

論文

島根県大田市仁摩町琴ヶ浜周辺の地質*

林 広樹**・幸村 哲也***・大平 寛人**・三瓶 良和**・野村 律夫****・河野 重範*****

Geology around the Kotogahama beach, Nima-cho, Oda City, Shimane Prefecture

Hiroki Hayashi**, Tetsuya Komura***, Hiroto Ohira**, Yoshikazu Sampei**, Ritsuo Nomura**** and Shigenori Kawano*****

Abstract

The Kotogahama beach in Oda City, Shimane Prefecture is one of the famous singing sand beaches of Japan. We investigated the geology around the Kotogahama beach to clarify the origin and evolution of singing sand.

The stratigraphy of the study area is composed of the Miocene Kuri Formation, Plio-Pleistocene Tsunozu Formation, Pleistocene Oe-Takayama Volcanic Rocks, old fan deposits, terrace deposits, Sashimi Formation, and Holocene deposits in ascending order. Among them, the Kuri Formation, which mainly consists of pyroclastic rocks, is most common in the study area. Zircon fission-track dating for the rhyolitic pumice tuff of the Kuri Formation suggested an age of 15.8 ± 0.6 Ma. CNS and microfossil analyses of the muddy layers of the Kuri Formation also suggest that this formation comprises marine and fresh-water deposits.

The geologic structure of the Kuri Formation in the Kotogahama area is characterized by a gentle syncline and anticline with a WNW-ESE trend. The shape of the Kotogahama basin corresponds well to the strike of the Kuri Formation. The geomorphology of the Kotogahama beach is primarily controlled by the half-basin structure of the Kuri Formation.

Key words: Kotogahama, Singing sand, Oda City, Shimane Prefecture

はじめに

島根県大田市仁摩町馬路の琴ヶ浜(第1図)は、規模と音質の双方において、日本でもトップレベルの鳴り砂海岸として知られている(財団法人日本ナショナルトラスト, 2006など)。鳴り砂になる条件としては、円磨された石英砂によって主に構成されていること、砂が泥質分で汚れていないことが挙げられる。こうした鳴り砂の海岸は、かつては全国各地に分布していたが、現在は沿岸の開発や海洋汚染によって急速に減少しつつある。近年、鳴り砂海岸の地域資源としての価値が注目されるようになり、保全と活用に向けた取り組みも各地で始まっている(財団法人日本ナショナルトラスト, 2006)。2007年には、京都府京丹後市の琴引浜が鳴り砂海岸として最初の国指定天然記念物となり、2011年には宮城県気

仙沼市の十八鳴浜および九九鳴浜がそれに続いた。こうした状況を背景にして、琴ヶ浜の地元である大田市でも、鳴り砂海岸の学術的価値の評価と、その保全に向けた利活用の気運が高まっている。

琴ヶ浜周辺地域の地質学的研究としては、中新統火砕岩類とその変質に着目したもの(歌田・湊, 1972; 井上, 1980, 1984; 歌田, 2007など)と、鮮新~更新統の都野津層および大江高山火山噴出物に着目したもの(井上ほか, 1983; 都野津研グループ, 1983; 宇野, 1994; 木村ほか, 2009)がある。鹿野ほか(2001)は、琴ヶ浜周辺を含む温泉津および江津地区について、1:50,000地質図幅を提示した。

著者らは、大田市教育委員会からの平成25年度受託研究として、琴ヶ浜の学術的価値を評価するための総合的な調査を実施した。本研究では、琴ヶ浜の鳴り砂の後背地および形成過程を解明する研究の一環として、琴ヶ浜に注ぐ小河川群の集水域を含む地域で詳細な地質調査を行った。

地形概説

琴ヶ浜は、日本海へ西北西方向に開口した円弧状のポケットビーチであり、海浜長(L)1.38 km、湾の開口長(W)2.25 km、奥行き長(B)1.20 km、湾入率(B/W)0.53となっている(第2図)。南北両端の岬は、最大比高約60 mの切り立った海食崖で、北東方向からの風波を防御する形態となっている(財団法人日本ナショナルトラスト, 2006)。一方で、西北西方向へは大きく

* 日本地質学会第121年学術大会で一部講演

** 島根大学大学院総合理工学研究科

Interdisciplinary Graduate School of Science and Engineering, Shimane University, 1060 Nishikawatsu, Matsue, Shimane 690-8504, Japan

*** 島根大学総合理工学部

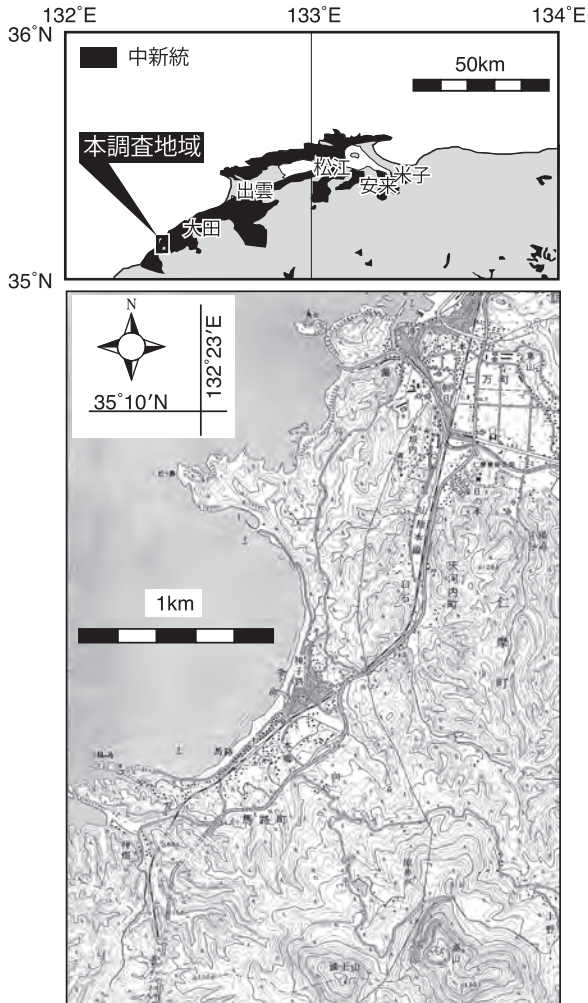
Interdisciplinary Faculty of Science and Engineering, Shimane University, 1060 Nishikawatsu, Matsue, Shimane 690-8504, Japan

**** 島根大学教育学部

Faculty of Education, Shimane University, 1060 Nishikawatsu, Matsue, Shimane 690-8504, Japan

***** 栃木県立博物館

Tochigi Prefectural Museum, 2-2 Mutsumi-cho, Utsunomiya, Tochigi 320-0865, Japan

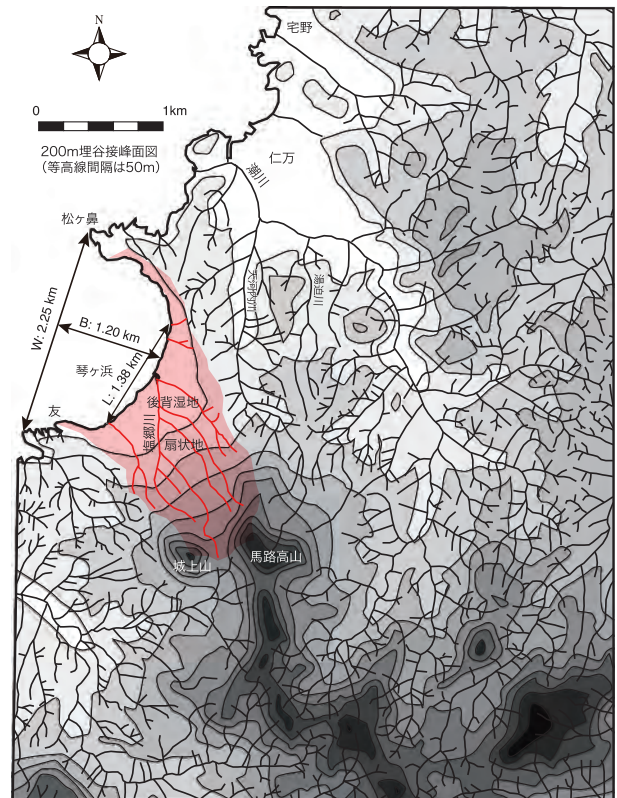


第1図 調査範囲の位置図。地形図には国土地理院発行1:25,000地形図「仁万」を用いた。

開いており、冬季に卓越する西北西の季節風やそれによる風波が直接入り込む形状となっている。

琴ヶ浜周辺、大田市の沿岸は、標高50~70m前後の丘陵地が直接日本海に接し、複雑に入り組んだ岩石海岸が連続する、いわゆるリアス式海岸となっている。日本海に流入する河川は一般に小規模で、海岸平野の発達も少ない。砂浜は、リアス式海岸の湾入部の奥に、全長1km以下のポケットビーチとして多数分布している。琴ヶ浜は、大田市沿岸に分布するポケットビーチの中では比較的規模の大きい砂浜である(石賀ほか, 2010)。

琴ヶ浜の陸側には、海岸線と平行に標高10m前後の砂丘が位置し、馬路および種子路の集落が立地している。琴ヶ浜の後浜と砂丘の間には防潮堤および防砂フェンスが設置され、琴ヶ浜-砂丘間の自然の砂循環プロセスは現在機能していない。その陸側には、かつての潟湖が埋積されたものと推測される後背湿地が位置し、さらに標高10~80mの開析された古期扇状地を経て、馬路高山(標高499.4m)および城上山(標高411m)へと続く。馬路高山は大江山火山群の一部をなし、小規模ながら急峻なドーム状の形状をしている(木村ほか, 2009)。馬路高山および城上山の周辺には、土石流堆積



第2図 琴ヶ浜周辺地域の水系および埋谷接峰面図。解析の原図には国土地理院発行1:25,000地形図「仁万」を用いた。埋谷接峰面図は谷幅200m未満の谷を埋めて作成した。水系図は、琴ヶ浜への流入河川およびその流域を赤色で区別した。L: 海浜長, W: 湾の開口長, B: 奥行き長。

物や崩壊堆積物等による特徴的な緩斜面も多く見られる。

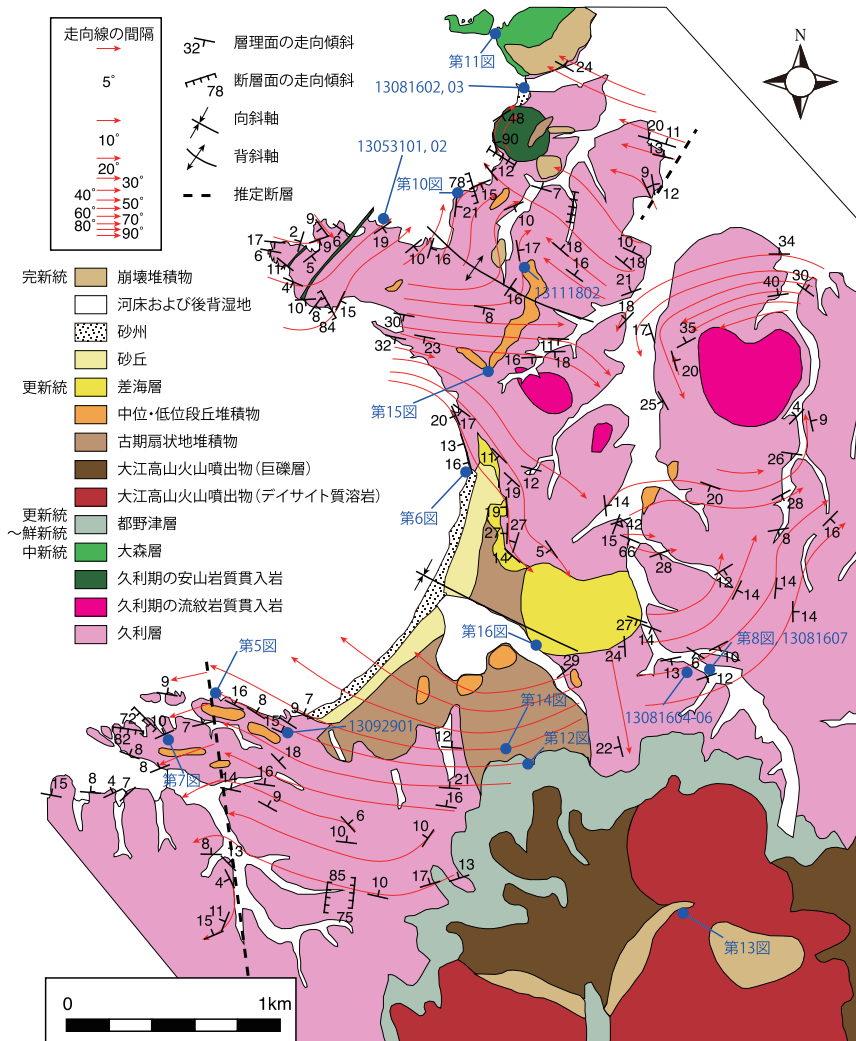
琴ヶ浜には小規模な河川が流入する。これらのうち、最長の河川は塩郷川で、馬路高山を源とし全長約1.65kmである。琴ヶ浜の集水域は、馬路高山および城上山を南端として北西-南東方向の長軸をもつ卵形をしており、面積は約1.42km²である。この集水域は、山陰地方の同規模のポケットビーチと比較しても、際立って狭いという特徴を有する(第2図)。

地質概説

本研究地域には、中新統の久利層、鮮新~更新統の都野津層、更新統の大江山火山噴出物、古期扇状地堆積物、段丘堆積物、差海層、完新統の砂丘堆積物、崩壊堆積物、現河床堆積物および砂州堆積物が分布している(第3図: 層序は鹿野ほか, 2001に基づく)。これらのうち、もっとも広く分布しているのは久利層である。久利層は流紋岩質火砕岩を主体とし、流紋岩や凝灰質砂岩泥岩互層、安山岩質火砕岩などを伴う。これらの岩相は側方移化が激しく、追跡可能な鍵層は存在しない。本研究地域における久利層の地質構造は、北西西-東南東方向の軸をもつ緩やかな向斜-背斜によって特徴づけられる(第4図)。

地質時代	層序	主な岩相と層厚	年代(Ma)		
第四紀	完新世	崖錐、沖積及び海浜堆積物	礫、砂及び泥		
	更新世	後期	差海層	中粒～細粒砂 (10~80m ⁺)	0.1 ^{*1}
			段丘堆積物	礫及び砂 (10m)	
		中期	古期扇状地堆積物	礫及び砂	
	前期	大江高山火山噴出物	デイサイト溶岩、礫層 (>300m)	1.7~1.6 ^{*2} 2.1~0.55 ^{*3}	
新第三紀	鮮新世	都野津層	礫、砂及びシルト層 (100m)	3.6~1.8 ^{*4}	
	前期				
	中新世	後期			
		中期	大森層	安山岩溶岩 (>100 m)	16~14 ^{*4}
		前期	久利層	流紋岩質火砕岩、流紋岩溶岩、安山岩質火砕岩、礫岩、砂岩、泥岩 (700~800 m)	15.8±0.6 (本研究) 15.5±1.0 ^{*5} 14.8±0.9 ^{*5} 16.97~14.91 ^{*6}

第3図 琴ヶ浜周辺地域の層序総括。層序の二重線の境界は不整合、斜線の境界は指交関係、点線の境界は関係が不明であることを示す。年代の出典：*1, 鹿野ほか (1989). *2, 金属鉱業事業団 (1993). *3, 永井ほか (2005). *4, 鹿野ほか (2001). *5, Uto (1989). *6, 林ほか (2013).



第4図 琴ヶ浜周辺地域の地質図。都野津層および大江高山火山噴出物の分布は木村ほか (2009) から引用した。写真撮影位置 (第5図~第16図) および分析試料の採取位置は青文字で示した。



第5図 久利層の典型的な流紋岩質火砕岩の露頭。流紋岩質軽石凝灰岩の上位に、層理の発達した流紋岩質細粒～極細粒凝灰岩が重なる。それぞれの単層は上位に向かって厚さを減じ、また単層中にも顕著な上方細粒化が認められ、いわゆる二重級化構造を示す。こうした産状から、二次的移動による水中軽石流堆積物であると判断される。撮影位置は第4図参照。



第6図 久利層の流紋岩質火山礫凝灰岩。中礫～大礫サイズの流紋岩および安山岩岩塊、軽石を基質支持で多量に含み、また層理が不明瞭ながら認められる。さらに北方では安山岩質アグチネートへと連続的に移化することから、火山活動に伴う水中土石流堆積物と判断される。撮影位置は第4図参照。



第7図 久利層の流紋岩質軽石凝灰岩。波状ないし低角斜交層理が発達し、水底火砕サージ堆積物と判断される。同様の火砕サージ堆積物は調査地域南部の友付近に広く分布し、北部では松ヶ鼻付近でも見られる。撮影位置は第4図参照。



第8図 久利層の凝灰質砂岩シルト岩互層。平行葉理や斜交層理が発達する。後述のCNS元素分析を実施した試料13081607を採取した露頭である。同様の砂岩シルト岩互層は調査地域中央部から北部にかけて見られるが、上位の流紋岩質軽石凝灰岩に明瞭な侵食面で削り込まれるため、連続性は良好ではない。撮影位置は第4図参照。

層序各説

1. 久利層（今村ほか，1958；竹ノ内ほか，1982）

【分布】本研究地域の地表にもっとも広く分布し、最大標高138 mの丘陵を形成する。琴ヶ浜の南端および北端付近、さらに琴ヶ浜湾内の海底にも小規模な岩礁として露出する。

【岩相】主として流紋岩質火砕岩から構成され（第5～7図）、安山岩質火砕岩、凝灰質砂岩泥岩互層（第8図）、凝灰質砂質シルト岩を伴う。また、これらには暗灰色～黒灰色シルト岩の薄層をしばしば挟む。これらの各岩相は、後述のように相互に側方移化が顕著に認められるため、地質図上ではすべて一括して表現した。

本研究地域内でもっとも広く分布する流紋岩質火砕岩は、正級化した流紋岩質火山礫凝灰岩～軽石凝灰岩と、こ

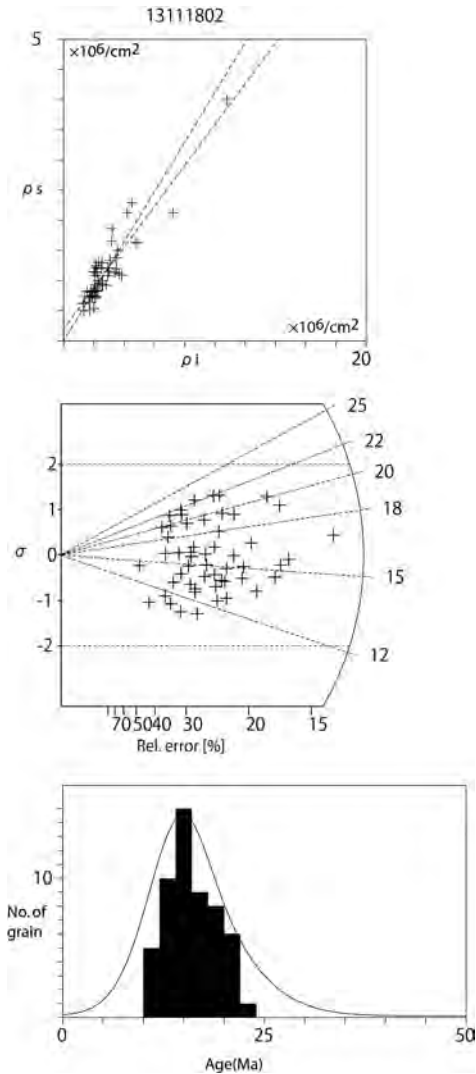
れに重なる白色の細粒～中粒凝灰岩からなるフローユニットの繰り返しのことによって主に構成される（第5図）。鏡下観察では石英粒子が普遍的に含まれており、後述の古砂丘（差海層）や海浜砂を構成する石英砂の起源の一部となっている可能性が高い。

琴ヶ浜北端付近の流紋岩質火山角礫岩（第6図）は安山岩の中～巨礫大の角礫を含むが、この地点から北方に向かって急激に安山岩塊の割合を増し、安山岩質火山角礫岩（第10図）へと移化する。坂灘海岸では直径約270 mの円弧状に安山岩質火道角礫岩が露出し（井上，1980）、これら安山岩質噴出物の給源と考えられる。

凝灰質砂岩泥岩互層および凝灰質砂質シルト岩は、調査

第1表 久利層の流紋岩質軽石凝灰岩（試料 13111802）におけるフィッション・トラック年代の測定結果. 試料の採取位置は第4図参照. No. crys.: 計測されたジルコンの数. ρs (Ns): 自発トラック密度 (数). ρi (Ni): 誘発フィッション・トラック密度 (数). ρd (Nd): ウラン含有標準ガラスに密着させたディテクターに転写された誘発フィッション・トラック密度 (数). $P(\chi^2)$: カイ二乗検定結果. r : 自発および誘発フィッション・トラックの相関係数. U : 平均ウラン濃度.

Sample Name	No. crys.	ρs (Ns) ($\times 10^6/cm^2$)	ρi (Ni) ($\times 10^6/cm^2$)	$P(\chi^2)$ %	ρd (Nd) ($\times 10^6/cm^2$)	r	U ppm	Age(Ma) ($\pm 1\sigma$)
13111802	54	0.9984(1227)	2.3987(3068)	99.8	2.0727(8214)	0.91	161.9	15.8 \pm 0.6



第9図 久利層の流紋岩質軽石凝灰岩（試料 13111802）におけるフィッション・トラック年代測定結果. (上図) 自発-誘発フィッション・トラック密度の相関図. 粒子群から得られる回帰直線と, 原点を通る回帰直線を示した. (中図) ラジアルプロット. (下図) 年代頻度分布と確率密度スペクトル. 試料の採取位置は第4図参照.

地域中央部の^{あまごうち}天河内川沿いから調査地域北部にかけて断続的に分布する. 調査地域北部, 満行寺付近の凝灰質砂岩泥岩互層は, 西方に向かって急激に流紋岩質火山細礫および軽石の割合を増し, 流紋岩質軽石凝灰岩へと移化する. 調査地域中央部, 天河内川沿いの凝灰質砂岩泥岩互層は最大層厚 50 m 以上に達するものの, 東方の天河内川上流で上位



第10図 島根県天然記念物に指定されている仁万の珪化木. 久利層の流紋岩質-安山岩質火山角礫岩に含まれる. 撮影位置は第4図参照.

の流紋岩質軽石凝灰岩に顕著な凹凸の侵食面で削り込まれ, さらに北東の湯迫川上流では 10 m 程度まで層厚を減じる.

調査地域北部には, 流紋岩の貫入岩体が認められる. 岩体には節理系から明瞭なドーム状構造が認められ (鹿野ほか, 2001), また岩体周囲では流紋岩質火砕岩が変質しゼオライト鉱床が形成されている (天河内ゼオライト鉱床).

【層厚】700~800 m 以上と推定されるが, 下位層が露出していないため詳細は不明である.

【年代】本調査地域北部の稜線上の露頭 (13111802, 北緯 35° 8' 42.6", 東経 132° 23' 39.4") (第4図) から淡緑灰色塊状の流紋岩質軽石凝灰岩を採取し, ジルコンフィッション・トラック年代を測定した (第9図, 第1表). 測定の手順は大平・永井 (2004) に従い, ゼータ較正法による外部ディテクター法によって測定した. ゼータ (ζ) 値には 367.1 \pm 4.1 (大平, 2004) を用いた. ジルコン結晶 54 粒の粒子年代の収束は良好であり (第9図), カイ二乗確率は 99.8% に達する (第1表). 自発-誘発 FT 密度相関では, 粒子群の回帰直線は原点を通る回帰直線と良好に一致し, 相関係数も 0.91 と高い値を示す. ラジアルプロットでは, 全粒子が $\pm 2\sigma$ ラインに挟まれた範囲にプロットされ, 極めてまとまりの良い母集団であることが示される. 以上により, 全 54 粒子から求められた年代値 15.8 \pm 0.6Ma ($\pm 1\sigma$) は, この軽石凝灰岩の初生的な年代を示すと解釈して差し支えないと判断される.

模式地である大田市川合町忍原川ルートに分布する本層

第2表 久利層泥質岩の CNS 元素分析結果. 試料の採取位置は第4図参照. TN: 全窒素濃度. TOC: 全有機炭素濃度. TS: 全硫黄濃度. C/N: 全有機炭素濃度/全窒素濃度. C/S: 全有機炭素濃度/全硫黄濃度.

試料名	TN (%)	TOC (%)	TS (%)	C/N	C/S
13053101	0.055	0.37	0.017	6.7	22.3
13053102	0.045	0.38	0.045	8.6	8.5
13081603	0.067	0.466	1.393	6.9	0.3
13081604	0.040	0.699	0.057	17.6	12.2
13081605	0.032	0.569	0.01以下	17.6	-
13081606	0.031	0.606	0.01以下	19.6	-
13081607	0.034	0.493	0.01以下	14.7	-
13092901	0.021	0.050	0.01以下	2.2	-

第3表 久利層の砂質シルト岩 (試料 13081603) から産出した浮遊性有孔虫化石.

	13081603
<i>Globigerina angustumbilicata</i> Bolli	5
<i>Globigerina praebulloides</i> Blow	1
<i>Globigerinita glutinata</i> Egger	1
<i>Globorotalia quinifalcata</i> Saito & Maiya	1
<i>Globoturbotalita woodi</i> (Jenkins)	2
<i>Paragloborotalia</i> sp. (dextral form)	1
Total number of identified individuals	11
Planktonic foraminiferal number / g	0.04
Planktonic/Total foraminiferal ratio	0.00

の泥岩では, Blow (1969) の浮遊性有孔虫化石帯 N.8 帯, および Okada and Bukry (1980) の石灰質ナンノ化石帯 CN3 帯に相当する微化石群集が検出され, 16.97~14.91 Ma の年代区間に制約された (林ほか, 2013). また, 既往の放射年代としては, 本調査地域よりも北方の大田市仁摩町宅野および大田市大屋町で本層に挟まれる安山岩溶岩の K-Ar 年代が報告されており, それぞれ 15.5±1.0Ma および 14.8±0.9Ma である (Uto, 1989). これら先行研究による微化石および放射年代は, 本研究によるフィッション・トラック年代と誤差範囲で矛盾せず, 約 16Ma の年代が示唆される.

【下位層との関係】 調査地域内では下位層が露出しないため, 不明である.

【堆積環境】 本地域における久利層の主体をなす流紋岩質火砕岩には, 正級化や斜交層理など, 水中堆積を示唆する堆積構造が多く認められる. 堆積環境についての詳細情報を得るため, 本層に挟在する泥質岩層について CNS 元素分析および微化石分析を実施した. 試料採取位置は第4図中に示した. CNS 元素分析は, まず試料をメノウ乳鉢で 200 メッシュサイズ以下に粉碎した. 均質化した試料から約 10 mg を銀コンテナに分取し, 1 規定の塩酸を滴下することにより炭酸塩炭素を除去した. さらに 110°C のホットプレートで 1 時間加熱した後, FISON S.E.A.1108 を用いて分析した. 微化石分析は, 試料を硫酸ナトリウム法およびナフサ法 (山崎・堂満, 2013) で構成粒子に分解し, 115 メッシュサイズ (125 μm) 以上の有孔虫個体を抽出した. 以上の分析結果を, それぞれ第2表, 第3表および第4表に示す. なお, 有孔虫は2試料 (試料 13081602, 13081603) のみから産出した.

坂灘海岸から採取した試料 13053101 および 13053102 の全有機炭素 (TOC) 濃度は 0.37~0.38% と低いため, 基礎生産性の高い海域ではなかったと考えられる. また, 全有機炭素濃度/全窒素濃度 (C/N) 比は 6.7~8.6 と低く, 有機物はほぼ植物プランクトン起源 (Sampei and Matsumoto, 2001) を示唆するが, 陸源有機物の混入も無視できない値と思われる. 全有機炭素濃度/全硫黄濃度 (C/S) 比は, 8.5~22.3 と高く, 通常海成泥岩の 5 (Berner, 1984) よりも高い. しかし, 特に試料 13053102 では 10 以下の値を示し, イオウのピークは明瞭であったため, 海水の影響のあ

る酸化的堆積場であったと推察される.

試料 13081602 (シルト質細粒砂岩) と試料 13081603 (砂質シルト岩) は潮川河口付近の露頭から採取され, ほぼ同一層準である. これらの試料からは, 浮遊性および底生有孔虫が産出した (第3表, 第4表). 検出された個体数は少ないものの, 得られた浮遊性有孔虫の種構成は模式地の久利層の群集 (林ほか, 2013) と類似する. また, 底生有孔虫群集は久利層下部の群集 (例えば, 多井, 1973; 野村, 1986) に類似し, 陸棚程度の古水深が示唆される. CNS 元素分析は, より泥質分の多い試料 13081603 について実施した. 本試料は C/S 比が 1 以下であることから, 海成で, 水循環が停滞する貧酸素的な底質環境が示唆される. ただし, TOC が低い (0.466%) ため, 基礎生産性はそれほど高くなかったと考えられる. C/N 比に基づく有機物起源は, ほぼ植物プランクトンの値を示している.

天河内川上流の露頭で採取された試料 13081604 は, C/S 比が 5 以上であり, 非常に酸化的な海底か, または淡水成の可能性が高いと考えられる. TOC は全試料中で最大となり (0.699%), C/N 比から示唆される有機物の主な供給源は陸上植物である. そのすぐ上位の露頭で採取された試料 13081605~07 からは, S が検出されなかったため淡水成と考えられる. 有機物の主な供給源は陸上植物であろう.

琴ヶ浜南端付近で採取された試料 13092901 は, TOC が非常に低く S も検出されず, 非常に酸化的な底質環境が示唆される. TOC が低過ぎるため, C/N 比による有機物の起源推定はできなかった.

以上を総合すると, 確実な海成の証拠も認められたものの, 少なくとも一部の試料については, 淡水成の可能性も指摘された. おそらくは久利層堆積盆内に地形の起伏があり, ほとんどは海成層であるものの, 一部は淡水~汽水に近い環境であった可能性が高い.

2. 大森層 (Tomida and Sakai, 1937; 鹿野ほか, 1991)

【分布】 本研究地域の北端, 潮川河口の北側に, 標高約 87 m の孤立丘をなして分布する.

【岩相】 安山岩溶岩により構成される. 基底付近はブロック状に破碎し, 水底ブロック溶岩の産状を示す (第11図).

第4表 久利層のシルト質細粒砂岩（試料 13081602）および砂質シルト岩（試料 13081603）から産出した底生有孔虫化石.

	13081602	13081603
AGGLUTINATED FORAMINIFERA		
<i>Cyclamina incisa</i> (Stache)	1	1
<i>Gaudryina ishikiensis</i> Asano		2
<i>Eggerella</i> sp.		2
<i>Spirosigmoinella compressa</i> Matsunaga		1
Agglutinated sp. indet		1
CALCAREOUS FORAMINIFERA		
<i>Alabamina</i> cf. <i>japonica</i> (Asano)		3
<i>Ammonia tochigiensis</i> (Uchio)	4	28
<i>Amphicoryna fukushimaensis</i> Asano	3	
<i>Amphicoryna</i> ? sp.		1
<i>Baggina notoensis</i> Asano	1	3
<i>Brizalina spissa</i> (Cushman)		13
<i>Buccella</i> cf. <i>makiyamai</i> Chiji		1
<i>Buccella tanaï</i> (Uchio)		23
<i>Chilostomella ovoidea</i> Reuss		1
<i>Cibicides</i> cf. <i>refulgens</i> de Montfore		2
<i>Fissurina marginata</i> (Montague)		1
<i>Hanzawaia tagaensis</i> Asano		1
<i>Heterolepa haidingeri</i> (d'Orbigny)	1	
<i>Lagena semilineata</i> Wright		3
<i>Lagena</i> sp.		1
<i>Lenticulina</i> sp.	2	
<i>Nonion kidoharaense</i> Fukuda		4
<i>Nonion nicobareense</i> (Cushman)		14
<i>Orthomorphina lepidula</i> (Schwager)		2
<i>Orthomorphina</i> sp.		1
<i>Planocassidulina praeheleae</i> Nomura	1	
<i>Saracenaria</i> sp.		1
<i>Uvigerina crassicosata</i> Schwager		1
<i>Uvigerina proboscidea</i> Schwager	1	5
Calcareous sp. indet	1	
Total number of identified individuals	15	116
Benthic foraminiferal number / g	3	11.6
Preservation (Very Poor, Poor, Moderate, Good, Very Good)	P	M

【層厚】層厚 100 m 以上と推定されるが、上限不明である。

【年代】松江地域～大田地域にかけて多数の地点で実施された放射年代測定結果に基づく、およそ 16～14 Ma の年代が推定される（鹿野ほか, 2001）。

【下位層との関係】下位の久利層を不整合で覆う。

3. 都野津層 (Imamura, 1957; 山陰第四紀研究グループ, 1969; 水野ほか, 1994)

【分布】本研究地域では、馬路高山および城上山中腹の標高 80～270 m 付近の緩斜面に分布する。

【岩相】礫層、砂層、シルト層の不規則な互層から構成される（第 12 図）。

【層厚】約 100 m (木村ほか, 2009)。

【年代】後期鮮新世～更新世、およそ 3.6～1.8 Ma と考えられる（鹿野ほか, 2001）。

【下位層との関係】下位の久利層を不整合に覆う。

【堆積環境】岩相から、湖成～河川成と考えられる（都野津団研グループ, 1983）。海成を示唆する証拠は、本地域内では確認されていない。

4. 大江高山火山噴出物

【分布】本研究地域では、馬路高山および城上山の中腹以上（標高約 150 m 以上）に分布する。

【岩相】主に角閃石黒雲母デイサイト溶岩のドームから構成される。溶岩ドームの麓にはデイサイトの巨角礫からなる礫層が分布し（第 13 図）、都野津層を直接覆っている。

【層厚】礫層と溶岩を合わせ、300 m 以上。

【年代】1.7～1.6 Ma の K-Ar 年代（金属鉱業事業団, 1993）、および 2.1～0.55 Ma のジルコンフィッション・トラック年代（永井ほか, 2005）が報告されている。馬路高山山頂付

近のデイサイト溶岩は逆帯磁し、放射年代との比較から松山逆磁極期に相当するものと考えられる(沢田, 2013).

【下位層との関係】都野津層と一部同時異相の関係にある。調査地域内の礫層は都野津層を不整合に覆っている。

【堆積環境】陸上に噴出したものと考えられる。

5. 古期扇状地堆積物

【分布】馬路高山山麓の標高約 80 m 未満の緩傾斜地に分布する。また、琴ヶ浜北東の神子路の集落を形成する緩傾斜地も、これに続くものと考えられる。

【岩相】デイサイト礫を含む淘汰の悪い砂礫層からなる(第 14 図)。いわゆる土石流堆積物と考えられる(鹿野ほか, 2001)。

【層厚】不明

【年代】扇状地地形は開折されており、中位段丘面に相当するものと考えられている(鹿野ほか, 2001)。年代の詳細は不明だが、中期～後期更新世に堆積したと推定される。

【下位層との関係】下位の久利層を不整合で覆う。

6. 段丘堆積物

【分布】標高 30 m 前後の低位段丘面が馬路付近と天河内川沿いに、標高 70 m 前後の中位段丘面が調査地域北部と調査地域南部の神畑付近に散点的に分布している。

【岩相】琴ヶ浜北東の山道沿い、標高 70 m 付近には、中～大礫サイズの円礫からなる、いわゆる「腐れ礫」層が露出している(第 15 図)。地形面としては先述の古期扇状地堆積物に連続するように見えるが、詳細は不明である。

【層厚】10 m 程度。

【年代】不明である。

7. 差海層(三位, 1966; 鹿野ほか, 1989)

【分布】琴ヶ浜北東の神子路の標高約 20 m より高い地形面に分布するほか、天河内山を形成する。

【岩相】淘汰の良い中粒～細粒砂からおもに構成される(第 16 図)。いわゆる古砂丘を形成している。

【層厚】一般に 10～20 m 程度であるが、天河内山では標高約 100 m の山体のほとんどが古砂丘砂により構成されており、ここでの厚さは 80 m 前後に達する。

【年代】模式地(出雲市湖陵町差海)における差海層は大山松江軽石層を挟有し、その年代から海洋酸素同位体ステージ MIS5e に対比されている(鹿野ほか, 1989)。約 10 万年前の年代が推定される。

【下位層との関係】神子路北方で、差海層の細粒砂が下位の久利層の流紋岩質軽石凝灰岩を不整合に覆う露頭が認められた。

8. 完新統

本調査地域には、現河床堆積物と砂丘堆積物、砂州、崩壊堆積物が分布している。これらは現在堆積中のものか、比較的最近に堆積を完了したものである。

琴ヶ浜はその地形的特徴から、現在よりも海水準が高い時

代に生じた砂州が起源と考えられている(鹿野ほか, 2001)。琴ヶ浜の背後には砂丘が発達し、馬路および神子路の集落が立地している。

本調査地域内は、周辺地域と比較して斜面崩壊が少ない。例外的に、急傾斜をなす馬路高山と城上山の溶岩ドームの周辺には比較的大規模な崩壊地形があり、崩壊堆積物が分布する(木村ほか, 2009)。

地質構造

本研究地域に分布する地層のうち、都野津層から上位の地層については、顕著な構造変形をほとんど被っていない。ここでは、本研究地域内にもっとも広く分布し、かつもっとも複雑な地質構造を示す久利層について述べる。

1. 断層

久利層中には走向線の不連続が顕著に認められ(第 4 図)、このような不連続の位置が南北方向の直線谷としばしば一致することから、南北走向の高角断層が多数存在する可能性がある。そのうち、層序隔離や構造差等から断層の存在が強く示唆されるものについて、地質図上で推定断層として図示した。

そのほか、南北走向および北西～南東走向の高角小断層が露頭規模でいくつか認められる。これらの推定断層および小断層は、久利層より上位の地層には変位を与えていない。

2. 褶曲

本調査地域の久利層の大局的な構造は、西北西～東南東方向の軸をもつ背斜～向斜によって特徴づけられる(第 4 図)。このうち、背斜軸は坂灘海岸南部に、向斜軸は琴ヶ浜中央部に位置している。

坂灘海岸南部から東南東へ延びる背斜は、両翼の傾斜が 10～20° 前後で半波長が約 1.5 km の緩い褶曲で、東南東へ約 16° プランジしている。この背斜は、天河内川の右岸(東)側へは連続しない。

琴ヶ浜湾中央部から東南東へ延びる向斜は、北翼の傾斜が 10～30° 程度、南翼の傾斜が 10～20° 前後で、南翼の方がわずかに緩やかな傾向を示す。半波長は 1.5～2 km 程度で、ほぼ琴ヶ浜の海岸線に沿って閉じた形状を示す。向斜軸は緩やかに西北西へ傾斜する。向斜内の走向線に沿った 38 地点の層理面のポールを等積面上に下半球投影した結果を第 17 図に示す。ここで、円筒褶曲を仮定して最適大円を求めると、向斜軸の方向は 308°、プランジは 5° となる。一方、非円筒褶曲を仮定して最適小円を求めると、円錐軸の方向は 134°、プランジは 76° となる。ポールの分布に着目すると小円近似の方が収束良好であること(第 17 図)、向斜内の走向線が湾中央部を取り巻いて閉じる形状を示すことから、この向斜構造は琴ヶ浜湾内に中心をもつベースン構造の可能性が高い。なお、もしベースン構造であるとする、その円錐軸の傾斜方向(東南東へ約 14°)は先述の背斜軸のプランジと良く一致し、関連が示唆される。

以上の他、調査地域北部では流紋岩の貫入岩体を取り巻く



第11図 大森層のブロック破碎した安山岩溶岩の基底部。撮影位置は第4図参照。



第12図 都野津層の円礫混じり凝灰質シルト～凝灰質中粒砂。撮影位置は第4図参照。



第13図 大江高山火山噴出物のデイスイトブロック。撮影位置は第4図参照。



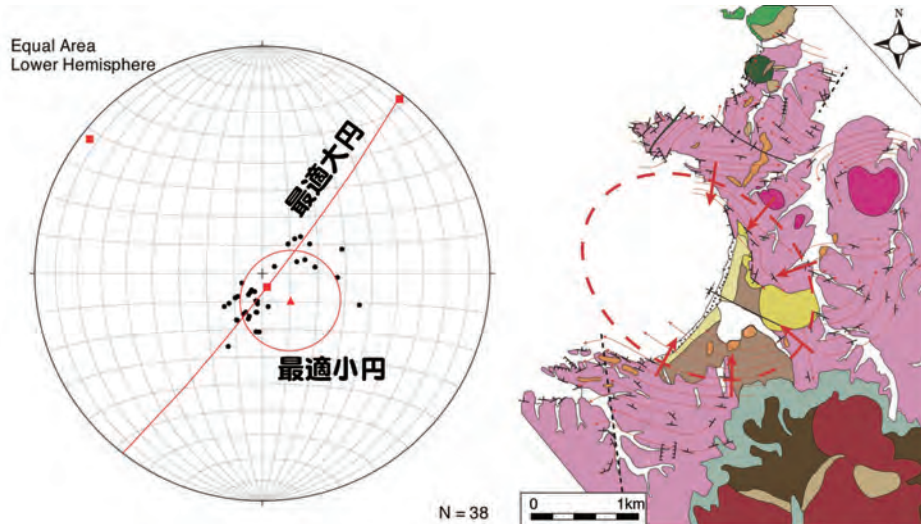
第14図 古期扇状地堆積物。非常にルーズで淘汰の悪い礫混じり砂から構成され、巨礫～細礫サイズの大江山デイスイトの亜円礫を含む。撮影位置は第4図参照。



第15図 標高70m付近に分布する「腐れ礫層」。礫は亜円礫から主に構成され、鎌で切れるほど風化しているため原岩の判別は困難である。中位段丘堆積物と考えられる。撮影位置は第4図参照。



第16図 天河内山西麓の差海層の露頭。淘汰の良い細粒砂からなり、古砂丘堆積物と考えられる。撮影位置は第4図参照。



第17図 左図) 琴ヶ浜の湾に面した久利層流紋岩質～安山岩質火砕岩の層理面のポール(丸印, N=38)を, 等積面の下半球投影で示した。四角形は最適大円のポールで平均向斜軸の姿勢を, 三角形は最適小円のポールで平均円錐軸の姿勢を示す。

右図) 非円筒褶曲を仮定した場合に想定されるベースン構造の形状を, 地質図上に概念図として示した。赤点線がベースン構造の外形を, 赤実線矢印が傾斜方向を示す。地質図の凡例は第4図参照。

形状で走向線が分布しており(第4図), 流紋岩貫入によるドーミングが示唆される。

考 察

1. 久利層の層序対比について

本調査地域北部の潮川河口より南東約500mの波食棚では, 安山岩質火砕岩から長さ約5mにも達する珪化木が産出し(鳥根県指定天然記念物)(第10図), かつては陸成層の波多層にも対比されてきた(金属鉱物探鉱促進事業団, 1972; 井上, 1980など)。井上(1980)は, 本研究地域北部の中新統が波多層, 川合層, 久利層, 大森層から構成されるとし, さらに波多層を岩相組み合わせからH1~H5の5部層に細分した。本研究では, このうちH2部層に相当する坂灘海岸の試料(試料13053101, 13053102)を用いてCNS元素分析を実施した結果, 海水の影響が示唆された。また, 同じくH2部層に相当する地点の流紋岩質軽石凝灰岩を用いてフィッシュン・トラック年代測定を実施し, 久利層に相当する年代値(15.8±0.6Ma)を得た。本研究地域内の岩相は層位変化よりも側方変化が顕著であり, 地質図上の対比では, 井上(1980)によって波多層とされていた岩相は久利層に連続する。以上により, 井上(1980)の波多層は久利層に含めることが妥当と判断される。なお, 最近, 沢田ほか(2013)によって出雲湾入部の中新統層序が改訂され, 従来波多層とされていた地層は約20~19Maの佐田層と約17~15Maの狭義の波多層に再区分された。本研究の久利層が, 彼らの新しい区分による波多層相当層を含んでいる可能性は否定できない。大田地域における「波多層」の位置づけの解明は, 今後の課題である。

歌田・湊(1972)および鹿野ほか(2001)は, 本研究と同

様に, 本研究地域北部の火砕岩類を久利層に含めている。しかし, 彼らは本地域北部の凝灰質砂岩, 礫岩および泥岩を川合層に含めている点が本研究と異なる。鹿野ほか(2001)は, 川合層を構成する砂岩について, 粗粒~中粒でアルコース質のものと, 中~細粒で凝灰質のものがあるとした。このうち, 凝灰質砂岩(Kws)は久利層の泥岩に側方変移していることから, 川合層と久利層の関係を指交関係とした。本研究では, 鹿野ほか(2001)によりKwsが分布するとされている潮川河口の露頭(試料13081602および13081603)から, 久利層下部に相当する有孔虫群集を認めた。川合層の典型的な堆積環境は, 堆積相や産出する貝化石から河川成~内湾とされており, 本研究の底生有孔虫から示唆される堆積環境(陸棚程度)とは大きく異なる。川合層の典型的な岩相であるアルコース質砂岩が本研究で認められないこと, 本研究地域の凝灰質砂岩は側方へ久利層の流紋岩質軽石凝灰岩に移化することも総合的に考慮した結果, 本研究ではこの凝灰質砂岩を久利層に含めることが妥当であると判断した。

2. 久利層の構造について

本研究では, 琴ヶ浜の湾形状とほぼ一致する久利層のベースン構造が示唆された。琴ヶ浜に面する露頭は流紋岩質～安山岩質火砕岩により主に構成され(第5図, 第6図), 走向線の対比から, ほぼ同一層準であると考えられる。それよりも下位には, 相対的に細粒で軟質な火砕サージ堆積物が分布する(第7図)。このことは, 琴ヶ浜の西北西に開いたポケットビーチの形状が, 久利層のベースン構造に起因する組織地形である可能性を強く示唆する。

本研究で認めた背斜およびベースン構造は, いずれも西北西-東南東方向の軸を有する。より広域の構造に着目する

と、大田～江津地域の中新統は大局的に西南西～東北東方向の褶曲を繰り返しつつ西北西上位で分布している。鹿野ほか(2001)においても、本研究地域北部で南西～北東方向の向斜を認めている。本研究では詳細な地質調査の結果として、広域的な傾向とは直交する局所的な西北西～東南東方向の構造を認めた。なお、鹿野ほか(2001)の等重力線図では、山陰本線仁摩駅付近より南東方向へ延びる顕著な重力勾配を認め、その位置に伏在断層の存在を示唆している。本研究地域における局所的な西北西～東南東構造は、地下深部における中新統基盤の構造を反映している可能性がある。

ま と め

鳴り砂海岸として知られる島根県大田市仁摩町琴ヶ浜の集水域には、中新統の久利層、鮮新統～更新統の都野津層、更新統の大江山火山噴出物、古期扇状地堆積物、段丘堆積物、差海層、完新統が分布している。これらのうち、もっとも広く分布しているのは、流紋岩質火砕岩を主体とする久利層である。調査地域北部に分布する久利層の流紋岩質軽石凝灰岩から、 15.8 ± 0.6 Maのジルコンフィッション・トラック年代が得られた。また、久利層の泥質岩でCNS元素分析を行った結果、海成層と淡水成層の両方が含まれている可能性が示された。

本調査地域における久利層の構造は、西北西～東南東方向の軸をもつ向斜～背斜によって特徴づけられる。久利層の走向線に着目すると、琴ヶ浜の湾形状は久利層のベースン構造と一致している。このことから、琴ヶ浜の独特な形状は久利層の地質構造に起因する組織地形であることが示唆される。

謝 辞

本研究は、平成20～21年度島根大学萌芽研究(研究代表者:赤坂正秀)、平成25年度大田市教育委員会受託研究(研究代表者:林 広樹)および平成25～27年度石油資源株式会社寄附金「山陰地域の地質層序に関する研究」(研究代表者:入月俊明)の一部として実施された。赤坂正秀教授の退職に際し、本論文を赤坂教授に捧げる。島根大学総合理工学研究科のBarry P. Roser 客員教授には岩石の化学分析をして頂き、堆積岩の給源についてご助言を頂いた。石見銀山地質研究会会長の松浦良彦氏には化石産地の情報を頂いた。年代測定の中性子照射は、京都大学原子炉実験所の共同利用研究によって行われた。以上の方々および関係諸機関に心から感謝申し上げます。

文 献

Berner, R. A., 1984, Sedimentary pyrite formation: An up-date. *Geochim. Cosmochim. Acta* **48**, 605-615.
Blow, W. H., 1969, Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Brönnimann, P. and Renz, H. H., eds., *Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva, 1967*, **1**, 199-421.

林 広樹・橋野慎平・野村律夫・田中裕一郎, 2013, 島根県大田市の模式地における中新統久利層の生層序. *地質雑*, **119**, 300-311
Imamura, S., 1957, A new Miocene *Sassafra* from Shimane Prefecture, *Japan. Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*, **2**, 53-61.
今村外治・迎三千寿・山陰研究グループ, 1958, 山陰地区の中・上部新第三系について. 日本地質学会昭和33年討論会資料-日本第三系シンポジウム-, **40p**.
井上多津男, 1980, 島根県中部, 仁摩町地域の下部中新統-特に波多累層安山岩質火砕岩の噴出源について-. *地質雑*, **86**, 783-797.
井上多津男, 1984, 島根県仁摩町地域の中新統の変質過程. *地球科学*, **38**, 235-248.
井上多津男・高島 勲・酒井禮男・飯塚信之, 1983, 大江高山火山群の溶岩類のフィッション・トラック年代. *地球科学*, **37**, 275-278.
石賀裕明・小畑健太郎・佐野絵里香, 2010, 山陰海岸西部のポケットビーチの特徴と元素組成からみた成熟度. 島根大学地球資源環境学研報, **29**, 21-31.
鹿野和彦・宝田晋治・牧本 博・土谷信之・豊 遙秋, 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.
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.
鹿野和彦・竹内圭史・大嶋和雄・豊 遙秋, 1989, 大社地域の地質. *地域地質研究報告* (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 58p.
木村健志・田村友紀夫・横田修一郎, 2009, 島根県中部, 馬路高山～谷滝城山地域における大江高山火山噴出物の岩相分布とそれに関連した斜面運動. 島根大地球資源環境学研報, **28**, 11-25.
金属鉱物探査促進事業団, 1972, 昭和45年度精密調査報告書「北島根地域」, 123p.
金属鉱物探査促進事業団, 1993, 平成4年度精密調査報告書「北島根地域」, 55p.
三位秀夫, 1966, 日本海沿岸における海岸砂丘の問題点. 日本地質学会総合討論会「日本海地域の地学的諸問題」試料, 151-158.
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: 模式地周辺における層位的・堆積学的新知見と今後の課題. *山陰地域研究* (自然環境), **10**, 35-51.
永井淳也・永島晴夫・山内靖喜・大平寛人, 2005, 山陰地域に分布する江津層群および大江高山火山群のFT年代. *フィッション・トラック ニュースレター*, **18**, 13-17.
野村律夫, 1986, 島根県大田市久利層の模式地における底生有孔虫化石. 的場保望・加藤道雄編, 新生代底生有孔虫の研究, 秋田大学鉱山学部, 135-150.
大平寛人, 2004, 埼玉県比企丘陵および荒川河岸に分布する第三紀中新世凝灰岩のFT年代. *地団研専報*, **52**, 51-65.
大平寛人・永井淳也, 2004, 放射年代学 (FT法) 入門. *地球科学*, **58**, 185-189.
Okada, H. and Bukry, D., 1980, Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). *Mar. Micropaleont.*, **5**, 321-325.
Sampei, Y. and Matsumoto, E., 2001, C/N ratios in a sediment core from Nakaumi lagoon, southwest Japan - usefulness as an organic source indicator -. *Geochem. Jour.*, **35**, 189-205.
山陰第四紀研究グループ, 1969, 山陰海岸地域の第四系. *地団研専報*, **15**, 354-376.
沢田順弘, 2013, 3.10 第四紀サイト火山と山体崩壊. 「山陰地域の斜面災害」編集委員会・公益社団法人日本地すべり学会事務局(編), 山陰地方の斜面災害, 高浜印刷, 229-246.
沢田順弘・三代喜弘・今岡照喜・吉田聖典・稲田理沙・久井和徳・近藤 仁・兵頭政幸, 2013, 島根県出雲市南方地域における中新統のK-Ar年代と古地磁気方位. *地質雑*, **119**, 267-284.
多井義郎, 1973, いわゆる宍道褶曲帯について. *地質学論集*, **9**, 137-146.
竹ノ内誠一・多井義郎・加藤道雄, 1982, 島根県大田市中新統の微化石層位学的研究: 特に模式川合・久利両累層について. 広島大総合科学部紀要, **IV**, 7, 49-89.
Tomida, T. and Sakai, E., 1937, Cenozoic geology of the Huzina-Kimati

- district, Izumo Province, Japan: A contribution to the igneous geology of the East-Asiatic Province of Cenozoic Alkaline Rocks. *Jour. Shanghai Sci. Inst.*, Sec. II, **2**, 147-204.
- 都野津団研グループ, 1983, 鳥根県中部の都野津層と大江高山火山群. 地団研専報, **25**, 151-260.
- 宇野泰光, 1994, 鳥根県江津-温泉津地域の鮮新-更新世都野津層の岩相層序と岩相分布. 地質雑, **100**, 815-827.
- 歌田 実, 2007, 山陰地方中部の新第三系における変質帯の分布. 地質雑, **113**, 438-453.
- 歌田 実・湊 秀雄, 1972, 鳥根県西部(仁摩-温泉津地区)の新第三紀凝灰岩類にみられる沸石の累帯分布. 地質雑, **78**, 329-340.
- Uto, K., 1989, Neogene volcanism of Southwest Japan: Its time and space based on K-Ar dating. *Doctoral Thesis, Univ. Tokyo*, 184p.
- 山崎 誠・堂満華子, 2013, 2.1 有孔虫・貝形虫. 尾田太良・佐藤時幸(編), 新版 微化石研究マニュアル. 朝倉書店, 20-27.
- 財団法人日本ナショナルトラスト, 2006, 鳴砂の浜をまもる 観光資源としての鳴き砂(鳴り砂)の浜の総合調査報告書 II. 財団法人日本ナショナルトラスト, 80p.

(受付: 2015年10月30日, 受理: 2015年12月10日)