海底チャネルによるタービダイトと関連粗粒岩の形成

—中央北海道・中部中新統古丹別層—*

保柳 康一**・大上 拓男***

Turbidites and related coarse clastic rocks of submarine channels in the
Miocene Kotambetsu Formation, Central Hokkaido, Japan*

Koichi HOYANAGI** and Takuo OHKAMI***

Abstract Thick Miocene sedimentary rocks are widely distributed in Central Hokkaido extending north to south. Among them the rocks in the Haboro area, situated in the northern part of the Central Hokkaido, are divided into the Haboro Formation, Sankebetsu Formation, Chikubetsu Formation, Kotambetsu Formation, Chepotsunai Formation and Embetsu Formation in ascending order. These Miocene Formations with the exception of the Kotambetsu Formation yield many kinds of fossils of shallow-marine or non-marine origin. Megafossils, however, are not found in the Kotambetsu Formation.

The Kotambetsu Formation attains 2000 m in thickness, consisting of turbidite and related coarse clastic rock of the following facies; conglomerate, pebbly sandstone, turbidite (alternating beds of sandstone and mudstone), mudstone, slump and pebbly mudstone facies. The "coarse clastic bed" in this paper consists of conglomerate, pebbly sandstone and sandstone in ascending order.

Two types of facies associations are identified;

A : conglomerate, pebbly sandstone and sandstone facies.

B : turbidite and mudstone facies.

The facies association A is considered to be a channel-fill deposit, whereas the facies association B an inter-channel deposit. The distribution pattern of both facies associations and the paleocurrent data suggest that the direction of the channel of this area changed from westward to southward as the result of the uplifting of the Haboro Dome.

Investigation of the composition of coarse clastic sediments indicates that they originated in the northern part of the Hidaka and the Kamuikotan Belts, both of which are situated to the east. It is concluded that the sedimentary basin of the Kotambetsu Formation was situated on the westward slope formed by rapid uplifting of the northern part of Hidaka Belt during Miocene.

はじめに

中央北海道の北見山地西側の日本海側から日高山脈西

1986 年 5 月 19 日受付. 1986 年 9 月 25 日受理.

* 日本地質学会第 92 年学術大会 (1985 年・山口) 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, 060 Japan.

*** 野外科学株式会社, 大阪出張所. Yagaikagaku Co. Ltd., 2-5-25 Shiroyama-cho, Toyonaka-shi, 561 Japan.

側の太平洋側に至る地帯は, 主に白亜紀以降の堆積岩類からなる. この地帯の新第三系は構成と地質構造によって, 天北・羽幌・留萌・沼田・石狩・日高の 4 地域に細分される (Fig. 1). これら新第三系のうち中部中新統の増幌層 (天北)・古丹別層 (羽幌)・川端層—受乞層 (石狩・日高) は, いずれも層厚数千 m 以上に達する海成の粗粒堆積物からなり, かつて MINATO *et al.* (1965) による

日高造山論の中で後造山期モラッセ堆積物とされた。その後、二つの大陸プレートの衝突によって北海道が形成されたと考えられるようになり(堀越, 1972; DICKINSON, 1978 など), OKADA (1980, 1983) はこれらの粗粒堆積物の堆積盆はオホーツク古陸の東方からの衝突に伴ってその前面に形成されたものであるとした。しかし, 個々の地層の堆積環境を明らかにした研究は, ここに述べる古丹別層のほかは川端層(和田, 1977), 受乞層(保柳ほか, 1985) など数少ない。

一方, KUENEN & MIGLIORINI (1950) による混濁流とタービダイトの提唱によって, 粗粒堆積物の堆積場は海洋底にまで広がり, そこでは混濁流によりもたらされた陸源性碎屑物が海底扇状地を形成していることが明らかにされた(NORMARK, 1970; NELSON *et al.*, 1970)。このような現世の海洋底からの情報をもとにして地質時代のタービダイトとそれに伴う岩相の堆積環境を説明する海底扇状地岩相モデルが作られた(MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972; WALKER & MUTTI, 1973)。また, 海溝・海溝斜面などにおけるタービダイトとその関連岩相の形成に関する研究も進んだ(UNDERWOOD & BACHMAN, 1982)。

このようなタービダイトに関する研究や岩相と堆積環境の関係に関する研究の進展に伴い, 中央北海道に南北に分布する粗粒な新第三系の堆積環境がその堆積物から検討されるようになった。羽幌地域に分布する古丹別層について秦(1961)は礫岩・砂岩・砂岩泥岩互層の「周期的な累重」と泥質基質の「乱堆積物」の存在を指摘し, この地層が乱泥流によって形成されたとした。高橋(1974)は礫岩組成の検討から, その供給源を東方の日高帯北部にもとめた。OKADA (1978, 1980) は古丹別層を重力流堆積物と考え, 高橋・君波(1983)はその堆積環境の推定に WALKER & MUTTI (1973) の海底扇状地岩相モデルを適用した。しかし, 古丹別層の堆積環境, 堆積様式の詳細な解明は今日まで残されてきた。

本論文では, 粗粒堆積物を主体とする古丹別層の岩相の特徴を検討する。すなわち岩相分類を行い, それらの組合せ, 空間的分布を明らかにした上で古流向の検討と合わせて堆積環境を考察する。さらに碎屑物組成の検討からその供給源についても考察する。以上2点の考察を行った上で, 古丹別層の堆積盆の構造的位置づけを検討する。

この目的のために, 北海道北部日本海側の羽幌地域中央部, 古丹別川以北, 初山別川以南の築別川・羽幌川流域を中心とした南北 36 km, 東西 16 km の地域の地質

Fig. 1. Index map and distribution of the Kotambetsu Formation of the Haboro area.

T : Tempoku area, H. : Haboro area, R-N : Rumoi-Numata area, I-H : Ishikari-Hidaka area, dotted area : Middle Miocene coarse clastic sedimentary rocks, hatched area : Kotambetsu Formation.

調査を行った。この地域は白亜系・新第三系の隆起帯, 羽幌ドーム(松野・木野, 1960; 山口・松野, 1963)の北西側にあたり, 古丹別層が広く分布している(Fig. 1)。

新第三系の概要

調査地域内には白亜系を不整合に覆って羽幌層が分布し, 上位へ三毛別層・築別層・古丹別層・チェボツナイ層・遠別層が累重している(Fig. 2)。

羽幌層(植村, 1930; 松野・木野, 1960 再定義)は細～粗粒の砂岩と泥岩からなり, 厚さ数mの石炭層数枚を挟む。砂岩は淡緑色を呈し, 数 cm 規模の斜交葉理が発達する場合が多い。泥岩は暗灰色を呈する。層厚は地域的变化が顕著で 100 m～300 m である。

三毛別層(松野・木野, 1960)は, 主に淡～暗緑色砂岩からなる下部層と数 10 cm～数 m 単位で互層する砂岩・

Fig. 2. Stratigraphic sequence of the Haboro area.

1: mudstone, 2: alternating beds of sandstone and mudstone, 3: sandstone, 4: conglomerate, 5: volcanic breccia, 6: tuff, 7: coal bed, 8: molluscan fossils, 9: hiatus, *: SHIBATA & TANAI (1982), **: HOYANAGI & MATSUI (1985).

泥岩を主とする上部層に2分される。両部層を合わせた層厚は一般に200 m, 最大600 mに達する。下部層には穿孔貝とその巣跡がみられ、今回の調査で浅海性の貝化石 (Table. 1) を産した。これらの貝化石は三毛別化石動物群 (KANNO & MATSUNO, 1960) とされたものである。

築別層 (植村, 1930; 松野・木野, 1960 再定義) は、基底部付近の礫岩、および細～中粒の暗緑色砂岩を主に構成される下部層と塊状暗灰色泥岩を主に構成される上部

Table 1. Molluscan fossils from the Sankebetsu Formation.

<i>Cnesterium</i> cf. <i>notabilis</i> (YOKOYAMA)
<i>Mytilus</i> sp.
<i>Lithophaga chikubetsuensis</i> KANNO et MATSUNO
<i>Venericardia abesinaiensis</i> OTUKA
<i>Venericardia</i> sp.
<i>Spisula onnechiuria</i> (OTUKA)
<i>Spisula</i> sp.
<i>Peronidea t-matumotoi</i> (OTUKA)
<i>Macoma optiva</i> (YOKOYAMA)
<i>Macoma</i> sp.
<i>Periploma</i> sp. (nov.)
<i>Panomya</i> sp.
<i>Pholadidea kotakae</i> KANNO et MATSUNO
<i>Polinices</i> sp.
<i>Tectonatica severa</i> (GOULD)
<i>Tectonatica ezoana</i> KANNO et MATSUNO
<i>Trophonopsis</i> sp.
<i>Neptunea oomurai</i> OTUKA
<i>Neptunea</i> sp.

Identified by Prof. S. Uozumi

層に2分される。両部層を合わせた層厚は一般に200 m, 最大400 mに達する。下部層の礫岩の粒径は中礫が多くしばしば大礫に達する。一部基底部付近には厚さ30 cmの炭層もしくは炭質頁岩を挟む。砂岩層は斜交葉理が発達し、海緑石に富む。下部層からは浅海性貝化石を産出し、中期中新世の築別化石動物群 (藤江・魚住, 1957) とされている。なお、Uozumi (1962) は三毛別層の貝化石群と築別化石動物群の類似に注目し、築別—三毛別動物群と呼んでいる。

古丹別層 (植村, 1930) は、礫岩・砂岩泥岩互層を主に構成される。本論文では古丹別層を岩相上の特徴から上・中・下部層に3分する。下部層は細・中・大礫などからなる礫岩と砂岩・砂岩泥岩互層を主とし、他に泥岩・含礫砂岩からなる。中部層は砂岩・泥岩および砂岩泥岩互層からなり礫岩はまれである。連続性の良い凝灰岩層を挟む。上部層は下部層と同様に礫岩・砂岩・砂岩泥岩互層を主とし泥岩・含礫砂岩を伴う。薄い連続性の乏しい凝灰岩層数枚を挟む。なお、調査地域北東部にあたる築別背斜東翼の本層は礫岩が卓越し、上述の下部層に相当する可能性があるが、対比が十分でなくここでは一括して扱った (Fig. 3)。古丹別層の層厚は地域により異なり約700 mから最大累積層厚は約2000 mに達する。

チェポツナイ層 (松野・木野, 1960) は、火山性碎屑物を主とする中～粗粒砂岩と灰緑色泥岩からなる。基底部の砂岩は安山岩質の亜円～角礫を伴う。層厚は約50 m。

Table 2. Classifications of the lithofacies of the Kotambetsu Formation.

THIS STUDY	WALKER & MUTTI (1973)	WALKER (1978)
Conglomerate facies (Cg)	A1, A2	Clast-supported conglomerates
Pebbly sandstone facies (Ps)	A3, A4	Pebbly sandstones
Sandstone facies (Sa)	B2	Massive sandstones
Turbidite facies (Tu)	C, D	Classical turbidites
Mudstone facies (Mu)	F	Mudstones
Slump facies (Sl)	G	Matrix-supported beds
Pebbly mudstone facies (Pm)		

泥岩層は薄い亜炭層を挟む。今回の調査で砂岩層からは *Macoma optiva* (YOKOYAMA) を産した。本層に含まれる貝化石は厚内一峠下化石動物群(藤江・魚江, 1957)に類似するとされる(秦, 1961)。

遠別層(植村, 1930)は、青灰色塊状泥岩からなり、直径数 10 cm～数mの石灰質ノジュールを含む。海生大型哺乳動物化石産出の報告がある(秦・対馬, 1969)。層厚は松野・木野(1960)によると 160～500 m。

この地域はわが国の第三系の模式地の1つであり、近年は微化石による生層序の検討が行われ、築別層・古丹別層は珪藻化石帯の *Denticulopsis lauta* 帯に属するとされる(秋葉, 1979; 丸山, 1981)。また遠別層下部は、*Denticulopsis kamtschatica* 帯に属する(丸山, 1981; 小泉, 1981)。さらにチェボツナイ層からは K-Ar 年代、 12.4 ± 0.7 Ma が求められている(柴田・棚井, 1982)。以上の微化石、K-Ar 年代と従来からの貝化石などによる検討を合わせると築別層以上の時代論は定まったと言える。すなわち、築別層・古丹別層の時代は中期中新世、チェボツナイ層は中期中新世末から後期中新世、遠別層は後期中新世から鮮新世である(Fig. 2)。なお、これらの層序学的検討から古丹別層とチェボツナイ層の間に若干の時間間隙が見積られる。しかし、両層間に顕著な地質構造の差異は認められない。

一方、三毛別層の時代については従来中期中新世とされてきた(棚井, 1963; 佐藤, 1970 など)が、近年微化石層序の研究から古第三紀始新世から漸新世ではないかという見解がある(米谷ほか, 1982; 岡田, 1981 など)。本論文では、三毛別層上部の凝灰岩の K-Ar 年代(19.3 ± 1.0 Ma; 保柳・松井, 1985)に基づき、三毛別層と羽幌層

の時代を初期中新世とする。したがって、上位の築別層の間に約 3 Ma の時間間隙が推定される(Fig. 2)。三毛別層と築別層との間に明瞭な地質構造の差異は見いだせないが(Fig. 3)、保柳・松井(1985)では三毛別層の層厚の変化から両層は不整合関係にあると推定した。

地質構造の概要

この地域の地質図を Fig. 3 に示す。主な褶曲構造は築別背斜・羽幌ドームなど(松野・木野, 1960; 山口・松野, 1963)があり、走向はいずれも北北西—南南東で、それらの軸面は東に傾斜している(Fig. 3)。羽幌ドームの南東端には北北西—南南東の走向で、南北に配列する雁行状小褶曲群が存在する。

断層系は築別背斜の軸部を切る築別背斜断層、その東側を並走する初山別断層、羽幌ドームの背斜軸付近を切る羽幌背斜断層があり(松野・木野, 1960; 山口・松野, 1963)、いずれも北北西—南南東方向の走向をもつ(Fig. 3)。また、調査地域北端部にはこの築別背斜断層から派生する小断層があり、その走向・傾斜は N35° W, 75° NE の逆断層である。初山別断層は築別川本流で断層露頭が観察される。断層面の走向傾斜は N50° W, 50° NE で、下盤が築別層、上盤が古丹別層からなる逆断層である。

古丹別層の堆積学的検討

1. 分布

古丹別層は下位の築別層を覆って広く分布するが、その分布には次のような特徴がある。羽幌ドームの北方では、下・中・上部の3部層が揃っており、ここでは最大

Fig. 4. Columnar sections of the northern part of the area. For localities (1-20) of each column, see Fig. 3.
a : conglomerate and pebbly sandstone, b : sandstone, c : alternating beds of sandstone and mudstone,
d : mudstone, e : tuff, f : molluscan fossils.

累積層厚は 2000 m である。羽幌ドームと築別背斜の間の築別向斜部には、下部層のみが分布している (Figs. 3, 4)。羽幌ドーム西側では、下部層を欠き中部層が直接築別層を覆う。なお、築別背斜東翼の古丹別層の細分、および西翼との対比は現在のところ不明である。

2. 岩相分類

古丹別層の岩相は、粒度・堆積構造を基準に礫岩相・含礫砂岩相・砂岩相・砂岩泥岩互層相・泥岩相・スランプ相および含礫泥岩相とに分類される (Table. 2)。

(1) 礫岩相 (Cg : Conglomerate facies) : 明瞭な級化構造をもつ。一般に粒径は中礫・大礫に始まり上方へ細粒化する。逆級化構造が発達することがある。また、礫の長軸が地層面に対して傾斜して配列するタイプのインブリケーションが観察されることがある。多くの場合、同じ古丹別層起源の泥岩・砂岩・砂岩泥岩互層の 10 cm ~ 数 m の径をもつブロック状の岩塊 (rip-up clast) が含まれる。

(2) 含礫砂岩相 (Ps : Pebbly sandstone facies) : 淘汰の悪い粗粒砂岩中に細~中礫をまじえる。砂岩の級化構造は顕著ではないが、含まれる礫は上方へ細粒化する。多くの場合、礫岩相と同様の数 10 cm ~ 数 m のブロック状の岩塊を含む。

(3) 砂岩相 (Sa : Sandstone facies) : 粗~細粒の砂岩からなり級化構造をもつ。

(4) 砂岩泥岩互層相 (Tu : Turbidite facies) : 厚さ数 cm から 30 cm の砂岩層と厚さ数 cm から数 10 cm の泥岩層から構成される。砂岩は級化構造をもち、中粒から細粒に変化しさらには泥岩へと漸移する。Bouma シークエンス (BOUMA, 1962) の級化部 (a)・平行葉理部 (b)・斜交葉理部 (c)・上部平行葉理部 (d)・泥岩部 (e) のすべてからなる完全シークエンス (T_{a-e})、もしくは不完全シークエンス (T_{b-e} , T_{c-e}) などのタイプから構成される。底面には、しばしばフルートキャスト・グループキャストが観察される。この岩相の多くは泥岩優勢

Fig. 5. Lithofacies of the Kotambetsu Formation, at Loc. 1 in Fig. 3.

1: channel structure, 2: reverse grading, 3: normal grading, 4: rip-up clast, Cg, Ps, Sa, Tu, Mu: lithofacies name, see Table 2.

で薄い砂岩層を伴う。これら泥岩優勢の砂岩泥岩互層は不完全シーケンズ (T_{b-e} , T_{c-e}) から構成される thin-bedded turbidites (MURTI, 1977) である。

(5) 泥岩相 (Mu: Mudstone facies): 塊状灰色泥岩

であるが、葉理構造をもつことがある。

(6) スランプ相 (Sl: Slump facies): 砂岩泥岩互層などが堆積直後のスランピングにより変形した岩相。

(7) 含礫泥岩相 (Pm: Pebbly Mudstone facies): 暗灰色泥岩中に中～小礫が散在する。

3. 岩相の出現形態

古丹別層には層厚数m～最大 70 m に達する礫岩・含礫砂岩・砂岩からなる単層が存在する (Fig. 5)。礫岩相・含礫砂岩相・砂岩相は下部から上部に向かってこの順に漸移関係にある。本論ではこれを「粗粒岩層 (coarse clastic bed)」と呼ぶ。

「粗粒岩層」は調査地域北東部 (Fig. 3, ルート a-c) でよく観察され、この地域では 50 枚の「粗粒岩層」が認められた。このうち礫岩相～含礫砂岩相～砂岩相と漸移する「粗粒岩層」は 17, 礫岩相～含礫砂岩相と漸移するものは 14, 含礫砂岩相～砂岩相と漸移するものは 2 である。これに対して礫岩相のみで単層を形成するものは 12, 含礫砂岩相のみから成るもの 2, 砂岩相のみから成るもの 3 である。このように「粗粒岩層」が下部から上部に向かって礫岩相・含礫砂岩相・砂岩相の組合せからなることから「粗粒岩層」を 3 つの岩相の全てが揃ったものとこれらの岩相の内の 2 つもしくは 1 つからなるものに大別し, BOUMA (1962) のタービダイト砂岩の分類にならない前者を「完全シーケンズ」、後者を「不完全シーケンズ」と呼ぶ。さらに「不完全シーケンズ」の「粗粒岩層」は上部の岩相が欠ける場合 (Fig. 6-1), 下部の岩相が欠ける場合 (Fig. 6-2), 上部および下部の岩相が欠け中間の含礫砂岩相のみからなる場合 (Fig. 6-3) に分けられる。なお、「不完全シーケンズ」の上部の欠けるタイプはその上位の「粗粒岩層」(その基底は礫岩相からなっている) に削り込まれているのが観察される。

一方、砂岩泥岩互層相は砂岩の比率が減少することにより泥岩相と漸移関係にある。このようにこの 2 つの岩相は密接に関連して出現する。また、スランプ相・含礫泥岩相の出現はまれで築別背斜断層沿いなど地域的に散点的に見いだされる。

4. 岩相組合せとその分布

岩相の出現形態の検討から先に分類した 7 つの岩相は 2 つの岩相組合せに分けることができる。以下本論文では礫岩相・含礫砂岩相・砂岩相からなる岩相組合せを「岩相組合せ A」、砂岩泥岩互層相・泥岩相からなるより細粒な岩相組合せを「岩相組合せ B」とする。

「岩相組合せ A」は前述の「粗粒岩層」が積み重なることによりかなりの層厚もつ。さらに水平的にも広がり

complete sequence

incomplete sequence

Fig. 6. Types of the sequence of the "coarse clastic bed". For legend, see Fig. 5. For Cg, Ps, Sa, Tu, Mu, see Table 2. 1, 2, 3 : three types of incomplete sequence.

もつ。「岩相組合せB」も同様に垂直的にも水平的にも一定の広がりをもっている。調査地域南部の古丹別層の柱状図(Fig. 7)は、礫岩相・含礫砂岩相・砂岩相からなる「岩相組合せA」が、砂岩泥岩互層相・泥岩相からなる「岩相組合せB」に取り巻かれるように分布していることを表している。さらに、「岩相組合せA・B」は互

いに指交関係、すなわち同時異相の関係にあると推定される。

Fig. 8 に調査地域南部(Fig. 7 の柱状図 21 以南)における2つの岩相組合せの平面分布および古流向を示した。「岩相組合せA」が主に分布する地域は北北西—南南東方向に連続性をもっている。しかし、西へ向かって

Fig. 7. Geologic columnar sections of the southern part of the area.

For localities(13-15, 21-27) of each column, see Fig. 3 and for legend, see Fig. 4.

Fig. 8. Distribution of the facies associations and paleocurrents direction of the southern part of the area. A : "facies association A" dominant, B : "facies association B" dominant, C : pre-Kotambetsu Tertiary, D : paleocurrent direction, E : clast long axis, mean of the ten longest clasts (cm), F : syncline, G : anticline, H : fault, I : profile line.

Fig. 9. Paleocurrents direction and sampling localities of conglomerates.

a : sampling localities of conglomerates, b : current direction from flute casts, c : current direction from groove casts, d : direction of slump movement, e : key bed tuff in the Kotambetsu Formation, f : fault, g : syncline, h : anticline, i : formation boundary.

Fig. 10. Modal compositions (% in number) of conglomerates in the Kotambetsu Formation.

a : Tertiary sedimentary rock, b : pre-Tertiary mudstone (slate), c : pre-Tertiary sandstone, d : chert, e : limestone, f : hornfels, g : granitic rock, h : others. For sampling localities (1-36), see Fig. 9.

は連続せず、調査地域南西部では「岩相組合せB」が卓越する。「岩相組合せA」中の礫は北北西側から南南東に向かって粒度を減ずる。「岩相組合せB」の砂岩・泥岩互層のソールマークが示す古流向は、構造方向と一致する北北西からの流れを示すものが多い。しかし、その方向を詳細に見ると「岩相組合せA」の分布側からあふれ出したような流れの形態が見られる。

5. 古流系

Fig. 9 に、砂岩・泥岩互層相の砂岩層のフルートキャスト・グループキャストから求めた古流向を示す。築別背斜断層の東側では、古流向は東からの流れが卓越し、一方、背斜断層の西側では地質構造と平行な北北西からの流れが卓越する。

築別背斜付近のスランプ相から求めたすべりの方向はほぼ東から西である (Fig. 9)。

碎屑物組成

1. 礫岩組成

古丹別層の礫岩の礫を1地点100個任意に採集し、36地点について (Fig. 9) その礫種を個数百分率で表した (Fig. 10)。なお、比較のため、三毛別層1地点、築別層8地点について礫種を検討した (Fig. 11)。

a. 古丹別層

主要礫種は、先第三系起源の泥岩・スレート・砂岩・チャートと花こう岩・ホルンフェルスで、これらの礫は全層準全地点から普遍的に産する。これらの他に多くの地点で石灰岩・緑色岩類を含む。

その他の礫種は片岩・石英斑岩・流紋岩・蛇紋岩で、地点により数%~10数%含まれることがある。これらのうち地域的・層準的に特徴のあるものは、安山岩礫と

蛇紋岩礫である。安山岩礫は北西部の地点 25 (Fig. 9 参照) では 14% に達する含有率を示す。この地点は層準的には古丹別層の最上部近くにあたる。また蛇紋岩礫は東部の地点 34・36 (Fig. 9 参照) で見いだされ、これら地点の露頭ではその粒径は 1 m 以上に達する。

全地点で普遍的に含まれ、古丹別層の特徴といえる花コウ岩礫の鏡下での特徴は、次のとおりである。透明鉱物はカリ長石・石英・斜長石・黒雲母からなる。不透明鉱物はイルメナイトを主とし、磁硫鉄鉱・グラファイトなどからなる。磁鉄鉱は認められない。

b. 築別層・三毛別層

築別層は基底部付近に礫岩を挟在し、その礫は主に安山岩と先第三系のチャート・泥岩・砂岩である。安山岩礫は普遍的に産し、その量比は最大 70% を越える。その他には流紋岩質凝灰岩礫を最大 10% 含む。流紋岩礫を産する地点もある。さらに石英斑岩・閃緑岩・花コウ岩などの半深成岩・深成岩礫を少量含む。また、下位の羽幌層・三毛別層起源の礫をも含む。

三毛別層は礫岩が少なく検討できるサンプルを採取できたのは 1 地点のみであった。その結果は、チャートが約 80%、他には安山岩礫と先第三系の砂岩・泥岩などである。

2. 砂岩組成

礫組成との比較のため、羽幌層・三毛別層・築別層・古丹別層の砂岩の組成をそれぞれ数枚の薄片を作成し検討した。

古丹別層の砂岩は最も岩片に富み、羽幌・三毛別・築別層のものはより少ない (Fig. 12-a)。岩片の岩石種は、古丹別層では泥岩など堆積岩が多いのに対して、他の地層では火山岩片が多く (Fig. 12-b)、大半が安山岩類である。

Fig. 11. Modal compositions (% in number) of conglomerates in the Sankebetsu (s) and Chikubetsu (C1-C8) Formations.

a : Tertiary sedimentary rock, b : pre-Tertiary mudstone (slate), c : pre-Tertiary sandstone, d : chert, e : hornfels, f : granitic rock, g : andesite, h : acidic tuff, i : rhyolite, j : others. For sampling localities (S and C1-C8), see Fig. 9.

古丹別層の堆積環境

1. 堆積機構

羽幌地域の新第三系の各層は、古丹別層を除くと岩相・産出化石から、いずれも陸成層ないし浅海成層である。古丹別層はこれら上位・下位の地層と異なり大型化石を含まない粗粒碎屑岩から構成されている。しかもその層厚は調査地域内でも、2000 m 以上に達する。古丹別層の堆積期間は、珪藻化石の資料から約 1 Ma と見積られ (Fig. 2 参照)、その堆積速度は、200 cm/1000 年という値になる。この堆積速度は、中米海溝のタービダイ

Fig. 12. Ternary diagrams showing the composition of the Miocene sandstones in the Haboro district.

a ; Q : quartz, F : feldspar, L : lithic fragment. b ; Qp : polycrystal quartz, mainly chert, Lv : volcanic rock, Ls : other sedimentary rock.

トの最大堆積速度約 2600 m/1 Ma (MOORE *et al.*, 1982) と近似し、徐 (1985) の明らかにした南部フォッサマグナ地域のタービダイト 150 cm/1000 年、基礎試錘十勝沖で明らかにされた中新世タービダイトの堆積速度 1330 m/1 Ma (佐々木ほか, 1985) と共にタービダイトの堆積速度の最大値に合致する。

さらに古丹別層は、礫岩相・含礫砂岩相・砂岩相・砂岩泥岩互層相・泥岩相・含礫泥岩相・スランプ相から構成され、この構成は、タービダイトとそれに伴う粗粒岩相 (WALKER & MUTTI, 1973; WALKER, 1977, 1978) と一致する。また、砂岩泥岩互層は、各単層が Bouma シークエンス (BOUMA, 1962) の完全シークエンス (T_{a-e})、不完全シークエンス ($T_{b-e} \cdot c-e$) を示しており、混濁流によって形成されたタービダイトである。粗粒岩層の級化構造と、その最下部を構成する礫岩相の逆級化構造、および礫のインプリケーションは、再堆積礫岩の特徴 (DAVIES & WALKER, 1975; WALKER, 1975) である。

以上から、古丹別層はタービダイトとそれに関連する岩相から構成され、その碎屑物の運搬機構は混濁流・水中土石流などの堆積物重力流 (MIDDLETON & HAMPTON, 1973) であると考えられる。

2. 岩相とその組合せの形成場

この地域の古丹別層の形成場に関してすでに高橋・君波 (1983) の海底扇状地という考えがある。高橋・君波 (1983) は本論の調査地域の南部を研究し、この地域が古丹別層の海底扇状地の一部に当たり上部海底扇状地に対応しているとした。そして礫岩などはこの上部海底扇状地のチャネル充填堆積物とした。しかしこの上部扇状地から続く中部・下部扇状地の配置を空間的に明らかにしておらず、海底扇状地モデルによる説明が有効としながらも、さらに検討する必要があると述べている。

本論ではまず特徴的な堆積形態を示す「粗粒岩層」についてその堆積場を考察し、次に分類された2つの岩相組合せの分布から堆積環境を考察する。

「粗粒岩層」は級化構造をもちその最下部の礫岩相にはインプリケーションがしばしば見られる。この特徴は WALKER (1975) の上部海底扇状地のチャネル内に形成されるとした礫岩と同一で、また徐 (1985) が明らかにした富士川層群のチャネル充填堆積物とも同一である。このことから「粗粒岩層」がチャネル内で形成された可能性が示唆される。一方、粗粒岩層が礫岩相・含礫砂岩相・砂岩相の複合からなることは、海底扇状地岩相モデルの上部扇状地チャネル充填堆積物が礫岩相のみからなること (WALKER, 1978) とは異なる。

砂岩泥岩互層相は MUTTI (1977) の thin-bedded turbidites とその堆積構造が一致し、その形成場の1つにチャネル周辺があげられている (Murti, 1977)。

次に岩相組合せの分布から形成環境を考察する。Fig. 8 に見られるように、礫径の変化や古流向から示される堆積物の流れの方向に平行な方向 (南北方向) には「岩相組合せ A, B」ともその分布は連続していく。しかし流れの方向に直交する方向には「岩相組合せ A」はレンズ状の形態を示すと考えられる (Figs. 7, 8)。このような分布形態からも「岩相組合せ A」を構成する諸岩相がチャネル充填堆積物であり、「岩相組合せ B」を構成する岩相はチャネル周辺堆積物であると考えられ、先の堆積構造からの推定を裏付ける。さらに調査地域内にはチャネル充填堆積物、チャネル周辺堆積物以外の堆積環境を示す堆積物は存在しない。古流向も扇頂部を形成し扇状に広がる傾向はなく、構造方向に直交する東からの流れと平行な北北西からの流れよりなる。以上の事実から羽幌ドームの東側を中心とした本調査地域は、海底扇状地に堆積したタービダイトと考えるよりチャネル充填堆積物と、チャネル周辺堆積物からなると考える方が自然であることを示している。

非扇状地性のチャネルによるタービダイト形成の場としては、カナダのカンブリア〜オルドビス系の網状チャネルシステムによるタービダイトの形成が HEIN & WALKER (1982) によって、南部フォッサマグナ地域の中新〜鮮新統の海底チャネルによるタービダイト形成が徐 (1985) によって明らかにされている。

さらに本調査地域のチャネルは、Fig. 8 に示した地域南部では礫の粒径の変化、古流向より北から南へ流れていたと考えられる。しかし、この「岩相組合せ A」からなるチャネルは Fig. 7 の柱状図 13・14 に示されるように Fig. 8 の範囲外の北部には連続しておらずチャネル周辺堆積物である「岩相組合せ B」に側方変化してしまう。このことと古流向が地域北東部で東からを示し、羽幌ドームの東側の地域南部では北から南への流れに変化していること (Fig. 9) を考慮するとこのチャネルは羽幌ドームの東側で東西から南北へ方向を変えていると考えられる。

3. 堆積作用の特徴

Fig. 8 の古流向は、「岩相組合せ A」の分布域から「岩相組合せ B」の分布域に向かって見いだされる。さらに両岩相は同時異相であり、互いに側方変化の関係にあると考えられる。このことは、「岩相組合せ A」を形成した粗粒な碎屑物を運搬したチャネル内の

Fig. 13. Schematic sedimentary system of the Kotambetsu Formation.

long arrow : transport direction of clastics deduced from compositional analysis, short arrow : current direction of turbidites.

流れがチャネルからあふれ、より細粒な碎屑物のみを運搬する流れとなり周辺に「岩相組合せB」を形成したことを示すと考えられる。このようなチャネルとチャネル周辺を同時に形成していくタービダイトの堆積作用を徐(1985)は「築き上げ作用」と呼んだ。このように古丹別層は徐(1985)が示した富士川層群におけるタービダイトの堆積作用と同一の堆積作用によって形成された。このことは変動域におけるタービダイトの堆積作用として「築き上げ作用」(徐, 1985)によるチャネルの形成とその埋積が普遍的である可能性を示していると考えられる。

碎屑物の供給源

この地域の第三系各層準の礫岩・砂岩の組成の中で、古丹別層の砂岩・礫岩組成は他の地層の組成と著しく異なる。古丹別層には他の層準に見られる中性・酸性の火山岩は乏しく、先第三系起源の堆積岩類(スレート・砂岩・チャート・石灰岩)の礫を多く含み、その他に花こう岩・ホルンフェルス礫を普遍的に含む特徴がある。このような岩石組合せはこの地域東方に位置する日高帯北部の岩石分布と一致し、日高帯北部が古丹別層の主要後背地であったことを示す。この花こう岩礫の岩石学的特徴(カリ長石に富む。イルメナイトを含み磁鉄鉱を含まない)が日高帯北部に分布する花こう岩の特徴(斉藤・太田, 1959; ISHIHARA, 1977)と類似することもこの推論を裏付けると考えられる。さらに、蛇紋岩礫は神居古潭帯起源と考えられ、日高帯北部と古丹別層堆積盆の中間に位置する神居古潭帯もこの堆積盆に碎屑物を供給したことを示す。砂岩を構成する碎屑物についての検討結果もこの碎屑物が礫と同一の供給源であることを示唆してい

る。この碎屑物の起源を日高帯北部と神居古潭帯に求める結論は、高橋(1974)と一致している。

古丹別層堆積盆の特徴

古丹別層は、チャネルにより堆積の進行したタービダイトとそれに関連する粗粒岩相よりなり、碎屑物は東方の日高帯北部や神居古潭帯から供給されている。調査地域東部の古流向は東からの流れを示し、東からの斜面を反映していると考えられる。また、この地域のスランプのすべり方向も東からの斜面の反映である。したがって、古丹別層は中期中新世に神居古潭帯の蛇紋岩分布地域より東、とくに日高帯北部が著しく上昇割削され、東からの斜面を流れ下った堆積物重力流によって形成された。

さらにその堆積は、初期の段階では羽幌ドームの西側で下部層が欠如することに示されるように羽幌ドームの東側から進行した。このような地層の分布から羽幌ドームが堆積に影響を与えたという指摘は、すでに高橋・君波(1983)によりなされている。本論では羽幌ドーム東側での古流向の転換やチャネルの方向の変化を明らかにし、古丹別層の堆積作用を直接規制する隆起帯が堆積盆内に存在したことを堆積学的資料から具体的に示した。すなわち、現在の構造と一致する隆起帯が堆積時にすでに形成され始めており構造地形として堆積を規制していたと考えられる。このような堆積盆内の構造地形と堆積作用の関係を示す例は、TOKUHASHI(1979)、徳橋(1982)により房総半島の中新統清澄層のタービダイト形成で示されている。また、徳橋(1982)は構造地形に規制され堆積が進行する段階では広がった海底扇状地は形成されないとしている。

古丹別層のタービダイトは、構造運動により強く支配された堆積盆に堆積したものであり、海底平坦面のような広がった海盆底に形成されたものではない。この堆積盆は碎屑物の供給源となった日高帯北部の急激な隆起によって作られた東からの海底斜面上に位置し、そこには東方から多量の碎屑物が供給されたと考えられる (Fig. 13)。

ま と め

中央北海道に南北に分布する中新統の粗粒岩のうち、北部日本海側の中部中新統古丹別層についてその堆積学的検討から次の点が明らかになった。

(1) 岩相上の特徴から下部層・中部層・上部層に3分される。このうち下部層は羽幌ドーム西側には分布しない。

(2) タービダイトと関連粗粒碎屑物からなり、礫岩相・含礫砂岩相・砂岩相・砂岩泥岩互層相・泥岩相・スランプ相・含礫泥岩相の7つの岩相に分類される。

(3) これらの岩相のうち礫岩相・含礫砂岩相・砂岩相は積み重なって一枚の単層「粗粒岩層」をつくる。このように岩相は特徴的な組合せをもって出現する。本論では「粗粒岩層」を形成している礫岩相・含礫砂岩相・砂岩相の岩相組合せを「岩相組合せA」、これに対して砂岩泥岩互層相・泥岩相からなる岩相の組合せを「岩相組合せB」と分類した。

(4) 「岩相組合せA」はチャネル充填堆積物、「岩相組合せB」はチャネル周辺堆積物と解釈され、古丹別層は非扇状地性のチャネル充填堆積物とチャネル周辺堆積物からなる。その堆積作用はチャネル内とチャネル周辺を同時に形成する「築き上げ作用」(徐, 1985)によると推定される。

(5) 古丹別層堆積時に現在の地質構造と一致する隆起帯が堆積盆内に形成されており、チャネルの方向を変化させるなど堆積作用を直接規制していた。

(6) 古丹別層は東方の日高帯北部の急激な上昇に伴って形成された斜面上の堆積盆に形成された地層である。その碎屑物の供給源は日高帯北部と神居古潭帯である。

謝 辞

本研究を行うにあたり北海道大学松井 愈教授には終始懇切な御指導をいただいた。北海道大学教養部地学教室魚住 悟教授、中村耕二教授、河内晋平助教には御教示と御助言をいただいた。魚住 悟教授には貝化石の鑑定をお願いした。山口大学君波和雄助教、立命館

中・高校紺谷吉弘博士、香川大学木村 学助教授、明治コンサルタント宮坂省吾氏には野外および室内において懇切な御教示と御助言をいただいた。北海道立地下資源調査所高橋功二氏、地質調査所鎌田耕太郎博士には野外調査において有益な御助言をいただいた。論文作成に際して、東京大学海洋研究所徐 垣博士に御助言をいただいた。北海道大学八木健三名誉教授には英文要旨を閲読していただいた。また、北海道大学教養部地学教室平間正男技官、五十嵐洋子さんには研究に際し御便宜をいただいた。野外調査に際しては羽幌町篠島 正氏御一家にお世話になり、御便宜をいただいた。これらの方々に深く感謝いたします。

文 献

- 秋葉文雄, 1979: *Denticula dimorpha* とその類縁種の形態, および新第三系珪藻化石層序区分. 技研所報, **22**, 148-189.
- BOUMA, A. H., 1962: *Sedimentology of some flysch deposits*. 168p., Elsevier Publ., Amsterdam.
- DAVIES, I. C. and WALKER, R. G., 1975: Transport and deposition of resedimented conglomerates: The Cap Erange Formation, Cambro-Ordovician, Gaspe, Quebec. *Jour. Sedimentary Petrol.*, **44**, 1200-1216.
- DIKINSON, W. R., 1978: Plate tectonic evolution of Northern Pacific Rim. *Jour. Phys. Earth*, **26**(suppl.), 1-19.
- 藤江 力・魚住 悟, 1957: 北海道の新第三紀化石動物群の変遷(予報). 新生代の研究, no. 23, 29-37.
- 秦 光男, 1961: 5万分の1地質図幅「初浦」および同説明書. 地質調査所.
- ・対馬坤六, 1969: 遠別地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所.
- HEIN, F. J. and WALKER, R. G., 1982: The Cambro-Ordovician Cap Erange Formation, Quebec, Canada: Conglomeratic deposits of a braided submarine channel with terrace. *Sedimentology*, **29**, 309-329.
- 堀越 叡, 1972: 日本列島の造山帯とプレート. 科学, **43**, 665-673.
- 保柳康一・松井 愈, 1985: 北海道羽幌地域第三系, 三毛別層の K-Ar 年代. 地球科学, **39**, 74-77.
- ・三戸 望・吉岡正俊・宮坂省吾・渡辺 寧・松井 愈, 1985: 石狩-天塩帯南部の中新統層序と堆積環境—受乞層海底扇状地の復元—. 地球科学, **39**, 393-405.
- ISHIHARA, S., 1977: The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, **27**, 239-305.
- KANNO, S. and MATSUNO, K., 1960: Molluscan fauna from "the Chikubetsu Formation", Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **55**, 35-47.
- 小泉 格, 1981: 築別川・間寒別ルートに珪藻化石の検討. 棚井敏雅(編), 北海道の新第三系の生層序, no.1, 10-11.

- KUENEN, ph. H. and MIGLIORINI, C. I., 1950 : Turbidity current as a cause of graded bedding. *Jour. Geol.*, **58**, 91-127.
- 米谷盛寿郎・古田土俊夫・生路幸世・嶋崎統五, 1982 : 天北-築別・羽幌両地域の第三系微化石層序の問題—とくに曲淵層, 三毛別層の時代. 棚井敏雅(編), 北海道の新第三系生層序の諸問題, 23-26.
- 丸山俊明, 1981 : 遠別地域の珪藻化石について. 棚井敏雅(編), 北海道の新第三系の生層序, no.1, 6-9.
- 松野久也・木野義人, 1960 : 5 万分の 1 地質図幅「築別炭鉱」および同説明書. 地質調査所.
- MIDDLETON, G. V. and HAMPTON, M. A., 1973 : Sediment gravity flows : Mechanics of flow and deposition. In *Turbidites and Deep Water Sedimentation*. Soc. Eoc. Paleont. Mineral., Pacific Section. 1-38.
- MINATO, M., GORAI, M. and HUNAHASHI, M. (eds.), 1965 : *The Geologic Developments of the Japanese Islands*. 442p., Tsukiji Shokan, Tokyo.
- MOORE, J. C., WATKINS, L. S., McMILLEN, K. J., BACHMAN, S. B., LEGGETT, J. K., LUNDBERG, N., SHIPLEY, T. H., STEPHAN, J. F., BEGTEL, F. W., BUTT, A., DIDYK, B. M., NIITSUMA, M., SHEPARD, L. E. and STRADNER, H., 1982 : Facies belts of the Middle America Trench and forearc region, southern Mexico : results from Leg 66 DSDP. In LEGGETT, J. K. ed., *Trench-Forearc Geology*, 77-94, Geol. Soc. London.
- MUTTI, E., 1977 : Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in Eocene Hecho Group (South-central 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.
- NELSON, C.H., CARLSON, P.R., BYRNE, J.V. and ALPHA, T. R., 1970 : Development of Astoria canyon-fan physiography and composition with similar systems. *Marine Geol.*, **8**, 259-291.
- NORMARK, W. R., 1970 : Growth pattern of deep-sea fans. *A.A.P.G. Bull.*, **54**, 2170-2195.
- OKADA, H., 1978 : Sedimentary patterns in apparent back-arc basins : A case study of the Neogene sequence in northwestern Hokkaido, Japan. *Jour. Phys. Earth*, **26** (Suppl.), 477-490.
- , 1980 : Sedimentary environments around arcs : An example of the Japan trench area. *Pre-cambrian Res.*, no. 12, 139-155.
- , 1983 : Collision progenesis and sedimentation in Hokkaido, Japan. In HASHIMOTO, M. and UEDA, S. ed., *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific regions*. 91-105, Terra Sci. Publs., Tokyo.
- 岡田尚武, 1981 : 石灰質ナンノ化石による三毛別層と幌内層の堆積年代の推定. 棚井敏雅(編), 北海道の新第三系の生層序, no.1, 12-13.
- 斉藤昌之・太田昌秀, 1959 : 5 万分の 1 地質図幅「音標」および同説明書. 北海道開発庁.
- 佐々木詔雄・加地時夫・笹岡 健・井口 隆, 1985 : 基礎試錘十勝沖の地質と層序—道東地域における中新世タービダイト相の考察. 石油技協誌, **50**, 53-63.
- 佐藤誠司, 1970 : 北海道中軸部の中新統の対比—とくに海成堆積物の花粉分析に基づいて—. 地質雑, **76**, 283-301.
- 柴田 賢・棚井敏雅, 1982 : 北海道第三紀火山岩類の K-Ar 年代. 棚井敏雅(編), 北海道の新第三系生層序の諸問題, 75-80.
- 徐 垣, 1985 : 富士川層群身延累層中にみ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.
- 高橋功二, 1974 : 道北地域新第三系の構成礫について. 北海道立地下資源調査所報告, no.45, 17-43.
- ・君波和雄, 1983 : 羽幌ドーム周辺の古丹別層の堆積作用. 地球科学, **37**, 250-261.
- 棚井敏雅, 1963 : 北海道における新第三紀植物群の変遷. 化石, no.5, 51-62.
- 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. & Miner.*, **46**, 1-60.
- 徳橋秀一, 1982 : 海底扇状地形成過程における 2 つの段階. 地質ニュース, no.337, 258-259.
- 植村癸巳男, 1930 : 天塩国北部に於ける含油第三紀層. 地質雑, **37**, 707-726.
- UNDERWOOD, M. B. and BACHMAN, S. B., 1982 : Sedimentary facies associations within subduction complexes. In LEGGETT, J. K., ed., *Trench-forearc Geology*, 77-94, Geol. Soc. London.
- UOZUMI, S., 1962 : Neogene molluscan faunas in Hokkaido, part 1. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, [IV] *Geol. Miner.*, **11**, 504-544.
- 和田信彦, 1977 : 厚真川流域に分布する川端層相当層の堆積相古流系. 北海道立地下資源調査所報告, no.49, 71-79.
- WALKER, R. G., 1975 : Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **86**, 737-748.
- , 1977 : Deposition of upper Mesozoic resedimented conglomerates and associated turbidites in southwestern Oregon. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **88**, 273-285.
- , 1978 : Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans : Models for exploration for stratigraphic traps. *A.A.P.G. Bull.*, **62**, 932-966.
- and MUTTI, E., 1973 : Turbidite facies associations. In *Turbidites and Deep Water Sedimentation*. Soc. Eoc. Paleont. Mineral., Pacific Section, 119-158.
- 山口昇一・松野久也, 1963 : 5 万分の 1 地質図幅「三溪」および同説明書. 地質調査所.

(要 旨)

保柳康一・大上拓男, 1986: 海底チャネルによるタービダイトと関連粗粒岩の形成—中央北海道・中部中新統古丹別層—. 地質雑, 92, 855-870. (HOYANAGI, K. and OHKAMI, T., 1986: Turbidites and related coarse clastic rocks of submarine channels in the Miocene Kotambetsu Formation, Central Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 92, 855-870.)

中央北海道北部の羽幌地域の古丹別層(中部中新統)は, タービダイトとそれに関連した粗粒碎屑岩から構成され, 礫岩相・含礫砂岩相・砂岩相・砂岩泥岩互層相・泥岩相・スランプ相・含礫泥岩相の7つの岩相に区分される. 礫岩相・含礫砂岩相・砂岩相は複合して一枚の厚い単層「粗粒岩層」を形成し, 礫岩相・含礫砂岩相・砂岩相からなる「岩相組合せA」を構成する. 一方, 砂岩泥岩互層相・泥岩相は「岩相組合せB」を構成する. 「岩相組合せA」はチャネル充填堆積物, 「岩相組合せB」はチャネル周辺堆積物であると考えられる. 2つの岩相組合せの分布様式や古流向からチャネルは羽幌ドームの東翼で西向きから南向きへ向きをかえていたと考えられる. 碎屑物組成は古丹別層の供給源が日高帯北部と神居古潭帯であることを示しており, 堆積盆は東方の日高帯北部の急激な上昇に伴って形成された西向きの斜面上に位置していたと結論される.

Explanation of Plate

Plate I

1. Alternating beds of sandstone and mudstone of the Sankebetsu Formation, scale 1m.
2. Sandstone with low angle cross lamination of the Chikubetsu Formation.
- 3-8 : Main lithofacies and structures of the Kotambetsu Formation.
3. Turbidite facies (Tu), alternating beds of sandstone and mudstone.
4. Turbidite (Tu) and conglomerate facies (Cg) with imbrication and reverse grading, scale 1m.
5. Conglomerate facies (Cg) with rip-up clast of alternating bed, scale 1m.
6. Sandstone facies (Sa) and mudstone facies (Mu), scale 1m.
7. Slump facies (Sl), scale 1m.
8. Channel structures of the "coarse clastic bed".

1

2

3

4

5

6

7

8