

北海道北広島市西の里で認められたサンドリッジ堆積物の堆積相・古流向とその意義

加瀬善洋・林 圭一・圓谷昂史・添田雄二・栗原憲一・畠 誠・廣瀬 亘・大津 直

Key Words 堆積相 (facies)、北広島市 (Kitahiroshima City)、古流向 (paleocurrents)、サンドリッジ堆積物 (Sandridge deposits)、下野幌層 (Shimonoporo Formation)、裏の沢層 (Uranosawa Formation).

1 はじめに

石狩低地帯に発達する野幌丘陵の第四系最下部には、大規模斜交層理で特徴づけられる鮮新統～下部更新統裏の沢層と、その層序的上位に不整合を介して累重する泥質堆積物を主体とする下野幌層が分布する(木村ほか、1983; 添田ほか、2010)。これらの地層は、海棲軟体動物化石などの産出から海成相であることが報告されている(例えば、木村ほか、1983; 赤松、1987; 赤松・松下、1984)。しかし、これらの地層が露出する場所は少なく、限られた露頭観察の結果で議論がなされてきた。そのため、裏の沢層や下野幌層の形成年代や貝化石に関する報告はあるものの(例えば、輿水ほか、1988; 赤松・鈴木、1992; 横平・佐々木、2003)、具体的な堆積場や堆積過程に関する報告はごく限られる(横平、2002; 北川、2003; 高野、2004)。

そのような状況の中、北広島市西の里の砂利採取場の砂利掘削断面において、これまで露出のなかった新たな露頭を観察する機会が得られた(圓谷ほか、2016)。この露頭は、大局的な特徴として、層序的下位から順に、(1) 大規模斜交層理の発達する砂層、(2) 泥質堆積物を主体とする地層で構成され(圓谷ほか、2016)、既存の地質分布および岩相層序区分(木村ほか、1983)に基づく、これらの地層は裏の沢層と下野幌層にそれぞれ対比される可能性がある。

著者らは、北広島市西の里で新たに露出が確認された上述の堆積物を対象に、予察的な堆積相解析および古流向測定を行った。本論では、堆積相および古流向に関する新たな知見を報告するとともに、あわせて本結果と従来報告されている岩相層序区分および堆積過程との比較についてふれる。

2 堆積相および古流向

(1) 堆積相

砂利採取場に露出する地層(42°59'59.5"N、141°32'03.9"E)。詳細な調査位置は、本紀要中の圓谷ほか(2018)を参照)を対象に堆積相解析を行った結果、層序的下位から順に、サンドリッジ堆積物、沖合堆積物の2つの堆積組相が認定された。また、両者は含礫砂層を介して明瞭に区別される。ここでは、2つの堆積組相および含礫砂層の特徴について、以下に順に示す。

(1-1) 堆積組相1 (FA1): サンドリッジ堆積物

FA1の厚さは確認できるだけで約35 mあり、そのうち下部のトラフ型斜交層理砂層(St)、上部のプラナー型斜交層理砂層(Sp)の2つのユニット(以下、ユニットSt、ユニットSpと呼ぶ)に区分される(図1、2)。ユニットStおよびSpの厚さは、それぞれ約15 m、約20 mである。また、一部に平行層理砂層(Sf)および塊状泥層(Mm)が認められる(図1、2)。なお、StおよびSfは近景観察のできない場所に露出していたため、現地でのスケッチおよび写真をもとに記載し、堆積相を認定した。

【記載】

Stはセット高50～350 cm程度で、軽石を多く含む細礫混じり極粗粒～粗粒砂で構成され、暗灰色～暗褐色を呈する(図2)。Stのセット高は上方に向かって薄層化する傾向がある(図2)。古流向(後述)は大局的に南向きを示すが、ユニットStの上部ではそれと斜交する東向きを示す(図2)。Spはセット高20～270 cm程度で、軽石を多量に含む極粗粒～中粒砂で構成され、マッドクラストを含む(図3A)。Spの単層内では、軽石が比重により分離し、フォーセット上部あるいは下部に濃集するこ

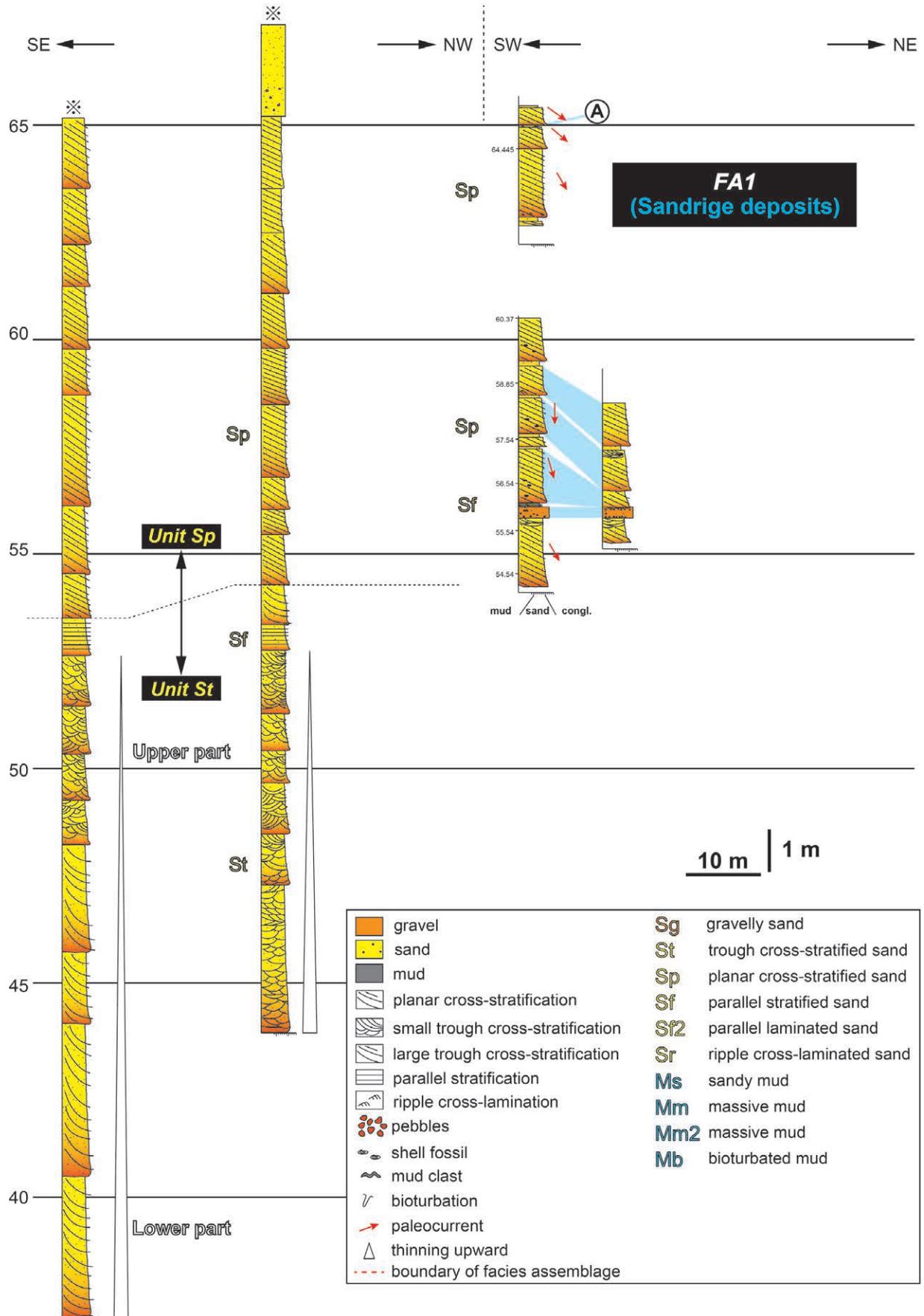
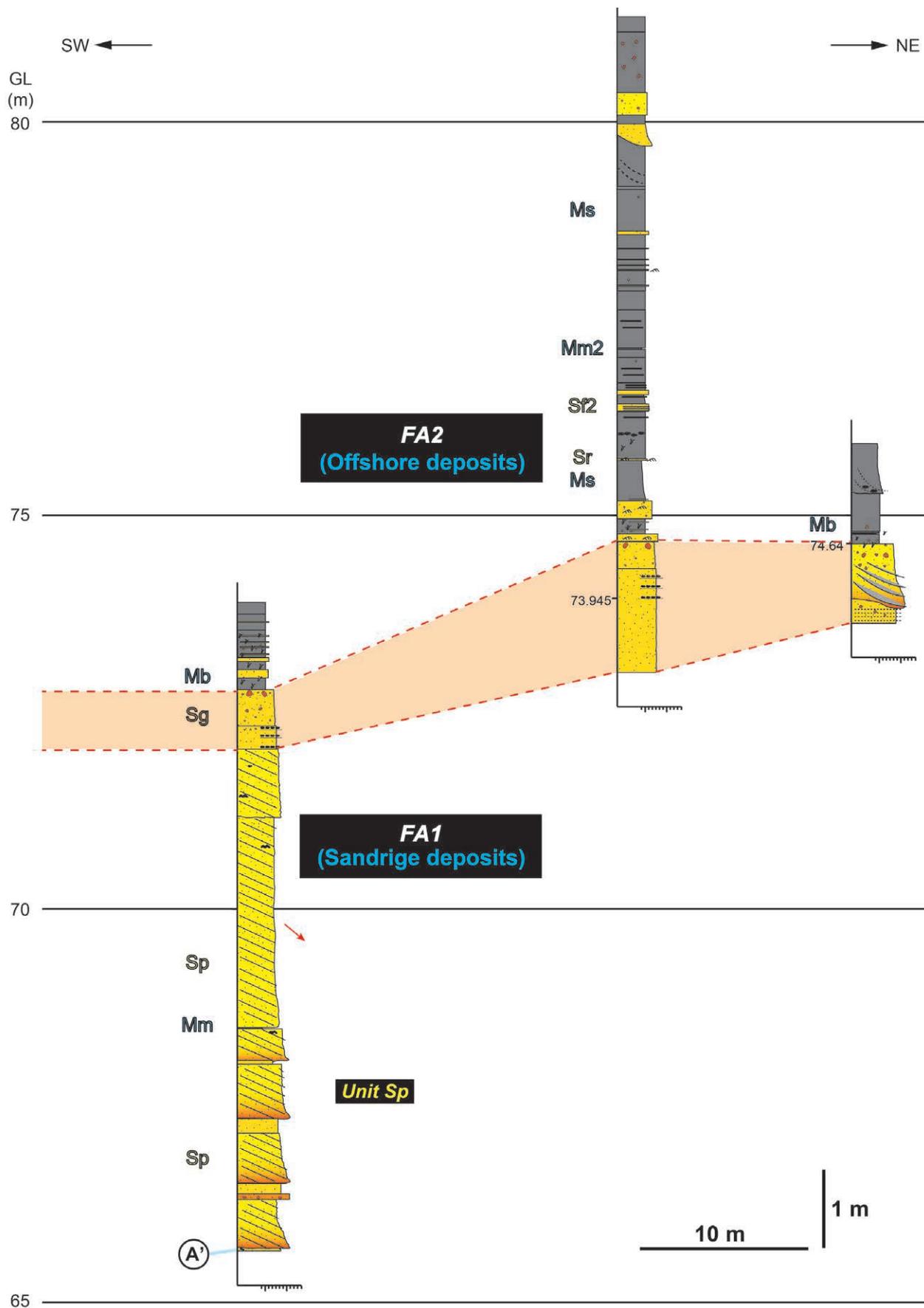


図1 総合柱状図および堆積相・堆積組相区分
(A-A'間の距離は約30 m。※を付した柱状図は、現地ですったスケッチおよび写真をトレースして作成した。)



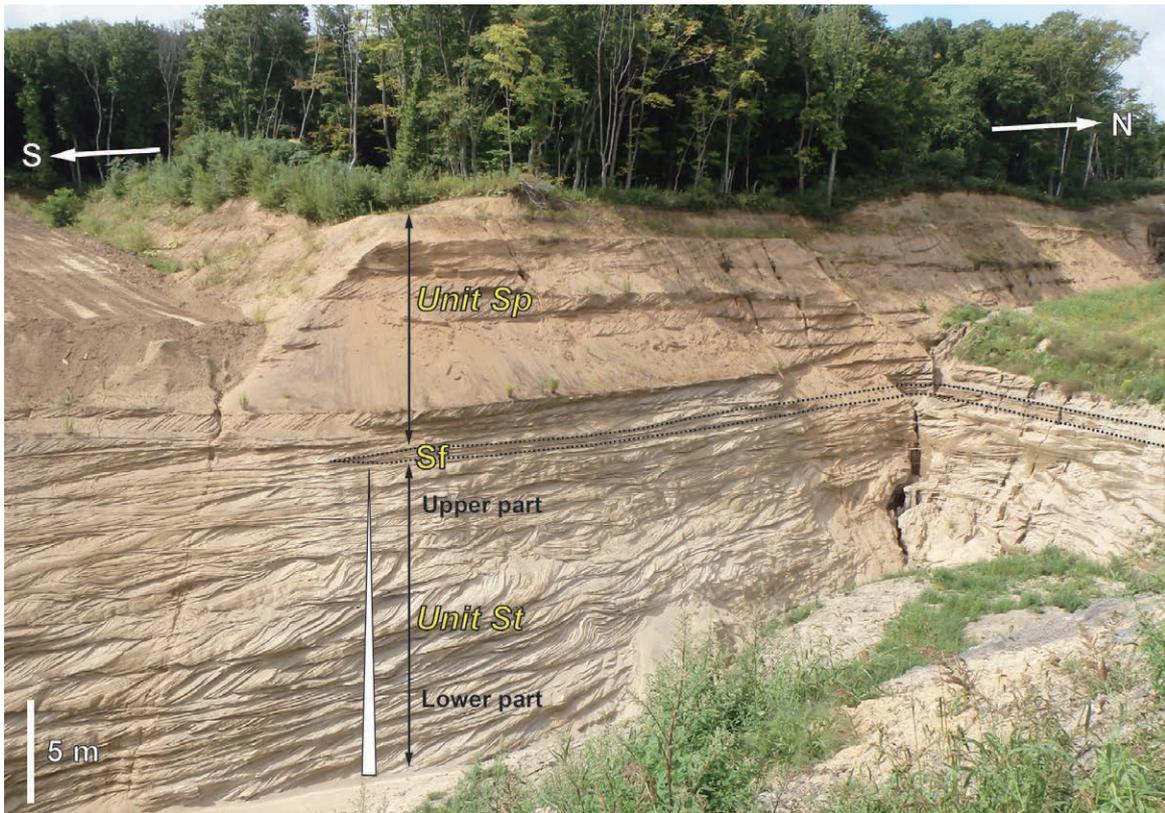


図2 堆積組相1 (FA1) の全景写真
(Sp: プラナー型斜交層理砂層。St: トラフ型斜交層理砂層。Sf: 平行層理砂層。白色三角で示した層準では、Stが上方へ薄層化傾向を示す。)

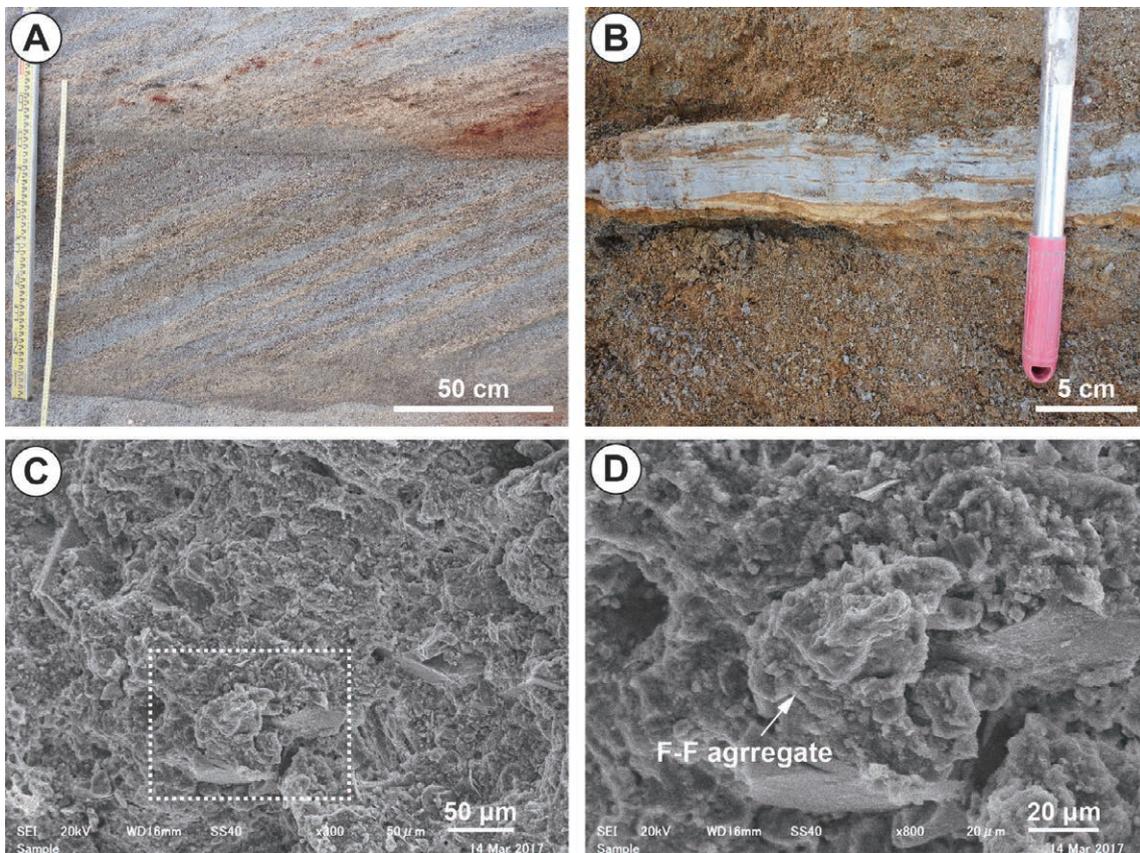


図3 堆積組相1 (FA1) を構成する堆積相
(A: 堆積相Sp (プラナー型斜交層理砂層) の露頭写真。B: 堆積相Mm (塊状泥層) の露頭写真。C: 堆積相Mmの走査型電子顕微鏡による観察写真。D: 写真Cの四角部の拡大写真。)

とで、帯状に白色を呈する産状も多く認められる。またフォーセット面には、貝殻片や礫が濃集する箇所も認められる。上位に向かって軽石の含有量は減少し、最上部ではほとんど含まれず、暗灰色を呈する。Sfはセット高80 cm程度で、平行層理の発達する粗粒砂で構成され、ユニットStの最上部にのみ特徴的に挟在する(図1、2)。Mmは厚さ数cmで、シルト質砂～細粒シルトで主に構成される(図3B)。生物擾乱は認められず塊状であるが、ごく一部に不明瞭な葉理が認められる(図3B)。Mmは、Spのフォーセット面をドレープし、側方10数m程度の範囲で追跡することができる。

【解釈】

セット高が数m規模の大規模なトラフ型およびプラーナー型斜交層理が発達し、ユニットの厚さが数10m規模で構成される砂層は、海進期の陸棚域で形成されるサンドリッジ堆積物としてよく知られている(例えば、Dalrymple, 1992)。StおよびSpは、サンドリッジ堆積体の中でも堆積域中心部に位置するサンドウェーブ領域(Belderson et al., 1982)で形成されたと解釈される。Mmは、大規模な2Dデューンを形成する非常に強い流れの環境下で生物擾乱の影響も受けていないことから、定常的な細粒砕屑粒子の沈積ではなく、イベント的な流れで比較的短時間に堆積したと解釈される。走査型電子顕微鏡による予察的な観察の結果、Mmはシルト粒子を主体とするが、その中に粘土粒子の集合体(F-F aggregate; Nishida et al., 2013)が特徴的に発達する(図3C、D)。以上の特徴を考慮すると、Mmはfluid mud起源と見なせる。

(1-2) 堆積組相2 (FA2) : 沖合堆積物

FA2の厚さは確認できるだけで約5 mあり、主に砂質泥層(Ms)、塊状泥層(Mm2)ならびに生物擾乱泥層(Mb)の泥質堆積物で構成される。泥質堆積物中には、ところによりリップル葉理砂層(Sr)や平行葉理砂層(Sf2)が挟在する。

【記載】

Msは厚さ約10~50 cm、砂質シルトで主に構成され、貝化石の散在または一部密集部も認められる(図4A)。貝殻は二枚貝類でほとんどが離弁であり、キャストとして保存されている。なお、詳細な貝殻の産状や同定については、圓谷ほか(2018)を参照されたい。Mm2は厚さ数cm~10 cmで、シルト粒子で主に構成され、生物擾乱は受けておらず塊状である(図4B)。Mbは厚さ数cm~10数cm程度で、生物擾乱を強く受けており、保存状態の良い巣穴の痕跡が観察される(図4C)。Srは厚さ数cmで、細粒砂で主に構成され、リップル葉理が発達する(図4B)。Sf2は厚さ数cmで、細粒砂で主に構成さ

れ、平行葉理が発達する(図4D)。SrおよびSf2は部分的に生物擾乱を受けており、側方への連続性は保たれていない。

【解釈】

FA2は泥質堆積物(Ms、Mm2、Mb)を主体とすることから、水流作用の影響が少なく、定常的な細粒砕屑粒子が沈積する比較的静穏な沖合の環境で堆積したと解釈される。このことは、Mbが明瞭な巣穴の痕跡を保存することからも推定される。また、生物擾乱の影響を受けていないクリーンなMm2は比較的短時間で堆積したものと考えられ、fluid mud堆積物と見なせる。一方、泥質堆積物中にところにより挟まれる砂層(SrおよびSf2)は、イベント的に発生したストームや洪水時に陸域から運搬され堆積したと考えられる。Ms中の貝殻濃集部も、上記のイベント的な流れに起因して形成されたと考えられる。

(1-3) 含礫砂層

【記載】

含礫砂層(Sg)はFA1とFA2の境界部に観察され、厚さ30~150 cm程度で、円礫を含有する粗粒砂で構成される(図5A~C)。砂層中には、貝化石が層状に散在する層準が認められる(図1)。礫径は15~20 cm程度で、礫種は安山岩質の火山岩類を主体とする(図5D)。礫は砂層中に層状に配列し、露出する露頭断面において側方へ追跡できる。下位のFA1との境界は漸移的であるが、上位のFA2とは明瞭な境界面で介する(図5A)。Sgの最上部(FA2との境界面付近)には、FA2中の生物擾乱泥層(Mb)の巣穴の痕跡が境界面をまたいで観察される(図4C)。

【解釈】

SgはFA1とFA2の間に挟在すること、およびサンドリッジは一般に海進期の陸棚上に形成されることから、Sg中の礫は外浜侵食によるラグと考えられる。したがって、Sgは海進ラグ堆積物(Leggitt et al., 1990)と見なせる。Sgを特徴づける、貝化石の濃集部→礫の配列というサクセッションは、外浜侵食による海底の貝化石の洗い出し→海浜礫の運搬という過程に、それぞれ対応しているものと考えられる。

(2) 古流向

本地点で認定したFA1を対象に、プラーナー型斜交層理から古流向を測定した。測定数は7で、古流向の大局的な方向は南~南東方向を示す(図1)。また写真からトラフ型斜交層理の古流向を判読した結果、古流向はStユニット下部~中部で南向きを示す一方、ユニット上部では東向きとなり、下位層準と比較して斜交する向きとな

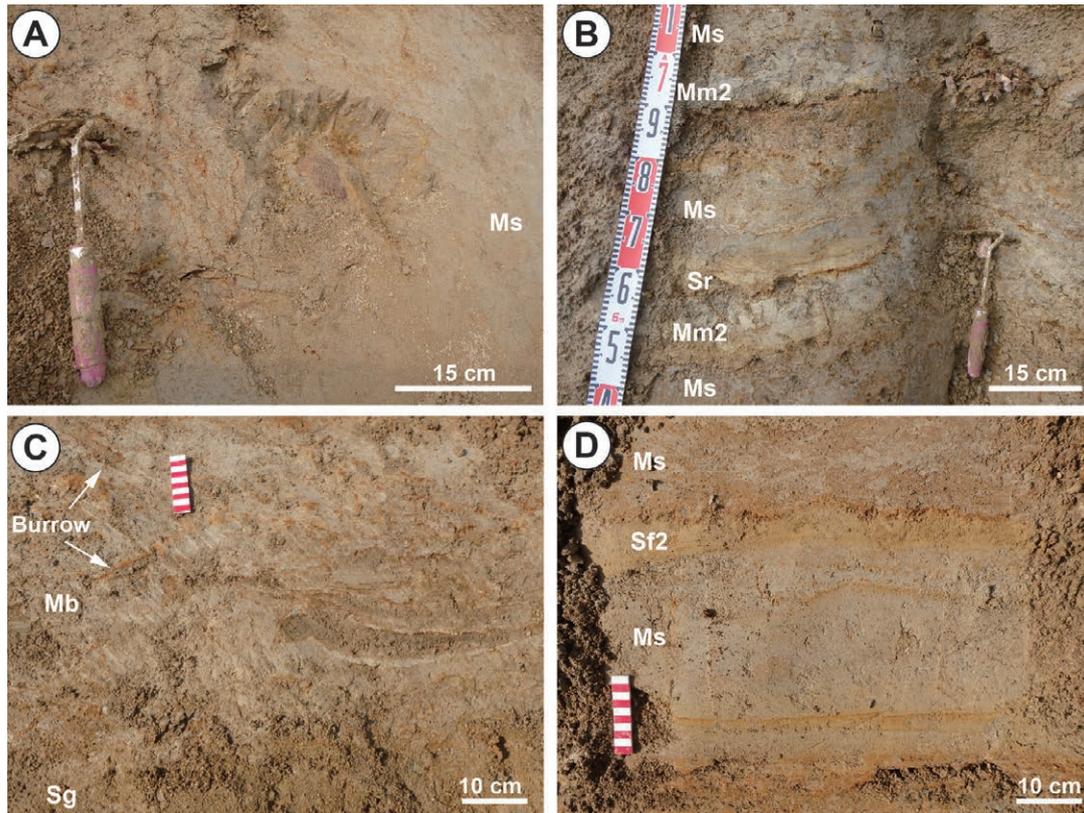


図4 堆積組相2 (FA2) を構成する堆積相

(A: 堆積相Ms (砂質泥層) の露頭写真。B: 堆積相Mm2 (塊状泥層)、Sr (リップル葉理砂層) の露頭写真。C: 堆積相Mb (生物擾乱泥層) の露頭写真。巣穴の生痕が認められる。D: 堆積相Sf2 (平行葉理砂層) の露頭写真。)

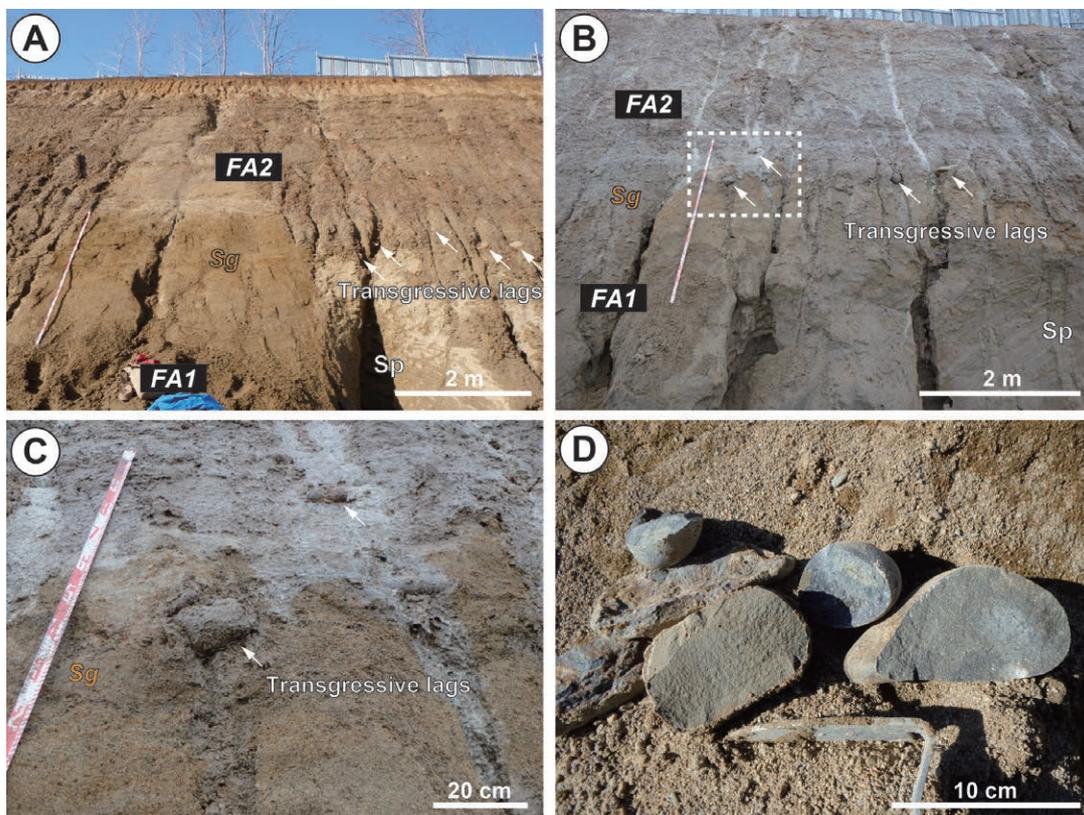


図5 堆積相Sg (含礫砂層) の特徴

(A: 堆積組相1 (FA1)、堆積相Sg、堆積組相2 (FA2) の累重を示す露頭写真。SgはFA1を漸移的に覆い、FA2に明瞭な境界面を介して覆われる。B: Sg中の礫の配列状況。C: 写真Bの四角部の拡大写真。D: Sgに含有される礫の破断面。)

る(図2)。このことから、サンドリッジ堆積物は大局的には南～南東方向の強い流れのもとで堆積したと見なせる。

3 考察

北広島市西の里において、新たに露出が確認された露頭を対象に堆積相を検討した結果、層序の下位から順に、サンドリッジのサンドウェーブ領域(FA1)→海進ラグ堆積物(Sg)→沖合堆積物(FA2)と累重するサクセッションが認められた。これらは、それぞれ相対的海水準の上昇にともなう、(1) サンドリッジ堆積物の形成、(2) 外浜侵食によるラグの堆積、ならびに(3) 定常的な泥質堆積物の沈積に対応すると考えられる。したがって、本サクセッションは一連の海進期堆積体(Transgressive Systems Tract; TST)と見なすことができる。圓谷ほか(2018)は、本論と同一の露頭を対象に、貝化石、U-Pb年代、石灰質ナノ化石などの多種の年代分析を行い、本層の堆積年代を報告している。これらの年代値は、必ずしも十分かつ解像度の高いデータとはいえないものの、大きな時間間隙を示すものではなく、本サクセッションが一連のTSTであるとの解釈とは矛盾しない。またサンドリッジ堆積物の古流向から、南～南東方向の強い流れのもとで地層が堆積したことを推定した。これまで能條・高田(2001)や高野(2004)により、本地域を含む石狩低地帯において、南北に延びる海峡が存在した可能性が指摘されてきた。したがって、本露頭で認定されたFA1は、海峡部に発生した強い流れ、すなわち海流により形成された海流卓越型サンドリッジ堆積物である可能性が考えられる。

FA1の古流向は南～南東方向が卓越することから、サンドリッジは大局的には南北方向へ伸張する堆積体であったと考えられる。一方、ユニットSt上部の古流向は東向きを示し、卓越方向に対して斜交する。このことは、リッジ底部から頂部へ堆積地形が推移する過程で、サンドリッジの伸張方向とは斜交する流れで堆積したと見なすことができる。サンドウェーブ領域では、リッジ頂部を乗り越える流れ、すなわちリッジの伸張方向とは斜交する流れがあることは知られている(Snedden and Dalrymple, 1999)。さらにリッジ頂部は、周辺に比べ流速が速くなることが知られており(Snedden and Dalrymple, 1999)、Sfはリッジ頂部域における高流領域の流れで形成されたと考えられる。

本サクセッションと従来の岩相層序区分を比較した場合、FA1は裏の沢層に、FA2は下野幌層に対比される可能性が高い。著者らは、海進ラグ堆積物と解釈したFA1とFA2の間に挟在するSgは、裏の沢層を不整合に覆う下

野幌層の基底礫岩層(北川ほか、1976、1979; 赤松ほか、1981; 外崎ほか、1981)として誤認されてきた可能性が高いとみている。不整合のような時間間隙がないことは、圓谷ほか(2018)の年代値からも支持される。

高野(2004)は、本地点よりも南へ約2.3 km離れた北広島市中の沢、および北東へ約1 km離れた同市北の里の2地点の露頭を対象に、堆積相および古流向の検討を行っている。この層序は、裏の沢層・下野幌層に対比されてきた地点である。高野(2004)によれば、裏の沢層はサンドリッジ堆積物と解釈している。また泥質な堆積物(下野幌層)に覆われる層序関係も同様である。このことから、本論と高野(2004)が調査した露頭は対比される可能性が高い。しかし、シーケンス層序学的な解釈については大きく異なる。現在、高野(2004)が対象とした露頭は、1つは法面保護のための植生工により観察できる箇所は限られ、もう1つは砂利採取により消失している。

本論では1地点の大露頭を扱ったにすぎない。したがって、従来の層序区分の再検討および具体的な堆積環境の検討を行うために、今後より広範かつ詳細な堆積相と古流向の解析を行うとともに、あわせて本論と従来の報告との相違点の検証を進めていく必要がある。

謝辞

本研究課題は、北海道博物館総合研究プロジェクト「石狩低地帯北部地域を中心とした新生代の古環境復元」における成果の一部である。石油資源開発株式会社の高野 修氏には粗稿を読んでいただき、有益なご教示をいただいた。北海道教育大学の鈴木明彦教授、能條 歩教授には現地および本論をまとめるにあたり議論いただいた。本調査地の土地所有者には、現地調査を行うにあたり便宜をはかっていただいた。以上の方々に厚くお礼申し上げます。

引用文献

- 赤松守雄 1987. 石狩低地帯周辺丘陵の更新世温暖水系貝化石群の層序とその特性. 地質学雑誌 93: 809-821.
 赤松守雄・松下勝秀 1984. 石狩平野西部地下における更新統の貝化石群と層序区分. 第四紀研究 23: 183-195.
 赤松守雄・鈴木明彦 1992. 石狩低地帯周辺丘陵の鮮新-下部更新統の層序と古環境. 北海道開拓記念館研究年報 20: 1-30.
 赤松守雄・山田悟郎・北川芳男・矢野牧夫 1981. 野幌丘陵の地質と古生物の変遷. 北海道開拓記念館研究報告 6: 17-24.
 Belderson, R. H., Jonson, M. A. and Kenyon, N. H., 1982, Bedforms. In Stride, A. H., ed.: *Offshore tidal sands*, 3, 27-57, Chapman and Hall, London.
 Dalrymple, R. W., 1992, Tidal Depositional Systems. In Walker, R. G. and James, N. P. eds.: *Facies models response to sea level change*, 195-218, Geol. Assoc. Can.

- 圓谷昂史・添田雄二・栗原憲一・畠 誠・加瀬善洋・大津 直・林 圭一・廣瀬 亘・鈴木明彦・能條 歩 2016. 北海道北広島市西の里から産出した貝化石(速報). 北海道博物館研究紀要 1: 25-38.
- 圓谷昂史・添田雄二・栗原憲一・加瀬善洋・鈴木明彦・能條 歩・畠 誠・林 圭一・廣瀬 亘・大津 直 2018. 北海道北広島市西の里で認められた第四系の地質年代. 北海道博物館研究紀要3: 142-162.
- 木村方一・外崎徳二・赤松守雄・北川芳男・吉田充夫・亀井節夫 1983. 北海道石狩平野野幌丘陵からの前期-中期更新統哺乳動物化石群の発見. 地球科学 37: 162-177.
- 北川芳男 2003. 北広島でみられるクロスラミナ層. 文化情報 255: 2. 北海道文化財保護協会.
- 北川芳男・矢野牧夫・中田幹雄・三野紀男・赤松守雄・山田悟郎・中村 齊・森田知忠・松下勝秀 1976. いわゆる“野幌層”について. 地下資源調査所報告 48: 129-137.
- 北川芳男・赤松守雄・山田悟郎・矢野牧夫・三野紀雄 1979. 野幌丘陵の地質-特に西部地域を中心として-. 北海道開拓記念館調査報告 19: 3-12.
- 輿水達司・赤松守男・北川芳男 1988. 北海道野幌丘陵の鮮新:更新統裏の沢層のフィッシュン・トラック年代. 地質学雑誌 94: 461-463.
- Leggitt, S. M., Walker, R. G. and Eyles, C. H., 1990, Control of reservoir geometry and stratigraphic trapping by erosion surface E5 in the Pembina-Carrot Creek area. Upper Cretaceous Cardium Formations. Alberta Canada. *AAPG Bull.*, 74: 1165-1182.
- Nishida, N., Ito, M., Inoue, A. and Takizawa, S., 2013, Clay fabric of fluid-mud deposits from laboratory and field observations: Potential application to the stratigraphic record. *Mar. Geol.*, 337: 1-8.
- 能條 歩・高田裕行 2001. 石狩低地帯中央部馬追層産出の有孔虫化石(予報). 秋葉力先生追悼論文集. pp. 47-57.
- Snedden, J. W. and Dalrymple, R. W., 1999, Modern shelf sand ridge: from historical perspective to a unified hydrodynamic and evolutionary model. In Glenn, C. R., Prevot-Lucas, L. and Lucas, J., eds., Marine authigenesis: Tulsa, *SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication*, 64: 13-28.
- 添田雄二・嵯峨山 積・赤松守雄 2010. 石狩低地帯, 第四紀地殻変動域の堆積物. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 北海道地方. pp. 248-250. 朝倉書店.
- 高野 修 2004. 北広島周辺に分布するサンドリッジ堆積物2004年5月調査報告書. 北広島市教育委員会.
- 外崎徳二・赤松守雄・木村方一・吉田充夫・高木俊男・渡辺真人・飯沢豊子 1981. 北海道野幌丘陵から発見された中期更新世の不整合について. 地球科学 35: 91-93.
- 横平 弘 2002, 道都大学札幌キャンパス付近に出現したクロスラミナ構造. 道都大学紀要・美術学部 28: 71-75.
- 横平 弘・佐々木 巽 2003. 北広島市中の沢にみられるクロスラミナについて. 日本地理学会発表要旨集 63: 253.

Sedimentary Facies and Paleocurrents of Sandridge Deposits Observed in Nishinosato District, Kitahiroshima City, Hokkaido, Japan

Yoshihiro KASE, Keiichi HAYASHI, Takafumi ENYA, Yuji SOEDA, Ken'ichi KURIHARA, Makoto HATA, Wataru HIROSE, and Sunao OHTSU

Deposits, which may be comparable to Plio–Early Pleistocene Uranosawa and Shimonoppo formations, were observed in Nishinosato district, Kitahiroshima City, Hokkaido. Sedimentary facies analysis of the deposits revealed that the sandridge and overlying offshore deposits, with transgressive lags between them, were formed along with the

rise in relative sea level. Based on sequence stratigraphy, these are considered to be transgressive systems tracts. Paleocurrent analysis of the sandridge deposits indicates deposition under the southward to southeastward unidirectional currents, suggesting classification as ocean current-dominated sandridges.

Yoshihiro KASE, Keiichi HAYASHI, Wataru HIROSE, and Sunao OHTSU : Geological Survey of Hokkaido, Hokkaido Research Organization
Takafumi ENYA and Yuji SOEDA : Natural History Group, Research Division, Hokkaido Museum
Ken'ichi KURIHARA : Museum Studies Group, Research Division, Hokkaido Museum
Makoto HATA : Station of Kitahiroshima City Eco Museum Center
