

下北半島，関根浜のイベント堆積物について*

弘前大学理工学部 木村 雄大
弘前大学大学院理工学研究科 岡田 里奈
弘前大学大学院理工学研究科 梅田 浩司

1. はじめに

日本海溝・千島海溝沿いの領域では、巨大な地震が繰り返し発生しており、過去に多くの被害を受けてきた。2011年東北地方太平洋沖地震以降、津波堆積物の調査が盛んに行われ、これまで報告がなかった北海道の胆振地方（清水ほか，2013）や下北半島の太平洋側に17世紀に発生したと考えられる地震に伴う津波堆積物が見つかった（Tanigawa et al., 2014）。これらの津波堆積物の分布を説明するためには、1611年の慶長三陸地震の震源域を従来よりも北側に想定することや、17世紀の北海道東部の地震の震源域を西側まで広げるといった想定が必要となる。以上のことから、青森県では特に下北半島での津波堆積物の調査が重要となる。最近になって筆者らのグループは、下北半島北部の関根浜において複数枚のイベント堆積物を挟む露頭を発見した。そこでは層相観察・記載を行うとともに、室内ではX線CT撮影、鉱物組成（モード分析）、粒度分析、 ^{14}C 年代測定、珪藻分析などを行ったので、それらの結果について報告する。

2. 調査地点および調査方法

調査地点は、下北半島北端の関根浜港の東側に位置する。露頭は海岸から約50m離れた、最終間氷期の海成段丘と海岸線間の標高約5mの微高地であり、その標高は約1.5mである（図-1）。イベント堆積物の特徴を明らかにするため、層相観察・記載および試料採取を行った。採取した試料は、250mm×65mm×10mmで厚さ1mmの亚克力容器に封入し、X線CT画像撮影を行った。撮影は高知コアセンターのX線CTスキャナ Aquilion PRIME Focus Edition（キヤノンメディカルシステムズ製）を使用した。なお、実質的な空間分解能は約1mmである。また、採取した試料の一部は、超音波洗浄機によって泥成分を除去したの

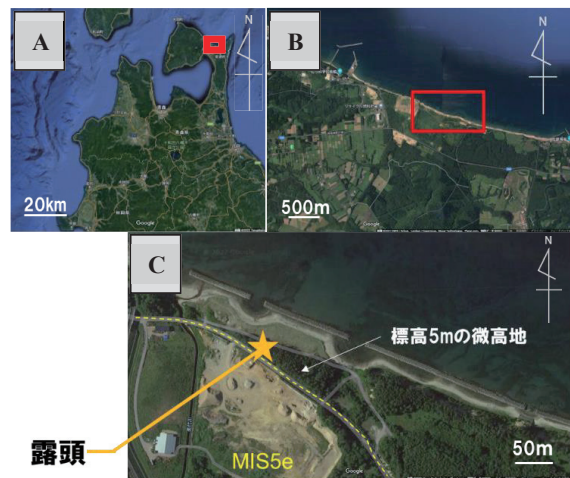


図-1 調査地点の位置図

A：下北半島，B：関根浜周辺，C：露頭位置

ち、1/4mm～1/16mmに篩分けを行い、約200粒子を目途に実体顕微鏡を用いて石英、斜長石、角閃石、輝石、磁鉄鉱、石質岩片に区分し、その割合を求めた。粒度分析はレーザー回折粒度分布測定装置SALD-3000J（島津製作所製）を用いて0.1～2000 μm の分析範囲で行った。放射性

*Characteristics of event deposits in Sekine-hama, Shimokita peninsula by Yuta Kimura, Rina Okada and Koji Umeda

炭素年代測定は日本原子力研究開発機構東濃地科学センターの加速器質量分析装置を用いた。珪藻は光学顕微鏡（400 ～ 1000 倍）で観察し、100～250 個の珪藻化石の検定・計数を行った。

3. 層相観察

今回、観察した露頭は、上位が砂混じりの有機質シルト層、下位が泥炭を主体とし、そこにはイベント堆積物と考えられる 8 層の砂層が挟まれている（図-2）。地表から深度 0.10m までは極細粒砂の風成層からなる。深度 0.10～0.32m は細～中粒砂でイベント H 層と命名した。深度 0.32～0.38m は有機質シルトからなる。深度 0.38～0.41 m は泥混じり細粒砂（G 層）、深度 0.41～0.42m は有機質シルト層を挟む。その下位の深度 0.42～0.56m は細～中粒砂（F 層）で、上方細粒化が認められる。また、下位の泥炭層（深度 0.56～0.65m）との境界は明瞭な侵食面が認められる。

深度 0.65～0.69m は細粒砂（E 層）、深度 0.69～0.74m は泥炭層、深度 0.74～0.77m は淡黄褐色の細粒火山灰（D 層）、深度 0.77～0.86m は泥炭、深度 0.86～0.90m は泥炭混じり細粒砂（C 層）、深度 0.90～1.15m は泥炭、深度 1.15～1.19m は細粒砂（B 層）、深度 1.19～1.32m は泥炭で、大型の木片が含まれる。深度 1.32～1.34m は細粒砂（A 層）で、深度 1.34～1.54m は泥炭からなる。

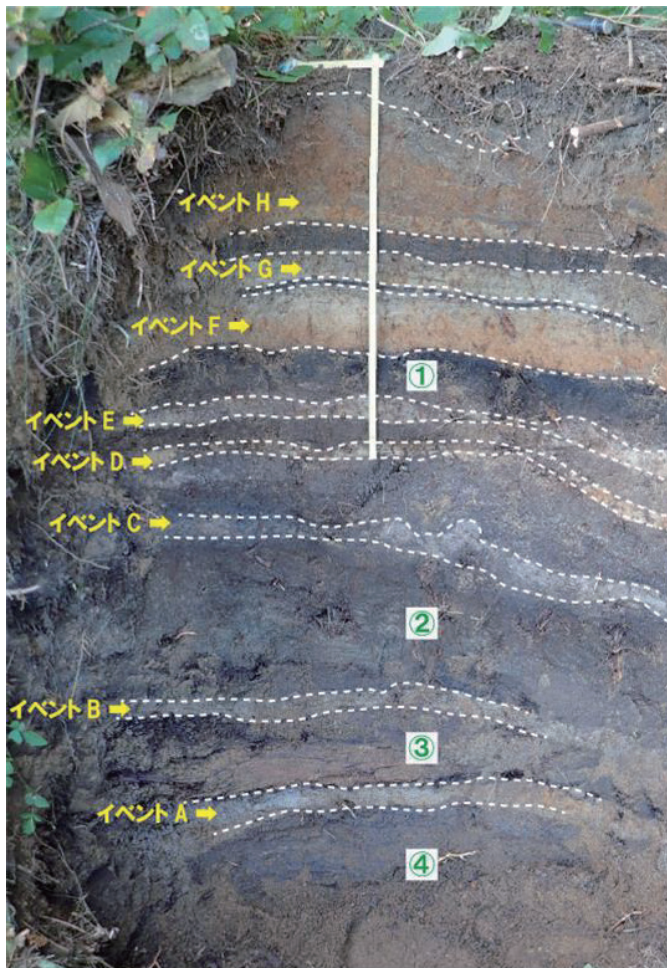


図-2 イベント堆積物（折尺の長さ（上下）は 75cm）
①～④は ^{14}C 年代試料採取位置

4. 鉱物組成・粒度分析

イベント A～C および E～G はともに中～細粒砂サイズの砂層であり、鉱物組成、粒度分布ともに、海浜砂と類似する。図-3 に海浜砂とイベント E の実体顕微鏡写真、粒度分布、鉱物化学組成を示す。この露頭でみられる砂層（イベント堆積物）は、いずれも海浜砂が運搬・堆積したものであり、海由来のイベント（津波、高潮等）によって形成されたと考えられる。なお、

イベント D とした淡黄褐色の細粒火山灰は、偏光顕微鏡観察によるとバブルウォール型の火山ガラスから構成されること、エジリンオーゾイトを含むことから西暦 946 年 (Oppenheimer et al., 2017) に降灰した白頭山・苫小牧テフラ (B-Tm) と考えられる。また、イベント H は、砕屑粒子がほとんど円摩されていないこと、輝石の含有量が多いことなどから陸由来のイベント (例えば、洪水) による堆積物の可能性がある。

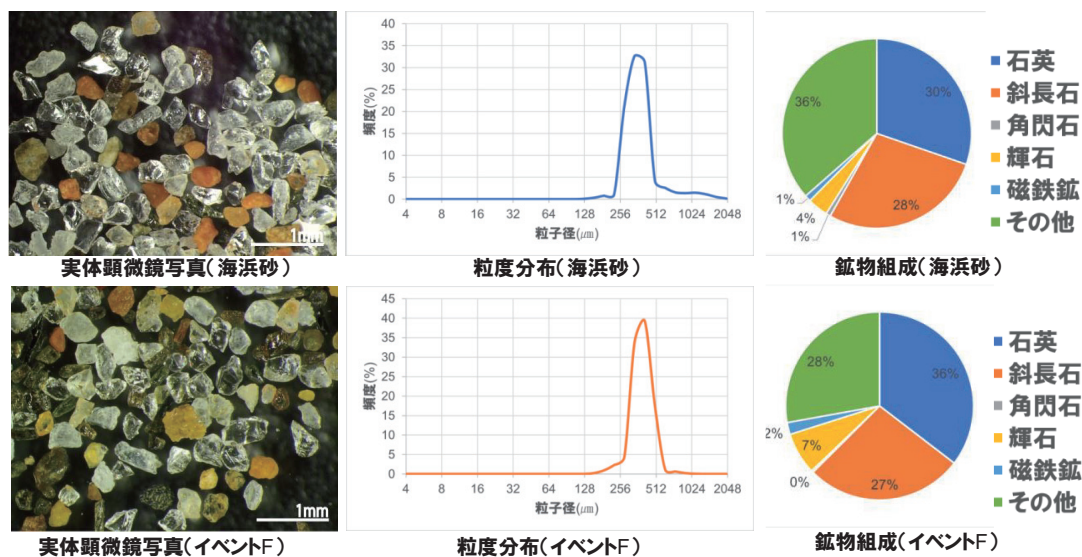


図-3 海浜砂 (上段) とイベント F (下段) の実体顕微鏡写真, 粒度分布, 鉱物化学組成

5. ^{14}C 年代測定

図-2 の①~④の泥炭の ^{14}C 年代を表-1 に示す。イベント A は 3850~2750 年前頃, イベント B は 2850~2100 年前頃, イベント C は 2200 年前頃~西暦 946 年, イベント E は西暦 946 年前~17 世紀に海由来のイベントによって形成された堆積物であると考えられる。また, イベント F~H は, 17 世紀以降に堆積したイベントと考えられる。

表-1 ^{14}C 年代測定結果

	放射性炭素年代 (yr BP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
①	334 ± 49	-22
②	2145 ± 50	-24
③	2793 ± 56	-15
④	3791 ± 60	-18

6. 議論

これらの結果から, イベント F および G は, 17 世紀以降に海由来のイベントによって形成された堆積物の可能性が高い。以下の議論ではイベント F と G を併せて Em1 と呼ぶ。前述したように, Em1 と下位の泥炭の境界は明瞭な侵食面が認められること, 泥質成分に富む薄層 (マッドレイブ?) が挟まれる。図-4 に Em1 の X 線 CT 画像を示す。露頭ではわかりにくい X 線 CT 写真では平行~斜交葉理が認められることから, 砕屑粒子は強い水流によって運ばれた

のち、その流れが停滞したことが示唆される。Em1 およびその下位の泥炭層の珪藻分析の結果をみると、下位の泥炭層には淡水性の珪藻しか認められないのに対して、Em1 には汽水性の *Diploneis smithii* や *Diploneis interrupta*, *Cocconeis stauroneiformis* などの海水性～汽水性の珪藻が 40%程度含まれている。特に、*Cocconeis stauroneiformis* は海生生物に付着しながら生息しているもので、強い海流によって運ばれたことは間違いない。以上のことから、今回発見された関根浜のイベント堆積物 Em1 は、Tanigawa et al. (2014) が報告した下北半島東通村の津波堆積物 S1 と対比できる可能性がある。

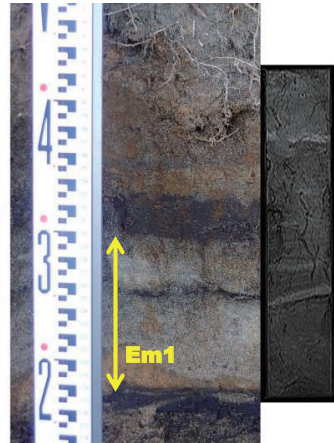


図-4 Em1 (F~G 層) の X 線 CT

引用文献

- 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.
- Tanigawa K., Sawai, Y., Shishikura, M., Namegaya, Y. and Matsumoto, D., 2014, Geological evidence for an unusually large tsunami on the Pacific coast of Aomori, northern Japan. Jour. Quatern. Sci., 29, 200-208.