

火山灰噴出を主体とする火山周辺域における
埋没土壌層の認定: 阿蘇火山での事例

宮縁育夫*

(2014年8月29日受付, 2015年4月15日受理)

Identification of Paleosols around Volcanoes Dominating Long-term Small Ash Emissions:
A Case Study from Aso Volcano, Japan

Yasuo MIYABUCHI*

It is very important for reconstructing volcano eruptive history to identify paleosols interbedded between tephra layers because they indicate dormant or gentle periods of volcanoes. However, it is difficult to recognize paleosols around volcanoes dominating long-term small ash-emitting activity for a long time. Grain size, total carbon content and phytolith analyses and measurement of soil hardness of paleosols and fine-grained tephra layers (ash-fall deposits) were undertaken at a proximal (4 km) and a distal (11 km) sites of active Nakadake crater, Aso Volcano (southwest Japan) whose activity is characterized by small ash eruption, to discuss effective discrimination between paleosols and tephras using their physical and chemical properties. Paleosols were finer grained than tephra layers at the proximal site whereas there was no distinct difference in grain size between them at the distal site. Since Holocene tephras tended to be more consolidated than the paleosols, hardness may be an effective indicator to distinguish paleosols from tephras only in the Holocene. Although Holocene paleosols had higher total carbon contents than the tephras, both paleosols and tephras in the late Pleistocene contained extremely low carbon. Phytolith concentrations of paleosols were significantly higher than those of tephras both in the Holocene and late Pleistocene. Therefore, phytolith analysis is a useful method to divide into paleosols and tephras even at distal sites although the analysis is needed a practiced technique.

Key words: paleosol, tephra, grain size, phytolith analysis, long-term small ash emission

1. はじめに

火山噴火活動史の解明を目的としたテフラ層序学的研究において、活動休止期あるいは静穏期を示す埋没土壌層(古土壌)の認定は極めて重要である。地球上には長い休止期を挟んで大規模な爆発的火砕噴火を起こす火山もあれば、長期間にわたって小規模噴火(とくに火山灰の噴出)が継続する火山も存在している。前者の場合、降下軽石・スコリアなどの噴火堆積物間に腐植に富む明瞭な埋没土壌層が認められるであろう。一方、後者のような活動を主体とする火山周辺域では、ある地層が火山灰などのテフラ層の遠方相なのか、土壌層なのかの判定が容易でない場合がある。こうした火山の代表例としては、桜島火山(井村, 1995)や諏訪之瀬島火山(井村, 1991)、さらに阿蘇火山中岳(小野・他, 1995; 横尾・宮

縁, 2015)などが挙げられる。

火山周辺域に分布する土壌は、火山灰を主な母材とすることから火山灰土(volcanic ash soil)やロームとよばれ、なかでも腐植に富んで黒色を呈するものは黒ボク(クロボク)土とよばれている。土壌の色調の違いは植生環境の違い(河室・鳥居, 1986; 佐瀬, 1989)だけでなく、母材物質(テフラや風成塵)の堆積速度と腐植集積のバランス(井上, 2002; 宮縁・杉山, 2006)を反映したものである。本論では、黒色および褐色の火山灰土をそれぞれ黒ボク土、褐色土とよび、さらにそれらを埋没した一つの地層として取り扱うので、黒ボク土層、褐色土層と記述する。こうした土壌層の起源物質については、近傍火山からの一次的噴火堆積物(町田, 1964; 小野・他, 1995)のほか、周辺裸地からの風塵(早川, 1995; 中村,

*〒860-8555 熊本市中央区黒髪2-40-1

熊本大学教育学部

Faculty of Education, Kumamoto University, Kurokami

2-40-1, Chuo-ku, Kumamoto 860-8555, Japan.

e-mail: miyabuchi@earth.email.ne.jp

1970), 大陸起源の広域風成塵(溝田・他, 1992)があり(吉永, 1995), それらが寄与する割合は地域によっても異なっている(鈴木, 1995). また, 小野・他(1995)は少量の火山灰噴出を継続的に行っている阿蘇火山中岳周辺域では, 初成の細粒降下火山灰が土壌生成に果たす役割が大きいと主張しながらも, そうした一次的噴出物とそれらが二次移動した風塵との区別は難しいと述べている. これらの事実, ある地層がテフラ層なのか, あるいは土壌層なのかの識別を困難にしている理由にもなっている.

わが国ではこれまで多くのテフラ研究が行われてきたが, 埋没土壌層の認定は各研究者の感覚に頼ることが多かったと考える. これまで筆者は現地での層相観察とともに, 色調(とくに黒ボク土層)・粒度組成・堆積構造(孔隙に富む構造)のほか, 含まれる腐植の感触(べっとりとした指の感覚)の有無などを判断材料として土壌層の認定を行ってきたが, すべての研究者間で統一された認定基準が存在するわけではない. しかしながら, 火山噴火活動史の高精度化に向けて, 休止期あるいは静穏期を示す土壌層に関する何らかの認定基準を検討していく必要があると考える. 本論では阿蘇火山周辺域の埋没土壌層と考えられる地層がどのような性質や特徴を有するのか, またテフラ層とどのような違いが認められるのか, さらにその判定にはどのような分析や測定が有効なのかを議論する.

2. 阿蘇火山中央火口丘群テフラ層序の概要

阿蘇火山は, 南北約 25 km, 東西約 18 km のカルデラを有する火山である. そのカルデラ内には約 9 万年前(松本・他, 1991)の Aso-4 噴火直後から活動を開始したとされる後カルデラ中央火口丘群が存在している. これらの火口丘群は, 現在も活動中の中岳をはじめとする 17 座以上の火山の複合体であり(小野・渡辺, 1985), 溶岩流や火砕岩からなる山体を形成するとともに, 膨大な量の降下テフラを周辺地域に堆積させてきた(Miyabuchi, 2009).

阿蘇火山中央火口丘群起源の降下テフラは, カルデラ東方域にあたる阿蘇市一の宮町・波野および高森町付近にとくに厚く堆積している. Aso-4 噴火(約 9 万年前)以降の全層厚は厚いところで 60 m を越えており, 膨大な数のテフラ層が存在している. 中央火口丘群を形成したマグマの組成としては玄武岩~玄武岩質安山岩が最も卓越している(小野, 1989). そのような岩相が酷似して対比が困難なことがある苦鉄質の降下スコリアや火山灰層間には, 広域テフラである約 29 cal ka (^{14}C の較正暦年代; 奥野, 2002) の始良 Tn テフラ(略称 AT; 町田・新

井, 1976, 2003) と 7.3 cal ka (奥野, 2002) の鬼界アカホヤテフラ(K-Ah; 町田・新井, 1978, 2003; 長友・庄子, 1977) が挟在する(渡辺・高田, 1990; 山田・久保寺, 1996)とともに, 中央火口丘群起源の 36 層に及ぶ降下軽石が存在しており(宮縁・他, 2003), それらをもとにテフラ層序全体の骨組みが確立されつつある(Miyabuchi, 2009, 2011).

3. 調査地点のテフラ層序

調査および試料採取を行ったのは, 阿蘇カルデラ内の中央火口丘群北東麓の泉川沿いの地点(32° 54' 56" N, 131° 06' 26" E, 標高約 643 m)とカルデラ東方域の阿蘇市波野の断面(32° 54' 02" N, 131° 12' 01" E, 標高約 800 m)の 2 箇所である(Fig. 1). 以下では, 前者を泉川断面(火口近傍域に相当), 後者を波野断面(遠方域)とよぶ.

泉川断面は, 中岳火口から北北東へ約 4 km に位置しており, 完新世阿蘇火山中央火口丘群テフラの模式露頭として知られている(渡辺・宮縁, 1996). 高さ約 20 m の露頭断面には降下スコリア, 火砕流, ラハール等の堆積物がみられるが, 大部分は中岳の灰噴火の産物である砂質火山灰層(小野・他, 1995)で構成されている(Fig. 2). それらのテフラ間には, 活動休止期あるいは静穏期に形成されたと考えられている, 腐植に富む埋没黒ボク土層が挟在している(渡辺, 1991). 主要テフラとしては, 約 1.7 m 深に 1.5 cal ka の中岳 N2 スコリア(N2S), 約 3.1 m 深に 3.6 cal ka の往生岳スコリア(OjS; 中村・渡辺, 1995), 約 4.7 m 深に 4 cal ka の杵島岳スコリア(KsS; 中村・渡辺, 1995), 深度 7 m 付近に 4.1 cal ka の阿蘇中央火口丘第 1 軽石(ACPI; 高田, 1989), 約 12.3 m 深に 7.3 cal ka の K-Ah が認められる(宮縁・渡辺, 1997).

波野断面は, 中岳火口から東北東約 11 km のカルデラ東方域の阿蘇火砕流台地上に位置しており, 広域基幹林道阿蘇東部線の工事によって生じた高さ約 20 m (調査時点)の切土のり面である. 調査断面の層序の概要は次のとおりである(Fig. 3). 地表から深さ約 5.5 m までは, 火山灰層が挟在するものの, 全体として黒色味が強く腐植に富む黒ボク土層となっており, その基底部の年代は約 13.5 cal ka である(宮縁・他, 2004). この黒ボク土層中には, 約 1.5 m 深に KsS, 約 3.3 m 深には K-Ah などの鍵テフラが挟在している. また, 深さ 5.5~15.4 m 付近までは, 厚い火山灰層やスコリア層が多数存在しており, 全体的に褐色を呈するテフラの累層となっている. 明瞭なテフラとしては, 5.7~8.6 m 深に約 18~16 cal ka の山崎第 1~第 10 スコリア(YmS1-YmS10; 上位~下位の順; 宮縁・他, 2004), 9.7~14.3 m 深に 22~21 cal ka の山崎第 15~第 20 スコリア(YmS15-YmS20; 宮縁・他, 2004),

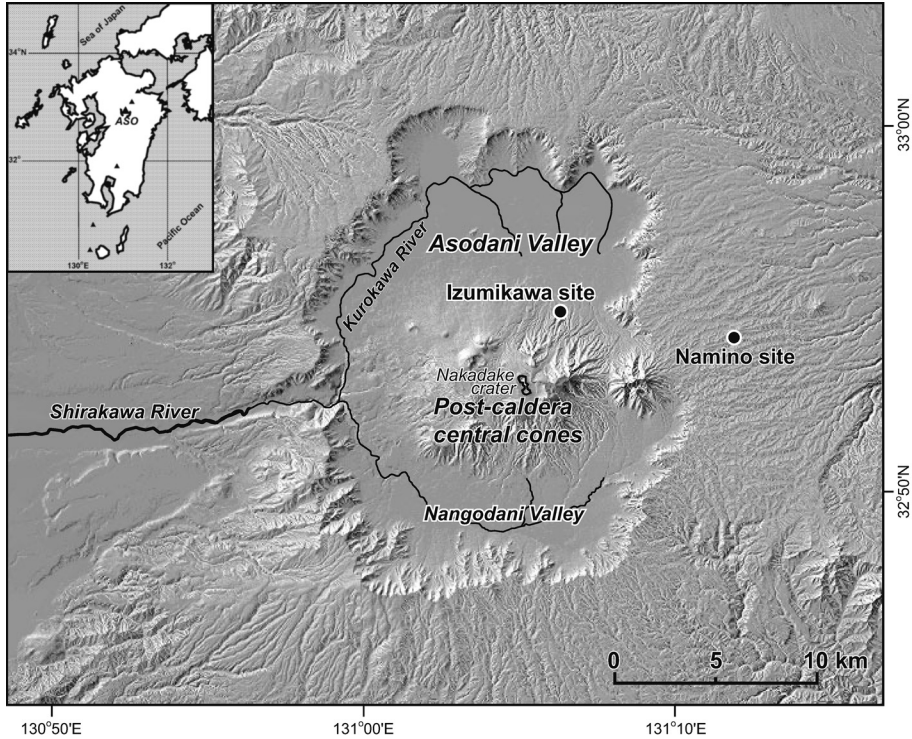


Fig. 1. Location of studied tephra sections in and around Aso caldera, central Kyushu, SW Japan. The relief map was produced by Kashmir 3D using the 50-m-mesh DEM data published by the Geospatial Information Authority of Japan. Latitude and longitude are shown by WGS84.

さらに約 14.8 m 深には AT が認められる (宮縁・杉山, 2006)。そして、これらのテフラ間には褐色を呈する薄い土壌層 (層厚 3~15 cm) が挟在している。AT 火山灰の約 0.9 m 下位には、後カルデラ活動で最大級の火砕噴火の産物である約 30 cal ka (Miyabuchi, 2009) の草千里ヶ浜軽石 (Kpfa; 渡辺・他, 1982; 層厚 138 cm) が存在している。Kpfa 下位の深さ 17.4~18.2 m 付近は黒褐色を呈する土壌層 (軽石・火山灰層が挟在) となっており、その基底部の年代は約 32 cal ka と報告されている (宮縁・他, 2003)。さらに下位の 18.2~19.1 m 深は褐色を呈する土壌層である。

4. 分析方法と結果

4-1 分析方法

泉川断面と波野断面からそれぞれ 31 点および 67 点の試料を採取して粒度組成、炭素含有率を測定するとともに植物珪酸体分析を行った。また、現地においては、試料を採取した層準の土壌硬度を測定した。なお、両地点ともに火山礫を主体とする降下スコリア堆積物は採取しておらず、土壌硬度の測定も行っていない。

粒度分析については試料 0.5~1.0 g 程度をビーカーにとり、少量の水と過酸化水素水 (30%) を繰り返し加えて攪拌しながら有機物の分解を行った試料を、森林総合研究所九州支所所有のレーザー回折式粒度分布測定装置 (Malvern 社製 Mastersizer S) を用いた超音波照射下での湿式分散法 (分散剤未使用) で行った。解析にあたっては屈折率 1.53, 多分散解析モデルを使用している。なお、分析結果は碎屑性堆積物の粒度階区分 (Wentworth, 1922) を使用して粘土 (< 1/256 mm), シルト (1/256~1/16 mm), 砂 (1/16~2 mm), 礫 (> 2 mm) 画分の割合を算出した。

土壌硬度は堆積物の粒度組成、孔隙量、乾燥密度、有機物や結合物質、水分状態等を複合的に反映するとされている (土壌環境分析法編集委員会編, 1997, p.33)。その測定は、山中式土壌硬度計 (山中・松尾, 1962) を各層断面に対して垂直に押し込み、指標硬度といわれる貫入量 (mm) を読みとった。各層準において得られた 5 回程度の測定値を平均して、その土壌層の指標硬度として採用した。さらに、その指標硬度の値を次式によって支持強度に換算した。

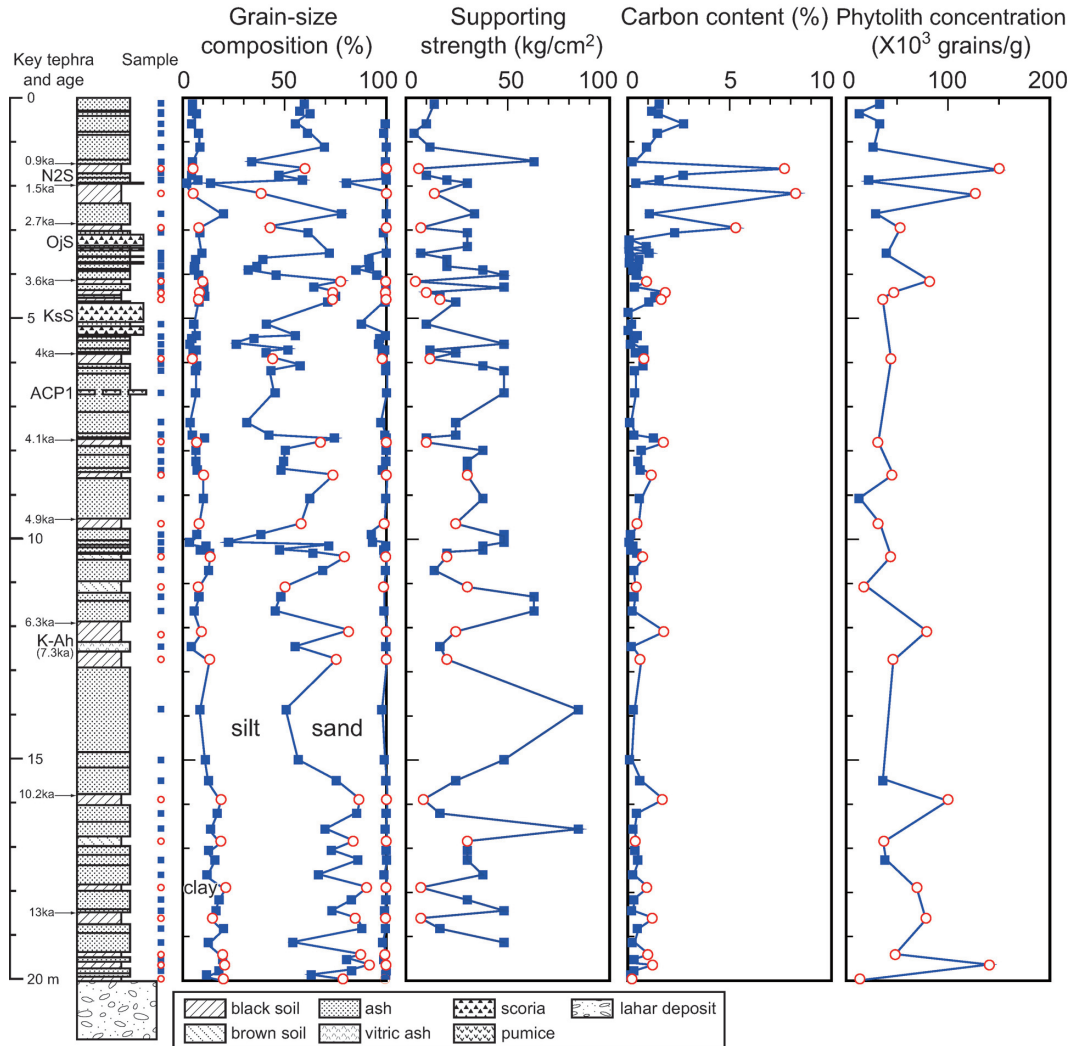


Fig. 2. Tephrostratigraphy and vertical variations in grain size, soil hardness, carbon content and phytolith concentration of the Izumikawa section, located 4 km NNE of Nakadake crater. Grain size compositions were determined by laser light scattering under wet dispersion conditions, using Malvern Instruments Mastersizer S. Soil hardness was measured by the Yamanaka cone penetrometer (Yamanaka and Matsuo, 1962) and shown as supporting strength. Open circles and solid squares show values of paleosols and tephra (volcanic ash) layers, respectively. Ages of key tephtras and paleosols are calibrated ^{14}C dates from Miyabuchi and Watanabe (1997) and phytolith data are from Miyabuchi and Sugiyama (2012).

$$P = \frac{100X}{0.7952(40 - X)^2}$$

ここで、 P は支持強度 (kg/cm^2)、 X は指標硬度 (mm) である (藤原製作所発行の説明書による)。

全炭素含有率 (%) については風乾した試料をメノウ乳鉢で粉碎した後、50~70mg 程度スズ箔に封入し、九州沖縄農業研究センター所有の全自動元素分析装置

(Elementar 社製 vario EL) を用いた乾式燃焼法で定量した。さらに、その分析値を 105°C で絶乾して求めた乾物率で補正を行った。

植物珪酸体の抽出と定量は古環境研究所に依頼し、プラント・オパール定量分析法 (藤原, 1976) に従って行った。試料調製や植物珪酸体の同定・定量の方法に関しては杉山 (2000) などを参照されたい。なお、本論において示す植物珪酸体総数 (個/g) のデータは宮縁・杉山

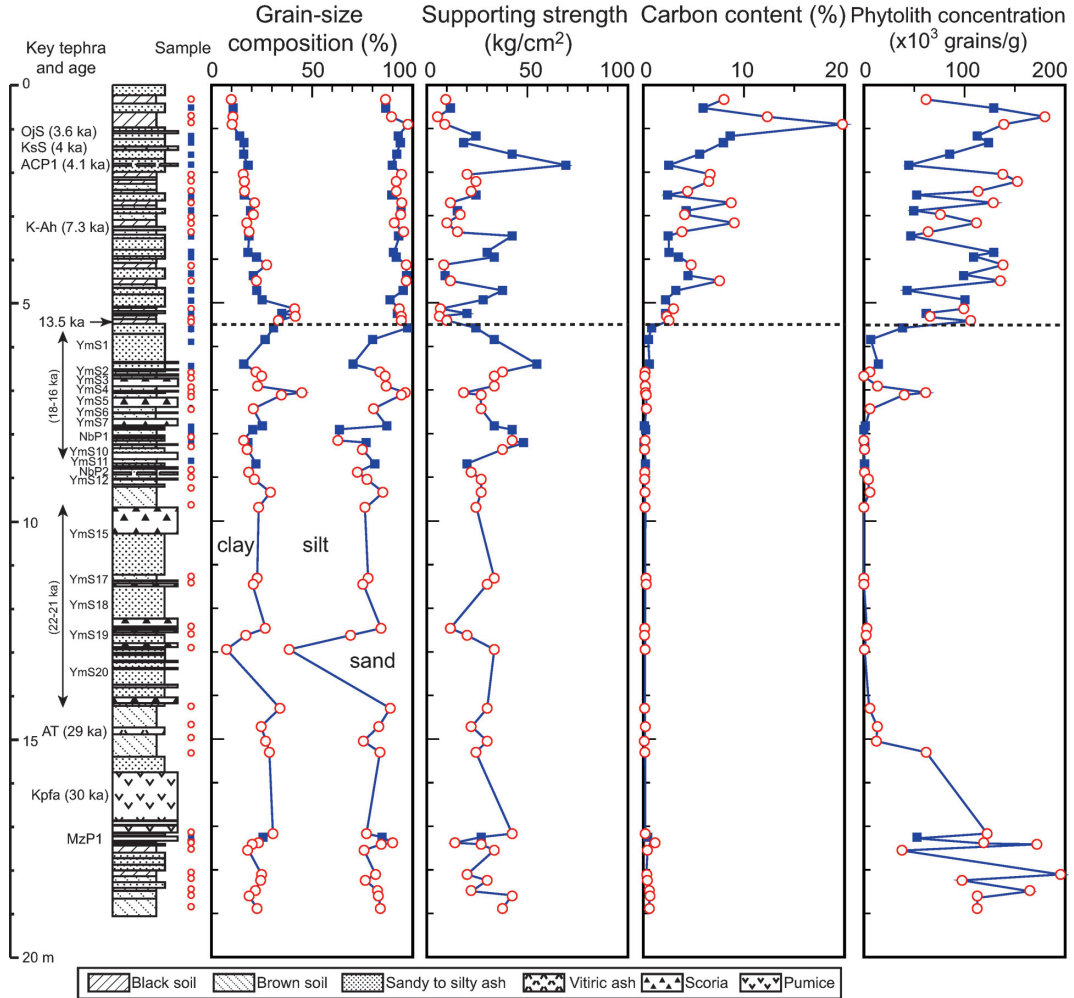


Fig. 3. Tephrostratigraphy and vertical variations in grain size, soil hardness, carbon content and phytolith concentration of the Namino section, east of Aso caldera. Open circles and solid squares show values of paleosols and tephra (volcanic ash) layers, respectively. Ages of key tephras and paleosols are calibrated ^{14}C dates (Miyabuchi *et al.*, 2004). Grain size, carbon content and phytolith data are from Miyabuchi and Sugiyama (2006).

(2006) および Miyabuchi and Sugiyama (2012) によって公表されたものである。

4-2 分析結果

泉川断面と波野断面のテフラ層序と各種分析結果をそれぞれ Fig. 2 と Fig. 3 に示す。両地点ともに、埋没土壌と判断した層準の分析値を丸印で、テフラ層(火山灰層)の分析値を四角で表示している。

泉川断面での粒度組成は層準間の変動が大きいが、全体的にはシルトおよび砂画分を主体として構成されている。テフラ(火山灰)層の砂画分割合(平均 39.5%)は、埋没土壌層のそれ(平均 28.2%)より高い傾向が認められる。一方、波野断面でのテフラおよび土壌層の粒度組成

はシルト画分を主体としているが、各画分の割合は層準によって差が認められた。表層から 5.5 m 深(13.5 cal ka)は砂画分の割合が 15% 以下と少なく、下位になるほど粘土画分の割合が漸増している。5.5 m 以深(13.5 cal ka 以前の層準)では砂画分の割合が 15~40% 程度と上位に比べて多くなっている。しかしながら、テフラ層と土壌層の粒度組成の明瞭な違いは見出せない。

泉川断面における山中式土壌硬度計の指標硬度から算出した支持強度は、テフラ層に比べて埋没土壌層で有意に低い値となっている。土壌層の支持強度は最大でも 30.1 kg/cm²(約 8.5 m 深)である(平均 15.8 kg/cm²)のに対し、テフラ層では最大 84.7 kg/cm²(13.9 m および 16.6 m

深)となっている(平均 32.4 kg/cm^2)。波野断面での支持強度は、深度 5.5 m (13.5 calka)より上位では層準ごとに大きく変動するのに対し、下位ではおおむね $20\sim 50\text{ kg/cm}^2$ (平均 30.2 kg/cm^2)と上位(平均 20.5 kg/cm^2)より大きな値であった。このことは、 13.5 calka の層準を境にして、上位では硬さの変化に富む層が認められるのに対し、下位では非常に堅く締まった層が連続して存在していることを意味している。また、 5.5 m 以浅におけるテフラ層の支持強度は土壌層よりも大きな値となっている。一方、 5.5 m 以深では 50 kg/cm^2 以上の大きな支持強度を示す非常に固結した火山灰層も確認されるものの、テフラ層と土壌層で明瞭な違いはみられない。

泉川断面での炭素含有率は、 3 m 以浅で 5% を越える土壌層があるなど高い値を示し、 3 m 以深では低い傾向がある。全体的に土壌層(平均 1.9%)は、その上下の火山灰層(平均 0.6%)に比べて高い炭素含有率を有しているが、上部には 2% を越える高い炭素含有率を保持している火山灰層も認められる。波野断面における炭素含有率は、深度 5.5 m を境に上下で大きな差が認められ、下位ではごく一部の層準を除いて 1% 以下の低い値で推移しているが、上位では 2% 以上の値であった。 5.5 m 以浅での炭素含有率は約 2 calka の層準で最大(19.8%)となっており、下位に向かっていくつかのピーク(10% 以下)を示しながら漸減している。また、 5.5 m 以浅での火山灰層の炭素含有率は土壌層よりも低い傾向にあるが、 5.5 m 以深においては両者の間に差異は認められない。

泉川断面においては、土壌層を主体として植物珪酸体分析を実施したためにテフラ層の分析値が少ないが、土壌層に含まれる植物珪酸体総数はテフラ層のそれよりも多い傾向がある。植物珪酸体総数の増減傾向は、炭素含有率のそれとほぼ一致しているが、 16 m 以深(10 calka 以前)にも同総数が 5 万個/g を越える層準がいくつか認められる。一方、波野断面の植物珪酸体総数は層準によって顕著な差が認められた。表層 $\sim 5.5\text{ m}$ 深までは変動がみられるが、植物珪酸体総数は 5 万個/g 以上と高い値となっており、土壌層ではテフラ層よりも多い傾向が認められる。深度 $5.5\sim 15\text{ m}$ ではごく一部の層準を除いて、おおむね 1000 個/g と著しく低い値で推移し、植物珪酸体が全く検出されない層準も多数存在した。約 15 m 以深では再び植物珪酸体総数が増加し、変動があるもののおおむね 5 万個/g 以上の値を示した。

5. 議論

以上、テフラの主要給源である中岳火口の近傍域(泉川断面; 約 4 km)と遠方域(波野断面; 約 11 km)におけるテフラ層と埋没土壌層の各種分析結果について述べた

が、ここで両者の違いについて議論する。

まず粒度組成については、火口近傍域断面ではテフラ(火山灰)層で砂画分の割合が若干高く、また埋没土壌層で細粒なシルト・粘土画分が多くなる傾向が認められたが、遠方域断面においては両者の違いをほとんど見出すことができなかった。このことは、遠方域では活動が活発な時期においても細粒な火山灰が降下することが多く、細粒な物質で構成される土壌層との顕著な粒度組成の違いが表れにくいためと考えられる。あるいは遠方域では降下する火山灰の量も少ないために、土壌層と容易に混じり合っしまい、両者の違いが小さくなっている可能性もある。

つぎに土壌硬度(山中式土壌硬度計による支持強度)に関しては、近傍域の断面で下位の層準ほど値が大きくなる傾向があるものの、土壌層で値が低くテフラ層で高いという明瞭な違いが認められた。遠方域断面の完新世の試料では、近傍域のように下位の層準で値が大きくなる傾向は認められないが、全般的にテフラ層の硬度は土壌層よりも高い傾向がある。また、遠方域の後期更新世の試料ではごく一部に硬度の値が大きいテフラ層が存在するが、土壌層とテフラ層の違いはほとんど認められない。土壌硬度は堆積物の乾燥密度などを反映するとされており(土壌環境分析法編集委員会編, 1997, p.33)、本来は密度を測定すべきだったのかもしれないが、密度の場合は未攪乱試料を採取しなければならない。それに比べると、山中式土壌硬度計による測定は簡単であるので、完新世の試料においては近傍域・遠方域断面ともに土壌・テフラ層の区別の指標として有効であろう。

炭素含有率は、近傍域の断面で下位の層準ほど値が小さくなっている(とくに 3 m 深上下で大きな違いがある)が、土壌層の炭素含有率はその上下のテフラ層に比べて高い傾向が認められる。遠方域断面での完新世の試料は下位ほど値が漸減するが、土壌層の炭素含有率はテフラ層よりも顕著に高い。後期更新世の試料のほとんどは 1% 以下の低い値で推移し、土壌層とテフラ層の違いは見出せない。したがって、近傍域・遠方域ともに、完新世の試料では土壌・テフラ層の区別の指標として炭素含有率は有効であろう。一方、更新世の試料では黒ボク土層であっても全体的に値が低く、テフラ・土壌層の区別はほとんど不可能である。これは、古い土壌層では炭素がほとんど分解されて残存していないためと考えられる。

最後に植物珪酸体総数であるが、近傍域断面の土壌層ではテフラ層よりも総数が多い傾向があり、下位の土壌層でも多い部分が認められた。遠方域断面の完新世の試料でも土壌層ではテフラ層よりも総数が有意に多い。後期更新世の試料では、土壌層とテフラ層で顕著な違いが

あるとは言い難く、著者が土壌層と判定したいいくつかの地層は含まれる植物珪酸体総数が極めて少ないため、実際には火山灰の遠方相だった可能性がある。ただ、3万年前より古い地層でも多数の植物珪酸体を産する土壌層が認められ、これは炭素含有率とは大きな違いである。これは、炭素とは違って、古い地層でも植物珪酸体が残存しているため(杉山, 2000)と考えられる。多くの植物珪酸体を有するという事は、その地層生成時に植被密度の高い植生が存在したことを意味しており、火山活動の休止期や静穏期にその地層が形成されたことは明らかである。したがって、植物珪酸体分析はどの時代においても土壌層の認定に重要であると考ええる。

6. おわりに

テフラ調査において活動休止期あるいは静穏期を示す埋没土壌層の認定は重要であるが、長期間にわたって小規模噴火を継続する火山周辺域では、ある地層が火山灰などのテフラ層の遠方相なのか、土壌層なのかの判定が容易でない場合がある。とくに火口から10kmを超える遠方域では土壌層とテフラ層の区別が困難になることが桜島火山でも報告されている(井村, 1995)。本論では小規模火山灰噴出を続ける火山の代表例である阿蘇火山周辺域において、埋没土壌層と考えられる地層がどのような特徴を有するのかを明らかにするため、層相の観察のほか、粒度分析・土壌硬度測定・炭素含有率測定・植物珪酸体分析を行い、どのような分析が土壌層とテフラ層の区分に有効なのかを議論した。結果は以下のようにまとめられる。

粒度組成については、火口近傍域断面で埋没土壌層の方がテフラ層よりも細粒でシルト・粘土画分が多くなる傾向が認められたが、遠方域断面においては両者の違いをほとんど見出すことができなかった。土壌硬度は完新世の試料において近傍域・遠方域断面ともに土壌・テフラ層の区別の指標として有効であった。

今回対象とした阿蘇火山周辺域の場合、炭素含有率は完新世の試料では土壌・テフラ層の区別の指標として有効であるが、更新世の試料では全体的に値が低く、テフラ・土壌層の区別はほとんど不可能であった。植物珪酸体分析は遠方域断面でも土壌層とテフラ層を区別する手段として有効であった。

今後は、複数の地点で粒径や層厚の系統的变化(山縣, 1994)を確認するほか、たとえ一地点であっても土壌・テフラ層の具体的な判定基準を確立する手法を検討しなければならない。

謝 辞

阿蘇市波野の断面観察においては、熊本県阿蘇地域振興局林務課と林道工事担当者にお世話になった。本論で用いた植物珪酸体分析のデータはすべて古環境研究所の杉山真二博士との共同研究で得られたものである。炭素含有率の測定では、九州沖縄農業研究センターの荒川祐介氏にご協力いただいた。2名の匿名査読者と長橋良隆編集委員のご意見により本論の内容は大いに改善された。以上の方々に心から感謝いたします。

引用文献

- 土壌環境分析法編集委員会編(1997) 土壌環境分析法。博友社, 427p.
- 藤原宏志(1976) プラント・オパール分析法の基礎的研究(1) 一数種イネ科栽培植物の珪酸体標本と定量分析法一。考古学と自然科学, **9**, 15-29.
- 早川由紀夫(1995) 日本に広く分布するローム層の特徴とその成因。火山, **40**, 177-190.
- 井村隆介(1991) 諏訪之瀬島火山の最近200年間の噴火堆積物—火山砂層による噴火活動の消長の評価—。地質学雑誌, **97**, 865-868.
- 井村隆介(1995) 小噴火の累積でつくられた堆積物。火山, **40**, 119-132.
- 井上 弦(2002) 埋没土壌の生成機構—都城盆地の事例—。月刊地球, **24**, 798-802.
- 河室公康・鳥居厚志(1986) 長野県黒姫山に分布する火山灰由来の黒色土と褐色森林土の成因的特徴—とくに過去の植被の違いについて—。第四紀研究, **23**, 81-98.
- 町田 洋(1964) Tephrochronologyによる富士火山とその周辺地域の発達史—第四紀末期について—。地学雑誌, **73**, 293-308, 337-350.
- 町田 洋・新井房夫(1976) 広域に分布する火山灰—始良 Tn 火山灰の発見とその意義。科学, **46**, 339-347.
- 町田 洋・新井房夫(1978) 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ—アカホヤ火山灰。第四紀研究, **17**, 143-163.
- 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, 336p.
- 松本哲一・宇都浩三・小野晃司・渡辺一徳(1991) 阿蘇火山岩類の K-Ar 年代測定—火山層序との整合性と火砕流試料への適応—。日本火山学会 1991 年度秋季大会講演予稿集, 73.
- Miyabuchi, Y. (2009) A 90,000-year tephrostratigraphic framework of Aso Volcano, Japan. *Sediment. Geol.*, **220**, 169-189.
- Miyabuchi, Y. (2011) Post-caldera explosive activity inferred from improved 67-30 ka tephrostratigraphy at Aso Volcano, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **205**, 94-113.
- 宮縁育夫・杉山真二(2006) 阿蘇カルデラ東方域のテフラ累層における最近約3万年間の植物珪酸体分析。第四紀研究, **45**, 15-28.
- Miyabuchi, Y. and Sugiyama, S. (2012) Holocene vegetation history based on phytolith records in Asodani Valley, northern part of the Aso caldera, Japan. *Quatern. Int.*, **254**,

- 73-82.
 宮縁育夫・渡辺一徳 (1997) 埋没黒ボク土層の¹⁴C年代からみた完新世阿蘇火山テフラの噴出年代. 火山, **42**, 403-408.
 宮縁育夫・星住英夫・高田英樹・渡辺一徳・徐勝 (2003) 阿蘇火山における過去約9万年間の降下軽石堆積物. 火山, **48**, 195-214.
 宮縁育夫・星住英夫・渡辺一徳 (2004) 阿蘇火山における更新世末期, AT火山灰以降のテフラ層序, 火山, **49**, 51-64.
 溝田智俊・下山正一・窪田正和・竹村恵二・磯望・小林茂 (1992) 北部九州の緩斜面上に発達する風成塵起源の細粒質土層. 第四紀研究, **32**, 101-111.
 長友由隆・庄子貞雄 (1977) アカホヤ, イモゴ, オンジの対比ならびに噴出源について—アカホヤの土壤肥学的研究 (第2報). 日本土壤肥学雑誌, **48**, 1-7.
 中村一明 (1970) ローム層の堆積と噴火活動. 軽石学雑誌, **3**, 1-7.
 中村 武・渡辺一徳 (1995) 阿蘇火山杵島岳・往生岳の噴出物と黒ボク土に関する知見について. 熊本地学会誌, **110**, 2-5.
 奥野 充 (2002) 南九州に分布する最近約3万年間のテフラの年代学的研究. 第四紀研究, **41**, 225-236.
 小野晃司 (1989) 阿蘇火山の岩石. 日本火山学会 1989年秋季大会火山学セミナー「阿蘇火山」テキスト, 8-14.
 小野晃司・渡辺一徳 (1985) 阿蘇火山地質図(5万分の1). 火山地質図4, 地質調査所.
 小野晃司・渡辺一徳・星住英夫・高田英樹・池辺伸一郎 (1995) 阿蘇火山中岳の灰噴火とその噴出物. 火山, **40**, 133-151.
 佐瀬 隆 (1989) 黒色腐植層(黒土層)の生成に関する覚書. 岩手県文化振興事業団埋蔵文化財センター紀要, **9**, 49-66.
 杉山真二 (2000) 植物珪酸体(プラント・オパール). 辻誠一郎編: 考古学と植物学. 同成社, 189-213.
 鈴木毅彦 (1995) いわゆる火山灰土(ローム)の成因に関する一考察—中部・関東に分布する火山灰土の層厚分布—. 火山, **40**, 167-176.
 高田英樹 (1989) 阿蘇中央火口丘群のテフラ概報. 熊本地学会誌, **90**, 8-11.
 渡辺一徳 (1991) 阿蘇火山中岳の火山活動. 熊本地学会誌, **98**, 2-13.
 渡辺一徳・宮縁育夫 (1996) 熊本県阿蘇青年の家付近の阿蘇中央火口丘テフラ. 第四紀露頭集—日本のテフラ, 第四紀学会, 302.
 渡辺一徳・高田英樹 (1990) 阿蘇カルデラ周辺域における火山灰層と黒ボク土の斜交. 熊本大学教育学部紀要(自然科学), **39**, 21-27.
 渡辺一徳・小野晃司・平塚勝一 (1982) 草千里ヶ浜火山の軽石噴火について. 火山, **27**, 337-338.
 Wentworth, C. K. (1922) A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geol.*, **30**, 377-392.
 山田一郎・久保寺秀夫 (1996) 阿蘇外輪山およびその周辺地域における阿蘇4以降のテフラ層序と土壤層序. 九州農業試験場研究資料, **83**, 1-35.
 山縣耕太郎 (1994) 支笏およびクッタラ火山のテフロクロノロジー. 地学雑誌, **103**, 268-285.
 山中金次郎・松尾憲一 (1962) 土壤硬度に関する研究 (第1報) 土壤硬度と含水量との関係. 日本土壤肥学雑誌, **33**, 343-347.
 横尾亮彦・宮縁育夫 (2015) 2014年11月から始まった阿蘇火山中岳第一火口の噴火活動. 火山, **60**, 275-278.
 吉永秀一郎 (1995) 風化火山灰土の母材の起源. 火山, **40**, 153-166.

(編集担当 長橋良隆)