

千島海溝の地殻変動によって規制された後期完新世走古丹バリアー砂嘴システムの地形発達史

七山 太[※]

Geomorphological evolution of the late Holocene Hashirikotan barrier spit system controlled by seismotectonics in the Kuril subduction zone, NE Japan

Futoshi NANAYAMA[※]

Abstract

The Hashirikotan barrier spit system is part of an active barrier system on the northeastern side of Furenko lagoon, facing Nemuro Strait in eastern Hokkaido, NE Japan. There are five clearly defined spit branches within the barrier system that facilitate study of its development. We used topographic and ground-penetrating radar profiles, hand core and trenching, grain size analysis, AMS ¹⁴C dating, and tephrochronology to determine the chronology of the development of the five spits of the system. Taking into account the times of their emergence and the present elevations of the landward limits of their backshores, we constructed a relative sea level curve that is reasonably consistent with episodic regional coseismic events that have uplifted coastal areas along the southern Kuril subduction zone by 1.0–2.0 m at intervals of ~500 years since 2800 cal yr BP. These events have interrupted a period of otherwise continuous subsidence in the study area since the 17th century and have led to the development of individual spits within the barrier system. Thus, we have demonstrated the seismotectonic control of the geomorphological evolution of the late Holocene Hashirikotan barrier spit system.

Keywords: geomorphological evolution, late Holocene, Hashirikotan barrier spit system, seismotectonics, Kuril subduction zone, eastern Hokkaido, NE Japan

1. はじめに

砂州・砂嘴システム(Spit system)は、現世のバリアー海岸沿いにおいてよく見られる堆積地形である。一方、世界中の地層中に保存されているバリアーシステムの報告は、数多く知られている(例えば, Nielsen et al., 1988; Shaw et al., 1990; Hiroki and Masuda, 2000; Novak and Pedersen, 2000; Nielsen and Johannessen, 2009)。現世のメキシコ湾沿岸域や北海沿岸域における活動的なバリアーシステムの存在は、後氷期における相対的な海面上昇によるものと考えられている(van Heteren and van de Plassche, 1997; Davis and Fitzgerald, 2004)。

一般的に、日本沿岸の海面は、5000~6000年前、現在の海面より2~3 m高くなっていたことが知られているが、これは局所的なハイドロアイソスタシー(Hydroisostasy)の影響であると考えられている(Okuno et al., 2014)。それ以降の海面低下により沖積低地においてデルタシステムが成長し、このためもあって、日本国内のバリアーシステムの多くは活動的ではない。

しかし、北海道東部(道東)沿岸には、活動的なバリアーシステムがいくつか認められる。その代表的な例が風連湖バリアーシステムと厚岸湖バリアーシステム(重野ほか, 2013)である(図1c)。このうち前者はオホーツク海の一部である根室海峡に面し、風連湖ラグーン、春国岱バリアー島、走古丹バリアー砂嘴から構成されている(図1c, d)。

この地域における沖積層や完新世海面変動に関する研究は、Maeda et al. (1992)や大平ほか(1994)以降には行われて来なかった。2013年以降、重野ほか(2013)、七山ほか(2018, 2021)、Nanayama (2021)ならびNakanishi et al. (2023)には、千島海溝沿岸域の沖積層の堆積作用が、一連の超巨大地震(Mw 8.5~9.1)の影響を受けていたことを示した(図1c)。

本稿では、我々がこれまで行ってきた堆積学および地形学的調査の結果に基づき、後期完新世の走古丹バリアー砂嘴システム(Hashirikotan Barrier Spit System: HBSS)の地形発達史とこれを制御した地震性地殻変動の影響について検討を行う。

2. 調査地域の概要

※ ふじのくに地球環境史ミュージアム 〒422-8017 静岡県静岡市駿河区大谷 5762
Museum of Natural and Environmental History, Shizuoka, 5762 Oya, Suruga Ward, Shizuoka, Shizuoka 422-8017, Japan
Corresponding author: F. Nanayama, nanayamaf@gmail.com

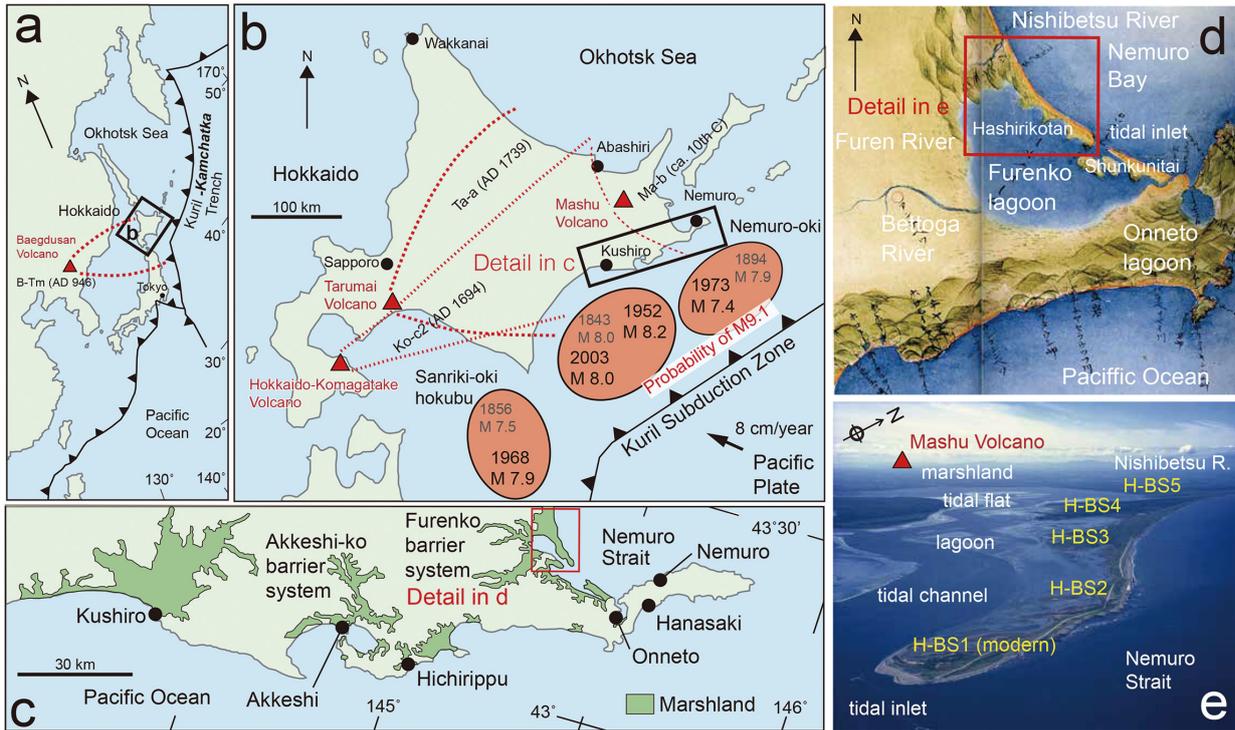


図1. (a) 千島沈み込み帯と北海道の関係を示す広域地殻構造図。(b) 千島沈み込み帯における主要な歴史地震の震源域とマグニチュード、および広域テフラを生成した火山(白頭山, 北海道駒ヶ岳, 樽前, 摩周)を示す北海道地図。赤と紫の点線はテフラの堆積範囲を示す。(c) 主要なバリアーシステムを示す釧路と根室間の道東沿岸地域の地図。(d) 江戸時代後期(1603～1868年)に作成された風連湖バリアーシステム周辺の古地図。(e) HBSSの航空写真。

2.1. 千島海溝の地震テクトニクスと地殻変動

道東は、千島海溝の南西端に位置し、ここでは太平洋プレートがオホーツクマイクロプレートの下に年間8 cmの速度で沈み込んでいる。そのためこの地域では、M 7クラスを超える地震が津波を伴い数多く発生している地域であることが知られている(Satake et al., 2005, 2008; 図1b)。近年発生した2003年十勝沖地震(Mw 8.0)は、強い地震であったものの津波の高さは3～4 m未満であり(Tanioka et al., 2004)、海岸地域における土砂移動は小規模なものであった(七山ほか, 2006)。

根釧海岸地域は、19世紀以降、年間1.0 cmの速度での沈降運動が継続している(Atwater et al., 2004)。しかし、2003年十勝沖地震と1973年根室沖地震(Mw 7.8)を発生させたそれぞれの断層セグメントとそれらに近接した断層セグメントが連動して発生したプレート境界型超巨大地震(Mw 8.5～9.1; Satake et al., 2005, 2008; Ioki and Tanioka, 2016; Nakanishi et al. 2022)によって、約0.5～1.0 m(Atwater et al., 2004)または1～2 m(Sawai et al., 2004)程度の隆起(地震直後の余効変動)が繰り返し発生していたことが判明している(図1b; Nanayama, 2021)。

これらの地震イベントのうち、17世紀に発生した最後の巨大地震津波は、道東の太平洋沿岸一帯に

広範囲に津波堆積物を残したことが広く知られている(Nanayama et al., 2003, 2007; Sawai et al., 2009; Nanayama, 2021)。

なお、この地域は巨大地震による地殻の隆起と地震間の沈降という複雑な運動を被ってきたため、これまで後期完新世の海水準変動に関する詳細な情報はほとんど提示されてこなかった。

2.2. 根室海峡の海況

根室海峡はオホーツク海の南西端に位置する北海道と国後島を境する海域である。根室市の納沙布岬から斜里町の知床岬まで南北に長さ約130 kmに渡って伸張し、最狭部は約17 kmである。根室側の水深は10～50 mほどであるが、羅臼沖で急激に深くなり、最深部は2400 mを超えオホーツク海に至る。

風連湖沖の根室海峡は幅約40 km(図1b)、水深は20 m未満であり、遠浅の砂浜海岸に接している(菅ほか, 2007; 図2)。卓越波向はENEとNEであり(奥野ほか, 1977)、外洋に面した北海道の他の沿岸地域に比べて波高は小さい。気象庁の公開している根室港の平均潮差は0.62 mであり(<https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/db/tide/suisan/suisan.php?stn=NM> 閲覧日:2025年12月18日)、小潮差(micro-tidal)海岸(Dalrymple,

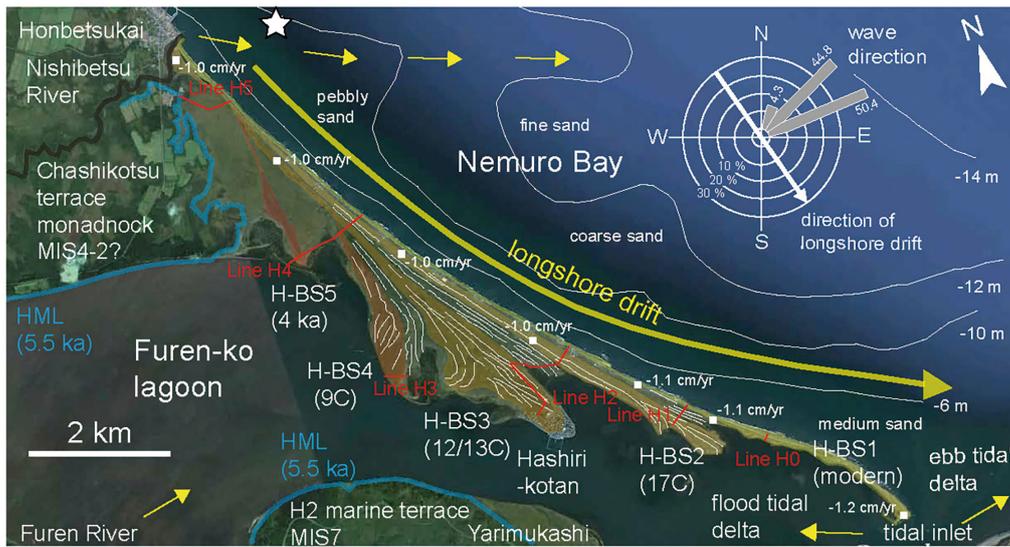


図2. Google Earth 画像に基づくHBSS周辺の詳細地図。赤線は本研究で使用した測線を示す。黄色の矢印は、この地域の沿岸堆積物輸送システムを示す。このローズダイアグラムは、白星印で示した地点における本別海沖の波向(冬季)を示している(奥野ほか, 1997)。走古丹分岐砂嘴システムの沖側に示されている細砂, 粗砂, 細礫混じりの砂の分布は, 菅ほか(2007)による。HML: 5500年前の完新世高潮位(重野ほか, 2013)。

1992)である。

風蓮湖沖の根室海峡において, 沿岸漂砂が発生する最大水深は約5 mであり, これは通常の汀線位置から約300 m沖合に位置する。最も強い沿岸漂砂が発生するのは水深約2 m付近であり, これは通常の汀線位置から約200 m沖合に位置する(菅ほか, 2007; 図2)。西別川河口からもたらされるHBSSへの沿岸漂砂システムは, 1985年以降, 西別川からの堆積物供給が減少して海岸侵食が生じるまでは, 活発であったと記録されている(奥野ほか, 1977; 図2)。

2.3. 風蓮湖周辺の地形

風蓮湖周辺には, 台地(海成段丘および残丘), 沖積低地, 湖沼などの地形が認められる(図1dおよび1e)。このうち風蓮湖沼西岸の檜昔台地には, 海洋酸素同位体ステージ(MIS)7のH1海成段丘が, チャシコツ周辺には最終氷期の残丘(MIS 4-2)が確認されている(Okumura, 1996; 奥村, 1999; 図2)。風蓮湖周囲に分布する沖積低地の標高は, 約0~5 mである(菅ほか, 2007)。西別川は摩周火山の南腹に源を発生し, 根釧台地を開析しながら東流し, を開析して東に流れ, 本別海の港付近で蛇行しながら根室海峡に流れ込んでいる。風蓮湖内に分布する風蓮川デルタは, 地盤沈下によりその大部分が水没しており, 辛うじてデルタの周縁部のみが露出した状態となっている。

風蓮湖は汽水性のラグーンであり, その面積は57.5 km², 最大水深は約13.0 mであり, 外海である根室海峡

に導通する2つの潮流口を保持する(岡崎, 1986)。そのうちメインの潮流口は, HBSSと春国岱バリアー島システムの境界を成している(図1d)。干潟は2つの潮流口から内陸側に広域に広がり, アシ原の成す湿原の海側縁まで広がっている。湿原の地下には厚い泥炭層が伏在している。

HBSSは, 西別川河口から南東方向に12.5 kmにわたって伸張し, 典型的な分岐砂嘴の形状を示す。風蓮湖と外海である根室海峡を隔てている。空中写真判読に基づき, HBSSには5つの分岐砂嘴もしくは浜堤(H-BS5~H-BS1)が確認されている(岡崎, 1986; 図2)。

3. 研究方法

3.1. 現地測量調査と試料採取の手順

現地調査は, 北海道根室振興局, 別海町教育委員会ならびに地権者と協議の上, 2011~2013年に実施された。まずHBSSを構成する5つの分岐砂嘴について, 各分岐砂嘴を横断する6本の測線(H0~H5)を汀線に対してほぼ垂直になるように地形図上で設定した(図2)。現地においては, 測線上において, スタティックGPS(SR530, Leica), GPS-VRS-RTK(System 1200 GNSS, Leica), レーザー距離計(Laser 1200S, Nikon)および自動水準器(Auto level AE-5, Nikon)を用いて地形測量を実施し, 各測線の地形断面図を作成した。

次に, 各測線に沿って人為的な改変のない典型的な地形を見だし, コアサイトを選定した。ハンドオーガー

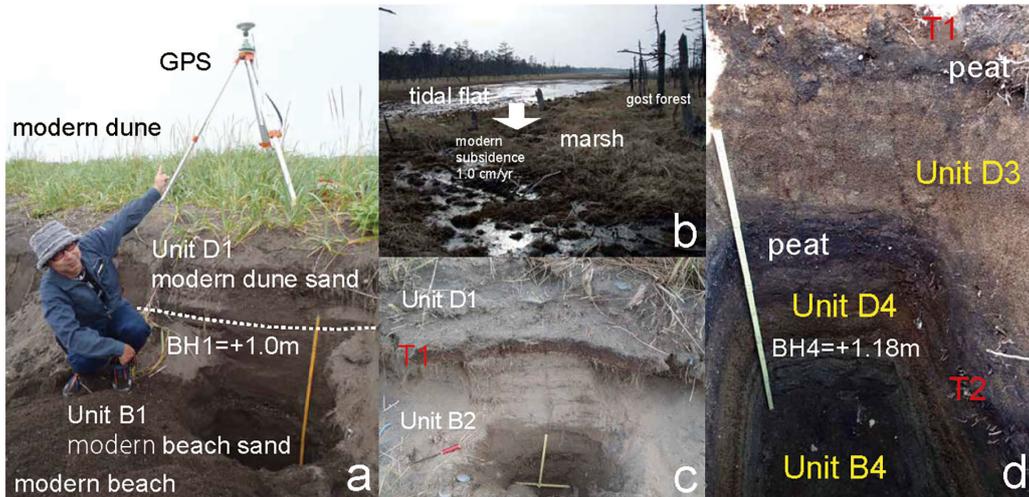


図3. 調査地域の写真。(a) H0 測線における H-BS1 の BH 測定。(b) 風連湖周辺の湿地環境における急速な沈降域。満潮時に海水にさらされて枯れた樹木が見られる。(c) 測線 H2 の H2-0 付近におけるユニット B2 と D1 間の T1 テフラ（現世砂丘砂）のトレンチ壁での露出。(d) トレンチ壁露出部（H3 測線 BR4-2）における T2 テフラ。ユニット B4 および D4 を覆い、BR4-2 のトレンチ壁ではユニット D3 および T1 テフラが順に覆っている。

(DIL-100A, Daiki)を用いて長さ1~2 mのコア試料を採取し、現地において堆積柱状図を作成した。特に重要な地点では、スコップを用いて小規模なトレンチ掘削を行い、その壁面を記載した。各コアサイトの標高と現海岸線からの距離を測定した(第2および3図)。なお、測線が通過する湿原の大部分は私有地であり、一部は耕作地、その多くは放牧地となっている。また、テフラの同定、加速器質量分析(AMS)による ^{14}C 年代測定、古環境推定のための珪藻類分析、および粒度分析のための分析試料を、堆積柱状図作成後、現地で採取した。

H0測線およびH2測線に沿って地中レーダ(GPR; NOGGIN 250 MHz; Sensors & Software, Inc.)を用いて浅層地下構造を可視化して検討した。GPR調査の設定は、Tamura et al. (2008) に従った。

3.2. テフラ分析

コア試料およびトレンチ壁面で発見されたテフラ層の厚さ、色、粒径を記録し、分析用試料として採取した。実験室において、テフラ試料は樹脂を用いてスライドガラスに封入され、二重研磨された後、実体顕微鏡(偏光顕微鏡)を用いてガラス片および斑晶群の形態を観察した。ガラス片の化学組成は、その起源となる火山のマグマの種類を反映するため、火山灰の起源を同定するのに用いることができる(Furuta et al., 1986)。火山ガラスの化学分析は、走査型電子顕微鏡(JSM-T330A; JEOL およびNICA X-act; OXFORD)を用いて実施した。9つの主要元素(SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O)を、加速電圧15 kV, 計数率7.5 kHz, 5 μm グリッド内の狭いビーム走査, 計数時間35秒の条件

で分析した。

最後に化学分析結果を、徳井(1989), 古川ほか(1997), 町田・新井(2003), 古川・七山(2006), 岸本ほか(2009), 山元ほか(2010), およびNakamura (2016)によって報告された既知の完新世広域テフラの組成と比較し、供給源と噴出年代を推定した。

3.3. 粒度分析

露頭およびコアから砂試料を採取し、風乾した後、国立研究開発法人産業技術総合研究所(産総研)地質調査総合センターの粒子径分布・粒子形状測定装置 CAMSIZER(Retsch Technology GmbH, 0.016 mm~8 mm)を用いて粒度分布を測定した。粒径(mm単位)は、式 $\phi = -\log_2 d$ を用いて ϕ 値に変換した。ここで、 d はmm単位で示される粒径である。今回は、106個の試料について粒度分析を実施し、各試料の分級指数は、Folk and Ward (1957)の方法を用いて算出した。

3.4. 珪藻分析

採取した試料の堆積環境、特に海水の影響を評価するため、泥炭および泥の未処理サンプル 15個からストロースライド(Akiba, 1986)を作成した。顕微鏡観察($\times 500$)により、スライド1枚あたり数百から1000個の珪藻類を同定・計数した。珪藻の同定は、Hasle and Syvertsen (1996), Hustedt (1930, 1959, 1961), 澤井(2007), Sawai and Nagumo (2003), および Witkowski et al. (2000)の方法に基づいて行った。

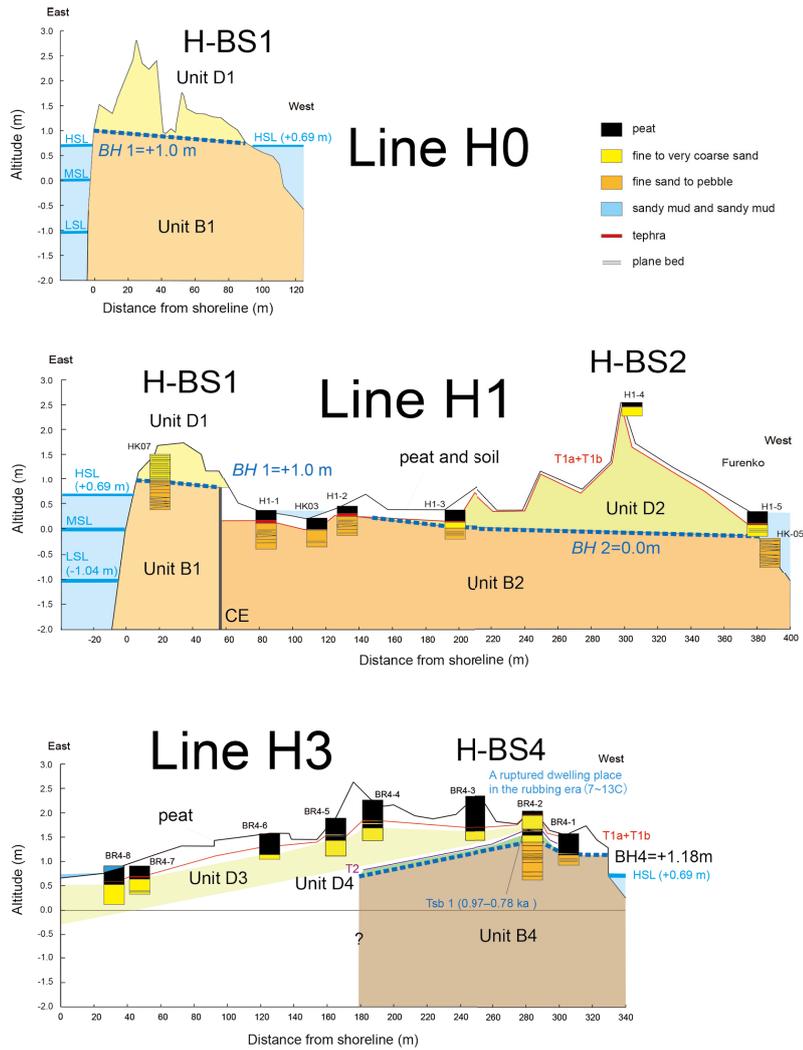


図 4. H0 測線 (上), H1 測線 (中), H3 測線 (下) に沿った詳細な地層断面図. CE : 海岸侵食.

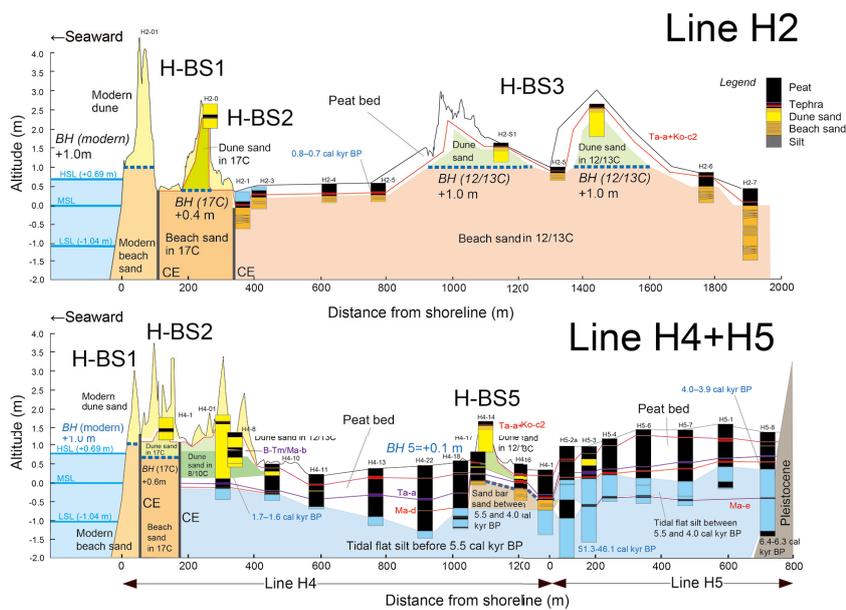


図 5. H2 測線 (上) および H4+H5 測線 (下) に沿った詳細な地層断面図. CE : 海岸侵食.

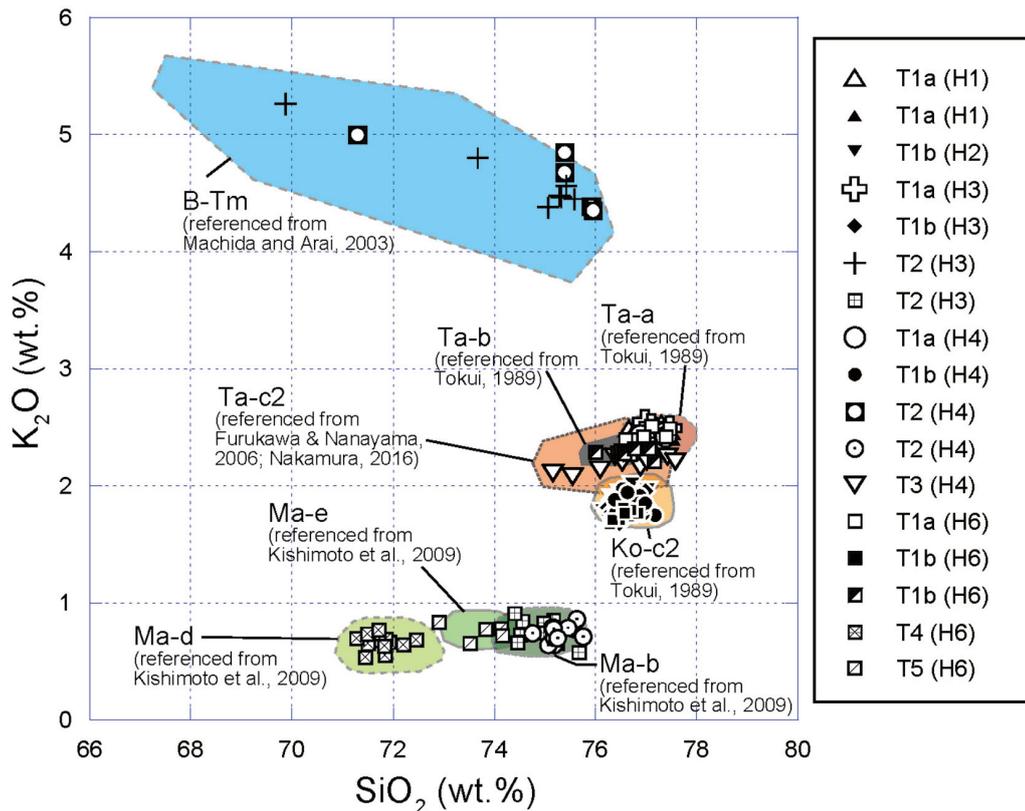


図6. 本研究で同定されたテフラの組成と、町田・新井 (2003), 徳井 (1989), 古川・七山 (2006), Nakamura (2016), 岸本ほか (2009) によって記載された広域テフラ中の火山ガラスの組成を比較した K_2O vs SiO_2 クロスプロット。

3.5. 放射性炭素年代測定

泥炭層から採取された主に植物試料を、AMS¹⁴C年代測定に用いた。8つの試料は、(株)地球科学研究所(名古屋市)または(株)加速器分析研究所(白河市)の保有する加速器を用いて測定された。議論に用いた較正年代は、較正プログラムIntCal04(Reimer et al., 2004)に従って較正された。ここで報告されている年代値(cal yr BPおよびcal kyr BP; 2σ)は、西暦1950年を基準として較正されている。

3.6. 後浜上限高度(BH)の測定

波浪の影響の陸側限界(後浜)の高さは、武田(1998)によって定義され“後浜上限高度(Height of the upper limit of the backshore on the sea of Japan coasts: BH)”と呼ばれている。これは、研究地域においては、海食崖の基底、海岸砂丘の海側限界、または植生地域の海側限界に相当する。本研究では、GPR画像と堆積柱状図の記載に基づいて、5つの分岐砂嘴のそれぞれの後浜上限高度(BH)を推定し、現在の平均海面に対する相対的な標高(cm)を算出した。

4. 結果

4.1. テフラ層序と年代

道東沿岸地域から報告された完新世広域テフラには、北海道南部(道南)地方の樽前火山に由来するTa-c(約2500年前)、Ta-b(西暦1667年)、Ta-a(西暦1739年)(古川ほか, 1997; 古川・七山, 2006)、北海道駒ヶ岳火山に由来するKo-g(約6500年前)、Ko-c2(西暦1694年)、Ko-c1(西暦1856年)(古川ほか, 1997; 古川・七山, 2006)、道東の摩周火山に由来するMa-e(約5500年前)、Ma-d(約4000年前)およびMa-b(約10世紀)(山元ほか, 2010)、北朝鮮と中国の国境付近に位置する白頭山火山に由来するB-Tm(西暦946年後半; Oppenheimer et al., 2017)(図1)が分布する。HBSSにおいて5つの特徴的なテフラ(T1~T5)を特定した(第3~5図)。

T1は淡黄褐色の微細な火山灰で、大部分は単層で見られるが、場所によっては分離して2つの層(上層のT1aと下層のT1b)を形成している。T1、またはT1aとT1bは、研究地域全体で水深30 cmより浅い場所に見られる。T2は粗い軽石火山灰で、T1bより下の数か所に見られ、T1aやT3よりも細かく気泡の多

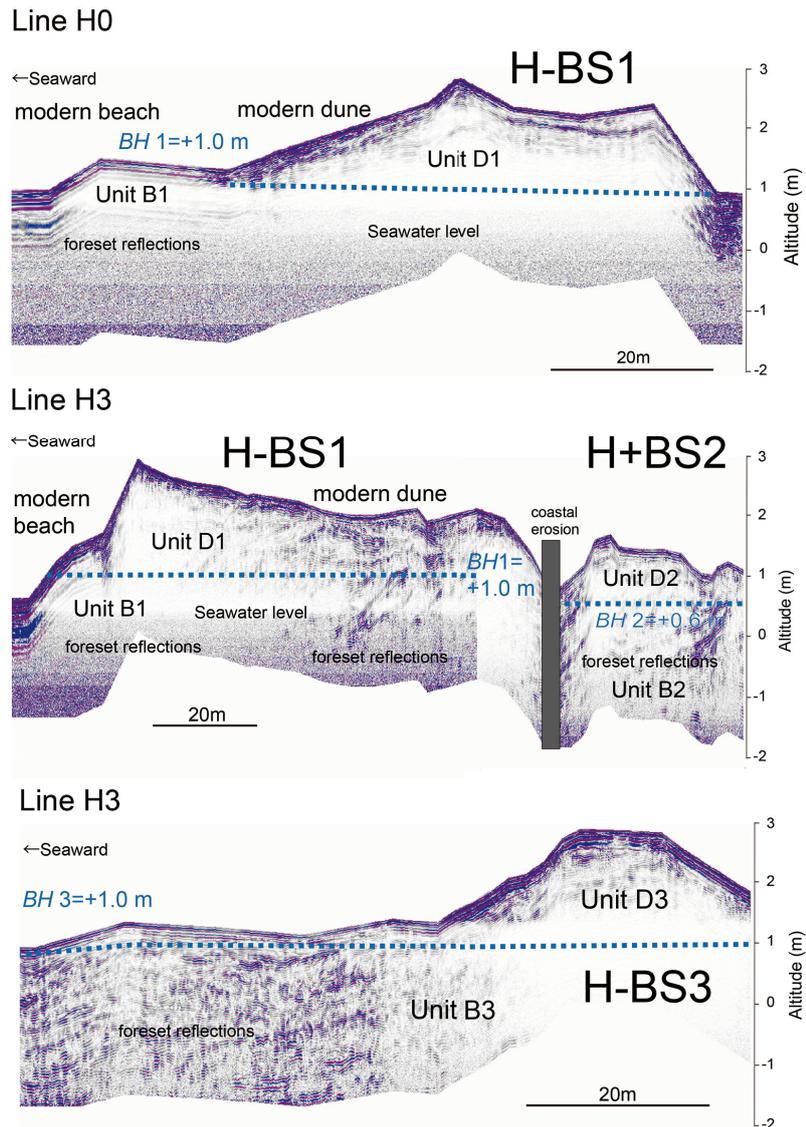


図7. H0 測線(上) および H2 測線(中・下) に沿った地中レーダ探査プロフィール. CE: 海岸侵食.

い微小軽石で、気泡壁が薄いのが特徴である。T3, T4, およびT5は、H4およびH5測線に沿った泥炭層中の、それぞれ深度75~113 cm, 75~88 cmおよび155~170 cmに位置する細粒白色灰層である(図5)。

T1aとT3は、少量の斜長石, 斜方輝石, 単斜輝石, および酸化鉄結晶を含む火山ガラス片から構成される。T3は少量の角閃石も含む。ガラス片の大部分はスポンジ状の微小軽石から構成される。T1aには、発泡度の低い褐色ガラス片が少量含まれる。したがって、T1aとT3は、岩石学的特徴に基づいて区別することができる。T1aとT3の主要元素組成(K_2O vs SiO_2)は、樽前火山起源であることを示唆している一方、T1bの組成は北海道駒ヶ岳火山起源の火山灰に一致している(図6)。

岩石学的特徴(粒径, 斑晶組成, ガラス化学組成)と層位関係に基づき、T1aをTa-a, T1bをKo-c2, T2を

Ma-b, T3をTa-cに対比した。樽前火山の火山灰層は、堆積後の攪乱により他の火山灰層が欠落している場合でも、全てのコア中で識別可能である。しかしながら、T2は組成が多様で、高 K_2O 組成と低 K_2O 組成の両方を示し(図6)、混合起源であることを示唆している。

T2試料の組成範囲は、中国と北朝鮮の国境に位置する白頭山火山および道東の摩周火山の火山灰の範囲と重なる(図1a, b)。岸本ほか(2009)は、摩周火山周辺ではMa-bがB-Tmを直接覆っていると報告している。したがって、T2は、堆積後にB-TmとMa-bの両火山灰が混合したテフラ層であると解釈した。

T4およびT5は、少量の斜長石, 正長石, 斜方輝石, 単斜輝石, 角閃石, 石英, および酸化鉄の結晶を含む火山ガラス破片からなる。ガラス破片には、繊維状でよく発泡した微小軽石と、発泡の少ない塊状

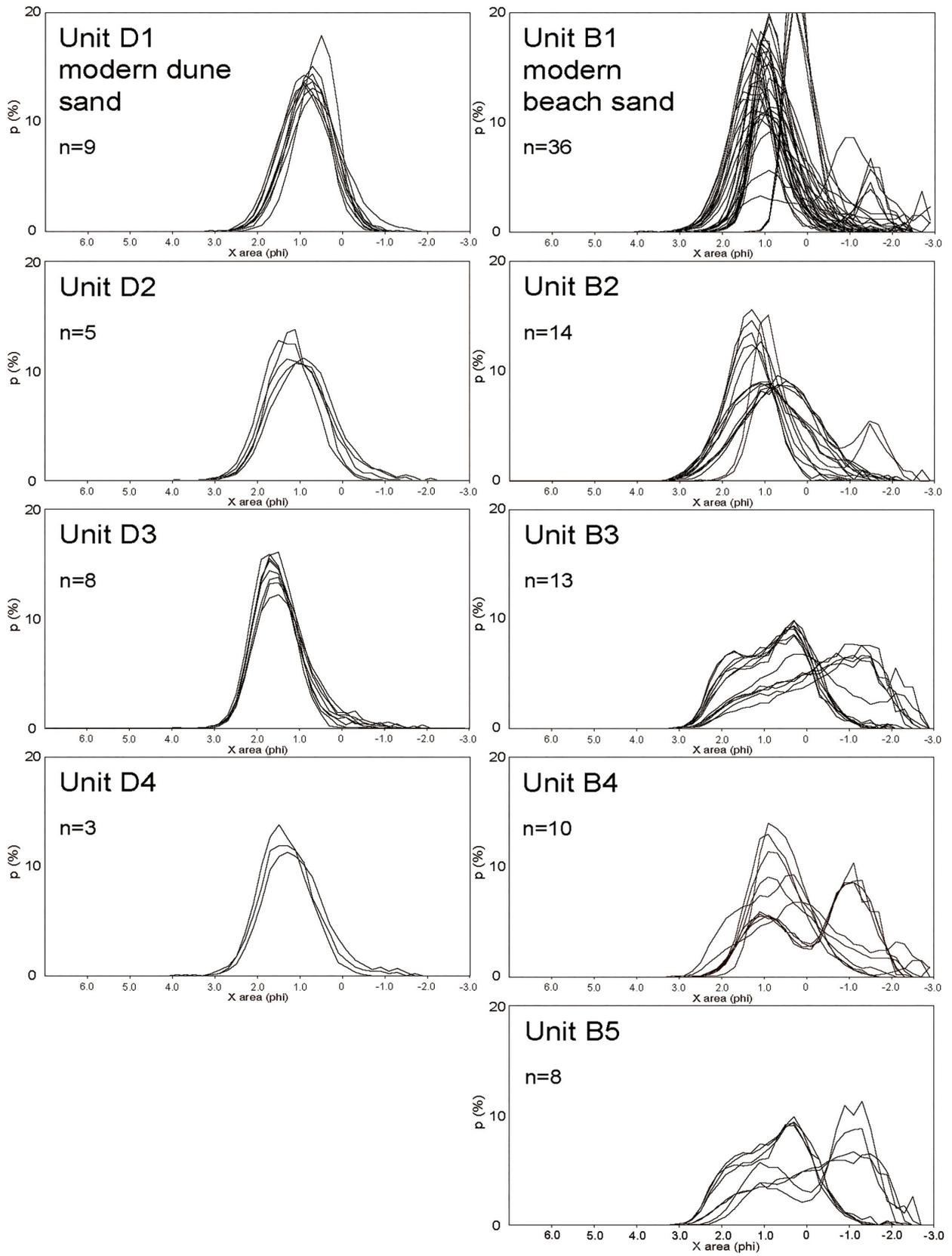


図 8. HBSS の各ユニットの粒度分布.

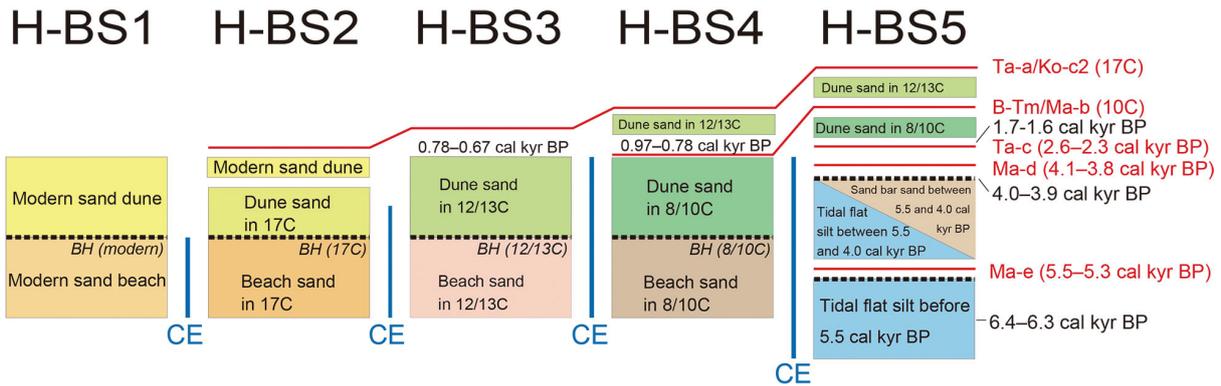


図9. HBSSの各ユニットの層序対比(上)と堆積環境(下).

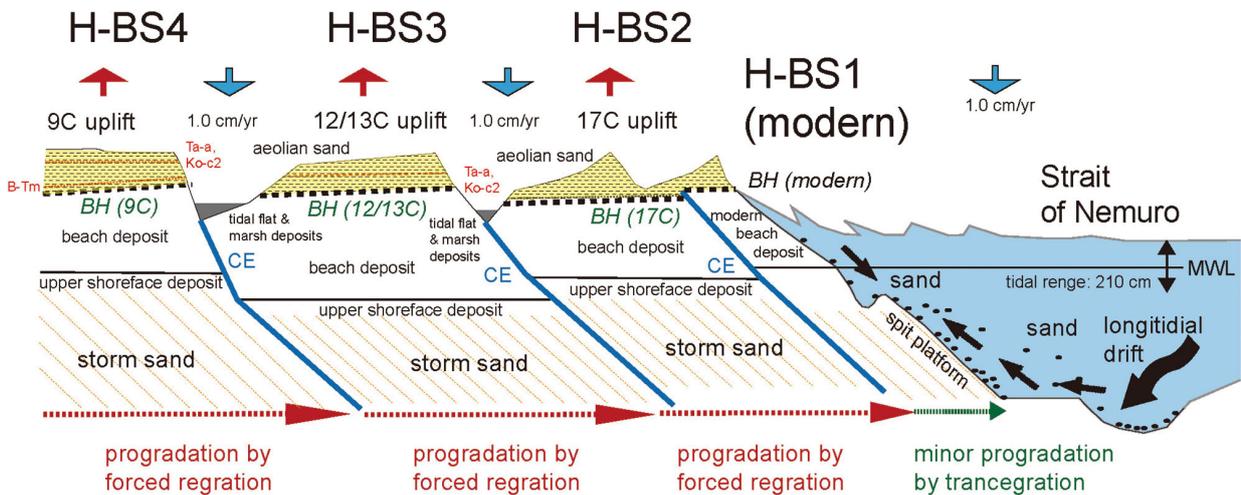


図10. HBSSの地形変化に影響する地殻変動を示す模式図.

の破片が含まれる。よってT4とT5は、火山ガラスの化学組成に基づいて摩周火山に由来すると考えられ、T4はMa-d、T5はMa-eに対比されることが判明した。

4.2. 放射性炭素年代測定

HBSSの試料から、8つのAMS¹⁴C年代値が得られた(表1)。このうち、5つの試料(Hsk 1, Tsb 1, Bkk 1, Bkk 2, Bkk 3)は、6.4~6.3 kaおよび0.8~0.7 cal kyr BPの年代値を示した。一方、46.0~51.3 cal kyr BPの古い年代値を示した3つの試料は、HBSS周辺に分布する前期更新世の台地からもたらされた再堆積した材化石と判断される。

4.3. HBSSを構成する堆積ユニットの層序

HBSSの層序解析は、テフラ層序と放射性炭素年代値に基づき堆積ユニット毎に年代を決定した。さらに、GPRプロフィール(図7)を用いて砂層の内部構造から堆積環境を推定した。その際、粒度分析の結果(図8)を参照した。

H0測線で作られた断面図から、H-BS1は下位のユニットB1とそれを覆うユニットD1に区分できる(図4)。ユニットB1は、細粒砂と粗粒砂が混在する現世の海浜砂層であり、摩周火山起源の貝殻片や大型軽石礫を含んでいる。ユニットD1は、植物片や人工物を多く含む、淘汰の進んだ細粒の現世の砂丘砂層である。

H0およびH2測線に沿って観測されたGPRプロフィールは、ユニットB1が海側に緩く傾斜する反射面を保持することを示しており(図6)、海浜砂層と判断される。対照的に、ユニットD1は、不規則で斑状の反射面を特徴とし、淘汰の良い細粒砂のみからなることから砂丘砂層と判断される。H-BS1は、Ta-a(T1a)やKo-c2(T1b)のいずれかのテフラにも覆われていないため、17世紀以降に形成されたHBSSの中で最も新しい分岐砂嘴であると理解される(図4)。

H1測線で作られた断面図から、H-BS2は下位のユニットB2とそれを覆うユニットD2に区分できる(図4)。ユニットB2は細砂と粗砂が混在し、摩周火山由来の大型軽石礫を含んでいることから海浜砂層であると判断さ

Sample no.	Location	Depth from surface (cm)	Dated material	Treatment	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Conventional age (yr BP)	Calibrated age (2 σ) (cal yr BP)	Calibrated age (2 σ) (cal kyr BP)	Lab code
Hsk 1	Hashirikotan	15	peat	AaA	-25.4 ± 0.38	1270 ± 23	779–671 (95.4%)	0.8–0.7 (95.4%)	IAAA-123705
Tsb 1	Tsuboi	50	peat	AaA	-27.4 ± 0.5	1162 ± 23	794–778 (7.3%), 900–800 (66.6%), 965–917 (21.5%)	1.0–0.8 (95.4%)	IAAA-123703
Bkk 1	Bekkai flower park	175	peat	HCl	-27.6 ± 0.4	1700 ± 23	1631–1550 (76.8%), 1694–1653 (18.6%)	1.7–1.6 (95.4%)	IAAA-160418
Bkk 2	Bekkai elementary school	100	peat	HCl	-28.1 ± 0.35	3602 ± 27	3976–3842 (95.4%)	4.0–3.8 (95.4%)	IAAA-153702
Bkk 3	Bekkai elementary school	272-285	wood	AAA	-27.7 ± 0.48	5549 ± 30	6400–6294 (95.4%)	6.4–6.3 (95.4%)	IAAA-130842
Bkk 4	Bekkai elementary school	665-695	wood	AAA	-27.3 ± 0.44	44054 ± 415	48535–45999 (95.4%)	48.5–46.0 (95.4%)	IAAA-130838
Bkk 5	Bekkai elementary school	720-720	wood	AAA	-25.3 ± 0.7	49504 ± 802	51310–48031 (95.4%)	51.3–48.0 (95.4%)	IAAA-130839
Bkk 6	Bekkai elementary school	183-185	wood	AAA	-25.6 ± 0.58	47324 ± 658	48769–46100 (95.4%)	48.8–46.1 (95.4%)	IAAA-130841

表 1. HBSS の堆積物から得られた AMS ¹⁴C 年代測定結果.

Barrier spit	Unit	Tephra	Age	Ohira et al. (1994)	Kelsey et al. (2006)	Sawai (2007)	Nanayama et al. (2009)	Ishizawa et al. (2017)
H-BS1	D1 and B1	Ta-a	AD 1739 (Furukawa et al., 1997)				* luminescence dating	
		Ko-c2	AD 1694 (Furukawa et al., 1997)					
H-BS2	D2 and B2				Event B (0.3 cal kyr BP)	Event 1 (0.3 cal kyr BP)	NS1 (2.9 ± 0.2 ka*)	AD 1499–1636
H-BS3	D3 and B3		0.8 - 0.7 cal kyr BP		Event D (0.6–0.4 cal kyr BP)	Event 2 (0.8–0.3 cal kyr BP)	NS2 (0.8 ± 0.3 ka*)	AD 1158–1237
		B-Tm	AD 946 (Oppenheimer et al., 2017)					
H-BS4	D4 and B4	Ma-b	10 C (Yamamoto et al., 2010)					
			1.0–0.8 cal kyr BP		Event F (1.4 cal kyr BP)	Event 3 (1.4–1.0 cal kyr BP)	NS3 (1.5 ± 0.1 ka*)	
					Event K (1.9 cal kyr BP)		NS4-NS7?	
					Event L (2.3 cal kyr BP)		NS8 (2.3–2.1 cal kyr BP)	
		Ta-c	2.5 cal kyr BP (Furukawa and Nanayama, 2006)	Event 1 (3.7–2.1 cal kyr BP) Small regression during Yayoi Era	Event M (2.8 cal kyr BP)	Event 4 (2.8–2.2 cal kyr BP) Small regression during Yayoi Era	NS9 (2.7 ± 0.4 ka*)	
		Ma-d	4.0 cal kyr BP (Yamamoto et al., 2010)			Event 4 (3.4–3.2 cal kyr BP)	NS11 (3.0 ± 0.4 ka*)	
H-BS5	above B5		4.0–3.8 cal kyr BP	Event 2 (4.9–4.2 cal kyr BP) Small regression during Middle Jomon Era		Event 4 (4.1–3.9 cal kyr BP)	NS12 (4.1–3.4 cal kyr BP)	
		Ma-e	5.5 cal kyr BP (Yamamoto et al., 2010)					
	above T2							

表 2. HBSS の堆積ユニットと千島沈み込み帯に沿った広域テクトニクスイベントとの相関.

れる。ユニットD2は、細粒でよく淘汰された砂丘砂層である。両ユニットは、17世紀に降灰したTa-a(T1a)およびKo-c2(T1b)等のテフラによって直接覆われている(図4)。

H2測線に沿ったGPRプロファイルにおいて、ユニットB2やユニットB1には海側に緩く傾斜する反射面が見られ、これらも海浜砂層を示すと考えられる。ユニットD2は不明瞭な反射面を示し、ユニットD1と同様に砂丘砂層であると解釈される(図7)。

H2測線で作られた断面図から、H-BS3が下位のユニットB3とそれを覆うユニットD3に区分できる(図5)。ユニットB3は、摩周火山起源の大型軽石礫を含む、細砂・粗砂混合層であり、海浜砂層と考えられる。ユニットD3は、淘汰の良好な細砂からなり、砂丘砂層と考えられる。両ユニットとも厚さ0.5～1.0 cmの泥炭層を挟んで、17

世紀に降灰したTa-a(T1a)およびKo-c2(T1b)テフラに覆われている(図5)。ユニットD3を覆っている泥炭層のAMS¹⁴C年代は、0.8～0.7 cal kyr BPを示す。

H3測線で作られた断面図から、H-BS4は下位ユニットB4とそれを覆うユニットD4に区分できる(図4)。ユニットB4は、摩周火山起源の大型軽石礫を含む、細砂・粗砂混合層からなり、海浜砂層と考えられる。ユニットD4は、淘汰の良好な細砂であり、砂丘砂層と解釈される。両ユニットとも、10世紀に降灰したMa-b + B-Tm(T2)のテフラ層に覆われている。今回、ユニットD4を覆っている泥炭層からは、1.0～0.8 cal kyr BPのAMS¹⁴C年代が得られた。さらに、H-BS3のユニットD3は、17世紀に降灰したTa-aおよびKo-c2のテフラ層を挟在する厚さ1 cmの泥炭層に覆われている(図4)。

H4 + H5測線で作られた断面図から、H-BS5の下

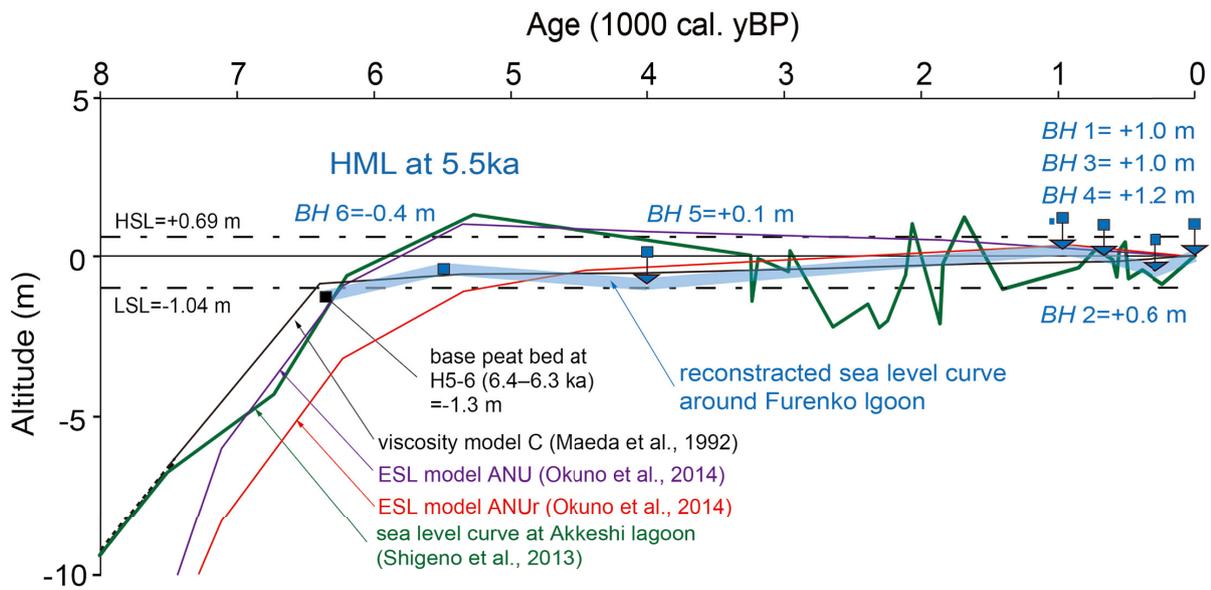


図 11. 本研究で決定された6つのBH値とユニットTF2下の基底泥炭層の標高(6.4～6.3 cal kyr BP)に基づき、風連湖域における8 cal kyr BP以降の完新世海水準曲線(水色線)を復元した。Maeda et al. (1992)の速度モデルC、Okuno et al. (2014)のESLモデルANUおよびANUrに基づく相対海水準曲線、および重野ほか(2013)が厚岸湖地域で導出した完新世海水準曲線も合わせて示している。

部の堆積ユニットが以下の層序を持つことを示している(図5)。ユニットTF2は砂質泥層から成り、H-BS5の直下、海面下2 mまでの深度に分布している。ユニットTF2は、約5500年前に降灰したMa-e(T5)のテフラ層を含む厚さ5 cmの泥炭層に覆われており、さらにその上位に海棲珪藻を産出するユニットTF1が覆っている。ユニットTF1は海に向かってユニットB5の海浜砂層へと移行し、その上に約4000年前に降灰したMa-d(T4)および約2500年前に降灰したTa-c(T3)テフラ層を含む泥炭層が覆っている。ユニットTF1直上の泥炭層は4.0～3.9 cal kyr BPの年代測定が得られている。この泥炭層の上位には砂丘砂(ユニットD3)があり、さらにその上にTa-a(T1a)およびKo-c2(T1b)のテフラ層を含む厚さ1 cmの泥炭層が覆っている(図5)。

5. 考察

5.1. 後期完新世におけるHBSSの地形発達史

大平ほか(1994)は、風連湖西岸の湿原地帯における珪藻類分析と放射性炭素年代測定に基づき、後期完新世の海水準変動を調査した。彼らは、風連川低地の後期完新世堆積物が砂質シルト層を覆う泥炭層から構成され、約4500年前(4900～4200年前)と約2800～2600年前(3700～2100年前)の2つの時期に湿原が拡大したことを示した。そして彼らは、研究対象地域における泥炭堆積物の発達、縄文時代中期(中期完新世)および弥生時代後期(後期完新世)における小規模な

海退の結果であると結論付けた。

我々は、約4500年前に起こった古い海退イベントが、H-BS5の離水時期(約4.0 cal kyr BP)と一致すると推測している。しかし、大平ほか(1994)はMa-d(約4.0 cal kyr BP)のテフラ層について記載しておらず、またその一方で、弥生時代の約2.5 cal kyr BPにおける小規模な海退イベントは、道東地域では知られていない。

一方、千島海溝沿岸域においては、Mw 8.5～9.1の超巨大地震が約400～500年間隔で発生してきたことが判明している(Nanayama et al., 2003, 2007; Sawai et al., 2009; Nanayama, 2021)。道東沿岸部の地殻変動は、過去100年ほどの測地学的観測では沈降が記録されており、より長い地質学的時間スケールで見ると隆起している。花咲港と釧路港の潮位観測データによれば(図1)、1958年から1996年にかけて8～9 mm/年の沈下が記録されている(Kato, 1983; Ozawa et al., 1997)が、世界の海面上昇率の不確実性(Douglas, 1991)を考慮すると、道東の地殻変動による沈降速度は6～10 mm/年の範囲にあると考えられている。一方、根釧海岸沿いに認められる約20万年前以降の隆起現象として、例えば約13～12万年前の海成段丘(M1; 図1)は、0.2～0.5 mm/年の隆起傾向を示している(Okumura, 1996)。

Okada and Ikeda (2012)および池田ほか(2012)は、東北地方および北海道の太平洋沿岸における長期的な歪み蓄積のプロセスと、その歪みを解放した主要なテクトニックイベントを明らかにするモデルを提案した。彼らのモデルは、Sawai et al. (2004)が千島海溝の前弧域で

報告した海退・海進現象と整合している。すなわち、超巨大地震発生時もしくは発生直後には急激な隆起がみられるが、インターサイスミックには緩やかな沈降がみられることを示している。

Atwater et al. (2004)は、17世紀の巨大地震の際に、根室と釧路の間の広い範囲で1~2 mの隆起が生じたと報告している。それ以来、この地域では年間8.5 mmの沈降が続いている(Atwater et al., 2004)。Kelsey et al. (2006)は、2800年前から300年前の間に、千島海溝の沈み込み帯の全長100 kmにわたって6回の隆起イベントを認定した。これらは、300年前、600~400年前、1400年前、1900年前、2300年前、そして2800年前に発生した(表2)。これらの隆起イベントの発生時期は、大津波の発生時期とも一致している。平均500年間隔で発生しているこれらの隆起イベントは、大津波をもたらした複数の断層セグメントの運動型地震の発生に引き続きプレート沈み込み境界の下方延長部で生じた、数十年にわたるゆっくりとした地震後深部すべりの結果であると考えられる(Sawai et al., 2009)。

厚岸湖とオンネトーの間の地域における澤井(2007)の検討(図1c)によると、過去2500年間に4回の隆起イベントが発生しており、それぞれ約300年前、約700~300年前、約1300~1000年前、そして約2400~1700年前である(表2)。それぞれの1回の隆起量は、0.5~2.0 mと推定されている。

Ishizawa et al. (2017)は、津波堆積物のAMS¹⁴C年代測定を用いて、16~17世紀と12~13世紀の津波の発生時期をそれぞれ西暦1499~1636年と西暦1158~1237年に限定した(表2)。

上述した新たな年代データと前述の先行研究の結果に基づき、HBSSの発達史を以下のように取りまとめた(第9および10図;表2)。

HBSSは、この地域の完新世高潮位面(Holocene marine limit: HML)について、縄文海進によって5.5 cal kyr BP以前に形成された(重野ほか, 2013)。5.5 cal kyr BPには、おそらく急速な地震による隆起によって広域に干潟環境が広がった。その後、関連する内湾の沿岸流によって砂が堆積し始め、4000年前(紀元前4000年頃)に出現したH-BS5の基盤を形成した。

H-BS4とH-BS3は、それぞれ9世紀と12~13世紀の地震隆起に伴って出現した。どちらのケースでも、隆起によって広域に海浜が広がり、その上位に砂丘が形成された。即ち、地震発生時もしくはその後に急激な強制海退(Forced regression; Plint and Nummedal, 2000; Nielsen and Johannessen, 2009)が発生したと考えられる。そして、その後、沈降運動に変化したことにより海進が始まった。その初期には波浪によって海岸侵食(CE)が発生した。その結果生じた大規模な侵食面は、分岐

砂嘴間の境界面を示している。その後湿原が広がり、薄い泥炭層が形成され、その後、Ta-aとKo-c2の混在したテフラ層が堆積した。

16世紀末に再び海岸侵食が起こった後、17世紀にはH-BS2が隆起して出現し、再び広い海浜と砂丘が形成され、その上をTa-a+Ko-c2の混在したテフラ層が覆った。

H-BS1は、現在の海進期(インターサイスミック)において形成された最も若い分岐砂嘴である。H-BS1層中にTa-aとKo-c2が含まれていないことは、この分岐砂嘴が17世紀に発生した地震以降の海進期に発生したことを示している。

H-BS5の出現は、大平ほか(1994)が報告した縄文時代中期の海退の結果である可能性も否定できないが、他の可能性としては、澤井(2007)および七山ほか(2009)が報告した約4500年前に発生した古い地震性隆起イベントに対比される可能性が挙げられる。一方、H-BS4、H-BS3、およびH-BS2の出現は、広域にわたる地震性隆起イベントによって繰り返し引き起こされた強制海退に呼応したものと考えられる。

H-BS5を除き、H-BS4より古い砂嘴の痕跡は、その後の海岸侵食によって消失した可能性が高い。

5.2. 各分岐砂嘴の離水年代とBHに基づく地域的な海水準変動曲線の復元

HBSSを構成する各分岐砂嘴の出現年代とBH(後浜上限高度)は、以下のように整理される。

- (1) 現生のH-BS1から得られたBH 1は、+1.0 mであった。
- (2) 17世紀に出現したH-BS2から得られたBH 2は、0.0, +0.4, +0.6 mの3つの値のうち、最も高い+0.6 mを採用した。
- (3) 12~13世紀に出現したH-BS3から得られたBH 3は、+0.8 mであった。
- (4) 9世紀に出現したH-BS4から得られたBH 4は、+1.1 mであった。
- (5) 約4 cal kyr BPまでに出現したH-BS5から得られたBH 5は、+0.1 mであった。
- (6) 約5.5 cal kyr BPに出現したユニットTF2の頂上から得られたBH 6は、-0.4 mであった。

現在、本研究対象地域は1.0 cm/yrの速度で沈下していることが知られている(Atwater et al., 2004)。この沈降運動が過去4000年間継続し続けていたと仮定すれば、BH 5は現在-40 mの標高に位置するはずである。槍ヶ台地のH1海成段丘(MIS7; Okumura, 1996)(図2)は、Atwater et al. (2004)、Kelsey et al. (2006)および澤井(2007)が示唆するように、この地域はインターサイスミックには沈降するが、超巨大地震の余効変動によって沈降量を上回る隆起が起こった可能性が高いと思われる。

今回得られたBH値からでは、1回あたりの地震による隆起量を正確に求めることはできない。BH 2の値を+0.6

mとし、過去400年間の堆積速度が1.0 cm/yrで一定であったと仮定すると、この期間の総隆起量は3.4 mとなる。しかし、巨大地震の発生後には沈降速度が加速することが知られている (Atwater et al., 2004) ため、この値は隆起量の最大値と捉えるのが妥当であろう。

一方、道東海岸における後期完新世の海水準変動に関する研究は、Maeda et al. (1992) に始めて行われた。道東海岸沿いの地点における後期完新世の相対海水準の観測結果は、根室半島先端に向かって緩やかに低下していることを示している。地震活動地域におけるこれらの観測結果は、厚さ30~40 kmの薄いリソスフェアを有し低粘性層を持たない地球モデル、もしくは厚さ50 km未満の低粘性層の上に厚さ25 kmのリソスフェアが重なる地球モデルにおいては、最終氷河期の氷河融解に伴う水圧の増加によって説明できるが、これらのモデルを区別するには、時間の関数としてのより多くのデータが必要である。したがって、太平洋プレートの沈み込みに伴う地殻の鉛直変位は、 $10^3 \sim 10^4$ 年の時間スケールでは蓄積されていないようにも思われる。

重野ほか(2013)は、約500年間隔で発生した超巨大地震による地殻変動を除けば、過去5500年間、厚岸湾地域の海面は比較的安定していたと結論付けている。したがってHBSSは、過去5500年間の比較的安定した海面水準の期間に形成されたと仮定できる。また、5つの分岐砂嘴のそれぞれにおいて、BH高度が+1 mであったと仮定すると、各BH高度から1 mを差し引くことで、当時のおおよその平均海面水位 (MSL) が推定可能である。つまり、

BH 1 = +1.0 m, よってH-BS1のMSLは0 m

BH 2 = +0.6 m, よってH-BS2のMSLは-0.4 m

BH 3 = +0.8 m, よってH-BS3のMSLは-0.2 m

BH 4 = +1.2 m, よってH-BS4のMSLは0.0 m

BH 5 = +0.1 m, よってH-BS5のMSLは-0.9 m

BH 6 = -0.4 m である。ユニットTF2 は干潟堆積物であり、波浪の影響を受けなかったため、H-BS6 の MSL は -0.4 m であったと推定される。

さらに、図5の H5測線のH5-8コア地点においては、更新世の基盤を覆う泥炭層がユニットTF2 の干潟堆積物に直接覆われている。ここでは、泥炭層(6.4~6.3 ka)が現在の海面より1.3 m程低い標高に存在しているのである。

図11では、本研究に基づいて復元した8 ka から現在までの海面高度曲線を、他の研究者によって発表された複数の曲線と比較している。5.5 ka における海洋堆積物の完新世世界の海面高度が明瞭に示されており、現在まで維持されている。我々の復元した風蓮湖地域の海面高度曲線は、Maeda et al. (1992) の粘性モデルCとよく一致する。但し、巨大地震による ± 1.5 mの地殻変動の影響によって若干のずれが生じている。図11に示す通り、本研究の結果は、HBSSが約5.5 kaに形成を開始し、

H-BS4よりも若い分岐砂嘴は千島海溝沿いの地震時隆起に伴う強制海退によって形成された可能性が高いことを示唆している。

6. まとめ

HBSSの5つの分岐砂嘴(H-BS1~H-BS5)に関する研究の結果、このバリアーシステムが約5500年前頃に形成されたことが明らかになった。Ma-eとMa-dの層位学的位置は、ラグーンの拡大が5200年前と4000年前の2段階に分かれて発生していたことを示している。最も新しい分岐砂嘴であるH-BS1は17世紀以降に形成された。Ta-aとKo-c2の層位学的位置は、H-BS2が17世紀の地震による隆起によって形成されたことを示している。H-BS3とH-BS4は、それぞれ12~13世紀と9世紀の地震による隆起によって形成された。H-BS4の出現時期は、10世紀のB-TmテフラとMa-bの混合したテフラ層の存在によって裏付けられている。H-BS5はMa-dに直上を覆われており、約4.0 cal kyr BPに出現したことを示唆している。

HBSSの砂嘴の出現時期と、その後浜の陸側境界の現在の標高(BH)を考慮して、我々は相対海面曲線を推定した。この曲線は、2.8 cal kyr BP以来、400~500年間隔で千島海溝沿岸地域を1.0~2.0 m隆起させた地震イベントとほぼ一致している。これらの地震イベントは、研究対象地域において巨大地震の発生間に年間約1.0 cmの速度で継続的に沈降していた地殻変動(=海進)を中断させ、地震に伴い地盤の隆起(強制的海退)が起り、それによって新たな分岐砂嘴を発生させたと考えられる。

謝辞

本研究に関して貴重なご意見をいただいたBrian Atwater博士(米国地質調査所)に感謝申し上げます。奥村晃史名誉教授(広島大学大学院人間社会科学研究所)には、根室海峡沿岸の段丘地形と広域テフラ層序についてご教授頂いた。道東地域の完新世広域テフラ研究については、古川竜太博士(国立研究開発法人産業技術総合研究所(産総研))ならびに長谷川健博士(茨城大学大学院理工学研究科)のご援助で実施された。珪藻分析は秋葉文雄氏(珪藻ミニラボ)に外注依頼した。根室海峡沿岸域の底質と海底地形に関するデータについては、内田康人博士(地方独立行政法人北海道立総合研究機構)からご提供頂いた。現地作業は、渡辺和明氏(元産総研)、池田保夫博士(元北海道教育大学釧路校)、重野聖之博士(明治コンサルタント(株))ならびに石井正之氏(石井技術士事務所)にご援助頂いた。石渡一人氏(別海町郷土資料館)、猪熊樹人氏(根室市歴史と自然の資料館)、北海道根室振興局、北海道森林管理局根釧東部森林管理署、別海漁

協の関係各位には、野付風蓮道立自然公園特別地域内における調査に対してご協力いただいた。釧路市立博物館の石川孝織氏には、本稿の投稿に関してご援助を頂いた。なお本研究は、日本学術振興会科研費(課題番号:23540539, 22340153, 15K05323, 22K03744)の助成を受けて実施された。

引用文献

- Akiba, F., 1986. Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the North Pacific. In Kagami, H., Karig, D. E., Coulbourn, W. T., et al., *Init. Repts. Deep Sea Drilling Project*, 87, pp. 393–480. U. S. Govt. Printing Office, Washington D. C.
- 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. *The Holocene*, 14, 487–501.
- Dalrymple, R. W., 1992. Tidal depositional systems. In Walker, R. G. and James N. P., eds., *Facies Models: Response to Sea Level Change*, pp. 195–218. Geological Association of Canada, St John's, Newfoundland.
- Davis Jr., R. A., and Fitzgerald, D. M., 2004. *Beaches and Coasts*, 419 p. Blackwell Publishing, Oxford.
- Douglas, B. C., 1991. Global sea level rise. *Journal of Geophysical Research*, 96, 6981–6992.
- Folk, R. L. and Ward, W. C., 1957. Brazons River bar: A study in the significance of grain size parameters. *Jour. Sedimentary Petrology*, 27, 3–26.
- 古川 竜太・七山 太, 2006. 北海道東部太平洋沿岸域における完新世の降下火砕堆積物. *火山*, 51, 351–371.
- 古川 竜太・吉本 充宏・山縣 耕太郎・和田 恵治・宇井 忠英, 1997. 北海道駒ヶ岳火山は1694年に噴火したか?—北海道における17～18世紀の噴火年代の再検討—. *火山*, 42, 269–279.
- Furuta, T., Fujioka, K. and Arai, F., 1986. Widespread submarine tephra around Japan—petrographic and chemical properties. *Marine Geology*, 72, 125–142.
- Hasle, G. R. and Syvertsen, E. E., 1996. Marine diatoms. In: Tomas, C.R. (ed.), *Identifying Marine Diatoms and Dinoflagellates*, Academic Press, San Diego, 5–385.
- Hiroki, Y. and Masuda, F., 2000. Gravelly spit deposits in a transgressive systems: the Pleistocene Higashikanbe Gravel, central Japan. *Sedimentology*, 47, 135–149.
- Hustedt, Fr., 1930. *Die Kieselalgen Deutschlands, Österreichs und der Schweiz. Dr. Rabenhorsts Kryptogamen-Flora von Deutschland, Österreich und der Schweiz* 7 (1), 920 p. Akademische Verlagsgesellschaft Geest und Portig K. G., Leipzig.
- Hustedt, Fr., 1959. *Die Kieselalgen Deutschlands, Österreichs und der Schweiz. Dr. Rabenhorsts Kryptogamen-Flora von Deutschland, Österreich und der Schweiz* 7 (2), 845 p. Akademische Verlagsgesellschaft Geest und Portig K. G., Leipzig.
- Hustedt, Fr., 1961. *Die Kieselalgen Deutschlands, Österreichs und der Schweiz. Dr. Rabenhorsts Kryptogamen-Flora von Deutschland, Österreich und der Schweiz* 7 (3), 816 p. Akademische Verlagsgesellschaft Geest und Portig K. G., Leipzig.
- 池田安隆・岡田真介・田力正好, 2012. 東北日本島弧—海溝系における長期的歪み蓄積過程と超巨大歪み解放イベント. *地質学雑誌*, 118, 294–312.
- Ioki, K. and Tanioka, Y., 2016. Re-estimated fault model of the 17th century great earthquake off Hokkaido using tsunami deposit data. *Earth and Planetary Science Letters*, 433, 133–138.
- Ishizawa, T., Goto, K., Yokoyama, Y., Miyairi, Y., Sawada, C., Nishimura, Y. and Sugawara, D., 2017. Sequential radiocarbon measurement of bulk peat for high-precision dating of tsunami deposits. *Quaternary Geochronology*, 41, 202–210.
- Kato, T., 1983. Secular and earthquake-related crustal movements in Japan as deduced from tidal records (1951–1981). *Tectonophysics*, 97, 183–200.
- Kelsey, H., Satake, K., Sawai, Y., Sherrrod, B., Shimokawa, K. and Shishikura, M., 2006. Recurrence of postseismic coastal uplift, Kuril subduction zone, Japan. *Geophysical Research Letters*, 33, L13315.
- 岸本博志・長谷川健・中川充宏・和田恵治, 2009. 最近約1万4千年間の摩周火山のテフラ層序と噴火様式. *火山*, 54, 15–36.
- 町田 洋・新井房夫, 2003. 新編 火山灰アトラス—日本列島とその周辺—, 336 p. 東京大学出版会, 東京.
- 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. *Geophysical Research Letters*, 19, 857–860.

- Nakamura, Y., 2016. Stratigraphy, distribution, and petrographic properties of Holocene tephras in Hokkaido, northern Japan. *Quaternary International*, 397, 52–62.
- Nakanishi, R., Ashi, J., Miyairi, Y. and Yokoyama, Y., 2022. Holocene Coastal evolution, past tsunamis, and extreme wave event reconstructions using sediment cores obtained from the central coast of Hidaka, Hokkaido, Japan. *Marine Geology*, 443, 106663.
- Nakanishi, T., Nanayama, F., Kondo, Y., Yamada, K., Sakai, K., Yamaguchi, T., Shigeno, K., Katsuki, K., Oda, H., Furukawa, R. and Wan Hong, 2023. Radiocarbon ages and tsunami deposits in laminated mud layers from the Lake Harutori, Pacific coast of Hokkaido, Northeast Japan. *Nuclear Inst. and Methods in Physics Research, B*, 538, 173–178.
- Nanayama, F., 2021. Evidence of giant earthquakes and tsunamis of the 17th-century type along the southern Kuril subduction zone, eastern Hokkaido, northern Japan: A review. *The Geological Society of London, Special Publications*, 501, 131–157.
- 七山 太・安藤寿男・近藤康生・横山芳春・仲田亜紀子・笹嶋由衣・重野聖之・古川竜太・石井正之, 2021, 大規模波動イベントの影響を繰り返し受けたカキ礁の破壊と復元過程:北海道東部,馬主来沼における完新統*Crassostrea gigas*化石密集層の例,地質調査研究報告,72,139–172.
- Nanayama, F., Furukawa, R., Shigeno, K., Makino, A., Soeda, Y. and Igarashi, Y., 2007. Unusually nine large tsunami deposits from the past 4000 years at Kiritappu marsh along the southern Kuril Trench. *Sedimentary Geology*, 200, 275–294.
- 七山 太・長友恒人・下岡順直・須崎憲一・古川竜太・重野聖之・石井正之・猪熊樹人・北沢俊幸・中川充, 2009, ルミネッセンス法を用いた津波堆積物の年代測定を試み:北海道東部,根室沿岸低地の試料を例として,地質学雑誌,115,249–260.
- Nanayama, F., Satake, K., Furukawa, R., Shimokawa, K., Atwater, B. F., Shigeno, K. and Yamaki, S., 2003. Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench. *Nature*, 424, 660–663.
- 七山 太・重野聖之・添田雄二・石井正之, 2006, 平成15年9月26日十勝沖地震津波によって生じた土砂移動現象—被災直後の堆積学的記載の重要性—,地質ニュース, no. 620, 10–18.
- 七山 太・渡辺和明・重野聖之・石井正之・石渡一人・猪熊樹人, 2018, 千島海溝沿岸域において認められる超巨大地震津波痕跡群と広域地殻変動,地質学雑誌(補償),124,413–433.
- Nielsen, L. H. and Johannessen, P. N., 2009. Facies architecture and depositional processes of the Holocene–Recent accretionary forced regressive Skagen spit system, Denmark. *Sedimentology*, 56, 935–968.
- Nielsen, L. H., Johannessen, P. N. and Surlyk, F., 1988. A Late Pleistocene coarse-grained spit-platform sequence in northern Jylland, Denmark. *Sedimentology*, 35, 915–937.
- Novak, B. and Pedersen, G. K., 2000. Sedimentology, seismic facies and stratigraphy of a Holocene spit-platform complex interpreted from high-resolution shallow seismics, Lysegrund, southern Kattegat, Denmark. *Marine Geology*, 162, 317–335.
- 大平明夫・海津正倫・浜出 智, 1994, 風蓮湖周辺における完新世後半の湿原の形成,第四紀研究,33,45–50.
- Okada, S. and Ikeda, Y., 2012. Quantifying crustal extension and shortening in back-arc region of northeast Japan. *Journal of Geophysical Research*, 117, B01404.
- 岡崎由夫, 1986, II地形・地質,道立自然公園総合調査(野村風連道立自然公園)報告書, pp. 2–38,北海道自然保護協会,札幌.
- Okumura, K., 1996. Tephrochronology, correlation, and deformation of marine terraces in eastern Hokkaido, Japan. *Geographical reports of Tokyo Metropolitan University Tokyo Metropolitan University*, 31, 19–26.
- 奥村晃史, 1999, 2根室～標津—第四紀層と最近の地殻変動—,道東の自然史研究会(編)道東の自然を歩く,北海道大学出版会,102–112.
- Okuno, J., Nakada, M., Ishii, M. and Miura, H., 2014. Vertical tectonic crustal movements along the Japanese coastlines inferred from late Quaternary and recent relative sea-level changes. *Quaternary Science Reviews*, 91, 42–61.
- 奥野正洋・林 克恭・中島 等・泉田典彦, 1997, 根室湾における海浜変形,土木学会北海道支部論文報告集, no. 53 (B), 284–287.
- Oppenheimer, C., Wacker, L., Xu, J., Galván, J. D., Stoffel, M., Guillet, S., Corona, C., Sigl, M., Di Cosmo, N., Hajdas, I., Pan, B., Breuker, R., Schneider, L., Esper, J., Fei, J., Hammond, J. O. S. and Büntgen, U., 2017. Multi-proxy dating the ‘Millennium Eruption’ of Changbaishan to late 946

- CE. *Quaternary Science Reviews*, 158, 164–171.
- Ozawa, S., Hashimoto, M. and Tada, T., 1997. Vertical crustal movements in the coastal areas of Japan estimated from tidal observations. *Bulletin of the Geographical Survey Institute*, 43, 1–21.
- Plint, A. G. and Nummedal, D., 2000. The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. *The Geological Society of London, Special Publications*, 172, 1–17.
- Reimer P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T. P., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S., Ramsey, C. B., 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.
- Satake, K., Nanayama, F. and Yamaki, S., 2008. Fault models of unusual tsunami in the 17th century along the Kuril trench. *Earth Planets Space*, 60, 925–935.
- Satake, K., Nanayama, F., Yamaki, S., Tanioka, Y. and Hirata, K., 2005. Earthquakes and tsunamis along the Kuril trench in the 17th through 21st centuries, Tsunamis: their sources, monitoring and coastal hazard. In Satake, K. (ed.), *Tsunami Research: Case Studies and Recent Developments*, pp. 157–170, Springer, Berlin/Heidelberg.
- 澤井祐紀, 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, 46, 363–383.
- 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. *Journal of Geophysical Research*, 114, B01319.
- Sawai, Y. and Nagumo, T., 2003. Diatom (Bacillariophyceae) flora of salt marshes along the Pacific coast of eastern Hokkaido, northern Japan. *Bulletin of the Nippon Dental University General Education*, 32, 93–108.
- Sawai, Y., Satake, K., Kamataki, T., Nasu, H., Shishikura, M., Atwater, B.F., Horton, B.P., Kelsey, H.M., Nagumo, T. and Yamaguchi, M., 2004. Transient uplift after a 17th-century earthquake along the Kuril subduction zone. *Science*, 306, 1918–1920.
- Shaw, J., Taylor, R. B. and Forbes, D. L., 1990. Coarse clastic barriers in eastern Canada: patterns of glaciogenic sediment dispersal with rising sea levels. *Journal of Coastal Research, Special Issues*, 9, 160–200.
- 重野聖之・七山 太・須藤雄介・嵯峨山積・長谷川健・安藤寿男, 2013. 北海道東部厚岸湾沿岸地域の完新世バリアーシステムと海面変動の復元. 地質学雑誌, 119, 171–189.
- 菅 和哉・嵯峨山 積・仁科健二・村山泰司・内田康人, 2007. 北海道沿岸域の地質・底質環境—4—オホーツク・根室海峡海域. 北海道立地質研究所調査研究報告, no. 34, 46p.
- 武田一郎, 1998. 日本沿岸域における後浜上限高度. 地球科学, 52, 71–81.
- Tamura, T., Murakami, F., Nanayama, F., Watanabe, K. and Saito, Y., 2008. Ground-penetrating radar profiles of Holocene raised-beach deposits in the Kujukuri strand plain, Pacific coast of eastern Japan. *Marine Geology*, 248, 11–27.
- Tanioka, Y., Nishimura, Y., Hirakawa, K., Imamura, F., Abe, I., Abe, Y., Shindou, K., Matsutomi, H., Takahashi, T., Imai, K., Harada, K., Namegawa, Y., Hasegawa, Y., Hayashi, Y., Nanayama, F., Kamataki, T., Kawata, Y., Fukasawa, Y., Koshimura, S., Hada, Y., Azumai, Y., Hirata, K., Tamikawa, A., Yoshikawa, A., Shiga, T. and Masaka, S., 2004. Tsunami run-up heights of the 2003 Tokachi-oki earthquake. *Earth Planets Space*, 56, 359–365.
- 徳井由美, 1989. 北海道における17世紀以降の火山噴火とその人文環境への影響. お茶の水地理, 30, 27–333.
- 山元孝広・伊藤順一・中川光弘・長谷川 健・岸本博志, 2010. 北海道東部, 屈斜路・摩周カルデラ噴出物の放射炭素年代値. 地質調査研究報告, 61, 161–170.
- van Heteren, S. and van de Plassche, O., 1997. Influence of relative sea-level change and tidal-inlet development on barrier-spit stratigraphy, Sandy Neck, Massachusetts. *Journal of Sedimentary Research*, 67, 350–363.
- Witkowski, A., Lange-Bertalot, H. and Metzeltin, D., 2000. Diatom Flora of Marine Coasts I. Lange-Bertalot, H. (ed.), *Iconographia Diatomologica, Annotated Diatom Micrographs, vol. 7, Diversity-Taxonomy-Identification*, 925 p., A.R.G. Gantner Verlag K.G., Ruggell.