

徳島平野と濃尾平野で得られた完新世浅海底堆積物の
テフラと放射性炭素年代による編年

中西利典*・竹村恵二**

(2014年9月1日受付, 2015年8月20日受理)

Chronology of the Holocene Shallow Marine Sediments under the Tokushima and
Nobi Plains, Central Japan by Tephra and Radiocarbon Dates

Toshimichi NAKANISHI* and Keiji TAKEMURA**

Analysis of volcanic glass and radiocarbon dating were applied to shallow marine sediment of 6 cores obtained from the Tokushima and Nobi plains, central Japan. Six basal horizons of Kikai-Akahoya (K-Ah) ash and two ones of Amagi-Kawagodaira (Kg) ash were identified from these cores based on the contents of volcanic glass, morphology of glass shards and these colors. The known ages of these tephras, K-Ah: 7165-7303 cal BP and Kg: 3137-3160 cal BP, were compared with the radiocarbon ages measured around these horizons. Seven pairs of radiocarbon ages from plants and shells were consistent with the tephra eruption ages. However, other 1 pair was 500-1000 years older than the age of tephra because the age was obtained from organic sediment. Integrated chronology by tephras and radiocarbon dating will enable to determine us high-resolution interpretation of shallow marine sediments.

Key words: tephra, radiocarbon dating, shallow marine sediment, chronology

1. はじめに

短期間に遠隔地まで拡散したテフラは、地層の編年や対比の指標として頻繁に用いられている。それらの時空間分布の研究が進んでおり、日本およびその周辺の巨大噴火による広域テフラは過去12万年間に17層が報告されている(町田・新井, 2003)。一方、最終氷期最盛期以降に形成された沖積層を研究する際に、そこから得られた植物片や貝化石などの放射性炭素(^{14}C)年代値も編年や対比の根拠とされている(増田, 1998; Saito, 1995; Tanabe *et al.*, 2015 など)。炭素試料を用いる場合、それらが生成されてから堆積するまでの期間が短くないと編年の際に地層の形成年代を実際よりも古く見積もってしまう。例えば、韓国南西部の完新世中期の内湾堆積物には層位関係からみて120~1120年も古い植物片や貝化石

の ^{14}C 年代値が報告されている(Nakanishi *et al.*, 2013)。こうした検討を ^{14}C 年代値のみで実施するには費用や労力がかかり、生成から堆積までの期間を本質的に議論できない。そのため、そうした再堆積の影響を比較的容易に評価でき、海洋リザーバー効果(Stuiver *et al.*, 1986)を受けないテフラによる編年と比較することで、信頼性の高い編年が可能となると考えられる。テフラの降下層準の近傍で当時死滅した海生生物遺体は、当時の海洋リザーバー効果を評価するために良好な試料となる。一方、沖積層に含まれるテフラの正確な評価は、これらの年代指標層としての意義だけではなく、テフラの分布、すなわち、噴火規模の正確な見積もりにも資するもので、噴火史の精緻な再現にも貢献するものであろう。

本論では徳島平野と濃尾平野(Fig. 1)において掘削さ

*〒814-0180 福岡市城南区七隈8-19-1
福岡大学国際火山噴火史情報研究所
AIG Collaborative Research Institute for International
Study on Eruptive History and Informatics (ACRIFIS-
EHAI), Fukuoka University, 8-19-1 Nanakuma, Jonan-
ku, Fukuoka 814-0180, Japan.

**〒606-8502 京都市左京区北白川追分町

京都大学理学部地球熱学研究施設
Institute for Geothermal Sciences, Kyoto University,
Kitashirakawa Oiwake-cho, Sakyo-ku, Kyoto 606-8502,
Japan.

Corresponding author: Toshimichi Nakanishi
e-mail: nakani@fukuoka-u.ac.jp

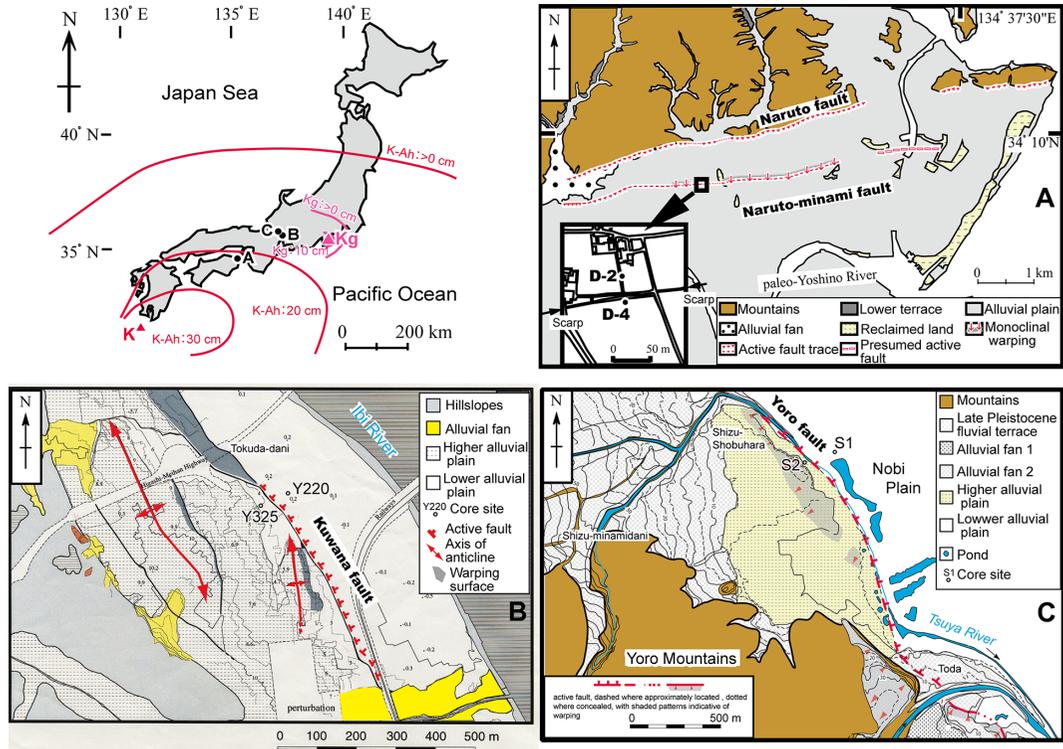


Fig. 1. Location map of the drilling sites. A; Tokushima, B; Kuwana, and C; Kaizu. The distribution of Kikai-Akahoya (K-Ah) and Amagi-Kawagodaira (Kg) tephers is also shown by isopach lines (after Machida and Arai, 2003). K: Kikai caldera, Kg: Amagi-Kawagodaira volcano. Geomorphic classification of maps A to C is after Okada *et al.* (1999) and Ishiyama *et al.* (2004, 2007), respectively.

れた6本のボーリングコア試料(以下、コア試料という)を用いて、テフラの降下層準とそれらを挟んだ上下の層準から得られた ^{14}C 年代測定値(中西・他, 2005, 2006; Nakanishi *et al.*, 2004)の妥当性について議論する。これらのコア試料ではテフラを純層として識別することが困難であり、浅海底堆積物において生物攪乱によるテフラ粒子の拡散が指摘されている(小竹・他, 2006)ので、極細粒砂中の火山ガラスの含有率を連続的に分析することによって、テフラの降下層準を高精度に認定する。また、降下層準の堆積環境と火山ガラスの含有率の変化の関係について検討する。その後、認定したテフラの噴出年代を、上下の層準から得られた ^{14}C 年代値と比較する。

2. ボーリングコア試料の採取地点と堆積環境

本論では徳島平野北部で掘削された2本のコア試料と濃尾平野西部の4本のコア試料を検討に用いた。徳島県鳴門市大津町の中央構造線活断層系鳴門南断層の隆起側と沈降側においてD-2およびD-4コアを、三重県桑名市東^{よりあげ}上^{よりあげ}の濃尾平野西縁活断層帯桑名断層の沈降側と隆

Table 1. Location of drilling sites and the length of sediment cores.

Core	Latitude (N), WGS 84	Longitude (E), WGS 84	Altitude (m)	Length (m)
D-2	34°09'42.6"	134°34'06.5"	0.66	75
D-4	34°09'41.4"	134°34'06.9"	0.17	50
Y220	35°05'22.6"	136°40'27.1"	0.88	40
Y325	35°05'20.7"	136°40'21.7"	3.63	30
S1	35°14'50.8"	136°34'52.1"	0.30	45
S2	35°14'49.8"	136°34'42.8"	3.97	24

起側においてY220およびY325コアを、岐阜県海津市南濃町の同断層帯養老断層の沈降側と隆起側においてS1およびS2コアをそれぞれ採取した(Fig. 1, Table 1)。なお、全長75mのD-2コアおよび全長30mのY325コアの沖積層はコア長よりも薄いので、それぞれ深度0~33mまでと0~20mまでを詳しく検討した。

D-2およびD-4コアの沖積層の堆積環境は上位からユニットa; 後背湿地, b; デルタプレーン, c; デルタフロント, d; プロデルタ, e; エスチュアリー, f; 河川流路,

g; 後背湿地, h; 河川流路に区分される(中西・他, 2002; Nakanishi *et al.*, 2004). 本論では後述するコアのユニット名と区分するために D-2a~h および D-4 a~h と示す.

Y220 および Y325 コアの沖積層の堆積環境は上位からユニット a; 現世河川流路, b; デルタフロント, c; プロデルタ, d; エスチュアリーフロント, e; Y220 コアは干潟~蛇行河川, Y325 コアでは砂州に区分される(中西・他, 2006). Y325 コアの深度 18.90 m 以深には沖積層の基底をなす半固結した極細粒~細粒砂層がみられ, これらは桑名背斜前翼部の鮮新・更新統の東海層群(Ishiyama *et al.*, 2004; 多度団体研究グループ, 1998) であると考えられる. これらのコアの掘削地点近傍では群列ボーリング調査が実施され, それらの解析結果を基にして古地震の検討がなされている(鳴橋・他, 2004, 2010; Naruhashi *et al.*, 2008).

S1 および S2 コアの堆積環境は上位からユニット a; 後背湿地, b; S1 コアは潮汐河川流路~後背湿地, S2 コアは蛇行河川流路, c; デルタフロント, d; プロデルタ, e; エスチュアリーフロント, f; S1 コアは潮汐河川~蛇行河川, S2 コアでは扇状地に区分される(中西・他, 2005).

3. 分析手法

厚さが薄いテフラ層を確実に捉えるために, 深度方向に 5~10 cm の堆積物をボーリングコア試料から連続的に採取した. 堆積物試料から, 目開き 63 μm と 125 μm のメッシュクロスと超音波洗浄機を使って極細粒砂(63~125 μm) を取り出した. それらを光硬化接着剤で封入してスミアスライドを作成した. スミアスライドを偏光顕微鏡で観察して, 火山ガラス, 石英や長石などの軽鉱物, 輝石や角閃石などの重鉱物, 貝殻片や有孔虫などの生物片, 木片や葉片などの植物片に分類して, これらの合計が 200 個以上になるまで計数して砂粒組成を検討した. 火山ガラスの形態区分は, 町田・新井(2003) に基づいた.

一方, ^{14}C 年代測定のために植物片と貝化石をボーリングコアから採取した. 植物片は酸-アルカリ-酸処理した後, 変色がない約 3 mg を酸化銅と共に真空封入して, それらを燃焼して発生させた二酸化炭素を高真空のガラスライン中で精製し, 水素還元法(Kitagawa *et al.*, 1993) によってグラファイトにした. 植物片が少ない層準では周辺で多く産出する貝化石の中で合弁の個体や表面光沢が顕著なものを選定した. それらを希塩酸で 10% 以上溶解させた後, メノウ乳鉢で粉碎して約 10 mg を真空ライン中でリン酸分解した. 発生した二酸化炭素を回収して, 水素還元法でグラファイトにした. 標準試料として NIST OxII (シュウ酸) を, 測定限界の評価のため

に IAEA C1 (大理石) と阿蘇 4 火砕流の埋没材を, それぞれ試料と同様に処理をしてグラファイトにした. これらを京都大学の AMS システム(Nakamura *et al.*, 2004) を用いて炭素同位体比を測定して年代値を算出した. なお, 同時に得られた ^{13}C 値を使用して同位体分別効果を補正した. ただし, D-2 および Y325 コアから採取された有機質堆積物の年代測定は, Beta Analytic 社に依頼した. これらの ^{14}C 年代値は, IntCal13 と Marine13 のデータセット(Reimer *et al.*, 2013) を基にして暦年較正プログラム Calib 7.0 (Stuiver and Reimer, 1993) により西暦 1950 年以前を遡及する cal BP 値に較正された. なお, 調査地域付近では海洋リザーバー効果が十分に検討されていないため, 海洋試料の暦年較正には地域的な効果を考慮しなかった.

4. テフラの降下層準の認定

D-2, D-4, Y220, Y325, S1, S2 の各コアの柱状図と極細粒砂中の火山ガラスの含有率を Fig. 2 に示す. 以下に記す根拠を基にして各コアからテフラの降下層準を認定した.

D-2 コアの深度 12.31~12.40 m のデルタフロント堆積物から採取した極細粒砂は全体の 19.7% が火山ガラスで構成されていた. この含有度はこれ以深で確認した平均 0.6% よりも顕著に高く, それ以浅では 5~60% の火山ガラスが確認された層準が多い. そのため, 深度 12.40 m にテフラの降下を認定した. この層準には鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)の特徴(町田・新井, 2003)と一致するバブルウォール型の火山ガラスが多産して, 褐色ガラスも少量含まれていた. 同層準に含まれる火山ガラスの屈折率は 1.5099~1.5102 の平均値を示し(徳島県, 2000), これまで K-Ah で得られている 1.506~1.512 と整合する. また, 徳島平野の沖積層中部泥層には K-Ah の化学組成と整合的な値を示す火山灰層が横山・他(1990) によって報告されている. 深度 12.40 m 以深では透明な偏平型の火山ガラスが僅かに確認された. なお, 同コアの深度 13.00~13.04 m から採取した極細粒砂にも 15.6% とやや高含有率で火山ガラスが確認された. この試料はコア採取の境界部に当たり上下の層準よりも極端に粗いので, コア採取時に上位から落下したものであると判断して, 上記の降下層準の認定の際に考慮から除外した.

D-4 コアの深度 19.08~19.17 m のデルタフロント堆積物から採取した極細粒砂は全体の 14.1% が火山ガラスで構成されていた. この含有率はこれ以深で確認した平均 0.5% よりも顕著に高く, それ以浅では 5~60% の火山ガラスが確認された層準が多い. そのため, この火山

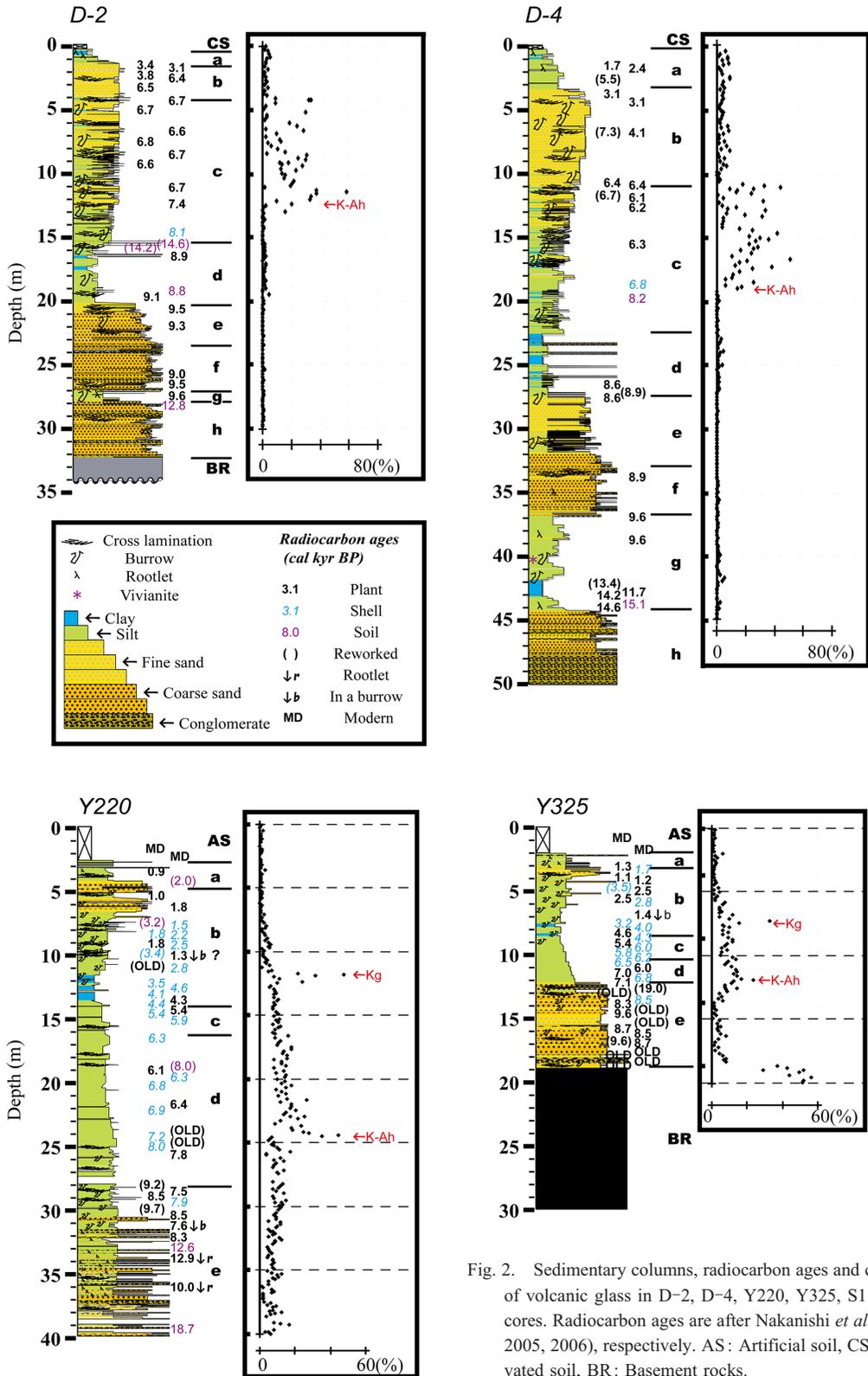


Fig. 2. Sedimentary columns, radiocarbon ages and contents of volcanic glass in D-2, D-4, Y220, Y325, S1 and S2 cores. Radiocarbon ages are after Nakanishi *et al.* (2004, 2005, 2006), respectively. AS: Artificial soil, CS: Cultivated soil, BR: Basement rocks.

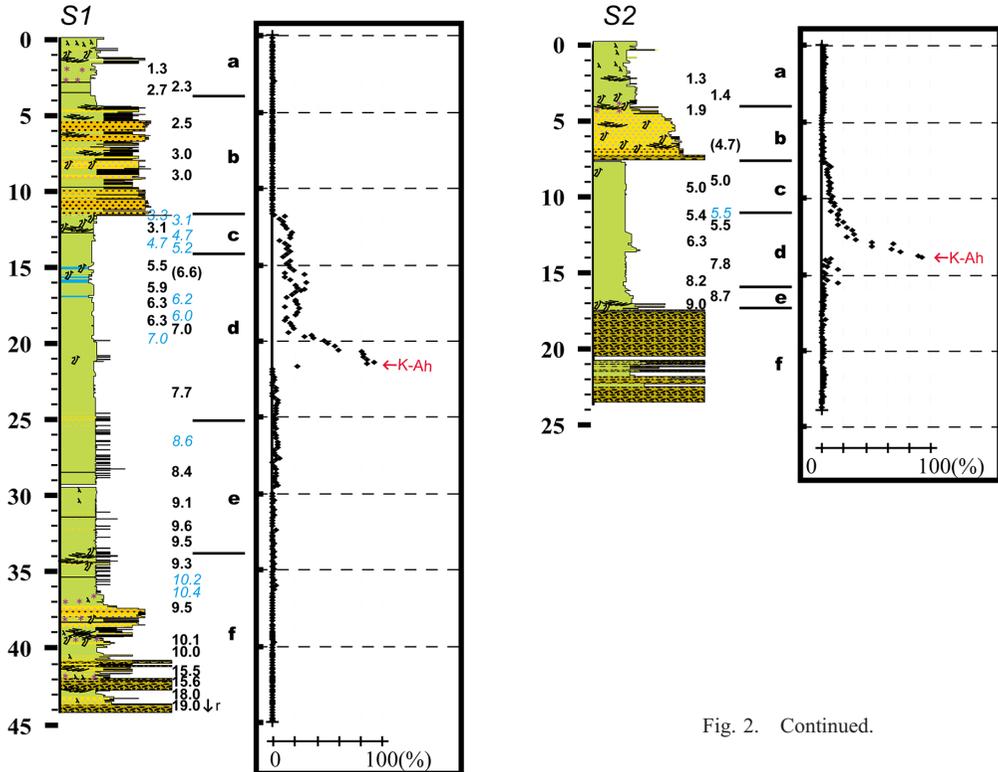


Fig. 2. Continued.

灰の降下層準は深度 19.17m であると認定した。この層準の火山ガラスにも先述した K-Ah と同様の特徴がみられ、これ以深では透明な偏平型の火山ガラスが僅かに確認された。

Y220 コアの深度 39.21~39.32m の蛇行河川堆積物から採取した極細粒砂は全体の 16.6% が火山ガラスで構成されていた。この含有率はこれ以深で確認した平均 5.4% よりも 10% 以上高いので、深度 39.32m で火山灰の降下があった可能性がある。深度 24.42~24.49m のエスチュアリーフロント堆積物 (Fig. 3C) の極細粒砂は 35.6% が火山ガラスで構成されていた。この値はこれ以深の 7.9% 程度の含有率と比べて顕著に多いので、深度 24.49m にテフラの降下を認定した。これより上位ではバブルウォール型のガラスが主体で褐色のガラスも僅かに確認された。これらは D-2 および D-4 コアで確認した K-Ah の特徴と一致する。深度 24.49m 以深では透明な偏平型の火山ガラスが僅かに確認された。深度 11.83~11.90m のデルタフロント堆積物 (Fig. 3A) の極細粒砂は 31.6% が火山ガラスで構成されていた。この値は深度 11.90~16.49m の 8.8% 程度の含有率と比べて顕著に多いので、深度 11.90m にテフラの降下を認定した。これより上位には織維状の軽石型の火山ガラス (Fig. 4A)

が多く含まれており、この特徴は天城カワゴ平火山灰 (Kg; 町田・新井, 2003; 西田・他, 1993) と一致する。こうした Kg と同一の特徴を示す火山灰層は濃尾平野およびその付近の沖積層の上部に既に報告されている (牧野内・他, 2013; 森・他, 1990; 西田・他, 1993 など)。なお、深度 12.28~12.36m (Fig. 3B) の極細粒砂は 24.4% が火山ガラスで構成されていた。この層準では極細粒砂~中粒砂で充填された直径 2cm 程度の巣穴化石が確認され、こうした巣穴化石が少ない上下の層準の火山ガラスの含有率は低かったため、深度 12.28~12.36m の火山ガラスは多くが上位から混入したと判断して上記の解釈から除外した。一方、Y220 コアと Y325 コアの極細粒砂にはそれ以外の D-2, D-4, S1, S2 コアのものと比較して 10 倍程度高い火山ガラスの含有率が認められた。それらは後述する Y325 コア最下部の東海層群で確認された火山ガラスの濃集層から再堆積したものであると推定される。

Y325 コアの深度 18.50m 以深の東海層群の極細粒砂は全体の 29.0% 以上が火山ガラスで構成されていた。この火山ガラスの濃集層の下限は深度 20.00m よりも深い。深度 11.81~11.92m のエスチュアリーフロント堆積物の極細粒砂は 23.2% が火山ガラスで構成されていた。

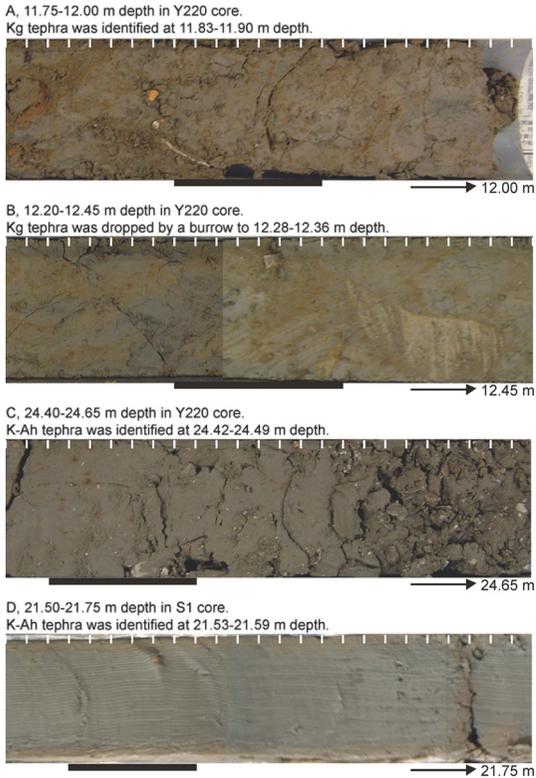


Fig. 3. Photographs of cored sediments around tephra horizons in Y220 and S1 cores. Solid bar under core indicates tephra horizon, respectively.

この値は深度 11.92~18.30 m の 5.0% 程度の含有率と比べて顕著に多いので、深度 11.92 m にテフラの降下を認定した。これより上位の火山ガラスは K-Ah と同様の特徴がみられる。深度 11.92 m で深では透明な偏平型の火山ガラスが僅かに確認された。深度 7.40~7.48 m のデルタフロント堆積物の極細粒砂は 15.5% が火山ガラスで構成されていた。この値は深度 7.53~9.88 m の 7.9% 程度の含有率と比べて顕著に多いので、深度 7.48 m にテフラの降下を認定した。これより上位には先述した Kg と同様の特徴を持つ火山ガラスが多く確認された。

S1 コアの深度 21.53~21.59 m のプロデルタ堆積物 (Fig. 3D) から採取した極細粒砂には全体の 86.6% が火山ガラスで構成されていた。深度 21.67~21.73 m にも 23.4% の含有率が確認されたが、この層準には生物擾乱痕が確認されたので、上位からの火山ガラスの混入が示唆される。また、これ以深では平均 1.3% 程度の火山ガラスしか確認されていない。そのため、この火山灰の降下層準は深度 19.59 m であると認定した。この層準の火山ガラスはバブルウォール型のものが多く、褐色の火山

A, Kg at 11.83-11.90 m depth in Y220 core.



B, K-Ah at 21.53-21.59 m depth in S1 core.

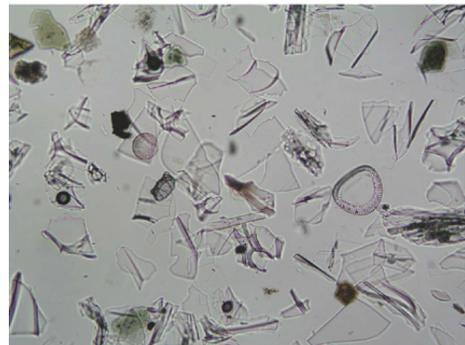


Fig. 4. Photographs of volcanic glass shards of Kg and K-Ah tephra from Y220 and S1 cores, respectively. Field of view is about 1 mm across.

ガラスも確認された (Fig. 4B) ので、K-Ah 起源であると考えられる。これ以深では透明な偏平型の火山ガラスが僅かに確認された。

S2 コアの深度 13.94~14.00 m のプロデルタ堆積物から採取した極細粒砂には全体の 91.5% が火山ガラスで構成されていた。これ以深では平均 1.5% 程度の火山ガラスしか確認されていないので、深度 14.00 m が降下層準であると考えられる。この層準の火山ガラスにも先述した K-Ah と同様の特徴がみられ、これ以深では透明な偏平型の火山ガラスが僅かに確認された。

5. テフラの含有率の変化と堆積環境

前章で認定したテフラの降下層準を挟んだ上下では、それぞれで解釈した堆積環境を反映した火山ガラスの含有率の特徴的な変化が認められる (Fig. 2)。こうした変化パターンは散点的な試料採取ししかない場合にテフラの降下層準の解釈に間違いを生じさせる原因となりうるので K-Ah と Kg 起源の火山ガラスの含有率の変化と堆積環境について以下に総括する。

Table 2. Basal horizons of tephtras in D-2, D-4, Y220, Y325, S1 and S2 cores, and the radiocarbon ages obtained from around them (after, Nakanishi *et al.*, 2004, 2005, 2006). The errors of calibrated ages are the 2 sigma ranges.

Core	Volcanic glass		Radiocarbon age from upper portion				Radiocarbon age from lower portion				Interpretation of tephra
	Depth (m)	Contents (%)	Depth (m)	Material	Conventional age (BP)	Calibrated age (cal BP)	Depth (m)	Material	Conventional age (BP)	Calibrated age (cal BP)	
D-2	12.31-12.40	19.7	11.23	Wood & plant fragments	5860±190	6300-7160	13.16-13.19	Wood & plant fragments	6570±160	7160-7750	K-Ah
D-4	19.08-19.17	14.1	18.46-18.58	Thin shell	6320±130	6480-7120	19.30	Organic sediment	7440±40	8180-8350	K-Ah
Y220	11.83-11.90	31.6	10.97	Shell (<i>Macoma tokyoensis</i> Makiyama)	3010±120	2460-3100	12.11	Shell (<i>Phacosoma japonicum</i> Reeve)	3600±110	3240-3800	Kg
Y220	24.42-24.49	35.6	24.39	Shell (<i>Phacosoma japonicum</i> Reeve)	6770±180	6880-7610	25.18-25.25	Shell (<i>Crassostrea</i> sp.)	7540±260	7510-8530	K-Ah
Y220	39.21-39.32	16.6	39.25	Organic sediment	15670±60	18770-19060	-	-	-	-	?
Y325	7.40-7.48	15.5	7.39-7.40	Shell (<i>Phacosoma japonicum</i> Reeve)	3420±220	2750-3810	7.82	Shell (<i>Phacosoma japonicum</i> Reeve)	3810±160	3370-4190	Kg
Y325	11.81-11.92	23.2	11.64-11.70	Plant fragment	6340±140	6890-7510	12.30-12.34	Shell (<i>Veremololpa micra</i> Pilsbry)	7990±140	8160-8860	K-Ah
Y325	19.90-20.00	51.2	17.45	Wood fragment	>53260	-	-	-	-	-	?
S1	21.53-21.59	86.6	19.61	Shell (<i>Macoma tokyoensis</i> Makiyama)	6480±100	6740-7220	23.67-23.68	Wood fragment	6990±210	7460-8180	K-Ah
S2	13.94-14.00	91.5	12.89-12.90	Wood fragment	5560±190	5920-6750	14.78	Wood fragment	7050±240	7480-8340	K-Ah

D-2 および D-4 コアのデルタフロント堆積物の極細粒砂には K-Ah 起源と考えられる火山ガラスが 20~60 % 程度濃集している部分が約 8 m にわたって断続的にみられる。こうした濃集はシルト層や極細粒砂層で顕著であり (中西・他, 2002), 流速変化が活発なデルタフロントでは火山ガラスの淘汰が起きやすいことを反映していると考えられる。また, この地域のデルタフロントの堆積速度が 2.1~2.7 mm/yr と大きいこと (Nakanishi *et al.*, 2004) も火山ガラスの濃集が繰り返し堆積した一因であると考えられる。こうした堆積環境においては, テフラの降下層準において火山ガラスの含有量が最大値を示さないで, 散点的に検討すると降下層準の深度を浅めに解釈してしまう可能性がある。厳密な評価をしたい場合には, 連続的に検討して火山ガラスを含まない細粒堆積物の上限の認定が必要となる。新潟平野の完新統では沼沢火山起源の軽石や火山ガラスが同様に再堆積していることが報告されている (ト部・他, 2011)。

Y220 および Y325 コアのエスチュアリーフロント堆積物の極細粒砂には K-Ah 起源と考えられる火山ガラスが厚さ 10~30 cm 程度の範囲で 20~40 % 濃集している。また, 両コアのデルタフロント堆積物には Kg 起源の火山ガラスが厚さ 10~50 cm 程度の中に 20~40 % 濃集している。いずれの降下層準でも Y220 コアのガラスの含有率の方が Y325 コアよりも高い値を示し, Y220 コアの濃集層準の方が Y325 コアよりも厚い。これらの相違は当時の陸からの距離や水深などの古地形を反映していると考えられる。これらの層準の火山ガラスの含有率は徳

島平野の値よりも低いものの, それらの上下では同程度の濃集が認められないので, 巣穴などによる上位からの混入や基盤層からの二次堆積に対して留意すれば, 降下層準を比較的容易に認定できる。

S1 および S2 コアのプロデルタ堆積物には K-Ah 起源と考えられる火山ガラスが厚さ 1 m 程度の範囲で 40~60 % 濃集している。これらの濃集部よりも上位に向かって含有率は徐々に減少して, 徳島地域のコアで認められたような局所的な濃集は認められないので, テフラの降下層準の基底はかなり認定しやすい。こうした含有率の変化様式は大阪地域の完新統などでも報告されており (竹村・西田, 1984; 吉川, 1981), 生物攪乱が少ない内湾のプロデルタ堆積物は大規模噴火による直接的な火山灰の供給・堆積とその後の再堆積の経時減少を保存しており, 火山ガラスの濃集層の下限が重要な年代指標となる。一方, これらの養老地域 (S1 および S2 コア) で検出された K-Ah の火山ガラスの濃集層は, 供給源からの距離がほぼ同じの桑名地域 (Y220 および Y325 コア) のものよりも明らかに厚くて含有率が高い。こうした相違は内湾域のプロデルタの方がエスチュアリーフロントよりも遠隔地からの火山灰を保存しやすいことを示している。

6. テフラの降下層準を挟んだ放射性炭素年代値

浅海底に堆積した植物片や貝殻片は生成された陸上や沿岸などから運搬されたものであるため, それらの¹⁴C年代値は地層形成の年代よりも古い。こうした¹⁴C年代

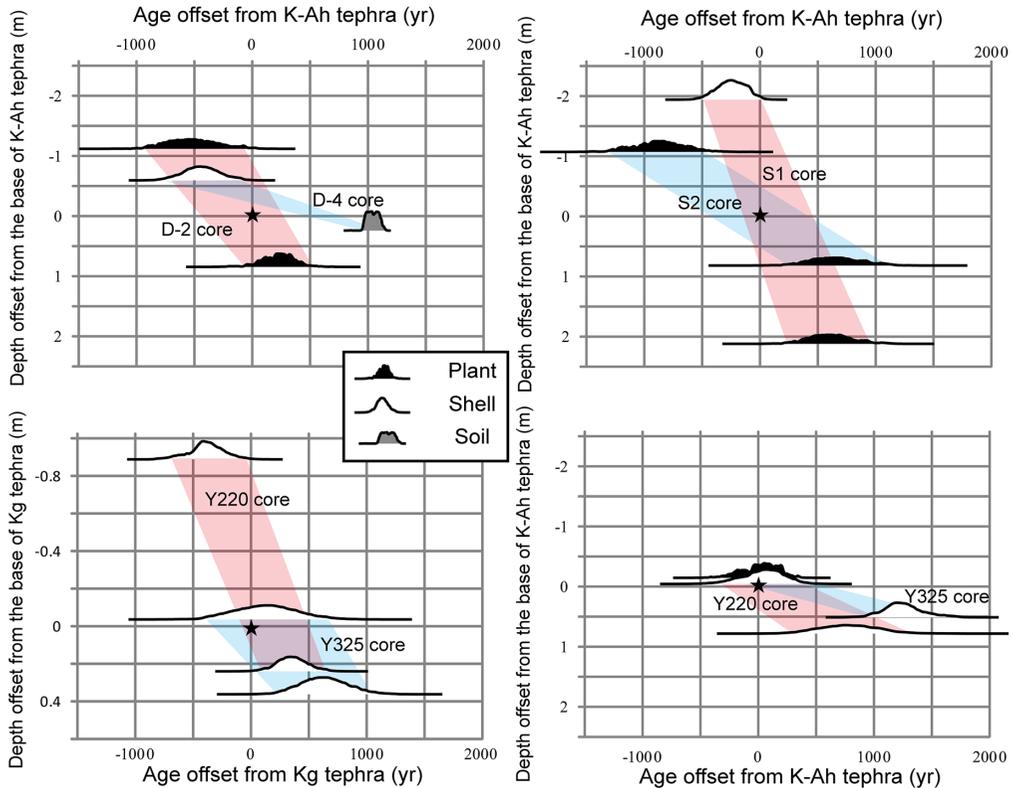


Fig. 5. Radiocarbon ages across K-Ah and Kg tephras in D-2, D-4, Y220, Y325, S1 and S2 cores. The height of mounts represents the probability distribution of calibrated ages.

試料の運搬・堆積にかかった時間の影響を検証する際に、年代値が高精度に特定されたテフラの降下層準とそれらを挟んだ層準で採取された試料の年代値との比較が重要になる。K-Ah および Kg の噴出年代はこれまで多くの検討がなされてきた(町田・新井, 2003)。以下では、K-Ah の噴出年代は水月湖の年縞堆積物(Nakagawa *et al.*, 2012) から求められた 7165-7303 cal BP (Smith *et al.*, 2013) を、Kg の噴出年代は火砕流堆積物の埋没樹幹からウイグルマッチング法で求められた 3137-3160 cal BP (Tani *et al.*, 2013) をそれぞれ用いる。4章で認定した合計 8 つの両テフラの降下層準を挟んで上下から得られた ^{14}C 年代値 (Table 2) を上記のテフラの噴出年代の中央値と比較する (Fig. 5)。なお、以下では、年代測定用試料の産出層準は中央値を用い、産出層準の 1 mm の位と年代値の差異の一年の位は四捨五入した値を示す。

D-2 コアの K-Ah の降下層準の 1.13 m 上位の木材片と植物片から Smith *et al.* (2013) の中央値よりも 930~70 年新しい年代値が、0.82 m 下位の木材片と植物片からは噴出年代から -70~+520 年の値がそれぞれ得られた。

これらの年代値は層位関係と整合的である。

D-4 コアの K-Ah の降下層準の 0.61 m 上位の薄い貝殻から 750~110 年新しい年代値が、0.18 m 下位の有機質堆積物から 950~1120 年古い値がそれぞれ得られた。上位の貝殻の年代値はテフラの噴出年代と整合的であるが、下位の有機質堆積物の値はテフラの降下層準から近いにもかかわらず 1000 年程度古い。このような古い年代値は、下位層準の有機物が再堆積または混入した可能性を示唆する。こうした異地性の有機質堆積物の ^{14}C 年代値は N/C 比によって補正ができる場合もある (Bertrand *et al.*, 2012)。

Y220 コアの K-Ah の降下層準の 0.07 m 上位のカガミガイからは噴出年代から -350~+370 年の値が、0.76 m 下位のマガキ類から 280~1300 年古い値がそれぞれ得られた。一方、Kg の降下層準の 0.90 m 上位のゴイサギからは Tani *et al.* (2013) の中央値から 50~690 年新しい値が、0.25 m 下位のカガミガイから 90~650 年古い年代値がそれぞれ得られた。これらの年代値は噴出年代と整合的であると考えられる。

Y325 コアの K-Ah の降下層準の 0.20 m 上位の植物片からは噴出年代から -340~+280 年の値が, 0.46 m 下位のヒメカノコアサリから 930~1630 年古い年代値がそれぞれ得られた。上位の年代値はテフラの降下年代と整合的であるが, 下位の値は若干古いと考えられる。一方, Kg の降下層準の 0.05 m 上位のカガミガイからは Tani *et al.* (2013) の中央値から -400~+660 年の値が, 0.38 m 下位のカガミガイから 220~1040 年古い年代値がそれぞれ得られた。これらの年代値はテフラの降下年代と整合的であると考えられる。

S1 コアの K-Ah の降下層準の 1.95 m 上位のゴイサギから 490~10 年新しい年代値が, 2.12 m 下位の木材片から 230~950 年古い値がそれぞれ得られた。これらの年代値はテフラの降下年代と整合的であると考えられる。

S2 コアの K-Ah の降下層準の 1.95 m 上位の木材片から 1310~480 年新しい年代値が, 0.81 m 下位の木材片から 250~1110 年古い値がそれぞれ得られた。これらの年代値はテフラの降下年代と整合的であると考えられる。

以上のように浅海底堆積物から採取された植物片と貝化石の¹⁴C年代値は, それらに挟まれた K-Ah や Kg の噴出年代と概ね整合的であった。したがって, これらの地域の植物片や貝化石は生成後に速やかに運搬・堆積しており, それらの¹⁴C年代値は堆積年代を示していると考えられる。一方, 有機質堆積物から得られた年代値は噴出年代から推定される値よりも 500~1000 年程度古いので, 下位層準の有機物の再堆積または混入の可能性が高く, それらの取り扱いには注意が必要である。

7. ま と め

徳島平野と濃尾平野で得られた完新統ボーリングコア 6 試料から K-Ah の降下層準を 6 つと Kg の降下層準を 2 つ認定した。テフラの降下層準の認定には, 層相記載や火山ガラスの含有率とその変化傾向がたいへん有効であり, コア試料の採取工程や巣穴などの生痕化石も重要な判断材料になった。上記のテフラの降下層準を挟んで採取された植物片や貝化石, 有機質堆積物の¹⁴C年代値をテフラの噴出年代と比較した。その結果, 浅海底で堆積した植物片と貝化石で測定した 7 セットの年代値がテフラの降下年代と整合的であることを確認した。一方, 有機質堆積物で測定した値を含む 1 セットは噴出年代よりも 500~1000 年程度古い値を示した。本稿では, 純層ではないテフラと測定試料の年代を, 層位関係や岩相記載などにもとづいて議論している。この結果のさらなる検証には, コア試料に立ち戻る必要があるが, 本稿で扱ったコア試料はすべて現存しない。コア試料を良好な状態で保存することは, ほとんど不可能であり, これらの詳

しい情報を効率的に管理するデータベースの構築方法の確立が望まれる。

謝 辞

D-2 および D-4 コアの解析にあたり京都大学名誉教授の岡田篤正先生と応用地質株式会社の森野道夫博士に, Y220 および Y325 コアの解析にあたって産業技術総合研究所の栗田泰夫上級主任研究員と東京大学の須貝俊彦教授に, S1 および S2 コアの採取にあたって大阪市立大学の原口 強准教授に, それぞれお世話になりました。名古屋大学の北川浩之教授には¹⁴C年代測定用試料調製の際に大変お世話になりました。京都大学の中村正信講師, 田澤雄二助手, 松本 博技官, 廣瀬昌憲技官, 荻野晃也講師にはタンデム加速器による年代測定の際に大変お世話になりました。京都大学の大野照文教授には二枚貝化石の同定方法をご教示して頂きました。国立歴史民俗博物館の今村峯雄名誉教授と日田市教育庁文化財保護課の皆様には埋没材試料をご提供頂きました。産業技術総合研究所の及川輝樹主任研究員および匿名の査読者には多くの貴重なご指摘を頂きました。福岡大学の奥野充教授には特集「火山噴火史の解明のための露頭データベース構築の検討」の趣旨をご説明して頂き, 本論をまとめる上で多大なご貢献を頂きました。以上の方々に感謝申し上げます。

引用文献

- Bertrand, S., Araneda, A., Vargas, P., Jana, P., Fagel, N. and Urrutia, R. (2012) Using the N/C ratio to correct bulk radiocarbon ages from lake sediment: Insights from Chilean Patagonia. *Quat. Geochronol.*, **12**, 23–29.
- Ishiyama, T., Mueller, K., Sato, H. and Togo, M. (2007) Coseismic fault-related fold model, growth structure, and the historic multisegment blind thrust earthquake on the basement-involved Yoro thrust, central Japan. *J. Geophys. Res.*, **112**, B03S07. doi: 10.1029/2006JB004377.
- Ishiyama, T., Mueller, K., Togo, M., Okada, A. and Takemura, K. (2004) Geomorphology, kinematic history, and earthquake behavior of the active Kuwana wedge thrust anticline, central Japan. *J. Geophys. Res.*, **109**, B12408. doi: 10.1029/2003JB002547.
- 小竹信宏・藤岡導明・佐藤 茜・伊藤泰弘 (2006) 千葉県房総半島南端に分布する完新統沼層における鬼界-アカホヤテフラの降灰層準: 生物攪拌作用の観点からのアプローチ. *地質雑*, **112**, 210–221.
- Kitagawa, H., Masuzawa, T., Nakamura, T. and Matsumoto, E. (1993) A batch preparation method for graphite targets with low background for AMS ¹⁴C measurements. *Radio-carbon*, **35**, 295–300.
- 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, 336 pp.

- 牧野内 猛・塚本将康・檀原 徹・山下 透・内園立男・濃尾地盤研究委員会断面 WG (2013) 濃尾平野東部の地下地質. 地質雑, **119**, 335-349.
- 増田富士雄 (1998) 高密度で測定された¹⁴C年代測定値による完新統のダイナミック地層学. 地学雑, **107**, 713-727.
- 森 勇一・伊藤隆彦・宮田英嗣 (1990) 愛知県町田・松河戸遺跡から発見された縄文時代後・晩期の境界付近に位置する火山灰層について. 第四紀研究, **29**, 17-23.
- Nakagawa, T., Gotanda, K., Haraguchi, T., Danhara, T., Yonenobu, H., Brauer, A., Yokoyama, Y., Tada, R., Takemura, K., Staff, R. A., Payne, R., Bronk Ramsey, C., Bryant, C., Brock, F., Scholant, G., Marshall, M., Tarasov, P., Lamb, H. and Suigetsu 2006 Project Members (2012) SG06, a fully continuous and varved sediment core from Lake Suigetsu, Japan: stratigraphy and potential for improving the radiocarbon calibration model and understanding of the Quaternary climate changes. *Quat. Sci. Rev.*, **36**, 164-176.
- Nakanishi, T., Hong, W., Sung, K. S. and Lim, J. (2013) Radiocarbon reservoir effect from shell and plant pair in Holocene sediments around the Yeongsan River in Korea. *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res., Sec. B*, **294**, 444-451.
- 中西利典・竹村恵二・岡田篤正・森野道夫・林田 明 (2002) ボーリング試料高密度連続分析に基づく徳島平野における中央構造線活断層系の活動. 地学雑, **111**, 66-80.
- Nakanishi, T., Takemura, K., Okada, A., Morino, M., Hayashida, A., Nakamura, M., Tazawa, Y., Ogino, K., Matsumoto, H. and Hirose, M. (2004) Identification of multiple faulting events of the Median Tectonic Line active fault system in the Tokushima Plain, Japan, based on close-interval radiocarbon dating. *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res., Sec. B*, **223-224**, 573-578.
- 中西利典・竹村恵二・岡田篤正・中村正信・田澤雄二・松本 博・広瀬昌憲 (2005) 複数の炭素 14年代値に基づいて検出された養老断層の古地震イベント. 第7回AMSシンポジウム講演要旨集, 111-119.
- 中西利典・竹村恵二・須貝俊彦・中村正信・田澤雄二・松本 博・広瀬昌憲・荻野晃也 (2006) 桑名断層を挟んだ沖積層に記録された古地震イベント. 月刊地球, 号外, **54**, 194-204.
- Nakamura, M., Tazawa, Y., Matsumoto, H., Hirose, M., Ogino, K. and Nakanishi, T. (2004) Progress in AMS research at Kyoto University. *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res., Section B*, **223-224**, 62-66.
- 鳴橋龍太郎・須貝俊彦・藤原 治・粟田泰夫 (2004) 完新世浅海堆積物の堆積速度の変化から見た桑名断層の活動間隔. 第四紀研究, **43**, 317-330.
- Naruhashi, R., Sugai, T., Fujiwara, O. and Awata, Y. (2008) Detecting vertical faulting event horizons from Holocene synfaulting in shallow marine sediments on the western margin of the Nobi Plain, central Japan. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **98**, 1447-1457. doi: 10.1785/0120070034.
- 鳴橋龍太郎・須貝俊彦・中西利典 (2010) 浅海底活断層の縦ずれイベント指標としての電気伝導度・初磁化率・粒度組成の有効性—桑名断層を例にして—. 活断層研究, **32**, 27-39.
- 西田史朗・高橋 豊・竹村恵二・石田志朗・前田保夫 (1993) 近畿地方へ東から飛んできた縄文時代後・晩期火山灰層の発見. 第四紀研究, **32**, 129-138.
- 岡田篤正・堤 浩之・中田 高・後藤俊昭・丹羽俊二・小田切聡子 (1999) 都市圏活断層図「徳島」. 国土地理院.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hafliðason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M. and van der Plicht, J. (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **55**, 1869-1887.
- Saito, Y. (1995) High-resolution sequence stratigraphy of an incised-valley fill in a wave- and fluvial-dominated setting: latest Pleistocene-Holocene examples from the Kanto Plain of central Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, **45**, 76-100.
- Smith, V. C., Staff, R. A., Blockley, S. P. E., Bronk Ramsey, C., Nakagawa, T., Mark, D. F., Takemura, K., Danhara, T. and Suigetsu 2006 Project Members (2013) Identification and correlation of visible tephras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronizing of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. *Quat. Sci. Rev.*, **67**, 121-137.
- Stuiver, M. and Reimer, P. J. (1993) Extended ¹⁴C database and revised CALIB 3.0 ¹⁴C calibration program. *Radiocarbon*, **35**, 215-230.
- Stuiver, M., Pearson, G. W. and Braziunas, T. (1986) Radiocarbon age calibration of marine samples back to 9000 cal yr BP. *Radiocarbon*, **28**, 980-1021.
- 多度団体研究グループ (1998) 三重県北部の鮮新・更新統東海層群の古環境. 地球科学, **52**, 115-135.
- 竹村恵二・西田史朗 (1984) 火山ガラス調査. 中世古幸次郎編「関西国際空港地盤地質調査」災害科学研究所報告, 141-154.
- Tanabe, S., Nakanishi, T., Ishihara, Y. and Nakashima, R. (2015) Millennial-scale stratigraphy of a tidal-dominated incised valley during the last 14 kyr: Spatial and quantitative reconstruction in the Tokyo Lowland, central Japan. *Sedimentology*, DOI: 10.1111/sed.12204.
- Tani, S., Kitagawa, H., Hong, W., Park, J. H., Sung, K. S. and Park, G. (2013) Age determination of the Kawagodaira volcanic eruption in Japan by ¹⁴C wiggle-matching. *Radiocarbon*, **55**, 748-752.
- 徳島県 (2000) 徳島県活断層調査報告書—中央構造線活断層帯(讃岐山脈南縁)に関する調査—. 215 pp.
- 卜部厚志・藤本裕介・片岡香子 (2011) 越後平野の沖積層形成における火山性洪水イベントの影響. 地質雑, **117**, 483-494.
- 横山達也・松壽 聡・奥村 清 (1990) 徳島平野の沖積層の形成過程. 地学雑, **99**, 775-789.
- 吉川周作 (1981) 堆積物中の火山ガラスの研究. 第四紀研究, **20**, 75-87.

(編集担当 吉本充宏)