

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

池原 研*¹ 金松 敏也*² 藤岡換太郎*² 松岡 裕美*³
川村喜一郎*⁴ 土橋 正也*⁵ 加藤 和浩*⁶ 高杉 秀美*⁷
金子 吾郎*⁸

フィリピン海パレスベラ海盆中央部の深海底から採取された柱状試料には、メートルオーダーの厚いタービダイト層が複数枚認められる。このタービダイト層は基底に薄い平行葉理あるいはリップル葉理の発達する極細粒-細粒砂層があるが、そのほとんどが脱水構造が顕著に発達する火山灰質のシルト質堆積物からなる。このタービダイト層中には浮遊性有孔虫や石灰質ナノプランクトン化石などの石灰質粒子が含まれている。タービダイト層の間には薄い遠洋性粘土（赤色粘土）が挟在する。帯磁率や色の変化パターンは、巨視的に見ると砂層から火山灰質シルト層までが一連の堆積物であることを示している。多量の火山起源物質と石灰質粒子の存在はこのタービダイトの供給源が火山近傍の浅海域であることを示している。最も可能性のある給源としては、伊豆海嶺西側斜面が考えられる。

キーワード：タービダイト、火山ガラス、石灰質ナノプランクトン化石、脱水構造、炭酸塩補償深度、パレスベラ海盆

Thick turbidites collected from the Parece Vela Basin deep-sea floor

Ken IKEHARA*⁹ Toshiya KANAMATSU*¹⁰ Kantaro FUJIOKA*¹⁰
Hiromi MATSUOKA*¹¹ Kiichiro KAWAMURA*¹² Masaya TSUCHIHASHI*¹³
Kazuhiro KATO*¹⁴ Hidemi TAKASUGI*¹⁵ Goro KANEKO*¹⁶

Thick (several meter order) turbidite beds were found in a piston core sample collected from the central Parece Vela Basin deep-sea floor. They are composed by basal very fine sand beds

-
- * 1 地質調査所海洋地質部
 - * 2 海洋科学技術センター深海研究部
 - * 3 高知大学理学部
 - * 4 筑波大学地球科学系
 - * 5 熊本大学理学部
 - * 6 静岡大学理学部
 - * 7 広島大学生物生産学部
 - * 8 名古屋大学理学部
 - * 9 Geological Survey of Japan
 - * 10 Japan Marine Science and Technology Center
 - * 11 Kochi University
 - * 12 Tsukuba University
 - * 13 Kumamoto University
 - * 14 Shizuoka University
 - * 15 Hiroshima University
 - * 16 Nagoya University

with parallel and ripple lamination, and finer grained silty beds with parallel lamination and dewatering structures. Composition of basal sand beds is volcanic sand grains, and that of silty beds is volcanic glass shards, planktonic foraminifers, calcareous nannoplanktons, and fine silt and clay grains. Pelagic (red) clay occurs between the silty bed and the basal sand bed of the upper turbidite bed. Volumetric magnetic susceptibility and color indices (L^* , a^* and b^* values) indicate systematic change within a turbidite bed. That is, decreasing of magnetic susceptibility and increasing of L^* (lightening), a^* (becoming more red) and b^* (becoming more yellow). The decreasing of magnetic susceptibility is thought to be related to grain size fining from basal part to the upper part. These systematic changes suggest each thick turbidite beds is thought to be a single depositional unit megascopically. Occurrence of large amount of volcanic glass shards and of well-preserved calcareous fossils indicates the origin of these turbidites might be located near the active volcano (es) and at the shallow water region (s) with less than 3,000 m deep. Most probable source is the western slope of the Izu-Bonin volcanic arc, located several hundred km NE from the sampling site.

Keywords : turbidite, volcanic glass, calcareous nannofossil, water-escape structure, Calcium Carbonate Compensation Depth, Parece Vela Basin

1. はじめに

沈み込み帯背後の大陸縁部や島弧の拡大により形成された背弧海盆は、その後の構造運動や火山活動、気候変動、海水準変動に影響されながら堆積物によって埋積されていく。例えば背弧海盆の一つである日本海は、当時の構造運動に強く関係しながら、拡大時のリフトの構造に沿って運ばれる厚いタービダイト層によって陸側から埋積されていったことが知られている(高野, 1990; 立石ほか, 1992; 荒戸・保柳, 1995など)。もちろん島弧が小さく、陸からの粗粒物質の供給が小さい場では海盆の埋積は主に風成塵起源の細粒粒子や海洋表層で生産されたプランクトンの遺骸により行われる。この場合には、海盆の埋積パターンは構造運動よりも気候変動や海水準変動に強く影響されることが予想される。どのような環境下ではどのような変動が海盆の埋積作用に最も影響を与えるかは、堆積学の主要な研究テーマの一つであるが、炭化水素鉱床などの資源探査や構造発達史を考える上でも重要である。

1998年1月に実施された深海調査船「かいれい」の慣熟航海(KR98-01航海)では、フィリピン海の背弧海盆の一つであるパレスベラ海盆中央部の深海底において2本のピストンコアを採取した。このうちの1本(P2)は遠洋性粘土(いわゆる赤色粘土)からなっており、これまでにフィリピン海の深海底から採取された堆積物と同様である。しかしもう1本の試料(P1)は、一見して

ところどころに薄い砂層を挟むほか、薄い明らかな遠洋性粘土の部分を除くと、全体が黄色味を帯び、やや明るく、やや粗粒な堆積物からなっていた。この試料は全長17m38cmの試料であるが、明らかな遠洋性粘土の部分はあわせても1m強しかない。このような堆積物がどこからどのようにしてもたらされてきたのかを知るとは、パレスベラ海盆の埋積過程とそれを支配する要因を特定するために重要である。

ここでは、主に船上での観察・測定結果に基づき、一部その後の測定結果を加えて、このコアの特徴と現在のデータセットから推定される堆積プロセスについて報告する。

2. 試料採取地点の位置と地形・地質及び分析方法

ピストンコア試料は、深海調査船「かいれい」の慣熟航海(KR98-01航海)において、フィリピン海パレスベラ海盆中央部の北緯 $20^{\circ}49.58'$ 、東経 $139^{\circ}22.64'$ 、水深4,964.1mから採取された(図1)。試料が採取されたのは、パレスベラ海盆中央部の北東-南西に延びる凹地の北側の崖の上の小海盆からであり、その詳細な地形は明らかでないものの、小海盆の北側の縁には海底谷の存在が認められる(図2)。また、小海盆の南北は海盆底よりやや水深が浅くなっており、閉じた海盆となっているように見える。より大きな地形で見ると、試料採取地点付近は伊豆海嶺西側斜面に顕著に認められる北東-南西方向の

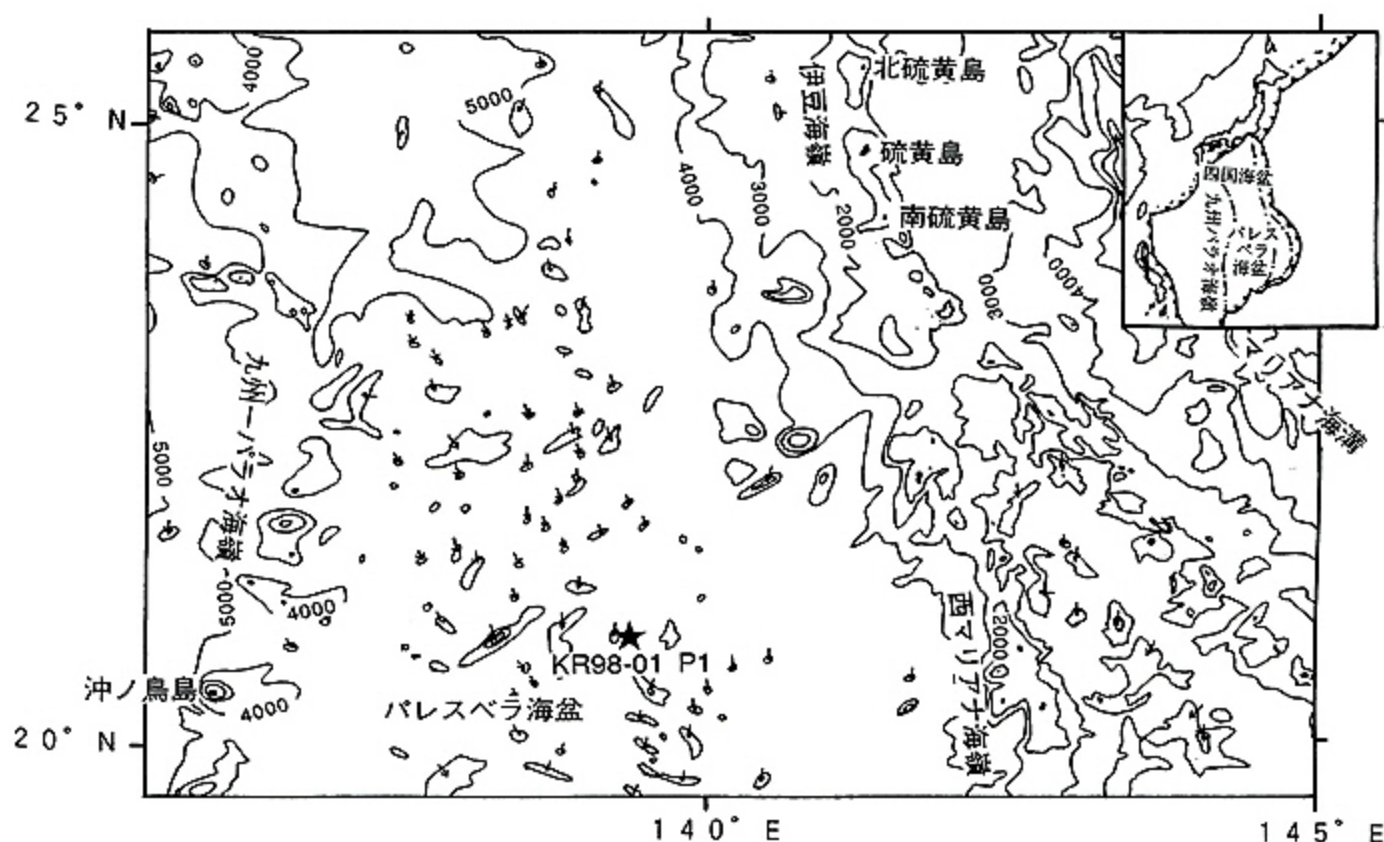


図1 試料採取地点の位置と周辺の海底地形

Fig. 1 Location of the coring site and the surrounding bathymetry

大きな谷状地形の最南部の延長上に当たる。試料採取地点に続く谷状地形の起点は南硫黄島付近にある。

試料採取地点の南の北東-南西に延びる凹地はパレスベラ海盆拡大時のリフティングの構造に関係したものとされ (Kasuga and Ohara, 1997), 露岩からなっていると考えられる。フィリピン海の炭酸塩補償深度 (CCD) は水深4,000~4,300 m (西村, 1986) とされ, ここに分布する表層堆積物の多くは遠洋性粘土 (いわゆる赤色粘土) からなっており, 一部では珪藻軟泥も認められている (Piper et al., 1985; 西村ほか, 1991)。この試料採取地点の水深はおよそ5,000mであり, フィリピン海の CCD よりも有意に深いことから遠洋性粘土の分布が予想される場所である。「かいいい」の4kHzサブボトムプロファイラーの記録では, 試料採取地点の小海盆はよく成層した音響パターンを示している (図3)。

ピストンコア試料は, 「かいいい」の20mピストンコアシステムによって採取された (図4, 写真1)。船上に回収されたピストンコアラーは, 上下の印をつけた後, 5mのアルミパイプ毎に分割された。アルミパイプ中の堆積物試料は, 油圧式のコア押し出し器によって押し出

され, 塩ビ製の半裁されたトイに受けて, およそ1m毎に分割した。この時, 試料の上下を区別するよう注意した。さらにこの1m毎の試料を半裁して, 一方を分析用, もう一方を保存用試料とした。なお, 押し出された試料の全長は17m38cmであるが, 押し出し時に押し出し用ピストンとアルミパイプのすき間から多少の堆積物が逃げ出した。下位の3本のパイプは5m分入っていたと考えられるので, 押し出し前の試料長は19mを超えていたと推定される。分析用試料は, 全体の写真撮影, 肉眼記載, スメアスライド作成の後, 古地磁気測定用と物性測定用のプラスチックキューブによる定容量試料, 微化石用及びアミノ酸分析用試料を採取した。保存用試料は, クローズアップ写真撮影の後, Bartington MS-10帯磁率計による帯磁率測定とミノルタ分光測色計CM-2002による色測定を行った。帯磁率測定はコア自動移動装置を用いて1cm間隔で, 色測定は堆積物の切断面をラップで覆った後, 測色計のセンサー部を堆積物に密着させて1cm間隔で測定した。測定が終了した試料から, 軟X線写真による構造解析用試料を採取した。なお, 最上部のセクション1については, 含水比が非常に高く, 試料が

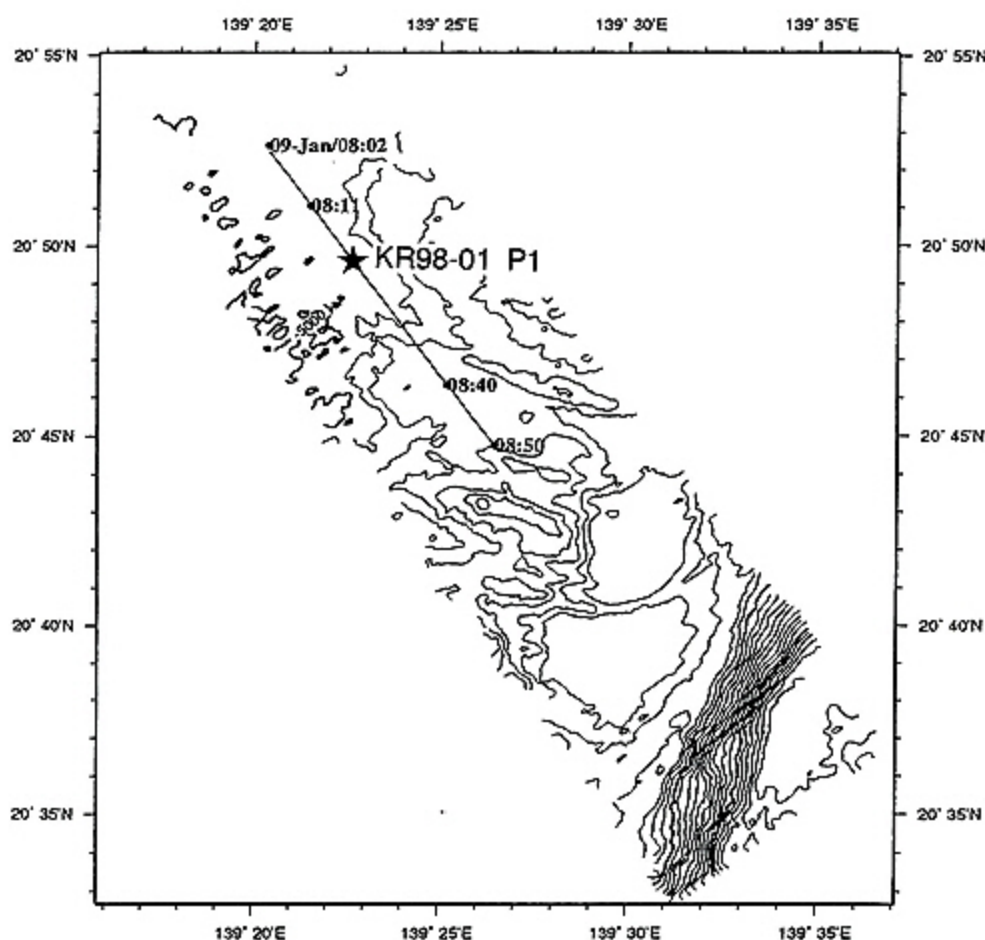


図2 試料採取直前にとられたシービーム2112による海底地形図
Fig. 2 Detailed topographic map around the coring site by the SEA BEAM 2112

片側のトイにのみ残ったため、保存用試料がなくなった。このためセクション1については、全体の写真撮影の後、帯磁率測定、色測定を行い、その後、肉眼記載、スミアスライド作成、クローズアップ写真撮影と古地磁気用及び物性測定用定容量試料のみを採取した。

これらの試料のうち、スミアスライドについては船上において偏光顕微鏡でその粒度及び粒子組成の概要を検討したほか、含まれる石灰質ナノプランクトンの組成と保存度を観察した。堆積物や堆積構造は、船上での肉眼観察、クローズアップ写真のほか、陸上において撮影された軟X線写真から判断した。さらに、帯磁率は陸上において物性測定用に採取したキューブ試料1個おきに、Kappabridgeによって三方向について測定し、その帯磁率の平均値を求めた。

3. 採取試料の記載

3.1 肉眼記載の特徴

採取された試料(写真2)の肉眼記載を第5図に示した。全長17m38cmの試料は、大きく7つの堆積ユニットに区分される。各堆積ユニットの基底には薄い砂層が存在し、上方に向かって細粒化する傾向が認められる。砂層を除く部分のほとんどは火山ガラス質のシルトからなっている。ユニットの最上部には茶褐色の遠洋性粘土が存在する。最上部のユニット(ユニット1)では遠洋性粘土を欠いているが、もともとなかったものか、ピストンコアリングの際に最表層の遠洋性粘土を飛ばしてしまったのか、また船上に揚収してコアラーが横倒しになった際に流出したのかは判断できない。また、最下部のユニット(ユニット7)では遠洋性粘土の部分しか認められない。各ユニットの厚さは、ユニット1及び7では不明であるが、それ以外のユニットではおよそ2~6m程度の間にある。遠洋性粘土の直上あるいは直下には、

3.3 帯磁率測定結果

船上での帯磁率測定の結果では、ユニット基底の砂層の部分で帯磁率が高く、上位に向かって帯磁率が減少していく傾向が認められた。同様な傾向は、陸上での帯磁率測定の結果でも認められる（図7）。帯磁率（ここでは体積帯磁率＝単位体積あたりの帯磁率）は堆積物中の磁性鉱物の量と組成によることが知られているが、このような一連と考えられる酸化的环境下の堆積物中で磁性鉱物の種類が大きく変化するとは考えづらいので、これは磁性鉱物の量の変化を示していると推定される。帯磁率は、ユニット基底の砂層の部分で最も帯磁率が高く、最上部の遠洋性粘土の部分で帯磁率が最も低く、堆積ユニット中での粒度の上方細粒化によく対応している。このことは、巨視的には厚さ約1～5.7mの各タービダイトが一連の堆積物であることを示唆している。

3.4 色測定結果

船上で分光測色計で測定した堆積物の色は、すべてのユニットでユニット下位から上位に向かって同じ変化パターンを示している（図8）。すなわち、ユニット基底の砂層から最上部の遠洋性粘土にいたるまで、色の明色化（L*値の上方への増加）、色の褐色化（a*及びb*値両方の上方への増加＝色の赤色（a*）化及び＝色の黄色（b*値の増加）が認められる。しかし、より詳しく見ると、L*値は明色化していった後再度暗色化して遠洋性粘土に達する。そして、遠洋性粘土ではそれ以下のシルト層の部分よりも明色化する傾向にあることがわかる。以上のような堆積物の色の系統的な変化は、それぞれのタービダイトが一連の堆積物であることを示唆している。

3.5 構成物の観察結果

船上におけるスミアスライドの予察的検討結果では、各タービダイト中での上方細粒化のパターンが観察される。また、基底の砂層を構成する粒子は火山起源の砂粒子を含むほか、その上位のシルト層は火山ガラスを特徴的に含み、全体として火山起源の粒子に富むことがわかる。

また、タービダイト部分には浮遊性有孔虫や石灰質ナノプランクトン化石といった石灰質粒子を含んでいる。石灰質ナノプランクトン化石の含有量と保存状態は、基底の砂層で上位のシルト層に比べて含有量がやや少ない場合があるが、一般にタービダイト部分では含有量は多く、保存状態も普通～良好である（図5）。また、タービダイト層中に産する浮遊性有孔虫は小型のものがほとん

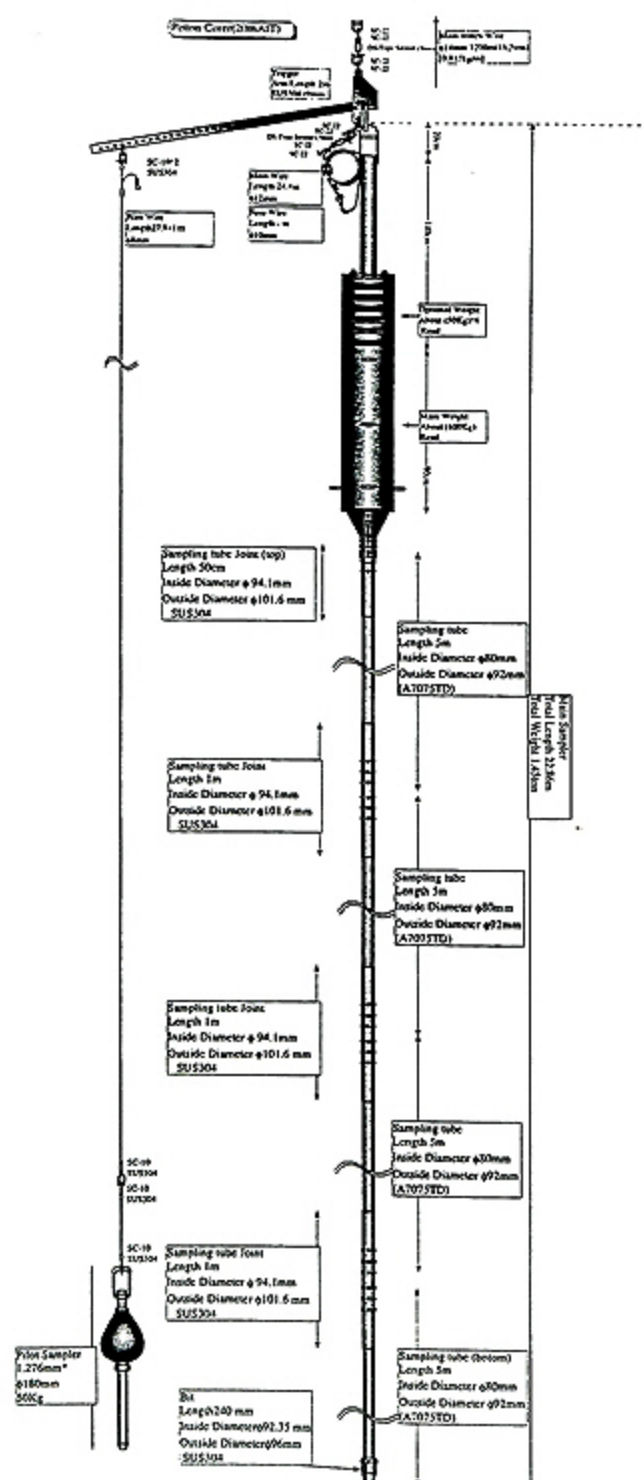


図4 使用したピストンコアシステム
Fig. 4 Schematic diagram of the piston corer system

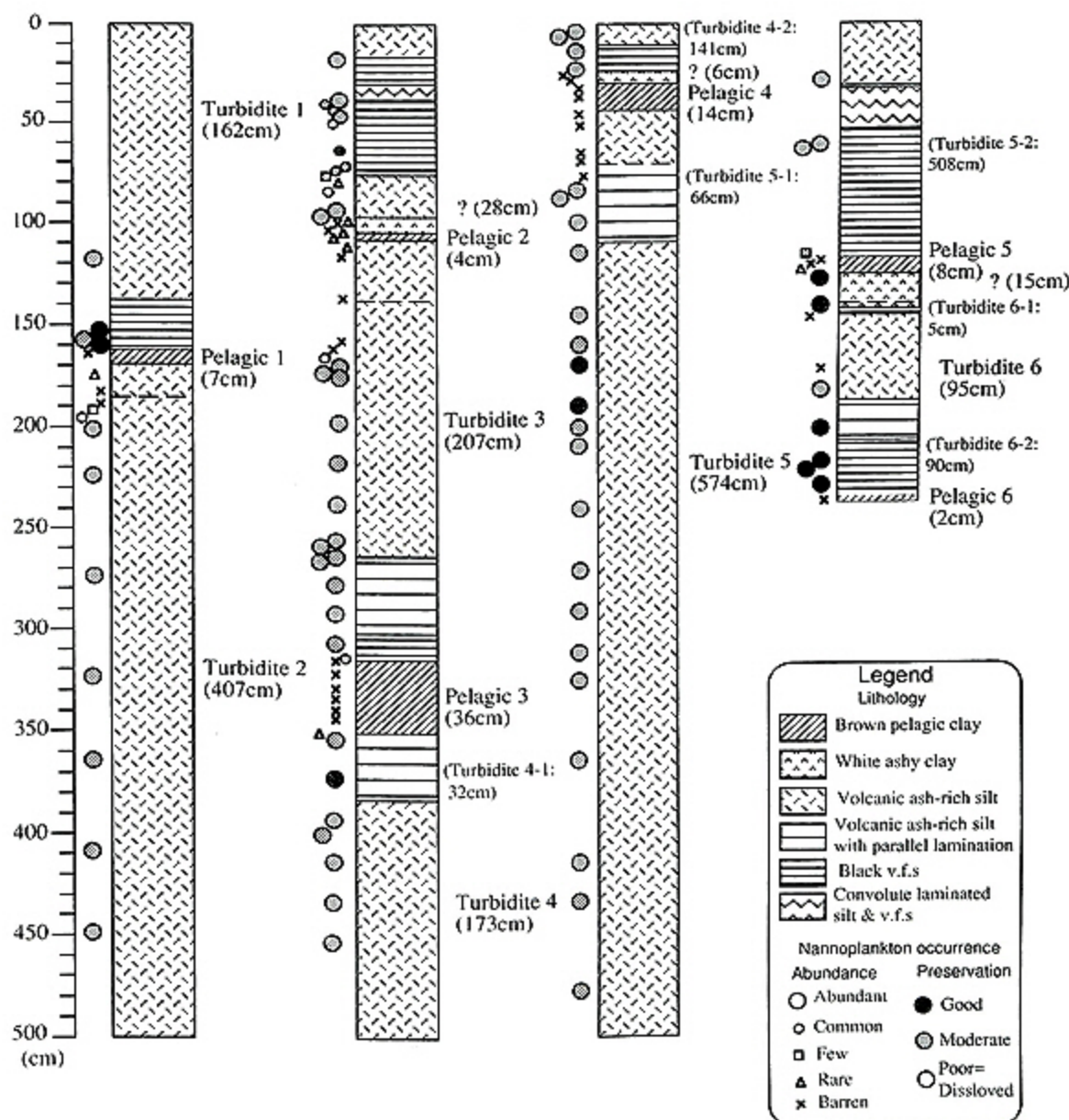


図5 試料の模式柱状図
Fig. 5 Description of the collected core

どで、大きさがそろっているという特徴を有している。これに対して、遠洋性粘土の部分とタービダイト層最上部の生物擾乱が発達する部分では石灰質ナノプランクトン化石の含有量は非常に少ないか産出せず、その保存度は悪く、溶解の影響を受けていることがわかる。

4. タービダイト層の認定と構造

以上のような観察・測定結果は、遠洋性粘土以外の砂層～シルト層の部分から視的には一連のタービダイト層

であることを指示している。タービダイト層の境界は帯磁率及び色測定、及び石灰質ナノプランクトン化石の含有量などから認定可能である。

一つのタービダイト層は厚さ1～5.7m程度と非常に厚いが、トラクションでの輸送に関係する砂層の部分は10数～87cm程度と比較的薄く、サスペンションで輸送されたと考えられるシルト層の部分が非常に厚いのが特徴である(図9)。さらに堆積構造としては、脱水作用に関係した構造が砂層・シルト層共に顕著に認められるのが

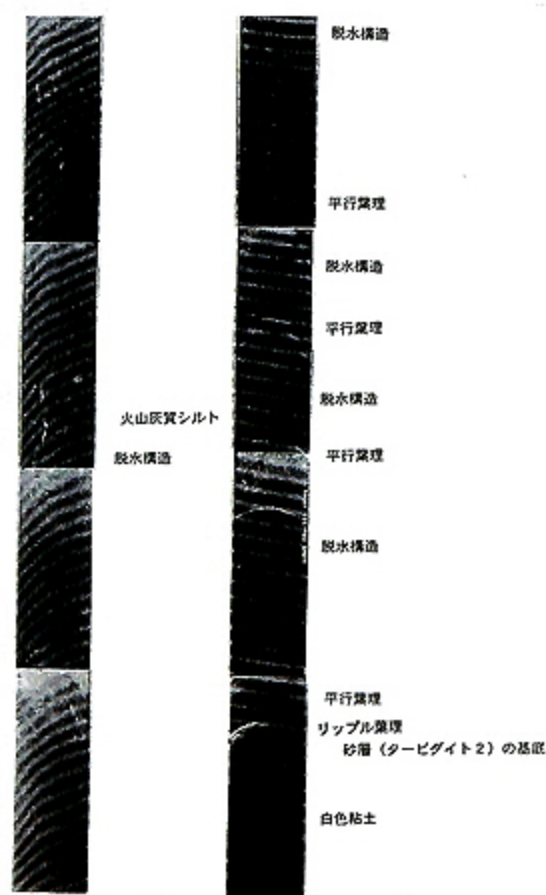


図6 タービダイト2の基底の砂層から上部に向かう堆積構造の変化(軟X線写真)。写真の幅は6.5cm。白色部が高密度(粗粒)部。

Fig. 6 Soft-X radiographs of basal sand layer to upper silty layer of Turbidite 2. Width of the slice is 6.5 cm

特徴である。このタービダイト層は前述のように巨視的には一枚のタービダイト層として認識できるので、一回の乱泥流から堆積したものと推定される。日本周辺海域の堆積物試料中に挟在するタービダイト層はさまざまな場所から報告されているが、代表的な海底扇状地である日本海の富山深海扇状地から採取された試料でもその厚さはせいぜい数～十数cm程度(中嶋ほか, 1996)、日本海中部地震の震源域付近の地震性タービダイトで10～20cm程度(中嶋・金井, 1995)、北海道南西沖地震の地震性タービダイトで数～10cm程度(池原・井内, 1998)である。また、これらのタービダイトのほとんどはトラクションに関連した砂層の部分で、サスペンション起源のシルト層の部分はせいぜい数cm程度の場合がほとんどである。したがって、今回採取されたタービダイト層がこれらに比べて、その全体及びサスペンション起源のシルト層の厚さが非常に厚いことがわかる。

また脱水構造の発達、堆積初期状態での含水率の高さと加重に対する不安定さを示している。通常の遠洋性/半遠洋性堆積物では、海水/堆積物境界の高い含水率は海底直下の数cm程度の間に急激に減少していく(池原, 1997)。そして、さらにその後もゆっくりとした含水率の減少傾向を示す。つまり、通常の堆積速度の場合には新たに降り積もってくる堆積物の加重は表層堆積物中でゆっくりと解消されていると考えられる。このような状態では、海水/堆積物境界付近で初期含水率が高くとも加重による間隙水圧の上昇は起こりづらいと考えられる。したがって、脱水構造を発達させた加重による間隙水圧の上昇はおそらく乱泥流からの急激な大量の粒子の堆積に起因したものである可能性が高い。

5. 堆積物の年代

含有される石灰質ナノプランクトン化石から、堆積物の年代が推定できる。石灰質ナノプランクトン化石が含まれるのはタービダイト層であるので、二次的に堆積した化石であり、正確な堆積年代を示していないが、群集の示す年代よりも新しい堆積物であることは間違いない。

船上での偏光顕微鏡によるスミアスライドの観察から、石灰質ナノプランクトン化石の *Gephyrocapsa oceanica* が含まれ、*Pseudoemiliania lacunosa* を含まないことがわかる。Berggren et al. (1995) の年代軸によれば、*P. lacunosa* の絶滅は0.46Maとされている。したがって、今回採取されたタービダイト層の堆積年代は46万年前以降となる。

6. 堆積物の起源

タービダイト層を構成する特徴的な粒子としては、火山起源粒子、特にシルト層中の火山ガラスと、浮遊性有孔虫と石灰質ナノプランクトン化石に代表される石灰質粒子があげられる。この両者からタービダイト層の起源について考察する。

大量な火山起源粒子の存在は、タービダイト層の起源が火山の近辺に位置していることを指示している。前述のようにこれらのタービダイト層の堆積年代は46万年前以降と新しい。一方、試料採取位置はバレスペラ海盆中軸の北東～南西に雁行する海盆拡大時の拡大軸に対応する凹地の直近に位置している(図1)。この凹地を軸とした海盆の拡大は後期漸新世～初期中新世のこととされ(Karig, 1971a, 1975)、現在活動的でない。このことは採取地点近傍には給源となる新しい火山がないことを示している。

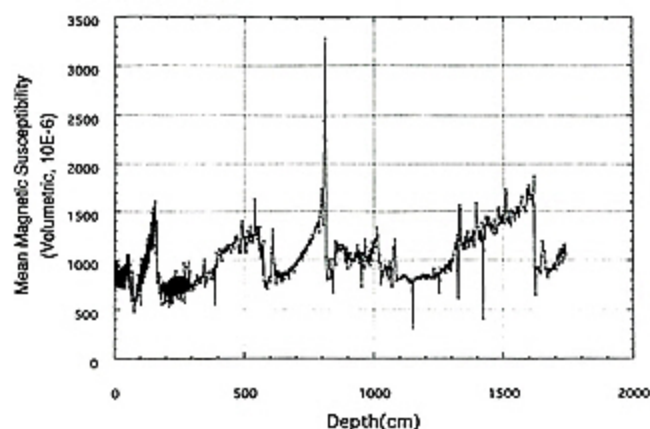


図7 帯磁率測定結果

Fig. 7 Profile of mean magnetic susceptibility

一方、保存のよい石灰質微化石の存在はタービダイト層が採取地点よりもかなり浅い水深からもたらされたものであることを示している。採取地点の水深は4,964mで、フィリピン海のCCDは4,000～4,300m程度とされている（西村，1986）。したがって、給源がCCDよりも深ければ、石灰質微化石は含まれないはずである。また、石灰質微化石の保存はよく、給源の水深がCCD付近というよりもそれよりもかなり浅い可能性を指示している。保存状態の比較からすると、水深3,000m程度以浅である可能性が高い。

これらの火山起源粒子と石灰質微化石からの制約条件を考慮してその給源を採取地点近傍で見つけて見る。まず、水深が3,000mの等深線を海底地形図上で追うと、パレスベラ海盆中には非常に小さな高まりしか認められず、大量のタービダイトの給源としては小さすぎるように考えられる。次に大きいものはパレスベラ海盆の西縁をなす古島弧である九州-パラオ海嶺（Karig, 1971a, b）がある。この海嶺は古い島弧であり、現在火山活動は認められない。したがって、給源とは考えづらい。採取地点に近い最も大きな浅海域は伊豆海嶺である。採取地点は伊豆海嶺西縁の大地形である北東-南西の雁行状の凹地の南側の延長に位置している。その凹地の北側の延長上には活火山である硫黄島と南硫黄島が存在する。したがって、給源としての条件を満たしている。伊豆海嶺周辺では、火山起源粒子から構成されたタービダイト層が火山フロントの近傍で認められている（Nishimura and Murakami, 1988）。今回得られたタービダイト層も石灰質微化石を多く含むことから、火山活動に関係して火山から直接供給された粒子によるというよりも、火山活動に関係して火山近傍の海底斜面に一度堆積したものがな

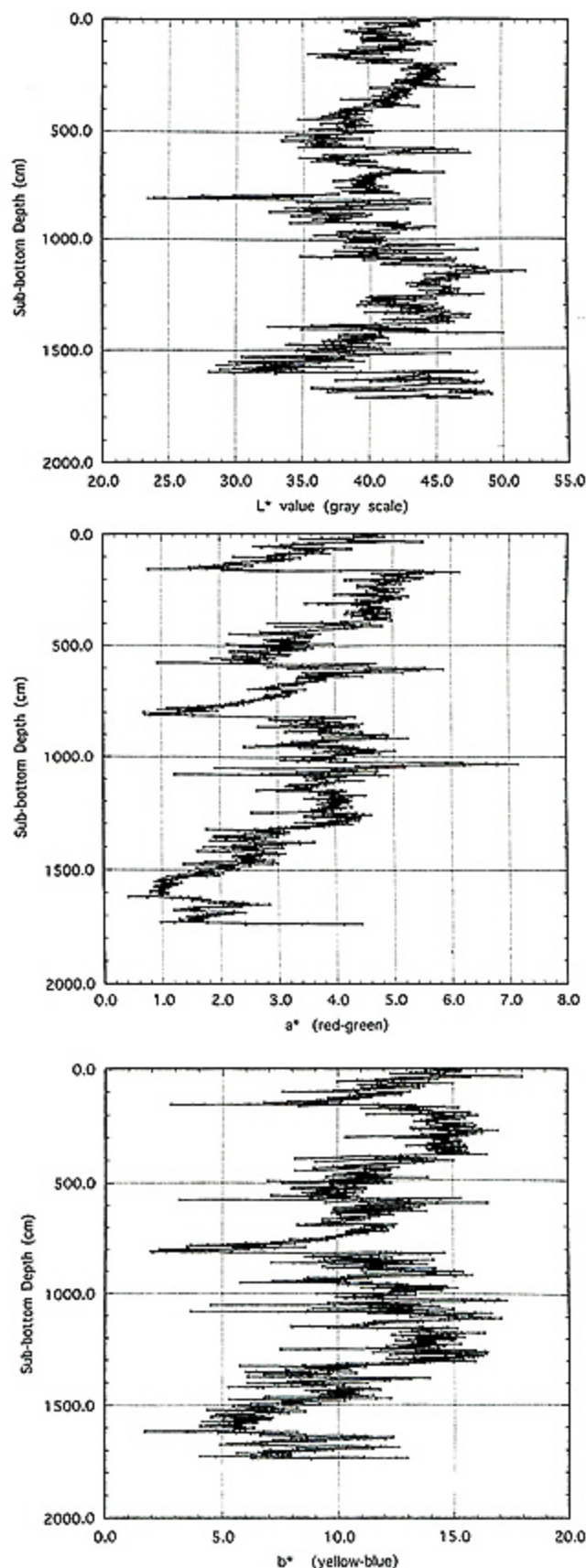


図8 分光測色計による測定結果

Fig. 8 Profiles of color indices (L*: darkness, a*: red-green index, b*: yellow-blue index)

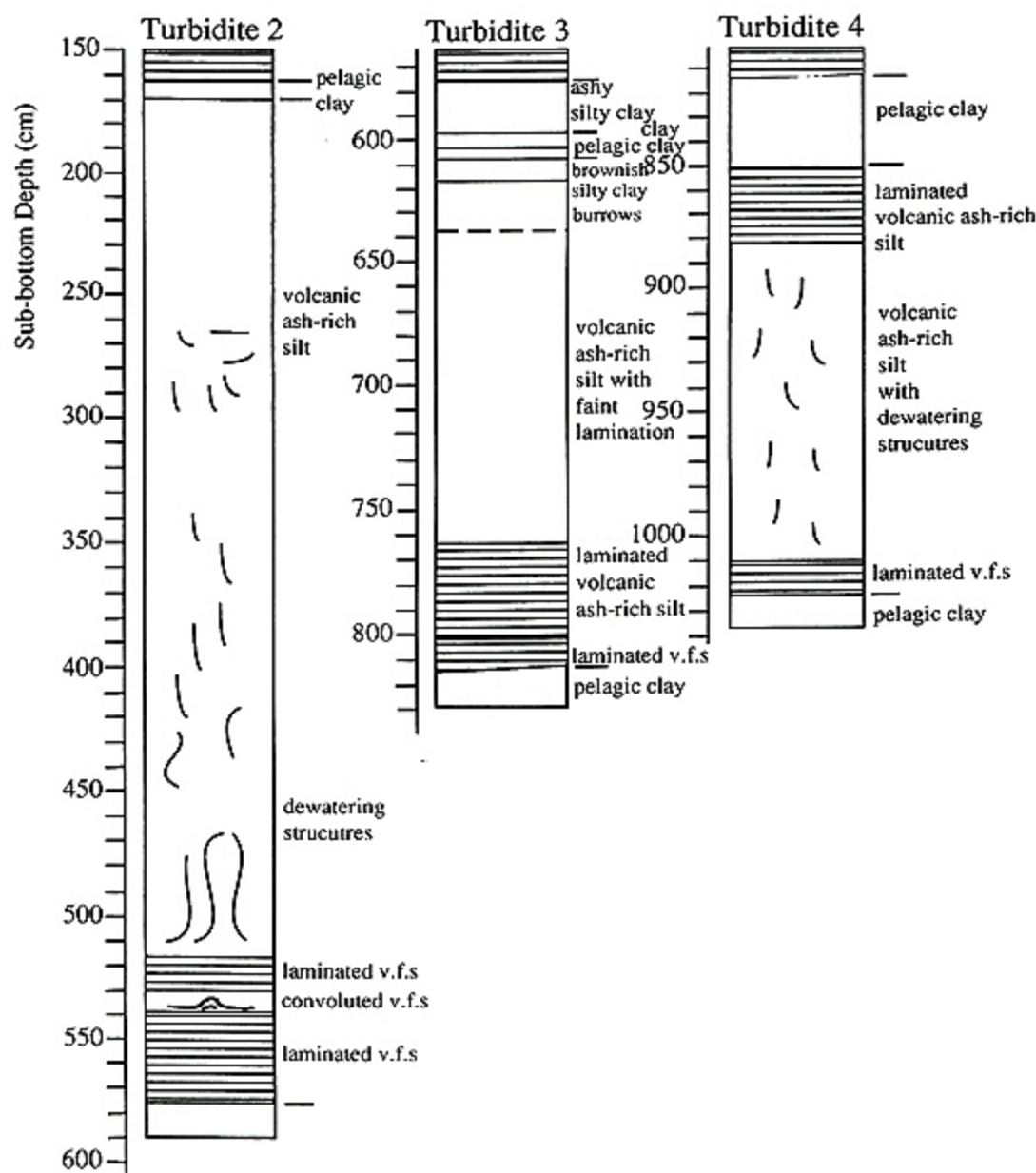


図9 タービダイト層の模式柱状図
Fig. 9 Schematic representation of each turbidite layer

んらかの原因で崩壊したものと推定される。したがって、最も確からしいタービダイト層の給源は硫黄島周辺の伊豆海嶺西側斜面域となる。この推定が正しければ、タービダイト層はおよそ300km以上の距離を移動してきたことになる。

7. おわりに

以上、パレスベラ海盆から採取された厚層タービダイトの概要について述べた。主に船上での観察結果からす

ると、このタービダイトは伊豆海嶺西側斜面から300km以上の距離を移動してきて、凹地の末端部で地形的効果によりサスペンション部分が厚くなって、急激に堆積して形成された、と推定される。堆積学的には、このような厚いタービダイト層の形成原因の詳細について、さらに詳細な分析から検討されねばならない。このため堆積物の粒度・粒子組成の検討、粒子配列の解析を始めている。また、給源と輸送過程については、伊豆海嶺からパレスベラ海盆の海底地形や表層堆積物の堆積状態の解析

を進める必要があるほか、タービダイト層自体の供給方向を堆積構造や粒子配列と古地磁気学的方位づけとを組み合わせることにより考えていく必要がある。一方、パレスバ海盆とその周辺の地質学的研究の面からすると、このような厚いタービダイト層の発生と堆積は、伊豆海嶺における火山活動に関係するほか、背弧海盆の埋積過程について重要である。今後さらに分析・解析を進めていく予定である。

謝 辞

「かいいい」の兵頭 博船長を始めとするKR98-01航海乗組員の方々及び日本海洋事業の小寺 透氏、乗船研究者の方々には船上作業を通じて大変お世話になった。船上及び陸上で帯磁率測定では、地質調査所の小田啓邦博士、山崎俊嗣博士、A.L. Abdeldayem博士にお世話になった。以上の方々に厚くお礼申し上げます。

引用文献

- 荒戸裕之・保柳康一 (1995) : 新潟堆積盆地における3タイプの第4オーダー堆積シーケンスモデル. 地質論, 45, 118-139.
- Berggren, W.A., Hilgen, F.J., Langereis, C.G., Kent, D.V., Obradovich, J.D., Raffi, I., Raymo, M.E. and Shackleton, N.J. (1995) : Late Neogene chronology: New perspectives in high-resolution stratigraphy. Geol. Soc. Amer. Bull., 107, 1272-1287.
- 池原 研 (1997) : 海底最表層堆積物の物性とその変化 : 表層堆積物の精密物性測定装置の開発と測定結果. 堆積学研究, 46, 31-42.
- 池原 研・井内美郎 (1998) : 深海底タービダイトからみた北海道西方日本海東縁の地震発生間隔. 月刊地球, (印刷中).
- Kasuga, S. and Ohara, Y. (1997) : A new model of back-arc spreading in the Parece Vela Basin, northwest Pacific margin. The Island Arc, 6, 316-326.
- Karig, D. (1971a) : Origin and development of marginal basins in the western Pacific. J. Geophys. Res., 75, 239-254.

- Karig, D. (1971b) : Structural history of the Mariana island arc system. Geol. Soc. Amer. Bull., 82, 323-344.
- Karig, D. (1975) : Basin genesis in the Pacific Sea. In: Initial Reports of DSDP. Karig, D.E., Ingle, J.C. Jr et al., 31, 857-879.
- 中嶋 健・金井 豊 (1995) : 1983年日本海中部地震震源域でのタービダイトによる地震発生間隔の推定. 地震第2輯, 48, 223-228.
- 中嶋 健・吉川清志・池原 研・片山 肇・木川栄一・上嶋正人・瀬戸浩二 (1996) : 日本海南東部における海底堆積物と後期第四紀層序 -特に暗色層の形成時期に関連して-. 地質雑, 102, 125-138.
- 西村 昭 (1986) : 伊豆・小笠原海域 (GH86-1及びGH86-3航海) の海底堆積物. 「海底熱水活動に伴う重金属資源評価手法に関する研究」昭和60年度研究報告書, 地質調査所, 56-68.
- 西村 昭・池原 研・有田正史 (1991) : フィリピン海及び西カリオン海盆の表層堆積物. 「物質循環に関わる海洋地質学的研究」平成3年度研究概要報告書, 地質調査所, 87-133.
- Nishimura, A. and Murakami, F. (1988) : Sedimentation of the Sumisu Rift, Izu-Ogasawara Arc. Bull. Geol. Surv. Japan, 39, 39-61.
- Piper, D.Z., Swint, T.R., Sullivan, L.G. and McCoy, F.W. (1985) : Manganese nodules, seafloor sediment, and sedimentation rates of the Circum-Pacific Region. Am. Assoc. Petrol. Geol., Circum-Pacific Map Ser.
- 高野 修 (1990) : 北部フォッサマグナ新第三系田麦川累層のトラフ充填タービダイトの形成過程. 地質雑, 96, 1-17.
- 立石雅昭・柿崎 聡・高野 修・東 将士・杉山和稔・遠藤正孝 (1992) : 堆積相と構造運動 -北部フォッサマグナ領域 -小谷地域のタービダイト堆積-. 地質論, 37, 249-259.

(原稿受理: 1998年6月29日)

(注) 写真は次ページ以降に掲載

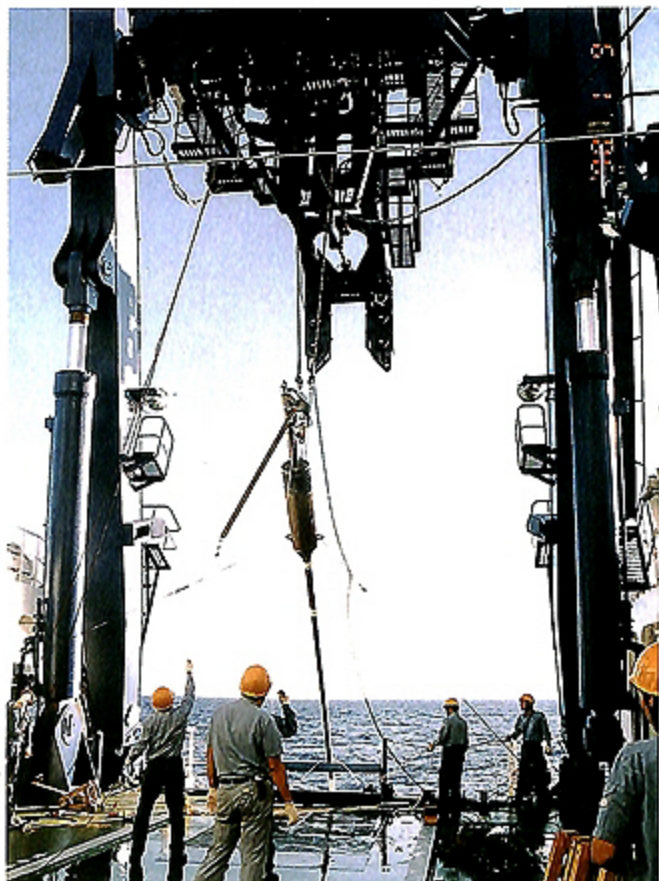


写真1 使用したピストンコアシステム
Photo 1 Piston corer system

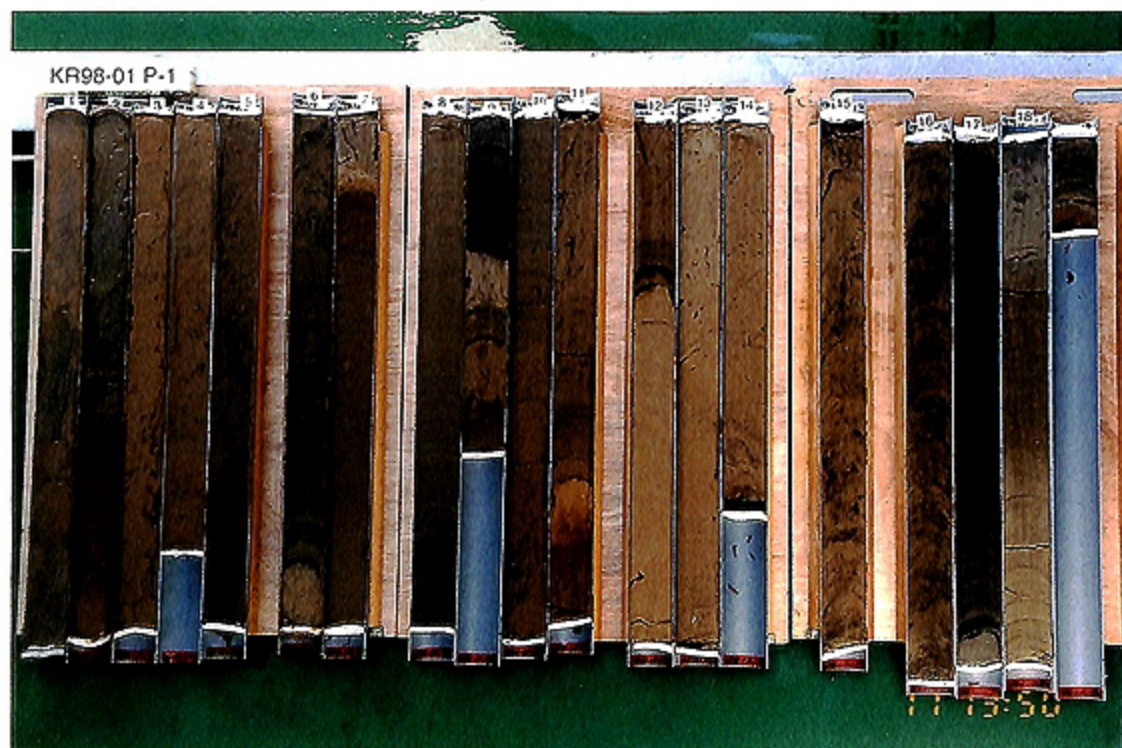


写真2 採取された試料全体の写真
Photo 2 Photograph of the collected core sample