

## テフラ編年と $^{14}\text{C}$ 年代に基づく鹿児島湾奥, 新島 (燃島) の 海成堆積物の編年とその意義

森 脇 広\* 永 迫 俊 郎\*\* 西 澤 文 勝\*\*\*  
松 島 義 章\*\*\*\* 鈴 木 毅 彦\*\*\* 田 中 源 吾\*\*\*\*\*

### Chronology and Significance of Marine Deposits on Shinjima (Moeshima) Island, Kagoshima Bay, Based on Tephrochronology and $^{14}\text{C}$ Ages

Hiroshi MORIWAKI\*, Toshiro NAGASAKO\*\*, Fumikatsu NISHIZAWA\*\*\*,  
Yoshiaki MATSUSHIMA\*\*\*\*, Takehiko SUZUKI\*\*\* and Gengo TANAKA\*\*\*\*\*

[Received 7 November, 2016; Accepted 29 May, 2017]

#### Abstract

Shinjima (Moeshima) Island in Kagoshima Bay, southern Kyushu, Japan is noteworthy in volcanology, paleontology, and palaeo-environmental studies, because the island emerged from the bay bottom during volcanic activity at Sakurajima in 1780 AD. As a result, Holocene and late-Pleistocene deposits of the bay including muddy deposits, a thick pyroclastic flow deposit, and prominent molluscan shell beds occur on this island. Several tephtras included in the bay deposits are critical for deriving their precise chronology. The chronology of those tephtras was constructed on the basis of their identification using both refractive indices and major element compositions of constituent glass shards, as well as stratigraphic features in the field. Tephtras identified in sediments from younger to older are Sakurajima-Taisho (Sz-Ts)-/P1, Sakurajima-Sueyoshi (Sz-Sy)-/P11, Yonemaru, Sakurajima-Uwaba (Sz-Ub)-/P12, Sakurajima-Takatoge3 (Sz-Tk3)-/P13, Sakurajima-Satsuma (Sz-S)-/P14, and Shinjima pyroclastic flow deposit. The Shinjima pyroclastic flow deposit, which differs stratigraphically between northern and southern areas of Shinjima Island, is the same tephtra in the two areas, and is estimated to be c. 13,000 cal BP in age. The pumice clasts of Sz-Sy/P11 provided a suitable environment for the habitat of a prominent shell bed (Moeshima Shell Bed) composed mainly of *Neopycnodonte musashiana*. Sz-Ub/P12, Sz-Tk3/P13, and associate secondary deposits of Sz-S/P14 indicate that the deposit was formed in the last 13,000 cal BP. The chronology of the deposits of Shinjima Island is based on the findings of stratigraphic positions and ages of those tephtras, and  $^{14}\text{C}$  ages obtained in this study, and will play an important role when examining the palaeo-environmental history of Kagoshima Bay since the last deglaciation.

\* 鹿児島大学名誉教授

\*\* 鹿児島大学学術研究院法文教育学域教育学系

\*\*\* 首都大学東京都市環境学部

\*\*\*\* 神奈川県立生命の星・地球博物館名誉館員

\*\*\*\*\* 金沢大学国際基幹教育院

\* Professor Emeritus, Kagoshima University, Kagoshima, 890-8580, Japan

\*\* Research Field in Education, Education, Law, Economics and the Humanities Area, Kagoshima University, Kagoshima, 890-0065, Japan

\*\*\* Faculty of Urban Environmental Sciences, Tokyo Metropolitan University, Tokyo, 192-0397, Japan

\*\*\*\* Emeritus, Kanagawa Prefectural Museum of Natural History, Odawara, 250-0031, Japan

\*\*\*\*\* Institute of Liberal Arts and Science, Kanazawa University, Kanazawa, 920-1192, Japan

**Key words** : tephra,  $^{14}\text{C}$  age, marine deposit, chronology, Shinjima, Moeshima, Kagoshima Bay, last deglaciation

キーワード : テフラ同定,  $^{14}\text{C}$  年代, 海成堆積物, 編年, 新島, 燃島, 鹿児島湾, 最終融水期

## I. はじめに

南九州, 鹿児島湾の湾奥は始良カルデラによって構成されており, 活発な火山活動が生じている地域である。このなかであり, 桜島の 1.2 km 北東方に位置する新島(燃島)は, 桜島火山の安永噴火(西暦 1779–1782 年)の一連の火山活動の際に, 1780 年に海底から急速に隆起して誕生した特異な島で, その形成については, 古くから関心もたれてきた(小林, 2009, 図 1, 図 2)。周囲 1.5 km のこの島は標高 20 ~ 40 m の台地からなり, それは隆起に伴う正断層によって地塊化している。

台地は海底で噴出・堆積した厚い火砕流堆積物と海底泥質堆積物によって構成されている。火砕流堆積物は燃島シラス(鹿間, 1955; 桑代・鹿児島短期大学地理学セミナー, 1970)とか新島軽石(Kano *et al.*, 1996), 州崎軽石(亀山ほか, 2005), 新島火砕流堆積物(西村・小林, 2015)などと呼ばれ, 層序学的な研究(亀山ほか, 2005)や火山学的な研究(Kano *et al.*, 1996; 西村・小林, 2015 など)がなされてきた。

一方, 隆起によって湾底から陸上に露出し, 豊富な貝層を介する海底堆積物の層序・編年, 堆積環境も関心もたれてきた(鹿間, 1955; 首藤, 1962; 平田, 1964)。 $^{14}\text{C}$  年代資料が蓄積されるにつれて, これらの堆積物は更新世末から完新世かけてのものであることが明らかにされ, 鹿児島湾奥の古環境学的, 古生態学的な詳しい知見が陸上での調査から得られることから, 多くの研究がなされてきた(桑代・鹿児島短期大学地理学セミナー, 1970; 松島ほか, 1997; 奥野ほか, 1998; 亀山ほか, 2005; Kameyama *et al.*, 2008; Yamanaka *et al.*, 2010 など)。

後期更新世末から完新世にかけて, すなわち,



図 1 新島(燃島)全景. 新島の南西方向から撮影.

Fig. 1 Distant view of Shinjima (Moeshima). Photographed from southwest of Shinjima.

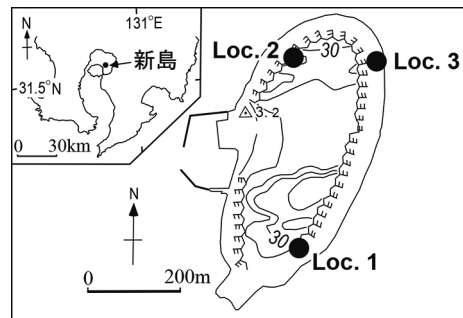


図 2 調査地域と露頭位置. 基図は国土地理院電子地図による。

Fig. 2 Study area and sites of outcrops. After a digital map of Geospatial Information Authority of Japan as the base map.

最終氷期最盛期から後氷期にかけては, 急激な温暖化に伴う顕著な環境変化が生じた最新の時期で, 晩氷期 (late Glacial) として知られるが(小野, 1982), 氷床や深海底堆積物の編年を軸とした古環境編年の高精度化にともない, この急激な環境変化の時期を last glacial–interglacial transition (LGIT) (Lowe, 2001 など), や Termination 1 (Hoek and Bohncke, 2001 など) last Termination (Lowe *et al.*, 2008 など), last deglaciation (Ruddiman and Duplessy, 1985 など) な

どと呼んで、その古環境変化が論じられている。本稿で扱う時期もこうした急激な環境変化に対応する時期で、以下では、last deglaciation, すなわち最終融氷期として論を進める。筆者らはこれまで、こうしたグローバルな高精度編年への組み込みを目標として、テフラ編年をもとにして後期更新世末以降における南九州の陸上と周辺海域の古環境の変化、考古文化の変遷の編年の統合化を進めてきた(森脇, 2011; Moriwaki *et al.*, 2011, 2016)。鹿児島湾の古環境変化をこのような高精度対比・編年に位置づけるのに、豊富な古環境データをもつ新島の堆積物は良好な条件を備えている。この堆積物のなかには多くのテフラが介在しており、より詳しい編年が可能である。それらのテフラのなかには同定が試みられているものもあるが(奥野ほか, 1998 など)、まだほとんどが不明であるし、テフラ層序・編年も系統的には確立されていない。ここではテフラの同定・編年を中心として、さらに新しく  $^{14}\text{C}$  年代資料を加え、高確度の年代軸を進展させて、新島を構成する堆積物を編年し、その第四紀学的意義を検討する。

## II. 方 法

今回、おもに新島南東岸(Loc. 1)と北西岸(Loc. 2)において、詳しいテフラ層序の調査を行った(図2)。その理由は、火砕流堆積物や構成堆積物の層序年代がまだ十分明らかにされていないことや、南北間でテフラと海成堆積物の層序に異なった見解があることによる。新島で見いだしたテフラを周辺地域で年代・給源の明らかにされている標式地でのテフラと対比することによって、新島のテフラの同定を行った。

これまでの始良カルデラ周辺のテフラの知見に基づく(小林, 1986; 森脇, 1994; 町田・新井, 2003; Moriwaki, 2010a), それらはおもに桜島火山を給源としており、桜島系テフラと給源の異なる火砕流堆積物との識別以外、桜島系のテフラ間では鉱物組合せだけの識別は困難である。ここでは得られたテフラについて、野外での層位・層相の特徴に加え、火山ガラスの屈折率を中心として識別を行った。さらに、最終融氷期のものと

みられる主要なテフラについて、化学分析を行った。

屈折率測定は、首都大学東京都市環境学部地理学教室所有の温度変化型屈折率測定装置(RIMS 2000: 京都フィッシュントラック製)を用いて著者の一人である西澤が実施し、1試料につき25粒子以上を測定した。分析試料は粗粒な軽石層が多く、これからなる試料は軽石を粉碎して、約30個の火山ガラス片を測定した。化学分析は、鹿児島大学自然科学教育研究支援センター機器分析施設の波長分散型電子プローブマイクロアナライザー(日本電子製 JEOL JXA-8230)と首都大学東京都市環境学部地理学教室所有の日本電子製走査型電子顕微鏡 JSM-6390 および EDAX 社製エネルギー分散型 X 線分析装置 EDAX-Genesis APEX2 を用いた。それぞれの測定条件は、鹿児島大の装置が加速電圧 15 kV, ビーム直径 10  $\mu\text{m}$ , 照射電流 2 nA である。首都大の装置が加速電圧 15 kV, 試料電流 0.6 nA であり、標準試料を用いた ZAF 補正を行い、1試料につき13以上のガラス片を測定した。また、各試料の分析前後には始良 Tn テフラ(AT: 町田・新井, 2003)の火山ガラスを標準試料として測定し機器の安定性を確認している。本分析の詳細と信頼性は Suzuki *et al.* (2014) に示されている。

## III. 結 果

### 1) 南東岸 Loc. 1 地点

新島南東岸にある Loc. 1 地点(図2)には、シルトを主体とした堆積物とのなかに挟在するテフラがおおよそ幅 70 m にわたってほぼ連続的に露出している。シルト層は、燃島シルト層(鹿間, 1955), 燃島シルト層上部・下部(亀山ほか, 2005)と呼ばれたものにあたる。この地点の A, B の場所において、表層から基底の火砕流堆積物—燃島シラス(鹿間, 1955), 新島軽石(Kano *et al.*, 1996), 州崎軽石(亀山ほか, 2005) 新島火砕流堆積物(西村・小林, 2015)と呼ばれるものに相当—まで全層序を把握することができ、この露頭断面の14層準(No. 1~14)からテフラ試料を採取した(図3~6)。この一連の露頭の北端

では、燃島シルト層は火砕流堆積物にアバットするように堆積し、これより北側では燃島シルト層は薄くなる。以下 Loc. 1 で観察されたテフラの特徴を図 3, 5, 6 に示したテフラ番号順に記載する。

No. 1 : 地表から層厚 50 cm ほどの表層の腐植

土層の下に淡灰色の軽石層（層厚 70 cm, 軽石の最大粒径 3 cm）が堆積する（図 3, 5a の Loc. 1-No. 1）。明瞭な級化構造はないが、よく淘汰されていることは 1 次堆積の降下軽石であることを示す。未風化できわめて新鮮である。新島全域にわたってみられる。軽石の火山ガラスの屈折率は

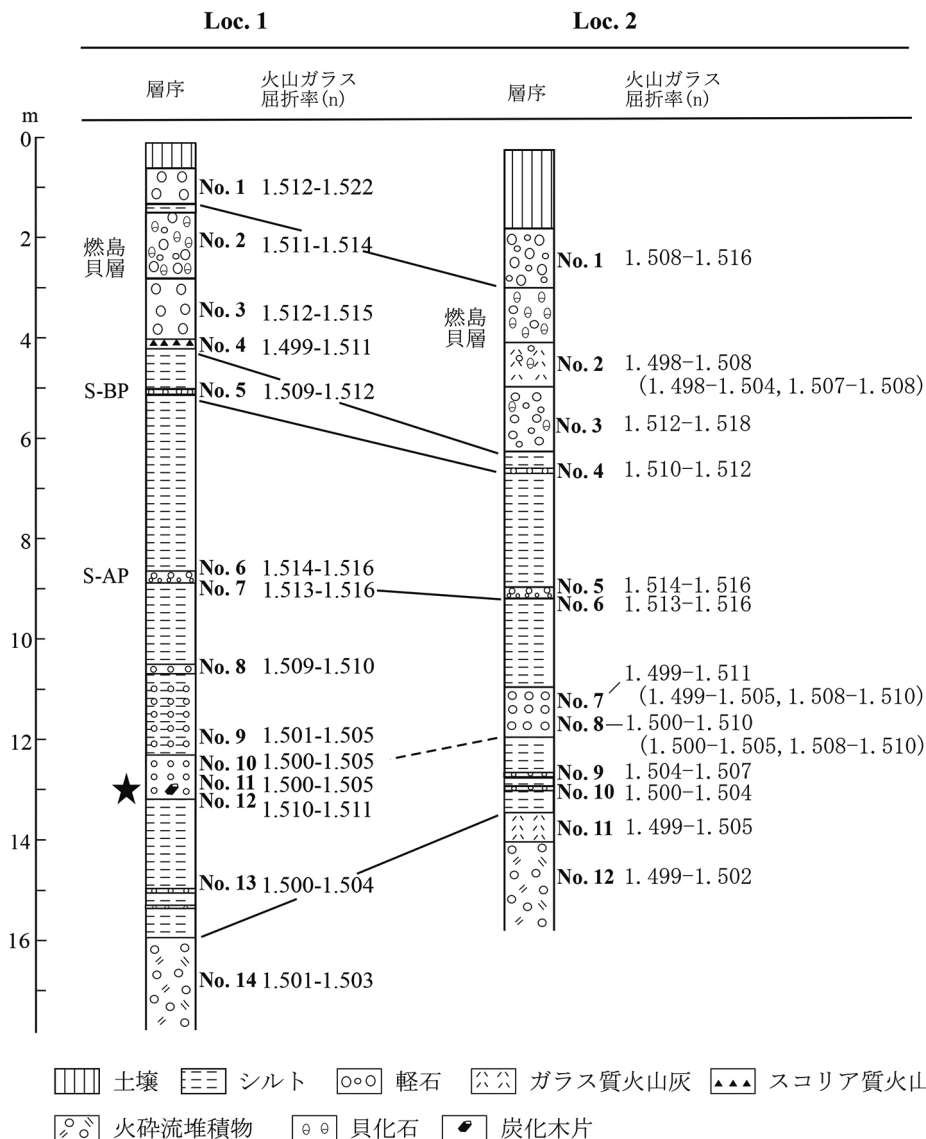


図 3 新島の露頭柱状図と火山ガラスの屈折率. 星印:  $^{14}\text{C}$  年代, 12,900 cal BP (PLD-25401).

Fig. 3 Column sections of outcrops and refractive indices of volcanic glass shards. Star:  $^{14}\text{C}$  age of a charcoal wood, 12,900 cal BP (PLD-25401).

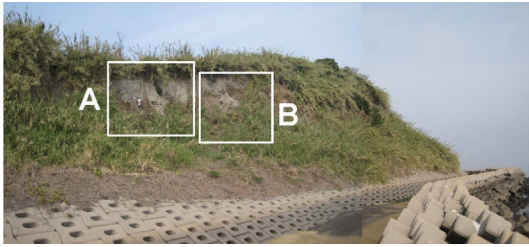


図 4 新島南東部 Loc. 1 地点露頭遠景. A, B はそれぞれ図 5, 6 の位置. 写真の左右の方位はおよそ北北東-南南西.

Fig. 4 Outcrop of Loc. 1 on the southeast part of Shinjima. A and B are locations of Fig. 5 and Fig. 6, respectively. The directions right and left are around SSW-NNE.

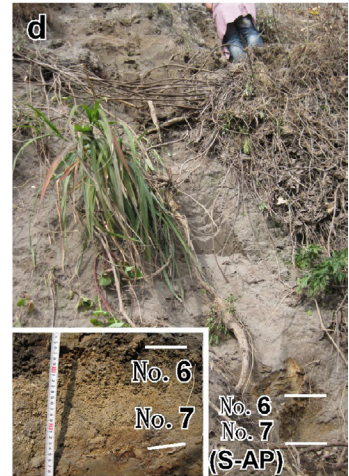
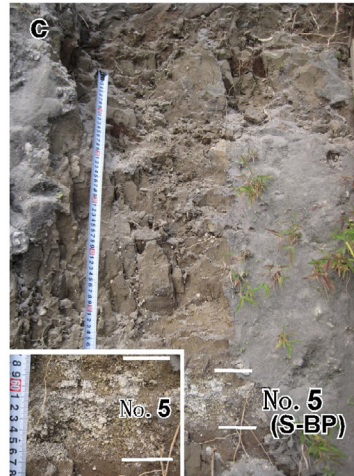
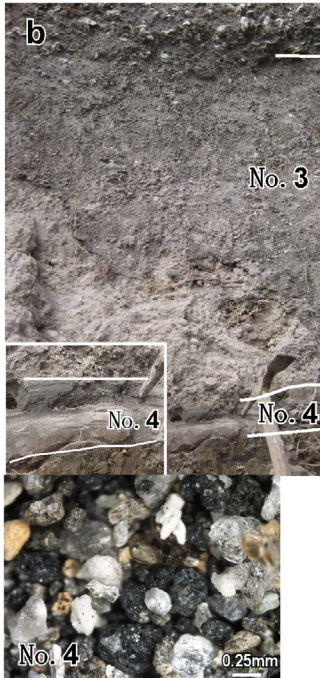
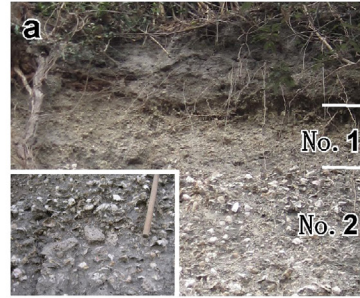
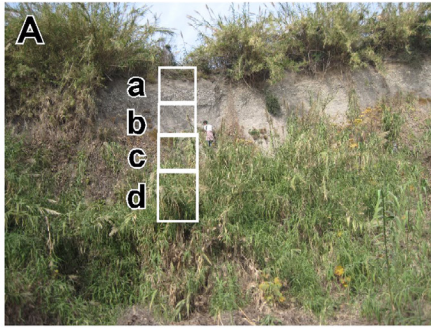


図 5 新島南東部 Loc. 1 地点 A の堆積物とテフラ試料採取地点. 場所と柱状図は図 2, 3 参照. 番号は図 3 の Loc. 1 の試料番号と同じ. b の下の写真は No. 4 火山灰の実体顕微鏡写真.

Fig. 5 Deposit and sampling sites of tephras at site A of Loc. 1 on the southeastern part of Shinjima. See Fig. 2 and Fig. 3 for location and column section. Numbers in photographs correspond to those of sample numbers at Loc. 1 in Fig. 3. Microscopic photograph of ash of No. 4 is shown below the photo. b.

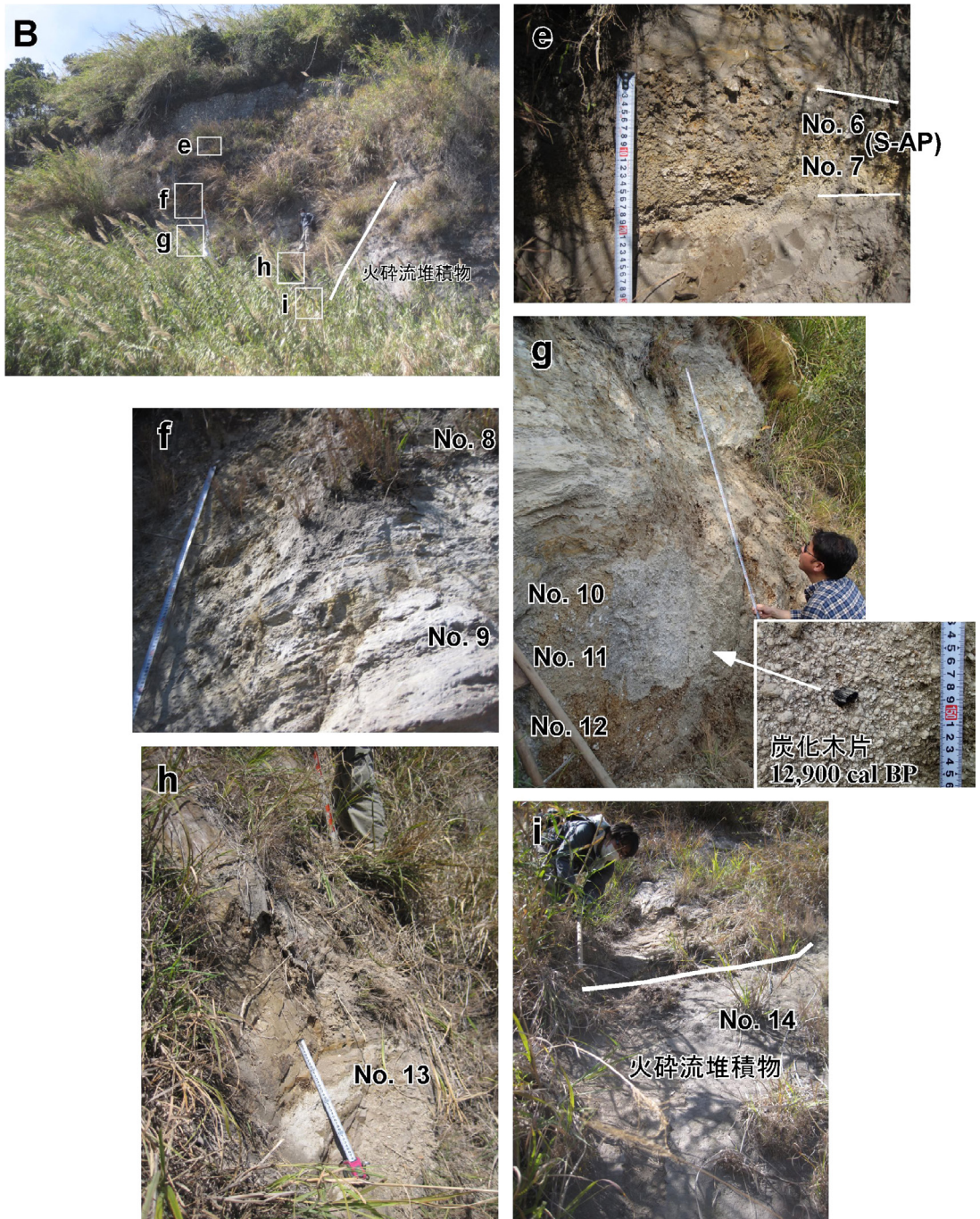


図 6 新島南東部 Loc. 1, B の堆積物とテフラ・炭化木片試料採取地点。場所と柱状図は図 2, 3 参照。番号は図 3 の Loc. 1 試料番号と同じ。

Fig. 6 Deposit and sampling sites of tephra and charcoal wood at site B of Loc. 1 on the southeastern part of Shinjima. See Fig. 2 and Fig. 3 for location and column section, respectively. The number in the photographs corresponds to that of the sample at Loc. 1 in Fig. 3.

$n = 1.512-1.522$  である。

No. 2 : No. 1 の軽石層から薄いシルト層を挟んでベッコウガキ (*Neopycnodonte musashiana*) を主体にリュウグウカズラ (*Serpuloribus varius*), クマサカガイ (*Xenophora pallidula*), ヒヨクガイ (*Cryptopecten vesiculosus*) など下部浅海帯の岩礫底に生息する貝類で特徴づけられる貝層が堆積する (図 3, 5a の Loc. 1-No. 2)。そのなかにあつて多くのリュウグウカズラは軽石に固着, クマサカガイは殻の表面に貝殻や軽石を付着させていて, 生息環境の一端を示している。その層厚は 1.5 m ほどで, 島のほぼ全域の表層近くに認められる。この貝層は燃島貝層と呼ばれるものに相当する (鹿間, 1955; 平田, 1964)。この貝層中には, 淡灰色の軽石が豊富に含まれる。粒径 17 cm に及ぶ軽石も認められる。この軽石の火山ガラスの屈折率は  $n = 1.511-1.514$  である。

No. 3 : No. 2 の燃島貝層直下の淡灰色の軽石層である。その厚さは 120 cm で軽石の最大粒径は 10 cm に及び, 基底の火砕流堆積物を除くテフラのなかではもっとも厚い (図 3, 5b の Loc. 1-No. 3)。マトリックスとして火山灰をかなり含む。全体として明瞭なユニット構造は認められない。

軽石の火山ガラスの屈折率は  $n = 1.512-1.515$  である。

No. 4 : No. 3 の直下にある暗灰色の火山灰層で, 層厚 8 cm で, 薄層理をもつ。主体は細粒のスコリアからなるが, 岩片や白色・透明の長石, 軽石型火山ガラスも含む (図 3, 5b の Loc. 1-No. 4)。軽石型ガラスの屈折率は  $n = 1.499-1.511$  である。

No. 5 : No. 4 より下は灰色のシルト堆積物—燃島シルト (鹿間, 1955), 燃島シルト上部, 下部 (亀山ほか, 2005) に相当—が卓越する。No. 5 のテフラは No. 4 より約 1 m 下位にあり, 最大粒径 2.3 cm の軽石からなり, 層厚は 15 cm である (図 3, 5c の Loc. 1-No. 5)。中部がもっとも粗粒で, 上部が級化, 下部が逆級化をなす構造や, 軽石粒が円磨されていないことは 1 次堆積の降下軽石層であることを示す。こうした層位・層相の特徴はこの軽石層が奥野ほか (1998) により S-BP とされた軽石層であることを示す。軽石の火山ガラスの屈折率は  $n = 1.509-1.512$  である。この軽石の火山ガラスの化学組成は表 1 の Loc. 1 試料番号 No. 5 に示したとおりである。

No. 6, No. 7 : No. 5 から 3.5 m 下位の灰色シ

表 1 新島の主要テフラの火山ガラスの化学組成。

Table 1 Average major-element compositions of glass shards from major tephras on Shinjima.

採取地点 試料番号 分析番号	Loc. 1					Loc. 2
	No. 14	No. 11	No. 7	No. 6	No. 5	No. 12
	KU97	KU98	KU101	KU102	KU103	KU104
SiO <sub>2</sub>	77.34 (0.31)	77.54 (0.49)	72.96 (0.44)	73.20 (0.91)	74.61 (0.21)	77.68 (0.28)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.92 (0.17)	12.80 (0.13)	14.66 (0.28)	14.64 (0.53)	13.80 (0.20)	12.93 (0.15)
TiO <sub>2</sub>	0.10 (0.03)	0.10 (0.02)	0.45 (0.05)	0.49 (0.03)	0.43 (0.02)	0.08 (0.02)
FeO	1.62 (0.05)	1.60 (0.05)	2.42 (0.11)	2.49 (0.37)	2.20 (0.09)	1.61 (0.05)
MnO	0.05 (0.04)	0.04 (0.04)	0.08 (0.03)	0.09 (0.04)	0.09 (0.04)	0.04 (0.03)
MgO	0.06 (0.01)	0.06 (0.01)	0.58 (0.05)	0.51 (0.23)	0.45 (0.03)	0.06 (0.01)
CaO	1.20 (0.05)	1.19 (0.03)	2.43 (0.15)	2.52 (0.30)	2.03 (0.08)	1.19 (0.04)
Na <sub>2</sub> O	3.51 (0.23)	3.23 (0.28)	3.62 (0.19)	3.10 (0.49)	3.42 (0.18)	3.28 (0.22)
K <sub>2</sub> O	3.21 (0.16)	3.44 (0.40)	2.80 (0.10)	2.96 (0.24)	2.97 (0.07)	3.14 (0.31)
H <sub>2</sub> O	4.08 (1.39)	5.85 (0.68)	2.05 (2.05)	1.57 (1.40)	3.40 (1.45)	6.61 (1.01)
<i>n</i>	12	15	13	9	12	14

試料採取地点, 試料採取層準 (試料番号) はそれぞれ図 2, 3 参照。かっこ内の数値は標準偏差。

See Fig. 2 and Fig. 3 for sampling site and stratigraphic positions of samples (number), respectively. Numbers in parentheses denote standard deviations.

ルト層のなかに厚さ 26 cm, 軽石の最大粒径 3.5 cm の軽石層が認められる (図 3, 6e の Loc. 1-No. 6, 7)。二つのユニットに分けられ, 下部ユニットは中部が粗粒な逆級化を示す。その最大粒径は 1 cm である。上部ユニットは, 下部ユニットより粗粒で, 最大粒径は 3.5 cm である。こうした特徴はこの軽石が奥野ほか (1998) により S-AP とされた軽石層であることを示す。この軽石層の上部ユニット (No. 6) と下部ユニット (No. 7) から採取した軽石の火山ガラスの屈折率は, それぞれ  $n = 1.514-1.516$ ,  $n = 1.513-1.516$  で, ユニット間に差はない。火山ガラスの化学組成は表 1 に示したとおりである。

No. 8 ~ 13 : No. 6, 7 から約 3.5 m より下位から基底の厚い火砕流堆積物までは多数の軽石層が灰色シルト層と互層した堆積物となる。これらの軽石層は摩耗されており, またシルトを含むなどから, 二次的な軽石堆積物とみなされる。その一部には層理が乱れたスランピング堆積構造も認められる。No. 8 ~ 13 の軽石の火山ガラスの屈折率は, 多くは  $n = 1.500-1.505$  で, 下位の No. 14 の火砕流堆積物のそれによく類似する。一方これより屈折率が少し高い  $n = 1.509-1.511$  の範囲に入る軽石もわずかであるが認められる。

Loc. 1-No. 10 ~ 12 の軽石堆積物中から炭化木片が得られた (図 3 の星印, 図 6g)。その  $^{14}\text{C}$  年代は 12,973 ~ 12,732 cal BP (中央値 12,900 cal BP) (PLD-25401) である。

No. 14 : 最下位には軽石・火山灰の混在した火砕流堆積物が存在する。この火砕流堆積物は, 新島軽石 (Kano *et al.*, 1996), 州崎軽石 (亀山ほか, 2005), 新島火砕流堆積物 (西村・小林, 2015) と呼ばれているものに相当する。水中堆積であるため, 細粒な火山灰が水中に抜け出て, 通常陸上でみられる一般的な火砕流堆積物よりも細粒物は少ない。この軽石の火山ガラスの屈折率は  $n = 1.501-1.503$  である。Loc. 1 の B の北側は厚さ 10 m 以上の厚い火砕流堆積物が露出する。

## 2) 北西岸 Loc. 2 地点

北西部にある Loc. 2 の断面では, Loc. 1 と層序・層相がよく類似したテフラ・シルト堆積物が, 厚

い火砕流堆積物に形成された凹地を埋積している (図 2, 3, 7)。

No. 1 : 地表面から表層の腐植土層の直下にある最上位の軽石層である。層厚 120 cm, 軽石の最大粒径 5 cm で, 灰色の新鮮な軽石からなる (図 3, 7a)。層序・層相からは Lo. 1 の No. 1 に相当する。その火山ガラスの屈折率は  $n = 1.508-1.516$  である。

No. 2 : No. 1 の下位に厚さ 110 cm の燃島貝層を挟んで, 細粒軽石を含む白色火山灰層が 90 cm の厚さで堆積する。貝化石を含むが, 純度の高いガラス質火山灰からなる。火山ガラスはバブルウォール型と軽石型の両方からなる。火山ガラスの屈折率は二つのモードをもち, 一つは  $n = 1.498-1.504$ , もう一つは  $n = 1.507-1.508$  である (図 3, 7b)。

No. 3 : No. 2 の白色火山灰層の直下には厚さ 130 cm の淡灰色軽石層がある。軽石の最大粒径 2 cm で, 明瞭な級化構造やユニットは認められない (図 3, 7c)。軽石の火山ガラスの屈折率は  $n = 1.512-1.518$  である。これらの特徴は, この軽石層が南東岸 Loc. 1 の No. 3 と同一テフラであることを示す。

No. 4 : No. 3 の軽石層から下位がシルトの卓越する堆積物となる。No. 4 のテフラは No. 3 から 35 cm 下位にある。淡褐~淡灰色で, その厚さは 10 cm である (図 3, 7c)。火山ガラスの屈折率は  $n = 1.510-1.512$  である。これらの特徴は, このテフラが南東岸の Loc. 1 の No. 5 (S-BP) に対比されることを示す。

No. 5, 6 : No. 4 から 230 cm 下位のシルト堆積物中に厚さ 22 cm の軽石層が存在する。上部粗粒 (軽石最大粒径 2 cm), 下部細粒 (軽石最大粒径 0.5 cm) の二つのユニットに分けられる (図 3, 7d)。軽石の火山ガラスの屈折率は No. 5 (上部), No. 6 (下部) がそれぞれ  $n = 1.514-1.516$ ,  $n = 1.513-1.516$  である。これらの特徴はこの軽石層が南東岸 Loc. 1 の No. 6, 7 のテフラ (S-AP) であることを示す。

No. 7 ~ 10 : No. 5, 6 のテフラから下位には厚さ 100 cm のシルト層を介在して, 軽石層の集



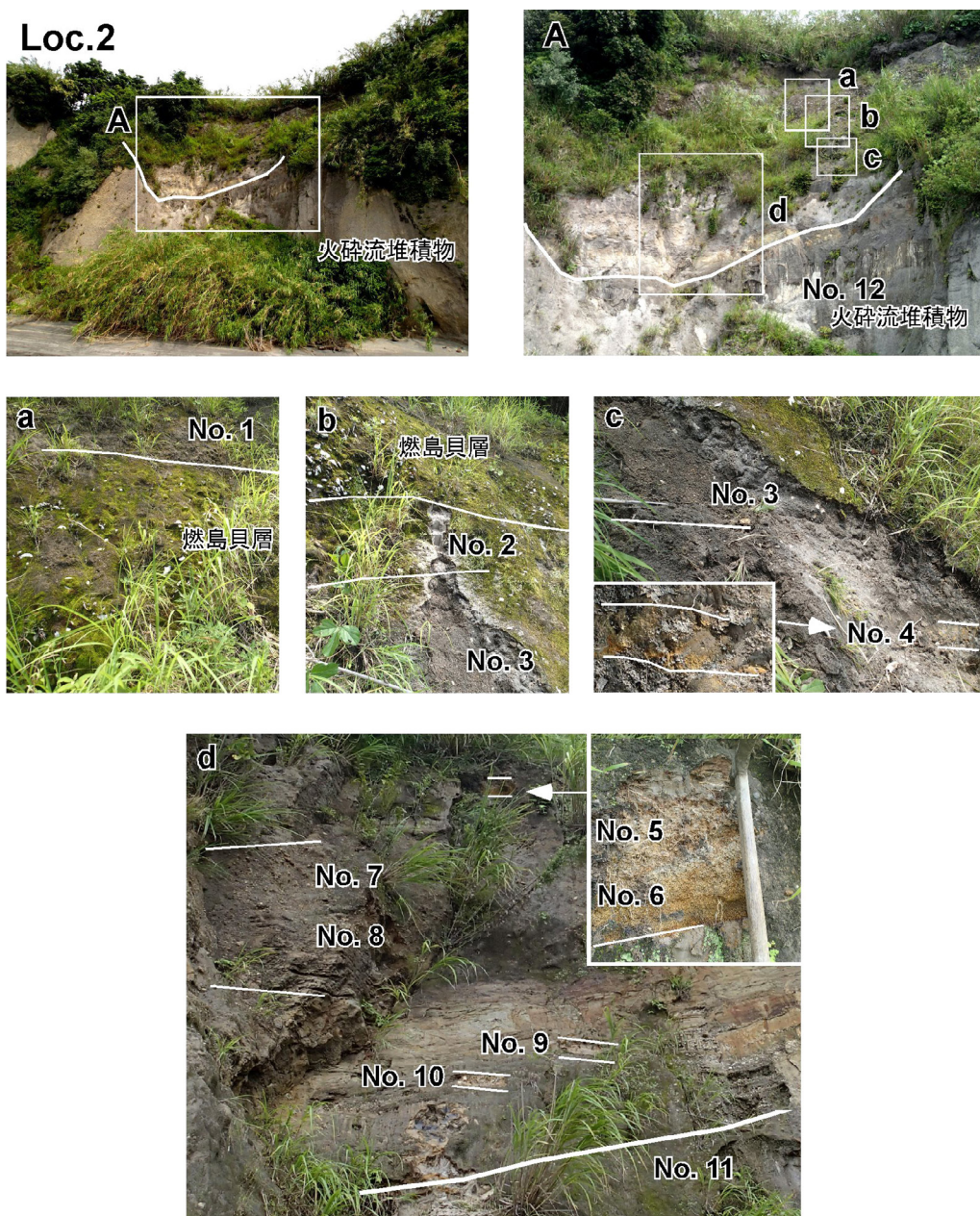


図 7 新島北西部の Loc. 2 地点の堆積物と試料採取位置。場所と柱状図は図 2、3 参照。番号は図 3 の Loc. 2 の試料番号と同じ。

Fig. 7 Deposit and sampling sites of tephra at Loc. 2 on the northwestern part of Shinjima. See Fig. 2 and Fig. 3 for location and column section. Numbers in the photographs correspond to those of sample numbers at Loc. 2 in Fig. 3.

積した堆積物が卓越する。これらの軽石層は、シルトを含み、また円磨されていることから二次堆積物であると考えられる。こうした層位、層相の特徴は、南東岸 Loc. 1 露頭下部の No. 8～13 の軽石集積層とよく類似している。各層準の軽石の火山ガラスの屈折率は二つのグループに分けられ、一つは  $n = 1.500$  前後の低屈折率、もう一つは  $n = 1.510$  前後の前後の高屈折率のものである。大部分は  $n = 1.500$  前後のものであり、高屈折率のものは多くない。こうした屈折率の 2 グループの存在とその割合も南東部 Loc. 1 の No. 8～13 と類似する。低屈折率のグループは下位の火砕流堆積物のそれと類似することから、この軽石層の大部分は下位の火砕流堆積物の二次堆積物であると考えられる。

No. 11, 12 : Loc. 2 の基底は厚い軽石堆積物からなる。厚さは 20 m 以上に及ぶ。Loc. 1 と同様に細粒火山灰の抜け出た粗粒な軽石を主体とし、一般的な乾陸上堆積の火砕流堆積物よりは細粒物が少ない。その最上部の No. 11 は厚さ 60 cm のガラス質火山灰からなる。これは火砕流の流走中に水中で分離して沈積したものであると考えられる。No. 12 が本体の火砕流由来の軽石である。火山ガラスの屈折率は、No. 11 が  $n = 1.499$ – $1.505$ 、No. 12 が  $n = 1.499$ – $1.502$  である。

#### IV. 考 察

##### 1) 南東岸と北西岸の火砕流堆積物の対比

新島一帯に 20 m 以上に及ぶ厚さで広く分布する火砕流堆積物は、燃島シラスとか、新島軽石と呼ばれ、同一噴火サイクルのものとされてきた (Kano *et al.*, 1996 など)。一方で亀山ほか (2005) は形成年代や層序を検討し、今回扱った南西岸と北西岸の厚い火砕流堆積物には不整合関係が存在すると解釈し、したがってそれらは同一噴火サイクルのものではなく、南東部のものを州崎軽石 (14,600  $^{14}\text{C}$  yrs BP 以前)、北西部のものをこれより上位に位置する燃島シラス (7,800～6,000  $^{14}\text{C}$  yrs BP) と再定義した。西村・小林 (2015) は、福山・小野 (1981) に基づいて、これを新島火砕流堆積物と呼んでいる。

南北 2 地点 (図 2 の Loc. 1, 2) で今回行ったテフラの分析結果からみると、南北に分布する厚い火砕流堆積物は、同一噴火サイクルのものであることを示す。すなわち、この 2 地点において、火山ガラスの屈折率、化学組成は類似する。この結果は、今回の南北 2 地点の露頭近くの火砕流堆積物から得られた軽石の化学組成にも両者には違いがないことと (西村・小林, 2015)、整合する。さらに、火砕流堆積物の上のテフラ・シルトの層序・層相が南北 2 地点間でよく類似する。

亀山ほか (2005) は北部の火砕流堆積物に覆われるシルト層と南部の火砕流堆積物を覆うシルト層の  $^{14}\text{C}$  年代が一致すること、および北部の火砕流堆積物の上にはシルト層が存在しないことをおもな根拠として、北部の火砕流堆積物下位のシルト層と南部の火砕流堆積物上位のシルト層を対比し、燃島シルトとして定義した。そしてこれまで、同一とされてきた火砕流堆積物について、北部の火砕流堆積物を「燃島シラス」、そして南部の火砕流堆積物を「州崎軽石」と再定義した。しかしながら今回新たに、北西岸 (Loc. 2) において、亀山ほか (2005) が燃島シラスとした火砕流堆積物の上に、比較的厚いシルト層の存在を認めた。このシルト層中と、南東岸 (Loc. 1) の火砕流堆積物 (州崎軽石; 亀山ほか, 2005) を覆うシルト層中には S-AP (Sz-Tk3/P13, 10,600 cal BP) と S-BP (Sz-Ub/P12; 9,000 cal BP) に同定・対比されるテフラが、ほぼ類似した層序・層位で見いだされたことから、北部と南部の厚い火砕流堆積物は同一のサイクルのものであると考えられる。今回の知見は、島の南北に分布する厚い火砕流堆積物が南北で同一テフラであるとする見解 (Kano *et al.*, 1996 など) を支持する。以下では新島に広く分布する厚い火砕流堆積物を新島火砕流堆積物 (西村・小林, 2015) と呼ぶことにする。以上のことは、新島火砕流堆積物に覆われる北部のシルト層は、新島火砕流堆積物を覆う南部のシルト層の下位に位置することを示し、したがって、亀山ほか (2005) によって、「燃島シラス」と再定義された火砕流堆積物に覆われる北部のシルト層と、「州崎軽石」と定義された火砕流

堆積物を覆う南部のシルト層とは層位的に異なる地層であることを示す。

## 2) テフラの同定・対比

上記した新島のテフラと同定とかかわって、新島周辺域のテフラで、対比が想定されるテフラは、これまでの新島の堆積物の編年からみて、始良カルデラの最新の大規模火砕流噴火に由来する入戸火砕流堆積物（略記号 A-Ito, 2.9 万年前, 奥野, 2002）以降のものであると考えられる。

新島周辺域で入戸火砕流堆積物の上位にみられる対比候補として、下位から桜島高峠 6/P17（略記号 Sz-Tk6/P17）、桜島高峠 5/P16（Sz-Tk5/P16）、桜島高峠 4/P15（Sz-Tk4/P15）、高野ベースサージ（A-Tkn）、桜島薩摩/P14（Sz-S/P14）、桜島高峠 3/P13（Sz-Tk3/P13）、桜島上場/P12（Sz-Tk3/P12）、米丸（Yn）、桜島末吉/P11（Sz-Sy/P11）鬼界アカホヤ（K-Ah）、桜島高峠 2/P7（Sz-Tk2/P7）、桜島文明/P3（Sz-Bm/P3）、桜島安永/P2（Sz-An/P2）、桜島大正/P1（Sz-Ts/P1）の諸テフラがあげられる（図 8, 9；小林, 1986；森脇, 1994；Moriwaki, 2010a, b）。その多くは桜島火山起源のテフラなので、同定作業の中心は桜島火山起源のテフラの識別である。桜島テフラ群の標式地の一つである垂水市深港（図 8, 9, A 地点）において、新島のテフラに該当するとみられる桜島起源のテフラの層序と同定のための性質を得ることができる。米丸マールから新島の方向にある始良市建昌城（図 8, 9, B 地点）には、比較的厚い灰色のスコリア質火山灰からなる Yn が認められる。大隅町八木塚の狩俣遺跡（図 8, 9, C 地点）では歴史時代の桜島火山起源のテフラ Sz-Bm/P3, Sz-An/P2, Sz-Ts/P1 が同一露頭でセットとして認められる。以下ではこれらの標式地のテフラとの同定指標の比較から新島のテフラの同定を検討する。

桜島火山起源のテフラは、鉱物組成が類似しているため、これによる識別は困難である。今回は、基本的には層序・層位・層相の特徴と各テフラの火山ガラスの屈折率、さらに一部は火山ガラスの化学組成を加えて、テフラの同定を行った。

桜島火山起源のテフラと最下位の新島火砕流堆

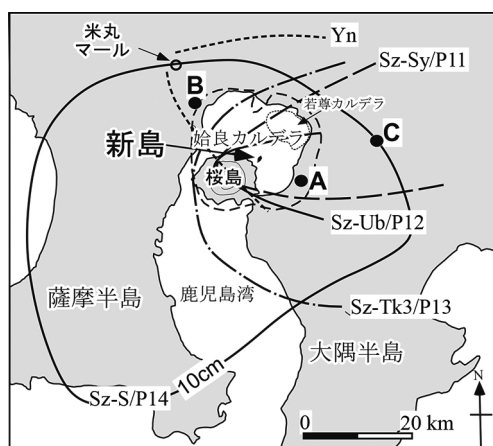


図 8 新島のテフラ同定と関わる指標テフラの標式地と分布範囲。このほかに広域テフラの K-Ah が全域に分布。Moriwaki (2010b) に基づく。

Fig. 8 Reference localities of marker tephras and distribution related to tephra identification of Shinjima. In addition to these tephras, K-Ah ash is distributed in this map area. Based on Moriwaki (2010b).

積物（図 3；Loc. 1 の No. 14, Loc. 2 の No. 12）については、火山ガラスの屈折率が前者は  $n = 1.508$  より高い値を示すのに対し、後者は  $n = 1.500-1.505$  にあり、明瞭に識別できる。また火山ガラスの化学組成からも、この新島火砕流堆積物は桜島起源のテフラよりも  $\text{SiO}_2$  の割合が高く、入戸火砕流（AT）のそれに近い値を示す（表 1, 2）。2 主成分間の関係ダイアグラムからも明瞭に異なる領域を占める（図 10）。

Loc. 1-No. 1 と Loc. 2-No. 1 の降下軽石層は、前記したように同一のテフラで、歴史時代の桜島の 3 枚のテフラ、すなわち Sz-Bm/P3, Sz-An/P2, Sz-Ts/P1 の各テフラのうちのどれかにあたると考えられる。これらの歴史時代のテフラの火山ガラスの屈折率は、 $n = 1.508-1.520$  にあり、火山ガラスの屈折率からは明確に識別はできるほどの違いはない（図 3, 9）。新島の No. 1 テフラの火山ガラスの屈折率は  $n = 1.512-1.522$  (Loc. 1),  $n = 1.508-1.516$  (Loc. 2) で、火山ガラスの屈折率からは、これらを明確に同定することは

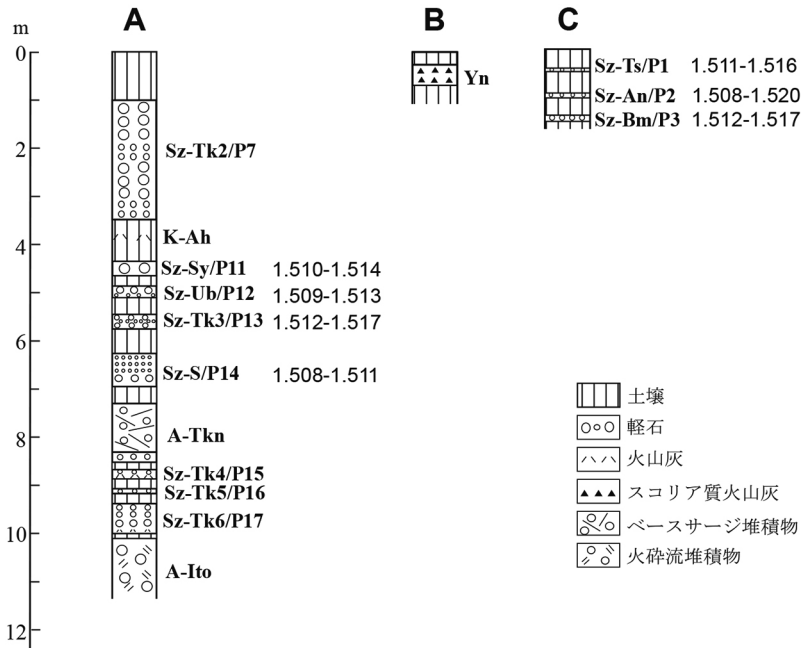


図9 標式地のテフラ層序と火山ガラスの屈折率。A: 垂水市, 深港, B: 始良市, 西餅田, 建昌城跡, C: 大隅町, 八木塚, 狩俣遺跡。地点は図8参照。テフラの年代はMoriwaki (2010a)による。Sz-Tk2/P7: 桜島高峠2/P7 (5,000 cal BP), K-Ah: 鬼界アカホヤ (7,300 cal BP), Sz-Sy/P11: 桜島末吉/P11 (8,000 cal BP), Sz-Ub/P12: 桜島上場/P12 (9,000 cal BP), Sz-Tk3/P13: 桜島高峠3/P13 (10,600 cal BP), Sz-S/P14: 桜島薩摩/P14 (12,800 cal BP), A-Tkn: 高野ベースサージ (19,100 cal BP), Sz-Tk4/P15: 桜島高峠4/P15 (24,000 cal BP), Sz-Tk5/P16: 桜島高峠5/P16 (25,000 cal BP), Sz-Tk6/P17: 桜島高峠6/P17 (26,000 cal BP), A-Ito: 入戸火砕流 (29,000 cal BP), Yn: 米丸 (8,100 cal BP), Sz-Ts/P1: 桜島大正/P1 (1914 AD), Sz-An/P2: 桜島安永/P2 (1779-1782), Sz-Bm/P3: 桜島文明/P3 (1471-1476)。

Fig. 9 Tephra stratigraphy and refractive indices of volcanic glass shards from marker tephras at reference localities. A: Fukaminato, Tarumizu City, B: Kenshojo Site, Nishimochida, Aira City, C: Karimata Site, Yagizuka, Osumi Town. See Fig. 8 for location. After Moriwaki (2010a) for ages of the tephras. Sz-Tk2/P7: Sakurajima-Takatoge2/P7 (5,000 cal BP), K-Ah: Kikai-Akahoya (7,300 cal BP), Sz-Sy/P11: Sakurajima-Sueyoshi/P11 (8,000 cal BP), Sz-Ub/P12: Sakurajima-Uwaba/P12 (9,000 cal BP), Sz-Tk3/P13: Sakurajima-Takatoge3/P13 (10,600 cal BP), Sz-S/P14: Sakurajima-Satsuma/P14 (12,800 cal BP), A-Tkn: Takano base surge (19,100 cal BP), Sz-Tk4/P15: Sakurajima-Takatoge4/P15 (24,000 cal BP), Sz-Tk5/P16: Sakurajima-Takatoge5/P16 (25,000 cal BP), Sz-Tk6/P17: Sakurajima-Takatoge6/P17 (26,000 cal BP), A-Ito: Ito ignimbrite (29,000 cal BP), Yn: Yonemaru (8,100 cal BP), Sz-Ts/P1: Sakurajima-Taisho/P1 (1914 AD), Sz-An/P2: Sakurajima-Anei/P2 (1779-1782 AD), Sz-Bm/P3: Sakurajima-Bunmei/P3 (1471-1476 AD).

きない (図3, 9)。

一方, 大正噴火の降下物が凹地の厚いところで200 cm, 一般に75~80 cmほどあったとの記録がある (桑代・鹿児島短期大学地理学セミナー, 1970)。加えてNo. 1の降下軽石層が水中堆積の層相を呈していないことや, この軽石層が腐植層に直接覆われることは, 隆起前水中堆積したと考えられるSz-An/P2, Sz-Bm/P3ではないことを

示唆する。こうしたことから, No. 1の降下軽石層は, 奥野ほか (1988) によって指摘されているようにSz-Ts/P1であると考えられる。

Loc. 1-No. 2, 3とLoc. 2-No. 3は火山ガラスの屈折率 ( $n$ ) が新島火砕流堆積物のそれより低く, 桜島系のテフラであることを示す。それら3試料の屈折率の範囲 ( $n = 1.511-1.518$ ) はSz-Sy/P11のそれ ( $n = 1.510-1.514$ ) に類似するこ

表 2 標式地のテフラの火山ガラスの化学組成.

Table 2 Average major-element compositions of glass shards from tephras at reference site.

テフラ名	高野 bs		桜島薩摩/P14	桜島高峠 3/P13			桜島上場/P12
	(下部)	(上部)		(下部)	(中部)	(上部)	
記号	A-Tkn (l)	A-Tkn (u)	Sz-S/P14	Sz-Tk3/P13 (l)	Sz-Tk3/P13 (m)	Sz-Tk3/P13 (u)	Sz-Ub/P12
分析番号	KU95	KU96	KU112	KU113	KU114	KU115	KU116
SiO <sub>2</sub>	76.98 (0.46)	77.17 (0.30)	74.99 (0.56)	73.26 (0.29)	73.55 (0.63)	73.51 (0.59)	75.44 (0.43)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.10 (0.18)	13.08 (0.12)	13.58 (0.34)	14.38 (0.10)	14.49 (0.55)	14.30 (0.46)	13.51 (0.25)
TiO <sub>2</sub>	0.11 (0.03)	0.12 (0.02)	0.36 (0.03)	0.49 (0.04)	0.50 (0.02)	0.51 (0.04)	0.47 (0.07)
FeO	1.71 (0.22)	1.59 (0.08)	1.90 (0.05)	2.42 (0.05)	2.41 (0.13)	2.53 (0.42)	2.21 (0.07)
MnO	0.04 (0.03)	0.03 (0.02)	0.06 (0.04)	0.10 (0.03)	0.07 (0.04)	0.09 (0.05)	0.07 (0.03)
MgO	0.09 (0.03)	0.08 (0.02)	0.44 (0.02)	0.58 (0.02)	0.57 (0.08)	0.64 (0.36)	0.41 (0.04)
CaO	1.24 (0.06)	1.20 (0.04)	2.05 (0.05)	2.51 (0.07)	2.47 (0.21)	2.52 (0.22)	1.98 (0.15)
Na <sub>2</sub> O	3.43 (0.20)	3.51 (0.21)	3.68 (0.16)	3.54 (0.07)	3.37 (0.15)	3.43 (0.14)	3.17 (0.15)
K <sub>2</sub> O	3.30 (0.30)	3.22 (0.05)	2.92 (0.35)	2.73 (0.28)	2.56 (0.22)	2.46 (0.17)	2.74 (0.06)
H <sub>2</sub> O	3.33 (1.40)	2.66 (1.15)	2.57 (1.13)	0.63 (1.11)	1.59 (1.69)	1.07 (0.46)	4.51 (0.67)
n	15	12	11	15	13	12	6

試料採取地点 (垂水市, 深港) とテフラ層位はそれぞれ図 8, 9 参照. かつこ内の数値は標準偏差.

See Fig. 8 and Fig. 9 for sampling site (Fukaminato, Tarumizu City) and stratigraphic positions of tephras, respectively. Numbers in parentheses denote standard deviations.

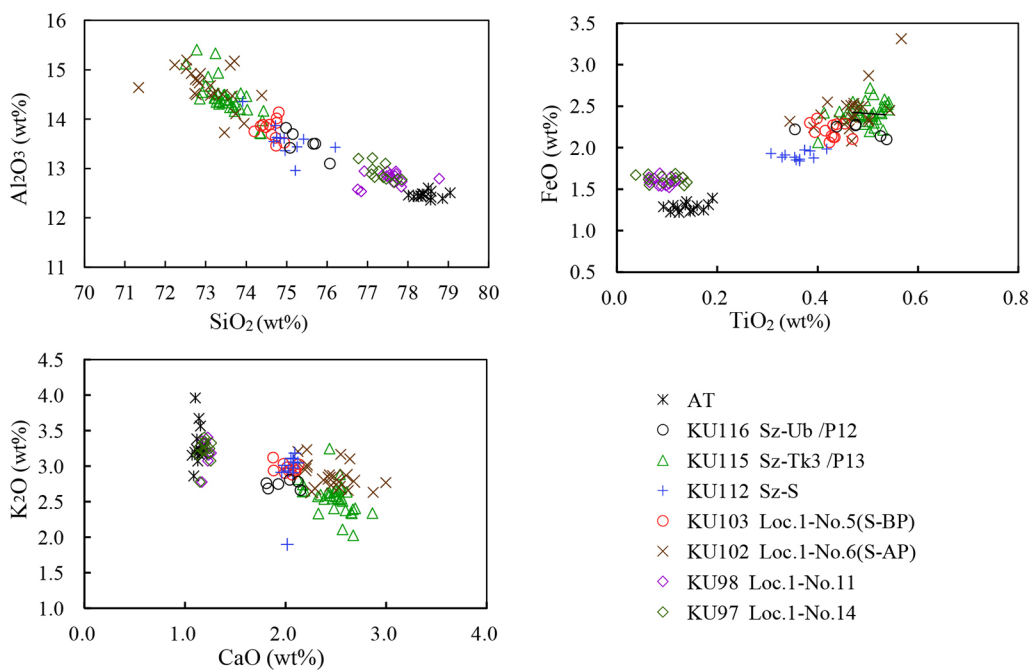


図 10 新島のテフラの火山ガラス化学組成.

Fig. 10 Average major-element compositions of glass shards from tephras on Shinjima.

とから、Sz-Sy/P11 (8,000 cal BP, Moriwaki, 2010a, b) と同定される (図 3, 9)。層位的にも整合する。したがって、燃島貝層に含まれる軽石は Sz-Sy/P11 に由来するものである。奥野ほか (1998) では燃島貝層中の軽石について、火山ガラスの屈折率  $n = 1.510\text{--}1.512$  が得られており、今回の分析結果と整合する。

Loc. 2 では燃島貝層と Sz-Sy/P11 の間にバブル型火山ガラスを含むガラス質火山灰が挟まれる (Loc. 2, No. 2, 図 3, 7)。乾陸上でのテフラ層序 (図 9) からは広域テフラの鬼界アカホヤ火山灰 (K-Ah) (町田・新井, 2003) に相当する層位で、層相も類似する。しかし、火山ガラスの屈折率の多くは  $n = 1.498\text{--}1.504$  の低屈折率で、新島火砕流堆積物か A-Ito など始良カルデラ系テフラ由来の二次堆積火山灰であることを示す。一方、そのなかには、K-Ah (町田・新井, 2003) に似た高屈折率のものも含まれるので、Loc. 2-No. 2 には K-Ah の火山灰も含まれているのかもしれない。

Loc. 1-No. 4 はスコリア粒を主体とする火山灰である。この層位で始良カルデラ域に分布するスコリア質火山灰は米丸マール由来の Yn しか

認められていない (森脇ほか, 1986; Moriwaki, 2010a)。スコリア粒を特徴的に含む Loc. 1-No. 4 の火山灰の組成は、始良市建昌城 (図 8, 9 の B 地点) における Yn のそれとよく類似している (図 5b, 11)。以上から Loc. 1-No. 4 の灰色火山灰層は Yn に同定される。

Loc. 1-No. 5 とこれに対比される Loc. 2-No. 4 の S-BP 軽石の火山ガラスの屈折率 (図 3) は桜島系のテフラで、Sz-Ub/P12 のそれ ( $n = 1.510\text{--}1.512$ ) と類似する (図 9)。また火山ガラスの化学組成 (表 1, 2, 図 10) も Loc. 1-No. 5 は Sz-Ub/P12 のそれと類似する。分布や層位も整合し、この軽石層 (S-BP) は Sz-Ub/P12 であると判断される。

Loc. 1-No. 6, 7 (S-AP) とこれに対比される Loc. 2-No. 5, 6 のテフラの軽石の火山ガラスの屈折率は上位の Sz-Ub/P12 と同様に高屈折率 (図 3) で、桜島系のテフラであることを示す。詳しくみると、その屈折率 ( $n$ ) は Sz-Ub/P12 よりは若干高く、Sz-Tk3/P13 のそれ ( $n = 1.512\text{--}1.517$ ) に類似する (図 9)。火山ガラスの化学組成も Loc. 1-No. 6, 7 は Sz-Tk3/P13 (上・中・下部) のそれと類似する (表 1, 2, 図 10), Sz-

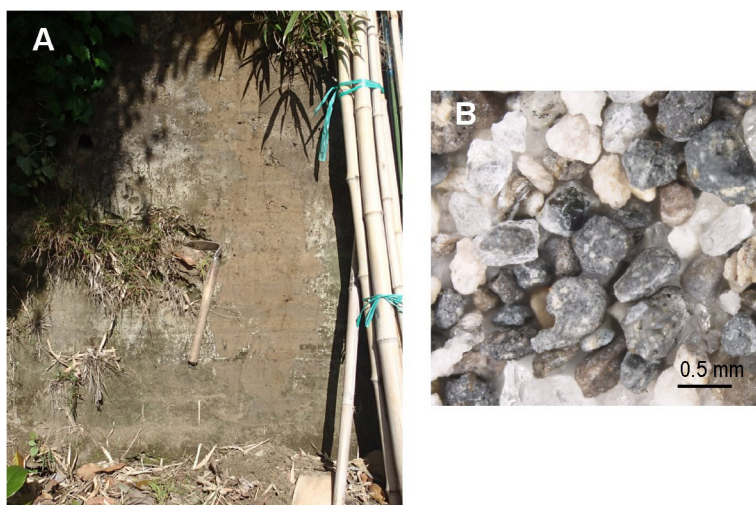


図 11 米丸テフラの露頭写真 (A) と顕微鏡写真 (B)。場所：始良市建昌城跡。位置は図 8 の B。

Fig. 11 Photographs of outcrop (A) and microscope (B) for Yonemaru tephra at Kenshojo Site, Aira City. See Fig. 8B for location.

Ub/P12 とは、 $\text{SiO}_2$  が若干低く、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{FeO}$  が高いなど、明確な差異を読みとることができる。また下位の Sz-S とも  $\text{FeO}$ 、 $\text{TiO}_2$  の組成において明瞭に識別される。以上から Loc. 1-No. 6, 7, Loc. 2-No. 5, 6 (S-AP) は桜島高峠 3 /P13 (Sz-Tk3/P13) と同定される。このように、最終融水期から後氷期にかけての桜島火山起源の指標テフラ、Sz-S/P14, Sz-Tk3/P13, Sz-Ub/P12 は火山ガラスの屈折率と化学組成から識別が可能である。

Loc. 1-No. 8 ~ 13, Loc. 2-No. 7 ~ 10 は野外での層相、堆積構造から二次堆積物と判断されたものである。その火山ガラスの屈折率の多くは  $n = 1.500\text{--}1.505$  の低屈折率を示し、それは下位の新島火砕流堆積物のそれと類似することから、基本的にはこれらの軽石堆積物は新島火砕流堆積物の二次堆積物とみなされる。しかし、なかには Loc. 1-No. 12 や Loc. 2-No. 7, 8 のように屈折率 ( $n$ ) がより高い桜島系のもも含まれる。それは、Sz-S/P14 の火山ガラスの屈折率 ( $n = 1.508\text{--}1.511$ ) (図 9-A) と類似する。桜島系テフラの層序と Loc. 1 で同定された Sz-Tk3/P13 より下位にあるという層位をあわせてみると、こうした高屈折率の軽石は Sz-S に由来することを示唆する。さらに上記のようにこの二次軽石堆積物中から採取された炭化木片の  $^{14}\text{C}$  年代は 12,900 cal BP を示し、Sz-S/P14 の年代 (12,800 cal BP, 奥野, 2002) とよくあう。以上の二次軽石堆積物と  $^{14}\text{C}$  年代は、Sz-S/P14 の降下層相が、新島火砕流堆積物とこの二次軽石堆積物の間にあることを示唆する。二次軽石堆積物を含むシルト堆積物は、凹地を埋積し、スランピングなどによって形成されたとみられる乱れた層理をもつところもある。新島火砕流堆積物の堆積後に、おそらく Sz-S/P14 の噴火のころに凹地が形成され、ここに周囲の新島火砕流堆積物を起源とする軽石が Sz-S/P14 の軽石をとり込んで急速に供給されたものと推定される。南東岸での奥野ほか (1998) の地形・地質断面図では、北側の厚い新島火砕流堆積物の最上部が南側の燃島シルト層中にくさび状に枝分かれしているように描かれており、火砕流堆積後、南側の低所部に軽石堆積物が急速に供給されたこ

とが推定される。

今回の観察やこれまで報告 (例えば、奥野ほか, 1998) によると、南東岸や北西岸ではシルト層は火砕流堆積物と急角度で接しているところが見られ、北西岸のようにシルト・火山灰・軽石で埋積された凹地が存在するところもある。こうした凹地ではシルト層が厚く堆積しているが、凹地間で地表近くまで厚い火砕流堆積物からなる台地面のところでは、シルト層は薄いか、存在せず、燃島貝層とこれより上位の堆積物だけがある (Loc. 2, 図 7)。新島には安永噴火の時の隆起によって生じた断層によって、台地面は凹凸地形をなすが、上記のシルトなどに埋積された凹地は、高い台地面や嶺のところにも存在し、この凹凸地形とは直接の関係はないようにみえる。テフラ同定による凹地を埋積したシルト層の編年に基づく、こうした凹地が形成されたのは、新島火砕流堆積物堆積直後 Sz-S/P14 の噴火のころであったと推定される。つまり、Sz-S/P14 の噴火のころ隆起などの変動によって凹地が生じたことが示唆される。

### 3) 新島火砕流堆積物の年代

次の諸点から判断して、新島火砕流堆積物の年代はおよそ 13,000 cal BP にあるものと考えられる。Sz-S/P14 (12,800 cal BP) 由来とみられる軽石の二次堆積物が新島火砕流堆積物に近い層位で見られることや、二次軽石堆積物中の炭化木片の  $^{14}\text{C}$  年代について 12,900 cal BP が得られたこと、さらに新島火砕流堆積物上位の二次軽石堆積物の存在から示唆される新島火砕流堆積後の急速な埋積などは、新島火砕流堆積物が Sz-S/P14 の年代に近い時期に堆積したことを示す。

一方、北東岸 (図 2, Loc. 3) 付近では、新島火砕流堆積物直下にシルト層が認められ、ここから次のような  $^{14}\text{C}$  年代が得られた。①  $10120 \pm 30$   $^{14}\text{C}$  yr BP, 11200 ~ 11000 cal BP (中央値 11,100 cal BP, 測定番号: PLD-26928, 測定試料: ウニ。②  $9660 \pm 80$   $^{14}\text{C}$  yr BP, 測定番号 N-4193, 測定試料: 貝 (ツキガイモドキ *Lucinoma annulatum*)。さらにこのシルト層中の炭化木片の  $^{14}\text{C}$  年代測定から  $10900 \pm 200$   $^{14}\text{C}$  yr BP が得

られている（桑代・鹿児島短期大学地理学セミナー，1970）。これらの新島火砕流堆積物の下位の<sup>14</sup>C年代と上位のそれ（12,900 cal BP）が逆転した値を示す。その明確な理由は不明であるが，本稿で得られたテフラ編年による火砕流堆積物の対比を前提とすると，北部海岸の火砕流堆積物下位のシルト層の<sup>14</sup>C測定試料の堆積環境やシルト層の堆積状態などに問題があるのかもしれない。この地点は，噴気を出している鹿児島湾奥若尊カルデラの近くにあることや，安永噴火に伴って海底から急激に隆起してきたことなど，特異な条件をもっている。今後の検討に待ちたい，上に述べたテフラ編年に基づく新島火砕流堆積物の上位の堆積状況とあわせて考えると，下位のシルトのこうした年代値は，新島火砕流堆積物の年代が，Sz-S/P14のそれに近い値であることを示唆する。

新島火砕流堆積物の年代については，これまで，上位のシルト層中の有機物の<sup>14</sup>C年代14,600 <sup>14</sup>C yrs BP（17,700 cal BP，亀山ほか，2005；Yamanaka *et al.*，2010）以前，また火砕流堆積物（州崎軽石）の軽石のフィッシュントラック年代，約16 ± 4 kaが得られている（亀山ほか，2005）。今回得られた年代は，フィッシュントラック年代の誤差範囲内にある。前者の<sup>14</sup>C年代については，上で述べたように，今回のテフラ編年や<sup>14</sup>C年代結果とは異なり，さらに下位のシルト層の年代ともかなりずれる。

以上今回得られた新島のテフラ層序と年代は図12のようにまとめることができる。最下位の新島火砕流堆積物は北部海岸で認められるシルト層を覆う。上記のようにこのシルト層で得られた<sup>14</sup>C年代は，テフラ同定から対比した新島火砕流堆積物の上位の<sup>14</sup>C年代と逆転している。新島火砕流堆積物の上に，Loc. 1やLoc. 2（図2）のような厚いシルト層が堆積しているところでは，下部に新島火砕流堆積物由来の2次堆積物がシルト層と混在する。上部のシルト層のなかには桜島由来のテフラである桜島高峠3/P13，桜島上場/P12が介在する。シルト層の直上に米丸マール由来の米丸テフラの薄層があり，さらにこの直上に桜島由来の比較的厚い桜島末吉/P11がのる。こ

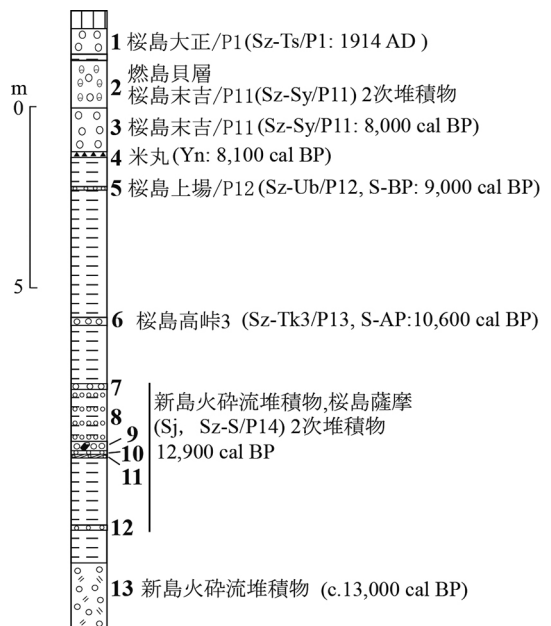


図12 新島のテフラの同定と堆積物の編年. 柱状図は，各テフラの厚さや層位の相対的な関係を示すために，Loc. 1, Loc. 2の柱状図を合成した模式的なものである。凡例は図3参照。テフラの年代はMoriwaki (2010a)による。

Fig. 12 Tephra identification and chronology of deposits on Shinjima. The column is a composite of those of Loc. 1 and Loc. 2. See Fig. 3 for the legend. After Moriwaki (2010a) for ages of tephtras.

の直上にある燃島貝層は，桜島末吉/P11を基盤としており，貝層のなかには，下位の桜島末吉/P11の軽石が多く含まれる。地表に近い最上部には桜島大正/P11が堆積する。

#### 4) 新島の海成堆積物の年代・編年と古環境編年への意義

##### 4-1) Sz-Sy/P11, Ynと燃島貝層

新島は，完新世後期までに形成された深い海湾底堆積物を陸上において直接観察でき，鹿児島湾の古環境や古生物の生態の詳しい知見が得られるきわめて希な場所である。とくに地表近くで広く観察される燃島貝層はベッコウガキを主体に，ヒオクガイ，リュウグウカズラ，クマサカガイなどの下部浅海帯に生息する貝類化石からなり，その研究は古くから注目されてきた（鹿間，1955；平



田, 1964; 松島ほか, 1997; 亀山ほか, 2005)。いくつかの $^{14}\text{C}$ 年代値に基づいたその年代は、約6,000～2,200 $^{14}\text{C}$  yrs BPとされる(奥野ほか, 1998; 亀山ほか, 2005)。燃島貝層に近いYnと特定した層準は $^{14}\text{C}$ 年代から約8,000 cal BPとされ(Yamanaka *et al.*, 2010), それはYnの年代(8,100 cal BP, Moriwaki, 2010a)と整合する。今回のテフラ同定から、燃島貝層の直下の軽石層はSz-Sy/P11(8,000 cal BP)で、燃島貝層のなかに多く含まれる軽石はこのSz-Sy/P11に由来するものであることが明らかとなった。このことは、燃島貝層が岩礫底で生息する貝類で特徴づけられることや、貝層形成前の環境が泥質であることから考えると、Sz-Sy/P11の粗粒軽石の降下堆積によって形成された岩礫底の環境が燃島貝層の形成の基盤となったことを示唆する。また燃島貝層には、多くの外洋性暖流種の貝類がみられることから(平田, 1964), 鹿児島湾奥まで外洋水が強く及んでおり、海水循環がよかったことを示唆する(森脇ほか, 2015)。分布域である大隅半島北部から都城地域にかけての考古遺跡・遺物との関連では、Sz-Sy/P11は縄文早期時代早期後葉の塞ノ神B2タイプの時期で、塞ノ神式土器の細分された土器型式との層位関係から、噴火活動が土器文化に及ぼした影響が論じられている(栗畑, 2009)。上記したように、この時期の鹿児島湾奥は、燃島貝層の形成を開始した時期にあたる。

#### 4-2) Sz-Ub/P12, Sz-Tk3/P13, Sz-S/P14 と古環境変化・考古文化

今回明らかにされたおもな結果の一つはSz-Ub/P12, Sz-Tk3/P13の同定, Sz-S/P14(二次堆積物)の同定, 新島火砕流堆積物近くの $^{14}\text{C}$ 年代, これらに基づいた新島火砕流堆積物の年代である。それらのテフラの $^{14}\text{C}$ 年代はSz-Ub/P12が9,000 cal BP, Sz-Tk3/P13が10,600 cal BP, Sz-Sが12,800 cal BPであることから(Moriwaki, 2010a), これらのテフラは、最終融氷期後半の鹿児島湾奥の古環境変化と周辺地域の古環境・考古文化の変化との高精度対比に有効な役割を果たす。

Sz-Ub/P12は他のテフラに比べて分布範囲が

限られ、古環境編年との関わりではまだ検討されていないが、YnとSz-Tk3/P13の間の急激な海水流入から燃島貝層の形成にかけての古環境編年を行うのに有効となろう。Sz-Tk3/P13とともに大隅半島北部で議論されている縄文早期前葉の詳しい土器編年、とくに前平式、志風頭式、加栗山式、吉田式土器の層位関係の特定に有効である(鹿児島県立埋蔵文化財センター, 2010; Moriwaki *et al.*, 2016)。今後、縄文早期の鹿児島湾の環境変化と考古文化との関係をみるのに貢献するであろう。

今回の調査で、テフラと関係する燃島シルト層の数層準について、介形虫化石分析を行った結果、S-AP(Sz-Tk3/P13)の直上のシルト層から、介形虫5属18種、計75個体が産出した。本介形虫群は、*Paijenborchella iocosa*, *Ambtonia obai*, *Argilloecia hanaii* および *Xestoleberis sagamiensis* を特徴種とする。Tanaka *et al.* (2012)の現世アナログ法(Modern Analog Technique)を用いて、古水深を求めたところ、94 mと推定された。Sz-Tk3/P13降下当時(10,600 cal BP)の海面を、サンゴ礁域などにおいて高精度で得られた海面変化をもとに現海面下40～50 mとすると(Peltier and Fairbanks, 2006; Yokoyama *et al.*, 2007; Deschamps *et al.*, 2012), 現海面からの水深はおおよそ130～140 mとなる。鹿児島湾内の現世介形虫群のデータが非常に乏しいため、SCD値(0～2.0の値をとり、現世のある群集組成と完全に一致すれば0を、現世のどの群集組成ともまったく一致しなければ2.0となる)は1.03とやや高く、信頼性はそれほど高くないが、この水深は、燃島を含む安永諸島の北西・南東に広がる現在の海底の水深(140～150 m)とほぼ整合する。

S-AP(Sz-Tk3/P13)より約1 m下の層準を境に湾奥への急激な海水の流入が認められている(Yamanaka *et al.*, 2010)。この層準は今回得られた年代軸に照らすと、約11,000 cal BP頃と推定される。この年代は完新世開始以後の急激な海面上昇(melt water pulse 1B(mwp 1B); Yokoyama *et al.*, 2007)の開始期に対応している。

Sz-Tk3/P13 は、急激な海面上昇に伴う鹿児島湾奥への暖流の流入やこれによって引き起こされる海水循環、ここで述べた貝や介形虫など各種生物の生息環境の変化など、鹿児島湾奥の海水古環境の変化を知る上でも役立つ年代指標となろう。

鹿児島湾奥北岸の国分平野の下流域では、Sz-Tk3/P13 は、現汀線付近で現海面下約 40 m の潮下帯堆積物中、および海岸から 1 km 内陸で現海面下約 26 m の潮間帯堆積物中にあり、急速な海面上昇の時期に降下・堆積した(森脇ほか, 2015)。大隅半島中部の肝属平野では、Sz-Tk3/P13 は現海面下 37.59 m の河成堆積物に介在することから、この時の海面は -38 m 以下であるとされ(永迫ほか, 1999)、またこの時の植生は、落葉広葉樹の優先していた時期(KY-I 帯)の末期にあり、落葉広葉樹と常緑広葉樹の混合した時期(KY-II 帯)の開始直前にあたる(松下, 2002)。土器形式との関係では、Sz-Tk3/P13 は、Sz-Ub/P12 よりも分布範囲が広く(Moriwaki, 2010b)、大隅半島北部での土器形式との層位関係が広く認められている。縄文早期前葉の加栗山式土器の段階の層位にある(鹿児島県埋蔵文化財センター, 2010)。Sz-Ub/P12 とともに、縄文早期前葉の土器の層位関係の特定や地域対比を行う特定する上で重要な指標である。南九州での縄文早期前葉は本格的な集落が出現した時期で、52 基の竪穴住居跡をはじめ多数の土坑が発掘された上野原遺跡では、Sz-Tk3/P13 によって、竪穴住居跡の編年がなされた(黒川, 2002)。

Sz-S/P14 は南九州とその周辺海域に広く見いだされており、南九州と周辺海域一円の古環境対比に大変有効なテフラである。今回の新島の調査では Sz-S/P14 の明確な降下層準は見いだせなかったが、炭化木片の  $^{14}\text{C}$  年代や Sz-S の二次堆積物の特定などからみると、上記のように Sz-S/P14 は新島火砕流噴火直後に降下・堆積したと考えられる。国分平野では、Sz-S/P14 は現海面下 49.6 m の浅海底-干潟堆積物中に見いだされ、ここで知られる Sz-S/P14 の降下時の相対的海面位置は -45 ~ -50 m とされる(森脇ほか, 2015)。

東シナ海海底コアで見いだされた Sz-S/P14 の

層位は、NGRIP (GICC05) の酸素同位体変化において特定された気候イベントのうち、亜間氷期 GI-1a イベント(いわゆるアレレード期)と亜氷期 GS-1 イベント(新ドリラス期)の境界付近にある(Moriwaki *et al.*, 2011)。さらにここで得られたテフラと  $^{14}\text{C}$  年代の新知見を加えた新島の海成堆積物の編年と、周辺の陸上や海域の古環境編年、最終融氷期の高精度気候変化の得られているグリーンランド氷床コアの編年とを照らしあわせてみると、現海面上でみられる新島のシルト堆積物は次のように位置づけることができる。このシルト堆積物は、グリーンランド氷床コアにより求められている GI-1 亜間氷期(ベーリング亜間氷期)と GS-1 亜氷期(新ドリラス亜氷期)の境界以降のもので、GS-1 期の寒冷化とこれに伴う海面の急上昇の鈍化、そしてその後の急激な温暖化とこれに伴う海面の急上昇という環境が大きく変化した時期にあたる(Moriwaki *et al.*, 2016)。これに加えて、鹿児島湾奥は 26,000 年前(奥野, 2002)から噴火を開始した桜島の火山体が成長し、湾奥の古環境変化に大きな影響を与えてきた。

こうした環境変化の相互作用と関わって、鹿児島湾奥の開閉に伴う海水の交換度合いや、黒潮の流入度合いの環境変化が生じてきたと考えられる。新島のテフラ編年との関わりでみると、新島火砕流堆積物(c. 13000 cal BP)から Sz-Tk3/P13 に挟まれる二次軽石集積部とその上位のシルト堆積物は、GS-1(新ドリラス期)の急激な寒冷化の開始から終了の時期にあたる。Sz-Tk3/P13 (10,600 cal BP)と Sz-Ub/P12 (9,000 cal BP)との間のシルト堆積物は GS-1(新ドリラス期)より新しい完新世初期の急激な温暖化とこれに伴う急激な海面上昇(melt water pulse 1B, Yokoyama *et al.*, 2007)の時期にあたる。

これまで、新島のシルト堆積物の年代は新島火砕流堆積物直下の下位の  $^{14}\text{C}$  年代からおよそ 1 万年前以降の完新世の堆積物とされた(桑代・鹿児島短期大学地理学セミナー, 1970)。その後燃島シルト中の有機物の  $^{14}\text{C}$  年代(亀山ほか, 2005)をもとに、南東岸で州崎軽石と呼ばれた火砕流

堆積物の直上付近の層準がおよそ 18,000 cal BP と推定された (Yamanaka *et al.*, 2010)。Yamanaka *et al.* (2010) はこの年代観をもとに、地球化学的分析・微化石分析によって得られた鹿児島湾奥の古環境変化を論じ、最終氷期の最大海面低下時には、鹿児島湾奥に海水が入っていたとした。一方、鹿児島湾奥北岸の国分平野のボーリング解析からは、最終氷期最大海面低下時には鹿児島湾は湖で、海水の流入はおよそ 14,300 cal BP とする結果を示し、Yamanaka *et al.* (2010) の古環境変化とは調和しない結果が得られていた (森脇ほか, 2015)。本論文の報告に基づく、新島火砕流堆積物はおよそ 13,000 cal BP と推定され、この年代をもとにして、Yamanaka *et al.* (2010) の古環境変化を検討すると、国分平野の結果 (森脇ほか, 2015) と基本的には整合する。

考古編年からは Sz-S/P14 は縄文草創期にあたり、定住開始や土器文化の開始期の指標層となっており、南九州の縄文文化の変遷でも重要な層位にある (Moriwaki *et al.*, 2016)。このように縄文草創期の文化と最終融氷期の古環境を、南九州とその周辺海域一帯で広く高精度で対比・編年するのに Sz-S/P14 は重要な指標層となっている。

#### 4-3) 新島火砕流堆積物の堆積環境と給源

最終融氷期の海面上昇は急激なため、年代が少しずれるとその旧海面高度はかなりずれるが、新島火砕流の噴火時 (約 13,000 cal BP) の海面位置は、国分平野では、現海面下およそ 50 m にある。サンゴ礁域などにおいて高精度で得られた海面変化では、現海面下およそ 65 ~ 70 m 付近にある (Peltier and Fairbanks, 2006; Yokoyama *et al.*, 2007; Deschamps *et al.*, 2012)。したがって、新島を含む安永諸島の東側と西側の始良カルデラ底の水深 (約 -140 ~ -150 m) から推定すると、新島火砕流の堆積した当時の新島の地点の水深は 80 ~ 100 m にあったと推定される。新島北東岸 (図 2, Loc. 3) では、新島火砕流堆積物直下のシルト層に、シマキンギョガイ (*Nemocardium samarangae*)、オオスタレガイ (*Paphia schnelliana*)、ツキガイモドキ (*Lucinoma annulatum*)、シズクガイ (*Theora fragilis*)、チヨ

ノハナガイ (*Raeta pulchellus*) など両殻のあわさったものと、カプトウラシマ (*Echinophoria kuradai*)、ハシナガイグチ (*Comitas kirai*) などの巻貝が含まれる。そのなかで、シズクガイとチヨノハナガイは強内湾性種、還元環境種で知られる。この両種に加えシマキンギョガイ、オオスタレガイ、ツキガイモドキなどは、水深 10 m から 100 ~ 200 m までの下部浅海帯の細砂泥底に生息する貝類である。これら産出種の産状から推測して、本層は下部浅海帯に位置し、かなり還元状態の内湾環境となっていたことが推測される (松島ほか, 1997)。

新島火砕流堆積物の噴火年代は、その噴出源を考える上で、一つの資料を提供する。これまで新島火砕流堆積物の噴出源は若尊カルデラが推定されている (図 8: Aramaki, 1984; Kobayashi, 1988; Kano *et al.*, 1996; 亀山ほか, 2005)。若尊カルデラの北縁には国分平野のデルタフロントが進出しており、このデルタは若尊カルデラに近接している (森脇ほか, 2015)。このデルタフロント近く、若尊カルデラ底の中心から 5 km 北方の地点で得られたボーリングコアでは 14,500 cal BP 以降の堆積物が得られている。ここには新島火砕流堆積物に由来するとみられる火砕流堆積物や軽石は知られていない (森脇ほか, 2015)。その理由として、ボーリング地点での当時の環境が浅海または海岸であったため (森脇ほか, 2015)、水中火砕流は到達しなかったのかもしれない可能性がある。しかし、新島は若尊カルデラ底の中心から南西 6 km ほどの距離にあり、国分平野のボーリング地点はこれと方向は異なるが、若尊カルデラにより近く、しかも若尊カルデラ縁に接する位置にある (図 8)。こうしたことは、次のような諸点について検討する余地があることを示唆する。すなわち新島火砕流堆積物は若尊カルデラに由来するものでない可能性が指摘できる。もし若尊カルデラに由来したとすると、若尊カルデラから南方に指向性の強い火砕流であった、あるいはボーリング地点の当時の地形環境が海岸付近であったため、水中火砕流は到達しなかったか、到着したがその後侵食されたため、残存していないという

解釈も可能である。さらには、新島火砕流堆積物が国分でのボーリングコア基底礫層よりも古いという解釈も成り立つ。これらについては今後の課題である。

## V. ま と め

新島の南東岸と北西岸において、海成堆積物に介在するテフラの同定・対比と編年と<sup>14</sup>C年代に基づいて、燃島の海成堆積物の編年とその意義について検討した。対比・同定されたテフラは、上位から桜島大正/P1 (Sz-Ts/P1), 桜島末吉/P11 (Sz-Sy/P11), 桜島土場/P12 (Sz-Ub/P12), 桜島高峠 3/P13 (Sz-Tk3/P13), 桜島薩摩/P14 (Sz-S/P14), 新島火砕流堆積物である。南北で層位的に異なった見解のあった新島火砕流堆積物は、南北で同一サイクルのテフラで、その年代はおよそ 13,000 年前である。陸上で認められる新島の堆積物は約 13,000 年前以降、すなわち最終融水期後半以降に形成されたものであることを示す。

鹿児島湾の海底堆積物を陸上において直接観察することのできる新島は、鹿児島湾の最終融水期以降の古環境変化を高分解能で行うことが可能なところである。その確度のいい年代軸の構築に、ここで同定・対比されたテフラの編年フレームワークはより確かな年代軸を提供する。本論文で同定されたテフラと古環境との関係について、次のような意義があげられる。燃島貝層は Sz-Sy/P11 の軽石を基盤として形成されており、Yn, Sz-Sy/P11 は燃島貝層形成開始期の指標となる。次に Sz-Tk3/P13 は、当時の古水深 94 m の海底で堆積した。鹿児島湾奥への急激な海水の流入が認められるのは (Yamanaka *et al.*, 2010) このテフラよりおよそ 1 m 下の層準である。そして Sz-Ub/P12 は、Yn と Sz-Tk3/P13 の間の急激な海水流入から燃島貝層の形成にかけての古環境編年を行うのに有効である。

一方、瞬時に、広域を覆うテフラは、さまざまな古環境事象や考古記録の新旧や同時性、年代を、より高確度で明らかにするのに重要な役割を果たしている (町田・新井, 2003; Lowe, 2011)。こうした特質をもつテフラをもとにして、南九州

とその周辺海域において、後期更新世・完新世のテフラの時空の編年フレームワークを作成し、これによって種々の古環境や考古文化の編年の高確度なグローバル対比を目指した統合化が進められている (Moriwaki *et al.*, 2016)。新島で特定されたテフラは、新島周辺の南九州においても、各種地形面上や堆積物中に広く見いだされている。新島でのテフラ編年と古環境変化との関係は、テフラを通して、新島の古環境変化と、鹿児島湾周辺の低地や台地で知られる海面変化、海岸古環境変化、植生変化などの古環境変化、考古土器編年など (Moriwaki *et al.*, 2016) との高確度の対比を可能にする。さらにこのようなテフラのなかには、K-Ah, Sz-S/P14 のように、東シナ海など周辺海域の海底コア中に見いだされているものもある。そこでは海洋酸素同位体変化などの高分解能な古環境変化でのテフラの層位が明らかにされている (Moriwaki *et al.*, 2011)。こうした周辺海域での高分解能古環境変化は水床コアなどの高分解能環境変化との対比も試みられている (Ijiri *et al.*, 2005)。こうしたことは、テフラをもとにして、新島の古環境変化とこうした高分解能環境変化との高確度の対比が可能であることを示唆している。

## 謝 辞

本論文作成にあたり、以下の方々にお世話になった。感謝いたします。ワイカト大学の David J. Lowe 教授には英文の校閲をしていただいた。小林哲夫鹿児島大学名誉教授、鹿野和彦鹿児島大学元教授には新島の火砕流堆積物について、根建心具鹿児島大学名誉教授には EPMA の操作について御教示いただいた。岡山理科大学の藤木利之講師には堆積物について御教示いただいた。鹿児島県立埋蔵文化財センターの前迫亮一氏には土器編年について御教示いただいた。鹿児島県立埋蔵文化財センターには、歴史時代の桜島テフラの採取に便宜を図っていただいた。上西敏郎氏、元鹿児島大学教育学部学生の新銅大輝氏には野外調査の補助を受けた、鹿児島大学法文学部の南直子氏には室内作業の補助を受けた、本研究には平成 24～26 年度科学研究費補助金 (基盤研究 (C), 課題番号 24501292: 基盤研究 (C), 課題番号 15K01166) の一部を使用した。

文 献

- Aramaki, S. (1984): Formation of the Aira caldera, southern Kyushu, ~22,000 years ago. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 8485-8501.
- Deschamps, P., Durand, N., Bard, E., Hamelin, B., Camoin, G., Thomas, A.L., Henderson, G.M., Okuno, J. and Yokoyama, Y. (2012): Ice-sheet collapse and sea-level rise at the Bølling warming 14,600 years ago. *Nature*, **483**, 559-564.
- 福山博之・小野晃司 (1981): 桜島火山地質図 1: 25,000. 地質調査所. [Fukuyama, H. and Ono, K. (1981): *Geological Map of Sakurajima Volcano*. Geological Survey of Japan. (in Japanese with English abstract)]
- 平田国雄 (1964): 燃島貝層. 鹿児島理科教育協会編: 鹿児島の自然. 鹿児島理科教育協会, 235-244. [Hirata, K. (1964): Moeshima shell bed. in *The Nature of Kagoshima (Kagoshima No Shizen)* edited by the Society for the Education of Science of Kagoshima, 235-244. (in Japanese)\*]
- Hoek, W.Z. and Bohncke, S.J.P. (2001): Oxygen-isotope wiggle matching as a tool for synchronising ice-core and terrestrial records over Termination 1. *Quaternary Science Reviews*, **20**, 1251-1264.
- Ijiri, A., Wan, L., Oba, T., Kawahata, H., Huang, C.-Y. and Huan, C.-Y. (2005): Paleoenvironmental changes in the northern area of the East China Sea during the past 42,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **219**, 239-261.
- 鹿児島県立埋蔵文化財センター (2010): 鹿児島県立埋蔵文化財センター発掘調査報告書 (153)一定塚遺跡・稲村遺跡—第4分冊. 196p. [Kagoshima Prefectural Archaeological Center (2010): *Jozuka Site, Inamura Site. Reports of Kagoshima Prefectural Archaeological Center No. 153, Part 4 (Kagoshima Kenritsu Maizo Bunka Senta Hakkutsu Chosa Hokokusho 153 Jozuka Iseki Inamura Iseki 4)*. 196 p. (in Japanese)\*]
- 亀山宗彦・下山正一・宮部俊輔・宮田雄一郎・杵山哲男・岩野秀樹・壇原 徹・遠藤邦彦・松隈明彦 (2005): 始良カルデラ堆積物の層序と年代について—鹿児島県 (燃島) に基づく研究一. 第四紀研究, **44**, 15-29. [Kameyama, S., Shimoyama, S., Miyabe, S., Miyata, Y., Sugiyama, T., Iwano, H., Danhara, T., Endo, K. and Matsukuma, A. (2005): Stratigraphy and ages of Aira caldera deposits in Shinjima (Moeshima), Kagoshima Prefecture, West Japan. *Quaternary Research (Daiyonki-Kenkyu)*, **44**, 15-29. (in Japanese with English abstract)]
- Kameyama, S., Shimoyama, S., Miyabe, S. and Yamana, T. (2008): Water mass conditions during the past 11,000 years in the innermost part of the Kagoshima Bay, South Kyushu, Japan: Evidence from the fossil shell assemblages, oxygen and carbon isotopic compositions. *Memoirs of the Faculty of Science, Kyushu University, Series D, Earth and Planetary Sciences*, **32**, 97-112.
- Kano, K., Yamamoto, T. and Ono, K. (1996): Subaqueous eruption and emplacement of the Shinjima Pumice, Shinjima (Moeshima) Island, Kagoshima Bay, SW Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **71**, 187-206.
- 小林哲夫 (1986): 桜島火山の形成史と火砕流. 文部省科研費自然災害特別研究「火山噴火に伴う乾燥粉体流 (火砕流等) の特質と災害」(研究代表者荒牧重雄), 137-163. [Kobayashi, T. (1986): Volcanic history and pyroclastic flows of Sakurajima Volcano. in *Characteristics of Dry High Concentration Flows (Pyroclastic Flows etc.) Associated with Volcanic Eruption and Their Disasters (Monbu Kagakusho Kakenhi Shizen Saigai Tokubetsu Kenkyu "Kazan Funka Ni Tomonau Kanso Funtairyu Kasairyu No Tokushitsu To Saiagi" Kenkyu Daihyosha Aramaki Shigeo)*, 137-163. (in Japanese)\*]
- Kobayashi, T. (1988): Tectonic setting and major pyroclastic eruptions in southern Kyushu. in *A Guide Book for Sakurajima Volcano* edited by Kagoshima International Conference on Volcanoes, Kagoshima Prefectural Government, 1-6.
- 小林哲夫 (2009): 桜島火山, 安永噴火 (1779-1782年) で生じた新島 (安永諸島) の成因. 火山, **54**, 1-13. [Kobayashi, T. (2009): Origin of new islets (An-ei islets) formed during the An-ei eruption (1779-1782) of Sakurajima Volcano, southern Kyushu, Japan. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, **54**, 1-13. (in Japanese with English abstract)]
- 黒川忠広 (2002): 南九州縄文時代早期前葉の先駆性について. 第四紀研究, **41**, 331-344. [Kurokawa, T. (2002): On cultural pioneering in the first part of Initial Jomon Period, southern Kyushu Japan. *Quaternary Research (Daiyonki-Kenkyu)*, **41**, 331-344. (in Japanese)\*]
- 柴畑光博 (2009): 考古資料からみた桜島 11 テフラの噴出時期と影響. 南九州縄文通信, **20**, 97-110. [Kuwahata, M. (2009): Archaeologic age of Sakurajima 11 tephra based on archaeological materials. *Minami Kyushu Jomon Tsushin*, **20**, 97-110. (in Japanese)\*]
- 桑代 勲・鹿児島短期大学地理学セミナー (1970): 始良カルデラの研究 (2) 新島の誕生・地形と地質・海岸侵食. 知覧文化, **7**, 1-22. [Kuwashiro, I. and Geographical Seminar of Kagoshima Prefectural College (1970): Study on Aira caldera (2) Formation of Shinjima, landforms and geology, coastal erosion. *Chiran Bunka*, **7**, 1-22. (in Japanese)\*]
- Lowe, D.J. (2011): Tephrochronology and its application: A review. *Quaternary Geochronology*, **6**, 107-153.
- Lowe, J.J. (2001): Abrupt climatic changes in Europe during the last glacial-interglacial transition: The potential for testing hypotheses on the synchronicity of climatic events using tephrochronology. *Glob-*

- al Planetary Change*, **30**, 73-84.
- Lowe, J.J., Rasmussen, S.O., Björck, S., Hoek, W.Z., Steffensen, J.P., Walker, M.J.C., Yu, Z.C. and INTIMATE group (2008): Synchronization of palaeo-environmental events in the North Atlantic region during the last termination: A revised protocol recommended by the INTIMATE group. *Quaternary Science Reviews*, **27**, 6-17.
- 町田 洋・新井房夫 (2003): 火山灰アトラス. 東京大学出版会, 336p. [Machida, H. and Arai, F. (2003): *Atlas of Tephra in and around of Japan*. University of Tokyo Press, 336p. (in Japanese)]
- 松島義章・長岡信治・森脇 広・奥野 充・新井房夫 (1997): 鹿児島湾, 燃島貝層について. 日本地質学会第104年学術大会講演要旨, 354. [Matsushima, Y., Nagaoka, S., Moriwaki, H., Okuno, M. and Arai, F. (1997): Moeshima shell bed. *Abstract of 104<sup>th</sup> Annual Meeting, Geological Society of Japan*, 354. (in Japanese)\*]
- 松下まり子 (2002): 大隅半島における鬼界アカホヤ噴火の植生への影響. 第四紀研究, **41**, 301-310. [Matsushita, M. (2002): Vegetation changes under the influence of the Kikai-Akahoya eruption in Osumi Peninsula, southern Kyushu, Japan. *Quaternary Research (Daiyonki-Kenkyu)*, **41**, 301-310. (in Japanese with English abstract)]
- 森脇 広 (1994): 鹿児島湾周辺における第四紀後期の細粒火山灰層にかんする古環境学的研究. 平成4・5年度科学研究費補助金(一般研究C)研究成果報告書. 68p. [Moriwaki, H. (1994): *Palaeoenvironmental Study on Late Quaternary Fine Ash Beds around Kagoshima Bay. Reports for Grants-in-Aid for Scientific Research (no. 04680248) from Ministry of Education (Kagoshimawan Shuhen Ni Okeru Dai Yonki Koki No Sairyu Kazanbaiso Ni Kansuru Kokankyogakuteki Kenkyu Heisei 4, 5 Nendo Kagaku Kenkyu Hojyokin Ippan Kenkyu C Kenkyu Seika Hokokusho)*. 68p. (in Japanese)\*]
- Moriwaki, H. (2010a): Late Pleistocene and Holocene tephtras in southern Kyushu. in *Intra-conference Field Trip Guides. INTAV International Field Conference and Workshop on Tephrochronology, Volcanism, and Human Activity, Kirishima City, Kyushu, Japan, 9-17, May, 2010* edited by Moriwaki, H. and Lowe, D.J., 44-53.
- Moriwaki, H. (2010b): Stop3 Takatoge pass. in *Intra-conference Field Trip Guides. INTAV International Field Conference and Workshop on Tephrochronology, Volcanism, and Human Activity, Kirishima City, Kyushu, Japan, 9-17, May, 2010* edited by Moriwaki, H. and Lowe, D.J., 93-98.
- 森脇 広 (2011): 過去3万年間の自然史・人類史の高精度編年に果たすテフラの役割—日本の高精度編年フレームワークの構築に向けて—. 月刊地球, **33**, 752-758. [Moriwaki, H. (2011): The role of tephtras in developing a highresolution chronostratigraphy for palaeo-environmental and human history since 30,000 years ago. *Chikyū Monthly*, **33**, 752-758. (in Japanese)]
- 森脇 広・町田 洋・初見祐一・松島義章 (1986): 鹿児島湾北岸におけるマグマ水蒸気噴火とこれに影響を与えた縄文海進. 地学雑誌, **95**, 94-113. [Moriwaki, H., Machida, H., Hatsumi, Y. and Matsushima, Y. (1986): Phreatomagmatic eruptions affected by postglacial transgression in the northern coastal area of Kagoshima Bay, southern Kyushu, Japan. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **95**, 94-113. (in Japanese with English abstract)]
- Moriwaki, H., Suzuki, T., Murata, M., Ikehara, M., Machida, H. and Lowe, D.J. (2011): Sakurajima-Satsuma (Sz-S) and Noike-Yumugi (N-Ym) tephtras: New tephrochronological marker beds for the last deglaciation, southern Kyushu, Japan. *Quaternary International*, **246**, 203-212.
- 森脇 広・松島義章・杉原重夫・大平明夫・大木公彦・増淵和夫・弦巻賢介 (2015): 鹿児島湾北岸, 国分平野における過去15,000年間の海面変化と古環境変化. 第四紀研究, **54**, 149-171. [Moriwaki, H., Matsushima, Y., Sugihara, S., Ohira, A., Oki, K., Masubuchi, K. and Tsurumaki, K. (2015): Sea-level and palaeoenvironmental changes of Kokubu plain on the northern coast of Kagoshima Bay, south Japan, since 15,000 years ago. *Quaternary Research (Daiyonki-Kenkyu)*, **54**, 149-171 (in Japanese with English abstract)]
- Moriwaki, H., Nakamura, N., Nagasako, T., Lowe, D.J. and Sangawa, T. (2016): The role of tephtras in developing a high-precision chronostratigraphy for palaeoenvironmental reconstruction and archaeology in southern Kyushu, Japan, since 30,000 cal. BP: An integration. *Quaternary International*, **397**, 79-92.
- 永迫俊郎・森脇 広・松島義章・新井房夫・岩井雅夫・町田 洋・藤原 治 (1999): 肝属平野における完新世の海面変化. 日本第四紀学会講演要旨集, **29**, 22-23. [Nagasako, T., Moriwaki, H., Matsushima, Y., Iwai, M., Machida, H. and Fujiwara, O. (1999): Holocene sea-level changes in Kimotsuki plain. *Abstract of Conference of Japanese Association for Quaternary Research*, **29**, 22-23. (in Japanese)\*]
- 西村光史・小林哲夫 (2015): 始良カルデラ, 高野ベースサージ堆積物と新島火砕流堆積物の科学的特徴. 月刊地球, **37**, 259-264. [Nishimura, K. and Kobayashi, T. (2015): Chemical characteristics of Takano base surge deposit and Shinjima pumice from Aira caldera, SW Japan. *Chikyū Monthly*, **37**, 259-264. (in Japanese)]
- 奥野 充 (2002): 南九州に分布する最近約3万年間のテフラの年代学的研究. 第四紀研究, **41**, 225-236. [Okuno, M. (2002): Chronology of tephtra layers in southern Kyushu, SW Japan, for the last 30,000 years. *Quaternary Research (Daiyonki-Kenkyu)*, **41**, 225-236. (in Japanese with English abstract)]
- 奥野 充・松島義章・長岡信治・森脇 広・新井房夫

- 中村俊夫 (1998): 南九州, 鹿児島湾の燃島貝層中のベッコウガキの加速器  $^{14}\text{C}$  年代. 福岡大学理学集報, **28**, 123-128. [Okuno, M., Matsushima, Y., Nagaoaka, S., Moriwak, H., Arai, F. and Nakamura, T. (1998): AMS radiocarbon dating of shell fossil (*Neopycnodonte musashiana*) in the Moeshima shell bed, Kagoshima Bay, SW Japan. *Fukuoka University Science Reports*, **28**, 123-128. (in Japanese with English abstract)]
- 小野有五 (1982): 晩氷期. 町田 貞・井口正男・貝塚 爽平・佐藤 正・榎根 勇・小野有五編: 地形学辞典. 二宮書店, 501-502. [Ono, Y. (2002) Late Glacial. in *Dictionary of Geomorphology (Chikeigaku Jiten)* edited by Machida, T., Iguchi, M., Kaizuka, S., Sato, T., Kayane, I. and Ono, Y., Ninomiya-Shoten, 501-502. (in Japanese)\*]
- Peltier, W.R. and Fairbanks, R.G. (2006): Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quaternary Science Reviews*, **25**, 3322-3337.
- Ruddiman, W.E. and Duplessey, J.-C. (1985): Conference on the last deglaciation: Timing and mechanism. *Quaternary Research*, **23**, 1-17.
- 鹿間時夫 (1955): 鹿児島県燃島貝層の層位的位置. 地質学雑誌, **61**, 723. [Shikama, T. (1955): Stratigraphic position of the Moeshima shell bed in Kagoshima Prefecture. *Journal of the Geological Society of Japan*, **61**, 723. (in Japanese)\*]
- 首藤次男 (1962)九州の最新統諸層の吟味—対比の基礎 (九州の最新統の地史学的研究-II). 地質学雑誌, **68**, 301-312. [Shuto, T. (1962): A revision of the Pleistocene stratigraphy in Kyushu—For the basis of interprovincial correlation—. *Journal of the Geological Society of Japan*, **68**, 301-312. (in Japanese with English abstract)]
- Suzuki, T., Kasahara, A., Nishizawa, F. and Saito, H. (2014): Chemical characterization of volcanic glass shards by energy dispersive X-Ray spectrometry with EDAX Genesis APEX2 and JEOL JSM-6390. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, **49**, 1-12.
- Tanaka, G., Naruse, H., Yamashita, S. and Arai, K. (2012): Ostracodes reveal the sea-bed origin of tsunami deposits. *Geophysical Research Letters*, **39**, L05406.
- Yamanaka, T., Miyabe, S., Sawai, Y. and Shimoyama, S. (2010): Geochemical and diatom evidence of transition from freshwater to marine environments in the Aira Caldera and Kagoshima Bay, Japan, during post-glacial sea-level rise. *Journal of Asian Earth Sciences*, **39**, 386-395.
- Yokoyama, Y., Kido, Y., Tada, R., Minami, I., Finkel, R.C. and Matsuzaki, H. (2007): Japan Sea oxygen isotope stratigraphy and global sea-level changes for the last 50,000 years recorded in sediment cores from the Oki Ridge. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **247**, 5-17.

\* Title etc. translated by H.M.