鮮新・更新統掛川層群に認められた reflected turbidite*

Reflected turbidites in the Plio-Pleistocene Kakegawa Group, central Japan*

酒井哲弥**

Tetsuya Sakai**

1998年3月25日受付.

1999年7月28日受理.

** 京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻地質学鉱物学分野.

Department of Geology and Mineralogy, Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Kyoto University, Kyoto 606-8502, Japan

Abstract: Reflected turbidites were discovered from the middle part of the Horinouchi Formation (Kakegawa Group), Shizuoka, Japan. Typical reflected turbidite beds in this formation have several ripple laminated intervals, which show eastward and westward paleoflows that correspond with upslope and downslope directions, respectively.

Several turbidite beds are traceable along ash beds in the Horinouchi Formation. It is demonstrated that major part of the turbidite beds was deposited from reflected currents, and that some of them tend to thicken toward the foot of seaward slope of the basin where climbing ripple laminations were recognized. These characteristics imply that the obverse turbidity current had sufficient capacity, and a high rate of sediment accumulation was introduced by stagnation of the reverse current at the foot of seaward slope. Detailed description of their spatial variations will allow us to understand details of their depositional mechanisms.

Key words: ash beds, Horinouchi Formation, reflected turbidite

はじめに

鮮新・更新統掛川層群堀之内層の中部に、反射を起こした乱泥流から堆積したと解釈されるタービダイト (reflected turbidite) が認定された。これまでに reflected turbidite は世界各地から数例の報告 (例えば, Hiscott and Pickering, 1984) があるが、それらの多くは1露頭やコアでの認定で、その堆積過程は実験結果に基づいた簡単な議論にとどまっている。掛川層群では追跡可能な火山灰層が多く挟まれるた

* 日本地質学会第104年学術大会 (1997年, 福岡) で一部講演.

め、それに沿ってタービダイトを追跡し、詳しい堆積過程を考察することができる。ここでは掛川層群に見られる reflected turbidite の特徴を報告し、その堆積過程を考察する。

地質概略

掛川層群 (層厚 3,500 m) は小さな前弧海盆 (掛川海盆) を充填する地層である (Ishibashi, 1989)。掛川層群は従来の堆積学的な研究から北西地域には扇状地から陸棚斜面の堆積物が、南東地域には陸棚斜面堆積物、海盆を充填する堆積物 (タービダイト) が分布し (Fig. 1 B), その一部は海底扇状地を構成することが知られている (Ishibashi, 1989)。

これまでの調査で reflected turbidite が認められたのは、南東地域の主体となる堀之内層の上組火山灰層 (～5 m) と白岩火山灰層 (～15 m) の間の層準である。この層準は泥勝ち、あるいは等量の砂泥互層からなる。砂層は 10 cm 程度の厚さのものが卓越し、中程度に淘汰の良い細粒～極細粒砂からなる。これまでの調査で、従来の上組火山灰層の下位 4～10 m の範囲に 4 層の薄い白色の火山灰層 (それぞれの厚さは 1～5 cm) が認定され、それが小笠町下平川から浜岡町門屋に至る調査地域 (Fig. 1 C) で追跡された。ここではそれらを「上組 I～IV 火山灰層」、これまでの上組火山灰層を「上組 V 火山灰層」と定義する。

掛川層群上部の細谷火山灰層に沿った層準の堆積相、貝化石や底棲有孔虫から推定される古水深データを元に復元した古地形を基準に断面図を描くと、この層準の堆積時には陸棚斜面麓に比較的平坦な地形があり、その沖合に外縁隆起帯に沿って小さなトラフ (幅およそ 7 km) があったことが読める (Fig. 1 B)。調査範囲はこのトラフの部分にあたる。次にタービダイトの堆積場について述べる。調査地域より北側の陸棚斜面の麓付近では砂勝ちな砂泥互層が見られ、互層は全体として南東に向かって泥勝ちになる。リップル葉理の示す古流向は、スランプ褶曲の示す古斜面方向の南東を中心に北東から南西にばらつく。こうした古流向の放射状の分布、沖側への砂層の薄層化から、陸棚斜面麓にごく小規模な海底扇状地が発達しており、さらに沖側に位置するトラフには、海底扇状地を越えた乱泥流が到達したと推定される。

堀之内層のタービダイトの特徴とその堆積過程

この層準のタービダイトの特徴的な点は、それらのおおよそ 10% で、砂層の下部と上部に互いにほぼ正反対の古流向を示すリップル葉理が認められることである。その 1 つの例は浜岡町新野 (Fig. 1 C の地点 5) に見られた (Fig. 2)。タービダイトの基底には小さな凹凸があり、侵食の痕跡が見られる。その上位にはリップル葉理 (南東～北東方向の古流向: 以下東向き) の古流向、薄い泥層 (以下砂層中の薄い泥層をマッド

Fig. 1. Location and geologic maps and simplified cross section of the Kakegawa Group. (A) Location map of the Kakegawa Group. Enclosed part is the study area. (B) Cross section of the Kakegawa Group. 1~4, also shown in Fig. 1 C, indicate locations that columnar sections of Fig. 3 were measured. (C) Simplified geologic map of the study area. Abbreviations represent ash beds traceable in the study area. IO : Iozumi, BO : Bonoya, SH : Shiraiwa, KO : Kokuzo, KM : Kamigumi I~V, SI : Shimogumi, OF : obverse flow, RF : reverse flow.

Fig. 2. Typical example of a reflected turbidite. The bed is about 15 cm thick. RO: ripple laminated division (obverse flow), G: graded division, P: parallel laminated division, RR: ripple laminated division (reverse flow), CV: Convolute laminated division. An arrow indicates mud drape.

ドレイプと呼ぶ)を境に級化層理, 平行葉理, リップル葉理 (南西~北西向きの古流向: 以下西向きの古流向)の順で重

なる。すなわちマッドドレイプより上位はTa-cタービダイトの特徴を示す。通常はその上位に乱泥流起源の泥層が認められる (以下泥層部と呼ぶ)。残りの90%のタービダイトでは基底のリップル葉理とマッドドレイプは見られない。

マッドドレイプより上位の部分は内部に侵食面等の時間間隙を示す証拠が見られないことから、西向きの流れからの一連の堆積作用で形成したとみなせる。砂層の上下の泥層に見られた生痕はマッドドレイプには見られず、半遠洋性泥層より粗粒であることから、東への流れの通過後、西への流れが到達するまでの時間は短かったと推定される。また、これまでの古斜面の解析結果 (例えば, Ishibashi, 1989) から、東への流れは陸側からの流れ、西への流れは陸に向かう流れであることがわかる。このことから、これらのタービダイトを堆積させた乱泥流には次の2つの場合が考えられる。それは(1)堆積盆の陸側斜面で乱泥流が発生したのとほぼ同時に沖側の地形的高まり (外縁隆起帯)でも乱泥流が発生した場合、(2)陸側斜面で発生し、東に流れる乱泥流が堆積盆の沖側の高まりで反射し、西向きに流れを変えた場合である。この層準の最も南側の地層は後で述べるように沖合にあった地形の高まりで堆積したと推定されるが、そこにはタービダイト砂層の

Fig. 3. Tracing of a turbidite bed interbedded above the Kamigumi III ash bed.

Fig. 4. Outcrop photos of a turbidite bed above the Kamigumi III Ash bed. Thumbtack and bars are 1 cm in diameter and 5 cm long, respectively. White, black and open arrows indicate obverse and reverse flow, and mud drape, respectively. Basal cross laminated division at Locs. 2 and 3 is truncated by overlying parallel laminated division in the pictures. CO : cross-laminated division (obverse flow). See Fig. 2 for other abbreviations.

供給源となる砂質堆積物は見られない。また乱泥流を発生させた斜面崩壊の痕跡も見られないことから、西向き of 古流向を示す砂層が堆積盆の沖側斜面で発生した乱泥流から堆積したとは考えにくい。したがって、ここに見られるタービダイトは(2)の過程で堆積した、reflected turbiditeであると解釈される。先に述べたように東からの初期の流れから堆積した部分が保存されているのは10%程度で、その厚さも西向き

の流れから堆積した部分に比べると薄い。初期の流れからの堆積物がほとんど見られない原因として、初期の流れが堆積物を保持するのに十分なエネルギーを持っていたこと、反射した流れで初期の流れからの堆積物が侵食されたことが考えられる。

タービダイトの側方変化とそこから読み取れる堆積過程

次に上組Ⅲ火山灰層に沿ってタービダイトを追跡した例を

Figs. 3, 4 に示す。タービダイトを確認した4地点の堆積場を、復元した古地形 (Fig. 1 B), スランプ褶曲やコンボリュート葉理が示す古斜面の傾斜方向, 古流向データ (Fig. 1 C) から見てみる。それによると地点1, 2はトラフ底でその傾斜は南方向, 地点3は外縁隆起帯西側斜面の麓付近 (傾斜は地点4とほぼ同じだが, 古流向に地点1, 2と同じ南方向も現れることから麓付近が支持される), 地点4は外縁隆起帯の西側斜面上で傾斜は北西方向となる (Fig. 1 C)。

このタービダイトの主な特徴を以下にまとめる。(1)砂層部の主体は平行葉理と斜交葉理である。地点3以外では基底の侵食面上に東向き古流向を示す斜交葉理が部分的に見られた。地点4では深さ2~10 cmの凹部にトラフ型斜交層理が発達する。東向きを示す下位の斜交層理, あるいは基底面とその上位の平行葉理の間には部分的に地点1では南向き, 地点2, 3では西向きの古流向を示す低角の斜交葉理が見られた。(2)地点3では砂層部が4地点のうちで最も厚くなる。ここでは平行葉理の上位にクライミングリップル葉理 (西向きの古流向) が認められた。(3)地点1, 2では平行葉理とその上位のリップル葉理の間にシルト質砂層が見られた。(4)砂層の上位には地点1~3で厚さ8~12 cmの平行葉理の発達したシルト質砂層が, 地点4では砂層の上部にも東方向, 西方向を示すリップル葉理が見られ, その上位には厚さ数mm~1 cmの粗粒シルト層と細粒シルト層の互層が見られた。

以上のデータから, 乱泥流の経路とこのタービダイトの堆積過程を考察する。古流向データから (Fig. 3), 陸棚斜面を流れ下った乱泥流はトラフを横切って東に進み, 沖側の外縁隆起帯西側斜面で反射し, その後は北西から西向きに進み, 地点1付近ではさらに南に向きを変えたようすが読める (Fig. 5)。地点4では初期の流れは北東方向に, 反射した流れは北西方向に流れている。推定した古斜面の傾斜方向は北西であるから, 初期の流れは斜面に斜め入射し, 反射した流れはほぼ斜面の最大傾斜方向に流れたことがわかる (Fig. 1 C)。このことは斜面に対して斜め入射する乱泥流の挙動を観察した Kneller et al. (1991) の実験結果と整合的である。

タービダイトの堆積過程については以下のように解釈される。(1)外縁隆起帯西側斜面の麓付近 (地点3) で砂層が最も厚く, 内部にクライミングリップル葉理が発達することから, 他の地点より堆積速度が大きかったことが読める。これまでの実験で, 乱泥流の反射は体部から始まり, 反射した流れは斜面の麓付近でよどむことが知られている (Pantin and Leeder, 1987)。このことで地点3で堆積速度が速かったことを説明できる。いくつかの地点では砂層の基底の平行葉理部の下位に西向きの斜交葉理が見られた。こうした堆積構造の重なりは現段階では証明することは難しいが斜面麓でよどんだ流れが加速した過程を示すと推定される。(2)地点1と地点2に見られるシルト質砂層は地点3に見られたマッドレイブの陸方向への延長と考えられ, 陸方向に厚くなる (Fig. 3)。特に地点1では上位の砂層堆積時にシルト質砂層が変形したようすが見られることから (Fig. 4), 下位の砂層, シルト質砂層の堆積が起きた直後に外縁隆起帯から陸に

Fig. 5. Reconstructed turbidity current. Solid and dotted lines indicate obverse and reverse flow, respectively.

向かう流れが到達したことがわかる。これが別の流れから堆積した場合にはその下位に明瞭な侵食面が, 2往復目の流れから堆積した場合には流れが減衰するために東向きのリップル葉理が形成されることが期待されるがそれらは見られない。この2枚の砂層は反射した流れが2つの流れに分裂したことを記録している可能性が高い。2枚の砂層の間の泥質堆積物の堆積は1回目の流れが到達した後に流れがよどんだため, その厚さが地点1方向に厚くなるのは, 2回目の流れが到達するまでの流れのよどんだ時間が地点1ほど長かったためと推定される。反射した流れの分裂は実験では指摘されているが (Pantin and Leeder, 1987), 実際のタービダイトでその可能性が示されたのは初めてである。(3)地点4で砂層上部にリップル葉理部がもう1層準あり, その上位に互層が見られた。これと似た構造はカナダのオルドビス系からも報告されている (Hiscott and Pickering, 1984)。その成因の1つに, 流れの終息期に弱い流れが何度も堆積盆内部を往復したこと (Hiscott and Pickering, 1984) が挙げられている。この例での流れの具体的な挙動はまだ明らかではないが, 掛川堆積盆が幅数kmと小さな堆積盆であることを考えると, この部分は堆積盆内で弱い流れ (Pantin and Leeder (1987) が指摘する孤立波か?) が往復して形成された可能性が高い。

掛川層群に見られた reflected turbidite を火山灰層に沿って追跡し, その堆積過程を考察した。上記の(3)の解釈を証明するためには今後より詳しい調査が必要である。

謝 辞: 京都大学増田富士雄教授, 2名の査読者, 編集幹事からは有用なコメントをいただいた。記して感謝致します。

文 献

- Hiscott, R.N. and Pickering, K.T., 1984, Reflected turbidity currents on an Ordovician basin floor. *Nature*, **311**, 143-145.
- Ishibashi, M., 1989, Sea-level controlled shallow marine systems in the Plio-Pleistocene Kakegawa Group, Shizuoka, central Japan: comparison of transgressive and regressive phases. In Taira, A. and Masuda, F., eds., *Sedimentary facies in the active plate margin*, Terra Scientific Publication Company, Tokyo, 345-363.
- Kneller, B., Edwards, D., McCaffrey, W. and Moore, R., 1991, Oblique reflection of turbidity currents. *Geology*, **19**, 250-252.
- Pantin, R.M. and Leeder, M.R., 1987, Reverse flow in turbidity currents: the role of internal solitons. *Sedimentology*, **34**, 1143-1155.