北海道東部厚岸沿岸低地の完新世バリアーシステムと海水準変動の復元

Reconstructed Holocene sea level curve from the Akkeshi barrier system in eastern Hokkaido, Japan

Abstract

重野聖之^{1,2} 七山 太³ 須藤雄介¹
嵯峨山 積⁴ 長谷川 健⁵ 安藤寿男⁵

Kiyoyuki Shigeno^{1,2}, Futoshi Nanayama³,
Yusuke Sudo¹, Tsumoru Sagayama⁴,
Takeshi Hasegawa⁵ and Hisao Ando⁵

2012年4月7日受付.
2012年11月15日受理.

¹ 茨城大学大学院理工学研究科

Graduate School of Science and Engineering,
Ibaraki University, 2-1-1 Bunkyo, Mito,
Ibaraki 310-8512, Japan

² 明治コンサルタント(株)本店

Meiji Consultant Co., Ltd., 13 Minami 7, Hi-
gashi 1, Chuo-ku, Sapporo, Hokkaido 064-
0807, Japan

³ 産業技術総合研究所地質情報研究部門

Geological Survey of Japan, AIST, Site 7,
1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567,
Japan

⁴ 北海道立総合研究機構地質研究所

Geological Survey of Hokkaido, Hokkaido
Research Organization, Kita 19, Nishi 12,
Kita-ku, Sapporo, Hokkaido 060-0819, Japan

⁵ 茨城大学理学部地球環境科学領域

Department of Earth Sciences, Faculty of
Science, Ibaraki University, 2-1-1 Bunkyo,
Mito, Ibaraki 310-8512, Japan

Corresponding author: K. Shigeno,
shigeno-k@meicon.co.jp

An active barrier system is present in Akkeshi Bay and a lagoonal area along the Pacific coast of eastern Hokkaido, Japan. This rare feature consists of a so-called lagoon (the Akkeshi-ko lagoon), a flood tidal delta, a barrier, and a tidal inlet that leads into the outer sea of Akkeshi Bay and the Pacific Ocean. Large oyster reefs were living on the flood tidal delta until their sudden extinction in the early 1980s. The processes involved in the formation of this barrier system during a postglacial transgression period are not well understood. Here, we use sedimentological, paleontological, and radiocarbon dating methods to analyze Holocene drillcore obtained from the Akkeshi fishing port in 2009 and borehole log data previously obtained from public works around the Akkeshi lowlands. The data obtained from both drillcore and borehole logs indicates that: (1) postglacial transgression occurred in this area some 11,400 years ago and reached 50 m below the present sea water level, with the barrier system in the study area established 8800 years ago. (2) The preservation of this barrier system is due to the stable sea level in this area. The sea level has been constant for the past 5500 years, and has led to the development of oyster reefs on the tidal flood delta. (3) The current topographically distinctive barrier system has been affected by sudden uplifts associated with giant earthquakes. These events occur every few hundred years, with the barrier undergoing prolonged but relatively rapid post-earthquake subsidence at about 1 cm/year, as observed after a giant 17th century earthquake.

Keywords: postglacial transgression, Holocene, barrier system, sea-level change, Akkeshi Bay, Akkeshi lowland, Akkeshi-ko lagoon, eastern Hokkaido

はじめに

北海道東部沿岸地域には、本邦では珍しい現在でも活動的なバリアーシステムが海跡湖として存在している。釧路市の春採湖^{はるとり}、厚岸町の厚岸湖^{あつけし}や根室市～別海町の風蓮湖^{ふうれん}はその代表例である(Fig. 1; 斎藤, 2011)。そして外洋と海跡湖を区画する砂礫体は砂嘴もしくは砂州とも呼ばれる(松原, 2000; 武田, 2007)。本稿ではバリアーという地形用語を用いることにする。地形学的に見るとバリアー地形の存在は後氷期以降現在まで海面上昇が継続していることを示している。北米の大西洋沿岸やフロリダ半島～メキシコ湾沿岸、オランダの北海沿岸のものが世界的にはよく知られている(Field and Duane, 1976; Glaeser, 1978; Leatherman, 1983; Fitzgerald and van Heteren, 1999)。Reinson(1992)によれば、

現世、即ち完新世バリアーシステムの発達条件としては、(i)大潮時の平均潮差が2 m以下の小潮差もしくは2～4 mの中潮差であること、(ii)沿岸漂砂が豊富であること、(iii)外洋に面した外浜～海浜システムを成す波浪卓越海岸であること、しかも(iv)陸棚～海浜勾配が緩やかな遠浅の海浜であること、等の複数の条件があるとされる。一方、シーケンス層序学的に見ると、バリアーの陸側への前進を示す上方粗粒化浅海化シーケンスは海進期を特徴づける堆積システムの一つであると理解されている(Nummedal and Swift, 1987; Reinson, 1992)。

厚岸湾は北海道東部に位置する、太平洋に面した内湾であり、その湾奥にはバリアーで仕切られたラグーンである厚岸湖が存在し、厚岸湾と厚岸湖は地形的に明瞭なバリアーシステムを構成している(斎藤, 2011; Figs. 1, 2)。厚岸周辺の

Fig. 1. Maps showing the location of the study area. (a) Plate tectonic setting of the Japanese Archipelago; tick marks indicate the seaward edge of the subduction zone. (b) Tectonic map of the Hokkaido area, showing the distribution of Ta-d tephra (Tarumai-d pyroclastic fall deposit: Furukawa, et al., 2006) in the study area; ellipsoids indicate the rupture areas of interplate earthquakes in 1843, 1856, 1894, 1952, 1968, 1973, and 2003, and the probable rupture area of multi-segment mega-earthquakes (M8.6; Nanayama et al., 2003). (c) Map showing the location of the study area between the Akkeshi lowlands and the Kiritappu marsh, and the location of radiocarbon age data reference sites shown in Table 2 and Fig. 8; topographic data are modified from the Digital Map 50 m Grid (Elevation) of the Geospatial Information Authority of Japan (GSI).

沖積層や完新統に関する研究は佐々(1957)に萌芽を見る。佐々(1957)は、“厚岸町付近一帯は上部白亜紀層を剝削した隆起海成段丘地帯であるが、その軟弱な泥岩部が隆起後の河蝕によって開析谷となり、これが沖積世初期に起った沈降により溺れ谷となり、さらに海蝕によって幅を広げ、厚岸湾お

よび厚岸湖を形成した。”と指摘した。大嶋(1971, 1974)は、厚岸湖内のカキ礁の高度分布から、後氷期海進以降現在までの海水準は0~2 m前後を推移していることを指摘した。Kumano et al.(1990)は、湖南地域の汐見川低地(Fig. 1c)で深さ 8.7 m のハンドボーリングを実施し、完新世の最初

Fig. 2. (a, b) Aerial photographs showing the outline of Akkeshi barrier and the Akkeshi-ko lagoon and flood tidal delta; small white arrows show the viewing directions of the photographs shown in c–e. (c) Photograph showing a formerly active oyster reef on Kaki-jima Island; photograph taken by Emer. Prof. K. Chinzei, in 1971. (d) Photograph showing the modern foreshore and backshore along the Shirahama coast. (e) Photograph showing the tidal inlet and tidal main channel between the Kohoku and Konan barriers in the Akkeshi lowlands.

の海退は 3600 yBP (以下、暦年末校正の ^{14}C 年代値) 前に終了し、その後、3000 yBP 頃に第二の海進ピークが出現すると論じた。Maeda et al. (1992) は、白糠～根室間の太平洋沿岸の低地で完新世最高海面高度 (HML: Holocene Marine Limit) を認定し、ハイドロアイソスタシーモデル (Nakata and Lambeck, 1989) による検証に基づき、8000 yBP 以降現在までは海進期もしくは海面停滞期にあると論じた。沢井・三塩 (1998) は、チライカリベツ川沖積低地 (Fig. 1c) において海成層と陸成層の境界を追跡し、過去 3000 年間の海面変動を把握した。これによると、3000 yBP 頃までの時期にはチライカリベツ川沖積低地の最上流地域まで干潟が広がり、現河口域は内湾であった。その後 2600 yBP 頃にかけて海退が起こり湿原になった。そして、1900 yBP 頃をピークとする海進が起こり再び干潟となった。その後の海退と共に現在の湿原が現れ、600 yBP 以降現在まで海進が続いているとされる。

一方、横山 (1987) は、測地資料に基づいて過去 65 年間の北海道東部の地殻変動を検討し、最大約 65 cm、即ち約 1 cm/年の急激な速度で沈降している事実を報告した。逆に Okumura (1996) は、広域テフラを用いた海成段丘面の編年より根釧海岸に分布する最終間氷期最盛期 (marine isotope stage (以下、MIS) 5e) の旧汀線高度が 20~40 m に位置することから、この地域は 0.2~0.5 mm/年程度の軽微な隆起傾向にあるとし、横山とは相反する結論を示していた。

2000 年代以降、道東太平洋沿岸地域のネオテクトニクス研究が飛躍的に進み、この地域は千島海溝の海溝型地震に伴う地殻変動によって支配され、現在 1 cm/年の早い速度で沈降しており、逆に地質学的証拠から 400~500 年間隔で発生する巨大地震 (M8.6 クラス: 以下、500 年間隔地震; Nanayama et al., 2003; Fig. 1b) 発生時、もしくはその後の余効変動によって 1~2 m の隆起が繰り返し発生している地域であることが詳しく解っている (Atwater et al., 2004; Sawai et al., 2004a, b; Kelsey et al., 2006; 澤井, 2007; Sawai et al., 2009)。特に澤井 (2007) は、過去 2500 年間の離水イベントの回数が約 300 cal. yBP (以下、暦年校正)、約 700~300 cal. yBP、約 1300~1000 cal. yBP、約 2400~1700 cal. yBP の 4 回であると総括している。

本研究では、まず厚岸湖西岸を縁取るバリアーで実施された沖積ボーリング資料を収集し、地形・地質断面図を作成した。次に、平成 21 年 2 月に北海道開発局が厚岸漁港 (Fig. 2b) で採取した海上ボーリング試料を利用して、層相記載、粒度分析、貝殻遺骸群集分析、珪藻化石群集分析、AMS ^{14}C 年代測定を総合的に実施した。さらに、厚岸～根室沿岸地域の既存文献および厚岸コアの新規年代値に基づいて、この地域の完新世海水準変動曲線の編纂を試みた。最後に、厚岸コアの解析から得られた堆積環境に関するシーケンス層序学的情報を上記の地形・地質断面図に加えることにより、完新世バリアーシステムの発達様式を詳しく復元することを試みた。

厚岸湾・厚岸湖周辺の地形と海況

厚岸湾は東西約 12 km、南北約 13 km、周囲約 25 km、約 120 km² の面積を有した内湾であり、平均水深は約 8 m、太平洋に面した湾口部が最も深く水深は約 30 m である (海上保安庁, 1998; Fig. 1c)。厚岸湖は厚岸湾奥に位置する奥行き約 8 km のラグーンであり、その周囲は MIS7 の海成段丘面 (Okumura, 1996) によって囲まれている (Fig. 2)。この汽水湖は、市街地の湖北と湖南地域にそれぞれ位置する最大幅 700 m の南北 2 つのバリアー (以下、湖北バリアーと湖南バリアー) によって厚岸湾と隔てられている (Fig. 3a)。湖北バリアーは白浜海岸から南東方向に伸張する。湖南バリアーは海成段丘基部に沿って南西から北東方向に伸張しており、函館市立図書館所蔵の江戸時代後期に描かれた「アッケシ流域古図」および「仙台藩東蝦夷地経営図」には、海岸線に沿ってこのバリアーにより仕切られた海跡湖が複数存在したことが示されている (熊崎農夫博, 私信)。

現在、湖北および湖南バリアーの間は 1 本の潮流口、すなわち潮汐チャネルによって厚岸湾と導通している (塩沢, 1969; 厚岸漁業協同組合, 1990; Fig. 2)。厚岸大橋が架かる現在の潮流口付近 (Fig. 2e) は水深約 10 m であるが、潮流口より厚岸湖側には上げ潮三角州を構成する平坦な砂体が扇状に分布し、さらにその面上には 1980 年代に死滅した現世カキ礁が存在する (厚岸町教育委員会, 2001; Fig. 2c)。これらカキ礁は干潮時には広域に露出している。厚岸湖の水深は潮流口から潮汐三角州状に樹枝状に発達する深さ 1~3 m の滞筋以外は水深 1 m 以浅であり (Atwater et al., 2004)、湖底には主に泥質な堆積物が堆積している (塩沢, 1969)。

厚岸湖に流入する河川は別寒辺牛川が最も流量が大きく、厚岸湖に流入する河口部付近では小規模な鳥趾状三角州の発達が認められる (Fig. 2a)。道東地域は高緯度に位置するため台風の襲来は希である。しかも別寒辺牛川は河川勾配が極めて緩いために出水時でも粗い砂礫を運べる程の掃流力を持つ河川ではなく、湖北および湖南バリアーを構成する砂礫層はこの河川からもたらされたものではないことは地形的に見て明確である (Fig. 2a)。

厚岸漁港の検潮記録によると、大潮時の平均潮差は 146 cm であり、厚岸湾沿岸は小潮差海岸と解釈される (厚岸漁業協同組合, 1990)。北海道開発局 (2004) の行った最近の厚岸湾と厚岸湖の海況調査の結果によると、上げ潮流は、厚岸湾湾口部から北方向の流れが潮流口に収束するよう海岸線に沿って北もしくは東向きとなって流入する。また、厚岸湖内では潮汐チャネルに沿って東向きに流入し、その後湖岸に沿って湖奥へと流れる (Fig. 3a)。逆に下げ潮流は、厚岸湾では湖南地域のバリアーに沿った南西方向と湖北地域のバリアーに沿った西方向に流れ、厚岸湖内では滞筋に収束するような北西～南西方向、別寒辺牛川からの南方向と湖奥から潮流口に向かって流れる。上げ潮流の流速は、潮流口で 0.90~0.95 m/秒と最も速く、次いで潮汐チャネルにおいて 0.75~0.85 m/秒である (Fig. 3a)。逆に下げ潮流の流速は、別寒辺牛川から湖北地域のバリアーにぶつかる地点で 0.85~

Fig. 3. (a) Topographic map showing the area around the Akkeshi barrier system; arrows show the flood and ebb tide directions and are modified after the Hokkaido Development Agency (2004). (b) Diagram showing reconstructed modern and ancient barriers, and their shorelines, shown on an aerial photograph taken by the US Air Force on 8 June, 1948; the survey line (A–B–C–D) shows the direction of the cross-section across 17 core sites shown in Figs 4 and 9.

Fig. 4. Topographic and geological cross-section across the Akkeshi incised valley and correlated boreholes along the A-B-C-D survey line between the Kohoku and Konan areas of the Akkeshi lowlands.

0.95 m/秒と速く、次いで潮汐チャネルにおいて0.75～0.85 m/秒である。現在のバリアーシステムは、上げ潮時に厚岸湾岸から運ばれた漂砂が湖北地域では東～東南東方向に、湖南地域では北～北北東方向にバリアーが成長することによって成立していたことが読み取れる。

ボーリングデータから編纂した地形・地質断面図

1. 地形・地質断面図の作成

厚岸バリアーシステムの時空間的な広がりを理解するために、厚岸町教育委員会と北海道開発局の協力を得て、(i)昭和47年建設の厚岸大橋橋梁基礎調査、(ii)平成10～14年度に厚岸湾沿岸地域で実施された公共工事、(iii)平成20、21年度の厚岸漁港地質調査の地質調査報告書に示されたボーリング柱状図の土質区分および岩相区分の記述を収集した。次に、厚岸町役場のある湖北地域の港町(Fig. 3bのA)から湖北地域の漁市場(Fig. 3bのB)、現在の潮流口の位置する厚岸大橋(Fig. 3bのC)を通して湖南地域の奔渡(Fig. 3bのD)に至る測線を設定し、標高を基準として17本のボーリング柱状図を配列した。さらに土質区分とN値(N-value)に基づき柱状対比を行ない、バリアー地形の伸張方向に沿った地形・地質断面図を作成した(Fig. 4)。

2. 地形・地質断面図の解釈

ボーリング柱状の深度は10～20 mまでのものが多く、厚岸市街地(Fig. 3bのCとDの間)においてのみ掘削深度が60～70 mと深く、基盤の根室層群(小山内ほか, 1961)

まで達しているものが複数存在する(Fig. 4)。

ボーリングデータの土質区分と50を超過するN値より、湖北地域のA-9およびA-14地点において標高-65から-62 mに基盤が存在することが読み取れ、その深度は南北方向に浅くなっており、佐々(1957)が指摘した開析谷(以下、厚岸開析谷)が伏在していることが読み取れる。厚岸開析谷の北斜面は緩く南斜面は急崖をなし、幅1 kmの谷底には層厚10 m程の砂泥層(標高-65から-55 m)が存在している。これらには共通して貝殻遺骸が含まれていないことや10～20のN値から判断して、後氷期海進が到達する以前に堆積した河川成の沖積下部砂層(海津, 1994)に相当する地層と推定される。

標高-55 mからは層厚5～13 mの貝化石の散在する泥層が広く厚く下位層を覆っている。標高-40 mからは最大層厚30 mに達する貝殻遺骸が散在する泥層が存在し、N値が主に4以下である。この泥層は後氷期海進による海成泥層(沖積中部泥層：海津, 1994)に相当する地層と判断される(Fig. 4)。

標高-25 mからは上方粗粒化を示す砂泥層からなり、標高-17 mからはN値がやや高く粗粒な砂礫層(N値3～39)が幅広く覆うが、A-7～A-9の区間は途切れている(Fig. 4)。粗粒碎屑物を供給したと思われる河川が存在しないことから、この砂礫層は沖積上部砂層(三角洲頂置層；海津, 1994)に相当するものではなく、現世の湖北および湖南バリアーの構成物と判断される(Fig. 3b)。

Fig. 5. Variations in diatom valves, sedimentary units, logged sedimentary facies with radiocarbon ages, and molluscan shell fossils from the Akkeshi boreholes. See Fig. 7 for the lithofacies, sedimentary structure, and grain size legend.

厚岸コアの観察と解析手法

厚岸町を含めた釧路市以東の沿岸低地においては、沖積層を貫通したオールコアボーリング試料を地質学的に記載した報告は存在しない。そこで我々は、平成21年2月に北海道開発局が厚岸漁港のA-14地点において(Figs. 3b, 4)で土木試験用に採取した海上ボーリング試料(以下、厚岸コア)を、厚岸町の協力を得て分析することにした。厚岸コアの採取地点(北緯43度2分55.8秒、東経144度51分14.0秒)は厚岸湾に面し、現在の潮流口にも近接する箇所、標高は-2.90 m、コア長59.22 mである。土木試験用に採取されたオールコアの50%は貫入試験に使用済みで、残りの50%の多くも攪乱された試料であり、地質学分野の研究試料としては条件が良いとはいえないが、本稿では以下6項目の解析を実施した(Figs. 5-7)。

(1)層相の記載 厚岸コアの堆積相、粒度、生物擾乱等を可能な限り細かく記載し、堆積柱状図をcmオーダーで作成した。さらに、分光測色計SPAD-503(Minolta)を用いたマ

ンセル表色系に基づく色調記載を行った。これらの記述に基づいて、最初に堆積ユニット区分を行った。堆積ユニット内ではさらに堆積相オーダーで複数のサブユニットを認定した。この際、コアの掘削の深度(m)は全て標高(m)に換算し直して議論に用いた(Figs. 5, 7)。

(2)粒度分析 日本工業規格のJIS A1204に基づいて、篩法と沈降法の併用による粒度分析を実施した。その結果を含礫率、含砂率、含泥率として算出し、以下の議論に使用した。分析試料は基本的に1 m間隔で採取し、50試料を分析した(Fig. 6)。

(3)AMS¹⁴C年代測定 コアから採取した同定済みの貝殻遺骸15試料および炭質物2試料を用いて加速器質量分析計(AMS: Accelerator Mass Spectrometry)法により¹⁴C年代測定を行った(Fig. 5; Table 1)。測定は(株)加速器分析研究所および(株)パレオ・ラボに依頼した。得られたAMS¹⁴C年代値はIntCal04およびMarine09データベース(Reimer et al., 2009)を併用し、OxCal v4.1(Bronk Ramsey, 2009)を用いて暦年較正年代の計算を行った後、標準偏差

Fig. 6. Stratigraphic variations in N-values and grain sizes in the Akkeshi boreholes. See Fig. 7 for the lithofacies, sedimentary structure, and grainsize legend.

(2σ : 95.4%)の中央値(ca. ka)を算出した。この場合の中央値は100~200年の誤差範囲を含むことになるが、本稿ではおおむね1000年オーダーでの議論を行うので、後述する海水のリザーバー効果も含め無視できると判断した。ただし、海成炭素を用いた値はリザーバー効果のため数100年程度古めの値が想定される(Stuiver and Braziunas, 1993)。

(4)火山灰層の広域対比に基づく年代推定 長谷川ほか(印刷中)に基づき、火山灰が濃集した層準から試料を採取し、含まれる鉱物の組み合わせと火山ガラスの形状を実体顕微鏡下で観察・記載し、SEM-EDS(JEOLJSM-T330A, OXFORD社製INCA X-act)による火山ガラス組成の分析を行った。これらを既存の降下火山灰層の分析値と比較し、対比した上で噴出年代を推定した。

(5)貝殻遺骸分析 基本的にコアの1 m間隔で59層準からブロックで堆積物を採取し、2 mmの篩で水洗いして篩に残った粗粒堆積物に含まれる貝殻遺骸を試料とした。乾燥後、波部(1983)、波部・奥谷(1983)および松島(1984)の方法に基づいて同定し、群集解析を行った。

(6)珪藻遺骸分析 基本的にコアから1 m間隔で採取した57試料の分析を行った。プレパラートの作成方法は嵯峨山ほか(2010)と同様である。算定は1250倍の生物用顕微鏡で100個体を目標に実施し、種の同定はKrammer and Lange-Bertalot(1986, 1988, 1991a, b)を用い、海生種、海〜汽水生種、汽水生種、汽〜淡水生種、淡水生種、絶滅種、不明種の7つのグループに分類した。

堆積ユニット毎の分析結果と堆積環境の解釈

厚岸コアは層相や堆積構造に基づき下位からFv, Tf, Es, Ft, BrおよびArの堆積ユニットに区分される(Fig. 5)。それぞれの堆積ユニット中には複数のサブユニットが認定される。この章では、堆積ユニット毎の層相記載(貝殻遺骸の同定を含む)と堆積環境、珪藻遺骸分析の結果、年代測定結果、粒度分析の結果を順に記述する。

1. Fv(標高-61.0から-50.0 m層準)

(1)層相記載 堆積ユニットFvは厚岸コアの最下位に位置し、層厚11.0 m、灰色(N4/0)を呈する泥〜細粒砂層からなり、貝殻遺骸は全く産出しない。本ユニットは下部のFv1、中部のFv2、上部のFv3の3つのサブユニットに区分される(Fig. 5)。

Fv1(標高-61.0から-57.6 m層準)は標高-61.0 mにおいて基盤である根室層群を明瞭な侵食面をもって覆う。侵食面上には根室層群の泥岩を起源とする径1~3 cmの河川成礫が散在する。本ユニットは、総じて炭質物や材片を多く含む泥層と侵食面を基底にもつ砂層からなる。この砂層は淘汰が悪く褐灰色(10YR4/1)を呈し、径1~2 cmの泥の偽礫を含み、厚さ1.1 mで上方細粒化する。泥層も淘汰が悪く、炭質物を多く含む一方、貝殻遺骸や生痕化石が認められない。

Fv2(標高-57.6から-53.0 m)は灰色(N4/0)を呈する不淘汰な泥〜極細粒砂層からなり、コアの新鮮な断面では淡水還元環境の堆積物中に生成する藍鉄鉱(vivianite)の自生結晶が散在する。

Fv3(標高-53.0から-50.0 m)は、Fv1と同様の層相を示す。

(2)珪藻遺骸分析の結果 堆積ユニットFvには*Athnantes lanceolata* Bréb., *Aulacoseira ambigua* (Grun.) Simonsonや*Navicula contenta* Grun.の淡水生種が多産する(Fig. 5)。安藤(1990)によれば、*Aulacoseira ambigua*は湖沼〜沼沢湿地指標種群、*Navicula contenta*は陸域指標種群に含められる。

Fv1およびFv2は砂質部を除き淡水生種が88~92%と卓越する。Fv3では上方に向かって淡〜汽水生種が増加し、上位に向かって汽水の影響が大きくなっていることが示唆される。本ユニットは河川環境の堆積物と推定され、その上位層準では潮汐流の影響を受ける感潮河川に遷移したことが示唆される。

(3)年代測定の結果 基底付近の炭質物1試料の ^{14}C 年代測定を行い、13.8 cal. kaの年代値が得られた(Fig. 5; Table 1)。直上の堆積ユニットTfの年代値(11.5~11.4 cal. ka)も参照するならば、堆積ユニットFvは13.8 cal. kaから新ドリマス期(Younger Dryas: 12.8~11.5 cal. ka; Muscheler et al., 2008)間の堆積物と考えられる。

(4)粒度分析結果 堆積ユニットFvは、含砂率が1.3~29.7%(平均: 6.7%)であり、主に泥からなる(Fig. 6)。

(5)堆積環境の解釈 Miall(1992)に基づくならば、Fv1とFv3は、侵食面をもち上方細粒化する河川チャネル充填砂

Fig. 7. Variations in inferred sedimentary environment, sedimentary system, and the sequence stratigraphic framework of the Akkeshi boreholes. See Fig. 9 for sequence stratigraphy technical codes.

Table 1. Radiocarbon ages obtained from the Akkeshi drillcore during this study.

Sample no.	Altitude (m)	Sedimentary unit	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Conventional age (1 σ , yBP)	Calibrated age (2 σ , cal. ka)	Median age (2 σ , cal. ka)	Dated material	Lab code
H-20-(1)	-6.23	Br2	-0.31 $\pm$ 0.39	979 $\pm$ 24	0.5–0.6	0.6	shell	IAAA-103075
H-20-(2)	-8.3	Br2	4.04 $\pm$ 0.68	1139 $\pm$ 26	0.6–0.7	0.7	shell	IAAA-103076
H-20-1	-9.85	Br2	0.71 $\pm$ 0.69	1223 $\pm$ 30	0.7–0.9	0.8	shell	Cryptomya busoensis
H-20-(3)	-13.3	Br1	2.80 $\pm$ 0.80	3457 $\pm$ 30	3.3–3.4	3.3	shell	IAAA-103077
H-20-A	-13.65	Ft2	-0.91 $\pm$ 0.46	6565 $\pm$ 32	7.0–7.7	7.4	shell	IAAA-9183
H-20-(4)	-17.3	Ft2	4.43 $\pm$ 0.40	7767 $\pm$ 33	8.2–8.3	8.2	shell	IAAA-103078
H-20-(5)	-22.3	Ft1	-2.23 $\pm$ 0.38	8117 $\pm$ 33	8.5–8.7	8.6	shell	IAAA-103079
H-20-2	-23.87	Es2	-0.19 $\pm$ 0.73	8211 $\pm$ 42	8.6–8.9	8.8	shell	Callithaca adamsi
H-20-B	-23.9	Es2	-5.54 $\pm$ 0.43	1941 $\pm$ 26	1.4–1.6	1.5	shell	IAAA-9184
H-20-(6)	-27.3	Es2	1.32 $\pm$ 0.50	8628 $\pm$ 36	9.2–9.4	9.3	shell	IAAA-103080
H-20-C	-30.9	Es1	-6.61 $\pm$ 0.52	8548 $\pm$ 41	9.0–9.3	9.2	shell	IAAA-9185
H-20-(7)	-39.3	Es1	-1.09 $\pm$ 0.49	10119 $\pm$ 39	11.1–11.2	11.1	shell	IAAA-103081
H-20-(8)	-39.3	Es1	4.94 $\pm$ 0.55	9553 $\pm$ 39	10.3–10.5	10.4	shell	Crassostrea gigas
H-20-3	-43.85	Tt3	4.85 $\pm$ 0.87	7853 $\pm$ 40	8.2–8.3	8.3	shell	Callithaca adamsi
H-21-2	-46.86	Tt2	-3.40 $\pm$ 0.41	10438 $\pm$ 38	11.3–11.7	11.5	shell	Callithaca adamsi
H-20-D	-49.7	Tt1	-29.62 $\pm$ 0.36	9904 $\pm$ 40	11.2–11.6	11.4	wood	IAAA-9186
H-20-E	-60.8	Fv1	-25.64 $\pm$ 0.12	11944 $\pm$ 34	13.7–13.9	13.8	peat	PLD 14309

層と自然堤防～後背湿地に洪水時に生じた氾濫原堆積物が互層することから、蛇行河川成堆積物と推定される。Fv2は自然堤防～後背湿地成堆積物と推定される。よって堆積ユニットFvは河川成堆積物と解釈され、珪藻遺骸分析の結果から、上位のFv3層準では潮汐流の影響を受けていたと推測される。

2. Tf(標高-50.0から-40.0 m 層準)

(1)層相記載 堆積ユニットTfは層厚10.0 mで、生物擾乱が発達し淘汰不良の泥および細粒砂層の互層からなる。本ユニットは貝殻遺骸の量や生物擾乱の程度などから、下部のTf1、中部のTf2、上部のTf3の3つのサブユニットに区分される(Fig. 5)。

Tf1(標高-50.0から-47.9 m 層準)は著しく生物擾乱を受けた褐灰色(10YR4/1)の塊状泥層を主体とし、レンズ状葉理を伴う層厚0.5～1.0 cmの細粒砂葉理との細互層を呈する部分がある。貝殻遺骸の量は少ない。

Tf2(標高-47.9から-44.0 m 層準)は、明瞭な侵食基底をもつ上方細粒化を示し、フレーザー層理が発達した淘汰の悪い灰色(N4/0)泥もしくは細粒砂層からなる。Tf2からは、潮間帯～水深20 mに生息するアズマニシキガイ(*Chlamys farreri*)とエゾヌノメアサリ(*Callithaca adamsi*)が多産する。生物擾乱はTf1ほど著しくなく、一部には双方向の潮汐流を示唆するリップル葉理も観察される。

Tf3(標高-44.0から-40.0 m 層準)はTf1に類似し生物擾乱を著しく受けた褐灰色(10YR4/1)の泥層とレンズ状葉理を示す細粒砂の薄層との互層からなる。

(2)珪藻遺骸分析の結果 Tf1は*Cocconeis placentula* var. *euglypta* (Ehr.) Cleveなどの淡水生種を多く含み、Tf2層準より*Cocconeis scutellum* Ehr.や*Fragilaria faciculata* (Ag.) Lange-Bertalotの汽～海水生種が産出し始め、Tf3層準では、海～汽水生種と淡水生種が40%とほぼ同じ割合となっている(Fig. 5)。これと同時に、小杉(1988)によって海水藻場指標種群と認定された*Cocconeis scutell-*

*um*の個体数は、上方に向かって増加する傾向がある(Fig. 5)。

堆積ユニットTfは、淡水生珪藻種と海～汽水生珪藻種が混合することから汽水域の堆積物と考えられ、より上位に向かって海水の影響が強くなっていったと判断される。

(3)年代測定の結果 貝殻遺骸3試料の ^{14}C 年代測定を行った結果、11.5～11.4 cal. kaの年代値が得られた。堆積ユニットTfは新ドリラス期後に堆積した最下部完新統と考えられる(Fig. 5)。

(4)粒度分析結果 堆積ユニットTfの含砂率は1.4～58.6%(平均:16.0%)であり、層相に対応して砂と泥の割合が大きな変動を周期的に繰り返す(Fig. 6)。

(5)堆積環境の解釈 Dalrymple(1992)に基づくならば、Tf1およびTf3は泥干潟成堆積物、Tf2は砂干潟成堆積物と解釈される。よって堆積ユニットTfは、前期完新世の汽水環境で生成された干潟成堆積物と解釈される。

3. Es(標高-40.0から-23.5 m 層準)

(1)層相記載 堆積ユニットEsは層厚16.5 mで、生物擾乱の発達した灰色(7.5Y4/1)の泥層からなる。ヒメムシロガイ(*Reticunassa multigranosa*, *Callithaca adamsi*)、アサリ(*Ruditapes philippinarum*)が産出することから、潮間帯～水深20 mの生息環境で堆積したことが推定される。生物擾乱により初生的な堆積構造は明瞭には確認できない。本ユニットは貝殻遺骸の量や生痕の産状などから、下部のEs1と上部のEs2の2つのサブユニットに分けられる(Fig. 5)。

Es1(標高-40.0から-29.5 m 層準)は砂粒子が散在する暗緑灰色(7.5GY5/1)の泥層からなり貝殻遺骸を伴う。上方にむかって生物擾乱が著しくなり、同時に貝殻遺骸の産出量が減る。

Es2(標高-29.5から-23.5 m 層準)は層厚6.0 mの灰色(5Y4/1)泥層からなり、生痕擾乱が著しく、厚岸コアの中で最も細粒な層準である。

さらに標高-30.5 mには粒径0.2～1.0 mmの粒子からな

る層厚 1 cm の白灰色を呈する降下軽石層が確認された。その上位の標高-27.5 から-30.5 m 層準には泥層中に軽石粒子が散在することから、再堆積物と考えられる。

(2)珪藻遺骸分析の結果 堆積ユニット Es では外洋海生種の *Thalassionema nitzschioides* (Grun.) Mereschowsky, *Thalassiosira eccentrica* (Ehr.) Cleve および *Thalassiosira hyaline* (Grun.) Gran が多産し、より上位ほど海水生種が増加し、特に Es2 では海水生種が 88~97% と高い値を示す (Fig. 5)。

本ユニットは、外洋海生珪藻種が卓越し上方に向かって増加することから、上方に向かって海水の影響が強くなり、安定した海水環境に遷移したと考えられる。

(3)年代測定の結果 貝殻遺骸 6 試料の ^{14}C 年代測定を行った結果、10.4~8.8 cal. ka の年代値が得られた (Fig. 5; Table 1)。よって堆積ユニット Es は下部完新統と考えられる。

標高-30.5 m の降下軽石層に関して、長谷川ほか (印刷中) は、本層の鉱物組み合わせは、斜長石、両輝石、不透明鉱物、かんらん石である点で樽前火山起源の樽前 d 降下火砕堆積物 (ca. 9.1 cal. ka; 古川ほか, 2006; 以下 Ta-d) と一致し、さらに火山ガラスの化学組成も TiO_2 が 0.5~1.0 wt.%, K_2O が 0.8~1.4 wt.% の範囲内で Ta-d の組成と一致することを既に指摘している。なお既存の Ta-d の噴出年代は今回得られた厚岸コアの年代測定結果とも整合的である (Fig. 5)。

(4)粒度分析結果 堆積ユニット Es は主に泥からなる。その含砂率は 0.2~1.7% (平均 0.6%) であり、上位層準ほど含砂率が減少し、上方細粒化の傾向を示す (Fig. 6)。

(5)堆積環境の解釈 堆積ユニット Es は前期完新世の閉塞された内湾泥底環境の堆積物であったと推定される。また、Es2 の粒度は Es1 よりも細粒であることから、海進に伴い E2 の堆積環境の方が、より水深が深かったと判断される。

4. Ft (標高-23.5 から-13.5 m 層準)

(1)層相記載 堆積ユニット Ft は層厚 10 m で、灰色 (7.5Y4/1) を呈する泥層からなり、下位の Ft1 と上位の Ft2 の 2 つのサブユニットに区分される (Fig. 5)。

Ft1 (標高-23.5 から-20.0 m 層準) は生物擾乱を受けた灰色 (10Y4/1) の泥層とレンズ状葉理を示す極細粒砂の薄層との互層からなる。

Ft2 (標高-20.0 から-13.5 m 層準) は数 10 cm オーダーの明瞭な上方粗粒化・浅海化傾向を示す。生物擾乱によって塊状を呈するが、一部フレーザー層理が発達する淘汰の悪い灰色 (7.5YR4/1) 泥~細粒砂層からなり、炭質物や貝殻遺骸を多く含む。

(2)珪藻遺骸分析の結果 堆積ユニット Ft では *Paralia sulcata* (Ehr.) Cleve, *Thalassionema nitzschioides* や *Thalassiosira eccentrica* などの海~汽水生種が 82~95% と卓越し、上位層準ほど淡~汽水生種の *Cocconeis scutellum* が多く認められる (Fig. 5)。よって Ft1 は汽水から海水の影響した干潟環境の堆積物であり、Ft2 の堆積時には、淡水が影響するほど浅海化したと判断される。

(3)年代測定の結果 貝殻遺骸 3 試料の ^{14}C 年代測定を行っ

た。その結果、8.6~7.4 cal. ka の年代値が得られた (Fig. 5; Table 1)。よって堆積ユニット Ft は下部完新統と考えられる。

(4)粒度分析結果 堆積ユニット Ft の含砂率は 0.6~7.1% (平均 2.4%) を示すことから主に泥からなり、上方に向かって僅かに含砂率が高くなる傾向が認められる (Fig. 6)。

(5)堆積環境の解釈 Ft1 は泥干潟成堆積物と判断される。Ft2 は泥干潟成堆積物が小規模な潮汐チャネル充填堆積物を伴うと解釈される。よって堆積ユニット Ft は前期完新世の干潟成堆積物と推測され、上位層準ほど小規模な潮汐チャネル (滞筋) を埋積したときに生じた級化砂層を伴うことから、上げ潮三角州を構成していたと解釈される。また、本堆積ユニットは、バックバリアー環境 (ラグーン側) において、海進に伴って上げ潮三角州が陸側に前進したために、明瞭な上方粗粒化・浅海化傾向を示すと理解される。

5. Br (標高-13.5 から-5.0 m 層準)

(1)層相記載 堆積ユニット Br は層厚 8.5 m で、褐灰色 (10YR4/1) を呈する泥層と礫を伴う砂層の組み合わせからなる。全体に貝殻遺骸を含み、上位層準ほど陸源の炭質物が頻繁に混入する傾向がある (Fig. 5)。ヒメムシロガイ (*Reti-cunassa multigranosa*)、エゾヌノメアサリ (*Callithaca adamsi*)、アサリ (*Ruditapes philippinarum*) が産出することから、これらの生息環境である潮間帯~水深 20 m で堆積したものと推定される。本ユニットは下位の Br1 と上位の Br2 の 2 つのサブユニットに区分され、その間には軽微な侵食面がある。

Br1 (標高-13.5 から-10.0 m 層準) は侵食基底に始まり、その直上には、赤灰色 (7.5R4/2) を呈する径 2~5 cm の垂円礫や貝殻が密集する不淘汰な砂礫層が存在する。本層準には同定可能な貝殻遺骸やそれらの破片が多く産出し、干潟棲種のホソウミナ (*Batillaria cumingii*)、アサリ (*Ruditapes philippinarum*) など棲息域を異にする個体が混合していることから、潮流の影響を強く被って再堆積したものと考えられる。礫種は黒色泥岩・砂岩、赤色チャートからなる。Br1 の上部は、本砂礫層を覆う生物擾乱の著しい泥層からなる。

Br2 (標高-10.0 から-5.0 m 層準) の下部 (標高-10.0 から-7.0 m 層準) はハンモック状斜交層理が認められる灰色 (7.5YR4/1) の細粒砂層からなる。上部 (標高-7.0 から-5.0 m 層準) は褐灰色 (10YR4/1) を呈する淘汰の良い中~細粒砂層からなり、高角の斜交層理が認められる。

(2)珪藻遺骸分析の結果 *Paralia sulcata* や *Thalassionema nitzschioides* などの海水生種が、Br1 で 65~75%、Br2 で 73~82%、堆積ユニット Br 全体でも 65~82% と高い割合を占めており (Fig. 5)、海水の影響下で生成された堆積物と判断される。

(3)年代測定の結果 貝殻遺骸 4 試料の ^{14}C 年代測定を行った結果、3.3~0.6 cal. ka の年代値が得られた (Fig. 5; Table 1)。よって堆積ユニット Br は過去 3300 年間の海面停滞期の堆積物と判断される。さらに、下位の Br1 からは 3.3 cal. ka、上位の Br2 からは 0.8~0.6 cal. ka の年代値が得られたことから、標高-9 m に位置する Br1 と Br2 の

間に存在する侵食面は 800 年前に生じたと考えられる。なお、下位の堆積ユニット Ft との間では約 4000 年の年代差が存在することから、その基底において堆積間隙(hiatus)が生じていると判断される。

(4)粒度分析結果 堆積ユニット Br は、含砂率と含礫率の合計値が 15.5~74.3%(平均 43.2%)であり、主に礫を伴う砂からなる。特に Br1 基底部層準(標高-13.2 から-11.2 m)のみ含礫率が 5.0~36.0% と高い(Fig. 6)。Br2 層準は、含砂率が 38.5~59.0% の間で増減を繰り返しながら上位に向かって粗粒化する。

(5)堆積環境の解釈 Br1 は下部の砂礫層と上部の生物擾乱の著しい泥層からなる。上部の泥層は砂層の薄層を繰り返し伴う干潟成堆積物である。また、Br1 は上方細粒化を示すことからチャネル堆積物と推定され、さらに干潟成堆積物と共存することから潮汐チャネル充填堆積物と解釈される。Br2 は波浪卓越型海浜システムの下部~上部外浜相(斎藤, 1989)の堆積物と解釈される。

堆積ユニット Br は、過去 3300 年間に形成された現在のバリアー地形を構成する地層であり、Barrier beach and related facies(Reinson, 1992)およびバリアーコンプレックス(斎藤, 2003)に相当する。バリアーコンプレックスの主要な構成要素である海浜成堆積物、washover 堆積物および砂丘成堆積物は、本ユニットの上限が標高-5.0 m のため厚岸コアでは確認できないが、湖北地域の白浜海岸(Figs. 2d, 3a)には前浜~後浜堆積物、washover 堆積物や薄いながらも砂丘堆積物が存在することを、我々は確認している。

6. Ar(標高-5.0 から-2.9 m 層準)

最上位の堆積ユニット Ar(標高-5.0 から-3.5 m 層準)には、灰色(N4/0)泥層中にゴミ、廃棄された貝殻、0.2~1.0 cm のコンクリートの角礫等が散在する。厚岸コアのボーリング地点においては、厚岸漁港が構築された際に船舶の入港に対応するため標高-5.0 m まで浚渫が行われた(厚岸漁業協同組合, 1990)。したがって堆積ユニット Ar は、その後港内に堆積した現世の泥質堆積物と解釈される(Fig. 7)。

堆積システムとシーケンス層序

1. 堆積システムの認定

斎藤(2011)によれば、複数の堆積相や堆積ユニットの組み合わせにより、より大きなオーダーである堆積システムが認定可能となる。厚岸コアにおいては、下位から河川システム、エスチュアリーシステム、海進期バリアーシステムおよび海面停滞期バリアーシステムの 4 つの堆積システムが認定される(Fig. 7)。

(1)河川システム(標高-61.0 から-50.0 m 層準; 13.8~11.4 cal. ka) 堆積ユニット Fv(河川成堆積物)から構成される。後氷期海進前に存在した河川システムによって説明可能である。

(2)エスチュアリーシステム(標高-50.0 から-23.5 m 層準; 11.4~8.8 cal. ka) 堆積ユニット Tf(干潟成堆積物)から Es(内湾成堆積物)は、一連の上方細粒化シーケンスを

構成する。これは、厚岸開析谷に急激な後氷期海進が生じることによって成立した波浪卓越型エスチュアリーシステム(Dalrymple et al., 1992)によって説明可能である。すなわち、海進によって水深が増し、下位の堆積ユニット Tf(エスチュアリー縁辺部の干潟成堆積物)から上位の堆積ユニット Es(エスチュアリー内湾の泥質堆積物)に向けて上方細粒化・深海化したと推定される。

(3)海進期バリアーシステム(標高-23.5 から-13.5 m 層準; 8.8~7.4 cal. ka) 明瞭な上方粗粒化・浅海化傾向を示す堆積ユニット Ft(上げ潮三角州)によって構成される。下位のエスチュアリーシステムに引き続く海進期末期において、バックバリアー(ラグーン側)にバリアーが前進する海進期バリアーシステム(Reinson, 1992)での説明可能である。

(4)海面停滞期バリアーシステム(標高-13.5 から-5.0 m 層準; 3.3~0 cal. ka) 堆積ユニット Br(バリアーコンプレックス)によって構成される。後期完新世において海面が停滞することによって、バリアーが海側に後退する海面停滞期バリアーシステム(Reinson, 1992)で説明可能である。

2. シーケンス境界

厚岸コアにおける完新統基底のシーケンス境界(SB: sequence boundary; Nummendal and Swift, 1987; Fig. 7)は堆積ユニット Fv の基底(標高-61 m)にある。ここでは基盤の上部白亜系根室層群を本ユニットが明瞭な不整合で覆っている。Fv 基底付近の年代が 13.8 cal. ka 以前であることは今回の年代測定によって確定となったが、このシーケンス境界が生成された年代、即ち厚岸開析谷が生じた年代は不明であり、MIS 5 から最終氷期最盛期(LGM: Last Glacial Maximum; 19 cal. ka; Yokoyama et al., 2010)にかけての海水準低下時期と考えるのが妥当であろう。

3. 海進と海退による侵食面と最大海氾濫面の認定

厚岸コアでは、堆積ユニット Tf 基底(標高-50 m)より海水生珪藻種が出現し始めエスチュアリーシステムの成立が示唆されることから、この侵食面が後氷期海進による海進ラビンメント面(TRS: transgressive ravinement surface; Nummendal and Swift, 1987; Fig. 7)と認定される。堆積ユニット Tf は干潟成堆積物と認定されているので、その基底は潮汐ラビンメント面(tidal ravinement surface; Allen and Posamentier, 1993; Catuneanu, 2006)に相当する。本ユニットからは、11.5~11.4 cal. ka の年代値が得られており、この海進ラビンメント面は新ドリラス期後に生じたと考えられる。一方、標高-9 m に位置する Br1 と Br2 の間に位置する 800 年前に生じた侵食面は、潮汐チャネルが側方移動した際に生じた侵食基底と推定される。

最大海氾濫面(MxFS: maximum flooding surface)は後退する海進期堆積体と前進する高海面期堆積体を分離する氾濫面として定義されている(van Wagoner et al., 1988)。一般に最大海氾濫面の下位では堆積相は海進サクセションを示し、同面の上位では海退サクセションを示す。また、最大海氾濫面付近での層相変化は漸移的であることが多い。

よって、厚岸コアの場合、エスチュアリーシステム(堆積

Fig. 8. Sediment accumulation (thick black dashed line) and reconstructed sea level (thick solid and dashed gray lines) curves for the Akkeshi boreholes and the Akkeshi-Kiritappu coastal region. Thin solid line indicates the velocity model C hydroisostasy model of Maeda et al. (1992), and thin dashed line indicates the sea-level change curve for the Tokyo lowlands, as compiled by Tanabe et al. (2012). See Fig. 7 for the lithofacies, sedimentary structure, and grain size legend.

ユニット Tf および Es) から海進期バリアースystem (堆積ユニット Ft) まで海進が継続し、5500 年前の海面が停滞し始める Br 基底層準 (標高 -13.5 m) が最大海氾濫面と認定されるが、これを直接示す地層は侵食されて厚岸コアには残されていない (Fig. 7)。

4. 低海水準期堆積体・海進期堆積体・高海水準期堆積体

低海水準期堆積体 (LST : lowstand systems tract; Fig. 7) は、厚岸開析谷において河川システムが存続し、これによって生成された陸成堆積物と解釈される。堆積ユニット Fv は 13.8 cal. ka 以降～新ドリラス期 (12.8～11.5 cal. ka) にかけて生成され、新ドリラス期直前の融水パルス (MWP-1a : Fairbanks, 1989) では約 500 年間に 20 m の海面上昇が生じた可能性が示唆されている。この際、急激な海進に伴って海岸線が大きく内陸に後退し、直接海水の影響を受けない厚岸開析谷の谷底においても河川勾配が緩くなり蛇行河川となり、流水がよどみ始めることによって厚岸開析谷の谷底で堆積物が溜まり始めた可能性がある。

海進期堆積体 (TST : transgressive systems tract; Fig. 7) は、溺れ谷を埋めるエスチュアリーシステム (堆積ユニット Tf および Es) から海進期バリアースystem (堆積ユニット Ft) で構成され、新ドリラス期直後に形成されたと考えられる。

高海面期堆積体 (HST : highstand systems tract; Fig. 7) は海面停滞期バリアースystem (堆積ユニット Br) のみから構成され、3.3～0 cal. ka の堆積物からなる。堆積ユニット Ft と Br の境界層準には 7.4～3.3 cal. ka 間の堆積間隙が生

じているが、この原因は 7.4 cal. ka 付近で海面上昇速度が鈍化したために堆積空間が存在しなかった可能性がある。

堆積速度曲線と海面変動曲線の作成

厚岸コアより得られた年代測定値 (Tables 1, 2) を横軸に、試料を採取した標高を縦軸に用いて、堆積速度曲線を作成した (Fig. 8)。ただし、この図では堆積物の圧密の影響について一切考慮していない。さらに、厚岸地域の海面変動に関する既存文献 (Maeda et al., 1992; 沢井・三塩, 1998; 澤井, 2007; Sawai et al., 2009; 松島, 2009) から海成層と陸成層の境界層準から得られた ^{14}C 年代値を収集し、Calib 6.0 (Stuiver et al., 2005) を用いて暦年較正を行った。この際、厚岸コアで得られた $\delta^{13}\text{C}$ 値 (Table 1) を厚岸地域の一般的な値と仮定した上で、陸成炭素には IntCal04 データベース (Reimer et al., 2004)、海成炭素には Marine09 データベース (Reimer et al., 2009) を使用し、ここでも 2σ の中央値を算出して使用した (Table 2)。これらに上述した厚岸コアで得られた新規データを加えて、厚岸～根室地域では初の試みとなる完新世海水準変動曲線を作成した (Fig. 8)。ただし、8.5～7.0 cal. ka 間は Maeda et al. (1992) のハイドロアイソスタシーモデル velocity model C を暦年補正して参照したが、10.5～8.5 cal. ka 間は参考のできるデータが皆無であるため、この間の海面上昇速度を一定と仮定し、厚岸コアの堆積環境と堆積速度が整合的に説明できる水深を推定し、太い灰色破線で示した。この図に田辺ほか (2012) が作成した最新の東京低地の海水準変動曲線を far field (氷床域から

Table 2. Radiocarbon ages obtained during previous research undertaken in the Akkeshi lowlands and the Kiritappu marsh areas. These data are calibrated to their median calendar age (2σ , cal. ka) in order to reconstruct the Holocene sea level curve for the Akkeshi–Kiritappu coastal region.

Area	Measured ^{14}C age (yBP)	Altitude (m)	Material	Median age (2σ , cal. ka)	Reference
Chiraikaribetsu	2900 $\pm$ 100	−0.2	peat	1.8	Sawai and Mishio (1998)
	2770 $\pm$ 100	−0.4	peat	3.0	
	1780 $\pm$ 90	1.2	peat	1.7	
	2060 $\pm$ 90	1.0	peat	2.1	
	1330 $\pm$ 180	−0.7	peat	1.2	
	610 $\pm$ 150	0.0	peat	0.6	
	2610 $\pm$ 100	−2.2	peat	2.6	
	880 $\pm$ 160	−0.3	peat	0.9	
	530 $\pm$ 130	0.4	peat	0.5	Sawai (2001)
	230 $\pm$ 60	−0.9	leaf	0.2	
	780 $\pm$ 60	0.2	leaf	0.7	
	590 $\pm$ 70	0.2	leaf	0.6	
	500 $\pm$ 110	0.0	leaf	0.5	
	510 $\pm$ 60	−0.2	leaf	0.6	
	1230 $\pm$ 80	−0.6	leaf	1.1	
	1950 $\pm$ 70	−1.4	leaf	1.9	
	2120 $\pm$ 70	−0.6	leaf	2.1	
	2070 $\pm$ 60	−2.0	wood	2.1	
Hichirippu	320 $\pm$ 40	−0.4	plant material	0.4	Kelsey et al. (2006)
	1490 $\pm$ 40	−1.0	plant material	1.4	
	1940 $\pm$ 50	−2.0	plant material	1.9	
	2240 $\pm$ 40	−2.0	plant material	2.2	
	2320 $\pm$ 40	−2.1	plant material	2.3	
Kiritappu	2820 $\pm$ 70	0.1	peat	3.0	Kumano et al. (1990)
Akkeshi	3070 $\pm$ 180	0.1	peat	3.2	
	6240 $\pm$ 220	−5.5	shell	6.7	
Mochirippu	2360 $\pm$ 90	−1.5	seeds	2.4	Sawai et al. (2009)
	475 $\pm$ 90	−0.7	seeds?	0.5	
Kiritappu	5305 $\pm$ 75	1.1	seeds	5.3	

離れた地域)の海面変動曲線の例として細い破線で重ねて示した。

さらに、厚岸バリアーシステムの空間的広がりを把握するために、Fig. 4に記した厚岸コアのデータを投影し土質ボーリングの土質区分を厚岸コアの堆積ユニット区分に対比することによって、厚岸開析谷の沖積層の堆積過程をシーケンス層序学的に解説することを試みた (Fig. 9)。

議 論

1. 厚岸コアの堆積速度曲線に基づく堆積史

厚岸コアの堆積速度曲線と海面変動曲線に基づいて、厚岸低地の過去 1.4 万年間の地形発達史について整理する (Fig. 8)。

MIS5 から最終氷期にかけての海面下降に伴う下刻によって厚岸開析谷が形成されていて、この谷は厚岸湾を抜け尻羽岬～大黒島沖の陸棚まで連続し、河床勾配が急な河川が存在していたのであろう (岡崎, 1966)。Fv (13.8～11.4 cal. ka) の堆積ステージは融氷パルス MWP-1a～新ドリラス期に相

当し、この間、厚岸開析谷底に河川システムとして存続した。堆積速度は 0.4 cm/ 年であった。

Tf から Es (11.4～8.8 cal. ka) の堆積ステージは、1.0 cm/ 年の速い速度で堆積が進行した。この地点の 11.4 cal. ka の海面は標高 −50 m に位置していた。これは新ドリラス期後の堆積物であり、厚岸開析谷でも急激な海面上昇が起こり溺れ谷となり、現在の厚岸湾～厚岸湖地域において広域にエスチュアリー環境が成立したのであろう。

Ft (8.8～7.4 cal. ka) の堆積ステージでは、0.7 cm/ 年と堆積速度がやや鈍化し、この時期にバリアーシステムが成立した。約 8800 年前頃より、現在の厚岸町市街地地域でも水深が 10 m に増加し沿岸漂砂が集積し始め、湖北地域と湖南地域においてバリアーが成長し始めた。この海面上昇によって、現在の厚岸湾の沿岸漂砂系 (Fig. 3) が成立したと考えられる。またこの堆積ステージでは、沿岸漂砂の堆積によって生じたバリアーによってエスチュアリーが徐々に仕切られ始め、バックバリアー環境となり、上げ潮三角州が形成された。

Fig. 9. Topographic and geological cross-section across the Akkeshi incised valley and sequence stratigraphy interpretations for correlated boreholes along the A-B-C-D survey line between the Kohoku and Konan areas of the Akkeshi lowlands.

標高-13.5 mの潮汐チャネル基底を境として、堆積ユニット Ft と Br 間には、約 4000 年間の層序の欠落が認められる。また、現在の潮流口の最も深い水深が 10 m であることから、Br1 のチャネル基底とほぼ同一の標高となっている。この説明としては、潮流口と潮汐チャネルが北側から現在の位置にシフトし、その際、その基底を侵食したと考えられる。ただし、このような潮汐チャネルの側方シフトと基底侵食をもたらしたのは 5500 年前以降の海面停滞の影響が最も大きいと考えられる。

Br2 (0.8~0 cal. ka) の堆積ステージでは、海面停滞期にあるにも関わらず 0.9 cm/年と堆積速度が再び速くなっており、水深は 10 m から 3 m と急激に浅くなり、この時堆積した砂層は現在のバリアー地形を構成している。これは 1 cm/年にも達する 17 世紀の巨大地震以降の急激な沈降 (Atwater et al., 2004) に加え、海面が 1.2 m 程上昇した平安時代のロットネスト海進 (Rottneest transgression; 太田ほか, 1990) の影響が厚岸湾にもおよび、水深の増加と温暖化による波浪営力の増大によって湾内の沿岸侵食が急激に進み (須川ほか, 2011), バリアーに供給される沿岸漂砂量が増加した。この際、その堆積速度が海面上昇速度を上回っていたために、一時的に浅海化したと考えられる。

さらに、現在のバリアーを構成する砂礫層は厚岸大橋の架かる現在の潮流口において切れているのと同時に、A-7, A-8 付近でも極端に薄くなっていることが読み取れる (Fig.

4)。1948 年 6 月 8 日に米軍が撮影した厚岸市街地の航空写真を確認すると、湖北地域のバリアーはこの区間で極端に狭くなっており (Fig. 3b), これ以前にバリアーを切る潮流口が現在の北側にも存在していた可能性を示唆している。この場合、湖北バリアーの先端部はバリアー島もしくは上げ潮三角州を形成していたことになる (Fig. 3b)。

2. 復元された完新世海水準変動

次に、厚岸地域で新たに編纂した海水準変動曲線 (Fig. 8) について考察を行う。

厚岸市街地地域で後氷期海進の影響が開始したのは寒冷期である新ドリマス期が終了した 11000 年前頃であり、その時の海面高度は -50 m にあった。よって、その時期の海進期バリアーシステムは現在の尻羽岬~大黒島の沖合にチェーン状に連なって存在した可能性がある。

新ドリマス期後、厚岸コアの標高 -50 m のボーリング深度に海岸線が到達した。この急激な海進に伴いバリアーシステムも厚岸沖の陸棚から陸側に後退し標高を上げ続けてきたのであろう。ただし、堆積ユニット Es の珪藻遺骸分析の結果からは、この時存在したかもしれないバリアーによって厚岸開析谷の溺れ谷が汽水化した明確な形跡はない。よって、この時代も潮流口の広いエスチュアリー的な泥底環境が継続していたのであろう。

8000 年前以降のこの地の海面変動は日本国内の他の地域と比べて特殊であり、東京低地の海水準変動曲線 (Fig. 8) の

例(田辺ほか, 2012)のような far field 的な完新世海面高潮期(太田ほか, 1990; 海津, 1994)を示さない。厚岸地域では現在の海面高度が最も高く、ハイドロアイソスタシーモデルの intermediate field (氷床からの距離が中間的地域)的な海面変動(Lambeck, 1993)を示しているように見える。この結果は Maeda et al. (1992) のハイドロアイソスタシーモデルと整合的である。我々は厚岸～根室地域の化石カキ礁の最古の年代値が概ね 5500 年前である(松島, 2009)ことから、厚岸バリアーシステム成立後の 5500 年前にほぼ現在の海面高度に達し、その後、後述するように、 ± 2 m の地殻変動を伴いながらも海面高度が維持され続けていると推定している。

3. 厚岸バリアーシステムが現在も地形的に存在している理由
一般に日本の多くのバリアーシステムは、完新世高海面期以降の相対的海水準の低下もしくは停滞により、潮汐三角州の離水・放棄やラグーンの埋積を引き起こし、現在その多くは地形としては存在していない、もしくは現在は機能していない残存地形となっている(斎藤, 2011)。オホーツク海沿岸の常呂低地は、離水した上げ潮三角州と埋積されたラグーンからなる、放棄されたバリアーシステムであり(遠藤・上杉, 1972)、サロマ湖では地形としては存続しているが、バリアーシステムとしては活動的ではない。

厚岸地域においてバリアーシステムが現在もなお地形的に維持されているのは、3 点の理由が考えられる。1 点目として、土砂供給量の問題があげられる。別寒辺牛川からの土砂供給量は、ラグーンの上にデルタシステムを構築できるほどではない。例えば、信濃川と阿賀野川の 2 本の大河川を擁し土砂供給量が多い新潟平野ではバリアー(ラグーン)システムをデルタシステムが被覆する産状が報告されている(卜部ほか, 2006)。また、厚岸湾では大きな流入河川は存在しないが湾内の沿岸漂砂系が遮断されず、潤沢にバリアーの構築に使用された土砂の供給が行われていた。

2 点目として、前述したように厚岸地域の海面は現在が最も高く海退・離水を経験していないため、バリアー地形が侵食されず保存された可能性がある。この際 5500 年前から続く海面の停滞の影響が大きく、この海面の安定した時期に厚岸湖のカキ礁も上げ潮三角州上に自生し棲息し続けていたものと推定される(Fig. 8)。

3 点目として、この地域は千島海溝の海溝型地震に伴う地殻変動によって支配され、現在も 1 cm/ 年の速い速度で沈降しており(横山, 1987)、逆に過去 3000 年間の地質学的証拠から、400～500 年間で発生する巨大地震発生時もしくはその後の余効変動によって 1～2m の隆起とインターサイスミックな沈降が繰り返し発生している地域であることが明らかになってきている(Atwater et al., 2004; Sawai et al., 2004a, b; Kelsey et al., 2006; 澤井, 2007; Sawai et al., 2009)。したがって、現在地形として明瞭に見えている厚岸バリアーシステムの地形の形成には、17 世紀の巨大地震以降の非地震性沈降とそれに伴う急激な海進が大きく寄与していると思われる。

今回作成した海水準変動曲線の縦軸は m オーダー、横軸

は千年オーダーであるが、400～500 年間で ± 2 m 程度の地殻変動が与える影響は有意といえる。澤井(2007)が示した過去 3500 年間の地殻変動の測地データは、道東太平洋沿岸の海面変動として読み替えられる。ただし、地形学的に見るとこの地域の地殻変動は平衡状態にあり、過去 1, 2 万年間スケールでは隆起量と沈降量がほぼ等しいことが推定されている(Okumura, 1996)。よって、今回我々が復元した 11000～3500 年前間の海面変動曲線も、過去 3500 年間のデータと同様に、数 m 程度の誤差幅を伴うと考えるのが妥当であろう。

ま と め

北海道東部沿岸、厚岸沿岸低地には、日本では珍しい現在でも活動的なバリアーシステムが存在している。その成立過程と現存する理由について、当地の既存ボーリング資料と 2009 年 2 月に厚岸漁港で採取されたコア試料を用いて検討した結果、以下のような事実が判明した。

- (1) 厚岸コアは下位より Fv(13.8～11.4 cal. ka の河川成堆積物)、Tf(11.4～10.4 cal. ka の干潟成堆積物)、Es(10.4～8.8 cal. ka の内湾成堆積物)、Ft(8.8～7.4 cal. ka のバリアーコンプレックス)、Br(3.3 cal. ka 以降のバリアーコンプレックス)、Ar(浚渫工事後の海成泥層)の 6 つの堆積ユニットに区分され、さらに河川システム、エスチュアリーシステム、海進期バリアーシステム、海面停滞期バリアーシステムの 4 つの堆積システムが認定される。
- (2) シーケンス層序学的に解釈するならば、厚岸コアは低海水準期堆積体(Fv)、海進期堆積体(Tf, Es, Ft)、高海面期堆積体(Br)に区分される。Fv 基底にはシーケンス境界(SB)、Tf 基底には潮汐ラビンメント面(TRS)、Ft と Br 間には最大海氾濫面(MxFS)が推定される。
- (3) 厚岸低地に後氷期海進が影響を及ぼしたのが新ドリラス期終了後の 11000 年前であり、その海面高度は -50 m であった。その後の急激な海進によって現在の位置に海進期バリアーシステムが生成し始めたのは 8800 年前である。
- (4) 標高 -13.5 m の潮汐チャネル基底を境として、海進期バリアーシステムの Ft と海面停滞期バリアーシステムの Br 間には 4000 年間の堆積間隙が生じている。これは 5500 年前以降の海面上昇速度の停滞が原因となっている可能性が高い。
- (5) 厚岸バリアーシステムが現在も地形的に維持されている理由としては、別寒辺牛川の土砂供給量の少なさや 5500 年前から続く海面の停滞の影響が大きい。特に現在の地形が活動的に見えるのは 17 世紀の巨大地震以降の 1 cm/ 年に達する急激な非地震性沈降による影響が大きいと考えられる。

謝 辞

本稿は重野聖之と須藤雄介が茨城大学大学院理工学研究科在籍中に行った研究成果が骨子となっており、茨城大学地質

岩鉾ゼミの皆様には多数の教育的配慮をいただいた。ボーリングコア試料と資料の使用にあたっては、厚岸町教育委員会の熊崎農夫博士ならびに北海道開発局釧路港湾事務所の皆様にご援助頂いた。京都大学の鎮西清高名誉教授、厚岸町在住の塚野直夫氏ならびに五味尚紀氏には、厚岸湖の現世力キ礁に関する貴重な写真をご提供頂いた。(株)アースアプレイザルの横山芳春博士には、須藤に対し貝殻遺骸分析について教えて頂いた。国土地理院の大井信三氏には、Digital Map 50 m Grid (Elevation) を用いた陰影図の作成をお願いした。なお、本研究は日本学術振興会科学研究費補助金基盤研究(C)、課題番号 20540450(代表者: 七山 太)、基盤研究(B)、課題番号 22340153(代表者: 安藤寿男)、ならびに平成 23 および 24 年度厚岸湖・別寒辺牛湿原学術研究奨励補助金を使用した。地質学雑誌編集担当の鈴木毅彦先生、査読を担当して頂いた白井正明先生ならびに匿名の査読者には、多数の建設的なコメントを頂き原稿を推敲することができた。以上の皆様に対し記して、厚くお礼申し上げる次第である。

引用文献

- 厚岸町教育委員会(Board of education of Akkeshi Town), 2001, 平成 13 年度海事記念館特別展「牡蠣展」解説書(*Textbook of Special Exhibitions about Oyster in 2001, Akkeshi Museum of Maritime Affairs*)*, 33p.
- 厚岸漁業協同組合(Akkeshi Fisherman's Cooperative Association), 1990, 厚岸町海域漁場基本図調査事業報告書(*Report of Akkeshi Fishery Basic Maps, Akkeshi Town*)*, 319p.
- Allen, G. P. and Posamentier, H. W., 1993, Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde estuary, France. *Jour. Sediment. Petrol.*, **63**, 378–391.
- 安藤一男(Ando, K.), 1990, 淡水産珪藻による環境指標種群の設定と古環境復元への応用. 東北地理(*Ann. Tohoku Geogr. Assoc.*), **42**, 73–88.
- Atwater, B. F., Furukawa, R., Hemphill-Haley, E., Ikeda, Y., Kashima, K., Kawase, K., Kelsey, H. M., Moore, A. L., Nanayama, F., Nishimura, Y., Odagiri, S., Ota, Y., Park, S. C., Satake, K., Sawai, Y., and Shimokawa, K., 2004, Seventeenth-century uplift in eastern Hokkaido, Japan. *Holocene*, **14**, 487–501.
- Bronk Ramsey, C., 2009, Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, **51**, 337–360.
- Catuneanu, O., 2006, *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, 375p.
- Dalrymple, R. W., 1992, Tidal depositional systems. In Walker, R. G. and James, N. P., eds., *Facies Models: Response to Sea Level Change*. St. John's, Geological Association of Canada, Newfoundland, 195–218.
- Dalrymple, R. W., Zaitlin, B. A. and Boyd, R., 1992, Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Jour. Sediment. Petrol.*, **62**, 1130–1146.
- 遠藤邦彦・上杉 陽(Endo, K. and Uesugi, Y.), 1972, オホーツク海沿岸トコロ海岸平野の地形・地質. 東京大学文学部「常呂 付篇 1」(*Tokoro: The Report of the Archaeological Investigations on the Lower Tokoro River and Lake Saroma Region, Northeastern Hokkaido*)*, 東京大学文学部編(Fac. Letters, Univ. Tokyo, Ed.), 493–504.
- Fairbanks, R. G., 1989, A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, **342**, 637–642.
- Field, M. E. and Duane, D. B., 1976, Post-Pleistocene history of the United States inner continental shelf: Significance to origin of barrier islands. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **87**, 691–702.
- Fitzgerald, D. M. and van Heteren, S., 1999, Classification of paraglacial barrier systems: coastal New England, USA. *Sedimentology*, **46**, 1083–1108.
- 古川竜太・中川光弘・古堅千絵(Furukawa, R., Nakagawa, M. and Furukata, C.), 2006, 樽前火山先史時代の噴火活動. 月刊地球(*Chikyu Monthly*), **28**, 302–307.
- Glaeser, J. D., 1978, Global distribution of barrier islands in terms of tectonic setting. *Jour. Geol.*, **86**, 283–297.
- 波部忠重(Habe, T.), 1983, 学研生物図鑑—貝 I (*Gakken Illustrated Nature Encyclopedia: Mollusks in Japan, Part I*)*, 学研(Gakken), 294p.
- 波部忠重・奥谷喬司(Habe, T. and Okutani, Y.), 1983, 学研生物図鑑—貝 II (*Gakken Illustrated Nature Encyclopedia: Mollusks in Japan, Part II*)*, 学研(Gakken), 301p.
- 長谷川健・花岡正光・古川竜太・重野聖之・七山 太・中川光弘・安藤寿男(Hasegawa, K., Hanaoka, M., Furukawa, R., Shigeno, K., Nanayama, F., Nakagawa, M. and Ando, H.), (印刷中)北海道東部、釧路地域における樽前 d 降下火砕堆積物の発見とその意義. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), doi: 10.5575/geosoc.2012.0086.
- 北海道開発局(Hokkaido Development Agency), 2004, 厚岸漁港流況調査・解析その他業務報告書(*Report of Hydraulic Regime on Akkeshi Fishing Harbor*)*, 148p.
- 海上保安庁(Japan Coast Guard), 1998, 厚岸(海底地形図), 沿岸の海の基本図(*Akkeshi, Basic Maps of Sea in Coastal Water*)*, no. 6377-7.
- Kelsey, H., Satake, K., Sawai, Y., Sherrod, B., Shimokawa, K. and Shishikura, M., 2006, Recurrence of postseismic coastal uplift, Kuril subduction zone, Japan. *Geophys. Res. Letters*, **33**, L13315, doi: 10.1029/2006GL026052.
- 小杉正人(Kosugi, M.), 1988, 珪藻の環境指標種群の設定と古環境復元への応用. 第四紀研究(*Quatern. Res.*), **27**, 1–20.
- Krammer, K. and Lange-Bertalot, H., 1986, *Süsswasser Flora von Mitteleuropa. Bacillariophyceae 1. Teil: Naviculaceae***^{*}. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 876p.
- Krammer, K. and Lange-Bertalot, H., 1988, *Süsswasser Flora von Mitteleuropa. Bacillariophyceae 2. Teil: Epithemiaceae, Surirellaceae***^{*}. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 596p.
- Krammer, K. and Lange-Bertalot, H., 1991a, *Süsswasser Flora von Mitteleuropa. Bacillariophyceae 3. Teil: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae***^{*}. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 576p.
- Krammer, K. and Lange-Bertalot, H., 1991b, *Süsswasser Flora von Mitteleuropa. Bacillariophyceae 4. Teil: Achnantheaceae Kritische Ergänzungen zu Navicula(Lineolatae) und Gomphonema***^{*}. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 437p.
- Kumano, S., Ihira, M., Kuromi, M., Maeda, Y., Matsumoto, M., Nakamura, T., Matsushima, Y., Sato, H. and Matsuda, I., 1990, Holocene sedimentary history of some coastal plains in Hokkaido, Japan V. Sedimentary history of Kushu Lake and Akkeshi. *Ecol. Res.*, **5**, 277–289.
- Lambeck, K., 1993, Glacial rebound and sea-level change: an example of a relationship between mantle and surface processes. *Tectonophysics*, **223**, 15–37.
- Leatherman, S. P., 1983, *Barrier Island: From the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico*. Academic Press, New York, 1–28.
- Maeda, Y., Nakada, M., Matsumoto, E. and Matsuda, I., 1992, Crustal tilting derived from Holocene sea-level observations along the east coast of Hokkaido in Japan and upper mantle rheology. *Geophys. Res. Letters*, **19**, 857–860.
- 松原影子(Matsubara, A.), 2000, 日本における完新世の砂州地形発達. 地理評(*Geogr. Rev. Japan*), **73A**, 409–434.
- 松島義章(Matsushima, Y.), 1984, 日本列島における後氷期の浅海性貝類群集: 特に環境変遷に伴うその時間・空間的変遷. 神奈川県立博物館研究報告(自然科学)(*Res. Rep. Kanagawa Pref. Mus. (Nat. Sci.)*), **15**, 37–109.
- 松島義章(Matsushima, Y.), 2009, 貝が語る縄文海進: 南関東, +

- 2°Cの世界(増補版) (*Jomon Transgression Unraveled from Shell Assemblages: + 2°C Environment of the Southern Kanto(Augmented Edition)*)*. 有隣堂(Yuurindo Press), 219p.
- Miall, A. D., 1992, Alluvial deposits. In Walker, R. G. and James, N. P. eds., *Facies Models: Response to Sea Level Changes*. St. John's, Geological Association of Canada, Newfoundland, 119–142.
- Muscheler, R., Kromer, B., Björck, S., Svensson, A., Friedrich, M., Kaiser, F. F. and Southon, J., 2008, Tree rings and ice cores reveal ^{14}C calibration uncertainties during the Younger Dryas. *Nature Geosci.*, **1**, 263–267.
- Nakata, M. and Lambeck, K., 1989, Late Pleistocene and Holocene sea-level change in the Australian region and mantle rheology. *Geophys. Jour. Internat.*, **96**, 497–517.
- Nanayama, F., Satake, K., Furukawa, R., Shimokawa, K., Shigeno, K., Atwater, B. F. and Yamaki, S., 2003, Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril Trench. *Nature*, **424**, 660–663.
- Nummedal, D. E. and Swift, D. P., 1987, Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. In Nummedal, D. E., Pilkey, O. H. and Howard, J. D., eds., *Sea-Level Fluctuation and Coastal Evolution*. SEPM Spec. Publ., no. 41, 241–260.
- 大嶋和雄(Ohshima, K.), 1971, カミ礁の古生態的考察について. 地質調査所支所講演要旨録(*Branch Geol. Surv. Japan, Abstr.*), **22**, 29–36.
- 大嶋和雄(Ohshima, K.), 1974, 釧路平原の沖積世地盤変動について. 1973年6月17日根室半島沖地震報告(*Rep. Hokkaido Nansei Oki Earthquake on June 17th, 1973*)*, 1–9.
- 岡崎由夫(Okazaki, Y.), 1966, 釧路の地質(*Geology of Kushiro*). 釧路叢書(Kushiro Series), no. 7, 釧路市(Kushiro City). 338p.
- Okumura, K., 1996, Tephrochronology, correlation, and deformation of marine terraces in eastern Hokkaido, Japan. *Geogr. Rep. Tokyo Metropolitan Univ.*, **31**, 19–26.
- 太田陽子・海津正倫・松島義章(Ota, Y., Umitsu, M. and Matsushima, Y.), 1990, 日本における完新世相対的海面変化とそれに関する問題. 第四紀研究(*Quatern. Res.*), **29**, 31–48.
- 小山内熙・三谷勝利・松下勝秀(Osanai, H., Mitani, K. and Matsushita, K.), 1961, 5万分の1地質図幅説明書「厚岸」(*Geological Map of Japan, Scale 1: 50000, "Akkeshi" and Explanatory Text*). 北海道開発庁(Hokkaido Development Agency), 33p.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertand, C. J., Blackwell, P. G., Buck, C., Burr, G. S., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T. P., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C. E., 2004, IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0–26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, **46**, 1029–1058.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Burr, G. S., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S. W., Reimer, Ron, W., Richards, D. A., Southon, J. R., Talamo, S., Turney, C. S. M., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C. E., 2009, IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **51**, 1111–1150.
- Reinson, G. E. 1992, Transgressive barrier island and estuarine systems. In Walker, R. G. and James, N. P., eds., *Facies Models: Response to Sea Level Changes*. St. John's, Geological Association of Canada, Newfoundland, 179–94.
- 嵯峨山 積・外崎徳二・近藤 務・岡村 聡・佐藤公則(Sagayama, T., Tonosaki, T., Kondo, T., Okamura, S. and Sato, K.), 2010, 北海道石狩平野の上部更新統～完新統の層序と古環境. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **116**, 13–26.
- 斎藤文紀(Saito, Y.), 1989, 陸棚堆積物の区分と暴風型陸棚における堆積相. 地学雑(*Jour. Tokyo Geogr. Soc.*), **98**, 164–179.
- 斎藤文紀(Saito, Y.), 2003, シークエンス層序学による沖積層の捉え方. 地質と調査(*Geology and Survey*)*, **98**, 24–30.
- 斎藤文紀(Saito, Y.), 2011, 沿岸域に支配された海成沖積層の形成モデル. 第四紀研究(*Quatern. Res.*), **50**, 95–112.
- 佐々保雄(Sasa, Y.), 1957, 北海道厚岸湖牡蠣礁に於ける一観察. 北海道地質要報(*Geological Report of Hokkaido*)*, **35**, 22–23.
- Sawai Y., 2001, Episodic emergence in the past 3000 years at the Akkeshi estuary, Hokkaido, northern Japan. *Quatern. Res.*, **56**, 231–241.
- 澤井祐紀(Sawai, Y.), 2007, 珪藻化石群集を用いた海水準変動の復元と千島海溝南部の古地震およびテクトニクス. 第四紀研究(*Quatern. Res.*), **46**, 363–383.
- Sawai, Y., Horton, B. P. and Nagumo, T., 2004a, The development of a diatom-based transfer function along the Pacific coast of eastern Hokkaido, northern Japan—an aid in paleoseismic studies of the Kurile subduction zone. *Quatern. Sci. Rev.*, **23**, 2467–2483.
- Sawai, Y., Kamataki, T., Shishikura, M., Nasu, H., Okamura, Y., Satake, K., Thomson, K. H., Matsumoto, D., Fujii, Y., Komatsubara, J. and Aung, T. T., 2009, Aperiodic recurrence of geologically recorded tsunamis during the past 5500 years in eastern Hokkaido, Japan. *Jour. Geophys. Res.*, **114**, B01319.
- 沢井祐紀・三塩和歌子(Sawai, Y. and Mishio, Y.), 1998, 北海道東部厚岸湿原における過去3000年間の海進・海退. 第四紀研究(*Quatern. Res.*), **37**, 1–12.
- Sawai, Y., Satake, K., Kamataki, T., Nasu, H., Shishikura, M., Atwater, B. F., Horton, B. P., Kelsey, H. M., Nagumo, T. and Yamaguchi, M., 2004b, Transient uplift after a 17th-Century earthquake along the Kuril subduction zone. *Science*, **306**, 1918–1920.
- 塩沢孝之(Shiozawa, T.), 1969, 厚岸湖および厚岸湾の底質. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **75**, 1–11.
- Stuiver, M. and Braziunas, T. F., 1993, Sun, ocean, climate and atmospheric $^{14}\text{CO}_2$: An evaluation of causal and spectral relationships. *Holocene*, **3**, 289–305.
- Stuiver, M., Reimer, P. J. and Reimer, R. W., 2005, *CALIB Radiocarbon Calibration, execute version 6.0*. <http://calib.qub.ac.uk/calib/>
- 須川太一・有働恵子・三村信男・真野 明(Sugawa, T., Udo, K., Mimura, N. and Mano, A.), 2011, 海面上昇に伴う全国砂浜侵食量の推定. 土木学会論文集B2(海岸工学) (*Jour. Japan Soc. Civil Eng., Ser. B2, Coastal Eng.*), **67**, 1196–1200.
- 武田一郎(Takeda, I.), 2007, 砂州地形に関する用語と湾口砂州の形成プロセス. 京都教育大学紀要(*Bull. Kyoto Univ. Educ.*), **111**, 79–89.
- 田辺 晋・中島 礼・内田昌男・柴田康行(Tanabe, S., Nakajima, A., Uchida, M. and Shibata, Y.), 2012, 東京低地臨海部の沖積層に認められる湾口砂州の形成機構. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **118**, 1–19.
- 海津正倫(Umitsu, M.), 1994, 沖積低地の古環境学(*Late Quaternary Environment and Landform Evolution of Riverine Coastal Lowlands*)*. 古今書院(Kokin Press), 270p.
- ト部厚志・吉田真見子・高濱信行(Urabe, A., Yoshida, M. and Takahama, N.), 2006, 越後平野の沖積層におけるバリアー・ラグーンシステムの発達様式. 地質学論集(*Mem. Geol. Soc. Japan*), no. 59, 111–127.
- van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sarg, J. F., Louit, T. S. and Hardenbol, J., 1988, An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall,

- C. G. St. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A. and van Wagoner, J. C., eds., *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Spec. Publ., no. 42, 39–45.
- 横山 泉(Yokoyama, I.), 1987, 測地資料による北海道東部の上下地殻変動. 北海道大学地球物理学研究報告(*Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*), **49**, 31–43.
- Yokoyama, Y., Koizumi, M., Matsuzaki, H., Miyairi, Y. and Ohkouchi, N., 2010, Developing ultra small-scale radiocarbon sample measurement at the University of Tokyo. *Radiocarbon*, **52**, 310–318.
- * English translation from the original written in Japanese.
** in German

(要 旨)

重野聖之・七山 太・須藤雄介・嵯峨山 積・長谷川 健・安藤寿男, 2013, 北海道東部厚岸沿岸低地の完新世バリアーシステムと海水準変動の復元. 地質雑, **119**, 171–189. (Shigeno, K., Nanayama, F., Sudo, Y., Sagayama, T., Hasegawa, T. and Ando, H., 2013, Reconstructed Holocene sea level curve from the Akkeshi barrier system in eastern Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **119**, 171–189.)

北海道東部沿岸, 厚岸湾沿岸地域には, 日本では珍しい現在でも活動的なバリアーシステムが存在している. その成立過程と現存する理由について, ボーリング試料を用いて堆積学的手法, 古生物学的手法ならびに炭素同位体年代を用いて検討した結果, 以下の3点が明確となった. (1) 厚岸湾沿岸低地に後氷期海進が到達したのが 11400 年前である. この当時の海面の高さは現在より 50 m 低かった. その後の後氷期海進によって, 厚岸バリアーシステムが成立したのは 8800 年前であり, 現在もバリアーシステムは維持されている. (2) 厚岸低地においてバリアーシステムが現在も地形的に維持されている理由としては, 5500 年前から続く海面の停滞の影響が大きく, この時期に厚岸湖のカキ礁も上げ潮三角州上に生成し始めたものと推測される. (3) 現在のバリアーシステムが地形的に明瞭であるのは, 17 世紀の巨大地震以降の 1 cm/ 年に達する急激な地震性沈降による影響が大きい.