過去 10,000 年間の相模トラフ周辺での 古地震を記録した内湾堆積物

藤原 治^{*1}・増田富士雄^{*2}・酒井哲弥^{*2}・入月俊明^{*3}・布施圭介^{*4}

相模トラフ周辺で過去 1 万年間に発生した地震イベントを、房総半島南部と三浦半島に分布する 4 つの沖積低地の内湾堆積物から検出した。

堆積相解析の結果、基底に侵食面をもち、上方へ細粒化する砂層や砂礫層によって、自生の貝化石を含む均質な泥質層の堆積が中断されるイベントが、各沖積低地で 10 回以上識別された。また、一部の砂層では、海と陸の両方向の古流向が見られる。内湾堆積物に含まれるこれらの粗粒堆積物は、いわゆる“イベント堆積物”である。

タフォノミーの視点からの化石群集の分析によって、イベント堆積物の供給源や運搬・堆積プロセスが推定された。イベント堆積物は、内湾泥底と岩礁など、通常は共存しない異なる環境に棲む貝化石群集が混合しており、湾周辺からの堆積物の取り込みと内湾底への再堆積を示す。湾奥の汽水域や湾中央で堆積した泥層に挟まれる 2 枚のイベント堆積物は、外洋性の貝形虫化石を多量に含み、外洋水が湾奥に侵入したことを示す。これらは津波堆積物の可能性がある。

137 個の高密度の¹⁴C 年代測定によって、7 枚のイベント堆積物が相模湾沿岸で広域に追跡され、乱泥流が南関東沿岸の広域で同時に繰り返し起きたことが推定された。5 枚のイベント堆積物は、南関東に分布する完新世海岸段丘の離水と近似した年代を示し、津波起源であることが強く示唆される。

化石群集から復元した古水深変動から、イベント堆積物を挟む 2 つの層準で急激な海面低下が見いだされた。このイベントは海底の地震隆起と地震に伴う津波を示すと考えられる。

地層から地震イベントを検出することは、古地震研究に有力な情報を提供し、地震テクトニクスの新たな研究方法として貢献すると考えられる。

キーワード：完新世、古地震、相模トラフ、地震隆起、タフォノミー、津波堆積物

I. はじめに

相模湾周辺で過去 1 万年間に発生した古地震は、海岸段丘などの地形だけでなく、津波堆積物などの形で地層中にも記録されている(藤原ほか, 1997, 1999; Fujiwara *et al.*, submit.). 縄文海進時にまで遡るこれらの津波堆積物は、起源となった地震との対応が明らかなものとしては、おそらく環太平洋で最古の例である。また、この津波堆積物は、水深 10 m を超える内湾に堆積した点で、

従来知られている陸上に残された遡上型の津波堆積物(例えば, Atwater, 1987; Minoura and Nakaya, 1991; 河名・中田, 1994; Imamura *et al.*, 1995; Sato *et al.*, 1995; Young *et al.*, 1997)と異なる。

地層から津波堆積物を識別する試みは、トレンチ調査など直接的な方法が適用できない深海底で発生するプレート境界地震の再来間隔の調査法として(例えば, Clague and Bobrowsky, 1994; Minoura *et al.*, 1994; Atwater and Hemphill-Haley, 1997), また歴史地震の

1999 年 2 月 10 日受付。1999 年 9 月 6 日受理。1997 年度日本地質学会第 104 年学術大会討論会、および 1998 年度日本第四紀学会大会シンポジウムにおいて講演。

*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.

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

*3 愛知教育大学教育学部地学教室 〒448-8542 刈谷市井ヶ谷町広沢 1.

*4 (株)大和地質研究所研究本部 〒980-0824 仙台市青葉区支倉町 2-51.

検証法として(例えば, Minoura and Nakata, 1995; 今村ほか, 1997), 地震や津波の再来間隔を推定し, 防災に役立てることを主目的に, 最近 10 年程の間に世界各地でさかんになってきた。しかし, この方法にも問題があり, 洪水や高潮など他の形成要因と津波とを識別するための手法の開発が現在も進められている(例えば, Nishimura and Miyaji, 1995; 七山ほか, 1998)。

この論文では, 筆者らのこれまでの研究について, 内湾堆積物からいかにして津波堆積物などの地震イベントを識別するか, その方法論を述べる。例えば, 露頭やボーリングコアの完新統に対して高密度で ^{14}C 年代測定と堆積相や化石群集などの解析を行うことで, 内湾底における通常とは異なる海底侵食を伴うイベントの発生を読みとることができる。また, そのようなイベントと海底地震との対応関係が分かり, さらにそのイベントに伴う海底の隆起運動が復元できる。このように地層から津波堆積物や海底の上下変動を検出することは, 地震性地殻変動の履歴について, 具体的な事例を提供することになり, 古地震研究の新たな方法として貢献すると考えられる。

II. 調査地域

房総半島南部と三浦半島に分布する沖積低地は, 縄文海進に伴って生じた溺れ谷が, その後の海退によって陸化したものである(例えば, 松島, 1974, 1976, 1984)。この地域には完新世の海岸段丘が房総半島で四つ, 三浦半島で三つのレベルに分布する。前者は高位から沼Ⅰ～Ⅳ段丘(中田ほか, 1980), 後者は同様に野比Ⅰ～Ⅲ段丘

(Kumaki, 1985)と呼ばれ, 縄文海進最盛期以降の過去約 7,200 年間(暦年代に補正した値, 以下同じ)に形成されたものである。これらの段丘は, 最高で標高 30 m に達し(茅根・吉川, 1986), 歴史地震とのアナロジー(Matsuda *et al.*, 1978)から, 数百年から 2,000 年の間隔で海岸の地震隆起が繰り返して発生した結果と解釈されてきた(例えば, Shimazaki and Nakata, 1980; Kumaki, 1985)。また, この地域には, 相模トラフ周辺を震源とする大規模な地震津波が過去に繰り返して襲来しており, 例えば沼Ⅳ段丘を離水させた 1703 年元禄関東地震の際には, 房総半島東部や南部, 三浦半島に高さ 5 m を超える津波が襲来している(宇佐美, 1996; 渡辺, 1998)。

房総半島南部はこのように地震隆起地域なので, 隆起速度の遅い非地震性隆起地域などでは地下にある完新統の一部を, 館山平野の中央部を流れる平久里川やその南方の巴川(図 1)では川岸の露頭で観察できる(藤原ほか, 1997)。館山平野の露頭の一つでは, 基部からパイプレーション・コアサンプラー(岡村・松岡, 1995)による掘削を行い(コア径 80 mm), 地下に埋没した沖積層についても層相の観察などを行った。また, 沖積層を貫く合計 6 本のボーリング(コア径 95 mm; 内湾堆積物の層厚 7～28 m)を房総半島の館山平野(TB 3, 4, 6)と三浦半島の初声町(図 1 の MB 1, 2)および逗子市(図 1 の MB 3)の計三つの沖積低地で掘削し, 地下の完新統を観察した。

III. イベントを読み出す方法

1. 岩相記載

研削面に見られる堆積構造, 粒度, 色, 化石の産状, 地層ユニットの基底の形状などに注目して, 海底侵食を伴う再堆積層およびそれに連続する堆積層(堆積面)を識別した。このような堆積物をイベント堆積物と呼ぶ。これに対して, イベント堆積物を挟む地層をノーマル堆積物と呼ぶ。基底に侵食面が認められることが, イベント堆積物の最も明確な判断基準であることは言うまでもない。コアで明瞭な侵食面が認められない場合でも, 粘土礫の存在によって海底侵食が推定できる場合がある。例として, 館山平野の内湾堆積物の柱状図を図 2 に示す。柱状図には, その幅で堆積物の粒度が示してあり, 主として泥～極細粒砂からなる地層中に, 基底に明瞭な境界をもつ砂層や砂礫層が繰り返して挟まれているのがわかる。また, 柱状図には堆積構造や化石などの含有物質の特徴を示してある。

このような地層ユニットが級化構造を示したり, 上面が粘土でキャップされていけば, 混濁流から沈殿したと

図 1 位置図

Fig. 1 Index map

考えられる。また、逆級化構造を示せば、高密度の媒質による浮力や、粒子同士の衝突の結果、生じる反発力による粒子支持(バグノルド効果)によって形成されたと考えられ(Bagnold, 1954; Middleton, 1970), 強い流れで運搬されたことが推定される。低角楔状葉理や貝化石のインブリケーション構造が見られる場合も、その地層ユニットは強い掃流で形成されたと考えられ、さらに古流向を推定することができる。古流向が推定できると、その堆積物が洪水のように陸側から供給されたか、あるいは津波のように海側から供給されたかを推定することができる。両方向の流れが認められれば、津波のように振動する波が推定される(高清水ほか, 1996)。ハンモック状斜交層理も、堆積プロセスの推定に有効であり、長周期で流速の大きな振動流で運ばれたことが推定される(Harms *et al.*, 1975; Dott and Bourgeois, 1982; Cheel, 1993)。地層ユニットの中やその周辺に認められるコンボリューション構造は、荷重を増加させる急激な堆積や強い振動の発生を示唆する(高清水ほか, 1996)。貝化石や礫など粗粒物質が濃集している場合は、運搬中の淘汰が行われたことが考えられる。また、多量の木片の存在は、堆積物が陸域からも供給されたことを示唆する。

異地性の貝化石の割合が高い堆積層は、再堆積した可能性が高い。ただし、このような堆積層であっても、その上面から現地性の貝化石が穿掘している場合があるので、もともと化石層に含まれていた化石か、それとも後から潜り込んだ化石か、正しく判断する必要がある。生物擾乱による化石の混入も同様である。また、特定の層準に現地性の貝化石が密集して穿掘し、現地性の化石層を形成している場合は、例えば栄養分に富んだ砂層の堆積など、その貝類にとって好都合な環境を一次的に形成するイベントの発生が推定される。

2. 化石群集の分析

異地性群集は、本来異なる環境(水深・底質など)に生息する種が混在することで、現地性群集と識別される。その際、生息環境がよく分かっているいわゆる示相化石が多いほど、どのような環境同士が混合したのかを明確にできる。現世の貝形虫や貝類の場合、日本周辺の多くの内湾について湾奥から湾口までの種や群集の分布状態に関するデータが揃っている。各群集とその生息水深・底質についての引用は、入月ほか(1998)や藤原ほか(1999)を参照されたい。

入月ほか(1998)は、三浦半島の3本のコア(MB 1~MB 3)の貝形虫化石群集(40 試料)を、藤原ほか(1997, 1999)は房総半島南部と三浦半島の陸上セクションと6

本のコア(TB 3~TB 6, MB 1~MB 3)の貝化石群集(85 試料)を、それぞれ湾奥から外洋に面した湾口域までの7群集と4群集に識別した。すなわち、貝形虫化石についてはSC, LP, BP, LN, TP, CP, AX, 貝化石についてはTF, SM, CM, RBの各群集である(表1)。

貝形虫化石の場合は、乾燥重量で80 gの試料から数百個体が得られるので、ボーリングコアからでも群集組成をQモードクラスター分析などを用いて定量的に分析できる。しかし、貝化石の場合は、露頭であっても定量分析に耐える試料を得ることは一般に難しく、定性的な分析を行った。露頭のイベント堆積物については幅1 m前後の中から、上下の泥層については50 cm四方程度の中から、種数が増加しなくなるまで採取を続けた。ボーリングコアのイベント堆積物についてはその全体について、泥層についてはコアを長さ20 cm程度のユニットに切り分け、各ユニットの全体を分析した。イベント堆積物とノーマル堆積物での化石群集組成の違いの一例として、種数や種構成の比較を図3に示した。

3. 粒度分析

堆積物の粒度特性は、津波堆積物の供給源を推定する有力な情報とされている(例えば、箕浦ほか, 1987)。館山平野と巴川のノーマル堆積物とイベント堆積物、および館山平野のボーリングコアで海成層を覆う河成堆積物の合わせて85試料について、沈降天秤法による粒度分析を行った。粒径の標準偏差と平均粒径(Lindholm, 1987)をそれぞれ縦軸と横軸にとったものを図4に示した。

4. イベント堆積物の年代決定

内湾堆積物やイベント堆積物には、上述したように現地性の二枚貝が含まれている。これらの化石をイベント堆積物の中およびその上下から採取して、気体計数管法とAMS(加速器質量分析計)法で ^{14}C 年代測定を行った。現地性の貝化石が得られず、やむを得ない場合には離弁の二枚貝のほか巻貝や木片を試料とした。このようにして137個の年代測定値を露頭とボーリングコアから求め、CALIB rev 3.0.3(Stuiver and Braziunas, 1993)を用いて暦年代(cal. yrs BP)に補正した。なお、本文中での暦年代への補正はすべてこのソフトによる。

次に、これらのデータからイベント堆積物の年代を決め、各沖積低地間で対比を行った。ここでは、館山平野の露頭とコアの例を取り上げてみる。柱状図に高密度で入れられた ^{14}C 年代値を標高に対してプロットすると、上位の測定値ほど若い年代を示し、測定誤差程度の揺らぎしかないスムーズな曲線になる(図2)。この標高一年

図2 館山平野の柱状図と堆積曲線

各地点において、基底に侵食面を持ち、級化構造を示す砂層や砂礫層が均質な泥質層に繰り返し挟まる。TB3~TB6はボーリングコア(藤原ほか, 1999), 12-22, 25-32は露頭番号(藤原ほか, 1997)。年代値はCALIB rev 3.0.3(Stuiver and Braziunas, 1993)によって暦年補正した値で誤差 1σ 。堆積曲線上の四角枠は、相模湾周辺で広域に対比できる砂層や砂礫層(T2~T7)の層序的位置。12-22 地点では、T4に対比される可能性のある砂層が3枚見られる。

Fig. 2 Sequence and age-depth lines of Holocene marine sediments in Tateyama Plain

Sand and gravely sand sheets which show a fining upward sequence and unconformably overlie massive mud are repeatedly intercalated in each column. TB3~TB6: drilling cores (Fujiwara *et al.*, 1999), 12-22, 25-32: outcrop numbers (Fujiwara *et al.*, 1997).

Radiocarbon ages were calibrated to calendric ages using CALIB rev 3.0.3 (Stuiver and Braziunas, 1993). Horizontal lines represent 1σ age range. Open squares on the age-depth lines show stratigraphic position of sand sheets widely traced on the coasts of Sagami Bay (T2~T7). Three sheets are recognized at the horizon of layer T4 (Loc. 12-22).

表 1 貝形虫および貝化石群集とそれらから示唆される古環境

Table 1 Ostracode and molluscan assemblages and paleoenvironments which were indicated by each assemblage

Assemblage	Environment	Water depth
SC	Muddy inner brackish bay	2–5 m
LP	Sandy bay coast	---
BP	Muddy middle bay	5–10 m
LN	Muddy middle bay	10–15 m
TP	Sandy mud bottom of outer bay	---
CP	Sandy foreshore - shoreface	≤ 10 m
AX	Open rocky shore with calcareous algae and/or Zostera bed	---
TF	Sandy or muddy bay-floor, intertidal zone	---
SM	Sandy mud bay-floor	< 10 m
CM	Central muddy bay-floor	< 20 m
RB	Rocky bottom and/or wave cut bench	---

Ostracode : SC, LP, BP, LN, TP, CP and AX

Mollusca : TF, SM, CM and RB

代ダイアグラム上でプロットされた点を結んだ曲線を, “堆積曲線”と名づける(増田, 1998; 藤原ほか, 1999). この堆積曲線上の点は, その年代の海底が現在どの標高にあるかを表し, その曲線は海底の高さの時間変化を示す. また, 堆積曲線の傾きは地層の堆積速度を表し, 堆積曲線からは層準ごとの年代を求めることができる.

IV. 結果と考察

1. ノーマル堆積物とイベント堆積物の岩相

ノーマル堆積物は下位から順に, 閉鎖的内湾奥, 湾中央部および湾口部で堆積した泥質層で, それぞれおもに塊状の粘土, 砂質シルト, シルト質細粒砂からなる(図 2). *Dosinella penicillata* などの貝類を現地性の状態で含み, 侵食面を挟まず生痕が発達した塊状の堆積物で, 湾周辺の比較的エネルギーの小さい環境で堆積したものである.

一方, イベント堆積物は基底に侵食面をもち級化構造を示す砂層や砂礫層で(図 5), 各沖積低地の地層中に 10 枚以上認められる. 層厚は 20 cm 未満であることが多いが, 稀に 50 cm を超える. それぞれのイベント堆積物は, 層厚数 cm から数十 cm の級化(稀に逆級化)する単一またはいくつかのユニットからなる. 異地性の貝化石や礫および粘土礫を多く含むほか, 上部に層状に木片を挟むことがある. また一部のイベント堆積物では, 堆積構造から海側と陸側の両方向の古流向が推定される. これらのイベント堆積物を露頭やボーリング間で追跡すると, 側方へ岩相や層厚が大きく変化し, 貝化石片の濃集層や侵食面に連続する場合もある. また, コンボリユー

図 3 イベント堆積物とノーマル堆積物の化石組成の比較

A: イベント堆積物(I, IV)およびノーマル堆積物(II, III)における各貝化石群集の量比.

I, II は館山平野, III, IV は巴川のデータ. イベント堆積物中では種数の顕著な増加や群集の混合が見られる.

B: MB3 コアのイベント堆積物と内湾堆積物における各貝形虫群集の量比.

I はイベント堆積物 T1 の上下の内湾奥汽水域で堆積した砂質粘土. II はイベント堆積物 T1. CP や AX 群集のスパイクは, 外洋水が湾奥汽水域へ侵入したことを示している.

Fig. 3 Fossil compositions of event deposits and bay-floor mud

A: Diagrams showing percentages of molluscan species belonging to each assemblage in the event deposits (I, IV) and bay-floor mud (II, III). I and II: Tateyama Plain. III and IV: Tomoe River. Remarkable increase in number of species and mixing of assemblages are shown in the event deposits.

B: Diagrams showing percentages of the ostracode species belonging to each assemblage in the event deposits and bay-floor mud of MB3 core.

I: Sandy clay beneath and over the layer T1. Brackish inner bay deposits. II: The T1 layer. Spike of CP and AX assemblages indicates the invasion of open marine water into the brackish inner bay.

ジョン構造が見られることがある. これらのことは, 普段は泥質の地層が静かに堆積する内湾底に, 海岸や海底の堆積物を巻き込み, 土砂を急激に供給する乱泥流が発生したことを示している.

図4 館山平野周辺の堆積物の粒度分析結果
イベント堆積物の粒度や淘汰度の分布は、内湾堆積物から河成堆積物までの広い領域にわたる。

Fig. 4 Grain size distribution of the sediments around Tateyama Plain
Event deposits have wide range in both grain size and sorting comparable to the ranges of fluvial and inner bay deposits.

イベント堆積物は構成物質や堆積構造の違いから、以下の3種類(タイプA, B, C)に分類される(Fujiwara *et al.*, submit.). タイプAは、館山平野や三浦半島で見られる淘汰の悪い泥質砂層もしくは礫質砂層で、マトリックスは泥質である。砂の粒度分布は、河川性の砂や内湾性の砂の分布域を含めた広い領域にわたっており(図4)、砂層が湾周辺のさまざまな場所から由来したことを示している。イベント堆積物の上面からは、現地性の*Dosinella penicillata*が密集して穿掘していることがあり、この貝の生息に適した砂泥底の環境が一次的に広がったことが分かる。

タイプBは巴川で見られ、低角楔状斜交葉理の発達する比較的淘汰の良い砂層である。一部でハンモック状斜交層理が発達し、振動流で形成されたと考えられるものもある。砂の粒度分布は、内湾堆積物を覆う河川性の砂と類似しており(図4)、このイベント堆積物が河口周辺からもたらされたことが推定される。

タイプCは、平久里川で見られる破損した貝化石や群体サンゴからなるイベント堆積物で、波食台上に形成さ

れたカキ礁を不整合に覆っている。層厚は平均で約30 cmである。これは、カキ礁が成長中に強い流れで破壊されたことを示している。

2. 化石群集

泥層に含まれる貝化石は、単一の群集(下部ではTF群集、中部ではCMまたはSM群集、上部ではSM群集)からなる場合が多い(図3-A)。複数の群集が混合している場合でも、それらは空間的に近接した場所に生息する群集(例えば、CMとSM群集)からなり、これらはいわゆる現地性、もしくはそれに近い群集である。異地性の貝化石が含まれることがあっても、数はわずかで破損しており、生物擾乱で上下のイベント堆積物から混合したと推定される。

一方、イベント堆積物に含まれる貝化石は、上下の泥層に比べて種数や個数が顕著に多く、通常では共存しない群集が混合している。例えば、図3-Aに示した平久里川や巴川の例では、CMやSM群集(ex. *Dosinella penicillata*, *Fulvia mutica*)を含む泥層に挟まれるにもかかわらず、RB(ex. *Chlamys farreri*, *Petricolirus aequistriatus* (穿孔貝))群集やTF(ex. *Batillaria zonalis*)群集が混在する。また、イベント堆積物の貝化石は大半が破損しており、薄層状やレンズ状の化石濃集層としてイベント堆積物中に挟まれることが多い。

MB3 コア下部に挟まれるイベント堆積物T1の例(入月ほか, 1998)では、TF群集(ex. *Cyclina sinensis*, *Batillaria zonalis*)やSC群集(ex. *Spinileberis quadriaculeata*, *Cytheromorpha acupunctata*)が卓越する汽水性の湾奥に堆積した砂質粘土に挟まれているにもかかわらず、CP(ex. *Pontocythere subjaponica*)およびAX(ex. *Aurila munechikai*)群集がスパイク的に含まれる(図3-B)。また、この砂層中では貝形虫化石の種数が顕著に増加し、保存が悪く変質した個体が含まれる。これらの異地性の貝形虫化石群集は、外洋水の影響下にある砂底あるいは岩礁から掘り出され、湾奥の泥底に再堆積したと考えられる。

3. イベント堆積物の時空分布

各沖積低地で作成した堆積曲線からは、イベント堆積物が各地点で100年から数百年間隔で形成されたことがわかった(図2)。また、各地点で互いに近い年代をもつイベント堆積物が7層準で見いだされた(堆積曲線上の四角棒)。これらは、年代測定値が少ない層準では形成年代に100年から数百年程度の自由度があるものの、年代値の推定範囲が互いに重複し、それぞれ同一のイベントで形成されたと考えられることができる。これらを下位から

図 5 MB2 コアに挟まれるタイプ A のイベント堆積物
淘汰の悪い礫質砂層からなり、下位層を不整合
に覆う T2 で、貝化石は RB 群集を含む。下位
の地層は、水深 15 m 前後の湾口域に堆積した
泥。スケールの数字は cm 単位。

Fig. 5 Type A event deposit in the MB2 core
Layer T2 consists of poor-sorted gravely
sand with RB molluscan assemblage and
unconformably covers the bay mouth mud
deposited around the depth of 15 m. Scale
with figures in cm.

T1~T7 と呼び、形成年代と分布地域は図 6-A のとおりである。

次に、堆積速度の変化から、イベントの発生を読みとることができる場合がある。堆積速度が低下する層準は

イベント堆積物を含む層準と一致するものがあり(図 2 Log. 12~22 の T4, TB4 コアの T2, T3), イベント堆積物の形成が海底侵食を伴ったことがわかる。堆積速度の低下は海底侵食だけでなく、相対的海水準の上昇に伴う堆積物供給量の減少によっても生じる(増田, 1998)。ただし後者の場合は、地層が全体として上方細粒化するので、イベント堆積物とは識別される。

年代測定値と層序の間に、大きなばらつきや逆転が少ないことは、すでに述べた。これは露頭で採取した現地性の二枚貝化石を試料としているからである。ボーリングコアのように試料の選択肢が少なく、離弁や破片となった貝化石を測定試料に用いざるを得ない場合は、堆積曲線に乗らない、すなわち古い年代値が得られることがある。このような古い年代値については、いろいろな原因が考えられるので、これまで特に触れられることはなかった。

房総半島南部と三浦半島のボーリングコアの堆積曲線の場合は、このような古い年代値はそのほとんどが上述したイベント堆積物中の試料である。露頭でもイベント堆積物中の貝化石は、このように“年代が逆転する”ことがある(図 2)。また、明瞭なイベント堆積物が認められない場合でも、古い年代値が得られた層準の年代を堆積曲線から決めると、上述した T1~T7 のいずれかに相当することが多い。これは、数百年ないしさらに古い貝化石を巻き込みながら堆積物を運搬するイベントの発生を示している。これがいわゆる“年代が逆転する”試料の原因の一つである。相模湾に面した伊豆半島や富津のほか、銚子の完新統の例でも、堆積曲線から外れる古い年代値は T1~T7 と年代が近似し(増田, 1998)、海底侵食が南関東沿岸の広域で同時に繰り返し起きたことが推定される。

4. 海岸段丘の形成との関係

房総半島南部と三浦半島に分布する一連の完新世海岸段丘の離水年代を、段丘堆積物の ^{14}C 年代測定値(例えば、中田ほか, 1980; Kumaki, 1985)を暦年代に補正して再計算した(図 6-B)。これらの離水時期と T1~T7 の形成年代を比較すると、T3 は沼 I および野比 I 段丘と、T4, T5, T6 および T7 はそれぞれ野比 II, 沼 II, 野比 III, 沼 III の各段丘と近似した年代を示す。このような年代の近似は、T3~T7 が浅海底を離水させた海底地震に起因する津波堆積物であることを強く示唆している。相模湾周辺で歴史時代に大規模な地震津波が繰り返し発生していること(宇佐美, 1996; 渡辺, 1998)も、この考えを指示している。

図 6 イベント堆積物と完新世段丘との対比

A: イベント堆積物の 4 つの沖積低地間での対比.

B: 海岸段丘の離水年代. 中田ほか(1980)および Kumaki(1985)から CALIB rev 3.0.3(Stuiver and Braziunas, 1993)を用いて暦年補正.

Fig. 6 Inferred correlations among the event deposits and the Holocene marine terraces

A: Correlation of event deposits among the studied four alluvial plains.

B: Emergent ages of the marine terraces which were converted from Nakata *et al.* (1980) and Kumaki (1985) to calendric ages using CALIB rev 3.0.3 (Stuiver and Braziunas, 1993).

茅根・吉川(1986)は房総半島南東岸の岩石海岸で、沼 I ~沼 IV 段丘がそれぞれ高さ約 1 m の低い崖によって数段に分けられることを示した。このことは、過去約 7,200 年間を通じて、大規模な地震隆起が 1 回起きる間に小規模な地震隆起が数回起こったことを示す(茅根・吉川, 1986; 熊木, 1988)。T3~T7 の前後に挟まれるイベント堆積物の起源の一つは、小規模な地震隆起を起こした地震かもしれない。なかでも T1, T2 は、Atwater (1987), Guilbault *et al.* (1996), Benson *et al.* (1997)などによって津波起源を示す重要な特徴とされている海から陸方向への堆積物の運搬が示唆されることや、相模トラフ周辺で広域に分布することから、津波堆積物である可能性が高い。しかし、これらのイベントと海岸段丘の示す間欠的隆起との正確な対比はできていない。このデータのみからは洪水や嵐のような別の形成機構も除外できない。

5. 三浦半島の海水準変動の復元

貝形虫化石のデータによると、MB2 コアの堆積環境は大きく下部・中部・上部に分けられ、それぞれ水深数 m の湾奥の汽水域、水深 10~15 m (一部 15~20 m) の湾中央部から湾口部にかけての水域、外洋水の影響を受ける水深 10 m 前後の湾口部で堆積したと考えられる(入月ほか, 1998)。また、貝化石から推定した古水深もこれらと近似した値を示す(藤原ほか, 1999)。

各サンプル層準での水深は、その地層が堆積したときに、海底面の何 m 上に海面があったかを示している。したがって、得られた水深値を当時の海底面である堆積曲線からその水深分だけ上方にとると、それが当時の海面の高さになる。こうして各サンプル層準での海面高度をやや強引に推定し(推定値には数 m 程度の誤差がある)、それをつないで三浦半島での古海面変動を求めた(図 7-A)。この古海面変動は、氷床の融解による汎世界的な海面変動と、三浦半島の地殻変動が合わさった“相対的の海水準変動”である。

6. 地震性地殻変動の抽出

三浦半島における“相対的の海水準変動”を地震性地殻変動が生じていない地域の海面変動と比較して、地震性地殻変動の成分だけを取り出してみる。ここでは、元禄・大正の関東地震でほとんど上下変動が知られていない、東京湾奥の多摩川三角州(図 1)を比較対象とした。この三角州で松島(1987)が作成した完新世の海面変動曲線を、元になった ^{14}C 年代値を暦年代に補正することで修正した(図 7-B)。

古水深を推定した 2 つの点で挟まれた期間ごとに、その期間内における海水準変動量を三浦半島(図 7, A)と多摩川三角州(図 7, B)で比較すると、両者の間には差がある(図 7, C)。図では、前者から後者の値を差し引いた残差を、上をプラスにとって示している。残差がプラス

図 7 三浦半島の相対的海水準変動と地震性地殻変動

- A : 化石群集から推定した三浦半島の相対的海水準変動。縦線は古水深の推定誤差。スケールは左。
 B : 多摩川三角州の海水準変動。松島(1987)を CALIB rev 3.0.3 (Stuiver and Braziunas, 1993) を用いて暦年補正。スケールは左。
 C : 三浦半島の地震性地殻変動。曲線 A 上の隣合う 2 本の縦線で挟まれる各期間について、曲線 A から曲線 B の水深変動を差し引いた残差。スケールは右。
 D : MB2 コアの堆積曲線。スケールは左。

Fig. 7 Relative sea-level change and coseismic movement at Miura Peninsula

- A : Relative sea-level change estimated by ostracode and molluscan assemblages at Miura Peninsula. Vertical lines indicate the margin of error. Scale on left side.
 B : Sea-level change at Tama-gawa Delta. Radiocarbon ages were converted from Matsushima (1987) to calendric ages using CALIB rev 3.0.3 (Stuiver and Braziunas, 1993). Scale on left side.
 C : Coseismic movements at Miura Peninsula. Remainder obtained by subtracting line B from line A in each interval bounded by two paleo-depth estimating points. Scale on right side.
 D : Age-depth line of MB2 drilling core. Scale on left side.

の場合は、三浦半島の方が同じ期間の水深増加が大きいことを示している。両地域で海面の高さは同じはずであるから、これは三浦半島が相対的に沈降したことを示している。逆に残差がマイナスの場合は、三浦半島が相対的に隆起したことを示している。

上述した T2, T3 を挟む層準で海面が急激に低下したことを示す落ち込みが見られる。古水深の推定値には誤差があるが、この落ち込みは明らかに有意な海面低下と考えられる。これらの海面低下が地盤の地震隆起によるものであることは、海面低下量が三浦半島南部に分布する3段の海岸段丘同士の比高である5m前後(Kumaki, 1985)と近似することから支持される。このことから、T2, T3 はこれらの地震に対応する津波堆積物と考えられる。

求められた上下変動には、水深の見積もりに誤差があることや、堆積物の圧密補正をしていないこと、またハイドロアイソスタシー(Nakada *et al.*, 1991)の効果が考慮されていない(例えば、T1~T2間の沈降はハイドロアイソスタシーによるものかもしれない)などの問題がある。また、古水深の推定精度は、堆積環境や解析に用いる化石の種類によって異なり、例えば貝形虫化石の場合は、水深15~10m前後の内湾中央部および内湾奥の汽水域で推定精度が高いなどの難点や利点がある。

カスカディア沈み込み帯に面した北アメリカ太平洋岸の例では、エスチュアリーなどで有孔虫(Guilbault *et al.*, 1996)や珪藻(Kelsey *et al.*, 1998)を利用した古水深変動の解析が行われており、1回当たりの沈降量が数十cm~数mの地震性沈降運動を検出している。したがって、解析地域の古地理を復元した上で、解析に適した層準と化石種を選んで分析を行えば、相模湾周辺の例でもより正確な古海面変動曲線や地震性地殻変動を得ることができると考えられる。

また、年代測定密度や化石分析ポイントを増加させていけば、三浦半島と房総半島における地震隆起のタイミングが一致するか否かについての議論(例えば、熊木, 1998)など、相模湾周辺の地震テクトニクスの解明に役立つと考えられる。さらに、多くの事例で検証データを蓄積することで、この手法が地震性隆起・沈降運動を解明する新しい手法になると考えられる。

V. ま と め

地層から過去の地震の痕跡である津波堆積物や地盤の上下変動を読み出す方法を、相模湾周辺の沖積層を例に述べた。一連の解析は、堆積相解析(増田, 1988, 1989)と

呼ばれる手法による露頭やボーリングコアの詳細な観察を基礎としている。この手法は、地層から通常とは異なるイベント堆積物を識別するために重要である。イベントの発生時期などを正確に推定するために、どこから年代測定試料や化石分析試料を採取するかを決める上でも、堆積物の識別が不可欠な情報である。

また、従来“混合群集”と一括されてきた化石群種が、現世の群集とのアナロジーを基礎として、その種構成・産出状況や上下の地層に含まれる化石群集との関連を調べることによって、津波などのイベントの発生を示す情報となることを述べた。すなわち、地層からイベントを読み出すには、タフォノミー(小笠原, 1997)に関する情報が重要である。また、化石群集を正しく理解することで、古海面変動の復元やそれに基づく隆起・沈降運動の解析が可能となることを実例で示した。

さらに、高密度で地層に年代値を入れることで、地層がどのような過程で累積してきたかを初めて理解することができる(増田, 1998)。このことはイベント堆積物の時間的・空間的分布を明らかにし、海岸段丘など地震イベントを示す他の証拠との対比・検証に重要である。

謝 辞 高知大学理学部の岡村 真教授には、バイブレーション・コアサンプラーによる掘削にご協力いただいた。USGSのBrian Atwater 博士には、英文要旨を校閲していただいた。著者の一人入月は、この研究の一部に文部省科学研究費補助金(課題番号 10740246, 代表者: 入月俊明)の一部を用いた。

引 用 文 献

- Atwater, B.F. (1987) Evidence for great Holocene earthquakes along the outer coast of Washington State. *Science*, 236, 942-944.
- Atwater, B.F. and Hemphill-Haley, E. (1997) Recurrence intervals for great earthquakes of the past 3,500 years at northeastern Willapa Bay, Washington. *USGS Professional Paper*, 1576, 108 p.
- Bagnold, R.A. (1954) Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proc. Royal Soc.*, A 225, 49-63.
- Benson, B. E., Grimm, K. A. and Clague, J. J. (1997) Tsunami deposits beneath marshes on northwestern Vancouver island, British Columbia. *Quat. Res.*, 48, 192-204.
- Cheel, R.J. and Leckie, D.A. (1993) Hummocky cross-

- stratification. *Sediment. Rev.*, 1, 103-122.
- Clague, J.J. and Bobrowsky, P.T. (1994) Tsunami deposits beneath tidal marshes on Vancouver island, British Columbia. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 106, 1293-1303.
- Dott, R.H. Jr. and Bourgeois, J. (1982) Hummocky stratification : significance of its variable bedding sequence. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93, 663-680.
- 藤原 治・増田富士雄・酒井哲弥・布施圭介・齊藤 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. (submitted) Tsunami deposits in the Holocene bay mud of southern Kanto region, Pacific coast of central Japan. *Special Issue of "Sedimentary Geology" dedicated to : Sedimentary features of seismites, seismo-turbidites and tsunamites*.
- Gilbault, J.P., Clague, J.J. and Lapointe, M. (1996) Foraminiferal evidence for the amount of coseismic subsidence during a Late Holocene earthquake on Vancouver island, west coast of Canada. *Quat. Sci. Rev.*, 15, 913-937.
- 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. *SEPM Short Course*, 2, 161.
- Imamura, F., Synolakis, C.E., Gica, E., Titov, V., Listanco, E. and Lee, H. J. (1995) Field survey of the 1994 Mindoro Island, Philippines tsunami. *PAGEOPH*, 144, 875-890.
- 今村文彦・箕浦幸治・高橋智幸・首藤伸夫 (1997) エーゲ海における歴史津波堆積物に関する現地調査. 津波工学研究報告, 14, 33-49.
- 入月俊明・藤原 治・布施圭介・増田富士雄 (1998) 神奈川県三浦半島西岸の後氷期における古環境変遷 : ボーリングコア中のイベント堆積物と貝形虫化石群. 化石, 64, 1-22.
- 河名俊男・中田 高 (1994) サンゴ質津波堆積物の年代からみた琉球列島南部周辺海域における後期完新世の津波発生時期. 地学雑誌, 103, 352-376.
- 茅根 創・吉川虎雄 (1986) 房総半島南東岸における現成・離水浸食海岸地形の比較研究. 地理学評論, 59 A, 18-36.
- Kelsey, H.M., Witter, R.C. and Haley, E.H. (1998) Response of a small Oregon estuary to coseismic subsidence and postseismic uplift in the past 300 years. *Geology*, 26, 231-234.
- Kumaki, Y. (1985) Holocene marine terraces and their deformations in the coastal area of southern Kanto, Japan. *Geogr. Rev. Japan*, 58 B, 49-60.
- 熊木洋太 (1988) 房総半島の完新世旧汀線からみた「大正型」関東地震の平均再来間隔. 地学雑誌, 97, 20-31.
- 熊木洋太 (1998) 相模湾周辺の完新世海成段丘と地震性地殻変動. 1998 年度日本第四紀学会大会講演要旨集, 34-35.
- Lindholm, R.C. (1987) *A practical approach to sedimentology*. 276 p, Allen and Unwin, London.
- 増田富士雄 (1988) ダイナミック地層学—古東京湾域の堆積相解析から(その 1 基礎編). 応用地質, 29, 312-321.
- 増田富士雄 (1989) ダイナミック地層学—古東京湾域の堆積相解析から(その 2 発展編). 応用地質, 30, 29-40.
- 増田富士雄 (1998) 高密度で測定された ^{14}C 年代測定値による完新統のダイナミック地層学. 地学雑誌, 107, 713-727.
- 松島義章 (1974) 神奈川県地質 1 鎌倉の沖積層, 逗子の沖積層. 神奈川県立博物館調査報告, 5, 3-40.
- 松島義章 (1976) 三浦半島南部の沖積層. 神奈川県立博物館研究報告, 9, 87-162.
- 松島義章 (1984) 日本列島における後氷期の浅海性貝類群集—特に環境変遷に伴うその時間・空間的変遷—. 神奈川県立博物館研究報告(自然科学), 15, 37-109.
- 松島義章 (1987) 川崎市内沖積層の総合研究. 145 p, 川崎市博物館資料収集委員会.
- Matsuda, T., Ota, Y., Ando, M. and Yonekura, N. (1978) Fault mechanism and recurrence time of major earthquakes in southern Kanto district, Japan, as deduced from coastal terrace data. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89, 1610-1618.
- Middleton, G.V. (1970) Experimental studies related to problems of flysh sedimentation. *Geol. Assoc. Can. Spec. Paper*, 7, 253-272.
- 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 2 輯, 40, 183-196.

- Minoura, K. and Nakaya, S. (1991) Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits : Some examples from northeast Japan. *Jour. Geology*, 99, 265-287.
- Minoura, K. and Nakata, T. (1995) Discovery of an ancient tsunami deposit in coastal sequences of southwest Japan : Verification of a large historic tsunami. *The Island Arc*, 3, 66-72.
- Minoura, K., Nakaya, S. and Uchida, M. (1994) Tsunami deposits in a lacustrine sequence of the Sanriku coast, northeast Japan. *Sedi. Geol.*, 89, 25-31.
- Nakada, M., Yonekura, N. and Lambeck, K. (1991) Late Pleistocene and Holocene sea-level changes in Japan : Implication for tectonic histories and mantle rheology. *Palaeogeogr., Paleoclimat., Palaeoecol.*, 85, 107-122.
- 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.
- 七山 太・佐竹健治・下川浩一・重野聖之・小坂橋重一・宮坂省吾・石井正之 (1998) 遡上型津波堆積物の堆積相と堆積過程—1993年北海道南西沖地震津波の研究例—. 月刊海洋, 号外 15, 140-146.
- Nishimura, Y. and Miyaji, N. (1995) Tsunami deposits from the 1993 southwest Hokkaido earthquake and the 1640 Hokkaido Komagatake eruption, northern Japan. *PAGEOPH*, 144, 719-733.
- 小笠原憲四郎 (1997) シンポジウム「タフォノミーと堆積過程—化石層からの情報解読—」の趣旨説明; 化石層の形成過程と古生態. 日本地質学会第 104 年学術大会講演要旨, 52.
- 岡村 真・松岡裕美 (1995) 堆積物を採る—新しい堆積物採取法の開発と運用手順—. 小泉 格・安田喜憲編「地球と文明の周期」: 105-114, 朝倉書店.
- Sato, H., Shimamoto, T., Tsutsumi, A. and Kawamoto, E. (1995) Onshore tsunami deposits caused by the 1993 southwest Hokkaido and 1983 Japan sea earthquakes. *PAGEOPH*, 144, 693-717.
- Shimazaki, K. and Nakata, T. (1980) Time-predictable recurrence model for large earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, 7, 279-282.
- Stuiver, M. and Braziunas, T.F. (1993) Modeling atmospheric ^{14}C influences and ^{14}C ages of Marine Samples to 10,000 BC. *Radiocarbon*, 35, 137-190.
- 清水水康博・酒井哲弥・増田富士雄 (1996) 静岡県牧ノ原台地の上部更新統の堆積相と堆積シーケンス. 地質学雑誌, 102, 879-893.
- 宇佐美龍夫 (1996) 新編日本被害地震総覧(増補改訂版). 493 p, 東京大学出版会.
- 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.
- Young, R.W., Bryant, D.M., Price, D.M., Dilek, S.Y. and Wheeler, D.J. (1997) Chronology of Holocene tsunamis on the southwestern coast of Australia. *Trans. Japan. Geomorph. Union*, 18, 1-19.

Bay-floor Deposits Formed by Great Earthquakes during the Past 10,000 yrs, near the Sagami Trough, Japan

Osamu Fujiwara^{*1}, Fujio Masuda^{*2}, Tetsuya Sakai^{*2},
Toshiaki Irizuki^{*3} and Keisuke Fuse^{*4}

Paleo-seismic events that occurred around the Sagami Trough during the past 10,000 years were recorded by sandy beds in Holocene bay-floor mud beneath four alluvial plains on the Boso Peninsula and Miura Peninsula of central Japan. Facies analysis indicates that normal deposition of bioturbated mud was interrupted by more than ten thin sand and sandy gravel beds, each of which fines upward from an erosional base. Some sandy beds contain cross-lamination indicative of both landward and seaward currents. These coarse deposits in the bay-floor mud are called "event deposits".

Quantitative and qualitative analyses of fossil assemblages from the view point of taphonomy revealed the source and depositional processes of the event deposits. The event deposits include transported and mixed molluscan assemblages such as muddy bay floor and rocky coasts. This suggests the existence of reworking events around the bay area. Invasions of open marine water into the embay-

ments account for fully marine ostracodes being found mixed with inner-bay assemblages in two of the sandy beds.

Radiocarbon ages from 137 samples support correlation of seven of the sandy beds beneath four of the plains. They designate the repeated occurrences of reworking events near Sagami Bay. Five of the beds gave ages similar to those previously obtained for emergent processes of Holocene terraces in the region. Age agreement strongly suggests that these event deposits originated from earthquake-induced tsunamis.

Rapid lowering of sea-level was shown in two event horizons with sand sheets by analyzing ostracode and molluscan assemblages. These events were probably coseismic uplifts accompanied by tsunamis.

Detection of the coseismic events from bay-floor deposits supplies a powerful information to paleo-earthquake research and also contributes to seismo-tectonic studies as described in this paper.

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

*2 Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Kyoto University. Shirakawaiwake-cho, Sakyo-ku, Kyoto, 606-8502, Japan.

*3 Department of Earth Sciences, Aichi University of Education. Hirosawa 1, Igayo-cho, Kariya, 448-8542, Japan.

*4 Daiwa Geological Laboratory Co. Ltd. 2-51 Hasekura-cho, Aoba-ku, Sendai, 980-0824, Japan.