

北太平洋の堆積物の地磁気強度層序

福間 浩司^{*1} 原田 尚美^{*2}

古海洋学的研究を行うためには、海底堆積物の年代を精度よく決めることが必要である。北太平洋でのみらいMR98-05航海で得られたピストンコアに対して地磁気強度変動を利用した方法を使って、従来の方法では難しかった過去数十万年について年代を求めた。その結果、3本のコアについて約80万年前まで遡る深さ-年代関係を詳しく決め、信頼できる堆積速度(～数cm/ky)を求めることができた。この研究は地磁気強度層序が非炭酸塩堆積物に対して有力な年代決定の手段であることを例証した。

キーワード：古海洋学, 年代決定, 磁気層序, 地磁気強度

Paleointensity stratigraphy of north Pacific sediments

Koji FUKUMA^{*3} Naomi HARADA^{*4}

Paleointensity stratigraphy was applied to north Pacific sediments retrieved during R/V MIRAI MR98-05 cruise. For paleoceanographic studies using sediment cores, well-constrained age models are prerequisite. Paleointensity stratigraphy for three piston cores gave us reliable age-depth relationships back to about 800ka, which are difficult to obtain using other existing dating methods. These age models provide averaged sedimentation rates of several centimeters per kiloyear, which should be reasonable for each cored regions. This study illustrates that paleointensity stratigraphy is a quite useful dating method especially for non-carbonate sediments.

Keywords : paleoceanography, chronology, magnetostratigraphy, geomagnetic intensity

*1 熊本大学理学部

*2 海洋科学技術センター海洋観測研究部

*3 Kumamoto University

*4 Japan Marine Science and Technology Center, Ocean Research Department

1. はじめに

堆積物コアの年代が精度良く決定されていることは、コアを用いた古海洋学的研究を行うために不可欠の前提である。コアの年代を決定する方法はいくつか存在するが、数万年～数十万年の年代のコアに対しては、 ^{14}C 法と酸素同位対比層序が最もよく使われる方法である。しかし、これらの方法は炭酸カルシウムの殻をもつプランクトンを試料として必要とするため、基本的に炭酸塩堆積物にのみ適用可能である。非炭酸塩堆積物に対してはこれらの方法と同等の解像度をもつ普遍的に適用可能な年代決定法が存在しない。非炭酸塩堆積物が広く分布する北太平洋の古海洋学的研究の進展が妨げられている主な原因は、非炭酸塩堆積物に対する有効な年代決定法が欠けていることにある¹⁾。

百万年オーダーの年代をもつコアに対しては、地磁気極性層序(単に磁気層序と呼ばれることが多い)が極めて有効であることは広く認識されている²⁾。なぜなら、地球磁場の逆転がグローバルな現象であること、さらに堆積物は岩相によらずほとんど測定可能な残留磁化を担っているからである。しかし、地球磁場の逆転は最も現在に近いものでも Brunhes Chron の始まりである78万年前まで遡らなければならず、それ以降の堆積物に対しては地磁気極性層序は適

用不可能である。しかし、最近堆積物から地磁気強度の変化の記録を得る研究が進展し、地磁気強度の変動がグローバルな現象であることが明らかにされ、Brunhes Chron をカバーする地磁気強度変動の標準曲線が得られるようになった(例えば、³⁾)。従って、特定の堆積物コア(ピストンコアなどの比較的短いコアでもよい)から地磁気強度の変動曲線を得て標準曲線と比較すれば、Brunhes Chron 内でも高い解像度の年代決定が可能になる。これが、地磁気強度層序と呼ばれる方法の原理である。

今回、地磁気強度層序を北太平洋のみらいMR98-05航海で得られたピストンコアについて適用した(図1)。地磁気強度を得るために必要な条件を、初磁化率・非履歴性残留磁化・色反射率などの測定も加えて検討し、適用可能な層準を求めた。その結果得られた3地点のコアの地磁気強度変動曲線と標準曲線がよく一致することを見だし、さらに地磁気強度層序が信頼できる年代を与えることを示す。この研究は地磁気強度層序の北太平洋での適用の最初であり、地磁気強度層序が非炭酸塩堆積物に対して標準的な年代決定法となる可能性をもつことを具体例をもって提示する。

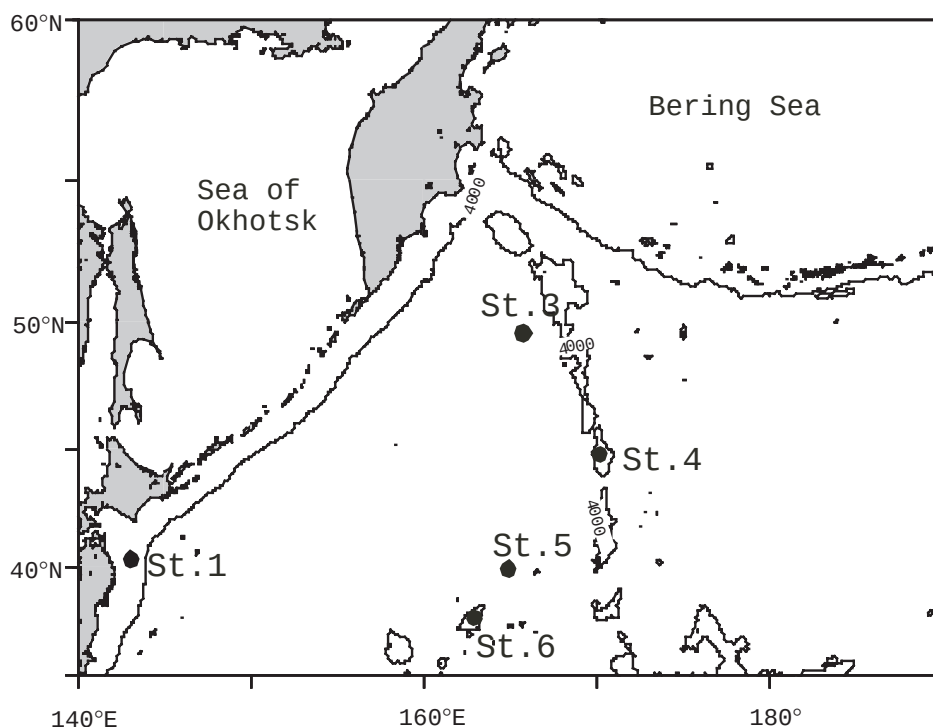


図1 みらいMR98-05航海でのピストンコアの採取地点
Fig. 1 Piston coring sites during R/V MIRAI MR98-05 cruise

2. 試料と方法

みらいMR98-05航海において、北太平洋の5つの地点でピストンコアリングが行われた(図1)⁴⁾。5つの地点において採取された堆積物の卓越する岩相は、St.1(1545m) & 3(5507m): diatom bearing silty mud, St.4(1855m): calcareous ooze, St.5(5498m): pelagic clay, St.6(3130m): calcareous ooze-calcareous silty mudである(カッコ内は水深)。いずれのコアにおいても厚さ数cmの火山灰層が複数夾在する。採取された堆積物コアを長さ約1mのセクションに切断する前に、ねじれが生じないようにマーキングを行った。強い還元的な続成作用を被っているSt.1を除く4地点(St. 3, 4, 5, 6)において、残留磁化測定のためにU-channel(断面 2×2 cm)を用いて連続試料を航海中並びに航海終了約1ヶ月後に採取した。乾燥・酸化を防ぐため、U-channel試料をプラスチックラッピングをして約5℃で冷蔵保存した。

残留磁化の測定は、地質調査所の2G-Enterprise社製のパススルー型超伝導磁力計⁵⁾を用いて航海終了約2ヶ月後に行った。測定間隔は2cm, 自然残留磁化(NRM)を測定した後、交流磁場強度 5, 10, 15, 20, 40, 60, 80mTで直交する3軸について段階的に消磁・測定を繰り返した。交流消磁後、U-channelの長軸方向(すなわちコアの鉛直方向)に非履歴性残留磁化(ARM)を直流磁場強度0.1mT, 交流磁場強度100mTで印加した。ARMについても、自然残留磁化と同じ段階で交流消磁を行った。

残留磁化の測定に加えて、初磁化率・色反射率の測定も船上で行われた⁴⁾。初磁化率は、GEOTEK社製のマルチ

センサートラック上に設置されたBartington社製のループセンサー(内径10cm)を用いて、各セクション毎に半割前のコアに対して2ないし3cmおきに測定した。コアを用いて測定された初磁化率は、密度・含水率測定用に採取されたキューブ(7cc)を用いて測定した初磁化率に基づいて、体積当たりの初磁化率(κ , dimensionless in SI)に換算した。色反射率は半割コアにプラスチックラップをかけた上から2cmおきに測定した。色反射率はL* (lightness: 0-100), a* (red (positive)-green (negative) hue)とb* (yellow-blue hue)の3つの指標を用いて表した。

3. 結果と考察

残留磁化強度は、消磁前で 10^{-5} - 10^{-2} A/mであった。St.4(白いcalcareous sediments)では特に残留磁化強度が低くほぼ 10^{-5} A/mのレンジにあった。段階交流消磁に対するいくつかの代表的な磁化の振舞を図2に示す。St.5及び6の全層準、さらにSt.3のほとんどの層準において安定な磁化成分を見いだすことができた(図2(a) (b))。これらの試料は10 ないし20mTの交流磁場によって二次的な磁化成分を消去することができ、80mTではほぼ磁化を消去できた。一方、St.3の一部の層準では図2(c)のように磁化が2成分みられ、80mTでも消磁前の磁化の80%程度が残る試料が見られた。また、St.4の試料はその残留磁化強度の低さに加え交流消磁に対する振舞がほとんどerraticであり、今後の考察からは除くことにする。

St.3, 5, および6の磁化極性をみるために、伏角を深さに

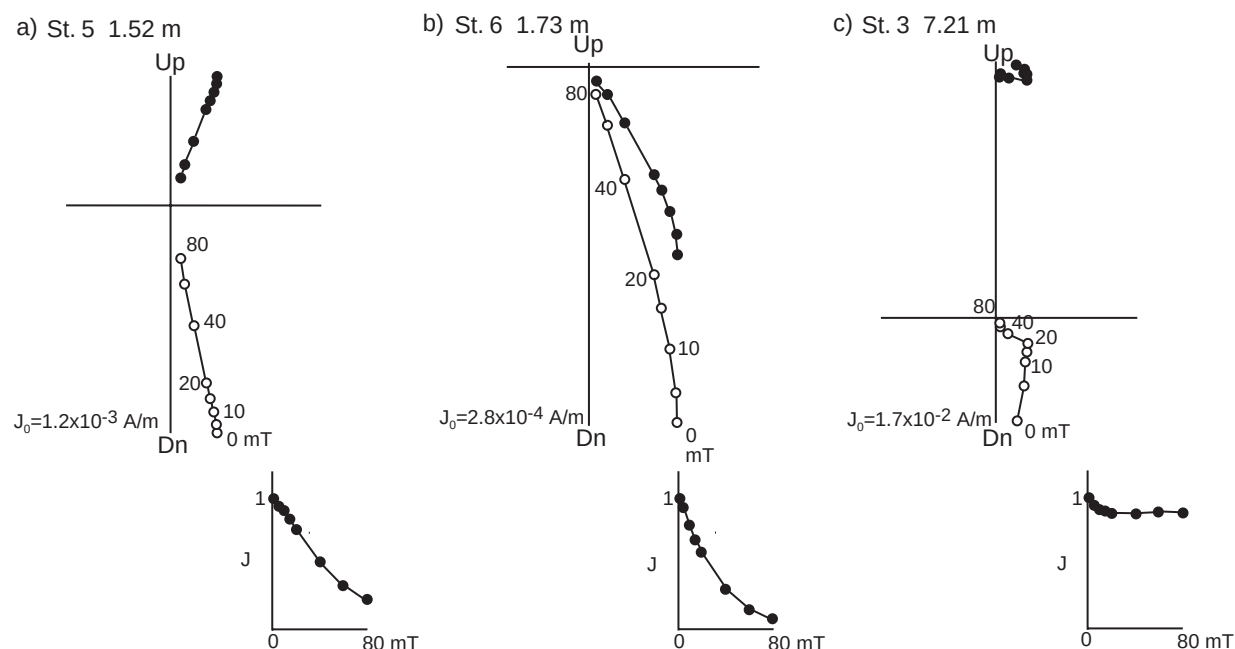


図2 交流消磁における磁化の振舞。磁化ベクトルの終点の水平面上(黒丸)と鉛直面上(白丸)への投影と、交流磁場に対する残留磁化強度の変化を示す。(a) St.5, (b) St.6 and (c) St.3

Fig. 2 Alternating field demagnetization results for samples from (a) St.5, (b) St.6 and (c) St.3. Solid and open symbols on vector endpoint diagrams show projections of magnetization vectors on horizontal and vertical planes, respectively.

対してプロットした(図3)。伏角は二次的な磁化を除くことができたときとみなせる10mTでの値を採用した。St.3においては深さ約13mまではっきりとした磁化極性の逆転を示さず、ほぼ一貫して正帯磁である。しかし、一部の層準(例えば深さ7.0-7.5m, 9.0-9.4m)では他の層準に比べて大幅に浅い0°に近い伏角を示す。これらの層準の交流消磁に対する振舞は図2(c)に示した例に対応する。St.5においては海底面から深さ17mにまでわたって一貫して約+55°の正の伏角、すなわち正帯磁していることを示す。従って、St.5の全層準はBrunhes normal Chronに堆積したことがいえる。St.6では深さ10mで磁化極性の逆転がみられ、他にも深さ12m, 12.8mでも完全な磁化の逆転が見られる。これらの磁化逆転のシーケンスは、上からBrunhes normal Chron, Matuyama reversed Chron, Jaramillo Subchron® に対比することができる。St.6の深さ14mに伏角が浅くなる場所が見られるが、これはCobb Mountain Subchronに対応するものと考えられる。

堆積物から過去の地球磁場の強度の変動を求めるためにはいくつかの条件を満たす必要がある。例えば、磁性鉱物が種類が変化しないこと、磁性鉱物の含有量・粒径が大

きく変動しないこと等である⁷⁾。これらの条件をチェックするために、St.3, 5, and 6の3つのコアについて κ , ARM/κ , a^* の3つの指標を深さに対してプロットした(図4)。 κ は磁性鉱物の含有量, ARM/κ は磁性粒子のサイズ, a^* は酸化還元の状態を示す指標である。 κ は3つのサイトの複数の層準において鋭いピークを示す。これらの層準はコアの記載で認められた火山灰層に対応する。 ARM/κ は火山灰層に対応したトロフ(低い値, 磁性鉱物が粗粒である)を示すが、その理由は火山灰層において通常粗粒な磁性鉱物の含有量が高いからである。 ARM/κ は一部の層準を除くと、いずれのサイトにおいてもその振幅は余り大きくない(0.4程度)。また、 a^* はSt.3の一部の層準において負(緑色)の値を示し、これらの層準は伏角が異常に浅い層準(図3)に対応する。このことは、還元的な状態が保磁力の高い磁性鉱物を選択的に残り伏角を浅くする(図2(c))ことを示唆する。St.5 and 6においては a^* はゼロもしくは正(赤色)の値を示し、ニュートラルもしくは酸化的な状態で堆積したことを示している。

過去の地磁気強度をNRM強度をARM強度で規格化した値(NRM/ARM)を用いて求めた(図4)。火山灰層やSt. 3における還元層では磁性鉱物の種類・含有量・粒径が変

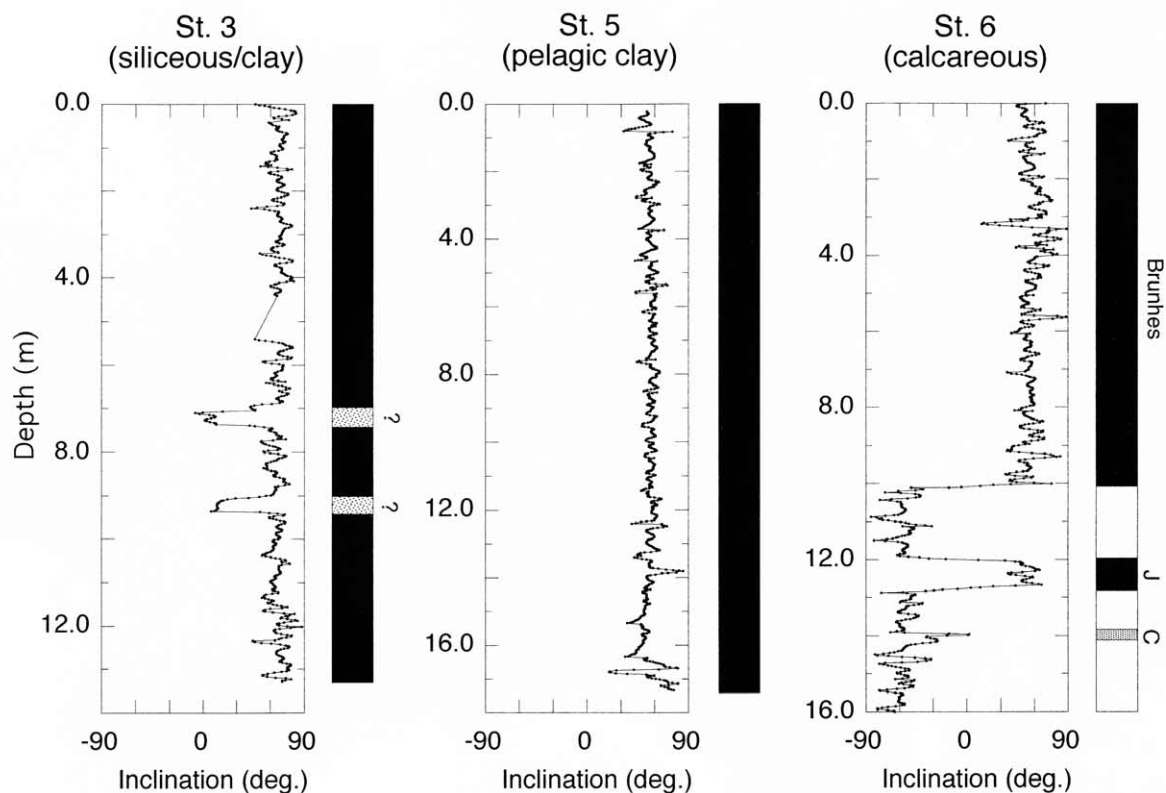


図3 深さ-伏角(10mTでの交流消磁後)プロット (MR98-05 St.3, 5, and 6)。プロットの右のコラムは、磁化の極性(黒:正, 白:負, ハッチ:中間)を表す。

Fig. 3 Depth plots of magnetic inclination demagnetized at 10mT for St.3, 5, and 6. Vertical columns show interpreted magnetic polarities; Solid, open and hatched areas represent normal, reversed and intermediate intervals, respectively.

化し、一部でNRM/ARMに大きく影響する可能性があるため、地磁気強度を求める過程においてはこれらの層準を除いた。その結果、St.3の深さ8m(還元層より上)まで、St.5の全層準、St. 6の深さ10m (Brunhes/Matuyama境界)までのNRM/ARM曲線をBrunhes Chronの地磁気強度の標準的な変動曲線^{3), 8)-9)}と比較した。Brunhes Chron中の地磁気excursion¹⁰⁾が地磁気強度のlowと対応していることが知られているため、標準曲線と測定されたARM/NRMのトロフをキーとしてAnalySeries v.1.1¹¹⁾を用いてマッチングを行った。

地磁気強度の標準曲線との対応を以下に記述する。St.6においてはコアのトップ(0ka)とBrunhes/Matuyama境界(780ka)の上下2点をあらかじめ押さえることができるため、測定されたNRM/ARM曲線と標準曲線との比較は容易である。標準曲線として赤道東太平洋⁸⁾とHess 海膨⁹⁾から得られた地磁気強度曲線を用いた。いずれの標準曲線とも非常によく一致する(図5)。2つのマッチングから得られたage modelは互いにほとんど差がなく、コアトップとBrunhes/Matuyama境界(780ka)を結んだ直線(堆積速度一

定と考えた場合)から大きくずれないが、深さ約5m(年代約400ka)をはさんで上部でタイラインよりやや古い年代、下部で若い年代であることがわかる。St.6のBrunhes Chronの平均堆積速度は1.3cm/kyである。一方、St.5は全層準が正帯磁であり、Brunhes Chron中に堆積したことのみが磁化極性から言えることである。それにもかかわらず、St.5のNRM/ARM曲線と2つの標準曲線⁸⁾⁻⁹⁾とのトロフトロフのマッチングは比較的容易である(図6)。特に550kaより若い年代では短い周期の変動もよく一致する。2つのage modelはよく一致し、深さ約17mのコアの最下部はBrunhes/Matuyama境界に非常に近い約760kaであり、平均堆積速度は2.2cm/kyである。

St.3においては上部8mはその年代幅が狭いことが予想されるため、過去20万年間の地磁気強度曲線Sint200³⁾との比較を行った。Sint200に比べてSt.3の曲線においてより周期の短い変動が見られる(図7(a))。Sint200はグローバルなデータセットをコンパイルしたものであり、短い周期の成分が平均化により消去されている可能性がある。そこで近

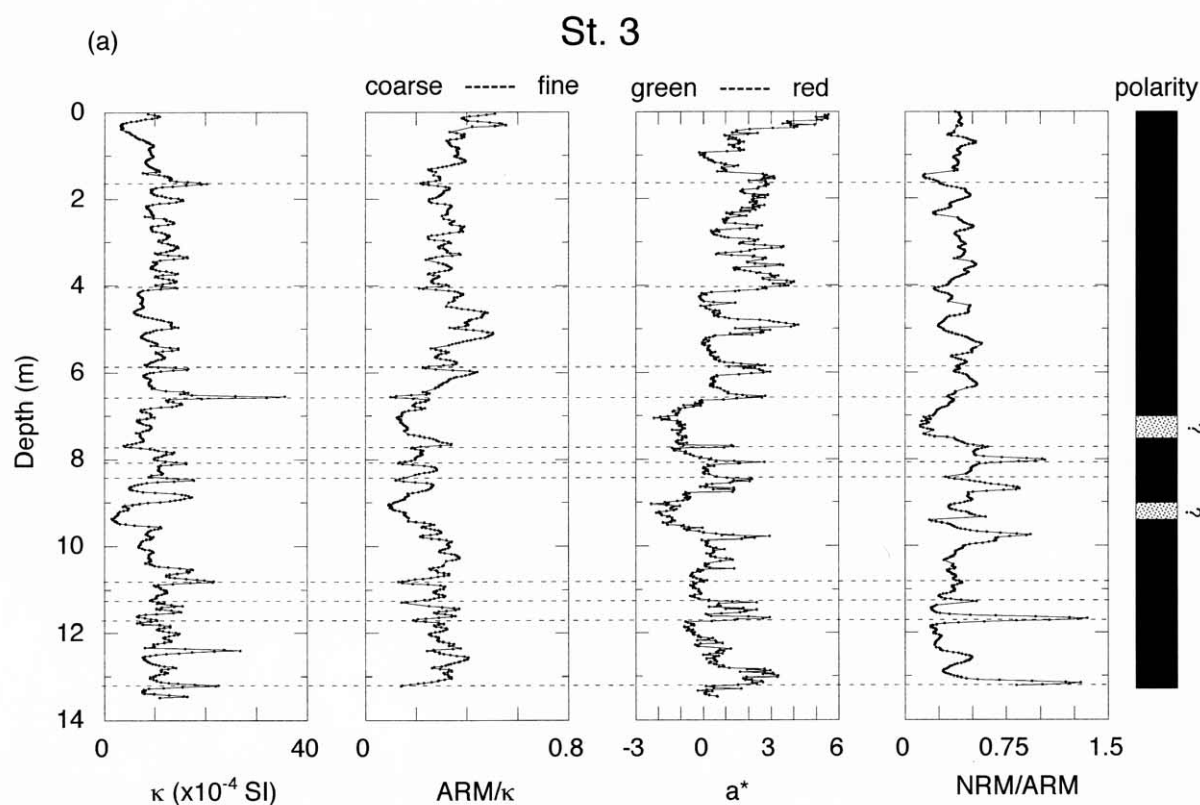
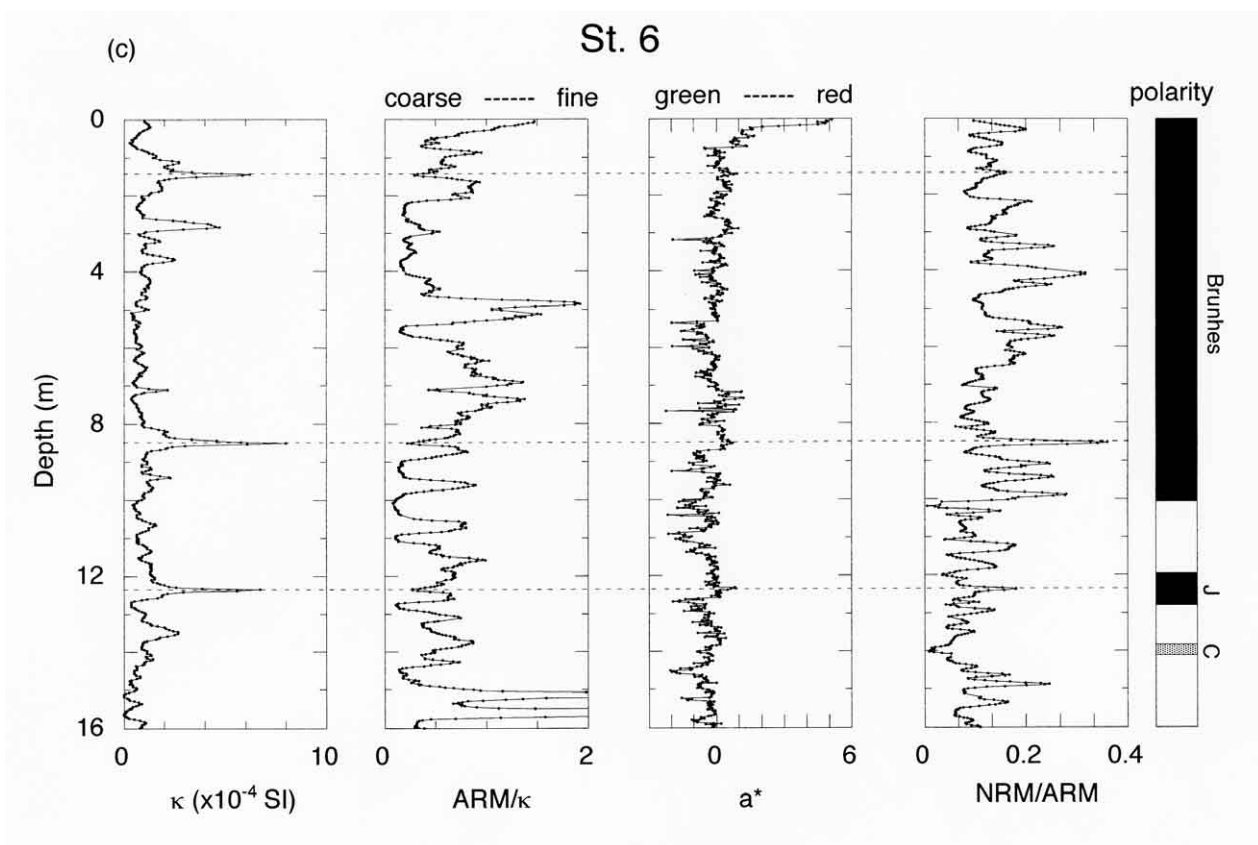
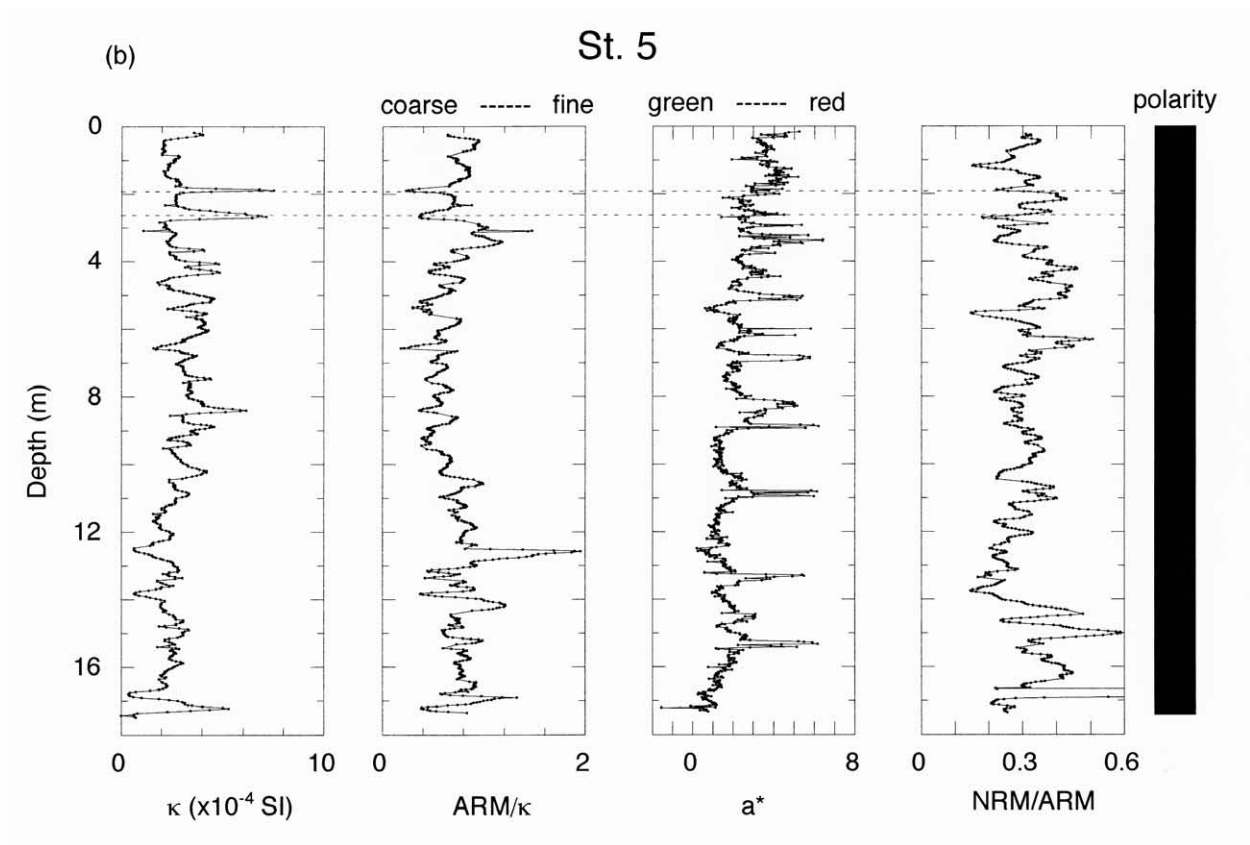


図4 深さに対する初磁化率(κ), 非履歴性残留磁化と初磁化率の比(ARM/κ), 色反射率の指数(a^* : green-red hue), 非履歴性残留磁化強度で規格化した自然残留磁化強度(NRM/ARM)のプロット。プロットの右のコラムは、磁化の極性(黒: 正, 白: 負, ハッチ: 中間)を表す。点線は、火山灰層が肉眼で確認された層準を示す。(a) St.3, (b) St.5, (c) St.6。

Fig. 4 Depth plots of volume-specific initial magnetic susceptibility (κ), ratios of anhysteretic remanent magnetization and susceptibility (ARM/κ), color reflectance index a^* (green-red hue), and natural remanent magnetization intensity normalized by ARM intensity (NRM/ARM). Horizontal broken lines indicate stratigraphic levels that tephra layers were observed by visual inspection. Vertical columns show interpreted magnetic polarities; Solid, open and hatched areas represent normal, reversed and intermediate intervals, respectively. (a) St.3, (b) St.5, (c) St.6.



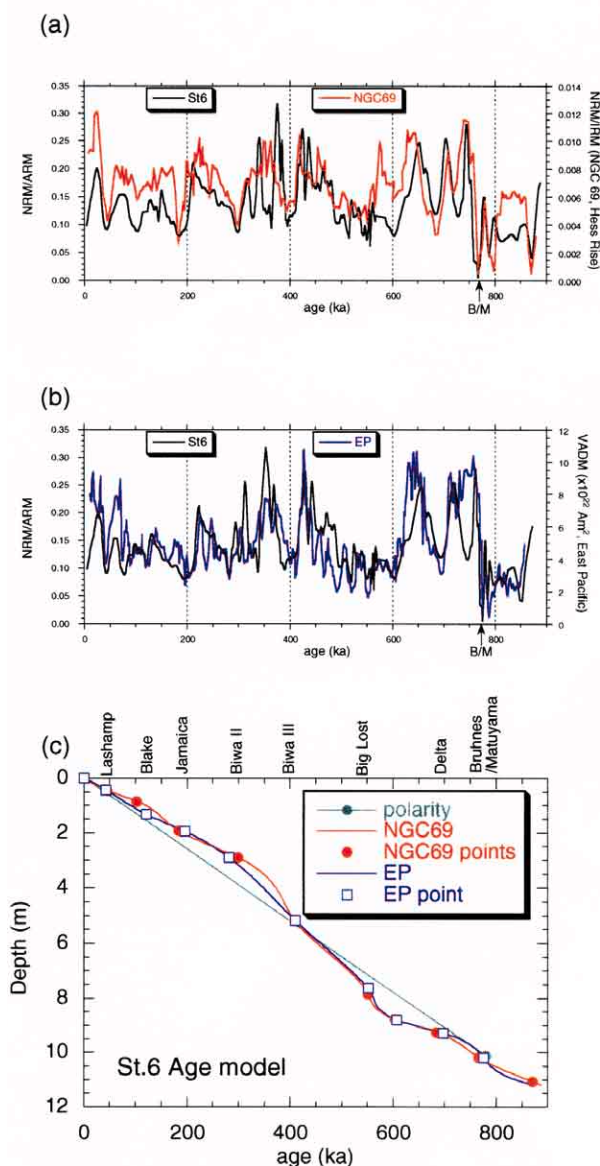


図5 MR98-05 St.6の非履歴性残留磁化強度で規格化した自然残留磁化強度 (NRM/ARM) と標準地磁気強度曲線との対比 ((a) ヘス海膨⁹⁾, (b) 東太平洋⁸⁾) と(c) age model。

Fig. 5 Correlations of natural remanent magnetization intensity normalized by anhysteretic remanent magnetization intensity (NRM/ARM) for MR95-05 St.6 and standard pelointensity curves from (a) the Hess Rise⁹⁾ and (b) the East Pacific⁸⁾, and (c) age models based on the correlations.

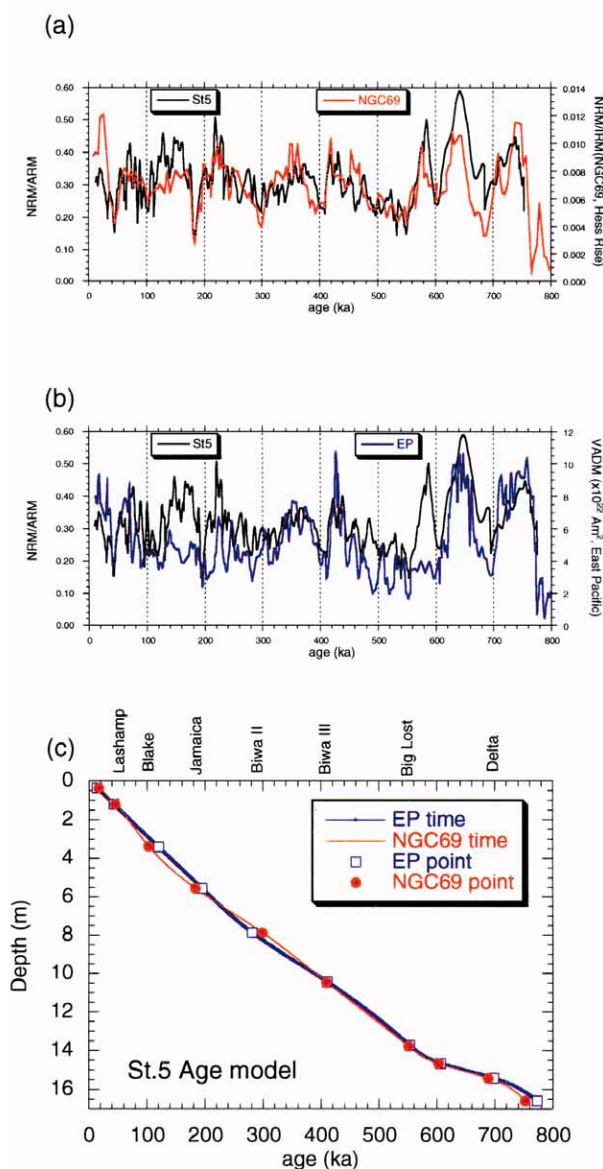


図6 MR98-05 St.5の非履歴性残留磁化強度で規格化した自然残留磁化強度 (NRM/ARM) と標準地磁気強度曲線との対比 ((a) ヘス海膨⁹⁾, (b) 東太平洋⁸⁾) と(c) age model。

Fig. 6 Correlations of natural remanent magnetization intensity normalized by anhysteretic remanent magnetization intensity (NRM/ARM) for MR98-05 St.5 and standard pelointensity curves from (a) Hess Rise⁹⁾ and (b) East Pacific⁸⁾, and (c) age models based on the correlations.

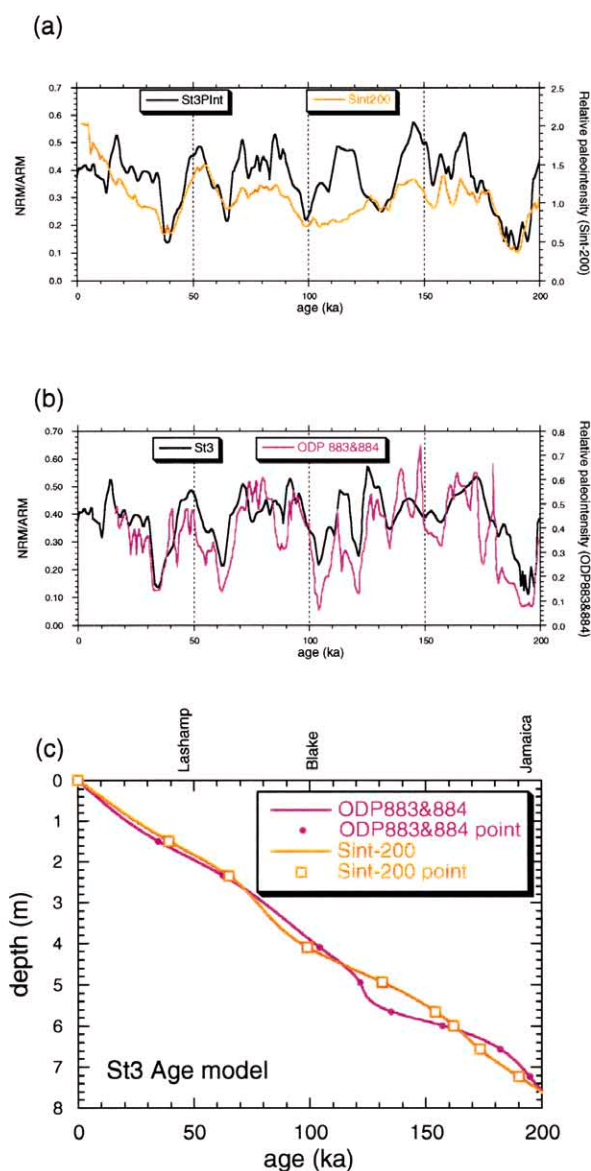


図7 MR98-05 St.3の非履歴性残留磁化強度で規格化した自然残留磁化強度 (NRM/ARM) と標準地磁気強度曲線との対比 ((a) Sint200³⁾, (b) ODP Sites 883 and 884¹³⁾) と (c) age model。

Fig. 7 Correlations of natural remanent magnetization intensity normalized by anhysteretic remanent magnetization intensity (NRM/ARM) for MR98-05 St.3 and standard pelointensity curves from (a) Sint200³⁾ and (b) ODP Sites 883 and 884¹³⁾, and (c) age models based on the correlations.

傍の明治海山の ODP Sites 883 and 884 から得られた地磁気強度曲線¹²⁾と比較した(図7(b))。この比較では短い周期での変動もよく一致が見られるようになった。これら2つのマッチングから得られた age model (図7(c))は互いによく一致し、St.3の深さ8mまで堆積速度はほぼ一定(平均3.8cm/ky)であることがわかる。

St.3, 5, and 6から得られた平均堆積速度はそれぞれの海域で地磁気極性層序から得られた Brunhes Chronでの平均堆積速度によく一致する²⁾。このことは地磁気強度層序が与える平均堆積速度が信頼できることを示すと同時に、St.3やSt.5のように地磁気極性層序を適用できない比較的短いピストンコアにおいても年代を求めることができることを示す。また、St.6のように地磁気極性層序が可能であっても、地磁気強度層序は Brunhes Chronの中での堆積速度の変化を高解像度で求めることができる。Brunhes Chronに少なくとも8つの地磁気 excursion に当たるトロフが認められることから、地磁気強度層序は酸素同位対比層序とほぼ同じ解像度で年代を求めることができる。地球磁場強度の変化はグローバルな現象であり、残留磁化は基本的に岩相によらず測定可能であるため、地磁気強度層序は地球上のほとんどあらゆる地域で適用可能である。とくに、酸素同位対比や¹⁴C年代の測定が不可能な非炭酸塩堆積物では有効な方法であり、非炭酸塩堆積物が広く分布する北太平洋での古海洋学的研究を進める上で地磁気強度層序は不可欠な手段となるだろう。

4. まとめ

1. 地磁気強度層序を用いて、北太平洋から得られた3地点 (MR98-05 St.3, 5, and 6) の堆積物コアに対して信頼できる年代を求めることができた。
2. 地磁気強度層序が可能であるためには、残留磁化の安定であること・磁性粒子のサイズがほぼ一様であること・非還元的な状態であることが必要である。
3. 地磁気強度層序は非炭酸塩堆積物に対して高解像度の年代決定のための有力な方法である。

謝辞

ピストンコアの採取では、研究船“みらい”の橋本船長ならびに乗組員の方々、マリンワークジャパン(株)のマリンテクニシャンの方々、村山さん・佐藤さん・青木さん(北海道大学)、岩井さん・近藤さん(高知大学)にご協力いただきました。また、地質調査所の山崎さん・小田さんには超伝導磁力計を使わせていただきました。以上の方々に感謝いたします。

参考文献

- 1) Keigwin, L. D., "Glacial-age hydrography of the far northwest Pacific Ocean," *Paleoceanography*, 13, 323-339, (1998).
- 2) Clement, B. M., D. V. Kent and N. D. Opdyke, "A synthesis of magnetostratigraphic results from Pliocene-Pleistocene sediments cored using the hydraulic piston

- cores," *Paleoceanography*, 11, 299-308, (1996).
- 3) Guyodo, Y. and J.-P. Valet, "Relative variations in geomagnetic intensity from sedimentary records: the past 200,000 years," *Earth Planet. Sci. Lett.*, 143, 23-36, (1996).
 - 4) Harada, N., K. Fukuma, M. Iwai, M. Murayama, T. Sugawara, M. Matsushashi, K. Aoki and T. Kondo, "General features of sediment cores collected in the Northwestern Pacific during the R/V "MIRAI" cruise MR98-05," *JAMSTECR*, 40, 113-124, (2000).
 - 5) Weeks, R. J., C. Laj, L. Endignoux, M. D. Fuller, A. P. Rovers, R. Manganne, E. Blanchard and W. Goree, "Improvements in long core measurement techniques: application in palaeomagnetism and palaeoceanography," *Geophys. J. Int.*, 114, 651-662, (1993).
 - 6) Ogg, J. G. "Magnetic polarity time scale of the Phanerozoic," *Global Earth Physics: A Handbook of Physical Constants*, T. J. Ahrens Ed. (American Geophysical Union, Washington, DC., 1995), p.240-270
 - 7) King, J. W., S. K. Banerjee and J. Martin, "A new rock-magnetic approach to selecting sediments for geomagnetic paleointensity studies: application to paleointensity for the last 4000 years," *J. Geophys. Res.*, 88, 5911-5921, (1983).
 - 8) Valet, J.-P. and L. Meynadier, "Geomagnetic field intensity and reversals during the past four million years," *Nature*, 366, 234-238, (1993).
 - 9) Yamazaki, T., "Relative paleointensity of the geomagnetic field during Brunhes Chron recorded in North Pacific deep-sea sediment cores: orbital influences?," *Earth Planet. Sci. Lett.*, 169, 23-35, (1999).
 - 10) Champion, D. E., M. A. Lanphere and M. A. Kuntz, "Evidence for a new geomagnetic reversals in the Brunhes and Late Matuyama polarity Chrons," *J. Geophys. Res.*, 93, 11667-11680, (1988).
 - 11) Paillard, D., L. Labeyrie and P. Yiou, "Macintosh program performs time-series analysis," *Eos Trans. AGU*, 77, 379, (1996).
 - 12) Roberts, A. P., B. Lehman, R. J. Weeks, K. L. Verosub and C. Laj, "Relative paleointensity of the geomagnetic field over the last 200,000 years from ODP Sites 883 and 884, North Pacific Ocean," *Earth Planet. Sci. Lett.*, 152, 11-23, (1997).

(原稿受理: 2001年1月16日)