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¹⁾

井 岡 昇²⁾・水 野 篤 行²⁾・山 崎 俊 嗣³⁾

Magnetostratigraphy and Paleomagnetic Age of the Plio-Pleistocene Tsunozu Formation of the Western San'in Coastal Area¹⁾

Noboru IOKA,²⁾ Atsuyuki MIZUNO²⁾ and Toshitsugu YAMAZAKI³⁾

Paleomagnetism was measured with a cryogenic magnetometer and a spinner magnetometer for 458 semi-consolidated mud samples from eight sections of the Plio-Pleistocene Tsunozu Formation at its type locality, the Tsunozu area, San'in district. The results, revealing a magnetostratigraphic sequence with repeated magnetically normal and reversed intervals, are discussed with regard to the chronology of the formation. Based on previous data on magnetostratigraphy and the fission track age of the Oe-Takayama Volcano Group northeast of the Tsunozu area, a correlation with the standard paleomagnetic polarity time scale leads to the conclusion that the entire Tsunozu Formation ranges from just before the Cochiti normal event (about 4.1 Ma) to just before the Jaramillo normal event (about 1 Ma), and that the Plio-Pleistocene boundary (1.64 Ma) is situated at the horizon just above the M3 marine clay bed in the Middle Member. An approximate chronology of four marine clay interbeds within the Middle Member is: M1 bed, 3.8~4.0 Ma; M2 bed, 2.5~2.7 Ma; M3 bed, 1.7~1.8 Ma; M4 bed, 1.1~1.5 Ma, in ascending order. The apparent sedimentary rate of the Middle Member is about 2 cm/10³ y. Our estimation of the stratigraphic horizon of the Plio-Pleistocene boundary is quite consistent with the previous view based on pollen stratigraphy.

I. ま え が き

山陰日本海沿岸の丘陵地には、都野津層と呼ばれる鮮新—更新統が広く分布している。同層は細・粗粒碎屑性堆積物からなり、中部に海成粘土層 M1~M4 を 4 枚はさむほかは非海成の相からなり、全域的に層相の水平的変化・垂直的变化を示している。本州西部域では同年代の堆積物の発達は一般的に貧弱であり、かつその細部はまだ十分には明らかにされていない。都野津層の詳細な堆積学的解析は、本州西部域における後期新生代の古地理・古環境の地史学的変遷、あるいは構造発達史を具体的に明らかにする上で重要な位置を占めると考えられる。

都野津層の分布域全体にわたる層序については、この約 20 年間の詳細な研究によりほぼ確立されてきた（大西・調枝, 1970; 宇野, 1978, 1979; 都野津団体研究グループ, 1983; 大西, 1988 など）。一方、その堆積年代については、同層下部からの鮮新世型の“エレファントイデス象”の産出、同層の植物葉化石、花粉化石の特徴（ONISHI, 1969, 1978; 大西, 1988 など）、同層上部と指交関係にある大江高山火山岩類の古地磁気極性（福岡, 1972）、FT 年代（井上ほか, 1983）から検討されてきた。これらのデータから、鮮新—更新世境界は海成粘土層 M3 直上と考えられている（大西, 1988）。しかし、都野津層の上・下限の正確な年代的位置づけについてはさまざまな見解が表明されており、まだ明らかでない。

1) 1990 年 4 月 12 日受付。

2) 愛媛大学理学部地球科学教室 Department of Earth Science, Faculty of Science, Ehime University.

3) 工業技術院地質調査所海洋地質部 Marine Geology Department, Geological Survey of Japan.

図4 各露頭の柱状図ならびに古地磁気極性測定データ

1. 粘土 2. シルト 3. 砂 4. 礫 5. 亜炭 6. 基盤岩 7. 腐植質 8. 正帯磁
9. 逆帯磁

A~J: 各露頭におけるサイトの位置

〔各露頭におけるサイトの層準〕 #1 (都野津): M2~M3 上位; 10 サイト (約 1~2 m 間隔) #2 (半田浜): M1; 2 サイト (約 1 m 間隔) #3 (嘉久志): M3 上位~M4 上位; 8 サイト (約 1 m 間隔) #4 (嘉久志): M4; 2 サイト (約 1 m 間隔) #6 (嘉久志): M3~M4; 4 サイト (約 1~3 m 間隔). #7 (島の星; 標高 235~238 m): 上部礫層; 上部礫層にはさまれる約 0.5 m 厚の粘土の測定を行ったが、極性を判定できなかった. 亀山 (1989 MS) の [29-A] と同一であるので、同データを引用. #8 (島の星; 標高 193~195 m): 上部礫層; 上部礫層にはさまれる約 1 m 厚の砂質粘土層. 測定の結果、極性を判断できなかった. 亀山 (1989 MS) の [23-A] と同一であるので、同データを引用. #11 (宮山): M2 下位; 3 サイト (約 1~2.5 m 間隔).

測定の結果、古地磁気極性を判定できなかったサイトについては、本記載から除いてある。

Site=3-B

Sample=206

図5 消磁実験の例

左図は消磁前と消磁後の磁化方向を示す。右図は段階熱消磁実験における磁化の変化を示す。

の上に水平ないし微傾斜の構造をもって横たわる。全層厚 80 m 以上の半固結の礫・砂・シルト・粘土からなり、従来の諸研究によって、下位から下部礫層、中部層、上部礫層に区分されている (図 2)。

下部礫層は泥質基質を有する層厚 3~15 m の礫からなる。

中部層は、シルト・粘土・砂・礫よりなり、60 m 程度の層厚をもつ。全体的には非海成の部分が多いが、4 枚の海成粘土層がはさまれ、これらは下位より M1, M2, M3, M4 と名づけられている (大西・調枝, 1970)。M1 と M2 の間にはゼリタフとよばれるテフラがはさまれている。中部層の諸層準は一部の地域で下部礫層の上に重なるほかは、下部礫層ならびに中部層の一部 (下部) を欠いて直接基盤上に重なる。M3 上限を境として、下位では主として粘土・シルト・細粒の砂からなるのに対して、上位では礫を伴った粗粒の砂が卓越している。

上部礫層は厚さ 20 m 以上で、主として泥質基質の礫からなり、一部に泥層をはさむ。一部の地域では中部層以下を欠いて直接基盤に接する。

本研究では、できる限り都野津層の全層準にわたって古地磁気測定試料の採取を行うことを目的として、模式地付近で 8 露頭 (以下番号を # であらわす) で観察・柱状図作成を行った上、それぞれで上下にわたる計 31 サイトを設定、試料採取を行った (「サイト」を 1 つの露頭の諸層準において試料を採取した箇所という意味で用いる) (図 3, 図 4)。

各サイトにおいては、シルトないし粘土を対象として、表面の風化した部分を取り除いた後、ツルハシで約 10 cm 立方の定方位ブロックサンプルを 5 個ずつ採取した。研究室において、これらのブロックサンプルからそれぞれ 3 個の小立方体 (1 辺約 25 mm 以下) を磁気を帯びていないナイフで整形して取り出し、プラスチック容器に入れて測定用試料 (計 458 個) とした。

III. 残留磁気の測定とその結果

残留磁気の測定には、地質調査所所有の超伝導磁力計 (SCT 113)、スピナー磁力計 (夏原技研 SMM86) を用いた。測定の手順は次のとおりである。

まず、全試料について消磁前の自然残留磁化 (NRM)

表1 古地磁気測定結果

区分	サイト	試料数	偏角	伏角	消磁温度 (°C)	極性
上部礫層	[29-A]	5	226	-33	460	R
	[23-A]	5	348	-62	540	R
中部層	3-G	5	357	47	180	N
	M ₄	3-H	4	231	-38	R
		4-A	5	267	-16	R?
		3-A	5	176	-27	R
		4-B	5	259	-18	R
		3-B	5	195	-48	R
		3-C	5	203	-46	R
		3-D	5	205	-46	R
		1-J	5	338	54	N
		6-C	5	359	46	N?
		3-F	5	158	-47	R
		6-B	4	125	-16	R?
		6-A	5	82	-13	R?
		1-A	5	234	-1	R
	M ₃	1-B	5	347	57	N
		6-D	5	359	46	N
		1-C	5	3	49	N
		1-D	5	0	52	N
		1-I	5	61	4	R?
		1-E	5	170	-27	R
	M ₂	1-F	5	31	17	N
		1-G	5	349	49	N
		1-H	5	334	49	N
		11-A	5	0	65	N
		11-B	5	356	55	N
		11-C	5	339	71	N?
	M ₁	2-B	5	29	53	N
		2-A	5	356	60	N

試料数は、露頭において独立に方位づけを行ったブロックサンプルの数。
極性の判断ができなかったサイトは除外。上部礫層の [29-A] と [23-A]
は、亀山 (1989 MS) より引用した。

を測定、試料の多くは $10^{-3} \sim 10^{-4} \text{A/m}$ 程度の磁化強度であった。二次磁化の影響を調べるため、各サイトから代表的な2試料を選び、段階熱消磁実験（通常 $120^\circ\text{C} \sim 600^\circ\text{C}$ の間の7～8段階）を行った。その結果、多くの試料は $200^\circ\text{C} \sim 300^\circ\text{C}$ の熱消磁で除去される現在の地球磁場方向の二次磁化（おそらく粘性残留磁化 VRM）を持つことがわかった。したがって、他の試料についても段階熱消磁実験結果からきめた最適消磁温度で消磁した。極性については、平均磁化方位だけでなく、段階消磁での方位の変化をもとに判定した。消磁実

験結果の例を図5に示す。

測定の結果を表1に示す。同表には、一部上部礫層に関する亀山 (1989MS) のデータを含めている。図4の各露頭柱状図の右側にも得られた各サイトごとの古地磁気極性を記した。

IV. 古地磁気層序と編年：考察と結論

得られた結果に基づいて都野津層の古地磁気層序の概要を図2に示す。かなりの未測定層準を残しているが、測定された層準に関する限り、下位から上位に向っ

図6 都野津層の古地磁気編年

古地磁気極性変化年代は、MANKINEN and DALRYMPLE (1979) に基づく。ただし Cobb Mountain event は、MANKINEN and GROMME (1982)、鮮新・更新世境界 (1.64 Ma) は AGUIRRE and PASINI (1985) に基づく。

J.: Jaramillo event (0.90~0.97 Ma), C. M.: Cobb Mountain event (平均 1.10 Ma), O.: Olduvai event (1.67~1.87 Ma), R.: Reunion event (前期: 2.12~2.14 Ma, 後期: 2.01~2.04 Ma), K.: Kaena event (2.92~3.01 Ma), M.: Mammoth event (3.05~3.15 Ma), C.: Cochiti event (3.80~3.90 Ma), N.: Nunivak event (4.05~4.20) <以下、大江高山火山岩類>

L1: 仙山溶岩 F1: 柑子谷凝灰角礫岩 L2: 西田溶岩 d: 岩脈 F2: 大家軽石凝灰岩 F3: 柿田軽石凝灰岩 F4: 川上凝灰角礫岩 F5: 矢滝軽石凝灰岩 F6: 三久須凝灰角礫岩 D.: 円頂丘溶岩・岩脈

大江高山火山岩類については、層序は都野津団体研究グループ (1983)、古地磁気極性は福間 (1972) に基づく。

で、M1 から M2 にかけては正帯磁、M2 と M3 の間の主部では逆帯磁、その上部から M3 にかけては正帯磁、M3 直上から M4 をへて上部礫層にかけては逆帯磁が優勢、ただし M4 の下位と直上に正帯磁をわずかに伴っている、という順序が認められる。すなわち、正・逆両帯磁部分の繰り返しの古地磁気層序パターンが顕著に示されている。以下、このデータに基づいて、模式地付近の都野津層の編年について検討する。

編年にあたっては、まず模式地付近の都野津層とその北東方内陸部の大江高山火山岩類 (図1参照) との層序・年代関係を議論の出発点とする。

大江高山火山岩類は下部・中部・上部にわけられ、中部 (F2~F3) は都野津層の海成粘土層 M4 と指交関係

にある (宇野, 1979; 都野津団体研究グループ, 1983) (図6)。上部からは 1.1~1.2 Ma, 最上部からは約 0.86 Ma の FT 年代値が得られている (井上ほか, 1983)。さらに、同火山岩類のほぼ全層準にわたって古地磁気極性の分布が明らかにされ (福間, 1972) (図6)、少なくとも 3 回の正帯磁の期間が認められるが逆帯磁が一般的で松山逆磁極期に相当すると考えられた (都野津団体研究グループ, 1983)。この古地磁気データの詳細については、現在における古地磁気実験の観点からは再検討を要すると思われるが、公表された具体的なデータ (福間, 1972, p. 387-388) を検討した上、古地磁気層序と年代の両資料をあわせ考えると、F5~F6 に卓越する正帯磁は Jaramillo event (0.90~0.97 Ma) (以下、年代値は MANKINEN and DALRYMPLE (1979) にしたがう) に対応し、その下位の F4 が示す逆帯磁は同 event 前の逆帯磁期をあらわすものと考えられる。さらにその下位では、F4 下部ないし F3 の正帯磁部をへて海成粘土層 M4 が横たわる。この M4 では地磁気極性が不明であるが、下位に F2 の正帯磁部を横たえている。

一方、模式地付近の都野津層は、上位から下位に向けて、逆帯磁 (上部礫層)、正帯磁 (上部礫層と M4 の間)、逆帯磁 (M4)、正帯磁 (M4 直下)、逆帯磁 (M4 下位~M3 直上)、正帯磁 (M3~M3 下位) という垂直的变化を示している。M4 を鍵層として両地域の対比を行うと、大江高山地域では M4 の極性が不明であるので多少問題は残るが、次のような関係が考えられる。すなわち、上部礫層・M4 間の正帯磁部が F4 下部ないし F3 のそれに対比され、模式地付近の M4 の逆帯磁部 (#3) を Olduvai event より若い逆帯磁期と考え、M3 とその直下の正帯磁部 (#1) を Olduvai event (1.67~1.87 Ma) とみなすことである。M3・M4 間でデータが乏しいために問題が残るが、Olduvai event に関するこの同定は M3 の下位全体の極性変化の垂直的パターンからも十分に考えられることである。また、この考え方では都野津層最上位の正帯磁部を大江高山地域の FT 年代、古地磁気層序との対比関係から Jaramillo event 層準ではなく、その下位の Cobb Mountain event 層準とすることになる。このことは都野津層の上限の年代をきめる上に大きな鍵となる問題となる。都野津地域のみについてみれば、最上位の正帯磁部を Jaramillo event 層準と考えることもできるかもしれない。しかし、大江高山地域における FT 年代データと古地磁気層序パターンを参考にする限り、前述のように同地域の M4 の直上にある正帯磁部が Jaramillo event を代表するとは考

えにくい。したがって都野津地域の M4 上位の正帯磁部を Jaramillo event の直前で正帯磁の Cobb Mountain event に対比させるのがより合理的である。

Cobb Mountain event (平均年代 1.10 Ma) は大阪層群のデータ (MAENAKA, 1979) も含めて設定されたものである (MANKINEN and GROMME, 1982)。この event の期間は非常に短い。大阪層群以外に、最近大桑層に存在が認められており (大村ほか, 1989)、また MANABE (1980) によって検出された、会津盆地の花折沢層上部における Jaramillo event 層準の下位の逆帯磁部も明らかに同 event を代表するものと考えられる。さらに、房総半島の大田代層にみられる Jaramillo event 層準の下位のいくつかの正帯磁部のうち上部のもの (新妻, 1976) もこれに相当するかもしれない。このように、Cobb Mountain event は日本列島域においても存在が諸所で認められており、都野津層のなかにも存在することは十分にありうることである。

この対比に基づくと、上部礫層の最上部 (都野津層の上限) の年代は、同層中の逆帯磁部の存在から確実なところ、1 Ma 前後といえよう。ただし、最上部そのものに関する古地磁気データはないので、Jaramillo event (0.90~0.97 Ma) にかかる可能性がないわけではない。

#1-J, #6-C は Olduvai event 上限の上位、それぞれ 10 m, 6 m の層準にあって正帯磁を示している。この年代はおおよそ 1.55 Ma と考えられ (図 6)、最近発見されたジャワ島の 1.65~1.52 Ma の正帯磁エクスカッション (兵頭・SUNATA) に対応するものであるかもしれない。

次に M3 以下の編年の問題について検討する。#1 の露頭においては、M3 上限の上位約 20 cm には逆帯磁が検出され、上限の下位約 20 cm から下方に向かって M3 下限の下位約 1 m の間は正帯磁で特徴づけられることが明らかにされた。この正帯磁部は前述のように Olduvai event に相当すると考えられる。したがって、同 event の上限 (1.67 Ma) は M3 の上限付近 (厳密に言えば、#1 におけるその上限の上下それぞれ 20 cm の範囲) に位置し、鮮新・更新世境界 (1.64 Ma; AGUIRRE and PASINI, 1985) はその直上に位置することとなる。堆積速度のおおよその算定から、#1 では M3 の上位にある約 9 m の砂層の下部 (基底の上位約 2.5 m)、#6 では M3 上位 1.0~1.5 m の範囲内に、その境界が存在するであろうと思われる。ONISHI (1969, 1978, 1988) は、植物葉化石、花粉化石の層位的分布の特徴から同境界を M3 直上と結論づけている。筆者らの古地

磁気編年の結果は、この見解にはほぼ完全に一致するものである。

M3 から M2 にかけての古地磁気データは、#1 において得られているのみである。ここでは Olduvai event 層準の下位には、#1-I, E の逆帯磁部をへだてて M2 の正帯磁部がある。その下位については得られたデータは #2, #11 とともに正帯磁を示すが、きわめて乏しい上に一つの層序断面で得られたものではなく、さらに M1, M2 の間に層序の欠落がある。これらの正帯磁部全体について、水野ほか (1989) は Gauss 正磁極期に対比した。しかし、このことについては再検討を要する。

従来の層序学的データ (宇野, 1979; 大西, 1988 ほか) によると、M1, M2 間は約 20 m の厚さを有すると考えられる。この間のデータの欠如のために、最終的な確実な結論を出すことは今のところ不可能であるが、図 7 に示すように、古地磁気極性の層序的位置とその年代の関係を図にプロットすると、M3 上限付近、同下限付近、M2 上限付近の 3 点 (基準点) はほぼ直線上にのる。この間はほぼ同様な性質の粘土を主とし、これらの堆積速度がほぼ一様 ($1.4 \text{ cm}/10^3 \text{ 年}$) であったことを示すものである。M2 上限下位では細粒砂がところどころにはさまれるが、この部分の堆積速度は粘土部分より大きかったと考えられ (図 7 参照)、また粘土部分の堆積速度が上記と大きくは変わらなかったと仮定して外挿すると、M1 の正帯磁部 (#2) は Gilbert 逆磁極期の中で最上位の正帯磁を示す Cochiti event (3.80~3.90 Ma) に対応し、M2 と M1 の間の正帯磁部 (#11) は Gauss 正磁極期の正帯磁部に対応することとなる。

この際、かりに M1 の正帯磁部を Gauss 正磁極期に対比すると (最初期に対比した時にさえ)、M2 上限以下が著しく大きな平均堆積速度 (少なくとも、 $2.8 \text{ cm}/10^3 \text{ 年}$) を持っていたということを考えなければならなくなる。このことはかなりの部分が粘土からなるという堆積相の特徴からみてありそうにないと考えられることから、上記の対比の可能性は十分に成立するものと思われる。しかし、現在のデータの乏しさから、なお今後の検討が必要なことはいうまでもないことである。

都野津層の下限の年代については、これまでいくつかの異なる見解が出されている。都野津団体研究グループ (1983) は鮮新世中期とし、ONISHI (1978) はガウス正磁極期の前期と考え、ITIHARA *et al.* (1986) は Gilbert 逆磁極期末とした。一方、亀井ほか (1988) は下限が松山逆磁極期初期との立場をとった。海成粘土層 M1 が

図 7 都野津層の各部位の堆積年代と堆積速度

図 6 に基づき年代と対応する「基準点」と層厚から、M2 上限～M3 上限間の粘土（この部分はほとんど粘土から構成されている）の見かけ上の平均堆積速度（ $1.4 \text{ cm}/10^3 \text{ y.}$ ）を推定した。その他の部位の粘土層の見かけ上の平均堆積速度をそれとほぼ同一であると仮定して、砂層についての見かけ上の平均堆積速度（M3 上位； $8.6 \text{ cm}/10^3 \text{ y.}$ 、M3 上限より下位； $4.0 \text{ cm}/10^3 \text{ y.}$ ）を推定した。黒丸：基準点、破線：推定

標準古地磁気極性変化は、MANKINEN and DALRYMPLE (1979) に基づく。

前述のように Cochiti event であると考えれば、下部礫層に関するデータは皆無であるので、確実には推定できないが、下限が 4.0 Ma をやや上まわるという年代である可能性が示唆される。明確な根拠はないが、下限をここでは 4.1 Ma 前後の可能性が高いという結論にしたいと考える。

このことに伴って、M1 直上から産出した“エレファントイデス象” (*Stegodon cf. elephantoides*) (大西, 1988) の層準が問題となる。亀井ほか (1988) は、日本の第四系を哺乳動物化石により分帯し、鮮新世の bio-zone として、PM1 帯 (5.0～3.5 Ma)、PM2 帯 (3.5～1.7 Ma) を設定した。亀井ほか (1988) は M1 直上の“エレファントイデス象”を PM2 帯のものと考えたが、今

回の編年の結果では PM2 帯でなく、沓岐島の *Stegodon cf. yushuensis*、八女層群の *Stegodon cf. bombifrons* (亀井ほか, 1988) と同様に PM1 帯に属する可能性が高いことになる。

図 6 は、古地磁気年代が確実に与えられた M4 直上、M3 の上下、M2 の最上部の 4 点を基準点とし、それ以外に明らかにされた古地磁気極性のデータとおおよそ考えられうる堆積速度（見かけ上の）の推定に基づいて、さらに上述の議論の内容を加えて、都野津層各層準と年代との関係をあらわしたものである。部分的にはかなりの誤差を伴っていると思われるが、評価のまとめを兼ねて、都野津層の主要な層準の堆積年代を示すと、おおよそ次のようになる。

上部礫層最上部（都野津層上限）……………約 1 Ma
 上部礫層/中部層境界……………約 1.1 Ma
 海成粘土層 M4……………1.1～1.5 Ma
 同 M3……………1.7～1.8 Ma
 同 M2……………2.5～2.7 Ma
 同 M1……………3.8～4.0 Ma

中部層/下部層境界……………4.0～4.1 Ma
 下部礫層基底（都野津層下限）……………4.1 Ma

また、おもな磁極期等の都野津層のなかでの層準は次のとおりである。

Jaramillo event……………都野津層堆積終了直後
 Cobb Mountain event……………M4 直上（M4 と上部礫層の間）
 Olduvai event……………M3 上限付近から M3 直下（#1 では約 1 m 下位）
 Reunion event……………検出されなかったが、M2 と M3 の間と思われる
 Gauss 正磁極期……………M2 上限付近から M2・M1 間の中部（確実なところは不明）、Kaena, Mammoth 両 event は未検出

Cochiti event……………M1

上記のような編年に基づく、中部層の見かけ上の平均堆積速度はおおよそ $2 \text{ cm}/10^3 \text{ 年}$ と考えられる。また、粘土の堆積速度が全体を通じてほとんど変化しなかったものと仮定すると、M3 の上位の礫を含みクロスラミナないし平行ラミナを伴う砂礫の堆積速度はおおよそ $8.6 \text{ cm}/10^3 \text{ 年}$ と著しく大きく、M2 の下位の細粒砂層のそれは約 $4 \text{ cm}/10^3 \text{ 年}$ とかなり小さい。この堆積速度（かなりの誤差があると思われるが）の相違は堆積層の特徴から十分に理解されうる。上部礫層と下部礫層の堆積速度については、上記よりはるかに大きいことが期

待できるが、適確に求めることのできるデータを持っていない。

V. あとがき

模式地付近の都野津層の古地磁気層序の概要を明らかにし、同層各部位の堆積年代の推定を試み、同層に関する今後の研究の基礎資料を提供しようとした。都野津層は古地磁気学的に正・逆の帯磁の繰り返しのパターンによって特徴づけられている。大江高山地域との関係に基づいて古地磁気編年を行うと、上限は松山逆磁極期の Jaramillo event 直前の可能性が大きい。下限については、同層内のいくつかの層準を基準点として、かつ堆積速度に関する仮定を設けて推定すると、Gilbert 逆磁極期の Cochiti event の直前である可能性が高い。あわせて、主要層準の年代の推定と堆積速度の推定を行った。これらの推定については、部分的に古地磁気データの欠如が大きく、さらに詳細な、模式地以外の都野津層も含めた検討による再確認や“ゼリータフ”の放射年代測定が望ましい。また、筆者らの結論によると、OHNISHI (1969 ほか) が古植物学的に推定した鮮新・更新世境界の層準は古地磁気データによるそれとほぼ一致する。“エレファントイデス象”は PM1 帯に属する可能性が大きい。最後に都野津層に関しては、海成粘土層 M1~M4 によって示される海進が氷河性海水準変動に起因するものか、都野津層分布域における昇降運動に起因するものかは、1つの大きな課題である。M1~M4 の推定された年代はこの問題に対する1つの大きなデータとなるが、このことに関しては本論文では省略した。

謝辞 本研究を進めるにあたり、ヨーケン株式会社の宇野泰光氏には地質調査、試料採取、とくに層準の層序的位置について御協力、数々の御助言をいただいた。丸八島根窯業所には地質調査に際して宿泊施設を提供していただいた。信州大学理学部亀井節夫教授からは“エレファントイデス象”に関するくわしい御教示をいただくことができた。また愛媛大学理学部松川正樹（現西東京科学大学）・竹下 徹両博士にはデータのとりまとめにあたって有益な御討論をいただいた。古地磁気極性データの一部は亀山竜虎氏の 1988 年度山口大学卒業論文（手記）から引用した。これらの方々に厚くお礼申し上げます。

引用文献

AGUIRRE, E. and PASINI, G. (1985) The Pliocene-Pleistocene boundary. *Episodes*, **8**, p. 116-120.

福岡 進 (1972) 大江高山火山地域の層序学的・古地磁気学的研究. 地質学雑誌, **78**, p. 381-391.

兵頭政幸・SUNATA, W. (1990) ジャワ島鮮新・更新世堆積物から得られた長期地磁気エクスカッション. 地球惑星科学関連学会 1990 年合同大会シンポジウム・共通セッション講演予稿集, 24.

井上多津男・高島 勲・酒井禮男・飯塚信之 (1983) 大江高山火山群のフィッション・トラック年代. 地球科学, **37**, p. 275-278.

ITIHIRA, M. AND THE WORKING GROUP ON SUBDIVISION OF THE JAPANESE QUATERNARY AND ITS INTERNATIONAL CORRELATION (1986) Subdivision and correlation of the Quaternary in Japan. *Recent Progress Nat. Sci. Japan*, **11**, p. 3-16.

亀井節夫・河村善也・樽野博幸 (1988) 日本の第四系の哺乳動物化石による分帯. 地質学論集, no. 30, p. 181-204.

亀山竜虎 (1989 MS) 山陰地方の鮮新・更新統都野津層に関する研究. 山口大学理学部地質学鉱物科学科 1988 年度卒業論文 (MS).

MAENAKA, K. (1979) Paleomagnetic study of sediments around the Komyoike volcanic ash horizon in Osaka Group, Senpoku area, Osaka Prefecture, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **6**, p. 257-260.

MANABE, K. (1980) Magnetostratigraphy of the Yamato Group and the Sendai Group, Northeast Honshu, Japan (II). *Sci. Rep. Fukushima Univ.*, **30**, p. 49-71.

MANKINEN, E. A. and DALRYMPLE, C. B. (1979) Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0~5 m. y. *B. P. Jour. Geophys. Res.*, **84**, p. 615-626.

MANKINEN, E. A. and GROMME, C. S. (1982) Paleomagnetic data from the Coso Range, California and current status of the Cobb Mountain normal geomagnetic event. *Geophys. Res. Lett.*, **9**, p. 1279-1282.

水野篤行・亀山竜虎・山崎俊嗣 (1989) 都野津層模式地付近における古地磁気層序 (概報). 日本地質学会第 96 年学術大会講演要旨, p. 283.

新妻信明 (1976) 房総半島における古地磁気層位学. 地質学雑誌, **82**, p. 163-181.

大村一夫・伊藤 孝・政枝 宏・檀原 徹 (1989) 石川県金沢市に分布する大桑層の地磁気層序. 松尾秀邦教授退官記念論文集, p. 111-124.

ONISHI, I. (1969) Pollen flora of Tsumozu Group in Shimane Prefecture, Japan. *Mem. Fac. Lit. Sci., Shimane Univ., Nat. Sci.*, **2**, p. 42-62.

ONISHI, I. (1978) Pliocene and Pleistocene pollen stratigraphy in Central and Southwestern Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. and Min.*, **45**, p. 1-54.

大西郁夫 (1988) 中国地方の第四紀層. 地質学論集, no. 30, p. 127-144.

大西郁夫・調枝勝幸 (1970) 都野津層群—山陰地方の鮮新・更新統—. 第四紀研究, **9**, p. 149-152.

都野津団体研究グループ (1983) 鳥根県中部の都野津層と大江高山火山群. 地団研専報, no. 25, p. 151-160.

宇野泰光 (1978) 鳥根県江津~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, p. 571-582.
宇野泰光（1979）島根県大田市祖式～大家地域の都野津層

群，とくに大江高山火砕岩層について—都野津層群の研究（その2）. 地質学雑誌, **85**, p. 239-257.