

1 Historical and paleo-tsunami deposits during the last 4000
2 years and their correlations with historical tsunami events
3 in Koyadori on the Sanrku Coast, northeastern Japan
4 Ishimura D. and Miyauchi T., 2015. Progress in Earth and
5 Planetary Science, 2:16.

6

7 東北地方三陸海岸沿いの小屋取における過去 4000 年間の歴史津波の
8 堆積物と古津波堆積物と，それらと歴史津波イベントとの対比

9

10 要約

11 東北日本太平洋の三陸海岸に沿って，過去数百年間に発生した大津
12 波が記録され観察される．しかし，2011 年の東北地方太平洋沖地震
13 で発生した津波のような大津波のリスクは，過去の研究では評価で
14 きなかった．その原因はこれらの研究では海岸における歴史津波の
15 堆積物と古津波堆積物の証拠不足による．そこで，我々は，第一に，
16 三陸海岸の小屋取の海岸湿地で行った掘削調査により，津波堆積物
17 と思われるイベント堆積物を特定した．次に，堆積物の物理化学的特
18 性(粒子の円磨度，色，湿潤及び乾燥密度，強熱減量)を決定し，放射
19 性炭素年代測定とテフラ分析により，地層の年代を確定した．その
20 後，我々は堆積物の特徴と起源，堆積環境，古海岸線，地主のインタ
21 ビューに基づいて，イベント堆積物を津波堆積物として特定した．本
22 研究では，過去 4000 年間に 11 の津波堆積物(E1～E11)を報告し，そ
23 のうち E1, E2, E3, E4 は 2011 年東北沖津波，1896 年明治三陸津波，
24 1611 年慶長三陸津波，869 年貞観津波にそれぞれ対比した．年代デ
25 ータとトレンチ内の津波堆積物の数から，1896 年の明治三陸津波よ
26 りも大きな津波が，平均で 290～390 年ごとに発生し，調査地域を襲
27 ったと推定した．しかし，歴史津波の対比は多様な津波の発生を示
28 し，それらは津波の起源が多様あるいはまた日本海溝周辺の様々な
29 ソースからの大地震の複数のタイプの組み合わせを示す．

30

31 背景

32 歴史津波及び古津波研究と地球物理学的研究への応用

33 2011 年 3 月 11 日に発生した東北太平洋沖地震(2011 東北沖地震)(マ

34 グニチュード 9.0)は、日本の東海岸にそって大きな津波(2011 東北
35 沖津波)を引き起こし、深刻な被害をもたらした。太平洋沿岸地域、
36 特に三陸海岸(Fig. 1)は、深刻度と頻度の両方で日本で津波リスク
37 が最も高い地域に指定されている(Watanabe 1998)。しかし、2011年
38 の東北沖津波のような大津波のリスクを評価できなかった。なぜな
39 ら日本海溝の大地震とそれに伴う津波の歴史の知識が不足していた
40 からである。2011年東北沖津波の後でさえ、三陸海岸の長期的な津
41 波の歴史は、不十分なフィールドデータによって曖昧なままである
42 (Sugawara et al. 2012)。さらに東北沖地震で明らかになった地質
43 学的かつ地球物理的問題、すなわち津波発生のメカニズム(Kawamura
44 et al. 2012; Tappin et al. 2014)と大地震のメカニズム(Ikeda et
45 al. 2012; Goldfinger et al. 2013; Rajendran, 2013)の問題は、
46 未解決のままである。最近の研究では、海底の大規模崩壊(例えば、
47 海底地すべり)が、日本海溝(Kawarura et al. 2012; 2014; Tappin
48 et al. 2014)沿いの大きな津波に関与している可能性が示唆されて
49 いる。これらの問題を解決するには、長期にわたる確実な証拠(例え
50 ば、歴史津波堆積物、古津波堆積物)が必要である。

51 正確な長期的な津波データの最良の源は、海岸低地、特に沿岸湿地
52 である。幾つかの地域(北海道、アラスカ、ニュージーランド北島)で
53 は、地震時と地震後の地殻変動が、堆積相や生物学的変化として堆積
54 物に記録されている(Witter et al. 2003; Sawai and Nasu 2005;
55 Hamilton and Shennan 2005; Hayward et al. 2005)。そのため、
56 本研究では、三陸海岸中部にある小屋取の海岸湿地(Fig. 1)でトレ
57 ンチを掘削した。目的は、歴史津波と古津波堆積物の新しい地質学的
58 証拠を提示することであった。

59

60 研究サイト

61 小屋取は本州最東端の三陸海岸中央部に位置する(Figs. 1と2)。
62 太平洋プレートは、小屋取の東約200kmで、ユーラシアプレート
63 下に沈み込み、そのプレート境界で歴史地震及び観測されている地
64 震の破壊領域が特定されている(Earthquake Research Committee
65 Headquarters for Earthquake Research Promotion Prime
66 Minister's Office Government of Japan 1999)。小屋取では、谷

67 の口は浜堤で閉じられている．谷を襲った 2011 年東北沖津波 (Fig.
68 3) 以前は，調査地は水田として利用されていた．

69 谷の両側で地質が異なる (Fig. 2)．東側は白亜紀前期の角閃石-黒
70 雲母花崗閃緑岩，花崗岩，花崗斑岩，及びトーナル岩で構成されてい
71 る．西側は白亜紀前期に堆積した流紋岩溶岩，火砕流岩で構成されて
72 いる．石村ら (2014) は研究サイトで掘削し (Fig. 4)，十和田火山から
73 噴出した十和田-中掬テフラ (To-Cu: 6 ka; Machida and Arai 2003
74 を訳すこと) と小国軽石 (7.3-7.4 ka; Ishimura et al. 2014) などの
75 肉眼で見える火山灰がある (Fig. 1)．

76

77 津波の歴史と以前の津波堆積物の研究

78 過去数十年間の大地震及び津波は測器記録があり，過去 1300 年間
79 の大地震及び津波は歴史記録や伝承に記録されている (Utsu 2004)．
80 多くの地震に伴う津波が小屋取周辺を襲い (Table 1)，それらのうち
81 9 つは，遡上高が数メートルを超える大きなイベントであった (Table
82 2)．2011 年の東北沖津波は，西暦 1896 年から 2011 年の間に測定さ
83 れた中で最大の遡上高を示した．対照的に，推定された遡上高に基づ
84 くと，西暦 1611 年から 1856 年の間に発生した最大の津波はおそら
85 く 1611 年の慶長三陸津波であった (Table 2)．1611 年より古い歴史
86 津波の候補は，869 年の貞観津波と 1454 年の享徳津波である．仙台
87 平野と石巻平野 (Fig. 1) で確認された 869 年の貞観津波 (Minoura
88 and Nakaya 1991; Minoura et al. 2001; Sawai et al. 2007;
89 Shishikura et al. 2007) は，仙台平野での浸水が 2011 年東北沖津
90 波の浸水に類似していたため，これらの平野周辺で 2011 年東北沖津
91 波の 1 つ前の大津波イベントとして記録されている (Sugawara et al.
92 2012; Namegaya and Satake 2014)．しかし，869 年貞観津波の堆積
93 物の南北の分布限界は未決定である (Sugawara et al. 2012)．した
94 がって，869 年の貞観津波が三陸海岸に到達したかを解明することは，
95 津波のリスク評価と地震学的研究に不可欠である．よってこの情報
96 はすぐにでも手に入れなくてはならない (Sugawara et al. 2012)．
97 869 年の貞観津波と 2011 年東北沖地震が同規模であった場合，西暦
98 869 年の巨大な津波も同様に，三陸海岸を襲った可能性が高い．最近
99 では仙台平野と石巻平野で，津波堆積物と歴史記録 (Namegaya and

100 Yata 2014)から 1454 年の享徳津波が特定された (Sawai et al. 2012).
101 しかしながら我々の研究サイトでは, 享徳津波の堆積物とその津波
102 の規模についての情報がいまだ得られていない.

103 2011 年のイベントより以前から, 三陸沿岸の歴史津波堆積物と古
104 津波堆積物は地震研究推進局本部 (2006; 2007; 2008; 2009; and
105 2010), 原口ら (2006a, b; 2007), 原口と Goya (2007), 今泉ら (2007),
106 Torii ら (2007), 及び原口と石部 (2009)によってさまざまな地域で研
107 究されてきた. しかしながら, 歴史津波堆積物は陸前高田 (Fig. 1)
108 の沿岸の 1 つのサイトでしか特定されていない. このサイトは, 過
109 去 700 年間に 4 つの歴史津波の堆積物があり, 最新のものは 1960 年
110 のチリの津波に対比された (The headquarters for Earthquake
111 Research Promotion 2007). その他のイベントは, 歴史津波と対比
112 できていない. 最近の堆積物, 特に過去 1000 年から 2000 年の間の
113 堆積物は, その他の沿岸サイトでの保存状態は悪い (Torii et al.
114 2007; The headquarters for Earthquake Research Promotion 2010).
115 したがって, 歴史津波の堆積物は三陸沿岸では十分には解明されて
116 いない.

117

118 方法

119 地形分類

120 小屋取周辺での最初のマッピングは, 2011 年東北沖津波の前後に国
121 土地理院が撮影した 1:8000 スケールと 1:10000 スケールの航空写真
122 の解釈と国土地理院と岩手県が提供した 1m と 5m メッシュの DEM (デ
123 ジタル標高モデル)から作成されたアナグリフ画像に基づく.

124

125 トレンチ調査

126 2012 年 12 月, 我々は海拔 (a. s. l) 約 3m, 海岸線から 300m 離れた場
127 所で長さ 12m, 幅 3m, 深さ 2m のトレンチ (KYD-trench) を掘った
128 (Figs. 4 and 5a, b). それぞれのトレンチ壁を写真撮影し, 記録した.
129 ブロックサンプル (長さ 50 cm, 幅 10 cm, 深さ 5 cm) を西, 東, 南側
130 の壁面から採取した. 西側の壁面からの複数のサンプルは重なり合
131 ったが, 他の壁面は重なっていない (Fig. 6). 我々は粒子の円磨度
132 の分析のため, それぞれのイベント堆積物を東側の壁面から堆積物

133 を採取した (Fig. 6). 2013 年, 建設会社が農地の復興のための仮排
134 水路として, 新たな水路 (水路溝; 長さ, 幅, 深さはそれぞれ約, 300m,
135 1m, 0.5m) を掘った (Fig. 4). 各イベントの連続性を確認するために,
136 我々は水路の壁面の長さ 150m の断面を記録し, 粒子の円摩度分析の
137 ために堆積物を採取した.

138

139 乾燥及び湿潤密度, 色, 及び, 強熱減量

140 ブロックサンプルから 7cm^3 の立方体 (各辺は 2.2 cm) を採取し, それ
141 らの湿潤密度と乾燥量密度を測定した. 立方体サンプルの湿った堆
142 積物の色は, Soil Color Reader SPAD-503 機器 (Konica Minolta
143 Sensing, Inc) で測定した L スター, a スターと b スターのパラメー
144 ターによって定量化した. a スターと b スターのパラメーターは, 赤
145 (+) から緑 (-) 及び黄色 (+) から青 (-) のコンテンツをそれぞれ指
146 定し, L スターは明るさ (0 = 黒, 100 = 白) を表す. 強熱減量 (LOI) は
147 Bos ら (2012) の方法を用いて 3–6 cm 間隔で実施したが, この採取は,
148 泥炭及び泥炭質シルトのみに行った.

149

150 粒子の円摩度

151 さらに, イベント堆積物の起源を明らかにし, 津波堆積物を確認する
152 ために, 2012 年と 2013 年, 粒子の円摩度分析のための河川堆積物と
153 海岸堆積物 (地点 1–8) (Fig. 4) を採取した. サンプルは洗浄し, 目
154 開き 2 mm のふるいにかけて, 礫を 6 つの円摩度カテゴリー (超角礫, 角
155 礫, 亜角礫, 亜円礫, 円礫, 超円礫) に分類した.

156

157 放射性炭素年代測定

158 放射性炭素年代測定 (30 サンプル) は, 加速器分析研究所と地球科学
159 研究所の加速器質量分析器 (AMS) で行った. 得られた年代データは,
160 OxCal4.2 プログラム (Ramsey 2009) と較正曲線 IntCal13 (Reimer et
161 al. 2013) を用いて較正した.

162

163 テフラ分析

164 十和田テフラ (To-a) (西暦 915 年; Machida and Arai 2003) は, 仙台
165 平野と石巻平野の 869 年貞観津波堆積物の有用な指標である

166 (Minoura and Nakaya 1991; Sawai et al. 2007; Shishikura et
167 al. 2007). 三陸海岸南部の To-a の存在と分布から, 石村ら(2014)
168 は To-a は三陸沿岸の中央部にも堆積していたことを示唆した. その
169 ため, 肉眼で識別できない To-a の層準を特定するために, クリプト
170 テフラ分析を実施した.

171 各ブロックサンプルを 3~6 cm 間隔で採取した. これらのサンプル
172 を 60 μ m ナイロンメッシュを使用して洗浄し, 124 μ m ナイロンメッ
173 シュを使用して乾式ふるいにかけた. 60~124 μ m の粒子を薄片にし
174 て, 火山ガラスの含有量を明らかにした. 火山ガラスの屈折率は日本
175 の広域分布テフラを識別するのに役立つので (Machida and Arai
176 2003), それを屈折率測定システム (RIMS2000: 京都フィッショント
177 ラック) で測定した. RIMS システムは ± 0.0002 の精度で火山ガラス
178 の屈折率を測定する (Danbara et al. 1992). 古澤地質調査事務所の
179 電子プローブ微量分析 (EPMA) システム (Horiba Emax Energy EX-250)
180 を使用したエネルギー分散分光法により, 主要元素組成を分析した.
181 主要元素は, 150 秒間隔と 15kV の加速電圧の下で, ターゲット粒子
182 の 4 μ m グリッドをスキャンすることで測定された. ビーム電流と直
183 径はそれぞれ 0.3 nA と 150 nm であった. 原子番号効果は, ZAF 手法
184 によって修正された.

185

186 結果

187 2011 年東北沖津波とその堆積物

188 小屋取における 2011 年の東北沖津波の浸水高と遡上高は, それぞれ
189 平均海水面から 13~18m, 26~29m であった (Table 2; Haraguchi and
190 Iwamatsu 2011). Fig. 3 は, 2011 年のイベント前後の地形変化を示
191 す. 2011 年の東北沖津波の直後 (2011 年 4 月), 海浜はまだ元に戻っ
192 ておらず, 浜堤は津波の戻り流により部分的に切断されているよう
193 だ (Fig. 3a, b). 2011 年 6 月に海浜は戻った後, 浜堤を切断するチ
194 ャネルは海浜堆積物で埋められた (Fig. 3c). 水はけの悪い地域は
195 2012 年 10 月までそのままだった (Fig. 3d). 東北沖津波は, 浜堤を
196 もとに作られた海岸堤防を襲い, 堤防とその地帯の樹林を破壊し, 深
197 さ 1~1.5m まで浸食した (Fig. 5d). 浸食された物質は陸側に運ばれ,
198 津波堆積物として堆積した. 海拔約 9m で内陸約 600m にある 1 個の

199 巨礫は、カキの貝殻が付着していたため、津波堆積物として認定され
200 た (Fig. 5e). 海岸と浜堤から運ばれた砂と礫からなる津波堆積物が、
201 2012年12月に、陸側600mで発見された (Fig. 5f).

202

203 KYD トレンチの記載

204 トレンチ壁の堆積物は、堆積構造、連続性、及び組成に基づき、5つ
205 の堆積相 (イベント堆積物、湿地堆積物、チャンネル充填堆積物、人工
206 埋積物、及び栽培土壌) に分類された (Fig. 6). すべての壁は、湿地
207 堆積物とそれに挟まれるイベント堆積物からなる.

208 イベント堆積物は、粗い砂と細礫からなり、トレンチ内で追跡でき
209 る (Figs. 6 and 7). 連続性、水平堆積、浸食の特徴、及び基底の荷重
210 構造を示す堆積物を、津波堆積物とみなし、E1 (最新) から E11 (最古)
211 と命名した. 各イベント堆積物の特徴を表 3 に示す. E1 堆積物 (2011
212 年東北沖津波堆積物) は 2 つのユニットに区分できる. 下部ユニット
213 は、級化構造を持つ粗い堆積物 (中礫から粗粒砂) からなる. 上部ユニ
214 ャットは、より細かい堆積物 (細礫から中粒砂) からなり、部分的に葉理
215 がある. E2 層は薄く、細礫～粗粒砂からなる. E2 層は耕作土壌に挟
216 まれ、耕作によって部分的に攪乱されている. E3 堆積層はよく追跡
217 でき、青みがかかった色で特徴付けられる (Fig. 6). これらの堆積物
218 は、グリッド E-3～S-3 に向かって厚くなるとともに粗粒化する (中
219 礫ないし大礫). しかし、基底面は非常に明瞭だが、上面は耕作によ
220 って部分的に攪乱されている. E4 堆積物は、チャンネル堆積物によっ
221 て部分的に乱され、浸食されている. 一般に、これらの組成は細粒 (細
222 礫から細粒砂) だが、一部は中礫～大礫を含む. E5 堆積物は、低 LOI
223 有機質堆積物に挟まれる (Fig. 7). これらの基底面は明瞭だが、上
224 面は乱されている. それらは植物による生物擾乱で、分布は断続的
225 である. E6 堆積物は KYD トレンチ内で十分に追跡でき (Fig. 6), 非常
226 に明瞭な基底面と層の底部に荷重構造が見られる. E7 堆積物も十分
227 に追跡可能で、それらのいくつかは E8 堆積物を侵食している (Fig.
228 6). E7 層の底部にも荷重構造がみられる. E8 堆積物は E7 堆積物に
229 による浸食のために分布は断続的である. E8 堆積物の下では、イベン
230 ト堆積物の上面と基底面は植物の擾乱で乱されている. E9 と E10 堆
231 積物は非常に薄く、植物の擾乱によって同様に乱されているが、KYD

232 トレンチ内で追跡可能である (Fig. 6). E11 堆積物は KYD トレンチの
233 南側半分で追跡可能であり, 北側半分のトレンチ底部の下に分布し
234 ている (Fig. 6). E11 堆積物は中程度の厚さで, 細粒 (粗粒砂から中
235 粒砂) を含む.

236 湿地堆積物は植物遺骸と有機質堆積物からなる. それらの密度は,
237 LOI と逆相関し, 間接的に有機炭素含有量と分解による減少を示す
238 (Fig. 7). 色, 特に L スターと b スターのパラメーターは密度と相
239 関があり, LOI はイベント堆積物間で変動する. 巨視的には, LOI は
240 トレンチの底部から E4 堆積物まで減少し, E4 堆積物から E3 堆積物
241 までは増加する.

242 チャンネル充填堆積物は 2 つの断面形状と組成を示し, チャンネル 1
243 とチャンネル 2 に区分される (Fig. 6). チャンネル 1 は, グリッド N-5
244 から N-10 及びグリッド W-5.5 から W-7 に分布する (Fig. 6). 両側の
245 壁のチャンネルの底部の海拔から, チャンネル 1 の流れの方向は東から
246 西に決定された. 堆積物は, チャンネル 2 よりもチャンネル 1 のほうが
247 細かく, 粗粒砂から細かい中礫からなり, 泥炭質シルトに挟まれる.
248 チャンネル 2 は, グリッド N-1 から W-10, 及びグリッド E-5.5 から E-
249 11.5 に分布し, 北西から南東に流れる (Fig. 6). 組成物は分級の低
250 い中礫から大礫である.

251 PVC パイプが埋め込まれた人工充填堆積物が, グリッド W-7 から
252 W-11 とグリッド N-1.5 から N-2.5 に分布し (Fig. 6), 40-50 年前に
253 建設された暗渠であることが, 地主らへのインタビューによって分
254 かった.

255 栽培土壌は, その粒子組成, 色, 組織が異なるため, 湿地堆積物と
256 区別される. この土壌タイプは, E3 堆積物と E1 堆積物の間に挟まれ
257 る (Fig. 6). イベント堆積物, 湿地堆積物, 栽培土壌も, それらの密
258 度と色によって容易に区別できる (Fig. 7). 栽培土壌の乾燥密度は,
259 低密度の湿地堆積物と高密度のイベント堆積物の間である.

260 これらの湿地とチャンネル堆積物の放射年代測定 (Figs. 6, 7 & 8;
261 Table 4) によると, KYD トレンチ壁の堆積物は約 4000 年前からの連
262 続的な記録であることを示す.

263

264

265 水路溝の説明

266 水路溝では，イベント堆積物 (E1, E2, と E3 堆積物)，その他のイベン
267 ト堆積物，栽培土壌/泥炭，及び土石流堆積物が確認された (Figs. 4
268 & 9). 土石流堆積物は，幾何学的断面上で，栽培土壌/泥炭と指交す
269 る分級の低い礫層によって区別される (Fig. 5c). E1 堆積物は追跡可
270 能だが，E1 層の元の厚さは，2011 年のイベントに続く人為的变化で
271 不明瞭になっている．E2 堆積物の分布は断続的で，それらの一部は
272 耕作によって変形している．E3 堆積物は追跡可能で，部分的に乱れ
273 ている．E3 層の厚さは 20 cm 以下で，陸側に向かって薄くなる．

274

275 粒子の円摩度

276 イベント堆積物は，KYD トレンチ及びチャネルトレンチから採取した
277 (Figs. 6 and 9). 現世の海浜堆積物，河川堆積物，土石流堆積物は，
278 水路トレンチと露頭から採取した (Figs. 4 and 9). 次に，イベント
279 堆積物の起源を，それらの円摩度測定から推定した．現世の河川堆積
280 物と土石流堆積物は，ほぼすべてが角礫か超角礫と亜円礫か亜角礫
281 で，円礫はない (Fig. 10a-c). 逆に，現世の海浜堆積物は，超円礫か
282 円礫と亜円礫か亜角礫を含み，角礫と超角礫はない (Fig. 10d). E1
283 と E3 堆積物 (Fig. 10e, f) は現世の海浜堆積物に類似し，超円礫，
284 円礫，亜円礫，亜角礫を多く含む．現世の河川堆積物と海浜堆積物の
285 明確な円摩度の違いは，Fig. 10g の三角図に示されている．KYD ト
286 レンチ内のすべてのイベント堆積物の円摩度を Fig. 10h に示す．す
287 べてのサンプルで，超円礫ないし円礫の含有率は 10% を超えるが，
288 角礫と超角礫の含有率は 40% 以下である．陸上堆積物とは異なり，
289 すべてのイベント堆積物には礫が含まれている．

290

291 テフラ分析

292 放射性炭素年代測定から，肉眼では見えない To-a (西暦 915 (1035 cal.
293 BP)) は E3 堆積物と E5 堆積物の間にあると判断した．E4 の堆積後，
294 各トレンチ壁サンプルの火山ガラス含有量は増加する (Fig. 7). 特
295 に，東と西の壁面では，火山ガラスの含有量が急激に増加し，下部か
296 ら上部にかけて徐々に減少し，肉眼では見えないテフラの層準を示
297 す．しかし，この傾向は南側では見られない．E3 堆積物によって浸

298 食されたためであると考えられる。

299 火山ガラスの破片の起源は、その屈折率から決定した。E4 堆積物
300 の上で火山ガラスの含有量が最大となり、ガラスの屈折率は 1.504～
301 1.511 の範囲である(モード: 1.507–1.508)。E4 堆積物の下では、屈
302 折率の範囲は 1.509～1.514(モード: 1.512)である。さらに、E4 堆積
303 物の上の火山ガラスの破片の主要元素組成を分析した(Table 5)。

304

305 議論

306 津波堆積物の特定

307 イベント堆積物と海浜堆積物の円摩度の類似性(Fig. 10)は、イベ
308 ント堆積物が海岸と浜堤から内陸のトレンチサイトに運ばれたこと
309 を示す。海から内陸への輸送は、津波や嵐によるものと予想される。
310 津波と嵐の堆積物の一般的な特性は多くの研究者によって報告され
311 ている(Morton et al. 2007; Kortekaas and Dawson 2007; Switzer
312 and Jones 2008; Goff et al. 2012; Phantuwongraj and Choowong
313 2012)。平均的に、津波堆積物は嵐による堆積物よりも薄く(Morton
314 et al. 2007; Phantuwongraj and Choowong 2012)、津波堆積物の堆
315 積構造は嵐堆積物よりも特殊である(Morton et al. 2007; Kortekaas
316 and Dawson 2007; Switzer and Jones 2008; Goff et al. 2012)。
317 両方の堆積物の基底面は不整合または浸食されている(Morton et al.
318 2007; Kortekaas and Dawson 2007; Switzer and Jones 2008; Goff
319 et al. 2012; Phantuwongraj and Choowong 2012)が、津波堆積物は
320 しばしば荷重痕を示す(Goff et al. 2012)。トランセクトスケール
321 (数百メートル)では、津波堆積物と嵐による堆積物の断面形状は、そ
322 れぞれ「板状または陸側への薄化を伴う広域かつ薄いドレープ」と
323 「陸への急激な薄化を伴う狭くかつ厚い堆積物」によって特徴づけ
324 られる(Morton et al. 2007)。津波堆積物のこれらの特徴は、トレ
325 ンチ内のイベント堆積物で確認される。KYD トレンチ(長さ 12m)では、
326 すべてのイベント堆積物は一般的に 20 cm よりも薄く、ドレープまた
327 は浸食された古い堆積面として示される。それらは荷重痕を示す。水
328 路溝(長さ 150m)では、E1 堆積物と E3 堆積物はドレープ堆積物とし
329 て現れ、E3 堆積物は陸側に向かって薄くなる。さらに、KYD トレンチ
330 は海浜から 300m 内陸に位置し、地主によると過去 40～50 年間トレ

331 トレンチサイトに暴風雨の堆積物はないと述べている．対照的に，十和田
332 -中坳テフラ堆積後の古海岸線(約 6000 年前)は，少なくとも KYD-Br1
333 サイトの海側にあると推定される(Fig. 4)．KYD-Br1 から KYD-Br3 コ
334 ア内の堆積時の To-Cu テフラの海拔は，それぞれ平均海水面から
335 -1.60， -1.82， および-3.08m であり，陸側へ向かって深くなってお
336 り，また To-Cu テフラ堆積後に堆積した堆積物は沼地などの非海洋
337 環境だったことを示した(Ishimura et al. 2014)．これらのデータ
338 から，トレンチサイト周辺の現在の堆積環境(海浜と後背湿地)は
339 6000 年前にはすでに形成されていたと考える．したがって，古表層
340 地形は，To-Cu テフラ降下以前に，KYD-Br1 コアサイトの海側の古海
341 岸線に位置していた．イベント堆積物の特徴と 6000 年前から現在ま
342 での地形学的設定，及び近年のイベントに関する地主へのインタビ
343 ューの回答は，KYD トレンチ内のすべてのイベント堆積物が嵐ではな
344 く津波から形成されたことを示す．

345

346 津波堆積物の年代と歴史津波イベントとの対比

347 放射性炭素年代測定(Fig. 8, Table 4)は，KYD トレンチ内の堆積
348 物の年代が比較的近く，大きな年代差がないことを示す．イベント堆
349 積物の放射性炭素年代測定は，植物の破片(アシ類など)で行われた．
350 これは，それらが採取層準内で最も新しい試料だからである．トレン
351 チ内の植物試料はその場の植物の破片である可能性が高いが，根及
352 び地下茎の下方への侵入を考慮すべきである．したがって，植物試料
353 の年代は，採取層準の最も新しい年代を表すと仮定した．対照的に，
354 木炭と硬い植物の種子(*Juglans* sp.) (サンプル No. 21 と 28 ; Table
355 4)は運搬されたものであると考えられ，その年代は採取層準の古い
356 ほうへの限界を示す．有機質堆積物(サンプル No. 5 と 24 ; Table 4)
357 は，植物の破片よりも古く，我々の放射性炭素年代の解釈と一致す
358 る．堆積物の真の年代は，植物とその他の堆積物の年代の間にあると
359 予想される．石村らは(2014)は KYD トレンチの隣で掘削された KYD-
360 Br3 コア内において，To-Cu テフラ層(6000 年前)と小国軽石層(7300
361 ~7400 年前)をそれぞれ深度 4.41~5.98m(一次テフラと二次テフラ
362 の合計の厚さ)，8.55~8.60m で特定した．これらの堆積物の層準と
363 年代は，この研究で決定した KYD トレンチの放射性炭素年代測定に

364 よる年代と一致している.

365 放射性年代測定と上記の基準に基づいて, イベントの年代を推定
366 した (Fig. 8, Table 6). 津波堆積物のイベントは, 次に古いイベン
367 ト年代の制約を考慮して, 年代の古くなる順番で E1~E11 と名付け
368 た. E5 と E6 堆積物の年代は放射性炭素年代測定によって決定されて
369 いないため, E4 と E7 堆積物の放射性炭素年代を使用して, それらの
370 年代を内挿した. これらの年代推定から, E2, E3, E4 堆積物は西暦
371 600 年よりも新しいため, 歴史津波と対比できる.

372 E2 堆積物の年代は, 現在から 1950 年から 290 年前の範囲 (つまり,
373 西暦 1660 年より後である) である. 確かに, E2 堆積物は, 1611, 1677,
374 1793, 1856, 1896, 1933 年のイベントのうちの 1 つに対比できる
375 (Table 2). E2 堆積物の遡上高 (Table 2) と層序学的位置は, 1933 年
376 の昭和三陸津波と 1896 年の明治三陸津波との対比を示唆している,
377 なぜならば, 小屋取の海浜の高さが両方のイベントで平均海水面から
378 約 5m であったためである. 両方の津波がトレンチサイトまで浸水
379 したが, 2011 年から 1660 年までは 1 つのイベント堆積物のみが確認
380 された. 津波堆積物は次のいくつかの理由で存在しない可能性がある
381 がある. 1) 耕作による擾乱/または除去, 2) 次の津波イベントによる浸食,
382 3) 津波堆積物になりうる堆積物の有無, 4) 津波のサイズ. 最初の原因
383 は容易に説明される. 1896 年の明治三陸津波と 1933 年の昭和三陸津
384 波のよって堆積物が堆積した場合, 後者の堆積物がまず擾乱され, 耕
385 作の過程で除去される (後者のほうが地表面に近い). この場合,
386 保存された津波堆積物を 1896 年の明治三陸津波に対比することにな
387 る. 2 番目の原因については, 1896 年の堆積物は 1933 年の堆積物に
388 よって浸食された可能性がある. しかし, E2 堆積物は, KYD トレンチ
389 または水路溝のいずれにおいても明確な基底面の浸食を示さず, E2
390 堆積物と E3 堆積物の間に浸食された津波堆積物の残骸がないことは
391 明らかである. したがって, 2 番目の原因は観察結果と矛盾する. 一
392 方, 3 番目の原因は調査サイトの特性と矛盾する. 海浜の高さを超え
393 る大津波が小屋取を襲った場合, 海浜と海堤の堆積物は陸側に輸送
394 されているはずである. なぜならば, 海岸には多くの堆積物があり,
395 2011 年のイベントでも数か月後には海岸はもとに戻っているからだ.
396 4 番目の原因である津波の大きさは, 津波堆積物の運搬と保存に関係

397 している．浸水高は，1933年のイベントよりも1896年のイベントの
398 ほうが大きかった(Table 2)．したがって，1896年の津波堆積物の量
399 が1933年の津波堆積物の量を超えると容易に推測できる．これは，
400 1896年の津波堆積物が1933年の津波堆積物よりも良好に保存され
401 ることも示す．これらの考察から，E2堆積物は1896年の明治三陸津
402 波と対比されると推測した．

403 E2堆積物の上記の対比を考慮すると，E3堆積物の年代は54-620
404 年前(西暦1896-1330)と推測された．したがって，E3堆積物は，1454，
405 1611，1677，1793，1856年のイベントのうちの1つに対比できる
406 (Table 2)．これらのイベントの津波の遡上高(Table 2)に基づくと，
407 E3堆積物は1611年慶長三陸津波に関連している可能性が最も高い．
408 E3堆積物は厚く，粗粒物質からなり(Table 3)，水路溝で追跡できる
409 (Fig. 9)．約6000年前以降の同様の堆積環境を仮定すると，イベン
410 ト堆積物間の特徴の違い(厚さ及び粒子サイズ)は，概略的には津波
411 の大きさを示すと我々は考えた．E3堆積物の特徴(Table 3)は，大規
412 模で非常に勢力の強い津波を示唆する．地元の伝承(Imamura 1934)
413 によると，1611年の慶長三陸津波は，小屋取-尾浦の街道を伝わっ
414 て浸水させた(Fig. 2)．これは，1611年の慶長三陸津波が2011年東
415 北沖津波と同程度の高さであったことを示す．なぜならば，2011年
416 東北沖津波は(小屋取-尾浦間の)峠を超えなかったからである．

417 チャネル堆積物の放射性炭素年代測定によると，E4堆積物の年代
418 は1000~1350年前(西暦950-600年)とされ，869年の貞観津波に対
419 比されるだろう．To-aテフラ(西暦915年)の層準でのテフラ分析を
420 行うことで，E4堆積物の絶対年代を決定した．E4堆積物上における
421 火山ガラスの濃度の増加は，E4堆積後に火山灰が降下したことを示
422 唆する．火山ガラスの破片の屈折率は1.504から1.511(モード：
423 1.507-1.508)の範囲で，To-aテフラの値域に含まれる(Machida and
424 Arai 2003; Ishimura et al. 2014)．同様に，火山ガラスの破片の化
425 学組成は，既に報告されたTo-aテフラの組成と一致した(Aoki and
426 Machida 2006; Ishimura et al. 2014)．これらのデータから，To-
427 aテフラはE4堆積物とE3堆積物の間にあるとし，E4堆積物を869
428 年の貞観津波のものであるとした．放射性炭素年代測定とテフラに
429 基づくこの識別は，869年の貞観津波と地震の規模と発生源に関する

430 重要な情報を提供し、この津波が三陸海岸の中央に到達し、その浸水
431 域が 2011 年のイベントと同じくらい大きいことを示す。貞観津波は
432 小屋取周辺の歴史記録には報告されておらず、三陸海岸沿いの津波
433 堆積物を地域的及び時系列的に特定するのに十分な情報がないため、
434 この発見は古地理研究と地質学的研究による確認を必要とする。

435

436 津波の年代と間隔

437 過去の津波イベントの最終的な推定年代と対比を Table 6 にまと
438 める。年代はいくらか曖昧だが、津波発生 of 平均間隔は 290~390 年
439 と計算された。津波イベントのおおよその年代間隔を検討する前に、
440 このサイトでの津波堆積物の保存可能性について議論する必要がある。
441 Szczucinski (2012) と Spiske ら (2013) は熱帯地域や温帯地域に
442 おける津波堆積物の保存可能性についてそれぞれ言及し、津波堆積
443 物の特徴(厚さと堆積構造)が時間とともに低下することを示した。
444 Spiske ら (2013) は津波の間隔と頻度を評価する際の保存可能性の重
445 要性を強調した。なぜならば、津波堆積物は必ずしも浸水域全体で保
446 存されるとは限らないためである。彼らは保存可能性を決定する要
447 因を以下 5 つとした、1)津波堆積物の組成と成因によるタイプ、2)海
448 岸地形と堆積環境、3)地震時と地震後の隆起または沈降、4)気候、5)
449 人為的变化。小屋取では、津波堆積物は海浜堆積物と浜堤堆積物に由
450 来し、Szczucinski (2012) と Spiske ら (2013) が報告したものより粗
451 く、津波の後の堆積表面の変形・変質に強い抵抗性を示す。上記のよ
452 うに、堆積環境は 6000 年前からほとんど変化しておらず、浜堤と後
453 背湿地の環境は、津波と湿地の堆積物の堆積空間を維持している。
454 2011 年のイベントに続いて、地震時と地震後の地盤沈下が発生し
455 (Ozawa et al. 2011)、津波堆積物の保存環境は強化された。三陸海
456 岸は温帯で、経験する嵐そして台風などの高潮イベントの頻度・規模
457 は日本西部よりも低くかつ規模は小さい。地主とのインタビューに
458 よると、過去 40~50 年間、トレンチサイトに嵐の堆積物は堆積して
459 いない。人為的变化は、このサイトでは E3 よりも新しい堆積物に限
460 定される。さらに、2011 年の津波堆積物は、2013 年と 2014 年に KYD
461 トレンチ周辺で行われた掘削とコア採取で発見された。これらの堆
462 積物は、草やアシ類によって部分的に擾乱されていたにもかかわらず

463 ず、はっきりと識別できた．このような植物は津波堆積物を覆い、津
464 波後の表層プロセスによる浸食と除去を防いだ．強い生物擾乱の場
465 合でも、津波堆積物は、それらの粒子組成、サイズ、及び円摩度によ
466 って容易に識別される．これらは、後背堆積物(例えば、泥炭及び土
467 石流堆積物)とは大きく異なる．したがって、我々は津波堆積物の保
468 存可能性は小屋取では非常に高いと結論づける．その結果、計算され
469 た平均間隔は、おそらく大津波の間隔と頻度を正確に反映している．

470 計算された平均間隔(290～390年)は、仙台平野と石巻平野で得ら
471 れた値(Sawai et al. 2007 ; 2012; Shishikura et al. 2007)よりも
472 短く、三陸海岸において壊滅的な被害をもたらす大津波の発生が高
473 頻度であったことを反映する．ただし、過去の堆積物と過去の津波イ
474 ベントを正確に対比させた場合、E1堆積物からE4堆積物までの年代
475 間隔はそれぞれ115年、285年、742年といふことができる．この年
476 代間隔のばらつきは、おそらく津波発生メカニズムの多様性(例え
477 ば、大地震、津波地震、海底での大規模な崩壊、遠隔津波)あるいは
478 /また日本海溝周辺の異なるソースからのいくつかのタイプの大地
479 震の組み合わせを示す．

480 一方、1896年の明治三陸津波がKYDトレンチサイトを浸水させ、
481 そこに津波堆積物を運搬したため、歴史津波と古津波の大きさは今
482 回の結果から推定できる．これとは対照的に、1968年の十勝沖津波
483 (波源域は近く、小屋取周辺では約3mの遡上高、Table 2)、1960年
484 のチリ津波(遠隔津波、小屋取周辺では約4mの遡上高、Table 2)は
485 おそらく浜堤(海拔約5m)によってブロックされたため浸水しなかつ
486 た．さらに調査サイトの環境設定は約6000年前から確立されている．
487 これらの観察は、1896年の明治三陸津波よりも大きな津波が計算さ
488 れた平均間隔で発生することを試験的に示し、三陸海岸沿いの津波
489 リスクと規模を評価するための最初のステップを提供する．日本海
490 溝沿いの津波発生メカニズムを理解するには、複数の場所での歴史
491 津波と古津波の年代、間隔、規模などの詳細な情報が必要である．

492

493 結論

494 我々は2011年の津波堆積物を含む11の津波堆積物を、堆積構造
495 と2つのトレンチの連続性そしてイベント堆積物を構成する礫の円

496 摩度の比較に基づいて特定した．放射性炭素年代測定とテフラ分析
497 により，KYD トレンチ壁面堆積物の地質年代を特定し，津波堆積物を
498 歴史津波イベントと対比することができた．4つの新しい津波堆積物
499 (E1-E4 堆積物)は，2011年の東北沖津波，1896年の明治三陸津波，
500 1611年の慶長三陸津波，869年の貞観津波にそれぞれ対比した．小
501 屋取での津波発生間隔は，KYD トレンチの連続記録に基づいて 290～
502 390年と想定される．ただし，E1からE4の堆積物の年代間隔は多様
503 であり(E1/E2: 115年，E2/E3: 285年，E3/E4: 742年)，津波発生の
504 メカニズムの多様性あるいは/また日本海溝周辺の異なる震源域を
505 反映している可能性が高い．歴史津波の遡上高データと検出された
506 津波堆積物と対比することにより，研究サイトでの古津波のサイズ
507 を試験的に推定することができた．今後の研究では，三陸海岸沿いの
508 多くの地質データを修正して，津波の対比を確認する必要がある．最
509 終的には，津波リスクを評価し，日本海溝周辺の地震現象を理解する
510 ことを目指す．

511 北村晃寿・中島拓海