in olivine. Results of the present study support this hypothesis.

The equilibrium temperatures of samples En1 and YFL04 estimated from the pyroxene thermometer of Wells (1977) are 972 and 1086°C, respectively. The pressure of CO₂ at given density and temperature can be estimated from the P-T diagram of CO₂. The respective pressures are 0.99 – 1.06 GPa and 1.26 – 1.35 GPa for samples En1 and YFL04. These pressures reflect the environment in which trapped CO₂ fluid was lithostatically equilibrated with surrounding host minerals.

Assuming the density of the crust at far eastern Russia and southeastern China is 2.85 g/cm³, the depth for sample En1 was 36.9 ± 1.2 km and that for YFL04 was 47.2 ± 1.6 km. These estimates include some ambiguity resulting from the rock density. The thermobarometric data of xenoliths enable us to understand paleo-thermal structure of the shallow lithosphere. Comparison of the xenolith geotherm with heat flux in the same region will suggest thermal history in the region.

Precise determination of CO₂ density using microthermometry and wide applicability of micro-Raman densimetry for CO₂ will elucidate several properties of mantle.

5. Concluding remarks

We compared uncertainty and applicability of two densimetry for CO₂ fluid in a CO₂ inclusion (microthermometry and micro-Raman spectroscopy). The accuracy of microthermometry is high because it is a direct observation of phase transitions for all fluid systems. Both methods provide identical CO₂ density within the range of uncertainty, indicating that micro-Raman densimetry for CO₂ attains comparable accuracy.

Microthermometry is able to determine CO₂ density with exquisite precision of $< \sim 0.001$ g/cm³, whereas the precision in micro-Raman densimetry for CO₂ is around 0.01 g/cm³ for the present system.

Regarding the applicability of the densimetries, micro-Raman densimetry enables determination of CO₂ density in very small inclusions (~ 1 μ m diameter) having widely various densities even in a semi-opaque mineral. The selection of densimetry for CO₂ as appropriate according to the type of CO₂ inclusion in mantle minerals will enhance resolution of mantle structure.

Acknowledgements

We thank T. Sengen and K. Yoshida for assistance in density determination. This study was financially supported in part by Research Fellowships by Institute for Geothermal Sciences, Kyoto University.

References

- Arai, S. (1994): Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation. *Chem. Geol.*, **113**, 191-204.
- Arakawa, M., Yamamoto, J. & Kagi, H. (2007): Developing micro-Raman mass spectrometry for measuring carbon isotopic composition of carbon dioxide. *Applied Spectroscopy*, **61**, 701- 705.
- Bertrán, J.F. (1983): Study of the Fermi doublet n_1 - $2n_2$ in the Raman spectra of CO₂ in different phases. *Spectrochim. Acta*, **39A**, 119-121.
- Frezzotti, M.L., Burke, E.A.J., DeVivo, B., Stefanini, B., Villa, I.M. (1992): Mantle fluids in pyroxenite nodules from Salt Lake Crater (Oahu, Hawaii). *Eur. J. Mineral.*, **4**, 1137-1153.
- Garrabos, Y., Echargui, M.A. Marsault-Herail, F. (1989a): Comparison between the density effects on the levels of the Raman spectra of the Fermi resonance doublet of the ¹²C¹⁶O₂ and ¹³C¹⁶O₂ molecules. *J. Chem. Phys.*, **91**, 5869-5881.
- Garrabos Y., Chandrasekharan V., Echargui M.A. and Marsault-Herail F. (1989b): Density effect on the Raman Fermi resonance in the fluid phases of CO₂. *Chem. Phys. Lett.*, **160**, 250-256.
- Huang, X.-L., Xu, Y.-G., Lo, C.-H., Wang, R.-C., & Lin, C.-Y. (2007): Exsolution lamellae in a clinopyroxene megacryst aggregate from Cenozoic basalt, Leizhou Peninsula, South China: petrography and chemical evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **154**, 691-705.
- Kawakami, Y., Yamamoto, J., Kagi, H. (2003): Micro-Raman densimeter for CO₂ inclusions in mantle-derived minerals. *Appl. Spec.*, **57**, 1333-1339.
- Pitzer, K.S. & Sterner, S.M. (1994): Equations of state valid continuously from zero to extreme pressures for H₂O and CO₂. *J. Chem. Phys.*, **101**, 3111-3116.
- Rosso, K.M. & Bodnar, R.J. (1995): Microthermometric and Raman spectroscopic detection limits of CO₂ in fluid inclusions and the Raman spectroscopic characterization of CO₂. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 3961-3975.
- Sapienza, G., Hilton, D.R. Scribano, V. (2005): Helium isotopes in peridotite mineral phases from Hyblean Plateau xenoliths (south-eastern Sicily, Italy). *Chem. Geol.*, **219**, 115-129.
- Schwab, R.G. & Freisleben, B. (1988): Fluid CO₂ inclusions in olivine and pyroxene and their behaviour under high pressure and temperature conditions. *Bull. Mineral.*, **111**, 297-306.
- Van den Kerkhof, A.M. & Olsen, S.N. (1990): A natural example of superdense CO₂ inclusions: microthermometry and Raman analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 895-901.

- Wanamaker, B.J. & Evance, B. (1989): Mechanical re-equilibration of fluid inclusions in San Carlos olivine by power law creep. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **102**, 102-111.
- Wang, C.H. & Wright, R.B. (1973): Raman studies of the effect of density on the Fermi resonance in CO₂. *Chem. Phys. Lett.*, **23**, 241-246.
- Wells, P.R.A. (1977): Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **62**, 129-139.
- Yamamoto, J. & Kagi, H. (2006): Extended micro-Raman densimeter for CO₂ applicable to mantle-originated fluid inclusions. *Chem. Lett.*, **35**, 610-611.
- Yamamoto, J., Kagi, H., Kaneoka, I., Lai, Y., Prikhod'ko, V.S., Arai, S. (2002): Fossil pressures of fluid inclusions in mantle xenoliths exhibiting rheology of mantle minerals: implications for the geobarometry of mantle minerals using micro-Raman spectroscopy. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **198**, 511-519.
- Yamamoto, J., Kaneoka, I., Nakai, S., Kagi, H., Prikhod'ko, V.S., Arai, S. (2004): Evidence for subduction-related components in the subcontinental mantle from low ³He/⁴He and ⁴⁰Ar/³⁶Ar ratio in mantle xenoliths from Far Eastern Russia. *Chem. Geol.*, **207**, 237-259.
- Yamamoto, J., Kagi, H., Kawakami, Y., Hirano, N., Nakamura, M. (2007): Paleo-Moho depth determined from the pressure of CO₂ fluid inclusions: Raman spectroscopic barometry of mantle- and crust-derived rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **253**, 369-377.
- Yamamoto, J., Ando, J., Kagi, H., Inoue, T., Yamada, A., Yamazaki, D., & Irifune, T. (2008): In-situ strength measurements of natural upper-mantle minerals. *Phys. Chem. Minerals*, **35**, 249-257.
- Yu, J.-H., O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., Xu, X., Zhang, M., & Zhou, X. (2003): The thermal state and composition of the lithospheric mantle beneath the Leizhou Peninsula, South China. *J. Vol. Geotherm. Res.*, **122**, 165-189.

The impact of hot spring drainage on outflow of diatom to coastal area

*M. Yamada, S. Ohsawa, T. Mishima, H. Mawatari, K. Takemura,
T. Sakai (Oita Univ.), M. Saito (Ehime Univ.)*

To assess the impact that hot spring drainage has on outflow of diatom to coastal area, river water samples for measurements of chemical components and biogenic silica concentration were collected from 6 rivers in Beppu area (Figure 1). The results of measurement and statistical analysis have shown below.

The rivers flowing in Beppu area are distinguished by the degree of impact of hot spring drainage and domestic waste water: 1) Hirata river is strongly influenced by hot spring drainage, 2) Haruki river is strongly influenced by domestic waste water and some amount of impact of hot spring drainage, 3) Sakai river is strongly influenced by domestic waste water, 4) Hiya, Shin and Asami river don't have a significant impact by hot spring drainage and domestic waste water (Figure 2).

The chemical components from hot spring drainage have influence with diatom amounts. That is, the inflow of hot spring drainage causes an increase of the diatom amount. On the other hand, there is no evidence that nutrients affect diatom amounts in this study area. Accordingly, diatom amount is not affected by domestic waste water, but by the inflow of hot spring drainage (Table 1).

We estimated more than 10 tons for diatom amounts that outflow from Hirata and Haruki Rivers, which is strongly influenced with hot spring drainage, to coastal area. At least, a few times of diatom amounts outflow to Beppu Bay in natural condition.

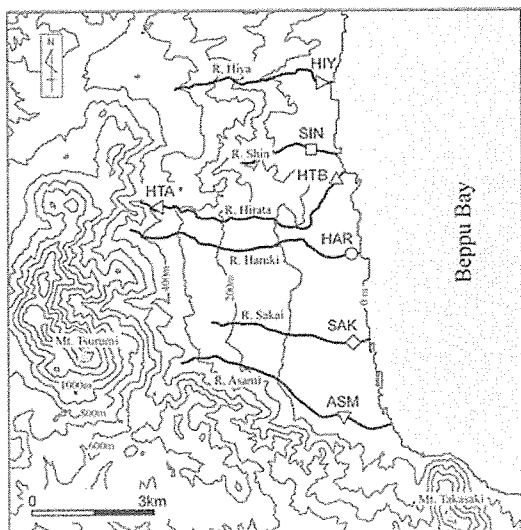


Figure 1

Location map of study area: HIY, SIN, HTA, HTB, HAR, SAK and ASM show river water sampling sites.

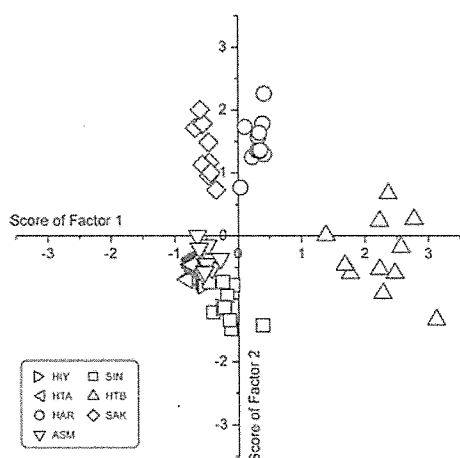


Figure 2

Factor score plots obtained from factor analysis (Varimax rotate) of chemical components in river waters. Score of factor 1 and 2 imply magnitude of the impact of "hot spring drainage" and "domestic wasted water", respectively.

Table 1

Correlations between water temperature, chemical components and biogenic silica

	W.T.*	Li ⁺	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	Br ⁻	NO ₃ ⁻	PO ₄ ³⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂	BSi**
W.T.*	1													
Li ⁺	0.57	1												
Na ⁺	0.53	0.97	1											
K ⁺	0.57	0.99	0.99	1										
Mg ²⁺	0.49	0.21	0.36	0.27	1									
Ca ²⁺	0.53	0.79	0.83	0.82	0.04	1								
Cl ⁻	0.53	0.95	0.99	0.97	0.36	0.82	1							
Br ⁻	0.55	0.94	0.99	0.97	0.41	0.82	0.99	1						
NO ₃ ⁻	0.51	0.63	0.64	0.63	0.25	0.65	0.60	0.60	1					
PO ₄ ³⁻	0.55	0.50	0.48	0.47	0.22	0.42	0.45	0.43	0.84	1				
SO ₄ ²⁻	0.53	0.86	0.91	0.92	0.35	0.80	0.89	0.90	0.53	0.29	1			
HCO ₃ ⁻	0.03	-0.15	-0.10	-0.21	-0.11	-0.02	-0.22	-0.23	0.41	0.54	-0.35	1		
SiO ₂	0.56	0.95	0.93	0.95	0.24	0.76	0.91	0.90	0.71	0.57	0.65	-0.10	1	
BSi**	0.43	0.81	0.80	0.81	0.04	0.65	0.79	0.78	0.36	0.25	0.71	-0.28	0.73	1

*W.T. : Water Temperature, **BSi : Biogenic Silica Concentration

Recent seismic activity in and around the Beppu graben, Kyushu, Japan.

T. Ohkura, H. Mawatari and K. Takemura

Since July 2007, seismic activity in the Beppu graben has been monitored by real-time telemetry system using IP-VPN network. And since April 2008, seismic data of Hi-net, JMA, and Kyushu Univ. around the graben have been combined to locate earthquakes in and around the graben. Fig.1 shows epicentral distribution with seismic stations used in this study. In this figure, all the epicenters are plotted, which were automatically located within the RMS residual travel time of 0.15 second.

We relocated events in the rectangular area of Fig.1 using manually picked P- and S-arrival times. In Fig.2, epicentral distribution in the area is shown with the E-W and N-S cross sections. As indicated in the previous works (Annual Report FY2000 and FY2002), the lower limit of

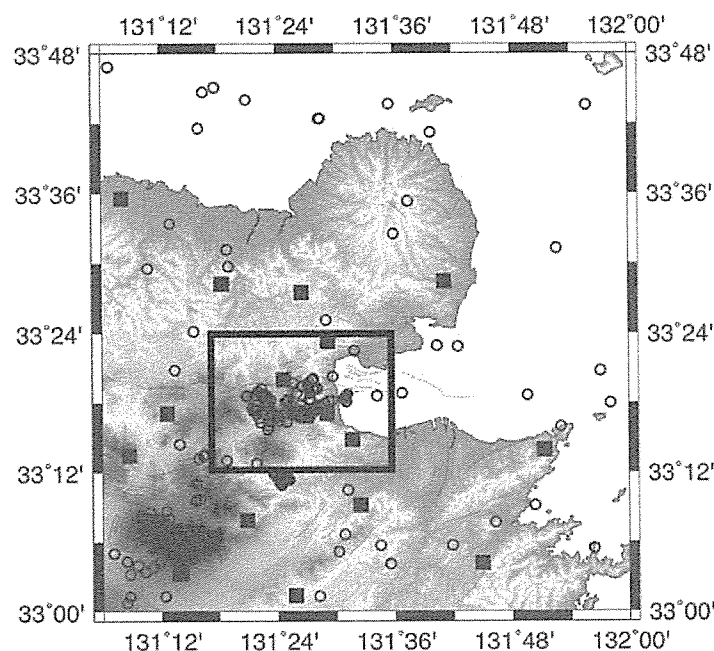


Fig.1 Epicenter distributions (open circles) in the period from April 2008 to March 2010, as determined automatically using IGS, Hi-net, Kyushu Univ. and JMA data. Solid squares show seismic station. Solid lines are active faults. A rectangular denotes the area which are shown in Fig.2.

seismicity shown in the E-W cross section becomes shallower toward the eastern flank of the active volcanoes; Mt. Garan and Mt. Tsurumi and there is an aseismic zone at a depth of 5 km, where a high electric conductive body is located by electromagnetic surveys(NEDO, 1989).

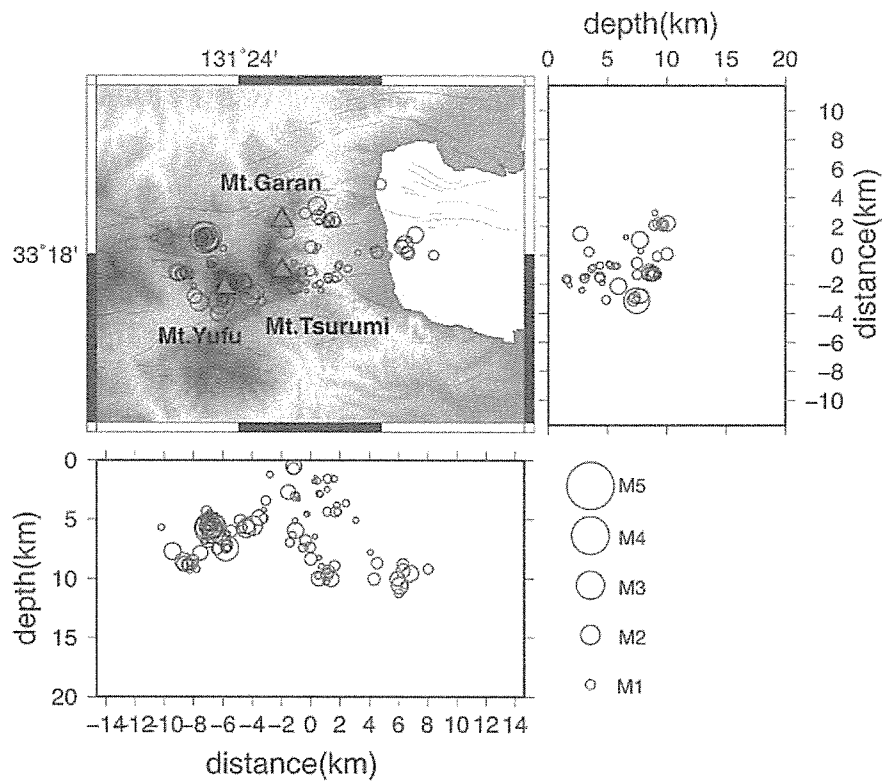


Fig.2 Relocated epicenter distributions in the area shown in Fig.1. period from April 2008 to March 2010 with E-W and N-S cross-sections. Triangles and solid lines show active volcanoes and active faults, respectively.

Acknowledgements

We thank the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Kyushu University, and Japan Meteorological Agency for waveform data.

研究報告 Scientific Reports

Catchment-scale assessment of sediment movement and land-use change in maritime Southeast Asia.

T. Furuich (Tokyo Univ. Agri. Tech., Kyoto Univ.),

K. Hoshikawa, T. Shibata and T. Kawakami (Kyoto Univ.)

Maritime Southeast Asia holds large biomass and high level of biodiversity which are sustained by abundant solar energy and the large amount of rainfall. This great potential of bio-productivity of the region has provided the basis for, for instance, industrial tree and oil palm plantations. While these forms of land-use can be seen as effective use of the natural resources, the land-uses are often indicated to involve various negative impacts on sustainability of the land. This study aims to quantitatively analyze a negative impact of the land-use change in a ~6,000 km² catchment in maritime Southeast Asia. The impact we mainly focused is the catchment-scale movement of sediments. Movement of sediment, which is originally derived from soil erosion, is important regarding sustainability of the land; once soils are eroded from catchment slopes and flatlands, more than the time-scale of 102 or 103 years is required for the soils to be recovered on the sites. Sediment movement is analyzed using tracing techniques based on sediment geochemistry. We report here the progress of tracing analysis of river sediments, which forms the main body of the study together with tracking land-use change using satellite images.

Major elements concentrations in 20 samples of river sediments were determined by the XRF analysis in the Institute for Geothermal Science (Beppu), Graduate School of Science, Kyoto University (Table). A preliminary tracing analysis using the XRF results indicates that specific sediment delivery from a sub-catchment (large-scale clearing for plantation) is significantly larger than that from the other sub-catchment. Further tracing analysis will be followed using additional geochemical data.

Table. Major elements concentrations of the 20 samples by the XRF analysis

	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	P	Total
Ma2 SB-1	78.07	1.08	15.34	3.84	0.01	0.77	0.23	0.24	1.64	0.08	101.30
Ma2 SB-2	75.89	0.98	15.39	4.09	0.01	0.95	0.14	0.44	2.14	0.05	100.08
Ma2 SB-3	75.81	0.97	15.50	4.22	0.01	0.97	0.14	0.46	2.16	0.05	100.29
Ma2 PD-1	75.50	0.95	15.30	4.77	0.04	1.03	0.16	0.54	2.18	0.05	100.52
Ma2 PD-2	73.55	0.99	17.45	4.82	0.01	1.05	0.10	0.27	2.38	0.04	100.66
Ma2 PD-3	76.38	0.94	14.99	4.54	0.03	0.98	0.14	0.49	2.11	0.05	100.65
Ma2 JL-2	75.67	0.91	15.11	5.30	0.05	1.06	0.19	0.55	2.17	0.05	101.06
Ma2 JL-3	77.31	0.95	14.15	4.72	0.07	0.93	0.17	0.39	1.91	0.04	100.64
Ma2 LB-1	70.42	1.14	19.93	6.20	0.03	0.92	0.24	0.19	1.96	0.09	101.12
Ma2 LB-2	77.58	0.92	13.97	4.38	0.03	0.95	0.15	0.54	2.01	0.04	100.57
Ma2 LB-3	75.99	0.94	14.79	4.83	0.04	1.00	0.16	0.53	2.11	0.05	100.44
Ma2 TB-1	76.22	0.93	14.98	4.48	0.03	0.97	0.16	0.52	2.14	0.05	100.48
Ma2 TB-2	75.80	0.93	14.83	4.88	0.04	1.03	0.17	0.50	2.17	0.05	100.40
Ma2 TB-3	74.65	0.94	15.71	5.06	0.04	1.08	0.17	0.51	2.29	0.05	100.50
Ma2 SB-1	78.27	1.07	15.48	3.87	0.01	0.79	0.25	0.27	1.64	0.07	101.72
Ma2 JL-2	75.62	0.91	15.20	5.34	0.05	1.08	0.19	0.55	2.18	0.04	101.16
Ma2 LB-1	70.13	1.17	19.96	6.16	0.03	0.93	0.24	0.19	1.96	0.09	100.86
Ma2 SB-1	77.66	1.08	15.28	3.82	0.01	0.78	0.25	0.24	1.63	0.08	100.83
Ma2 JL-2	75.85	0.92	15.22	5.31	0.05	1.06	0.19	0.53	2.17	0.05	101.35
Ma2 JL-2	75.54	0.92	15.12	5.28	0.05	1.06	0.19	0.54	2.17	0.05	100.92

Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic composition of the Miocene basaltic rocks in the near trench region of southwest Japan.

**H. SHINJOE (Tokyo Keizai Univ.), T. SHIBATA, M. YOSHIKAWA (Kyoto Univ.),
Y. ORIHASHI (Univ. of Tokyo) and T. SUMII (AIST)**

In the Miocene time of the southwest Japan, took place regional magmatism, which was almost coeval with the opening of the Japan Sea and the clockwise rotation of the southwest Japan arc (e.g., Kimura et al., 2005). In particular, intensive mafic to felsic magmatism occurred in the region much closer to the trench than those of Quaternary volcanic front. The near trench magmatism is usually divided into Setouchi volcanic rocks to the north of the Median Tectonic Line and the Outer Zone granitic rocks. In addition, igneous complexes including basaltic rocks are distributed in the region closer to the trench than those of the Outer Zone granitic rocks. Typical such igneous complexes are, alkaline dolerite dike in the Tanegashima Island (Taneda and Kinoshita, 1972), Ashizurimisaki igneous complex (Murakami et al., 1989), Murotomisaki gabbroic complex (Yajima, 1972), and Shionomisaki igneous complex (Miyake, 1981) from west to east. These igneous complexes were supposed to be formed almost simultaneously with Setouchi volcanic rocks and Outer Zone granitic rocks. We report whole rock trace element and Sr-Nd-Pb isotopic composition of the basaltic rocks obtained from these igneous complexes and discuss on the origin of basaltic magmatism in the near trench region.

Results for the tholeiitic dolerites

We analyzed two tholeiitic dolerite samples from the Shionomisaki complexes, and a chilled margin dolerite sample from the Murotomisaki gabbroic complex. MORB-normalized multi-element patterns of the tholeiitic dolerites resemble those of EMORB and show slight enrichment of LILE than the tholeiitic basalt of the Shioku Basin (Hickey-Vargas, 1998). Sr-Nd isotopic composition of the dolerites of the most depleted sample was close to those of the basalts of the Shikoku and Parece Vela Basin (Hickey-Vargas, 1991). These geochemical characteristics are concordant with the notion that the basaltic magmas of the Shionomisaki and Murotomisaki complexes were derived from the abyssal tholeiite magma of the Shikoku Basin at its culmination stage of the spreading. Pb isotopic compositions are close to those of the terrigenous sediments of the Nankai trench (Shimoda et al., 1998), which is explained by the contamination of Pb from sediments during the emplacement of magmas.

Results for the alkaline dolerites

We analyzed two alkaline dolerite samples from the Ashizurimisaki complexes, and an alkaline dolerite sample from the dike in Tanegashima Island. MORB-normalized multi-element patterns of alkaline dolerites resemble those of OIB and show more enrichment of LILE than

off-ridge alkaline basalt of the Shioku Basin (DSDP site 444A; Hickey-Vargas, 1998). Sr-Nd isotopic compositions of the alkaline dolerites of the Ashizurimisaki complex and Tanegashima dike are also more enriched than those of the off-ridge alkaline basalt of the Shioku Basin. Pb isotopic composition of the Tanegashima dolerite is close to those of the terrigenous sediments of the Nankai trench. Dolerites of the Ashizurimisaki complex have lower $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios than those for the Tanegashima dolerite. Since Nd isotopic composition of the dolerite of the Tanegashima dike is more depleted than those of Ashizurimisaki complex, the difference of Pb isotopic compositions were not explained by simply contamination of sediment during magma emplacement, but by isotopic heterogeneity of the source mantle materials. K-Ar age of the Tanegashima dike is 18.2 Ma (Ogasawara, 1997), which is close to that of Shingu lamprophyre dike in central Shikoku. Intrusion of the Ashizurimisaki complex was occurred at ~13 Ma (Shinjoe et al., 2010), after the magmatism of Setouchi volcanic rocks and Outer Zone granitic rocks. Difference of isotopic composition of source mantle might be ascribed to the age difference of these magmatisms.

References

- Hickey-Vargas, R. (1998) Origin of the Indian Ocean-type isotopic signature in basalts from Philippine Sea plate spreading centers: An assessment of local versus large-scale processes. *J. Geophys. Res.*, **103**, 20963-20979.
- Kimura, J., Stern, R.J., and Yoshida, T. (2005) Reinitiation of subduction and magmatic responses in SW Japan during Neogene time. *GSA Bull.*, **117**, 969-986.
- Miyake, Y. (1981) Geology and petrology of the Shionomisaki igneous complex, Wakayama prefecture, Japan. *J. Geol. Soc. Japan.*, **87**, 383-403.
- Murakami, N., Imaoka, T. and Uozumi, S. (1989) Ring complex of the Cape of Ashizuri, and its mode of emplacement, Kochi prefecture, Southwest Japan. *Monograph, Assoc. Geol. Collab. Japan*, **36**, 115-142.
- Ogasawara, M. (1997) K-Ar age and geochemical characteristics of the quartz-porphyry at Shimama, southern Tanegashima, and K-Ar age of a lamprophyre from northern Tanegashima: implications for Miocene igneous activities in the Outer Zone of southwest Japan. *J. Japan Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.*, **92**, 454-464.
- Shimoda G, Tatsumi Y, Nohda S, Ishizaka K, Jahn BM. (1998) Setouchi high-Mg andesites revisited: geochemical evidence for melting of subducting sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **160**, 479-92.
- Shinjoe, H., Orihashi, Y., and Sumii, T. (2010) U-Pb zircon ages of syenitic and granitic rocks in the Ashizuri igneous complex, southwestern Shikoku: Constraint for the origin of forearc alkaline magmatism. *Geochemical Journal* (in press).
- Taneda, S., and Kinoshita, K. (1972) An alkaline rock body in Tanegashima Island South Kyushu Japan. *J. Volcanol. Soc. Japan.*, **17**, 88-97.

Yajima, T. (1972) Petrology of the Murotomisaki gabbroic complex. *J. Japan Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.*, **67**, 218-241.

This report was modified from the Abstract of the annual meeting of the Geochemical Society of Japan vol.55 (2008), 295.

Progressive melting of a hot mantle diapir with entrainment beneath southwestern Japan

T. Sakuyama (JAMSTEC), M. Yoshikawa (Kyoto Univ.), T. Shibata (Kyoto Univ.), S. Nakai (Tokyo Univ.), H. Sumino (Tokyo Univ.), K. Ozawa (Tokyo Univ.)

In back arc regions, many geophysical and petrological studies suggest that the lithosphere is at high temperature and the upper mantle is influenced by fluid supplied from the subducting slab. The distribution of volatile components, the thermal structure, and their relationship with magmatism, together with the thermal and material transportation mechanisms within the back arc mantle are, however, still unknown. We have conducted comprehensive major and trace element, and isotope analyses, as well as geochronological investigations on intra-plate back arc volcanism in the Kita-Matsuura area (8.5~6 Ma), southwestern Japan, to address the issue of mantle dynamics in back arc regions on the time scale of ~2.5 Myr and a horizontal scale of ~35km.

The geochemistry of the Kita-Matsuura basalts vary temporally from low- (47~50 wt%), through medium- (49~52 wt%), to high- (51~54 wt%) SiO₂. These three groups exhibit separate trends, which can only be reproduced by separate fractionation paths from their respective least differentiated sample. The water contents of the least differentiated magma in each group are estimated to be 0~0.5, 0.25~1.0, and 1.0~2.0 wt%, respectively, using MELTS. The average melt segregation pressures and temperatures, calculated by comparing the estimated primary melt compositions with melt compositions obtained in high pressure melting experiments on peridotite, are estimated to be 3.0~2.3, 2.7~1.8, and 2.0~1.3 GPa, and 1410~1550, 1370~1510, and 1290~1400°C, for each group respectively. The temporal decrease of melting temperature and pressure with increase of water content in the primary melt over a few Myr requires melting of actively upwelling mantle with a progressive supply of external water.

The abundance of incompatible trace elements, Zr/Y, Nb/Th, and LREE/HREE ratios smoothly decrease from the low- to high-SiO₂ group. Systematic variations in incompatible trace elements cannot be explained by either assimilation of crustal materials or closed system melting, but instead require progressive melt extraction with a continuous input of fluid originating from subducted sediment that increases along with the degree of melting, and

thus during ascent (entrainment model).

Sr, Nd, and Pb isotope ratios temporally change from EM2-like toward a DMM-like component from the low- to medium-SiO₂ group and from DMM-like toward a subducted sediment composition from the medium- to high-SiO₂ group (Fig. 1). This also suggests an increase in the supply of fluid originating from subducted sediment during the later transition from medium- to high-SiO₂.

We therefore conclude that a relatively enriched hot mantle diapir with a potential temperature greater than 1400°C and diameter greater than 70km actively upwelled beneath the Kita-Matsuura area. This upwelling induced progressive melting and melt segregation and entrained ambient hydrous mantle, which was modified by the addition of fluid derived from subducted sediment.

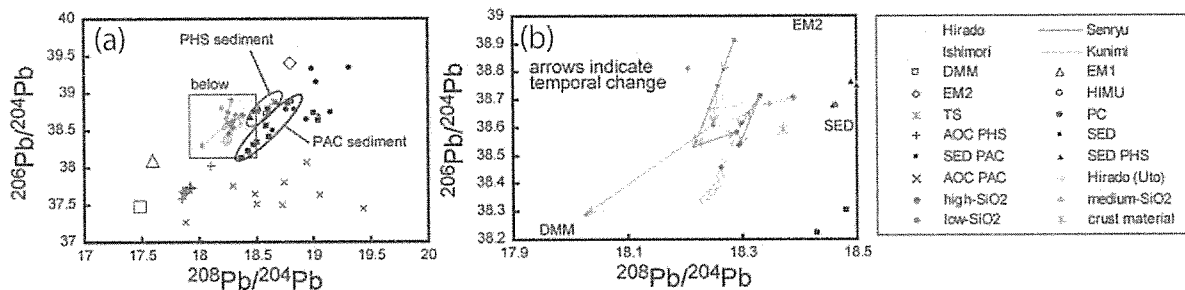


Fig. 1 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios for whole-rock of the Kita-Matsuura basalt, sediment (Plank & Langmuir, 1998; Shimoda et al., 1998; Plank et al., 2007), altered oceanic crust (Alt & Teagle, 2003; Kelley et al., 2003; Nakamura et al., 2007), and representative isotopic end-components (Zindler & Hart, 1986; Workman & Hart, 2005).

(Abstract of 2009 AGU Fall Meeting)

Noble gas isotopic compositions of mantle xenoliths from northwestern Pacific lithosphere

J. Yamamoto, (Kyoto Univ.), N. Hirano (Tohoku Univ.), N. Abe, T. Hanyu (IFREE)

Direct information of aqueous fluid chemistry in the mantle is a key to understand the chemical evolution of the Earth. We measured noble gas isotopic compositions of mantle xenoliths and xenocrystic olivines sampled from seamounts—so-called petit-spot volcanoes—on the 135-million-year-old northwestern Pacific Plate. The xenoliths are spinel lherzolites originating from suboceanic lithospheric mantle. The samples' $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios are 7.0–8.5 Ra, where Ra signifies atmospheric $^3\text{He}/^4\text{He}$. The $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratios are as high as 7000. These observations suggest that the noble gas isotopic compositions of suboceanic lithospheric mantle resemble those of mid-ocean ridge basalt (MORB). A mantle source with a He/U ratio as high as an assumed value for MORB source is necessary to maintain the MORB-like $^3\text{He}/^4\text{He}$ over 135 million years, implying that melt extraction at mid-ocean ridges only slightly alters the He/U ratio of the oceanic upper mantle.

The $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ ratios of the samples described herein are much lower than the theoretical radiogenic production ratio, where an asterisk denotes correction for atmospheric contribution. The low $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ is inferred to result from kinetic fractionation in the mantle. When magma migrates through a mantle source, lighter noble gases in the mantle source diffuse selectively into magma channels. The MORB generation does not cause low $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$, however. If a mantle source is depleted in lighter noble gases during ancient MORB generation, then noble gas isotopic compositions of the mantle source are affected over time by accumulation of radiogenic nuclides. Thereby, the mantle source adopts a radiogenic or nucleogenic noble gas isotopic composition. Recent kinetic fractionation contributes to the low $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ in the samples.

Based on the diffusive fractionation model, more than 100 years are necessary to produce a residual mantle source with $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$, as observed in the samples. However, petit-spot volcanoes, found as small knolls, seem to erupt within a short period. The low $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ of the samples implies prior volcanism in this region. No recent volcanism has occurred near this region aside from petit-spot volcanism, indicating that petit-spot volcanoes are polygenetic with a long active period.

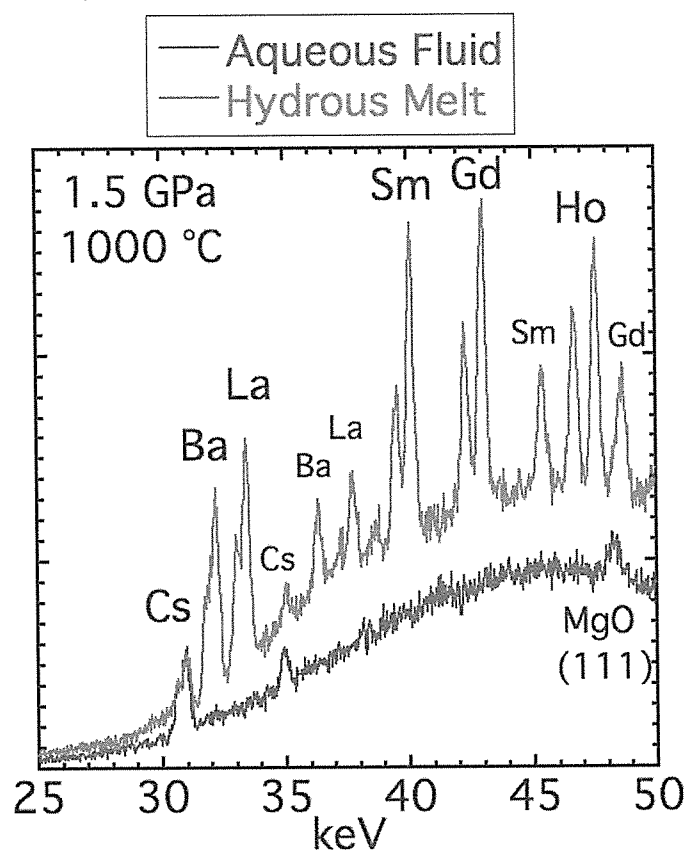
Petit-spot volcanoes are regarded as common magmatism on the subducting oceanic plate. Consequently, the thermal structure and temperature-dependent physical properties of the oceanic plate are, at least partly, affected by remnant heat of the magmatism.

Elemental partitioning between aqueous fluids and magmas: First synchrotron XRF analysis with large volume HPHT apparatus

T. Kawamoto, K. Mibe (University of Tokyo), K. Kuroiwa, T. Shibata,
T. Kogiso (Human and Environmental Studies, Kyoto University)

Synchrotron X-ray fluorescence analysis is conducted to know elemental distribution between aqueous fluids and magmas under high-pressure and high-temperature conditions using SPEED 1500 Kawai-type large volume press installed at BL04B1, SPring-8, Japan. SR-XRF spectra covering from Cs, Ba, La, Sm, Gd, Ho, Yb, and Pb are collected using an SSD detector with 6 degrees to incident X-rays. Calibration lines are available for Cs, Ba, La, Sm, Gd, Ho, and Yb with concentrations from 0.1 wt. % to 1 wt. % under atmospheric pressure. High background for Pb makes rather difficult to obtain a calibration line for this element. The first result carried out under high-pressure and temperature experiment suggests that aqueous fluids are enriched in Cs than coexisting high Mg andesitic melt and are almost free of the other detectable elements (Ba, La, Sm, Gd, Ho, Yb) at 1.5 GPa and approximately 1000 °C (Figure).

This observation can be partially consistent with the previous works: Rb and K rich fluid with moderate partition characteristics of Sr and Ba, and low partition characteristics of rare earth elements based on quench experiments using an (Na, K) Cl rich solution and an andesitic melt at 1.5 GPa (Keppler, 1996, Nature). Pressure and concentrations of NaCl in aqueous fluids can have large effects on the elemental partitioning based on the quench experiments (Keppler, 1995 Nature, Ayers and Eggler, 1995, Geochimica Cosmochimica Acta,) and should be understood by in-situ observation.



Preliminary results of igneous petrology of the volcanic products from Shatsky Rise, IODP Expedition 324

M. Miyoshi, A.A.P. Koppers (Oregon State Univ.), K. Shimizu (IFREE/JAMSTEC), A.R. Greene (Univ. of Hawaii), R. Almeev (Univ. of Hannover), M. Widdowson (The Open Univ.), J.H. Natland (Univ. of Miami), T. Sano (National Museum of Nature and Science), W.W. Sager (Texas A&M Univ.), J. Geldmacher (IODP), Expedition 324 Scientific Party (IODP)

Shatsky Rise, located 1500 km east of Japan (Fig. 1), is unique in being the only large oceanic plateau formed during a time of magnetic reversals, permitting its tectonic setting to be resolved. Magnetic lineations show that the plateau formed along the trace of a triple junction, intimately related to ridge tectonics. Existing data demonstrate that several aspects of Shatsky Rise's history (e.g., massive, rapid initial growth, transition from large to small magma flux, capture of ridges) fit the plume head model. On the other hand, the coincidence of volcanism with the triple junction, ridge jumps, and the lack of isotopic evidence for a hotspot-type mantle source can all be taken as favoring a plate-controlled origin. Its unique combination of features makes Shatsky Rise the best location on Earth to test plume versus plate-tectonic hypotheses of ocean plateau formation.

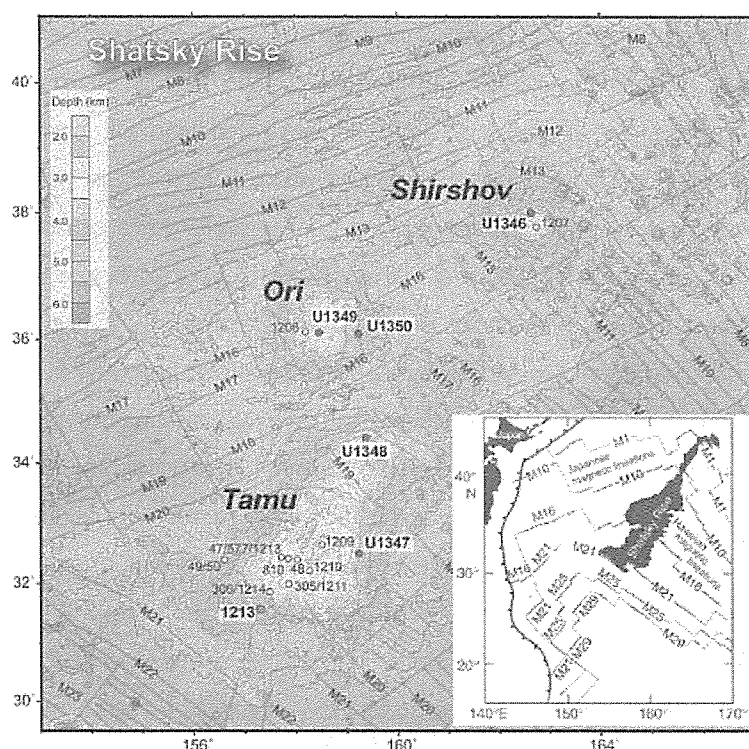


Fig. 1 Magnetic lineations within and around Shatsky Rise and Expedition 324 sites (red circles). Heavy red lines = magnetic lineations and fracture zones, open circles = prior drill sites, blue circle = location of Site 1213.

IODP Expedition 324 cored five sites (Sites U1346 to U1350) at Shatsky Rise (Fig. 1). We described the lavas and volcaniclastics from three main massifs (Shirshov, Ori, and Tamu Massifs) of Shatsky Rise to clarify the volcanic succession and petrographic characteristics of volcanic products.

Site U1346 was drilled on Shirshov Massif and consists of 53 m of highly vesicular (30 to 50 % vesicles) pillow lavas (and/or larger pillow-like inflation units) consisting of aphyric micro- to

cryptocrystalline basalt. These are interpreted as part of a single pillow lava eruption stack. The nature of the sedimentary intercalations within the succession indicates that the environment

deepened progressively from nearshore to offshore marine conditions throughout the eruptive time period.

Site U1347 was drilled on the southeastern flank of Tamu Massif. The 160 m thick basement succession consists of massive basalt flows and pillow inflation units intercalated with volcanoclastic sedimentary successions. These include (1) an upper series of four massive lava flows (8 to 19 m thick); (2) a 75 m lava stack with more massive (3 to 6 m thick) basaltic flows passing upward in larger pillow-like inflation units (1 to 2 m thick) and pillow basalts (<1 m thick), which likely represent successive eruptive pulses during which lava effusion rates diminished; and (3) two massive internally homogeneous basaltic lava flows consisting of a very thick (23 m) upper tabular flow overlying a second (partially drilled) flow. The frequent recovery of thick (often fresh) glassy rinds within the pillow unit stack indicates that alteration was essentially buffered in these rocks.

Site U1348 was drilled on a basement high on the north flank of Tamu Massif and is unusual in that it provided 120 m of volcanoclastic sediments, including 90 m of highly altered hyaloclastite. This initially proved difficult to interpret because of the pervasive alteration, which masks both the original texture and structure of this lithology. However, the predominance of altered glass shards material is indicative of substantial submarine volcanism nearby.

Site U1349 was drilled near the top of Ori Massif. The upper thin altered lavas have extremely vesicular flow tops, many of which are deeply reddened, possibly as a result of subaerial weathering. Increasingly thicker lava inflation units occur toward the bottom of the lower lava section before passing into an underlying submarine succession of lava flow breccias, hyaloclastite fragments, and more massive lava pods. Accordingly, this volcanic succession appears to have developed in progressively shallower to emergent conditions, followed by submergence after volcanism ceased. The basalt is petrographically distinguishable because it is the most primitive, with more olivine and Cr-spinel.

Site U1350 was drilled on the eastern flank of Ori Massif, where the seafloor is 800 m deeper. Drilling yielded (1) a series of massive basalt flows passing downhole into (2) a transitional zone, (3) aphyric to sparsely plagioclase-phyric pillow lavas, (4) a thin layer of hyaloclastite, and (5) a succession of well-preserved plagioclase-phyric pillow lavas set in a matrix of, at time of eruption, unconsolidated or fluidized micritic limestone. The inflation units above the hyaloclastite are complex, containing a mixture of massive flow and larger pillow-like units sparsely interspersed with thin sedimentary horizons. Beneath the hyaloclastite, the high core recovery preserved in great detail an intricate stack of small pillow lavas (0.1 to 0.5 m) and numerous pillow/sediment baked contacts.

Petrology and chemistry of rodingite dykes in the mantle section of the Oman ophiolite

***M Python, M Yoshikawa, T Shibata and S Arai (Kanazawa Univ
(Kyoto Univ)***

Dykes in the mantle section of the Oman ophiolite are very common. Most of them are of gabbroic and pyroxenitic nature, and are the relics of the melt that circulated through the mantle and fed the crust. Some dykes have a hydrothermal origin and are composed of pure diopside rarely in association with pure anorthite.

The Oman mantle is more or less altered. Along some large fracture zone, the mantle may be extensively serpentinised and the dykes it contains rodingitised at various degree. The rodingites show a typical mineralogical composition, with major grossular garnet, chlorite and prehnite; diopside, clinozoisite, tremolite and accessory minerals are sporadically present. Two types of rodingite are observed according to their protolith: low-Ca type which formed from gabbroic and pyroxenitic dykes and high-Ca type stemming from the hydrothermal dykes. The first type (type-I) is characterised by its abundance clinozoisite and chlorite, anhedral grossulars are crystallising in veins, and cross-cutting a primary lithology composed of clinozoisite and chlorite. Tremolite-rich veins are present within the dyke. Diopsides are scarce, and, when present, show a chemical composition depleted in Ti and Cr, extremely variable in Al and Mg# (ranging from 0.88 to 0.97). The second rodingite type (type-II) is rich in euhedral diopside and anhedral grossular and hydrogarnet. Reaction zones between diopside and garnet/hydrogarnet are frequent, chlorite appears only in these zones. The diopside is sometimes destabilised and transformed into tremolite, while hydrogarnet crystallise as coronae around the grossular. The chemical composition of the diopside is depleted in Ti, Na, Cr and Fe, with a Mg# always above 0.975, and extremely variable in Al.

Both rodingite types occur in highly serpentinised harzburgite where only small relics of olivine remains from the primary lithology. Orthopyroxenes are totally transformed into serpentine (bastite) in the host of the type-I, and into tremolite in the Type-II rodingite wall rock. Type-I rodingites show a whole rock Ca-contents similar to that of the gabbroic dykes, while this parameter is unusually high in type-II rodingites. On the other hand, SiO₂ and Fe_{total} are lower in the type-I rodingites than in the type-II ones. Rodingites are formed by the reaction of gabbroic dykes and bodies with a fluid which composition is buffered by the serpentinisation reaction with the mantle peridotites. The mineralogical and chemical variations between the two type of rodingites observed in the Oman ophiolite express not only that their protoliths were different, but also that there were two distinct fluids leading to their genesis. Type-I rodingite probably result from a classical alteration-rodingitisation process. A fluid (i.e. sea or meteoritic water) penetrated the mantle along fracture zone, was slightly enriched in Ca by

the breakdown of the pyroxenes into serpentine, and became undersaturated in Si as a result of the global serpentinisation. When this fluid react with a gabbroic body within or in contact with the mantle, type-I rodingite formed, principally characterised by rather low Si content. On the other hand, the genesis of type-II rodingite involves a Ca-rich, Fe-undersaturated hydrothermal fluid leading to the alteration of pyroxenes into tremolites, a global enrichment in Ca and the progressive removing of Fe as well in the serpentinised mantle as in the rodingite dykes.

Diopsidites and rodingites: serpentinisation and Ca-metasomatism in the Oman ophiolite mantle

*M Python, M Yoshikawa, T Shibata and S Arai (Kanazawa Univ
(Kyoto Univ)*

Diopsidites and rodingites are two specific kind of dyke cropping out in the mantle section of the Oman ophiolite. Diopsidites show a diopside monomineralic modal composition, associated in some exceptional cases with anorthite. Typical rodingites mineralogical assemblages include grossular, chlorite, tremolite, zoisite/clinozoisite, epidote, prehnite, diopside, magnetite and other accessory minerals in various proportions. Both are result from the alteration in Ca-rich environment of the mantle or pre-existing gabbroic dykes. In spite of this apparent common origin, significant divergences are observed between these two lithologies and their host, allowing us to think that they are two different kind of rock which have been generated by two different processes: rodingites are the result of the interaction between gabbroic dykes and serpentinisation-issued fluids, while diopsidites formed by genuine Ca-metasomatism of the mantle with an external source of calcium. A precise petrographical study of the diopsidites and rodingites, their characteristics and their interaction with their host show that these two lithologies are related to two different type of alteration in the mantle.

1. The first is a classical phenomenon of serpentinisation, which led to the transformation of a primary harzburgite to an assemblage of serpentine, brucite, and magnetite. Rodingite dykes are present in these serpentinised peridotites. They resulted from the interaction of the fluid responsible of the alteration with any mafic lithology included in the serpentinised zone.
2. The second type of alteration involves a Ca-rich fluid, it leads to abundant crystallisation of tremolite, replacing orthopyroxene and serpentine, and results in a nephrite with preserved porphyroclastic texture

Abstract for *Dyke Swarms: Keys for Geodynamic Interpretation*, Srivastava RK ed.,
Springer-Verlag, Heidelberg (in press)

Estimation of the optimum upward continuation from the noise corrupted magnetic data using ABIC.

M. Utsugi (Kyoto Univ)

The magnetic upward continuation is the technique to reduce the observed magnetic data to that which will be observed on a plain or smooth surface. This method is one of the standard processing for the aeromagnetic data and was successfully applied to many case studies. By the improvement of the accuracy of the positioning technique such as GPS, recently aeromagnetic observation has come to be done at volcanic region to obtain the detailed volcanic structure. In such a survey, observation is carried out within narrow area, with dense measurement at low altitude along the terrain using helicopter or small aircraft. However, topography is always irregular, observation surface also becomes uneven. For such case, upward continuation is usually performed by equivalent source technique. On this technique, we have to solve ill-conditioned inverse problem, thus the solution sometimes becomes unstable due to the actual noise in the data. In such case, to stabilize the inversion,

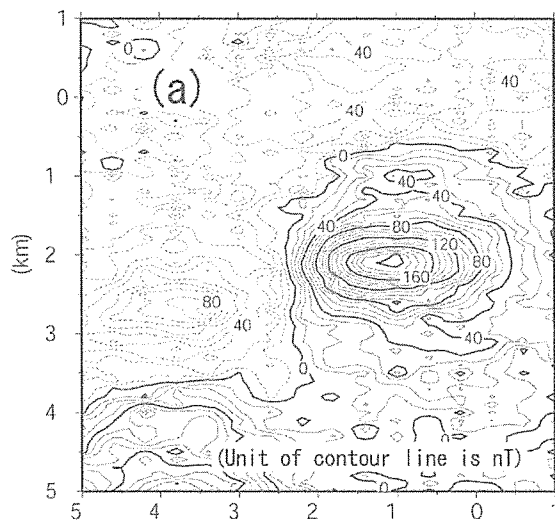


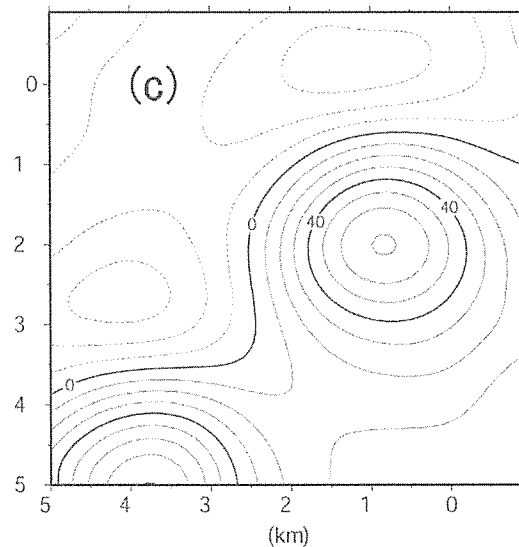
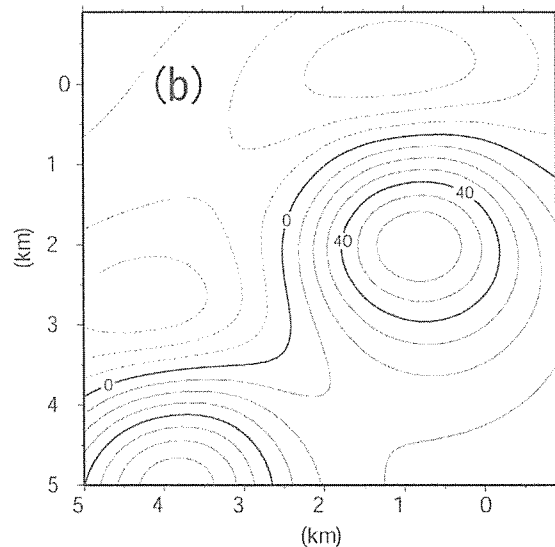
Figure 1

(a) noise corrupted synthetic data.

We regard this data as a observed data and calculate upward continuation.

(b) True magnetic field distribution.

(c) The result of the upward continuation based on ABIC technique.



the equation system of the inversion is generally replaced to the simultaneous equations with observation equations and equations which indicate the weighted prior constraint for the solution. However, because it is difficult to identify the noise level present in the data, arbitrariness remains in the selection of the weight value for the constraint. For that case, recently ABIC (Akaike's Bayesian Information Criterion) proposed by Akaike (1980) is commonly used in various geophysical problems (Yabuki and Matsu'ura, 1992; Murata, 1993; Oda, H. and H. Shibuya, 1994 etc.). ABIC is an objective criterion which shows the statistical goodness of the parametric models which have prior constraint controlled by weight parameter. With the aid of ABIC, we can obtain most reasonable (statistically most likelihood) model by selecting the optimum weight parameter, even if data contain high level noise.

According to the stochastic Bayesian theorem and Akaike (1980)'s theorem, ABIC can be also defined for the equation of upward continuation as follows:

$$ABIC(\alpha) = N \log \left(\frac{\sigma^2}{2\pi N} \right) + \log |\mathbf{Z}'\mathbf{Z}| - 2P \log(\alpha) + C,$$

where α is the weight value for the model constraint, N is the number of data and $|\mathbf{Z}'\mathbf{Z}|$ is the products of non-zero eigen-values of the equation matrix. C is a constant independent with α and P is the rank of constraint matrix. To see the validity of the inversion scheme combined ABIC, I demonstrated using synthetic data. Figure 1(a) shows noise corrupted total magnetic field data observed on a certain uneven surface. This data contains Gaussian noise with zero mean and variance 10nT, relatively high level noise. Figure 1(b) shows theoretical magnetic field on a plain located above the observation surface of Figure 1(a). Figure 1(c) shows the upward continuation result of Figure 1(a) reduced on a plain same as that of Figure 1(b) with the optimum weight parameter selected by ABIC. From these results, we can see that the true magnetic field distribution is almost reconstructed by the upward continuation, and we can confirm ABIC enable us to select the best solution even from the bad condition data.

References

- Akaike H. (1980), Likelihood and Bayes procedure, in, *Bayesian statistics*, University Press, Valencia, 143-166.
- Murata, Y. (1993), Estimation of optimum average surficial density from gravity data: an objective Bayesian approach, *J.G.R.*, 98, 12097-12109.
- Oda, H. and H. Shibuya (1994), Deconvolution of whole-core magnetic remanence data by ABIC minimization, *J. Geomag. Geoelectr.*, 46, 613-628.
- Yabuki, T. and M. Matsu'ura (1992), Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial distribution of fault slip, *Geophys. J. Int.*, 109, 363-375.

Optimum Reduction to the Pole using ABIC.

M. Utsugi (Kyoto Univ)

The reduction-to-the-pole (RTP) transform is the technique to convert observed total magnetic field (TMF) anomaly to that which will be observed when the magnetized body locates on the pole region, i.e., the TMF anomaly into the vertical external field caused by the same sources magnetized in the vertical direction. This transform perform the double directional integrations along crustal magnetization and ambient field, and twice vertical derivations to the 3D distribution of TMF anomaly. Performing integration along magnetization from observation point to infity, and vertical derivation to the observed data, it is converted to anomaly produced by vertically magnetized sources, and performing integration along ambient field and vertical derivation, data is converted to anomaly in the vertical field. The restriction of this transform is only magnetization direction is uniform and known. Applying RTP transform, the pattern of the anomaly produced by each magnetic body become symmetric and the peak of anomaly appears just above the body like the gravity anomaly. So, it becomes easy to interpret the source distributions.

For the data obtained on uneven observation surface, RTP is performed by equivalent source technique. Firstly estimating appropriate dipoler equivalent source which reproduce the observed data, and next, rotating the direction of the equivalent source and ambient field to vertical, RTP can be computed by forward calculation. The procedure of the second step is identical with the double half-infinite integral and twice vertical derivation described above. And the first step is the inversion problem that is same with that of the upward continuation. However, adopting this reduction to noise contained data, the results becomes far from the true reduction results. In the case of RTP, we have to estimate correct 3D TMF distribution in high accuracy because we have to integrate estimated field on whole region

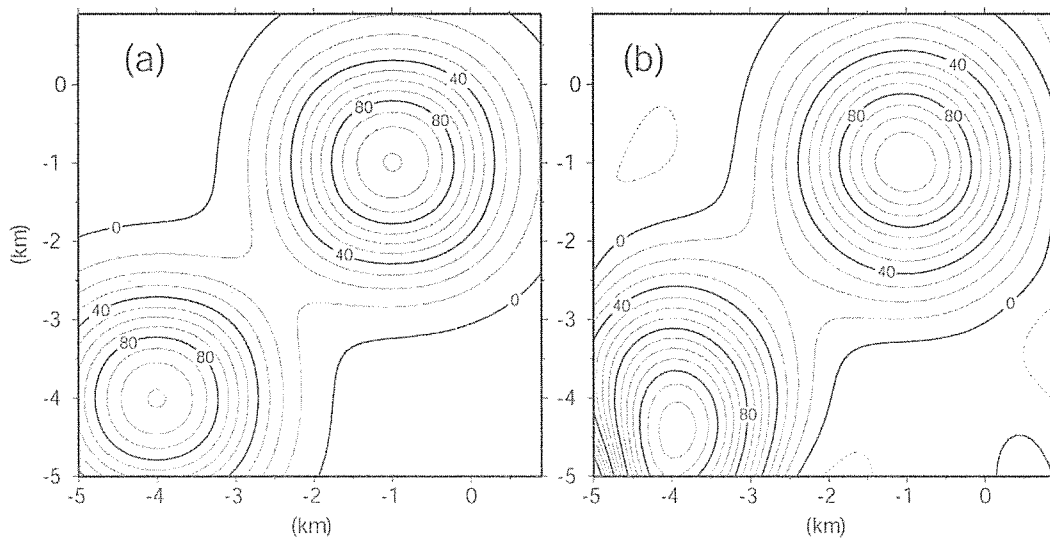


Figure 1 (a) Theoretical RTP, (b) estimated RTP using ABIC technique.

above the observation point. To estimate high accuracy TMF distribution and to reduce the influence of the noise, we can use inversion scheme combined ABIC. Figure 1 (a) shows RTP results obtained by ABIC technique using noise contained data shown in my previous report (Figure 1(a)). Comparing with the true RTP of Figure 1(b), both results are corresponding well, and we can see ABIC is also useful for RTP calculation.

Quantitative Relation between Electrical Conductivity Structure and Magma Degassing

S. Komori, T. Kagiya, J.P. Fairley(Idaho Univ.)
(Kyoto Univ)

The efficiency of degassing from magma is one of the factors which determine explosive or diffusive eruption (Eichelberger, 1986). Volatiles released from magmas discharge through mainly two paths: a crater and a volcanic aquifer (Shinohara and Kazahaya, 1995) .

Discharge rate of volatiles from magmas through a crater has been estimated by direct observations of CO₂ and SO₂ gases, such as COSPEC and DOAS, and by geochemical methods. However, discharge rate of volatiles through a volcanic aquifer has not been clarified because of difficulty of obtaining geochemical samples spatially from deeper part of volcanic aquifer. Electrical conductivity structure can be a helpful information for the estimation of discharge of volatiles through a volcanic aquifer because high salinity of hydrothermal fluids which dissolve volatiles from magma increases steeply electrical conductivity of a volcanic aquifer. Kagiya(1998) found that the electrical conductivity of aquifer decreases with distance from a volcanic center at Kirishima-Iwoyama. This suggests that soluble materials dissolving into aquifer are transported and dissipated outward from a volcanic center.

The objective of this study is to examine the contribution of the dissipation of volatiles to electrical conductivity distribution by analytical solution as simply as possible.

To simplify, we consider some assumptions as follows: a)soluble materials and H₂O are discharged from a volcanic center outward only radially; b)steady state; c)thickness and physical properties of aquifer are uniform; d) the effect of heat on electrical conductivity of a volcano is not taken into account; e)one phase (liquid) is assumed; f) NaCl is defined as a soluble material.

This study used continuity equation and advection-diffusion equation as governing equations of dissipation of volatiles. These equations were solved analytically under the radial coordinate. The method of Worthington et al.(1990) was used for the conversion of concentration of NaCl into electrical conductivity of fluid.

The analytical solutions show that the decrease of electrical conductivity is due to addition of meteoric water to aquifer, and that the degree of decrease depends on the ratio of flux of volatiles to addition of meteoric water.

Conductivity distribution of the surface layer around Tatun Volcanic group, Taiwan

- For understanding preparing process of large-scale low-frequency eruptions -

*T. Kagiya, M. Utsugi, C-H. Chen (Academia Sinica, Taiwan), S. Yoshikawa,
Y. Miyabuchi (Kumamoto Univ)*

How to prepare for large eruptions is a serious problem for all inhabitants and scientists. Conventional monitoring of volcanic activity is insufficient for practical evaluation, because such large eruptions have low frequencies. We need to understand preparing process of large-scale low-frequency eruptions. Kagiya and Morita(2008) proposed that volcanism has a wide range of diversity represented by two typical end members controlled by the easiness of magma storage beneath volcano; 'Eruption dominant (ED) volcanism' in difficult condition and 'Geothermal activity dominant (GD) volcanism' in easier condition. In GD volcanoes, magma stagnates beneath volcanoes and maintains geothermal activity. This seems GD volcanoes continue to give much benefit to human society. However, GD volcanoes sometimes have large eruptions after repeated stagnations of magma. This fact suggests it is very important to understand where and why magma stops ascending. Kagiya and Morita (2008) indicated magma degassing is one of the important factors to control magma ascending, and found significant wide area of high conductive zone around GD volcanoes in Japan.

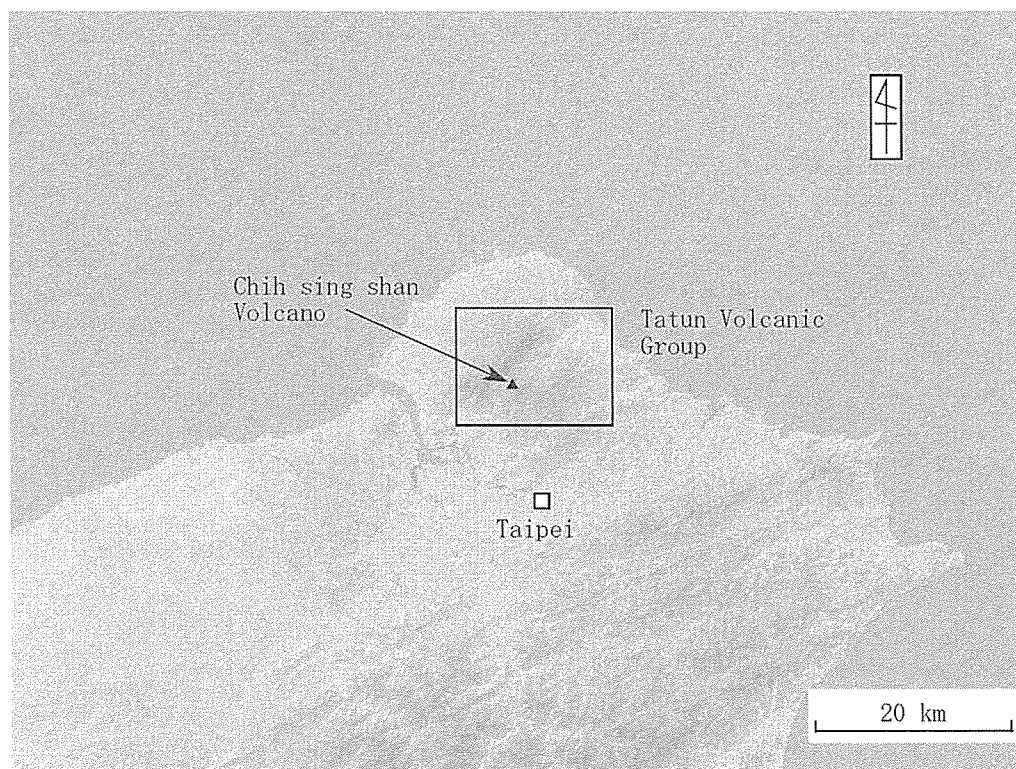


Fig.1 Location of Tatun volcanic group. Squea indicates the Figure 2.

Tatun volcanic group (TGV) is located at northern Taiwan as shown in Figure 1. More than 20 volcanic domes and cones have been created within and around the area, which is bounded by Chinshan Fault in the north and Kanchiao Fault in the south. Most volcanoes have been created before 0.3 M (Wang and Chen, 1990), and no historical record of eruption at TVG. However, eruptions in 18 ka BP (Chen and Lin, 2002) and 6 ka BP (Belousov et al., 2010) have been identified. Yang et al. (1999) found magmatic contribution in fumarolic gas, and Konstantinou et al. (2007) identified volcanic earthquakes. These facts indicate TVG belongs to GD volcanoes. On this aspect, the authors carried out VLF-MT survey around TVG to clarify electrical conductivity distribution in the surface layer, which is the sign of degassing around volcanoes. The results are as follows.

- 1) Low conductivity ($< 30 \mu\text{S/cm}$) was found north of Chinshan Fault.
- 2) High conductivity ($> 100 \mu\text{S/cm}$) was found along the trend of major volcanoes from southwest to northeast. Extreme high conductive ($> 300 \mu\text{S/cm}$) areas were found around Liu Huang ku (Sulfur Valley), around the foot of Chih sing shan Volcano (Hsiao you ken, Ma tsao, and Len shuei ken), and around Da you ken.
- 3) Relatively low conductivity ($30\text{--}100 \mu\text{S/cm}$) was found south of the trend of major volcanoes. This area is covered by Miocene basement.

These results suggest that magmatic gas is mainly supplied beneath Chih sing shan Volcano

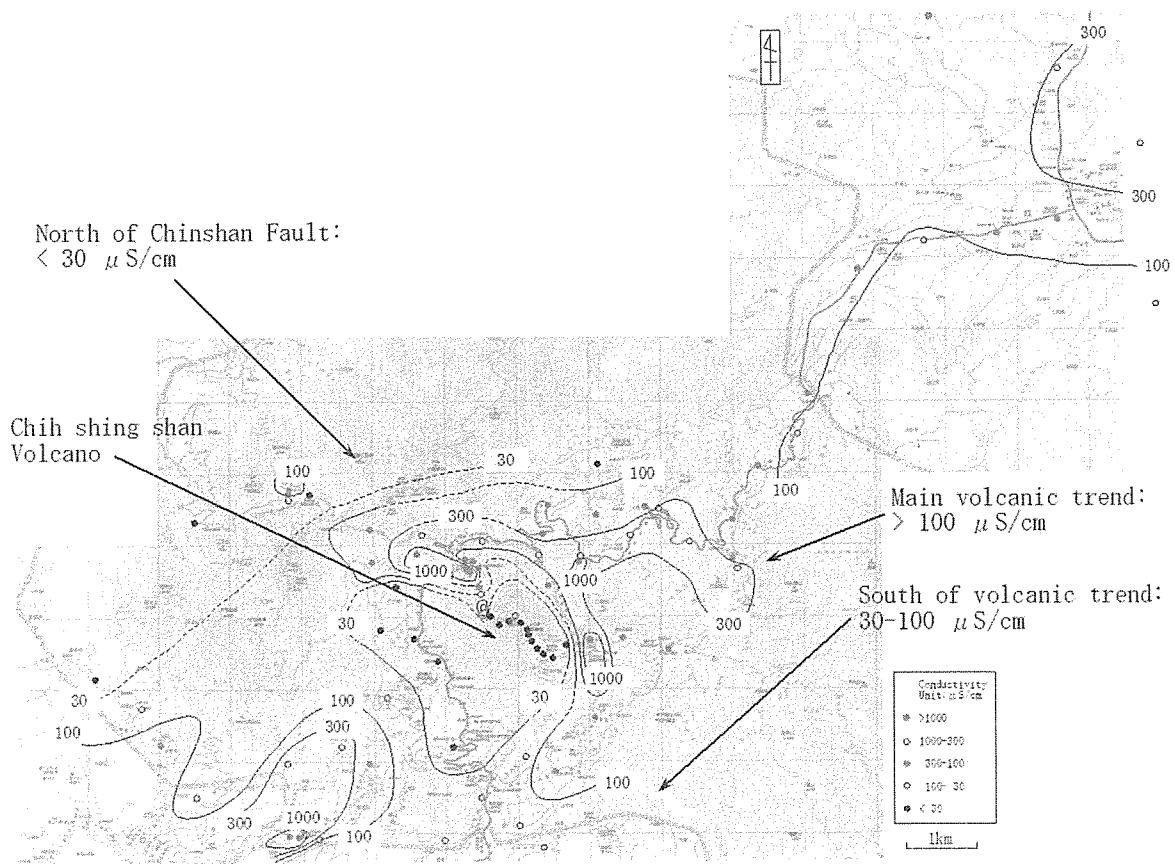


Fig.2 Conductivity distribution around Tatun Volcaic Group by VLF-MT.

and expanded to Liu huang ku geothermal area on the southwest side and to Da yio ken on the northeast side along the fissure system. The area size of high conductive ($> 300 \mu S/cm$) zone is estimated more than 4 km². This indicates heat discharge and degassing in TVG might be comparable with that in Beppu geothermal area (320MW), which is typical GD volcano in Japan.

References

- Belousov, A., Belousova, M., Chen, C-H. and Zellmer, G. (2010) Deposits, character and timing of recent eruptions and gravitational collapses in Tatun Volcanic Group, Northern Taiwan: Hazard-related issues, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 191, 205-221.
- Chen, C-H. and Lin, S.B. (2002) Eruptions younger than 20Ka of the Tatun Volcano Group as viewed from the sediments of the Sungshan Formation in Taipei Basin. *Western Pacific Earth Sciences*, 2, 191-204.
- Kagiyama, T. and Morita, Y. (2008) First steps in understanding caldera forming eruptions, *J. Disaster Res.*, 3, 270-275.
- Konstantinou, K., Lin, C-H., Liang, W-T. (2007) Seismicity characteristics of a potentially active Quaternary volcano: the Tatun Volcano Group, Northern Taiwan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 160, 300-318.
- Wang, W.H. and Chen, C.H. (1990) The volcanology and fission track age dating of pyroclastic deposits in Tatun volcano group, northern Taiwan. *Acta Geol. Taiwanica*, 28, 1-30.
- Yang, T.F., Sano, Y. and Song, S.R. (1999) ³He/⁴He ratio of fumaroles and bubbling gases of hot springs in Tatun volcano Group, North Taiwan. *Il Nuovo Cimento*, 22c, 281-286.

公表論文 Publications

<原著論文>

- Aizawa K, Ogawa Y., Hashimoto T., Koyama T., Kanda W., Yamaya Y., Mishina M. and Kagiyama T., (2008) Shallow resistivity structure of Asama Volcano and its implications for magma ascent process in the 2004 eruption, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 173, 165-177.
- Ao L., Yamada M., Kobayashi M. and Mitamura O., (2009) Groundwater flow system estimated by stable isotopes of oxygen and hydrogen in an alluvial fan of the Echi River, Japan, *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, vol. 30, 1174-1178.7.
- Aoki Y., Takeo M., Aoyama H., Fujimatsu J., Matsumoto S., Miyamachi H., Nakamichi H., Ohkura T., Ohminato T., Oikawa J., Tanada R., Tsutsui T., Yamamoto K., Yamamoto M., Yamasato T. and Yamawaki T. (2009), P-wave velocity structure beneath Asama Volcano, Japan, inferred from active source seismic experiment, *JVGR*, 187, 273-278.
- Bianchini M., Yoshikawa M., Sapienza G. T. (2010) Comparative study of ultramafic xenoliths and associated lavas from South-Eastern Sicily: nature of the lithospheric mantle and insights on magma genesis, *Mineral. Petrol.*, 98, 111-121.
- 檀原徹, 山下透, 岩野英樹, 竹村恵二, 林田明 (2010) 琵琶湖 1400m 掘削試料の編年: フィッション・トラック年代とテフラ同定の再検討. *第四紀研究*, 49, 101-119.
- 古川邦之, 三好雅也, 新村太郎, 柴田知之, 荒川洋二 (2009) 阿蘇カルデラ北西壁に分布する先阿蘇火山岩類の地質学・岩石学的研究: 先カルデラ火山活動における噴火活動とマグマ供給系. *地質学雑誌*, 115, 658-671.
- Hamada M., Laporte D., Cluzel N., Koga K., Kawamoto T., Simulating bubble number density of rhyolitic pumices from Plinian eruptions: constraints from fast decompression experiments. *Bulletin of Volcanology* (2010) DOI 10.1007/s00445-010-0353-z (12 pages)
- Hayashi R., Takahara H., Hayashida A. and Takemura K. (2010) Millennial-scale vegetation changes for the last 40,000 years based on pollen record from Lake Biwa, Japan. *Quaternary Research* (印刷中).
- 平野直人, 阿部なつ江, 町田嗣樹, 山本順司 (2009) プチスポット火山から期待される海洋リソスフェアの包括的理解と地質学の新展開—超モホール計画の提案—. *地質学雑誌* 116, 1-12.
- Kagiyama T., Morita Y., (2008) First steps in understanding caldera forming eruptions (invited), *J. Disaster Res.*, 3, 270-275.
- 鍵山恒臣 (2008) 噴火卓越型火山活動と地熱活動卓越型火山活動—新しい視点で見る火山活動—(招待), *地熱学会誌*, 30, 193-204.
- Kitagawa H., Lim J., Takemura K., Hayashida A. and Haraguchi T. (2010) Radiocarbon content of lignin-enriched fraction in core sediment from Lake Biwa, central Japan. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 268, 1077-1079.
- 小森省吾, 鍵山恒臣, 宇津木充, 寺田暁彦, 井上寛之, スリグトモ ワヒュー, 田中良和, 星住英夫 (2008) 雲仙火山北東部における浅部比抵抗域と熱水の関係, *火山 2 集*, 53, 131-136.

- 楠本成寿, アウグスト グッドマドソン, 竹村恵二 (2009) 初期カルデラ(環状断層)形成に必要なマグマ溜りの体積変化量, 地質学雑誌, 115, 623-632.
- 三島壮智, 大沢信二, 山田誠, 北岡豪一(2009)少量の試料水を用いる環境水中の炭酸水素イオンの新たな定量分析法の開発, 日本水文科学会誌, 第 38 巻, 第 4 号, 157-168.
- 三好雅也, 古川邦之, 新村太郎, 下野まどか, 長谷中利昭 (2009) 阿蘇カルデラ外輪山に分布する先阿蘇火山岩溶岩類の岩石記載と全岩化学組成. 地質学雑誌, 115, 672-687.
- 中川毅, 奥田昌明, 米延仁志, 三好教夫, 竹村恵二(2009) 琵琶湖の堆積物を用いたモンスーン変動の復元—ミランコビッチ=クズバツハ仮説の矛盾と克服—. 第四紀研究, 48, 207-225.
- Ohsawa S., Saito T., Yoshikawa S., Mawatari H., Takamatsu N., Sudo Y., Kagiyama T. (2009) Color change of lake water in response to subaqueous fumarole activity at the active crater lake of Aso volcano, Yudamari, Japan. *Limnology*, accepted for publication on 26 Oct. 2009: DOI 10.1007/s10201-009-0304-6.
- 奥田昌明, 中川毅, 竹村恵二(2010) 花粉による琵琶湖などロングスケールの湖沼堆積物からの古気候復元の現状と課題. 第四紀研究, 49.
- Python M., Yoshikawa M., Shibata I. and Arai S. (2010) Diopsidites and rodingites in the Oman ophiolite mantle: serpentinisation and Ca-metasomatism. In Dyke Swarms: Keys for Geodynamic Interpretation, Srivastava RK ed., Springer-Verlag, Heidelberg, in press.
- Python M., Ceuleneer G, Tamura A and Arai S (2009) Marginal – but non subduction – setting of the Oman ophiolite inferred from orthopyroxenite dykes distribution. *Nature Geosciences*, accepted.
- Sano Y., Kameda A., Takahata N., Yamamoto J., Nakajima J. (2009) Tracing extinct spreading center in SW Japan by helium-3 emanation. *Chemical Geology* 266, 50-56.
- 里口保文, 竹村恵二, 公文富士夫, 井内美郎, 高原 光(2010) 特集号「古環境変動の解明へ貢献する湖沼堆積物の役割」の趣旨説明. 第四紀研究, 49.
- Singh N. P., Utsugi M. and Kagiyama T. (2009) TEM Response of a Large Loop Source over a Homogeneous Earth Model: A Generalized Expression for Arbitrary Source-Receiver Offsets. *Pure Appl. Geophys.*, 166, 1-22.
- Strigutomo W., Kagiyama T., Kanda W., Munekane H., Hashimoto T., Tanaka Y., Utada H., Utsugi M., (2008) Resistivity structure of Unzen Volcano derived from Time Domain Electromagnetic (TDEM) survey, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 175, 231-240.
- Takagi N., Kaneshima S., Ohkura T., Yamamoto M. and Kawakatsu H., (2009) , Long-term variation of the shallow tremor sources at Aso Volcano from 1999 to 2003, *JVGR*, 184, 333-346
- 竹村恵二 (2009) 関西圏の地質・断層—関西の地盤・プロジェクトと関連して. 地盤工学会誌, 57, 2-5.
- 竹村恵二 (分担執筆) (2009) 京都盆地 (大阪層群, 段丘層, 盆地地下), 若狭湾周辺域, 伊勢平野. 日本の地質 近畿地方, 朝倉書店.
- 竹村恵二 (分担執筆) (2010) 第四紀テクトニクス (概説, 地震探査, 堆積盆地の変遷・地殻変動とその画期), 新生界 (大分・熊本・長崎の鮮新統・第四系). 日本の地質 九州地方, 朝倉書店.
- 竹村恵二, 岩部智紗, 林田明, 檀原徹, 北川浩之, 原口強, 佐藤智之, 石川尚人(2010)琵琶湖における過去 5 万年間の火山灰と堆積物. 第四紀研究, 49, 147-160.

- Terada A., Hashimoto T., Kagiyama T. and Sasaki H., (2008) Precise remote-monitoring technique of water volume and temperature of a crater lake in Aso volcano, Japan: Implication for a sensitive window of volcanic hydrothermal system, *Earth, Planets and Space*, 60.
- Terada A., Kagiyama T. and Oshima H., (2008) The Ice Box Calorimetry: A handy method for estimation of heat discharge rates through a streaming ground, *Earth, Planets and Space*, 60.
- Watanabe Y., Matsuoka H., Sakai S., Ueda J., Yamada M., Ohsawa S., Kiguchi, M., Satomura T., Nakai S., Brahmantyo B., Maryunani K.A., Tagami T., Takemura K. and Yoden S. (印刷中) Comparison of stable isotope time series of stalagmite and meteorological data from West Java, Indonesia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- Yamamoto J., Hirano N., Abe N., Hanyu T. (2009) Noble gas isotopic compositions of mantle xenoliths from northwestern Pacific lithosphere. *Chemical Geology*, 268, 313-323.
- Yamamoto J., Nishimura K., Sugimoto T., Takemura K., Takahata N. and Sano Y. (2009) Diffusive fractionation of noble gases in mantle with magma channels: origin of low He/Ar in mantle-derived rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 280, 167-174.
- Yamamoto J., Nakai S., Nishimura K., Kaneoka I., Kagi H., Sato K., Okumura T., Prikhod'ko V.S., Arai S. (2009) Intergranular trace elements in mantle xenoliths from Russian Far East: An example for mantle metasomatism by hydrous melt. *Island Arc*, 18, 225-241.
- Yasuzuka T., Ishibashi H., Arakawa M., Yamamoto J. and Kagi H. (2009) Simultaneous determination of Mg# and residual pressure in olivine using micro-Raman spectroscopy. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 104, 395-400.
- Yoshikawa M., Kawamoto T., Shibata T., Yamamoto J., Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics and P-T estimates of mantle xenoliths from the French Massif Central: evidence for melting and multiple metasomatism by silicate-rich carbonatite and asthenospheric melts. Coltorti, M., Downes, H., Grégoire, M. and O'Reilly, S. Y. (eds) *Petrological Evolution of the European Lithospheric Mantle*. Geological Society of London Special Publication 337, 153-175 (2010).

<報告書等>

- 網干壽夫, 松井保, 竹村恵二 (2009) 地盤工学の過去・現在・未来 テーマ7. 関西国際空港の建設と沈下問題—地質学と地盤工学の融合—. *エコマテリアル新報*, 2009年10月号
- Chapman N., Apted M., Beavan J., Berryman K., Cloos M., Connor C., Connor L., Hasenaka, T., Jaquet, O., Kiyosugi, K., Litchfield, N., Mahony, S., Miyoshi, M., Smith, W., Sparks S., Stirling M., Villamor P., Wallace L., Goto J., Miwa T., Tsuchi H., Kitayama K. (2009) Development of methodologies for the identification of volcanic and tectonic hazards to potential HLW repository sites in Japan -The Kyushu case study-. NUMO Technical Reports, 09-02, Nuclear Waste Management Organization of Japan (NUMO) press. 186pp.
- Hamada T., Yamada M., Ao L., Horiuchi K., Yan H., Kobayashi M., Nonomura O. (2009) Groundwater Flow System in Alluvial Fan of Echi-gawa Traced by Groundwater Potential, Water Quality and Isotopic Compositions, *Hydro-environments of Alluvial Fans in Japan*, Edited by Secretariat of RHF, 211-222

- 橋本武志, 宇津木充, 小森省吾 (2009) 米塚スコリア丘の内部構造. 第4回阿蘇火山の集中総合観測報告書, 43-55.
- 井口正人, 為栗 健, 山本圭吾, 大島弘光, 前川徳光, 森 濟, 鈴木敦生, 筒井智樹, 今井幹浩, 對馬和希, 八木直史, 植木真人, 中山貴史, 山本芳裕, 高木涼太, 猪井志織, 古賀祥子, 西村太志, Titi ANGGONO, 山本 希, 及川 純, 長田 昇, 市原美恵, 辻 浩, 青木陽介, 森田裕一, 渡邊篤志, 野上健治, 山脇輝夫, 渡辺俊樹, 中道治久, 奥田 隆, 立花健二, Enrique HERNANDEZ, 橋田悠, 平井 敬, 吉本昌弘, 山崎賢志, 毛利拓治, 清水洋, 中元真美, 山下裕亮, 三ヶ田均, 尾西恭亮, 田中 暁, 岡野 豊, 川林徹也, 藤谷淳司, 坂口弘訓, 今泉光智哲, 大倉敬宏, 吉川 慎, 安部祐希, 安藤隆志, 横尾亮彦, 相澤広記, 高山鐵朗, 山崎友也, 多田光弘, 市川信夫, 加茂正人, 富阪和秀, 宮町宏樹, 小林励司, 八木原寛, 平野舟一郎, 泊 知里, 西山信吾, 吉田沙由美, 畠山謙吾, 西田 誠, 加藤幸司, 宮村淳一, 小枝智幸, 増田与志郎, 平松秀行, 河野太亮, 松末伸一, 大薄富士男, 五藤大仁, 宮下 誠, 伊藤弘志, 音成陽二郎 (2009), 2008 年桜島人工地震探査の目的と実施. 京都大学防災研究所年報 52-B, 293-307
- 鍵山恒臣, 森田裕一 (2008) カルデラ生成噴火の準備過程の理解に向けて, 月刊地球, 号外 60, 5-7.
- 鍵山恒臣 (2008) カルデラ生成噴火の準備過程一解明のための作業仮説の提案. 月刊地球, 号外 60, 10-20.
- 鍵山恒臣, 宇津木充, 吉川慎, 寺田暁彦 (2008) 伽藍岳・塚原の地熱活動の周辺域への広がりに関する調査. 大分県温泉調査研究会報告, 59, 35-39.
- 鍵山恒臣 (2009) 霧島火山群一火山群における災害の視点一. 震災予防, 224, 7-10.
- 鍵山恒臣, 宇津木充, 吉川慎, 井上寛之 (2009) 鶴見岳・伽藍岳の噴気活動と表層の電気伝導度分布に関する調査. 大分県温泉調査研究会報告, 60, 3-6.
- 鍵山恒臣, 大倉敬宏, 宇津木充, 吉川慎, 井上寛之, 寺田暁彦 (2009) 火山活動の経過. 第4回阿蘇火山の集中総合観測報告書, 1-7.
- 菅野貴之, 大久保修平, 松本慈夫, 吉川慎, 大倉敬宏, 井上寛之 (2009) 阿蘇火山における絶対重力測定第4回阿蘇火山の集中総合観測報告書. 23-27.
- Kurz M.D., Yamamoto J., Curtice J., Lott D.E., Jenkins W.J. (2009) Argon isotopic compositions of deep undegassed mantle: New constraints from the western Galápagos. *Geochimica Cosmochimica Acta* 73, A709.
- 中西利典, 竹村恵二, 松山尚典 (2009) 2本のボーリングコア試料から推定した朝見川断層の活動性. 大分県温泉調査研究会報告. 60, 51-55.
- 大倉敬宏, 吉川慎, 井上寛之, 宇津木充, 鍵山恒臣, 寺田暁彦, 加納将行, 由井智史, 山本圭吾, 高山鐵朗, 山崎友也, 多田光宏, 立尾有騎, 松島健, 内田和也, 中元真美, 山下裕亮, 平岡喜文, 三森庸里江, 根本盛行 (2009) 阿蘇カルデラにおける水準測量. 第4回阿蘇火山の集中総合観測報告書, 8-15.
- 大沢信二, 山田誠, 三島壮智, 北岡豪一 (2009) 天然同位体をトレーサとした別府南部地域の温泉涵養域の推定. 大分県温泉調査研究会報告, 60, 7-18.
- 大沢信二, (2009) 研究の対象としての温泉-ある地球化学の研究成果を温泉法に見る定義に照らし合わせる-. 温泉科学, 59, 211-217.
- 大沢信二, (2009) 鍾乳洞の気象と鍾乳石の成長. 大分地質学会誌, 15, 1-10.
- 大沢信二, 山田誠, 三島壮智, 北岡豪一 (2009) 天然同位体をトレーサーとした別府南部地域の温泉涵養域の推定-京大温泉実験井の同位体データの利活用-. 大分県温泉調査研究会報告, 60, 7-18.
- 武尾実, 青木陽介, 大湊隆雄, 卜部卓, 及川純, 辻浩, 小山悦郎, 長田昇, 大島弘光, 青山裕, 前川徳光, 鈴木敦生, 田中聡, 石原吉明, 山本希, 山田守, 大倉敬宏, 井上寛之, 井口正人, 為栗 健, 植平賢司, 中元真美, 平野舟一郎 (2009), 浅間山の大学合同稠密地震観測 (2005年7月-2007年7月). 東京大学地震研究所彙報, 84, 1-37.
- 竹村恵二 (2009) 関西国際空港地盤解明に果たした地質学の役割 (研究の総括, 課題, 展望). 関西国際空港地盤特別講演会 (地盤工学と地質学の融合 - 関西国際空港の地盤を例として-) 講演録. 19-29.

- 竹村恵二, 井上直人 (2009) 関西国際空港周辺物理探査と基盤に達する深層ボーリングによる深部地下地盤構造の検証. 関西国際空港地盤特別講演会(地盤工学と地質学の融合ー関西国際空港の地盤を例としてー) 講演録, 30-41.
- 寺田暁彦, 鍵山恒臣, 吉川慎 (2009) 阿蘇火山・中央火口丘群における熱活動の定量化. 第4回阿蘇火山の集中総合観測報告書, 63-84.
- 寺田暁彦, 鍵山恒臣, 中村卓司, 太田修史, 橋本武志 (2009) 阿蘇火山火口湖からの湖面蒸発量推定高精度化の試みーラマン・ライダーおよび水温観測ブイによる観測ー. 第4回阿蘇火山の集中総合観測報告書, 138-145.
- 寺田暁彦, 鍵山恒臣, 松島喜雄, 吉川慎, 吉川章文, 小山 寛, 山崎伸行, 平松秀行, 大島 弘光 (2009) 有珠火山 2000 年新山からの総放熱率, 北海道大学地球物理学研究報告, 72, 139-157.
- 寺田暁彦, 鍵山恒臣, 吉川慎, 吉川章文, 小山 寛, 山崎伸行, 平松秀行, 大島弘光 (2009) 氷を用いた噴気地からの放熱率評価: 有珠火山 2000 年新山西山噴気地での観測実験. 北海道大学地球物理学研究報告, 72, 125-138.
- 寺田暁彦, 吉川慎 (2009) 接近困難な強酸性火口湖における観測技術-水温モニタリング・湖水および湖底泥の採取-. 第4回阿蘇火山の集中総合観測報告書, 85-104.
- Toyama C., Muramatsu Y., Kojitani H., Yamamoto J., Nakai S., Kaneoka I. (2009) Geochemical studies of Kimberlites and their constituent minerals from China and South Africa. *Geochimica Cosmochimica Acta* 73, A1343.
- 宇津木充, 鍵山恒臣, 小森省吾, 井上寛之, 橋本武志, 小山崇夫, 小川康雄, 神田 径, 山崎友也, 長町信吾, 石田憲久 (2009) 広帯域 MT 観測から推定される阿蘇カルデラの比抵抗構造. 第4回阿蘇火山の集中総合観測報告書, 31-42.
- 宇津木充, 鍵山恒臣, 井上寛之, 小豆畑逸郎, 鈴木 淳 (2009) 伽藍岳及びその周辺域における比抵抗構造調査. 大分県温泉調査研究会報告, 60, 57-63.
- Yamamoto J., Kurz M.D. (2009) Mantle noble gas abundance ratios: Support for a less degassed lower mantle. *Geochimica Cosmochimica Acta* 73, A1469.
- 横田裕, 竹村恵二 (2009) 上町断層ーどこまで判っているかー. 深田研ライブラリーNo.113, (第113回深田研談話会資料), 95.
- Yoshikawa M., Kawamoto T., Shibata T. and Yamamoto J. (2009) Melt extraction and multiple metasomatism beneath French Massif Central: Geochemical and isotopic signatures of ultramafic xenoliths. *Geochim. Cosmochim. Acta*, A1486.
- 吉川慎, 大倉敬宏, 大島弘光, 前川徳光, 植木貞人, 菅野貴之, 松本滋夫, 内田和也 (2009) 阿蘇火山周辺における精密重力測定(2008年11月). 第4回阿蘇火山の集中総合観測報告書, 18-22.

<学会発表 Conference Presentations>

国内

- 安部祐希, 大倉敬宏, 平原和朗, 澁谷拓郎, レシーバ関数で求めた九州地方のモホ面の深度分布, 地球惑星科学連合大会(2009年5月16日-21日千葉市幕張メッセ)
- 味岡拓, 山本正伸, 竹村恵二 琵琶湖堆積物の GDGT を用いた過去 6 万年間の古温度変動復元. 2009 年第四紀学会 (2009 年 8 月)
- Ajioka T., Yamamoto M., Okino T., Takemura K., Hayashida A : Reconstruction of temperature variations during the last 60,000 years using branched GDGT compositions in Lake Biwa, central Japan. AGU Fall Meeting, 18 Dec, 2009 (San Francisco, U.S.A)
- 網田和宏, 大沢信二, 利部慎, 山田誠, 肥田登 秋田県出壺の湧水の水質に関する研究. 第62回日本温泉科学会大会 (2009年9月京都エミナース)

小豆畑逸郎, 鍵山恒臣, 赤外カメラによる伽藍岳火山噴湯現象の解析, 日本火山学会秋季大会 (2009 年 10 月 10-12 日小田原市, 神奈川県立生命の星・地球博物館)

藤井頌子, 石川尚人, 竹村恵二 大分県別府市の分布する陸上表層堆積物の古地磁気学的・岩石磁気学的研究. 地球惑星科学連合大会 (2009 年 5 月幕張)

藤井俊行, 福谷哲, 芳川雅子, 柴田知之, 山名元 固液平衡系でのストロンチウムの同位体分別に関する研究, 第 7 回同位体科学研究会要旨集, P43, 2009 年 12 月

古川邦之, 宇野康司, 新村太郎, 三好雅也, 石丸茉季, 井口博夫, 阿蘇カルデラ南西壁に分布する火山角礫岩の定置過程. (2009 年 5 月幕張)

浜田盛久, 川本竜彦, 藤井敏嗣, 斜長石の水素含有量分析: 島弧深部の玄武岩マグマは水に富む. 地球惑星科学連合大会 (2009 年 5 月幕張)

原口強, 奥元かおり, 升本眞二, 竹村恵二, 林田明 琵琶湖湖底音波探査に基づく湖底表層部の堆積構造. 地球惑星科学連合大会 (2009 年 5 月幕張)

井上直人, 竹村恵二 関西国際空港 2 期空港島における重力測定と地下構造. 地球惑星科学連合大会 (2009 年 5 月幕張)

井上直人, 竹村恵二, 北田奈緒子, 伊藤浩子, 江村剛 関空島周辺の地質構造について (地球物理学的観点から). 2009 年第四紀学会 (2009 年 8 月)

井上徹, 浦川啓, 大高理, 川本竜彦, 鈴木昭夫, 三部賢治, 舟越賢一, 船守展正, 寺崎英紀, 中村美千彦, 新学術領域研究「中性子地球科学」 マグマ班概要. 地球惑星科学連合大会 (2009 年 5 月幕張)

石丸聡子, 荒井章司, 川本竜彦, 山本順司, 火山フロント下マントル中の流体: アバチャかんらん岩のかんらん石・斜方輝石中の包有物. 地球惑星科学連合大会 (2009 年 5 月幕張)) .

Ishimura D., Okada A., Katoh S. and Takemura, K. Coseismic subsidence events identified in boring cores around Lake Mikata, central Japan. 北淡活断層シンポジウム 2010 (2010 年 1 月兵庫県淡路島)

石村大輔, 竹村恵二, 岡田篤正, 加藤茂弘. 三方湖周辺の地価地質に基づく過去 10 万年間の堆積環境と三方断層帯の活動について. 日本活断層学会 2009 年度秋季学術大会 (2009 年 11 月東京).

伊藤浩子, 北田奈緒子, 竹村恵二 檀原徹 江村剛 空港島および周辺の火山灰層序について. 2009 年第四紀学会 (2009 年 8 月)

鍵山恒臣, 九州における火山活動の多様性. 地球惑星科学連合大会 (2009 年 5 月幕張)

鍵山恒臣, 有珠山の噴火が終息する条件. 日本火山学会秋季大会 (2009 年 10 月小田原市)

鍵山恒臣, 宇津木 充, 吉川 慎, 井上寛之, 鶴見・伽藍岳火山群周辺の表層電気伝導度分布. 日本火山学会秋季大会 (2009 年 10 月小田原市)

神田 径, 宇津木充, 田中良和, 岡田靖章, 井上寛之, 小森省吾, 鍵山恒臣, 九重硫黄山周辺の浅部比抵抗構造. 地球惑星科学連合大会 (2009 年 5 月幕張)

北田奈緒子, 竹村恵二, 井上直人, 伊藤浩子, 増田富士雄, 林田明, 檀原徹, 江村剛 関西国際空港直下における大阪湾内の堆積層序の特徴. 地球惑星科学連合大会 (2009 年 5 月幕張)

北田奈緒子, 竹村恵二, 井上直人, 伊藤浩子, 増田富士雄, 林田明, 江村剛 空港島 KIX18-1 ボーリングと周辺のコアを用いた層序について. 2009 年第四紀学会 (2009 年 8 月)

小森省吾, 鍵山恒臣, マグマの脱ガスが火山体の電気伝導度構造に与える影響の定量的検討. 地球惑星科学連合大会 (2009 年 5 月幕張)

小森省吾, 鍵山恒臣, 火山体浅部における比低坑構造と熱水の比低坑の定量的関係. 日本火山学会秋季大会 (小田原市, 2009 年 10 月 10-12 日)

- 小山崇夫, 宗包浩志, 鍵山恒臣, 歌田久司 九州中部比抵抗構造の再解析 (2), 地球惑星科学連合大会 (2009 年 5 月幕張)
- 三島壯智, 大沢信二, 山田誠, 北岡豪一, 環境同位体をトレーサとした別府南部地域を流動する温泉水の涵養域と滞留時間の推定. 日本陸水学会第 74 回大会 (2009 年 9 月大分大学)
- 三谷明日華, 亀井淳志, 柴田知之, 山陰地域に分布する横田花崗岩の結晶作用とモリブデン鉱化作用の関係, 日本地質学会第 116 年学術大会要旨集, O-227 (岡山理科大学, 岡山, 2009 年 9 月 4 日-10 日)
- 宮崎誠二, 児玉明彦, 林田明, 北田奈緒子, 井上直人, 竹村恵二, 江村剛 関西空港二期空港島で採取された深層掘削試料の磁気層序. 2009 年第四紀学会 (2009 年 8 月)
- 三好雅也, 長谷中利昭, 佐野貴司, 福岡孝昭, ホウ素を用いたスラブ由来流体の寄与の見積もりーフィリピン海プレートの沈み込みと九州の第四紀火山活動ー. 地球惑星科学連合大会 (千葉幕張, 2009 年 5 月).
- 三好雅也, 新村太郎, 古川邦之, 長谷中利昭, 阿蘇火山における先カルデラ期から後カルデラ期へのマグマ組成の時間変化. 地球惑星科学連合大会 (2009 年 5 月幕張).
- 新村太郎, 荒川洋二, 三好雅也, 柴田知之, 阿蘇地域におけるマグマの地球化学的特徴の時間変化と超巨大噴火 (阿蘇-5) の可能性評価, 地球惑星科学連合大会予稿集, 2009, V227-009 (幕張メッセ国際会議場, 千葉, 2009 年 5 月 16 日-21 日)
- 大倉敬宏, 吉川慎, 井上寛之, 宇津木充, 山本圭吾, 高山鉄朗, 松島健, 山崎友也, 多田光宏, 内田和也, 平岡喜文, 三森庸里江, 根本盛行, 加納将行, 由井智志, 中元真美, 山下裕亮, 立尾有騎, 寺田曉彦, 鍵山恒臣, 阿蘇カルデラにおける水準測量, 地球惑星科学連合大会
- 大沢信二, 山田誠, 三島壯智, 京都・竹の郷温泉の温泉水の起源と生成機構. 第 62 回日本温泉科学会大会 (2009 年 9 月京都エミナース)
- Python M, Shibata I, Yoshikawa M and Arai S. Petrology and chemistry of rodingite dykes in the mantle section of the Oman ophiolite. Japan Geophysical Union Meeting, May 23-28, 2010 (Chiba, Japan).
- Python M, Yoshikawa M, Shibata I and Arai S. Oman diopsidites and rodingite: Similarities and differences. The Kumamoto International Symposium on Recent Advancements of Mineralogy and Petrology IV, October 9, 2009 (Kumamoto, Japan).
- 坂田周平, 渡邊裕美子, 松岡廣繁, 山田誠, 大沢信二, 中井俊一, Budi BRAHMANTYO, Khoiril A. MARYUNANI, 田上高広, 竹村恵二, 余田成男 インドネシア・西ジャワの石筍に見られる成長縞を用いた時間モデル構築. 2009 年第四紀学会 (2009 年 8 月)
- 佐藤智之, 檀原徹, 原口強, 林田明, 竹村恵二, Sedimentation rate and relative lake-level change during last 300 ky in Lake Biwa, Japan. 地球惑星科学連合大会 (2009 年 5 月幕張)
- 佐藤智之, 檀原徹, 原口強, 林田明, 竹村恵二, 琵琶湖北湖中央部の 30 万年間の相対的湖水準変動. 2009 年第四紀学会 (2009 年 8 月)
- 柵山徹也, 芳川雅子, 柴田知之, 中井俊一, 角野浩史, 小澤一 仁, マントルダイアピルの累進的融解と取り込みー北西九州、北松浦玄武岩からの岩石・地球化学的制約 日本火山学会予稿集, A28, 日本火山学会 (2009 年 10 月小田原)
- 佐野貴史, 三好雅也, 上部海洋地殻のホウ素と塩素含有量. 地球惑星科学連合大会 (千葉幕張, 2009 年 5 月).

- 柴田知之, 芳川雅子, 奥水達司 The temporal variations of geochemistry of magmas from north of Kofu Basin, central Japan, 地球惑星科学関連学会 2009 年合同大会予稿集, K133-P012 (2009 年 5 月幕張)
- 柴田知之, 三好雅也, 両子山火山の予察的な地球化学的研究. 日本鉱物科学会年会 (北海道大学, 2009 年札幌).
- 高田将志, 島田愛子, 豊田新, 竹村恵二, 相馬秀廣 琵琶湖とその周辺域に分布する石英粒子の ESR 信号特性—後背地からの土砂供給動態の解明に向けた基礎研究—. 2009 年第四紀学会. (2009 年 8 月)
- 竹村恵二, 岩部智紗, 原口 強, 奥元かおり, 升本眞二, 林田 明, 檀原 徹 琵琶湖における 2007 年音波探査とピストンコア解析による過去 5 万年の堆積環境. 2009 年第四紀学会(2009 年 8 月)
- 谷川喜彦, 石川尚人, 安田雅彦, 林田明, 竹村恵二 琵琶湖, 長浜沖の堆積物コアの古地磁気・岩石磁気学的研究. 地球惑星科学連合大会 (2009 年 5 月幕張)
- 寺田暁彦, 橋本武志, 鍵山恒臣, 佐々木寿, 火口湖を用いた火山浅部熱水系のモニタリング—阿蘇火山での試み—, 地球惑星科学連合大会(2009 年 5 月幕張)
- 寺田暁彦, 大島弘光, 吉川慎, 前川徳光, 鍵山恒臣, 熱観測から示唆される有珠火山 2000 年噴火の貫入マグマ冷却過程, 日本火山学会秋季大会 (2009 年 10 月小田原市)
- 土屋信高, 宮下純夫, 足立佳子, 柴田知之, 芳川雅子, オマーンオフィライト中の斜長花崗岩類の Sr-Nd 同位体組成, 日本鉱物科学会年会講演要旨集, 2009, R2-03 (北海道大学, 札幌, 2009 年 9 月 8 日-10 日)
- 宇内克成, 鍵山恒臣, 宇津木充, 神田徑, 小森省吾, 寺田暁彦, 吉川慎, 霧島火山群・硫黄山周辺における熱的活動の縮退に対応した比抵抗構造の変化, 地球惑星科学連合 2009 年大会
- 宇津木充, 橋本武志, 神田 徑, 山崎友也, 小川康雄, 小山崇夫, 長町信吾, 井上寛之, 小森省吾, 吉村令慧, 大志万直人, 鍵山恒臣, 広帯域 MT 観測から得られた阿蘇カルデラの比抵抗構造, 地球惑星科学連合大会(2009 年 5 月幕張)
- 宇津木充, 繰り返し空中磁気観測による火山地磁気効果検出の試み(2), 地球惑星科学連合大会(2009 年 5 月幕張)
- 山本朋弘, 林田明, 竹村恵二, 原口強 琵琶湖高島沖のピストン・コア堆積物から得られた地磁気永年変化記録. 地球惑星科学連合大会 (2009 年 5 月幕張)
- 安田雅彦, 林田明, 竹村恵二, 原口強 琵琶湖のピストンコア堆積物(BIW07-6)を用いた地磁気エクスカージョンの探索. 地球惑星科学連合大会 (2009 年 5 月幕張)
- 山田誠, 大沢信二, 三島壮智, 馬渡秀夫, 竹村恵二, 齋藤光代, 河川に生息する珪藻への温泉排水の影響評価, 陸水学会 (大分大学, 大分, 2009 年 9 月 14 日-17 日).
- 薬師寺 亜衣, 亀井 淳志, 柴田 知之, 山陰帯尾原地域に分布する深成岩類の火成活動とモリブデン鉱化作用に関する研究, 日本地質学会第 116 年学術大会要旨集, O-226 (岡山理科大学, 岡山, 2009 年 9 月 4 日-10 日)
- 山本順司・Kurz M.D. 海洋玄武岩の希ガス同位体組成総覧—全マントル対流は必要ですか?—, 質量分析学会同位体比部会 (箱根高原ホテル, 神奈川県箱根町, 2009 年 12 月 12 日-14 日)
- 芳川雅子, 荒井章司, 田村明弘 西南日本弧黒瀬マントル捕獲岩でのマントル交代作用に関与したメルト・流体の特徴, 日本地質学会大会予稿集, 2009 年 9 月 6 日, 岡山理科大学
- 吉川美由紀, 池辺伸一郎, 須藤靖明, 鍵山恒臣, 吉川 慎, 宮本利邦, 山村隆文, 寺田暁彦, 防災教育支援推進事業「噴火の記憶データベース」プロジェクト, 日本火山学会秋季大会 (2009 年 10 月)

吉川 慎, 植木貞人, 大島弘光, 前川徳光, 菅野貴之, 松本滋夫, 内田和也, 大倉敬宏, 阿蘇火山における重力変化(1979 - 2008), 地球惑星科学連合大会(2009 年 5 月幕張)

国際

Furukawa K., Shinmura T., Uno K., Miyoshi M. and Inokuchi H., Emplacement Mechanism of the Lithic Breccia Distributed in the SW Wall of Aso Caldera, Japan. GSA (ポートランド, U.S.A., 2009 年 10 月).

Kawamoto T., Elemental partitioning between aqueous fluids and magmas: First synchrotron XRF analysis with large volume HPHT apparatus. Global network Symposium on Earth's Dynamics. (2010 年 3 月 3 日-5 日, 宮城県仙台市ニュー水戸屋)

Kawamoto T., Kanzaki M., Mibe K., Matsukage K. N., Ono, S., Supercritical fluids from downgoing slab beneath volcanic arcs: critical endpoints in sediment – H₂O and high Mg andesite – H₂O systems. Goldschmidt conference 2009, June 21 - 26, Davos, Switzerland (Geochimica Cosmochimica Acta, Goldschmidt conference 2009 Abstract A629)

Miyoshi M., Hasenaka T., Sano T. and Fukuoka T., Along- and across-arc variations of Boron systematics of basaltic rocks from Kyushu, SW Japan. AGU, Fall Meet. (サンフランシスコ U. S. A., 2009 年 12 月 14 日-18 日) .

Python M., Yoshikawa M., Shibata T. and Arai S. Diopsidites and rodingites, two different results of Ca metasomatism in the Oman ophiolite mantle. 6th International Dyke Conference, February 3-7, 2010 (Varanasi, India).

Python M. and Arai S. Interactions between high-T hydrothermal fluids and mantle lithologies: evidence from the Oman fossilised spreading centre. European Geosciences Union, General Assembly 2009, April 19-24, 2009 (Vienna, Austria).

Sakuyama T., Yoshikawa M., Shibata T., Nakai S., Sumino H. Ozawa K. Progressive melting of a hot mantle diapir with entrainment beneath southwestern Japan, AGU, Fall Meet. (サンフランシスコ U. S. A., 2009 年 12 月)

Sato D., Shibata T., Kamei A. and Matsumoto I., Sr-Nd isotopic ratios of Wakurayama dacite as adakite from the Matsue city, inner zone of Southwest Japan Arc, Goldschmidt 2009 (2009 年 6 月 21 日-26 日, Davos, Switzerland) .

Utsugi M., W. Kanda, Y. Ogawa , T. Koyama, T. Hashimoto, S. Nagamatchi, N. Ishida, T. Yamazaki, S. Komori, H. Inoue, T. Kagiya, The resistivity structure of Aso caldera, Japan, obtained by wide band magnetotelluric survey, AGU 2009 fall meeting (2009, Dec.14-18, S.F., U.S.A.).

Yamamoto J., Kurz M.D. Mantle noble gas abundance ratios: support for a less degassed lower mantle. Goldschmidt conference (2009 年 6 月 Davos, Switzerland)

Yoshikawa M. Kawamoto T. Shibata T. Yamamoto J. Melt extraction and multiple metasomatism beneath French Massif Central: Geochemical and isotopic signatures of ultramafic xenoliths, Goldschmidt Conf. (2009 年 6 月 Davos, Switzerland)

共同研究一覧 List of Collaborations

国内

- 鍵山恒臣, 京都大学生存圏研究所 研究担当
- 鍵山恒臣, 京都大学防災研究所 研究担当
- 川本竜彦, 東京大学地震研究所一般共同研究 (C) タイトル
- 川本竜彦, 愛媛大学地球深部ダイナミクス研究センター 客員研究員
- 大倉敬宏, 東京大学地震研究所客員教員
- 大沢信二, 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア深部流体研究グループ 客員研究員
- 竹村恵二, 経済産業省原子力保安院 活断層地下構造高精度化
- 竹村恵二, 独立行政法人産業技術総合研究所併任 (図幅担当)
- 竹村恵二, 京都大学防災研究所 研究担当 (地盤災害研究部門)
- 竹村恵二, JAMSTEC高知コアセンターとの共同研究「琵琶湖掘削コアの物性情報解析に基づく第四紀環境変遷の解明」
- 佐野貴司, 三好雅也,
日本原子力研究開発機構 施設利用共同研究, 海洋地殻と島弧火山岩の
即発ガンマ線分析
- 宇津木充, 京都大学防災研究所 研究担当

国際

- 大倉敬宏, JICA-JST 地球規模課題対応国際科学技術協力事業
「フィリピン地震火山監視能力強化と防災情報の利活用推進」
- 大倉敬宏, JICA-JST地球規模課題対応国際科学技術協力事業
「インドネシアにおける地震火山の総合防災策」
- 竹村恵二, ICDP Project, Lake Biwa and Lake Suigetsu: Records of
Global Paleoenvironments and Island Arc Tectonics.
- Sager WW., Sano T., Geldmacher J., Miyoshi M.,
IODP Exp. 324 Scientific Party, Integrated Ocean Drilling Program, Expedition 324:
Shatsky Rise Formation

研究費 Funding

科学研究費補助金

鍵山恒臣(代表)基盤研究(B) 課題名:カルデラ噴火準備過程解明のための火山地域地下構造とマグマ活動の研究 4,700 千円

鍵山恒臣(代表)基盤研究(B) 課題名:台湾北部の火山地熱系の構造に関する研究—琉球弧南北両端部における比較 6,300 千円

川本竜彦(代表), 基盤研究(B) 課題名: 沈み込み帯の流体学: 流体とマグマの間の元素分配 5330 千円

川本竜彦(分担), (代表: 愛媛大学准教授 井上徹) 新学術領域研究(研究領域提案型) 課題名: 高圧下におけるマグマの物性と構造,及びその水の影響, 1300 千円

大沢信二(代表) 基盤研究(C) 課題名: 鍾乳石の茶色い縞々に着目した古気候変動復元技術構築に関する基礎的研究」 平成 21 年度 60 万円

竹村恵二(代表), 基盤研究(A) (代表) 課題名: 琵琶湖堆積物の高精度マルチタイムスケール解析—過去 15 万年間の気候・地殻変動. 2,700 千円

竹村恵二, 基盤研究(B) (代表: 奈良女子大学教授 高田将志) 分担 課題名: 琵琶湖周辺域における土砂供給源の時代変化: 気候変化で土砂供給源地は変わるか?. 400 千円

竹村恵二, 基盤研究(B) (代表: 名古屋大学教授 北川浩之) 分担 課題名: 天池堆積物の高分解能解析による過去 5 万年間の大気中の炭素 14 濃度変化の解明. 500 千円

芳川雅子(代表), 基盤研究(c) 課題名: 西南日本沈み込み帯域マントルの岩石・化学的特徴とその進化過程に関わる火成活動 1040 千円

芳川雅子(分担), 海外学術(B) 課題名: 島弧深部熟成過程: アルバニア・オフィオライトの地殻—マントル境界時空変動 600 千円

受託研究、奨学寄付金

鍵山恒臣, 大分県温泉調査研究会, 平成 21 年度調査研究事業(研究課題: 由布・鶴見火山群周辺の地熱活動と表層電気伝導度分布の調査, 80 千円)

大倉敬宏, 防災科学技術研究所受託研究, ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究 7,925 千円

柴田知之, 奨学寄附金, 地球熱学の地球化学的研究に対する研究助成, 九電産業株式会社, 2,530 千円

柴田知之, 奨学寄附金, 地球熱学の地球化学的研究に対する研究助成, 日鉱探開株式会社, 400 千円
宇津木充, 大分県温泉調査研究会, 平成 21 年度調査研究事業(研究課題: 伽藍岳周辺の MT 調査, 80 千円)

教育活動 Education

学位, 授業 Academics

学位審査

鍵山恒臣 :	(審査員) Hetty Triastuty (博士 京都大学大学院理学研究科)
	(主査) 宇内克成 (修士 京都大学大学院理学研究科)
	(審査員) 熊谷仁孝 (修士 京都大学大学院理学研究科)
大倉敬宏 :	(審査員) Hetty Triastuty (博士 京都大学大学院理学研究科)
	(審査員) 安藤隆志 (修士 京都大学大学院理学研究科)
	(審査員) 黒瀬正貴 (修士 京都大学大学院理学研究科)
竹村恵二 :	(主査) 熊谷仁孝 (修士 京都大学大学院理学研究科)
	(審査員) 宇内克成 (修士 京都大学大学院理学研究科)
	(審査員) 児平哲彦 (修士 京都大学大学院理学研究科)

講義, ゼミナール

(学部)

地球科学実験 B	川本竜彦ほか
ポケットゼミ : 火山の噴火を見てみよう Introductory Seminar on Observation in Volcanoes	鍵山恒臣, 大倉敬宏, 宇津木充
Visual 地球科学	古川善紹, 久家慶子, 酒井治孝
地球惑星科学入門 II	中西一郎, 福田洋一, 竹村恵二
観測地球物理学演習 A	鍵山恒臣, 大倉敬宏, 宇津木充, 宮崎真一, 西憲敬
観測地球物理学演習 B	竹村恵二, 大沢信二, 柴田知之, 川本竜彦, 山本順司, 堤浩之
地球熱学	竹村恵二, 鍵山恒臣, 大沢信二, 川本竜彦, 柴田知之
火山物理学 I	古川善紹
火山物理学 II	鍵山恒臣, 大倉敬宏, 石原和弘, 井口正人, 宇津木充
陸水学	大沢信二, 諏訪浩
課題演習 DA (固体地球系)	古川善紹ほか
課題演習 DC (マグマの発生から噴火まで)	鍵山恒臣, 大沢信二, 柴田知之, 川本竜彦, 宇津木充
課題演習 DC (地球のパターン)	古川善紹
課題演習 DC (活構造)	堤浩之, 岩田知孝, 竹村恵二
課題演習 DC (地震学)	平原和朗, 久家慶子, 大倉敬宏
課題研究 DD (気象学総合演習)	余田成男, 石岡圭一, 内藤陽子, 石川裕彦, 林泰一, 大沢信二
課題研究 DD (地球磁気圏)	町田忍, 家森俊彦, 藤 浩明, 能勢正仁, 宇津木充
課題研究 T3 (固体)	地球熱学全教員
課題研究 T2 (流体)	大沢信二
課題研究 T1 (電磁気)	鍵山恒臣, 宇津木充

(大学院, 修士課程)

地球熱学・地熱流体学 IA 竹村恵二, 鍵山恒臣, 大沢信二
地球熱学・地熱流体学 IB 竹村恵二, 鍵山恒臣, 大沢信二
地球熱学・地熱流体学 IIA 鍵山恒臣, 古川善紹, 大倉敬宏
地球熱学・地熱流体学 IIB 鍵山恒臣, 竹村恵二, 大倉敬宏
第四紀地質学 竹村恵二
多階層地球変動科学特論: 地球生物圏史科学 田上高弘, 福田洋一, 竹村恵二, 堤浩之, 酒井治孝
多階層地球変動科学特論: 地球物質科学 平島崇男, 小畑正明, 中西一郎, 大沢信二, 柴田知之
水圏地球物理学 IIA 大沢信二, 諏訪浩, 寺嶋智巳
水圏地球物理学 IIB 大沢信二, 諏訪浩, 寺嶋智巳
応用地球電磁気学 A 大志万直人, 鍵山恒臣
応用地球電磁気学 B 大志万直人, 鍵山恒臣
地球惑星科学特殊研究(修士論文) 全教員

(大学院修士課程および博士後期課程)

地球物質科学セミナーIA 小畑正明, 平島崇男, 山本順司
地球物質科学セミナーIB 小畑正明, 平島崇男, 柴田知之
地球生物圏史セミナーII 酒井治孝, 山路敦, 松岡廣繁, 前田晴良, 竹村恵二
固体地球物理学ゼミナール 福田洋一, 宮崎真一, 竹村恵二
地震学ゼミナールII 平原和朗, 中西一郎, 久家慶子, 大倉敬宏
水圏地球物理学ゼミナールIII 大沢信二, 諏訪浩, 寺嶋智巳, 斉藤隆志
活構造論ゼミナールI 竹村恵二, 堤浩之
活構造論ゼミナールII 竹村恵二, 堤浩之
地球熱学・地熱流体学ゼミナールI 竹村恵二, 鍵山恒臣, 大沢信二, 川本竜彦,
柴田知之, 山本順司
地球熱学・地熱流体学ゼミナールII 鍵山恒臣, 竹村恵二, 古川善紹, 大倉敬宏, 宇津木充
応用地球電磁気学ゼミナール 大志万直人, 鍵山恒臣, 神田径, 吉村令慧
地球テクニクスセミナーA 田上高弘, 堤昭人, 渡邊裕美子, 大沢信二
地球テクニクスセミナーA 田上高弘, 堤昭人, 渡邊裕美子, 大沢信二

野外実習

観測地球物理学演習 B1 (別府, 7月30日～8月1日) 教員多数

観測地球物理学演習 A (阿蘇, 8月1日～4日) 教員多数

課題演習 DC (地球の鼓動を探る) 阿蘇実習 (阿蘇, 9月23日～26日)

大倉敬宏, 吉川慎, 井上寛之

課題演習 DD 別府実習 (別府, 8月2日) 大沢信二

多階層地球変動科学実習 (大学院) 余田成男, 他 (随時の実習で, 大沢は多階層地球変動科学実習結合系を実施した, 11月20日～22日)

その他

大倉敬宏, 熊本大学理学部 非常勤講師 2009 年度後期

鍵山恒臣, 京都大学ジュニアキャンパスセミナー「火山の噴火を見てみよう」

三好雅也, 熊本学園大学 非常勤講師 2009 年度前期

セミナー Seminars

地球熱学, 地熱流体学ゼミナールI (別府) (芳川雅子担当)

テレビ会議システムを用い阿蘇・京都に配信

平成 21 年(2009 年)

4 月 8 日 John R. Holloway, Graphite-melt equilibrium during mantle melting: Constraints on CO₂ in MORB magmas and the carbon content of the mantle.

4 月 22 日 三好雅也, フィリピン海プレートの沈み込みと九州の第四紀火山活動ーホウ素をトレーサーとしたスラブ由来流体の追跡ー

5 月 27 日 所内共同研究成果報告, 大沢代表 (山田発表), 鍾乳洞・鍾乳石の水文地質学的研究

6 月 3 日 所内共同研究成果報告, 竹村代表 (竹村・石橋発表), 別府地域の第四紀火山岩の記載 (由布・鶴見火山岩を主として)

6 月 10 日 所内共同研究成果報告, 川本代表 (芳川発表), Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics and P-T estimates of mantle xenoliths from the French Massif Central: evidence for melting and multiple metasomatism by silicate-rich carbonatite and asthenospheric melts.

6 月 24 日 所内共同研究成果報告, 大倉代表 (大倉発表), 別府地域の最近の地震活動

7 月 1 日 所内共同研究成果報告, 大沢代表 (大沢発表), 九州中部域の非火山性温泉の調査-深部起源 CO₂ の検出-

7 月 8 日 所内共同研究成果報告, 柴田代表 (西村発表), 火成岩の地球化学からの沈み込み帯における物質循環の解明"局所微量元素・同位体分析からみたマグマ混合プロセス

10 月 28 日 Marie Python, ディオプシダイトとロディンジャイトの類似性と相違: オマーンの場合

11 月 4 日 小林記之, 相平衡岩石学と Raman 分光法を用いた Bohemia 地塊高度変成岩の形成過程の研究ー岩石の形成履歴および流体・メルトの活動履歴の復元ー

11 月 25 日 山本順司, 始原的下部マントルは存在するか?

平成 22 年(2010 年)

1 月 13 日 川本竜彦, 高温高压条件での放射光蛍光 X 線分析

特別セミナー(別府) (芳川雅子記録)

平成 21 年(2009 年)

6 月 11 日 古市剛久 (京都大学大学院アジア・アフリカ地域研究研究科), 土砂の化学性を用いた土砂起源地の特定ーミャンマー国インレー湖流域を例にー

7月2日 堀川義之(山口大学大学院理工学研究科), 大分県国東半島に分布する両子火山群の噴火様式とマグマの成因

11月19日 折橋裕二(東京大学地震研究所), 超背弧地域に産する玄武岩類の成因: マントル遷移層最上部の脱水熔融起因モデルの提唱

鈴木勝彦(JAMSTEC), 堆積岩のオスミウム同位体組成を用いた古環境の復元熱水実験による地球生命の誕生と初期進化の研究

平成 22 年(2010 年)

2月16日〈火〉特別セミナー, 松本一郎(島根大学), 松江層玄武岩の岩石学的多様性—全岩組成及びクロムスピネル、かんらん石化学組成からのアプローチ

3月16日〈火〉下宿彰、九州大学大学院 理学研究院, マントル鉱物の原子の拡散実験とマントルの流動特性への応用

地球熱学, 地熱流体学ゼミナールⅠ(阿蘇) (宇津木充担当)

テレビ会議システムを用い別府・京都に配信

平成 22 年(2009 年)

10月7日 宇津木充, 2008年6月14日岩手宮城内陸地震に伴い観測された地震波動に先行する磁場変化について

10月21日 Jerry Fairley (外国人客員助教授), Modeling fluid flow in a fault-controlled hydrothermal system.

11月11日 鍵山恒臣, 表層比抵抗で見る九州と台湾の火山

12月2日 大倉敬宏, 阿蘇カルデラの地殻変動

特別セミナー(阿蘇) (宇津木充記録)

平成 22 年(2010 年)

3月31日 V.Zobin (コリマ大学・メキシコ), Seismic signals of volcanic earthquakes recorded at Volcán de Colima and their informativity

地球熱学セミナー(京都) (熊谷仁孝担当)

テレビ会議システムを用い別府・阿蘇に配信

平成 21 年 (2009 年) 毎週金曜日 10 時~12 時に実施

4月10日 熊谷仁孝, -今後の研究に向けて-『高温高压条件の水の研究』

4月17日 小森省吾, マグマの脱ガスが火山体の電気伝導度構造に与える影響の定量的検討
Quantitative examination of the effect of magma degassing on the electrical conductivity structure of a volcano.

4月24日 小豆畑逸郎, 結晶中のメルトインクルージョンに含まれる H₂O 量の測定

- 5月1日 川本竜彦, マグマと水の臨界終端点を探す
- 5月8日 小森 黒岩, (連合大会発表練習)
- 5月15日 安部 宇内 黒岩 (連合大会発表練習)
- 5月29日 鍵山恒臣, 九州における火山活動の多様性
- 6月5日 宇津木充, 阿蘇火山・阿蘇カルデラの電磁気学的構造
- 6月12日 金子克哉, 火山弧における火山分布の特徴
- 6月19日 安部祐希, 論文紹介
 "Effect of pore geometry on Vp/Vs: From equilibrium geometry to crack"
 Journal of Geophysical Research, Vol.107, No.B2,2043 by Yasuko Takei, 2002.
- 6月26日 黒岩健一 個体圧式3軸変形試験器による実験について
- 7月3日 三島壮智, 環境同位体をトレーサーとした別府南部地域を流動する温泉水の涵養域と滞留時間の推定」
- 7月10日 小豆畑逸郎, 塚原鉦山跡の泥火山から出る気泡の観測
- 10月2日 小森省吾, 火山帯浅部における比抵抗構造と熱水の比抵抗の定量的関係～雲仙火山北東部USDP-1掘削サイトを例に～
- 10月9日 小豆畑逸郎, 赤外カメラによる伽藍岳火山噴湯現象の解析
- 10月16日 熊谷仁孝, シミュレーションを用いたSiO₂メルトとH₂Oの混合モデル
- 10月30日 宇内克成, 霧島火山群・硫黄山周辺における熱的活動の縮退に対応した比抵抗構造の変化
- 11月6日 安部祐希, レシーバ関数で見る九州地方のフィリピン海スラブ
- 11月13日 安藤隆志, 2008年桜島火山人工地震探査による始良カルデラの浅部地震波速度構造～屈折法による解析～
- 11月27日 山本友里恵, 琵琶湖湖底堆積物中火山灰の岩石磁気学的研究
- 12月4日 三島壮智, 新手法で見えてきた鍾乳石の成長と成長を最もコントロールする物理化学的パラメーター
- 12月18日 宇内克成, 霧島火山群・硫黄山周辺における熱的活動の縮退に対応した比抵抗構造の変化
 平成22年(2010年)
- 1月8日 熊谷仁孝, シミュレーションを用いたSiO₂-H₂O系の観察に向けて

学会活動 Activities in Scientific Societies

鍵山恒臣

日本火山学会各賞選考委員，国際委員

Indonesian Journal of Physics 誌 Editor

竹村恵二

日本第四紀学会副会長，評議員

日本地質学会地方地質誌九州地方編集委員会委員

日本地質学会地方地質誌近畿地方編集委員会委員

大沢信二

日本温泉科学会評議委員

日本温泉科学会広報・交流委員

日本水文科学会評議委員

社会活動 Public Relations

竹村恵二

地盤工学会関西支部「地下建設工事においてトラブルが発生しやすい地盤の特性とその対応技術に関する研究委員会」委員

京都府環境影響評価専門委員会委員

海域活断層調査検討会委員（地球科学総合研究所）

KG-R（KG-NET・関西圏地盤研究会）第2期研究 副委員長

ひずみ集中帯委託研究プロジェクト運営委員会 委員

別府市環境保全審議会委員

三重県防災会議活断層部会委員会 委員

大分県天然記念物緊急調査（地質・鉱物・自然現象）指導委員

大分県環境影響評価技術審査会員

福井県原子力安全専門委員会 臨時委員

独立行政法人産業技術総合研究所「地層処分にかかる地質情報データの整備に関する評価委員会」委員

大分市横尾遺跡指導者会 委員

琵琶湖博物館総合研究・共同研究審査委員会委員

『関西国際空港（二期地区）地盤挙動調査委員会』委員

石川県能登町真脇遺跡調査指導委員会』委員

APU ENVOL プログラム講演：Active Geosphere Investigations in Beppu: Quaternary Geology in Beppu Area. APU

京都活断層と地盤からみた地震被害．京都市耐震市民講座．京都市勧業会館．

ふるさと地盤診断ウオーク（上町断層と周辺の町並み）講師，地盤工学会関西支部．

地震学会強震動委員会講演．「京都盆地の活構造と地下構造」メルパルク京都

別府語り部の会・別府市観光協会 講習講師「別府石はどんな石？」別府市中央公民館．

日本第四紀学会普及講演会『琵琶湖堆積物がつむぐ過去から未来へのメッセージ』 「過去 100 万年間の琵琶湖堆積物に残された汎地球規模変動の記録」，琵琶湖博物館

KAGI21 国際若手サマースクール講師，琵琶湖・京都市

地球熱学研究施設（別府）施設公開 「夏休み地獄ハイキング」（明礬地区）講師

火山研究センター（阿蘇）一般公開，講演

特別講演会「地盤工学と地質学の融合ー関西国際空港の地盤を例としてー」講師，関西国際空港用地造成（株），エルおおさか，関西国際空港周辺物理探査と基盤に達するボーリングによる深部地下地盤構造の検証（竹村恵二，井上直人），

特別講演会「地盤工学と地質学の融合ー関西国際空港の地盤を例としてー」講師，関西国際空港用地造成（株），エルおおさか，関西国際空港地盤の解明に果たした地質学の役割（研究の総括，課題，展望）（竹村恵二），

京都府建築士会地質勉強会講師・第 30 回歩く同好会．「竹林で活断層見極め術」．

鍵山恒臣

文部科学省科学技術・学術審議会測地学分科会火山部会，臨時委員

火山噴火予知連絡会，委員

火山活動評価検討委員会，委員

霧島火山防災検討委員会および霧島火山緊急減災砂防計画検討分科会，委員

阿蘇火山噴火緊急減災対策砂防計画検討委員会，委員，幹事

東京大学地震・火山噴火予知研究協議会，委員

JICA 研修「火山学，総合土砂災害対策コース」，カリキュラム委員および講師

阿蘇防災教育推進委員会，委員

京都大学ジュニアキャンパスセミナー「火山の噴火を見てみよう」鍵山恒臣

大沢信二

大分県温泉調査研究会理事

大分県温泉監視調査委員会委員

大分舞鶴高校スーパーサイエンスハイスクール指導教官

別府鶴見丘高校『模擬講義』講師

大分県環境審議会温泉部会委員

一般公開報告 Openhouse

平成21年度地球熱学研究施設（別府） 一般公開と夏休み地獄ハイキング報告

きょうと だいがく り ぶく ぶ ち きゅうわつ ぶく けん きゅう し せつ
京都大学理学部地球熱学研究施設

8月8日(土) 2009年夏の施設公開
 AM 10:00 ~ PM 4:00 今年も建物内部と研究内容を一般公開します。

電の井バス「ビーコンプラザ」下車 徒歩2分
 研究施設内に駐車場あり (20台分)

夏休み地獄ハイキング
 8月1日(土) 別府・明礬温泉を歩く
 PM 2:00 電の井バス「紺屋地獄前」バス停集合
 PM 4:00 現地解散

参加費 一人300円

※案内者※※
 竹村憲二 京都大学教授
 三好雅弘・山田誠・三好・Meria Fyfe
 三好雅弘・山田誠・三好・Meria Fyfe 研究員

※参加希望の方は、往復ハガキまたは電子メールに
 「ハイキング参加希望」と明記のうえ、人数・通
 車券を添えて、下記問い合わせ先へ7月26日(土)ま
 で「参加希望」にお申し込み下さい(申込期限、
 小学5年生以上対象)。

お問い合わせ
 〒614-0033 別府市野田第226-116 京都大学地球熱学研究施設
 電話 0927-32-0113 (内線34番) 総機 044-558-1540 (Fyfe)・0441
 電子メール kousaku2009@hepp.sci.kyoto-u.ac.jp

京都大学地球熱学研究施設
<http://www.gsd.kyoto-u.ac.jp>

IGS

ようこそ
京都大学地球熱学研究施設へ！
 どの順番でもまわっていただいてもかまいません。

2階

1階

地下

- ① 別府の自然
- ② 大分県の火山
- ③ 結晶が溶けるのを見る
- ④ 鍾乳洞の科学を知ろう
- ⑤ 大分県立大分舞鶴高等学校
研究成果ポスター
- ⑥ 1. 地球の鼓動を捉える
2. 地震データを伝送する IP
- ⑦ 男性用トイレ
- ⑧ 女性用トイレ

注意：
 ・展示部屋での飲食はご遠慮下さい
 ・施設内は禁煙です
 (玄関外側に灰皿を設置しています)
 ・トイレは3ヶ所あります
 (男性用は1階と2階、女性用は1階にあります。
 1階の男性用トイレは2階からしか行けません)
 ・職員は名札とTシャツを付けています。
 なんでもお聞き下さい

お帰りの際は
 アンケートへのご協力をお願いいたします。

◎ 立ち入り禁止

京都大学大学院理学研究科附属地球熱学研究施設では、平成21年8月8日(土)午前10時～午後4時まで研究施設の一般公開を行った。また8月1日(土)午後1時～午後4時に別府市明礬(みょうばん)温泉の地熱地帯において恒例夏休み地獄ハイキングを行った。一般公開には152名(前年度は149名)にお越しいただき、ハイキングには16名(前年度は20名)の市民に参加していただいた。

広報活動には昨年同様、別府市教育委員会、別府市役所記者クラブ、新聞各紙、テレビやラジオ各局の協力をいただいた。また、ハイキングと一般公開にケーブルテレビと各報道機関にきていただいた。ご協力に感謝します。

(川本竜彦、山田誠、浜田盛久)

一般公開時に開催したコーナーと担当者

別府の自然コーナー 竹村

大分県の火山 柴田、芳川、三好、ピトン

結晶が溶けるのを見る 川本

新しい鍾乳洞の科学を知ろう 大沢、山田、三島

大分県立大分舞鶴高等学校研究成果ポスター 大分舞鶴高校学生ほか

地球の鼓動をとらえて、送る 大倉、馬渡

別府の自然

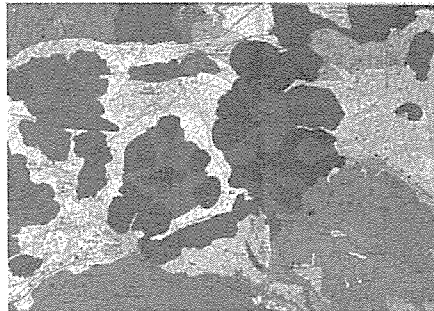
「別府の自然」は、火山・温泉などの自然を豊富に有する別府地域の特徴を紹介する毎年恒例の展示である。

内容は、別府の火山、別府の地質、別府の温泉のパネル表示とともに、地質や火山被害のハザードマップや被害想定、日本全国の将来の震度予測図なども紹介する。また、平成 20 年 3 月に発表された大分県地質被害想定委員会の報告の紹介も実施される。

（岩盤の地質図や平成 19 年の別府を震源とする地震等の記録等は地下の地質コーナーで紹介される。）

別府周辺の岩石を手にとって、その色・重さ・鉱物の種類などを楽しめるコーナーもあり、展示岩石の採取地点が地形・地質模型上で確認できる。

地層を空中から観察できるアナグリフ写真も準備されていて、鶴見岳火山・市布岳火山などの火山地形や、大分・高崎山・別府に連なる地形の様子や断崖の地形などが観察できる。



別府・市布岳地域の地質図（中央の濃い茶色の部分が市布岳・鶴見岳の活火山である。右側・東側の白い部分は別府市街を構成する扇状地で、その中に実相山がみられる）

結晶が溶けるのを見る：

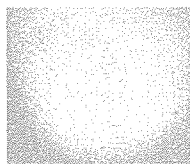
地球内部の構造とマグマの発生を考える 川本 竜彦

地球の中では深くなるにつれて温度と圧力が上がっています。温度や圧力があるにつれて、地球の中の岩石中の結晶の構造が変化していきます。その変化によって、地層の厚みが変わり方が変化し、地球のマントルは、670km までの上部マントルと、2900km までの下部マントルに分けられています。

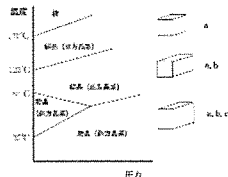
硝酸アンモニウム（ NH_4NO_3 ）という結晶を顕微鏡で見ながら、結晶の温度を上げると何が起きるか？ 低温から高温になるまで、結晶は何回か形を変えます。そして、170℃になると、結晶が溶けて液体に変化します（右下の温度と圧力の図を参考にしてください）。その様子を顕微鏡と顕微鏡を組み合わせて見てみましょう。

また、溶けてしまった液体にピンセットで上からカバーガラスを押し当てて圧力を加えると、押されたところだけ結晶ができます。このことは、結晶の溶ける温度は圧力とともに高くなっていることを示しています（左の図）。温度を下げると液体から結晶が出てきます。

地球内部の岩石は、温度や圧力が変化したり、水が加わったりすると、「部分的に」溶けてマグマを作ります。この「部分的に」という言葉が大事なのですが、この硝酸アンモニウムは同じ温度で「すべて」溶けます。それは、水が加わって「すべて」溶けるのと同じです。地球の岩石は水や硝酸アンモニウムなどのように単純な化学組成でできていないで、いろいろなものが混ざっています。たとえば、ジュースのように、ジュースを高圧で凍らせて、それが溶ける時のことを考えてください。最初は甘くて濃い色のジュースが溶け出てきます。これと同じように、岩石を溶かす時に溶け出す成分だけが溶けてマグマになります。



硝酸アンモニウムの液にピンセットで力を加えた時に、結晶ができる様子



硝酸アンモニウムの状態図（温度と圧力のよってどう変化するかわかる図）

大分県の火山

1. 大分県にある火山は？

大分県にはたくさんの火山があり、火山噴出物がたくさん堆積しています。また、火山がたくさんあることが、大分県に別府を代表とする温泉がたくさんある原因ともなっています。このように、実は私たちの身近にある火山について、出来るだけわかりやすく説明します。



2. 火山噴出物ってなに？

火山は火山噴火の時に噴出したものでできています。それは溶岩や火砕流といったものです。実際に火山の噴火でできた岩石を見に来てください。

3. 顕微鏡で見よう

岩石を顕微鏡で観察するためには、岩石に光が通るくらい薄く削ります。マグマが急激に冷えて固まった岩石は鉱物とガラスでできています。そのもととなった岩石は鉱物でできています。



クイズ：マグマのもとになった岩石の名前は何？

ヒント「〇〇〇〇岩」

説明をきいて答えを係に書いてみてください。

正解だったら、何かいいことがあるかも？？？

「鍾乳洞・鍾乳石関連の研究紹介と実験」の部屋

場所：2階 外来研究員室

みなさんが図鑑や実際に鍾乳洞で見たことのある鍾乳石には、過去の気候変動（古い時代の気温や降水量の変化）の情報が科学的な暗号として記録されています。

その「暗号解読」が世界各国の研究者によって活発に進められていますが〔古気候変動解明の研究〕、完璧な暗号解読表が手に入っていないため、解読は難航しているのが現状です。

ここで言う暗号解読表とは、鍾乳石の生成に関わる水環境や成長をコントロールしている条件の理解のことをさしており、地球熱学研究施設では、それらの解明を目指した研究が行われています〔鍾乳石の成長に関する水文学的・地球化学的研究〕。

本展示室では、研究施設で実際に行われている研究の紹介と鍾乳洞に関わる化学変化についての簡単な実験を行っています。

メニュー

【研究紹介】
▶「鍾乳石の成長と洞内気象の関係」に関する研究

【実験】
▶鍾乳洞の形成（石灰岩の溶解）に関わる化学変化の実験
『二酸化炭素が水に溶けると酸性になる』

滴下水とは、鍾乳洞天井から滴り落ちて鍾乳石を生成させている水のことです。

対応所員等：大沢、山田、三島

「地元高校への教育支援活動の紹介」の部屋


場所：2階 外来研究員室

地球熱学研究施設は研究だけを行っている組織ではなく、京都大学やその他の大学の学生教育をはじめとして地元の高校や中学校などへの教育支援活動も行っています。平成19年度からは大分舞鶴高等学校スーパーサイエンスハイスクール（SSH）の生徒が取り組む課題研究の指導を行っており、この部屋ではその取り組みと成果が展示されています。

今回は、別府市の自然環境を研究テーマにした2課題が紹介されており、実際に研究に取り組む高校生が説明を行います。

研究課題タイトル

- ▶ 温泉の酸性雨への影響に関する研究
～別府地域高等学校との共同研究～
- ▶ 別府市・平田川におけるケイソウについて
～ケイソウはどこまで強酸に耐えられるか～

Hot Spring Science 
大分県立大分舞鶴高等学校

・地球の鼓動を捉える・地震計

火山噴火の際には、地下の溶岩が地殻をこわしながら上昇して地面にあふれます。ですから、噴火の前には火山の周りで多くの地震が発生したり、地面が傾いたり変形したりします。地面の傾きや変形などは傾斜計（地面のひたむきをはかる機械）や伸縮計（地面のひたむきをはかる機械）で観測していますが、地面のゆれである地震は地震計で観測します。

現在、世界で使われている地震計の基本形が発明されたのは、今から120年前の日本です。明治維新のあと、当時の日本国政府は、ヨーロッパの国々に追いつくため、多くはイギリスやドイツから地震計や観測装置を買いました。その中に、とらやこーという人たちがいました。これらは地震計や伸縮計ではほとんど地震計ではありません。でもおもしろいので、日本にやってきました。初めて地震計のゆれを観測し、地震計に興味をもりました。2人はたがいにいいあい、それぞれ異なる式で地震計を作ったのです。これらの地震計は、水平に動くふり子を使っていて、振動の地震計とほぼ同じ構造を持ち、ふり子の中心軸を支点として振動し、その先に取り付けられたペンで振動の動きを記録する「機械式地震計」です。

ふり子とおもりのふり子を用いた地震計では、振動のゆれをうまく記録するよう、ふり子のゆれを速度をゆっくりにするためにはおもりを重くしなければならず、ワイヤヘルツ式という地震計では、約1トンのおもりが使われています。この地震計はたいへん精度が高かったため、日本にも多く輸入され、各地でも地震計の観測に役立てられ、計年まで設置されていました。

20世紀の初頭に考案されたガリフィン式地震計は、機械式地震計のふり子の部分にコイルを付け、地震計の本体に磁石を取り付けた物です。ふり子の動きによってコイルが動き、発電機と同じ原理でコイルの両端に電圧（電圧）が生じます。そのため「電圧式地震計」とも呼ばれています。電圧式地震計は、振動でも体に感じないような小さなゆれの地震を正確に記録するのに使われています。

・地震データを伝送するIP（インターネット プロトコル）

地震観測データは、各観測点から、IPという通信手順を使って伝送されてきます。

・IPとは？

IPの歴史は比較的古く、1960年代後半、アメリカ国防総省高等研究計画局（ARPA）により、さまざまな機器に共通できる通信手順を確立するという目標のもと開発されました。これは、有事における伝送路で発生する、大量のデータによる通信路の混雑による、通信の遅延・断絶・誤送などの問題を回避するための目的であるとの性格もなされました。IPの仕組みの重要な部分は、それまでの回線交換（通信）を止め、情報をパケット（小包）と小さな単位に分けて交換（通信）する方式を採用したこと。これは、回線交換（通信）は通信のみの確立、パケット交換（通信）は通信トラフィック（通信量）が激増すれば何でも通って通る。よなでも悪いこともありません。通信は通信が高速でどこにでも送れること、通信の遅延による影響が大きいこと、他の通信手段と比べて遅延が少ないことなどが問題点となります。

回線交換（通信）も同じような問題点を持っています。回線交換（通信）は、小規模にあると先ずかかっていけば、色々な手段、経路を使うことが出来るため、あて先に到着できる可能性が高くなる、という特性を持っています。

その後、アメリカの大学で開発されたNSF-EPRIというOSにIPが実装され、各国の学術情報ネットワークで普及する事になります。そして、アメリカの学術情報ネットワークであるNSF-EPRIが民間に開放され、また、民間通信・教育の手段であるWWW（ワールドワイドウェブ）がIPの上で開発、利用される事により世界中にIP通信網が広がることになりました。そして現在では、さまざまな情報通信がIPを使って行われるようになっていて、見えない所で大活躍しています。

展示されているパソコンでは、IPによる通信の様子が分かるようになっていまして、ご自由に御覧になって下さい。

アンケート結果

時刻毎の来場者数は以下のようで、開始と同時に大勢の来場者がある。

来場者の頻度は昨年度と変わらない。

	来研数	累計
10：00～	49	49
11：00～	16	65
12：00～	12	77
13：00～	36	113
14：00～	32	145
15：00～	7	152

どこから来ましたか？	別府市内	63
	大分県内の別府市外	40
	大分県外	3
年代を教えてください	6歳未満	3
	6～15	48
	16～19	0
	20～39	17
	40～59	35
	60～79	10

多くの方は別府市内から来られている

小学生を連れた家族連れが目立った

	80～	1
どのようにして一般公開を知りましたか？	ポスター	8
	別府市報	27
	新聞	21
	テレビ	1
	人に聞いて	41
	その他	9
以前の一般公開に 来たことがありますか？	はい	45
	いいえ	84
今回の一般公開の 全体的な感想は？	非常によかった	57
	よかった	38
	普通	9
	よくない	0
	非常によくない	0

リピーター率高い

来場者よりの要望と感想

要望

先生の説明に難しい言葉を使われると子供達には理解しづらい。子供の目線と大人の目線とを分けて展示して欲しいと思います。

もっとひらがなで書いてないと読めません。

今回で5回目です。毎年楽しんでいます。お土産も嬉しいです。ちねつちゃんグッズが欲しいです。

とても参考になりました。一日だけでは日程が合わず3年越しになりました。でもやっと参加できて良かったです。

小学生の見学が多かったので説明文にちねつちゃんを使ってひらがな一言コメントを入れるといいのでは？

子供はピンセットやスポイドなど小道具を使うのが大好きです。フラスコ、ビーカーなどの実験道具を揃えてより「研究者」になりきれる方がいいのでは？

これからもずっと続けて下さい。知らないことがわかって面白かった。自由研究にしたい。

とても神秘的な感じがしました。来年も楽しみにしています。ありがとうございました。

とても勉強になりました。年1回ではなく何回か行ってほしい。

今まで関心の無い事だっただけにこの様な施設の開放は子ども向けに継続してほしい。

年に一度の公開だけではなく、本当に真剣に地域住民とのコミュニケーションを図って欲しい。

特にこの研究所は納税者のお金で運営されていることを忘れないで欲しい。

あと、この研究所の成果を示して欲しい。

何年か前にカルメラの実験をしたのがたのしかったので、来年してほしいです。毎年イベントが

少なくなっている気がします。ちょっとさびしいです。

古い建物をよく使っている。地球物理は地味な仕事だなあ。研究がんばって噴火地震予知して下さい。

昨年が続いて2回目です。来年も是非参加したいので開催して下さい。※鍾乳洞の部屋のソファをこわしてしまいました。ゴメンナサイ。

石がとても好きだから、こんなイベントが毎年あるとうれしいです。

研究の進展期待しています。自身予知なども難題だと思いますが、地震発生兆候をとらえるなどできたらすばらしいですね。

準備大変でしょうが今後も続けていただけると幸いです。よろしくお願いします。

定期的に見たいです。

感想

子供用スリッパの準備ありがとうございます。子供が大人のスリッパをはくと非常にきけんなのでありがたいです。

高校生の研究発表はとても興味深かった。温泉と地震の関連興味あります。

舞鶴高校の生徒さん達も頑張っているのを知り感心しました。

火山のマグマの元がかんらん石で出来ていたから驚いた。

来年また子供が4年になったら来たいと思う。

ていねいに教えてくれて、素人の私でもわりやすかったです。ありがとうございました。

とてもおももしろく勉強になりました。

貴施設は別府に住む者として、大変誇りに思っております。御発展をお祈りしております。

有難うございました。面白かったです。

こちらの質問に丁寧に答えていただき、ありがとうございました。これで子どもの興味がますます広がってくると嬉しいです。(親の私も、初めて足を踏み入れました。)

今回はありがとうございました。すごかったです。

わかりやすく、ていねいに説明していただきありがとうございました！！楽しかったです！！

わかりやすく、ていねいに教えてください、ありがとうございました。

別府にこういう所がある事を知らなかったのも、勉強になりました。

いろいろなことが、わかって、よかった！

別府市内に住んでいますが、京都大学地球熱学研究施設がどういう所か知らなかったのも、この機会に見学できて良かったです。

説明をていねいにいただいたのも、良かったです。

これは最重要施設だと思います。

中学生の子供にも分かるように説明をしてくださったので子供も私も共に興味深く聞かせていただきました。

とても分かりやすくて良かったです。

中学生ですが良い体験が出来ました。来年もまた来ます。

色んなものがあってびっくりした。

別府を内面的に勉強できて有意義であった。

説明が分かりやすく良かったです。

子供達に分かりやすい展示内容で良かったです。今後も是非この企画を続けてください。

もう少しお年の方が研究なさってるのかなと思っておりましたがお若い研究員さんが多いのでびっくりしました。

説明が分かりやすく丁寧で良かったです。一度みたいと思っていたところなので良かったです。

今日見たものを知ったことを、今後の日常生活でもっと色々なことに気づいていきたいです。大変面白く拝見しました。

本日はありがとうございました。来年も都合がつけばぜひ来たいです。

ロケットが飛ぶのが面白かった。

色んなことを教えてくださってありがとうございます。

子供達や自分も大変勉強になりました。

今回初めて参加させて頂きました。昭和初期の様な建物で今までもとても気になっていました。

みなさんの研究の様子がよくわかりました。ありがとうございました。

今年初めてきたけど、文だけじゃわかりにくいところを、わかりやすく教えて、理解できたので、非常良かったです。

いろんなことを知ることでもできたし、おもしろかったです。いっしょうけんめいに、みんな教えてくれたので、よくわかりました。

子どもにも分かりやすく説明してもらえておもしろかった

説明者が熱心 建物が素敵 今度は子ども達を連れて来たいです。

たのしかった

一度中に入ってみたかったので、いい経験になりました。顕微鏡を使つての展示が特に楽しかったです。

楽しく地球の事が学べて良かったです。施設も覧学できた良かったです。

じっけんがたのしかった。

結晶がとけるのは、はじめてしつたからおもしろかった。

結晶が溶けるのは見なかった。(結晶模型の説明はあったが)

実験などがあって面白かったです。

また来たいし、結晶が溶けるのが面白かったです。

楽しい実験など体験学習が出来て良かったです。

見て触って実験して楽しく子供達も見れました。面白かったです。

鍾乳石があれだけ溶けるようになるとは思いませんでした。

毎年来ています。実験が出来て面白かったです。

二酸化炭素がおもしろかったです。他にも地震がおもしろかったです。

顕微鏡で、結晶などを見られて良かったです。キレイでした。ありがとうございました。

色々もらって嬉しかったです。

クイズ正解でカンラン岩がもらえて、嬉しかった。(子どもの意見) 実験もおもしろかった。

石などをいただきました。ありがとうございます。

地点の説明

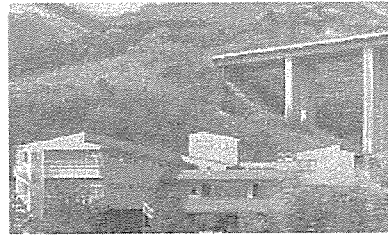
1. 紺屋地獄前バス停、温泉保養ランド、泥湯
2. さわやかハートピア明礬
3. 別府明ばん橋（大分自動車道）
4. 明ばんバス停（新明ばん橋）から明ばん集落
5. 明ばん湯の里
6. 明礬薬師寺 滝

地点1 紺屋地獄前バス停 見学地域全貌



バスを降りた地点。道路を渡ると温泉保養ランド入り口です。ここから、今日の観察地点が見渡せます。正面に明礬橋と遠くに明礬の集落が見えます。

地点2 さわやかハートピア明礬



庭の林の中から噴気と泥噴出

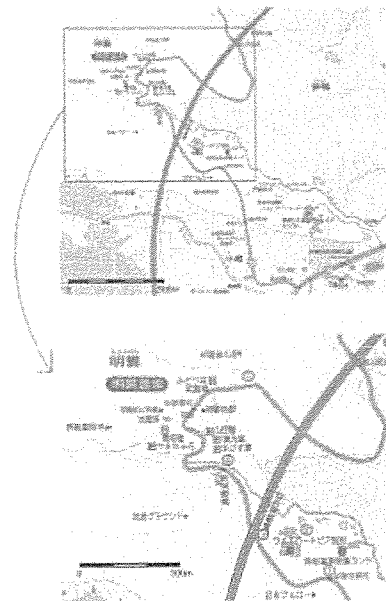
別府・明礬（みょうばん）温泉を歩く



夏休み地獄ハイキング（京都大学理学研究科附属地球熱学研究施設）
in 明礬 2009年8月1日（土）

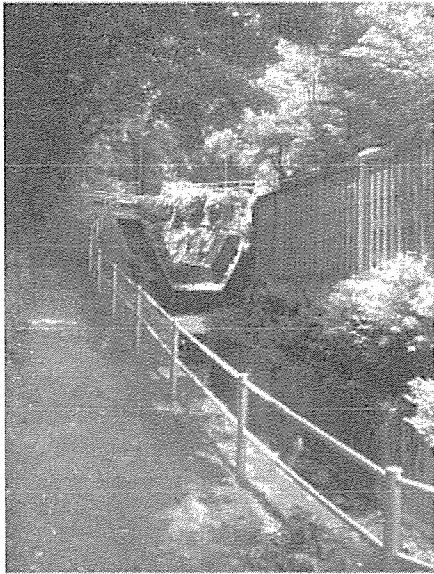
みどころ 見所 私たちが住んでいる世界有数の湯の町別府の探検から、地下からのエネルギーを肌で感じてみよう。泥湯、泥火山、自然の湯の花、滝を見学しよう。

地図（案内図） 番号は観察説明地点



⑤：挿入

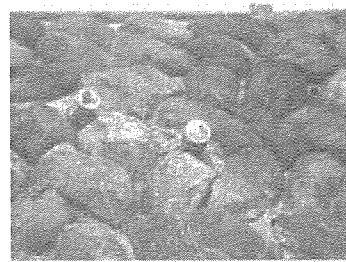
地点6 明礬薬師寺 滝



明礬の温泉地帯を歩いて西側の山手、鍋山の方向に歩いていくと、みょうばん薬師寺入り口があります。この沢沿いの道をあがっていくと、みょうばん薬師寺の滝があります。暑い地獄温泉地帯のすぐそばに心地よい冷たい滝があることは、地球がおりなす自然の興味深さを与えてくれます。



明礬集落の地下から熱放出



崖に見られる温泉析出鉱物



土石流危険地帯と地すべり

地点5 明礬小屋 到着



午後 2:00～3:00

「中部九州の活断層と火山」 京都大学 教授 竹村恵二

- ポスター展示（約30点）による研究内容の紹介・火山学の一般向け解説
- 公開実験・工作・体験
 - ・「磁石を作ってみよう」
 - ・「サーモトレーサーで記念撮影」
 - ・「電気伝導度計を使って水の違いを調べてみよう」
 - ・「べっ甲飴を作ってマグマの出来方を学んでみよう」
 - ・「光波測距計で距離を測ろう」
- 視覚的展示物
 - ・「地震計のデモンストレーション」
 - ・「ウィヘルト地震計のデモンストレーション」
 - ・「九州の地震活動リアルタイムモニター」
 - ・「阿蘇火山の微動振幅レベルモニター」
 - ・「阿蘇火山の四季」
- 施設備品展示（新旧地震計等各種観測装置の展示・解説）
- 火山に関するビデオの上映
- 火山に関する書籍の閲覧供与
- 見学者パンフレット（大人用，子供用）を配布
- お年寄りの来場者を考慮し休憩室を設置

4. 社会告知の方法

- A4・A3版ポスター・チラシを配布・掲示

赤水郵便局・アゼリア 21・あぜり庵・阿蘇火山博物館・阿蘇市営運動公園・阿蘇市役所・海猫

屋・大津町役場・温泉センターウィナス・火山研究センター入口・河陽郵便局・K'S コーヒー・

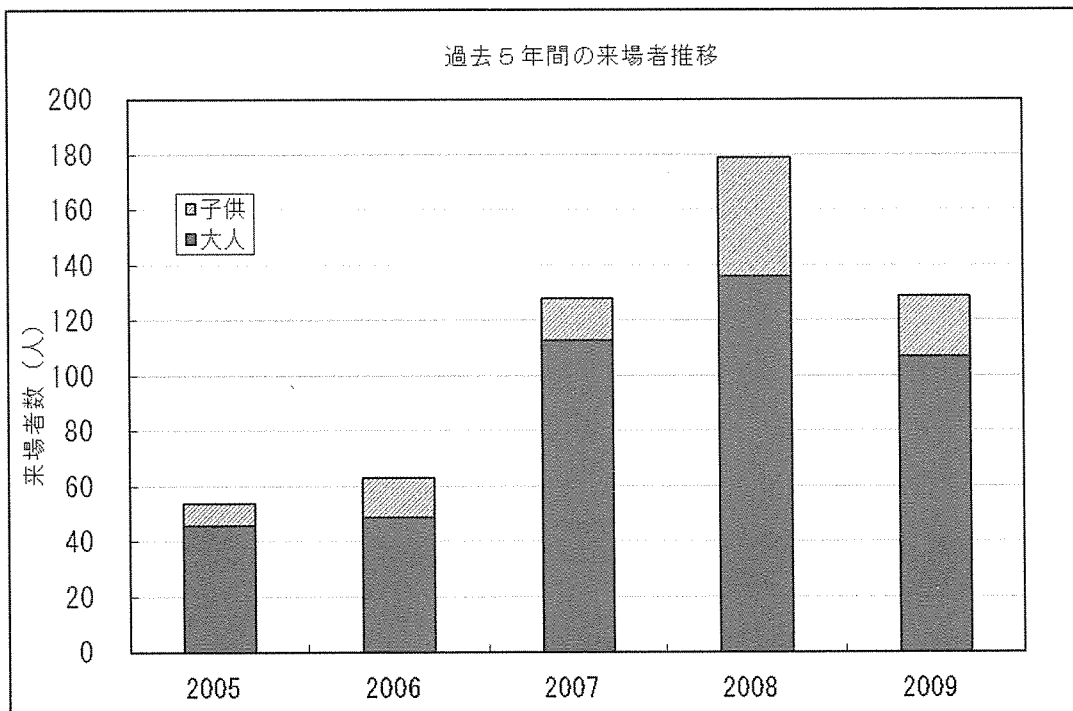
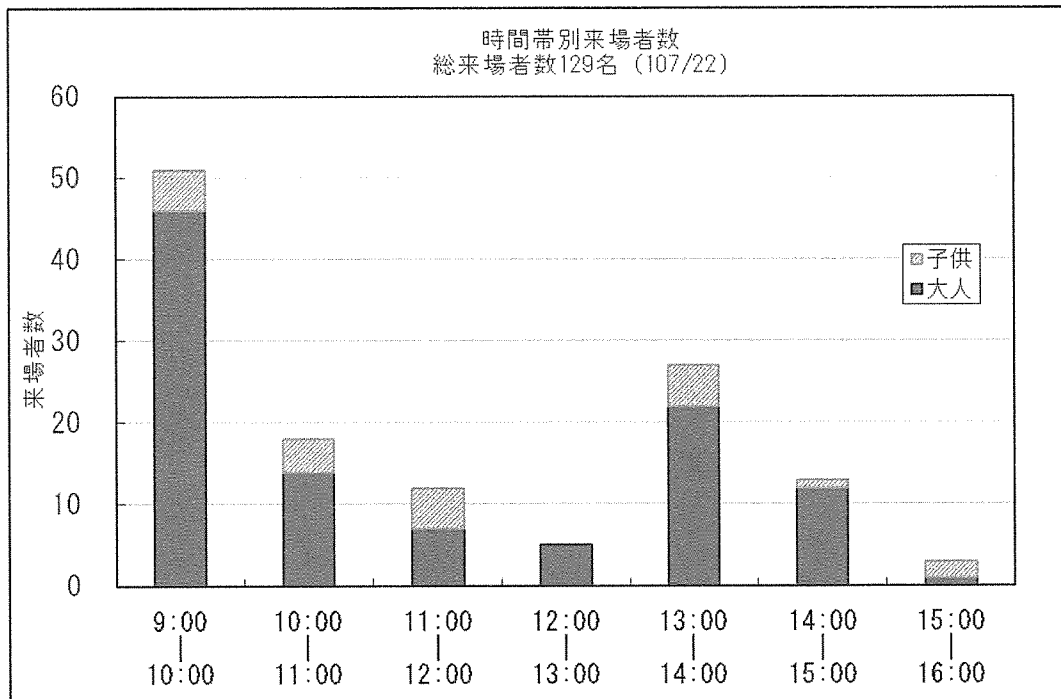
JR阿蘇駅・JR 立野駅・高森中学校・立野小学校・たわら屋・パークゴルフ場・古木常七商店・

道の駅大津・南阿蘇村役場長陽支庁・めるころ・(50音順)

- イベント案内レター（40件）
- 熊本日日新聞・朝日新聞イベント情報掲載
- 市町村広報（阿蘇市・大津町・高森町・南阿蘇村）
- 火山研究センターWeb ページに掲載
- 理学研究科 Web ページに掲載

5. 見学者に関する集計

来場者数：129名（大人107名，子供（高校生以下）22名）



6. アンケート集計結果

Q 1. どちらからお越しになりましたか？

	阿蘇郡市 内	熊本県内 阿蘇郡市以外	熊本県外	合計
回答数	22	32	1	55
百分率	40.00%	58.18%	1.82%	100%

Q 2. 年代を教えてください

	10代	20代	30代	40代	50代	60代以上	合計
回答数	1	11	3	12	9	19	55
百分率	1.82%	20.00%	5.45%	21.82%	16.36%	34.55%	100%

Q 3. どのようにして今回の一般公開を知りましたか？

	友人・知人	インターネット	新聞・雑誌	ポスター	その他	合計
回答数	19	3	12	6	5	45
百分率	42.22%	6.67%	26.67%	13.33%	11.11%	100%

Q 4. 来年も来たいと思いましたか？

	はい	いいえ	わからな い	合計
回答数	47	1	4	52
百分率	90.38%	1.92%	7.70%	100%

6. まとめ

今年は、昨年と同様に夏休みに入った最初の日曜日（7月26日）に行った。過去5年間のグラフから判るとおり、昨年より来場者は減少したが、雨が降ったり止んだりの悪天候であったことを考慮すると、客足はまずまずであったと考えられる。

・イベントの広報活動について

昨年のイベント告知方法が一定の成果を挙げたことにより、今回も昨年と同様に、ポスター掲示・Webにおける情報掲載・ダイレクトメール・近隣市町村広報誌に加えて、新聞の「週末のイベント」欄への掲載を新聞社へ依頼した。今回のアンケート結果から、友人・知人より情報を得たという方が約半数に上がることがわかる。それについて、一般公開当日に来場者に尋ねてみたところ、「ダイレクトメールを受けた方から情報を得た」という方がさらに友人・知人を誘われて来場されていたことがわかった。また、新聞・雑誌から情報を得たという方も同様に多かった。

したがって、今後の告知の軸としては、ダイレクトメールなどの直接的なものと新聞等のメディアを使ったものに重点を置き、効果的に告知していきたいと思う。

・開催時期について

昨年より中学生以下の子供の来場者は減少したが、小学生が自由研究の課題を探す上で、夏休みに入った最初の日曜日という日程は、長い目で見たときに有効であると考えられるため、今後もこの日程で継続していきたい。

・一般見学会の世間への浸透

過去5年間の来場者推移グラフから、今年を含めた3年間の来場者数は、安定した状態で推移していることがわかる。この要因として、告知の手法もさることながら、火山研究センター一般見学会の存在自体が浸透してきていることがあげられる。火山研究センターの立地や公共交通機関の無い場所において、このような結果は大変素晴らしいことである。

今後も新たな企画を考え、火山の素晴らしさをわかりやすく一般の方々に伝えていきたい。

最後に、見学会に来場してくださった皆さんからのコメントを紹介します。

意見

- ・公開イベントとして考えるなら、子供が楽しめる部分を増やして欲しい。
- ・講演会の演目を新聞等で公表して欲しい。
- ・もっとポスター・テレビで紹介して欲しい。
- ・年に一度ではなく数回してください。
- ・夏休みの期間は一般解放日を増やして欲しい。

感想（大人）

- ・インターネットなどで得られる情報+αを知ることができ、生きている地球を実感できた。
- ・説明される先生方の内容が充実していた。
- ・今回初めてお伺いしました。時間がなかったので、次回はゆっくりと時間をとって来たいと思います。
- ・子供のころから興味深く建物を見ていましたが、実態がわかり安心した。満足した気分です。
- ・実際の観測を行っている写真や映像はやはり大変興味深かったです。あと、昔の機器のおいてある部屋は圧巻でした。アナログ時代というより、もっと昔のまんまの感じで、わずか十数年前とは思えませんでした。今回の先生方による講演は一般の者にとって、またとないチャンスでとても楽しみにしておりました。全てを理解することは難しいのですが、素人なりに火山についての話に触れることができ、今日は大変よい日になりました。ありがとうございました。
- ・火口湖観測のビデオと2階の写真の映像が良かった。展示もよいのですが、映像化していただいたことにより、わかりやすく楽しめた。先生のお話が大変興味深かった。その後の研究の話を持来年もぜひ聞かせていただきたいと思います。一階の古い地震計などの機器が貴重だった。大事に保存してもらいたいと思った。有意義な見学会を開催していただき、ありがとうございました。
- ・親子で楽しいので学習できました。
- ・とても面白い。興味深いものや講演で楽しいものでした。

- ・私たちの安全のために努力研究されていることはありがたいと思います。

感想（子供）

- ・昨年も訪れたのですが、昨年と違った実験が出来てとても面白かったです。機会があればまた来年も来たいです。
- ・飴を作ってみたら簡単で美味しかったです。家で作ってみたいです。磁石に擦ったら動いていた。
- ・磁石の実験のN極、S極が地球にもあるというのがわかり驚きました。べっ甲飴は、作るのが楽しく家でも作ってみたいです。
- ・いろんな事があってすごかったです。また今度あったら来たいです。
- ・磁石の実験が面白かったです。針を磁石に擦って水に浮かせれば方位磁石になることに驚きました。
- ・地震計の揺らすところが楽しかった。飴を作って食べたのが面白かった。

火山研究センター 吉川 慎

来訪者 Visitors

【阿蘇】

平成21年（2009年）

- 4月21-22日 防災科学技術研究所 鶴川元雄氏
- 5月11-12 防災科学技術研究所 鶴川元雄氏、小澤拓氏
- 6月2日 高松政美 他1名 （気象庁阿蘇防災連絡事務所）
- 6月3日 防災科学技術研究所 小澤拓氏
- 6月26日 大西理事 他7名 （京都大学）
- 7月2日 増子課長 他1名 （文部科学省地震防災研究課）
- 7月5日 藤原恵洋 他13名（九州大学芸術工学研究院）
- 7月30日-8月2日 理学部 西憲敬氏、宮崎真一氏、齋藤昭則氏
- 8月12日 田中 信 他2名 （アジア航測）
- 8月19日 宇土高校 湊 啓輔氏、第二高校 桂 輝雄氏
- 8月31日-9月3日 京都大学ポケゼミ 6名
- 9月10-12日 大久保修平 他22名（日本測地学会サマースクール）
- 9月23日-26日 理学部 久家慶子氏
- 9月30日 長崎県仁田小学校 10名
- 10月1日 長崎県小江原小学校 10名
- 10月19日 田中 信 他2名 （アジア航測）
- 11月11日 西島 潤 他3名 （九州大学工学研究院）
- 11月24日-27日 理学部 正木喜啓氏
- 12月21日 大窪孝浩 （NHK熊本放送局）
- 12月27日 宇土高校 湊 啓輔氏、第二高校 桂 輝雄氏

平成22年（2010年）

- 1月5日 Jennifer Hinds （アイダホ大学）
- 1月12日 高松政美 他1名 （気象庁阿蘇防災連絡事務所）
- 3月12日 大工 豊 他4名 （福岡管区气象台）
- 3月26日 九州大学 清水洋氏、松本聡氏
- 3月30日 大窪孝浩 （NHK熊本放送局）
- 3月31日 Vyacheslav Zobin 他1名 （メキシコ・コリマ大学）
- 3月31日 武藤はるか 他2名 （東海大学）

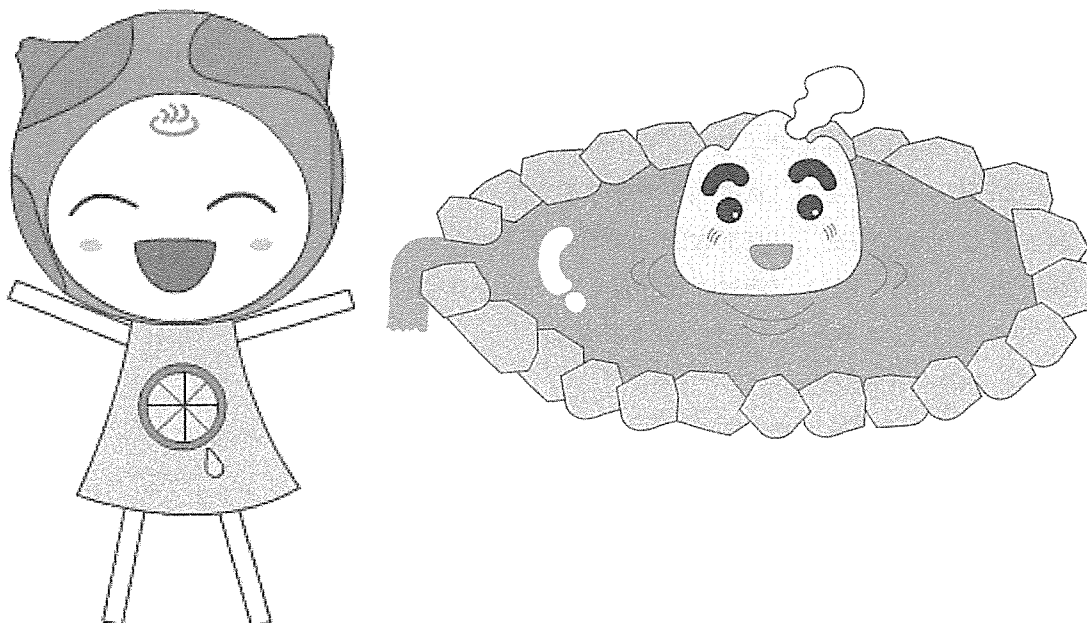
【別府】

平成21年（2009年）

- 4月8～11日 黒岩健一（京都大学・地球熱学）
- 4月14日 久徳（大分地方气象台）
- 4月27日～5月1日 千眼喜照（京都大学）

5月2～6日 Bruno Reynard (リヨン高等師範学校)
 5月18日 山内ほか2名 (福岡管区気象台技術部地震火山課)
 5月18～27日 河内悠紀 (京都大学・地質鉱物)
 6月7～10日 佐藤大介 (島根大学教育学部)
 6月10～11日 古市剛久 (京都大学・アジア・アフリカ地域研究研究科)
 野中事務部長, 大槻・奥村 (京大理学研究科事務)
 6月12日 江崎理事, 古田課長 (京大本部)
 6月13～14日 小林哲夫 (鹿児島大理学部)
 6月16～17日 井川 猛 (地球科学総合研究所)
 7月3～5日 澤田順弘・今泉光智哲 (島根大学総合理工学部)
 7月2～3日 堀川義之、ほか1名 (山口大学)
 7月10日 別府鶴見台中学の生徒5名
 7月26～27日 廣松佑一 (京都大学4年生)
 7月27～30日 京大理学部学生 (京都大学 男6名)
 7月27～30日 石村 (京都大学・地球物理 D1)
 7月29～8月2日 石川・藤井 (京都大学・人間・環境)
 8月1日 一般市民 名 (大分・別府市民ほか)
 8月3日 別府大学学生3人 (別府大学)
 8月2～4日 京大理学部学生 (京都大学 男5名)
 8月7～9日 大倉、小森 (京都大学)
 8月8日 一般市民 名
 8月9～12日 小森 (京都大学 男1名)
 8月10～12日 松岡ほか (京都大学地鉱 男3名, 女1名)
 8月20～25日 福島俊介 (京都大学4年生)
 8月24日～9月1日 廣松佑一 (京都大学4年生)
 8月28～29日 柵山 (JAMSTEC)
 9月5～8日 京大理学部学生 (京都大学 男3名)
 9月7～28日 山本・米村 (京都大学・地鉱)
 9月17日 別府明豊高校の生徒2名
 9月13～17日 岡山理科大学学生 (岡山理科大学 男9名)
 9月23～26日 京大学生 (京都大学課題演習学生 男4名)
 9月24～25日 小森省吾 (京都大学・理学研究科)
 9月28～29日 磯部ほか (熊本大学・男子4名女子9名)
 三村ほか3名 (京都大学・防災研)
 10月5日 臼杵市役所ほか
 10月9～11日 山本正伸 (北海道大学)・加 (愛媛大)
 10月12～23日 佐藤 (島根大学教育学部)
 10月16～17日 奥野ほか3名 (福岡大学・理学部)
 10月28～31日 黒岩健一 (京都大学・地球熱学)

11月16～18日 藤井・福谷 (京都大学・原研)
 11月20～23日 気象学演習学生 (京大院生・学生)
 11月13日 菅原 勉 高校生7名 引率先生5名 (秋田県教育庁高校教育課)
 11月19～20日 鈴木勝彦・折橋裕二 (IFREE・東大地震研)
 11月27～30日 小谷・浜口 (福岡大)
 11月29～30日 奥野 (福岡大)
 11月19日～12月19日 町澄秋 (金沢大学・自然科学研究科)
 12月1日 理;玉井・井上,本部;瀬田・池田 (京都大学)
 12月9～10日 新村太郎 (熊本大学)
 12月10日 松島・糸谷 (九州大学地震火山観測研究センター)
 12月13～14日 大倉 (京都大学・地球熱学)
 12月16～22日 平島研学生 (京都大学・地質鉱物)
 1月8～11日 廣松佑一 (京都大学)
 1月14～17日 廣松佑一 (京都大学)
 1月21～26日 廣松佑一 (京都大学)
 1月7～16日 福島 (京都大学)
 2月9～10日 三方・玉井・中尾 (京都大学・理学・施設と財務)
 2月12日 平井ほか4名 (京都大学・監事室・理学事務)
 2月13～14日 吉永・田中(大分県)・野田ほか10名(大分県文化課ほか)
 2月19日 佐藤大介 (島根大学)
 2月15～16日 松本一郎 (島根大学)
 3月1～15日 鈴木 (京都大学・地質学鉱物学)
 3月8～18日 土谷信高 (岩手大学)
 3月9～12日 伊計 (琉球大学)
 3月14～18日 田上ほか13名 (京都大学・地質学鉱物学)
 3月26～27日 小林哲夫ほか1名 (鹿児島大・理学部)



定常観測 Routine Observations

Geophysical Monitoring Under Operation at AVL

Aso Volcanological Laboratory

Permanent Stations

Nakadake monitoring network

Seismic Stations: HNT, PEL, KSM, SUN, KAE, KAE, KAN, UMA, TAK (microwave telemetry)

Tiltmeters: HNT (water tilt 3-comp.), SUN, KAE, NAR, UMA, KAK (on-site logging)

Extensometers: HNT (invar 3-comp.)

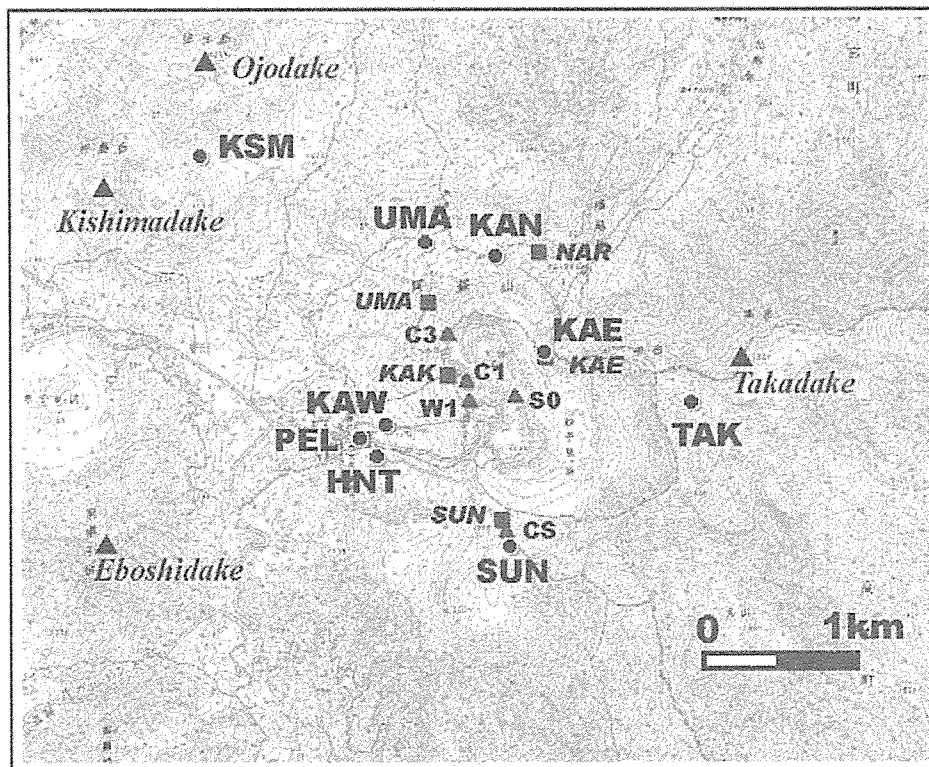
Microphone: HND (microwave telemetry)

Geomagnetic Stations: C1, C3, S0, W1, CS, NGD, FF1 (proton; on-site logging)

C223 (fluxgate 3-comp.; on-site), newC223 (fluxgate 3-comp.; online)

FF2 (proton; online)

Ground Temperature: KAK (boreholes of 70 and 150 m deep; microwave telemetry)



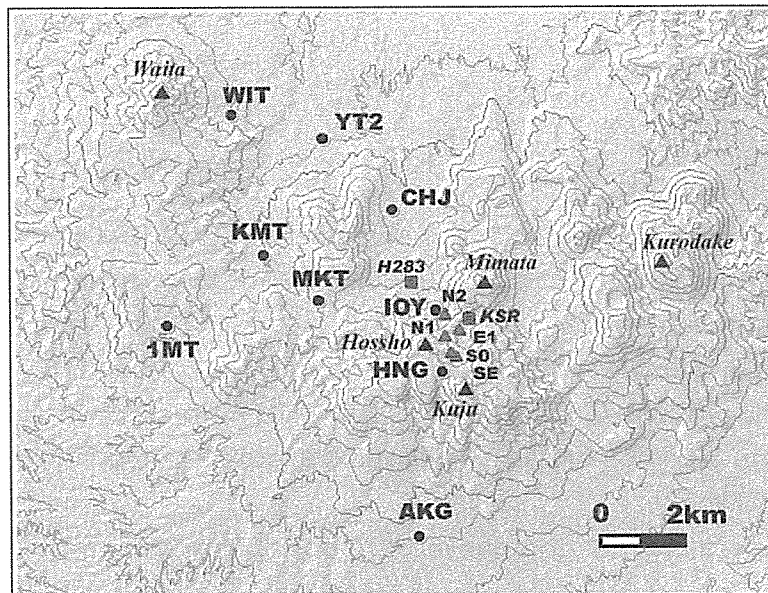
Seismic, geodetic and geomagnetic stations in the central part of Aso.

Kuju monitoring network

Seismic Stations: HNG (radio-telemetry), AKG, CJB, IOY (on-site logging)

Tiltmeters: H283, KSR (on-site logging)

Geomagnetic Stations: N2, E1, S0, SE (proton; on-site logging)

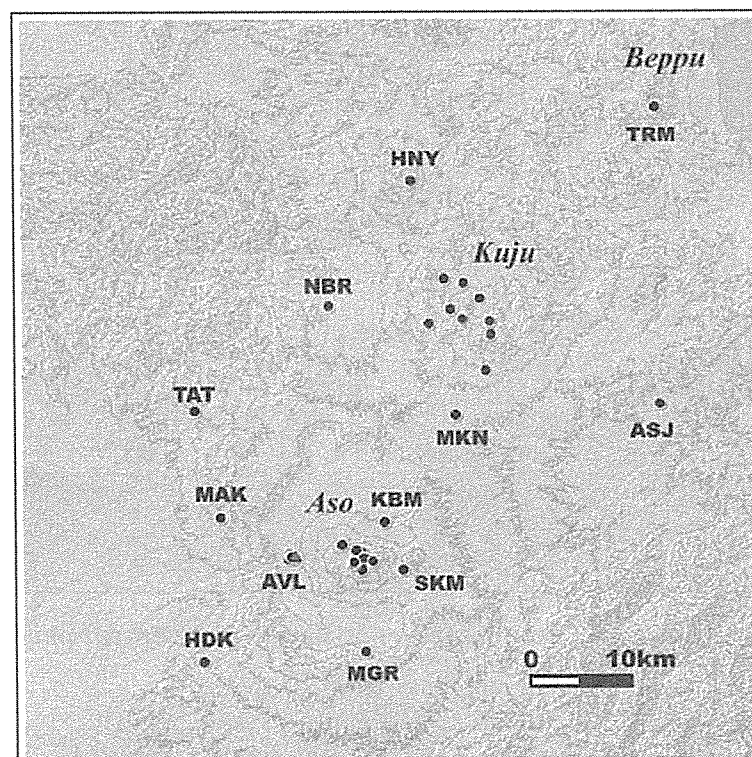


Seismic, geodetic and geomagnetic stations in Kuju area.

Central Kyushu regional network

Seismic Stations: AVL(6), MAK, NBR, MKN, HDK, TAT, MGR (online telemetry)

ASJ, HNY, SKM, KBM (dial-up)



Seismic network in the central Kyushu.

装置, 設備 Instruments and Facilities

装置 Instruments

【別府】

ICP 発光分光分析装置
波長分散型電子プローブマイクロアナライザー(海洋科学技術センターに貸し出し中)
エネルギー分散型電子プローブマイクロアナライザー
波長分散型蛍光 X 線分析装置
エネルギー分散型蛍光 X 線分析装置
粉末 X 線回折装置
液体シンチレーションシステム
イオンクロマトグラフ
ガスクロマトグラフ

【阿蘇】

阿蘇, 九重火山連続地震観測システム
地殻変動観測坑道
孔中温度観測システム
ビデオ映像監視システム
プロトン磁力計
フラックスゲート磁力計
地磁気絶対測定システム

【Beppu】

ICP emission Spectrometer
Wavelength dispersive electron microprobe
(lent to JAMSTEC)
Energy dispersive electron microprobe analyzer
Wavelength dispersion type X-ray Fluorescence analyzer
Energy dispersion type X-ray Fluorescence analyzer
Powder X-ray diffractometer
Liquids scintillation system
Ion chromatography
Gas chromatography

【Aso】

Continuous seismic monitoring system for Aso and Kuju Volcanoes
Observation tunnel for ground deformation
Borehole temperature monitoring system for Aso
Video monitoring system of Aso and Kuju Volcanoes
Proton and fluxgate magnetometers
Geomagnetic absolute measurement system
Tiltmeters

自動滴定装置
ピストンシリンダー型高圧発生装置
ICP-MS 用レーザーアブレーション装置
四重極型 ICP-MS 装置
表面電離型質量分析装置
外熱式ダイヤモンドアンビル (京都実験室)
ラマン顕微鏡 (京都実験室)
フーリエ変換型近赤外分光光度計
赤外顕微鏡
加熱ステージ (京都実験室)

傾斜計
可搬型地震計(広帯域, 短周期)
人工震源車
重力計
地磁気地電流測定装置(広帯域型 ULF, ELF, VLF 型)
光波測距儀
水準測量システム(自動読み)

Automatic titration system
Piston cylinder type high pressure apparatus
Laser ablation system
Inductively coupled plasma mass spectrometer(ICP-MS)
Thermal ionization mass spectrometer(TIMs)
Externally heated diamond anvil cell (at Kyoto)
Raman microscope (at Kyoto)
FT-NIR spectrometer
IR microscope
Heatings stage (at Kyoto)

Portable seismometers (broadband short period)
Car-mounted seismic source
Gravimeters
Magnetotelluric measurement system(broad-band type, ULF, ELF, VLF-band)
Electronic distance measurement system
Leveling survey system (automatic reading)

設備 Facilities

【別府】

岩石粉碎, 鉍物分離室

パックミル, ディスクミルによる岩石粉碎やアイソダイナミックセパレータによる鉍物分離を行う。

器具洗浄室

実験に用いる器具の洗浄を行う。クリーンドラフト1台, ドラフト1台, イオン交換筒, Milli-Q が設置されている。

クリーンルーム

ニューロファインフィルターを設置し極力金属使用を控えた設計で, クラス 100 のクリーン度を達成している。Sr, Nd, Pb 同位体比分析のための化学処理(試料の分解, イオン交換クロマトグラフィーによる目的元素の抽出)を行っている。

【阿蘇】

地下観測坑道(阿蘇火山地殻変動観測坑道)

阿蘇中岳第一火口から南西 1km の, 地下 30m に設けられた, 直角三角形の水平坑道で, 1987 年度に竣工した。現在は, 水管傾斜計(25m), 伸縮計(20, 25m), 短周期地震計, 長周期地震計, 広帯域 地震計, および強震計が設置されている。

火山研究センター構内地震観測システム

火山研究センター構内では, 従来からトリパタイトによる地震観測を行ってきたが, 平成 13 年度に, ノイズ低減の為, 約 200m のボーリング孔を 4 本掘削し, 孔底に地震計を導入した。これにより, S/N 比は大幅に改善され, 従来識別できなかった中岳の長周期微動が検出されるようになった。また, ボーリングコアを採取したことにより, 研究センターの丘, 高野尾羽根(たかのおばね)火山について地質学的に新たな知見が得られつつある。これは, 阿蘇中央火口丘の噴火史を研究する上でも貴重な資料である。

【Beppu】

An analysing system of trace element and isotopic compositions

Radiogenic isotope and trace element compositions of natural samples (e.g. rock and water, etc.) provide us important information about source materials of a sample, generating processes from the sources and age of the sample formation. Therefore isotope and trace element compositions of natural samples are important for investigating the phenomena accompanied with material transfer, such as magma genesis and mantle-crust recycling. Hence, we established an analytical method for determining trace elements by using an inductively coupled plasma mass spectrometer (Fig. 1) and for isotopic ratios of Sr, Nd and Pb: employing a thermal ionization mass spectrometer (Fig. 2) at Beppu Geothermal Research Laboratory (BGRL). The system presented here is made from collaboration with Institute for Frontier Research on Earth Evolution. The methods of chemical preparation for the each analysis were also established. All our chemical procedures are performed under a clean environment, which is basically handmade with our original design (eg. Fig. 3). The analytical methods established at BGRL realize the precise analyses of trace and isotopic compositions of ultra trace amounts of the samples (Fig. 4). Furthermore, we are developing methods to realize the mass production of the assay tests. By employing the described analytical methods, we are progressing with the study of magma genesis and material transfer in the mantle, etc.



Fig. 1. Inductively coupled plasma mass spectrometer

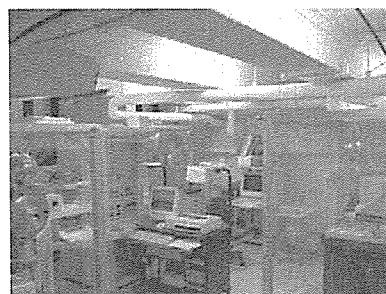


Fig. 2. Thermal ionization mass spectrometer



Fig. 3. Sample evaporation system under the ultra clean environment

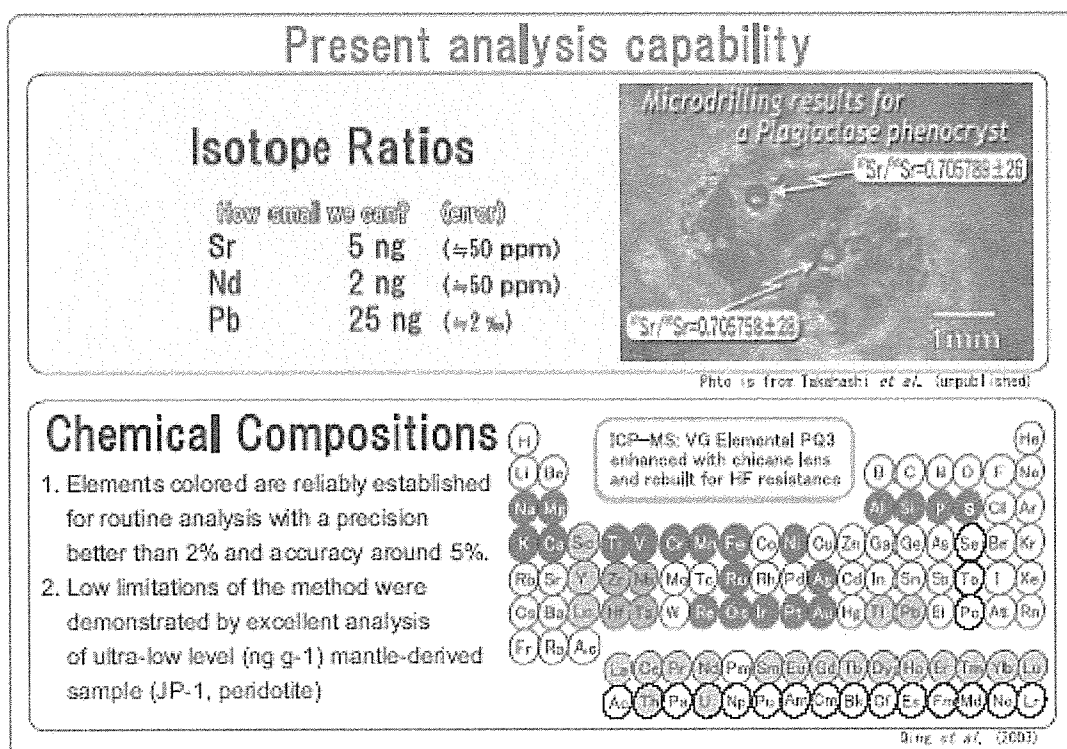


Fig. 4. Analytical method for isotopic and trace element compositions established at BGRL

