

茨城県石岡市西部龍神山の上部ジュラ系
付加コンプレックスに見られる
重力流堆積物の堆積構造

安藤寿男*・篠崎将俊**・田切美智雄*・上田庸平*・原田明敏**・
高松大祐**・望月浩司**

(2002年3月23日受理)

**Sedimentary Structures Observed in the Sediment Gravity-flow Deposits
of the Upper Jurassic Accretionary Complex at Ryujinsan,
West of Ishioka, Ibaraki Prefecture**

Hisao ANDO*, Masatoshi SHINOZAKI**, Michio TAGIRI*, Yohei UEDA*, Akitoshi HARADA**,
Daisuke TAKAMATSU** and Koji MOCHIZUKI**

(Accepted March 23, 2002)

Abstract

A section 27m thick of the Upper Jurassic Yamizo Group well-exposed on the southern slope of Mt. Ryujinsan, west of Ishioka, Ibaraki Prefecture, shows 2 unit sets, 9 lithostratigraphic units and 3 to 10 subunits for each unit. Several sedimentary structures such as Bouma sequence, climbing ripples, convolute structure, load structure, mudstone clasts, etc. are observable. The lower unit set showing proximal facies is composed of high-density turbidites filling a small channel, and natural levee and inter-channel flat dominated by mudstone. The upper set is characterized by a pile of sheet-like low-density turbidites, and shows a distal facies trend judging from the upward increase of mudstone content. As a whole, it is interpreted that a turbidite depositional system had retreated after filling a minor channel by thick sandstone on a middle part or deeper parts of a submarine fan, associated with shifting small lobes.

Key words: turbidite, sedimentary structure, flysch, Yamizo Group, Upper Jurassic, Ryujinsan.

はじめに

茨城県石岡市西部の龍神山は、筑波山塊の東縁部に位置し、上部ジュラ系の堆積岩類の八溝層群が第四系の基盤として露出している。この堆積岩類は、

八溝山地（北より八溝・鶏子・鶏足・筑波山塊）を構成する、中部三畳系～上部ジュラ系の上部に相当し、主に砂岩と泥岩の互層からなっている。カコウ岩が南西3 kmに近接し、全体として軽度の熱変成の影響を被っているため、ホルンフェルス化して珪

*茨城大学理学部地球生命環境科学科 〒310-8512 水戸市文京 2-1-1 (Department of Environmental Sciences, Faculty of Science, Ibaraki University, Mito 310-8512, Japan).

著者の安藤および田切は当館の総合調査の調査員であり、また、田切は当館の調査研究の助言者である。

**茨城大学大学院理工学研究科 〒310-8512 水戸市文京 2-1-1 (Graduate School of Science and Technology, Ibaraki University, Mito 310-8512, Japan).

質になって非常に硬い。そのため、地層断面に種々の堆積構造がよく保存され、露頭面で容易に観察できる。

このたび、龍神山南麓の常陸風土記の丘西方において、八溝層群の砂岩泥岩互層（タービダイト）の堆積構造観察に適した、幅約 50 m の露頭を研究する機会を得たので、そこでの岩相層序と代表的な堆積構造について報告する。露頭は開削されて長年月はたっていないが、それでも年月の経過とともに風化が進行するので、今後の堆積構造観察の便宜のためにも、典型的な堆積構造の記載を行っておく。

八溝山地の地質については、最近、堀・指田 (1998)、笠井ほか (2000)、指田・堀 (2000) らによって詳細に検討されており、西南日本内帯の丹波帯・美濃帯の東方延長である足尾帯の東部、あるいは丹波・美濃・足尾帯の東端部とみなされている。そして、八溝山地の堆積岩類は、海洋プレート上の遠洋・半遠洋性堆積物が大陸プレートの収束域（沈み込み帯）に達した際に陸源堆積物と混在し陸側に付加した、付加複合体と考えられている。さらに、葛生地域を代表とする足尾帯と八溝山地は、共通する地質学的特徴から、両者は一連のもので、東側ほど付加年代が新しかったことが指摘されている（笠井ほか、2000；指田・堀、2000）。したがって、龍神山の露頭は、八溝山地内での地理的位置（吉岡ほか、2001 参照）や八溝山地における南北から北東-南西性の一般的走向から、八溝層群（あるいは丹波・美濃-足尾帯）で最も海洋プレート側の最新期堆積物であったことが予想される。

岩相層序およびユニット区分

研究対象とする露頭は、石岡市大字染谷女竜の龍神山南麓斜面にあって、主に砂岩泥岩互層からなる厚さ 27 m の整然層である（図 1、図版 1 a）。おおよそ N 60° E 走向で、約 50~60° 北西に傾斜し、北西が上位方向にある。露頭は高さ 10 m 弱、幅 50 m 程度である。

本研究では 1/5 の地質柱状図を作成し、単層毎に、岩相、砂粒度（極細粒~極粗粒の 5 段階、特に、細粒・極細粒砂の識別には注意を払った）、単層内での粒度や堆積構造の変化を判定して図 2 に示した。ただし、土砂や植生の被覆や雨水による侵食などの

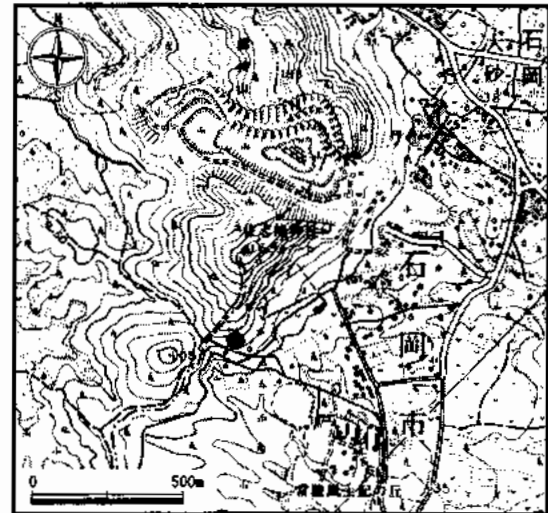


図 1. 調査露頭位置。国土地理院発行 2 万 5 千分の 1 地形図「柿岡」を使用。

Fig. 1. Locality of the studied outcrop. Base map is after the 1:25,000 topographic map "Kakioka" of the Geographical Survey Institute of Japan.

露頭条件によって堆積構造の認定が容易でない層準（例えば下限より 20 m 以上）もあるため、すべての層準で堆積構造が認定できていないわけではない。

地層は単層あるいは互層セットの累重様式から、9 つの岩相層序ユニット（U1~U9）に区分できる（図 2、図版 1 a）。さらに各ユニットは、岩相の類似性や岩相変化（上方細粒化・薄層化）傾向から 3~10 のサブユニット（以下サブユニット 1-1 は SU 1-1 と呼ぶ）に細分することができる（図版 1 a, b, 3 a）。また、9 層のユニットは、岩相変化が著しく中~厚層理砂岩の多い U1~U4 と、岩相変化が乏しく比較的均質あるいは規則的な砂岩・泥岩互層からなる U5~U9 との 2 つのユニットセットに大別できる。

上部のユニットセット（U5~U9）では、一对の砂岩・泥岩セットが層厚 10 cm 以下の薄層理互層（以下、薄互層）や薄層理極細粒砂岩を主体とし、10 cm を越える細粒砂岩を数枚以上含む砂岩卓越層準も含まれ、下位の薄互層に対して明瞭な基底面をなして覆っている。したがって、砂岩卓越層準から上方に細粒化、薄層化する傾向が確認できるためにユニット区分が可能となる。さらに、各ユニット中には 15 cm~1 m の軽微な上方細粒化・薄層化を示すサブユニットが認められる（図版 1 b, c）。

ユニット1 (U1: 0~2.5 m; 図版1b)

露頭下限より2.5 mの厚さの細粒~極細粒砂岩・泥岩互層からなり、全体としては砂岩優勢である。U2の侵食性基底に覆われている。中層理(層厚10~30 cmで累重)砂岩からなり泥岩を含まないSU1-1(0~1.0 m), 砂岩・泥岩薄互層のSU1-2(1.0~1.35 m)とSU1-5(2.25~2.5 m: 図版2a), 中~薄層理砂岩のSU1-4(1.9~2.25 m), 厚さ20 cmの単層セットに続く厚さ35 cmの薄互層であるSU1-3(1.35~1.9 m: 図版2d)が認められる。U1では平行葉理, 斜交葉理の発達が発著で塊状砂岩部や級化砂岩部は稀である。

ユニット2 (U2: 2.5~6.75 m; 図版3a)

主に粗粒から中粒で一部細粒の, 厚~中層理アルコース質砂岩よりなり, 泥岩を含まない。基底は平坦な侵食面をなしている。中層理砂岩には級化層理が認められるが, 全体として塊状である。調査柱状図で最も厚い140 cmの単層をなすSU2-1(2.5~3.9 m), 中層理砂岩のSU2-2(3.9~5.1 m), 厚層理と上部中層理砂岩とからなるSU2-3(5.1~6.75 m)に3分される。SU2-2, 2-3の下部には, それぞれ, 巨礫~大礫サイズの扁平型暗灰色泥岩偽礫が不規則な起伏をもったチャンネル状の明瞭な基底面上に密集する層準が2~3枚ある(図版3a, b)。泥岩礫はいずれも平行葉理の発達する同じ岩相で, 最大礫サイズは長さ80 cmを越える(図版3c)。

ユニット3 (U3: 6.75~9.3 m; 図版1a)

暗灰色泥岩の卓越するユニットで, 泥岩に粗粒~中粒砂岩薄層が10枚前後挟まれて互層をなすSU3-1(6.75~7.8 m), 中層理粗粒~中粒砂岩を主体とするSU3-2(7.8~8.8 m), 厚い泥岩の下部に極細粒砂岩葉理を2~3枚含むSU3-3(8.8~9.3 m)から構成される。SU3-1に含まれる下位3層の砂岩薄層には, 中礫サイズの泥岩偽礫が密集し, 圧密のためかなり扁平になっている。上位の砂岩薄層は層厚が変化して波状層理をなし, 単層上部には水流リップル斜交葉理がよく発達する。SU3-2の粗粒砂岩基底は荷重痕が発達し, 基底面上に密集する泥岩偽礫を含めて変形を受け不規則な起伏をもつ(図版3b)。SU3-2上部の中粒砂岩層では上面が良く露出し, 舌状の水流リップルが観察できる(図版2c)。U3では砂岩と泥岩の粒度差が大きく,

中粒砂岩から, 細粒砂岩に漸移級化せずに泥岩へ急変している特徴がある。

ユニット4 (U4: 9.3~11.85 m; 図版1a)

中礫サイズの泥岩扁平偽礫が密集する中粒~粗粒砂岩と, 平行葉理・水流リップル斜交葉理の発達する細粒~極細粒砂岩とからなるユニットである。SU4-1(9.3~10.5 m: 図版3d, e)とSU4-3(11.5~11.85 m)は泥岩扁平偽礫密集砂岩で特徴づけられる。白色パミスと思われる粒子(細礫~中礫サイズ)が泥岩礫密集層中に含まれる層準がある。SU4-1ではわずかながら前置斜交層理や波状層理が認められる(図版3e)。

ユニット5 (U5: 11.85~15.05 m; 図版1a)

露出条件が悪く, 堆積構造の認定は容易でないが, 全体としては極細粒砂岩優勢の砂岩・泥岩互層をなしている。塊状部あるいは級化層理はほとんど見られないが, 平行葉理が卓越し, 水流リップル斜交葉理部がU6やU7に比べて少ないことが特徴である。厚さ20~80 cmの7つのサブユニットが認められる。SU5-5の下部には層厚25 cmの細粒砂岩層をはさみ, その基底を境に上下のサブユニットセット(下部: SU5-1~5-4, 上部: SU5-6~5-7)に分けることも可能である。

ユニット6 (U6: 15.05~17.8 m; 図版1a)

極細粒砂岩優勢の砂岩・泥岩互層からなり, 下部には層厚10 cmを越える細粒砂岩を数枚含み, ユニット全体として上方細粒化・薄層化傾向が認められる。層厚15~60 cmのサブユニットが認められ, サブユニットの平均層厚はほかユニットに比べて小さい。U5に比べ水流リップル斜交葉理がよく発達する。

ユニット7 (U7: 17.8~20.5 m; 図版1c)

極細粒~細粒砂岩優勢の砂岩・泥岩互層で, SU6に比べ細粒砂岩の頻度が大きくその層厚も大きい。6つのサブユニットからなり, その平均層厚はU6よりやや大きい。水流リップル斜交葉理がU6よりよく発達する(図版2b)。

ユニット8 (U8: 20.5~22.5 m; 図版1a)

下限から20 m以上の層準は露頭面が雨水で磨か

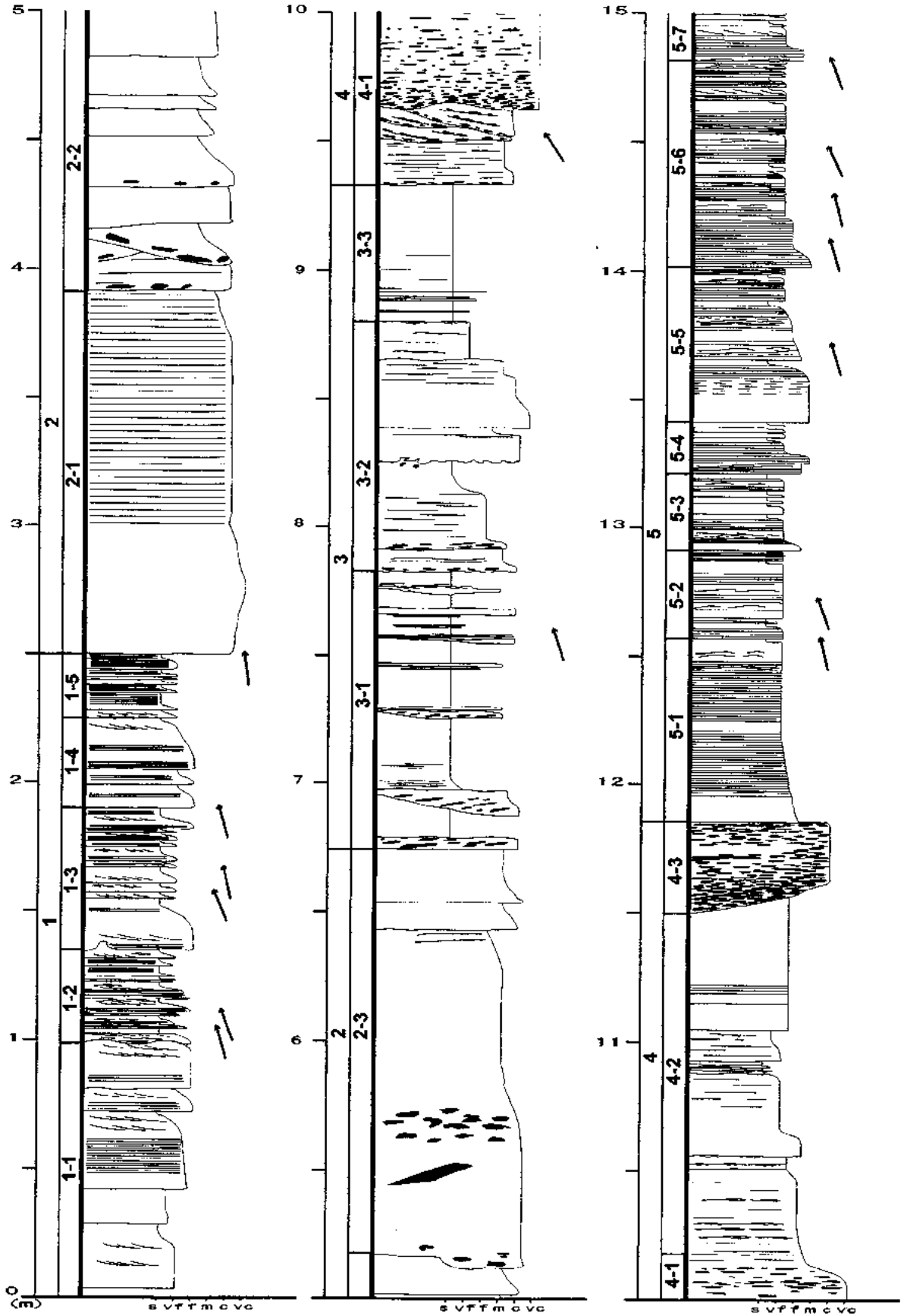
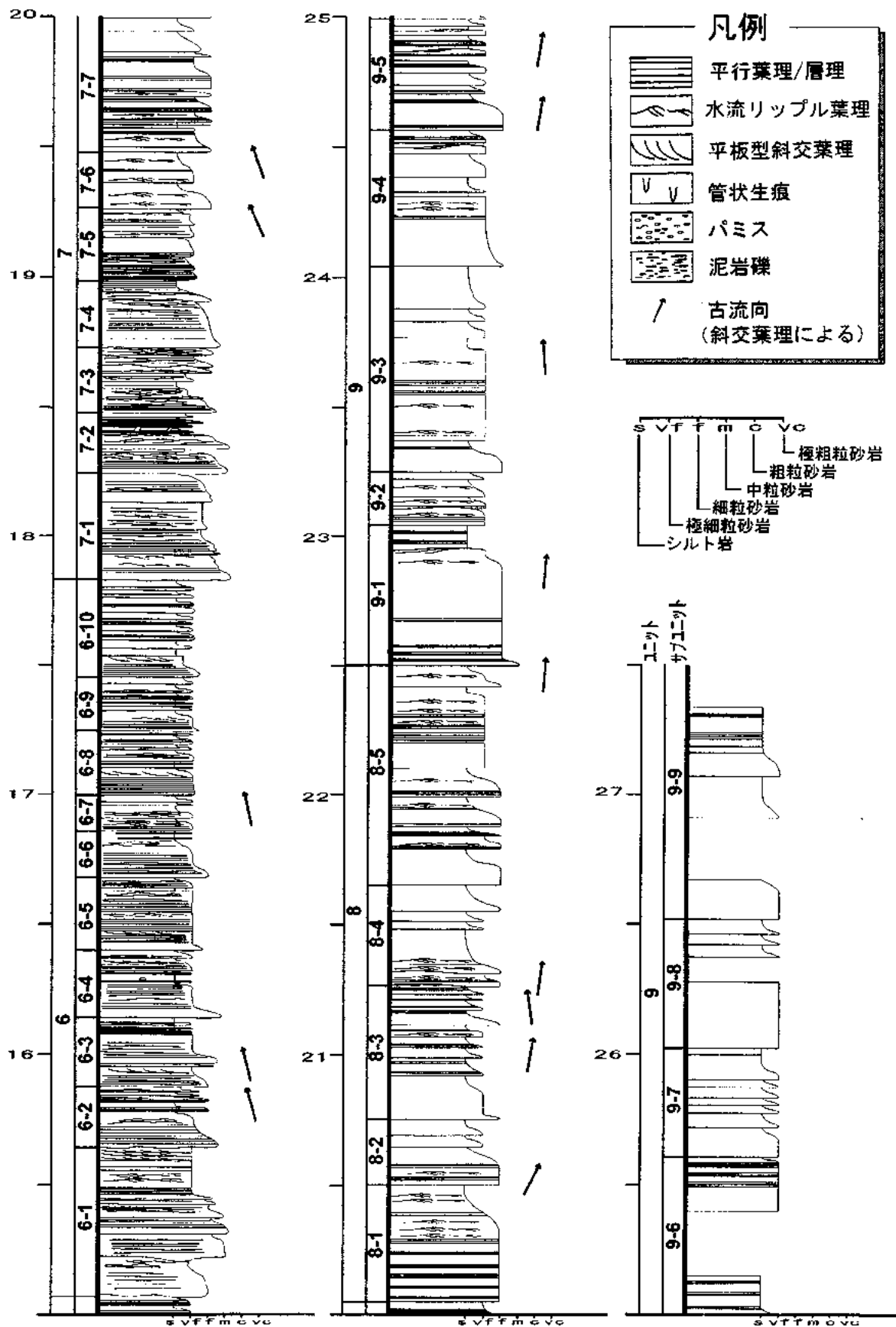


図 2. 茨城県石岡市龍神山南斜面における八溝層群の地質柱状図。

Fig. 2. Geological columnar section of the Yamizo Group on the southern slope of Mt. Ryujinsan, west of Ishioka City, Ibaraki Prefecture.

(続く, to be continued)

(図 2 続き, Fig. 2. continued)



れておらず、堆積構造の観察には適していないが、U7に類似した細粒～極細粒砂岩・泥岩互層からなる。全体としては砂岩優勢であるが、U7よりやや泥岩量が多い。U7同様水流リップル斜交葉理がよく発達する。

ユニット9 (U9: 22.5～27.35 m; 図版1a)

U8と同様に堆積構造が見にくい上に、土壌による被覆のために未露出部があるが、互層の累重様式から9つのサブユニットが識別できる。岩相としてはU8とほとんど変わらないが、やや泥岩量が多くなっている。厚い砂岩ユニットであるSU9-1によってU8と区別される。SU9-1はSU8-1と同様に層厚30cmを越えており、複数の砂岩が癒着している可能性がある。

特徴的な堆積構造

八溝層群はこれまでの研究によって三畳紀中期からジュラ紀後期の付加複合体とみなされており、いずれも深海成の堆積物と考えられている(笠井ほか, 2000; 指田・堀, 2000)。図2に示した砂岩泥岩互層や厚層砂岩はいずれも珪質で、U3の厚層暗灰色泥岩を除くと、陸源の碎屑物が堆積物重力流に(特に混濁流)によって深海にもたらされたタービダイトとみなされる。以下に、この露頭で観察される特徴的な堆積構造について略述しておく。

1. ブーマ・シーケンス (Bouma sequence)

ユニット1, 5～9には、中層理(10～30 m)から層厚数10 cm程度までの砂岩泥岩互層が発達する。いずれも、1回の混濁流(特に低密度混濁流)が海底の斜面を流下してエネルギーが減衰しながら堆積物が沈積した際にできる堆積構造の、ブーマ・シーケンス(Bouma, 1962)が地層断面によく見られる。しかし、この露頭では、Ta(塊状・級化砂岩部)、Tb(下部平行葉理部)、Tc(水流リップル斜交葉理部)、Td(上部平行葉理部)、Te(泥岩部)の全てを揃えていないことが多く、TeやTaがしばしば欠如する。Teが欠如した場合には、砂岩泥岩互層とはならず砂岩が癒着して連続する(例えば、SU1-1, 図版1b)。ブーマ・シーケンスの上部(Tc, Td, Te)が欠如してTa, Tbが癒着している場合も

ある(図版2e)。互層の1セットの層厚が10 cm以下の薄層理(上述の岩相D)になるとTaは含まれず、後述するTb, Tcが卓越する(図版2b)。

2. 平行葉理

ブーマ・シーケンスを構成する中～薄層理砂岩の、下部～中部に普遍的に見られ、上位に平板型斜交葉理あるいは水流リップル斜交葉理が累重する(図版2f, g)。平行葉理を示す部分の厚さは数cm程度のことが多いが、中層理砂岩では10 cmを越える。

また厚さ3 cm以下の極細粒砂岩～粗粒シルト岩薄層や葉理(1 cm以下)にも発達するが、前者よりかなり薄く細粒で(図版2a, b)ある。上位は細粒シルトから粘土に細粒化する。こちらはユニット1, 5～9ばかりでなく、ユニット3にも見られる。

前者の平行葉理は低密度混濁流の流速が減衰しながら堆積していく際に、細粒砂が高流れ領域で平滑床を形成しながら掃流沈積した堆積物とみなされ、ブーマ・シーケンスのTbに相当し、上位はTcに漸移する。一方、後者の平行葉理はTdに相当し、懸濁した極細粒砂～シルトが沈殿しながら減衰する掃流で平行葉理を作りながら形成されたものとされる(Fritz and Moore, 1988)。

3. 水流リップル斜交葉理・平板型斜交葉理

ブーマ・シーケンスを構成する中～薄層理砂岩の、平行葉理の上位に普遍的に発達する構造で、単層内では数cm程度の厚さである。斜交葉理の前置面は一方向に傾斜しており、反対方向を示すものはないことから、一方向流によるものであることがわかる。頂置面が平坦な場合は平板型斜交葉理と呼ばれるが、頂置面が波状にうねったものは水流リップル斜交葉理と呼ばれる。これはリップルが流れの向きに前進しながら形成され、その上面に波状のベッドフォームを作る場合の構造である。斜交層理前置面の最大傾斜方向から、ほぼ、北北西～北北東向きの古流向が卓越することが読み取れる。

斜交葉理は上述の上部平行葉理を示す極細粒砂から粗粒シルトに漸移するが、リップルのベッドフォームが上方に累重して山形に高く成長したクライミング・リップルが見られる場合があり、上部の平行葉理は波状にうねりながらその起伏を埋めている(図版2b)。砂岩中にリップルの山形が保存され

ている場合もある (図版 2g)。

層準 8.65 m には水流リップル斜交葉理の上面が侵食によって露出しているため、峰線が連続しない舌状の水流リップル (linguoid ripple: Collinson and Thompson, 1989) のベッドフォームを見ることができる (図版 2c)。波長は 7~8 cm, 波高が数 mm 以下である。

こうした斜交葉理は、低密度混濁流の流速が減衰していく際に、細粒砂が低流れ領域でリップル床を形成しながら掃流沈積した堆積物とみなされ、プーマ・シーケンスの Tc に相当する (Fritz and Moore, 1988)。

4. コンボリュート (渦巻き) 構造

プーマ・シーケンスの Tc (斜交葉理部) から Td (上部平行葉理部) には、時々、葉理が渦巻きのように複雑に変形した部分がある (図版 2d の C2)。これは堆積後、未固結の段階で堆積物中の間隙水圧が上昇し、何らかの引き金、例えば地震動や過剰な荷重によって間隙水が搾り出されるように移動することによって、堆積物が流状化した脱水構造である。

5. 荷重構造

砂岩層下底に見られる変形構造で、上位層の荷重で砂岩下底面が下位の地層側に垂れ下がって不規則な起伏を作る構造で、図版 2e のように下位層が砂岩の場合は稀で、図版 2f, 3b のようにやや厚い泥岩層の場合に多い。この露頭では変形の激しい荷重構造は見られない。この構造は上下の地層間に密度差があって、未固結のうちに境界面の上下付近が変形した二次的堆積構造である。

6. 砂岩岩脈

砂岩の岩脈が上位の泥岩中の割れ目の中に下位の砂岩から搾り出されるように貫入している構造で、図版 2g の場合には、泥岩に発達するスレート劈開面とはわずかながら低角に斜交している。砂岩が未固結時の二次堆積構造で、八溝層群が埋没して続成作用 (もしくは花崗岩の貫入) による温度圧力を受けてスレート劈開が形成されたよりも以前に形成されたものであろう。

7. 泥岩偽礫

厚い砂岩層の基底や下部に層状もしくはレンズ状

に含まれる、主に暗灰色泥岩の様々なサイズ (巨礫から中礫) の角礫で、偽礫と呼ばれる、いくらか丸まっている礫もあるが礫の配列は乱雑であることが多い。

これは流れの上流側で下位の完全に固結していない泥岩層が、侵食や崩落によってブロックや礫として粗粒砂岩に取り込まれて流されてきたものである。一般に同じ堆積盆内における堆積直後あるいは同時堆積性の侵食現象の指標と見なされている (Ricci Lucchi, 1995)。

考 察

1. 岩相からみたタービダイトの特性

研究対象とした層厚計 27 m の地層における岩相を大きく類型化すると、A) 厚層砂岩、B) 中層理の中粒~細粒砂岩、C) 細粒~極細粒砂岩・泥岩中層理 (セット層厚 10 cm 以上 40~50 cm 以下程度) 互層、D) 極細粒砂岩・泥岩薄層理 (セット層厚が 10 cm 以下) 互層、E) 粗粒砂岩薄層・厚層泥岩互層、F) 厚層泥岩に分けることができる。最も出現頻度の高い C、D は U2~U4 を除く層準の主体をなしている。A は U2 に、B は SU2-2, 3-2, E は SU2-1, F は SU3-1, 3-3 に特徴的で、層準あるいはユニット (もしくはサブユニット) による出現頻度に傾向がある。

プーマ・シーケンスを備えて規則的に重なっている、もしくはプーマ・シーケンスの変異で堆積機構を説明できる砂岩泥岩互層 (いわゆるフリッシュ) は、“古典的”タービダイト (classical turbidite: Walker, 1992)、もしくは中粒砂質タービダイト (medium-grained sandy turbidite: Einsele, 2000) と呼ばれている。特に Walker (1992) は、“古典的”タービダイトに 2 つのタイプがあり、一組の互層の厚さが数 10 cm 程度以下の薄層理タービダイト (thin-bedded turbidite) と、1 m 以上にまで達する厚層理タービダイト (thick-bedded turbidite) に区分した。

U2~U4 を除いた層準に普遍的な岩相 C、D は、いずれも“古典的”タービダイトに含まれるが、両者の漸移相は見られず累重様式は異なっていることから、それぞれ中層理タービダイト (岩相 C) と薄層理タービダイト (岩相 D) とを区別することにする。本露頭では薄層理タービダイトが卓越する (図 3)。B~E は単層中の級化構造が明瞭で、規則

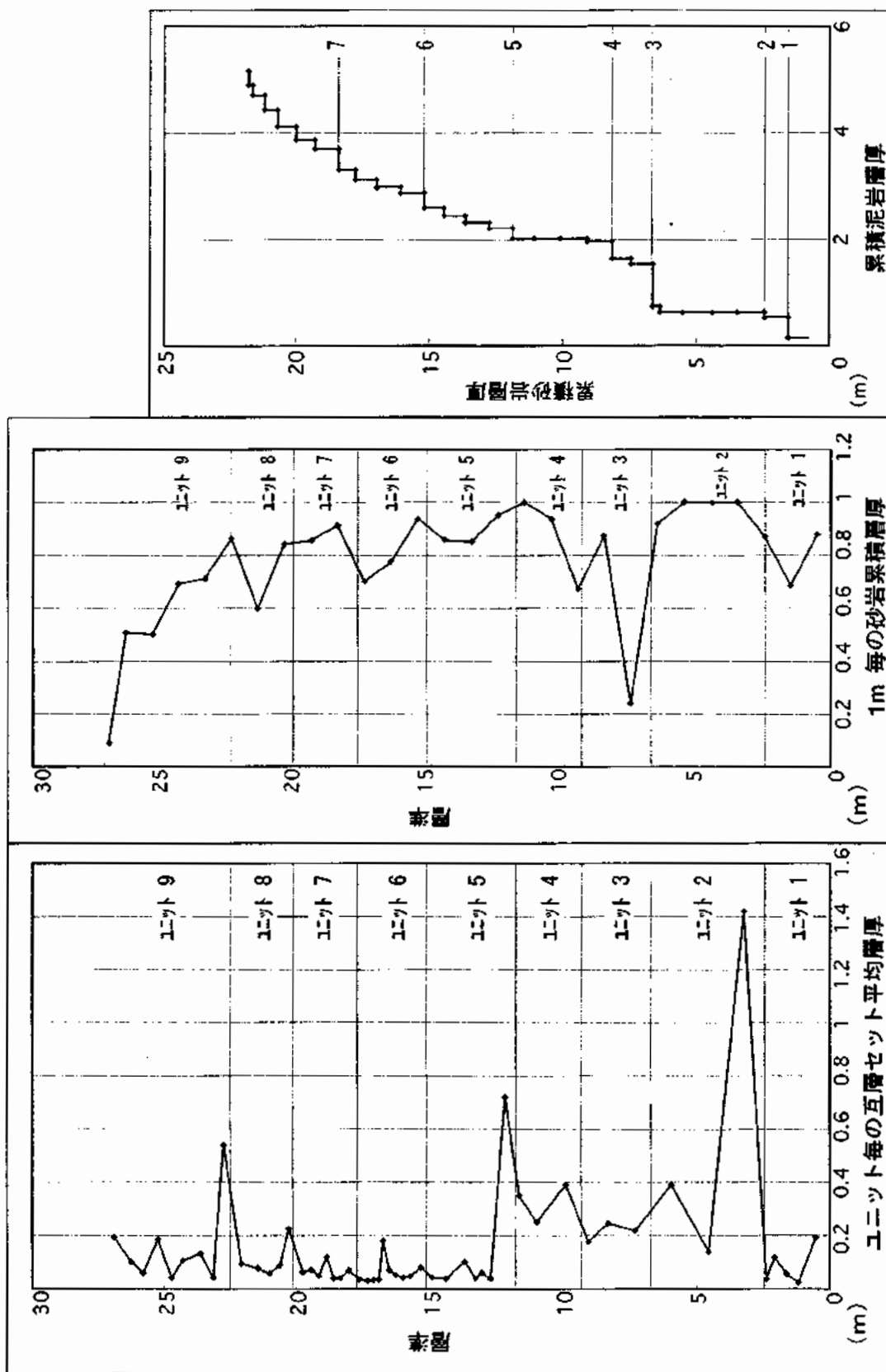


図 3. 砂岩泥岩互層のセット層厚および砂岩/泥岩含有量の定量的な層序変化。A: サブユニット毎の砂岩泥岩互層セットの平均層厚変化, B: 1m 当たりの砂岩累積量変化, C: 1m 毎の砂岩泥岩累積層厚変化。

Fig. 3. Stratigraphic changes of set thickness of turbidite units and cumulative thickness of sandstone and mudstone per subunit. B: stratigraphic change for cumulative thickness of sandstone against mudstone per 1 m interval.

的な互層あるいは単層の累重よりなることから、低密度混濁流で形成されたタービダイトとみなされる。一方、Aは侵食基底をもった厚い単層をなし、内部構造も塊状で泥岩偽礫のような侵食性粗粒物質密集層を含むことから、厚い乱流を特徴とする高密度混濁流によってできたタービダイト、そしてFは懸濁泥沈積物と解釈できる。

U4/U5境界を挟んで大きく岩相が変化し、下位のユニットセット(U1~U4)は岩相変化に富んでおり、上位セットに比べ堆積環境変化(もしくは供給堆積物質や堆積営力の変化)を大きく被った堆積物であることが容易にわかる。これに対し、上位のユニットセット(U5~U9)は規則的な砂岩卓越の岩相C、Dが連続しており、中粒以上の砂岩や礫岩を含まないことから、安定した低密度混濁流の堆積場であったと思われる。上位セットにおける砂岩・泥岩互層セットの総数は220を越えており、U4以下も含めると、少なくとも300枚以上のタービダイトセットがあり、多数の混濁流堆積物がもたらされた。

2. 岩相変化から推定される堆積環境とその変遷

U1は岩相Cと岩相Dとが2回繰り返しており、U5以上のようなDが卓越する比較的均質な互層とは異なっている。つまり、形成エネルギーレベルのやや異なるタービダイトが累重している。後述するようにU2~U4がチャンネル成砂岩相と自然堤防・チャンネル間低地相と解釈されることから、U1はその下位のチャンネルの自然堤防相の可能性が想定される。

U2はU1を平坦な浸食面で覆う岩相A、Bからなり、暗灰色泥岩偽礫やブロックを含んでおり、このセクションで最も堆積エネルギーが高かったことがわかる。1mを越える厚層砂岩がSU2-1、2、3で1層ずつ確認できる。泥岩偽礫・ブロックを下底に含む砂岩は下底にチャンネル状の起伏をもっている。これは高密度混濁流によって上流側に堆積していた下位層の泥岩が侵食崩壊されて流下してきたことを示している。

U3に含まれる粗粒砂岩・泥岩互層は、U1やU5以上のものとは堆積様式が明らかに異なっている。砂岩と泥岩の粒度差が大きく、砂岩から泥岩へ漸移級化せず急変している点である。つまり、厚い懸濁泥の堆積する場に、泥岩偽礫片を含むアル

コース質な粗粒砂がレンズ状に薄くあるいは中層理で流入してきたが、細粒砂をためずに急速に堆積が終了したのである。エネルギーレベルの異なる堆積物が同所で堆積する場として、海底チャンネルとその周縁および自然堤防、あるいはチャンネル間低地が考えられる。つまり、U2をチャンネル埋積相、U3、U4を自然堤防もしくはチャンネル間低地相とみなすと、厚層砂岩と厚層泥岩の累重や厚層泥岩中への粗粒砂岩薄層の挟在を説明することができる。粗粒砂岩薄層はチャンネルからあふれ出した粗粒堆積物であろう。U2~U4には泥岩偽礫、コンボリュート構造、クライミング・リップル(頻度順)がしばしば含まれることから、チャンネル成タービダイトと自然堤防堆積物という解釈が裏付けられる。岩相EはいわゆるCCCタービダイト(Walker, 1992)に相当すると思われる。ただし、U2の厚さは4.25mなので、圧密量を考慮しても決して大規模なチャンネルではなかったと思われる。いずれにせよ、U2~U4は小規模なチャンネルの埋積過程の結果であろう。

U5はU6への漸移部で、U6以上に比べて岩相Dの特徴はわずかながら異なり、泥岩の相対含有量が小さく平行葉理部がより頻繁に発達する。これは混濁流の懸濁泥成分が沈積しにくい、もしくは吹き分けられる(winnowed)、やや供給源側(proximal)の堆積環境であった可能性を指示する。U6以上の岩相変化は次項で述べる。

水流リップル斜交葉理から読み取れる古流向は、いずれも北北西~北北東方向を示し八溝層群における地層の伸びの方向に斜交している。特に、層準による変化は明瞭ではなく、一方向に安定していたように思われる。

3. 砂岩泥岩互層の層厚変化から推定される堆積環境変遷

次に、砂岩泥岩互層のセット層厚や砂岩含有量の定量的な変化を見るために、サブユニット毎の砂岩泥岩互層セットの平均層厚(図3A)、1m当たりの砂岩量(図3B)、1m毎の砂岩泥岩累積層厚変化を(図3C)を図示した。

図3AからはU4/U5間での変化が極めて大きいことが読み取れる。またU5以上での単層セット平均層厚は一定しており、一部のサブユニットを除き10cm未満である。ただし、わずかながら上方へ厚

くなっていく傾向がある。これは後述する図3B, Cにおける上方への泥岩量増加に対応すると思われる。つまり、砂岩挟在頻度の低下や砂岩の薄層化によって堆積速度の安定した泥岩が相対的に厚くなることを意味するのではなかろうか。

図3Bでは1m毎の定量値を採っているため、曲線とユニット境界との位置は一致しないことがあるが、基本的には、ユニット内で泥岩量が上方に増加していくことを示している。U1を除き下位ほど砂岩に富み全体として上方に泥岩量が増加していく傾向と、SU3-1における泥岩量増加のスパイクが目立っている。

図3Cも3Bと同じ傾向を示すが、U5以上の変化がより滑らかに表現されている。これらのグラフから、柱状図では明瞭ではなかった上方への泥岩量増加がはっきりと読み取れる。こうした傾向からタービダイトの堆積相あるいは堆積環境、もしくは堆積物の特性が相対的に堆積盆側 (distal) にシフトしていったことが推定される。

U5以上に見られる、サブユニット (数10cm規模)、ユニット (数m規模)、ユニットセット (15m) の3階層にわたって上方細粒化・薄層化を示す薄層理タービダイトの成因や形成機構については、階層毎に加えて階層間の関係も考察する必要がある。しかし、これまでに筆者らはこれらの考察に適したデータを得ることはできなかつた。今のところユニット、ユニットセットの原因は、Walker (1992) が指摘した海底扇状地中部の舌状体の漸移的な側方移動を考えている。

4. 堆積盆解析とシーケンス層序学的位置づけ

単一の露頭の観察だけからでは、古流系やタービダイトの堆積学的・シーケンス層序学的位置づけを考察し、そして堆積盆解析を試みるには限界があるのは言うまでもない。しかし、これまで述べたように、単層セットや互層セットの累重様式から微細な変化を読みとることができ、混濁流堆積物の特性を知ることができる。そして、小スケールではあるが、堆積環境変遷や堆積イベントの特性変化も読みとることが可能である。そこでこれらの問題について簡単に触れておく。

これまでの考察を考慮すると、この露頭の八溝層群は、海底扇状地中部以深のような比較的安定した場で、小規模なチャンネルが高密度タービダイトで埋

積され、その後、シート状の低密度タービダイトが安定的に累重しながらも、小規模な舌状体が小刻みに移動を繰り返しながら上方細粒化・薄層化ユニット・ユニットセットが形成されたと解釈できる。全体としては上方に堆積盆側へと相変化したものと解釈され、タービダイトの堆積システムが後退していく傾向が読みとれる。

シーケンス層序学では、主にタービダイトが堆積する海底扇状地の形成は低海水準期に活発化し、海進とともに停滞すると考えられている (例えば堆積盆底扇状地 (basin floor fan) や斜面海底扇状地 (slope fan: Posamentier *et al.*, 1988))。この考え方に従えば、下位のユニットセットは低海水準期堆積体、上位のユニットセットは海進期堆積体という、一つの解釈が可能となる。

まとめ

茨城県石岡市西部の龍神山南麓に露出する八溝層群の上部ジュラ系の厚さ27mについて、1/5地質柱状図を作成し砂岩泥岩互層 (タービダイト) の特性を詳細に分析した結果、以下のことが判明した。

1. 岩相の類似性や単層あるいは互層セットの累重様式から9の岩相層序ユニット (U1~U9) に区分され、それぞれは3~10のサブユニット (SU) が認められる。そして、U5~U9には厚さ1m以内の上方細粒化・薄層化を示すサブユニットが5~10層発達する。さらに、岩相変化から大きく、厚層~中層理砂岩が卓越し岩相変化に富む下位のユニットセット (U1~U4) と、主に砂岩泥岩薄層理互層からなり中層理互層を含む比較的均一な岩相の上位ユニットセット (U5~U9) とに2分できる。
2. 地層断面には様々な堆積構造が観察でき、混濁流堆積物に典型的なブーマ・シーケンスをはじめ、クライミング・リップル、コンポリュート構造、荷重構造、岩脈、泥岩偽礫などを確認できる。
3. 下位のユニットセットは上位に比べ相対的に供給源側の岩相を示す。U2は小規模なチャンネルを埋積した高密度タービダイト相、U3, U4は自然堤防からチャンネル間低地の泥岩卓越相と推定され、CCCタービダイトに相当する互層も含む。そして、U1は下位の自然堤防相の可能性がある。U5以上はシート状の低密度タービダイトが累重し、堆積盆側の岩相が卓越する。

4. サブユニット毎の砂岩泥岩互層セットの平均層厚, 1m当たりの砂岩量, 1m毎の砂岩泥岩累積層厚変化をグラフ化してみると, 上記3を定量的に示すことができ, 上位ユニットセット内で泥岩量の増加傾向を読みとることができ, 堆積環境が堆積盆側にシフトしていったことが推定される。
5. この露頭の八溝層群は, 海底扇状地中部以深で小規模なチャネルが高密度タービダイトで埋積され, その後, 小規模な舌状体をなすシート状の低密度タービダイトが安定的に累重しながらも, 舌状体の小刻みな移動の繰り返しによって上方細粒化・薄層化するユニットやユニットセットが形成されたと解釈できる。全体としては上方へ堆積盆側相に変化する傾向から, タービダイト堆積システムの後退が想定される。

謝 辞

小論をまとめるに当たり, 笠井勝美博士(茨城大学大学院理工学研究科博士後期課程2001年修了)には, 現地およびその周辺地域における情報を与えて頂くと共に, 有益な討論をして頂いた。厚く御礼申し上げる次第である。

引用文献

- 安藤寿男, 1990. 堆積シーケンスとその境界の認定と意義. 地学雑誌, **99**: 247-261.
- Bouma, A. H. 1962. Sedimentology of Some Flysch Depos-

- its. A Graphic Approach to Facies Interpretation. 168 pp., Elsevier, Amsterdam.
- Collinson, J. D. and D. B. Thompson. 1989. Sedimentary Structures. Second Edition. 207 pp., Unwin Hyman, London.
- Einsele, G. 2000. Sedimentary Basins. Evolution, Facies, and Sediment Budget. 792 pp., Springer, Berlin.
- Fritz, W. J. and J. N. Moore. 1988. Basics of Physical Stratigraphy and Sedimentology. 371 pp., John Wiley, New York.
- 堀 常東・指田勝男, 1998. 八溝山地鶏足山塊の中生界. 地学雑誌, **107**: 493-511.
- 笠井勝美・酒井豊三郎・相田吉昭・天野一男, 2000. 八溝山地中央部におけるチャート・砕屑岩シーケンス. 地質雑誌, **106**: 1-13.
- Posamentier, H. W., M. T. Jervey and P. R. Vail. 1988. Eustatic controls on elastic deposition I-conceptual framework. In: Wilgus, C. K., B. S. Hastings., G. C. St. C. Kendall., H. Posamentier., C. A. Ross and J. Van Wagoner (eds.), *Sea-Level Changes: An Integrated Approach. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, (42): pp. 109-124.
- Ricci Lucchi, F. 1995. Sedimentographica. A Photographic Atlas of Sedimentary Structures. Second Edition. 255 pp., Columbia Univ. Press.
- 指田勝男・堀 常東, 2000. 八溝山地の中生界とユニット区分. 地質学論集, (55): 99-106.
- 吉岡敏和・滝沢文教・高橋雅紀・宮崎一博・坂野靖行・柳沢幸夫・高橋 浩・久保和也・関 陽児・駒澤正夫・広島俊男, 2001. 20万分の1地質図幅「水戸」(第2版). 地質調査所.
- Walker, G. R. 1992. Turbidites and submarine fans. In: Walker, G. R. and N. P. James (eds.), *Facies Models. Response to Sea Level Change*, pp.239-263. Geol. Assoc. Canada.

(要 旨)

安藤寿男・篠崎将俊・田切美智雄・上田庸平・原田明敏・高松大祐・望月浩司, 茨城県石岡市西部龍神山の上部ジュラ系付加コンプレックスに見られる重力流堆積物の堆積構造. 茨城県自然博物館研究報告 第5号(2002) pp. 29-39, pls. 1-3

茨城県石岡市龍神山南麓に露出する八溝層群の上部ジュラ系(厚さ27m)には, 2つのユニットセット, 9つの岩相層序ユニット, 3-10のサブユニットが認められる。ブーマ・シーケンスをはじめ, クライミング・リップル, コンボリュート構造, 荷重構造, 泥岩偽礫などを確認できる。下位のユニットセットは供給源側相を示し, 小規模なチャネルを埋積した高密度タービダイト相, 自然堤防からチャネル間低地の泥岩卓越相が発達する。上位セットはシート状の低密度タービダイトが累重し, 上方への泥岩量の増加傾向から, 堆積盆側への変化が推定される。全体として, 海底扇状地中部以深の小チャネル埋積後, 小舌状体の移動の繰り返しを伴いながら, タービダイト堆積システムが後退していったものと解釈される。

(キーワード): タービダイト, 堆積構造, 砂岩泥岩互層, 八溝層群, 上部ジュラ系, 石岡市龍神山。

図版と説明

(3 図版)

Plates and Explanations

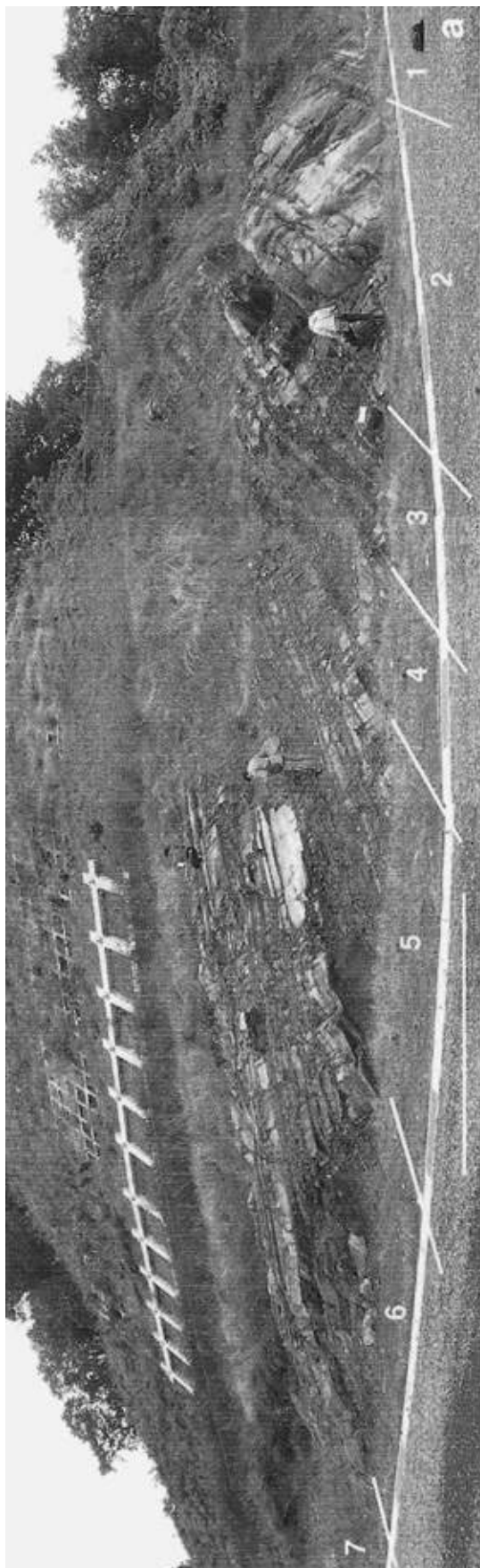
(3 plates)

図版 1 (Plate 1)

- a. 露頭全景. 数字はユニット番号. ユニット区分は図 2 参照.
- a. Whole view of the studied outcrop. Numerals mean lithostratigraphic unit numbers. Refer to Fig. 2 for unit division.

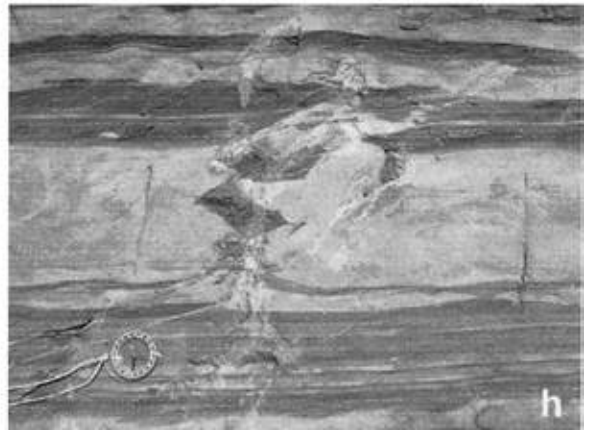
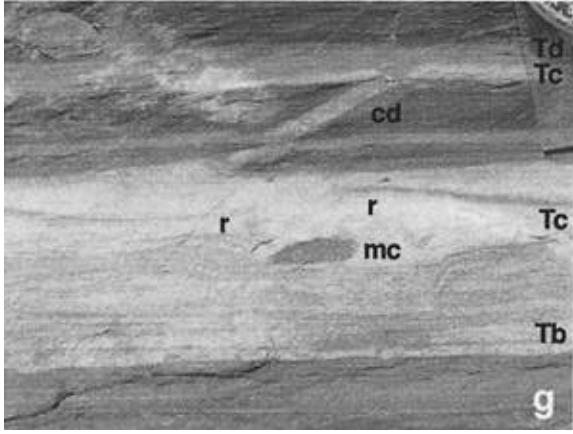
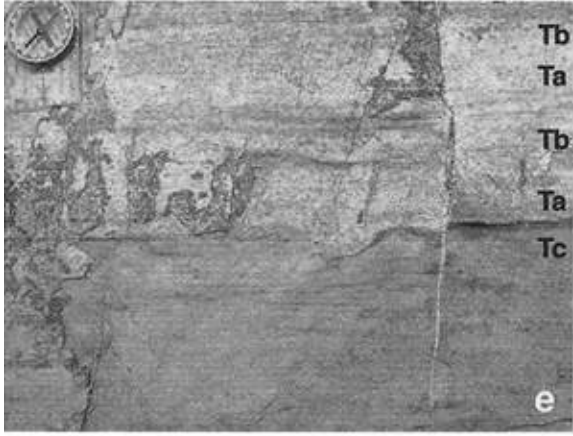
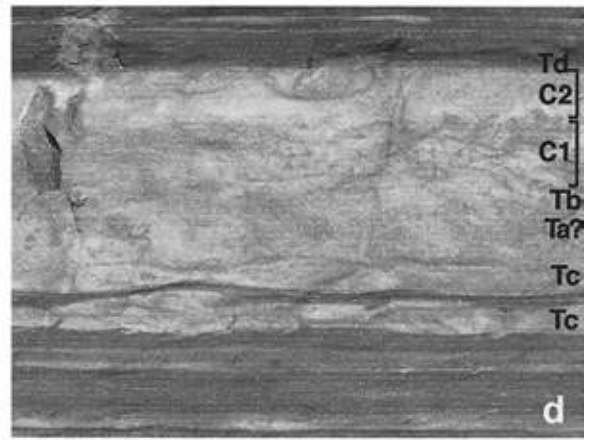
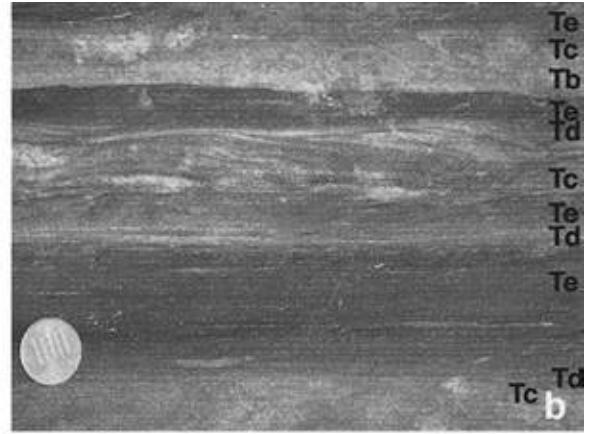
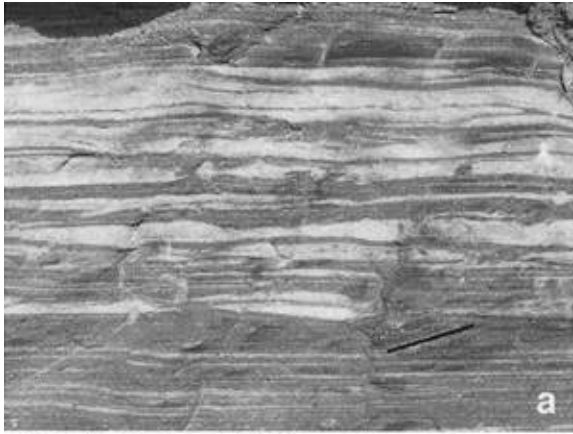
- b. ユニット 1 にみられる砂岩・泥岩互層. 数字はサブユニット.
- b. Alternating beds of sandstone and mudstone in unit 1. Numerals mean subunit numbers.

- c. ユニット 7 にみられる砂岩・泥岩互層. 数字はサブユニット.
- c. Alternating beds of sandstone and mudstone in unit 7. Numerals mean subunit numbers.



図版 2 (Plate 2)

- a. 水流リップル斜交葉理砂岩・平行葉理砂岩と暗灰色泥岩との薄互層 (サブユニット 1-5). 厚さ 7~8 mm を越える砂岩には斜交葉理が発達し, それ以下は平行葉理が発達する. 写真幅 14 cm. 下部の斜めの線分は泥岩中に発達するスレート劈開面のトレース.
- a. Thin alternating beds of current ripple cross-laminated/parallel-laminated sandstone and dark gray mudstone (subunit 1-5). Sandstone layers thicker than 7 to 8 mm show cross-lamination, and those less than such thickness include parallel lamination. Width of photo: 14 cm. Oblique black segment means a trace of slaty cleavage developed in mudstone.
- b. 水流リップル斜交葉理砂岩・平行葉理砂岩と暗灰色泥岩との薄互層 (サブユニット 7-2) に見られる堆積構造. Tb~Te はブーマ・シーケンスのユニット. Tb: 下部平行葉理部, Tc: 斜交葉理部, Td: 上部平行葉理部, Te: 泥岩部. 中央の Tc では, 最初のリップルが上方にクライミング (中央左) した後に, 軽微な侵食を受け波状の砂葉理で覆われ, 次に下位リップル下流側 (中央右) のトラフ部に次のリップルが成長していったことがわかる.
- b. Sedimentary structures observed in thin alternating beds of current ripple cross-laminated/parallel-laminated sandstone and dark gray mudstone (subunit 7-2). Tb-Te: divisions of Bouma sequence, Tb: lower parallel laminated division, Tc: cross-laminated division, Td: upper parallel laminated division, Te: mud division. In the central Tc division, the upper ripple horizon (central right) migrated forward (to the right) and climbed upward above the trough area of the lower climbing ripples (central left) after a subtle erosion forming wavy draped sand lamina.
- c. 地層面上に露出した不規則な舌状リップル上面のベッドフォーム (サブユニット 3-2). 黒矢印は斜交葉理の前置面傾斜から求めた古流向. スケールは左上のコンパス (8 cm 長).
- c. Irregular-shaped linguoid ripple exposed on a bedding surface in subunit 3-2. Black arrow shows the paleocurrent estimated from the dip direction of forset cross-lamination. Compass 8 cm long in upper left for scale.
- d. 中層理細粒~極細粒砂岩上部に見られるコンボリュート構造 (サブユニット 1-3 下部). C1 は変形が軽微なコンボリューション, C2 は顕著なコンボリューション.
- d. Convolute structure observed in the upper part of medium-bedded fine to very fine sandstone (the lower part of subunit 1-3). C1, C2: subtle and conspicuously deformed convolution, respectively. Ta: massive sand division of Bouma sequence.
- e. 荷重構造 (サブユニット 6-1). 細粒~極細粒砂岩を覆う中粒砂岩基底が下に膨らんで, 下位の極細粒砂岩の葉理がいくらか変形している.
- e. Load structure (subunit 6-1). The base of medium sandstone loaded against fine to very fine sandstone, slightly deforming lamina.
- f. 荷重構造 (サブユニット 7-3). 泥岩を覆う細粒~極細粒砂岩基底が不規則に下に凸型に膨らんでいる. 低角斜め左下方向に筋が発達するのはスレート劈開面.
- f. Load structure (subunit 7-3). The irregular-shaped base of fine sandstone loaded against mudstone. Low-angle oblique striation to lower left on mudstone means trace of slaty cleavage.
- g. 厚さ 1 cm 弱の細粒砂岩岩脈 (cd) (サブユニット 7-2). スレート劈開面に対して低角に斜交しているので, スレート劈開形成前に泥岩の割れ目に貫入したものと考えられる. 中央の砂岩の Tc には水流リップルの峰が良く保存されている (r). mc: 泥岩礫.
- g. Minor sandstone dyke (cd) less than 1 cm thick, intruded into crack oblique to slaty cleavage with low angle before slaty cleavage formation. Current ripple crests are well preserved within the Tc division of the lower sandstone. mc: mudstone clast.
- h. 複雑な変形構造 (サブユニット 1-3 下部). d のコンボリュート構造と同層準にあるので, 未固結時の脱水構造として形成されたと思われる.
- h. Complicated deformation (the lower part of subunit 1-3). It seems to be formed as a dehydration structure because of the same horizon as the convolution shown in photo d.



図版 3 (Plate 3)

- a. ユニット 2 全景。サブユニット 2 と 3 の下部には、浅いチャンネル状の起伏をもった、泥岩偽礫・ブロックを含む粗粒砂岩が複合累重している。黒矢印は c の撮影位置。
- a. Whole view of unit 2. The lower parts of subunits 2 and 3 consist of a few shallow-channelized coarse sandstones bearing mudstone clasts and blocks. Black arrow shows the position of photo c.

- b. 泥岩卓越の砂岩薄層～葉理・泥岩互層を覆う粗粒～中粒砂岩。サブユニット 3-1, 3-2 境界部。粗粒砂岩下底は軽微な荷重構造が見られ、その上位にはやや変形した泥岩偽礫が密集する。
- b. Coarse to medium sandstone covering alternating beds of thin sandstone or sandstone lamina and mudstone. Boundary between subunits 3-1 and 3-2. Somewhat deformed mudstone clasts are swarmed above the convoluted base of coarse sandstone.

- c. サブユニット 2-3 基底部の泥岩偽礫・泥岩ブロック密集部。黒矢印は写真 a の黒矢印と対応。
- c. Swarmed mudstone clasts and blocks in the basal part of subunit 2-3. Black arrow shows the equivalent position in photo a.

- d. 圧密で扁平になった泥岩偽礫密集層 (サブユニット 4-1)。中部には左方向に傾く前置斜交層理が認められる。
- d. Flat mudstone clasts layer in subunit 4-1. Forset cross-stratification is observable in the middle part (fc).

- e. 泥岩偽礫密集層の地層上面 (サブユニット 4-1)。
- e. Upper bedding surface showing flat mudstone clasts in subunit 4-1.

