

パレスベラ海盆から採取されたタービダイトの物性と 帯磁率異方性による古流向解析

川村喜一郎*¹ 池原 研*² 金松 敏也*³
藤岡換太郎*³ 松岡 裕美*⁴

本研究ではKR98-01航海によってパレスベラ海盆から採取されたタービダイトの古流向を、帯磁率異方性(AMS)と残留磁気測定を用いて解析した。コアは7層のタービダイトからなり、1枚のタービダイトは平行葉理部と脱水部からなり、それらのタービダイト間には遠洋性粘土層がある。石灰質ナノプランクトン化石や火山ガラスが多く含有されることから、タービダイトの供給源として七島・硫黄島海嶺が推定された。今回、その予測を立証するために古流向解析を行った。測定の結果、北東から南西への流れ(タイプ1)と北西から南東への流れ(タイプ2)の2方向の古流向が見られた。海底地形を見ると、試料採取地点付近には、南北性の凹地が存在しており、タービダイトはその凹地を通ってきたと考えられる。凹地の北延長上の七島・硫黄島海嶺が、タービダイトの供給源である。また、本研究では、堆積物の物性の測定から、堆積物の圧密と船上での押し出しに伴う二次的変形について議論した。

キーワード: 古流向解析, タービダイト, パレスベラ海盆, 帯磁率異方性, 物性

Paleocurrent Analysis by Anisotropy of Magnetic Susceptibility and Physical Properties of Turbidites Collected from Parece Vela Basin

Kiichiro KAWAMURA *⁵ Ken IKEHARA *⁶ Toshiya KANAMATSU *⁷
Kantaro FUJIOKA *⁷ Hiromi MATSUOKA *⁸

We analyzed the paleocurrent directions of turbidites collected from Parece Vela Basin surface sediment. The turbidites consist of parallel laminated part and dewatering part, pelagic clay intercalated among them. Because calcareous nannoplanktons and volcanic glasses are abundant in sediments, the source of materials is inferred as Sitito-Iozima Ridge. Two paleocurrent directions were inferred from the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). One (type 1) showed the currents from northeast to southwest and the other (type 2) from northwest to southeast. Because NE-SW depression is found near the coring site, the turbidites were transported through the depression. The Sitito-Iozima Ridge on the NE extension of the depression is thought to be the source area of the turbidites. Furthermore, we discussed the compaction of the sediment and the secondary deformation on board from the measurement of the physical properties of the sediment.

Key words : Paleocurrent direction analysis, Turbidite, Parece Vela Basin, Anisotropy of magnetic susceptibility, Physical properties

* 1 筑波大学地球科学研究科 (現在: 財団法人深田地質研究所)
* 2 地質調査所海洋地質部
* 3 海洋科学技術センター
* 4 高知大学理学部
* 5 University of Tsukuba (Present: Fukada Geological Institute)
* 6 Geological Survey of Japan
* 7 JAMSTEC
* 8 Kochi University

1. はじめに

海底では底層流や乱泥流などによって、物質が移動・堆積をする。堆積物の供給源を知ることで、海底での物質の移動経路がわかり、堆積盆地の埋積過程を理解できる。堆積盆地の埋積過程は、過去の地球の変動を読み取るカギであり、特にイベント堆積物であるタービダイトは、過去の構造運動の履歴を知る上で重要である。陸上の露頭では、各種の堆積構造・粒子配列の定向性などから粒子を輸送した流れの方向が推定されているが、深海底の現世堆積物試料では、定方位での試料採取は困難であり、陸上の方法をそのまま用いることはできない。海底堆積物中に方位づけをする方法としては、堆積物中の残留磁気記録を用いて“磁北”を知る方法や、潜水調査船を用いて定方位試料を採取する方法などが考えられる (Tarling and Hrouda, 1993, 池原, 1999)。一方、古流向解析では、陸上での斜交成層などの堆積構造を用いる場合が多いが、ただか数〜数 10 cm の径のコア試料では、構造の三次元的形態を正しく知ることが困難な場合も少なくない。このような少量の試料の供給源を探る方法として、近年帯磁率異方性 (anisotropy of magnetic susceptibility, AMS) を用いた古流向解析がある。これは、堆積物中の磁性鉱物の粒子配列 (インプリケーション) から、古流向を求めようとするものである (Tarling and Hrouda, 1993, Taira, 1989, 横川, 1998)。この方法は、10 cm³ 以下 (2 cm 強の立方体) の試料で測定ができるので、海底コアなどでは特に有効な手法として期待されている。

本研究では AMS 測定を行うことによってタービダイトの古流向を解析し、その供給源を考察した。試料はパレスベラ海盆から採取されたタービダイトであり、このタービダイトの供給源は池原ほか (1999) によって七島-硫黄島海嶺であると予想された。今回、その予測を立証するために、タービダイトの古流向解析を行った。

さらに、本研究ではタービダイトの物性を測定した。物性は、堆積物の粒度組成、粒子組成や圧密作用に影響することが知られ (Bennett, 1976, 池原, 1989)、特に遠洋性粘土などの細粒堆積物は、圧密によってそのマイクロファブリックが、埋没深度数 m で急激に変化することが Kawamura et al. (1999) などによって報告されており、圧密と粘土鉱物などの堆積物粒子の再配列は密接に関係している。堆積物中の磁性鉱物粒子も圧密によって配列が変化し、AMS や残留磁気などの磁化特性の、特に伏角に影響があるとされている (Arason and Levi, 1990, Damer and Kodama, 1990, Abdeldayam・山崎, 1999)。一方、今回の試料は船上に引き上げられ、1 m 長に切断された後に、パイプから直接に油圧式押し出し機によって押し出されたコアである (池原, 1999)。このため、試料は「押し出し」により二次的に脱水及び変形され、堆積当時のインプリケーションなどの初生的な微細堆積構造が壊されてい

る可能性がある。これらのことから、試料の埋没深度に伴う間隙比などの変化について考察し、試料の圧密の程度や押し出しによる二次的な変形について議論した。

2. 試料の概要

2.1 採取地点

試料は 1998 年 1 月 6 日〜27 日に深海探査船「かいれい」による単独航海 KR98-01 によって採取された P 1 である。この試料はパレスベラ海盆中央部の北緯 20.49.58', 東経 139.22.64', 水深 4964.1 m のパレスベラ海盆中央部の北東-南西にのびる凹地中の小海盆から採取された (図 1)。

2.2 試料の特徴

試料は長さ 17.38 m で、火山灰を多量に含有した 6 枚のタービダイト層とその間に挟在する褐色の遠洋性粘土からなる (池原ほか, 1999)。1 枚のタービダイト層は、平行葉理部と脱水部からなる。平行葉理部はタービダイト層の基底部に見られ、黒色〜灰色の砂〜シルト層からなる。脱水部は主に褐色のシルト層からなり、脱水構造が発達する。平行葉理部と脱水部は石灰質ナノプランクトン化石の保存が良く、遠洋性粘土部では保存が良くない。また、各タービダイトから採取された石灰質ナノプランクトン化石によって堆積物の年代が決定され、堆積物は 46 万年以降に堆積したものであるとされた。

3. 方法

3.1 物性

各タービダイト内の物性変化を知るために、粒度組成、湿潤・乾燥密度、間隙率及び間隙比を測定した。

3.1.1 粒度組成

粒度組成はレーザー回折式粒度分析器 CILAS 1064 を用いた。この装置はけん濁液にレーザー光を照射し、レーザー光の分散や回折の度合いから粒度組成を分析する装置である。試料は下記の間隙比などの測定後の乾燥させたものの一部を用い、熱湯と超音波で十分に分散させた。

3.1.2 湿潤・乾燥密度、間隙率と間隙比

湿潤・乾燥密度、間隙率及び間隙比は、試料の湿潤重量と乾燥重量から計算で求めた。試料は船上でプラスチック製の容量 7 cc のキューブ (夏原技研製) を垂直に連続に押し込んで採取し (コアの半断面の中央部の堆積構造が乱されていない部分に押し込んだ)、密閉して持ち帰った。この連続するキューブ試料の内、一つおきのものを測定に使用した。試料の処理方法や計算方法は、池原 (1989) にほぼ準じた。すなわち、試料の入ったキューブは研究室で湿潤重量を測定したのちにふたをあけ、乾燥器に 60℃ で 48 時間放置した。そ

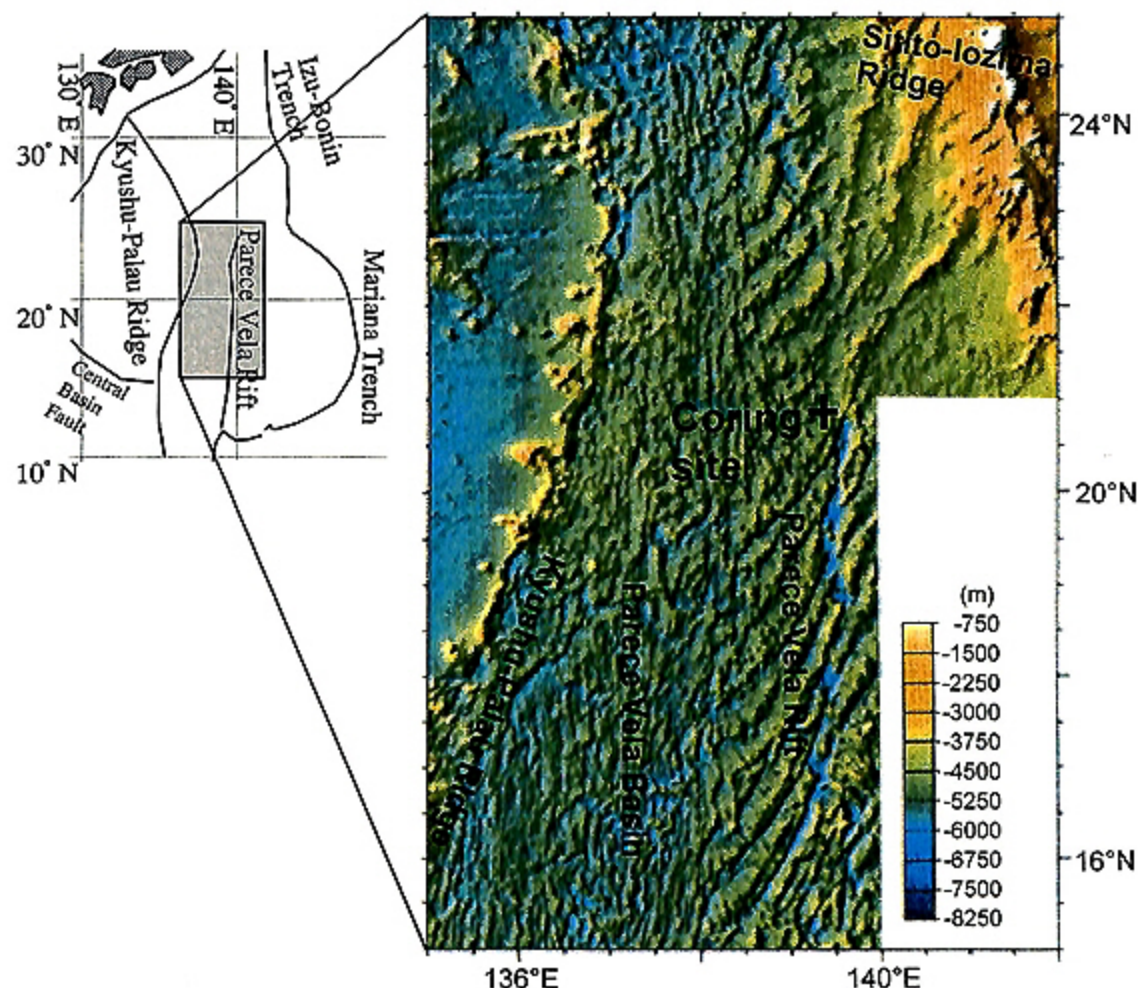


図1 試料採取地点と採取地点の微地形。地形図は Kasuga and Ohara (1997) 及び Okino et al. (1998) を使用。

Fig. 1 Location of the coring site and the detail bathymetry. Shaded topographic map (B) is after Okino et al. (1998) and bathymetric map (C) is from Kasuga and Ohara (1997).

ののち、乾燥重量及びキューブ自体の重量を測定し、試料の湿潤および乾燥重量を求めた。なお、試料の堆積は採取時にキューブ容量の7ccよりも少ない場合があるので、キューブ中の空隙を測定して補正した。以上の測定値より、湿潤・乾燥密度、間隙率および間隙比を以下の式から算出した。

湿潤密度 g/cm^3 : $\rho_t = W_w/V$

乾燥密度 g/cm^3 : $\rho_d = W_s/V$

間隙率 %: $n = ((W_w - W_s) / \rho_w) * 100/V$

間隙比: $e = n / (100 - n)$

ここで、 W_w : 試料の湿潤重量 (g), W_s : 試料の乾燥重量 (g), V : 採取体積 (cm^3), ρ_t : 湿潤密度 (g/cm^3), ρ_d : 乾燥密度 (g/cm^3), ρ_w : 間隙水の密度 (g/cm^3) (間隙水の密度は Bennett (1976) に従い $1.024 g/cm^3$ とした), n : 間隙率 (%), e : 間隙比。

3.2 帯磁率と帯磁率異方性

帯磁率と AMS の測定は、船上で採取されたプラスチック製のキューブを用い、AGICO 社製帯磁率計 KappaBridge KLY-3S を用いた。この装置は、任意の XYZ 軸で帯磁率を測定し、最大帯磁率方向 (K_{max})、最少帯磁率方向 (K_{min}) と中間帯磁率方向 (K_{int}) を算出する。帯磁率は任意の Z 軸方向を測定した値であり、帯磁率は体積当たりの帯磁率 (κ) として出力される。帯磁率は通常、重量当たりの帯磁率 (χ) で表わされるため、以下の式を用いる。

$$\chi = \kappa / \rho_d$$

κ は単位がなく、 χ の単位は SI 単位系で m^3/kg である (Moskowitz, 1995)。

また、AMS は K_{max} , K_{int} 及び K_{min} による楕円体として表わされ、主に多磁区粒子サイズ (おおよそ $10 \mu m$ 以上の粒子サイズ) の磁性鉱物の配列を推定できる (Tarling and Hrouda, 1993)。この大きさの磁性鉱物を含有するタービダイトは、粒子が上流方向に傾いて堆積することが知られている (Taira, 1989)。AMS は以下の

パラメータで表わされる (P は帯磁率異方性の程度を表わし, F は扁平度を表わし, L は長楕円度を表わす。また, q は堆積物の二次変形を評価するために用いられる。)

$$P = K_{\max}/K_{\min}$$

$$F = K_{\text{int}}/K_{\min}$$

$$L = K_{\max}/K_{\text{int}}$$

$$q = (K_{\max} - K_{\text{int}}) / [0.5(K_{\max} + K_{\text{int}}) - K_{\min}]$$

タービダイトの古流向は、以下に記述するように求めた。まず、AMS の $K_{\max}$ と $K_{\min}$ の偏角方向 (AMS の偏角は任意の X 軸方向を 0° とし、時計回りで 360° で求められる) から、後述する残留磁気測定で求められた古地磁気の偏角方向 (古地磁気の偏角も AMS の偏角と同様の方式で求められる) を差し引きする。次に、堆積物の二次変形 (生物擾乱、脱水などによる二次的な乱れ) を示すデータを選択排除するために、Tarling and Hrouda (1993) に準じて、初生的構造を残すデータを選択した。すなわち、 $0.06 < q < 0.67$, $K_{\max}$ 伏角 $> 60^\circ$, $K_{\min}$ 伏角 $< 30^\circ$, $F > L$ のデータを初生的構造を残すデータとした。これは、堆積物粒子が堆積するとき、流れのない場で水平に沈積することを前提として、経験的に作られた指標である。選択された $K_{\max}$ と $K_{\min}$ の偏角と伏角をステレオ投影し、 $K_{\max}$ 方向 (磁性鉱物の長軸方向 (最大配列方向) を表わす) と $K_{\min}$ 方向 (磁性鉱物の短軸方向 (最少配列方向) を表わす) を求めた。このようにして、堆積物粒子のインプリケーションを決定し、Taira (1989) に準じて古流向を推定した。

3.3 残留磁気測定

残留磁気測定は、主に単磁区粒子サイズ (おおよそ $0.1 \mu\text{m}$ 以下) の磁性鉱物の配列を測定することができる (Butler, 1992)。この大きさの磁性鉱物は海底に堆積後、地磁気の方向に容易に回転すると考えられており、堆積直後の磁北を保存しているとされている (Butler, 1992)。ピストンコアなどの海底試料は、定方位サンプリングが難しいため、残留磁気測定によって方位づけを行った。残留磁気測定は 2G-Enterprise 社製超伝導バスルー型磁力計 2GModel760 を用いた。

試料は船上で採取されたキューブ試料 (AMS 測定用と同じ) を用いた。まず、試料に XYZ 軸を設定し、残留磁気測定を行った。消磁には、段階交流消磁により 80 mT まで (50 mT までは 5 mT 間隔で、50 ~ 80 mT は 10 mT 間隔) 行った。得られたデータはベクトル成分図で表わし、古地磁気の方角を決定した。

4. 結 果

4.1 物 性

4.1.1 粒度組成

粒度組成は、試料中の砂の重量比で表わした。試料の上位から、161 cm, 572 cm, 818 cm, 1029 cm と 1619 cm に砂の重量比のピークがある (図 2)。これらの層準は、池原 (1999) で、区分されたタービダイトの I, II, III, IV ii と V ii の下限にそれぞれ一致している。また、各タービダイトの垂直的な変化を見ると、タービダイト I, II, III, V ii で、基底部の平行葉理で砂の重量比が高く、上位に向かって連続的に重量比が減少し、全体として級化構造を示している。しかし、他のタービ

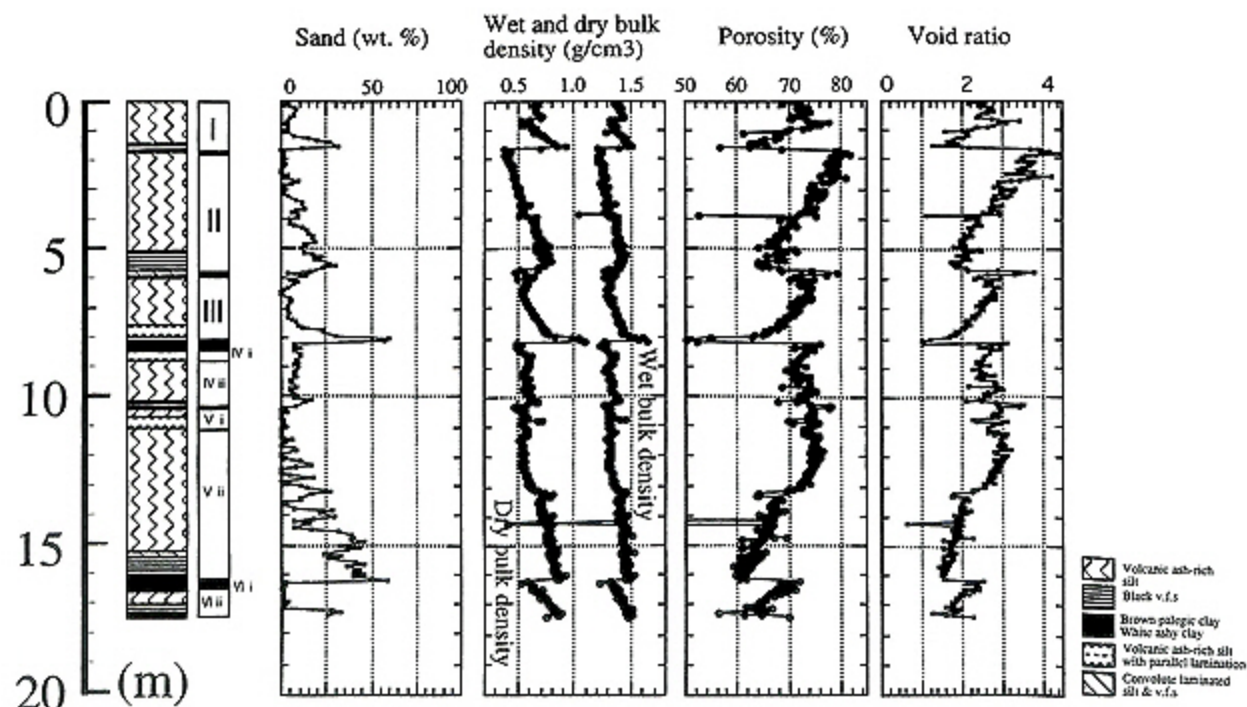


図 2 埋没深度に伴う試料の砂の重量比、湿潤重量及び間隙比の変化
Fig. 2 Profiles of the sand content, wet bulk density and void ratio.

ダイトでは、前述のような明瞭な級化構造は認められない。

4.1.2 湿潤・乾燥密度、間隙率と間隙比

湿潤・乾燥密度、間隙率と間隙比は埋没深度とともに、おおそ同じ変化を示している。間隙比について見ると、161 cm, 572 cm, 818 cm と 1619 cm にピークがあり、これらはタービダイト I, II, III と V ii の下限にそれぞれ一致する (図 2)。しかし、他のタービダイトでは、その下限において、明瞭なピークは認められない。各タービダイトの間隙比の垂直的な変化を見ると、タービダイト I, II, III と V ii の下限で最小値を示しており、上位に向かって連続的に値が増加していることがわかる。この変化は、粒度変化とおおよそ対応している。

4.2 帯磁率と AMS

帯磁率は 10^{-3} (χ) のオーダーであり、帯磁率に寄与している磁性鉱物は主にマグネタイトである (Tarling and Hrouda, 1993)。帯磁率は、おおそ各タービダイトの基底部で最も大きく、上位に向かうにしたがって連続的に減少する (図 3)。

AMS の各パラメータの内、P と F, L と q はそれぞれ同様の傾向を示す。P について見ると、各タービダイトの基底部でもっとも帯磁率異方性が強く (タービダイト I で 9%, III で 7%, V ii で 5% の異方性)、上方に向かって連続的に異方性の割合が減少する。また、同様に扁平度を示す F の数値がタービダイトの基底部で高く、平行葉理の見られる層準と一致する。一方、L

や q は値の高い層準が 3 層準見られ、それらはそれぞれ 100 cm (タービダイト I の中央部)、400 ~ 500 cm (タービダイト II の中央部) 及び 1100 ~ 1400 cm (タービダイト V ii 中央部) が最高値である。これらの 3 層準はおおよそ脱水構造の見られる層準と一致している。また、q はそれらの最高値付近の層準で、0.67 を超えており、初生的構造が壊されている (図 3)。

4.3 残留磁気測定

図 4 に表わされるように偏角や伏角は、いずれの試料も交流消磁 20 mT ほどで安定することから、残留磁気測定は 20 mT の交流消磁の結果を示す (図 5)。この地域の伏角は、計算上ではおおそ下向き 25° である。測定結果から得られた伏角のデータは、ばらつきがあるものの、おおそ 25° である。タービダイト II, IV ii 及び V ii に伏角が下向き 45° を超える層準があり、タービダイト I, III, V の上部付近で伏角が 0° (地層に水平) になる層準がある。磁化強度は $0.0001 \sim 0.0003$ (mA/m) であり、埋没深度 200 cm, 600 cm, 850 cm, 1100 cm 及び 1600 cm 付近でピークが見られ、各タービダイト層の基底部に一致する。また、残留磁気測定の偏角は、最小自乗法を用いてデータの回帰直線の方程式を求めた。その方程式から導き出される値を、それぞれの埋没深度の残留磁気の偏角とした。

5. 考 察

5.1 タービダイトの物性的特徴

タービダイト I, II, III と V ii の物性は、各基底部か

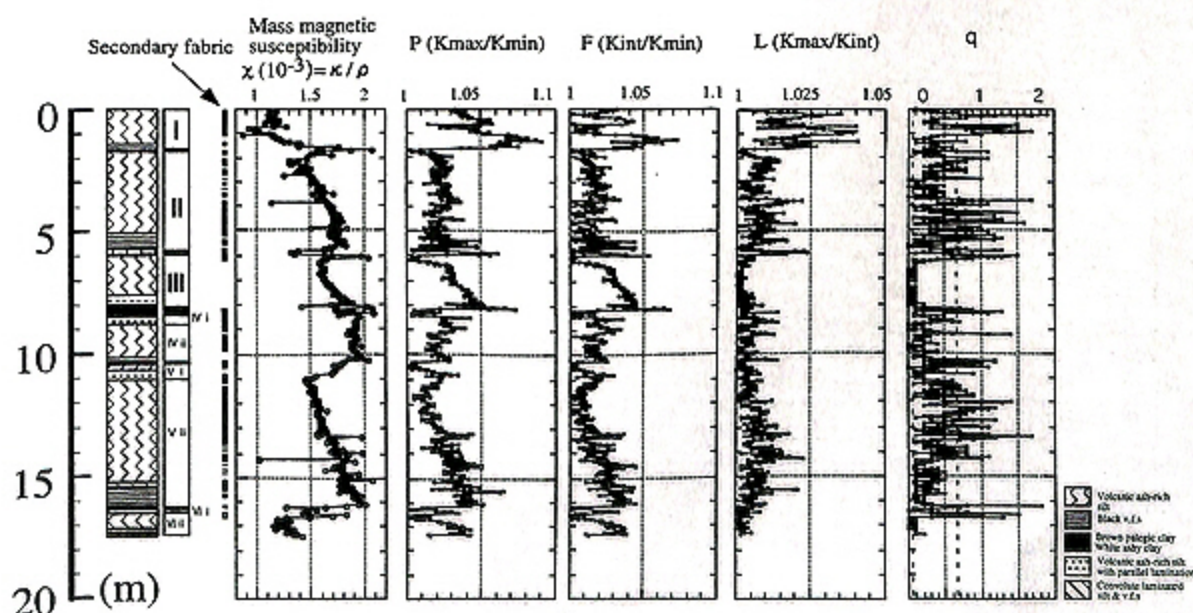


図 3 埋没深度に伴う、帯磁率と帯磁率異方性の変化。グラフは左から順に、重量当たりの帯磁率、P (帯磁率楕円体の異方性の割合を表わす数値)、F (帯磁率楕円体の扁平度を表わす数値)、L (帯磁率楕円体の伸長度を表わす数値) 及び q (二次変形を評価するための数値)

Fig. 3 Profiles of magnetic susceptibility and anisotropy of magnetic susceptibility with burial depth. From left side, the diagrams indicate mass magnetic susceptibility, P (anisotropy parameter), F (foliation parameter), L (lineation parameter) and q (secondary fabric parameter).

ら連続的に変化する。タービダイトの物性は、基底部で密度が高く、間隙比が低い。また、上位に行くにしたがって連続的に密度が低くなり、間隙比が高くなる。一方、それらのタービダイトの砂の含有量も同様に変化を示し、基底部で最大値をとり、上位に行くにしたがって連続的に減少する。堆積物の物性が粒度に相関することは、池原（1989）でも報告されており、今回の間隙比などの物性値の変化は、堆積物中の砂サイズの粒子の含有量に支配されている。このように、この試料の物性は、圧密による効果というよりも、むしろ

粒度変化によって支配されている。また、各タービダイト間の遠洋性粘土層の間隙比を比較しても、間隙比は埋没深度に伴って減少しない。つまり、この試料の0mから17mまでの全層準を通して、圧密はほとんど進行していない。

一方、もし「船上でのコアの押し出し」によって二次的に脱水が生じているとしたら、押し出した1m間隔で含水率が不連続になる層準が存在するはずである。今回の測定結果からそのような層準は見られないことから、船上での押し出しによる二次的な脱水や変形は生じていない。

5.2 タービダイトの磁気的特徴

帯磁率は、物性と同様に各タービダイトの基底部から連続的に減少する。火山ガラスを多く含んだ平行葉理で帯磁率が最大値をとることから、平行葉理では火山砕屑物起源のマグネタイトが多く含有されている。このことは、平行葉理で残留磁化強度が強くなることも調和的である。帯磁率異方性でP（異方性の程度）とF（異方性の扁平度）は、各タービダイトの基底部の平行葉理で高い値を示す。平行葉理部では、平行葉理の発達する方向（地層に水平な方向）に帯磁率異方性が見られ、PやFは堆積構造を反映している。L（異方性の長楕円度）やq（二次変形の指標）は、脱水構造の見られる層準で高い値を示し、一部ではq値が0.67を超えており、初生的な構造が壊されている。また、高いL値（長楕円度）は、脱水作用によって形成されたパイプ状の縦方向の線構造を表わしていると考えられる。このように、AMSはタービダイトの堆積構造をよく反映している。

5.3 古流向解析

Tarling and Hrouda（1993）によって選択される初生的構造が壊されている部分は、タービダイト層中の、特に厚いタービダイト層の中央部に認められる（図3）。これは肉眼及び軟X線による構造観察（池原ほか、1999）から脱水構造の発達する部分にあたり、堆積後の間隙水の流動によって壊れたものと推定される。さらに、Tarling and Hrouda（1993）によって選択される初生的構造が残されていると考えられるデータを下半球投影でステレオプロット（図6）しても、脱水構造が見られる層準では、帯磁率異方性の方向性は明瞭に認められない。また、遠洋性粘土でも同様に方向性は認定できない。これに対して、タービダイトの平行葉理では明瞭にインブリケーションが確認されるものがあり（図7）、それらは、2タイプに分けられる。タイプ1は、堆積物粒子が北東側に傾斜したインブリケーションによって特徴づけられ、タービダイトIII及びVI iiがこれにあたる。これに対して、タイプ2は堆積物粒子が北西側に傾斜したインブリケーションによって特徴づけられ、タービダイトIV ii、V i及びV iiがこれにあたる。インブリケーションは、粒子が板状の場

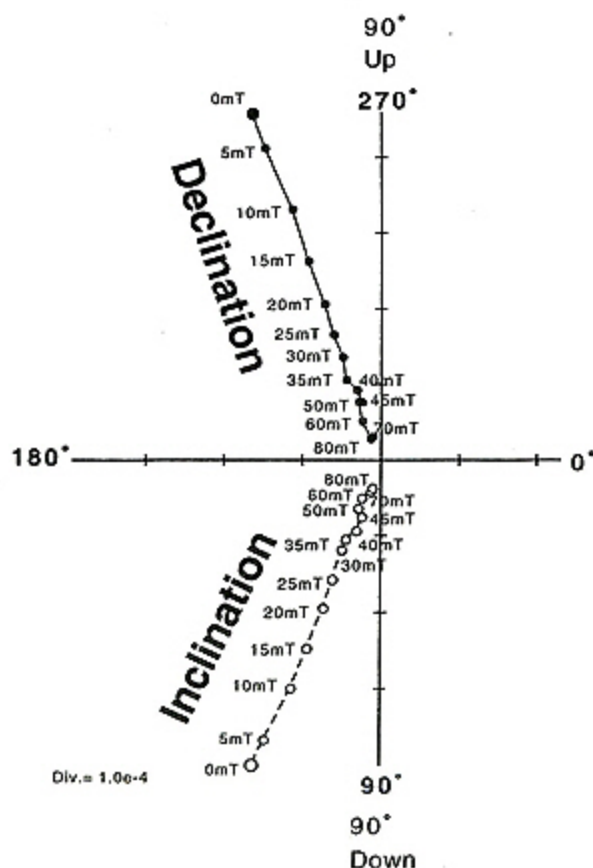


図4 段階交流消磁による残留磁化のベクトル成分図（埋没深度15.85 mのタービダイトV iiの平行葉理の砂質堆積物）。黒丸は偏角、白丸は伏角を表す。図中の黒丸及び白丸と原点を結んだそれぞれの線の長さは段階交流消磁後の磁化強度を表し、交流磁場が強くなるにしたがって、線の長さ（磁化強度）が減少する。また、それぞれの線の向きは偏角及び伏角の角度を表し、交流磁場が強くなるにしたがって、線の向き（偏角と伏角）が安定する。

Fig. 4 Vector endpoint diagram by the stepwise alternating-field demagnetizations (parallel laminated sandy sediment of turbidite V ii at 15.85 m deep). The dots and the circles show the declination and the inclination respectively. Each long of the line between the node and dots (circles) show the intensities of the remanent magnetizations. The intensities are decreasing according the alternating field becomes strongly step by step. Each direction of the line show the degrees of the declinations and inclinations of the remanent magnetizations. The degrees become constantly according the alternating field becomes strongly step by step. 0°, 90°, 180° and 270° in this diagram show the degree of declination, 0° corresponds to the direction of X axis. 90° up and 90° down show the degree of inclination.

合に起こりやすいことが知られており(横川, 1998), 今回の試料の平行稜理において板状の火山ガラスが多く含有されることから, 顕著にインブリケーションが見られたと考えられる。堆積物中に多く含有されるマグネタイトは, 板状の火山ガラスのインブリケーションに密接に関係して配列をしていると予想されるが, 実際にマグネタイトが堆積物中にどのように配列されているかについては今後の研究課題である。AMSで示されるタービダイトの磁性鉱物粒子は, 流れの上流側に傾く配列(インブリケーション)を示すとされる(Taira, 1989, 横川, 1998)ので, タイプ1は北東-南西, タイプ2は北西-南東の古流向を示している。また, タービダイトIとIIは, インブリケーションが不明瞭である。タービダイトIは, おおよそ東西方向, タービダイトIIは, おおよそ北東-南西方向に粒子が配列している。

5.4 タービダイトの供給源

まず, タービダイトの供給源について, 巨視的に考えてみる。海底地形図を見ると(図1), 試料採取地点付近では北東-南西方向の凹地が卓越しており, その北東延長上には七島-硫黄島海嶺がある。タイプ1のタービダイトは, これらの凹地のいずれかを通して,

試料採取地点に到達したと考えられる。このことは, 池原ほか(1999)で予想されている供給源と調和的である。一方, タイプ2のタービダイトは北西-南東方向の古流向であり, 海底地形図を見ると(図1), その延長上には, 九州-パラオ海嶺がある。しかし, タイプ2のタービダイトの構成物は, タイプ1のものとはほぼ変わらないことから(池原ほか, 1999), 両者の供給源は同一(火山ガラスが堆積するCCD以浅の場所)であると予想される。さらに, 海底地形図(図1)からは, 乱泥流の通り道になるような北西-南東方向の凹地は見当たらない。以上の点から, タイプ2のタービダイトも供給源は, 七島-硫黄島海嶺である可能性が高い。試料採取地点付近の地形(図1)をよくみると, 七島-硫黄島海嶺から北東-南西方向へのびる凹地の中央部に沿って比高数100m程度の海山がいくつか存在していることがわかる。これらの海山間の低地は, 北東-南西方向と海山間の低地を通ってくる北西-南東方向とがあり得る。つまり, タイプ2のタービダイトの古流向は, 海底の微地形の影響などによって北西-南東方向に変えられたと考えられる。

6. まとめ

- 1 この試料は, 圧密やコアの押し出しによる二次的

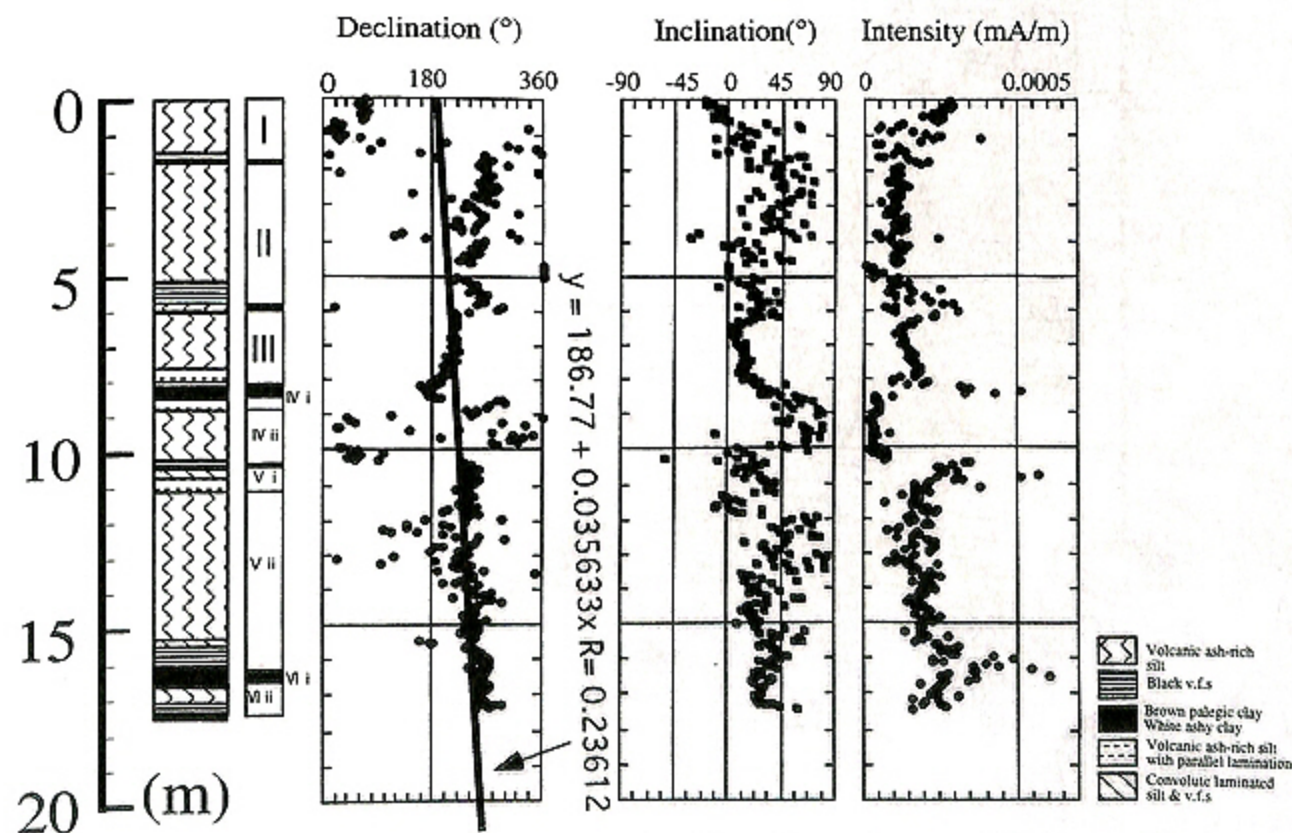


図5 埋没深度に伴う残留磁気の変化。グラフは左から順に偏角, 伏角及び磁化強度を表す。伏角はプラスが下向き方向である。
Fig. 5 Profiles of remanent magnetization with burial depth. From left side, the diagrams indicate declination, inclination and intensity. The inclinations of plus numbers show the upward directions.

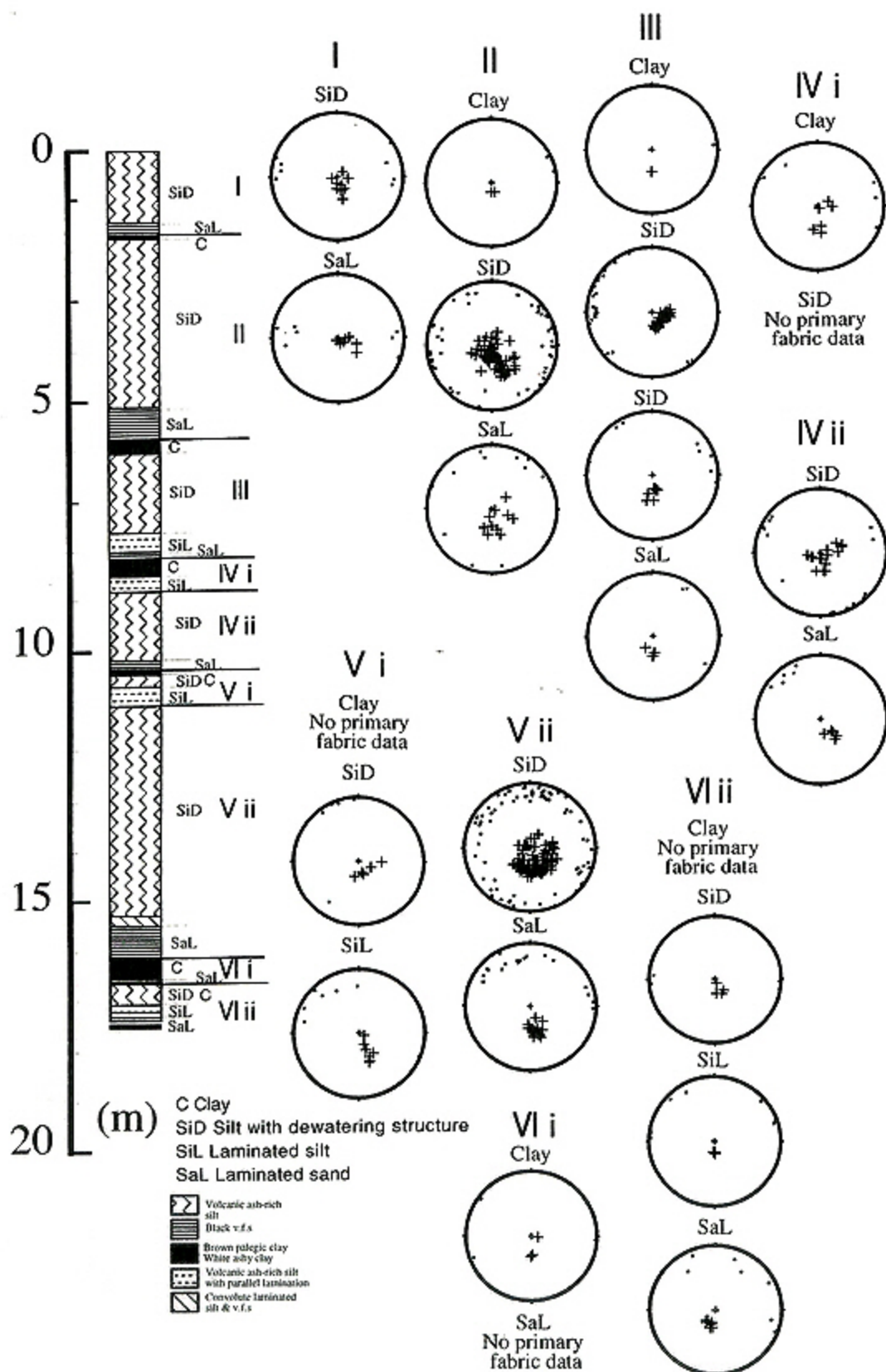


図6 初生的構造を維持する磁性鉱物の粒子配列。ステレオネットは下半球投影で、上が北を表す。また、黒丸はKmax、十字はKminを表す。

Fig. 6 Magnetic grain fabrics of the samples. The stereo net is lower hemisphere, the upper of the stereonet is the north. The dots show Kmax, the crosses Kmin.

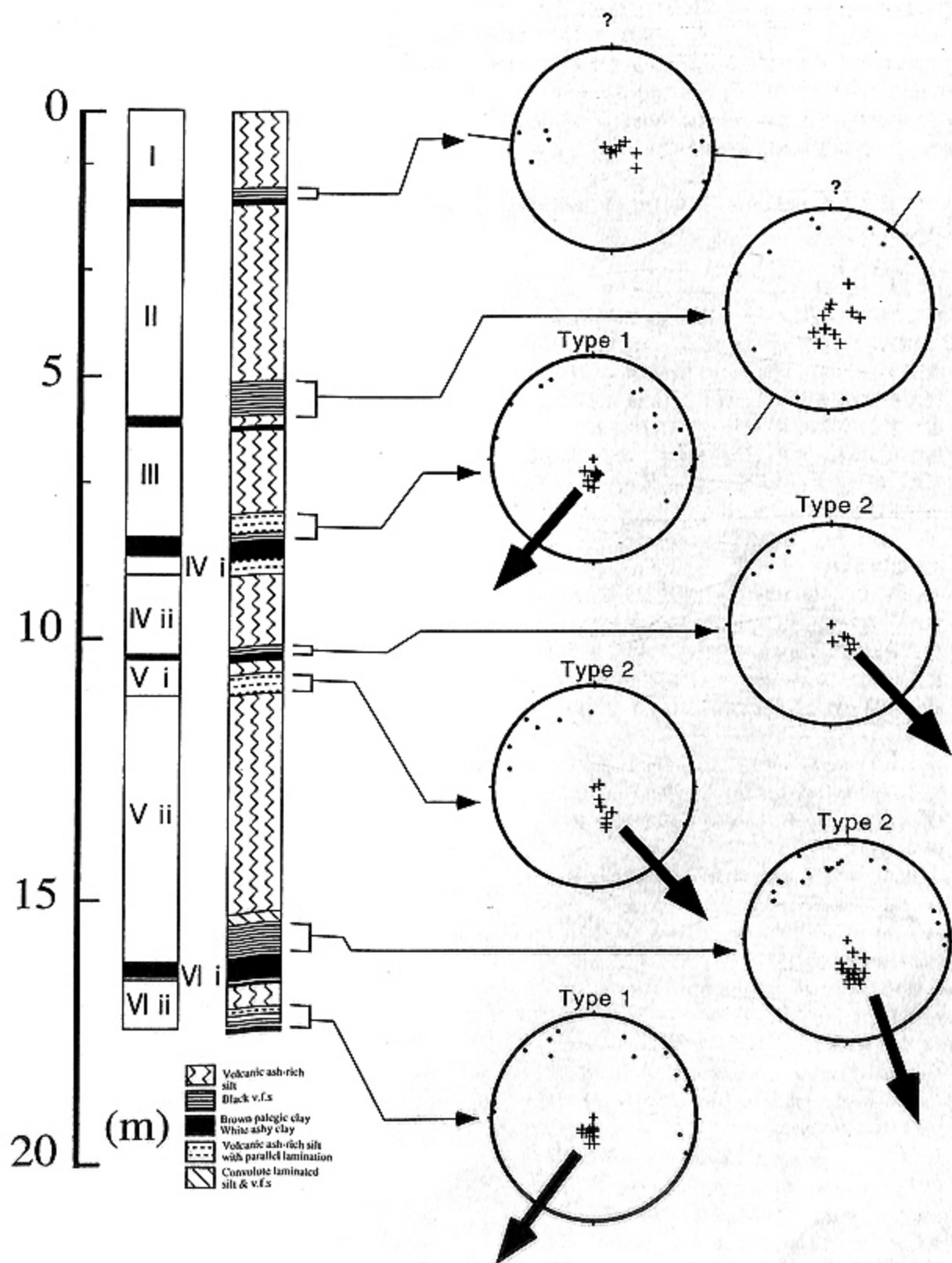


図7 平行葉理の磁性鉱物の粒子配列とそれから推測される古流向。ステレオネットは下半球投影で、上が北を表す。また、黒丸は Kmax, 十字は Kmin を表す。また、矢印はインプリケーションから推測される古流向を表す。
 Fig. 7 Directions of paleocurrent inferred from imbrication of magnetic grains of the parallel laminated sands. The stereo net is lower hemisphere, and

な脱水及び変形はほとんど生じていない。

2 AMSは、タービダイトの各層準の堆積構造をよく反映している。

3 AMSにより、インプリケーションが平行葉理で明瞭に確認できた。タービダイトの古流向は「北東から南西への流れ」と「北西から南東への流れ」が認定された。また、後者は海底の微地形によって変化させられたと考える。

4 タービダイトの供給源は、七島-硫黄島海嶺西側斜面である。

7. 謝 辞

本研究をすすめるにあたり、筑波大学地球科学系小川勇二郎教授には終始お世話になった。また、地質調査所海洋地質部山崎俊嗣博士、小田啓邦博士及びアブデルジズ・アブデルダイエム博士には、残留磁気測定と帯磁率異方性の測定及びデータの解析や解釈に当たって御指導頂いた。また、「かいいい」の船上では船長をはじめ、船員の方々に大変お世話になった。記してお礼申し上げる。

8. 引用文献

- Adbeldayam, A.L.・山崎俊嗣, "GH98 航海北海道西方海域から採取された柱状堆積物の磁化率とその異方性," 北海道西方海域の環境変動に関する総合的研究及び海域活断層の評価手法に関する研究・平成10年度研究概要報告書, 地質調査所速報, 153-165 (1999).
- Arason, P. and Levi, S., "Compaction and Inclination Shallowing in Deep-Sea Sediments From the Pacific Ocean," *Journal of Geophysical Research*, 95, B4, 4501-4510 (1990).
- Bennett, R. H., "Clay Fabric and Geotechnical Properties of Selected Submarine Sediment Cores from the Mississippi Delta," Ph. D. dissertation, Texas A and M University, p. 269 (1976).
- Butler, R. F., *Paleomagnetism* (Blackwell Scientific Publications, Boston, 1992), P. 319.
- Deamer, G.A. and Kodama, K.P., "Compaction-Induced Inclination Shallowing in Synthetic and Natural Clay-rich Sediments," *Journal of Geophysical Research*, 95, B4, 4511-4529 (1990).
- 池原研, "山陰-北陸沖海底表層堆積物の物理的性質," 地質調査所月報, 40, 5, 239-250 (1989).
- 池原研, "潜水調査船を用いた海底表層堆積物中のタービダイトの古流向解析:北海道西方奥尻海盆の例," JAMSTEC 深海研究, 14, 455-465 (1999).
- 池原研・金松敏也・藤岡換太郎・松岡裕美・川村喜一郎・土橋正也・加藤和浩・高杉秀美・金子吾郎, "パレスベラ海盆中央部の深海底から採取された厚層タービダイト," JAMSTEC 深海研究, 14, 193-204 (1999).

Kasuga, S. and Ohara, Y., "A new model of back-arc spreading in the Parece Vela Basin, northwest Pacific margin," *Island Arc*, 6, 316-326 (1997).

Kawamura, K., Ikehara, K., Kanamatsu, T., Fujioka, K. and Ogawa, Y. Compaction process of Pelagic clay collected from Parece Vela Basin. *Proceedings of an international workshop on sediment transport and storage in coastal sea-ocean system*. 441-446 (1999).

Moskowitz, B., M., "Fundamental physical constants and conversion factors," *A Handbook of Physical Constants*, In *Rock Physics and Phase Relations* (vol. 3), Ahrens, J., T., Eds., (AGU, 1995), 344-355.

Okino, K., Kasuga, S. and Ohara, Y., "A new scenario of the Parece Vela Basin genesis," *Marine Geophysical Research*, 20, 21-40 (1998).

Taira, A., "Magnetic fabrics and depositional processes," *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*, Taira, A. and Masuda, F., Eds. (Terra Sci. Publ., Tokyo, 1989) 43-77.

Tarling, D. H. and Hrouda, F., *The magnetic anisotropy of rocks* (Chapman and Hall, London, 1993), P. 217.

横川美加, "堆積粒子の配列が語るもの," 地球科学, 52, 370-377 (1998).

(原稿受理: 1999年8月12日)