

CNS 元素分析と花粉分析を用いた足柄平野南部における国府津－松田断層帯 「3,000 年前イベント」の再検討

Review on “3 ka seismic event” of Kozu-Matsuda Fault Zone inferred from CNS element and Pollen analyses in southern Ashigara Plain, central Japan

佐藤善輝¹・太田雄貴^{1,2}・水野清秀¹・石山達也³

Yoshiki Sato¹, Yuki Ota^{1,2}, Kiyohide Mizuno¹ and Tatsuya Ishiyama³

¹ 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation, satou-yoshiki@aist.go.jp)

² 東京大学大学院大気海洋研究所 (University of Tokyo, Atmosphere and Ocean Research Institute)

³ 東京大学地震研究所 (University of Tokyo, Earthquake Research Institute)

Abstract: Kozu-Matsuda Fault Zone, located between the Ashigara Plain and Oiso Hills, Kanagawa Prefecture, is a reverse fault falling the Ashigara Plain to the Oiso Hills. Paleoseismic history of this fault zone have been revealed based on geological survey such as trench and coring surveys in the Ashigara Plain. These studies reported a possible activity of this fault zone around 3 ka. To confirm the occurrence of “the 3 ka seismic event”, we conducted CNS elemental analysis, fossil pollen analysis, tephra analysis and radiocarbon dating using two drilling cores taken from southern part of the plain. We found two event layers (Event E-A1 and E-A2 layers) from GS-ASG-5 core, and three event layers (Event E-T1, E-T2, and E-T3 layers) from TJ11-1 core respectively. Both of the Event A-E2 and T-E3 layers are found between two tephra layers of the Zunasawa lapilli (F-Zn) and Yufune Daiichi scoria (Yu-1) erupted from Mt. Fuji. This suggests coseismic subsidence of the Ashigara Plain and supports the hypothesis that Kozu-Matsuda Fault Zone ruptured around 3 ka. In addition, because both of the Event A-E1 and T-E2 layers are found just below the Kawago Daira Pumice layer erupted from Izu Peninsula, they are likely corresponding to the same seismic event. Radiocarbon ages of the TJ11-1 core suggest that the Event T-E1 occurred around 4,700 cal BP.

キーワード: 国府津－松田断層帯, CNS 元素分析, 花粉化石分析, オフ・フォールト古地震学, 完新世

Keywords: Kozu-Matsuda Fault Zone, CNS elemental analysis, pollen fossil analysis, off-fault paleoseismology, Holocene

1. はじめに

国府津－松田断層帯は相模トラフの陸域延長に位置しており、プレート境界から分岐した断層と推定されている (Sato, *et al.*, 2005; 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015). 本断層帯は南西側 (足柄平野側) を相対的に沈降させる逆断層で、国内でも有数の変位速度を示す (第 1 図; 活断層研究会, 1991; 中田・今泉, 2002; 地震調査推進本部地震調査委員会, 2015). 鬼界アカホヤテフラ (K-Ah; 約 7,300 cal BP; 町田・新井, 2003) の降灰層準は断層を挟んで約 22 m 上下に変位しており、これに基づけば上下方向の平均変位速度は 3.0 m/ky と見積もられる (松島, 1982; 山崎, 1984). また、箱根東京軽石層 (Hk-TP; 約 66 ka; 町田・新井, 2003) や箱根小原台テフラ (Hk-OP; 約 80~85 ka; 町田・新井, 2003) の高度差からは、それぞれ約 1.4~2.3 m/ky, 0.5~0.6 m/ky

の上下方向の平均変位速度が得られている (産業技術総合研究所, 2008).

こうした地形・地質的特徴から推定される国府津－松田断層帯の変動様式は、相模トラフ沿いで発生するプレート境界型地震とは異なる。相模トラフのプレート境界で発生した西暦 1703 年元禄地震や西暦 1923 年大正関東地震などの歴史地震では、国府津－松田断層帯の地表での断層変位は認められず、断層の上盤・下盤側でいずれも隆起傾向にあったことが示されている (Miyabe, 1931; Shishikura, 2014). このような変位の累積では、上述した K-Ah テフラなどの変位を説明することができない。従って、国府津－松田断層帯はこれらとは異なり、断層を挟んだ大磯丘陵側が隆起、足柄平野側が沈降する「大磯型地震」(松田, 1985) を発生させると推定されている (松田, 1985; 山崎, 1993).

国府津－松田断層帯の活動履歴については、これまで主に足柄平野内で実施されたトレンチ調査から検討が行われてきた（例えば、山崎・水野，1999；神奈川県，2003，2004；丸山・斎藤，2008など）。これらの知見に基づき、最新イベントが12世紀以降かつ14世紀前半以前、その1つ前の活動が約2,400 cal BP以降、2つ前および3つ前の活動が約4,500年前以降かつ約2,600年前以前に生じたと推定されており、活動間隔は800～1,300年程度、1回当たりの地殻変動量は3 m程度と見積もられている（地震調査推進本部地震調査委員会，2015）。

さらに、これら国府津－松田断層帯の活動履歴のうち2つ前および3つ前の活動については主にボーリングコア試料の解析から検討がなされている。山崎・水野（1999）は足柄平野南部の完新世段丘上（後述する鴨宮面）で掘削されたボーリングコア試料（Loc. 1，第1図）の珪藻化石分析を行い、陸生珪藻の *Hantzschia amphioxys* が減少して汽水生種が増加することから、約3,000年前に足柄平野が相対的に沈降し、急に湿地環境が広がる環境変化が生じた可能性を提示した。また、山崎・水野（1999）は国府津地区（Loc. 2，第1図）のトレンチ調査で確認された地すべりの形成年代が、上述した鴨宮面でのボーリングコア試料で認められた環境変化の年代と対応することから、約3,000年前に国府津－松田断層帯が活動した可能性を支持するものと解釈した。本研究では、山崎・水野（1999）により指摘された約3,000年前頃の断層活動イベントを「3,000年前イベント」と呼ぶ。

しかしながら、山崎・水野（1999）の示した Loc. 1 のボーリングコア試料中におけるイベント層準の珪藻化石群集は淡水生珪藻が優占的であり、堆積環境復元の妥当性については課題が残されている。また、コア試料のテフラ対比が岩相のみで実施されており、対比の根拠が不十分である。さらに、国府津地区のトレンチ調査では、断層による地層変位などの断層活動を示す直接の証拠は得られていない。神奈川県（2003，2004）が曽我地区で実施したトレンチ調査（Loc. 3，第1図）では、2,600～4,500 cal BP の期間に計2回の断層活動が認定されているが、これらが約3,000年前のイベントに対応するのかは明らかになっていない。

こうした問題点を踏まえ、本研究では足柄平野南部の2地点（第1図）で掘削されたボーリングコア試料（GS-ASG-5: 第2図；TJ11-1: 第3図）について、CNS 元素分析と花粉分析に基づいてそれぞれ堆積環境を復元し、これらの新規データに基づきイベント層準を検出するとともに、「3,000年前イベント」の存否についてあらためて検討した。なお、本研究では、国府津－松田断層帯が活動する際に足柄平野で沈降が生じることから、ボーリング地点周辺が沈降した可能性が示唆される層準を「イベント層準」と呼ぶ。

2. 対象地域の地形・地質概要

足柄平野は相模湾沿岸に位置し、北西－南東方向に約12 km、北東－南西方向に約4 kmの大きさを有する臨海平野で、西側で箱根火山と、北～東側で足柄山地および大磯丘陵と接する（第1図）。足柄山地は上部鮮新統～中部更新統の足柄層群から（貝塚ほか，2000）、大磯丘陵は上部～中部更新統からそれぞれ構成される（山崎，1994）。また、箱根火山東麓の丘陵・段丘は、古期外輪山噴出物および箱根新期軽石流堆積物から構成される。このうち、箱根新期軽石流堆積物は箱根小原台テフラ（約80～85 ka；町田・新井，2003）や箱根東京テフラ（約66 ka；町田・新井，2003）などの噴火に伴う堆積物で、足柄平野東部にも千代台地などの更新世段丘を形作っている（山崎，1994）。

足柄平野の大部分は酒匂川の扇状地性三角州から構成される（山崎，1994）。足柄山地および大磯丘陵との境界部には崖錐や扇状地が断続的に分布する。平野南部には、約2,500～2,900年前に富士山の山体崩壊によって生じた御殿場泥流（Gomf；町田，1964；宮地ほか，2004；山元ほか，2016）の堆積面である鴨宮面が広く分布する（第1図）。

3. 試料と方法

3.1 分析コアの概要

GS-ASG-5 コアは、産業技術総合研究所地質調査総合センターにより2016年に小田原市酒匂地区の鴨宮面上で掘削された掘削長15.0 mのボーリングコアで、孔口標高は11.15 mである（第1図；佐藤ほか，2017）。本研究では、GS-ASG-5 コアの深度3.0～11.0 mの層準を対象とした。本コア試料の帯磁率測定値、放射性炭素（ ^{14}C ）年代測定値およびテフラ層準は、佐藤ほか（2017）に基づく。

TJ11-1 コアは、東京大学地震研究所が2011年に小田原市田島地区で掘削した掘削長15.2 mのコア試料である（第1図；石山ほか，2012）。本コアの孔口標高は12.84 mで（石山ほか，2012）、扇状地と更新世段丘に挟まれた後背湿地上に位置する。本研究では同コアの深度5.2～9.6 mの層準を対象とした。

3.2 ^{14}C 年代測定

TJ11-1 コア中に含まれる有機物試料計2点について、加速器質量分析法による ^{14}C 年代測定を（株）地球科学研究所に依頼した。得られた年代測定値について、CALIB 7.1 プログラム（Stuiver *et al.*, 2018）を用いて暦年較正を行った。同位体組成を考慮すると、いずれの試料も陸域由来の炭素を多く含んでいると推定されることから、較正のためのデータセットには IntCal13.14c（Reimer *et al.*, 2013）を使用した。

3.3 火山灰分析

TJ11-1 コア中に挟在する火山ガラスの濃集層について、火山ガラスの屈折率測定および主成分化学組成分析を行った。屈折率測定は、産業技術総合研究所地質調査総合センター所有の温度変化型屈折率測定装置 MAIOT (榑古澤地質製; 古澤, 1995) を用いた。測定精度は ± 0.001 である。主成分化学組成分析は榑古澤地質に依頼し、エネルギー分散型 X 線マイクロアナライザー (榑堀場製作所製 EMAXEvolution EX-270) を用いて実施された。

3.4 CNS 元素分析

GS-ASG-5 コアの深度 3.00~10.95 m から 5~10 cm 間隔で、2 cm×2 cm×2 cm のプラスチック製キューブを用いて採取した計 125 試料について、全有機炭素 (TOC), 全窒素 (TN), 全硫黄 (TS) の含有量 (wt.%) を測定した。分析は以下の手順で行った。まず、試料を 80°C の恒温乾燥機で 48 時間以上乾燥させた。試料中には大きな植物片などは存在していなかったため、乾燥試料をそのままメノウ乳鉢で十分粉碎し、均質化した。TOC, TN, TS 含有量の測定には、産業技術総合研究所地質調査総合センター所有の Thermo Scientific 社製 CHNS 元素分析装置 Flash 2000 を使用した。TN, TS の測定では Sn 製コンテナに粉末試料を入れ、約 30 mg を秤量した。また、TOC の測定では、Ag 製コンテナに粉末試料を入れ約 30 mg を秤量し、1 mol/L 塩酸を数滴加え、80°C で 3 時間以上乾燥させた後に Sn 製コンテナに包んだ。標準試料には BBOT (Fisons Instruments 社製 2,5-bis-(5-tert-butyl-benzoxazol-2-yl)-thiophene) を用い、BBOT の繰り返し測定 (5 回) に基づいて算出された標準偏差 (1 σ) を測定誤差とした。相対標準偏差は、TOC および TN が 1% 未満、TS が 7% 未満であった。推定された各測定の最大誤差は、TOC が 0.04 wt.%, TN が 0.003 wt.%, TS が 0.01 wt.% であった。また、TOC, TN, TS 含有量の結果を用いて、TOC/TN (C/N) 比および TOC/TS (C/S) 比を算出した。なお、TN が 0.003 wt.% 未満のサンプルについては C/N 比を算出しなかった。また、TS が 0.01 wt.% 未満のサンプルは C/S 比を算出しなかった。

堆積物中の TOC および TN 含有量は、プランクトンや陸源植物由来の有機物供給量、および底層の酸化還元状態によって変動する有機物の分解等を反映する (Sampei *et al.*, 1997)。また、海洋プランクトンは TOC/TN=5~12 を示し、陸源高等植物は C/N>12 を示すことから、堆積物の C/N 比は有機物の起源を示すと考えられている (Lamb *et al.*, 2006)。堆積物中の硫黄はほとんどがパイライト態の硫黄およびその他の硫化鉄として存在していると考えられている (Berner and Raiswell, 1984)。海水には淡水に比べて大量の硫酸イオン (SO_4^{2-}) が含まれており、また SO_4^{2-} は堆積物中の有機物含有量に応じてパイライト

として固定されることから、堆積物の TS 含有量および TOC/TS (C/S) 比は底層の塩分や酸化還元状態を区別する指標として考えられている (Berner and Raiswell, 1984; Sampei *et al.*, 1997; 倉門ほか, 1998; 亀井ほか, 2002; 小松原ほか, 2010)。TOC>1 wt.% の場合、淡水成堆積物は C/S>5 を示し、海水成堆積物は C/S=2.8 \pm 1.5 を示すとされている (Berner and Raiswell, 1984)。

3.5 花粉分析

TJ11-1 コアの深度 5.50~9.40 m から 5~25 cm 間隔で採取した堆積物試料計 25 点について花粉分析を株式会社パレオ・ラボに依頼した。

試料処理は KOH 法, HF 法, 比重分離法およびアセトリシス法 (松下, 1993) を併用した方法によって行った。具体的な処理の手順は以下①~④の通りである。①まず試料 (湿重量約 2~3 g) を遠沈管にとり、10% 水酸化カリウム溶液を加えて攪拌し、10 分間湯煎した後、遠沈して上澄みを捨てた (KOH 法)。②残渣に水を加え攪拌し、46% フッ化水素酸溶液を加え攪拌して 1 時間放置し、遠沈して上澄みを捨てた (HF 法)。③残渣に水を加え攪拌し、比重 2.1 に調整した臭化亜鉛溶液を加えて攪拌した後、2000 rpm で 40 分遠心分離し、上澄液の表層に浮かんでいる浮遊物を回収して水で遠沈洗浄した (比重分離法)。④さらに氷酢酸を加えて攪拌し、遠沈して上澄みを捨てた後、残渣に無水酢酸と濃硫酸を 9:1 の混合比で調整した混液を加えて 20 分間湯煎し、遠沈して上澄みを捨てた (アセトリシス法)。検鏡用プレパラートは、残渣から適宜濃度を調整して作成した。花粉化石の計数は、樹木花粉が 200 個を超えるまで実施し、その間に現れる草本花粉・胞子を全て計数した。

各花粉化石の相対的産出頻度は、樹木花粉は樹木花粉の総数を、草本花粉・胞子は産出花粉・胞子全体の総数を、それぞれ基数として求めた百分率で示す。分類群名のうちハイフン(-)で結んだ分類群は、それらの分類群間の区別が困難であることを示す。また、クワ科、バラ科およびマメ科の花粉には樹木起源のものと草本起源のものとが存在するが、それらを厳密に識別して計数することが困難であるため、便宜的に草本花粉として扱った。掘削地点周辺の乾湿変動を示す指標として、草本花粉のうち、抽水植物 (ガマ属 *Typha*, サジオモダカ属 *Alisma*) および好湿性植物 (ツリフネソウ属 *Impatiens*, ゴキヅル属—アマチャヅル属 *Actinostemma—Gynostemma*) の産出率の和を求めた。

4. 分析結果

4.1 GS-ASG-5 コア

層相および CNS 元素分析結果から、本コアは下位から順にユニット A-1~4 の計 4 ユニットに区分され

る(第2図)。以下に各ユニットの特徴について述べる。

4.1.1 ユニット A-1 (深度 10.05~11.91 m)

層相：暗灰色または暗褐色を呈する腐植質なシルトから成る(第2図)。深度 11.32 m の炭化物から 6,805-7,145 cal BP の年代測定値が得られている(第2図; 佐藤ほか, 2017)。また, ユニット下部の深度 11.8 m には, 火山ガラスの屈折率および主成分化学組成に基づき, K-Ah の降灰層準が認められている(佐藤ほか, 2017)。

測定結果：このユニットは, TOC および TS が上方に向かって減少することで特徴づけられる(第2図)。TOC は平均値が 1.022 wt.% で, ユニット下位では 1.0~1.5 wt.% 前後, ユニット上位では 0.5~1.0 wt.% 前後を示す。また, TS は平均値が 0.024 wt.% で, ユニット下位では 0.02~0.05 wt.% 前後, ユニット上位では 0.01~0.02 wt.% 前後の値を示す。TN はユニット全体を通して変化が少なく, 0.06~0.13 wt.% の範囲を推移し, 平均値は 0.09 wt.% である。TOC の減少に伴い, C/N 比は上位に向かって減少する傾向を示す。また, C/S 比は上位に向かってやや増加する傾向を示し, ユニット下位では 30 程度, ユニット上位では 70 程度となる。

4.1.2 ユニット A-2 (深度 7.30~10.05 m) :

層相：このユニットは上位のユニット 3 に比べてやや粗粒で, 極細粒砂~細粒砂を多く含み, 主に極細粒砂混じりシルトとシルト質極細粒砂~細粒砂の互層から成る(第2図)。全体に植物片を多く含む。また, 下位のユニット A-1 に比べてやや色調が明るく, 主に灰色または青灰色を呈する。ところどころ明灰色または緑灰色のシルト薄層を挟む。深度 9.32 m から採取した炭化物からは 6,025-6,285 cal BP の年代測定値が得られている(第2図; 佐藤ほか, 2017)。

測定結果：このユニットは, 全体として TOC および TS が低いことで特徴づけられる(第2図)。TOC は大部分が 0.5~1.0 wt.% 付近と低い値を示し, 深度 7.6 m 以浅では 0.7 wt.% から 2.0 wt.% 前後へと上方へ増加する傾向を示す。また, 深度 9.28~9.60 m と深度 8.80~8.90 m とにスパイク状に高い値を示す層準が認められ, それぞれ 1.7~5.0 wt.%, 1.2~2.7 wt.% の値を示す。TS は TOC とほぼ同期して変化しており, 0.01 wt.% 前後で推移する。深度 9.28~9.60 m と深度 8.80~8.90 m とではそれぞれスパイク状に 0.03~0.06 wt.%, 0.06~0.07 wt.% の値を示す。TN は平均値が 0.08 wt.% で, ユニット A-1 に比べてやや低い値を示す。また, 深度 9.28~9.60 m と深度 8.80~8.90 m では, TOC および TS と同様にスパイク状のピークを示し, それぞれ 0.09~0.17 wt.%, 0.09~0.21 wt.% の値を示す。C/N 比は TOC と同期して変化し, 深度 9.28~9.60 m と深度 8.80~8.90 m とでスパイク状

に高い値を示す。C/S 比は不安定で幅広い値を取り, 0 から 207 の範囲で推移する。

4.1.3 ユニット A-3 (深度 4.12~7.30 m) :

層相：主に暗灰色あるいは暗紫色を呈するシルト・粘土から成る。ユニット下部の深度 6.60~7.30 m は有機質で, 下位のユニット B とは明瞭な地層境界で接する(第2図)。深度 5.3 m には, 火山ガラスの屈折率および主成分化学組成から, 天城カワゴ平テフラ(KgP; 3,126-3,145 cal BP; 奥村ほか, 1999; 町田・新井, 2003) の降灰層準が認められている(第1表; 佐藤ほか, 2017)。KgP 直下の深度 5.31 m の炭化物試料からは 3,065-3,225 cal BP の年代測定値が得られている(第2図; 佐藤ほか, 2017)。また, 深度 4.73~4.74 m の植物片からは 2,355-2,700 cal BP の年代測定値が得られている(第2図; 佐藤ほか, 2017)。深度 5.5 m 以浅には層厚 5~15 cm 程度で中粒砂~砂礫の薄層が複数層挟在しており, その一部はスコリアを多く含む。深度 5.03~5.08 m は発泡の良い粗粒なスコリアから成り, 湯舟第 1 スコリア(Yu-1; 上杉, 1990)に対比される(第2図; 佐藤ほか, 2017)。また, 深度 4.42~4.44 m は発泡の悪いスコリアを主体としており, 砂沢ラピリ(F-Zn; 2.5~2.8 ka; 町田, 1964; 町田・新井, 2003)に対比される(第2図; 佐藤ほか, 2017)。

測定結果：このユニットは, TS および TOC がやや高い値を示すことで特徴づけられる(第2図)。TOC は主に 1.5~2.0 wt.% 付近で推移し, 平均値 1.77 wt.% を示す。深度 4.70~5.00 m では TOC がやや低く, 0.8~1.5 wt.% 前後となる。TS は主に 0.05 wt.% 前後で推移し, 平均値 0.047 wt.% を示す。また, TS 変動には下位から順に深度 5.50~5.60 m, 深度 4.85~5.00 m, 深度 4.30 m の計 3 層準にスパイク状のピークが認められ, それぞれ 0.08~0.09 wt.%, 0.06~0.09 wt.%, 0.19 wt.% の値を示す。TN は 0.1~0.2 wt.% の範囲で推移するが, 深度 5.50~5.60 m および深度 4.85~5.00 m でやや高い値と示し, それぞれ 0.26~0.28 wt.%, 0.25~0.35 wt.% の値を示す。C/N 比は概ね 8~12 前後で推移するが, TN の増加する深度 5.50~5.60 m および深度 4.85~5.00 m では 3~5 程度と低い値を示す。また, これらの層準では C/S 比が 10~15 の値を示し, その他の層準に比べて低い値となる。

4.1.4 ユニット A-4 (深度 3.00~4.12 m)

層相：黒色のスコリアに富んだ極細粒~細粒砂で, 全体として上方細粒化する傾向を示す。本ユニットの帯磁率は他ユニットに比べて高く, $400 \times 10^6 \sim 500 \times 10^6$ SI 程度の値を示す(第2図; 佐藤ほか, 2017)。最下部の深度 4.00~4.12 m は半固結する。これらの特徴や掘削地点が鴨宮面上に位置することから, 本ユニットは御殿場泥流(Gomf; 町田, 1964)の堆積物およびその二次堆積物であると推定されて

いる（佐藤ほか，2017）。

測定結果：このユニットは、TOCが極めて低いことで特徴づけられる（第2図）。TOCは大部分が0.0～0.2 wt.%の範囲で安定的に推移し、ユニット全体の平均値は0.2 wt.%である。TNもTOCと同様に他ユニットに比べて明らかに低い値を示し、測定値の範囲は0.02～0.09 wt.%、平均値は0.03 wt.%である。また、TSは大部分が0.01～0.03 wt.%の値を示す。C/N比およびC/S比はTOCの特徴に応じて全体的に低い値を示し、それぞれ大部分が5以下、10以下で推移する。

4.2 TJ11-1 コア

本コアで分析対象とした深度5.2～9.6 mは、主として炭質物や植物片、植物根を含むシルトから成る（第3図；石山ほか，2012）。コアの深度5.28 mから2,345-2,675 cal BP、深度8.86 mから4,525-4,820 cal BPの¹⁴C年代測定値が得られた（第2表）。

シルト層中には、ところどころ火山灰やスコリアの濃集した粗粒堆積物の薄層を挟む。深度6.71～6.74 mにはパミスタイプの火山ガラスの濃集層が認められた。この層準から得られた火山ガラスは屈折率1.499-1.503で（第1表）、町田・新井（2003）の示すKgPの火山ガラス屈折率（1.493-1.503）と重複する。また、火山ガラスの主成分化学組成の特徴が杉原（1984）の示すKgPの特徴と極めてよく一致することから、本層準はKgPの降灰層準であると考えられる（第1表、第3図）。この解釈は上記の¹⁴C年代測定値と矛盾しない（第3図）。また、深度6.50～6.57 mには平均粒径6 mm、最大粒径16 mmで発泡度の良いスコリアの濃集層が認められた。このスコリア濃集層は、スコリアの特徴やKgPの直上に位置していることから、Yu-1と推定される。また、深度5.80～5.93 mには褐色および黒色を呈する平均粒径1 mm、最大粒径3 mmの低発泡スコリアの濃集層が認められる。このスコリア濃集層には斜長石が多く含まれるが、ガラス包有物は見られない。これらの特徴や上述した年代測定値、KgPの上位に位置することから、本スコリア層は砂沢ラピリ層（F-Zn）に対比される（第3図）。なお、本コア中には御殿場泥流堆積物は認められない。

花粉化石組成に基づく、このコア試料は下位から順にユニットT1～5の計5ユニットに区分される。以下に各ユニットの花粉化石組成の特徴について述べる。

4.2.1 ユニット T-1（深度 9.05～9.60 m）：

本ユニットは樹木花粉が花粉化石組成全体の81.3～93.2%を占め優占的に産出しており、なかでもクリ属 *Castanea* の多産によって特徴づけられる（第3図）。クリ属の花粉化石は、樹木花粉全体の32.0～44.5%を占める。また、スギ属 *Cryptomeria* が次い

で多産し、14.5～34.5%の産出頻度を示す。コナラ属アカガシ亜属 *Quercus subgen. Cyclobalanopsis* やコナラ属コナラ亜属 *Quercus subgen. Lepidobalanus* もやや多産し、それぞれ9.0～19.4%、6.3～8.5%の産出頻度を示す。草本花粉および胞子は、花粉全体の6.8～18.7%を占める。草本花粉・胞子のなかでも、イネ科 *Gramineae* やカヤツリグサ科 *Cyperaceae* の花粉が認められ、それぞれ1.4～3.3%、0.0～2.0%の産出頻度を示す。抽水植物および好湿性植物の産出率の和は0.0～0.8%と低い。

4.2.2 ユニット T-2（深度 6.83～9.05 m）：

本ユニットは、ユニットT-1に比べて草本花粉の占める割合がわずかに増加すること、クリ属が減少して代わってスギ属が優占的になることによって特徴づけられる（第3図）。クリ属の産出頻度は3.8～15.5%へと20%程度減少する。一方、スギ属は概ね30～40%の産出頻度を示す。また、コナラ属アカガシ亜属、コナラ属コナラ亜属の産出がわずかに増加し、それぞれ9.6～22.2%、7.8～19.6%を占める。これらユニットT-1でも多産した樹木花粉に加えて、サワグルミ属—クルミ属 *Pterocarya—Juglans*、ニレ属—ケヤキ属 *Ulmus—Zelkova*、トチノキ属 *Aesculus* などの落葉広葉樹の花粉も産出し、それぞれ0.5～11.2%、0.0～8.3%、0.5～6.1%の産出頻度を示す。草本花粉は花粉化石組成全体の9.3～30.7%を占める。イネ科やカヤツリグサ科、マメ科 *Leguminosae* が目立って産出し、それぞれ0.4～12.0%、0.0～10.5%、0.7～16.7%を占める。

稀産の花粉化石に着目すると、本ユニット下部の深度8.10～8.90 mでは湿地林要素のハンノキ属 *Alnus*、好湿性のツリフネソウ属 *Impatiens* やゴキヅル属—アマチャヅル属 *Actinostemma—Gynostemma* などの産出率がやや高い傾向が認められ、それぞれ0.9～1.4%、0.4～1.2%、0.0～3.1%の産出頻度を示す（第3図）。また、深度8.10 mでは抽水植物であるガマ属 *Typha* が0.4%の産出頻度で随伴する。抽水植物および好湿性植物の産出率の和は、深度8.10～8.90 mの区間で0.4～4.3%（平均2.1%）と上下の区間に比べて高い値を示す（第3図）。

4.2.3 ユニット T-3（深度 6.30～6.83 m）：

本ユニットは、スギ属が引き続き優占的に産出すること、クリ属がさらに減少してトチノキ属が微増することによって特徴づけられる（第3図）。スギ属は39.3～53.6%の高い産出頻度を示し、上方に増加する傾向を示す。次いで、コナラ属アカガシ亜属やコナラ属コナラ亜属が多産し、それぞれ12.3～19.2%、3.3～16.2%を占める。クリ属はユニットT-1やT-2に比べて明らかに少なく、最大でも5.7%の産出頻度を示すにとどまる。一方、トチノキ属はユニットT-2よりも増加し、6.2～11.0%を占める。

また、ハンノキ属が随伴し、最大で1.4%の産出頻度を示す。草本花粉は花粉化石組成全体の10%前後を占めるにとどまり、下位のユニットT-2に比べて少ない。草本花粉のなかではカヤツリグサ科が1.7~9.3%と最も多く、次いでイネ科が1.2~4.1%と高い産出頻度を示す。本ユニット最下部の深度6.80mではツリフネソウ属が多産し、1.6%を占める。

4.2.4 ユニットT-4 (深度5.96~6.30m) :

本ユニットは、全体として草本花粉が多産することと、コナラ属アカガシ亜属が増加傾向を示すことで特徴づけられる(第3図)。草本花粉は花粉化石組成全体の20.7~47.3%を占め、他のユニットに比べて極めて多く産出する。草本花粉ではカヤツリグサ科およびイネ科が高い産出頻度を示し、それぞれ7.3~25.6%、4.6~29.6%を占める。さらに、好湿性のツリフネソウ属およびゴキヅル属-アマチャヅル属、抽水植物であるガマ属やサジオモダカ属 *Alisma* がわずかながら随伴する。これら抽水植物および好湿性植物の産出率の和は、0.4~0.6%(平均0.3%)となる。樹木花粉では引き続きスギ属が優占的であるものの、深度6.20m以浅では産出頻度が40%程度に減少し、代わってコナラ属アカガシ亜属が20~25%程度に増加する。これに次いで、コナラ属コナラ亜属が4.5~12.0%、ニレーケヤキ属が1.3~5.7%、トチノキ属が0.9~7.2%に増加する。

4.2.5 ユニットT-5 (深度5.50~5.96m)

本ユニットは、樹木花粉が多産し、スギ属が優占的となることで特徴づけられる(第3図)。樹木花粉は全体の78.6~85.2%を占め、下位のユニットT-4に比べて明らかに増加する。スギ属は46.6~51.8%と高い産出頻度を示す。また、コナラ属アカガシ亜属、コナラ属コナラ亜属、トチノキ属、クリ属を伴い、それぞれ14.5~18.3%、6.4~9.5%、4.6~5.9%、2.7~4.6%の産出頻度を示す。本ユニットでは、抽水植物と好湿性植物は産出しない。

5. 考察

5.1 GS-ASG-5 コアの堆積環境解釈とイベント層準の認定

ユニットA-1~3(第2図)はいずれもTSが0.5 wt.%以下であり、C/S比が5以上であった。また、TOCはユニットA-2でやや減少するものの、概ね1 wt.%以上であった。これらの特徴は、ユニットA-1~3がいずれも淡水成堆積物であることを示唆する。ユニットA-1~3は腐植物を含む泥質堆積物であることから、これらのユニットは後背湿地堆積物の可能性が高い。ユニットA-1最下部にK-Ahテフラが認められることから、後背湿地環境の成立は約7,300 cal BP頃と推定される。これらの堆積物は御殿場泥流堆積

物およびその二次堆積物から成るユニットA-4に覆われることから、後背湿地環境は約2,500 cal BP頃まで継続したと考えられる。なお、ユニットA-2は全体としてユニットA-1やA-3に比べてTOC含有量が少なく、C/N比が低くなっており、かつ明るい色調を示した。このことから、ユニットA-2は陸源性有機炭素供給量が他ユニットと比べて相対的に少ない環境で堆積したと考えられる。この要因としては、植生変化に伴う陸源由来有機炭素供給量の絶対的な減少、あるいは堆積速度の増加に伴う相対的な供給量減少が考えられる。ユニットA-1からA-3にかけての堆積速度は不明であるが、ユニットA-2が極細粒砂~細粒砂を含み、ユニットA-1やA-3に比べて粗粒であることから、ユニットA-2の堆積速度がこれらの上下のユニットに比べて大きかった可能性が高い。従って、ユニットA-1からA-3にかけての陸源由来有機炭素供給量変動は、気候変動に伴う後背地の植生の遷移的な変化に起因するものではなく、河川の流路変化などに伴う堆積物供給量変動の影響による可能性が高い。

次に、CNS元素分析結果および層相変化から、平野が沈降した可能性を示す「イベント層準」の検出を試みる。ユニットA-2およびA-3にはTSがスパイク状に高くなる層準が計5層準(深度9.28~9.60m, 深度8.80~8.90m, 深度5.50~5.60m, 深度4.85~4.95m, 深度4.30m)で認められた(第2図)。なお、深度4.85~5.00mの上位の深度4.70mでTSが高くなるが、この上下の層準とともにTSが低く、1試料のみでしか認められないことから、再堆積などに伴う異常値である可能性が高いと判断した。御殿場泥流堆積物に対比されるユニットA-4でTSが顕著な増加を示さないことから、これらのTSの局所的な増加はテフラやスコリアなどに起因しないと推定される。従って、これらの層準は一時的な塩分変動もしくは酸化還元環境変動の影響を示す可能性がある。

この5層準のうち、深度9.28~9.60m, 深度8.80~8.90mおよび深度4.30mでは、TSの増加と同期してTOCおよびTNも増加しており、さらにC/N比が増加傾向を示した(第2図, 第4図)。また、これらの層準におけるC/N比はいずれも15前後を示した(第2図, 第4図)。従って、これらの層準で見られたTSの増加は、陸源植物由来の有機物供給量が一時的に増加したことによる貧酸素化に起因する可能性が高いと考えられる。

一方で、深度5.50~5.60mおよび深度4.85~4.95mでは、TSの増加と同時にC/N比が減少する傾向を示し、C/N比は3~5程度の低い値を示した(第2図, 第4図)。これら特徴は、上述した深度9.28~9.60m, 深度8.80~8.90mおよび深度4.30mとは明らかに異なる(第4図)。従って、これらの層準では海水の影響が増大し、海洋プランクトン起源の有機物供給が一時的に卓越した可能性が示唆される。ただし、両

層準の C/S 比が 10~50 であることから、内湾や干潟などの海域で堆積したとは考えにくい。両層準の上位で C/S 比がすぐに増加することを考慮すると、後背湿地への海水の流入は一時的なものであったと考えられる。このような現象の要因のひとつとして、津波などに伴う塩水の遡上の可能性に加えて、国府津—松田断層帯の活動によって足柄平野側が沈降し、海水が流入しやすくなった可能性が考えられ、イベント層準であると解釈できる。以下では、深度 5.50~5.60 m をイベント A-E1 層、深度 4.75~4.95 m をイベント A-E2 層と呼ぶ。火山灰層準と年代測定値から、イベント A-E1 層は KgP 降灰以前の 3,100 cal BP 以前に、イベント A-E2 層は KgP と F-Zn の間の 2,500~3,100 cal BP に生じたと推定できる（第 2 図）。

5.2 TJ11-1 コアの分析結果に基づく水文環境および植生環境解釈とイベント層準の認定

クリ花粉はクリ林から離れると花粉産出率が極端に減少するとされるが（吉川，2011），ユニット T-1 では産出頻度が 30~40% と高いことから、堆積当時には周辺にクリ林が分布を広げていたと考えられる。年代測定値から、クリ林の卓越時期は 4,700 cal BP 以前であると推定できる。同時期の相模湾沿岸域では、相模平野西部の歌川低地（清永，1993）や相模平野東部の柏尾川低地（清永，1990）でクリ属花粉が多産することが報告されている。また、抽水植物および好湿性植物の産出率の和が低いことから、ボーリング掘削地点周辺は比較的乾燥した環境であったと考えられる。

4,700 cal BP 以降になると、スギ属やコナラ属アカガシ亜属、コナラ属コナラ亜属の産出が目立つようになることから、スギ林やコナラ属アカガシ亜属からなる照葉樹林が分布するようになったと推定される。さらに、コナラ属コナラ亜属をはじめとして、クリ属やサワグルミ属—クルミ属、ニレ属—ケヤキ属、トチノキ属などの落葉広葉樹林も分布していた。こうした植生は KgP 降灰前の 3,200 cal BP 頃まで継続したと推定される。また、ユニット T-2 下部（深度 8.10~8.90 m）では、ハンノキ属やツリフネソウ属やゴキヅル属—アマチャヅル属の産出率がわずかながら高く、抽水植物のガマ属も伴うことから、比較的湿潤な環境で定常的に冠水する湿地が広がっていたことが示唆される。上述したように、下位のユニット T-1 では比較的乾燥した環境であったと推定されることから、約 4,700 cal BP 頃に湿地が拡大した可能性が示唆される。これは TJ11-1 掘削地点周辺における低地の排水不良が発生したことを示唆している。排水不良を引き起こした原因のひとつとして、国府津—松田断層帯の活動による断層下盤側（平野側）の沈降を挙げることができる。よって、ユニット T-2 下部の深度 8.10~8.90 m をイベント層準（以下では、イベント T-E1 層と呼ぶ）解釈した。

3,200 cal BP 以降には、クリ林の減少とトチノキ林の拡大が生じたと考えられる。東北地方の平野部では、縄文時代中期から後期の植生において人為的要因によるクリ林からトチノキ林への変化が捉えられている（例えば、吉川，2008）。植生変化の様相が東北地方平野部と類似することから、ユニット T-3 におけるトチノキ林の拡大の要因のひとつとして人為的関与が考えられる。この時期にはハンノキ属は産出するものの、ユニット最下部（深度 6.80 m）を除き、抽水植物であるガマ属や好湿性植物のゴキヅル属—アマチャヅル属などがほとんど産出しないことから、定常的に冠水する湿地が縮小していた可能性が示唆される。

ユニット T-3 の最下部（深度 6.80 m）では好湿性のツリフネソウ属が 1.6% と多産し、これに伴い抽水植物および好湿性植物の産出率の和もスパイク状のピークを示す（第 3 図）。このことから、掘削地点周辺で定常的に冠水する湿地が拡大したことが示唆される。その時期は、KgP の降灰よりも前であり、3,200 cal BP 頃よりも遡ると考えられる。この湿地拡大の要因の 1 つとして、国府津—松田断層帯の活動による断層下盤側（平野側）の沈降を挙げることができる。よって、ユニット T-4 の深度 6.80 m はイベント層準（以下では、イベント T-E2 層と呼ぶ）と解釈した。

ユニット T-4 では、スギ林が縮小して、主にコナラ属アカガシ亜属からなる照葉樹林が優勢になり、イネ科とカヤツリグサ科を中心とした植生が分布を広げていた。また、抽水植物および好湿性植物の産出率の和もスパイク状のピークを示す（第 3 図）。これらは、掘削地点周辺で定常的に冠水する湿地が拡大した可能性を示唆する。この湿地の拡大についても、その原因のひとつとして、国府津—松田断層帯の活動による平野の沈降を挙げることができる。従って、ユニット T-4 の深度 6.10~6.30 m はイベント層準（以下では、イベント T-E3 層と呼ぶ）と解釈した。テフラ層序に基づく、このイベントが生じたのは Yu-1 と F-Zn の降灰時期の間である。

F-Zn の降灰後の約 2,500 cal BP 以降になると、再びスギ属が優勢となり、スギ林やコナラ属アカガシ亜属からなる照葉樹林が分布していたと考えられる。

イベント T-E1 層、T-E2 層および T-E3 層において湿地が拡大した要因としては断層活動による地盤の沈降以外にも、①下流での土砂崩れに伴う流路のせき止め、②本流の流路の水平移動に伴う湿地化、③海岸線に沿う浜堤の形成に伴う排水不良などが考えられる。このうち①については、TJ11-1 コアの下流側にせき止めを生じさせる様な斜面崩壊地形が存在していないことから棄却される。また、イベント層の上下で堆積物の粒度が変化しないことから、②の可能性は低い。足柄平野における浜堤の地形発達過程は明らかになっていないが、浜堤は単列で酒匂川

の河口付近で途切れること（第1図）や、TJ11-1 コアと浜堤とが約2.4 km離れていることを考慮すると、③も考えにくい。以上の理由から、TJ11-1 コアにおけるイベント T-E1 層、T-E2 層および T-E3 層は、国府津—松田断層帯の活動による平野側の沈降に起因すると考えるのが最も妥当と判断される。

5.3 イベント層準の対比

分析結果から、足柄平野の沈降を示唆するイベント層準が GS-ASG-5 コアと TJ11-1 コアでそれぞれ計2層（イベント A-E1 層、A-E2 層）、計3層（イベント T-E1 層、T-E2 層、T-E3 層）が見出された（第2図、第3図）。

イベント A-E2 層とイベント T-E3 層は、両地点が約2 km 離れているにも関わらず、いずれも Yu-1 と F-Zn の降灰層準との間（約2,500~3,100 cal BP 頃）に認められた（第5図）。このことは、津波などの流れ込みや局地的な湿地の拡大ではなく、平野が広域的に沈降した可能性が高いことを示唆する。東京低地で復元された相対的海水準変動曲線（遠藤ほか、1989; 田辺・石原、2013）を参照すると、2,500~3,100 cal BP 頃は海水準が安定的〜やや低下する傾向を示しており（第5図）、地殻変動以外の要因で海水準の相対的上昇（＝陸域の相対的沈降）が生じたとは考えにくい。従って、イベント A-E2 層およびイベント T-E3 層の示す環境変化は地震性地殻変動に伴うものである可能性が高く、国府津—松田断層帯の活動に起因するものと考えられる。さらに、本断層帯の平均活動間隔が約800~1,300年と推定されていること（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2015）を考慮すると、イベント A-E2 層およびイベント T-E3 層は同一の断層活動に起因する可能性が高いと推定できる。山崎・水野（1999）は、GS-ASG-5 コアと同じ鴨宮面上（図1, Loc1）において、「3,000年前イベント」の層準を KgP より上位のスコリア濃集層（S-11 スコリア）の約10 cm 上位、かつ F-Zn の約30 cm 下位としている。S-11 スコリア層は Yu-1 の一部とされること（上杉ほか、1979）から、本研究のイベント A-E2 層およびイベント T-E3 層は山崎・水野（1999）の「3,000年前イベント」に対応する可能性が極めて高い（第5図）。

また、本研究では「3,000年前イベント」以外にも国府津—松田断層帯の活動に起因する可能性のあるイベント層準が計3層検出された。これらのうち、GS-ASG-5 コアのイベント A-E1 層と TJ11-1 コアのイベント T-E2 層はいずれも KgP 降灰層準の直下に認められ、同一の断層活動による可能性がある。それぞれの下位層準から得られている¹⁴C年代測定値も考慮すると、イベントの発生時期は KgP の降灰時期と6,000 cal BP 頃との間と考えられる。この期間の海水準はやや低下傾向にあり（第5図）、陸域の相対的沈降は地殻変動に起因する可能性が高いと考え

られる。従って、イベント A-E1 層およびイベント T-E2 層は、国府津—松田断層帯の活動を示すと考えられる。国府津—松田断層帯の平均活動間隔は約800~1,300年であることから（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2015）、イベント A-E1 層およびイベント T-E2 層を引き起こした断層活動は、「3,000年前イベント」の1つ前のイベントである可能性が考えられる。曾我地区（第1図の Loc.3）のトレンチ調査で推定された2,600~4,500 cal BP 頃に起きた2回の国府津—松田断層帯の活動（神奈川県、2003、2004）は、「3,000年前イベント」と「イベント A-E1 層およびイベント T-E2 層を引き起こした断層活動」にそれぞれ対比される可能性がある（第5図）。

他方、TJ11-1 コアで4,700 cal BP 頃に認められるイベント T-E3 層は、GS-ASG-5 コア中では確認できておらず、既報の国府津—松田断層帯の断層活動履歴にも対比されるものはない（第5図）。

6. まとめと今後の課題

本研究では、足柄平野南部の2地点で掘削されたボーリングコア試料について火山灰分析や¹⁴C年代測定、CNS 元素分析、花粉分析を実施し、これらの結果に基づいて堆積環境変遷を復元した。その結果、平野の相対的沈降を示すイベント層準を GS-ASG-5 コアで2つ、TJ11-1 コアで3つ見出した。このうち、GS-ASG-5 コアで認められたイベント A-E2 層と TJ11-1 コアで認められたイベント T-E3 層はテフラ層序などに基づいて対比可能で、山崎・水野（1999）の指摘する国府津—松田断層帯の「3,000年前イベント」に対比される可能性が高い。また、イベント A-E1 層とイベント T-E2 層はともに KgP 降灰層準の直下に認められ、同一のイベントに起因する可能性が高く、本断層帯の平均活動間隔を考慮すると「3,000年前イベント」の1つ前のイベントである可能性がある。

残された課題として、環境復元の信頼度が依然として低いことがあげられる。GS-ASG-5 コアで認められた TS が示す海水の影響の増加が、平野のどの程度の沈降量を示すかは未確定である。また、TJ11-1 コアで沈降の証拠とした抽水植物や好湿性植物の産出は、その産出率自体はごくわずかで、それだけではどの程度の環境変化が起きたのかを論じるのは難しい。今後、さらに空間的に高密度に堆積環境変遷を復元し、「3,000年前イベント」の存否のより確実な検証や地殻変動量の解明を行っていく必要がある。

謝辞 TJ11-1 コアの使用に関して、今泉俊文博士（元・東北大学教授）に多大な便宜を図って頂いた。また、GS-ASG-5 コアの掘削にあたり、小田原市文化局スポーツ課および経済部農政課に土地借用の便宜を

図って頂いた。GS-ASG-5 コアは中央開発株式会社により、TJ11-1 コアは応用地質株式会社により掘削された。査読者の大上隆史氏と編集担当者の藤原治氏からの指摘により、本稿は大幅に改善された。以上の方々に記して感謝申し上げます。

文 献

- Berner, R. A. and Raiswell, R. (1984) C/S method for distinguishing freshwater from marine sedimentary rocks. *Geology*, 12, 365-368.
- 遠藤邦彦・小杉正人・松下まり子・宮地直道・菱田 量・高野 司 (1989) 千葉県古流山湾周辺域における完新世の環境変遷史とその意義. 第四紀研究, 28, 61-77.
- 古澤 明 (1995) 火山ガラスの屈折率測定および形態分類とその統計的な解析に基づくテフラの識別. *地質学雑誌*, 101, 123-133.
- 石山達也・今泉俊文・宮内崇裕・東郷正美・鈴木毅彦・佐藤比呂志・戸田 茂・加藤 一・越後智雄・田力正好 (2012) 国府津－松田断層帯におけるトレンチ調査, 神縄・国府津－松田断層帯の重点的調査観測・研究. 平成 23 年度成果報告書, 148-184.
- 貝塚爽平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦 (2000) 日本の地形 4 関東・伊豆小笠原. 東京大学出版会, 東京, 349p.
- 亀井健史・石原廣和・近藤英昭 (2002) 全硫黄, 全窒素, 全有機炭素からみた高岡平野完新世堆積物の堆積環境評価. *応用地質*, 43, 35-42.
- 神奈川県 (2003) 平成 14 年度地震関係基礎調査交付金 神奈川県活断層調査事業神縄・国府津－松田断層帯に関する調査成果報告書. 78p
- 神奈川県 (2004) 平成 15 年度地震関係基礎調査交付金 神縄・国府津－松田断層帯に関する成果報告書. 76p.
- 活断層研究会編 (1991) 新編日本の活断層一分布図と資料一. 東京大学出版会, 東京, 437p.
- 清永丈太 (1990) 横浜市南西部, 柏尾川低地で得られた完新世堆積物の花粉分析. 第四紀研究, 29, 351-360.
- 清永丈太 (1993) 花粉分析からみた相模平野西部, 歌川低地周辺域における完新世後半の植生変遷史. 第四紀研究, 32, 31-40.
- 小松原純子・木村克己・福岡詩織・石原与四郎 (2010) 沖積層ボーリングコア GS-SSS-1 (埼玉県さいたま市) の堆積相と堆積物物性. *堆積学研究*, 69, 3-15.
- 倉門由紀子・三瓶良和・高安克己・徳岡隆夫・井内美郎 (1998) 中海および浜名湖表層堆積物の有機炭素・窒素・イオウ濃度分布. *LAGUNA (汽水域研究)*, 5, 123-135.
- Lamb, A. L., Wilson, G. P., Leng, M. J. (2006) A reviews of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using $\delta^{13}C$ and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews*, 75, 29-57.
- 町田 洋 (1964) Tephrochronology による富士火山とその周辺地域の発達史 (その 2). *地学雑誌*, 73, 337-350.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス. 東京大学出版会, 東京, 336p.
- 丸山 正・斎藤 勝 (2008) 神奈川県西部, 国府津－松田断層の活動性調査. *活断層・古地震研究報告*, 8, 133-162.
- 松田時彦 (1985) 大磯型地震について. *月刊地球*, 7, 472-477.
- 松島義章 (1982) 相模湾北岸, 足柄平野における沖積層の ^{14}C 年代とそれに関する問題. 第四紀研究, 20, 319-323.
- 松下まり子 (1993) II 1.1 花粉・孢子. 日本第四紀学会編「第四紀試料分析法」, 228-234. 東京大学出版会.
- Miyabe, N. (1931) On the vertical earth movements in Kwanto districts. *Bulletin of Earthquake Research Institute. University of Tokyo*, 9, 1-21.
- 宮地直道・富樫茂子・千葉達朗 (2004) 富士火山東斜面で 2900 年前に発生した山体崩壊. *火山*, 49, 237-248.
- 宮内崇裕・池田安隆・今泉俊文・佐藤比呂志・東郷正美 (2008) 1:25,000 都市圏活断層図「秦野」. 国土地理院技術資料 D・1-No.502.
- 宮内崇裕・池田安隆・今泉俊文・佐藤比呂志・東郷正美 (2009) 1:25,000 都市圏活断層図「小田原第 2 版」. 国土地理院技術資料 D・1-No.524.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002) 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会. 68p.
- 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.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haffidison, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T., Hoffmann, D. L., Hogg, A., Hughen, K. A., Kaiser, K., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. and Plicht, J. (2013) IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50000 years calBP. *Radiocarbon*, 55, 1869-1887.

- Sampei, Y., Matsumoto, E., Kamei, T. and Tokuoka, T. (1997) Sulfur and organic carbon relationship in sediments from coastal brackish lakes in the Shimane peninsula district, southwest Japan. *Geochemical Journal*, 31, 245-262.
- 産業技術総合研究所 (2008) 活断層の追加・補完調査成果報告書 No.H19-2 神縄・国府津－松田断層帯の活動性調査. 22p.
- Sato, H., Hirata, N., Koketsu, K., Okaya, D., Iwasaki, T., Ito, T., Kasahara, K., Ikawa, T., Abe, S., Kawanaka, T., Matsubara, M., Kobayashi, R., Harder, S. (2005) Earthquake source fault beneath the Tokyo. *Science*, 309, 462-464.
- 佐藤善輝・水野清秀・久保純子・細矢卓志・森田祥子・加賀 匠 (2017) 足柄平野および相模川下流平野におけるボーリング掘削調査 (速報). 地質調査総合センター速報 No. 74, 平成 28 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 97-110.
- Shishikura, M. (2014) History of the paleo-earthquakes along the Sagami Trough, central Japan: Review of coastal paleo-seismological studies in the Kanto Region. *Episode*, 37, 246-257.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., and Reimer, R. W., 2018, CALIB 7.1 [WWW program] at <http://calib.org>, accessed 2018-6-28
- 杉原重夫 (1984) 丹那断層名賀地区トレンチにおける示標テフラの岩石記載的特性と噴出年代. *月刊地球*, 6, 171-177.
- 田辺 晋・石原与四郎 (2012) 東京低地と中川低地における沖積層最上部陸成層の発達様式：“弥生の小海退”への応答. *地質学雑誌*, 119, 350-367.
- 上杉 陽 (1990) 富士火山東方地域のテフラ標準柱状図－その 1 : S-25-Y-114-. *関東の四紀*, 16, 3-28.
- 上杉 陽・遠藤邦彦・原田昌一・小島泰江・泉 浩二 (1979) 富士山, 北・東麓の完新世テフラ累層中の斜交関係. *第四紀研究*, 17, 207-214.
- 山元孝広・高田 亮・吉本充宏・千葉達朗・荒井健一・細根清治 (2016) 富士山山麓を巡る：火山地質から防災を考える. *地質学雑誌*, 122, 433-444.
- 山崎晴雄 (1984) 活断層からみた南部フォッサマグナ地域のネオテクトニクス. *第四紀研究*, 23, 129-136.
- 山崎晴雄 (1993) 南関東の地震テクトニクスと国府津・松田断層の活動. *地学雑誌*, 102, 365-373.
- 山崎晴雄 (1994) 開成町とその周辺の地形と地質. 開成町編. *開成町史自然編*, 2-100.
- 山崎晴雄・水野清秀 (1999) 国府津・松田断層の最新活動史と地震テクトニクス. *第四紀研究*, 38, 447-460.
- 吉川昌伸 (2008) 東北地方の縄文時代中期から後期の植生とトチノキ林の形成. *環境文化史研究*, 1, 27-35.
- 吉川昌伸 (2011) クリ花粉の散布と三内丸山遺跡周辺における縄文時代のクリ林の分布状況. *植生史研究*, 18, 65-76.
- 地震調査推進本部地震調査委員会 (2015) 塩沢断層帯・平山－松田北断層帯・国府津－松田断層帯 (神縄・国府津－松田断層帯) の長期評価 (第二版). 55p.

(受付：2018 年 7 月 27 日, 受理：2018 年 10 月 1 日)

第1表. 火山灰分析結果. 分析値は15粒子の平均値で, 主成分の合計を100%とした. FeO*は総Fe値をFeOとして計算した値を示す.

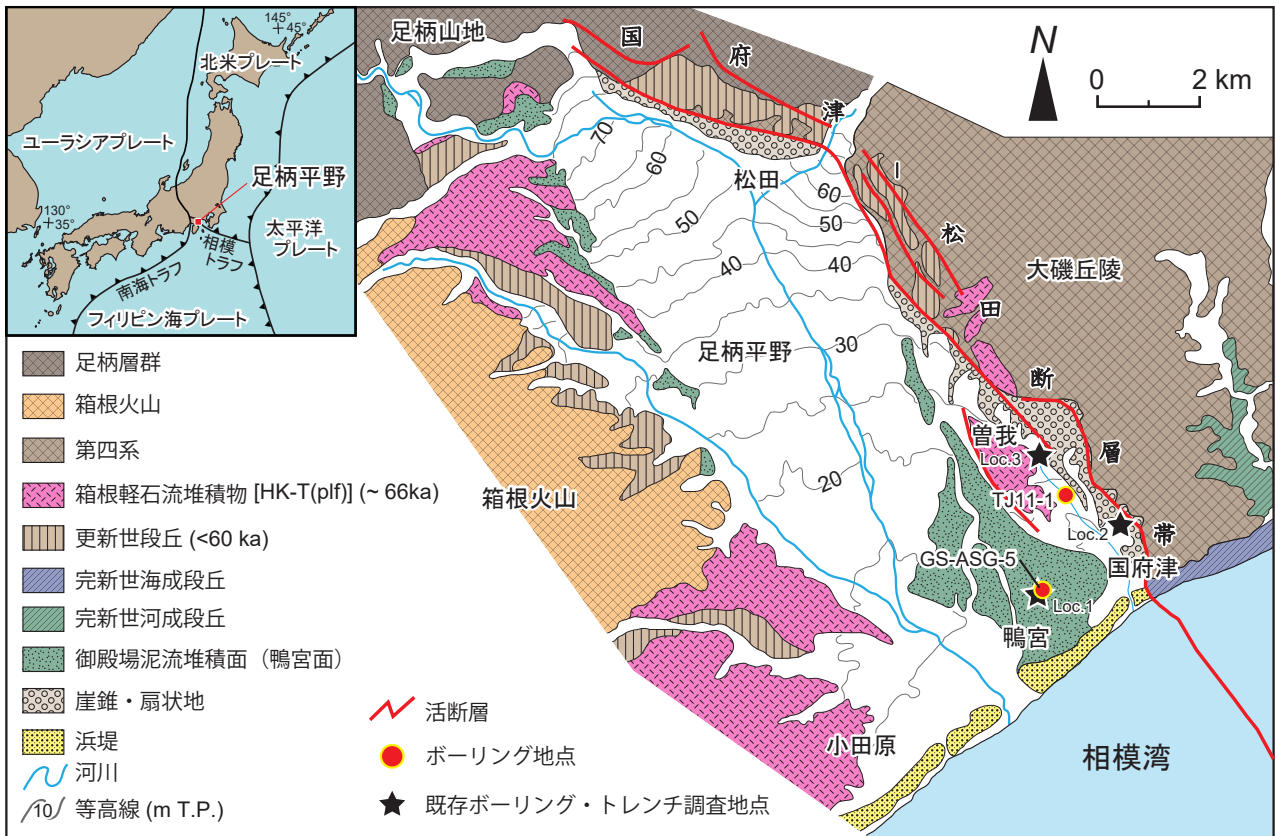
Table 1. Results of refractive index and chemical composition of glass shards. Values of upper row of chemical composition are calculated based on assumption that total of them should be 100% (Averaged value. N=15). FeO* means that we assumed all the oxidized Fe should exist as FeO in the glasses and computed their contents in EDX system.

コア名	深度(m)	ガラスの屈折率	ガラスの化学組成(wt%)									参考文献
		(n)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	
TJ11-1	6.71-6.74	1.499-1.503	77.68	0.27	12.48	1.16	0.10	0.27	1.52	3.54	2.98	本研究
			0.26	0.07	0.11	0.11	0.05	0.05	0.11	0.07	0.09	
GS-ASG-5	5.3	1.498-1.502	77.79	0.24	12.47	1.15	0.07	0.27	1.52	3.51	2.97	佐藤ほか(2017)
			0.49	0.08	0.22	0.15	0.06	0.06	0.17	0.07	0.11	
静岡県伊豆市姫之湯		1.491-1.497	77.72	0.27	12.51	1.14	0.07	0.29	1.57	3.55	2.88	佐藤ほか(2017)
			0.23	0.05	0.13	0.09	0.05	0.04	0.08	0.05	0.07	
静岡県函南町名賀		-	77.51	0.23	12.7	1.13	0.06	0.28	1.64	3.7	2.74	杉原(1984)

第2表. 放射性炭素年代測定結果.

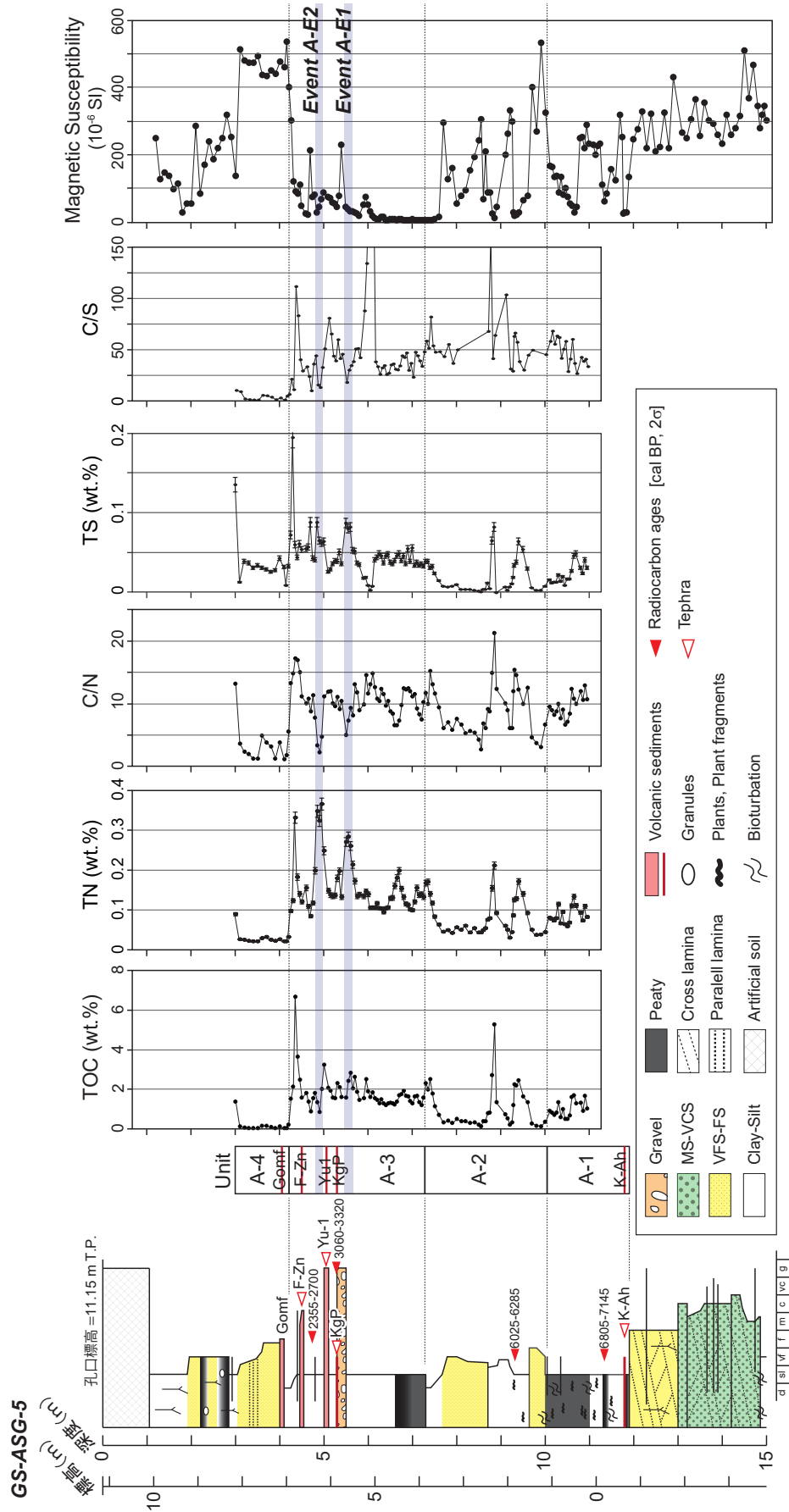
Table 2. Results of radiocarbon ages.

Core	Depth (m)	Sample material	$\delta^{13}\text{C}$ (permil)	conventional ¹⁴ C age		Calibrated age			Median (calBP)	Lab. No.
				(yrBP±1σ)		(calBP, 2σ)	Probability (%)			
TJ11-1	5.28	plant material	-28.1	2390 ± 30	2345 - 2490	95.3	2413	GEO-39216		
					2605 - 2605	0.1				
					2645 - 2675	4.6				
TJ11-1	8.86	charred material	-25.5	4120 ± 40	4525 - 4730	72.3	4657	GEO-39215		
					4735 - 4820	27.7				



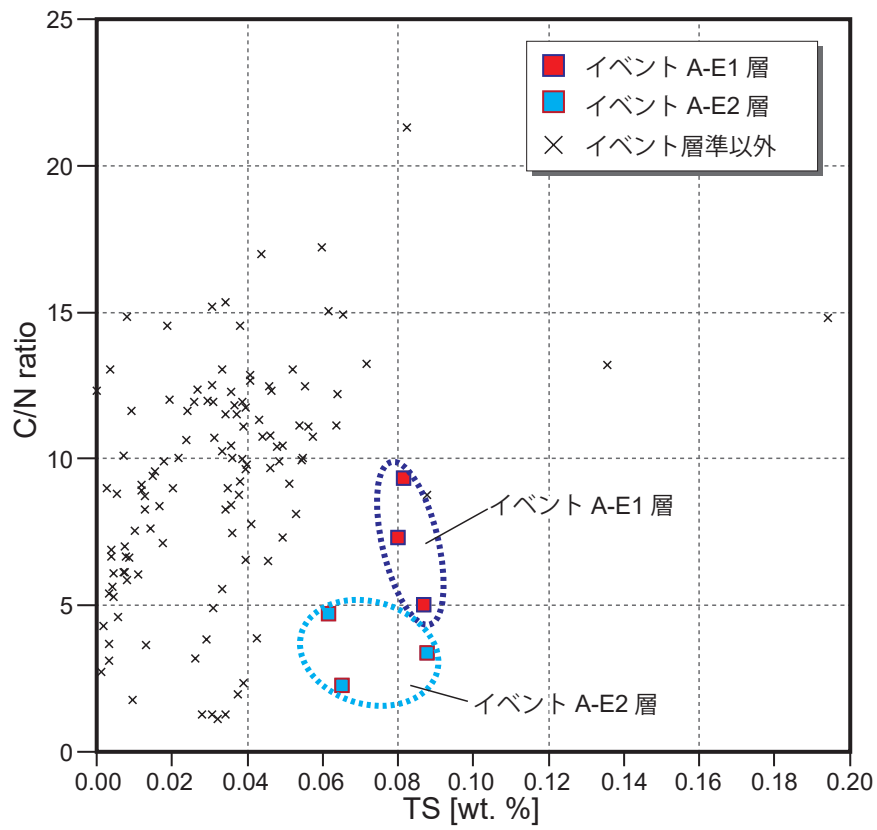
第1図. 足柄平野の地形・地質概要およびボーリングコアの位置. 地形・地質分布および国府津-松田断層帯の位置は宮内ほか (2008・2009) に基づく. Loc.1 および 2 は山崎・水野 (1999), Loc.3 は神奈川県 (2003・2004) の調査地点の位置を示す.

Fig. 1. Geomorphological classification map of coring sites in the Ashigara Plain. Distribution of geology, geomorphology, and active faults are based on Miyauchi *et al.* (2008, 2009). Loc. 1 and 2 show location of coring and trench excavation sites by Yamazaki and Mizuno (1999), respectively. Loc.3 shows location of trench excavation site by Kanagawa Pref. (2003, 2004).

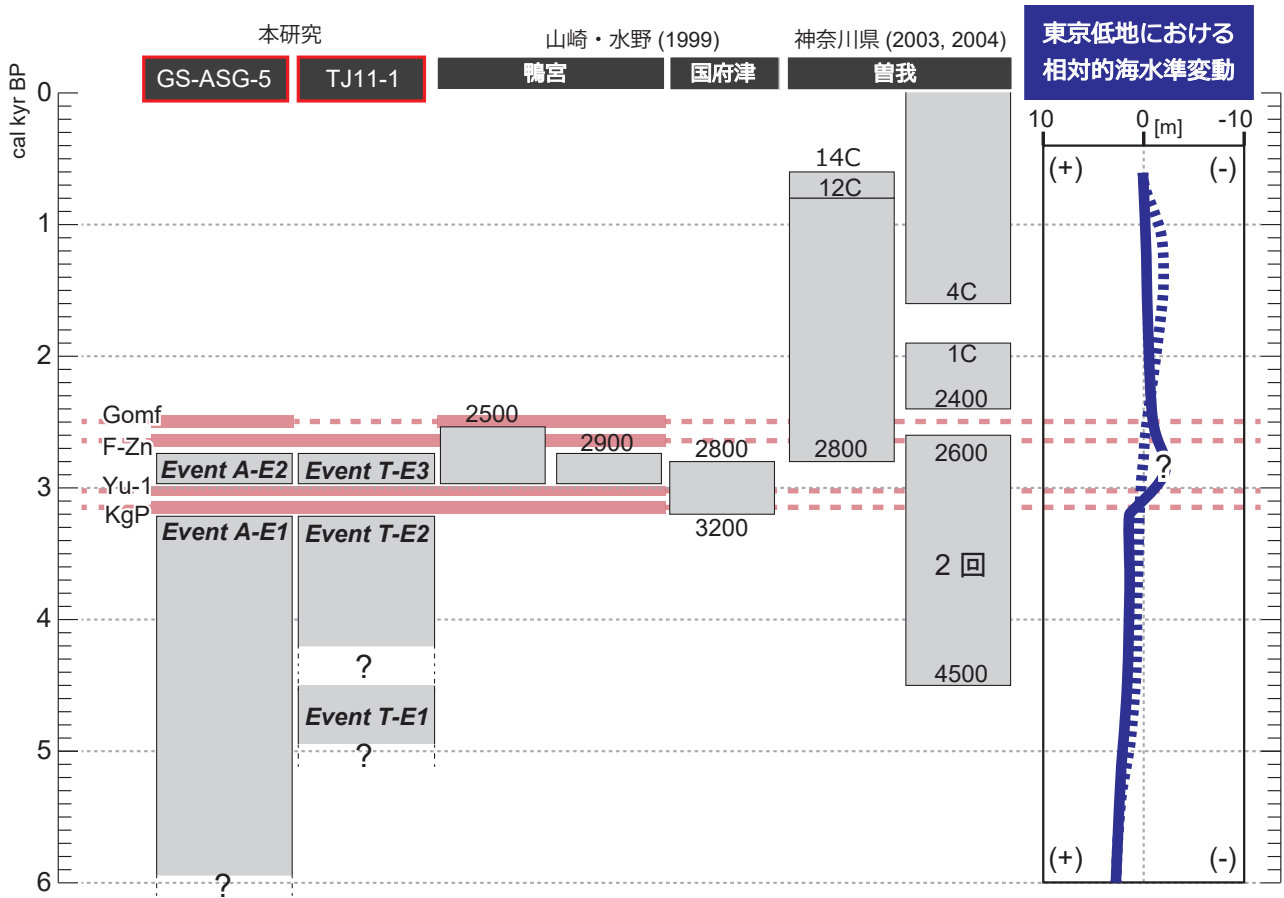


第2図. GS-ASG-5 コアの柱状図, 帯磁率および CNS 元素分析結果. 柱状図, 帯磁率, 火山灰層準および放射性炭素年代測定値は佐藤ほか (2017) に基づく. 掘削地点の位置は第1図に示す.

Fig. 2. Geological column, magnetic susceptibility, and CNS elementary analysis of GS-ASG-5 core. Coring site is shown in Fig. 1.



第4図. GS-ASG-5 コアにおける C/N 比と TS との関係.
Fig. 4. Relationship between C/N ratio and TS value.



第 5 図. 完新世中期以降における国府津－松田断層帯の活動履歴. 鴨宮地区および国府津地区については山崎・水野 (1999), 曽我地区については神奈川県 (2003・2004) の調査結果に基づく. 東京低地における海水準変動曲線は青破線が遠藤ほか (1989) および田辺・石原 (2013) に, 青実線が田辺・石原 (2013) に基づく. 御殿場泥流, 富士砂沢ラピリ, 湯舟第 1 テフラおよびカワゴ平軽石の噴出時期を示す赤線は, 実線がコアあるいはトレンチ壁面で確認されたもの, 破線が確認されていないものを示す.

Fig. 5. Paleo-seismic history of the Kozu-Matsuda Fault Zone. Paleo-seismic history in Kamonomiya and Kozu area is based on Yamazaki and Mizuno (1999), and in Soga area is based on Kanagawa Pref. (2003, 2004). Blue colored dotted and solid lines show Holocene relative sea-level curves in Tokyo Lowland, eastern Japan is based on Endo et al. (1989) and Tanabe and Ishihara (2013), and Tanabe and Ishihara (2013) respectively. Red colored lines showing eruption ages of Gomf, F-Zn, Yu-1, and KgP tephra layers; solid line: recognized in drilling cores or trench site, dotted line: not recognized in drilling cores or trench site.