

島根県、神原第Ⅱ遺跡の三瓶火山太平山火砕流堆積物の定置温度見積もり —縄文人は被害を受けたか?—

沢田 順弘*・檜根知夏子*・福江美智子**・兵頭 政幸***・三瓶 良和*

Estimation of emplacement temperature of Taiheizan pyroclastic flow deposits from Holocene Sanbe Volcano, Southwest Japan : Were Jomon people affected by pyroclastic flows?

Yoshihiro Sawada*, Chikako Kashine*, Michiko Fukue**, Masayuki Hyodo*** and Yoshikazu Sampei*

Abstract

Many archeological sites including Jomon remains occur along the Kando River, Shimane Prefecture. Some Jomon remains are directly covered by Taiheizan pyroclastic flow deposits which originated from the Holocene Sanbe Volcano nearby. Carbonized woods from the pyroclastic flow deposits have previously been dated by ¹⁴C method at 3530±100 and 3700±130 y.B.P. The pyroclastic flow deposits are block-and-ash flows. They contain many carbonized wood fragments, which may reach a length of 468 cm and a diameter of 30 cm. Flow emplacement temperatures were estimated from paleomagnetic blocking temperatures of clasts and H/C thermometry of carbonized wood fragments. Accidental fragments in the deposits were heated up to 530–560°C, and temperatures estimated from carbonized woods reach 545°C. Although the Taiheizan pyroclastic flow was not large and the archeological sites are about 5.5 km from the conduit, emplacement temperatures are very high. It is inferred that some Jomon people suffered from the pyroclastic flow, because of its power and the strong thermal effect on the surrounding area. Estimation of emplacement temperatures of pyroclastic flow deposits plays an important role in the drawing of volcanic hazard maps.

Key words: volcanic hazard, Holocene volcano, Sanbe volcano, pyroclastic flow, paleomagnetism, carbonized wood H/C thermometry, Jomon archeological site

はじめに

雲仙普賢岳の噴火を見るまでもなく、火砕流は人的に、また物的に大きな被害を及ぼす。その高温による被害は広範囲に広がり、1991年の雲仙普賢岳の火砕流では、43人の命が奪われた。噴火に伴う火砕流の及ぶ範囲の推定は火山災害予測図(ハザードマップ)の作成にあたって重要である。火砕流の温度は重要な物理的パラメータであり、また災害の影響を評価する上で重要であるにもかかわらず、不明な点が多い。火砕流の温度は、例えば流下中の本体の温度やその周辺の雰囲気温度、停止した後の温度など多様であるが、ここでは定置した時の保持温度(定置温度)を扱う。

火砕流の温度を見積もる方法は、活動している火砕流から直接測定する方法と、すでに堆積した火砕流から間接的に見積もる方法に分けられる(Blong, 1984)。雲仙普賢岳で発生し

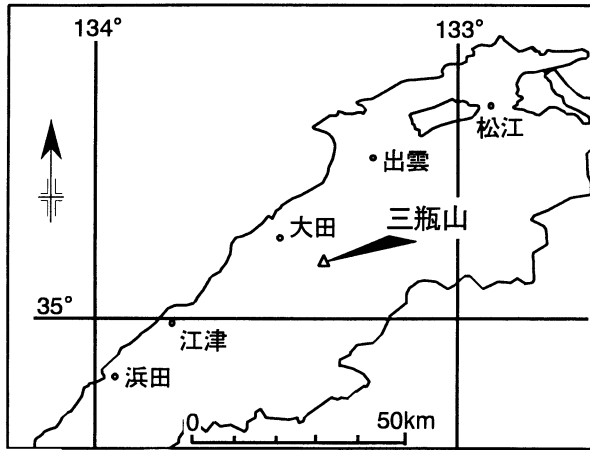
た火砕流の温度は、赤外線放射温度計を用いて火砕流の表面温度の測定(Yamamoto et al., 1993)が試みられ、また異なる融点をもつ16種の金属を含んだペネトレーター方式の温度計によっても見積もられた(Suzuki-Kamata et al., 1992; 谷口ほか, 1996)。火砕流堆積物中の岩片を用いて、その熱残留磁化から試料の定置温度を見積もる方法はAramaki and Akimoto (1957)の先駆的な研究以降、主に第四紀の火山を対象に行われている。例えば、Santorini: Wright (1978); Bardot (2000); St. Helens: Hoblitt and Kellogg (1979); Vesuvius: Kent et al. (1981); Guadeloupe: Zlotnicki et al. (1984); McClelland and Druitt (1989); Colima: Clement et al. (1993); Soufriere: Cole et al. (1998); Calder et al. (1999)。

火砕流堆積物に含まれる炭化木片のビトリナイト反射率や赤外線吸収スペクトルを用いた定置温度の見積もり(Maury, 1971; Maury et al., 1973; Correia et al., 1974; 三村ほか, 1975; 三宅ほか, 1992)がいくつか行われた。しかし、Kent et al. (1981)は、古地磁気学的手法で見積もられたAD 79のベスピオ火山からの火砕流堆積物の定置温度が、炭化木片から得られたMaury (1976)の結果と調和的でないことを示した。Sawada et al. (2000)は温度既知の条件下で作成した炭化木片のH/C比の温度と保温時間に対する依存性に着目し、温度計を提案し、火砕流堆積物の定置温度を見積もった(方法

* 島根大学総合理工学部地球資源環境学科
Department of Geoscience, Shimane University, Matsue 690-8504

** 大阪府立大学農学部獣医学科
Department of Veterinary Science, College of Agriculture, Osaka Prefecture University, 1-1 Gakuen-cho, Sakai, Osaka 599-8531

*** 神戸大学内海域機能教育研究センター
Research Center for Inland Seas, Kobe University, 1-1 Rokkodai, Nada-ku, Kobe 657-8501



第1図 三瓶山の位置図

については沢田ほか，本研究報告参照)。

本研究では三瓶山から直線距離にして5.5 kmの位置にある神原第Ⅱ遺跡において，縄文遺跡の直上にある太平山火砕流堆積物の定置温度を炭化木片のH/C温度計と岩片の古地磁気のプロッキング温度から見積もる。神戸川沿いには縄文遺跡が多数存在することから当時縄文人が生活の場としていたと考えられるが，彼らが火砕流の被害を受けたかどうかの可能性についても指摘する。

三瓶山太平山火砕流

三瓶山は中国地方で最も新しい第四紀火山である(第1図)。三瓶山噴出物の基盤岩類は乙原花崗岩と石見花崗岩である(服部ほか，1983)。三瓶山の活動史は6期(松井・井上，1971)あるいは4期(服部ほか，1983)に区分されている。もっとも早期の活動は神戸川軽石，粕淵火砕流・木次降下軽石に代表される活動で，木次降下軽石堆積物が大山松江軽石と阿蘇4火山灰の間に見出されることにより10万年前と推定され(林・三浦，1987)，また粕淵火砕流堆積物と木次降下軽石からのジルコンのFT年代として 100 ± 20 Kaと 100 ± 30 Kaが報告されている(木村ほか，1999)。

ここで扱った太平山火砕流は三瓶山最後の噴火活動で，松井・井上(1971)の第6期または服部ほか(1983)の第4期にあたる。火山砕屑物は太平山降下火山灰，太平山火砕流堆積物，最新降下火山灰からなる。太平山火砕流堆積物の多くはブロックアンドアッシュフローで，その中に含まれる炭化木片の¹⁴C年代は， 3530 ± 100 y.B.Pと 3700 ± 130 y.B.Pである(松井，1998)。

神戸第Ⅱ遺跡における太平山火砕流堆積物

神戸第Ⅱ遺跡は給源の太平山から，直線距離で約5.5 km東方に位置する(第2図)。試料を採取した遺構は以下の4カ所であるが，ここではサイトA，B，C，Dと呼ぶ。

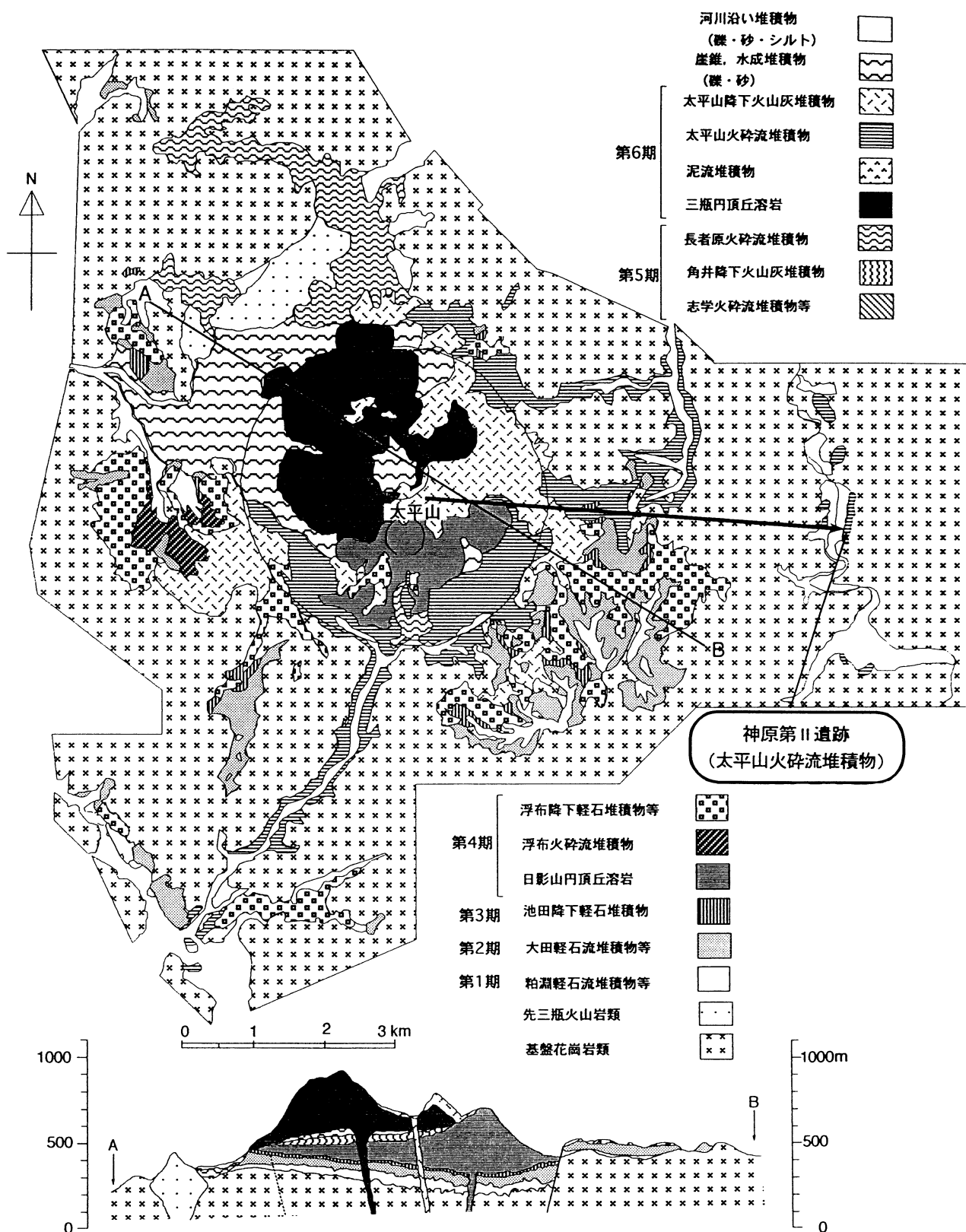
サイトA 神原第Ⅱ遺跡発掘調査97年の2区の南に位置する(第3図)。遺跡発掘現場は調査した時点では発掘途中

だったが，南側面は東西約13 m，西側面は南北約5 mであった。地層は下位から平行葉理をもつ粗粒降下火山灰層・黒ボク層・下部は灰色，上部は暗灰色のシルト層・太平山火砕流堆積物・軽石層・層状火山灰層・層状火山灰～火山礫層・表土の順になっている(第4，5図)。軽石層は，平均粒径1-2 cm，最大4 cmで，細粒の火山砕屑物を含まない。層状火山灰層は，中粒～粗粒火山灰で，淘汰が良い。層状火山灰～火山礫層は，淘汰が良く，粗粒～細礫サイズで，平均粒径0.4 cm，最大粒径1 cmである。

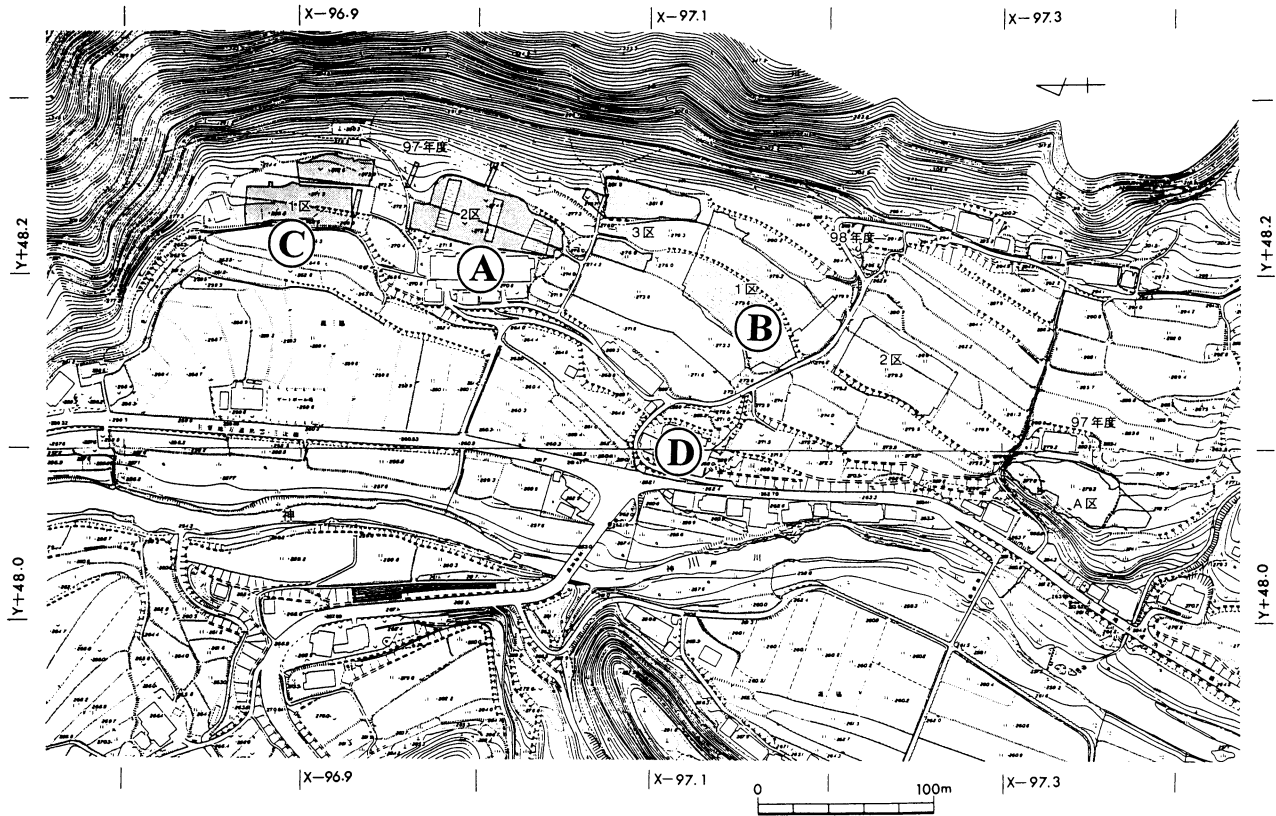
試料を採取した太平山火砕流堆積物はブロックアンドアッシュフローで厚さは1.1-2.0 mである。この堆積物中の岩片とマトリックスは，中心部に向かって逆級化し，上部では正級化している。マトリックスは粗粒火山灰である。本質または類質のデイサイト岩片と基盤由来のデイサイト質凝灰岩や花崗岩，石英閃緑岩，流紋岩，デイサイトの異質岩片を含む。デイサイト岩片は最大粒径7 cm，平均粒径2-4 cmで垂角礫である。異質岩片は垂角礫が多く，粒径は最大40 cm，平均約10 cmである。

古地磁気測定のために採取した試料(KM)は40 cm×34 cm×14 cmの異質岩片で後期古第三紀デイサイト質火山礫凝灰岩である(第4B，9A・B図)。この岩片は，火砕流堆積物の下部から約80 cmの位置にあり，板状に包有されている(第4，5図)。炭化木片は，古地磁気測定用の試料を採取した位置で主に見られたが，最上部と最下部にも存在している。炭化木片の試料(CKMB 1-1，1-2，1-3，1-6，1-8，1-10，1-11，1-13)は，堆積層の中心部から採取した(第9図)。CKMB 1-1 A，B，C，D，Eの試料は直径13 cmの炭化木片である。

サイトB 神原第Ⅱ遺跡発掘調査98年の1区にあたる(第3図)。南北に100 m，東西に20 mの長方形で，高さは2.7 mから4 mである。露頭写真と東西南北の柱状図をそれぞれ第6，7図に示した。岩相は，下位から縄文時代の遺物を含む黒ボク，平行葉理をもつ降下火山灰層，厚さ3 cmのピンク色のシルト層，下部に炭化木片を多く含む火砕流堆積物の層(太平山火砕流堆積物)，黒ボクの順になっている。下の黒ボクの下位には，オドリと呼ばれるピンク色の降下火山灰(松井・井上，1971)がある。試料を採取した太平山火砕流堆積物は，ブロックアンドアッシュフローで，厚さは西側で約1.3 m，南側で約2.3 m，東側では2.2 mである。一般に，炭化木片は下部に多い。岩片とマトリックスは中心部に向かって逆級化し，それより上部では正級化している。本質または類質のデイサイト岩片と基盤由来のデイサイト質凝灰岩，トータル岩質混成岩や花崗岩の異質岩片を含む。本質または類質のデイサイト岩片の中にはパン皮状のひび割れ(クーリングクラック)をもつものもある。岩片の平均粒径は15 cmで，10 cm以下のものには本質または類質のデイサイト岩片が多く，10 cm以上のものには異質岩片が多い。南側の層では，下部から40 cm付近に異質岩片を多く含む層があり，それより上部では中心部(上部)に向かって逆級化する。中心部には平均10 cm程度の本質，または類質岩片が多い。北側と東側では，火砕流堆積物は岩片とマトリックスが中心部に向かって逆級化している。中心部は0.2-10 cmの



第2図 三瓶山の地質図と神原第Ⅱ遺跡位置図。地質図は松井・井上(1971)、服部ほか(1983)に基づき、一部加筆。



第3図 神原第Ⅱ遺跡と報告地点(サイトA, B, C, D). 地図は島根県教育委員会(2000)による。

本質または類質デイサイト岩片を多く含む。東側の中心部には10 cm程度の岩片が多く、パン皮状クラックのあるものもある。異質岩片の採取は南側の異質岩片を多く含む部分で行った。

サイトC 神原第Ⅱ遺跡発掘調査97年の1区にあたる(島根県教育委員会, 2000)。太平山火砕流堆積物の最下部、縄文遺跡を含む黒ボク層の最上部に炭化した材が含まれる。材は幹の太さの最大径が30 cmで全長468 cmに達する(第8図A, B)。

サイトD 太平山火砕流堆積物の下限は露出していないが、厚さは160 cm以上である。太平山火砕流堆積物は淘汰が悪く、垂角礫の異質岩片(花崗岩, デイサイト質凝灰岩)と垂角礫~垂円礫の本質または類質デイサイト, および粗粒火山灰のマトリックスからなる。岩片の径は15 cm以下が多いが、最上部に径35 cmの花崗岩の岩片が含まれる(第8図C)。上位は層状の降下火山灰に覆われる。

火砕流堆積物中の岩片

1. 古地磁気測定用岩石試料

サイトAにおいて、太平山火砕流堆積物から40 cm×34 cm, 高さ14 cmの大型異質岩片(KM)を定方位で採取し、実験室内で9つに分けた。深さによる熱履歴を検討するため、KM5, 8は3試料, KM2, 3, 9は2試料を垂直方向に連続して抜き取った(第9図)。KM5は高さ11.5 cmで上から

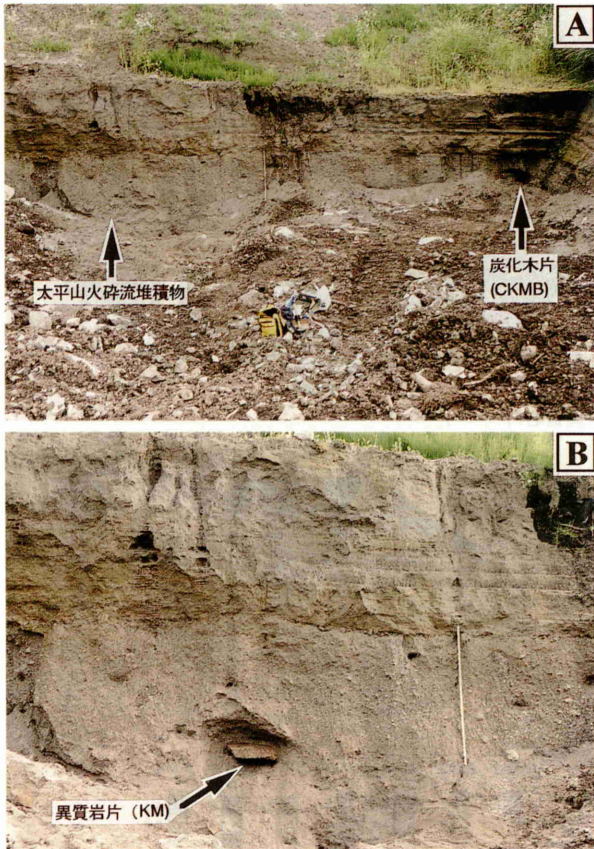
0.5 cm, 下から3.5 cmの部分を上からKM5-1, 5-2, 5-3とする。KM8は高さ10 cmで上から1.5 cm, 下から1 cmの部分を上からKM8-1, 8-2, 8-3とする。KM2, 3, 9は上から0.5 cm除いた部分を使用し、同じように上からKM(2, 3, 9)-1, 2とする。KM7は上から1.5 cm, KM1は上から0.5 cm除いた部分を使用した(第9図)。

サイトBでは本質または類質のデイサイト岩片を7個, 異質岩片は遺跡溝の南壁に多く含まれるものから8個, いずれも定方位で採取した。

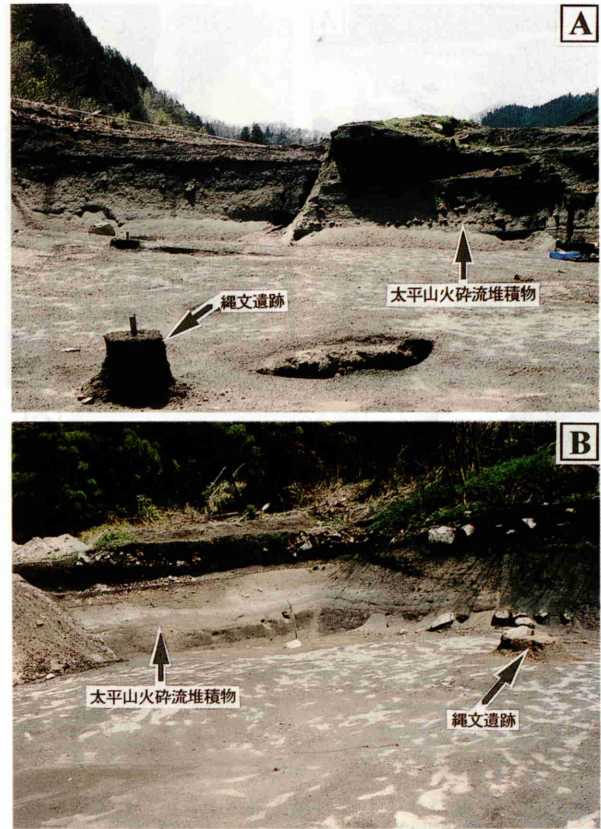
2. 試料記載

サイトA 異質岩片[KM](後期古第三紀デイサイト質火山礫凝灰岩) 塊状の火山礫凝灰岩で、淘汰は悪く、岩片の径は平均1 cm, 最大9 cmである。肉眼では岩片として安山岩, 流紋岩, デイサイト, 花崗岩, 酸性凝灰岩, 石英閃緑岩, 石英斑岩が確認される。マトリックスは粗粒凝灰岩である。偏光顕微鏡観察では、岩片として花崗岩, ホルンフェルス, 石英閃緑岩, 花崗斑岩, 酸性凝灰岩, 無斑晶質デイサイトないし安山岩, 軽石が含まれ, 結晶破片は斜長石, 石英, カリ長石, 不透明鉱物, 黒雲母, 変質苦鉄質鉱物, ジルコン, 燐灰石で、マトリックスは脱ガラス化した2次鉱物と微細粒結晶である。二次鉱物として緑廉石, 緑泥石, ゴイサイト, 絹雲母を含む。

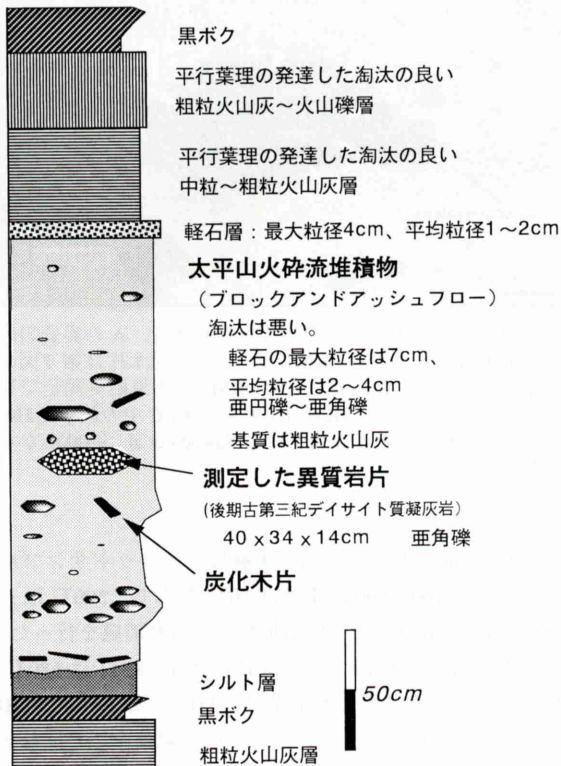
THK 1-1は黒雲母・普通角閃石トータル岩質混成岩で帯磁率は著しく高い。THK 1-2~1-8のサンプルはデイサイト質



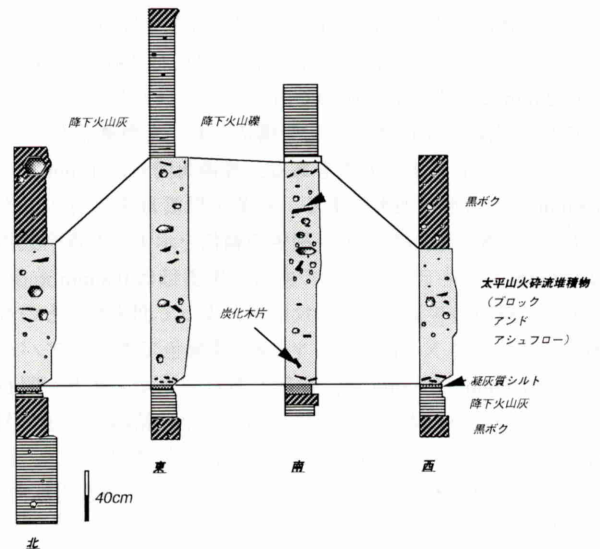
第4図 サイトAの露頭写真。太平洋火砕流堆積物を降下火山灰や軽石が覆う。太平洋火砕流堆積物中には炭化木片(CKMB)や異質岩片(後期古第三紀デイサイト質凝灰岩)(KM)が含まれている。BはA左側のクローズアップ。



第6図 サイトBの露頭写真。太平洋火砕流堆積物は縄文時代の遺物を含む層を直接覆う。太平洋火砕流堆積物中には多量の炭化木片が含まれている。



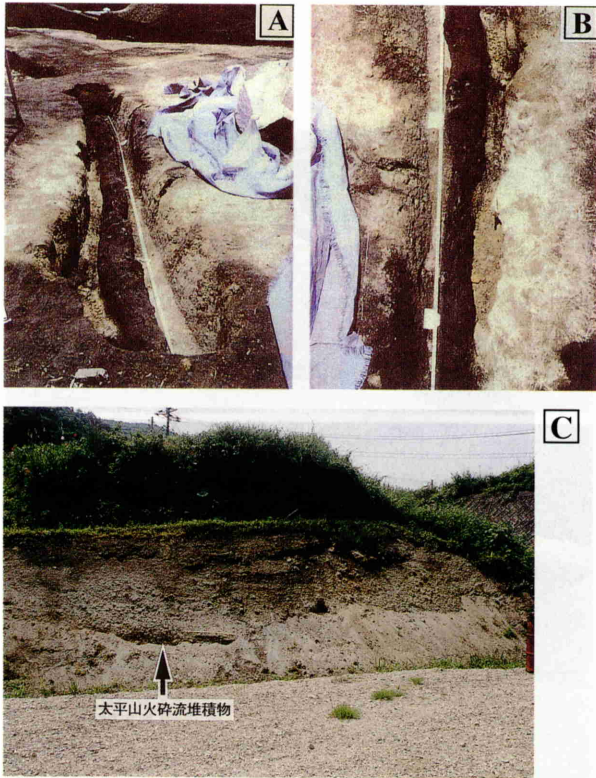
第5図 サイトAの柱状図。Sawada et al. (2000) から引用。



第7図 サイトBの東西南北断面の柱状図。Sawada et al. (2000) から引用。

凝灰岩である。結晶破片は石英・斜長石・黒雲母(仮像)・普通角閃石・カリ長石・ジルコンで、二次鉱物は緑泥石・緑簾石である。

サイトB 本質または類質デイサイト 灰色、塊状で、斑



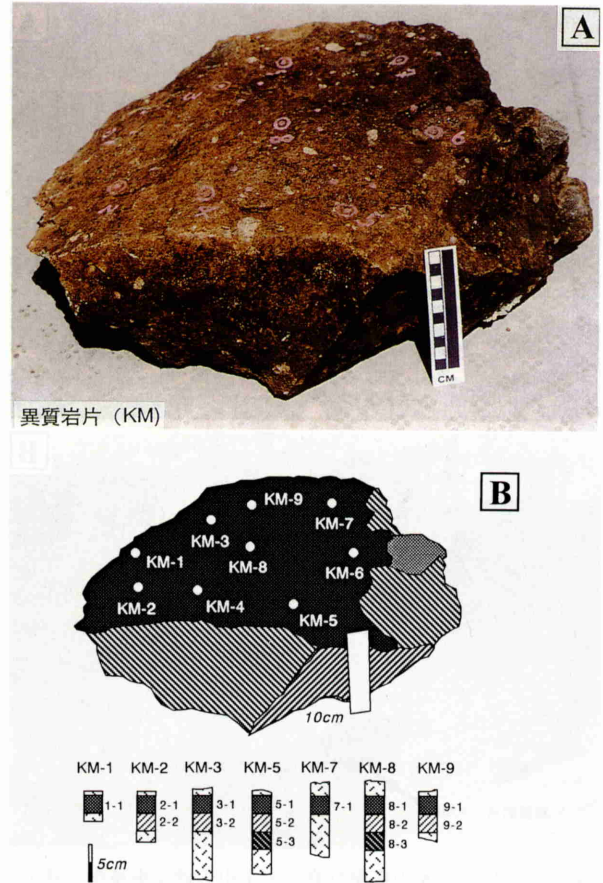
第8図 A, BはサイトCの縄文遺跡中に見られる横倒しになった炭化木である。幹の太さは最大径30cmで全長は468cmに達する。CはサイトDの露頭写真。A, Bは坂川(1997MS)から引用。

状組織を示す。軽石ではないが、多孔質である。斑晶として斜長石、普通角閃石、不透明鉱物、黒雲母と少量の斜方輝石、アパタイト、カミングトン閃石を含む。斜長石は最大2.5mm、平均2mmで、半自形～他形である。アルバイト双晶・カールスパド双晶を示す。著しい累帯構造をもつ大型斑晶もある。アパタイトを包有するものもある。普通角閃石は1mmから0.3mmで、自形～他形である。石英・黒雲母を包有するものもある。X'=淡緑色、Z'=緑色の軸色を示す。不透明鉱物は0.3mmで、半自形～自形である。黒雲母は0.8mm前後、他形で、細粒の普通角閃石の反応縁によって囲まれるものもある。多色性はX=淡黄色、Y=Z=濃褐色である。アパタイトは0.5mm～0.3mmで、他形である。カミングトン閃石は無色のものと淡緑色のものがある。単独結晶と普通角閃石と共生して産するものがある。石基は無色透明ガラス、斜長石、普通角閃石、カミングトン閃石、石英、不透明鉱物、アパタイト、ジルコンからなる。

古地磁気測定

1. 測定方法

採取した試料は実験室内で直径および高さが2.5cmの円柱形の測定用試料に整形し、鳥根大学地球資源環境学科設置のスピンナー型磁力計(夏原技研製、SMM-88)により残留磁化を測定した。測定時のノイズレベルは258回スタッキングで



第9図 サイトA中の異質岩片と炭化木片。Aの異質岩片は第4図のBの岩片(KM)で、Cの炭化木片は第4図のAで示される。Bは異質岩片(KM)の古地磁気測定で切り出した位置と深さ(KM-1～9)を示す。C中の数字はH/C比から見積もられた温度。CはSawada et al. (2000)から引用。

約 2×10^{-7} emuである。熱消磁実験はパイロットサンプルとして2試料を100～500℃までは50℃刻みで、500℃以上では30℃刻みで680℃まで段階加熱による熱消磁を行った。パイロット以外の試料については異質岩片(KM)は680℃まで加熱した。本質または類質岩片(TH)と異質岩片(THK)は590℃までに磁性を失うため、消磁実験はそこで打ちきった。これらのデータから特徴的磁化成分を主成分分析法により取り出した。

2. 測定結果

測定結果を第2表に示した。サイトAの異質岩片(KM)のベクトル投影図を第10図に、サイトBの本質または類質サイト岩片の磁化強度の変化と、ベクトル投影図を第11図に示す。シュミットネット投影を第12図に示した。主成分分析法によって磁化成分が取り出せなかった試料の結果は平均から除いてある。

(1) 本質または類質岩片

代表的な例としてTH 2-6, 2-8, 2-10の磁化強度の変化とベクトル投影図を第11図に示した。TH 2-2, 2-5を除く試料は、温度上昇にともない、その磁化強度が250℃まで減少した後、250℃から300℃で逆に増加し、その後はそれ以上の温度で再び減少する(第11図)。TH 2-2は安定した一成分の磁化をもち、磁化強度は620℃でほとんど0になる。TH 2-5は200-300℃で磁化強度の減少が緩やかである。高いブロック温度(350-560℃)をもつ高温成分は正磁極磁場方位を示す(第11図)。一方、250-300℃の中温成分は逆磁極磁場方位である。200℃以下は粘性残留磁化(VRM)成分であると考えられる。

TH 2-4, 2-6, 2-8はそれぞれ(D=15.8°, I=56.1°), (D=32.5°, I=57.8°), (D=12.6°, I=47.0°)の高温成分を持つ。TH 2-9, 2-10は、ベクトル投影図では、これらと同じ高温成分が読み取れるが、主成分分析法では求められなかった。すべてのサンプルは560℃までにほとんどの磁性を失い、特にTH 2-4, 2-8, 2-10では、450℃~530℃の間に、TH 2-9では400℃~500℃の間に、急激に磁性を失う。

(2) 異質岩片

大型異質岩片(KM) 表面付近の試料のうちKM 1-1, KM 9-1, 9-2を除く試料2-1, 3-1, 5-1, 7-1と中心部に近い試料KM 2-2, 3-2, 5-2, 5-3, 8-2, 8-3の磁化に違いが見られる。表面付近の試料には一致した成分が認められない。一方、KM 1-1, KM 9-1, 9-2と中心部の試料は560℃以上の高温成分と200℃から560(530)℃までの中温成分を持つ。後者の平均方位は、D=10.8°, I=38.1°, n=12, k=132.8, $\alpha 95=4.8^\circ$ である。

TKHのほとんどの試料は500℃以上の高温成分とそれ以下の低温成分の2成分に分かれた(第11図)。高温成分の平均値はD=266.9°, I=83.3°, n=5, k=1.0, $\alpha 95=180^\circ$ である。低温成分の平均値はD=24.8°, I=43.9°, n=5, k=254.5, $\alpha 95=4.8^\circ$ である。THK 1-8は530℃付近で2成分に分かれる。THK 1-4, 1-5, 1-6, 1-7は500℃~590℃の間に急激に磁化強度が低下する。

炭化木片のH/C比を用いた火砕流堆積物の定置温度見積もり

1. 試料の前処理

火砕流堆積物中に存在する炭化木片は、比較的高いH/C比をもつ腐植酸(フミン酸, フルボ酸)などが付着しており、それらを除去するために試料の洗浄は重要である。試料は米粒程度に砕き、0.5規定の水酸化ナトリウム溶液を用いて繰り返し超音波洗浄し、その後、炭酸塩を除くために1規定の

塩酸溶液を用いて繰り返し超音波洗浄した。その後、110℃で乾燥させた試料をメノウ乳鉢で粉末にした後、再び試料を数時間乾燥させた後、CHNS分析を行った。

2. CHNS分析

炭化木片の炭素と水素の含有量は元素分析器FISON(旧カルロエルバ社製)E.A.1108によって分析された。約1mgの試料を薄いスズのカップに包んで分析を行った。炭素と水素の分析誤差は±3%以下である。

3. 測定結果

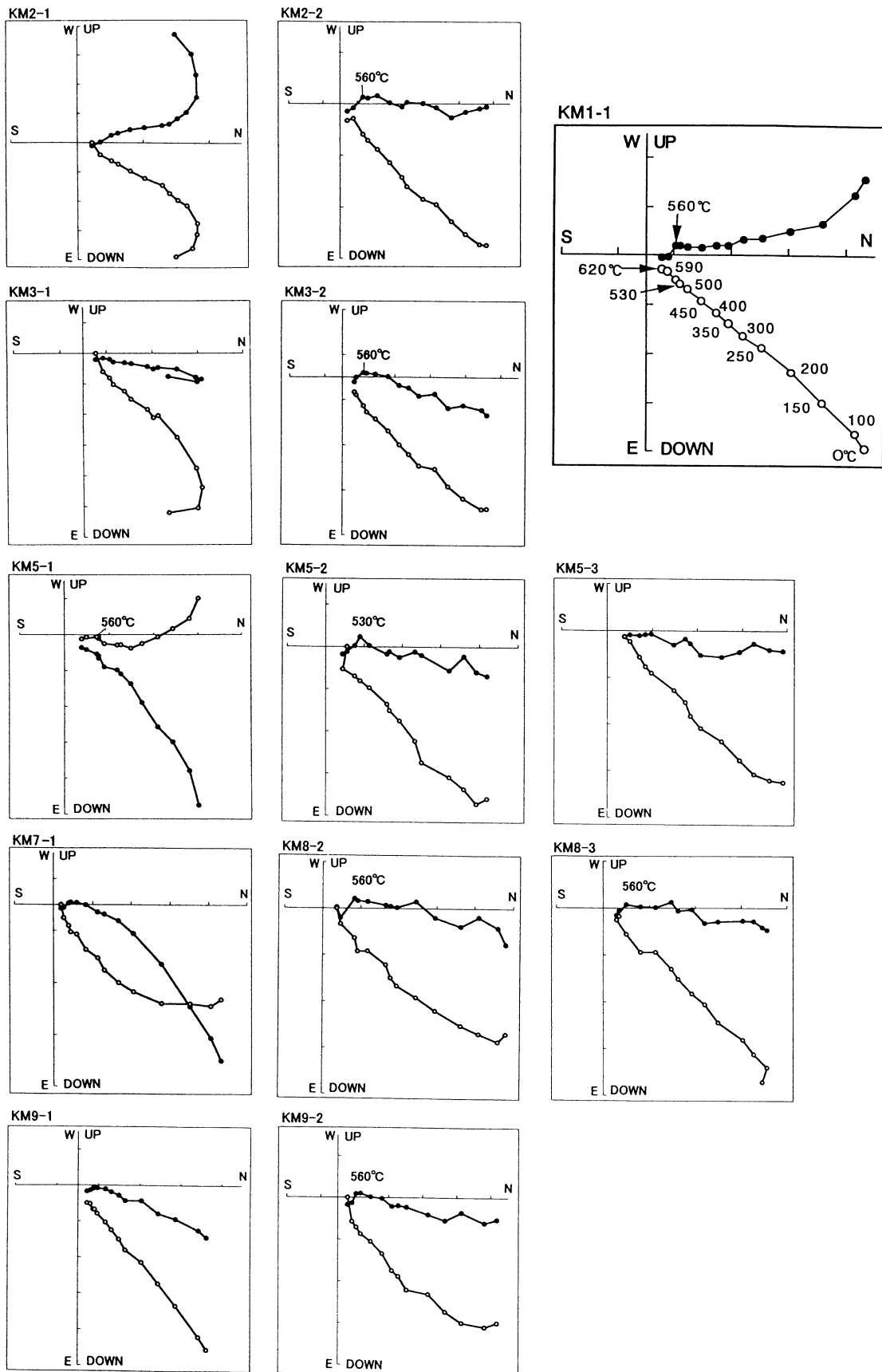
炭化木片のH(wt%), C(wt%), H/C原子比および見積もり温度を第2表に示す。サイトAのCKMB 1-1 A~Eは1個体であり、H/C原子比は0.408-0.355であり、Sawada et al. (2000)によるグループ1の実験式を用いた見積もり温度は507-545℃の範囲にある(第9図, 第2表)。CKMB 1-2~1-13は別々の個体である。それらのH/C原子比は0.438-0.371であり、グループ1の実験式を用いた見積もり温度は488-533℃の範囲にある。サイトBの炭化木片のH/C比は0.545-0.481の範囲にあり、見積もり温度は434-464℃の範囲にある。サイトCの炭化木片のH/C比は0.877-0.615, 見積もり温度は338-407℃である。サイトDでは炭化木片のH/C比は0.420-0.462, 見積もり温度は474-499℃である。

古地磁気学による定置温度見積もり

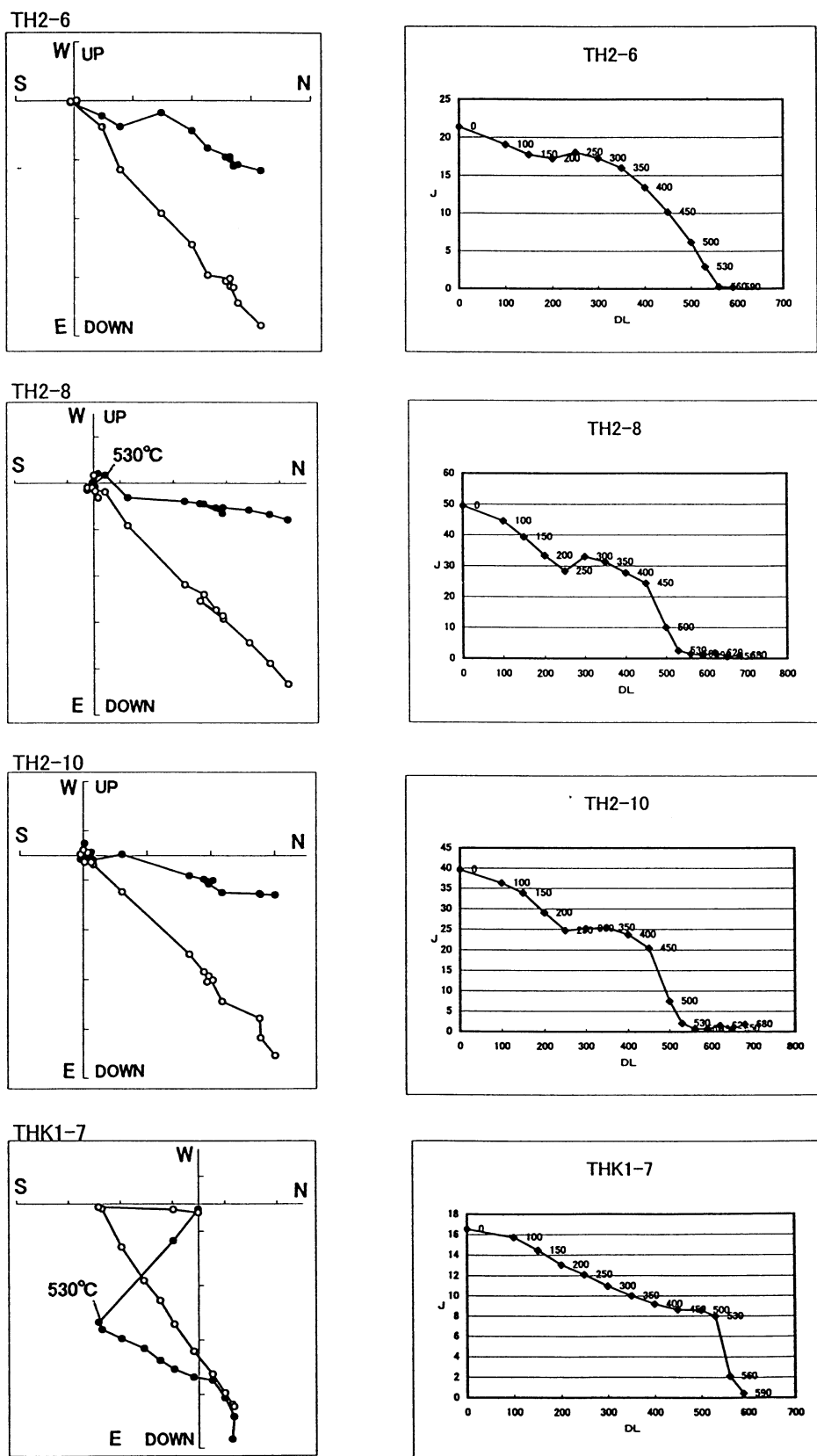
1. 本質または類質岩片(TH)

本質または類質岩片において残留磁化成分は、300℃ないし350℃以上の高温成分、350(300)-250℃の中温成分、それ以下の低温成分に分けられる。高温成分(350-560℃)は類似した磁化方位を示す(第11図)。このことは火砕流が定置した時に、少なくとも560℃に達する温度を保持していたということである。250-300℃の磁化強度の落ち込みは、室内人工磁場実験により、自己反転(Nagata et al., 1952; Ueda, 1958)が起こっているためであることが判った(沢田ほか, 1999)。低温成分は試料採取後に獲得したVRMと考えられる。

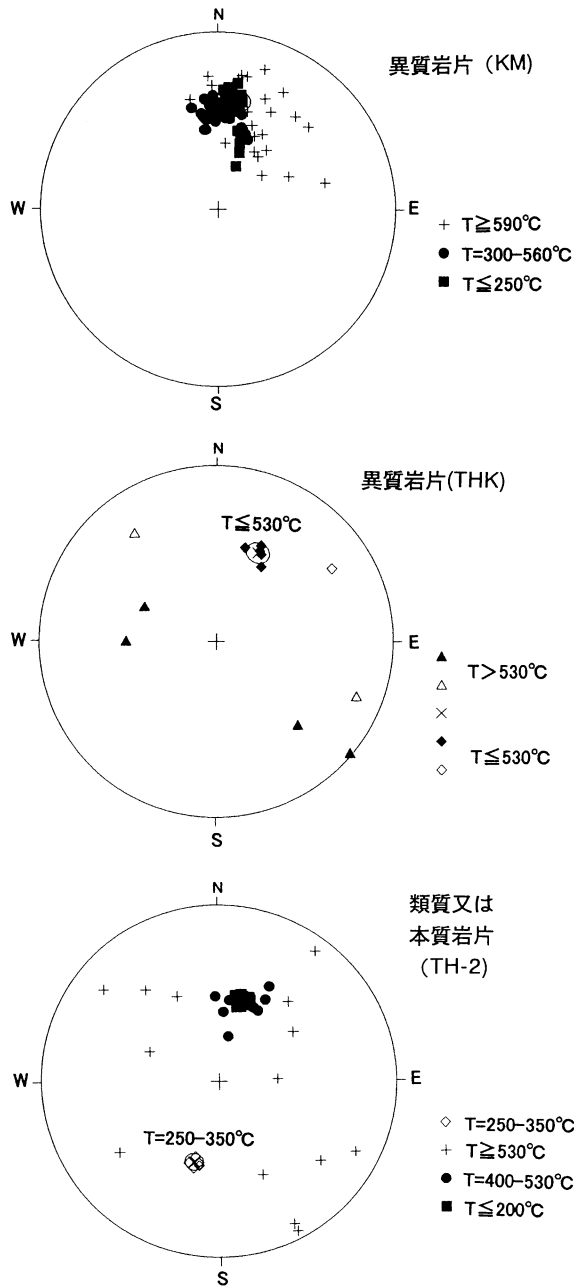
サイトAの異質岩片(KM)については、560℃以上の高温成分はこの岩片が火砕流に取り込まれる前に獲得していた磁化である。KM 2-2, 3-2, 5-2, 5-3, 7-1, 8-2, 8-3, 9-2は、岩片の中心部に当たる深さに位置し、磁化方向の主となる成分は、D=10.8°, I=38.1°, n=12, k=132.8, $\alpha 95=4.8^\circ$ と集中しており、本質または類質岩片の高温成分(350-560℃)とはほぼ同じ方向である。また、この方位は当時の地磁気方位(兵頭・峯本, 1996)とも矛盾しない。即ち、この成分は火砕流定置時に獲得した磁化であると考えられ、このことは、この岩片は火砕流により少なくとも560℃まで加熱されたと考えてよい。KM 1-1, KM 9-1と9-2を除く表面付近の試料の低温成分(200℃以下)の磁化は非常に不安定でばらばらしている。また、ベクトル投影図上では、減衰曲線はカーブを描いている。これはこれらの試料が表面近くにあるため、最終的に定置する前に動いている間に、冷却され獲得



第 10 図 サイト A における異質岩片 (KM) の段階熱消磁にともなう残留磁化変化のベクトル投影図。●印は水平面投影，○印は鉛直面投影を表す。



第11図 サイトBにおける本質または類質デイサイト岩片 (TH 2-6, 2-8, 2-10), および異質岩片 (THK 1-7) の段階熱消磁の結果. 残留磁化のベクトル投影図 (左側) と残留磁化強度の変化図 (右側). TH 2-8 のベクトル投影図において見られる 200-250°C の反転成分は, 磁化強度変化図でも反転成分の除去による合ベクトル強度の増加として 200-250°C にかけて見られる. TH 2-6, 2-10 は, ベクトル投影図では反転成分は分離されていないが, 200-250°C 付近のわずかな磁化強度減少が反転成分の存在を示唆している. THK 1-7 のベクトル投影図における 530°C 以上の磁化は異質岩片が初生的にもっていた磁化成分である.



第12図 分離した残留磁化成分方位のシュミットネット投影図。上図はサイトAの異質岩片(KM)中の高温成分と300-530℃の中温成分，および中温成分の平均(×)と95%信頼限界(α95)円を表す。中間の図はサイトBにおける異質岩片(THK)の各磁化成分と，400-530℃の磁化成分の平均(×)と95%信頼限界(α95)円を表す。各シンボルの黒潰しは下半球への投影，白抜きは上半球への投影を表す。サイトB(下図)における類質または本質岩片(TH-2)の250-350℃の成分(○)は自己反転成分である

したものと推定される。定置後に，地球磁場で磁化を獲得した中心部にはこの影響は認められない。また，岩片の周辺部でも中温(この場合，250-560℃)成分には当時の地磁気方位を現しているものもある。

サイトBの異質岩片(THK)は500℃までの成分は本質ま

第1表 サイトAの異質岩片(KM)およびBの異質岩片(THK)と類質または本質岩片(TH)の古地磁気測定結果。kは精密度パラメータ，α95は95%信頼度円の半径を示す。TKHとTHのデータはSawada et al.(2000)から引用。

サイト	試料番号	試料	温度(℃)	個数	偏角(°)	伏角(°)	k	α95(°)
A	KM	異質岩片	200-560	12	10.8	38.1	132.8	4.8
B	THK	異質岩片	100-500	6	21.2	46.4	57.4	8.9
B	TH-2	類質又は本質岩片	300-560	8	5.5	46.1	49.3	8.0

第2表 炭化木片のHとCの重量%，H/C原子比，およびSawada et al. (in press)の実験グループ1の式を用いた温度見積もり。炭化木片CKMBのデータはSawada et al.(2000)から引用。

Sample No.	H (wt%)	C (wt%)	H/C (atomic)	Temp (℃)
サイトA				
CKMB1-1A	2.32	72.1	0.383	524
CKMB1-1B	2.37	75.2	0.376	529
CKMB1-1C	2.12	71.1	0.355	545
CKMB1-1D	2.32	71.7	0.386	522
CKMB1-1E	2.40	70.1	0.408	507
CKMB1-2	2.45	71.2	0.409	506
CKMB1-3	2.37	69.4	0.407	507
CKMB1-6	2.07	66.7	0.371	533
CKMB1-8	2.30	64.0	0.428	494
CKMB1-10	2.53	68.8	0.438	488
CKMB1-11	2.11	63.0	0.399	512
CKMB1-13	1.30	40.9	0.377	528
		average	0.395	516
		STD-Dv	0.024	17

サイトB				
TH-2	2.90	72.0	0.481	464
MW-2	2.97	67.6	0.524	444
MW-3	3.30	72.1	0.545	434
MW-4	3.26	73.0	0.532	440
MW-5	3.17	74.4	0.508	451

サイトC				
KM-1Ar	5.30	74.6	0.847	344
KM-1Bm	5.46	74.2	0.877	338
KM-Cc	4.77	70.8	0.803	354
KM-2	4.54	71.1	0.761	364
KM-3r	4.41	66.4	0.791	357
KM-4C1	3.86	74.7	0.615	407
KM-4C4c	4.42	74.3	0.709	378
KM-4C4r	3.76	71.7	0.625	404

サイトD				
KMB00-1	2.33	66.1	0.420	499
KMB00-2	2.54	65.4	0.462	474
KD1-1	2.45	67.7	0.432	491

たは類質岩片の高温成分(350–560℃)とほぼ同じ方向である。この異質岩片は火砕流定置時には少なくとも500(ないし530℃)まで加熱されたと考えられる。530℃以上の高温成分は初生的にもっていた残留磁化と考えられる。

考 察

神原第Ⅱ遺跡における太平山火砕流堆積物の定置温度の見積もりは以下のようにまとめられる。

サイトA 大型異質岩片の熱消磁測定からは、岩片は少なくとも560℃までは加熱された。炭化木片のH/C原子比では、Sawada et al. (2000)の実験グループ1による計算式では507–545℃の見積もりがなされた。グループ2の計算式ではこの値よりもっと低温側に算出される。一方、古地磁気から求めた見積もり温度は反応速度とは無関係である。この値が炭化木片の値と類似していることは、この火砕流堆積物の冷却温度が早かったことを意味し、Sawada et al. (2000)のシュミレーションを参考にすると、100℃/日以上と考えてよい。

異質岩片の表面付近にあたるKM1–1, KM2–1, KM3–1, KM5–1, KM7–1のベクトル投影図において磁化方位が曲線を描くことは、多成分か、2成分でも消磁段階ごとに両成分とも、ある別な比率で消えていく場合が考えられる。また、二次磁化でも定置後は3700 yBP以降の地磁気の中で獲得するので、正極性磁場成分になる。これらのことは低温成分は定置後の酸化または風化によって新たに出来た磁性鉱物によるものという解釈にとって不利である。結論的に言えば次のような解釈が妥当である。すなわち、急速に加熱され、その後、徐冷過程で560℃に達する中温成分の磁化を獲得した。その後、内部はまだ高温の状態であったが、表面付近は急速に冷却していくが、その際、岩片が移動すること、表面付近の場所によって冷却過程が異なった(例えば地下水の影響で早く冷えるところもあるなど)のために、低温成分は場所によって異なった多成分の磁化を得た。

サイトB 異質岩片の熱消磁測定からはそれらは少なくとも500℃までは加熱された。一方、炭化木片のH/C原子比では、実験グループ1による計算式では434–464℃の見積もりがなされた。

サイトC サイトCにみられる横倒しの大きな炭化木の見積もり温度は338–407℃とレンジが大きく、また他のものに比べより低温である。

サイトD 炭化木片のH/C原子比では、実験グループ1による計算式では474–499℃の見積もりがなされた。

火砕流に取り込まれた異質岩片と炭化木片は類似した熱履歴を辿る。即ち、火砕流に取り込まれる前は常温であり、取り込まれた後は急速に加熱される。もちろん厳密には木片の反応熱や岩片との比熱の違いなど多くの問題はあがるが、第1近似としては良いと考える。もう一つ、ここで注意をしなければならぬ問題は、炭化木片が果たして火砕流に取り込まれた後に炭化したのかどうかである。逆に言うと森林火災によって炭化していないかどうかである。Sawada et al. (2000)

は火砕流堆積物中の*in situ*の炭化木片の判定としていくつかの現象をあげている。即ち、(1)炭化木片からのgas segregation pipeがある。(2)木片の表面が滑らかである。一般に空気に触れて燃えて炭化した場合、表面にクラックが入る。焚火の後の木と木炭の表面とを比較したら明瞭な違いがわかる。(3)木の皮が付着している。(4)木片の周囲(特に上方)の堆積物に変色域が見られる。ここで扱った炭化木片は上記の(1)–(4)のいずれかの判定基準を満たしている(例えば第9C図)。特にサイトAにおいて、古地磁気学と炭化木片のH/C比から求められた見積もり温度が調和的であることは、火砕流堆積物の冷却速度が早かったことを示している。なぜならば、H/C比は温度の保持時間が長くなればなるほど、小さくなり、すなわち見積もり温度はより高温側にシフトするからである。

サイトごとに幾分見積もり温度が異なるのは、火砕流堆積物がどこに定置するのかによって定置後の温度履歴が異なっていることを反映しているものと考えられる。

サイトAとCにおける太平山火砕流堆積物の定置温度は、Aが560℃に達し、Bは500℃までで、わずかに異なるが、いずれにしても給源の太平山から直線距離にして5.5 kmも離れている地点で、火砕流本体の温度が500℃を越えていることは驚くべきことである。本体周囲のガスまたは希薄な火山灰(雰囲気)温度やプラストも考えると火砕流の影響はもっと広範囲に及ぶものであったことは容易に予想される。

おわりに

世界の約5億人の人々が火山災害の直接の被害を被る場所に住んでいると言われている。間接的な被害、例えば火山体崩壊や爆発による津波被害、あるいは空中に漂う火山灰やエアロゾルによる環境への影響などを考えると人的・物的被害ははかり知れないものがある。このような甚大な被害を及ぼす火山災害に対する対応は我々が担わなくてはならない重要な課題の一つと言える。「はじめに」でも述べたように火砕流の温度は重要な物理的パラメータであるにもかかわらず、見積もりが困難なことも多い。過去の火山活動における火砕流の温度見積もりは唯一堆積物の定置温度においてのみ可能である。今回我々は古地磁気的手法と炭化木片のH/C比から温度を見積もった。これらに反応速度論的検討を加えるならば、火砕流堆積物の温度保持時間の推定も可能である。

三瓶山デイサイトの古地磁気研究の副産物として自己反転磁性鉱物(ヘモイルメナイト)が発見された。この自己反転磁性鉱物は三瓶山デイサイトには普遍的に産出されるのみならず、大山の笹ヶ平火砕流堆積物中からも発見された(沢田ほか, 1999)。ヘモイルメナイトのキュリー温度は300℃前後であるので、磁鉄鉱と組み合わせることによって、火砕流堆積物の定置温度がさらに詳しく推定される。このことは火砕流の発生機構、流下機構を考える上で重要な基礎資料となるであろう。

ここで扱った太平山火砕流は規模としてはさして大きなものではない。地震の強度と発生頻度との関係と同じで、規模

の小さいものは発生頻度としては高くなる。志津見周辺の神戸川に沿って遺跡群があり、縄文遺跡を直接覆って太平山火砕流堆積物がみられ、それらは神戸川に沿って点在している(松井, 1998; 島根県教育委員会, 2000)。これらは給源の太平山から直線距離でも 5.5 km 以上も離れている。おそらくは神戸川に達した火砕流が、川に沿って流下したものであろう。この火砕流堆積物中には多量の炭化木片があることから、当時は川沿いにうっそうとした森林があり、縄文人が住んでいた。それを火砕流が襲ったに違いない。果たして彼らは被害を受けたのか? 住居は間違いなく被害を受けたであろう。人的被害はどうであったか? 火砕流の知識がなかったであろうから直接的な人的被害を受けた可能性はある。しかし、彼らは現代人と違い、感性(あるいは動物の勘)が優れており、無事、逃げおおせたかもしれない。しかし、逃げ遅れた縄文人が火砕流堆積物中に埋もれ、燃え尽きたが、空洞として残されている可能性もある。浅間山天明3年(1783年)の噴火の際、鎌原火砕流(熱泥流)によって埋もれた折り重なった2体の遺体が鎌原観音堂の石段から発掘された(浅間山麓埋没村落総合調査会・東京新聞編集局特別報道部, 1980)。ボンベイ遺跡における人型のように、3700年前の悲劇の痕跡が神戸川沿いの縄文遺跡直上の太平山火砕流堆積物中に残されている可能性はある。

この一文は徳岡隆夫先生の退官記念特集号に寄せたものである。先生はご存じのように京都大学在職中は主に固い堆積岩を対象として日本内外でご活躍された。島根大学に赴任してからは中・古生界とともに、第四紀の未固結堆積物、果ては水に至るまでを対象として、研究のみならず地元住民の生活の場をいかに守り、発展させていくかという観点で精力的に活躍されている。地質学研究で培われた地球史のかつグローバルな観点を完新世まで導入され多大な成果をあげられた。言うまでもなく第四紀、特に完新世は我々の生活に直接的な影響をもつ時代である。島根大学において学部、学科の改組に伴い、地球資源環境学科の講座の一つとして「自然災害講座」が新設された。自然災害対策に対しては我々はその責任の一端を担う必要があるが、完新世後期に発生した三瓶山太平山火砕流に関するこの一文が、同様な規模や岩質をもつ活火山における火山災害予測図の作成に当たって、少しでも貢献出来れば幸いである。

謝 辞

島根県教育庁埋蔵文化財調査センターの鳥谷芳雄氏、田原篤氏、角田徳幸氏には神原第Ⅱ遺跡についてご教示いただいた。松井整司氏、福岡孝氏には三瓶山の地質についてご教示いただいた。麻原慶憲氏のコンパイルした地質図を使用させていただいた。古地磁気測定に当たっては神戸大学理学部地球惑星科学教室の皆様にお世話になり、乙藤洋一郎教授には古地磁気についてご教示いただいた。また同教室の佐藤博明教授、鎌田桂子助教授、草野高志氏、島根大学総合理工学部地球資源環境学教室の中山勝博助教授には火砕流についてご討論を頂いた。日本地質調査所の三村弘二博士には炭化木

片を用いた温度見積もりに関する論文を紹介していただいた。京都市消防局の杉井完治氏には炭化木片の産状についてご教示頂いた。Barry Roser 博士には英文要旨のご指導をいただいた。以上の方々にお礼を申します。この研究の一部は文部省科学研究費「爆発的噴火をする/しない珪長質マグマの比較研究(代表: 沢田順弘)」を使用している。

参 考 文 献

- Aramaki, S. and Akimoto, S., 1957, Temperature estimation of pyroclastic deposits by natural remanent magnetism. *Amer. Jour. Sci.*, **255**, 619-627.
- 浅間山麓埋没村落総合調査会・東京新聞編集局特別報道部, 1980, 婦恋・日本のボンベイ. 東京新聞出版局, 183 p.
- Bardot, L., 2000, Emplacement temperature determinations of proximal pyroclastic depositson, Santorini, Greece, and their implications. *Bull. Volcanol.*, **61**, 450-467.
- Blong, R.J., 1984, Volcanic hazards. Academic Press Australia, 424 p.
- Calder, E.S., Cole, P.D., Dade, W.B., Druitt, T.H., Hoblitt, R., Huppaert, H. E., Ritchie, L., Spark, R.S.J. and Young, S.R., 1999, Mobility of pyroclastic flows and surges at the Soufriere Hills, Montserrat. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 537-540.
- Clement, B.M., Connor, C.B. and Graper, G., 1993, Paleomagnetic estimate of the emplacement temperature of the long-runout Nevado de Colima volcanic debris avalanche deposit, Mexico. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **120**, 499-510.
- Cole, P.D., Calder, E.S., Druitt, T.H., Hoblitt, R., Robertson, R., Spark, R.S. J. and Young, S.R., 1998, Pyroclastic flows generated by gravitational instability of the 1996-97 lava dome of Soufriere Hills Volcano, Montserrat. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3425-3428.
- Correia, M., Maury, R. and Arai, F., 1974, Carbonisation temperatures measured, by reflectance of fossilized wood in volcanic formations. *Bull. Centre Rech. Pau - SNPA*, **8**, 527-536. (in French with English abstract)
- Hoblitt, R. P. and Kellogg, K. S., 1979, Emplacement temperatures of unsorted and unstratified deposits of volcanic rock debris as determined by paleomagnetic techniques. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **90**, 633-642.
- 服部 仁・鹿野和彦・鈴木隆介・横山勝三・松浦浩久・佐藤博之, 1983, 三瓶山地域の地質. 地域地質調査報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 168 p.
- Heller, S., Carracedo, J. C. and Soler, V., 1986, Reversed magnetization in pyroclastics from the 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia. *Nature*, **324**, 241-242.
- 林正久・三浦清, 1987, 三瓶火山のテフラの層序とその区分. 山陰地域研究(自然環境), **3**, 43-66
- 兵頭政幸・峯本須美代, 1996, 日本の湖沼堆積物から得られた地磁気永年変化とエクスカージョンによる年代測定. 第四紀研究, **35**, 125-133.
- Ishikawa, Y. and Syono, Y., 1962, Reverse thermo-remanent magnetism in the FeTiO₃-Fe₂O₃ system. *Jour. Physical Soc. Japan.*, **17**, 714-718.
- Kent, D. V., Ninkovich, D., Pescatore, T. and Sparks, R. J., 1981, Palaeomagnetic determination of emplacement temperature of Vesuvius AD 79 pyroclastic deposits. *Nature*, **290**, 393-396.
- 木村純一・岡田昭明・中山勝博・梅田浩司・草野高志・麻原慶憲・館野満美子・檀原 徹, 1999, 大山および三瓶火山起源テフラのフィッシュトラック年代とその火山活動史における意義. 第四紀研究, **38**, 145-155.
- 草野高志・中山勝博, 1999, ブロックアンドアッシュフローの堆積過程(予察): 島根県三瓶火山の太平山火砕流堆積物の例. 火山, **44**, 143-156.
- 松井整司, 1998, 三瓶火山の噴出物とその年代. 志津見ダム建設予定地内埋蔵文化財発掘調査報告書5, 板谷Ⅱ遺跡, 建設省中国地方建設局・島根県教育委員会, 127-136.
- 松井整司・井上多津男, 1971, 三瓶火山の噴出物と層序. 地球科学, **25**, 147-163.
- Maury, R., 1971, Application de la spectrometrie infra-rouge a l'etude des bois fossilises dans les formations volcaniques. *Bull. Soc. geol. France*

- (7), 13, 532-538. (in French.)
- Maury, R., Arai, F., Mimura, K., Hayatsu, K. and Kobayashi, K., 1973, Estimation des températures de mise en place de brèches pyroclastiques du Japon d'après l'étude de leurs bois carbonisés. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 277, 1621-1624. (in French)
- McClelland, E. A. and Druitt, T. H., 1989, Palaeomagnetic estimates of emplacement temperatures of pyroclastic deposits on Santorini, Greece. *Bull. Volcanol.*, 51, 16-27.
- 三村弘二・小林国夫・Maury, R., 1975, 黒富士火砕流中の炭化埋木と‘煙の化石’. 火山第2集, 79-86
- 三宅康幸・大野希一・竹村知加子, 1992, 雲仙火山1991年6月8日と9月15日の火砕流堆積物の産状とその温度. 日本火山学会講演予稿集
- Nagata, T., Uyeda, S. and Akimoto, S., 1952, Reverse thermoremanent magnetization of igneous rocks. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, 4, 22-38.
- 坂川幸裕, 1997, 炭化木片を用いた火砕流堆積物の温度見積もり: 実験からのアプローチとその応用. 島根大学理学部卒業論文, 27 p. (手記)
- 沢田順弘・兵頭政幸・福江美智子・麻原慶憲・樫根知夏子・館野満美子, 1999, 三瓶山と大山から発見された自己反転熱残留磁化鉱物. 日本火山学会講演予稿集
- 沢田順弘・中村唯史・樫根知夏子・三瓶良和・佐藤仁志, 2000, 三瓶小豆原埋没林に刻まれた火砕流の記録. 島根大学地球資源環境学研究報告, 19, 17-26.
- Sawada, Y., Sampei, Y., Hyodo, M., Yagami, T. and Fukue, M., 2000, Estimation of emplacement temperature of pyroclastic flows using H/C ratios of carbonized wood. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.* 104, 1-20.
- 島根県教育委員会, 2000, 神原第I遺跡, 神原第II遺跡. 志津見ダム建設予定地内埋蔵文化財発掘調査報告書, 8, 160 p+写真図版.
- Suzuki-Kamata, K., Sangen, K., Kamata, H., Taniguchi, H. and Nakada, S., 1992, Installation of penetrator-type thermometers and blastmeters for detecting pyroclastic surges during eruptions of Unzen Volcano, Kyushu. *Japan. Jour. Natural Disaster*, 14, 1-8.
- 谷口宏光・荒牧重雄・鎌田桂子・馬越孝道・中田節也, 1996, 火砕流温度と火山災害. 防災と伝熱, 35, 11-20.
- Ueda, S., 1958, Thermoremanent magnetism as a medium of paleomagnetism, with special reference to reverse thermoremanent magnetism. *Japan Jour. Geophys.*, 2, 1-123.
- Wright, J. V., 1978, Remanent magnetism of poorly sorted deposits from the Minoan eruption of Santorini. *Bull. Volcanol.* 41-2, 131-135.
- 山本晴彦・鈴木義則・早川誠而, 1993, 赤外放射温度計による雲仙普賢岳の斜面高温域の遠隔検出. 自然災害科学, 12, 151-158.
- Zlotnicki, J., Pozzi, J. P., Boudon, G. and Moreau, M. G., 1984, A new method for the determination of the setting temperature of pyroclastic deposits (example Guadeloupe: French West Indies). *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 21, 297-312.

(受付: 2000年11月15日, 受理: 2000年12月1日)