富山県八尾地域に分布する新第三系の古地磁気層序*

伊藤 康人**・早川 秀樹***

Magnetostratigraphy of Neogene rocks around the Yatsuo area in Toyama Prefecture, Japan*

Yasuto ITOH** and Hideki HAYAKAWA***

Abstract Neogene sedimentary rocks and volcanic rocks around the Yatsuo area in Southwest Japan have been subjected to a magnetostratigraphic study. The Neogene System is divided into the Yatsuo and the Tonami Groups in ascending order. The Yatsuo Group, 3000 m in thickness, is lithologically subdivided into the following five units; Nirehara, Iwaine, Iozen, Kurosedani and Higashibessho Formations in ascending order. The Tonami Group, 600 m in thickness, overlies the Yatsuo Group with an unconformity. The group is subdivided into the Tenguyama, Otogawa and Mita Formations in ascending order. Progressive demagnetization tests using thermal and alternating field methods show that samples of 29 sites in the Neogene System preserve reliable records of paleomagnetic polarity.

Based on magneto-biostratigraphic data and K-Ar age, Early to Middle Miocene Yatsuo Group is correlated with Chron C5C and C5B of standard geomagnetic polarity time-scale (BERGGREN *et al.*, 1985). The C5C/C5B chron boundary (16.2 Ma) is assigned to the upper part of the Iozen Formation or the lower part of the Kurosedani Formation. The C5BR/C5BN subchron boundary (15.3 Ma) is detected in the basal part of the Higashibessho Formation.

Correlating the Higashibessho Formation, the uppermost part of the Yatsuo Group, with Chron C5BN (Anomaly 5B) implies that massive fine-grained marine sediments which constitute the main part of the formation accumulated at extremely high rates of 4 to 3 m per 1000 years. The rapid sedimentation is thought to be mainly consequent on subsidence and large amount of supply of volcanic materials caused by contemporaneous opening of the Japan Sea.

はじめに

富山県南西部の八尾^{やつお}地域(Fig. 1)には、凝灰岩層を挟在する堆積岩類や火山岩類よりなる新第三系が広く分布している。本地域は従来より北陸新第三系の模式地とされ、多くの地質学的研究が行われてきた(横山, 1930 ;

坂本, 1966 ; 早川, 1983 など)。

早川・竹村(1987)は八尾地域西部で岩相層序と凝灰岩鍵層による層序の再検討を行った。その結果、新第三系が不整合で下位の八尾層群と上位の^{となみ}砺波層群に分けられること、この両者は岩相・構造・化石・堆積環境などの点で非常に異なることが新たに明らかになった。八尾層群が北方への傾動運動や基盤の沈降によって連続的に堆積した泥岩や砂岩からなる地層で大量の火山岩類を伴うのに対し、砺波層群は火山岩類をほとんど伴わない浅海性砂質岩よりなり、いくつかの堆積間隙を挟んでいる。さらに、早川らは八尾地域から得られている多くの微化石年代・放射年代を検討し、八尾層群の形成時に生じた

1988 年 2 月 1 日受付。1988 年 4 月 27 日受理。

* 日本地質学会第 95 年学術大会(沖縄)において発表。

** 京都大学理学部地質学鉱物学教室。Department of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Kyoto University, Kyoto, 606 Japan.

*** 石油公団地質調査部。Japan National Oil Corporation.
現在: 石油資源開発(株)探鉱部。Japan Petroleum Exploration Co. Ltd.

Fig. 1. Map showing the distribution of Neogene rocks around the Hokuriku Province. Studied Yatsuo area is bounded with thick lines.

急激な基盤の沈降が, OTOFUJI *et al.* (1985) などによって 15 Ma 前後に起こったとされている日本海拡大と密接に関連した地殻の薄化(thinning)の影響によるものと考えた。

八尾地域については, 近年, 古地磁気学的研究も行われている。ITO (1986) は本地域の新第三系を対象に古地磁気測定を行い, 八尾層群と砺波層群の間で偏角が有意に異なることを見だし, 日本海拡大に伴う時計回り回転運動を考えた。さらに, 八尾地域の回転量(13°)が山陰地方や瀬戸内地方から得られている回転量(47°; OTOFUJI *et al.*, 1985)と大きく食い違うことから, 八尾地域が西南日本の主部(山陰・瀬戸内地方を含む範囲)に対して, 相対的に反時計回り回転するような構造運動を被ったことが明らかになった。その後の研究(伊藤・伊藤, 1988; ITO, 1988)により, 同様な相対的回転が八尾地域を含む西南日本東部の広い範囲で 15 Ma から 12 Ma の間に生じたことが分かっている。

以上のように, 八尾地域の新第三系にはさまざまな地質学的変動が記録されている。それらの変動は前期中新世から中期中新世にかけての数百万年間に集中しており, 継続期間が短いという特徴がある。したがって, 精度の高い年代決定・堆積盆地間の対比が, 変動の実体を知るうえで不可欠と考えられる。古地磁気層序学的研究は, 年代決定および対比を行う上で非常に有効な手法で

Fig. 2. Schematic lithostratigraphy of the studied Yatsuo area after HAYAKAWA & TAKEMURA (1987). Horizons of sampling sites of this study are attached to the right side of the columnar section. Horizons of published paleomagnetic data in the Yatsuo area are attached to the left side of the column (N and R indicate normal and reversed polarity, respectively.).

* : Data from ITO (1986). ** : Data from ITO (1988).

あるが, これまでに八尾地域で行われた例はない。本論文では, これまでに得られている古地磁気データと新たに測定を行ったデータを合わせて, 八尾地域の古地磁気層序の確立と標準地磁気層序への対比, およびそれに基づく堆積速度の推定を試みる。

地質概説および試料採取

八尾地域の新第三系は飛騨変成岩類や船津花崗岩類を不整合に覆い, 大局的には北に向かってより新しい地層が分布している。小規模な褶曲構造と数本の北東—南西方向の断層が見られるが, 古地磁気学的研究の妨げになるような著しい変形やスランプ構造は観察されない。

Fig. 3. Stratigraphic horizons of paleomagnetic samples of this study. Columnar sections are from HAYAKAWA & TAKEMURA (1987). Dashed lines show the pyroclastic key beds named by HAYAKAWA & TAKEMURA (1987). See Fig. 4 for the localities of the columns.

早川・竹村(1987)は新第三系を下位より八尾・砺波の両層群に区別した。八尾層群は下位より^い檜原・岩稲・^い医王山・黒瀬谷・東別所の各累層に区分される(Fig. 2)。檜原累層は粗粒碎屑岩よりなり、岩稲累層・医王山累層はそれぞれ安山岩質火山岩類・流紋岩質火砕岩類よりなる。黒瀬谷累層は粗粒碎屑岩や砂岩泥岩互層を主とし、東別所累層は泥質岩を主体としている。東別所累層は、^{とちあげ}岩質の違いにより下位から^{しおたに}礫上泥岩部層・塩谷砂岩部

層・浅谷シルト岩部層・三谷泥岩部層に分けられる。

砺波層群は下位より天狗山・音川・三田の各累層に区分される(Fig. 2)。天狗山累層・音川累層はいずれも下部の礫岩と上部の砂質岩よりなり、それぞれ下位の地層を不整合に覆っている。三田累層は主として、塊状均質の細粒ないし中粒砂岩からなる。下位の音川累層との関係は構造上整合的であるが、化石年代・放射年代に基づき時間間隙が考えられている(早川・竹村, 1987)。

Fig. 4. Map showing locations of paleomagnetic sample sites (solid circles) of this study; a part of topographic map “Yatsuo” at 1 : 50,000 scale published by Geographical Survey Institute of Japan. Numbered thick solid lines are the routes along which columnar sections in Fig. 3 were measured. Thin solid lines and dashed lines show faults and formation boundaries, respectively (after HAYAKAWA & TAKEMURA, 1987; SAKAMOTO & NOZAWA, 1960). Tilting data are also shown. B : Basement. NR : Nirehara Formation. IW : Iwaine Formation. IO : Iozen Formation. KR : Kurosedani Formation. YM : Yamadanaka tuff (uppermost part of the Kurosedani Formation). HG : Higashibessho Formation. TN : Tenguyama Formation. OT : Otogawa Formation. MT : Mita Formation. TK : Terrace deposits and Kurehaya Gravel Beds.

今回の試料採取は、Figs. 2, 3, 4 に示すように岩稲累層から三田累層までの 24 地点で行った。採取の対象とした岩石は頁岩、シルト岩、凝灰質シルト岩、凝灰岩および安山岩溶岩である。1 地点につき 4~9 個の定方位ハンドサンプルを、磁気コンパスを用いて採取した。各々の採取地点では、古地磁気方位に傾動補正を施すために走向・傾斜の測定を行った。

古地磁気測定

実験室に持ち帰ったハンドサンプルから直径 25 mm 高さ 22 mm の円筒形測定用試料片を切り出した。HK 100 地点から得たサンプルについては、軟質で損傷しやすかったので一辺 24 mm のプラスチック製キューブに封入して試料片を作成した。残留磁化の測定には ScT C-112 超伝導磁力計 (ノイズレベル=0.02 nAm²) と

Fig. 5. Typical results of progressive thermal demagnetization of pilot specimens. Magnetic directions are plotted on both vector-demagnetization diagrams and equal-area nets in in-situ coordinates. Normalized intensity decay is also shown. As for the vector-demagnetization diagrams, solid (open) circles are projection of vector end-points on horizontal (N-S vertical) plane. Unit of coordinates is bulk remanent intensity. Numbers attached to symbols are temperature in °C. As for the equal-area nets, solid (open) circles are on the lower (upper) hemisphere. Solid and open stars represent normal and reversed axial dipole field directions, respectively. A : Successive magnetization vectors show a straight trend on the vector-demagnetization diagram and a definite end-point on the equal-area net indicating stable primary magnetization. B : Straight trend is not observed on the vector-demagnetization diagram. On the equal-area net, progressive change of magnetic directions shows an arciform trend approaching to the reversed axial dipole field, but no stable end-point. In this case, blocking temperature spectra of primary (reversed) and secondary (normal) magnetizations are overlapping each other (DUNLOP, 1979). Acquisition of viscous remanence in the laboratory prevents us from determining high-temperature components. C : Primary magnetic direction or polarity cannot be determined because of serious magnetic unsteadiness (1) or complete overprint of secondary magnetization (2), direction of which coincides with direction of axial dipole field in in-situ coordinates.

Schonstedt SSM-1A スピナー 磁力計(ノイズレベル=0.1 nAm²)を用いた。全試料片について自然残留磁化の測定を行ったのち、1地点につき2個のパイロットサンプルを選び、それぞれ段階熱消磁実験(PThD)と段階交流消磁実験(PAFD)によって磁化の安定性を検討した。PAFDは最高160 mTまで行い、高透磁率合金でシ-

ールドされた2軸回転の試料台を用いた。PThDは空气中で最高700°Cまで10段階以上行った。熱消磁用の電気炉の内部は、試料を置く部分で10 nT以下の無磁場に近い状態になっている。

本論文では、PThDの結果を用いて、試料をA・B・Cの3種類に分類した。以下に分類の基準を示す(例とし

て掲げた PThD のデータは、すべてこれまでに八尾地域から得られたものである)。

A : パイロットサンプルの段階消磁によって、安定で初生的と考えられる古地磁気方位が得られた試料。 安定な磁化成分は、vector-demagnetization 図上で直線として表現される。Fig. 5-A の例では、300°C 以上で図の原点と交わる直線成分が見られる。この成分は、傾動補正前の状態で現在の地球磁場と大きく異なる方向を持っており安定で初生的な磁化成分である。300°C 以下で消去されてしまう残留磁化は正磁極期(おそらくブリュンヌ期)に獲得した不安定な二次的成分と考えられる。

このような結果が得られた地点については、5~12 個の試料片の消磁を初生磁化成分が得られる範囲で数段階行い、最も方位が良くまとまる段階での平均方位をその試料の古地磁気方位とした。その際、PThD で見いだされた初生磁化成分が PAFD によっても得られる地点については、熱消磁による試料片の損傷を避けるために交流消磁を採用し、得られない地点については熱消磁を採用した。このようにして得られた古地磁気方位から、仮想的地磁気極(Virtual Geomagnetic Pole : VGP) の位置を地点ごとに計算した。なお、これまでに八尾地域から報告されている古地磁気データ(イトウ, 1986, 1988) はすべて A に分類される。

B : パイロットサンプルの PThD によって初生磁化と二次磁化が完全には分離できないが、初生磁化成分の極性が判定できる試料。 Fig. 5-B の例では、残留磁化方位が連続的に変化することが等積投影図から読み取れ、vector-demagnetization 図上で明瞭な直線成分が見られない。これは、DUNLOP(1979)が述べているように、二次磁化と初生磁化のブロッキング温度分布が類似しているために直線成分が現れないものと解釈できる。この例の場合、消磁温度が上がるにつれて、磁化方位が現在の地球磁場方向(等積投影図中の黒い星印)から離れていく傾向を示す。したがって、より高温まで安定な初生磁化成分(逆帯磁)と、粘性残留磁化や化学残留磁化などに由来する二次磁化成分(正帯磁)の重ね合わせと考えられる。消磁温度が 350°C を超えると磁化方位の変化に系統性がなくなるとともに、磁化強度が増加する。この現象は、後述するように PThD によって生成した磁性鉱物の影響と考えられるが、今回 B に分類された試料に普遍的に見られた。

今回の試料採取地点のうち、HK34, YT21, YT29, YT01, YT09, YT13 および HK94 の 7 地点(岩質は泥岩もしくは泥質凝灰岩)でこのような結果が得られた。これらの地点では PAFD によっても伏角は正から負に

変化したが、系統的な磁化方位の変化は PThD ほど明らかでなく、30~40 mT 以上の消磁レベルでは磁化方位が発散した。そこで、パイロットサンプル以外に 1 地点あたり 3 個の試料片について PThD を行い、同様の傾向が見られることを確認した上で古地磁気極性を逆帯磁と決定した。平均古地磁気方位の計算は行わなかった。

C : PThD では初生磁化の方位・極性がもとめられない試料。 Fig. 5-C-1 の例では、PThD によって直線成分や一定の傾向が得られない。このような場合は、消磁温度が高くなるにつれて磁化強度が増大する傾向を示す。これは、熱消磁炉内の残留磁場が 10nT 以下と小さいことから、熱消磁中に生成した磁性鉱物が実験室内(消磁炉および磁力計の外部)の地球磁場により不安定な磁化を獲得した影響と考えられる。Fig. 5-C-2 の例(音川累層中の砂質シルト岩; イトウ, 1986)では、vector-demagnetization 図上で原点に向かう直線成分の方向が、傾動補正前の状態で現在の地球磁場方向とほぼ一致している。このような成分は、地層の傾動後に獲得した安定な二次磁化の可能性がある。以上のような場合は、初生磁化成分に関する情報が得られなかったものとみなし、棄却した。なお、C に相当する地点については、PAFD によっても初生磁化の情報は得られなかった。

結果と考察

今回の測定では、段階消磁実験の結果が A に相当する地点数は 11, B に相当する地点が 7, C が 6 であった。Table 1 は、A に属する 11 地点の古地磁気方位を、これまでに八尾地域から得られている古地磁気データ(イトウ, 1986, 1988)とともに示している。

1. 古地磁気層序

Fig. 6 に八尾地域の古地磁気層序を示す。柱状図に付した古地磁気極性は、Table 1 に掲げた 22 地点(丸印)ならびに、今回 B に分類された 7 地点(四角印)のもので、黒が正帯磁、白が逆帯磁である。図から明らかに、八尾層群からは少なくとも 3 つの逆磁極期と 3 つの正磁極期が認められる。すなわち、楡原累層は逆帯磁、岩稲・医王山両累層は正帯磁、黒瀬谷累層は逆帯磁であり、東別所累層は下部と上部が各々正帯磁で中部は逆帯磁を示している。

黒瀬谷累層最上部の山田中凝灰岩層は、広域にわたって追跡・対比される重要な鍵層であるが、逆帯磁のデータが得られている(site 33)。

砺波層群は、下部(天狗山累層、音川累層下部)が正磁極期、上部(音川累層上部、三田累層)が逆磁極期に属し

Table 1. Site-mean paleomagnetic data obtained from the Yatsuo area.

Site	DEMAG	D	I	Dc	Ic	N	α_{95}	k	P	LAT	LON	lithology
=====												
<u>Tonami Group</u>												

Mita Fm.												
HK97	200°C	-178.7	-56.7	-164.8	-57.9	8	4.7	142.7	R	-77.8	33.4	tuff(MT2)
HK99	320°C	136.8	-57.9	-178.2	-56.1	9	4.8	114.9	R	-88.6	45.0	tuff(MT1)
Otogawa Fm.												
HK98	10mT	148.5	-57.4	177.2	-55.0	12	5.9	54.9	R	-87.5	-157.6	tuff(OT3)
HK100	5mT	135.0	-57.6	176.0	-60.1	5	1.9	1650.0	R	-84.6	-76.9	silty tuff
32*	120°C	-38.7	61.2	-6.4	50.8	8	3.2	294.4	N	82.7	5.1	tuff(OT2)
31*	20mT	-43.4	63.4	-10.4	59.4	11	7.4	39.2	N	81.1	74.2	tuff(OT1)
16*	10mT	-32.4	75.1	6.9	58.0	10	2.0	572.0	N	84.2	-155.6	tuff(OT1)
Tenguyama Fm.												
18*	10mT	-40.4	71.8	-0.1	53.4	8	4.6	145.1	N	87.3	-41.1	tuff(TG1)

<u>Yatsuo Group</u>												

Higashibessho Fm.												
Mitani Mudstone												
HR40	250°C	-45.4	65.4	-19.4	43.3	7	6.8	78.7	N	69.9	18.0	mudstone
Asatani Siltstone												
YT11	350°C	130.8	-75.9	170.4	-53.1	8	19.5	9.0	R	-81.6	-150.7	siltstone
HR11	15mT	142.2	-73.7	177.2	-60.6	9	7.9	43.6	R	-84.6	-65.7	silty tuff
HR43	200°C	151.2	-69.9	175.6	-54.1	8	9.7	33.5	R	-85.9	-160.6	siltstone
Shiotani Sandstone												
05*	20mT	-143.5	-84.9	-172.5	-51.7	12	3.2	190.1	R	-82.5	79.5	tuff
YT04**	400°C	-36.9	-63.0	-164.9	-73.1	10	5.9	68.9	R	-65.8	-23.7	tuff(HG1)
Tochiage Mudstone												
YT28	30mT	-179.3	-53.6	-163.4	-34.2	9	9.5	30.1	R	-67.0	93.3	mudstone
YT25	200°C	-25.3	42.3	9.3	40.9	8	10.8	27.1	N	74.6	-76.8	shale
Kurosedani Fm.												
33*	190°C	171.6	-52.3	-174.0	-45.7	12	4.9	80.1	R	-79.3	107.1	tuff(YM)
Iozen Fm.												
36*	20mT	42.7	58.2	18.3	48.7	8	2.0	790.8	N	73.2	-113.9	welded tuff
Iwaine Fm.												
HK58	10mT	42.6	55.8	26.5	41.3	12	3.3	176.4	N	63.9	-110.9	andesite
35*	330°C	70.3	61.4	17.9	41.7	9	4.3	143.1	N	70.2	-98.8	andesite
Nirehara Fm.												
HK53**	400°C	-70.1	-73.6	-166.8	-60.6	9	4.8	114.2	R	-78.6	16.9	silty tuff
HK50**	10mT	-140.6	-72.9	-160.1	-49.8	12	2.7	262.9	R	-72.4	61.0	siltstone
=====												

DEMAG is demagnetization level ; D, I are mean declination and inclination in degrees before tilt correction ; Dc, Ic are mean declination and inclination in degrees after tilt correction ; N is number of specimens ; α_{95} is radius of 95% confidence circle in degrees ; k is precision parameter of FISHER (1953) ; P is magnetic polarity (N and R indicate normal and reversed polarity, respectively.) ; LAT, LON are north latitude and east longitude of virtual geomagnetic pole position in degrees. Names of key beds (see Fig. 3) are shown in parentheses with lithology.

* : Data from ITOH (1986). ** : Data from ITOH (1988).

ている。

2. 標準地磁気層序との対比

八尾地域からは多くの放射年代・化石年代が得られており、それを参考にして今回の古地磁気層序を標準地磁気層序に対比することができる (Fig. 6)。

三田累層からは、大桑一万願寺フォーンが産出してお

り (中世古, 1954), BLOW の N21 もしくは N22 に対比される (TSUCHI & SHUTO, 1984)。このことから、三田累層の2枚の凝灰岩層の層準 (HK97, HK99) が松山逆磁極期に対比されることがわかる。

天狗山累層と音川累層からは生層序年代がほとんど得られておらず、古地磁気層序を標準地磁気層序に対比す

Fig. 6. Stratigraphic positions of paleomagnetic polarity data obtained from the Yatsuo area, and correlation of paleomagnetic polarity sequence to the geomagnetic polarity time-scale. A: Geomagnetic polarity history and Chrons (BERGGREN *et al.*, 1985). B: Planktonic foraminiferal zones (BLOW, 1969). C: Paleomagnetic polarity. Solid and open symbols show normal and reversed polarity sites, respectively. Circles are the data listed in Table 1. Squares show the polarity data without numerical primary direction (pattern B in Fig. 5). D: Site name. [* : ITO (1986). ** : ITOH (1988).] E: Age determination. [1 : ITOH (1986). 2 : TANIMURA (1979). 3 : SHIBATA (1973).]

るのは困難である。ただ、音川累層中の OT-2 凝灰岩層 (site 32) に関しては、角井 (1986) が 9.5 Ma のフィッシュ・トラック年代を得ており、地磁気異常番号 5 に対応する Chron C5N (10.42—8.92 Ma; BERGGREN *et al.*, 1985) に対比されるのかもしれない。

伊東 (1986) の珪藻化石分析によると、東別所累層は KOIZUMI (1985) の *Denticulopsis praelauta* zone もしくは *D. lauta* zone に対比される。*D. lauta* zone の上限を規定する *D. hyalina* の出現層準は、BERGGREN *et al.* (1985) の Chron C5BN 最上部に対比されている (KOIZUMI, 1985)。一方、TSUCHI (1981) によると黒瀬谷累層は BLOW (1969) による浮遊性有孔虫の zone N8 に対比される。これらに基づき、東別所累層は Chron C5BN (15.27—14.87 Ma) に、黒瀬谷累層の HK34, YT21 および山田中凝灰岩層 (site 33) の層準は Chron C5BR (16.22—15.27 Ma) にそれぞれ対比されることになる。

したがって、東別所累層中部の逆磁極期は Chron C5BN 中の短い逆磁極期 (15.13—14.96 Ma) に対比される。

TSUCHI (1981) は、*Globigerinoides sicanus* の消滅層準 (谷村, 1979) などに基づき、浮遊性有孔虫の zone N8 と N9 の境界 (*Orbulina datum*) を東別所累層の下部に対比させた。一方、BERGGREN *et al.* (1985) によると、N8/N9 境界は Chron C5BN 下部 (15.2 Ma) に対比されている。このことは、東別所累層下部 (N8/N9 境界とほぼ同層準) で正常磁の地点 (YT25) が見いだされたことと調和的である。

岩稲・医王山累層は正磁極期にあたるが、医王山累層と黒瀬谷累層は整合関係で、大きな時間間隙は見いだされていない。したがって、Chron C5C 上部の正磁極期 (Chron C5CN; 16.98—16.22 Ma) に対比されると推定できる。柴田 (1973) により岩稲累層の安山岩溶岩の K-Ar 年代が 16.4 Ma とまとめられており (新壊変定数に

よる；柴田ほか、1979），この対比と調和的である。

楡原累層に関しては、これまでに年代データが得られておらず確実な対比は困難であるが、八尾地域の楡原累層と岩稲累層は整合関係と考えられる（早川・竹村、1987）ことから、今回は Chron C5C 下部の逆磁極期（Chron C5CR）に対比する。

3. 八尾層群上部の堆積速度

八尾層群については、これまでに津田（1955）による堆積相解析や千地（1986）による底生有孔虫群集解析が行われている。早川・竹村（1987）は、それらの研究に基づいて八尾層群堆積時の構造運動について考察を行い、黒瀬谷累層上部から東別所累層にかけて急速な基盤の沈降と泥質岩の堆積が起こったことを主張した。しかし、具体的な堆積速度はこれまでに報告されていない。今回の古地磁気層序に基づき、八尾層群上部（黒瀬谷累層および東別所累層）について堆積速度の見積りを行うことができる。

対比の項で述べたように、黒瀬谷累層は Chron C5BR に対比される（Fig. 6）。Chron C5BR の基底がどの層準にあたるのかは未確定であるが、最大 1200 m、最小 500 m の厚さの地層が Chron C5BR（16.22—15.27 Ma）に対比されることになり、堆積速度は 1.3~0.5 m/1000 年の範囲になる。この数値は、岩相変化の激しい黒瀬谷累層（あるいは医王山・黒瀬谷累層）の平均的な堆積速度である。

東別所累層に関しては、模式的な露出が見られる和田川沿いのルート（Fig. 4 の第 1 ルート）で層厚を見積り、堆積速度を算出する。東別所累層下部の正磁極期にあたる地層は層厚が最大 100 m である。これが Chron C5BN 下部の正磁極期（15.27—15.13 Ma）に対比される（Fig. 6）から、堆積速度は最大で 0.7 m/1000 年となる。一方、東別所累層中部は、Chron C5BN 中部の逆磁極期（15.13—14.96 Ma）に対比される（Fig. 6）。したがって、東別所累層中部（層厚 730~550 m）での堆積速度は 4.3~3.2 m/1000 年となり、東別所累層の形成時に堆積速度が増大したことを示している。

今回信頼度の高い堆積速度が求められた東別所累層について、他の地域との比較を行う。地中海は生物源粒子や陸源砕屑物の供給が多い地域で、日本海と同様に新第三紀以降に海盆の拡大が生じている。深海底掘削によって多くの地点で堆積速度が求められているが、第三紀・第四紀の海成層中で最も大きな速度が得られているナイル川の河口沖で 0.3 m/1000 年程度であり（CITA *et al.*, 1978）、東別所累層（特に中部）の堆積速度は極めて大きいことがわかる。東別所累層中部と同程度の堆積速度が

報告されている地域としては、メキシコ湾東部などがあるが（BOUMA *et al.*, 1986）、これは海底扇状地を形成するタービダイトで、級化成層の見られない東別所累層とは岩相がまったく異なっている。

正磁極期にあたる東別所累層下部には凝灰岩層が存在しないのに対して、逆磁極期にあたる中部（栃上泥岩部層上部、塩谷砂岩部層、浅谷シルト岩部層、三谷泥岩部層下部）には 10 枚前後の細粒凝灰岩層（厚さ 5~200 cm）が挟まれる。また早川（1986）は、八尾地域新第三系の堆積物分析を行い、黒瀬谷累層上部と東別所累層下部の堆積物粒子がほとんど岩片よりなること、東別所累層中部では岩片の比率が減少して火山ガラス・石英・長石が多産することを見いだしている。これらのことから、東別所累層の形成中に、火山活動の活発化による火山砕屑物の供給量増加が起こったと考えられる。60~200 メッシュの堆積物粒子全体に占める岩片の比率（早川、1986）を部層ごとに平均すると、栃上泥岩部層では 95% あるのに対し、塩谷砂岩部層は 30%、浅谷シルト岩部層は 29%、三谷泥岩部層下部（部層の基底から逆帯磁が確認されている HK94 の層準まで）では 10% になる。この変化は、火山活動によって火山砕屑物の供給量が増加した結果、堆積速度が大きくなり（東別所累層の下部から中部の間で約 5 倍以上）、岩片の量が相対的に少なくなった（1/3~1/10）と解釈できる。

4. 日本海形成との関連

古地磁気層序に基づく東別所累層の年代（15.3—14.9 Ma）は、Otofuri *et al.*（1985）が、化石年代・放射年代の明らかな古地磁気データを使って求めた西南日本の時計回り回転の時期（14.9 Ma 前後）にあたる。また東別所累層から得られている古地磁気偏角は、栃上泥岩部層と塩谷砂岩部層では東偏の傾向を示すのに対し、より上位の浅谷シルト岩部層・三谷泥岩部層ではその傾向は見られない（Table 1）。したがって、東別所累層の形成時に西南日本がユーラシア東縁から分裂し日本海が拡大していたと考えられる。大陸が分裂する際には、張力場のもとで大陸地殻の薄化や正断層地塊の沈降が起こり、火山活動が活発化することが知られている（ROSS & SCHLEE, 1973）。今回明らかになった東別所累層中部の大きな堆積速度は、日本海の拡大に伴う基盤の沈降と火山活動を反映している可能性がある。

ま と め

古地磁気層序を確立する目的で、八尾地域から得られた古地磁気データを検討した結果、次のことが明らかになった。

1) 八尾層群からは、3つの逆磁極期と3つの正磁極期が認められた。下位より楡原累層が逆磁極期、岩稲累層・医王山累層が正磁極期、黒瀬谷累層が逆磁極期で、東別所累層は下部と上部が正磁極期、中部が逆磁極期にあたる。

2) 砺波層群は、下部(天狗山累層、音川累層下部)が正磁極期、上部(音川累層上部、三田累層)が逆磁極期に属している。

3) 楡原累層と岩稲・医王山累層は、それぞれ Chron C5CR, Chron C5CN に対比される。黒瀬谷累層と東別所累層は、Chron C5BR と Chron C5BN にそれぞれ対比される。音川累層中部の凝灰岩層(OT-2)の層準は、Chron C5N に対比される可能性がある。三田累層は、松山逆磁極期に対比される。

4) 古地磁気層序学の年代から、東別所累層形成時に堆積速度が増大し、4~3m/1000年と非常に大きな値に達することがわかった。この結果は、同時代に起こったと考えられている日本海の拡大と密接に関連している可能性がある。

謝 辞

京都大学理学部地質学鉱物学教室の鳥居雅之博士ならびに京都大学理学部附属地球物理学研究施設の竹村恵二博士には草稿を読んでいただき、多くの貴重な御助言を賜った。ここに記して深く感謝の意を表します。

文 献

- BERGGREN, W. A., KENT, D. V. and VAN COUVERING, J. A., 1985 : Neogene geochronology and chronostratigraphy. In SNELLING, N. J., ed.: *The Chronology of the Geological Record*. Geol. Soc. London, Memoir **10**, 211-260.
- BLOW, W. H., 1969 : Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In BRONNIMANN, P. and RENZ, H. H., eds.: *Proc. 1st Int. Conf. Planktonic Microfossils*, Geneva. E. J. Brill, Leiden, 199-422.
- BOUMA, A. H., COLEMAN, J. M., MEYER, A. W., et al., 1986 : *Init. Repts. DSDP*, **96**, U. S. Govt. Printing Office, Washington, 824p.
- 千地万造, 1986 : 日本海の形成とそれに伴う地史的事件に関する 2, 3 の問題. 海洋科学, **18**, 188-191.
- CITA, M. B., RYAN, W. B. F. and KIDD, R. B., 1978 : Sedimentation rates in Neogene deep-sea sediments from the Mediterranean and geodynamic implications of their changes. In KIDD, R. B. and WORSTELL, P. J., eds.: *Init. Repts. DSDP*, **42** (Part 1), U. S. Govt. Printing Office, Washington, 991-1002.
- DUNLOP, D. J., 1979 : On the use of Zijderfeld vector diagrams in multicomponent paleomagnetic studies. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **20**, 12-24.
- FISHER, R. A., 1953 : Dispersion on a sphere. *Proc. R. Soc., Ser. A*, **217**, 295-305.
- 早川秀樹, 1983 : 富山県八尾地域西部の新第三系の層序と年代. 大阪微化石研究会誌(NOM), **10**, 1-13.
- , 1986 : 八尾地域 新第三系の堆積物分析. 同上, **14**, 41-50.
- ・竹村厚司, 1987 : 富山県 八尾 地域の 新第三系. 地質雑, **93**, 717-732.
- ITO, Y., 1986 : Differential rotation of northeastern part of Southwest Japan : Paleomagnetism of Early to Late Miocene rocks from Yatsuo area in Chubu district. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, **38**, 325-334.
- , 1988 : Differential rotation of the eastern part of Southwest Japan inferred from paleomagnetism of Cretaceous and Neogene rocks. *Jour. Geophys. Res.*, **93**, 3401-3411.
- 伊藤康人・伊藤久敏, 1988 : 富山県魚津地域に分布する太美山層群の古地磁気とフィッシュン・トラック年代—西南日本東部における第三紀の回転運動に関連して—. 地質雑, **94**, 11-18.
- 伊東佳彦, 1986 : 北陸地方新第三系の珪藻化石層序. 大阪微化石研究会誌(NOM), **14**, 1-27.
- KOZUMI, I., 1985 : Diatom biochronology for late Cenozoic northwest Pacific. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **91**, 195-211.
- 横山次郎, 1930 : 石川 富山両県下の 第三紀層 概観. 地球, **14**, 161-174.
- 中世古幸次郎, 1954 : 富山県南部の上部新第三紀層の層序の修正. 阪大南校・北校理報, **3**, 97-105.
- OTOFUJI, Y., HAYASHIDA, A. and TORII, M., 1985 : When was the Japan Sea opened? : Paleomagnetic evidence from Southwest Japan. In NASU, N., UYEDA, S., KUSHIRO, I., KOBAYASHI, K. and KAGAMI, H., eds.: *Formation of Active Ocean Margins*. TERRAPUB, Tokyo, 551-566.
- ROSS, D. A. and SCHLEE, J., 1973 : Shallow structure and geologic development of the southern Red Sea. *Geol. Soc. America Bull.*, **84**, 3827-3848.
- 坂本 亨, 1966 : 富山積成盆地南半部の新生界とその構造発達史. 地調報告, no. 213, 1-27.
- ・野沢 保, 1960 : 5万分の1地質図幅「八尾」および同説明書. 地質調査所.
- 柴田 賢, 1973 : 北陸層群中の火山岩類の K-Ar 年代. 地質学論集, no. 8, 143-149.
- ・内海 茂・中川忠夫, 1979 : K-Ar 年代測定結果-1. 地調月報, **30**, 675-686.
- 角井朝昭, 1986 : 富山県八尾地域新第三系凝灰岩のフィッシュン・トラック年代測定. 大阪微化石研究会誌(NOM), **14**, 51-61.
- 谷村好洋, 1979 : 富山県八尾地域(2). 土 隆一(編), 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料, IGGP-114 National Working Group of Japan, Shizuoka, 83-84.

- TSUCHI, R. (ed.), 1981 : *Neogene of Japan—Its Biostratigraphy and Chronology—*. IGCP-114 National Working Group of Japan, Shizuoka, 140p.
- TSUCHI, R. and SHUTO, T., 1984 : Western Pacific molluscan bio-events and their relation to Neogene planktonic datum planes. In IKEBE, N. and TSUCHI, R., eds. : *Pacific Neogene Datum Planes*. Univ. Tokyo Press, 75–81.
- 津田禾粒, 1955 : 八尾層群の堆積環境について—いわゆる Green Tuff 地域の中新統に関する堆積環境の研究(その1)—. 地質雑, **61**, 532–542.

(要 旨)

伊藤康人・早川秀樹, 1988 : 富山県 八尾地域に 分布する 新第三系の 古地磁気層序. 地質雑, **94**, 515–525. (ITO, Y. and HAYAKAWA, H., 1988 : Magnetostratigraphy of Neogene rocks around the Yatsuo area in Toyama Prefecture, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **94**, 515–525.)

富山県八尾地域に分布する新第三系を対象にして, 古地磁気層序学的研究を行った. 段階熱消磁・交流消磁実験の結果, 29 地点で信頼できる古地磁気極性が求められた. 前期・中期中新世の八尾層群から得られた古地磁気層序は, これまでに八尾地域から報告されている生層序年代・放射年代を用いて, 標準地磁気層序(BERGREN *et al.*, 1985)の Chron C5C と Chron C5B に対比される. Chron C5C と C5B の境界(16.2 Ma)は, 医王山累層上部または黒瀬谷累層下部にあたる. Chron C5B の下部(C5BR)と上部(C5BN)の境界(15.3 Ma)は東別所累層の基底にあたる. これらの対比に基づいて計算した東別所累層中部の堆積速度は, 1000 年につき 4 m に達し, 塊状泥質の海成堆積物としては非常に大きな値を示す. この結果は, 東別所累層形成の前後に起こった日本海拡大に伴う基盤の沈降と火山活動の活発化を反映している可能性がある.