

筑紫平野における後期更新世の古環境

下山, 正一
九州大学理学部

松本, 直久
九州大学理学部

黒田, 登美雄
琉球大学教養部

竹村, 恵二
京都大学理学部

他

<https://doi.org/10.15017/4494723>

出版情報：九州大学理学部研究報告．地球惑星科学．19（1），pp.53-79，1995-12-27．九州大学理学部
バージョン：
権利関係：

筑紫平野における後期更新世の古環境

下山正一・松本直久・黒田登美雄¹⁾・竹村恵二²⁾・浜本礼子・
溝田智俊³⁾・ケヴィン フォーレ⁴⁾・西田民雄⁵⁾

Paleoenvironment of the Late Pleistocene
in the Chikushi Plain, West Japan

Shoichi SHIMOYAMA, Naohisa MATSUMOTO, Tomio KURODA¹⁾,
Keiji TAKEMURA²⁾, Reiko HAMAMOTO, Chitoshi MIZOTA³⁾,
Kevin FAURE⁴⁾ and Tamio NISHIDA⁵⁾

Abstract

The Late Pleistocene Series in the Chikushi Plain consists of the Nakabaru Formation, Takagise Formation, Aso-3 and Aso-4 Pyroclastic Deposits and Mitagawa Formation. In order to clarify the tephra stratigraphy, the changes in paleo-environments and the origin of fine-grained soil on the Lower Terrace, geological survey and analyses of pollen, tephra, isotopic ratios of strontium and oxygen were carried out.

The results obtained are summarized as follows:

1. The Takagise Formation is marine deposit formed at the maximum high-stand period of sea-level during the Last Interglacial Epoch (5e of the oxygen isotopic stage) and is correlated to the level between Aso-3 and Aso-4.
2. Pollen analysis shows prevailing of a sub-boreal forest in the Chikushi Plain when the Aso-4 Tephra were erupted at Mt. Aso and indicates that it was already in the Last Glacial Epoch. Remarkable changes in the vegetation on and under the Aso-4 Deposits strongly indicate the destruction of the forest by the Aso-4.
3. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of fine-grained quartz and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of soil samples show that they resemble particles in mud-rain deposits in northern Kyushu. The fine soil materials are derived from aeolian dusts from the Asian continent. Aeolian dusts are also included in the fine part of the ancient forest soil on both overlying and underlying the Aso-4 Pyroclastic Deposits.
4. Volcanic glass particles of AT and K-Ah are identified in size-interval between 63 and 125 μm separated from the fine soil materials. The rate of deposition of the fine-grained soil was 0.052 m/1000 years. The formation of the main part of the fine-grained soil occurred during the past 40,000 years.
5. Lack of the soil materials older than about 41,000y. B. P. on the gentle slope and fluvial terrace in north Kyushu indicates that the a catastrophic flow of the Aso-4 pyroclastics exerted

平成7年9月29日受付, 平成7年10月11日受理.

¹⁾ 琉球大学教養部 Division of General Education, University of the Ryukyus

²⁾ 京都大学理学部 Faculty of Science, Kyoto University

³⁾ 岩手大学農学部 Faculty of Agriculture, Iwate University

⁴⁾ 通産省工業技術院地質調査所地殻化学部 Department of Geochemistry, Geological Survey of Japan

⁵⁾ 佐賀大学教育学部 Faculty of Education, Saga University

erosion intense enough for destruction of forests and for scraping soils and beds from the gentle slope and the top of the terrace.

I. はじめに

氷河性海面変動は平野の堆積基準面を大きく変化させるため、平野の形成に大きく関わっている。筑紫平野の地下には海水準変動の各段階に対応して形成された地層群が存在している。また筑紫平野の地下には阿蘇-4火砕流堆積物（以下阿蘇-4テフラと呼ぶ）をはじめ多くの火山灰層が存在する。地下での軽石質火山灰の分布は福田・砥川（1970）によって知られていたが、大島（1977）および杉谷（1984）はこの軽石質火山灰を八女粘土層（郷原ほか、1964）に対比した。最近、九州の阿蘇-4テフラ（Aso-4）以外の広域標準テフラも相次いで発見されるようになった（下山ほか、1994b）。これらは、阿多-鳥浜テフラ（Ata-Th）、阿蘇-3テフラ（Aso-3）、阿多テフラ（Ata）、始良Tnテフラ（AT）、鬼界-アカホヤテフラ（K-Ah）である。これらのテフラのうち、Aso-3およびAso-4が火砕流堆積物である。

上峰町八藤遺跡では、1993年5月に阿蘇-4テフラの中から樹幹直径120cmの巨木を含む焼け焦げた樹木が多数出土し、阿蘇-4火砕流による自然災害の記録として話題となったことがある。この時に筆者らのうち下山、西田を含む調査委員会が組織され、地質、テフラ、古植生、樹木の検討がなされた。この時の調査結果は、後に報告書にまとめられた（上峰町教育委員会、1994、下山ほか、1994a）。しかし、地質に関して言えば、頁数が制限されたため十分な成果報告がなされなかった。今回、筑紫平野の後期更新世の古環境をまとめるにあたり、地下地質に加えて上峰町八藤遺跡の古環境情報を再度吟味し、その後得られた新たな情報を加えた。特に、低位段丘と中位段丘を構成する土層断面から得られた試料を使って、花粉分析・火山灰分析・土壌分析をおこなった。

本稿では、地層とテフラの関係に基づき、筑紫平野における後期更新世の最終間氷期と最終氷期の古環境を考察する。特に、最終間氷期の最大海進期の海成層の分布とテフラ層序との関係、最終氷期の始まり、阿蘇-4火砕流による植生破壊の有無、低位段丘の形成時期と低位段丘面上の厚い土壌層（いわゆる、ローム層）の起源について考察した。

II. 地質調査

地層群の層序関係を明らかにするため、筑紫平野の後期更新世のうち、地表に露出している部分については地質踏査を行い、直接観察できない地下の地層についてはボーリング資料に基づいて検討を行った。最終間氷期の最大海進期の海成層の分布と、テフラ層序の関係を調べるためには2本の約200mのオールコア試料を用いて検討した。これらのボーリングは佐賀県有明町牛屋および福富町役場で実施されたもので、これらをそれぞれ牛屋コア、福富コアと呼ぶ（第1図）。上峰町八藤遺跡では、後期更新世の古環境をまとめるにあたり、遺跡周辺の地質、特に、低位段丘と中位段丘を構成する土層断面の層序を検討した。

III. 分析方法

1. 火山ガラスの含有率と屈折率の測定方法

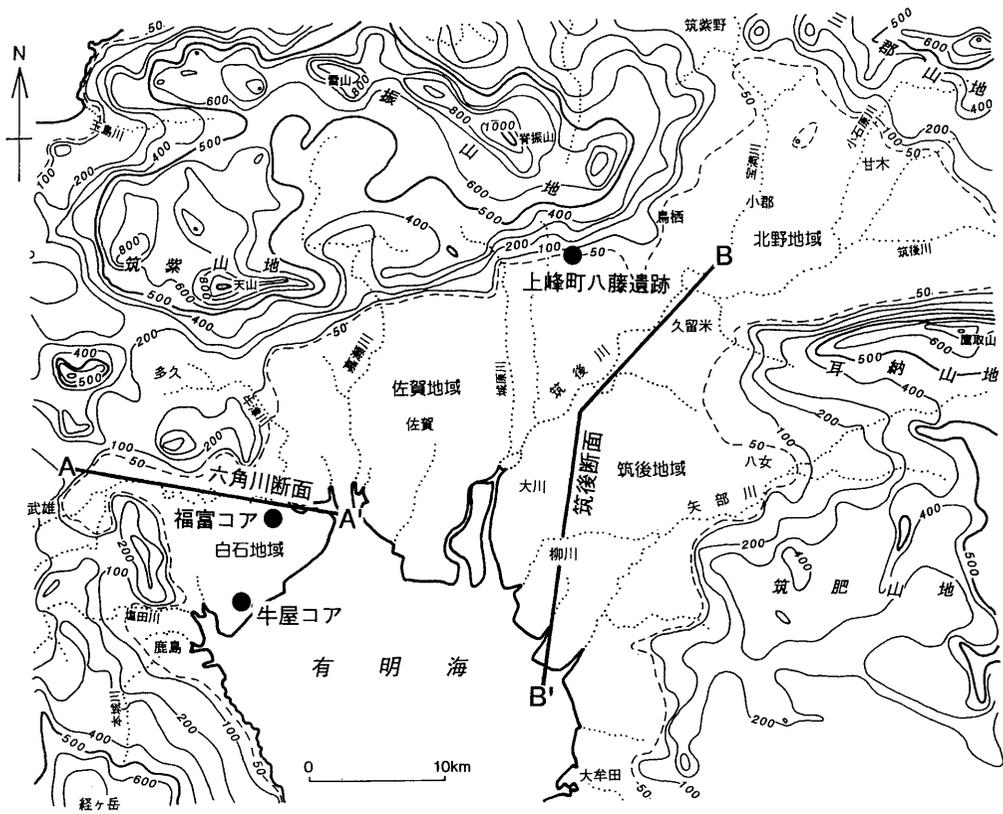
乾燥試料を秤量したのち、洗浄し、250, 125, 63 μ mのふるいを用いて順次篩別し、各画分を乾燥後秤量した。次に、125~63 μ mサイズの粒子を超音波洗浄機を用いて洗浄し、再び乾燥した。このような前処理で調整された125~63 μ mサイズの粒子を火山ガラスの屈折率測定用の試料とした。屈折率の測定に先立って、封入剤（光硬化剤）を用いてこの試料の一部をスライドガラスに封入し、岩石薄片を作成した。

薄片を偏光顕微鏡で観察し、火山ガラス・重鉍物・軽鉍物・その他を識別し、特に火山ガラスの形態的特徴と重鉍物の組成を記録した。火山ガラス含有量を求めるため、検鏡結果に基づき、カウントされた全粒子に占める火山ガラスの粒子個数百分率を計算した。

一方、火山ガラスの屈折率測定は（株）京都フィッシュン・トラック社製の温度変化型屈折率測定装置（RIMS86）を用いて行った。

2. 花粉分析

古植生および古気候を判断するために、地層中の花粉分析を行った。花粉化石の抽出には、KOH-ZnCl₂-アセトリシス法を用いた。花粉・胞子の同定に際しては、300倍または600倍で検鏡し、一試料につき、木本花粉の合計が200粒以上になるまで同定した。花粉分析結果は、木本花粉を基数として、花粉・胞子の種類ごとに百分率で示し、また、主要花粉については花粉ダイヤ



第1図 筑紫平野の地形の概観と地質断面線の位置

グラムに表示した。

3. 細粒土層の同位体分析

上峰町八藤遺跡の細粒土層について、Sr 同位体比と酸素同位体比を測定した。

1) Sr 同位体比の測定

No. 10はそのまま、L-5とM-4、それに基盤の花崗岩風化物は大きな石英粒子や細礫をピンセットで取り除いた後、めのう乳鉢で軽く摺り、#60のふるいに通して細かなものについて再度めのう乳鉢で軽く摺ったものを試料とした。そのうち約100mgを白金のつぼ中で強熱し、炭質物を除去した後、 ^{84}Sr スパイクを加え、 HNO_3 -HF混液により溶解し、バリウム共沈法によりSrを沈澱濃縮する。次に、希塩酸に再溶解した後、陽イオン交換カラムを通してSrを分離し、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の測定およびSrの定量に供した。

Sr 同位体比の測定は九州大学理学部地球惑星科学教室のJEOL JMS-05RB (single collector) 質量分析計により、Ta-Re-三重フィラメントで行った。試料の

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ として基準化した。土壤試料測定期間中のEimer and Amend標準試料 SrCO_3 の測定値は $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70803\pm 6(1\sigma)$ である。

2) 細粒画分の石英粒子の酸素同位体比

風乾細土5.00gを35%の H_2O_2 および6N HClによって煮沸処理し、さらに $1\mu\text{m}$ 以下の粒子を遠心分離によって繰り返し除去した。よく分散した懸濁液から沈定法により、 $1\sim 10\mu\text{m}$ 画分を分離、乾燥秤量した。200mgをピロ硫酸ナトリウムと共に溶融し、ついで3日間30%ケイフッ化水素酸と反応させ、粘土鉱物や長石類を溶解・除去し、純粋な石英を単離した。単離された石英を五フッ化臭素雰囲気下でレーザー加熱する方法で生成した酸素を CO_2 に変換した後、地質調査所の質量分析計MAT261により $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比を求めた。石英の酸素同位体比は標準平均海水(SMOW)に対する千分率変異‰で示され、酸素抽出から $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比の測定に至るまでの全操作過程での測定精度は $\pm 0.1\text{‰}$ である。なお、全ての試料石英の酸素同位体組成は、同時に測定した標準石英(NBS-28, $\delta^{18}\text{O} =$

+9.34%) に対して基準化した。

層にそれぞれ対比される。

IV. 地質調査結果

A. 後期更新統の層序

筑紫平野の地表に露出する更新統の分布範囲はごく狭い。これらは高位段丘、中位段丘および低位段丘の3つから構成されている。各段丘構成層は、古い方から、高位段丘が立石層、中位段丘が中原層と阿蘇-4テフラ、低位段丘が三田川層にそれぞれ対比されている(第1表)。一方、平野の地下では更新統が広く分布している。第2図の地質断面図で説明すると、地下更新統は牛屋層、川副層、中原層、高木瀬層、阿蘇-4テフラ(Aso-4)、三田川層の6つに区分されており(第1表)、それらは第三紀堆積岩と火成岩の基盤の上に載っている(下山ほか, 1994b)。これらの更新統のうち、前期更新統は牛屋層、中期更新統は川副層、後期更新統は中原層、高木瀬層、阿蘇-4テフラ、三田川

1. 牛屋コアの後期更新統-第四紀層の基本層序-

佐賀県杵島郡有明町牛屋の有明東小学校校庭において掘削されたボーリングから全長202mのオールコアが得られた(位置は第1図参照)。このコアは軟弱な粘土層、砂層、テフラ、砂礫層、貝殻質層等からなり、-41m~-123mに火山岩礫からなる優勢な礫層が発達するのが特徴である。これらの堆積物を下山ほか(1994b)の地層区分に基づいて下位から牛屋層、川副層、阿蘇-3テフラ、高木瀬層、中原層、阿蘇-4テフラ、三田川層、蓮池層下部、有明粘土層の9層に分けた(第3図)。

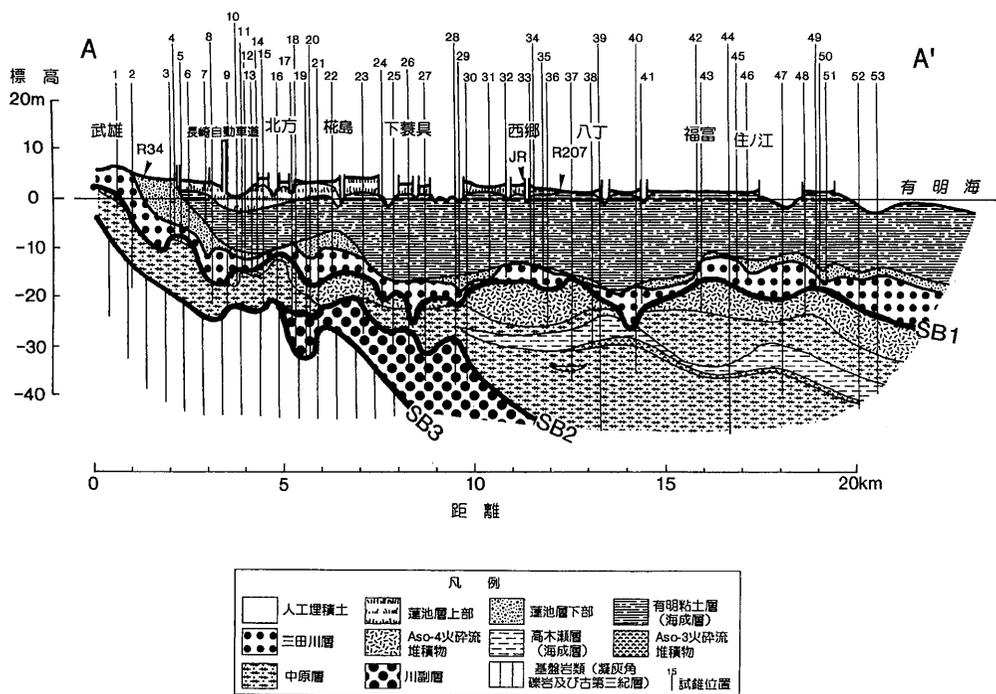
a. 牛屋層(下山ほか, 1994b) (GL-147~-202m)

岩相は全体に細粒な凝灰質の粘土および細粒砂の互層である。粘土は暗青緑色、茶褐色、乳灰色など様々な色を呈する。それらは氾濫原からデルタまでの堆積

第1表 筑紫平野の第四系層序表(下山ほか, 1994b)

時代	テフラ層 (v.B.P.)	有明海周辺地域 ¹⁾		佐賀平野 ²⁾	Saga-Chikugo Plain ³⁾	有明海北岸低地 ⁴⁾	
		地下地質	表層地質	地下地質		地下地質	表層地質
完 新 世	K-Ah (6300)	有明粘土層	黒色土	A層	F UC US MC Ariake clay F.	有明粘土層	蓮池層上部
	10000 AT (22000)	島原海湾層	褐色ローム層 低位段丘礫層	B層	SUG SM SLG Simabara- kaiwan F. P S		蓮池層下部 三田川層
更 新 世	Aso-4 (85000)	八女粘土層		C層	"Aso-4"	阿蘇-4火砕流堆積物	
	Aso-3 (120000)	未 区 分 洪 積 層	中位段丘礫層	D層	DSa DSb DC DG (D)	高木瀬層	中原層上部 中原層下部
			吉田礫層	E層		川副層	立石層
				F層		牛屋層	

1)有明海研究グループ(1965), 2)福田(1969), 3)杉谷(1983), 4)下山ほか(1994)
テフラ層およびその年代値は町田・新井(1992)による



第2図 六角川に沿った第四紀地質断面図 (第1図のA-A'断面)
(下山ほか, 1994b)
SBは区分可能な3つのシーケンス境界。

物と考えられるが、火山灰や玄武岩細礫を多く含んでいる。この火山灰は大部分隣接する古期多良岳火山からの二次的供給物と考えられる。

b. 川副層(下山ほか, 1994b) (GL-40.90~-147m)

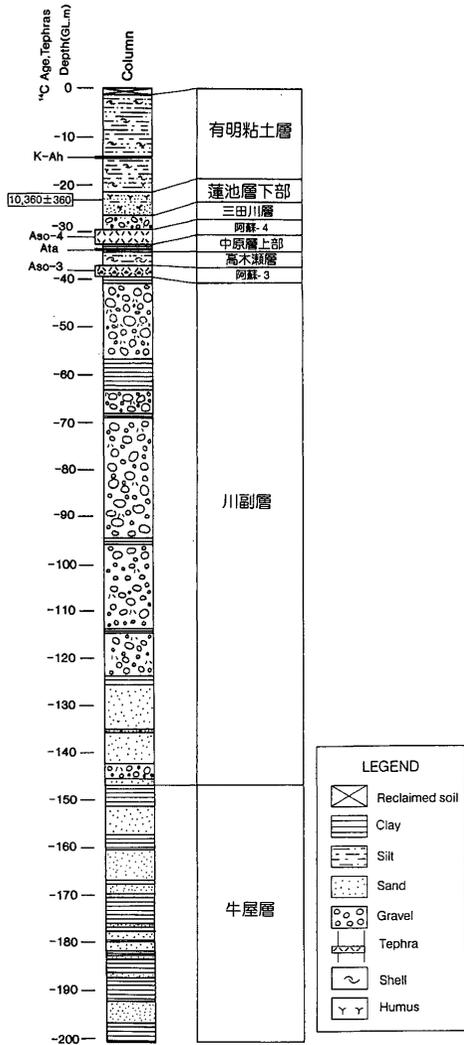
本層最上部は延長性の良い固結粘土が占めるが、全体に礫質である。粘土は続成の進んだ強固結状・強還元状態にあり、しばしば破断面をもつ。礫質部分は礫まじり砂層と粘土層の互層となる。GL-56.80~-63.20mには厚さ6.4mのかなり固結した青緑灰色粘土層があり、この粘土層を境に礫質部が上下に2分される。礫質部分はcobble~pebble主体の暗緑灰色砂礫層で、礫種は安山岩、玄武岩からなる。源岩が多良岳火山の溶岩と同じであること、多良岳火山の周辺の地下に広く分布することから、この砂礫層は地上の多良岳火山扇状地堆積物に連続するものとみられる。火山扇状地堆積物に挟まれたGL-56.80~-63.20mの固結粘土層は海生の珪藻と渦鞭毛藻シスト化石が産出するので海成粘性土層と考えられる。本層の砂礫部分は佐賀県では、主要な帯水層である。

c. 阿蘇-3テフラ (小野ほか, 1977) (-37.70~-40.90m)

岩相は全体として暗紫灰~黄灰色を呈する火山灰で、スコリア、火山ガラス、浮遊珪晶、岩片からなる火砕流堆積物である。最上部は土壌化しており、旧表土と考えられる。火山ガラスの屈折率は大きく2つのグループに分けられる。1.515を中心としたグループと1.539を中心としたグループで、岩相と火山ガラスの屈折率は阿蘇-3テフラ (Aso-3) の特徴 (町田・新井, 1992) に一致する。

d. 高木瀬層 (下山ほか, 1994b) (GL-35.75~-37.7m)

本層は青灰色のシルト・粘土を主体とし、貝殻片を混入する地層である。含有貝化石のほとんどがヌマコダキガイで占められていて、第4図の◎では密集状に産する。ヌマコダキガイは現在の有明海湾奥のカキ礁周辺の潮間帯泥底に群棲している。貝類化石の外、有孔虫、珪藻、渦鞭毛藻シストの各化石群集も得られているので、高木瀬層は明らかに内湾の真性海域で堆積した海成層である。



第3図 牛屋コアの土質柱状図 (下山ほか, 1994b)

e. 中原層 (下山ほか, 1994b) (GL-32.80~ -34.30m)

本層は青灰色の礫混じり粘土, シルトを主体とする非海成の地層である。河川堆積物からなり, 単層は横方向の延長性に乏しい。GL-34.30mに厚さ約1cmの黄白色火山灰薄層を挟んでいる。この火山灰は火山ガラスの屈折率から阿多テフラ (Ata) に対比される。

f. 阿蘇-4 テフラ (GL-29.60~ -32.80m)

本層は黄灰色~灰色を呈する輝石角閃石デイサイト質の軽石質火山灰を主体とする非溶結性の火砕流堆積物である。最上部はやや風化してローム状を呈するが下部は新鮮な暗灰色ガラス質火山灰である。角閃石,

第2表 高木瀬層の上下限の分布標高

貝殻が確認されたもののみを示した。試料の位置は第4図に示されている。↓印は下限不明のもの。

位置	分布標高 (m)	位置	分布標高 (m)	位置	分布標高 (m)
1	-34.0 -36.5	13	-29.1 -37.4	25	-35.0 -37.6
2	-29.0 -34.9	14	-19.8 -20.4	26	-27.7 -31.0
3	-24.5 -33.8	15	-20.6 -20.9	27	-20.7 -32.6
4	-25.0 -25.7 ↓	16	-17.4 -20.1	28	-21.0 -25.4
5	-29.8 -34.6	17	-18.1 -19.3	29	-22.8 -25.2
6	-30.6 -34.0	18	-20.1 -25.5	30	-20.9 -27.9 ↓
7	-22.7 -30.5	19	-26.4 -27.4	31	-41.6 -42.9
8	-24.2 -28.5	20	-33.0 -33.3	32	-45.0 -46.0
9	-26.5 -27.5	21	-22.8 -28.2	33	-24.0 -28.0
10	-26.2 -28.0	22	-25.5 -27.7 ↓	34	-27.5 -36.0
11	-35.0 -36.0	23	-25.5 -26.0 ↓		
12	-27.7 -31.9	24	-32.2 -40.4		

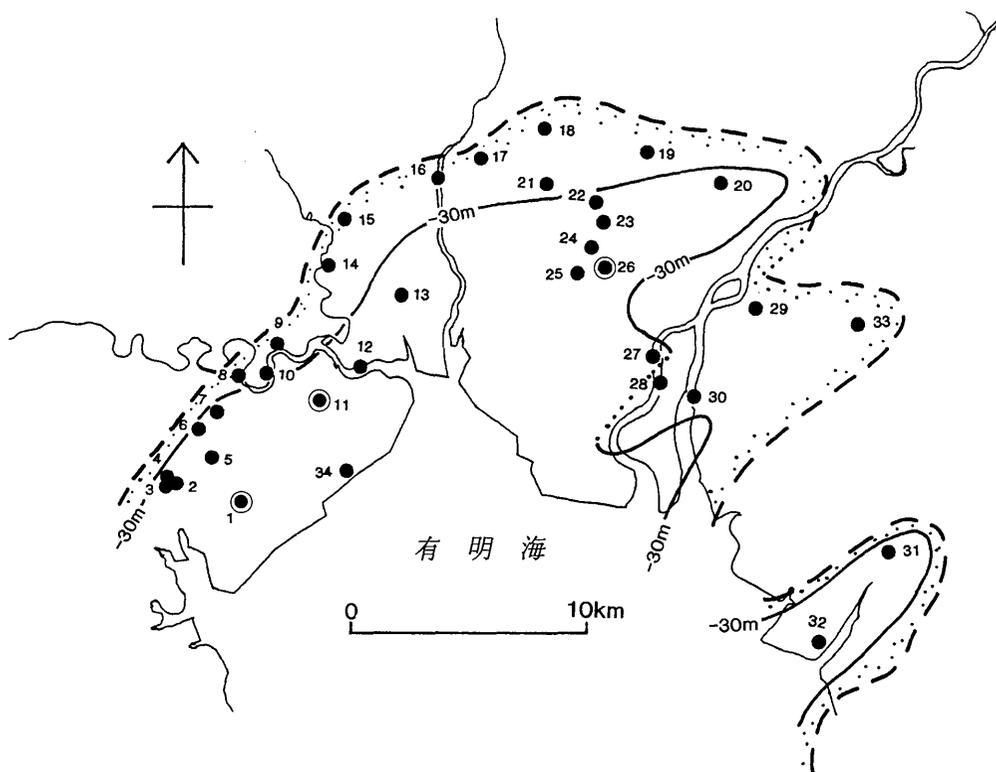
斜長石を多く含み, 火山ガラスの屈折率は1.507-1.511 (平均1.509) なので, 阿蘇-4 テフラ (Aso-4) と考えられる。

g. 三田川層 (下山ほか, 1994b) (GL-26.20~ -29.60m)

本層は暗灰色砂礫層からなり, 礫径は pebble を主体とし, 最下部に向かって cobble が多くなる。礫種は主に花崗岩, 石英, 結晶片岩や安山岩などからなる。

h. 蓮池層下部 (下山ほか, 1994b) (GL-20.60~ -26.20m)

クロスラミナの発達する暗灰色細粒砂とシルトの細互層からなる。最下部に礫混じりの薄い粗粒砂層が発



第4図 高木瀬層の存在が地下で確認される地点
破線は分布限界、実線は基底面のうち、-30mの等深度線、点線は分布の水平ずれの可能性
ある。

達する。全体に腐植の混入が認められ、特にGL-2 3.20~23.40mには腐植に富んだシルトが発達している。この有機物濃集部の ^{14}C 年代値は $10,360 \pm 370\text{y. BP}$ (NU-181)である。2つのボーリング地点の場所は旧干拓地で、有明粘土層で終わっているため蓮池層上部を欠いている。

i. 有明粘土層 (有明海研究グループ, 1965, 下山ほか, 1994b 再定義) (GL \pm 0.00~-20.60m)

本層は暗灰色貝殻混じりのシルト層を主体としている。GL-13.05mには厚さ2mmの黄灰色のガラス質火山灰が挟まれている。火山ガラスは色ガラスを含むパルウォール型で、その屈折率は1.507-1.517 (平均1.5107)であることから、アカホヤ火山灰 (K-Ah) に由来するものと考えられる。校庭の人工埋積土の下の本層最上部は、やや攪乱された酸化鉄の沈着層があり、褐色で緻密な表層皮膜が形成されている。

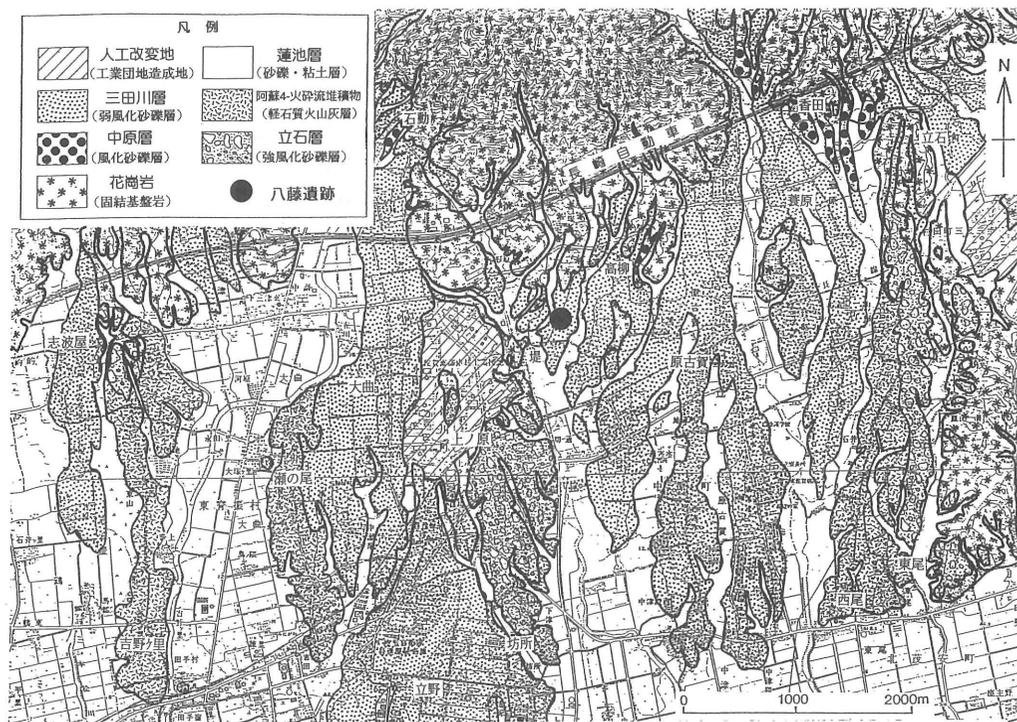
2. 筑紫平野表層に露出する第四紀層の層序

a. 立石層 (下山ほか, 1994b)

立石層は高位段丘を構成する地層で、鳥栖市立石から北茂安町東尾にかけて、三田川町上ノ原から上峰町坊所にかけてまとまった分布がある(第5図)。高位段丘はほとんど開析されていて平坦面がなく、瘦せ尾根地形を形成している。本層は変成岩や花崗岩、石英脈の亜円礫を含有する砂礫層である。石英脈以外の礫はかなり風化しており、「クサリ礫」(郷原ほか, 1964)と言われる状態である。礫層の基質や礫層上の細粒土壌層(赤色古土壌)は明らかに赤色土壌化を被っている。

b. 中原層 (下山ほか, 1994b)

中位段丘面構成層は礫層の上に軽石質火山灰層が載って2層からなる場合の他、軽石質火山灰層または砂礫層だけでできている場合がある。このうち、砂礫層だけで中位段丘面を構成する地層は中原層と呼ばれ、中原町香田の他、同町高柳、東背振村石動に小規模に



第5図 筑紫平野北部の上峰町周辺の第四紀地質図

分布する(第5図)。中原層は結晶片岩、花崗岩それに石英脈の亜円礫からなる砂礫層である。石英脈以外の礫は半ば風化し、「半クサリ礫」(郷原ほか, 1964)と言われる状態である。礫層の基質や礫層上の細粒土層(古土壤)は褐色で、赤色土壌化していない。

c. 阿蘇-4テフラ (Aso-4: 小野ほか, 1977)

本層は三田川町吉野ヶ里付近から東背振村瀬の尾および北茂安町西尾付近に分布して平坦面をなし、主に軽石質火山灰層からなる(第5図)。このほか、しばしば低位段丘面下に三田川層の砂礫層に覆われて存在する。多くの場合、軽石質火山灰層は風化しており、黄灰色から黄白色または赤褐色の、さまざまな色を呈する。しかし、新鮮なものは暗灰色を呈している。非風化の軽石質火山灰層の露頭は北茂安町西尾付近に見られる。西尾付近の非風化火山灰層は輝石角閃石デイサイト質で、結晶に富む火山ガラス質火山灰である。岩石的特徴と火砕流堆積物としての特徴から阿蘇-4テフラに対比される。

d. 三田川層 (下山ほか, 1994b)

三田川層は低位段丘面を構成する地層で、弱風化砂礫層を主体としており、レンズ状シルト層をささむ

場合がある。表層には黄褐色や暗褐色の細粒土層がある。三田川層は、神埼町志波屋、三田川町立野、東背振村大曲、中原町原古賀などにまとまった分布があり、明瞭かつ広い平坦面を形成している(第5図)。今回の八藤遺跡の場合のように、三田川層が阿蘇-4テフラを覆う例が多くみられ、両者は分布上密接な関係にあるとみられる。

3. 上峰町八藤遺跡付近の台地の地質

八藤遺跡付近の台地は筑紫平野北部の山麓に位置し、連続性の良い平坦面をなしている(第1図および第5図)。平坦面は花崗岩巨礫を主体とする礫層から構成されており、土石流扇状地と考えられる。礫層のつくる平坦面はAso-4火砕流の堆積面より1段低く、礫層の礫はほとんど風化しておらず、基質も新鮮である。これらの地形的位置や堆積物の特徴から、低位段丘面に対比される。

低位段丘面を構成する三田川層の厚さは数m~10m程度にすぎず、基盤の花崗岩や中原層を不整合で覆っている。第6図および第7図は八藤遺跡における太い樹木(巨木)の出土状況と、トレンチ調査およびその

周囲の露頭等から判明した各地層の関係を示している。八藤遺跡の元来の地形は低位段丘面であったが、圃場整備工事によって地表から2ないし3m掘り下げられた結果、三田川層の下位に、多くの樹木片を含む阿蘇-4テフラが出現した。阿蘇-4テフラのさらに下位には数10cmの青灰色粘土層が発達しており、その下には礫層(中原層の砂礫層)が存在する。阿蘇-4テフラと接する粘土層の最上部は暗灰色腐植質粘土となっており、多数の樹根の発達を観察された。また、樹根は木炭化してはいるが、阿蘇-4テフラと接する部分は木炭化し、上端は失われていた。これらの状況は火砕流来襲前にこの場所に巨木を含む森林が存在したことを物語っている。このため、阿蘇-4テフラの直下の腐植土層は森林土壌であったと考えられる。

三田川層の中部に細粒砂と炭質物を含む黒色シルト層が発達している(第6図)。この黒色シルト層は河川そのもの、あるいは三日月湖などの河跡を埋積した堆積物と考えられる。低位段丘面の表層には細粒質の黄色土が厚く発達している。黄色土層の厚さは一定では

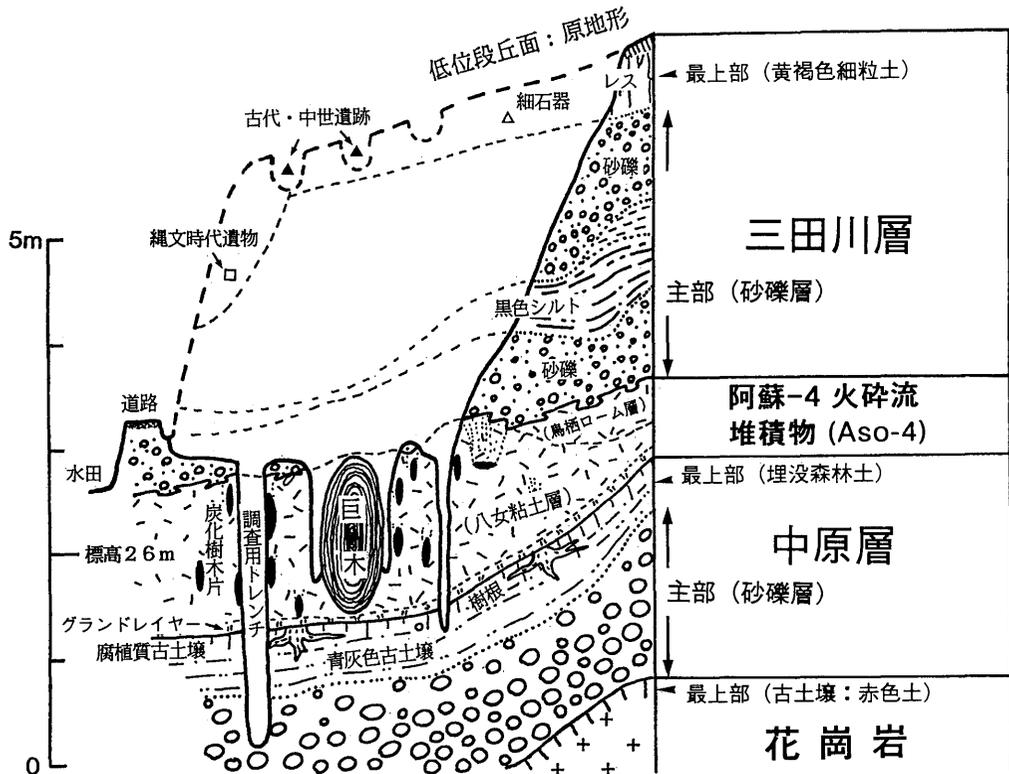
なく、全体として礫層上面の凹凸をならして、覆うような分布を示している。八藤遺跡の東側の露頭ではこの黄褐色土層が厚く、2m近くに達している(第7図)。今回の調査地点は、水系からは完全に切り離された台地状の平坦面をなしている。このような地形的特徴から、本台地上への母材の供給は降下堆積物のような風成堆積物以外には考えられない。

最上部の土壌断面には層位の分化が必ずしも明瞭ではないため、地表面から機械的に深さ10cm刻みで分割し、連続的な試料を採取した(第7図)。

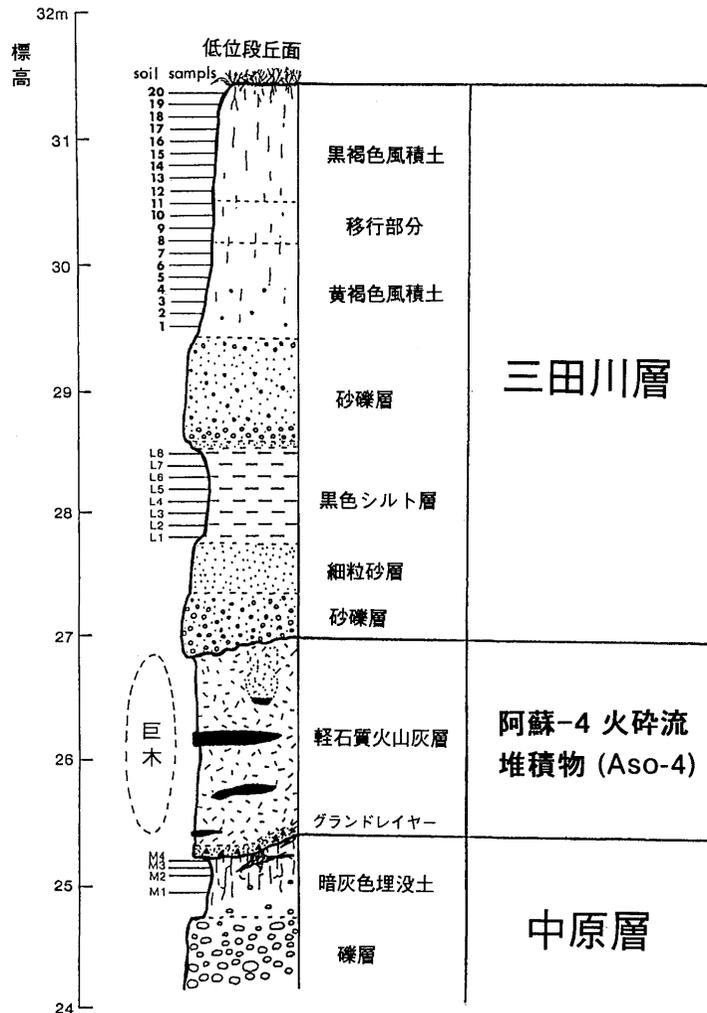
IV. 考 察

A. 後期更新統のテフラ層序と古環境

牛屋コアの中のテフラと地層群との関係が明らかになった。下山ほか(印刷中)は牛屋コアにおける古環境の変遷を検討した。以下に各層のテフラ層序と古環境の考察結果を述べる。



第6図 上峰町八藤遺跡の概念的な地質断面図(下山ほか, 1994aを修正) 破線部分は元来の地形断面で、低位段丘である。



第7図 八藤遺跡とその東側段丘崖の地質をまとめた総合柱状図(下山ほか, 1994aを修正)
No.1から20までの番号は火山灰検出用細粒土試料, L1からL8とM1からM4は花粉分析
用試料の採取層準を示す。同位体分析用試料はNo. 10, L-5, M-4から採取された。

1. 川副層の時代

下山ほか(印刷中)によると, 川副層の一部に海成層があることが示されている。珪藻化石群集からは, 海成層の堆積環境として内湾沖部域が推定されている。福富コアでは, 本層準のすぐ下位に福富テフラ(Ft)が挟在している(下山ほか, 1994b)。火山ガラスの屈折率と層位から, 福富テフラは阿多・鳥浜テフラ(Ata-Th)の可能性が高い。もしこれが正しいとすると, 本層は後期更新統ではなく, 中部更新統とみられる(下山ほか, 1994b)。つまり, この海成層は下末吉

海進期の堆積物ではなく, 中期更新世の海進期に対比される可能性がある。このことは, 川副層に対比される立石層の表層部が完全に赤色土化を被っていて, 複数の温暖期を経たと見られることから支持される。

2. 中原層の時代と形成環境

本層の主部は海成更新統高木瀬層を“く”の字に挟んで, 上・下および陸側に分布することから, 高木瀬層と同時期の, 海進期及び高海面期の非海成堆積体に相当する。本層は阿蘇-3テフラの上限を境に, 上部

と下部に2分できる。下部は高木瀬層の下に広く発達しており、中位段丘と共通して砂礫を主体としていることから、低海面期堆積体にあたるものと考えられる。中原層は高木瀬層とともに、縄文海進期の堆積シーケンスの1つ前の、最終間氷期を含む堆積シーケンスを構成しているとみられる。

3. 高木瀬層の時代と形成環境

第4図は筑紫平野地下の高木瀬層の分布と、貝殻含有が確認された地点(黒丸)を示している。垂直分布は第2表に示す。高木瀬層は白石・佐賀地域の地下にかなり広範囲に分布しているが、筑後地域での分布は断片的である(第4, 8図)。分布限界位置のずれが認められ、現在の筑後川の位置で横ずれが生じている可能性がある(第4図)。

高木瀬層はAso-4のすぐ下位にあり、筑紫平野の後期更新統を代表する海成層である(第3, 8図)。下山ほか(印刷中)によると、花粉化石群集からは現在よりも暖冬冷夏型の気候が推定される。しかし、わずかながら暖帯の常緑広葉樹、特にサルスベリ属の存在が認められること、渦鞭毛藻シスト化石群集からは、縄文海進極盛期と同程度の温暖な海洋環境が示唆される。

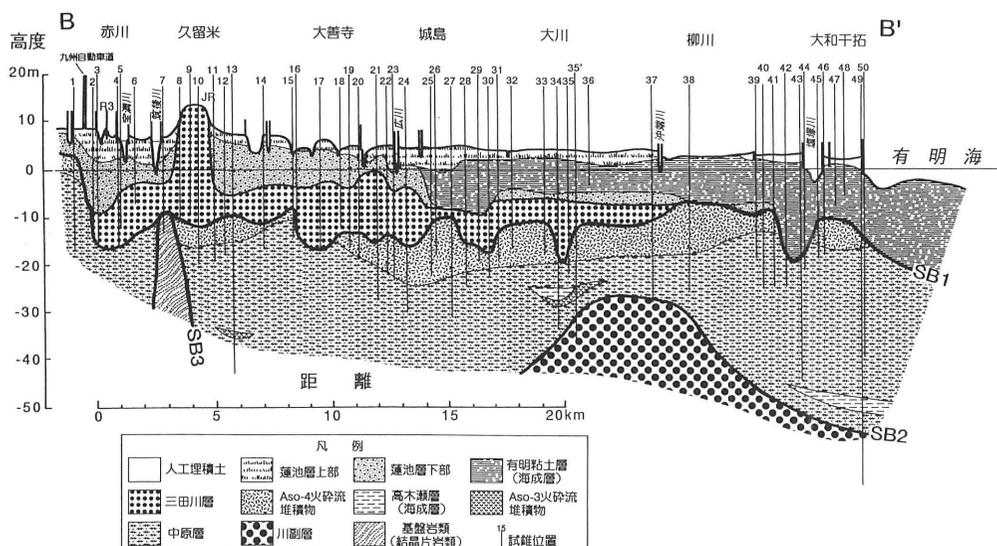
高木瀬層は阿蘇-4テフラのすぐ下位にある最終間氷期の海成層で、縄文海進期の堆積シーケンスより1つ前の堆積シーケンスに属している。高木瀬層堆積時

期の海進期~高海面期は下末吉海進期と呼ばれている。

後期更新世以降の海水の体積の変化は深海底コアの有孔虫殻酸素アイソトープ $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ の比、つまり $\delta^{18}\text{O}$ の変化で示されている(Shackleton et al., 1983)。 $\delta^{18}\text{O}$ の値は大陸氷床が溶けて海水中の ^{16}O が増加すると低くなる。これによって海面上昇の程度が推定できる。Shackleton et al. (1983)の深海底コアの $\delta^{18}\text{O}$ の変化グラフによると、縄文海進期と下末吉海進期の最高海面期の $\delta^{18}\text{O}$ の値は3.0で、ほぼ同程度の海面上昇を示唆している。

深海底コアの $\delta^{18}\text{O}$ の変化グラフにおける相対値の有意の増減は酸素アイソトープステージとして、現在から過去に番号がつけられており、奇数が高海面期で、偶数が低海面期である。これによると、最終間氷期の高海面期はアイソトープステージ5に相当する。アイソトープステージ5の中にも $\delta^{18}\text{O}$ 値の小さな増減があり、これらの極小と極大は5a, 5b, 5c, 5d, 5eと呼ばれている(Shackleton, 1987)。5a, 5c, 5eが高海面期であるが、5eが群を抜いて低い $\delta^{18}\text{O}$ 値を示し、唯一縄文海進期と同等の高海面期である。

このため、単純に考えるなら、高木瀬層は最終間氷期における最高海面期の海成層なので、5eのステージのものである。ただし、高木瀬層の上限高度が約-20mで、縄文海進期の+2mと比べて低い(第2表)。したがって、高木瀬層は5a, 5cの極小期の可能性もある。



第8図 筑後地域のほぼ南北方向の第四紀地質断面図(第1図のB-B'断面)(下山ほか, 1994b) SBは区分可能な3つのシーケンス境界。

しかし、実際には筑紫平野には高木瀬層に匹敵するこの時期の他の海成層は存在しない。一方、テフラ層位上の問題がある。それは Aso-3 との層位関係である。牛屋コアの層序と地質断面図で明らかのように、高木瀬層は Aso-3 と Aso-4 の間に位置している。

町田・新井 (1992, 1994) の見解では、Aso-3 はその噴出年代として、10.5-12.5 万年前が得られていること、宮崎平野北部では下末吉海進期の海成層である通山浜層の上位に Aso-3 が載るため、Aso-3 の噴出時期は 5e ではなく、下末吉海進直後の 5d とみなされている。もし、高木瀬層のステージが 5c なら、関東では小原台段丘に対比されることになる。しかし北部・中部九州における高木瀬層と同層準の海成層である福岡の地行泥層 (下山, 1989)、行橋の蓑島層 (石井ほか, 1994)、大江層 (AMANO, 1953; 渡辺, 1982) などが知られており、いずれも Aso-4 の直下にある唯一のあるいは最も優勢な海成層である (下山ほか, 1994b)。つまり最終間氷期で最も高い位置に海面が達したときに形成された海成層である。これは 5e の高海面期の海成層に他ならない。

また、町田・新井 (1994) の解釈の根拠となった Aso-3 の正体と通山浜層の層位関係にも問題がある。長浜 (1986) によれば、宮崎平野北部で三財原面を直接覆うテフラは Ata (阿多テフラ) および Aso-4 である。町

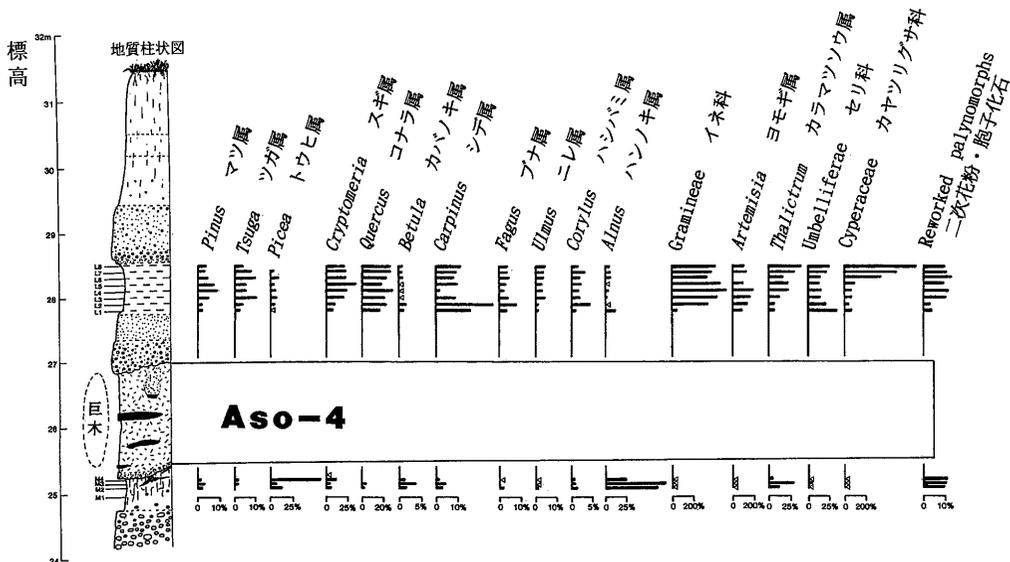
田・新井 (1994) によって Aso-3 とされた宮崎平野北部の通山浜層 (遠藤・鈴木, 1986) は海成更新統である通山浜層の層間に発達している軽石層である。これは砂層の中の軽石濃集部分で、純粋な火山灰層ではない。層位的にみて、通山浜層は中期更新統である茶臼原層の下位の可能性がある。

B. 阿蘇-4 火砕流による植生破壊

第 7 図の地質柱状図の阿蘇-4 テフラを挟んで、下位の中原層最上部の粘土層から 3 試料、上位の三田川層の黒色シルト層から 8 試料の計 11 点が阿蘇-4 火砕流前後の地層の堆積環境を知るための分析試料として採取した。花粉分析結果は第 9 図に示している。

1. 下位の層準 3 試料の古植生 (試料 M2-4)

本試料では *Picea* (トウヒ属), *Cryptomeria* (スギ属) などの針葉樹花粉の占める頻度が比較的高い。特に阿蘇-4 テフラ直下の暗灰色腐植土 (試料 M4) では *Picea* と *Cryptomeria* が著しく高い頻度を示した。針葉樹以外の木本類花粉では特に *Alnus* (ハンノキ属) を主とする冷温帯広葉樹 (落葉広葉樹) が検出された (第 9 図)。しかし、現在本地域に広く分布している *Cyclobalanopsis* (アカガシ属), *Shiia* (シイノキ属) などの暖温帯広葉樹 (常緑広葉樹) 種が全く検出されな



第 9 図 八藤遺跡における阿蘇-4 火砕流堆積物前後の地層の花粉ダイアグラム (上峰町教育委員会, 1994 を修正)

L1 から L8 までと、M1 から M4 は花粉分析用試料の採取層準。ただし、M1 からは花粉がほとんど検出されなかったため、除外してある。

いのが特徴となっている。主な草本類花粉としては、Gramineae (イネ科), *Artemisia* (ヨモギ属), *Thalictrum* (カラマツソウ属) などが検出されるが、その頻度は比較的低い。

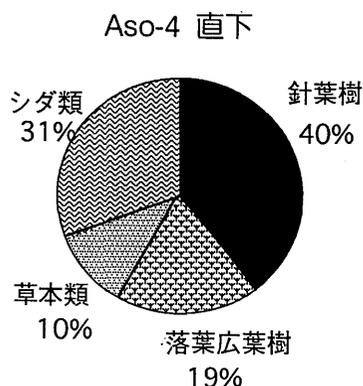
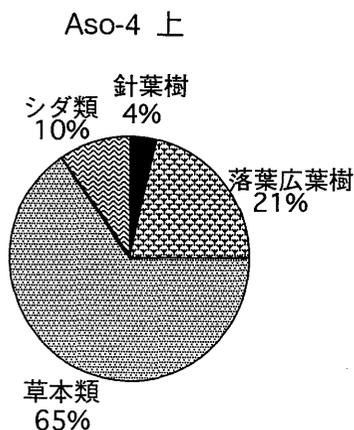
このような花粉組成からの植生は、現在の九州地方における生態分布高度 (HORIKAWA, 1972, 1976) から推定して、標高1,000~1,500mに相当する。これらの森林帯は下位の地層が形成された当時、八藤遺跡付近まで降下していたものと考えられる。したがって、単純に考えるなら、当時の上峰町付近の気温は、現在より年平均5~7.5°C (気温減率を0.5°C/100mとすると) 低かったと考えられる。

2. 上位層準8試料 (試料 L1-8) の古植生

花粉組成の上からは、阿蘇-4テフラを境として、それまで栄えていた *Picea*, *Cryptomeria* などの針葉樹にとって代わって、*Quercus* (コナラ属), *Betula* (カバノキ属), *Carpinus* (シデ属), *Fagus* (ブナ属), *Ulmus* (ニレ属), *Platycarya* (ノグルミ属), *Pterocarya* (サワグルミ属), *Corylus* (ハシバミ属) などの冷温帯広葉樹花粉の占める割合が増加するなどの大きな変化がみられる。ところが、暖温帯広葉樹種が全く検出されず、これらの分析結果はその生態分布高度から推定して、下位層準の3試料の冷温帯広葉樹と針葉樹から構成されるものと大差なく、年平均温度などの古気候の面からも大差ないものと考えられる。

3. 植生変化の原因

下位と上位の古気候が大差ないとすると、阿蘇-4テフラを境として、それまで栄えていた *Picea*, *Cryptomeria* などの針葉樹に代わって、*Quercus*, *Betula*, *Carpinus*, *Fagus*, *Ulmus*, *Platycarya*, *Pterocarya*, *Corylus* などの冷温帯広葉樹、それに草本類の花粉の増加が認められる (第10図)。このような植生変化の原因は気候変化のためではない。なぜなら、本試料からは *Picea* (トウヒ属) を除けば、*Pinus* (マツ属), *Abies* (モミ属), *Sciadopitys* (コウヤマキ属) などの針葉樹の頻度はむしろ増加しており、*Cryptomeria* (スギ属) に至ってはその占める頻度を20~30%までに回復させている。火砕流堆積物中の大量の炭化樹木群の存在から考えて、このような植生変化を引き起こした直接の原因は降灰や火砕流来襲による森林破壊であったと考えられる。



第10図 阿蘇-4火砕流堆積物の上下における植生の変化
植生は花粉組成から復原された。

C. 三田川層の形成環境

本層の堆積構造から、河川の堆積環境である。また、わずかに産出した珪藻化石群集からも、本層が淡水の河川環境で堆積したことが支持された。

中原層中部と同時期の高木瀬層が堆積した時期は、温暖な最終間氷期とされているので、その後徐々に寒冷化していったものと考えられる。中原層最上部の粘土層と、三田川層中部の黒色シルト層の花粉分析の結果は、阿蘇-4火砕流による植生破壊だけでなく、当時の気候が双方とも氷期であったこと、三田川層の主部の砂礫層の形成が阿蘇-4火砕流後かつ森林植生回復前であった事を示唆している。阿蘇-4火砕流の来襲直後には、北部九州の山地のかなりの面積の森林が破壊され、裸地となった状況が考えられる。三田川層主部の大量の砂礫は、裸地となった山での土石流の頻発により、大量の碎屑物が短期間に供給されたためと

推定される。

三田川層は低海面期の陸棚縁辺堆積体(増田, 1993)に相当し, 縄文海進期の堆積シーケンスの始まりにあたる。本層と中原層あるいは高木瀬層とはシーケンス境界(SB)で接している(第2, 8図)。阿蘇-4テフラはちょうどそのシーケンス境界付近に位置している。このため, 本層の少なくとも基底層が沖積層基底礫層(BG)(遠藤, 1992)に相当するとみられる。下山ほか(1994b)では沖積層基底礫層を蓮池層の最下部とみなしたが, シーケンス境界が三田川層の直下に引けることから, 沖積層基底礫層を本層基底部とするのが妥当である。この結果, 本層は関東平野の7号地層に対比される。

本層とその上位の海進期堆積体(蓮池層下部)は有明海研究グループ(1965)の島原海湾層に相当する。有明海研究グループ(1965)によれば, 島原海湾層は「有明粘土層の下位かつ八女粘土層(阿蘇-4テフラ)の上位にある, ウルム最末期の海進(島原海進)で堆積した汽水成〜海成の地層」と定義されている。しかし, 下山ほか(印刷中)の古環境解析の結果は縄文海進の単一の堆積シーケンスを強く支持しており, 筑紫平野では, 該当する層位区間に縄文海進から分離されるような別の海進現象は検出されていない。また, 本層は河成段丘構成層なので, 海成層とした本来の島原海湾層の堆積環境の定義からもはずれている。従って, 少なくとも筑紫平野では島原海湾層とは別の, 筑紫平野内を模式地とする地層名を用いた方がよい(下山ほか, 1994b)。なお, 同様の見解は杉谷(1983)によってもすでに得られている。

2. 低位段丘面上の細粒土層の起源

1) 土層試料の Sr 同位体比

^{87}Sr は放射性 ^{87}Rb の壊変によって生成するので, 概略的にみて, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は岩石の生成年代を反映する。黄土, 広域風成塵および海洋底に堆積した赤色粘土(pelagic clay)は, 大陸内部の古い地殻の最表層に由来するため, その $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は島弧の頸生代の火成岩, とりわけ新生代火山岩や中生代花崗岩(FAURE and POWELL, 1972)より明らかに高い値をとる。ストロンチウムは質量数の大きい原子であることから, 岩石の風化作用に伴う ^{87}Sr と ^{86}Sr の分別は無視しうるほど小さい。このため, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を用いて細粒土層の起源を探った。

低位段丘の台地上の細粒土を代表するものとして3点の Sr 同位体比は基盤岩である花崗岩より明らかに

第3表 佐賀県上峰町堤八藤遺跡試料(全岩)の Sr 同位体比

試料番号	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^*$	Sr (ppm)
No.10	0.7197 ± 0.0011 (1σ)	49.8
L-5	0.70852 ± 0.00007	141.8
M-4	0.70855 ± 0.00013	165.6
花崗岩風化物	0.70658 ± 0.00005	381.9

* いずれも $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ に基準化

高い。とくに, No.10が, 阿蘇-4テフラの上位の三田川層の細粒土を代表するものとしてL-5を, 阿蘇-4テフラの中原層最上部の細粒土を代表するものとしてM-4を選び, Sr および酸素同位体比を調べた。さらに, Sr では比較試料として北側丘陵の花崗岩風化物を測定した。測定結果を第3表に示す。

No.10の高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は, 中国黄土(0.7185: TAYLOR ほか, 1983; 0.712~0.716: 田中・安藤, 1988), 岩手県沢内村に1961年に降下した赤雪中のダスト($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7165$; 溝田ほか, 1992)やハワイ諸島の高標高域の土壌(0.7218~0.7273: DYMOND ほか, 1974)の値に近い。

このことは, 台地表層の細粒質土層がローカルな基盤の花崗岩の残積性母材のみに由来しているのではなく, 古い地殻を代表する大陸内陸部乾燥地帯起源の物質の混合が推定される。つまり, 高い Sr 同位体比から, 台地上の細粒土層は, 大陸内陸部乾燥地帯起源から風によって台地表面へもたらされた外来物質, すなわち黄砂(レス)を主体とする堆積物の集積したものとして説明できる。しかし, L-5とM-4の値はNo.10と花崗岩風化物との間にある。

2) 石英の酸素同位体組成

石英は土壌や堆積物に普遍的に含まれる鉱物で, 地殻の主要造岩鉱物としては物理化学的にきわめて安定である。石英の化学式は SiO_2 で, ケイ素と酸素のみで構成されている。石英の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比(酸素同位体比)は生成温度によって, 一義的に決定される。そして一旦形成された同位体比は風化, 運搬および再堆積過程を通じての二次的同位体交換反応に対して著しく安定である。このため, 酸素同位体比は, 土壌や堆積物の起源についての直接の証拠として利用される(溝田・井上, 1988)。いくつかの既往の研究(井上・溝田, 1988)によれば, 中国黄土, 黄砂現象にともなう泥雨堆積物, 風成塵のみを唯一の栄養源として涵養されているミズ

ゴケ泥炭(高位泥炭)中の細粒質石英(直径1~10 μm)の酸素同位体組成($\delta^{18}\text{O}$ 値)は著しく均一で、ほぼ+16~17%である。このような風成石英粒子の酸素同位体比は、地殻を構成する岩石中の石英の酸素同位体比の平均値に近く、北半球中緯度を吹く偏西風の影響下の東アジア地域において、風成塵の集積を確認する上で、最も有効な指標の一つとなっている(溝田・井上, 1988)。

八藤遺跡の台地上の細粒土層のNo.1~20試料中の石英は著しく細粒質で、大部分の粒子が50 μm 以下である。試料番号M-4, L-5, No.10の3試料中の1~10 μm 画分の石英含有量は、16.3, 27.5, 22.5%であった。八藤遺跡北側の山地は花崗岩で構成されており、第四紀層の下位の基盤も花崗岩である。細粒土層は風成塵起源の可能性が高いが、花崗岩中には元来多くの粗粒な石英が含まれているため、細粒土層中の細粒質石英の一部が花崗岩から由来している可能性がある。このため、細粒土層がどの起源かを探るため細粒石英の酸素同位体比を検討した。測定された結果を第4表に示した。

試料No.10, L-5, M-4から単離した微細石英(直径1~10 μm)の酸素同位体組成(以下 $\delta^{18}\text{O}$ と略記する)はそれぞれ、 $\delta^{18}\text{O}=+16.5\%$ 、 $\delta^{18}\text{O}=+16.1\%$ 、 $\delta^{18}\text{O}=+15.8\%$ で、ほぼ+16%に近い。これらの値は既に報告されている太宰府のAso-4火砕流の堆積面上の黒ボク土(筑紫野市針摺, $\delta^{18}\text{O}=+16.1\%$)、玄武岩台地上の赤黄色土(鎮西町値賀川内, $\delta^{18}\text{O}=+16.1\%$ 、世知原市冬越峠, $\delta^{18}\text{O}=+16.1\%$)、古砂丘中の古土壌中のもの(唐津市湊, $\delta^{18}\text{O}=+15.8\%$)および石灰岩台地上の赤黄色土(北九州市平尾台, $\delta^{18}\text{O}=+15.8\sim 15.9\%$)、さらにはミズゴケ泥炭や黄砂中の石英の値(MIZOTA, 1982; MIZOTA and MATSU-

HISA, 1985)に等しい。

背後の丘陵地をつくる母岩(花崗岩)にも粗粒石英が多く含まれている。この粗粒石英の酸素同位体比は+11.7%であった(溝田ほか, 1992)。日本の花崗岩中の石英の一般的な $\delta^{18}\text{O}$ 値は+8.8~12.7%であることが知られている(MATSUHIISA ほか, 1972)。花崗岩中の石英の $\delta^{18}\text{O}$ の値とこれらの細粒土層中の石英の $\delta^{18}\text{O}$ 値(約+16%)は明らかに異なっており、土壌石英は花崗岩中の粗粒石英が単に物理的に細粒化されたものではない。

八藤遺跡の試料No.10, L-5, M-4の細粒石英の酸素同位体比はいずれも $\delta^{18}\text{O}=+16\%$ 前後に集中するので、細粒石英部分は3つの試料とも大陸起源の風成塵(黄砂)堆積物と考えられる。しかし、Sr同位体比から推察される結果とは整合しない。これは前者が1-10 μm 中の細粒部分の石英のみの分析を行ったのに対して、後者が全岩分析を行ったことによる不一致である。Sr含有量および $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比からは、後背の山地の花崗岩風化物が洗い出されて堆積したものと、大陸起源の風成塵がほぼ等量づつ混合したと考えると、説明できる。

大陸起源風成塵粒子の追跡には、先に述べた $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比と、この石英の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比をトレーサーとして組み合わせる方法が有効である。

3. 火山ガラス分析に基づく細粒土層の形成時期

上峰町八藤遺跡の土層断面試料に含まれる63~125 μm サイズの火山ガラスの含有量、形態や屈折率について述べ、各断面における火山灰降灰層準や年代について考察した。火山ガラス含有量は63~125 μm サイズの粒子の個数百分率である。上位からNo.20~1の20試料に含まれる63~125 μm の粒径区分にはほとんど重鉱物が含まれておらず、粒子は火山ガラス、軽鉱物、植物破片などからなる。火山ガラス含有量の変化の特徴は以下のようにまとめられる。

下位よりNo.1からNo.5の5試料には火山ガラスがほとんど含まれず、No.8で急激に増加し、50%程度の含有率になる。火山ガラス含有量は、これから上に向かって減少する。No.12では含有量が少し増加し、No.13から上位に向けては含有量が漸減する。火山ガラスの形態はほとんどがバブルウォール型からなり、少量の軽石型をまじえる。色付きガラスはNo.10層準より上位に認められる。

火山ガラスの屈折率は大きく2つのグループに分けられる。一つは、より下位の層準に認められる

第4表 佐賀県上峰町堤八藤遺跡試料から分離した石英の酸素同位体比

試料番号	1-10 μm 粒径	含有量* (%)	石英 含有量** (%)	石英 分離番号	$\delta^{18}\text{O}$ (%)
No.10	1-10 μm	22.5	26.6	CM-929	+16.5
L-5	1-10 μm	27.5	9.8	CM-930	+16.1
M-4	1-10 μm	16.3	15.7	CM-931	+15.8

* 105°Cで乾燥した細土(口径2mm通過部分)に対する重量百分率

** 105°Cで乾燥した1-10 μm 中の重量百分率

1.498~1.500程度のレンジを持つグループAで、他方は1.509~1.512程度のレンジを持つグループBである。グループA(屈折率1.498~1.500)の火山ガラスはNo.6層準である程度の量認められ、No.8の含有量ピークを示し、上位になるに従い漸減するが、最上位のNo.20まで少量ずつであるが、検出される。一方、グループB(屈折率1.509~1.512)の火山ガラスはNo.11層準である程度の量認められはじめ、No.12で含有量のピークを示す。土層の上位になるに従い、漸減するが、これも最上位のNo.20層準まで含まれる。

以上の結果から、この断面ではNo.8およびNo.12層準に火山灰降灰を推定することができる。No.8層準に降灰が推定される下位の火山灰の火山ガラスはグループAで、主にパブルウォール型からなり、屈折率のレンジは1.498~1.500である。一方、No.12層準に降灰が推定される上位の火山灰の火山ガラスはグループBで、主にパブルウォール型からなり、色付きガラスが含まれ、屈折率のレンジは1.509~1.512である。これらの火山灰は、その特徴から下位(No.8層準)が始良Tn(AT)火山灰(町田・新井, 1976)、上位(No.12層準)は鬼界アカホヤ(K-Ah)火山灰(町田・新井, 1978)に対比できる。従って、No.8層準で25,000年前(松本ほか, 1987)、No.12層準で6,300年前の年代が決定できる。

以上の考察によって、細粒土層主部の形成年代は、少なくとも、25,000年前から現在までと推定される。ATの降灰層準に基づき、その堆積速度を計算すると、1000年あたり0.052mという値になる。この堆積速度から推定される細粒土層の下限の年代は、約4万年前と見積られる。

4. 北部九州における約4万年以前の表土の欠落

最近、溝田ほか(1992)は、北部九州の緩斜面上に厚く発達する黄褐色細粒土層の起源を同位体化学的手法を用いて研究した。その結果、細粒土層は、その下位の土壌母材である花崗岩類や玄武岩類に由来するものではなく、大陸から飛来した黄砂を主な起源とする風成土であることが明らかになった。今回の結果は、溝田ほか(1992)の結果とよく整合しており、筑紫平野の緩斜面上の黄褐色細粒土層も、大陸から飛来した黄砂を主な起源とする風成土であることが判明した。ただし、北部九州における風成土層主部の形成年代は、約4万年前から現在までにすぎず、今回の結果とも一致する。これは4万年前よりも前の平野が不安定であったか、あるいは、古い風成土層や地層群が大幅に欠

落した時期が存在したことを示唆している。

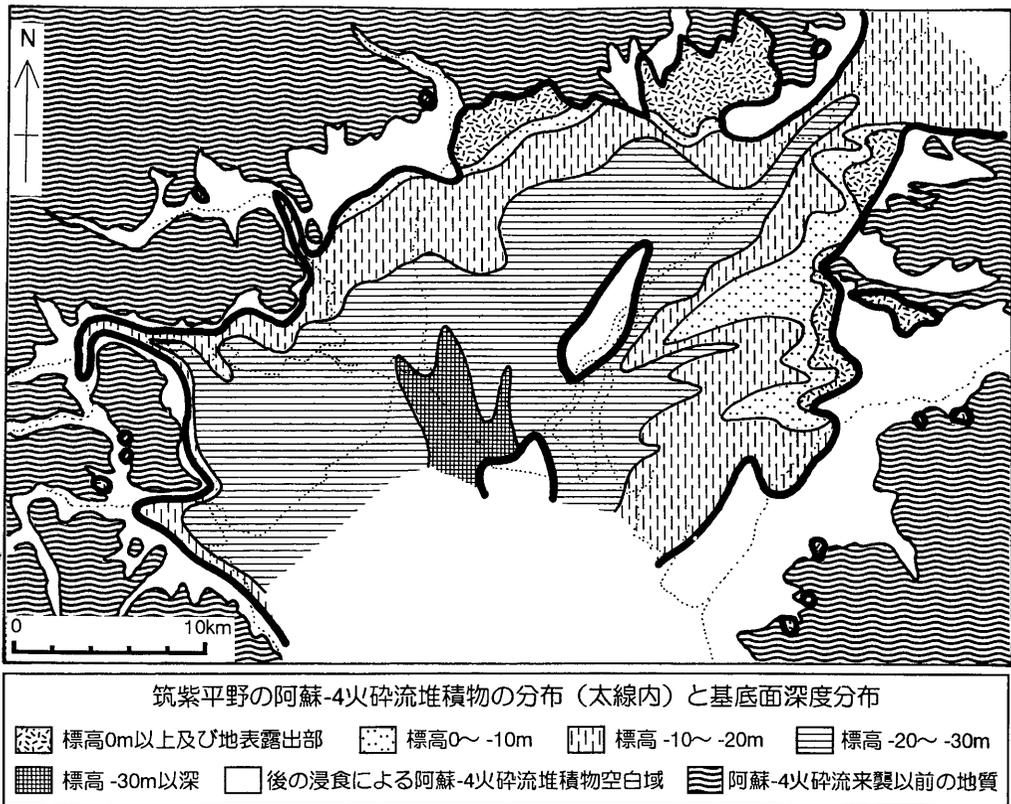
筑紫平野の台地や丘陵でも同様の傾向であるが、他の地域では欠落していると思われる地層が残っている。筑紫平野地下の阿蘇-4テフラの分布図を描くと、現在の平野の縁辺部では、山地との間に阿蘇-4テフラの空白域ができる(第11図)。この空白域は、三田川層の分布域であることから、阿蘇-4火砕流堆積後、三田川層堆積終了までの間に生じた侵食域と見なすことができる。空白域は筑紫平野東部の矢部川流域で著しい。こうした事実は、三田川層堆積時の侵食と、堆積の大きさを示唆している。空白域は平野東部で著しく、三田川層の厚さも東部で厚い傾向にある。これは阿蘇-4テフラの発達状況とも一致している。三田川層下部の地層の花粉分析の結果、阿蘇-4火砕流直後の植生破壊が確認されるので、三田川層下部は阿蘇-4火砕流の直後に形成されたことが明らかである。したがって、北部九州における約4万年前以前の風成土層や地層群の欠落は、7~9万年前の阿蘇-4火砕流の来襲と火山灰の堆積による植生破壊で、北部九州の緩傾斜面の地表が荒れ、上流での表土の流出や、土石流の頻発と、谷の出口での土石流堆積物の形成を誘った結果と考えられる。山が荒れた時期は、7~9万年前の阿蘇-4火砕流の来襲から4万年前ほど前までの間で、すでに最終氷期の最寒冷期に入っており、おそらく海面低下時期にあたる。阿蘇-4火砕流の来襲をきっかけに、北部九州の緩斜面や平坦面の地表面が激しく侵食され、その結果、“一皮むけた”ため、現在の表土層には、それ以後の形成物しか残されていないと解釈される。

結 論

1. 高木瀬層は最終間氷期の最大海進期の海成層(酸素アイソトープステージ5e)である。その層位は阿蘇-4と阿蘇-3テフラの間である。

2. 阿蘇-4火砕流の来襲前後の堆積物の花粉分析結果は、冷温帯林の植生を示している。これは、阿蘇-4火砕流の来襲時には、すでに、最終氷期に入っていたことを示唆している。そして、その直後の堆積物の花粉分析結果は第11図から明らかなように、阿蘇-4火砕流を挟んで、大幅な植生変化を示している。しかし、この変化は気候変化に対応したのではなく、阿蘇-4火砕流に起因した、顕著な森林破壊があったことを示唆している。

3. 筑紫平野の三田川層の砂礫層のつくる低位段丘面上には最大約2mの厚さの細粒質土層が乗っている。全岩のSr同位体比、細粒画分の石英粒子の酸素



第11図 阿蘇-4火砕流堆積物の下下面の等深度線図

太い線は阿蘇-4火砕流堆積物の分布限界線、太線に囲まれた部分または太線と基盤との間の空白部分は阿蘇-4火砕流堆積物の堆積後に河川の浸食によって生じた空白域。

同位体比の値から、この土壌層は大陸の黄土（レス）に起源をもつ風成堆積物であることが判明した。また、阿蘇-4テフラの直下の森林土壌の一部は、黄土（レス）に起源をもつ風成堆積物である。

4. 北部九州における約4万年前以前の風成土層や地層群の欠落は、7~9万年前の阿蘇-4火砕流の来襲の結果、森林破壊による土石流頻発で、北部九州の緩斜面や平坦面の地表面が激しく侵食されたためと考えられる。

謝 辞

九州大学理学部地球惑星科学教室の岡田博有教授および柳 哮教授には本研究に関しての有益な助言を賜った。石英試料の酸素同位体比の測定は通産省工業技術院地質調査所の施設を使って行われた。屈折率測定では（株）京都フィッシュントラックの檀原徹氏にお世話になった。上峰町教育委員会社会教育課文化財

係の原田大介氏と鶴田浩二氏それに佐賀県教育委員会の小松 譲氏をはじめとする上峰町八藤遺跡の調査関係の皆さんには多くの便宜を計って頂いた。これらの方々および機関に深く感謝する。

引用文献

- AMANO, S. (1953): The shell-bed near Hara-jo, Nagasaki-ken. *Jour. Sci., Kumamoto Univ.*, Ser.B, (2), 27-33.
- 有明海研究グループ (1965): 有明・不知火海域の第四系。地団研専報, (11), 86p. 地学団体研究会。
- DYMOND, J., BISCAYE, P. E. and REX, R. W. (1974): Eolian origin of mica in Hawaiian soils. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 37-40.
- 遠藤邦彦・久保純子・印牧もとこ・中井信之・森 育子・藤沢みどり・是枝若奈・小杉正人・吉川昌伸・江川誠一・関本勝久・菱田 量 (1992): 三郷の古環境変遷と土地環境。三郷市史編さん委員会(編): 三郷市史, 第8巻, 別編 自然編 第1部, 1-385.

- 遠藤秀典・鈴木祐一郎 (1986): 妻及び高鍋地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 13-30.
- FAURE, G. and POWELL, J. L. (1972): *Strontium Isotope Geology*. 188p., Springer-Verlag, Berlin.
- 福田 理 (1969): 佐賀平野の地下地質と形成過程。地質学会第76年学術大会シンポジウム-「海岸平野」, 講演要旨, 39-43.
- 福田 理・砥川隆二 (1970): 佐賀平野の地質と佐賀市の地盤沈下。地質ニュース, (193), 14-31.
- 郷原保真・新堀知行・鈴木康司・野村哲・小森長生 (1964): 北九州の第四紀層に関する諸問題。資源研報, (62), 83-108.
- HORIKAWA, Y. (1972): *Atlas of Japanese Flora*. 500p., Gakushuukyokusha.
- HORIKAWA, Y. (1976): *Atlas of Japanese Flora II*. 501-862p., Gakushuukyokusha.
- 井上克弘・溝田智俊 (1988): 黒ボク土および石灰岩・玄武岩台地上の赤黄色土の2:1型鉱物と微細石英の風成塵起源。粘土科学, 28, (1), 30-47.
- 上峰町教育委員会 (1994): 上峰町文化財調査報告書第11集, 佐賀平野の阿蘇4火砕流と埋没林。上峰町, 81p.
- 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 (1992): 火山灰アトラス。東京大学出版会, 296p.
- 町田 洋・新井房夫 (1994): 時間指標テフラ阿蘇3によって示唆される最終間氷期直後5d期の海面低下。地学雑誌, 103, (7), 749-759.
- 増田富士雄 (1993): シーケンス層序学; わが国における陸域地質への適応例。石油技術協会誌, 58, (4), 292-310.
- MATUHISA, Y., HONMA, H., MATSUBARA, O. and SAKAI, H. (1972): Oxygen isotopic study of the Cretaceous granitic rocks in Japan. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 37, 65-74.
- 松本英二・前田保夫・竹村恵二・西田史朗 (1987): 始良 Tn 火山灰 (AT) の¹⁴C年代。第四紀研究, 26, 79-83.
- MIZOTA, C. (1982): Tropospheric origin of quartz in Ando soils and Red-Yellow soils on basalts, Japan. *Soil Sci. Plant Nutr.*, 28, 517-522.
- 溝田智俊・井上克弘 (1988): 風成石英粒子の酸素同位体組成-そのトレーサーとしての意義。粘土科学, 28, (2), 369-378.
- 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, 31, 101-111.
- MIZOTA, C. and MATSUHISA, Y. (1985): Eolian additions to soils and sediments of Japan. *Soil Sci. Plant Nutr.*, 31, 369-382.
- 長浜信治 (1986): 後期更新世における宮崎平野の地形発達。第四紀研究, 31, 101-111.
- 小野晃司・松本征夫・宮下三千年・寺岡易司・神戸信伸 (1977): 竹田地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 80p.
- 大島恒彦 (1977): 佐賀平野の地盤沈下。土と基礎, 25-6, (232), 69-74.
- 大島恒彦 (1978): 佐賀県東部開発地域土地分類基本調査5万分の1「背振山」, 表層地質図および説明書。佐賀県, 55p.
- SHACKLETON N. J., IMBRIE J. and M. A. HALL (1987): Oxygen and carbon isotope record of East Pacific core V19-30: implications for the formation of deep water in the late Pleistocene North Atlantic. *Earth and Planet. Sci. letters*, 65, 233-244.
- SHACKLETON, N. J. (1987): Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quat. Sci. Rev.*, 6, 183-190.
- 下山正一 (1989): 福岡平野の縄文海進の規模と第四紀層。九大理研報(地質), 16, 37-58.
- 下山正一・渡辺一徳・西田民雄・原田大介・鶴田浩二・小松讓 (1994a): Aso-4火砕流に焼かれた巨木-佐賀県上峰町で出土した後期更新世樹木群-。第四紀研究, 33, 108-112.
- 下山正一・松本直久・湯村弘志・竹村恵二・岩尾雄四郎・三浦哲彦・陶野郁雄 (1994b): 有明海北岸低地の第四系。九大理学部研究報告(地球惑星), 18, (2), 103-129.
- 下山正一・小杉正人・松岡数充・片岡久子・佐藤直弘・遠藤邦彦・野井英明・竹村恵二・市原季彦・三浦哲彦・陶野郁雄(印刷中): 有明海奥部低地の古環境統合解析。関東平野-小杉正人追悼号-。
- 杉谷隆 (1983): 有明海北岸平野における最終間氷期以後の地形発達史, その定量的研究。地理学評論, 56-64, 403-419.
- 田中 剛・安藤直行 (1988): 大陸地殻の平均同位体組成について-黄河流域堆積岩類による推定-。日本地球化学会年會演旨集, 228p.
- TAYLOR, S. R., MCLENMAN, S. M. and MCCULLOCH, M. T. (1983): Geochemistry of loess, continental crustal composition and crustal model ages. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 1897-1905.
- 渡辺一徳 (1982): 阿蘇火砕流堆積物と大江層との層序関係。熊大教育紀要, 自然科学, (31), 25-32.

下山正一・松本直久・黒田登美雄・竹村恵二・浜本礼子・溝田智俊・ケヴィン フォーレ・西田民雄

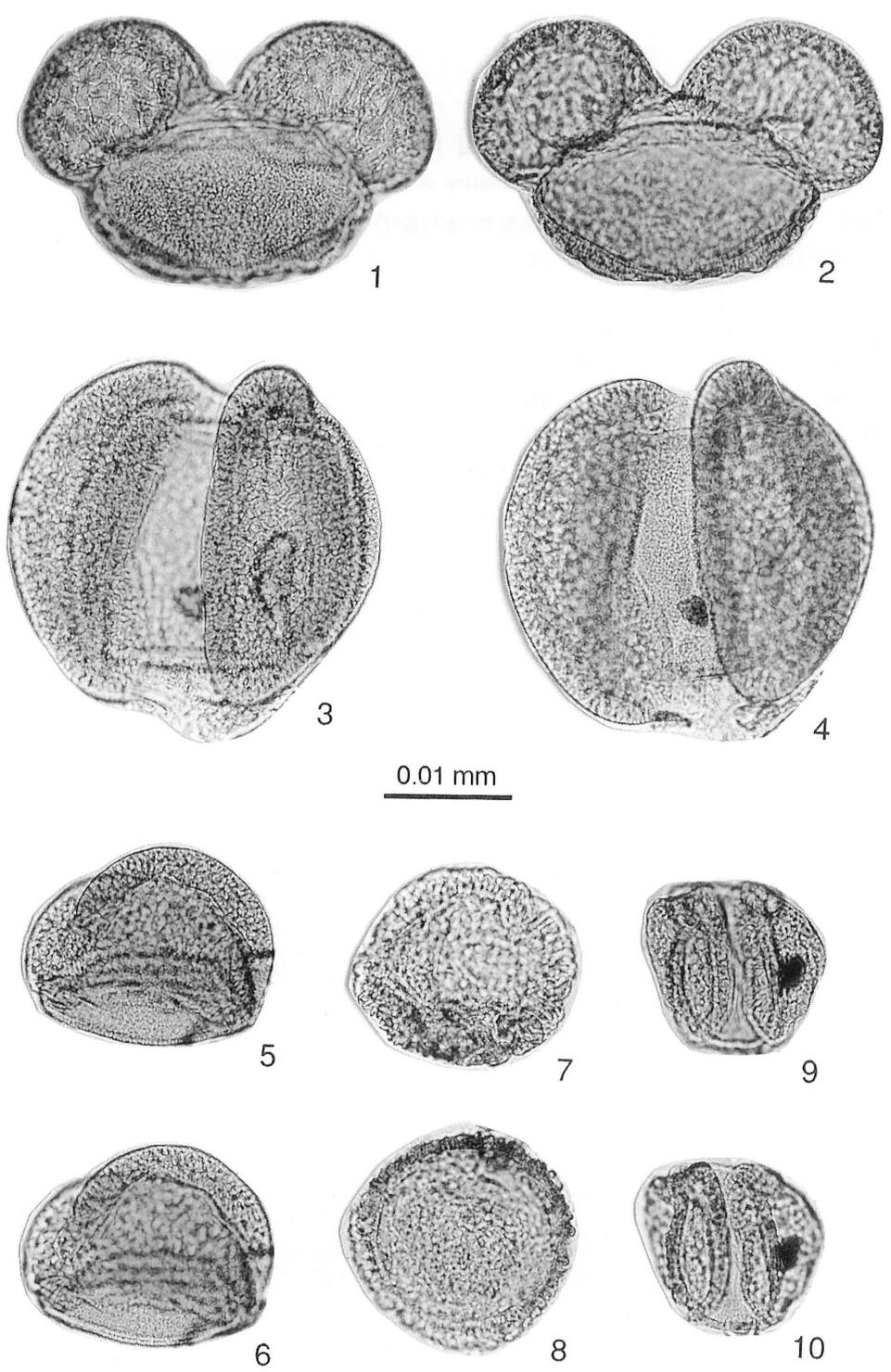
筑紫平野における後期更新世の古環境

第 6 ~ 9 図 版

第 6 図版説明

Explanation of Plate 6

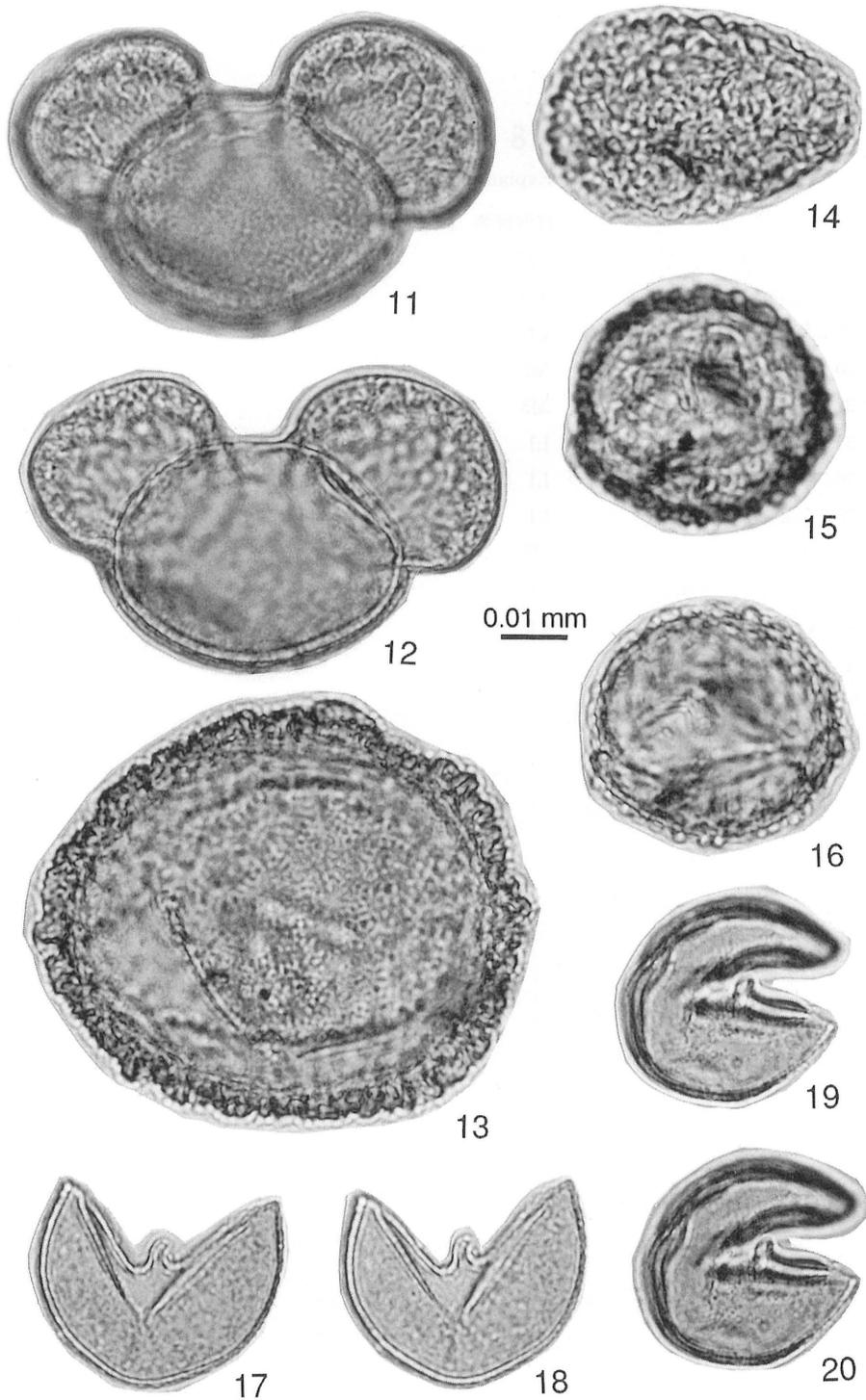
番号	学名	採取層準 (試料番号)
1-2	: <i>Abies</i> モミ属	M2
3-4	: <i>Picea</i> トウヒ属	M2
5-6	: <i>Picea</i> トウヒ属	M2
7-8	: <i>Tsuga</i> ツガ属	M2
9-10	: <i>Pinus</i> マツ属	M2



第 7 図版説明

Explanation of Plate 7

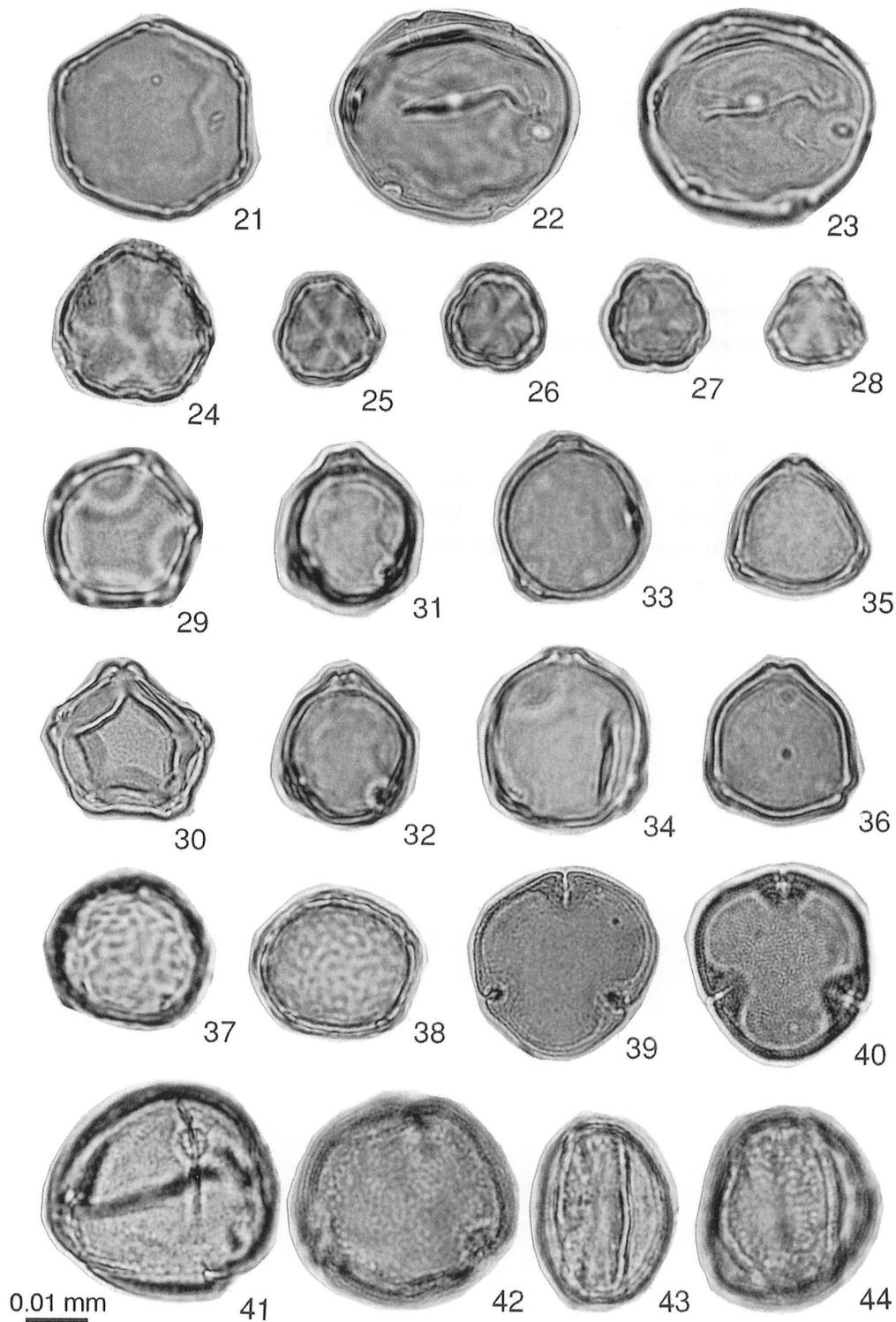
番号	学名	採取層準 (試料番号)
11-12	<i>Pinus</i> マツ属	L1
13	<i>Tsuga</i> ツガ属	L1
14	<i>Sciadopitys</i> コウヤマキ属	M2
15-16	<i>Sciadopitys</i> コウヤマキ属	L1
17-18	<i>Cryptomeria</i> スギ属	M2
19-20	<i>Cryptomeria</i> スギ属	M4



第 8 図版説明

Explanation of Plate 8

番号	学名	採取層準 (試料番号)
21 :	<i>Pterocarya</i> サワグルミ属	M3
22, 23 :	<i>Juglans</i> クルミ属	M3
24-28 :	<i>Platycarya</i> ノグルミ属	L1
29-30 :	<i>Alnus</i> ハンノキ属	M2
31-32 :	<i>Betula</i> カバノキ属	M3
33-34 :	<i>Carpinus</i> クマシデ属	L1
35-36 :	<i>Corylus</i> ハシバミ属	L1
37-38 :	<i>Ulmus</i> ニレ属	L1
39-40 :	<i>Tilia</i> シナノキ属	M2
41-42 :	<i>Fagus</i> ブナ属	L1
43-44 :	<i>Quercus</i> コナラ属	L1



第 9 図版説明

Explanation of Plate 9

番号	学名	採取層準 (試料番号)
45-46	: <i>Lonicera</i> スイカズラ属	M2
47-48	: Gramineae イネ科	M2
49-50	: Gramineae イネ科	L1
51-52	: Cyperaceae カヤツリグサ科	L1
53-54	: <i>Artemisia</i> ヨモギ属	L1
55-56	: Compositae キク科	M2
57-58	: <i>Thalictrum</i> カラマツソウ属	M2
59-62	: Umbelliferae セリ科	L1
63	: Trilete Type 三溝タイプシダ孢子	M2
64-65	: Monolete Type 単溝タイプシダ孢子	M2

