

論文

島根県江島の更新世玄武岩と鳥取県弓ヶ浜砂州南東端  
粟島の中新世流紋岩の K-Ar 年代

沢田 順弘\*・今井 雅浩\*\*・三浦 環\*\*\*・徳岡 隆夫\*\*\*\*・板谷 徹丸\*\*\*\*\*

K-Ar ages of a Pleistocene basalt from Eshima, Shimane Prefecture and a Miocene rhyolite from Awashima, Yumigahama Sandbar, Tottori Prefecture

Yoshihiro Sawada\*, Masahiro Imai\*\*, Tamaki Miura\*\*\*, Takao Tokuoka\*\*\*\* and Tetsumaru Itaya\*\*\*\*\*

Abstract

Igneous activity in the Shinji Rift System related to opening of the Japan Sea began in the Early Miocene and continued through to the Pleistocene. New K-Ar ages have been determined for a Pleistocene basalt from a borehole at Eshima bridge and a Miocene rhyolite from Awashima, southern Yumigahama Sandbar. The Pleistocene basalt yielded a whole rock K-Ar age of  $0.19 \pm 0.01$  Ma. A biotite age of  $17.48 \pm 0.40$  Ma for the Miocene rhyolite indicates that it belongs to the Kawai Formation. The Eshima borehole shows that the Eshima-Daikonjima basalts were erupted on land, and that their base is now situated 60 meters beneath present-day sea level. This suggests that sea level at  $0.19 \pm 0.01$  Ma was at least 60 meters lower relative to that of the present day.

**Key words:** Pleistocene, Miocene, basalt, rhyolite, Shinji Rift, K-Ar age, sea level change, glacial age

はじめに

宍道湖から中海、美保湾にかけての低地帯は地溝帯としての性格を有することから、沢田ほか(2001a)によって「宍道地溝帯」として定義された。宍道地溝帯には、中期中新世末期の松江層玄武岩、末期中新世の和久羅山(嵩山)デイスイト、美保湾中や中海の更新世玄武岩-安山岩など他地域では見られない火山岩類が分布し、火山活動の活発な地域である。

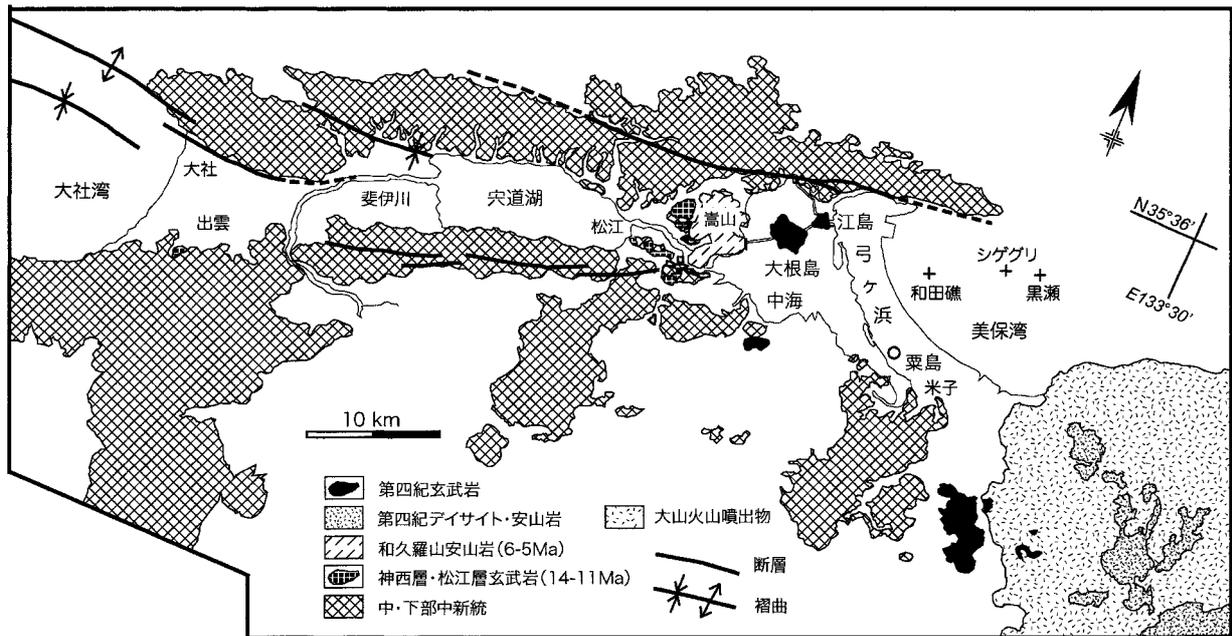
徳岡(2001)によれば、大根島と江島が更新世火山である可能性を初めて指摘したのは酒井(1939)であったが、その後、鮮新世とされた(島根県, 1963)。しかし、大根島研究グループ(1975)は、倉吉軽石層(大山松江軽石 DMP)に覆われる玄武岩がほとんど風化を受けていないことから、両者の年代はそれほど離れてはいない、即ち更新世後期と推定されるとした。Morris et al.(1990, 1999)によって、大根島および江島の玄武岩の K-Ar 年代が報告され、放射年代からも

更新世の火山であることが確認された。しかし、報告された K-Ar 全岩年代値は大根島玄武岩が  $0.10 \pm 0.12$  Ma,  $0.07 \pm 0.12$  Ma, 江島玄武岩が  $0.196 \pm 0.017$  Ma,  $0.255 \pm 0.034$  Ma とばらついており、リファインメントを必要とした。

一方、近年、美保湾の海中、水深-28~-20 mにある円錐状の岩礁シゲグりを構成する安山岩の K-Ar 年代として  $0.9 \pm 0.3$  Ma の K-Ar 全岩および斜長石年代値を得、新たな更新世火山の存在が確認された(沢田ほか, 2001a, 未発表資料)。このことにより、宍道地溝帯周辺には未発見の更新世火山が存在する可能性が出てきた。

江島架橋(大橋)の建設に伴い、架橋建設地岩盤調査の一環として、国土交通省(掘削当時建設省)によって60本の掘削が行われた。これらのうち玄武岩の底面を貫き、弓ヶ浜層に達しているコア11本と地表に玄武岩が露出している地点1本について肉眼記載し、柱状図を作成した。また、大根島旧八束町入江で実施された掘削コア(沢田ほか, 2001b)も含めて、玄武岩類については顕微鏡記載と蛍光 X 線分析装置による全岩化学組成分析を行った(今井, 2001MS, 沢田ほか, 2001c)。江島架橋の弓ヶ浜側の掘削コア試料(Pws 5)の最下部の玄武岩(1-Pws 5)について、全岩 K-Ar 年代測定を行った。また、弓ヶ浜砂州南東端の粟島に分布する流紋岩は新鮮な黒雲母斑晶を含み、更新世火山の産物の可能性もあることから、黒雲母の K-Ar 年代測定もあわせて行った。ここではこれらの結果について報告する。

\* 島根大学総合理工学部地球資源環境学科  
Department of Geoscience, Interdisciplinary Faculty of Science and Engineering, Shimane University, Matsue 690-8504, JAPAN  
\*\* 千葉県いすみ市立大原中学校  
Ohara Junior High School, Isumi 298-0004, JAPAN  
\*\*\* 株式会社ジャルウェイブ  
JALWAVE Co., Ltd., Narita 282-0004, JAPAN  
\*\*\*\* 徳岡汽水環境研究所  
The Tokuoka Laboratory for Study of Brackish Water Environments, Matsue 690-0823, JAPAN  
\*\*\*\*\* 岡山理科大学自然科学研究所  
Research Institute of Natural Sciences, Okayama University of Science, Okayama 700-0005, JAPAN



第1図 宍道地溝帯と大根島，江島，粟島の位置図

### 地質概説

江島と粟島の位置する宍道地溝帯は沢田ほか(2001a)によって以下のように定義された。範囲：斐川平野－宍道湖－中海－弓ヶ浜を結ぶ長さ約60 kmの低地帯，およびその東方延長約100 km。地溝部の幅は斐川平野で約5 km，中海で13 km，美保湾東方の海域で18 km(田中・小草，1981)である。地溝帯は北側が落ち込んだ半地溝(ハーフグラベン)で，厚さ1500 mにおよぶ中新統が埋積していると推定されている(通商産業省，1970；鹿野ほか，1991；山内・岩田，1998)。最下部には波多層相当層が存在することから形成時期は少なくとも前中新世にさかのぼり，日本海拡大に関連したリフト帯の一部と考えられる。地溝帯としての主要な活動は中新世に終了していると考えられるが，火山活動や断層運動，高温の温泉の存在に見られるような地熱活動は第四紀に至るまで続いている。

ここで扱った江島は大根島とともに中海に存在し，西の和久羅山・嵩山，東の美保湾中のシゲグリとともに地溝帯中軸部に位置する場に活動した火山である。第一級の地溝帯であるケニア地溝帯では，火山活動の活発な相対的隆起帯によってリフトグラベンが分断されているが(例えば Ochieng et al.(1988)など)，松江層の玄武岩，和久羅山・嵩山デイサイト，大根島・江島の玄武岩の活動場はそのような場と考えてよい。粟島は地溝帯のショルダーに相当する位置にある(第1図)。

### 分析試料

第2，3図に試料採取地点を示した。

粟島は弓ヶ浜砂州南東端の彦名干拓地の分布する底面が

250×150 mの楕円錐状の黒雲母流紋岩からなる岩体である。黒雲母流紋岩は一部でバンディングが発達する白色の岩石で，1 mm前後の黒雲母，1-2 mmの石英や長石を含む(第5図A)。

江島架橋試料(Pws-5)の掘削地点を第3図に，柱状図を第4図に示した。掘削地点Pws-5は架橋の弓ヶ浜側にあたる。掘削コアの最下部は-61.2 mであり，-61 mより下は泥層である。-61 mから-31.6 mまでがクリンカーもしくはスコリアを伴う玄武岩溶岩である。-31.6 mより上は中海層および沖積層である。

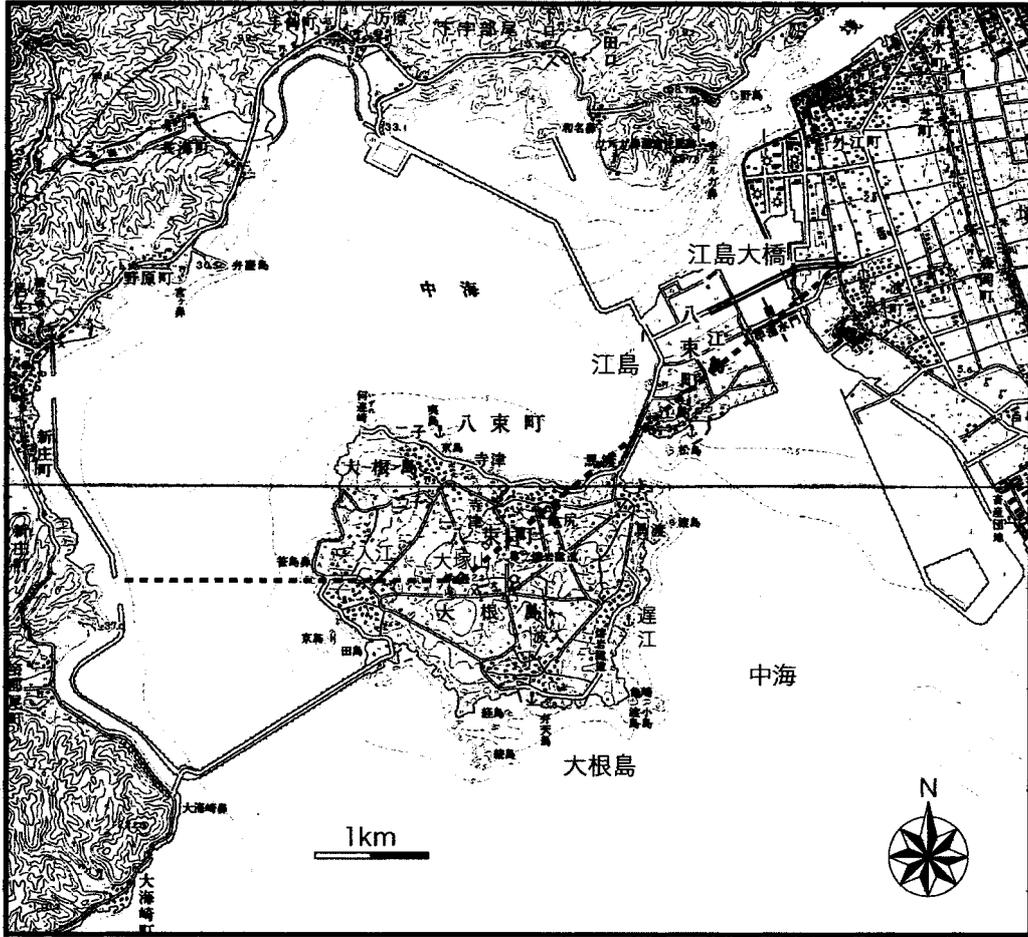
掘削コア(Pws-5)には上部ないし下部に急冷相，高温酸化を示す赤色部，あるいはクリンカーを伴うか，または空洞によって隔離され，1枚の溶岩と識別されるのは少なくとも10層存在する(第4図)。溶岩は厚いものでは7 mに達する。塊状の溶岩は緻密なものから著しく発泡したものまで存在する。一般に下部の溶岩は斜長石斑晶に乏しく，上部は富む傾向にある。K-Ar年代測定に用いたものは最下部の溶岩である(試料番号1-Pws-5)。1-Pws-5はやや発泡した暗灰色を呈する塊状の溶岩である。

### [顕微鏡記載]

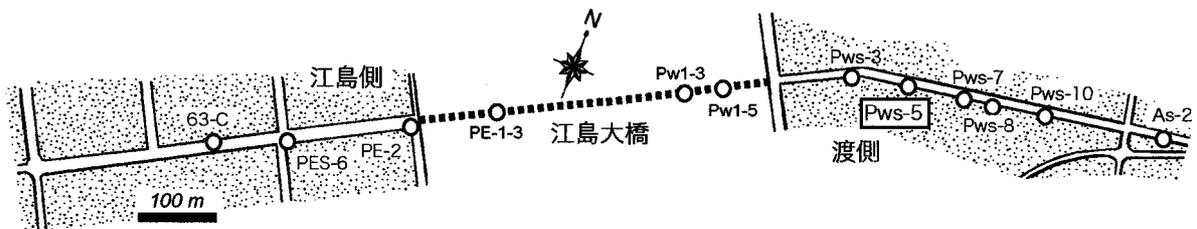
#### 粟島の黒雲母流紋岩(RS-6)

斑状，流状組織を示す(第5図A)。斑晶として斜長石(最大長径1.8 mm)，石英(最大径2.3 mm，融食形を示すものが多い)，黒雲母(最大長径1.0 mm，軸色X：明茶色，Y=Z：黒褐色)を含む。石基には0.1 mm前後の細粒のスフェールライトを含むバイオリティック組織，脱ガラスによって2次に生成された粒状の石英・長石を含む部分やフェルト状を示す部分がある(第5図A)。

#### 江島の玄武岩(1-Pws-5)



第2図 大根島-江島の地形図。図中の入江-大塚山-江島大橋を結ぶ破線は第6図の地質断面の位置を示す。国土地理院発行1/5万地形図「松江」[境港]の一部を複製したものを使用。



第3図 江島架橋掘削地点と試料を採取した地点(Pws-5)。63-Cを除く11本の掘削は玄武岩の基底(-60 m付近)を貫き、泥層に達している。

ドライト組織を示し、斑晶として斜長石(最大長径0.75 mm)、カンラン石(最大0.25 mm)、単斜輝石(最大0.8 mm)を含み、石基は斜長石、カンラン石、単斜輝石、不透明鉱物、メソスタシスからなる(第4図B)。カンラン石斑晶はマントル部にクロムスピネルを含むことがある。モード組成は気孔:5.2容量%;斑晶は斜長石:4.4%、カンラン石:4.8%、単斜輝石:0.6%、石基:85%である。

[全岩化学組成]

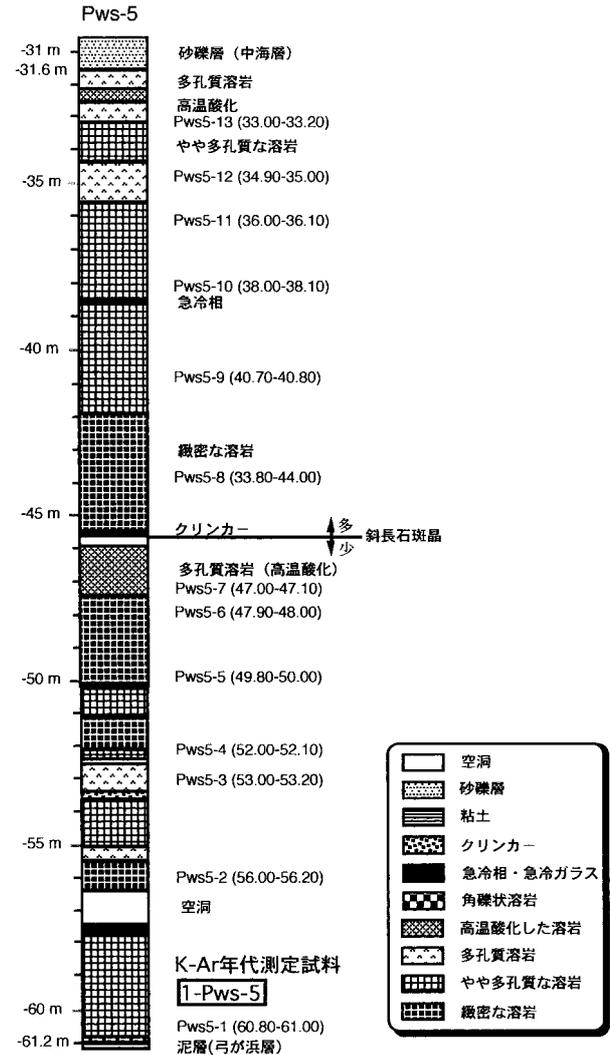
全岩化学組成は島根大学総合理工学部地球資源環境学科設置の波長分散型蛍光X線分析装置(リガク社製 RIX 2000)を

用い、主成分10元素(Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P)と微量成分13元素(Ba, Ce, Cr, Ga, Nb, Ni, Pb, Rb, Sr, Th, V, Y, Zr)を分析した。分析方法はKimura and Yamada(1996)によるガラスビード法で、分析精度は小林・沢田(1998)によって報告されている。試料と融剤(Li<sub>2</sub>B<sub>2</sub>O<sub>7</sub>:LiBO<sub>2</sub>=1:4)の混合率は1:2、主成分分析の補正係数は多重回帰法で求め、微量成分分析に関してはピークオーバーバック法を用いた。

分析結果は第1表に示した。玄武岩(1-Pws-5)はLe Bas et al.(1986)のTAS図による分類ではtrachybasaltの領域にプロットされ、TiO<sub>2</sub>=2.16 wt%を含む within-plate タイプ玄武岩である。FeO\*/MgO=1.311, Cr=208 ppm, Ni=164 ppm

第 1 表 全岩化学組成

	1-Pws-5	RS-6
(wt%)	江島	栗島
SiO <sub>2</sub>	46.79	78.69
TiO <sub>2</sub>	2.16	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.23	12.07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.84	0.35
MnO	0.17	0.01
MgO	8.13	0.17
CaO	8.92	0.43
Na <sub>2</sub> O	3.41	3.19
K <sub>2</sub> O	2.05	3.80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.52	0.01
Total	99.22	98.78
Alkali	5.46	6.99
FeO*/MgO	1.311	
(ppm)		
Ba	694	745
Ce	58	38
Cr	208	n.d.
Ga	19	12
Nb	47	6
Ni	164	n.d.
Pb	2	20
Rb	64	96
Sr	606	38
Th	4	6
V	238	n.d.
Y	27	22
Zr	175	56



第 4 図 掘削コア (Pws-5) の地質柱状図

で、やや分化が進んだ玄武岩である。

### K-Ar 年代測定

#### [分析試料の準備]

流紋岩中の黒雲母試料は 24-80 メッシュ ( $\phi = 1.06-0.32$  mm) の粉砕試料を用い、タッピングによって集め、最終的には実体鏡下でハンドピッキングによって新鮮な黒雲母試料を集めた。全岩試料については 60-80 メッシュ ( $\phi = 0.42-0.32$  mm) の粉砕試料から永久磁石にて強磁性鉱物を除去したものをを用いた。これらの試料を蒸留-脱イオン水によって超音波洗浄し、その後、110°C で乾燥させ最終的な試料とした。

#### [分析方法]

K と Ar の分析方法は長尾ほか (1984)、長尾・板谷 (1988)、Itaya et al. (1991) に従った。K の定量は蛍光分析法により、2000 ppm の Cs バッファーを添加して行った。蛍光分析用試料は前述した方法で準備した粉砕試料を、メノウ乳鉢にて粉末にしたものをを用いた。粉末試料約 100 mg を蓋付テフロンビーカー中で沸化水素酸と硝酸混液によって分解

し、蒸発乾固後、塩酸酸性溶液とした。GSJ 標準試料 (JB-1, JG-1) 測定による分析誤差は 3% 以内である。Ar の定量は岡山理科大学設置の軌道半径 15 cm、偏角 130 度扇形磁場、単収束質量分析装置を用い、<sup>38</sup>Ar をスパイクとした同位体希釈法で行った。<sup>40</sup>K から <sup>40</sup>Ar と <sup>40</sup>Ca への壊変定数は、それぞれ  $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10}$ /年、 $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10}$ /年、と  $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4}$  (原子数比) (Steiger and Jäger, 1977) を用いた。

#### [測定結果]

測定結果を第 2 表に示した。栗島の流紋岩中の黒雲母の K-Ar 年代は  $17.48 \pm 0.40$  Ma を示す。1-Pws-5 の全岩 K-Ar 年代は  $0.19 \pm 0.01$  Ma であった。

### 考 察

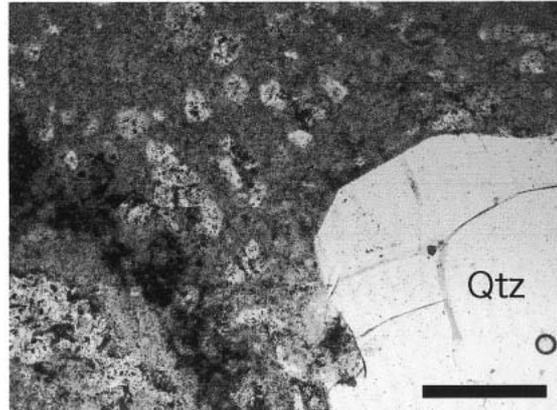
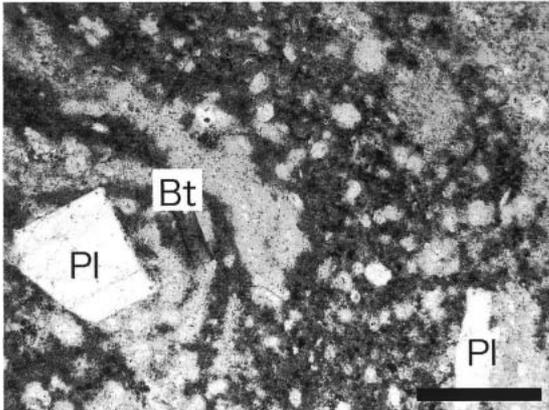
#### (1) 栗島の流紋岩中の黒雲母の年代

「はじめに」で述べたように栗島の地理的位置は鮮新世末期から更新世にかけての火山が存在する宍道地溝帯にあたることと、新鮮な黒雲母を含むことから鮮新世末期から更新世に活動した火山の可能性もあったが、黒雲母の K-Ar 年代値

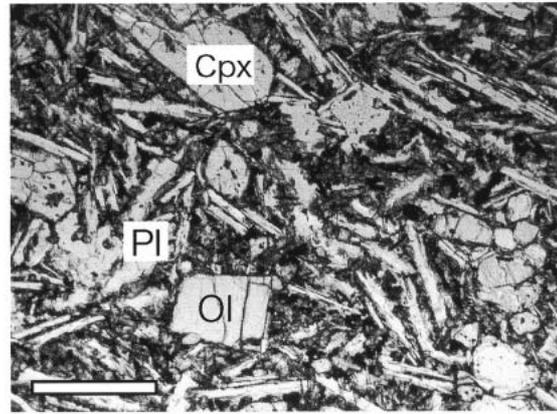
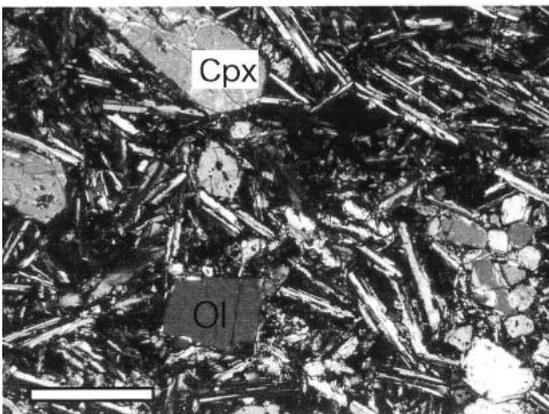
第2表 K-Ar年代測定結果

試料番号	地層・岩体名	採取地点	岩石タイプ	産状	分析試料	K (wt%)	Rad. <sup>40</sup> Ar (10 <sup>-8</sup> ccSTP/g)	Non. rad <sup>40</sup> Ar (%)	K-Ar年代 (Ma)
RS6-Bt	川合累層	粟島神社	流紋岩	溶岩	黒雲母	6.811	464.2±5.3	12.0	17.48±0.40
1-PWS-5	江島玄武岩下部	江島架橋掘削孔最下部	玄武岩	溶岩	全岩	1.651	1.20±0.09	79.6	0.19±0.01

(A)



(B)



第5図 粟島流紋岩(A)と江島玄武岩(B)の偏光顕微鏡写真。(A)は単ニコル、(B)の左側は直交ニコル、右側は単ニコル。スケールバーは0.05 mm。

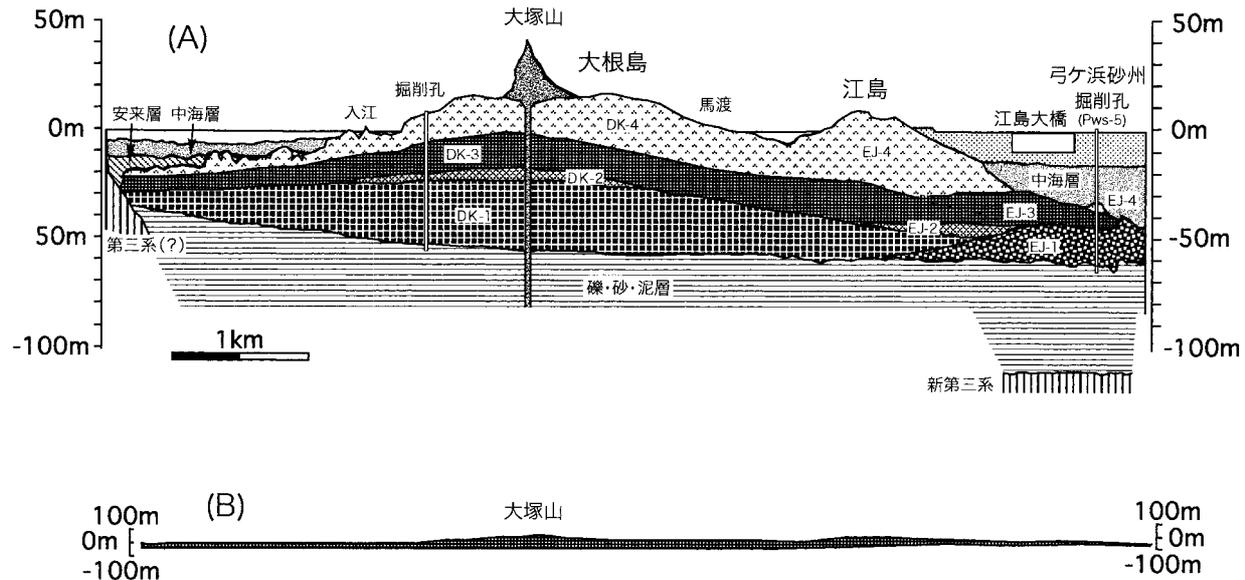
[略号] Pl: 斜長石, Qtz: 石英, Bt: 黒雲母, Ol: カンラン石, Cpx: 単斜輝石。

は  $17.48 \pm 0.40$  Ma であり、中期中新世前期川合層の流紋岩に帰属される。

#### (2) 江島玄武岩の K-Ar 年代

これまでに報告された大根島と江島の玄武岩の K-Ar 年代は以下の通りである。大根島アルカリ・カンラン石玄武岩(全岩)  $0.10 \pm 0.12$  Ma,  $0.07 \pm 0.12$  Ma (Morris et al., 1990), 地表から採取した江島玄武岩(全岩)  $0.196 \pm 0.017$  Ma (Morris et al., 1999), 江島架橋掘削コア (Pw 1-4) 最下部(深度-59.6 m)の玄武岩(全岩)  $0.255 \pm 0.034$  Ma (Morris et al., 1999) であり、年代に大きな開きがある。ここで報告した江島架橋下掘削コア最下部の玄武岩 1-Pws-5 は江島-大根島玄武岩の最下部に

位置する(第6図)(沢田ほか, 1998; 2001c)。江島架橋下の11本の掘削コアと大根島の弓ヶ浜層に達する60m掘削コアの詳細な記載(沢田ほか, 1998; 今井, 2001MS)によると、総厚70m以上に達する江島-大根島玄武岩には火山活動の長い休止期を示すような古土壌は認められないことから、火山活動は比較的短期間に終わったものと推定される。今回得られた玄武岩 1-Pws-5 の K-Ar 年代  $0.19 \pm 0.01$  Ma は Morris et al. (1999) による江島玄武岩の全岩年代  $0.196 \pm 0.017$  Ma に近い。この玄武岩は地表から採取されたものであるが、火山活動の長い休止期がないとすると今回報告した年代  $0.19 \pm 0.01$  Ma を江島-大根島玄武岩の噴出年代として採用するのが妥



第6図 大根島と江島の掘削コアの岩石・層相記載，玄武岩類の全岩化学組成に基づいて作成された模式的地質断面図（今井，2001MS；沢田ほか，2001c）。断面は大根島入江—大塚山から江島大橋にかけてのもの。江島（Pws-5）と大根島（DK）の掘削地点の位置も示した。断面図の縦横比は（A）が1:16，（B）が1:1である。（B）図から大根島—江島の傾斜は非常に緩いことがわかる。

当である。

江島—大根島玄武岩の最下部は−60 m 下にある。掘削コア試料のすべてにおいて溶岩が海水中に噴出したという証拠，例えば水冷自破碎，枕状溶岩，ピローブレッチャー，ハイアロクラスタイト等はまったく認められず，すべて陸上で噴出したものである。このことは江島—大根島玄武岩噴出時の海水面は相対的に少なくとも現在に比べ60 m よりも低かったことを示している。解釈として，（1）大根島—江島周辺の隆起とその後の沈降，（2）地球規模での海面低下が考えられる。（1）の推定については，大陸性リフト帯の典型である東アフリカ大地溝帯では，地溝底において火山活動が活発な地域は周囲より数100 m も隆起しており，火山活動に伴うドーミングは一般的なことである。大根島—江島でも末期中新世の和久羅山・嵩山も含めて隆起地域となっている可能性は高い。しかし，現在，江島—大根島玄武岩の基底は海面下60 m にあるので， $0.19 \pm 0.01$  Ma 以降，沈降したことになるが，そのことを示す積極的な証拠はない。（2）の推定に関しては，更新世中期の海水準変動の推定（Chappell, 1994; Rohling et al., 1998; Lebeyrie et al., 2002 など）によると0.20 Ma から0.19 Ma にかけては−60 m には達しておらず，0.19 Ma 以降急速に海面が低下したとされている。この推定に従うなら， $0.19 \pm 0.01$  Ma の誤差範囲で考えると0.18 Ma 以上の年代が妥当となる。あるいは，解釈の（1）と（2）の両者が複合している可能性もある。いずれにしても $0.19 \pm 0.01$  Ma を江島玄武岩の噴出年代として採用することに問題はない。また，噴火時に海面は現在よりも相対的に60 m 以上低下していたと結論づけられる。

美保湾中の海中の岩礁，シゲグリの安山岩の年代として，K-Ar 年代が $0.9 \pm 0.3$  Ma，ジルコンのフィッシュン・トラック(FT)年代として $0.16 \pm 0.04$  Ma を得た(沢田ほか，2001 a)。

K-Ar 年代とジルコンの FT 年代で大きな違いがあるが，岩体は逆帯磁しており，岩体形成時期を松山逆磁極期に相当すると考えると K-Ar 年代を，シゲグリア山岩の噴出年代と考えてよい。宍道地溝帯中軸部には，6-5 Ma の和久羅山（嵩山）(川井・広岡，1966; Morris et al., 1990)， $0.9 \pm 0.3$  Ma のシゲグリア山岩， $0.19 \pm 0.01$  Ma の江島—大根島玄武岩など，末期中新世から更新世にかけて宍道地溝帯の外側では見られないような火山活動があったことになる。

## 謝 辞

国土交通省（旧建設省）中国地方整備局境港湾・空港整備事務所には江島架橋の掘削コア試料・資料の提供等便宜を図って頂いた。鳥根大学の入月俊明助教授には第四紀の海水準変動についてご教示いただいた。ここに記してお礼を申し上げる。

## 文 献

- Chappell, J., 1994, Upper Quaternary sea levels, coral terraces, oxygen isotopes and deep-sea temperatures. 地学雑誌, **103**, 828-840.  
 大根島研究グループ, 1975, 大根島は第四紀の火山である. 地球科学, **29**, 297-299.  
 Itaya, T., Nagao, K., Inoue, K., Honjyo, Y., Okada, T. and Ogata, A., 1991, Argon isotope analysis by a newly developed mass spectrometric system for K-Ar dating. *Mineral. Jour.*, **15**, 203-221.  
 今井雅浩, 2001, 更新世大根島—江島火山群の岩石学的研究. 鳥根大学総合理工学部地球資源環境学科卒業論文, 68p. (手記)  
 鹿野和彦・竹内圭史・松浦浩久, 1991, 今市地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 79p.  
 川井直人・広岡公夫, 1966, 西南日本新生代火成岩類若干についての年代測定結果. 「年代測定結果を中心としてみた日本の酸性岩類の形成時期」総合討論会資料, **5**, 日本地質学会.

- Kimura, J. and Yamada, Y., 1996, Evaluation of major and trace elements XRF analyses using a flux to sample ratio of two to one glass beads. *Jour. Min. Petrol. Econ. Geol.*, **91**, 62-72.
- 小林伸治・沢田順弘, 1998, 隠岐島後における末期中新世隠岐アルカリ火山岩類の成因. 岩鉱, **93**, 162-181.
- Labeyrie, L., Cole, J., Alvenson, K. and Stocker, T., 2002, The history of climate dynamics in the Quaternary. Alvenson K. et al. eds. *Paleoclimate, global change and the future*, Springer, 33-61
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Jour. Petrol.*, **27**, 745-750.
- Morris, P. A., Itaya, T., Watanabe, T. and Yamauchi, S., 1990, Potassium / argon ages of Cenozoic igneous rocks from eastern Shimane Prefecture-Oki Dozen Island, Southwest Japan and the Japan Sea opening. *Jour. Southeast Asian Earth Sci.*, **4**, 125-131.
- Morris, P. A., Miyake, Y., Furuyama, K. and Puelles, P., 1999, Chronology and petrology of the Daikonjima basalt, Nakaumi Lagoon, eastern Shimane Prefecture, Japan. *Jour. Min. Petrol. Econ. Geol.*, **94**, 442-452.
- 長尾敬介・板谷徹丸, 1988, K-Ar 法による年代測定. 地質論, no.29, 5-21.
- 長尾敬介・西戸裕嗣・板谷徹丸・緒方惟一, 1984, K-Ar 法による年代測定. 岡山理科大学蒜山研究所研報, **9**, 19-38.
- Ochieng, J. O., Wilkinson, A. F., Kagasi, J. and Kimomo, S., 1988, Geology of the Loiyangalani area. With 1:250,000 geological map. *Rep. Mines and Geol. Dept. Kenya*. no. 107, 53p.
- Rohling, E.J., Fenton, M., Jorissen, F. J., Bertrand, P., Ganssen, G. and Caulet, J. P., 1998, Magnitudes of sea-level lowstands of the past 500,000 years. *Nature*, **394**, 162-165.
- 酒井栄吾, 1939, 出雲国大根島の地質(特に石英捕獲斑晶玄武岩)について(予報). 地質雑, **46**, 275-277.
- 沢田順弘・徳岡隆夫・山内靖喜・三瓶良和・西村清和, 2001a, 宍道地溝帯中軸部, 美保湾で発見された更新世火山とその地質学的意義. 地質雑, **107**, 392-405.
- 沢田順弘・木村純一・山内靖喜・徳岡隆夫, 2001b, 島根県八束町入江における大根島玄武岩ボーリング調査(1998年)結果の報告. 島根大学地球源環境学研究報告, no. 20, 227-229.
- 沢田順弘・今井雅浩・徳岡隆夫, 2001c, 宍道地溝帯中軸部における更新世火山群. 日本火山学会 2001 年度秋季大会講演予稿集, 76.
- 島根県, 1963, 20 万分の 1 島根県地質図, および同説明書. 西山市三・三浦 清(編), 23p.
- Steiger, R. H. and Jäger, E., 1977, Subcommission on geochronology : convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- 田中 隆・小暮欽治, 1981, 山陰沖における中期中新世以降の構造運動. 地質雑, **87**, 725-736.
- 徳岡隆夫, 2001, 大根島玄武岩覚え書—研究史と中海干拓事業を念頭に—. 島根大学地球資源環境学研究報告, no. 20, 217-226.
- 通商産業省, 1970, 昭和 43 年度広域調査報告書「北島根地域」44p.
- 山内靖喜・岩田昭夫, 1998, 宍道低地帯東部における熱水資源評価. 応用地質, **39**, 361-371.

(受付: 2006 年 10 月 12 日, 受理: 2006 年 12 月 11 日)