薄衣型礫岩の堆積環境*
—南部北上帯中部ペルム系落合層を例に—

吉田孝紀**

Sedimentary environment of the Permian Usuginu-type Conglomerate
in the South Kitakami Terrane, Northeast Japan*
—An example of the Ochiai Formation—

Kohki Yoshida**

Abstract The Middle Permian Ochiai Formation of the Southern Kitakami Terrane (SKT) consists of sandstone, conglomerate, a large amount of sandy mudstone, and the alternation of sandstone and mudstone.

On the basis of the facies analysis, nine distinct facies and some subfacies are recognized. Four major facies associations are also suggested;

Facies Association 1 (channel-fill facies association): Mainly of sandy matrix-supported conglomerate and massive, thick-bedded sandstone. The conglomerate is interpreted as the deposits of high- and low-density debris flow.

Facies Association 2 (interchannel facies association): Composed of sandy mudstone and the alternation of sandstone and mudstone. This association is interpreted as the hemipelagic sediments in the interchannel area.

Facies Association 3 and 4 (slope facies association): Characterized by muddy matrix-supported conglomerate and pebbly mudstone. These associations which have no cyclic sedimentary sequence represent the debris flow deposits by crevasse splay in the interchannel area. Facies Association 4 is equivalent to the distal facies of Facies Association 3.

Paleocurrent directions show the transportation from the west and west-south of this area at present position. Considering the abundance of trace fossils in the muddy interval, the Ochiai basin is located on the outer shelf environments.

Key words: Permian, Usuginu-type conglomerate, sedimentary environment, channel sedimentation

はじめに

北上山地に広く分布する先第三系は、北部北上帯、南

部北上帯、およびそれらの境界地質体である“早池峰構造帯”に三分される。南部北上帯はシルル系から下部白亜系までの連続した層序が存在する。日本列島に分布する古生層の多くが断片的な分布を示し、層序学的にも不連続であることが多いことを考慮すれば、南部北上帯は古生代～中生代に至る一連の地史を保存している点で、やや特異な地質体といえる。古くから紡錘虫・サンゴ・

1993年1月6日受付。1993年8月2日受理。

* 日本地質学会第96年学術大会(1989年、水戸)で一部講演。

** 北海道大学理学部地質学鉱物学教室。Department of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Hokkaido University, Sapporo 060, Japan.

腕足類化石をはじめとした古生物学的・層序学的研究がなされ、古生層研究の古典的フィールドの1つとなっている。

Minato *et al.* (1979)は、南部北上帯におけるペルム系標準層序を示した。それによると、ペルム系は下位から坂本沢層・叶倉層・登米層に三分され、それぞれ下部・中部・上部ペルム系に相当する。この中で、中部ペルム系～上部ペルム系にかけて、薄衣型礫岩が大規模に発達する。

この礫岩は、深成岩礫を豊富に含むことで古くから注目されてきたが、その堆積学的性格については岩井・石崎(1966)以降、ほとんど議論されておらず、薄衣型礫岩の形成機構や堆積環境などについては多くの問題点が残されている。

一方、南部北上帯の中生層においては、鎌田(1984)による中部三畳系風越層の海底扇状地の復元や、Takizawa (1985)によるジュラ紀堆積盆の変遷が明らかにされている。しかし古生層については、碎屑岩相の堆積学的検討が行われた例は少なく、立ち遅れた現状にある。

筆者は、ペルム紀中期～後期における南部北上帯のテクトニックな環境の解明を目的として、薄衣型礫岩を含めたペルム系碎屑岩類の堆積学的検討を進めている。本報文はその一環として、南部北上帯の岩手県気仙郡住田町落合地域に分布する顕著な薄衣型礫岩を含む中部ペルム系落合層(小貫, 1969)を対象とし、その堆積学的検討を行った。

落合層は主に泥岩優勢の砂岩泥岩互層・礫岩・砂岩から構成され、粗粒碎屑岩は、すべて重力流堆積物と考えられる。堆積相解析の結果から、この地域の薄衣型礫岩は礫質な海底チャネルの埋積物であり、落合層はそのチャネルの影響下にある外側陸棚環境に形成されたと推定される。

薄衣型礫岩についての研究史

薄衣型礫岩は、岩手県東磐井郡薄衣村(現在の川崎村)において、“子持ち石統”としてはじめて記載されて以来(西和田, 1894)、大量の花崗岩礫を含む点で注目されてきた。その礫の供給源について、“大陸起源説(例えば、小林, 1947)”や、“北上山地起源説(例えば、神津・渡辺, 1927)”などの異なった見解が提示され、その地史学的・古地理学的意義が議論された。また、湊正雄は、この礫岩形成を“安部族造山運動”の後期の1時相として位置づけた(湊, 1960)。

このように、古くから構造地質学的見地から重要視さ

れた薄衣型礫岩であるが、礫自身の岩石学的性格が明らかにされたのは主として1960年以降である。

加納 博による薄衣型礫岩に関する一連の研究(加納, 1971で総括)は、中・古生界礫岩中の深成岩・変成岩礫について系統的な岩石学的検討を行ったものである。その結果、薄衣型礫岩は、ペルム紀中～後期に南部北上帯内に存在した隆起帯から供給された礫からなり、この隆起帯は現在の先ペルム系分布域であるとされた。同時に、その源岩体の形成については、火成岩礫の岩石学的特性からシルル・デボン紀の酸性火成活動に起因する、と結論づけられた(加納, 1971)。

一方、堆積学的・層位学的見地からこの礫岩について研究した岩井・石崎(1966)は、礫径・礫種・礫のインプリケーションから供給源地を推定した。その結果、薄衣型礫岩堆積時に“狭長な陸域”をなしていたと考えられる現在の南部北上帯内の先ペルム系分布域に供給源を求めた。

このように、加納(1971)が用いた岩石学的手法、岩井・石崎(1966)の堆積学的手法という2つの異なった方法論による検討が、ほぼ同様な結論に達したことから、薄衣型礫岩の供給源・供給方向は明確に解明されたと思われる。しかしその後、礫自身の変形と剪断褶曲による礫の回転の可能性が示唆され(岩松・吉原, 1974)、礫の“インプリケーション”によって推定された古流向には再検討の必要性が示された。

また、Choi (1975)は、世田米-矢作地域を中心としたペルム系層序について検討し、その構造発達史を編んだ。その中で、薄衣型礫岩については、北方および南方の両方向から流入した海底チャネルにおける堆積物との見解を示しているが、その堆積学的根拠を示すには至らなかった。

地質概説

落合層は、小貫(1969)により命名され、岩手県気仙郡住田町津付より落合を経て子飼沢に至る地域を模式地とする。本論では気仙郡住田町落合地域篠倉沢流域に分布する落合層を扱った(Fig. 1)。

本地域における落合層は、層厚2000m以上、細粒の砂質葉理をもった泥岩・砂岩泥岩互層が卓越する。この中に数枚の礫岩層や砂岩層が挟在する。この礫岩層は深成岩礫を含む薄衣型礫岩である。

地質構造は、NNW-SSE系、あるいはNNE-SSW系の断層によりブロック化している。また、落合西方の小牧沢中流から篠倉沢上流部西方まで、断層により不連続ではあるものの、南北方向に延長される南に開いた向斜

Fig. 1. Index map of the South Kitakami Terrane and the study area.

構造が認められる。断層は天望沢中流で確認されたものをはじめとして、ほぼ垂直断層と推定される。これらの断層は幅 10～20 m の破碎帯をもち、一部に斜長石ひん岩の岩脈を伴う。

本地域の岩相分布および各沢における柱状図を Figs. 2 と 4 に示す。柱状図を作成した各ルートおよび後述する礫岩露頭位置を Fig. 3 に示す。本地域では、鍵層となる岩相は認められず、断層ブロック間での岩相追跡は困難なことが多い。しかし、先述したように調査地域中心部に軸部をもつ向斜構造が認められるため、東部あ

るいは北部の断層ブロックほど、下位層準に相当すると考えられる。断層ブロック間での柱状図の厳密な対比は困難であるが、粗粒岩相の発達状況の類似性から各沢における柱状図の大まかな層準を決定することが可能と思われる。

地域南部では、前期白亜紀花崗岩類の貫入を受け、その周辺の地層はホルンフェルス化が著しい。また、大小さまざまな火成岩脈が貫入している。

本地域の塊状砂岩、礫岩の基質や石灰岩礫からは、四射サンゴ・フズリナ類などの化石を産する(同定は加藤

Fig. 2. Distribution of Facies Associations and paleocurrent directions.

Fig. 3. Locality of outcrops of conglomerate (characters) and route of measured columns (heavy solid lines).

誠による)。

天望沢中流の塊状中粒砂岩より

Lepidolina sp.

Metadololina sp.

天望沢中流の礫岩の基質(中粒砂岩)より

Lepidolina sp.

同礫岩の石灰岩礫より

Wentzelella (Szechuanophyllum) kitakamiensis

Yabe and Minato

小牧沢上流の礫岩の基質(砂質泥岩)より、

Lepidolina sp.

を産する。

これらのフズリナ類は *Lepidolina multiseptata*—*Lep. minatoi* zone (Minato et al., 1979)に当たるものである。したがって、南部北上帯標準層序区分では叶倉統上部岩井崎階(Minato et al., 1979)に相当する。

岩相と岩相組み合わせ

本層を構成する堆積物は、礫岩・砂岩を主体とした粗粒堆積岩類と砂質泥岩を主体とした細粒堆積岩類の2つに分けられる。

粗粒堆積岩類は、砂岩よりも礫岩が卓越することを特徴とする。また、後述する粗粒堆積岩類の堆積学的特徴から、これらは波浪限界以深の環境での堆積物重力流によって形成されたものと考えられる。

解析手法としては、単層オーダーの堆積学的性質(粒度・層厚・堆積構造など)に基づいて設定された岩相と、その組み合わせにより地層の堆積相解析を行う Mutti & Ricci-Lucchi (1972)の示した岩相解析の手法を用いた。半深海～深海で堆積した重力流堆積物においては、粗粒物質を運搬し得るような強い流れがほとんど存在しないため、堆積した後の大規模な再移動が少ないことが予想される。したがって、単層単位で認識された岩相は、それぞれが1つの時間単位であると同時に、堆積時の水力学的特性を保存した堆積単位である。その岩相の集積体である岩相組み合わせがもつ諸特徴、例えば、それを構成する各単層の性質・頻度・随伴関係などは、特定の堆積環境を反映したものであると考えられる。

岩相の一つである砂岩泥岩互層相については、複数の単層から構成されるために、本来1つの岩相単位として扱うべきではないと考えられる。しかし、砂岩層と泥岩層の成層構造、砂岩・泥岩比の特徴を記載するために、1つの岩相として認識する。また、これらの岩相は、さらにいくつかの亜岩相(subfacies)に区分が可能である。ここで用いる岩相の概念は、Mutti & Ricci-Lucchi (1972)の“facies”と同義である。

以下にその岩相の区分を示す(Table 1)。

1. 岩相区分

(1)岩相 A (礫岩相)

露頭で観察しうる内部構造や基質の性質から次の亜岩相に分けられる(Fig. 5)。

A1 砂質基質支持、非級化、無構造。

A2 砂質基質支持、非級化、礫のインブリケーションが明瞭。

A3 砂質基質支持、正常級化、礫のインブリケーションをもたない。

A4 泥質基質支持、非級化、無構造。

なお、中・古生層の礫岩の場合、構造変形の結果として礫の回転や非相似的な変形によって二次的に“インブリケーション”状の構造を獲得してしまう場合があると

Fig. 4. Lithostratigraphic correlation in the Permian Ochiai Formation. Numbers indicate the route shown in Fig. 3.

いわれている(岩松・吉原, 1974)。したがって、本地域の場合でも野外で観察される“インプリケーション”が堆積時のものか、構造変形によって生じた二次的なものであるかという確認が必要である。

本地域の泥質岩には一般に顕著なスレート劈開が発達しているため、その中に挟在している礫岩の“インプリケーション”も構造変形の結果である可能性も当然考えられる。しかし、以下の2点から、この“インプリケーション”は、堆積時の構造であると考えられる。

①礫岩の切断標本での観察によると、礫および基質中に、著しい回転や非相似的な変形の存在を示す構造は認められない(Plate I-2)。

②1か所のみではあるが、Fig. 2のC地点では、この“インプリケーション”から得られた古流向が、本地域の岩相F中のフォアセット型斜行葉理から得られた古流向と一致した。

亜岩相 A1

産状：礫岩相の中で最もよく発達する。層厚は1～10 m。淘汰の悪い中粒～細粒砂岩を基質とし、礫が基質中に無秩序に含まれる基質支持礫岩である。円磨度は円礫～超円礫、長径は1～50 cmに及び、10～20 cm程度のものが多い。単層上部で急激に含礫率を減じ、細礫を点在する塊状砂岩部に移化する(Plate I-1)。この塊状砂岩部は主に粗粒～中粒砂岩からなり、層厚20～70 cm程度である。最上部の数cmの範囲で粒度を減じ、泥質基質に富んだ中粒砂岩・細粒砂岩に漸移する。この泥質基質に富む砂岩には、基質に富む部分と乏しい部分が1～2 mm単位で互層する平行葉理が観察される。この部分は、生物擾乱によって堆積構造が不明瞭になっていることも多い。長径5～40 cmの泥岩の侵食同時礫がしばしば混入し、礫岩部の基質中あるいは上部の塊状砂岩部に散在する。下位層とは時に明瞭な凹凸面で接し、荷重変形構造や削り込み構造が観察される。

Table 1. Classification of facies and facies association in the Ochiai Formation.**Classification of facies in the Ochiai Formation**

Sedimentary facies	Subfacies	Grain size	Thickness	Grading	Imbrication	Matrix	Bouma sequence	ss/md ratio
A: Conglomerates & medium to coarse grained sandstones	A1	max.60cm	1-10m	————	absent	m.s.s.		————
	A2	max.50cm	0.5-5m	————	good	m.s.s.		————
	A3	max.22cm	3-5m	————	rare	m.s.s.		————
	A4	max.63cm	0.8-3m	————	absent	sandy mud.		————
B: Massive sandstones		c.s.s.-m.s.s.	0.5-2.5m	good	————	————	Ta,Tab(limited upper most)	————
C: Parallel laminated sandstones		m.s.s.-f.s.s.	0.1-0.3m	good	————	————	Tab,Tabc	————
D: Thin bedded alternation of sandstones & mudstones		m.s.s.-f.s.s.	0.01-0.10m *	absent	————	————	none	2.0-8.0
E: Very thin bedded sandstones		f.s.s.-v.f.s.s.	0.01-0.001m	poor	————	————	Ta?	————
F: Alternation of sandstones & mudstones	F1	f.s.s.-v.f.s.s.	0.01-0.10m *	poor	————	————	Tbe,Tbce,Tbe,Tc,Tce	0.2-0.07
	F2	m.s.s.-f.s.s.	0.05-0.10m *	poor	————	————	none	3-0.2
G: Sandy mudstones		v.f.s.s.-silt.	0.003-0.01m	absent	————	————		————
H: Pebbly mudstones		10cm	0.1-2m+	absent	————	————		————
I: Pebbly clastic limestones		5cm	0.3-3m+	good	————	————	Ta,Tab	————

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

silt. = siltstone, md. = mudstone

* Showing the thickness of sandy interval.

Classification of facies association in the Ochiai Formation

Facies association	Facies	Mode of transition	Interpretation
I	A1, A2, A3, B, C, D, E	1, 2, 3	Channel fill facies
II	F1, F2, G		Interchannel facies
III	A1, A4, I	4,5,8	Large crevasse splay deposit(proximal part)
IV	A4, H	6, 7	Large crevasse splay deposit(distal part)

Subfacies A1

sand matrix
non-graded
non-imbricated

Subfacies A2

sand matrix
non-graded
imbricated

Subfacies A3

sand matrix
normal-graded
no imbrication

Subfacies A4

sandy mud
matrix
non-graded
non-imbricated

Fig. 5. Classification of sub-facies in conglomeratic sediments.

分布：本地域南部の向斜部（篠倉沢上流部雄滝付近，^{あたき}天望沢上流部）に分布する。

亜岩相 A2

産状：層厚 0.5～5 m，中粒～細粒砂を基質とする基質支持礫岩であるが，礫の長軸が定向配列する傾向が強く，インプリケーションが認められる。級化構造は認められず，円磨度は円礫～超円礫，長径 8～18

cm の礫が主体で，比較的淘汰はよい。一部に 50 cm 以上の巨礫を含むが，亜岩相 A1 ほどの乱雑な堆積形態は示さない。単層内では，亜岩相 A1 と同様，下部の礫質部と上部の塊状砂岩部に明瞭に分けられる。塊状砂岩部は層厚 30～50 cm，中粒砂岩からなり，最上部に平行葉理部を伴う。泥岩の侵食同時礫は砂岩部に含まれる傾向がある。下位層を弱く削り込むことが

ある。

分布：本地域北西部(小牧沢上流)の一部，南部の向斜部(天望沢上流，篠倉沢上流の雄滝付近)に発達する。

亜岩相 A3

産状：層厚 3～5 m，基質は中粒～細粒砂岩。礫の円磨度は円礫～超円礫である。正常級化を示し，単層下底部は，下位層を削り込んでいる。礫は基質支持であり，礫径は多くは 5～10 cm，一部に 20 cm 程度に達するものもある。亜岩相 A1 と同様，中粒砂岩部に急激に移化し，最上部は平行葉理をもつ細粒砂岩になる。基質部も中粒砂岩から細粒砂岩まで級化を示す。

分布：本地域南部の向斜西翼(天望沢上流)に分布する。

亜岩相 A4

産状：淘汰の悪い砂質泥岩を基質とし，明瞭な級化構造やインブリケーション構造をもたない(Plate I-2)。層厚 0.8 m～3 m，礫は基質支持であり，円礫～超円礫の中礫，大礫を主体とする。長径 0.3～0.7 m の砂質泥岩あるいは黒色泥岩のブロックを含むことがある。礫の淘汰は非常に悪く，1 cm 程度のものから巨礫までさまざまなサイズの礫を含有する。礫の分布は基質内部に散在，あるいは局所的に遍在し，一定しない。鏡下観察において基質部は，極細粒～極粗粒砂を泥質物中に乱雑に含み，泥質基質量が 15～40% に達する泥質な砂岩である。礫岩相の下底面は下位層と平行であることが多い。

分布：亜岩相 A1・A2 が卓越する南部の向斜部には認められず，砂質泥岩相の発達地域に分布する。

(2) 岩相 B (厚層砂岩相)

産状：層厚 0.5～2.5 m，中粒砂岩を主体とする。単層内の大部分で塊状無構造であるが，最上部の数 cm で級化を示し，平行葉理をもつ細粒砂岩に移化する(Bouma sequence の Tab に相当する)。一部，細礫や破損したフズリナが密集したレンズ状の部分を含む場合がある。最大 60×10 cm にも達する泥岩の侵食同時礫を含む。下位層を弱く削り込むことがあるが，多くは平行な境界をもって接する。亜岩相 A1 や A2 の塊状砂岩部と酷似する。一部は石灰質である。

分布：本地域南部の向斜部(天望沢中流から篠倉沢上流雄滝付近)に発達する。

(3) 岩相 C (平行葉理砂岩層)

産状：層厚 0.1～0.3 m，細粒～中粒砂岩から構成される。単層下部にわずかに級化部が認められるが，泥質物に富む細粒砂岩による平行葉理部が主体であり，斜交葉理部を伴うこともある(Tab・Tabc に相当)。最上部で

は生物擾乱構造が著しく発達する。一部は石灰質である。

分布：本地域南部の向斜部(天望沢中流，篠倉沢上流雄滝付近)に分布。

(4) 岩相 D (薄層中粒砂岩泥岩互層相)

産状：層厚 1～3 cm の中粒～粗粒砂岩と層厚 1～2 cm の泥岩との薄互層。砂岩部は非常に粗粒で，淘汰度は低く，級化構造はまったく見られない。粗粒な砂粒子や重鉱物の配列による平行葉理が認められ，細礫を点状する部分もある。泥岩部は平行葉理状に連続するものもあるが，膨縮状・くさび状・角礫状で連続性に乏しく，未固結時変形を示す(Plate I-3)。

分布：本地域南部の向斜西翼部(天望沢上流)に分布。

(5) 岩相 E (細葉理砂岩相)

産状：層厚 0.2～2 cm の級化中粒～細粒砂岩と層厚 0.2～0.4 cm の泥質基質に富む細粒～極細粒砂岩が互層をなす。級化砂岩は側方に連続性が悪く，通常のサイズの岩石標本中でもレンズ状の成層形態をなす。岩石全体に未固結時に生じたとみられる小規模な癒着した正断層が発達する。

分布：本地域南部の向斜西翼部(天望沢上流)に分布。

(6) 岩相 F (砂岩泥岩互層相)

互層を形成する砂岩の層厚と堆積構造から，2 つの亜岩相に区分される。砂岩部の層厚はさまざまであるが，221 枚測定したうちの大部分は 7 cm 以下である。岩相 D との相違点として，岩相 D の砂岩部が淘汰の悪い粗粒～中粒砂岩からなること，泥岩部が岩石標本中でも認識できる規模で膨縮状・角礫状の形態を示すことがあげられる。

亜岩相 F1. (薄層極細粒～細粒砂岩泥岩互層相)

産状：層厚 1～10 cm の極細粒～細粒砂岩と層厚 5～15 cm の泥岩からなり，砂岩/泥岩比は 1/5～1/15，泥岩優勢の互層である。砂岩部には，Tbc，Tbce，Tbe，Tc，Tce 等の種々の堆積構造が観察され，単層下面は明瞭な境界をもつ。砂岩の上面や泥岩部には生物擾乱構造が発達する。

分布：本地域全域に分布する。

亜岩相 F2. (薄層細粒～中粒砂岩泥岩互層相)

産状：層厚 1～15 cm の細粒～中粒砂岩と層厚 3～10 cm の泥岩からなる互層であり，砂岩/泥岩比は 3～1/5 である。砂岩部は，単層上面・下面とも明瞭な境界をもち，下位層への弱い削り込みや泥質物による弱い斜交葉理が観察される(Plate I-4)。泥岩部は，野外で一見すると整然とした互層状に見えるが，数十 cm の規模でくさび形に側方に消滅・膨縮を繰り返す

ものが多く、その層厚も一定しない。生物擾乱構造は泥岩部に著しく、初生的な堆積構造がほとんど破壊されていることもある。

分布：本地域全域に分布する。

(7) 岩相 G (砂質泥岩相)

産状：黒灰色の砂質泥岩(泥質岩中に極細粒～細粒の石英、長石類を含む)よりなり、極細粒～細粒砂岩からなる砂質葉理を含む。平行葉理・小規模なスランプ構造が認められる。鏡下では、0.3～1 cm 程度の成層構造が観察され、不明瞭な級化を示すものが多い。生痕化石(*Zoophycos* sp. や *Chondrites* sp.) を頻繁に含む。本地域内では、最も広く分布する岩相である。

分布：本地域全体に分布する。

(8) 岩相 H (含礫泥岩相)

産状：淘汰の悪い砂質物を含む泥岩基質中に酸性凝灰岩・酸性火山岩等の長径 2～10 cm の円礫や角礫が乱雑に散在する。また、大小の変形した砂質泥岩ブロックを含む。同一露頭内でも礫を多く(40～60% 程度)含む部分やまったく含まない部分が観察される。野外では塊状無構造に見えるが、研磨サンプルでは褶曲や破断した砂質葉理が観察されることがあり、スランプ様の堆積構造をもつ部分があることがわかる。亜岩相 A4 と漸移関係にある場合がある。

分布：小牧沢中流、天望沢下流に分布する。礫岩(亜岩相 A4)と漸移関係にあるが、単独で出現するものもある。

(9) 岩相 I (碎屑性不純石灰岩相)

産状：ウミユリなどの bioclast が密集した不純な碎屑性石灰岩相。層厚 0.3～3 m 以上、連続性に乏しく本地域では一か所でのみ確認された。長径 1～5 cm 程度の円礫、粗粒～中粒砂等の碎屑物、2～6 cm 程度の泥岩侵食同時礫を含む。単層上部で層厚 10～30 cm 程度の塊状の石灰質中粒砂岩部に漸移する。

分布：小牧沢上流部に分布。

2. 岩相の遷移形態

上述の各岩相を、より大きな単位である岩相組み合わせ(facies association; Mutti & Ricci Lucchi, 1972)にまとめるために、各岩相の随伴関係を記載する。ただし、本地域では断層・露頭の欠如などにより、各岩相の側方への随伴関係あるいは移行関係を詳細に追跡することは困難である。そのため、露頭規模での岩相の垂直変化に着目した結果、粗粒岩相を中心とした各岩相の移行関係は、以下の岩相遷移形態に分類できることが明らかとなった(Fig. 6)。特に岩相の観察を詳細に行える天望沢中流・篠倉沢上流部のものについては Fig. 7 に柱状図を

示す。

遷移形態 1 (Fig. 6 の 1)

分布：天望沢中流、篠倉沢上流雄滝付近(露頭 T3, T4, T5, S3, S4)。

岩相遷移：A1 (砂質基質支持、非級化礫岩相)→B (厚層砂岩相)。

相互関係：30～50 m 規模の一連の上方細粒化シーケンスを形成する。この中には、岩相 G などの泥質岩相はほとんど含まれない。

遷移形態 2 (Fig. 6 の 2)

分布：天望沢中流(露頭 T6, T7)。

岩相遷移：A2 (砂質基質支持、インプリケーションを示す礫岩相)の繰り返し。

相互関係：軽微な侵食面をもって累重する A2 の繰り返しからなり、それぞれの単層が複合成層して積算層厚 10～20 m 規模の礫岩層を形成する。わずかに岩相 B が挟まれるが、その他の岩相をほとんど含まず、泥質岩相は出現しない。

遷移形態 3 (Fig. 6 の 3)

分布：天望沢上流(T8)。

岩相遷移：A3 (砂質基質支持、級化礫岩相)→D (薄層中粒砂岩泥岩互層相)→E (細葉理砂岩相)。

相互関係：亜岩相 A3 は、下位層を明瞭な侵食面をもって削り込んでいるのが観察される。岩相 D・E の有無と礫岩相のタイプが異なることから、遷移形態 1 とは区別される。粗粒岩相を基底とする 5～10 m 程度の小規模な上方細粒化シーケンスを構成する。

遷移形態 4 (Fig. 6 の 4)

分布：篠倉沢中流、小牧沢中流(S1, S2, K4)。

岩相遷移：F (砂岩泥岩互層相)または G (砂質泥岩相)→A1 (砂質基質支持、非級化礫岩相)の繰り返し→F (砂岩泥岩互層相)または G (砂質泥岩相)。

相互関係：亜岩相 A1 が積算層厚 10～30 m 程度に大規模に複合成層し、これらが岩相 F, G 中に挟在される。砂岩相を伴わない。複合成層する礫岩相の最下部のものは、亜岩相 A4 や一部に泥質基質をもつ亜岩相 A1 であることが多い。

遷移形態 5 (Fig. 6 の 5a, 5b)

分布：小牧沢下流(K2, K3)。

岩相変化：F (砂岩泥岩互層相)または G (砂質泥岩相)→A4 (泥質基質支持、非級化礫岩相；ただし、省略されることもある)→A1 (砂質基質支持、非級化礫岩相)→F (砂岩泥岩互層相)または G (砂質泥岩相)。

相互関係：1 枚ないし数枚の亜岩相 A1 が砂岩相を伴わずに岩相 F, G 中に挟在され、積算層厚は 1～5 m

Fig. 6. Mode of facies relationship among conglomerate and other facies in the Ochiai Formation.

Fig. 7. Lithofacies of Facies Association 1 in Tenbo-zawa and the upstream of Shinokura-zawa. These sequences are composed of some fining-upward sequences of coarse-grained sediment gravity flow deposits.

程度である。積算層厚に示される礫岩相の複合成層の規模から遷移形態 4 とは区別される。最下部の礫岩相には亜岩相 A4 が含まれることがある。小牧沢中流の K3 では、シーケンス最下部の亜岩相 A1 が大規模に下位を削り込み、下位層と明瞭な侵食関係にあるのが観察される。この亜岩相 A1 は、単層最下部に泥質基質をもつ部分があるものの、それ以外の部分では砂質基質をもつ。

遷移形態 6 (Fig. 6 の 6a, 6b)

分布：小牧沢中流，天望沢下流(K1, T1)。

岩相遷移：F (砂岩泥岩互層相)または G (砂質泥岩相)→H (含礫泥岩相；ただし、省略されることもある)→A4 (泥質基質支持，塊状礫岩相)→F (砂岩泥岩互層相)または G (砂質泥岩相)。

相互関係：亜岩相 A4 は単独あるいは数枚で 1～10 m 規模で成層し，砂岩相を混じえない。岩相 F, G 中に挟在され，下位層とはほとんど凹凸の無い地層面で接し，侵食構造は認められない。岩相 H を伴うことがあり，さらに 2 つの形態に区分できる。

遷移形態 7 (Fig. 6 の 7)

分布：天望沢下流，小牧沢下流(T2)。

岩相遷移：F (砂岩泥岩互層相)または G (砂質泥岩相)→H (含礫泥岩相)→F (砂岩泥岩互層相)または G (砂質泥岩相)。

相互関係：砂岩相，礫岩相を伴わず，数 m 規模で岩相 G 中に挟在される。

遷移形態 8 (Fig. 6 の 8)

分布：小牧沢上流(K5, K6)。

岩相遷移：F (砂岩泥岩互層相)または G (砂質泥岩相)→I (碎屑性不純石灰岩相)→B (塊状砂岩相)→F (砂岩泥岩互層相)または G (砂質泥岩相)。

相互関係：1 枚ないし数枚の亜岩相 A1，あるいは岩相 I とその上位に累重する岩相 B からなる。これらは 3～5 m 程度に成層し，岩相 F, G 中に挟在される。

3. 岩相組み合わせの認定

既述したそれぞれの遷移形態をもとに，各岩相を岩相組み合わせにまとめる (Table 1)。1 つの岩相組み合わせは，特定の堆積プロセスや堆積環境を示すと考えられる。

本地域においては，4 つの岩相組み合わせにまとめることができる。岩相組み合わせ I は，遷移形態 1・2・3 からなり砂質基質礫岩相と砂岩相が密接に関連する。岩相組み合わせ II は，砂岩泥岩互層と砂質泥岩相を主体とする。岩相組み合わせ III は，遷移形態 4・5・8 から

なり，砂岩を伴わない砂質基質礫岩相と泥質基質礫岩相から構成される。岩相組み合わせ IV は，遷移形態 6・7 からなり，泥質基質礫岩相を主体とする。

(1) 岩相組み合わせ I

遷移形態 1・2・3 に示されるように，岩相組み合わせ I は，砂質基質礫岩である亜岩相 A1・A2・A3，岩相 B・C・D・E から構成される。これらの岩相群は礫岩相の連続的シーケンスや，これに砂岩相を伴う上方細粒化シーケンスを形成する。これらのシーケンス内部には，砂質泥岩相 (岩相 G) や薄層砂岩泥岩互層相 (岩相 F) はまったく出現しない。また，この岩相組み合わせは，各沢沿いの柱状図 (Fig. 4) 上で，レンズ状の堆積形態をとることがわかる。天望沢上流，篠倉沢上流雄滝付近では，この岩相組み合わせの良好な露出が観察される。

(2) 岩相組み合わせ II

明瞭な岩相の随伴関係・遷移関係は認められない。主に，岩相 F・G からなる。

(3) 岩相組み合わせ III

岩相組み合わせ III は，遷移形態 4・5・8 に示される。砂岩相をほとんど伴わず，礫岩の亜岩相 A1・A4 あるいは碎屑性石灰岩相 I から構成される。砂岩相はほとんど含まれず，上方細粒化シーケンスを示さない。岩相組み合わせ IV に比べて成層規模が大きい。

(4) 岩相組み合わせ IV

岩相組み合わせ IV は，遷移形態 6・7 に示されるように，泥質基質礫岩相である亜岩相 A4，および含礫泥岩相 H から構成される。砂岩相を伴わず，上方細粒化シーケンスを示さない。

古 流 向

亜岩相 A1 には削り込み構造が認められ，岩相 F にはフォアセット型の斜交葉理が保存されていることがある。後者は露頭では計測が困難なので，定方位標本として採取し，切断面から斜交葉理の最大傾斜方向を計測した。また，岩相 A2 では，一例ではあるが，礫のインプリケーションによって古流向を判定できた。

これらの測定データをシュミットネット上で層理面の走向傾斜から構造補正した (Fig. 2)。これによると，碎屑物を供給した流れは，その多くが現在の位置関係において南西→北東，または西→東の方向をもっていたと推定される。

考 察

A. 各岩相組み合わせの形成環境

本地域の4つの岩相組み合わせは、特定の堆積環境に対応していると考えられる。堆積形態・岩相遷移の特徴から、岩相組み合わせⅠ・Ⅱは、それぞれ主チャネル相・インターチャネル相に対応する。岩相組み合わせⅢ・Ⅳはチャネル系によらない斜面流下型の堆積物と考えられる。

1. 岩相組み合わせⅠ(主チャネル相)

岩相組み合わせⅠは、以下に示す堆積形態・岩相遷移上の特徴から大規模チャネル充填堆積物とみなされる。

遷移形態1は、礫岩を基底として順次上方に薄層化・細粒化するシークエンスである。このシークエンスはこの場所に流入した重力流の規模が順次低下したことを示している。構成岩相はすべて粗粒な重力流堆積物であり、細粒岩相はわずかに挿入されるにすぎない。

遷移形態2は、礫岩相のみからなる重力流堆積物の連続シークエンスであり、この地域が粗粒な重力流の定常的な通路であったことを示唆する。

遷移形態1・2に示される岩相構成・遷移の様式は、徐(1985)に示された海底チャネルの堆積様式に類似している。

遷移形態3は、特徴的な岩相Dを含むシークエンスから構成され、泥質岩相は少ない。岩相Dの砂岩部は、2cm以下の薄層にも関わらず、礫を散点する無構造・不淘汰の中粒砂岩からなる。これは乱流の未発達な流体からの堆積が予想され、チャネルからの溢れ出し堆積物(Mutti, 1977)の特徴を示す。シークエンス下底の礫岩相A3は、より細粒な堆積物で順次埋積されるような明瞭な上方細粒化シークエンスを示さず、速やかに溢れ出し堆積物に覆われてしまう。また遷移形態1・2のような粗粒岩相の連続するシークエンスをなさず、礫岩相はチャネル周縁相中に挟み込まれる。したがって、この遷移形態は、チャネル周縁部に生じた crevasse channel 堆積物(Mutti, 1977)に相当すると思われる。ただし、古流向の資料が乏しく、チャネル軸との位置関係は不明である。

上述のように遷移形態1~3は、重力流の定常的な流路である海底チャネル内やその周辺で形成された可能性が強い。

2. 岩相組み合わせⅡ(インターチャネル相)

岩相組み合わせⅡは、本地域で最も広く分布し、礫岩・砂岩相を挟在する。亜岩相F1がTaを欠く希薄な重力流堆積物であるのに対し、亜岩相F2は薄層にもか

かわらず、比較的粗粒であり、級化に乏しい特徴をもつ。更に下底面には部分的に侵食構造が認められ、側方に尖滅するものも認められる。野外では亜岩相F1とF2が分布・出現頻度ともに規則性をもたずに出現する。

亜岩相F1は、いわゆる distal turbidite (Walker, 1975)であり、減衰した流体からの堆積物である。

亜岩相F2に示される特徴は、チャネル周辺部で頻繁に起こり得るとされる溢れ出し堆積物の特徴と類似している。しかし、本地域では、Mutti (1977)に示された砂質な crevasse channel 堆積物に相当するものは認められず、典型的な溢れ出し堆積物とは異なる。

3. 岩相組み合わせⅢおよびⅣ(斜面流下型堆積物)

岩相組み合わせⅢは、遷移形態4・5に示され、砂岩相を伴わず、砂質基質礫岩相と共に泥質基質礫岩相が出現する特徴がある。一部に大規模に複合成層するものがある。

一般に砂質基質礫岩相および泥質基質礫岩相の両方が出現する。岩相組み合わせⅠのような典型的チャネル充填堆積物の特徴である明瞭な上方細粒化シークエンスを示さないこと、インターチャネル相中に出現することから、チャネル系によらない斜面流下型の堆積物と考えられる。

岩相組み合わせⅣは、遷移形態6・7に示され、泥質基質礫岩相からなり、砂岩を伴わない。厚さ数mの小規模な岩体として分布する。亜岩相A4、岩相Hの堆積学的特徴はいわゆる高含泥 debris flow (徐・徳橋, 1985)の特徴に一致し、岩相組み合わせⅠに出現する砂礫分に富む高密度 debris flow とは異なる。遷移形態は岩相組み合わせⅢと類似し、堆積環境が類似していることを示している。また、薄層で明瞭な侵食構造をもたない成層形態から、岩相組み合わせⅢよりも低エネルギー状態の非侵食性流体から堆積したと推定される。したがって、前述した岩相組み合わせⅢと同様なインターチャネル部を流下した非チャネル性堆積物と推定され、岩相組み合わせⅢよりもやや distal な環境に相当すると考えられる。

本地域の薄衣型礫岩は、よく円磨されていることから陸上や浅海部での淘汰・摩滅作用を被ったものであり、その堆積物の一次的な集積地としてファンデルタなどが考えられる。しかし、落合層分布域近傍には同時代の河川性~浅海性と推定される地質体は認められないため、本来の一次集積地は、さらに離れた地域にあったと思われる。したがって、現在の南部北上帯内の落合層の位置関係を考慮すれば、少なくとも20~30km以上の重力

流による移動を見積もらなくてはならない。チャンネル系によらない浅海域からの斜面流下システム(例えば、スロープエプロン系)では、その大きな運搬距離を説明できない。

したがって、岩相組み合わせⅢ・Ⅳは、チャンネルにより浅海域から流下したものが、チャンネル壁部を越えてインターチャンネル部に及んだものと推定される。よって、大規模な crevasse splay 堆積物(Mutti, 1977)に相当するかもしれない。

B. 砂質基質礫岩の運搬機構について

亜岩相 A1 は、下記の特徴的な堆積構造をもつ。

①礫岩部が非級化基質支持礫岩であり、②基底部には削り込み構造も認められる。③単層上部で塊状砂岩部を伴い、④最上部では Bouma sequence の Tab (c)をもつ。礫岩部の基質は 20～60% で、泥質物に乏しい中粒砂岩からなるので、泥流のような基質強度に支持された典型的な debris flow とは異なる。したがって、この流体は下方侵食能力をもちつつ層流として挙動した低含泥率の高密度 debris flow (嶋村, 1989)と考えることができる。

また、礫岩部の上位の塊状砂岩部は、礫岩部に比べて礫質物に乏しい、相対的に低密度な debris flow 堆積層と推定される。そして、④のような上部の級化部のみが混濁流からの堆積層と考えられる。

亜岩相 A1・A2 は、礫岩部と砂岩部が明瞭な境界面で接しており、その境界面の上位には礫はほとんど含まれない。これは、すでに砂岩部と礫岩部が流体内部で分化し、それぞれ異なった水理学的条件によって支持されていたことを示唆する。

同一の流れ中に異なった支持機構が同時に存在することは、すでに徐・平(1989)や嶋村(1989)で報告されている。上述したように本地域の薄衣型礫岩にも同様の3層構造が存在することから、厚い重力流堆積物内の階層構造は、普遍的に存在する可能性がある。

C. Debris flow のチャンネル流下に伴う溢れ出しについて

チャンネル系の認定には、チャンネル充填堆積物の認定とともに、チャンネル部と同時異相関係にあるとされる溢れ出し堆積物の認定が重要と考えられる。現世の海底斜面に存在する海底チャンネルは、その多くが溢れ出し堆積物を伴っている(例えば、Shepard *et al.*, 1968)。したがって、チャンネルからの溢れ出しによりチャンネル周辺が相対的に高まる“築き上げ作用(徐, 1985)”が、チャンネル地形の維持には有効であると考えられる。

本地域の場合、インターチャンネル相中にはチャンネルからの溢れ出しの特徴を示す堆積物が見いだされるもの

の、それらは薄層かつ小規模である。また、インターチャンネル相中に挟み込まれる大規模な crevasse splay 堆積物の存在から、粗粒砕屑物の流路をチャンネル内に限定する自然堤防の形成が弱かったことを示している。このことは、本地域では“築き上げ作用”が進行しなかったか、より小規模であったと考えられる。

その一方で、一部には岩相組み合わせⅠに認められる上方細粒化を示す典型的なチャンネル充填堆積物が形成されている。しかし、チャンネル充填堆積物の大規模な削り込み構造は認められないので、重力流の流下に伴うチャンネルの深化作用があったとは考えにくい。このチャンネル形成は粗粒岩堆積システムとしては特異なものであるが、短期間でもチャンネル地形が維持されたことを考慮すれば、“築き上げ作用”が弱いチャンネル系が存在した可能性がある。

溢れ出し堆積物の規模を規制する要因として、チャンネル内を流下する重力流のタイプ・密度・速度・間隙圧などの水理学的条件と、チャンネル壁の比高・チャンネルの曲流の程度などの地形的な条件が考えられる。この中でも、チャンネル壁の比高は、溢れ出しの頻度を直接規制すると考えられる。つまり、チャンネル壁の高さが同じであっても重力流がより薄層であれば溢れ出しの頻度は減少する。

すでに述べたように、本地域でのチャンネル充填物は、単層内で三層構造をもった砂礫に富む高密度の重力流堆積物である。この岩相は、級化構造の発達が弱く、単層最上部に限定されるといった特徴をもつ。したがって、この岩相を形成した高密度 debris flow の上部に出現する混濁流は、その支持機構である乱流の発達が弱く薄層であったことが期待される。

平(1979)の水槽実験によれば、典型的な混濁流と debris flow では流れの上部に発達する渦列の発達状況に大きな違いがあり、debris flow では渦列はほとんど発達しない。したがって、堆積物の規模から類推されるそれぞれの流れの規模を考えた場合、debris flow では flow の厚さは小さく、溢れ出しの確率も減少すると考えられる。

このような溢れ出し現象が少ないチャンネルシステムの場合、堆積物重力流の通過時における“築き上げ作用”は弱く、チャンネル軸部とチャンネル壁部の比高は減少すると思われる。そのため、チャンネルの埋積が進んだ場合、チャンネルの屈曲や地形的な変化によって容易に流路変更や crevasse splay が起こり得るだろう。本地域ではチャンネルの埋積と流路変更の関係について議論できるデータは得られなかったが、岩相組み合わせⅢ・Ⅳのようなイ

ンターチャネル域へ到達する粗粒重力流堆積物は、“築き上げ作用”の弱いチャネルの存在を示唆すると思われる。

D. 落合層堆積盆の位置づけ

本地域の落合層では大規模な上方粗粒化・厚層化などの堆積サイクルは認められない。砂岩のみからなるチャネル充填堆積物は認められず、礫質なチャネルが存在していたと推定される。本地域での最も大規模なチャネル充填堆積物は積算層厚 150 m 程度であり、徐(1985)や Morris & Busby-Spera (1988)の礫質な大規模海底チャネルと比較しても、かなり小規模である。このような小規模かつ粗粒なチャネルは、本地域での短命なチャネルの形成・放棄による堆積活動によるものと思われる。

本地域におけるチャネルの初生的な形成要因は未だ不明であるが、チャネルの存在は粗粒な重力流が流下し得る斜面と、チャネル地形として利用できる地形的な凹地の存在を仮定することができる。したがって、小規模かつ粗粒なチャネル堆積物の形成は、落合層が地形的に変化のある環境に形成されたことを示唆している。

落合層内には波浪営力などにより形成された斜交層理あるいはハンモック状斜交層理をもつ堆積物は認められず、暴風雨時の波浪限界以深で堆積したことを示している。泥質岩中には細粒～極細粒砂サイズの碎屑粒子を普遍的に含み、定常的に極細粒砂程度の粒子を含んだ泥質物が到達し得る環境であることがわかる。加えて、泥質岩中には生物擾乱構造が発達することから、Leithold (1989)の示した泥質陸棚上の堆積物に類似している。したがって、生物活動の活発な外側陸棚あるいは陸棚斜面上部が落合層の堆積位置として想定される。

そして本地域は、現在の位置関係において西方～南方にあたる位置に存在した供給源地と、より沖側の深海域を結ぶ位置にあったと推測できる。本地域近傍における薄衣型礫岩を含む落合層と同時代の地層は、大洞層の主部(Saito, 1968)、長部礫岩(小貫, 1956)などがあげられるが、これらは泥質岩を主体とした重力流堆積物の卓越する岩相からなり、落合層と類似した環境にあったと思われる。したがって、その供給源岩体や、粗粒な重力流堆積物の一次集積地となり得る浅海性～陸成の堆積体は、現在の南部北上帯内には見いだすことができない。

しかし、叶倉山石灰岩(Choi, 1975)や岩井崎石灰岩(森川ほか, 1958)のような浅海域で堆積した石灰岩も知られているため、南部北上帯内部には大規模な重力流堆積物の堆積する半深海性の環境と浅海性の環境が同時に存在していたと考えられる。よって、当時の南部北上帯は浅海から半深海に及ぶ多様な地形的環境を含んでい

たと理解できる。

今回示した落合層中の薄衣型礫岩のような礫質な海底チャネル堆積物の形成は、後背地の急激な上昇と堆積盆の沈降を示唆する。薄衣型礫岩が南部北上帯各地の中部ベルム系に出現することを考えれば、堆積盆から後背地に及ぶ基盤変動は、当時の南部北上帯全般に広く及んだと推定される。

ま と め

本研究の内容は以下の事項に要約することができる。

1. 南部北上帯の中部ベルム系落合層は、チャネル系の影響下にある外側陸棚に形成されたものであり、碎屑物は現在の位置関係において西～南から供給されたと考えられる。
2. インターチャネル部に出現する礫岩相は、斜面を流下した非チャネル性の低密度～高密度 debris flow 堆積物である。これはチャネルを流下した重力流が、チャネルの分岐や側壁部の破壊によりインターチャネル部に及んだものと推定される。
3. 落合層内に認められるチャネル堆積物は、高密度 debris flow を中心とした複構造をなす重力流堆積物により構成され、チャネル堆積体周囲の自然堤防相をはじめとするチャネル周縁相は一般に未発達である。
4. 落合層堆積盆の特徴は、礫質なチャネル充填堆積物に加えて斜面流下型の非チャネル性堆積物が同時に存在することにある。したがって、落合層は碎屑物の一時的な集積地域である浅海域とより深海部を結ぶ外側陸棚環境に形成されたといえる。

謝辞: 本論を作成するに当たり、北海道大学理学部地質学鉱物学教室層位学講座の加藤 誠教授・川村信人博士には、野外、並びに室内において指導・助言をいただき、粗稿の校閲もしていただいた。当時北海道大学理学部に在学中であった七山 太博士(現九州大学理学部)には堆積相解析について数々の助言・批判をいただいた。町山栄章氏はじめ、同教室大学院の方々には常日頃、何かと援助をいただいている。弘前大学教育学部鎌田耕太郎博士には、粗稿を読んで批判をしていただいた。ここに記して厚い感謝を表する。

文 献

- Choi, D. R., 1975, Distribution of the upper Permian fusulinids with relation to limestone lithofacies in the Southern Kitakami Mountains, N. E. Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **82**, 113-125.
- 岩井淳一・石崎国熙, 1966, 北上山地薄衣型礫岩の研究. 東北大地質古生物研邦文報, **62**, 35-53.

- 岩松 暉・吉原 浩, 1974, 南部北上山地薄衣式礫岩の変形—岩手県気仙郡住田町西部地域を例として—. 日本地質学会第 87 年学術大会演旨, 399.
- 鎌田耕太郎, 1984, 南部北上山地宮城県津谷地域の中部三畳系風越層の堆積環境. 地質雑, 90, 875-888.
- 加納 博, 1971, 北上山地の薄衣式礫岩(総括). 地質雑, 77, 415-440.
- 小林貞一, 1947, 外来礫の疑問と解釈. 地質雑, 53, 78.
- 神津淑祐・渡辺万次郎, 1927, 薄衣付近の古生代礫岩について. 地質雑, 34, 529.
- Leithold, E. L., 1989, Depositional processes on an ancient and modern muddy shelf, Northern California. *Sedimentology*, 36, 179-202.
- 湊 正雄, 1960, 花崗礫岩からみた日本の 3 つの造山運動. 地球科学, 46, 30-37.
- Minato, M., Hunahashi, M., Watanabe, J. and Kato, M., 1979 eds., *The Abean Orogeny, Variscan geohistory of northern Japan*. Tokyo Univ. Press, Tokyo, 427.
- 森川六郎・佐藤敏彦・柴崎達雄・品田 稔・大久保雅弘・中沢圭二・堀口万吉・村田正文・菊池良樹・田口亮子・高橋幸蔵, 1958, 岩井崎石灰岩の再検討. 藤本義治教授還暦記念論文集, 81-90.
- Morris, W. and Busby-Spera, C. J., 1988, Sedimentologic Evolution of a submarine canyon in forearc basin, upper Cretaceous Rosario Formation, San Carlos, Mexico. *A. A. P. G. Bull.*, 72, 717-737.
- Mutti, E., 1977, Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in Eocene Hecho Group (Southcentral Pyrenees, Spain). *Sedimentology*, 24, 107-131.
- and Ricci-Lucchi, F., 1972 (Translated in English by Nielson, T. H., 1978), Turbidites of the Northern Apennines. Introduction to facies analysis. *Internat. Geol. Rev.*, 20, 125-166.
- 西和田久学, 1894, 北上山地の子持石統について略言す. 地質雑, 1, 75-80.
- 小貫義男, 1956, 北上山地の地質. 岩手県地質説明書, II, 岩手県, 189p.
- , 1969, 北上山地地質誌. 東北大地質古生物研邦文報, 69, 1-239.
- Saito, Y., 1968, Geology of the younger Paleozoic system of the Southern Kitakami Massif, Iwate Prefecture Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, ser. 2, 40, 79-139.
- Shepard, F. P., Dill, R. F. and Ulrich Von Rad., 1968, Physiography and sedimentary process of La Jolla submarine fan and fan-valley, California. *A. A. P. G. Bull.*, 53, 390-420.
- 嶋村 清, 1989, 和泉層群中の二層構造タービダイトについて. 堆積研究会報, 31, 33-41.
- 徐 垣, 1985, 富士川層群身延累層中に見られる古海底チャネルの堆積相とその形成過程. 地質雑, 91, 87-107.
- ・平 朝彦, 1989, 粉流液相としての堆積物重力流の運搬機構. 地学雑, 98, 754-760.
- ・徳橋秀一, 1985, タービダイトの話(5), Sediment Gravity flow とは何か. 地質ニュース, 359, 6-15.
- 平 朝彦, 1975, 地球表層の物質と環境. 岩波講座地球科学 5, 23-35.
- Takizawa, F., 1985, Jurassic sedimentation in the South Kitakami Belt, Northeast Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 36, 203-320.
- Walker, R. G., 1975, Generalized facies models for re-sedimented conglomerates of turbidite association. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 86, 737-748.

(要 旨)

吉田孝紀, 1993, 薄衣型礫岩の堆積環境—南部北上帯中部ペルム系落合層を例に—. 地質雑, 99, 705-720.
(Yoshida, K., 1993, Sedimentary environment of the Permian Usuginu-type Conglomerate in the South Kitakami Terrane, Northeast Japan —An example of the Ochiai Formation—. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 99, 705-720.)

南部北上帯中部ペルム系落合層は, 主に砂質泥岩, 砂岩泥岩互層から構成され, 砂岩, 礫岩(薄衣型礫岩)を挟む。堆積相解析の結果, 9 つの岩相といくつかの亜岩相が識別でき, これらは以下の 4 つの岩相組み合わせにまとめることができる。①チャネル充填堆積物組み合わせは, 砂岩基質支持の礫岩と厚層理の砂岩からなるデブリフロウ堆積物が卓越する。②インターチャネル堆積物組み合わせは, 砂質泥岩と砂岩泥岩互層からなり, インターチャネル部に堆積した半遠洋性堆積物と希薄な重力流堆積物からなる。③・④斜面堆積物組み合わせは, 泥質基質支持の礫岩で特徴づけられる。古流向は, 現在の位置関係において南—西からの供給を示し, 落合層の堆積盆は外側陸棚環境に位置していたと考えられる。南部北上帯各地の大規模な薄衣型礫岩を含む落合層と同時代の地層は, 落合層と類似した環境にあったと思われる。

Plate I

1. Outcrop of the facies A1 which consists of the conglomerate-sandstone couplet. In the upper part of the strata, conglomerate bed (Cg) abruptly turns into medium-grained massive sandstone (Ss). Scale is a hammer (30 cm ca., lower left).
2. Polished specimen of the facies A4. Clasts are supported by poorly sorted sandy mudstone matrix (Mx). Note that no considerable tectonic deformation and rotation are detected. Scale : 1 cm.
3. Polished specimen of the facies D. The sandy interval (SI) consists of medium- to coarse-grained sandstone (including some granules) and is poorly sorted. Note the undefined stratification surfaces both at the base and top of the interval. Muddy interval (MI) was significantly deformed. Scale : 1 cm.
4. Polished specimen of the facies F2. Cross-lamination of sandstone, and the irregularity and lateral discontinuity of sandstone are shown. The sandy interval in the lower part (SI) is bounded by sharp upper surface. Burrow (Bu) is recognized in muddy interval. Scale : 1 cm.