内湾における津波堆積物の粒度分布と津波波形との関連

—房総半島南端の完新統の例—

藤原 治^{*1}・鎌滝 孝信^{*1}・田村 亨^{*2}

南関東における完新世の溺れ谷に堆積した津波堆積物の粒度分布の垂直変化は、津波の波形と関連した Tna~Tnd の 4 ユニットの重なりからなる。なかでも、ハンモック状斜交層理の一次侵食面で区切られたサブユニットが重なったユニット Tnb が、津波の特徴をよく表している。各サブユニットは、逆級化する下部と正級化する上部からなる。分級はサブユニットの中部でよく、上・下部で悪い。含泥率は逆級化部で減少し、正級化部の上方へ増加して 20% に達する。逆級化部はトラクションカーペットないし transport-lag で、正級化部とそれを覆う植物片に富む粘土質のラミナは、それぞれ波動の減衰に対応した細粒粒子の沈積の増加と、波動の停滞期における泥粒子などの沈積によって形成された。

鋸歯状の粒度変化を示すサブユニットの重なりは、非常に長周期で高エネルギーの波動の繰り返しを示し、ストーム (周期 10~20 秒) では説明困難だが、津波 (周期 10 分オーダー) ならば可能である。ユニット Tnb の中部に、一連の波動のうち最大波で形成されたと考えられる顕著に粗粒なサブユニットが挟まれる。最大波が遅れて到着する原因は、陸棚での反射で増幅されたエッジウェーブによるものと解釈され、深海に波源をもつ津波の特徴である。

キーワード: 完新世, 津波堆積物, 内湾堆積物, 波形, 粒度分布

I. はじめに

津波堆積物は、過去の巨大海底地震の証拠としてその重要性が認識され、多くの研究が行われている。しかし、津波堆積物がどのような堆積構造や粒度分布を持つかは、よくわかっていない。このため、地層中の“津波堆積物”の多くは、ストーム堆積物などのほかのイベント堆積物との識別が困難である。

堆積物の粒度分布とその水平・垂直方向の変化は、堆積物を運搬し堆積させた水流の性質や強さと、その空間的・時間的変遷の指標となる可能性がある。このため、陸上に遡上した (河口や潟湖などへの流入を含む) 津波堆積物については、粒度分布に関する研究が行われてきた (e.g. 箕浦・中谷, 1990; Dawson *et al.*, 1991; Foster *et al.*, 1991; Nishimura and Miyaji, 1995; Shi *et al.*, 1995; Clague *et al.*, 2000; Nanayama *et al.*, 2000; 七山ほか, 2001)。これらの研究によって、津波堆積物は一般

に、上方細粒化すること、海岸から内陸方向への薄層化に伴って細粒化し、分級がよくなること、一部の例では bimodal な粒度分布を持つこと (箕浦ほか, 1993) がわかってきた。また、高潮堆積物と区別するための粒度研究の成果として、津波堆積物は高潮堆積物より相対的に分級が悪い (Nanayama *et al.*, 2000) ことや、分布の陸側先端域での粒度が津波堆積物では細粒化し、高潮堆積物では粗粒化する傾向があること (西村・宮地, 1996) など指摘された。しかし、これらの研究の多くは、津波堆積物の単層全体をまとめて分析する方法をとっており、堆積物の性質が海岸から陸側へ水平方向にどのように変化するかをおもに論じたものである。したがって、津波堆積物単層の中での粒度分布の細かい垂直変化に注目したり、それに基づいた津波堆積物の形成プロセスを論じた研究は、重野ほか (2002) を除いてほとんどない。

この報告では、房総半島南部の完新世の内湾堆積物中に認められる津波堆積物 (Fujiwara *et al.*, 2000; 藤原ほか

2002 年 11 月 25 日受付, 2003 年 1 月 11 日受理。

*1 核燃料サイクル開発機構東濃地科学センター 〒509-5102 土岐市泉町定林寺 959-31. E-mail: [REDACTED]

*2 京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻 〒606-8502 京都市左京区北白川追分町。

か、2002)について、垂直方向に分析間隔が密な粒度分析を複数地点で行い、その粒度特性の垂直および水平分布について論じる。次に、粒度特性の変化が津波による長周期の波浪による堆積作用を反映していることを示す。そして最後に、世界各地から報告された現世および歴史津波堆積物の粒度分析データも考慮して、単層中での粒度分布の水平・垂直変化と津波の波形を関連づけるモデルを提案する。

II. 調査地域

1. 地質と地形の概要

調査地域の位置する房総半島南部は、プレート収斂境界(相模トラフ)に面し、世界でも有数の海岸の地震隆起が活発な地域である(図1)。調査地域周辺に分布する海岸段丘群(中田ほか、1980)や浜堤群(穴倉ほか、2001)の階段状の高度分布と離水年代は、完新世に巨大地震が規則性をもって繰り返してきたことを示している(Shimazaki and Nakata, 1980; 穴倉ほか、2001)。

分析試料は、千葉県館山市の巴川流域に露出する津波堆積物から採取した。巴川流域は後水期海進時には古巴湾(Fujiwara *et al.*, 2000)と呼ばれる溺れ谷で、相対的海水準が高かった7,200 cal BP頃には、西側の相模トラフに面した長さ2.6 km、幅0.3~0.6 kmの東西に細長い入り江であった(図1-C)。この頃の古水深は、貝化石

のデータからは10~20 m程度と推定される(Fujiwara *et al.*, 2000)。この湾では、普段は流れのエネルギーが低く、泥質の地層(生痕が密集し、自生の貝類化石を豊富に含む)が堆積した。この地層には、堆積構造や化石の集積状態、さらには海岸段丘の離水との同時性などから、津波堆積物と解釈される砂礫層が3つの露頭において、少なくとも7枚認められる(図2)。これらの砂礫層は約8,000 cal BPから約6,900 cal BPまでの間に数百年から300年間隔で形成されており、 ^{14}C 年代値に基づいて湾の長軸に沿って水平方向に250~750 m追跡できる(図1-C, 図2)。

粒度分析を行った堆積物は、T2.1, T2.2およびT3津波堆積物で、それぞれ古巴湾の湾口付近(Loc. 45)とその約750 m湾奥(Loc. 58)で試料を採取した(図1-C, 図2)。

2. 波浪と潮汐

この地域には毎年のように台風が襲来する。その風による波浪は、井島(1960)、広瀬・高橋(1983)、INA 新日本土木研究所(1972)に基づいて作成された波高と周期のダイアグラム(増田・牧野, 1987)によれば、太平洋岸で波高5~9 m、周期13~17秒程度、東京湾で波高1 m前後、周期2~6秒程度である。東京湾の入り口にある古巴湾(図1-B)付近では波高と周期はその中間の値となる。古巴湾付近(布良)での潮位差は最大約170 cm、東

図1 調査地点の地理概要

A: 位置図

B: 相模トラフ周辺の海底地形(等深線200 m 間隔)は浅田(2000)、震源位置(★)は渡辺(1998)による。

C: 古巴湾の外形。7,200 cal BP 頃の旧汀線高度(約30 m: 穴倉, 2001)を参考に国土地理院の1/25,000 地形図「館山」、「布良」、「千倉」から作成。試料は Loc. 45 と Loc. 58 から採取された。

Fig. 1 Geographical setting of the study area

A: Index map.

B: Bathymetric map around the Sagami Trough. The contour lines in 200 m-interval from Asada (2000). The epicenters of the historical Kanto earthquakes (★) after Watanabe (1998).

C: Sample localities. Shoreline of the Paleo-Tomoe bay (ca. 7,200 cal BP) was modified from the 1/25,000 topographical maps of Geogr. Surv. Inst. and Shishikura (2001).

図 2 古巴湾における津浪堆積物の対比柱状図と年代

^{14}C 年代値の年代幅は 1σ に相当. 新たな測定値は表 1 参照.

そのほかは, 藤原ほか (1999), 藤原・鎌滝 (2003) より引用.

Fig. 2 Columnar sections and calibrated ^{14}C ages of the tsunami deposits in the Paleo-Tomoe bay
 Newly determined AMS ^{14}C ages were shown in Table 1. Other age data from Fujiwara *et al.* (1999) and Fujiwara and Kamataki (2003).

京湾での 20 世紀最大の高潮の偏差は 2.1~2.2 m である (気象庁, 2001).

3. 年代測定

津波堆積物の堆積年代は、津波堆積物およびそれらの上下の内湾性の泥層に含まれる生没的、あるいは同相的な二枚貝化石の加速器質量分析計 (AMS) による ^{14}C 年代測定値から推定した。測定試料の選別条件は、藤原・鎌滝 (2003) に従った。新たに東濃地科学センターの AMS で行った年代測定の結果を表 1 に示す。年代値は Stuiver and Reimer (1993), Stuiver *et al.* (1998) による暦年較正值 (Method B) で示す。なお、海洋リザーバー効果は 400 年 (Hideshima *et al.*, 2001) とした。

III. 堆 積 相

藤原ほか (2002) が津波堆積物とした 7 枚の砂礫層 (T2~T3.3) は層厚 10~40 cm 程度で、いずれの地点でも堆積相などに基づいて下位から 4 つのユニット (Tna~Tnd) に区分される (図 3)。

ユニット Tna : 基底のシルト層を削り込んで覆う粗粒~極粗粒砂層 (層厚数 cm~15 cm) で、シルトのリップアップ・クラストを多量に含む。礫や貝殻のインブリケーションやラミナの基底へのオンラップ構造から、海から陸へ向かう古流向がわかる。また、高領域 (upper flow regime) の一方向流が卓越したことが、平行葉理や

表 1 古巴湾における新たな ^{14}C 年代測定データ

Table 1 Newly determined ^{14}C age data from the Paleo-Tomoe bay

Horizon	Species Name	Occurrence	Preservation	Life habitat group	Substrate & Water depth(m)	Conventional age (BP)	cal BP (1 σ)	ID
58T3.3	<i>Ostrea sp.</i>	ex.	sl?	cemented	rb,	6692 $\pm$ 45	7260-7180	JNC4126
just beneath 58T3.3	<i>Fluvia mutica</i>	ind.	sl/frg.	inf.shal.	sm, 10-60	6719 $\pm$ 94	7340-7150	JNC4120
just above 58T3.1	<i>Paphia undulata</i>	ind.	sl/frg.	inf.shal.	md, <20	6888 $\pm$ 86	7470-7310	JNC4119
just beneath 58T3.1	<i>Paphia undulata</i>	<i>in situ</i>	f	inf.shal.	md, <20	6653 $\pm$ 88	7270-7070	JNC4118
just beneath 58T3.1	<i>Anodontia sp.</i>	ind.	sl/frg.	inf.	md/ss, <20	6931 $\pm$ 87	7510-7350	JNC4121
58T3	<i>Scapharca broughtonii</i>	ind.	f	inf.shal.	md, <10	7129 $\pm$ 52	7640-7560	JNC4227
15cm beneath 58T2.2	<i>Dosinella penicillata</i>	ind.	f	inf. deep	md, 5-30	7331 $\pm$ 49	7830-7720	JNC4225
58T2.1	<i>Protothaca (Neochione) jodoensis</i>	ind.	f	inf.	sm, <20	7359 $\pm$ 49	7860-7750	JNC4224
58T2.1	<i>Dosinella penicillata</i>	ind.	f	inf. deep	md, 5-30	7633 $\pm$ 50	8140-8030	JNC4223
15cm above 58T2	<i>Dosinella penicillata</i>	ind.	f	inf. deep	md, 5-30	7552 $\pm$ 50	8040-7940	JNC4222
90cm beneath 58T2	<i>Paphia undulata</i>	ind.	f	inf.shal.	md, <20	7975 $\pm$ 94	8530-8340	JNC4117
10cm above 45T3.1	<i>Dosinella penicillata</i>	ind.	f?/frg.	inf. deep	md, 5-30	6657 $\pm$ 34	7230-7160	JNC2408
13cm beneath 45T3.1	<i>Clementia vatheleti</i>	<i>in situ</i>	f	inf.shal.	sm, <140	6812 $\pm$ 32	7370-7290	JNC2409
just above 45T3	<i>Anodontia stearnsiana</i>	ind.	f	inf.	md/ss, <20	7010 $\pm$ 34	7540-7470	JNC2410
5cm beneath 45T3	<i>Cycladicama sp.</i>	art./ind.?	f	inf.	ss/sm	7002 $\pm$ 33	7520-7460	JNC2411
just above 45T2.2	<i>Paphia euglypta</i>	art./ind.	f	inf.shal.	ss, 10-40	6848 $\pm$ 52	7410-7320	JNC2412
5cm beneath 45T2.2	<i>Dosinella penicillata</i>	art./ind.	f	inf. deep	md, 5-30	7005 $\pm$ 33	7520-7460	JNC2413
just above 45T2.1a	<i>Dosinella penicillata</i>	<i>in situ</i>	f	inf. deep	md, 5-30	7539 $\pm$ 34	8010-7940	JNC2414
just above 45T2.1	<i>Dosinella penicillata</i>	ind.	f	inf. deep	md, 5-30	7432 $\pm$ 54	7940-7830	JNC3642
5cm beneath 45T2.1	<i>Dosinella penicillata</i>	<i>in situ</i>	f	inf. deep	md, 5-30	7243 $\pm$ 33	7720-7660	JNC2415
10cm beneath 45T2.1	<i>Dosinella penicillata</i>	<i>in situ</i>	f	inf. deep	md, 5-30	7293 $\pm$ 53	7790-7680	JNC3641
13cm above 57T3.3	<i>Dosinella penicillata</i>	<i>in situ</i>	f	inf. deep	md, 5-30	6431 $\pm$ 32	6950-6860	JNC2416
10cm above 57T3.1	<i>Dosinella penicillata</i>	<i>in situ</i>	f	inf. deep	md, 5-30	6581 $\pm$ 33	7150-7050	JNC2417
57T3.1	<i>Dosinella penicillata</i>	art./ind.	f	inf. deep	md, 5-30	6567 $\pm$ 32	7140-7040	JNC2418
5cm above 57T2.2	<i>Pitar lineolatum</i>	<i>in situ</i>	f	inf.shal.	sm, <70	6968 $\pm$ 33	7490-7430	JNC2419
8cm beneath 57T2.2	<i>Dosinella penicillata</i>	<i>in situ</i>	f	inf. deep	md, 5-30	6918 $\pm$ 33	7460-7400	JNC2420
10cm above 57T2.1	<i>Clementia vatheleti</i>	<i>in situ</i>	f	inf.shal.	sm, <140	7178 $\pm$ 34	7660-7610	JNC2421
13cm beneath 57T2.1	<i>Dosinella penicillata</i>	art./ind.	f	inf. deep	md, 5-30	7235 $\pm$ 33	7720-7660	JNC2422
5cm above 57T2	<i>Dosinella penicillata</i>	<i>in situ</i>	f	inf. deep	md, 5-30	7565 $\pm$ 33	8040-7960	JNC2423

Occurrence; ex.: exotic, ind.: indigenous, art.: articulated specimen

Preservation; f: fresh, sl: slightly abraded, frg: fragmentation

Life habitat group; inf: infaunal bivalve, inf. shal.: infaunal shallow burrowed bivalve, inf. deep: infaunal deep burrowed bivalve. Substrate; rb: rocky bottom, ss: sand bottom, sm: sandy mud bottom, md: mud bottom.

東濃地科学センターの加速器質量分析計で測定。暦年較正は海洋リザーバー効果を 400 年 (Hideshima *et al.*, 2001) と仮定。

All data were determined by AMS at Tono Geoscience Center, JNC. Marine reservoir effect was assumed to 400 yrs (Hideshima *et al.*, 2001).

図 3 Loc. 45 における T2.1, T2.2 津波堆積物の岩相

T2.1 津波堆積物(湾の長軸に直交する断面)は、4つのユニット(Tna~Tnd)からなる。上位に砂層 T2.1a が見える。T2.2 津波堆積物(海一陸方向に平行な断面)は、右が海側。グリッド間隔 50 cm。

Fig. 3 Sedimentary structures of the T2.1 and T2.2 Tsunami deposits at Loc. 45

T2.1 Tsunami deposit(perpendicular section to the long axis of the bay)is composed of four units(Tna-Tnd). T2.2 Tsunami deposit is shown in parallel section to the long axis of the bay (right side is seaward). Grid interval 50 cm.

図 4 T2.1, T2.2, T3 津波堆積物の粒度分布

Loc. 58 は Loc. 45 の約 750 m 陸側 (図 1-C). 写真のピンの位置で厚さ 1 cm の地層を採取して分析.

アンチデューン (Cheel, 1990 ; Araya and Masuda, 2001) からわかる (図 2, 図 3). 上部はしばしば侵食されているが, 侵食されずに残っている範囲では上方細粒化することが多く, 上面は植物片に富んだ粘土質のラミナに覆われることがある.

ユニット Tnb : ユニット Tna を削り込んで覆う粗粒～細粒砂層 (最大層厚 25 cm) で, くさび型斜交葉理やハ

ンモック状斜交層理 (HCS : Harms *et al.*, 1975 ; Cheel and Leckie, 1993) が発達し, 植物片に富んだ粘土質のラミナによって層厚数 cm 程度のサブユニットに分けられる (図 2～図 4). これらのサブユニットのうち, 通常ユニットの中部にある 1 ないし 2 枚が顕著に粗粒で, 礫 (最大で長径 100 cm 以上) や貝化石の集積密度が高い (図 3, 図 4 では白っぽい縞に見える). このサブユニッ

Fig. 4 Grain-size distributions of the T2.1, T2.2 and T3 Tsunami deposits

Loc. 58 is about 750 m landward of Loc. 45 (Fig. 1-C). Samples (1 cm-thick strata) were taken from the horizons of colored pins at 1 or 2 cm interval.

トが各津波堆積物の中で最も粗粒な部分となる。陸と海の両方向の古流向が堆積構造から復元される(図3)。

ユニット Tnc : ユニット Tnb から漸移する植物質ラミナとシルト質砂層の細互層で、全体として上方細粒化し、層厚は数 cm ~ 10 cm である。

ユニット Tnd : ユニット Tnc から漸移し、木片(最大径 10 cm 以上)が層状に密集する砂質シルト層で、層厚は数 cm ~ 15 cm である。

IV. 粒 度 分 析

1. 試料と分析方法

3 枚の津波堆積物について、垂直方向に層厚 1 cm または 2 cm ごとに、厚さ 1 cm に切り出した地層を採取した。分析試料数は以下のとおりである。T2.1 津波堆積物では、Loc. 45 で厚さ 50 cm の地層から 25 試料、Loc. 58 で厚さ 42 cm の地層から 20 試料を採取した。T2.2 津波

堆積物では、Loc. 45 で厚さ 27 cm の地層から 15 試料、Loc. 58 で厚さ 35 cm の地層から 20 試料を採取した。T 3 津波堆積物では、Loc. 45 で厚さ 24 cm の地層から 24 試料、Loc. 58 で厚さ 33 cm の地層から 33 試料を採取した。なお、Loc. 45 の T2.1 津波堆積物については、その直上の砂層 T2.1a を含めて試料を採取した。

得られた試料に対して、含泥率測定と砂の粒度分析を行った。含泥率 (mud content) は、試料を 250 メッシュ (開口径 0.063 mm) の篩で洗浄し、それより細かい粒子の重量比から求めた。粒度分析は、洗浄後の試料、つまり最初に採取した試料のうち砂サイズの粒子のみについて、沈降天秤法によって行った。沈降管は内径 14 cm、長さ 180 cm で、水面から電子天秤の受け皿までの距離は 150 cm である。試料投入後に受け皿に集積する粒子の重さは自動的にコンピュータに記録され、そのデータから粒度分布を求めた。得られた粒度分布から中央粒径値 (median)、分級度 (sorting) を求めた (図 4)。分級度はモーメント法によって計算した。津波堆積物の下位と上位の泥層から採取した試料のうち、含泥率が 60% を超えるものについては洗浄後の砂の量が少ないため、含泥率の分析のみを行った。

2. 垂直方向の粒度分布の変化

垂直方向での粒度分布の変化は、3 枚の津波堆積物で陸側・海側ともに共通した特徴をもつ (図 4-A, 4-B)。ユニット Tna は含泥率が顕著に高く、分級が相対的に悪いことが特徴で、上方へ含泥率が減少するとともに分級はよくなる。

ユニット Tnb は含泥率が低く、分級がよいことが特徴である。ユニット Tnb を構成する個々のサブユニットの中で、3 つのパラメータは規則的な垂直変化を示す。中央粒径値からは、逆級化を示す下半部と正級化を示す上半部のセットが読み取れる。このセットにおける中央粒径値の変化パターンは、細粒物質の谷で上下を挟まれた山型を示す (図 4)。分級は、逆級化部の上部から正級化部の下部でよく、その上下で悪い傾向がある。含泥率は逆級化部では上方へ 5~10% 程度に減少し、正級化部では上方へ 20% 程度にまで増加する。ユニット Tnb 全体の粒度分布の垂直変化は、山型の形態を示すサブユニットの繰り返しを反映して鋸歯状の形態を示す (図 4)。また、中部に挟まるサブユニットが特に粗粒で、そこから上位へいくほど細粒なサブユニットが順次重なる。そのため、このユニット全体における中央粒径値の垂直分布は、真ん中の鋸歯が膨らんだ紡錘型の包絡線を描くことが多い。また、分級は上位のサブユニットほど

よくなるが、細粒な最上部のサブユニットで急に悪くなる。

ユニット Tnc は、中央粒径値が小さく、含泥率が高く、分級が悪いことで、ユニット Tnb とは区別される。ユニット Tnb からの移り変わりは、急激であることが多い。ユニット全体として、上方へ細粒化、分級の悪化、含泥率の増加傾向が認められる。

ユニット Tnd は、ユニット Tnc よりもさらに中央粒径値が小さく、含泥率が高い。それらの値は各津波堆積物の下位に見られる内湾性の泥層の値に近い。

なお、Loc. 45 で見られる砂層 T2.1a は、T2.1 津波堆積物との間に厚さ約 5 cm の均質なシルト層を挟んで堆積している。このシルト層は、中央粒径値や分級が垂直方向に不変で、通常時の内湾堆積物と考えられるので、砂層 T2.1a は T2.1 津波堆積物とは別のイベント堆積物である。

3. 水平方向の粒度分布の変化

3 枚の津波堆積物は、いずれも陸側の Loc. 58 (図 4-B) の方が Loc. 45 (図 4-A) よりも含泥率が高く、砂粒子は細粒で分級がよい傾向がある。これらの粒度分布の水平方向の変化は、露頭で礫や大型の貝化石の含有率が海側から陸側へ減少することとよく対応している。また、陸側へ細粒化して分級がよくなることを反映して、中央粒径値の垂直変化に見られる鋸歯状の重なりは、陸側の Loc. 58 で振幅が小さくなる。

V. 考 察

1. 鋸歯状パターンの形成プロセス

ここでは、ユニット Tnb で顕著に見られる鋸歯状パターンの形成プロセスを考察する。

まず、鋸歯状パターンを構成する逆級化—正級化構造を持つ個々のサブユニットの形成プロセスを考察し、それを図 5 に概念的に示す。各サブユニットは上・下面を HCS の一次侵食面で区切られており (図 3)、下位層を削り込んで覆い、逆級化する下部、それから漸し正級化する上部からなる。これはエネルギー状態が次第に低下する 1 回の堆積サイクルを表していると考えられる。

HCS を伴う地層に見られる逆級化構造の成因に関する有力な説明としては、トラクションカーペット (Lowe, 1982, 1988) と transport-lag (Hand, 1997) がある。前者は、逆級化構造の形成に混濁流の中での垂直方向の速度勾配と粒子の衝突による分散圧を重視している。一方、後者は速度勾配がある流れの中で、細粒物質は流れの上部に浮いて速く、粗粒物質は流れの下部に沈んで遅く運

図 5 ユニット Tnb 中のサブユニットの形成プロセス

A: 複合流による逆級化部の形成。

B: 泥粒子の沈積による正級化部の形成。

C: 次の波動（または引き波）による、新たな逆級化部の形成。

Fig. 5 Formative process of the inverse-normal graded subunit in unit Tnb

A: Deposition of the inverse graded interval by combined flow.

B: Deposition of normal graded interval resulting from suspension fallout.

C: Formation of new inversely graded interval resulting from following high-density flow.

ばれるために、先に到着した細粒物質が堆積した上に粗粒物質が順次重なって逆級化構造ができると考えている。ここで議論する含泥率が高く、粒径のバリエーションが広いサブユニットに見られる逆級化構造の説明としては、どちらも可能性があり、両者が同時に働くかもしれない。この過程では、HCSが示すように一方向流と振動流が組み合わさった複合流となって混濁流が流れてくる。複合流によって吹き分けと再堆積が繰り返す、その結果、細粒物質が洗い流されて含泥率が低下する一方で、分級はよくなる（図 5-A）。

むしろ重要なことは、サブユニット上部の含泥率の高い正級化部である。これは、混濁流（波動）が停滞して浮かんではいらなくなった細粒物質が逆級化部の上に沈積したものと考えられる（図 5-B）。ここで泥粒子とした 0.063 mm 以下の粒子は静水中でも 10^{-1} mm/s のオーダーでしか沈降せず（Rubey, 1933; Gibbs *et al.*, 1971）,

泥粒子を多く含む粘性のある流体中ではよりゆっくりと沈降する。したがって、含泥率が 20% もあり、かつ密度が小さい植物片を多量に含む堆積層が形成されるには、波動がかなり長い間停滞している必要がある。

次の混濁流が到達すると、新たな逆級化ユニットが形成されはじめる（図 5-C）。前の混濁流の名残で浮遊している泥粒子を巻き込んだり、下位層上部を削り込みながら混濁流が到達することで、逆級化ユニット下部の含泥率は高くなる。引き続き複合流によって、逆級化部の形成が進む（図 5-A）。

以上のように、ユニット Tnb に見られるサブユニットが重なった鋸歯状パターンが形成されるには、泥粒子が十分に沈積するだけの長い静穏期を挟んで波動（混濁流）が繰り返して到着することが必要である。この繰り返す波動は、古流向のデータからは up-flow（押し波）と return-flow（引き波）の繰り返しのことが多い。

2. 津波波形からの解釈

ユニット Tna から Tnd までの粒度分布の垂直変化を、南関東沖に波源を持ち、波形記録が残っている 1923 年関東地震津波（M 7.9）の波形（図 6-A）と比較して解釈する。ここで波形とは、波の振幅と周期の記録のことである。この津波波形は、三浦半島を挟んで波源の反対側にある横須賀（図 1-B）で記録されたもので、そのために波の規模が小さく、また干潮に当たるので次第に潮位が下がるように見えることに、注意が必要である。また、津波としての 2 つの重要な特徴がある。一つは波の周期が 10～15 分と長いことで、これは波源の規模と水深によって規定されている（宇津編, 1987）。津波は、日本近海でのストームによる波（周期 10～20 秒）とは桁違いに長周期の波動である。もう一つは、振幅の最も大きい波が第 2 波以降にあることで、それは波源に面した相模湾周辺での目撃記録（土木学会, 1926）ともよく一致している。これは、深海にある波源から陸へ向かって伝播する津波が、急に浅くなる陸棚などで反射することによるもので、エッジウェーブとして知られている（*e.g.* 渡辺, 1998）。この津波は、波源に面した場所では非常に大きく、古巴湾の湾口近くに当たる洲崎や布良（相浜）（図 1-C）での最大波高はそれぞれ 8.1 m と 7.1 m であった（土木学会, 1926）。つまり、古巴湾周辺では関東地震の際に、最大波高 8 m に達する津波が 10～15 分間隔で繰り返して襲来した。このような津波を想定して、以下の解釈を行う。

ユニット Tna は、下位層であるシルト層から巻き込んだ物質が含まれて分級が悪いので、津波の初期の波で

運び込まれた堆積物と考えられる。古流向からは押し波が卓越したと考えられるが、下位層を削り込んでいるので第1波かどうかは即断できない。

ユニット Tnb は、上述のように泥粒子が沈積する長い停滞期を挟んで礫などを動かし、HCSを形成する強い波動が繰り返すことで形成された。このような鋸歯状構造の形成は、1923 年関東地震津波と同様な周期が 10 分オーダー (up-flow と return-flow が 5 分オーダーで繰り返す) の津波であれば可能であろう。また、上位のサブユニットほど分級がよく、含泥率が低いことは、波動による侵食・堆積の繰り返して吹き分けが進んだことによる。さらに、粗粒なサブユニットほど相対的にエネルギーの大きな波動で形成されたとすれば、ユニットの中部にある最も粗粒なサブユニットが一連の波のうち、最大波で形成されたと解釈できる。これは、最大波が第2波以降に到達する津波の波形と調和的である。さらに、最も粗粒なサブユニットから上位へ、順次細粒なサブユニットが重なる構造は、規模の小さい後続波で形成されたと解釈できる。ユニット Tnb 最上部の分級が

悪く、含泥率が高いサブユニットは、波動が弱まり、物質の運搬よりも沈積が相対的に増えたために形成されたと考えられる。

ユニット Tnc も、砂質シルト層を形成する流れと、植物片に富んだラミナが堆積する停滞期が長周期で繰り返したことを示している。個々のラミナがユニット Tnb のサブユニットよりも細粒で薄いことから、相対的に弱い波動で形成されたと考えられ、津波の終盤の弱い波動による堆積物と解釈される。分級が悪く、含泥率が高いのは、浮遊していたさまざまな粒径の物質が沈積したためであろう。ユニット Tnd は、津波の波動が収まった後に浮遊物質がゆっくりと沈積したものである。

粒度分布の湾口 (Loc. 45)―湾奥 (Loc. 58) 方向の変化は、さまざまな粒径の物質が混合した混濁流が、海側から陸側へ順次、粒径の大きい物質を堆積させながら流れたこと、海側では細粒物質の洗い出しが卓越するが、陸側ではそれらの堆積が卓越したことによると解釈できる。そして、堆積物がおもに海側から供給されたことがわかる。

図6 津波とストームの波形の比較

A: 横須賀 (図1-B) で記録された 1923 年関東津波の波形 (土木学会, 1926)。

B: 大阪湾で記録された 20 世紀最大級の 1950 年ジェーン台風による高潮の波形 (宮崎, 1971)。

Fig. 6 Comparison of waveforms between the tsunami and storm surge

A: Waveforms of 1923 Kanto Tsunami recorded at Yokosuka (Fig. 1-B) (Japan Soc. Civil Engineers, 1926).

B: Storm surge of the 1950 "Jane Typhoon" recorded in the Osaka bay, west Japan (Miyazaki, 1971).

3. ストーム堆積物との違い

津波とストームの波形の違いは、堆積物の粒度分布の垂直変化にも現れると考えられる。ストームによる堆積物には特徴的な HCS が見られることがよく知られている。しかし、1 枚のストーム堆積物中での粒度分布の垂直変化については、分級がよく、波の減衰過程での堆積を反映して、全体として上方細粒化する (e.g. Swift *et al.*, 1983; Saito, 1989; Duke *et al.*, 1991; Cheel and Leckie, 1993; Meldahl, 1993) という一般的なこと以外は知られていない。ただし、ここで取り上げた砂礫層のように、中央粒径値・含泥率・分級度が周期的に変化し、含泥率の高い層で区切られた鋸歯状の垂直変化を示すような特徴は、ストーム堆積物では知られていない。

このような違いは、津波とストームの波形の比較 (図 6-A, -B) から解釈できる。ストーム時の波浪の周期は、日本列島の太平洋沿岸では 10 秒から長くとも 20 秒ほどで、津波の 1/100 程度である。これでは波動の合間に多量の泥粒子の沈積は起こらず、ユニット Tnb をサブユニットに細分する含泥率の高い層を作ることとは不可能であろう。

高潮堆積物についても、粒度分析のデータは乏しい。高潮の波形は 1~2 時間かけて起こる潮位上昇があり、そこにストーム波が重なる (図 6-B)。砂粒子や礫を動かすには、ゆっくりした潮位上昇ではストリームパワーが足りず、高潮堆積物を作るのは短周期のストーム波の方

である。したがって、高潮でも強い波動の間に多量の泥粒子が沈積することを説明できない。

一方、津波の水位上昇は数分以内に起こり、1923 年関東津波のように波高が 8 m もあるような波であれば、内湾に HCS をもった粗粒堆積物を形成することができ、しかも長周期の波動の合間に大量の泥質粒子が降下することを説明できる。

エッジウェーブについては、陸棚より深い海水が強制進行させられる大規模なストームや高潮では小規模ながら起こりうる。しかし、ここで述べたような大規模なエッジウェーブを持つ高潮は知られていない。

4. 現世および歴史津波堆積物との比較

粒度分布の鋸歯状の垂直変化は、現世および歴史上確認されている遡上型の津波堆積物にも認められる。1992 年の Flores 津波によって、インドネシアの小川沿いの低地に堆積した厚さ約 30 cm の津波堆積物に対して行われた 37 個の粒度分析結果 (Shi *et al.*, 1995) では、津波堆積物の中部で最も粒径が大きく、そこから上方へ順次細粒なユニットが重なる。また、分級は粒径と調和して良一不良を繰り返しつつ上方へ次第によくなる。また、1755 年リスボン地震津波によって、ポルトガル南部 (Dawson *et al.*, 1995) とイギリス南部 (Foster *et al.*, 1991) のラグーンに堆積した津波堆積物でも、これとよく似た粒度分布が得られている。ポルトガルの例では層厚 22 cm、イギリス南部の例で層厚 32 cm の津波堆積物

図 7 津波堆積物の粒度分布および遡上範囲と津波波形との模式的関係
堆積場ごとに特有の粒度分布ができ、外海とつながっている内湾では、より連続した波形が記録される。

Fig. 7 Schematic relationship between grain-size distribution, run-up distance, and tsunami waveform
Tsunami deposits have characteristic grain-size distribution corresponding to the depositional environments.
Continuous record of waveform can be expected in the bay connected directly with open sea.

がそれぞれ層厚 1 cm 間隔で粒度分析された。カナダ太平洋岸の湿地から報告された 1964 年アラスカ地震津波や 1700 年カスカディア地震津波の堆積物も、層厚は数 cm と薄いものの、複数のユニットからなる (Benson *et al.*, 1997; Clague *et al.*, 2000)。彼らはこれを正級化するラミナの重なりと考えたが、Benson *et al.* (1997) の Fig. 6 および Clague *et al.* (2000) の Fig. 6 に示された写真を詳しく見ると、少なくとも一部のラミナは逆級化—正級化構造を持っている。

津波堆積物に見られる鋸歯状の粒度分布を、津波の波形と結びつけるアイデアは、1992 年 Flores 津波堆積物 (Shi *et al.*, 1995)、1964 年アラスカ地震津波堆積物 (Benson *et al.*, 1997; Clague *et al.*, 2000)、1755 年リスボン地震津波堆積物 (Foster *et al.*, 1991) についても検討された。また、津波堆積物の中で相対的に粗粒なユニットが一連の津波の中で大きい波に相当することも、1993 年北海道南西沖津波堆積物 (Nanayama *et al.*, 2000) や 1755 年リスボン地震津波堆積物 (Foster *et al.*, 1991) について考えられたことがある。同様の解釈は、ノルウェー海で 8,000 yrs BP 頃に発生した巨大海底地すべり (Storegga slide) による津波堆積物についても行われた (Dawson *et al.*, 1991; Bondevik *et al.*, 1997)。その津波堆積物が植物片に富む薄層を挟んで 5 枚のユニットに区分され、下から 4 枚目の相対的に粗粒なユニットを挟んで上位ほど細粒のユニットが重なることから、この津波は第 1 波と第 4 波が相対的に大きかったと考えられている (Dawson *et al.*, 1991)。

しかし、これらの研究では、鋸歯状の粒度分布が津波の波形とよく似ていると指摘するに留まり、その詳しい記載や形成プロセスは議論されなかった。図 7 にはこれらのアイデアを本研究の成果を加えて発展させ、津波波形、粒度特性の垂直および水平分布、津波堆積物の遡上範囲、の関係を模式的に示した。この図では、簡略化のために個々のサブユニットが押し波に対応するとして描いてある。津波の波形が粒度特性における鋸歯状の垂直分布として記録されること、第 2 波以降に現れる相対的に大きな波 (エッジウェーブ) が粗粒で厚い堆積ユニットを形成すること、そして大きな波ほどより内陸側まで堆積物を運ぶことがわかる。また、この図は、陸上では砂州や砂丘などの障壁を超える少数の大きい波しか堆積物として記録されないが、そのような障壁がなく、常に海とつながっている内湾では、より連続した波形が堆積物に記録され、津波堆積物の特徴を捉えやすいことも示している。

VI. 結 論

本研究では、千葉県館山市に分布する内湾の浅海底に堆積した津波堆積物に、高解像度の粒度分析を適用した。それらの結果と世界各地の津波堆積物の粒度分析との比較・考察から、以下のことがわかった。

1. 津波堆積物は、粒度分布の垂直変化に基づいて、津波の始まりから終わりまでの各段階に対応した $T_{na} \sim T_{nd}$ の 4 つのユニットに区分できる。

2. ストーム堆積物との識別において、特に重要なことはユニット T_{nb} の存在で、それは逆級化—正級化構造をもつサブユニットが重なった鋸歯状の粒度分布の垂直変化を示す。

3. 個々のサブユニットは、上下を HCS の一次侵食面で区切られ、それぞれ 1 サイクルの波動 (混濁流) の減衰過程で堆積したものと考えられる。下半分の逆級化部は、トラクションカーペットあるいは transport-lag であり、上部の含泥率の高い正級化部は、波動が停滞している間に泥粒子が沈積して形成された。

4. サブユニットの重なりは、含泥率の高い層が堆積する長い停滞期を挟んで、高エネルギーの波動が繰り返して到達したことを示す。この停滞期の説明は、ストームの波動 (周期 10~20 秒) では困難だが、津波の波動 (周期 10 分オーダー) ならば可能である。

5. 津波堆積物の中で、ユニット T_{nb} の中部に挟まれるサブユニットが顕著に粗粒で、このサブユニットが一連の波動中の最大波で形成されたと解釈できる。

6. 粒度分布の鋸歯状の垂直変化や、中部に最も粗いサブユニットを挟む構造は、陸上に遡上した津波堆積物にも見られる。

7. 上述した粒度分布の垂直変化は、水深と波源の大きさによる 10 分オーダーの周期と、陸棚での反射による最大波の第 2 波以降の到達を特徴とする深海において発生する津波の波形とよく調和している。

謝辞 京都大学大学院理学研究科の増田富士雄教授との議論は本稿の修正に大変有益でした。(株)大和地質研究所の布施圭介氏には現地調査を、京都大学大学院理学研究科の松本 弾氏には粒度分析を手伝っていただいた。核燃料サイクル開発機構東濃地科学センターのペレトロン担当諸氏には、 ^{14}C 年代測定をしていただいた。いくつかの図の作成には、東濃地科学センターの郡谷順英氏に協力いただいた。査読者の信州大学理学部の村越直美博士による指摘は、本稿の改善に有益でした。記して

感謝します。

引用文献

- Araya, T. and Masuda, F. (2001) Sedimentary structures of antidunes. An overview. *Jour. Sed. Soc. Japan*, 53, 1-15.
- 浅田 昭 (2000) 日本周辺の 500 m メッシュ海底地形データとビジュアル編集プログラム. 海洋調査技術, 12, 21-33.
- Benson, B. E., Grimm, K.A. and Clague, J.J. (1997) Tsunami deposits beneath tidal marshes on north-western Vancouver Island, British Columbia. *Quat. Res.*, 48, 192-204.
- Bondevik, S., Svendsen, J.I. and Mangerud, J. (1997) Tsunami sedimentary facies deposited by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes, western Norway. *Sedimentology*, 44, 1115-1131.
- Cheel, R.J. (1990) Horizontal lamination and the sequence of bed phases and stratification under upper-flow-regime conditions. *Sedimentology*, 37, 517-529.
- Cheel, R.J. and Leckie, D.A. (1993) Hummocky cross-stratification. *Sed. Rev.*, 1, 103-122.
- Clague, J.J., Bobrowsky, P.T. and Hutchinson, I. (2000) A review of geological records of large tsunamis at Vancouver Island, British Columbia, and implications of hazard. *Quat. Sci. Rev.*, 19, 849-863.
- Dawson, A.G., Foster, I.D.L., Shi, S., Smith, D.E. and Long, D. (1991) The identification of tsunami deposits in coastal sediment sequences. *Sci. Tsunami Hazards*, 9, 73-82.
- Dawson, A.G., Hindson, R., Andrade, C., Freitas, C., Parish, R. and Bateman, M. (1995) Tsunami sedimentation associated with the Lisbon earthquake of 1 November AD 1755: Boca do Rio, Algarve, Portugal. *Holocene*, 5, 209-215.
- 土木学会 (1926) 水位の変化並に津浪. 「大正十二年関東大地震震害調査報告 (第 1 巻) 河川・灌漑・砂防・運河・港湾の部. 電気関係土木工事の部」: 116-118.
- Duke, W.L., Arnott, R.W.C. and Cheel, R.J. (1991) Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: new insight on a stormy debate. *Geology*, 19, 625-628.
- Foster, I.D.L., Albon, A.J., Bardell, K.M., Fletcher, J.L., Jardine, T.C., Mothers, R.J., Pritchard, M.A. and Turner, S.E. (1991) High energy coastal sedimentary deposits; an evaluation of depositional processes in southwest England. *Earth Surface Proc. Land.*, 16, 341-356.
- 藤原 治・増田富士雄・酒井哲弥・入月俊明・布施圭介 (1999) 房総半島と三浦半島の完新統コアに見られる津波堆積物. 第四紀研究, 38, 41-58.
- Fujiwara, O., Masuda, F., Sakai, T., Irizuki, T. and Fuse, K. (2000) Tsunami deposits in Holocene bay mud in southern Kanto region, Pacific coast of central Japan. *Sed. Geol.*, 135, 219-230.
- 藤原 治・鎌滝孝信・酒井哲弥・布施圭介・増田富士雄・田村 亨 (2002) 津波堆積物を識別する堆積シーケンスモデル—南関東の内湾の例—. 日本地質学会第 109 年学術大会講演要旨, 100.
- 藤原 治・鎌滝孝信 (2003) ^{14}C 年代測定による堆積年代の推定における堆積学的時間平均化の重要性. 第四紀研究, 42, 27-40.
- Gibbs, R. J., Matthews, M. D. and Link, D. A. (1971) The relationship between sphere size and settling velocity. *Jour. Sed. Petrol.*, 41, 7-18.
- Hand, B.M. (1997) Inverse grading resulting from coarse-sediment transport-lag. *Jour. Sed. Res.*, 67, 124-129.
- Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R. and Walker, R.G. (1975) *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences*. 161 p, SEPM Short Course, 2.
- Hideshima, S., Matsumoto, E., Abe, O. and Kitagawa, H. (2001) Northwest Pacific marine reservoir correction estimated from annually banded coral from Ishigaki island, southwest Japan. *Radiocarbon*, 43, 473-476.
- 広瀬宗一・高橋智晴 (1983) 沿岸波浪の出現, 特性 (その 2). 第 30 回海岸工学講演会論文集, 168-172.
- 井島武士 (1960) 海岸・港湾測量. 169 p, 地人書館.
- INA 新日本土木研究所 (1972) 東京湾口調査成果整理報告書, 漂砂編. 124 p.
- 気象庁 (2001) 潮位表 (平成 14 年). 290 p.
- Lowe, R.D. (1982) Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Jour. Sed.*

- Petrol.*, 52, 279-297.
- Lowe, R.D. (1988) Suspended-load fallout rate as independent variable in the analysis of current structures. *Sedimentology*, 35, 765-776.
- 増田富士雄・牧野泰彦 (1987) 古東京湾のウェーブリップル形成の波浪条件. 地学雑誌, 96, 23-45.
- Meldahl, K.H. (1993) Geographic gradients in the formation of shell concentrations: Plio-Pleistocene marine deposits, Gulf of California. *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 101, 1-25.
- 箕浦幸治・中谷 周 (1990) 津軽十三湖および周辺湖沼の成り立ち. 地質学論集, 36, 71-87.
- 箕浦幸治・Gusiakov, V.G.・Kurbatov, A. (1993) カムチャッカ半島海域の完新世に挟在する津波堆積物. 歴史地震, 9, 135-141.
- 宮崎正衛 (1971) 津波と高潮. 海洋物理Ⅲ, 海洋科学基礎講座 3, 東海大学出版会, 255-323.
- 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.
- Nanayama, F., Shigeno, K., Satake, K., Shimokawa, S., Koitabashi, S., Miyasaka, S. and Ishii, M. (2000) Sedimentary differences between the 1993 Hokkaido-nansei-oki tsunami and the 1959 Miyakojima typhoon at Taisei, southwestern Hokkaido, northern Japan. *Sed. Geol.*, 135, 255-264.
- 七山 太・牧野彰人・佐竹健治・古川竜太・横山芳春・中川 充 (2001) 釧路市春採湖コア中に認められる千島海溝沿岸域における過去 9,000 年間に生じた 20 層の津波イベント堆積物. 活断層・古地震研究報告, 1, 233-249, 産業技術総合研究所.
- Nishimura, Y. and Miyaji, N. (1995) Tsunami deposits from the 1993 Southwest Hokkaido earthquake and the 1640 Hokkaido Komagatake eruption, northern Japan. *PAGEOPH*, 144, 3/4, 719-733.
- 西村裕一・宮地直道 (1996) 台風 24 号 (1994 年 9 月) に伴う高潮の堆積物に関する調査. 北海道地区自然災害科学資料センター報告, 10, 15-26.
- Rubey, W.W. (1933) Settling velocities of gravel, sand, and silt particles. *Amer. Jour. Sci., 5th Ser.*, 25, 325-338.
- Saito, Y. (1989) Modern storm deposits in the inner shells and their recurrence interval, Sendai Bay, northeast Japan. Taira, A. and Masuda, F. (eds.) *Sedimentary facies in the active plate margin*: 331-344, TERRA Sci. Pub., Tokyo.
- Shi, S., Dawson, A.G. and Smith, D.E. (1995) Coastal sedimentation associated with the December 12th, 1992 Tsunami in Flores, Indonesia. *PAGEOPH*, 144, 3/4, 525-536.
- 重野聖之・七山 太・立石雅昭 (2002) 津波堆積物の堆積相と粒度組成から復元された津波の遡上過程. 月刊地球, 280, 685-691.
- Shimazaki, K. and Nakata, T. (1980) Time-predictable recurrence model for large earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, 7, 279-282.
- 穴倉正展 (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, 1, 273-285, 産業技術総合研究所.
- 穴倉正展・原口 強・宮内崇裕 (2001) 房総半島南西部岩井低地の離水海岸地形からみた大正型関東地震の発生年代と再来間隔. 地震 2 輯, 53, 357-372.
- Stuiver, M. and Reimer, P.J. (1993) Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon*, 35, 215-230.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G. S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plicht, J. and Spurk, M. (1998) INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon*, 40, 1041-1083.
- Swift, D.J.P., Figueiredo, A.G., Freeland, G.L. and Oertel, G.F. (1983) Hummocky cross-stratification and megaripples: a geological double standard? *Jour. Sed. Petrol.*, 53, 1295-1317.
- 宇津徳治編 (1987) 地震の辞典. 568 p, 朝倉書店.
- 渡辺偉夫 (1998) 日本被害津波総覧 (第 2 版). 238 p, 東京大学出版会.

Grain-size Distribution of Tsunami Deposits Reflecting the Tsunami Waveform: An Example from a Holocene Drowned Valley on the Southern Boso Peninsula, East Japan

Osamu Fujiwara*¹, Takanobu Kamataki*¹ and Toru Tamura*²

Tsunami deposits in an early Holocene drowned valley on the southern Boso Peninsula, Pacific coast of east Japan, comprise a stack of four units, Tna, Tnb, Tnc, and Tnd.

Unit Tna is composed of poorly sorted coarse to very coarse sand with high mud content, and erosionally it overlies the bay mud. This unit was deposited under the influence of landward paleocurrents in an upper flow regime, forming plane beds and antidunes.

Unit Tnb consists of a stack of several subunits and well reflects the tsunami waveform in detail. Each subunit, bounded by first-order erosion surfaces of hummocky cross-stratification, is attributed to a oscillating high-density current. The subunits are composed of lower inverse and upper normal graded intervals. Sorting becomes best in the middle horizon of the subunits. Mud content decreases upward in the inverse graded interval, and increases upward up to 20% in the normal graded interval. The inverse graded interval seems to be traction carpet and/or transport-lag. The normal graded interval suggests a long stagnant stage of current, which allows

fallout of mud particles. Paleocurrents, reconstructed from the sedimentary structures, show that each subunit corresponds to the up-flow and/or return-flow.

The stack of subunits showing saw-toothed curve in grain-size parameters indicates the oscillation of high-energy currents with long period. This long period oscillating flow can be explained by a tsunami with a 10-minute order wave period. An extremely coarse-grained subunit intercalated in the middle horizon of unit Tnb can be explained as deposition from the largest wave of a tsunami wave train. Delayed arrival of the largest wave in a wave train is due to edge wave effect, indicating reflection on the continental shelf, and is a remarkable feature of tsunami that originate in deep ocean.

Unit Tnc also shows cyclic deposition of plant debris laminae and poorly sorted sandy silt layers, and is attributed to the relative small waves in the later stage of a tsunami.

Unit Tnd is composed of sandy silt layer including subsequent sinking of wood and plant debris after the tsunami.

*1 Tono Geoscience Center, Japan Nuclear Cycle Development Institute. 959-31 Jorinji, Izumi-cho, Toki, 509-5102, Japan. E-mail: [REDACTED]

*2 Department Geology and Mineralogy, Graduate School of Science, Kyoto University. Kitashirakawa-Oiwake-cho, Sakyo-ku, Kyoto, 606-8502, Japan.