

北海道十勝沖前弧海盆東縁を流下する釧路海底谷上流域の 「しんかい 6500」による潜航調査

辻野 匠^{1,*}

Taqumi TuZino (2010) Dive report of “Shinkai 6500” at a middle part of upper reaches of the Kushiro Submarine Canyon, off Tokachi, Hokkaido, Japan. Bull. Geol. Surv. Japan, vol.61(3/4), p.125-136, 8 figs, 2 tables.

Abstract: Dive survey by the submersible “Shinkai 6500” was conducted at a middle part of upper reaches (thalweg: water depth of 1814 m) of the Kushiro Submarine Canyon, off Tokachi, Hokkaido. The canyon indents the outer shelf along a generally straight, deeply entrenched course of 233 km in length upon the forearc basin and slope of the Kuril Trench in the Northwest Pacific. The canyon side-wall at the dive point is stepped as three outcropped escarpment and two terrace. The first escarpment is at the water depth of 1795-1770 m and is composed of alternating beds of very fine sandstone and siltstone. The second and the last escarpments are at the water depth of 1580-1550 m and 1415-1370 m, respectively. The last escarpment represents minor step-shaped outcrop. These are composed of massive siltstone. Most rock samples are semiconsolidated and composed of diatom frustules and fine-grained terrigenous clastics. The diatom and radiolarian ages suggest that the strata in the first, the second and the last outcrops were deposited in the early Late Pliocene, the late Late Pliocene, the Early Pleistocene periods, respectively.

Keywords: Kushiro Submarine Canyon, submersible Shinkai 6500, seismic stratigraphy, submarine outcrop, levee, incision

要 旨

2006年9月から10月にかけて「しんかい6500」により釧路海底谷上流部(着底点:北緯42°29.4385' 東経144°34.2675')の潜航調査が行われた。釧路海底谷は北海道南東沖に発達する前弧海盆の北東縁を流下する全長223 kmの海底谷で、比高数100 mの下刻が全域で発達している。潜航地点では新第三系-第四系の地層が露出していると音波探査から予測されている。本報告では潜航での目視観察及び採取した岩石試料の記載を行い、本号で報告されている微化石年代をもとに音響層序を構成する地層の年代を推定した。潜航調査では谷底の水深1814 mに着底した後、南岸の側壁を登り、水深1313 mの肩で離底した。ルート上の地形断面は3つの急斜面(崖)とその間の緩斜面とに区分でき、急斜面では露岩が認められた。谷底はリップルの発達したシルトに覆われており、側壁は露岩域以外はすべて泥に覆われていた。最初の崖は側壁基部の1795-1770 mにあり、極細粒砂岩とシルト岩の互層が露岩していた。2番目の崖は側壁中部の1580-1550 mにあり、塊状のシルト岩が1 m程度の

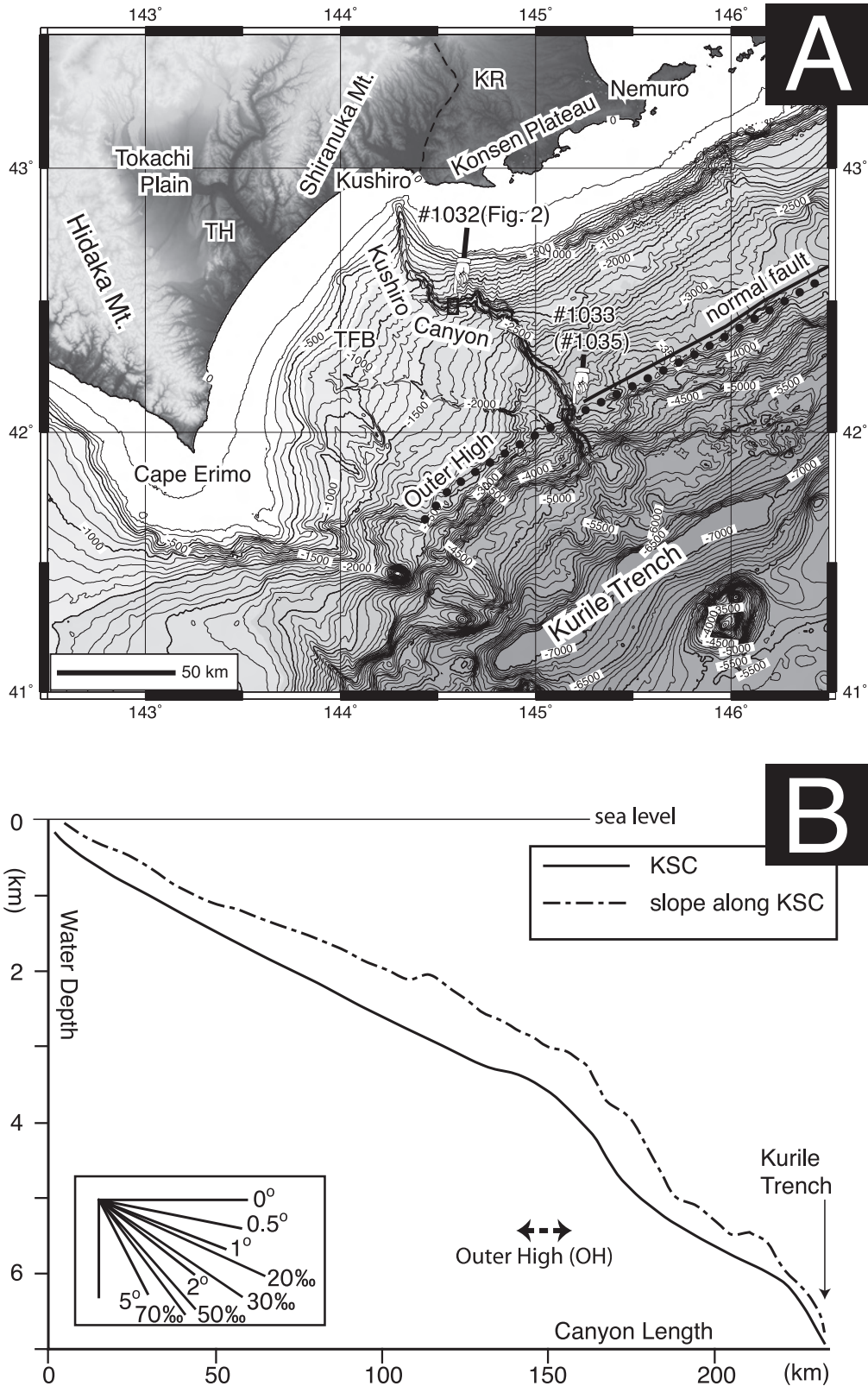
層厚で成層していた。最上部の崖は側壁上部の1415-1370 mにあり、数10 cm-数mの段差からなるステップ状の地形が発達し、塊状の泥岩が断続的に露出している。採取した岩石のほとんどは半固結であり、珪藻遺骸と陸源碎屑物からなっている。岩石の微化石年代は、側壁基部の露頭では後期鮮新世の前期、2番目の露頭では後期鮮新世の後期、側壁上部の露頭では前期更新世であった。

1. はじめに

2006年(平成18年)9月25日から10月9日にかけて、北海道南東部十勝-釧路沖海域で「しんかい6500」(海洋研究開発機構)による潜航調査が計7回実施された(YK07-14航海)。そのうち地質学的研究のための潜航は2回あり、釧路海底谷が前弧海盆東縁を流下する上流域での潜航と、より下流の外縁隆起帯域での潜航とが実施された(第1図)。本報告は、上流側(前弧海盆地)の潜航#1032(第2図)について目視観察及び採取した岩石試料の記載を行い、本号で報告されている微化石年代

¹地質情報研究部門(AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation)

* Corresponding author: T. TuZINO, Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email: taphonomy@ni.aist.go.jp



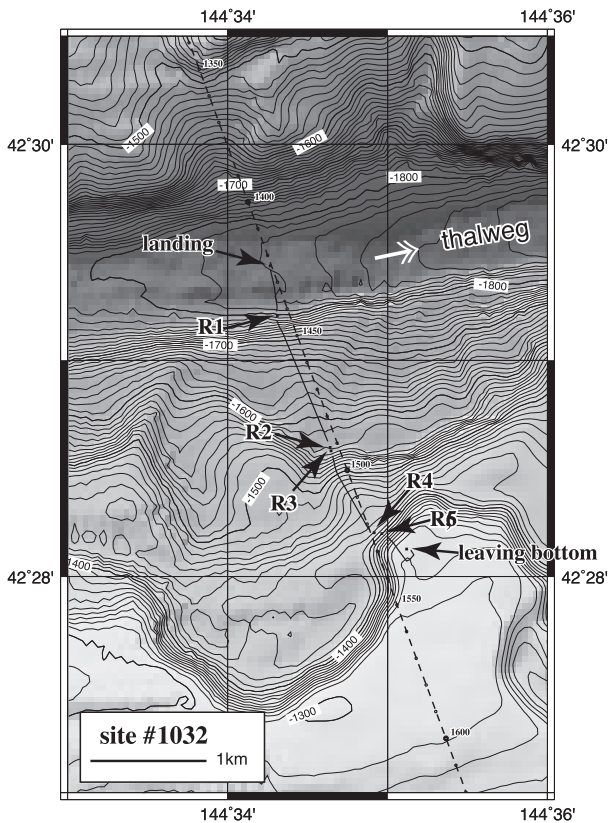
第1図 (A) 釧路海底谷の位置及び周辺の地形図。(B) 釧路海底谷(実線)及び東岸の肩(破線)の縦断面。KSC: 釧路海底谷。KR: 釧路川。TFB: 十勝沖前弧海盆。TH: 豊頃丘陵。

Fig. 1 (A) Topographic map around the Kushiro submarine canyon. KR: Kushiro River. TFB: Tokachioki forearc basin. TH: Toyokoro Hill. (B) Longitudinal depth profiles of the Kushiro submarine canyon (KSC) and the slopes along the channel.

(柳沢, 本山ほか)をもとに音響層序を構成する地層の年代を推定する。

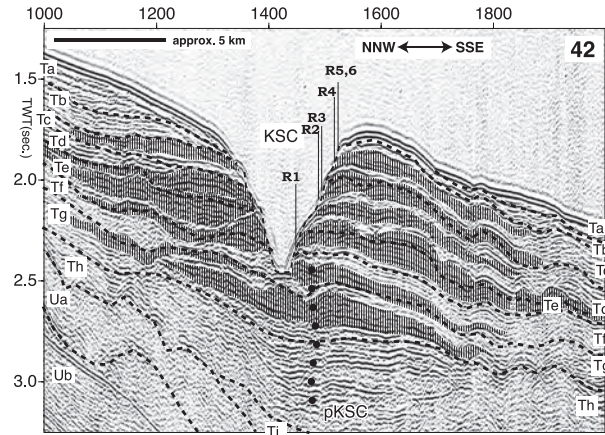
釧路海底谷は北海道南東沖に発達する全長 233 km に及ぶ日本有数の海底谷(嶋村, 2008)で, 谷頭から海溝底までのほとんどの区間で数 100 m に達する下刻(下方侵食により谷底が深くなる現象)が認められる。産総研地質調査総合センターの航海(GH02-GH04)で得られた前弧海盆域の音波探査記録によれば, 前期鮮新世までは釧路海底谷は堤防堆積物を形成する海底谷(累重的海底谷)であったが, 更新世になると下刻の著しい侵食的な海底谷になったことが推定される(第3図; 辻野, 印刷中)。

これらの年代は音響層序の各単元の年代推定に基づいており, 各単元の年代は, 豊頃丘陵沖で行われた石油公団基礎試錐「十勝沖」及び釧路港沖で行われた NEDO(新エネルギー総合開発機構)石炭資源開発基礎調査の海上試錐の微化石層序との対比により推定されている(辻野,



第2図 「しんかい 6500」第1032潜航調査海域の海底地形図及び潜航経路(実線)。R1..R6は岩石試料採取地点。破線はGH03航海における音波探査測線(測線42; 第3図; 辻野, 印刷中)を示す。位置は第1図を参照。

Fig. 2 Bathymetric chart of the Shinkai #1032 dive area. R1-R6 are the rock sampling sites. Broken line indicates the seismic survey line (line number 42, Fig. 3) of GH03 Cruise (TuZino, in press). See Fig. 1 for location.



第3図 第1032潜航調査海域を通過する音波探査プロファイルと音響層序(Ta-Ti, Ua-Ub)。横軸はCDP番号で, 第2図の破線に与えられた数字に対応している。網掛けした範囲は堤防堆積物と解釈できる反射面のパッケージである。点線は古釧路海底谷(pKSC)の流軸と解釈される場所である。R1-R6は岩石試料採取地点。

Fig. 3 NNW-SSE-trending seismic profiles across the dive site #1032 on the Kushiro submarine canyon, transecting where the canyon runs straight. The profile shows seismic stratigraphic units Ta-Ti and Ua-Ub. Meshed areas are interpreted to be levee-packages. The numbers on horizontal axis indicate the location in Fig. 2. Dot line indicates the trajectory of palaeo-Kushiro submarine channel (pKSC). R1-R6 are the sites of rock sampling.

印刷中)。ただし, 基礎試錐「十勝沖」は堆積速度の遅い背斜部で掘削されたために地層の分解能が低く, 堆積年代の精度に乏しい。また, NEDOの試錐地点は陸域に近く, 音響層序解析が困難なところである。どちらも音響層序ユニットとコア試料との対比に音速プロファイルなどの仮定が含まれるため, 年代対比には不明確な部分が多く残されている。現状では, 十勝沖の音響層序を構成する地層の年代を正確に推定することは困難な状況にある。

精度の高い年代推定のためには, 音響層序学的に検討が行なわれた地点での試錐調査が望ましいが, 予算的にその調査は困難なことが多い。一方, 堆積盆地には海底谷が発達していることがある。海底谷は陸上の河川同様, 露岩地形をなしていることが多く, そのような露頭を潜水船・無人探査機で調査すれば, 年代のみならず岩相の情報を連続的に得られる可能性が高い。筆者は今回, 「しんかい 6500」による潜航調査の機会をもつことができ, 釧路海底谷が前弧海盆東縁を流下するところで潜航調査を行なった。本稿では, 潜航調査で観察した露頭の岩相や採取した岩石試料を記載し, 柳沢(2010本号)及び本山ほか(2010本号)の微化石年代をもとに, 音響層序との年代対比を行う。また, 年代や岩相の情報から釧路海底谷の発達史及び発達過程について簡単に考察する。

2. 地形・地質概説

2.1 海底地形・海底地質

北海道南東部、根室半島沖から襟裳岬までの海底地形を概括する(第1図)。

水深80~140 mまでの陸棚は釧路海底谷の東側で、沖側に30 kmの幅で大きく張り出しており、陸棚外縁での傾斜変換は急である。この陸棚は大きく張り出した特徴から根釧台地の海側延長と考えられる。西側では陸棚外縁の傾斜変換がゆるやかで、陸棚から大陸斜面へと漸移的に移行する。大陸斜面には海溝軸と平行な走向で伸長する外縁隆起帯(第1図; Outer High)が水深3000~3500 m付近に発達しており、それを境にして斜面は上部と下部に分けられる。

上部斜面は釧路海底谷より東では50/1000~70/1000の急傾斜を示すが、釧路海底谷より西側では30/1000以下の緩傾斜で、十勝沖前弧海盆(辻野, 印刷中; 第1図のTFB)と呼ばれる前弧海盆が発達している。また、釧路海底谷の東側では外縁隆起帯の陸側に正断層の断層崖が発達している(辻野ほか, 2006; 第1図)が、西側では断層崖はなくなり外縁隆起帯は不明瞭となる。

釧路海底谷は上部斜面域では大きな地形的境界になっているが、下部斜面域ではそうではない。下部大陸斜面は、釧路海底谷の東西ともに急傾斜になっており、平均で50/1000の傾斜を示す。斜面は外縁隆起帯近傍では500/1000の急傾斜であるが、海溝近傍では20/1000の緩傾斜となり、下に凸の縦断面になっている。また、下部斜面には小規模な崖状の地形が発達している。これらの特徴は釧路海底谷の東西で共通する。なお、外縁隆起帯を指す呼称に外弧隆起帯という名辞もあるが、既に平川(2003)により根釧台地とその海側延長である陸棚を指す言葉として使われているため、ここでは用いない。

釧路海底谷は釧路川河口沖の陸棚縁に谷頭(水深70 m)があり、海底谷のほぼ全域にわたって海底を数100 m下刻し、千島海溝に達する。釧路海底谷も外縁隆起帯を境にして上流と下流に分けられる(第1図)。上流の傾斜は谷頭近傍の最上流部で50/1000の勾配になるが、概して30/1000の一定の勾配になっている。一方、下流では平均すると50/1000の勾配だが、70/1000から20/1000の間を推移するステップ状の縦断面になっている。平面図で見ると、上部大陸斜面では十勝沖前弧海盆の東縁をなぞる様に流下している。肩の水深が2000 m以浅の部分では海底谷は東側の陸棚の張り出しを迂回するように流路をとり、3箇所で屈曲している。それ以深では千島海溝に向けてほぼ直線的な流路をとる。なお、釧路海底谷に沿う断層はないが、基盤の隆起帯に流路を規制されており、地質構造に制約された海底谷といえる。

十勝沖前弧海盆は新第三系一第四系が厚く堆積する堆積盆地で、産総研の音波探査記録では音響基盤は確認で

きない(辻野, 印刷中)。佐々木ほか(1985)によると、基礎試錐「十勝沖」の掘削停止時の層準は中部中新統であり、掘削停止深度は4457 mであった。これらの探査からは堆積層の基底は不明であるが、負の重力異常からも海面下数 kmの層厚の堆積層の存在が示唆されており、十勝沖前弧海盆は少なくとも中新世から継続的に堆積盆となっていたと考えられる。基礎試錐「十勝沖」によって確認された中部中新統は主に砂岩泥岩互層からなり、上部中新統一鮮新統は珪藻質泥岩からなっている(佐々木ほか, 1985)。十勝沖前弧海盆の音波探査記録は、成層した、連続性のよい反射面で特徴づけられ、反射面は一部の背斜にともなう部分不整合及び軽微な不整合により Ta から Ti までの9つの音響層序ユニットに分けられている(辻野, 印刷中; 第3, 4図)。

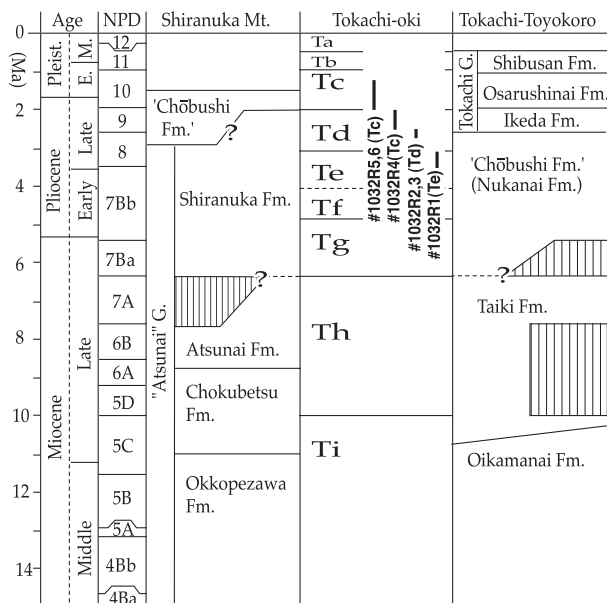
釧路海底谷東側の陸棚には下部中新統(?) もしくは古第三系一白亜系の地層が分布している(辻野, 印刷中)。上部大陸斜面では、陸棚に露出する地層が海溝側及び十勝沖前弧海盆側にむかって急激に深度を増し、新第三系に対する基盤となっている。釧路海底谷東側の上部大陸斜面にも十勝沖前弧海盆の地層が連続しており、地層を切る断層は釧路海底谷沿いにはない。東側では西側の十勝沖前弧海盆に比べて地層が薄く、Ta から Ti の各ユニットのうち、いくつかは融合(音波探査の分解能以下)している。

下部大陸斜面では海溝前縁部を除いて雑然とした内部構造の音響層相(カオティック相)が発達している(辻野ほか, 2006)。ただし、小規模な凹地には、それを埋積している地層が認められることもある。海溝前縁部には陸側に傾斜した反射面が発達しており、スラスト帯と考えられる。

2.2 陸域の地質

釧路海底谷に最寄り、陸域地質がよく研究されている地域のひとつに白糠丘陵がある。白糠丘陵には白亜系一古第三系(晩新統)根室層群、始新統浦幌層群、下部漸新統の音別層群、上部漸新統一下部中新統の川上層群及び上部漸新統一鮮新統の“厚内”層群が発達しており、北海道南東部の模式層序となっている(例えば鹿野ほか, 1991編)。大局的には標高が高いところほど古い地層が分布している。なお、本稿では、原記載における珪藻化石帯を Yanagisawa and Akiba (1998) の区分 NPD (Neogene North Pacific Diatom zone) に対比したものをを用いる。厚内層群は次に述べる厚内層と同じ地名に基づいており地層名としては望ましくないため、ここでは暫定的に“厚内”層群とした。

“厚内”層群は主に硬質頁岩と珪藻質泥岩からなる海成層で、下位より時和層、オコッペ沢層(現地の表記では興部澤; 多田・飯島, 1986)、直別層、厚内層、白糠層、長節層(棚井・山口, 1965)から構成される(第4図)。



第4図 十勝沖前弧海盆の音響層序と白糠丘陵及び豊頃丘陵の層序との対比。岩石試料の微化石年代をバーで示した。括弧内の Tc-Te は試料採取地点の音響層序での層準である。後期更新世—完新世 (0.12-0 Ma) は省略してある。また、“厚内”層群最下部の時和層は堆積年代が 15 Ma 以前のため図では示されていない。地層命名規約上では層群 (group) と層 (formation) に冠する地名は同一でないことが推奨されるため、ここでは暫定的に“厚内”層群とした。
NPD: Neogene North Pacific Diatom zone code (Yanagisawa and Akiba, 1998).

Fig. 4 Stratigraphic correlation, Shiranuka Mountain and Tokachi-Toyokoro areas. Biostratigraphic ranges of the rock samples are shown as bars. Unit names in parentheses are seismic stratigraphic horizons. NPD: Neogene North Pacific Diatom zone code (Yanagisawa and Akiba, 1998). Late Pleistocene-Holocene period is omitted. Tokiwa Formation, the lowermost part of “Atsunai” Group deposited before 15 Ma, is not shown in this figure. Stratigraphic nomenclatures recommend that the names of group and formation should be different. Then Atsunai Group is tentatively quoted with double quotation mark.

時和層の下部は上部漸新統の硬質頁岩からなり、上部は下部中新統の軟質泥岩からなっている。オコッペ沢層は時和層を不整合に覆う地層で、基底には海緑石を伴う礫岩を挟む。主部は砂岩及び砂泥互層からなり、層厚は南に向って厚くなる。オコッペ沢層の珪藻化石帯は下～中部が NPD4B-5B で、上部が NPD 5C となっており、中部中新統から上部中新統下部に対比される (第4図)。直別層は主に珪藻質シルト岩～珪質頁岩からなり、オコッペ沢層を整合に覆う。珪藻化石帯は NPD 5C と 5D に相当し、上部中新統に対比される。厚内層も珪藻質シルト岩からなっており、珪藻化石帯は NPD6B (7.6-8.5 Ma) を示す。厚内 (模式地) 北東の海岸では直別層を整合に覆う (多田・飯島, 1986) が、秋葉・一ノ関 (1983)

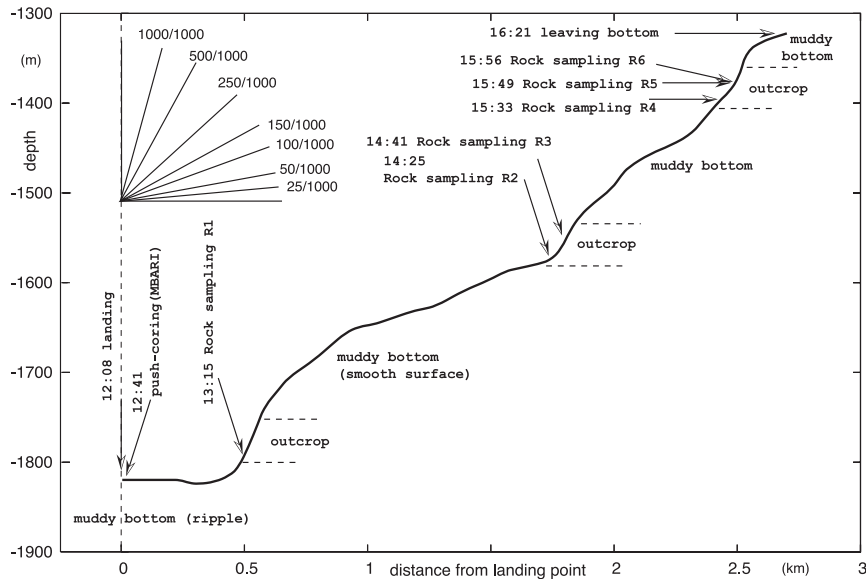
は白糠丘陵の厚内層と直別層は不整合関係にあるとした上で、この不整合を汎世界的な海水準低下に関係づけ、厚内層基底は浅海環境で堆積したとしている。白糠層は塊状の凝灰質シルト岩からなり、厚内層を傾斜不整合で覆う。珪藻化石帯は NPD7B から 9 まで連続的に認められ、鮮新統に対比できる。長節層は礫層・砂層・シルト層の互層からなり、白糠層から整合に漸移移行している。白糠丘陵の長節層は上部鮮新統から更新統 (嵯峨山, 2000) に対比されている。

長節層は豊頃丘陵北縁にも分布し、豊頃丘陵主部の糠内層と同時異相と考えられている (山口ほか, 2003)。糠内層は塊状の泥質砂岩からなり、長節層と岩相を異にする。糠内層の珪藻化石帯は NPD7Bb に相当し、下部鮮新統に対比されている (Koizumi *et al.*, 1980)。両者の年代が正しい場合は同時異相とは言えない。また、豊頃丘陵の長節層の堆積年代も更新世とする意見 (秋葉・一ノ関, 1983) と鮮新世とする意見 (嵯峨山, 2001) とがある。このように長節層と糠内層との関係及び、それらの堆積年代には疑問が残されている。

3. 調査方法

調査航海は、深海調査船支援母船「よこすか」(海洋研究開発機構所属, 4439 トン) を用いた YK07-14 航海 (leg 2) で、2006 年 10 月 2 日から 10 月 9 日までの 8 日間、北海道南東部海域で行なわれた。地形調査は 9 月 25 日からの leg 1 からシービームを用いて行い、地質学的研究目的で海溝軸に平行な測線で下部大陸斜面を覆う調査と、潜航地点のサイトサーベイ用に潜航予定点近傍の数マイル四方の調査とを行なった。

潜航調査は有人潜水調査船「しんかい 6500」(海洋研究開発機構) を用いて行なわれた。パイロット、コパイロット (副操縦士) 及び研究者 (オブザーバー) の三人が乗員でき、水深 6500 m まで潜水することができる。第 1032 潜航では、釧路海底谷上流の、肩の水深で 1300 m、谷底の水深 1814 m の地点 (北緯 42°29.4385' 東経 144°34.2675') を対象とし、谷底から南側の側壁を登るルートで調査を行った (第2図)。この地点は次の理由で選定した。直角に近い屈曲のすぐ下流であり、堤防堆積物が発達している可能性が高いこと、実際、地形的にも南岸に堤防状の凸部があること、直上を通過する音波探査プロファイルが得られていること、プロファイルで顕著な堤防堆積体が認定されていること (第3図)、側壁に露出しているであろう岩相層序が、海底谷の発達史を決める上で重要な音響層序に対応していることなどである。潜水調査では岩相を観察し、可能な限り岩石試料を採取した。船上で写真撮影、切断、記載を行った後、下船後、スミアによる検鏡をし、珪藻化石分析 (柳沢, 2010 本号)、放散虫化石分析 (本山ほか, 2010 本号)、



第5図 第1032潜航による観察結果を示す縦断面。

Fig. 5 Observations during #1032 dive shown on a cross section.

一軸圧縮強度測定 (川村, 2010 本号) を依頼した。

4. 結果

4.1 「しんかい6500」第1032潜航

日時：2007年10月2日10:48-17:23

観察者：辻野匠

パイロット：佐々木義高, コパイロット：千葉和宏

潜航地点：釧路海底谷 (上流 前弧海盆域)

着底点：北緯 42°29.4385' 東経 144°34.2675'

水深 1814 m

離底点：北緯 42°28.1269' 東経 144°35.1186'

水深 1313 m

目的：本潜航は釧路海底谷の上流・前弧海盆域で海底谷の側壁観察及び岩石試料採取を行うものである。潜航地点では、釧路海底谷が東向きに流下し、狭窄部をなしている。この潜航では側壁を構成している地層が堤防堆積物かどうかを確認し、年代決定に有効な岩石試料を採取することを目的とする。

観察：海底谷の南側壁に近い水深 1814 m の谷底に着底した (第2, 5図)。底層の流向流速は真南で 3 cm/s であった。視界は 5 m で本潜航を通じて懸濁物が多く浮遊しており、露頭観察の支障となった。周辺の微小地形は海底谷の北側壁と南側壁に近い部分に凹部があり、谷底中央に凸部が発達している (第2図)。着底地点は中央の凸部に位置している。着底点から南に進路をとり南側壁を目指した。南側壁に達するまで断続的に伸長したマウンドが発達している。伸長したマウンドの波長は 1

m 程度で、波高は 20 cm 程度、非対称でうねり状の形態をなし、クレストはほぼ南北に伸長する。このような流れを示す堆積地形が認められることから凸部はバー、凹部は流路と考えられる。

着底点からほぼ真南に 450 m 移動し、水深 1795 m 付近で谷底の南端に達した (第2, 5図)。そこには南側壁を構成する地層が露岩しており、水深 1791 m の地点で岩石採取をした。10 数～数 10 cm 程度の厚さの細かな堆積物からなる地層が互層をなしている (第6図A)。コンボルト層理も認められた (第6図B)。ここから採取した岩石試料 R1 の岩相は極細粒砂岩とシルト岩であった (第7図A, B, 第1表)。また、ところどころの層準で潜航艇の照明に照らされて白く輝く凝灰岩層と思われる薄層 (数～10 数 cm) が発達している。地層はほぼ水平で、やや東側に傾斜するようにも見える。崖は水深 1770 m までは露岩するが、そこで肩状の地形をなしており、泥に覆われた比較的緩やかなテラス状の斜面に移行する。露頭は水平方向で南北 100 m 程度分布している。テラス状の緩斜面にはリップルはなく平坦で、ところどころでマウンド状の高まりが見られる。

テラス状の緩斜面を南南東に 1130 m 移動し、水深 1580 m の地点で再び露頭が出現した (第6図C)。泥が被覆しており全体像は確認できないが、見えた範囲では岩相は塊状の細粒堆積岩で、厚さ数 10 cm-1 m 程度で成層している (第6図D)。ところどころにわずかに突出した層準があり、そこから採取した岩石試料 R3 は石灰質コンクリーションとなっていた (第7図C)。この露頭は水深 1550 m 付近まで続き、肩状の地形をもってテラス状の緩斜面に移行する。露頭は南南東方向に 110

m程度の幅で分布している。この緩斜面もフラットでマウンドはなく、底生生物のチューブ状の糞が海底を覆っており、その上に中礫サイズの角礫がまばらに散在している。

テラス状の緩斜面を南南東に720 m程度移動し、最後の露頭に達した。露頭基部の水深は1415 mである。この露頭も2番目の露頭と同じく泥の被覆が著しいが、塊状の細粒堆積岩からなる厚さ1 m以下の地層が累重している(第6図E, F)。コンクリーションの発達している層準もあった。この露頭は水深1370 m程度まで発達しているが、水深1400 m以浅では斜面がステップ状に緩急を繰り返す(第6図E)、段差の部分でのみ地層が露出していた。水深1340 mで十勝沖前弧海盆東縁を構成するテラスに移行し、水深1313 mで離底した。

4.2 岩石試料

岩石試料は6地点で採取された(第2, 3, 5図)。写真を第7図に示す。記載は第1表のとおりである。基本的に下位から上位まで、目立って岩相に変化はない。岩石の硬さも全体的に軟弱で、R3とR5の石灰質コンクリーション及びR6の未固結泥岩以外の試料は半固結である。R6は最後(最上部)の露頭から採集された未固結の粘土岩で、ほかのものに比して著しく軟弱であった。また、粒度も全体的に細かく、泥岩がほとんどで、シルト岩より粗い堆積岩はなかった。半固結堆積物と未固結堆積物のスメアスライドでは、珪藻遺骸と細粒の陸源堆積物が認められた(第8図)。

岩石試料表面のほとんどは底生生物により直径数 cmから数 mmの孔があげられている(第6図F, 第7図D)。大きい岩石試料の内部と比べると硬さが異なり、底生生物の活動により岩石が脆弱になっていると考えられる。このような底生生物の活動により側壁が破壊され、崖が後退(谷幅が拡大)していく可能性はNoda *et al.* (2008)が指摘している。

5. 考察

5.1 音響層序と微化石年代との対比

本項では、既存の音響層序と今回得られた微化石年代(柳沢, 2010 本号; 本山ほか, 2010 本号; 第2表)を対比する(第4図)。結論としては辻野(印刷中)の音響層序の年代対比と今回の微化石年代は1サンプルで層序の対比が1ユニットずれているものの総体としては調和的であった。

十勝沖の前弧海盆の音響層序は、辻野(印刷中)により、上位から下位にむかってTa, Tb, Tc, Td, Te, Tf, Tg, Th, Tiの各ユニットにわけられている(第4図)。各ユニットは、石油公団の基礎試錐「十勝沖」及び釧路港沖のNEDO基礎試錐の微化石年代との対比により、

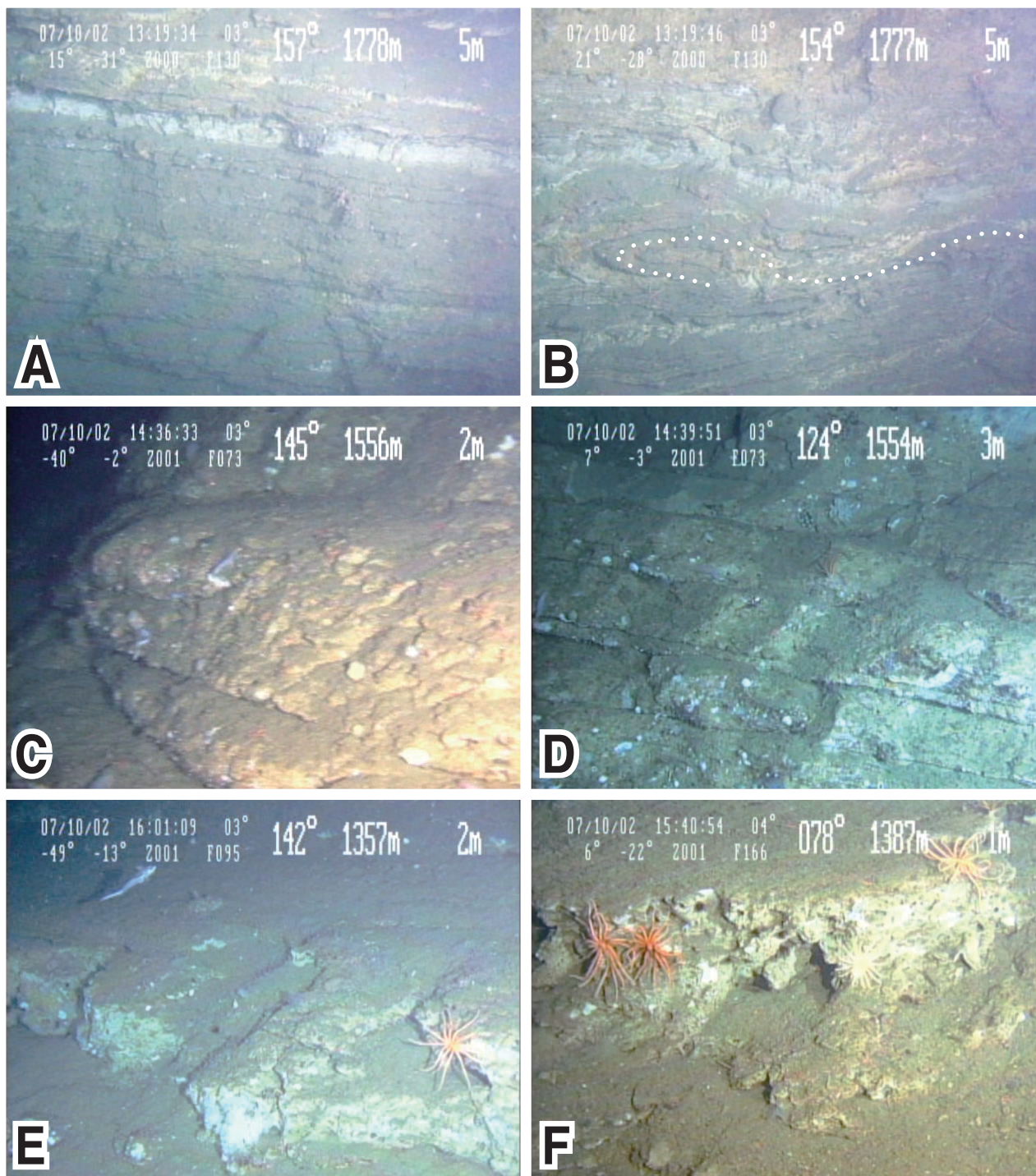
第1表 「しんかい6500」第1032潜航調査で採取された岩石試料の記載。

Table 1 List of sampling sites and descriptions of the rocks.

Sample No.	1032R1
Location	42° 29.2069'N 144° 34.3110'E
Date	2007/10/02-12:41
Depth(m)	1791
Lithology	coarse siltstone-very fine sandstone
Colour	5GY-3/1 dark olive grey (fresh), 5Y-5/4 olive (oxidised)
Consolidation	semiconsolidated
Remark	massive fabric. surface bored by benthos.
Sample No.	1032R2
Location	42° 29.5972'N 144° 34.6419'E
Date	2007/10/02-14:25
Depth(m)	1580
Lithology	mudstone
Colour	5GY-3/1 dark olive grey(fresh), 10Y-5/2 olive grey (oxidised)
Consolidation	semiconsolidated
Remark	laminated (3-5 mm thick).
Sample No.	1032R3
Location	42° 29.5972'N 144° 34.6467'E
Date	2007/10/02-14:41
Depth(m)	1554
Lithology	[1] siltstone, [2] mudstone
Colour	[1] 7.5Y-4/3 dark olive, [2] 7.5Y-5/2 greysh olive
Consolidation	[1] semiconsolidated [2] concretion.
Remark	[1] including fine sand grains. trace fossils. surface bored by benthos. [2] planar-shaped.
Sample No.	1032R4
Location	42° 29.2025'N 144° 34.9162'E
Date	2007/10/02-15:33
Depth(m)	1410
Lithology	siltstone
Colour	7.5Y-5/3 greysh olive
Consolidation	semiconsolidation
Remark	surface bored by benthos.
Sample No.	1032R5
Location	42° 28.1989'N 144° 34.9639'E
Date	2007/10/02-15:49
Depth(m)	1386
Lithology	[1-3] mudstone
Colour	[1] 10Y-5/2 olive grey, [2] 7.5Y-5/3 greysh olive, [3] 7.5GY-4/1 dark greenish grey
Consolidation	[1] concretion, [2] semiconsolidated
Remark	[1] surface bored by benthos, [2] including fine-medium sand grains. surface bored by benthos. [3] similar to [2]
Sample No.	1032R6
Location	42° 28.1989'N 144° 34.9639'E
Date	2007/10/02-15:56
Depth(m)	1387
Lithology	[1] claystone, [2] porphyrite (gravel)
Colour	[1] 7.5Y-5/3 greysh olive, [2] black
Consolidation	[1] unconsolidated, [2] -
Remark	[1] rarely including medium sand grains. surface bored by benthos. [2] rounded

Taユニットを中部更新統一完新統(NPD 11-12)、Tbユニットを下部—中部更新統(NPD 11)、Tcユニットを上部鮮新統—下部更新統(NPD 10)、Tdユニットを上部鮮新統(NPD 8-9)、Teユニットを下部—上部鮮新統(NPD 7Bb-8)、Tfユニットを下部鮮新統(NPD 7Bb)、Tgユニットを上部中新統上部-下部鮮新統(NPD 7Ba-7Bb)、Thユニットを上部中新統(NPD 5D-7A)、Tiユニットを中部中新統(NPD 4Ba?-5c)としている(第4図)。

一方、YK07-14航海で得られた珪藻・放散虫の微化

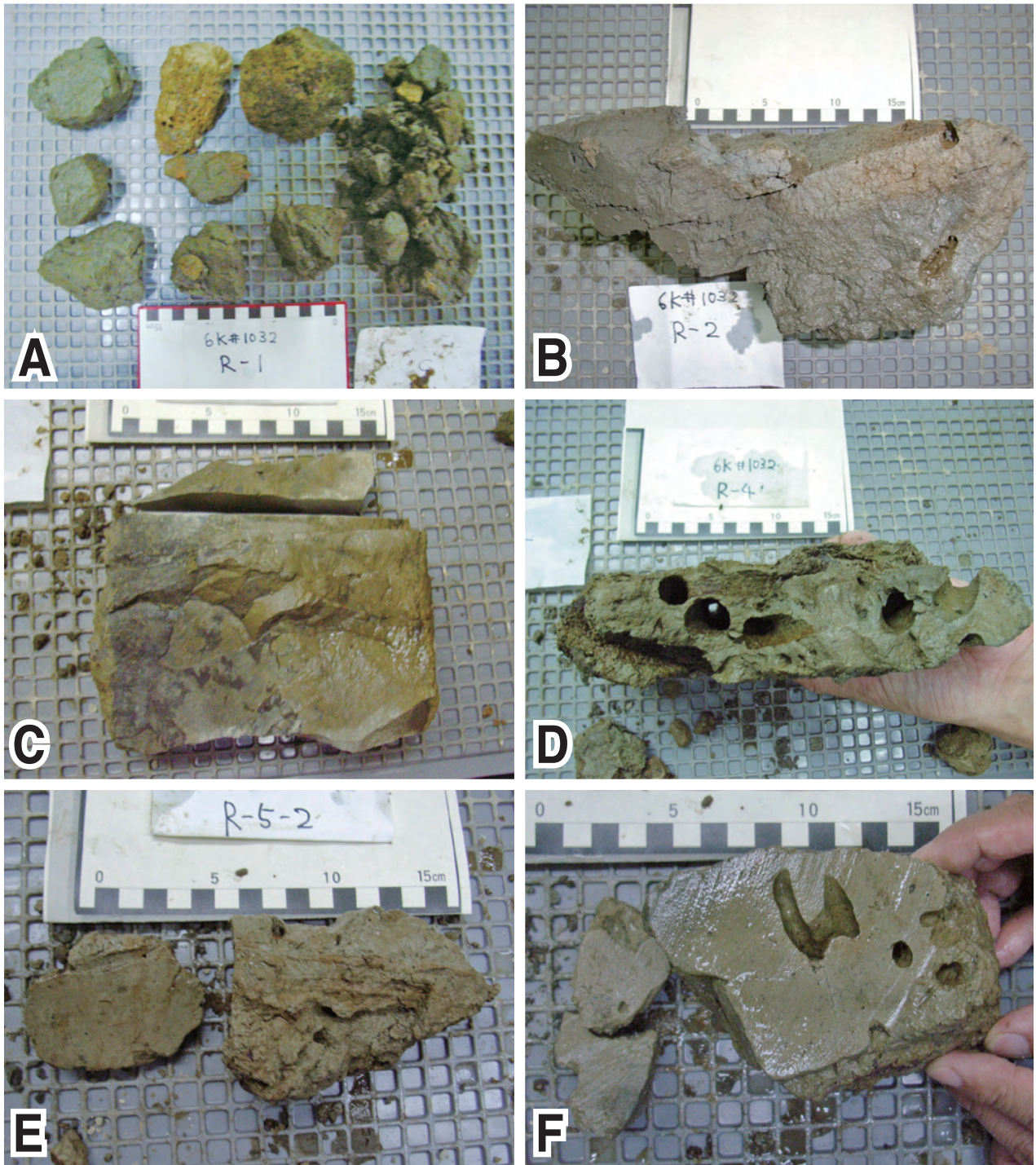


第6図 第1032潜航で目視した露頭の写真。(A)及び(B)は第一の露頭(水深1795-1770mの露頭, R1), (C)及び(D)は第二の露頭(水深1580-1550mの露頭), (E)及び(F)は第三の露頭(水深1415-1370m)のものである。

Fig. 6 Submarine outcrop photographs. (A) and (B) is of the first outcrop (1795-1770 m water depth), (C) and (D) is of the next outcrop (1580-1550 m water depth), and (E) and (F) is the last outcrop (1415-1370 m water depth) .

石年代は、第2表のように概括できる。両者を総合すると、R1, R2, R3, R4, R5, R6の堆積年代はそれぞれ、3.5-[3.1-3.0] Ma (NPD 8 下部), [2.7-2.6]-2.4 Ma (NPD 9 下部), [2.7-2.6]-2.4 Ma (NPD 9 下部), 2.4-2.0 Ma (NPD 9 上部), 2.0-1.6 Ma (NPD 10 下部), 2.0-1.6 Ma (NPD

10 下部)となる。それぞれの試料採取地点を音響層序と比較するとR1はTe, R2及びR3はTd, R4はTc(中部), R5及びR6はTc(上部)となる(第3図)。これを辻野(印刷中)の年代対比と比べてみると、Tcユニット(NPD 10に対比される)から採取したR4の微化石年代

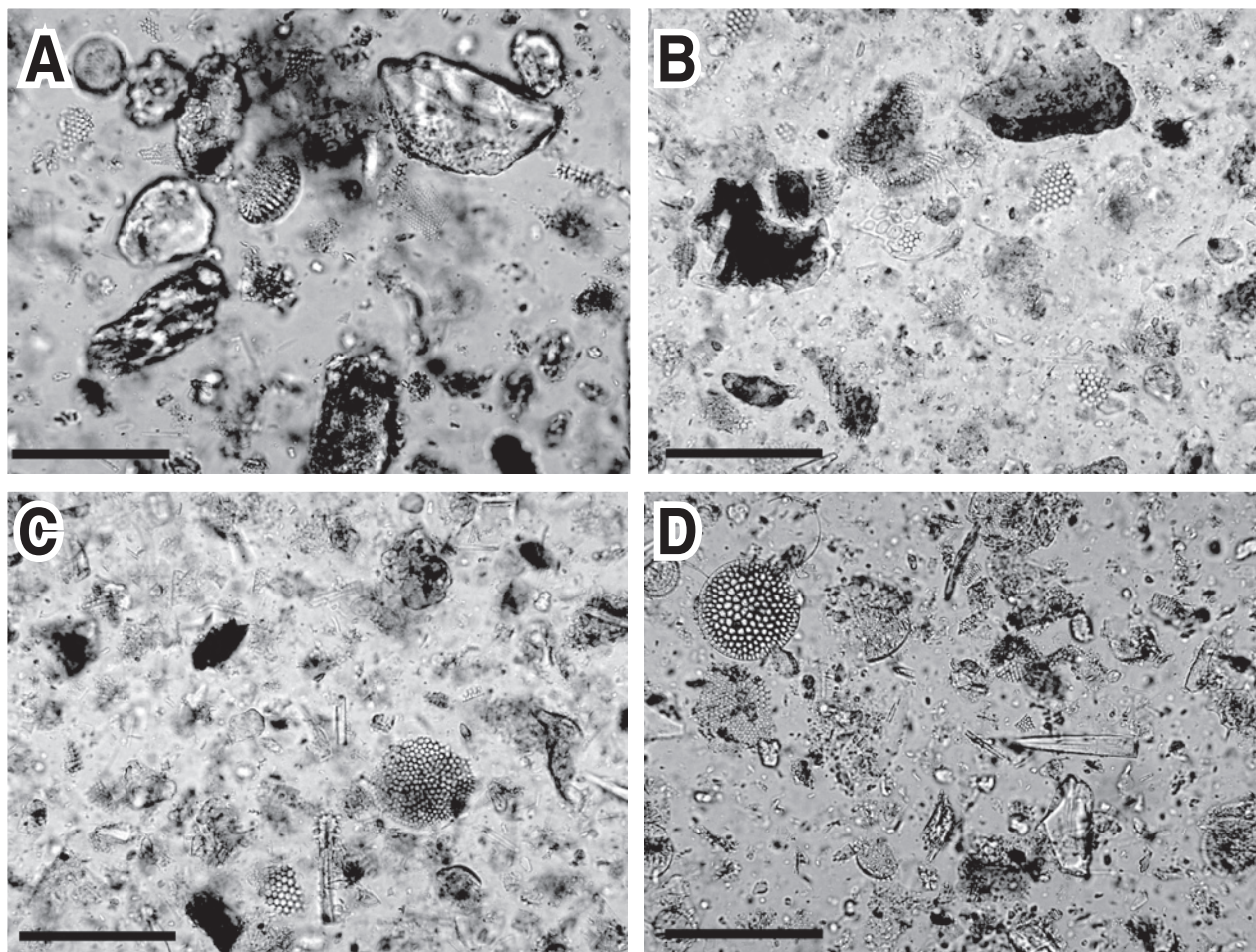


第7図 第1032潜航で採取した岩石の例。(A) R1, (B) R2, 層理に沿って割れる。(C) R3, 石灰質コンクリーションになっている。(D) R4, 底生生物によって著しく孔が開けられている。(E) R5, わずかに層理が認められる。(F) R6, 岩石の奥にも底生生物の穿孔が認められる。

Fig. 7 Examples of photographs of rock samples. (A) R1, (B) R2, horizontal cleavage. (C) R3, calcareous concretion, (D) R4, intensely bored. (E) R5, crudely-stratified. (F) R6, Rock inner parts bored.

(NPD 9 上部) だけが音響層序と試錐との比較による年代対比と一致しない。このことから Tc ユニットの堆積年代は NPD 9 上部を含む可能性がある。年代対比にずれが生じた理由としては次のことが考えられる。Tc/Td ユニットの境界は基礎試錐「十勝沖」では層序学的に問題

のある‘長節層’/白糠層境界にはほぼ対応する。基礎試錐での‘長節層’の珪藻年代は NPD 12 と 11 であり、下位の白糠層とは不整合で NPD 9 及び 10 が欠落している(佐々木ほか, 1985)。辻野(印刷中)は試錐地点近傍では背斜のため Tc ユニットの薄化し一部で尖滅している



第8図 第1032潜航で採取した堆積岩のスメアスライドの検鏡写真の例。主に珪藻遺骸と細粒の陸源碎屑物からなる。スケールバーは全て100 μm。(A) R1, (B) R2, (C) R4, (D) R6。

Fig. 8 Examples of smear-slide microphotographs of rock samples, consisting diatom frustules and terrigenous fine clastics. Scale bar is 100 μm. (A) R1, (B) R2, (C) R4, (D) R6.

第2表 「しんかい6500」第1032潜航調査で採取された岩石の珪藻化石年代（柳沢，本号）と放射虫化石年代（本山ほか，本号）。SSは音響層序。

Table 2 Ages of diatom and radiolarian biostratigraphy (Yanagisawa, this volume; Motoyama et al. this volume). SS: Seismic Stratigraphy.

Samples	SS	Diatom Biostratigraphy			Radiolarian Biostratigraphy		
		Diatom zones	Age (Ma)	Geologic age	Radiolarian zones	Age (Ma)	Geologic age
R-1	Unit Te	NPD 8 lower	3.5—[3.1-3.0]	late Pliocene	lower <i>Cycladophora sakai</i>	4.3—2.6	Pliocene
R-2	Unit Td	NPD 9 lower	[2.7-2.6]—2.4	late Pliocene	upper <i>C. sakai</i> -Recent	2.6—0.0	late Pliocene - Q.
R-3	Unit Td	NPD 9 lower	[2.7-2.6]—2.4	late Pliocene	ND		
R-4	Unit Tc	NPD 9 upper	2.4—2.0	late Pliocene	upper <i>C. sakai</i> -Recent	2.6—0.0	late Pliocene - Q.
R-5	Unit Te	NPD 1(lower)	2.0—1.6	late Plio. - early Pleist.	upper <i>C. sakai</i> -Recent	2.6—0.0	late Pliocene - Q.
R-6	Unit Tc	NPD 1(lower)	2.0—1.6	late Plio. - early Pleist.	upper <i>C. sakai</i> -Recent	2.6—0.0	late Pliocene - Q.

ことから、試錐位置にはTcユニットは尖滅していると解釈した。また、陸域の白糠層にはNPD 9があることからTdユニットの上限をNPD 9と設定し、「長節層」とTa、Tbユニットに対比し、Ta、Tbユニットの堆積年代にNPD 11-12を想定し、欠落したNPD 10をTcユニットの堆積年代と考えた。

5.2 潜航観察された岩相と堆積作用についての考察

音波探査プロフィールから潜航地点の下部では堤防堆積物が発達していると予想された。また、第1032潜航のサイトで採取した岩石は全て細粒堆積岩であり、最下部の極細粒砂岩とシルト岩の互層を除くと塊状の堆積構造であった(第6, 8図)。このことから、釧路海底谷の堤防堆積物は塊状の泥岩を含んでいることが示唆され

る。海底谷の堤防堆積物が泥岩になる事例もあり、それを説明するモデルもある。以下に事例とモデルについて簡単に考察する。

陸域の河川において(自然)堤防堆積物は砂泥互層が主体になる(Miall, 1992)。海底谷の堤防堆積物は砂泥互層が主体になると考えられていた(Walker, 1992)が、アマゾン沖の深海扇状地では堤防堆積体の基底には砂層が発達するが主体は泥からなっている(Pirmez *et al.*, 1997)。

Posamentier and Kolla (2003) はボルネオ沖, メキシコ湾, ナイジェリア沖などの3D地震波探査記録から海底谷の形態と堆積作用を総括し, 堤防堆積物が泥岩になるモデルをつくった。そのモデルでは, 堤防の高さ(谷底から堤防の肩までの比高)は下流にむかって減少する。なぜなら, 混濁流(タービディティカレント)は流下する時に自身が運搬していた碎屑物を堤防堆積物として堆積させ, 混濁流は下流に向ってだんだん軽くなっていくため, 堤防は低くなるわけである。混濁流は下層に砂などの比較的粗粒な懸濁物(高密度部)があり, 上層に泥などの細粒の懸濁物(低密度部)が発達している。堤防の高さは混濁流の高密度部の厚さに一致する。そのため, 堤防に堆積するのはほとんどの場合, 細粒な粒子である。この点は, 粗粒な粒子から構成される陸域河川の自然堤防とは異なっている。Posamentier and Kolla (2003) は模式的には下流にむかって堤防の高さが限界まで低くなったところに distributory channel complex (frontal splay; 深海扇状地の堆積物)が発達するとしている。堤防の高さが限界まで低くなったところで砂泥比の傾向が反転する(Posamentier and Kolla, 2003)。すなわち, ここより上流域では砂泥比が下流にむかって砂勝ちになる(堤防堆積物として泥が消費されるため泥が段々減少する)のに, ここ以深では splay 堆積物として砂が堆積するため, 砂泥比は下流にむかって泥勝ちに移行する。Posamentier and Kolla (2003) のモデルでは砂層が発達するのは splay 堆積物であり, 逆に堤防堆積物は泥勝ちになることが強調される。

このモデルを釧路海底谷に適用するためには, 潜航地点が堤防の高さが限界まで低くなったところより上流か下流か, つまり, 堤防堆積物発達域か splay 堆積物発達域かの判別が必要になる。Posamentier and Kolla (2003) は静的大陸縁からモデルを帰納しているため単純な適用は難しいが, 海底谷の縦断面では扇状的な緩傾斜部が認められないことから splay 堆積物域は千島海溝のみ存在する可能性が高い。それが正しいとすると潜航地点は堤防堆積物発達域に該当し, 潜航により泥質な堆積物が得られたことは, 堤防であったことの傍証となる。

ただし, 今回の潜航調査で露岩が確認できたのは, 水深 1815 m から 1330 m までの 485 m のうち積算して 123 m であり, 比率にして 1/4 となる。すなわち, 観察

できた岩相は谷壁を構成している層序のうち 1/4 であり, 見えていないところで砂泥互層が発達している可能性はある。しかも, 泥岩が優先的に露出している可能性もあるため, 今後の岩相データの蓄積が望まれる。

一方で, 潜航地点の崖の最上部での地層が鮮新統一下部更新統を示すことは, この地点で前期更新世以降に堆積物が覆っていないことを意味する。このことから, R1-R6 までの岩相が堤防堆積物かどうかに関係なく, この地点では少なくとも前期更新世以降は累重的海底谷ではなかったと言ってよい。

謝辞: YK07-14 航海では, 深海潜水調査船「よこすか」船長請藏栄孝氏並びに乗組員, 「しんかい 6500」運航チーム司令今井義司氏並びにチーム員の方々, 航海首席研究員三輪哲也博士(海洋研究開発機構)には大変お世話になった。また, 佐々木智之博士(東京大学工学部)には船上作業を手伝っていただいた他, 地形データを提供いただいた。川村喜一郎博士(深田地質)には, 航海の準備, 船上, 下船後の陸上研究においてご協力いただいた。その他, 乗船研究者には船上での作業を手伝っていただいた。また, 編集委員の中江 訓博士及び匿名の査読者の詳細な指摘により本稿は著しく改善された。記して謝意を表す。

文 献

- 秋葉文雄・一ノ関鉄郎(1983)北海道における新第三系の微化石層序と年代層序—特に釧路炭田南西部地域を例として。石油技術協会誌, 48, 49-61。
- 平川一臣(2003)3-1 根釧台地と歯舞・色丹諸島—千島外弧隆起帯とその周辺。小嶋尚・野上道男・小野有五・平川一臣編, 日本の地形2 北海道, 東京大学出版会, 156-163。
- 鹿野和彦・加藤碩一・柳沢幸夫・吉田史郎(1991 編)日本の新生界層序と地史, 274, 地質調査所報告, 114p。
- 川村喜一郎(2010)有人潜水船しんかい6500によって明らかになった釧路海底谷西壁の地質構造。地調研報, 61, 137-145。
- Koizumi, I., Barron, J.A., and Harper, H.E.Jr. (1980) Diatom correlation of Legs 56 and 57 with onshore sequences in Japan. in *Initial Report of Deep Sea Drilling Project 56, 57*, US Government Printing Office, Washington, 687-693。
- Miall, A. D. (1992) Alluvial deposits. in R.G.Walker and N. P. James eds. *Facies models: response to sea level change*, Geological Association of Canada, 119-142。
- 本山 功・上栗伸一・辻野 匠・川村喜一郎・三輪哲也(2010)釧路海底谷から採取された岩石試料の放散

- 虫化石年代. 地調研報, **61**, 87-103.
- Noda, A., TuZino, T., Furukawa, R., Uchida, Y., and Joshima, M. (2008) Physiographical and sedimentological characteristics of submarine canyons developed upon an active forearc slope: the Kushiro Submarine Canyon, northern Japan. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **120**, 750-767.
- Pirmez, C., Hiscott, R.N., and Kronen, J. (1997) Sandy turbidite successions at the base of channel-levee systems on the Amazon Fan: unraveling the facies architecture of large submarine fans. in R.D. Flood, D. W. Piper, A. Klaus, and L.C. Peterson eds. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **155**, College Station, Texas, 7-34.
- Posamentier, H.W. and Kolla, V. (2003) Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings. *Jour. Sed. Res.*, **73**, 367-388.
- 嵯峨山 積 (2000) 北海道の新生界中部中新統～鮮新統層序と堆積盆の動き. 北海道道立地質研究所報告, **71**, 59-102.
- 嵯峨山 積 (2001) 東部北海道晩成温泉2号井の坑内地質と新第三系対比. 北海道道立地質研究所報告, **72**, 25-30.
- 佐々木 詔雄・加地 時夫・笹岡 健・井口 隆 (1985) 基礎試錐十勝沖の地質構造—道東地域における中新世タービダイト相の考察. 石油技術協会誌, **50**, 53-63.
- 嶋村 清 (2008) 改訂「日本列島海底谷系図」: 海底谷の地形的特徴と問題点. 地質学雑誌, **114**, 560-576.
- 多田隆治・飯島 東 (1986) 北海道南東部厚内—浦幌地域新第三系の地質と層序. 地質学雑誌, **92**, 31-45.
- 棚井敏雅・山口昇一 (1965) 5万分の1地質図「浦幌」及び説明書, 北海道開発庁, 43p.
- 辻野 匠・荒井晃作・佐竹健治 (2006) 千島海溝陸側斜面の48ch音波探査. 地質調査総合センター速報, **36**, 産総研地質調査総合センター, 22-54.
- 辻野 匠 (印刷中) 釧路沖海底地質図, 産総研地質調査総合センター.
- Walker, R. G. (1992) Turbidites and submarine fans. in R.G. Walker and N. P. James eds. *Facies models: response to sea level change*, Geological Association of Canada, 239-263.
- 山口昇一・佐藤博之・松井 愈 (2003) 忠類地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 68p.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F. (1998) Refined Neogene diatom biostratigraphy for the the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **104**, 395-424.
- 柳沢幸夫 (2010) 釧路海底谷側壁から採取された泥岩試料の珪藻化石. 地調研報, **61**, 105-123.

(受付: 2009年2月3日; 受理: 2009年5月28日)