

島根県，鮮新—更新統都野津層の三角州堆積物

立石 良*・山内 靖喜*・酒井 哲弥*

Delta deposits discovered in the Plio-Pleistocene Tsunozu Formation, Shimane Prefecture, southwest Japan

Ryo Tateishi*, Seiki Yamauchi* and Tetsuya Sakai*

Abstract

The Plio-Pleistocene Tsunozu Formation is widely distributed in central and western Shimane Prefecture, southwest Japan. The Tsunozu Formation is composed of up to 100 m of unconsolidated mud, sand, and gravel beds, in which marine or nonmarine deposits repeatedly appear. Because the distribution of this formation is divided by a topographic high of basement rock, correlation of strata between the separated areas has been discussed in previous studies. Intervals referred to as "Marine Clay" have previously been used for correlation of strata because of poor age control and lack of tephrostratigraphy.

Facies analysis of the Tsunozu Formation along a traceable tuff bed in the Gotsu area identifies 5 depositional facies: (1) bay (marine clay), (2) interdistributary bay or flood plain, (3, 4) two types of fluvial channel and (5) delta front deposits. Some of the fluvial channel beds show convex-up lobate geometry, changing laterally into the interdistributary bay facies. Features of the facies and their lateral changes indicate that the sediments were deposited in a small-scale birdfoot delta system developed in a bay head environment. Facies distribution in the reconstructed shore-parallel and shore-normal sections shows poor lateral facies continuity of the bay head facies in the interval studied. This implies that bay mud beds "Marine Clay" should not be used as key beds, even within single segments of the distribution of this formation.

Key words: birdfoot type delta, facies analysis, Tsunozu Formation

はじめに

島根県大田市南部の三瓶山西麓から益田市にかけての海岸沿いの地域には、江津層群とよばれる鮮新—更新統が広く分布している(第1図)。この地層については、山陰第四紀研究グループ(1969)以来、多数の層位学的研究が行われている。江津層群は広範囲に分布するが、基盤の高まりに隔てられているために、分布域は点在している。また、これまでの研究では、模式地周辺以外で特定の範囲が詳細に調査された例が少ない。火山灰層が多数存在することは知られているが(山内, 2000)、これを側方に追跡した例もない。こうした理由から江津層群の形成についてはこれまでに詳しい理解がされていない。江津層群は西南日本の日本海側では唯一広範囲に分布する鮮新—更新統であり、この層序や地層の発達を理解することは、この時代の中国地方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。本研究では、確実に同定の可能な火山灰層に沿った層準で堆積相解析の方法を適用し、堆積環境の復元を試みた。その結果、調査範囲の地層は小さな三角州の堆積物が積み重なることでできたことが初め

て明らかになった。ここでは都野津層の堆積相の特徴とその側方変化について報告する。

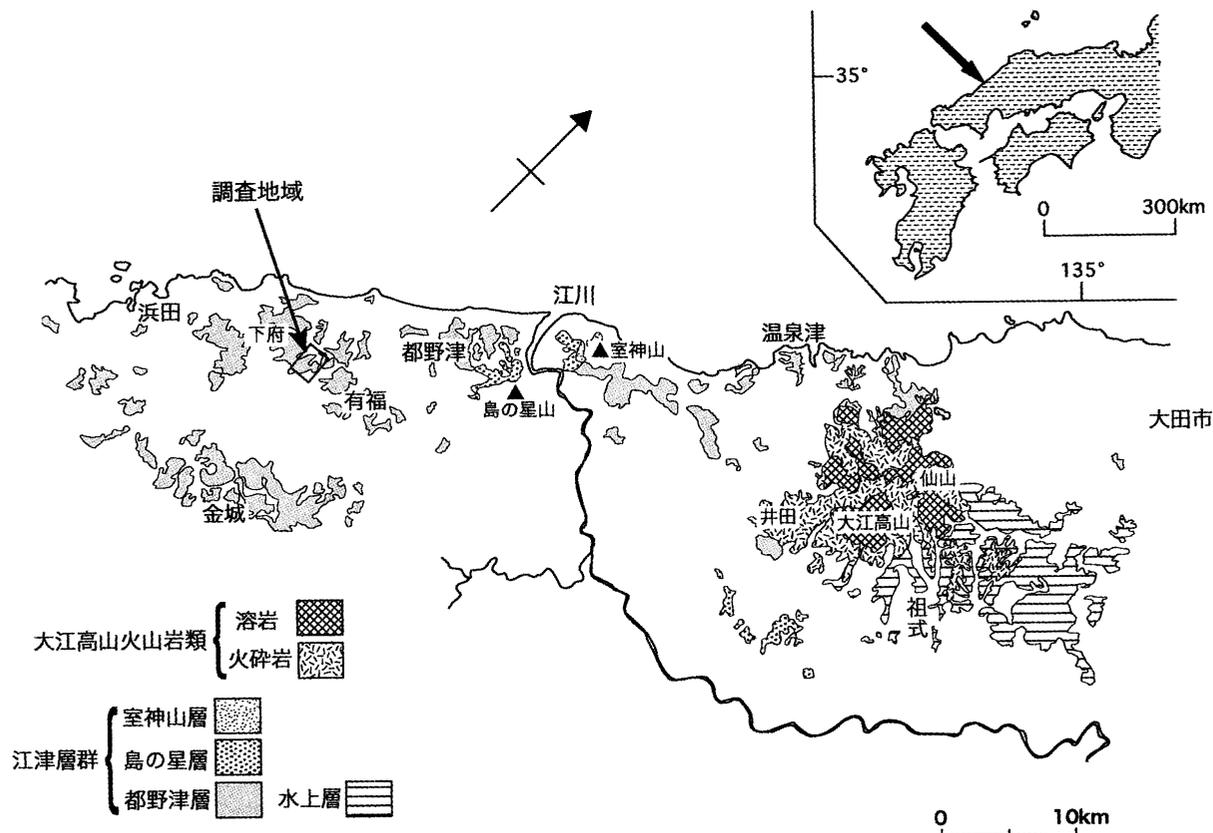
地質概説

江津層群は、下位から都野津層、島の星層、室神山層からなる(第2図; 水野ほか, 1994)。地層の傾斜はほぼ全域に渡って水平である。

江津層群の主部をなす都野津層は、層厚およそ80~100 mの海成、非海成の泥、砂、礫からなり、温泉津—浜田にかけての標高120~130 mよりも低い部分に露出する。この地層は起伏に富んだ基盤の凹部分を埋積していることが地層と基盤の分布、基盤との不整合関係から明らかである。都野津層は江川東方では大江高山火山群の噴出物の一部と指交関係にある。大江高山の東側では淡水成堆積物からなる水上層が分布しており、都野津層に対比されている(山内ほか, 2000)。都野津層の上位にはかつて最上部礫層(調枝, 1970)とよばれた島の星層(層厚約50 m)が都野津層および基盤岩類を不整合に覆い、さらに上位には海浜や砂丘の堆積物からなるとされる室神山層(水野ほか, 1994; 山内ほか, 2000)が重なる。

これまでの研究では、都野津層は河川下流域の堆積物と汽

*島根大学総合理工学部地球資源環境学教室
Department of Geoscience, Shimane University, Matsue 690-8504



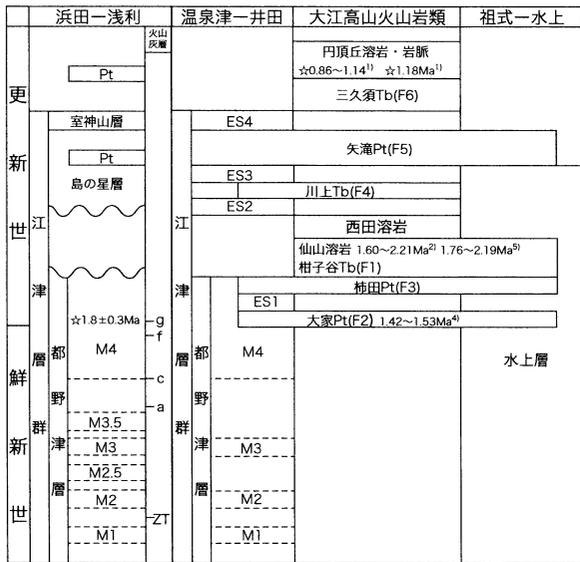
第1図 岩相分布図. 山内ほか(2000)の地質図を一部改訂.

水濁湖の堆積物の繰り返しからなることが示されている(水野ほか, 1994, 山内ほか, 2000). 河川堆積物の側方変化は著しい. 汽水濁湖堆積物には従来, 下位からM1-M4海成粘土層と名付けられてきたものが含まれ, それらの一部は河川堆積物と指交関係にある. この海成粘土層の定義は, “新鮮な面で暗緑色を帯び, 生痕を多くの場合伴い, 風化面でイオウの黄色紛を伴う泥”(水野ほか, 1994)とされているが, 必ずしも粘土ではなく, ときには極細粒~細粒砂の場合もあり, 色に関しても一致しない場合がある. また, 河川環境と海成粘土が堆積する場が繰り返されてきた原因としては, 数回の相対的海水準の上昇・低下が考えられている(宇野, 1994; 水野ほか, 1994).

都野津層中には多数の火山灰層が認められてきたが, 一般に連続性に乏しく, 有効な鍵層となるような特徴的な火山灰層は見いだされていない. このため, 都野津層の層序はこれらの海成粘土層を鍵層として組み立てられてきた(Onishi, 1969; 都野津団体研究グループ, 1972, 1983; 山内ほか, 2000など). 海成粘土層は江川西方の浜田-浅利地域では, 江川東方の温泉津-井田地域で知られているM1-M4のほかにもM2.5, M3.5と定義された2層の海成粘土層が報告されている(水野ほか, 1993; 水野ほか, 1994)(第2図). また浜田-浅利地域のM1-M4と温泉津-井田地域のものと同時代に堆積したことを示す証拠は示されていない.

地質年代

江津層群の年代については, これまでにあまり詳しい研究は行われていない. Imamura(1957)はステゴドンゾウ化石が産出したことから, 都野津層の下限を3.0 Ma頃とした. また, 井岡ほか(1990)は都野津層と島の星層の一部について古地磁気編年を試み, その年代をおよそ4.1 Ma~1 Maにわたると結論づけた. しかし, 同論文でも述べられているように, 全体にデータの欠如部分が多いため信頼性に欠ける. 草加ほか(1994)は都野津層の基底にみられた正→逆磁極の逆転を Gauss・Gilbert 磁極期境界(3.55 Ma), M4最上部に認められた正磁極帯を Cobb Mountain 垂磁極期(1.20 Ma)と対比し, 都野津層の形成年代はおおよそ3.6 Ma~1 Maにわたるものとした. また, 模式地のM4直上のg火山灰層(第2図)のフィッシュントラック(FT)年代値が 1.8 ± 0.3 Ma(水野, 1996)で, 古地磁気層序とは矛盾する. 島の星層の年代に関しては, 井岡ほか(1990)が古地磁気測定の結果から, その上限を Jaramillo event 直前の1 Ma前後と推定した. 永井(2003)はフィッシュントラック(FT)年代測定から, 島の星層の下限の年代を1.2~1.1 Maとした. 以上をふまえると現段階では都野津層の形成は, 3.6~1.1 Maとみるのが妥当であろう.



¹⁾井上ほか(1983) ²⁾金属鉱業事業団(1991) ³⁾水野(1996) ⁴⁾Kimura et al.(2003) ⁵⁾金属鉱業事業団(1993)
 Pt: 軽石層灰岩, Tb: 凝灰角礫岩, ES: 風成砂, F: 火砕岩類
 ☆: フィッシュオントラック年代, その他の年代はK-Ar年代
 ES1~3は鳥取県立工業技術センター(1983)による, F2~F6は都野津層群グループ(1983)による.
 都野津層群グループ(1983)の柑子谷凝灰角礫岩(F1)は仙山溶岩に含めた.

第2図 層序表. 山内ほか(2000)の層序に基づく.

調査地域

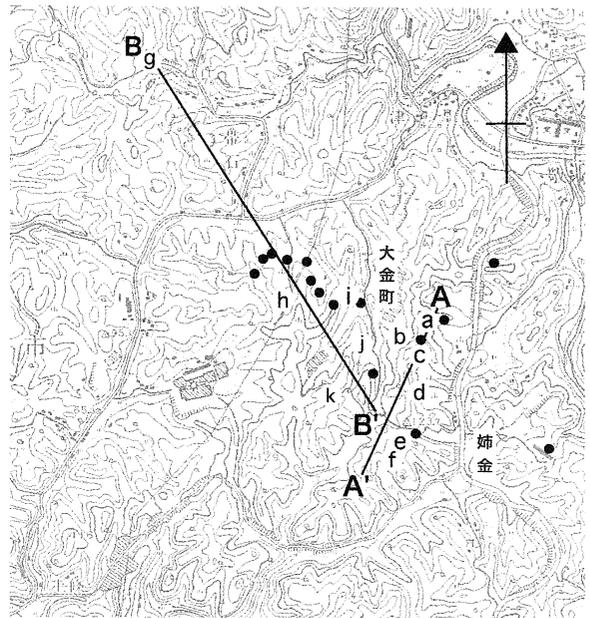
調査地域は浜田市大金地域の東西3km, 南北3kmで, この地域は現在窯業原料としての粘土を採取するために掘削が進んでおり, 非常に露頭状況がよく, 地層を側方に広く追跡することが可能である(第3図). 調査地域の地層は海成粘土層M2~M4相当とされてきた層準にあたる. しかし, 露頭では多くの泥層がみられる. 調査地域全体で最上部に, 山内ほか(2000)がM4に相当すると解釈した海成粘土層が確認された. しかし, 後で述べる地点gの下部に認められた海成粘土層に関してはM1~M4には対応しない. また, 本調査地域ではその最上部に各地点で特徴が類似する追跡可能な火山灰層が認められた. この火山灰層は厚さ20~30cmほどで, 黄褐色~赤褐色を示し, 平行層理が発達する. 露頭上で側方に連続し, 厚さをほとんど変えずに同標高で分布しており, 上位に海成粘土層との境界があることから同一の火山灰層と判断した.

堆積相

都野津層の堆積環境を明らかにするために堆積相解析の方法(例えば, Walker, 1984; Walker and James, 1992)を適用した. その結果, 以下の5つの堆積相を識別した.

堆積相1 この堆積相は塊状の砂質シルト層からなり, g地点(第3図)の下部および調査範囲全域の最上部に分布する. 層厚は5~15m, 黒灰色から灰色で炭質物に富み, 黄色粉および一部で生痕が見られる. 植物片の濃集層および下位の粘土層を削り込む厚さ5~10cmほどの中礫層, 粗粒砂~中粒砂の薄層を数枚挟む.

堆積相2 この堆積相は塊状で淘汰の悪いシルト層からな



第3図 調査位置図

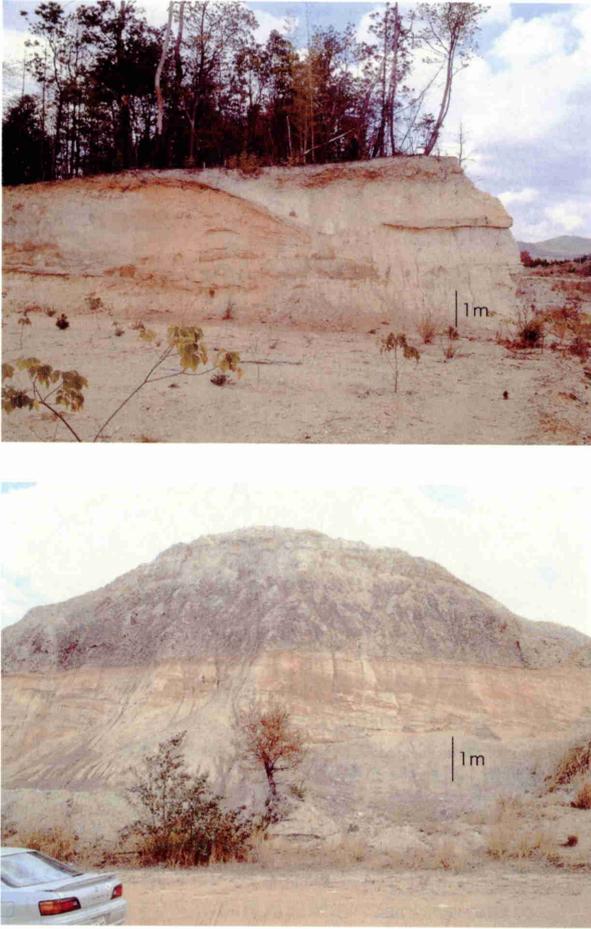
A-A', B-B'は図5の柱状図と対応する. 英字は柱状図の位置を示す. ●は他の柱状図採取地点. 国土地理院2万5千分の1地形図「都野津」を使用.

る. 調査地域全域に渡って広く分布する. 最大層厚15m以上で, 灰色から灰白色で比較的炭質物が少ない. 黄色粉および生痕はみられない. この堆積相には根痕が含まれることがある. シルト層の一部は堆積相3の砂層に削り込まれる. また, 堆積相4のレンズ状の砂層が挟まれたり, 堆積相5の砂層がこの上位に重なることがある.

堆積相3 この堆積相は厚さ50cm~2mほどの中礫層および礫混じりの極粗粒砂~中粒砂層からなる. 砂層は淘汰がよく, 泥質物は含まれない. 礫は亜円~亜角礫からなり, 塊状なものが多いが, 一部に斜交層理がみられる. 砂層にはトラフ型斜交層理および平板型斜交層理がみられる. 斜交層理の示す古流向は北東方向が卓越する. この堆積相の上下には堆積相2が見られることが多い. 砂層, 礫層ともに側方への連続が悪く, 下位の堆積相2を削り込む下に凸の形状を示すレンズ状の層(層の最上部の幅約5m)が多く認められる.

堆積相4 この堆積相は, 粗粒砂~細粒砂からなり, 一部に細礫を含み, 砂層全体として上方細粒化を示す. 比較的淘汰がよく, セット高およそ10~15cmのトラフ型斜交層理もしくは平板型斜交層理がみられる. 砂層の厚さはおよそ5mである. この砂層は古流向に直交する方向では上に凸のレンズ状の形を示し(第4図;露頭写真①), 古流向と平行な方向では厚さを変えずによく連続する. この堆積相の上下, ならびに側方には堆積相2のシルト層が見られる.

堆積相5 この堆積相は厚さ最大2.5mの大型の斜交層理の見られる砂層からなる. この堆積相の上位には堆積相4または根痕を含む堆積相2, および堆積相1が重なる. この斜交層理は側方に堆積相1または2の中に尖滅することが多



第4図 露頭写真①～②

- ①：地点fにみられた堆積相4のデルタのロープ部の露頭写真。砂層が上に凸の形状をなし、火山灰層が上位を平行に覆う。側方では淡水成のシルト層が分布している。
- ②：地点dにみられた堆積相5のデルタフロント。この上位には火山灰層および堆積相1の内湾堆積物が重なる。

い。(第4図；露頭写真②)。斜交層理の示す堆積物の供給方向はおおむね北～北東方向である。

各堆積相の解釈

堆積相1に見られる黄色粉は海水起源の硫酸イオンの一部が形成するジャローサイト(徳岡ほか, 2000)と考えられる。このことから堆積相1は海成層と推定される。このシルト層に挟まれる薄い砂層は、ストームシート砂層(Johnson and Baldwin, 1985)と解釈される。礫層は、次に述べるデルタフロントなどからの小規模な土石流堆積物と考えられる。この砂層、礫層には波浪の影響を示す堆積構造がみられないことから、波浪の影響が少ない環境で形成されたことが推定される。これらのことから、堆積相1は内湾環境(プロデルタ)で堆積したと解釈される。

堆積相2のシルト層は、黄色粉もしくは生痕が認められないため、淡水成の堆積物と思われる。このシルト層の側方に次に述べる河川の流路堆積物(堆積相3, 4)が認められること、

一部に根痕などの陸上の証拠が見られること、河川堆積物が削り込んでいることから、この堆積相は氾濫源の堆積物と解釈される。また根痕を含まないシルト層中に上に凸の流路堆積物からなる砂層のレンズ(堆積相4)が挟まれることを考慮すると、シルト層の一部は分岐流路間の湾(interdistributary bay; Bhattacharya and Walker, 1992)の堆積物と解釈される。なお、これら2つの環境を一部で厳密に区別することができなかったため、ここでは同一の堆積相として扱うこととした。

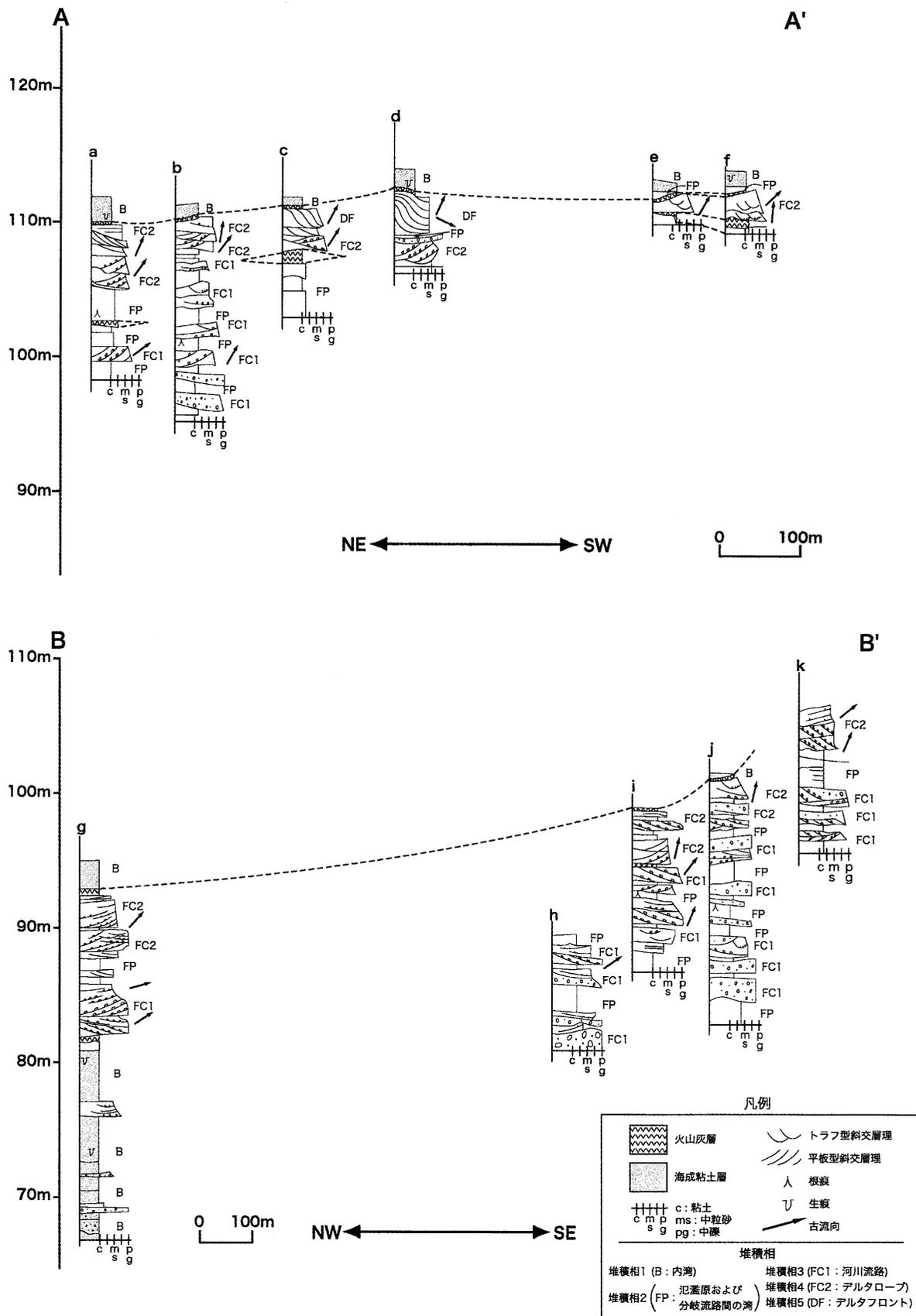
堆積相3および4の礫層および砂層は、一方向流で形成されたことを示す斜交層理が認められ、下位の地層を大きく削り込んでいること、側方への連続性が悪いことを考慮すると、これは河川流路の堆積物と考えられる。イブシロン斜交層理が見られないこと、上方細粒化が顕著に見られないことから、この河川は網状流に近い形態を持っていたと推定される。また、堆積相4に見られた上に凸のレンズ状の砂層は時間と共にその場で小規模な河川の流路堆積物が積みあがっていったことを示す。すなわち水位の上昇ともなまって局所的に上方に河川堆積物が累積することでできた地層であるとみなせる。

大型の斜交層理で特徴づけられる堆積相5の砂層は、最上部に陸上の痕跡が見られることから、デルタフロントの堆積物と解釈される。また、露頭観察から、この砂層は流れの方向に細長く伸びた形態をしており、その間では堆積相2のシルト層がみられる。このことから、本調査地域で認められた三角州は、河川の影響の卓越する穏やかな湾奥で形成された、鳥趾状三角州であると解釈される。またこのデルタフロント堆積物の周辺には、顕著なマウスパー堆積物(例えば、Bhattacharya and Walker, 1992; 岡崎・増田, 1992)は認められなかった。

各堆積相の分布

上記のように区分された堆積相の垂直方向、側方への変化を標高を基準にした柱状断面図として第5図に示す。断面図A-A'は北東-南西方向の断面である。この断面図は調査地域で卓越する古流向とほぼ平行、つまり海岸線と直交する方向の断面となる。これに対して断面図B-B'は北西-南東方向の断面で、海岸線と平行な方向の断面である。

どちらの断面図でも、各地点の上方への堆積相の変化の仕方がまちまちである。地点dでの地層の重なりは、下位から順に堆積相4の河川流路の堆積物、堆積相2の泥層、堆積相5のデルタフロントの堆積物が重なり、さらに上位には内湾堆積物が重なる。これに対して、地点aおよびbでは下位から堆積相3の河川流路の堆積物と氾濫原の堆積物、堆積相4の連続のよい河川堆積物、内湾堆積物という順の地層の重なりが見られた。また、地点bでは堆積相3の河川流路の堆積物が堆積相2のシルト層中に頻りに挟まれるが、地点aおよびcではそれがほとんど認められず、地点h, i, j, kでも、氾濫原堆積物およびこれを削り込む河川流路の堆積物が側方に連続しない。側方への地層の変化の特徴をよりはっきりと識別できる火山灰層直下の地層を見ても、古流向にほぼ平行



第5図 A-A'およびB-B'の柱状断面図
縦軸は標高を示す。

な断面であっても, 海側から陸方向へ, 系統的な堆積環境の変化は見られなかった。このことは, 堆積物を供給した河川が調査範囲では湾奥の環境で様々な方向にデルタローブを伸ばしていたことを示す。

地層の全体的な特徴としては鳥趾状三角州の三角州平野, デルタフロント, 分岐流路間の湾の堆積物が観察される。少なくとも標高 110 m 付近にかけては, 大きく見るとこの 3 つの環境を示す地層が断面の方向によらず観察された。このことから, 地層は累積型の累重様式を示していると言える。すなわち, 海水準の上昇に伴って三角州環境の地層が上方へ積みあがったと推定される。また, 複雑な側方への堆積相の変化から, この層準の地層を海進, 海退のサクセッションに基づいてユニット分けをすることは, 困難であることは明白である。そして, 本調査地域の最上部は比較的連続性のよい, 内湾成の泥層に覆われる。これは, それまでに累積を続けてきた三角州平野全体が沈水し, 地層の形成場が陸側に大きく後退したためと思われる。

このように, 詳細な堆積相の観察に基づき, 少なくとも調査範囲の都野津層は小さな三角州システムを構成する地層からなることがわかった。また, 堆積相の側方変化が大きいために, 海成粘土層を使つての地層対比が困難であることがより具体的に示された。今後は, より多くの火山灰層の対比を行い, 都野津層全体の層序を再検討する必要がある。

ま と め

ここでは都野津層の火山灰層を追跡し, その火山灰層に沿った層準で堆積相解析の方法を適用して堆積環境の復元を行った。その結果, 1) 海成・非海成の泥・砂・礫が分布する, 2) 河川の古流向は北-北東方向を指す, 3) 堆積環境は河川から内湾と推定されるという点が, 従来の研究と一致する。さらに, 側方に連続する火山灰層の存在, および鳥趾状三角州堆積物の堆積物が見られることが, 今回の調査で初めてわかった。

またこの三角州システムは非常に小規模なものであるため, 海成粘土層を利用した地層の対比に問題が多いことがより具体的に示された。このため, 基盤の高まりで隔てられたそれぞれの地域の都野津層が個別のデルタシステムによって形成されていると推定されることから, 今後は各都野津層の分布域で詳細な調査を進めていく必要がある。

謝 辞

本研究を行うにあたり, 丸八窯業株式会社から宿泊場所等の便宜を頂いた。島根県工業技術センターの永島晴夫氏, 元島根県工業試験場の井上多津男博士, 日本地質学会事務局の水野篤行博士には, 地質図, 露頭位置などの情報を含む有益なご教示を頂いた。島根大学大学院地球資源環境学専攻の永井淳也氏には, 野外, 室内で御討論頂いた。これらの方々に感謝いたします。

引用文献

- Bhattacharya, J.P. and Walker, R.G., 1992, Deltas. In Walker, R.G. and James, N.P., eds., *Facies Models, Response to Sea Level Change*, Geological Association of Canada, 157-177.
- 調枝勝幸, 1970, 石見地方の瓦粘土鉱床の研究。第 1 報 都野津粘土の産状と鉱物組成。島根県工業試験場報告, no. 6, 50-59.
- Imamura, S., 1957, A new Sassafras from Shmane Prefecture, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, C, 2 (1), 53-61.
- 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, no. 37, 275-278.
- 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, H.D. and Baldwin, C.T., 1985, Shallow Siliclastic Seas. In Reading, H.G., ed., *Sedimentary Environments and Facies*, Blackwell Sci. Pub. Ltd., 229-282.
- Kimura, J., Kunikiyo, T., Osaka, I., Nagao, T., Yamauchi, S., Kakubuchi, S., Okada, S., Fujibayashi, N., Okada, R., Murakami, H., Kusano, T., Umeda, K., Hayashi, S., Ishimaru, T., Ninomiya, A. and Tanase, A., 2003, Late Cenozoic volcanic activity in the Chugoku area, southwest Japan arc during back-arc basin opening and reinitiation of subduction. *The Island Arc*, 12, 22-45.
- 金属鉱業事業団, 1991, 平成 2 年度精密調査報告書「北島根」. 66 p.
- 金属鉱業事業団, 1993, 平成 4 年度精密調査報告書「北島根」. 55 p.
- 草加 恵子・水野篤行・井岡 昇, 1994, 都野津層の古地磁気編年とその意義。日本地質学会第 101 年学術大会講演要旨, 144.
- 水野篤行, 1996, 島根県江津地域の都野津層の露頭。島根大地球資源環境研報, no. 20, 75-78.
- 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.
- 水野篤行・武智賢樹・北尾秀夫・温品 徹, 1993, 山陰西部の都野津層群, とくに層序区分とそのなかに見られる不整合について。日本地質学会第 100 年学術大会講演要旨, 337.
- 永井淳也・山内靖喜・大平寛人・永島晴夫, 2003, 江津層群の FT (フィッショントラック) 年代測定。日本地質学会第 110 年学術大会講演要旨, 228.
- 岡崎浩子・増田富士雄, 1992, 古東京湾地域の堆積システム。地質雑, 98, 235-258.
- Onishi, I., 1969, Pollen flora of the Tsunozu Group in Shimane Prefecture, Japan. *Shimane Univ., Nat. Sci.*, no. 2, 42-62.
- 山陰第四紀研究グループ, 1969, 山陰海岸地方の第四系。地団研専報, no. 15, 355-376.
- 島根県立工業技術センター, 1983, 石見地方粘土鉱床調査報告書(第 6 報 温泉津・大田・川本地区)。島根県工業技術センター, 31 p.
- 徳岡隆夫・三瓶良和・渡辺正巳・竹廣文明, 2000, 宍道湖・中海の自然史, 開発と古代出雲。日本地質学会第 107 年学術大会見学旅行案内書, 49-60.
- 都野津団体研究グループ, 1972, 島根県大田市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。日本の鮮新-更新統, 151-160.
- 宇野泰光, 1994, 島根県江津-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.
- Walker, R.G., 1984, General introduction: Facies, facies sequences and facies models. In Walker, R.G., ed., *Facies models, 2nd. Edition*, Geological Association of Canada, Geoscience Canada Reprint Series 1, 1-9.
- Walker, R.G., and James, N.P., 1992, *Facies Models, Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada., 409 p.
- 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.
- 山内靖喜, 2000, 都野津層の研究史と問題点, 未公表手記, 14 p.

(受付: 2003 年 11 月 14 日, 受理: 2003 年 12 月 9 日)