南関東における後期更新世の示標テフラ層¹⁾

——特性記載とそれに関連する諸問題——

新井房夫²⁾・町田 洋³⁾・杉原重夫⁴⁾

Characteristics of the late Pleistocene marker-tephras of South Kanto, central Japan

Fusao ARAI²⁾, Hiroshi MACHIDA³⁾, and Shigeo SUGIHARA⁴⁾

This paper presents a catalog of late Pleistocene tephras in the South Kanto, showing their source volcanoes, ages, petrographic characteristics, distribution and volumes for convenient use in stratigraphic and chronological studies. Fourty-nine markers formed after the last Interglacial (ca. 130,000—140,000 YBP) as a result of eruptions from the Hakone, Fuji and other volcanic centers, are documented. Here, the unit of the tephra as a rule represents a deposit of one cycle of eruption, representing a brief moment in geologic time.

Among the valuable characteristics for identification of the tephras are their petrographic properties. Above all, the refractive indices of certain phenocrysts (especially of orthopyroxene and hornblende) and the volcanic glass are probably the most useful. In most cases the range of petrographic characters in the marker is small. Exceptionally, however, there exist specific tephras (KIP-9~KmP-5), the petrographic features of which differ considerably between the upper and lower units of the tephra sheet. Detailed analysis of the compositional variation of the KmP-1, one of such specific markers, erupted from the Hakone volcano approximately 100,000 YBP, possibly indicates that the magma reservoir underwent some zonation as a result of differentiation during crystallization.

From the stratigraphic relationships between the marker-tephras and adjacent marine sediments, the chronology of the marine terraces and various related problems of the late Pleistocene are discussed in detail. The pumice-fall deposit TAU-12, one of the most prominent markers (dated at 140,000—150,000 YBP by the fission-track method), formed during the Shimosueyoshi transgressive stage, since it lies within the Shimosueyoshi marine formation at several localities. The KIP-1 and following tephras (KIP-2 to KIP-13, dated at approximately 132,000 to 120,000 YBP) formed during the regressive stage immediately after the highest sea level. The Shimosueyoshi rise in sea level possibly progressed rapidly in contrast with the slow fall during the regressive stage. Such changes in sea level are inferred to resemble those of the Recent deglacial hemicycle. After the Shimosueyoshi stage, the following three marine terraces were formed: the Hikihashi terrace (ca. 100,000 YBP), the Obaradai terrace (ca. 80,000 YBP), and the Misaki terrace (ca. 60,000 YBP). These are easily recognizable from the tephrostratigraphy over most areas of the South Kanto.

1) 1977 年 1 月 13 日 受付

2) 群馬大学教育学部地学教室 Department of Geology, Faculty of Education, Gumma University

3) 東京都立大学理学部地理学教室 Department of Geography, Faculty of Science, Tokyo Metropolitan University

4) 明治大学文学部地理学教室 Department of Geography, Faculty of Literature, Meiji University

I. ま え が き

南関東の第四系が日本の第四紀中・後期の標準層序を与えてきた理由の一つに、この地域には夥しい枚数のテフラが堆積しているという基礎条件をあげることができよう。そのテフラ累層の層位学的ならびに年代学的な意義を明らかにするために、関東ローム研究グループ(1956)は、テフラ累層をテフラと段丘との関係、テフラ中の埋没土層、あるいはテフラ内の斜交関係などを用いて、いくつかの累層に区分した。よく知られている立川ローム層、武蔵野ローム層などがそれである。こうした層序研究は、地形発達をはじめとする第四紀地史の総合的理解に貢献したが、厳密な対比や編年が要求される場合にはしばしば問題が生じた。たとえば区分された各累層の境界は、南関東全域にわたって容易には追跡できるものではなかったし、その時間間隙の大きさについても問題があった(町田, 1971; 町田・鈴木, 1971)。これに対して、きわめて短時日のうちに降下、堆積した一枚一枚の示標テフラは、広域に厳密な時間面を提供するだけに、そうしたテフラの数を増すことと、詳しい特徴づけとは、テフロクロノロジーにとって基本的に要請される事項であるといえる。もちろん東京軽石層(TP)などの第一級示標層は古くから注目され、その分布が追跡されてきた(原田, 1943)。その後こうした示標テフラ層は次第に数を増し、テフラ層序をこれによって組み立てる体制が整ってきた。しかしこれらの記載は従来ややもすると野外での岩相や層位といった点に集中しがちであった。いうまでもなく、テフロクロノロジーの基礎は、個々のテフラ層の正確な同定にある。そのためには示標テフラの特性を多方面から検討し、記載することが要請される。

南関東のテフラ累層のうち、従来の多摩ローム層(更新世中期のテフラ累層)を構成する夥しい示標テフラ層は、町田ほか(1974)に記載された。本稿ではその上位にのる諸示標テフラ層について、岩石記載的特性と分布その他に関する知見を記載、整理したカタログを提示する(表1)。これは町田(1971, 表1~3)の記載を補うものでもある。そして次のトピックス、すなわち(1)マグマ溜りの内部構造を推定させるテフラのあること、(2)いわゆる下末吉期を中心とする時代の編年に関する知見、にふれたい。

図1 南関東の後期第四紀テフラの標準層序
大磯丘陵東部の柱状図に基づく。

テフラ Tc.L, 立川ローム; M.L, 武蔵野ローム; S(K).L, 下末吉(吉沢)ローム; Ku, 吉沢上部ローム; Km, 吉沢中部ローム; Kl, 吉沢下部ローム; T.L, 多摩ローム。

火山 CC, 中央火口丘; P, 軽石流; YS, 新期外輪山; OS, 古期外輪山; YF, 新期富士; OF, 古期富士。

地形面 A, 沖積面; Tc, 立川面; M, 三崎面; O, 小原台面; H, 引橋面; S, 下末吉面。

示標テフラについては本文参照

II. テフラ示標層の特性記載

1. とりあげた示標層と記載項目

かつて町田(1971)が記載した示標層は、計38層であったが、本稿ではこれを補って計49層を記載する

図 2 南関東における後期更新世の示標テフラ層の斜方輝石、角閃石および火山ガラスの屈折率

Tc, 立川ローム；M, 武蔵野ローム；S, 下末吉ローム；YS, 箱根火山新期外輪山形成期；PF, 同軽石流期；CC, 同中央火口丘形成期；* 印のついているものは、とくに重要な示標テフラ。

(表 1). 総合柱状図 (図 1) のように、それらは比較的下位の層準に密度が高い傾向がある。それは、下末吉ローム層中・下部は主に箱根火山起源の、一枚一枚が厚い軽石層からなるのに対して、およそ Pm-I 以上では、富士火山起源の薄くかつ互いに類似したスコリア層が主体で、時折箱根起源の軽石層が挟まれているからである。

示標層の基本単位は 1 噴火輪廻 (中村一明ほか, 1963) のテフラである。いずれも給源火口 (推定も含める) から約 30km 以上になれた地域でも、独立の地層として識別されることを採択の基準としたが、これにあてはまらないものでも、岩石記載的特性の上で著しい特色があり将来広域対比に有望なもの、示標層としての層位、編年

表 1 南関東における後期

1			2	3	4
Marker Tephra			Locality	Type of Tephra	Content of Phenocrysts
(Other Names)					
S ₁ S	相模野 第1スコリア (1)	丹沢バミス (3)	相模原市勝坂	sfa, B	m
☆ AT	始良 Tn 火山灰 (2)		山北町大口橋	afa, R	p
S ₂ S	相模野 第2スコリア (1)		相模原市勝坂	sfa, B	m
Gr A	グリーンズ状火山灰 (4) (5)		富士市江尾	afa, R	p
CCP-7			小田原市板橋	pfa, A	r
CCP-6			小田原市板橋	pfa, A	r
CCP-5			箱根峠	afa, A	m
CCP-4 (5)			箱根・白銀山 マユゲ (8)	pfa, A	m
CCP-3 (5)			箱根・白銀山 チョビヒゲ (8)	pfa, A	m
CCP-2 (5)			箱根・白銀山	pfa, A	m
CCP-1 (5)		青ヒゲ (8) CC ₁ (10)	箱根・白銀山	pfa, A	m
SP	三色旗軽石 (5) (8)		箱根・白銀山	pfa, A	m
TPfl	箱根新期軽石流 (TP 軽石流) (3)		平塚市遠藤原	pfl, A	r
☆ TP	東京軽石 (5) (7) (11) (12)		平塚市遠藤原	pfa, A	r
MPfl	MP 軽石流 (1) (3)		小田原市星山	pfl, A	r
MP	三浦軽石 (5) (7)		小田原市岩原	pfa, A	r
AP	安針軽石 (5)		平塚市中吉沢	pfa, A	m
☆ YP	吉岡軽石 (5)	藤沢軽石 (7) クリョーカン軽石 (15) SP ₁₄ (16)	小山町藤曲	p, sfa, A	p
OPfl	OP 軽石流 (5)		小山町湯舟	pfl, A	m
OP	小原台軽石 (5) (14)		平塚市 中吉沢	pfa, A	m
KmP-12			平塚市 土沢中学	p, sfa, A	p

更新世の示標テフラ層の諸性質

5	6	7	8	9	10	11
Heavy Minerals	Refractive Indices	Other Remarks	Age $\times 10^3 \text{yr B.P.}$	Source Volcano	Distribution	Volume (km^3)
opx $\gg$ mg $>$ ol	$1.706 \pm \begin{pmatrix} 1.703 \\ 1.708 \end{pmatrix}$	s		F	fw	0.5?
opx, ho, cpx, bi, mg	$1.500 \pm$ (glass) $1.732 \pm$	ガラス質 1 (微細)	21-22 ^{14}C (2)	A	vw	50
opx $\gg$ mg $\geq$ ol $\gg$ cpx	$1.703 \pm \begin{pmatrix} 1.700 \\ 1.707 \end{pmatrix}$	s		F	fw	0.2~0.3
bi $\gg$ ho $>$ (opx)	1.674 $\pm$	微細斑晶		?	w?	
cpx $>$ opx $>$ mg $>$ ol	$1.707 \pm \begin{pmatrix} 1.705 \\ 1.708 \end{pmatrix}$	m, cpx大晶		H(cc)	l	
opx $\approx$ cpx $>$ mg	$1.706 \pm \begin{pmatrix} 1.703 \\ 1.708 \end{pmatrix}$	s $\sim$ m, cpx大晶		H(cc)	l	
opx $\approx$ cpx $\geq$ mg $\gg$ ol	$1.708 \pm \begin{pmatrix} 1.705 \\ 1.710 \end{pmatrix}$	s $\sim$ m, ラビリ に富む		H(cc)	fw	0.5?
opx $>$ cpx $\geq$ mg	$1.708 \pm \begin{pmatrix} 1.706 \\ 1.709 \end{pmatrix}$	m		H(cc)	fw	0.5~0.9
opx $>$ cpx $>$ mg $\gg$ ol	$1.708 \pm \begin{pmatrix} 1.706 \\ 1.709 \end{pmatrix}$	m		H(cc)	fw	0.4
opx $>$ cpx $>$ mg	$1.708 \pm \begin{pmatrix} 1.706 \\ 1.710 \end{pmatrix}$	m, $T_c = 325^\circ \sim 335^\circ$		H(cc)	l	0.1
opx $\geq$ cpx $>$ mg	$1.708 \pm \begin{pmatrix} 1.706 \\ 1.709 \end{pmatrix}$	m		H(cc)	fw	0.7+
opx $\geq$ cpx $>$ mg	$1.710 \pm \begin{pmatrix} 1.708 \\ 1.711 \end{pmatrix}$	m		H(p)	fw	0.5
opx $>$ cpx $\geq$ mg $\gg$ ol	$1.705 \pm \begin{pmatrix} 1.703 \\ 1.709 \end{pmatrix}$	s $\sim$ m		H(p)	fw	14 (10)
opx $>$ cpx $\geq$ mg $>$ ol	$\begin{cases} 1.705 \pm \begin{pmatrix} 1.703 \\ 1.708 \end{pmatrix} \\ 1.708 \pm \begin{pmatrix} 1.706 \\ 1.711 \end{pmatrix} \\ 1.710 \pm \begin{pmatrix} 1.708 \\ 1.713 \end{pmatrix} \end{cases}$	m, $T_c = 350^\circ \sim 360^\circ$	$49 \pm 5 \text{ FT}$ (13) $46 \pm \text{ OB}$	H(p)	w	4.8
opx $\geq$ cpx $>$ mg $\gg$ ol	$1.708 \pm \begin{pmatrix} 1.706 \\ 1.710 \end{pmatrix}$			H(p)	l	
〃	$1.711 \sim \begin{pmatrix} 1.709 \\ 1.713 \end{pmatrix}$	m, $T_c = 325^\circ$		H(p)	fw	0.6
opx $\geq$ cpx $\geq$ mg $>$ ol	$1.708 \pm \begin{pmatrix} 1.705 \\ 1.710 \end{pmatrix}$	m, $T_c = 300^\circ$		H(p)	fw	0.2
$\left\{ \begin{array}{l} \text{(上部) ho} > \text{opx} > \text{cpx} \approx \text{mg} \\ \text{(下部) op} > \text{cpx} \approx \text{mg} > \text{ol} \end{array} \right.$	$1.702 \pm \begin{pmatrix} 1.700 \\ 1.704 \end{pmatrix}$	m, $T_c = 430^\circ, 525^\circ$	$66 \pm 6 \text{ FT}$ (13)	F	fw	1.1
	1.689 $\pm \begin{pmatrix} 1.687 \\ 1.690 \end{pmatrix}$					
	$1.702 \pm \begin{pmatrix} 1.700 \\ 1.705 \end{pmatrix}$					
	$1.718 \pm \begin{pmatrix} 1.715 \\ 1.720 \end{pmatrix}$	s $\sim$ m		H(p)	l	
	$1.718 \pm \begin{pmatrix} 1.716 \\ 1.720 \end{pmatrix}$	m, $T_c = 310^\circ \sim 320^\circ$		H(p)	w	3.0
cpx $\gg$ opx $\approx$ mg	$1.703 \pm \begin{pmatrix} 1.700 \\ 1.705 \end{pmatrix}$	m, 微細斑晶		F?	l?	

表 1

1		2	3	4	
Marker Tephra (Other Names)		Locality	Type of Tephra	Content of Phenocrysts	
☆ Pm- I	御岳第一浮石 (15) (17)	SP ₁₃ (16)	平塚市土沢中学	pfa, A	p
KmP-11 (5)	K-Dp (12) SP ₁₁ (16) 親子軽石 (15) の一部 K-Cp (12) SP ₁₀ (16) K-Bp (12)	平塚市久保	pfa, A	m	
KmP-10 (5)		平塚市久保	pfa, A	p	
KmP-9 (5)		平塚市久保	pfa, A	p	
KmP-8 (5)		平塚市久保	pfa, A	m	
KmP-7 (5)		平塚市久保	pfa, A	m	
Kmp-6 (5)		平塚市久保	pfa, A	p	
KmP-5 (5)		平塚市栗久保	pfa, A	m ~ r	
KmP-4 (5)		平塚市久保	pfa, A	p	
KmP-3 (5)		平塚市久保	pfa, A	r	
KmP-2 (5)		平塚市久保	pfa, A	p ~ m	
☆ KmP-1 (5)	K-Ap (12) SP ₉ (16)	平塚市出縄	pfa, A	上部 r 中部 m 下部 p	
KIP-16	ピンクバミス (12) SP ₈ (16)	小田原市久所	pfa, A	m	
KIP-15 (5)		平塚市土沢中学	pfa, A	m	
KIP-14 (5)		平塚市土沢中学	pfa, A	p ~ m	
☆ KIP-13 (5)		平塚市土沢中学	pfa, A	p	
KIP-12 (5)		平塚市土屋	pfa, A	m	

つ づ き

5	6	7	6	9	10	11
Heavy Minerals	Refractive Indices	Other Remarks	Age × 10 ³ yrB.P.	Source Volcano	Distribution	Volume (km ³)
mg>ho>>opx>zr	1.683 ± (1.680 1.687)	Tc=450°	$\begin{matrix} 73\pm 4 \\ 77\pm 8 \\ 78\pm 10 \\ 82\pm 10 \\ 95\pm 5 \end{matrix} \left. \begin{matrix} \text{FT} \\ (13) \end{matrix} \right\}$	O	vw	13
cpx>opx>mg>ol	1.710± $\begin{pmatrix} 1.708 \\ 1.713 \end{pmatrix}$	l ~ m		H	fw	1.0
opx>cpx=mg>>ol	1.709± $\begin{pmatrix} 1.705 \\ 1.711 \end{pmatrix}$	m ~ l		H	l	0.5
opx>mg>cpx	1.710± $\begin{pmatrix} 1.708 \\ 1.713 \end{pmatrix}$	l		H	fw	0.3
opx>mg>cpx=ol	1.709± $\begin{pmatrix} 1.706 \\ 1.712 \end{pmatrix}$	l		H?	l	0.1~0.2
opx>cpx≥mg>(ol)	1.710± $\begin{pmatrix} 1.708 \\ 1.713 \end{pmatrix}$	l, 上部のみol ふくむ Tc=295°	89±13 FT (13)	H	w	2.3
opx=mg>cpx=ol	1.714± $\begin{pmatrix} 1.710 \\ 1.716 \end{pmatrix}$	l		H	w	2.1
opx>mg≥cpx>ol	$\begin{pmatrix} 1.700\pm(1.698 \\ 1.702 \\ 1.714\pm(1.710 \\ 1.717) \end{pmatrix}$	m, opxは bimodal		H	w	2~2.5
cpx=ol>opx=mg	1.702± $\begin{pmatrix} 1.700 \\ 1.713\pm(1.716 \end{pmatrix}$	opxはbimodal		F?	l	
cpx>ol>mg>opx	1.702± $\begin{pmatrix} 1.698 \\ 1.705 \end{pmatrix}$	s ~ m		F?	l	0.5
opx≥cpx=mg≥ol	1.712± $\begin{pmatrix} 1.708 \\ 1.716 \end{pmatrix}$	m, 小斑晶		H	l	0.5+
cpx>opx=ol=mg	$\begin{pmatrix} 1.699\pm(1.698 \\ 1.703 \\ 1.713\pm(1.710 \\ 1.715) \end{pmatrix}$	l, opxは bimodal				
opx≥cpx≥mg≥ol	$\begin{pmatrix} 1.699\pm(1.698 \\ 1.703 \\ 1.714\pm(1.711 \\ 1.716) \end{pmatrix}$	m ~ l, opxは bimodal	98±12 FT (13)	H	fw	3.2
opx>cpx=mg>>ol	1.715± $\begin{pmatrix} 1.712 \\ 1.717 \end{pmatrix}$	m, opxは bimodal				
ho>opx>mg≥cpx>>ol	1.703± $\begin{pmatrix} 1.700 \\ 1.705 \\ \mathbf{1.689}\pm(\mathbf{1.687} \\ \mathbf{1.690}) \end{pmatrix}$	m		?	l?	
opx=cpx=mg>>ol	1.716± $\begin{pmatrix} 1.713 \\ 1.718 \end{pmatrix}$	l ~ m		H	l	0.2
opx=cpx=mg>ol	1.719± $\begin{pmatrix} 1.716 \\ 1.722 \end{pmatrix}$	l		H	l	0.2
opx=cpx=mg>ol	1.710± $\begin{pmatrix} 1.707 \\ 1.712 \end{pmatrix}$	m ~ l, olは 上部で富む	117±10FT (13)	H	w	2.4+
cpx>mg>opx≥ol	1.712± $\begin{pmatrix} 1.707 \\ 1.715 \end{pmatrix}$	l ~ m		H	fw	0.7

表 1

1		2	3	4
Marker Tephra	(Other Names)	Locality	Type of Tephra	Content of Phenocrysts
KIP-11 (5)		平塚市土屋	pfa, A	r
KIP-10 (5)		平塚市土屋	pfa, A	m~p
☆ KIP-9 (5)	CPP (5) SP ₃ (16)	平塚市土屋	pfa, A	m
☆ KIP-8 (5)	グレイバミス (12) SP ₂ (16) 三色アイス (15) の一部	平塚市土屋	pfa, A	r
KIP-7 (5)	三ツ組バミス (12) SP ₁ (16)	平塚市土屋	pfa, A	m
☆ KIP-6 (5)	白ヒゲバミス (12) 三色アイス (15) の一部	平塚市土屋	pfa, A	r~m
KIP-5 (5)		平塚市七国峠	afa, A	p
KIP-4 (5)		平塚市七国峠	pfa, R	p
KIP-3 (5)		平塚市七国峠	pfa, A	r
KIP-2 (5)		平塚市七国峠	pfa, A	r
KIP-1 (5)		平塚市七国峠	pfa, A	r

1. ☆印: きわめて重要な示標テフラ層, 括弧内の数字は文献, (1) 戸谷, 1961; (2) 町田・新井, 1976; (3) 町田ほか, 1971; (4) 愛鷹ローム団研グループ, 1969; (5) 町田, 1971; (6) 皆川, 1968, 1969; (7) 関東ローム研究グループ, 1965; (8) 同左, 1958; (9) 町田, 1968; (10) 久野, 1952; (11) 原田, 1943; (12) 町田・森山, 1968; (13) 町田・鈴木, 1971; (14) 走水グループ, 1965; (15) KOBAYASHI *et al*, 1968; (16) 関東第四紀研究会, 1970; (17) 新井, 1972

3. pfa, 降下軽石; sfa, 降下スコリア; afa, 降下火山灰; pfl, 火砕流; R, 流紋岩質; A, デイサイト~安山岩質 4. r, 多い; p, 少ない; m, 中間

5. 重鉱物の全斑晶についての量比の傾向を示す. opx, 斜方輝石; cpx, 単斜輝石; ho, 角閃石; mg, 磁

上の意義がとくに深いと考えられるものはとりあげた。したがって降下テフラのほか、広域に分布する火砕流堆積物も含まれる。

テフロクロロジーの見地から記載されるべきテフラ層の属性としては、肉眼的および岩石記載的特徴、年代、層位および分布などが考えられる。肉眼的特徴や鉱物組成の特徴については、すでに町田 (1971, 表 1~3) に記したので、本稿ではこの他の項目の記載に重点をおいた。とくに堆積条件や風化条件のいかんにかかわらず、そのテフラ固有の特性記載を重視した。なお、個々のテ

フラ層の標式地としては、火山物質としての性質をもっともよく保持しているところ（一般に給源火山に近い地域）をえらんだ。また、各テフラ層の岩石記載に必要な試料は、一層につき一点ではなく、原則として降下ユニット毎にいくつか採取した。

2. テフラ示標層の特徴のあらまし

各示標層の給源火山 (表 1, コラム 9) は、等層厚線図 (町田 (1971) をみよ) と粒度の変化とから推定されたものである。それによると、全示標層 49 層のうち、富士火山起源 3 層、箱根火山起源 36 層 (うち中央火口丘期

つ づ き

5	6	7	8	9	10	11
Heavy Minerals	Refractive Indices	Other Remarks	Age ×10 ³ yrB.P.	Source Volcano	Distribu- tion	Volume (km ³)
{ 上部, cpx>ol=mg>opx 下部, cpx>ol>mg>opx	{ 1.704± ^(1.700) _(1.718) 1.708± ^(1.703) _(1.718)	m~s m		H	fw	0.9
opx=cpx=mg>>ol	{ 1.700± ^(1.697) _(1.703) 1.710± ^(1.706) _(1.713)	l, opx は bimodal		H	fw	0.9
opx=cpx=mg>ol	{ 1.700± ^(1.698) _(1.702) 1.708± ^(1.706) _(1.712)	l, coarse pumice		H(南部)	fw	0.8
opx=cpx=mg>>ol	1.708± ^(1.705) _(1.710)	l~m, 微細斑晶	132±10FT (13)	H	fw	1.3
opx=cpx=mg>ol	1.708± ^(1.704) _(1.710)	〃 〃		H	fw	2.3
opx>=cpx>=mg	1.708± ^(1.705) _(1.712)	l~m	128±11FT (13)	H	fw	0.8
opx>cpx=mg>>ol	1.707± ^(1.705) _(1.710)	s~m		H?	l	0.2
ho>mg>opx	1.685±^(1.682)_(1.687)			?	?	
opx>=cpx=mg>>ol	1.708± ^(1.705) _(1.710)	m~l		H	fw	0.6+
opx>cpx>mg	1.709± ^(1.706) _(1.713)	m~l		H	l	
opx>=cpx>mg	1.710± ^(1.706) _(1.713)	m		H	l	

鉄鉱; ol, かんらん石; bi, 黒雲母; Zr, ジルコン

6. 斜方輝石の屈折率 (γ) のモードとレンジ (括弧内) を示す. ゴシック体は角閃石 (へき開片の n_2)

7. 記号は斜方輝石斑晶の形態的特徴. s, 短柱状; l, 長柱状; m, 中間型; Tc, 磁鉄鉱のキューリー温度

9. H, 箱根火山(cc, 中央火口丘期; P, 軽石流期; 無印, 新期外輪山期); O, 御岳火山; F, 富士火山; A, 始良カルデラ

10. l, local (分布面積, 数百 km² かそれ以下); fw, fairly widespread (分布面積, 数千 km²); w, widespread (分布面積 10,000 km²~50,000 km²); vw, very widespread (分布面積およそ 50,000 km² 以上)

7層, 軽石流期8層, 新期外輪山期21層), また遠来のテフラは始良カルデラからと御岳火山から各1層, それに給源不明のもの8層 (うち遠隔地に給源ありと推定されるもの3層) である.

南関東では, およそ Pm-I 軽石層準以上のテフラの主体が富士火山起源であるにもかかわらず, その示標層があまりとりあげられていない理由は前に記したとおりである. 夥しい枚数にのぼる富士山のスコリア層の識別は, 今後の重要な課題である. また AT や GrA のような, 特異な岩質をもつ遠来のテフラも, まだ何層か識別され

ずに残っているものと予想される. 関東南西部では遠隔地の火山に由来する薄いテフラの保存条件は, 富士・箱根起源のテフラの堆積速度が大きかったため, 他の地域に比べてきわめて良好だと考えられるのである.

表1の示標層の大多数が降下テフラであることは南関東テフラの特色の一つである. 火砕流堆積物は箱根火山起源3層にすぎない (表1 コラム3). この点は, 九州・北海道の一部では広域分布の火砕流堆積物が重要示標テフラであるのとときわめて対照的である.

ところで, 上記 49 示標層のうち最多の箱根系テフラ

はいずれも両輝石安山岩質～両輝石デイサイト質である。これに対して富士起源のテフラは主に玄武岩質で、両輝石のほかかんらん石を多量に含む特徴をもつが、吉岡軽石のように例外的に角閃石を含むものもある。遠くの火山に由来するテフラでは、給源の明らかとなった2層(AT, Pm-I), さらに給源不明の3層(GrA, KIP-16, KIP-4) はいずれもデイサイトないし流紋岩質で、南関東としては特異なものなので、重要な示標層である。

斑晶鉱物の組成から一步すすんで、特定鉱物の固溶体の性質を反映する特性を吟味することは、火山学の上でもまたテフラ同定の上でもきわめて重要である(たとえば新井, 1972)。本質斑晶鉱物の屈折率特性は、単一のテフラに固有なもので、かつ風化作用などによってもほとんど変化しないことから、テフラの広域対比に際し重要な目安となってきた。この方法で肝心なことはいうまでもなく測定精度にある。本稿に記載した屈折率の測定は新井(1972)の方法により、位相差法の採用や器材の改良、測定条件の厳密な制御等によって、測定誤差は±0.001 ていどにおさえられている。

図2には各示標層の屈折率特性(斜方輝石 γ , 角閃石 n_2 , 火山ガラス n)がレンジとモードによって示されている。屈折率特性のうちほとんどすべての示標層からえられる斜方輝石 γ について、頻度分布を検討してみよ

う(図3)。それによると、ここで扱った各示標層の斜方輝石 γ は、日本の他の事例と同様に、大部分が1.700～1.720の範囲におさまり、中でも1.705～1.710の範囲にあるものが高頻度(44%)である。屈折率を手がかりとするテフラの対比という見地からは、いうまでもなく頻度の低い γ 値の斜方輝石をもつもの($\gamma < 1.700$, $\gamma > 1.715$)などに注目する必要がある。それらは上位から、AT(TnP), OP, KmP-5, KmP-4, KmP-1, KIP-14 などである。

いまテフラ層序の点からみてほぼ完全に近い箱根火山系のテフラを対象にして、 γ 値が層位によってどのように変るかを概観してみよう(図2)。

まず新期外輪山期を代表するKIP, KmPグループについてみると、KIPグループの γ 値は、下半部では一般に1.705～1.710を示して変化に乏しいが、KIP-9からKmP-5にかけては後に詳しく述べるように、bimodalな γ 特性を示し、かつ1.710以上の γ 値を示すものが増える傾向にある。KmP上半部(KmP-7～11)では、 γ 値はやや低下して1.710±を示す。その上位にある軽石流期初期の示標層OP, OPfは、異常に高い γ 値(1.718±)の斜方輝石を含む。その後再び γ 値は低まり、AP以降の箱根起源のテフラではMPおよびTPの一部がやや高い γ 値をもつほかは大部分1.705～1.710の間にある。ことに中央火口丘期のCGPグループでは、いずれもきわめて類似した γ 値(1.708±)を示している。

前述のように、KIP-9～KmP-5の範囲の箱根起源テフラに、 γ 値がbimodalにあらわれるものが多いことは特記される点である。次項で詳しく述べるように、この場合2種類の斜方輝石斑晶が識別され、その量比や斑晶粒度は降下ユニットによって規則的に変化することが多い。箱根火山起源とみなせる示標テフラ層は、表1のほかに多摩ローム期のTA～TEグループのテフラ層(町田ほか, 1974)を合わせると、きわめて多数にのぼる。しかし上記のような斜方輝石 γ の特徴をもつテフラ層がこれほど集中して現われる例は他にない。また日本の他の諸火山のテフラについても、こうした例はほとんど知られていない(新井, 1972)。

KmP-1やKmP-5などでは、斜方輝石 γ がbimodalに現われるばかりでなく、他の斑晶鉱物(かんらん石, 単斜輝石, 斜長石など)の組成や粒度も降下ユニットによって異なる。このような特徴をもつテフラ層の存在は、従来よく行われてきた重鉱物組成によるテフラの特徴づけの方法にひとつの問題を提起するものといえよう。それと同時に、これらはテフラ噴出時のマグマ溜り(柱)

図3 南関東における示標テフラ層の斜方輝石屈折率(γ)の頻度分布。

(上)立川～下末吉ローム累層中のテフラ示標層(46層)

(下)多摩ローム累層中のテフラ示標層(66層)

の構造・性状などに関して重要な情報を提供するテフラであると考えられる。

III. マグマ溜りの性質（内部構造）を示唆する テフラ KmP-1 軽石層

bimodal な屈折率特性を示す斜方輝石によって特色づけられるテフラ層の代表として KmP-1 軽石層をとりあげ、岩石記載の特性とその意義をやや詳しく検討してみよう。これは東京 軽石層にも匹敵する大容積のテフラ (3.2km³) で、放射年代も測られ (約 10 万年前)、下末吉ローム累層中の重要示標テフラ層のひとつである。

1. 試料とその処理

〔採取地点〕 箱根火山の東方約 30km, 平塚市出縄。

〔産状と採取方法〕 層厚は約 2.2m, 粒径 1~3cm の発泡のよい白色未風化軽石からなる。最下部にやや細粒の軽石からなる 1 ユニット (厚さ 20cm) が識別できるが、それより上部はほぼ一様にみえて降下ユニットが明確には識別され難い。そこで、最下部のユニットのほかは、全層をほぼ等分して計 5 枚の試料を採取した。試料番号は下位から 1~5 の順でつけられている。

〔試料の処理〕 水洗後水簸によって岩片を除去した本質物質 (軽石) を約 110°C で 24 時間乾燥したのち、それぞれ約 20g 秤量し、なるべく斑晶を砕かずに斑晶と軽石ガラスが分離するように粉碎。KmP-1 の軽石はきめ細かく発泡しているので、新鮮な軽石でも指先またはゴム栓などを使ってつぶすことが可能であり、斑晶鉱物はほとんど損傷することなく大部分自形のまま分離できる。水簸と重液分離を併用して斑晶と軽石ガラスを分

離し、乾燥後秤量して各軽石中の斑晶量 (T) とした。つぎに重液を用いて重鉱物と軽鉱物を分離して重鉱物量 (H) を秤量した。さらに重鉱物から小型の棒磁石を用いて強磁性鉱物を分け、秤量して強磁性鉱物量 (Mg) とした。SiO₂ 量の測定は別に用意した試料により蛍光 X 線分析によった (分析者、木崎喜雄)。また、分離された重鉱物の一部は X 線マイクロアナライザーによる分析試料に供した。

2. 岩石記載の特性

KmP-1 軽石層の下部から上部に系統的に採取された試料から得られたデータは、一括して図 4 に示されている。この図から明らかなように、KmP-1 の軽石中の SiO₂ 量や斑晶鉱物の諸性質は、軽石層の下部から上部にかけて、かなり規則的に変化している。

〔斑晶鉱物〕 斑晶の総量は上部ユニットで富化する傾向があり、かつ斑晶の粒度も上部ほど粗粒化する (長径が下部で 0.5 mm ±, 上部で 1.5 mm ±)。重鉱物と軽鉱物の量比も明瞭に変化し、上部ではかなり急激に重鉱物の量が増している。SiO₂ もこれらと調和的に上部ほど減少する傾向にあり、とくに最上部ではかなり急激に減少するため、最下部との差異は約 9% にも達している。重鉱物組成比は、従来よくおこなわれてきた特定粒径 (1/4~1/8 mm) の斑晶の個数比であるが、単斜輝石一斜方輝石比およびかんらん石含有率は、下部から上部に向って明瞭に増大する。なお、かんらん石は下部にはほとんど含まれない。単斜輝石やかんらん石の斑晶は、上部で粗粒化する傾向がみられるので、特定粒径に限定せずに全斑晶についてみたばあいの単斜輝石一斜方輝石

図 4 KmP-1 軽石層の岩石記載の性質

T, 軽石中に含まれる全斑晶; Pm, 純化軽石; H, 重鉱物; Px, 斜方輝石; CPx, 単斜輝石; Ol, かんらん石; Mg, 磁鉄鉱; Fs, An% はレンジとモード (括弧内) を示す; 1~5 は軽石層の下部から上部への試料番号。

図 5 KMP-1 軽石層の軽石中に含まれる斑晶輝石の Ca-Mg-Fe 比
(1) 単斜輝石, (2) 斜方輝石

比, およびかんらん石含有率は, 図 4 に表現されているよりさらに増大する。

〔斑晶鉱物の屈折率特性〕 斜方輝石の γ は無作為に数十ヶの斑晶を選別して供試すると, 下部ではせまいレンジを示すが, 中・上部ではレンジがきわめて広く (γ 1.698~1.717), bimodal な特徴をあらわす。KMP-1 の軽石には粒度の異なる 2 種類の斜方輝石斑晶がみられることから, あらかじめ粗粒斑晶と細粒斑晶を鏡下で選別採集し, それぞれについて屈折率を測定したところ, 上記の bimodal な特徴は斑晶の粒度の差異と密接に関係することが判明した。すなわち, KMP-1 の上部に富化する粗粒斑晶は一般に低い γ 値 (1.698~1.703) を示すに対して, 全層に共通してみられる比較的細粒の斑晶は高い γ 値 (1.710~1.717) を示す⁵⁾。下部のユニットが比較的高い γ 値で単一のモードを示すのは, 粗粒斑晶をほとんど含んでいないためである。図 4 には, γ から推

定される Fs% が示されている。斜長石斑晶も斜方輝石のばあいと類似して bimodal な特徴が顕著である。図 4 には劈開片の n_1 から得られた An% が示されている。一般に塵状包有物にとむほうが粗粒斑晶をなし, 亜灰長石~灰長石の組成をもっていて, KMP-1 軽石層の上部ほど富化する傾向がみられる。一方, 清澄な斜長石は曹灰長石に属する。軽石ガラスの屈折率は, 火山ガラスとしては比較的高い値 (1.518~1.523) を示しており, 下部にくらべて上部でやや高い屈折率をもつ傾向がみられる。

〔斑晶輝石の Ca-Mg-Fe 比〕 KMP-1 の各試料に含まれる輝石斑晶について, X 線マイクロアナライザー (XMA) による Ca-Mg-Fe 比の測定をおこなった (測定者, 荒牧重雄; 測定方法は荒牧・宇井 (1976) をみよ)。測定した斑晶の粒数は, 各試料とも数個以内で, 分析点は一斑晶につき 3~6 点である。それらの結果は一括して Ca-Mg-Fe 三角図に示した (図 5)。斜方輝石 (図

5) このような特徴をもつテフラの風化が著しくすすんだ場合, 細粒の斜方輝石斑晶は粘土化して消滅し, 粗粒斑晶の中心部だけが風化をまぬかれて残存していることがある。そのため bimodal な屈折率特性が失なわれて低い γ 値 (1.700±) だけが測定されることがあるので, 屈折率を同定の指標にするときは注意を要する。たとえば横浜・川崎付近などの粘土化した KIP~KMP グループのテフラには, よくその例がみられる。

図 6 KMP-1 軽石層噴出時のマグマ溜りのモデル
f, 珪長鉱物; m, 鉄苦土鉱物; 鉱物名の記号は表 1 と同じ。

5-(2)) についてみると、測定斑晶が少ないせい以前にのべた屈折率 (γ) からうかがえるほど明瞭ではないが、軽石層の上下での組成変化や、bimodal な特徴とほぼ調和する傾向を認めることができる。単斜輝石 (図 5-(1)) の組成にも軽石層の上下による変化がみられ、下部①から上部⑤に向けて Fe 成分がやや減少する傾向がうかがえる。

3. 考 察

テフラ (とくに火砕流堆積物) の組成上の特徴が、そのもとになったマグマ溜りの性状の考察に寄与することについては、日本でもすでにいくつかの研究例がある (Ui, 1971; 勝井, 1959 など)。以上にのべた KMP-1 軽石層における下部から上部への系統的な岩質の変化も、この降下軽石層をもたらしたマグマ溜りの性状と深くかかわっていると考えられる。

もっとも単純に考えると、図 4 で示した上下での組成変化を逆さにしたような分層構造をもった単一のマグマ溜りが形成され、それがある時期に上部から順次噴出したとするモデルを画くことができる (図 6)。噴火の後期ほど Fs 成分に乏しい斜方輝石やかんらん石、灰長石などの粗粒斑晶が濃集する傾向がみられることは、分別晶出作用によって早期に晶出した上記の斑晶が、成長・粗粒化とともにマグマ溜りの比較的下部に沈降集積していたことを暗示するものである。軽石ガラスの屈折率からみると、マグマの液相部分の組成にも若干の垂直的变化が存在していた可能性がある。

あるいは、以上のような単一のマグマ溜りではなく、た

とえば芋づるのように、互いに関連しながらも分離したマグマ溜りが存在し、それぞれで独立に分別晶出作用がおこなわれたため異なる組成をもつマグマが形成され、軽石噴出の進行につれてそれらが適当に混合したとする考え方も可能であろう。しかし、このばあいには KMP-1 の組成にみられる系統的な変化の説明がやや困難であり、縞状軽石のような不均質な軽石もみいだせないの、むしろ前者の考え方のほうが理解し易いようにおもう。

いずれにせよ、この種の考察は、さらに詳細な火山岩石学的なデータの集積にまたなければならない。しかしまえにのべたように、KIP~KMP グループの箱根火山のテフラには、ここに例示した KMP-1 と類似した特徴をもつものが数多くみられることは注目に価する。箱根火山の新时期外輪山形成期中・後期のテフラに、このような特異な傾向が集中してみられることは、すくなくとも、この時期の箱根火山におけるマグマ溜りの性状や、噴火様式の特異性を示唆するものといえるであろう。

IV. 海成段丘のテフロクロロジーに関する若干の知見と問題

1. 東京湾西方諸地域の下末吉層と下末吉面

いわゆる下末吉層と下末吉面の標式地は、横浜北部の下末吉台地にあるが、これより西南方の、保土ケ谷、戸塚付近、高座丘陵さらに大磯丘陵吉沢周辺は、いずれもテフラ・海成層の発達がよくところである。そしてこれらのうちでも西方の地域ほど示標テフラの保存がよいため、いわゆる下末吉海進とその後の海退の経過は、より詳しくとらえられる。これに対してテフラの給源から遠い、東京山の手台地、大宮台地、下総台地などでは、示標テフラが元来薄いこととあいまって風化が著しいために、テフラの同定は肉眼的特徴だけでは誤りかねない。そのため地層・地形面の厳密な同定となると、まだ問題も残されている。

上記の東京湾西方諸地域のテフラと海成層、地形面の対比については、すでに町田 (1973) が述べたので、ここでは南関東各地の下末吉期とそれ以降における海成段丘の形成に関連した諸問題を、地層中や地形面上に介在するテフラ示標層の同定によって追究した結果を述べることにする。

1) 下末吉層中のテフラ

横浜一帯に発達する下末吉層には、最上部をのぞきテフラ層はあまり挟まれていない (町田ほか, 1974)。下末吉台地などでは崖の下部にしばしば軽石層にとむ砂泥

層がみられるが、それは下末吉層と不整合関係で接する下位の地層である(関東第四紀研究会, 1970)。テフラの保存条件がよいところで見ると、従来の多摩ローム層と下末吉ローム層との間には、顕著なテフラのない埋没土層(下末吉埋没土層, 町田, 1971)が発達している。この埋没土層(火山灰質で厚さは大磯丘陵で 2~3m, 多摩丘陵で 1m内外)の下部ないし直下には、薄層ながら特徴の著しい、いくつかの示標テフラがある。これらのうち T_{Au}-12 軽石層(真鶴軽石, MnP; 町田ほか, 1974)は、類例の少ない高屈折率と長柱状・針状の結晶形態をもつ斜方輝石で特色づけられるテフラで、箱根から真東の方向へ分布している。そしてこれまでのところ、三浦半島横須賀市馬堀の大津貝層(走水グループ, 1965)中や房総半島木更津市南部の桜井貝層(小島伸夫, 1966a, b)さらに市原市西部の豊成貝層(池辺展生, 1936)で発見された(図 8, 柱状図 1~3)。下末吉台地周辺ではまだ見出されていないが、このテフラの層準は下末吉層中へ下部にあると推定される。なおこのテフラのフィッシュン・トラック年代は 14~15 万年前(鈴木, 1976, 付表②)である。さらにこの示標層の下位にある T_{Au}-10 軽石層も、石英を含み、高屈折率の斜方輝石で特色づけられるテフラで、藤沢市北部伊勢山辺で見出された(町田・松島, 1976)。このようなテフラ層序からみると、下末吉層を形成した下末吉海進は T_{Au}-10 堆積の少し前から始まり、KIP-1 堆積直前に絶頂に達したと考えられる。前述の T_{Au}-12 および既報の KIP-6, 8 などの年代(約 13 万年前, 町田・鈴木, 1971)からみると、この海進期の長さは 1 万年強と考えられ、いわゆる沖積層を形成した海進のそれとよく似るといえる。なお T_{Au}-12 と KIP-1 との間にある下末吉埋没土層は、その発達程度と上記の層位からみて、いわゆる間氷期土壌といえよう。

2) 下末吉面とテフラ

下末吉面上にのるテフラ累層の最下部をなす KIP-1~KIP-5 のテフラ群は、大磯丘陵では個々に区別できるが、横浜にくると薄層となり風化が著しく一枚一枚識別し難くなる(当間(1974)はこれを SLO として一括した)。このテフラ群ことにその中でも陸上堆積相をもつ KIP-1 は、下末吉面全面に広く分布するものではなく、海進絶頂期(最高海面期)の旧汀線付近のごくせまい範囲にのみみられる。そこでは KIP-1 は旧汀線堆積物の直上に風化物をはさまずにのっているため、海進の絶頂期はおおよそ KIP-1 の層準であることがわかる。大磯丘陵吉沢地域と横浜地域とは隆起速度が著しく異なるが、上記の示標テフラと旧汀線堆積物との関係は似てお

り、したがって海進の絶頂期もほとんど同時であったとみられる。

大磯丘陵~横浜の各地の下末吉面では、旧汀線から海側へ離れるに従って、KIP-6, 7, 8 などの示標テフラは次々に陸上堆積相を失なう。これは明らかに海退の進行を物語る。横浜では、KIP-6, 7, 8 などを用いて海退にともなう古地理の変遷の様子が描かれた(当間, 1974)。

下末吉面が広く保存されている地域のうちもっとも海寄りの部分で、海退期のデルタ性堆積物に整合にのるもっとも新しい陸上堆積相の示標テフラは、現在知られている限り KIP-13 である(大磯丘陵出縄付近)。このテフラの年代は約 11 万~12 万年前と測られているので、それよりも海進絶頂期に近い KIP-6 や KIP-8 の年代との時間差は 1~2 万年である(町田・鈴木, 1971)。この間に海退が一様に進行したか、または小海進や停滞などのエピソードがはさまれていたかは、定かではないが、地形面はほとんどひとつづきであること、テフラの堆積相の変化が時間的にも空間的にも漸移的であることなどからみると、前者の可能性がよい。以上の観察結果は、ひと口に下末吉面といっても、旧汀線付近と幅広い台地の先端部とでは離水期にかなりの時間差があることを物語っている。なお、上記の海退期に延長川がデルタ性堆積物を形成したところでは、その中に水成相の KIP 群の軽石層が多数介在している(大磯丘陵東南部中吉沢, 出縄および高座丘陵大庭, 堤など)。

さて、上記のような下末吉最高海水準期より離水が相当遅れたばあいの“下末吉面”と、これより低位のより新しい地形面とをいかに区別するかは、一考に価する問題であろう。ひとつづきの下末吉面をきって新しい地形面が発達している場合には、地層中に介在したり、地形面を直接おおむテフラの層序で標準的目やすをつけることができる。現在までのところ、筆者らは先述のように、KIP-1 軽石層以後、少なくとも KIP-13 軽石層までは下末吉高海面絶頂期につづく一連のゆるやかな海退期であるが、それ以後になると別な海面変化のサイクルに入ると考えている。以下にのべる下末吉高海面期以後の更新世海成段丘群(後下末吉海成段丘群)は、こうしたテフラ層序と高度関係などから区別されたもので、いずれもやや小規模な海進の産物と考えられている(MACHIDA, 1975 など)。

2. 三浦半島の後下末吉海成段丘群とテフラ

三浦半島に発達するよい海拔 100m 以下の海成段丘は、いずれも後下末吉期(テフラ層序でいえば、おおよそ

図 7 横浜および三浦半島の示標テフラの層序と岩石記載的特性

1 ; 横浜市南区堀ノ内町1丁目, 2 ; 横浜市鶴見区梶山(三ツ池公園), 3 ; 横須賀市荻野 26 番地先, 4 ; 三浦市南下浦町金田 1269 番地先 (引橋).

各柱状図右側に示標テフラの重鉱物組成 (記号は表 1 と同じ) と斜方輝石・角閃石の屈折率を示した. ただしゴシック体の数字は角閃石へき開片の最大屈折率 (n_2), その他はすべて斜方輝石 (γ).

A, 乾陸上に堆積した風化火山灰; B, 軽石; C, クラック帯; D, 水成の火山灰まじりの細粒堆積物; E, 砂礫; F, 砂; G, シルト・粘土; H, 基盤.

KIP-13 (以降) に形成されたもので, この時期の海面変化や地殻運動を論ずるのに重要である. それらは引橋面, 小原台面, 三崎面の 3 段に分れる. 三浦半島では下末吉面プロパーはまだ確認されていない. 上記 3 段の地形面の旧汀線海拔高度は引橋周辺でそれぞれ 73m, 約 70m, 約 35m であり, 沖積段丘のそれはおよそ 10~15m である. これらの値は, 横浜や藤沢付近のそれらよりもはるかに大きく, ここが著しい隆起地域であることを示している. もし定常的に隆起してきたのなら, 下末吉面は

引橋面より確実に高く, 海拔 120m~130m でいどに高まっていると考えられる (隆起速度 1mm/年として).

引橋面は三浦市引橋のごくせまい地域に分布する海拔 73m の波食台で, 厚さ約 10m のテフラ累層におおわれる. 図 7 柱状図 4 に示した Pm-I の約 3m 下位, 砂層の直上にある 2 枚の軽石層は, 陸上堆積相で, 風化しているが, 低屈折率 γ をもちかつ bimodal な特徴を保有する斜方輝石を含む. これと似た屈折率特性のテフラには, 表 1 でみると KIP-9, 10, KmP-1, 5 の 4 層が

あるが、鉾物組成、軽石の粒度などの特徴を総合すると上記2層は KmP-1 と KmP-5 にそれぞれ対比することができよう。これと全く同一のテフラ層序は、横須賀市猿島でも認められる(杉原, 1975)。

引橋面は KmP-1 の年代が約10万年前と測られているので(町田・鈴木, 1971), その離水期はこれより僅かに古いと考えられる。Machida (1975) は、これを Barbados II 段丘 (105,000[±]30Th 年前) に対比した。引橋面と同時の地形面が他の地域で見出されていないのは、この地形面とその後の小原台面とがもともと近接した高度に形成され、かつ時間的にも著しくは隔っていないので、隆起速度がよほど大でないと両地形面が分離されにくいという事情があるためであろう。しかし、テフラを手掛りにすると、他の地域でも発見される可能性が大きい。

小原台面は横須賀市浦賀のの小原台、引橋の周辺、横須賀市衣笠から武山にかけてなどの地域に分布する。海拔 70~35m の、大部分は波食台性の地形面であるが、衣笠の一部などでは厚さ 10~15m 内外の砂層の堆積面がみられる。その旧汀線高度は、衣笠や田鳥原などでは約 70m である。その構成層中には散点的ながら何層かのテフラ層が介在する。基底に近いところにある一層は図7柱状図3のように KIP-15 と判定された。一般に地形面上には Pm-I と OP との中間層準以上のテフラが陸成相でのるが、水成の Pm-I も多くの地域で砂層の直上にみられる。したがって旧汀線付近の離水期は Pm-I 堆積期にごく近いと考えられる。Pm-I の年代は 7~9 万年前と測られているので(町田・鈴木, 1971), 小原台汀線はおよそ 8 万年前ごろの海面の記録者であり、Machida (1975) はこれを Barbados I 段丘や New Guinea Huon 半島の reef complex V に対比した。この段丘構成層は下末吉段丘のそれより薄い、ある程度海進を推定させる厚さの堆積物を持ち、また海面も広い。なお武蔵野台地や相模野台地のかなりの部分はこれに近い時期につくられた河成面である。

三崎面は、三浦市三崎周辺から武山、宮田付近に広く分布する、海拔 35~20m の波食台である。旧汀線高度は両地域とも約 35m である。従来の武蔵野ローム全層すなわち OP と TP との中間の層準以上のテフラをのせる。この両示標テフラの間には下位から YP, AP, MP の3示標層があるが、前2者はこの地域ではまだ検出されていない。三崎面の波食台上には 20~30cm の厚さの風化テフラ層を隔てて MP の薄層がくるので、旧汀線付近の離水期は AP ないし YP 層準と考えられる。

およそ 6 万年前内外の古さであろう。この時期に形成された河岸段丘は相模野台地、武蔵野台地にみられる。

三崎面形成以後沖積面の時代までの約 5.5 万年間につくられた海成面は、この地域ではまだ認められていない。もちろん河成面は相模川、多摩川などに沿ってよく発達するが、大部分は下流側で沖積層におおわれるので、この時期の海面は現海面下に記録されていると考えられる。しかし、大磯丘陵の海岸沿いや房総半島館山以南などの隆起量の著大な (3~4 mm/年に達する) ところでは、この時期の比較的高位置でつくられた海成面は、現海面上に達している可能性がある。今後の検討すべき事項のひとつであろう。

3. 東京湾東岸各地の海成段丘とテフラ

房総半島北部の木更津~千葉付近には、およそ TP 層準より古いテフラをのせる段丘面としては、大別すると3段が発達する(杉原・細野, 1974)。最高位の下総上位面は海拔 25~130m で南部へ行くほど高く、かつきわめて広い。中位の下総下位面は千葉市の村田川以南の地域に海拔 20~110m で広くみられる。前者はおもに海成層、後者はかなりの部分が三角州成層からなるが、最低位の千葉第 I 段丘面(市原面)は大部分が河成で、下総台地を開析する谷沿いに分布することが多い。3者は地形面構成層とその上位にのるテフラとの関係からみると、前述の下末吉面、小原台面、三崎面にそれぞれ対比される。

1) 下総上位面構成層とテフラ

木更津~千葉間の後期更新統の層序に関する代表的な柱状図(図8)のように、この地域ではおよそ Pm-I と OP との中間層準以上のテフラは乾陸上に堆積した岩相を示すが、これより下位のテフラはもっぱら砂層や泥層中に介在し、水底や湿地に堆積したものである。従来この地域における水成層の対比によく用いられた方法は、貝化石層やよく連続するシルト層の追跡といった、通常の層位学的方法が中心であって(たとえば、小島, 1962; 植田, 1969; 青木・馬場, 1973), テフラによる対比は、その必要性が論ぜられた(成瀬, 1965; 菊地, 1972b)にもかかわらず、十分にはすすんでいない。菊地(1972b)と青木ほか(1973)の論争のように研究者の間で意見を異にするこの地域の層序を確定するためには、テフラによる層序研究がもっとも有用であると考えられるが、そのためにはなによりも個々のテフラの正確な同定が要請される。

この地域の水成層中にあるテフラは薄層かつ粘土化の著しいことが多いため、肉眼的特徴やたんなる重鉍物

図 8 東京湾東岸地域の地質柱状図

1, 木更津市桜井 三角点 62.2m 付近; 2, 木更津市山下 鳥田川右岸; 3, 市原市豊成; 4, 市原市椎津 広栄化学社宅付近; 5, 千葉市平山町 319 番地先

A, 黒土; B, 乾陸上に堆積した風化火山灰; C, クラック帯; D, 軽石; E, 水成の火山灰まじりの細粒堆積物; F, 粘土・シルト; G, 砂; H, 砂礫; I, 貝化石; J, 生痕(左はサンドバイブ, 右はヒメスナホリムシ) 各柱状図右側の数字は表 2 の試料番号と対応する。

組成のみでは、標式地のテフラと正確に対比することは困難である。この場合にも軽石中の斜方輝石斑晶の屈折率特性を主導的方法とするテフラの同定は、きわめて有

用である。筆者らは本報告で扱う層準よりも下位の、中期更新統のテフラについての詳しい資料も持っているが、それは別の機会に報告する。ここでは下末吉期とそ

表 2 東京湾東岸地域における

1	2	3	4	5	6	7	
Sample No.	Depositional Environment	Colour	Thickness in cm	Max. Grain Size (cm)	Degree of Contamination	Heavy Minerals	
1	42 41 106 105 39 104	AW AW AW AW AW AW	黄橙10YR8/6 灰白2.5Y8/2 灰白7.5Y8/1 明オリーブ灰2.5GY 7/1 灰白10Y8/1 灰オリーブ5Y5/2	50 20 10(散在) 20(散在) 10 5	— — 1.0 2.0 0.2 0.2	A~B C A~B A A B~C	opx>>cpx opx>cpx>ho opx>cpx=mg opx>mg>cpx ho>>opx>cpx opx>mg>cpx>ho
2	56 93 92 24 23 267 266 265 107	AA AW AW AW AW AW AW AW AW	橙5YR7/8 浅黄橙7.5YR8/4 浅黄橙7.5YR8/3 灰白5Y8/2 暗灰黄2.5Y5/2 淡黄2.5Y8/4 淡黄2.5Y8/4 にぶい黄2.5Y6/4	7 40{ 10 30 5 12 6 4 3 20(散在)	0.1 0.5 0.5 0.2 1.0 0.8 — — 1.0	A A~B C A~B B C C C A~B	opx=cpx=mg opx>cpx=mg mg>opx>ho>cpx opx>cpx opx>cpx>mg opx>cpx>mg opx>cpx>mg opx>mg>cpx>>ho
3	115 114 84	AW AW AW	浅黄橙10YR8/4 灰白5YR8/1 灰7.5Y6/1	15 20 20(散在)	1.0 1.0 1.0	B C A	opx>cpx>mg opx>cpx>mg>ho opx=cpx=mg
4	38 37 35 34 33 185 184 183 182	AA AA~AW AW AW AW AW AW AW AW	橙7.5YR6/8 浅黄5Y7/3 浅黄2.5Y8/4 灰白5Y8/2 ~2.5Y8/2 浅黄5Y7/4	25 15 5 10{ 4 6 5 15 40{ 15 5	0.5 — — 0.2 0.2 0.8 0.8 0.8 0.8	A B B A A A A A A	opx>cpx>>ol bi>ho opx>cpx opx>cpx opx>cpx opx>cpx=mg opx>cpx>mg opx>cpx>mg opx>cpx>mg
5	6 5 57 194 193 192 191 189 188 187 89 99	AA~AW AA~AW AW AW AW AW AW AW AW AW AW	浅黄2.5Y7/4 灰白2.5Y8/2 灰白5Y8/2 にぶい橙7.5YR7/3 にぶい黄橙10YR7/3 にぶい黄橙10YR7/3 灰黄2.5Y7/2 灰白10YR8/2 灰黄2.5Y7/2 灰白2.5Y8/2 橙5YR6/6 橙5YR6/6	10 10 10 6 5 4 3 12 2 4 20(散在) 30(散在)	— — — — — — — — — — 0.2 0.2	B~C A~B B~C C B B C A~B A A	opx>>cpx>ho opx>cpx>>ho opx>cpx>ho opx>cpx>mg opx>cpx=mg opx>mg>cpx opx>cpx>mg opx>cpx=mg opx>cpx=mg opx>cpx>mg opx>mg>cpx opx>cpx=mg

コラム(1) 1~5および試料番号は図8の柱状図番号に対応する。(2) AA, 風送陸上堆積型テフラ; AW, 風送水底堆積型テフラ。(3) 色調は新版標準土色帖(日本色彩研究所発行)による。(6) A, 本質火山物質の純化が十分にできるもの; B, 純化がややおちるもの; C, 純化が不能なもの。(7) 重鉱物組成の記号は表1と同じ。

れ以降の地史に関連するテフラ層の同定結果を示す(図8, 表2)。鉱物組成はもちろん屈折率特性が類例のきわめて少ない特異なテフラの場合には、テフラの同定の精度はきわめて高いといえる(たとえばTAu-12, Pm-Iなど)。しかし類似特性をもつテフラが多数ある場合に

は、テフラの同定に自由度が生ずる。表2のコラム9に对比可能な複数のテフラを示したものがこれである。

従来の下総層群のうち、桜井貝層や豊成貝層(図8, 柱状図1, 3)は、これまでは上岩橋部層(菊地, 1972b; 青木・馬場, 1973)に対比されていたが、前にのべたよ

示標テフラの岩石記載的特性

8		9
Refractive Indices of opx and ho		Correlation
Range	Mode	
1.701~1.710	1.702±	KmPグループ } KIPグループ TAu-12 TB-9 TB-8
1.705~1.716	?	
1.704~1.709	1.7065±	
1.719~1.725	1.722±	
{ 1.704~1.708	1.706±	
1.680~1.686	1.683±	
1.701~1.732	?	
1.706~1.709	1.7075~1.708	CCP-1
1.700~1.715	1.712 ±	KmP-1
1.699~1.716	1.7025±	
1.698~1.715	1.700 ±	KIPグループ
1.699~1.712	?	
1.706~1.712	1.708±	
1.700~1.710	1.708±	
1.705~1.710	1.708±	
1.719~1.725	1.722±	TAu-12
1.704~1.708~1.710	1.706±	KIPグループ TAu-12 ?
1.720~1.724	1.722±	
1.701~1.709	1.705±	
1.716~1.720	1.7185±	OP Pm-I KmP-6~11 ? } KmP-5 ?
1.681~1.693	1.684±	
1.710~1.720	1.7115±	
1.712~1.720	1.716±	
1.712~1.717	1.715±	
1.712~1.717	1.715±1	} KmP-1
1.699~1.718	{1.700±	
1.699~1.717	{1.715±	
1.699~1.717	?	
1.698~1.718	{1.700±	
	{1.715±	
1.708~1.713	1.711±	KmP-7 ? KmP-6 ?
1.703~1.719	1.712±	
1.698~1.7185	{1.698~1.702 1.714~1.718	KmP-1 or 5
1.698~1.715	{1.699± 1.710±	
1.700~1.710	?	KIP-13 ?
1.700~1.710	1.7075±	
1.700~1.712	1.708±	} KIPグループ
1.705~1.710	1.7075±	
1.705~1.710	1.708±	
1.705~1.710	1.708±	
1.706~1.712	1.707~1.710	
1.705~1.710	1.708±	KIP-6 ?

(8) ゴシック体の数字は角閃石へき開片の最大屈折率(n_2), その他はすべて斜方輝石(γ), ? はモード不鮮明.

(9) 同定が確実なテフラはゴシック体で示した.

うにこれらの貝層中に多摩ローム最上部の第一級示標テフラ TAU-12 を含むことからみると, 下末吉海進期に形成されたもので, 東京湾西岸の下末吉層や従来の木下部層に対比される海成層である. その上位に整合的にのる篩分けのよい砂層の最上部には, 数枚の軽石層が介在するが(図8, 柱状図1, 2, 3, 5; 杉原, 1970 の三色

アイス軽石層), それらは層序はもちろん屈折率特性からみると, 大磯丘陵の KIP 群のテフラに対比される(表2).

前にのべたように, KIP 群の降下時代は下末吉海進の絶頂期をすでに過ぎて海退が進行していた時代にあたる. したがってこれらのテフラ群をはさむ砂層は海退期の地層であるが, 図8柱状図5のように, このテフラ群の下部に潮間帯に生息するとされるヒメスナホリムシの生痕化石(菊地, 1972a)が見出されることからみると, 海底に堆積したものではなく, 多くはすでに陸化して陸水の影響下に形成された地層であると考えられる. この点は珪藻群集の研究結果と矛盾しない. すなわち堀口ほか(1972, 第2図和田の柱状図)によると, 姉崎層に対比された下総上位面をつくる堆積物の上部には, 淡水性の珪藻のみが見出されるという.

このように, 下総上位面の陸化はテフラからみると下末吉海進の最盛期から遅れ, 横浜北部の下末吉台地の大部分とほぼ似た時期に行なわれたと考えられる. ところが, この地域の地形面上には, 一次的なテフラのほかに局地的な陸水性の堆積物や一部では風成砂などがみられるため, 下総上位面の離水期は標式地の下末吉面に比べると新しいと考えられがちである. しかしこれらの堆積物はどこでも一般に薄層で, しかもテフラに富む地層であること, また主要な示標テフラ層の間にはさまる火山灰質砂シルト層の厚さは場所によってほとんど変わらないことなどからみて, 下総上位面は陸化ののち, 河川の流入や大規模な湖沼の形成などによって大きく修飾されたとはいえない.

2) 下総下位面構成層とテフラ

下総下位面は村田川以南に広く発達する地形面である. この構成層は青木(1970)が姉ヶ崎層とよんだものの大部分に相当し, 成田層木下部層を不整合におおう, 一部海成, 大部分三角州性ないし河成とみられる堆積物である. 下総上位面・同堆積物(成田層木下部層)との地形的関係および層序関係は, 図9に示される.

姉ヶ崎層(下総下位面構成層)は, その分布の周辺では厚さ3~5mと薄い堆積物であるが, 養老川や小櫃川の河口付近の台地では, 20m強とかなり厚い. このような地域では, 姉ヶ崎層はやや明瞭な浸食面を境に上部と下部とに2分できる.

下部層は厚さの変化が著しく, 基底部に砂礫層, その上位に砂・シルトの互層が発達する埋谷性の堆積物として認められるところ(たとえば袖ヶ浦町高谷台)がある. この中に KmP-1 および KmP-5 と同定されるテフラが

図 9 東京湾東岸沿いの模式的地質断面図

左側が南西(木更津市), 右側が北東(千葉市)。
A, 立川・武蔵野ローム層; B, 下末吉ローム層; C, 泥(粘土・シルト)層・D, 砂層; E, 砂礫層; F, 砂とシルトの互層; G, 泥炭層; H, 貝化石。

識別できる(図8, 表2)ので, 姉ヶ崎層と前記の木下部層すなわち下末吉層プロパーとは明らかに異なる層準にあることがわかる。砂・シルト層はその層相・分布および堀口ら(1972)の珪藻分析の結果からみて, その一部は海成の堆積物であるが, 大部分は淡水のつよい影響下に堆積した, いわゆる三角州性堆積物と考えられる。このように, 下総上位面離水の後, この地域の一部に谷が掘られたこと, そしてそこに新たな三角州性堆積物が形成されたことは, 海面の低下とその後の上昇とを想定させる。海面の上昇量は姉ヶ崎層下部層の厚さからみて 20m を越す規模のものと考えられる。またその中に示標テフラ KmP-1 が見出されることからみると, 姉ヶ崎層基底の谷で示される低海面期は, 三浦半島における引橋面形成期に近いがやや新しいと考えられる。なお引橋面形成というエピソードが房総半島でどの地形や地層に関連するかは, まだわかっていない。

いっぽう姉ヶ崎層上部層は, 河成の砂礫層と一部湿地に堆積した砂・シルト層からなる。後者の中では KmP-6 ないし KmP-7 と似た特性をもつテフラおよび Pm-I を識別できる(図8柱状図4, 表2)。姉ヶ崎層堆積地域の離水は Pm-I 降下にごく近い時代に行なわれた。なお Pm-I は, 角閃石や黒雲母の斑晶を含むという, この地域のテフラには類例の少ない鉱物組成からも容易に同定できるが, 斜方輝石や角閃石の屈折率特性からも確実に追証することができる(表2, サンプル No. 37)。姉ヶ崎層上部層は, 下部層の分布しないところにも広くみられ, 下流側では三角州の頂置性堆積物, 上流側では扇状地性堆積物の性格をもつと考えられる。したがってこれは高海面期またはその後の海退に転じた時期に形成されたものであろう。テフラからみると, 下総下位面は明らかに三浦半島の小原台面对比される。約 6.6 万年前と年代測定された OP (町田・鈴木, 1971) が堆積した時期には, 下総台地は広く陸化していた。

V. あとがき

本稿では, 南関東後期更新世の示標テフラ層のカタログを提示し(表1), あわせてそれに関連する諸問題についてのべた。

(1) テフラの種々の岩石記載的特性の中でも, 特定鉱物の固溶体の性質について示標となる屈折率特性は, 1 噴火輪廻のテフラ層それぞれに固有な性質を示し, テフラの同定に重要な役割を果すことが強調され

た。

(2) 多くの示標テフラの中で特異なものとして注目されるのは、降下ユニット毎に屈折率特性のみならず鉱物組成も異なる性質をもつテフラの存在である。それは従来の下末吉ローム層中部を占め、箱根新期外輪山の噴出物と考えられる、KIP-9 から KmP-5 にいたる数枚のテフラに多く認めることができる。このうち代表テフラとして KmP-1 をとりあげ、その岩石記載的性質を詳しく検討したところ、斑晶鉱物の組成、粒度、屈折率特性、化学組成などが系統的に変化することが明らかとなった。このことから、これを噴出したマグマ溜りは成層構造をもっていたと推定した。

(3) 南関東諸地域におけるいわゆる下末吉期とそれ以降の、海面変化によってもたらされた地層と地形面の形成史は、示標テフラの厳密な同定によって若干の新知見をもたらした。下末吉期の海面上昇の速さと規模とは、下末吉層中に介在し、かつ年代も測られている示標テフラ TAU-12 などによって判断すると、いわゆる沖積層を形成したものによく似る。また最高海水準到達以後の海面低下は概してゆっくりすすみ、広いいわゆる下末吉面が離水していった。下末吉面の離水の時期は、テフラからみると、旧江線付近と台地の海側の部分とではかなり大きな差がある。次に、下末吉期以降に、海面の停滞または比較的小規模の海進でつくられた海成面には、3 段が認められる。その中で小原台面はもっとも広く分布し、下総台地南部では埋谷性の堆積物をともなう。このことから引橋面と小原台面両形成期の間に、相対的な低海面期のあったことが示唆される。

(4) 南関東のテフラは、箱根、富士を給源火山とするものが主体であるが、中には始良 Tn 火山灰 (A T, 町田・新井, 1976) のように南九州由来のものも含まれる。表 1 に起源不明としたテフラの中には、将来海底を含めた遠隔地で見出され、広域にわたる対比、編年に役立つものが含まれるかもしれない。表 1 のようなテフラ、カタログが広く各地でつくられることが要請されるのである。

この研究にあたって、荒牧重雄、木崎喜雄両氏にはテフラの化学分析をして頂き、また青木直昭、菊地隆男両氏にはいろいろ助言を与えられた。ここに深く感謝の意を表する次第である。なおこの研究には昭和 50 年度、51年度の文部省科学研究費を使用した。

引用文献

青木直昭・馬場勝良 (1973) 関東平野東部、下総層群の層序と貝化石群のまとめ。地質雑, 79, p. 453-464.

青木直昭・馬場勝良・堀口 興 (1973) 下総層群の層序に関する問題点—菊地隆男 (1972) の批判に答えて—。地質雑, 79, p. 529-540.

青木直昭・堀口 興・馬場勝良 (1970) 房総、姉ヶ崎—千葉市付近の更新統。地質雑, 76, p. 303-308.

新井房夫 (1972) 斜方輝石・角閃石の屈折率によるテフラの同定—テフクロノロジーの基礎的研究—。第四紀研, 11, p. 254-269.

荒牧重雄・宇井忠英 (1976) 南九州の火砕堆積物—斑晶鉱物の Ca-Mg-Fe 比による対比—。震研報, 51, p. 151-182.

愛鷹ローム団研グループ (1969) 愛鷹山麓のローム層。第四紀研究, 8, p. 10-21.

原田正夫 (1943) 関東ロームの生成に就いて。東京帝大土壌肥料学教室報告, 3, p. 1-138.

走水グループ (1965) 三浦半島小原台付近の第四系。地球科学, 80, p. 1-11.

堀口 興, 大原一男 (1972) 房総、木更津—千葉地域の姉ヶ崎層および成田層から産する珪藻化石群。地質雑, 78, p. 281-287.

池辺展生 (1936) 千葉県豊成の貝化石層 (関東南部新生代化石群 其の 4)。ゾキナス, 6, p. 189-199.

勝井義雄 (1959) 支笏降下軽石堆積物について—特に支笏カルデラ形成直前の活動について。火山, 第 2 集, 4, p. 33-48.

関東第四紀研究会 (1970) 下末吉台地およびその周辺地域の地質学的諸問題。地球科学, 24, p. 151-166.

関東ローム研究グループ (1956) 関東ロームの諸問題。地質雑, 62, p. 302-316.

関東ローム研究グループ (1958) 関東ロームの諸問題。地質雑, 64, p. 293-307.

関東ローム研究グループ (1965) 関東ローム, その起源と性状。378p. 築地書館, 東京。

菊地隆男 (1972 a) 成田層産白斑状化石生痕とその古地理学的意義。地質雑, 78, p. 137-144.

菊地隆男 (1972 b) 下総層群の層序に関する問題点—青木直昭氏らの層序区分に対する批判—。地質雑, 78, p. 611-623.

KOBAYASHI, K., MINAGAWA, K., MACHIDA, M., SHIMIZU, H. and KITAZAWA, K. (1968) The Ontake Pumice-fall deposit Pm-I as a Late Pleistocene time-marker in central Japan. *Jour. Fac. Sci. Shinshu Univ.*, 3, p. 171-198.

小島伸夫 (1962) 印旛沼南方から大網白里町に至る地域の成田層群について—成田層の研究第 4 報—。地質雑, 68, p. 676-686.

小島伸夫 (1966 a) 東京湾南東沿岸地域の地質構造について—成田層の研究第 6 報—。地質雑, 72, p. 205-212.

小島伸夫 (1966 b) 東京湾の南東沿岸地域の成田層群に含まれる貝化石群集について—成田層群の研究第 7 報—。地質雑, 72, p. 572-584.

久野 久 (1952) 7 万 5 千分の 1 熱海図幅および地質説明書。地質調査所。

町田 洋 (1968) 富士、愛鷹、箱根火山および大磯丘陵の第四紀火山灰。地質見学案内書、日本地質学会。

- 町田 洋 (1971) 南関東のテフロクロノロジー(I) — 下末吉期以降のテフラの起源および層序と年代について —. 第四紀研究, **10**, p. 1-20.
- 町田 洋 (1973) 南関東における第四紀中・後期の編年と海成地形面の変動. 地学雑, **82**, p. 53-76.
- MACHIDA, H. (1975) Pleistocene sea level of South Kanto, Japan, analysed by tephrochronology. *Quaternary Studies* (R. P. Suggate, M. M. Cresswell, eds.), *Bull. Royal Soc. N.Z.* **13**, p. 215-222.
- 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**, p. 339-347.
- 町田 洋・新井房夫・村田明美・袴田和夫 (1974) 南関東における第四紀中期のテフラの対比とそれに基づく編年. 地学雑, **83**, p. 302-338.
- 町田 洋・松島義章 (1976) 下末吉海進初期の古環境に関する若干の資料. 第四紀研究, **15**, p. 136-140.
- 町田 洋・森山昭雄 (1968) 大磯丘陵の Tephrochronology とそれにもとづく富士および箱根火山の活動史. 地理評, **41**, p. 241-257.
- 町田 洋・鈴木正男 (1971) 火山灰の絶対年代と第四紀後期の編年 — フィッション・トラック法による試み —. 科学, **41** (5) p. 263-270.
- 町田 洋・鈴木正男・宮崎明子 (1971) 南関東の立川, 武蔵野ロームにおける先土器時代遺物包含層の編年. 第四紀研究, **10**, p. 290-305.
- 皆川紘一 (1968, 1969) 相模川山間部のローム層と第四紀地史. 第四紀研究, **7**, p. 101-108, **8**, p. 1-9.
- 中村一明・荒牧重雄・村井 勇 (1963) 火山の噴火と堆積物の性質. 第四紀研究, **3**, p. 13-30.
- 成瀬 洋 (1965) 成田層群の Tephrochronology (演旨). 地質雑, **71**, p. 359.
- 杉原重夫 (1970) 下総台地西部における地形の発達. 地理評, **43**, p. 703-718.
- 杉原重夫 (1975) 三浦半島における更新世後期テフラ示標層と地形面について. 駿台史学, **36**, p. 103-114.
- 杉原重夫・細野 衛 (1974) 下総台地, 千葉一木更津地域の地形と地質. 第21回ベドロジスト懇談会野外見学旅行案内, 房総の自然と土壌 p. 37-42.
- 鈴木正男 (1976) 過去をさぐる科学 — 年代測定のすべて —. 講談社.
- 当間唯弘 (1974) 横浜付近の下末吉面の陸化過程. 第四紀研究, **13**, p. 199-215.
- 植田房雄 (1969) 房総半島北部の地質, 堆積輪廻 (その1), (その2). 東洋大紀要 (教養・自然) **11**, p. 1-30; **12**, p. 25-120.
- Uti, T. (1971) Genesis of magma and structure of magma chamber of several pyroclastic flows in Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sec. II*, **18**, p. 53-127.
- 戸谷 洋 (1961) 相模野北西部の地形に関するいくつかの問題. 辻村太郎古稀記念論文集, p. 107-118.