美濃帯左門岳ユニットの堆積相と堆積環境*

Sedimentary facies and environments of the Jurassic Samondake Unit in the Mino Terrane, central Japan

小林祐哉** 大塚 勉***

Yuya Kobayashi** and
Tsutomu Otsuka***

2005年8月29日受付.

2006年3月7日受理.

** 総合地質コンサルタント株式会社

Sogochishitsu Consultant Co., Ltd., Nakahigano
1085-7, Inasatomachi, Nagano 381-2215, Japan

*** 信州大学理学部地質科学教室

Department of Geology, Faculty of Science,
Shinshu University, Matsumoto 390-8621, Japan

Corresponding author; Y.Kobayashi,
yuya-k@f6.dion.ne.jp

Abstract

The Samondake Unit in the Neo-Izumi area, central Japan, represents a sandstone-dominant accretionary complex of the Mino Terrane. It is divided into two fault-bounded subunits, the Kuzawadani Subunit on the northeast and the Kouchidani Subunit on the southwest. Although these subunits show different features in deformation grade and lithologic assemblages, they consist largely of contemporaneous deep-marine siliciclastic succession assigned to middle Jurassic. Owing to the penetrative shears oblique to bedding plane at low-angle and lack of available key beds, it was difficult to reconstruct the original lithostratigraphy accurately. The facies study having been carried out on well-exposed and less-sheared sections discriminated seventeen facies and five facies associations (Fa.A-E). Among them, the facies associations A and B are comparable to the channel-fills and lobe-like deposits, respectively. The facies associations C is defined as a marginal facies of deep-marine fan, and includes interlobe and lobe fringe deposits accompanied with sheeted sandstones and mud drapes. The facies associations D and E are assigned to hemipelagic and pelagic sediments on the basin-plain and ocean-floor, respectively. Among them, the facies association B is the most dominant one in the Samondake Unit. This suggests the trench fan as a depositional system of the Samondake Unit.

Key words: Jurassic accretionary complex, Mino Terrane, Samondake Unit, sedimentary facies and environments, facies association, trench fan

はじめに

西南日本の美濃帯は、放散虫化石による年代層序の確立と付加体の概念の導入によって、ジュラ紀付加コンプレックスと認定され、いくつかの岩相構造単元に区分されることが明らかになった(協田, 2000; Fig. 1). そのうち美濃帯北部に広く分布する左門岳ユニット(Wakita, 1988)は、おもに粗粒碎屑岩が卓越する単調な岩相を示す。しかし、複雑な地質構造に加え、放散虫化石の産出地点は限られ、対比に有効な鍵層も欠如しているため、元来の岩相層序をはじめ、堆積相や堆積環境についてはまだ十分に理解されていない。

岐阜県根尾村から福井県和泉村にかけての地域(以下、根尾一和泉地域と呼ぶ)では、河合(1964)による図幅調査以降、ほとんど研究が行われていなかった。近年、筆者らは、当地域の左門岳ユニットの岩相分布と地質構造を明らかにし(小林・大塚, 1997)、多数地点から放散虫化石を見出し、チャートと泥質岩の年代を明らかにした(小林, 1998)。さらに、当地域の左門岳ユニット内において、岩石の変形様式と砂岩泥岩互層の変形度、およびイライト結晶度による続成～弱変成度の検討を行った。その結果、同ユニット南東部では

変形度と変成度がともに高い値を示すことが明らかとなった(小林・大塚, 2002)。同ユニット南東部は、構造的低位に位置する舟伏山ユニットの大きな石灰岩体に近接する(Wakita, 1988; Sano, 1989)。この石灰岩体は、海山が付加したものと考えられており(Wakita, 1988; Sano, 1989)、同ユニット南東部は、大きな体積を持つ海山が構造的低位に付加したことにより上昇した部分と推定された(小林・大塚, 2002)。さらに小林(2002)は、上記の研究結果に基づき、美濃帯ジュラ紀付加コンプレックスでは、ごく一部の研究例に限られていた、粗粒碎屑岩の堆積環境の復元を試みた。

この研究では、まず左門岳ユニットの堆積層序の認定や地層の連続性を検討する上で問題となる、多数の断層の性質を整理した。その上で、連続露頭における実測柱状図を作成し、地層の整合関係が明瞭な部分において堆積相を記載し、堆積相組み合わせを認定した。さらに、各堆積相組み合わせから推定される堆積環境に加え、調査地全域の小縮尺の柱状図における堆積相組み合わせの定性的な特徴から、同ユニットの堆積環境を考察した。

美濃帯ジュラ紀付加コンプレックスの碎屑岩の研究史

美濃帯ジュラ紀付加コンプレックス中の粗粒碎屑岩は、放

* 日本地質学会第109年学術大会(新潟)で一部講演

Fig. 1. (a) Index maps showing the Jurassic subduction complexes in the Inner Zone of Southwest Japan without Ryoke metamorphic rock. (b) The tectono-stratigraphic units of the Mino Terrane in the Mino area and the location of the study area. M.T.L.: Median Tectonic Line, I.S.T.L.: Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, T.T.L.: Tanakura Tectonic Line. Modified from Wakita (2000).

散虫チャートとの随伴関係に立脚して、その多くが海溝域で堆積したものと推定されている (Otsuka, 1988; Wakita, 1988). しかしながら、粗粒碎屑岩類の堆積相の特徴自体に基づいて、その堆積環境に言及した研究例は少ない。

上麻生ユニット (Wakita, 1988; Fig. 1) では、岐阜県鶴沼地域の連続露頭で、放散虫化石による詳細な地層学的研究が行われた (Yao et al., 1980). その結果、海洋プレート層序を示すチャート・碎屑岩シーケンス (松岡, 1984; 大塚勉, 1985; Matsuda and Isozaki, 1991) が認定された。その碎屑岩卓越部は、半遠洋性堆積物の珪質泥岩層の上位に整合的に累重する頁岩優勢層と、さらにその上位の砂岩優勢層から構成される。ここで頁岩優勢層は、砂岩の薄層を挟む頁岩からなり、ディスタルタービダイトと見なされた (立花ほか, 1992)。また砂岩優勢層は、砂岩泥岩互層とチャネル構造を持つ塊状砂岩から構成され、何回かの上方細粒化サイクルを示すことから、低～高密度流によるプロクシマルタービダイトからなるチャネル充填堆積物の複合体と解釈された (立花ほか, 1992)。

上麻生ユニットには、ジュラ紀付加コンプレックスを構成するチャート・石灰岩・緑色岩・砂岩・頁岩の角礫からなる和田野型角礫岩 (竹内, 2000) が含まれる。この角礫岩は、地層の側方連続性が悪いことと、基質支持の特徴を示すことから、海山の崩壊や海底地滑りに起因すると解釈された (水谷・小井土, 1992)。また同ユニットに含まれるチャート角礫岩は、同ユニットのチャートとほぼ同じ放散虫化石年代を示すことに加え、側方連続性が良く、礫支持の堆積相を示すことから、付加体表面部の重力崩壊もしくは海底谷での付加体堆積物の削剥による重力流堆積物と解釈された (斉藤・塚本, 1993)。

根尾一和泉地域の左門岳ユニットでは、河合 (1964) による同ユニットに相当する左門岳累層の岩相記載、ならびに足立・脇田 (1979) による2地点の礫岩層についての礫・岩片・重鉱物の記載がある。八幡地域の同ユニットでは、脇田 (1982, 1984), Wakita (1988), 脇田・岡村 (1982) による岩相の記載と泥質岩・チャートの放散虫化石年代の検討が行われている。また南条山地では、服部・吉村 (1982) による、左門岳ユニットの一部に相当する「今庄相」と「春日野相」の主要岩相の記載と、泥質岩・チャートの放散虫化石年代の検討のほか、服部ほか (1985) による礫岩の記載がある。横山地域の左門岳ユニットでは、斉藤・沢田 (2000) によって、岩相の記載と泥質岩・チャートの放散虫化石年代の検討が行われている。

なお、足立・鈴木 (1993) や鈴木ほか (1997) は、CHIME 年代測定法により碎屑粒子の源岩形成年代の検討を行い、後期ジュラ紀の美濃一丹波帯の後背地を、花崗片麻岩の年代や石灰岩礫に含まれる紡錘虫化石群集の類似性と、弱変成クロリトイド岩の存在から、韓半島東部の三陟 (サムチョク) 地域に求めた。

地質の概要

根尾一和泉地域の左門岳ユニットは、岩相と地質構造の特徴および砂岩泥岩互層の変形度の違いから、「久沢谷サブユニット」と「河内谷サブユニット」に区分できる (小林・大塚, 2002; Fig. 2a)。また各サブユニットは、砂岩優勢部 (Sandstone-dominant member) と泥岩優勢部 (Mudstone-dominant member) に大別できる。

1. 久沢谷 (くざわだに) サブユニット

久沢谷サブユニットは、根尾一和泉地域の左門岳ユニット

Fig. 2. (a) Map showing the subdivision of the Samondake Unit in the Neo-Izumi area. (b) Localities of sites and routes for columnar sections in Figs. 6 and 10.

の北半部を占め、分布域の北側で飛騨外縁帯構成岩類と、南西側で構造的下位の河内谷サブユニットと、いずれも断層で接する (Fig. 2a)。このサブユニットは、砂岩・泥岩・珪質泥岩・礫岩・凝灰質シルト岩によって構成される砂岩優勢部からなり、見かけの層厚は3,000 m 以上である。全体的に変形は弱く、内部構造は良く保存されている。また、大小さまざまな規模の断層も普遍的に認められる。砂岩内部に発達する剪断面は、鏡下では基質部を選択的に切ることが多く、全体として粒子間変形を特徴とする弱い変形が支配的である (小林・大塚, 2002)。また、東-西ないし北東-南西方向の軸を持つ半波長1 km 程度の褶曲構造と、それらを重複して曲げる北西-南東方向の軸を持つ半波長4 km 程度の緩やかな向斜構造が見出される。この向斜構造の北側には、河内谷サブユニットとの境界断層に並走し、砂岩優勢部の内部構造を高角で切る北東傾斜の断層が認められる。これは、泥岩層の側方連続性を断つ程度の変位量を持つ。南西側に分布する河内谷サブユニットとの境界部に沿って、砂岩と泥岩が強く変形した脆性剪断帯が認められる。

久沢谷サブユニットの泥岩・珪質泥岩からは、多くの場合、ジュラ紀中世の Bajocian から Bathonian 前期にかけての *Tricolocapsa plicarum* 帯 (Matsuoka, 1995) に相当する放散虫化石群集が得られている (小林, 1998; Fig. 3)。また一部の珪質泥岩からは、ジュラ紀中世の Aalenian 前期を示す *Laxtorum* (?) *jurassicum* 帯 (Matsuoka, 1995) の最

Fig. 3. Litho-stratigraphy and radiolarian fossil ages of the Samondake Unit in the Neo-Izumi area. Modified after Kobayashi (1998).

下部に相当する放散虫化石群集が得られている。久沢谷サブユニットの北東部は、他の地域に比べ、岩石の変形度とイライト結晶度が最も低い。このことから、この地域は、根尾一和泉地域の左門岳ユニットの中では、相対的に最も浅所での付加作用を経験した部分と見なされる (小林・大塚, 2002)。

2. 河内谷 (こうちだに) サブユニット

河内谷サブユニットは、この地域の左門岳ユニットの南半

Fig. 4. Schmidt net projections (lower hemisphere) of plane data of beddings and high-frequent shear planes in the Samondake Unit. For legend symbols see Fig.2. ns : number of shear plane data. nb : number of bedding plane data.

部を占め、分布域の北東側で構造的上位の久沢谷サブユニットと、南西側で構造的下位の舟伏山ユニットと、いずれも断層を介して接する (Fig. 2a)。舟伏山ユニット最上部のチャートと接する部分には、チャートブロックを含む延性剪断変形の著しいメランジュが分布する。

河内谷サブユニットは、砂岩優勢部と泥岩優勢部に細分され、両者は北東傾斜の断層を介し繰り返して現れる。この北東傾斜の断層は、久沢谷サブユニットとの境界断層とほぼ平行な砂岩優勢部の内部構造を切る中～高角の断層である。砂岩優勢部は、砂岩・泥岩・礫岩・凝灰質シルト岩によって構成され、見かけの層厚は7,000 m 以上である。多くの場合、著しい脆性剪断変形のために、これらの地層の堆積構造は失われている。砂岩の鏡下観察によると、剪断変形は、碎屑粒子の内部に及び、全体として粒子内変形を示す強い変形が支配的である (小林・大塚, 2002)。泥岩優勢部は、泥岩および珪質泥岩中に、長径数 10 m ～数 100 m 程度のチャートのブロックを含んでおり、2.5 万分の 1 程度より小縮尺の地質図 (例えば Fig. 2a) にも表現される広がりを持つことから、メランジュ (Raymond, 1984) と呼ぶことができる。このメランジュでは、基質・ブロックともに延性剪断変形が著しい。

泥岩優勢部のチャートからは、トリアス紀中世を示す放散

虫化石群集が得られている (小林, 1998; Fig. 3)。泥岩優勢部の珪質泥岩中に含まれるマンガンノジュールからは、ジュラ紀中世の Aalenian 後期を示す *Laxtorum* (?) *jurasicum* 帯の上部に相当する放散虫化石群集が得られている (小林, 1998)。泥岩優勢部のチャート珪質泥岩互層および砂岩優勢部の泥岩や珪質泥岩からは、ジュラ紀中世の Bajocian から Bathonian 前期にかけての年代を示す *Tricolocapsa plicarum* 帯に相当する放散虫化石群集が得られている (小林, 1998)。河内谷サブユニットの南東部は、他の地域に比べ岩石の変形度とイライト結晶度が最も高い。このことから、この地域は、根尾一和泉地域の左門岳ユニットにおいて、相対的に最も深所での付加作用を経験した部分と見なされる (小林・大塚, 2002)。

砂岩優勢部の変形と堆積相解析上の問題

両サブユニットにおける砂岩優勢部は、さまざまな規模の破碎帯を持つ断層により分断されており、層序の重複や欠損も予想される。これらの断層は、高い頻度で発達しており、砂岩優勢部の堆積相解析を行う際の大きな障害となる。ここでは、これらの断層の方位・発達頻度・規模を検討し、断層による層序の改変の実例を示した上で、堆積相解析を行う際の地質構造上の影響や支障について整理する。

Fig. 5. White arrows show high-frequency shear planes in the Kouchidani Subunit. Bedding planes are indicated by the thin white line. alt : alternating beds of sandstone and mudstone, s.s : sandstone.

1. 断層の方位・発達頻度・規模

砂岩優勢部に発達する断層面と層理面の関係を知るため、砂岩優勢部の地質構造に大きな影響を与えている褶曲や断層を境として、各サブユニットの砂岩優勢部を3つの領域に細分し、層理面と断層面の幾何学的関係をFig. 4にまとめた。各領域ともに、層理面と断層面の姿勢は、領域内部でのばらつきはあるものの、ほぼ同じ傾向を示している (Fig. 4)。また断層面の姿勢には、層理面と同じ領域ごとの変化が認められる (Fig. 4)。以上の特徴は、これらの断層が、おそらく複数の重複変形による変革を受けていることを示すものと考えられる。露頭での観察例では、これらの断層は、層理面に対してほぼ平行から30°程度で斜交することが多い (Fig. 5)。断層による地層の見掛けの変位量は、露頭での地層のずれから判断できる小規模のものを除き、不明であることが多い。

一方、サブユニットの境界断層、久沢谷サブユニット中央部の北東傾斜の断層、および河内谷サブユニットの泥岩優勢部を伴う断層は、周囲の層理と大きく斜交する中～高角の断層である上、ユニットを横断するほど連続性が良い。そこで本論文では、これらのサブユニット境界などの断層と区別するため、サブユニット内部に多く発達する層理面と同じ傾向を示す断層を、便宜上、「高頻度剪断面」と呼ぶ。

高頻度剪断面は、泥岩や珪質泥岩、あるいは砂岩中の泥岩偽礫の多い部分などの、泥質物質に富む部分に選択的に発達する。高頻度剪断面の間隔は、おもに含礫砂岩や塊状砂岩が連続的に露出する部分で数m～20m程度 (Fig. 6; Loc.2)、それより細粒な泥岩や珪質泥岩が連続的に露出する部分で1～10数m程度 (Fig. 6; Loc.11, 12) である。これらの剪断面による破碎帯の幅は、数cm～15m程度にわたるが、数10cm～数m程度の幅を持つものが多い (Fig. 6)。また高頻度剪断面は、類似した岩相を比較した場合、久沢谷サブユニット (Fig. 6; 例えば Loc.2) に比べ、河内谷サブユニット (Fig. 6; 例えば Loc.9) の方が密に発達している。

2. 高頻度剪断面による層序の改変

久沢谷サブユニットの北部には、東－西から北東－南西走向で、200～800m程度の見かけの層厚を有する泥岩層が

分布する (Fig. 2a の Mudstone layer)。泥岩層の内部には、他の岩相と同様に、高頻度剪断面が発達している (Fig. 6; Loc.11, 12)。この泥岩層には、珪質泥岩も挟まれており、保存の良い放散虫化石が豊富に産出することから、その年代データの変化と高頻度剪断面の出現位置の比較によって、剪断面が与える層序への影響の程度を推定することが可能である。

この泥岩層の一部を拡大した岩相分布図を Fig. 7 (位置は Fig. 2a) に示す。この泥岩層と周囲の砂岩や砂岩泥岩互層は、断層関係で接するが、泥岩層内部の層理面の走向傾斜は、周囲の岩石のものとはほぼ一致する (Fig. 7a)。また周囲の砂岩泥岩互層の級化構造から、Fig. 7a の範囲の地層は、全体として南西傾斜で北東上位の逆転層と判断される。

放散虫化石年代の検討から、この泥岩層に含まれる一部の珪質泥岩は、調査地域の泥質岩では最も古いジュラ紀中世の Aalenian 前期を示す (Fig. 7 で X を付した★印の箇所)。Aalenian 前期を示す珪質泥岩の見かけ上の層序的下位 (南側) には、それより若いジュラ紀中世の Bajocian から Bathonian 前期を示す泥岩 (Fig. 7 で Y を付した●印の箇所) が分布する。露頭の欠如から、この珪質泥岩と泥岩の直接の関係は不明であるが、見かけ上の上位 (北側) ほど年代が古くなることから、両者の間には泥岩層を重複させる程度に変位量の大きな断層が推定される (Fig. 7; Z)。

また、その他の珪質泥岩は、周囲の泥岩と同年代を示すものの、両者は高頻度剪断面を介して接している。多くの場合、珪質泥岩は側方へ連続せず、レンズ状の分布を示す。また泥岩と珪質泥岩は、高頻度剪断面を介し交互に繰り返し露出する (Fig. 7b)。以上のことから、泥岩層の内部では、高頻度剪断面により、もとの層序が改変され、地層の側方連続性も失われていると判断される。

泥岩層内部にとどまらず、砂岩優勢部の他の岩相においても、高頻度剪断面は多数認められる。よって、砂岩優勢部全体においても、この系列の断層によりもとの層序が改変され、地層の側方連続性も失われていると考えられる。

なお久沢谷サブユニット内部では、泥岩層の分布と褶曲構造が、ともに久沢谷サブユニット南西部縁の剪断帯によって切られる (Fig. 2a)。また久沢谷サブユニット内部の褶曲構造には、泥岩層も参加している (Figs. 2a, 4)。さらに河内谷サブユニット内部では、泥岩層の参加する砂岩優勢部の内部構造が、泥岩優勢部を伴う断層によって切られる (Fig. 2a; 小林・大塚, 2002)。以上のことから、少なくとも泥岩層の分布を支配する高頻度剪断面は、久沢谷サブユニット内部の褶曲構造やそれを切る剪断帯、ならびに河内谷サブユニットの泥岩優勢部を支配する断層などの、地質図 (Fig. 2a) に表示した地質構造の形成以前に生じたと推定される。

3. 堆積相やその組み合わせを認定する際の地質構造上の問題

高頻度剪断面は、砂岩優勢部全体に発達しており、その中には地層を重複する程度に大きな変位量を持つ断層が、少なからず含まれていると判断される。多くの場合、個々の変位量は不明であり、現段階では、どの高頻度剪断面が地層を重

Fig. 6. Measured columnar sections obtained from some routes of the sandstone-dominant member in the Samondake Unit. Locality of each section is indicated in Figs.2b and 10. Note the difference of scale.

Continued from Fig. 6

複する程度の大きな変位量を持つか不明である。したがって、堆積相の組み合わせの関係は、Fig. 6 に示すように上下を高頻度剪断面に挟まれた弱変形の部分に限って吟味した。砂岩優勢部における、堆積相間の具体的な累重関係の検討は、この部分のみで行った。

砂岩優勢部の堆積相

今回、堆積相の分類にあたって、その特徴を詳細に把握するため、地層の変形度が低く、最も露出の良い連続露頭を選択し (Fig. 2b; Loc.1-12), 基本的に 1/100 の実測の柱状図を作成した (Fig. 6)。堆積相の認定は、基本的にこの 12 地点において、上下を高頻度剪断面に挟まれた弱変形の部分で行った (Fig. 6)。非常に露出の限られる堆積相 (以下の Cg1, Pm) は、例外的に Fig. 6 以外の露頭で認定した。堆積相の記載は、必要に応じて他の露出の良い露頭の観察データも補足して行った。砂岩優勢部を構成する碎屑岩類は、おもに単層オーダーでの堆積構造、層厚や組織の違いに基づいて、礫岩相 (Cg1, Cg2)・含礫泥岩相 (Pm)・含礫砂岩相 (Ps1, Ps2)・厚層理砂岩相 (Ts1, Ts2, Ts3, Ts4)・中層理砂岩泥岩互層相 (Ma1, Ma2)・薄層理砂岩泥岩互層相 (Ta1, Ta2, Ta3)・泥岩相 (Mu1, Mu2)・珪質泥岩相 (Sm) の 17 個の堆積相 (facies) に区分される (Table 1)。各々の堆積相は、それぞれ Pickering et al. (1989) の堆積相の分類と対応づけることが可能である (Table 1)。以下に、各々の堆積相について詳しく記載し、対応する Pickering et al. (1989) の密度流の分類コードとの対応性についてまとめる。

1. 礫岩相 (Cg1, Cg2)

礫岩相は、調査地内の 8 地点で観察される。単層厚は、1 ~ 15 m 程度である。長径が 2 ~ 100 cm 程度の片麻岩・花崗岩・チャート・砂岩などの円礫と、石灰岩の垂角礫を含む。一般に見かけの長径が数 cm ~ 20 cm 程度のものが多く、長径が 50 cm を超える礫は、片麻岩や花崗岩であることが多い。礫支持であることが多く、基質は極粗粒~粗粒砂岩で、長径数 cm ~ 50 cm 程度の泥岩偽礫 (rip-up clast) を多量に含む。礫は単層中に無秩序に散在する場合 (Cg1; Fig. 8a) と、単層最上部に不鮮明な級化構造が認められる場合 (Cg2; Loc.1 in Fig. 6) がある。Cg2 は、Lowe (1982) による高濃度混濁流の区分による R3 のみからなるものと判断される。露頭では、単層下底にチャネル構造が観察されることがあり、Cg2 が深さ数 10 cm で厚層理砂岩相 1 (Ts1) を斜めに削り込む例 (Loc.1 in Fig. 6) や、Cg1 が深さ 1.2 m 程度で砂岩層を削り込む例 (Fig. 8a) が認められる。しかし、いずれの例も露出が限られており、チャネル構造全体の規模は不明である。礫のインプリケーションは、認められない。

Cg1 は、円礫を主体とした礫支持の礫岩であり、下底にチャネル構造を持ち、淘汰不良であることから、Pickering et al. (1989) の A1.1 (Disorganized gravel) に相当する。また Cg2 は、級化構造を持つことから、A2.3 (Normally graded gravel) に相当する。これらは、土石流または高濃度混濁流起源の堆積物と考えられる (Pickering et al., 1989)。

Fig. 7. Detailed lithologic map and profile of the sandstone-dominant member in the Kuzawadani Subunit. For location see Fig.2a.

2. 含礫泥岩相 (Pm)

含礫泥岩相は、調査地内の1地点のみで、礫岩相1 (Cg1)に伴って観察される。単層厚は、3 m 以下である。長径が0.5 ~ 3 cm 程度の中粒砂岩の垂角礫や、チャートの角礫を含む (Fig. 8b)。基質は、淘汰不良のシルト~極細粒砂岩であり、長径0.5 ~ 2 cm 程度の泥岩偽礫を含む。礫は、基質中に散在する。

含礫泥岩相は、泥岩を基質とし、内部構造が未発達であることから、Pickering et al. (1989) の A1.3 (Disorganized gravelly mud) に類似している。含礫泥岩相は、おそらく土石流起源の堆積物と考えられる (Pickering et al., 1989)。

3. 含礫砂岩相 (Ps1, Ps2)

単層厚は、0.3 ~ 3 m 程度である。長径が0.5 ~ 3 cm 程度のチャートの角礫や花崗岩の円礫を含む。基質は、極粗粒~中粒砂岩である。礫が単層中に無秩序に散在する場合 (Ps1; Fig. 8c) と、多くの礫が単層中~下部に集中して級化構造を示す場合 (Ps2; Fig. 8d) が認められる。長径0.5 ~ 20 cm 程度の泥岩偽礫 (Fig. 8e) を多量に含むことが多く、それらは単層内に散在するか、単層下部に集中する (Loc.2 in Fig. 6)。単層下底には、頻繁に小規模な侵食面や癒着が認められる (Loc.2 in Figs.6, 8f)。Ps2 では、単層上部に不鮮明な成層構造が認められることがある。Ps1 は、内部構造を欠くが、Lowe (1982) による高濃度混濁流の区分による S_1 のみからなるものと判断される。同様にPs2 は、 S_1 - S_2 にあたる。

Ps1 は、砂岩中に長径数 cm 以下の礫を含むこと、内部構造が未発達であること、単層内に泥岩偽礫を多く含むこと、単層下底に小規模な侵食面を持つことから、Pickering et al. (1989) の A1.4 (Disorganized pebbly sand) に相当する。またPs2 は、級化構造を持つことから、A2.7 (Normally

graded pebbly sand)、もしくはA2.8 (Graded-stratified pebbly sand) に相当する。含礫砂岩相は、高濃度混濁流起源の堆積物と考えられる (Lowe, 1982; Pickering et al., 1989)。

4. 厚層理砂岩相 (Ts1, Ts2, Ts3, Ts4)

厚層理砂岩相は、砂岩部の組織や内部構造、癒着の有無の違いから、4つの堆積相に細分される。Ts1 は、単層厚が1 ~ 7 m 程度であり、細~極粗粒程度の塊状もしくは単層上部に不鮮明な級化構造を示す砂岩からなる。中粒程度の砂岩が、最も多く観察される。Lowe (1982) の S_3 よりなる。Ts3 は、単層厚が1.5 ~ 4.5 m 程度であり、細~粗粒程度で、級化構造と単層中~上部に弱い成層構造を示す砂岩からなる。Lowe (1982) の S_3 - T_4 よりなる。Ts1 とTs3 は、癒着のため、しばしば見掛け層厚が20 m 以上に達する厚い砂岩層 (composite beds) を形成する (Loc.2 in Figs.6, 8g)。Ts3 は、Ts1 に単独で挟まれる (Loc.2 in Fig. 6)。また、Ts1 とTs3 は、長径0.5 ~ 3 cm 程度の泥岩偽礫を含み、それらは単層中に散在する場合と、単層下部に集中する場合が認められる (Loc.2, 4 in Fig. 6)。Ts1 は、左門岳ユニットの碎屑岩中の堆積相のうち、最も多く観察される。

Ts2 とTs4 は、層厚1 ~ 5 m 程度の中~細粒砂岩と、層厚1 ~ 100 cm 程度の泥岩との互層からなる (Loc.6 in Fig. 6)。砂岩部は、塊状もしくは単層上部に不鮮明な級化構造を示す場合 (Ts2; Fig. 8h) と、級化構造と単層中~上部に弱い成層構造を持つ場合が認められる (Ts4; Fig. 8i)。Ts4 は、Ts2 に伴って、わずかに見出される (Loc.6 in Fig. 6)。単層中には、長径0.5 ~ 1 cm 程度の泥岩偽礫が散在することもあるが、その量はTs1 やTs3 に比べて少ない。泥岩部は塊状であることが多いが、平行葉理が発達することもある。Ts2 は、Lowe (1982) の S_3 - T_4 よりなる。同様にTs4 は、

Table 1. Classification of the sedimentary facies of the Samondake Unit in the Neo-Izumi area.

Facies group	Facies	Sedimentary structure	Grain size of clast (matrix)	Thickness	Size and ratio of rip-up clast	sand / mud	Divisions in sequence*	Frequency of appearance	Facies code by Pickering <i>et al.</i> (1989)
Conglomerate	Cg1	massive, channelled base	2-100cm (c.s.s-v.c.s.s)	1-15m	1-50cm 20-40%	-----	-----	rare	A1.1 : Disorganized gravel
	Cg2	normal grading, channelled base					R ₃	very rare	A2.3 : Normally graded gravel
Pebbly mudstone	Pm	massive	0.5-3cm (silt-v.f.s.s)	<3m	0.5-2cm 10-20%	-----	-----	very rare	A1.3 Disorganized gravelly mud
Pebbly sandstone	Ps1	massive, channelled base, amalgamation	0.5-3cm (m.s.s-v.c.s.s)	0.3-3m	0.5-20cm 20-60%	-----	S ₁	common	A1.4 : Disorganized pebbly sand
	Ps2	normal grading, rare stratified, channelled base, amalgamation					S ₁ - S ₂		A2.7 : Normally graded pebbly sand A2.8 : Graded stratified pebbly sand
Thick-bedded sandstone	Ts1	massive or weak normal grading, amalgamation	f.s.s-v.c.s.s	1-7m	0.5-3cm 5-30%	-----	S ₃	abundant	B1.1 : Thick / Medium-bedded disorganized sands
	Ts2	massive or weak normal grading, flat base	f.s.s-m.s.s	1-5m	0.5-1cm <10%	100 - 10	S ₃ - T _e	common	
	Ts3	weakly stratified, normal grading, amalgamation	f.s.s-c.s.s	1.5-4.5m	0.5-3cm <30%	-----	S ₃ - T _d	rare	B2.1 : Parallel-stratified sands B2.2 : Cross-stratified sands
	Ts4	weakly stratified, normal grading, flat base	f.s.s-m.s.s	1-4m	0.5cm <10%	20 - 10	S ₃ - T _d - T _e		
Medium-bedded alternating beds of sandstone and mudstone	Ma1	poorly sorted, sharp top and base, frame structure	f.s.s-c.s.s	16-40cm	0.2-1cm 0-70%	15 - 1	Tae	common	C2.1 : Very thick and thick-bedded organized sand-mud couplets (>30cm bed thick) C2.2 : Medium-bedded organized sand-mud couplets (10-30cm bed thick)
	Ma2	parallel- and cross-laminated, sharp top and base, normal grading	v.f.s.s-m.s.s	12-20cm	rare	5 - 0.5	Tabc, Tabe, Tbe		
Thin-bedded alternating beds of sandstone and mudstone	Ta1	poorly sorted, sharp top and base, frame structure	silt-f.s.s	4-10cm	-----	10 - 0.2	Tae	common	C2.3 : Thin-bedded organized sand-mud couplets
	Ta2	parallel- and cross-laminated, normal grading, groove cast rarely		2-10cm		3 - 1	Tabc, Tabe, Tbe		
	Ta3	parallel- and cross-laminated, climbing ripple rarely		<5cm		3 - 1.5	Tbode, Tode, Tce	rare	
Mudstone	Mu1	massive, sandy laminated, weak normal grading, radiolarian fossil	clay-v.f.s.s	<10m	-----	-----	T ₃ - T ₆ , T ₇ - T ₈	common	D2.3 : Thin regular silt and mud laminae E1.1 : Structureless muds
	Mu2	massive, radiolarian fossil, intercalation of tuffaceous siltstone beds	clay	0.2-3m			-----		G2.1 : Biogenic muds
Siliceous mudstone	Sm	stratified, radiolarian fossil, intercalation of tuffaceous siltstone beds	clay	2-10cm	-----	-----	-----	common	G1.2 : Muddy oozes

v.c.s.s : very coarse sandstone, c.s.s : coarse sandstone, m.s.s : medium sandstone, f.s.s : fine sandstone, v.f.s.s : very fine sandstone

* Cg1 - Ts4 : Lowe(1982), Ma1 - Ta3 : Bouma(1962), Mu1 : Stow and Shanmugam(1980)

S₃-T_d-T_e (Lowe, 1982) からなる。砂岩／泥岩比は、100 ～ 10 であり、Ts2 に比べ Ts4 の方がやや小さい値を示す (Table 1)。Ts2 と Ts4 は、粒度がやや細かい点、泥岩偽礫の量が相対的に少ない点、数枚の単層が累重する場合に癒着成層を示さない点で、Ts1 や Ts3 とは異なる (Table 1)。なお良く水磨された砂岩の露頭や転石の観察からは、Ts1 ～ Ts4 に共通する点として、不明瞭ではあるが S₃ に特徴的な皿状構造やピラーなどと思われる脱水構造がまれに見出される。砂岩優勢部の砂岩中には、圧力溶解を伴う脈状構造などの付加後の変形構造の発達 (小林・大塚, 2002) のために、一部の堆積構造は不鮮明となっている。

Ts1 と Ts2 は、中粒程度の砂岩を主体とし、内部構造が未発達なこと、単層厚などの点から、Pickering *et al.* (1989) の B1.1 (Thick/Medium-bedded disorganized sands) に類似する。Ts3 と Ts4 は、成層構造が認められる点から、B2.1 (Parallel-stratified sands) や B2.2 (Cross-stratified sands) に類似する。ただし、Pickering *et al.* (1989) で示されている例に比べ、成層構造はやや不鮮明である。厚層理砂岩相は、以上の特徴から、高濃度混濁流堆積物と考えられる (Lowe, 1982; Pickering *et al.*, 1989)。

5. 中層理砂岩泥岩互層相 (Ma1, Ma2)

砂岩部の内部構造の相違から、塊状で下底に火炎状構造を持つ場合 (Ma1) と、平行または斜交葉理が発達する場合 (Ma2) に細分される。Ma1 は、細～粗粒砂岩からなり、砂岩の単層厚は 16 ～ 40 cm 程度で、砂岩／泥岩比は 15 ～ 1

である (Loc.7-9 in Figs.6, 8j)。Ma1 は、Bouma (1962) によるシーケンス (以下、バウマシーケンス) の Tae からなる。長径 0.2 ～ 1 cm 程度の泥岩偽礫が、砂岩中に無秩序に散在することや、下部に密集することがある。まれに、砂岩層の大半を泥岩偽礫が占めることもある。泥岩偽礫は、しばしば層理面に沿って配列する。

一方、Ma2 は、極細～中粒砂岩からなり、砂岩の単層厚は 12 ～ 20 cm 程度で、砂岩／泥岩比は 5 ～ 0.5 である (Loc.5 in Fig. 6)。Ma2 は、バウマシーケンスの Tabc・Tabe・Tbe からなる。泥岩偽礫は、わずかに含まれるのみである。

層厚が 30 cm 以上の Ma1 と Ma2 は、Pickering *et al.* (1989) の C2.1 (Very thick and thick-bedded organized sand-mud couplets), 層厚 10 ～ 30 cm のものは、C2.2 (Medium bedded organized sand-mud couplets) に相当すると考えられる。C2.1 は、高濃度混濁流堆積物、C2.2 は C2.1 よりやや低濃度の混濁流堆積物と考えられる (Pickering *et al.*, 1989)。

6. 薄層理砂岩泥岩互層相 (Ta1, Ta2, Ta3)

砂岩部の内部構造の相違から、塊状で下底に火炎状構造を持つ場合 (Ta1), 平行または斜交葉理が発達する場合 (Ta2), 平行またはコンボリュート葉理を持ち、まれにクライングリップルが観察される場合 (Ta3) に細分される。いずれも砂岩部の粒度は、シルト～細粒砂岩で、泥岩偽礫は含まれない。

Ta1 は、砂岩の単層厚は 4 ～ 10 cm 程度で、砂岩／泥岩

Fig. 8. Photographs of principal sedimentary facies and structures. a) Conglomerate facies (Cg1) along the Usagidani-river in the Kouchidani Subunit. Black arrow shows stratigraphic top. Concave-up profile of the channelled base (thin white line) above sandstone (s.s.). b) Polished rock specimen showing pebbly mudstone facies (Pm). This sample was taken from a part of Sec.14 in Fig.10. ch : chert, s.s : sandstone, mu : rip-up mudstone. c) Pebbly sandstone facies (Ps1) showing disorganized feature with chert clasts (ch). This outcrop is a part of Sec.7 in Fig.10. d) Pebbly sandstone facies (Ps2) with chert clasts (ch) showing normal grading from pebbly sandstone to medium sandstone. The surface of amalgamation is indicated by the thin white line. This outcrop is a part of Sec.5 in Fig.10. e) Outsize rip-up clasts in pebbly sandstone taken from a part of Sec.5' in Fig.10. f) Irregular channelled base between the overlying pebbly sandstone facies (Ps2) and the underlying thick-bedded sandstone facies (Ts1). Black arrow shows stratigraphic top. This outcrop is a part of Sec.5 in Fig.10. g) Composite beds of thick-bedded sandstone facies (Ts1) showing amalgamation. Black arrow shows stratigraphic top. This outcrop is a part of Sec.4' in Fig.10. h) Thick-bedded sandstone facies (Ts2). White arrows show mudstone partings. This outcrop is a part of Loc.6 in Fig.6. i) Thick-bedded sandstone facies (Ts4) showing weakly stratified (black arrows) and normal grading (white arrows). This sample was taken from a part of Sec.5 in Fig.10. j) Medium- or thin-bedded interbeds of sandstone and mudstone facies (Ma1 and Ta1). White arrow shows stratigraphic top. This outcrop is a part of Loc.7 in Fig.6. k) Thin-bedded interbeds of sandstone and mudstone facies (Ta1). White arrow shows stratigraphic top. This outcrop is a part of Loc.9 in Fig.6. l) Thin-bedded interbeds of sandstone and mudstone facies (Ta2) showing Tabc and Tbc of Bouma sequence along the Kouchidani-river in the Kouchidani Subunit. Black arrow shows stratigraphic top. m) Mudstone facies (Mu1) in northern part of the Kuzawadani Subunit. This facies is composed of structureless mudstone and sandy-laminated siltstone. n) Mudstone facies (Mu2) in Loc.12 of Fig.6. This facies is made up largely of mudstone with much intercalation of tuffaceous siltstone commonly. Black arrows show bedding plane. o) Siliceous mudstone facies (Sm) in northern part of the Kuzawadani Subunit. This facies is interbedded with tuffaceous siltstone commonly.

比は 10 ~ 0.2 である (Loc.7-9 in Figs.6, 8j, k). Ta1 は、バウマシーケンスの Tae からなる。Ta2 は、砂岩の単層厚は 2 ~ 10 cm 程度で、砂岩/泥岩比は 3 ~ 1 であり、バウマシーケンスの Tabce・Tabe・Tbe からなる (Loc.5, 8 in Figs.6, 8l). 砂岩部の下底には、まれにグループキャストが認められる。Ta1 と Ta2 は、薄層理砂岩泥岩互層相の大半を占める。Ta3 は、砂岩の単層厚は 5 cm 以下で、砂岩/泥岩比は 3 ~ 1.5 である (Loc.5 in Fig. 6). Ta3 は、バウマシーケンスの Tbcde・Tcde・Tce からなる。

薄層理砂岩泥岩互層相は、粒度と層厚の点から、Pickering et al. (1989) における、C2.3 (Thin-bedded organized sand-mud couplets) に相当する。いずれも、中層理砂岩泥岩互層相より低濃度の混濁流堆積物と考えられる (Pickering et al., 1989)。

なお調査地の砂岩泥岩互層は、一般に変形が強く、底痕や漣痕などの古流向の判定に有効な堆積構造に乏しい。ただし、比較的変形が弱い久沢谷サブユニットの 3 ヶ所において見出されたグループキャストは、北北西-南南東から西北西-東南東の古流向を示す。

7. 泥岩相 (Mu1, Mu2)

泥岩相には、強く密な剪断面の発達のために、内部構造が失われていることが多い。露頭での観察が難しい場合には、研磨標本や薄片を作成し堆積構造を記載した。泥岩相は、一部の弱変形の部分に認められる堆積構造や粒度の違いから、Mu1 と Mu2 に細分される。

Mu1 は、層厚 10 m 以下で塊状を示すことが多いが、一部に平行または不規則な砂質ラミナが認められ、まれに弱い級化構造が見出される (Loc.1, 10 in Figs.6, 8m). ラミナや級化が認められる部分は、Stow and Shanmugam (1980) の T₃-T₆ に相当すると考えられる。また塊状泥岩部は、同様に T₇-T₈ に相当すると考えられ、長径 0.5 ~ 15 cm 程度の炭質物片を含むことがある。Mu1 は、礫岩相、厚層理砂岩相、中～薄層理砂岩泥岩互層相に伴って産することが多い (Loc.1, 10 in Fig. 6). 塊状泥岩部には、ジュラ紀中世中期の *Tricolocapsa plicarum* 帯に相当する放散虫化石群集が含まれる。

Mu2 は、層厚 0.2 ~ 3 m の暗灰色を呈す塊状泥岩であり、しばしば凝灰質シルト岩と互層する (Loc.11, 12 in Figs.6, 8n). また、やや石灰質な部分も認められる。砂質ラミナを欠き、級化構造などの細粒タービダイトを示す内部構造は認められない。Mu2 は、ジュラ紀中世中期の *Tricolocapsa plicarum* 帯に相当する放散虫化石群集を豊富に含む。Mu2 は、珪質泥岩相 (Sm) を挟在することがあるが、多くの場合、両者の境界には高頻度剪断面が発達する (Loc.12 in Fig. 6)。

Mu1 は、粒度と内部構造の点から、Pickering et al. (1989) の D2.3 (Thin regular silt and mud laminae) や E1.1 (Structureless muds) から構成されるものと考えられる。これらは、低濃度混濁流起源の堆積物や、泥質な重力流や、深海流などにより側方移動した半遠洋堆積物と考えられる (Pickering et al., 1989)。Mu2 は、粒度や放散虫化石の含有

量から、G2.1 (Biogenic mud) に相当し、風成の陸源碎屑物や、河川デルタなどから供給された懸濁物質からの半遠洋性堆積物と考えられる (Pickering et al., 1989)。

8. 珪質泥岩相 (Sm)

淡灰色～暗灰色で、層厚 2 ~ 10 cm 間隔で水平に成層する (Fig. 8o). 珪質泥岩相には、しばしば層厚 1 ~ 30 cm 程度の灰～緑灰色を呈す凝灰質シルト岩が、互層状に挟まれる (Loc.12 in Fig. 6). 鏡下では、多数の放散虫化石が認められ、それらがラミナ状に配列していることがある。また、ごくまれにマンガンノジュールを産することがある。ジュラ紀中世前期の *Laxtorum* (?) *jurassicum* 帯下部や、ジュラ紀中世中期の *Tricolocapsa plicarum* 帯に相当する放散虫化石群集が含まれる。

珪質泥岩相は、淘汰の良い粘土からなり、放散虫化石の高い含有量から、半遠洋から遠洋域における風成の泥や、火山碎屑物と深海流起源の懸濁物質からの沈殿堆積物と考えられ、Pickering et al. (1989) の G1.2 (Muddy ooze) に相当すると考えられる。

堆積相組み合わせ

以上の 17 個の堆積相は、Fig. 6 の実測柱状図に示した、層序の欠損のない一連のサクセッションの中で検討すると、密接な随伴関係を示す 5 つの堆積相組み合わせにまとめることができる (Fig. 9). これら 5 つの堆積相組み合わせ (Facies association: A ~ E) は、堆積時の堆積相の随伴関係を保存しているものと考えられる。ここでは、各々の堆積相組み合わせの特徴について整理し (Table 2), 堆積相組み合わせ相互の関係について述べる。

1. 堆積相組み合わせ A (Fa.A)

堆積相組み合わせ A (Fa.A) は、礫岩相 (Cg2), 含礫砂岩相 (Ps1, Ps2), 厚層理砂岩相 (Ts1) などの、左門岳ユニットの中で最も粗粒な、高濃度混濁流および土石流起源の堆積物を示す堆積相の組み合わせからなる (Fa.A in Fig. 9A). またごく一部に、低濃度混濁流起源の泥岩相 (Mu1) が挟在する (b in Fig. 9A). Fig. 6 以外の露頭では、Fa.A には礫岩相 (Cg1) も含まれ (Fig. 8a), まれに Cg1 は含礫泥岩相 (Pm) を伴うこともある (Fig. 10). 礫岩相の下底部には、チャンネル構造が認められるが、その形態と規模は不明である。Ps1 や Ps2 の下底部には、頻繁に小規模な侵食構造と癒着が認められる。各堆積相には、長径 0.5 ~ 50 cm 程度の大きな泥岩偽礫が多量に含まれる。層厚 1 ~ 8 m 程度で、下部の Ps1 または Ps2 から上部の Ts1 におよぶ上方薄層化が認められる (b, c in Fig. 9A). Fa.A の上位には、堆積相組み合わせ C (Fa.C) が、また下位には、堆積相組み合わせ B (Fa.B) が位置することがある (a, c in Fig. 9A)。

2. 堆積相組み合わせ B (Fa.B)

Fa.B は、おもに高濃度混濁流起源の厚層理砂岩相 (Ts1, Ts2) からなり、一部に高濃度混濁流起源の厚層理砂岩相 (Ts3, Ts4) や、相対的に低濃度の混濁流起源の薄層理砂岩泥岩互層相 (Ta1) を伴う (Fa.B in Fig. 9A-C). 数層の Ts1 と Ts3 が連続して癒着し、層厚 20 m 以上の厚い砂岩層

Fig. 9. Selected measured sections of the Samondake Unit in the Neo-Izumi area showing a classification of facies and facies association.

Table 2. Classification of facies associations of the Samondake Unit in the Neo-Izumi area.

Facies association	Facies components		Thinning-upward succession	Thickening-upward succession	Interpretation in this paper
	Major facies	Minor facies			
Fa.A	Cg2, Ps1, Ps2, Ts1, (Cg1)	Mu1, (Pm)	Ps1→Ts1 (<1m) Ps1→Mu1→Ps2→Ts1 (8m) Ps2→Ts1 (5m)	---	channel-fill deposits
Fa.B	Ts1, Ts2	Ta1, Ts3, Ts4	---	Ts4→Ts2 (12m) Ts2 only (11m)	lobe-like deposits
Fa.C	Ma1, Ma2, Ta1, Ta2, Mu1	Ta3, Ts1, Ts2, (Mu2)	Ma1 or Ma2→Ta2 (1m) Ma1→Ta1 (5m)	Ta1→Ma1 (5m)	interlobe, lobe fringe deposits
Fa.D	Mu2	Sm, (Mu1)	---	---	hemipelagic deposits
Fa.E	Sm	---	---	---	pelagic deposits

を形成する。また数層の Ts2 と Ts4 が Ta1 を挟んで、10 m 以上にわたって連続して累重することもあり、その場合には上方厚層化が認められることがある (c in Fig. 9B)。また数層の Ts2 が累重し、上方厚層化を示すこともある (d in Fig. 9B)。Ts1 と Ts2 が、直接接する例も認められ、両者は近接して堆積したものと判断される (a in Fig. 9C)。Ts2 や Ts4 は、Ts1 や Ts3 に比べ泥岩偽礫の量比も小さく、細粒であり、侵食構造のない平坦な単層下底面を有することから、Ts2 や Ts4 の方が Ts1 や Ts3 よりややディスタルな環境の堆積物であると考えられる。Fa.B と他の堆積相組み合わせとの関係は、Fa.A と C にまとめて記述する。

3. 堆積相組み合わせ C (Fa.C)

Fa.C は、おもに中層理砂岩泥岩互層相 (Ma1, Ma2) や薄層理砂岩泥岩互層相 (Ta1, Ta2) などと泥岩相 (Mu1) の、高濃度混濁流または低濃度混濁流起源の堆積相の組み合わせからなる。一部に相対的にやや高濃度の混濁流起源である厚層理砂岩相 (Ts1, Ts2) や、薄層理砂岩泥岩互層相 (Ta3) を挟む (Fa.C in Fig. 9C)。また少量の泥岩相 (Mu2) が含まれると考えられる。全体として、侵食構造に乏しく、一部の Ma1 を除き泥岩偽礫もほとんど認められない。層厚 1 m 程度で、下部の Ma1 または Ma2 から上部の Ta2 にいたる上方薄層化が認められる (b in Fig. 9C)。また層厚 5 m で、下部の Ma1 から上部の Ta1 に及ぶ上方薄層化が認められる (e

Fig. 10. Columnar sections of the sandstone-dominant member in the Samondake Unit showing the succession of facies association. Locality of each section is indicated in Fig.2b.

in Fig. 9C). さらに層厚 5 m 程度で、下部の Ta1 から上部の Ma1 にいたる上方厚層化も認められる (f in Fig. 9C).

Fa.C は、Fa.B の間に層厚数 m 程度で挟まれる場合 (a, c, g in Fig. 9C) や、Fa.B の上位や下位に位置する場合 (b, e, f, h in Fig. 9C) がある。また、Fa.C が Fa.A の上位に累重することもある (a, c in Fig. 9A)。さらに Fa.C に属す Ta1 のみが数 m にわたって累重する場合 (d in Fig. 9C) や、10 数 m にわたって Mu1 のみが累重することもある (i, j in Fig. 9C)。

4. 堆積相組み合わせ D (Fa.D)

堆積相組み合わせ D (Fa.D) は、泥岩相 (Mu2) と珪質泥岩相 (Sm) の組み合わせで特徴づけられ、大部分は Mu2 からなる (Fa.D in Fig. 9D)。Mu2 は、層厚 10 cm 程度以下の凝灰質シルト岩の薄層を 0.1 ~ 5 m 間隔で挟む。Sm は、Mu2 中に数 10 cm 程度の層厚で挟まれる (b in Fig. 9D)。

Fa.D と他の堆積相組み合わせが、整合的に接する露頭は見出されなかった。しかし、小規模な高頻度剪断面を介して厚い Mu1 の間に薄く Mu2 が挟まれる例 (Loc.10 in Fig. 6) や、厚い Mu2 の間に上下を高頻度剪断面に挟まれて薄く Mu1 が見出されることがある (Loc.12 in Fig. 6)。Mu1 は密度流起源の泥岩であり、一般に Mu2 のような半遠洋性泥岩とさまざまな量比で互層する。以上のことから、Mu1 と Mu2 は、本来密接に関連して堆積したものと推定される。

5. 堆積相組み合わせ E (Fa.E)

堆積相組み合わせ E (Fa.E) は、珪質泥岩相 (Sm) のみから構成される (Fa.E in Fig. 9E)。Sm は、層厚 30 cm 程度以下の凝灰質シルト岩の薄層を、5 ~ 30 cm の間隔で挟む。凝灰質シルト岩の層厚および含まれる頻度は、ともに堆積相組み合わせ D よりも高い。

Fa.E と他の堆積相組み合わせが、整合的に接する露頭は見出されないが、Fa.E を構成する Sm は、Fa.D の中でもその薄層が整合的に挟まれる。したがって、両者の堆積場は漸移的な関係にあると考えられる。

考 察

根尾一和泉地域の左門岳ユニットは、チャートを含む深海碎屑岩層からなり、メランジュを伴う北東傾斜の断層に支配され、構造的上位のサブユニットほどチャートと珪質泥岩の間の年代が古いこと (Fig. 3) から、普遍的な剪断変形を伴うジュラ紀付加コンプレックスと結論づけられている (小林・大塚, 1997; 小林, 1998)。このうち左門岳ユニットの大半を構成する粗粒碎屑岩類は、海溝充填堆積物と見なすことができる。ここでは、まず堆積相組み合わせとその堆積環境について考察する。その上で、砂岩優勢部の堆積環境について述べる。

1. 堆積相組み合わせと堆積環境

堆積相モデルは、構成する堆積相の種類と堆積相相互の随伴関係から、同一の堆積システム内で並存する異なった堆積環境を推定する方法論である (Walker, 1992)。ここでは、識別された 5 つの堆積相組み合わせの特徴から推定できる堆積環境について考察する。

堆積相組み合わせ A (Fa.A) この堆積相組み合わせの特徴は、1) おもに礫岩相 (Cg1, Cg2) ・含礫砂岩相 (Ps1, Ps2) ・厚層理砂岩相 (Ts1) など、砂岩優勢部中で最も粗粒な高濃度混濁流および土石流起源の堆積物からなること、2) 礫岩相や含礫砂岩相の下底部にチャンネル構造が認められること、3) 大きな泥岩偽礫が多量に含まれること、4) 上方薄層化が認められること、5) 礫岩相 (Cg1) に伴ってまれに含礫泥岩相 (Pm) を産することである。

Stow et al. (1996) は、堆積物重力流システムにおけるチャンネル充填堆積物の特徴として、その形状が巨視的スケールでレンズ状を示すこと、下底に明白な侵食面を持つこと、システム内で最も粗粒な堆積物で構成されること、最下部にラグを含み、厚層理砂岩や含礫砂岩および薄層理タービダイトからなり、チャンネルの縁に土石流堆積物またはスランプ堆積物を含むことを挙げている。以上の堆積相の特徴は、Fa.A のそれとほぼ一致する。また砂岩優勢部内における Fa.A の分布は、一部の地域に偏っており、その他のより細粒な堆積相組み合わせの中に薄く挟み込まれている (Fig. 10)。このような Fa.A の局所的かつ偏在的な分布形態は、深海扇状地システムにおけるチャンネル充填堆積物の特徴であるレンズ状の分布を表していると考えられる。

砂岩に富む深海扇状地システムでは、おもに重力流起源の礫岩や含礫砂岩、厚く癒合した塊状タービダイト砂岩が、数 m ~ 数 10 m 程度の上方薄層化を示す。このような堆積相組み合わせは、多くの場合、チャンネル充填堆積物と見なされている (Pickering et al., 1989; Mutti and Normark, 1991; Leverenz, 2000; 石原・徳橋, 2005)。また Fa.A は、下底に侵食面を持つ癒合した砂岩と含礫砂岩からなる点や、豊富に泥岩偽礫を含む点で、Mutti and Normark (1991) の channel-lobe transition deposits にも類似する。以上のことから Fa.A は、堆積相とその組み合わせの類似性や上方薄層化を示す特徴から、規模や形状は不明であるものの、基本的にチャンネル充填堆積物に比較できる。

堆積相組み合わせ B (Fa.B) この堆積相組み合わせの特徴は、1) おもに高濃度混濁流起源の厚層理砂岩相 (Ts1, Ts2, Ts3, Ts4) からなり、一部に相対的に低濃度の混濁流起源の薄層理砂岩泥岩互層相 (Ta1) を含むこと、2) Ts1 と Ts3 は癒着により厚い砂岩層を形成すること、3) Ts2 と Ts4 が数層累重する場合に上方厚層化が認められること、4) Fa.B の間により細粒なタービダイト主体の Fa.C が普通に挟まれることである。Fa.B は、砂岩優勢部の非常に多くの部分を占めること (Fig. 10) から、高頻度剪断面による地層の重複や古流向データを欠くことを考慮しても、海溝底において広く堆積したものと考えられる。このような広範囲の分布を持つタービダイトサクセッションは、堆積物重力流システムにおける、シート状堆積物あるいはローブ堆積物と予想される。

シート状堆積物の研究例としては、単層厚 0.1 ~ 数 m の砂岩が層厚 10 ~ 20 m 程度で癒着成層するものや、層厚 10 m 程度の癒着成層した砂岩と薄層理タービダイトが繰り返し累重し、それらが上方薄層化を示すものが知られている (高

野, 1990; Taira and Ashi, 1993; Shipboard Scientific Party, 1986, 1991).

一方, Mutti and Normark (1991) や Stow et al. (1996) によって良く整理されているローブ堆積物は, 小規模な侵食面を伴う癒着や泥岩偽礫が頻繁に認められること, 堆積体の下底にチャンネル構造を欠く平らな形状を持つこと, 層厚が3~25 m で良く級化した中~厚層理のタービダイトからなること, 小規模な上方厚層化を示すことなどの特徴が挙げられている. 上方厚層化はローブの前進を意味し, ローブ堆積物と認定する上で重要な証拠とされている (Mutti and Normark, 1991). 深海扇状地堆積物の研究例では, 単層厚 0.5~1 m 程度のタービダイトが層厚 5~10 m 程度の上方厚層化を示すものや, 小規模なチャンネル構造を持つ単層厚 1m 以上のタービダイトが癒着成層する堆積相組み合わせが, ローブ堆積物と判定されている (Trexler and Cashman, 1997; 石原・徳橋, 2005).

以上の研究例からローブ堆積物は, 癒着成層した厚い砂岩層のみからなる点や, それらが小規模な上方厚層化を示す点で, シート状堆積物と異なる. Fa.B の特徴は, このようなローブ堆積物のそれと一致する. またローブ堆積物は, 一般にさまざまな層厚の泥岩や薄く成層した細粒砂岩などの細粒相を挟在し, 全体として数 100 m に及ぶ堆積体を形成する (Mutti and Normark, 1991; Stow et al., 1996). Fa.B も同様に, Fa.C の項で詳しく述べるように, さまざまな層厚の細粒相を挟在する. 以上のことから, Fa.B はローブ堆積物の可能性が高いと言える. ただし Fa.B をローブ堆積物と断定するには, その広域的な分布がローブ状の形態をなすことを確認する必要がある (Stow et al., 1996; 石原・徳橋, 2005). 砂岩優勢部では, 高頻度剪断面により地層の側方連続性が失われているため, Fa.B の平面的な分布が復元困難であることから, ここでは Fa.B を「ローブ状堆積物」とする.

堆積相組み合わせ C (Fa.C) この堆積相組み合わせの特徴は, 1) おもに高濃度混濁流起源の中層理砂岩泥岩互層相 (Ma1, Ma2), および低濃度混濁流起源の薄層理砂岩泥岩互層相 (Ta1, Ta2) や泥岩相 (Mu1) からなり, 一部にやや高濃度の混濁流起源の厚層理砂岩相 (Ts1, Ts2) を含むこと, 2) 侵食構造はなく, 泥岩偽礫もほとんど認められないこと, 3) 上方薄層化または厚層化が認められること, 4) 泥岩相 (Mu1) は泥岩相 (Mu2) を密接に伴っていたと推定されることである.

一般に堆積物重力流システムでは, 以下に挙げるような, いくつかの細粒薄層タービダイト主体の堆積環境が知られている. ローブ堆積物は, さまざまな層厚の泥岩や薄く成層した細粒砂岩などの interlobe facies を挟在し, 全体として数 100m に及ぶ堆積体を形成する (Mutti and Normark, 1991; Stow et al., 1996; 石原・徳橋, 2005). またローブ縁部では, よりディスタルなタービダイトと半遠洋性泥岩が発達し, lobe fringe facies と呼ばれている (Mutti and Normark, 1987; Leverenz, 2000; 石原・徳橋, 2005). オーバーバンク堆積物として一括されるチャンネル周辺のレビーや海盆底の堆積物は, 細粒薄層のカレントリップルを伴う砂岩や級化泥岩

の規則的な互層を主体とし, スランプ堆積物を含む (Mutti and Normark, 1991; Stow et al., 1996). チャンネルの縁やレビーのタービダイトには, クライミングリップルや泥岩偽礫を含む砂岩が卓越するという見解もある (Walker, 1992). またチャンネル充填堆積物の上位に位置し, 泥岩や薄い平行ラミナを伴うシルト岩と含礫泥岩からなる堆積物が, inter-channel 堆積物とされた例 (Trexler and Cashman, 1997) もある.

一般に三次元解析ができない場合には, 以上に挙げた堆積環境を区別することはかなり困難である. しかし Fa.C には, 他の堆積相組み合わせとの関係から, 3つのパターンが認められる. そのうち, 層厚数 m 程度でローブ状堆積物 (Fa.B) に挟まれるか, その上位や下位に位置する Fa.C (a-c, e-h in Fig. 9C) は, interlobe facies と考えられる. Ta1 や Mu1 が単調に繰り返す, 高濃度混濁流起源の堆積物を含まない Fa.C (d, i, j in Fig. 9C) は, Fa.C の大半を占め, 他の堆積相組み合わせとの直接的関係を断たれている. Sec.2 や 13 (Fig. 10) に多く含まれるこの Fa.C は, 高頻度剪断面を介するものの, 全体として Fa.B に挟まれて分布する. また砂岩優勢部では, チャンネル充填堆積物 (Fa.A) に比べ, ローブ状堆積物 (Fa.B) が卓越する (Fig. 10) ことから, この Fa.C の大部分は, おそらく interlobe facies や lobe fringe facies と考えられる.

一方, チャンネル充填堆積物 (Fa.A) の上位に位置する Fa.C (a, c in Fig. 9A) は, オーバーバンクや inter-channel 堆積物の可能性もあるが, 堆積相の特徴に共通点が少ない. これらは, おそらく放棄されたチャンネル上の堆積物と考えられる. また Fa.C の中には, Walker (1992) のレビー堆積物に類似した薄層理砂岩泥岩互層相 (Ta3) がごく一部に含まれる (例えば c in Fig. 9C) が, これをオーバーバンク堆積物と断定するには証拠不足である. 砂岩優勢部には, チャンネル充填堆積物 (Fa.A) が含まれることから, オーバーバンクや inter-channel 堆積物が存在する可能性は否定できず, これらの堆積環境を示す堆積相組み合わせの有無については, さらに検討が必要である.

堆積相組み合わせ D (Fa.D) この堆積相組み合わせの特徴は, 1) 密度流の特徴を示さない泥岩相 (Mu2) とわずかな珪質泥岩相 (Sm) からなること, 2) 泥岩相 (Mu2) は泥岩相 (Mu1) を密接に伴っていたと推定されることである. この堆積相組み合わせは, 砂岩優勢部の大半を占める混濁流起源の堆積物をほとんど含まないことから, チャンネルやローブから隔たった環境の堆積物と考えられる. また本来, 泥岩相 (Mu1) を密接に伴っていたと推定されることは, Fa.C と Fa.D の堆積環境が漸移的な関係にあることを示唆する. Stow et al. (1996) は, inter-channel や海盆底を広く覆う, 細粒薄層のタービダイトと半遠洋性泥岩からなるシート状堆積物を sheets and drapes と呼んだ. これに類似する堆積相組み合わせは, 南米チリ海溝の軸部からも報告されている (Thornburg and Kulm, 1987). Fa.D は, 堆積相組み合わせの特徴から, このような細粒タービダイトと半遠洋性泥岩の組み合わせに比較できる.

堆積相組み合わせ E (Fa.E) この堆積相組み合わせは、1) 保存良好な放散虫化石を多量に含む珪質泥岩相 (Sm) のみからなること、2) 層厚 30 cm 程度以下の凝灰質シルト岩の薄層を頻繁に挟むこと、3) 一部に Fa.C や Fa.D に含まれるものより古い放散虫化石群集が含まれることなどの特徴を持つ。珪質泥岩相 (Sm) は、Fa.D にも挟在することから、Fa.D と Fa.E の堆積環境は漸移的であったと考えられる。Fa.E は、タービダイトを全く含まないことから、Taira and Ashi (1993) における南海トラフ ODP.Site.808 のユニット IVa ~ IVb (四国海盆の堆積物) などの、海溝外側の大洋底での堆積物に比較できる。一部の Fa.E が、Fa.C や Fa.D のものより古い放散虫化石群集を含むことは、大洋底で Fa.E に被覆された海洋プレートが海溝域へ移動した後に、Fa.C や Fa.D によって覆われたことを示すと考えられる。

2. 砂岩優勢部の堆積環境

各堆積相組み合わせが示す堆積環境の議論から、Fa.A, Fa.B, Fa.C は、それぞれ順に、チャネル充填堆積物、ローブ状堆積物、おもにローブ縁辺部の堆積物を示すと考えられる。重力流は、一般に下流側に向かうに従い粒度を減じる性質を持つ (例えば Tokuhashi, 1979)。この性質から、Fa.A, Fa.B, Fa.C は、この順に海溝底のプロクシマルからディスタルな環境で堆積したものと考えられる。一方、Fa.D や Fa.E は、重力流の影響をほとんど受けない、おもに海溝の外洋側斜面や大洋底で堆積した半遠洋から遠洋性堆積物と考えられる。

砂岩優勢部では、高頻度剪断面により地層が破断され、一部では地層が重複していると予想される。そのため、Fig. 10 に示す柱状図群は、堆積時の層序を完全には保存していないと考えられる。しかし高頻度剪断面による層序の改変を考慮しても、砂岩優勢部では、ローブ状堆積物 (Fa.B) が卓越することは疑いない (Fig. 10)。それに対して、チャネル充填堆積物 (Fa.A) やローブ縁辺部の堆積物 (Fa.C) の割合が非常に小さい (Fig. 10)。またチャネル充填堆積物 (Fa.A) には、長径 1 m 程度の円礫が含まれることがあり、重力流の発生源に非常に近い環境における堆積物が含まれているものと考えられる。

砂岩優勢部の具体的な堆積環境については、変形構造による地層の回転を補正した古流向解析に基づいた、砕屑物の供給システムの検討を待たなければならない。ただし砂岩優勢部に比較できるような、チャネル充填堆積物を有し、大量の厚層砂岩層からなるローブ状堆積物を含む海溝域の堆積環境として、次の例が挙げられる。北米西岸のオレゴン—ワシントン海溝に形成された Astria fan や Nitinat fan では、震探断面で多数のチャネル構造が認識されるほか、複数の単層が癒合した層厚 50 m 程度の砂岩層によって、厚いローブ堆積物が形成されている (例えば Shipboard Scientific Party, 1973, 1994)。また駿河トラフのトレンチファン中央部では、中礫を含む厚い砂によってローブ状の堆積体が形成されており、斜面下部では、級化する砂層や砂優勢砂泥互層によってトラフが埋積されている (例えば大塚謙一, 1985)。これら 2 例の堆積環境は、砕屑物を活発に供給する河川系の下流側の

海溝に形成された深海海底扇状地である。砂岩優勢部の形成場としては、このような海底扇状地が想定される。

また西南日本内帯ジュラ紀付加コンプレックス (Fig. 1a) における、岩相・構造・年代の広域対比によれば、粗粒岩の卓越する左門岳ユニット相当の地質体は、南条山地から八幡地域 (Fig. 1b) のみに限って分布することが知られている (中江, 2000)。左門岳ユニット相当の地質体がジュラ紀付加コンプレックス内において偏在することは、このユニットの堆積環境が、海溝陸棚斜面上部からの粗粒堆積物の供給を受けて成立した海底扇状地である可能性を示唆する。左門岳ユニットは、海溝の外洋側斜面や大洋底で堆積した半遠洋から遠洋性堆積物と、陸源砕屑物の供給により海溝底に形成された海底扇状地堆積物によって構成される付加体と考えられる。

ま と め

この研究では、根尾—和泉地域の美濃帯左門岳ユニットにおいて堆積相解析を行い、堆積環境について検討した。その結果は、以下のようにまとめられる。

- 1) 砂岩優勢部は、17 個の堆積相から構成され、それらは 5 つの堆積相組み合わせにまとめられる。堆積相組み合わせは、チャネル充填堆積物 (Fa.A)、ローブ状堆積物 (Fa.B)、ローブ縁辺部の堆積物 (Fa.C)、半遠洋から遠洋性堆積物 (Fa.D, E) を示す。砂岩優勢部では、ローブ状堆積物 (Fa.B) が卓越する。
- 2) 砂岩優勢部の堆積環境は、砕屑物を活発に供給する河川系の下流側に位置し、海溝陸棚斜面上部からの粗粒堆積物の供給により海溝底に形成された海底扇状地である。
- 3) 左門岳ユニットは、海溝の外洋側斜面や大洋底で堆積した半遠洋から遠洋性堆積物と、海溝底に形成された海底扇状地堆積物による付加体である。

謝 辞

信州大学理学部地質科学教室の吉田孝紀博士には、論文全般にわたって大変有益なご助言をいただいたほか、粗稿をご校閲いただいた。信州大学理学部地質科学教室の小坂共栄教授をはじめとする層位構造談話会の方々には、多くのご意見をいただいた。根尾村教育委員会の島田克廣氏と下大須区の柴田廣吉氏、和泉村教育委員会の洞口幸夫氏と新井俊成氏には、野外調査に際し多くの便宜を図っていただいた。野外調査では、愛知少年院の鈴木洋平氏、(株)キタックの江川千洋氏・酒井 順氏、(株)システム創造開発の王 乃雨氏、中学校教諭の藤谷佳史氏にご援助をいただいた。日本物理探鉱 (株) の田邊智司氏には、堆積学的視点からの議論をしていただいた。また小林晶子氏には、補足調査や論文執筆に際しご助力をいただいた。九州大学理学部の坂井 卓博士、(独)産業技術総合研究所の脇田浩二博士ならびに編集幹事で岐阜大学工学部の小嶋 智教授には、査読に際して本稿の改善につながる有益なご指摘をいただいた。以上の方々に、心よりお礼申し上げる。

文 献

- 足立 守・鈴木和博, 1993, 上麻生礫岩中の先カンブリア紀片麻岩礫の後背地は韓国東部か? . 名大古川総合研究資料館報告, no.9, 25-45.
- 足立 守・脇田浩二, 1979, 岐阜県根尾川上流の左門岳累層中の層間礫岩. 中生代造構作用の研究, 構造総研連絡紙, no.1, 71-74.
- Bouma, A.H., 1962, *Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation*. Elsevier Publ., Amsterdam, 168p.
- 服部 勇・服部篤彦・上山康一郎, 1985, 冠山礫岩—美濃帯北西部の中生代礫岩: 福井県下のみ濃帯と飛騨帯における中生代礫岩の比較研究. 福井大教育紀要Ⅱ (自然科学地学編), **35**, 33-47.
- 服部 勇・吉村美由紀, 1982, 福井県南条山地における主要岩相分布と放散虫化石. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no.5, 103-116.
- 石原与四郎・徳橋秀一, 2005, 房総半島安房層群最上部安野層の堆積様式—前弧海盆を埋積するタービダイト・システムの一例—. 地質雑, **111**, 269-285.
- 河合正虎, 1964, 5 万分の 1 地質図幅「根尾」及び同説明書. 地質調査所, 66p.
- 小林祐哉, 1998, 美濃帯根尾—和泉地域の左門岳ユニットから産出したトリアス紀およびジュラ紀の放散虫化石群集. 信州大理紀要, **33**, 27-63.
- 小林祐哉, 2002, 美濃帯左門岳ユニットの堆積相と堆積環境. 日本地質学会第 109 年学術大会 (新潟) 要旨, 277.
- 小林祐哉・大塚 勉, 1997, 美濃帯北部根尾—和泉地域における左門岳ユニットの地質構造. 構造地質, no.42, 77-86.
- 小林祐哉・大塚 勉, 2002, 変形構造とイライト結晶度からみた美濃帯左門岳ユニットの形成過程. 地質雑, **108**, 59-73.
- Leverenz, A., 2000, Trench-sedimentation versus accreted submarine fan - an approach to regional-scale facies analysis in a Mesozoic accretionary complex: "Torlesse" terrane, northeastern North Island, New Zealand. *Sediment. Geol.*, **132**, 125-160.
- Lowe, D.R., 1982, Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Jour. Sediment. Petrol.*, **52**, 279-297.
- Matsuda, T. and Isozaki, Y., 1991, Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan: from remote ocean to subduction zone. *Tectonics*, **10**, 475-499.
- 松岡 篤, 1984, 高知県西部秩父累帯南帯の斗賀野層群. 地質雑, **90**, 455-477.
- Matsuoka, A., 1995, Jurassic and Lower Cretaceous radiolarian zonation in Japan and in the western Pacific. *Island Arc*, **4**, 140-153.
- Matsuoka, A., Hori, R., Kuwahara, K., Hiraishi, M., Yao, A. and Ezaki, Y., 1994, Triassic-Jurassic radiolarian-bearing sequences in the Mino terrane, central Japan. *Guidebook for Interrad VII Field Excursion*, Osaka, 19-61.
- 水谷伸治郎・小井土由光, 1992, 金山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 111p.
- Mutti, E. and Normark, W.R., 1987, Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. In Leggett, J.K. and Zuffa, G.G., eds., *Marine clastic sedimentology: concepts and case studies*, Graham and Trotman, London, 1-38.
- Mutti, E. and Normark, W.R., 1991, An integrated approach to the study of turbidite systems. In Weimer, P. and Link, M.H., eds., *Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems*, Springer-Verlag, New York, 75-106.
- 中江 訓, 2000, 西南日本内帯ジュラ紀付加複合体の広域対比. 地質学論集, no.55, 73-98.
- 大塚謙一, 1985, 活動的トラフの埋積過程と堆積相—相模トラフ北端域および駿河トラフ北端域の上部第四系—. 静岡大地球科学研報, **11**, 57-117.
- 大塚 勉, 1985, 長野県美濃帯北東部の中・古生界. 地質雑, **91**, 583-598.
- Otsuka, T., 1988, Paleozoic-Mesozoic sedimentary complex in the eastern Mino terrane, central Japan and its Jurassic tectonism. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **31**, 63-122.
- Pickering, K.T., Hiscott, R.N. and Hein, F.J., 1989, *Deep-marine environments: Clastic sedimentation and tectonics*. Uniwin Hyman, London, 416p.
- Raymond, L.A., 1984, Classification of melanges. In Raymond, L. A., ed., *Melanges: Their nature, origin and significance*, Geol. Soc. Amer., Spec. Pap., no.198, 7-20.
- 斎藤 真・沢田順弘, 2000, 横山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 126p.
- 斎藤 真・塚本 斉, 1993, チャート角礫岩—美濃帯中部, 七宗—武儀地域における産状と放散虫化石. 地質雑, **99**, 117-133.
- Sano, H., 1989, Permian oceanic-rocks of Mino Terrane, central Japan, Part III. Limestone - breccia facies. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **95**, 527-540.
- Shipboard Scientific Party, 1973, Site 174. In Kulm, L. D., von Huene, R., et al., eds., *Init. Repts. DSDP, 18*, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 97-168.
- Shipboard Scientific Party, 1986, Site 582. In Kagami, H., Karig, D.E., et al., eds., *Init. Repts. DSDP, 87*, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 35-122.
- Shipboard Scientific Party, 1991, Site 808. In Taira, A., Hill, I., Firth, J.V., et al., eds., *Proc. ODP, Init. Repts., 131*, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 71-272.
- Shipboard Scientific Party, 1994, Site 888. In Westbrook, G.K., Carson, B., Musgrave, R.J., et al., eds., *Proc. ODP, Init. Repts., 146 (Pt. 1)*, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 55-119.
- Stow, D.A.V., Reading, H.G. and Collinson, J.D., 1996, Deep seas. In Reading, H.G., ed., *Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy*, 3rd. Ed., Blackwell Science, Oxford, 395-453.
- Stow, D.A.V. and Shanmugam, G., 1980, Sequence of structures in fine-grained turbidites: Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sediment. Geol.*, **25**, 23-42.
- 鈴木和博・足立 守・奥語節生, 1997, 美濃帯ジュラ紀砂岩中の碎屑性モナザイト粒子の CHIME 年代. 月刊地球, **19**, 135-139.
- 立花直子・岡田博有・佐野弘好, 1992, 美濃帯ジュラ紀碎屑岩の堆積相と砂岩組成および堆積環境. 地質学論集, no.38, 121-133.
- Taira, A. and Ashi, J., 1993, Sedimentary facies evolution of the Nankai forearc and its implications for the growth of the Shimanto accretionary prism. *Proc. ODP, Sci. Res.*, **131**, 331-341.
- 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.
- 竹内 誠, 2000, 美濃—丹波帯のジュラ紀粗粒堆積物の起源. 地質学論集, no.55, 107-121.
- Thornburg, T.M. and Kulm, L.D., 1987, Sedimentation in the Chile Trench: Depositional morphologies, lithofacies, and stratigraphy. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **98**, 33-52.
- Tokuhashi, S., 1979, Three dimensional analysis of a large sandy-flysch body, Mio-Pliocene Kiyosumi Formation, Boso Peninsula, Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral.*, **46**, 1-60.
- Trexler, Jr., J.H. and Cashman, P.H., 1997, A southern Antler foredeep submarine fan: The Mississippian Eleana Formation, Nevada test site. *Jour. Sediment. Res.*, **67**, 1044-1059.
- 脇田浩二, 1982, 九頭竜川最上流地域—郡上八幡西方地域に産するジュラ紀放散虫化石. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no.5, 156-171.
- 脇田浩二, 1984, 八幡地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 89p.
- Wakita, K., 1988, Origin of chaotically mixed rock bodies in the Early Jurassic to Early Cretaceous sedimentary complex of the Mino terrane, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **39**, 675-757.
- 脇田浩二, 2000, 美濃帯のメランジュ. 地質学論集, no.55, 145-163.
- 脇田浩二・岡村行信, 1982, 岐阜県郡上八幡北方の異地性岩体を含む中生層. 地調月報, **33**, 161-185.
- Walker, R.G., 1992, Turbidites and submarine fans. In Walker, R. G. and James, N. P., eds., *Facies models*, Geological Association of Canada, 239-263.
- Yao, A., Matsuda, T. and Isozaki, Y., 1980, Triassic and Jurassic radiolarians from the Inuyama area, central Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **23**, 135-154.

(要 旨)

小林祐哉・大塚 勉, 2006, 美濃帯左門岳ユニットの堆積相と堆積環境. 地質雑, 112, 331—348. (Kobayashi, Y. and Otsuka T., 2006, Sedimentary facies and environments of the Jurassic Samondake Unit in the Mino Terrane, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan.* 112, 331—348.)

根尾—和泉地域の美濃帯左門岳ユニットでは, 近年の著者らの研究により, 岩相・構造・年代・変形構造・弱変成作用の検討が行われ, 構造形成過程が明らかにされた. しかし, その堆積環境は, 砂岩の卓越する単調な岩相や強い変形のため不明であった. この研究では, まず高い頻度で発達する断層の出現位置と岩石の放散虫化石年代の変化を比較することによって, 断層による層序の改変や重複の程度を検討した. その上で, 堆積環境の検討のため, 2つの断層に挟まれた整合な部分のみを用いて, 堆積相の累重関係の検討を行った. その結果, 砂岩優勢部では, 17個の堆積相が認められ, それらは5個の堆積相組み合わせにまとめられる. 堆積相組み合わせは, チャネル充填堆積物, ローブ状堆積物, ローブ縁辺部の堆積物, 半遠洋～遠洋性堆積物を示す. 砂岩優勢部の堆積環境は, ローブ状堆積物が卓越することから, 海溝底に形成された海底扇状地が示唆される.