

新潟大学災害・復興科学研究所
共同研究報告書

佐渡島小佐渡の沿岸低地に
記録された巨大津波痕跡の抽出

研究代表者氏名 貞包 健良¹⁾
研究分担者氏名 清水 康博²⁾
ト部 厚志³⁾

- 1) 所属 佐渡市教育委員会 社会教育課ジオパーク推進室
2) 所属 新潟大学 教育学部
3) 所属 新潟大学 災害・復興科学研究所

研究要旨

日本海東縁変動帯に位置する新潟県佐渡島の沿岸地域で津波堆積物の調査を実施した。調査地は佐渡島南西部の羽茂平野で行い、特徴的なイベント堆積物を 5 地点で認めた。年代測定の結果、5 地点のイベント堆積物は同時代に形成されたと考えられる。また、イベント堆積物の層厚や粒度分析の結果からイベントは海成起源であり、河口を溯上した可能性が高い。イベント堆積物の前後では長期間に渡り堆積環境が安定していることから、高潮ではなく、より発生頻度が少ない津波による堆積物と考えられる。津波の規模としては河口を遡上していることから、羽茂平野にある砂丘を越せない規模だったと推定される。これは佐渡島内の既存研究では把握されていなかった未知の津波イベントである可能性が高い。

A. 研究目的

本研究では、日本海東縁変動帯に位置する新潟県佐渡島（図 1. a）の沿岸低地における巨大津波痕跡を把握することを目的としている。

日本海東縁変動帯は近年および歴史時代を通して巨大津波を伴う地震がよく発生することが知られているが、記録に残された歴史地震は少なく不明な点も多い。

また、最近の研究成果として佐渡市加茂湖底の堆積物からは、多くの津波記録が検出された（Urabe, 2017）。

佐渡の沿岸低地から古津波記録を抽出することは新潟県や佐渡市の津波防災を考える上でも重要な基礎資料を提供することになり、研究の意義は大きい。

B. 研究方法

調査は佐渡島南西部に位置する羽茂平野で実施した（図 1. b, c）。この平野は島内でも 2 番目に大きい平野であり、湾に面した低地であるため津波堆積物の調査を行うのに適している（澤井, 2012）。

調査は、地層簡易サンプラーを地下へ挿入することで採取したコアサンプルを観察して、地層の記載を行った。サンプラーは最大 3.5 m の深度まで採取可能である。

本研究では羽茂平野 30 地点においてサンプラーによる地層の採取と記載を実施した（図 1. c）。

このサンプラーから回収した地層中に認められる特異な堆積物、すなわち上下の堆積物や周辺の地形から推定される平常時の堆積環境では形成され得ない堆積構造や包有物等が認められる

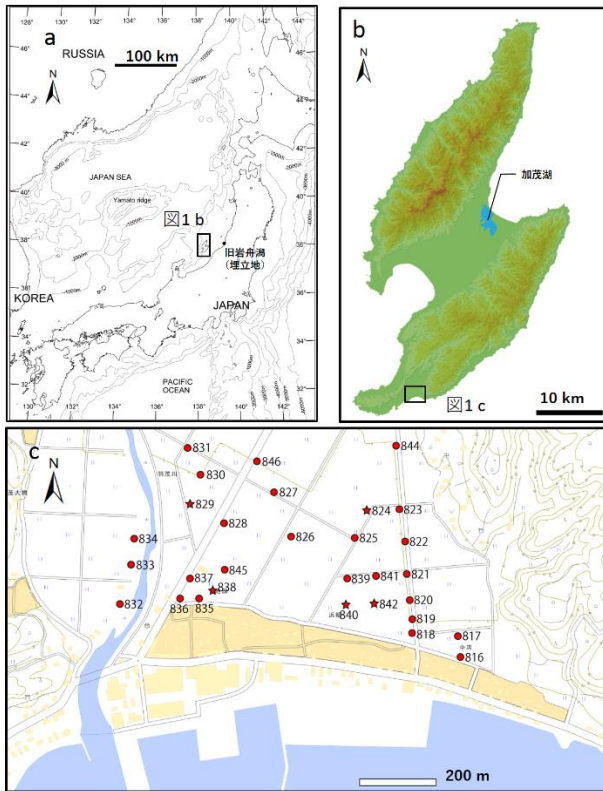


図1 調査地に関する各種地図

a) 佐渡島の位置と Urabe (2017)で佐渡島の加茂湖と比較研究された新潟県岩舟地域の位置. b)佐渡全体図と調査地の羽茂, Urabe (2017)で先行研究された加茂湖, それぞれの位置. c) 羽茂内での調査実施地点, ☆は特徴的なイベント堆積物が見られた5地点を示す.

堆積物, いわゆる「イベント堆積物」(後藤ほか, 2017)の抽出を試みた. これらのイベント堆積物は粒度分析の試料として, 可能な限りサンプルを採取した. また年代観把握のためにイベント堆積物の直上および直下にある泥炭層や有機質シルト層も採取した.

採取したサンプルは室内において炭素年代測定, 堆積物の粒度分析を実施した.

C. 研究結果

調査を実施した結果, 5地点(824, 829, 838, 840, および850地点)において特徴的なイベント堆積物を発見した(図2. a, b). いずれも泥炭ないし有機質シルト層の間に挟在する砂層である.

824地点は地表から深度20 cmまでが水田土壌, 深度20 cmから55 cmまではシルト層, 深度55 cmから97 cmまでは有機質シルト層, 深度97 cmから101.5 cmまでは黒色泥炭層, 深度101.5 cm

から103.5 cmまでは砂層, 深度103.5 cmから180 cmまでは黒色泥炭層, 深度180 cmから190 cmまではシルト層, 深度190 cmから200 cmまでは黒色泥炭層で構成される.

829地点は地表から深度15 cmまでが水田土壌, 深度15 cmから84 cmまでは有機質シルト層, 深度84 cmから85 cmまでは砂層, 深度85 cmから170 cmまでは有機質シルト層, 深度170 cmから180 cmまではシルト層, 深度180 cmから200 cmまでは有機質シルト層で構成される.

838地点は地表から深度35 cmまでが水田土壌, 深度35 cmから54 cmまではシルト層, 深度54 cmから127 cmまでは有機質シルト層, 127 cmから150 cmまでは砂層であり上部には礫を含み, 深度150 cmから152 cmまでは泥炭層, 深度152 cmから162.5 cmまでは砂層, 深度162.5 cmから310 cmまでは泥炭層で構成される.

840地点は地表から深度15 cmまでが水田土壌, 深度15 cmから40 cmまでがシルト層, 深度40 cmから45 cmが人工地層, 深度45 cmから85 cmまでが有機質シルト層, 深度85 cmから104 cmまではシルト層, 深度104 cmから119 cmまでが砂層, 深度119 cmから190 cmまでが泥炭層, 深度190 cmから195 cmまでが砂層, 深度195 cmから200 cmまでが有機質シルト層で構成される.

842地点は地表から深度20 cmまでは水田土壌, 深度20 cmから70 cmまでが砂質シルト層, 深度70 cmから93 cmまでが泥炭層, 深度93 cmから141 cmまでがシルト層, 深度141 cmから151 cmまでが砂層で上部に偽礫を含み, 151 cmから190 cmまでが泥炭層, 深度190 cmから200 cmまでが有機質シルト層で構成される.

D. 考察

【津波堆積物の判定】

1) 記載学的特徴に対する考察

有機質シルトのような細粒な物質は清水域の懸濁物質の沈降によるものであり, 泥炭は安定した植物遺体が生成される環境であることを示している. 一方, これらの地層に挟在する砂層は何らかのイベントによって突発的に堆積したもの, すなわちイベント堆積物と考えられる. 陸上低地を構成する有機質シルト層や泥炭層に挟在する

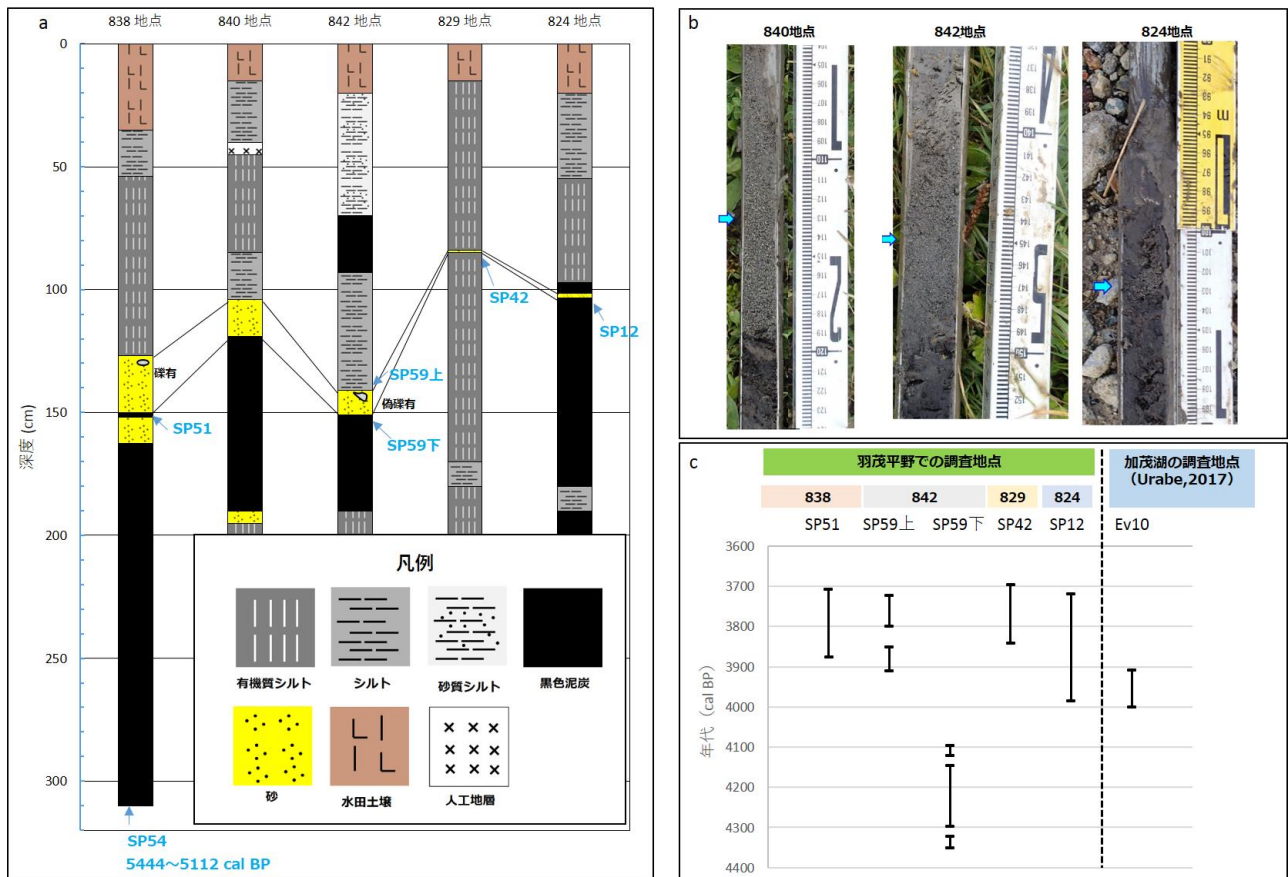


図2 イベント堆積物の記載と年代測定結果

a) イベント堆積物の対比図とサンプル採取場所を示したもの (SP はサンプルナンバー)。配置は海側の河口に近い順 (838 ~842 地点), 陸側の河口に近い順 (829~824 地点) で並べている。b) イベント堆積物が見られたコアサンプルの一部写真。青矢印部分がイベント堆積物。c) 採取した年代サンプルの対比結果。

砂層の起源としては一般的に洪水氾濫を想定することが多いが、沿岸低地の場合にはその他に高潮や津波イベントによるものも考えられる。

海に近い 838, 840, 842 地点では泥炭が長期間堆積する環境から、イベント層を境に有機質シルトが堆積する環境へと変化していた。これはイベントを境に湿地であった沿岸低地が浸水し浅い水底へと環境が変化したことを示唆している。

またイベント層の厚さの分布は海岸、特に河口から離れるほど薄層化していた (図 2a)。この特徴はイベントが津波や高潮といった海水が関与した堆積物の特徴である (後藤ほか, 2017)。

これらの特徴から、5 地点で確認したイベント層の成因は津波であった可能性が高いと判定した。そこで、より詳細な検討を行うために年代測定と粒度分析を実施した。

2) 判定した堆積物への各種分析と比較考察

①年代測定と比較

5 地点のイベント堆積物のうち、4 地点で年代測定用のサンプルを採取した (840 地点は 842 地点に隣接し、岩相も類似して比較できると考え、年代測定の対象としなかった)。イベント層の下部を対象としたが、842 地点では上部からもサンプルを採取した。測定結果が図 2.c である。

842 地点を除いた 3 地点で同一年代の幅に納まった。これは 3 地点のイベント堆積物が、同一のイベントによって形成された可能性が高いことを示している。

842 地点については、下部の層は他の地点と比較して古い年代が示された。しかし、イベント層の上部から採取したサンプル (SP59 上) については他の 4 地点と同一年代の結果が示されている。イベント堆積物は突発的に形成されることから、上下の堆積物の形成年代は大きくは食い違わな

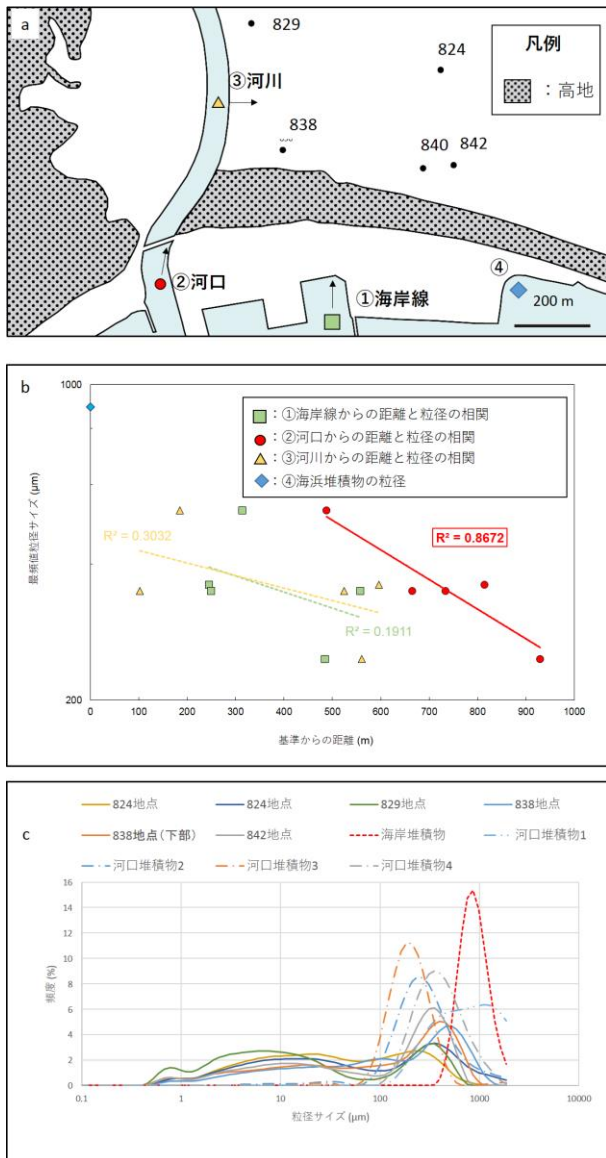


図3 イベント堆積物の粒度分析比較

a) サンプル地点と各基点との位置関係. b) 粒径と各基点の相関関係. c) イベント堆積物, 河口堆積物, 海浜堆積物の粒径分布比較.

いと考えられる。このことから、842 地点のイベント堆積物が形成されたのは、他の4 地点と比較しても時間差は無かったと考えられる。

842 地点の下部で、古い年代が示された原因は不明ではあるが、イベント発生時にこの地点では下部の地層を削った可能性が想定される。

この結果から年代が同一である4 地点と、その中の842 地点と隣接した840 地点を含む5 地点で見られた堆積物は同一のイベントで形成されたものと考えられ、年代は3760 年前頃の可能性が高い。

②粒度分析と比較

採取したイベント堆積物の粒度分析を実施した。粒度分析の結果を比較するために、イベント堆積物の供給源として次の3つを想定してそれぞれの相関を確認した(図3a)。

①海岸から供給された

(各地点から海岸線までの最短距離を測定)

②河口から供給された

(各地点から河口までの最短距離を測定)

③河川から供給された

(各地点から河川までの最短距離を測定)

比較を行った結果、粒径サイズについては河口からの距離に対して強い負の相関があることが判明した(図3.b)。これは内陸で細粒化していることを示しており、海水起源のイベント堆積物であることを示唆している(後藤ほか, 2017)。

さらに、イベント堆積物の粒径サイズ分布を河口堆積物と海浜堆積物で比較した結果、河口堆積物との類似性が見られた(図3.c)。

これらの結果から、今回確認されたイベント堆積物の供給源は海側、それも河口である可能性が高い。

以上の結果から、今回検証したイベント堆積物については以下のことが判明した。

- ・内陸に向かうにつれて薄層化する(図2.a)
- ・広範囲に見られる堆積物は同時代に堆積した(図2.c)
- ・内陸に向かうにつれて細粒化している(図3.b)

この結果は起源となったイベントが海に関したものであることを強く示唆している。

具体的には高潮と津波が想定される。

イベント堆積物の下部はシルト層や泥炭層であり、これらが少なくとも1000年以上も堆積環境を乱すイベントが起きていないことが示されている(図2.a, 838 地点の最下端の年代結果)。

以上の結果から今回の堆積物については高潮が原因ではなく、より発生頻度が少ない津波によって形成された堆積物だと判断する。

【既存研究の比較と津波の規模について】

今回検出した津波の規模が巨大かどうかについては議論が残る結果となった。

粒度分析の結果から本研究において検出した津波イベントは浜にある砂丘（標高 2~3 m）を越える規模ではなく、河口を溯上するような津波であった可能性が高い。

佐渡島内の既存の研究結果（Urabe, 2017）と対比を行った結果，Urabe (2017) 内で記載された加茂湖の堆積物 Ev10 に対して，本研究の 2 地点については年代が合致することが示された（図 2. c）。

Urabe (2017) において，Ev10 と同時代の堆積物は新潟県の岩船地域（図 1. a）からは検出されていない。これは Ev10 の起源となった津波は佐渡島よりも南部から到来した可能性が示唆されている。

もし，Ev10 の津波イベントが本研究で検出したものと同一と考えた場合，加茂湖にイベント堆積物を形成する津波が島の南部から到来しているのに羽茂では砂丘を越えられない規模だったというのは位置関係としても考えづらい（図 1. b）。

以上から，今回検出した津波堆積物は Ev10 と同一のイベントが起源ではなく，その規模も巨大では無かったと考えられる。

これは，佐渡島内での津波到達頻度を考慮するときに，島内の南部においては加茂湖での記録に残っていない津波が存在することを示唆している。

E. 結論

- ・羽茂平野において 3760 年前頃に津波が到達した可能性を示す堆積物を発見した
- ・規模については，羽茂平野においては砂丘を越さない程度だったと考えられる
- ・巨大津波の痕跡は抽出できなかったが，今回の結果から Urabe (2017) で報告されていない未知の津波が到来している可能性が示唆された

F. 研究発表

1. 論文発表

- ・該当なし

2. 学会発表

- ・該当なし

G. 知的財産権の出願・登録状況

- ・該当なし

引用文献

- 後藤和久，菅原大助，西村裕一，藤野慈弦，小松原純子，澤井祐紀，清水康博，2017，津波堆積物の認定手順．津波工学研究報告書，33，45-54.
- 澤井祐紀，2012，地層中に存在する古津波堆積物の調査．地質学雑誌，118，535-558.
- Urabe Atsushi，2017，Reconstruction of tsunami history based on event deposits in the Niigata area, eastern coast of the Sea of Japan. *Quat. int.*, 456, 53-68.