



## エスチュアリー埋積堆積物中の津波堆積物： 福島県南相馬市小高区井田川地区における完新統ボーリングコア

角張友律<sup>1\*</sup>・太田勝一<sup>2</sup>・保柳康一<sup>3</sup>

### Tsunami deposits in the estuary-fill: Holocene drill core in Minamisoma City, Fukushima Prefecture, Northeast Japan

Yuri Kakubari<sup>1\*</sup>, Katsuichi Ota<sup>2</sup> and Koichi Hoyanagi<sup>3</sup>

We studied the relationship between estuary-fill process and formation of tsunami deposits in the southern part of Minamisoma City, Fukushima Prefecture, Northeast Japan. We took a 26.5 m core of the Holocene estuary-fill sediments and reached underlying Pleistocene sandy siltstone. We described the lithology of the core and identified sedimentary facies, and carried out soft X-ray photograph, dry bulk density measurement, grain size analysis and dating of radiometric <sup>14</sup>C ages. The Holocene estuary-fill is composed of the deposits of backshore, sandy to muddy tidal flat, subtidal estuary and salt marsh with intercalated event sand beds, and artificial fill and paddy soil in ascending order. The event sand beds yield many marine shell fragments. They indicate the sands were transported by landward flows. The beds contain rip-up clasts and gravels, and represent grading structures, basal reverse grading, multiple grading and periodic sedimentation. These characters suggest the possible tsunami deposits.

**Key words:** estuary, Holocene, Jomon transgression, tsunami deposit, washover

#### はじめに

福島県南相馬市小高区<sup>おだか</sup>南部に位置する井田川地区 (Fig. 1) は、東西約 1.8 km, 南北約 1.0 km の井田川浦 (南相馬市教育委員会, 2009) を干拓して 1929 年に作られた地域である (福島県, 2004)。この地区は 2011 年 3 月 11 日に発生した、東北地方太平洋沖を震源とするマグニチュード 9.0 (Simons et al., 2011) の東北地方太平洋沖地震津波の来襲を

受け、海水が侵入し、地盤の沈降と排水ポンプの破損によって 1 年以上にわたって水田などが水没した。水が引いた後には、津波によって海側からもたらされた砂層とその後の停滞水域で堆積した泥層が津波堆積物として残された (太田・保柳, 2014)。このような東北地方太平洋沖地震で発生した津波により形成された津波堆積物 (以下, 3.11 津波堆積物とする) については、この地域の他にも仙台平野などの多くの地域から報告されている (例えば, Abe et al., 2012; Naruse et al., 2012; Szczuciński et al., 2012; Takashimizu et al., 2012; 仁科ほか, 2013; 山田・藤野, 2013; Goto et al., 2014; Sugawara et al., 2014; Yamada et al., 2014; Sawai et al., 2015)。

津波によって形成された津波堆積物からは過去の津波の発生時期及びその規模について検討することが可能とされている (澤井, 2012)。津波堆積物は、地質学的時間では瞬時に形成されたイベント堆積物の一つであり、「津波またはそれから派生した水流により海底や沿岸の砂泥や礫などが侵食され、別の場所へ運搬されて再堆積したものの総称」

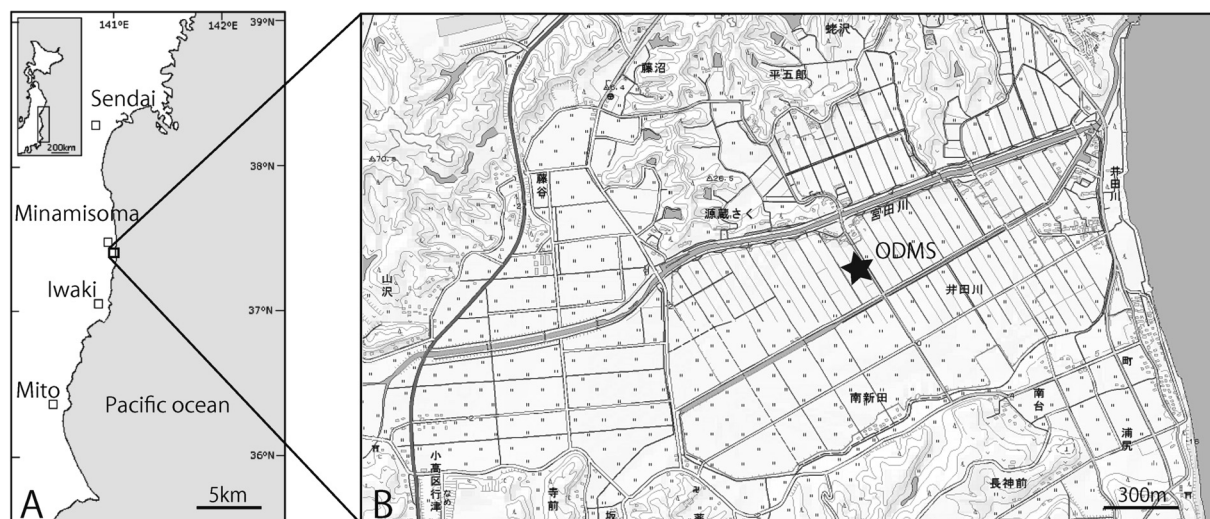
受付: 2017 年 2 月 2 日 受理: 2017 年 2 月 28 日

<sup>1</sup> 信州大学大学院総合理工学研究科  
Graduate School of Science and Technology, Shinshu University, 3-1-1 Asahi, Matsumoto 390-8621, Japan

<sup>2</sup> 信州大学大学院総合工学系研究科  
Interdisciplinary Graduate School of Science and Technology, Shinshu University

<sup>3</sup> 信州大学理学部理学科地球学コース  
Department of Geology, Faculty of Science, Shinshu University

\* Corresponding author: 16ss403a@shinshu-u.ac.jp



**Fig. 1** A: Location of the Idagawa in the Minamisoma City, Fukushima Prefecture. B: Locality of the drilling site (ODMS) on the topographic map Odaka and Tsukahara, scale 1:25,000 by the Geographic Survey Institute.

と定義されている(澤井, 2012). したがって, 津波堆積物について検討する上で, 他の堆積物と津波堆積物を区別する必要がある. 平面的な連続性, 特徴的な堆積構造, 特徴的な構成粒子, 化学組成, および歴史記録との一致といった条件を満たすことで津波堆積物の認定は可能となる(例えば, Morton et al., 2007; 小松原, 2012; 澤井, 2012).

東北地方の沿岸地域ではこれまでも古津波堆積物の調査が行われており, 貞観津波堆積物の報告が数多くされ, その津波の規模は大きく, 被害は広範囲に及んだことが明らかにされている(例えば, 阿部ほか, 1990; 澤井ほか, 2006, 2008; 宍倉ほか, 2007, 2010; Changué-Goff et al., 2012; Sawai et al., 2015). このことから, この地域で完新世のエスチュアリー堆積物を採取し, その堆積環境の変遷を検討するとともに, 古津波起源の可能性のある堆積物の存在と堆積間隔を検討した.

### 調査地域

掘削地点は旧井田川浦の中心よりやや北に寄った地点(北緯 37 度 31 分 36 秒, 東経 141 度 1 分 6 秒)で, 宮田川とその南の用水路の間に位置する(Fig. 1). 井田川地区の周辺は鮮新統大年寺層の堆積岩類で構成される標高 100 m 以下の丘陵地域である. 沖積平野の海側には砂嘴もしくは浜堤が形成され, その背後には小規模なエスチュアリーとそれが埋積された湿地が見られる(久保ほか, 1990). 旧井田川浦はこれらのエスチュアリーの中の 1 つで, 最終氷

期後に海進し, 基盤の大年寺層を侵食した谷に海水が侵入することで宮田川河口にエスチュアリーが形成された. 約 6,000 年前の縄文海進の最盛期には, 現在の海岸線から約 3.0 km 内陸側まで海が入り込んでいた(南相馬市教育委員会, 2009). その後海退し, 本地域の東端に井田川浦と呼ばれる東西約 1.8 km, 南北約 1.0 km のエスチュアリーが広がった後, 干拓され, 水田として利用されていた(福島県, 2004). また, 本地域では 869 年の貞観津波堆積物を含め, 複数の古津波堆積物が存在することが明らかにされている(宍倉ほか, 2010). 浜堤の背後に位置する本地域では, 砂礫の海浜は津波堆積物の供給源として大きな役割を担っている(佐藤ほか, 1994). そのため, 津波堆積物が形成されやすく, かつ保存されやすいと考えられる.

### コアの分析手法

コアは, 2015 年 10 月 23 日から 29 日までの間に掘削された. なお, 掘削サイトを ODMS とし, コアを ODMS コアと呼ぶ. 掘削装置の設置の際に表層の堆積物を数 10 cm 程度削り込み, ボーリングのリグを設置した. その結果, 最も新しい 3.11 津波堆積物は ODMS コアでは採取されていない. ボーリングは, 3.11 津波堆積物の下位の耕作土から最終氷期以降の完新統を掘り抜いて, 鮮新-更新統大年寺層に達した深度 26.5 m で掘止め, その全区間で径 7.0 cm のコアを採取した. 採取されたコアについて, コアの乾燥や変色を避けるため, コアの半割直後に記載を行い, 軟 X

線撮影用試料, 乾燥かさ密度測定用試料, 粒度分析用試料を分取した。これらの作業は, コア採取後2週間以内にすべて行なった。さらに, 有機・無機化学分析用の試料についてもコアから分割した。また,  $^{14}\text{C}$ 年代測定用に, 保存の良い貝化石や木片なども記載時に採取して冷凍保存した。コア分析は次の手順に従った。

1. コア記載

採取された全長26.5mのコアを半割し, その断面を肉眼観察に基づいて記載した。記載は層相変化, 堆積構造, 含有物, 生物擾乱の程度, 色調変化に着目して行い, 1/5スケールで1.0mごとに記載シートにし, それらをまとめて1/50スケールの柱状図を作成した。この柱状図に基づき堆積相を設定し, 堆積環境を復元した。

2. 軟X線写真撮影

軟X線写真撮影は, 堆積物試料を透明アクリルケース(長さ25.0cm, 幅5.0cm, 厚さ1.0cm)に構造を破壊しないように1.0mコアを4つに分取し, X線撮影検査装置(ソフテックス社, M-60型)を用いて行った。X線照射時間は1分30秒から2分15秒, 強度条件は管電圧30kVp, 電流2.0mAに設定した。

3. 乾燥かさ密度測定

乾燥かさ密度の測定はペンタピクノメーター(ユアサアイオニクス社)を用いて行った。試料間隔は約10.0cmで泥質試料に対して行った。試料は擦り潰し, 60°Cで1日以上乾燥させた後, 約5.0gを秤量し測定した。

4. 粒度分析

粒度分析は, 信州大学理学部設置のレーザー回折散乱型粒度分析装置(ベックマン・コールター社, LS 230およびLS 13 320)を用い, 有機物及び炭酸塩を分解・除去した細粒砂以下の試料に対して行った。試料間隔は砂質部分で2.0cm, 泥質部分では5.0cmで, コア深度20.0m以浅の堆積物に対して行った。なお, 2つの機種(LS 230およびLS 13 320)は両者ともレーザー回折散乱とフラウンホーファー回折理論に基づいて粒径を測定している。いくつかの共通試料をこれら2機種を使用し測定したが, 平均粒径値に大きな違いはでなかった。なお, 今回用いた平均粒径は体積平均値である。

5.  $^{14}\text{C}$ 年代測定

年代測定用試料として, 保存状態の良い現地性と考えられる貝殻片, それらが産出しない場合は木片を用いて, AMS法による $^{14}\text{C}$ 年代測定を(株)加速器分析研究所に依頼し行った。測定した試料は, コア深度1.46m, 2.08m, 2.78m, 4.40m, 7.54mの貝化石, 15.40m, 21.40mの材化石の合計7試料である (Table 1)。

Table 1 Summary of radiocarbon dates (conventional  $^{14}\text{C}$  ages) obtained from the ODMS core.

Depth (m)	Material	Conventional $^{14}\text{C}$ age (yrBP)
1.46	Shell	990±20
2.08	Shell	2,350±30
2.78	Shell	2,350±30
4.40	Shell	3,340±30
7.54	Shell	4,180±30
15.40	Wood	5,840±30
21.40	Wood	8,280±30

結 果

1. 堆積相の設定

コアの観察を行い, 岩相, 堆積構造, 粒度, 生物擾乱の程度, 含有物などの特徴に基づき, 以下に示す堆積相A~Hの8つの堆積相を設定した。以下にそれらの記載と解釈を述べる (Figs. 2 and 3)。

堆積相 A: 後浜

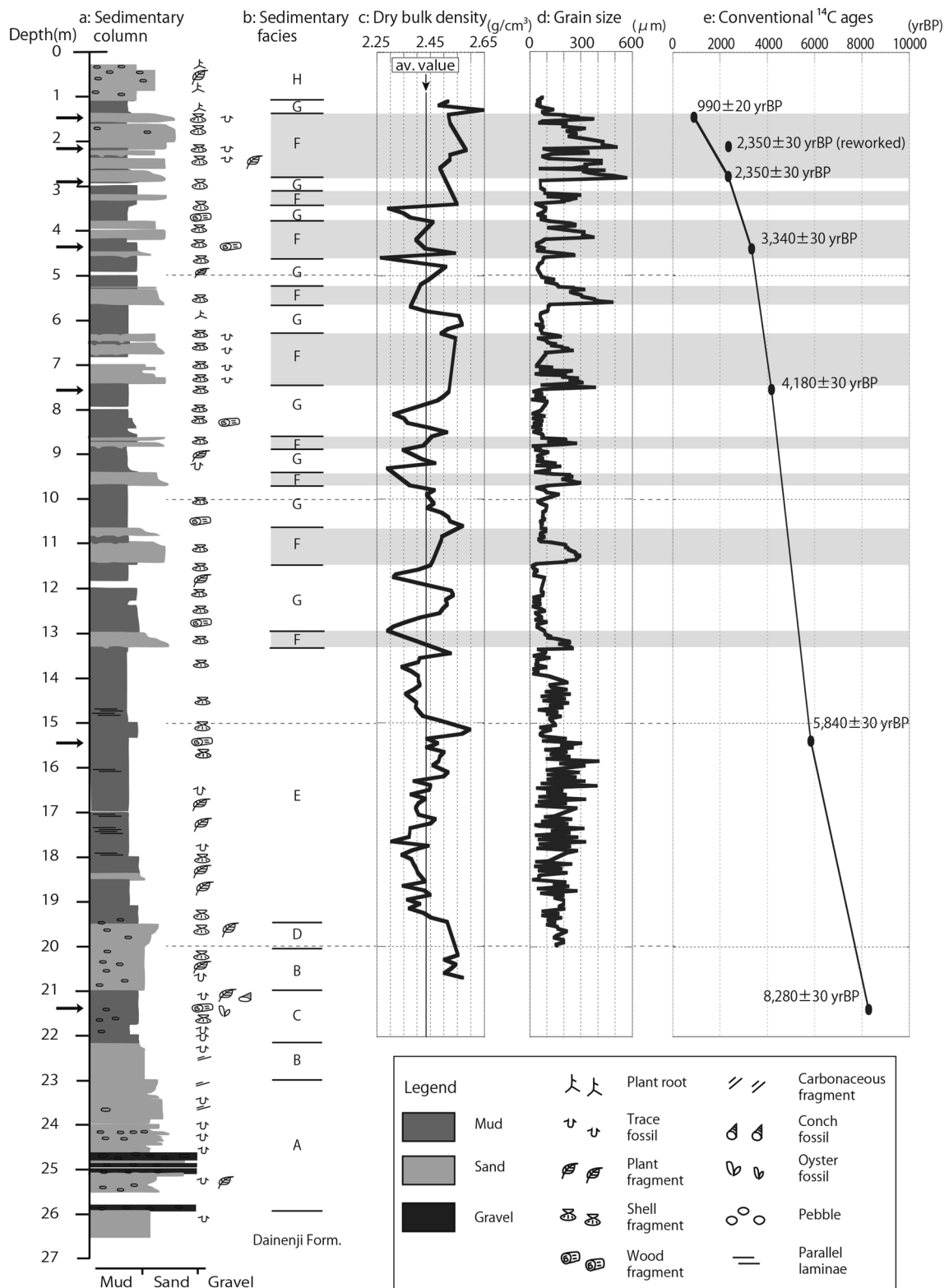
コア深度25.9mから23.0mまでの区間で見られる。

不淘汰な灰緑色砂層からなり, 大年寺層の暗緑色砂質シルト岩を覆い, 上方細粒化するユニットを繰り返す。上方細粒化ユニットの境界は明瞭で, 底部には周辺の丘陵をつくる大年寺層の礫(径: 0.8~3.0cm)が含まれており, 下位の層を侵食的に覆う。また, 木片や植物の葉が多数含まれている。最下部の細粒砂層では生物擾乱は見られず, 中粒砂の薄層を狭在する。堆積相Aは上位に向かって細粒砂からシルト質砂層へと漸移し, シルト質砂層では生物擾乱を強く受ける。また, シルト質砂層には砂質堆積物で埋められた生痕化石が確認できる。以上のことから, 海水の影響を受けていたと考えられ, 生物活動が活発な海洋環境であったと推定できる。さらに, 陸から運搬されたと考えられる木片や植物の葉が含まれること, 礫が含まれていることなどを合わせると後浜の環境で堆積したと考えられる。

堆積相 B: 砂質潮汐平底

コア深度23.0mから22.2mまでと21.0mから20.0mまでの2箇所で見られる。

淘汰の悪い灰緑色シルト質砂及び砂層からなる。生痕化石を多産し, 貝殻片, 植物片, 炭質物を含む。しかし, 堆積構造を完全に破壊するほど生物擾乱は強くない。下位の堆積相A(後浜)とは明瞭な境界を持って接する。上方細粒化を繰り返しつつ, 次第に砂層からシルト質砂層へと変化する。以上のことから, エスチュアリー環境を示すと考え



**Fig. 2** a: Sedimentary column, b: sedimentary facies, c: dry bulk density, d: grain size and e: conventional <sup>14</sup>C ages from the ODMS core.

Sedimentary facies	Lithology	Lithofacies	Environment
H	大 木 木 木	black silt and silty sand including shell fragments, wood fragments and plant roots	Artificial fill and paddy soil
G		olive-black clay with weak bioturbation and thin peat layer	Salt marsh
F	木 木	gray sand including shell fragments	Event deposit
E	木 木 木 木	olive-black silt and silty sand, gray silt and silty sand with parallel laminae including shell fragments and pebbles	Central basin of estuary
D	木 木 木 木	black clay, silt, and silty sand including shell fragments, trace fossils and carbonaceous matter	Washover
C	木 木 木 木	bioturbated olive-black silt including shell fragments, pebbles and wood fragments	Muddy tidal flat
B	木 木	olive-gray silty sand and sand including carbonaceous matter	Sandy tidal flat
A	木 木 木 木	bioturbated olive-gray to greenish-gray sand and conglomerate including pebble	Backshore

**Fig. 3** Sedimentary facies and interpreted environment. Two step gray scale and symbols in the lithology refer to the legend of Fig. 2.

られる。また、全体的に砂質堆積物からなることから、潮汐流による影響を受ける浅海性の堆積物と考えられ、砂質潮汐平底の堆積物 (Dalrymple, 1992) と推定できる。

**堆積相 C: 泥質潮汐平底**

コア深度 22.2m から 21.0m までの区間に見られる。

黒褐色シルト層からなり、下位の堆積相 B (砂質潮汐平底) から漸移的に変化する。生物擾乱を強く受けており、貝殻片や木片、薄緑色の大年寺層起源のシルト礫 (径: 0.5~2.0 cm) を含む。生息状態を保持したカキ化石及びカキ化石礁が保存されていることから、潮間帯の堆積物であると考えられる。また、下位の堆積相 B (砂質潮汐平底) から上方細粒化し、泥質の堆積物へと変化する。生物擾乱を強く受けていることを合わせると、堆積相 B より潮汐流などの影響の弱い泥質潮汐平底の堆積物 (Dalrymple, 1992) と考えられる。

**堆積相 D: ワッシュオーバー**

コア深度 20.0m から 19.5m までの区間に見られる。

淘汰の悪い黒褐色シルト質細粒~中粒砂及びシルト層からなり、生物擾乱はあまり受けていない。全体的に破碎された貝殻片を多く含む、木片も含まれる。これらのことから、海側から砂が運搬されたと考えられる。また、この堆積相は次に述べる堆積相 E (エスチュアリー中央盆地) に上位を覆われる。したがって、海側に形成された砂嘴あるいはバリア島からエスチュアリー中央盆地側にもたらされたワッシュオーバーの堆積物 (Reinson, 1992) と考えられる。

**堆積相 E: エスチュアリー中央盆地**

コア深度 19.5m から 13.36m までの区間に見られる。

下部は灰褐色シルト及びシルト質砂層からなり、上部は黒褐色粘土層からなる。下部では貝殻片、植物片を含んでおり、貝殻片は破碎されている。また、薄緑色の大年寺層起源のシルト礫 (径: 0.5~2.0 cm) を含む。肉眼あるいは軟 X 線写真から平行ラミナが確認できる (Fig. 4C, D)。下部の灰褐色シルト及びシルト質砂層から上部の黒褐色粘土層へ漸移的に変化する。黒褐色粘土層は破碎された貝殻片を少量含むのみで、炭質物も少なく、生物擾乱は極めて弱い。以上のことから、波浪の影響が小さくかつ還元的なエスチュアリー中央盆地の環境 (Zaitlin et al., 1994; 卜部ほか, 2006) と推察できる。

**堆積相 F: イベント堆積物**

コア深度 13.36m から 1.50m までの間に堆積相 G (塩水湿地) と交互に出現する。この区間で堆積相 F の占める割合は 40% 以上に達している (Fig. 2)。

灰色細粒~中粒砂層からなり、下位の層とは明瞭で侵食のあるいは直線的境界で接する (Fig. 4A, B)。1 枚の砂層の厚さは数 cm から数 10 cm である。厚さ約 10 cm までの薄い泥層を砂層の間に挟む場合、この泥層も含め堆積相 F とした。その出現間隔は数 10 cm~1 m 間隔である。砂層の下部は貝殻片を多産し、偽礫を含む不淘汰な中粒砂層からなる。上方に細粒化し、中部は貝殻片を含む不淘汰な細粒砂層からなる。上部は少量の貝殻片を含む、淘汰の良い細粒砂層からなり、斜交ラミナが確認できることもある。さらに、深度 3.3m 付近の砂層は逆級化構造を示し、7.4~7.0m および 9.5m 付近の砂層は級化構造の繰り返しから成る複級化層を示す (Fig. 2a)。また、深度 11.5~11.0m 付近の砂層は下部で逆級化、上部で正級化を示している (Fig. 2a)。堆積相 F に含まれる貝殻片はすべて海棲であり、破碎されている。以上のことから、これらの砂質堆積物は海側から運搬されたイベント性の堆積物 (澤井, 2012; 鎌滝ほか, 2015) と考えられる。

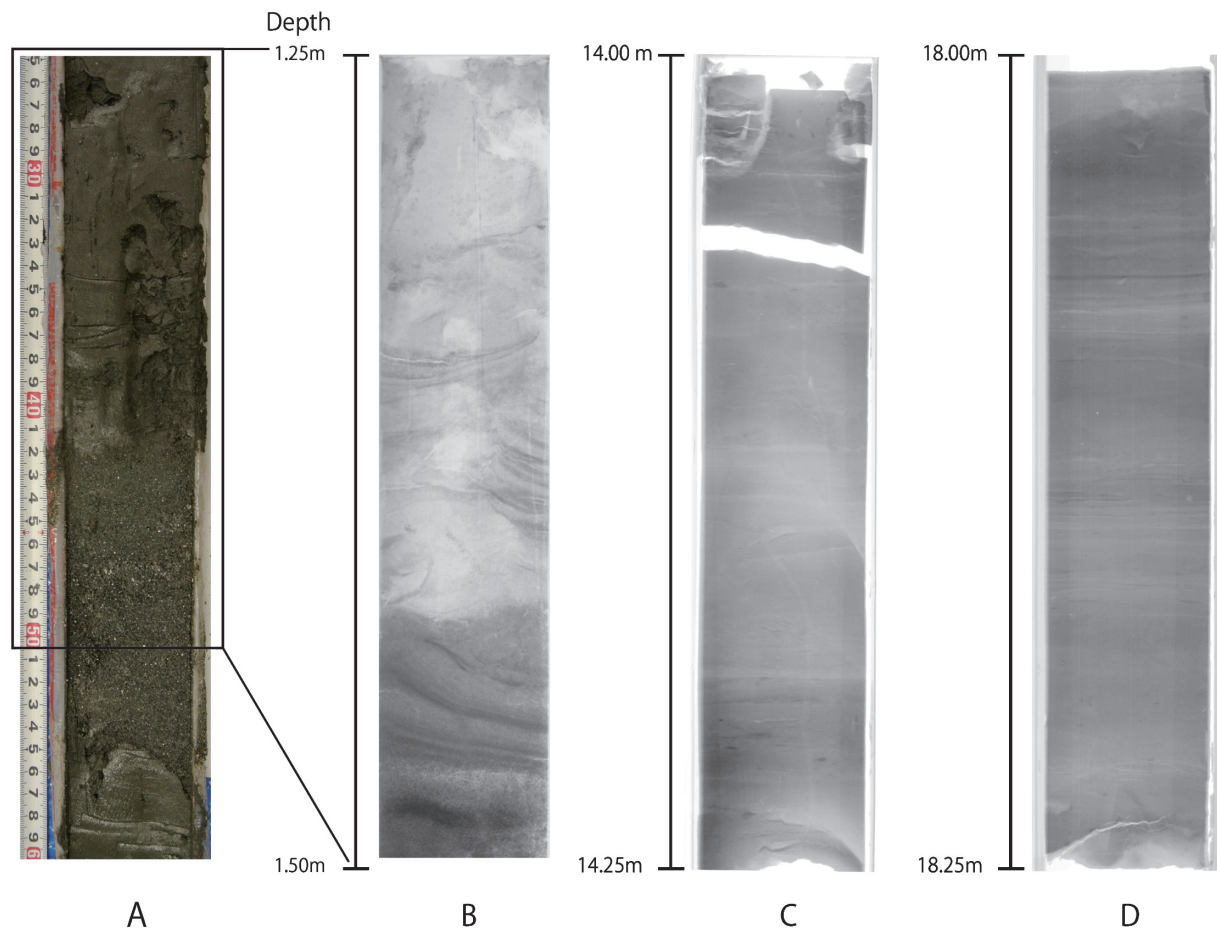
**堆積相 G: 塩水湿地**

コア深度 13.00m から 1.02m までの間で堆積相 F (イベント堆積物) と交互に出現する。

灰褐色砂質シルト層からなる。大年寺層起源のシルト礫 (径: 1.0~4.0 cm) を含む、貝殻片、木片、植物の葉などを多く含む。生息状況を保った数 mm 程度の汽水棲と考えられる貝化石も一部に見られる。また、砂が充填した巣跡などの生痕化石もしばしば見られる。炭質物に富む泥炭質の黒色シルト層を挟むことがあり、炭質物が多く、根痕が多く見られることが特徴的である。以上のことから、しばしば離水する塩水湿地の堆積物 (石原ほか, 2004; 田辺ほか, 2006) であると推定される。

**堆積相 H: 人工埋積土および耕作土**

コア深度 1.02m 以浅に見られる。



**Fig. 4** Selected photograph (A) and soft X-ray photographs (B, C, D) from the ODMS core. A: depth 1.25–1.60 m; the event sand bed in the salt marsh deposits. B: depth 1.25–1.50 m; cross laminae in the upper part of the event sand bed. C: depth 14.00–14.25 m; muddy estuary sediment with sandy laminae. D: depth: 18.00–18.25 m; sandy estuary sediment with muddy laminae.

小礫（径約 1.0 cm）混じりのシルト及び小礫（径約 1.0～3.0 cm）混じりの細粒砂層からなる。どちらも、地表近くであるにも関わらず不自然に硬く締まっている。植物片及び木片を含み、泥質部に根痕が多く見られる。下位層に不連続に重なり、基底には木片、小礫（最大径 4.0 cm）が濃集している。人工的に攪乱したように見えることから埋積土砂と考えられ、また、根痕が多く見られることから水田耕作土であると考えられる。

## 2. 乾燥かさ密度測定

乾燥かさ密度測定結果を Fig. 2c に示す。コア全体の平均は  $2.43 \text{ g/cm}^3$  で、完新統の最下部から中部にかけて全体的に値は低くなり、再び上部に向かって高くなる。後述する平均粒径の変化と調和的に変化する。なお、最上部の深

度 1.3 m の人工埋積土および耕作土と解釈される堆積物で  $2.65 \text{ g/cm}^3$  と最も高い値をとり、その下位の深度約 3.0 m まで粒径に依らず  $2.50 \text{ g/cm}^3$  以上の高い値を示す。3.0 m 以深では、泥質部で低い値 ( $2.30 \sim 2.40 \text{ g/cm}^3$ )、砂質部で  $2.50 \sim 2.60 \text{ g/cm}^3$  の高い値をとる。

## 3. 粒度分析結果

粒度分析結果を Fig. 2d に示す。全体としては細粒な泥質堆積物からなるが、コア上部ほど砂質堆積物の占める割合が増える。コア下部のエスチュアリー中央盆地の泥質堆積物（堆積相 E）は、肉眼観察では泥岩が卓越しているが、粒度分析結果（Fig. 2d）は数 cm の間隔で細粒砂あるいは一部中粒砂の層が挟在することを示している。また、コア上部にあたる深度 13.36 m から 3.80 m にかけての塩水湿地と

解釈される堆積物（堆積相 G）中に挟在するイベント砂層（堆積相 F）の粒度は中粒砂でしばしば粗粒砂に達し、複級化成層や逆級化構造を示す（Fig. 2d）。これらの粒径変化は岩相変化と調和的である。

#### 4. <sup>14</sup>C 年代測定

年代測定の結果は Table 1 に、それらから得られた堆積速度曲線（増田，2000）を Fig. 2e に示す。<sup>14</sup>C 年代測定結果は深度に比例して古い年代を示していることから、本地域内では 8,280±30 yrBP 以降、地層が連続的に堆積したことがわかる。この最も古い年代と最も新しい年代（990±20 yrBP）との間を直線でつないで堆積速度を見積もると約 250 cm/k.y. と求まる。また、堆積速度は基本的に大きくは変化していないが、耕作土直下の深度 4.40 m から上位では遅くなっている。

### 考 察

#### 1. 堆積環境の変遷

コア最下部の大年寺層の砂質シルト岩を覆って、完新統が累重している。それらは下位から、後浜、砂質潮汐平底、泥質潮汐平底、ワッシュオーバー、エスチュアリー中央盆地、塩水湿地とそれに挟在する海側からのイベント堆積物、人工埋積土および耕作土の堆積物である。<sup>14</sup>C 年代から、これらの堆積物は 8,280±30 yrBP 以前、おそらく最終氷期後の約 1 万年前から、人工的に埋め立てられた約 90 年前まで、連続的に堆積したと考えられる（Fig. 2）。

##### (1) 最終氷期後の海進期（約 8,000 年前まで）

大年寺層を不整合に後浜の堆積物が覆うことから、最終氷期後の海水準上昇によって海進が始まり、氷期に沖合側に前進していた海岸線が現在の位置付近まで移動したと考えられる。この時点では、内湾の成立を示す泥質堆積物を欠いているため、エスチュアリーは成立していなかったと考えられる。しかし、その後、海進の進行とともに現在の海岸線付近に砂嘴あるいはバリア島が発達し、徐々に海水がその背後に侵入し、掘削地点は浅い砂質潮汐平底から泥質潮汐平底へと変化する。

##### (2) エスチュアリー拡大期（約 8,000 年前から 5,500 年前）

約 8,000 年前以降、ワッシュオーバーによる砂層の堆積が生じ、約 6,000 年前の縄文海進最盛期には、掘削地点の西方約 2.5 km の標高 5.0 m の地点までエスチュアリーが広がったとされる（南相馬市教育委員会，2009）。この時期には、水域の拡大に伴って掘削地点はやや深い潮下帯のエスチュアリー中央盆地となり、主に泥質堆積物が堆積したと考えられる。堆積物の供給源である宮田川は、砂質シルト岩で構成される大年寺層からなる丘陵を源流とし、極めて集水域が小さい。したがって、宮田川が陸側から運搬して

くる堆積物のほとんどは泥質であり、洪水時でも大年寺層からもたらされる細粒砂が最も粗い粒子だと考えられる。この区間の粒度分析結果から、平均粒径が中粒砂に達するところが数層準存在する（Fig. 2d）が、これらを構成する中粒砂以上の粒径の砂は、この区間で貝化石が散在していることを考慮すると、海側から供給されたと考えるのが自然である。

##### (3) エスチュアリー埋積期（約 5,500 年前から現在）

縄文海進最盛期後は水域が縮小し、陸域および海域からの堆積物流入と相まって、掘削地点では水深は浅くなり、しばしば離水する塩水湿地となった。海側からもたらされた厚さ数 10 cm のイベント砂層を主体とする堆積相 F は、深度 13.36 m（約 5,500 yrBP）以降、数 10 cm～1 m 間隔で出現している。その出現間隔は堆積速度曲線（Fig. 2e）を考慮すると、約 600 年間隔と見積もられる。

なお Fig. 2c では、最上部で堆積速度が低下しているように見えるが、この区間は泥質堆積物の乾燥かさ密度が高い。したがって、この上位にある人工埋積土の存在から、干拓に伴って人為的に地層を圧密したために起こった見かけ上の堆積速度低下であると考えられる。

#### 2. イベント堆積物の成因

堆積相 F の砂層は、約 5,500 年前以降の地層に見られ、縄文海進後の海退期に入ってからである。一方、ワッシュオーバー堆積物は海進期のバリア島システムの主要な要素である（Reinson, 1992）。さらに Morton et al. (2007) は、ワッシュオーバーの砂層は、津波で形成された砂層より厚く、次に述べる強い水流からの堆積を示す構造を持たないと指摘している。また、このイベント堆積物出現の平均周期が約 600 年と長い。したがって、このイベント堆積物がバリア島背後のワッシュオーバー堆積物である可能性は低いと考えられる。

イベント堆積物は、下位の層を侵食的に覆い、偽礫を含み、級化構造、複級化成層、逆級化構造を示し、斜交ラミナを伴うという Dawson and Stewart (2007), Noda et al. (2007), Morton et al. (2007), 小松原 (2012), 藤原 (2015) などが示している津波堆積物の特徴をもっている。これらのことから、堆積相 F のイベント堆積物は津波堆積物である可能性が高いと考えられる。<sup>14</sup>C 年代を考慮すると、深度 2.0 m 付近のイベント砂層が 1,000 年前程度で貞観津波（西暦 869 年）と年代的に近い。また、平均 600 年間隔の周期性は宍倉ほか (2007) が石巻平野で見出した津波堆積物の形成間隔、Sawai et al. (2015) の仙台平野での津波堆積物の形成間隔と一致している。ただし、高潮により形成された砂層もこの中に存在する可能性は否定できないが、上述したようにこれらイベント堆積物のうちの多くは津波堆積物である可能性が高い。

なお、深度約 13.36 m (約 5,500 年前) より下位の海進期のエスチュアリー中央盆地の泥層には明瞭なイベント砂層は見られないが、粒度分析結果に見られるように細粒ないし中粒砂が頻繁に挟在している (Fig. 2d)。この時期は潮下帯のエスチュアリー中央盆地の環境であった。このような環境によって、例えば津波によって海側から砂が供給されても堆積相 F のような明瞭なイベント砂層を残さなかった可能性がある。したがって、イベント砂層の欠如によって津波の来襲を否定することは出来ないとと思われる。縄文海進最盛期までの海進期のエスチュアリー中央盆地の堆積物に津波堆積物が含まれるかどうかについては、今後の検討が必要である。

### ま と め

・コアの岩相、堆積構造、粒度、生物擾乱の程度、含有物などの変化から、8つの堆積相を設定した。堆積相解析によって、次のような堆積環境の変遷を明らかにした。すなわち、最終氷期後の海進に伴い、後浜環境、砂質潮汐平底、泥質潮汐平底を経て、縄文海進最盛期 (約 6,000 年前) までには潮下帯のエスチュアリー中央盆地となった。その後、埋積が進み海退し、海岸線背後の塩水湿地へと変化した。塩水湿地へと変化した後、干拓が行われ、水田として利用され現在に至る。また、海側からもたらされたイベント砂層がコア上部に多数挟在している。

・イベント砂層は、周期的に繰り返す津波によってもたらされた津波堆積物である可能性がある。 $^{14}\text{C}$  年代測定結果から、その形成周期は約 600 年間隔と見積もられ、石巻平野や仙台平野における津波堆積物の形成間隔と一致する。

謝辞：コアの掘削にあたり庄建技術株式会社の高橋正則氏に現地での手配などでお世話になった。また、コア記載や試料採取にあたり、信州大学大学院の松田和久氏、上村真優子氏、竹内時実氏にお手伝い頂いた。査読者である信州大学理学部理学学科物質循環学コース村越直美博士のご指摘、ご教授は大変有益であった。これらの方々に感謝いたします。研究は平成 26-28 年度 (独) 日本学術振興会学術研究助成基金助成金 (基盤研究 (C)、課題番号: 26400486、代表: 保柳康一) の一部を使用しました。記して謝意を表します。

### 文 献

阿部 壽, 菅野喜貞, 千釜 章, 1990, 仙台平野における貞観 11 年 (869 年) 三陸津波の痕跡高の推定. 地震, **43**, 513-525.  
Abe, T., Goto, K., and Sugawara, D., 2012, Relationship between the

maximum extent of tsunami sand and the inundation limit of the 2011 Tohoku-oki tsunami on the Sendai Plain, Japan. *Sedimentary Geology*, **282**, 142-150.

Changué-Goff, C., Andrew, A., Szczuciński, W., Goff, J. and Nishimura, Y., 2012, Geochemical signatures up to the maximum inundation of the 2011 Tohoku-oki tsunami—Implications for the 869 AD Jogan and other paleotsunamis. *Sedimentary Geology*, **282**, 65-77.

Dalrymple, R.W., 1992, Tidal depositional systems. In Walker R.G. and James, N.P., eds., *Facies Models, response to sea level change*, 195-218, Geological Association of Canada.

Dawson, A.G. and Stewart, I., 2007, Tsunami deposits in the geology record. *Sedimentary Geology*, **200**, 166-183.

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. *Marine Geology*, **358**, 38-48.

藤原 治, 2015, 津波堆積物の科学. 東京大学出版会, 東京, 283 p.  
福島県, 2004, 二級河川宮田川水系河川整備計画. <http://www.pref.fukushima.jp/kasen/kikaku/seibihousin/miyatakeikaku.pdf>

石原与四郎, 木村克己, 田辺 晋, 中島 礼, 宮地良典, 堀 和明, 稲崎富士, 八戸昭一, 2004, 埼玉県草加市柿木地区で掘削されたコア (GS-SK-1) の堆積相・堆積物物性と放射性炭素年代. 地質調査研究報告, **55**, 183-200.

鎌滝孝信, 阿部恒平, 黒澤英樹, 三輪敦志, 今泉俊文, 2015, 秋田県沿岸の沖積低地にみられるイベント堆積物. 第四紀研究, **54**, 129-138.

久保和也, 柳沢幸夫, 吉岡敏和, 山元孝広, 滝沢文教, 1990, 原町及び大甕地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 155 p.

小松原純子, 2012, 浅海域および沿岸低地に堆積した津波堆積物の識別基準. 堆積学研究, **71**, 119-127.

増田富士雄, 2000, 堆積曲線から求める堆積年代と墨重速度. 月刊地球, **22**, 191-196.

南相馬市教育委員会, 2009, 浦尻貝塚史跡公園整備基本構想. <http://www.city.minamisoma.lg.jp/index.cfm/9,2250,78,html>

Morton, R.A., Gelfenbaum, G. and Jaffe, B.E., 2007, Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples. *Sedimentary Geology*, **200**, 184-207.

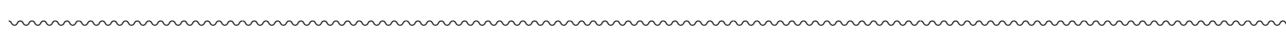
Naruse, H., Arai, K., Matsumoto, D., Takahashi, H., Yamashita, S., Tanaka, G. and Murayama, M., 2012, Sedimentary features observed in the tsunami deposits at Rikuzentakata City. *Sedimentary Geology*, **282**, 199-215.

仁科健二, 川上源太郎, 田近 淳, 2013, 2011 年東北地方太平洋沖地震津波によって形成された三陸海岸の礫質津波堆積物. 北海道地質研究所報告, **85**, 27-44.

Noda, A., Katayama, H., Sagayama, T., Suga, K., Uchida, Y., Satake, K., Abe, K. and Okamura, Y., 2007, Evaluation of tsunami impacts on shallow marine sediments: An example from the tsunami caused by the 2003 Tokachi-oki earthquake, northern Japan. *Sedimentary Geology*, **200**, 314-327.



- 太田勝一, 保柳康一, 2014, 南相馬市の3.11津波堆積物についての層相区分による形成過程の検討. 日本地質学会第121年学術大会講演要旨, 103 p.
- Reinson, G.E., 1992, Transgressive barrier island and estuarine system. In Walker R.G. and James, N.P., eds., *Facies Models, response to sea level change*, 179-194, Geological Association of Canada.
- 佐藤比呂志, 嶋本利彦, 堤 昭人, 川本英子, 宮脇昌弘, 1994, 1993年北海道南西沖地震と1983年日本海中部地震に伴う陸上の津波堆積物. 活断層研究, **12**, 1-23.
- 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.
- 澤井祐紀, 岡村行信, 宍倉正展, 松浦旅人, Than Tin Aung, 小松原純子, 藤井雄士郎, 2006, 仙台平野の堆積物に記録された歴史時代の巨大津波—1611年慶長津波と869年貞観津波の浸水域—. 地質ニュース, **624**, 36-41.
- 澤井祐紀, 岡村行信, 小松原純子, 2008, ハンドコアラーを用いた宮城県仙台平野(仙台市・名取市・岩沼市・亘理町・山元町)における古津波痕調査. 活断層・古地震研究報告, **7**, 47-80.
- Sawai, Y., Namegaya, Y., Tamura, T. and Nakashima, R., 2015, Shorter intervals between great earthquakes near Sendai: Scour ponds and a sand layer attributable to AD 1454 overwash. *Geophysical Research Letters*, **42**, 4795-4800.
- Simons, M., Minson, S.E., Sladen, A., Ortega, F., Jiang, J., Owen, S.E., Meng, L., Ampuero, J.P., Wei, S., Chu, R., Helberger, D.V., Kanamori, H., Hetland, E., Moore, A.W. and Webb, F.H., 2011, The 2011 magnitude 9.0 Tohoku-Oki earthquake: Mosaicking the megathrust from seconds to centuries. *Science*, **332**, 1421-1425.
- 宍倉正展, 澤井祐紀, 岡村行信, 小松原純子, Than Tin Aung, 石山達也, 藤原 治, 藤野慈弘, 2007, 石巻平野における津波堆積物の分布と年代. 活断層・古地震研究報告, **7**, 31-46.
- 宍倉正展, 澤井祐紀, 行谷佑一, 岡村信行, 2010, 平安の人々が見た巨大津波を再現する—西暦869年貞観津波—. *Active Fault and Earthquake Research Center NEWS*, **16**, 1-10.
- Sugawara, D., Takashimizu, T. and Imamura, F., 2014, Sediment transport due to the 2011 Tohoku-oki tsunami at Sendai: Results from numerical modeling. *Marine Geology*, **358**, 18-37.
- Szczuciński, W., Kokociński, M., Rzeszewski, M., Changué-Goff, C., Cachão, M., Goto, K. and Sugawara, D., 2012, Sediment sources and sedimentation processes of 2011 Tohoku-oki tsunami deposits on the Sendai Plain, Japan—Insights from diatom, nannoliths and grain size distribution. *Sedimentary Geology*, **282**, 40-56.
- Takashimizu, Y., Urabe, A., Suzuki, K. and Sato, Y., 2012, Deposition by the 2011 Tohoku-oki tsunami on coastal lowland controlled by beach ridges near Sendai, Japan. *Journal of Japan Society of Civil Engineers, Series B*, **67**, 63-66.
- 田辺 晋, 中島 礼, 中西利典, 木村克己, 柴田康行, 2006, 東京都足立区本木地区から採取した沖積層ボーリングコア堆積物(GS-AMG-1)の堆積相, 放射性炭素年代と物性. 地質調査研究報告, **57**, 289-307.
- 卜部厚志, 吉田真見子, 高濱信行, 2006, 越後平野の沖積層におけるバリアー—ラグーンシステムの発達様式. 地質学論集, **59**, 111-127.
- 山田昌樹, 藤野滋弘, 2013, 2011年東北地方太平洋沖地震により茨城県・千葉県沿岸低地に形成された津波堆積物の堆積学的特徴. 堆積学研究, **72**, 13-25.
- Yamada, M., Fujino, S. and Goto, K., 2014, Deposition of sediments of diverse sizes by the 2011 Tohoku-oki tsunami at Miyako City, Japan. *Marine Geology*, **358**, 67-78.
- Zaitlin, B.A., Dalrymple, R.W. and Boyd, R., 1994, Stratigraphic organization of incised-valley systems. In Dalrymple, R.W., Boyd, R. and Zaitlin, B.A., eds., *Incised-valley systems: Origin and sedimentary sequences*, SEPM Special Publication, **51**, 45-60.



**エスチュアリー埋積堆積物中の津波堆積物：  
福島県南相馬市小高区井田川地区における完新統ボーリングコア**

角張友律・太田勝一・保柳康一，2017，堆積学研究，Vol. 75，No. 2，73-82

**Kakubari, Y., Ota, K. and Hoyanagi, K.: Tsunami deposits in the estuary-fill:  
Holocene drill core in Minamisoma City, Fukushima Prefecture, Northeast Japan**  
*Jour. Sed. Soc. Japan*, Vol. 75, No. 2, 73-82

エスチュアリー埋積堆積物とそこに挟在する津波堆積物の関係を研究することを目的として，福島県南相馬市小高区井田川地区において完新統を掘り抜いて鮮新-更新統の大年寺層に達する長さ26.5mのボーリングコアを採取した。採取した完新統試料のコア記載に基づいて堆積相を設定し，その堆積環境について考察した。同時に軟X線写真撮影，乾燥かさ密度測定，粒度分析，<sup>14</sup>C年代測定をおこない，それらを総合して，地域内の環境変遷を復元した。(1) 最終氷期終了後の約1万年前からこの地域への海進が始まり，海岸線背後の後浜となる。(2) 約8,000年前から海側に砂嘴などのバリアが成立，この地域は砂質潮汐平底，泥質潮汐平底となった。(3) 5,500年前の縄文期の最大海進期にはエスチュアリーが広がり，潮下帯まで深くなる。(4) 5,500年以降，海退と埋積によりエスチュアリーは縮小し塩水湿地となった。(5) 約100年前に干拓により水田となった。さらに，塩水湿地の泥質堆積物に挟在するイベント堆積物は貝化石を含む砂層で，すべて海側から運搬されたと考えられる。また，級化構造，複級化成層，逆級化構造が見られる。さらに，これらのイベント砂層の一部には偽礫や礫が含まれ，斜交ラミナを伴う。砂層の堆積間隔は約600年と見積もられる。以上のことから，これらの砂層の多くは，津波堆積物である可能性が高い。