

静岡県西部沿岸で観察された津波堆積物と高潮堆積物

Historical tsunami deposits and storm deposits from western Shizuoka Prefecture, central Japan

小松原 純子 [1]; 藤原 治 [1]; 高田 圭太 [2]; 澤井 祐紀 [1]; アオン タン テイン [1]; 鎌滝 孝信 [3]

Junko Komatsubara[1]; Osamu Fujiwara[1]; Keita Takada[2]; Yuki Sawai[1]; Than Tin Aung[1]; Takanobu Kamataki[3]

[1] 産総研 活断層研究センター; [2] 復建調査設計; [3] 産総研・活断層研究センター

[1] Active Fault Research Center, AIST, GSJ; [2] FUKKEN CO.LTD.; [3] AFRC, GSJ/AIST

1. はじめに

伊豆半島から四国にかけての太平洋沿岸は南海トラフで起こる海溝型地震の被害をしばしば受けている。津波によってもたらされる砂礫層は条件によっては津波堆積物として地層中に保存されるため、津波堆積物と歴史地震を結びつける研究や、津波堆積物から歴史記録のない海溝型地震を復元する試みが行われている。しかし、特に南海トラフ沿岸のように海岸平野が狭いところでは、津波によって浸水するところは高潮によっても同様に浸水する場合があります、地層に残ったイベント堆積物が果たして津波によるものなのか、確実に識別することはむずかしい。

静岡県湖西市の沿岸では歴史上津波と高潮の両方の被害が知られている。この地域に被害を与えた津波は1498年の明応地震、1605年の慶長地震、1707年の宝永地震、1854年の安政地震による津波がある。特に1707年宝永地震の際の津波は東海道沿いの白須賀宿、およびその西の長谷集落に壊滅的な打撃を与え、両集落は再建不能となって段丘上の高台へと移転した。これに対し、浜名湖から渥美半島にかけての地域に被害を与えた高潮の記録は明応年間以8回あるが(荒川ほか、1961; 都司、1979; 斎田、1942)、被害程度はどれも1707年の津波には及ばない。本研究では白須賀宿と長谷集落の間の沿岸湿地でジオスライサーを用いて地層試料を採取し、堆積相の記載と炭素年代測定を用いて津波堆積物と高潮堆積物の特徴について明らかにすることを試みた。

2. 結果

調査場所は浜名湖の西に位置し、北側を更新世の段丘崖に、南側を浜堤に挟まれた幅100m強の細長い沿岸低地である。この低地は段丘崖から発達した小さな扇状地以外に陸側からの碎屑物供給経路を持たない。長さ2mのハンディジオスライサーと6mのロングジオスライサーを用いて計13本の地層試料を採取し、海浜堆積物とそれを覆う13世紀以降の沿岸湿地堆積物を得た。その中に最大7組のイベント堆積物が観察された。これを下位から上位へA-Gとすると、うちAとGは陸側へ向かって厚くかつ粗粒になり、亜角礫を伴うことから段丘崖由来の堆積物であると考えられる。

Cは段丘崖の麓まで連続し、淘汰の良い現在の海浜砂に類似した中粒砂からなる塊状の砂層(泥礫を含む)と、その上位の陸から海へ向かう古流向を示す細粒砂層(白雲母を大量に含む)からなり、間に白色粘土層を挟む。

B・E・FはCと同様に泥礫を含んだ海浜砂からなり、構造は塊状もしくは平行葉理を持ち、低地内で一枚の砂層として追跡できる。Dは海浜砂を主体とするが、カレントリップルをともなう数cm以下の薄い砂層が何層も重なったものであり、個々の砂層は側方に不連続である。

3. 解釈

イベント堆積物Cの特徴は、海側から砂が一回のイベントでもたらされ、その後いったん流れが停止し、引き続いて陸側から海側に向かう流れがあったことを示している。このような構造は数秒~20秒程度の周期で繰り返す風波で作られるとは考えにくい。一方、津波による長周期で反転する流れであれば、この構造を合理的に説明できる。上下の泥質堆積物に含まれる植物片の放射性炭素年代から、Cは1605年の慶長地震の津波に対比できることがわかった。

B・E・FとDの堆積相の違いは海浜砂をもたらした流れの性質が違ふことに起因すると考えられ、津波と高潮の違いを示しているのかもしれない。しかし現時点で津波と高潮の堆積物を区別するには、Cのように津波に特徴的な堆積構造をともなう場合を別として、地殻変動にともなう堆積相の変化や強震動を示す液状化の痕跡などの根拠が必要と思われる。