

下総層群清川層と上岩橋層の層序学的関係

中里裕臣

北陸農政局

〒920 金沢市広坂 2-2-60

要 旨 中-上部更新統下総層群の清川層と上岩橋層は、従来上下関係にあるとされてきたが、両層の模式地にわたり地質調査と示標テフラの検討を行ない、両層は同一の累層であることを明らかにした。地層名としては、模式地で全層準が観察されるため清川層を採用する。清川層基底は従来大きな不整合とされていたが、下位の上泉層をほぼ整合に覆い、酸素同位体層序では stage 7 の高海面期の中の小海退に相当する。

キーワード: 下総層群, 清川層, 上岩橋層, テフラ, 屈折率, 貝化石, 層序.

千葉県北部には、鮮新世から更新世にかけての碎屑性堆積物がほぼ連続的に堆積しており、このうち上部の中-上部更新統は下総層群と呼ばれている。下総層群は、氷河性海水準変動の影響による砂層と泥層の繰り返しからなる堆積サイクルから構成され (Aoki and Baba, 1980; 菊地, 1980; 徳橋・近藤, 1989), 基本的にこのサイクルを単位として層序区分がなされてきた。数多くの研究者による下総層群の層序は、模式的に分布する千葉県北部の印旛沼周辺と千葉県中部の木更津-姉崎地域のそれぞれの地域内では、研究者間の違いは小さくなっている。しかし、両模式地域をつなぐ対比には問題点が残されており、特に上岩橋層と清川層の層序学的関係は未解決な問題となっている。

上岩橋層と清川層の累層名は、下総層群の他の累層同様に模式地ではそれぞれ貝化石を豊富に産することから、古くから下総層群の累層名として使われてきた。上岩橋層の名称は横山 (1930) の上岩橋階、三土 (1935) の上岩橋化石帯に由来し、千葉県北部地域の印旛沼周辺を模式地域とし、寒冷種貝化石を主体とする上岩橋化石帯を含む累層として定義される (小島, 1958, 1959, 1962; Kikuchi, 1976; 杉原ほか, 1978 など)。その層準は、模式地域ではすべての研究者が木下化石帯を含む累層の下位に位置づけており、いわゆる「成田層」の1部層として成田層下部層 (成田研究グループ, 1962 など)、もしくは成田層上岩橋部層 (青木・馬場, 1973 など) ととも定義される。清川層は、植田 (1930, 1969) により千葉県中部の袖ヶ浦市大鳥居周辺の貝化石層を含む累層として定義され、その後青木・馬場 (1971) により、彼らの成田層の最下部層として上岩橋部層の下位として再定義された。以後の研究の多くは上岩橋層と清川層を上下関係と考えている。

それまでの地層追跡による対比に対し、テフロクロロジーを適用したのが新井ほか (1977), 杉原ほか

(1978) および杉原 (1979) である。これらの研究により下総層群の中に広域対比に有効な示標テフラが確認され、大磯・横浜地域の火山灰層序 (町田ほか, 1974) との対比がなされた。清川層と上岩橋層については、TB-7, 8 および TAm-5 などの示標テフラの対比により地域的な層序改訂が行なわれたが、上下関係については従来どおりとしている。

その後、千葉県北部地域では下総台地研究グループ (1984) により、姉崎地域では徳橋・遠藤 (1984) により層序の再検討がなされた。前者はいわゆる「成田層」を再検討し、上岩橋層と木下層の間の不整合を記載した。そして、累層単位で木下層と上岩橋層を区分したうえで「成田層」の名称を廃し、木下層を下末吉層と対比した。後者は下総層群全体について堆積サイクルに着目した累層区分とテフラの記載・追跡を行なった。その結果、下総層群の各累層間の関係を基本的に一部に侵食面を伴う整合とし、木下層と姉崎層の基底のみ不整合とすることにより、Kikuchi (1976), 青木・馬場 (1973), 杉原 (1979) などが重視した清川層基底の不整合を否定した。また清川層下部の泥層と上岩橋化石帯直下の泥層に含まれるテフラ、すなわち杉原 (1979) の報告した TB-8 を含むテフラ群の存在から、上岩橋化石帯が清川層に含まれる可能性を指摘し、清川層と木下層に挟まれる地層を横田層と定義した。これに対し、菊地ほか (1988) は清川層と上岩橋層の関係について従来の上下関係を主張している。

両層の層序関係が未だに明確にならないのは、菊地ほか (1988) も触れている通り両層の模式地が離れているうえに、その中間には分水界があるために露頭が少なく、地層追跡が困難であるためである。本報告では地層およびテフラの詳細な追跡と対比に基づき千葉県中北部にわたる清川層の分布を示し、模式地の上岩橋層が清川層に含まれることを明らかにする。

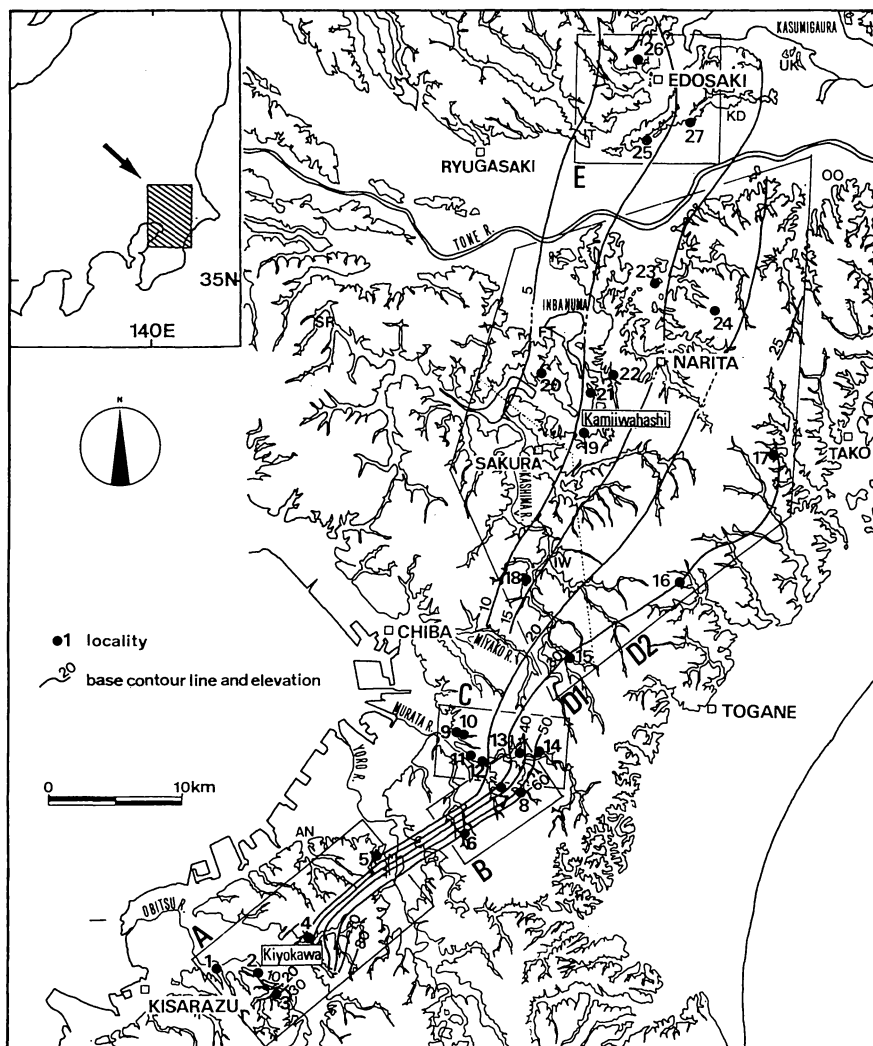


図 1. 露頭位置図および清川層基底面等高線図。A: 養老川以西地域; B: 養老川～村田川地域; C: 村田川地域; D1: 村田川以北 (千葉東部) 地域; D2: 村田川以北 (印旛沼周辺) 地域; E: 利根川北岸地域。Loc. 1: 菅生; 2: 大鳥居 (清川層模式地); 3: 打越; 4: 上泉; 5: 引田; 6: 勝間; 7: 喜多; 8: 東国吉; 9: 落井町; 10: 富岡町; 11: 草刈; 12: 番場西方; 13: 瀬又; 14: 瀬又堰; 15: 中野町; 16: 木原; 17: 梨作; 18: 谷当町; 19: 新堀 (上岩橋層模式地); 20: 岩井戸; 21: 宗吾; 22: 橋賀台; 23: 荒海; 24: 小泉; 25: 谷中; 26: 本郷; 27: 清水。AN: 姉崎; IW: 岩富; SR: 白井; FT: 舟戸; OO: 大戸; IT: 板橋町; KD: 幸田; UK: 浮島。

研究方法

本研究では、露頭で 1/100 柱状図を作成し、堆積サイクルの認定に基づく層序区分を行ない、岩相による地層対比を行なうとともに、地層中に認められたテフラを記載し、対比の妥当性を検討した。清川層基底面等高線図作成に当たっては、1/50,000 姉崎図幅内は徳橋・遠藤 (1984) を引用した。そのほかの地域では、1/5,000 地形図とハンドレベルにより柱状図地点の標高を求めて作成した。

テフラについては、テフラのタイプ (軽石、スコリア、ガラス質火山灰など)、野外での色調、層厚、粒径、純化度 (テフラ物質と堆積物との分離の度合)、相対的重鉱物組成、主要鉱物の屈折率について記載し、表 1 にまとめた。屈折率は、遠藤 (1981) の温度変化法による屈折率測定装置および RIMS87 (檀原, 1991) (ともに測定精度 ± 0.001) を用いて測定した。

本報告における下総層群の層序区分および累層名は徳橋・遠藤 (1984) の定義に従い、示標テフラ名は同論文もしくは町田ほか (1974) の定義に従う。

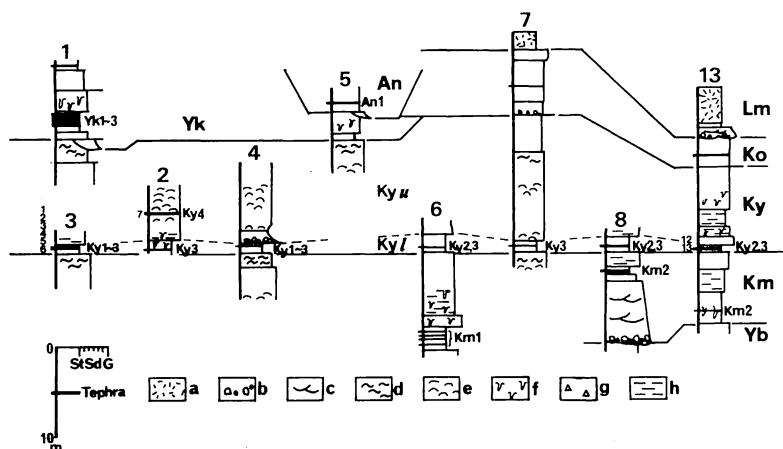


図2. 清川層を中心とした地質柱状図 (村田川以南, A, B地域). a: 陸成風化火山灰; b: 礫; c: 斜交層理; d: ヒメスナホリムシ生痕化石; e: 貝化石; f: 生痕化石; g: 軽石; h: シルト質; Lm: 新期関東ローム層および段丘堆積物; An: 姉崎層; Ko: 木下層; Yk: 横田層; Ky: 清川層; Kyu: 清川層上部層; Ky1: 清川層下部層; Km: 上泉層; Yb: 藪層. 地点 No. は図1参照. 柱状図左側の数字はテフラのサンプル No. (表1と共通する).

清川層と上岩橋層

養老川, 村田川, 利根川により分けられる A~E の 5つの地域 (図1) に分布する清川層および上岩橋層について, 代表的地点の柱状図を地域別にまとめ, 層序の検討を行なった. 露頭地点は図1に示し, 柱状図は, 図2, 6では走向方向に, 図5, 7では傾斜方向にそれぞれ配列した. また, 従来の主な研究と本報告との層序の比較は, 柱状図レベルで行ない, 各研究の層序やテフラが対応するように地域別の層序比較図に示した (図3, 4).

A. 養老川以西

分布 (図2). 養老川以西における清川層は, 模式地 (Loc. 2) を含む木更津市営生 (Loc. 1) から袖ヶ浦市打越 (Loc. 3) にかけての小櫃川左岸と市原市引田周辺 (Loc. 5) で, 上泉層に整合に重なり, 横田層にはほぼ整合に覆われる全層準が観察される. それ以外の地点では木下層および姉崎層により不整合で覆われる. 層相により上・下部に2分され, 下部層は層厚 0.5~3 m の凝灰質泥層で, 示標テフラ Ky1~3 を挟在する. 袖ヶ浦市上泉周辺 (Loc. 4) では, 下部泥層と同時異相の関係の砂礫層が上泉層に侵食面で接し, 下部泥層は欠如する. 上部層は層厚 15 m 程度のバカガイ *Maestra sulcataria* を主体とする貝化石を多産する砂層で, その下部にはしばしば生物擾乱が認められ, 泥質となる. 最上部には潮間帯を示すヒメスナホリムシの生痕化石 (菊地, 1972a) が認められる. また模式地の上部層下部には示標テフラ Ky4 (新称) が挟まれる.

テフラ. この地域では徳橋・遠藤 (1984) により Ky1~3 が記載されている. ここでは, 模式地と茨城

県江戸崎町で確認されたガラス質火山灰を Ky4 として新称する.

Ky1: 径 0.5 mm 程度の黒色スコリアを含む黄白色軽石層. 斜方輝石の屈折率は $r=1.716 \pm$ (モード) と比較的高いのが特徴である.

Ky2: 径 1 mm 程度の青灰色スコリアを多く含む灰~橙色軽石層. 斜方輝石の屈折率は $r=1.700 \sim 1.722$ におよび 1.703 と 1.718 付近にモードが認められる. 町田ほか (1974) の TB-7 に対比される.

Ky3: 径 2 mm 程度の青灰色スコリアおよび岩片を含む灰~橙色軽石層である. 斜方輝石の屈折率は $r=1.700 \sim 1.734$ におよび, 高屈折率が特徴である. 町田ほか (1974) の TB-8 に対比される.

Ky4 (新称): 基底に 1~2 cm 厚の径 2 mm の灰色軽石層を伴う 20 cm 厚の桃~赤紫色のガラス質火山灰である. 火山ガラスはバブルウォール型が主体で, 屈折率は $1.505 \pm$ (モード) であるが, 厚手のガラスでは屈折率が低く, レンジが低い方へ広がっている. 軽石層の斜方輝石は長柱~針状で屈折率は $r=1.710 \pm$ (モード) である.

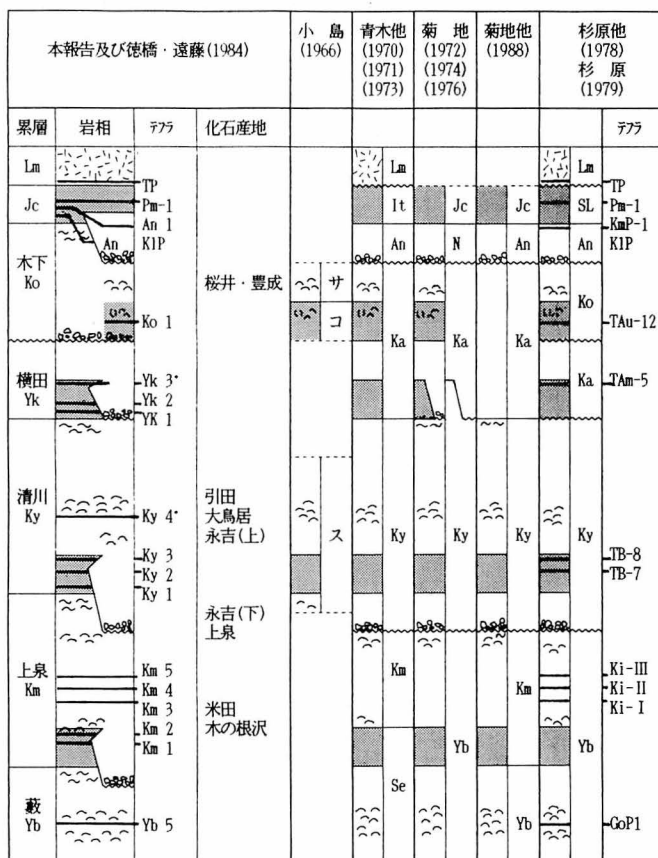
なお, 打越 (Loc. 3) では Ky1 の下位に数枚の軽石層が認められる (表1の試料 No. 4, 5, 6). これらの軽石に含まれる斜方輝石の屈折率のモードは $r=1.703$ 前後で比較的低いのが特徴で, 他地域で Ky2, 3 の下位にくる軽石層に対比される可能性がある.

対比 (図3). この地域の層序区分は他の研究とほぼ同様であるが, 他の研究では清川層の基底に認められる侵食面を重視し, 清川層は下位の地層と大きな不整合で接するとしている. しかし, 清川層下部層の直下にはヒメスナホリムシの生痕化石を含む上泉層最上部が分布する地点が多く, 侵食の規模は大きくないと判

表 1. 検討したテフラ層の岩石記載的特性

地点 No.	試料 No.	テフラの タイプ	色調	層厚 (散在) cm	平均 粒径 mm	純化度	重鉱物組成	屈 折 率		対比
								モード	レンジ	
3	1	pm・sco	or	7-15	2	a	cpx> <u>opx</u> >mt>ho	1.701±	1.699-1.734	Ky3
	2	sco・pm	or-yl	3-6	0.8	a	<u>opx</u> >cpx>mt	1.703±	1.699-1.719	Ky2
	3	pm・sco	cm・bk	3-7	0.5	a	<u>opx</u> >cpx>mt	1.716±	1.713-1.720	Ky1
	4	pm	gr	3	0.3	a	<u>ho</u> > <u>opx</u> >cpx>mt	1.687±	1.679-1.695	
								1.702±	1.695-1.707	
	5	pm・sco	yl	3	0.5	a	<u>opx</u> >ho>cpx>mt	1.705±	1.700-1.712	
	6	pm・sco	yl	4	0.5	a	<u>opx</u> ≫cpx	1.703±	1.698-1.710	
2	7	vt. ash	pk-vl	20	v.f.	a	<u>opx</u> >cpx>mt, gl	1.505±	1.498-1.508	Ky4*
								1.710±	1.700-1.712	
12	8	pm	pk-wh	(50)	25	a	<u>opx</u> >ho	1.707-1.708	1.705-1.712	
	9	pm	wh	(30)	2	a	<u>opx</u> =ho>cpx>mt	1.704-1.705	1.700-1.711	
	10	pm	wh	(50)	1.5	a	ho= <u>opx</u> =cpx	1.708±	1.699-1.711	
	11	pm	cm-yl	5	2.0	c	<u>opx</u> >cpx>ho>mt	1.716-1.717	1.707-1.718	Ky2
13	12	pm	gr-bl	5-20	3	a	cpx> <u>opx</u> >mt	1.704±	1.700-1.734	Ky3
	13	pm・sco	cm	0-15	0.5	a	<u>opx</u> >mt>cpx	1.700-1.703	1.699-1.717	Ky2
15	14	pm	yl	(10)	1	c	<u>opx</u> >cpx>ho	1.702±	1.698-1.705	
16	15	pm	cm	(0-20)	2	b	ho, cpx, <u>opx</u>	1.731±	1.701-1.734	Ky3
17	16	pm	or	(10)	0.5	b	mt> <u>opx</u> ≫ <u>ho</u> , cpx	1.703-1.706	1.699-1.709	
								—	1.671-1.689	
18	17	pm	gr	(5)	7	a	<u>opx</u> >cpx (ho)	1.708±	1.706-1.712	IWP*
	18	pm	yl-or	3	4	a	<u>opx</u> >cpx>mt	1.718±	1.712-1.722	Ky2
20	19	pm	yl	10	4	c	<u>opx</u> >ho>cpx	1.699±	1.695-1.704	FP*
	20	pm	cm	10	3	c	<u>opx</u> >cpx>ho, mt	—	1.717-1.733	Ky3
	21	pm	yl-gr	8	1	a	<u>opx</u> >cpx	1.705±	1.702-1.707	
21	22	pm	cm	(10)	20	c	<u>opx</u> >cpx>mt	1.708-1.709	1.703-1.714	SoP*
22	23	pm	cm	(10)	4	b	<u>opx</u> >cpx>mt>ho	1.718, 1.730	1.711-1.734	Ky3, 2
	24	pm	yl-cm	(25)	2	c	<u>opx</u> >cpx>ho>mt	1.702-1.703	1.699-1.708	
23	25	pm	yl-gr	3	1	c	<u>opx</u> >ho>cpx	1.703, 1.729	1.699-1.733	Ky3
24	26	pm	yl-gr	(10)	1	c	<u>ho</u> ≫ <u>opx</u> >cpx	1.680-1.682	1.673-1.683	
25	27	pm	cm	(20)	15	a	<u>opx</u> >cpx (ho)	1.729±	1.707-1.733	Ky3
26	28	vt.ash	pk	35	v.f.	b	<u>opx</u> , gl	1.501±	1.495-1.502	Ky4*
								1.707-1.709	1.704-1.710	

- ・テフラのタイプ欄 pm: バミス; sco: スコリア; vt. ash: ガラス質火山灰.
- ・色調欄 wh: 白; cm: クリーム色; yl: 黄; or: 橙; gr: 灰; bk: 黒; bl: 青; pk: ピンク; vl: 紫.
- ・粒度欄 v.f.: 極細粒.
- ・純化度欄 a: 純度高い; b: 純度中程度; c: 不純物多い.
- ・相対的重鉱物組成欄 opx: 斜方輝石; cpx: 普通輝石; ho: 角閃石; mt: 磁鉄鉱; gl: 火山ガラス.
- ・屈折率測定鉱物 — (一段目); — (二段目).
- ・対比欄 *は新称.
- ・試料 No. 15, 16 は佐藤 (1987MS) による.



*テフラの'は新称。

*累層名略号 Lm:新期関東ローム層、Jc:常陸粘土層、Ka:上岩橋層、An:姉崎層
Se:瀬又層、It:板橋層、N:成田層、SL:下末吉ローム層

*図中記号凡例 □ 砂層 ■ 泥層 ○ 礫 ○ 貝化石 ≡ ヒスナノミ

— 整合 ~ 不整合

図3. 養老川以西の木更津・姉崎地域の層序比較図。

断される。

清川層の上位は上岩橋層とされてきたが、その上岩橋層は温暖種で特徴づけられる桜井貝層や豊成貝層を含んでいた(青木・馬場, 1973; 菊地, 1972b)。新井ほか(1977)は示標テフラ TAm-12 の対比により、桜井貝層や豊成貝層を木下層のものとし、杉原ほか(1978)は木更津市菅生付近で清川層を不整合に覆う、示標テフラ TAm-5 を含む地層を上岩橋層とした。これは徳橋・遠藤(1984)の横田層にほぼ相当する。菅生(Loc. 1)では杉原らの TAm-5 の下位の泥炭を含む泥層中に横田層の示標テフラ Yk1, 2 が認められることから、このテフラを Yk3 と新称する。

B. 養老川～村田川地域

分布(図2)。この地域でも清川層下部泥層が市原市勝間(Loc. 6)、喜多(Loc. 7)、東国吉(Loc. 8)、瀬又(Loc. 13)と追跡される。この地域では清川層と上泉層が模式地域と岩相が変わり、泥質となっている。特に

上泉層では層厚が 10 m 程度と養老川以西の 20~40 m から大きく変わり、基底に砂礫層を挟むようになっている。清川層の最上部は木下層および姉崎層基底の不整合により欠如する。

テフラ。清川層下部泥層には Ky2, 3 が連続して追跡される。また、その下位の泥層には上泉層の示標テフラ Km1 および Km2 が認められ(徳橋・遠藤, 1984; 中里・佐藤, 1988)、清川層と上泉層との区分が可能である。

対比(図4)。従来の対比を清川層下部泥層を中心に述べる。千葉県北部から対比を行ってきた小島(1962)は、瀬又において Ky2, 3 を含む泥層を上岩橋化石帯直下の粘土層に対比している。青木・馬場(1970)では勝間付近の柱状図により上泉層基底の侵食面を「清川層基底」、清川層下部泥層を「上岩橋層基底の泥層」としており、青木・馬場(1971)以降、上泉層は成田層清川部層基底の不整合により養老側以東では認められないとしている。Aoki and Baba (1981)

				養老川・村田川地域（勝間、瀬又周辺）					成田・佐倉周辺地域					利根川以北	
本報告及び従橋・遠藤（1984）				小島 （1962）	青木他 （1970） （1971） （1973）	AOKI （1981）	菊地他 （1974） （1976） （1988）	杉原他 （1978） 杉原 （1979）	小島 （1958） （1959） （1962）	成田研 （1962） 大森他 （1972）	青木他 （1971） （1973）	杉原他 （1978） 杉原 （1979）	菊地・ 舘野 （1962）	青木・ 馬場 （1979）	
果層	岩相	テフラ	化石産地						テフラ						
Lm		TP		Lm	Lm	Lm		Lm	TP	Lm	Lm	Lm	Lm	Lm	
Jc		Pm-1 KmP KIP		Ko	It	It		Sl	Jc	Jc	It	Sl	Pm-1 KmP KIP BT	Jc	
木下 Ko		An-R R	平山 木下	An	An			Ko		Nu	Ko	Ko		R	
		INP*	岩富・神門				Ko				R			Ko	
				Ka	Ko				Ka				-TAm-5		
清川 Ky		Ky 4* Ky 3 Ky 2	喜多 島津 上岩橋		Ka		Ky	Ky		Nl	Ka	Ka		Nl	
			喜多												
上泉 Km		Km 4 Km 2 Km 1	前林	Se	Ky				Se		Yb	J		Nl	
藪 Yb		Yb 5	瀬又堰	丙	Yb		Yb	Yb						J	
								-GoPl							

*果層名略号 R:竜ヶ崎層, Nu:成田層上部層, Ni:成田層下部層, Na:成東層, J:地藏堂層
*その他の記号凡例は第3図参照

図4. 養老川以東の地域別層序比較図.

では喜多の露頭を記載し、「上岩橋層」の貝化石群集の一つは木更津の「清川層」のものに類似するとしている。菊地 (1974) の「清川層中位の火山灰質泥層」の追跡は本報告の清川層下部泥層の追跡と一致するが、勝間付近の上泉層基底の侵食面を「清川層基底の不整合」としている。杉原ほか (1978) および杉原 (1979) は勝間や瀬又において菊地と同じ層序を示し、TB-7, 8 を含む泥層の下位の泥層から斜方輝石の屈折率のレンジの広いテフラを検出し、TB-1 と対比している。これは本報告の Km1, 2 に相当する。

以上の対比の相違は、1. 清川層基底面の走向傾斜が村田川を境に南北で大きく変わること、2. それを確認する露頭が分水界により不足すること、3. 清川層の層相および層厚が上泉層とともに変化すること、4. 上泉層基底に侵食面が頻繁に認められること、5. 清川層基底が不整合と定義されていること、の5点により生じるものと考えられる。

C. 村田川地域

分布およびテフラ (図5)。村田川沿いでは東京湾側から瀬又の堰 (Loc. 14) の露頭まで、姉崎層を除く下総層群の各果層を見ることができる。千葉市落井町 (Loc. 9) から市原市草刈 (Loc. 11) にかけては、ヒメスナホリムシの生痕化石を含む清川層最上部が標高を上げていくのが観察され、Loc. 9, 10 では横田層が分布

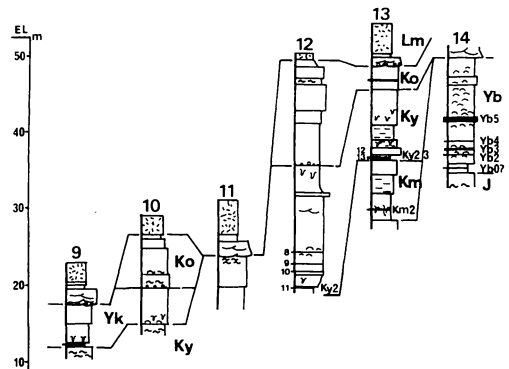


図5. 村田川沿いの地質柱状図 (C 地域)。J: 地藏堂層。そのほかの凡例は図2と共通。

する。清川層基底は下部泥層が番場西方 (Loc. 12) から瀬又 (Loc. 13) にかけて見られ、下位の上泉層を整合に覆う。瀬又付近の上泉層は層厚 10 m 弱で基底には侵食面が認められる。瀬又から瀬又の堰にかけては貝化石を大量に産する藪層と下位の地藏堂層が沖積面上に現れ、清川層および上泉層は順次木下層基底の不整合により侵食されと考えられる。

図1の基底面等高線図に示される、この地域を境とした清川層基底面の屈曲は断層によるものと考えられている (増田・中里, 1988)。

テフラ。下部泥層に Ky2, 3 が挟在する。Loc. 12 で

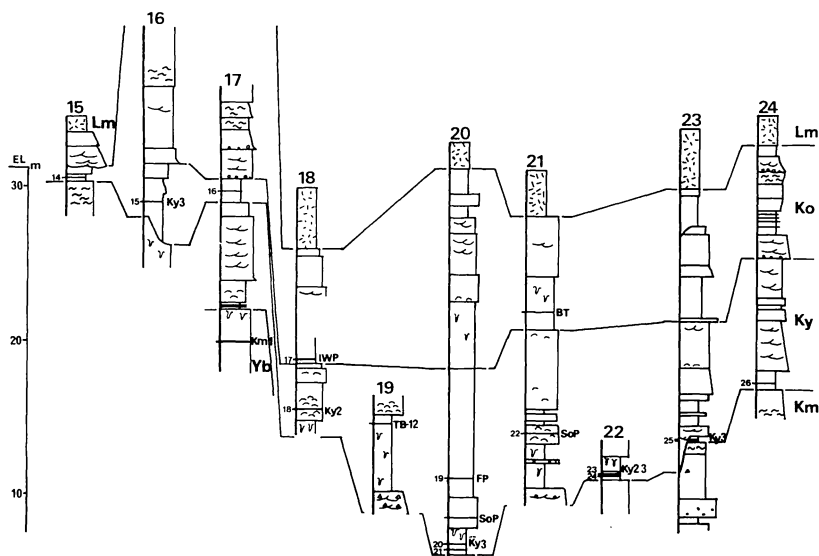


図 6. 清川層を中心とした地質柱状図 (村田川以北, D 地域). 凡例は図 2 と共通. 地点 No. 16, 17 は佐藤 (1987MS) による.

は Ky2 上位の砂層中に径数 cm におよぶ円磨された白色軽石の密集層が 3 層準観察される (表 1, 試料 No. 8, 9, 10). これらは北部の SoP (後述) に対比される可能性がある. Loc. 13 では上泉層下部に Km2 が認められる (中里・佐藤, 1988).

対比. この地域は Kikuchi (1976) により検討され, 本報告の横田層, 木下層が「成田層」に, 清川層が「上岩橋層」に対比されている.

D. 村田川以北

分布およびテフラ (図 6). 都川沿いでは谷が浅く木下層の基底が沖積面に没しており清川層の分布は不明である. 鹿島川上流では千葉市中野町 (Loc. 15) で, 清川層下部の泥層が, ヒメスナホリムシの生痕化石を含む上泉層最上部を整合に覆うのが観察される. この泥層は北東に向かって断片的に追跡され, 山武町木原 (Loc. 16) では Ky3 を挟在し, 芝山町梨作付近 (Loc. 17) まで分布する (佐藤, 1987MS). 多古町と佐原市大戸を結ぶ線より東側では, 木下層基底の不整合により清川層の分布は認められない.

鹿島川沿いでは千葉市谷当町以北で清川層下部泥層 (従来の上岩橋化石帯直下の泥層) と細粒砂からなる上部層が連続して見られるようになる. 上部層の下部はしばしば貝化石を産するが, 谷当町 (Loc. 18) では清川層下部の泥層上面に化石カキ礁がみられ, その直上にはハイガイ *Tegillarca granosa* の密集層が見られる. その上位の上部砂層中には大鳥居貝層に類似した多数のバカガイの成層した化石層が認められる (大森・福田, 1976). この砂層中には下部泥層に由来する偽礫が点在し, 偽礫中には Ky2 が確認される. こ

では清川層は木下層の下部泥層に不整合で覆われる. この泥層は北方に白井町付近まで分布し, しばしば厚さ数 cm 径 2~3 mm の白色軽石層を挟在する. このテフラは佐倉市岩富付近に模式的に分布するので岩富パミス (IWP) と新称する.

上岩橋層模式地の酒々井町新堀 (Loc. 19) から成田市荒海 (Loc. 23) にかけての清川層は, 基底が標高 10 m 前後にあり, 上位の木下層に不整合に覆われ, 層厚は 10 m 程度である. 成田付近では図 1 に破線で示すように, ほぼ東西方向の木下層基底の谷地形があり (佐藤・中里, 1989), 清川層は欠如する. 清川層下部泥層には, 下位から凝灰質シルト層, 径 0.5~2 mm の軽石層および径 2~4 mm のスコリア混じり軽石層が認められ, 斜方輝石の屈折率から上位の軽石層は Ky2, 3 の混合したものと考えられる. 上部砂層には上岩橋化石帯層準に灰~赤色を呈する径 2~20 mm の散在軽石層と, その上位には黄色の径 2~4 mm の層状軽石層が挟まれる (岡崎, 1982MS). これらは Ky4 とほぼ同層準と考えられるが, 上下関係が不明なため模式的に見られる地名をとり, それぞれ宗吾パミス (SoP), 舟戸パミス (FP) と新称する. SoP は印旛沼周辺から利根川北岸地域にかけて分布する. FP は印旛沼周辺でのみ確認されるが, 斜方輝石の屈折率が $r = 1.699 \pm$ (モード) と低いのが特徴で, 他地域での確認が期待される.

対比 (図 4). 杉原ほか (1978) および杉原 (1979) は, 印旛沼周辺において Ky2, 3 (彼らの TB-7, 8) を挟在する泥層以下を清川層とし, 上岩橋化石帯を含む砂層と, その上位の IWP (彼らの TAm-5) を挟在する泥層を上岩橋層とした. しかし, IWP を挟在する泥

層は上位の地形面を形成する砂層と整合であり、その基底には貝化石を伴う侵食面が認められることから、木下層に含められる。このとき、上岩橋化石帯を含む砂層は、ほぼ整合関係にある下位の泥層が、Ky2,3の追跡により清川層下部泥層と対比されることから、清川層上部層に対比される。つまり、従来の上岩橋層は清川層に含められる。ここで、上岩橋層模式地では木下層基底の不整合により最上部が欠如するため、地層名は模式地で全層準が観察される清川層を採用する。

印旛沼周辺では下部泥層の下位がクロスラミナを示す礫粗粒砂層からなることが多く、一部で侵食面も認められることから、この部分が清川層基底の大きな不整合とされてきた(青木・馬場, 1973; 杉原, 1979)。しかし、Locs. 23, 24のように成田市東部では、下部泥層直下にヒメスナホリムシの生痕化石を含む上泉層最上部が認められることから、層序関係は木更津地域と同様で大きな不整合は存在しないと考えられる。この地域で大森ほか(1971, 1972)が藪層とし、青木・馬場(1972, 1973)が地蔵堂層とした地層は、本報告の上泉層に相当する。

E. 利根川北岸地域

分布(図7)。この地域でも印旛沼周辺と同様の層序がみられる。茨城県竜ヶ崎市周辺では、ゆるい斜交層理を示す淘汰のよい細粒砂からなる清川層上部層が分

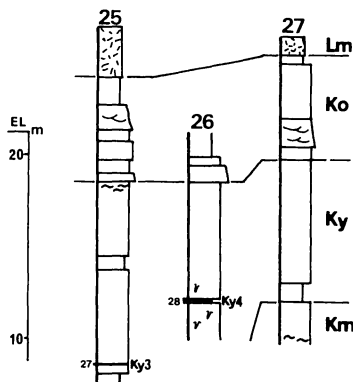


図7. 清川層を中心とした地質柱状図(利根川北岸, E地域)。凡例は図2と共通。

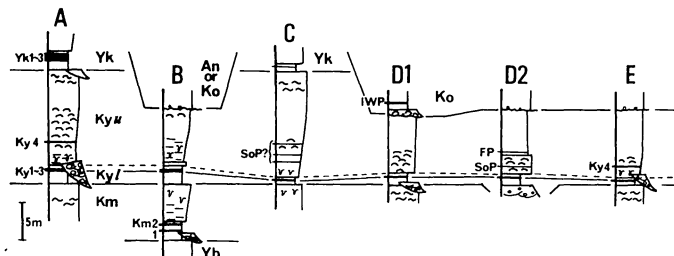


図8. 地域別総合柱状図の対比。凡例は図2と共通。

布し、上位には竜ヶ崎層および木下層が不整合で重なる。清川層基底は、竜ヶ崎市板橋町以東で下部泥層が沖積面上に表れ、東村幸田付近では上泉層最上部のヒメスナホリムシの生痕化石層準を覆う侵食面として追跡される。桜川村浮島以東では、木下層基底の不整合により清川層は欠如する。

テフラ。新利根村谷中(Loc. 25)では、下部泥層からの再堆積と考えられるKy3が上部砂層下部に認められ、江戸崎町本郷(Loc. 26)では、上部砂層下部にKy4が認められる。このKy4は基底部に数cmの黄色粘土部があり、模式地の軽石層の粘土化したものと考えられる。この部分の斜方輝石は長柱～針状で、屈折率も模式地と同様である。桃色部も風化が進み、屈折率の低い厚手の火山ガラスのみが保存され、屈折率が模式地のものとは異なっている。

対比(図4)。従来の成田層下部層および上岩橋層が本報告の清川層に相当する。

以上のA～E地域の清川層と上岩橋層の対比を、各地域の総合柱状図によりまとめると図8のようになる。清川層は泥質層および礫層からなる下部層と砂層からなる上部層により構成され、下部層の泥層中にはKy1～3が広く挟在する。さらに模式地域の木更津市と江戸崎町で上部層中のKy4が対比されることは、両層の対比を裏付けるものである。また、清川層は全域で上泉層をほぼ整合に覆い、木更津地域と村田川沿いで横田層に整合に覆われるほかは、上位の木下層、姉崎層に不整合に覆われる。

南関東の第四紀地史における清川層

前節に示した房総半島北部全域にわたる清川層の追跡により、清川層の年代と古地理について再検討が必要となる。

前者については、これまでに関東第四紀研究グループ(1969)、関東第四紀研究会(1980)、岡(1991)などによる南関東の更新統層序のまとめの中でふれられているが、ここでは上岩橋層は清川層に含まれる点と清川層基底が大きな不整合ではない点を考慮して、層序対比図を作成した(図9)。

図9では左から、大磯丘陵の関東第四紀研究会(1987)および町田ほか(1974)によるテフラ層序、横

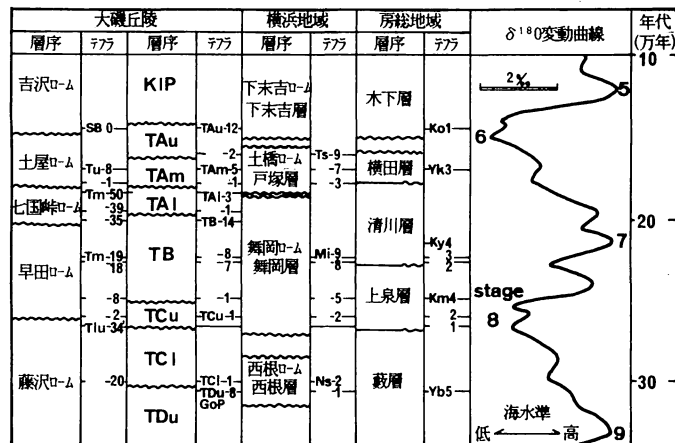


図9. 南関東の中-上部更新統の対比。各欄の説明は本文参照。

浜地域の三梨・菊地 (1982) によるテフラ層序、房総地域の本報告の層序を示し、右には Imbrie *et al.* (1984) の酸素同位体曲線を示した。層序と年代の対応については、町田 (1977) による TAm-12, TB-7, TB-1, TCI-4, GoP のフィッシュントラック年代値と各地の層序と海水準変動との関係を考慮した。また、それぞれの報告によるテフラについては、対比されるものを同一層準に示している。

従来清川層基底は、大磯や横浜で低海水準期が認められる TCU-1 層準に対比され (杉原ほか, 1978 など)、酸素同位体層序における約 27 万年前の stage 8 の低海水準期に相当すると考えられていた。しかし、房総ではこの層準は TCU-1 と Km2 との対比 (中里・佐藤, 1988) により、上泉層基底に相当する。清川層基底は Ky2, 3 と TB-7, 8 との対比により早田ロームおよび舞岡ローム層の中部に対比される。上泉層最上部を覆う泥炭質泥層や侵食面が認められることから、清川層基底は海水準の低下期を示し、酸素同位体層序の stage 7 の高海水準期の中の小海退に相当すると考えられる。しかし、大磯・横浜地域では、この時期の顕著な海水準の低下は認められていない。清川層下部層から上部層にかけては、内湾性泥質層や貝化石層の分布から海進とそれに続く海退が考えられる。この時期には Ky4 テフラが降灰するが、このテフラはパブルウォール型火山ガラスを主とするガラス質火山灰で広域に分布する可能性があり、他地域との対比に重要となる。清川層と横田層の関係は上泉層と清川層の関係と同じで、横田層基底の泥炭層や侵食面の存在は海水準の低下を示す。この低下は酸素同位体層序では stage 7 の中の小海退に当たり、TAm-5 と Yk3 の対比により大磯の TAm-1 層準に対比されると考えられる。

後者の古地理の検討については、広く分布する上岩橋貝層や大鳥居貝層などの貝化石層の群集を、同一の

海進海退のサイクルの中で解釈することが重要となる。これについては、最近の堆積相解析による堆積場の検討 (岡崎・増田, 1992 など) と合わせて、今後の課題としたい。

謝 辞

千葉県立中央博物館の岡崎浩子氏には本稿を著す機会を与えていただくとともに同館の RIMS87 を使用させていただいた。工業技術院地質調査所遠藤秀典氏には、屈折率測定装置を使用させていただき、また現地調査に貴重な意見をいただいた。静岡聖光学院中・高等学校佐藤弘幸氏には下総層群の層序について議論していただいた。これらの方々に厚く感謝の意を表する。

文 献

- 青木直昭・堀口 興・馬場勝義. 1970. 房総、姉ヶ崎-千葉市付近の更新統。地質学雑誌 76: 303-308.
- 青木直昭・馬場勝義. 1971. 木更津-市原地域の瀬又、上泉および成田層の貝化石群とその産出層準。地質学雑誌 77: 137-151.
- 青木直昭・馬場勝義. 1972. 千葉県北東部の更新統の層序。地質学雑誌 78: 65-73.
- 青木直昭・馬場勝義. 1973. 関東平野東部、下総層群の層序と貝化石群のまとめ。地質学雑誌 79: 453-464.
- 青木直昭・馬場勝義. 1979. 霞ヶ浦-北浦地域の下総層群。筑波の環境研究 4: 186-195.
- Aoki, N. and K. Baba. 1980. Pleistocene molluscan assemblages of the Boso Peninsula, Central Japan. Sci. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, Sec. B1: 107-148.
- Aoki, N. and K. Baba. 1981. Molluscan assemblages of the Narita Formation from Kita-Ichihara area, northern Boso Peninsula. Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba 7: 39-42.
- 新井房夫・町田 洋・杉原重夫. 1977. 南関東における後期更新世に示標テフラ層。第四紀研究 16: 19-40.
- 檀原 徹. 1991. RIMS による屈折率測定とその応用。月

- 刊地球 13: 193-200.
- 遠藤秀典, 1981, 温度変化法による鉱物・ガラスの屈折率測定法, 地質ニュース 329: 8-12.
- Imbrie, J., N. J. Shackleton, N. G. Pisias, J. J. Morley, W. L. Prell, D. G. Martinson, J. D. Hays, A. McIntyre and A. C. Mix, 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In A. Berger *et al.* (eds.), *Milankovitch and Climate*, pp. 269-305. D. Reidel.
- 関東第四紀研究グループ, 1969, 南関東の第四系と海水準変動, 日本の第四系, 専報 15, 地学団体研究会: 173-200.
- 関東第四紀研究会, 1980, 南関東地域の中部更新統の層序とその特徴, 第四紀研究 19: 203-216.
- 関東第四紀研究会, 1987, 大磯丘陵の層序と構造, 関東の四紀 13: 3-46.
- 菊地隆男・館野俊男, 1962, 茨城県江戸崎町および千葉県多古町周辺の第四系, 地質学雑誌 68: 17-28.
- 菊地隆男, 1972a, 成田層産白斑状化石生痕とその古地理学的意義, 地質学雑誌 78: 137-144.
- 菊地隆男, 1972b, 下総層群の層序に関する問題点, 地質学雑誌 78: 611-623.
- 菊地隆男, 1974, 関東地方の第四紀地殻変動の性格, 垣見・鈴木編「関東地方の地震と地殻変動」, ラティス: 129-146.
- Kikuchi, T. 1976. Stratigraphy and geologic structure of the marine Pleistocene of the Boso Peninsula, Japan, and relative changes in sea level from the Middle to Late Pleistocene. *Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ.* 11: 133-146.
- 菊地隆男, 1980, 古東京湾, アーバンクボタ 18: 16-21.
- 菊地隆男・楡井 久・楠田 隆, 1988, 上総・下総両層群の層序に関する 2・3 問題, 地質学論集 30: 51-65.
- 小島伸夫, 1958, 木下地方の地質構造について, 地質学雑誌 64: 165-171.
- 小島伸夫, 1959, 印旛沼周辺の成田層群について, 地質学雑誌 65: 595-605.
- 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, 地質学雑誌 68: 676-686.
- 小島伸夫, 1966, 東京湾の南東沿岸地域の地質構造について, 地質学雑誌 75: 205-212.
- 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対比とそれに基づく編年, 地学雑誌 83: 22-58.
- 町田 洋, 1977, 火山灰は語る, 蒼樹書房, 324 pp.
- 横山次郎, 1930, 関東南部の洪積層, 小川博士還暦記念論文集: 307-382.
- 増田富士雄・中里裕臣, 1988, 堆積相からみた鹿島-房総隆起帯の運動像, 月刊地球 10: 616-623.
- 三土知芳, 1935, 7 万 5 千分の 1「千葉」図幅及び同地質説明書, 地質調査所.
- 三梨 昂・菊地隆男, 1982, 横浜地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 105 pp.
- 中里裕臣・佐藤弘幸, 1988, 下総層群上泉層中の Km2 テフラ, 地質学雑誌 94: 793-796.
- 成田研究グループ, 1962, 下末吉海侵と古東京湾, 地球科学 60・61: 8-15.
- 岡 重文, 1991, 関東地方南西部における中・上部更新統の地質, 地質調査所月報 42: 553-563.
- 岡崎浩子, 1982MS, 茨城県南部～千葉県北部における「古東京湾」末期の堆積相, 千葉大修士論文, 65 pp.
- 岡崎浩子・増田富士雄, 1992, 古東京湾地域の堆積システム, 地質学雑誌 98: 235-258.
- 大森昌衛・磯部大暢・真野勝友・犬塚則久・成田層の古環境研究グループ, 1971, 千葉県香取郡下総町猿山から産出したいわゆる「ナウマンぞう」の頭骨化石について (予報), 第四紀研究 10: 92-97.
- 大森昌衛・真野勝友・菊地隆男, 1972, 常総台地の成田層の形成史, 地質学雑誌 7: 145-152.
- 大森昌衛・福田芳生, 1976, マガキの殻体に穿孔しているモモガイの古生態について, 地球科学 30: 9-14.
- 佐藤弘幸, 1987MS, 千葉県北東部の第四系の層相と堆積様式, 千葉大修士論文, 70 pp.
- 佐藤弘幸・中里裕臣, 1989, 千葉県北部の下総層群木下層の古地理, 日本地質学会第 96 年学術大会講演要旨: 273.
- 下総台地研究グループ, 1984, 千葉県手賀沼周辺地域における木下層基底の形態と層相の関係, 地球科学 38: 226-234.
- 杉原重夫・新井房夫・町田 洋, 1978, 房総半島北部の中・上部更新統のテフロクロノロジー, 地質学雑誌 84: 583-600.
- 杉原重夫, 1979, 下総層群成田層の層序と基底地形, 明治大学人文科学研究紀要 (18): 1-41.
- 徳橋秀一・遠藤秀典, 1984, 姉崎地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 136 pp.
- 徳橋秀一・近藤康生, 1989, 下総層群の堆積サイクルと堆積環境に関する一考察, 地質学雑誌 95: 933-951.
- 植田房雄, 1930, 房総半島北部の地質 (摘要), 地質学雑誌 37: 250-253.
- 植田房雄, 1969, 房総半島北部の地質, 堆積輪廻 (その 2), 東洋大学紀要, 教養・自然 12: 25-120.

Stratigraphic Relationship between the Kiyokawa and Kamiawahashi Formations of the Middle-upper Pleistocene Shimosa Group, Chiba Prefecture, Central Japan

Hiroomi Nakazato

Hokuriku Agricultural Administration Office
2-2-60 Hirotsaka, Kanazawa 920, Japan

The Kiyokawa Formation of the middle-upper Pleistocene, Shimosa Group has been believed to be overlain by the Kamiawahashi Formation and cover the underlying formations unconformably. As a result of precise geological and tephrochronological correlation, the Kamiawahashi Formation is correlated to the Kiyokawa Formation and the Kiyokawa Formation covers conformably the underlying Kamiizumi Formation. Based on the correlation of the tephra in study area to the standard tephra sequence in the South Kanto, it is inferred that the age of the Kiyokawa Formation corresponds to one of small fluctuations at the stage 7 of the oxygen isotope stratigraphy.