

## 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)

### Holocene earthquakes along the Nankai Trough and sedimentary facies of the Ukishima-ga-hara lowland beside Suruga Bay, Shizuoka Prefecture, central Japan: a preliminary report

藤原 治<sup>1</sup>・小松原純子<sup>2</sup>・澤井祐紀<sup>3</sup>

Osamu Fujiwara<sup>1</sup>, Junko Komatsubara<sup>2</sup> and Yuki Sawai<sup>3</sup>

<sup>1,2,3</sup> 活断層研究センター (Active Fault Research Center, GSJ/AIST, o.fujiwara@aist.go.jp)

**Abstract:** Four cores of Holocene sediments were collected from the Ukishima-ga-hara lowland, Shizuoka Prefecture, located on the Philippine Sea Plate subducting under the Eurasia Plate, to investigate geologic records of past subduction zone earthquakes. The cores are composed mainly of alternation of dark color peaty sediments and light color muddy sediments, which have been recording repeated environmental change of the lowland during about the last 6000 years. The cores include several dated tephtras which provided precise ages of the sediments. Abrupt lithofacies changes from peaty interval to muddy interval probably indicate the water-level rise caused by the co-seismic subsidence of the lowland. Event deposits resulted from high-energy flows are occasionally interbedded in the boundary of the abrupt lithologic change, which are inferred to be tsunami deposits. The lithofacies changes have been repeated with 100 to 400 years interval based on <sup>14</sup>C ages and tephrochronology of cores. Some of them were correlated to historical earthquakes occurred along the Nankai Trough. Further researches are needed to accurately clarify the relationship between lithofacies changes and paleo-earthquakes.

**キーワード:** 浮島ヶ原, 完新世, 古地震, 津波, 富士川河口断層帯, 南海トラフ, ボーリングコア  
**Keywords:** Drilling core, Fujikawa-kako fault zone, Holocene, Nankai Trough, Paleo-earthquake, Tsunami, Ukishima-ga-hara

#### 1. はじめに

南海トラフから駿河湾に連続するプレート境界は駿河湾奥で上陸し、富士川河口断層帯に連続すると考えられている (第 1A 図). この断層帯では、東側のフィリピン海プレートが西側のユーラシアプレートの下に沈み込みつつある (Yamazaki, 1992; 池田ほか編, 2002; Yamazaki *et al.*, 2002). 浮島ヶ原はフィリピン海プレートの上に位置し、富士川河口層帯の西側の地域に対して相対的に沈降している. このようなテクトニクス環境のために、浮島ヶ原は南海トラフや富士川河口断層帯の地震活動に伴う地殻変動が地形や地層に記録されやすい場所であると期待される. 本調査では、こうした地震性地殻変動の履歴を解読する目的で、浮島ヶ原でオールコアボーリングを行った.

過去 100 年程度の水準測量の結果は、富士川河口断層帯の方向へ浮島ヶ原が傾動沈降していることを示している (例えば、加藤, 1984). この傾動は、浮島ヶ原のボーリングデータからも解析されている (羽

田野ほか, 1979). それによれば、過去 6000 年間の平均沈降速度は浮島ヶ原西部で 1.5 mm/y 前後、富士川河口断層帯に近く沈降量が大きい田子の浦では 4 mm/y に達すると想定されている.

浮島ヶ原の沈降は、駿河湾まで破壊した海溝型地震とも関連している. 1854 年安政東海地震の際には、浮島ヶ原では東端近くの 1 地点のみで記録があるに過ぎないが、それによれば 3~6 cm 程度の沈降が推定されている (羽鳥, 1976; 石橋, 1984). 一方、駿河湾西岸はこの地震で隆起した (石橋, 1984; 羽鳥, 1985). これらの変動は、富士川河口を境界として西側での隆起と東側での沈降が対を成すものと考えられ、大局的には駿河湾の海底地形、活断層分布、地形面の高度分布・傾動方向などと良く調和している (石橋, 1984).

浮島ヶ原の表層部に分布する泥炭層には、約 3000 年前頃と 1500 年前頃に水位が急増したことを示唆する泥層が挟まれている (下川ほか, 1999). 彼らはこれを湿地の突発的な沈降を示すと解釈した.

Yamazaki *et al.* (2002) は、この浮島ヶ原の沈降現象と、富士川河口断層帯の活動を示すと考えられる断層崖の崩壊時期や完新世段丘の離水時期が、良く対応することを報告している。以上のデータを総合すると、富士川河口断層帯の活動や駿河湾内まで破壊が及ぶ海溝型地震の際には、浮島ヶ原は沈降することが予測される。

今回、浮島ヶ原で得られたボーリングコアから、完新世に泥炭(質)層と泥層が繰り返して堆積したことが分かった。本稿では、こうした層相変化と地震性沈降の関連性について、堆積相の解析、 $^{14}\text{C}$ 年代測定結果、テフラ分析結果、珪藻化石の分析結果に基づいて、予察的に報告する。

## 2. 調査地域と掘削地点

浮島ヶ原は、静岡県中部の富士山・愛鷹山の南に広がる東西約 15 km、南北約 2 km の細長い形態を持つ低湿地である(第 1 図)。この低湿地は、駿河湾奥の海岸線にほぼ平行した海岸砂礫州によって海から隔てられており、東側は狩野川河口の扇状地性三角州に、西側は富士川河口の扇状地に接する(松原, 1992)。

松原(1992, 2000)によれば、浮島ヶ原には陸側から順に 3 列の砂州(砂州 I, II, III)が分布し、砂州 I は約 6000~5500 年前頃、砂州 II は 5000~4500 年前頃、砂州 III (現在の海岸砂礫州)は 2000 年前頃に形成されたとされる。砂州 I および II は浮島ヶ原の沈降のために地表下に埋没している。浮島ヶ原の地層は、これらの砂州を構成する砂礫層と、砂州の陸側の閉塞された水域に堆積した泥層や泥炭層である(松原, 1989; 町田ほか編, 2006)。地下に分布する地層や埋没砂州の高度分布は、浮島ヶ原では少なくとも過去約 6000 年間を通じて西方へ傾動沈降が続いていることを示している(例えば、羽田野ほか, 1979; 松原, 1984, 1989; Yamazaki, 1992)。

浮島ヶ原とその周辺には縄文時代から古墳時代にかけての遺跡が多数分布しており、遺跡発掘に伴って浮島ヶ原での地層の層相、富士火山から噴出した火山灰の層序、植生変化などが明らかにされている(沼津市教育委員会, 1990)。現在の浮島ヶ原では、人工的な排水・干拓の結果、水域は姿を消し全体が低湿地となっている(沼津市教育委員会, 1990)。

掘削地点は、沈降現象を示す堆積相の変化を詳しく捉えるため、泥層や泥炭層が連続して厚く堆積していると考えられる浮島ヶ原西部を対象とした(第 1 図)。ボーリング地点は、既存のボーリング資料などを参考に、富士川扇状地を構成する粗粒堆積物の分布域を避けて選定した。掘削地点は湿地中央を縦断する測線上に配置し、東から西側へ順に UK-1~UK-4 とした(第 1B 図)。本稿では、層相の記載や年代測定などが進んでいる 2 本のコア(UK-1 および

UK-4) について報告する。1/2500 国土基本図から求めた掘削地点の標高は、UK-1: 約 1.6 m, UK-4: 約 1.8 m で、2 地点は約 1.8 km 離れている。掘削深度は両コアとも 20 m である。

## 3. 調査・分析方法

ボーリングコア(コア径 86 mm)は、掘削時の汚染を除去するために表面をカッターナイフで削り取ってから半裁し、以下の層相記載と分析を行った。半裁した片方のコアは今後の分析のために 5 cm ごとに切り分けジッパー付きサンプル袋に保存した。

### 3.1 層相記載

断面を平らに整形し、写真撮影と並行して柱状図(縮尺 1/10)を作成した。柱状図には、地層の色、構成物質の種類と粒度、侵食面の位置、堆積構造などを記載した。コア全体の写真を第 2 図に、柱状図を第 3 図に示す。また、堆積構造が明瞭な砂層や砂礫層については、親水性のグラウト剤による剥ぎ取り処理(Takada and Atwater, 2004)を行った。記載と試料採取の終わったコアは、ビニールでラッピングして塩ビパイプに入れて保管した。

これらに基づく両コアの総合柱状図を第 4 図に示す。なお、掘削時のコアの伸縮は、掘削時のロッド長記録を元に補正した。このため、第 2 図と第 3 図でコアの長さが見かけ上、多少異なる部分がある。

### 3.2 $^{14}\text{C}$ 年代測定

材化石や植物片など 21 試料を、(株)パレオ・ラボに委託して加速器質量分析計(コンパクト AMS: NEC 製 1.5SDH)で測定した。測定に関する情報を第 1 表に、試料の採取層準と暦年較正された測定値を第 4 図に示す。 $^{14}\text{C}$ 年代の暦年較正プログラムは OxCal3.10 (Ramsey, 1995, 2001)を、較正データは INTCAL04 (Reimer *et al.*, 2004)を用いた。表に示した  $1\sigma$  および  $2\sigma$  暦年代範囲は、OxCal の確率法を使用して算出された  $^{14}\text{C}$ 年代誤差に相当する 68.2% および 95.4% 信頼限界の値である。カッコ内の百分率の値は、その範囲内に暦年代が入る確率を意味する。

### 3.3 火山灰分析

目視で確認できた広域テフラと考えられる火山灰層および一部の火山灰質堆積物について、鉱物組成、ガラスの形態および屈折率の測定を、(有)古澤地質調査事務所に依頼した。試料の前処理と粒子の区分手法は古澤(2003)に概ね従った。ガラスの屈折率測定は、浸液の温度を直接測定しつつ屈折率を測定する温度変化型測定装置“MAIOT”を使用した。火山ガラスの場合、屈折率の測定精度は  $\pm 0.0001$  程度である(古澤, 1995)。

測定個数の目安は、ガラスが 30 片、斜方輝石が

10片である。ただし、値にバラツキがある試料では、モードを把握できるまで測定数を増やした。

### 3.4 珪藻化石分析

コア UK-4 の泥炭層と泥層の境界のうち代表的な3箇所（第5図）について、層相境界を挟んだ環境変化を検討するために、珪藻化石の予備的な分析を行った。各層相境界を挟んで、合計25層準の試料について珪藻化石を抽出した。珪藻化石の抽出は次亜塩素酸ナトリウムを用い、作成した各プレパラートを低倍率で観察して優占種を記録した。

## 4. 結果

### 4.1 コアの層相

両コアとも良く似た層相を示し、下部の砂礫層と、それを覆う後背湿地堆積物からなる（第2,3図）。さらに、後背湿地堆積物は暗色の泥炭（質）層と、相対的に明色の泥層との繰り返しからなり、イベント性の砂礫層や砂層などを時折挟む。また、降下スコリアなどの火山噴出物も見られる。これらの特徴について、以下に記載する。

#### 4.1.1 コア下部を構成する砂礫層

コア UK-1 の深度約 8.95 m（標高約 -7.35 m）およびコア UK-4 の深度約 17.3 m（標高約 -15.5 m）より下位は、暗緑灰色の砂礫層からなる（第2,3図）。この砂礫層は全体に固結が緩く、そのため一部の区間では掘削中にコアが流出している。層厚 0.3~1 m の粗粒砂層または砂礫層が累重しており、砂混じりの泥層を挟むこともある。個々の砂層・砂礫層は基底に侵食面を持ち上方細粒化することが多く、一部には弱いラミナや斜交層理が見られる。礫は円磨度（亜角~円礫）もサイズ（細礫~中礫）も多様なものが混在し、粘土礫も含まれる。マトリックスは砂または泥混じりの砂で、角張った石英粒が目立つ。また、生痕化石が見られることがある。

この砂礫層は、粗粒な層相と分布高度、および後述する堆積年代から、松原（1989, 1992, 2000）が埋没海岸砂礫州としたものに相当すると考えられる。しかし、淘汰が悪く角張った粒子が多く、マトリックスに泥質物質が多いことから、波浪の作用を強く受けた海浜の堆積物とは考えにくい。粘土礫を含むことや上方細粒化する堆積ユニットが累積した構造からは、かつての富士川の河口部に堆積した洪水堆積物の複合体、あるいは埋没チャンネルの堆積物と考えるほうが合理的である。

#### 4.1.2 後背湿地堆積物

後背湿地堆積物は、明瞭な境界を持って下位の砂礫層を覆う。この地層は、主に泥炭層または暗茶褐色の泥炭質泥層からなる暗色の区間と、相対的に色

が薄く（黄土色、灰色など）有機物に乏しい泥層からなる区間が数十 cm から 1 m ごとに繰り返す（第2,3図）。泥炭（質）層は粗粒なこともあり、コア UK-1 の後背湿地堆積物の下部は有機質で焦げ茶色の泥質砂層からなる。泥層は植物片を含み均質であることが多いが、一部の区間では平行葉理が見られる。これらの地層には多くの層準で根痕や生痕化石が見られ、また、後述するイベント性の砂層などを時折挟む。

これらの地層の一部には、潮汐の影響下で堆積したと考えられる特徴が見られる。例えば、コア UK-4 の深度 4.10 m~4.27 m 付近では、層厚 2~4 cm でリップル葉理を持つ極細粒砂層と層厚数 mm の粘土層がリズムカルに繰り返している。粘土層を挟む上下の砂層で流れの向きが反転する様子が、リップル葉理の内部構造から読み取れることもある。これは潮汐堆積物に典型的な構造である（e.g. Dalrymple, 1992）。

泥炭（質）層から上位の泥層への層相変化は、明瞭な境界をなし急激であることが多い（第2,3図）。この層相変化境界にコアごとに上位から順に番号を付けた（第2,3,5図）。コア UK-4 の深度 3.8 m 付近と 3.35 m 付近、コア UK-1 の 3.4 m と 3.15 m 付近では、泥層の基底に砂層や粘土層からなるイベント堆積物が見られる（第2,3図）。

一方、泥層から上位の泥炭層または泥炭質泥層への変化は漸移的である。大半の場合、泥層は上位へと植物片などの有機物含有量が増加して暗色になり、次第に泥炭層または泥炭質泥層へ変わる。

#### 4.1.3 イベント堆積物

後背湿地堆積物には、砂礫層、砂層、粘土層の3種類の「イベント堆積物」が含まれる。ここで言うイベント堆積物とは、後背湿地で静かにゆっくりと堆積した通常時の泥層や泥炭層に対して、洪水や津波など突発的なイベントで流入・堆積した地層である。砂礫層の多くは数十 cm 以上の層厚を持ち、1 m 以上に達することもある。砂層の層厚は 30 cm 以下のことが多い。粘土層は白色や茶色のことが多く、下位層と明瞭な境界を持ち層厚は数 cm 以下の薄層をなす。粘土層は生物擾乱でパッチ状に途切れていることもある。

砂礫層や砂層は、基底に侵食面を持ち、下位層から取り込んだ粘土礫を多く含み、斜交層理などの堆積構造が見られることもある。これらの特徴は、高エネルギーの流れから堆積したことを示す。粘土層は、恐らく上記の砂礫層や砂層の縁辺相に当たるもので、洪水などの供給源から離れた場所で、粗粒物質が堆積した残りの濁水から沈殿したものと考えられる。

第6図にコア UK-4 の深さ 3.65 m~3.87 m の区間（層相境界5）に見られる津波堆積物の可能性があるイベント堆積物を示す。この例では、以下のように

藤原ほか(2003)が示した津波堆積物と良く似た内部構造が見られる。1) 砂礫層や砂層からなる多数のサブユニットが重なった構造を持つ、2) 各サブユニットは基底に侵食面を持ち上方細粒化し、マッドドレイプに覆われる、3) 各サブユニットの下部は斜交葉理やリップル葉理など流水による堆積を示す、4) イベント堆積物は全体として上方細粒化する。このイベント堆積物は、マッドドレイプが堆積する流れの停滞期を挟んでサブユニットを作る強い流れが何度も繰り返したことを示している。これと類似した内部構造を持つ砂層が、コア UK-4 の深度 3.20 m から 3.35 m にかけて(層相境界 4) も見られる(第 3 図)。

後述の地層の堆積年代を参考にすると、これらの砂層は 2 本のコア間で対比でき、堆積時に湿地から海への連絡口に近かったコア UK-4 から内陸側のコア UK-1 へと薄く細粒になる(第 4, 5 図)。層相境界 4 の砂層は、コア UK-1 では白色粘土層になっている(第 4, 5 図)。この水平方向の層相変化は、これらのイベント堆積物が海側から供給されたことを示し、津波堆積物である可能性を支持している。

厚い砂礫層や砂層は全体に固結が緩く、掘削中にコアの一部または大部分が流出していることが多い。これらについては、上記の例のように詳細な内部構造が判読できず、その堆積プロセスや起源の違い(津波や洪水など)を推定することは難しい。

#### 4.1.4 火山噴出物

下位から順に肉眼で識別できる火山灰層について記述する。コア UK-1 の深度 6.90~6.97 m にかけて、白色で主に中粒砂サイズの軽石が濃集する。コア UK-1 では 3.7 m~5.2 m 付近の区間、コア UK-4 では 4.4 m~5.1 m 付近の区間に、層厚 1 cm~20 cm 程度のスコリア層が 4~5 層確認できる。スコリア粒子は角張っており、径は数 mm~1 cm 程度である。これらの区間は細粒のスコリアの影響を受けて、コア全体が紫灰色を呈する。

#### 4.2 火山灰の同定

##### 天城カワゴ平軽石 (Kg)

コア UK-1 の深度 695 cm から採取した試料(UK-1-695)は、軽石型~急冷低発泡ガラスを主体とし、ガラスの付着した有色鉱物としては、緑色普通角閃石および斜方輝石を含む。ガラスの屈折率(1.5004~1.5034)と形態、および角閃石を含むことなどから、伊豆半島中部のカワゴ平火山から噴出した Kg(町田・新井, 2003)に対比される。Kg の降下年代は 3126~3145 cal BP とされている(奥村ほか, 1999)。

##### 大淵スコリア (ObS)

大淵スコリアは富士山の山腹噴火で噴出したスコリアで、浮島ケ原では層厚 10~20 cm の降下スコ

リア層として分布する(例えば、増島, 1978, 1981; 沼津市教育委員会, 1990)。浮島ケ原表層部の模式層序や ObS の層相(沼津市教育委員会, 1990)との比較から、コア UK-4 の深度 4.5~4.33 m、コア UK-1 の 3.85~3.65 m の区間に挟まれるスコリア層が ObS に相当すると判断される(第 2~5 図)。ObS の降下年代は、遺跡調査の結果からは古墳時代中期の 6 世紀中頃と推定されている(加藤, 1990)。また、富士山麓で ObS は神津島天上山テフラ(AD838)の直下にあり、西暦 800 年頃に降下したとの考えもある(高田ほか, 2005)。

今回、ObS の約 15 cm 上位からは、AD 545~640(2 $\sigma$ )の<sup>14</sup>C年代測定値(PLD-5812)が得られた。一方、雌鹿塚遺跡では ObS 直下の泥炭質泥層から 1390±70 yrs BP の<sup>14</sup>C年代測定値が得られている(松原, 1990)。この値を第 1 表と同じ方法で暦年較正したところ、AD610~780(1 $\sigma$ )、AD 560~880(2 $\sigma$ )となった。較正に必要な $\delta^{13}\text{C}$ 値は、第 1 表の平均値と標準偏差から -27.2±1.9‰とし、同位体分別の補正も行った。以上から、ObS の降下年代は 6~7 世紀と推定される。

コア UK-4 に見られる ObS は、マトリックスが泥質で、下位に層厚 10 cm 前後の極細粒砂層を伴っている。この極細粒砂層の粒子組成は、パミスタイプガラス 1.5%、長石類 15%、斜方輝石 0.5%、岩片・風化粒子 83%であった。ガラスの屈折率は 1.498~1.503 および 1.510~1.512 の Bi-modal を示す。これらのことから、コア UK-4 に見られる ObS は洪水などで再堆積したものである可能性が高い。

また、コア UK-4 と UK-1 では、ObS の下位に薄いスコリア層が数枚認められる(第 2~5 図)。これらは紀元前 6 世紀から ObS の降下までの期間に降下しており、富士火山起源と考えられる。この時期には富士山の山腹噴火によって富士山南麓にも多数のスコリアが降下している(山元ほか, 2005)。

##### 神津島天上山テフラ (Iz-Kt)

白色の細粒火山ガラス層で、コア UK-1 では深度 2.93 m の泥炭中に層厚数 mm の層状をなし、UK-4 コアでは深さ 2.77~2.84 m の区間に 3 層準に分かれてパッチ状に挟まれる。何れもパミスタイプおよび急冷時に形成されやすい低・無発泡ガラスを主体とする。屈折率は UK-1-293 が 1.4950~1.4970(mean: 1.4957)で、UK-4-277 が 1.4953~1.4970 (mean: 1.4963)である。

これらの試料は、いわゆる新島神津島テフラに対比される。新島神津島テフラは神津島天上山テフラ(AD838)と新島向山テフラ(Iz-Nm; AD886)があり(町田・新井, 2003)、静岡県富士山麓に分布するのは神津島天上山テフラと解釈されている(小林ほか, 2005)。コア UK-4 で複数の層準に火山ガラス層が挟まれるのは、リワークの可能性もあるが、新島

と神津島双方が降灰しているとも考えられる。

### 4.3 地層の堆積年代

$^{14}\text{C}$ 年代測定値と同定された火山灰の年代を元に、コアの堆積曲線を作成した（第4,5図）。堆積曲線から内挿・外挿することによって、直接年代測定を行っていない層準や後背湿地堆積物に見られる泥炭（質）層と泥層の境界の年代を推定した。後背湿地堆積物の堆積はコア UK-4 では4200 cal BC頃から始まった。また、コア UK-1 では1750 cal BC よりもかなり前から泥炭層が堆積し始めた。

上記の年代データに基づく、約1.8 km離れたコア UK-1 と UK-4 の間で、泥炭（質）層と泥層の境界の多くが対比できる可能性が高い（第4,5図）。また、コア UK-4 の堆積曲線の傾きを見ると、泥層では泥炭層に比べて堆積速度が大きい傾向がある（第4図）。このことも、泥層と泥炭層での堆積環境の違いを表していると考えられる。

### 4.4 珪藻化石の分析結果

コア UK-4 の3箇所（層相境界（第5図））について、観察された珪藻化石は以下の通りである。

**区間Ⅰ（深度50～71 cm）**：青灰色の泥層からなり、深度71 cmの明瞭な境界で下位区間Ⅱ（泥炭質層）を覆う。5層準（泥層）について分析したが、保存状態が悪く珪藻化石は観察できなかった。

**区間Ⅱ（深度71～77 cm）**：この区間はこげ茶色の有機質シルト層で、上部に灰色の泥層（層厚1 cm未満）を2層挟む。シルト層と泥層の両方から合計6試料について分析した。汽水生種 *Navicula libonensis*, *Caloneis bacillum*, 汽水-海生種 *Diploneis smithii* の優占が確認された。また、淡水生種 *Staurosira construens* も随伴種として多産した。

**区間Ⅲ（深度305～315 cm）**：イベント堆積物を覆う青灰色泥層から3層準について分析を行った。淡水生種 *Staurosira construens*, *Aulacoseira ambigua* が優占し、汽水生種 *Navicula gregaria* も随伴する。

**区間Ⅳ（深度335～365 cm）**：イベント堆積物に挟まれた淡黄灰色泥層で、深度345 cm付近より上位へと暗茶灰色の泥炭質層になる。4層準について顕微鏡観察を行い、淡水生の *Fragilaria* 科珪藻の優占が確認された。特に、深度338 cmでは水分の少ない環境でも生育する淡水生珪藻 *Diademesmia contenta* が随伴するのが特徴的であった。

**区間Ⅴ（深度393～460 cm）**：イベント堆積物下位の ObS を挟む区間である。ObS の下位は未分解の泥炭層、上位は泥炭質泥層からなる。深度400 cm付近から上位へと暗色になる。7層準で分析を行い、淡水生の *Epithemia* 属珪藻、*Cymbella* 属珪藻の優占が確認された。深度395 cmと400 cmでは、水分の少ない環境でも生育する淡水性珪藻 *Luticola mutica* が少数ではあるが産出する。

## 5. イベント解析

以上の結果を総合して、コアに見られる層相変化やイベント堆積物の成因を考察し、南海トラフおよび富士川河口断層帯の活動履歴との関連を検討する。

### 5.1 泥炭（質）層から泥層への層相急変の原因

この層相変化の原因として最も可能性が高いのは、湿地の沈降による水位上昇である。このことは幾つかの証拠から推定される。まず、層相変化は急激であり、ある時期に突然植物生産量が急減し、泥質物の供給量が相対的に増加したことが考えられる。泥層が堆積物フラックスの大きい水域で堆積したことは、泥層の堆積速度が泥炭層よりも大きい傾向がある（第4図）ことから示唆される。

微化石の分析結果からも、この層相変化が水位上昇に起因することを示唆する証拠が得られている。コア掘削地点の東方に位置する雌鹿塚遺跡と雄鹿塚遺跡では、大淵スコリア（ObS）の降下直後に泥炭層からシルト層へ層相が急変する（沼津市教育委員会、1989, 1990）。雌鹿塚遺跡で行われた珪藻化石分析の結果は、泥炭層が堆積する湿地からシルト層が堆積する水位のある沼沢地への環境の変遷を示すとされる（沼津市教育委員会、1990）。

今回の珪藻群集解析の結果は、予備的な結果であり詳細な議論は出来ないが、遺跡での分析結果と調和的である。遺跡で確認された ObS 直上の層相変化は、層相と年代から第5図で区間ⅤからⅣへの変化にあたる。区間Ⅴの上部（深度395 cm, 400 cm）では、水分の少ない環境でも生育する淡水性珪藻が含まれるのに対して、区間Ⅳの下部では淡水生の珪藻が優占している。同様な珪藻化石群集の変化は、区間Ⅳ上部の泥炭質層と区間Ⅲの青灰色泥層の間でも認められる。区間Ⅳ上部（深度338 cm）では水分の少ない環境でも生育する淡水生珪藻が随伴するが、区間Ⅲでは淡水生種が優占し、汽水生種も随伴する。

以上に示した泥炭（質）層と泥層の堆積の繰り返しが起こる状況を、模式的に第7図に示す。浮島ケ原は常時ゆっくりと沈降しつつあるが、堆積物による埋積がこれを補っており、泥炭層が堆積している。時折急激な沈降が起こり、湿地が水没すると泥炭層の堆積は止み、泥層が堆積する。沈降した湿地では泥のフラックスが高くなって堆積速度が上がり埋積が進む。水位が浅くなると再び泥炭が形成され始める。このような沈降と堆積が繰り返されることで、厚い泥炭層と泥層の互層が蓄積したと考えられる。

### 5.2 層相変化の発生日代

第4図と第5図に示す堆積曲線から、泥炭（質）層から泥層へ層相が急変した年代とその間隔を推定した（第8図）。過去1500年間（暦年、以下同じ）ではおよそ100年～400年に1回、2500年前～6000

年前の期間では平均 270 年に 1 回程度 (3500 年に少なくとも 13 回) で層相の急変が起こっている。1500 年前～2500 年前の期間は、泥炭の堆積が卓越し層相変化を読み取りにくい、少なくとも 2 回の層相変化が認められ、この期間の層相変化の再来間隔は 500 年程度と推定される。

### 5.3 層相変化と歴史地震との関係

以上のような急激な沈降は、浮島が原のテクトニックな環境を考慮すると、駿河湾から富士川に続くプレート境界の破壊によって生じた可能性が高い。そこで、詳しい年代データが得られた過去 1500 年間について、コアに見られる層相変化と南海トラフの歴史地震の記録 (寒川, 2001) との対応関係を検討した (第 5 図)。6 世紀以降、泥炭 (質) 層から泥層への層相変化 (赤線で表示) は少なくとも 5 回読み取れる。その後の時期に、コア UK-4 では深度 0.3～0.4 m の区間に流動変形したと思われる痕跡が見られ (点線で表示)、そこから上位へと急に粗粒化する (第 5 図)。

これらの層相境界と年代が近い歴史地震には、684 年白鳳地震、887 年仁和地震、1361 年正平地震がある (第 5 図)。また、コア UK-4 の上部に見られる層相変化は、正確な年代は不明ながら、 $^{14}\text{C}$  年代を参考にすると 16 世紀以降に発生したと考えられ、1707 年宝永地震、或いは 1854 年安政東海地震との関係が推定される。これらの地震は何れも大規模な津波を伴っている (渡辺, 1998)。

層相境界 4 は、7 世紀後半に当たること、津波堆積物と考えられるイベント堆積物を伴っていることから、684 年白鳳地震に対応する可能性が高い。また、層相境界 5 (6 世紀) も津波堆積物と考えられるイベント堆積物を伴っており、歴史上未知の海溝型地震を示している可能性がある。

### 5.4 堆積速度変化に基づく低地の傾動イベントの推定

ObS と Iz-Kt で挟まれる区間に注目すると、コア UK-1 と UK-4 の間で西方への傾動を示唆する地層の累積的な層厚変化が見られる。この区間には、層相境界 4 と 5 があり、この層相変化はイベント堆積物を挟んで起こっている (第 5 図)。ObS, 2 枚のイベント堆積物、Iz-Kt はそれぞれ同時時間面と見なせるので、これをコア間で繋いで 4 つの同時時間面を設定した (第 5 図)。イベント堆積物は下位層を削り込んでいることがあるので、対比線はイベント堆積物の上面同士を繋いだ。Iz-Kt を基準にすると、古い時間面ほどコア UK-4 の方が累積的に低い位置にあり、その累積量は下側 (6 世紀) のイベント堆積物の上面で約 44 cm に達する。

この累積量は通常時の傾動だけでは説明できない。加藤 (1984) は水準測量データを元に、東海地震の

影響を除いた 100 年当たりの東海地方の地殻上下変動速度を推定している。それによれば、浮島ケ原の西方への傾動速度は平均で  $7.7 \times 10^{-6} / 100$  年程度である。この傾動によって、コア UK-4 はコア KU-1 に対して 100 年で 1.4 cm 程度沈下することになる。Iz-Kt (AD838 年) と 6 世紀のイベントの年代差を仮に 250 年間とすると、通常時の傾動で説明できる UK-4 の相対的沈下量は、約 3.5 cm である。このことから、層相境界で富士川河口断層系が破壊して地震が発生し、それに伴って通常より大きな西側への傾動運動が起こり、西側にある UK-4 が断続的に沈下したと解釈できそうである。

第 5 図に示したコア間での層相境界の対比が確実であれば、上記と同様の断続的な沈降現象は、層相境界 1～3 でも発生した可能性がある。各層相境界で挟まれた区間の層厚はコア UK-4 の方が顕著に厚い。これは、堆積環境の急変が湿地の広い範囲で同時に起こり、その度に UK-4 側で堆積可能な空間が増加したことを示す可能性がある。これらの沈降イベントの確証や、個々のイベントによる沈下量を推定するには、さらに年代データなどが必要である。

### 5.5 富士川河口断層帯の活動履歴との比較

Yamazaki *et al.* (2002) は、富士川河口周辺の変動地形や地層の層相変化などを指標として、富士川河口断層帯の活動時期を推定し、その活動間隔をおよそ 1500 年と計算している (第 8 図)。浮島ケ原の地層からは 2 回の地震イベントの存在が下川ほか (1999) によって報告されている。彼らは、本研究の掘削地点と近い 3 地点でボーリング調査を行い、標高 -2.5 m 付近から大淵スコリアを、また標高 -7 m 付近からカワゴ平軽石層を検出した。そして、両者の上位にそれぞれ 1 層準ずつ、腐植層から青灰色シルト層へ層相が急変する層準を見出し、この変化を浮島ケ原の水位が急上昇した (浮島ケ原が沈降した) と解釈した。彼らは  $^{14}\text{C}$  年代測定値も考慮して、これらの沈降イベントの発生時期を 1500 年前頃と 3000 年前頃と推定し、富士川河口断層の活動と関連付けた。

第 8 図には本研究で見出された沈降を示唆する層相境界の年代を合わせて示した。下川ほか (1999) が報告した約 1500 年前と 3000 年前の層相変化イベントは、それぞれ UK-1 および UK-4 コアの層相境界 5、とコア UK-1 の層相境界 10 に当たる。コア UK-4 では後者に相当する層準に厚いイベント堆積物がある (第 4 図)。今回見出した沈降イベントの発生を示唆する層相境界は、従来の研究データよりも数が多く再来間隔も短い。これは、従来見落としていた岩相変化を見つけたことによるもので、浮島ケ原の地層には富士川河口断層帯で発生した地震と、駿河トラフで発生した地震の両方が記録されていると解釈される。

## 6. まとめと課題

富士川河口断層帯の東側に広がる浮島ヶ原で4本のボーリング実施し、そのうちの2本を詳しく解析した結果、過去約6000年間の後背湿地堆積物中に淡色泥層と暗色泥炭(質)層が数十cmから1m間隔で繰り返し、さらに粗粒のイベント堆積物がしばしば挟在していることが明らかになった。泥炭(質)層から淡色泥層への層相変化は急であり、その境界にイベント堆積物が挟まっていることもある。層相の急激な変化は湿地の突発的な沈降を記録している可能性が高い。

これらの堆積物に含まれるカワゴ平軽石、大淵スコリア、神津島天上山テフラなど年代が既知のテフラや、堆積物試料の<sup>14</sup>C年代測定値に基づいて、層相変化やイベント堆積物の年代を推定した。泥炭(質)層から淡色泥層への急激な変化は過去6000年間に20回程度起こっており、その一部は南海トラフで発生した歴史地震のいくつかに対比できる可能性が高い。従来、富士川河口断層帯の活動履歴は約1000-1500年に間隔と推定されており、今回推定された浮島ヶ原の沈降イベントはこれよりも明らかに頻度が高い。

今後の課題としてはまず、表層部の地層を対象に地殻上下変動を示す証拠を集積し、上述した層相変化と歴史地震との対応関係を証明する必要がある。精密な年代測定を行うとともに、珪藻化石群集組成の詳細な分析や植物化石の分析などを行って層相境界を挟んだ水深変化などを定量的に求める予定である。これらを踏まえて、より古い時代の層相変化イベントについても、地震との関連を検討する。

また、南海トラフの地震と、富士川河口断層帯の活動が別々に起こるのか、時には連動することもあるのかを解明することも重要な課題である。富士川河口断層帯の活動は、西方への傾動沈降を伴うと考えられるので、東西方向に調査範囲を広げ、5.4節に示したような傾動運動の解説を進める予定である。

**謝辞** 富士市役所ならびに個人地権者の方からは、ボーリング掘削に土地をお借りした。(財)静岡県埋蔵文化財調査研究所、ならびに沼津市教育委員会からは、浮島ヶ原で行われた遺跡発掘調査について情報を頂いた。産業技術総合研究所地質調査情報センターの下川浩一博士からは、浮島ヶ原で行われたボーリング調査について情報を頂いた。同所活断層研究センター海溝型地震履歴研究チームの岡村行信チーム長には、本稿の丁寧な査読をしていただいた。既存年代測定資料の暦年較正については、株式会社パレオ・ラボAMS年代測定施設の伊藤茂氏と小林紘一博士にお世話になった。以上の方々に記して感謝します。

## 文 献

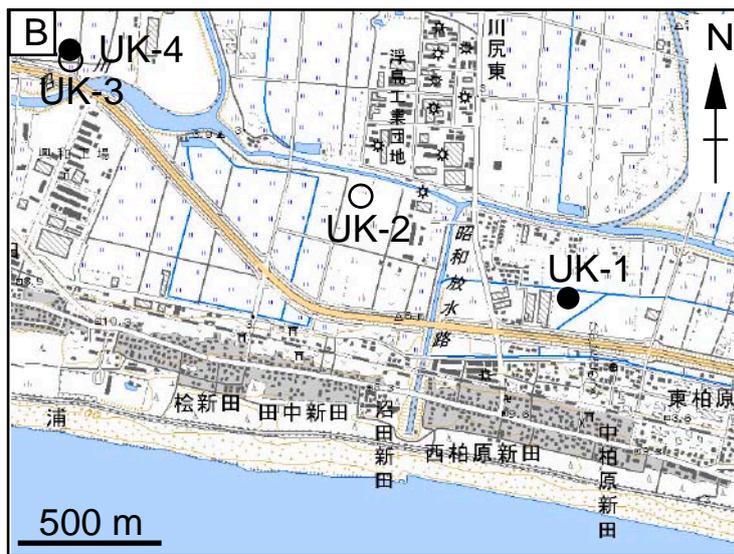
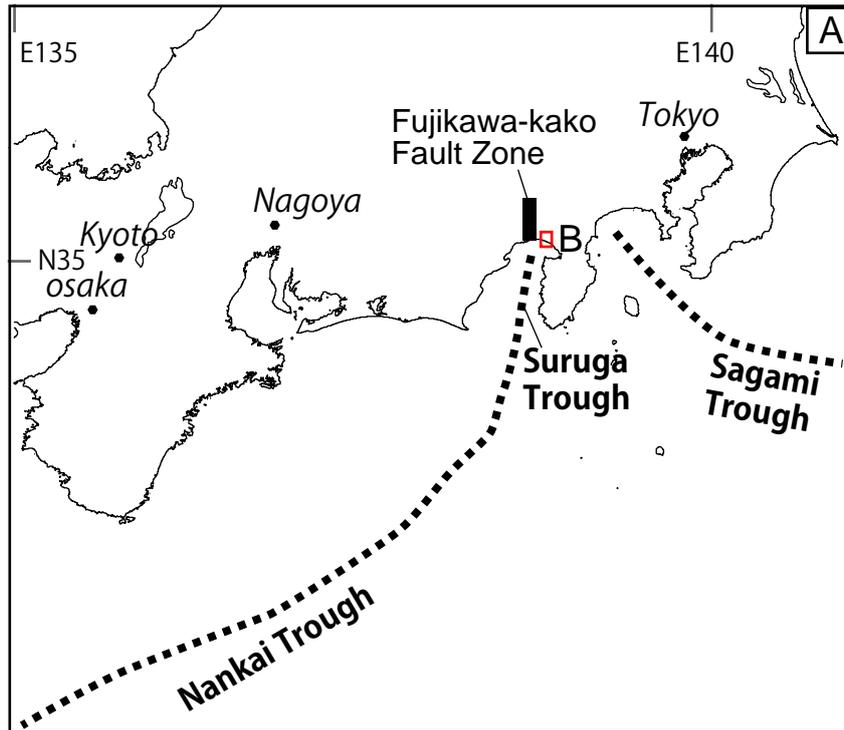
- Dalrymple, R. W. (1992) Tidal depositional systems. Walker, R. G. and James, N. P. (eds.) *Facies Models: 195-218*. Geol. Assoc. Canada.
- 藤原 治・鎌滝孝信・田村 亨 (2003) 内湾における津波堆積物の粒度分布と津波波形との関連—房総半島南端の完新統の例—。第四紀研究, 42, 67-81.
- 古澤 明 (1995) 火山ガラスの屈折率測定・形態分類とその統計的な解析。地質学誌, 101, 123-133.
- 古澤 明 (2003) 洞爺火山灰降下以降の岩手火山のテフラの識別。地質学雑誌, 109, 1-19.
- 羽田野誠一・津沢正晴・松島義章 (1979) 駿河湾北岸の完新世地殻変動と測地的上下変動。地震予知連絡会会報, 21, 101-106.
- 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25ヶ町村役場の地震報告から—。地震研究所彙報, 51, 13-28.
- 羽鳥徳太郎 (1985) 東海地方の歴史津波。月刊地球, 7, 182-191.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志 編 (2002) 第四紀逆断層アトラス, 東京大学出版会, 172.
- 石橋克彦 (1984) 駿河湾地域の地震時地殻上下変動。第四紀研究, 23, 105-110.
- 加藤照之 (1984) 東海地方の地殻上下変動。第四紀研究, 23, 111-116.
- 加藤芳朗 (1990) 雌鹿塚遺跡の遺物包含層をめぐる地学的検討。雌鹿塚遺跡発掘調査報告書I遺構編—狩野川西部流域下水道事業処理場建設に伴う埋蔵文化財発掘調査報告—。沼津市文化財調査報告書第51集, 143-152, 沼津市教育委員会。
- 小林 淳・高田 亮・鈴木雄介・中野 俊・石塚吉浩 (2005) 神津島天上山テフラの同定と富士火山起源噴出物との層位。地球惑星科学関連学会2005年合同大会予稿集, V055-P017.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス [日本列島とその周辺]。東京大学出版会, 336pp.
- 町田 洋・松田時彦・海津正倫・小泉武栄 編 (2006) 日本の地形5中部。東京大学出版会, 77-82.
- 増島 淳 (1978) 富士・愛鷹山麓の火山灰層と先史時代遺跡の関係。静岡地学, 38号, 1-10.
- 増島 淳 (1981) 大淵スコリアの研究。静岡地学, 43号, 1-3.
- 松原彰子 (1984) 駿河湾奥部沖積平野の地形発達史。地理学評論, 57, 37-56.
- 松原彰子 (1989) 完新世における砂州地形の発達過程—駿河湾沿岸低地を例として。地理学評論, 62, 160-183.

- 松原彰子 (1990) 雌鹿塚遺跡周辺における自然環境の変遷. 沼津市教育委員会編「雌鹿塚遺跡発掘調査報告書 I」: 171-215.
- 松原彰子 (1992) 静岡県浮島ヶ原・雌鹿塚遺跡における自然環境と人間活動の変遷. 第四紀研究, 31, 221-227.
- 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.
- 沼津市教育委員会 (1989) 雌鹿塚遺跡発掘調査報告書. 沼津市文化財調査報告書第 46 集, 106pp., 31 Plates.
- 沼津市教育委員会 (1990) 雌鹿塚遺跡発掘調査報告書 I 遺構編—狩野川西部流域下水道事業処理場建設に伴う埋蔵文化財発掘調査報告—. 沼津市文化財調査報告書第 51 集, 215pp., 23 Plates.
- 奥村晃史・鈴木毅彦・嶋田 繁 (1999) Wiggle Matching を用いたカワゴ平火砕流堆積物の高精度年代測定. 奥村晃史編「後氷期の重要地質事象に関する高精度年代測定の実用化に関する研究」: 1-5, 平成 9 年度~10 年度科学研究費 (基盤研究 (C) (1)) 研究成果報告書.
- Ramsey, B.C. (1995) Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: The OxCal Program. Radiocarbon, 37, 425-430.
- Ramsey, B.C. (2001) Development of the radiocarbon program OxCal, Radiocarbon, 43, 355-363.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S., Ramsey, B.C., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, V. and Weyhenmeyer, C.E. (2004) IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 Cal Kyr BP. Radiocarbon 46, 1029-1058.
- 寒川 旭 (2001) 遺跡で検出された地震痕跡による古地震研究の成果. 活断層・古地震研究報告 No.1, 287-300, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 下川浩一・山崎晴雄・田中竹延 (1999) 富士川河口断層帯の活動履歴調査. 日本地震学会講演予稿集 1999 年度秋季大会, 108-108.
- Takada, K. and Atwater, B.F. (2004) Evidence for liquefaction identified in peeled slices of Holocene deposits along the lower Columbia River, Washington. Bull. Seismol. Soc. Ameri., 94, 550-575.
- 高田 亮・石塚吉浩・中野 俊・山元孝広・鈴木雄介・小林 淳 (2005) 富士火山西暦 800-1000 年頃に頻発した割れ目噴火群—<sup>14</sup>C 年代と神津島天上山テフラの層位から—. 地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会予稿集, V055-P015.
- 渡辺偉夫 (1998) 日本被害津波総覧 [第 2 版]. 東京大学出版会, 238pp.
- 山元孝広・高田 亮・石塚吉浩・中野 俊 (2005) 放射性炭素年代測定による富士火山噴出物の再編年. 火山, 50, 53-70.
- Yamazaki, H. (1992) Tectonics of a plate collision along the northern margin of Izu Peninsula, central Japan. Bull. Geol. Surv. Japan, 43, 603-657.
- Yamazaki, H., Shimokawa, K., Mizuno, K. and Tanaka, T. (2002) Off-fault paleoseismology in Japan: with special reference to the Fujikawa-kako fault zone, central Japan. Geographical Reports of Tokyo Metropolitan Univ., no. 37, 1-14.

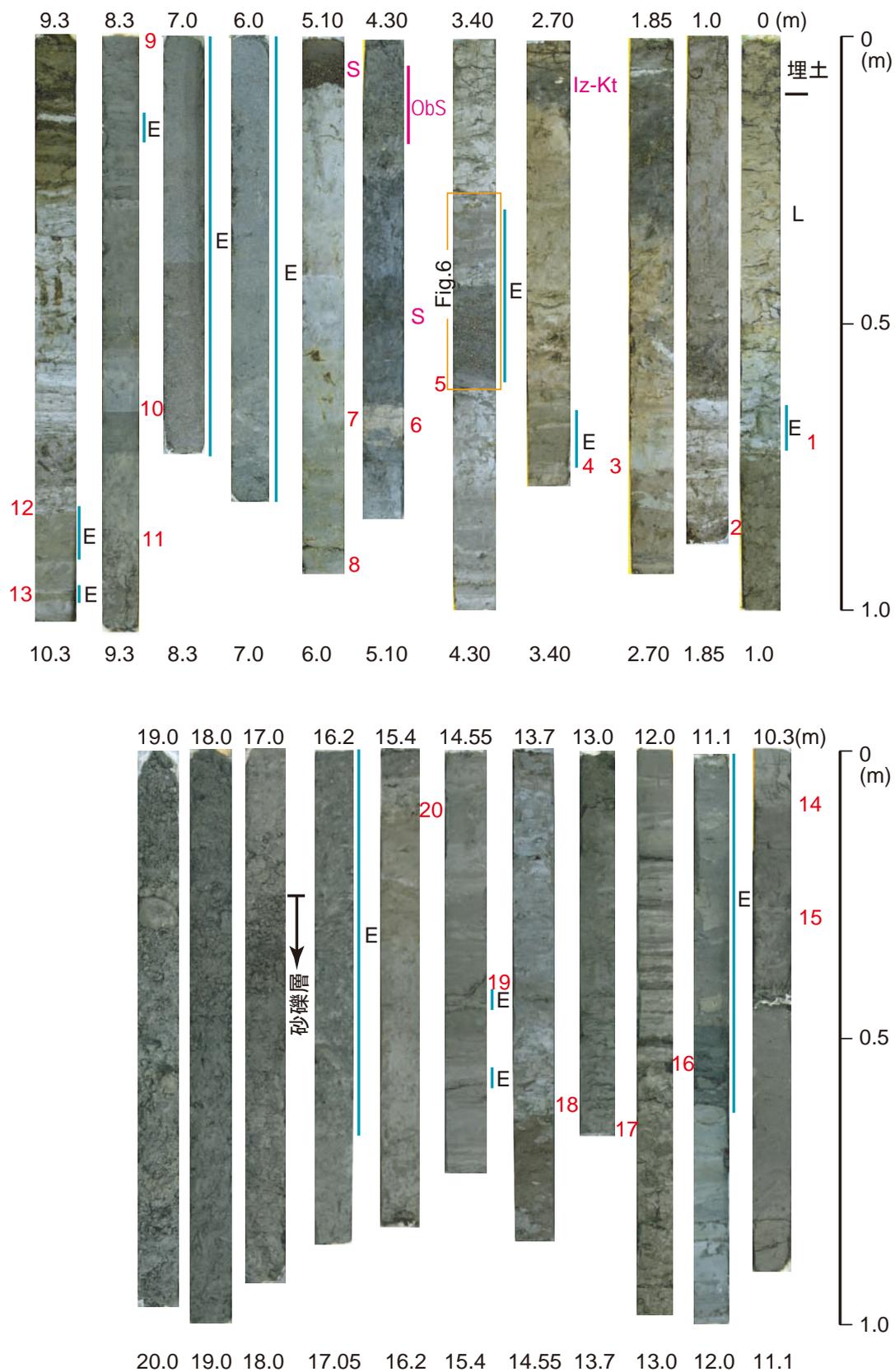
(受付: 2006 年 6 月 30 日, 受理: 2006 年 10 月 23 日)

第1表. <sup>14</sup>C年代測定データ.  
Table 1. <sup>14</sup>C age determination data.

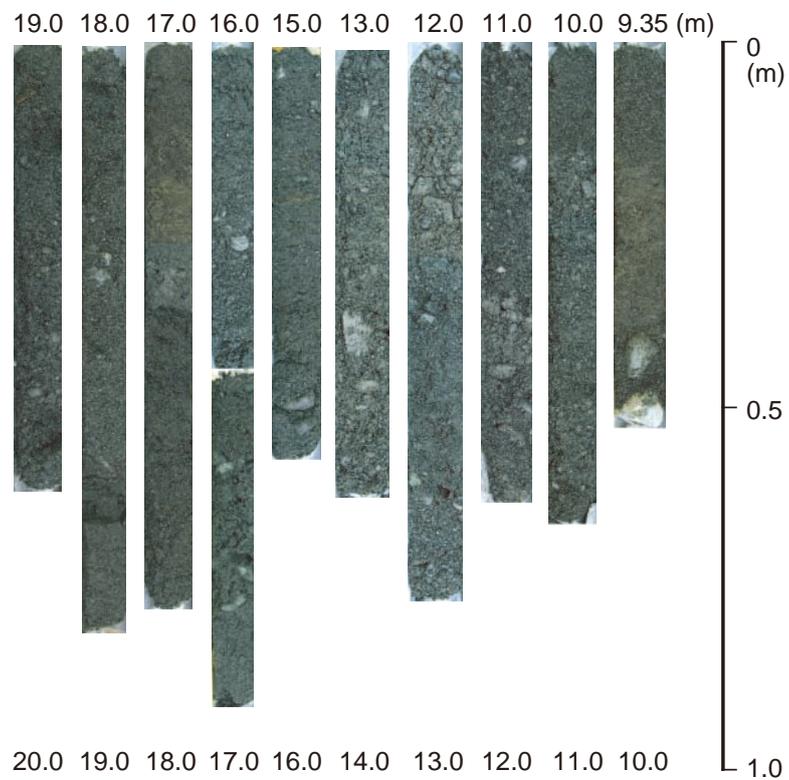
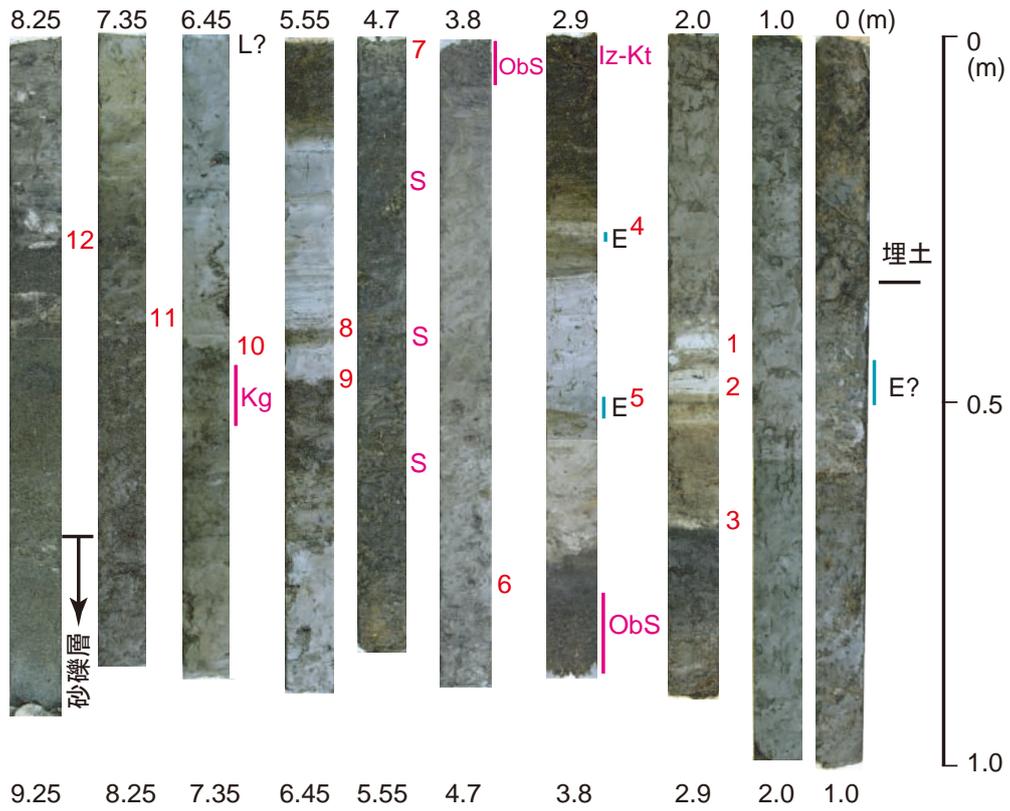
測定番号	試料No.	コアトップからの深度 (cm)	試料の種類	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	<sup>14</sup> C年代 (yrBP $\pm$ 1 $\sigma$ )	<sup>14</sup> C年代を暦年代に較正した年代範囲		暦年較正用年代 (yrBP $\pm$ 1 $\sigma$ )
						1 $\sigma$ 暦年代範囲	2 $\sigma$ 暦年代範囲	
PLD-5669	UK-4-147	147	材	-25.86 $\pm$ 0.15	375 $\pm$ 20	1450AD(52.5%)1520AD 1600AD(15.7%)1620AD	1440AD(64.7%)1530AD 1570AD(30.7%)1630AD	373 $\pm$ 21
PLD-5810	UK-4-171	171	材	-28.25 $\pm$ 0.13	610 $\pm$ 20	1300AD(28.5%)1325AD 1340AD(28.1%)1365AD 1380AD(11.6%)1395AD	1290AD(95.4%)1400AD	612 $\pm$ 19
PLD-5811	UK-4-215	215	植物遺体	-27.94 $\pm$ 0.12	905 $\pm$ 20	1040AD(38.9%)1090AD 1120AD(29.3%)1170AD	1040AD(95.4%)1210AD	903 $\pm$ 20
PLD-5670	UK-4-269	269	材	-26.83 $\pm$ 0.11	1190 $\pm$ 25	780AD(7.0%)790AD 805AD(61.2%)880AD	770AD(94.3%)900AD 920AD(1.1%)940AD	1191 $\pm$ 24
PLD-5671	UK-4-368	368	植物遺体	-26.45 $\pm$ 0.12	1395 $\pm$ 20	635AD(68.2%)665AD	605AD(95.4%)665AD	1395 $\pm$ 22
PLD-5812	UK-4-420	420	植物遺体	-27.77 $\pm$ 0.22	1475 $\pm$ 20	565AD(68.2%)615AD	545AD(95.4%)640AD	1476 $\pm$ 22
PLD-5672	UK-4-564	564	材	-29.7 $\pm$ 0.16	2725 $\pm$ 25	900BC(68.2%)835BC	920BC(95.4%)810BC	2725 $\pm$ 24
PLD-5673	UK-4-858	858	材(枝)	-24.9 $\pm$ 0.13	4165 $\pm$ 25	2880BC(12.2%)2850BC 2820BC(38.3%)2740BC 2730BC(17.6%)2680BC	2880BC(19.7%)2830BC 2820BC(74.2%)2660BC 2650BC(1.5%)2630BC	4167 $\pm$ 26
PLD-5674	U-4-996	996	植物遺体	-28 $\pm$ 0.17	3875 $\pm$ 25	2460BC(38.8%)2360BC 2350BC(29.4%)2290BC	2470BC(95.4%)2280BC	3876 $\pm$ 26
PLD-5675	UK-4-1125	1125	材(枝)	-29.16 $\pm$ 0.12	3945 $\pm$ 25	2550BC(3.6%)2530BC 2490BC(40.1%)2450BC 2420BC(9.0%)2400BC 2380BC(15.5%)2340BC	2570BC(11.2%)2520BC 2500BC(84.2%)2340BC	3944 $\pm$ 26
PLD-5676	UK-4-1167	1167	材	-27.66 $\pm$ 0.12	3875 $\pm$ 25	2460BC(37.5%)2360BC 2350BC(30.7%)2290BC	2470BC(93.8%)2280BC 2250BC(1.6%)2230BC	3874 $\pm$ 26
PLD-5610	UK-4-1255	1255	材	-24.61 $\pm$ 0.28	3935 $\pm$ 25	2480BC(35.2%)2430BC 2420BC(12.6%)2400BC 2380BC(20.4%)2340BC	2560BC(3.7%)2530BC 2500BC(91.7%)2330BC	3935 $\pm$ 25
PLD-5677	UK-4-1412	1412	材	-27.03 $\pm$ 0.19	4775 $\pm$ 25	3640BC(6.7%)3620BC 3600BC(61.5%)3520BC	3640BC(95.4%)3510BC	4775 $\pm$ 27
PLD-5678	UK-4-1457	1457	植物遺体	-26 $\pm$ 0.13	5110 $\pm$ 25	3970BC(28.3%)3930BC 3860BC(39.9%)3810BC	3980BC(40.4%)3900BC 3880BC(55.0%)3800BC	5110 $\pm$ 27
PLD-5679	UK-4-1495	1495	材	-31.17 $\pm$ 0.14	5210 $\pm$ 30	4040BC(35.6%)4010BC 4005BC(32.6%)3975BC	4055BC(95.4%)3960BC	5209 $\pm$ 28
PLD-5611	UK-4-1550	1550	材	-30.06 $\pm$ 0.23	5270 $\pm$ 25	4230BC(12.7%)4200BC 4170BC(22.6%)4120BC 4080BC(22.6%)4030BC 4020BC(10.3%)3990BC	4230BC(16.2%)4190BC 4180BC(79.2%)3980BC	5268 $\pm$ 25
PLD-5808	UK-1-114	114	材(枝・直径3mm $\phi$ )	-29.42 $\pm$ 0.15	105 $\pm$ 20	1690AD(21.6%)1730AD 1810AD(46.6%)1920AD	1680AD(26.8%)1730AD 1800AD(68.6%)1930AD	106 $\pm$ 20
PLD-5809	UK-1-276	276	植物遺体/ 最外年輪	-27.61 $\pm$ 0.15	930 $\pm$ 20	1040AD(12.1%)1060AD 1070AD(56.1%)1160AD	1030AD(95.4%)1160AD	929 $\pm$ 19
PLD-5708	UK-1-430	430	種実	-29.77 $\pm$ 0.13	1725 $\pm$ 20	250AD(38.0%)300AD 310AD(25.1%)350AD 360AD(5.1%)380AD	250AD(95.4%)390AD	1724 $\pm$ 22
PLD-5709	UK-1-534	534	材	-28.22 $\pm$ 0.14	2415 $\pm$ 25	520BC(68.2%)410BC	740BC(9.9%)690BC 660BC(1.5%)650BC 550BC(84.0%)400BC	2417 $\pm$ 23
PLD-5710	UK-1-772	772	植物遺体	-26.39 $\pm$ 0.11	3400 $\pm$ 25	1745BC(66.8%)1680BC 1675BC(1.4%)1665BC	1750BC(95.4%)1620BC	3401 $\pm$ 24



第1図. 調査位置図. A: 調査地域のテクトニック・セッティング. B: ボーリング位置. 国土地理院発行 1/25,000 地形図「吉原」, 「沼津」を使用.  
 Fig. 1. Index map. A: Tectonic setting around the study area. B: Location of drilling sites. Modified from 1/25,000-scale topographic maps of Geogr. Surv. Inst., “Yoshiwara” and “Numazu”.

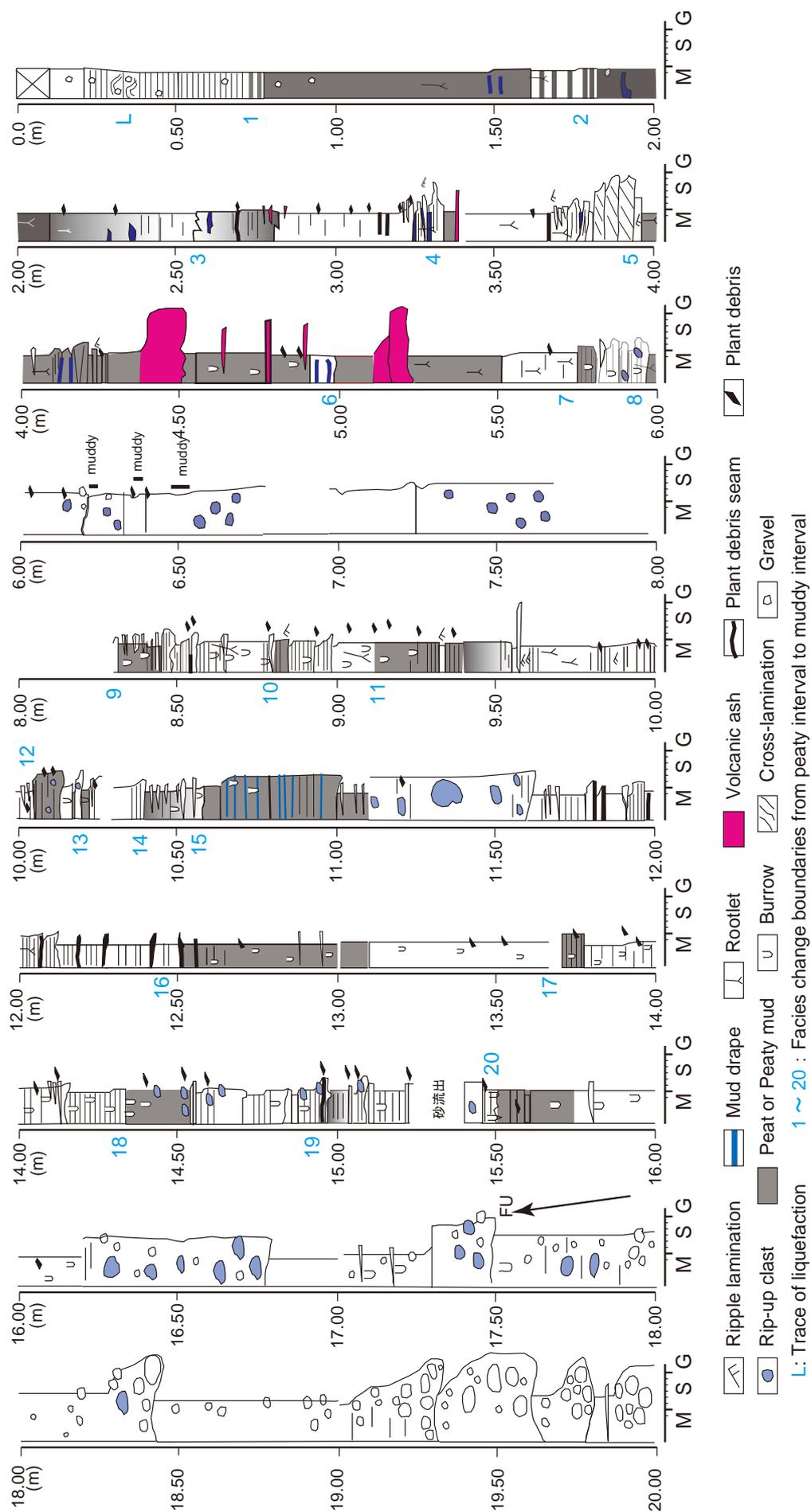


第2A図. 半裁したボーリングコアの写真(コア UK-4). ObS: 大淵スコリア, Iz-Kt: 神津島天上山テフラ, S: スコリア層, E: イベント堆積物, 1~20: 泥炭(質)層から粘土層への層相変化境界, L: 液状化跡.  
 Fig. 2A. Photograph showing the section of Core UK-4. ObS: Obuchi Scoria, Iz-Kt: Kozushima-Tenjo-san Tephra, S: Scoria layer, E: Event deposits, 1-20: Facies change boundaries from peaty interval to muddy interval, L: Trace of liquefaction.

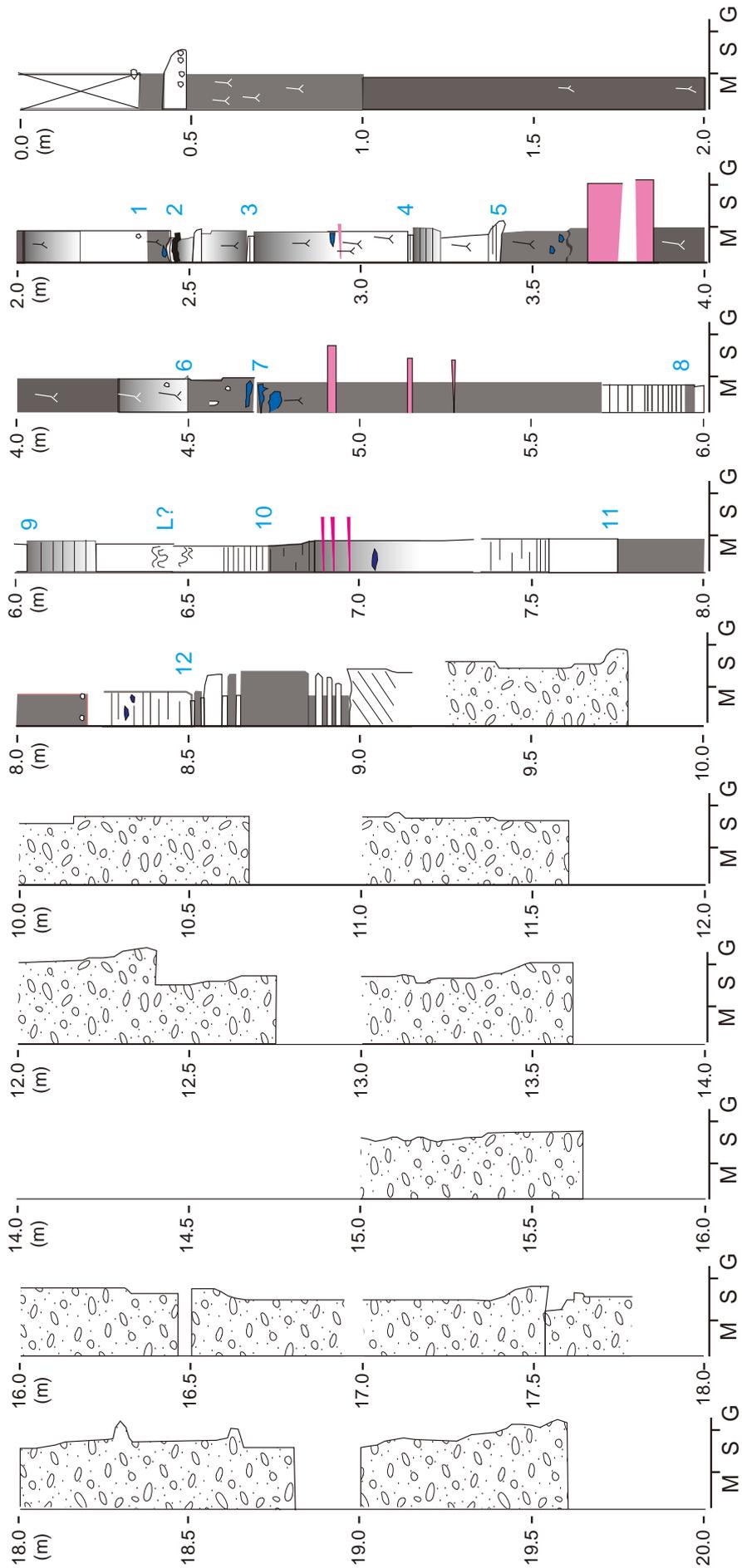


第2B図. 半裁したボーリングコアの写真(コア UK-1). ObS: 大淵スコリア, Iz-Kt: 神津島天  
上山テフラ, Kg: 天城カワゴ平軽石 (Kg), S: スコリア層, E: イベント堆積物, 1~12:  
泥炭(質)層から粘土層への層相変化境界, L: 液状化跡.

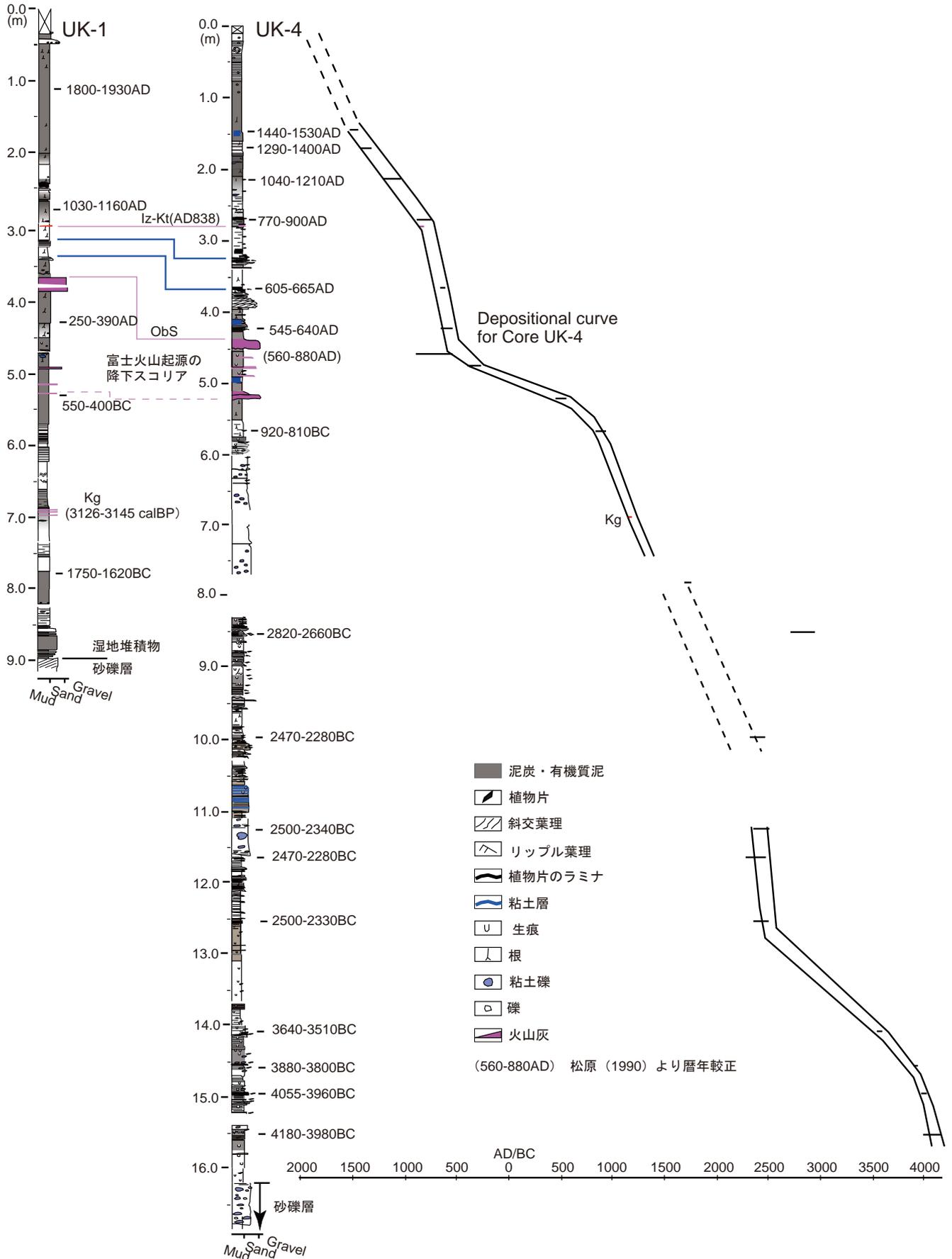
Fig. 2B. Photograph showing the section of Core UK-1. ObS: Obuchi Scoria, Iz-Kt: Kozushima-  
Tenjo-san Tephra, Kg: Amagi Kawagodaira Pumice, S: Scoria layer, E: Event deposits,  
1-12: Facies change boundaries from peaty interval to muddy interval, L: Trace of  
liquefaction.



第3A図. コアUK-4の柱状図.  
Fig. 3A. Columnar section of Core UK-4.

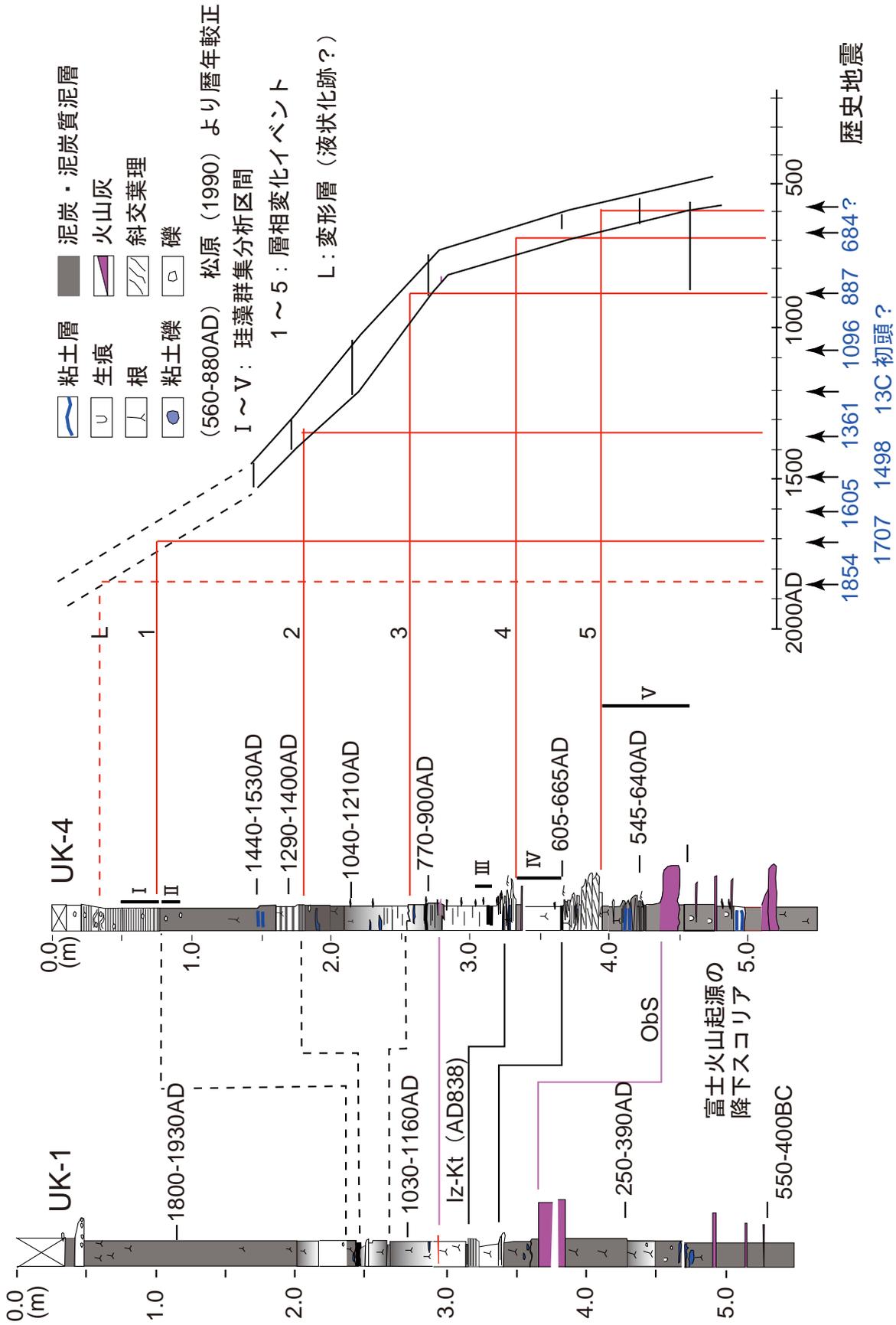


第3B図. コア UK-1 の柱状図.  
Fig. 3B. Columnar section of Core UK-1.

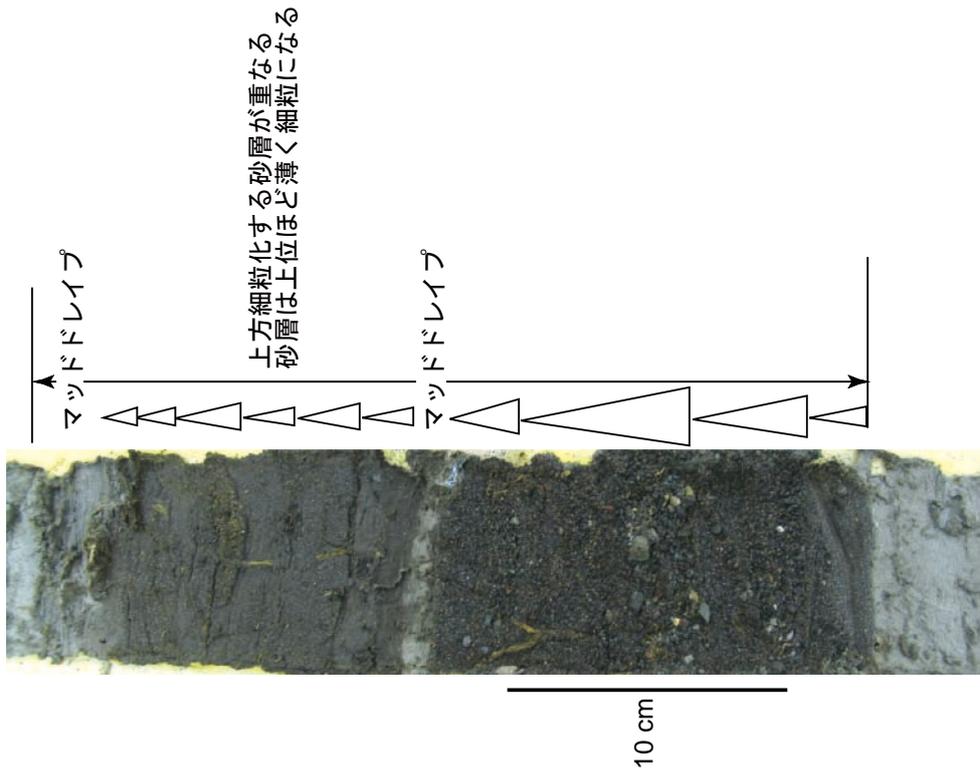


第4図. コアの年代とコア UK-4 の堆積曲線. 堆積曲線の作成には, UK-1 のスコリア層付近での  $^{14}\text{C}$  年代測定値と Kg の層準も参考にした.

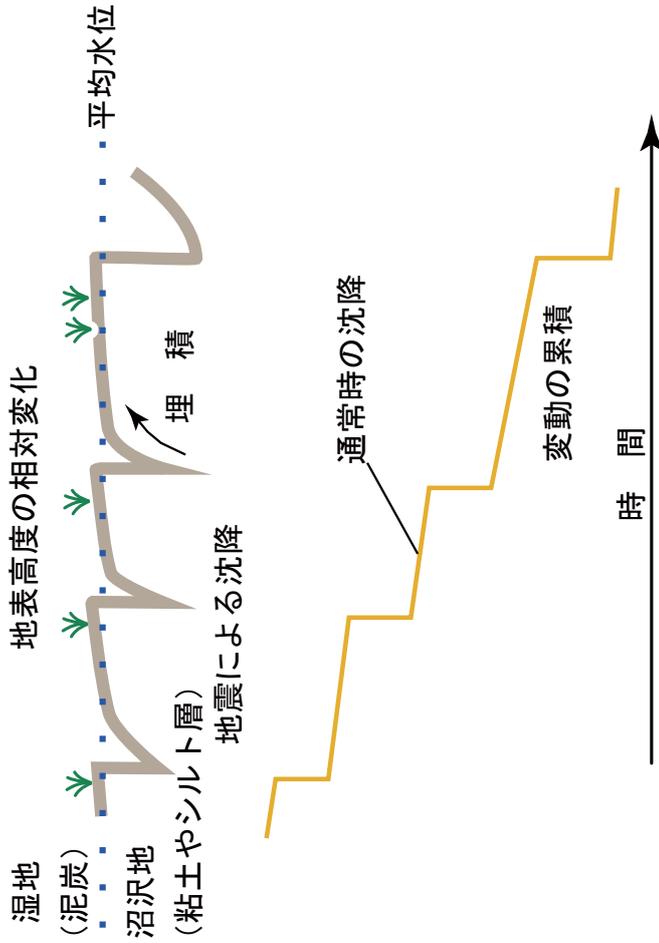
Fig. 4. Chronostratigraphy of cores and depositional curve of Core UK-4.



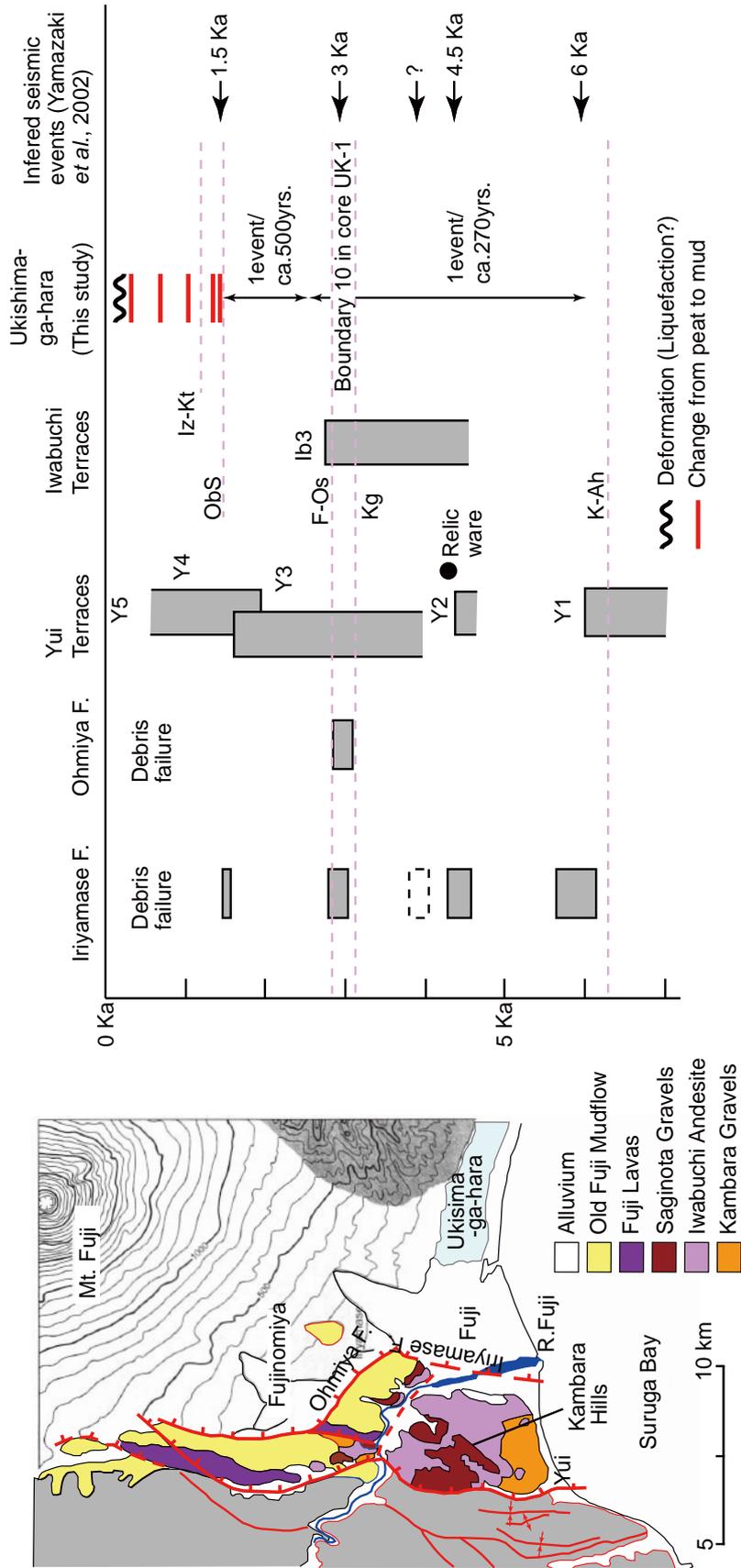
第5図. コアの層相変化と南海トラフの歴史地震との対比.  
Fig. 5. Correlation between lithofacies changes in cores and historical earthquakes around the Nankai Trough.



第6図. 津波堆積物の可能性があるイベント砂層. コアUK-4の深さ4.00 m～3.64 mの区間の剥ぎ取り試料.  
 Fig. 6. Photograph showing a possible tsunami deposit. Peeled sample from the interval of 4.00 m to 3.64 m in Core UK-4.



第7図. 浮島ヶ原における沈降と堆積プロセス.  
 Fig. 7. Schematic figure showing the processes of tectonic subsidence and deposition in the Ukishima-ga-hara low land through time.



第 8 図. 富士川河口断層帯周辺の古地震を示す証拠の対応関係. Yamazaki *et al.* (2002) を改変.  
 Fig.8. Correlation of paleoseismic evidences around the Fujikawa-kako fault zone. Modified from Yamazaki *et al.* (2002).