

富山県氷見地域に分布する新第三系の古地磁気層序

伊藤康人* 渡辺真人**

ITOY Yasuto and WATANABE Mahito (1997) Magnetostratigraphy of Neogene rocks around the Himi area in Toyama Prefecture, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 48(6), p.339-346, 8figs., 1table.

Abstract: Neogene rocks distributed in the Himi area adjacent to the Japan Sea have been subjected to a magnetostratigraphic study. The upper Neogene System is divided into the Ao and the Yabuta Formations in ascending order. The Ao Formation, which is 200 m thick, consists entirely of siltstone. The Yabuta Formation is more than 120 m in thickness and consists of calcareous sandy siltstone and sandstone. Both of the formations are intercalated with many tuff layers. Progressive demagnetization tests using thermal and alternating-field methods show that the tuff samples from 14 sites preserve reliable records of paleomagnetic directions. On the basis of magneto- and biostratigraphic data, the Ao and the Yabuta Formations are assigned to the Gilbert reversed polarity Chron and the Gauss normal polarity Chron on the standard geomagnetic polarity time scale.

要 旨

日本海側の氷見地域に分布する新第三系について古地磁気層序学的研究を行った。上部新第三系は上位に向かって阿尾・藪田累層に区分される。層厚200mの阿尾累層は全体にシルト岩よりなる。藪田累層は120m以上の厚さで、石灰質砂質シルト岩・砂岩よりなる。両累層とも多くの凝灰岩層を挟在する。熱消磁と交流消磁を用いた段階消磁実験は14地点の凝灰岩試料が信頼しうる古地磁気方位を保存していることを示す。古地磁気-生層序学的なデータに基づき、阿尾・藪田累層は標準地磁気層序のギルバート期とガウス期に対比される。

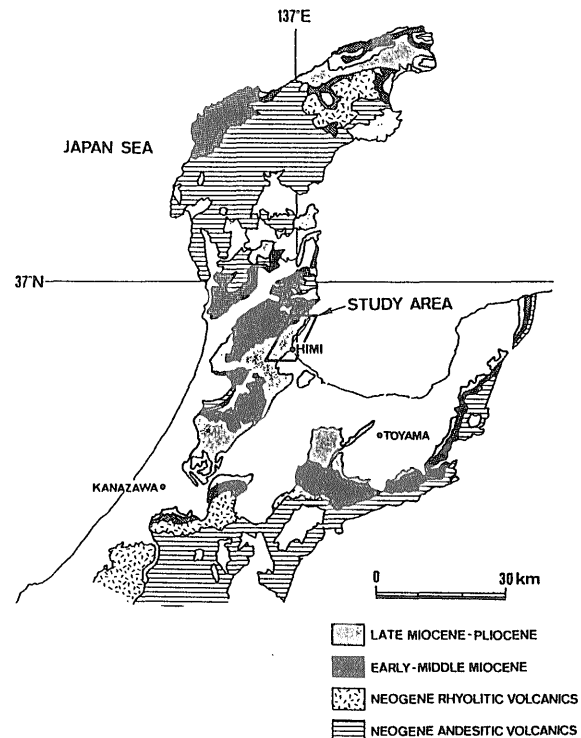
1. はじめに

富山県北西部の氷見地域(第1図)に分布する新第三系の岩相・微化石層序については、大塚(1935)・中世古(1952)を始めとして多くの研究が行われてきた。その結果、上部新第三系の阿尾累層と藪田累層が互いに上下関係であるか(両角・石垣, 1981など)、それとも一部同時異相の関係であるか(長谷川・小林, 1986など)が議論されるようになった。

渡辺(1990)は凝灰岩鍵層の追跡によって阿尾累層と藪田累層の累重関係を検討した後、珪藻化石を用いて地層の時代決定を行った。その結果、両累層が整合的に累重

*大阪府立大学総合科学部自然環境科学科 (Department of Earth Science, College of Integrated Arts and Sciences, Osaka Prefecture University, Gakuencho-1-1, Sakai, Osaka, 593, Japan)

**燃料資源部 (Fuel Resources Department, GSJ)



第1図 調査範囲(太枠)および北陸地域の新第三系の分布。

Fig. 1 Map showing the distribution of Neogene rocks around the Hokuriku Province. The Himi area is outlined with thick lines.

Keywords: Himi, Toyama Prefecture, magnetostratigraphy, diatom biostratigraphy, Neogene

する上下関係にあることが明らかになり、下位の阿尾累層はKoizumi(1985)の*Denticulopsis kamtschatica*帯および*Thalassiosira oestrupii*帯に、上位の藪田累層は*T. oestrupii*帯、*Denticulopsis seminae* var. *fossilis*/*Denticulopsis kamtschatica*帯および*D. seminae* var. *fossilis*帯に対比されることが分かった[†](第2図)。

このように、阿尾・藪田両累層は後期新第三紀を通じて連続的に形成された地層であり、当時の堆積環境を知り日本海の地史を考える際に重要な情報を提供すると考えられる。特に藪田累層は各種の微化石や軟体動物化石を豊富に産出するので、古環境の解析に好適な地層であ

る。例えば、Cronin *et al* (1994)は、藪田累層上部を対象とし、貝化石と貝形虫化石群集に基づき古環境を解析している。しかし、地層の時代決定の精度が十分でなかったため、藪田累層で得られた古環境変遷と他地域で得られたものとの正確な対比はできなかった。今後阿尾・藪田両累層堆積時の古環境変遷を精密に解析するためには、両累層での古地磁気層序の確立が必要であると考え、その第一歩として今回両累層について初めて古地磁気学的研究を行った。今回の研究では両累層の古地磁気層序の確立には至らなかったが、その結果を報告する。

野外調査に際しては、京都大学霊長類研究所の高井正成博士の御協力をいただいた。ここに記して御礼申し上げます。

2. 地質概説と試料採取

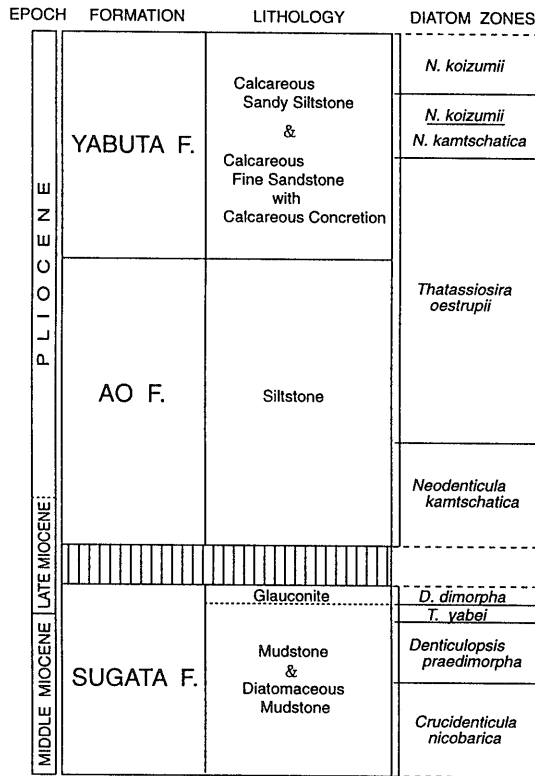
阿尾累層と藪田累層は下位の中・上部中新統姿累層にオンラップし、両累層はN30-40°Eの走向で5-10°SEに傾斜する同斜構造を示す(第3図)。阿尾累層は灰緑色の塊状シルト岩からなり、藪田累層は淡灰緑色の塊状石灰質砂質シルト岩からなる(渡辺, 1990)。両累層とも凝灰岩薄層を数多く含んでいる。

古地磁気測定のための試料は、23地点から採取した(第3図および第4図)。主として凝灰岩(粒度はシルト-細粒砂サイズ)を対象として採取を行ったが、シルト岩・砂質シルト岩からも試料を得た。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。

3. 古地磁気測定

ハンドサンプルからセラミック製ナイフを使って立方体の岩片を切り出し、一辺24mmのプラスチック製ケースに封入して測定用試料片とした。熱消磁を施す試料片については、内径21mmの円筒形石英ガラス容器に入れて消磁・測定を行った。残留磁化の測定にはScTC-112超伝導磁力計(ノイズレベル=0.02nAm²)を用いた。作成した全試料片について自然残留磁化を測定した後、1地点ごとに段階熱消磁実験(PThD)および段階交流消磁実験(PAFD)を行って磁化の安定性を検討した。PAFDは、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て最高160mTまで行った。PThDは、空気中で最高700°Cまで10段階以上にわたって行った。なお、磁気シールドされた熱消磁用電気炉の内部は、試料を置く部分で10nT以下の無磁場に近い状態になっている。

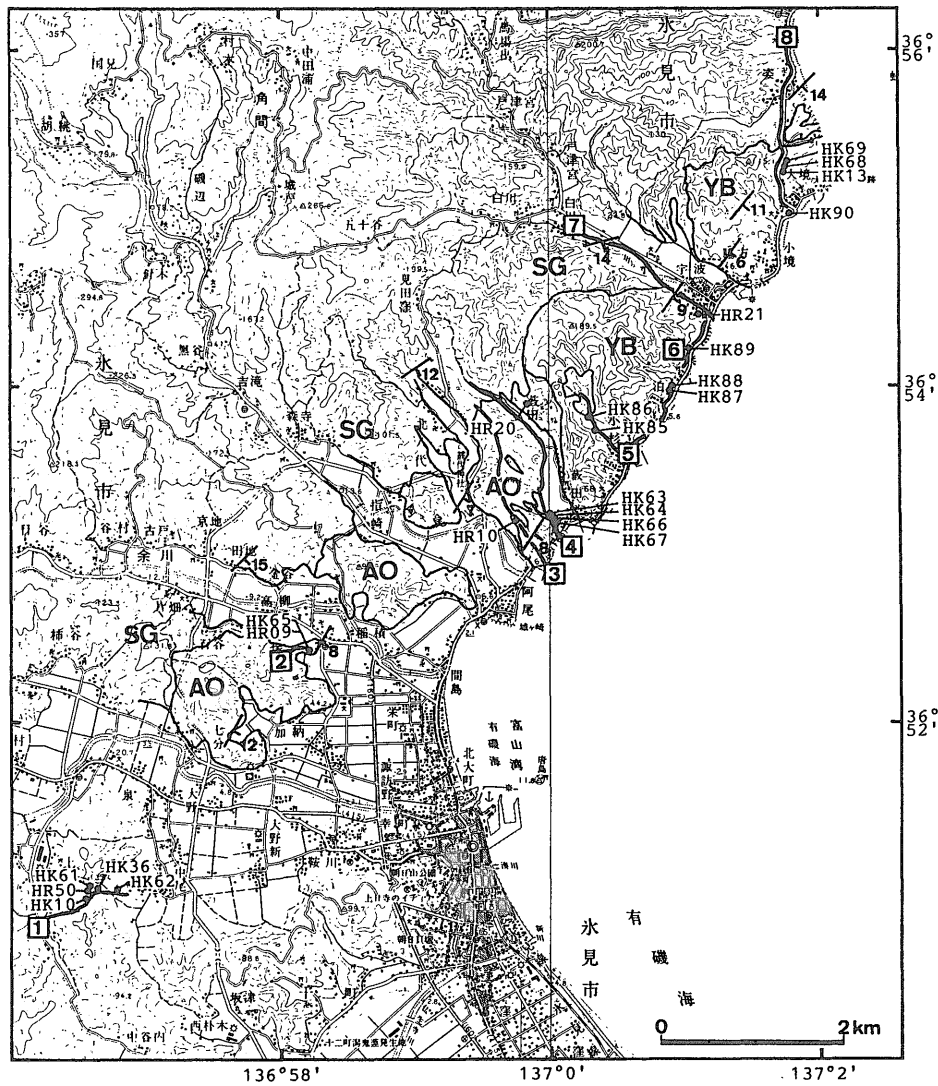
PThDの結果に基づき磁化の安定性を検討したところ、シルト岩・砂質シルト岩から得た試料については、実験室内(消磁炉および磁力計の外部)の地球磁場から獲得したと考えられる不安定な残留磁化の影響が大きく(第5図)、安定した残留磁化を持たないことが分かった。



第2図 水見地域の岩相・珪藻化石層序(渡辺, 1990)。柱状図の長さは各層の層厚にほぼ比例する。珪藻化石帯はKoizumi(1985)に従い、Akiba and Yanagisawa(1986)に基づき化石帯名を変更している。

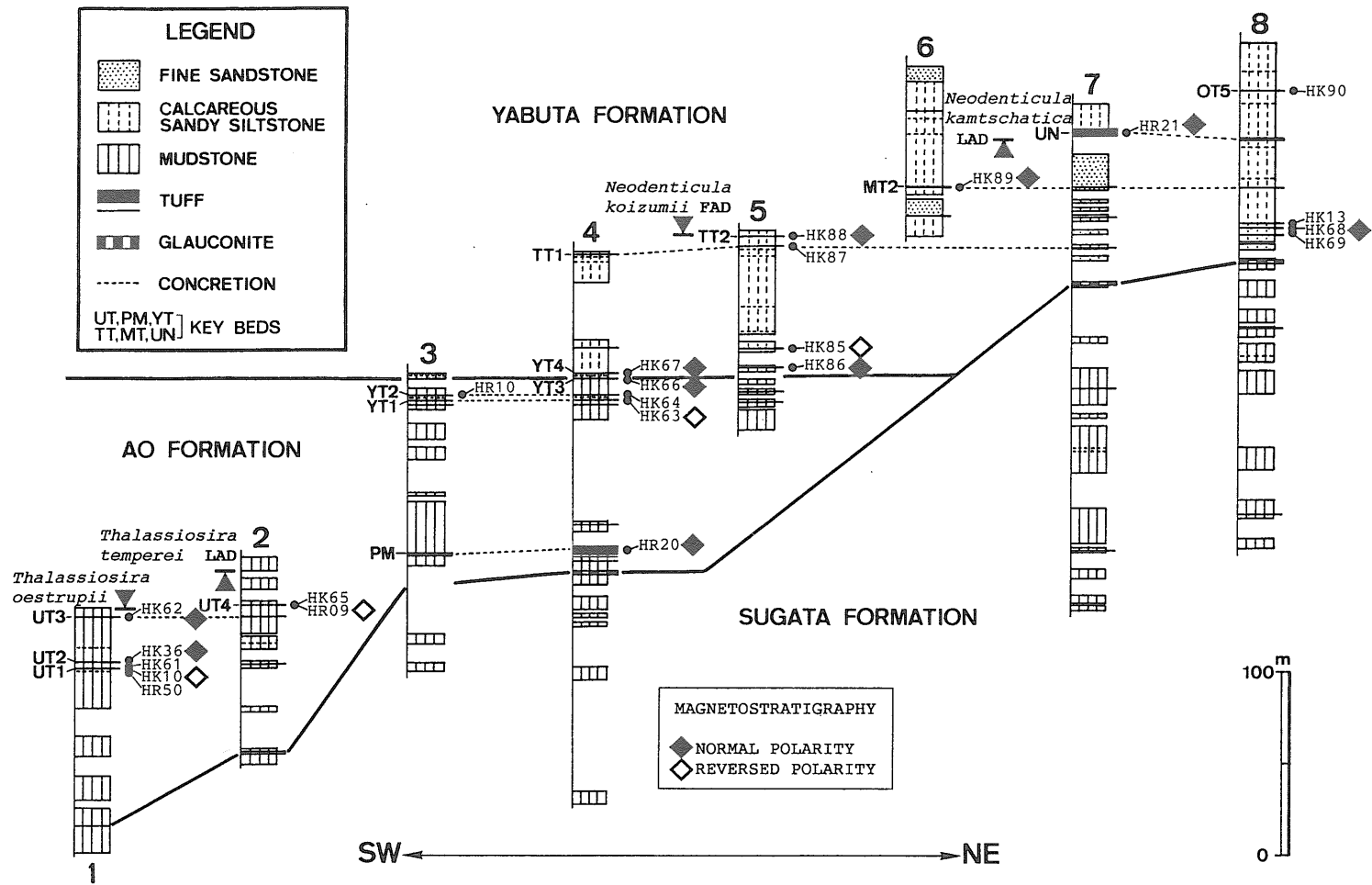
Fig. 2 Neogene stratigraphic units and diatom biostratigraphic data in the Himi area after Watanabe (1990). The length of the columns of rock units shows schematically the relative thickness of the section studied. Diatom zones are after Koizumi (1985). The names of the diatom zones are modified after Akiba and Yanagisawa (1986).

[†]*Denticulopsis kamtschatica*と*Denticulopsis seminae* var. *fossilis*はAkiba and Yanagisawa(1986)による分類学的な検討により、それぞれ*Neodenticula kamtschatica*と*Neodenticula koizumii*と種名を改められたので、Fig. 2にはその新しい種名で珪藻帯名を示してある。



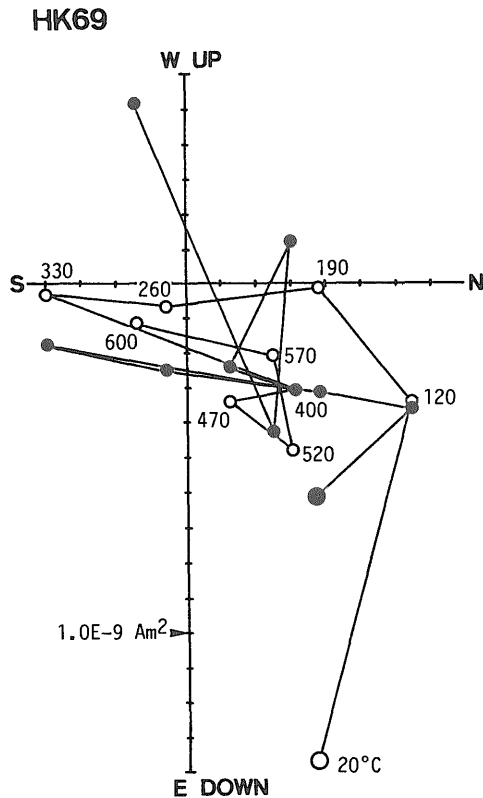
第3図 古地磁気測定用試料の採取地点。5万分の1地形図「水見」「虻が島」の一部を使用。太線と番号は第4図の柱状図作成ルートを示す。細線は各層の境界 (渡辺, 1990) である。
SG : 姿累層。AO : 阿尾累層。YB : 藪田累層

Fig. 3 Map showing the locations of paleomagnetic sampling sites of this study; topographic maps "Himi" and "Abugasima" at 1:50,000 scale published by the Geographical Survey Institute of Japan. The numbered thick lines show the routes along which the columnar sections in Fig. 4 were measured. The thin lines show the formation boundaries after Watanabe (1990). Strike and dip of the strata are also shown. SG : Sugata Formation. AO: Ao Formation. YB: Yabuta Formation.



第4図 柱状図及び古地磁気測定用試料採取層準。柱状図は渡辺(1990)による。柱状図の左側の記号は凝灰岩鍵層名、右側の記号は古地磁気試料採取層準を示す。柱状図の位置は第3図参照。

Fig. 4 Stratigraphic horizons of the paleomagnetic samples of this study. The columnar sections are from Watanabe (1990). The names of the key pyroclastic beds and sampling horizons are shown to the left and right of the columns, respectively. See Fig. 3 for the location of the columns.

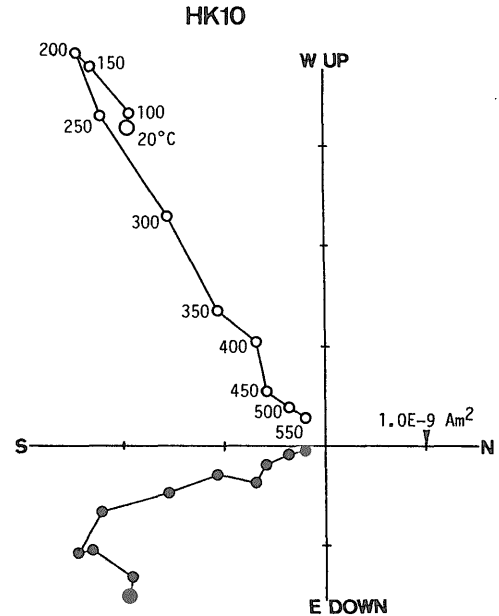


第5図 泥岩試料の段階熱消磁実験の例。傾動補正前の磁化方位をvector-demagnetization図にプロットした。黒丸は水平面、白丸はN-S方向の垂直面への投影である。座標の単位は磁気モーメント。図中の数字は消磁温度(°C)である。残留磁化が不安定で直線状のトレンドが見いだせなかった例である。

Fig. 5 Typical result of progressive thermal demagnetization of a mudstone sample. Magnetic directions are plotted on the vector-demagnetization diagrams using in-situ coordinates. Solid and open circles are projections of vector endpoints on horizontal and N-S vertical planes, respectively. Unit of coordinates shows bulk remanent intensity. Numbers attached to symbols show temperature in °C. Unstable remanence prevents us from determining linear trend on the diagram.

シルト岩・砂質シルト岩の試料では、PAFDによっても第5図と同様な結果が得られたので、初生磁化成分の識別が困難であると判断して、これらの試料から得た古地磁気測定の結果を棄却した。

第6図は凝灰岩試料のPThDの例を示している。阿尾累層・藪田累層中の凝灰岩類の残留磁化強度は比較的弱い(10⁻³A/m程度)が、vector-demagnetization図上で直線として表される安定磁化成分を保持しており、ブロッキング温度もシルト岩類に比べて高い。また二次磁化と



第6図 凝灰岩試料(HK10)の段階熱消磁実験例。図中の記号は第5図に同じ。段階熱消磁実験により、初生磁化成分(図の直線成分)を分離できた例である。

Fig. 6 Typical result of progressive thermal demagnetization (PThD) test for a tuff sample (HK10). Symbols are the same as in Fig. 5. PThD is able to recover stable primary component, which is shown as a straight trend on the diagram.

考えられる不安定成分が比較的低温(200°C以下)で消去された後磁化強度は単調に減少しており、PThDに伴い不安定な磁化が成長する傾向(伊藤・早川, 1988)は認められない。

今回の測定では、14地点の凝灰岩試料についてPThDにより安定磁化成分が確認された(第1表)。それらの地点については、安定成分が得られる範囲内で5-12個の試料片の消磁を数段階にわたって行い、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で見いだされた安定成分が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破壊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。

4. 結果とまとめ

14地点から得た平均磁化方位は、傾動補正後の状態で反平行な方位に分布している(第7図)、それらの方位は凝灰岩層堆積時または堆積直後の地球双極子磁場の記録であると判断される。また、それらは現在の地球磁場方向(図中の星印)とほぼ一致しており、氷見地域

第1表 氷見地域で得られたサイトごとの古地磁気データ。DEMAG, 消磁レベル; Dc, Ic, 傾動補正後の平均偏角および平均伏角(°); N, 試料片数; α_{95} , 95%信頼円の半径(°); k, 精度パラメータ; P, 地磁気極性 (Nは正帯磁, Rは逆帯磁); LAT, LON, 古地磁気極の北緯及び東経(°)。凝灰岩鍵層(第4図参照)の名前(かっこ内)と岩相を右端に示した。

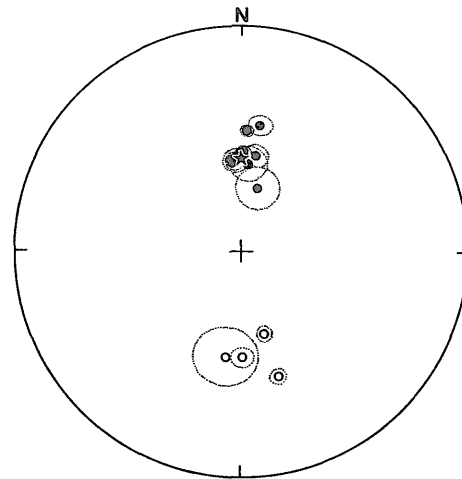
Table. 1 Site-mean paleomagnetic data obtained from the Himi Area. DEMAG is demagnetization level; Dc and Ic are mean declination and inclination in degrees after tilt correction, respectively; N is number of specimens; α_{95} is radius of 95 % confidence circle in degrees; k is Fisher's precision parameter; P is magnetic polarity (N and R indicate normal and reversed polarity, respectively.); LAT and LON are north latitude and east longitude of virtual geomagnetic pole position in degrees. The names of the key beds (see Fig. 4) are shown in parentheses with the lithology.

site	DEMAG	Dc	Ic	N	α_{95}	k	P	LAT	LON	lithology
Yabuta Formation										
HR21	200°C	-4.7	58.0	11	2.9	246.1	N	85.9	73.8	tuff(UN)
HK89	10mT	2.7	46.0	8	2.3	563.8	N	80.2	-57.2	tuff(MT2)
HK88	5mT	-1.3	55.9	10	2.8	306.7	N	88.9	23.9	tuff(TT2)
HK68	10mT	4.4	58.2	8	6.6	72.4	N	86.0	-163.8	tuff
HK85	200°C	164.4	-58.5	9	2.9	314.7	R	-77.5	-117.6	tuff
HK86	5mT	1.6	54.0	9	2.5	415.0	N	87.3	-72.3	silty tuff
HK67	5mT	-3.3	57.0	8	4.6	148.9	N	87.3	63.1	tuff(YT4)
Ao Formation										
HK66	10mT	8.6	55.0	8	4.5	150.9	N	82.9	-124.5	tuff(YT3)
HK63	20mT	179.3	-50.9	8	4.0	194.1	R	-84.7	143.4	tuff(YT1)
HR20	200°C	14.7	66.6	5	7.8	96.0	N	73.8	173.2	tuff(PM)
HR09	80°C	-172.0	-50.8	8	11.2	25.5	R	-81.5	83.7	tuff(UT4)
HK62	10mT	-5.8	56.7	9	2.7	373.5	N	85.4	54.0	tuff(UT3)
HK36	20mT	8.5	43.3	8	4.1	179.3	N	76.3	-77.4	tuff(UT2)
HK10	20mT	163.2	-41.6	12	3.0	212.5	R	-70.6	-170.2	tuff(UT1)

周辺が阿尾・藪田両累層の形成以降に大きな移動・回転運動を被っていないことがわかる。

第4図のルート柱状図に、今回氷見地域で得られた古地磁気極性を示した。また、第8図に今回の古地磁気層序の結果、渡辺(1990)による氷見地域の珪藻化石層序、および北太平洋のODP Leg 145における珪藻化石層序と標準古地磁気層序との対比(Barron and Gladenkov, 1995)をまとめた。黒印が正帯磁、白印が逆帯磁の層準である。阿尾累層と藪田累層下部では逆帯磁と正帯磁の繰り返しがあつたのに対し、藪田累層中部では正帯磁が卓越している。今回の研究では信頼性の高い古地磁気方位の得られた層準が少ないため、標準古地磁気層序との厳密な対比は難しいが、珪藻化石層序を利用して、今回の古地磁気測定結果と標準古地磁気層序との大まかな対比を以下に試みる。

阿尾累層中には *T. oestrupii* の初産出層準が認められる(第8図)。この初産出層準は北太平洋ではギルバート

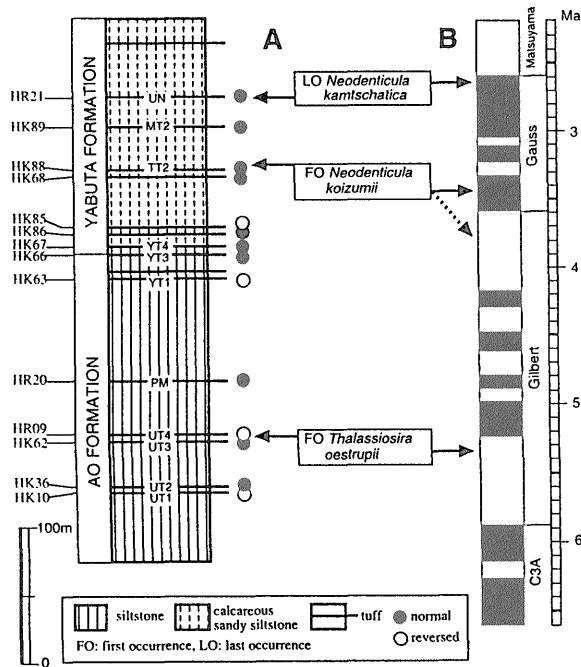


第7図 氷見地域上部新第三系における傾動補正後の各サイトの平均安定磁化方位。等積投影図に95%信頼円と共にプロットした。黒丸は下半球, 白丸は上半球投影。星印は現在の地球磁場方向を示す。

Fig. 7 Site-mean directions and their 95% confidence circles of stable remanent magnetizations of the upper Neogene System in the Himi area after tilt correction. Solid (open) symbols are on the lower (upper) hemisphere of equal-area projection. Star symbol shows axial dipole field direction.

期の初期に位置付けられている(Koizumi and Tanimura, 1985; Barron and Gladenkov, 1995; 第8図)ので、阿尾累層に見られる正帯磁と逆帯磁の繰り返しが、ギルバート期に相当すると推定される。本地域では *T. oestrupii* の初産出層準の直下に正帯磁層準があり、Barron and Gladenkov (1995)による結果と整合しないように見える(第8図)。しかし、この点について議論するには、今回信頼性の高い古地磁気方位の得られた層準が少なく、さらに今後の検討が必要である。

藪田累層の正帯磁が卓越する層準の下部には *N. koizumii* の初産出層準が、その上部には *N. kamtschatica* の終産出層準がそれぞれ認められる(第8図)。北太平洋周辺では、*N. koizumii* は高緯度ほど早く産出し、初産出層準はギルバート期末からガウス期初期にあたとされている(Barron, 1980; Koizumi and Tanimura, 1985; Barron and Gladenkov, 1995; 第8図)。また同じく *N. kamtschatica* の終産出層準はガウス期末に位置する(Barron and Gladenkov, 1995; 第8図)。これを考慮すると、藪田累層中部の正帯磁の卓越する層準はガウス期にあたる。藪田累層中部の *N. koizumii* の初産出層準付近は正帯磁であるので、本地域での *N. koizumii* の初産出層準はガウス期初期にあたる可能性が高い。したがって、この藪田累層中部の正帯磁が卓越する層準と、その下位の藪田累層下部から阿尾累層にかけての正帯磁と逆帯磁が



第 8 図 古地磁気方位と珪藻化石層序のまとめ。標準地磁気層序はCande and Kent (1992, 1995)による。A: 水見地域で認められる珪藻化石層序のdatum (渡辺, 1990)。B: 標準地磁気層序と珪藻化石層序のdatumの対比 (Barron and Gladenkov, 1995)。

Fig. 8 Summary of magnetic directions and diatom biostratigraphy. The geomagnetic time scale is after Cande and Kent (1992, 1995). A: Diatom datum levels in the Himi area (Watanabe, 1990). B: Correlation between the diatom datum levels and the geomagnetic polarity time scale after Barron and Gladenkov (1995).

繰り返す層準との間 (HK68とHK85の間) にガウス/ギルバート境界があるものと推定される。

文 献

AKIBA, F. and Yanagisawa, Y. (1986) Taxonomy, morphology and phylogeny of the Neogene diatom zonal marker species in the middle-to-high latitudes of the North Pacific. *In* Kagami, H., Karig, D.E. and Coulbourn, W.T. *et al.*, *Init. Rep. DSDP*, U.S. Govt. Printing Office, Washington, **87**, 483-554.

Barron, J. A. (1980) Lower Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy of Leg 57, off Northeastern Japan, Deep Sea Drilling Project. *In* Scientific Party, *Init. Rep. DSDP.*, **56** and **57**, Washington (U.

S. Govt. Printing Office), 641-685.

Barron, J. A. and Gladenkov, A. Y. (1995) Early Miocene to Pleistocene diatom stratigraphy of Leg 145. *In* Rea, D. K., Basov, I. A., Scholl, D. W. and Allan, J. F., *Proc. ODP, Sci. Results*, College Station, TX (Ocean Drilling Program), **145**, 3-19.

Cande, S. C. and Kent, D. V. (1992) A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Jour. Geophys. Res.*, **100**, 13917-13951.

Cande, S. C. and Kent, D. V. (1995) Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Jour. Geophys. Res.*, **100**, 6093-6095.

Cronin, T. M., Kitamura, A., Ikeya, N., Watanabe, M. and Kamiya, T. (1994) Late Pliocene climate change 3.4-2.3 Ma: paleoceanographic record from the Yabuta Formation, Sea of Japan. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **108**, 437-455.

長谷川四郎・小林博明 (1986) 能登半島南部上部新生界の地質—その1. 富山県水見市付近の岩相層序区分と層模式。北村信教授記念地質学論文集, 91-111.

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.

Koizumi, I. (1985) Diatom biochronology for late Cenozoic northwest Pacific. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **91**, 195-211.

Koizumi, I. and Tanimura, Y. (1985) Neogene diatom biostratigraphy of the middle latitude western North Pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 86. *In* Heath, G. R., Burckle, L. H., *et al.*, *Init. Repts DSDP*, **86**, Washington (U. S. Govt. Printing Office), 269-300.

両角芳郎・石垣武久 (1981) 蕨田層の浮遊性有孔虫化石群集—蕨田層の時代および下位の地層との層序関係に関連して—。大阪市立自然史博物館研報, no.35, 1-13.

中世古幸次郎 (1952) 富山積成盆地西部の余川層群の微化石層序。大阪大学理科報告, no.1, 73-79.

大塚弥之助 (1935) 石川県邑知地溝東北部付近の層序。地質雑, **42**, 483-510.

渡辺真人 (1990) 氷見灘浦地域の新第三系の層
序—とくに姿層とその上位の地層との間の
時間間隙について—. 地質雑, 96, 915-936.

(受付: 1997年4月24日; 受理: 1997年6月17日)