

論文

松江市島根町須々海海岸の中新統牛切層に見られる重力流堆積物 (予報)

酒井 哲弥\*・立石 良\*\*・古川 絢子\*\*

Gravity flow deposits in the Miocene Ushikiri Formation exposed  
along the Susumi coast, Matsue, Japan (preliminary note)

Tetsuya Sakai\*, Ryo Tateishi\*\* and Ayako Furukawa\*\*

Abstract

Two types of gravity flow deposits were identified in outcrops of the Miocene Ushikiri Formation (middle to lower slope deposit) exposed along the Susumi coast, Matsue, Shimane Prefecture. The first type of sandstones contain turbidite, debrite and, in some cases, slumped deposit. The second type of beds display Bouma Ta-b character and were deposited from turbidity currents. Thin debrites are also seen in the top of some beds.

The debrite covering turbidite sandstone may have deposited from debris flow developed through the propagation of turbidity flow by supplying sediment to the flow via injection of liquefied substrata, or by simultaneous slumping. The absence of the debrite in the upper part can be explained by the scale of the flows being insufficient to cause liquification of substrata, slumping or erosion of substrata, and flattening of the topography due to sediment aggradation that suppresses gravitational effect such as slumps. Further detailed tracing of the individual sandstone beds in this formation may yield clues for the detailed evolutionary processes of gravity flows in the slope environment.

**Key words:** debrites, Miocene, turbidites, Ushikiri Formation

はじめに

中新統牛切層(富田・酒井, 1938)は島根半島の西部の出雲市小伊津および十六島周辺, 松江の北方に露出する。これまで, この地層の大部分はタービダイトであると認識されてきた(Kano et al., 1987 など)。しかし, 小伊津周辺での詳細な調査から, 牛切層には1層の重力流堆積物の中に混濁流から堆積したと思われる層準と土石流から堆積したと思われる層準があることがわかってきた(Sakai and Mishima, 2006)。さらに松江市島根町の須々海海岸でも, 小伊津地域で見つかったものに似た重力流堆積物がこれまでの調査で見つかった。ここでは, 須々海海岸に露出する中新統牛切層に見られる重力流堆積物の特徴を示し, その形成過程について議論する。

地質概説

Fig. 1 に島根半島および中海, 宍道湖南岸域の地質図を示す。宍道湖・中海南岸地域の中新統は新第三紀以前に貫入した花崗岩類を基盤岩とし, 下位から波多層, 川合層, 久利層, 大森層, 布志名層, 松江層の順で重なる(Table 1)。島根半

島では基盤岩と中新統の境界は確認されていない(例えば, 鹿野・中野, 1985)。しかし, 次に述べる最下層の古浦層に花崗岩や角閃石片岩など, 島根半島周辺の先新第三紀の花崗岩や三郡変成岩と岩石学的特徴が似た礫が見ついている。このことから, この地域の中新統は先新第三紀の深成岩や変成岩を不整合で覆っていると推定されている(鹿野・吉田, 1985)。島根半島の中新統は下位から古浦層, 成相寺層, 牛切層, 古江層, 松江層および高洪山層の順で重なる。島根半島に露出する古浦層は宍道湖・中海南岸側の波多層と, 成相寺層は川合層および久利層と, 牛切層は大森層と, 古江層は布志名層とそれぞれ同時異相であると考えられている(鹿野ほか, 1991 など)(Table 1)。

島根半島には数多くの褶曲や断層が存在し, 宍道湖・中海南岸地域に比べると, その地質構造は複雑である(例えば, 鹿野ほか 1991)。しかし, 大局的には半島中央部を東西に横切る背斜軸により(Fig. 1), 地層の傾斜方向は, 半島の北部では北傾斜, 半島の南部では南傾斜となっている。半島西部の十六島周辺ではこの背斜軸の南側の地層が広く露出し, ここには向斜軸と別の背斜軸が認められる(Fig. 1)。こうした褶曲のために, 上記で述べた地層が褶曲軸を挟んで繰り返し地表に露出する(Fig. 1)。一方, 宍道湖・中海の南岸地域では, 地層は東西方向によく連続する。また, 松江市の南方, 出雲湾の南方ではこの地層の分布が大きく南へ広がる(松江湾入部, 出雲湾入部; 山内ほか, 1980 など)。この部分の地層は南へ湾状に入り込んだ盆地を埋めたことも知られている。

\* 島根大学総合理工学部地球資源環境学科  
Department of Geoscience, Shimane University, Matsue 690-8504, Japan

\*\* 島根大学総合理工学研究科  
Interdisciplinary Graduate School of Science and Engineering, Shimane University, Matsue 690-8504, Japan

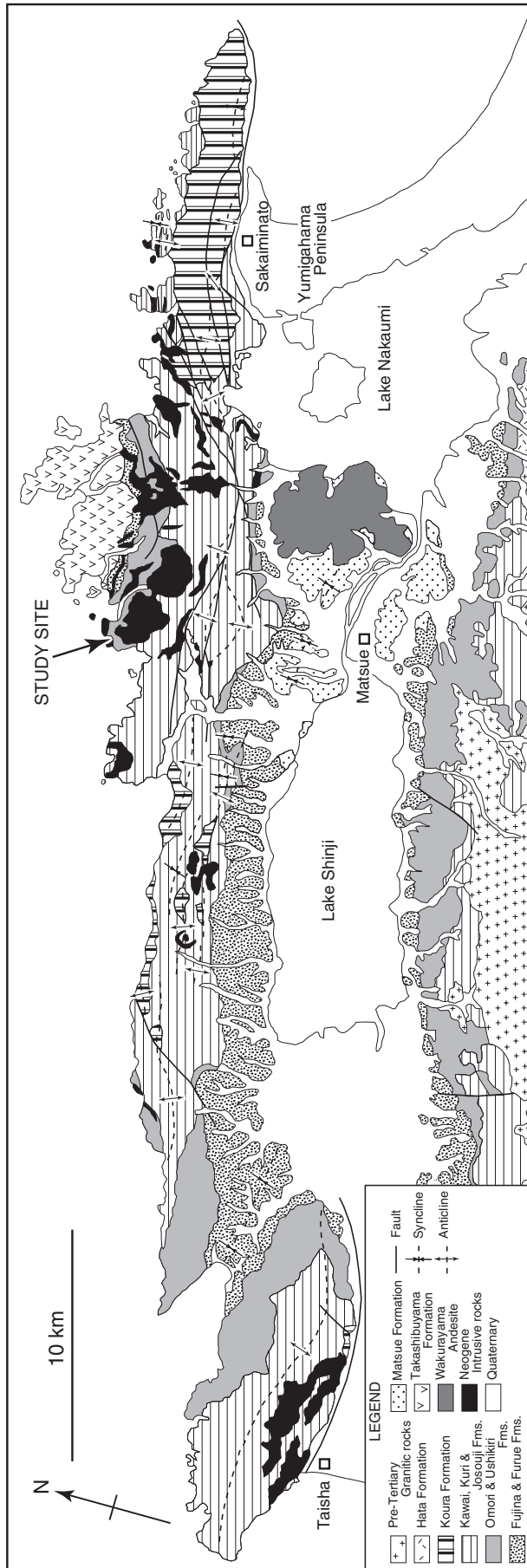


Fig. 1. Simplified geologic map of Shimane Peninsula (modified from Kano and Yoshida (1985)).

牛切層の同時異相とされる大森層は、浅海から陸域の堆積物であると考えられている (例えば、森田・中山, 1999). この地層は下位の久利層の泥岩および流紋岩質凝灰岩を不整合に覆い、下位より安山岩、安山岩の角礫を主体とした礫岩、そしていわゆる来待砂岩と呼ばれる砂岩からなる。局所的には安山岩の下位に礫岩が認められる (鹿野ほか, 1991). この地層の分布の広さや厚さは、側方へ大きく変わることが知られている (鹿野ほか, 1991 の第 17 図)

牛切層は東西方向に連続して分布する大森層とは異なり、松江市の北方、および出雲市の北方にレンズ状の岩体として点在している (Fig. 1). 先ほど述べた半島を東西に横切る背斜・向斜軸を挟み、ほぼ南北方向にこの地層のレンズ状岩体 (ほとんどが下に凸の形を示す) が並んで見られることから、これは、南北に延びた凹地形を埋めた地層であると解釈される。また、この牛切層のレンズ状岩体群は、松江湾入部、出雲湾入部の北方に見られる。こうした当時の古地理と牛切層の分布との対応は非常に興味深い、その関係についてはまだ不明である。この問題は、今後の研究にゆだねることとする。

これまでに行われた牛切層の年代や堆積場に関する研究によると、大社周辺の牛切層上部に挟まれる凝灰岩のジルコンフィッシュントラック年代が  $14.3 \pm 1.4$  Ma (鹿野・吉田, 1984), 浮遊性有孔虫に関する研究によると、この地層は Blow (1969) の N.9 に対比される (野村, 1986a). 底生有孔虫の解析から、島根半島西部の牛切層は陸棚外縁から陸棚斜面中部にかけての環境で堆積したとされている (野村, 1986b).

須々海海岸周辺の牛切層は、松江市北方の牛切層レンズ状岩体の西端に近い位置にあたる。この地点に露出する地層の走向はほぼ東西、北に  $30 \sim 50^\circ$  で傾斜する。地層は、ほぼ等量の砂岩泥岩互層からなり、一部に泥岩優勢の砂岩泥岩互層が見られる (Figs. 2, 3). 砂岩層は中粒から細粒砂が主体で、その厚さは最大で 1 m、およその平均層厚は 0.3 m である (Fig. 4). この地点での最上位の地層が露出する海岸の東端には、流紋岩質の凝灰岩層が認められる (Fig. 2). また、ドレライトのシート状貫入が所々に認められ、最も顕著なものは海岸の東端に見られる (Fig. 2).

### 重力流堆積物の特徴

須々海海岸周辺に露出する牛切層の堆積場は、スランプ褶曲が見られる地層が頻繁に挟まれることから、スランプの停止域にあたる環境であったと判断される。すなわち、陸棚斜面の中部から下部の環境が推定される。この解釈は、野村 (1986b) で示されている他地域の牛切層の堆積場と矛盾しない。牛切層が下に凸のレンズ状の形をしていることを踏まえると、この地層は斜面に発達した谷地形を埋める堆積物であると判断される。

須々海海岸に露出する砂岩は、下部と上部でその特徴が異なることがわかった。なお、下部と上部の厳密な境界ははっきりしておらず、Fig. 2 に示した点線の位置で漸移的に変化している。まず、以下に下部と上部の砂岩層の特徴を詳しく

**Table 1.** Lithostratigraphy of Shimane Peninsula and south of Shinjiko and Nakaumi Lakes.

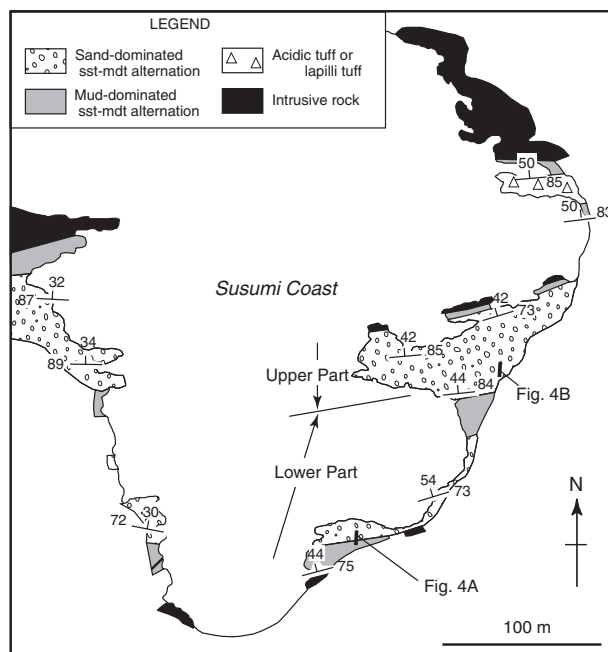
Geologic age		South of Shinjiko and Nakaumi Lakes	Shiamne Peninsula
Neogene	Late Miocene		
	Middle Miocene	Matsue Formation	Matsue and Takashibuyama formations
		Fujina Formation	Furue Formation
		Omori Formation	Ushikiri Formation
	Early Miocene	Kawai and Kuri formations	Josouji Formation
		Hata Formation	Koura Formation

述べる。

### 1. 下部の砂岩層の特徴

下部に見られる砂岩の底面は、多くの場合、ほぼフラットで、所々に小さな凹みが認められる。砂岩の主体は中粒～極粗粒砂から細粒～中粒砂への粒径変化が見られる級化層理部 (Figs. 5A, B) である。この部分には、級化層理が2層みられるケースが多い (Fig. 4)。級化層理部の上位にはシャープな面を境に淘汰の悪い、やや泥質な極細粒～中粒砂からなる部分が重なる (Fig. 5C)。この部分には粗粒砂～細礫や、細礫～大礫サイズのマッドクラストが泥質砂岩の中に“浮いたような”産状を示す (Fig. 5C)。この部分には連続性の悪いラミナ様の構造が見られる。このラミナ様の構造は周囲の堆積物とのわずかな粒径の差によって識別され、波状にうねったり (Fig. 5C)、平行葉理に似た特徴を示す。また層理面に対してゆるく傾いたものが雁行状に配列するケースもある (Fig. 5D)。この部分のトップはほぼフラットである。その上位には、細礫から巨礫サイズのマッドクラストまたは砂岩泥岩互層のクラスト (以下、クラストと呼ぶ) を主体とした部分が認められることがある (Figs. 5E, F)。この部分のマトリックスは極細粒～細粒砂である。この部分はすべての層に見られるというわけではない。クラストは多くの場合、変形を受けており、変形したクラストが隣接するクラストにのし上げる構造が見られることもある (Fig. 5F)。その上位には泥岩が重なる。その境界は漸移的なこともあれば、シャープな場合もある。

一方、厚さが0.1 m以下の砂岩層は一般的に極細粒～中粒砂からなり、その内部には平行葉理、または上に凸の形、下に凸の形をした波状の層理 (アンティデューン斜交層理: Yokokawa et al., 1999, Alexander et al., 2001 など参照) が認め



**Fig. 2.** Distribution of lithology along the Susumi coast. The intervals from which the columnar cross sections in Fig. 4 were collected are shown as bold lines. Sst–mdt: sandstone–mudstone.



**Fig. 3.** Outcrop view of the Susumi coast.

られる (Fig. 5E)。また、これは一部の厚い砂岩の級化層理部の上位に認められる場合もある。

泥岩は黒色のシルトからなり、一部に葉理が発達する。またスランブ褶曲、スランブ礫などのスランブ構造が頻繁に認められる。まれに生痕化石が見られる。

### 2. 上部の砂岩層の特徴

上部の砂岩層 (Fig. 7A) の基底はシャープで (Fig. 4)、フルートキャストが認められることが多い (Figs. 4, 7B)。また、多くの層の基底が荷重により変形している。砂岩の基底部分には級化層理が発達している。ここに見られる砂岩の級化は下部のものに比べてはっきりしている (Fig. 7A)。粗粒砂～細礫から細粒砂への級化が0.1 m程度の非常に薄い範囲で見られる (Fig. 4)。また、下部と同様に級化層理部が2層見ら

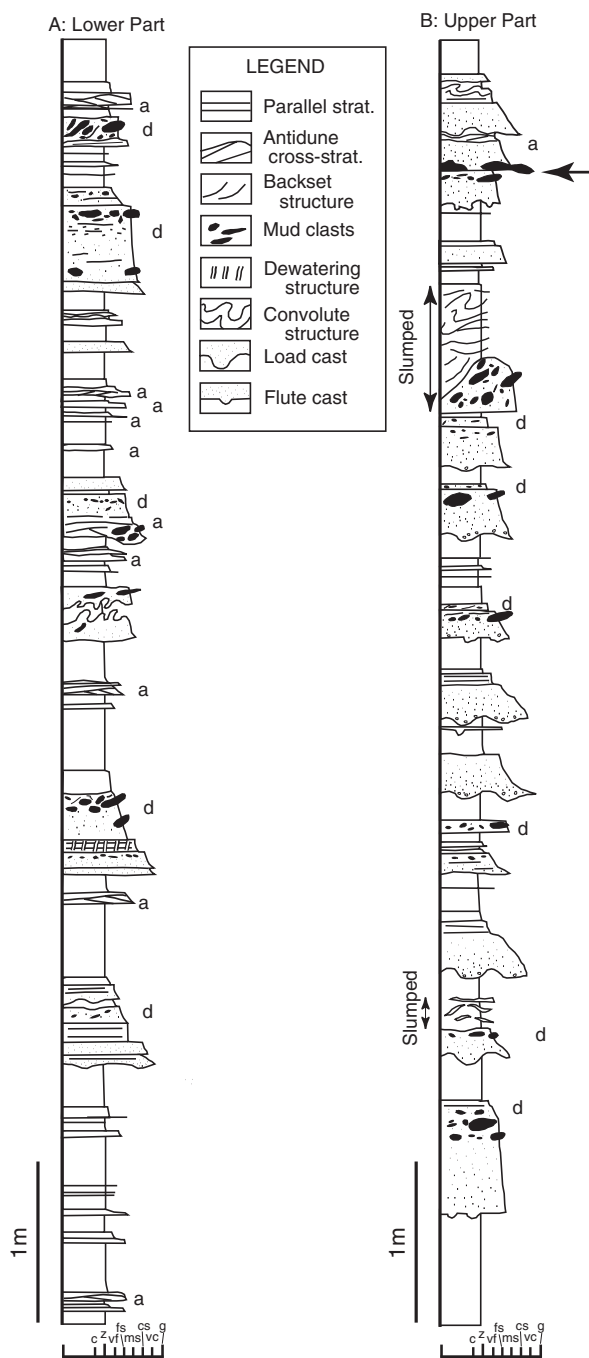


Fig. 4. Examples of columnar cross sections from the lower and upper part of the Ushikiri Formation in the Susumi coast. a: antridune cross-stratified sandstone bed, d: debrite, c: clay, z: silt, vf: very fine sand, fs: fine sand, ms: medium sand, cs: coarse sand, vc: very coarse sand, g: granule.

れるケースもある (Fig. 7A). 上位の級化層理部の基底も、荷重により変形していることが多い。級化層理にマッドクラストはほとんど含まれないが、ときおり中礫～大礫サイズのものがある。級化層理の発達した部分の上位には平行層理、コンポリュート構造、またはアンティデューン斜交層理の発達した極細粒～細粒砂岩からなる部分が重なる。砂岩のトップは泥岩へと漸移することが多いが、級化層理部にマッドクラストを相対的に多く含むケースでは淘汰の

悪い砂質な泥岩層 (厚さ 0.05 m 程度) が層のトップに挟まれることがある (Fig. 4). その内部には炭質物が配列することで作られているラミナ様の構造が見られる。ある層では、それが緩く傾いて、雁行状の配列を示している。また、Fig. 4には示していないが、ごくまれに下部に多く見られるような、淘汰の悪い、厚い泥質砂岩を伴う砂岩が挟まれる。泥岩の特徴、および厚さが 0.1 m 以下の薄い砂岩層の特徴は、下部のものと同じであるので、ここではその記載を省略する。

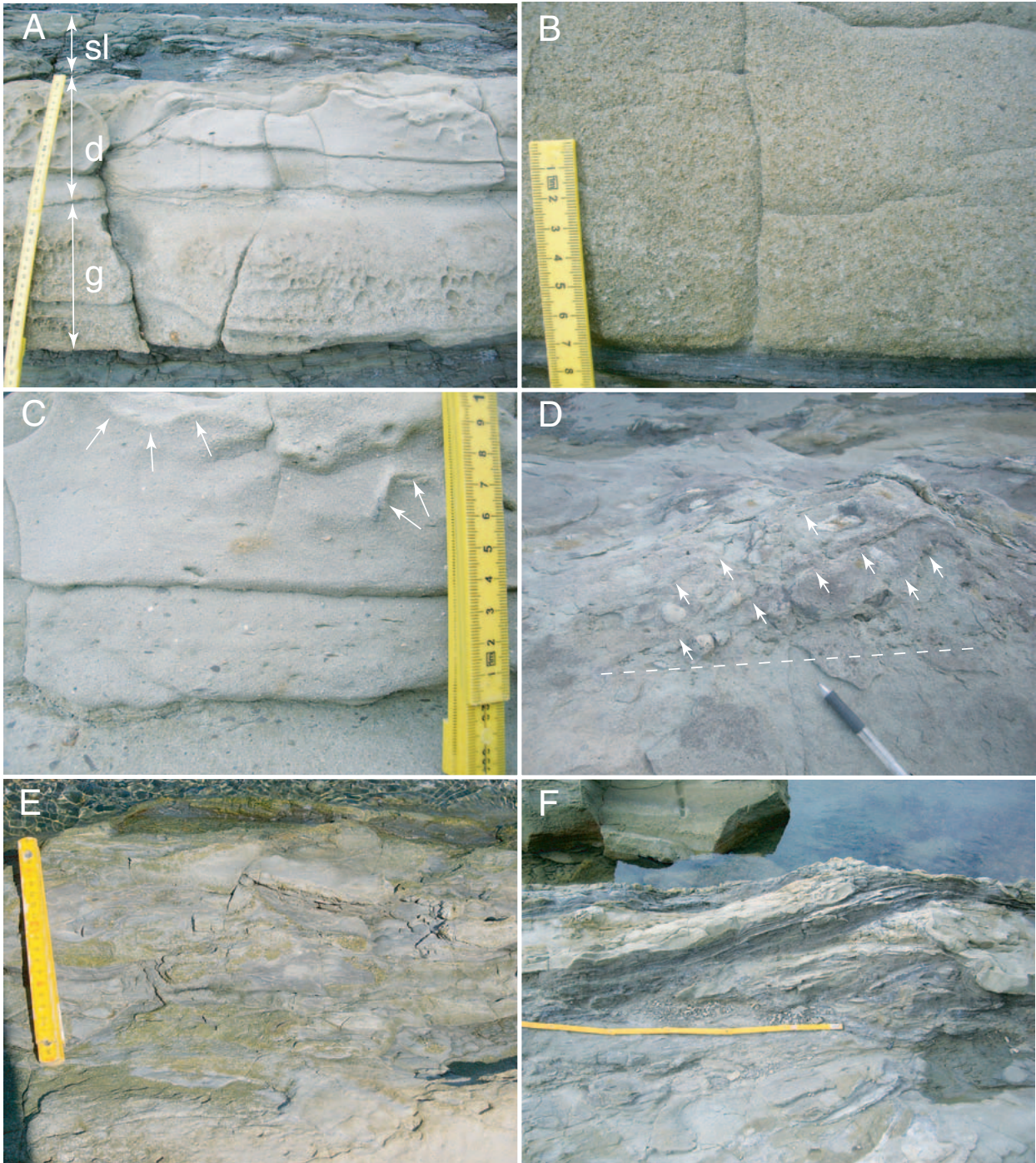
### 重力流堆積物の堆積過程

#### 1. 下部の砂岩層の堆積過程

砂岩の一般的特徴をまとめたものを Fig. 8 に示す。ほぼフラットで小さな凹みが所々にある砂岩層の基底部からは、泥が渦によって局所的に洗掘されたことがわかる。級化層理の存在から、この部分は混濁流からの堆積物、すなわちタービダイト (あるいは Mulder and Alexander (2001) による、Concentrated density flow からの堆積物) であると解釈される (Wakler, 1992 などを参照)。この上位の、泥質で淘汰の悪い砂岩中のうねるラミナ様の構造については、この部分のトップがフラットであることから、堆積物が堆積した時にできた構造と判断でき、流れが停止直前に塑性流動をしていたことがわかる。泥質砂岩の中で“浮いた産状”を示す粗粒砂～礫は、停止直前の流れが基質強度を保持していたことを示している。この泥質砂岩は粘性をもった砂質土石流からの堆積物 (以下、デブライトと呼ぶ) であることを示している (Talling et al., 2003; Shanmugam, 2006 など参照)。特に層理面に対してゆるく傾き、雁行配列するラミナ様の構造は、Nemec (1990) によってバックセット構造とされた構造と見なせる。これは土石流など、濃度が高く、基質強度を保持した流れが停止する際に、流れの中に生じた圧縮応力によってできた剪断面である (Nemec, 1990; 田村ほか, 2000)。

最上部のマッドクラストや砂岩泥岩互層のクラストを多く含む部分もこの下位と同様にデブライト (より高粘性) と解釈され、とくに巨大なクラストを含み、はっきりとした“のし上げ構造”を示すものは、小規模なスランプ堆積物であると解釈される。

アンティデューン斜交層理を伴う薄い砂岩層は、タービダイトと解釈される。アンティデューンは主に浅い水深で、高流領域の強い流れのもとで作られる。これまでに、水深の大きな所でできた地層からもアンティデューンに伴う堆積構造は報告されている (Prave and Duke, 1990; Russell and Arnott, 2003 など)。Prave and Duke (1990) は、ヨーロッパのピレネー山脈に露出する斜面堆積物中のタービダイトに小さなハンモック状斜交層理様の構造を見いだした。それは、平行層理部と斜交層理部の間に認められ、彼らはそれをアンティデューンの内部構造であると解釈した。彼らはその形成を、より濃度の高い流体がより濃度の小さな流体の下を流れる状態で、濃度の高い層の上面が standing wave を形成することで説明している (Prave, 1990; Prave and Duke, 1990 参照)。牛切層のケースは、層厚は薄いが少なくとも粒径は同じである



**Fig. 5.** Outcrop examples of the gravity deposits in the lower part. A: A bed containing both the turbidite and debris. The scale is 0.38 m long. g: graded division (turbidite), d: poorly sorted sand division (debris), sl: brecciated mudclast rich division (slumped deposit). B: Basal graded division. C: Poorly sorted sand division of debris flow origin. Note that scattered mudclast, white granule grains and plastic deformation of sandy layers (arrows), all suggestive of the flow having matrix strength just before flow was halt. D: Cross-lamination like lamination shown by arrangement of coarser or fine particles (arrows), referred to as backset structure (cf. Nemeč, 1990). The dotted line is parallel to the bedding plane. E: Brecciated mudstone and sandstone layers found in the “sl” part of Fig. 5A. scale is ca. 0.2 m long. F: Thrust-up sandstone and mudstone layers (slumped) in the top of a sandstone bed. The scale (0.8 m) is put almost parallel to the bedding plane.

こと、斜面の堆積物であることをふまえると、上で述べた例と同じようなメカニズムで形成されたものと思われる。

## 2. 上部の砂岩層の堆積過程

上部の砂岩層は級化層理部の上に平行層理部が重なる、

典型的なタービダイト (Ta-b) の特徴を示す (Fig. 8)。平行層理の代わりにアンティデューン斜交層理が見られる場合も同じ解釈ができる。フルートキャストの存在は、流れの頭部通過時に渦による侵食が起きていたことを示している。また、ごくまれに見られる薄い砂質泥岩部は、バックセット構造が



Fig. 6. Antidune cross-stratification in a thin sand bed. The scale is ca. 0.15 m long. Note the convex-up shape in lamination and gently inclined cross-lamination below.

見られることから、ごく小規模な土石流からの堆積物であると解釈される。

## 議 論

### 1. タービダイトとデブライトを含む重力流堆積物の形成

下部に見られる砂岩の観察から、その砂岩の下部がタービダイトで、その上位にはデブライトが重なることがわかった。また、一部の砂岩層ではさらに上位に、より高粘性の土石流から堆積したデブライトまたは小規模なスランプ堆積物が重なる。残念ながら、今回はわずか一地点での記載であるため、厳密にその成因を議論することはできない。それは、タービダイトとデブライト、スランプ堆積物のそれぞれが、時間を隔てて生じた別々の流れから堆積したのか、それとも一連の流れの中で、流れの特性が変化することに伴って堆積したものなのかを区別できないからである。それを解決するためには、広域的に一つ一つの砂岩層を丹念に追跡する必要がある (Amy and Talling, 2006, Talling et al., 2007 参照)。

しかし、今回のケースは次のような理由から、少なくともタービダイトとデブライトは一連の流れに伴って形成されたと考えられる。(1) 下部ではタービダイトとデブライトの両方が見られる層が多い。混濁流と土石流が別々の流れとして発生しているのならば、タービダイトのみからなる層、デブライトのみからなる層がより多く存在するはずである。この地点ではデブライトのみからなる層は存在しない。また、デブライトの上にタービダイトが重なる層があっても良いはずであるが、それも見られない。(2) 時間をおいて別々に発生した混濁流、土石流の堆積物が“癒着”することで、1つの層を作ったとしたら、この2つの流れの間に堆積した泥が大きなマッドクラストとして、癒着した層の基底部に認められるはずである (Talling et al., 2004 参照)。唯一これに当てはまる層が上部に見られる (Fig. 4 の矢印で示した層)。この層では基底部に大きなマッドクラストを含み、一部に侵食をまぬがれた“現地性の泥岩層”も見られた。

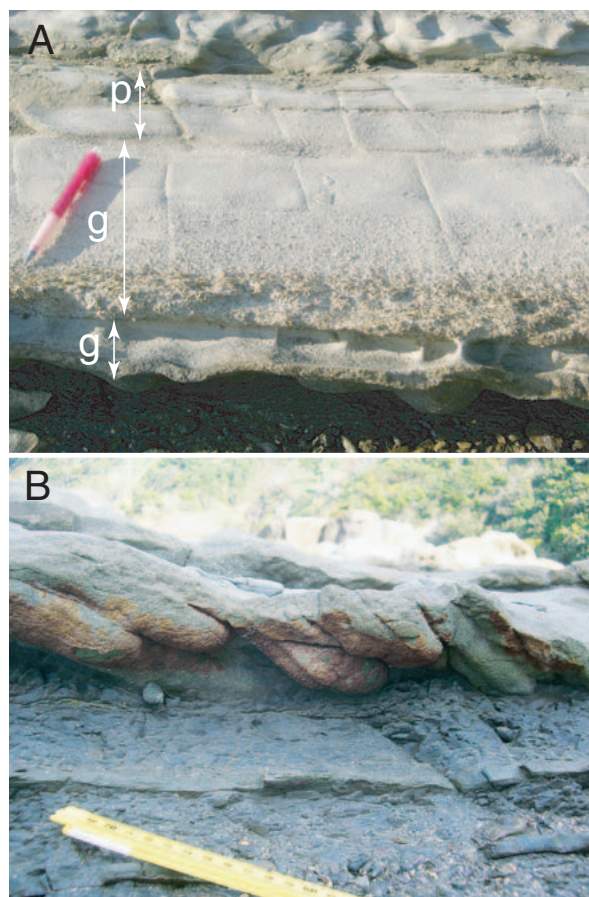


Fig. 7. Outcrop photographs of the sandstones in the upper part. A: The example of the sandstone bed having double graded interval. g: graded division, p: parallel laminated division. B: Flute casts found in the base of a sandstone bed.

このようにタービダイトとデブライトの両方が見られる堆積物は、一連の流れで堆積した可能性が極めて高いので、ここからは、これらが一連の流れから堆積したものとして、議論を進める。今回見つかったタービダイトとデブライトを同時に含むような層について議論をする場合、このタイプの層を精力的に記載してきた P.J. Talling を中心とするグループの研究を抜きにすることはできない。Talling et al. (2004) はイタリアの Marnoso Arenacea 層、アフリカ北西の大西洋沖などを例にタービダイトとデブライトが共存する重力流堆積物 (co-genetic turbidite and debrite) の具体的記載を示した (これまでもその存在は一応、知られていた (Ricci Lucchi and Valmori, 1980; Houghton et al., 2003; Talling et al., 2004 の Table 1 を参照))。この論文で彼らはタービダイトとデブライトが同時に形成されるプロセスとして、5つの可能性を示した。その後、Marnoso Arenacea 層の研究で、砂岩の単層を流れと平行な方向に 120 km、流れに直交する方向に 30 km に渡って追跡することに成功した。その結果、デブライトは、シート状の形をしたタービダイト砂岩中に局所的なレンズ状砂岩として挟まり、3次元的にはローブ状の形をしていることを示した (Amy et al., 2005)。そして土石流が発生した原因を、混濁流が流れ下る時に侵食された泥が流れに取り込まれて、

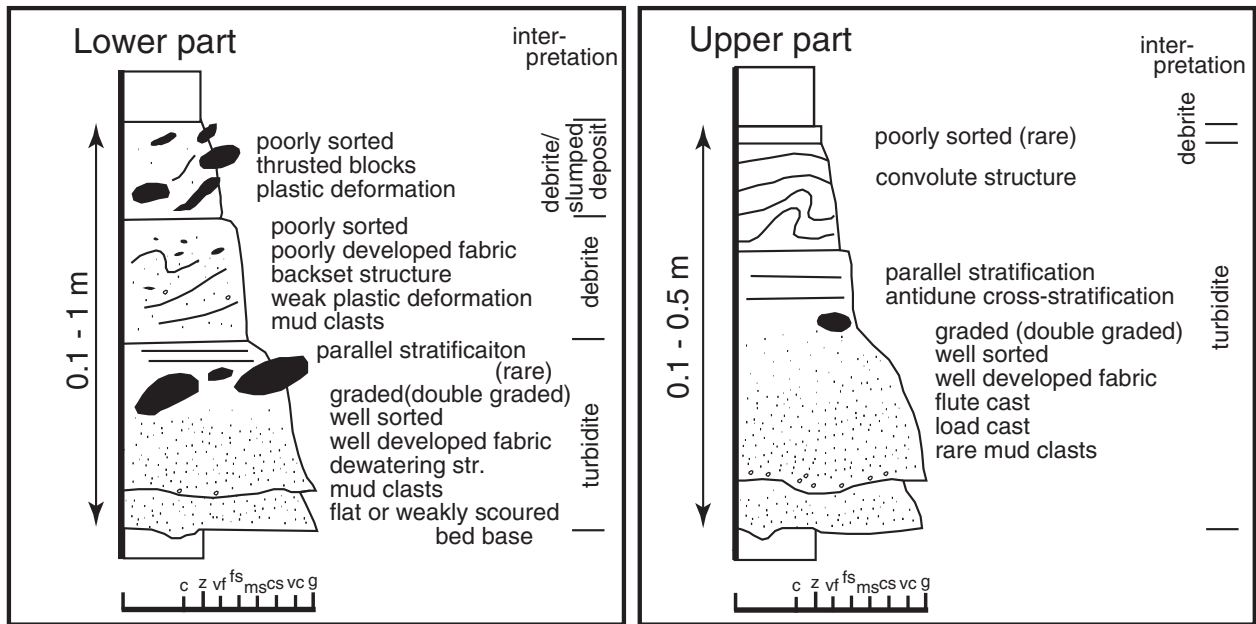


Fig. 8. Typical characteristics of the gravity flow deposits in the lower and upper part, respectively. See text in detail.

堆積物の濃度の高い部分（土石流）が流れの後方部分にできたため、と推定した (Amy et al., 2005). また、この研究は砂質デブライトをどのようにタービダイトと識別するかという困難な問いに対して、一つの判断基準、すなわち、“デブライトは側方に厚さが急速に変化する”ことを具体的に示した。ごく最近になって、日本の重力流堆積物からも、Talling らが報告した重力流によく似たものが報告されている (浦本・伊藤, 2007). 彼らも Talling らの記載同様、タービダイト砂岩中にデブライトがレンズ状に挟まれることを示し、その成因についても、Talling らの解釈と基本的には同じ立場を取った。

今回記載した重力流堆積物は、上で紹介した堆積物と似た特徴を示すが、これが“斜面堆積物”であることを考えなければならない。同じく斜面環境の地層である小伊津地域の牛切層の調査からは、タービダイトに挟まれたデブライトの成因の1つとして、泥を含む液状化した堆積物が、下位の地層から混濁流に直接注入されて土石流が生じたことを挙げた (Sakai and Mishima, 2006). これは単層の追跡を通じて液状化物質が流れに注入されたポイントを発見し、そこを境にタービダイトがデブライト主体の地層に変わっていることに基づいている。このように斜面環境では海盆底よりも“重力による影響”（液状化やスランプなど）が堆積物にも反映されるはずである。よって、Talling らが記載した海盆底でできたタービダイト・デブライトセットと斜面でできたものを区別することを我々はまず目指さなければならない。

これまでも述べてきたように（特に Fig. 5 C からわかるように）、デブライトと解釈した層準には、下位の級化層理部の最大粒径と同じ大きさの碎屑物粒子が散在することがある。この特徴は、Talling らの記載した例には見られない。Talling et al (2007) や Butler and Tavarnelli (2006) が示したような“泥を侵食することで高濃度の流れが混濁流の中にでき

るという説”では、級化層理部と同程度の大きさの粒がデブライトへ混入することを説明できない（デブライトの下位に級化層理部があるので、粗粒な粒子を運んだ流れの先頭部よりも後方で土石流が発達したことが明らかであるから）。従って、比較的大きな碎屑物粒子が、細粒堆積物が卓越している流れの中に供給される、何らかの現象が起きたと考えられる。その可能性として、“流れと同時に発生した地滑りが粗粒な堆積物を流れに供給すること”、小伊津で発見されたような“液状化した下位層の堆積物が混濁流に注入されること”が挙げられる。この具体的な原因を解明するためには今後、周辺地域での詳細な調査が必要とされる。

## 2. なぜ上部にデブライトは少ないのか？

これまで述べてきたように、上部の地層にデブライトはほとんど見られない。ここに見られた薄いデブライトの起源は、マッドクラストの存在と相関性が強いことから、混濁流が下位層を侵食したり、マッドクラストが摩耗されることで流れに泥が供給、泥質かつ高濃度の流れが混濁流の中で形成された可能性が高い。

上部でデブライトがほとんど認められないことは、この堆積時には混濁流の通過に伴って、混濁流の中で土石流を発生させるメカニズムが働かなかったことを意味する。すなわち、スランプに伴う流れへの堆積物供給や液状化した堆積物の流れへの注入、流れによる大規模な泥の侵食が発生しなかったことを示している。ではなぜ、上部が堆積したときに、こうしたイベントが生じなかったのか？上部の砂岩層の厚さが下部のものに比べてやや薄いこと (Fig. 4) を踏まえると、流れの規模が小さく、上記で述べたようなイベントを引き起こすのに不十分であったことがまず推定される。上部の砂岩には下部と異なり、顕著にフルートキャストが発達している。このことは、流れの先頭部が通過した際に、流れの中で渦が最

も卓越した堆積物支持機構であったことを示す。下部に比べ、上部の砂層で級化がはっきり発達することも、流れに含まれる堆積物の濃度が小さかった可能性を示す。Amy et al. (2006)の実験によると、流体中の砂質堆積物の濃度が小さければ、粒子が沈降する間に粒径による分別 (segregation) が起こり、はっきりした級化ができやすくなるとしている。一方、沈降する堆積物の濃度が高くなるにつれ、粒径による分別が起こりにくくなり、級化が部分的な層、級化の見られない層が形成されることが報告されている。下部に見られるような、所々に洗掘の跡があるフラットな底面は、渦の影響もあるが、底面と流れとの間に強い剪断応力が作用していたことを示唆する。また、下部では、級化も上部ほど明瞭でない。すなわち、下部の砂岩層を堆積させた流れの堆積物の濃度は、上部のものより高かった可能性が高い。濃度の高い流れが斜面上を流れる時に、流れからの振動によって、スランプや液状化が誘発されやすくなる、より大きな泥の侵食が起こりやすくなることは容易に想像できるであろう。下部でも薄い砂岩にデブライイトがほとんど存在しないことは、この可能性を支持する。さらには、上部の堆積した時には、堆積物の埋積に伴って当時の堆積場の地形がより傾斜のゆるい場、すなわちスランプなどが発生しづらい場に変ったことも考えられる。こうしたことが複合して、混濁流に伴って土石流が発生しなくなった可能性がある。なお、流れの規模が小さくなった原因は、海水準の上昇や海底流路の移動や放棄に伴う堆積物供給の減少と解釈される。

### 3. 二重級化層理の成因

下部にも上部にも共通してみられる砂岩層の特徴の1つに、“級化層理部が1つの層の中で2層発達しているケースがあること”が挙げられる。これも一連の流れで形成された可能性が高い。先にも述べたが、1つ目と2つ目の級化層理の間に流れの停止期間があったとすれば、その時に堆積した泥が、侵食によってマッドクラストとして2つ目の層に取り込まれているはずである(例えば、Talling et al., 2004)。また、1つ目と2つ目の級化層理の境界が、荷重によって変形しているケースがよくあることも、1つ目と2つの級化層理の堆積の間に、ほとんど時間間隙がなかったことを示している。従って、この二重に発達した級化層理部はこの場に到達した混濁流の多くがパルス的であったことを示している。

連続的な流れの中で、より弱い流れの部分の後に強い流れが押し寄せた場合、その流れから堆積した砂岩は逆級化を示すと考えられている (Kneller and Branney, 1995; Mulder and Alexander, 2001, Talling et al., 2007)。しかし、これとは異なり、二重の級化は一度、流れが大きく減速した後、すぐに次の流れが押し寄せ、減速したことを表す。では、このような流れを作り出す原因は何に求められるか? Piper et al. (1999)では、1929年のカナダ・グランドバンク沖地震に伴って発生した重力流の発生域の海底地形と堆積物を調べ、重力流とその進化について議論している。それによると、重力流発生域では継続的な斜面崩壊の痕跡がみつきり、そこから連続的に重力流が発生した可能性が示された。また、砂質堆積物か

らなる斜面が崩壊する際にも、連続的に(あるいは断続的に)斜面が崩壊する現象 (ブリーチング <breaching>; Van den Berg et al., 2002) が起こる。ブリーチングが断続的に発生すれば、多重級化は十分に形成されうる。

牛切層が斜面の中部から下部で堆積したことを考えると、堆積物を運んだ流れがパルスの押し寄せた原因は、断続的な斜面の崩壊に求められよう。河川から直接堆積物を含んだ水が混濁流となった、ハイパーピクナル流が起源であることも考えられなくはないが、この場合、堆積物があまりに粗粒である。

こうしたことを考えると、斜面環境で堆積した重力流堆積物に級化層理部が複数、存在することはむしろ一般的なのかもしれない。ちなみに、Talling et al. (2007)では、層の基底部に逆級化があり、侵食面を挟んで級化層理が見られる層(海盆底のタービダイト)を記載している。それによると、上流部の堆積物ではこの構造がはっきりしているが、下流に行くほど、それがはっきりしなくなり、単一の級化、あるいは塊状の特徴を示す。逆級化→侵食面→正級化ができた原因として、1つの流れの中で、先頭部の流速の小さな部分の後に、流速の大きな部分が到達したことで説明している。下流部で単一の層となって見える原因として、後から追いかけてきた流速の速い部分が流れの先頭に追いついたことを挙げている。このことは、斜面で断続的に発生した重力流は、海盆底を流れる時、流速の違いによって、流れどうしが結合しうることを示す。これにより、流れが斜面から離れば離れるほど重力流が発生した時の情報はかき消されることになる (McCaffrey et al., 2003 など)。流れがどのように発生し、それがどう進化し、どのように堆積物が堆積していったかを理解することは、重力流とその堆積物についての研究の中で最も重要な点の一つである。上記のようなことを踏まえると、斜面上、とくに斜面下部の重力流堆積物は、重力流の発生時の情報が比較的記録されやすいと言え、流れの進化を考える上では重要な環境と言える。牛切層を含めた、斜面環境からのより詳細な重力流堆積物の記載・報告が望まれるところである。

### ま と め

島根県松江市島根町の須々海海岸に露出する中新統牛切層の重力流の堆積物の記載を行った。その結果、露頭の下部と上部で異なる特徴をもつ重力流堆積物が見つかった。下部では級化層理部 (タービダイト) の上位に淘汰の悪い泥質砂岩からなる部分 (デブライイト)、さらにマッドクラストやクラストを多量に含む部分 (デブライイトまたはスランプ堆積物) が一部の層に見られた。上部の砂岩層は級化層理部の上位に平行層理やアンティデューン斜交層理、コンポリュート構造が見られる砂岩 (タービダイト) が重なり、淘汰の悪い砂質泥岩からなるごく薄い層 (デブライイト) がわずかに見られるケースがある。一地点のみでの観察であるため、特に土石流の発生についての議論をすることは難しいが、現段階では、デブライイトの中に下位の級化層理部と同程度の粒径の砂や礫



を含むケースがあることから、スランプで生じた堆積物が流れに供給されたり、流れと同時に液状化した堆積物が、流れに注入されたことが土石流形成の原因として考えられる。上部の砂岩堆積時に土石流がほとんど発生しなくなった理由としては、この場に到達する流れの規模が小さくなったことで、土石流の形成原因となる下位層の液状化、スランプ、泥の大規模な侵食が発生しづらかったこと、地層の埋積に伴って、地形が平坦化されたことなどが推定される。上部、下部に共通してよく見られる二重級化は、断続的に起きたスランプなどに伴って、堆積場に到達した流れも断続的であった可能性を示す。

## 謝 辞

福岡大学の石原与四郎博士との議論を通じ、我々の牛切層の重力流堆積物に対する理解が大きく深まった。島根大学・総合理工学部の Barry Roser 博士には要旨の英文を修正して頂いた。これらの方々に心より感謝致します。

## 参 考 文 献

- Alexander, J., Bridge, J.S., Cheel, R.J., and Leclair, S.F., 2001, Bedforms and associated sedimentary structures formed under supercritical water flows over aggrading sand beds. *Sedimentology*, **48**, 133-152.
- Amy, L.A., and Talling, P.J., 2006, Anatomy of turbidites and co-genetic debrites intervals based on long distance (120×30 km) bed correlation, Marnoso Arenacea Formation, Northern Apennines, Italy. *Sedimentology*, **53**, 161-212.
- Amy, L.A., Talling, P.J., Edmonds, V.O., Summer, E.J., and Lesueur, A., 2006, An experimental investigation of sand-mud suspension settling behaviour: implications for bimodal mud contents of submarine flow deposits. *Sedimentology*, **53**, 1411-1434.
- Amy, L.A., Talling, P.J., Pealall, J., Wynn, R.B., and Arzola Thynne, R.G., 2005, Bed geometry used to test recognition criteria of turbidites and sandy debrites. *Sediment. Geol.*, **179**, 163-174.
- Butler, R.W.H. and Tavarnelli, E., 2006, The structure and kinematics of substrata entrainment into high-concentration sandy turbidites: a field example from the Gorgoglione 'flysch' of southern Italy. *Sedimentology*, **53**, 655-670.
- Blow, W.H., 1969, Late Middle Eocene to Recent planctonic foraminiferal biostratigraphy. In Bronnimann, P. and Renz, H.H. (eds.), *International Conference of Planktonic Microfossils, 1<sup>st</sup>, Geneva (1967), Proceedings*, **1**, 199-422.
- Haughton, P.D.W., Barker, S.P. and McCaffrey, W., 2003, 'Linked' debrites in sand-rich turbidite systems - origin and significance. *Sedimentology*, **50**, 459-482.
- 鹿野和彦・中野 俊, 1985, 美保関地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 28 p.
- Kano, K. and Takeuchi, K., 1989, Origin of mudstone clasts in turbidites of the Miocene Ushikiri Formation, Shimane Peninsula, Southwest Japan. *Sediment. Geol.*, **62**, 79-87.
- 鹿野和彦・竹内圭史・松浦浩久, 1991, 今市地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 79 p.
- 鹿野和彦・吉田史郎, 1984, 島根半島中・東部新第三系の放射年代とその意義. 地調月報, **40**, 647-653.
- 鹿野和彦・吉田史郎, 1985, 境港地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 57 p.
- Kneller, B.C. and Branney, M.J., 1995, Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive beds. *Sedimentology*, **42**, 607-616.
- 森田浩史・中山勝博, 1999, 島根県出雲市南西部の中新統層序とその堆積盆地の沈降特性. 島根大学地球資源環境学研究報告, **18**, 25-39.
- McCaffrey, W.D., Choux, C.M., Baas, J.H. and Haughton, P.D.W., 2003, Spatio-temporal evolution of velocity structure, concentration and grain-size stratification within experimental particulate gravity currents. *Mar. Petrol. Geol.*, **20**, 851-860.
- Mulder, T. and Alexander, J., 2001, The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, **48**, 269-299.
- Nemec, W., 1990, Aspects of sediment movement on steep delta slopes. In Colella, A. and Prior, D.B., (eds), *Coarse grained Deltas, Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **10**, 29-73.
- 野村律夫, 1986 a, 島根半島中央部中新統の地質—その 1 層序について—. 地質雑, **92**, 405-420.
- 野村律夫, 1986 b, 島根半島中央部中新統の地質—その 2 底生有孔虫化石群集について—. 地質雑, **92**, 461-475.
- Piper, D.J.W., Cochonat, P. and Morrison, M.L., 1999, The sequence of events around the epicentre of the 1929 Ground Banks earthquake: initiation of the debris flows and turbidity currents inferred from side scan sonar. *Sedimentology*, **46**, 79-97.
- Prave, A.R., 1990, Clarification of some misconceptions about antidune geometry and flow character. *Sedimentology*, **37**, 1049-1052.
- Prave, A.R. and Duke, W.L., 1990, Small hummocky cross-stratification in turbidites: a form of antidune stratification? *Sedimentology*, **37**, 531-539.
- Ricci Lucchi, F. and Valmori, E., 1980, Basin wide turbidites in a Miocene, oversupplied deep-sea plain: a geometrical analysis. *Sedimentology*, **27**, 241-270.
- Russell, H.A.J. and Arnott, R.W.C., 2003, Hydraulic-jump and hyperconcentrated-flow deposits of a glacial subaqueous fan: Oak Ridge Moraine, Southern Ontario, Canada. *Jour. Sediment. Res.*, **73**, 887-905.
- Sakai, T. and Mishima, K., 2006, Evolution of gravity flows on slope environments: a case study from the Mishikiri Formation, Shimane Japan. *IAS Congress, Fukuoka, program and abstract*, 205.
- Shanmugam, G., 2006, Deep-processes and facies models: implications for sandstone petroleum reservoir. In Cubitt, J. (ed.), *Handbook of Petroleum Exploration and Production*, 5, Elsevier, Amsterdam, 476 p.
- Talling, P.J., Amy, L.A., Wynn, R.B., Peakall, J. and Robinson, M., 2004, Beds comprising debrite sandwiched within co-genetic turbidite: origin and widespread occurrence in distal depositional environment. *Sedimentology*, **51**, 163-194.
- Talling, P.J., Amy, L.W., Wynn, R.B., 2007, New insight into the evolution of large-volume turbidity currents: comparison of turbidite shape and previous modeling results. *Sedimentology*, **54**, 737-769.
- 田村 亨・成瀬 元・増田富士雄, 2000, 重力流にみられる“斜交層理”: デューンによるフォアセット層理と剪断によるバックセット構造. 重力流堆積物とその構造. 成瀬 元・田村 亨・久保雄介・増田富士雄 (編), 堆積構造入門シリーズ (2), 堆積学研究会, 113-147.
- 富田 達・酒井栄吾, 1938, 松江市付近の中新統に就いて (特に粗面玄武岩類の地質時代). 地質雑, **45**, 529-532.
- 浦本豪一郎・伊藤 慎, 2007, 房総半島鮮新統清澄層に認められる砂質海底扇状地における重力流プロセスの空間的变化. 日本地質学会第 114 年学術大会講演要旨, 120.
- Van den Berg, J.H., Van Gerger, A. and Mastbergen, D.R., 2002, The importance of breaching as a mechanism of subaqueous slope failure in fine sand. *Sedimentology*, **49**, 81-95.
- Walker, R.G., 1992, Turbidites and submarine fans. In Walker, R.G. and James, N.P. (eds) *Facies Model, response to sea-level change*, Geological Society of Canada, 219-238.
- Yokokawa, M., Masuda, F., Sakai, T., Endo, N. and Kubo, Y., 1999, Sedimentary structures generated in upper-flow-regime with sediment supply: antidune cross-stratification (HCS mimics) in a flume. *Land-Sea Links in Asia, Proceedings of an international workshop on sediment transport and storage in coastal sea-ocean system*. 409-414.
- 山内靖喜・三梨 昂・山本洋一郎, 1980, 島根半島の中新統. 日本地質学会・第 87 年総会・年会, 見学旅行案内書第 2 班, 39 p.

(受付: 2007 年 9 月 28 日, 受理: 2007 年 11 月 26 日)