1640年北海道駒ヶ岳噴火による津波堆積物の分布と津波規模の推定

Tsunami deposits from the 1640 Hokkaido Komagatake eruption, north Japan: constraints on inundation heights and numerical simulation of volcanic debris avalanche-derived tsunami

Abstract

中西 諒* 岡村 聡**, ***

Ryo Nakanishi* and
Satoshi Okamura**, ***

2018年11月12日受付.

2019年7月24日受理.

* 東京大学大気海洋研究所
Atmosphere and Ocean Research Institute,
Tokyo University, Chiba 277-8564, Japan

** 北海道教育大学
Hokkaido University of Education, Sapporo
002-8502, Japan

*** 北海道土質試験協同組合
Hokkaido Soil Research Co-operation, Sapporo
003-0831, Japan

Corresponding author: R. Nakanishi,
r-nakanishi@aori.u-tokyo.ac.jp

Coastal sediments in Uchiura Bay and along the Iburi coast, on the western part of the Pacific coast in Hokkaido, contain organic sediments intercalated with tsunami-derived sediments from a 17th-century tsunami event. The event layers show sedimentary features characteristic of a tsunami origin, including thinning of layers, sediment fining, and decreasing heavy mineral content in an inland direction. From Uchiura Bay to the western Iburi coast, the event layers are directly overlain by the 1640 Komagatake tephra (Ko-d). From the eastern part to the central part of the Iburi coast, the event layers deposit below the 1663 Usu tephra (Us-b), but there is almost no gap between them because there is only a very thin humus layer. We infer that the event layers record the tsunami caused by the 1640 Komagatake eruption, because this eruption produced both a large tsunami and a large amount of tephra (Ko-d). Our numerical simulation based on the distribution of the event layers indicates that more than 1.2 km³ of debris formed an avalanche into the sea, causing a tsunami of Mt 7.9–8.2. The estimated run-up heights showed good agreement with the observed run-up heights from Uchiura Bay to the Shiraoi area of the Iburi coast.

Keywords: tsunami deposit, volcanic tsunami, 1640 Komagatake eruption, tsunami magnitude (Mt), numerical simulation, Hokkaido

はじめに

2018年12月、インドネシアのスンダ海峡沿岸域を襲った津波はアナク・クラカタウの噴火に伴う山体崩壊によって発生したとされている(Williams et al., 2019). 検潮記録による津波の高さは最大で1.4 mとされたが、地震動が小さいため避難が遅れ、24分という速さで津波が襲い400人以上の死者を出した。火山性の津波は発生頻度が低いものの、一度発生すればその被害は甚大である。また歴史記録に残る事例は限られているため、その規模や履歴を究明するためには周辺地域の津波履歴を示す堆積物の調査が不可欠である。北海道においては古文書記録から、AD1640年の駒ヶ岳噴火にともなう山体崩壊によって発生した津波が、内浦湾沿岸に押し寄せ、700人以上の犠牲者を出したとされている(勝井ほか, 1975)。その津波痕跡は、駒ヶ岳山麓の森町鷺の木から内浦湾を挟む対岸の伊達市アルトリにおいて、1640年噴火の駒ヶ岳 d (Ko-d) テフラに覆われた礫～砂層からなる津波堆積物として確認されている(西村・宮地, 1998)。西村・宮地(1998)は山体崩壊による津波波高の数値シミュレーションと津波堆積物の標高との比較をしているが、この計算に用いられた山体崩壊量(0.1 km³)は、その後、駒ヶ岳噴火に関する再検討によって0.92–1.20 km³と見積もられ(吉本

ほか, 2003)、当時の津波の規模はさらに大きかった可能性がある。一方で、この津波痕跡の指標となる Ko-d テフラの分布範囲は限定的なため、この時の津波を裏付ける堆積物は、西村・宮地(1998)の報告を除くと、登別市富岸^{とんけし}において報告されているものに限られる(岡村ほか, 2012)。一方、富岸の東方に位置する胆振海岸沿いの白老町からむかわ町にかけて、17世紀に生じたとされる津波堆積物が標高5–6 m(最大8 m程度)に分布することが報告されているが(高清水ほか, 2007; 岡村ほか, 2012; 高清水ほか, 2013; 中西ほか, 2014)、その波源については解明されていない。最近、さらに南東部の日高町賀張^{かばり}においても17世紀の津波堆積物が見つかっており(高清水ほか, 2017)、当時の津波の規模と波源を特定するためには、これらの堆積物の対比がきわめて重要な課題となっている。北海道太平洋沿岸を襲った17世紀の津波の波源としては、1640年北海道駒ヶ岳噴火のほか、プレート境界型地震に由来すると考えられる1611年慶長津波や、地震調査推進本部(2017)がMw 8.8と想定している千島海溝を震源とする津波が候補とされている(高清水, 2017)。

本論では、内浦湾沿岸から胆振海岸にわたって広域的に野外調査を行い、各地点での津波堆積物の分布と堆積学的記載を行った。そして、それらの堆積物の分布が1640年北海道

Fig. 1. (a) Map of the study area, showing the inferred earthquake source along the Kuril subduction zone (Earthquake Research Committee, 2017), and volcanoes that have produced regional tephra (Baegdusan, Komagatake, Oshima-Oshima, and Usu). The dotted line marks the B-Tm tephra depositional limit (Nakamura, 2016). (b) Map of the study area showing the distribution and sources of 17th-century tephra layers (Komagatake and Usu). Solid and dotted lines mark the tephra depositional limits (Nakamura, 2016).

駒ヶ岳噴火にともなう津波で説明可能かどうかを検証するために、堆積学的・地形学的検討を行い現世の津波堆積物と比較して浸水高を推定した。さらに、推定した遡上高と山体崩壊による津波数値シミュレーションの結果とを比較検討した。最後に、各地点の津波堆積物と千島海溝を震源とするプレート境界型地震との関連についても触れる。

調査研究方法

野外調査では、長さ 60 cm・幅 10 cm のハンディージオスライサーと径 7 cm のピートサンプラーを用い、地質層序の記載と各種分析用の試料採取を行った。また、泥炭やクロボク土が連続して堆積する湿地環境において見られる砂層をイベント砂層とみなし、その堆積構造、偽礫や侵食面の有無、粒度などを記載した。火山灰の分析については、採取試料の洗浄後、鏡下で構成粒子の鑑定を行い、分取した火山ガラスについて、12 時間 400°C の脱水処理を施し、北海道教育大学札幌校の温度変化型屈折率測定装置を用いて屈折率を測定した。火山灰の同定は、北海道内の主要テフラの火山ガラス屈折率の値 (Nakamura, 2016) と比較することによって行った。粒度分析については、砂層全体をバルク試料として採取し、風乾した後(有機物との分離が難しい場合は 15% の過酸化水素で有機物を除去)、乾式篩い分け法 (1/2φ 階級) でを行い、Folk and Ward (1957) にしたがって分級度 (σ_1) お

よび歪度 (Sk_1) を求めた。構成粒子の鑑定はイベント砂層と周辺域の砂粒子について行った。それぞれの試料から 1.5–2 φ サイズの粒子を篩いによって分取し、実体顕微鏡で 200 個以上をカウントし、構成粒子を、黒色岩片、白色岩片、不透明鉱物、有色鉱物、斜長石、石英、軽石、火山ガラスの 8 種類に分類した。海浜砂については、砂層の堆積当時 (17 世紀頃) の海浜砂と考えられる古浜堤砂も比較対象とした。黒色岩片としたものは多くが火成岩および泥岩片であり、白色岩片は珪質岩が大半を占めていたため、白色岩片、斜長石、石英、軽石、火山ガラスを比重の小さなグループ (w)、それ以外を比重の大きなグループ (b) に分類し、その合計比 ($w/b = \log_{10} w/b$) を算出し、砂層の組成変化を検討した。この値が大きくなると無色鉱物や軽石などの割合が高く、運搬・堆積作用にともなう堆積物の軽量化傾向を示す。測線断面図の標高は、測量基準点における国土地理院の航空レーザー測量の DEM データ (5 m メッシュ：標準偏差 0.3 m) を用いて求めた。

調査地域と鍵層テフラの同定

本調査地域は、胆振海岸の白老町虎杖^{しらおい こじょうはま}浜から内浦湾沿岸にいたる太平洋沿岸域であり、8 箇所^{しらおい こじょうはま}で測線を設定した (Fig. 1)。調査地の選定は、人為的な改変地域を避けるために、国土地理院の DEM データと空中写真を参考にした。調査

Fig. 2. Stratigraphic columns of the Wakayama (WY-8; Fig. 8) and Yakumo (YK-A; Fig. 4g) areas.

地の地形・地質は、標高 3–6 m の浜堤間や砂丘の背後に存在する泥炭湿地を主体とし、泥炭・クロボク土の有機質層からなり、浜堤に近い場所ではクロスナ層の層相を示す。人為改変を受けていない地域では、鍵層として、内浦湾の東側から胆振海岸では 1694 年北海道駒ヶ岳噴火による駒ヶ岳 c2 (Ko-c2) テフラおよび 1663 年有珠山噴火による有珠 b (Us-b) テフラ、内浦湾の西側では 1640 年駒ヶ岳 d (Ko-d) テフラが確認される (Fig. 1)。内浦湾西部と胆振海岸南西部の代表的な柱状図を Fig. 2 に示し、以下に主な鍵層テフラの特徴と火山ガラスの屈折率測定結果を示す (Fig. 3)。

Ko-c2：淘汰がよく、白色軽石と有色鉱物が特徴的なゴマシオ状の層相を呈する。火山ガラス＞斜長石＞輝石類の構成粒子からなる。火山ガラスの屈折率は 1.495–1.496 を示し、Nakamura (2016) の Ko-c2 (1.496–1.498) の特徴と近似する。

Us-b：本テフラは地域によって層相が異なり、白老地域では淘汰の良い白色軽石からなる。少量の角閃石を特徴的に含み、火山ガラスの屈折率は 1.491 付近に集中する。Us-b テフラは、プリニアン噴出物 (Unit B) と水蒸気マグマ噴出物 (Unit C~G) に大別され (Nakamura, 2016)、白老地域 (虎杖浜) で見られるテフラは、分布および火山ガラスの屈折率から Unit B (1.491) に対比される (Figs. 1, 3)。登別から伊達にかけて分布する本テフラは、淘汰が悪く岩片が目立つ層相や桃～褐色の細粒火山灰層からなり、本テフラ層下位の火山ガラスの屈折率は 1.485 付近と低い値を示していることから、Unit F (1.483–1.486; Nakamura, 2016) に対比さ

Fig. 3. Relative frequency histograms of the refractive indices of dehydrated volcanic glass shards from the western part of the Pacific coast in Hokkaido (Ko-c2, Us-b Unit F, Ko-d, and B-Tm tephra from Wakayama; Us-b Unit B tephra from Kojohama). Data in gray are from Nakamura (2016).

れ、その上位層は Unit G であると考えられる。

Ko-d：内浦湾西側では淘汰の良い黄白色軽石層からなるが、東側では白色の細粒火山灰層がパッチ状に分布するのみである。火山ガラス＞斜長石＞輝石類の構成粒子からなる。火山ガラスは発泡の良いスポンジ型からバブルウォール型の特徴的な形態を示し、屈折率は 1.497–1.499 に集中し、Nakamura (2016) の Ko-d テフラの値 (1.498–1.499) と近似する。八雲および長万部では、Ko-d 軽石層とイベント砂層の下位には数 mm の有機質層をはさんで火山灰質薄層が不連続に認められる。この薄層は Ko-d テフラと類似の構成粒子・火山ガラスの屈折率を示し、1640 年駒ヶ岳噴火による山体崩壊以前の比較的近い時期に活動した噴出物の可能性がある。

B-Tm：本テフラは内浦湾～胆振海岸の全域にみられ、層厚 1–2 cm の白色から橙白色を呈する細粒火山灰からなる。火山ガラスは全体の 90% 以上を占め、屈折率は 1.496–1.498 と 1.508–1.510 のバイモーダルな値を示し、Nakamura (2016) の B-Tm テフラの値 (1.496–1.510) に近似する。

各調査地点のイベント堆積物の特徴

白老町虎杖浜 (Fig. 4a)

本地域では海岸線に平行に続く 6 m ほどの浜堤と堤間湿地を切る方向の測線を設定した (Figs. 4a, 5)。本地域の海岸地形は、非常に急勾配をなす砂浜とその背後の約 200 m 内陸まで達する浜堤に区分できる。本地域周辺の 1946 年に撮影された空中写真 (国土地理院) では現在より数十 m 沖合に汀線が存在していることから、海浜侵食が急激に進行している。

層序は下位から扁平な中礫層、数十 cm 層厚の礫混じり有機質層、イベント砂層、数 mm–2 cm 層厚の有機質層を介して粗粒な軽石からなる Us-b テフラ (20–30 cm 層厚) がみられ、表層付近が砂質土壌となっている。イベント砂層の最も厚い地点は浜堤背後に位置する KJH-2 であり、本層の堆

Fig. 4. Maps showing core locations and thicknesses of the tsunami deposits. The 5m-grid DEM of the base map is from Fundamental Geospatial Data (Geospatial Information Authority of Japan). a, Kojohama; b, Tomiura; c, Wakayama; d, Kogane; e, Arutori; f, Oshamanbe; g, Yakumo.

Fig. 5. Upper: detailed stratigraphic cross-section along Line KJH in Kojohama. Lower: lateral variations in the thickness and particle characteristics of the tsunami deposits and beach sand around the beach. $Ma(\phi)$, arithmetic mean diameter; σ_1 , inclusive graphic standard deviation; SkI , inclusive graphic skewness; w/b , mineral composition.

積構造は上位に向かって逆級化から正級化構造を示す。同様の堆積構造は、本地域の北東 17 km に位置する社台のイベント砂層(中西ほか, 2014)にも認められる。イベント砂層の層厚は内陸に向かって急激に薄くなり KJH-5 と KJH-6 の間でせん滅する。

粒度分析の結果、イベント砂層を構成する粒径は平均 0ϕ と現在の海浜砂と比べて粗いが、 w/b はイベント層が有意に軽量であることを示している。さらに内陸に向けてはわずかに細粒・軽量化傾向が見られた(Fig. 5)。鏡下観察の結果、イベント砂層の構成粒子は有色鉱物と黒色岩片を主体とし浜堤砂と類似していることがわかった。イベント砂層の分布最高位は標高 5.6 m である。本地域周辺には河口や河川跡が存在しないことから、イベント砂層は 17 世紀当時の浜堤を乗り越えて遡上したと判断される。KJH-1 では土壌化した浜堤砂の上位にイベント砂層が重なりその上位に Us-b テフラが堆積していることから、17 世紀から現在にかけて浜堤の形状は大きく変化していないことがわかる。17 世紀当時の浜堤の標高はイベント層やテフラ層を差し引くと約 5–6 m と考えられる。

登別市富浦(Fig. 4b)

現在の海岸線付近は、盛り土によって高まりが作られているが、海岸線から約 200 m までは砂質堆積物のみが分布しており砂浜地形が広がっていたと考えられる。その背後はクロスナ層の上位に 1 m 程度の泥炭層が発達しており、内陸に向かいその厚さが増していく。海岸から 400–900 m ほど内陸にはクッタラ火山噴出物の急崖が存在する。

層序は下位から泥炭層中に層厚 3–7 cm のイベント砂層(深度約 60 cm)、数 mm から数 cm 層厚の泥炭層を挟み色調と分級度の異なる複数ユニットからなる層厚数 cm の Us-b テフラが堆積している。本砂層の上位にはパッチ状の

Fig. 6. Photograph and sketch of the tsunami deposits at location TU-8 in Tomiura.

Ko-d テフラが見いだされる(Fig. 6)。イベント砂層の層相は、虎杖浜地域と同様に、下位から逆級化、正級化構造を示すことが多く、TU-5 と TU-8 においては下位に逆級化構造を持つ粗粒な砂層、中位に不連続な有機質層をはさんで細粒砂サイズの上位砂層へと変化する。中位の有機質層は、下位の砂層と泥炭との境界に侵食痕や偽礫が見られることから、下位の泥炭層の再堆積相と考えられる。

測線 TU では内陸に向かって薄層化傾向を示す(Fig. 7)。鏡下観察の結果、イベント砂層の構成粒子は岩片、有色鉱物、石英・長石からなり、海浜砂とよく似た組成を示す。また、測線上では内陸に向けて粒度や構成物などに大きな変化は見られず、イベント砂層はクッタラ火山噴出物からなる急崖付近まで分布している。TU 測線から 400 m 西側の地点(TU-A)ではイベント砂層が泥炭層中にレンズ状に確認される。TU-A 地点での粒度組成は、粗粒部と細粒部のバイモー

Fig. 7. Upper: detailed stratigraphic cross-section along Line TU in Tomiura. Lower: lateral variations in the thickness and particle characteristics of the tsunami deposit and beach sand around the beach. Abbreviations as in Fig. 5.

Fig. 8. Upper: detailed stratigraphic cross-section along Line WY in Wakayama. Lower: lateral variations in the thickness and particle characteristics of the tsunami deposit and beach sand around the beach. Abbreviations as in Fig. 5.

ダルな特徴を示し、粗粒成分のほとんどは円磨された軽石であり、細粒成分は2.1φにピークを持つ砂粒子であった。イベント砂層中の粗粒な軽石は、未脱水試料で1.510以上と高い屈折率を示すことから、本地域において分布しているクッタラ火山噴出物(屈折率1.500–1.514; 胆振団体研究会, 1990)の再堆積物であると考えられる。TU-A地点の標高は8.4 m、海岸線からの距離は500 mであった。

登別市若山(Fig. 4c)

本地域は、1–2列からなる浜堤列(現標高約6 m)の後背湿地にあたり、未分解の腐植層が2 m以上発達している。この泥炭湿地では210 cmの深度までピートサンプラーを用いて観察を行った(Figs. 2, 8; WY-8)。その層序は下位から未分解腐植層、10世紀頃を示すB-Tmテフラ(約1 cm)、層厚40–60 cmの腐植層の上位にパッチ状のKo-dテフラと接した層厚数mm–4 cmのイベント砂層(深度約60 cm)があり、数cmの層厚の場合には級化構造を示す。さらに上位にはUs-bテフラ(層厚約1–3 cm)、Ko-c2テフラ(層厚

約2–4 cm)、有史時代とみられる三層の有珠山テフラがみられる。深度約2 mまで認められる腐植層は、分解がやや良くなる部分も含みながら連続的に堆積しており、介在するテフラの噴出年代をもとに算出される腐植層の堆積速度は約0.1 cm/yearと見積もられる。B-Tmテフラの下位には120 cm以上の連続的な腐植層のみが堆積しており、10世紀から遡ること約1200年前(2200 yBP)まではイベント砂層の痕跡がみられない。

本地域の100箇所以上の詳細なハンドコアリング調査の結果(中西ほか, 2018)、イベント砂層の分布の特徴は、本地域の南西約300 mに位置する富岸川から北東方向に続く低地で厚い傾向が見られ(Fig. 4c)、WY測線で見ると、層厚は海側から一様に減少していくのではなく、低地で厚く(WY-8付近)、陸側(WY-5方向)と海側(WY-10方向)の両方向に減少していく傾向がある(Fig. 8)。イベント砂層の分布限界(WY-21: 標高5.8 m、海岸線から490 m)付近では、石英・長石類が約90%占めるようになり、最も細粒な海浜

Fig. 9. Upper: detailed stratigraphic cross-section along Line KG in Kogane. Lower: lateral variations in the thickness and particle characteristics of the tsunami deposit, beach and river sand around the area. Abbreviations as in Fig. 5.

砂と比較しても約 $1/2\phi$ の細粒化傾向が認められる (Fig. 8). 本地域のイベント砂層は、平均すると層厚 1–2 cm と薄く非常に淘汰が良い。

伊達市黄金 (Fig. 4d)

本地域の測線 KG (Fig. 9) では、海岸から約 300 m 内陸側に位置する気仙川が海岸線と平行に流れており、その背後に湿地が形成されている。本地域では層厚数 cm の Us-b テフラが見られ、その下位 (深度約 40 cm) に、パッチ状の Ko-d テフラに覆われたイベント砂層が認められる。本砂層は最大層厚 4 cm で正級化構造を示す。

構成粒子は、輝石類と岩片が主体 (KG-1: $w/b = 0.4$) をなす海浜砂と河川砂に類似の特徴から、もっとも内陸側 (KG-3) では軽石と火山ガラスが 3 割以上を占めるようになり ($w/b = 1.2$), 内陸側で軽量化する傾向が見られる。砂層中の軽石および火山ガラスの屈折率は 1.480–1.496 と幅広く、周辺のテフラ層との対比は困難である。イベント砂層の平均粒径は 1.7ϕ にピークを示し、海浜砂のピーク (0.7ϕ) と気仙川河川砂のピーク (2.3ϕ) の中間的な特徴をもつ。さらにイベント砂層の有色鉱物は約 20% であるのに対し、海浜砂が 30% 以上、河川砂は 10% 以下であり、本層が海浜砂と河川砂の中間的な特徴を示す。イベント砂層は海岸から 520 m (標高 6.4 m) 付近で砂混じり泥炭層に変化し、600 m (標高 7.2 m) 付近ではせん滅する。測線の北側約 3 km の稀府においてもイベント砂層が認められ、その分布は海岸から 330 m (標高 6.6 m) 付近まで追跡できるが、470 m (標高 9.3 m) 付近では認められない。一方、測線 KG から北方向 2 km の地点では、海岸から 20 m (標高 7 m) 付近の段丘面上で Us-b テフラが観察されるが、その下位にイベント砂層は認められない。

伊達市アルトリ恋人浜 (Fig. 5e)

アルトリ岬東方の恋人浜の露頭においてイベント砂層が確認される。本地域には、約 7000–8000 年前に生じた有珠火山の山体崩壊による善光寺岩屑なだれ堆積物が広がり、流れ

山地形を作っている (曾屋ほか, 2007)。岩屑なだれ堆積物は洞爺火砕流堆積物や有珠外輪山溶岩からなり、それらを覆う有機質層中に下位から駒ヶ岳 g (Ko-g) テフラ (層厚 1–3 cm)、約 62 cm の泥炭層の上に B-Tm テフラ、約 26 cm の泥炭層の上に層厚数 mm のイベント砂層、パッチ状の Ko-d テフラ (層厚約 1 cm)、約 1 cm の腐植層を挟んで層厚十数 cm の Us-b テフラが堆積している。

本地域の海浜砂は有色鉱物と岩片が 7 割、無色鉱物が 3 割の構成粒子を示すが、イベント砂層の構成粒子は、海側で石英主体、内陸側では軽石主体へと変化する。砂層中に見られる軽石はもろく円磨されており、火山ガラスの屈折率は 1.496–1.498 を示し近隣のいずれの有史時代テフラ層とも対比することができない。本地域周辺で砂層が確認できる海岸線からの距離と堆積面の標高は、75 m・標高 12.0 m、255 m・同 9.8 m、285 m・同 12.1 m であり、さらに内陸側の地点 (315 m・標高 12.6 m) では砂層は認められない。

長万部中ノ沢 (Fig. 4f)

浜堤 (現標高約 4 m) の背後に約 200 m の範囲で低地 (砂礫質) が続き、さらに内陸側には泥炭湿地が存在する。泥炭湿地の地表下約 40 cm に褐色を呈する細粒で層厚 1–2 cm のイベント砂層がみられ、その上位に極細粒から中粒の Ko-d テフラが数 cm 腐植層を挟まず堆積している。海岸付近では、イベント砂層の下位に砂質の腐植層 (層厚約 10 cm)、浜堤砂が続く。

Ko-d テフラ直下のイベント砂層は、海浜砂と同程度の粒度 (2.2 – 2.3ϕ) を示し、石英と円磨された軽石が主体であり、本地域周辺の海浜砂が石英、長石、輝石類、角閃石類で構成されているのとは異なる。砂層に含まれる軽石の屈折率は 1.494–1.497 を示すため、近隣のいずれの有史時代テフラ層とも対比することができない。本イベント砂層は分布範囲が限定的であり、確認できる分布限界は、海岸から 320 m、標高 3.7 m 付近であった。

Fig. 10. Upper: detailed stratigraphic cross-section along Line YK in Yakumo. Lower: lateral variations in the thickness and particle characteristics of the tsunami deposit and beach sand around the beach. Abbreviations as in Fig. 5.

Table 1. Maximum distribution height and distance from the present shoreline of the tsunami deposits in Yakumo. Present dune heights are shown for comparison.

Line No.	A	B	C	D	E	Ave.
Deposition elevation (m.a.s.l.)	3.8	2.4	2.8	3	3.7	3.1
Distance of deposition limit (m)	270	410	480	470	380	402
Dune height (Max; m.a.s.l.)	4	4	4	4	4	4
Dune height (Min; m.a.s.l.)	4	2	2	2	1.5	2.3

八雲町 (Fig. 4g)

本地域では、1–2 列からなる浜堤列 (現標高 2–4 m) の背後に平坦な泥炭湿地が広範囲に存在する。ここでは海岸線に沿う南北 4.5 km の範囲で 5 つの測線を設けて調査した (Fig. 4g)。

本地域の層序は、泥炭層中に下位から B-Tm テフラ (深度 50 cm)、最大層厚 5 cm のイベント砂層 (Figs. 2, 10)、腐植層を挟まず層厚約 15 cm の Ko-d テフラ、層厚 20–40 cm の泥炭層 (一部は耕作土) が堆積する。

イベント砂層の構成粒子は黒色岩片が 5 割を占め、次いで長石、約 1 割の石英からなり、海浜砂と類似の組成を示すが、海浜砂より石英や軽石の割合が高い傾向がある。また、特徴的に海綿骨針を多数含む。砂層中の軽石はよく円磨されており、完新世で報告のあるどのテフラの屈折率よりも低く値のばらつきが大きい。本砂層の構成粒子は、 $w/b = 0.5$ (YK-3) から 0.8 (YK-8) へと内陸に向かって軽量化傾向を示す。イベント砂層の平均粒径は、最も細粒な海浜砂と比べても 0.5ϕ 程度細かく、内陸方向にわずかな細粒化傾向が認められる (Fig. 10)。5 つの測線で比較すると、イベント砂層の分布限界では、標高が高ければ現海岸線からの距離が短く、標高が低ければ内陸まで及んでいる傾向が読み取れる (Table 1)。本砂層は、平均すると標高 3 m 前後、現海岸線から約 400 m でせん滅することがわかる。標高 4 m 前後の浜堤のすぐ内陸側にはイベント砂層が認められない (YK A-YK B 間; Fig. 4g) ことから、本砂層は浜堤の比較的低

Fig. 11. Photograph and stratigraphic column of tsunami deposits (cobble layer) in Washinoki.

い場所や河川から浸入した可能性が高い。

なお、本地域から南東方向約 10 km の八雲町野田生右岸の河岸段丘上 (海岸から 240 m、標高 6.5 m) では、地表下約 50 cm の泥炭層、Ko-d テフラ (層厚 15 cm) が認められるが、その下位に重なる黒色腐植層中にイベント砂層は見られない。野田生地域周辺の海浜砂は非常に淘汰が良い平均粒径約 1.7ϕ の粒子であった。

森町鷺の木

海岸線から内陸側約 50 m に位置する国道 5 号線沿いの壁面露頭において、駒ヶ岳起源の噴出物が観察された (Fig. 11)。その層序は下位から層厚 1 m 以上の角閃石結晶に富む再堆積性火山灰、灰色の砂質シルトが間隙を充填する層厚約 5 cm の礫層、層厚約 90 cm の Ko-d テフラが堆積している。本礫層は最大長径十数 cm の扁平礫から構成されインプリケーションが認められる。礫層の堆積面は標高約 11 m に位置する。

Table 2. Characteristics of the tsunami deposits in Uchiura Bay and on the Iburi coast. Tsunami identification after Goto et al. (2017).

	Maximum extent of sand layer		with Ko-d tephra	Variation toward inland			Fossil	Similarity to sandy beach	Sedimentary structure	Basal erosion	Rip-up clast
	elevation (m.a.s.l.)	distance from shoreline (m)		Thickness	Grain size	Specific gravity					
Kojohama	5.6	285	-	thinning	fine	reducing	no data	mineral and grain size	inverse-normal grading	○	-
Tomiuira	8.4	500	○	thinning	-	-	no data	mineral and grain size	inverse-normal grading	○	○
Wakayama	5.8	490	○	thinning	fine	reducing	marine diatom	mineral and grain size	normal grading	○	-
Kogane	6.4	520	○	thinning	fine	reducing	no data	△	normal grading	○	-
Arutori	12.1	285	○	thinning	no data	reducing	no data	-	-	-	-
Oshamanbe	3.7	320	○	no data	fine	no data	no data	-	-	○	-
Yakumo	3.1	400	○	thinning	fine	reducing	cancellous bone	mineral and grain size	-	○	-
Washinoki	11	50	○	no data	no data	no data	no data	-	imbricated gravel	-	-
Classification of Goto et al. (2017)			A2	B	B	B	B	B	C	C	C

イベント砂層の成因

泥炭層などの定常的な堆積物に介在する「イベント堆積物」が津波によるものか評価するため、後藤ほか(2017)の手順を参考に現世の堆積物との比較から津波堆積物の認定を試みた。後藤ほか(2017)の認定フローでは、現世の津波堆積物と類似した堆積学的特徴を有すること(C)、海水起源であること(B)、歴史記録に対応すること(A2)、津波による堆積が示唆されること(A1)に根拠を分類し、このうち(B)は上位分類基準である(A2)と(A1)の必要条件であるとしている。Table 2 では本調査地で確認されたイベント砂層の特徴と後藤ほか(2017)の分類基準と関連する項目をまとめた。

海岸付近の地点で約 4 cm 以上の層厚を持つ砂層は(虎杖浜、富浦)逆級化と正級化のセットが認められ、この特徴は現世の津波堆積物および大型水槽を用いた再現実験によっても観察される(Yoshii et al., 2017 など) (C)。この堆積構造はストーム堆積物にも見られるが(Morton et al., 2007)、後述するように本層の分布範囲の規模からストーム堆積物とは区別される。さらに虎杖浜と富浦で見られる本砂層の基底面は明瞭である場合が多く、偽礫が確認できる地点が存在する(C)。各測線において内陸に向けて薄層化・細粒化および軽量化を示す(B)。砂層の構成粒子は、測線の海側に位置する海浜や河口の砂に類似し、海浜付近から供給されたと考えられる(B)。登別市富岸のイベント砂層は、約 10% の汽～海水棲種の珪藻微化石を含んでおり(岡村ほか, 2012)、海水起源を支持する(B)。一方、海域から運ばれる類似の堆積物としてストーム堆積物が考えられるが、重野・七山(2016)が渡島半島西岸において報告した 1959 年台風襲来に伴う砂質イベント堆積物は、河口から上流へ最大 70 m(標高約 4 m)までの分布であり、その層厚は数十 cm から短距離の範囲で薄層化する特徴を持つ。本調査で明らかになったイベント砂層は鷺の木を除く地域で海岸線から内陸に 300–500 m(標高>3 m)まで追跡することが可能であり、広範囲

にわたって薄くシート状に分布しているため、ストーム堆積物とは区別される(A1)。富浦以西の地点では、イベント砂層の上位に Ko-d テフラが覆っており、泥炭層の堆積速度が 0.1 cm/year(若山地域)という点を考慮すると火山噴火とほぼ同時期に堆積していると考えられ、歴史記録に残る 1640 年駒ヶ岳噴火にともなう山体崩壊による津波堆積物である可能性が高い(A2)。

現世の津波堆積物との比較による浸水深の推定

現世の津波調査によれば、津波堆積物が残される遡上限界と浸水限界との間には乖離があり、津波堆積物の存在する標高は津波の「最低遡上高」を示し、実際の遡上高はさらに高いと考えられる。そのため津波堆積物の分布標高を用いて津波の規模を推定した場合、過小評価となる恐れがある。2011 年の東北地方太平洋沖地震では多くのデータが収集され、浸水範囲と津波堆積物の分布の関係が検討された。Sawai et al.(2012)と穴倉ほか(2012)は、緩傾斜の続く石巻平野における砂質堆積物調査の結果、堆積物の分布距離が浸水距離の 60% 程度であったと報告している。このような乖離の要因としては、地形、津波の流速と浸水深、堆積物の粒径が考えられる(後藤・藤野, 2008)。そこで Goto et al.(2014)は統計的に砂質堆積物の分布末端から浸水深の推定を試み、堆積物の層厚分布から浸水深に対して約 2% 分の厚さの堆積物が残され、浸水深 1 m 未満では堆積物を残していないと報告している。また、Namegaya and Satake(2014)は、砂質堆積物の分布限界における浸水深と流速を数値シミュレーションし、浸水深 1 m 以上、流速 0.6 m/s 以上になると推定している。以上の知見からは、砂質堆積物が存在する地点においては少なくとも 1 m の浸水深が示唆される。しかしながら、極細粒な砂を供給源に含む津波堆積物では浸水域と堆積物分布域にほとんど乖離が見られない場合や、粒度特性や保存ポテンシャル、引き波の影響からその乖離が大きくなる場合がある(後藤・藤野, 2008)。そこで本論では、津波堆

積物の分布限界における浸水深 1 m もしくはそれ以上が妥当かを検討するため、本調査地域と類似の地形条件を有する青森県上北地域の 2011 年津波堆積物(Nakamura et al., 2012; Koiwa et al., 2014)との比較を行った。

上北地域沖合の海底地形は水深 100 m までの地形勾配が 0.6–1.0% の緩傾斜からなり、本調査地域の内浦湾から胆振西部の浅海域が 0.5–0.7% を示すのと類似する。陸上地形について、上北地域北部では 2–3 列の浜堤列(2–3 m)が存在し、その背後は低地とそれに続く防潮林に覆われた平地からなり、緩傾斜(0.5–1.5%)の地形になっている(Nakamura et al., 2012)。南部については 6 m の堤防の背後に海岸林に覆われた 1 列の浜堤列、標高 3–4 m の海岸低地が続く、海岸線から約 300 m ほど内陸には段丘が存在する。津波の挙動については、南部では津波が三度襲来し最大の波高を示した第二波のみが内陸へ越流した。その波は河川を主な侵入経路としその後続波が堤防や浜堤を超えて侵入し、戻り流はより低い地形に沿って排水した(Koiwa et al., 2014)。北部では小河川などの低所から津波が侵入し、一部の浜堤を乗り越えて侵食が起こったとされており、目立った戻り流の痕跡は見られなかった(Nakamura et al., 2012)。

これらの地形条件と類似性を考慮し、本調査地域を 4 つに区分して比較検討した。A グループは八雲と長万部からなり、浜堤の高まりが存在するもののその高まりと背後の低地の高低差が顕著でなく、低地が内陸に向かって非常に緩やかな傾斜をもつ地形である。B グループは富浦と黄金からなり、A グループ同様高低差が顕著でなく、内陸に向かって 1–1.5% の傾斜を持つ地形。C グループは若山と虎杖浜からなり、海岸付近の高まりと背後の低地との差が顕著でありさらに背後に高まりを有する地形。D グループは鷺ノ木とアルトリ恋人浜からなり、海浜に近接して急斜面を有する地形である。

まず A グループは上北地域北部の Transect 1(Nakamura et al., 2012)と比較を行った。津波の侵入経路は浜堤を切るチャネルや河川が存在することから、上北地域同様河口や低地を侵入経路とした可能性が高い。Transect 1 における砂質堆積物層厚は、浸水範囲の半分の距離から内陸では数 cm の薄層が連続して見られ、内陸に向けて 0.5–0.6 ϕ の細粒化と軽量化傾向が見られる。Transect 1 の砂層分布標高と浸水高との乖離は 1 m 程度と、なだらかな地形であることから乖離が小さい。八雲地域においては 2 cm 以下の薄層が内陸側で連続的に見られ、内陸に向け 0.5 ϕ の細粒化傾向が見られた(Fig.10)。八雲地域の砂質堆積物の粒度組成は 2–2.5 ϕ と上北北部の津波堆積物(2–2.7 ϕ)よりやや粗粒であるが Transect 1 と類似した粒度組成と変化傾向をもつ。本砂層は Ko-d テフラに厚く覆われているため、風化を免れており、平坦な地形であることから戻り流の影響も小さいと考えられる。これらの比較から八雲地域における砂層分布限界付近の浸水深は Transect 1 と同程度と推定され、1 m 程度であったと考えられる。長万部地域の津波堆積物については、Transect 1 と類似した粒度組成を持ち、海浜砂に比べ砂質堆積物の構成粒子は比重が小さな粒子群へと変化していた。

したがって Transect 1 と同様の乖離状態が推定され、砂層の分布限界における浸水深 1 m 程度が妥当であると考えられる。

B グループは低地と浜堤に大きな標高差がなく 1% を超える傾斜をもつ特徴から、上北地域北部の測線 Transects 3, 4(Nakamura et al., 2012)と比較を行った。Transects 3, 4 において砂層は数 cm で連続して分布しており、内陸に向け傾斜が大きくなった地点で目立った薄層化が見られる。分布限界付近における砂層中の有色鉱物の割合は海浜砂に比べ半分以下と顕著な軽量化傾向を示す。Transects 3, 4 の分布標高と浸水高との乖離は数十 cm から 2 m 程度と幅を持っているが、これは変則的な勾配を有するためであると考えられる。富浦地域においては低地の続く測線において 3 cm 以上の層厚であった砂層が、傾斜の大きくなる TU-A において著しく薄層化する。砂層の構成粒子は内陸に向けて軽石などの比重の小さな粒子へと変化する明瞭な軽量化傾向を示す(Fig. 7)。Nishimura et al.(2005)によれば、津波の遡上限界付近では植物やゴミなどの漂着物が残され、津波によって軽石を多く含む堆積物が運ばれた際、津波の遡上限界に向けて砂質な堆積物から軽石が多くを占める堆積物に変化していく様子が報告されている。そのため津波堆積物中の軽石粒子は、遡上限界付近まで運搬され再堆積したものと考えられる。また、TU-A 地点において軽石粒子を除いた粒度のピークは 2.1 ϕ であり Transect 3 の分布限界の砂層(1.8–2.5 ϕ)と類似する。富浦地域における測線上の層厚や粒子変化は Transects 3, 4 とよく類似しており、比較地域の分布標高と浸水高の乖離を考慮すると、砂層の分布限界付近の浸水深は 1–2 m 程度が妥当であると考えられる。黄金地域の津波堆積物は傾斜の急な地点で急激な薄層化と細粒化、顕著な軽量化傾向を示し、砂層の分布限界である KG-3 における平均粒径は 2.5 ϕ であり Transect 3 と類似の特徴を示す(Fig. 9)。これらの堆積物の特徴や傾向は概ね Transects 3, 4 と同様の乖離を示すと考えられるが、データ数が少なく過小評価となっている可能性がある。そのため黄金地域の調査結果が示す砂層の分布限界は、少なくとも 1–2 m 以上の浸水があった地点と考えられる。

C グループは上北地域南部の測線 Transect D(Koiwa et al., 2014)に類似の地形条件を示し、高さや奥行きのある高まりを有し、数百 m の低地が広がる。Transect D における堆積層厚は、周辺の段丘の高まりを越えると減少し、段丘上に堆積物が確認された地点の浸水深は 1–2 m であったことが報告されている(Koiwa et al., 2014)。海浜砂の粒度は 1.75 ϕ で内陸での津波堆積物は 2 ϕ 程度まで細粒化傾向がみられる。若山地域では WY-8 から WY-11 にかけて標高 5 m の高まりで層厚が減少し、標高 9 m の段丘手前で砂層が確認できなくなる(Fig. 8)。平均粒径 2 ϕ の粒子が主体となっており上北南部と類似する。Ko-d テフラで覆われる地点での砂層は擾乱・侵食を免れたと判断されるが、砂層の分布限界付近は段丘に囲まれた閉鎖的な地形になっており戻り流の影響が大きかった可能性がある。しかし、標高 5 m の高まりを越える地点での浸水深は少なくとも 1–2 m あった

Fig. 12. (a) Current bathymetry in the vicinity of the debris avalanche derived from the 1640 Komagatake eruption (Fig. 1b). (b) Reconstructed bathymetry before the eruption. (c) Estimated distribution of the debris avalanche deposit. The contour interval in (a) and (b) is 5 m.

と考えられ、最低でも 6–7 m の遡上高が推定される。虎杖浜地域における津波堆積物の分布限界は標高 5.6 m の高まり上である (Fig. 5)。Us-b テフラに覆われた当時の浜堤上に、より細粒な砂が堆積していたにも関わらず、分布限界付近における津波堆積物の平均粒径は 0.5ϕ 以下と非常に粗粒であったことから、津波の遡上高は砂層の分布より高かった可能性がある。分布限界である KJH-5 において、標高 5.6 m の高まりを乗り越えた津波は少なくとも 1–2 m を超える浸水深をもつと推定される。

D グループは上北地域北部の測線 Transects 12, 13 (Nakamura et al., 2012) と類似する急崖地形であるが、津波の浸水深と砂層との関係は乖離が大きいため比較は困難である。しかし、堆積物が残されている地点までは津波遡上があったことは確実なので、浸水深の推定は行わず、砂層の分布標高を最低遡上高として扱うことにする。アルトリ岬恋人浜の津波堆積物は、Ko-d テフラに覆われて保存状態が良く、構成粒子は軽石を主とする軽量化傾向を示しており、標高約 12 m まで砂層が確認される。本調査地域周辺では、遺跡発掘調査を中心に、1640 年駒ヶ岳噴火津波の痕跡が調べられている。アルトリ岬北方有珠湾の対岸に位置する善光寺においては、歴史記録からこの地点の遡上高がおおよそ 8.5 m と求められている (つじ, 1989)。西村・宮地 (1998) は 7.3 m の高度まで津波堆積物を追跡している。有珠湾付近に位置する伊達市ポンマ遺跡においては、その分布が海岸から約 290 m と限定的で、現在の標高にして 5 m 以上の微高地には堆積物が確認されない (添田ほか, 2011)。今回の調査結果は、従来のものに比べ津波堆積物の分布標高が数 m 高くなっているが、その要因は有珠湾内側と外側 (アルトリ岬恋人浜) という位置関係に起因すると考えられ (Fig. 4e)、アルトリ岬を含む善光寺岩屑なだれが作る流れ山地地形が津波の勢いを衰えさせ、津波の遡上に違いが生じた可能性がある。鷲の木については西村・宮地 (1998) が、海食崖において 1640 年の津波堆積物を記載しており、その標高は 5.8 m と報告している。本調査で確認された礫質堆積物は 11 m とより高い標高に存在するものの、同時代の堆積物であることから同一のイベントによる礫層であると考えられる。しかし、その

分布は海岸線に程近く、内陸にかけて追跡することが困難であることから参考値として扱う。

AD1640 北海道駒ヶ岳噴火にともなう 津波の数値シミュレーション

Nishimura and Satake (1993) は、 0.1 km^3 の流入土砂量で数値シミュレーションを実施したが、アルトリで 1 m 程度と古文書記録から明らかにされている 8.5 m より低い波高となっている。その原因の一つとして土砂流入量が過小に見積もっていたことを挙げている。その後、Yamanaka and Tanioka (2017) は周辺地域の波高を説明できるように崩壊前の山体を復元し、海域への流入土砂量が最低でも 1.2 km^3 以上必要であると結論付けた。そこで、本研究では津波堆積物分布から推定された浸水深を、数値シミュレーションを用いて再現し、その津波規模と山体崩壊による流入土砂量の妥当性を検討した。平石ほか (2001) は明和八重山津波について円弧地滑り法によって地滑り量を算出し、土砂の移動による海底地盤変位と同等の水面変位が生じるものとして初期水位分布を求めており、津波痕跡を説明可能となるように倍率をかけ試行計算を行っている。本研究では、平石ほか (2001) の方法を参考に、海底地形から読み取った流入土砂の体積と初期水位量を同等とみなし計算を行った。初期水位量の検討にあたっては Satake and Kato (2001) の手法に則り、等深線が滑らかに連続するよう崩壊前の地形を復元し、現在の地形との差を求めることで、流入土砂の堆積層厚分布を推定した (Fig. 12)。この堆積層厚を隆起量として与えた場合の初期水位分布を求め、その初期水位の最大値が 74 m から 122 m の範囲内で 12 m 毎の倍率計算を試みた。津波伝播計算について、本来であれば土砂の流入過程を考慮し、これによって発生する短波長成分に富んだ津波について非線形分散波理論を用いて復元することが好ましいが、本研究では崩壊土砂の層厚分布全体を水位上昇量の初期値としており、水深数十 m に対して波長が数 km となるため非線形長波理論を用いることとした。津波の初期水位と伝播の計算は高性能津波計算コード JAGURS (Baba et al., 2015) を用いた。地形データは中央防災会議資料の日本海溝・千島海溝周辺海溝型

Fig. 13. Upper: comparison of computed run-up heights of the 1640 tsunami at five initial water-level conditions. Triangles show the elevations of the locations where tsunami deposits were found. Error bars show estimated inundation depth. The maximum distribution height of the tsunami deposit at Shiraoi was estimated from the data in Nakanishi et al. (2014); those of the deposits at Yufutsu and Mukawa from Takashimizu et al. (2007) and Okamura et al. (2012). Lower: maximum wave height distribution of the 1640 tsunami generated by the Komagatake eruption, using the numerical simulation of Baba et al. (2015) with an initial water level of 98 m.

Table 3. Statistical comparison of estimated inundation height and numerically simulated inundation height under several initial water-level conditions. K and k values were calculated using the equation of Aida (1977). Abbreviations for tsunami deposit fields: UB, Washinoki, Yakumo, Oshamanbe, Arutori, Kogane; NB, Wakayama, Tomiura; SO, Kojohama, Takeura, Hagino, Ishiyama, Shadai; MK, Western Yufutsu, Eastern Yufutsu, Mukawa.

Initial water level (m)	UB - NB		UB - SO		UB - MK		Volume of debris (km ³)
	K (n=7)	k (n=7)	K (n=12)	k (n=12)	K (n=15)	k (n=15)	
74	0.63	1.36	0.75	1.48	0.77	1.51	1.07
86	0.78	1.49	0.86	1.50	0.88	1.49	1.29
98	0.92	1.20	0.99	1.32	0.97	1.33	1.49
110	1.06	1.54	1.11	1.50	1.06	1.47	1.70
122	1.20	1.52	1.23	1.49	1.15	1.47	1.92

地震に関する専門調査会のデータ(450-150-50 m メッシュ)を用いた。計算は0.4秒毎の波形変化を100分後まで行った。また、ライズタイムは土砂の流入継続時間を想定し、120秒とその前後60秒(60, 180秒)とした。この設定は岩屑なだれの流動性の指標となる最大落差(H)と最大流走距離(L)の比(H/L値)において、吉本ほか(2003)が駒ヶ岳山体

崩壊と同程度のH/L値を持つとした1792年の眉山山体崩壊の数値シミュレーション結果(飯塚ほか, 2017)を基にした。潮位変化については、Yamanaka and Tanioka(2017)が指摘しているように、変化量が小さいため考慮していない。マニングの粗度係数は陸海ともに $0.025 \text{ m}^{-1/3} \text{ s}$ とした。津波堆積物の分布標高各パラメータのシミュレーションによって得られた津波遡上高を比較するため、各グループで推定された最大浸水高を用いて相田(1977)の方法を用いて両者の比の幾何平均値 K と幾何標準偏差 k を求めた(Table 3)。 K は計算値が実測値の何倍であるかの指標となり、 k は1に近いほど実測値と計算値のバラつきが小さいこと示す。

Fig. 13は、各初期水位条件における各地点の最大遡上高の計算結果と以下の検討から最適モデルと考えられる初期水位条件98 mの場合の最大波高分布を示す。比較のために、本調査地域より東側に位置する白老からむかわ(高清水ほか, 2007; 岡村ほか, 2012; 中西ほか, 2014)で報告されている津波堆積物の分布標高(浸水深は+1 mと仮定)を示す。Fig. 13によると、アルトリ、富浦地域ではアルトリ岬(らんぼっけ)法華岬(Line TUの東側: Fig. 4b)といった張り出した地形に近接するため、局所的に高い遡上高を示している。鷲の木

Fig. 14. Tsunami magnitude (Mt) vs. volume of debris avalanche deposit. Data for the 1741 Oshima-Oshima event are taken from Ioki et al. (2017); data for the 1792 Mayuyama event are from Yamanaka and Tanioka (2017).

やアルトリ地域では津波堆積物の分布標高に比べ計算結果の遡上高が低くなる傾向が見られるが、これはこの地域が急崖を成す複雑な地形であるため、地形データの解像度が足りないことや、分散性を考慮していないために再現性が低くなっていることが影響している可能性がある。Ko-d テフラに覆われた津波堆積物が確認された地点で、砂層分布限界まで浸水が認められるのは初期水位 86 m 以上であったため、これ未満の条件は過小評価であると考えられる。一方、初期水位 122 m の計算値では粒度組成や層厚変化から堆積物の分布限界をよく示していると考えられる若山地域や富浦地域を含めて多くの地域で推定値を越えている。これらの地域では沿岸域に道路や堤防が造成されていることから津波発生当時より浸水し難い地形であると考えられるが、推定浸水高を大きく超える計算結果となっているため、このようなシミュレーション値は調査結果にそぐわない。八雲と若山地域は野外調査で網羅的に堆積物の分布が明らかになっており、上北地域との類似性も高いため、浸水高について信頼度が高い。両地域で推定された浸水高を満たしているのは初期水位 98 m および 110 m の条件であった。全体として幾何平均値 K においてほぼ等倍で満たし、幾何標準偏差 k の値から最もバラつきが小さくなる条件は初期水位 98 m の条件となった。土砂の流入継続時間については、短時間であるほどわずかに高い波高を示すが、60 秒と 120 秒との差は最大で ± 1 m (アルトリ)、平均して ± 0.7 m の違いであり、この差は地域間の実際の遡上高の違いを生み出す要因にはならないと考えられる。なお、初期水位条件 86 m、98 m、110 m における海底地盤変位(土砂流入量)はそれぞれ 1.29、1.49、1.70 km^3 であり (Table 3), Yamanaka and Tanioka (2017) の推定値と調和的である。しかし、本研究では山体崩壊の過程や分散性が考慮されていないため、より精度の高い土砂流入量の評価には短周期波を復元した波源モデルの構築が必要である。

白老地域におけるシミュレーション結果は、98 m 以上の初期水位で津波堆積物の分布域まで浸水が及ぶ結果となった。しかし、白老地域では 50–100 cm に達する厚い Us-b テフラが津波堆積物を覆っており (中西ほか, 2014), 当時の地形は現在より最大 1 m 低かったと考えられる。したがって、初期水位条件 86 m の場合でも砂層の分布範囲まで浸水があった可能性がある。内浦湾から白老地域の幾何平均 K と幾何標準偏差 k の値は初期水位 98 m の条件で最もバラつきが小さい ($K = 0.99$, $k = 1.32$)。一方、白老地域より東側に位置する勇払からむかわにかけては白老地域より高い最大津波水位 (初期水位 98 m で 6–7 m 程度) を示す。この原因は、沿岸を沿うように伝わった波が勇払からむかわにかけての凹形状をなす地形条件によって波高が高くなったためと考えられる。しかし、これらの地域では数値シミュレーションによる最大遡上高が津波堆積物の分布標高を越えているものの、砂層の分布範囲まで浸水していない。この原因の一つとしては、白老地域と同様、厚いテフラ層が堆積しているため、現在の地形条件で行ったシミュレーションが当時の遡上高を再現できていないことが考えられる。

津波マグニチュードの推定

津波の波高は経験的に波源から離れるにしたがい小さくなるとされている。この特性から津波の最大全振幅を用いて津波の大きさを求める津波マグニチュード (Mt) は、以下のように定義される (Abe, 1981)。

$$Mt = \log H_2 + \log \Delta + 5.55 \quad (1)$$

ここで、 H_2 は検潮儀で観測された津波の最大全振幅 (m)、 Δ は震央から観測点までの海洋上の最短距離 (km) を表し、Mt は M_w に平均として同じ値となるよう定義されている。 H_2 は実測高との統計的検討から各調査区間 (20–40 km) で最大の実測高 (最大浸水遡上高) と近似できるとされている (Kajiura, 1983)。震源断層を持つ地震性の津波では、断層面積を円形に置き換えた領域の半径 (r_0) が $\Delta \leq r_0$ の関係となった場合、津波波高の最大値は一定になる (Abe, 1981)。しかし、1640 年駒ヶ岳噴火の場合、山体崩壊の堆積物の分布は半径数 km であり、数十 km 離れた本調査地域については、この点を考慮する必要はない。山体崩壊にともなう津波の例として、阿部 (1999) は、1741 年渡島大島津波、1792 年島原眉山津波について、古文書の記載から求めた遡上高を用いて、それぞれ Mt 8.4、Mt 7.5 と推定している。Yamanaka and Tanioka (2017) の数値シミュレーションでは、1640 年の駒ヶ岳噴火の山体崩壊量は 1.20 km^3 以上と見積もられており、本研究では 1.29–1.70 km^3 と推定した。Fig. 14 は、それぞれの津波の土砂流入量と Mt の関係を示してある。渡島大島と眉山が示す相関式から、北海道駒ヶ岳は Mt 7.9–8.2 程度と推定される。

Fig. 15 には、駒ヶ岳山体崩壊物流入地点 (出来瀬崎) から距離と各地点で確認された津波堆積物の分布標高、および数値シミュレーションによって算出された最大遡上高をプロットした。本図には津波規模を推定するため、 M_w 7.8–

Fig. 15. The tsunami deposit elevations and the Baba et al. (2015) numerical simulation for the 1640 Komagatake eruption vs. distances from the source of the tsunami generated by the Komagatake eruption. Empirically calculated distribution patterns of the wave heights of 7.8 to 8.2 Mt events (Abe, 1981) are shown for comparison. The maximum distribution height of tsunami deposits at Shiraoi was estimated from the data in Nakanishi et al. (2014), those of deposits at Yufutsu and Mukawa from Takashimizu et al. (2007) and Okamura et al. (2012), and that of deposits at Kabari from Takashimizu et al. (2017). The inundation height at Zenko-ji (star) was obtained from Tsuji (1989).

8.2の地震が起きた場合に震央からの距離に応じてどの程度の波高(最大浸水遡上高)が推定されるかを数式(1)から求めて表わした。また、周辺地域の津波堆積物分布と比較を行うために、白老から賀張地域における津波堆積物の分布標高(高清水ほか, 2007; 岡村ほか, 2012; 中西ほか, 2014; 高清水ほか, 2017)をプロットした。

Fig. 15から、津波堆積物の分布標高およびシミュレーションによる波高は、いずれも駒ヶ岳から遠ざかるにつれて減少傾向が読み取れる。土砂が流入したとされている駒ヶ岳の東方向(Fig. 15の横軸正の値)では津波堆積物の分布標高およびシミュレーション値の多くが、Mtから求められる津波波高(最大浸水高・遡上高)のMt 7.9–8.2のレンジに含まれており、駒ヶ岳を波源とした場合、同規模の津波で説明することが可能である。また、このMtの値は土砂流入量とMtの相関図(Fig. 14)から求められる値(1.49 km³のときMt 8.0–8.1)とも矛盾しない。ただし、アルトリ岬や富浦はMt 8.2をやや超える値となっているが、これは張り出した地形の影響で局所的に高くなったためと考えられる。白老地域の石山・竹浦では堆積物の分布標高が3 m以下と小さい値となっているが、これは地形が非常に平坦なためである(中西ほか, 2014)。白老から日高に至る地域においても、駒ヶ岳を波源としたMt 8.2以下の津波で多くの津波堆積物分布標高を説明可能であるが、むかわ地域については数値シミュレーションとMt 8.2の津波規模より高い分布標高を示

す結果となった。一方、土砂流入方向の背後に位置する内浦湾西部(Fig. 15の横軸負の値)では津波伝播が山体に遮られるため、およそMt 7.8–8.0とやや小規模になったと考えられる。

北海道太平洋沿岸西部における17世紀津波の波源の検討

本地域を含む胆振から日高地域の17世紀における津波の波源としては、1640年駒ヶ岳山体崩壊による津波の他に、千島海溝を震源とするプレート境界型地震、あるいはAD1611年の慶長津波が挙げられる(高清水, 2017)。本調査では虎杖浜を除く各測線において、津波堆積物を直接覆うKo-dテフラが確認された。これらの地域では津波堆積物が挟在する泥炭層は比較的未分解であり、その堆積速度が0.1 cm/year程度であると仮定すると、数年間で明瞭な泥炭層が堆積し識別できるはずである。したがって本地域の層序を考慮すると、津波と駒ヶ岳噴火はほぼ同時とみなしてよいであろう。虎杖浜を含む白老地域は、Ko-dテフラは確認できないが、津波堆積物の分布標高は数値シミュレーション結果やMt 7.9–8.2の津波規模で説明可能であり、1640年駒ヶ岳噴火を波源とした可能性が高い。

一方、胆振海岸東方の勇払から賀張地域にかけての津波堆積物の分布標高は、駒ヶ岳噴火を波源とした津波規模や数値シミュレーション結果より有意に高い結果となっている(Fig. 15)。むかわ地域の津波堆積物の最大分布標高は8 m

を超えており(清水ほか, 2007), 駒ヶ岳山体崩壊の津波規模から推定される遡上高とは大きく異なる。しかし, 数値シミュレーションが示すように, 勇払からむかわ地域は海岸線の方向が駒ヶ岳の山体崩壊の方向と直角に面しており, 局所的に最大津波水位が高くなる傾向を示す(Fig. 13)。さらに, 津波発生当時は厚いテフラ層(Us-b)が存在しない低地であったことを考慮すると, 胆振東部で見つかった津波堆積物も駒ヶ岳噴火によって残された可能性は十分考えられる。また, むかわ地域で高い遡上高を示す場所は大きな河川が存在しており, 津波発生当時とは地形が異なっているだろう。これらの地域については, 今後, 17 世紀以降の火山灰降灰以前の地形, 河川流路や汀線の復元を行い, より正確な浸水規模の評価を行う必要がある。

北海道東部におけるプレート境界型地震の津波堆積物調査では, 北海道東部太平洋沿岸における 17 世紀の津波痕跡のほか, 数十から数百年おきに繰り返してきた津波の痕跡が報告されている(Sawai et al., 2009 など)。しかし, 内浦湾沿岸から胆振海岸西部においては, B-Tm テフラより下位の泥炭層中に津波痕跡を見出すことができなかった。本調査地域周辺の完新世における地殻変動は十分解明されていないが, 海退後の 2000 年前以降において, 泥炭湿地などの地形的条件は大きく変化していないと推定される。したがって, 本地域周辺においては, 17 世紀の津波を除くと, 少なくとも過去千数百年の間に数百年おきに繰り返すような大規模な津波災害が生じた可能性は低いと考えられる。今後, 胆振海岸東部から日高海岸にいたる地域の津波堆積物の検討を行い, 数百年間隔のプレート境界型津波の規模を推定し, 津波の繰り返し性や波源域を明らかにする必要がある。

ま と め

内浦湾沿岸から胆振海岸西部にいたる 8 地域において, 1663 年有珠山噴火テフラ(Us-b)を鍵層としてその下位にイベント堆積物の存在を明らかにした。これらのイベント堆積物の粒度・鉱物組成は, 現在の海浜周辺の砂と類似し, 内陸に向け薄層化・細粒化・軽量化する特徴を示し, 海側から供給されたことがわかった。内浦湾沿岸から胆振海岸登別市富浦までのイベント堆積物は, 1640 年の駒ヶ岳噴火テフラ(Ko-d)に覆われていることから, 1640 年の駒ヶ岳噴火による山体崩壊にともなう津波堆積物と判断される。その堆積物は最大十数 m の分布を示し, これまで西村・宮地(1998)によって報告されたものより大規模な津波であった。各地点の津波堆積物の分布標高を基に, 堆積物の層相や地形条件を考慮し, 現世の津波堆積物調査結果との比較から浸水深 1 m 程度が妥当であるか検討した。さらにこれらが, 1640 年北海道駒ヶ岳噴火にともなう津波で説明可能かどうかを検証するために, 山体崩壊による津波発生の数値シミュレーションを用いて検討したところ, 1.20 km^3 を超える崩壊物流入量によってこれらの浸水が再現できた。この津波の規模はおおよそ Mt 7.9–8.2 と見積もられ, 内浦湾沿岸から胆振海岸白老地域に分布する堆積物を 1640 年の駒ヶ岳噴火津波で説明可能であることがわかった。

謝 辞

本研究を進めるにあたり, 西村裕一氏(北海道大学)・清水水康博氏(新潟大学)・佐竹健治氏(東京大学)には貴重なご助言と情報提供をいただいた。数値シミュレーションのプログラム立ち上げについて, 馬場俊孝氏(徳島大学)および井上祥史氏(北海道教育大学札幌)からご助言をいただき, 山中悠資氏(東京大学)には流入土砂量の評価法についてご教示いただいた。井島行夫氏ならびに前田寿嗣氏には火山灰の屈折率測定についてご指導いただいた。現地調査においては, 長谷川大輔氏と北林修一氏のご協力をいただいた。担当編集委員の藤野滋弘氏(筑波大学)と二名の匿名査読者のご指摘によって本稿は大幅に改善された。以上の方々に心より感謝申し上げます。本研究の一部には深田野外調査助成を使用した。

文 献

- Abe, K., 1981, Physical size of tsunamigenic earthquakes of the northwestern Pacific. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **27**, 194–205.
- 阿部勝征, 1999, 遡上高を用いた津波マグニチュード Mt の決定—歴史津波への応用—。地震第 2 輯, **52**, 369–377. [Abe, K., 1999, Quantification of historical tsunamis by the Mt Scale. *J. Seismol. Soc. Japan, 2nd Ser.* **52**, 369–377.]
- 相田 勇, 1977, 三陸沖の古い津波シミュレーション。東京大学地震研究所集報, **52**, 71–101. [Aida, I., 1977, Simulations of large tsunamis occurring in the past off the coast of the Sanriku district. *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **52**, 71–101.]
- Baba, T., Takahashi, N., Kaneda, Y., Ando, K., Matsuoka, D. and Kato, T., 2015, Parallel implementation of dispersive tsunami wave modeling with a nesting algorithm for the 2011 Tohoku Tsunami. *Pure Appl. Geophys.*, **172**, 3455–3472.
- Folk, R. L. and Ward, W. C., 1957, Brozos River Bar: A study in the significance of grain size parameters. *J. Sediment. Petrol.*, **27**, 3–26.
- 後藤和久・藤野滋弘, 2008, 2004 年インド洋大津波後の津波堆積物研究の課題と展望。地質雑, **114**, 599–617. [Goto, K. and Fujino, S., 2008, Problems and perspectives of the tsunami deposits after the 2004 Indian Ocean tsunami. *J. Geol. Soc. Japan*, **114**, 599–617.]
- Goto, K., Hashimoto, K., Sugawara, D., Yanagisawa, H. and Abe, T., 2014, Spatial thickness variability of the 2011 Tohoku-oki tsunami deposits along the coastline of Sendai Bay. *Mar. Geol.*, **358**, 38–48.
- 後藤和久・菅原大助・西村裕一・小松原純子・藤野滋弘・澤井祐紀・清水水康博, 2017, 津波堆積物の認定手順。津波工学研究報告, **33**, 45–54. [Goto, K., Sugawara, D., Nishimura, Y., Komatsubara, J., Fujino, S., Sawai, Y. and Takashimizu, Y., 2017, Identification procedure of tsunami deposit. *Res. Rep. Tsunami Eng.*, **33**, 45–54.]
- 平石哲也・柴本秀之・原 信彦, 2001, 円弧滑り法を利用した地滑り津波波源による明和八重山地震津波の再現。海岸工学論文集, **48**, 351–355. [Hiraishi, T., Shibaki, H., Hara, N., 2001, Numerical simulation of Meiwa-Yaeyama earthquake tsunami in landslide model with circular rupture. *Proc. Coast. Eng.*, **48**, 351–355.]
- 胆振団体研究会, 1990, クッタラ火山の火砕堆積物—支笏火山のテフラの層序の検討とテフクロノロジー—。地球科学, **44**, 95–112. [Iburi Collaborative Research Group, 1990, Pyroclastic deposits of Kuttara volcano, southwestern Hokkaido, Japan. *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*, **44**, 95–112.]
- 飯塚敬一・酒井信介・石原史隆・木村達人・谷 智之・大島貴充・山

- 下恭平, 2017, 土砂崩壊モデルと二層流モデルを用いた 1792 年眉山崩壊による津波の再現シミュレーション. 土木学会論文 2B (海岸工学), **73**, I_313–318. [Iizuka, K., Sakai, S., Ishihara, F., Kimura, T., Tani, T., Oshima, T. and Yamashita, K., 2017, Numerical simulation of 1792 tsunami by Unzen-Mayuyama collapse using landslide model and two layer model *J. Japan Soc. Civil Eng., Ser. B2(Coastal Eng.)*, **73**, I_313–318.]
- 伊尾木圭衣・柳澤英明・谷岡勇市郎・川上源太郎・加瀬善洋・仁科健二……石丸 聡, 2017, 1741 年渡島大島での山体崩壊と津波遡上域の数値シミュレーションによる再現. 地球惑星科学連合大会 2017 大会予稿集, HDS16-11. [Ioki, K., Yanagisawa H., Tanioka Y., Kawakami G., Kase Y., Nishina K.,...Ishimaru S., 2017, Tsunami and landslide model due to the 1741 Oshima-Oshima eruption in Hokkaido, Japan. *JpGU Meet. 2017, Abstr.*, HDS16-11.]
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会編, 2017, 千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第三版). 130p. [Earthquake Research Committee, Headquarters for Earthquake Research Promotion, Prime Minister's Office, Government of Japan, ed., 2017, *Long term Evaluation of Earthquake Activity along the Kuril Trench(Third Ed.)*. 130p.]
- Kajiura, K., 1983, Some statistics related to observed tsunami heights along the coast of Japan. In Iida, K. and Iwasaki, T., eds., *Tsunamis: Their Science and Engineering*. Terra Sci. Pub., Tokyo, 131–145.
- 勝井義雄・横山 泉・藤田隆男・江原幸雄, 1975, 駒ヶ岳. 北海道防災会議. 194p. [Katsui Y., Yokoyama, I., Fujita, T. and Ehara, Y., 1975, *Komagatake report of the volcanoes in Hokkaido*. Sapporo Committee for Prevention of the Natural Disaster of Hokkaido. 194p.]
- Koiwa, N., Kasai, M., Kataoka, S. and Isono, T., 2014, Examination of relation with tsunami behavior reconstructed by on-site sequence photographs, topography, and sedimentary deposits from the Tohoku-oki tsunami on the Kamikita plain, Japan. *Mar. Geol.*, **358**, 107–119.
- Morton, A. R., Gelfenbaum, G. and Jaffe, E. B., 2007, Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples. *Sediment. Geol.*, **200**, 184–207.
- Nakamura, Y., 2016, Stratigraphy, distribution, and petrographic properties of Holocene tephra in Hokkaido, northern Japan. *Quatern. Int.*, **18**, 52–62.
- Nakamura, Y., Nishimura, Y. and Putra, P. S., 2012, Local variation of inundation, sedimentary characteristics, and mineral assemblages of the 2011 Tohoku-oki tsunami on the Misawa coast, Aomori, Japan. *Sediment. Geol.*, **282**, 216–227.
- 中西 諒・長谷川大輔・岡村 聡, 2018, 高密度ボーリング調査と微地形から明らかにする歴史津波の挙動と堆積物の特徴～北海道登別市における 17 世紀津波堆積物～. 日本堆積学会 2018 年秋田大会講演予稿集, 63–64. [Nakanishi, R., Hasegawa, D. and Okamura, S., 2018, 17th century tsunami behavior in Noboribetsu, western Pacific coast, Hokkaido: Depositional and topographical constraints. *2018 Sediment. Soc. Japan, Abstr.*, 63–64.]
- 中西 諒・岡村 聡・高清水康博・嵯峨山 積・仁科健二, 2014, 北海道胆振海岸, 白老地域に見られる 17 世紀津波堆積物の分布と波源の検討. 地団研専報, **60**, 169–178. [Nakanishi, R., Okamura, S., Takashimizu, Y., Sagayama, T. and Nishina, K., 2014, Distribution and origin of the 17th century tsunami deposit in Shiraoi, western Iburi coast, Hokkaido, northern Japan. *Monog. Assoc. Geol. Collab. Japan*, **60**, 169–178.]
- Namegaya, Y. and Satake, K., 2014, Reexamination of the AD 869 Jogan earthquake size from tsunami deposit distribution, simulated flow depth, and velocity. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 2297–2303.
- 西村裕一・宮地直道, 1998, 駒ヶ岳噴火津波(1640 年)の波高分布について. 火山, **43**, 239–242. [Nishimura, Y. and Miyaji, N., 1998, On height distribution of tsunami caused by the 1640 eruption of Hokkaido-Komagatake, Northern Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **43**, 239–242.]
- Nishimura, Y., Nakagawa, M., Kuduon, J. and Wukawa, J., 2005, Timing and scale of tsunamis caused by the 1994 Rabaul eruption, East New Britain, Papua New Guinea. In Satake, K., eds., *Tsunami: Case Studies and Recent Developments*, Springer, 43–56.
- Nishimura, Y. and Satake, K., 1993, Numerical computations of tsunamis from the past and future eruptions of Komagatake Volcano, Hokkaido, Japan. *Proc. IUGG/IOC Int. Tsunami Symp.*, 573–583.
- 岡村 聡・伊藤和矢・永井 潤・桑谷大祐・三浦祐紀・角井貴博……嵯峨山 積, 2012, 北海道胆振海岸に分布する 17 世紀津波堆積物. 苫小牧市博物館報, **9**, 15–24. [Okamura, S., Ito, K., Nagai, J., Kuwatani, D., Miura, H., Kakui, T.,...Sagayama, T., 2012, A 17th-century tsunami deposit distributed in the Iburi coast, Hokkaido, Japan. *Tomakomai City Mus. Kanpo*, **9**, 15–24.]
- Satake, K. and Kato, Y., 2001, The 1741 Oshima-Oshima eruption extent and volume of submarine debris avalanche. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 427–430.
- Sawai, Y., Kamataki, T., Shishikura, M., Nasu, H., Okamura, Y., Satake, K.,...Aung T. T., 2009, Aperiodic recurrence of geologically recorded tsunamis during the past 5500 years in eastern Hokkaido, Japan. *J. Geophys. Res.*, **114**, B01319.
- Sawai, Y., Namegaya, Y., Okamura, Y., Satake, K. and Shishikura, M., 2012, Challenges of anticipating the 2011 Tohoku earthquake and tsunami using coastal geology. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L21309.
- 重野聖之・七山 太, 2016, 台風来襲時の高波と高潮の相互作用によって沿岸低地に生じた小規模な砂質イベント堆積物の堆積過程—1959 年 9 月 18 日午前 9 時から 19 日午前 1 時の間に渡島半島西岸平浜海岸低地において生じた事例—. 地学雑誌, **125**, 747–762. [Shigeno, K. and Nanayama, F., 2016, Sedimentary process of a small sandy event deposit due to a storm surge and storm waves generated by a typhoon: an example from the Hirahama coastal lowland along the western coast of the Oshima Peninsula between 09: 00 September 18 and 01: 00 September 19, 1959. *J. Geogr(Chigaku Zasshi)*, **125**, 747–762.]
- 矢倉正展・藤原 治・澤井祐紀・行谷佑一・谷川晃一郎, 2012, 2011 年東北地方太平洋沖地震により津波堆積物の仙台・石巻平野における分布限界. 活断層・古地震研究報告, **12**, 45–61. [Shishikura, M., Fujiwara, O., Sawai Y., Namegaya, Y. and Tanigawa, K., 2012, Inland-limit of the tsunami deposit associated with the 2011 Off-Tohoku Earthquake in the Sendai and Ishinomaki Plains, northeastern Japan. *Ann. Rep. Active Fault and Paleoeearthquake Res.*, **12**, 45–61.]
- 添田雄二・山田悟朗・鈴木明彦・都郷義寛・池田陽香・渡辺 剛……赤松守雄, 2011, アイヌ文化期における小氷期とその影響に関する研究—伊達市ポンマ遺跡および千歳市末広 2 遺跡での調査報告—, 北海道開拓記念館研究紀要, **39**, 73–90. [Soeda, Y., Yamada, G., Suzuki, A., Togoh, Y., Ikeda, S., H., Watanabe, T.,...Akamatsu, M., 2011, Study on the Little Ice Age during the ainu Culture Period and its Impact—Research Report at the Ponma Site in Date City and Suehiro2 Site in Chitose City—. *Bull. Hist. Mus. Hokkaido*, **39**, 73–90.]
- 曾屋龍典・勝井義雄・新井田清信・堺 幾久子・東宮昭彦, 2007, 有珠火山地質図(第2版) 1: 25,000. 地質調査総合センター. [Soya, T., Katsui, Y., Niida, K., Sakai, K. and Tomiya, A., 2007, *Geological Map of Usu Volcano(2nd Ed.)*, Scale 1: 25,000. Geol. Surv. Japan, AIST.]
- 高清水康博, 2017, 北海道太平洋岸の津波堆積物研究: 北方四島の津波堆積物と北海道西部太平洋側の断層モデルの検討. 地質雑誌, **123**, 805–817. [Takashimizu, Y., 2017, Review of the studies of tsunami deposit of Hokkaido, northern Japan: Focusing on the tsunami deposits of Northern Territory and fault models of the western Pacific coast of Hokkaido. *J. Geol.*

- Soc. Japan*, **123**, 805–817.]
- 高清水康博・永井 潤・岡村 聡・西村裕一, 2013, 砂丘を越えて沿岸低地を遡上した津波による堆積モデル：北海道胆振海岸東部に分布する17世紀津波堆積物の研究例. 地質雑, **119**, 1–16. [Takashimizu, Y., Nagai, J., Okamura, S. and Nishimura, Y., 2013, A tsunami depositional model in coastal lowland over sand dune: An example from the 17th century tsunami deposit in the eastern Ibur coast, central Hokkaido, northern Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **119**, 1–16.]
- 高清水康博・仁科健二・川上源太郎・佐藤善輝・岡村 聡・中西 諒……石丸 聡, 2017, 北海道日高海岸北部から確認された17世紀の津波堆積物. 第四紀研究, **56**, 1–9. [Takashimizu, Y., Nishina, K., Kawakami, G., Sato, Y., Okamura, S., Nakanishi, R.,...Ishimaru, S., 2017, Identification of a 17th-century tsunami deposit on the northern Hidaka coast, Hokkaido, northern Japan. *Quatern. Res. (Daiyonki-Kenkyu)*, **56**, 1–9.]
- 高清水康博・嵯峨山 積・仁科健二・岡 孝雄・中村有吾・西村裕一, 2007, 北海道胆振海岸東部から確認された17世紀の津波堆積物. 第四紀研究, **46**, 119–130. [Takashimizu, Y., Sagayama, T., Nishina, K., Oka, T., Nakamura, Y. and Nishimura, Y., 2007, A 17th-century tsunami deposit discovered on the eastern Ibur coast, Hokkaido, northern Japan. *Quatern. Res. (Daiyonki-Kenkyu)*, **46**, 119–130.]
- つじよしのぶ, 1989, 寛永17年6月13日(1640VII31)北海道駒ヶ岳噴火による津波. 地震学会講演予稿集, **1**, 261. [Tsuji, Y., 1989, Tsunami from the Eruption of Hokkaido Komagatake on July 13, 1640. *Seismol. Soc. Japan, Abstr.*, **1**, 261.]*
- Yamanaka, Y. and Tanioka, Y., 2017, Estimating the topography before volcanic sector collapses using tsunami survey data and numerical simulations. *Pure Appl. Geophys.*, **174**, 3375–3291.
- Yoshii, T., Tanaka, S. and Matsuyama, M., 2017, Tsunami deposits in a super-large wave flume. *Mar. Geol.*, **391**, 98–107.
- 吉本充宏・古川竜太・七山 太・西村裕一・仁科健二・内田康人……木下博久, 2003, 海域に流入した北海道駒ヶ岳火山1640年岩屑なだれ堆積物の分布と体積推定. 地質雑, **109**, 595–606. [Yoshimoto, M., Furukawa, R., Nanayama, F., Nishimura, Y., Nishina, K., Uchida, ...Kinoshita, H., 2003, Subaqueous distribution and volume estimation of the debris-avalanche deposit from the 1640 eruption of Hokkaido-Komagatake volcano, southwest Hokkaido, Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **109**, 595–606.]
- Williams, R., Rowley, P. and Garthwaite, M. C., 2019, Small flank failure of Anak Krakatau Volcano caused catastrophic December 2018 Indonesian tsunami. *EarthArXiv*, doi: 10.31223/osf.io/u965c.

*English translation from the original written in Japanese

(執筆分担)

中西 諒 野外調査, 各種分析, 総括, 原稿執筆を担当
岡村 聡 野外調査, 研究全体における議論を担当

(著者プロフィール)

中西 諒 東京大学大気海洋研究所在籍. 13年 北海道教育大学教育学部札幌校卒業, 13～19年 北海道札幌東豊高等学校教諭, 19年 北海道教育大学大学院教育学研究科修士課程を修了. 研究内容: 北海道における津波堆積物研究.
E-mail: r-nakanishi@aori.u-tokyo.ac.jp

(要 旨)

中西 諒・岡村 聡, 2019, 1640年北海道駒ヶ岳噴火による津波堆積物の分布と津波規模の推定. 地質雑, **125**, 835–851. (Nakanishi, R. and Okamura, S., 2019, Tsunami deposits from the 1640 Hokkaido Komagatake eruption, north Japan: constraints on inundation heights and numerical simulation of volcanic debris avalanche-derived tsunami. *J. Geol. Soc. Japan*, **125**, 835–851.)

北海道太平洋沿岸西部は, 17世紀の地震・津波の規模や波源を明らかにする上で重要な地域である. そこで歴史記録に残っている1640年の駒ヶ岳噴火にともなう山体崩壊津波の規模を推定するために, 内浦湾から胆振海岸西部にかけて17世紀のイベント堆積物の分布を明らかにした. イベント堆積物の粒度・鉱物組成は海浜周辺の砂とよく類似しており, 内陸に向け薄層化・細粒化・軽量化を示す. 本砂層は, 内浦湾から登別にかけて1640年の駒ヶ岳噴火テフラ(Ko-d)によって覆われていることから, 1640年の駒ヶ岳山体崩壊にともなう津波堆積物であると判断される. 現世の津波堆積物調査結果を基に各調査地点の津波堆積物分布における浸水深1mが妥当かを評価し, 数値シミュレーションを用いて1.20 km³を超える山体崩壊物流入量を再現し遡上高を求めたところ, 内浦湾沿岸から白老周辺までは, 両者の推定遡上高が調和的な結果となった. この津波規模は約Mt 7.9–8.2と見積もられる.

科学論文では, 学説の検証可能性を保証することが重要です. そのため, 地質学雑誌掲載論文には, 重要な証拠となった試料がどこで得られたかを示しているものがあります. 言うまでもないことですが, 見学や採取を行う場合, 各自の責任において地権者や関係官庁への連絡と許可の取得の必要があることにご注意下さい. 詳しくは, 以下のサイトをご覧ください.

<http://www.geosociety.jp/publication/content0073.html>

一般社団法人日本地質学会