島根県江津市室神山周辺に分布する鮮新-更新統江津層群島の星層の堆積相と堆積環境

佐々木 泰典*

Sedimentary facies and sedimentary environments of the Shimanohoshi Formation in the Plio-Pleistocene Gotsu Group, Shimane Prefecture

Yasunori Sasaki*

The Plio-Pleistocene Gotsu Group is distributed in the western part of Shimane Prefecture, southwest Japan. The sedimentary environment of the Shimanohoshi Formation in the middle of the Gotsu Group has been elucidated as downriver sediment. However, detailed sedimentary facies of the Shimanohoshi Formation have not yet been understood because of the difficulty involved in the lateral correlation of lithofacies of this formation. In this study, I clarified the sedimentary environment of the Shimanohoshi Formation in the type locality around Mt. Murogami-yama, which is located in the east of the Gonokawa River, on the basis of the sedimentary facies, distributions, and paleocurrent directions of the formation.

Sedimentary facies of the Shimanohoshi Formation are classified as follows: (i) facies Gmm (debris-flow deposits), composed of unsorted massive matrix-supported or clast-supported conglomerates; (ii) facies Gb (mass-movement deposits), composed of unsorted clast-supported angular conglomerates directly covering basement rocks; (iii) facies St (braided-river deposits), composed of very coarse to coarse-grained sandstone with trough cross-bedding, showing paleocurrents in the west-northwest direction; (iv) facies Sm (subaqueous gravity-flow deposits), composed of massive or cross-bedded, very coarse to fine-grained pebbly sandstone with a muddy matrix; and (v) facies Fsm (lake deposits), composed of mudstone with fine laminae.

The succession around Mt. Murogami-yama comprises alternating debris-flow deposits (Gmm) and braided-river deposits (St) along with some lake deposits (Fsm). On the basis of the distribution of the dominant debris-flow deposits (Gmm) and braided-river deposits (St), the sedimentary environment of the Shimanohoshi Formation is inferred to be a debris-flow-dominated alluvial fan with a west-northwestward braided river.

Key words: alluvial fan, debris flow deposits, Gonokawa River, Gotsu Group, sedimentary facies, sedimentary environment, Shimanohoshi Formation

1. はじめに

中国地方に分布する鮮新-更新統は、島根県西部の江津

受付：2009年8月10日 受理：2009年12月28日

* 福岡大学理学部地球圏科学科，〒814-0180 福岡県福岡市城南区七隈 8-19-1

Department of Earth System Science, Faculty of Science, Fukuoka University, 8-19-1 Nanakuma, Jonan-ku Fukuoka 814-0180, Japan.

sd093003@cis.fukuoka-u.ac.jp

層群（都野津層，島の星層，室神山層），岡山県北部の蒜山原層，広島県中南部の甲立礫層や西条層などに限られる。これらのうち，都野津層，甲立礫層などは，比較的広い分布を示すが，それ以外の地層の分布はせまく，層厚も薄い（猪木ほか，1987）。中国地方における海成層を挟む鮮新-更新統は江津層群に限られていることから（猪木ほか，1987），その地層を研究することは，後期新生代における中国地方ないし本州西部域の構造発達史や海水準変動史を明らかにする上で重要である（水野ほか，1994）。

Fig. 1 Index map and distribution of Gotsu Group. Modified after Uno (1994) and Yamauchi et al. (2000).

江津層群の層序については、山陰第四紀研究グループ (1969) 以来、多くの研究が行われ、その概要が明らかにされてきた (たとえば井岡ほか, 1990; 水野・武智, 1993; 水野ほか, 1994; 宇野, 1994; 山内ほか, 2000; 鹿野ほか, 2001; 永井ほか, 2004, 2005; 立石ほか, 2007 など). 江津層群は、島根県大田市南部三瓶山西麓から浜田市にかけての日本海沿いの地域に分布し (Fig. 1), 下位から都野津層、島の星層、室神山層の3つに区分される (水野ほか, 1994) (Fig. 2). 本研究で対象とする島の星層は、赤色風化を受けた礫層を主体とし、砂層、泥層を伴う。その堆積環境は、網状河川と推定されており、砂層にみられる斜交層理から北向きの古流向が復元されてきた (水野ほか, 1994). しかし、島の星層の分布域は限られており、露頭条件も悪いためこれまでに行われた調査は限定的で、堆積相および堆積環境の検討はなされていない (水野ほか, 1994). また、島の星層の特徴として、大江高山火山起源の円磨度が高い礫を含むことが挙げられる。大江高山火山とその周辺の山々は、類似した組成のデイサイト溶岩ドームからなり、同様に岩石学的に類似したデイサイト溶岩および火砕流堆積物がそれらの直下と周辺に分布している (鹿野ほか, 2001). 現在の

江の川の支流は大江高山火山に達している (Fig. 1) が、その礫が現在の江の川から供給されたとする島々の星層の古流向や分布域との間に多少の問題が生じるため、大江高山火山起源の礫の供給ルートの検討が必要であると考えられてきた (水野ほか, 1994). 礫の供給ルートを明らかにするためには、まず島の星層の地質分布およびその堆積相について検討する必要がある。そして、それらを基に堆積環境を復元することで、礫の供給ルートも検討できると考えられる。

本論では、模式地である室神山周辺における島の星層の地質分布を明らかにし、その堆積相の情報を基に、この地域における堆積環境を検討する。

2. 地質および地形の概要

本研究で対象とする島の星層を含む鮮新-更新統江津層群は、島根県大田市南部の三瓶山西麓から浜田市にかけての日本海沿いの地域に分布し、中生代の火成岩類および変成岩類や古第三紀の安山岩、閃緑岩、花崗閃緑岩を不整合で覆う (都野津団体研究グループ, 1972; 宇野, 1978) (Fig.

Fig. 2 Stratigraphy (after Yamauchi et al., 2000) and FT ages from zircon in tephra of Gotsu Group (Nagai et al., 2004). M1–M4 indicate the Marine clay deposits.

1). 江津層群は、ほぼ水平に分布し、全体的には南東側に向かって分布高度を上げている。部分的には大小の断層が存在しているが、全体的には後生的変形は軽微である（水野ほか，1994）。江津層群は下位から、海成粘土層を伴う海成および非海成の礫層、砂層、泥層からなる都野津層、赤色風化を受けた礫層を主とする島の星層、風成砂からなる室神山層に区分される（水野ほか，1994）（Fig. 2）。

島の星層は、最大層厚約 50 m で、都野津層および基盤岩類を不整合に覆い、標高約 70 m 以上の地域に分布する（水野ほか，1994）。その模式地は、江津市松川町嘉戸から室神山中腹の少年自然の家に至る道路沿いである（水野ほか，1994）。島の星層は、礫層を主体とし、砂層、泥層を伴う。礫層は、層厚 4–6 m で、中礫–大礫からなる。この礫層中には、花崗岩、火山岩類、変成岩および大江高山火山起源のデイサイト礫の円礫ないし亜円礫が特徴的にみられる。マトリクスは泥質であることが多い（水野ほか，1994；山内ほか，2000）。砂層は、層厚 15–50 cm ほどで、中粒砂–極粗粒砂からなり、多くの場合、斜交層理がみられる。古流向は、調査地域において、西北西を指すとされている。泥層は、

層厚 5–15 cm ほどで、灰白色を呈する。その堆積環境は、河川の中下流域と推定されている（水野ほか，1994）。

島の星層の堆積期間に関して、井岡ほか（1990）は、古地磁気測定の結果から、その上限を Jaramillo Subchron 直前の 1 Ma 前後と推定した。永井ほか（2004）は、島の星層のジルコンの FT 年代を測定した結果、その堆積期間を 1.2–1.0 Ma とした（Fig. 2）。これらのことから、島の星層の堆積期間は 1.2–1.0 Ma とみるのが妥当である（立石ほか，2007）。

本研究の調査地域は、島の星層の模式地を含む島根県江津市江の川東側に位置する室神山周辺である。島の星層の礫を供給した可能性の 1 つとして考えられる江の川は、調査地域の西を流れている。この河川は、中国山地の分水嶺に源を発し、幹線流路延長（本流の長さ）194 km、流域面積 3870 km² の一級河川である（鹿野ほか，2001）。調査地域における島の星層は、標高 90–160 m にかけて、起伏のある基盤を覆うように堆積している。その分布は室神山南西部に限られ、北部にはみられない。

3. 島の星層の堆積相

当該地域の岩相分布を明らかにするため、1/2500 スケールでルートマップを作成し、既存の地質図幅「温泉津及び江津」（鹿野ほか，2001）に新たな情報として、特に島の星層の分布について修正および補足を行い、調査地域周辺の地質分布を明らかにした（Fig. 3）。そして、室神山周辺の島の星層の堆積相を認定した上で、1/20 スケールで柱状図を作成し、斜交層理が認められる場合には古流向を測定した（Fig. 4）。堆積相は、地層の岩相、堆積構造、含有化石、生痕、層厚、側方変化、分布形態から認定した。なお、傾斜はハンドレベルで測定したものである。河川成堆積物の堆積相解析を行うための岩相の分類は、その初生的な堆積物の属性である層理、粒径、組織、堆積構造などに基づいて行われる（Miall, 1996）。本研究では、調査地域に分布する島の星層から 5 つの堆積相を認定し、各堆積相を記載した（Fig. 5）。認定した堆積相は Miall（1996）が識別した一般的な河川堆積相と類似しているものが多いため、基本的にこれにしたがったコード表記を用いた。ただし、堆積相 Gb（後述）は、Miall（1996）の堆積相コードと対応しないため、新たに設定した。各堆積相の写真を Fig. 6 に示し、それらの特徴を以下に述べる。

(1) 堆積相 Gmm（土石流堆積物）

記載：堆積相 Gmm は、マトリクス支持およびクラスト支持の淘汰の悪い円礫–亜円礫岩で、層厚は、30 cm–1.5 m である。礫径は、5 mm–25 cm であり、マトリクス支持礫岩に比べ、クラスト支持礫岩の方が、20 cm ほどの巨礫が比

Fig. 3 Distribution of Tsunozu, Shimanohoshi, and Murogamiyama formations in Gotsu Group on right bank of Gonokawa River.

較的多くみられる傾向にある。マトリクスは、砂まじりシルトからなる。礫種は、大江高山火山起源のデイサイト礫であり、礫にはインプリケーションがみられる。各層は、塊状あるいは不明瞭な級化を示し、基底は大部分において浸食的である。堆積相 Gmm は、直接基盤を覆い約 5° の傾斜をなして堆積し、側方への連続性がよい。

解釈：堆積相 Gmm は、塊状で、淘汰が悪く、泥マトリクスという特徴から、土石流堆積物と考えられる (Johnson, 1970; Miall, 1996)。Hooke (1967) は、クラスト支持礫岩を浸透堆積物とし、土石流堆積物と区別したが、土石流堆積物と浸透堆積物を区別することは難しく (Hooke, 1967)、浸透堆積物に関する記載も少ないため、本研究では土石流堆積物とする。

(2) 堆積相 Gb (斜面崩壊堆積物)

記載：堆積相 Gb は、大小さまざま (5–50 cm) な角礫-亜角礫岩からなるクラスト支持礫岩で、直接基盤を覆っており、最大層厚は、4 m 以上になる。マトリクスは砂質である。含まれる礫は、堆積相 Gmm のように大江高山火山起源のデイサイト礫ではなく、すべて流紋岩凝灰岩を主体とする基盤礫である。層理面は、約 35° の急な傾斜を示す。

解釈：堆積相 Gb は、直接基盤を覆う非常に淘汰が悪い角礫-亜角礫岩であり、この堆積相のみにみられる急な傾

Fig. 4 Localities of columnar sections (total 18) and paleocurrent directions from braided-river deposits (St). A rose diagram shows a total of 53 paleocurrent directions. The columnar section at the locality 8 is divided into 8-1, 8-2 and 8-3, to describe the lateral change of sedimentary facies in a large outcrop.

きの層理面は、その堆積面も急な傾斜であったことを示す。ほかの堆積相がほぼ水平であることをふまえると、その傾斜角度である 35° は、ほぼ安息角に一致する。礫もこの地点の基盤由来のものであることから、この堆積相は、基盤のつくる斜面のふもとに堆積した、斜面崩壊による堆積物であると解釈される (Stow et al., 1996)。

(3) 堆積相 St (網状河川堆積物)

記載：堆積相 St は、層厚は 1–3 m の小礫サイズの礫質な極粗粒砂-粗粒砂岩からなり、内部には主にトラフ型斜交層理が認められる。堆積相 St は、セット高 20–30 cm のトラフ型斜交層理の繰り返しからなり、基底部に礫やマッドクラストを伴い、下位層を削り込む。横断面は、下に凸のレンズ状の形状を示す。また、上位には、礫質な極粗粒砂-粗粒砂岩を覆うように、泥岩層が認められることがある。泥岩層は、層厚 5–10 cm で、連続性はよく、ゆるやかな波状を示す。

解釈：下に凸の断面形状は、流路の形を保存したチャンネル構造と考えられる。トラフ型斜交層理は、チャンネル内の砂堆の移動で作られる (たとえば Miall, 1992 など)。堆積

Facies code	Type column	Interpretation	Thickness	Lithology, sedimentary structure
Gmm		Debris flow deposits	2.5-4m	<ul style="list-style-type: none"> • gravel • massive • unsorted
Gb		Mass movement deposits		<ul style="list-style-type: none"> • angular gravel • clast supported • unsorted
St		Braided river deposits	1-3m	<ul style="list-style-type: none"> • very coarse to coarse grained sand • pebbly • trough cross bedding
Sm		Subaqueous gravity flow deposits	1-2m	<ul style="list-style-type: none"> • very coarse sand, gravel • unsorted • silty
Fsm		Lake deposits	1-3m	<ul style="list-style-type: none"> • mud • fine laminae

Fig. 5 Type columns and interpretation of sedimentary facies of Shimanohoshi Formation.

相 St は、砂礫層のチャンネル構造が比較的浅く、トラフ型斜交層理が次々と重なり、蛇行河川堆積物の特徴を示す上方細粒化がみられないことから、網状河川堆積物と考えられる (Miall, 1992)。また、一部に含まれる泥岩層は、連続性の良い波状を示すことから、埋積されつつある浅い流路やバーの下流側のマッドドレイブと解釈される (Best et al., 2003)。

(4) 堆積相 Sm (水中重力流堆積物)

記載：堆積相 Sm は、層厚 1-2 m の小礫サイズの礫質な細粒砂-極粗粒砂岩からなり、塊状構造を示す場合とセット高 30-50 cm の斜交層理を伴う場合とがある。どちらもマトリクスは、泥である。礫種は、主に大江高山火山起源の礫である。その砂岩層の上下には、層厚 10-20 cm の泥岩層が認められる場合がある。また、堆積相 Sm は、岩相および層厚の側方変化が激しく、側方へ堆積相 Sm の尖滅や堆積相 Fsm の出現がみられる。

解釈：堆積相 Sm は、マトリクスとして泥が卓越しており、岩相および層厚の側方変化が激しいことから、土石流が湖沼などの水域に流れ込み水中重力流に分化し、底面での支持力を失い堆積したと考えられる。水域に堆積していた未固結の泥層は、土石流の流入により、巻き込まれ、マトリクスとして多量に取り込まれた。そして、比較的連続した土石流が、斜交層理を形成しながら定置したと解釈できる。

(5) 堆積相 Fsm (湖沼堆積物)

記載：堆積相 Fsm は、水平方向によく連続する数 mm もしくはそれ以下の厚さの葉理を伴う泥岩であり、層厚は 1-3 m である。泥岩には、層厚 10-20 cm ほどのわずかに浸食的な下底面をもつ細粒な塊状砂岩が挟在することもある。

解釈：泥岩で数 mm もしくはそれ以下の厚さの葉理が発達するということから、堆積相 Fsm は、湖沼堆積物と考えられる (Kelts and Hsu, 1978)。堆積相 Sm のような非常に淘汰の悪い水中重力流堆積物に比べて、堆積相 Fsm に挟在する砂岩は淘汰が良い。また、わずかな浸食面をもち、層厚も薄いということから、堆積相 Sm のように高濃度の水中重力流による堆積物ではなく、比較的低密度の重力流堆積物の可能性が高い。

4. 室神山周辺における島の星層の堆積相分布

調査地域における島の星層の堆積相の分布を Fig. 7 に示す。そしてそれらを基に作成した、室神山における島の星層の模式断面図を Fig. 8 に示す。

島の星層でみられる堆積相 Gmm, Gb, St, Sm, Fsm のうち、主体となるのは、堆積相 Gmm と St でこの 2 つの堆積相は交互に重なる (Figs. 7 and 8)。その間には、堆積相 Sm および Fsm が堆積する (Figs. 7 and 8)。堆積相 Gmm は、標高 95-100 m 付近と 110-120 m 付近と 150-160 m 付近に

Fig. 6 Outcrop photographs of sedimentary facies of Shimanohoshi Formation: (a) debris-flow deposits (Gmm) and braided-river deposits (St) at columnar section 9, (b) close-up of facies Gmm showing massive conglomerates, (c) close-up of facies St showing trough cross-bedding, (d) mass-movement deposits (Gb) at columnar section 9, (e) lake deposits (Fsm) composed of massive mud at columnar section 4, (f) subaqueous gravity-flow deposits (Sm) at columnar section, and (g) and (h) close-up of facies Sm consisting of massive or cross-bedded, very coarse to fine-grained pebbly sandstone with a muddy matrix. Localities of columnar sections are shown in Fig. 4.

Fig. 7 Spatial distribution and vertical cross sections of sedimentary facies in study area.

Fig. 8 Schematic cross section of Shimanohoshi Formation on right bank of Gonokawa River.

みられ、直接基盤を覆いおよそ 5° の傾斜をなして堆積し、側方への連続性がよい。この堆積相のうち、マトリクス支持礫岩は、標高 110–120 m 付近と 150–160 m 付近にみられ (Fig. 7), クラスト支持礫岩は標高 95–100 m 付近に多くみられる。標高 150–160 m 付近を中心として、より標高の低い部分において土石流堆積物は、扇状に分布している (Fig. 7)。また、島の星層の平面分布からも、柱状図 1, 2 付近を扇頂として西に開いた扇形をしているがわかる (Fig. 4)。堆積相 St は、標高 100 m 付近と 145 m 付近にみられ、基盤の凹凸を埋積するように堆積し、側方への連続性もよい (Fig. 8)。堆積相 Sm は、標高 100–105 m 付近と 120 m 付近にみられ、その側方には、堆積相 Fsm が分布する (Fig. 8)。堆積相 Fsm は、標高 120–130 m と 160 m 付近に厚くみられ、それより標高の低いところでは、局所的に堆積し、側方に堆積相 Sm が分布する (Fig. 8)。

5. 考 察

5.1 室神山周辺に分布する島の星層の堆積過程

島の星層の堆積物は、土石流堆積物および礫質な網状河川堆積物が卓越する。土石流堆積物は、扇状地形成に関して極めて重要な要素であるとされている (たとえば Beaty,

1974; Rust, 1979; Lecce, 1990; Blair and McPherson, 1994; 高橋, 2004 など)。また、多くの研究において、扇状地における勾配は重要な要素とされるが、それは一般的に $2-10^{\circ}$ と考えられている (たとえば Scheidegger, 1961; Denny, 1965; Nilsen, 1985; Blair and McPherson, 1994 など)。室神山に分布する土石流堆積物は、約 5° の勾配をなして堆積しており、一般的な扇状地に含まれる。このようなことから島の星層の堆積環境は、土石流卓越型扇状地と考えられる。

土石流は、流れの先端部への質量集中および後続の比較的細粒物質からなる流れが特徴的で、流走経路の両側に大きな礫が自然堤防状に堆積するとされる (高橋, 2004)。また、扇状地末端で水を下方に浸透離脱して停止堆積することが知られており (Hooke, 1967), その堆積物はクラスト支持を特徴とする (Hooke, 1967; Harvey, 1990)。クラスト支持礫岩は、標高 95–100 m 付近に多くみられ、同じく土石流堆積物であるマトリクス支持礫岩は標高 110–120 m 付近と 150–160 m 付近にみられる (Fig. 8)。また、マトリクス支持礫岩に比べ、クラスト支持礫岩の方が、20 cm ほどの巨礫が比較的多くみられる傾向にあるが、どちらもデイスাইト礫により構成されている。土石流堆積物の勾配は、高位標高から下位標高まで変わらず、およそ 5° である。同一の礫種および勾配をもち堆積していることから、同一の供

Fig. 9 Sedimentary environment of Shimanohoshi Formation around Gonokawa River. The sedimentary environment is inferred to be a debris-flow-dominated alluvial fan with a west-northwestward braided river. The river is the tributary of the paleo-Gonokawa River.

給源からの土石流による堆積物とみなすことができる。すなわち、標高 160 m が相対的に扇状地頂部付近であり、標高 100 m 付近が相対的に扇状地末端付近であったと考えられる。そして、この地域では、土石流堆積物の高まりや基盤の高まりの間を流れる西北西向きの網状河川が卓越し、部分的に湖沼が形成された。湖沼は、土石流堆積物の上位にみられ、標高 120–130 m と 160 m 付近に厚く、それより標高の低い所では、局所的に分布する (Fig. 8)。湖沼堆積物は、土石流堆積物の上位にみられることから、その高まりによって水の流れがとめられ、標高 120–130 m と 160 m 付近で厚く堆積したと推定できる。また、それより下位標高では、湖沼の局所的な発達認められるが、水中重力流堆積物を多く挟在することから、土石流がしばしば湖沼に流れ込んでいたと考えられる。

5.2 島の星層の扇状地形成と大江高山火山起源の礫の供給

島の星層の扇状地は、その分布面積が流域面積に比べて小さいことから、江の川本流ではなく、派生した小規模な流路によって形成されたと推定できる (Fig. 9)。以下で詳しく議論する。すでに述べたように、島の星層の堆積環境は、土石流が約 5° の勾配をもち堆積することや、土石流堆積物の分布から、土石流卓越型扇状地と考えられる。島の星層形成時の江の川は、中国山地の造山活動以前から日本海に流れており、現在と同様に中国山地を貫く典型的な先

行型河川を形成していたと考えられているが (国土交通省河川局, 2007), その詳細な地形はわかっていない。本研究ではまず、島の星層の扇状地の面積に関係する、現在の江の川の流域面積を用いて議論する。

一般に扇状地の面積は、それを形成する河川の流域面積に比例して大きくなると考えられており (斉藤, 1998), Denny (1965) によって、扇状地の面積と流域面積の関係は以下のように示されている。

$$Af = 0.5 \times Am^{0.8} \quad (Af: \text{扇状地の面積} \quad Am: \text{流域面積})$$

この式は、扇状地の面積 Af は、流域面積 Am を 0.8 乗した値の半分に等しいという関係になることを示している。現在の江の川の流域面積は、3870 km² (鹿野ほか, 2001) であるので、Denny (1965) の式に基づくと、扇状地の面積は 370 km² と推定される。一方、現在みられる島の星層の分布 (Fig. 1) から推定される扇状地の面積は、50 km² 程度であり、同様に Denny (1965) の式に基づけば、流域面積は 300 km² 程度と一桁小さくなる。このように、扇状地の面積が、現在の江の川の流域面積からの推定 (370 km²) と、現在みられる島の星層の分布 (Fig. 1) からの推定 (50 km²) で、大きく異なる理由として、次のようなことが考えられる。それは、島の星層形成時、江の川の開析が進んでいなかったため、当時の江の川の流域面積の方が現在のそれに比べて小さかったことや、上流部で扇状地が形成され堆積作用が進んだため、河口への堆積物の運搬量が見かけ上少なく

なったことなどである。島の星層形成時、江の川による開析が現在より進んでいなかったことを想定し、中国山地中部の江の川の主な支流（馬洗川、神野瀬川など）の流域面積を除いた場合、当時の江の川の流域面積は、およそ 1700 km² となる。それによって形成される扇状地の面積は 190 km² となるが、それでも現在の島の星層の扇状地の面積よりはるかに大きい。一方、江の川沿いで扇状地を形成する場所は、島の星層が分布する河口部以外に、上流部の広島県三次平野が考えられる。三次平野は、江の川の支流である西城川流域に含まれる。西城川の流域面積は 630 km² であり、江の川の流域面積のうち、およそ 15% を占める。三次平野において、過去に形成された扇状地は、是松層（上田, 1986）が挙げられるが、その分布面積はごくわずかであり（10 km² 未満）、さらにその形成年代は島の星層と大きく異なる（16.3 Ma）。仮に、島の星層形成時に三次平野で扇状地の堆積作用が進み、西城川から江の川河口まで堆積物がもたらされなかったとして、西城川の流域面積を除いても、それによって形成される扇状地の面積は 280 km²（流域面積 3240 km²）と変わらず大きい。これらのことから、島の星層は、流域面積 300 km² 程度の小規模な扇状地として形成されたと推定される。

島の星層は、江の川河口周辺だけではなく、浅利から浜田にかけて、日本海沿岸に分布している（水野ほか, 1994）（Fig. 1）。Fig. 1 からわかるように大江高山火山は、島の星層の分布域の北東方向に位置する。また、島の星層の堆積環境は、その分布域において、北向きの網状河川が発達していたと考えられてきた（水野ほか, 1994）。大江高山火山起源の礫が、大江高山火山から南西向きに江の川を流れて供給されたと考えると、その南西に位置する島の星層の古流向が北を示すことには多少の問題が生じ、大江高山火山起源の礫の供給ルートの検討が必要であると考えられてきた（水野ほか, 1994）。

本研究において、島の星層の網状河川堆積物にみられる斜交層理から測定した古流向は、西北西向きであり、これは、水野ほか（1994）の記述と完全に一致はしなかった。また、Fig. 1 の島の星層の分布から判断すると、日本海岸沿いに扇状地をいくつか形成していたと推定できる。しかし、水野ほか（1994）において問題点とされた、大江高山火山から調査地域における礫の運搬ルートは依然として不明であり、江の川の河口周辺だけでなく、さらに上流域における調査が必要になる。上流部には、島の星層と同様にデイスaitの亜角礫を含む水上層が分布している（都野津団体研究グループ, 1983）が、その詳細な分布および堆積相に関する研究はあまりみられない。今後は、本研究と同様、島の星層に相当する水上層の地質分布および堆積相を解析する必要がある。

6. ま と め

本研究では、島根県江津市室神山周辺に分布する島の星層の堆積環境を復元するため、詳細な地質調査を行い、堆積相解析と堆積相の対比を行った。主な結論と今後の課題は、以下の通りである。

1. 島の星層の堆積相は、Gmm（土石流堆積物）、Gb（斜面崩壊堆積物）、St（網状河川堆積物）、Sm（水中重力流堆積物）、Fsm（湖沼堆積物）からなる。
2. 島の星層の堆積環境は、土石流が約 5° の勾配をもち堆積すること、土石流堆積物が扇状に分布することから土石流卓越扇状地である。そこでは、西北西向きの網状河川が発達していたと考えられる。
3. 扇状地の面積は流域面積に比例して大きくなると考えられており（斉藤, 1998）、調査地域における扇状地を形成したものは、江の川の本流ではなく派生した小規模な流路と考えるのが妥当である。
4. 大江高山火山から調査地域における礫の運搬ルートは不明であり、江の川の河口周辺だけでなく、さらに上流域において、本研究と同様、島の星層に相当する水上層の地質分布を明らかにし、堆積相解析を行う必要がある。

謝辞：本研究を行うにあたり、福岡大学地球圏科学科の石原与四郎博士には、野外調査およびその解釈に関してご指導をいただき、粗稿に関してコメントをいただいた。同学科の先生および学生の方々には、研究に関する有益な助言をいただいた。応用地質株式会社の立石良博士には、江津層群に関する論文をいただいた。また、査読者である近畿大学の鈴木一久准教授、島根大学の酒井哲弥准教授および担当編集委員長の保柳康一教授には、本論文の内容の改善ため、貴重な御指摘を頂いた。

以上の方々に心から感謝の意を表す。

文 献

- Beaty, C.B., 1974, Debris flows, alluvial fans and a revitalized catastrophism. *Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, Supplement Band*, **21**, 39–51.
- Best, J.L., Ashworth, P.J., Bristow, C. and Roden, J., 2003, Three-dimensional sedimentary architecture of a large, mid-channel sand braid bar, Jamuna River, Bangladesh. *Journal of Sedimentary Research*, **73**, 516–530.
- Blair, T.C. and McPherson, J.G., 1994, Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic process, sedimentary process and facies assemblages. *Journal of Sedimentology Research*, **64**, 450–589.
- Denny, C.S., 1965, Alluvial fans in the Death Valley region, California.

- nia and Nevada. *U. S. Geological Survey Professional Paper*, **466**, 62p.
- Harvey, A.M., 1990, Factors influencing Quaternary alluvial fan development in Southeast Spain. In Rachocki, A.H. and Church, M., eds., *Alluvial fans: a field approach*. John Wiley & Sons, 247-269.
- Hooke, 1967, Processes on arid-region alluvial fans. *Journal of Geology*, **75**, 438-460.
- 猪木幸男, 村上充英, 大久保雅弘, 1987, 日本の地質 7 中国地方. 共立出版株式会社, 290p.
- 井岡 昇, 水野篤行, 山崎俊嗣, 1990, 山陰西部の鮮新-更新統都野津層: 古地磁気層序と堆積年代. 第四紀研究, **29**, 257-266.
- Johnson, A.M., 1970, Physical Processes in Geology. San Francisco, Freeman, 571p.
- 鹿野和彦, 宝田晋治, 牧本 博, 土谷信之, 豊 通秋, 2001, 温泉津及び江津地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 129p.
- Kelts, K. and Hsu, K.J., 1978, Freshwater carbonate sedimentation. In, Lerman, A., ed., *Lakes: Chemistry, Geology, Physics*. Springer-Verlag, Berlin, 295-323.
- 国土交通省河川局, 2007, 江の川水系河川整備基本方針. 国土交通省, 15p.
- Lecce, S.A., 1990, The alluvial fan problem. In Rachocki, A. H. and Church, M., eds., *Alluvial fans: a field approach*. John Wiley & Sons, 3-24.
- Miall, A.D., 1992, Alluvial deposits. In Walker, R.G. and James, N. P., eds., *Facies models: Response to sea level change*. Geological Association of Canada, Newfoundland, 119-142.
- Miall, A.D., 1996, *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer-Verlag Inc., Berlin, 582 p.
- 水野篤行, 武智賢樹, 1993, 山陰西部の都野津層群上部に見られる土石流堆積物とその意義. 地質学雑誌, **99**, 403-406.
- 水野篤行, 北尾秀夫, 杉浦敏彦, 増田哲史, 1994, 山陰西部の鮮新-更新統都野津層群: 模式地周辺地域における層位学的・堆積学的新知見と今後の課題. 山陰地域研究, **10**, 35-51.
- 永井淳也, 山内靖喜, 大平寛人, 永島晴夫, 2004, 山陰地域に分布する鮮新-更新統江津層群の FT 年代測定. フィッショントラックニュースレター, **17**, 17-23.
- 永井淳也, 山内靖喜, 大平寛人, 永島晴夫, 2005, 山陰地域に分布する鮮新-更新統江津層群の FT 年代測定. フィッショントラックニュースレター, **18**, 13-17.
- Nilsen, T.H., 1985, *Modern and ancient alluvial fan deposits*. Van Nostrand Reinhold Company, New York, 372p.
- Rust, B.R., 1979, Coarse Alluvial Deposits. In Walker, R.G. ed., *Facies Models*, Geoscience Canada Reprint Series 1, Geological Association of Canada, Ontario, 9-22.
- 斉藤享治, 1998, 日本の扇状地. 古今書院, 280p.
- 山陰第四紀研究グループ, 1969, 山陰海岸の第四系. 地団研専報, **15**, 355-376.
- Schidegger, A.E., 1961, *Theoretical geomorphology*. Berlin: Springer-Verlag OHG, 333p.
- 島根県工業技術センター, 1982, 石見地方粘土鉱床調査報告書 (第 5 報 江津地区). 島根県工業技術センター, 27p.
- Stow, D.A.V., Reading, H.G. and Collinson, J.D., 1996, Deep seas. In Reading, H.G. ed., *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, 395-453.
- 高橋 保, 2004, 土石流の機構と対策. 近未来社, 432p.
- 立石 良, 沢田順弘, 永井淳也, 酒井哲弥, 2007, 島根県, 鮮新-更新統江津層群に挟在するテフラの火山ガラスと鉱物の化学組成. 第四紀研究, **46**, 47-61.
- 都野津団体研究グループ, 1972, 島根県大田氏大家付近の都野津層群. 三位秀夫博士遺稿・論文選集, 17-23.
- 都野津団体研究グループ, 1983, 島根県中部の都野津層と大江高山火山群. 地団研専報, **25**, 151-160.
- 上田哲郎, 1986, 広島県庄原地域の中新世備北層群とその貝化石群集. 地球科学, **40**, 437-448.
- 宇野泰光, 1978, 島根県江津～浜田地域の都野津層の層序と構造—都野津層群の研究 (その 1)—. 地質学雑誌, **84**, 571-581.
- 宇野泰光, 1994, 島根県江津—温泉地域の鮮新-更新世都野津層の岩相層序と岩相分布. 地質学雑誌, **100**, 815-827.
- 山内靖喜, 水野篤行, 井上多津男, 永島晴夫, 2000, 都野津層と大江高山火山噴出物. 日本地質学会第 107 年学術大会見学旅行案内書, 71-79.

島根県江津市室神山周辺に分布する鮮新-更新統江津層群島の星層の堆積相と堆積環境

佐々木泰典, 2009, 堆積学研究, Vol. 68, No. 2, 105—116

**Sasaki, Y.: Sedimentary facies and sedimentary environments of the Shimanohoshi Formation
in the Plio-Pleistocene Gotsu Group, Shimane Prefecture**
Jour. Sed. Soc. Japan, Vol. 68, No. 2, 105—116

鮮新-更新統江津層群は、島根県大田市南部三瓶山西麓から浜田市にかけての日本海沿いの地域に分布する。江津層群のうち、その中部にあたる島の星層の堆積環境は、河川の中下流域と考えられていたが、詳細な堆積相の認定などはされていない。本研究では、江津市江の川東側に位置する室神山周辺の東西 2.5 km, 南北 2 km の範囲において、堆積相とその空間分布、古流向から、扇状地の堆積環境を検討した。

島の星層の堆積相は、Gmm（土石流堆積物）、Gb（斜面崩壊堆積物）、St（網状河川堆積物）、Sm（水中重力流堆積物）、Fsm（湖沼堆積物）からなる。この地域の層序は、Gmm と St の繰り返して、一部に Fsm を含む。堆積相 St から測定される古流向は、主に西北西向きである。堆積相 Gmm, St が卓越することから、島の星層の堆積環境は土石流卓越型扇状地で、そこには西北西向きの網状河川が形成されていたと考えられる。