

# 津波災害調査研究

津波災害リスクの調査・研究.....	1
東北地方における津波堆積物調査.....	3
房総半島沿岸における古地震調査.....	21
静岡県沿岸の古地震・津波堆積物調査.....	39
三重県中部における津波堆積物調査.....	49
紀伊半島南部における古津波調査.....	55
航空機搭載型測深 LiDAR による浅海域細密地形データの整備.....	61
津波計算用の明治時代以前の地形データ整備.....	73





## 津波災害リスクの調査・研究 Study of ancient tsunami

岡村行信<sup>1\*</sup>

Yukinobu Okamura<sup>1\*</sup>

**Abstract:** The studies of tsunami deposits in Sendai Plain before 2011 revealed that the tsunami deposits were a significant warning of future giant tsunamis. Thus, we conducted comprehensive surveys of tsunami deposits along Pacific coasts in Japan since 2012. The reports in this issue cover all surveys we conducted, but detailed analyses of the obtained data are continuing. Sawai and others report the tsunami deposits from the Sendai Plain and the seafloor of the Sendai Bay. In Boso Peninsula, Shishikura and others constructed detailed digital elevation models and obtained many sediment cores and GPR profiles. In Shizuoka prefecture, Fujiwara and Sawai collected sediment cores from the coastal plains around the Fuji-kawa river to Hamamatsu. Matsumoto reports the sediments from the coastal plain around Tsu City facing the Ise Bay. At the Kushimoto, the southern tip of the Kii Peninsula, Shishikura and others revealed tsunami deposits and precise distribution of drifted boulders on the coast. Matsunaga constructed high resolution DEM of shallow seabed in selected areas using airborne LiDAR. Namegaya compiled topographic and bathymetric data for tsunami calculation before Meiji era. These surveys and researches provided invaluable data for reliable evaluations of ancient earthquakes and tsunamis. We will publish the results of further analyses.

**Keywords:** Tsunami Deposits, Sendai Plain, Boso Peninsula, Shizuoka Prefecture, Ise Bay, Kii Peninsula, Airborne LiDAR, Ancient topography

日本において津波堆積物から過去の津波を再現しようとする試みは1980年代に始まり(箕浦ほか, 1987)、仙台平野でも西暦869年貞観地震に対応すると考えられる津波堆積物が1990年には報告されていた。産業技術総合研究所では1990年代の後半から津波堆積物の調査を開始し、千島海溝でそれまでに知られていた海溝型地震によって生じた津波より遙かに規模が大きい津波が約500年間隔で沿岸域に達していたことを、堆積物の分布域から推定した(Nanayama et al., 2003)。この研究は、海溝型地震がまれに巨大化し、特に津波規模が大きくなることを明らかにして注目されたが、地質学な津波堆積物調査の結果と地球物理学的なシミュレーションを組み合わせることによって、巨大津波の規模と発生履歴が解明可能であることを示した。

2004年からは、仙台平野の津波堆積物調査を開始した。すでに報告されていたMinoura and Nakaya (1991)などを参考に、調査密度を高め、範囲も広げていった。そして、宮城県の石巻市周辺から仙台平野及び福島県北部の沿岸域で津波堆積物の分布域と履歴を解明し(澤井ほか, 2007; 宍倉ほか2007)、津波堆積物の分布域まで津波が浸水する波源モデルも公表していた(佐竹ほか, 2008; 行谷ほか, 2010)。それらの結果が国の評価に採用され、社会に警告が出される前に東北地方太平洋沖地震が発生してしまったが(Sawai et al. 2012)、津波堆

積物の調査から過去の巨大津波の危険性を予測できることが注目され、津波堆積物調査の広域的な展開が社会から期待されるようになった。

以上のような経緯から、産業技術総合研究所が2011年度第3次補正予算を用いて津波堆積物調査を進めていくこととなった。2013年2月現在の調査内容については、中間報告の中に述べたとおりである。その後も一部の調査を継続し、2013年度内にすべての調査を終了した。本報告書はそれらのすべての調査内容を中心にまとめたもので、中間報告書に書かれたこととも重複して記述している。現時点では、得られたデータや資料の解析・分析までは行われていないものもあり、最終的な解析結果までは述べられていない部分が多い。それらについては今後逐次公表していく予定である。

仙台湾と仙台平野の調査について澤井ほかが報告している。仙台湾の海底津波堆積物の解析が進められ、海底の津波堆積物に関する情報が得られつつある。また、仙台平野のボーリング試料の解析は今後進める予定であるが、津波堆積物の剥ぎ取り標本の整備を行うことができた。

房総半島では、宍倉ほか、変動地形とその形成時期を明らかにするための地形計測やボーリング調査、また津波堆積物調査について報告している。航空レーザー測量による高密度で広範囲な地形データや地上レーザー

本報告は「巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究 中間報告」に平成25年度以降の調査・研究実施内容を追記したものである

\*Corresponding author

1. 活断層・地震研究センター (Active Fault and Earthquake Research Center, AIST) (現所属: 活断層・火山研究部門 (Institute of Earthquake and Volcano Geology, AIST))

測量による精緻な地形データが整備でき、また堆積物試料も充実させることができた。今後、房総半島とその南方沖の地震について新たな知見が得られることが期待できる。

静岡県では藤原・澤井が、浜名湖周辺、太田川低地、駿河湾沿岸で実施した調査について報告している。太田川低地では体系的な津波堆積物調査が実施され、東海地震に伴う津波の履歴と規模推定が可能になってきた。また、駿河湾沿岸の地殻変動様式についても新たな情報が得られつつある。

伊勢湾の津市周辺の沖積平野では、松本が調査結果を報告している。内湾に面した平野であるが被害の歴史記録が残っている場所で、津波堆積物を検出できるか確認が期待される。

紀伊半島の串本町付近では、宍倉ほか津波堆積物調査と橋杭岩周辺に分布する漂礫の調査を報告している。串本町を襲った過去の津波履歴を明らかにできるデータと橋杭岩に達した津波規模を推定するための重要な情報が整備できた。

また、精度の高い過去の津波シミュレーションを実施するために、松永ほかは浅海域の航空グリーンレーザー測量の結果を報告し、また行谷ほかは現在の海岸付近のデジタル標高データから過去の地形図を参考に人工物を取り除いたデジタル地形データの作成の結果についても別途報告している。

このように多くの調査が並行して実施され、新しい津波堆積物も見つかっているが、十分な解析は終わっていない。今後、得られたデータの解析を進め、信頼性の高い過去の津波規模と履歴の復元を目指した研究を進めると共に、できるだけ早くその結果を公表していく予定である。

## 文献

- Minoura, K. and Nakaya, S. (1991) Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from northeast Japan. *Journal of Geology*, **99**, 265-287.
- Nanayama, F., Satake, K., Furukawa, R., Shimokawa, K., Atwater, B.F., Shigeno, K. and Yamaki, S. (2003) Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench. *Nature*, **424**, 660-663.
- 行谷佑一・佐竹健治・山木 滋 (2010) 宮城県石巻・仙台平野および福島県請戸川河口低地における 869 年貞観津波の数値シミュレーション. 活断層・古地震研究報告, no.10, 1-21.
- 佐竹健治・行谷佑一・山木 滋 (2008) 石巻・仙台平野における 869 年貞観津波の数値シミュレーション. 活断層・古地震研究報告, no.8, 71-89.
- 澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・高田圭太・松浦旅人・Than Tin Aung・小松原純子・藤井雄士郎・藤原治・佐竹健治・鎌滝孝信・佐藤伸枝 (2007) ハンディジオスライサ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) における古津波痕跡調査. 活断層・古地震研究報告, no.7, 47-80.
- Sawai, Y., Namegaya, Y., Okamura, Y., Satake, K. and Shishikura, M. (2012) Challenges of anticipating the 2011 Tohoku earthquake and tsunami using coastal geology. *Geophysical Research Letters*, **39**, L21309. doi:10.1029/2012GL053692
- 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・藤野滋弘 (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, no.7, 31-46.

## 東北地方における津波堆積物調査 Study on tsunami deposits in Tohoku, northern Japan

澤井祐紀<sup>1\*</sup>・田村 亨<sup>2</sup>・原 淳子<sup>3</sup>・中島 礼<sup>2</sup>・谷川晃一朗<sup>1</sup>  
Yuki Sawai<sup>1\*</sup>, Toru Tamura<sup>2</sup>, Junko Hara<sup>3</sup>, Rei Nakashima<sup>4</sup>, Koichiro Tanigawa<sup>1</sup>,

**Abstract:** We took sediment samples from Sendai Bay and Sendai Plain to examine sediment transport associated with the 2011 Tohoku tsunami on shallow sea floor and tsunami inundation history in the recent age, respectively. In Sendai Bay, surface sediments were taken at 50 locations in total along six transects to compare the sediments between before and after the 2011 tsunami. The surface sediments were subsampled on the boat for chemical (TOC, Cr, Ni, Cu, Zn, Cd, Pb, As, S, and Fe) and grain size analyses, and the rest were sieved through a 5-mm mesh for macro benthos analysis. As the results, we found many shell fragments, sixteen species of bivalves, an unidentified gastropoda, a species of echinoderm (urchin), a species of decapod, and nest of Polychaeta in the sieved residues of surface sediments. We also recognized that there is positive correlation between TOC and S in chemical analysis of surface sediment samples in Sendai Bay. Beneath these post-2011 top sediment, we identified the 2011 tsunami deposit that is shown by lower sharp contact with bioturbated layer. In Sendai Plain, three core samples were taken in a reclamation site, so-called Boken-Hiroba, that used to be a small pond. The samples consist mainly of landfill, mud, and fine-coarse sand underneath and the recent record of tsunami inundation was expected within the mud layer. The geo-sliced samples were also taken in northern part of the plain. The sliced samples were peeled by the glue for detailed observation of sedimentary structure and lateral extent of the Jogan tsunami deposit. After the observation, some peeled samples were displayed in Geological Museum of AIST and the others were prepared for education and dissemination.

**Keywords:** 2011 Tohoku earthquake, tsunami deposit, Sendai Bay, Sendai Plain

### 1. はじめに

2011年3月11日に宮城県沖を震源とする超巨大地震 (Mw 9.0) が発生し、この地震について多くの専門家から「想定外」という言葉が繰り返し使われた。一方で、2011年以前から、活断層・地震研究センターや東北大学の研究グループによって、西暦869年に東北地方で発生した巨大地震と津波の地質学的な研究がなされており、今回の巨大地震の発生は必ずしも予想できないものではなかった事が注目された。これに対応するように、従来主に機器観測やシミュレーションに頼ってきた津波被害想定の評価観も大きく変化した。国の中央防災会議(事務局：内閣府)では、我が国の今後の津波被害想定において、地質学的な証拠を積極的に取り入れた評価を行うことが提言としてまとめられた。

こうした背景のなか、津波堆積物に関する研究には多くの課題が残されている。例えば、浅海底における津波堆積物の産状や、近年における津波浸水履歴の復元アプローチである。東北地方における津波堆積物調査では、これらの課題点を踏まえて、仙台湾における海底堆積物

や、ごく最近まで湖沼であった場所の連続柱状堆積物の採取を行った。

### 2. 仙台湾における津波堆積物調査

#### 2.1 目的と背景

2011年東北地方太平洋沖地震による津波は、浸水とともに沿岸部に大量の土砂を運搬した。こうした土砂は、津波堆積物と呼ばれ、地層中に残されたものは過去の津波浸水域や津波の再来間隔を知るために用いられてきた。津波堆積物の研究は、1980年代以降から盛んに行われるようになってきたが、これまでは主に陸域のものに焦点が絞られてきており、浅海域における津波堆積物の生成および保存過程などは明らかにされてこなかった。本研究では、2011年に超巨大津波が発生した仙台湾において、表層堆積物の採取及び柱状堆積物試料の採取を行い、浅海域における津波堆積物の特徴を知ることが目的とした。

本報告は「巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究 中間報告」に平成25年度以降の調査・研究実施内容を追記したものである

\*Corresponding author

1. 活断層・地震研究センター (Active Fault and Earthquake Research Center, AIST) (現所属: 活断層・火山研究部門 (Institute of Earthquake and Volcano Geology, AIST))  
2. 地質情報研究部門 (Institute of Geology and Geoinformation, AIST)  
3. 地圏資源環境研究部門 (Institute for Geo-Resources and Environment, AIST)

## 2. 2 実施および分析方法

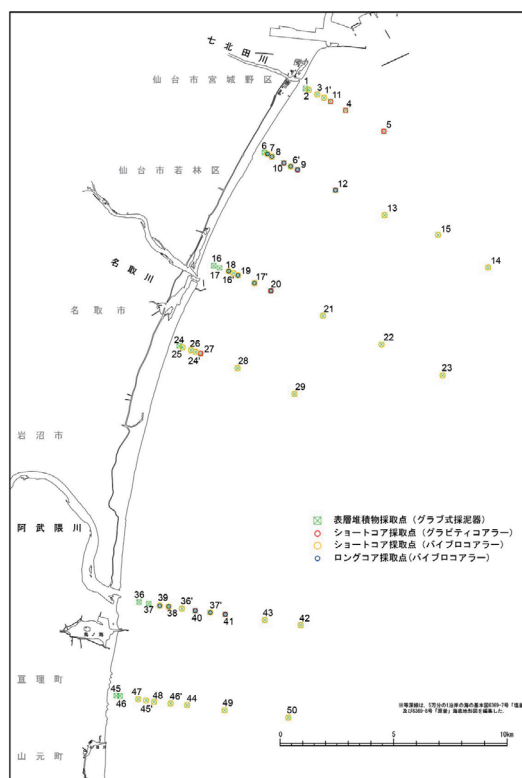
第1図に示した50地点において、グラブ採泥器による表層海底堆積物採取を実施した。グラブ採泥器は、スミス・マッキンタイア採泥器(採取面積は30 cm×30 cm)を使用した。採取した試料は、表面の海水を除去して採泥器に入った状態で写真撮影を行った後、放射線量を測定した。放射線量が2  $\mu$ Sv/hを超えていない場合に表層堆積物の採取を行った。表層堆積物は、サブコア、化学分析用試料を採取した後、5 mm メッシュのステンレス篩でふるい、篩上に残った貝殻や軟体動物などを拾い出した。

表層堆積物から判断して柱状堆積物の採取が可能な底質であると判断した場合、同地点で長さ1 m以上の柱状堆積物試料を採取した(ショートコア)。ショートコアの採取は、基本的にグラビティコアラールで実施したが、グラビティコアラールで採取率が悪い場合にはパイプロコアラールを使用した。ショートコアは、合計44地点で採取した。グラブ採泥やコアの試掘の結果、水深が浅すぎることなどによりコア回収が困難と判断された9地点は、同じ測線上の別の地点に振り替えてコアを採取した。地点1は地点3と11の間、地点6は地点10と9の間、地点16は地点18と19の間、地点17は地点19と20の間、地点24は地点26と27の間、地点36は地点38と40の間、地点37は地点40と41の間、地点45は地点47と48の間、地点46は地点48と44の間に振り替え、それぞれ地点1', 6', 16', 17', 24', 36', 37', 45', 46'とした(第1図)。

ショートコアを採取した地点のうち、15地点においては長さ4 m程度の柱状採泥試料を採取した(ロングコア)。採取地点は、地点7, 8, 10, 6', 9, 12, 18, 19, 17', 20, 39, 38, 40, 37', 41, である。ロングコアの採取にはパイプロコアラールを用いた。採取したロングコアは、船上で1 m毎に切断した。

グラブ採泥器で採取した表層海底堆積物の一部は、現場で遮光瓶に入れ、ヘッドスペースを海水で満たすことで酸化を防止し、冷蔵保存して持ち帰った。これらの試料は凍結乾燥後、貝や動植物の遺骸を排除し、環境省告示第18号に準ずる手法で堆積物からの重金属溶出量を評価した。なお、溶出量の測定にはICP-MS7700x(アジレント社製)を用いた。さらに試料の一部は粉碎し、全岩化学組成およびTOCの測定を行った。全岩化学組成は0リングを用いて粉体を一定の密度にプレスし、検量線法にてEDX-720(島津製作所製)で測定した。TOC分析に用いる粉末試料は、微量に含まれる貝などの無機炭素を10wt%塩酸処理で溶解し、130度のオープンで4時間乾燥させた後、試料と同量の酸化タングステンを追加してVario TOC cube(Elementar社製)でTOCを測定した。

一部脱気処理して持ち帰った試料については、試料15cm<sup>3</sup>を20mlバイアルに移し、系内濃度が100mg/cm<sup>3</sup>と



第1図 仙台湾における調査地点

Fig.1 Index map showing locations of sediment sampling.

なるよう硫酸ナトリウム溶液を添加後、20分間窒素でヘッドスペースをパージした。そこに還元剤として2%アスコルビン酸を1ml添加し、30°C, 80rpmで7日間振とう培養した。その後、反応容器中の硫化水素発生量を測定し、硫化水素発生量と堆積物中の硫黄生成に関与する硫酸還元菌の活性指標とした。

## 2. 3 結果

### 【表層堆積物の分布】

表層堆積物は、海岸近くの水深17~20m以浅においては砂、そこから数km沖まで粘土とシルトが分布する。砂と泥の境界部では、海底勾配が急変し、砂底では数十分の1、泥底では数百分の1から千分の1である。粘土とシルトの分布域の沖には砂礫が分布する。

### 【表層堆積物に見られる底生生物の分析】

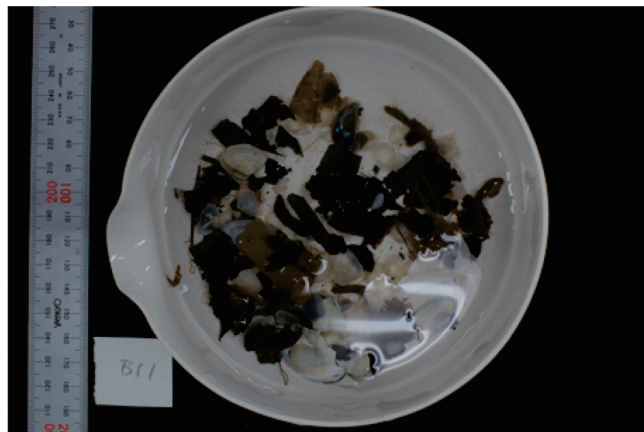
B1~B50地点(B30~B35を除く)において、表層堆積物をグラブ採泥器で採取した際、貝類などの生物も採集された。採集された生物については、貝類は二枚貝16種、未同定巻貝1種、同定困難な貝殻破片、棘皮動物ウニ類1種、未同定甲殻類十脚類1種、多毛類の棲管などが同定された(第1表、第2図、第3図、第4図)。ほ





第2表 B49, B50 地点で採集された貝殻の放射性炭素年代測定結果  
 Table 2 Radiocarbon dating results for bivalves from sites B49 and B50.

Sample No.	Species	Lab. No.	未補正 14C 年代(y BP)	14C 年代(y BP)
B49-1	<i>Phacosoma japonica</i> (Reeve)	Beta- 343048	7900 ± 40	8260 ± 40
B49-2	<i>Mercenaria stimpsoni</i> (Gould)	Beta- 343049	1960 ± 30	2340 ± 30
B50-1	<i>Mercenaria stimpsoni</i> (Gould)	Beta- 343050	1140 ± 30	1500 ± 30
B50-2	<i>Mercenaria stimpsoni</i> (Gould)	Beta- 343051	1390 ± 30	1760 ± 30



第2図 地点 B11 における採取試料. チヨノハナガイやゴカイ棲管が多く見られる.  
 Fig.2 Sample of marine animals (*Raetellops pulchellus* and burrows of polychaetes) at B11.



第3図 地点 B12 における採取試料. ゴカイやエゾヌノメアサリの生貝が多く見られる.  
 Fig.3 Sample of marine animals (*Callithaca adamsi* and polychaetes) at B12.



第4図 地点 B13 における採取試料。エゾヌノメアサリなどの破片が多く見られる。  
 Fig.4 Sample of marine animals (shell fragments of Callithaca adamsi) at B13.

第3表 仙台湾で採取された表層堆積物の化学分析結果

Table 3 Results of chemical analyses for surface sediments from Sendai Bay.

サンプル名	採取測線	水深[m]	土質	TOC (ug/mg)	含有量		
					Cr(ppm)	Ni(ppm)	Cu(ppm)
SND-B-1	七北田川河口沖	10.9	砂	0	0	0	0
SND-B-2		14.7	砂	0	0	0	0
SND-B-3砂		18	砂	0	0	0	0
SND-B-3土		18	粘土	0	0	0	0
SND-B-11		19.9	粘土	0	0	0	0
SND-B-4		19.9	粘土	0	0	0	0
SND-B-5	22	粘土	0	0	0	0	
SND-B-6	荒浜沖合	10.5	砂	0	0	0	0
SND-B-7		14.7	砂	0	0	0	0
SND-B-8		17.4	粘土	0	0	0	0
SND-B-10		18.9	粘土	0	0	0	0
SND-B-9		20.2	粘土	0	0	0	0
SND-B-12		22.6	粘土	0	0	0	0
SND-B-13		24.5	粘土	0	0	0	0
SND-B-15		27.2	粘土	0	0	0	0
SND-B-14	30.2	粘土	0	0	0	0	
SND-B-16	名取川河口沖	9.2	砂	0	0	0	0
SND-B-17		13.1	砂	0	0	0	0
SND-B-18		17.6	砂	0	0	0	0
SND-B-19		18.8	粘土質砂	0	0	0	0
SND-B-20		22	粘土	0	0	0	0
SND-B-21		22	粘土	0	0	0	0
SND-B-22		27.5	粘土	0	0	0	0
SND-B-23	30.4	粘土質砂	0	0	0	0	
SND-B-24	広浦沖合	10.4	砂	0	0	0	0
SND-B-25		15.2	砂	0	0	0	0
SND-B-26		19.3	粘土質砂	0	0	0	0
SND-B-27		19.8	粘土質砂	0	0	0	0
SND-B-28		23	粘土質砂	0	0	0	0
SND-B-29	25.4	粘土質砂	0	0	0	0	
SND-B-36	阿武隈川河口沖	9.8	砂	0	0	0	0
SND-B-37		14.5	砂質粘土	0	0	0	0
SND-B-38		18.3	砂質粘土	0	0	0	0
SND-B-39		22	粘土質砂	0	0	0	0
SND-B-40		22.5	砂質粘土	0	0	0	0
SND-B-41		25.2	砂質粘土	0	0	0	0
SND-B-43		28.1	粘土質砂	0	0	0	0
SND-B-42	30.5	粘土質砂	0	0	0	0	
SND-B-45	吉田浜沖合	11.6	細粒砂	0	0	0	0
SND-B-46		15.3	砂	0	0	0	0
SND-B-47		18.9	砂質粘土	0	0	0	0
SND-B-48		20.2	砂質粘土	0	0	0	0
SND-B-44		23	粘土	0	0	0	0
SND-B-49		25.2	砂利	0	0	0	0
SND-B-50	30	砂利	0	0	0	0	

第3表 仙台湾で採取された表層堆積物の化学分析結果 (つづき)

Table 3 Results of chemical analyses for surface sediments from Sendai Bay, continued.

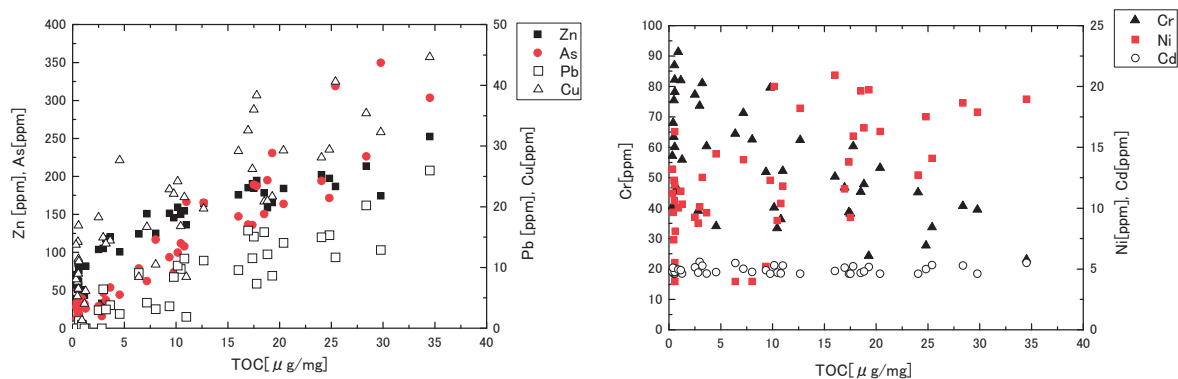
サンプル名	含有量						水溶出量
	Zn(ppm)	Cd(ppm)	Pb(ppm)	As(ppm)	S(wt%)	Fe(wt%)	As (ppb)
	0 150 300	0 3 6	0 15 30	0 200 400	0 1 2	0 5 10	0 25 50
SND-B-1							
SND-B-2							
SND-B-3砂							
SND-B-3土							
SND-B-11							
SND-B-4							
SND-B-5							
SND-B-6							
SND-B-7							
SND-B-8							
SND-B-10							
SND-B-9							
SND-B-12							
SND-B-13							
SND-B-15							
SND-B-14							
SND-B-16							
SND-B-17							
SND-B-18							
SND-B-19							
SND-B-20							
SND-B-21							
SND-B-22							
SND-B-23							
SND-B-24							
SND-B-25							
SND-B-26							
SND-B-27							
SND-B-28							
SND-B-29							
SND-B-36							
SND-B-37							
SND-B-38							
SND-B-39							
SND-B-40							
SND-B-41							
SND-B-43							
SND-B-42							
SND-B-45							
SND-B-46							
SND-B-47							
SND-B-48							
SND-B-44							
SND-B-49							
SND-B-50							

表層堆積物は水深10m~20mもしくは30mまでを沖合に向かって採取しているが、各測線において有機物に富む粘土質の泥部が分布している。これらの分布域は七北田川河口沖合で水深18~22m、荒浜沖合で水深17.4~30m、名取川河口沖合で水深22~27.5m、広浦沖合で19.3~25.4m、阿武隈川河口沖合で水深22.5~30m、吉田浜沖合で水深18.9~23mである。有機物量が最大の水深は広浦沖合を除けばどの測線でも水深19~22m地点に集中している結果を示した。

さらに表に示した微量金属類のうち、有機物に富む泥

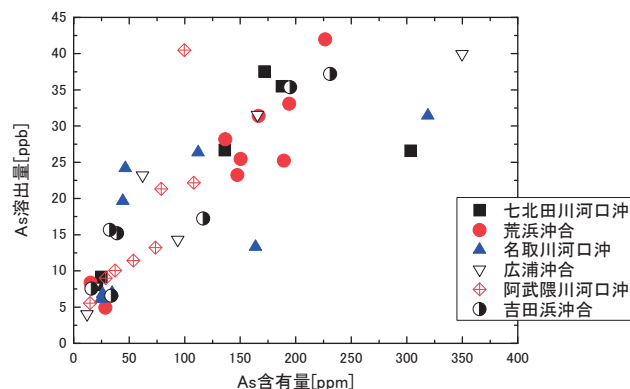
質部に多く含まれ、TOC含有量との正の相関がある元素はCu, Zn, As, Pbであった(第5図)。したがってこれらの微量金属類も水深19~22m地点に高濃度に分布していることになる。水深砂質部に塊状泥が混合していたSND-B-3では、泥質部で有機物およびそれに相関のある微量金属類が富んでおり、これらの泥が分布する沖合の泥が運搬されて混合した可能性が高い。一方、Cdはサンプルの採取場所、サンプルの性状に関わらず含有量は5ppm前後でほぼ一定であり、Cr, Niに関しては有機物との相関は全く見られなかった。



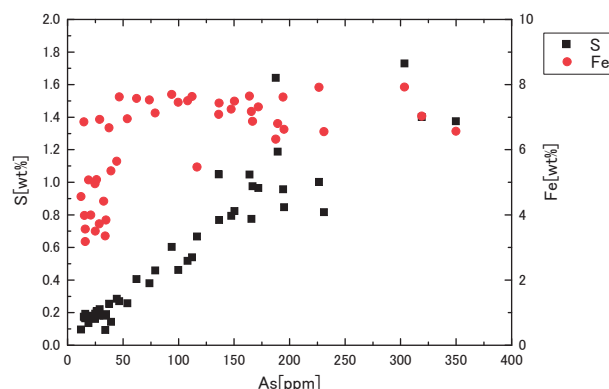


第5図 TOCと微量金属類との相関図  
Fig.5 The relation of TOC and trace metals.

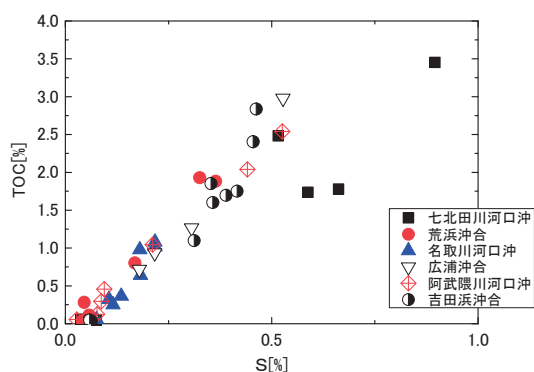
TOCと相関があった微量金属類の中でも有害性が高く、相関傾向の著しい砒素に関して含有量と水溶出量との相関図を示したのが第6図である。著しい正の相関を有することがわかる。通常、陸上の土壌堆積物には存在形態の様々な砒素が含まれるため、含有量と溶出量に相関があることは殆どみられない。今回得られた堆積物中の砒素含有量は鉄含有量との相関性は低く、有機炭素量と硫黄含有量との相関がよい(第7図)。また、七北田川河口沖水深22mのSND-B-5、名取川河口沖水深22mのSND-B-20、-21、広浦沖水深25.4mのSND-B-29は他の試料の砒素含有量に比べて砒素溶出量は少なく、堆積物中の硫黄含有量が著しく多い傾向にある。これらから海洋にもたらされた砒素の一部は硫化物として沈降して嫌気環境下で安定に存在するとともに、一部の砒素は有機複合体の沈降に伴って吸着し、容易に水に溶出してきたと予測される。一方、沿岸域に堆積する硫黄含有量は、還元環境で活性化する硫酸還元菌の働きにより、硫化水素、硫化鉄の生成量が増加し、堆積物中に増加する傾向がある。各測線における硫黄含有量と有機炭素量は良い正の相関を示しており、堆積物中の硫黄成分の蓄積は微生物活動に固定されたと考えられた(第8図)。また、TOC/S比は仙台湾北部の七北田川河口で値が小さく、名取川河口、阿武隈川河口へと南下するにしたがって大きくなっており、南部ほど硫黄の生成量に比べて有機物の供給量が多い傾向を示した。一方、硫化水素の発生量は堆積物中の有機炭素量、硫黄含有量とは相関を持たず、現在の硫酸還元菌の活性域はかつての堆積物中への硫黄固定が行われていた活性域と異なっていることが明らかとなった(第9図)。この活性域は、堆積物中の硫黄や有機物の高濃度分布域に比べると、遠洋側に移動した荒浜沖を除き、全体に浅瀬側に移行しており、津波の影響による海底攪乱が要因となっている可能性が考えられた。



第6図 砒素の含有量-溶出量の相関図  
Fig.6 The relation of content and elution about arsenic.

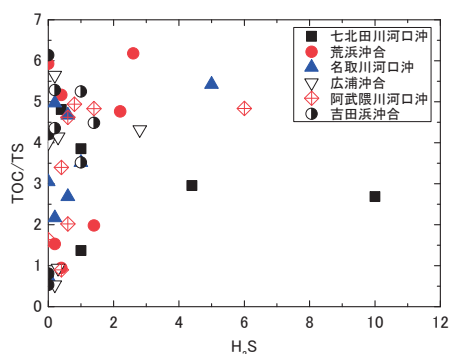


第7図 砒素と鉄・硫黄の含有量相関図  
Fig.7 The content relation of arsenic and iron or sulfur.



第8図 TOCと硫黄の相関図

Fig.8 The relation of sulfur contents and TOC.



第9図 硫化水素発生量と TOC/S 比

Fig.9 The generation of hydrogen sulfide and TOC/S ratio.

### 【柱状堆積物の観察結果】

本調査の44点のショートコアは、七北田川河口沖、荒浜沖、名取川河口沖、広浦沖、阿武隈川河口沖、亶理沖の海岸線と直交方向の6測線上、15点のロングコアは荒浜沖、名取川沖、阿武隈川沖の3測線上から採取された(第1図)。このため、海岸線から沖へ水深が増加し津波前の底質が変化していく中で、海底津波堆積物がどのような多様性を持っているかを検討することができる。ここでは、名取川河口沖の地質断面を例に、海底津波堆積物を含む柱状堆積物試料の観察結果を報告する。

名取川沖では、海岸線から沖に地点18(水深17.4m)、地点16'(18.7m)、地点19(19.4m)、地点17'(20.8m)、地点20(22.1m) 地点21(24.8m)、地点22(27.6m)、地点23(30.4m)の8地点からコアを得た。このうち、地点23以外のコアの柱状図を第10図に、コア断面の写真を第11図に、それぞれ示す。

柱状試料は、水深約20mより浅い砂底と、それよりも

深い泥底で、はっきりと異なる特徴を示す。地点18、16'は砂底、地点19、17'、20は泥底、地点21および22の底質は、泥がちで細～粗砂が混じり淘汰が悪い。

海岸線から約1,300m沖の最も浅い地点で採取された地点18のコアは全長が120cmで、最下部が極細砂と泥の互層、中部が細砂層、上部50cmが中粒および粗砂から細砂に級化する砂層、から構成される。中部の細砂層は低角の斜交葉理を示し、上位には明瞭な侵食面の上に級化層が重なる。上部の級化層は塊状で葉理は見られない。中部層がやや緑色がかった暗灰色であるのに対し、上部の級化層は黄色がかった暗灰色である。

地点16は、地点18の約250m沖で、採取されたコアは全長105cmである。下部の40cmが極細砂と泥の互層、中部の40cmが水平葉理または低角斜交葉理を示す細砂、上部の25cmが塊状の細砂層である。中部の細砂層、塊状細砂層の上部10cmには、生物擾乱が見られる。中部細砂層は、傾いた侵食面を伴い上部の塊状砂層に覆われる。中部細砂層が黄色がかった暗灰色であるのに対し、上部砂層は少し明るく、黄色がかった灰色を示す。

泥底である地点19、17'、20は、海岸線から1800～3400m沖で、それぞれ120cm、100cm、70cm長のコアが採取された。シルト質極細砂層と泥との互層からなるが、沖に泥の比率が増え、細粒化を示す。これらの地点では、深度20～30cm付近に明瞭な侵食基底面をもつ厚さ5cm程度の極細砂層が見られ、侵食基底面より下位には生物擾乱がよく発達している。一方、極細砂層より上位は複数の極細砂層や極細層レンズと泥との互層からなり、最上部の表層付近を除いて生物擾乱が見られない。

泥～礫の淘汰の悪い底質が分布する地点21、22は、それぞれ海岸線から5.9km、8.8km沖である。地点21では、全長130cmのコアが得られた。下部の70cmは淘汰悪く貝殻片を多量に含む、シルト質細砂～粗粒砂からなる。下部より漸移する中部の50cmは強く生物擾乱され、シルト質細砂から砂質シルトに上方細粒化する。上部の10cmは、貝殻片を含む粗砂から砂質シルトに上方細粒化するが、下位に比べて比較的淘汰が良い。地点22では、全長120cmのコアが得られた。下部の90cmは生物擾乱を示し粗砂や貝殻片を含む淘汰悪いシルト質極細砂層だが、深度82～86cm、および70～76cmに、それぞれ貝殻片を多量に含む淘汰悪い中砂層を挟む。下部のシルト質極細砂層は上方細粒化して、厚さ約10cmの淘汰悪い砂質シルト層となる。この砂質シルト層は、傾いた明瞭な侵食面を伴って厚さ7cmの中砂から細砂への級化層に覆われ。この級化層の上位には、厚さ9cmの中砂から砂質シルトへの級化層が漸移的に重なり、最上部には厚さ4cmの極細砂層が重なる。

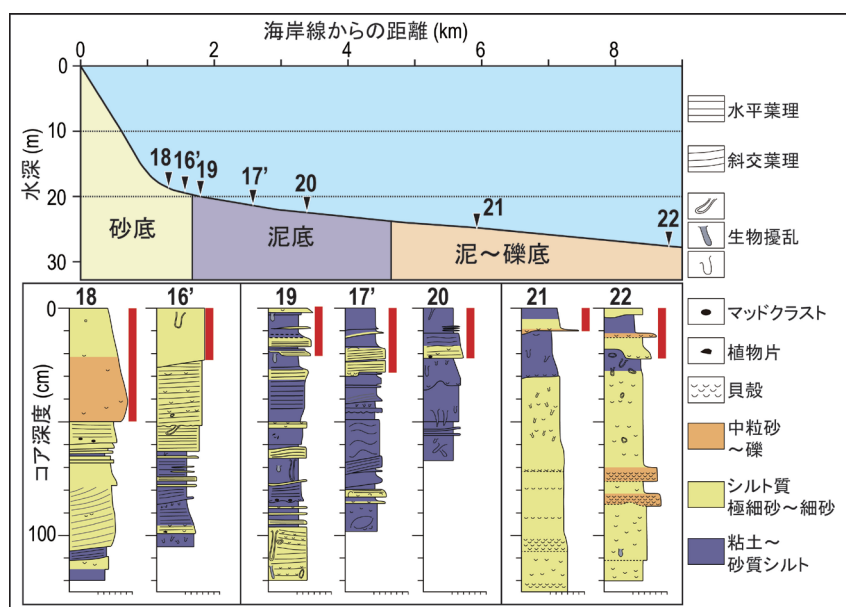
### 【津波堆積物の認定とその特徴】

海底津波堆積物の認定基準は全く確立されていない。このため、できれば堆積相と独立した尺度や年代測定によって津波堆積物を認定することが必要である。ここで観察結果から注目されるのは、コア表層から下位に生物擾乱が増加する境界である。第10図には、この境界からコア表層までの範囲を赤線で示す。この境界より上位では生物擾乱が海底表面付近を除き見られない。つまり、境界より下位の生物擾乱は、境界より上位の堆積物が重なる前に形成されており、したがって、境界の上下で時間間隙があると考えられる。津波から1年半のみが経過したコア採取時においては、この境界面よりも上位に津波堆積物が含まれると考えることが妥当である。ここで、地点18のコアのみ生物擾乱が発達していないため、津波堆積物を含むと考えられる範囲は、粗粒砂層の基底か

まえても、津波堆積物の粒度は、砂底を除き、概して底質の粒度に非常に類似していることが明らかである。砂底では上記のように海浜から沖に運搬されたと考えられる粗砂層が堆積する一方で、沖の泥底では細粒砂よりも粗粒な堆積物は含まれず、さらに沖の淘汰の悪い泥底では、下位層に見られる粒度の堆積物が再配分して、表層をなしているように見える。

【推定される津波堆積物の堆積過程】

津波堆積物の範囲を厳密に特定できないことから、今回の調査結果に基づく津波堆積物の堆積過程には不確定性を含むが、おおむね次のように推定される。1) 海浜侵食で生じた粗粒の海浜砂が、おそらく引き波により沖の砂底を流れ下り砂底に堆積する。この粗砂や砂底に分



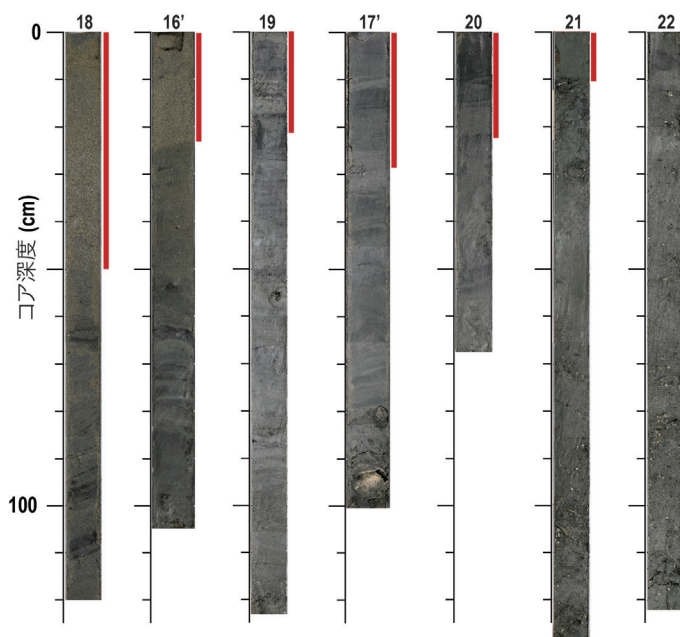
第10図 名取沖における地質断面図

Fig.10 Cross section view of stratigraphy along a leveled transect off shore of Natori.

ら海底表層までとした。この粗粒砂層は黄色がかった色で、より浅い海底、もしくは海浜から運搬されてきたことが推定され、また、地点18の近傍では津波後に海浜が大きく侵食されたことが根拠である。

第10図に示す通り、津波堆積物を含むコア最上部の厚さは、地点18で50 cm、16'で25 cm、19で20 cm、17'で29 cm、20で22 cm、21で11 cm、22で19 cmである。砂底から泥底にかけて薄層化し、傾斜の緩い泥底では20 cm程度となる。また、生物擾乱の増加する境界は、地点19、17'、20、21、22において明瞭な侵食面である。これらコア最上部には、津波前の堆積物や、津波後の堆積物も含まれる可能性がある。ただしこれを踏

布する細砂は泥底まで運搬されることはない。2) 泥底は津波により攪拌、侵食され、巻き上げられた極細砂は流れの減衰とともに再び侵食面上に堆積する。津波堆積物の粒度は、砂底からのより粗粒な砂の運搬がほとんどないために、もともとの底質の粒度と類似する。また、地点19や17'のように級化層が複数形成されることもある。3) 淘汰の悪い沖においては、泥底と同じように巻き上げられた堆積物が沈積し、明瞭な級化層を形成する。今回のコア採取地点の観察結果は、細砂よりも粗粒な堆積物は、陸棚上における陸一沖方向の運搬は限られていたことを示している。



第11図 地点18, 16', 19, 17', 20, 21, 22におけるショートコアの半断面写真

Fig.11 Sections of short cores obtained at sites 18, 16', 19, 17', 20, 21 and 22.

### 3. 仙台平野北部における津波堆積物調査

#### 3.1 目的と背景

活断層・地震研究センターは、2004年度より宮城県・福島県・茨城県沿岸の低地において津波堆積物に関する地質調査を行い、日本海溝沿いにおける巨大津波の発生履歴を明らかにしてきた。なかでも、西暦869年貞観地震およびそれ以前の巨大津波の証拠は詳細に調べられてきている (Sawai et al., 2012)。一方で、貞観以降の巨大津波の証拠は、それ以前のものに較べて断片的といわざるを得ない。本研究では、最近まで湖沼だった場所で連続柱状堆積物の採取を行い、そこから近年における津波浸水履歴の復元および環境変動の復元を行うことにした。また、既に津波堆積物が見つかった場所において大型ジオスライサーを用いた掘削を行い、津波堆積物の産状を詳しく調べることにした。堆積物の観察

は、後述するように、剥ぎ取り標本を作製して行った。

#### 3.2 実施および分析方法

連続柱状堆積物は仙台市若林区にある公園敷地内で採取した。この公園は、数十年前まで湖であり、近年埋め立てられたことが分かっている。本研究では、公園敷地の3地点において掘削調査を行い (第12図)、それぞれ、深さ25m (SBH2012-1)、深さ26m (SBH2012-2)、深さ24m (SBH2012-3) までの試料を採取した。

ジオスライサーを用いた調査は、仙台市若林区の南長沼周辺で行った (第12図)。この場所では、貞観地震による津波堆積物が残されていることが Sawai et al. (2012) によって明らかにされている。ジオスライサーによる地層抜き取り調査は、定方位の状態で行うことを可能とする試料採取法であり、津波堆積物を詳細に観察するために本研究ではこの工法を採用した。



地層に残された構造などを浮き上がらせ、それを詳しく観察する方法として、剥ぎ取り標本の作成がある。本研究では、地層の剥ぎ取りの際に親水性ウレタン樹脂を用いた。粗い砂や石の地層には接着剤が多く染み込んで厚く堆積物が付着するが、逆に細かい泥質層には接着剤が染みにくいため堆積物が薄くしか付着しない。このコントラストによって、堆積物がたまった過程でできた様々な構造を明瞭に観察することが可能となる。親水性ウレタン樹脂は、トマック NS-10（三恒商事株式会社）を用いた。

### 3. 3 連続柱状堆積物試料の観察結果

各地点における試料の概要は以下の通りである。

#### 【SBH2012 - 1（第13図）】

深さ 0.0～18.3 m には埋め立て時の盛り土が分布し、プラスチック片などの廃棄物も混じる。深さ 18.3～18.8 m は、褐～暗褐色の粘土～シルト層から構成される。盛り土層の直下にあることから、埋め立て前の湖沼堆積物であると思われる。深さ 18.3～25.0 m は、一部に細礫を含む細～粗粒砂層からなる。生痕 *Macaronichnus sergregaitis* が認められる。この層準は、主に前浜堆積物からなると考えられる。

#### 【SBH2012 - 2（第14図、15図）】

深さ 0.0～11.1 m には埋め立て時の盛り土が分布し、木片やプラスチック片などの廃棄物が多く含まれる。約 11.0～11.2 m では、暗褐色の粘土～シルト層から構成され、埋め立て前の湖沼堆積物の一部を見ている可能性がある。深さ 11.2～23.6 m は、一部に細礫を含む細～粗粒砂層からなる。生痕 *Macaronichnus sergregaitis* が認められる。一部砂層から、級化構造が認められる。この層準は、主に前浜堆積物からなると考えられる。深さ 23.6～26.0 m では、引き続き細～粗粒砂層からなるが、平行葉理および斜交葉理が不明瞭もしくは連続性に乏しくなる。

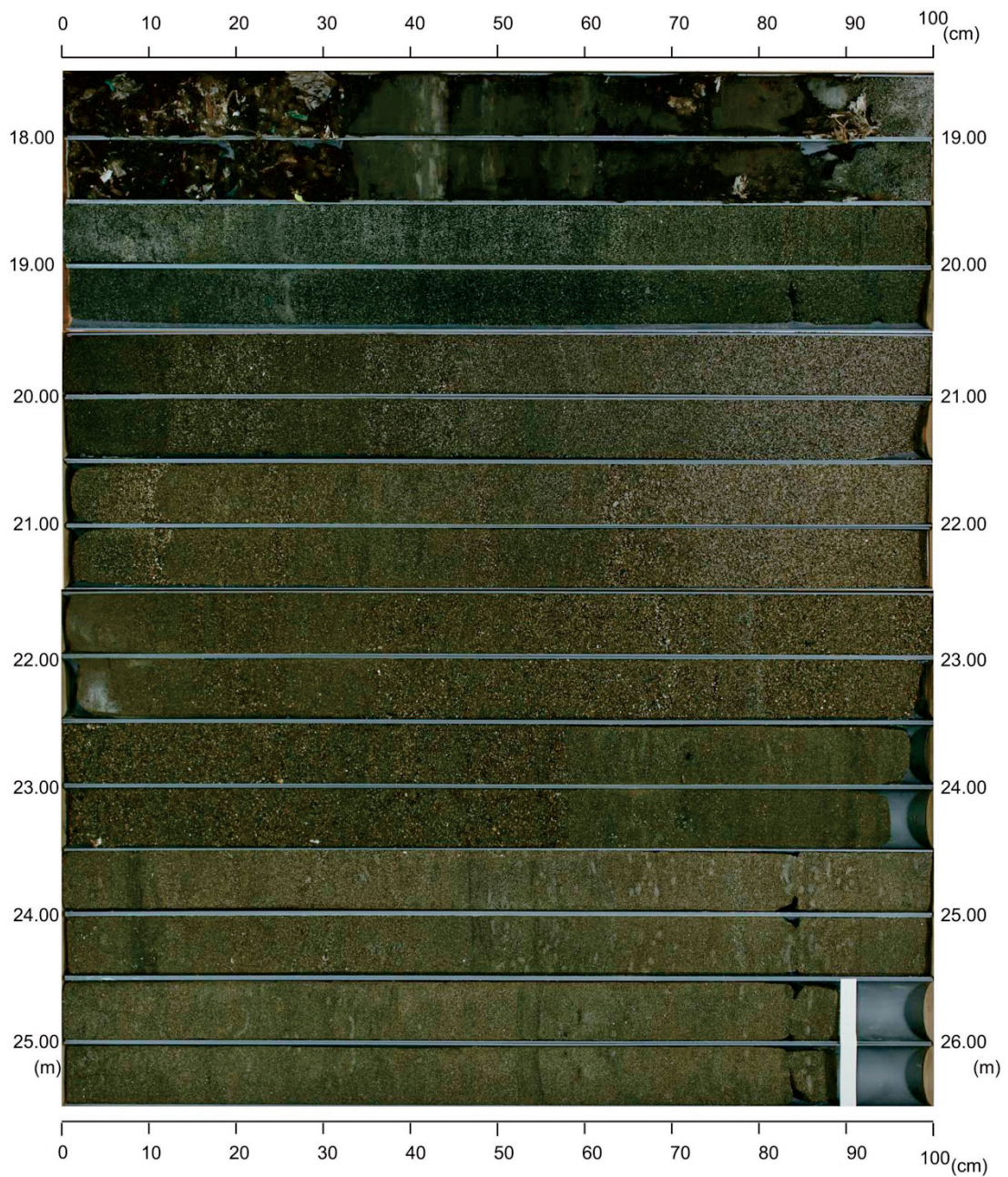
#### 【SBH2012 - 3（第16図、17図）】

深さ 0.0～9.2 m には埋め立て時の盛り土が分布し、木片やプラスチック片などの廃棄物が多く含まれる。深さ 9.2～9.6 m では、暗灰色の粘土から構成される。盛り土層の直下にあることから、埋め立て前の湖沼堆積物であると思われる。深さ 9.6～24.0 m は、一部に級化構造が見られる細～粗粒砂層が分布する。

今後は、以上の試料の年代測定などを行っていく予定である。



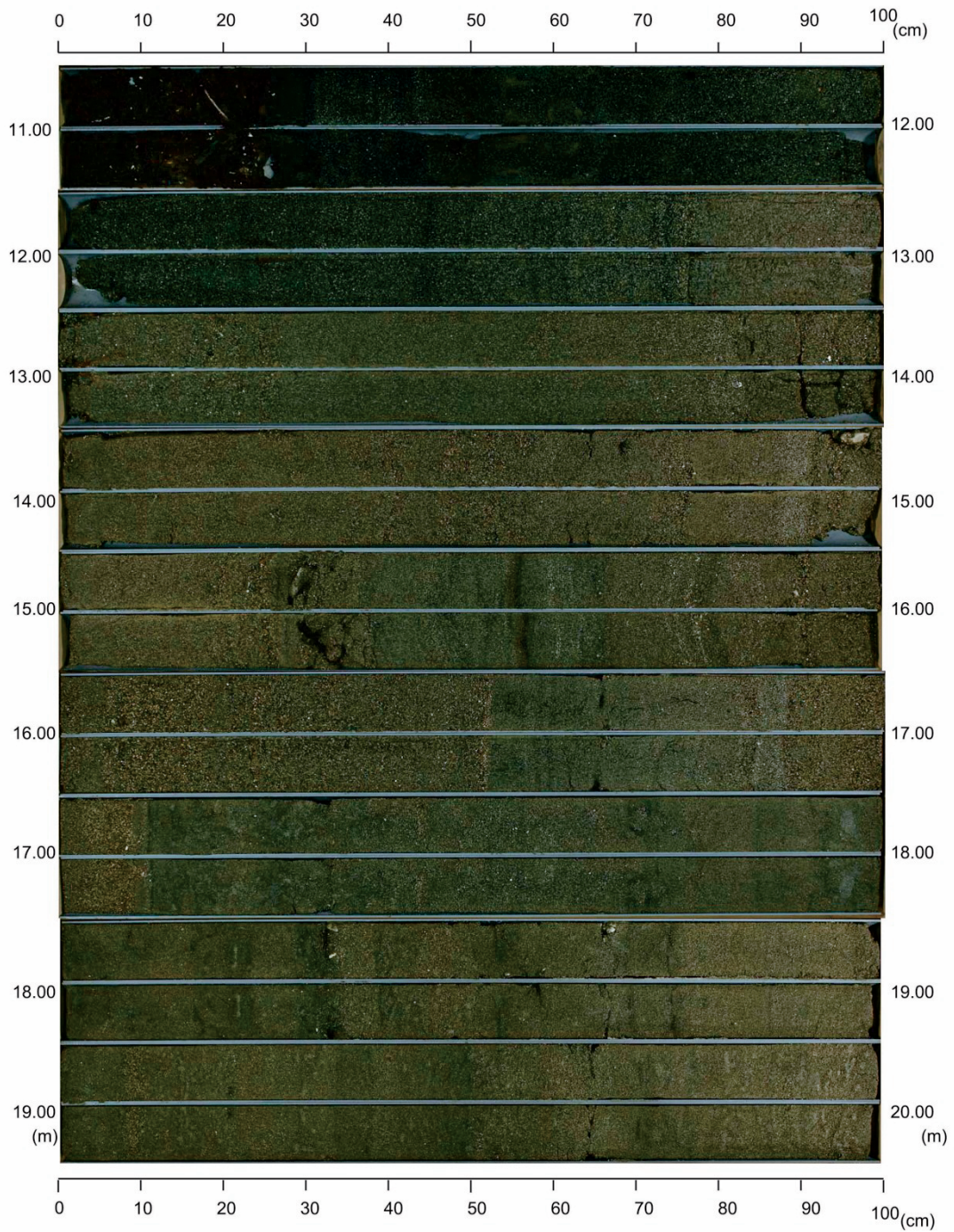
第12図 仙台市若林区における掘削調査地点  
Fig.12 Index map showing core locations in Sendai Plain.



第13図 地点SBH2012-1で採取された堆積物試料の写真(深さ18-26 m)。写真は、半割したコアの両側を撮影したもの。

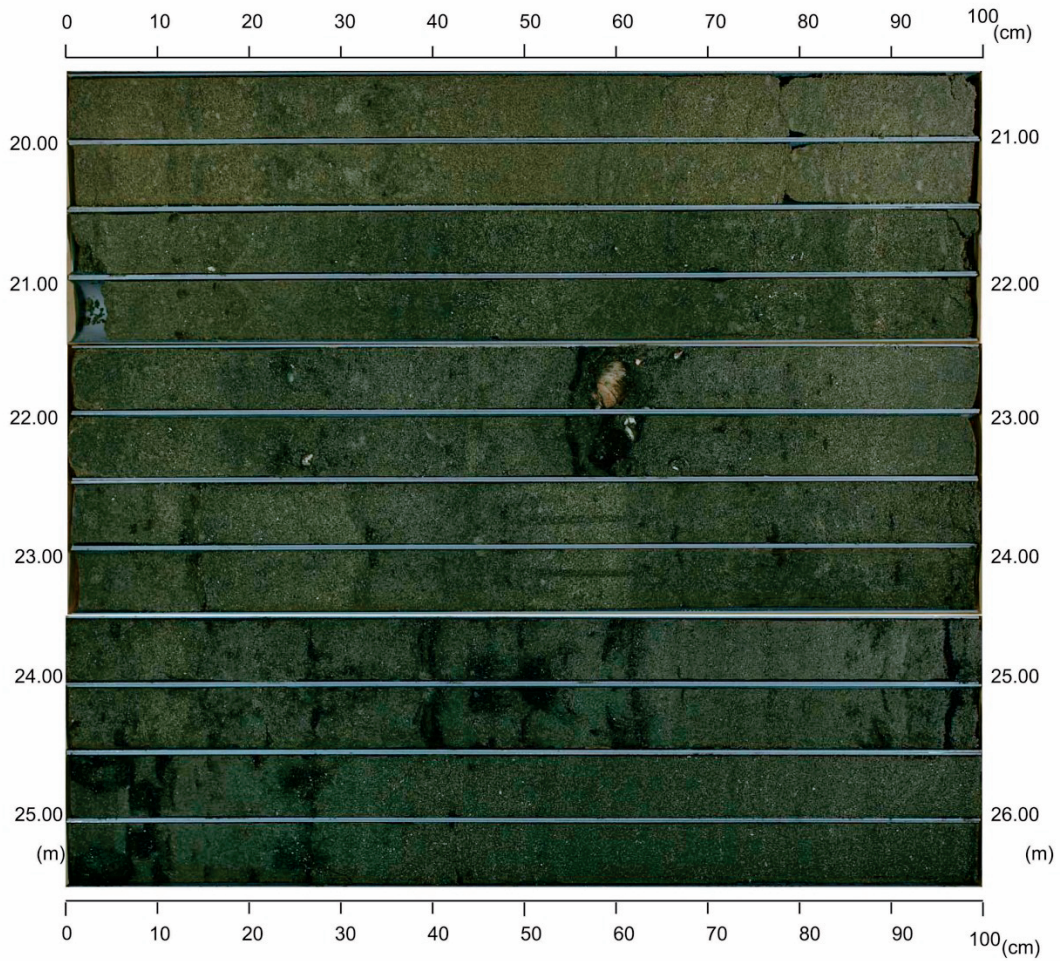
Fig.13 Photographs of a sediment core taken at SBH2012-1 (18-26 m below the ground surface).





第14図 地点SBH2012-2で採取された堆積物試料の写真(深さ11-20 m)。写真は、半割したコアの両側を撮影したもの。

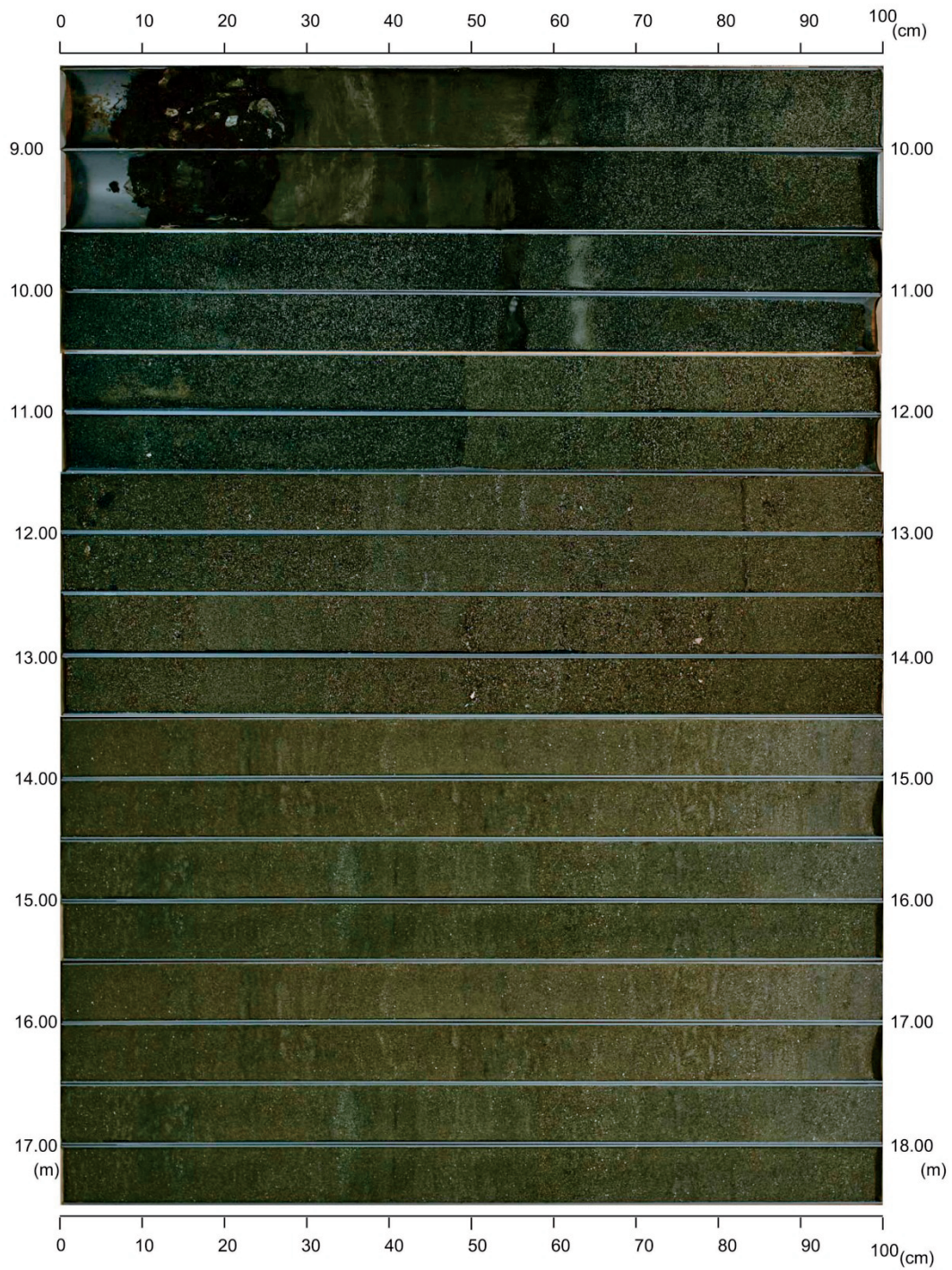
Fig.14 Photographs of a sediment core taken at SBH2012-2 (11-20 m below the ground surface).



第 15 図 地点 SBH2012-2 で採取された堆積物試料の写真 (深さ 20-26 m)。写真は、半割したコアの両側を撮影したもの。

Fig.15 Photographs of a sediment core taken at SBH2012-2 (20-26 m below the ground surface).

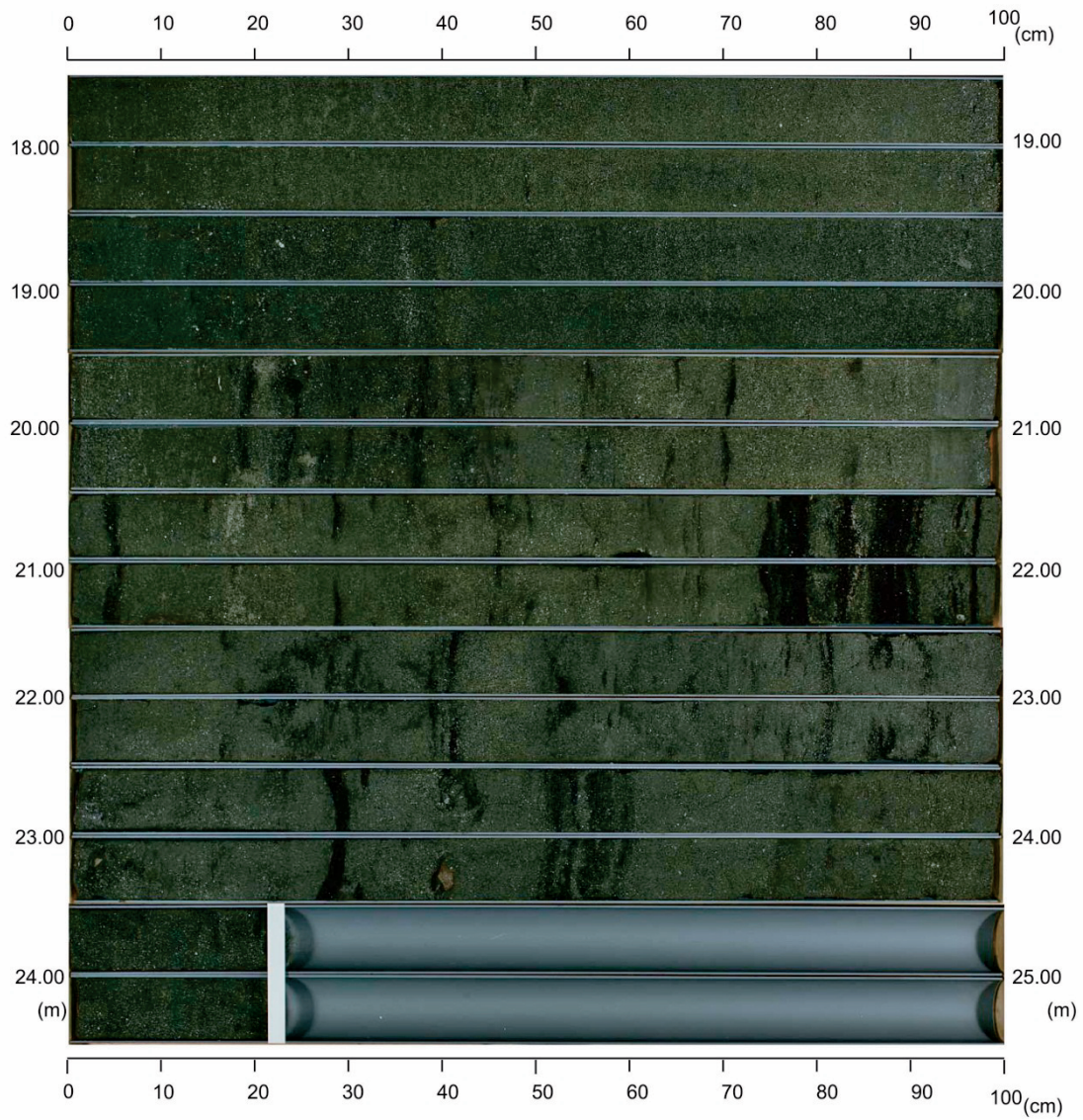




第 16 図 地点 SBH2012-3 で採取された堆積物試料の写真 (深さ 9-18 m)。写真は、半割したコアの両側を撮影したもの。

Fig.16 Photographs of a sediment core taken at SBH2012-3 (9-18 m below the ground surface).





第 17 図 地点 SBH2012-3 で採取された堆積物試料の写真 (深さ 18-24.2 m)。写真は、半割したコアの両側を撮影したもの。

Fig.17 Photographs of a sediment core taken at SBH2012-3 (18-24.2 m below the ground surface).

### 3. 4 大型ジオスライサーによって採取された試料の観察結果

採取した試料を剥ぎ取ることにより、貞観の津波堆積物の産状を詳しく調べることができた。観察結果は以下のように要約できる（第18図、第19図）。また、これらの記載に加えて、用語解説や研究背景を加えた報告はGSJ地質ニュース2014年2月号に出版した（澤井2014a）。

[砂層①]

海側から陸側に傾斜する明瞭な葉理が観察され、海浜や砂丘の堆積物と考えられた。これは、高波などによって、海側から運搬されてきた地層である可能性を示している。

[泥炭層①]

泥炭層①は、海岸線の移動に伴って、この場所が陸地になったことによってできた地層と考えられる。この泥炭層中には湿地周辺で見られる植物の果実や種子が多く含まれており、当時は湿原が広がっていたと考えられた。

[砂層②：貞観の津波堆積物]

砂層②は、石英質の中粒～細粒砂で、テフラとの位置関係や放射性炭素年代の値から、貞観地震に伴った津波堆積物と考えられている（Sawai et al., 2012）。剥ぎ取り標本では、わずかな堆積構造（平行葉理）が認められる。この砂層には、海生の珪藻種が多く含まれていることが確認された。

[火山灰層：十和田a火山灰, To-a]

剥ぎ取り標本では、火山灰層がパッチ状に分布している様子が認められた。おそらく、飛来した当時は、厚さ数cmの地層としてしっかりとたまっていたが、その後に地層が乱されて、このような産状となったと考えられる。

[泥炭層②]

十和田a火山灰がたまった後、当時の環境は再び湿地に戻り、その結果、この泥炭層②が堆積したと考えられる。

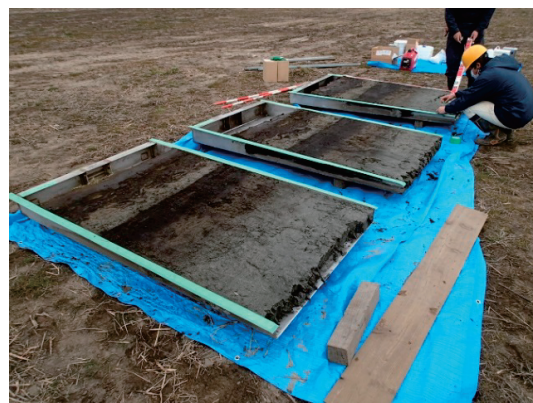
[泥層]

2011年東北地方太平洋沖地震の前に使用されていた水田の土壌が観察された。土壌中には、イネ科植物の遺体が多く観察された。

[砂層③：2011年の津波堆積物]

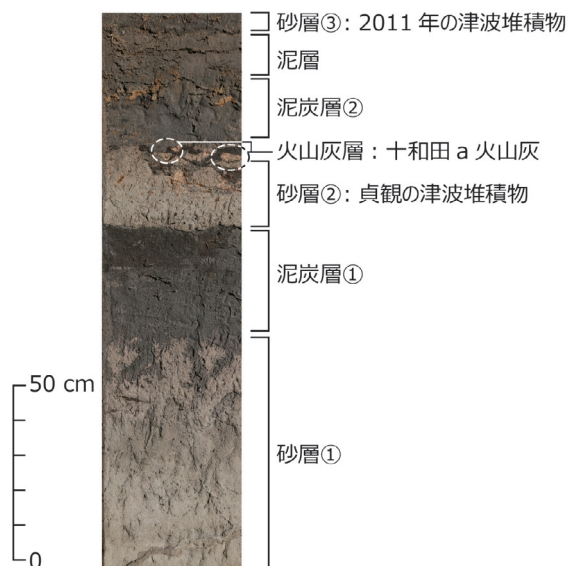
地震が発生してから1ヶ月ほど経過した際、産業技術総合研究所の研究グループは津波堆積物の産状を調べるために現地に向かった。その時点では、厚さ数cmの砂とその上に乗っている状態の泥（砂層と泥層をあわせて10～15cm程度の厚さ）が見られたが、この剥ぎ取り試料を作製した時にはそうしたものは見られなかった。これは、瓦礫の撤去の際に、表面の泥がいっしょに片付けられてしまったことが主な原因と考えられる。また、津波堆積物の表面が乾燥し、風などで堆積物が移動

してしまったことも原因として無視できないだろう。2011年の堆積物に見られたような、堆積物の二次的な変化は、貞観時代には起きにくかったのではないかと考えられる。貞観津波が襲来した当時、この場所は湿地環境だった。そうした場所では、植生や水によって堆積物が保護されて堆積物が残りやすくなるということが、2004年スマトラ沖地震による津波の例などで分かっている。



第18図 幅1 m、深さ2 mのジオスライサーによって地層を採取した（澤井2014a）。

Fig.18 A photograph of samples taken by the geoslicer (1 m wide, 2 m deep) (after Sawai 2014a).



第19図 津波堆積物の剥ぎ取り標本と地層の区分。写真は幅40 cmのはぎ取り標本（澤井2014a）。

Fig.19 A photograph of a peel of the tsunami deposit (after Sawai 2014a).



### 3. 5 観察過程で得られた剥ぎ取り標本の保存と活用

観察過程で得られた剥ぎ取り標本の一部は、後の研究者が堆積物の産状を確認できるように、また津波堆積物の重要性が広く理解されるように、産業技術総合研究所地質標本館に展示されている(第20図)。残りの標本は短冊状に裁断し、成果普及のために小中高校などに貸し出せるようにしている(第21図, 澤井 2014b)。後者の標本については、2014年3月末現在で、博物館等2件、高等学校1件に貸し出し実績がある。さらに、学会のブース出展、産業技術総合研究所の一般公開、地質標本館での実習に利用されている。

### 4. おわりに

本研究では、仙台湾における海底堆積物を調べ、浅海底における津波堆積物の産状を検討した。また、過去の津波堆積物の特徴を詳細に調べるため、仙台市若林区において最近まで湖沼であった場所を掘削した。さらに、同周辺地域における貞観津波の堆積物を採取した。今後は採取した試料について分析を進め、津波堆積物の事例研究としたい。

### 文献

奥谷喬司編(2000)日本近海産貝類図鑑。東海大学出版会, 1173p.

Sawai, Y., Namegaya, Y., Okamura, Y., Satake, K., and Shishikura, M. (2012) Challenges of anticipating the 2011 Tohoku earthquake and tsunami using coastal geology. *Geophysical Research Letters*, **39**, L21309. doi:10.1029/2012GL053692

澤井祐紀(2014a)教育・普及活動のための津波堆積物のはぎ取り標本. *GSJ 地質ニュース*, **3**, 53-59.

澤井祐紀(2014b)津波堆積物のはぎ取り標本の作製. *GSJ 地質ニュース*. **3**, 33.



第20図 地質標本館に展示されている堆積物の剥ぎ取り標本

Fig.20 Peels of coastal deposit in Sendai, displayed in Geological Museum in AIST.



第21図 貸し出し用として短冊状に裁断された津波堆積物の剥ぎ取り標本(澤井 2014b)

Fig.21 Small specimens of peeled tsunami deposit, especially for rent-a-peel (modified from Sawai 2014b).

# 房総半島沿岸における古地震調査

## Paleoseismological survey along the coastal area of the Boso Peninsula

宍倉正展<sup>1\*</sup>・藤原 治<sup>1</sup>・行谷佑一<sup>1</sup>・田村 亨<sup>2</sup>  
Masanobu Shishikura<sup>1\*</sup>, Osamu Fujiwara<sup>1</sup>, Yuichi Namegaya<sup>1</sup> and Toru Tamura<sup>2</sup>

**Abstract:** To clarify the earthquake history along the Sagami Trough and the Holocene seismotectonics in the Boso Peninsula, we surveyed marine terraces by various approaches such as measuring and drilling. At first we conducted air-born LIDAR (laser imaging detection and ranging) measurement along the coastal area and rivers to make detailed digital elevation map. We also conducted on-land LIDAR in the Kenbutsu coast to evaluate modern erosional action of wave-cut topography. Next we conducted drilling survey in the Holocene coastal lowlands of Chosei, Ichinomiya, Isumi, Onjuku, Kamogawa, Chikura, Tateyama area (Koyatsu, Masaki and Oshiba) and Uchibo area (Hota, Katsuyama and Iwai). Especially in Chosei and Ichinomiya, we used GPR to reveal shallow subsurface structure of emerged beach ridges. Timing of uplift event will be determined from dating of obtained core samples.

**Keywords:** Boso Peninsula, Sagami Trough, subduction zone earthquake, uplift, marine terrace, GPR, LIDAR

### 1. はじめに

房総半島は南東から南西の沖合に相模トラフが延び、過去からプレート境界で発生する地震、津波の影響を受けてきた。歴史上の地震としては1703年元禄関東地震、1923年大正関東地震が知られ、半島南部が大きく隆起して海岸段丘が形成されている。本地域の海岸段丘に関する研究は古くから行われ、その形状や年代から元禄型、大正型の2つのタイプの地震がくり返し発生してきたと考えられている(宍倉, 2003など)。しかし近年、段丘の対比の見直しなどから、新たなタイプの地震の可能性も指摘されるようになった(宍倉, 2012)。そこでまず房総半島沿岸における完新世海岸段丘の認定の見直しと内陸部の地殻変動の評価のための河岸段丘の分布把握を目的とした、航空レーザー計測および地上レーザー計測による詳細なDEM作成を行った。そして半島沿岸各地に複数のレベルで分布する完新世海岸段丘の詳細な年代決定のため、ボーリング調査や地中レーダ探査を行った。

### 2. 房総半島南端における詳細DEM作成

#### 2.1 目的と背景

千葉県房総半島南部には、相模トラフ沿いでくり返し発生する海溝型地震により形成された段丘が複数確認されている(例えば、松田ほか, 1974; 宍倉, 2000)。段丘の高度は過去の巨大地震時の地殻上下変動量の推定に重要な情報である。したがって、段丘面の高度と形成時期を正しく把握することは、相模トラフで発生した過去の巨大地震の規模や発生履歴の解明につながる。し

かしながら、これまで段丘面区分についてはおもに空中写真の判読に基づいて行われており、微小な崖地形の見落としや、離れた地点間での対比の誤認などの可能性が存在する。さらにトータルステーションやオートレベル、ハンドレベル等による断面測量によって高度を測定しているため、面的な段丘高度の変化などは捉えられていなかった。

一方、相模トラフで発生した西暦1703年元禄関東地震津波により、千葉県館山市や南房総市で高さ10m程度の津波が来襲したことが報告されている(例えば羽鳥, 1976)。同地震の断層モデルを構築するには、これらの地域に残る津波の高さを再現するモデルを検討する必要があるが、そのためには詳細な陸上地形データが必要である。

そこで本研究では、航空レーザー計測を房総半島南部で行い、段丘地形や低地における詳細な数値地形モデル(DEM)データを作成した。段丘面の見逃しを避けるために、DEMデータのメッシュ間隔は0.5mとした。

#### 2.2 調査内容と結果

航空レーザー計測を行う範囲は房総半島南部の千葉県鋸南町〜一宮町の沿岸部を含む範囲とし、海岸線からおおむね標高40mまでの範囲(第1図)とした。使用した航空機(セスナ208号)と計測機材(ALS60)をそれぞれ第2図および第3図に示す。計測機材を航空機に積み、飛行中に地上へレーザーを照射して、その反射の時間差を計測することで陸上の地形データを計測した(第4図)。計測密度は0.5m間隔のDEMデータ作成の精度を考慮して設定している。

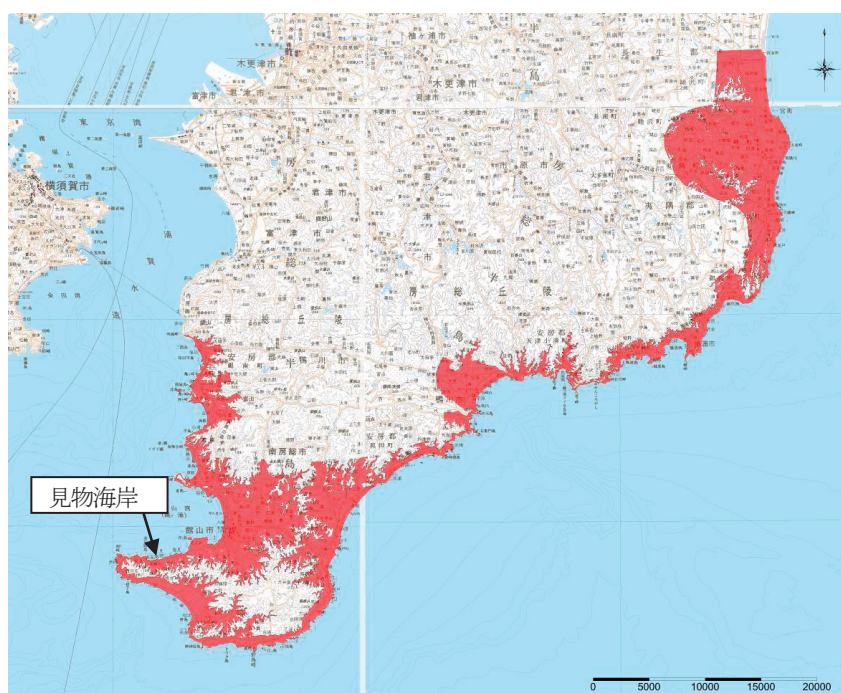
地形データは建物の屋根の高さや樹木の高さも含ま

本報告は「巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究 中間報告」に平成25年度以降の調査・研究実施内容を追記したものである

\*Corresponding author

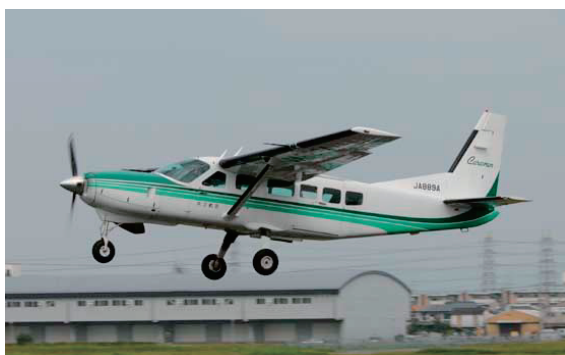
1. 活断層・地震研究センター (Active Fault and Earthquake Research Center, AIST) (現所属: 活断層・火山研究部門 (Institute of Earthquake and Volcano Geology, AIST))

2. 地質情報研究部門 (Institute of Geology and Geoinformation, AIST)



第1図 房総半島南端における詳細 DEM 作成の調査対象地域 (赤色範囲). 基図は国土地理院発行 20 万分の 1 地勢図「東京」「千葉」「横須賀」「大多喜」を使用.

Fig.1 Surveyed area (red area) where topography is measured by using Laser instruments. Base map is 1/200,000 topographic maps of “Tokyo”, “Chiba”, “Yokosuka” and “Otaki”.



第2図 使用した航空機 (セスナ 208 型)

Fig.2 Airplane used for the measurement (Cessna 208).



第3図 計測機材 (ALS60)

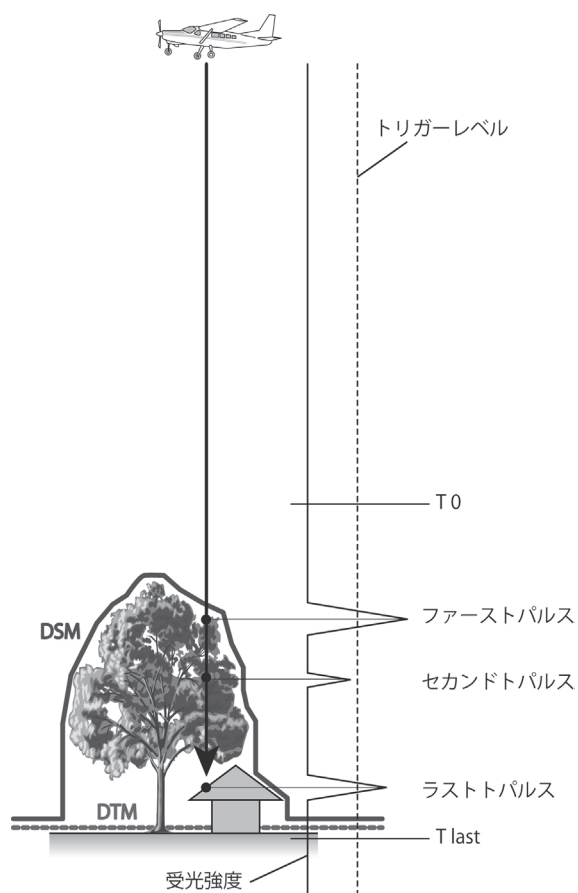
Fig.3 Instruments for laser measurements (ALS60).

れた Digital Surface Model (DSM) と、これらを除いた地表面の高さである Digital Terrain Model (DTM) の 2 種類のデータを用意した (第 4 図). DSM に関しては、ノイズを除去する処理の後、0.5 m 間隔のグリッドの中で最も標高が高いデータを抽出してグリッドデータを作成した. DTM については、まずオリジナルの測定データから地表面以外のデータを除去するフィルタリング

処理を実施した後、内挿補間により 0.5 m 間隔のグリッドデータを作成した.

この結果の一部である館山市館山港周辺における DSM および DTM をそれぞれ第 5 図および第 6 図に示す. まず DSM に着目すると、建物の屋根や防波堤の上面の高さが得られている. このようなデータは今後この地域における現況の津波シミュレーションを行う上で基礎的





第4図 DSMおよびDTMの説明

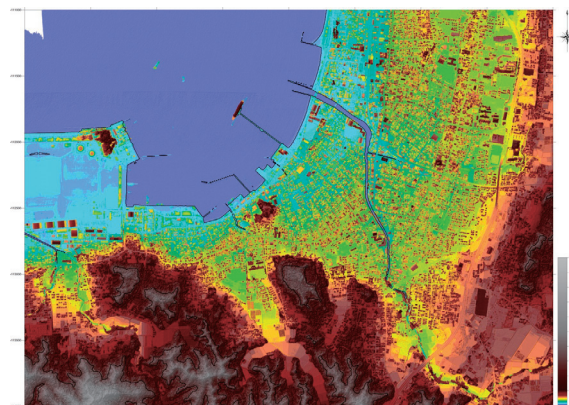
Fig.4 Diagram of Digital Terrain Model (DTM) and Digital Surface Model (DSM).

な地形データとなることが期待される。一方でDTMに着目すると、建物等の上面高さは取り除かれ自然地形の地表面の高さが得られていることがわかる。今後、この房総半島南部で得られたDTMからそれぞれの場所で段丘面の認定を行って房総半島を襲った巨大地震の履歴を明らかにしたい。

### 3. 房総半島中部河川における詳細DEM作成

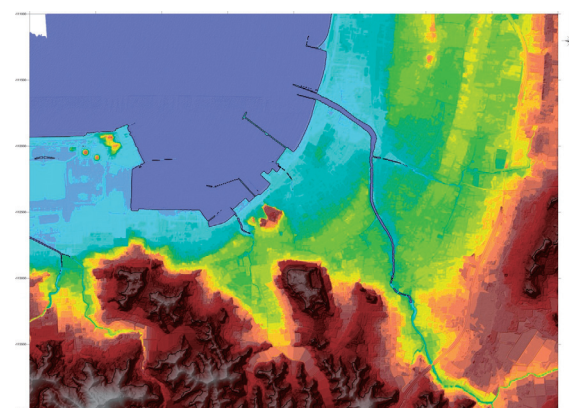
#### 3.1 目的と背景

数百年～数十万年スケールの長期的な地殻変動を評価する際、よく用いられるのが海成段丘などの過去の海面の指標であるが、内陸部については、海面のような広域で一定の基準面がないため、一般的には定量的な評価は難しい。そこで氷期-間氷期サイクルで形成された河成段丘や埋積谷の縦断面形を比較する方法などが提案されている(吉山・柳田, 1995など)。しかし房総半島に関しては、最終間氷期以前の河成段丘面が存在しないため、この手法をそのまま適用することは難しい。一方



第5図 館山港周辺のDSMのカラー陰影図

Fig.5 Colored-shaded map of DSM around Tateyama port.



第6図 館山港周辺のDTMのカラー陰影図

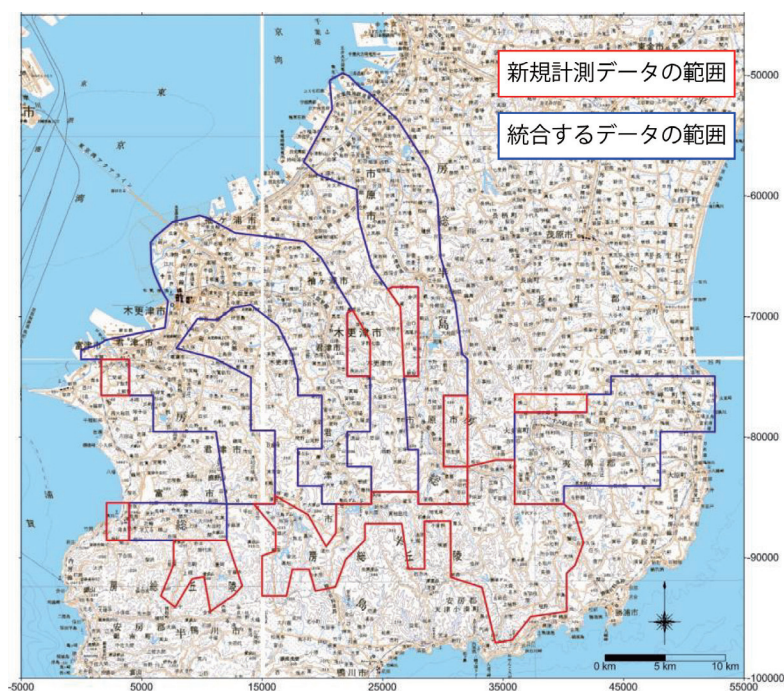
Fig.6 Colored-shaded map of DTM around Tateyama port.

で房総半島中～南部は隆起速度が速いことから、完新世の河成段丘が複数のレベルで発達している。縄文海進頂期以降は海面変化が小さいとみなせば、完新世の河成段丘の縦断面形の比較から地殻変動を検討することは可能である。

本業務は、房総半島における内陸部の地殻変動パターンの解明することを目指し、房総半島中部の主要河川である夷隅川、養老川、小櫃川、小糸川、湊川の5つの河川の水系について航空レーザ計測を行い、既存のデータと統合して段丘地形などの詳細な数値地形モデル(DEM)データを作成することを目的としている。

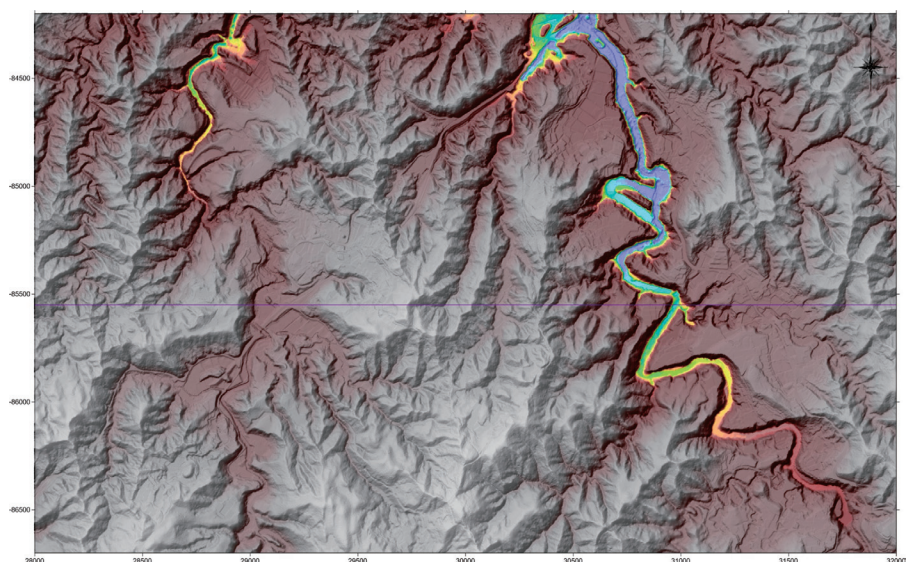
#### 3.2 調査内容と結果

房総半島中部の房総丘陵を流れる夷隅川、養老川、小櫃川、小糸川、湊川の5つの水系において、河川沿いと一部河口付近について航空レーザ計測を行い、国土地理



第7図 房総半島中部河川における詳細 DEM 作成業務の作業対象範囲. 基図は国土地理院発行 20 万分の 1 地勢図「東京」「千葉」「横須賀」「大多喜」を使用.

Fig.7 Surveyed area (red area) where topography is measured by using Laser instruments, and existing data area (blue area) which is to integrate to obtained data. Base map is 1/200,000 topographic maps of “Tokyo”, “Chiba”, “Yokosuka” and “Otaki”.



第8図 既存データと計測したデータを統合した DSM の例 (養老川上流部)

Fig.8 An example of integrated DSM between existing data and surveyed data (in the upstream area of Yoro river).

院所有の既存のデータと統合して各河川の河口から源流にかけての段丘地形などの詳細な数値地形モデル (DEM) データを作成した. 計測の対象とするのは第 7

図に赤色で示した範囲 (247 m<sup>2</sup>) で, 既存のデータを使用するのは付図に青色で示した範囲 (587 m<sup>2</sup>) となる. これらから空間間隔で 2m メッシュの詳細な DEM データ



を作成した。

計測の手順は2章の「房総半島南端における詳細 DEM 作成」の業務とほぼ同じであるが、使用した航空機はおもに回転翼機 (Aerospatiale AS350 Ecureuil/AStar) で計測機材は LMS-Q680 である。計測によって得られたデータは、既存のデータと統合して Digital Surface Model (DSM) と Digital Terrain Model (DTM) の2種類のデータを用意した。第8図には今回の計測したデータと既存データを接合した場所の DSM の例を示す。今後、これらに基づいた段丘面の区分と対比により、河川ごとに段丘面の縦断形を作成し、地殻変動の解析を実施する予定である。

#### 4. 千葉県館山市見物海岸における地形精密測量

##### 4.1 目的と背景

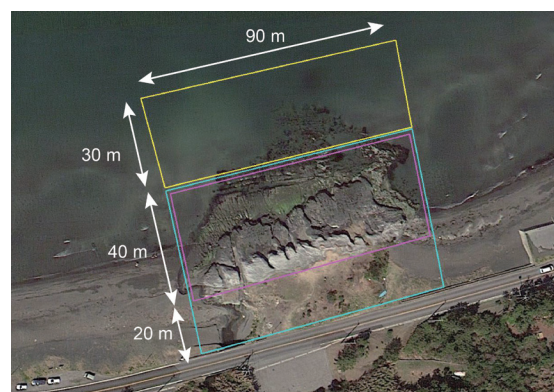
海岸段丘の分布と年代から過去の地震履歴を解明する際、気をつけなければならないのは、侵食により消失したイベントの可能性である。すなわち過去のすべての地震性隆起の痕跡が保存されているとは限らないため、侵食の影響の定量的な評価は、本質的な課題として古くから認識されている。この課題を解決する方法の1つは、現成の海岸で進行している侵食の速度を観測によって見積もることである。そこで本研究では、岩石侵食段丘における侵食作用の定量的な評価のため、千葉県館山市見物海岸の海岸段丘や現成の波食棚および海食台の形状の精密な測量を行うことを目的とした。なお海岸地形の形状を詳細に把握することは、旧汀線の認定方法を考察する上での基礎資料としても重要である。

##### 4.2 調査内容と結果

調査地は第9図に示す千葉県館山市見物海岸の岩石侵食海岸地形であり、陸域では地上型レーザスキャナ等を用いた 90 m × 60 m 程度の範囲内の測量を実施し、特に海側の 90 m × 40 m 程度の範囲については詳細に計測した。海域では 90 m × 30 m 程度の範囲内の深淺測量を行った。また得られた高密度デジタル地形データを用いて解析作業を行い、3D地形モデルを作成して海岸地形の可視化を行った。

地上型レーザスキャン測量は海岸段丘と現成の波打ち際を中心とした波食棚上で行い、深淺測量は波食棚より沖合の海域で行った(第10図)。得られた RGB の点群データのアニメーションの例を第11図に示す。今回の計測では基準点を独自に設けており、今後はそれを基準にした再計測をある程度の期間を置いて実施し、データの比較をすることで、地形のわずかな変化を捉えられることが期待される。

得られた DEM から、3Dプリンターを用いて 1/200 スケールの立体模型を作成した。これはプロジェクション



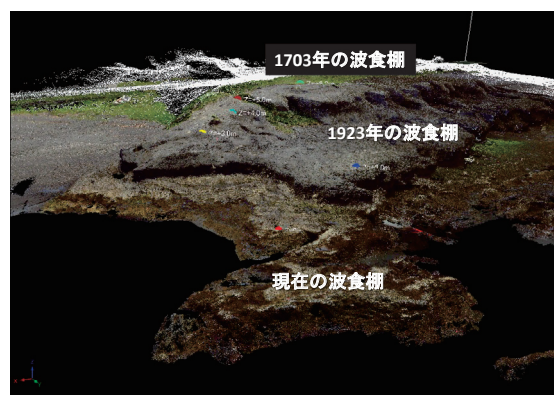
第9図 千葉県館山市見物海岸における地形精密測量の実施範囲。水色の枠：地上型レーザスキャン概略計測範囲、紫色の枠：地上型レーザスキャン詳細計測範囲、黄色の枠：深淺測量範囲。基図は Google Earth を使用。位置は第1図に示す。

Fig.9 Areas of measurement. Light blue: outline measurement area, Purple: detailed measurement area, Yellow: sounding area. Base map is Google Earth image. Location of this area is represented in Fig.1.



第10図 地上型レーザスキャン計測の様子

Fig.10 Working scene of on-land LIDAR measurement.



第11図 DEM データに基づくアニメーションのスナップショット

Fig.11 Snapshot of animation based on DEM data.



第 12 図 房総半島における完新世堆積物調査地域

Fig.12 Surveyed areas of Holocene marine deposits in the Boso Peninsula.

マッピングによって様々な情報を投影することができ、今後、各種の展示に用いてアウトリーチ活動に活用していきたい。

## 5. 九十九里浜平野南部における地中レーダ探査および沖積層ボーリング調査

### 5. 1 目的と背景

九十九里浜平野では典型的な浜堤列平野として、幅約 10 km の間に 20 列を超える浜堤が海岸線に平行に発達している。これらは森脇 (1979) によって大きく 3 つに大別され、陸側から順に第一砂堤群が 6000~4000 年前、第二砂堤群が 4000~2000 年前、第三砂堤群が 2000 年前以降、現在までにそれぞれ形成されたと推定されている。これらの形成には九十九里浜北方の屏風ヶ浦と南方の太東崎の侵食による土砂や、下総台地から流れ込む河川の土砂の供給が大きく関与している。また地殻変動の影響もあり、完新世中期以降に 7~8 m の隆起の累積が報告されている (宍倉, 2001)。その隆起について、増田ほか (2001) は海浜堆積物の高度分布から間欠的に生じていたことを報告している。最近では Tamura et al. (2008) が地中レーダ (GPR) から海浜堆積物の高度分布を明らかにし、さらに Tamura et al. (2010) は平野南部の複数測線での地中レーダ探査から北への傾動運動



第 13 図 Pulse EKKO PRO を用いた地中レーダ探査の様子

Fig.13 Working scene of GPR survey using Pulse EKKO PRO.

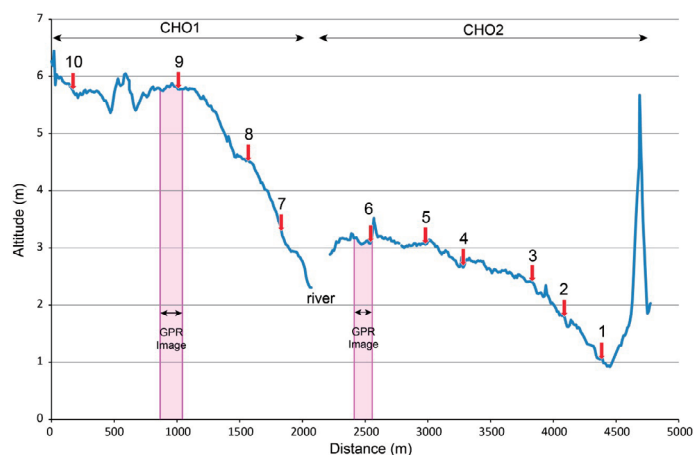
を論じている。しかし九十九里浜平野では歴史的に地震時の隆起が知られておらず、隆起メカニズムも解明されていない。そこで本調査は、完新世の隆起が顕著な九十九里浜平野南部に焦点を当て、海岸線に直交する東西方向に比較的長い測線を設定して、GPR 探査とボーリング調査を行い、海浜堆積物の高度分布と年代を解明することとした。これにより、完新世後期における相対的海水





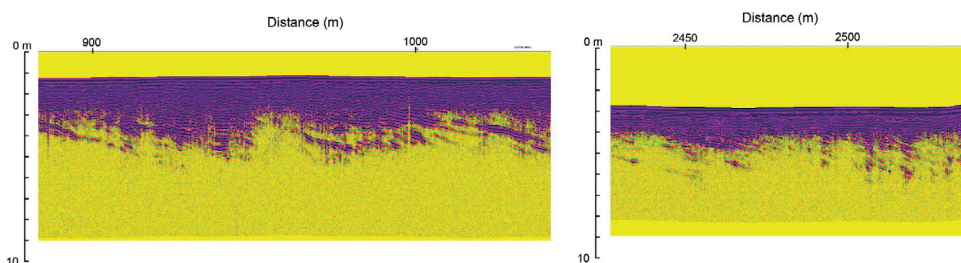
第 14 図 長生村における GPR 探査測線とボーリング掘削地点の位置。国土地理院 2 万 5 千分の 1 地形図「茂原」「四天木」使用。

Fig.14 Location of survey lines for GPR and drilling surveys in Chosei village. Base map is 1/25,000 topographic map of “Mobara” and “Shitengi” published by GSI.



第 15 図 CHO1 および CHO2 測線における実測地形断面と GPR イメージ断面およびボーリング調査地点の位置。赤い矢印で示した地点がボーリング掘削地点。

Fig.15 Cross sections of measured topography and location of subsurface image of GPR along the survey lines of CHO1 and CHO2. Red arrows represent the position of drilling site.



第 16 図 CHO1 測線 880~1050 m 区間 (左) および CHO2 測線 2420~2540 m 区間 (右) における GPR イメージ断面 (250 MHz)。それぞれの断面の位置は第 15 図に示した。

Fig.16 Subsurface images of GPR using 250 MHz antenna in the sections of 880-1050 m along the line CHO1 (left) and 2420-2540 m along the line CHO2 (right). Each location is shown in Fig.15.

準変動を復元し、間欠的な隆起運動の有無やその具体的な時期と変動量を明らかにすることを目的としている。

## 5. 2 調査内容と結果

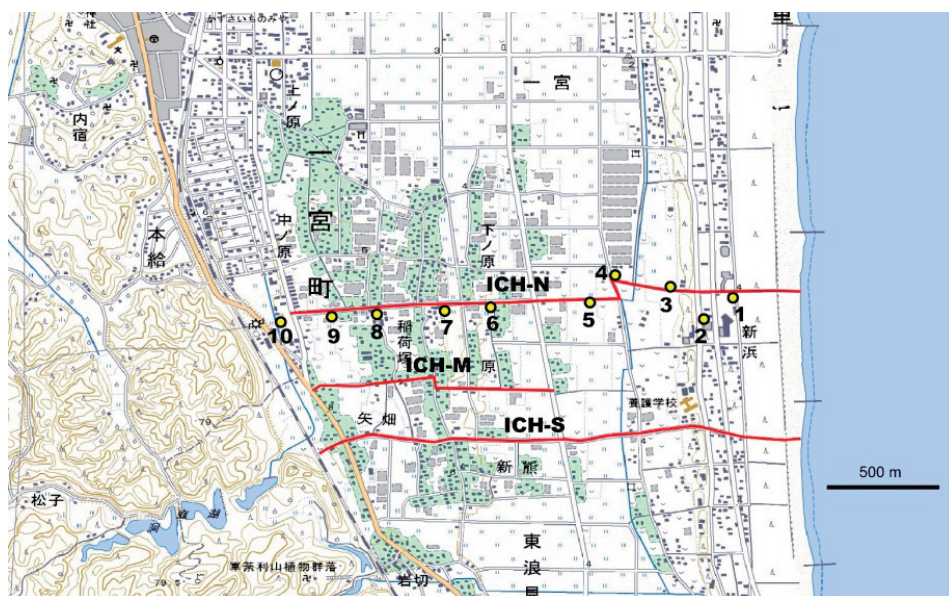
調査は千葉県長生村で2測線のGPR探査と10地点でのボーリング調査、一宮町で3測線のGPR探査と10地点のボーリング調査をそれぞれ実施した(第12図)。GPRはSensors & Software社製のPulseEKKO PROを使用し、アンテナは100 MHzと250 MHzの2種類を用いて各測線で2回ずつ探査を行った(第13図)。高度の測定と断面測量は、トータルステーション(Leica Geosystems社製TS15)とVRS-GPS(Leica Geosystems社製GS10)を用いた。実施時期は一宮町の測線が2012年3月5~8日、長生村の測線が2012年10月2~5日である。ボーリング調査は一宮町、長生村とも2013年1~2月の期間に実施し、掘削径116 mmで1カ所あたり深度6 mまで掘削した。なおボーリングコアの観察はまだ行っていないため、ここではおもに各測線におけるGPR探査とそれに伴う地形測量の結果について報告する。

### 5. 2. 1 長生村

長生村では、森脇(1979)における第二砂堤群および第三砂堤群を横切る東西約4.9 km長の測線を2つに分け、第二砂堤群に当たる西側をCH01測線、第三砂堤群に当たる東側をCH02測線とした(第14図)。CH01測線は長さ2.1 km、西端の標高が6.3 mであり、西端から測線の1200 m地点までの地形は、浜堤と堤間湿地の繰

返しによる比高0.7 m程度の凹凸があるが、平均的に標高5.7 m程度で大きな高度変化はない(第15図)。しかし1200 m付近より海側(東側)へ向かって地形は高度を下げていき、1450 mから1600 mにかけて標高4.5 m前後でいったんややフラットになるが、測線東端で標高2.3 mまで低くなる。CH02測線は内谷川を挟んでCH01測線の西端から2220 mの地点(標高は2.9 m)から始まる測線で、長さ約2.6 kmである。2220~3000 mの間は浜堤と堤間湿地の繰返しによる若干の凹凸はあるが、高度は標高3.0~3.2 mでおおよそ一定である(第15図)。しかし3000~3800 mで標高2.4 mまで緩やかに高度を減じ、そこから4400 m付近まで比較的急に高度を減じて標高0.9 mになる。それより海側は砂丘が発達し、現海岸となる。

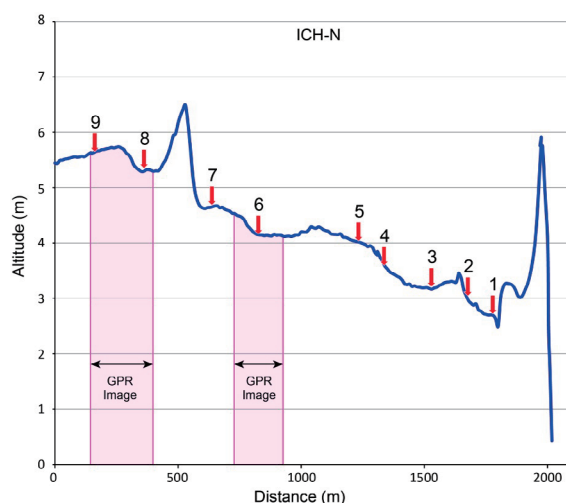
GPRのイメージ断面(250 MHz)のうち比較的良好な部分を第16図に示す。CH01測線の900~1000 m付近(標高約5.7 m)には深度1.5~3.5 m付近に海側へ傾く構造が読み取れ、これは潮間帯の前浜堆積物を示していると考えられる。CH02測線の2500 m付近(標高約3.2 m)にも同様に、前浜堆積物の構造が深度1.5~3.5 m付近にあり、両地点の間で過去の潮間帯の高度に1.5 m程度の明確な差があることがわかる。今後、ボーリング調査で得られたコアの観察により、前浜や上部外浜の堆積物を確認するとともに、その年代を解明する予定である。



第17図 一宮町におけるGPR探査測線とボーリング掘削地点の位置。国土地理院2万5千分の1地形図「上総一宮」「東浪見」使用。

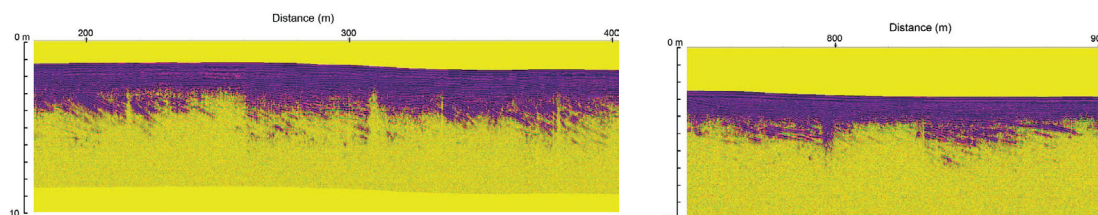
Fig.17 Location of survey lines for GPR and drilling surveys in Ichinomiya Town.

Base map is 1/25,000 topographic map of "KazusaIchinomiya" and "Torami" published by GSI.



第 18 図 ICH-N 測線における実測地形断面と GPR イメージ断面およびボーリング調査地点の位置. 赤い矢印で示した地点がボーリング掘削地点.

Fig.18 Cross sections of measured topography and location of subsurface image of GPR along the survey line of ICH-N. Red arrows represent the position of drilling site.



第 19 図 ICH-N 測線 180~400 m 区間 (左) および 750~900 m 区間 (右) における GPR イメージ断面 (250 MHz). それぞれの断面の位置は第 18 図に示した.

Fig.19 Subsurface images of GPR using 250 MHz antenna in the sections of 180-400 m (left) and 750-900 m (right) along the line ICH-N. Each location is shown in Fig. 18.

### 5. 2. 2 一宮町

一宮町では ICH-N, ICH-M, ICH-S の 3 つの測線で GPR 探査と地形測量を行っている (第 17 図) が, ここではボーリング調査を行った ICH-N 測線について説明する. この測線は森脇 (1979) における第三砂堤群を東西方向に横切る長さ 2 km 余りの測線であり, 地形断面によると, 海側へ向かってステップ状に高度を減じていく様子がわかる (第 18 図). ステップの数は少なくとも 3 段, 最大で 5 段が確認される. これらの高度変化を詳しく見ると, 西端の標高は 5.5 m で, そこから 250 m (標高 5.7 m) まで緩やかに高度を上げるが, 250~330 m の間で標高 5.3 m まで高度を下げ, 小規模なステップとなっている. 330~410 m の間は比較的フラットだが, 410~580 m の区間には浜堤が分布し, 530 m 付近 (標高 6.5 m) を頂点として, 海側へ向かって標高 4.6 m まで大きく高度が下がる. これが明確なステップとなっている. 580~750 m の区間はおおよそフラットだが, 800 m 付近で標

高 4.2 m に下がり, 小規模なステップが見られる. そこから 1280 m 付近 (標高 4 m) まではほぼフラットで, 緩やかな上に凸の地形を示す. そして 1280~1410 m の間で標高 3.3 m までやや急に高度を下げ, 明確なステップをなす. そこから 1640 m 付近まではほぼフラットだが, 1770 m (標高 2.7 m) にかけて再び高度を下げ, これも明確なステップに見える. これより海側は砂丘が発達し, 現海岸に至る.

GPR のイメージ断面 (250 MHz) のうち比較的良好な部分を第 19 図に示す. 180~400 m 付近および 750~900 m 付近には深度 2~4 m 付近に海側へ傾く構造が読み取れ, これは長生村における探査結果と同様に, 潮間帯の前浜堆積物を示していると考えられる. 両地点の間で過去の潮間帯の高度差は 1~1.5 m 程度あることがわかる. ボーリング調査は測線沿いのステップ毎に陸側と海側で行っており, 得られたコアの観察により, 前浜や上部外浜の堆積物を確認するとともに, その年代から高度の



急変する時期を解明する予定である。

## 6. 夷隅川河口低地における古地震・津波の調査

### 6.1 目的と背景

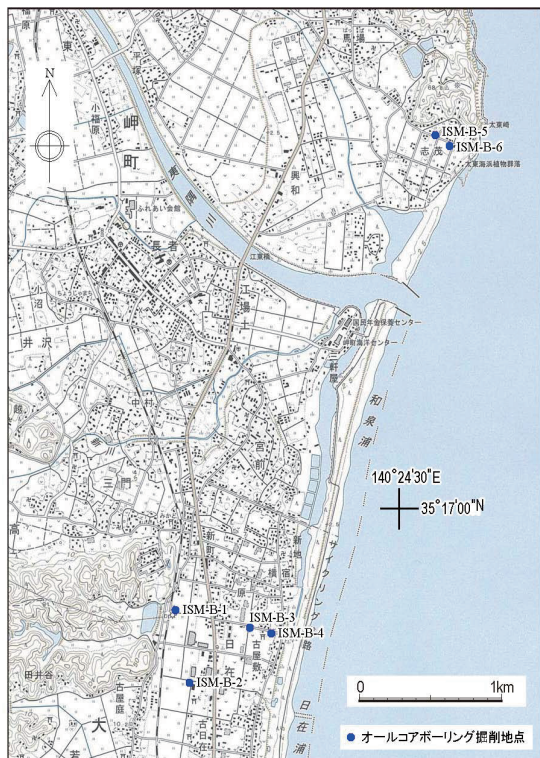
房総半島東部の外房側の海岸の沖積層は、日本海溝と相模トラフの両方について巨大地震と津波の履歴を記録している可能性がある。夷隅川周辺の低地は大正の関東地震では20-30 cm程度隆起し、元禄地震では隆起した証拠はない(例えば、宍倉, 2000, 2003)。この地域では、完新世の海岸段丘や河岸段丘が分布し(長沢, 1979)、完新世の旧汀線高度は最大で10~11 mに達する(宍倉・宮内, 2001)。この高度を説明するには大正・元禄の地震が示す隆起速度だけでは足りず、大正型・元禄型以外に外房地域を隆起させる地震の存在が示唆される(宍倉・宮内, 2001)。

この地域では大正・元禄の地震による津波は高く、岬町では多くの家屋が流出した(都司, 2003)。また、夷隅川河口低地の一部では、元禄地震による津波が運んだ砂層で田畑が厚く覆われたことが知られている(村岸・

佐竹, 2013)。

しかし、この地域では海岸の上下変動に関する研究は限られ(関本・遠藤, 1989; Sakai et al., 2006)、津波堆積物についてはSakai et al. (2006)がその可能性のある堆積層を指摘しているのみであり、地質記録に基づく体系的な調査は行われていない。

本調査では、過去数千年間の津波の履歴(再来間隔と遡上規模)と、地震に関連する海岸の上下変動を検出することを目的に、ボーリング調査などを行った。採取したコアの直径は何れも90 mmである。



第20図 夷隅川河口低地での調査位置. 国土地理院2万5千分の1地形図「上総長者」使用。

Fig.20 Map showing the drilling sites in the Lower Isumi River Lowland. Base map is 1/25,000 topographic map of “Kazusachoja” published by GSI.



第21図 コア ISMB-6 下部で基盤上面に見られる穿孔具  
Fig.21 Boring shells penetrating into the bedrock at the Core ISMB-6.



第22図 コア ISMB-5 上部に見られる津波堆積物の可能性がある砂層

Fig.22 Possible tsunami deposit in the upper part of Core ISMB-5.



第23図 コア ISMB-3 上部に見られる潮間帯堆積物。白いチューブ状の化石は“マカロニクナス”。  
Fig.23 Sand beds formed at the intertidal zone, that yield white tubular burrows of *Macaronichnus segregatis*-like traces. Upper part of the Core ISMB-3.

## 6. 2 調査内容と結果

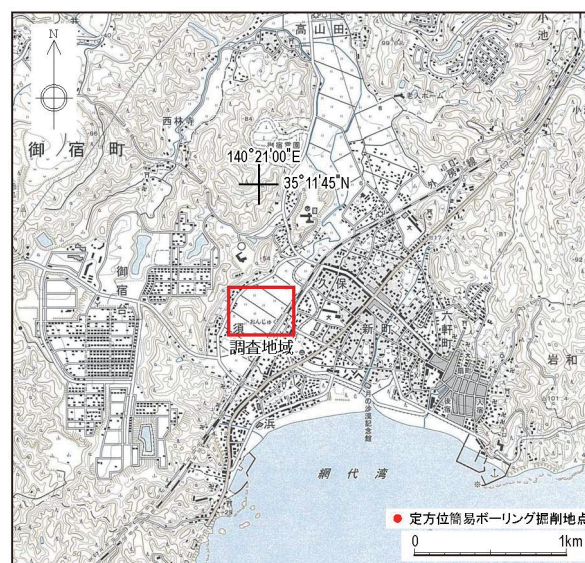
掘削はいすみ市北部の岬地区と同市南部の日在地区の水田で実施した (第 20 図)。

### 6. 2. 1 岬地区

掘削地点 (ISMB-5 および ISMB-6) は、夷隅川河口部の北岸に位置する低地である。陸側には海食崖を思わせる丘陵前縁の崖があり、海側は標高 5 m 程度の砂丘で閉塞されている。掘削地点は 2 地点で、現在の海岸からの距離は約 170 m と 280 m である。コアの長さ (深度) は何れも 4 m で、標高 2.3 m から 2.8 m で基盤のシルト岩に着岩している。沖積層の層相は、いずれのコアでも 3 つに区分される。下部は基盤岩を覆う礫層、中部は葉理が発達する細粒砂層、上部はシルト層または粘土層 (一部で有機質) からなる。基盤岩の上には穿孔貝の巣穴が見られ (第 21 図)、これがかつて海面近くで形成された波蝕台であることを示唆している。

上部のシルト層・粘土層は、通常時は水の流れの殆ど無い湿地環境で堆積したと推定される。湿地堆積物には海浜の砂と粒径や淘汰度が類似した砂層 (細粒砂-極細粒砂) が何層か挟まれており、これらは津波堆積物の可能性がある (第 22 図)。

### 6. 2. 2 日在地区



第 24 図 御宿低地の調査位置 (上) と掘削位置 (下)。国土地理院 2 万 5 千分の 1 地形図「御宿」および Google Earth 使用。

Fig.24 Map showing the drilling sites in the Onjuku Lowland. Base map is 1/25,000 topographic map of “Onjuku” published by GSI and Google Earth image.

掘削地点 (ISMB-1~ISMB-4) は標高 6~8 m の海岸段丘の上に位置する。海岸段丘の離水年代は知られていない。海岸段丘は内陸縁から海岸までの距離が約 1 km とかなり広いので、一つの面では無く、実際には複数に分かれている (複数回の地震隆起が起きた) と考えられるが、表層を風成砂層などが覆っているため、地形形だけでは詳細が不明である。このため、内陸から海へ向かって 4 地点でボーリング調査を行って段丘の離水を示す



地層を採取し、その年代と高度を調べることで、地震隆起の発生時期と回数の推定を試みた。コアの長さ(深度)は6 mおよび7 mである。

何れのコアでも類似した地層の重なりが見られた。下位から順に、斜交層理が発達し貝化石を含む浅海成の砂層、波打ち際に棲むゴカイの一種の生痕化石である“マカロニクナス”を含み平行葉理が発達する潮間帯の砂層(第23図)、葉理の発達する砂層及び有機質のシルト層(砂丘および後背湿地)、の順である。

潮間帯の砂層の上限高度を旧海面高度と仮定すると、日在地区の海岸段丘は少なくとも2段に分かれることが判明した。旧海面高度は最も内陸のISMB-1地点では標高5.1 m付近に認められるが、海側のISMB-2~4地点では標高4.0 m前後に認められる。汎世界的な海面高度の変化を考慮しても、この高度差は有意であり、地震隆起を示していると考えられる。

## 7. 御宿低地における古地震・津波の調査

### 7. 1 目的と背景

御宿低地では少なくとも3面に区分される完新世海岸段丘が発達し、地震による隆起が示唆されるが、その具体的な時期は不明である。標高2.5~4 mに最低位の段丘面が分布しており、その離水年代は3200年前頃と推定されている(宍倉, 2000)。この低地は大正の関東地震では20~30 cm程度隆起したが、元禄地震では隆起した証拠はない(例えば、宍倉, 2000, 2003)。御宿周辺では1703年元禄地震による津波の高さは8 m(渡辺, 1998)、1677年延宝津波の高さは6~8 m(羽鳥, 2003)と推定されている。しかし、この地域では津波堆積物や海岸の上下変動について、地質記録に基づく体系的な調査は行われていない。

本調査では、過去数千年間の地震に関連する海岸の上下変動と津波堆積物を検出することを目的に、簡易ボーリング調査を行った。

### 7. 2 調査内容と結果

掘削地点は、御宿低地の西部に位置する水田である(第24図)。陸側(西側)には海食崖と考えられる弧状の崖があり、海側は標高12 m程度の砂丘で閉塞されている。掘削地点は10地点で、海一陸方向に低地を横切るように配置した。掘削地点は現在の海岸から約700 mから1000 mの範囲にある。コアの長さ(深度)は2 mから3 m、コアの直径は90 mmである。津波堆積物の識別に必要な古流向のデータを取得するため、コア試料は定方位で採取した。

予察的なコア観察の結果、得られた地層は大きく下部と上部に分けられる。下部は葉理が発達し貝化石や礫を含む砂層で、波浪の影響を受ける浅海で堆積した地層で



第25図 コア ONJ-2 下部の層相。貝化石を含む海浜砂層とそれを覆う砂丘砂からなる。

Fig.25 Sedimentary facies of the lower part of Core ONJ-2. Beach sand with white shells is covered by aeolian sand.

ある(第25図)。上部は主に葉理の発達した砂層や有機質の粘土層からなり、湿地や河川氾濫原で堆積したと考えられる。海成層の上限高度(旧海面高度)は、一番内陸のONJ-2地点では標高約2.5 mである。

## 8. 鴨川低地における古地震・津波の調査

### 8. 1 目的と背景

鴨川低地は大正の関東地震では60~70 cm程度隆起したが、元禄地震では逆に沈降したことが史料の証拠から明らかになっている(笹生, 2003など)。元禄地震時の沈降量は明らかではないが、集落が没したなどの記述があることから、宍倉(2000)が保田や小湊で推定した1





第 26 図 鴨川低地におけるボーリング掘削地点. 国土地理院 2 万 5 千分の 1 地形図「鴨川」使用.

Fig.26 Drilling sites in the Kamogawa Lowland. Base map is 1/25,000 topographic map of “Kamogawa” published by GSI.

m 程度の沈降があってもおかしくない。一方で、本低地には完新世海岸段丘が発達しており、仲川 (1977) などによって 4 面に区分され、縄文海進頂期頃を示すと考えられる最高位の旧汀線高度は標高 18 m に達する。したがって元禄地震のようなタイプの地震に伴う沈降を差し引いてもなお、隆起の累積が上回っている。

2 章で報告した詳細 DEM の解析によれば、鴨川低地において従来知られていなかった旧汀線が認定された。これらが示す過去の隆起運動は、1 回の隆起量が少なくとも 1~2 m 程度は見積もられることから、大正の関東地震とは異なるタイプの地震性隆起を示している可能性がある。そこでこれらの新たな隆起の痕跡の具体的な旧汀線高度と離水年代を明らかにするため、ボーリング掘削調査を行った。

## 8. 2 調査内容と結果

本調査における掘削地点は、詳細 DEM の解析で検出された旧汀線の位置を重視しながら、各段丘面を高位から低位にかけて横断する形で測線を設定し、9 地点 (KMG-01~09) でオールコアのボーリング掘削を行った (第 26 図)。また、このほかに鴨川市前原地区では明治期の迅速測図に基づき、かつて湖沼が存在した地点において、津波堆積物の検出を狙った掘削を行った。いずれの地点とも掘削径は 116 mm であり、深度は 1 地点あた



第 27 図 千倉低地におけるボーリング掘削地点. 国土地理院 2 万 5 千分の 1 地形図「千倉」使用.

Fig.27 Drilling sites in the Chikura Lowland. Base map is 1/25,000 topographic map of “Chikura” published by GSI.

り 6 m である。今後これらの調査で得た試料について、層相解析や年代測定などの分析を進め、過去の地震の時期や隆起量の推定を行っていく予定である。

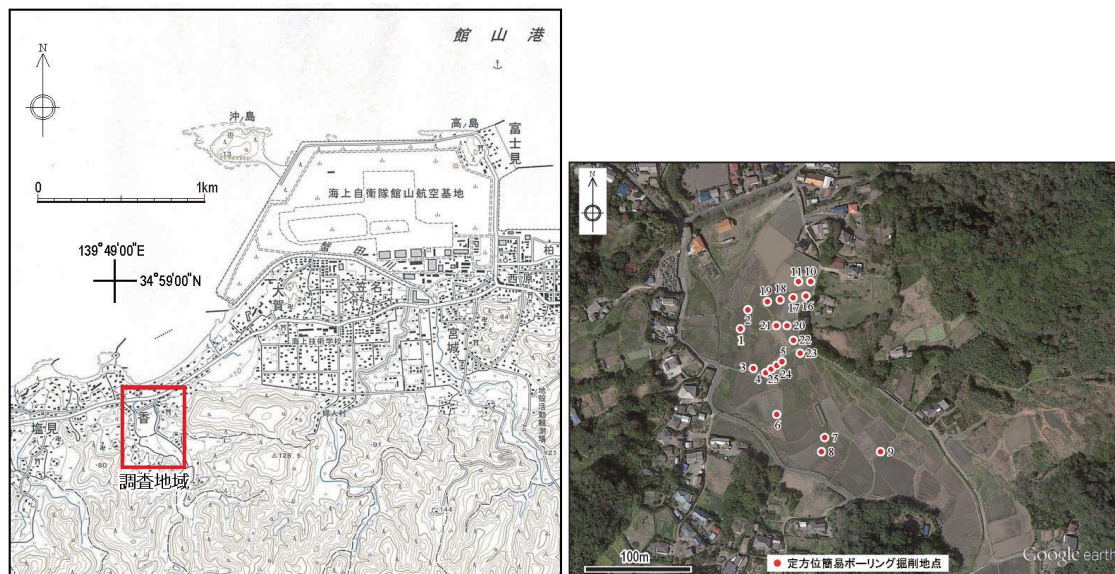
## 9. 千倉低地における古地震・津波の調査

### 9. 1 目的と背景

房総半島南部沿岸に発達する完新世海岸段丘から過去の地震の履歴を探る研究は古くから行われてきた (Sugimura and Naruse, 1954 など) が、特に 4 面に大別される段丘の年代を推定することに主眼が置かれていた (横田, 1978; 中田ほか, 1980 など)。しかし近年、従来知られてきた段丘の年代に対して、異なる見解も見られるようになり (宇野ほか, 2007; 遠藤・宮内, 2011 など)、房総半島の外房側と内房側とで段丘の離水したタイミングが異なる可能性も指摘されている。そこで本研究では、外房側に面する千倉低地において、海岸段丘の離水年代の再評価のため、ボーリング掘削調査を行った。

### 9. 2 調査内容と結果

本調査における掘削地点は、従来から沼 I 面~IV 面と称されてきた 4 面の段丘を横断するように、北側と南側とで 2 本の測線を設定した (第 27 図)。北測線では沼



第 28 図 館山市香の調査位置 (左) と掘削位置 (右). 国土地理院 2 万 5 千分の 1 地形図「館山」および Google Earth 使用.

Fig.28 Map showing the drilling sites in the Koyatsu, Tateyama City. Base map is 1/25,000 topographic map of “Tateyama” published by GSI and Google Earth image.

I 面相当で 2 地点 (CKR-N01, 02), 沼 II 面相当で 1 地点 (CKR-N03), ただし掘削孔数は 2 本, 沼 III 面相当で 2 地点 (CKR-N04, 05), 沼 IV 面相当で 1 地点 (CKR-N06), 南測線では沼 I 面相当で 1 地点 (CKR-S01), 沼 II 面相当で 2 地点 (CKR-S02, 03), ただし CKR-S03 地点での掘削孔数は 2 本, 沼 III 面相当で 2 地点 (CKR-S04, 05), ただし CKR-S04 地点での掘削孔数は 2 本, 沼 IV 面相当で 1 地点 (CKR-S06) を掘削した. したがって合計 12 地点で掘削孔数は 15 本になる. いずれの地点とも掘削径は 116 mm であり, 深度は 1 地点あたり 6 m である. 今後これらの調査で得た試料について, 層相解析や年代測定などの分析を進め, 過去の地震の時期の推定を行っていく予定である.

## 10. 館山市における古地震・津波の調査

### 10.1 目的と背景

相模トラフで発生するプレート境界地震(関東地震)については, その再来間隔や規模などについて不明の点が多い. その大きな理由は, 歴史上確定している関東地震が 1923 年大正と 1703 年元禄の 2 回に限られるためである. 地震調査委員会 (2004) は館山市周辺などに分布する離水海岸地形などのデータに基づいて関東地震の平均発生間隔を推定しているが, いわゆる大正型関東地震の再来間隔は 200~400 年と大きなばらつきがある.



第 29 図 館山市正木・大芝地区の調査位置図. 国土地理院 2 万 5 千分の 1 地形図「那古」を使用.

Fig.29 Map showing the drilling sites in the Masaki and Oshiba area, Tateyama City. Base map is 1/25,000 topographic map of “Nago” published by GSI.



また、相模トラフでは、大正型地震以外に、より規模の大きな元禄型の地震の発生が知られているが、その再来間隔も2千数百年とされるだけで、詳細は明らかになっていない(例えば、宍倉, 2003)。

元禄地震の前の関東地震の候補としては、神奈川県小網代湾での津波堆積物の調査からは1293(正応六または永仁元)年鎌倉大地震(Shimazaki et al., 2011)が挙げられている。一方、静岡県伊東市での津波堆積物調査の結果(藤原ほか, 2007)からは、1495年(明応四年)に関東地震が起きた可能性が指摘されている(金子, 2012)。これらの津波堆積物の情報が正しければ、関東地震の発生時期は1293年, 1495年, 1703年, 1923年となり、その再来間隔200年程度である可能性が高くなる。本調査では、関東地震の再来間隔を正確に求めるために、既存情報の検証やさらなる地震隆起・津波痕跡の検出を目的に掘削調査を行った。

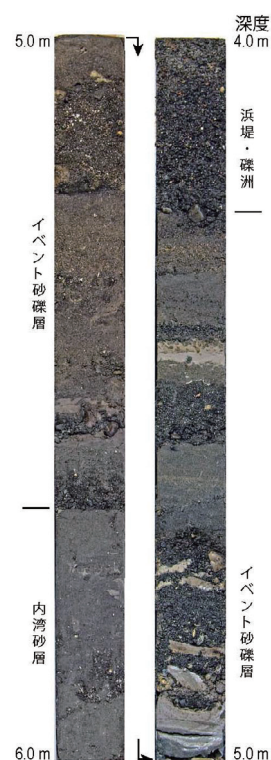
## 10.2 調査内容と結果

館山市南部の香(こうやつ)地区と、同市北部の正木・大芝地区で掘削調査を行った(コアの直径は何れも9cm)(第28, 29図)。

### 10.2.1 香地区

通称“香の谷”で、定方位簡易ボーリングを行った(第28図)。近隣の海岸には1703年元禄地震と1923年大正地震で隆起した波食棚があり、それぞれ標高1.5m付近と4.5m付近に分布している(宍倉, 2003)。また、谷に沿っては元禄時代以前の地震で離水した波食棚と考えられる階段状の地形が複数段にわたって見られる。個々の段の比高は1.5~2mほどで、上記の元禄や大正の離水海岸地形が示す隆起量と類似している。これらの地形の形成年代は未詳である。階段地形の周辺で谷を埋める地層にも、隆起の痕跡や津波堆積物が記録されていると期待される。

海岸から約300m内陸へ入った場所で基盤岩が谷の内側へ突き出しており(第28図)、ここには波食棚と考えられる階段地形が顕著に発達する。階段地形は基盤を取り巻いて分布し、西方および北方へ次第に低くなる。掘削地点は地形の高い側から低い側へ(地震隆起で新しい階段地形が付け加わっていった方向へ)沿って配置した。そのため、多くの掘削点は最も高い地点から放射状に並んでいる。谷の奥でもより古い時代の地層を確認するための掘削を行った。掘削地点は合計21地点で、コアの長さ(深度)は2mから3mである。回収された地層は、下部の貝化石を含む内湾性の砂層と、それを覆う河川および湿地の地層からなる。予察的な<sup>14</sup>C年代測定の結果によると、採取されたコア試料は約5000年前以降の記録をカバーしていると考えられる。



第30図 コアTYMB-7'下部の層相。貝化石を含む内湾砂層とそれを覆う礫洲・浜堤構成層からなる。両者の間には砂礫層とシルト層の互層からなるイベント堆積物が挟まる。これは津波堆積物の可能性がある。

Fig.30 Sedimentary facies of the lower part of Core TYMB-7. Bay sand with molluscan shells is covered by gravelly sand beds forming the beach ridges. Possible tsunami deposit composed of an alternate bed of gravelly sand and silt is intercalated between the bay and beach ridge deposits.

### 10.2.2 正木・大芝地区

この地域では完新世の海岸段丘が明瞭である。この地域の南側で行われた中田ほか(1980)や川上・宍倉(2006)の地形区分と比較すると、内陸側の正木地区に分布するものは沼Ⅱ面群に、海側の大芝地区に分布するものは沼Ⅲ面群と沼Ⅳ面に相当すると考えられる。沼Ⅳ面は1703年元禄地震で隆起したとされる(たとえば、松田ほか, 1974; 宍倉, 2000)。しかし、正木・大芝地区の段丘については直接には年代測定が行われてない。また、これらの段丘は後年の堆積層に覆われているので、正確な旧海面高度も不明である。

段丘の離水時期、旧海面高度、その年代を解明するため、海一陸方向に低地を横切るように配置した合計6



地点でボーリング調査を行った(第29図)。コアの長さ(深度)は3 mから7 mである。

内陸に位置する TYMB-2, 3, 4, 5 地点では, コアは埋没した基盤岩にまで到達している。基盤岩の上には穿孔貝の巣穴が見られることが多く, 埋没した波食棚と考えられる。得られた地層は浅海で堆積した貝化石を含む砂層と, それを覆う陸成の砂層および有機質シルト層からなる。波食棚の上面の標高はそれぞれ約7.2 m (TYMB-2), 5.9 m (TYMB-3), 5.2 m (TYMB-4,) 4.5 m (TYMB-5) である。段丘地形と調和して内陸から海側へ向かって低くなる傾向がある。

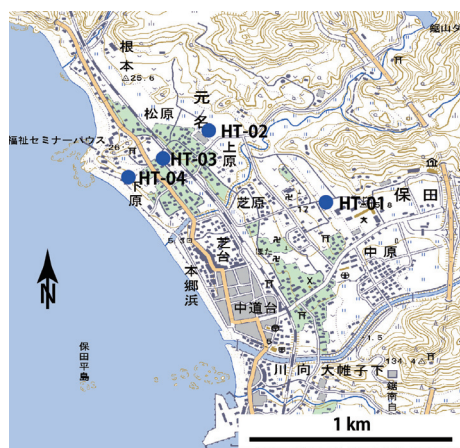
最も海側の TYMB-7 地点は沼Ⅲ面の海側を縁取る砂丘上にあり, 元禄地震直前の海岸はここから数十 m 海側にあったと推定される。この砂丘が形成されるきっかけは, 元禄地震の前に起きた地震隆起である可能性が高い。コア試料では, 貝化石を含む内湾性の極細粒砂層から沿岸砂州および浜堤を構成する砂礫層・砂層の互層へと層相の急変が確認された(第30図)。層相が変わる境界には, 砂礫層と粘土層の互層からなるイベント堆積物が挟まっている。内湾堆積物から浜堤への変化は地震隆起を示すと考えられる。両者の間に挟まるイベント堆積物は, 津波堆積物の可能性がある。予察的な年代測定の結果, この隆起が起きた年代は7世紀以降と推定される。

## 1 1. 内房地域(保田低地・勝山低地・岩井低地)における古地震・津波の調査

### 1 1. 1 目的と背景

内房地域の海岸沿いには, 北から保田低地, 勝山低地, 岩井低地と小規模な沖積低地が分布する(第12図)。保田低地は大正関東地震時に約1.2 m 隆起したものの, 元禄地震時には逆に少なくとも1 m 程度沈降したことが明らかになっている(宍倉, 2000 など)。また南の勝山低地や岩井低地でも大正関東地震で1.4 m 程度の隆起が生じていたが, 元禄地震時における隆起の証拠はない。

これらの低地には完新世の海岸段丘や浜堤列が発達している。保田低地では宍倉(1999)によって, 保田Ⅰ面からⅣ面の4面に区分されている。また岩井低地では宍倉ほか(2001)によって段丘化した浜堤列が, 少なくとも10列識別されている。これらの各段丘面や浜堤については, それぞれの離水年代が推定され, 大正型関東地震との関係が論じられ, 相模トラフ沿いの地震の履歴が復元されている。しかしながら離水年代の推定においては, 根拠となった年代測定サンプルが限られており, 十分な信頼性があるとは言いがたい。そこで本研究では, ボーリング掘削によりコア試料を採取して, 層相解析から旧汀線を再認定するとともに, 試料から複数の年代測定値を得て, 離水年代の再評価を行うことを目的とした。



第31図 保田低地におけるボーリング掘削地点。国土地理院2万5千分の1地形図「保田」を使用。  
Fig.31 Drilling sites in the Hota Lowland. Base map is 1/25,000 topographic map of “Hota” published by GSI.



第32図 勝山低地および岩井低地における掘削地点。国土地理院2万5千分の1地形図「保田」「那古」使用。  
Fig.32 Drilling sites in the Katsuyama Lowland and Iwai Lowland. Base map is 1/25,000 topographic map of “Hota” and “Nago” published by GSI.

### 1 1. 2 調査内容と結果

保田低地では, 4面の段丘それぞれで1地点ずつ, 合計4地点(HT-01~04)で掘削し(第31図), 勝山低地で低位の面で1地点(KT-01), 岩井低地では宍倉ほか(2001)によるBR-VIIIとBR-IXとの間の堤間湿地で1

地点 (IW-01), それぞれ掘削を行った (第 32 図). 掘削には定方位の簡易ボーリング掘削機械を用いた. 採取されるコア試料の口径は約 90 mm であり, 掘削の深度は約 2 m で, 1 地点あたり複数本のコア採取を実施している. 今後これらの調査で得た試料について, 層相解析や年代測定などの分析を進め, 離水年代のより正確な推定から, 過去の地震の履歴を解明していく予定である.

## 1 2. おわりに

本稿で報告した業務は, おもに房総半島における完新世の地殻変動を解明することを目的に, 航空レーザー測量や地上レーザー測量, ボーリング掘削など様々な手法を用いて, 完新世海岸段丘や河岸段丘を調査したものである. 房総半島の海岸段丘は古くから研究が進められていたものの, 本業務のように, 広域にわたって高密度に調査を実施した例はこれまでなかった.

近年, 相模トラフ沿いの地震に関しては多様性があることが指摘されるようになり, 未知のタイプの地震の存在も取りざたされるようになってきた (地震調査委員会, 2014) が, 本業務の成果はそれに応えるものとして, 新たな知見や解釈が生まれることが見込まれる. そのためにも今後, 得られた膨大な量のデジタルデータや地質試料については, さらなる詳しい解析を行っていかねばならない.

## 謝辞

本調査において, 千葉県防災危機管理部防災政策課の浅尾一巳氏には, 千葉県内各市町村の防災担当者の照会など様々な便宜を図っていただきました. また一宮町, 長生村, いすみ市, 御宿町, 鴨川市, 館山市, 南房総市の関係部署の担当者の方々には, 調査についてご理解いただき, 様々な便宜を図っていただきました. 記して謝意を表します.

## 文献

- 遠藤香織・宮内崇裕 (2011) 房総半島南部完新世離水海岸地形の高度と離水年代の再検討—相模トラフ沿いの巨大地震に伴う地震性地殻変動に関連して—. 日本活断層学会 2011 年度秋季学術大会講演予稿集, 52-53.
- 藤原 治・平川一臣・金子浩之・杉山宏生 (2007) 静岡県伊東市北部の宇佐美遺跡に見られる津波 (?) イベント堆積物. 津波工学研究報告, 24, 77-83.
- 羽鳥徳太郎 (1976) 南房総における元禄 16 年 (1703 年) 津波の供養碑—元禄津波の推定波高と大正地震津波との比較—. 東京大学地震研究所彙報, 51, 63-81.
- 羽鳥徳太郎 (2003) 1677 年延宝房総沖地震の波高偏差. 歴史地震, 19, 1-7.
- 地震調査委員会 (2004) 相模トラフ沿いの地震活動の長期評価, 31p.
- 地震調査委員会 (2014) 相模トラフ沿いの地震活動の長期評価 (第二版), 81p.
- 金子浩之 (2012) 宇佐美遺跡検出の津波堆積物と明応四年地震・津波の再評価, 伊東の今・昔—. 伊東市史研究, 10, 102-124.
- 川上俊介・宍倉正展 (2006) 館山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 82p.
- 増田富士雄・藤原 治・酒井哲弥・荒谷 忠・田村 亨・鎌滝孝信 (2001) 千葉県九十九里浜平野の完新統の発達過程. 第四紀研究, 40, 223-233.
- 松田時彦・太田陽子・安藤雅孝・米倉伸之 (1974) 元禄関東地震 (1703 年) の地学的研究. 垣見俊弘・鈴木尉元編「関東地方の地震と地殻変動」, ラティス, 175-192.
- 村岸 純・佐竹健治 (2013) 史料に残された 1703 年元禄関東地震による砂の流入. 日本地震学会講演予稿集 2013 年度秋季大会, D21-02.
- 森脇 広 (1979) 九十九里浜平野の地形発達史. 第四紀研究, 18, 1-16.
- 長沢良太 (1979) 房総半島夷隅川沖積平野の地形発達史. 立命館文学, 412, 124-146.
- 仲川信一 (1977) 鴨川低地の地形. 法政大学地理学集報, 6, 40-49.
- 中田 高・木庭元晴・今泉俊文・曹 華龍・松本秀明・菅沼健 (1980) 房総半島南部の完新世海成段丘と地殻変動. 地理学評論, 53, 29-44.
- Sakai, T., Fujiwara, O. and Kamataki, T. (2006) Incised-valley-fill succession affected by rapid tectonic uplifts: An example from the uppermost Pleistocene to Holocene of the Isumi River lowland, central Boso Peninsula, Japan. *Sedimentary Geology*, 185, 21-39.
- 笹生 衛 (2003) 千葉県白浜町における元禄江線の再検討と村落景観の復元. 千葉県立安房博物館紀要, 10, 47-62.
- 関本勝久・遠藤邦彦 (1989) 千葉県夷隅川下流域における完新統と底生有孔虫群集に基づく古環境. 日本大学文理学部自然科学研究所紀要, 24, 65-79.
- Shimazaki, K., Kim, H., Chiba, T. and Satake, K. (2011) Geological evidence of recurrent great Kanto earthquakes at the Miura Peninsula,

- Japan. *Journal of Geophysical Research*, **116**, B12408. doi:10.1029/2011JB008639
- 宍倉正展 (1999) 房総半島南部保田低地の完新世海岸段丘と地震性地殻変動. 第四紀研究, **38**, 17-28.
- 宍倉正展 (2000) 離水海岸地形からみた1703年元禄関東地震における房総半島の地殻上下変動. 歴史地震, **16**, 113-122.
- 宍倉正展 (2001) 完新世最高位旧汀線高度分布からみた房総半島の地殻変動. 活断層・古地震研究報告, no.1, 273-285.
- 宍倉正展 (2003) 変動地形からみた相模トラフにおけるプレート間地震サイクル. 地震研究所彙報, **78**, 245-254.
- 宍倉正展 (2012) 相模トラフ沿いの海溝型地震の新しい解釈. 地震予知連絡会報, **88**, 536-539.
- 宍倉正展・宮内崇裕 (2001) 房総半島沿岸における完新世低地の形成とサイスマテクトニクス. 第四紀研究, **40**, 235-242.
- Sugimura, A. and Naruse, Y. (1954) Changes in sea level, seismic upheavals, and terraces in the southern Kanto region, Japan ( I ). *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, **24**, 101-113.
- Tamura, T., Murakami, F., Nanayama, F., Watanabe, K. and Saito, Y. (2008) Ground-penetrating radar profiles of Holocene raised-beach deposits in the Kujukuri strand plain, Pacific coast of eastern Japan. *Marine Geology*, **248**, 11-27.
- Tamura, T., Murakami, F. and Watanabe, K. (2010) Holocene beach deposits for assessing coastal uplift of the northeastern Boso Peninsula, Pacific coast of Japan. *Quaternary Research*, **74**, 227-234.
- 都司嘉宣 (2003) 元禄地震 (1703) とその津波による千葉県内各集落での詳細被害分布. 歴史地震, **19**, 8-16.
- 宇野知樹・宮内崇裕・宍倉正展 (2007) 完新世離水海岸地形からみた相模トラフ沿いのプレート間地震の再検討ー内房と外房で対比されない海成段丘の存在からー. 日本地球惑星科学連合 2007 年大会 予稿集, S141-007.
- 渡辺偉夫 (1998) 日本被害津波総覧 (第2版). 東京大学出版会, 238p.
- 横田佳代子 (1978) 房総半島南東岸の完新世海岸段丘について. 地理学評論, **51**, 349-364.
- 吉山 昭・柳田 誠 (1995) 河成地形面の比高分布からみた地殻変動. 地学雑誌, **104**, 809-826.



## 静岡県沿岸の古地震・津波堆積物調査 Paleoearthquake and paleotsunami surveys in the Shizuoka Prefecture

藤原 治<sup>1\*</sup>・澤井祐紀<sup>1</sup>  
Osamu Fujiwara<sup>1\*</sup> and Yuki Sawai<sup>1</sup>

**Abstract:** We conducted coring campaign in five lowlands along the coasts of Shizuoka Prefecture (Hamamatsu plain, Otagawa Lowland, Haibara Lowland, Sagara Lowland and Ukishimagahara Lowland), facing the Nankai and Suruga Troughs to reveal the recurrence history of subduction zone earthquakes and tsunamis in these areas. We used three types of coring equipments in this study; conventional drilling machine (core diameter 9 cm), handy geoliser (core width 10 cm) and percussion core sampler (core diameter 9 cm). Orientation-controlled cores were obtained by the latter two equipments.

In the Hamamatsu Plain, western Shizuoka Prefecture, a total of 43 orientation-controlled cores (1.3 to 3.75 m-deep) and four drilling cores (7 to 11 m-deep) were excavated to detect the tsunami deposits. According to radiocarbon ages, these cores cover the past 4000 years at least. Probable tsunami deposits (sand sheets) were found in the muddy and peaty marsh deposits. A total of 9 drilling cores were collected from this plain to reveal the location of the former shoreline and vertical coastal movements relating to the seismic cycle. The cores range from 12 to 24 m-deep and covers the 7500-year long tectonic history of the Hamamatsu Plain.

In the Otagawa Lowland, western Shizuoka Prefecture, Fujiwara et al. (2012 a, b) previously reported four tsunami deposits from the excavation sites for river improvement work, and they correlated these tsunami deposits with AD 684 Hakuho, 887 Ninna, 1096 Eicho and 1498 Meio earthquakes, respectively. To trace the landward extent of these tsunami deposits and reconstruct the inundation area of these tsunamis, a total of 65 orientation-controlled cores were excavated in the Otagawa Lowland with grid pattern. The four reported tsunami deposits were detected in many cores and show a fining and thinning trend both in shore-normal and shore-parallel directions. These data suggest that the tsunamis mainly inundated through the topographic low along the former Otagawa River channel and outflowed into the backmarsh passing the lower parts between natural levees and beach ridges. To reveal the location of the former shoreline and vertical crustal movements relating to the seismic cycle, a total of 7 drilling cores were also collected from this lowland. They range from 12 to 24 m-deep and cover the over 9000-year history of the Otagawa Lowland.

In the Haibara and Sagara Lowlands, Makihonara City, facing the Suruga Trough, a total of 18 orientation-controlled cores (up to 3 m-deep) and 7 drilling cores up to 11 m-deep were excavated to detect the tsunami deposits and vertical crustal movements. Possible tsunami deposits were also found from these cores.

In the Ukishimagahara Lowland, a total of 15 drilling cores were collected to detect the subsiding event of the lowland relating to the seismic cycle of the Fujikawa-kako fault zone, northeastern extent of the Suruga Trough. These cores range from 5 to 15 m-deep and record the over 1500-year history of the lowland.

**Keywords:** Fujikawa-kako fault zone, historical earthquake, Nankai Trough, Shizuoka Prefecture, subduction zone earthquake, tsunami deposit

---

本報告は「巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究 中間報告」に平成 25 年度以降の調査・研究実施内容を追記したものである

\*Corresponding author

1. 活断層・地震研究センター (Active Fault and Earthquake Research Center, AIST) (現所属: 活断層・火山研究部門 (Institute of Earthquake and Volcano Geology, AIST))

## 1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震を受けて内閣府に設置された「南海トラフの巨大地震モデル検討会」によって、南海トラフで起こり得る“最大クラスの地震・津波”の想定が公表された(南海トラフの巨大地震モデル検討会, 2011, 2012a, b). それは従来の想定よりも非常に大きなものであったため、社会の注目を引いている. この地域では過去1300年にわたる歴史記録があるが、このような超巨大な地震と津波の発生は知られていない. それが本当に起き得るかを検討するには、より時間スケールを広げた地質学的な検証が必要である.

南海トラフで起こる地震の再来間隔や規模について、どのような規則性があるのかも不明な点がある. 歴史記録の解析からは東海地震と南海地震がいくらかの時間差を置いてペアで発生することが多いとされる. しかし、中世以前では文字情報が激減するため、南海と東海の片方しか確認されていない地震もある. また、江戸時代以前については具体的な規模だけでなく、震源が未確定な地震もある. 将来起こり得る地震・津波の具体的な規模やその時期などの予測には、過去に発生した地震や津波の規模、再来間隔を出来るだけ長期間にわたって詳細に解明して行くことが基礎情報として必要である.

また、南海トラフの地震については、プレート境界の北東延長である富士川河口断層帯の活動との関連についても課題が残されている. 南海トラフの巨大地震モデル検討会(2011)による「最大クラスの地震」の震源の北東端は富士川河口断層帯とされている. 歴史時代における富士川河口断層帯の活動を示す確実な記録はないが、地震調査研究推進本部(2010)はその平均活動間隔を2通りに想定している. 一つは主に変動地形などに基づくもので1300~1600年と推定される. もう一つは断層帯の東方にある浮島ヶ原の堆積サイクルに基づくもので、150~300年と推定される. この想定では両者が連動して活動する可能性も指摘されている. こうした課題の解決のためには、南海トラフと富士川河口断層帯について、地震履歴の詳細な比較を進めていく必要がある.

活断層・地震研究センターでは、東海/東南海地震の再来間隔のより正確な推定、連動性の評価、津波浸水範囲の推定、断層モデルの再検討を目的として、静岡県遠州灘沿岸や駿河湾沿岸(浮島ヶ原)などで歴史記録と地学的手法を総合した古地震・津波のデータの蓄積と解析を進めてきた(藤原ほか, 2006, 2007, 2008など). この研究をさらに発展させるべく、静岡県内の浜松平野西部、太田川低地、牧之原市(榛原・相良低地)、および浮島ヶ原で津波堆積物と古地震に関連する地殻変動の調査を行った(第1図).

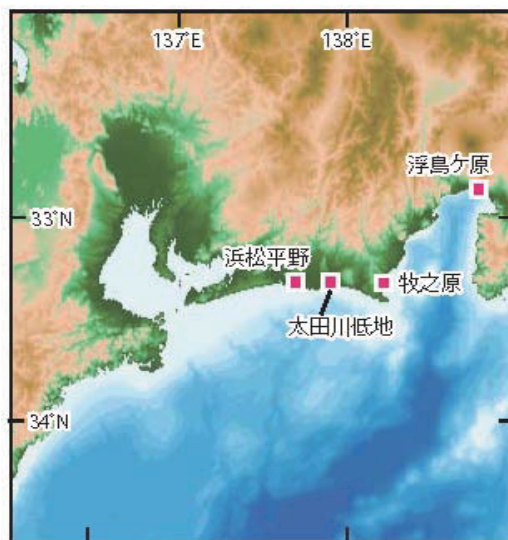
## 2. 浜松平野西部における古地震・津波の調査

### 2.1 目的と背景

浜松平野西部は標高が2~3m未満の土地が広く、過去の大きな津波で浸水した可能性が高い. しかし、人工的な土地改変が進んでいるために津波堆積物の調査に適した場所を確保することが困難であり、津波堆積物の体系的な調査は行われて来なかった. 浜松平野は過去7000年程度の間陸側から海側へ広がってきたもので、過去の海岸線を示す浜堤が何列も分布する(たとえば、松原, 2000). 江戸時代初期の絵図などを調べたところ、浜堤間の低湿地に近代まで複数の池が存在していたことが分かった. これらの池の地層には過去数千年にわたる津波の痕跡が残っている可能性が高い.

本調査では、掘削調査によって津波堆積物を検出し、遠州灘沿岸における過去数千年間の津波の履歴(再来間隔と遡上規模)を明らかにすることを目的とした. 津波の遡上距離を推定するには、津波が起きた当時の海岸線の位置を復元し、そこを基準に津波堆積物の内陸への広がり明らかにする必要がある. 本調査ではコア試料の解析によって海岸線の位置と時代の推定も試みた.

また、浜松周辺は東海/東南海地震では沈降域に当たる(たとえば、Ishibashi, 1981)が、安政東海地震より前については具体的な変動が分かっていない. 地震に関連した隆起・沈降域の広がり、震源域の推定に重要なデータとなることから、過去数千年にわたる地殻上下変動を検出することも目的とした.



第1図 調査位置図

Fig.1 Location map.

### 2.2 調査内容と結果

#### 1) ハンディジオスライサーによる掘削調査



掘削は浜松市西部の小沢渡・増楽地区で実施した(第2図)．調査対象は現在の海岸からは約2 km 内陸に位置する高塚池の跡地である．水田などで合計14 地点において定方位のコア試料を採取した(第3図)．コアの長さ(深度)は1.3 m から2.3 m である．

コア試料は、流れの殆どない池の底で堆積した粘土質(一部泥炭質)の地層を主体とするが、強い流れが侵入したことを示す砂層(細粒砂-極細粒砂)を何層か挟む．砂層は多いコアで5~6層見られ、層厚は数mm から25 cm 程度である(第4図)．これらは砂の単層のこともあるが、砂層と泥層の細互層からなることもある．下位層を削り取った粘土礫をしばしば含み、砂層の上面には植物片が集積している．海側から陸側へ向かう流れを示すリップル葉理を持つ砂層もある．砂層の起源は池の立地環境からは洪水等の気象現象とは考えにくく、海から津波や高潮で運ばれた可能性が高い．

$^{14}\text{C}$ 年代測定の結果、コア試料の年代は約4000年前から江戸時代までをカバーしている．調査地の約6 km 北西にある六間川低地では、1500 BC 頃の津波堆積物が報告されており(藤原ほか, 2013a)、今回検出した砂層の一つはそれに対応すると考えられる．

## 2) ボーリング調査

津波堆積物を検出するためのボーリング調査を、浜松市中部の3か所で行った(第2図)．一つは浜堤間の湿地を埋め立てた公園で、現在の海岸から約3.7 km 内陸に位置する．2か所目は池田沼の跡地で、現在の海岸からの距離は約2 km である．もう一つは米津池の跡地で、現在の海岸から約1.2 km 内陸に位置する．直径9 cm のコア試料を合計4本採取した．掘削深度(コア長)は7.0 m から11.0 m である．コア試料は、粘土質(一部泥炭質)の地層を主体とし、津波堆積物の可能性がある砂層が複数挟まれている．

海岸線の位置と年代を推定するためのボーリング調査を、浜松市西部で海-陸方向に平野を横切る測線で行った．掘削地点は合計9地点、コアの長さ(深度)は12 m から24 m、コア試料の直径は9 cm である．コア試料に見られる地層は、浅海で堆積した砂層とそれを覆う砂丘など陸上で堆積した砂層からなる．予察的な $^{14}\text{C}$ 年代測定の結果からは、9本のコアで約7500年前から15世紀頃までの記録をカバーしている．

旧海面高度は、潮間帯に特徴的な生痕化石の存在と地層の層相から判定した(第5図)．旧海面高度は内陸へ



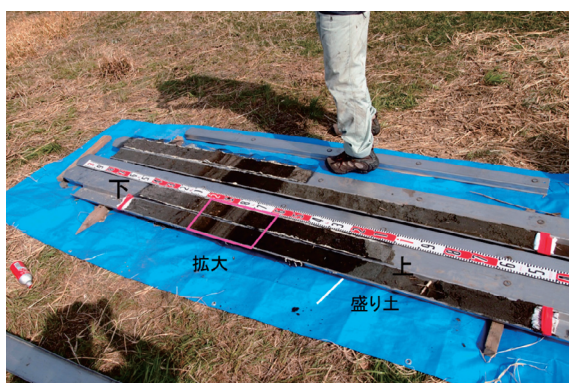
第2図 浜松平野調査位置図(国土地理院電子国土ポータルより転載)．点線で囲った範囲は旧版地形図から推定した池の範囲．

Fig.2 Map showing the coring sites in the Hamamatsu Plain. Dotted lines suggest the outline of former ponds estimated from the old maps.





第3図 ハンディジオスライサーによる調査状況  
Fig.3 Coring survey by geoslicer system.



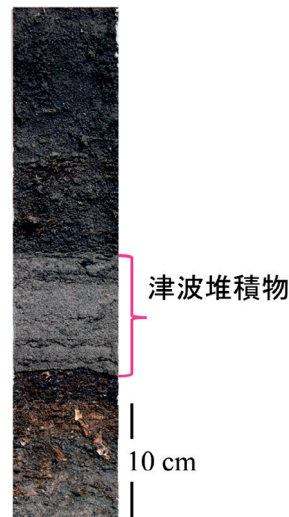
第4A図 ハンディジオスライサーによる代表的なコア試料 (HMT-1 地点). 拡大部を第4B に示す.  
Fig.4A Cored sample by geoslicer system at the Site HMT-1.

行くほど低くなる傾向があり、一番内陸のHMB-1 地点では標高マイナス 5.5 m 付近にある。古い時代の海岸ほど標高の低い場所に埋没していることから、浜松平野西部では過去数千年間で沈降が累積していることが示唆される。縄文海進のピークに当たる 7000 年前頃の海面は現在より 2~3 m 程度高かったとされる (たとえば、太田ほか, 1990 ; 佐藤, 2008 ; Tanigawa et al., 2013)。浜松平野では過去 7000 年間に 7 m 程度の沈降が蓄積していることになる。

### 3) 簡易ボーリング調査

掘削は浜松市南東部において、池を埋め立てた水田などで実施した (第2図)。掘削地点は上記の池田沼の跡地と米津池の跡地である。合計 29 地点において定方位のコア試料 (直径 9 cm) を採取した (第6図)。コアの長さ (深度) は 2.0 m から 3.75 m である。

コア試料は、粘土質 (一部泥炭質) の地層を主体とし、津波堆積物の可能性がある砂層が複数挟まれている (第7図)。予察的な  $^{14}\text{C}$  年代測定の結果、コア試料の年代は



第4B図 HMT-1 地点で得られた津波堆積物 (1800BC 頃)  
Fig.4B Tsunami deposit in the geoslicer core at the Site HMT-1 (ca. 1800 BC).



第5図 HMB-2 コアで得られた旧海面高度を示す地層。潮間帯に棲むゴカイの生痕化石 (細く白い管状の化石) を含む。標高マイナス 4 m 付近。  
Fig.5 Foreshore sand bed suggesting the former sea level in the Core HMB-2 (about -4 m in elevation). Small white tubular burrows of *Macaronichnus segregatis*-like traces characterize this facies.

池田沼では約 4000 年前から 18 世紀, 米津池では約 2500 年前から 16 世紀の範囲をカバーしている。

## 3. 太田川低地における古地震・津波の調査

### 3. 1 目的と背景

過去の津波の遡上範囲の解明と、地震に関連する海岸低地の隆起・沈降の解明を主な目的とした。太田川低地も浜松平野と同じく、浜堤と堤間湿地が発達する。太田川低地は近代まで広い範囲に湿地や水域が広がってい



第6図 定方位簡易ボーリング実施状況

Fig.6 Orientation-controlled coring by the percussion core sampler.

たため、農耕などによる地層の擾乱が比較的少なく、津波堆積物などの調査に適している。

この低地では、河川改修の工事露頭や遺跡発掘現場から4枚の津波堆積物が報告されており、 $^{14}\text{C}$ 年代測定結果や遺物の年代、歴史考証に基づいて、それぞれ684年白鳳地震、887年仁和地震、1096年永長地震、1498年明応地震に対応すると考えられている（藤原ほか、2012, a, b）。これらの露頭を起点として、津波堆積物が内陸のどこまで奥深く広がっているかを、簡易ボーリングを行って追跡した。また、津波発生時の海岸線の位置を推定するために、機械ボーリングを行った。さらに、コア試料から、地震と関連する地殻変動の検出を試みた。

### 3. 2 調査内容と結果

#### 1) 簡易ボーリングによる掘削調査

掘削は静岡県磐田市・袋井市・掛川市の水田などで実施し、合計65地点において定方位のコア試料を採取した。掘削視点を升目状に配置し、掘削点を結ぶことで海一陸方向、あるいは海岸に平行な低地の断面が得られるようにした（第8図）。最も内陸の地点は現在の海岸から約3.8 kmの地点である。コアの長さ（深度）は2 mから4 m、直径は9 cmである。なお、現在の太田川は1600年代初頭に人工的に開削と流路固定が行われたものなので、この点を考慮して津波堆積物の分布調査を行った。

コア試料は、流れの殆どない湿地で堆積した粘土質の地層を主体とする。多くのコアでは強い流れの侵入を示す砂層が何層も見られた（第9図）。予察的な $^{14}\text{C}$ 年代測定の結果、これらの砂層の一部は工事露頭や遺跡発掘現場で確認された津波堆積物の陸側延長部と考えられ



第7図 米津池で採取された津波堆積物と考えられる砂層

Fig.7 Possible tsunami sand bed obtained from the Yonezu-ike area.

る。

海一陸方向の地層断面で見ると、4枚の津波堆積物は内陸へ向かって次第に薄く細粒になっていくことが分かった。これは津波堆積物に特徴的な構造である。このことを明応津波堆積物を例に説明する。江戸時代の絵図によれば、明応時代の海岸線は現在よりも500 m程度内陸にあったと推定される。低地の相対的に低い部分に沿った測線（OTL-34からOTL-15を南北に結ぶ測線）では、明応津波堆積物は少なくともOTL-15地点（当時の海岸から約2.8 km内陸）まで分布が確認でき、実際の浸水域は更に内陸に及んだと推定される。

一方、海岸に平行な地層断面で見ると、何れの津波堆積物も標高の低い太田川の現流路付近で厚く、そこから離れて低地の中央部（東方）へ行くにつれて薄く細粒化する傾向が認められた。過去の津波は、主に地形的低まりであるかつての太田川沿いに遡上し、浜堤の切れ目や自然堤防の低い部分から溢れて平野へ流入したことが想定される。

個々の津波堆積物の分布範囲の比較を、太田川沿いの工事露頭からOTL-1地点を通して東へOTL-6地点に延びる測線で検討した。白鳳地震や仁和地震に対応する津波堆積物は、少なくともOTL-26地点（太田川から約1 km東方）まで確認できる。これに対し明応津波堆積物は少なくともOTL-27地点（太田川から約1.9 km東方）まで確認できる。明応時代の海岸線は白鳳・仁和の地震時よりも海側へ前進していたことも考慮すると、明応津波は他の津波よりも海岸から内陸奥深くまで浸水したと推定される。

なお、太田川低地周辺での津波の高さは、安政東海地震で5~6 m程度（羽鳥、1976）、宝永地震で3~5 m程



度(羽鳥, 1977; 渡辺, 1995)と推定される。しかし、これらの津波が平野内部に広く浸水したことを示す記述は歴史記録からは見つかっていない。これは江戸時代初期以降に築かれた土手などによる治水効果が考えられる。より古い時代の津波の規模などを安政・宝永地震による津波と比較するには、こうした地形の違いも考慮が必要である。

## 2) ボーリング調査

過去の海岸線の位置と年代を推定するためのボーリング調査を、太田川低地の中央部を海一陸方向に横切る測線で行った(第8図)。掘削地点は合計7地点、コアの長さ(深度)は13mから25m、コア試料の直径は9cmである。

採取されたコア試料は、下位から順に4つに区分された。最下部は成層した礫層(層厚4m以上)、下部は主に貝化石を含むシルト層・粘土層・砂層(層厚12m以上)、中部は砂層・礫層の互層(層厚3~14m)、上部は有機質の粘土層・シルト層(層厚5~6m)である。<sup>14</sup>C年代測定の結果からは、9本のコアで約9000年前から15世紀頃までの記録をカバーしている。一般的な沖積低地の断面と比較すると、下部のシルト層・粘土層は海面上昇期に入江や潟で堆積した地層、中部の砂層や礫層

は海岸の砂州、上部の有機質粘土・シルト層は砂州で閉塞された湿地の堆積物にあたる。

地層の特徴と年代からは、海岸線は7000年前頃にはOTB-1付近(現海岸から約3.8km内陸)にあったと推定される。その後海岸は次第に海側へ前進して6500年前頃にOTB-2およびOTB-7付近(現海岸から約3.2km)、6世紀頃にOTB-5付近(現海岸から約1.3km)、11世紀頃にOTB-6付近(現海岸から約0.6km)に到達したと考えられる。

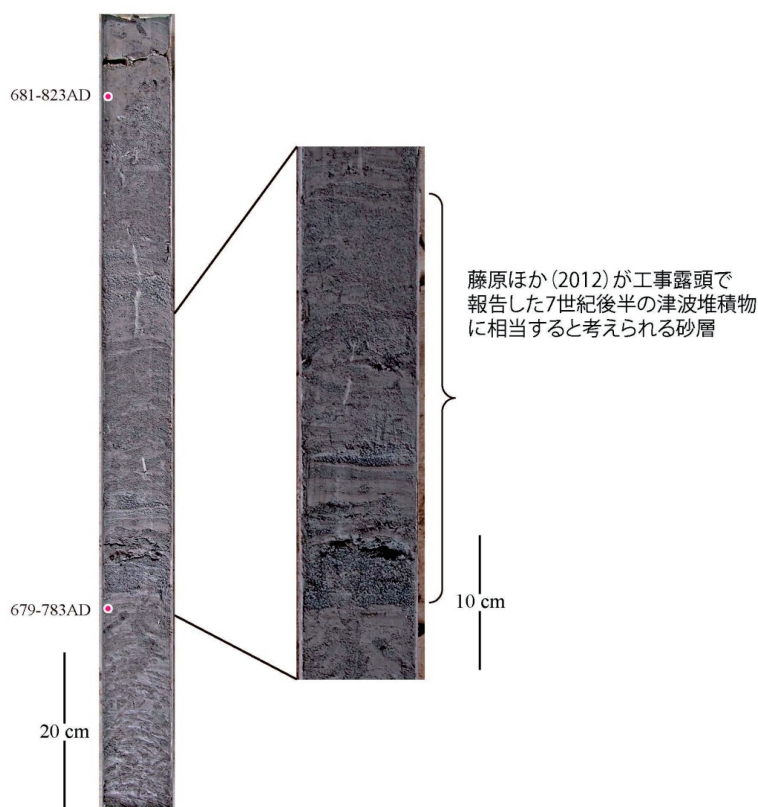
砂州の上面は旧海面高度を近似している。OTB-1, OTB-2, OTB-7では7000年前頃の、いわゆる縄文海進ピーク時の旧海面高度が推定された。その値はマイナス5m程度である。上述のように、縄文海進ピーク時の旧海面高度は+2~3m程度とされるので、太田川低地では過去7000年ほどの間に7m程度の沈降が累積していることになる。



第8図 太田川低地調査位置図(1/25,000地形図「磐田」,「袋井」,「掛塚」を使用)

Fig.8 Map showing the percussion coring sites (red circles) and drilling sites (blue circles) in the Otogawa Lowland. Rectangles show the excavation sites for river improvement work where historical tsunami deposits were found.





第9図 OTL-11 地点で湿地堆積物に挟まる津波堆積物と考えられる砂層  
Fig.9 Probable tsunami deposits in the Core OTL-11.

#### 4. 牧之原市における古地震・津波の調査

##### 4. 1 目的と背景

駿河湾西岸について過去の津波の遡上範囲の解明と、地震に関連する隆起・沈降の解明を主な目的とした。この地域からの津波堆積物の報告は、静岡平野のボーリング調査 (Kitamura et al., 2013) が唯一の例であり、さらにデータの蓄積が望まれる。

掘削調査は榛原低地と相良低地で行った。これらの低地にも、浜堤と堤間湿地が発達する。津波堆積物の調査は堤間湿地を主な対象とした。また、浜堤では津波発生時の海岸線の位置の推定と、地震と関連する地殻変動の検出を目的として機械ボーリングを行った。

##### 4. 2 調査内容と結果

###### 1) 簡易ボーリングによる掘削調査

掘削は榛原低地と相良低地の水田などで実施し、定方位のコア試料 (コア径 9 cm) を採取した。コアの長さ (深度) は 2 m から 3 m である。

榛原低地では合計 3 地点で掘削を行った (第 10 図)。江戸時代の絵図との比較では、掘削地点は宝永地震が起きた頃の海岸線近くに位置する (藤原ほか, 2013b)。コ

ア試料には、宝永地震以降の津波堆積物や地殻変動の痕跡が記録されている可能性がある。

相良低地の掘削地点は合計 15 地点で、大きく 2 か所に分かれる。一つは萩間川に沿った氾濫原である。ここでは現在の海岸から約 800 m から約 1.2 km の地点まで 30~35 m 間隔で、合計 10 地点の掘削を行った。もう一つは萩間川の河口部の低地である。ここは海側を砂丘や浜堤で塞がれた低湿地で、主に中世以降に人工的に埋め立てと市街地化が行われた。ここでは合計 5 地点の掘削を行った。

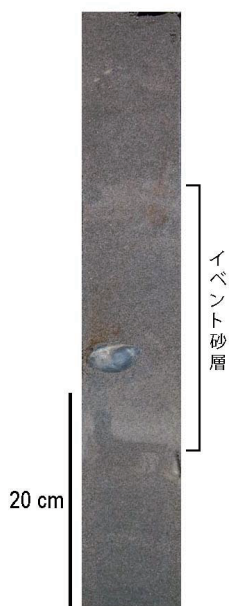
###### 2) ボーリング調査

掘削は榛原低地と相良低地で行った (第 10 図)。榛原低地では浜堤列を内陸から海側へ横切るように、合計 4 地点で掘削を行った。コアの長さ (深度) は 6 m から 7 m、コア径は 9 cm である。このうち、現在の海岸から約 1 km 内陸の堤間湿地で掘削した HIB-4 コアからは、有機質の粘土層に挟まる砂層 (層厚 1 cm 前後) が複数検出され、これらは津波堆積物の可能性がある。予察的な  $^{14}\text{C}$  年代測定の結果、これらの砂層は 5 世紀から 8 世紀にかけて堆積したものである。



第 10 図 牧之原市における掘削調査地点

Fig.10 Map showing the coreing sites in the Makinohara City.



第 11 図 コア SGB-3 で見られる大波による打ち上げ堆積物。年代は 15 世紀頃。

Fig.11 Washover sand bed in the Core SGB-3, which formed around the 15<sup>th</sup> century.

相良低地でも、かつての海岸線を示す砂丘とその陸側の低地で、合計 3 地点の掘削を行った。コアの長さ（深度）は 7 m から 11 m である。このうち、現在の海岸から約 300 m 内陸の砂丘（標高 7.6 m）で掘削した SGB-3 コアからは、大波で砂丘に打ち上がったと考えられる砂礫層が複数検出され、その一部は津波堆積物の可能性がある（第 11 図）。予察的な <sup>14</sup>C 年代測定の結果、これらの砂礫層は 15 世紀から 18 世紀にかけて堆積したものである。また、このコアでは地層の堆積構造などから旧海面高度が推定された。その高度は現在と殆ど同じであった。また、その年代は <sup>14</sup>C 年代測定の結果から 15 世紀前後と推定された。相良周辺では安政東海地震で 0.9 m 前後の隆起が生じたと考えられるが（石橋, 1984）、そうした地震隆起の痕跡は殆ど残っていないことになる。これは地震間の沈降によって地震隆起が相殺されているためと考えられる。

## 5. 静岡県富士市東部（浮島ヶ原）における連続柱状堆積物の採取

### 5. 1 目的と背景

活断層・地震研究センターでは、南海トラフ東部および富士川河口断層帯で発生する地震の長期的な評価を行うため、富士市および沼津市の低地帯（浮島ヶ原）において掘削調査を行ってきた。その結果から、浮島ヶ原周辺の地下には厚い泥炭層が分布し、この泥炭層の中には過去の地震に関連した地殻変動（地盤の沈降）の歴史が非常に良い状態で残されていることが明らかになった（例えば、藤原ほか，2006，2007）。浮島ヶ原で行われた掘削調査の結果は、富士川河口断層帯の長期評価の改訂に採用されているが（地震調査研究推進本部，2010）、地層の詳細な堆積年代や古環境変動について検討の余地が残っている。本研究では、こうした課題点を議論するため、浮島ヶ原東部でオールコアボーリングによる連続試料の採取を行った。

## 5. 2 調査結果

掘削は水田等で実施し、合計 15 地点において直径 10 cm のコア試料を採取した（第 12 図，表 1）。コアの長さ（深さ）は、5 m から 15 m である。採取した堆積物試料は、有機質シルト層、泥炭層、粘土層などから構成される。今後は、採取した試料の詳細な観察を行い、そこに含まれる化石類の分析などを行う計画である。

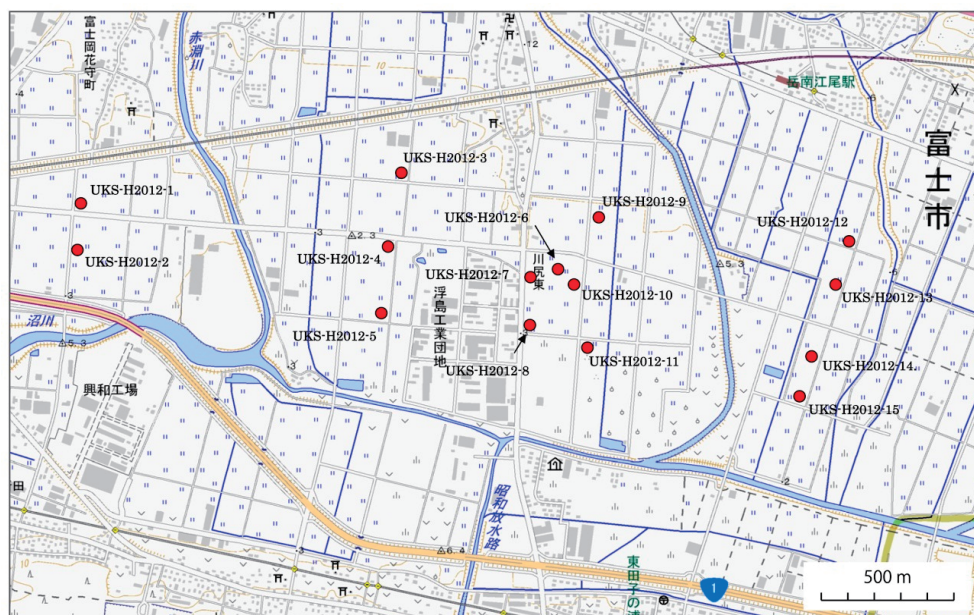
## 6. おわりに

静岡県沿岸の沖積低地においてボーリング調査を行い、コア記載と予察的な年代測定を行った。その結果、

第 1 表 各地点における掘削深度

Table 1 Depth of each core obtained from the Ukishimagahara Lowland

地点名	掘削深度 (m)
UKS-H2012-1	16
UKS-H2012-2	8.5
UKS-H2012-3	15
UKS-H2012-4	15
UKS-H2012-5	15
UKS-H2012-6	12
UKS-H2012-7	10
UKS-H2012-8	10
UKS-H2012-9	10
UKS-H2012-10	15
UKS-H2012-11	14
UKS-H2012-12	8
UKS-H2012-13	8
UKS-H2012-14	8
UKS-H2012-15	5



第 12 図 静岡県富士市東部における掘削調査地点

Fig.12 Map showing the drilling sites in the Ukishimagahara Lowland.



南海トラフ東部で起こった巨大地震と津波に関して、過去数千年間にわたる記録を含むコア試料を確保することが出来た。今後は更にコア試料の分析を進め、地震と津波の発生時期や規模について解明を進めていく予定である。

## 文 献

- 藤原 治・青島 晃・北村晃寿・佐藤善輝・小野映介・谷川晃一朗・篠原和大 (2012a) 元島遺跡周辺 (静岡県磐田市) で見られる 4 世紀から中世にかけての津波堆積物. 第 29 回歴史地震研究会 (横浜大会) 講演要旨集, 3.
- 藤原 治・青島 晃・佐藤善輝・北村晃寿・小野映介・谷川晃一朗 (2012b) 静岡県磐田市の太田川低地で見られる歴史津波堆積物. 日本第四紀学会講演要旨集, 42, 46-77.
- 藤原 治・小松原純子・澤井祐紀 (2006) 静岡県浮島ヶ原の湿地堆積物に見られる層相変化と南海トラフ周辺の地震との関係 (速報). 活断層・古地震研究報告, no.6, 89-106.
- 藤原 治・小野映介・矢田俊文・海津正倫・鎌滝孝信・内田淳一 (2008) 完新世後半における太田川低地南西部の環境変化と津波堆積物. 活断層・古地震研究報告, no.8, 187-202.
- 藤原 治・佐藤善輝・小野映介・海津正倫 (2013a) 陸上掘削試料による津波堆積物の解析: 浜名湖東岸六間川低地にみられる 3400 年前の津波堆積物を例にして. 地学雑誌, 122, 308-322.
- 藤原 治・澤井祐紀・守田益宗・小松原純子・阿部恒平 (2007) 静岡県中部浮島ヶ原の完新統に記録された環境変動と地震沈降. 活断層・古地震研究報告, no.7, 91-118.
- 藤原 治・宍倉正展・矢田俊文 (2013b) 地質情報と絵図から復元した縄文時代以降の榛原低地の海岸線の変遷. 牧之原市文化財調査報告第 3 集「白百合遺跡」, 138-144, 静岡県牧之原市教育委員会.
- 羽鳥徳太郎 (1976) 安政地震 (1854年12月23日) における東海地方の津波・地殻変動の記録—明治25年静岡県下26カ町村役場の報告から—. 地震研究所彙報, 51, 13-28.
- 羽鳥徳太郎 (1977) 静岡県沿岸における宝永・安政東海地震の津波調査. 地震研究所彙報, 52, 407-439.
- Ishibashi, K. (1981) Specification of a soon-to-occur seismic faulting in the Tokai district, central Japan, based upon seismotectonics. In Simpson D. W. & Richards P. G., eds., *Earthquake Prediction: An International Review*, Maurice Ewing Series, vol.4, 297-332, AGU, Washington, DC.
- 石橋克彦 (1984) 駿河湾地域の地震時上下変動. 第四紀研究, 23, 105-110.
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会 (2010) 富士川河口断層帯の長期評価の一部改訂について. [http://www.jishin.go.jp/main/chousa/10oct\\_fujikawa/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/10oct_fujikawa/index.htm) (2014年10月8日確認)
- Kitamura, A., Fujiwara, O., Shinohara, K., Kobayashi K., Tamaki, C., Akaike, S., Masuda, T., Ogura, K., Urano, Y. and Mori, H. (2013) Identifying possible tsunami deposits on the Shizuoka Plain, Japan and their correlation with earthquake activity over the past 4000 years. *The Holocene*, 23, 1684-1698. doi:10.1177/0959683613505345
- 松原彰子 (2000) 日本における完新世の砂州地形発達. 地理学評論, 73A, 409-434.
- 南海トラフの巨大地震モデル検討会 (2011) 南海トラフの巨大地震モデル検討会中間とりまとめ. [http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/c\\_hukan\\_matome.pdf](http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/c_hukan_matome.pdf) (2014年10月8日確認)
- 南海トラフの巨大地震モデル検討会 (2012a) 南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について (第一次報告). [http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/1st\\_report.pdf](http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/1st_report.pdf) (2014年10月8日確認)
- 南海トラフの巨大地震モデル検討会 (2012b) 南海トラフの巨大地震モデル検討会 (第二次報告) 津波断層モデル編—津波断層モデルと津波高・浸水域等について—. [http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/20120829\\_2nd\\_report01.pdf](http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/20120829_2nd_report01.pdf) (2014年10月8日確認)
- 太田陽子・海津正倫・松島義章 (1990) 日本における完新世相対的海面変化とそれに関する問題. 第四紀研究, 29, 31-48.
- 佐藤裕司 (2008) 瀬戸内海東部, 播磨灘沿岸域における完新世海水準変動の復元. 第四紀研究, 47, 247-259.
- 静岡県 (1996) 静岡県史別編 2. 自然災害誌, 808p.
- Tanigawa, K., Hyodo, M. and Sato H. (2013) Holocene relative sea-level change and rate of sea-level rise from coastal deposits in the Toyooka Basin, western Japan. *The Holocene*, 23, 1039-1051.
- 渡辺偉夫 (1998) 日本被害津波総覧 (第 2 版). 東京大学出版会, 238p.

## 三重県中部における津波堆積物調査 Paleo-tsunami deposit survey in the middle part of Mie Prefecture

松本 弾<sup>1\*</sup>  
Dan Matsumoto<sup>1\*</sup>

**Abstract:** Paleo-tsunami survey was conducted on a coastal lowland around Tsu City, middle part of Mie Prefecture. Core samples (90 mm in diameter, 3.25 m deep in maximum) were collected by percussion boring system at 14 sites to reveal history and inundation area of past tsunamis around this area. The core samples consist of artificial soil, peaty or muddy sediment and coarse deposit in descending order. Some indistinct thin sandy layers were found within peaty or muddy deposits, which would be considered as probable tsunami deposits. The other core samples (90 mm in diameter, 5 m deep in maximum) were taken by all-core boring system at 3 sites to reconstruct paleo-coastlines and history of topographic development, which would contribute to the more precise estimation of inundation distance of past tsunamis.

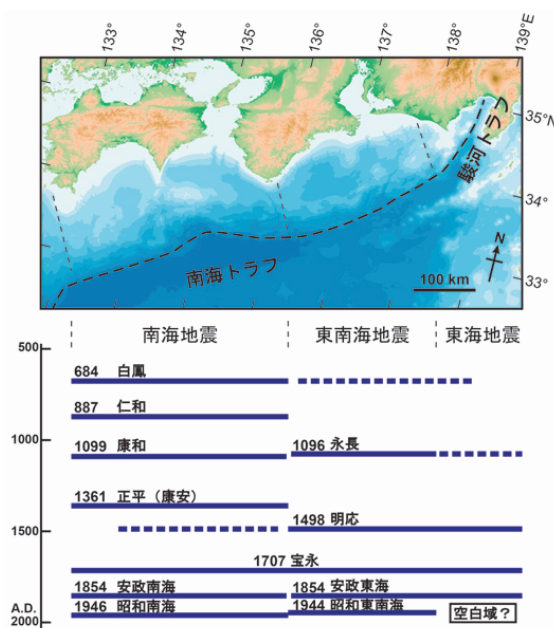
**Keywords:** tsunami deposit, core sample, inundation area, historical earthquake, subduction, Nankai Trough, Suruga Trough, Ise Bay, Mie Prefecture

### 1. はじめに

南海トラフ・駿河トラフでは過去に繰り返し海溝型地震が起きている（たとえば石橋 2002；第 1 図）。それらに伴って発生した津波は三重県沿岸部を襲い、大きな被害を与えてきた。たとえば、1498 年明応地震津波、1707 年宝永地震津波、1854 年安政東海地震津波、1944 年昭和東南海地震津波などが挙げられ（たとえば渡辺, 1998）、歴史記録や現地調査からこれらの津波の浸水高や遡上高などを見積る研究も行われている（たとえば羽鳥, 1978；行谷・都司, 2005）。一般的に、伊勢湾内に面する三重県中部・北部における津波の浸水高は、伊勢湾の外側に位置する三重県南部（鳥羽市以南）と比べると、明らかに低い値となる。たとえば 1854 年安政東海地震津波では、志摩半島で 21.1 m の浸水高が記録されているが、伊勢湾内では 5 m 未満である（都司, 2005）。

このような研究に加えて、地層中から津波堆積物を認定することで過去の津波履歴を解明する研究も行われている。津波堆積物は歴史記録の情報が乏しい中世以前の津波履歴を解明することができ、さらに条件がよければ先史時代の過去数千年間まで明らかにすることができる。また面的な掘削調査を行うことによって、津波の浸水範囲を解明することも可能である。三重県南部（鳥羽市以南）では、これまでに津波堆積物の調査が数多く行われ、発生履歴の解明が進んでいる（たとえば、都司ほか, 2002；藤野ほか, 2008）。

本研究の調査地である三重県中部・津市周辺（第 2 図）は伊勢湾内にあるにも関わらず、過去に繰り返し津波の被害を受けていたことが歴史記録や考古学的研究によって知られている。たとえば、1498 年の明応津波では、



第 1 図 南海トラフ・駿河トラフで発生した歴史地震履歴と破壊領域。石橋 (2002) のデータ使用。  
Fig.1 Record and rapture zone of historical earthquakes around Nankai and Suruga Troughs. Data based on Ishibashi (2002).

当時日本三津に数えられていた重要な港湾である安濃津が壊滅するほどの被害があった（矢田, 2005；三重大学人文学部考古学研究室, 2012；山中 2012）。しかしこの地域ではこれまでに十分な津波堆積物の調査は行わ

\*Corresponding author

1. 活断層・地震研究センター (Active Fault and Earthquake Research Center, AIST) (現所属: 活断層・火山研究部門 (Institute of Earthquake and Volcano Geology, AIST))



れておらず、1498年以前の津波履歴は不明である。また歴史記録に残る津波についても、具体的な浸水範囲などはわかっていない。

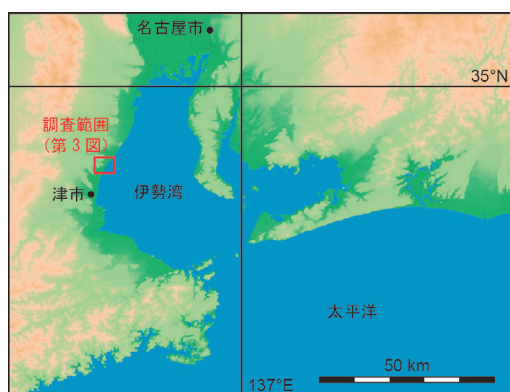
本研究では、津市における津波履歴と浸水範囲の解明を目的とした津波堆積物の掘削調査を実施した。具体的には、地層中に保存される津波堆積物から浸水範囲を実証的に示し、既往最大クラスの津波規模を解明すること

が目標である。三重県が公表している東海・東南海・南海地震が連動して発生した場合の津波浸水予測図では、調査範囲には防潮堤等の施設が無い場合で最大4mの浸水深の津波に襲われるとされている(三重県防災対策部, 2011)が、本研究によりこの予測の妥当性を地質学的証拠によって検証できることが期待される。また、これまでに活断層・地震研究センターでは、東海・東南海・南海地震による津波履歴と規模の解明のため、太平洋沿岸各地において古津波調査を実施してきた(たとえば藤原ほか, 2006; 宋倉ほか, 2011)。これらのデータに本研究による伊勢湾内の地域の調査結果を加えることで、津波の履歴と規模をより広域的に把握でき、破壊領域の評価などにもつながる。

## 2. 三重県中部における古津波堆積物調査

### 2.1 目的と背景

津市北部、河芸町周辺には伊勢湾に面した浜堤列平野が広がる(第3図)。海岸に平行な微高地である浜堤列



第2図 調査位置図

Fig.2 Location map.



第3図 ボーリング調査地点位置図。画像は Google Earth 使用。

Fig.3 Location map of boring survey sites.



とその間にある堤間湿地からなる浜堤列平野は、一般的に津波堆積物調査の適地とされる。調査地のすぐ南の海岸に位置する三重大学構内からは、津波堆積物である可能性がある砂層が報告されている(三重大学人文学部考古学研究室, 2012; 山中 2012) が, 十分な調査は実施されておらず, 津波の浸水履歴や浸水範囲は十分に解明されていない。本調査では定方位簡易ボーリングおよびオールコアボーリングを用いて沖積層のコア試料を掘削し, 地層中に保存された津波堆積物を見出すことで, この地域における過去数千年間の津波履歴を解明することを目的とした。またより詳細な津波規模解明のために, コア試料から津波発生当時の海岸線の位置や地盤の隆起・沈降履歴, 地形発達史を明らかにすることも目的とした。

調査地域周辺では, 1959 年の伊勢湾台風によって大きな被害が出ており, 内陸 1 km 以上浸水したという地元の証言もある。現状では伊勢湾台風のような高潮によって形成される堆積物と, 津波堆積物を明確に区別する方法は確立されていない。得られた試料の中にはこのような高潮堆積物と津波堆積物が混在している可能性があるため, 観察と解析を慎重に行い堆積学的特徴や空間的分布などを把握し, これらの 2 つの堆積物を識別する必要がある。

## 2. 2 調査内容

調査は海岸から約 2 km 内陸までの地域を対象にした。この地域には, 比高 1-2 m 程度の浜堤が 2-3 列存在する。掘削地点は浜堤間の低地 17 地点を選定し, 調査地点の最高地点は約 3.4 m である (第 1 表)。調査は主に掘削長 3 m 程度の定方位簡易ボーリング (第 4 図) により実施したが, 一部は津波発生当時の海岸線の位置や地盤の隆起・沈降履歴, 地形発達史を解明するため, 掘削長 5 m 程度のオールコアボーリング (第 5 図) を実施した。また測量により掘削地点の標高を計測した。これらの現地調査は株式会社阪神コンサルタンツが実施した。

### 1) 定方位簡易ボーリングによる掘削調査

津市河芸町周辺の水田など 14 地点で, 津波堆積物調査を目的とした定方位簡易ボーリングを実施した。コア試料はコア径 90 mm, 1 地点での計画上の掘削長は 3 m である。計画深度まで掘削できない場所や, 掘削地点の土地の状態が悪いため掘削を断念した場所があり, 現地で掘削された試料の一部を確認しつつ (第 6 図), もっとも効果的な調査地点を模索し調査を進めた (第 3 図)。1 地点における最長掘削長は 3.25 m, 掘り直しを含めた総掘削長は 38.59 m である。海岸に直交する方向に 2 列の測線を設定し, できるだけ測線上に掘削地点が来るように配置した。これは津波が海から浜堤列を乗り越えて浸水する想定で, 津波の浸水範囲を明らかにするために



第 4 図 定方位簡易ボーリングによる掘削 (SRT-11)  
Fig.4 Coring by percussion boring system.



第 5 図 オールコアボーリングによる掘削 (SRT-21)  
Fig.5 Coring by all-core drilling system.



第 6 図 定方位簡易ボーリングコア試料の現地での確認風景 (SRT-25)  
Fig.6 Core sample of percussion boring (SRT-25).

ある。一方、2011年東北太平洋沖地震津波の例のように、津波が川に沿って遡上し川の脇の低地に浸水することも考えられるため、川から内陸に向かう測線上にも掘削地点を設けた（SRT-24, SRT-25；第3図）。

得られた14地点のコア試料のうち、現時点で処理・解析が進んでいる2地点（SRT-25, および SRT-27；第3図）のコア試料の観察結果を以下に述べる（第7図）。現地の地形や状況からこの2地点は他の地点に比べて、津波堆積物が形成され地層中に保存されていることがもっとも期待される地点である。コア試料の地表から約30-50 cm までは土壌からなる。一部のコアでは地表から数十 cm のところに植物片が濃集し、やや粗い堆積物がみられる。地表から浅いところであり植物片は未分解状態であることから、比較的新しい堆積物であると考えられる。これは伊勢湾台風による高潮によって形成された層の可能性があり、今後の解析でこの層の形成年代や空間的分布を確認する必要がある。土壌の下位は層厚1 m 前後の泥炭もしくは泥質堆積物である。この中には不明瞭な薄い砂層が数枚みられ、津波堆積物の可能性がある。地表から約2 m 以深には花崗岩起源の礫や砂を多く含んだ粗粒堆積物が厚く堆積しているが、これは河川性堆積物である可能性が高い。現時点では得られた全てのコア試料の観察・解析が済んでいない状態である。今後はコア試料の詳細な観察を行い、津波堆積物の可能性がある砂層の空間的分布や堆積学的な特徴を観察し、津波堆積物であるかどうかの確認を実施する予定である。さらに、含まれる化石の分析や炭素年代測定を実施し、津波の履歴と浸水範囲を明らかにする予定である。

## 2) オールコアボーリングによる掘削調査

津市河芸町周辺の水田など3地点でオールコアボーリングを実施した。これは津波堆積物調査に加えて、過去の海岸線の位置や地盤の隆起・沈降履歴、地形発達史を明らかにするためである。コア試料はコア径90 mm, 1地点での掘削長は5 m, 総掘削長は15 m である。掘削地点は浜堤の海側に設定した。過去の海岸線の位置と年代を決めるためには、前浜に特徴的な堆積層のコア試料採取が重要であり、かつての海岸線である浜堤の海側での掘削がもっとも有効と考えられるからである。これにより、より正確な津波の規模の推定に重要な、津波発生当時の海岸線の位置や標高を明らかにすることが期待される。

得られたコア試料は現在十分に観察・解析がされていない状態である。今後はコア試料の詳細な観察を行い、含まれる化石の分析や炭素年代測定を実施することで、古海岸線の復元や地形発達史を解明する計画である。

## 3. おわりに

三重県津市北部の浜堤列平野において、津波の履歴と浸水範囲の解明を目的とした津波堆積物掘削調査を実施した。調査では、14地点で約3 m の定方位簡易ボーリング試料を、3地点で約5 m のオールコアボーリング試料を得ることができた。ボーリング試料の一部を解析した結果、下部の河川性堆積物と上部の土壌の間に湿地性の泥炭層があり、泥炭層中には薄い砂層が確認された。今後は得られたコアすべての解析を進めるとともに、この砂層が津波堆積物であるかどうかの検討を行う予定である。

## 謝辞

本調査の実施にあたり、掘削地点の地権者各位には調査にご理解・ご協力いただきました。三重県防災対策部、津市危機管理部、津市民部、津市埋蔵文化財センター、地元自治会には調査にご理解をいただきました。三重県総合博物館の中川良平博士、三重大学の目崎茂和名誉教授・栗原行人准教授には調査において様々な便宜を図っていただき、有益なご助言をいただきました。記して謝意を表します。

## 文献

- 藤野滋弘・小松原純子・宍倉正展・木村治夫・行谷佑一（2008）志摩半島に置けるハンドコアラーを用いた古津波堆積物調査報告。活断層・古地震研究報告, no.8, 255-265.
- 藤原 治・小松原純子・澤井祐紀（2006）静岡県浮島ヶ原の湿地堆積物に見られる層相変化と南海トラフ周辺の地震との関係（速報）。活断層・古地震研究報告, no.6, 89-106.
- 羽鳥徳太郎（1978）三重県沿岸における宝永・安政東海地震の津波調査。地震研究所彙報, 53, 1191-1225.
- 石橋克彦（2002）フィリピン海スラブ沈み込みの境界条件としての東海・南海巨大地震—史料地震学による概要—。京都大学防災研究所研究集会13K-7 報告書, 1-9.
- 三重大学人文学部考古学研究室（編）（2012）鬼が塩屋遺跡。三重大学人文学部考古学研究室調査研究報告書第6集, 60p.
- 三重県防災対策部（2011）三重県防災対策部ホームページ。http://www.pref.mie.lg.jp/d1bousai/（2014年10月8日確認）

行谷佑一・都司嘉宜 (2005) 宝永 (1707)・安政東海 (1854) 地震津波の三重県における詳細津波浸水高分布. 歴史地震, **20**, 33-56.

穴倉正展・前杵英明・越後智雄・行谷佑一・永井亜沙香 (2011) 潮岬周辺の津波石と隆起痕跡から推定される南海トラフの連動型地震履歴. 日本地球惑星科学連合 2011 年大会講演要旨集, SSS035-13.

都司嘉宜 (2005) [講演記録] 三重県の歴史地震と津波. 歴史地震, **20**, 3-7.

都司嘉宜・岡村 眞・松岡裕美・後藤智子・韓 世燮 (2002) 三重県尾鷲市大池, および紀伊長島町諏訪池の湖底堆積層中の歴史・先史津波痕跡について. 月刊地球, **24**, 743-747.

渡辺偉夫 (1998) 日本被害津波総覧 [第 2 版]. 東京大学出版会, 238p.

山中 章 (編) (2012) 伊勢湾岸地震履歴の総合的研究. 三重大学人文学部, 118p.

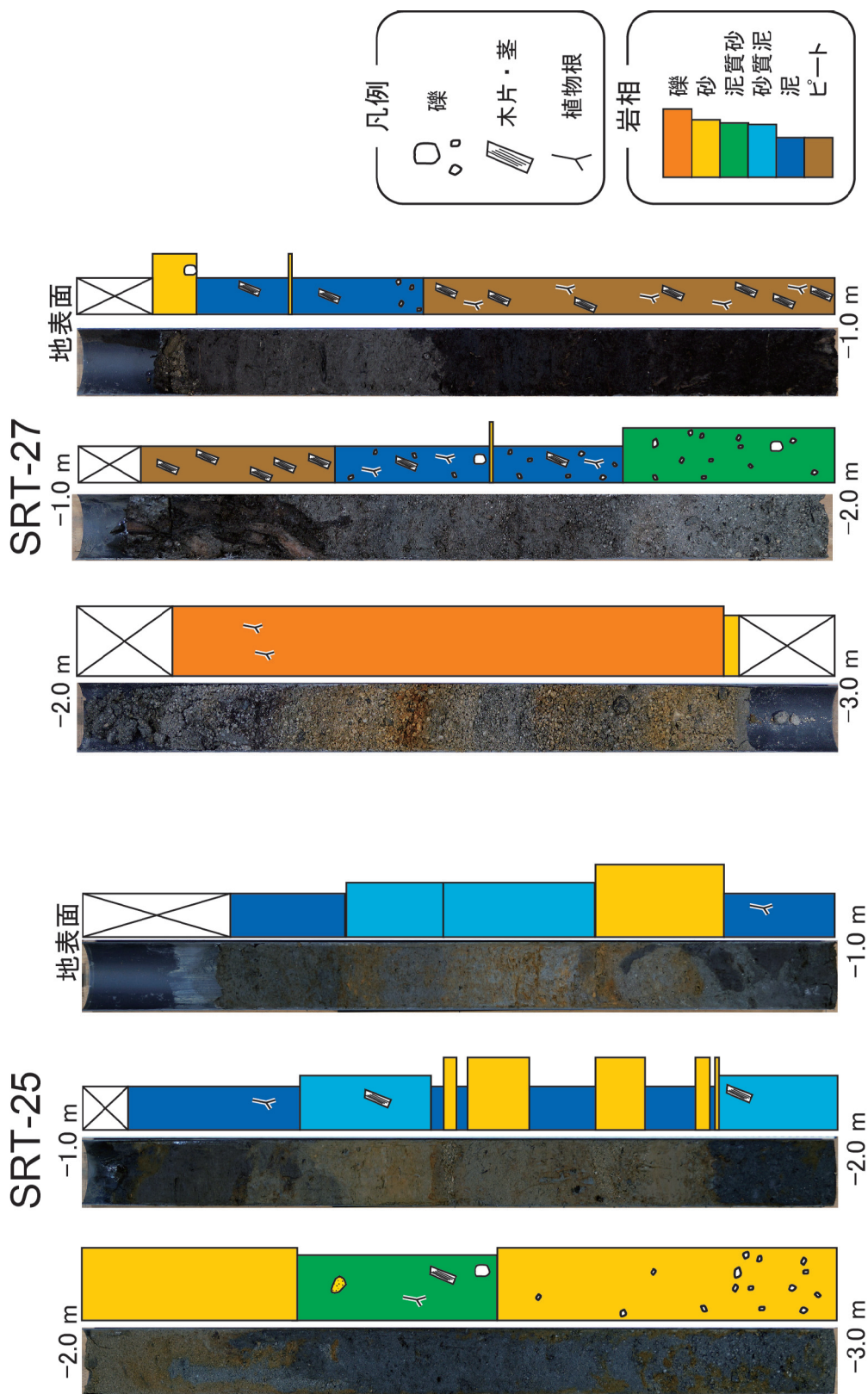
矢田俊文 (2005) [講演記録] 1498 年明応東海地震の津波被害と中世安濃津の被災. 歴史地震, **20**, 9-12.

第 1 表 各地点の位置と標高. 緯度経度の値は DMS 表記.

Table 1 Location and elevation of each survey site.

ボーリング種類	地点	緯度	経度	標高(m)
定方位簡易ボーリング	SRT-2	344614.59477	1363148.19229	1.309
	SRT-3	344616.61353	1363141.02153	1.185
	SRT-4	344620.52284	1363124.81497	1.483
	SRT-5	344624.35863	1363120.32382	2.172
	SRT-6	344629.24906	1363108.57671	2.764
	SRT-7	344632.89675	1363059.47049	3.384
	SRT-11	344642.47531	1363126.71132	2.396
	SRT-12	344653.45721	1363123.78961	3.188
	SRT-16	344640.94359	1363205.84332	1.437
	SRT-18	344646.47430	1363152.29488	2.167
	SRT-19	344648.09221	1363141.65221	2.735
	SRT-24	344558.44273	1363112.70758	0.940
	SRT-25	344547.51466	1363111.70979	0.811
	SRT-27	344643.31137	1363200.67144	1.544
ボーリング オールコア	SRT-17	344648.73883	1363207.00765	1.488
	SRT-21	344556.91282	1363200.12343	2.155
	SRT-26	344648.39397	1363207.08283	1.405





第7図 掘削された定方位簡易ボーリングコア試料の断面写真と柱状図 (SRT-25, SRT-27)  
 Fig.7 Photograph and column of percussion coring samples from SRT-25 and SRT-27.

## 紀伊半島南部における古津波調査 Paleotsunami survey in the southern part of Kii Peninsula

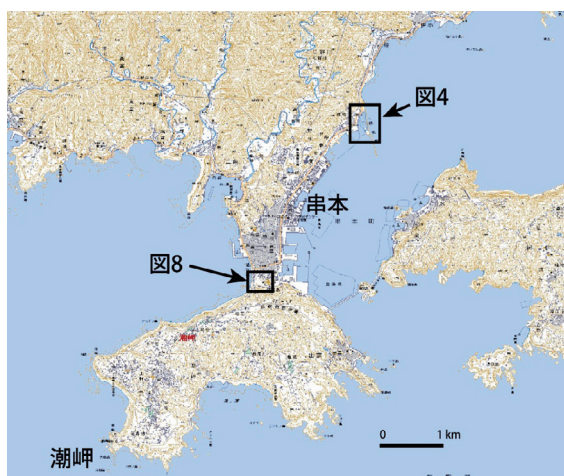
宍倉正展<sup>1\*</sup>・行谷佑一<sup>1</sup>・前杢英明<sup>2</sup>・越後智雄<sup>3</sup>  
Masanobu Shishikura<sup>1\*</sup>, Yuichi Namegaya<sup>1</sup>, Hideaki Maemoku<sup>2</sup> and Tomoo Echigo<sup>3</sup>

**Abstract:** We conducted two kinds of paleo-tsunami survey in the southern part of the Kii Peninsula where tsunami has repeatedly attacked due to mega-thrust earthquakes along the Nankai Trough. On and around Hashigui-iwa which is a volcanic dike intruded into Miocene mudstone, we measured position and shape of drifted boulders transported probably by past giant tsunamis by using a laser scanner. DEM was constructed from obtained data to apply for some simulation such as critical velocity precisely. To reconstruct history of giant tsunamis from deposit, drilling survey was conducted in the archeological site in Kushimoto located in the tombolo of 500 m in width and 5.8 m in altitude. At least 9 units of sand layers can be identified from 6 cores up to 9 m in depth. A tephra layer detected from the depth of 7.4 m can be correlated with K-Ah tephra (7300 yBP) based on refractive index and component analysis for the volcanic glass.

**Keywords:** Kii Peninsula, Nankai Trough, subduction zone earthquake, tsunami boulder, tsunami deposit

### 1. はじめに

紀伊半島は南海トラフに面し、南端の潮岬周辺は過去からくり返す地震によって隆起し、その痕跡は離水海岸地形や隆起生物遺骸群集として記録されている(前杢・坪野, 1990; 宍倉ほか, 2008)。一方で地震に伴う津波にもくり返し襲われてきたが、その履歴を示す痕跡についてはこれまであまり調査が行われてこなかった。そこで津波災害リスク評価の一環として、橋杭岩周辺における漂礫群の精密測量と和歌山県串本町における津波履歴調査を実施した(第1図)。



第1図 調査位置図(国土地理院発行 1/2.5万地形図「串本」を使用)

Fig.1 Location of survey areas.

### 2. 橋杭岩周辺における漂礫群の精密測量

#### 2.1 目的と背景

和歌山県串本町には国の名勝・天然記念物である橋杭岩がある(第2図)。橋杭岩は中新世熊野層群の泥岩中に石英斑岩が貫入したのち、海岸付近における差別侵食によって泥岩の波食棚上に直線上の貫入岩帯のみが突出して残された岩列で、その様相が橋脚のように見えることから付けられた名前である。橋杭岩の周囲の泥岩の波食棚上には多数の巨礫群が散らばっており、これらはすべて橋杭岩と同じ石英斑岩からなる(豊島, 1968)。したがって巨礫は橋杭岩を供給源としてそこから運ばれたと考えられる漂礫である。この漂礫をもたらした要因として津波のような大きなエネルギーを持った水流の可能性が挙げられる。そこで2007年より産総研と広島大学、および、地域地盤環境研究所との共同により、津波石としての橋杭岩周辺の漂礫調査が行われるようになった。

これまで漂礫の位置の測定はRTK-GPSやトータルステーションなどを用い、形状はスタッフやメジャーを用いて長さ、幅、高さを計測していた(永井ほか, 2008など)が、漂礫をもたらした津波の精度の高い流速推定のためには、漂礫のより正確な形状と位置の把握が必要である。また履歴解明を行う上で漂礫の生成年代を知る必要があるが、そのためには橋杭岩本体とそこから分離した漂礫との対応付けが必要であり、形状を正確に把握することで元の位置の復元が可能になる。そこで地上レーザスキャンと海域の深浅測量により、橋杭岩本体および周辺の地形と漂礫の精密測量を行った(第3図)。





第2図 橋杭岩の様子

Fig.2 Photo of Hashiguiwa.

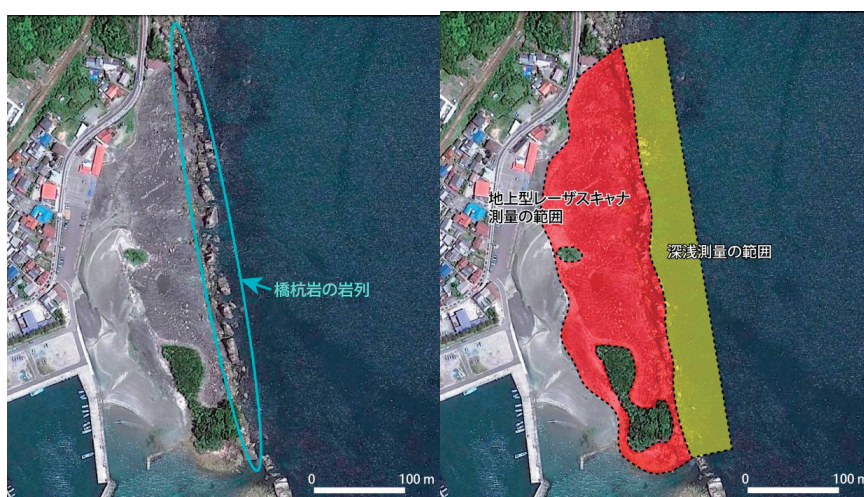
## 2.2 調査内容と結果

計測は第4図に示した範囲で、橋杭岩本体西側の波食棚と漂礫の分布する地域では550 m×150 m程度の範囲で地上レーザスキャン、東側の海域では480 m×100～200 m程度の範囲で深淺測量をそれぞれ実施した。地上レーザスキャンは、まず概略スキャンとして橋杭岩本体など周囲の地形および漂礫すべての位置、形状の計測を22地点から行った。使用する器機の測距精度は10 mm以内である。その後、特に大きい漂礫およびこれまでの調査で<sup>14</sup>C年代測定を実施した漂礫について107個を選び出し、それらの形状をより詳細に明らかにするため、384地点から詳細スキャンを実施した。ここで使用する



第3図 調査風景。地上レーザスキャン（左）とラジコンボートによる深淺測量（右）。

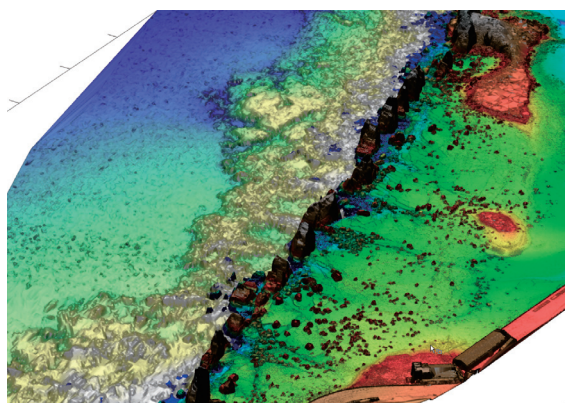
Fig.3 Working scenes of laser scan (left) and sounding using radio control boat (right).



第4図 橋杭岩の位置（左）と測量のおおよその範囲（右）。赤の範囲内で地上型レーザスキャナ測量、黄色の範囲内で深淺測量をそれぞれ計画。（Google Map を使用）。

Fig.4 Position of Hashiguiwa (left) and approximate measurement area (right). Laser scanning and sounding were conducted in red colored area and yellow colored area respectively.





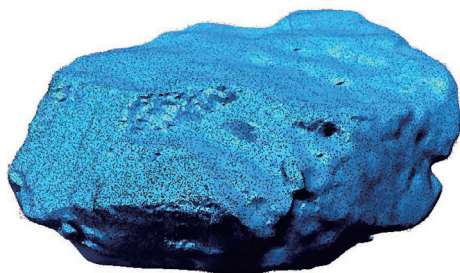
第5図 ハイブリッドDTMにELSAMAPを用い可視化した鳥瞰図（北から南を望む）

Fig.5 Bird's-eye view visualized with ELSAMAP in hybrid DTM.

器機の測距精度は5 mm以内である。深淺測量における測深器は、分解能1 cm程度、測深能力は最小0.5 m程度、最大80 m程度である。計測を実施した測線は合計で150に及ぶ。

以上の計測結果からDSMと陸域と海域を統合したDTMのハイブリッドモデルを作成した(第5図)。ポリゴンメッシュサイズは陸域で10 cm、海域で2 mである。さらに詳細なDTMから107個の漂礫に対する体積等の計測も行った(第6図)。これらのデータに基づいて、今後漂礫の原位置の推定や、流速の計算を実施する予定である。

なお上記計測は2012年7月から8月にかけて実施したが、その後2012年9月30日に潮岬周辺を台風17号が通過した(通過時の中心の気圧967 hPa、最大瞬間風速36.4 m/s; 気象庁観測による)。この台風に伴い高潮が発生し、串本の潮位観測によれば、過去60年間で最



第6図 詳細スキャンで体積および重心座標を算出したポリゴンの例

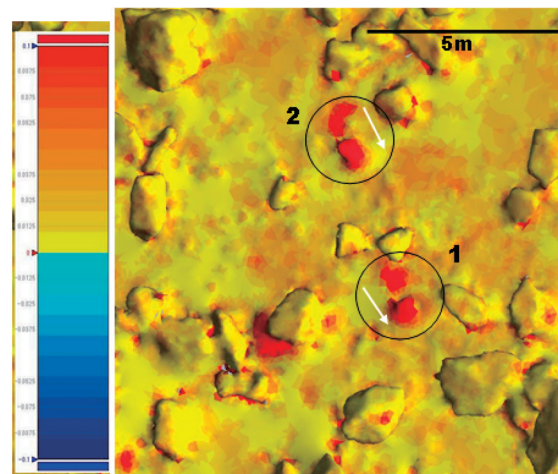
Fig.6 Example of the polygon that calculated volume and center of gravity coordinate by detailed scanning.

大級の潮位を記録した。この高潮で漂礫の移動が生じたかどうかを検証するため、2012年10月に追加で概略スキャンをもう一度実施した。計測範囲は300 m×100 m程度で16地点から計測した。その結果、長径70 cm前後の漂礫が10個程度、最大約1 m移動していることを確認した(第7図)。逆にその他の大部分の漂礫はほとんど移動していないことが明らかになった。

### 3. 和歌山県串本町における津波履歴調査

#### 3.1 目的と背景

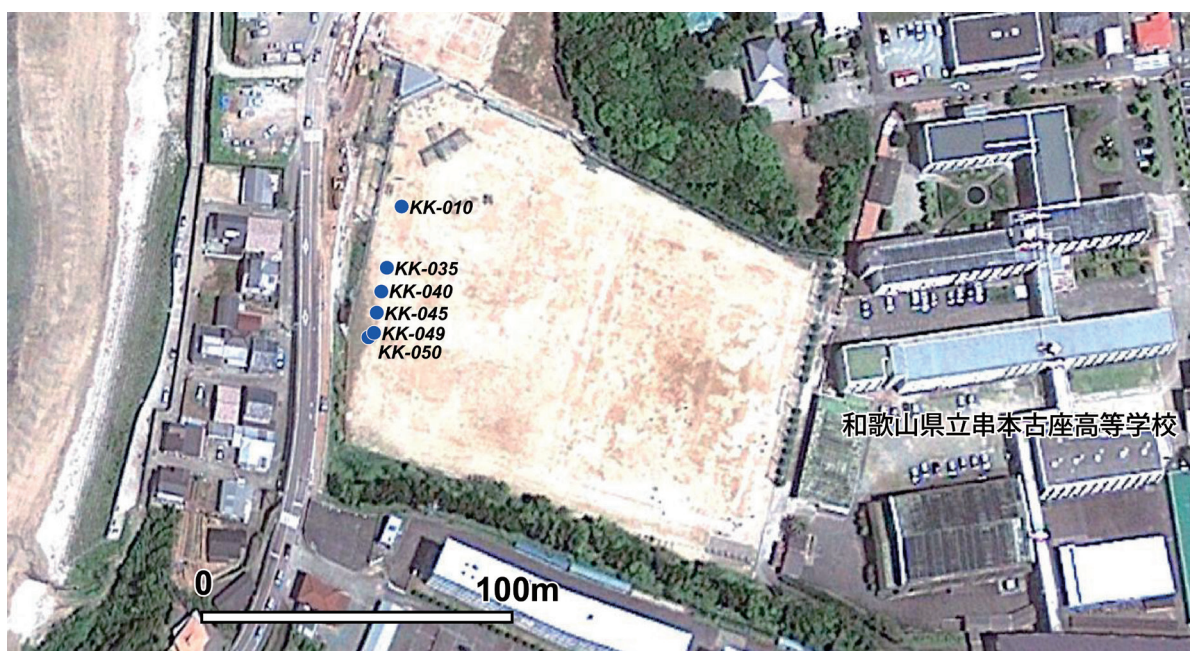
紀伊半島南部における津波履歴はこれまで橋杭岩の調査から一部が解明され、津波石を移動させる規模の津波は1707年宝永地震とその1回前は12-14世紀頃で、400-600年間隔であると推定されていた(穴倉ほか、2011)。しかし完新世を通じたより長期の履歴復元はこれまで行われていなかった。通常、津波堆積物の調査は沿岸湖沼や低湿地などで行うが、串本周辺にはそのような地形はなく、好適地はなかった。しかし串本町の中心街のある陸繋島砂洲上で行われた遺跡発掘調査報告書(安井良三・編、1969)には、地表面下約2 mまでの間に砂層と腐植質泥層との互層の様子が記載され、砂層が津波でもたらされた可能性が述べられている。そこで同地点におけるボーリング掘削によって地層を観察し、津波堆積物の検出とそれに基づく履歴の復元を行うこと



第7図 平成24年台風17号の前後に得た測量データを比較した差分量可視化画像の例。差分はしきい値なし。矢印は礫の概略移動方向を示す。カラースケールバーは差分量を示すが、マイナス値のカラーはデータ量が膨大なため解析ソフトウェアが対応していない。

Fig.7 Example of the visualization image of difference quantity, compared with two times between before and after the typhoon that attacked at 30 September 2012.





第8図 串本古座高等学校におけるボーリング調査地点の位置 (青丸)。(Google Map を使用)。

Fig.8 Location of drilling site in the campus of Kushimoto-Koza high school.

にした。

### 3. 2 調査内容と結果

調査地点は南北に延びた幅約500mの陸繋島砂洲の南端付近に位置する和歌山県立串本古座高等学校の串本キャンパスグラウンドである(第8図)。この地点は笠島遺跡と呼ばれる弥生後期末から庄内期の遺跡があった場所で、構造船や漁網、木浮き、土器が出土している。西側の海岸から約150mの位置に、海岸線に平行に南北50mの測線を設定し、6本のボーリング掘削を行った(第9図)。掘削深度は4~9mで、標高はいずれの掘削地点とも5.8mである。

表層0.5mまではグラウンド整備時の埋土で、そこから深度0.8~1.8m付近までは無層理塊状のシルト~粘土層からなる(第10図)。最も北側のKK-010地点では、その下位にシルトをマトリクスとした風化礫層が分布し、深度3.5mで基盤である熊野層群の泥岩に達する。これらは更新世の段丘礫層の様相を呈することから、埋没段丘の可能性がある。一方その他の5地点(KK035~050)では、いずれの掘削コアも腐植質粘土・シルト層または粘土・シルト層の中に、細~粗粒砂層が挟まれている様子が観察された。砂層は層厚1~50cmで明瞭な級化または逆級化構造を示している。これらの層相の観察から、静穏な湿地またはラグーンのような環境に、時折強い水流によって砂が運ばれ、堆積したと考えられる。

深度7.4m付近には、有機質粘土層中にバブルウォール型の火山ガラスの純層が層厚約15cmで挟まれていた。



第9図 串本古座高等学校におけるボーリング調査の様子

Fig. 9 Working scene of drilling in the campus of Kushimoto-Koza high school.

火山ガラスの屈折率と主成分について、株式会社古澤地質に依頼して測定した結果、屈折率は1.5110~1.5158(平均1.5131)であり、鬼界アカホヤテフラ(K-Ah)の1.508~1.516(町田・新井, 2003)の範囲に収まる。また主成分の分析結果も、おおよそK-Ahの値と良い相関を持つ(第11図)。

深度1.8m付近には前述の弥生後期末~庄内期の遺物包含層と思われる土器片と加工木片が見られる。火山灰層から遺物包含層までの間には、最大で15層の砂層が

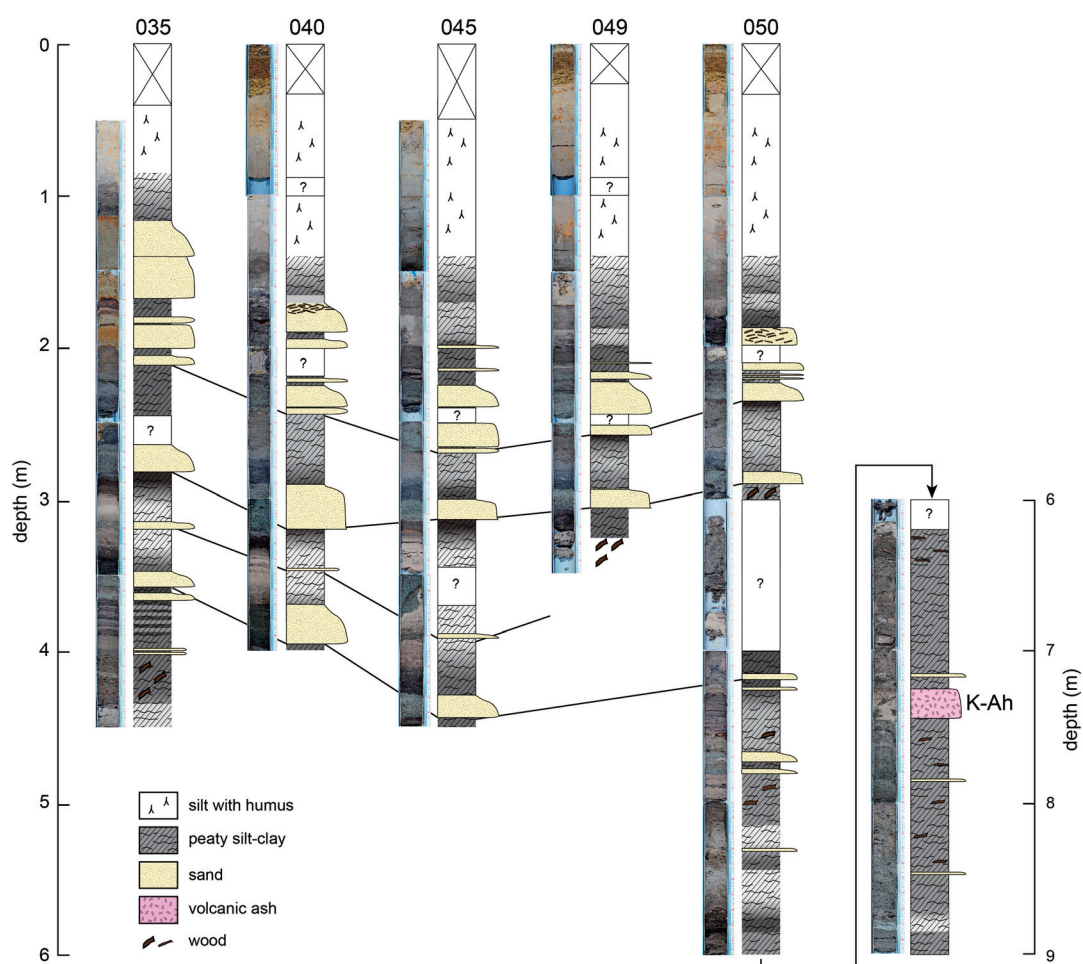
識別された。層相からみて、イベントと思われるユニットは少なくとも9つある。現在、これらの各層の堆積時期に関する詳細な年代測定を行っており、今後、各イベント層準の年代を報告する予定である。

さて砂層をもたらしたイベントについてであるが、本地点は河川の影響が及ばない場所であるため、洪水の可能性は低い。そこで津波と高潮の可能性が挙げられる。本地点は完新世中期以降、海岸線に近い環境が続いていると推定されるため、両者を区別することは難しい。一方で串本周辺は南海トラフ沿いの地震において地殻の隆起を伴うことから、イベント砂層と地殻変動の痕跡とを組み合わせることで、津波堆積物の可能性を論じることができる。今後、イベント砂層の上下の層準における古環境復元や周辺地域での隆起痕跡の年代との対比などにより議論していく予定である。

#### 4. おわりに

紀伊半島南端地域では、これまで古津波に関する地形、地質学的な調査はほとんど行われておらず、1960年代の遺跡発掘調査において、津波痕跡の可能性のある堆積物の報告があるのみであった。したがって本調査は過去の津波堆積物の検出と履歴解明を目的に行われた最初の事例といえる。

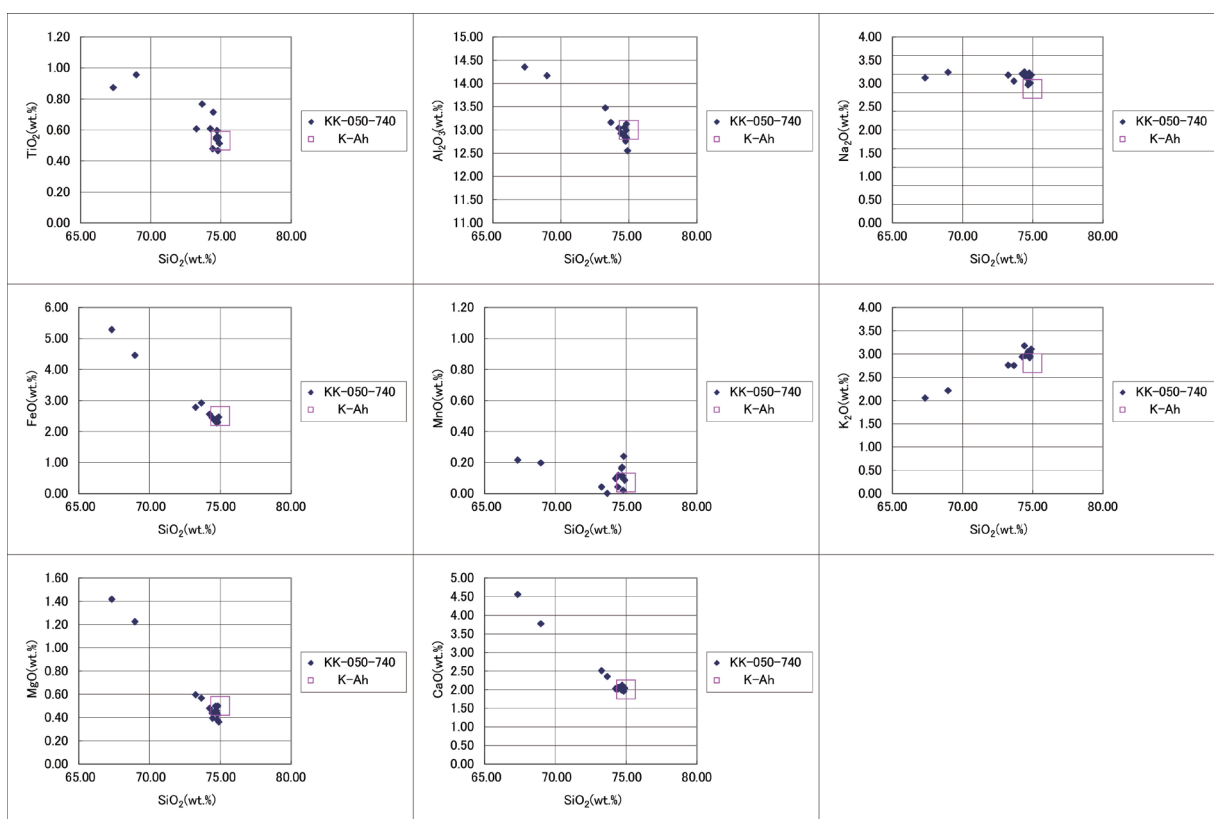
橋杭岩における精密測量では、南海トラフ沿いとしては貴重な津波石の認定を行った事例として、過去の津波の規模を測る上で非常に重要な発見となった。また串本古座高等学校の敷地内で実施したボーリング調査においては、鬼界アカホヤ (K-Ah) テフラ降下堆積 (7300年前) 前後まで遡る長期の津波履歴が解明できる可能性を示した。いずれも、南海トラフ沿いにおける最大クラスの地震・津波の評価に資する成果であり、今後も分析を進めていく予定である。



第10図 掘削コアの写真と柱状図

Fig.10 Photo and column of excavated core samples.





第 11 図 KK-050 地点の掘削コア試料より得られた火山ガラスの主成分分析結果  
 Fig.11 Results of component analysis of volcanic glass obtained from KK-050 core sample.

## 謝辞

本調査においては、和歌山県総務部危機管理局、和歌山県教育委員会、和歌山県立串本古座高等学校、串本町総務課、串本町教育委員会、東牟婁漁業協同組合の関係各所には、調査をご理解いただき、様々な便宜を図っていただきました。また串本町の矢倉甚兵衛氏、和歌山県立串本古座高等学校の坪野賢一郎教頭から有益な情報をご教示いただきました。記して謝意を表します。

## 文献

前杵英明・坪野賢一郎 (1990) 紀伊半島南部の完新世地殻変動. 地学雑誌, **99**, 349-369.  
 永井亜沙香・前杵英明・宍倉正展・越後智雄・石山達也・岩崎正吾 (2008) 紀伊半島南部・橋杭岩付近の波食棚と津波漂礫から推定される巨大地震. 日本地

球惑星科学連合 2008 年大会講演要旨集, T288-P007.

宍倉正展・前杵英明・越後智雄・石山達也 (2008) 紀伊半島南部沿岸に分布する隆起生物遺骸群集の高度と年代—南海トラフ沿いの連動型地震の履歴復元—. 活断層・古地震研究報告, no.8, 267-280.  
 宍倉正展・前杵英明・越後智雄・行谷佑一・永井亜沙香 (2011) 潮岬周辺の津波石と隆起痕跡から推定される南海トラフの連動型地震履歴. 日本地球惑星科学連合 2011 年大会講演要旨集, SSS035-13.  
 豊島吉則 (1968) 和歌山県串本町付近の海蝕台と波蝕棚. 鳥取大学教育学部研究報告 (自然科学), **19**, 41-48.  
 安井良三編 (1969) 南紀串本笠嶋遺跡: 発掘調査報告. 笠嶋遺跡発掘調査報告書刊行会.

# 航空機搭載型測深 LiDAR による浅海域細密地形データの整備

## Very high resolution DEM of shallow seabed detected by aircraft LiDAR bathymetry in Japanese Pacific coast

松永恒雄<sup>1\*</sup>・石黒聡士<sup>1</sup>・小熊宏之<sup>1</sup>・山野博哉<sup>1</sup>・石原吉明<sup>2</sup>・行谷佑一<sup>3</sup>・  
中村良介<sup>4</sup>・岩男弘毅<sup>5</sup>・岡村行信<sup>3</sup>  
Tsuneo Matsunaga<sup>1\*</sup>, Satoshi Ishiguro<sup>1</sup>, Hiroyuki Oguma<sup>1</sup>, Hiroya Ymano<sup>1</sup>,  
Yoshiaki Ishihara<sup>2</sup>, Yuichi Namegaya<sup>3</sup>, Ryosuke Nakamura<sup>4</sup>, Koki Iwao<sup>5</sup>,  
and Yukinobu Okamura<sup>3</sup>

**Abstract:** To improve accuracy of tsunami simulation, detailed shallow sea floor topographic survey using airborne LiDAR was conducted. The survey areas were Miyako, Yamada, Funakoshi, Otsuchi, Toni, Yoshihama, Okirai, Ryori and Hirota Bays in Iwate Prefecture, and Shizugawa Bay in Miyagi Prefecture, Matsukawaura Lagoon in Fukushima Prefecture, Usami, Kawana, Shirahama, Shimoda, and the west coast of Izu Peninsula in Shizuoka Prefecture, the Pacific coast of Shima Peninsula and Kumanonada Sea in Mie Prefecture, and the Pacific coast of Kii Channel in Tokushima Prefecture. These include locations where ancient tsunami deposits have been surveyed or the bay areas which were severely damaged by the giant tsunami on March 11, 2011. We adopted Fugro LADS Mk3 with a camera RedlakeMegaPlusII Es 2020. Grid data of bathymetry with spatial interval of 5 m are compiled using the surveyed data. The survey started in October 2012 and completed in October 2013.

**Keywords:** highly resolved bathymetry, airborne LiDAR, shallow seabed, tsunami simulation, paleoearthquakes, environment change

### 1. はじめに

津波のシミュレーションには、地形情報が重要である。特に海岸付近の海底地形は津波浸水域や波高の計算に大きな影響がある。一方で、水深が浅い海底地形のデータは陸上に比べて未整備なことが多い。海底地形は音響測深が広く用いられているが、船舶が航行できない浅瀬は計測が困難である。海岸線が入り組んでいる場合や、漁業活動が活発な海域でも地形調査が実質的に実施できないことも多い。

現在、水深が数十 m 程度であれば、空中から水中を透過して水底の地形を計測できるレーザーレーダ (LiDAR) 技術が開発され、一部は実用化されている。例えば海上保安庁は東日本大震災後の 2011 年 6 月に、東北の被災地沿岸の海底地形を計測し、5 m メッシュの海底地形 DEM (Digital Elevation Model, 数値標高モデル) として整備した。この成果は、行政機関及び研究機関に提供されて復旧復興事業に活用されている (小野・柴田, 2012)。

しかし、日本における航空機搭載型測深 LiDAR による計測例は海上保安庁の例を除いて無く、大部分の沿岸域で詳細な地形データは未整備のままである。そこで、詳細な津波浸水シミュレーションによる古地震の解明や、東日本大震災被災地域の沿岸環境変遷監視を目的と

して、東北地方から紀伊水道にかけての太平洋沿岸域において、航空機搭載型測深 LiDAR による海底地形の計測を実施した。

### 2. 計測原理

水深レーザー計測の原理は、現在汎用的に実施されている陸上地形計測の原理とほぼ同様である。しかし、陸域調査に用いられるレーザー機器が、水中を透過しない近赤外域のレーザー光を使用しているのに対し、水深計測には「グリーンレーザー」と呼ばれるレーザー機器が用いられる。このレーザー機器の特徴は、使用するレーザー光に緑色の波長帯を使うことである。緑色の光は比較的水中を透過しやすく、近赤外域レーザーでは実施不可能な水域の調査が可能になる。

なお、レーザー光は、水面に対し斜めに入射した場合に水面で屈折する。また、水中では真空 (= 大気中) より、光の伝搬速度が遅くなる。このため、水深を求める場合には両者の補正 (両者を合わせて「屈折補正」と記す。) を行った。

### 3. 計測海域

浅海域の海底地形の計測を行った地域を第 1 図に示

本報告は「巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究 中間報告」に平成 25 年度以降の調査・研究実施内容を追記したものである

\*Corresponding author

1. 独立行政法人国立環境研究所 (National Institute for Environmental Studies)

2. 独立行政法人国立環境研究所 (National Institute for Environmental Studies) (現所属: 宇宙航空研究開発機構 (Japan Aerospace Exploration Agency))

3. 活断層・地震研究センター (Active Fault and Earthquake Research Center, AIST) (現所属: 活断層・火山研究部門 (Institute of Earthquake and Volcano Geology, AIST))

4. 情報技術研究部門 (Information Technology Research Institute, AIST)

5. 地質調査情報センター (Geoinformation Center, AIST)

す。比較的広範囲の海域として、伊豆半島沿岸の宇佐美～川奈領域と白浜領域、下田領域、および伊豆半島西岸領域を計測した。また、志摩半島における志摩領域や熊野灘領域、および紀伊水道領域についても計測を行った。一方、2011年東北地方太平洋沖地震津波の影響を評価するために、三陸沿岸等では入り組んだ湾の小領域を複数（宮古湾、山田湾、船越～大槌湾、唐丹～綾里湾、広田湾、志津川湾、松川浦）計測した。

#### 4. 要求計測精度および使用機器

計測に要求する精度等は以下の通りである。

ア) 海水の透明度の2倍程度の水深までの水深計測が可能であること。

イ) 水深計測精度はIHO (International Hydrographic Organization, 国際水路機関) が規定する Order 1 (精度が0.5 m+深度依存による誤差の範囲内) を満たすこと。

ウ) 標高30 mまでの陸上地形を計測できること。

エ) 水平方向に5 m間隔のサンプリングができること。

これらの要求を満足するために、今回はFugro LADS Mk3を使用した。この機器は第1表に示す性能を有しており、同時にカメラを搭載可能である。今回、同時搭載したカメラは、Redlake Megaplug II Es 2020 (1600×1200画素、空間解像度約40 cm) である。

搭載した航空機はセスナ式208型(JA818N)である(第2図)。当該航空機に計測器等を搭載する改造を行い、国土交通省大阪航空局による修理改造検査を受けた。

#### 5. データ処理

##### 5.1 LiDAR計測について

まず、航空レーザー計測装置による測距データと、GPS/IMUによる航空機の位置・姿勢データ等を複合処理し、三次元計測データ(点群)を作成した。この三次元計測データの取得状況(観測範囲、データ質)を確認し、必要に応じて再飛行を行った。GPSデータについては、国土地理院の電子基準点による毎秒受信データを利用した。データ精査による異常データの除去等の処理も併せて実施した。計測した測線におおむね直交する方向の測線(照査用測線)による計測値と比較検証等からのデータ精査も行った。精査したデータに対してジオイド補正を行って標高データを算出した。使用したジオイドモデルは国土地理院が平成25年5月に公開したものを利用した。ジオイドモデルの読み込みには市販ソフト(Terra Scan ver.13)を用いた。

##### 5.2 計測データによるグリッドデータ作成

ジオイド補正された実測値のランダム点に対して、こ

れらの点を重複しないで結んだ三角形群TIN (Triangle Irregular Network) を生成して格子点位置の座標を読み込むことで5 mグリッドデータを作成した。この際、TINの大きさを制限することにより、データが取得できていない箇所を無理に補間することを回避した。制限するTINの大きさについては最大の辺長が25 m以下となるようにした。また、この作業とは別に、5 mグリッド内にデータが存在しないグリッドを抽出することで、これをデータの信頼性に関する指標の一つとした。

#### 6. 得られた浅海域海底地形グリッドデータ

第1図の各地域において得られたグリッドデータを第3図から第16図に示す。まず、宮古湾(第3図)については、最大で18 mの水深が測定できたが、河川の濁り等で部分的な計測となった。山田湾(第4図)については、最大で20 m程度の水深が測定できた。大槌湾および船越湾(第5図)については、船越湾では最大30 m程度の水深が得られたものの、大槌湾では河川からの濁りの影響を受けた。唐丹湾、吉浜湾、越喜来湾、および綾里湾(第6図)については、比較的良好な測定ができ、最大で35 m程度の水深を測定できた。広田湾(第7図)や志津川湾(第8図)については河川からの濁りの影響を受けたために部分的な計測になり、水深も最大で15 m～20 m程度の計測となった。松川浦(第9図)については、水深が浅く、濁りのために部分的な計測範囲となった。

伊豆半島における宇佐美および川奈(第10図)や、白浜(第11図)、下田(第12図)、および伊豆半島西岸(第13図)では濁り等が少なく良好な計測が行われ、得られた水深が最大で30 m～40 mであった。また、志摩半島(第14図)や熊野灘沿岸(第15図)、および紀伊水道沿岸(第16図)も比較的良好な環境下での計測となり、とくに志摩半島では40 m程度の最大水深が得られた。

また他の水深測定方法等との比較から、測定値のバイアスは0.5 m～1 m程度、ばらつきは1 m程度と推定された。

#### 7. 計測上の問題点

本業務で実施した海域の中でも熊野灘や伊豆半島沿岸では水深が30 m～40 m程度までデータが取得できたのに対し、東北地方沿岸では地域によって様々で水深が30 mまで測定できた地域もあれば、20 m程度が最深である地域もあった。さらには、本業務では当初、北海道釧路沿岸や東北地方の奥松島等でも計測を予定していたが、これらの地域では全くデータ取得ができなかった。この違いの原因は主には海水の濁りの影響が大きい



と考えられる。特に釧路沖では、厚岸湖からの濁った水が厚岸湾に流入していることや、沿岸が砂泥質であり、それが波浪によって攪拌されて巻き上げられたことなどにより透明度が非常に低くなっていた。三陸沿岸では、地域によって流入する河川の大きさがまちまちで、宮古湾や広田湾等比較的大きな河川が流入する湾では、台風等の影響で降水量が多かったこともあり、濁りの影響が大きかったといえる。また、湾の閉鎖性が高いと、一旦濁った水が長期間滞留するため、濁りの影響が長く続くことになる。特に奥松島は、その影響が大きかったと考えられる。さらに、平成 25 年度は調査期間中に台風がたびたび襲来し、降雨や波浪の影響が大きかったことも原因の一つである。

逆に、熊野灘や伊豆半島では、沿岸が岩礁で覆われていることや、湾内に流入する大きな河川が少なかったこと等が、良好なデータが得られた理由であると考えらえる。

また、航空機を運航する際の気象条件も計測を困難にする条件として挙げられる。冬季の機体凍結や海霧の発生する時期では航空機の運航自体が困難であった。さらに水深用航空レーザー装置の性能上、比較的低高度（最大でも対地約 900m）を飛行せざるを得ないため、海岸付近まで急峻な地形が迫る地域では、強い季節風が予測された場合には安全上運航を見合わせた場合もあった。

## 8. 今後の活用

航空機による水深レーザー計測の最大の長所は、複雑な地形や漁業活動等の影響により船が入りにくい浅海域の水深を広域かつ迅速に計測できる点にある。本業務で計測した多くの地域はこのような海域に相当するが、同時に過去に津波が来襲し被害が発生した地域でもある。例えば、三陸海岸各湾においては、2011 年東北地方太平洋沖地震津波のみならず、1933 年昭和三陸地震津波や 1896 年明治三陸地震津波等が来襲した。また、伊豆半島から紀伊水道については相模トラフ沿いを震源域とした 1923 年大正関東地震津波や 1703 年元禄関東地震津波、南海トラフ沿いを震源域とした 1944 年昭和

東南海地震津波、1946 年昭和南海地震津波、1854 年安政地震津波、および 1707 年宝永地震津波等が来襲した。本業務で得られた水深データはこれらの津波の再現計算等に用いられ、将来発生しうる地震の規模予測に資することが期待される。

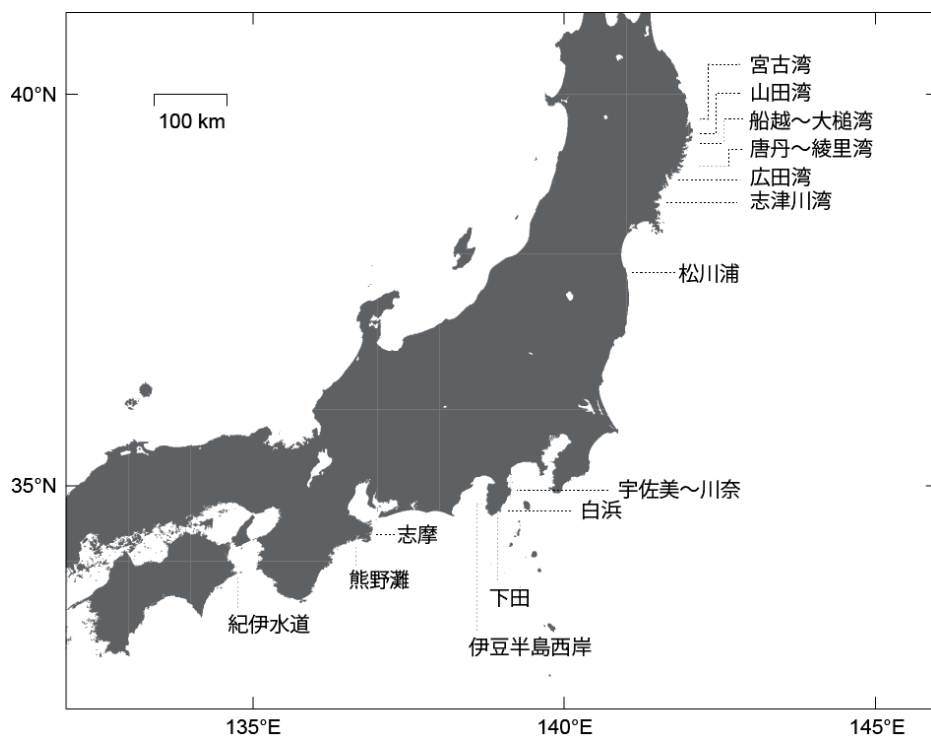
また今回のように水深レーザー計測と同時に画像データが取得される場合、レーザーによる水深データを用いて画像データの水深補正（水深による光の減衰を補正し、底質の反射率を推定すること）を行なうことが可能になり、底質分類精度の向上が見込まれる (Ishiguro et al., 2013)。特に藻場等の重要な沿岸生態系の空間分布を詳細かつ正確に把握することは生物多様性保全等の面で非常に重要であるため、今回のデータを用いて水深レーザー計測と画像撮影を同時に行なう沿岸生態系調査の有効性、フィージビリティの更なる評価が行なわれることが望ましい。

## 謝辞

航空機搭載型 LiDAR による観測は、中日本航空株式会社および (株) フグロジャパンにより実施された。また、海上保安庁からは同庁所有の航空機搭載型 LiDAR による観測データおよび助言をいただいた。また、国土地理院による電子基準点データを利用した。関係各位に謝意を表す。

## 文献

- 小野智三・柴田遙 (2012) 被災地における航空レーザー一測量, 海洋情報部研究報告, **49**, 118-129.  
 Ishiguro, S., Yamada K., Yamakita T., Yamano H., Oguma H. and Matsunaga, T. (2013) Classification of shallow-water bottom features by using airborne LiDAR bathymetry data and aerial photograph. The International Symposium on Remote Sensing 2013, D5-03.



第1図 レーザレーダ (LiDAR) による浅海域海底地形計測範囲

Fig.1 Surveyed area for LiDAR measurements of shallow seabed bathymetry.

第1表 Fugro LADS Mk3 の主な諸元

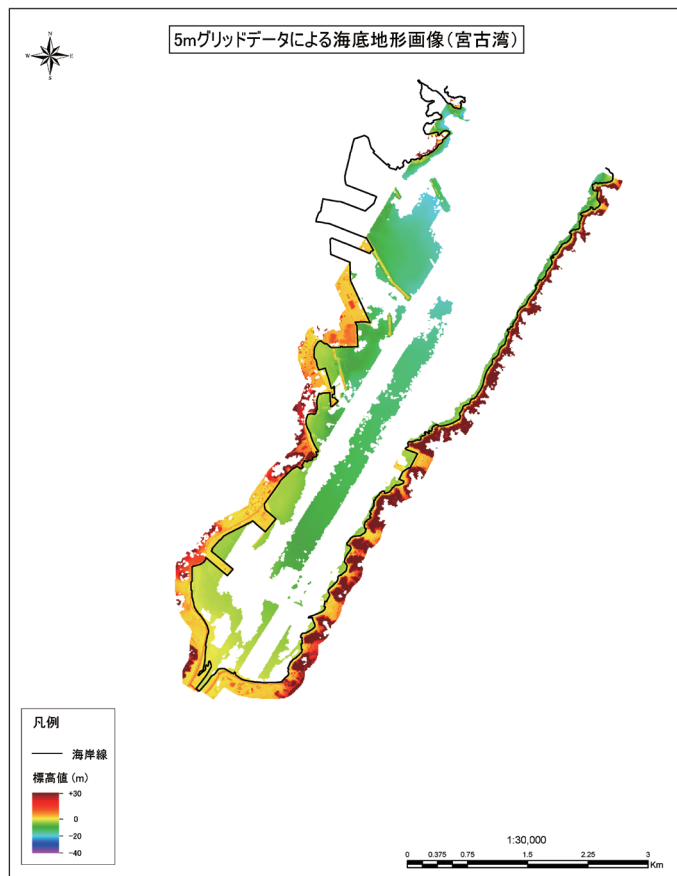
Table 1 Specifications of Fugro LADS Mk3 instrument.

レーザー波長	532 nm
パルスレート	1.5 KHz
観測可能高度	1200-3000 ft
観測可能最大水深	80 m

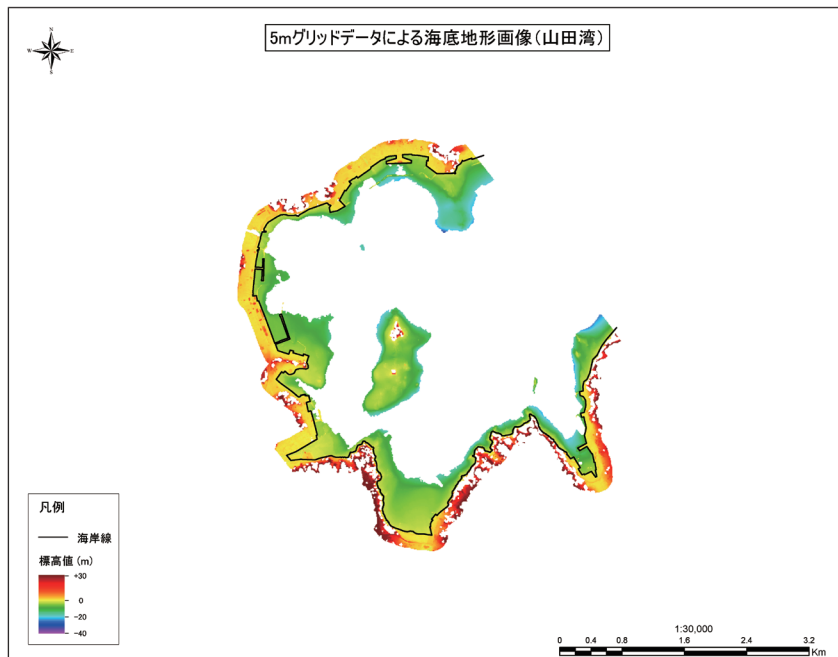


第2図 計測に使用した航空機 (C208 JA818N)

Fig.2 An aircraft used for LiDAR measurements of shallow seabed bathymetry (C208 JA818N).

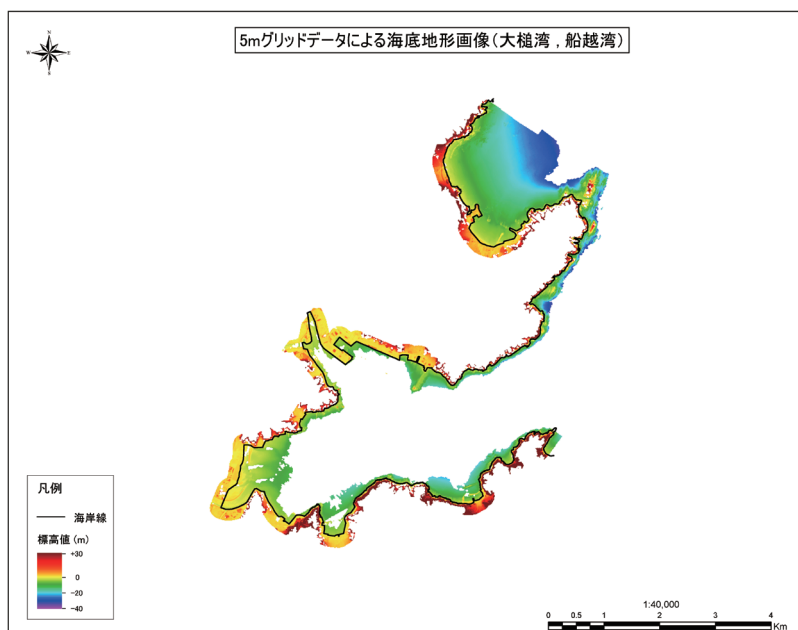


第3図 岩手県宮古湾におけるグリーンレーザー計測による地形図  
Fig.3 Topographic map based on LiDAR measurements around Miyako Bay in Iwate Prefecture.



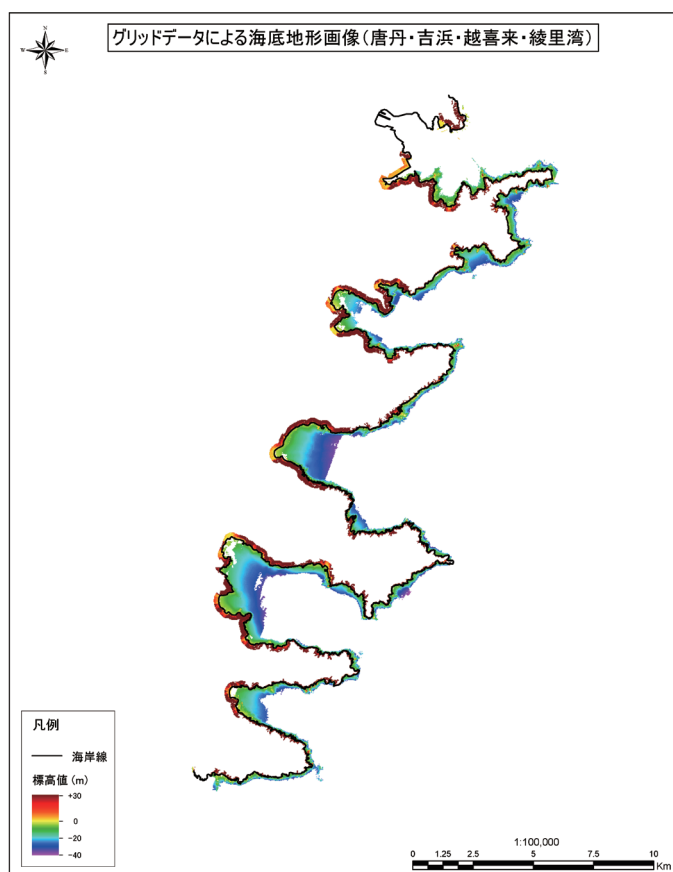
第4図 岩手県山田湾におけるグリーンレーザー計測による地形図  
Fig.4 Topographic map based on LiDAR measurements around Yamada Bay in Iwate Prefecture.





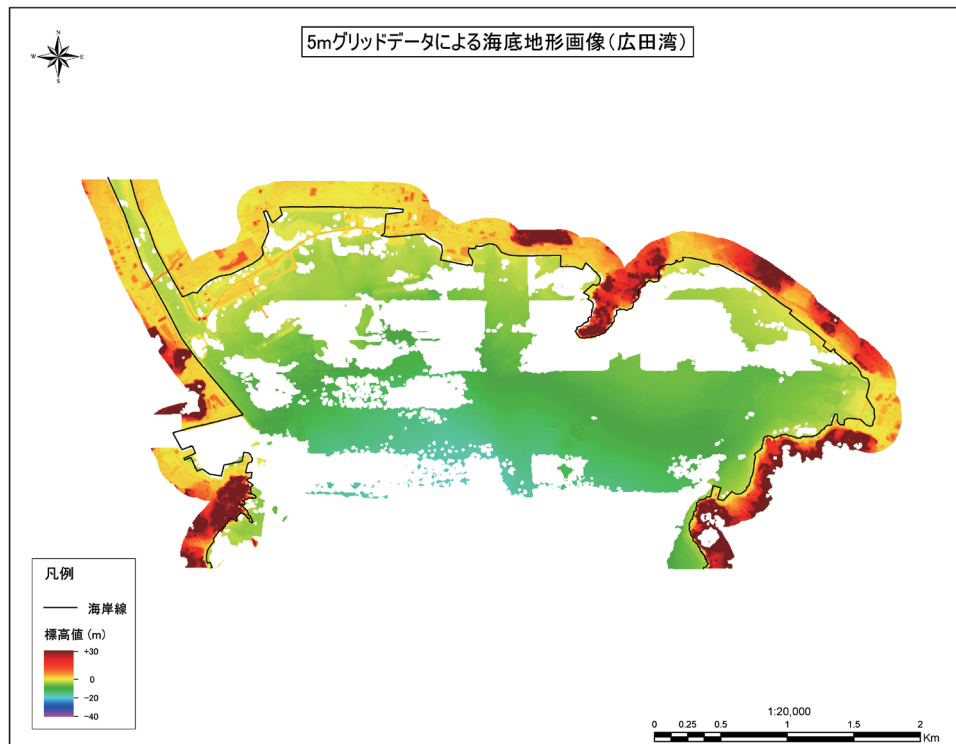
第5図 岩手県大槌湾および船越湾におけるグリーンレーザー計測による地形図

Fig.5 Topographic map based on LiDAR measurements around Otsuchi and Funakoshi Bays in Iwate Prefecture.



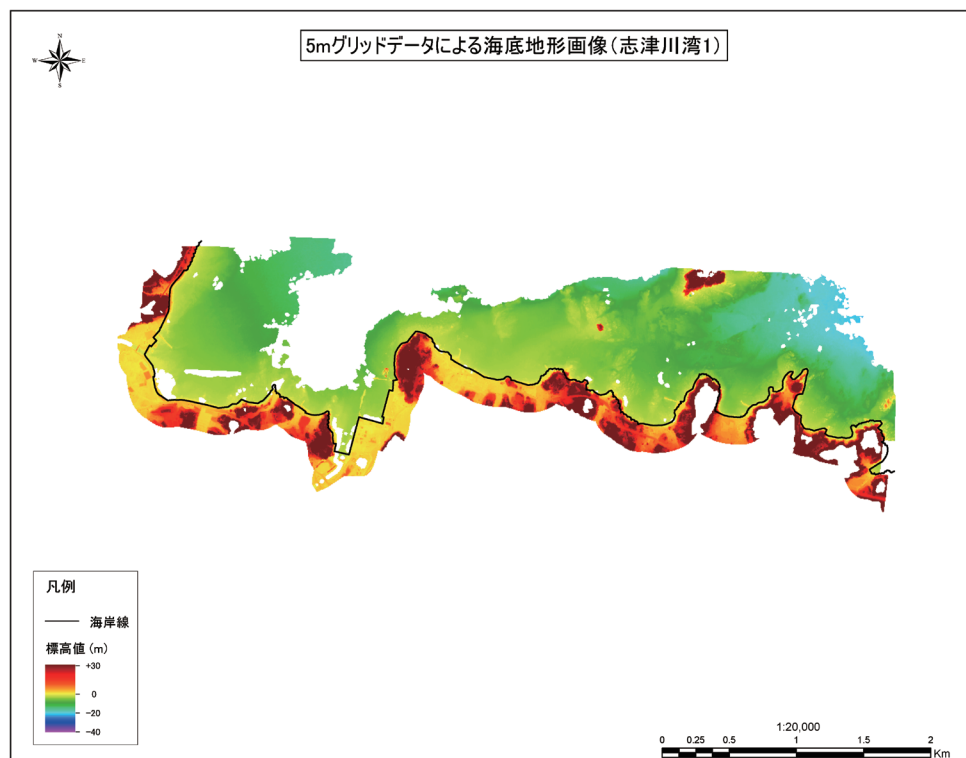
第6図 岩手県唐丹湾, 吉浜湾, 越喜来湾, および綾里湾におけるグリーンレーザー計測による地形図

Fig.6 Topographic map based on LiDAR measurements around Toni, Yoshihama, Okirai, and Ryori Bays in Iwate Prefecture.



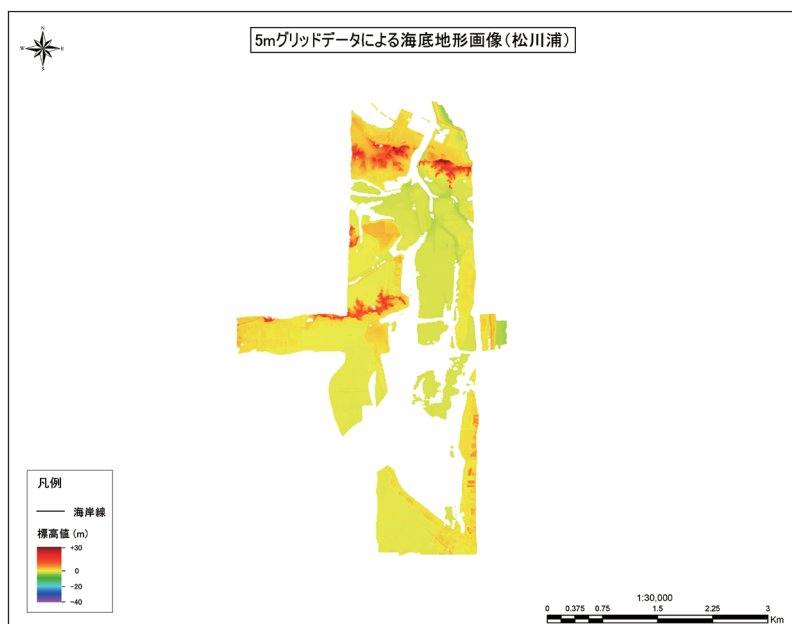
第7図 岩手県広田湾におけるグリーンレーザー計測による地形図

Fig.7 Topographic map based on LiDAR measurements around Hirota Bay in Iwate Prefecture.



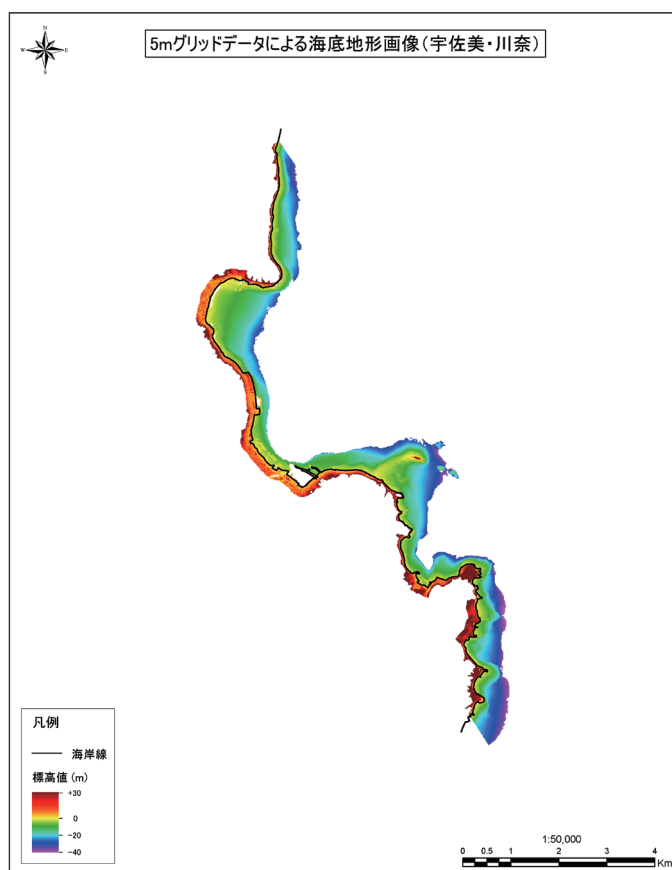
第8図 宮城県志津川湾におけるグリーンレーザー計測による地形図

Fig.8 Topographic map based on LiDAR measurements around Shizugawa Bay in Miyagi Prefecture.



第9図 福島県松川浦におけるグリーンレーザー計測による地形図

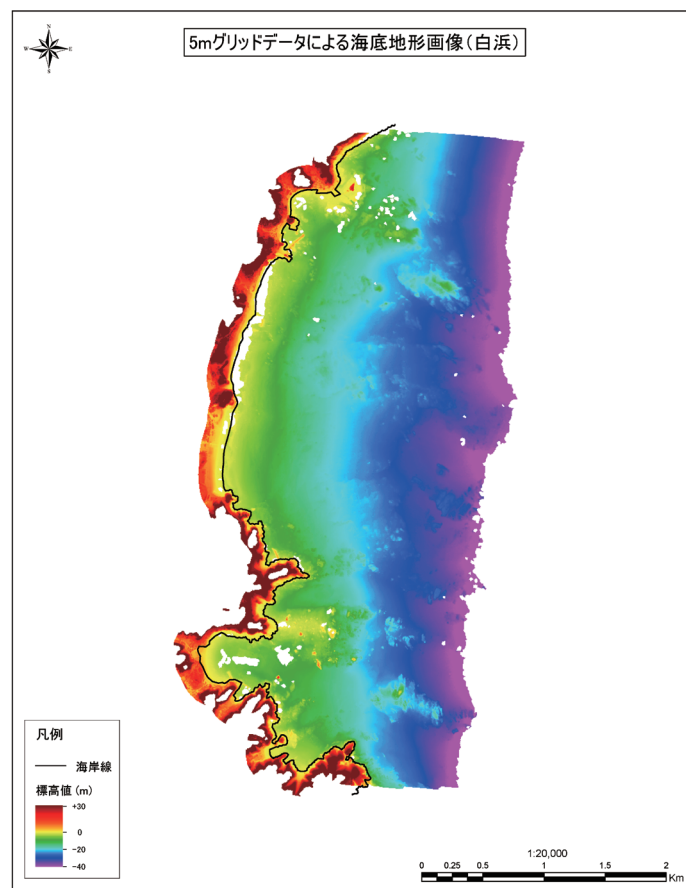
Fig.9 Topographic map based on LiDAR measurements around Matsukawaura Lagoon in Fukushima Prefecture.



第10図 静岡県宇佐美～川奈におけるグリーンレーザー計測による地形図

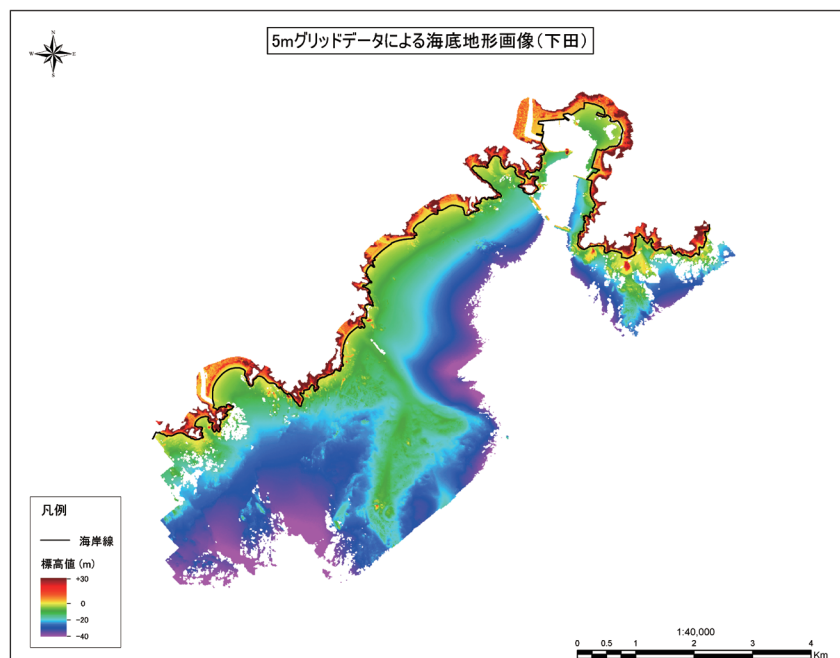
Fig.10 Topographic map based on LiDAR measurements around Usami to Kawana in Shizuoka Prefecture.





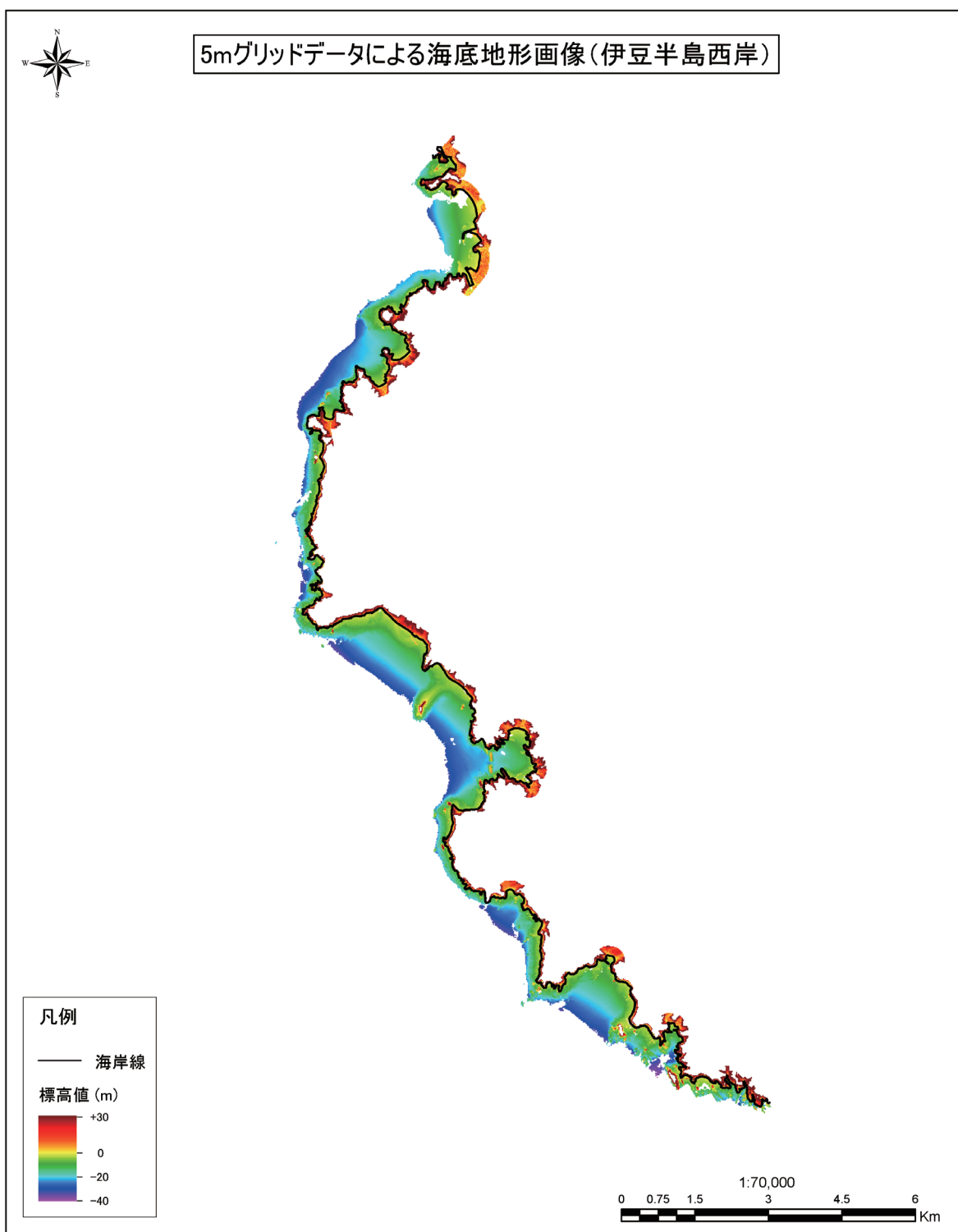
第 11 図 静岡県白浜におけるグリーンレーザー計測による地形図

Fig.11 Topographic map based on LiDAR measurements around Shirahama in Shizuoka Prefecture.



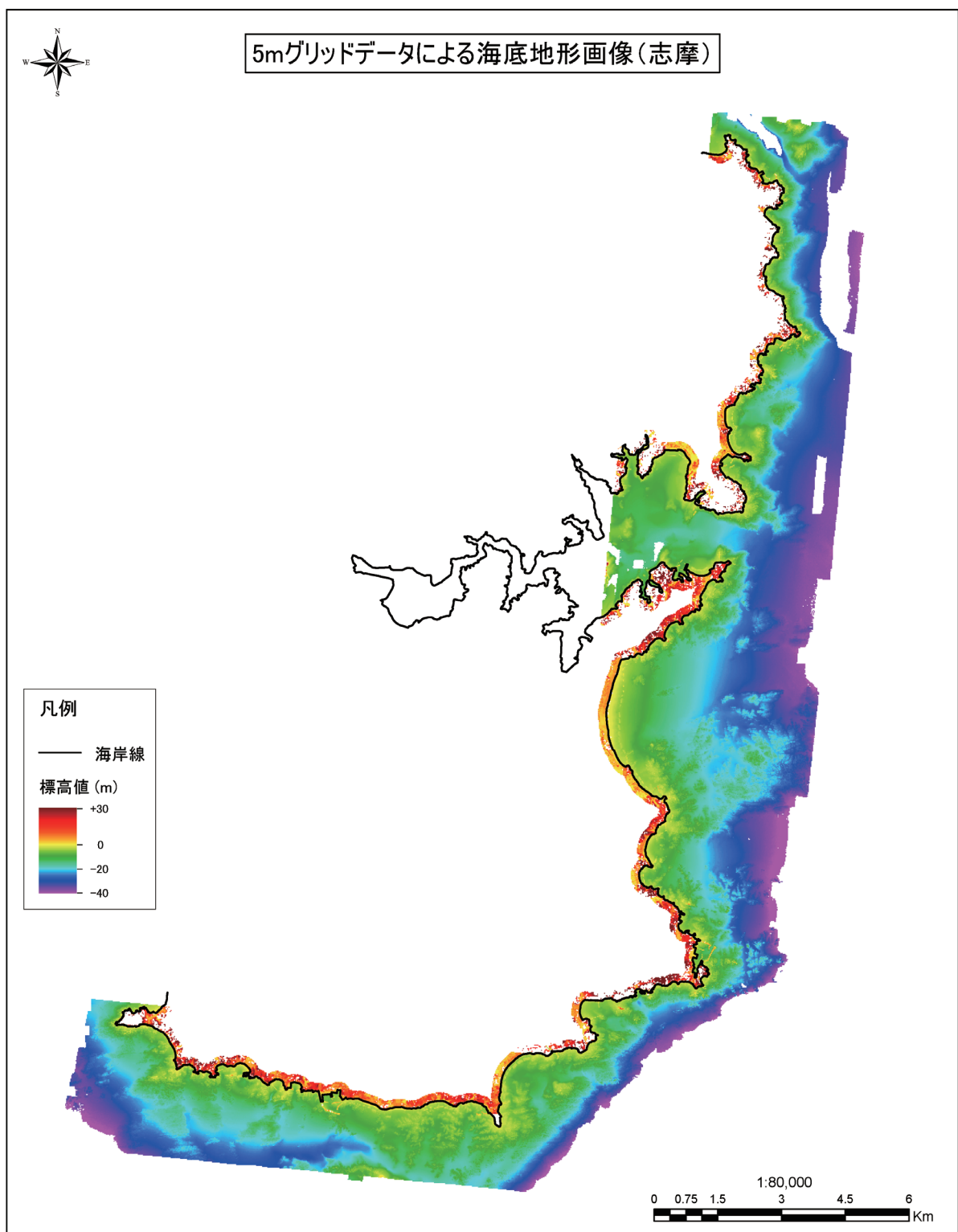
第 12 図 静岡県下田におけるグリーンレーザー計測による地形図

Fig.12 Topographic map based on LiDAR measurements around Shimoda in Shizuoka Prefecture.



第13図 静岡県伊豆半島西岸におけるグリーンレーザー計測による地形図

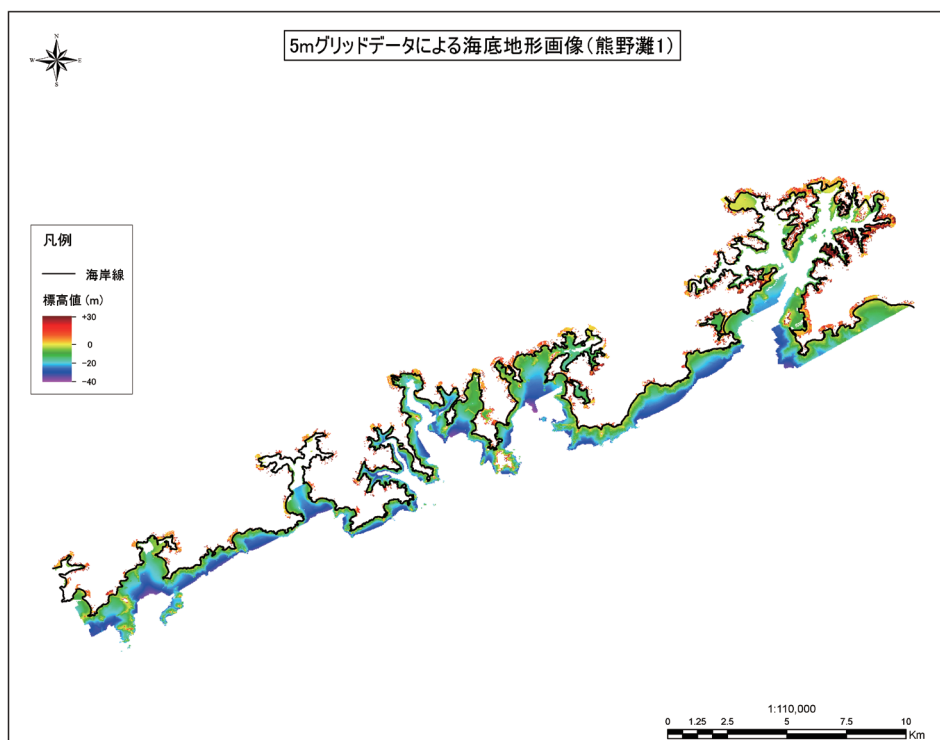
Fig.13 Topographic map based on LiDAR measurements around the west coast of Izu Peninsula in Shizuoka Prefecture.



第14図 三重県志摩半島におけるグリーンレーザー計測による地形図

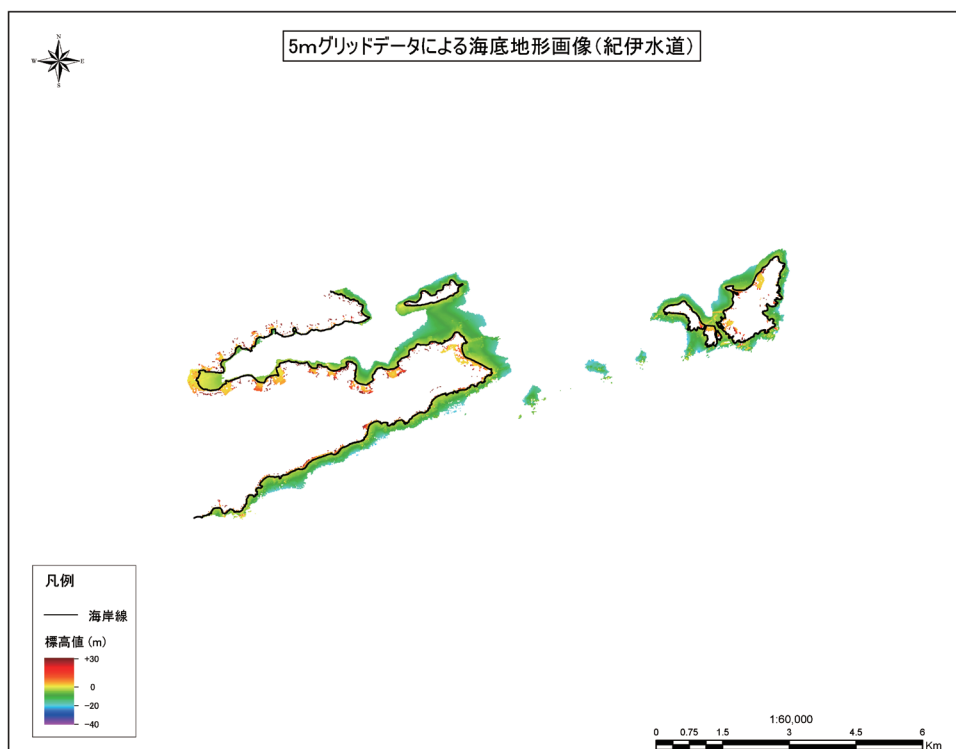
Fig.14 Topographic map based on LiDAR measurements around Shima Peninsula in Mie Prefecture.





第 15 図 三重県熊野灘沿岸におけるグリーンレーザー計測による地形図

Fig.15 Topographic map based on LiDAR measurements around the coast of Kumano Sea in Mie Prefecture.



第 16 図 徳島県紀伊水道沿岸におけるグリーンレーザー計測による地形図

Fig.16 Topographic map based on LiDAR measurements around the coast of Kii Channel in Tokushima Prefecture.

## 津波計算用の明治時代初期の地形データ整備 Compilations of topographic and bathymetric data for tsunami calculation before Meiji era

行谷佑一<sup>1\*</sup>

Yuichi Namegaya<sup>1\*</sup>

**Abstract:** To estimate tsunami source of historical and paleo earthquakes along the Kuril and Japan Trenches and the Sagami and Nankai Troughs, past topographic and bathymetric data were compiled for tsunami computations. Mesh data with grid size of 0.1 sec were made using present topographic data mainly obtained from existing LiDAR observations and present bathymetric data. Because these present data include detailed topography, artificial structures such as breakwaters and reclaimed areas constructed in 1900s are also contained. The artificial structures were removed from the compiled data by estimation from the topographic map published in late 1800s and early 1900s.

**Keywords:** topographic and bathymetric data, tsunami computation, Kuril Trench, Japan Trench, Sagami Trough, Nankai Trough

### 1. はじめに

近年、詳細な津波堆積物の調査から宮城県石巻平野や仙台平野、福島県小高地区において西暦 869 年貞観地震津波の浸水範囲が明らかになっていた（例えば、澤井ほか, 2007; 澤井ほか, 2008; Sawai et al., 2008; Sawai et al., 2012; 宍倉ほか, 2007）。また、様々な断層モデルを仮定し、コンピュータシミュレーションによって求めた津波の浸水範囲と津波堆積物の位置と比較し、プレート境界地震で Mw8.4 以上の地震の時に津波堆積物の位置まで浸水することが判明していた（佐竹ほか, 2008; 行谷ほか, 2010; Sawai et al., 2012）。この他、西暦 1703 年元禄関東地震について、歴史記録や千葉県九十九里浜に残る津波供養碑の位置から津波の浸水範囲が推定され、計算津波浸水域と比較することで、元禄地震の破壊域が房総半島南東方沖合にまで伸びたことが推定された（例えば、行谷ほか, 2011）。このように、過去に発生した地震の規模や破壊域を推定するには、地質や歴史記録による津波の浸水範囲や高さのデータと、コンピュータシミュレーションによる津波の浸水計算との比較が有効である。

津波の浸水計算の信頼性を向上させるには、海陸ともに沿岸域の詳細な地形データが必要である。近年、関係機関によって詳細な地形データが作成されている。とくに陸上標高データのほとんどは航空機ライダー測量により作成されている。このデータの中には埋立地や防波堤といった人工構造物も含まれるが、江戸時代やそれ以前といった過去の津波を再現する際には、できるだけ当

時の地形を再現した地形データを使用することが望ましい。具体的には、防波堤や埋立地、および堤防といった人工構造物をできるだけ取り除き、その部分を海域にしたメッシュ地形を作成することが必要である。

そこで、本業務では、巨大地震の発生が懸念される千島海溝沿いや日本海溝沿い、相模トラフ、および南海トラフに焦点を絞り、できるだけ過去（明治時代）の地形を再現した津波計算用の地形データを作成した。作成においては既存の陸上標高データや水深データを統合し、その上で主に明治時代に出版された地形図を参考に人工構造物を取り除く作業を行った。

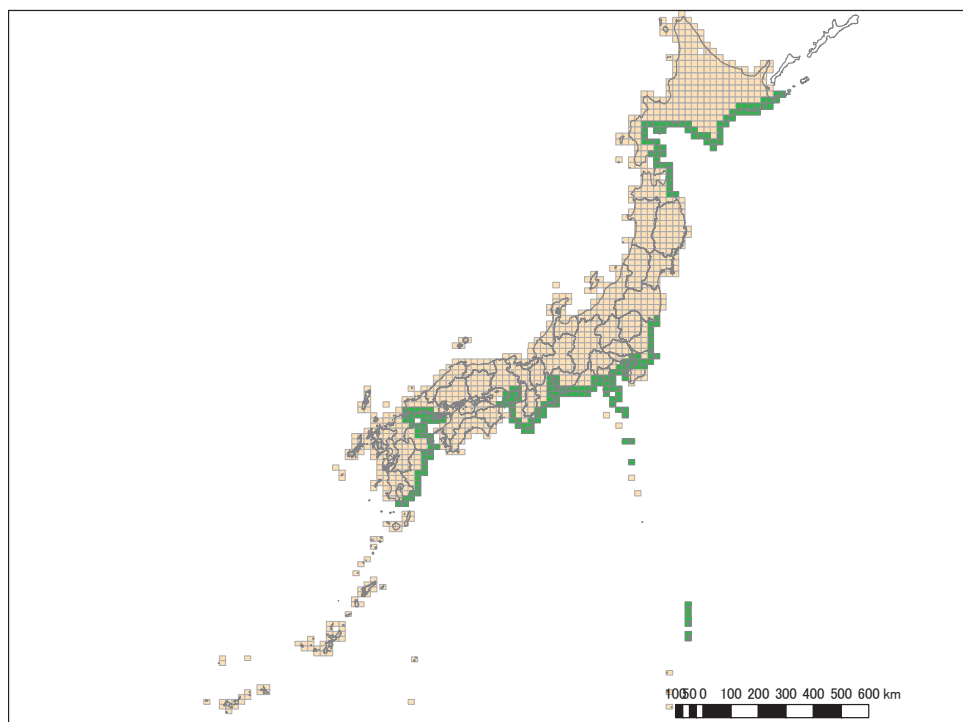
### 2. データ作成の範囲

対象の範囲は、日本国全域が含まれる東経 120 度～160 度、北緯 18 度～50 度とした。この範囲で既存の陸上地形データおよび水深データ（いずれも現況データ）を統合し、0.1 秒（約 3 m）間隔の津波計算用メッシュ地形を作成した。さらに、北海道太平洋沿岸（根室市～函館市）、下北半島沿岸（大間～八戸）、茨城県～鹿児島県太平洋沿岸（小笠原諸島および伊豆七島を含む。鹿児島県については、志布志～佐多岬の範囲とした。）について、明治時代初期の地形も作成した。なお、千葉県一宮町～富津市の範囲と四国沿岸、瀬戸内海沿岸については対象外とした。明治時代の地形作成の概ねの範囲は第 1 図に示す通りである。

本報告は「巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究 中間報告」に平成 25 年度以降の調査・研究実施内容を追記したものである

\*Corresponding author

1. 活断層・地震研究センター (Active Fault and Earthquake Research Center, AIST) (現所属: 活断層・火山研究部門 (Institute of Earthquake and Volcano Geology, AIST))



第1図 明治時代初期の地形を作成する範囲（緑色に記された地域が該当地域）

Fig.1 Area (colored by green) where the topographic data are modified into those in early Meiji era.

### 3. 使用するデータ

津波計算用のメッシュ地形作成には、基本的には関係機関が公開しているデータを利用した。まず、海域地形については、海上保安庁が発行する海図、J-BIRD、および日本水路協会が発行するM7000シリーズを用いた。これらのデータが存在しない海域については、日本水路協会発行のJT0P030およびBritish Oceanographic Data Center発行のGEBCO08を用いた。このほか、産総研が別途行った航空レーザ測量による水深データも反映させた。

陸上地形については、国土地理院が所有する航空レーザ測量による標高データを基本としたが、データが未整備の地域については5mおよび10mメッシュデータ（基盤地図情報（数値標高モデル））を用い、それが利用できない地域については日本地図センター発行の50mメッシュデータ（数値地図50mメッシュ（標高））を利用した。

### 4. 現況地形データの統合

既存の地形データを統合して、全域を0.1秒間隔にグリッド化した地形データを作成した。なお、この段階で

は現況の地形データを作成していることになり、防波堤や埋立地等が含まれたデータとなっている。

### 5. 明治時代初期の地形作成

4章で得られた現況の地形データに対して、国土地理院が発行する旧版地図を根拠に、明治時代直前の自然地形に戻す作業を行なった。

すなわち、現況の地形データから、防波堤や埋立地、沿岸堤防、高速道路、あるいは急激に標高が変化する大規模な人工構造物を取り除く作業を行なった。具体的には、これらの除去したい地物をポリゴンで覆い、そのポリゴンにかかる標高点を削除した。その削除後の標高点に対してこれらの点を重複しないで結んだ三角形群すなわちTIN (Triangle Irregular Network) を張り、グリッドデータを作成した。

なお、河川に対する扱いは基本的には次の通りとした。

(1) 現在の河川が、旧版地図にも同位置にある場合現在の地形を反映しつつ、現在の地形データに人工的な河川堤防等がある場合にはそれを削除した。削除したところの標高は、周辺の田園等の標高値で適切に補間する。河床の標高や河川面の標高を後で変更できるようにデータにフラグを立てた。



(2) 旧版地図に河川が認められるものの、現在は河川が認められない場所の場合

河川面の標高は現在の標高値で代用した。ただし、河床の標高や河川面の標高を後で変更できるようにデータにフラグを立てた。

(3) 旧版地図に河川は認められないが、現在は河川となっている場所の場合

そこでの標高は、周辺の田園等の標高値で適切に補間した。

これらの作業による地形データの作成例を第2図と第3図に示す。第2図は静岡県清水港周辺の例である。現況では埋立地が広範囲に存在しており、明治時代の旧版地図を参考にしてこれらの埋立地をデータ上で海域化して、明治時代の地形を作成した。第3図は静岡県太田川周辺の例である。現況では太田川両岸に河川堤防が築かれているが、それを削除しかつ川幅について旧版地図を参考にして明治時代の地形を作成した。

## 6. 期待される成果

本業務で得られる地形データは、千島海溝沿いや日本海溝沿い、相模トラフ、および南海トラフで発生した過去の巨大地震津波の再現計算に利用できる基本的なデータである。別途予算により導入した「地震・津波解析装置」を用いて津波浸水の計算を行い、地質記録や歴史記録による津波高さや浸水範囲の再現を行う予定である。これにより、過去に発生した地震の断層パラメータを推定し、津波規模の予測精度を向上させることができる。さらに海溝型地震の長期的な発生メカニズム解明につながることを期待される。

なお、地質記録から明らかにされた西暦869年貞観地震時の石巻平野や仙台平野における海岸線(Sawai et al., 2012)や、歴史記録から明らかにされた西暦1703年元禄関東地震時の九十九里浜における海岸線(たとえば、古川, 1984)に代表されるように、巨大地震津波時の海岸線の位置が現在の海岸線の位置とは異なる場合がある。このような情報は明治時代の迅速図からは読み取れず、それぞれの海岸平野の発達過程を考慮して修正する必要がある。津波発生時の海岸線位置は津波再現計算における重要な情報であるが、本業務で得られる地形データはその基礎データとなる。

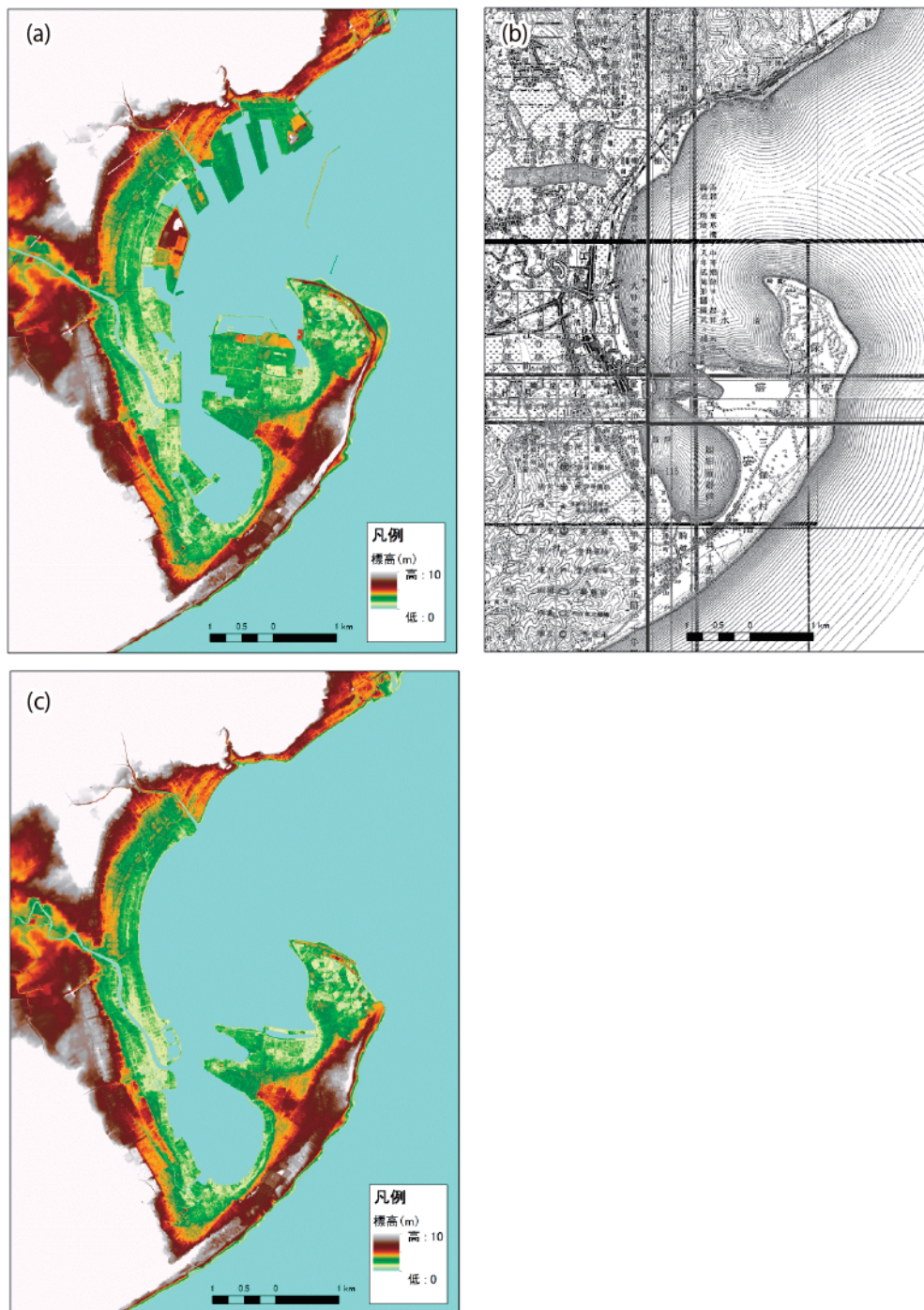
## 謝辞

この地図の作成に当たっては、国土地理院長の承認を得て、同院発行の5万分の1地形図、数値地図50mメッシュ(標高)及び基盤地図情報を使用しました(承認

番号 平26情使, 第309号)。国土地理院が管理する航空レーザ測量データも使用致しました。また、日本海洋データセンターが管理するJ-BIRDを利用致しました。記して感謝致します。

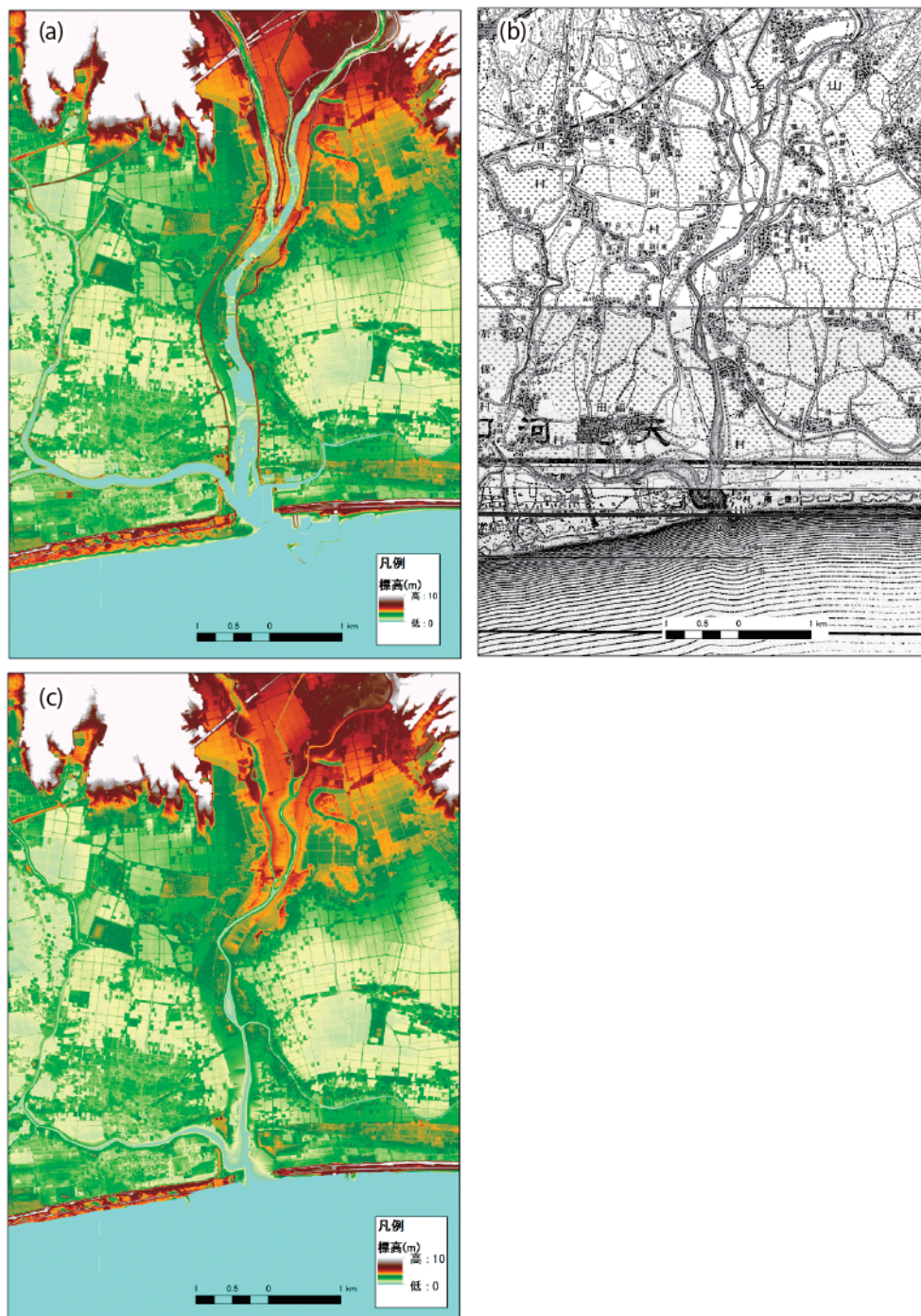
## 文献

- 古川 力(1984)古記録に見える元禄地震と九十九里浦。千葉県郷土誌研究連絡協議会(編)『房総災害史—元禄の大地震と津波を中心に—』, 39-67.
- 行谷佑一・佐竹健治・山本 滋(2010)宮城県石巻・仙台平野および福島県請戸川河口低地における869年貞観津波の数値シミュレーション。活断層・古地震研究報告, no.10, 1-21.
- 行谷佑一・佐竹健治・宍倉正展(2011)南関東沿岸の地殻上下変動から推定した1703年元禄関東地震と1923年大正関東地震の断層モデル。活断層・古地震研究報告, no.11, 107-120.
- 佐竹健治・行谷佑一・山本 滋(2008)石巻・仙台平野における869年貞観津波の数値シミュレーション。活断層・古地震研究報告, no.8, 71-89.
- 澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・高田圭太・松浦旅人・Than Tin Aung・小松原純子・藤井雄士郎・藤原治・佐竹健治・鎌滝孝信・佐藤伸枝(2007)ハンドジェオスライサ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)における古津波痕跡調査。活断層・古地震研究報告, no.7, 47-80.
- Sawai, Y., Fujii, Y., Fujiwara, O., Kamataki, T., Komatsubara, J., Okamura, Y., Satake, K., and Shishikura, M. (2008) Marine incursions of the past 1500 years and evidence of tsunamis at Suijin-numa, a coastal lake facing the Japan Trench. *Holocene*, **18**, 517-528. doi:10.1177/0959683608089206
- 澤井祐紀・宍倉正展・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)における古津波痕跡調査。活断層・古地震研究報告, no.8, 17-70.
- Sawai, Y., Namegaya, Y., Okamura, Y., Satake, K., and Shishikura, M. (2012) Challenges of anticipating the 2011 Tohoku earthquake and tsunami using coastal geology. *Geophysical Research Letters*, **39**, L21309. doi:10.1029/2012GL053692
- 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・藤野滋弘(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, no.7, 31-46.



第2図 (a) 静岡県清水港周辺の現在の地形。 (b) 国土地理院発行の5万分の1旧版地図(「吉原町」(明治42年発行), 「駒越」(明治32年発行), 「静岡市」(明治44年発行), 「清水町」(明治42年発行))。 (c) 作成した明治時代における地形。  
 Fig.2 (a) Present topography around Shimizu Port in Shizuoka Prefecture. (b) 1:50,000 Old Edition Map “Yoshiwara-cho”, “Komagoe”, “Shizuoka-shi”, and “Shimizu-cho” published in 1909, 1899, 1911, and 1909, respectively, by Geospatial Information Authority of Japan. (c) Estimated topography in Meiji era.





第3図 (a) 静岡県太田川周辺の現在の地形. (b) 国土地理院発行の5万分の1旧版地図(「天龍河口」(明治32年発行), 「見附町」(明治32年発行)). (c) 作成した明治時代における地形.

Fig.3 (a) Present topography around Ohta River in Shizuoka Prefecture. (b) 1:50,000 Old Edition Map “Tenryu-kako” and “Mitsuke-cho” published in 1899 by Geospatial Information Authority of Japan. (c) Estimated topography in Meiji era.