

ISSN 1346-4272  
CODEN : CCKHA7

# 地質調査研究報告

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Vol. 62 No. 11/12 2011



独立行政法人  
産業技術総合研究所  
地質調査総合センター



平成23年

論文

トルコ, 中部アナトリアの地熱地域の火山岩の古地磁気調査概要 須藤 茂 .....	389
富士火山東斜面における最新期火山噴出物の層序 山元孝広・中野 俊・高田 亮・小林 淳 .....	405
Granitic Pegmatite of the Umanotani-Shiroyama Quartz-Feldspar Mine, Shimane Prefecture, Southwest Japan Makoto Watanabe, Kenichi Hoshino, Kazuki Yamaguchi, Shoji Kihara, Osamu Matsubaya, Hirotsugu Nishido and Shunso Ishihara .....	425
Middle and Late Permian radiolarians from the Nanjo Mountains, Fukui Prefecture, Southwest Japan Satoshi Nakae .....	441
1946年南海地震前の井戸水の減少から推定される土地の隆起量 —高知県黒潮町佐賀地区を例に— 梅田康弘・板場智史 .....	455
資料・解説	
Trace and rare earth elements compositions of granitic rocks in Awaji Island, Southwest Japan Arc Masaki Yuhara, Sakae Sano and Yutaka Takahashi .....	461

表紙の写真

北麓から見たハッサン火山

トルコ中部アナトリアには、大型成層火山、単成火山群、および大規模火砕流堆積物からなる台地などの火山地形がみられる。ハッサン火山(3,268 m または 3,253 m) はその中ほど西よりにある複合成層火山である。北麓の、洞窟教会が多数あることで知られるウフララ付近からは、溶岩流や碎屑堆積物地形がよく認められる。この右には側火山もある。トルコの地質調査所に相当する機関、鉱物資源調査局(MTA)との地熱資源に関わる共同的研究の一環として、噴出物について古地磁気測定を行った結果、地形的にも新しいと判断されるハッサン火山の岩石はブリュンヌ正磁極期に対応し、既存の放射年代測定値及び古地磁気年代尺度と整合的な結果が得られた。筆者調査時には訪れる人のないさびしい山であったが、近年登山者のための施設ができるなど観光客も訪れるようになったようである。

(写真・文：須藤 茂)

Cover page

Hasan volcano from the north foot.

Mt. Hasan (3,268 m or 3,253 m) is a composite stratovolcano, which is near the center of the Central Anatolian volcano complex in Turkey. Topographic features of lava dome, flow and deposition of clastic materials are visible from the north foot, near Ihlala, which is famous for the group of cave church along the dissected valley. Paleomagnetic study of the rocks from this volcano show normal magnetic polarity, and is concordant with the reported radiogenic age data in Brunhes normal epoch.

(Photograph and Caption by Shigeru Suto)

## トルコ, 中部アナトリアの地熱地域の火山岩の古地磁気調査概要

須藤 茂<sup>1,\*</sup>

Shigeru Suto (2011) Paleomagnetic study of the volcanic rocks from the geothermal area in the Central Anatolia, Turkey. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.62 (11/12), p.389-404, 15 figs, 1 table.

**Abstract:** Paleomagnetic study of the volcanic rocks from the Central Anatolia, Turkey, was carried out as a part of the cooperative research program about the geothermal resources in the area, between the MTA and the GSJ. There are two large stratovolcanoes, Hasan dağı and Erciyes dağı, many monogenetic volcanoes which are composed of lava dome, lava flow, pyroclastic cone, and maar in the studied area of 200km from the east to the west and 150km from the north to the south. Portable fluxgate magnetometer was used in the field and astatic magnetometer was used in the laboratory for magnetic study. The volcanic rock from Hasan dağı and Göldagi shows the normal and reversed magnetic polarities respectively. The result is concordant with the reported radiogenic age data and standard magnetic time scale. And also the magnetic direction of each blocks from the outcrop in some of the unconsolidated pyroclastic deposit on the flank of Hasan dağı tend to be concentrated to the north direction, and were considered to be settled at higher temperature than the Curie point by the field experiment.

**Keywords:** Central Anatolia, Turkey, volcanic rock, paleomagnetic study, Hasan dağı, Erciyes dağı, Göldagi, Acıgöl, Erdaşdağ, MTA

### 要 旨

トルコ中部アナトリアには、大型成層火山、単成火山群、及び大規模火砕流堆積物からなる台地などの火山地形がみられる。それらは過去1千万年程度の間に噴出し、東西約200 km、南北約150 kmの範囲内に複雑に分布している。比較的新しい大型成層火山として、ハッサン火山とエルジエス火山があり、単成火山群は、溶岩円頂丘、溶岩流、火砕丘、マールからなる。トルコの地質調査所に相当する機関、鉱物資源調査局 (MTA) との地熱資源に関わる共同的研究の一環として、それらの火山岩のうち比較的新しい噴出物について古地磁気測定を行った。その結果、地形的にも新しいと判断されるハッサン火山の岩石はブリュンヌ正磁極期に、より古い年代が得られているギョルダの試料は松山逆磁極期に対応するなど、既存の放射年代測定値及び古地磁気年代尺度と整合的な結果が得られた。また、ハッサン火山の山腹に分布する未固結な火砕堆積物については、各岩塊の磁化方位がそろっていることから、現地調査において、堆積時にも高温であったと推定されることなどを確認した。

### 1. はじめに

トルコには温泉や噴気等の地表地熱兆候が多数存在するために、1980年代から、トルコのMTA (Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, 英語名: General Directorate of Mineral Research and Exploration, 鉱物資源調査局) と日本の地質調査所 (当時) との間で研究協力が行われた。筆者は、中部アナトリアの地熱地域においてJICAの個別専門家派遣事業、地熱探査に係る技術指導の一環として、1990年に現地調査と火山岩の古地磁気測定を行った。得られた成果については、調査が短期間で、地質の理解が困難であったこと、古地磁気測定結果のばらつきが大きい試料があったこと等のために、調査直後に内部報告が作成されたのみであった。

筆者らの調査後、トルコでは、諸外国との共同研究等も活発に行われ、中部アナトリアの火山岩の層序や年代の情報が飛躍的に増大した。この結果、古地磁気測定結果の多くが層序や年代と大きな矛盾なく説明されることが明らかになったので、ここに報告する。

### 2. 地形と地質の概要

調査地域はアジア部分のトルコの大部分を占めるアナ

<sup>1</sup> 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation), 現在: 地質標本館 (Geological Museum)

\* Corresponding author: S. SUTO, Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. E-mail: shigeru.suto@aist.go.jp

トリア高原の中央部に位置する(第1, 2図)。この地域の平坦低地部の標高は約1000 mであり、最高点は調査地域東部のErciyes dağı (エルジエス山)で、海拔3917 mである。調査地域の南には頂部の標高が3000 mを越えるToroslar (Taurus, トロスまたはタウルス山脈)が、北東-南西方向に連なっており、北には標高2000 m以下の山が散在している。西方には閉塞した塩湖Tuz Gölü (ツズ湖, 塩の湖の意)がある。

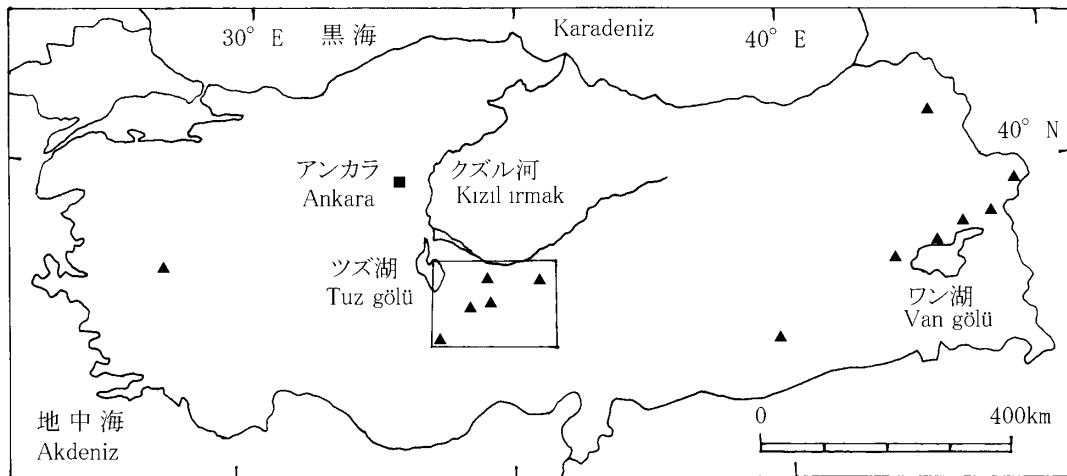
調査地域内には3種の顕著な火山地形が認められる。それらは火砕流台地、大型成層火山及び単成火山群である。火砕流台地は、奇岩の景勝地であるKapadokya (Cappadocia, カップパドキア)の中心部などで認められる中新世-鮮新世の堆積物からなる。完新世まで活動していると推定されている新しい成層火山は、前記のエルジエス山及び、南西部のHasan dağı (ハッサン山, 3268 m)であり、このほかに、より古い、ハッサン山東隣のMelendiz dağları (メレンディス山地)及び中央部のErdas dağı (エルダシュ山, 1982 m)などがある。単成火山には、溶岩円頂丘、円錐火山、溶岩流、及びマールがあり、地域中央部から南西部にかけて多数分布している。また、新しい大型成層火山の周囲には側火山も多く認められる。これらの火山は全体として北東-南西方向に長く伸びて分布している。Toprak (1998)は、本調査地域よりやや広めの地域内の複成火山を19、単成火山を群として5つ以上、824火山以上と数えた。

調査地域内の火山の研究は、層序と年代、岩石学、及び構造・物理探査について行われている。主として火砕流堆積物及びその噴出源については、Pasquare (1968), Innocenti *et al.* (1975), Pasquare *et al.* (1988), Le Pennec *et al.* (1994), Froger *et al.* (1998), 及びToprak (1998)が、成層火山については、ハッサ

ン山についてAydar and Gourgaud (1998), Deniel *et al.* (1998), 及びUmran *et al.* (2008)が、エルジエス山について, Kurkcuoglu *et al.* (1998), Şen *et al.* (2003), 及びGencalioglu-Kuscu *et al.* (2007)が、単成火山については, Keller (1974), Bigazzi *et al.* (1993), 及びDruitt *et al.* (1995)等がそれぞれ報告している。このほか、トルコの火山全体を網羅する調査も行われている(Ota and Dincel, 1975; 宇井, 1989; 松田ほか, 1990; Toprak, 1998)。

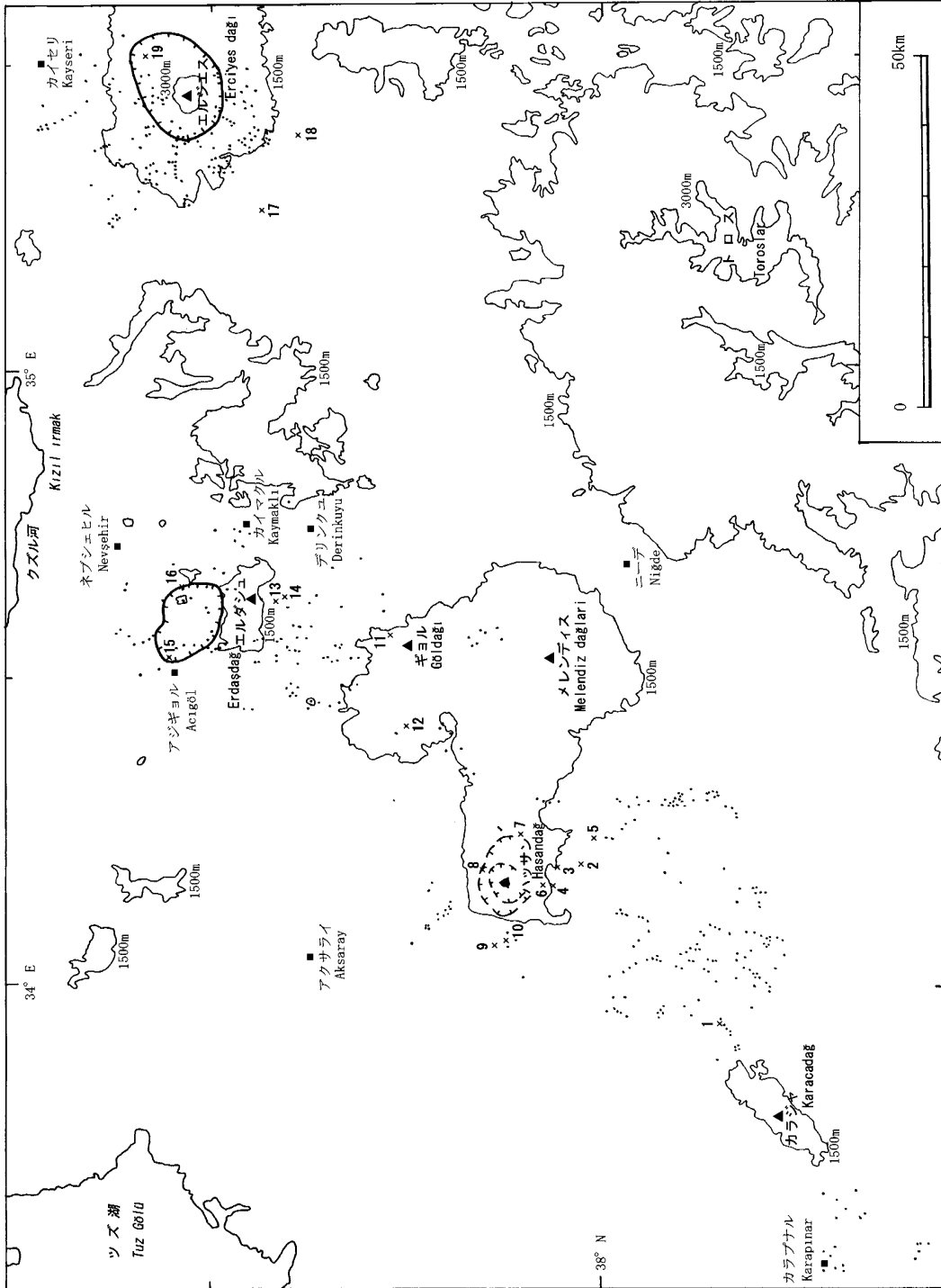
Pasquare *et al.* (1988)は、本地域の火山活動を以下の3期に区分した。第1期は、13.5-8.5 Maの主として安山岩の噴出活動による火山体の生成期、第2期は8.5-9 Maから2.7 Maの複成層火山形成と大規模珪長質火砕流噴出による台地形成期、第3期はエルジエスとハッサンの大型成層火山と多数の単成火山生成期である。

本調査地域の地質図幅は、10万分の1のものが、地域中南部の2図幅Kayseri H19及びI19 (Atabey, 1989a, b), 50万分の1のものが全域をカバーする2図幅Adana及びKayseri (Ternek, 1962及びKetin, 1961), 及び200万分の1のトルコ全図(Bingol, 1989)が調査当時入手可能であり、それぞれ地質を概観することができた。ただし等高線の入った地形図は、筆者調査時には軍が管理していて一般には流通しておらず、MTAの研究者が借り出したものを閲覧することはできたが、使用後は返却され、国外持ち出しは禁止であった。日本のトルコ大使館に問い合わせたところ、2010年時点でもそうであるとのことであった。したがって、本報告以外の地質の論文中的図にも等高線の入った地形図は示されることはほとんどなく、試料採取地点の特定も困難な場合が多い。MTA発行の50万分の1地質図幅には、500m毎の等高線が入っているが、10万分の1地質図幅には



第1図 位置図。図中の四角枠は第2図の位置を示す。黒三角はSimkin and Siebert (1994)から引用した火山の位置。

Fig.1 Location map of the studied area. Quadrangle near the center shows the position of Fig.2. Black triangle shows the volcano which locality was quoted from Simkin and Siebert (1994).



第2図 調査地略図。図中の番号は試料採取地点を示し、第3図及び第1表中の番号と対応する。等高線は Defense Mapping Agency Aerospace Center (1990) の 5,000 ft を 1,500 m、10,000 ft を 3,000 m と換算し転写したもので、正確ではない。黒点は小火山体を示す。ハッサン火山、エルジエス火山及びアジギョルの各カルデラの位置はそれぞれ、Aydar and Gourgaud (1998), Şen *et al.* (2003), 及び Yıldırım (1984) を引用した。

Fig.2 Outline of the studied area. The numbers with symbol x show the locality of the samples for paleomagnetic study, and are correlated with the numbers in Fig.3 and Table 1. The contour lines of 1,500 m and 3,000 m are roughly quoted from the contour lines of 5,000 ft and 10,000 ft in the Tactical Pilotage Chart, TPC G-4A (Defense Mapping Agency Aerospace Center, 1990). Small dot shows the locality of the small volcano. Outline of the calderas on Hasan dağı, Erciyes dağı, and Acıgöl are quoted from Aydar and Gourgaud (1998), Şen *et al.* (2003), and Yıldırım (1984), respectively.

第1表 中部アナトリアの火山岩の残留磁気測定結果

Table 1 Paleomagnetic data of volcanic rocks in the central Anatolia.

No.*	Sample no.	nos. of specimen	Demagne. level(mT)	Declination	Inclination	K	$\alpha_{95}$	Intensity (A/m)	Area	Rock**
1	2432	3	10	173	-40	-	131	9.53	Karapınar	Cpx-ol basalt
2	2452	3	10	20	41	26	24	8.74	Hasan dağı	Cpx-opx-hb-ol andesite
3	2453	3	10	27	27	3	81	$1.45 \times 10^1$	Hasan dağı	Qz-bg cpx-opx-hb andesite
4	2456	3	30	322	44	1	-	2.52	Hasan dağı	Cpx-opx-hb andesite
5	2454	3	20	74	77	15	31	$5.69 \times 10^{-1}$	Hasan dağı	Opx-cpx-hb andesite
6	2455	3	10	345	44	3	82	2.3	Hasan dağı	Cpx-opx-hb andesite
7	2450	3	20	3	9	5	61	$3.09 \times 10^1$	Hasan dağı	Biot-hb-cpx-opx andesite
8	2458	3	10	300	67	39	19	7.53	Hasan dağı	Cpx-opx-bg biot-hb dacite
9	2460	2	10	355	45			8.46	Hasan dağı	Cpx-opx-hb andesite
10	2459	3	10	306	65	16	30	7.38	Hasan dağı	Ol basalt
11	2466	3	10	172	-14	74	14	1.82	Göl dağı	Biot-bg rhyolite
12	2469	3	10	194	-37	18	29	$5.58 \times 10^1$	Göl dağı	Ol-cpx basaltic andesite
13	2464	3	10	146	-66	18	30	4.9	Acigöl-Neveşehir	Cpx-opx andesite
14	2465	3	10	153	21	9	43	2.54	Acigöl-Neveşehir	Cpx-ol andesite
15	2441	2	20	57	24			2.15	Acigöl-Neveşehir	Biot-bg rhyolite
16	2442	2	10	351	-70			1.87	Acigöl-Neveşehir	Obsidian
17	2447	4	10	96	-53	-	114	$2.12 \times 10^2$	Erciyes dağı	Ol andesite
18	2448	3	30	182	-53	8	47	7.78	Erciyes dağı	Cpx-opx andesite
19	2449	3	10	139	16	4	70	$7.49 \times 10^1$	Erciyes dağı	Ol-bg cpx-hb-opx andesite

\* 番号は第2図及び第3図中のものと同じ

\*\* cpx: 単斜輝石, ol: かんらん石, opx: 斜方輝石, hb: 普通角閃石, qz: 石英, bg: 含有, biot: 黒雲母.

\* Numbers are same as those in figs 2. and 3.

\*\* cpx:clinopyroxene, ol:olivine, opx:orthopyroxene, hb:hornblende, qz:quartz, bg:bearing, biot:biotite.

等高線はない。一般に入手可能な等高線の入った地形図としては、Defense Mapping Agency Aerospace Center (1990) の Tactical Pilotage Chart, TPC G-4A (縮尺 50 万分の 1) があったので、図面作成等に使用した。

### 3. 調査の概要

調査地域の地質の資料は、MTA 発行の地質図等を中心に MTA から提供を受けた。また、現地周辺の各種地質及び地熱の調査結果の概要について MTA の研究者より情報提供を受けた。

現地調査は、MTA の研究者とともに、合計 10 日間行った。一部の日程は、地化学調査を行った当所の茂野 博氏 (当時) が同行した。筆者は、地熱地域の火山岩の年代測定のための簡単な補完調査、対比及び火砕堆積物の簡単な温度推定について確認することを目的に岩石試料の古地磁気測定を担当した。

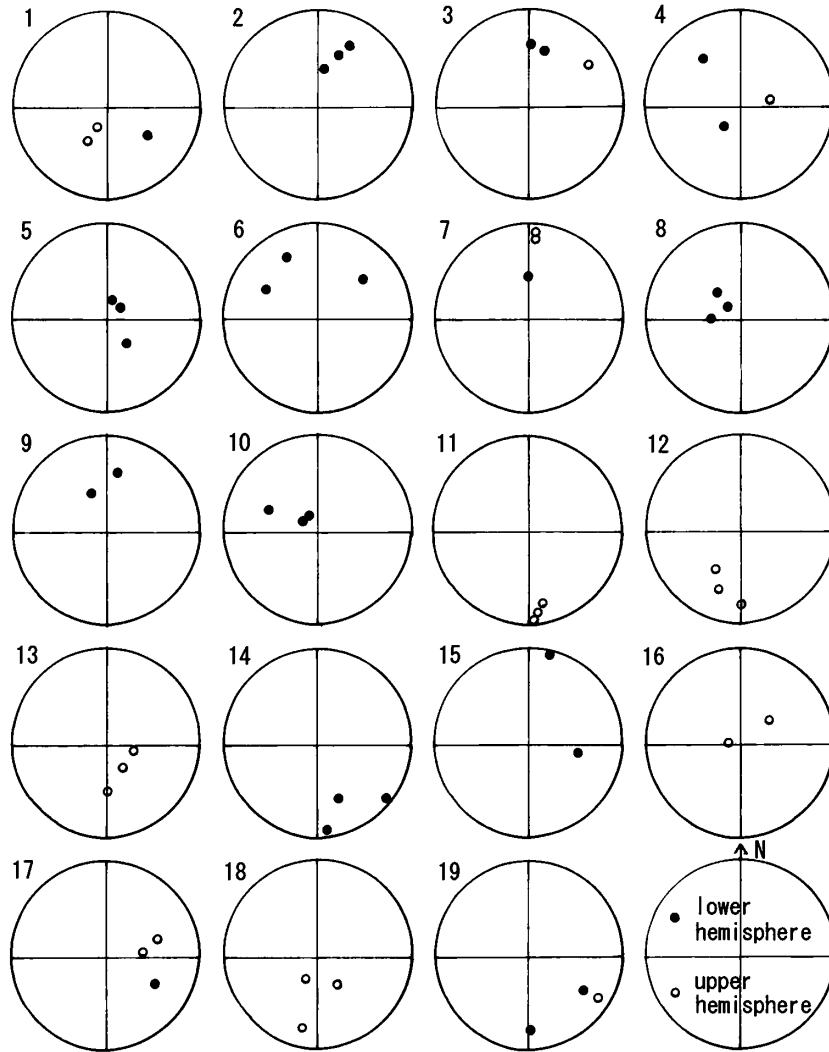
古地磁気測定試料採取位置を第 2 図に示す。試料はハンマーで露頭から定方位で採取した。採取時には、各試料が互いに 1 m 以上離れるよう留意した。すべての試料について、現場で可搬型測定器、FG Electronics 社製の Portable Fluxgate Magnetometer Model BR-2 を用いて磁化方位の正逆の別を測定した。採取試料はすべて室内

で、水平面と、東西南北のいずれかの隣り合う 2 面を切断し、その後、直径・高さとも 2.5 cm の円筒形に整形し、無定位磁力計で測定した。結果を第 1 表、第 3 図に示す。別に、このほかのいくつかの試料については、現場で可搬型測定器を用いて磁化方位の正逆の別のみを測定した。

### 4. 調査地域の地形・地質と火山岩試料の古地磁気測定結果

調査地域は北東-南西に約 200 km の広い範囲にまたがっているので、便宜上 Karapınar, Karacadağ (カラプナル・カラジャ山)、ハッサン山, Göl dağı (ギョル山) 周辺, Acigöl-Erdaşdağ (アジギョル・エルダシュ山), エルジエス山の 5 地域に分けて地形と地質の概要及び試料採取地点付近の状況及び火山岩試料の古地磁気測定結果を記す。

第 2 図中、カルデラの輪郭は Yıldırım (1984), Aydar and Gourgaud (1998), 及び Şen *et al.* (2003) を引用した。単成火山の位置は Keller (1974), Yıldırım (1984), Ercan *et al.* (1987), Pasquare, *et al.* (1988), Toprak *et al.* (1994), Toprak (1998), Froger *et al.* (1998), Şen *et al.* (2003) などを参考にした。上記の報告類は、多数の文献を引用しているが、特にトルコ語の文献につ



第3図 調査地域内の火山岩の磁化方位。交流磁場消磁後。

Fig.3 Magnetic direction of the volcanic rocks, after demagnetization in the alternating field, in the central Anatoria.

いては、筆者はその多くを入手し直接参照することはできなかった。

#### 4.1 カラプナル・カラジャ山

本地域には標高 1000-1100 m の平地に、最高点 1992 m のカラジャ山の山塊が北東-南西方向に伸びてそびえている。カラジャ山の南西及び北から東にかけては、火砕丘、溶岩流、マールなどからなる単成火山が多数分布している。カラジャ山の南西、カラプナル周辺の単成火山には新鮮な地形を有するものが多く、その一部は最近の 1 万年以内に活動したと推定されている (Ercan *et al.*, 1990) (第 4 図)。それに対し、カラジャ山の北から東にかけての単成火山の一部には地形的に不明瞭な山体も多い。カラジャ山自体は安山岩、粗面岩及びデイサイトからなる (Tokel *et al.*, 1990) 複合火山体であり、カラプナル周辺の単成火山は玄武岩と安山岩からなる

(Keller, 1974)。

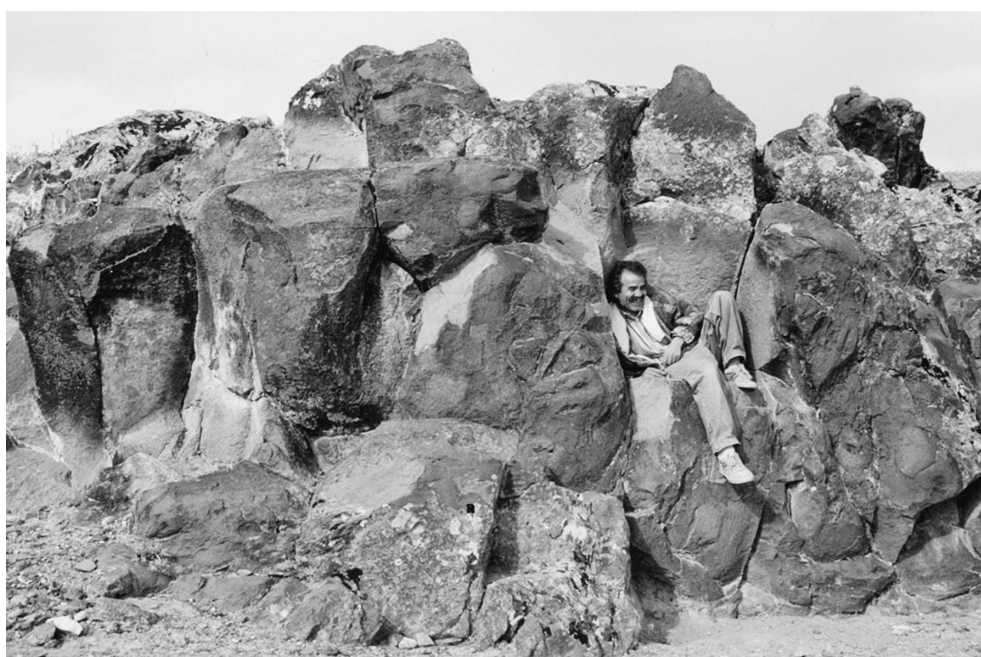
Matsuda (1990) は、カラプナルの火山岩の K-Ar 年代値 4 個を報告した。それらは、 $0.363 \pm 0.021$  Ma から  $0.101 \pm 0.009$  Ma の間にある。また、Ercan *et al.* (1990) が引用したカラジャ山の放射年代値は  $3.21 \pm 0.09$  から  $1.13 \pm 0.07$  Ma である。

試料番号 1 (第 2 図, 第 3 図, 第 1 表中の番号と同じ。以下同様) は、カラジャ山北東の街 Kutören のすぐ南にある地形が明瞭な Kuruobruk マール西方の灰黒色緻密な玄武岩溶岩流である (第 5 図)。Ercan *et al.* (1990) は、この溶岩の放射年代値  $1.151 \pm 0.076$  Ma を報告した。

測定した試料番号 1 の岩石の磁化方位はそろっていないが、逆帯磁と思われる。上記のカラジャ山の溶岩の放射年代とは整合的である。なお、本論では古地磁気年代尺度として Cande and Kent (1992) を使用し、既存公表年代測定値と共に第 6 図に引用して示した。



第4図 中央に火砕丘が成長したメケ・ギョル・マール。カラプナルの街の東方にある。  
Fig.4 Mekegölü maar with a cinder cone within it, east of Karapınar.



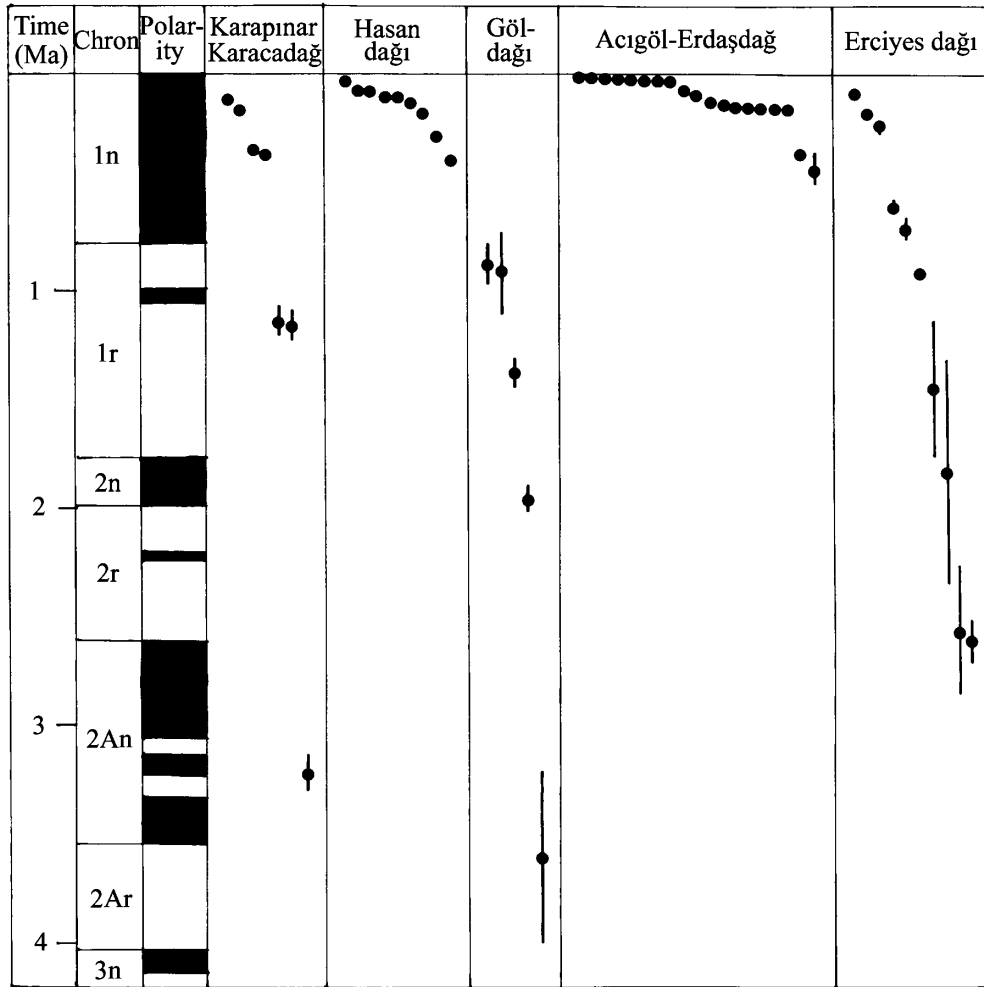
第5図 カラジャ火山の北東端の溶岩流の露頭。  
Fig.5 Outcrop of one of the lava flows on the northeast foot of the Karacadağ.

#### 4.2 ハッサン山

ハッサン山の南、西、北西にかけては標高1000—1100 mの平坦地が、北は標高約1200—1300 mのやや起伏に富む裾野が、東には最高点の標高が2800 mを越えるMelendizの山塊がそれぞれひろがっている。ハッサン山の最高点は標高3268 m (または3253 m) で Büyük

(大) Hasan dağı とも呼ばれている。その東方約4 kmに標高3069 mのピークがあり、Küçük (小) Hasan dağı と呼ばれている。中腹から裾野にかけて溶岩流地形がよく認められるところがあり、特に南と西には新鮮な溶岩堤防などの微地形が明瞭に保存されている (第7図)。側火山は南東と北西に多く、特に北西には山頂から16 km





第6図 古地磁気年代尺度と既存公表年代測定値. 古地磁気年代尺度は Cande and Kent (1992) を、年代測定値は、Batum (1978), Bigazzi *et al.* (1993), Chataigner *et al.* (1998), Ercan *et al.* (1990), Matsuda (1990), 及び Notsu *et al.* (1995) をそれぞれ引用した.

Fig.6 Geomagnetic polarity timescale (quoted from Cande and Kent, 1992) and published age data of the volcanic rock samples from the studied area. Age data are from Batum (1978), Bigazzi *et al.* (1993), Chataigner *et al.* (1998), Ercan *et al.* (1990), Matsuda (1990), and Notsu *et al.* (1995).

地点の平坦地まで火砕丘が分布している。山体の東部には、ツズ湖東岸からアクサライの東を通り南東に伸びる断層があり、これにより山体は変位を受けているが、ハッサン火山の噴出中心はそれより西に離れて位置している。

南西山麓には Keçikalesi という、頂部の標高が約 1700 m の緩やかな山があり、この 13Ma (Besang *et al.*, 1977) の古期火山体も含めてハッサン火山と称することもあり、その場合、分布面積は 760km<sup>2</sup>、体積は 354 km<sup>3</sup> である (Aydar and Gourgaud, 1998)。第四紀の活動は火砕物の噴出によるカルデラ形成を挟んだ中期 (Mesovolcano) と新期 (Neovolcano) のステージに分けられる。両活動ステージとも、溶岩円頂丘、溶岩流及び火砕流が噴出し、また、カルデラも生じた。中期のカルデラは直径 8-12 km、新期のカルデラは直径 4-5km で

ある。新期の活動で Büyük Hasan dağı と Küçük Hasan dağı のピークが形成された。活動が目撃・記録されたもっとも新しい噴火は 8200 年前であるが、北山腹の溶岩の K-Ar 年代として 6000 年前の値が得られている。岩石は玄武岩から流紋岩までであるが、多いのは安山岩である。以上は Aydar and Gourgaud (1998) 及び Deniel *et al.* (1998) の記載による。

また、現地では Hasan dağı Pyroclast と通称される火砕堆積物が観察されたが、これがカルデラ生成に関わるものか、溶岩円頂丘の崩壊によるものかは判断できなかった。

Matsuda (1990) は、ハッサン山の火山岩の K-Ar 年代値 5 個を報告した。それらは、0.120 ± 0.015 Ma から 0.064 ± 0.015 Ma の間にある。Chataigner *et al.* (1998)



第7図 西方から見たハッサン火山。  
Fig.7 Hasan dağı from the west.

は山頂の黒曜石試料の K-Ar 年代 170 ka (Aydar 分析) 及び南麓の火砕堆積物中の黒曜石のフィッション・トラック年代 390 ka (Bigazzi 分析) を引用報告した。Ercan *et al.* (1992) は、0.78–0.277 Ma の K-Ar 年代を示した (Toprak (1998) の引用による)。

試料番号 2–4 は、いずれも中期の安山岩溶岩流である。試料 2 はハッサン山南麓の Karakapı 集落の南東約 4 km の明瞭な地形が残されている安山岩溶岩流から採取した。試料 3 は、同じく Karakapı 集落の東約 3 km の安山岩溶岩流から採取した。試料 4 は同じく Karakapı 集落の北約 1 km の安山岩溶岩流から採取した (第 8 図)。試料 5 は新期の最初のユニットである安山岩の火砕流堆積物であり、南東麓の Akçaoren 東方約 4 km から採取した。試料 6–9 は新期の円頂丘溶岩及び溶岩流である。試料 6 はハッサン山南麓の Karakapı 集落の北約 2 km の安山岩溶岩流から採取した。この溶岩流は試料 4 を採取した溶岩流を直接覆うものである。試料 7 は東中腹の Hacıhasamn seki の安山岩溶岩円頂丘もしくは溶岩流から採取した。試料 8 は北山腹のデイサイト溶岩から採取した (第 9 図)。試料 9 は西麓の Ketil tepe の安山岩溶岩流から採取した。試料 10 は新期の中でも最も新しい玄武岩溶岩流のユニットに属するもので、西麓の Karacaören 集落で採取した。

古地磁気測定結果は、一部地点の岩石試料の伏角に大きいまたは小さい試料はあるが、おおむねすべて正帯磁と判断される。これは既に報告されている放射年代資料と矛盾ない。また、試料 5 採取地点では、ほかの 13 個の岩石試料について現場でフラックスゲート携帯磁力計

を用いて磁化方位の正逆を測定したが、すべて正帯磁と判断された。このほか、試料採取地点 8 の北方において、通称 Hasan dağı Pyroclast (第 10 図) の岩石試料 7 個の磁化方位を同じくフラックスゲート携帯磁力計を用いて現場で測定した結果、すべて正帯磁と判断された。

#### 4.3 ギョル山周辺

ハッサン山の北東、最高点の標高が 3000 m 近いメレンディス山の北方に、頂部の標高が 2000 m 程度の山が連なっている。ここに分布する火山を便宜的にギョル山周辺の火山としてまとめて扱う。最高点は Büyükgöllü tepe (2172 m) である。北方と東方には標高 1300 m 程度の平地が広がっている。北方の平地には多くの小火山体が分布しており、ギョル山の火山との分布は連続的なものかもしれないが、それらは便宜上 4.4 のアジギョル・エルダシュ山のグループとして扱う。Büyükgöllü tepe は、山頂に火口地形を有する。ほかの火山噴出物の地形はさほど明瞭ではない。玄武岩、安山岩及び流紋岩の報告がある (Ercan *et al.*, 1987)。

Kömürcü-Bekarlar (詳細な位置は不明) の黒曜石のフィッション・トラック年代として  $0.9 \pm 0.2$  Ma 及び  $0.86 \pm 0.1$  Ma が得られている (Batum, 1978)。Bigazzi *et al.* (1993) は、ギョル山周辺の 4 地点の黒曜石試料のフィッション・トラック年代として 1.33–0.98 Ma の値を報告した。Chataigner *et al.* (1998) の定義では、最高点の標高が 2143 m の山、ギョル山、は直径 10 km の深く浸食された成層火山で、その年代は 1.5 Ma–0.9 Ma である。ギョル山周辺では、より古い  $3.6 \pm 0.4$  Ma 及び 1.9



第8図 ハッサン火山南中腹の溶岩流. 手前の溶岩を左の溶岩が覆う.

Fig.8 One of the lava flows on the south flank of Hasan dağı. The lava flow in the foreground was covered by the lava flow on the left.



第9図 ハッサン火山北中腹の溶岩流の基底付近. 中央左下の走向傾斜が記入された岩塊は磁気測定に使用された.

Fig.9 Basal part of the lava flows on the north flank of Hasan dağı. A block which is marked dip and strike, lower left of the center, was used for the magnetic study.

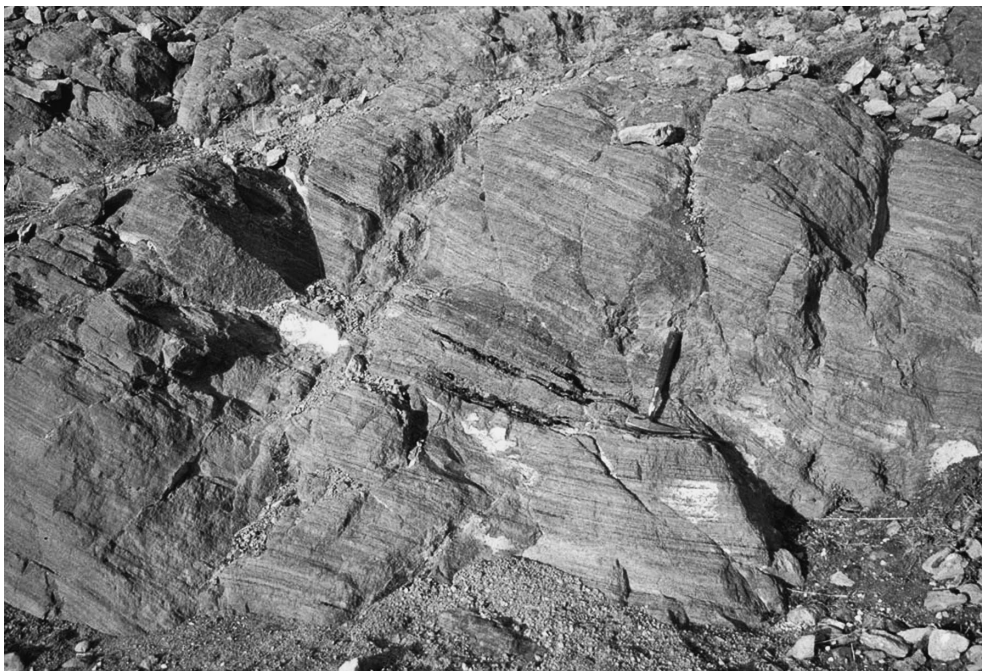
± 0.1 Ma の Ar-Ar 年代値も得られており, Chataigner *et al.* (1998) は, それらを含めたギョル山系火山活動の年代を 4 Ma 以降とした.

試料 11 は Büyükgöllü tepe 北東の集落 Kömürçü の西はずれの谷に露出する流理構造が顕著な流紋岩溶岩で

ある (第 11 図). この溶岩は, Ercan *et al.* (1990) が示した放射年代  $1.36 \pm 0.07$  Ma の試料と同じユニットに属すると思われる. 試料 12 は Büyükgöllü tepe 西の集落 Sivrihisar の南はずれに露出する玄武岩質安山岩溶岩であり, ギョル山の流紋岩の下位に位置する (Akbasli,



第10図 ハッサン火山北麓の火砕堆積物，通称 Hasan dađı Pyroclast.  
Fig.10 “Hasan dađı Pyroclast” on the north foot of Hasan dađı.



第11図 ギョル火山の流理構造が明瞭な流紋岩溶岩.  
Fig.11 Rhyolite, showing flow structure, on the northeast flank of Göldađı.

口頭).

古地磁気測定結果は，現場でのフラックスゲート携帯磁力計でも，室内での無定位磁力計によっても，試料 11, 12 とも逆帯磁と判断された．試料 11 については，既に報告されている放射年代資料と矛盾ない．

#### 4.4 アジギョル・エルダシュ山

アジギョル（苦い湖の意）という地名は本報告の調査地域内だけでも 3 か所あるので，ここで紹介する地域はネブシェヒル・アジギョルと称されることもある．主要道沿いの街アジギョルは海拔約 1250 m の台地にある．

アジギョル街の東方約3 kmにマール、アジギョル火山がある。アジギョル火山の南東には東西に伸びたエルダシュ山の山塊があり、その最高点はHorç tepe (1982 m)である。アジギョル火山周辺からエルダシュ山の南及び北にかけて小火山体が多く分布している。アジギョル火山周辺には、玄武岩・安山岩及び流紋岩の溶岩流、溶岩円頂丘及びマールが多数認められる。エルダシュ山南には玄武岩及び安山岩の溶岩流、溶岩円頂丘、火砕丘及びマールが多数認められる (Innocenti *et al.*, 1975; Ercan *et al.*, 1987)。エルダシュ山南の火山地形は、きわめて明瞭なものからやや不明瞭なものまで様々であり、全体の活動期間は短くないものと推定される。

エルダシュ山の北及び南は、標高1300-1400 mの平地であるが、Pasquare (1968), Innocenti *et al.* (1975), Pasquare *et al.* (1988), Le Penne *et al.* (1994), Froger *et al.* (1998), 及びToprak (1998) らによれば、約11 Maから5 Maにかけて繰り返し噴出した大規模珪長質火砕物などの複数の噴出源のいくつかはこの周辺にある。現在はそこには地形的なカルデラの落ち込みは見出すことはできない。これらの中では新しい約5 Maの大規模珪長質火砕物の噴出源については、Derinkuyu (デリンクユ)南西 (Le Penne *et al.*, 1994) やNiğde (ニーデ)北東約30 km (Schumacher, R. and Mues-Schumacher, 1996) など、ほかの候補地点も推定されている。

上記の新第三紀のカルデラとは別に、アジギョル火山を含む地域にカルデラが存在することについては、既にPasquare (1968) によって言及されており、その大きさはYıldırım (1984) によれば長径13 km、短径9 kmの楕円形、Ercan *et al.* (1989) によれば、東西約11 km南北約8 km、Bigazzi *et al.* (1993) によれば7×8 kmの丸みを帯びたひし形、Druitt *et al.* (1995) によれば6

×5 kmである。Druitt *et al.* (1995) には、東と北の縁のみ図示されている。

アジギョル火山南方のKorudağ及び東方のKocadağの黒曜石のフィッション・トラック年代として0.42±0.08 Ma及び0.34±0.03 Maが (Batum, 1978), アジギョル火山の黒曜石のフィッション・トラック年代として15500±2500年の値 (Innocenti *et al.* (1975), 分析はBigazzi) がそれぞれ報告されている。これらとは別にBigazzi *et al.* (1993) は、アジギョル火山周辺の8地点の黒曜石試料のフィッション・トラック年代を求め、この地域の火山活動を、1) アジギョル・カルデラ形成以前の黒曜石: 0.18-0.15 Ma, 2) カルデラ内の大きな円頂丘: 0.08 Ma, 3) アジギョル周縁部の円頂丘 (Kocadağ): 0.020 Maと0.019 Maの3つの活動時期に分けた。Druitt *et al.* (1995) は、上記の1) をBoğazköy Obsidian と呼び、その前にプリニー式噴火があったこと、0.15-0.07 Maにもプリニー式噴火があり、そのときにアジギョル・カルデラができたこと、その後の流紋岩の活動で6つの円頂丘とマールができたこと、更にカルデラの周囲に玄武岩と安山岩の活動があったことなどを示した。更に別に15000年という放射年代値も報告されている (Yıldırım (1984) に記載があるが原典未確認)。Chataigner *et al.* (1998) は、3つの活動時期を190-150 kaの先カルデラ期、70 kaの後カルデラ東アジギョル期、20 kaの西アジギョル期とに区分した。

試料13は、エルダシュ山の南中腹の火砕丘Çatal tepe (チャタルテペ, 第12図) から南に流下した安山岩溶岩流から採取した。チャタルテペの山体は、現在でも山頂に火口を有する円錐形が明瞭に保存されている。山頂部にはきれいな形をした火山弾も多数認められる。火砕丘の南面は南への溶岩流の流下により一部欠損



第12図 チャタルテペ火砕丘 (写真中央) とそこから流下した溶岩流。後方はエルダシュ山。

Fig.12 Çatal tepe cone (center) and the lava flow on the south flank of Erdaşdağ (back).

している。溶岩流の先端は火口から約3.5 kmまで達し、平地に扇状に広がり、表面の波状の微地形も明瞭である。試料14は、エルダシュ山の南の平地にあるKabak tepeから流出した玄武岩質安山岩溶岩流から採取した。Kabak tepeも山頂に火口がある円錐形の火砕丘地形が明瞭に残されている。溶岩は東西、南北とも3-4 kmにわたって平地にひろがっている。

試料15は、アジギョルの街の東北東約3 kmにあるKeleci tepe山頂から採取した。Keleci tepeは流紋岩の溶岩円頂丘であるが、それ自体が完全にマールの中にある(第13図)。マールの直径は1 km弱、溶岩円頂丘の比高は100 m程度である。試料16はアジギョルの街の東方11 kmにある集落Boğazköy(ボアズキョイ)の南東約1 kmから採取した黒曜石である(第14図)。この露頭は地形的にカルデラ壁の一部と思われる崖を形成しているが、本試料が溶岩流であるか貫入岩であるかは確認できなかった。黒曜石の一部は脱ハリシ、スフェルライト及びアキシオライトが生成している。

試料13及び14については、現場でのフラックスゲート携帯磁力計を用いた測定では、1試料を除き正帯磁と判断したが、室内での無定位磁力計の測定結果によればこれらは逆帯磁であった。交流磁場消磁の過程で著しく値が変化することもなかった。この測定結果のずれについては未解明である。また、両者の試料が属するユニットが作る地形は現在でも明瞭であるが、Ercan *et al.* (1987) が試料13のユニットを更新世後期としたのみで、参照できる放射年代資料はない。

試料15及び16については、現場でのフラックスゲート携帯磁力計を用いた測定では、すべて正帯磁と判断したが、室内での測定結果によれば試料15は正帯磁と判断されるが、試料16は逆帯磁の可能性はある。これらの試料の交流磁場消磁の過程での磁化方位の変化はほとんどなかった。試料16はガラス質であるが、磁化の強度が著しく弱いわけではなく、変則的な帯磁方向をもった理由については解明できなかった。

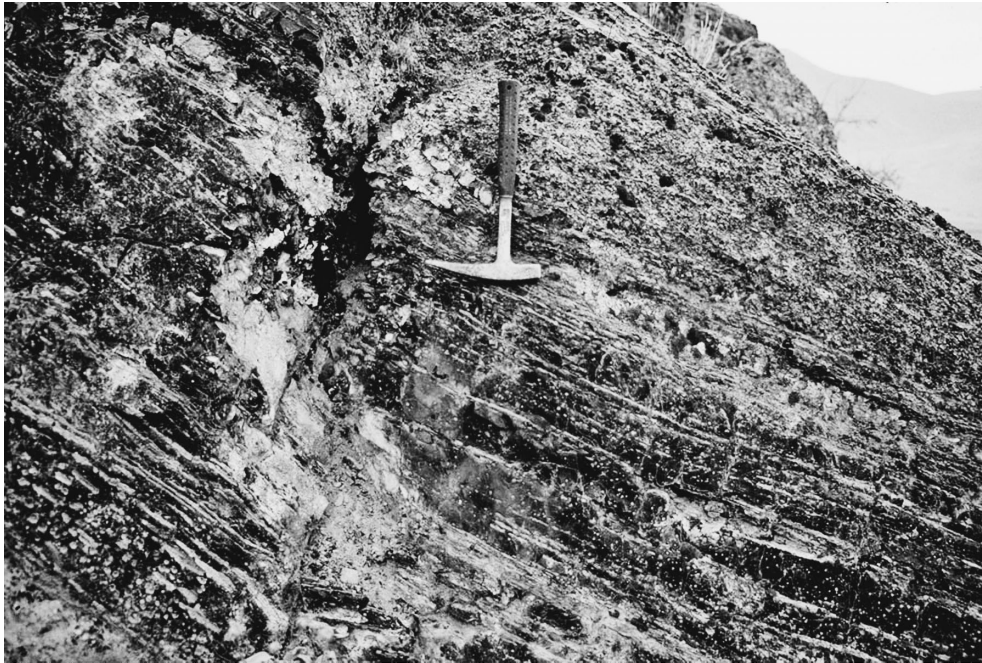
#### 4.5 エルジエス山

エルジエス山の山頂の標高は、本調査地域内の最高で3917 mである。溶岩流のうち北、西及び南に流下したものは海拔1100 m以下の平地にまで達している。山頂は浸食され鋭い岩峰がそびえている。一方中腹から山麓にかけては多数の側火山が分布し、それぞれ円錐形の山体、マールや溶岩流の地形が明瞭に保存されている(第15図)。

Şen *et al.* (2003) は、既存の報告類(トルコ語の文献については筆者は未読)の成果も踏まえ、エルジエス火山の活動をKoç DağとErciyesの2期に分けた。Koç Dağという山は、現在エルジエス山の東中腹に位置し、その最高峰は標高2628 mであるが、山名は特定のピークを指すのではなく、周辺の山も含めた総称であるらしい。Koç Dağの活動期では玄武岩と安山岩の溶岩噴出の後、火砕流噴出を伴う大規模な噴火により14 km×18 kmの楕円形カルデラができた。この活動の最後に噴出したのが2.8 Maの溶結凝灰岩で、山体の東及び北側の



第13図 南から見たケレジテペ溶岩円頂丘。マールの中にある。  
Fig.13 Keleci tepe lava dome in the maar from the south.



第14図 ボアズキョイの黒曜石. アジギョル・カルデラの東縁  
Fig.14 Obsidian at Boğazköy, east rim of the Acıgöl caldera.



第15図 南方から見たエルジエス火山. 山体の西斜面には多数の溶岩及び火砕噴出物からなる小火山体が認められる.  
Fig.15 Erciyes dağı from the south. Many lava domes and pyroclastic cones are visible on the west slope.

みで分布が認められている。その後の Erciyes 期は、主として玄武岩、安山岩、デイサイトの溶岩噴出で特徴づけられる 2.6–0.17 Ma の第 1 期と、それ以降のデイサイト及び流紋デイサイト噴出活動の第 2 期に区分される。有史の活動もあったという記述もあるが、それらはエルジエス山南麓の湿地帯でのメタン爆発であるとの説もあ

る。

Şen *et al.* (2003) は、エルジエス山を成層火山 (stratovolcano) と呼んでいるが、その山体上に分布する小火山体を側火山とは呼ばず単成火山 (monogenetic volcano) と呼んでいる。その数は、Şen *et al.* (2003) によれば 64 であり、その多くは山体の東以外の斜面に

分布している。それらの中には現在の山頂から放射状に配列しているものも多いが、特にいずれかの方向に多いということはない。

放射年代値は, Innocenti *et al.* (1975), Matsuda (1990), Ercan *et al.* (1994), Notsu *et al.* (1995) が報告している。Koç Dağ の活動期については, 最後の噴出物である溶結凝灰岩についてのみ  $2.7 \pm 0.1$  Ma から  $3.0 \pm 0.1$  Ma の値が得られている。それより下位の, 山体を形成した安山岩及び玄武岩の年代値は得られていない。Erciyes 期の第 1 期については,  $2.59 \pm 0.014$  Ma から  $0.15 \pm 0.07$  Ma までの 10 個の値が得られている。それらの間には長い活動の休止期があったかもしれない。

試料 17 は, 山体南西麓まで達した安山岩溶岩流である。この試料は苦鉄質斑晶として, かんらん石のみを含み, 玄武岩質安山岩と言うべきかもしれない。試料 18 は, 山体南麓に達した安山岩溶岩流である。試料 19 は, カルデラの内側を埋めるように分布している安山岩溶岩であるが, 溶岩流の地形は明瞭ではない。

現場でのフラックスゲート磁力計の測定では, 試料 17 の 4 個中 3 個, 試料 18 のすべて, 試料 19 の 3 個中 2 個は正帯磁と判断されたが, 室内での測定結果はそれらとは大きく異なり, むしろ逆帯磁であるとも判断されるものであった。交流磁場消磁の過程での磁化方位の変化は, 試料 18 でやや大きかったが, ほかの試料ではほとんどなかった。詳細な採取位置の資料はないが, 試料 17 は  $1.734 \pm 0.069$  Ma, 試料 18 は  $0.9 \pm 0.2$  Ma, 試料 19 は  $2.590 \pm 0.104$  Ma の放射年代値測定試料採取地点に近い。したがって, これらの試料が共に逆帯磁であれば古地磁気年代尺度上の矛盾はないことになるが, 試料採取や測定時に問題がなかったかどうか, なお未解明の部分が残されている。

## 5. 考 察

中部アナトリアの本調査地域には多くの火山が分布し, 地表地熱兆候も認められることから, 火山岩の分布と年代を決定することは地熱資源の評価を行うに際しても重要と思われる。火山岩の放射年代測定は, 装置や観測手法の問題から, 世界のどこでも簡単に測定できるとは限らない。それに対して古地磁気測定は, 特に現場に携帯できる装置もあることから相対的に実施が容易であると考え, 今回の調査で採用した。

結果は, 新しい年代値が得られているハッサン火山噴出物で正帯磁, より古い 1r (松山逆磁極期の一部) の年代が得られているギョル火山噴出物で逆帯磁のデータが得られたことから, この手法が有効であることが確かめられた。しかしながら一方, 今回測定した調査地点あたりの試料の数が少なかったこともあり, 測定結果の正逆の判断が困難な場合もあった。その原因として, 試料数の多寡のほか, 試料採取地点周辺の地形の状況から, 落

雷の影響が避けられない場合があったことなども考えられるかもしれない。また, 試料採取及び調整の過程でミスがあった可能性も否定できない。

また, 未固結火砕堆積物の定置温度がキュリー点より高いか低いかを野外調査の現場で測定する試みは, 携帯型フラックスゲート磁力計を用いて行われ, この方法が有効であることが確かめられた。

## 6. まとめ

トルコ中部アナトリアには, 大型成層火山, 単成火山群, 及び大規模火砕流堆積物からなる台地などの火山地形がみられる。それらは過去 1 千万年程度の間に噴出し, 東西約 200 km, 南北約 150 km の範囲内に複雑に分布している。比較的新しい大型成層火山として, ハッサン火山とエルジエス火山があり, 単成火山群は, 溶岩円頂丘, 溶岩流, 火砕丘, マールからなる。トルコの地質調査所に相当する機関, 鉱物資源調査局 (MTA) との地熱資源に関わる共同的研究の一環として, それらの火山岩のうち比較的新しい噴出物について古地磁気測定を行った。その結果, 地形的にも新しいと判断されるハッサン火山の岩石は 1n (ブリュンヌ正磁極期) に, より古い年代が得られているギョルダールの試料は 1r (松山逆磁極期) に対応するなど, 既存の放射年代測定値及び古地磁気年代尺度と整合的な結果が得られた。また, ハッサン火山の山腹に分布する未固結な火砕堆積物については, 各岩塊の磁化方位がそろっていることから, 現地調査において, 堆積時にもキュリー点よりも高温であったと推定されることなどを確認した。

謝辞: 本調査の全体の計画と運営は, MTA の Günler Ünalán 資源エネルギー部長と Ali Koçak 地熱エネルギー課長代理のもとに行われた。現地調査は地熱エネルギー課の Ali Koçak, Talat Yıldırım, A.Ihsan Gevreci, Erdoğan Ölmez, 及び Fuat Saroğlu の各氏及びコンヤ支所の Adem Akbaşlı 及び Levent Turgut の両氏, 当所の茂野 博氏が全部または一部同行して行われた。MTA の Tuncay Ercan 氏には地質の, Tuğrul Tokgöz 氏には物理探査の情報の提供を受けた。MTA 滞在中には, 同所に勤務中の藤井紀之氏にお世話になった。調査前には宇井忠英氏から有益な現地情報の提供を受けた。調査全般に対し, 国際協力事業団の各担当者から指示と支援を受けた。当所の高田 亮氏からは粗稿を改善する適切な査読意見を頂いた。末尾に記し深甚の謝意を表す。

## 文 献

- Atabey, E. (1989a) Geologic map of the Kayseri-H19 Quadrangle. General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara, Turkey.  
Atabey, E. (1989b) Geologic map of the Kayseri-I19



- Quadrangle. General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara, Turkey.
- Aydar, E. and Gourgaud, A. (1998) The geology of Mount Hasan stratovolcano, central Anatolia, Turkey. *J. Volc. Geotherm. Res.*, **85**, 129-152.
- Batum, İ. (1978) Nevşehir Güneybatısındaki Göllüdağ ve Acıgöl Yöresi volkanitlerinin jeoloji ve petrografisi. *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Enstitüsü Yayın Organı*, **4**, no.1,2, 50-69.
- Besang, C., Eckhardt, F. J., Harre, W., Kreuzer, H. and Müller, P. (1977) Radiometrische Altersbestimmungen an Neogenen eruptivegesteinen der Türkei. *Geol. Jb. B*, **25**, 3-36.
- Bigazzi, G., Yegingil, Z., Ercan, T., Oddone, M. and Ozdogan, M. (1993) Fission track dating obsidians in central and northern Anatolia. *Bull. Volc.*, **55**, 588-595.
- Bingol, E. (1989) Geological map of Turkey, scale 1/2,000,000. General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara, Turkey.
- Cande, S. C. and Kent, D. V. (1992) A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geoph. Res.*, **97**, B10,13917-13951.
- Chataigner, C., Poidevin, J. L. and Arnaud, N. O. (1998) Turkish occurrences of obsidian and use by prehistoric peoples in the Near East from 14,000 to 6000 BP. *J. Volc. Geotherm. Res.*, **85**, 517-537.
- Defense Mapping Agency Aerospace Center (1990) Tactical Pilotage Chart, TPC G-4A. DMAAC, St. Louis, Missouri.
- Deniel, C., Aydar, E. and Gourgaud, A. (1998) The Hasan Dagi stratovolcano (Central Anatolia, Turkey): evolution from calc-alkaline to alkaline magmatism in a collision zone. *J. Volc. Geotherm. Res.*, **87**, 275-302.
- Druitt, T. H., Brenchley, P. J., Gökten, Y. E. and Francaviglia, V. (1995) Late Quaternary rhyolitic eruptions from Acıgöl Complex, central Turkey. *J. Geol. Soc. London*, **152**, 655-667.
- Ercan, T., Yıldırım, T. and Akbaşlı, A. (1987) Gelveri (Niğde) - Kızılcin (Nevşehir) arasındaki volkanizmanın özellikleri. *Jeomorfoloji Dergisi*, **15**, 27-36.
- Ercan, T., Yegingil, Z. and Bigazzi, G. (1989) Obsidiyen, tanımı ve özellikleri, Anadolu'daki dağılımı ve Orta Anadolu obsidiyenlerinin jeokimyasal nitelikleri. *Jeomorfoloji Dergisi*, **17**, 71-83.
- Ercan, T., Fujitani, T., Matsuda, J., Tokel, S., Notsu, K., Ui, T., Can B., Selvi, Y., Yıldırım, T., Fişekçi, A., Ölmez, M. and Akbaşlı, A. (1990) Hasandağı - Karacadağ (Orta Anadolu) dolaylarındaki Senozoyik yaşlı volkanizmanın kökeni ve evrini. *Jeomorfoloji Dergisi*, **18**, 39-54.
- Ercan, T., Tokel, S., Matsuda, J., Ui, T., Notsu, K. and Fujitani, T. (1992) New geochemical, isotopic and radiometric data of the Quaternary volcanism of Hasandağı - Karacadağ (Central Anatolia). *TJK Bülteni*, **7**, 8-21.
- Ercan, T., Tokel, S., Matsuda, J., Ui, T., Notsu, K. and Fujitani, T. (1994) Erciyes Dağı (Orta Anadolu) Pliyo-kvaterner volkanizmasına ilişkin yeni jeokimyasal, izotopik, radyometrik veriler ve jeotermal enerji açısından önemi. Türkiye 6. Enerji Kongresi, teknik oturum tebliği, 208-222.
- Froger, J-L., Lenat, J-F., Chorowicz, J., Le Penec, J-L., Bourdier, J-L., Kose, O., Zimitoglu, O., Gundogdu, N M. and Gourgaud, A. (1998) Hidden calderas evidenced by multisource geophysical data; an example of Cappadocian calderas, central Anatolia. *J. Volc. Geotherm. Res.*, **85**, 99-128.
- Gencalioglu-Kuscu, G., Atilla, C., Cas, R. A. F. and Kuscu, I. (2007) Base surge deposits, eruption history, and depositional processes of a wet phreatomagmatic volcano in Central Anatolia (Cora Maar). *J. Volc. Geotherm. Res.*, **159**, 198-209.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati di Brozolo, F. and Villari, L. (1975) The Neogene calcalkaline volcanism of central Anatolia: geochronological data on the Kayseri-Nigde area. *Geol. Mag.*, **112**, 349-360.
- Keller, J. (1974) Quaternary maar volcanism near Karapinar in Central Anatolia. *Bull. Volcanolo.*, **38**, 378-396.
- Ketin, I. (1961) 1/500,000 Geological Map of Turkey, Kayseri. Institute of Mineral Research and Exploration, Ankara, Turkey.
- Kurkuoglu, B., Sen, E., Aydar, E., Gourgaud, A. and Gundogdu, N. (1998) Geochemical approach to magmatic evolution of Mt. Erciyes stratovolcano, central Anatolia, Turkey. *J. Volc. Geotherm. Res.*, **85**, 473-49.
- Le Penec, J, -L., Bourdier, J, -L., Froger, J.-L., Temel, A., Camus, G. and Gourgaud, A. (1994) Neogene ignimbrites of Nevşehir Plateau (central Turkey): Stratigraphy, distribution and source constraints. *J. Volc. Geotherm. Res.*, **63**, 59-87.
- 松田准一 (代表) (1990) トルコにおけるプレート衝突境界の地球化学的研究—日本における沈み込み帯

- との比較. 昭和62・63年度, 平成元年度文部省海外学術研究, 研究課題番号 (62042015, 63041085) 研究成果報告書, 86p.
- Matsuda, J. (1990) K-Ar age. トルコにおけるプレート衝突境界の地球化学的研究—日本における沈み込み帯との比較. 昭和62・63年度, 平成元年度文部省海外学術研究, 研究課題番号 (62042015, 63041085) 研究成果報告書, 63-68.
- Notsu, K., Fujitani, T., Ui, T., Matsuda, J. and Ercan, T. (1995) Geochemical features of collision-related volcanic rocks in Central and Eastern Anatolia, Turkey. *J. Volc. Geotherm. Res.*, **64**, 171-192.
- Ota, R. and Dincel, A. (1975) Volcanic rocks of Turkey. *Bull. Geol. Survey of Japan*, **26**, 393-419.
- Pasquare, G. (1968) Geology of the Cenozoic volcanic area of Central Anatolia. *Roma Accad. Nazionale Lincei Mem.*, **9**, 55-204.
- Pasquare, G., Poli, S., Vezzoli, L. and Zanchi, A. (1988) Continental arc volcanism and tectonic setting in Central Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, **146**, 217-230.
- Schumacher, R. and Mues-Schumacher, U. (1996) The Kizilkaya ignimbrite – an unusual low-aspect-ratio ignimbrite from Cappadocia, central Turkey. *J. Volc. Geotherm. Res.*, **70**, 107-121.
- Şen, E., Kürkcüoğlu, B., Aydar, E., Gourgaud, A. and Vincent, P. M. (2003) Volcanological evolution of Mount Erciyes stratovolcano and origin of the Valibaba Tepe ignimbrite (Central Anatolia, Turkey). *J. Volc. Geotherm. Res.*, **125**, 225-246.
- Simkin, T. and Siebert, L. (1994) *Volcanoes of the world*. Geoscience Press, Inc., Tucson, 349p.
- Ternek, Z. (1962) 1/500,000 Geological Map of Turkey, Adana. Institute of Mineral Research and Exploration, Ankara, Turkey.
- Tokel, S., Ercan, T., Akbaşlı, A., Yıldırım, T., Fişekçi, A., Selvi, Y., Ölmez, M. and Can, B. (1990) Neogene tholeiitic province of central Anatolia: implication for magma genesis and post-collision lithospheric dynamics. *METU Jour. Pure and Applied Sci.*, **21**, 461-477.
- Toprak, V. (1998) Vent distribution and its relation to regional tectonics, Cappadocian Volcanics, Turkey. *J. Volc. Geotherm. Res.*, **85**, 55-67.
- Toprak, V., Keller, J. and Schumacher, R. (1994) Volcano-tectonic features of the Cappadocian volcanic province. Excursion guide, IAVCEI, Ankara, 1994, 58p.
- 宇井忠英 (1989) トルコの火山. 火山, **34**, 87-88.
- Umran, D. A., Dogan, M., Kilinc, A. and Locke, D. (2008) An isobaric-isenthalpic magma mixing model for the Hasan Dagi volcano, Central Anatolia, Turkey. *Bull. Volc.*, **70**, 797-804.
- Yıldırım, T. (1984) Acigol volcanism and hot dry rock possibilities, Nevşehir, Turkey. Report for the Seminar on Utilization of Geothermal Energy for Electric Power Production and Space Heating, Florence.

(受付: 2011年2月17日; 受理: 2011年12月27日)

## 富士火山東斜面における最新期火山噴出物の層序

山元孝広<sup>1,\*</sup>・中野 俊<sup>1</sup>・高田 亮<sup>1</sup>・小林 淳<sup>2</sup>

Takahiro Yamamoto, Shun Nakano, Akira Takada and Makoto Kobayashi (2011) New stratigraphy of the recent ejecta on the eastern flank of Fuji volcano, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 62(11/12), p.405-424, 12 figs, 5 tables.

**Abstract:** New tephrostratigraphy, <sup>14</sup>C dating and geochemical analysis have revealed that the most scoria fall deposits and lava flows on the eastern flank of Fuji volcano are younger than 2,000 years ago, although the previous studies regarded them as older deposits. New eruption history is as follows in ascending order. The Futatsutsuka scoria (FTT) erupted from the southeastern flank at ca. BC 50 and made scoria cones. The Ojika lava flow was extruded from the southeastern side of the summit on 3,600 to 3,100 m a.s.l at ca. AD 50. The Subashiriguchi-Umagaeshi 1 scoria (SU-1) erupted from the eastern flank at ca. AD 150. The Subashiriguchi-Umagaeshi 2 scoria (SU-2) erupted from the eastern flank at ca. AD 350? and the Maboroshinotaki lava flow was probably extruded at around this time. The Akatsuka scoria (AKT) erupted from the southeastern flank at ca. AD450 and the Innomarubi lava flow was simultaneously extruded from same vents. Subsequently the Nishifutatsutsuka scoria (NFT) and the Akatsukanishi spatter (AKN) erupted from the southeastern flank from AD 550? to AD 600?. The Subashiriguchi-Umagaeshi 3 scoria (SU-3) erupted from the eastern flank at ca. AD 600? and the Norikawa lava flow was probably extruded at around this time. The Subashiriguchi-Umagaeshi 4 scoria (SU-4) erupted from the eastern flank along the Subashiriguchi trail at ca. AD 700? and the Subashiriguchi 1 lava flow was simultaneously extruded from same vents. The Subashiriguchi-Umagaeshi 5 scoria (SU-5) erupted from the eastern flank along the Subashiriguchi trail at AD 800-802 Enryaku eruption. The Subashiriguchi-Umagaeshi 6 scoria (SU-6) erupted from the eastern flank along the Subashiriguchi trail at ca. AD 900. The Subashiriguchi-Umagaeshi 7 scoria (SU-7) erupted from the eastern flank along the Subashiriguchi trail at ca. AD 1000? and the Subashiriguchi 2 lava flow was simultaneously extruded from same vents.

**Keywords:** Fuji volcano, Subashiriguchi-Umagaeshi scoria, Akatsukanishi scoria, Subashiriguchi lava, Norikawa lava, Maboroshinotaki lava, Ojika lava.

### 要 旨

富士山の御殿場口ー須走口登山道間の東斜面に分布する噴出物の層序を見直した結果、同域の噴出物の多くが、従来の見解とは異なり、過去2千年間に噴出したものであることが明らかになった。しかも、この中には明らかに東山腹から平安時代に噴出したものが少なくとも3つ含まれている。

### 1. はじめに

火山活動の将来予測に必要なものは、詳細な火山の噴火活動履歴であることは言うまでもない。活火山である富士山でも、2,000年秋に起きた地下での低周波地震の群発以降、産総研を中心に地質学的研究が進められ、噴

火履歴に関する知見が飛躍的に増大してきた(山元ほか, 2005; 高田・小林, 2007; 石塚ほか, 2007; 鈴木ほか, 2007; 中野ほか, 2007; Kobayashi *et al.*, 2007; 高田ほか, 2007)。特に富士山では、約2.2千年前の大規模な山頂噴火(S-22スコリア)以降は、主に北西から南東斜面での山腹噴火が卓越したことが明らかにされており(宮地, 1988)、野外調査はまずこの山腹噴火ゾーンから重点的に行われてきた経緯がある。今回報告する東斜面を対象とした調査は、富士山の地質学的研究の最終章にあたるものであるが、その結果は従来の富士火山の噴火層序(例えば津屋, 1968)を大きく見直すものとなった。富士山の東山麓にはS-22スコリアよりも新しい最新期と呼ぶべき降下火砕物が分布することは従来から認識され、細分化が試みられていた(上杉ほか, 1987)。し

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

<sup>2</sup> (株) ダイヤコンサルタント (Dia Consultants Co., Ltd., Yoshino-cho 2-272-3, Kita-ku, Saitama 331-8638, Japan)

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

かしながら、個々の火砕物の給源位置や山体を構成する溶岩流との層序関係は全く明らかにされておらず、十分な精度の噴火活動履歴が復元されたとは言い難い状況にあった。調査は、東富士演習場及びその周辺に分布する最近期の降下火砕物層序を確立し、これと富士山東斜面上部に分布する溶岩流やスコリア丘・スパター丘堆積物との対比を行うことで東斜面全体の噴火層序を組み立てている。

## 2. 富士火山東斜面に分布する噴出物層序の概略

御殿場口登山道周辺から須走口登山道周辺にかけての富士山東斜面には、従来の見解とは異なり、最近2千年間に噴出した溶岩や火砕物が広範囲に分布している (Fig. 1)。噴出物対比の鍵となるのは南東山腹から Cal BC170～AD40に噴出したニッ塚スコリア (FTT) で、東山腹では S-22 スコリアの噴出以降、宝永噴火までで最も規模の大きな噴出物である。FTT以降の火砕物は、須走口登山道の須走馬返 (Loc. 11; Fig. 2) と御殿場口登山道の太郎坊 (Loc. 2; Fig. 3) に模式的に露出し、須走口馬返1-7スコリア (SU-1-7: 新称)・赤塚スコリア (AKT)・西ニッ塚スコリア (NFT)・赤塚西スパター (AKN: 新称) が確認できる。いずれの火砕物もよく発泡したスコリアからなる淘汰の良い降下堆積物で岩相はよく似るものの、本質スコリアの斑晶含有量には明瞭な違いがあり野外での対比は困難ではない。SU-2・SU-4・SU-5・SU-7は10%前後の斑晶量を持ち、斜長石斑晶が肉眼でも目立つ。反対に AKT と NFT の斑晶量は5%以下で、無斑晶質な見かけを持つ。斑晶量の測定方法については付録1に記述した。従来の火砕物の名称と本報告の新称との対応関係は Table 1 に示している。富士山周辺の土壌中には AD838 に噴出した神津島上山テフラ (Iz-Kt) に対比される低屈折率火山ガラスが含まれることは、既に Sugiuchi and Fukuoka (2005) や Kobayashi *et al.* (2007) により明らかにされ、太郎坊 (Loc. 2) ではその降下層準が NFT と宝永火砕物の間にある。今回、新たに須走口馬返 (Loc. 11) でも土壌中火山ガラス片の分析を行い (付録2)、Iz-Kt の降下層準が SU-5 と SU-6 の間にあることを確認した (Fig. 2)。また、Loc. 11 において S-22 由来のラハール堆積物中の炭化物 (FJM426)、Loc. 12 において S-22 スコリア降下堆積物中の炭化物 (FJM425) の放射性炭素年代測定を行い、新たに  $2,190 \pm 40$  yBP、 $2,200 \pm 40$  yBP の補正年代値を得ている (付録3)。

最新期の火砕物と溶岩流との層序関係については、Fig. 4 の柱状図に示している。雄鹿溶岩流・幻の滝溶岩流・海苔川溶岩流・須走口1溶岩流・須走口2溶岩流はいずれも新称で、津屋 (1968) の溶岩流との対応関係は Table 2 に示した。また、露頭位置は Table A3 に掲載している。津屋 (1968) の地質図では、富士山東斜面

は彼の新富士中期と新期の溶岩流で構成される。しかし、今回の調査の結果、津屋の中期溶岩は雄鹿溶岩流・海苔川溶岩流のように最近2千年間に噴出したものと、獅子岩や須走口馬返に分布するもののように津屋の古富士噴出物 [山元ほか (2007) の星山期噴出物] に属するもの (付録4参照) からなり、実際に津屋 (1968) の新富士中期に噴出した溶岩流の分布はわずかである。東斜面に分布する代表的な溶岩流の化学組成は、付録5に掲載している。

## 3. 各噴出物の特徴

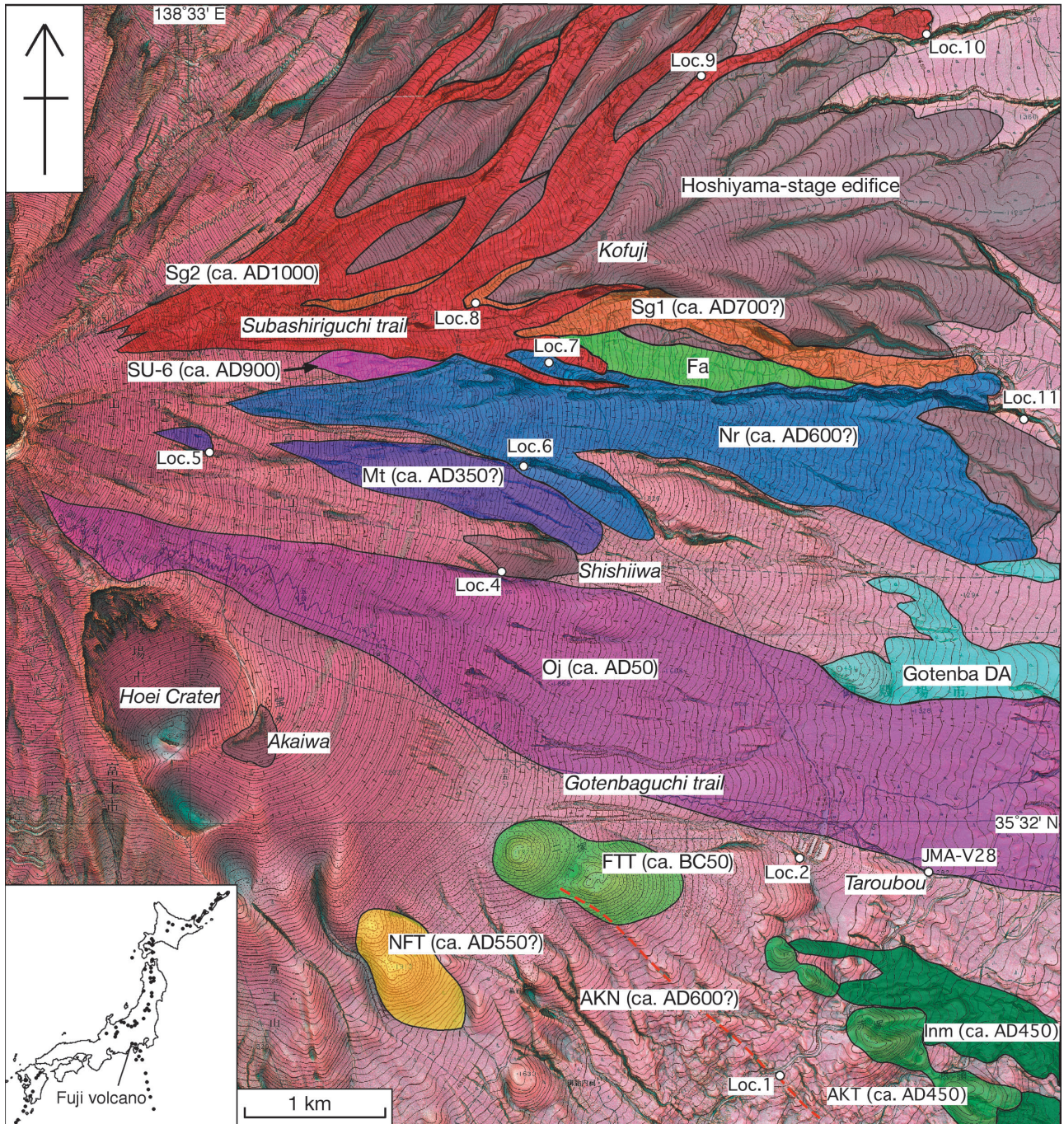
### 3.1 ニッ塚スコリア (FTT)

ニッ塚は南東斜面に並んだ2つのスコリア丘からなり、山側のものの頂部が標高1,926 m (比高76 m)、麓側のものの頂部が標高1,802 m (比高92 m) である。このニッ塚が給源と考えられている降下スコリア (FTT) は東山麓に広く分布し (宮地, 1988)、堆積物には粒度の違いがつくる成層構造が顕著に認められる。給源に最も近い太郎坊 (Loc. 2) では層厚167 cmで、最大径3 cm前後の粗粒スコリアと細礫サイズのスコリアの単層厚1-3 cmの互層からなる。堆積物は御殿場市の中心部まで追跡でき (Fig. 5)、御殿場 IC では層厚8 cmの粗粒-中粒火山灰の互層からなる。16 cm等層厚線の囲む面積は  $8.4 \times 10 \text{ km}^2$  で、Legros (2000) 法による降下堆積物の最小体積は  $5 \times 10^{-2} \text{ km}^3$  となる。また、スコリア丘の体積は、その底面積と高さから  $2 \times 10^{-2} \text{ km}^3$  程度と見積もられる。

Loc.13 の FTT 直下の土壌中の炭質物からは、 $2,050 \pm 40$  yBP の補正放射性炭素年代 (= Cal BC170-AD40) が得られ、FTT が BC50 頃に噴出したことを示している (Table A1; 山元ほか, 2005)。

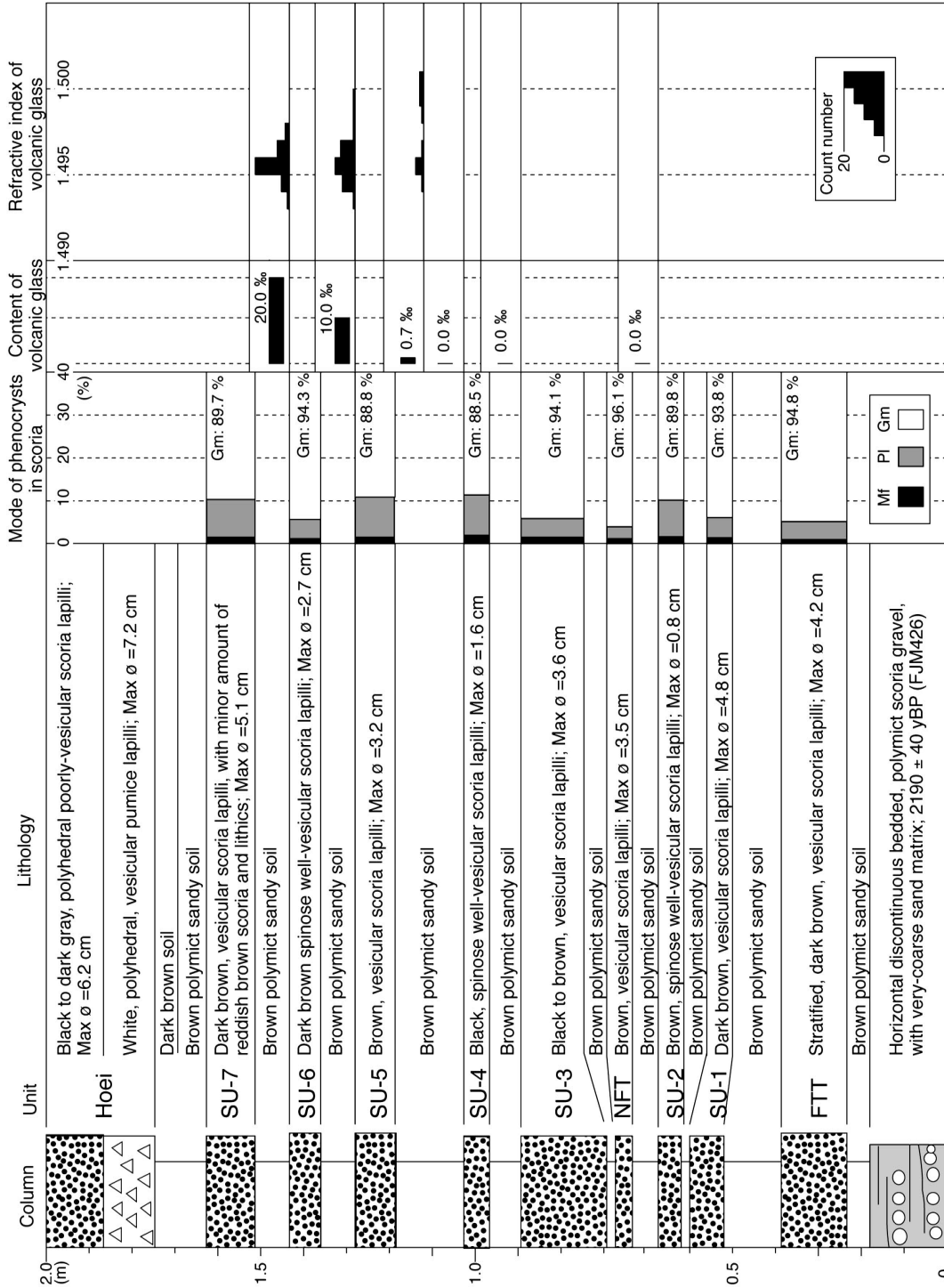
### 3.2 雄鹿溶岩流 (Oj)

本溶岩流は、標高3,600-3,100 mの御殿場口登山道すぐ北東側の岩稜最上部をつくるスパター丘を給源とし、東山腹の東富士演習場内の標高780 mの土屋台まで流れ下る溶岩流である。スパター丘は3-4 m厚の赤褐色~赤色の牛糞状火山弾とスコリアからなり、中央部が溶結している。このスパター丘は、S-22 スコリア降下堆積物 (アグルチネート) を直接覆い、津屋 (1968) の御殿場-富士宮口溶岩流 (Got2) に相当する。スパター丘の東側基部からはアア溶岩が流れ下り、溶岩流の上流部は津屋 (1968) の須走-御殿場口溶岩流 (Sub)、下流部は中期溶岩流 (MCV) に相当している (Table 2)。スパター丘の火砕物及びアア溶岩は、いずれも長径2-3 mmの斜長石斑晶に富むかんらん石玄武岩で、岩質から区別することは出来ない。太郎坊での2,009年度気象庁火山総合観測井での本溶岩の厚さは約5 m (深度8.05-13.30 m) である (付録6)。また、本溶岩流の分布面



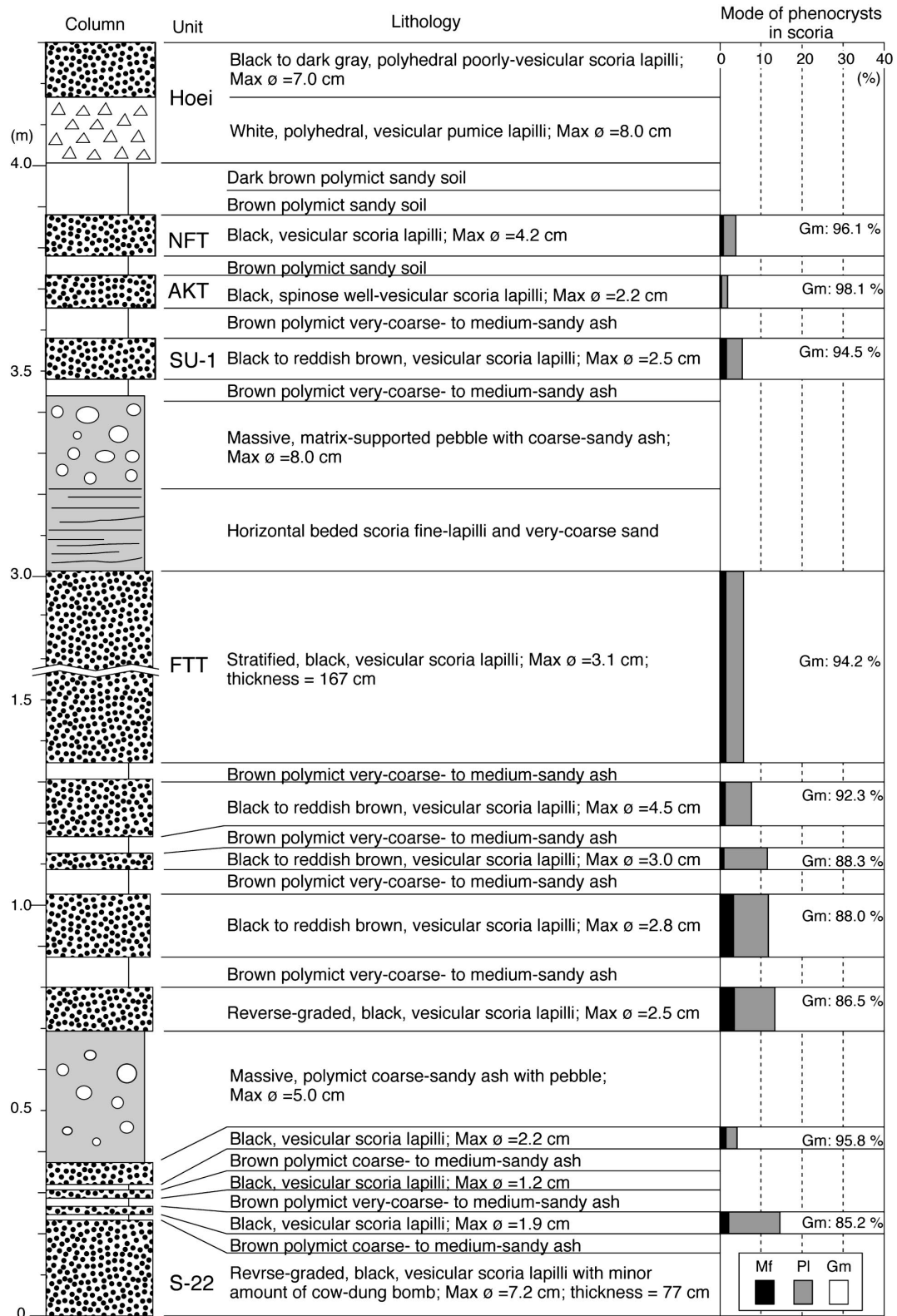
第1図 富士火山東山腹における最新期噴出物の分布。基図は、国土交通省富士砂防事務所の赤色立体地形図。AKN = 赤塚西スパター丘；AKT = 赤塚スコリア丘；DA = 岩屑なだれ堆積物；Fa = ふじあざみライン溶岩流；FTT = ニッ塚スコリア丘；Inm = 印野丸尾溶岩流；Mt = 幻の滝溶岩流；NFT = 西ニッ塚スコリア丘；Nr = 海苔川溶岩流；Oj = 雄鹿溶岩流；Sg1 = 須走口1溶岩流；Sg2 = 須走口2溶岩流；SU-6 = 須走口-馬返6スパター丘。JMA-V28はAppendix 6の太郎坊コア。

Fig.1 Simplified geologic map for the recent products in the eastern flank of Fuji volcano. Basal topographic image is the Red Relief Image Map drawn by the Fuji Sabo Office, Ministry of Land, Infrastructure, Transport and Tourism. AKN = Akatsukanishi spatter cones; AKT = Akatsuka scoria cones; DA = debris avalanche deposit; Fa = Fujiazami-Line lava flow; FTT = Futatsutsuka scoria cones; Inm = Innomarubi lava flow; Mt = Maboroshinotaki lava flow; NFT = Nishifutatsutsuka scoria cones; Nr = Norikawa lava flow; Oj = Ojika lava flow; Sg1 = Subashiriguchi 1 lava flow; Sg2 = Subashiriguchi 2 lava flow; SU-6 = Subashiriguchi-Umagaeshi 6 spatter cones. The JMA-V28 is the Taroubou borehole site in Appendix 6.



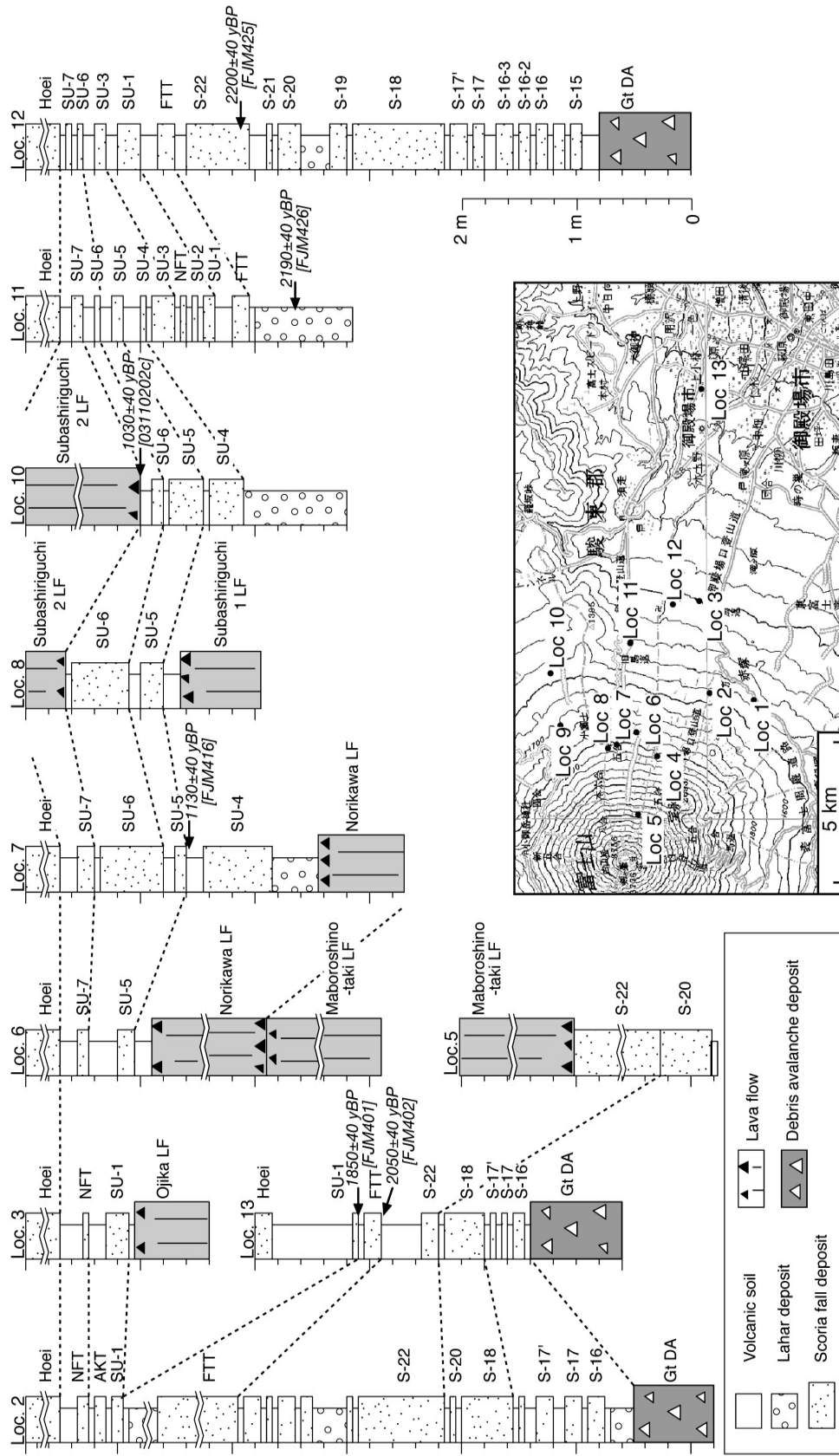
第2図 須走口馬返 (Loc. 11) における最新期テフラの層序と特徴。FTT = ニッ塚スコリア; NFT = 西ニッ塚スコリア; SU-1 ~ -7 = 須走口 - 馬返 1 ~ 7 スコリア。FJM426 は  $^{14}\text{C}$  測年試料 (Appendix 3)。Mf, Pl 及び Gm は、それぞれ苦鉄質鉱物、斜長石、石基のモード%。火山ガラス含有量とその屈折率は神津島 - 天上山テフラ (AD838) の降下層準が SU-5 と -6 の間にあることを示している。

Fig. 2 Stratigraphic section through the recent tephra units and their characteristics at Subashiriguchi-Umagaeshi (Loc. 11). FTT = Futatsutsuka scoria; NFT = Nishifutatsutsuka scoria; SU-1 to -7 = Subashiriguchi-Umagaeshi 1 to 7 scorias. FJM426 is a  $^{14}\text{C}$  dated sample in Appendix 3. Mf, Pl and Gm means modal % of mafic phenocryst, plagioclase phenocryst and groundmass in scoria, respectively. Contents of volcanic glass shards in soil units and their refractive indexes indicate that the fallout horizon of the Kozushima-Tenijosan tephra (AD838) is between SU-5 and -6.



第3図 太郎坊 (Loc. 2) における最新期テフラの層序と特徴. AKT = 赤塚スコリア; FTT = ニッ塚スコリア; NFT = 西ニッ塚スコリア; SU-1 = 須走口-馬返1 スコリア; S-22 = S-22 スコリア. Kobayashi *et al.* (2007) は既に神津島-天上山テフラ (AD838) の降下層準が NFT の直上にあることを明らかにしている.

Fig.3 Stratigraphic section through the recent tephra units and their characteristics at Taroubou (Loc. 2). AKT = Akatsuka scoria; FTT = Futatsutsuka scoria; NFT = Nishifutatsutsuka scoria; SU-1 = Subashiriguchi-Umagaeshi 1 scorias; S-22 = S-22 scoria. Kobayashi *et al.* (2007) have already shown that the fallout horizon of the Kozushima-Tenjyosan tephra (AD838) is immediately above NFT in this outcrop.



第4図 富士火山東山腹の最新期テフラと溶岩流の露頭柱状図. FL = 溶岩流; Gt DA = 御殿場岩層なだれ堆積物. 他の略号は Fig. 2 及び 3 と同じ. 矢印は  $^{14}\text{C}$  測年試料 (Appendix 3) の産出層準を示す.

Fig. 4 Stratigraphic sections through the recent tephra units and lava flows on the eastern flank of Fuji volcano. FL = lava flow; Gt DA = Gotenba debris avalanche deposit. Other abbreviations are same in Figs. 2 and 3. Arrows indicate the horizons of  $^{14}\text{C}$  dated sample in Appendix 3.



第1表 既存研究と本研究のテフラ層序の対比.

Table 1 Correlation of tephra units between this study and previous ones.

This study	Koyama (1998b)	Kobayashi <i>et al.</i> (2007)				
		須走五合目	大日堂東	旧馬返北東	山中湖林道2	山中湖林道1
		040604-2	051127-2	051127-1	05118-2	051128-1
SU-7	Sb-a	S-24-9	S-24-10	S-24-7	-	-
SU-6	Sb-b	S-24-7	S-24-6	S-24-6	S-24-7	S-24-5-3
SU-5	-	S-24-6	-	S-24-5-3	S-24-5-3	S-24-5-2
SU-4	-	-	-	S-24-5-2	S-24-5	S-24-5-1
SU-3	-	-	S-24-5-3	-	-	-
SU-1	-	-	S-24-5-2	-	-	-
S-22	-	-	S-24-5	-	-	-

第2表 津屋 (1968) と本研究の溶岩流の対比.

Table 2 Correlation of lava flows between this study and Tsuya (1968).

本報 (This study)	Tsuya (1968)
須走口2溶岩流 Subashiriguchi 2 lava flow	須走-御殿場口溶岩流 Subashiri-Gotemba trail lava-flows (Sub)
須走口馬返6スコリア(スパター丘) SU-6 scoria (spatter cone)	剣ヶ峰最上部溶岩流 Kangamine uppermost lava-flows (Kem)
須走口1溶岩流 Subashiriguchi 1 lava flow	須走-御殿場口溶岩流 Subashiri-Gotemba trail lava-flows (Sub)
海苔川溶岩流 Norikawa lava flow	中期溶岩類一般 Middle-age unclassified lava-flows (MCV)
赤塚西スパター Akatsukanishi spatter	印野丸尾溶岩流 Innomarubi lava-flows
印野丸尾溶岩流 Innomarubi lava flow	
幻の滝溶岩流 Maboroshinotaki lava flow	獅子岩溶岩流 Shishiwa lava-flows (Dai)
雄鹿溶岩流 Ojika lava flow	御殿場-富士宮口溶岩流 Gotemba-Fujimiya trail lava-flows (Got2)
	須走-御殿場口溶岩流 Subashiri-Gotemba trail lava-flows (Sub)
	中期溶岩類一般 Middle-age unclassified lava-flows (MCV)
S-18スコリア(アグルチネート) S-18 scoria (agglutinate)	成就ヶ沢溶岩流 Joiyugasawa lava-flows (Got1)
	主杖流溶岩流 Shujonagare lava-flows (Shi)

積は  $1.3 \times 10 \text{ km}^2$  であるので、平均層厚を 5 m とすると、その体積は  $6 \times 10^2 \text{ km}^3$  程度と見積もられる。

雄鹿溶岩流と火砕物との層序関係は、東富士演習場内の雄鹿 (Loc. 3: 標高 980 m) で確認できる (Fig. 4)。雄鹿溶岩流の上位には、SU-1 と NFT が重なるものの、等層厚分布から 40 cm 前後の層厚が期待される FTT (Fig. 5) には本溶岩流は覆われていない。このことから、本報告では雄鹿溶岩流が FTT と SU-1 の間に位置するものと考え、上下の放射年代値から本溶岩流の噴出時期を AD50 頃と考えている。

### 3.3 須走口馬返1スコリア (SU-1)

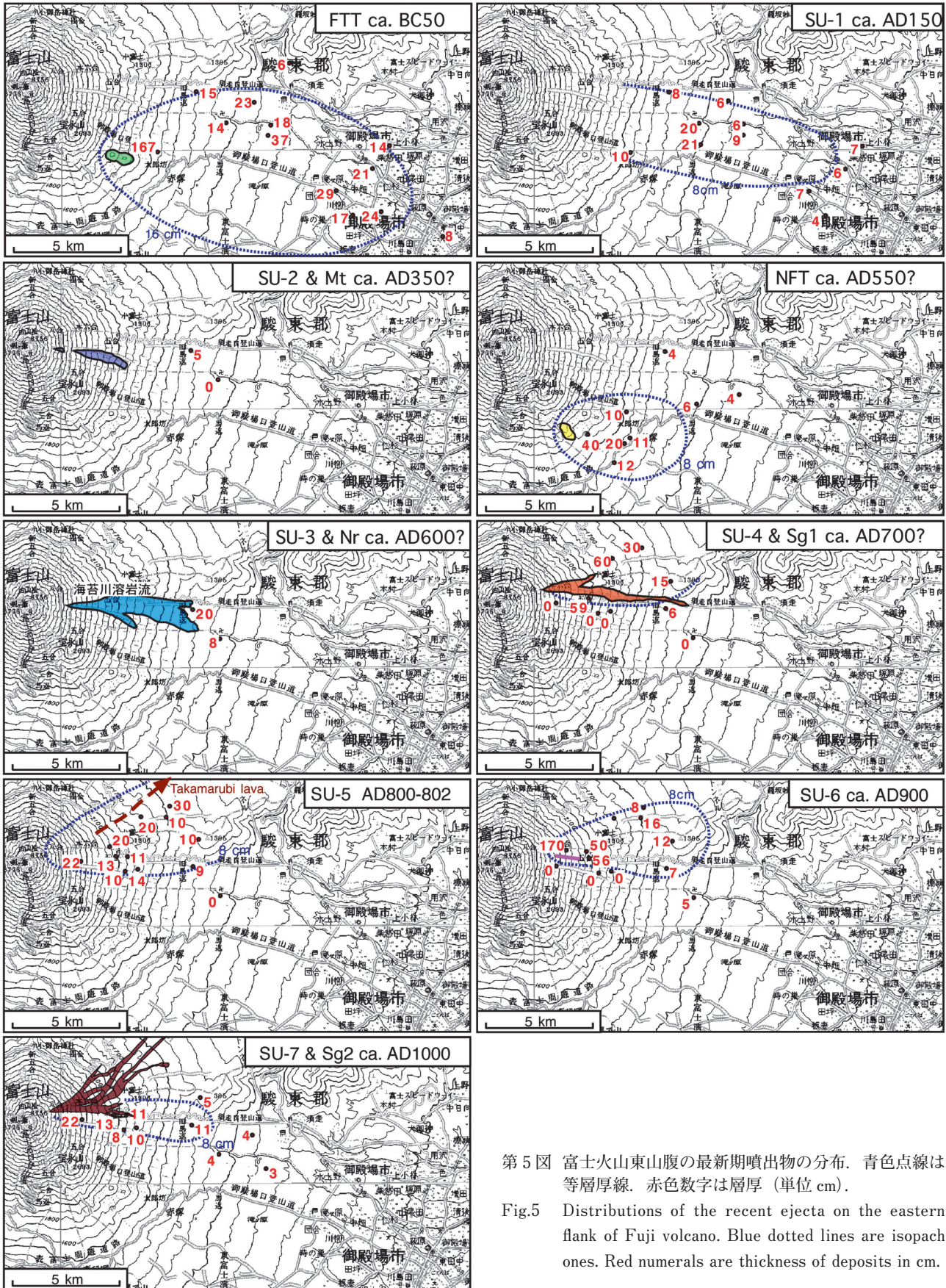
本降下スコリア堆積物は、太郎坊 (Loc. 2)・須走口馬返 (Loc. 11) から山麓の水土野 (Loc. 13) にかけての広い範囲で追跡が可能である (Fig. 5)。層準は FTT の直上で、発泡の良いスコリア火山礫からなり、スコリアの結晶含有率は 5-6% 程度である (Figs. 2 & 3)。等層厚線が示す分布主軸は山頂から東南東を向き、須走口-御殿場口両登山道間の東斜面に給源があるものと見られるが、幻の滝・海苔川溶岩流の上位には SU-1 の給源近傍相と見られるものは見つからない (後述する幻の滝溶岩流は斜長石斑晶に富み、岩質が一致しない)。したがって、SU-1 の給源はこれらの下に埋没している可能性がある。仮に標高 2,500 m 付近に給源があったものとする と 8 cm 等層厚線の囲む面積は  $4 \times 10 \text{ km}^2$  程度となり、Legros (2000) 法による降下堆積物の最小体積は  $1 \times 10^2 \text{ km}^3$  と算出される。

Loc. 13 の SU-1 中の炭質物からは、 $1,850 \pm 40 \text{ yBP}$  の補正放射性炭素年代 (= Cal AD70-AD250) が得られ、SU-1 は AD150 頃に噴火したことを示している (Table A1; 山元ほか, 2005)。

### 3.4 幻の滝溶岩流 (Mt)

本溶岩流は、東斜面にある獅子岩の北側の沢沿いに標高 3,150 m から 1,850 m にかけて分布する厚さ 2-3 m 前後のアア溶岩からなる。御中道が通る標高 2,900-2,600 m は岩屑に覆われ分布が途切れるが、ほぼ一枚の溶岩流とみられる。津屋 (1968) の獅子岩溶岩流 (Dai) にほぼ相当するものの、獅子岩そのものは時代の異なる全く別の溶岩流からなり (付録 4)、再定義することにした。岩質は、長径 3 mm 前後の斜長石斑晶に富むかんらん玄武岩である。本溶岩流の分布面積は  $1.1 \text{ km}^2$  であるので、平均層厚を 2.5 m とすると、その体積は  $3 \times 10^3 \text{ km}^3$  程度と見積もられる。

標高 2,950 m 付近 (Loc. 5) では、本溶岩流の下位に牛糞状火山弾を含む赤褐色の S-22 スコリア降下堆積物



第5図 富士火山東山腹の最新期噴出物の分布。青色点線は等層厚線。赤色数字は層厚(単位cm)。

Fig.5 Distributions of the recent ejecta on the eastern flank of Fuji volcano. Blue dotted lines are isopach ones. Red numerals are thickness of deposits in cm.

第 A1 表  $^{14}\text{C}$  測年結果.

<sup>1)</sup> 本研究; <sup>2)</sup> 山元ほか (2005); <sup>3)</sup> 高田ほか (2007).

Table A1 Results of  $^{14}\text{C}$  dating.

<sup>1)</sup> This study; <sup>2)</sup> Yamamoto *et al.* (2005); <sup>3)</sup> Takada *et al.* (2007).

Unit [Old name]	Sample No [Beta Lab No]	Loc.	Method	Material	$^{14}\text{C}$ age (y BP)	$\delta^{13}\text{C}$ (permil)	Calibrated $^{14}\text{C}$ age (y BP)	Calendar age		Intercept age
Subashiri 2 lava flow <sup>3)</sup> [Subashiri-gotenbaguchi lava]	051128c-1 [21184]	9	AMS	a	1010±40	-25.4	1000±40	2σ(95%)	AD980-1060	AD1020
								1σ(68%)	AD1080-1150	
Subashiri 2 lava flow <sup>3)</sup> [Subashiri-gotenbaguchi lava]	03110202c [185893]	10	AMS	a	1030±40	-25.1	1030±40	2σ(95%)	AD960-1040	AD1010
								1σ(68%)	AD990-1020	
SU-5 scoria fall <sup>2)</sup> [S-24-6 scoria fall]	FJM416 [169925]	7	AMS	b	1110±40	-23.9	1130±40	2σ(95%)	AD790-1000	AD900
								1σ(68%)	AD880-980	
SU-1 scoria fall <sup>2)</sup> [S-24-1 scoria fall]	FJM401 [167659]	13	AMS	a	1690±40	-15.1	1850±40	2σ(95%)	AD70-250	AD140
								1σ(68%)	AD110-230	
Futatsutsuka scoria <sup>2)</sup>	FJM402 [155449]	13	AMS	c	1910±40	-16.7	2050±40	2σ(95%)	BC170-AD40	BC50
								1σ(68%)	BC100-10	
Lahar from S-22 <sup>1)</sup>	FJM426 [185826]	11	AMS	a	2190±40	-25.3	2190±40	2σ(95%)	BC380-160	BC340, BC320, BC210
								1σ(68%)	BC360-280 BC240-190	
S-22 scoria fall <sup>1)</sup>	FJM425 [185825]	12	AMS	a	2220±40	-26.0	2200±40	2σ(95%)	BC380-160	BC350, BC310, BC210
								1σ(68%)	BC360-190	
Fujinomiya-stage lava flow in JMA-V28 core <sup>1)</sup>	Fj-GSJ-C2 [281045]	-	AMS	c	9280±40	NA	NA	NA	NA	NA

と、リボン状火山弾を含む黒光りする金属光沢を持った発泡極良スコリアからなる S-20 スコリア降下堆積物が確認できる (Fig. 4)。また、幻の滝 (Loc. 6) では、本溶岩流の下位に S-18 アグルチネートの二次流動溶岩 [津屋 (1968) の主杖流溶岩流], 上位に後述する海苔川溶岩流が重なっている。直接の関係からは、本溶岩流の層準は S-22 と海苔川溶岩流の間となる。更に、積極的な証拠ではないものの、前述のように SU-1 との間接的な関係も考慮すると、SU-1 以降の噴出物である可能性がある。

### 3.5 須走口馬返 2 スコリア (SU-2)

本降下スコリア堆積物は、須走口馬返 (Loc. 11) でのみ、SU-1 と NFT の間に確認された噴出物である (Figs. 2&5)。Loc. 11 では層厚 5 cm で細礫サイズの発泡極良スコリア火山礫からなる淘汰の良い降下堆積物からなるスコリアの斑晶含有率は 10 % を超え、斜長石斑晶が肉眼でも目立つ特徴がある。太郎坊 (Loc. 2) で NFT の下位に確認できないことは、少なくとも SU-2 は南東斜面の山腹噴火の産物ではないことを意味している。恐らく須走口登山道周辺の東山腹の噴火産物と見られ、層序的には幻の滝溶岩流に近いものとみられるが、詳細は不明である。

### 3.6 赤塚スコリア (AKT)・印野丸尾溶岩流 (Inm)

赤塚スコリア (AKT; 宮地, 1988) は、南東斜面の標高 1,470 m から 1,130 m に並ぶスコリア丘群、山側から、上の赤塚 (頂部標高 1,477 m)、赤塚 (頂部標高 1,271

m)、馬の頭 (頂部標高 1,221 m) から噴出した発泡の極めて良いスコリア降下堆積物である。これらのスコリア丘はいずれも東～南東に開いた非対称な火口を持ち、ここからアア溶岩である印野丸尾溶岩流が標高 600 m 付近まで流下している。スコリア・溶岩とも無斑晶質な玄武岩で、斑晶含有量は 2 % 前後である。太郎坊 (Loc. 2) では、SU-1 と NFT の間に位置している。印野丸尾溶岩流の分布面積は 7.0 km<sup>2</sup> であるので、平均層厚を 5 m とすると、その体積は 3.5 × 10<sup>2</sup> km<sup>3</sup> 程度と見積もられる。また、スコリア丘の体積は、その底面積と高さから 1 × 10<sup>2</sup> km<sup>3</sup> 程度と見積もられる。

津屋 (1971) によると印野胎内の溶岩樹型中の炭化木から 1,230 ± 90 yBP と 690 ± 90 yBP の未補正放射性炭素年代が測定されている。ただし、AKT は Iz-Kt 降下層準よりも下位にあるので (Kobayashi *et al.*, 2007)、後者の年代は無視できよう。前者の 1.2 千年前の年代値も、このテフラとの相対的な層序関係から推定して多少若めの値のようにもみえる。高田ほか (2007) は、同じ印野丸尾溶岩流から 1,600 ± 40 yBP の補正放射性炭素年代 (= Cal AD390-AD550) を得ており、こちらの年代の方がより全体の層序との整合性がよい。したがって、AKT は AD450 頃に噴出したものと考えられる。

### 3.7 西ニツ塚スコリア (NFT)

本降下スコリア堆積物 (NFT: 宮地, 1988) は、南東斜面を中心に間に 5-8 cm の褐色土壌を挟んで AKT の直上に分布するもので、AKT と岩質のよく似た無斑晶質玄武岩の発泡の良いスコリアからなる。給源は、宝

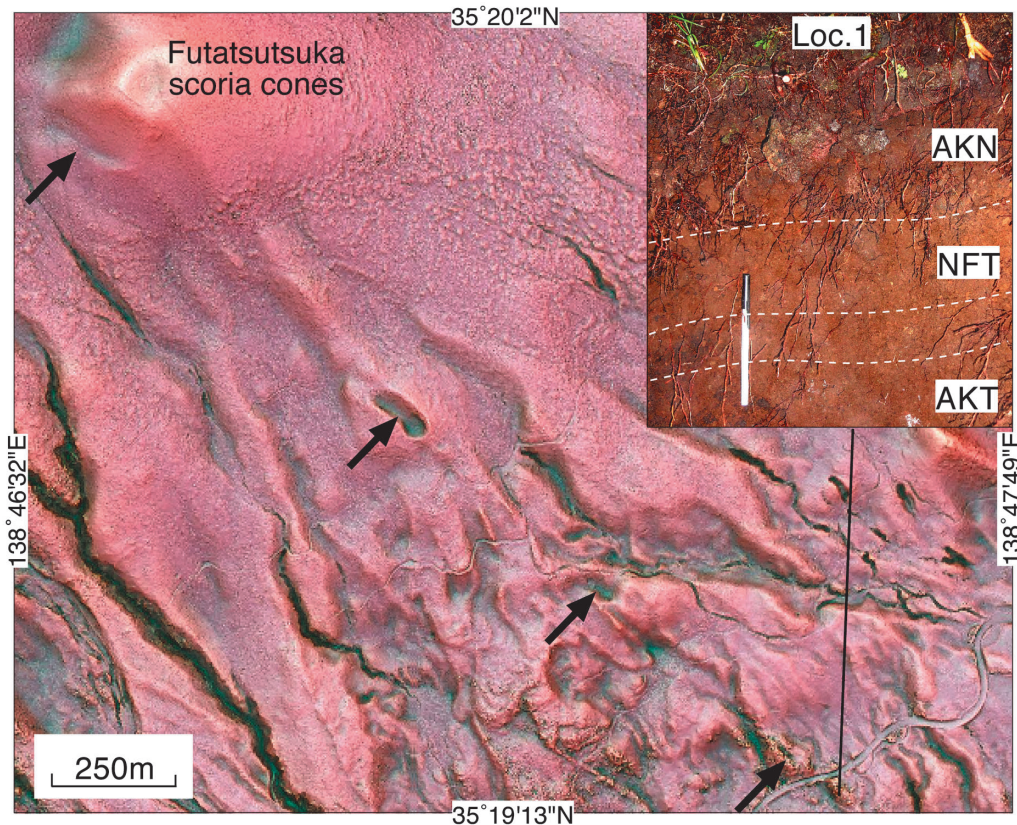
永山の南東 1.5 km にある宝永噴出物に覆われた無名の火砕丘と考えられている (宮地, 1988 ; Fig. 1). 8 cm 等層厚線の囲む面積は  $1.9 \times 10 \text{ km}^2$  で, Legros (2000) 法による降下堆積物の最小体積は  $6 \times 10^3 \text{ km}^3$  となる. また, スコリア丘の体積は, その底面積と高さから  $1 \times 10^2 \text{ km}^3$  程度と見積もられる.

NFT は, 須走口馬返 (Loc. 11) において SU-2 と SU-3 の間に厚さ 4 cm の無斑晶質玄武岩スコリアとして確認される (結晶含有量は約 4 % ; Fig. 2). また, Kobayashi *et al.* (2007) は, 太郎坊 (Loc. 2) において, NFT が Iz-Kt 降下層準よりも下位にあることを確認している. 更に NFT は南東山腹の三角神社付近でも Iz-Kt を含む土壌を挟んで須山胎内溶岩流 (Syt) に覆われることが確認されている (高田・小林, 2007).

### 3.8 赤塚西スパター (AKN)

二ツ塚の麓側スコリア丘の南斜面 (標高 1,790 m 地点) から, 赤塚の西南西 700 m (標高 1,340 m 地点) に南東に伸びる割れ目火口地形が存在することは, 平成 20 年度のアジア航測による富士山航空レーザー測量結果で初めて示された (Fig. 6). その下半分については, 津

屋 (1968) の印野丸尾溶岩流の一部 (南に分かれた短い支流) に相当するものとみられる. しかしながら, この噴出物は, 少なくとも表富士周遊道路沿いでは斑晶量の少ないかんらん石玄武岩の溶結したスパターである. ただし, 本報告の印野丸尾溶岩ほど無斑晶ではない. 末端部の Loc. 1 では, 層厚 30 cm 前後の扁平な火山弾からなる降下堆積物となり, その直下には間に土壌を挟まず NFT があり, 更にその下位に AKT が確認できる (Fig. 6). したがって, 本スパターは, 津屋 (1968) の層序とは異なり, 印野丸尾溶岩よりも上位の層準にあることが確実であるので, 赤塚西スパター (AKN) と新称することにする. 表富士周遊道路よりも山頂側の割れ目火口については, 完全に宝永噴出物に被覆されており, 火口周辺の現地踏査でも堆積物を確認することが出来なかったが, 地形の新旧から FTT よりも新しいことは確実である. 周辺の噴出物層序からは他に候補となりえるものが指摘できないので, これらの火口地形も AKN と一連の噴火で形成されたものと考ええる. AKN と Iz-Kt 降下層準との層序関係については, AKN の上下から適切な土壌サンプルが採取できなかったため, 現段階では判定することが出来ていない. 今のところ, NFT を直接覆



第 6 図 富士火山南東山腹の赤色立体地形図 (富士砂防事務所) と Loc. 1 の露頭写真. 矢印は赤塚西スパター丘の火口を示す. AKN = 赤塚西スパター ; AKT = 赤塚スコリア ; NFT = 西二ツ塚スコリア.

Fig.6 The Red Relief Image Map of the southeastern flank of Fuji volcano (the Fuji Sabo Office) and outcrop photograph in Loc. 1. Arrows indicate the craters of the Akatsukanishi spatter. AKN = Akatsukanishi spatter; AKT = Akatsuka scoria; NFT = Nishifutatsutsuka scoria.

うことのみから、NFT 噴火直後に噴出したものとしておく。

### 3.9 須走口馬返 3 スコリア (SU-3)

本降下スコリア堆積物は、須走口馬返 (Loc. 11) で、厚さ 2 cm の砂質土壌を挟んで NFT の直上にある、厚さ 20 cm の発泡の良いスコリア火山礫からなる淘汰の良い降下堆積物である (Fig. 2)。スコリアの斑晶含有率は 6 % 前後で、斜長石斑晶が肉眼でも確認できる。太郎坊 (Loc. 2) で NFT の上位に確認できないことは、少なくとも SU-3 は南東斜面の山腹噴火の産物ではないことを意味している。恐らく須走口登山道周辺の東山腹の噴火産物と見られるが、詳細は不明である。

### 3.10 海苔川溶岩流 (Nr)

ふじあざみラインの南側の沢 (海苔川源流部) と幻の滝の間の標高 2,950 m から 1,250 m にかけて分布する厚さ 2–4 m のアア溶岩を海苔川溶岩流と新称する。津屋 (1968) では新富士中期溶岩 (MCV) とされているが、幻の滝付近 (Loc. 6) で幻の滝溶岩流を覆い、最新期の噴出物であることは確実である。岩質は長径 2 mm 前後の斜長石斑晶が目立つかんらん石玄武岩である。露頭では緻密な明灰色の見かけを持ち、沢沿いではスラブ帯となっている。一方、標高 2,400 m よりも上流域では、溶結構造が顕著に表れ二次流動したアグルチネートとなり、直下の S-18 アグルチネートの二次流動溶岩 [津屋 (1968) の主杖流溶岩流] の凹凸をマントル被覆するようになる。したがって、顕著な火口地形や火砕丘は認められないものの、溶岩流上流部そのものが本溶岩の給源と判断される。本溶岩流の分布面積は 4.8 km<sup>2</sup> であるので、平均層厚を 3 m とすると、その体積は 1 × 10<sup>2</sup> km<sup>3</sup> 程度と見積もられる。須走 5 合目駐車場裏 (Loc. 7) では本溶岩流は SU-4 以降の降下堆積物に覆われ、その層準は SU-3 に近接するものと見られる (Fig. 4)。

### 3.11 須走口馬返 4 スコリア (SU-4)

本降下スコリア堆積物は、極めて発泡の良い黒光りする金属光沢を持ったスコリアからなり、須走口馬返 (Loc. 11) では 6 cm の層厚を持ち、SU-3 と SU-5 の間に挟まれている。斑晶含有率は 10 % を超え、斜長石斑晶に富んでいる (Fig. 2)。須走口 5 合目駐車場裏 (Loc. 7) では層厚 59 cm と厚く、海苔川溶岩流の直ぐ上位に位置している。ただし、本スコリアは更に斜面上部の標高 2,750 m 付近の須走口ブル道沿いでは海苔川溶岩流と SU-5 の間には存在せず、七合目よりも下の須走口登山道の北側に偏って分布している (Fig. 5)。その領域は、SU-4 とほぼ同じ層準にある須走口 1 溶岩流と重複しており、スコリアと溶岩の岩質もよく類似している。

### 3.12 須走口 1 溶岩流 (Sg1)

津屋 (1968) の須走—御殿場口溶岩流 (Sub) が層準の異なる複数の溶岩流の複合体であることは、宮地 (1988) の層序総括表や上杉 (1992) の地質図で示されていた。しかし、どちらにも溶岩流自体の具体的な記載がなく、その区分の根拠は明らかではない。ふじあざみラインの道路沿いに限ってみれば、上杉 (1992) の須走口溶岩 I は本報告の須走口 1 溶岩流、須走口溶岩 II は本報告の須走口 2 溶岩流、須走口溶岩 III は本報告の海苔川溶岩流に対応している。ただし、残りの場所では、上杉 (1992) の須走口溶岩 I が本報告の須走口 2 溶岩流であったり、須走口溶岩 II が本報告の SU-7 スパター丘であるなど、その区分は混乱している。

SU-5 の下位にある須走口 1 溶岩流は、標高 2,650 m 付近の須走口登山道六合目から、ふじあざみライン道路沿いの 1,150 m にかけて分布する層厚 2–4 m のアア溶岩である。岩質は長径 3 mm 前後の斜長石斑晶に富むかんらん石玄武岩である。須走口登山道五合目より上では、極めて岩質のよく似た須走口 2 溶岩流に覆われ、その下にわずかに頭を出す程度にしか露出しない。しかし、両溶岩流の間には SU-5 と SU-6 のスコリア降下堆積物が挟まれ、野外での識別は困難ではない。本溶岩流の分布面積は 2.2 km<sup>2</sup> であるので、平均層厚を 3 m とすると、その体積は 7 × 10<sup>3</sup> km<sup>3</sup> 程度と見積もられる。

### 3.13 須走口馬返 5 スコリア (SU-5)

本降下スコリア堆積物は、須走口馬返 (Loc. 11) で、SU-4 と SU-6 の間にある、厚さ 9 cm の発泡の良いスコリア火山礫からなる降下堆積物である (Fig. 2)。基質には火山灰が認められ、堆積物の淘汰は若干悪い。斑晶含有率は 10 % を超え、斜長石斑晶に富むほか (Fig. 2)、微量の単斜輝石斑晶も確認できる。須走口登山道沿いでは山頂側ほど層厚が大きくなり、標高 2,750 m 付近でも確認できることからスコリアの給源は更に斜面の上部にあることは確実である (Fig. 5)。8 cm 等層厚線の囲む面積は、北側の層厚分布が不確定であるものの、少なくとも 4 × 10 km<sup>2</sup> 程度はあるので、Legros (2000) 法による降下堆積物の最小体積は 1 × 10<sup>2</sup> km<sup>3</sup> となる。

須走口 5 合目駐車場裏 (Loc. 7) の本スコリア直下の土壌中の植物片からは、1,130 ± 40 yBP の補正放射性炭素年代 (暦年代は Cal AD790–1,000) が得られていること (Table A1; 山元ほか, 2005)、本スコリア直上の土壌に神津島天上山テフラ (AD838) の降下層準があることから (付録 2)、本スコリアを延暦十九~二十一年 (AD800–802) の噴火 (小山, 1998b) の産物と考えることが可能である。小山 (1998b) 自体は、AD800–802 年の噴出物を別の堆積物 (Sub-a) と見なしたが、これは小山の柱状図から見る限り本報告の SU-7 と対比可能で、SU-7 は Iz-Kt 層準よりも上にあり、延暦の噴火産

物ではありえない。一方、高田ほか(2007)は、放射性炭素年代値と I<sub>z</sub>-Kt との関係から北東山麓の鷹丸尾溶岩流と檜丸尾第2溶岩流を AD800 年頃の噴出物と考えている。

### 3.14 須走口馬返6スコリア (SU-6)

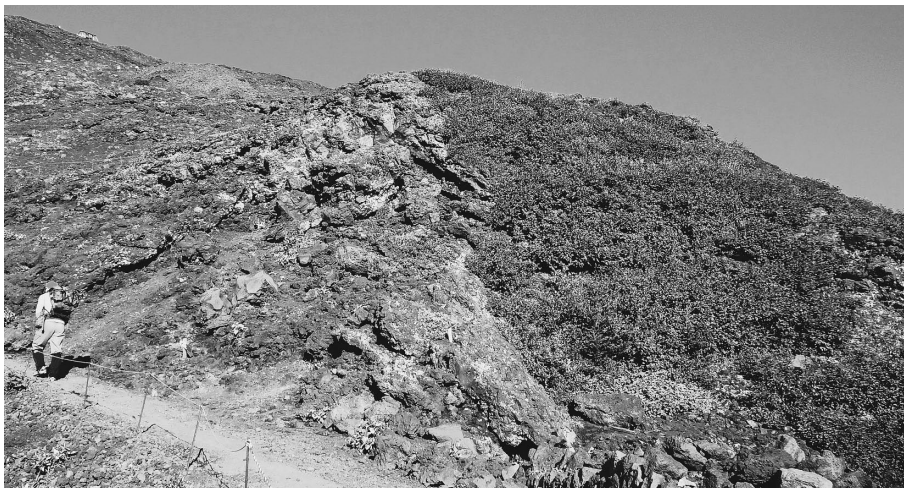
本降下スコリア堆積物は、須走口馬返 (Loc. 11) で、SU-5 と SU-7 の間にある、厚さ 7 cm の発泡の極めて良いスコリア火山礫からなる降下堆積物である (Fig. 2)。斑晶量はやや少なく、長径 1 mm 以下の斜長石斑晶が僅かに含まれる。本スコリアは須走口 5 合目から上で 50 cm 以上の層厚を持ち、火山弾が含まれるようになる。須走口のブル道沿いの標高 2,650–2,300 m ではスパターから構成され、一部は溶岩流として二次流動している。海苔川溶岩流以下の溶岩の凹凸をマントル被覆し、かつ須走口 2 溶岩流に覆われるため、スパター丘としての地形は明瞭ではないものの、分布から判断してほぼこのブル道沿いに給源の割れ目火口があったものと考えられる (Fig. 5)。8 cm 等層厚線の囲む面積は  $1.9 \times 10^4 \text{ m}^2$  で、Legros (2000) 法による降下堆積物の最小体積は  $6 \times 10^3 \text{ km}^3$  となる。

本スコリアは I<sub>z</sub>-Kt 降下層準の上であり、かつ後述する須走口 2 溶岩流の下にあることから AD900 前後の噴火の産物であることは確実である。古文書にある富士山噴火の記述を詳細に検討した小山 (1998a) は、9 世紀以降、少なくとも AD800–802, 864–866, 937, 999, 1,033, 1,083, 1,435–1,436, 1,511, 1,707 に噴火があったと考えている。このうち AD800–802 は前述の SU-5 の噴火、AD864–866 (貞観六～七年) は青木ヶ原及び氷穴溶岩流 (津屋, 1968) の噴火、AD1,707 は宝永の噴火である。また、小山 (1998a) は、AD937 について北麓の剣丸尾第 1 溶岩流の噴火、AD1,033 には剣丸尾第 2 溶岩流の噴火の可能性を指摘している。しかしながら調査が進むにつれ、9 世紀以降に噴火したと見られる噴

出物 (須山胎内・三角山神社・日沢・不動沢溶岩流など) が相次いで見つかり (高田ほか, 2007), 小山 (1998a) の示す歴史噴火記録よりも実際の噴火堆積物の数の方が多くなってきた。このことは、実際に起きた噴火が全て古文書に記録されているわけではないことを意味している。しかも、古文書の記述は断片的であり、古文書との対比から個々の噴出物の厳密な噴火年代を特定することは極めて難しい。SU-6 についても同様で、層序関係から決まる AD900 頃以上の噴火年代の絞り込みは出来そうにない。

### 3.15 須走口馬返7スコリア (SU-7)・須走口2溶岩流 (Sg2)

本降下スコリア堆積物は、須走口馬返 (Loc. 11) で、SU-6 と宝永噴出物の間にある、厚さ 11 cm の発泡の良いスコリア火山礫からなる降下堆積物である (Fig. 2)。大型のスコリアにはやや発泡の悪い皮殻を持つものがあるが、その内部は良く発泡している。岩質は斜長石斑晶に富むかんらん石玄武岩で、斑晶量は 10 % を超える。降下堆積物の分布主軸はほぼ須走口登山道に沿っており、山頂側ほど層厚が大きくなる。しかも本スコリアは標高 2,750 m 付近でも確認できることから、その給源は更に斜面の上部にあることは確実である (Fig. 5)。8 cm 等層厚線の囲む面積は  $9.8 \text{ km}^2$  で、Legros (2000) 法による降下堆積物の最小体積は  $3 \times 10^3 \text{ km}^3$  となる。須走口八合目の南斜面では、本スコリアと同質のスパターが二次流動して下流の須走口 2 溶岩流へと側方変化している。前述のように、須走口 2 溶岩流は、須走口 1 溶岩流と岩質のよく似た長径 3 mm 前後の斜長石斑晶に富むかんらん石玄武岩のアア溶岩で、須走口八合目の標高 3,350 m 付近から多数の支流に分かれ、東のふじあざみライン沿いでは標高 1,760 m まで、北東の北富士演習場内では標高 1,360 m まで流下している。東に流れた溶岩流は層厚 1–2 m と薄いですが、北東の北富士演習場内の溶岩流は 3–



第7図 須走口2溶岩流のマウンド状微地形。この高まりは厚さ 40 cm 以下の薄い玄武岩溶岩流の重なりからなる。須走口登山道沿いの標高 2840 m 地点。

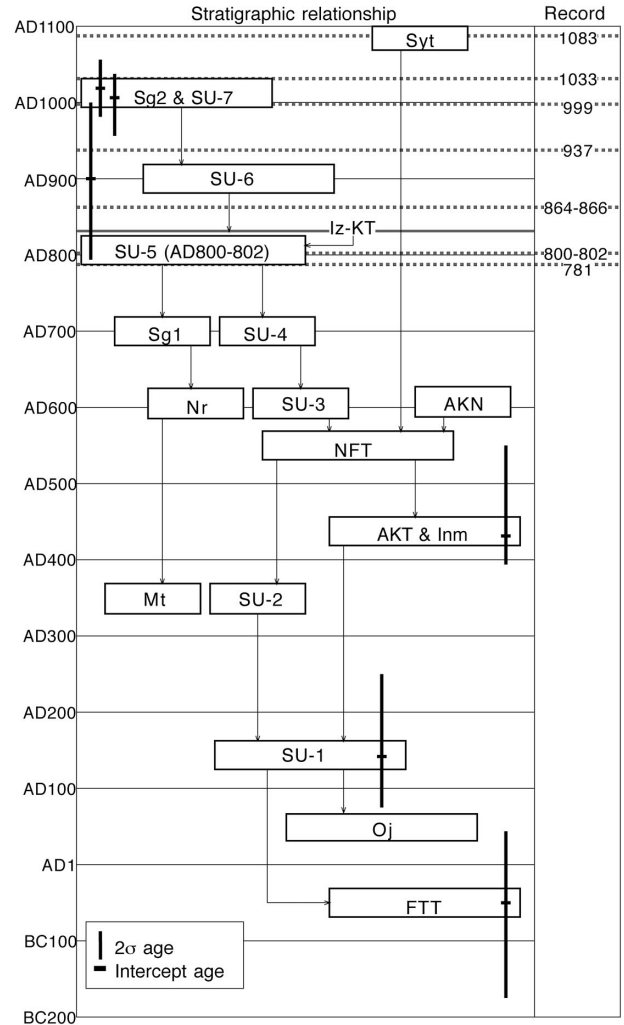
Fig.7 Basalt lava mounds of the Subashiriguchi 2 lava flow, consisting thin (<40cm in thickness) lava layers along the Subashiriguchi trail at 2840 m a.s.l.

6 m と厚くなる。須走口六合目から八合目の登山道沿いでは薄いフローユニットが重なったマウンド状の溶岩地形がしばしば認められ (Fig. 7), この付近に溶岩の供給源が伏在しているものと見られる。津屋 (1971) は、須走八合目付近で不浄流溶岩流 (Fuz) が須走一御殿場口溶岩流 (Sub) を覆うとしている。しかしながら、津屋の Fuz は岩質や全岩化学組成で須走口 2 溶岩流と区別することができず、本報告では後者に含めている。須走口 2 溶岩流の分布面積は 3.7 km<sup>2</sup> であるので、平均層厚を 3 m とすると、その体積は 1 × 10<sup>2</sup> km<sup>3</sup> 程度と見積もられる。

高田ほか (2007) により、須走口 2 溶岩流から 1,030 ± 40yBP (= Cal AD960–1,040) と 1,000 ± 40yBP (= Cal AD980–1,060) の年代値が報告されている。SU-7 と須走口 2 溶岩流は, Iz-Kt 降下層準の上であり、これらの年代値は層序関係と矛盾しない。小山 (1998a) は、AD1,033 の噴火記録について溶岩の流出と解釈可能なことから、これが剣丸尾第 1 溶岩流の噴火である可能性を述べている。しかし、溶岩の存在だけから AD1,033 の噴火記録を剣丸尾第 1 溶岩流に関連付けることは無理があり、この記録を須走口 2 溶岩流とみることも可能であろう。いずれにせよ、古文書との対比から個々の噴出物の厳密な噴火年代を特定することは極めて難しい現状では、SU-7・須走口 2 溶岩流については AD1,000 頃の噴火の産物としておく。

#### 4. まとめ

御殿場口登山道周辺から須走口登山道周辺にかけての富士火山東斜面には、従来の見解とは異なり、最近 2 千年間に噴出した溶岩や火砕物が広範囲に分布していることを明らかにした。これまでに得られた放射年代値と層序関係からは以下のような噴火史が考えられる (Fig. 8)。ただし、噴火年代は ± 40–50 年の誤差を含み、かつ年代が相対的で精度が低いものには ? を付けている。まず、BC50 年頃には南東山腹から二ツ塚スコリア (FTT) が噴出し、スコリア丘を形成した。AD50 年頃には御殿場口登山道沿いの標高 3,600–3,100 m で割れ目噴火が起き、東山腹に雄鹿溶岩流を流下させた。AD150 頃には東山腹から須走口馬返 1 スコリア (SU-1) が噴出した。AD350? 頃には須走口馬返 2 スコリア (SU-2) が噴出し、恐らく同じ頃、東山腹から幻の滝溶岩流が流出した。AD450 頃には南東山腹で割れ目噴火が起き、ここから印野丸尾溶岩流が流出した。AD550–600? 頃には南東山腹で再び割れ目噴火が起き、西二ツ塚スコリア (NFT) と赤塚西スパター (AKN) が相次いで噴出した。AD600? 頃には須走口馬返 3 スコリア (SU-3) が噴出し、恐らく同じ頃、東山腹から海苔川溶岩流が流出した。AD700? 頃には須走口登山道沿いの東山腹から須走口馬返 4 スコリア (SU-4) が噴出し、



第 8 図 富士火山東斜面の最新期噴出物の層序関係と暦年代の関係。略号は Fig. 1, 2 及び 3 と同じ。矢印は野外で観察された上下関係を示す。歴史噴火記録は、小山 (1998a) による。

Fig.8 Stratigraphic relationship among the recent products on eastern flank of Fuji volcano and distribution of the calendar ages. Abbreviations are same in Figs. 1, 2 and 3. Arrows mean observed relationships in outcrops. Historical records for the eruption are based on Koyama (1998a).

恐らくこの火口から東山腹へ須走口 1 溶岩流が流出した。AD800–802 の延層噴火で須走口登山道沿いの東山腹から須走口馬返 5 スコリア (SU-5) が噴出した。AD900 頃には須走口ブル道沿いの標高 2,650–2,300 m 付近で割れ目噴火が起き、須走口馬返 6 スコリア (SU-6) が噴出した。AD1,000 頃には須走口八合目から六合目の東山腹で再び割れ目噴火が起き、須走口馬返 7 スコリア (SU-7) を噴出、東山腹と北東山腹に須走口 2 溶岩流を流出した。

**謝辞：**東富士演習場及び北富士演習場内の野外調査では、防衛省関連部署から様々な便宜を図って頂いた。富士火山の赤色立体地図は、国土交通省富士砂防事務所の平成20年度富士山航空レーザー測量の成果を利用させて頂いた。また、太郎坊ボーリングコアは気象庁から提供されたものであり、火山噴火予知連絡会コア解析グループ事務局の方々、産総研のコアライブラリー担当者には便宜を図って頂いた。以上の方々に感謝いたします。

#### 付録1 スコリアの斑晶含有率

各スコリア降下堆積物の対比のため、各スコリアの斑晶モードを測定した。スコリアの斑晶量（特に斜長石斑晶量）は各堆積物で異なるため、そのモード組成は対比の良い指標となる。前処理として各堆積物から採取した複数のスコリア粒子をステンレス乳鉢で粉碎し、粒度1/4-1/8 mmに篩い分けした。この粒度は、斑晶鉱物が確実に収まるサイズであること、石基の斜長石微晶が単体で混じらず斑晶として計測されないことを条件に設定している。粒度調整した試料は洗浄後、実体顕微鏡下で約1,000粒子を計測し、100粒子中の個数に換算した(Figs. 2&3)。

#### 付録2 火山ガラス分析

富士山周辺の土壌中には神津島天上山テフラ (Iz-Kt) に対比される低屈折率火山ガラスが含まれることは、既に Sugiuchi and Fukuoka (2005) や Kobayashi *et al.* (2007) により明らかにされている。本報告でも、須走口馬返テフラ群の模式地である Loc. 11 において Iz-Kt の降下層準を確認するため6層準の土壌中の火山ガラス分析を行った (Fig. 2)。その手順は以下の通りで、基本的に Kobayashi *et al.* (2007) を踏襲している。

前処理：土壌試料を水中で、洗浄しながら粒度1/8-1/16 mmに篩い分けした。粒度調整した試料は、屈折率1.545の光硬化樹脂で封入してプレパラートを作成した。

火山ガラス含有率測定：含有率測定には、ニコン製の微分干渉装置を用いている。測定では火山ガラスの形態ごとに分別して粒子数を数え、1,000粒子中の個数に換算して示している。火山ガラスの形態区分については、基本的に、町田・新井 (1978) による区分「バブルウォール型」と「軽石型」にしたがっている。ただし、今回の分析では全ての火山ガラスが「軽石型」に分類されるので、結果は火山ガラスとして一括されている。

屈折率測定：温度変化型屈折率測定装置“MAIOT”を用いて測定した。測定精度は火山ガラスで±0.0001程度である (古澤, 1995)。

分析結果：分析した6層準の土壌試料のうち、火山ガラスが検出されたのは上位の3試料であった。火山ガラスは全て軽石型で、含有率は上位の試料から20.0%、10.0%、0.7%と低下する。火山ガラスの屈折率

は、最上位のものが1.493-1.498 (平均1.496)、次の試料が1.493-1.500 (平均1.496) と、Iz-Kt とよく一致する頻度分布が得られた。一方、上から3番目の試料には1.494-1.496と1.498-1.501のバイモーダルな分布が得られ、複数のテフラが混合していることが明らかである。Iz-Kt に対比可能な低屈折率火山ガラスの最初の顕著な出現位置を降下層準とすると、その位置はSU-5とSU-6の間になろう。

#### 付録3 放射性炭素年代測定

測年試料 FJM425 の記載：静岡県駿東郡小山町大日堂の南東400 mの抜川沿い (Loc. 12) において、層厚57 cmで発泡の良い暗褐色～赤褐色のスコリア火山礫からなるS-22降下堆積物の基底部に含まれる炭化木片 (1.4 g) を採取し、乾燥後、測年試料とした。

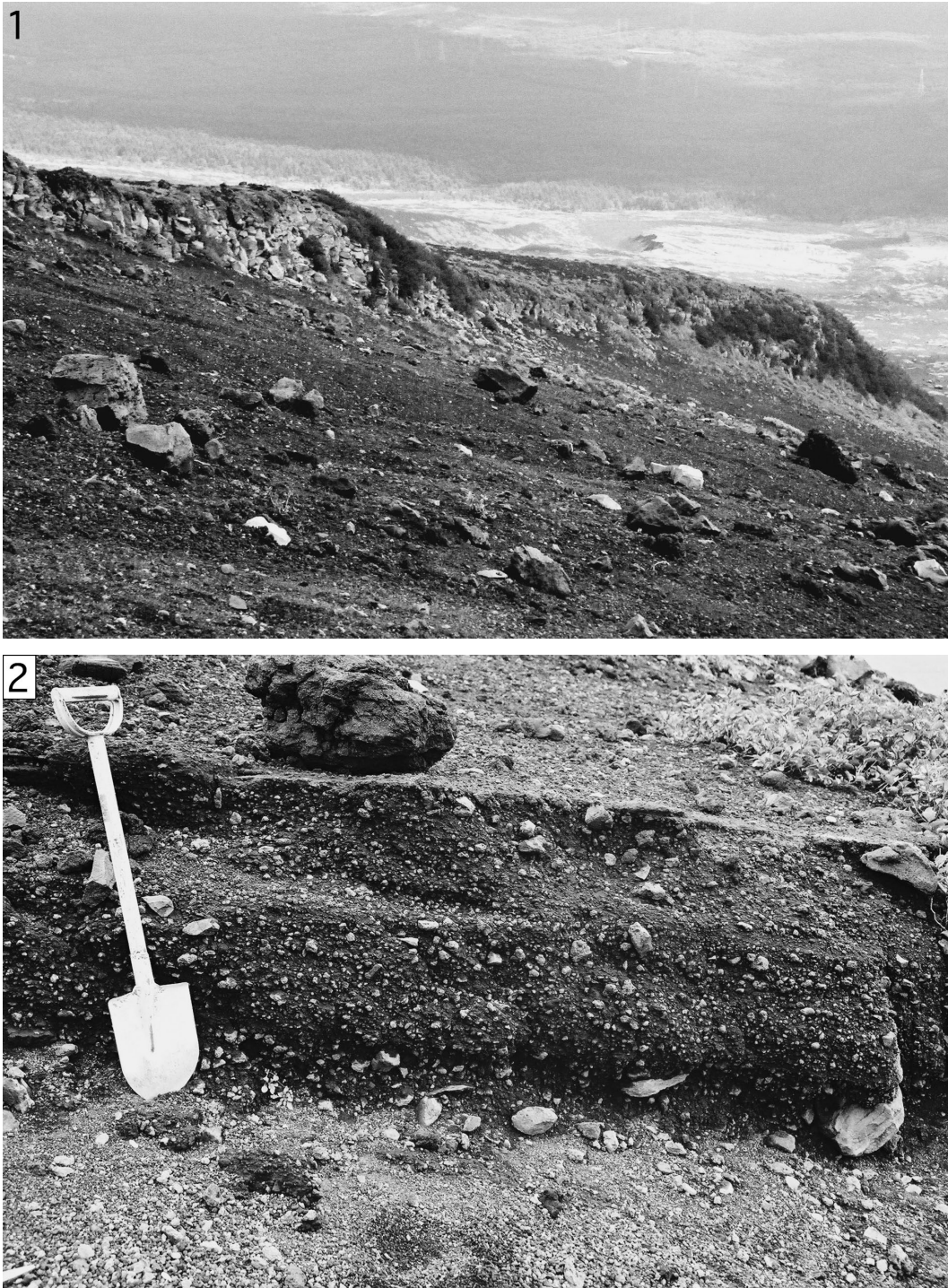
測年試料 FJM426 の記載：静岡県駿東郡小山町ふじあざみラインの旧馬返 (須走口馬返) の南東600 mの海苔川右岸 (Loc. 11) において、層厚約8 mのラハール堆積物の上面から80 cmにある粗く成層した極粗粒～中粒砂層に含まれる炭化木片 (0.27g) を採取し、乾燥後、測年試料とした。このラハール堆積物はふじあざみラインの南に広がる広い扇状地面を作っており、周辺の火砕物との層序関係からS-22噴火の直後に発生したものとみられる。

測年試料 Fj-GSJ-C2 の記載：静岡県御殿場市太郎坊で掘削されたコア JMA-V28 の深度80.05 mの褐色粗粒火山灰質土壌に含まれる炭化物 (0.4 mg) を採取し、乾燥後、測年試料とした。直上の深度72.65-80.0 mの間は、斜長石巨斑晶が多く含まれるかんらん石玄武岩からなる溶岩流がある (付録6)。

分析手法：分析は、BETA ANALYTIC 社に依頼した。炭化物は全て酸/アルカリ/酸洗浄の前処理が施されて、AMS法で分析されている。年代値はRCYBP (AD1,950を0年とする) 表記され、 $\delta^{13}\text{C}$  補正が行われている。暦年校正には Stuiver *et al.* (1998) のデータベースが用いられた。暦年代の算出には Talma and Vogel (1993) の手法が用いられた。

分析結果：FJM425 から  $2,200 \pm 40$  yBP、FJM426 から  $2,190 \pm 40$  yBP の補正放射炭素年代値を得た (Table A1)。両年代値は誤差の範囲で一致し、その暦年代はどちらも Cal BC380-BC160 である。これらは、山元ほか (2005) が複数のS-22層準から得た Cal BC300 頃の噴火年代と完全に一致しており、FJM425 と FJM426 をS-22層準とする対比と全く矛盾しない。Fj-GSJ-C2 については炭素量不足のため  $\delta^{13}\text{C}$  が測定できず未補正の放射年代値  $9,280 \pm 40$  yBP のみを得られた (Table A1)。この年代値は富士宮期溶岩流の最上位の年代 (山元ほか, 2005) とほぼ一致する。





第 A1 図 獅子岩周辺の露頭写真. 1) 獅子岩は塊状の玄武岩溶岩流で、東山腹から飛び出したリッジとなっている. 2) 岩片支持で砂質の基質を持つ多源の礫からなる土石流堆積物 (Loc. 4). このユニットの走向は N16 to 19°W, 傾斜は 20 to 22°E で、現斜面の走向 N10°E とは斜交している.

Fig.A1 Outcrops around Shishi-iwa. 1) Shishi-iwa consists of a massive basalt lava flow and makes a projecting ridge within the eastern debris slope. 2) Debris flow deposit made up of polymict, clast-supported gravel with sandy matrix (Loc. 4). This unit strikes N16 to 19°W and dips 20 to 22°E, although the present slope strikes N10°E.

#### 付録 4 獅子岩周辺の溶岩・火砕岩の構造

富士山東斜面の獅子岩は東斜面の成就沢南、標高 2,130 -1,940 m に飛び出した塊状のかんらん石玄武岩溶岩から

なる露岩である (Fig. A1-1). 津屋 (1968) では、この岩体は新富士中期溶岩として扱われていた. また、獅子岩の南斜面、獅子岩の溶岩流の下位に位置する標高

2,050–2,040 mには (Loc. 4), 厚さ1 mで下限不明の無斑晶質玄武岩の赤色アグランチネートとこれを覆う6 m厚の土石流堆積物が露出している。土石流堆積物は、単層厚80–10 cmで成層した基質支持凝灰角礫岩からなり、中～粗粒砂の基質と多種の溶岩・スコリア礫で構成されている (Fig. A1-2)。成層した土石流堆積物の走向はN19°–16°Wで東に20–22°傾斜しているものの、この構造は獅子岩における斜面の走向 (N10°E) と明らかに斜交している。土石流堆積物の走向傾斜が示す斜面の頂部の方向は、富士山頂ではなく、むしろ星山期 (山元ほか, 2007) の古い山体 [津屋 (1968) の古富士山体] が露出する宝永火口方向を指している。したがって、これらの堆積物は今の富士火山体表層部構成物とは考えにくく、周辺の噴出物との間に何らかの傾斜不整合が存在するものとみられる。また、獅子岩周辺の溶岩・火砕岩の化学組成の特徴は、須走口一合目 (馬返) 付近の海苔川沿いに分布する溶岩 (Loc.11) とともに、典型的な星山期の噴出物の特徴を示している (付録5)。

#### 付録5 化学組成

富士火山東斜面の主な噴出物の全岩化学組成分析を行った。分析はActivation Laboratories社に依頼し、主要元素及びSc, V, Ba, Sr, Y, ZrについてはThermo Jarrell-Ash ENVIRO II ICP, これら以外の微量成分についてはPerkin Elmer SCIEX ELAN 6000 ICP-MSで測定された。分析結果をTable A2に示す。また、各試料の採取位置はTable A3に示している。

今回の分析結果で最も顕著なことは、獅子岩周辺の溶岩・火砕岩と須走口一合目 (馬返) の溶岩が、他の須走期の噴出物と大きく異なる組成を持つことである。主成分では、MgOとK<sub>2</sub>Oに顕著な違いがあり、前者はMgOに富み、後者はK<sub>2</sub>Oに富んで互いに独立した領域にプロットされる (Fig. A2)。また、微量成分でも前者は後者に比べRb, Y, Zrに乏しい特著が顕著である (Fig. A3)。このような富士火山噴出物における液相濃集元素の系統的な違いは、星山期 [古富士] と富士宮・須走期 [新富士] の噴出物の違いとして従来から指摘されてきた (例えば富樫・高橋, 2007)。例えば、かんらん石や斜長石はRb, Y, Zrを含まないので、分別によりマグマ中の濃度は高くなるが、Rb/Y比やZr/Y比は変化しないものと一般には考えられている。しかしながら今回の分析結果では、前者と後者でRb/Yが0.4前後を境に明瞭に区別されている。この境界は従来から示されている星山期と富士宮・須走期の噴出物の違いと基本的に一致しており、現富士山体と不整合な獅子岩周辺の溶岩・火砕岩が星山期の噴出物であることを明瞭に示している。

#### 付録6 太郎坊ボーリングコアの層序

富士火山南東山腹の太郎坊 (北緯35°19'59.2", 東経

138°48'17.0", 標高1,284.3 m) では気象庁による平成21年度のボアホール型火山観測施設の整備に伴い深度100 mのコア (JMA-V28; Fig. A4) が採取された。コアの記載は、火山噴火予知連絡会に設置されたコア解析グループのもとで実施され、詳細な岩相記載や検層結果については、火山噴火予知連絡会コア解析グループ (2011) に記載されている。コアは産総研のコアライブラリーに保管されており、記載も産総研のコア作業スペースで実施した。ここでは、層序の概略を記述する。

地表面から深度8.05 mまでは、スコリアからなる砂礫である。特に、0.5–5.65 mの区間は、1,707年宝永噴火の降下堆積物の2次堆積物である。8.05–13.3 mの区間は、かんらん石玄武岩からなるアア溶岩流で、本報告の雄鹿溶岩流に相当する。また、この溶岩流直下には、厚さ2 cm程度の降下火山灰がみられる。13.5–14.9 mの区間は土石流堆積物である。14.9–16.9 mの区間は、斑晶量の少ないかんらん石玄武岩からなる溶岩流で、津屋 (1968) の二ツ塚溶岩流に対比できると考えられる。16.9–39.1 mの区間は、スコリアの降下堆積物をはさむ土石流堆積物である。39.1–62.9 mの区間は、かんらん石玄武岩ないし単斜輝石かんらん石玄武岩からなるアア溶岩流が見られる。津屋 (1968) の新富士中期、山元ほか (2007) の須走-b期に相当する。62.9–66.7 mの区間は、4枚のスコリア降下堆積物をはさむ土石流堆積物である。65.7–71.15 mの区間は、単斜輝石かんらん石玄武岩からなるアア溶岩流が見られる。津屋 (1968) の新富士中期、山元ほか (2007) の須走-b期に相当する。71.15–71.65 mの区間は、2枚のスコリア降下堆積物をはさむ赤褐色の風化火山灰である。71.55–72.65 mの区間には、炭化物が濃集している。72.65–80.0 mの区間は、斜長石巨斑晶が多く含まれるかんらん石玄武岩からなる溶岩流が見られる。津屋 (1968) の新富士旧期、山元ほか (2007) の富士宮期に相当する。80.0–80.5 mの区間は、3枚のスコリア降下堆積物をはさむ赤褐色の風化火山灰である。炭化物が濃集している部分を含む。測年試料Fj-GSJ-C2はここから採取された (付録3)。80.5–100.0 mの区間は、1枚のスコリア降下堆積物をはさむ土石流堆積物である。

#### 文 献

- 古澤 明 (1995) 火山ガラスの屈折率測定・形態分類とその統計的な解析。地質学雑誌, **101**, 123-133。  
 石塚吉浩・高田 亮・鈴木雄介・小林 淳・中野 俊 (2007) トレンチ調査から見た富士火山北一西山腹におけるスコリア丘の噴火年代と全岩化学組成。地質調査研究報告, **57**, 357-376。  
 火山噴火予知連絡会コア解析グループ (2011) 気象庁火山観測点ボーリングコアの解析～成果報告書～。気象庁, 403p。

富士火山東斜面における最新期火山噴出物の層序 (山元ほか)

第 A2 表 全岩化学分析結果, AKN = 赤塚西スパター; Hy = 星山ステージ; Imm = 印野丸尾溶岩流; Mt = 幻の滝溶岩流; Nr = 海苔川溶岩流; Oj = 雄鹿溶岩流; Sb-b = 須走-b ステージ; Sg1 = 須走口1 溶岩流; Sg2 = 須走口2 溶岩流; SgI = Sunashiri-b stage; SgII = Subashiriguchi 1 lava flow; Sg2 = Subashiriguchi 2 lava flow; SU-6 = 須走-6 スコアリア (スパター). 主成分及び微量成分は XRF と ICP-MS により測定された. LOI は灼熱減量.

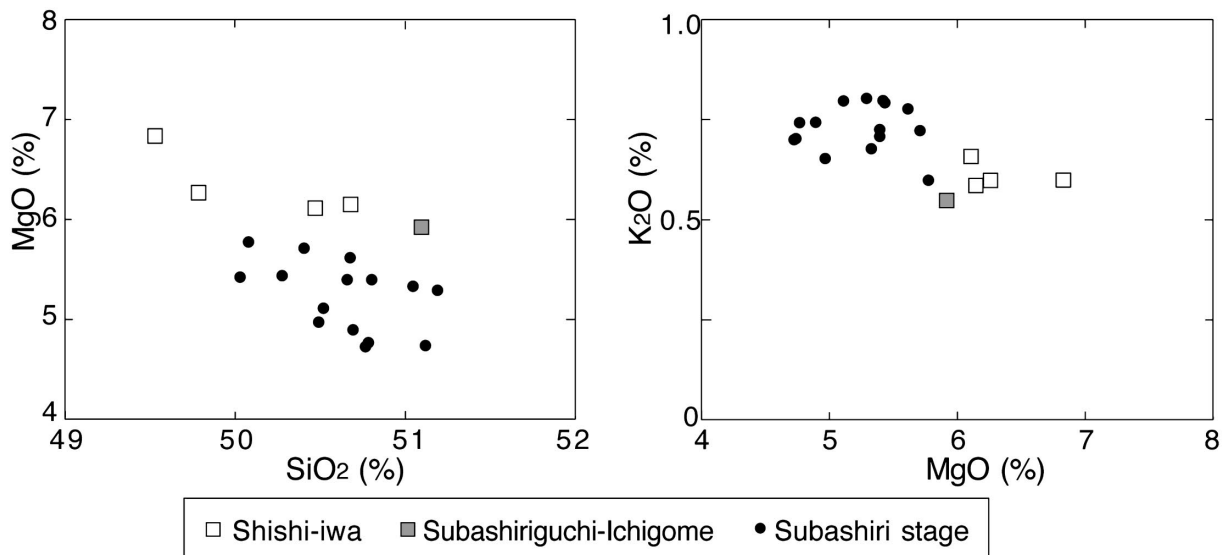
Table A2 Whole rock chemical compositions. AKN = Akatsukanishi spatter; Hy = Hoshiyama stage; Imm = Innomarubi lava flow; Mt = Maboroshinotaki lava flow; Nr = Norikawa lava flow; Oj = Ojika lava flow; Sb-b = Subashiri-b stage; SgI = Subashiriguchi 1 lava flow; SgII = Subashiriguchi 2 lava flow; SU-6 = Subashiriguchi-Umagaeshi 6 scoria (spatter). Major- and trace-elements are measured by XRF and ICP-MS. LOI is loss of ignition.

Sample	020802-24	090917-3	090914-2	090915-2	0311031-1	031102-1	100109-4	030226-1	031102-2	031030-5	090916-2	090913-2	090916-3	090916-4	090916-6	090916-7	
Unit	Sg2	SU-6	Sg1	Sg1	Nr	Imm	AKN	lava	Mt	Oj	Sb-b	Sb-b	Hy	Hy	Hy	Hy	
Type	lava	spatter	lava	lava	lava	lava	spatter	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	
Loc	R01	R02	Loc-8	R03	R04	R05	Loc. 1	R06	R07	R08	R09	R10	R11	R12	Loc. 4	Loc. 4	
SiO <sub>2</sub>	50.61	49.57	50.93	50.07	50.28	50.23	50.71	50.14	51.18	50.11	50.33	50.26	51.51	50.73	49.21	49.66	50.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.08	16.26	18.05	18.18	16.77	16.82	16.64	16.49	17.79	16.77	16.94	16.29	17.69	16.93	17.03	16.51	16.74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	10.93	12.93	11.05	11.02	11.60	12.28	12.68	12.69	11.86	12.17	11.76	12.22	10.94	11.64	11.51	12.06	11.28
MnO	0.166	0.200	0.165	0.163	0.182	0.205	0.205	0.197	0.177	0.189	0.184	0.194	0.172	0.185	0.183	0.190	0.175
MgO	4.75	5.37	4.72	4.66	5.34	5.69	5.44	5.42	4.94	5.07	5.36	5.57	5.96	6.14	6.19	6.85	6.10
CaO	10.02	9.70	9.67	9.60	10.02	9.50	9.46	9.70	9.90	9.70	9.89	9.73	10.17	10.14	10.17	10.67	10.05
Na <sub>2</sub> O	2.80	2.41	2.83	2.75	2.50	2.55	2.47	2.45	2.72	2.56	2.55	2.46	2.59	2.60	2.50	2.30	2.60
K <sub>2</sub> O	0.74	0.79	0.70	0.69	0.70	0.72	0.74	0.79	0.75	0.79	0.72	0.77	0.55	0.66	0.59	0.60	0.58
TiO <sub>2</sub>	1.310	1.555	1.272	1.263	1.332	1.442	1.58	1.549	1.391	1.507	1.359	1.416	1.055	1.265	1.244	1.238	1.226
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.25	0.29	0.24	0.23	0.25	0.24	0.32	0.30	0.25	0.32	0.26	0.27	0.17	0.22	0.21	0.18	0.20
LOI	-0.33	-0.69	-0.32	-0.07	-0.53	-0.19	0.18	-0.54	-0.36	-0.36	-0.29	-0.36	-0.35	-0.38	-0.25	-0.29	-0.21
Total	99.32	98.38	99.31	98.55	98.46	99.48	100.4	99.19	100.60	98.81	99.07	98.82	100.50	100.10	98.60	99.97	99.04
(ppm)																	
Sc	31	36	30	30	34	35	37	36	34	33	34	36	35	35	34	40	32
V	374	436	390	378	388	432	419	434	414	410	389	411	357	392	377	408	363
Ba	216	241	223	221	217	233	240	240	234	240	218	233	178	208	198	181	179
Sr	433	350	427	427	387	387	357	359	396	403	394	368	380	386	385	323	403
Y	21	26	23	23	22	25	27	26	22	25	22	24	17	20	20	18	21
Zr	78	92	77	74	80	87	100	94	85	91	79	84	60	70	63	62	63
Cr	70	120	60	50	50	70	50	60	50	30	40	40	140	110	90	180	90
Co	32	36	32	31	34	37	34	37	33	37	34	36	33	36	36	39	36
Ni	40	40	30	30	40	50	40	40	30	40	40	40	40	50	50	50	50
Cu	180	220	140	170	180	200	200	240	190	230	200	220	160	200	170	180	160
Zn	110	130	110	110	110	120	270	130	110	130	120	130	100	110	110	110	110
Ga	18	18	18	18	18	18	16	18	18	19	18	18	17	17	17	17	18
Rb	10	14	10	10	10	12	13	13	11	13	11	12	7	8	7	7	7
Nb	3	2	2	2	2	2	4	3	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Sn	2	3	2	2	3	3	2	3	3	3	3	3	2	8	3	2	2
Cs	0.7	1	0.7	0.8	<0.5	0.9	1.2	1	0.8	1	0.8	0.9	<0.5	0.6	0.5	0.6	0.5
La	7.9	9.8	8.7	8.1	8.8	9.3	10.8	9.7	9	10	8.6	9.5	6	7.5	7.1	6.2	7
Ce	18.7	23.6	20.7	19.4	21.1	22.3	26.9	22.9	21.5	23.9	20.5	22.9	14.4	18.1	17.3	15.1	16.7
Pr	2.69	3.41	2.91	2.83	3.04	3.19	3.68	3.34	3.1	3.47	2.98	3.27	2.07	2.72	2.51	2.2	2.4
Nd	13.2	17.1	14.4	14.1	15.4	16.3	18.1	16.7	15.7	17.6	14.8	16.4	10.4	13.3	12.8	11.3	12.1
Sm	3.6	4.7	3.9	3.9	4.2	4.5	4.8	4.5	4.3	4.7	4.1	4.4	3	3.8	3.7	3.2	3.3
Eu	1.11	1.36	1.17	1.14	1.22	1.29	1.47	1.31	1.3	1.37	1.21	1.29	0.96	1.17	1.11	1.03	1.07
Gd	3.9	5	4.1	4	4.5	4.7	5.1	4.8	4.5	5	4.4	4.7	3.4	4.1	3.8	3.6	3.5
Tb	0.6	0.8	0.6	0.7	0.7	0.8	0.9	0.8	0.8	0.8	0.7	0.8	0.5	0.7	0.6	0.6	0.6
Dy	3.8	5	4	4	4.4	4.6	5.1	5	4.5	5	4.3	4.5	3.3	4.1	3.9	3.8	3.5
Ho	0.8	1	0.8	0.8	0.9	0.9	1	1	0.9	1	0.9	0.9	0.7	0.8	0.8	0.7	0.7
Er	2.1	2.8	2.2	2.2	2.5	2.6	2.9	2.8	2.5	2.8	2.5	2.6	1.9	2.4	2.2	2.2	1.9
Tm	0.32	0.44	0.33	0.33	0.38	0.39	0.43	0.44	0.39	0.42	0.38	0.39	0.28	0.35	0.35	0.33	0.3
Yb	2	2.7	2.2	2.2	2.4	2.5	2.9	2.7	2.5	2.7	2.4	2.6	1.9	2.2	2.2	2.2	1.9
Lu	0.3	0.43	0.32	0.31	0.37	0.38	0.47	0.42	0.39	0.36	0.38	0.38	0.28	0.34	0.33	0.33	0.27
Hf	2	2.7	2.2	2.2	2.5	2.5	2.7	2.8	2.5	2.8	2.4	2.6	1.7	2.1	1.9	1.9	1.9
Ta	0.1	0.1	0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	<0.1	0.1	0.1	0.1	<0.1	<0.1
Th	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1.9	0.2	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1

第A3表 露頭一覧.

Table A3 List of outcrops.

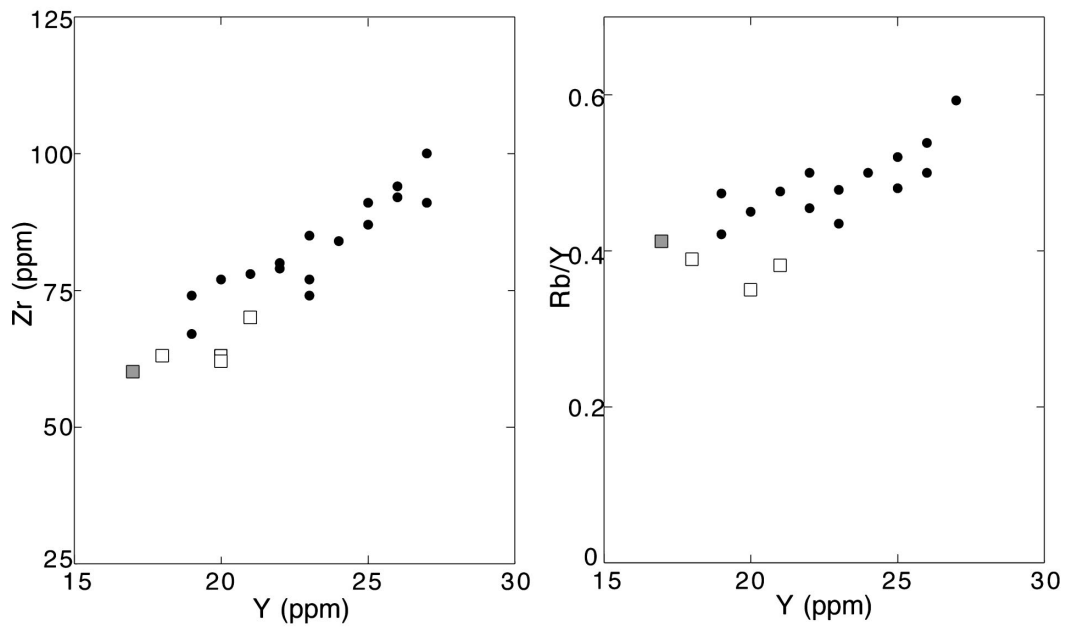
Loc	place name	Latitude (DD.MMSS N)	Longitude (DD.MMSS E)
1	赤塚西 Akatsuka-nishi	35.1915	138.4732
2	太郎坊 Taroubou	35.2004	138.4742
3	雄鹿 Ojika	35.2015	138.4958
4	獅子岩 Shishi-iwa	35.2110	138.4617
5	成就沢 Jyojyusawa	35.2137	138.4457
6	幻の滝 Maboroshinotaki	35.2134	138.4624
7	須走口五合目 Subasiriguchi-gogoume	35.2159	138.4633
8	須走口登山道 Subashiriguchi trail	35.2212	138.4611
9	山中湖林道 Yamanakako Forest Road	35.2304	138.4712
10	山中湖林道 Yamanakako Forest Road	35.2313	138.4818
11	須走口馬返 Subashiriguchi-umagaeshi	35.2145	138.4844
12	大日堂 Dainichido	35.2053	138.4950
13	上小林 Kamikobayashi	35.2018	138.5502
R01	須走口六合目 Subasiriguchi-rokugoume	35.2206	138.4531
R02	須走口ブル道 Subasiriguchi-burumichi	35.2157	138.4554
R03	須走口五合目 Subasiriguchi-gogoume	35.2206	138.4649
R04	幻の滝 Maboroshinotaki	35.2129	138.4644
R05	幻の滝 Maboroshinotaki	35.2145	138.4612
R06	印野 Inno	35.1812	138.5223
R07	幻の滝 Maboroshinotaki	35.2133	138.4608
R08	土屋台 Tsuchiyadai	35.2004	138.5039
R09	幻の滝 Maboroshinotaki	35.2126	138.4654
R10	獅子岩 Shishi-iwa	35.2122	138.4613
R11	獅子岩 Shishi-iwa	35.2116	138.4614
R12	獅子岩 Shishi-iwa	35.2114	138.4622



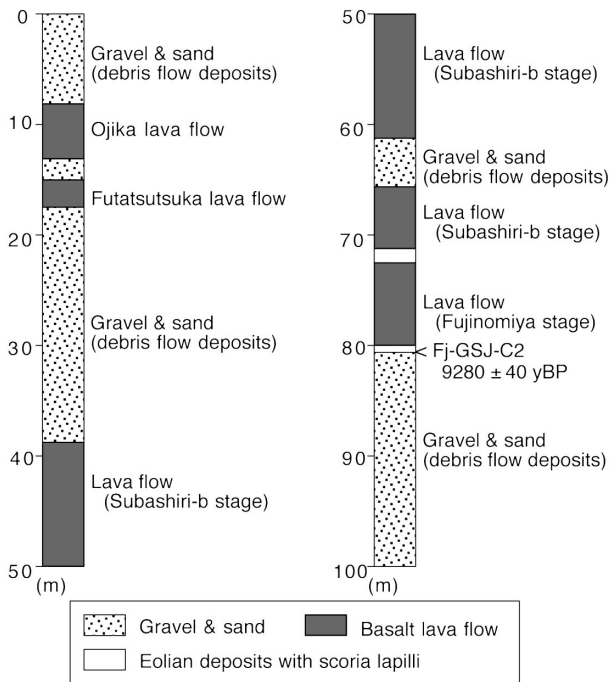
第A2図 SiO<sub>2</sub>-MgO 及び MgO-K<sub>2</sub>O 図.

Fig.A2 SiO<sub>2</sub>-MgO and MgO-K<sub>2</sub>O diagrams.

富士火山東斜面における最新期火山噴出物の層序 (山元ほか)



第 A3 図 Y-Zr 及び Y-Rb/Y 図. シンボルは Fig. A2 と同じ.  
Fig.A3 Y-Zr and Y-Rb/Y diagrams. Symbols are same in Fig. A2.



第 A4 図 太郎坊で採取された JMA-V28 コアの岩相. <sup>14</sup>C 年代の詳細は, Table A1 を参照のこと.  
Fig.A4 Lithofacies for the JMA-V28 core at Taroubou. See Table A1 for the detail of a <sup>14</sup>C age.

Kobayashi, M., Takada, A. and Nakano, S. (2007) Eruption history of Fuji Volcano from AD 700 to AD 1,000 using stratigraphic correlation of the Kozushima-Tenjosan Tephra. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **57**, 409-430.

小山真人 (1998a) 歴史時代の富士山噴火史の再検討. *火山*, **43**, 323-347.

小山真人 (1998b) 噴火堆積物と古記録から見た延暦十九~二十一年 (800 ~ 802) 富士山噴火-古代東海道は富士山の北麓を通過していたか?-. *火山*, **43**, 349-371.

Legros, F. (2000) Minimum volume of tephra fallout deposit estimated from a single isopach. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **96**, 25-32.

町田 洋・新井房夫 (1978) 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ-アカホヤ火山灰. 第四紀研究, **17**, 143-163.

宮地直道 (1988) 新富士火山の活動史. *地質雑*, **94**, 433-452.

中野 俊・高田 亮・石塚吉浩・鈴木雄介・千葉達郎・新井健一・小林 淳・田島靖久 (2007) 富士火山, 北東麓の新时期溶岩流及び旧期火砕丘の噴火年代. *地質調査研究報告*, **57**, 387-407.

Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., *et al.* (1998) INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon*, **40**, 1041-1083.

Sugiuchi, Y. and Fukuoka, T. (2005) Tephrochronology

- of recent (~ 1200YBP) Mt. Fuji eruption history using rhyolitic tephra derived from outside Mt. Fuji Volcano. *International Field Conference and Workshop on Tephrochronology and Volcanism: "Tephra Rush 2005"*, INQUA Sub-Commission for Tephrochronology and Volcanism (SCOTAV).
- 鈴木雄介・高田 亮・石塚吉浩・小林 淳 (2007) 富士火山北西山麓に分布するスコリア丘の噴火史の再検討. 地質調査研究報告, **57**, 377-385.
- 高田 亮・小林 淳 (2007) 富士火山南山腹のスコリア丘トレンチ調査による山腹噴火履歴. 地質調査研究報告, **57**, 329-356.
- 高田 亮・石塚吉浩・中野 俊・山元孝広・小林 淳・鈴木雄介 (2007) 噴火割れ目が語る富士火山の特徴と進化. 荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道 編集, 富士火山. 山梨県環境科学研究所, 183-202.
- Talma, A.S. and Vogel, J.C. (1993) A simplified approach to calibrating  $^{14}\text{C}$  dates. *Radiocarbon*, **35**, 317-322.
- 富樫茂子・高橋正樹 (2007) 富士火山のマグマの化学組成と岩石学的特徴: マグマの実態への制約条件. 荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道 編集, 富士火山. 山梨県環境科学研究所, 219-231.
- 津屋弘達 (1968) 富士火山地質図 (5万分の1), 富士火山の地質 (英文概略). 地質調査所, 24p.
- 津屋弘達 (1971) 富士山の地形・地質. 富士山. 富士山総合学術調査報告書, 富士急行株式会社, 1-149.
- 上杉 陽 (1992) 富士吉田市周辺地域第四紀地質図. 富士吉田市史編さん事務局.
- 上杉 陽・堀内 真・宮地直道・古屋隆夫 (1987) 新富士火山最新期のテフラ: その細分と年代. 第四紀研究, no.26, 59-68.
- 山元孝広・石塚吉浩・高田 亮 (2007) 富士火山南西山麓の地表及び地下地質: 噴出物の新層序と化学組成変化. 荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道 編集, 富士火山. 山梨県環境科学研究所, 97-118.
- 山元孝広・高田 亮・石塚吉浩・中野 俊 (2005) 放射性炭素年代測定による富士火山噴出物の再編年. 火山, **50**, 53-70.

(受付: 2011年4月22日; 受理: 2011年12月27日)

## Granitic Pegmatite of the Umanotani-Shiroyama Quartz-Feldspar Mine, Shimane Prefecture, Southwest Japan

Makoto Watanabe<sup>1,\*</sup>, Kenichi Hoshino<sup>1</sup>, Kazuki Yamaguchi<sup>1</sup>, Shoji Kihara<sup>1,2</sup>,  
Osamu Matsubaya<sup>3</sup>, Hirotsugu Nishido<sup>4</sup> and Shunso Ishihara<sup>5</sup>

Makoto Watanabe, Kenichi Hoshino, Kazuki Yamaguchi, Shoji Kihara, Osamu Matsubaya, Hirotsugu Nishido and Shunso Ishihara. (2011) Granitic Pegmatite of the Umanotani-Shiroyama Quartz-Feldspar Mine, Shimane Prefecture, Southwest Japan *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 62 (11/12), p. 425-439, 9 figs., 1 table.

**Abstract:** The pegmatite deposits at the Umanotani-Shiroyama mine, the largest producer of K-feldspar and quartz in Japan and characterized by a simple mineralogy, dominated by quartz and K-feldspar with minor muscovite and plagioclase, are hosted in the ilmenite-series Masago Granite. The ore zones are classified into the following three zones based on the distance from the host granite inwards: (1) marginal; (2) transitional; and (3) central ore zones. Crystal grain size increases in this order with the resultant occurrence of gigantically grown crystals of quartz in the central ore zone. The evidences presented here reveal that the pegmatite deposits were formed during the latest stage of crystallization and differentiation of the granitic magma being responsible for the Masago Granite. They include: (1) close temporal and spatial association of the granite and the pegmatite deposits (about 95 to 90 Ma), (2) common occurrence of macroscopic “graphic intergrowth” displayed by quartz and K-feldspar in orebodies, (3) common occurrence of melt inclusions trapped in “ore quartz” and “ore K-feldspar”, (4) common occurrence of perthites observed in “ore K-feldspar” and (5) inheritance of oxygen isotopic signature, especially of quartz, from the surrounding biotite granite. The  $\delta^{18}\text{O}$  values of quartz, whether in the related igneous rocks or in ores, are almost the same, around +12 ‰, while those of K-feldspar in the igneous rocks is around +11‰ and those in ores are significantly depleted in  $^{18}\text{O}$ , about +7 to +8 ‰. It might be due to the difference in the exchange reaction rate of oxygen between quartz and K-feldspar. Abundant two-phase (liquid+gas) fluid inclusions are trapped in “ore quartz” and “ore K-feldspar”, as well as in the related igneous rocks. Their presence strongly indicates that hydrothermal fluids, possibly admixture of magmatic fluids released from the Masago Granite and circulating meteoric water, entered to the magmatic-hydrothermal system and circulated through the orebodies mainly during the later phase of the pegmatite formation. Measured homogenization temperatures of two-phase inclusions trapped in “ore quartz” are in the following ranges: 250 to 400 °C in the marginal ore zone; 230 to 370 °C in the transitional ore zone; 240 to 340 °C in the central ore zone. Also suggested is that late circulation of hydrothermal fluids lasted for not so long time as to affect the  $\delta^{18}\text{O}$  values of quartz within the magmatic-hydrothermal system, resulting in escape of the fluids from the system through ubiquitously observed quartz±muscovite veins and fissures.

**Keywords:** Umanotani-Shiroyama, pegmatite, melt inclusions, fluid inclusions, “perthites”, oxygen isotopes, Shimane Prefecture, Southwest Japan

<sup>1</sup>Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Hiroshima University, 1-3-1 Kagamiyama, Higashi-Hiroshima, Japan 739- 8526

<sup>2</sup>Energy Efficiency and Conservation Division, Agency for Natural Resources and Energy, 1-3-1 Kasumigaseki, Chiyoda-ku, Tokyo, Japan 100-8931

<sup>3</sup>Research Institute of Materials and Resources, Faculty of Engineering and Resource Science, Akita University, 1-1 Tegata Gakuen-cho, Akita, Japan 010-8502

<sup>4</sup>Research Institute of Natural Sciences, Okayama University of Science, Kamifukuda 1201, Kawakami-mura, Maniwa-gun, Okayama, Japan 717-0602

<sup>5</sup>Geological Survey of Japan, Tsukuba-Chuo 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Japan 305-8567

\* Corresponding author: M. Watanabe, E-mail: sk6nh5@bma.biglobe.ne.jp

## 1. Introduction

The pegmatite deposits at the Umanotani-Shiroyama mine are located in Masuda City, Shimane Prefecture, Southwest Japan. This mine is the largest producer of quartz and K-feldspar in Japan with reserves of more than 1 million tonnes of ore (unpublished mine's data). The pegmatites are hosted in ilmenite-series biotite granite, called Masago Granite, occurring as a discordant pluton. They are typically characterized by the following features: (1) very simple mineral assemblage, mainly K-feldspar + quartz; (2) absence of internal mineral zonation; (3) absence of biotite, fluorite, gem minerals, including beryl, garnet and tourmaline, and strategic materials, including lithium, tantalum and beryllium; and (4) very low contents of fluxing components, such as boron, phosphorus, and fluorine, as well as REE or other rare elements.

Although granitic pegmatites have widely been studied in the world (e.g., Cerny, 1982; Brown and Ewing, 1986; Jahns, 1982; London, 1992, 1996), there have been very few studies in Japan. Recently, granitic pegmatites at the Kanamaru mine, Niigata Prefecture, Central Japan, were discussed based on mineralogy, petrochemistry, oxygen isotope composition, and K-Ar age determination (Nanbu *et al.*, 1997; Ishihara *et al.*, 1998). More recently, the present authors have established a temporal association of a series of felsic magmatic events with pegmatite formation at the Umanotani-Shiroyama mine by using K-Ar datings (Kihara *et al.*, 2005). No other important mineralogical and geochemical data, however, have so far been published.

In order to reveal the genesis of the Umanotani-Shiroyama pegmatite deposits, we here document their geological, petrographical, and geochemical characteristics, based on field observation, mineralogy, chemistry, fluid inclusion microthermometry, and oxygen isotope analysis.

## 2. Geological setting

### 2.1 Regional geology

The geology of the Masuda district (Fig. 1), which includes the Umanotani-Shiroyama mine and its surrounding area, is composed of the oldest rock units of the Sangun metamorphic rocks, called the Misumi Group, including Permian-Triassic phyllite, sandstone, chert and green rock, which have undergone high pressure/low temperature-type regional metamorphism, resulting in the formation of crystalline schists. The Early Mesozoic sedimentary rocks, called the Kanashi Group, characterized by a *mélange* facies, including Triassic to Jurassic chert and normal clastic rocks with upper Paleozoic limestone, have fault contact with the Sangun metamorphic rocks. These rocks are unconformably overlain by Late Cretaceous subaerial pyroclastic rocks of rhyolitic composition. The Late

Cretaceous granitic rocks intruded into these rocks and produced thermal metamorphism. Small-scale volcanism and plutonism occurred also in Tertiary time. The metamorphic and sedimentary rocks have been deformed with east-west fold axes. The granitic intrusions may have been controlled by the fold structures. Northeasterly faulting and fracturing became predominant from the Late Cretaceous onward.

Throughout the Masuda district, the largest pluton with east-west elongated ovoid shape, called Masago Granite has E-W and N-S dimensions of 8 km and 4 km, occurring as a stock. The pluton is of ilmenite-series biotite granite of various grain sizes with often porphyritic texture. In the west-central part, it hosts the large pegmatite deposits of the Umanotani-Shiroyama mine. In the marginal facies of the pluton, there occur small wolframite-quartz veins of the Masago mine (Tsuboya and Ishihara, 1961) and molybdenite-wolframite-scheelite-quartz vein deposits of the Kiyomizu mine (Soeda *et al.*, 1979; Watanabe and Soeda, 1981). A number of skarn and vein-type base metal deposits also occur around the Masago Granite (e.g., Hirowatari *et al.*, 1981).

### 2.2 Umanotani-Shiroyama Pegmatite Deposits

Geological plan and section of the Umanotani-Shiroyama mine are shown in Figs. 2 and 3. Igneous rocks exposed in the mine are the Late Cretaceous biotite granite, granite porphyry (coarse- and fine-grained) and aplite, as well as the small-scaled Tertiary breccia dike. The biotite granite occurs surrounding the pegmatite deposits as their host rock. Modal analyses of these granitic rocks indicate that they are all plotted in the region of granite in the IUGS classification. The granite porphyry is characterized by the presence of phenocrysts, up to 3 mm in size, of quartz, plagioclase and K-feldspar with minor amounts of biotite and muscovite. This porphyry is sandwiched between the biotite granite host and the orebodies and contains a xenolith of the biotite granite, in places. It becomes smaller in grain-size towards the orebodies (fine-grained granite porphyry), and is gradually changed into aplite, which is eventually graded into the orebodies. However, due to their strong similarity, the fine-grained granite porphyry and aplite are put together and called aplite (I), surrounding the orebodies. In the aplite (I), layered or massive pegmatites composed of quartz and K-feldspar are locally developed on a small scale, especially in the vicinity of the orebodies. As will be mentioned later, mineral compositions of ore change irregularly within the pegmatite deposits, and thus a clear mineral zonation is not observed. Aplite dikes or veins and quartz or quartz-muscovite veins commonly occur cutting the orebodies and related granitic rocks.

In the Umanotani-Shiroyama mine (Fig. 2), there



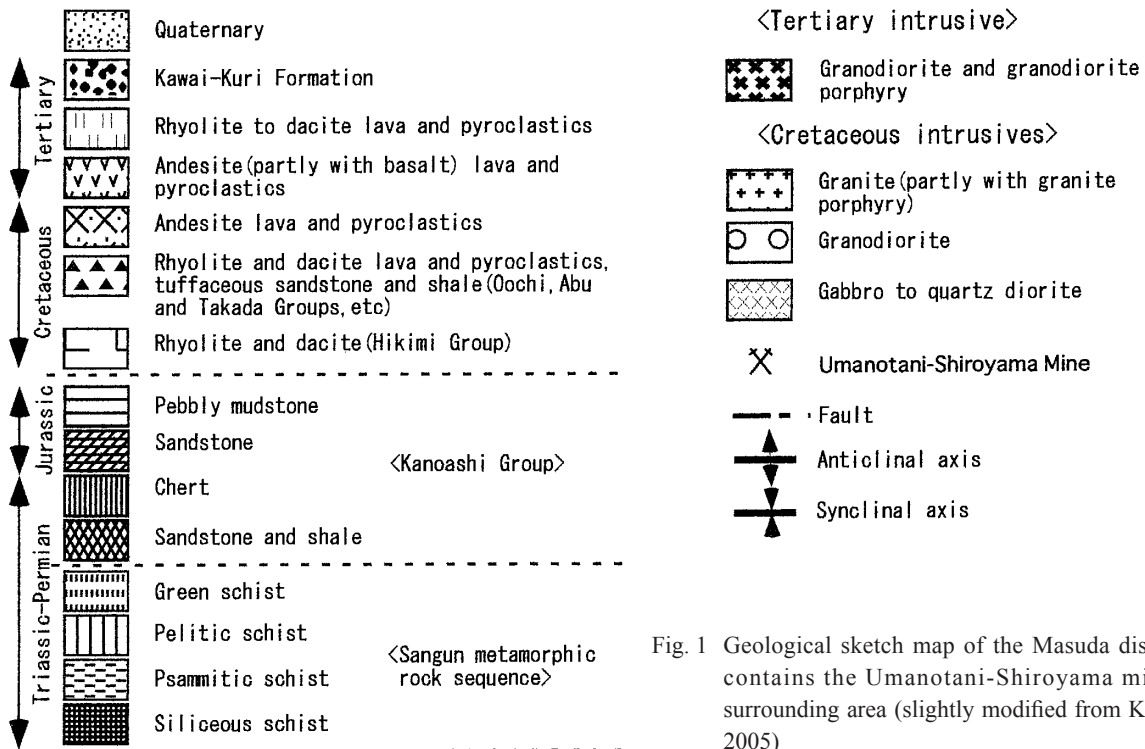
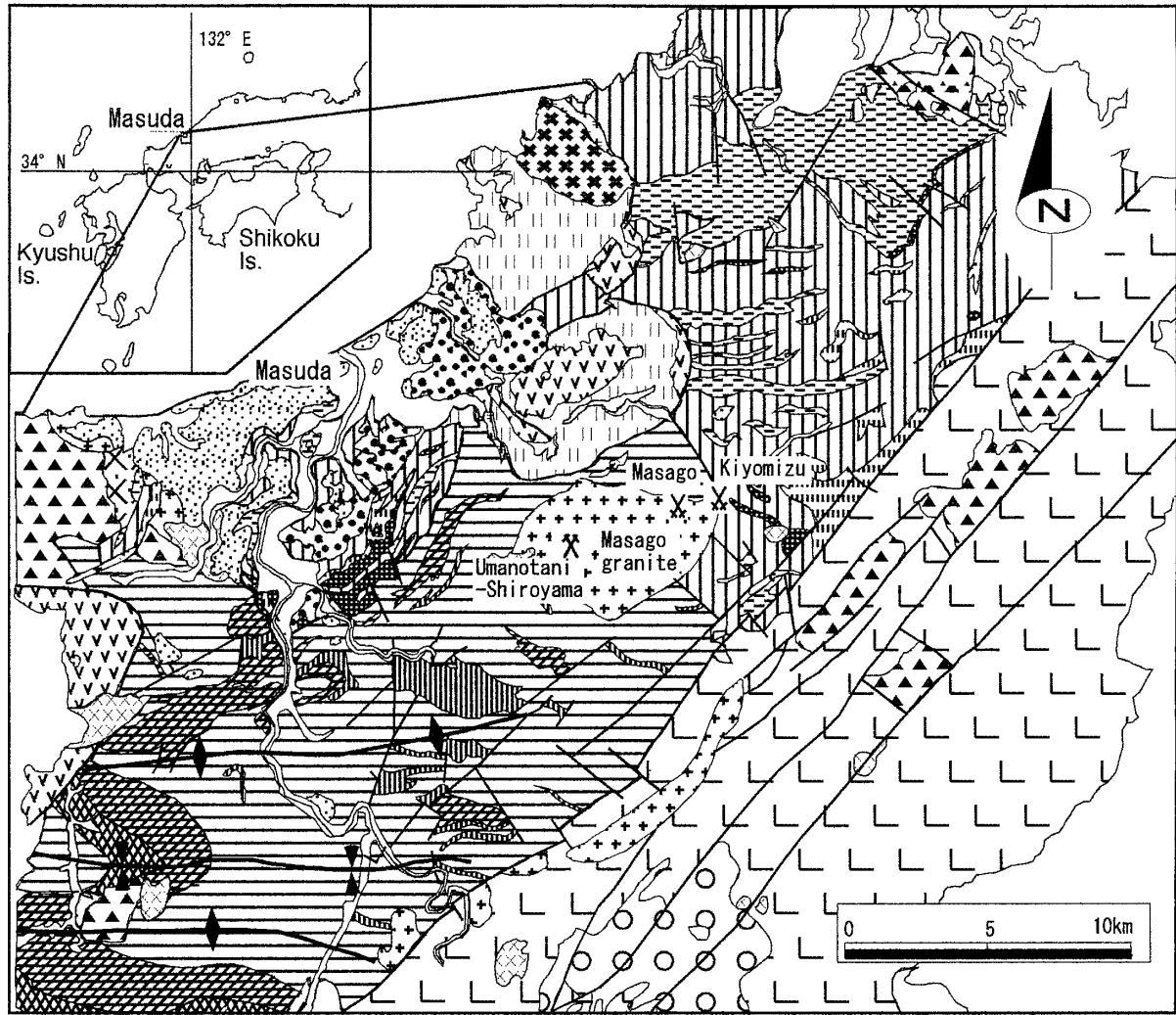


Fig. 1 Geological sketch map of the Masuda district which contains the Umanotani-Shiroyama mine and its surrounding area (slightly modified from Kihara *et al.*, 2005)

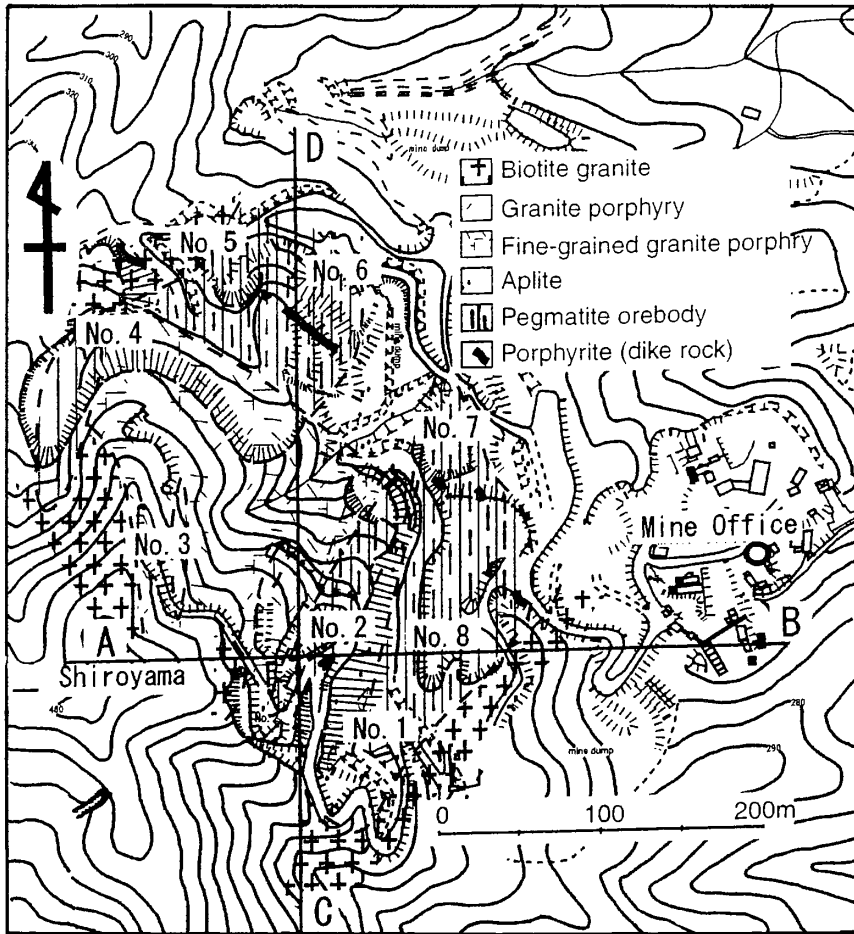


Fig. 2 Geological plan of the Umanotani-Shiroyama deposits (slightly modified from Kihara *et al.*, 2005).

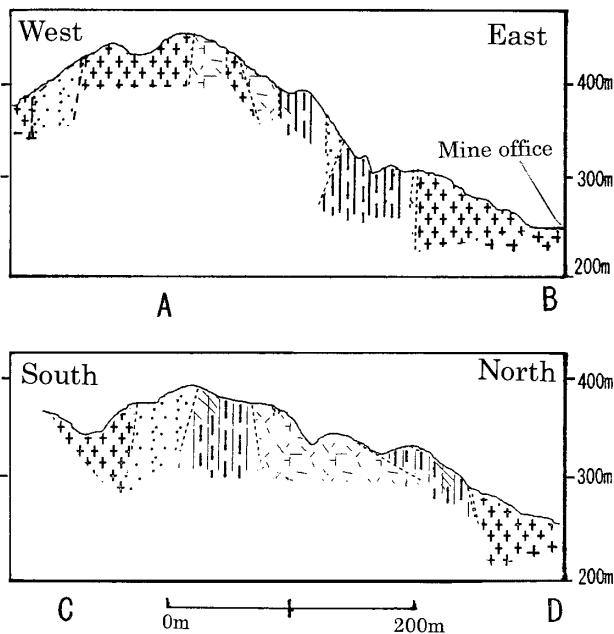


Fig. 3 Geological sections of the Umanotani-Shiroyama deposits (slightly modified from Kihara *et al.*, 2005). The section lines and the rock symbols are given in Fig. 2.

occur mainly five thick lenticular orebodies within the area of 400 m (N-S) × 300 m (E-W), with their arched distribution on the northeastern hillside of the Shiroyama Mountain (458 m above sea level). All the ore lenses have a long axis of mainly N-S direction with about 40° dip eastward (Fig. 3). Small-scaled lenticular orebodies, up to about 7 m in thickness and 20 m in length, are composed exclusively of K-feldspar, while much larger lenticular orebodies, up to about 50 m in thickness and 150 m in length, are composed of quartz, K-feldspar and biotite-free aplite. Such aplite, occurring as a matrix, is only observed within the orebodies, here called aplite (II), which is likely to have originally been the aplite (I). Quartz occurring as ore (here called “ore quartz”), semi-transparent or white with pale grayish tint, ranges from about 5 cm to 6 m in size with a hexagonal short prismatic form and also occurs as massive ores. Sometimes in the orebodies quartz shows a macroscopic “graphic intergrowth” with K-feldspar (Fig. 4). K-feldspar occurring as ore (here called “ore K-feldspar”), white to grayish white, sometimes pink in color, is euhedral to subhedral, with occasional development of Carlsbad twin, and also occurs

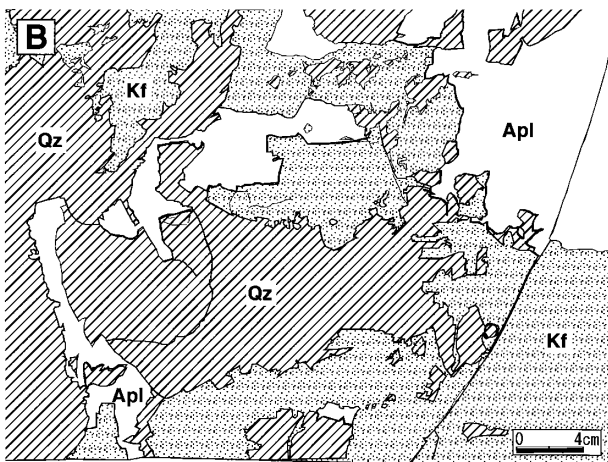
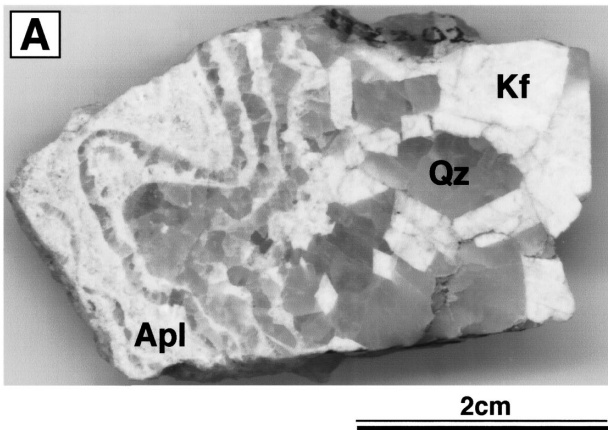


Fig. 4 Photographs showing a “graphic intergrowth” of quartz (Qz) and K-feldspar (Kf) observed in the orebodies.  
 (A) Well-crystallized quartz (gray to black) and K-feldspar (white and euhedral) with curving bands of quartz and aplite (II) (white to gray with Apl).  
 (B) Approximately equal amounts of quartz and K-feldspar with remnants of aplite (II) (Apl), forming “graphic intergrowth”.

as massive ore. Occurrence of muscovite includes: (1) quartz-muscovite veins; (2) muscovite films formed on the surface of euhedral quartz (rock crystal) and filling interstices of K-feldspar; and (3) euhedral crystals up to about 5 mm in size included in K-feldspar.

Using the in-situ modal analyses and classification criteria, the following three ore-types were identified: “feldspar ore” (>50%Kf, <30%Qtz); “quartz ore” (>60%Qtz); and “feldspar-quartz ore” (30<Qtz%<60). The “feldspar ore” is typically observed in the No. 2 orebody (Fig. 2). The “quartz ore” occurs usually in the central part of the orebodies. Gigantic rock crystals, up to 10 m in diameter and 17 m in length, are observable on the surface and underlying hidden “quartz ore”(unpublished mines data). In drusy parts formed by tectonic shearing, hexagonal short prismatic crystals of

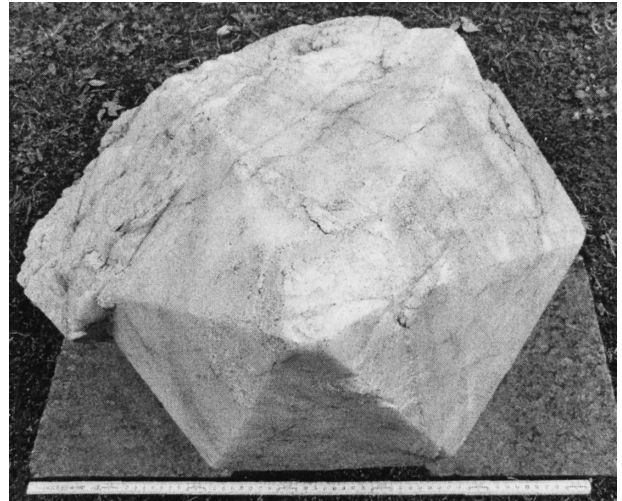


Fig. 5 Gigantic crystal of euhedral quartz from the “quartz zone”; its diameter is 35 cm. Collection of the Geological Museum, Tsukuba.

quartz, 55 cm along the c-axis in size (Fig. 5), are seen in the brecciated matrix of K-feldspar and the aplite (II). Growth of muscovite films is commonly observed on the surface of the large euhedral crystal of quartz. Usually, the “feldspar-quartz ore” is well developed in the Nos. 1, 2, 3 and 4 orebodies (Fig. 2). In places, macroscopic “graphic structure” is recognized in the “feldspar-quartz ore”. Also, locally, the aplite (II) is abundant in this zone. Massive “quartz ore”, composed predominantly of massive quartz with small amounts of K-feldspar and aplite (II), occurs only in the southern margin of the No. 1 orebody (Fig. 2).

The ore zones occurring in the mine are classified into the following three zones based on the distance from the biotite granite inwards: (1) marginal ore zone; (2) transitional ore zone; and (3) central ore zone.

The marginal ore zone is defined as a zone being adjacent to the biotite granite host, including the No. 2 orebody and the upper part of the No. 6 orebody. The ore zone changes gradually from the biotite granite through the aplite (I) to the No. 2 orebody. This zone is characterized by the presence of bamboo sprout-shaped rock crystals up to 30 cm wide with fine-grained aggregates of muscovite flakes distributed on their surfaces. Anhedral K-feldspar interstitially fills such rock crystals. Euhedral quartz crystals up to about 10 cm in size are common in the matrix of the aplite (II), which occurs as relics-like material. Euhedral muscovite up to 5 mm in size occurs in K-feldspar in the marginal ore zone.

In the transitional ore zone, being essentially the same as the marginal ore zone, quartz increases in size, up to about 50 cm, with increasing amounts of K-feldspar, while the aplite (II) decreases significantly in amount in the transitional ore zone. Quartz in the zone

occurs as massive aggregates formed in the aplite (II) and also as euhedral crystals. Massive aggregates of K-feldspar also occur in the aplite (II). Muscovite occurs as films on the surface of euhedral quartz crystals.

The central ore zone corresponds to the No. 8 orebody and its vicinity. Quartz in this zone occurs as a massive ore, characterized by its gigantic size more than 5 m with poorly developed euhedral habits. K-feldspar with anhedral habits occurs as interstice-fillings of the massive quartz. Neither the aplite (II) nor muscovite is observed in the zone.

### 3. Chronology of magmatic and hydrothermal events

Regarding the isotope age of the Masago Granite, Kawano and Ueda (1966) first showed a biotite age of 92 Ma, followed by Shibata and Ishihara (1974) in which K-Ar age of  $92.1 \pm 3.7$  Ma was obtained for muscovite separated from the greisen envelope of the Masago wolframite-quartz veins occurring in the northern margin of porphyritic phase of the Masago Granite. Ohira *et al.* (2004) indicated Rb-Sr whole-rock isochron age of  $96.7 \pm 3.4$  Ma and SrI of  $0.706498 \pm 0.00276$  for nine whole-rock samples, including 5 Masago Granites, 3 aplites (outside the mine), and 1 aplite (in the mine). Concerning the Umanotani-Shiroyama pegmatite deposits, a K-Ar age of  $88.9 \pm 2.7$  Ma was reported by Watanabe *et al.* (1998) for “ore K-feldspar”. Later, Kihara *et al.* (2005) have established chronology of the magmatic and hydrothermal events at the Umanotani-Shiroyama mine and its surrounding area based on K-Ar dating. According to them, the ilmenite-series biotite granite and granite porphyry, hosting the ore deposits, and biotites separated from these rocks have yielded K-Ar ages ranging from  $89.0 \pm 2.0$  to  $81.4 \pm 1.8$  Ma and  $95.2 \pm 2.1$  to  $93.7 \pm 2.1$  Ma, respectively (Fig. 6). Thus, the whole-rock K-Ar ages obtained are much younger than the biotite ages.

Since K-feldspar is the most abundant K-bearing phase in these granitic rocks, the resultant whole-rock ages obtained are assumed to be those of K-feldspar. Such difference in the ages may be ascribed to the difference in closure temperatures between biotite (mica) and K-feldspar, suggesting that both granitic rocks and associated pegmatite orebodies cooled slowly. Muscovite and K-feldspar separated from the ore zone have yielded K-Ar ages with the range of  $96.2 \pm 2.3$  to  $93.1 \pm 2.0$  Ma and  $87.3 \pm 1.9$  to  $80.7 \pm 1.8$  Ma, respectively. Muscovite in quartz-muscovite veins in the ore zone and in the granite porphyry have yielded K-Ar ages of  $90.4 \pm 2.0$  Ma and  $76.3 \pm 1.7$  Ma. K-feldspar is much younger in age than coexisting muscovite. It is noted that the K-Ar ages of biotite separates and the whole-rock ages are identical to those of muscovite and K-feldspar in the ore zone, respectively. The analyti-

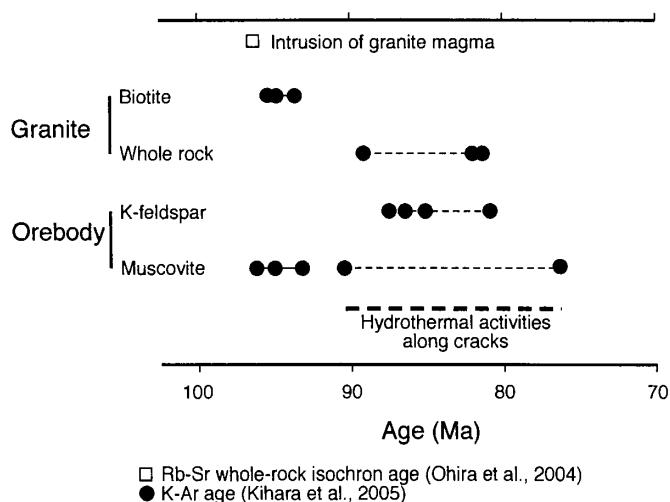


Fig. 6 K-Ar ages of magmatic and hydrothermal events in the Umanotani-Shiroyama mine and its surrounding area (slightly modified from Kihara *et al.*, 2005). Rb-Sr whole-rock isochron age measured on the Masago Granite by Ohira *et al.* (2004) is also shown.

cal results obtained are schematically drawn in Fig. 6, along with the Rb-Sr whole-rock isochron age by Ohira *et al.* (2004).

After these magmatic and hydrothermal events, there occurred emplacement of andesitic breccia dike and felsic dike, probably in Tertiary time.

### 4. Experimental procedures

To determine major and trace element abundances in the related igneous rocks and “ore K-feldspar”, a fully automated wavelength-dispersive Rigaku zsx-101e XRF system, equipped with a 3kw generator and Rh/W dual anode X-ray tube, was used following the method described in Shipboard Scientific Party (2001). Microprobe analyses were made on K-feldspar, plagioclase and muscovite, as well as on melt inclusions, using a JEOL JCMA-733 II electron-microprobe analyzer installed at the Instrument Center for Chemical Analysis, Hiroshima University. Microthermometries of fluid inclusions trapped in quartz and melt inclusions were done using a Linkam heating/freezing stage, TH-600RH. Following the method described by Kita and Matsubaya (1983), oxygen isotopic ratio measurements of samples, including (1) various related granitic rocks (whole rocks), (2) their constituent minerals (K-feldspar and quartz concentrates), and (3) ore (K-feldspar and quartz concentrates) were carried out using a mass spectrometer MAT 250. The reproducibility of this measurement is better than  $\pm 0.2\%$ , and through this analysis we got results that the  $\delta^{18}\text{O}$  of NBS-28 is  $+9.8\%$  relative to SMOW (average of 6 measurements).

## 5. Presentation of data

### 5.1 Chemistry of related igneous rocks, “ore K-feldspar” and muscovite

Analytical results of some major elements and some minor elements of the related granitic rocks are plotted against  $\text{SiO}_2$  contents in Fig. 7. For comparison, the chemical data for the Kanamaru deposit (Nanbu *et al.*, 1997) are also shown in the figure, together with the average compositions of the Japanese granitoids (S. Ishihara, unpublished data). Compared with the Japanese granitoids, the studied granitic rocks are high in both  $\text{K}_2\text{O}$  and Rb for all the  $\text{SiO}_2$  range, but slightly low in the total  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$  and  $\text{P}_2\text{O}_5$  and significantly low in Sr. Some of the aplite II are very depleted in  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  and Sr, because of later hydrothermal alteration.

Except for  $\text{P}_2\text{O}_5$  and Rb, both the Umanotani-Shiroyama and Kanamaru deposits show very similar chemical variations. The ratios of Rb/Sr of igneous rocks, roughly indicating a degree of differentiation, are in the range of 2 to 69 (mostly less than about 10) in the biotite granite and of 16 to 84 (mostly larger than about 30) in the aplite (II). Rubidium and Sr contents of “ore K-feldspar” are in the ranges of 279 to 878 ppm (mostly 330 to 530 ppm) and of 6 to 49 ppm (mostly 15 to 35 ppm) with their Rb/Sr ratios ranging from 7 to 89 (mainly 25 to 65).

Muscovite with K-Ar age of 90.4 Ma (Kihara *et al.*, 2005) in the quartz-muscovite vein in the transitional zone is rather coarse-grained and higher in contents of  $\text{Al}_2\text{O}_3$  averaging 30.3 wt.% (26.7 wt.%) and  $\text{Na}_2\text{O}$  averaging 0.29 wt.% (0.06 wt.%) and lower in  $\text{MgO}$  averaging 0.15 wt.% (1.40 wt.%) than muscovite with K-Ar age of 76.3 Ma (Kihara *et al.*, 2005) in the quartz-muscovite vein in the granite porphyry, which are shown in parenthesis. The  $\text{Na}/(\text{Na}+\text{K})$  values are higher in the former averaging 0.039 than the latter averaging 0.016. Based on chemical compositions, Monier *et al.* (1984) distinguished three generations of muscovite, magmatic, late- to postmagmatic and hydrothermal, from the Millevaches massif, France. It seems that the former muscovite (90.4 Ma) is closer to late to postmagmatic one, while the latter muscovite (76.3 Ma) falls in the region of hydrothermal one. Plagioclase occurs as euhedral crystals and also as perthites in the “ore K-feldspar”.

### 5.2 Perthites observed in “ore K-feldspar” and its triclinicity

Fine lamellar or stringlet intergrowths of plagioclase are commonly observed in “ore K-feldspar”, as mentioned previously. It seems likely that they are exsolution products formed during cooling, of which implications will be discussed in a later section. The chemical

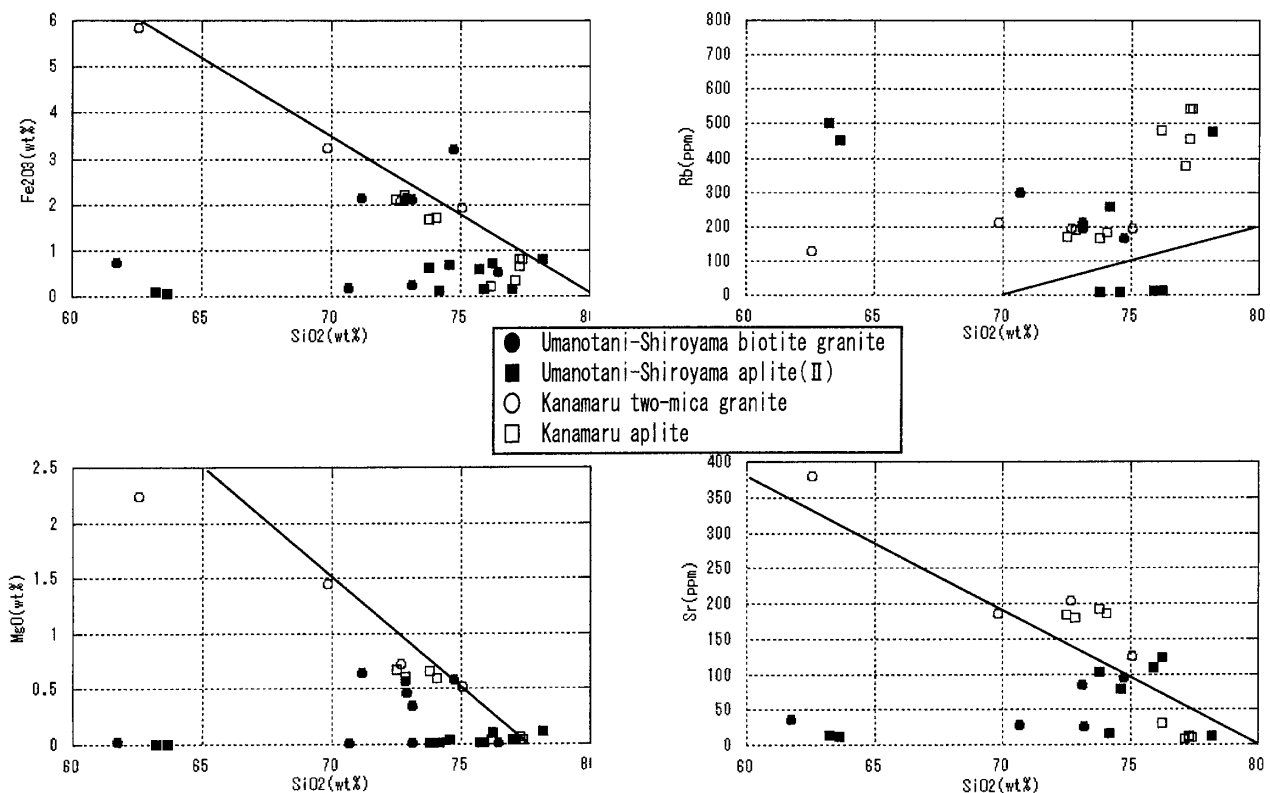


Fig. 7 Chemical compositions of some major and trace elements of the related granitic rocks plotted against  $\text{SiO}_2$  contents.

compositions for coexisting K-feldspar and plagioclase are in the following ranges: 14.49~16.71 wt.%K<sub>2</sub>O (mainly 15.4~16.5 wt.%K<sub>2</sub>O), 0.32~1.64 wt.%Na<sub>2</sub>O (mainly 0.4~0.6 wt.%Na<sub>2</sub>O), 0~0.1 wt.%CaO (mostly Ca-free) for K-feldspar (49 point analyses); and 0.11~0.48 wt.%K<sub>2</sub>O (mainly 0.11~0.19 wt.%K<sub>2</sub>O), 10.23~11.95 wt.%Na<sub>2</sub>O (mainly 10.7~11.6 wt.%Na<sub>2</sub>O), 0.06~2.34 wt.%CaO (mainly 0.1~1.4 wt.%CaO) for plagioclase (34 point analyses), respectively. Relatively large euhedral plagioclase crystals up to about 150 µm in size in association with the fine lamellar ones are rich in Ca, up to about 4.5 wt.% CaO and not of exsolution products. Though not shown here, chemical compositions of perthites observed in the biotite granite and aplite are very similar to those of “ore K-feldspar”.

Triclinicity (cf. Tilling, 1968) was measured on the various K-feldspar crystals. Compared with the triclinicity values of the Kanamaru K-feldspar, 0.71 to 0.80 (Nanbu *et al.*, 1997), those of the Umanotani-Shiroyama one are very small as low as zero, except for those of the granite porphyry ( $\Delta=0.76$ ) and the feldspar-quartz zone ( $\Delta=0.30$ ). Microscopic observation of the K-feldspar with the triclinicity value of 0.30 has revealed the presence of microcline texture shown by albite twin perpendicular to pericline twin.

### 5.3 Melt inclusions observed in “ore quartz” and “ore K-feldspar”

Melt inclusions, usually less than about 15 µm in diameter with the maximum diameter up to about 30 µm, are observed not only in the biotite granite, granite porphyry and aplite (both I and II), but also in “ore quartz” and “ore K-feldspar”. Representative photomicrographs of the melt inclusions are shown in Fig. 8A. In most cases, original glass has been changed into crystalline phases as clearly shown with crossed polars (Fig. 8B). Microscopic observations show three types of melt inclusions at room temperatures. They include: (1) subrounded to polygonal inclusions with abundant daughter minerals, occupying more than about 80% of the total inclusion volume, largely composed of silicate daughter minerals with or without gas bubble sometimes being a little distorted; (2) most frequently-occurring spherical to ellipsoidal inclusions with a large gas bubble in the center and radial growth of fibrous crystalline materials, occupying about 30 to 50% of the total inclusion volume, from the center towards the margin; and (3) rarely-occurring small, up to 5 µm in size, subrounded or quadrilateral inclusions composed of homogeneous “glass” and tiny gas bubble.

Microscopic observations and EPMA analyses of the melt inclusions trapped in “ore quartz” reveal that they are composed mostly of silicate phases, including K-feldspar, quartz, chlorite and muscovite, with or without somewhat distorted vapor phase. Preliminary

cooling experiments and Raman spectroscopy on those melt inclusions have not revealed the presence of appreciable amounts of CO<sub>2</sub>.

### 5.4 Two-phase fluid inclusions trapped in “ore quartz”

Microthermometries of fluid inclusions trapped in quartz in the biotite granite, granite porphyry and aplite and also of those in “ore quartz”, showing occurrence in random, three-dimensional distribution, with different concentrations in adjacent zones (e.g., Roedder, 1979), were done. Fluid inclusions showing occurrence as planar groups outlining healed fractures have been measured separately. As seen in Fig. 8 (C, D), they are rounded, ovoid or quadrilateral in shape and mostly as small as 10 µm in size with the maximum size up to about 30 µm and composed of liquid+gas (two-phase type). Although CO<sub>2</sub>-rich fluid inclusions (two- or three-phase) were reported from pegmatitic minerals (e.g., Takenouchi, 1971; London, 1986a; Trumbull, 1995; Nabelek and Tarnes, 1997; Nanbu *et al.*, 1997) and from the Kiyomizu Mo-W-quartz veins hosted by the Masago Granite (Watanabe *et al.*, 1981), neither CO<sub>2</sub> nor chloride(s) have been recognized in those Umanotani-Shiroyama quartz samples. Homogenization temperatures are in the following ranges: 250~400 °C (highest mode of about 320 °C) for the marginal ore zone; 230~370 °C (highest mode of about 300 °C) for the transitional ore zone; 240~340 °C (highest mode of about 290 °C) for the central ore zone. Salinities in wt.%NaCl equivalent obtained are in the following ranges: 0.4~6.9 wt.%NaCl eq. (mainly 2~5 wt.%NaCl eq.) for the marginal and transitional ore zones. However, those for the central ore zone show a wide variation ranging from 0.9 to 12.0 wt.%NaCl eq., with bimodal distribution mainly 2~5% and 7~10 wt.%NaCl eq. In Fig. 9, the measured salinities are plotted against homogenization temperatures.

### 5.5 Oxygen isotope compositions

The δ<sup>18</sup>O values measured relative to SMOW are given in Table 1 and depicted in Fig. 10. For comparison, those for the Kanamaru pegmatite deposits (Ishihara *et al.*, 1998) are also shown in the figure. Our results are in the following ranges: (1) +10.7‰ for the whole rock (biotite granite); (2) +12.1‰ for the igneous quartz; (3) +10.5 and +10.6‰ for the igneous K-feldspar; (4) +8.5‰ for the whole rock (aplite (I)); (5) +11.7‰ for the aplite (I) quartz; (6) +7.6‰ for the aplite (I) K-feldspar; (7) +8.2‰ for the whole rock (aplite (II)); (8) +11.9‰ for the aplite (II) quartz; (9) +7.3‰ for the aplite (II) K-feldspar; (10) for “ore quartz”, +12.2‰ (marginal ore zone), +11.6‰ (transitional ore zone), +12.3‰ (central ore zone); (11) for “ore K-feldspar” with K-Ar age of 88.9±2.7 Ma, +6.9‰ (marginal ore

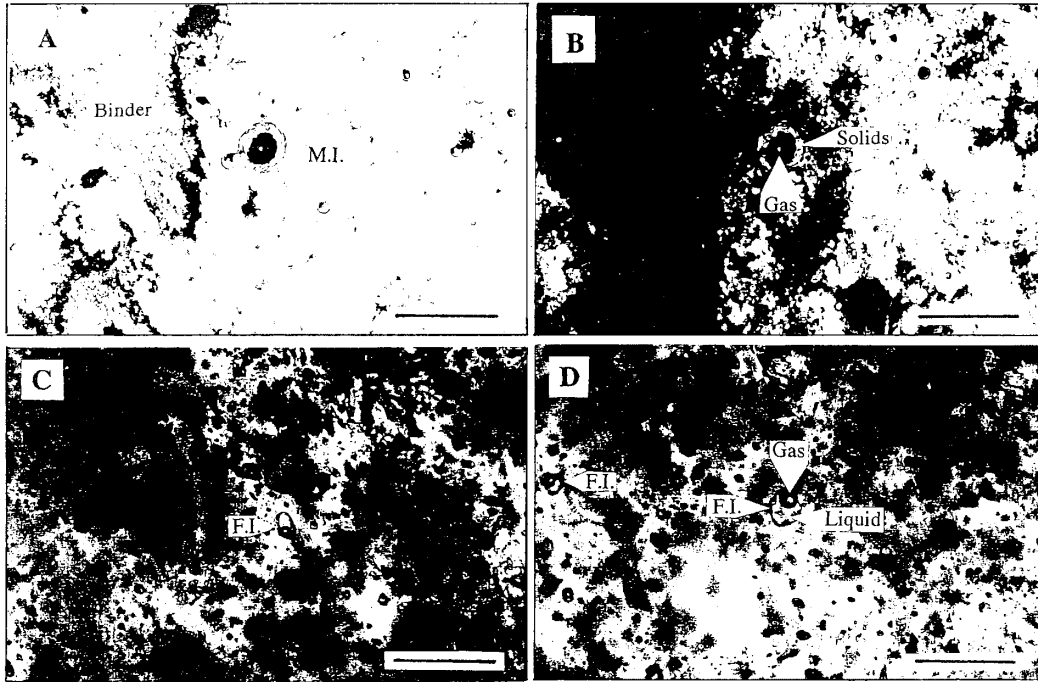


Fig. 8 Photomicrographs showing “melt inclusions” and fluid inclusions observed in “ore quartz”. Bar scales indicate 50  $\mu\text{m}$  long. (A) “Melt inclusions” with solid phases (devitrified) and gas in plane polarized light. (B) Ditto with crossed polars. (C) Relatively large-sized fluid inclusions (liquid+gas). (D) Relatively large-sized fluid inclusions (liquid+gas).

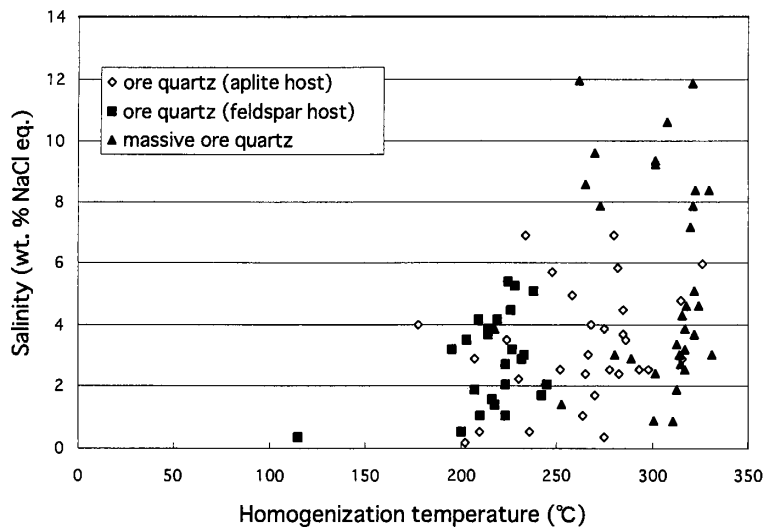


Fig. 9 Salinities (in wt.%NaCl eq.) plotted against homogenization temperatures

zone), +6.8‰ (transitional ore zone), +8.3‰ (central ore zone).

## 6. Discussions

### 6.1 Implication of the aplite (II) existing in the ore-bodies

Except for the central ore zone, the aplite (II) is

commonly observed throughout the mine. The limited distribution of the aplite (II) with pegmatitic ore quartz and K-feldspar should be noticed (Fig. 4A, B). Euhedral crystals of quartz up to about 10 cm in length and sometimes K-feldspar are well developed in the aplite (II). On the other hand, such well-developed crystals are not usually observed in the aplite (I), suggesting

Table 1 Oxygen isotopic data. Two figures underlined are duplicate results.

sample	Lithology	$\delta O$ (W.R.)	$\delta O$ (Qtz)	$\delta O$ (Kf)
(1) USGR-2WR	Medium-grained Bi granite collected at the No.2 working face	+10.7		
(2) USGR-2Qtz	Qtz separated from USGR-2WR		+12.1	
(3) USGR-2Kf	Kf separated from USGR-2WR			+10.5, +10.6
(4) USAPI-2WR	Bi-bearing aplite (1) collected at the No.2 working face	+8.5		
(5) USAPI-2Qtz	Qtz separated from USAPI-2WR		+11.7	
(6) USAPI-2Kf	Kf separated from USAPI-2WR			+7.6
(7) USAPI-2WR	Bi-free aplite (H) collected at the No2 working face	+8.2, +8.2		
(8) USAPII-2Qtz	Qtz separated from USAPII-2WR		+11.9	
(9) USAPII-2Kf	Kf separated from USAPII-2WR			+7.3
(10) US1F-1 Qtz	Qtz separated from the ore collected at the No.1 working face		+12.2	
(11) US1F-1Kf	Kf separated from US 1 F-1 Qtz			+6.8
(12) US2F-2Qtz	Qtz separated from the ore collected at the No.2 working face		+12.2, +12.2	
(13) US2F-2Kf	Kf separated from USZF-2Qtz			+6.9
(14) US5F-3Qtz	Qtz separated from the ore collected at the No.5 working face		+12.2	
(15) US5F-3Kf	Kf separated from US5F-3Qtz			+8.2, +8.3
(16) US6F-1Qtz	Qtz separated from the ore collected at the No.6 working face		+11.6	
(17) US6F-1Kf	Kf separated from US6F-1Qtz			+7.3

W.R. = whole rock; Qtz = quartz; Kf = K-Feldspar; Bi = biotite

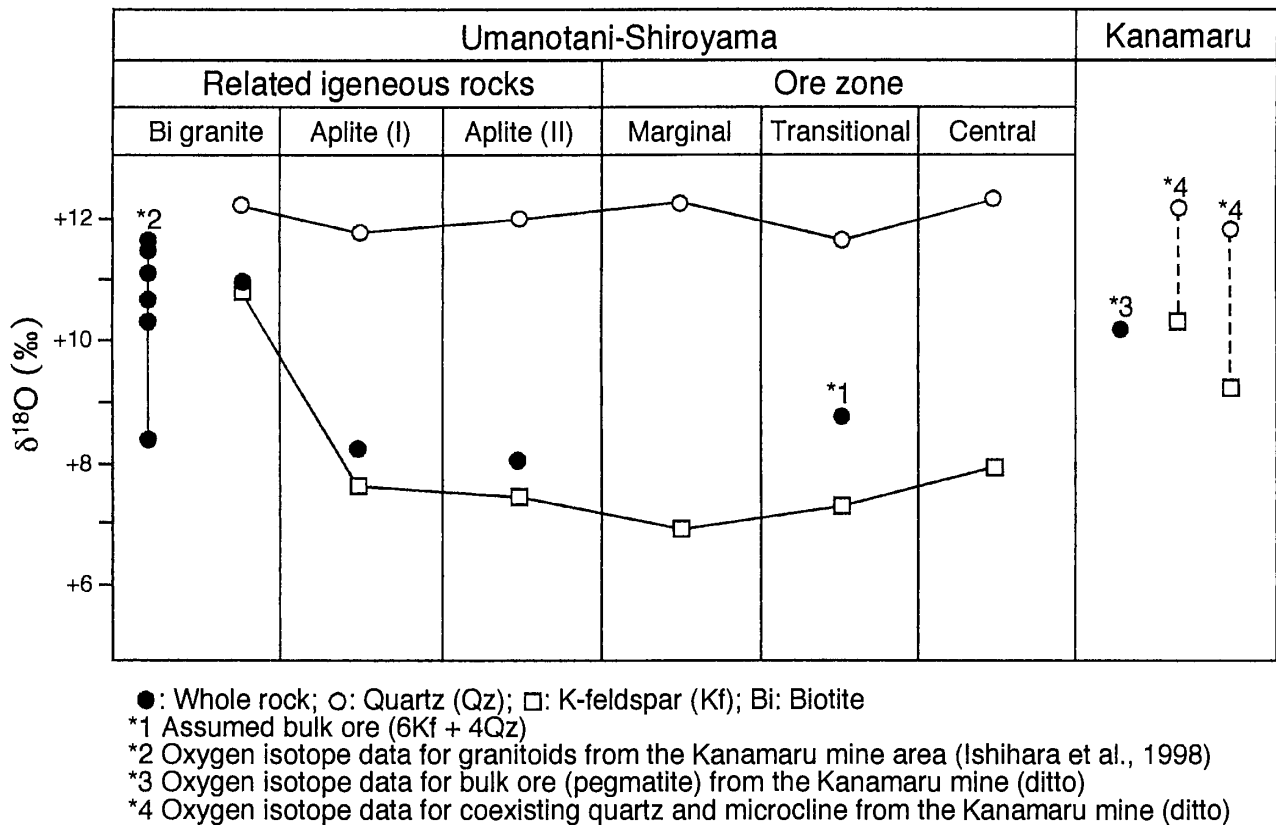


Fig. 10 Oxygen isotopic variations of related granitic rocks and ores



that the pegmatite deposits might have been formed by replacing the earlier aplite (I) during the late stage differentiation of a series of granitic magmas. In addition, it is also noted that throughout the orebodies, macroscopic “graphic intergrowth” shown by well-crystallized quartz and K-feldspar (Fig. 4A, B) is often recognized in the “feldspar-quartz ore”, suggesting its magmatic origin of K-rich granitic magma.

### 6.2 Implication of perthites observed in “ore K-feldspar”

Perthites show a regular arrangement of plagioclase (close to albite in chemical composition), which is assumed to be internally controlled by the crystal structure of alkali feldspar (K-feldspar), suggesting that they are of exsolution products formed on cooling of the alkali feldspar. If this is the case, possible temperatures of exsolution can be evaluated by using the results by Smith and Parsons (1974) who completed an experimental study on the alkali feldspar solvus at 1 kbar. The resultant temperatures range from about 500 to 300 °C, corresponding to temperatures at which diffusion of K and Na has stopped. Therefore, beginning of exsolution would have occurred at higher temperatures than those temperatures observed. However, there is a possibility that the alkali feldspar reacted with later Na-rich fluids to form an intergrowth of K-feldspar and plagioclase, as will be mentioned later. It is emphasized that plagioclase thus formed does not have a transition twin and that K-feldspar is not changed into microcline. Further detailed discussion based on crystal growth theory and electron diffraction is beyond the scope of this study.

### 6.3 Implication of melt inclusions observed in “ore quartz” and “ore K-feldspar”

As described before, melt inclusions are common in ores and related igneous rocks. Both types of inclusions, melt inclusions and two-phase fluid inclusions stated later, occur separately, suggesting that they are not related to each other and different in origin. Therefore, it is reasonable to state that only melts trapped as melt inclusions in “ore quartz” and “ore K-feldspar” were directly related to the formation of the pegmatite deposits. This statement is strongly supported by the results of oxygen isotopic ratio measurements. This is because “ore quartz” has inherited its oxygen isotopic signature from that of the related igneous rocks, though that of “ore K-feldspar” alone is not preserved.

Studying the melt inclusions trapped in quartz in F-, B- and P-rich pegmatites of the Variscan Ehlenfriedersdorf complex, Germany, Thomas *et al.* (2000) found a complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids at low pressure. Based on microscopic and microanalytical studies, they recognized two main

types of melt inclusions at room temperature. The first type (A-type) consists of crystals of different daughter minerals such as K-feldspar, quartz, white mica, topaz, and sometimes berlinite, borates, and others with a liquid plus vapor phases of 5 to 20 vol.% of the inclusion. The second type (B-type) contains the same phases; however, liquid plus vapor occupy between 30 and 50 vol.% of the inclusion. Both types of melt inclusions were subjected to heating experiments. The partially crystallized melt inclusions were rehomogenized at 1 kbar between 500 and 712 °C by conventional rapid-quench hydrothermal experiments. The two melt inclusion types were interpreted as two coexisting melts which had been trapped simultaneously on both sides of a two-melt solvus, indicating that the former type represents a water-poor silicate melt and the latter type a water-rich melt (Thomas *et al.*, 2000).

In the Umanotani-Shiroyama pegmatite deposits, three types of melt inclusions are distinguished. The first type is corresponding to the A-type of Thomas *et al.* (2000) and the second one possibly to the B-type. However, the second type is different from the B-type in that in the former, the bubble occurs in the center of the inclusion and fibrous crystalline material is growing radially from the bubble towards the margin without euhedral to subhedral crystals. Although we have not carried out heating experiments on these melt inclusions, there is a possibility that they might represent a miscibility between silicate melts and hydrous fluids at low pressure. Heating experiments and Raman spectroscopy for H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> analysis of the melt inclusions are required for further discussion.

### 6.4 Implication of oxygen isotope data

It is interesting to notice the fact that the  $\delta^{18}\text{O}$  values of quartz from the Umanotani-Shiroyama mine, whether in the granitic host or in ores, are almost the same, about +12‰. Such  $\delta^{18}\text{O}$  values of “ore quartz” might represent a very closer approximation to the original isotopic composition of the granitic melts, probably being responsible for the pegmatite deposits. As to  $\delta^{18}\text{O}$  values of quartz in granitic rocks in Southwest Japan, it has been stated that those in the magnetite-series granitoids in the Sanin district, the Japan Sea side, are about +10‰, while those in the ilmenite-series granitoids in the Sanyo district, the Pacific Ocean side, are about +12‰ (Matsuhisa *et al.*, 1972). It is noted that the  $\delta^{18}\text{O}$  values of quartz in the medium-grained biotite granite host in the Umanotani-Shiroyama mine area accord with those of the ilmenite-series granitoids in the Sanyo district.

On the other hand, the  $\delta^{18}\text{O}$  values of K-feldspar reveal a different behavior from those of quartz. Namely, from the granitic host towards aplites (I and II), they show a striking decrease, as much as +4‰, and from

the aplites towards the ores, they are almost the same. Such decreasing tendency, but somewhat smaller spread, was also recognized at the Kanamaru pegmatite deposits (Ishihara *et al.*, 1998).

The fractionation between coexisting quartz and K-feldspar in the medium-grained biotite granite host is +1.6‰. If fractionation factors determined by Matsuhisa *et al.* (1979) are applied, this fractionation corresponds to an equilibrium fractionation at 356 °C, being much lower than the formation temperature of the granite, suggesting that reliable geothermometric data can not be obtained mainly due to isotopic exchange after their crystallization.

On the contrary, the large fractionation in the coexisting quartz and K-feldspar pair in the ore (+3.9~+5.4‰) shows equilibrium temperatures of 120 to 170 °C, which is unreasonable for its formation temperature and strongly suggests disequilibrium between the pair. Because there is no significant difference in  $\delta^{18}\text{O}$  values of quartz among the host granite, aplites and “ore quartz”, this disequilibrium suggests some changes in  $\delta^{18}\text{O}$  values of K-feldspar through later processes. This is possibly due to selective depletion of  $\delta^{18}\text{O}$  values of K-feldspar. Such depletion could be brought about by oxygen isotopic exchange with  $^{18}\text{O}$ -depleted later hydrothermal fluids as evidenced from abundant two-phase fluid inclusions trapped in “ore quartz” and “ore K-feldspar”. If the  $\delta^{18}\text{O}$  values of quartz (+12.2‰) are least exchanged or left almost unchanged after its formation, it is estimated that “ore K-feldspar” should have  $\delta^{18}\text{O}$  values of about +10 to +11‰ for the formation temperature range of about 300 to 500 °C, as inferred from the perthite compositions.

### 6.5 Implication of abundant two-phase fluid inclusions in “ore quartz” and “ore K-feldspar”

It is characteristic that two-phase fluid inclusions are abundant in the “ore quartz” and “ore K-feldspar”, as well as in related igneous rocks and they are not related to melt inclusions. Possibly in the latest stage of the pegmatite formation, magmatic fluids would be liberated from the felsic melts and mixed with local meteoric water to form hydrothermal fluids, part of which were trapped as two-phase inclusions in both “ore quartz” and “ore K-feldspar”, as well as in the igneous minerals. The trapped two-phase fluid inclusions show a wide range variation of homogenization temperatures and salinities, that is, 230~370 °C and 0.4 to 12.0 wt.%NaCl eq., respectively. The remaining fluids were eventually lost from the magmatic-hydrothermal system through quartz±muscovite veins and fissures cutting the orebodies and related igneous rocks throughout the mine. It is possible that such fluids might have stimulated the formation of microcline and/or “perthite-like” materials developed in “ore K-feldspar”. Also, it can

be said that if both “ore quartz” and “ore K-feldspar” would have reacted with such hydrothermal fluids for a long time, both quartz and K-feldspar would have exchanged with the fluids, with the resultant  $^{18}\text{O}$  depletion. This means that life time of the magmatic-hydrothermal system would not be long enough to affect the oxygen isotopic compositions of “ore quartz”.

Using fluid inclusion data and phase-equilibrium experiments, London (1986a, b) found support for a continuous transition from magma to aqueous vapor in the Tanco rare-element pegmatite, Manitoba, Canada and in the miarolitic pegmatites of Afghanistan. However, such continuous transition has never been recognized in the Umanotani-Shiroyama pegmatite deposits.

### 6.6 Formation history and genetic model

A series of ilmenite-series felsic magmas intruded into older rocks, including the Misumi Group, the Kanoashi Group and the Late Cretaceous subaerial pyroclastic rocks. Their magmatic differentiation and crystallization started at about 97 Ma from the peripheral part towards inside, forming a pluton, the Masago Granite. At the latest stage of differentiation of the felsic magmas, the pegmatite deposits were formed closely related to aplite at about the same time (95 to 90 Ma) in the uppermost part of the Masago Granite. Parts of the differentiated granitic melts were trapped as melt inclusions in “ore quartz” and “ore K-feldspar”. Such magmatic origin of the pegmatite deposits is independently supported by Rb-Sr isotope study by Ohira *et al.* (2004). The resultant  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  ratios measured on “ore K-feldspar”, though very few in sample number, are plotted on the same isochron obtained for whole-rock samples (5 granites and 4 aplites), suggesting that aplites and related pegmatite deposits are differentiation products of a series of ilmenite-series magmatism responsible for the Masago Granite.

Magmatic fluids derived from the crystallizing pluton were mixed with meteoric water to form hydrothermal fluids. The resultant fluids penetrated the peripheral part of the deposits and circulated through them. Part of the fluids was trapped as two-phase inclusions in “ore quartz” and “ore K-feldspar”, as well as in the rock-forming minerals of the related igneous rocks. Such fluids were eventually lost through the ubiquitous quartz±muscovite veins and fissures, cutting the orebodies and related igneous rocks. A genetic model illustrating the formation process of the pegmatite deposits is schematically depicted in Fig. 11.

One of the characteristic features of pegmatite deposits is a gigantic size of constituent minerals, including euhedral forms of quartz (rock crystal). The quartz is latest crystallized mineral, so that at the final stage of the pegmatite formation, there must have been open-space at the top of the granitic stock. Therefore, the

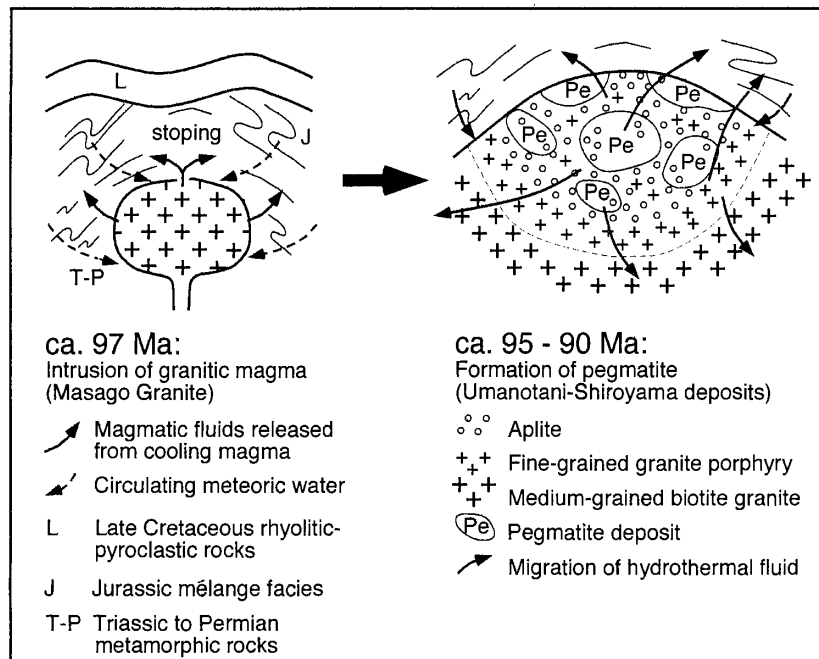


Fig. 11 Genetic model schematically illustrating the formation of pegmatite deposits on the uppermost part of the Masago Granite at the Umanotani-Shiroyama mine. (Not to scale)

emplacement level of the Masago Granite might have been shallow. We have not discussed the mechanism for such gigantic growth of constituent minerals, but only described here. This problem, though essentially important, is left for future investigation, as well as the absence or paucity of gem and strategic minerals, fluxing components and REE.

## 7. Conclusions

The evidences presented here reveal that the pegmatite deposits at the Umanotani-Shiroyama mine are of typical granitic pegmatite in origin. They include: (1) close temporal and spatial association of the ilmenite-series Masago Granite and the pegmatite deposits, (2) common occurrence of macroscopic “graphic intergrowth” displayed by quartz and K-feldspar in the ore, (3) common occurrence of melt inclusions trapped in “ore quartz” and “ore K-feldspar”, (4) common occurrence of perthites observed in “ore K-feldspar” and (5) inheritance of oxygen isotopic signature, especially of quartz, from the surrounding biotite granite. This conclusion is independently supported by Rb-Sr isotope study by Ohira *et al.* (2004). The presence of abundant two-phase (liquid+gas) fluid inclusions trapped in “ore quartz” and “ore K-feldspar”, as well as in those in the related igneous rocks, strongly indicates that hydrothermal fluids, possibly admixture of magmatic fluids released from the Masago Granite and circulating meteoric water, entered the magmatic-hydrothermal system

and circulated through the orebodies during the later phase of the pegmatite formation. It seems very likely that such hydrothermal fluids were responsible for the formation of microcline in some of “ore K-feldspar” and for its striking  $^{18}\text{O}$  depletion.

**Acknowledgements:** This paper is published with the permission of Mr. H. Shibata, President of the Nishi-Nippon Mining Company Ltd, owner of the Umanotani-Shiroyama mine. The original manuscript has benefitted greatly from constructive reviews by Prof. Bernd Lehmann of Technical University of Clausthal, Germany and Dr. R. Thomas of Geoforschungszentrum Potsdam, Germany. The staff at the Umanotani-Shiroyama mine, including Mr. H. Shibata, are thanked for their assistance in the field survey. We also wish to thank Dr. M. Akizuki, an emeritus professor of Tohoku University, for instruction on mineralogy of alkali-feldspar and Mr. Y. Shibata of the Instrument Center for Chemical Analysis, Hiroshima University for microprobe analyses.

## References

- Brown, G. E. Jr. and Ewing, R. C. (1986) Introduction to the Jahns Memorial Issue. *Am. Mineral.*, **71**, 233-238.
- Cerny, P. (1982) Petrogenesis of granitic pegmatites. In: Cerny, P. (ed.) *Granitic pegmatites in science and industry. Mineral Assoc. Canada Short Course*

- Handbook 8, 405-461.
- Hirowatari, F., Soeda, A. and Motomura, Y. (1981) Geology and ore deposits of the Masago granitic mass and its surrounding area. *Mining Geology Special Issue*, No. 9, 1-14 (in Japanese with English abstract).
- Ishihara, S., Hamano, K. and Ikegami, A. (1998) Isotopic evaluation on the genesis of the Kanamaru pegmatite deposit, Niigata Prefecture, Japan. *Resource Geol.*, **48**, 1-6.
- Jahns, R. H. (1982) Internal evolution of pegmatite bodies. In: Cerny, P. (ed.) *Granitic pegmatites in science and industry. Mineral Assoc. Canada Short Course Handbook 8*, 293-346.
- Kawano, Y. and Ueda, Y. (1966) K-Ar dating on the igneous rocks in Japan (V) – Granitic rocks in southwestern Japan. *Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **56**, 191-211 (in Japanese with English abstract).
- Kihara, S., Hoshino, K., Watanabe, M., Nishido, H. and Ishihara, S. (2005) K-Ar ages of granitic magmatism and related pegmatite formation at the Umanotani-Shiroyama mine, Shimane Prefecture, Southwest Japan, and their bearings on cooling history. *Resource Geol.*, **55**, 123-129.
- Kita, I. and Matsubaya, O. (1983) F<sub>2</sub>-technique for the oxygen isotopic analysis of silica Minerals. *Rept. Research Inst. Underground Resources, Mining College, Akita Univ.*, **48**, 25-34 (in Japanese with English abstract).
- London, D. (1986a) The magmatic-hydrothermal transition in the Tanco rare-element pegmatite: evidence from fluid inclusions and phase equilibrium experiments. *Am. Mineral.*, **71**, 376-395.
- London, D. (1986b) Formation of tourmaline-rich pockets in miarolitic pegmatites. *Am. Mineral.*, **71**, 396-405.
- London, D. (1992) The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. *Can. Mineral.*, **30**, 499-540.
- London, D. (1996) Granitic pegmatites. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, **87**, 305-319.
- Matsuhisa, Y., Honma, H. and Matsubaya, O. and Sakai, H. (1972) Oxygen isotopic study on the Cretaceous granitic rocks in Japan. *Contrib. Miner. Petrol.*, **37**, 65-74.
- Matsuhisa, Y., Goldsmith, J. R. and Clayton, R. N. (1979) Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**, 1131-1140.
- Monier, G., Mergoïl-Daniel, J. and Labernardière, H. (1984) Générations successives de muscovites et feldspaths potassiques dans les leucogranite du massif de Millevaches (Massif Central français). *Bull. Minéral.*, **107**, 55-68.
- Nanbu, A., Hamano, K., Tanaka, R. and Ishihara, S. (1997) Chemical and mineralogical characteristics of the Kanamaru pegmatite deposit, Niigata Prefecture, Japan. *Resource Geol.*, **47**, 1-10.
- Nabelek, P. I. and Ternes, K. (1997) Fluid inclusion in the Harney Peak Granite, Black Hills, South Dakota, USA: Implications for solubility and evolution of magmatic volatiles and crystallization of leucogranite magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**, 1447-1465.
- Ohira, H., Suehiro, A. and Iizumi, S. (2004) Geochronological study on the Masago pluton, Shimane prefecture, Southwest Japan. *Fission Track Newsletter*, 17: 27-31 (in Japanese).
- Roedder, E. (1979) Fluid inclusions as samples of ore fluids. In: Barnes, H. L. (ed.) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley & Sons, New York, 684-737.
- Shibata, K. and Ishihara, S. (1974) K-Ar ages of the major tungsten and molybdenum deposits in Japan. *Econ. Geol.*, **69**, 1207-1214.
- Shipboard Scientific Party (2001) Leg 191 summary. In: Kanazawa, T., Sagar, W. W., Escutia, C. *et al.*, Proc ODP Init Repts, 191, College Station TX (Ocean Drilling Program), 1- 49.
- Smith, P. and Parsons, J. (1974) The alkali feldspar solvus at 1 kilobar water-vapour pressure. *Mineral. Mag.*, **39**, 747-767.
- Soeda, A., Takeno, S. and Watanabe, M. (1979) Mineralogical study on the wolframite series from the Chugoku district, Southwest Japan (I) Relationships between lattice parameters and chemical compositions. *Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **74**, 357-375.
- Takenouchi, S. (1971) Study of CO<sub>2</sub>-bearing fluid inclusions by means of the freezing stage microscope. *Mining Geol.*, **21**, 286-300 (in Japanese with English abstract).
- Thomas, R., Webster, J. D. and Heinrich, W. (2000) Melt inclusions in pegmatite quartz: complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids at low pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **139**, 394-401.
- Tilling, R. L. (1968) Zonal distribution of variation in structural state of alkali feldspar within the Rader Creek pluton. *Jour. Petrol.*, **42**, 63-80.
- Trumbull, R. B. (1995) A fluid inclusion study of the Sinceni rare-element pegmatites of Swaziland. *Mineral. Petrol.*, **55**, 85-102.
- Tsuboya, K. and Ishihara, S. (1961) Uraniferous ore deposits at Masago and Komaki mines, Shimane Prefecture. *Rept. Geol. Surv. Japan*, no. 190, 309-322 (in Japanese with English abstract).
- Watanabe, M. and Soeda, A. (1981) Distribution of

polytype contents of molybdenite from Japan and possible controlling factor in polytypism. *Neues Jb. Miner. Abh.*, **141**, 258-279.

Watanabe, M., Shimada, N. and Yoshida, T. (1981) Fluid inclusion study on the granitic rocks and possibly related ore deposits in the Tsumo mining district, southwest Japan. *Mining Geology Special Issue*, No. 9, 145-162 (in Japanese with English

abstract).

Watanabe, M., Nishido, H., Hoshino, K., Hayasaka, Y. and Imoto, N. (1998) Metallogenic epochs in the Inner Zone of Southwestern Japan. *Ore Geol. Rev.*, **12**, 267-288.

Received June 22, 2011

Accepted December 27, 2011

## 島根県益田市の馬の谷-城山鉍山の花崗岩ペグマタイトについて

渡辺 洵・星野健一・山口和樹・木原昌二・松葉谷 治・西戸裕嗣・石原舜三

### 要 旨

馬の谷-城山鉍山のペグマタイト鉍床(長石および石英)は、本邦最大の生産量を有し、約 97 Ma のチタン鉄鉍系の真砂花崗岩中に胚胎する。鉍体は、母岩である黒雲母花崗岩から内側に向かってその距離に応じて、次のように分帯される：(1) 周縁帯、(2) 漸移帯、(3) 中央帯。肉眼での結晶粒径は、この順番で増大し、その結果、巨大に成長した石英の結晶は中央帯にのみみられる。馬の谷-城山鉍山の鉍石は、単純な鉍物組合せで特徴づけられ、石英とカリ長石が卓越し、微量の白雲母と斜長石を伴う。以下に述べる一連の証拠から、本鉍床が典型的な花崗岩ペグマタイトであり、真砂花崗岩をもたらした花崗岩マグマの末期の結晶・分化作用の産物であると結論される：(1) 真砂花崗岩と鉍床との密接な時間的・空間的随伴関係(約 95～90 Ma)、(2) 鉍体内で、カリ長石と石英との“文象構造”の存在、(3) “鉍石石英”および“鉍石カリ長石”中にメルト・インクルージョンの存在、(4) “鉍石カリ長石”中にパーサイト(その組成から約 500-300 °Cでの離溶を示唆)の存在、(5) “鉍石石英”の酸素同位体組成が、周りの黒雲母花崗岩のそれを受け継いでいること。二種類のメルト・インクルージョン(一つはインクルージョンの全容量の約 80 %以上をいくつかの娘鉍物が占めるもの(±気泡)と、もう一つはその全容量の 30-50 %を占める大きな気泡をもつもの)が共存することは、低圧条件で、シリカに富むメルトと流体との間の混和を示すものかもしれない。石英の酸素同位体組成( $\delta^{18}\text{O}$ )は、関連する火成岩中であれ、“鉍石石英”であれ、ほとんど同じ(約 +12 ‰)である。一方、火成岩中のカリ長石の酸素同位体組成は約 +11 ‰であるのに対して、“鉍石カリ長石”は約 +7-+8 ‰とかなり“同位体的に軽く”なっている。この事実は、石英とカリ長石の間の酸素の交換反応速度の違いによるものと考えられる。多量の気-液 2 相包有物が、“鉍石石英”、“鉍石カリ長石”および関連火成岩中に観察される。この事実は、熱水流体-恐らくは真砂花崗岩マグマから放出されたマグマ流体と循環天水の混合物とみられる-が、主にペグマタイト形成の末期に、本マグマ-熱水系に間隙を通して侵入し、鉍体の中を循環したことを強く示唆する。“鉍石石英”中にトラップされた 2 相包有物の均一化温度(圧力補正はされていない)は、以下の通りである：(1) 250-400 °C (周縁帯)、(2) 230-370 °C (漸移帯)、(3) 240-340 °C (中央帯)。また、末期の熱水流体の循環は、本マグマ-熱水系内部では、石英の  $\delta^{18}\text{O}$  値に影響を与える程には、長期間継続はしなかったと、考えられる。

## Middle and Late Permian radiolarians from the Nanjo Mountains, Fukui Prefecture, Southwest Japan

Satoshi Nakae<sup>1,\*</sup>

Satoshi Nakae (2011) Middle and Late Permian radiolarians from the Nanjo Mountains, Fukui Prefecture, Southwest Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, Vol.62 (11/12), p. 441-453, 7 figs, 1 table.

**Abstract:** The Nanjo Mountains located in Fukui Prefecture, Southwest Japan are chiefly underlain by sedimentary complexes of various rock-types such as basalt, limestone, chert, mudstone and sandstone. A lot of reports on the occurrence of Mesozoic radiolarians mainly from mudstones in the mountains have been appeared in the last three decades, however litho-chronological information on Paleozoic rocks of the complexes is still not obtained enough because Paleozoic radiolarians have rarely been found. Through the present work, moderately- to poorly-preserved radiolarians recovered from tuffaceous and siliceous mudstones and cherts in the Nanjo Mountains are described and illustrated herein; they include genera *Albaillella*, *Follicucullus*, *Pseudoalbaillella*, *Latentifistula*, *Pseudotormentus*, *Cauletella*, *Ishigaum*, *Raciditor*, *Srakaeosphaera* and *Stigmosphaerostylus*, most of which are representatives of Middle and Late Permian periods. These radiolarian species are very important for giving an age constraint to the sedimentary complex in the Nanjo Mountains.

**Keywords:** radiolaria, Permian, Nanjo Mountains, Fukui Prefecture, Southwest Japan

### 1. Introduction

Situated at central part of Fukui Prefecture, the Nanjo Mountains with a total area of ca. 40 km x 20 km (Fig.1) are mainly underlain by sedimentary complexes of various rock-types ranging in age from Carboniferous to Jurassic. Previous geological works have been carried out since 1950's and have revealed the outline of general geology including regional distribution of the sedimentary complexes and their lithological features throughout the mountains (eg, Isomi, 1955; Nishida, 1962; Hattori and Yoshimura, 1979). Nevertheless, stratigraphic framework of the complexes has still been a controversial issue due to opposing standpoints (eg, Hattori and Yoshimura, 1982; Wakita, 1992). Aside from this, huge amounts of Triassic and Jurassic radiolarians from cherts and mudstones in the Nanjo Mountains have been found during the last three decades (eg., Hattori and Yoshimura, 1982; Hattori, 1987, 1988; Umeda, 1990; Takamura and Hayami, 1985; Matsuoka, 2004). In contrast, chronological information on Permian radiolarians can be little used because of only eight localities from where they were detected (eg., Hattori and Yoshimura, 1982; Umeda, 1986, 1996).

This paleontological study is a part of the mapping project in the Nanjo Mountains conducted from 2001

by the Geological Survey of Japan. By this study, about 530 samples were recently collected and processed for the radiolarian fossil extraction, four of which yield Permian species. Therefore, results of the study on the Permian radiolarians are presented and their age assignments are also discussed in this paper.

### 2. Geologic Setting

The Nanjo Mountains are chiefly underlain by sedimentary complexes and geotectonically divided into the Mino and the Ultra-Tamba belts of the Inner Zone of Southwest Japan. The sedimentary complex in each belt has different features in lithologic assemblage from the other; the complex in the Mino belt consists of thrust-bounded units of Carbonifero-Permian basalt and limestone of oceanic island/seamount origin, Permo-Triassic chert of pelagic realm and Jurassic terrigenous clastic rocks, and associated with the their chaotic mixtures (Isomi, 1955; Nishida, 1962; Hattori and Yoshimura, 1979), whereas the complex in the Ultra-Tamba belt is dominated by pale or greenish gray sandstone with subordinate chert and phyllitic mudstone of Permian age (Nakaya and Saito, 1986; Umeda *et al.*, 1996). Along a northern margin of the Nanjo Mountains, these complexes are covered by minor amounts of Cretaceous

<sup>1</sup>AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation

\* Corresponding author: S. NAKAE, Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba 305-8567, JAPAN. Email: nakae-satoshi@aist.go.jp

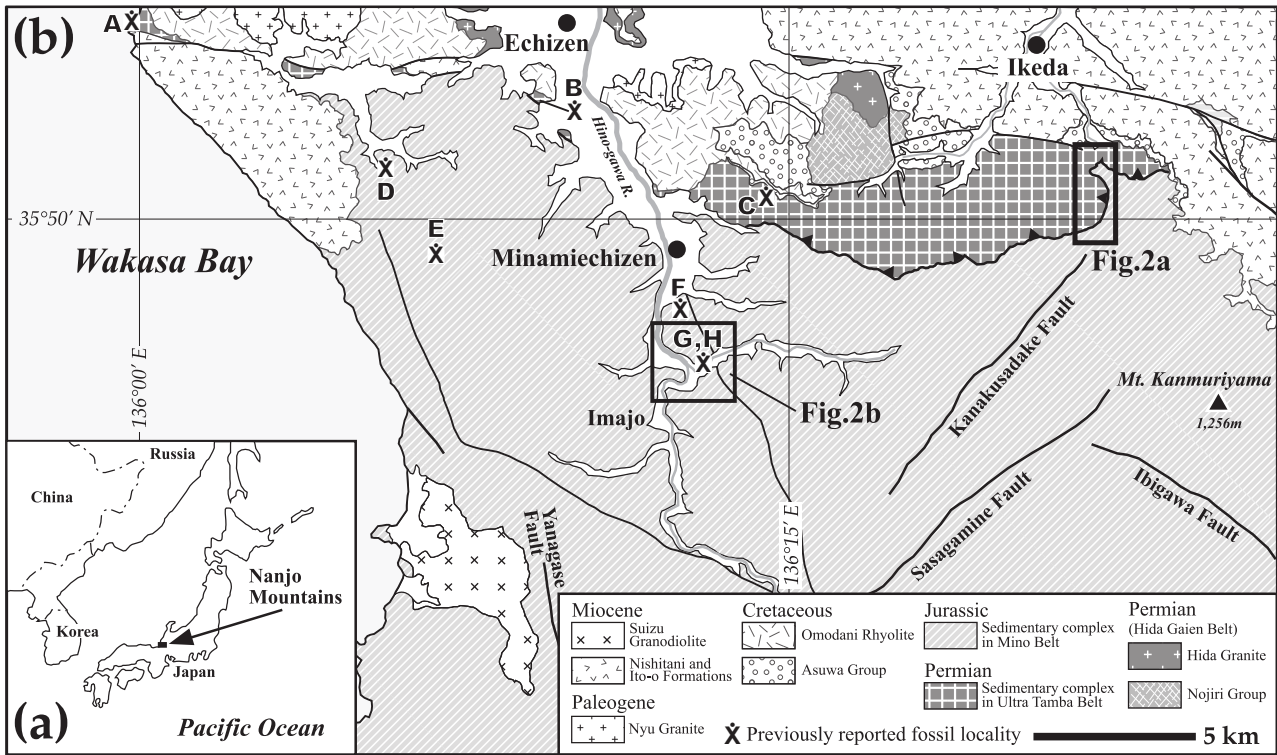


Fig. 1 Index map of the Nanjo Mountains, Fukui Prefecture, Japan.  
 (a): The Nanjo Mountains are situated in a central part of Fukui Prefecture, geotectonically belonging to the Inner Zone of Southwest Japan. (b): Simplified geological map of the Nanjo Mountains. Open squares indicate the sample localities of this study, details of which are given in Fig.2. Previously reported fossil localities are shown by symbols with A–H.

non-marine deposits (Asuwa Group) and volcanic rocks (Omodani Rhyolite), and Miocene volcanoclastic rocks (Nishitani and Ito-o formations). Furthermore, Paleogene and Miocene granitic rocks locally intrude into the complexes. The northern marginal area of the mountains contains the boundary between the Mino and the Ultra-Tamba belts (Fig.1b). Along the boundary, the complexes in both belts are generally distributed in the E-W direction with gentle to moderate northward-dipping.

Eight localities of the previously reported Permian radiolarians are shown in Fig.1b; Locs. A to C are in the Ultra-Tamba belt (Umeda, 1986, 1996; Umeda *et al.*, 1996), and Locs. D to H are in the Mino belt (Hattori and Yoshimura, 1982, Taga, 1997; Umeda and Taga, 2003).

### 3. Sample Localities and lithology

Four rock samples collected from three localities (Fig.2) yielded Middle and Late Permian radiolarians. Loc.1 (35°50'43"N, 136°22'5"E) is situated along the Waridani-gawa River, 1.7 km south of Shizuhara, Ikeda Town (Fig.2a). Rock at this locality is composed of greenish gray sandstone, pale gray tuffaceous mudstone and dark gray foliated siliceous mudstone in ascending

order (from east to west), and a steeply-dipping fault and a shear zone produce the distinctive change in lithology among these rocks (Fig.3a). However, it can be presumed that there was an originally conformable relation between the tuffaceous and siliceous mudstones, based on the mixed feature of the two rocks within the shear zone; lenticular blocks of tuffaceous mudstone is enveloped by sheared siliceous mudstone. From this locality, two rock samples (KJ5205A, KJ5205B) were collected; rock of KJ5205A from the siliceous mudstone, and that of KJ5205B from the tuffaceous mudstone. Loc.2 (35°49'51"N, 136°21'52"E) is also situated along the Waridani-gawa River, 3.4 km south of Shizuhara (Fig.2a). Outcrop with about 10 m wide at this locality is composed of alternation of mudstone and chert layers, steeply dipping to the south (Fig.3b). The mudstone layers are accompanied with lenticular blocks or interbeds of gray sandstone. The chert layers are gray in color and characterized by rhythmical thin-bedding. KJ5301C was sampled from the chert on the left end of this outcrop. On the other hand, Loc.3 (35°47'29"N, 136°12'41"E) is located on a roadside outcrop near Yaotome, Minamiechizen Town (Fig.2b). Cherts, mudstones and sandstones are distributed in the E-W or NW-SE direction with moderate northward-

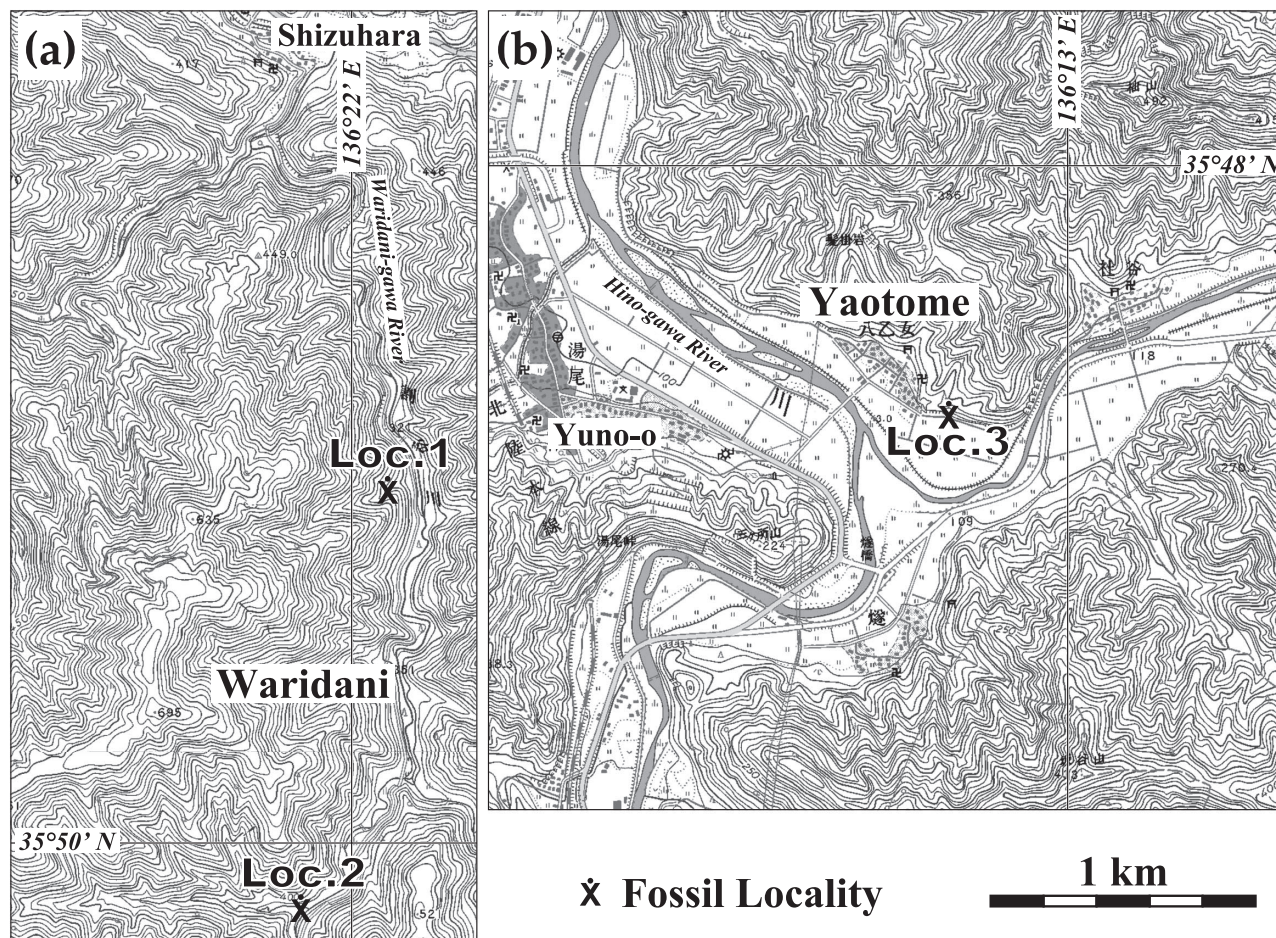


Fig. 2 Localities of the rock samples yielding Permian radiolarians.

(a): Loc.1 (KJ5205A, KJ5205B) and Loc.2 (KJ5301C) are south of Shizuhara, Ikeda Town. (b): Loc.3 (IJ2903) is near Yaotome, Minamiechizen Town. Parts of 1:25,000 topographical maps of “Inari”, “Furuki” and “Imajo” published from the Geospatial Information Authority of Japan are used.

dipping, and are randomly exposed about 1,000 m long along this road. Permian radiolarians have formerly been detected from the cherts at the localities marked by G (Umeda and Taga, 2003) and H (Hattori and Yoshimura, 1982) (Fig.1b). IJ2903 was collected from the light gray chert, where is probably the same outcrop as the locality G (Fig.3c).

#### 4. Materials and Method

Through the course of this study, about 530 samples were collected from the Nanjo Mountains and were undertaken by the usual techniques of radiolarian extraction; the rock samples were individually soaked in dilute HF solution (5%) for 10 to 15 hours, and sieved through 235# mesh (aperture: 62 $\mu$ m). After this procedure, age-diagnostic radiolarians representative of Permian age recovered from four samples, as stated above. The residues of each sample processed were examines under a stereomicroscope, and radiolarian

remains were picked for taking their pictures by a scanning electronic microscope (SEM). All figured specimens are deposited and registered at the Geological Survey of Japan with catalogue numbers (GSJ R).

### 5. Discussion

#### 5.1 Faunal characteristics

All the extracted radiolarians of each sample are in state of moderate to poor preservation and are indicative of Permian faunas, respectively. They are characterized by the abundance of Albaillellaria, Latentifistularia and Entactinaria, totally nine representative forms of which are identified as follows.

*Albaillella* sp. cf. *A. yamakitai* Kuwahara,  
*Pseudotormentus kamigoriensis* De Wever and Caridroit,  
*Cauletella manica* (De Wever and Caridroit),  
*Ishigaum* sp. cf. *I. trifustus* De Wever and Caridroit,  
*Ishigaum* sp. cf. *I. obesum* De Wever and Caridroit,



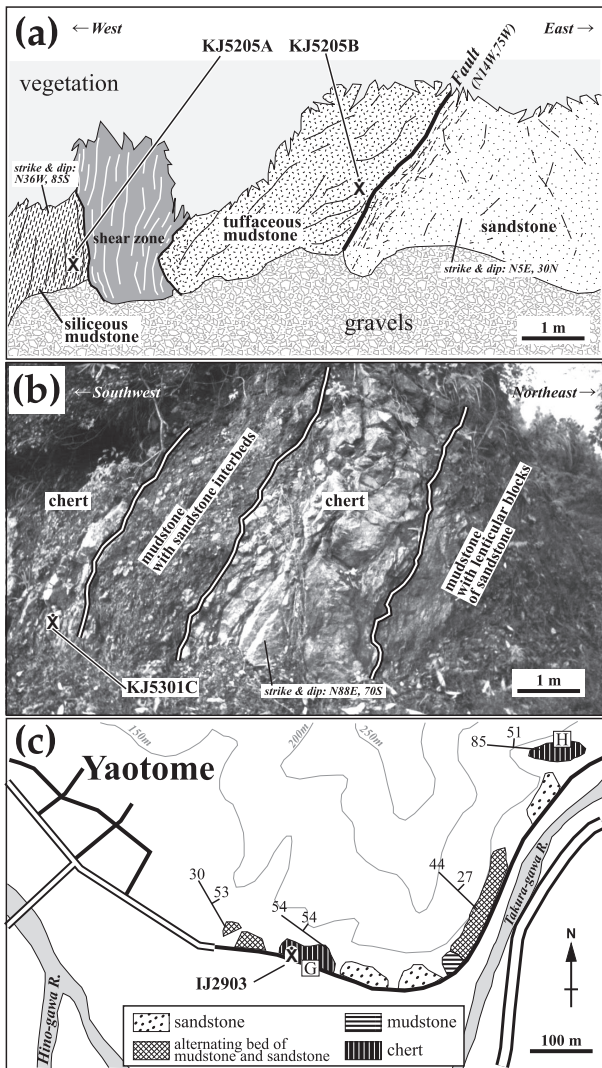


Fig. 3 Occurrence of the rock samples yielding Permian radiolarians with their associated rocks. (a): Tuffaceous mudstone (KJ5205A) and siliceous mudstone (KJ5205B) at Loc.1, south of Shizuhara. (b): Chert (KJ5301C) at Loc.2, south of Shizuhara. (c): Chert (IJ2903) at Loc.3, near Yaotome. G and H are the inferred localities of previously reported fossils by Umeda and Taga (2003) and Hattori and Yoshimura (1982).

*Raciditor gracilis* (De Wever and Caridroit),  
*Srakaesphaera* sp. cf. *S. minuta* Sashida,  
*Stigmosphaerostylus* sp. cf. *S. itsukaichiensis* (Sashida and Tonishi),  
*Stigmosphaerostylus* sp. cf. *S. ichikawai* (Caridroit and De Wever).

On the basis of Table 1, it is clear that the diversity of radiolarian species included in each fauna is not high and that these fauna of respective samples are not same in taxonomic composition. Although KJ5205A (siliceous mudstone) and KJ5205B (tuffaceous mud-

Table 1 List of Permian radiolarians obtained from the Nanjo Mountains.

Locality no.	1	2	3
Sample no.	KJ 5205A	KJ 5205B	KJ 5301C IJ 2903
<i>Albaillella</i> sp. cf. <i>A. yamakitai</i>			●
<i>Albaillella</i> sp.			●
<i>Albaillella?</i> sp.			●
<i>Follicucullus</i> spp.			●
<i>Pseudoalbaillella</i> sp.			●
<i>Albaillellidae?</i> gen. indet.		●	
<i>Latentifistula</i> spp.	●		●
<i>Pseudotormentus kamigoriensis</i>			●
<i>Cauletella manica</i>		●	
<i>Cauletella</i> sp.	●		
<i>Ishigaum</i> sp. cf. <i>I. trifustus</i>		●	
<i>Ishigaum</i> sp. cf. <i>I. obesum</i>		●	
<i>Raciditor gracilis</i>			●
<i>Raciditor</i> spp.	●		
<i>Latentifistulidae</i> gen. indet.	●	●	●
<i>Copiellintra?</i> sp.		●	
<i>Cenosphaera?</i> sp.	●		
<i>Srakaesphaera</i> sp. cf. <i>S. minuta</i>	●		
<i>Stigmosphaerostylus</i> sp. cf. <i>S. itsukaichiensis</i>			●
<i>Stigmosphaerostylus</i> sp. cf. <i>S. ichikawai</i>			●
<i>Stigmosphaerostylus</i> spp.	●	●	
<i>Stigmosphaerostylus?</i> spp.	●		●

stone) are slightly different in lithology, both the faunas are almost same in having *Latentifistularia* and *Entactinaria* in spite of lack of *Albaillellaria*. Fauna of IJ2903 from a chert sample resembles the above two faunas in having *Latentifistularia* and *Entactinaria*, but different from them in having *Follicucullidae*. On the other hand, fauna of KJ5301C, which is also extracted from a chert sample, is mainly composed of *Albaillellidae*. Therefore, it might be said that no relation is recognized between lithology of the sampled rocks and their radiolarian taxonomic composition.

### 5.2 Age determination

Most of radiolarians listed above are well-known Permian species, thus the radiolarian biostratigraphic zonation proposed by Kuwahara *et al.* (1998), one of the most useful upper Middle to Upper Permian zonation, is fundamentally adopted in this paper. Kuwahara *et al.* (1998) examined the occurrence and stratigraphic distribution of *Follicucullus*, *Albaillella* and *Neoalbaillella* in chert sections at the Gujo-

Age	Guadalupian (Middle Permian)		Lopingian (Upper Permian)	
	Capitanian		Wujiapingian	Changxingian
<b>Radiolarian Zone</b> (Kuwahara <i>et al.</i> , 1998)	<i>F. scholasticus</i> - <i>F. ventricosus</i>	<i>F. charveti</i> - <i>A. yamakitai</i>	<i>N. ornithoformis</i>	
				<i>N. optima</i>
<i>Ishigaum obesum</i>				
<i>Cauletella manica</i>				
<i>Ishigaum trifustis</i>				
<i>Albaillella yamakitai</i>				
<i>Stigmosphaerostylus ichikawai</i>				
<i>Pseudotormentus kamigoriensis</i>				
<i>Raciditor gracilis</i>				
<i>Stigmosphaerostylus itsukaichiensis</i>				
<i>Pseudoalbaillella</i>				
<i>Follicucullus</i>				

Fig. 4 Biostratigraphic ranges of selected Permian radiolarians and age of the rock samples.

Ranges are given by the previous studies described in the text. The ages determined are shown by gray zones with the sample numbers. Abbreviations are as follows. *A*: *Albaillella*, *F*: *Follicucullus*, *N*: *Neoalbaillella*.

hachiman and Neo areas in Southwest Japan, and established four radiolarian zones as a result; the *Follicucullus scholasticus* – *Follicucullus ventricosus*, the *Follicucullus charveti* – *Albaillella yamakitai*, the *Neoalbaillella ornithoformis* and the *Neoalbaillella optima* Assemblage Zones in ascending order. At that time, these zones have been correlated respectively to the middle Wuchiapingian, the middle to upper Wuchiapingian, the lower Changhsingian and the middle to upper Changhsingian stages (Yao *et al.*, 2001). Nevertheless, Xia *et al.* (2005) mentioned that the first appearances of *Albaillella yamakitai* and *Albaillella cavitata* at the same level can identify the Guadalupian (Middle Permian) – Lopingian (Upper Permian) boundary, although the occurrence of *Albaillella yamakitai* begins from the uppermost Capitanian (eg., Nestell and Nestell, 2010; Nishikane *et al.*, 2011). On the other hand, Xia *et al.* (2004) indicated that the occurrence of *Albaillella triangularis* almost coincides with the middle to upper Changhsingian conodont zones. According to Xia *et al.* (2005), the *Follicucullus charveti* – *Albaillella yamakitai* Assemblage Zone ranges from the upper Capitanian (uppermost Middle Permian) to the lowermost Wuchiapingian (lowermost Upper Permian) stages, because *Albaillella yamakitai* occurs for a relatively short period in an upper part of the *Follicucullus charveti* – *Albaillella yamakitai* Assemblage (Kuwahara *et al.*, 1998). In addition, the *Neoalbaillella optima* Assemblage Zone, which is characterized by the abundant occurrence of *Albaillella triangularis*, ranges from the middle to upper

Changhsingian stage on the basis of the occurrence of *Albaillella triangularis* (Kuwahara *et al.*, 1998; Kuwahara, 1999; Xia *et al.*, 2004) (Fig.4).

De Wever and Caridroit (1984) found and described new species belonging to Latentifistularia from the Upper Permian Tatsuno Formation in the Kamigori area, Southwest Japan, five of which were obtained from the Nanjo Mountains by this study; they are *Pseudotormentus kamigoriensis*, *Cauletella manica*, *Ishigaum* sp. cf. *I. trifustis*, *Ishigaum* sp. cf. *obesum* and *Raciditor gracilis*. The following study in the same area by Caridroit and De Wever (1986) presented the stratigraphic distribution of the above species; according to this, *Pseudotormentus kamigoriensis*, *Cauletella manica*, *Ishigaum trifustis* and *Raciditor gracilis* occur together with *Albaillella triangularis* in the lower part of the section, and with *Follicucullus bipartitus*, *Follicucullus charveti* and *Follicucullus orthogonus* in the middle and upper parts of the section. *Ishigaum obesum* is presented only in the upper part with *Follicucullus orthogonus*. In addition to the above species, co-occurrence of *Stigmosphaerostylus ichikawai*, which was defined by Caridroit and De Wever (1984) and also obtained from the Nanjo Mountains, and *Follicucullus bipartitus*, *Follicucullus charveti* and *Follicucullus orthogonus* is recognized in the middle to upper part of the same section. On the basis of the comparison between the stratigraphic distributions in the Kamigori section (Caridroit and De Wever, 1984) and those in the Gujo-hachiman and Neo sections (Kuwahara *et al.*, 1998), it is clear not only

that the stratigraphic position of the Kamigori section is situated between the *Follicucullus charveti* – *Albaillella yamakitai* and the *Neoalbaillella optima* Assemblage Zones, but also that the section is upside-down. In contrast to the evidence of the Kamigori section, however, four species including *Cauletella manica*, *Ishigaum trifustis*, *Ishigaum obesum* and *Raciditor gracilis* successively yield from the Liuqiao section of the upper Changhsingian Dalong Formation, Guangxi Province, South China (Feng *et al.*, 2006). In other words, these species appear from the *Follicucullus charveti* – *Albaillella yamakitai* Assemblage Zone to the *Neoalbaillella optima* Assemblage Zone. Furthermore, Blome and Reed (1992) has already illustrated the co-occurrence of *Cauletella manica*, *Ishigaum trifustis*, *Ishigaum obesum* and *Raciditor gracilis* with *Follicucullus charveti*.

On the other hand, Sashida and Tonishi (1985) described many Alballiellarian and Spumellarian species from a chert section exposed at Kashiwara, Itsukaichi area, central Japan, and summarized that this section is situated within the *Neoalbaillella ornithoformis* Sub-assemblage zone of Ishiga *et al.* (1982), which is roughly correlated with the *Neoalbaillella ornithoformis* Assemblage Zone of Kuwahara *et al.* (1998). In this Kashiwara section, co-occurrence of *Stigmosphaerostylus itsukaichiensis* and other taxa such as *Follicucullus scholasticus*, *Follicucullus ventricosus*, *Albaillella levis*, *Neoalbaillella grypa* and *Neoalbaillella ornithoformis*, is recognized. Furthermore, *Stigmosphaerostylus itsukaichiensis* occurs together with *Neoalbaillella optima*, *Albaillella triangularis*, *Albaillella levis* and *Raciditor gracilis* from chert sections at Klaeng, Thailand (Sashida *et al.*, 2000a). From the above evidences, the range of *Stigmosphaerostylus itsukaichiensis* is at least from a middle part of the *Neoalbaillella ornithoformis* to a lower part of the *Neoalbaillella optima* Assemblage Zones of Kuwahara *et al.* (1998). At the Sra Kaeo area in eastern Thailand, *Srakaeosphaera minuta* was first discovered together with Middle to Late Permian species (Sashida *et al.*, 1993) and later found in the Lower Permian chert succession (Saesaengseerung *et al.*, 2009). Thus, *Srakaeosphaera minuta* has a relatively long range during Permian period.

In addition to the above radiolarian species, the occurrence mode of *Pseudoalbaillella* and *Follicucullus* is finally mentioned here; it is commonly well known that *Pseudoalbaillella* and *Follicucullus* first occurred respectively in Late Carboniferous and in late Middle Permian, and that in late Middle Permian, *Pseudoalbaillella* gradually diminished and *Follicucullus* in turn became dominant (Ishiga, 1990).

According to the discussion mentioned above, it is possible to summarize the stratigraphic ranges of

selected radiolarian species from the Nanjo Mountains as shown in Fig.4. Therefore, the radiolarian assemblages, which mean the co-occurrence of extracted radiolarians, can constrain the age of each sample as follows. The age of KJ5205B corresponds with a relatively long period ranging from the *Follicucullus charveti* – *Albaillella yamakitai* Assemblage Zone to the *Neoalbaillella optima* Assemblage Zone, and the age of IJ2903 is correlated with late Middle Permian. The age of KJ5301C can be settled within a short period in the limits of an upper part of the *Follicucullus charveti* – *Albaillella yamakitai* Assemblage Zone. On the other hand, the precise age of KJ5205A cannot be determined due to the absence of age-diagnostic species, but it is Permian in age.

### 5.3 Contribution of radiolarian age to the regional geology

On the basis of the above correlation of the radiolarian faunas with the biostratigraphic zonations, the age of each rock sample is assigned as follows (Fig.4); KJ5205A of siliceous mudstone is a certain period in Permian, KJ5205B of tuffaceous mudstone is indicative of a long range from late Capitanian (latest Middle Permian) to Changhsingian (Late Permian) ages, KJ5301C of chert is earliest Wuchiapingian age (earliest Late Permian), and IJ2903 of chert is correlated with late Middle Permian period.

Hereafter, discussion will focus especially on the rocks from Loc.1 along the Waridani-gawa River. It is thought that the rocks at this locality containing KJ5205A and KJ5205B belong to the Ultra-Tamba belt on the basis of its lithologic assemblage and stratigraphical position; these rocks consist of greenish gray sandstone, tuffaceous and siliceous mudstone (Fig.3a), and further overlie pelitic mixed rocks in the Mino belt. As stated before, Permian radiolarians have previously been found from eight localities in the Nanjo Mountains, three (Locs. A, B and C in Fig.1b) of which are came from rocks in the Ultra-Tamba belt. According to Umeda (1986, 1996) and Umeda *et al.* (1996), radiolarian assemblages mainly composed of Middle – Late Permian genera *Follicucullus*, *Pseudoalbaillella*, *Latentifistula*, *Ishigaum*, *Raciditor*, *Stigmosphaerostylus* and others were recognized in these localities; especially Loc. C yielded *Follicucullus ventricosus* and *Follicucullus bipartitus*, which appear in a lower part of the *Follicucullus charveti* – *Albaillella yamakitai* Assemblage Zone of Kuwahara *et al.* (1998), indicating latest Middle Permian period. The radiolarian faunas of KJ5205A and KJ5205B obtained by this study are similar to those of Locs. A, B and C in the presence of *Latentifistula*, *Ishigaum*, *Raciditor*, *Stigmosphaerostylus*, although any specimens of *Follicucullus* are not included. Finally, it can be summarized based on

the above that the rocks in the Ultra-Tamba belt in the Nanjo Mountains are in latest Middle to Late Permian period.

## 6. Systematic Paleontology

To describe the examined species in this study, the taxonomic classification is basically referred from De Wever *et al.* (2001).

Class **ACTINOPODA**

Subclass **RADIOLARIA**

Superorder **POLYCYSTINA**

Order **ALBAILLELLARIA** Deflandre 1953

Family **Albaillellidae** Deflandre 1953

Genus **Albaillella** Deflandre 1952

Type species *Albaillella paradoxa* Deflandre 1952

*Albaillella* sp. cf. *A. yamakitai* Kuwahara  
(Fig. 6.1-6.2)

**Remarks:** This specimen is not well preserved, but main characteristics such as a conical shell whose apex slightly curves to the ventral side, five transversal bands and a dorsal bulge, are conformable to those of *Albaillella yamakitai* Kawahara. Although intensely damaged, the ventral wing protrudes from the point between the third and fourth transverse bands.

**Range:** Upper Permian.

**Occurrence:** Southwest Japan, South China.

Order **LATENTIFISTULARIA** Caridroit, De Wever and Dumitrica 1999

Family **Ruzhencevispongidae** Kozur 1980

Genus **Pseudotormentus** De Wever and Caridroit 1984

Type species *Pseudotormentus kamigoriensis* De Wever and Caridroit 1984

*Pseudotormentus kamigoriensis* De Wever and Caridroit  
(Figs. 7.9-7.13)

*Pseudotormentus kamigoriensis* n. sp. – De Wever and Caridroit, 1984, p. 101-104, pl. 2, figs. 1-7.

*Pseudotormentus kamigoriensis* De Wever and Caridroit – Caridroit, Ichikawa and Charvet, 1985, pl. 1, figs. 10-12

*Pseudotormentus kamigoriensis* De Wever and Caridroit – Caridroit and De Wever, 1986, p. 85-86, pl. V, figs. 7-11.

*Pseudotormentus kamigoriensis* De Wever and Caridroit – Blome and Reed, 1992, p. 372-374, figs. 12.13-12.18, 12.21.

*Pseudotormentus kamigoriensis* De Wever and Caridroit – Kuwahara, Yao and An, 1997, pl. 3, figs. 5-6.

*Pseudotormentus kamigoriensis* De Wever and Caridroit – Kuwahara and Yao, 2001, pl. 1, fig. 22.

*Pseudotormentus kamigoriensis* De Wever and Caridroit

– Kuwahara, Yao, Yao and Li, 2004, pl. 1, fig. 18.

*Pseudotormentus kamigoriensis* De Wever and Caridroit – Wang, Yang, Cheng and Li, 2006, pl. 13, figs. Q-T; pl. 14, fig. DD.

**Remarks:** In the presented materials, parts of the arms are broken and eroded. Structures of the arms, consisting of smooth and imperforated proximal parts and lattice-like arrangement of pores on the distal parts, are the definitive features of *Pseudotormentus kamigoriensis* De Wever and Caridroit.

**Range:** Upper Permian.

**Occurrence:** Southwest Japan, South China, Oregon.

Family **Cauletellidae** Caridroit, De Wever and Dumitrica 1999

Genus **Cauletella** Caridroit, De Wever and Dumitrica 1999

Type species *Cauletella manica* (De Wever and Caridroit) 1984

*Cauletella manica* (De Wever and Caridroit)

(Fig. 5.15)

*Deflandrella manica* n. sp. – De Wever and Cardroit, 1984, p. 99, pl. 1, figs. 1-7.

*Deflandrella manica* De Wever and Cardroit – Cardroit and De Wever, 1986, p. 78, pl. II, figs. 20-25; pl. III, figs. 1-2.

*Deflandrella* sp. B – Ishiga, Watase and Naka, 1986, pl. III, fig. 5.

*Deflandrella manica* De Wever and Cardroit – Blome and Reed, 1992, p. 370-372, figs. 12.3-12.4.

*Cauletella manica* (De Wever and Cardroit) – Caridroit, De Wever and Dumitrica, 1999, p. 608, figs. 1-2.

*Deflandrella manica* De Wever and Cardroit – Kuwahara and Yao, 2001, pl. 1, fig. 16.

*Deflandrella manica* De Wever and Cardroit – Wang, Yang, Cheng and Li, 2006, pl. 11, fig. PP; pl. 13, fig. P; pl. 14, fig. U.

*Cauletella manica* (De Wever and Cardroit) – Feng, He, Zhang and Gu, 2006, p. 833, figs. 7.9-7.11.

**Remarks:** The extracted specimen, represented by broken and eroded form, are same as *Cauletella manica* (De Wever and Caridroit) in shape, size and position of the terminal spine and arrangement of the pores.

**Range:** Middle to Upper Permian.

**Occurrence:** Japan, South China, Thailand and Oregon.

Genus **Ishigaum** De Wever and Caridroit 1984

Type species *Ishigaum trifustis* De Wever and Caridroit 1984

*Ishigaum* sp. cf. *I. trifustis* De Wever and Caridroit

(Fig. 5.17)

**Remarks:** The examined specimen is not well preserved. Although distal ends of the spongy part are

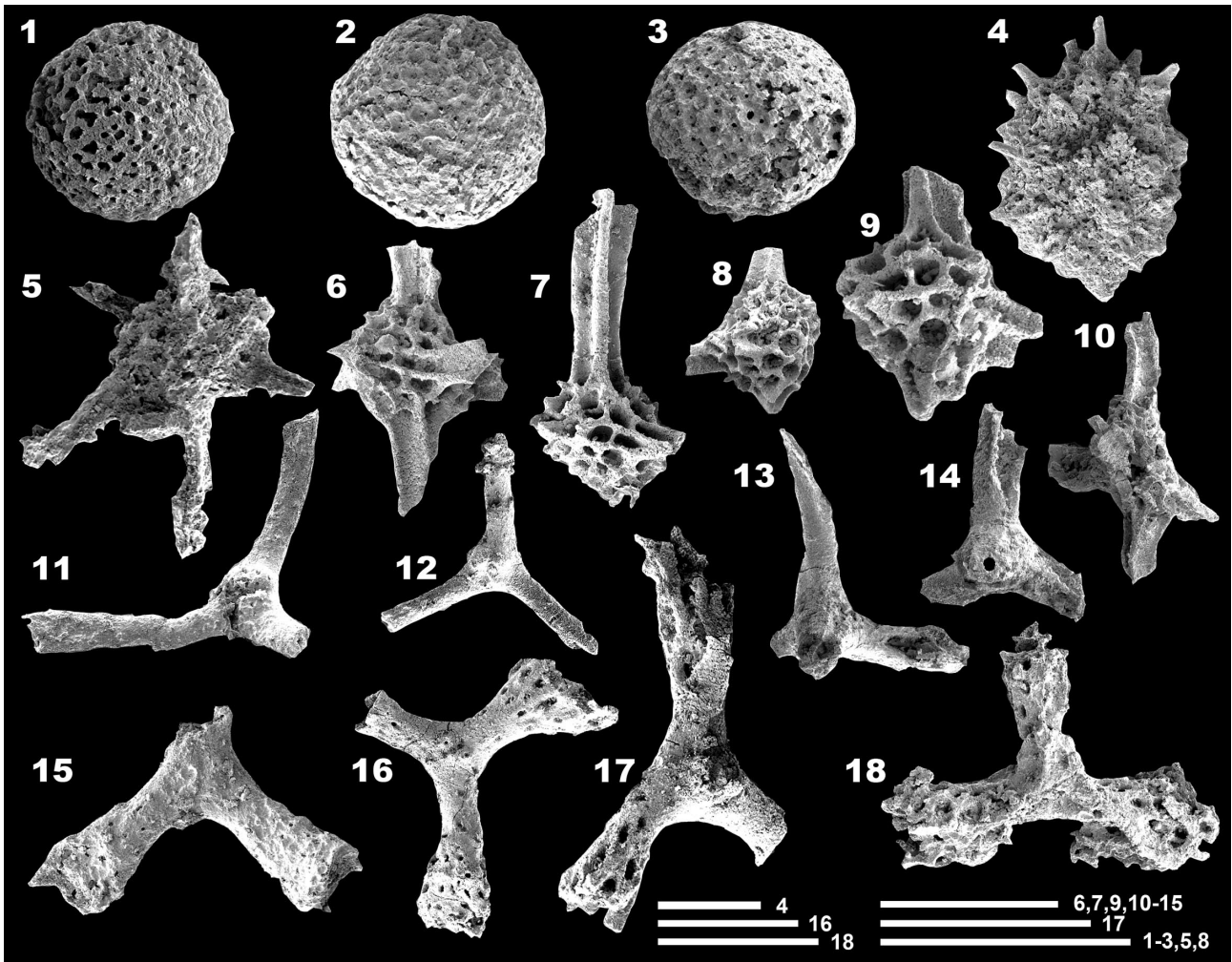


Fig. 5 Scanning electron microphotographs of selected radiolarians from the Loc.1, south of Shizuhara.  
 1: *Srakaeosphaera* sp. cf. *S. minuta* Sashida (KJ5205A, GSJ F17614-015). 2-3: *Cenosphaera*? spp. (KJ5205A, 2: GSJ F17614-016, 3: GSJ F17614-010). 4: *Copiellintra*? sp. (KJ5205B, GSJ F17615-014). 5: *Stigmosphaerostylus* sp. (KJ5205B, GSJ F17615-004). 6-9: *Stigmosphaerostylus* spp. (KJ5205A, 6: GSJ F17614-007, 7: GSJ F17614-011, 8: GSJ F17614-014, 9: GSJ F17614-008). 10: *Stigmosphaerostylus*? sp. (KJ5205A, GSJ F17614-004). 11-12: *Latentifistula* spp. (KJ5205A, 11: GSJ F17614-012, 12: GSJ F17614-009). 13-14: *Raciditor* spp. (KJ5205A, 13: GSJ F17614-006, 14: GSJ F17614-003). 15: *Cauletella manica* (De Wever and Caridroit) (KJ5205B, GSJ F17615-013). 16: *Cauletella* sp. (KJ5205A, GSJ F17614-001). 17: *Ishigaum* sp. cf. *I. trifustus* De Wever and Caridroit (KJ5205B, GSJ F17615-008). 18: *Ishigaum* sp. cf. *I. obesum* De Wever and Caridroit (KJ5205B, GSJ F17615-007).  
 All scale bars equal to 0.1mm.

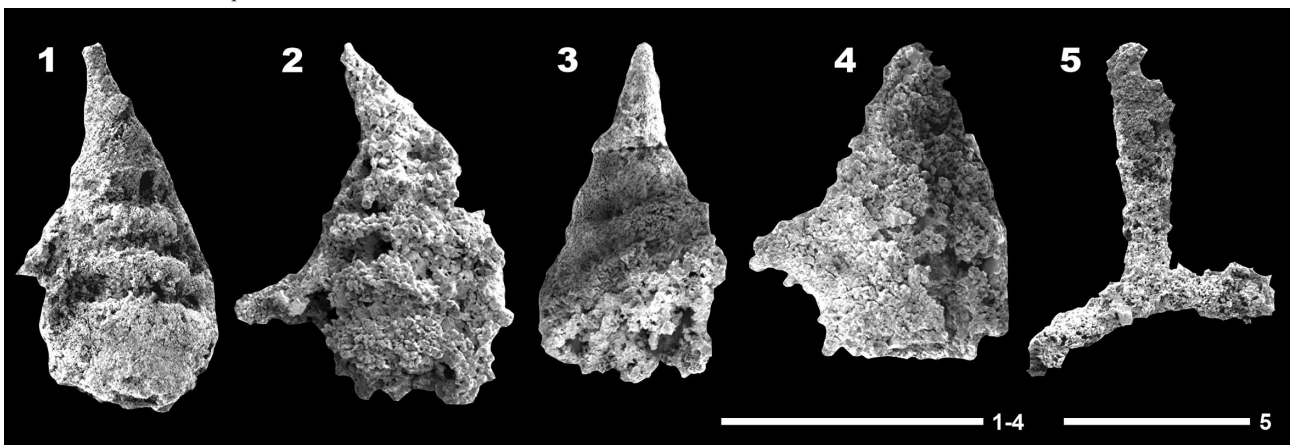


Fig. 6 Scanning electron microphotographs of selected radiolarians from the Loc.2, south of Shizuhara.  
 1-2: *Albaillella* sp. cf. *A. yamakitai* Kuwahara (KJ5301C, 1: GSJ F17616-001, 2: F17616-003). 3: *Albaillella* sp. (KJ5301C, GSJ F17616-005). 4: *Albaillella*? sp. (KJ5301C, GSJ F17616-002). 5: *Latentifistulidae* gen. indet. (KJ5301C, GSJ F17616-006).  
 All scale bars equal to 0.1mm.

eroded, proximal tubular parts of the arms can be seen. Thus, it is probably similar to *Ishigaum trifustis* De Wever and Caridroit in having the same wall structure of the central part as well as the above features.

**Range:** Middle to Upper Permian.

**Occurrence:** Japan, South China, Thailand and Oregon.

***Ishigaum* sp. cf. *I. obesum*** De Wever and Caridroit (Fig. 5.18)

**Remarks:** The examined specimen is poorly preserved and moderately broken. The central part is massive and the surface of the arms rough more than those of *Ishigaum trifustis* De Wever and Caridroit, thus this specimen is similar to *Ishigaum obesum* De Wever and Caridroit in having the above characteristics.

**Range:** Middle to Upper Permian.

**Occurrence:** Japan, South China.

Family **Ormistonellidae** De Wever and Caridroit 1984

Genus ***Raciditor*** Sugiyama 2000

Type species *Raciditor gracilis* (De Wever and Caridroit) 1984

***Raciditor gracilis*** (De Wever and Caridroit)

(Fig. 7.18)

*Nazarovella gracilis* n. sp. – De Wever and Caridroit, 1984, p. 101, pl. 1, figs. 14-15, 17.

*Nazarovella gracilis* De Wever and Caridroit – Caridroit and De Wever, 1986, p. 82-83, pl. IV, figs. 9-15.

*Nazarovella gracilis* De Wever and Caridroit – Sashida and Tonishi, 1986, p. 10, pl. 3, figs. 10-12; pl. 4, fig. 7.

*Nazarovella gracilis* De Wever and Caridroit – Blome and Reed, 1992, p. 375-376, fig. 13.9-13.10.

*Nazarovella gracilis* De Wever and Caridroit – Sashida, Adachi, Igo, Koike and Amnan, 1995, p. 53-55, figs. 11.17, 11.19.

*Nazarovella gracilis* De Wever and Caridroit – Kuwahara, Yao and An, 1997, pl. 3, figs. 1-2.

*Nazarovella gracilis* De Wever and Caridroit – Sashida, Adachi, Igo, Nakornsri and Ampornmaha, 1997, p. 8, figs. 5.20-5.24.

*Nazarovella gracilis* De Wever and Caridroit – Yao and Kuwahara, 1999, pl. 2, fig. 9.

*Nazarovella gracilis* De Wever and Caridroit – Sashida, Salyapongse and Nakornsri, 2000a, p. 253-254, pl. 2, fig. 11.

*Nazarovella gracilis* De Wever and Caridroit – Sashida, Igo, Adachi, Ueno, Kajiwara, Nakornsri and Sardud, 2000b, p. 803, fig. 8.12.

*Nazarovella gracilis* De Wever and Caridroit – Feng and Gu, 2002, p. 807, figs. 7.8-7.13.

*Raciditor gracilis* (De Wever and Caridroit) – Kuwahara, Yao, Ezaki, Liu, Hao and Kuang, 2003, pl. 2,

fig. 11.

*Raciditor gracilis* (De Wever and Caridroit) – Kuwahara, Yao, Yao and Li, 2004, pl. 1, fig. 20.

*Raciditor gracilis* (De Wever and Caridroit) – Kuwahara, Yao, Yao and Li, 2005, pl. 1, figs. 11-12, 15.

*Nazarovella gracilis* De Wever and Caridroit – Feng, He, Zhang, and Gu, 2006, p. 841, figs. 10.1-10.4.

*Raciditor gracilis* (De Wever and Caridroit) – Sae-saengseerung, Agematsu, Sashida and Sardud, 2009, p. 133, fig. 8.23.

*Raciditor gracilis* (De Wever and Caridroit) – Mitsu-mura and Kamata, 2009, pl. 4, fig. 22.

**Remarks:** The illustrated specimen is not complete but its form is characterized by four imperforated arms disposed tetrahedrally. Three of the arms are slender, elongate and U-shaped in cross section. Distal ends of the three arms are lacked by erosion. The fourth arm is perpendicular to the plane of the other arms. These features are same as *Raciditor gracilis* (De Wever and Caridroit).

**Range:** Permian.

**Occurrence:** Southwest Japan, South China, Thailand, Urals, Oregon, Alaska.

**SPUMELLARIA** *incertae sedis*

***Srakaeosphaera* sp. cf. *S. minuta*** Sashida

(Fig. 5.1)

**Remarks:** Outermost shell of the examined specimen has numerical oval pores and no spines. Although diameter of the shell is slightly longer, this specimen is similar to *Srakaeosphaera minuta* Sashida in its overall form.

**Range:** Permian.

**Occurrence:** Thailand.

Order **ENTACTINARIA** Kozur and Mostler, 1982

Family **Entactiniidae** Riedel 1967

Genus ***Stygmospaerostylus*** Rüst 1892

Type species *Stygmospaerostylus notabilis* Rüst

***Stygmospaerostylus* sp. cf. *S. itsukaichiensis*** (Sashida and Tonishi)

(Figs. 7.19-7.24)

**Remarks:** The examined specimens are characterized by a small spherical shell and three-bladed main spines, but are slightly different from *Stygmospaerostylus itsukaichiensis* (Sashida and Tonishi) in lack of thorn-like by-spines, which were probably eroded.

**Range:** Upper Permian.

**Occurrence:** Southwest Japan, South China, Thailand, Oregon.

***Stygmospaerostylus* sp. cf. *S. ichikawai*** (Caridroit and De Wever)

(Figs. 7.28, 7.29)

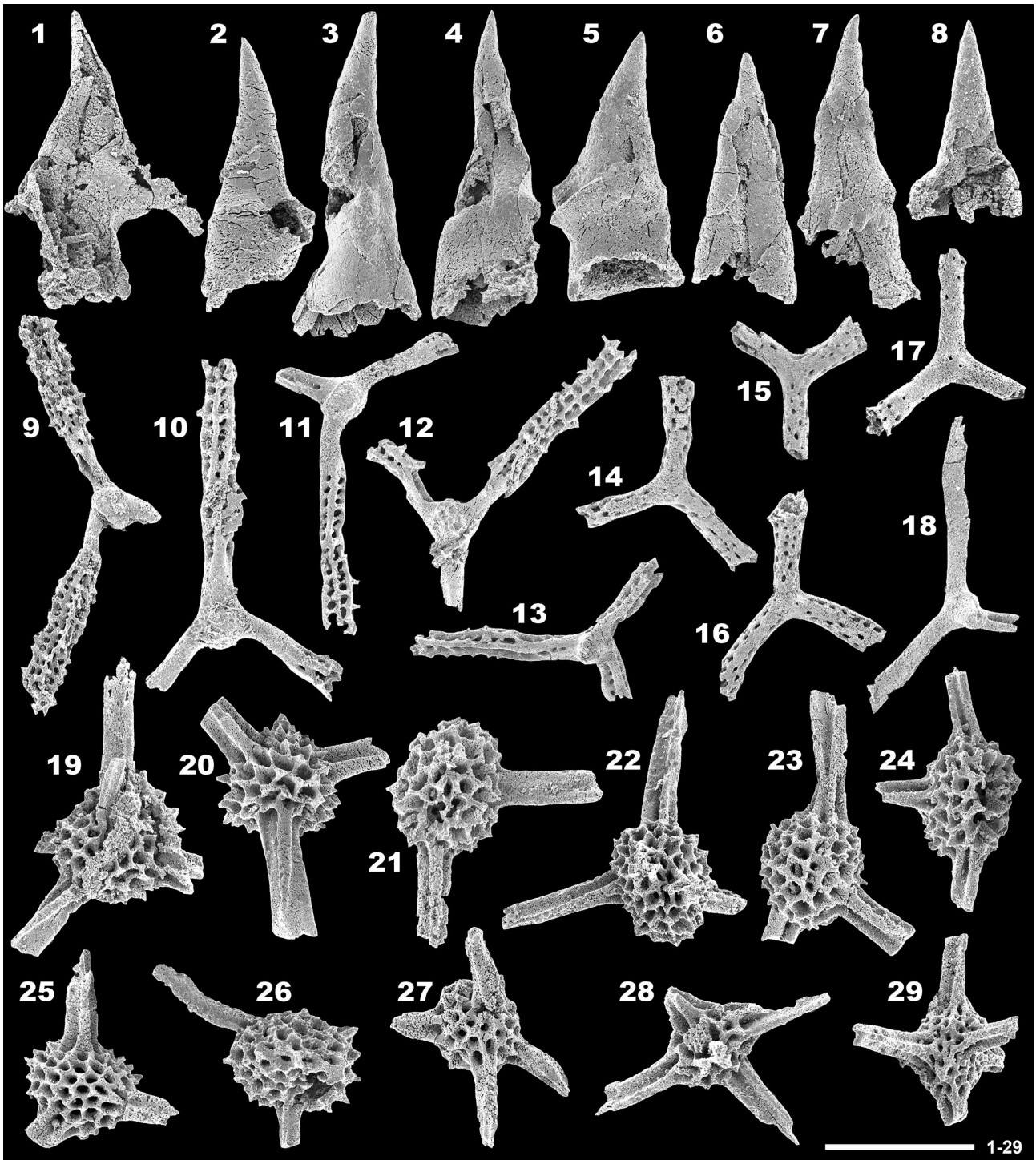


Fig. 7 Scanning electron microphotographs of selected radiolarians from the Loc.3, at Yaotome.

1: *Pseudoalbaillella* sp. (IJ2903, GSJ F17502-001). 2-8: *Follicucullus* spp. (IJ2903, 2: GSJ F17502-008, 3: GSJ F17502-009, 4: GSJ F17502-010, 5: GSJ F17502-011, 6: GSJ F17502-005, 7: GSJ F17502-007, 8: GSJ F17502-003). 9-13: *Pseudotormentus kamigoriensis* De Wever and Caridroit (IJ2903, 9: GSJ F17502-012, 10: GSJ F17502-013, 11: GSJ F17502-018, 12: GSJ F17502-016, 13: GSJ F17502-015). 14-17: *Latentifistula* spp. (IJ2903, 14: GSJ F17502-019, 15: GSJ F17502-021, 16: GSJ F17502-020, 17: GSJ F17502-014). 18: *Raciditor gracilis* (De Wever and Caridroit) (IJ2903, GSJ F17502-017). 19-24: *Stigmosphaerostylus* sp. cf. *S. itsukaichiensis* (Sashida and Tonishi) (IJ2903, 19: GSJ F17502-025, 20: GSJ F17502-026, 21: GSJ F17502-023, 22: GSJ F17502-032, 23: GSJ F17502-022, 24: GSJ F17502-033). 25-27: *Stigmosphaerostylus?* spp. (IJ2903, 25: GSJ F17502-028, 26: GSJ F17502-031, 27: GSJ F17502-024). 28: *Stigmosphaerostylus* sp. cf. *S. ichikawai* (Caridroit and De Wever) (IJ2903, GSJ F17502-027). 29: *Stigmosphaerostylus?* sp. (IJ2903, GSJ F17502-29).

Scale bar equals to 0.1mm.

**Remarks:** These specimens are characterized by small spherical shell with large pores and six radiating spines which arise from the pores. The arms, broken and eroded, are three-bladed in the cross section. These features are ones of the definitives of *Stygmospaerostylus ichikawai* (Caridroit and De Wever)

**Range:** Upper Permian.

**Occurrence:** Southwest Japan, South China, Oregon.

**Acknowledgments:** This paper is based on results of the study “Geology of the Kanmuriyama district” and “Geology of the Imajo and Takenami district” which have been conducted by the Geological Survey of Japan. The review and comments by Dr. K. Kuwahara (Ashiya University, Japan) substantially improved the manuscript.

### References

- Blome, C. D. and Reed, K. M. (1992) Permian and Early(?) Triassic radiolarian faunas from the Grindstone terrane, central Oregon. *Jour. Paleontology*, **66**, 351-383.
- Caridroit, M. and De Wever, P. (1984) Description de quelques nouvelles espèces de *Follicucullidae* et d'*Entactinidae* (Radiolaires polycystines) du Permien du Japon. *Geobios*, **17**, 639-644.
- Caridroit, M. and De Wever, P. (1986) Some Late Permian radiolarians from pelitic rocks of the Tatsuno Formation (Hyogo Prefecture), Southwest Japan. *Marine Micropaleontology*, **11**, 55-90.
- Caridroit, M., Ichikawa, K. and Charvet, J (1985) The Ultra-Tamba zone, a new unit in the Inner Zone of Southwest Japan – Its importance in the nappe structure after the example of the Maizuru area. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, **39**, 210-219.
- Caridroit, M., De Wever, P. and Dumitrica, P. (1999) A new order, a new family and a new genus of Paleozoic radiolaria: Latentifistularia, Cauletellidae and *Cauletella*. *C.R. Academie des Sciences, ser. Earth & Planetary Sciences*, **329**, 603-608.
- Deflandre, G. (1952) *Albaillella* nov. gen., Radiolaire fossile du Carbonifère inférieur, type d'une lignée aberrante éteinte. *Académie des Sciences Paris, Comptes Rendus, Série II*, **234**, 872-874.
- Deflandre, G. (1953) *Radiolaires fossiles*. In Grassé, P. P., ed., *Traité de zoologie*. Masson, Paris, 389-436.
- De Wever, P. and Caridroit, M. (1984) Description de quelques nouveaux Latentifistulidea (Radiolaires polycystines) Paléozoïques du Japon. *Revue de Micropaleontologie*, **27**, 98-106.
- De Wever, P., Dumitrica, P., Caulet, J. P., Nigrini, C. and Caridroit, M. (2001) *Radiolarians in the sedimentary record*. Gordon and Breach Science Publishers, 533p.
- Feng, Q. and Gu, S. (2002) Uppermost Changxingian (Permian) radiolarian fauna from southern Guizhou, southwestern China. *Jour. Paleontology*, **76**, 797-809.
- Feng, Q., He, W., Zhang, S. and Gu, S. (2006) Taxonomy of order Latentifistularia (Radiolaria) from the latest Permian in southern Guangxi, China. *Jour. Paleontology*, **80**, 826-848.
- Hattori, I. (1987) Jurassic radiolarian fossils from the Nanjo massif, Fukui Prefecture, central Japan. *Bulletin of Fukui Municipal Museum of Natural History*, no.34, 29-101. (\*)
- Hattori, I. (1988) Radiolarian fossils from manganese nodules at the upper reach of the Tarumigawa in the Nanjo massif, Fukui Prefecture, central Japan, and the tectonic significance of the northwestern Mino terrane. *Bulletin of Fukui Municipal Museum of Natural History*, no.35, 55-101. (\*)
- Hattori, I. and Yoshimura, M. (1979) The occurrence and distribution of the strata containing Paleozoic greenstone- and limestone-bodies in the Nanjo Mountains, the northwestern Mino terrain, central Japan. *Mem. Fac. Educ. Fukui Univ., ser.II (Natural Science)*, no.29, 1-16. (\*)
- Hattori, I. and Yoshimura, M. (1982) Lithofacies distribution and radiolarian fossils in the Nanjo area in Fukui Prefecture, central Japan. *News of Osaka Micropaleontologists, spec. vol.*, no.5, 103-116. (\*)
- Ishiga, H. (1990) Paleozoic radiolarians. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A., eds., *Pre-Cretaceous terranes of Japan*. Publication of IGCP Project no. 224, Osaka, 285-295.
- Ishiga, H., Kito, T. and Imoto, N. (1982) Late Permian radiolarian assemblages in the Tamba district and an adjacent area, Southwest Japan. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, **36**, 10-22.
- Ishiga, H., Watase, H. and Naka, T. (1986) Permian radiolarians from Nishiki Group in Sangun-Chugoku belt, Southwest Japan. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, **40**, 124-136.
- Isomi, H. (1955) The Carboniferous and Permian formations and fusulinids fossils found in the area of upper reaches of the River Hino, Fukui Prefecture. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **6**, 19-22. (\*)
- Kozur, H. (1980) Ruzhencevispongidae, eine neue Spumellaria-Familie aus dem oberen Kungurien (Leonardian) und Sakmarian des Vorurals. *Geo. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **10**, 235-242.
- Kozur, H. and Mostler, H. (1982) Entactinaria subordo nov., A new radiolarian suborder. *Geo. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **11/12**, 399-414.
- Kuwahara, K. (1999) Phylogenetic lineage of Late Permian *Albaillella* (Albaillellaria, Radiolaria). *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, **42**, 85-101.
- Kuwahara, K. and Yao, A. (2001) Late Permian



- radiolarian faunal change in bedded chert of the Mino Belt, Southwest Japan. *News of Osaka Micropaleontologists, spec. vol.*, no.12, 33-49. (\*)
- Kuwahara, K., Yao, A. and An, T. (1997) Paleozoic and Mesozoic complexes in the Yunnan area, China (Part 1): Preliminary report of Middle – Late Permian radiolarian assemblages. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, **40**, 37-49.
- Kuwahara, K., Yao, A. and Yamakita, S. (1998) Reexamination of Upper Permian radiolarian biostratigraphy. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, **52**, 391-404.
- Kuwahara, K., Yao, A., Ezaki, Y., Liu, J., Hao, W. and Kuang, G. (2003) Occurrence of Late Permian radiolarians from the Chituo section, Laibin, Guangxi, China. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, **46**, 13-23.
- Kuwahara, K., Yao, A., Yao, J. and Li, J. (2004) Late Permian radiolarians and sponge spicules from the Tongtianyuan section, Liuzhou, Guangxi, China. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, **47**, 85-99.
- Kuwahara, K., Yao, A., Yao, J. and Li, J. (2005) Permian radiolarians from the Global boundary Stratotype Section and Point for the Guadalupian–Lopingian boundary in the Laibin area, Guangxi, China. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, **48**, 95-107.
- Matsuoka, A. (2004) Toarcian (Early Jurassic) radiolarian fauna from the Nanjo massif in the Mino terrane, central Japan. *News of Osaka Micropaleontologists, spec. vol.*, no.13, 69-87.
- Mitsumura, K. and Kamata, Y. (2009) Radiolarian faunal change across the Guadalupian–Lopingian boundary in the Sasayama section of the Tamba belt, Southwest Japan. *News of Osaka Micropaleontologists, spec. vol.*, no.14, 545-559. (\*)
- Nakaya, Y. and Saito, M. (1986) On the Higashimata Formation distributed in Ikeda Town, Fukui Prefecture. *Bulletin of Fukui Municipal Museum of Natural History*, no.33, 11-18. (\*\*)
- Nestell, G. P. and Nestell, M. K. (2010) Late Capitanian (latest Guadaupian, Middle Permian) radiolarians from the Apache Mountains, West Texas. *Micropaleontology*, **56**, 7-68.
- Nishida, K. (1962) Geology of the Nanjo Mountains, Fukui Prefecture. *Chigakukenkkyu (Jour. Soc. Earthscientists and Amateurs, Japan)*, **13**, 40-46. (\*\*)
- Nishikane, Y., Kaiho, K., Takahashi, S., Henderson, C. M., Suzuki, N. and Kanno, M. (2011) The Guadalupian–Lopingian boundary (Permian) in a pelagic sequence from Panthalassa recognized by integrated conodont and radiolarian biostratigraphy. *Marine Micropaleontology*, **78**, 84-95.
- Riedel, W. R. (1967) Some new families of radiolaria. *Proc. Geol. Soc. London*, no. 1640, 148-149.
- Rüst, D. (1892) Beitrage zur Kenntniss der fossilen Radiolarien aus Gesteinen der Trias und der palaeozoischen Schichten. *Palaeontographica*, **38**, 107-179.
- Saesaengseerung, D., Agematsu, S., Sashida, K. and Sardud, A. (2009) Discovery of Lower Permian radiolarian and conodont faunas from the bedded chert of the Chanthaburi area along the Sra Kaeo suture zone, eastern Thailand. *Paleontological Research*, **13**, 119-138.
- Sashida, K. and Tonishi, K. (1985) Permian radiolarians from the Kanto Mountains, central Japan – Some Upper Permian Spumellaria from Itsukaichi, western part of Tokyo Prefecture –. *Sci. Rep. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, sec.B*, **6**, 1-19.
- Sashida, K. and Tonishi, K. (1986) Upper Permian stauraxon polycystine radiolaria from Itsukaichi, western part of Tokyo Prefecture –. *Sci. Rep. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, sec.B*, **7**, 1-13.
- Sashida, K., Igo, H., Adachi, S., Koike, T., Hisada, K., Nakornsri, N., Amnan, I. B. and Ampornmaha, A. (1993) Occurrence of Paleozoic radiolarians from Thailand and Malaysia and its geologic significance (preliminary report). *News of Osaka Micropaleontologists, spec. vol.*, no.9, 1-17. (\*)
- Sashida, K., Adachi, S., Igo, H., Koike, T. and Amnan, I. B. (1995) Middle and Late Permian radiolarians from the Semanggol Formation, northwest peninsular Malaysia. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, NS.*, **177**, 43-58.
- Sashida, K., Adachi, S., Igo, H., Nakornsri, N. and Ampornmaha, A. (1997) Middle to Upper Permian and Middle Triassic radiolarians from eastern Thailand. *Sci. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, sec.B*, **18**, 1-17.
- Sashida, K., Salyapongse, S. and Nakornsri, N. (2000a) Latest Permian radiolarian fauna from Klaeng, eastern Thailand. *micropaleontology*, **46**, 245-263.
- Sashida, K., Igo, H., Adachi, S., Ueno, K., Kajiwara, Y., Nakornsri, N. and Sardud, A. (2000b) Late Permian to Middle Triassic radiolarian faunas from northern Thailand. *Jour. Paleontology*, **74**, 789-811.
- Sugiyama, K. (2000) Replacement names for Permian stauraxon radiolarians. *Paleontological Research*, **4**, 227-228.
- Taga, H. (1997) Paleozoic and Mesozoic radiolarian fossils found in chert of the Nanjo massif, central Japan. *Bulletin of Fukui City Museum of Natural History*, no.44, 35-55. (\*\*)
- Takamura, Y. and Hayami, T. (1985) On the Paleozoic and Mesozoic strata in the eastern area of Imajocho, Fukui Prefecture, central Japan. *Bulletin of Fukui Municipal Museum of Natural History*, no.31, 1-16. (\*\*)
- Umeda, M. (1986) Permian radiolarians from clastic

- rocks in the Shirahama-Takasa area of Echizen-Cho, Fukui Prefecture, central Japan and its significance. *Bulletin of Fukui Municipal Museum of Natural History*, no.33, 19-30. (\*\*)
- Umeda, M. (1990) Jurassic radiolarians associated with chert arenite in the western part of the Nanjo massif, Fukui Prefecture, central Japan. *Bulletin of Fukui Municipal Museum of Natural History*, no.37, 7-19. (\*\*)
- Umeda, M. (1996) Occurrences of the strata belonging to “the Ultra-Tamba Zone” at the northern margin of Nanjo massif, Mino terrane, Fukui Prefecture, central Japan. *Bulletin of Fukui City Museum of Natural History*, no.43, 21-34. (\*)
- Umeda, M. and Taga, H. (2003) Note of occurrence of radiolarian fossils in the Nanjo massif, Fukui Prefecture, central Japan –No.7– Takura-gawa area. *Bulletin of Fukui City Museum of Natural History*, no.50, 27-36. (\*\*)
- Umeda, M. Taga, H. and Hattori, I. (1996) Discovery and its geologic significance of Permian radiolarians from clastic rocks at the northern margin of the Nanjo massif, Fukui Prefecture, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **102**, 635-638. (\*)
- Wakita, K. (1992) *Geological Map of Japan 1:200,000, Gifu*. Geol. Surv. Japan. (\*)
- Wang, Y-J., Yang, Q, Cheng, Y-N. and Li, J-X. (2006) Lopingian (Upper Permian) radiolarian biostratigraphy of South China. *Palaeoworld*, **15**, 31-53.
- Xia, W., Zhang, N., Wang, G. and Kakuwa, Y. (2004) Pelagic radiolarian and conodont biozonation in the Permo–Triassic boundary interval and correlation to the Meishan GSSP. *micropaleontology*, **50**, 27-44.
- Xia, W., Zhang, N., Kakuwa, Y. and Zhang, L. (2005) Radiolarian and conodont biozonation in the pelagic Guadalupian–Lopingian boundary interval at Dachongling, Guangxi, South China, and mid–upper Permian global correlation. *Stratigraphy*, **2**, 217-238.
- Yao, A. and Kuwahara, K. (1999) Middle-Late Permian radiolarians from the Guangyuan-Shangsi area, Sichuan Province, China. *Jour. Geosciences, Osaka City Univ.*, **42**, 69-83.
- Yao, J., Yao, A. and Kuwahara, K. (2001) Upper Permian biostratigraphic correlation between conodont and radiolarian zones in the Tamba-Mino terrane, Southwest Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, **44**, 97-119.
- \*: in Japanese with English abstract  
 \*\*: in Japanese
- Received September 22, 2011  
 Accepted December 27, 2011

## 西南日本、福井県南条山地からの中期—後期ペルム紀放散虫

中江 訓

### 要 旨

福井県内に位置する南条山地には、玄武岩・石灰岩・チャート・泥岩・砂岩などの様々な岩石からなる堆積岩複合体が主に分布する。最近30年間にわたり泥岩から産出した中生代放散虫化石が多数報告されてきたが、古生代放散虫化石の産出報告はわずかなため、古生代岩石の岩相—年代に関する情報は十分に得られているとは言い難い。本研究では、南条山地の凝灰質泥岩・珪質泥岩・チャートから産出した放散虫化石群集 (*Albaillella*, *Pseudoalbaillella*, *Follicucullus*, *Latentifistula*, *Cauletella*, *Ishigaum*, *Raciditor*, *Pseudotormentus*, *Stigmosphaerostylus*, *Srakaeosphaera*) を記載し、その多くが中期ペルム紀から後期ペルム紀を代表するものであることを示す。更に、これらの放散虫化石は、南条山地の堆積岩複合体に対し時代的制約を与えることができる点で重要である。

### 難読・重要地名等

Asuwa : 足羽, Ikeda : 池田, Ito-o : 糸生, Minamiechizen : 南越前, Mino : 美濃, Nanjo : 南条, Nishitani : 西谷, Omodani : 面谷, Shizuhara : 志津原, Ultra-Tamba : 超丹波, Waridani : 割谷, Yaotome : 八乙女

## 1946 年南海地震前の井戸水の減少から推定される土地の隆起量 —高知県黒潮町佐賀地区を例に—

梅田康弘<sup>1,\*</sup>・板場智史<sup>1</sup>

Yasuhiro Umeda and Satoshi Itaba (2011) Ground Upheaval Estimated from Decreased well water before the 1946 Nankai Earthquake— As an Example at Saga District in Kuroshio-town, Kochi Prefecture —. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.62 (11/12), p.455-459, 3 figs, 1 table.

**Abstract:** There are the witness testimonies of the inhabitants that the water level of well water decreased 2-3m before the 1946 Nankai earthquake (M8.0). In the small delta or the sandbar where fresh water balanced with seawater, Umeda et al. (2010) showed that the well water largely decreased by a little upheaval of the ground, qualitatively. The quantitative relation between the water level of well water and the upheaval of the ground was obtained based on Umeda's model and the structure of underground water at Saga district which is small delta.

**Keywords:** the 1946 Nankai earthquake, well water, ground upheaval

### 要 旨

1946 年南海地震 (M8.0) の前に井戸水が 2-3 m 低下したという証言が、四国から紀伊半島の太平洋沿岸部で得られている。梅田ほか (2010) は、海水と淡水が重力バランスをとっている小さな三角洲などではわずかな土地の隆起でも大幅に地下水位が低下することを示した。このモデルと高知県黒潮町佐賀地区での地下水構造の調査結果を基に、土地の隆起量と地下水位の低下量との関係式を求めた。

### 1. はじめに

四国から紀伊半島の太平洋沿岸部で、1946 年南海地震 [M8.0 (国立天文台, 2010)] の前に井戸水が涸れた、あるいは水位が大きく低下したという証言がある (例えば、水路局, 1948; 中村, 2009 年)。目撃された水位の低下量は 2-3 m という場合が多い。梅田ほか (2010) は地震前に水が涸れたという井戸の再調査を行った結果、地震前に涸れたという井戸は、大きな河川を有する平野部にはなく、背後の三方が山に囲まれた小さな三角州か、砂州にあること、また同じ三角州内でも涸れた井戸は少なく、涸れなかった井戸のほうが多いことなどを確認した。

透水性の良い三角州や砂州における地下水構造の特徴は、淡水の下に比重の大きい海水 (塩水) が浸み込んでいることである。Gyben-Herzberg の法則 [例えば、ド

ミニコ, P.A・F.W. シュワルツ (1996)] によれば、水平線より上の淡水の高さは、約 40 倍の深さの淡水と重力的バランスをとっている。そういう地下水構造の三角州で、わずかな土地の隆起が生じると、重力的バランスを保つため、地下水位の高いほうから多量の淡水の移動が起こり、山手の井戸は涸れてしまうことを梅田ほか (2010) が明らかにした。このモデルを地下水構造がわかっている高知県黒潮町佐賀地区に適用し、土地の隆起量と地下水の低下量との関係式を求めた。

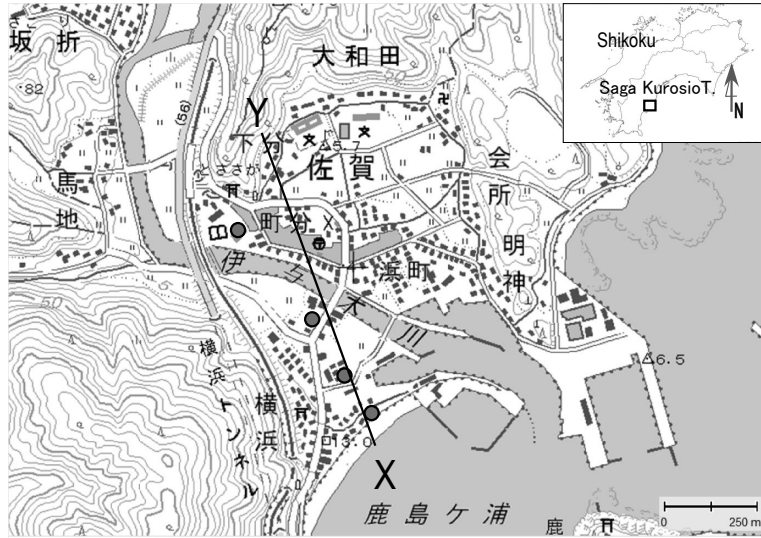
### 2. 黒潮町佐賀地区の地下水構造と地下水移動

#### 2.1 地下水移動のモデル化

高知県幡多郡黒潮町佐賀地区 (第 1 図) では利水のために、同町による地下水調査が行われた (高知県幡多郡佐賀町, 2000)。また浅田ほか (2004) は潮位変化が浅井戸の水位に及ぼす影響を調べるため、第 1 図に丸印で示した 4 か所で打ち抜きボーリングを行って水位の連続観測を行った。前者の調査資料と後者の測定結果を基に、第 1 図の X-Y に沿った地下水断面を描いた (第 2 図 (I))。透水層の厚み (d) や、海水 (塩水)・淡水の境界 (interface) と水平線 (horizon) とのなす角 ( $\theta$ ) などの実際の数値は 2.2 節で詳しく述べるが、同図は横スケールに対して縦のそれをおよそ 25 倍拡大している。地下水位の移動を考える上で重要な点は、塩水と淡水とがバランスを取っているのは同図で AC 間であって、C 点から山手 (図の右側) では、AC 間のようなバランス

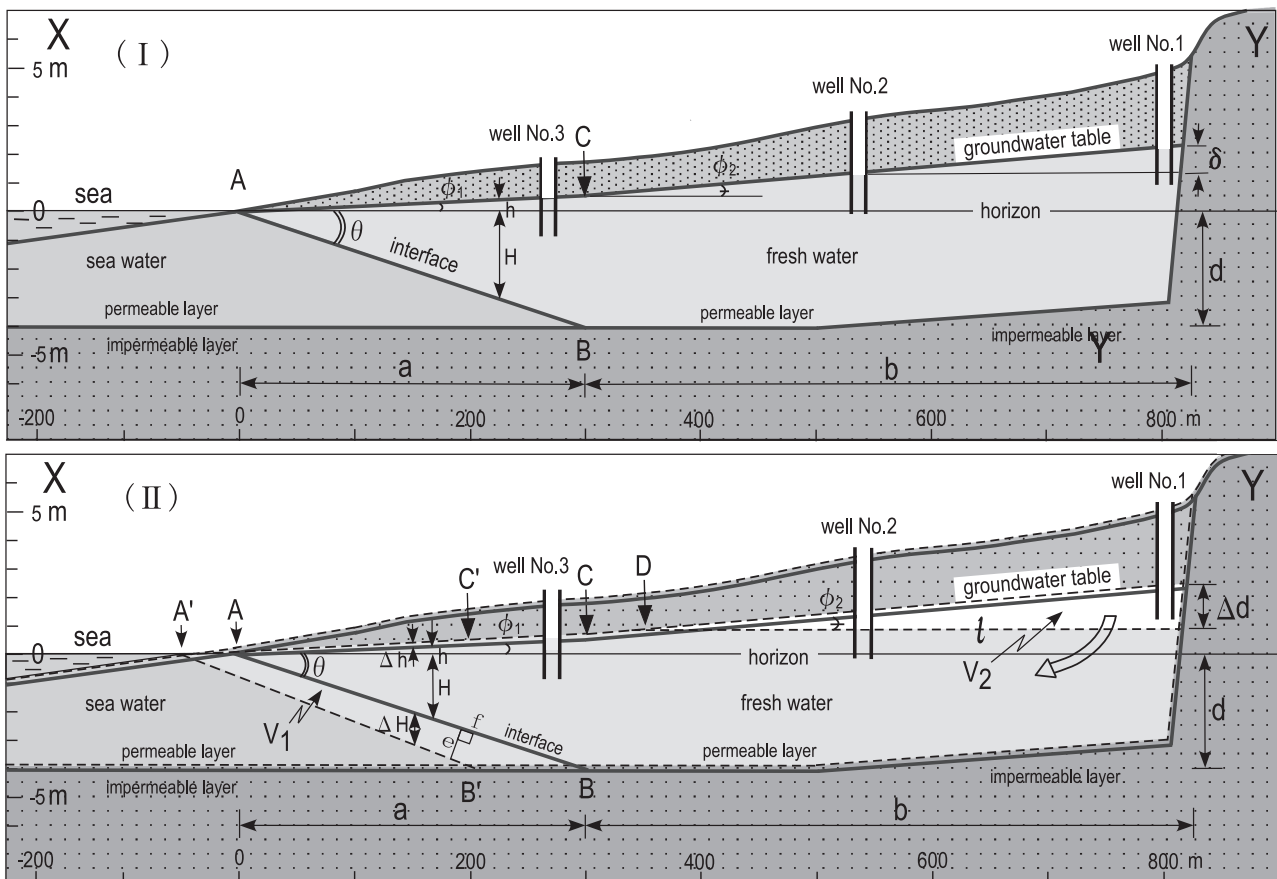
<sup>1</sup> 活断層・地震研究センター (AIST, Geological Survey of Japan, Active fault and Earthquake Research Center)

\* Corresponding author: Y. Umeda, Nakoji 3-11-46, Amagasaki Hyogo 661-0974, Japan. Email: umeda-y@aist.go.jp



第1図 高知県黒潮町佐賀地区の地形図。赤○印は地下水位の測定地点。直線 X-Y に沿った断面は図2に示される。

Fig.1 Map shows Saga district where is small delta. Red circles show the measuring points of ground water table. The vertical section along a straight line X-Y shows in Fig.2.



第2図 佐賀地区における地下水構造 (I) と隆起による地下水の移動 (II)。縦方向は横に対しておよそ 25 倍拡大されている。Well No.1,2,3 は実際に存在した井戸ではなく、説明のための仮想の位置に描いてある。

Fig.2 The structure of the underground water (I) and the flow of underground water (II) according to the upheaval of the ground at Saga district. Vertical length is extended approximately 25 times to a lateral direction. Well No.1,2,3 were not really wells which existed and were drawn on the virtual position for explanation.

をとる必要はなく、地下水位 (groundwater table) の勾配 ( $\phi_2$ ) は急になることが出来るという点である。

このような地下水構造を持つ三角州全体がわずかに隆起した場合を考える (第2図 (II))。同図で実線は隆起前、点線は隆起しつつある状態を表す。梅田等のモデル (梅田ほか, 2010) によれば、塩水と淡水とがバランスを取っている区間では、わずかな土地の隆起 ( $\Delta h$ ) が起こっても常にバランスを取ろうとする。そのため地下水位の高い山手 (図の右側) から図中白抜き矢印で示したように淡水が流れ、塩水・淡水境界は  $\Delta H$  だけ下がる。この帯水層に他からの淡水の供給が無ければ、境界 A-B が A'-B' に移動するのに必要な淡水の量 ( $V_1$ ) は、供給源である山手の淡水量 ( $V_2$ ) に等しい。いま、第2図に直交方向の幅  $W$  の水の量を考えると、 $V_1, V_2$  はそれぞれ  $V_1 = nWS_1$ ,  $V_2 = nWS_2$  である。  $n$  は間隙率である。面積  $S_1$  は四辺形 ABA'B' であるが、隆起前の境界面 AB と隆起後の境界面 A'B' とは勾配がわずかに異なるので (AA' と BB' は平行でない)、完全な平行四辺形ではないが、近似的に塩水・淡水境界の長さ ( $f$ ) と新旧の境界面がなす幅 ( $e$ ) との積とすると、

$$S_1 = e \cdot f$$

であり、帯水層の厚さを  $d$  とすると、 $e = \Delta H \cos \theta$ ,  
 $f = d / \sin \theta$  であるから、  
 $S_1 = e \cdot f = \Delta H \cdot d / \tan \theta$   
 $V_1 = nW \cdot \Delta H \cdot d / \tan \theta$  (1)

となる。

土地の隆起に伴い山手の水位が  $\Delta d$  低下し、新たな地下水位 (図中水平の点線) の長さが  $l$  になった状態を考えると、 $S_2$  は第2図 (II) で groundwater table と記入された点線と、それが  $\Delta d$  だけ低下した時の点線との間の面積 (第2図 (II) で山手の白抜きの部分) である。この場合も近似的に  $S_2$  は長さ  $l$  を底辺とする三角形と仮定すると、

$$S_2 = l \cdot \Delta d / 2$$

であり、また、 $\Delta d / l = \tan \phi_2$  であるから、  
 $V_2 = nW \cdot \Delta d^2 / (2 \tan \phi_2)$  (2)

を得る。

外部からの淡水の供給が無い場合は  $V_1 = V_2$  であるので、(1), (2) 式から

$$\Delta d^2 = 2\Delta H \cdot d \tan \phi_2 / \tan \theta$$

が得られる。  $H/h = \Delta H / \Delta h = \alpha$  とすると、  
 $\Delta d^2 = 2\alpha \Delta h \cdot d \tan \phi_2 / \tan \theta$  (3)

であり、土地の隆起量 ( $\Delta h$ ) と地下水位の低下量 ( $\Delta d$ ) との関係が得られた。

## 2.2 土地の隆起量と地下水位の低下量

佐賀地区における帯水層は浅部と深部の2層あるが、深部は20 mより深いところにあるので、ここでは浅部の第1層について議論する。高知県幡多郡佐賀町(2000)

の「淡水と塩水との平衡実態図 (同資料中の図 2-5-11)」によれば、第1帯水層の厚さ ( $d$ ) は4 mであり、塩水・淡水境界面は海岸から300 mのところ、第1帯水層の底に接している。したがって、水平線 (horizon) と塩水・淡水境界 (interface) とのなす角 ( $\theta$ ) は

$$\tan \theta = d/a = 0.0133, \theta = 0.764^\circ \approx 0.76^\circ$$

である。

AC間の地下水位面は浅田ほか(2004)によっても測定されているが、海岸付近では堤防構築による擾乱が見受けられるため、ここでは Gyben-Herzberg の法則にしたがって、海水と淡水の密度差から見積もることとする。海水と淡水の密度をそれぞれ  $\rho_s, \rho_f$ 、重力加速度を  $g$  とすると Gyben-Herzberg の法則は

$$\rho_s gH = \rho_f g (H+h) \quad (4)$$

であり、 $\rho_f = 1.000, \rho_s = 1.025$  とすると、

$$H/h = 40 \quad (5)$$

となる。AC間の地下水面と水平面のなす角を  $\phi_1$  とすると、

$$\tan \theta / \tan \phi_1 = H/h$$

であるから、 $\phi_1 \approx 0.02^\circ$

となる。

浅田ほか(2004)は第1図に丸印で示した4地点で地下水位面を実測し、海岸線より360 m地点では地下水位面の水平面からの高さは0.49 m、670 m地点でのそれは1.66 mを得ている。山手側における地下水位面と水平面とのなす角を  $\phi_2$  とすると、

$$\tan \phi_2 = 3.774 \times 10^{-3}, \phi_2 = 0.2162^\circ \approx 0.22^\circ$$

であり、これらを(3)式に代入すると、

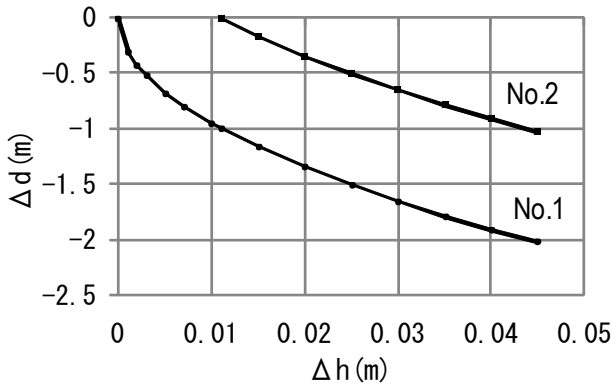
$$\Delta d = 9.53 \sqrt{\Delta h} \quad (6)$$

が得られる。

(6)式は最も山手の地下水位の高い井戸(第2図で well No.1)について成り立つものである。同式に基づき、地殻隆起量 ( $\Delta h$ ) に対する、地下水位の低下量 ( $\Delta d$ ) を第3図に示すと共に代表的な値について第1表に示した。これによると、土地が1 cm隆起した時、最も山側の井戸では約95 cmの水位低下が見込まれる。逆に井戸水が2 m低下したとしても土地の隆起は4.4 cmだったことになる。

## 2.3 水位低下の限度

前節の(6)式が成り立つのは、隆起に伴って低下する地下水位面(第2図IIで  $l$  と記された水平の点線)と隆起前の地下水位面(第2図IIで groundwater table)との交点DがC点に達するまでである。それ以上に隆起が進行した場合、地下水位面の低下に伴って、 $\phi_1$  と  $\theta$  は共に小さくなり、B' が山手のほうに伸びるため、地下水位の低下は非常に鈍くなる。更に地下水位面が水平線以下に下がる時は、隆起量と水位低下量は同じになる。すなわち、1 mの水位低下を生じるには土地の隆起



第3図 佐賀地区における隆起量 (Δh) に対する地下水位の低下量 (Δd).

Fig.3 Decrease of well water level (Δd) for the upheaval of the ground (Δh) at Saga district. No.1 and No.2 correspond to the well number in Fig.2.

は 1 m 必要になる。

C 点から山際までの距離 (b) はおよそ 530 m であるから、(6) 式が成り立つ Δd の最大は、 $\Delta d_{max} = b / \tan \phi_2 = 530 \times 3.77 \times 10^{-3} \approx 2$  m である。このことは、佐賀地区においては、地下水位の高い山際付近にある井戸でも、その水深が 2 m 以上あれば、わずかな土地の隆起では井戸は涸れないことを示している。

ここまでの議論は、最も地下水位の高い山際の井戸 (第2図で No.1) について述べたが、第2図で中間にある No.2 の井戸の水位については次のようになる。隆起前の No.1 と No.2 の井戸の水位の差を δ とすると、Δd が δ になるまでは No.2 の水位に変化は無く、Δd > δ においては  $\Delta d = 9.53 \sqrt{\Delta h} - \delta$  にしたがって低下する。δ = 1 m の場合について第3図の No.2 の曲線に、及び第1表の No.2 の欄に示した。更に海側の No.3 の井戸については梅田ほか (2010) も述べているように、わずかな土地の隆起では井戸水の低下は認められない。

### 3. まとめと議論

南海地震の前に目撃された水位低下量は 2 m から 3 m という証言が多い。本震前に 2-3 m の土地の隆起は考えづらいが、梅田ほか (2010) は、外部からの淡水の供給が乏しい三角州や砂州で、地下水位の高い位置にある井戸であれば、わずかな土地の隆起でも大幅な水位低下が起こりうることを示した。黒潮町佐賀地区では地下水構造が調査されていたため、梅田ほか (2010) の考えに基づき、土地の隆起量と地下水位の低下量を関連づけることができた。

2.2 節では外部からの淡水の供給は無いと仮定したが、実際に井戸水が涸れた三角州では背後の 3 方向を山に囲まれており、特に南海地震の発生した 12 月という渇

第1表 佐賀地区における隆起量 (Δh) に対する地下水位の低下量 (Δd)。

Table 1 Decrease of well water level (Δd) for the upheaval of the ground (Δh) at Saga district. No.1 and No.2 correspond to the well number in Fig.2.

Δh (m)		0.01	0.02	0.03	0.04	0.044
Δd (m)	No.1	-0.95	-1.35	-1.65	-1.9	-2
	No.2	—	-0.35	-0.65	-0.91	-1

水期には、外部からの淡水の供給は無かったと思われる。逆に大きな河川を有する平野部では井戸涸れという現象は起きなかったようだ。

佐賀地区での地震前の水位について、水路要報 (水路局, 1948) には「ごく一部に水位が震前に低下した所が見られた」とある。記述にある「震前」とは 12 月 21 日午前 4 時 19 分に発生した昭和南海地震の前のことである。我々は 2004 年と 2010 年に現地でも聞き取り調査を行ったが、「地震の前に井戸水が引いたという話は聞いた」と証言する人はいたものの残念ながら、どの井戸だったかという特定はできなかった。第2図の No.1-3 に示した井戸は実際にあった井戸ではなく、説明のために仮想の位置に描いたものである。

本論で求めた関係式を他の地域に応用するには、塩水・淡水境界と水平線とのなす角 (θ), 山手の地下水位の勾配 (φ<sub>2</sub>), 帯水層の厚さ (d), 及び海岸から山際までの距離 (第2図で、a+b) を知る必要がある。これらのうち、θ は海水と淡水との比重の違いによって決まる値であり、他の地域でもほぼ同じと考えられる。また距離 (a+b) は地形図上でも測ることができる。したがって地下水位の勾配 (φ<sub>2</sub>) と帯水層の厚さ (d) を知ることができれば、本論で述べた定量化の手法は他の地域にも応用することができる。

謝辞：高知県幡多郡黒潮町佐賀支所では地下水調査報告書の写しをいただいた。また現地調査でもお世話になった。査読者行谷佑一氏の助言は本論改善におおいに役立った。合わせて御礼申し上げる。

### 文献

浅田照行, 重富國宏, 梅田康弘, 辰巳賢一, 木村昌三, 川谷和夫, 大村 誠 (2004) 高知県佐賀町における地下水のアレー観測, 京都大学防災研究所年報, 47-B, 721-724.  
 ドミニコ, P.A・F.W. シュワルツ (1996) 地下水の科学Ⅲ (大西有三監訳), 土木工学社, 26-28.  
 高知県幡多郡佐賀町 (2000) 平成 11 年度伊与木川地下水調査委託業務報告書, 相愛株式会社。

昭和南海地震前の地下水位の低下量と地殻の上下変動量（梅田・板場）

国立天文台（2010）理科年表（平成 23 年版），p. 739.  
中村不二夫（2009）南海地震は予知できる，高知新聞  
企業，301 p.  
水路局（1948）昭和 21 年南海大地震調査報告（地変  
及び被害編），小向良七編，水路要報増刊号 201 号，  
1-117.  
梅田康弘・重富國宏・尾上謙介，浅田照行・細 義信・

近藤和男・橋本 学・木村昌三・川谷和夫・大  
村 誠（2010）南海地震前の井戸水の低下につい  
て一次の南海地震の予知に向けて－. 地震 ii，**63**，  
1-10.

（受付：2011 年 10 月 24 日；受理：2011 年 12 月 27 日）

## Trace and rare earth elements compositions of granitic rocks in Awaji Island, Southwest Japan Arc

Masaki Yuhara<sup>1,\*</sup>, Sakae Sano<sup>2</sup> and Yutaka Takahashi<sup>3</sup>

Masaki Yuhara, Sakae Sano and Yutaka Takahashi (2011) Trace and rare earth elements compositions of granitic rocks in Awaji Island, Southwest Japan Arc. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.62 (11/12), p.461-467, 3 figs, 3 tables.

**Abstract:** Seven trace elements (As, Cr, Ga, Pb, S, Th and V) compositions of granitic rocks in Awaji Island were analyzed using X-ray fluorescence spectrometer at Fukuoka University. Rare earth elements (REE) compositions of some samples of the Granitic Rocks II and III from the island were also determined by instrumental neutron activation analysis at Ehime University. The variation trends of most trace elements of Granitic Rocks I, II and III overlap in Harker's diagrams. Samples, which were off main trend of major and trace elements in Harker's diagrams in previous analyses (Yuhara *et al.*, 1998), are often off the variation trends of these trace elements in this study as well. Therefore, these trace elements are also useful for investigation of chemical variations of granitic rocks. Chondrite-normalized REE patterns are enriched in LREE and flat in HREE, and fit in those of granitic rocks in the Ryoke metamorphic belt.

**Keywords:** Awaji Island, Ryoke metamorphic belt, granitic rocks, trace elements, rare earth elements.

### 1. Introduction

The Ryoke metamorphic belt is a typical low-pressure / high-temperature type metamorphic belt formed at a convergent plate margin, and is characterized by intensive felsic magma activity (e.g. Okudaira *et al.*, 2000). Thus, explication of generation, differentiation, rising and intrusion processes of granitic magmas and transition of their source materials are indispensable for understanding formation process of the Ryoke belt. The chemical compositions of granitic rocks are necessary for these analyses. However, not enough data are obtained from all granitic rocks in the Ryoke metamorphic belt.

Takahashi (1995) and Yuhara *et al.* (1998) have reported major and 7 trace elements compositions of granitic rocks in Awaji Island, respectively. We determined 7 trace elements compositions and rare earth element (REE) compositions of the same samples. Here, we report the features of these compositions.

### 2. Geological outline

Based on lithology and field occurrence, granitic rocks in Awaji Island are divided into 11 bodies, which

are composed of three groups: Granitic Rocks I, II and III (Takahashi and Hattori, 1992; Fig. 1). The Granitic Rocks I, II and III correspond to the Older Ryoke Granitic Rocks, Younger Ryoke Granitic Rocks and Sanyo type granitic rocks, respectively. Based on Sr and Nd isotopic compositions, these granitic rocks belong to the South Zone (Kagami *et al.*, 2000). The field occurrence and petrography of these granitic rocks are reported by Huzita and Maeda (1984), Nakajima *et al.* (1985, 1986), Mizuno *et al.* (1990), Takahashi *et al.* (1992), Takahashi and Hattori (1992) and Takahashi (1995).

The Granitic Rocks I, distributed in the center of the district, are weakly deformed exhibiting foliation, and are partly recrystallized by intrusion of the Granitic Rocks II and III. The Granitic Rocks I are composed of the Shio Granite (K-feldspar porphyritic biotite granite to granodiorite), Tsushigawa Granite (coarse-grained hornblende-biotite granite to granodiorite), Shizuki Tonalite (medium-grained hornblende-biotite tonalite to granodiorite) and Ei Granodiorite (medium-grained hornblende- biotite granodiorite to granite).

The Granitic Rocks II are massive, and intruded into

<sup>1</sup>Department of Earth System Science, Faculty of Science, Fukuoka University, 8-19-1 Nanakuma, Jonan-ku, Fukuoka 814-0180, Japan

<sup>2</sup>Geoscience Laboratory, Faculty of Education, Ehime University, 3 Bunkyo-cho, Matsuyama 790-8577, Japan

<sup>3</sup>Geological Survey of Japan, AIST, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan

\* Corresponding author: M. YUHARA, Email: yuhara@fukuoka-u.ac.jp



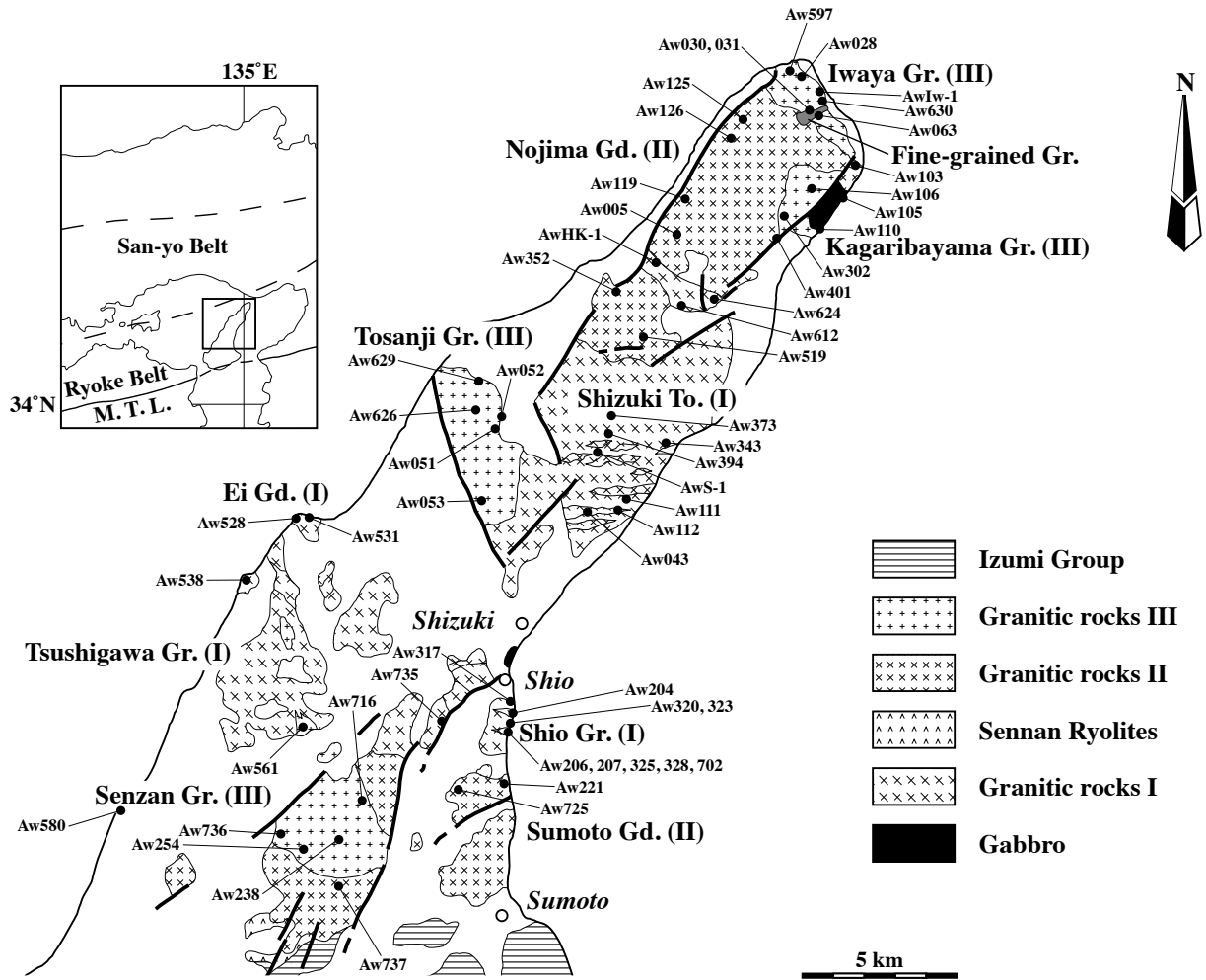


Fig. 1 Geological map of pre-Tertiary basement rocks in Awaji Island showing sample localities (modified from Takahashi, 1995).

the Granitic Rocks I at the south and north parts. The Granitic Rocks II are composed of the Sumoto Granodiorite (medium-grained hornblende-biotite granodiorite to quartz monzodiorite) and Nojima Granodiorite (medium-grained hornblende-biotite granodiorite to granite).

The Granitic Rocks III are massive granitic rocks, which intruded into the Granitic Rocks I and II, but did not have contact metamorphic effects on the Granitic Rocks II. The Granitic Rocks III are composed of the Tosanji Granite (medium-grained biotite granite to granodiorite), Senzan Granite (medium- to fine-grained biotite granite to granodiorite), Kagaribayama Granite (fine- to medium-grained leucocratic biotite granite), Iwaya Granite (medium- to coarse-grained biotite granite to granodiorite) and fine-grained granite.

K-Ar mineral ages and Rb-Sr whole-rock isochron ages of granitic rocks in Awaji Island were reported by Takahashi (1992) and Yuhara *et al.* (1998), respectively (Table 1). A K-Ar hornblende age of  $89.4 \pm 4.5$  Ma

(Shizuki Tonalite), K-Ar biotite ages of  $72.7 \pm 3.6$  Ma and  $84.0 \pm 4.2$  Ma (Tsushigawa Granite),  $78.7 \pm 3.9$  Ma and  $88.0 \pm 4.4$  Ma (Shizuki Tonalite) have been reported from the Granitic Rocks I. A K-Ar hornblende age of  $89.6 \pm 4.5$  Ma, a K-Ar biotite age of  $84.6 \pm 4.5$  Ma and an Rb-Sr whole-rock isochron age of  $99 \pm 11$  Ma have been reported from the Sumoto Granodiorite of the Granitic Rocks II. A K-Ar hornblende age of  $87.7 \pm 4.4$  Ma, a K-Ar biotite age of  $80.9 \pm 4.0$  Ma and an Rb-Sr whole-rock isochron age of  $95 \pm 15$  Ma have been reported from the Nojima Granodiorite. Age data for the Granitic Rocks III include a K-Ar biotite age of  $86.7 \pm 4.3$  Ma and an Rb-Sr whole-rock isochron age of  $83.8 \pm 4.9$  Ma from the Tosanji Granite, a K-Ar biotite age of  $69.5 \pm 3.5$  Ma and an Rb-Sr whole-rock isochron age of  $84.1 \pm 9.0$  Ma from the Senzan Granite, an Rb-Sr whole-rock isochron age of  $75.5 \pm 5.8$  Ma from the Kagaribayama Granite, K-Ar biotite ages of  $70.3 \pm 3.5$  Ma and  $80.9 \pm 4.0$  Ma and an Rb-Sr whole-rock isochron age of  $76.4 \pm 3.9$  Ma from the Iwaya

Table 1 Radiometric ages of granitic rocks in Awaji Island.

		K-Ar age (Ma)*		Rb-Sr whole-rock isochron age (Ma)**	
		Hornblende	Biotite		
Granitic Rocks I	Shizuki Tonalite	89.4 ± 4.5	78.7 ± 3.9		
			88.0 ± 3.9		
	Tsushigawa Granite		72.7 ± 3.6		
			84.0 ± 4.2		
Granitic Rocks II	Sumoto Granodiorite	89.6 ± 4.5	84.6 ± 4.5	99 ± 11	
	Nojima Granodiorite	87.7 ± 4.4	80.9 ± 4.0	95 ± 15	
Granitic Rocks III	Tosanji Granite		86.7 ± 4.3	83.8 ± 4.9	
	Senzan Granite		69.5 ± 3.5	81.4 ± 9.0	
	Kagaribayama Granite			75.5 ± 5.8	
	Iwaya Granite		70.3 ± 3.5		76.4 ± 3.9
				80.9 ± 4.0	
	fine-grained granite			74 ± 12	

\*:Takahashi (1992), \*\*: Yuhara *et al.* (1998).

Granite, and an Rb-Sr whole-rock isochron age of  $74 \pm 12$  Ma from fine-grained granite.

### 3. Whole-rock trace element composition

Trace elements (As, Cr, Ga, Pb, S, Th and V) analyses were undertaken for samples, which were reported major and trace elements compositions by Takahashi (1995) and Yuhara *et al.* (1998), by XRF (RIGAKU ZSX100e) at Fukuoka University, after the methods of Yuhara and Taguchi (2003a, b), Yuhara *et al.* (2004) and Takamoto *et al.* (2005). Cr, S and V were determined using glass bead, and As, Ga, Pb and Th contents using powder pellet, respectively. Trace elements concentrations are listed in Table 2.

Except for the Granitic Rocks I, variation range of SiO<sub>2</sub> content in each body is narrow (Takahashi, 1995). Major elements compositions of these granitic rocks represent linear trend on the Harker's diagrams (Takahashi, 1995). The Granitic Rocks II and III have relatively higher SiO<sub>2</sub> content than the Granitic Rocks I. Trace elements compositions also show linear trends, whereas the Shio Granite has relatively higher Rb content (Yuhara *et al.*, 1998). Some samples are off the main trends. Yuhara *et al.* (1998) did not use these samples to measure Rb-Sr whole-rock isochron age. The Granitic Rocks I, II and III are plotted in the field of volcanic-arc type granite in the Y vs. Nb and Rb vs. (Y+Nb) discriminative diagrams as defined by Pearce *et al.* (1984) as for the Ryoke granitic rocks (Yuhara *et al.*, 1998). Arsenic (As) contents are low, and are lower than lower limit of detection in almost samples. As for major and trace elements (Takahashi, 1995; Yuhara *et al.*, 1998), variation trends of the Granitic Rocks I, II and III overlap in Harker's diagrams (Fig.2). S is scattered, and does not show an obvious trend. Pb and Th increase, whereas Ga and V decrease with increasing SiO<sub>2</sub> contents. Abundances of Cr are nearly constant

except for some samples. Samples, which were off the main trend of major and trace elements in Harker's diagrams in previous analyses (Yuhara *et al.*, 1998), are often off variation trends of these trace elements in this study as well. The results suggest that these trace elements compositions are also useful for investigation of chemical variations of granitic rocks and for sample selection on Rb-Sr whole-rock isotopic analyses (Yuhara, 1994).

### 4. Rare earth element composition

REE and trace elements (Cs, Hf and U) analyses were carried out for samples selected from the Granitic Rocks II and III by instrumental neutron activation analysis using a neutron source at the Research Reactor Institute, Kyoto University, from which the Rb-Sr whole-rock isochron ages were obtained by Yuhara *et al.* (1998). The analytical procedures are described in Sano *et al.* (1996). REE and trace elements concentrations are listed in Table 3.

Chondrite-normalized REE patterns of the Granitic Rocks II and III are enriched in light REE (LREE) and flat in heavy REE (HREE) (Fig.3). The Granitic Rocks II do not show Eu anomalies. REE patterns of the Granitic Rocks III can be divided into two groups. One including the Tosanji, Kagaribayama and Iwaya Granites shows negative Eu anomalies. The other group, which includes the Senzan Granite, shows positive Eu anomaly and low HREE. These patterns are within those of granitic rocks in the Ryoke metamorphic belt (Fig.3).

### 5. Summary

Seven trace elements (As, Cr, Ga, Pb, S, Th and V) compositions of granitic rocks in Awaji Island were analyzed using XRF. In addition, rare earth and trace elements compositions of some samples were determined by instrumental neutron activation analysis. The varia-

Table 2 Trace element concentrations of granitic rocks in Awaji Island.

Granitic Rocks I												
Shio Gr.						Tsushigawa Gr.						
Sample No.	Aw204	Aw206	Aw207	Aw325	Aw328	Aw702	AwHK-1	Aw043	Aw112	Aw323	Aw538	Aw612
As (ppm)	n.d.	n.d.	<4	n.d.	n.d.	<4	n.d.	n.d.	n.d.	<4	n.d.	n.d.
Cr	8	11	5	8	28	9	5	<4	26	4	5	<4
Ga	20	19	18	17	20	18	15	18	17	20	16	21
Pb	16	20	21	22	11	15	28	21	19	18	30	39
S	31	25	22	25	75	75	n.d.	n.d.	n.d.	11	17	n.d.
Th	18	13	24	16	<4	38	12	14	15	15	15	13
V	25	22	20	14	158	31	7	15	11	15	8	11

Granitic Rocks I									
Shizuki To.					Ei Gd.				
Sample No.	AwS-1	Aw111	Aw317	Aw320	Aw343	Aw373	Aw394	Aw528	Aw531
As (ppm)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cr	7	65	13	9	11	11	16	7	<4
Ga	22	21	20	18	22	20	20	19	16
Pb	12	14	15	25	12	10	11	26	20
S	6	7	47	176	4	34	166	37	5
Th	10	10	4	12	8	8	7	11	14
V	22	27	38	31	37	41	63	4	5

Granitic Rocks II												
Nojima Gd.						Sumoto Gd.						
Sample No.	Aw005	Aw119	Aw125	Aw126	Aw352	Aw519	Aw624	Aw221	Aw580	Aw725	Aw735	Aw737
As (ppm)	<4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	<4	n.d.	n.d.	<4	n.d.	n.d.	n.d.
Cr	9	67	9	<4	9	8	5	8	7	8	6	9
Ga	18	18	16	18	17	15	19	18	18	18	18	21
Pb	15	18	18	26	16	26	19	16	19	16	20	14
S	19	18	9	5	7	1406	13	<3	n.d.	41	n.d.	122
Th	12	11	12	13	12	11	8	10	13	11	12	5
V	36	27	32	13	33	27	24	17	17	18	17	8

Granitic Rocks III												
Kagaribayama Gr.				Iwaya Gr.				Tosanji Gr.				
Sample No.	Aw105	Aw106	Aw110	Aw302	Aw401	AwIw-1	Aw028	Aw063	Aw103	Aw597	Aw052	Aw053
As (ppm)	<4	<4	n.d.	n.d.	n.d.	<4	n.d.	<4	<4	n.d.	n.d.	n.d.
Cr	5	27	6	<4	5	4	4	55	67	6	<4	36
Ga	15	15	15	14	16	17	16	16	17	16	16	18
Pb	33	24	25	35	27	17	21	25	18	22	22	26
S	171	n.d.	17	n.d.	n.d.	12	75	74	20	15	7	n.d.
Th	22	12	15	12	22	15	14	13	12	14	17	14
V	6	7	8	<4	8	12	11	6	8	9	9	<4

Granitic Rocks III											
Tosanji Gr.		Senzan Gr.			fine-grained Gr.				Dyke		
Sample No.	Aw626	Aw629	Aw238	Aw254	Aw561	Aw716	Aw736	Aw030	Aw031	Aw630	Aw051
As (ppm)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	5	<4	<4	n.d.
Cr	<4	5	7	5	7	6	4	4	4	4	<4
Ga	16	17	17	16	18	21	17	16	15	17	16
Pb	22	24	23	21	21	15	22	26	29	22	24
S	5	6	<3	5	5	8	n.d.	12	7	100	n.d.
Th	17	16	12	9	11	16	13	16	13	15	14
V	9	6	10	12	10	25	6	5	9	7	9

n.d.: not detected.

Gr.: Granite, To.: Tonalite, Gd.: Granodiorite.

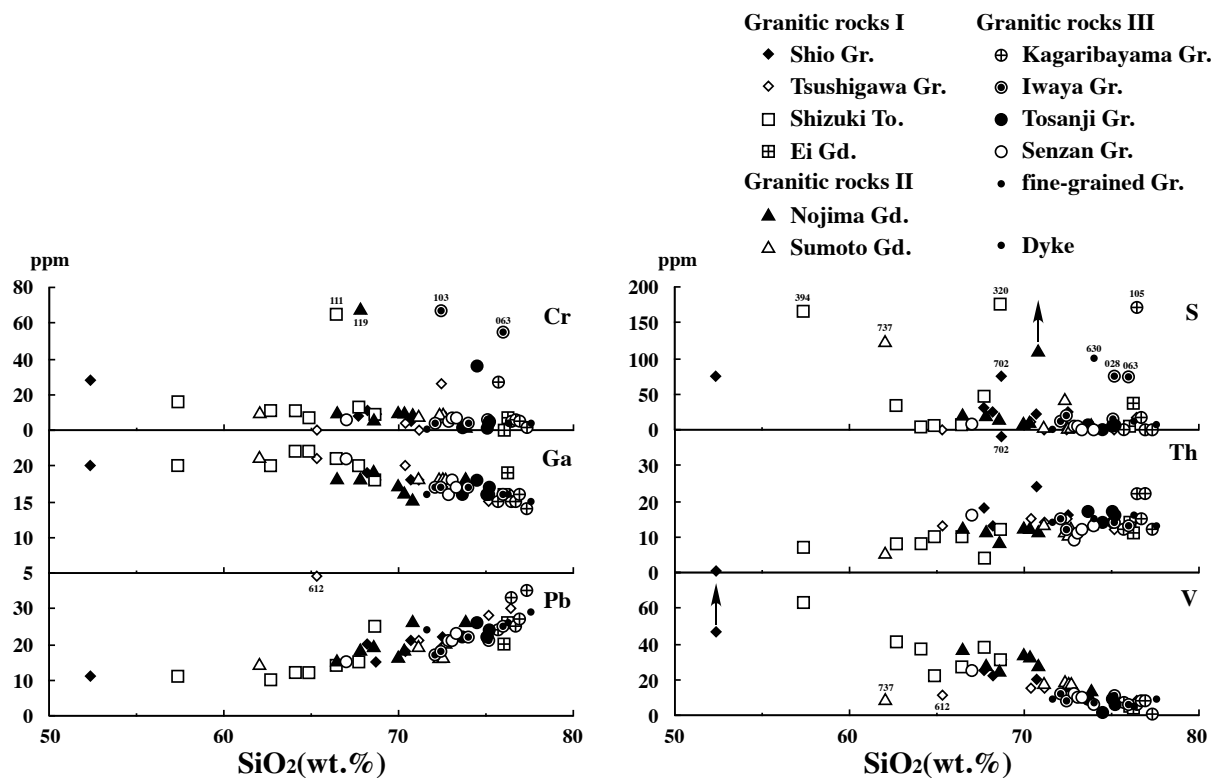
Fig. 2 SiO<sub>2</sub>-trace elements diagrams of granitic rocks in Awaji Island.

Table 3 Rare earth and trace elements concentrations of granitic rocks in Awaji Island.

	Nojima Gd.	Sumoto Gd.	Kagari. Gr.	Iwaya Gr.	Tosanji Gr.	Senzan Gr.
Sample No.	Aw352	Aw725	Aw110	Aw597	Aw626	Aw561
Cs (ppm)	2.53	1.91	3.24	3.85	2.02	1.88
La	31.69	31.97	46.8	27.85	36.99	20.01
Ce	64.88	59.75	89.81	54.35	73.72	46.66
Nd*	22.0	21.8	17.6	21.1	28.7	13.7
Sm*	4.07	3.87	3.09	4.46	5.36	2.42
Eu	1.03	0.92	0.61	0.69	0.72	0.86
Tb	0.51	0.48	0.70	0.59	0.66	0.25
Yb	2.29	1.86	1.79	3.14	2.44	1.29
Lu	0.35	0.29	0.28	0.44	0.37	0.19
Hf	4.66	3.34	3.09	3.32	4.41	4.42
U	2.44	2.37	2.54	2.81	1.58	1.80

\*: determined by isotope dilution method (Yuhara *et al.*, 1998).

Gd.: Granodiorite, Gr.: Granite, Kagari.: Kagaribayama.

tion trends of most trace elements of the Granitic Rocks I, II and III overlap those in Harker's diagrams. Samples, which were off main trend of major and trace elements in the previous analyses, are often off variation trends in this study as well. Chondrite-normalized REE patterns of the Granitic Rocks II and III are within those of granitic rocks in the Ryoke metamorphic belt.

**Acknowledgments:** We are grateful to Dr. M. Ujiie-Mikoshiba of the Geological Survey of Japan for reviewing the manuscript, and to Dr. K. Tanoue of Faculty of Science, Fukuoka University for his comments on the manuscript. Dr. T. Sawaki of the Geological Survey of Japan is acknowledged for review and handling of the manuscript.

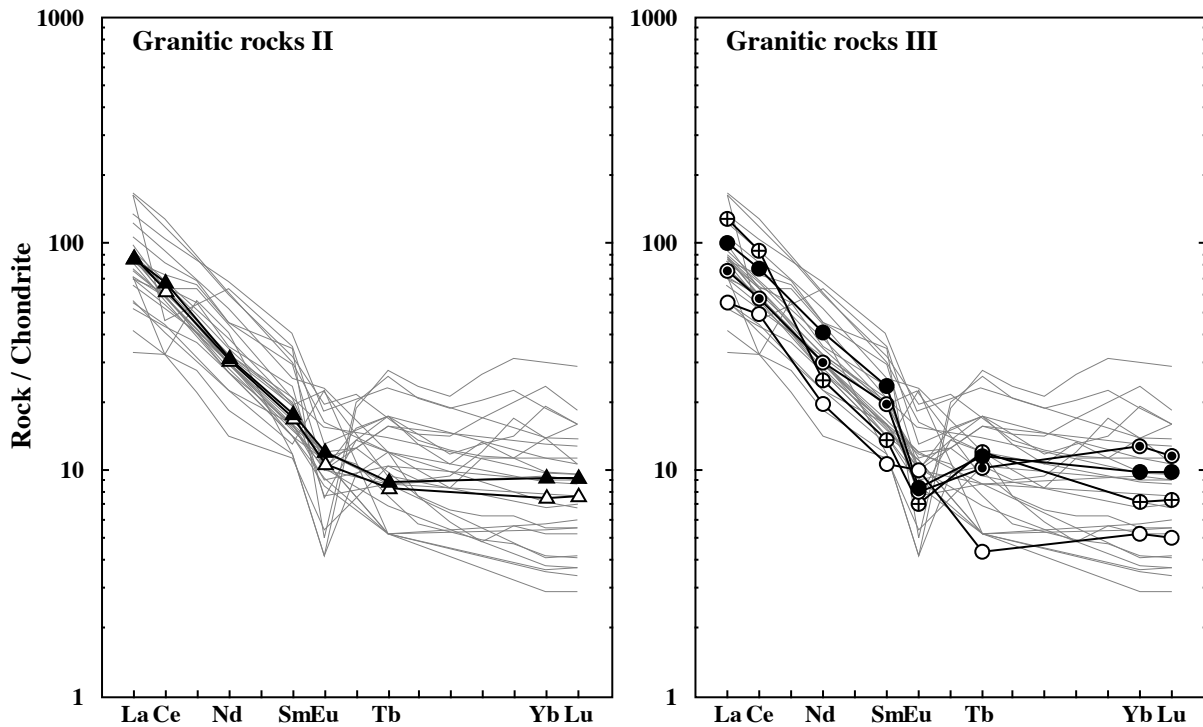


Fig. 3 Chondrite-normalized rare earth elements patterns of granitic rocks in Awaji Island.

The normalizing values are from Anders and Grevesse (1989).

Grey lines indicate patterns of granitic rocks in the Ryoke metamorphic belt (Ishihara and Wu, 2001; Kutsukake, 2002; Ishihara, 2003; Ishihara and Chappell, 2007; Yuhara, 2008, 2011). Symbols are the same as those in Fig. 2.

### References

- Anders, E. and Grevesse, N. (1989) Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**, 197-214.
- Huzita, K. and Maeda, Y. (1984) *Geology of the Suma district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 101 p (in Japanese with English abstract).
- Ishihara, S. (2003) Chemical contrast of the Late Cretaceous granitoids of the Sanyo and Ryoke Belts, Southwest Japan: Okayama - Kagawa transect. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **54**, 95-116.
- Ishihara, S. and Chappell, B. W. (2007) Chemical compositions of the Late Cretaceous Ryoke granitoids of the Chubu District, central Japan - Revisited. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **58**, 232-350.
- Ishihara, S. and Wu, C. (2001) Genesis of late Cretaceous - Paleogene granitoids with contrasting chemical trends in the Chubu District, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **52**, 471-491.
- Kagami, H., Kawano, Y., Ikawa, T., Ishioka, J., Kagashima, S., Shimura, T., Shuto, K., Iizumi, S., Imaoka, T., Owada, M., Osanai, Y., Tainosho, Y., Tanaka, H., Tsuchiya, N. and Yuhara, M. (2000) Spatial variations of  $\epsilon\text{Sr}$ - $\epsilon\text{Nd}$  initial ratios of the late Cretaceous to Paleogene felsic igneous rocks in Honshu Arc. *Chikyū Monthly*, no. 30, 185-190 (in Japanese).
- Kutsukake, T. (2002) Geochemical characteristics and variations of the Ryoke granitoids, Southwest Japan: petrogenetic implications for the plutonic rocks of a magmatic arc. *Gondwana Res.*, **5**, 355-372.
- Mizuno, K., Hattori, H., Sangawa, A. and Takahashi, Y. (1990) *Geology of the Akashi district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 90 p (in Japanese with English abstract).
- Nakajima, W., Masaoka, K., Tainosho, Y. and Kuida, Y. (1985) The Ryoke belt in the central part of the Aawaji Island - The divisions and the mutual relations of the granitic rocks -, *Earth Sci. (Chikyū Kagaku)*, **39**, 124-135 (in Japanese with English abstract).
- Nakajima, W., Masaoka, K., Kosasa, S., Morihana, T., Tainosho, Y. and Amano, K. (1986) Ryoke granitic rocks in the northern part of the Awaji Island. *Earth Sci. (Chikyū Kagaku)*, **40**, 227-237 (in Japanese with English abstract).
- Okudaira, T., Ohtomo, Y. and Hayasaka, Y. (2000) Cretaceous tectonics of southwest Japan in light of the studies for the Ryoke metamorphic belt.

- Monograph (the Association for the Geological Collaboration in Japan)*, no. 49, 67-80 (in Japanese with English abstract).
- Pearce, J. A., Harris, N.B.W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrol.*, **98**, 291-309.
- Sano, S., Tazaki, K., Tamura, Y., Nakano, Y. and Takeuchi, K. (1996) Analyses of rock reference samples by instrumental neutron activation analysis (INAA) method. *Mem. Fac. Educ. Ehime Univ., Nat. Sci.*, **16**, 21-29 (in Japanese with English abstract).
- Takahashi, Y. (1992) K-Ar ages of the granitic rocks in Awaji Island - with an emphasis on timing of mylonitization -. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **87**, 291-299 (in Japanese with English abstract).
- Takahashi, Y. (1995) Major element geochemistry and mineral chemistry of granitic rocks in Awaji Island - Implications for the zonal distribution of Cretaceous granitic rocks, Inner Zone of Southwest Japan -. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **46**, 23-40 (in Japanese with English abstract).
- Takahashi, Y. and Hattori, H. (1992) Granitic rocks in Awaji Island - with an emphasis on the foliated granites -. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **43**, 335-357 (in Japanese with English abstract).
- Takahashi, Y., Sangawa, A., Mizuno, K. and Hattori, H. (1992) *Geology of the Sumoto district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 107 p (in Japanese with English abstract).
- Takamoto, N., Yuhara, M. and Furukawa, N. (2005) Areal distribution of 26 elements in the Ima River and Harai River basins in the eastern part of Fukuoka Prefecture, Southwest Japan. *Fukuoka Univ. Sci. Rep.*, **35**(2), 41-66 (in Japanese with English abstract).
- Yuhara, M. (1994) Timing of intrusion of the Otagiri granite with respect to the deformation and metamorphism in Ryoke belt in the Ina district, central Japan : examination by Rb-Sr whole rock isochron ages. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **89**, 269-284 (in Japanese with English abstract).
- Yuhara, M. (2008) Trace and rare earth elements compositions of the Aji Granite in the Sanuki district of the Ryoke metamorphic belt, Southwest Japan Arc. *Fukuoka Univ. Sci. Rep.*, **38**(2), 43-49 (in Japanese with English abstract).
- Yuhara, M. (2011) Trace and rare earth elements compositions of the Takato Granite in the Ina district of the Ryoke metamorphic belt, southwest Japan arc. *Fukuoka Univ. Sci. Rep.*, **41**, 207-215 (in Japanese with English abstract).
- Yuhara, M. and Taguchi, S. (2003a) Major and trace element analyses of silicate rocks using X-ray fluorescence spectrometer ZSX100e. *Fukuoka Univ. Sci. Rep.*, **33**(1), 25-34 (in Japanese with English abstract).
- Yuhara, M. and Taguchi, S. (2003b) X-ray fluorescence analysis of Co and S of silicate rocks using glass beads by ZSX100e. *Fukuoka Univ. Sci. Rep.*, **33**(2), 77-81 (in Japanese with English abstract).
- Yuhara, M., Takahashi, Y. and Kagami, H. (1998) Rb-Sr whole rock isochron ages and source materials of granitic rocks in Awaji Island, Southwest Japan Arc. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **49**, 477-491 (in Japanese with English abstract).
- Yuhara, M., Furukawa, N. and Taguchi, S. (2004) X-ray fluorescence analysis of trace elements in silicate and carbonate rocks using powder pellets by RIGAKU ZSX100e. *Fukuoka Univ. Sci. Rep.*, **34**(1), 43-49 (in Japanese with English abstract).

Received May 19, 2011

Accepted December 27, 2011

地質調査研究報告 第 62 巻 (第 1 号—第 1 2 号)

第 1/2 号 特集号：大都市圏の平野地下地質・構造の総合研究

—その 3：沖積層のボーリングコア解析と pH・EC 特性—

[ 巻頭言 ] 都市地質研究の展開 (その 3)

..... 木村克己	1-2
[ 論文 ] 埼玉県三郷市彦成地区の沖積層コア (GS-MHI-1) の堆積相・珪藻化石群集組成・物性・放射性炭素年代値..... 中西利典・田辺 晋・木村克己・中島 礼・内山美恵子・柴田康行	3-46
[ 論文 ] 埼玉県春日部市東備後地区に分布する沖積層の堆積相, 珪藻化石群集, 物性, 放射性炭素年代値..... 中西利典・田辺 晋・木村克己・中島 礼・内山美恵子・柴田康行	47-84
[ 論文 ] 東京低地と中川低地の沖積層堆積物で作成した懸濁液の水素イオン濃度指数及び電気伝導度..... 内山美恵子・原未来也・竹内美緒・木村克己	85-104

第 3/4 号

[ 論文 ] ラオス南部ボラヴェン台地における Al, Ga, Sc の濃集に関連する玄武岩と砂岩のラテライト化..... 実松建造・守山 武・Laochou Sotouky・渡辺 寧	105-129
[ 論文 ] 北海道, 豊羽鉱床産インジウム多金属鉱石の化学的特徴..... 石原舜三・松枝大治	131-142
[ 論文 ] 北海道 胆振地方, 白老地域と周辺 3 広域地域の「温泉水」の地球化学・同位体化学的な特徴と起源—「深層熱水型資源」・「大深度 (掘削) 温泉」の事例研究—..... 茂野 博	143-176
[ 短報 ] 榛名火山の後期更新世及び完新世噴出物から得られた炭素 14 年代..... 下司信夫・大石雅之	177-183
[ 資料・解説 ] 台湾国立成功大学と産業技術総合研究所との共同研究「台湾における水文学的・地球化学的手法による地震予知研究」について..... 小泉尚嗣・松本則夫・頼 文基	185-190
[ 資料・解説 ] 5 万分の 1 地質図幅「加茂」地域の足尾帯珪質泥岩から見出された後期三畳紀放射虫化石..... 内野隆之・堀 利栄	191-196

第 5/6 号

[ 論文 ] 北部ベトナム, Sin Quyen 鉱山の褐簾石に富む銅 - 磁鉄鉱鉱床の予察的研究..... 石原舜三・平野英雄・星野美保子・Pham Ngoc Can・Pham Thi Dung・Tuan-Anh Tran	197-209
[ 論文 ] 物理定数から見た白亜紀—古第三紀花崗岩類— その 4. 西南日本内帯..... 金谷 弘・大熊茂雄	211-233
[ 論文 ] 北海道光竜浅熱水性金銀鉱床の氷長石の K-Ar 年代..... 清水 徹	235-241
[ 論文 ] 1946 年南海地震前の四国太平洋沿岸の上下変動..... 梅田康弘・板場智史	243-257

第 7/8 号

[ 論文 ] 深成・火山性環境下の垂鉛鉱石におけるインジウム濃集：華南の都竜と大廠鉱床の場合..... 石原舜三・村上浩康・李 曉峰 (リーシャオフェン)	259-272
[ 概報 ] 新潟県加茂地域, 三条市塩野淵の中部中新統七谷層中に見つかったテフラの記載岩石学的特徴とフィッシュン・トラック年代..... 工藤 崇・檀原 徹・岩野英樹・山下 透・柳沢幸夫	273-280
[ 概報 ] 関東平野中央部埼玉県菖蒲町で掘削された 350 m ボーリングコア (GS-SB-1) から産出した花粉化石群集..... 本郷美佐緒・納谷友規・山口正秋・水野清秀	281-318
[ 資料・解説 ] 新解析戦略の組み込みによる産総研 G P S 定常解析システムの更新..... 大谷竜・板場智史・梅田康弘・北川有一・松本則夫・高橋誠・小泉尚嗣	319-328

第 9/10 号

[ 論文 ] 八潮 GS-YS-2 コアにみられる更新統下総層群の堆積サイクルとテフロクロノロジー..... 坂田健太郎・中澤 努・中里裕臣	329-345
[ 論文 ] 六価クロムおよび三価クロムと反応したフミン酸に対する IR および XANES 分光学的研究..... 太田充恒・鍵 裕之・津野 宏・野村昌治・岡井貴司・柳澤教雄	347-355

[論文] 環境ガンマ放射線測定用井戸型ゲルマニウム検出器の特性と原発事故によるバックグラウンド汚染—地質調査総合センターに設置されたシステムを例に—	金井 豊・齋藤文紀	357-369
[概報] 限外ろ過法によるコロイドの分析に関する検討 (コロイド特性把握の研究—その3)	金井 豊	371-388

第 11/12 号

[論文] トルコ, 中部アナトリアの地熱地域の火山岩の古地磁気調査概要	須藤 茂	389-404
[論文] 富士火山東斜面における最新期火山噴出物の層序	山元孝広・中野 俊・高田 亮・小林 淳	405-424
[論文] 島根県益田市の馬の谷—城山鉦山の花崗岩ペグマタイトについて	渡辺 洵・星野健一・山口和樹・木原昌二・松葉谷 治・西戸裕嗣・石原舜三	425-439
[論文] 西南日本, 福井県南条山地からの中期—後期ペルム紀放射散虫	中江 訓	441-453
[論文] 1946 年南海地震前の井戸水の減少から推定される土地の隆起量—高知県黒潮町佐賀地区を例に—	梅田康弘・板場智史	455-459
[資料・解説] Trace and rare earth elements compositions of granitic rocks in Awaji Island, Southwest Japan Arc	Masaki Yuhara・Sakae Sano・Yutaka Takahashi	461-467



## CONTENTS OF VOLUME 62

<b>N o. 1/2 Integrated research on subsurface geology in urban area - Part 3 : Sediment core analysis and pH-EC properties on the latest Pleistocene to Holocene incised-valley fills -</b>	
Preface: Urban Geology in Geological Survey of Japan, AIST -Part 3- ······ Katsumi Kimura	1-2
Sedimentary facies, diatom assemblages, physical properties and radiocarbon ages of the latest Pleistocene to Holocene incised valley fills under the southern Nakagawa Lowland, Kanto Plain, Japan ····· Toshimichi Nakanishi, Susumu Tanabe, Katsumi Kimura, Rei Nakashima, Mieko Uchiyama, Yasuyuki Shibata	3-46
Sedimentary facies, diatom assemblages, physical properties and radiocarbon ages of the latest Pleistocene to Holocene incised valley fills under the central area of the Nakagawa Lowland, Kanto Plain, central Japan ····· Toshimichi Nakanishi, Susumu Tanabe, Katsumi Kimura, Rei Nakashima, Mieko Uchiyama, Yasuyuki Shibata	47-84
Electric conductivity and pH profiles of pore water extracted from the latest Pleistocene to Holocene sediments in the Tokyo and the Nakagawa Lowlands, Central Japan ····· Mieko Uchiyama, Mikiya Hara, Mio Takeuchi and Katsumi Kimura	85-104
 <b>N o. 3/4</b>	
Laterization of basalts and sandstone associated with the enrichment of Al, Ga and Sc in the Bolaven Plateau, southern Laos ······ Kenzo Sanematsu, Takeru Moriyama, Laochou Sotouky and Yasushi Watanabe	105-129
Chemical characteristics of the indium-polymetallic ores from the Toyoha mine, Hokkaido, Japan ····· Shunso Ishihara and Hiroharu Metsueda	131-142
Characteristics and origins of the geothermal waters from the Shiraoi area, and three regional areas surrounding it in the Iburi district, Hokkaido, based on geochemistry and isotope geochemistry -- A case study of the so-called "geothermal-water resources in deep sedimentary basins" and "hot-spring waters obtained by deep drilling" in Japan (This article is in Japanese, with English abstract.) ····· Hiroshi Shigeno	143-176
The <sup>14</sup> C ages of the late Pleistocene – Holocene volcanic products erupted from the Haruna volcano ····· Nobuo Geshi, Masayuki Oishi	179-185
Cooperative research entitled "Hydrological and geochemical research for earthquake prediction in Taiwan " between National Cheng-Kung University, Taiwan and National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, Japan ······ Naoji Koizumi, Norio Matsumoto and Wen-Chi Lai	187-192
Late Triassic radiolarians from siliceous mudstone of the Ashio Terrane in the Kamo district (Quadrangle series 1:50,000), Niigata Prefecture, Japan ······ Takayuki Uchino and Rie S. Hori	193-198
 <b>N o. 5/6</b>	
Mineralogical and chemical characteristics of the allanite-rich copper and iron ores from the Sin Quyen mine, northern Vietnam · Shunso Ishihara, Hideo Hirano, Mihoko Hoshino, Pham Ngoc Can, Pham Thi Dung, and Tuan-Anh Tran	197-209
Physical properties of Cretaceous to Paleogene granitic rocks in Japan: Part 4. A case of the inner zone of Southwest Japan ······ Hiroshi Kanaya and Shigeo Okuma	211-233
K-Ar ages of adularia at the Koryu epithermal Au-Ag deposit, Hokkaido in Japan ······ Toru Shimizu	235-241
Vertical Crustal Movements along the Pacific Coast of Shikoku before the 1946 Nankai Earthquake ····· Yasuhiro Umeda and Satoshi Itaba	243-257
 <b>N o. 7/8</b>	
Indium concentration in zinc ores in plutonic and volcanic environments: examples at the Dulong and Dachang mines, South China ······ Shunso Ishihara, Hiroyasu Murakami and Xiaofeng Li	259-272

Petrographical feature and fission-track age of a tephra found from the Middle Miocene Nanatani Formation at Shionofuchi, Sanjo City, Kamo District, Niigata Prefecture ..... Takashi Kudo, Tohru Danhara, Hideki Iwano, Tohru Yamashita and Yukio Yanagisawa	273-280
Pollen assemblages of GS-SB-1 drilling core at Shobu Town, Saitama Prefecture, central Kanto plain, Japan ..... Misao Hongo, Tomonori Naya, Masaaki Yamaguchi and Kiyohide Mizuno	281-318
Implementation of a New Analysis Strategy to the Routine Processing System of the Continuous GPS Network of the Geological Survey of Japan, AIST ..... Ryu Ohtani, Satoshi Itaba, Yasuhiro Umeda, Yuichi Kitagawa, Norio Matsumoto, Makoto Takahashi, and Naoji Koizumi	319-328

**No. 9/10**

Depositional cycles and tephrochronology of the Pleistocene Shimosa Group in the GS-YS-2 core, Yashio, Saitama Prefecture, central Japan ..... Kentaro Sakata, Tsutomu Nakazawa and Hiroomi Nakazato	329-345
IR and XANES spectroscopic studies of humic acids reacting with Cr(III) and Cr(VI) ..... Atsuyuki Ohta, Hiroyuki Kagi, Hiroshi Tsuno, Masaharu Nomura, Takashi Okai and Norio Yanagisawa	347-355
Characterization of environmental gamma-ray measurement system with a well-type Ge detector and the contamination in background spectra by nuclear power plant accident - a case study in the Geological Survey of Japan - ..... Yutaka Kanai and Yoshiki Saito	357-369
Study on the analysis of colloidal materials by ultrafiltration method (Study on elucidation and characterization of colloid (part 3)) ..... Yutaka Kanai	371-388

**No. 11/12**

Paleomagnetic study of the volcanic rocks from the geothermal area in the Central Anatolia, Turkey ..... Shigeru Suto	389-404
New stratigraphy of the recent ejecta on the eastern flank of Fuji volcano, Japan ..... Takahiro Yamamoto, Shun Nakano, Akira Takada and Makoto Kobayashi	405-424
Granitic Pegmatite of the Umanotani-Shiroyama Quartz-Feldspar Mine, Shimane Prefecture, Southwest Japan ..... Makoto Watanabe, Kenichi Hoshino, Kazuki Yamaguchi, Shoji Kihara, Osamu Matsubaya, Hirotsugu Nishido and Shunso Ishihara	425-439
Middle and Late Permian radiolarians from the Nanjo Mountains, Fukui Prefecture, Southwest Japan ..... Satoshi Nakae	441-453
Ground Upheaval Estimated from Decreased well water before the 1946 Nankai Earthquake - As an Example at Saga District in Kuroshio-town, Kochi Prefecture - ..... Yasuhiro Umeda and Satoshi Itaba	455-459
Trace and rare earth elements compositions of granitic rocks in Awaji Island, Southwest Japan Arc ..... Masaki Yuhara, Sakae Sano and Yutaka Takahashi	461-467

本年掲載論文の査読を下記の方々にお願いたしました。記して厚くお礼申し上げます。

安原正也・関 陽児・及川輝樹・桑原希世子(芦屋大学)・古川竜太・御子柴真澄・行谷佑一・行谷佑一・高田 亮・佐藤 隆司・斎藤 眞・実松健造・小松原純子・上岡 晃・水野清秀・清水 徹・中嶋 悟(大阪大学)  
中澤 努・田村 亨・名和一成・當舎利行

地質調査総合センター研究資料集

- 517 地質標本館 2009 秋の特別展 日本石紀行 一写真家・須田郡司の世界一 加藤禎一・青木正博・須田郡司・澤田結基
- 518 地球物理データの解析処理・図化表現のためのライブラリ (3) 中塚 正
- 519 Software system for aeromagnetic data processing, grid data manipulation, and reduction and quantitative interpretation of magnetic anomaly data (2) Tadashi Nakatsuka
- 520 デジタル版仙台西部の地質案内 高橋裕平
- 521 5 万分の 1 シームレス地質図「中部・近畿地域」 脇田浩二・井川敏恵・尾崎正紀編
- 522 第 8 回水文学的・地球化学的手法による地震予知研究についての日台国際ワークショップ予稿集 謝 正倫・小泉尚嗣・松本則夫編
- 523 揺れる日本列島 堀川晴央・澤田結基
- 525 山口鎌次氏撮影の桜島噴火写真 川辺禎久, 中野俊
- 526 GSJ 第 16 回シンポジウム「20 万分の 1 地質図幅全国完備記念シンポジウムー全国完備後の次世代シームレス地質図を目指してー」 地質調査総合センター編
- 527 地質情報展 2010 とやま 海・山ありて富める大地 川畑 晶・中島和敏・大熊洋子・百目鬼洋平
- 528 地下地質・地盤の模式柱状図モデル(暫定版)ー東京低地北部から中川低地南部地域の例ー 木村克己, 石原与四郎, 根本達也, 康 義英
- 529 地質標本館 2010 秋の特別展 イーハトープの石たち ー宮沢賢治の地的世界ー 加藤禎一・青木正博・長森英明・澤田結基
- 530 新地球化学標準試料作製のための, 北海道におけるかんらん岩の採取概要報告 御子柴(氏家)真澄・中川 充・新井田清信
- 531 Contour maps of some useful petrological parameters on P-T plane: A case of the eruptive products of the Asama volcano on 1 September 2004 Isoji Miyagi
- 532 深層地下水データベース 高橋正明・風早康平・安原正也・塚本 斉・佐藤 努・高橋 浩・森川徳敏・大和田道子・尾山洋一・芝原暁彦・稲村明彦・鈴木秀和・半田宙子・仲間純子・松尾京子・竹内久子・切田 司・大丸 純
- 533 5 万分の 1 地質図幅「戸賀及び船川」地域(男鹿半島)の新第三紀及び第四紀の珪藻化石層序資料 柳沢幸夫・渡辺真人
- 534 Contour maps of some useful petrological parameters on P-T plane: A case of Hijiori volcano, NE Japan Isoji Miyagi
- 535 日本の地質図史 加藤禎一・脇田浩二・菅原義明・宮野素美子・宮崎一博
- 536 地質調査総合センター第 17 回シンポジウム「地質地盤情報の法整備を目指して」 地質調査総合センター編
- 537 5 万分の 1 地質図幅「加茂」地域(新潟県)の新第三紀及び第四紀の珪藻化石層序資料 柳沢幸夫・工藤 崇
- 538 Proceedings of the 9th Japan-Taiwan International Workshop on Hydrological and Geochemical Research for Earthquake Prediction Edited by Naoji Koizumi, Norio Matsumoto and Chjeng-Lun Shieh
- 539 沖積層の三次元グリッドモデルとその作成手法(概要)ー東京低地北部から中川低地南部の例ー 木村克己・石原与四郎・花島裕樹・根本達也
- 540 日本及び周辺地域の泥火山データベース 高橋正明・切田 司・大丸 純・風早康平
- 541 世界石紀行 加藤禎一・青木正博・須田郡司・芝原暁彦
- 542 桜島昭和火口の噴煙の時間的変化の観察 西来 邦章・宮城 磯治

地質調査総合センターの最新出版物

---

200万分の1地質編集図	No. 4	日本地質図第5版
20万分の1地質図幅		伊勢・静岡及び御前崎(第2版)・与論島及び那覇・八代及び野母崎の一部
5万分の1地質図幅		三峰・大洲・佐賀・宇都宮・小滝・西郷・延岡・野田・戸賀及び船川(第2版)・熱海
海外地球科学図		中央アジア地質図(1:300万)
		アジア地質図(1:500万)
海洋地質図	No. 70	落石岬沖表層堆積図(1:20万)
	No. 71	釧路沖表層堆積図(1:20万)
	No. 72	襟裳岬沖表層堆積図(1:20万)
	No. 73	釧路沖海底地質図(1:20万)
構造図	No. 14	全国主要活断層活動確率地図
火山地質図	No.15	樽前火山地質図(1:3万)
	No.16	十勝岳火山地質図(1:3万)
鉱物資源図	No. 7	南西諸島(1:50万)
特殊地質図	No. 39	千葉県清和県民の森周辺の地質図
水文環境図	No. 6	山形盆地(1:20万) CD-ROM
重力図	No. 27	岡山地域重力図(ブーゲー異常)
	No. 28	高知地域重力図(ブーゲー異常)
	S3	甲府地域重力構造図(ブーゲー異常)
空中磁気図	No. 44	岩手火山地域高分解能空中磁気異常図
	No. 45	福井平野地域高分解能空中磁気異常図
数値地質図	G-16	20万分の1 日本シームレス地質図 DVD版
	G-17	九州地質ガイド
	FR-2	燃料資源地質図「東部南海トラフ」
	GT-4	全国地熱ポテンシャルマップ
	S-1	海陸シームレス地質情報集「能登半島北部沿岸域」 DVD版
	S-2	海陸シームレス地質情報集「新潟沿岸域」 DVD版
	V-3	口永良部島火山地質データベース
	P-7	有珠火山地域地球物理総合図
	G20-1	20万分の1数値地質図幅集「北海道北部」第2版
	G20-2	20万分の1数値地質図幅集「北海道南部」第2版
その他		日本の熱水系アトラス
		海と陸の地球化学図

---

地質調査研究報告編集委員会

委員長 森下祐一  
副委員長 佐脇貴幸  
委員 大谷竜  
中江訓之  
吉川敏之  
長森英明  
鈴木淳  
片山肇  
澤井祐紀  
月村勝宏  
川邊禎久  
神宮司元治  
牧野雅彦  
松浦浩久

事務局

独立行政法人 産業技術総合研究所  
地質調査情報センター 地質情報出版室  
Tel : 029-861-3601  
E-mail :bull-gsj@m.aist.go.jp

地質調査研究報告 第62巻 第11/12号  
平成23年12月31日 発行

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

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 谷田部印刷株式会社

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

Bulletin of the Geological Survey of Japan Editorial Board

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

Secretariat

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

Bulletin of the Geological Survey of Japan  
Vol.62 No.11/12 Issue December 31, 2011

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

All rights reserved.

Yatabe Printing Co., Ltd

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

# BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Vol. 62 No. 11/12 2011

## CONTENTS

- Paleomagnetic study of the volcanic rocks from the geothermal area in the Central Anatolia, Turkey  
Shigeru Suto.....389
- New stratigraphy of the recent ejecta on the eastern flank of Fuji volcano, Japan  
Takahiro Yamamoto, Shun Nakano, Akira Takada and Makoto Kobayashi.....405
- Granitic Pegmatite of the Umanotani-Shiroyama Quartz-Feldspar Mine, Shimane Prefecture,  
Southwest Japan  
Makoto Watanabe, Kenichi Hoshino, Kazuki Yamaguchi, Shoji Kihara,  
Osamu Matsubaya, Hirotsugu Nishido and Shunso Ishihara.....425
- Middle and Late Permian radiolarians from the Nanjo Mountains, Fukui Prefecture, Southwest Japan  
Satoshi Nakae.....441
- Ground Upheaval Estimated from Decreased well water before the 1946 Nankai Earthquake  
– As an Example at Saga District in Kuroshio-town, Kochi Prefecture –  
Yasuhiro Umeda and Satoshi Itaba.....455
- Trace and rare earth elements compositions of granitic rocks in Awaji Island, Southwest Japan Arc  
Masaki Yuhara, Sakae Sano and Yutaka Takahashi.....461

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

National Institute of Advanced Industrial Science and Technology

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

地 調 研 報  
Bull. Geol. Surv. Japan  
Vol. 62, No. 11/12, 2011