

南海・駿河および相模トラフ沿岸域における津波堆積物

産業技術総合研究所 活断層研究センター* 小松原 純子・藤原 治・鎌滝 孝信

Tsunami deposits along the Nankai, Suruga and Sagami Troughs

Junko KOMATSUBARA, Osamu FUJIWARA and Takanobu KAMATAKI

Active Fault Research Center, AIST, Site C7 1-1-1 Higashi, Tsukuba
Ibaraki, 305-8567 Japan

We compiled published data and our own preliminary survey results as a map showing the temporal and spatial distributions of tsunami deposits on the Pacific coast of Central to Southwest Japan along Nankai, Suruga and Sagami troughs. Historical and prehistorical tsunami deposits have been reported from at least 14 sites of coastal lowland including marshes, ponds, lagoons and excavated archaeological sites. Most of them have been found from cored samples with some exceptions of the emerged Holocene marine successions in a coseismically uplifted area.

Tsunami deposits have been recognized as coarse-grained beds mainly composed of sands and gravels in muddy host sediments. A major criterion for identifying the trace of tsunamis is correlation with historical records and coseismic crustal movements based on their ^{14}C ages. Reported tsunami deposits may include misidentified storm deposits, because the identification of the two is still difficult.

Our map shows following insights into the Holocene tsunami history in southwest Japan, though it involves above mentioned problems.

1) About 3000-year-long geological history have been revealed from several sites. They are composed of various types of tsunami deposit, from thin (< 10 cm) sand sheets to a conglomeratic mound exceeding 4 m thickness. The longest record, tracing back to nearly 10,000 years ago, was obtained along the Sagami Trough.

2) Many of the tsunami deposit were reported from eastern part of the target area. Relatively small amount of data were obtained from western area including Shikoku and Kyushu islands.

3) Recurrence intervals of tsunami deposits were generally calculated as 100-200 years at the shortest, in good agreement with historical records, although it is often longer than 500 years in prehistorical age. This apparent inconsistency is mainly attributed to the insufficient geological data.

More paleo-tsunami data from various depositional sites will improve our understanding of earthquake history of the region, in addition to (1) reliable criteria to recognize tsunami deposits, (2) precise age determination, (3) estimation of tsunami characteristics such as a wave source and inundation area.

§ 1. はじめに

南海トラフ・駿河トラフ・相模トラフ沿いでは、ユーラシアプレートに対してフィリピン海プレートが沈み込む過程で地殻に歪みが蓄積され、それが解放されることで巨大地震(海溝型地震)が発生している。この地震は、震源域の違いによって南海地震(高知から紀伊半島西部沖)・東南海地震(紀伊半島中部から愛知県東部沖)・東海地震(静岡県沖から駿河湾)と呼ばれる。相模湾沿いの海溝型地震は関東地震と呼ばれる。

これらの海溝型地震とそれに伴う津波は、関東から四国(おそらく九州まで)にかけて大きな被害を与えるため、防災上重要な研究対象である。特に南海トラフ・駿河トラフ沿いでは、今後数十年以内に海溝型地震が発生する確率が高いとされ、その発生時期や規模の予測が防災上重要視されている。

将来の海溝型地震と津波に備えるためには、発生時期だけでなく、発生した場合の地震・津波の規模や特徴(震度や津波波高の分布など)と、それに伴う被害状況を適切に予測することが重要である。こうし

* 〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1 中央第7

た予測のためには、過去に発生した地震と津波の規模や特徴を詳しく解明することが基礎情報となる。

日本では、地震と津波に関して1300年以上にわたる文書記録が残されており[渡辺(1998), 宇佐美(2003)], 世界的に見ても最も歴史地震の記録が充実している。そのため、例えば南海トラフと駿河トラフでは、概ね100年~150年間隔で海溝型地震と津波が発生したことが分かってきた。それでも、時代を遡るほど歴史記録は少なく曖昧になる。震源、地震・津波の規模、被害状況がある程度詳しく分かっている地震は、江戸時代以降に限られる。つまりある特定の海域について詳しい情報が得られている海溝型地震は、せいぜい2~3回程度である。

このように、海溝型地震に関しては、歴史記録だけでは対象とする期間の長さや、情報の質・量ともに限界がある。また、海溝型地震は陸上の活断層で発生する地震と異なり、トレンチ調査などによって直接的に発生間隔などを解析することが難しい。

こうした問題を解決する有力な方法として、海底の震源から離れた場所に残された陸の地層の記録を用いることが行われている。地層記録は、より長い期間にわたって海溝型地震の履歴を解明できる有力な情報である。例えば強い振動が発生した証拠である液状化痕が遺跡で見つかることがあり、それを指標とした地震の時期や震源の推定が行われている[寒川(1992, 1995, 2004)]。こうした「地震考古学」によって、歴史記録が裏付けられるとともに、歴史記録からは未知であった南海トラフの地震が見出された例もある。歴史記録と地層・遺跡の記録の照合と総合により、南海トラフなどでは主に7世紀以降について、海溝型地震の再来間隔のより正確な推定が進んできた[寒川(1995, 2004)]。

これに加えて最近では、津波の痕跡である津波堆積物を指標として、過去の海溝型地震の履歴が研究されるようになった[例えば、藤原ほか編(2004)]。地層に記録された津波堆積物は、遺跡の記録よりもさらに遡って長期間に渡る海溝型地震の履歴を復元できることがある。地震動が小さい割に大規模な津波を起こす「津波地震」については、液状化痕を指標とした調査は難しいが、津波堆積物はそうした地震についても情報を提供すると期待される。

ただし、津波堆積物の研究は、まだ新しい研究分野であり、利点とともに問題点もある。小論では、南海・駿河・相模トラフ沿岸における津波堆積物に関する研究の現状の到達点を整理し、海溝型地震の危険

性の評価や防災研究に向けて今後の課題を展望する。

§ 2. 南海・駿河・相模トラフ沿岸の津波堆積物

2.1 研究小史

西南日本沿岸では、古地震・津波研究の観点からの津波堆積物の研究は、東北日本での先駆的な研究[箕浦ほか(1987)]に約10年遅れて1990年代の後半に開始した。南海・駿河トラフについては、西仲ほか(1996)が、浜名湖周辺の海岸沿いに位置する遺跡と、浜名湖が太平洋に注ぐ出口にある中州の堆積物から1707年宝永地震による津波堆積物を最初に報告した。また、湖底堆積物を対象とした研究もほぼ同時に始まり、ピストンコア[岡村ほか(1997)など]やバイプロコア[都司ほか(1998)など]によって歴史津波による堆積物が報告された。

相模トラフ周辺では、先史時代の津波堆積物の研究が先に行われ、歴史津波による堆積物の研究はごく最近になって始まった。藤原ほか(1997, 1999)は房総半島南部や三浦半島に分布する完新世の内湾堆積物から、相模トラフ沿岸の海岸段丘を隆起させた海溝型地震に対応する津波堆積物を報告した。一方、歴史津波については、1498年明応地震津波[藤原ほか(2005c)], 1703年および1923年関東地震津波による堆積物が報告されている[藤原ほか(2005b)]。

関東から西日本沿岸では、後述するように調査地域が限られているため、津波堆積物の調査方法は沿岸の湖沼でのピストンコアや湿地でのボーリングなどによる例が相対的に多い(表1)。小孔径のコアでは堆積構造の解読が難しいので、後述する津波堆積物の識別が問題となる。また、これらのコアでは試料自体の体積が小さいため年代測定に適した試料が得られないこともあり、津波堆積物の年代決定や同定に困難が伴う。最近では、定方位で体積の大きい(断面積30cm×10cm程度)コアが採取できるジオスライサー[中田・島崎(1997), 原口ほか(1998)]による調査が行われるようになり、堆積構造の詳細な解析や確度の高い年代測定が可能となってきた[藤原ほか(2005a)]。

房総半島南部では例外的に地震に伴う隆起速度が大きいために、完新世の内湾堆積物を川岸の露頭で見ることが出来る。そのために、この地域では津波堆積物の堆積構造の解明や詳しい年代測定が進んだ[藤原ほか(2003a)]。

2.2 津波堆積物の地理的分布

これまでに完新世以降の津波(およびその可能性が高い)堆積物が報告された場所を図1に示した。西日本からは更新世あるいはそれ以前の地層からも津波堆積物とされるものが幾つか報告されている[Shiki and Yamazaki (1996), Takashimizu and Masuda (2000)など]が, 防災研究とは関連が薄いので除外した。

発見場所の分布は一様でなく, 主に縄文海進以降に浜堤で閉鎖された海跡湖や湿地(図1:A, B, C, D, E, G, I)に偏っている。これにはいくつかの要因がある。まず, 津波堆積物が地層中に残りやすい, すなわち保存ポテンシャルが高いことがあげられる。海跡湖や湿地では, 平常時は波や流れの営力が小さく泥質あるいは有機質の地層が静かに堆積しており, 突発的な大波が浜堤を越えて粗粒物質を堆積させると, それらは急激な岩相の変化として記録される。また, このようなイベント堆積物は, 通常海跡湖や湿地の環境では侵食されず, 常時堆積する細粒物質に覆われて保存されることが多い。日本だけでなく世界の多くの津波堆積物も沿岸の低地や湖沼から発見されている[藤原(2004)]。

遺跡の発掘現場も有力な発見場所である(F, H, K)。こうした例では, 津波堆積物は遺跡全体を覆い, かつ遺物をほとんど含まない淘汰のよい「異常な」砂層として認識されることが多い[熊谷(1999)など]。遺跡で発見される津波堆積物は, 遺物等との関連から数十年, あるいはそれ以上の精度で堆積年代を推定できる利点がある。

相模トラフ・南海トラフ・駿河トラフの沿岸は, 古くから土地の人工改変が進んでおり, そうした後年の擾乱によって津波堆積物が失われた例も多いと考えられる。自然状態が残されていても岩石海岸が多く, 沿岸低地が狭い地域では, 津波堆積物の報告例は限られている。紀伊半島西部～九州にかけては, 歴史上多くの津波被害が報告されている[渡辺(1998)]にもかかわらず, 津波堆積物の報告が非常に少ない。

2.3 津波堆積物の識別

津波堆積物を高潮など他のイベントによる堆積物から識別することは, 古津波の履歴の正確な復元にとって基礎的な問題である。遡上した津波堆積物を識別するために幾つかの基準が提案されてきた。陸向き古流向を示すことや, 陸側へ薄層化・細粒化することや, 陸成層の間にあつて海棲生物の化石を含むこ

となどが主な理由であった。しかし, 津波堆積物の報告例が増えるにつれて, 津波堆積物には様々なものがあり, 必ずしも一様な識別基準は無いことが分かってきた。この識別方法については幾つかの研究があるが[藤原(2004), 七山・重野(2004)など], まだ難しいことが多い。ここでは, 先行研究も参考にしつつ, 津波堆積物あるいはその可能性が高い堆積物を5種類に区分することを試みた(表1)。

「分類Ⅰ」は, 目撃証言や歴史記録との対応が確実なもので, 津波堆積物として最も信頼性が高い。しかし, そうした証拠がある例は非常に少ない。房総半島南西岸から報告された1703年元禄関東地震, および1923年大正関東地震に伴う津波堆積物はそうした数少ない例である[藤原ほか(2005b)]。両者は ^{14}C 年代測定で得られた堆積年代が歴史記録と整合するだけでなく, これらの津波堆積物を挟んで地震隆起を示す堆積環境の変化が認められる。つまり, 18世紀以降に房総半島南部を隆起させた2回の関東地震に伴う津波堆積物であることが明白である。伊豆半島南端では, 1854年安政東海地震の際に堆積した層厚6mにも達する厚い砂層が知られている[浅井ほか(1998)など]。

「分類Ⅱ」は, 堆積年代に基づいて歴史地震に対比されるものである。そのような例は, 1498年明応地震(伊豆半島東岸[藤原ほか(2005c)]), 684年白鳳地震および887年の地震(高知県須崎市礼々池[岡村ほか(2000)]), 1707年宝永地震(静岡県湖西市長谷元屋敷遺跡[高田ほか(2002a, b)], 静岡県新居町御殿跡遺跡[熊谷(1999)]に対応する堆積物などがある。ただし, この堆積年代は主に ^{14}C 年代測定値に基づいて推定されたものであり, ある程度の誤差(数十年から場合によっては100年以上)がある。このため, 堆積物の起源として津波以外にも数十年～100年に1度のような大規模な台風や高潮もあり得る。

「分類Ⅲ」と「分類Ⅳ」は, 先史時代の堆積物に関するものである。「分類Ⅲ」は, 堆積物自体が津波起源であることを示す何らかの特徴を持つものである。藤原ほか(2003a)は, 津波の周期が荒天時の風波に比べて100倍以上も長いことに注目し, この周期の違いによって津波堆積物には特徴的な累積構造が生じることが報告した。彼らは, このモデルで房総半島南西部の完新統に挟まれる7枚の津波堆積物を識別した。これと類似した累積構造を持つ砂層は, 房総半島南部の一部の露頭やボーリングコア[藤原ほか(1999)など]でも認められる。しかし堆積構造の解釈が

不十分なので、それらは後述の「分類Ⅴ」とした。

風波による表層海水の動きは、海面から深くなるにつれて小さくなり、それに伴って海底の堆積物を動かす力も小さくなる。通常の荒天時の波では、50 m - 80 m 程度より深い海底の堆積物は極細粒物質を除いてあまり移動しない[斎藤(1989)]。そのため、深い海に棲む生物の遺骸が、浅い内湾や陸上の堆積物に混入している場合は、津波による深い海底の擾乱を示している可能性がある[岡橋ほか(2002);藤原ほか(2003b), 内田ほか(2004)]。このような深い海からもたらされた生物遺骸を含む堆積物も「分類Ⅲ」に含めた。

「分類Ⅳ」は、地震性地殻変動を示す離水海岸地形と年代が対応するもので、その例は房総半島や三浦半島に限られている[藤原ほか(1999)など]。

「分類Ⅴ」は、上記以外のイベント堆積物であり、津波堆積物以外に高潮やストーム堆積物の可能性も同等にある。南関東の例では、内湾堆積物に挟まれる堆積構造が不明瞭の砂礫層や貝殻密集層などがこれに当たる。

2.4 各地から報告された津波堆積物の特徴

これまでに報告された津波堆積物(あるいはその可能性が高い堆積物)について、堆積学的な特徴を表 2 に整理した。これらの堆積物の大半は、上下の地層とは粗粒な堆積物として識別されている。基底面の形状は、明瞭な侵食面をなす事が多く、急激な荷重増加のために下位層を変形させている例もある(藤原ほか, 2005c)。構成物は様々で、一般には淘汰が悪く、泥質なものから礫質なものまで報告されており、下位の地層を取り込んだ粘土偽礫を含むことも多い。礫や砂粒子のサイズや円磨度は、堆積場周辺に分布する堆積物の特徴に対応して、様々なものが認められる[浅井ほか(1998), 熊谷(1999), 高田ほか(2002a, b), 都司ほか(2002)など]。

津波堆積物は様々な種類とサイズの海棲生物の化石を含むことがある。貝類[藤原ほか(2003b)]の他、ナノプランクトン[岡村ほか(1997)], 有孔虫[内田ほか(2004)], 貝形虫[入月ほか(1999)]など多種の微化石も報告され、それに基づいて堆積物の供給場所や運搬過程などが推定されている。

層厚は薄いものでは数 cm 以下から、厚いものでは 6 m 以上に達する例[浅井ほか(1998)]も知られている。上方細粒化を示すことが一般的で、上面には津波が収まった後にゆっくりと沈水した木や植物片が濃集し

ていることがある[岡村ほか(1997), 七山ほか(2002), 藤原ほか(2003a), Okahashi et al.(2005)]。

津波堆積物は明瞭な堆積構造を示さない場合もあるが、多くの場合、流水の下で堆積したことを示す何らかの構造を持つことが多い。代表的な堆積構造としては、平行葉理、ハンモック状斜交層理、トラフ型斜交層理、カレントリップルなどが記載されている[藤原ほか(1997, 1999, 2005c), 七山ほか(2002)]。堆積構造から復元された古流向は、陸から海へ向かうもの[七山ほか(2002)]だけでなく、海-陸両方向の流れのサイクリックな反転を示すもの[藤原ほか(1997, 2003a, 2005c)]もある。

2.5 津波堆積物と歴史地震との対応

歴史地震と対応付けられた津波堆積物(分類Ⅱ)は、実はそう多くない。津波堆積物と歴史地震との対比は、多くの場合、地層の ^{14}C 年代測定値と層序関係などを総合的に解釈して行われている。例外として ^{14}C 年代測定値の代わりに、古磁気層序[岡橋ほか(2001)]や考古遺物[西仲ほか(1996)]を年代推定の根拠としたものもある。しかし、従来の ^{14}C 年代測定データの中には、暦年較正をしていない例もあり、それらは歴史記録との照合には問題がある。そこで、暦年較正をしていないデータに対して新たに暦年較正を行い、これまで報告された津波堆積物と歴史地震との対応関係(分類Ⅰ, Ⅱ)を中心に、津波堆積物の年代について再検討する。

2.5.1 年代の推定方法

暦年較正には較正プログラム Calib 5.01 [Stuiver and Reimer(1993)]を、較正データは Intcal04 [Reimer et al.(2004)], Marine04 [Hughen et al.(2004)]を用いた。試料が陸源か海洋起源かの判断は元の文献の記載によった。ローカルな海洋リザーバ効果(ΔR)はゼロ(即ち海洋リザーバ効果は海洋の平均値である約 400 年)とした。暦年較正結果を表 3 に示す。

較正した年代値から推測される津波堆積物の年代を、元の論文に示された柱状図にプロットした結果を図 2~7 に示す。元の論文に柱状図が示されていない場合は文中の記載に基づいて図を作成した。津波堆積物の年代は測定試料の採取位置に基づいて、原則として以下の 2 通りで推定した。

津波堆積物中から試料を採取して測定した場合、その年代は津波堆積物の堆積年代の下限を示す(津波堆積物は少なくともその試料より若い)と考える。これは試料がリワークしている可能性もあるからである。

津波堆積物の上下で年代が測定されている場合は、その区間で急激な岩相の変化がないことを前提に、内挿によって津波堆積物の年代を推定する。いずれの場合も、地層全体のトレンドから大きく外れる年代測定値は除外した。

2.5.2 歴史地震との対応関係の見直し

上記の結果、歴史記録との対比関係の見直しが必要な津波堆積物もあることが分かった。

(1) 高知県須崎市糺ヶ池(図1の A, 図 2)

この地点では泥層中に A-F の少なくとも7層のイベント砂層が認められる。砂層 A を 887 年地震に、砂層 B を 684 年白鳳地震に対比した佃ほか(1999)、岡村ほか(2000)の考えは、暦年較正年代からも支持された(分類 II)。これ以外の砂層は年代が古いため対応する歴史地震は存在せず、分類 V となる。

(2) 三重県尾鷲市須賀利大池(図1の C, 図 3)

記載されている都司ほか(2002)には測定試料の種類について言及がないが、柱状図からすべて植物片と判断した。堆積物中には含まれる上位から4枚の砂層は、地震考古学で示された13世紀の地震、1096年の地震、887年の地震、684年白鳳地震に対応する津波堆積物と考えられる(分類 II)。これらより下位の砂層は対応する歴史地震が存在しないため分類 V となる。

(3) 三重県紀伊長島町諏訪池(図1の D, 図 4)

都司ほか(2002)を元に再検討を行った。この地点では地質柱状図が公開されていないので、本文の記述から層序関係を推定した。泥質のコアに砂層が繰り返し挟まれており、AD1410-1470年を示す植物層より後に3層の砂層が堆積している。その下にはイベント砂層が4枚あり、一番下の砂層と下から2番目の砂層はそれぞれ年代が測定されている。

植物層より上位の砂層をもたらした津波の候補は、1498年明応地震、1605年慶長地震、1707年宝永地震、1854年安政地震、1944年東南海地震の5回である。これら5回の地震津波のうちいずれか3回が津波堆積物として記録されたと推定される。個々の地震との対比は、時間分解能が低いために現状ではできない。

最下位とその下の砂層の年代を測定した試料を仮に植物片と仮定して暦年較正を行ったところ、BC500年前後とBC600年前後の年代を得た。これらのうち上位の年代と植物層の年代から間に挟まる2層の砂層の年代を推定すると、地震考古学で推定された13

世紀の地震、1096年の地震、887年の地震、684年の白鳳地震のうち、いずれか2回に相当する可能性がある。

(4) 三重県鳥羽市相差町(図1の E, 図 5)

沿岸湿地および池の泥質堆積層から全部で11枚の砂層が報告されており、その一部について¹⁴C年代値が報告されている[三田村ほか(2001)、岡橋ほか(2001)、Okahashi et al.(2005)]。Okahashi et al.(2005)に基づいて再検討を行った。

上位から2枚の砂層(OS-1, 2)はそれぞれ6世紀-11世紀頃、およびAD340-430年頃に堆積した。対応する歴史地震がないためOS-1, 2はともに分類 V に相当する。上位2枚の砂層よりも下位では年代測定値が少ないために地層の時間分解能が低く、OS-3 から OS11 までの砂層は、OS-5(3300 cal BP 頃)を除いてははっきりした年代がわからない。砂層 OS-3 と OS-4 は砂層 OS-5 と砂層 OS-2 との間に堆積した。また、6200 cal BP から OS-5 砂層までの間に、4枚の砂層(OS-6, 8, 9, 10)が認められる。6200 cal BP 以前にも2枚の砂層(OS-11,12)が確認されている。OS-3からは荒天時波浪限界以深からもたらされた有孔虫化石が含まれており、化石から津波由来であることが示唆されるため、分類 III とした。OS-3以外の砂層はこのような特徴がないため、分類 V に相当する。

(5) 静岡県浜名湖の今切口付近(図1の G, 図 6, 7)

都司ほか(1998)により5枚のイベント層が報告されている。上位から3枚のイベント層はそれぞれ1707年宝永地震、1605年慶長地震、1498年明応地震と調和的な堆積年代を示す(分類 II)。その下位の2枚の砂層は3300年前頃、3700年前頃に堆積したので、分類 V に相当する(図 6)。

西仲ほか(1996)が報告した、地表からの深さ70cmより浅い砂質の地層中の2枚のイベント層(有機質層)について年代を再解釈した。上位のイベント層は1854年安政地震、下位のイベント層はそのひとつ前の1707年宝永地震に対応する可能性がある(図 7)。

(6) 静岡県掛川市(図1の I, 旧大須賀町)

内田(2002)は1700 yBPの年代を持つ津波堆積物の可能性がある砂層を堤間湿地に堆積した泥層中から報告した。この報告では誤差が示されていないが、仮に±50年の誤差を与えて暦年較正すると、この砂層は4世紀から5世紀にかけて堆積したものと推定される。歴史地震には対応しないため、分類 V に相当する。

2.6 津波堆積物の時代的分布

以上のデータを元に、南海トラフ・駿河トラフ・相模トラフの沿岸から報告された津波堆積物のタイプ(分類Ⅰ～Ⅴ)と年代を図8に整理した。津波堆積物の年代に誤差が含まれているものはバーで誤差を含む年代を示した。誤差があきらかでないものは◆で年代を示した。

2.6.1 津波堆積物の時代的偏り

相模トラフ沿岸では、露頭とボーリングデータを併せると一万年に迫る期間のデータがある。それに対し、南海トラフ・駿河トラフ沿岸ではほぼ3000年前以降に限られている。

また、一般的に時代が遡るほど津波堆積物の報告例が減少する。歴史記録の残る684年以降では、それ以前の時代に比べて津波堆積物の報告例は場所、数ともに多い。調査地域全体のデータを総合すると、南海・駿河トラフでは歴史記録および考古学的に報告された地震のうち、6～9割について対応する津波堆積物が発見されている。しかし、個々の地点についてみると、ごく一部の歴史地震に対応する記録しか得られていない。また、最近の事例である1944年東南海・1946年南海地震による確実な津波堆積物の記録は未報告である。先史時代の津波に関しては、まだ情報が少なく、特に約3000年前以前については情報が非常に限られている。

相模トラフ沿いの歴史地震(関東地震)については、1703年と1923年の関東地震津波の堆積物が房総半島南西岸から報告されているに過ぎない(藤原ほか、2005a, b)。また、先史時代については、離水海岸地形と対応する津波堆積物が、7300 cal BP から2800 cal BP の間に最大7枚報告されているのみである。また、2800 cal BP 以降、1703年までの間については確実な津波堆積物は識別されていない。

2.6.2 津波堆積物の再来間隔

上記のような時代的偏りのために、津波堆積物から海溝型地震の再来間隔を推定することはまだ難しい。試行的に津波堆積物の再来間隔を従来報告されている海溝型地震の再来間隔と比較してみる。南海・駿河トラフ沿いの海溝型地震の再来間隔は、歴史記録に基づくと、おおよそ90-150年前後である。また、関東地震の再来間隔は、歴史と離水海岸地形(海岸段丘や浜堤)のデータからは、400年前後(大正型)と2000年前後(元禄型)とされる[宍倉(2003)]。

南海・駿河トラフ沿岸での再来間隔は 全ての地点のデータを総合した場合、津波堆積物の分布密度の高い期間については、100～200年となり、歴史地震の再来間隔と調和的である。しかし、個々の地点で見ると、再来間隔は一般に不規則で、500年を越えるなど歴史記録と大きく異なる場合もある。これは主には地層記録が不完全であるためと考えられる。相対的に規模の小さい津波は明瞭な堆積物を残さないであろうし、津波堆積物が後年の侵食で失われることもある。

相模トラフ沿いで津波堆積物の識別がかなり確実に行われている、8200-6900 cal BP の期間については、再来間隔は150-300年程度になる。また、データが得られている全期間を見ても、一部の期間に侵食などの地層記録の欠如はあるが、ほぼ同様の間隔で津波堆積物(およびその可能性がある堆積物)が確認されている。この再来間隔は、離水海岸地形が示す関東地震の再来間隔に比べて有意に短い。離水海岸地形が侵食で失われることがあるのに対して、安定した堆積が続く内湾に堆積した地層の方が保存ポテンシャルが高く、より多くの地震イベントを記録するのかもしれない。あるいは、房総半島南部では相模トラフ以外で発生した津波も、堆積物を残す可能性もある。

§3. 課題と展望

過去の家溝型地震の履歴を解明して将来の防災に役立てるためには、どのような視点からの研究が必要かを検討する。上記の取りまとめを顧みると、藤原ほか(2004)が指摘したように、1)津波堆積物の識別、2)正確な年代決定、3)津波の特徴(震源、規模など)の推定、が重要な課題であることが改めて認識される。

3.1 津波堆積物の識別

津波堆積物を台風などの荒天時の大波や高潮と識別することが、地層記録を用いた海溝型地震研究の信頼性を保つために不可欠である。実際に、これまで報告された中には、歴史地震と一致しないイベント堆積物があり、これらは高潮や台風による堆積物と考えられる。

津波堆積物の識別については、2.3の分類Ⅲに述べたような堆積学的なモデルが構築されつつある。国内外の歴史津波による堆積物を多数調査し、堆積物の特徴と観測された波形などとの比較を積み重ね

ることで、津波堆積物の識別基準が洗練されて行くであろう。こうした研究にとって、定方位で大容量の試料が採取できるジオスライサー[中田・島崎(1997), 原口ほか(1998)]は重要な技術である。

3.2 正確な年代決定

津波堆積物の堆積年代の推定は、海溝型地震の再来間隔の解析にとって最重要な問題である。しかし、年代測定の中心的方法である ^{14}C 年代に関しては、藤原ほか(2004)が述べたように解決すべき幾つかの課題がある。地震の時期を正確に示す試料の取得と、海洋リザーバ効果の適切な補正が特に重要である。より正確な年代推定のためには、古地磁気層序などの他の年代推定法も併用していくことが必要である。

3.3 津波の特徴の推定

津波の遡上範囲や破壊力などを推定することが、津波による被害を想定するために重要である。前者については、津波堆積物の末端が内陸へどのくらい広がっているかを詳しく調査する必要がある。こうした調査は、沿岸湿地が広く分布する北海道で良く行われ、遡上範囲[Nanayama et al.(2003)など]だけでなく、遡上高[平川ほか(2005)など]が復元された。さらに、復元された遡上範囲を津波の数値計算と組み合わせることで浸水履歴が復元された[産業技術総合研究所(2004)]。西南日本では低沿岸低地が狭いので、遡上範囲の追跡は困難である。しかし、津波堆積物が遡上した海岸段丘や浜堤などの最高標高を計ることで、遡上高(最低近似)を推定することはある程度可能であろう。

津波による破壊力などについては、津波で侵食された物質の量や運搬距離などが良い指標となる[今村(2001)など]。例えば、土砂の運搬量と津波規模との関連が1854年安政東海地震津波を例に検討されている[浅井ほか(1998)]。

津波の波源の推定には、海岸での波高分布が重要な情報となる。海岸での津波の高さは、波源との位置関係や、伝搬ルートにある海岸・海底の地形に大きく影響される。例えば、半島や岬のような海に突き出した地形では、波源に面した側と陰になる側とでは波高分布が大きく異なる。津波の数値計算とリンクして、波高分布を説明するような波源の位置や規模の解析を行うことも今後の課題である。

波源が推定できれば、どの海域で震源の破壊が起

こったか、すなわちそれが南海地震・東南海地震・東海地震・関東地震のいずれであるかを区別し、個々の地震の再来間隔を堆積物から復元することも不可能ではないだろう。また、南海地震・東南海地震・東海地震はしばしば連動して発生する。津波堆積物の分布からどの震源域が連動したかなどを推定できるかもしれない。こうした研究には、津波堆積物のデータが殆ど得られていない駿河湾沿岸や九州沿岸についてもデータを取得する必要がある。

関東地震では、元禄型と大正型で沿岸の波高分布が大きく異なり、元禄型では大正型に比べて外房海岸での波高が大きかった[渡辺(1998)]。元禄型・大正型の違いを堆積物から識別するには、内房側からだけでなく外房側の津波堆積物のデータを取得することが重要である。

さらに、北海道太平洋岸で行われたように[Nanayama et al.(2003), Sawai et al.(2004)], 地形や地層記録が示す地殻上下変動のデータを、津波堆積物が示す遡上範囲などとリンクさせて断層モデルを構築することも重要な課題である。

謝辞

東京大学地震研究所の都司嘉宣助教授には年代測定試料についての問い合わせに快くお答え頂いたことを感謝いたします。

文献

- 浅井大輔・今村文彦・首藤伸夫・高橋智幸, 1998, 伊豆半島入間における安政東海地震津波の波高と土砂移動. 海岸工学論文集, **45**, 371-375.
- 藤原 治, 2004, 津波堆積物の堆積学的・古生物学的特徴. 地質学論集, no. 58, 35-44.
- 藤原 治・池原 研・七山 太編, 2004, 地震イベント堆積物—深海底から陸上までのコネクション—. 地質学論集, no. 58, 169pp.
- 藤原 治・池原 研・七山 太, 2004, 地震イベント堆積物研究の重要性と防災研級への展望. 地質学論集, **58**, 1-10.
- 藤原 治・鎌滝孝信・田村 亨, 2003a, 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—. 第四紀研究, **42**, 67-81.
- 藤原 治・鎌滝孝信・布施圭介, 2003b, 津波堆積物中の混合貝類化石群の形成プロセス—南関東における完新世の内湾の例—. 第四紀研究, **42**,

389-412.

- 藤原 治・鎌滝孝信・平川一臣・入月俊明・阿部恒平・内田淳一・長谷川四郎, 2005a, 津波堆積物の内部構造から推定される津波の特徴. 日本地震学会 2005 年度秋季大会講演予稿集, 43.
- 藤原 治・平川一臣・入月俊明・鎌滝孝信・内田淳一・阿部恒平・長谷川四郎・高田圭太・原口 強, 2005b, 房総半島南西部館山平野から発見された関東地震津波堆積物とその堆積構造. 地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会予稿集, J027-P023.
- 藤原 治・平川一臣・金子浩之・杉山宏生・高田圭太, 2005c, 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. 日本第四紀学会講演要旨集, no. 35., 32-33.
- 藤原 治・増田富士雄・酒井哲弥・布施圭介・斎藤晃, 1997, 房総半島南部の完新世津波堆積物と南関東の地震隆起との関係. 第四紀研究, **36**, 73-86.
- 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みられる津波堆積物. 第四紀研究, **38**, 41-58.
- 原口 強・中田 高・島崎邦彦・今泉俊文・小島圭二・石丸恒存, 1998, 未固結堆積物の定方位連続地層採取方法の開発とその応用. 応用地質, **39**, 306-314.
- 平川一臣・中村有吾・西村裕一, 2005, 北海道太平洋沿岸の完新世巨大津波 -2003 十勝沖地震津波との比較を含めて-. 月刊地球号外, no. 49, 173-180.
- 廣瀬孝太郎・五島敏一・三田村宗樹・岡橋久世・吉川周作, 2002, 鳥羽市相違の湿地堆積物に見いだされたイベント堆積物と環境変遷. 月刊地球, **24**, 692-697.
- Hughen, KA, Baillie, MGL, Bard, E, Bayliss, A, Beck, JW, Bertrand, CJH, Blackwell, PG, Buck, CE, Burr, GS, Cutler, KB, Damon, PE, Edwards, RL, Fairbanks, RG, Friedrich, M, Guilderson, TP, Kromer, B, McCormac, FG, Manning, SW, Ramsey, C, Reimer, PJ, Reimer, RW, Remmele, S, Southon, JR, Stuiver, M, Talamo, S, Taylor, FW, van der Plicht, J, Weyhenmeyer, CE., 2004, Marine04 Marine radiocarbon age calibration, 26 - 0 ka BP. *Radiocarbon*, **46**, 1059-1086.
- 今村文彦, 2001, 津波災害-予測と対策-. 地学雑誌, **110**, 828-837.
- 入月俊明・藤原 治・布施圭介, 1999, 貝形虫化石群集のタフオミ: 三浦半島に分布する完新統を例として. 地質学論集, no. 54, 99-116.
- 熊谷博之, 1999, 浜名湖周辺での東海沖の大地震に伴う津波堆積物の調査. 地学雑誌, **108**, 424-43.2
- 箕浦幸治・中谷 周・佐藤 裕, 1987, 湖沼底質堆積物中に記録された地震津波の痕跡-青森県市浦村十三付近の湖沼系の例. 地震第 2 輯, **2**, 183-196.
- 三田村宗樹・岡橋久世・廣瀬孝太郎・吉川周作・内山美恵子・中村俊夫・原口 強, 2001, 鳥羽市相違の湿地堆積物に見いだされるイベント堆積物と 14C 年代. 第 11 回環境地質学シンポジウム論文集. 321-326.
- 中田 高・島崎邦彦(1997)活断層研究のための地層抜き取り装置 (Geo-slicer). 地学雑誌, **106**, 59-69.
- 七山 太・加賀 新・木下博久・横山芳春・佐竹健治・中田 高・杉山雄一・佃栄吉, 2002, 紀淡海峡, 友ヶ島において発見された南海地震津波の痕跡. 月刊海洋号外, no.28, 123-131.
- 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.
- 七山 太・重野聖之, 2004, 遡上津波堆積物概論 -- 沿岸低地の津波堆積物に関する研究レビューから得られた堆積学的認定基準. 地質学論集, no. 58, 19-33.
- 西仲秀人・熊谷博之・奥田 隆・鳥居龍晴・高野雅夫・中村俊夫, 1996, 浜名湖周辺の津波堆積物から探る過去の東海沖地震. 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書, VII, 193-212.
- 岡橋久世・吉川周作・三田村宗樹・兵藤政幸・内山高・内山美恵子・原口 強, 2001, 鳥羽市相違の湿地堆積物に見いだされた東海地震津波の痕跡とその古地磁気年代. 第四紀研究, **40**, 193-202.
- 岡橋久世・秋元和実・三田村宗樹・廣瀬孝太郎・安原盛明・吉川周作, 2002, 三重県鳥羽市相違の湿地堆積物に見いだされるイベント堆積物-有孔

- 虫を用いた津波堆積物の認定-. 月刊地球, **24**, 698-702.
- Okahashi, H., Yasuhara, M., Mitamura, M., Hirose, K. and Yoshikawa, S., 2005, Event deposits associated with tsunamis and their sedimentary structure in Holocene marsh deposits on the east coast of the Shima Peninsula, central Japan., *Journal of Geosciences, Osaka City University*, **48**, 143-158.
- 岡村 眞・栗本貴生・松岡裕美, 1997, 地殻変動のモニターとしての沿岸・湖沼堆積物. 月刊地球, **19**, 469-473.
- 岡村 眞・松岡裕美・佃 栄吉・都司嘉宣, 2000, 沿岸湖沼堆積物による過去一万年間の地殻変動と歴史津波モニタリング. 月刊地球号外, no. 28, 162-168.
- 岡村 眞・都司嘉宣・宮本和哉, 2003, 沿岸湖沼堆積物に記録された南海トラフの地震活動. 月刊海洋, **35**, 312-314.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C. J. H., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G. S., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T. P., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S. W., Ramsey, C. B., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., van der Plicht, J., and Weyhenmeyer, C. E., 2004, IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 26 - 0 ka BP. *Radiocarbon*, **46**, 1029-1058.
- 斎藤文紀, 1989, 陸棚堆積物の区分と暴風型陸棚における堆積相. 地学雑誌, **98**, 164-179.
- 寒川 旭, 1992, 地震考古学—遺跡が語る地震の歴史—. 中央公論社, 251pp.
- 寒川 旭, 1995, 考古学の資料から古地震を探る. 太田陽子・島崎邦彦編, 「古地震を探る」古今書院, 215pp.
- 寒川 旭, 2004, 遺跡で検出される地震の痕跡. 地質学論集, no. 58, 11-18.
- 産業技術総合研究所, 2004, 北海道太平洋沿岸の津波浸水履歴図. 数値地質図 EQ-1.
- Sawai, Y., Satake, K., Kamataki, T., Nasu, H., Shishikura, M., Atwater, B. F., Horton, B. P., Kelsey, H. M., Nagumo, T., and Yamaguchi, M., 2004, Transient uplift after a 17th-century earthquake along the Kuril Subduction Zone., *Science*, **306**, 1918-1920.
- Shiki, T. and Yamazaki, T., 1996, Tsunami-induced conglomerates in Miocene upper bathyal deposits, Chita Peninsula, central Japan. *Sediment. Geol.*, **104**, 175-188.
- 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.
- Stuiver, M., and Reimer, P. J., 1993, Extended C-14 data-base and revised Calib 3.0 C-14 age calibration program. *Radiocarbon*, **35**, 215-230.
- 高田圭太・佐竹健司・寒川 旭・下川浩一・熊谷博之・後藤健一・原口 強, 2002b, 静岡県西部湖西市における遠州灘沿岸低地の津波堆積物調査. 月刊地球, **24**, 736-742.
- 高田圭太・佐竹健司・寒川 旭・下川浩一・熊谷博之・後藤健一・原口 強, 2002a, 静岡県西部湖西市における遠州灘沿岸低地の津波堆積物調査(速報). 活断層・古地震研究報告, no.2, 235-243, 産業技術総合研究所.
- Takashimizu, Y. and Masuda, F. (2000) Depositional facies and sedimentary successions of earthquake-induced tsunami deposits in Upper Pliocene incised valley fills, central Japan. *Sediment. Geol.*, **135**, 231-240.
- 都司嘉宣・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.
- 都司嘉宣・岡村 眞・松岡裕美・村上嘉謙, 1998, 浜名湖の湖底堆積物中の津波痕跡調査. 歴史地震, no. 14, 101-113.
- 佃 栄吉・岡村 眞・松岡裕美, 1999, 過去二千年の地層に刻まれた地震, 月刊地球号外, no.24, 64-69.
- 宇佐美龍夫, 1987, 「新編日本被害地震総覧」東京大学出版会, 434pp.
- 宇佐美龍夫, 2003, 最新版日本被害地震総覧 [416]-2001. 東京大学出版会, 605p.
- 内田主税, 2002, 遠州灘沿岸, 静岡県大須賀町付近における沖積層中のイベント堆積物と古地形環境. 日本地理学会発表要旨集, 61, 135.
- 内田淳一・阿部恒平・長谷川四郎・藤原 治・鎌滝孝

信, 2004, 有孔虫殻の淘汰作用からみた津波堆積物の形成過程 -房総半島南部館山周辺に分布する完新統津波堆積物を例に-. 地質学論集, no.58, 87-98.

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

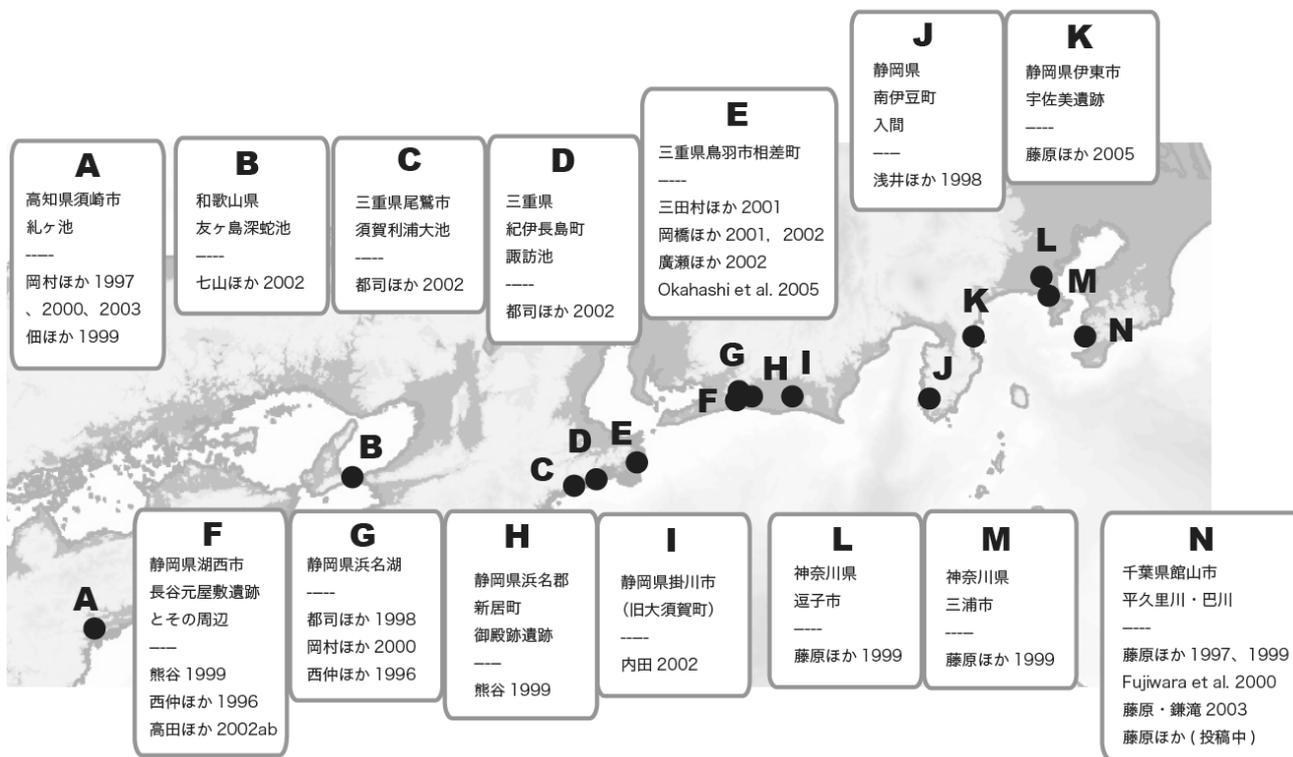


図1 これまでに南海トラフ・駿河トラフ・相模トラフ沿岸から津波堆積物が報告された場所と主な文献

表1 推定根拠に基づく津波堆積物の分類

分類	
I	目撃証言・文書記録に基づき津波堆積物であることが確実なもの
II	歴史記録上の津波と年代的に一致するもの
III	堆積学的もしくは古生物学的な津波堆積物の特徴を備えているもの
IV	地震性地殻変動をともなうもの
V	I~IV に該当しないが津波による可能性のあるイベント堆積物

表2 津波堆積物の分類, 観察方法, 特徴, 歴史地震との対比

場所	分類	観察方法	平常時堆積物	津波堆積物	津波記録			文献
					枚数 (最大)	先史 時代	歴史 地震	
A 高知県須崎市乱ヶ池	II・V	PC	silt-sandy silt	sand	7	5	2	岡村ほか(1997, 2000); 佃ほか(1999)
B 和歌山県友ヶ島梁蛇池	II	GS	soil-clay	ms-cs	4	0	4	七山ほか(2000, 2001, 2002)
C 三重県尾鷲市須賀利浦大池	II・V	PC	silt	fine sand	10	8	2*	都司ほか(2001, 2002)
D 三重県紀伊長島町諏訪池	II・V	PC	不明	sand	7	2-4	3-5*	都司ほか(2002)
E 三重県鳥羽市相差町	V	GS	silt	vfs-gravelly vcs	11	11	0	岡村ほか(2001, 2002); 三田村ほか(2001); Okahashi et al. (2005)
F 静岡県湖西市白須賀	II・V	BC	mud	sand	3	0	3	西仲ほか(1996); 熊谷(1999)
		遺跡・GS	mud-fs	fine sand	8	0-2	6-8*	熊谷(1999); 高田ほか(2002a, b)
G 静岡県浜名湖	II・V	VC	sand	gravel, wood/shell fragment	5	2	3	都司ほか(1998); 岡村ほか(2000)
		II	トレンチ?	sand	peat	2	0	2
H 静岡県新居町	II	遺跡	organic sand	clean sand	1	0	1	西仲ほか(1996)
		BC	muddy deposit	sandy deposit	1	1	0	内田(2002)
J 静岡県南伊豆町入間	I	露頭	-	gravel, sand	1	0	1	浅井ほか(1998)
K 静岡県伊東市宇佐美	II	遺跡	soil	gravel, sand, mud clast	3	2	1	藤原ほか(2005b)
		BC	mud	gravel, sand	4	4	0	藤原ほか(1999)
M 神奈川県三浦市	IV・V	BC	mud	gravel, sand	7	7	0	藤原ほか(1999)
		露頭・BC	mud	gravel, sand	32	32	0	藤原・鎌滝(2003); 藤原ほか(2005a)
N 千葉県館山市	I・II	GS	sand	gravel, sand	2	0	2	藤原ほか(2005a)

* 13世紀の歴史記録のない地震含む

PC ピストンコア
GS ジオスライサー
BC ボーリングコア
VC バイブローコア

表3 既存 14C 年代データの暦年補正值 (Calib 5.01 による)

locality	reference	core	conventional (1σ, yBP)	calibrated age (2σ, cal BP)	sample	depth (m)	lab. code					
高知県 須崎市 糺ヶ池	佃ほか(1999)	SS-25	1260±50	1200-1260	plant							
			1710±40	1565-1629	plant							
			2030±50	1950-1997	plant							
			2160±40	2123-2155	plant							
			2490±60	2086-2258	shell							
		SS-29	1890±50	1822-1869	plant							
			1470±50	1330-1381	plant							
			1980±50	1485-1600	shell							
			2160±50	1697-1812	shell							
			2430±50	2360-2488	plant							
			2210±50	2154-2212(0.48)	plant							
				2222-2271(0.40)								
			2610±60	2742-2752	plant							
			岡村ほか(2000)	SS-25	1320±50			1263-1288	plant			
	1600±40	1418-1469			plant							
	1900±50	1824-1874			plant							
	2000±50	1924-1988			plant							
	SS-29	1510±50		1366-1407	plant							
		1610±50		1508-1540	plant							
		1800±50		1702-1741	plant							
2150±40		2119-2153		plant								
2150±40		2119-2153		plant								
三重県 尾鷲市 須賀利 大池	都司ほか(2002)	OIK00-1	1670±40	1536-1572	plant?							
			2150±40	2119-2153	plant?							
			2410±40	2357-2460	plant?							
			2460±50	2636-2698	plant?							
		OIK00-2	670±40	651-666	plant?							
			1000±40	921-933	plant?							
			1270±40	1220-1264	plant?							
			1790±40	1694-1738	plant?							
			1950±40	1875-1904	plant?							
			2060±50	1991-2055	plant?							
			2480±40	2488-2553 (0.42)	plant?							
				2556-2618 (0.31)								
			三重県 紀伊 長島町 諏訪池					2350±40	2344-2354	plant?		
								2420±40	2359-2466	plant?		
三重県 鳥羽市 相差町	三田村ほか(2001)	A	3007±30	3201-3260	plant	243	NUTA-2077					
			5437±35	6212-6244	plant	337	NUTA-2078					
		B	798±28	690-728	plant	197	NUTA-2085					
			3326±31	3554-3586	cone	308	NUTA-2083					
			5796±35	6597-6653	plant	396	NUTA-2086					
			5951±35	6742-6794	plant	496	NUTA-2084					
	Okahashi et al. (2005)	A6	1085±25	960-987	plant	105	NUTA2-5314					
			1705±25	1562-1626	plant	128	NUTA2-5315					
			1520±25	1374-1411	plant	130	NUTA2-5316					
			1685±25	1545-1613	plant	136	NUTA2-5317					
			1630±25	1520-1549	plant	140	NUTA2-5318					
			3655±30	3959-3989	plant	193	NUTA2-5319					
			5785±30	6551-6638	plant	276	NUTA2-5323					
			6040±30	6858-6939	plant	351	NUTA2-5324					
6300±30	7172-7222	plant	366	NUTA2-5325								
6400±30	7274-7332	plant	370	NUTA2-5326								
静岡県 浜名湖	都司ほか(1998)	HAM98-6	760±50	350-459	shell							
			930±50	495-557	shell							
		HAM98-8	590±60	185-282	shell							
			820±60	431-493	shell							
			3420±90	3242-3354	shell							
			3850±80	3726-3873	shell							
	西仲ほか(1996)		111±53	61-119	plant							
静岡県 掛川市 (旧大須 賀町)	内田(2002)		1700±50*	1514-1729	plant?							

*年代誤差が記載されていないため、仮に±50 と仮定

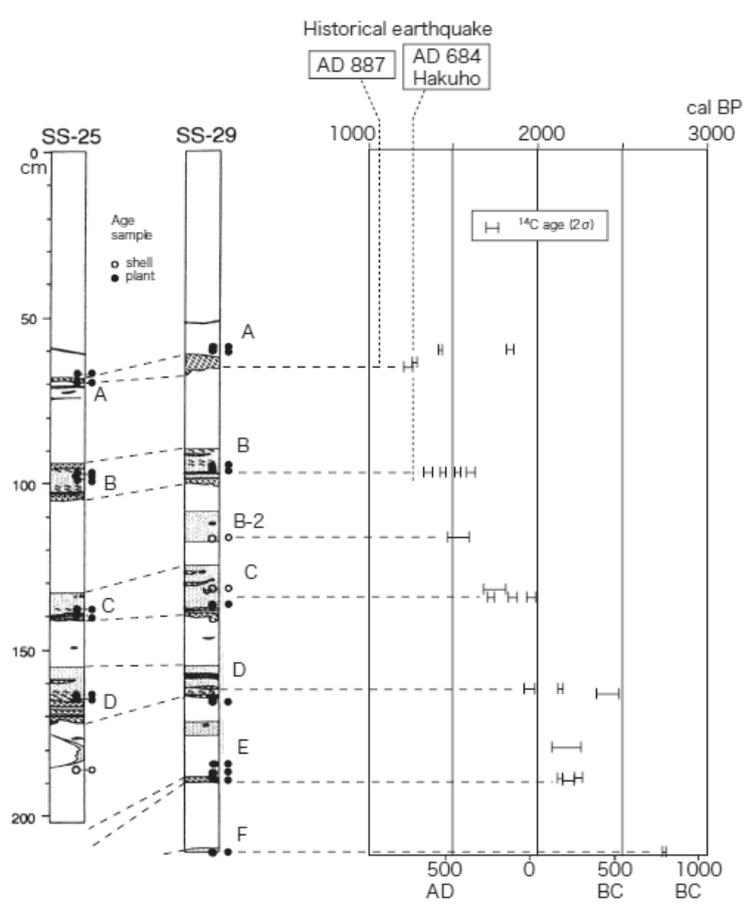


図2 高知県須崎市糺ヶ池でピストンコアラにより採取された津波堆積物の年代。(岡村ほか, 2000 を改変)

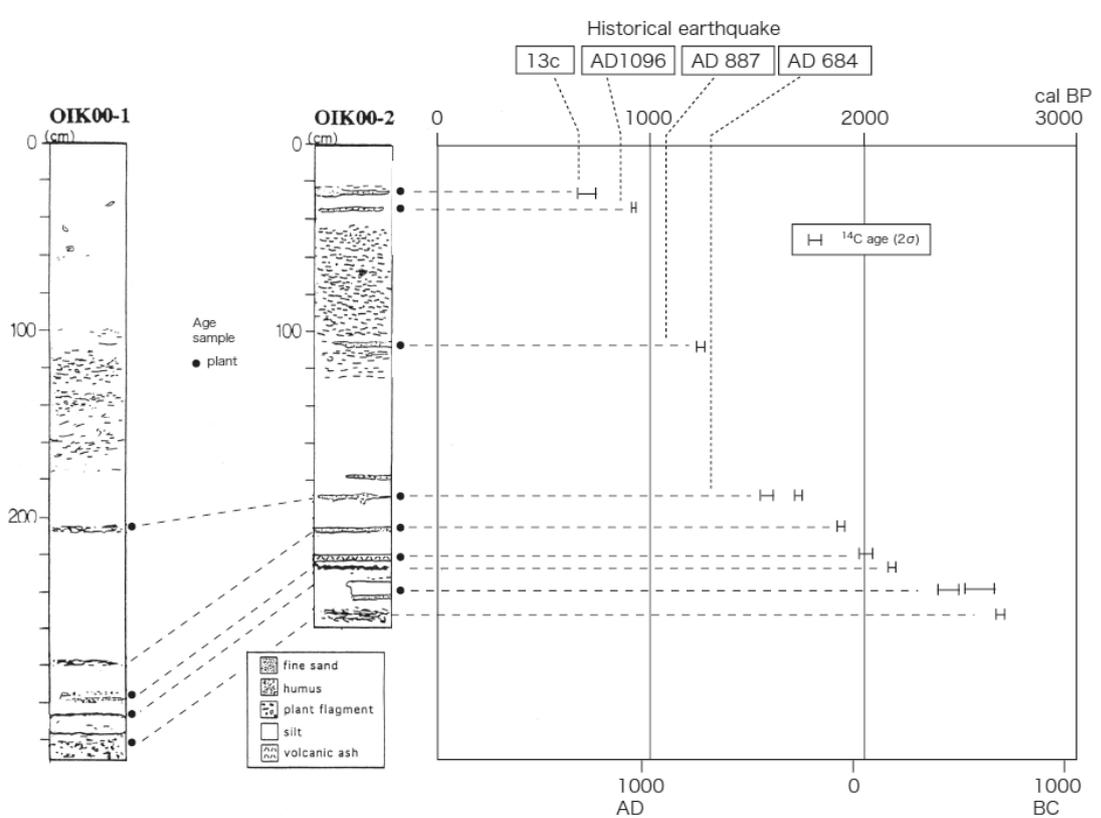


図3 三重県尾鷲市須賀利浦大池でピストンコアラにより採取された津波堆積物の年代(都司ほか, 2002 を改変)

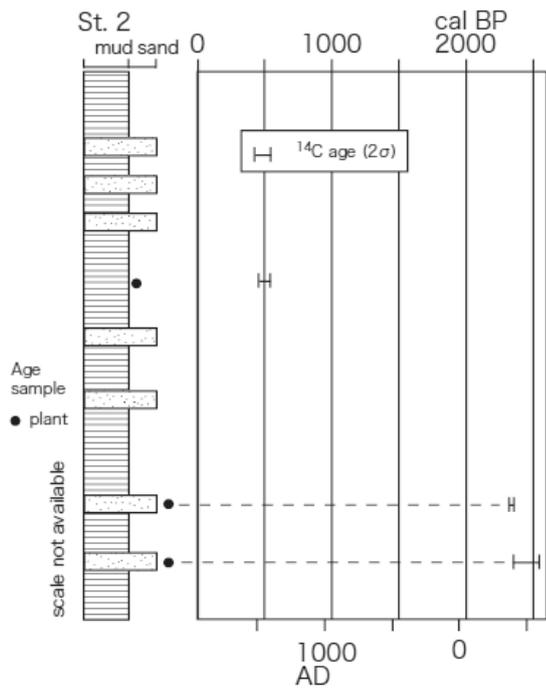


図4 三重県紀伊長島町諏訪池でピストンコアにより採取された津波堆積物の年代. (都司ほか, 2002 に基づき作成). 年代測定試料はすべて植物片と仮定し暦年較正を行った.

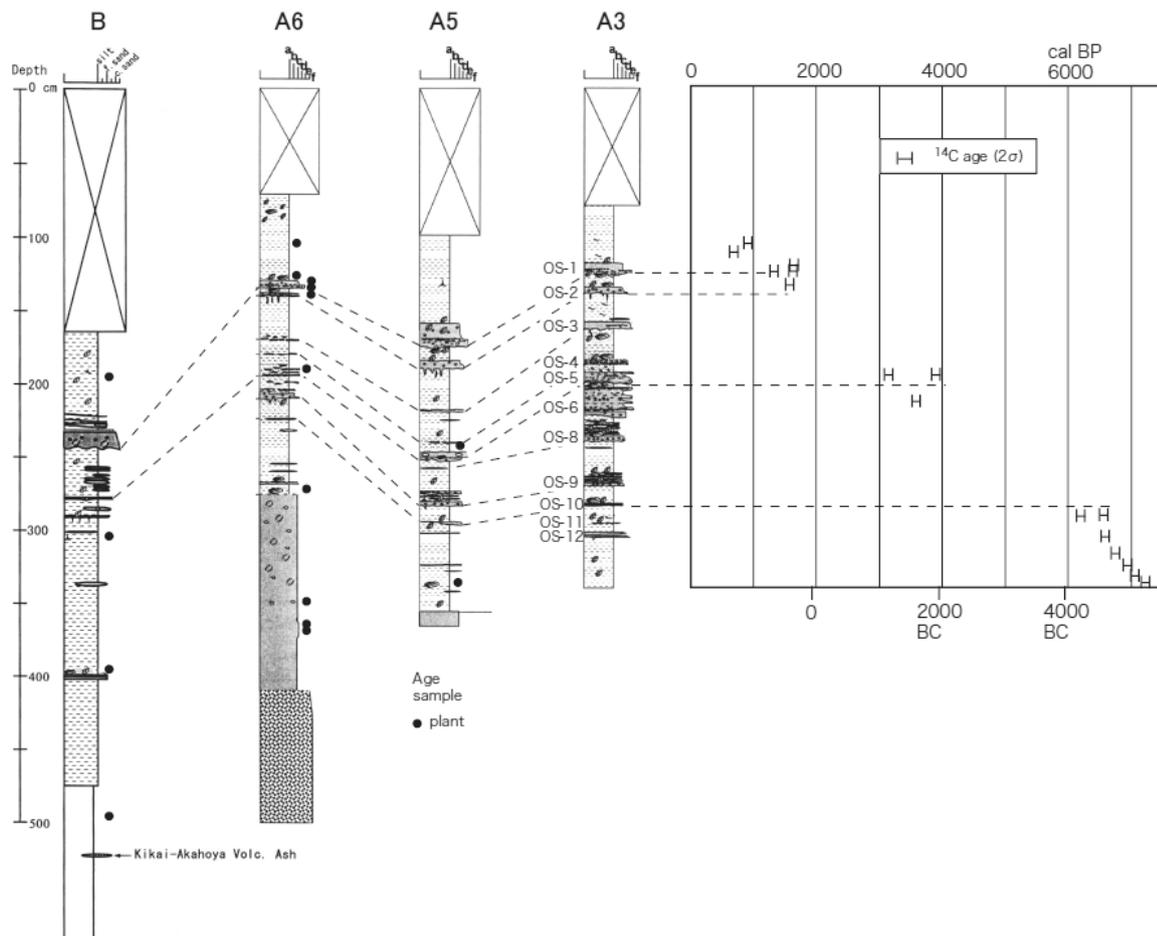


図5 三重県鳥羽市相差町でジオスライサーにより採取された津波堆積物の年代 (三田村ほか, 2001; Okahashi et al. 2005 を改変)

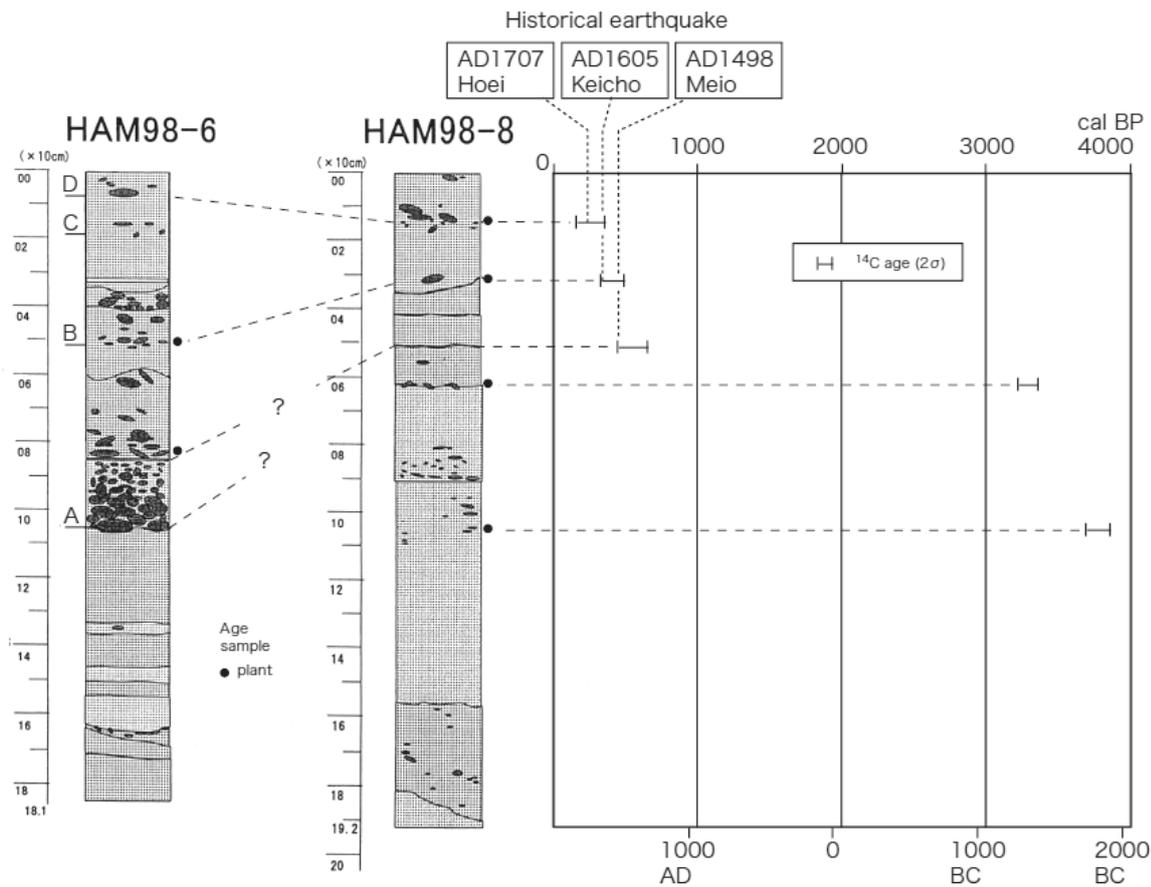


図6 静岡県浜名湖でバイブロコアラーにより採取された津波堆積物の年代(都司ほか, 1998 を改変)

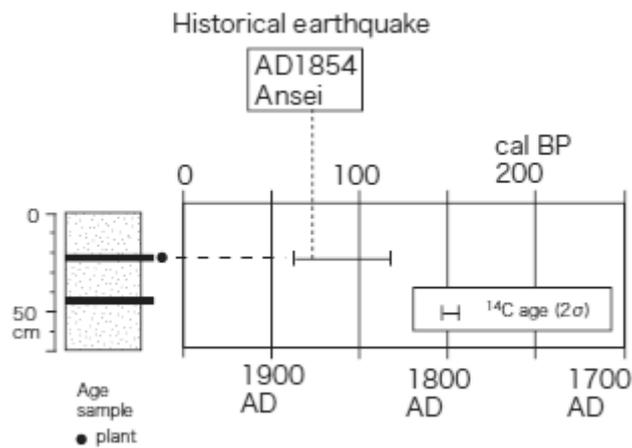


図7 静岡県浜名湖で地表からの掘削(トレンチ)により確認された津波堆積物の年代(西仲, 1996 に基づき作成)

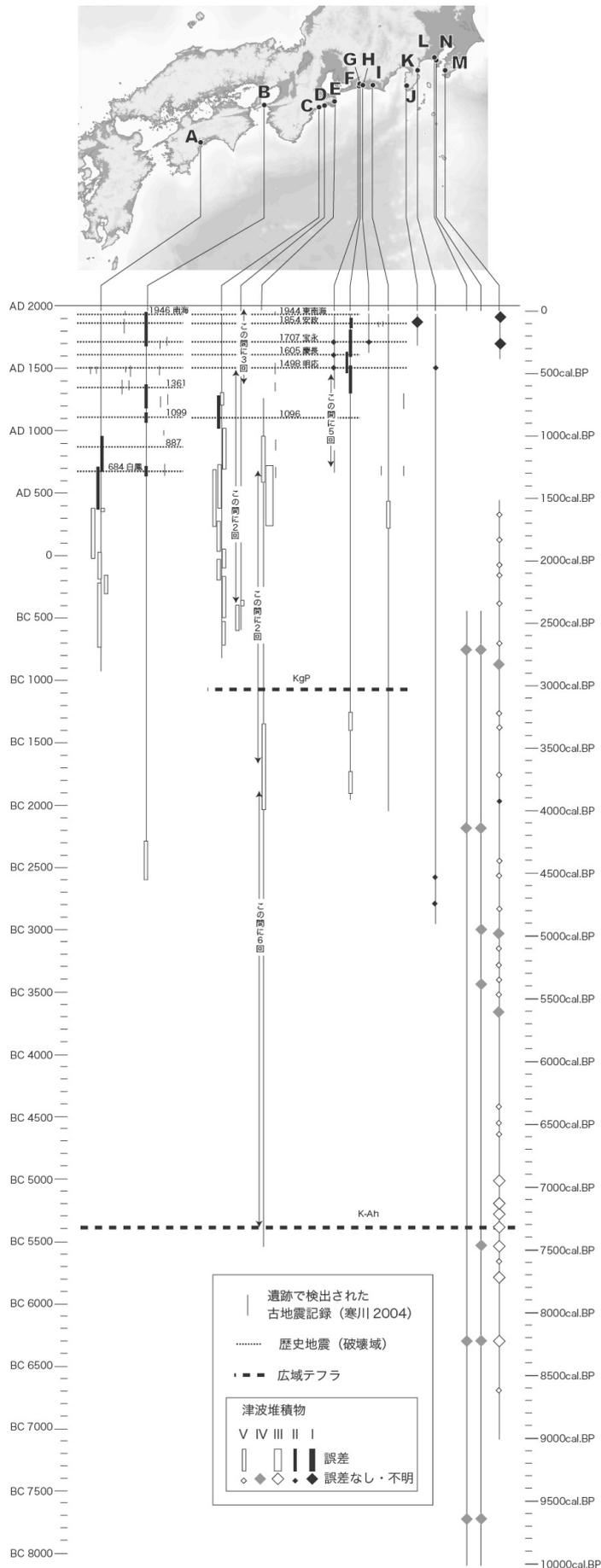


図8 南海トラフ・駿河トラフ・相模トラフ沿岸から報告された津波堆積物の年代. 縦線は各地点で得られている津波堆積物も含めた堆積物全体の年代. 個々の津波堆積物の年代は◆, ◇もしくはバーで示す. 津波堆積物の分類は表1参照.