

	流域面積 <km ² >	低地面積 <km ² >	〔沖積層〕の 体積<km ³ >	低地1km ² 当り体積 <km ³ >	流域1km ² 当り体積 <km ³ >	体積1km ³ に対する 後背流域面積<km ² >
●A中川・荒川	12786.00	1480.0	40.4	0.027	0.0032	279.85
●B鬼怒川・小貝川・桜川	6535.25	965.0	22.6	0.023	0.0035	246.47
●C多摩川・鶴見川	1598.75	130.6	3.5	0.027	0.0022	419.47
●D千葉湾岸	1179.75	218.6	4.4	0.020	0.0037	218.44
●E相模川	1982.00	116.3	5.0	0.043	0.0025	373.14
●F酒匂川	690.75	26.8	1.1	0.041	0.0016	603.59
●G九十九里	1166.00	484.9	6.8	0.014	0.0058	100.16
●H那珂川・澗沼	3240.50	108.4	3.1	0.029	0.0010	1010.35
●I久慈川・新川	1558.25	43.6	1.9	0.044	0.0012	797.18
総計	30737.25	3574.2	86.6	0.025	0.0029	305.89

●三浦半島及び房総先端部を含まない

沖積層の体積(表紙の図参照)

古鬼怒湾や古奥東京湾では多くの地質横断面図が得られている(第3章図5および図11)。またこのほかの低地でも、多くの地質断面図が作成されている。これら多数の断面図をもとに、関東平野の沖積層の総体積を見積った。見積り方法は次の通りである。

関東の主要流域を上図のように9流域にわけ(流域境界は表紙にも示されている)、それらをさらに、地質断面図を1あるいは2含むブロックにわけた。ブロックの総数は40である。各ブロックの沖積層体積は、『各ブロックの断面図により断面積を計測し、さらにこれより各ブロックの沖積層』平均層厚を求める。この平均層厚にブロック面積をかけ、ブロック別の体積を求める』という手順をとった。これらを流域別にまとめたのが上表の体積である。

関東平野の沖積層の総体積は約90km³である。この数字は、それがたかだか最近3万年間に蓄積されたものであることを考えると、決して小さいものではない。例えば、同一の速さで蓄積が進めば、200万年間で6000km³となる。いいかえれば、70km四方の範囲に1200mの厚さの地層が形成されることになる。この量は恐らく上総層群中・上部の体積に匹敵するであろう。また、成田層の体積も100km³前後と推定される。

90km³の総体積の大部分は、中川・荒川低地(40km³)と鬼怒川・小貝川・桜川低地(23km³)によって占められる(約70%)。なお、桜川低地の場合霞ヶ浦湖底の沖積層を含んでいるが、中川・荒川低地の場合、東京湾を埋めている沖積層のうち埋立地の沖合の部分は含まれていない。これは断面図が得られないためであるが、仮にこの部分が加われば、総体積は更に増し、また、この2流域の占める割合も高くなる。

関東平野の2大流域が沖積層体積の70%を占めるのは当然といえよう。そこで各流域が一定面積当りだけの体積を有するか、および、体積1km³につきどれだけの後背流域面積(流域面積より低地面積をさしひいた面積)をもつかについて比較してみよう(表参照)。流域当り体積(km³/1km²)では、中川・荒川、鬼怒川・小見川・桜川、千葉湾岸、九十九里、相模川で大きく、酒匂川、那珂川、久慈川で小さい。体積当り後背流域面積(km³/1km²)についてみるとちょうど逆の関係で、酒匂川、那珂川、久慈川の三流域は、1km³の沖積層を集積させるために非常に多くの後背流域を必要としていることを示している。

以上のことを総合して考えると、次のようなとらえ方ができるであろう。中川・荒川、鬼怒川・小見川・桜川両流域をはじめとする、関東平野の中心部に位置する流域は、供給土砂量を一定と考えたとき、沖積層を極めて効率よく蓄積させているといえる。逆に、酒匂川、那珂川、久慈川等はその効率が悪い。いいかえれば、外洋へ流出する割合が高いことになる。一方、同様に外洋に直接流出する相模川の場合、内陸側に沈降部をもち、海岸の隆起部がバリアーとなって、外洋への流出を妨げ、効率を高めているといえよう。また、莫大な量のテフラが降下しつづけてきたこの流域は、土砂供給量の上でも関東平野では最大級に位置づけられると思われ。沖積層の絶対量に寄与したであろう。九十九里平野は他の流域とは成因的に異り、同列の比較はむずかしい。

以上のような、供給土砂量を効率的に蓄積し、厚い沖積層を形成する"器"の生成には、関東平野特有の地殻変動様式が深くかかわっている。これについては本文(第3章42～43頁)を参照されたい。(遠藤)

扉写真

千葉県夷隅川沿いの国吉層の泥層(の露頭写真)および砂層から産出した底生有孔虫。(写真・関本)

Ammonia beccarii (LINNE)(×300)

Valvulineria osakaensis (CHIJI)(×400)

Cribrononion cf. subgranulosum (ASANO)(×400)

Cribrononion advenum (CUSHMAN)(×300)

Cribrononion incertum (WILLIAMSON)(×300)

Cribrononion somaense (TAKAYANAGI)(×400)

Elphidium crispum (LINNE)(×250)

Cibicides lobatulus (WALKER and JACOB)(×200)

Quinqueloculina seminulum (LINNE)(×200)

～湾奥部の砂泥底に特徴的にみられる種

～湾中央部の泥底に特徴的にみられる種

～湾口部～沿岸部の砂底に特徴的にみられる種

千葉県夷隅川にそう縄文海進期の海成層(国吉層)。下部に著しいカキ床がみられ、サンドパイプの発達する泥層中より底生有孔虫が多く発見される。

桜川にそう下大島層(の露頭写真)から産した花粉化石(写真・辻)

モミ属 トウヒ属 ツガ属 カバノキ属

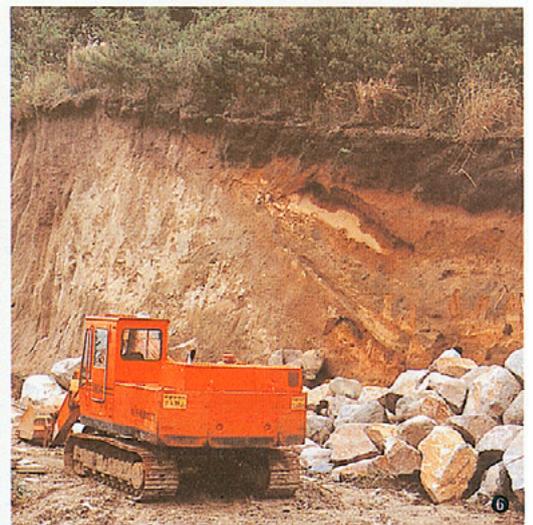
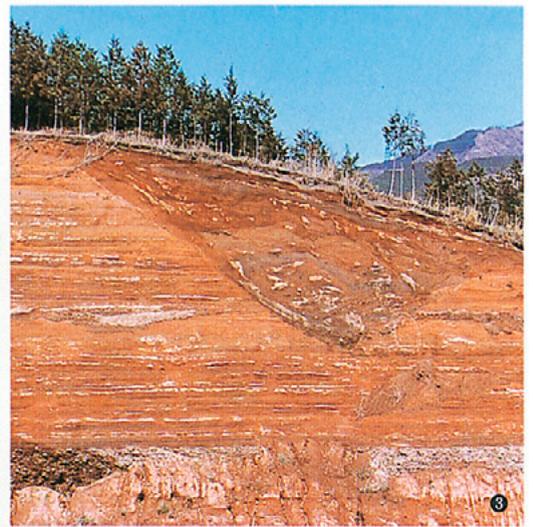
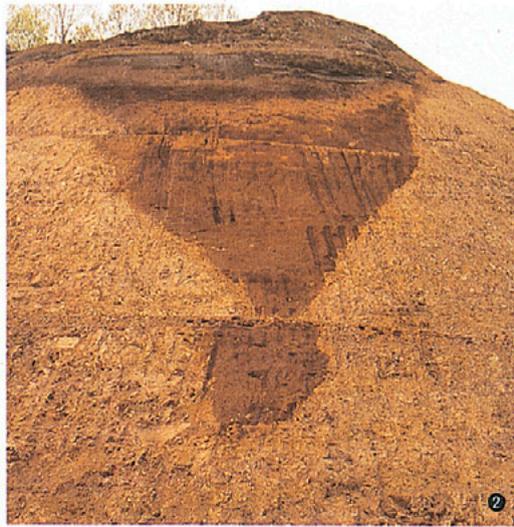
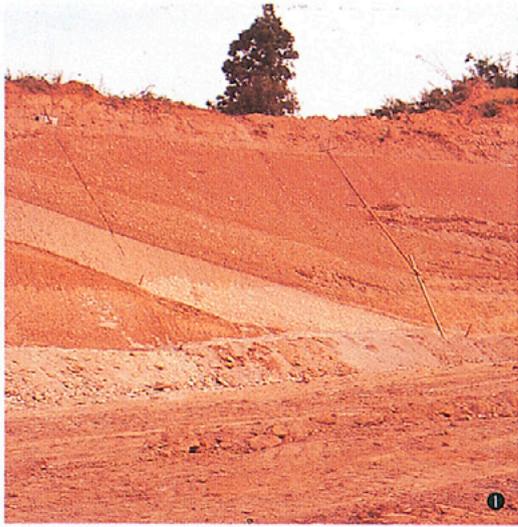
カラマツ属 マツ属(ゴヨウマツ類) ブナ コ

ナラ属 シナノキ属 ニレ属 ハンノキ属

～下大島 帯の寒冷期に優占する要素

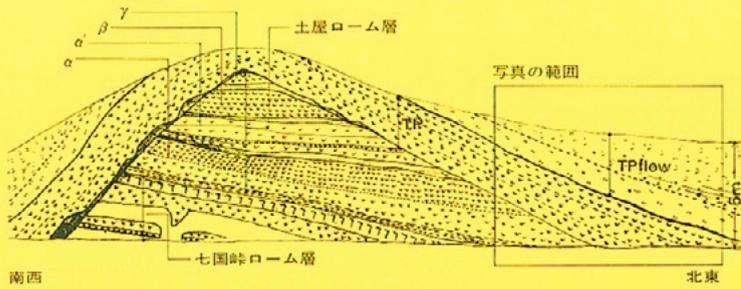
～下大島 帯および 帯の温暖期あるいは小温暖期に優占する要素

桜川の下大島における最終氷期最寒冷期の泥炭層(下大島層)とそこに挟する厚さ4cmのAT火山灰。AT火山灰の上位より寒冷期の花粉、その下位より小温暖期の花粉を産出する(写真・遠藤)。



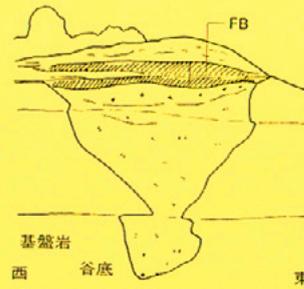
① 神奈川県中井町祖原東名高速工事露頭

ほぼ水平からゆるく東に傾むく七国峠ローム層（黒岩、白雪）、土屋ローム層（ α, β, γ ）を、東京軽石層（TP, 5万年前）がまんじゅうの皮状に覆っている。東西両側の谷部には、さらに箱根新期軽石流（TP-flow）が堆積している。写真は、東部の拡大。撮影1968年上杉



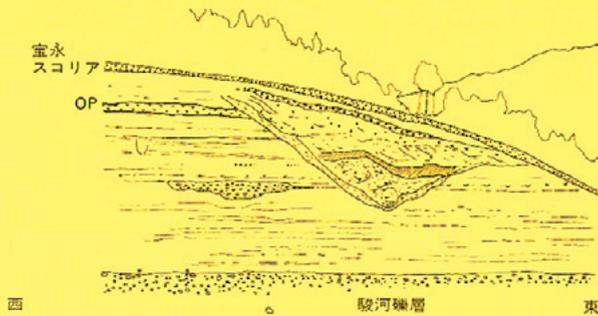
② 神奈川県中井町バイオアッセイ工事露頭

大磯丘陵、北西部には基盤の高まりがあり、第三系が分布する。そこでは写真のような最終氷期の埋没谷が見られる。埋積しているのは古富士火山起源のスコリア質火山灰で、谷底でも水成層は存在しない。中部に富士黒土層（FB）があり弓なりに両壁にアバットしている。谷がV字型を示すのは谷頭に近いことを暗示する。なおくびれは、小段によるみかけ上のものである。撮影1980年千葉



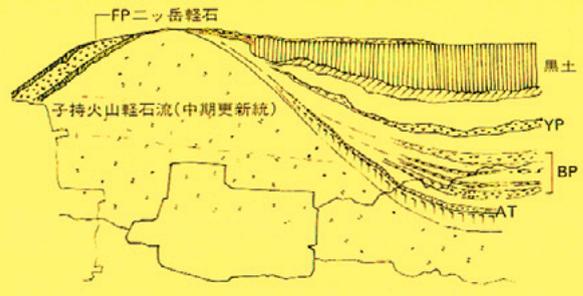
③ 静岡県駿河小山町中島の露頭

下位より駿河礫層、古期富士火山灰層（下部湖成）が水平かつ整合に累重し、最上部近くにOPを挟む。それらを削るやや開いたV字谷があり、最下部に角礫まじりの水成層がある。これは富士黒土層のやや下位の火山灰以上に覆われることから、1万年以上前、氷期の谷であるといえる。さらに現斜面に沿って宝永スコリア層が分布する。撮影1979年宮地



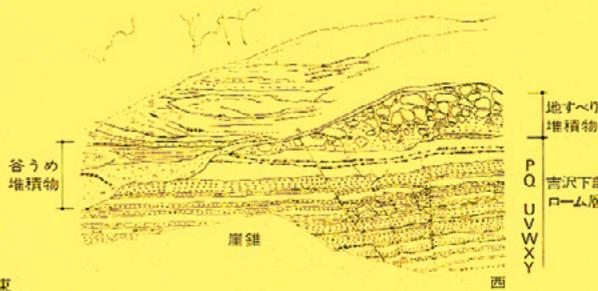
④ 群馬県北群馬郡子持村奇島の露頭

中期更新統の子持火山起源の軽石流がほぼ水平に堆積しており、それを切り込む2つの谷がみられる。写真は北東側のひとつの谷底付近のものである。下位より、AT, BP, YPの各軽石を挟むローム層が谷を埋積している。それらの上に黒土層をはさんでFPが1.7mの厚さでるのが、スケッチ左上で見られる。AT（2.1万年前）が谷底から斜面にかけて見られることは最終氷期の谷であることを示している。撮影1982年上杉



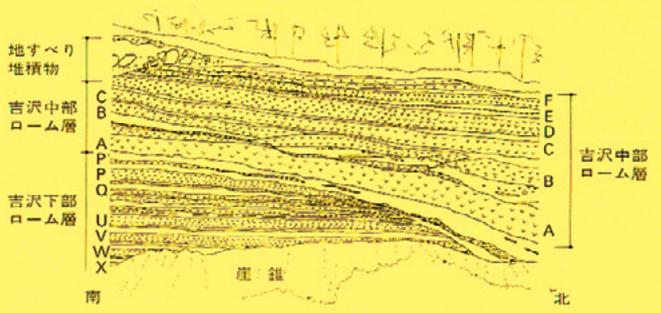
⑤ 神奈川県平塚市土屋。土沢中学校下(平塚市博露頭番号 Is-009)

吉沢下部ローム層(Y-P')とそれを不整合で覆う地すべり堆積物がみられる(写真の右側で、吉沢中部ローム層をも不整合におおう)。左(西)側にはそれらをさらに切り込む谷があり、ビート、水つきロームが堆積している。中部に数枚の軽石を挟み、この谷底から斜面にかけてOP(6万年前)がみとめられる。中央部の小断層は地すべり堆積物に切られる。撮影1980年千葉



⑥ 位置は④の露頭の右20m。

吉沢下部ローム層(14万~10万)と吉沢中部ローム層(10万~8万)の斜交関係をしめす好露頭である。A以上が斜面を覆っているが、Pも薄化しつつも斜面下方にのこらうじて追跡できる。このことは、谷の安定化がPくらいからすでに始まっていたことを示す。この露頭で見られる斜交関係は最終氷期以前であるが、典型的であるため載せた。撮影1980年千葉

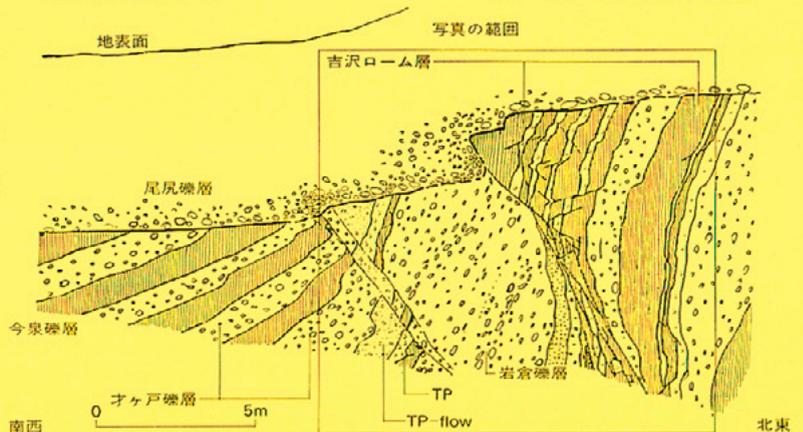


⑦ 神奈川県秦野市秦野活断層露頭(内田ほか1981のLoc. BC-14)

秦野活断層(花井, 1954)をやや斜めに横断する露頭である。下位より吉沢層、岩倉礫層、オケ戸礫層、今泉礫層が累重し、テフラと互層状を呈する。テフラ中には、数多くの軽石層が挟まれ、中部にはTPおよびTP-flowが見られる。これは、北東から南西に大きく傾き、ドライブ褶曲の形態を示し、当時の地形は拗曲崖であろうことを暗示している。これらを不整合関係で、尾尻礫層が覆うがその基底も一部断層で喰い違っているのが見られる。写真は、その中央部の拡大である。スケッチは、全体を直交方向から見たように概念的に示したものである。撮影1981年千葉

秦野活断層露頭スケッチ

内田・上杉・千葉(1981)を一部改変



目次

特集 = 最終氷期以降の関東平野

最終氷期以降の関東平野	
1 テフラからみた関東平野	2
上杉 陽・米澤 宏・千葉達朗・宮地直道・森 慎一	
2 山地と扇状地	18
斉藤享治・磯 望・米澤 宏・ほか 8 名	
3 関東平野の 沖積層	26
遠藤邦彦・関本勝久・高野 司・鈴木正章・平井幸弘	
4 下末吉期以降の植生変遷と気候変化	44
辻 誠一郎	
補章 1	
関東・東海地方の地史からみた関東堆積盆地	48
木村敏雄	
補章 2	
関東地方周辺のプレートシステム	52
伊藤谷生・千葉達朗	

発行所 = 株式会社クボタ

大阪市浪速区敷津東1丁目2番47号

発行日 = 1983年 4 月

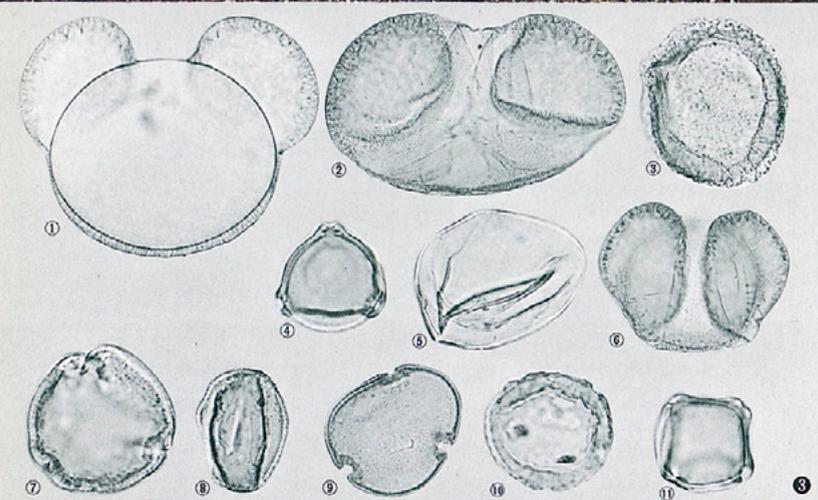
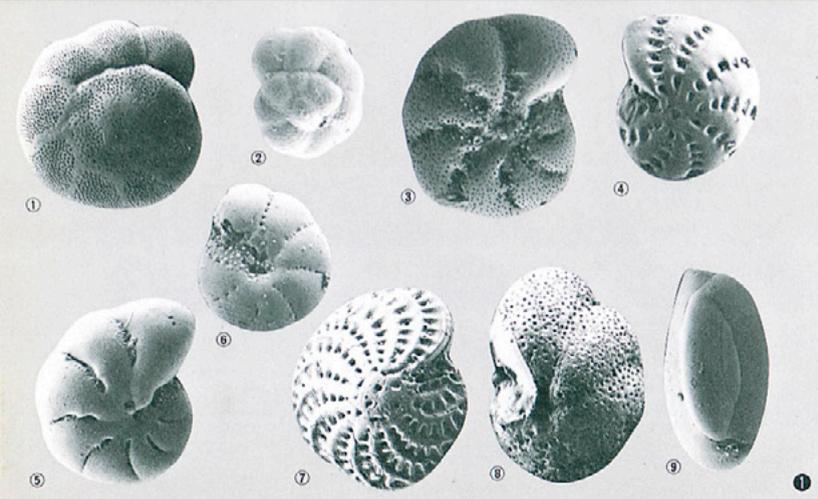
第 4 刷 = 1995年 7 月

編集製作 = (有)アーバンクボタ編集室

表紙デザイン = 国東照幸

印刷 = 大日本印刷株式会社大阪工場

図版作製 = 巧凡社 + スタジオ・ツノ



テフラからみた関東平野

上杉 陽 = 都留文科大学教授 米澤 宏 = 明治大学大学院 千葉達朗 = 日本大学大学院
宮地直道 = 日本大学大学院 森 慎一 = 平塚市博物館

広大な関東平野

関東平野は、そこに分布する下末吉期以降の台地と低地の面積だけで12,000～13,000 km²に達する大平野で、小平野の多い日本島の中において例外的に広大である。図2に見られるように、2番目に大きい根釧台地の3倍近い広さである。このたびぬけた広大さこそ、今日の関東平野の基本的特徴である。

では何故広いのか？それが関東堆積盆地の規模の大きさに由来することは明らかであるが、堆積盆地が広ければそのまま平野が広がるのかといえば、決してそうではない。盆地の沈降速度が大きすぎ、碎屑物による埋立てがまにあわなければ、そこは湖沼や海湾になってしまう。平野はいつまでたっても広くならない。盆地があまりにも早い時期から隆起に転じれば、そこは早くから削剥地域となり、丘陵や山地に変じてしまうからやはり平野部は広くならない。

広大な平野を形成した第1の要因は、最終氷期以降になってはじめて普遍的なものとなった関東堆積盆地全体の急速な隆起である。もちろん、この時期においても、周辺がよりはやく隆起し、中央部が相対的に沈降するという従来からの傾向はひきつがれているから、土砂が盆地内部に残留し、埋立てに寄与するという点に変化はない。

広大な平野を形成し、かつ、維持してきた第2の要因は、盆地の埋立てに用いられた碎屑物量が多かったことにある。関東平野の周辺の山地は、第四紀に入ってから隆起量が大きく、沈降する盆地側との比高は常に大きかったから、山地斜面から谷筋へ、そして扇状地をへて低地に至るという一般的な碎屑物の供給様式も、特に粗粒物質についていえば大きな役割を果たしたに違いない。しかし、細粒物質まで含めて全体の供給土砂量を考えた場合、関東地方が全国的に見てとびぬけた存在であるとは考えられない。では、何故、関東平野への碎屑物の供給量が特に多かったといえるのか？それは、平野をとりかむようにして分布する多数の火山から、直接平野部に降下または流下堆積した火砕物質（以下テフラと略す）の量が膨大だったためである。関東堆積盆地地域は、中期更新統以降だけをとりても、多量のテフラを連続的に受取ることとなった。テフラは盆地の埋積を速め、本来は水域として残るべきところを陸域にしたば

かりでなく、台地平坦面を厚く保護し、侵食による丘陵化を遅らせた。テフラ降灰の影響のものとすごさは、富士・箱根両火山に近い関東平野西縁部の大磯丘陵において典型的にあらわれている。ここは、山地・丘陵地・台地・低地よりなる隆起の激しい小地塊で、最高高度が327.7 m、大部分の地点が高度150m以下である。ところが、ここに降下堆積したテフラの厚さの総和は、知られている限りで、最高高度とほとんど変らぬ300mにも達しているのである。もし、このテフラ部分を取り除くなら、大磯丘陵は面積的にも高地的にも見るかげもない姿になってしまう。これ程の極端な例は珍しいにしても、関東地方全体にとってテフラの影響は甚大であった。

図1には、最終氷期の最盛期に近い約21,000年前頃に南九州の始良カルデラから飛来したという始良丹沢火山灰A T（町田・新井、1976）より上位に積み重なるテフラの層厚が描かれている。全体の体積を求めると約80.3 km³（山地・丘陵64.0 km³、台地11.6 km³、低地4.7 km³）平均層厚は約2.35mとなる。本誌の第 章において、関東平野の詳細な低地層序・断面形態が示されるが、そこでは低地堆積物（約25,000年前以降のもの）の体積も推定されている。（表紙参照）。それによると、低地堆積物の体積は概略90 km³程度であるという。すなわち、体積だけで単純に比較すれば、前述のA T以上のテフラの量は低地堆積物の体積にほぼ匹敵する程であり、如何にその量が大きであるかがよくわかる。低地部に直接降下堆積したと見積られるA T以上のテフラの体積は4.7 km³で、低地堆積物全体の約5%を占めている。

テフラは、直接的に関東平野を埋めた平坦化するうえで強い効果を示したが、そればかりでなく、一般的な碎屑源としても大きな役割を果たしてきた。未固結でばらばらになりやすいテフラは、弱い水流でも容易に削剥され運搬される。従って、関東平野に流入する諸河川の上流削剥域に堆積したテフラは、能率の良い碎屑源となる。関東平野の上流削剥域の総面積は約21,000 km²で、そこに堆積したA T以上のテフラの体積は約64 km³、関東平野内の台地の面積は約9,100 km²で、そこに堆積したA T以上のテフラの体積は11.6 km³である。いま仮に、上流の山地や丘陵に降下したテフラの約3割と台地に降下したテフラの約1割が流出し、低地に堆積

したとすると、その総量は約20 km³となる。これと直接低地に降下した部分と合わせると約25 km³である。これは低地堆積物の約3割にも達する。この3割がなければ、東京湾や霞ヶ浦はいまよりはるかに広いはずである。このようにテフラは、平野を埋立てるうえで極めて重要な役割を果たしてきたのである。

テフラはまた台地部を保存し、結果として低地面積をせばめる効果をもつ。この点は、なにも関東平野だけの特殊な傾向ではない。図2は国土地理院発行の「全国都道府県市区町村別面積調査」（昭和47年調べ）をもとに作成した日本の代表的な平野のうちの台地面積比を示したものである。この場合の台地とは洪積台地で、下末吉期以降のものとは限らない。低地は主に完新世に形成された平坦な地形面をさしている。

この図に表現されているように、テフラの影響の大なる平野は、いずれも台地の面積比が大である。一方、テフラの堆積しない地域では低地の方が広がる。では、なぜテフラ堆積地域では台地が広がるのか？関東平野の中でも相模堆積盆地地域や大宮台地で典型的に見られることであるが、低地に接する段丘崖で水成層部分が全く見えないことがしばしばある。

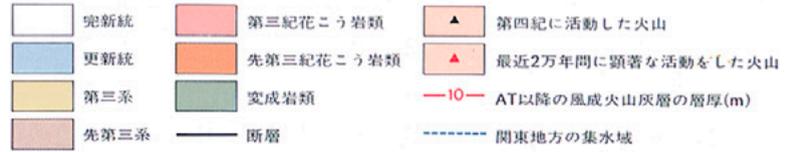
即ち、低地水成層の方が台地側の水成層より高い位置にあるのであるから、もし、テフラが台地を保護しなければこの台地は低地下に埋没してしまい、低地が拡大し、台地が縮小するのである。図2で、テフラの影響の弱い沖縄で台地が非常に広いのは、成長するサンゴ礁がテフラ同様、台地部を保護してきたためであろう。関東平野の台地の広大さは、最終氷期以降の全般的かつ急速なブロック隆起と、テフラによる台地保護の効果が重なったためである。

従来テフラは、その時間的同一性から地層を識別できる鍵層としての役割をになわれ、地史を詳細に明らかにしてくれる“語り手”として扱われてきたが、じつはそれだけでなく、さまざまな地形形成に積極的に関与してきた重要な“働き手”でもあった。

図1の注 = A T以降のテフラの層厚作成上の引用文献

関東ローム研究グループ(1965). 杉原重夫・細野衛・大原正義(1978). 杉原重夫・吉村光敏・細野衛・森脇広(1978). 山崎晴雄(1978). 堀口万吉・河原塚順司(1979). 山路進・鈴木正章・遠藤邦彦・大沢真澄(1980). 宇津川徹・細野衛・佐瀬隆(1980). 堀口万吉・岡重文・遠藤邦彦・関本勝久・上杉陽・米澤宏・千葉達朗・森慎一・宮地直道の未公表資料.

〈図1の凡例〉



テフラの両側面と諸変動の内的連関

テフラ岩体

関東地方には性格の異なる2つの碎屑物の“流れ”があった。1つは上流削剥域から堆積盆に至る一般的な碎屑物の生産・配分・堆積過程であり、もう1つは火山からのテフラの“流れ”であった。ここでは後者について見ていく。

爆発的噴火によって空気中に放出された降下火山碎屑物(テフラ)は、空気中で粒径別に淘汰され、火山体内部で不淘汰な充填物であったスコリア、軽石、火山灰などは、きれいな級化構造をなして風下側の隣接地域に堆積する。ここでは、直径数cm~数10cmの軽石やスコリアよりはじまる何百枚ものテフラを一枚一枚明確に区別できる。火山体から遠く離れると、1降下単位のテフラの層厚は薄くなり、また火山灰部分が卓越するようになる。この地域では、一枚一枚のテフラの識別は困難で、全体として火山灰とかロームとか呼ばれる岩質となる。このように、給源火山から放出されたテフラは、その降下地点ごとに異なる岩質岩相をもつ。これらをまとめて、一定の広がりをもつ地域に堆積している主としてテフラより構成される岩体をテフラ岩体と名付ける。

テフラ岩体は、まず第1に火山体の一部であり、給源火山の発達史を知るうえで欠かせない。溶岩とともに、テフラの火山岩としての側面をあわせ解明することが火山研究の重要な基礎をなす。他方、テフラ岩体は、給源火山の隣接地域や遠隔地をとわず、様々な斜面や平坦面、湖底や海底などにほとんど同時に降下堆積し、その時点の地表面や水底面を覆ってそれを保存する。このような風成堆積岩としてのテフラ岩体は、その地域の地層や地形形成ときわめて特殊な形でかわりながら、その構成要素となる。したがってこの側面の研究は、その地域の発達史やさらには基準面(海水準)変動史を知るうえで大変重要である。このようにテフラ岩体は、一方では火山岩体としての側面を、他方では堆積岩体(特殊な風成堆積岩体)としての側面をあわせそなえている。

テフラ岩体の層序区分と斜交関係

2つの側面をもつテフラ岩体の層序区分は如何になされるべきなのか? 火山岩としての側面を重視すれば、それを噴出した火山の活動史との関連で区分すべきだし、堆積岩としての性格

図1 関東平野をとりまく火山群とAT火山灰(約21,000年前)以降のテフラの層厚 <欄外注>
<地質調査所, 日本地質図 1978 をもとに作成

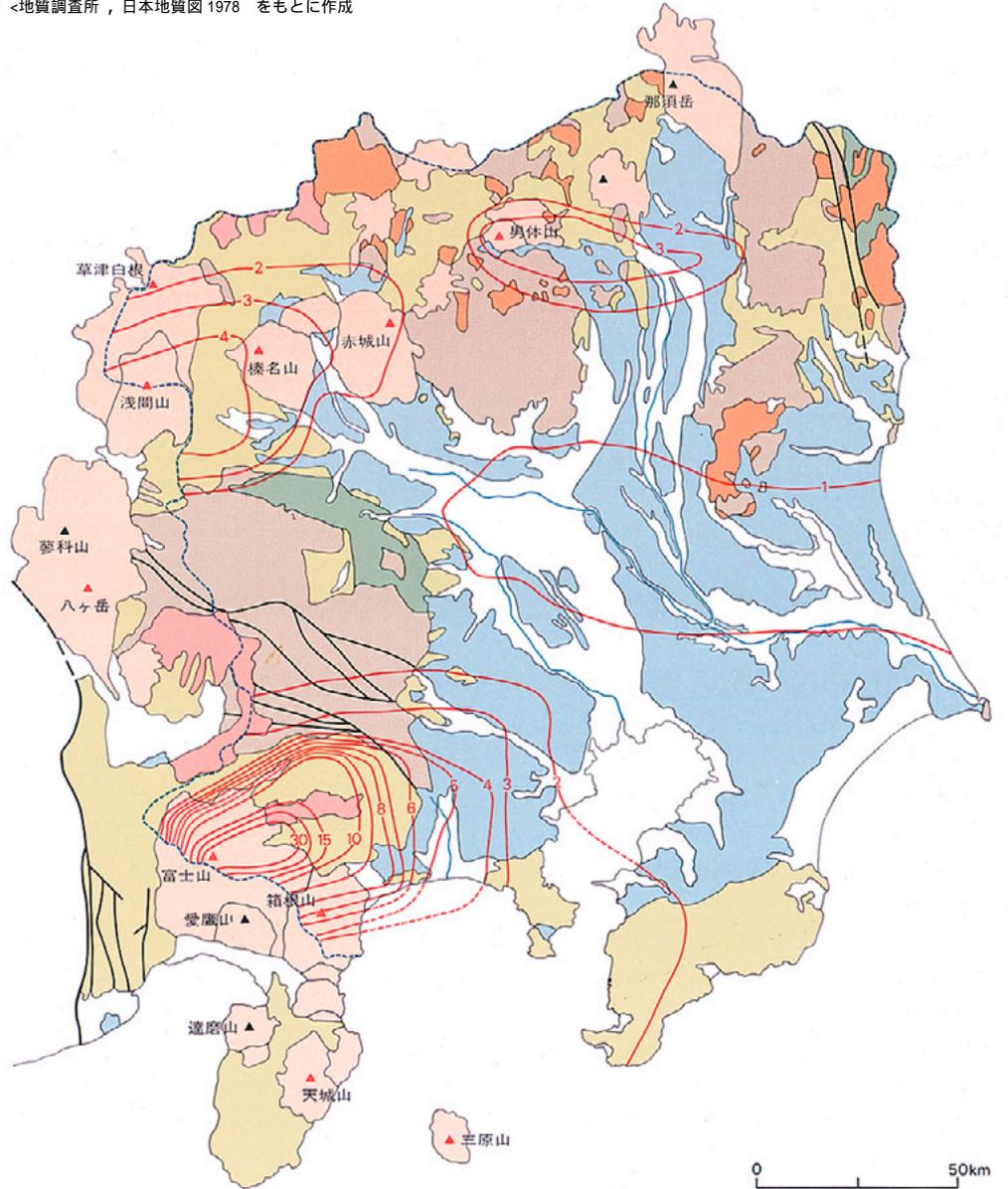
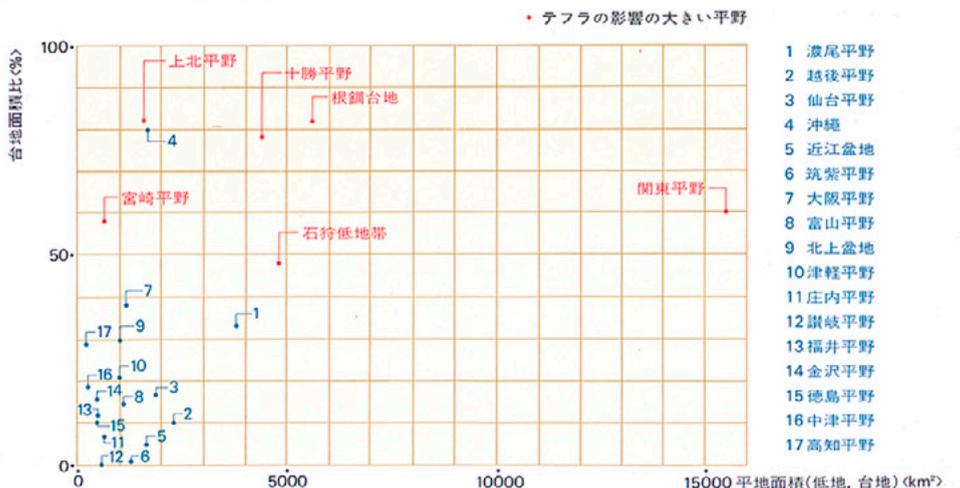
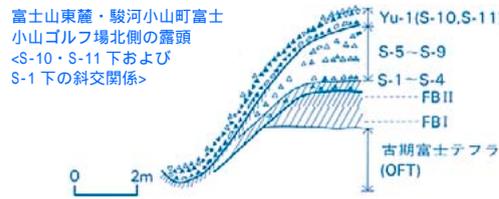


図2 日本の平野の面積と台地率



国土地理院発行<全国都道府県市区町村別面積調査・昭和47年調べ>をもとに作成



この地域一帯には厚く完新世のテフラが堆積している。左図の例にみるように、Yu-1(S-10, S-11)とS-1(ほぼアカホヤ層準)が下位のテフラ群あるいは地層と切り合っており、これらのテフラが降下する直前の時期に斜面の安定期があったことを示している。

を重視するならば、それが堆積した平野や山地の発達史との関連で区分されるべきである。2つの区分点がばらばらになり無関係ならば、関東堆積盆地外縁部に立地する諸火山の火山活動史と、テフラが堆積した盆地内部個々の地域の発達史とは相互に独立したものであることになる。もし2つの区分点が一致するならば、火山活動史と個々の地域の発達史、なかんずく基準面変動史やその土地土地での地殻変動史との間にはなんらかの内的連関があるといえるだろう。筆者等は、西方の火山群、すなわち富士山、愛鷹山、箱根山等々の諸火山から過去数10万年にわたってほぼ連続的にテフラの供給を受け、かつ、ほぼ全ての時代の水成層の確認できる丹沢山地から相模堆積盆地にかけての地域で調査を続けてきた。その中で、上下2つのテフラ群の間の切り合いの関係、即ち、斜交関係(欄外の図参照)こそがテフラのもつ二面性を集中的に表現していることを確認してきた。では、この斜交関係が形成される場合について考えてみよう。まず、平坦面上にほぼ水平に堆積しているテフラ群があるとしよう。下流側から谷が生長してきてこのテフラ群を切っていく。ある場所では斜面は急傾斜で、次に降下してくるテフラはこの斜面を固定することができず、河川水によって下流に運び去られる。しかし別の場所では、たまたま斜面はゆるやかで、次に降下してくるテフラ以降のテフラ群が、この斜面上に安定的に堆積したとすれば、ここでは2つのテフラ群の間の切り合いの関係、即ち斜交関係ができあがるだろう。従って個々の水系独自の侵食作用の方が強く働いて斜交関係が形成されたものとすれば、テフラがほぼ連続的に降下してくる南関東では、各水系ごとに、更には個々の陸上斜面ごとに、ばらばらな時期にばらばらな層準下に、斜交関係が形成されることになる。他方、当然のことながら、ある地域全体に広汎な影響を及ぼす大きな変動のもとにこうした侵食作用がすすめられていたとすれば、斜交関係は、各水系をこえて同一の特定の層準下に形成されることになる。では果して、実際はどうなっているのか? 南関東各地の露頭で観察した結果は以下のものであった。

斜交関係は全ての水系を通じて、ほぼ同一の層準に集中している。この点は、全体が1万年という短い完新世テフラ累層中の斜交関係についてまでいえる(上杉ほか, 1979)。

テフラ岩体中の斜交層準は、水成岩体中の不整合層準とほぼ一致している(菊地ほか, 1977; 関東第四紀研究会, 1980)。

斜交期は同時期に形成された平坦面の固定期と一致している(上杉, 1976)。

大きな斜交関係が見られる層準ほど、一般に直下の土壌層ないしは風化帯が厚く安定しており、その直上の層準における火山活動の規模が大きい(上杉ほか, 1979)。

大きな斜交期は、火成活動の大規模な転換期にほぼ対応している(上杉ほか, 1978, 1979)。また地殻変動の転換期ともほぼ一致している例が多数ある(上杉ほか, 1981)。

南関東における地形・地層形成のシェーマ以上のように、少くとも南関東にあっては、斜交関係は、広域にわたってほぼ同時に形成されており、テフラ降下地域の水成層の層序区分点とも、さらには火山活動の大きな区分点とも良く対応していた。つまりテフラ岩体中の斜交関係は、それぞれの地域の基準面変動史・地殻変動史等と、火山地域の地殻変動史・火山活動史との能動的な連動の姿を知る重要な媒介項となりうるものである。図3は、このような視点で上述の ~ までの事実を解釈して作成した南関東の火山活動史、基準面変動史、地層形成～地形形成史の連動のシェーマである。

図3 aには、ある時代(A時代)の終焉を示す地層の上面Aが描かれている。そのうちの陸上部分が地形面Aである。ここでは、土壌生成作用が進行している。地形面Aは安定斜面Aと平坦面Aよりなる。平坦面Aは、更に上流削剥域の侵食面Aと、下流堆積域の堆積面Aに分けられる。地形面Aは水底下の地層の上面A、後に整合面Aとなるものに連続している。

図3 bは、新しい造構条件、気候条件のもとで基準面が変動し、かつ火山活動が再開された状態を示している。新しい碎屑物の生産と配分過程、堆積過程のもとで斜面や平坦面が形成されてゆき、やがてその1部は安定状態に達する。この時代をBとする。この図では、基準面が相対的に上昇し、かつ上流削剥域も隆起する場合を例にしている。テフラ累層Bは、下位よりテフラ $b_1, b_2, b_3, \dots, b_{n-1}, b_n$ が構成される。テフラのうちのある部分が溶岩と入れかわることもある。この場合、溶岩で覆われることのない地域ではその部位の土壌層の発達がよくなる。なお、非テフラ地域ではテフラ $b_1 \sim b_n$ の代り

に架空の時期線 $b_1 \sim b_n$ が入る。この点は以下でも同様である。

まず上流削剥域では、この例の場合、すでに b_1 期には新しい谷がのびてきており、字谷を形成している。テフラ b_1 は平坦面や緩斜面上では堆積しうが、字谷斜面には堆積しえず、碎屑物として下流に押し流されてしまう。テフラ b_2, b_3, \dots と降下し、谷は更に上流へと伸びて行く。この地点の谷形は幅の広いものに変化しているが、テフラはまだ堆積できない。やがて、火山活動が衰弱し、細粒で薄い bn_1, bn が降下する頃になると谷型は更にゆるやかとなり、斜面上に bn_1, bn が堆積しうようになる。 bn_1, bn は1部はそのまま固定し、他の1部は2次堆積的に多少移動する。この場合、“ローム団子”を含む汚れロームとかソフトロームとか呼ばれる層相を呈し、土壌生成作用を受けている。テフラ bn_1, bn は、下位のテフラを一見切る形で堆積しているが、これらは同一のテフラ累層に属している。かくして、谷の中には侵食面Bが、谷の外の平坦面上にはテフラ累層Bの上面が形成される。そして、次の時代Cの最初の大規模なテフラ c_1 に覆われると斜面Bは固定され、斜交層準 c_1 が形成される。 bn_1, bn と c_1 とは一見整合状に重なるが、両者は別個のテフラ累層に属する。もし c_1 期の火山活動がテフラ中心でなく溶岩中心であった場合には、溶岩で覆われる地域以外では細粒の火山灰が降灰するのみで、同様に細粒の bn_1, bn と層相上見分け難い。たとえば、立川ローム層最上部を母材とするクロボク土の部分と、その上位を覆う富士黒土層(FB)との斜交関係は小露頭ではしばしば判定が困難となる。

次に地形面Aが谷底平野をなす下流側の状態をみてみよう。この図では、そこに海進があり、溺れ谷が形成される場合が描かれている。テフラ b_1 が降下した頃にはまだ海水は到達していない。従って、 b_1 は堆積面A(後に埋没面Aとなる)の上に風送陸上堆積型(AA型)で堆積する。より下流側では海成堆積物の最下部に風送水中堆積型(AW型)で堆積している。ここでは、 b_2, b_3, \dots の頃に海水が入り込み、溺れ谷が形成されるとしてある。 b_2, b_3, \dots は谷の中央部ではAA型であるが、谷の斜面から台地上ではAA型で堆積している。 bn_1, bn の頃には離水しており、堆積面Bが形成されている。谷の中では地層Bの大半は水成相(かなりの部分が淡

水～汽水相)であるが、最下部と最上部は風成テフラ相である。台地の上では地層Bは全層、風成テフラ相である。この横断面図の場合、時代区分上重要なのは斜交層準 b_1 であって、たまたま A A 型で堆積している b_1 と AW 型となる b_2 以上を含む水成相部分との間にできる不整合 (nonconformity) ではない。同様に、2つの水成相間の切り合いの関係の生ずる不整合面 B (unconformity) でもない。ここでは不整合面 B は斜交層準 b_1 とは一致していない。

最後に海岸地域についてみてみよう。ここでは海岸で海進によって海食が生ずるような地域が示されている。海面上昇とともに波食しながら汀線は内陸に向かう。やがて海面は停滞し、汀線は沖合いに向けて前進する。テフラ累層 B は海成層 B の同時異相となる。海成層の最下部にはテフラ b_1, b_2 が円磨されて入っているケースが非常に多い。即ち、海進は初期に急激に進むケースが多い。海成地形面 B は、海成相部分と風成テフラ相部分との境界に設定するのではなく、あくまでも、テフラ b_n の上面に設定しなければならない。地形面を、水成相と風成テフラ相との境界にとるなら、その境界は内陸から沖合いに向けて次々と時代が新しくなっていくため、時代区分は事実上、無意味なものになってしまうからである。段丘構成層は水成層に限られるべきで、その上にあるローム層は被覆層にすぎないという見解は、改められなければならない。以上まとめると、関東平野の内部、とりわけその西部の相模堆積盆地地域の様々な地質断面と、盆地の外の日沢山地や富士、箱根地域のそれとを統一的に解釈しようとすれば、斜交関係について前述の ~ の事実を見ないわけにはいかない。また、これらの事実を説明しようとすれば、上述のような「基準面変動、盆地内部の個々の地域の地殻変動、それに盆地外縁部の火山活動とそれを支える地殻変動は、それぞればらばらに変転するのではなく、相互に関連をもち、ほぼいっせいに変動する」という仮説をもたざるを得ない。即ち、テフラ岩体は、その中の個々のテフラが盆地の内側と外側の地史をつなぐうえで鍵層として使えて便利であるというだけでなく、それ自体の根本的性格として、二つの地域の変動史をそのうちに両極として内蔵する。

図3 南関東における地形・地層形成のシエマ

図3 a A時代終焉時の地形面と地層

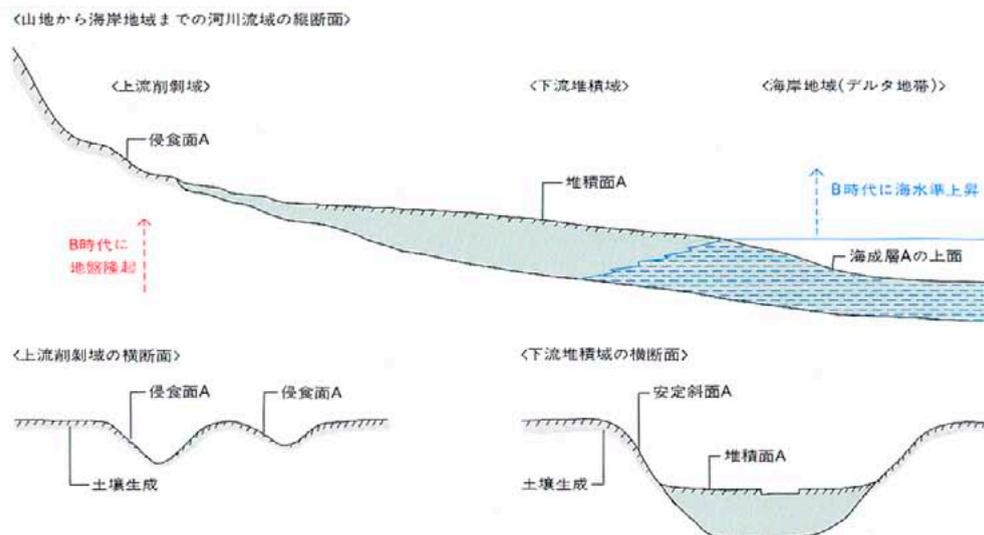
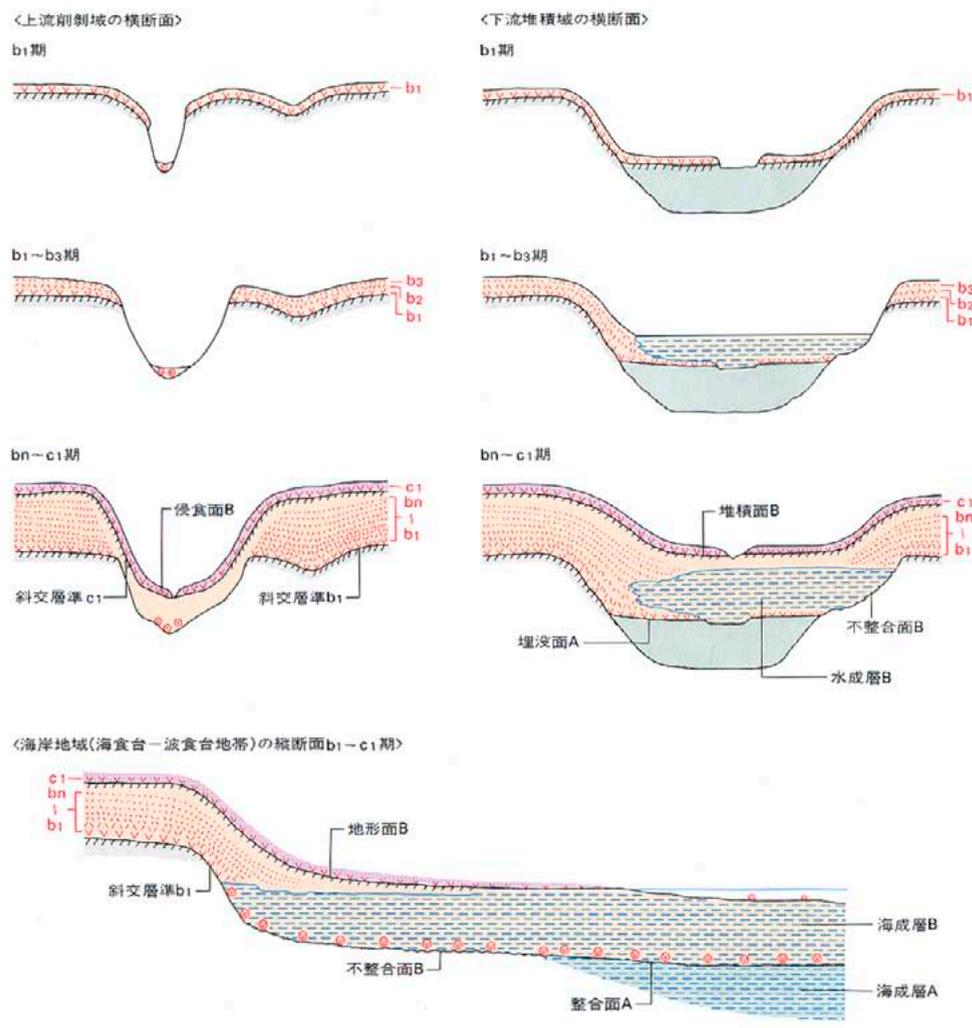


図3 b B時代とC時代開始までの地形・地層の形成過程



南関東のテフラ層序と地形・地層の形成過程
相模川水系を中心に

前節で述べたように、斜交層準は全体に共通する重要な層序区分点であるが、その区分点の重要度は何によって分かるのだろうか？ 今のところ、以下のような点について、できるだけ多くのデータを集めて総合的に判断している。

斜交層準における削剥量の規模、斜交層準の発見される地点の密度や広狭。

斜交層準下の古土壌層の規模。

斜交層準下のテフラや溶岩の規模。

対応する水成層の上面や下面の規模。

斜交層準での火山の活動形態の変化度。

斜交層準での地殻運動形態の変化度。

このような判断基準に基づいてテフラ岩体の区分をしようとする場合、まず欠かせないのが、給源火山に近い位置で1枚のテフラについても

ぬけ落ちがないような詳細な柱状図を作成することである。図4(15p~17p)は、最終氷期以降の南関東の地史を考える際に“主役”となる富士系テフラを、その東麓から東方約40kmの秦野盆地西縁部までの各地点をつなぎ合わせて作成した約200枚のテフラの柱状図で、各地の斜交層準、テフラの肉眼的諸特徴、重鉱物組成、砂粒径鉱物の残渣率、重鉱物の含有率を記したものである。

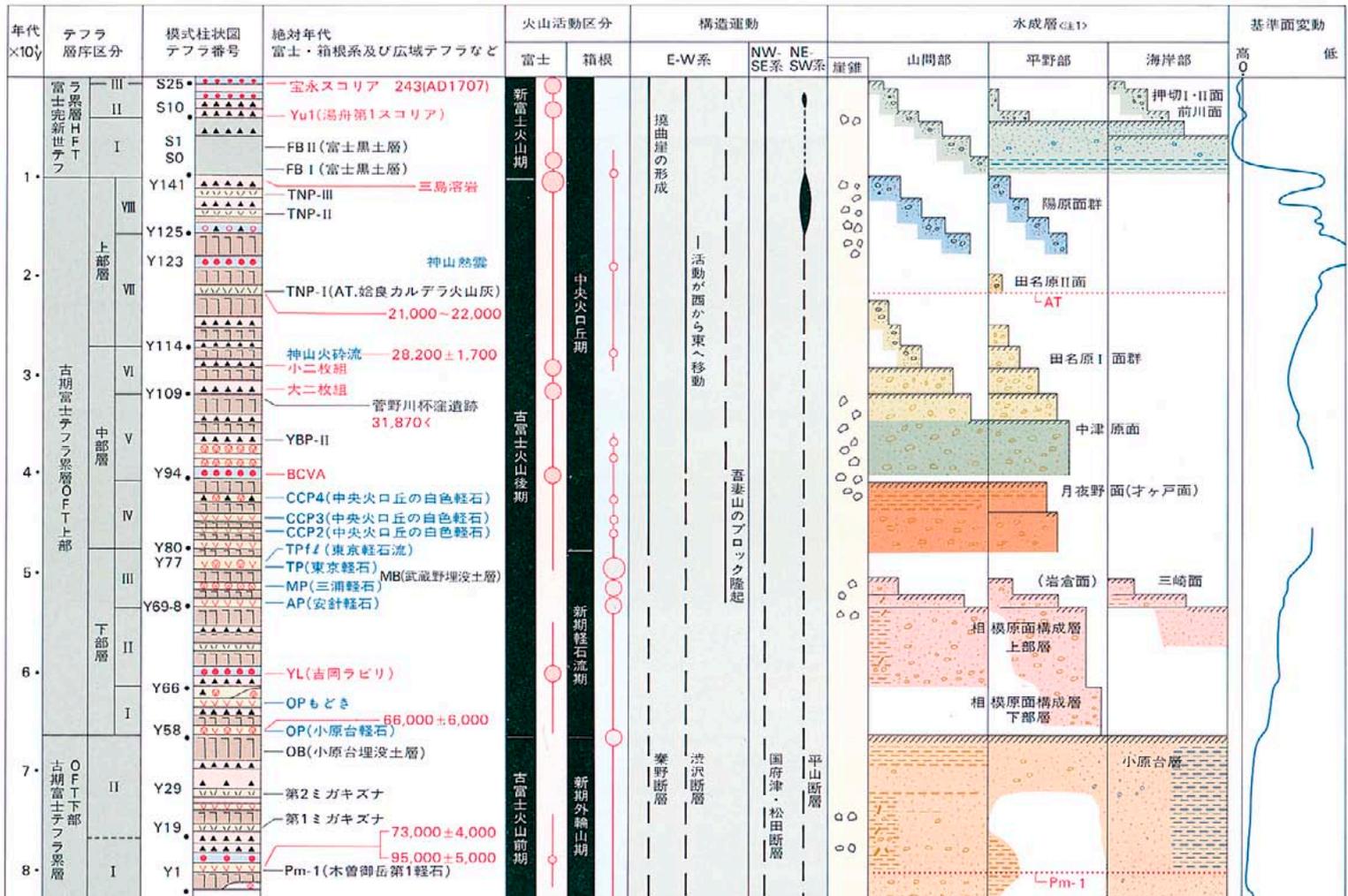
富士山は下末吉期の末期、即ち木曾御岳第一軽石(Pm-)が降下した頃には活動を開始していたとされるが、ここではPm-以降のテフラを記載してある。その全層厚は、富士山頂から北東に35kmの位置にある山梨県都留市菅野で約80m、東方25kmの静岡県と神奈川県の間付近で約80m、その延長線上で山頂から40kmの秦野盆地西縁部で60m余である。東方70~80kmの横浜市では15~10m、東京湾をこえた千

葉市で8~5mである。全体として、富士山のテフラは東北東方向を中心軸として、扇状に広がっている。

これらのテフラ群を上述の手順で大中小に区分すると、まず、大区分点は約1万年前、富士黒土層(FB)の直下に入り、ここから下位を古期富士テフラ累層(以下OFT累層と略す)、上位を富士完新世テフラ累層(以下HFT累層と略す)と呼ぶ。なお、活動期の呼び方は、それぞれ古富士火山期、新富士火山期とする。

OFT累層は、富士山の南東約30kmにあって最終氷期の前半には富士山と並んで“主役”であった箱根山から噴出した小原台軽石(OP)直下、あるいはその下位の小原台埋没土層(OB)のあたりで大きく下部、上部に中区分できる。小区分点は多数存在するが、そのうちでも大きなものによってOFT累層の下部を、に2分、同層上部を、に8分、HFT累層を

図5 南関東のテフラ層序と水成層層序



注1=山間部・平野部は主として相模川水系・大磯丘陵の資料、海岸部は主として大磯丘陵・三浦半島の資料に基づいて作成。

～ に3分できる。また、OFT累層上部は、～ を下部層、～ を中部層、～ を上部層とまとめることができる。

区分した結果と各地の水成層等との関係を図5に、相模川段丘面分布図(米澤,1981)を図6に、富士山のからん石の組成変動などとの関係を図7および図8に示す。以下、相模川水系を中心に下位より順に記載する。

古富士火山前期・OFT累層下部

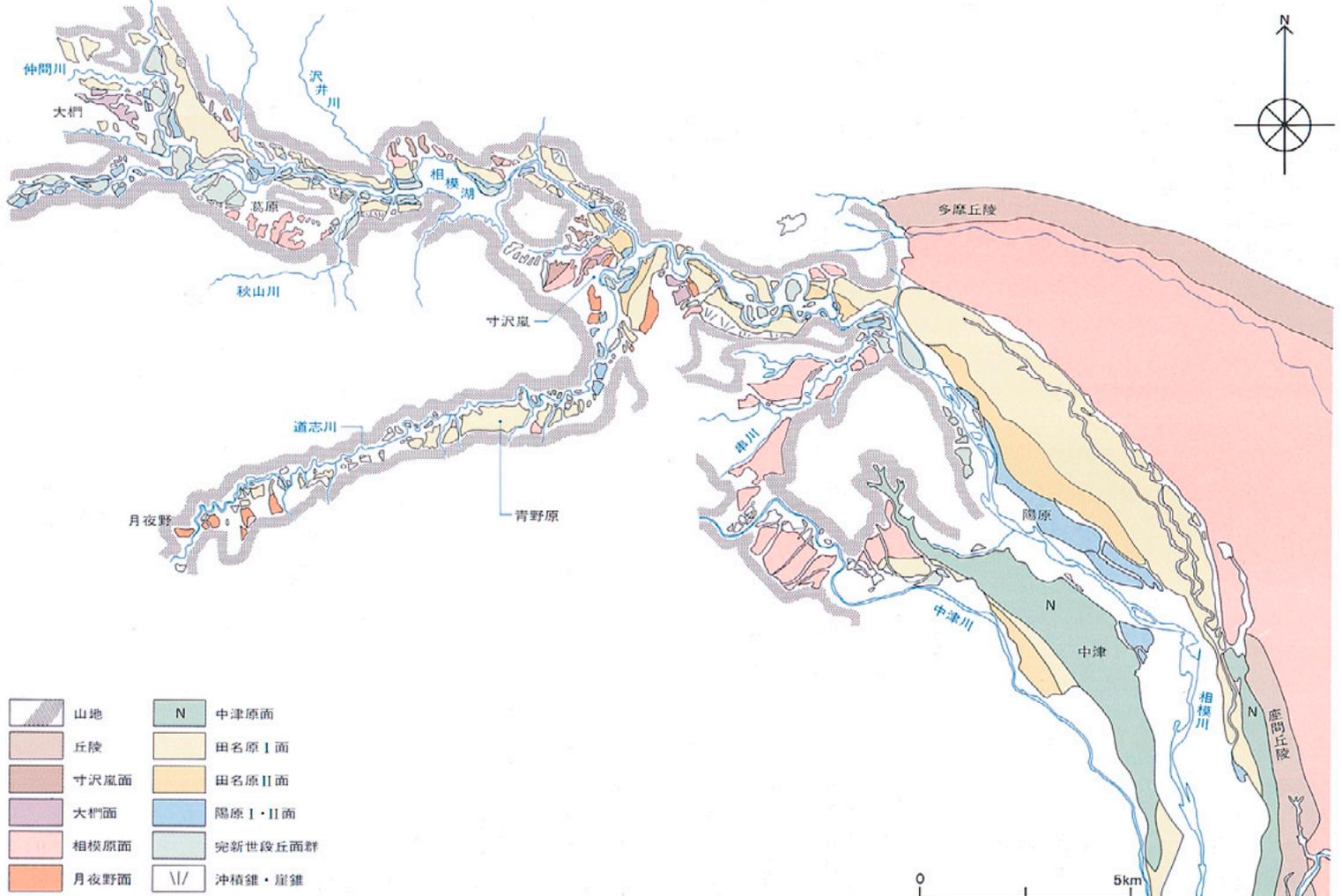
(Y1～Y57)

下位の吉沢ローム層中部(KmPと略)とは、山地部では大きな削剥量をもつ斜交関係で、平野部では軽微な削剥量をもつ斜交関係により境される。一方、上位のOFT累層上部とは、起伏はゆるやかであるが削剥量の大きな斜交関係で境される。この境界には、厚い古土壌層(小原台埋没土,OB:町田,1971)が見られる。斜交層準をこのOB直下にとるべきか、それとも

この上の小原台軽石(OP)の直下にとるべきか、データ不足ではっきりしないので、ここでは、仮にOBまでを含めてOFT下部としておく。その層厚は、秦野市西縁部で24mで、全体に富士系のスコリア主体で灰白色の岩片を多く含む。鍵層として非富士系の石英安山岩質のガラス質火山灰ないし細粒軽石を6枚含む。そのうち、Pm-(Y-1),第1ミガキズナ(Y-19),第2ミガキズナ(Y-36)は広域テフラである。この時期は、下末吉海進期から存在した滞水域がなお局地的に残存する時期にあたり、山間地でも海岸部でもなお、厚い水成層を堆積させている。たとえば、丹沢山地北縁の相模川中上流の上野原から葛原にかけての古葛原湖の場合、吉沢ローム層中期(KmP期)まではシルト層・本流系の円礫層よりなる、吉沢ローム層上部期に入るPm-以降は、一部離水し、大礫面を形成し、残存滞水域では山地縁辺部からの支流系

角礫を多く含むようになるが依然として湖成層としての性格が続いている。丹沢山地南縁の滞水域に堆積した駿河礫層は、この時期の終りにはいっせいに離水している。東京西郊の武蔵野台地では、すでにこの時期から下末吉海進期を通じて形成された広大な堆積面をうすく切って、扇状地の形成が萌芽的に始まっている(羽鳥1981)。またこの時期は、下末吉海進期を通じて活動を続けてきた箱根新期外輪山(Y5)の活動が衰えはじめ、新期軽石流期に入るまでの終末期にあっている。かつまた、富士山が本格的に活動を始め、大量に粗粒のスコリアを噴出しはじめた時期にもあっている。気候変動上は、下末吉間氷期から最終氷期への移行期であり、その期間はフィッシュン・トラック年代から約1～2万年間と考えられる。この時代は小原台期とも呼ばれる。

図6 相模川段丘面分布図



吉富士火山後期・OFT累層上部

(Y58~Y141)

上位の富士完新世テフラ累層とは、起伏がひどくゆるやかで小露頭では見分け難いが、削剥量の大きな斜交関係で境される。全層厚は、秦野盆地西縁部で約41.5mである。小原台埋没土層あるいは小原台軽石から始まるこの時期は、相模堆積盆地地域が、足柄平野・大磯丘陵・秦野盆地・相模平野・古戸塚湾地域といった小ブロック地形への分化を完成した時期に相当している(上杉ほか, 1977)。上杉(1982)は、この時期以降を新期ローム層の時代・最終氷期とした。

第層: Y-58~Y65

層厚は秦野市西縁部で最大8mであるが、変化が激しく、まだ記載もれのテフラがあるかもしれない。下限ははっきりしないが、ここではOP(Y-58)とし、上限は吉岡ラピリ(YL)の下位のY-65までとしてある。富士系のスコリアは中粒で目立たず、新期軽石流期に入った箱根火山起源の白色大粒軽石が目立つ。OPは箱根火山から東北東に向けて降下し、丹沢山地北部では認められないが、この地域にはOPの上位の同様な岩質をもつ「OPもどき」軽石が良い鍵層となる。前期OFT期には下末吉海進期以来の滞水域が残存していたが、この期に入ると、下末吉期を通じて形成された広大な平坦面をうすく切る淘汰の悪い中~大礫よりなる扇状地が本格的に形成されはじめる。たとえば、相模平野の主として中上流部に分布する相模原面構成層の下部層、あるいは東京西部の武蔵野礫層の一部がこの時期のものである。

第層: Y-66~Y-69-7

上位の第層との境界は、箱根火山起源の安針軽石(AP)の下位にあり小露頭でも確認できる。層厚は、秦野盆地西縁部で約3mである。富士系の風化した発泡の悪いスコリアが多く、特に吉岡ラピリ(YL: Y-69)は青黄褐色で厚いため、よい鍵層となる。この時期の水成層は、山地から海岸部まで広く認められ、その地形面の勾配はゆるく、その高度も沖積面よりかなり高い。すでに前期に始まっていた扇状地形成の最盛期にあたり、後背湿地もかなりの広がりを見せはじめている。テフラは全層風化が進みクラック帯を形成するケースが多いことや、山地内部にまで堆積段丘が存在することから考えて、基準面が相対的に上昇し、かつ、気候も相

対的

に温暖または湿潤であったと考えられる。相模平野の中下流の相模原面を構成する礫層の上部はこの時期のものが多い。

第層: Y-69-8~Y-78またはY-79

上位層とは、一般に小露頭でも簡単に確認できる起伏の大きい斜交関係で境される。層厚は約6m前後である。箱根新期軽石流期の噴出物である粗粒かつ層厚の大きな安針軽石(AP)、三浦軽石(MP)、東京軽石(TP)およびそれに伴う東京軽石流(TPfl)などの顕著な軽石層が認められる。富士系テフラは一般に細粒で層も貧弱である。TPより下位の層準は、黒味の強い顕著な古土壌層で武蔵野埋没土層(MB)と呼ばれる。第期は、全体として大きな斜交期とも解釈でき、MPの下位にもTPの下位にも斜交層準があり、同一断面で観察すると、次々と新しい斜交層準ほどその高度が低下するのがわかる。

この時期の水成層は、前期までに形成された広い扇状地面のさらに上位にひき続き堆積するケースもあるが、多くは、この扇状地面を切り込んで河岸段丘礫層を構成している。やはり山地内から海岸まで堆積段丘として連続している。離水は、ほとんどMPまたはTPまでに終了し、TP以降の水成層は山間部の支流堆積物として例外的に発見されることはあるが、平野部でも海岸部でも本格的なものは発見できない。この点は相模平野ばかりでなく、房総半島三浦半島・多摩丘陵を結んだ線より北側の狭義の関東平野でも同様である。

第期から第期までは、下末吉時代が残した前地形、即ち、広大な平坦面に規制され比較的高い基準面のもとで扇状地の形成を強制されてきたが、その末期に至り基準面低下の効果があらわれ、扇状地面の破壊が本格的に始まった。そして、この時期はちょうど、箱根火山の新期軽石流期の終焉の時でもあった。以上のような根拠をもとに、第層から第層までをまとめて、下部層とする。

第層: Y-79または80~Y-92

上位層とは、小露頭でも容易に確認できる起伏の大きい斜交関係で境される。層厚は約7mである。富士系の赤褐色の中粒スコリア層および粗粒のスコリア質火山灰層と、箱根中央火口丘期の白色軽石層(CCP軽石群)とが交互に積み重なる。本層中のCCP-1(Y85)の直下には、

黒雲母を大量に含む白色軽石片(YBP-)が発見されることがある。

この時期の水成層は泥質部をパッチ状に多数含む礫層で、山地内や平野の上流部では広く認められ、堆積段丘となっているが、下流部、海岸部では発見できないので、基準面がかなり低い位置から多少上昇したが、なおかつ、段丘面形成時においても現基準面以上には高くならなかったことを示しているのであろう。道志川の月夜野面、大磯丘陵・秦野盆地のオケ戸面がこれにあたる。

第層: Y-93~Y-108

上位層とは、一般にゆるやかな大規模な斜交関係で接する。斜交関係の発見される露頭数は下位層との斜交関係より多い。層厚は6m弱で、Y-103直下の斜交関係でさらに上、下に2分される。下半部は風化が弱くCCP軽石群が見られるが、上半部は風化が激しくCCP軽石群が認められず、富士系のテフラが卓越する。この時期以降、箱根系のテフラはほとんど見られなくなる。下半部基底部の青色の発泡の悪いスコリア(B.C.A., Y-94)は良い鍵層となる。また、Y-97層準には黒雲母を含むタフ(YBP-)がある。

この時期の水成層は前期と比較して、粒径の大きい礫よりなり、山間部から平野下流部まで広く堆積段丘を構成しているが、海岸部では低地下に没してしまう。相模平野の上流部、丹沢山地の縁辺部に広く扇状地を形成した中津原面は、恐らくは下半部の時代のものであろう。一方、田名原工面構成礫層は、主として、上半部の時代のものであろう。秦野盆地では、両者は間にテフラを挟んで重なっている(内田ほか, 1981)。立川段丘礫層の主体は後者にあたると思われるが、不明な点が多い。

第層: Y-109~Y-113

下位との境界は明瞭であるが、上位との境界は不明確である。Y-112直下、Y-114直下に斜交関係があり、いずれも山地斜面の崖錐性堆積物の上面、段丘礫層の上面に対応している。ここでは、規模が大きいY-114直下までを第層とする。層厚は約2mでOFT累層上部の中では最も粒径の大なる富士系のスコリア層よりなる。全層強く風化しており、全層にわたって微~少量の角閃石が認められる。また本層準には、両輝石・黒雲母を含む青白色岩片が認められ、よい鍵層となる。この時期、即ち、約2.4~3.2万

年前は、全国的に軽石流・泥流の発生が目立つ爆発的火山活動期であるが、上記のような諸特徴はこのことと無関係ではあるまい。

この時期の水成層は、相模川では、前期に形成された堆積面上に末梢的にひきつづいて堆積している。第 期から第 期までは、下部層（第 ~ 層）の時代に形成された広大な扇状地面を破壊し、全体として、より低い基準面のもとで、小扇状地や河岸段丘を形成した時代であった。これらの 3 層は、平野部から山間地まで堆積面であるという共通性をもち、海岸部では確実に低地下に没している。まとめて、中部層とする。

第 層: Y-114 ~ Y-124

上位との境界は不明確である。Y-118 (A T) または Y-116 の直下、Y-123 の直下、Y-125 の直下に斜交関係が認められ、いずれも侵食性のうすい河岸段丘礫層の上面に対応している。山地斜面では Y-114 が崖錐角礫層の基底部に、Y-123 が別の崖錐角礫層を覆っている例がある。この時期の斜交関係は、山地内でも台地上でも広く認められる。田名原 面構成層はこの時期のもので、山間地から平野の上流部でのみ認められる。テフラは、全層ほとんど富士系の黒紫色の粗粒スコリア層よりなり、層厚は約 4.5 m である。Y-118 (T N P -) は、町田、新井 (1976) が始良カルデラ起源の広域テフラとした A T にあたる。相模平野で S₁ と呼ばれてきたものは Y-121 にあたる。

第 層: Y-125 ~ Y-141

O F T 累層の最上部層で層厚は約 5 m である。Y-132, Y-134, Y-136, Y-141, の直下に斜交関係が認められる。これらの斜交層準は丹沢山地で広く認められるが、周辺の台地上でも識別できる。山地斜面の崖錐堆積物の上面あるいは侵食性のうすい河岸段丘礫層の上面または下面に一致している例が多い。Y-132 で岩相が急変し、これより下位では全体として黄褐色を呈し、上位では特徴的な赤褐色を呈する。Y-129, Y-136 の上部には、bubble wall 型のガラスが認められ、それぞれ T N P - , T N P - と命名されている。この時期の河岸段丘は山間地や山地縁辺部では認められるが、平野部では、低地下に没している。

第 期・第 期は、それ以前の第 ~ 期、第 ~ 期がいずれも、基本的には、堆積段丘の形成期だったのに対して、侵食段丘の形成期で

あるという点で共通性をもっている。この 2 期をまとめて、上部層の時代とする。いずれもそのうちに多数の小斜交期を含み丹沢山地内では、基準面の最大低下期への移行、その後の急上昇といった変動とは無関係に、次々と侵食段丘を形成している。こうした傾向は、完新世に入っても続いている。このことは、約 2 万数千年前から、丹沢山地が急上昇を開始したことを示しているのではなからうか？

富士完新世テフラ累層

(F B ~ S-25)

下位の古期富士テフラ累層をゆるい傾斜で切るため、小露頭では斜交関係の確認が難しい。この斜交層準には大規模な溶岩、即ち、三島溶岩 (¹⁴C 年代で 10,490 ± 230y. B. P.), 梨ヶ原溶岩がはさまる。

本層は、富士山東麓の駿河小山町本村で層厚約 10 ~ 12 m で、下位より F B I, F B , S-1 ~ S-25 までのテフラからなる。山頂より北東 35 k m の都留市菅野で 4 m 前後、東方 40 k m の秦野盆地西縁で 2 m 前後である。木層中には 9 つの斜交層準があり、規模の大きいものにより第 層から第 層までにまとめている。

第 層: F B ~ S-9

全体に黒色腐植質で下位ほど細粒でふかふかしている。上部には R (S-5), R (S-6) などの粗粒スコリアが目立つ。従来、富士黒土層 (F B) と呼ばれてきたものは広義には第 層全体をさしているが、ここでは S-1 より下位に限定する。F B は約 10,000 ~ 8,000 年前、F B は約 8,000 ~ 6,000 年前で、縄文早期にあたる。S-1 層準には褐色の bubble wall 型のガラスが多量に混入する。町田・新井 (1978) のアカホヤ (A H) にあたる。S-1 ~ S-9 は約 6000 ~ 3200 年前のもので、縄文前期の遺物はこれまでのところ、必ず S-5 に覆われている。中期の遺物は S-4 ~ S-9 の間にそのほとんどが挟在する。この時期の水成層は、縄文海進堆積物を主体として、主に平野部・海岸部で堆積段丘、波食台性の段丘を形成し、山間地で侵食段丘を形成している。大磯丘陵では、遠藤・関本・辻 (1979) の川匂部層が F B 工期に、小船部層が F B 期 ~ S-1 ~ S-4 期にあたる。小船部層の上面、即ち、縄文海進後の高海面停滞期を示す中村原面は R (S-5) 期には離水していたと考えられる。同じく大磯丘陵の前川面構成層が S-5 ~ S-9 に相当する。この時期には、富

士山麓で大規模に扇状地が形成された (上杉ほか, 1979)。S-9 層準は黒味の強い、粘り気のある腐植層となる。

第 層: S10 ~ S24

全体に赤褐色スコリアが目立つ。第 層に比較して黒味のうすい褐色 ~ 暗褐色腐植質の層である。約 3200 ~ 250 年前のもので、下位層との斜交関係は山地ばかりでなく、平野部でも認められる。切れ込みの深い谷型の斜交面が多い。これを覆う初期のテフラは粗粒で層厚大なものが多い。発泡の悪い湯舟第 1 スコリア層 (S-10, S-11), 砂沢ラピリ (S-13) は良い鍵層となる。S-10 と S-11 の間には、白色ガラス質のカワゴパミスが挟在する。また、初期には御殿場泥流 (S-14) をはじめ、火砕流堆積物が多いのも大きな特徴である。これらのテフラが噴出した約 3,000 年前頃は、世界的に爆発的噴火の目立つ時代であり、かつまた、気候が急激に悪化した時代でもあった (鈴木, 1979)。縄文後期堀之内式、加曽利 B、までの遺物は S-10 に覆われる。S-11 ~ S-12 には、縄文後・晩期の安行 式土器片が、S-23 ~ S-24 下部には弥生後期から古墳期の遺物が挟在する。第 期のほぼ中期にあたる 1,700 ~ 1,000 年前には、剣丸尾溶岩、鷹丸尾溶岩、青木ヶ原溶岩をはじめ側火山ならびに側火山に由来する溶岩の流出の目立つ時期で、同時に気候の温暖な時期にもあたっている。

この時期の水成層は、Y u-2 を直上のにせる富士山麓の小扇状地礫層、酒匂川上流 ~ 中流の河成礫層などがある。大磯丘陵の押切 面、面の構成層も、第 期後半のものである。

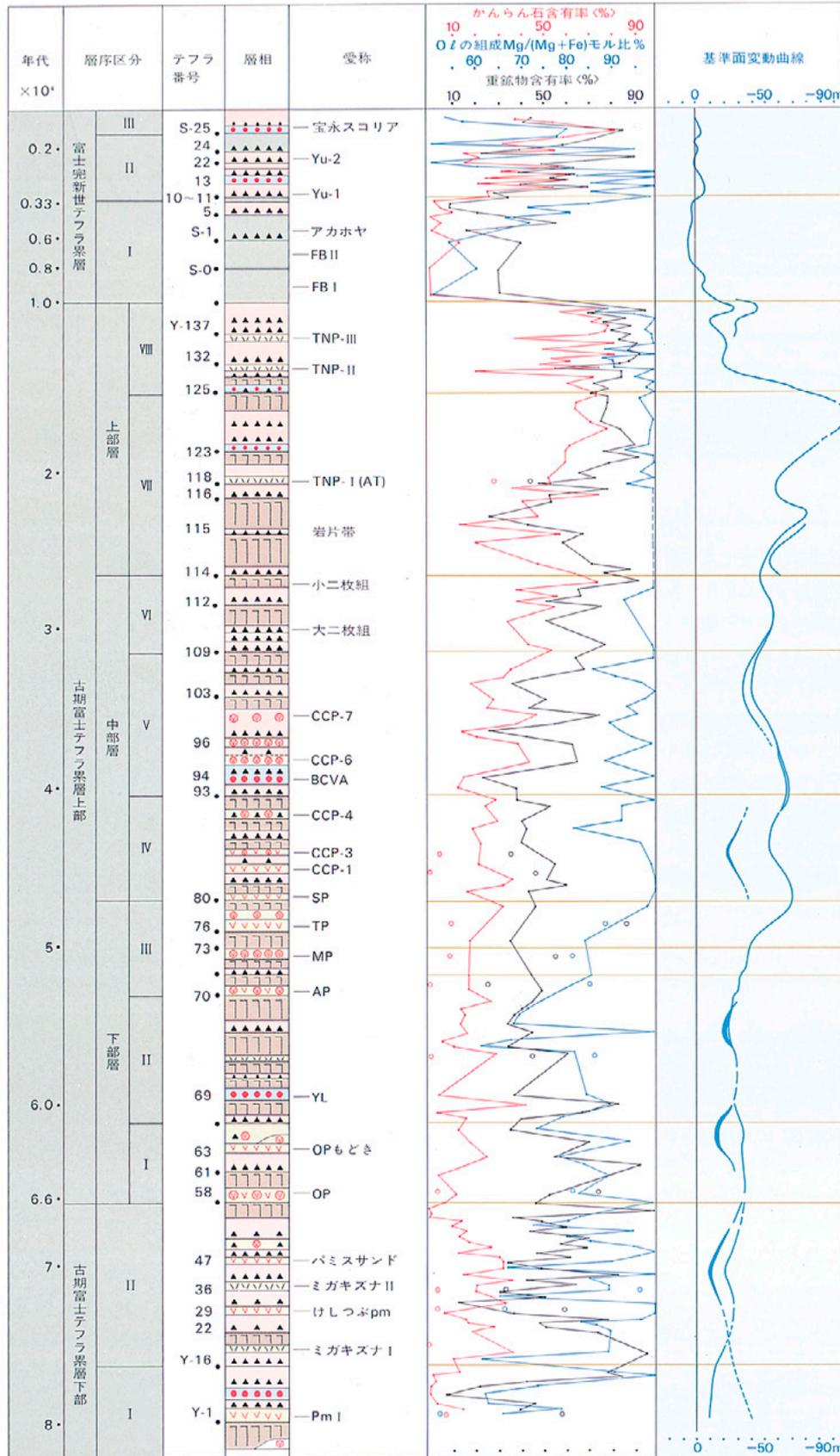
第 層: S-25 ~

1707 年に噴出した宝永スコリア層 (H o=S-25) よりなる。これは青黒色の発泡の悪いスコリア層で最下部に白灰色の縞状軽石部がある。富士系テフラ中最大の層厚をもち、かつ、今まで噴出することのなかった軽石がある点が大きな特徴である。各所で下位層を切って堆積している。富士山は、ある時代の初期に発泡の悪いスコリアを噴出する傾向がある。吉岡ラピリ (Y L: Y-69), B. C. . A. (Y-94), Y-125, 湯舟第 1 スコリア (S-10, S-11) である。宝永も同様な岩質をもち、前述のような新しい質をもっている。これを第 期初期の噴出物と考えることは充分可能である。

図7 富士系テフラの鉱物組成の変遷

<上杉ほか(1982)に加筆修正

富士系テフラの鉱物組成変遷と基準面変動



○ ○ ○ 非富士系テフラ。 <注>基準面変動カーブは南関東のデータをもとにしたもので、4万年以降は遠藤邦彦未公表資料による。なお極盛期のみ示してあるカーブは桑原(1982)から引用したもので、濃尾平野の例。かんらん石含有率は125μ以下の細砂粒鉱物中の含有率

前節までで、南関東のテフラの層序区分点が水成層の区分点、即ち、基準面変動の区分点と良く対応すること、また、火山活動史上の大きな区分点とも良く一致することを見てきた。それでは、富士山だけに限って見た場合、こうした"運動性"は鉱物組成の次元でもあてはまるのであろうか？ 以下、この点を見ていく。図7、図8は富士系テフラの砂粒径斑晶鉱物中の125 μ以下のものの組成変動を様々な角度から検討したものである。

重鉱物含有率

まず、重鉱物全体の含有率がどう変化するかを見ると、第1近似として下位から上位に向けて重鉱物含有率が増大していき、HFTに入ると急激に減少し、現在に向けて再び増大するという傾向を読みとることができる。それ以外の細かい変動を見ると、層序区分点の変動カーブの屈曲点によく一致する部分がある。たとえば、OFT累層下部の上下の境界、OFT累層中部層と上部層の境界、HFT累層工の上下の境界などである。

重鉱物組成比

次に重鉱物の中の5つの成分、即ちol(かんらん石)、opx(斜方輝石)、cpx(単斜輝石)、mg(磁鉄鉱)、ho(角閃石)の組成比の変動を図8で見る。

第1に、全体としていえることは、olが多いとmg、opxが少なく、olが少ないとmg、opxが多いということである。これは、マグマ溜りで一旦できたolが、温度が下がるに従い再びマグマと反応してopx、mgが形成されるためである。第2に、OFT期にはopx rich、cpx poorであったが、HFT期には逆にcpx rich、opx poorに転じている。第3に、OFT下部層の第層から上位に向けて、順にolが増加していき、OB層準(L3)に至ると急激にol poorの位置に戻り、そこからOFT累層上部に向けて再びolが増加していき、ついにはolが80%をこえてしまう。ところがHFT累層に入ると再びol poorの位置に急激にもどり、HFT累層の第層の下部ではまたolが85%にまでなる。そして第層の上部では再びolが少ない位置にもどり、第層ではまたol richの位置にきている。これらのol poorからol richへの4つのサイクルは層序の中区分点や小区分点

と完全に一致したり、テフラにして1~2枚程度、早めに転換点に達することがわかる。

かんらん石含有率

次に構成鉱物中の主成分であるolだけの変動を見る。125μ以下の細砂径鉱物全体の中でolの含有率がどう変化していくのかを表わしたのが図7の赤色の折れ線である。第1近似として、下位から上位へ向けてol量が増えて行き、OFT最上部では全体の70~80%を占めるという極限状態に至り、ついで、HFT累層に入ると急激に、ほとんど0%近くまで減少し、その後再び現在に向けて増大する傾向がある。もう少し細かく見ると、変動の屈曲点が層序区分点にほぼ一致するケースがかなりある。たとえば、OFT累層下部の上下、OFT累層上部の上下、HFT累層の上部などである。

かんらん石のマグネシウム含有率

次に、さらに小さい次元での変動の1例として、ol中のマグネシウム含有率の変動を見る。この値は、顕微鏡下でol粒子の光軸角を4個以上計測することによって算出した。なお、個々の粒子間で値に差はほとんどない。

第1近似としては、OFT累層の下位から上位に向けてマグネシウム%が増大していき、HFT累層に入ると急激にマグネシウム%が減少し、50%程度となり、現在に向けて再び増加する。細かく見ると、中・小の層序区分点とマグネシウム%の変動カーブの屈曲点が良く一致する例が非常に多い。

鉱物組成の変遷と基準面変動との対応

以上のように、鉱物組成の中でも次元の大きい重鉱物含有率からはじまり、最もミクロの次元の化学組成の変動まで、4段階の変動の特徴を見てきたが、どの場合も変動の最も大きな屈曲点が更新世と完新世との境界をなす約1万年前にあることは重要である。この境界は、さまざまな自然現象に共通する世界的な区分点である。富士火山も、テフラ中心の活動を続けてきた古富士火山から、大量の溶岩をも流出する新富士火山へと、この時期を境に変化していくのである。

また、どの変動カーブでも、屈曲点がテフラ堆積地域の斜面の安定期の規模、そこでの下位層の削剥量の規模を主な基準とする斜交関係にもとづく層序区分点と良く一致している。斜交関係は強く基準面の変動・停滞に支配される。そこで、最初に述べた“連動性”は、世界的な様

々な変動のトータルなバランスを示すものともいえる基準面変動から、マグマ溜りの中で形成される1鉱物の化学組成にまで及んでいる可能性がある。

最も規模の大きい変動といえる基準面変動と、ローカルな1火山にすぎない富士山の鉱物組成の変動を比較してみよう。図7の基準面変動カーブは主として南関東のデータをもとにしているので、循環論に陥る可能性がないわけではないが、絶対年代値の正確な3万年以降については、世界各地の変動カーブと良く一致しているからその心配は少ない。まず、重鉱物含有率、かんらん石含有率、かんらん石の%のどの曲線も、概形が基準面変動カーブと似ている。細かく比較すると、特に2万年以降についてはその変動のカーブが驚くほど良く一致している。大きい単元の運動は小さい単元の諸運動の積み重ねではあるが、全体として、これらを支配すると考えて良いなら、世界的な規模で起る基準面変動は富士山のマグマ溜りの中での結晶の生成過程に強い影響を与えてきたと解釈できる可能性がある。あるいはまた、基準面変動は気候変動と深いかわりがあるので、世界的な規模で生ずる気候変動とある地域の地殻変動や火山活動との間には、何らかの因果関係があるというアイデアをもつことも可能である。

最終氷期の地殻変動 大磯丘陵を中心に

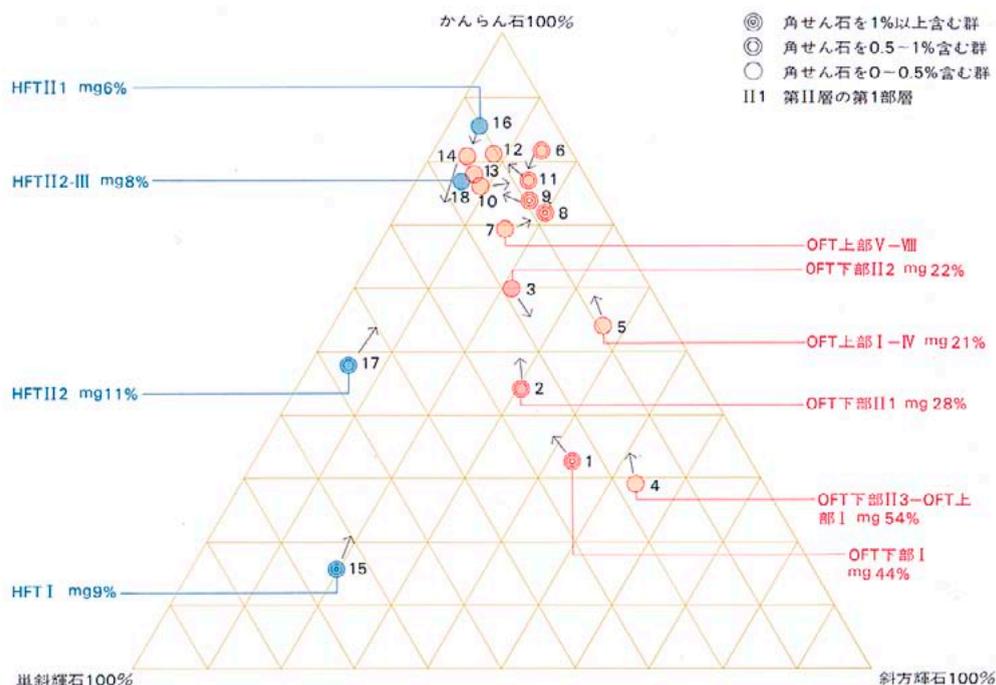
本節では、関東平野の中でも特に変動が激しく、典型的で細かい議論のできる相模堆積盆地西翼部大磯丘陵をとりあげて、最終氷期の地殻変動の諸特徴を見てみよう。

相模堆積盆地というのは、中期更新世の初めに、東は神奈川県横浜市戸塚区のあたり（古戸塚湾地帯）から、西は箱根火山の東縁部酒匂川低地にかけて長隋円形の広がりをもって発生した堆積盆地である。その後、幾多の変動を受けて縮小分化していったが、それでも下末吉（吉沢）海進期までは、東西方向の長隋円形という形態を残していた。この盆地が大変動を受けて東翼部の古戸塚湾地帯、中央部の相模平野、西翼部西端の酒匂川低地、北端の秦野盆地、その南の大磯丘陵の5つの地形区に完全に分裂してしまったのは最終氷期のことであった。この点を大磯丘陵を中心に見ていく。

酒匂川低地と秦野盆地の分化

まず、関東大地震級の大地震の巣とされ、プレート境界断層であると断言する人もいる国府津・松田断層の活動により、それまでは箱根火山山麓の一部で、大磯丘陵にほぼなめらかにつながっていたと思われる酒匂川低地部が陥没し低地と化したのはいつ頃だったのだろうか？先下末吉期の水成堆積物の古流向を調べると、

図8 富士系テフラの斜方輝石 単斜輝石 かんらん石組成



どこでも、西ないし北西から国府津・松田断層地域を通過して東側の大磯丘陵に碎屑物が流入している。つまり、この時期までは、大磯丘陵側より酒匂川低地側の方が高かったのである。次の下末吉海進期にもこの低地はなかったらしい。なぜなら、大磯丘陵側には海進によって形成された海成段丘面（吉沢面）があるのに、酒匂川低地周辺には、その証拠は見つからないのである。ところが、最終氷期の前期、即ち古富士火山後期の第 1 期の礫層（岩倉礫層）は、もうすでに、大磯丘陵側から酒匂川低地に向けて堆積しているから、酒匂川低地は図 9 で見られるとおり、早ければ約 9.8 万年前のテフラ A（吉沢中部ローム層の最初のテフラ、kmP-1 と呼ばれる）頃から、遅ければ、概略約 6 万年前の吉岡ラピリ（YL）の頃までに形成されたであろう。そして、国府津・松田断層による酒匂側の沈降、大磯側の隆起が本格化したのは、箱根火山が新期軽石流期を終え、中央火口丘期に入った最終氷期の後半である。たとえば、約 4.9 万年前とされる新期軽石流期末期の東京軽石流（TPfl）の堆積面高度は、ここで最大 230m も食い違っている（菊原、1975）。国府津・松田断層は起源の古い断層であるが、最終氷期に入ってから、それも後半以降に活動が活発になったのである。

次に渋沢断層の活動により、それまでは丹沢山地と大磯丘陵とをつなぐ上流扇状地帯だった秦野盆地地域が陥没して盆地になったのはいつ頃だったのだろうか？ 渋沢断層の西端部では約 4 万年前頃から陥没が始まり、漸次東に向けて陥没が進み、約 1 万年前には東端部まで切れて秦野盆地は完全に大磯丘陵から分離してしまった（小島・佐藤、1975）。渋沢断層は国府津・松田断層同様に起源の古い断層であるが、やはり最終氷期の後半に入って活動が活発化したのである。

大磯丘陵東部における隆起の諸特徴
次に大磯丘陵東部での地殻変動を、森（1980）のデータをもとに作成した図 9 を中心に見ていこう。図 9 でうすいオレンジ色に着色された部分は約 14.5 万年前から 10 万年前までに形成された海成段丘面、吉沢面（下末吉面）である。青色の線は等離水時期線である。たとえば、W という記号が記してあるのは吉沢ローム層下部のテフラ W（KIP-6）の降下時期に、ここに汀線があったことを示している。この図を見て気づ

くことを列挙すると、第 1 に、下末吉（吉沢）海進後、海は大勢として北西から南東に相模川河口に向けて退いている。第 2 にもう少し細かく見ると、こうした大勢を修飾する形で鷹取山と高麗山を中心にそこから周囲に向けて海が退いていく傾向がだぶっている。第 3 に、地殻変動が相対的に弱い相模平野東部の高座丘陵や下末吉台地では、広い範囲にわたって、ほぼ、U～W のあたりで離水するのに対して、大磯丘陵では上記の 2 つの山塊を中心に、すでに SB 期から離水がはじまりテフラ P（KIP-13）の時期まで離水が連続的に生じている。このことは、下末吉（吉沢）海進の初期から、この 2 つの山塊を中心とする隆起が強かったことを示している。第 4 は、等離水時期線が、図中に多数書き込まれている活断層の影響を受けていないことである。つまり、これらの活断層が動きだしたのは海退後、即ち、少くとも KmP 期（テフラ A～H）以降のことである。

次に赤色の等離水高度線で表現されている吉沢面の変形の状況を見る。第 1 に、吉沢面は海退の方向とはほぼ道に、海岸側が隆起し、鷹取山・小向・高麗山を結ぶ線より内陸側が沈降する傾向を大勢として示している。第 2 に、鷹取山・高麗山の隆起はなお依然として続いている。第 3 に吉沢面の等高線は、等離水時期線とは非調和的な部分が多く、一方、活断層群の方向や動きのセンスとは調和的な部分が多い。即ち、吉沢面の変形は、海岸側隆起・内陸側沈降という全般的な傾向と多数の活断層による小ブロック化という新しい傾向をもった地殻変動が KmP 期以降に発生したことを示している。これらの変動によってどの程度の高度差が生じたのか、同じテフラ が離水しているところをとって相互に比較してみよう。最高所は高麗山で 157m、最低所は金目川沿岸で 8m である。その高度差は実に 149m に達している。これを の年代約 13 万年前で割ると 1.1mm/year という平均最大変位速度が得られる。前述のとおり新しい変形が始まったのは早くとも KmP 期からであるので、テフラ A の年代約 9.8 万年前で割ると、それは 1.5mm/year となる。恐らくこちらの値の方が真実に近いであろう。

次に岩倉面の変形を見てみよう。内陸側の上吉沢では TPfl の下に埋没しているが、ここでは TP～MP 間は泥炭質で、MP～AP から下位が河成礫層となっている。高麗山の裏側のやはり

沈降域側の万田でも、岩倉面は TPfl の下に埋没している。ここでは TP から下は全層泥炭質で、AP は泥炭中に挟在している。一方、海岸側隆起域の岩倉面では、AP の下位に約 1～1.5m の火山灰があり、その下位に海成～河海成と思われる淘汰の良い円礫層または砂層がある。水成層部分の層厚は最大 8m である。このようなことから考えて、海岸側の隆起は AP 降下以前にすでに始まっており、そのため海岸側の岩倉面は早期に離水し、内陸側は沈降して停滞水域となったため泥炭の堆積の場となったと考えられる。ところで図 9 に見られるとおり、今日これらの岩倉面の高度（ここでは AP の高度を示してある）は、海岸側も内陸側も全くばらばらである。一番高い吾妻山では、周辺の吉沢面の高度 80m よりはるかに高くなり、120m にもなっている。一方、一番低い万田では標高 10m である。即ち、活断層群の活動により小ブロックが多数形成されるようになったのは AP 降下以降のことである。一番高い吾妻山と一帯低い万田とでは 110m もの高度差を生じている。これを AP の概略の年代 5.7 万年前で割ると 1.9mm/year という平均最大変位速度が得られる。なお、海岸部の小ブロックごとの平均最大変位速度は 1.6mm/year であり、1.9mm/year という値とあまり差がない。このことは、早けれ KmP 期に始まった海岸側隆起、内陸側沈降という傾向に、AP 降下後に付加された断裂ブロックによる隆起・沈降という第 2 の傾向の方が変位速度に与えた影響が大きかったことを示している。ところで、下末吉（吉沢）海進期・岩倉面形成期の海水準高度はどの程度であったのだろうか？ 人によって推定高度に差があるが、Machida（1975）は、それぞれ 5～10m、-6m 以下としている。本誌でも南関東の相対的基準面変動カーブを示している。これはそのまま海水準変動カーブを示すというわけではないが、そこでは、それぞれ、15～20m、-20～-10m としてある。どちらで考えても、内陸側の沈降域でさえ、海水準との関係でいえば、実はほとんど全域、隆起域ということになる。吾妻山周辺の吉沢面は、仮りに当時の海面高度を 10m とすると、その絶対隆起速度は平均 0.7mm/year となる。一方岩倉面の方は、当時の海面を -10m とすると平均絶対隆起速度は 2.3mm/year となり、前者の 3 倍を超える急激なものとなる。こうした激しい隆起は、完新世に入ってからさらに加

速化されているように見える。高麗山北側の沖積低地での縄文海進時の海成砂層の高度は、大体5m程度であるのに対して、国府本郷・大磯では20m前後である。縄文海進時の海面高度を5mとすれば、ここでは平均絶対変位速度も平均最大変位速度も、2.3~2.5mm/yearとなり吾妻山の例よりやや大となる。松島(1982)は国府津・松田断層によるこの時期の平均最大変位速度を3.4mm/yearとしている。

以上まとめると、大磯丘陵が西側の海勾川低地との境界を国府津・松田断層で、北側の秦野盆地との境界を渋沢断層で、南側の海との境界を海岸線に平行する断層群で、そして東側の相模平野との境界を図9に示したような多数の断層群で境される断裂隆起ブロックとなっていたのは主として最終氷期のことで、特にその後半に入ってからであった。

大磯丘陵をつくりあげたこれらの断層群は、どのような応力場のもとで形成されたのであろうか？ くわしくはのべないが、丹沢山地から大磯丘陵・伊豆半島北端部にかけて見られる新旧の断層群は、主としてその方向により3つのタイプに分類できる。東西方向の断層、たとえば古い神縄衝上断層(狩野ほか,1978),新しい渋沢断層(上杉ほか,1982)は、いずれも逆断層である。北西-南東方向の断層、たとえば中津川断層系(佐藤,1976),国府津・松田断層(上杉ほか,1982)は、いずれも右横すべり変位成分をもっている。一方、北東-南西方向の断層、たとえば塩沢断層系(狩野ほか,1978),川音川断層系(上杉ほか,1981)は、いずれも左横すべり変位成分をもっている。これらの3系統の断層群の動きを統一的に解釈しようとするなら、この地方が長期にわたって、平均的には南北水平圧縮の応力場のもとに置かれていたと考えるのが妥当である。

大磯丘陵の隆起速度が下末吉(吉沢)末期以来加速される傾向にあること、最終氷期の特に後半以降、断裂隆起ブロックとしての性格をはっきりもつにいたったこと、あるいは丹沢山地が2~3万年前以降に隆起が激しくなっていると考えられることなどから、筆者らは、南北水平圧縮の造構力は現在に向けて増大しつつあると考えている。

図9・A 大磯丘陵東部の地殻変動図

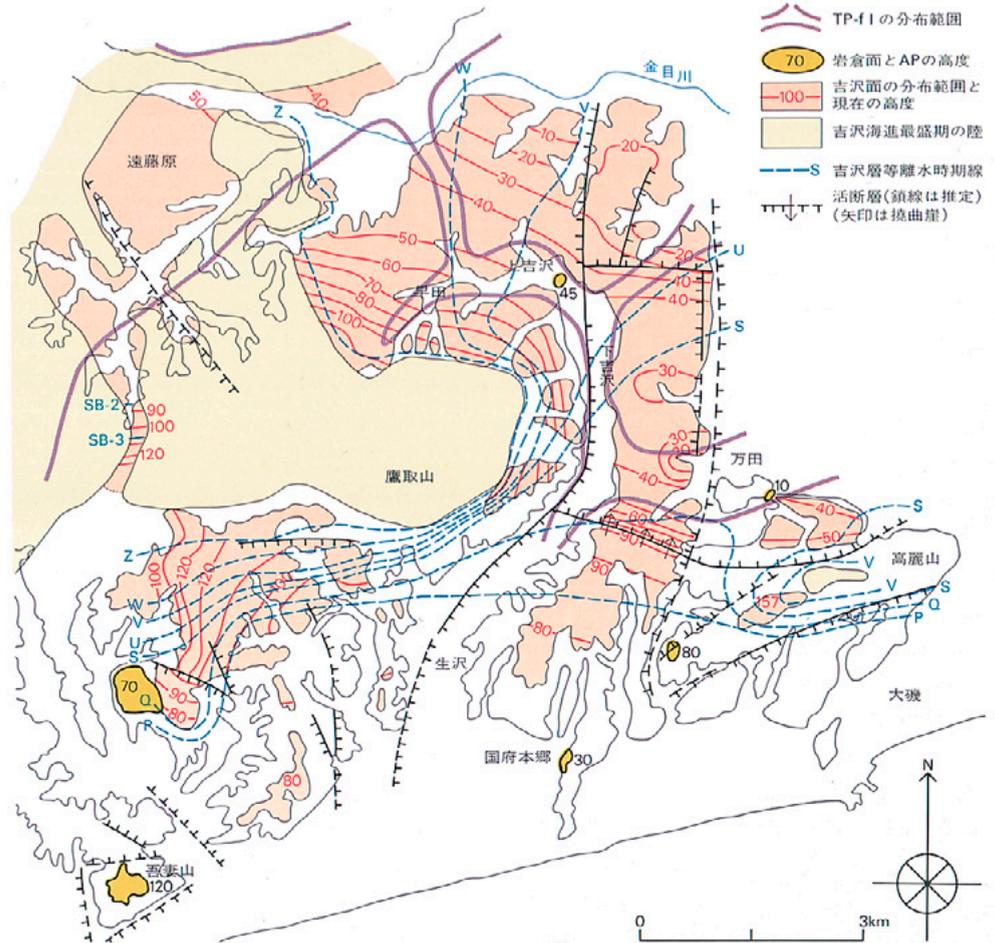


図9・B 柱状図

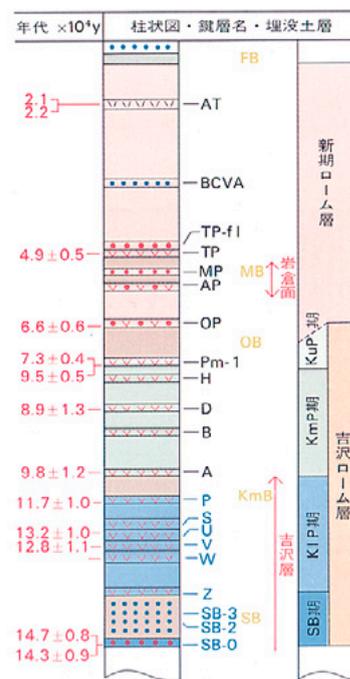
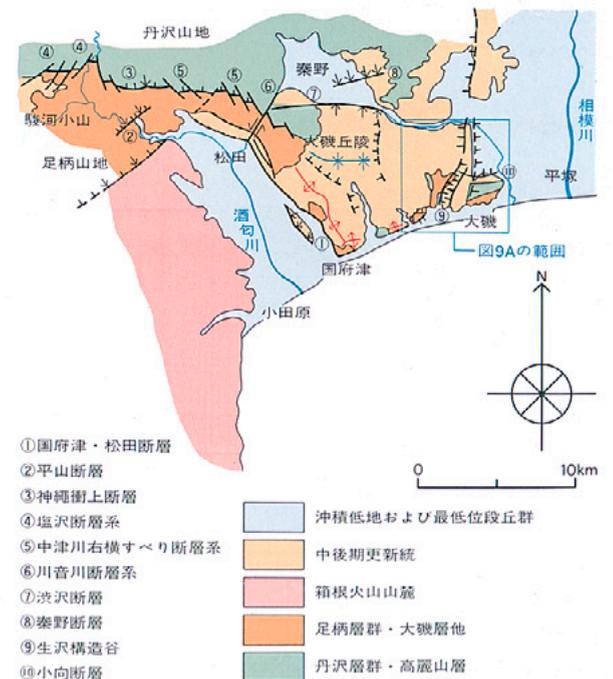


図10 大磯丘陵周辺の活構造図



北関東のテフラ層序

この地域には、西より浅間火山・榛名火山・赤城火山・男体火山などの更新世中・後期に活動した火山がほぼ南西 北東方向に配列している。これらの火山から噴出したテフラは、偏西風によって東方地域に降灰する。したがって、各火山のテフラの堆積域が重なりあわず南関東のように1本の総合柱状図として示すことが困難である。そこで、図11のように浅間・榛名火山起源のテフラと赤城・男体火山起源のテフラとを別々の柱状図にして示した。

この地域には、最終氷期中に連続的に爆発的活動をしていた火山はなく、各々の火山が間歇的に爆発的活動をしているようである。テフラは、風化火山灰中に黄色～褐色の軽石層が挟在することが多く、軽石噴出の直後に軽石流・火砕流を伴うものが多い(例えば、UP・HP・SP・FPなど)。

従来、この地域のテフラは、河岸段丘との関係、黒色帯(堆積の休止期と考えている)の存在に

よって、上部・田原ローム層、中部・宝木ローム層、下部・宝積寺ローム層の3部層に区分されてきた(阿久津,1957.新井,1962)。

ところで、北関東のテフラ岩体中には、何層準か斜交層準が認められる。南関東地域と同質な精度の高い火山活動史・地殻変動史・水成層形成史・地形形成史などの議論をこの地域で行なおうとするならば、斜交関係の発見とその地史上での意義づけを明確にしなければならない。また、広域テフラの追跡によって地域間の対比を行ない、同時面を時空的に拡大し、地史上の諸事件を同一の時間軸の中に正確に位置づけることが必要であろう。

現在まで知られている広域テフラは、上位よりAH(アカホヤ:約6,300年前)、AT(始良丹沢火山灰:21,000~22,000年前)、DKP(大山倉吉軽石:HPとUPの間の層準、45,000~47,000年前)などがある。今後Pm-(御岳第1軽石層)、ミガキズナ(南関東のY-19・36)、阿蘇4火山灰(町田ほか,1982)などの広域テフラが発見される可能性が強く、最終間氷期か

ら最終氷期にかけての編年のうえで重要な時間指示層となるであろう。

なお、現在まで確認されている斜交層準は数多くない。裏表紙のカラー写真は、子持火山起源の軽石流を不整合におおって、AT以上のテフラが斜面堆積している露頭である。ATの下位には約30cmの埋没土が存在する。この境界は、従来の中部ローム層最上部の黒色帯の下限に相当すると考えられる。この斜交層準は他地点でも観察され、また、各地の水成層の上面とよく対応している。観察露頭数が少ないため、斜交層準の規模・質の吟味が十分行なえないが、浅間・榛名火山地域では、AT下の斜交層準、JL(中之条ラピリ)の斜交層準が大きく、今後この層準が大きき区分点となることが予想される。さらに、斜交層準の発見と吟味が行なわれることによって、より精度の高い南関東地域との整合性をもった議論が行なわれるものと考えられる。

図11 北関東テフラ総合柱状図

●北関東(中之条-赤城山麓)



●北関東(宇都宮-今市-喜連川)

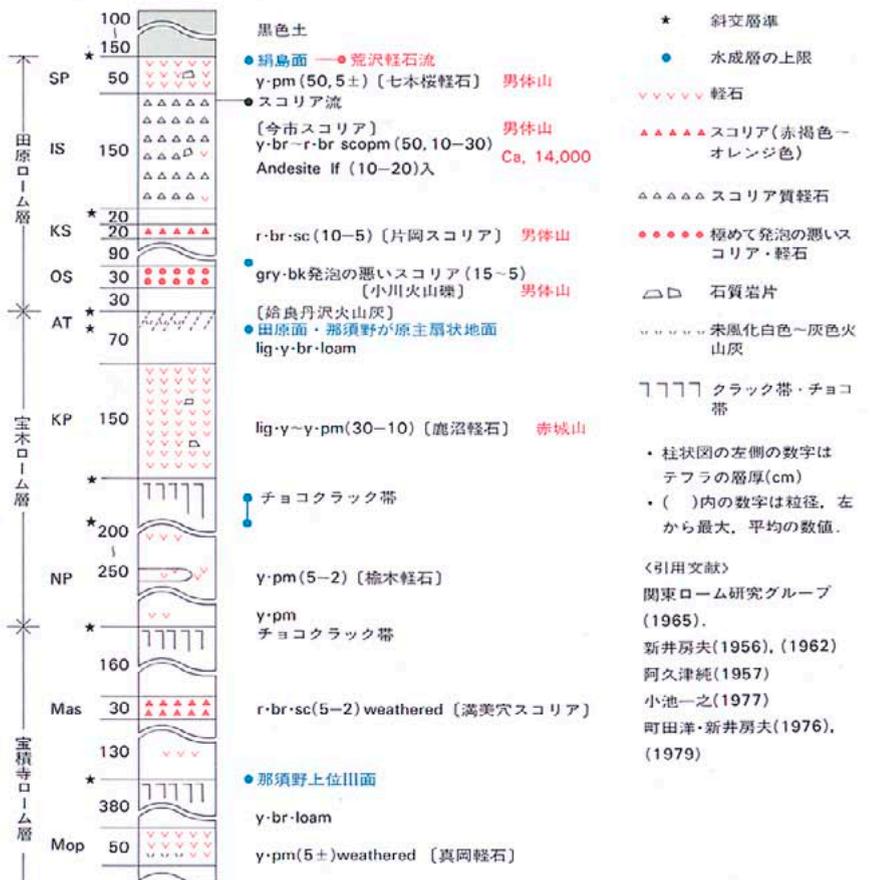
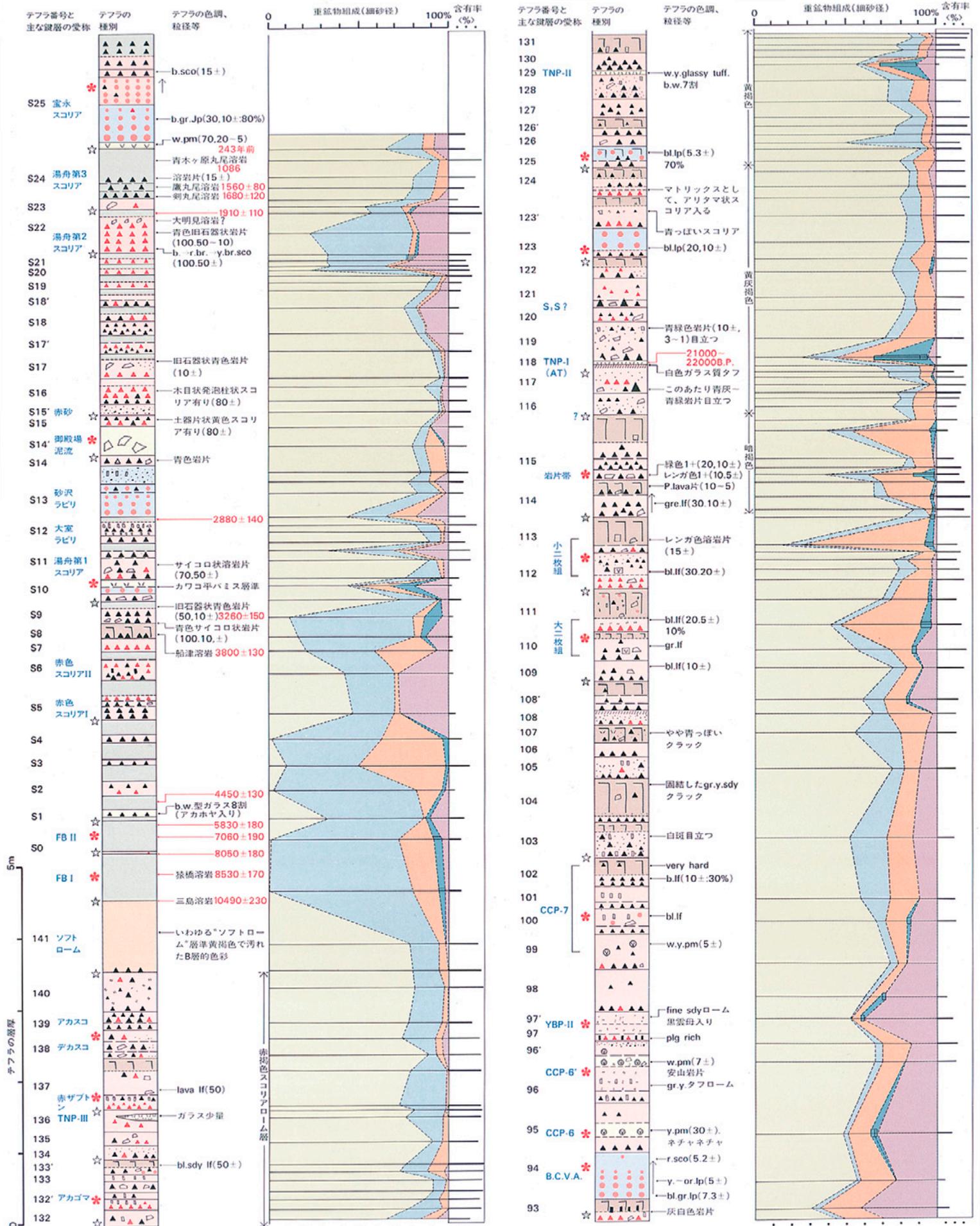
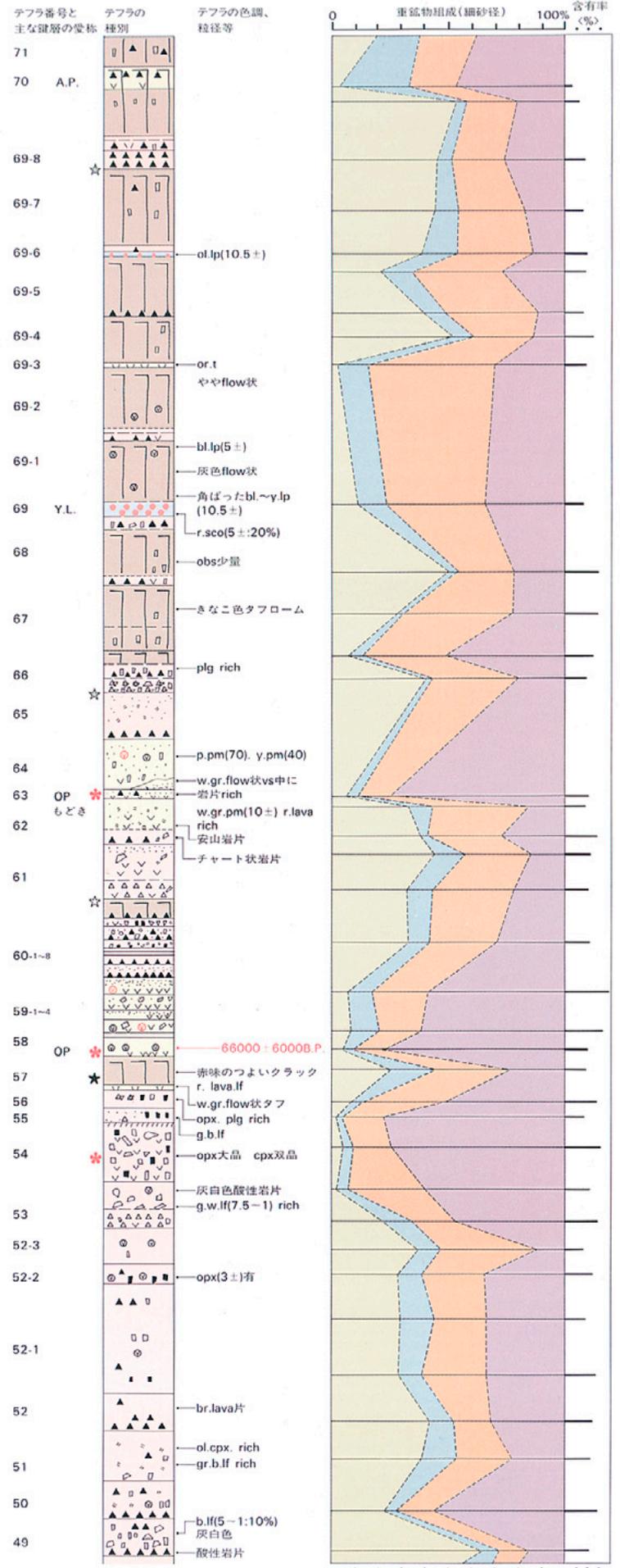
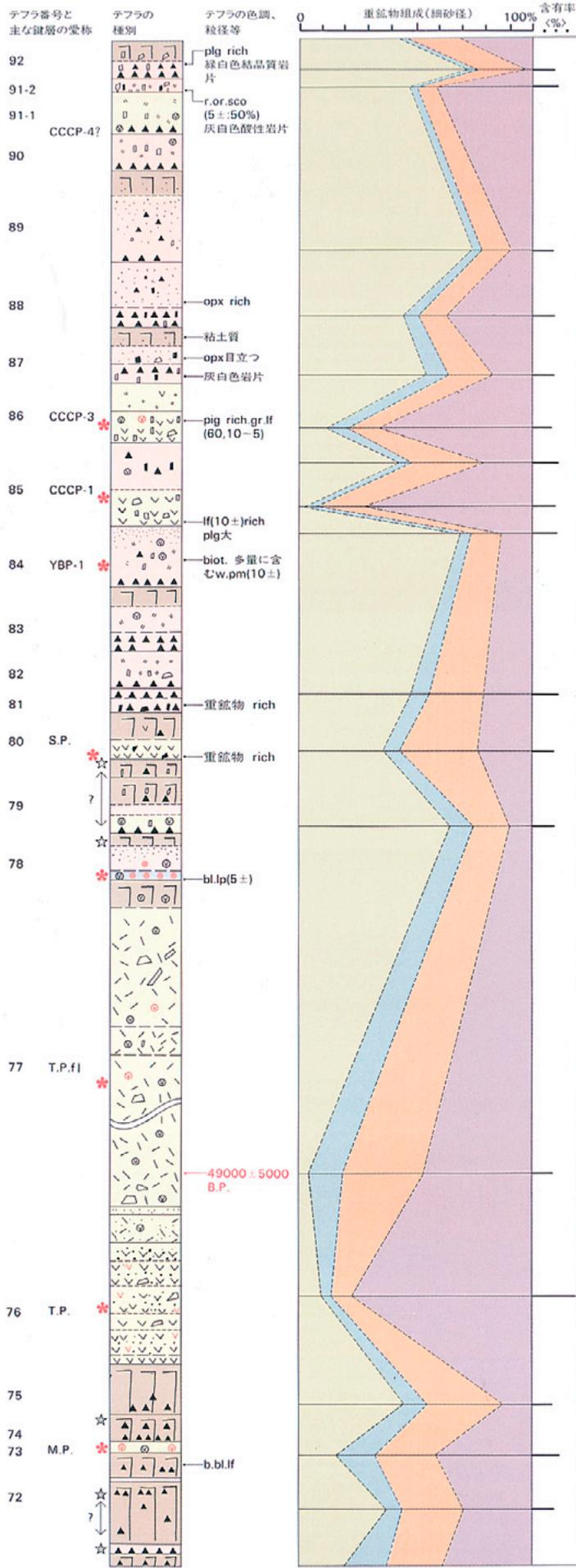


図4 新期ローム層総合柱状図・富士山東方地域





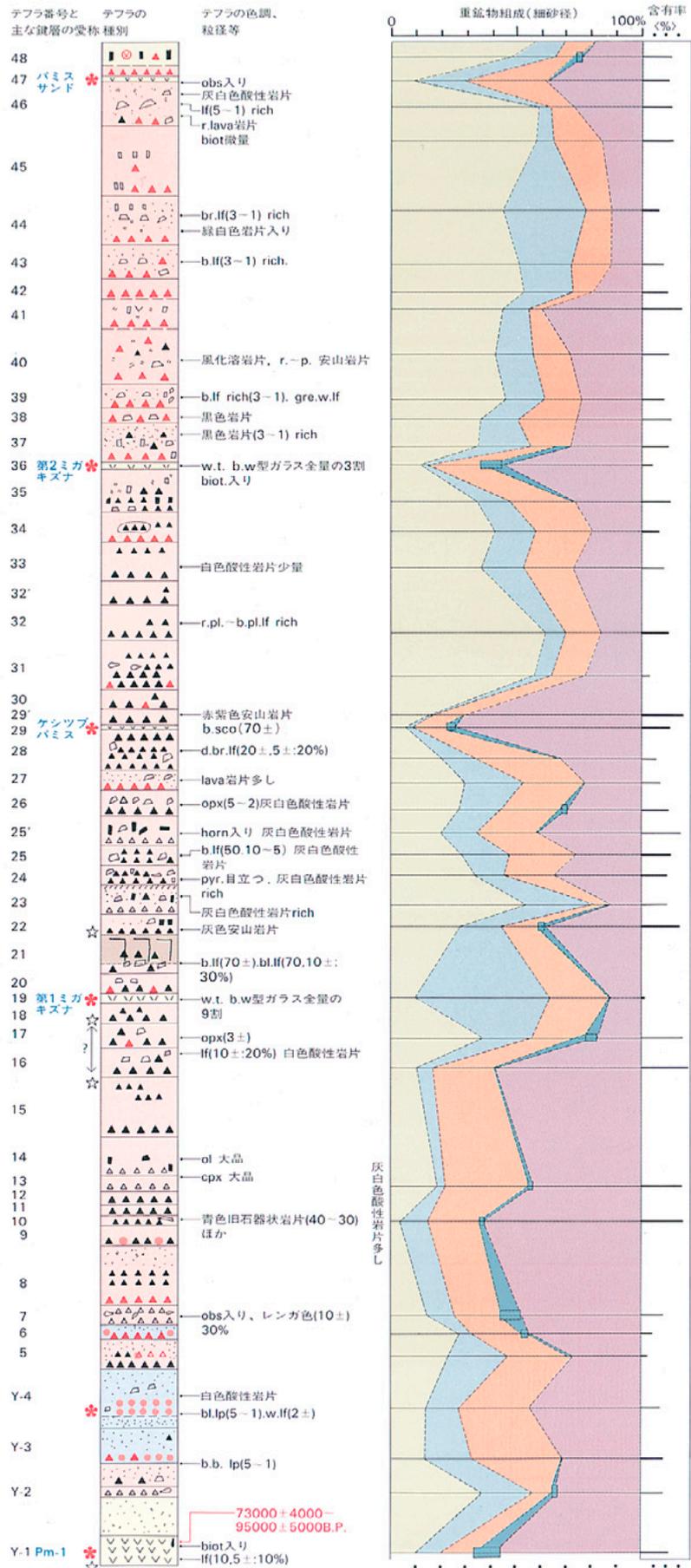


図4の凡例

- <鍵層及び斜交層準>
- ✳ 鍵層中の重要なもの
 - ☆ 小規模の斜交層準
 - ☆ 中規模の斜交層準
 - ★ 大規模の斜交層準
- <テフラの種別・色調・粒径など>
- ▽▽▽ pm 軽石(ピンク色以外)
 - ▽▽▽ p.pm 軽石(ピンク色)
 - ▲▲▲ sco スコリア(黒~黒褐色)
 - ▲▲▲ sco スコリア(赤褐色~オレンジ色)
 - ▲▲▲ scopm スコリア質軽石
 - lp 極めて発泡の悪い軽石、スコリア
 - If 石質岩片
 - 黒曜石
 - 遊離重鉱物
 - 遊離軽鉱物
 - ▽▽▽ t 未風化白色~灰色火山灰
 - 大粒で外形のしっかりした遊離軽石
 - vs 灰黒~黒色火山灰
 - クラック帯、チョコ帯
 - 黒色腐植層
 - 軽石質火山灰
 - スコリア質火山灰
 - 極めて発泡の悪い軽石・スコリア質火山灰
- <色調・鉱物などの略号>
- b=黒色
 - bl=青色
 - br=褐色
 - r=赤色
 - p=ピンク色
 - pl=紫色
 - gr=灰色
 - gre=緑色
 - or=オレンジ色
 - w=白色
 - y=黄色
 - ol=かんらん石
 - cpx=単斜輝石
 - opx=斜方輝石
 - horn=角せん石
 - biot=黒雲母
 - mg=磁鉄鉱
 - plg=斜長石
 - gz=石英
 - b.w.型=バブル・ウォール型火山ガラス
- ↑ ↓ 級化の方向
c→f→c 粒度変化(粗→細→粗)
(10.5±) 最大粒径、目立つ粒径
(10.5-1) 最大粒径、一般的粒径範囲
- 重鉱物組成の凡例
- ol かんらん石
 - cpx 単斜輝石
 - opx 斜方輝石
 - horn 角せん石(黒雲母・チリコンを含む)
 - mg 磁鉄鉱

●テフラの色調・特徴について

柱状図から読みとれると判断したことについては記載していない。各テフラの同定や対比の際に役立つと思われる点、たとえば、岩片の色とか、肉眼でも同定できそうな大きい斑晶鉱物についてしか記載していない場合もある。なお、完新世テフラ累層については、泉ほか(1979)、上杉ほか(1979)を参照してほしい。

●テフラ番号・愛称・斜交層準について

各露頭で平均的に読みとれたテフラの各噴火輪廻ごとに番号をふってある。なかには、地層境界が不明瞭で複数の噴火輪廻のテフラを1枚としている場合もある。また、本来は、1噴火輪廻内の1降下単層(fall unit)として記載せねばならないものについてまで独立して1つの番号を与えているケースもあるかもしれない。全体として、記号がふられている各テフラは、それぞれ「1枚」のものとして識別できる。なお、テフラ記号中、たとえば69-1あるいは123' などとあるのは、後から発見されたり、後に独立させたものである。本来は、下位より通し番号で記載すべきであるが、このOFT累層の柱状図がすでに多くの人々に使用されていることを考慮して、従来の記号をあまり変更しないようにした。

テフラの愛称・野外名については、代表的なもの、あるいは筆者の方でテフラの同定上特に必要があると判断したものだけを記載してある。また、数層準にわたる愛称、たとえば、Y-113番からY-109までわたって散在する硬い青白片の岩片または軽石については、「カコウ岩バミス」と愛称されているが、このようなものについては記載しなかった。

斜交層準に関しては、クラック帯の直上にとってある例が多いが、すでに上杉ほか(1979)で述べたように、クラック帯のなかにとるべきかもしれない。この点については、古土壌の層序学的な位置づけがまだ不明瞭なのであいまいな点が多いことを特に記しておきたい。(上杉)



山地と扇状地

齊藤享治 = 東京大学研究生 磯 望 = 西南学院大学講師
米澤 宏 = 明治大学大学院 ほか 8 名

関東地方の扇状地

関東地方の山地と平地との境界には、扇状地（注1）が数多く分布している（図1）。しかし、すべての河川が扇状地を形成しているわけではない。扇状地の形成は、山地での土砂の供給条件、あるいは、河川が平地に出たところの土砂の堆積条件によって大きく左右される。また、それらの条件の違いにより、扇状地といっても種々の形態・構造を示す。関東地方の扇状地は、日本の他の地域の扇状地と統計的に比較して、どのような特徴をもっているのだろうか。

小規模扇状地が少ない

集水域の小さい山地流域では、土石流等によって河床に堆積していた土砂が、洪水時に一気に谷口まで運搬され堆積して、小規模扇状地を形成する。一方、規模の大きい集水域では、河床堆積物が何回もの洪水によって谷口まで運搬され、前面の低地に流路をかえながら堆積して、大規模扇状地を形成する。集水域面積200 km²前後より小さい集水域では前者の過程が、それより大きい集水域では後者の過程が卓越すると考えられている（齊藤，1982）。

関東地方には、扇状地が数多く分布しているのに、小さい集水域に形成される扇状地が、きわめて少ない（図2）。小さい集水域では、土石流による流送土砂量の多い凝灰岩、集塊岩、深成岩からなる集水域で扇状地が形成されやすい。それに対して、関東山地や足尾山地は、古生層、変成岩から構成されているので、小規模扇状地ができにくくなっている。さらに、小規模扇状地は、他地域では平地と山地とが活断層により明瞭に区切られているところに数多く分布して

いるが、関東地方では、山地と平地との境界に活断層が走っているところは少ない。これらの地形地質条件により、小規模扇状地の発達が悪くなっているといえる。

大規模扇状地が多い

一方、集水域面積200 km²以上の大きい集水域では、関東地方のほぼすべてのところに、扇状地が形成されている（図3）。関東地方以外に中部地方でも、扇状地をもつ大きい集水域が多い。中部地方や関東地方では、山地の隆起速度が速く土砂が多量に供給されるため、扇状地が形成されやすくなったと考えられる。紀伊・四国・九州山地の隆起速度も速いが、そこでは、扇状地を形成するのに十分広い堆積の場がないため、あるいは砂岩・泥岩からなる集水域が多く、扇状地を構成する粗粒の岩層が供給されにくいいため、扇状地の発達は悪くなっている。

完新世の扇状地が少ない

集水域面積200 km²以上の流域では、火山活動、地殻変動、気候変化によって土砂の供給量が左右されても、供給される量が多いので、その他の扇状地が形成される条件が整っている場合、いつでも扇状地は形成される。そして、扇状地形成域が沈降するところでは、扇状地が重なりあい、扇状地形成域が隆起するところでは、段丘化して何段もの扇状地ができる。いずれにしても、現存する扇状地は、最も新しい時期、すなわち完新世（1万年前以降）の扇状地が多い（図3）。

しかし関東地方では、更新世の扇状地をもつ200 km²以上の集水域は13あり、そのうち大谷川、片品川、烏川、神流川、多摩川、相模川の6集水域は、完新世（低地）の扇状地をもたな

い（図1）。また、渡良瀬川、荒川では、完新世の扇状地をもつが、扇頂の位置が変わっている。一方、最終氷期末期の立川期（約2万年前前後）には、13の集水域中、少なくとも9集水域で扇状地もつ。このように、関東地方では、立川期の扇状地は多いのに、完新世の典型的な扇状地が少ないことが特徴的である。

堆積物の薄い扇状地

扇状地といえば、厚い堆積物をもつ扇状地を通常考えるが、多摩川につくった扇状地では、堆積物の層厚が10mにも満たない。日本全国の扇状地堆積物の層厚は、40～100mが最も多いのに対して、関東地方では、10～40mの層厚を示す扇状地が多い。すなわち、関東地方の扇状地は薄い堆積物をもつことを特徴としている。

厚い堆積物をもつ扇状地は、扇状地礫層が何重にも重なった結果と考えられるが、薄い堆積物の扇状地はどのように形成されたのだろうか。堆積物の薄い扇状地は、全国的に、完新世の扇状地には少なく、立川期の扇状地に多い。最終氷期に山地域が周水河地域となった山間部では、土砂の供給が多く堆積作用が卓越して、堆積段丘が形成されたといわれている。扇状地形成域では、運搬されてくる土砂が山間部よりも減少して、堆積作用よりもむしろ側刻作用が卓越して、薄い堆積物をもつ扇状地が形成された可能性がある。この現象は、扇状地形成域が、関東平野周辺地域のような隆起傾向を示すところで顕著に認められる。完新世にかけて、山間部において下刻が進むときに、関東平野では隆起傾向をもつため、以前に形成された扇状地部でも下刻作用が次第に卓越し、扇状地が形成されにくくなったものと思われる。

図2 扇状地をもつ集水域の規模別瀬度分布

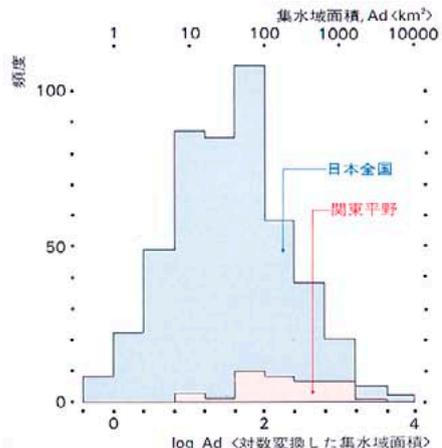


図3 集水域面積 200 km²以上の扇状地をもつ集水域と扇状地をもたない集水域の分布



山地の侵食と土砂移動過程の変遷

現在の山地の侵食過程

扇状地をはじめとする堆積平野は、山地から河川によって運ばれてきた土砂が堆積して形成される。関東の山地では、現在、どのような過程を経て土砂が生産され、山間部の溪流に送り出されているのだろうか。

日光東照宮の境内の脇を流れて大谷川に合流している稲荷川は、大雨の度に洪水を繰り返し、多量の土砂を下流へ流出する暴れ川であった。稲荷川の流域は面積11.9km²で、その上流部は赤薙山と女峰山の二つの火山の山腹斜面から構成されている。両火山の山腹には「大鹿落」をはじめとする崩壊地が広い面積を占める。図4は、1962年と1976年に撮影した空中写真を比較して、崩壊地の変遷を示したものである。この15年間に新たに生じた崩壊地の面積と、植生に覆われて土砂の年産を停止した崩壊地（復旧し

た崩壊地）の面積はほぼ等しく、土砂生産の行われる崩壊地の総面積は、ほぼ一定の割合に保たれていることを示唆している。この流域で、この15年間に新たに生じた崩壊地面積は、約40万m²に達し、その平均の崩壊の深さを1mと見積ると、山腹斜面から崩壊によって稲荷川の溪床にもたらされた土砂量は、約40万m³に達する。一般に崩壊は、大雨によって誘発される。日光では1966年の台風26号によって20年に一度しか生じない豪雨があった。新しい崩壊地の大部分は、この時に生じたものと推定される。なお、稲荷川流域の崩壊が1962年～1976年と同様の割合で進行するものとする、年平均崩壊土砂量は、2.7×10⁴m³/yearとなり年平均削剥量は2.2mm(2.2×10³m³/Km²)となる。また流域全体が一通り崩壊するにはほぼ450年程度かかることになる。崩壊によって山地斜面から生産された土砂は、重力の作用で溪床にもたらされる。図4に、稲

荷川における1966年の台風26号通過後の区間別土砂収支を示した。稲荷川全体では、30.9万m³の堆砂が認められた。この量は、1962年～1976年の15年間の推定崩壊土砂量40万m³とよい対応関係にある。また、上流部の崩壊地に隣接した溪床では特に著しい堆砂が認められ、崩壊土砂の多くは、一時的にこの区間に堆積したものと推定される。稲荷川の溪床に堆積した土砂は、上・中流部に設けられた砂防ダムなどに堰止められるため、下流には、必ずしも多量に流出しなかった。しかし砂防ダムのない自然河川では、急傾斜の溪床（傾斜15度以上）に供給された土砂は、多量の降水があると、土石流（土砂と水が一体となった集合流動）を生じて、緩傾斜の河床まで一挙に流送される。稲荷川でも過度々土石流を繰り返し、大谷川へ土砂を流送していたことが土石流堆積物の調査から明らかにされている（建設省日光砂防工専事務所、1972）。

図4 稲荷川流域における崩壊地の変遷

<建設省日光砂防事務所(1977), 建設省日光砂防事務所, 日本工営(株)(1980)より作成

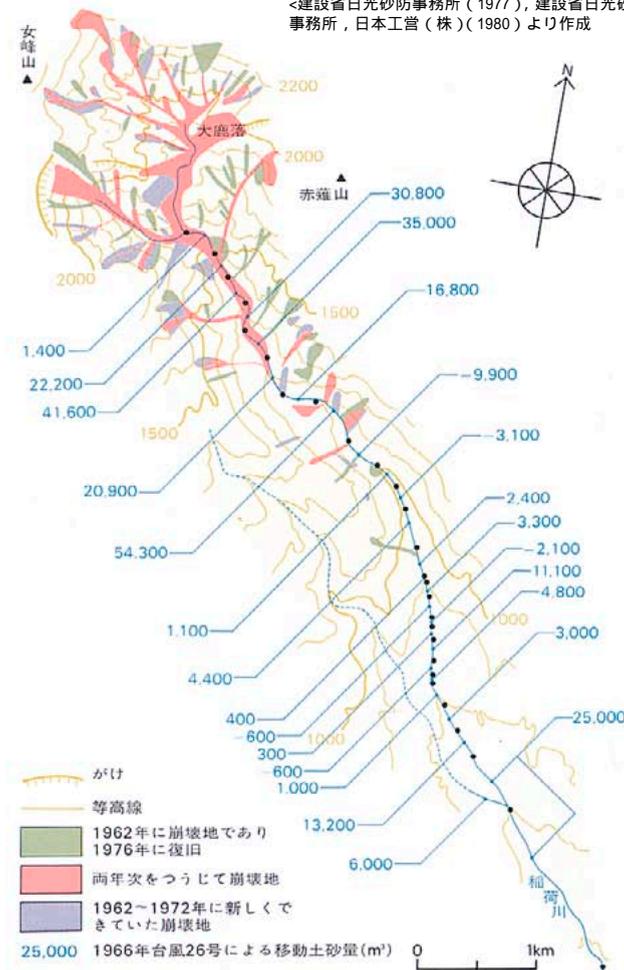
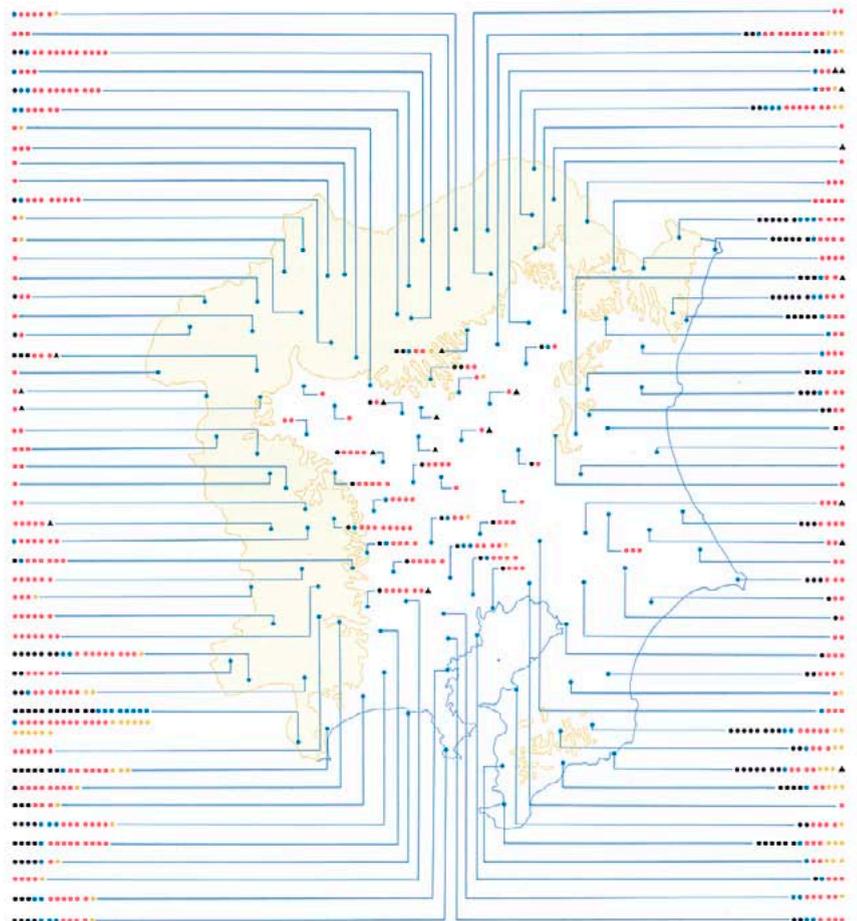


図5 関東地方における日降水量 100mm以上の原因別降雨回数(1975年～1981年)

●南岸低気圧 ●日本海低気圧 ●台風 ●前線 ▲雷雨などの中規模じょう乱



崩壊と土石流は、大雨によって誘発される。図5は、関東地方の最近7年間（1975～1981）に24時間の連続雨量が100mmに達した大雨を原因別に示したものである。地域的にみて大雨の発生が多いのは、神奈川県南西部から関東山地南部にかけて、赤城山から日光周辺及び栃木県北部にかけて、三浦半島から房総半島南部にかけて、茨城県北部、東京都区部から横浜付近であり、関東平野を取り巻くように分布する。大雨の原因は台風によるものが圧倒的に多い。

完新世の土砂供給

山地からの土砂供給量は、完新世（沖積世）を通じて同じ割合で進むのだろうか、あるいは特定の時期に変動したのであろうか。

尾瀬ヶ原の広窪田代では、長い年月を要して堆積した泥炭層に挟在する砂礫層が認められる。図6に示した泥炭層に挟在する火山灰層の年代は、F.P.・F.A.が何れも7世紀、浅間Bが13～14世紀である。泥炭層が堆積していた期間は地

表面は湿原状態であることを示し、砂礫層は山地で生産された土砂が大出水時に湿原を覆って堆積したことを示す。

広窪田代では、浅間B火山灰降下以降2層の砂礫層が地表面にほぼ平行して堆積している。砂礫層はそれぞれ泥炭（質）の薄層を挟むため、多少の時間差のある複数の大出水の結果形成されたものと判断される。浅間Bの降下以降現在までの泥炭の堆積速度を一定と仮定すると、砂礫層は13～14世紀頃および17～18世紀頃に堆積したことになる。また、F.P.・F.A.の降下期から浅間Bの降下期までの間には、砂礫層は挟在しておらず、このことから7世紀以降現在までの約1400年間には、僅かに2回だけ大出水に伴う土砂供給期が存在したことがわかる。このような比較的長いあいだに、土砂供給期と湿原形成期が交代していたことは、完新世においても土砂供給が一定の割合では生ぜず、長い周期で変化していた可能性を示唆するものと思われる。

山地斜面の侵食と土砂生産は、大雨による崩壊以外の原因でも生じ得る。その典型的なものは三国山脈に分布する多雪に起因する地形であり、その代表的なものは雪崩によって形成される地形と雪窟である。三国山脈は世界屈指の多雪地帯であるばかりでなく、標高が2000m程度と低いいため、春先に気温の急上昇や降雨といった全層雪崩を誘発する気象状態が出現しやすい（下川、1982）。図7に示した谷川岳の、一の倉沢に代表される東面の岩場には、典型的なアバランチ・シュート（雪崩道）と呼ばれる浅い溝状地形が認められる。また凸型の植生の乏しい露岩斜面も認められ、これもまた全層雪崩（底雪崩）の反覆によって形成される地形である。雪窟は雪食凹地とも呼ばれる浅い凹地で、残雪が遅くまで残るところに雪食によって形成される地形である。雪窟の多くは内部に泥炭を集積させ現在形成中とは言い難いが、泥炭層の年代などから、広く浅いものは氷期に、狭く深いも

図6 尾瀬ヶ原広窪田代へのF.P.・F.A降下期以降の土砂流入

＜飯口・相馬1982

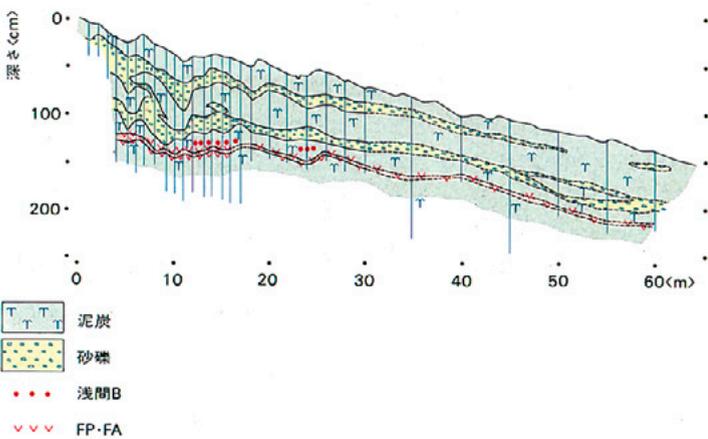


図7の凡例

- アバランチ・シュート(なだれ道)
- 表層なだれのおこるところ
- 急傾斜露岩地
- 化石周水河斜面

図7 谷川連峰におけるなだれ地形の分布

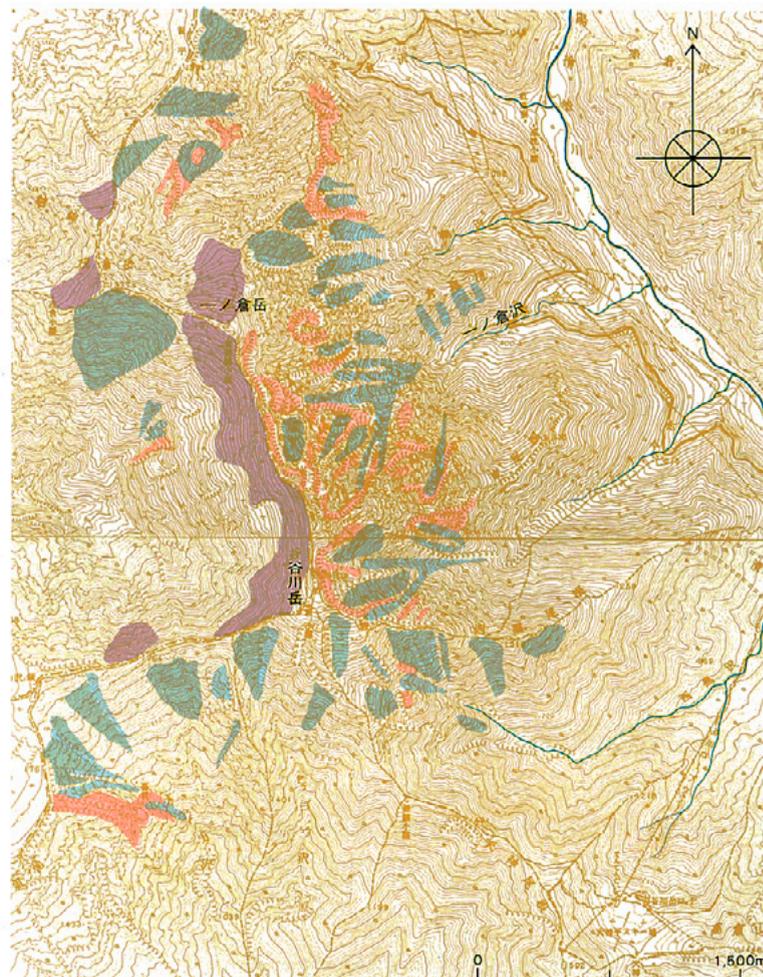


図8 周氷河現象の垂直分布

<小晴 1972>

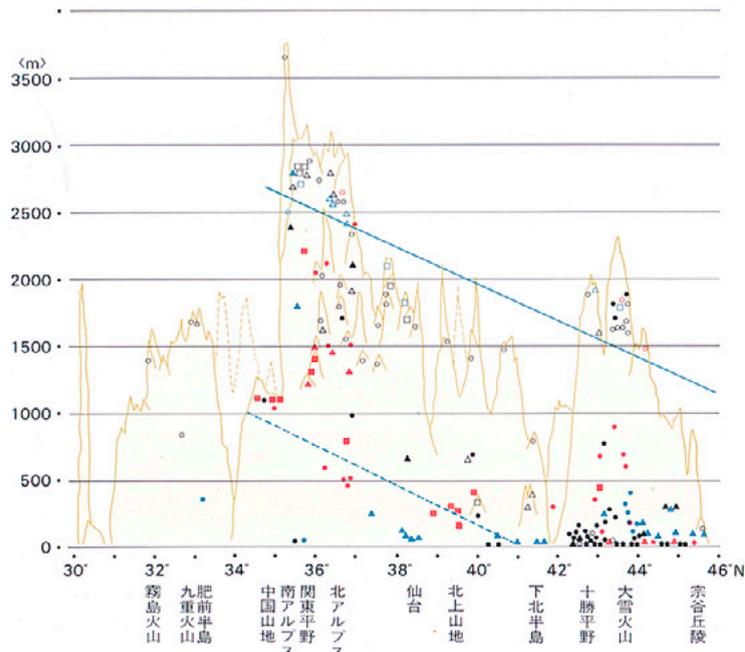


図8の凡例

	火山岩類		火岡岩類		その他	
	現成	化石	現成	化石	現成	化石
凍土現象注1	○	●	□	■	△	▲
岩塊地形注2	○	●	□	■	△	▲
斜面形注3	○	●	□	■	△	▲

— 現在の周氷河限界
- - - 氷期の周氷河限界

<注1>構造土、アースハンモック、インボリューション
<注2>岩石原、岩塊流、岩石氷河
<注3>非対称山陵、非対称谷、血状谷、寒冷ベジメント
<注4>火山岩類には火山灰層を、その他には段丘礫層を含む

写真1 = 化石周氷河斜面



図9・A 古峰ヶ原高原の谷埋堆積物

<山川, 1981>

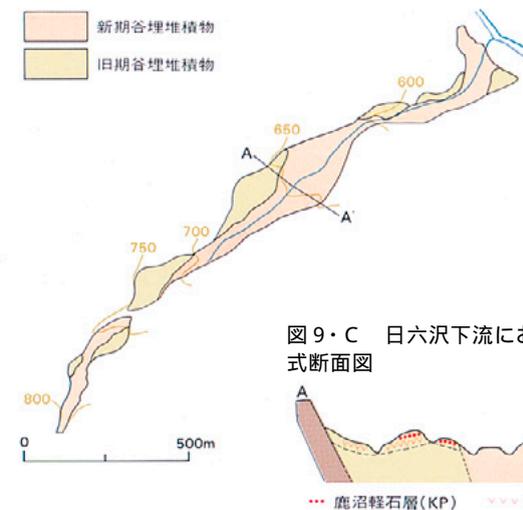
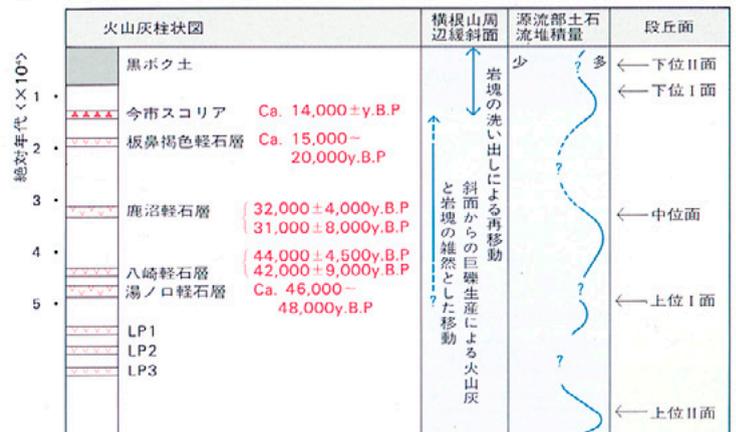


図9・C 日六沢下流における谷埋堆積物の模式断面図

図10 古峰ヶ原周辺地域の地形編年表

<山川原図>



LP1-3:他地域との対比は不明<鍵層の年代は町田(1977)から引用>

のは完新世に形成されたと考えられている（小泉, 1982）。

最終氷期の土砂の生産と移動

氷期の山地斜面の土砂の生産と移動過程には、現在の過程と同様のものと、全く異なるものからなる。氷期には寒冷な気候のため冬期には凍結作用が強力になり、岩石の破碎様式や移動様式が変化し、ツンドラや凍土層の分布域で認められる周氷河気候が卓越するといわれている。小嶋（1972）は、関東地方では現在の周氷河限界の高度（海拔2500m）が、氷期には海拔700m程度まで低下したものと推定した（図8）。周氷河気候下で、ハイマツ限界以上の尾根状の山地斜面のまわりでは、凍結破碎によって生産された角礫のブロックが斜面上をゆっくり移動することによって水平方向に平滑で尾根は丸味を帯びた特異な景観を呈する化石周氷河斜面を形成する（写真1）。このような斜面は、関東山地や谷川連峰の一部、皇海山などで分布が認められている。

これに対して、関東地方周辺山地を源流とする諸河川の最上流部では、しばしば最終氷期に形成された著しい谷埋堆積物が存在する。北部足尾山地の古峰ヶ原高原を源流とする諸河川上流部にも、図9に示したように巨礫からなる谷埋堆積物が分布し、それらは、関東ローム層（UpあるいはKp以上の層準）に覆われる最終氷期の古期谷埋堆積物と、関東ローム層に全く覆われていない完新世の新时期谷埋堆積物とに2分される。後者は、前者を被覆ないし若干侵食して堆積する。これらの堆積物は、層相などから土石流起源と推定されている（山川, 1981）。関東地方の河川の源流部では、氷期にも現在と同様の崩壊と土石流による土砂の運搬過程が存在したものと推定される。氷期から後氷期にかけての山地斜面の土砂供給量の変化を定量的に比較した事例はないが、段丘礫堆積期には、斜面にもたらされる土砂が多くなる傾向があがるのに対し、段丘下刻期には、山地斜面から土砂が供給された証拠は殆んど認められない（図10）。従って最終氷期以降に生じた土砂供給量の変化も、決して小さくない可能性がある。しかし、気候変化と土砂供給量との対応関係は、まだ明らかでない問題点が多く残されている。

山間部平野の土砂移動と段丘形成

山間部平野の土砂移動

山地から様々な過程を経て溪流に供給された土砂は、溪流の勾配が緩やかになるにつれて、土石流形成の集合流動による運搬から次第に流水の掃流力による運搬過程に移行する。掃流形式の運搬に移行した後は、川幅が急激に広がって水深が浅くなる場所や、川の勾配が小さくなる場所で掃流力が急減するために土砂が堆積する。山間部を流れる河川では、実際にどのように土砂が運ばれて行くのであろうか。前述した稲荷川が下流で合流する大谷川沿岸で、土砂の動きを調査してみた。

大谷川では、最近砂防ダムや流路工などを建設して河川への土砂流出量を人工的に抑制しているために、自然状態の河川（自然河川）における土砂の流出状況を知ることは困難である。そこで、現在から1902年まで遡り、約80年間に生じた洪水の被災状況を聞き取り調査し、自然河川の状態で生じ得る洪水氾濫と土砂の堆積区域を明らかにしようと試みた（図11）。

土砂堆積区域は、日光駅付近から大谷橋付近までの区域などに認められ、何れも川幅が急激に拡大し、掃流力が減少する区域において生じていることがわかる。この現象は、扇状地の形成と密接に関連している。一方、大谷橋より下流で鬼怒川合流点までの区域では、殆んど土砂の堆積は生じておらず、ほぼ全域が冠浸水域であり自然河川の状態で、主として土砂が流送通過する区域に相当するものと推定される。また1902年と1910年には大谷橋の北側に分流が生じているが、堆砂域は限られている。

このことから山間の溪流から流出した土砂は、まず河幅が拡大する河川の合流点付近に氾濫して堆積することがわかる。このような土砂堆積可能範囲が広ければ扇状地を形成することになるが、大谷川の場合は兩岸に山地が迫っているため河幅が狭く、このため現成扇状地の地形を形成するまでには至らない。

では、下流の土砂の流送通過区域では、土砂の移動現象がどのように生じているのであろうか。図12は、大谷川下流部に流路工が建設されておらず、砂利採取の影響もなかった1966年以前の河道部分の年次別土砂収支を算出した結果である。この区域は途中から合流する河川がないため、本流以外の流入土砂を考慮する必要はない。

さて計測した年次のうち、日光で日降水量200mm以上の大雨は、1958年の狩野川台風（252mm）、1959年の台風7号（300mm）、伊勢湾台風（226mm）、1966年の台風26号（317mm）の4回発生した。しかし、1960年～1965年には日光付近に200mm以上の大雨は生じていない。大雨の有無は下流区域の流量と掃流力の多少に直接影響するため、侵食・堆積状況の変化にかなり関連する。実際に、大雨の発生した年次には侵食・堆積量の変化が著しく、大雨の発生しない年次には、侵食・堆積量の変化が小さい傾向がある。また、1966年には前述したように大谷川支流の稲荷川に30.9万m³の土砂が堆積しているのに対し、大谷川下流の河床では、ほぼ全域にわたって侵食が進み、14.6万m³もの土砂を鬼怒川へ流出したものと推定される。この侵食は、砂防ダムによって上流からの土砂流出が阻まれて水流によって運搬される土砂の荷重が減少する一方で、流量は減少しなかったため、掃流力が相対的に増加し、侵食のみがほぼ一方的に進行したことに起因する。

この状況が長期間継続するならば、侵食されて河床は漸次低下し、洪水氾濫を繰り返していた山間部の平野は、河道部のみを残して次第に洪水の影響を受けなくなり、ついには段丘を形成するに至るものと考えられる。これに対し土砂の供給と流送の量が適当である場合には、1958年～1963年の例のように、河道の土砂は侵食・流送・堆積を繰り返しながらも、全体として平衡状態（動的平衡）が保たれ、河川は見かけ上、侵食も堆積もしない土砂の流送区域としての役割を果たすものと考えられる。

また1958年～1959年はどちらも大雨が発生して河床変動量も大きい例であるが、前者が著しく侵食され、後者が著しく堆積する関係にある。これは1958年の豪雨で上流の溪床にもたらされて堆積した土砂が、1959年の豪雨で下流まで流送された状況を示すものと推定される。この例のように、侵食量と堆積量が数年の間につり合いがとれるならば、動的平衡は保ちうる。

最終氷期から現在にかけては、地殻変動・気候変化・海面変化・火山活動などの激しい時代であった。このため河川に流送される土砂量や河川の掃流力も、著しく変動したであろう。このため長時間かけて形成された河川の動的平衡が破られる事象が繰り返された。段丘地形は、このような変化の積み重ねによって形成される。

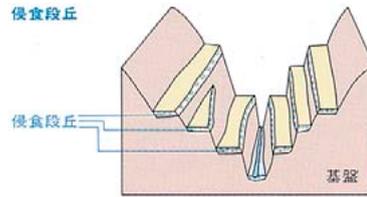
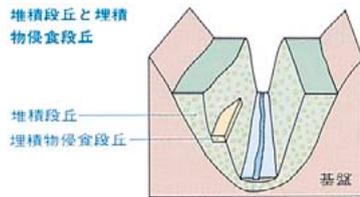


図11の注=原図は、(財)砂防・地すべり技術センター内の「砂防事業社会経済評価研究会」の一環として作成されたもので、建設省日光砂防工事事務所(1981);砂防事業社会経済調査業務委託、日本工営(株)からの引用による。

段丘の堆積物と形成期

河川の両側または片側には、流路に沿って、平坦面と崖からなる階段状の地形が断続して存在する場合が多い。このような階段状の地形を河岸段丘といい、平坦面を段丘面、平坦面の流路寄りの急崖を段丘崖と呼ぶ。

河岸段丘は、山地斜面から運搬されてきた土砂が谷を埋積したり、河川が側方の谷壁斜面を削剥したりして形成された谷底平野が、下刻(下方侵食)をうけ河床が低下すると形成される。つまり段丘面は、過去のある時期の河床面のなごりであることになる。したがって段丘面には、当時の河床堆積物である段丘礫層と呼ばれる砂礫層が堆積している。

段丘面を構成する段丘礫層の厚さはさまざまであり、一般的に段丘の構造に合わせて、段丘面は次のように区分される。(欄外の図参照)

侵食段丘: 基盤岩を侵食した薄い段丘礫層よりなる。堆積段丘: 谷を埋積した厚い砂礫層の堆積面よりなる。埋積物侵食段丘: 堆積段丘の厚い砂礫層の中に切れこんで形成された薄礫層よりなる侵食段丘

この区分法は、山脚がせまり、川の流路がある

程度限定されている山間部の場合有効である。しかし、扇状地では、急激に堆積域が広がり流路も限定されず、とくに関東地方では薄礫層からなることが多い。したがって扇状地では、扇面の拡大期に着目した区分が必要となる。

関東地方の山間部の河岸段丘および扇状地の台地は、テフラに覆われていることが多く、段丘礫層がいつ堆積し終わったか(下刻によって、ある時期の河床面が段丘化したか)を知ることができる。また、段丘礫層中にテフラを挟在している場合もあり、いつごろから堆積を開始したかを推定することが可能である。

このように、河川の営力によって形成された河成段丘が、いつごろ、どのような堆積物によって形成されたかを調べることは、その川の過去から現在にわたる侵食・堆積の歴史を知るうえで大変重要であると考えられる。

図13は、関東平野をとりまく火山からもたらされたテフラを時間指示層として編年した相模川、荒川、利根川(吾妻川、渡良瀬川、鬼怒川)、那珂川の山間部および扇状地部の河岸段丘の編年表である。

この図から、関東地方各地の台地(扇状地)、河

岸段丘がいつごろ形成されたか、またどのような性格の段丘であるかをみてみよう。河岸段丘は、各々の河川ごとにいろいろな時期に形成されているのではなく、ある特定の時期に水系をこえて似た性格の段丘が形成されていることに気がつく。

最も古い第一期の段丘形成期は、約6万ないし7万年前から約5万年前にかけてのものである。相模原面・武蔵野面・桐原面・宝木面・那須野中位面などの段丘形成期にあたる。山間部では、いずれも堆積段丘が、扇状地では、相模原・武蔵野などの広い扇面が形成された。

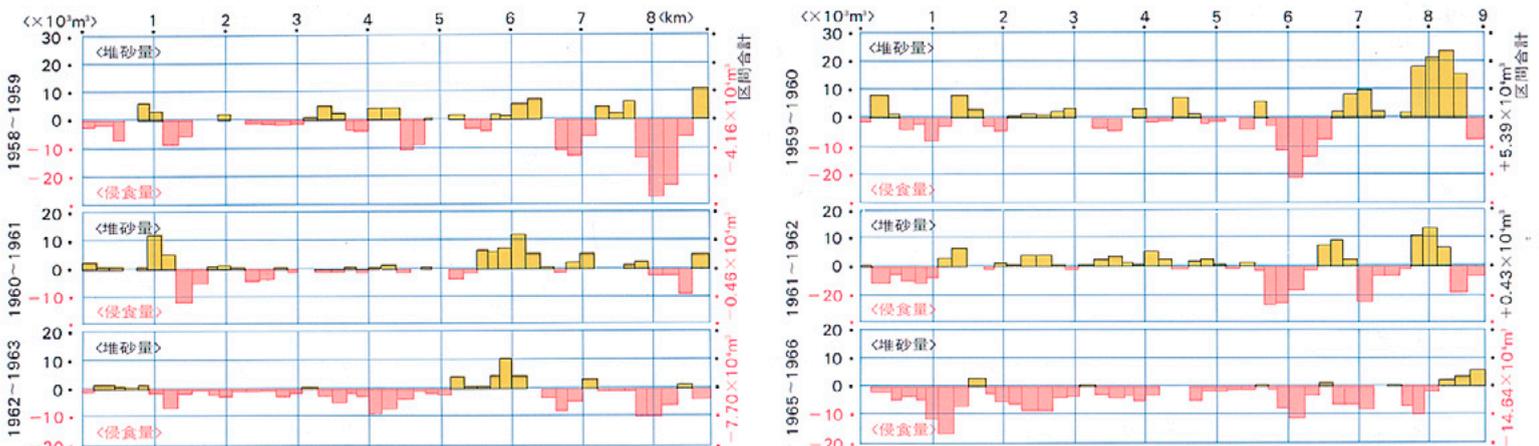
第二期の段丘形成期は、約4万年前から約2万ないし2.5万年前にかけてのものである。田名原面・立川面・神戸面・田原面・那須野主扇状地面などの段丘形成期にあたる。山間部では、堆積段丘ないしは埋積物侵食段丘であり、扇状地でも扇面が形成された。この時代の段丘面の勾配は急で、多摩川・相模川などでは、下流部で沖積層下に埋没している。

第三期の段丘群は、約2万年前以降に形成されたもので、何段もの侵食段丘からなり、分布も狭い範囲に限られる。陽原面・青柳面・拝島面

図11 大谷川における1902年以降の土砂堆積 <注>



図12 大谷川下流域の土砂収支の経年変化(大谷橋~鬼怒川合流点)



河床高度低下・停滞期(下刻・側刻期)
 河床高度上昇期(堆積期)
 塩島・吉村(1972)、米澤(1981)、塩島・大内(1978)、
 高木(1977)など

・天王宿面・絹島面などがこの時期の段丘である。この第 1 期の段丘形成期は、約 1 万年前を境にして前後に 2 分される可能性がある。
 以上のように、関東平野縁部部の台地および山間部の堆積段丘は、今から約 6 万ないし 7 万年前から 5 万年前と、約 4 万年前から約 2 万ないし 2.5 万年前の 2 回の時期に形成されたことになる。ただし、台地面の広がり、段丘礫層の厚さなどから考えると、第 1 期のほうが規模が大きく、この時期に基本型が形成されたことになる。
 次に、川の堆積・侵食作用の変化の様子をみてみよう。図14は、相模川・多摩川・渡良瀬川における旧河床高度変動図である。横軸は時間、縦軸は現在の河床とある時期の河床との比高を示している。相模川山間部では、約 8 万年前の河床は現河床より約 40m 高いところにある。約 6 万年前になると河床は約 70m 高いところまで上昇する。したがって約 2 万年間で約 30m 河床が上昇したことになる。このように国中の曲線は、左上がり(堆積作用が卓越していることを示し、左下がり(侵食作用が卓越していることを示している。また、相対的に曲線が急になれば、単

位時間あたりの堆積速度・侵食速度が速いことを示し、緩かであれば、堆積速度・侵食速度が遅いことを示す。
 この図から、山間部では、7 ~ 8 万年前から 6 万年前ないしは約 2.5 万年前までは谷の埋積作用が卓越し、それ以降の約 2 万年前くらいからは、侵食作用が卓越していることがわかる。また扇状地部では、約 5 万 ~ 6 万年前のピークと約 2.5 万年前のピークが認められ、この時期に扇状地面の形成が完了したことがわかる。約 2 万年前から現在までは、山間部と同様に侵食作用(下刻)が卓越していることがわかる。しかし扇状地末端から海岸平野部にかけては、最終氷期に形成された谷が、その後の海水準上昇によって埋積されている様子(多摩川の例)。
 このように、最終氷期には、扇状地部では 2 回の扇状地形成期があり、山間部では 2 回ないし 1 回の堆積段丘形成期が存在することがうかがえる。最終氷期の後期(晩氷期)から現在にかけては、山間部・扇状地部とも侵食作用が卓越し、谷を深く削り、特に山間部では各地に峡谷が形成されている。

図 14 旧河床高度変動図

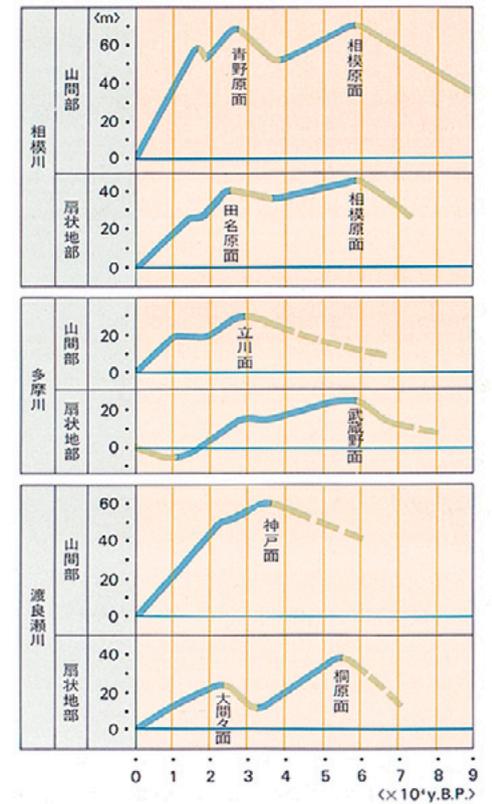
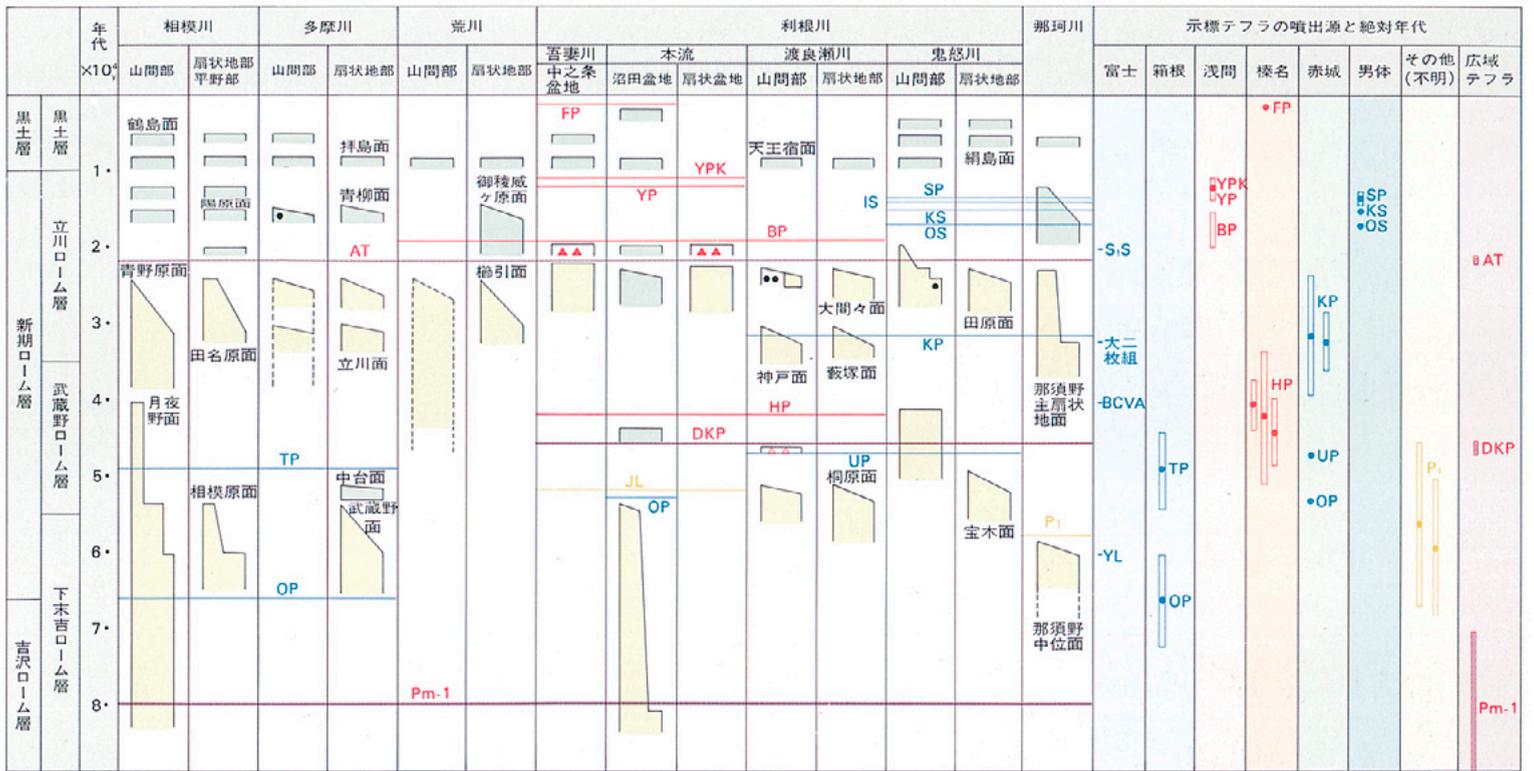


図 13 関東平野主要河川の河岸段丘編年表



侵食段丘 堆積段丘・扇状地形成 ● 埋積物侵食段丘 ▲ 火山泥流堆積物 ▲ 火砕流・軽石流堆積物
 <皆川(1969)、塩島・吉村(1972)、米澤(1981)、高木(1977)、具塚(1978)、柳田ほか(1982)、山口(1975)、山口ほか(1982)、新井(1962)、塩島・大内(1978)、小池(1977)など>

遠藤邦彦 = 日本大学文理学部助教授 関本勝久 = 日本大学文理学部
 高野 司 = 日本大学文理学部 鈴木正章 = 日本大学大学院 平井幸弘 = 東京大学大学院

はじめに

1923年の関東大地震は、東京・横浜の沖積平野をはじめとして関東南部に大きな被害をもたらした。この震災復興を目的として、復興局建築部によりなされた「東京及横浜地質調査報告(1929)」は、沖積層が厚い軟弱な泥・砂泥からなることを明らかにし、軟弱地盤と地震被害との深いかわりあいを示唆する基礎的資料を図示した画期的なものであった。特に多数のボーリング調査を実施し、沖積と洪積の地盤を区別し、沖積層が洪積地盤を削りこむ谷を埋積したものであることを明らかにした点は評価される。しかしこの報告では、沖積層の深さは-20~-40mとされており、今日の知識よりずっと浅い。筆者らは、東京低地の沖積層基底最深部は-70mと考えており、復興局の調査地区は、たまたま比較的浅い所が中心ではあるものの無視できる差ではない。これは、当時「沖積層は二重底である」とことが知られていなかったためである。この二重底とは、軟弱地盤の間に硬い地層が挟まれていることを意味し、ボーリング時に、標準貫入試験によるN値が、この硬い地層にぶつかり一時的に急にはねるのである。この部分を抜けると、再び軟弱地盤となる。この硬い地層は、砂礫層・礫まじり砂層・砂層などで、場所により厚さや深さが変化する。つまりこの砂礫層は、谷埋め状に堆積して、谷の中では厚く、谷の外では薄く、ときには全く現れないこともある。この谷の下に、真の沖積層

の基底をなす谷が埋っている。この2つの谷は、ほとんど同じ位置に重って存在することが多く、筆者らは、これを「沖積層の2段重ね構造」と称している。2段重ね構造が日本の沖積層の共通した特徴であることは、近年の多くの事例によって確かなものになりつつある。しかし、恐れなければならぬのは、この点に関する正確な知識が、未だ十分に広くゆき渡っていないことである。例えば、筆者らが各地から収集したボーリング資料のうちの相当数が、2段重ねの上段で終わっており、沖積層あるいは軟弱地盤の真の底をとらえていないという事実が、この危惧が杞憂でないことを語っている。沖積層は地表に露出する部分が少ないため、上記のような異なる地層間の関係や同一地層の対比を明らかにするにはむずかしさがつきまとう。しかし、沖積層の大部分は、ほとんど侵食をうけずに保存されているだけに、沖積層の層序が詳細に明らかにされれば、土質的・防災的意味で有効であるだけでなく、海水準変動・古気候変化・造構運動や堆積環境など様々な側面の解明にとって資料の豊庫となる。このような意味で、現在、関東平野の沖積層層序の研究に要求されることの1つは、沖積層にかかわる各層序単位に、年代や年代のわかったテフラの物差しをあて、その規準を明確にすることであろう。更に、微化石分析などを通じて、生物層序など様々な物差しを得ていくことであろう。これらはそのまま、古気候や堆積環境の復元に結びつく。

本稿の作成に当たり、以下のボーリング資・試料を使用した。柱状図集：東京地盤図(1959)、東京湾周辺地帯の地盤(1969)、東京都総合地盤図(1977)、武蔵野線(東西)地質図(1974)、戸田の地質(1)(1980)、筑波学園都市地盤図(1980)、土地条件調査報告書(土浦・佐原地区)(1978)。ボーリングコア：埼玉建築技術試験所、埼玉県荒川左岸南部流域下水道建設事務所、埼玉県南部河川改修事務所、大宮市役

所、東京都港湾局、草加市役所、川島町役場、日本道路公団東京第一建設局土浦工事事務所、土浦市役所、茨城県土浦土地改良事務所、土質コンサルタント、基礎地盤コンサルタント、鹿島建設、間組。その他の柱状図資料：日本道路公団東京建設局道路試験室、埼玉県地産防災課、埼玉県荒川右岸南部流域下水道建設事務所、埼玉県川越土木事務所、埼玉県西部河川改修事務所、水資源開発公団試験所、建設省関東地方建設局大宮国

道工事事務所、川越市役所、狭山市役所、与野市役所、浦和市役所、志木市役所、富士見市役所、蕨市役所、建設省関東地方建設局霞ヶ浦工事事務所、建設省関東地方建設局常陸工事事務所、茨城県土木部、茨城県下館土木事務所、茨城県下館土地改良事務所、茨城県土浦土木事務所、茨城県土地改良事務所江戸崎出張所、下館市役所、明野町役場、桜村役場、筑波町役場、水海道市役所、石下町役場、藤代市役所、取手市役所、竜ヶ崎

市役所、新利根村役場、河内村役場、神崎町役場、東村役場、江戸崎町役場、佐原市役所、牛堀町役場、潮来町役場、神栖町役場、小見川町役場、銚子市役所、千葉県土木部、千葉県開発庁臨海開発局、市原市役所、袖ヶ浦市役所、岬町役場、夷隅町役場、東京電力株式会社、日本工営株式会社、中央開発コンサルタント、応用地質。以上の資料を提供していただいた諸官庁・諸事業所に謝意を表す。

このような視点から筆者らは、従来資料の乏しかった、東京低地を除く中川・荒川低地、鬼怒川・小貝川低地、桜川低地などを中心に、諸官庁・諸事業所の協力を得て約5万本のボーリング資料を検討し(図1)、さらに1,000本余のボーリングコアの観察を行ない、そのうち約100本について有孔虫や花粉の分析を行った。また、活発な隆起のため沖積層の露出の良い南関東では詳細な地表調査を行い、さらに上流側の扇状地域に近い部分で砂利穴や工事露頭の調査などを意識的に行い、¹⁴C年代やテフラなどによる規準を得ることに努めた。本章では、これらに基いて、現在までに得られた関東平野の沖積層層序の概要および沖積層の分布の特徴や形成環境などを中心に述べる。沖積層と完新統 沖積層という言葉は、もともと沖積世(完新世の旧称で最近1万年間をさす)に形成された地層を意味していた。また同時に、洪積世(更新世の旧称で約200万年前~1万年前の時代)に形成された地盤の上の軟弱地盤をさす言葉でもあった。しかし、近年の研究により軟弱地盤の下部は、更新世末期のものであることが明らかとなり、軟弱地盤の形成時代としては、更新世末期から完新世にまたがることとなり、沖積世に形成されたという意味では矛盾を生じることとなった。しかし、軟弱地盤としての沖積層は、既に慣用化しているため、本稿では、更新世末期の2.5~3万年前以降に形成された、軟弱地盤を主とする谷埋め堆積物を沖積層と呼ぶこととする。

沖積層 層序の概観

既述の如く、関東平野の沖積層は2段重ね構造を呈する。これは関東平野特有の現象ではなく、有明海や濃尾平野など日本の平野には一般的に認められるものである。池田俊雄(1964)は、東海道新幹線に沿う沖積層について、河成層 海成層 河成層 海成層 河成層の2サイクルの交代があつて生じたとした。この現象が一般的に認められるのは、極めて急速な海進が2度にわたって繰り返されたためである。すなわち、これら2回の海水準上昇速度はいずれも1~2cm/年に達し、最大級の地盤運動速度をも上回った。このため、地盤が隆起する地域でも沈降する地域でも、共通した層序が得られるものと思われる。この2段重ね構造の上段の地層は有楽町層、下段の地層は七号地層とよばれる。沖積層をこの2層に細分する考えは、青木滋・柴崎達雄(1966)、東京都土木技術研究所(1969)、SHIBASAKI, AOKI & KUWANO(1971)、などにより提唱されたもので、この2層の間に埋没谷が存在することがその理由とされている。一方MATSUDA(1973)、KAIZUKA, NARUSE & MATSUDA(1977)、などは、沖積層の基底礫層としてB G(basal gravelの略)を提唱した。B Gの下流側への延長部は、浦賀水道の-70m~-80mにある海底の谷に連続するとされ、東京低地から浦賀水道へ流下するB Gの谷を古東京川と呼んだ(中条純輔, 1962)。東京低地を中心に研究されてきたこれまでの沖積層の細

図1 沖積層のボーリングおよび露頭の位置

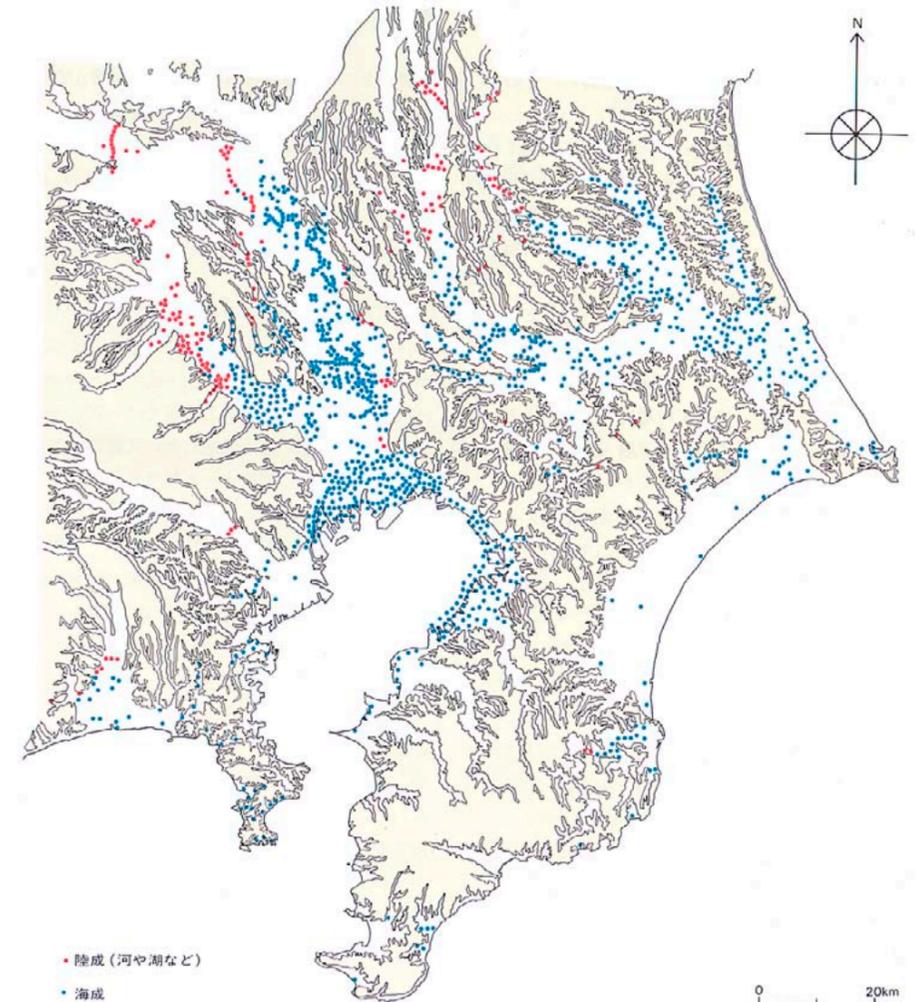
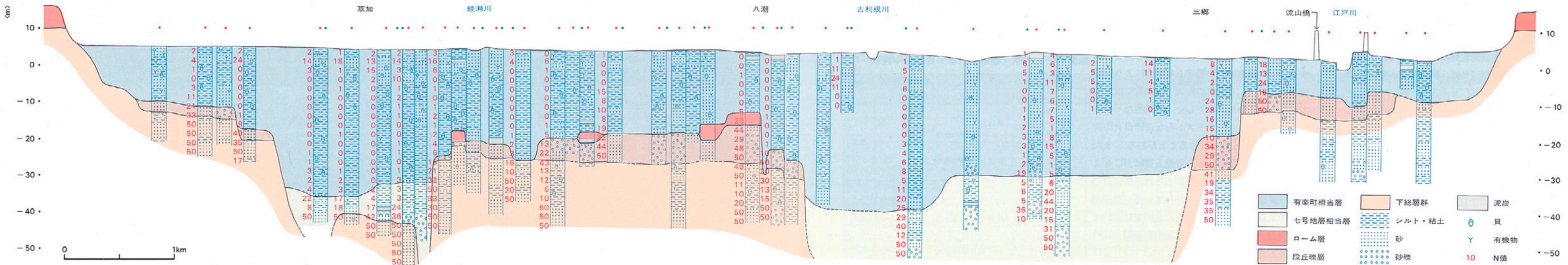


図2 草加市付近における《沖積層》地質横断面図



分を表1にまとめて示す。

筆者らは、中川・荒川低地や鬼怒川・小貝川低地の七号地相当層および有楽町相当層を、下流側から現在の扇状地帯近くまで追跡し、その性格を検討した。その結果、

B Gを基底にもつ埋没谷は、上流側に連続する。この谷を埋積するB Gを基底礫層とする七号地層は、下流側では海成、上流側では汽水～淡水成の砂泥層を主体とする一連の海進堆積物である。

有楽町層は、七号地層を切りこむ谷の中と埋没段丘面上に発達し、谷の基底には砂礫質の堆積物(H B Gとよぶ)が、上流側まで連続的にみられる。したがって有楽町層は、H B Gを基底礫層とし、主として海成の泥層・砂層を主体にもち、河成の砂泥層によっておおわれる1サイクルの堆積物であるとした(遠藤邦彦ほか、1981; ENDO, SEKIMOTO & TAKANO, 1982)。この両層の関係は図2に示されている。

図3は、七号地層および有楽町層をすべてとりさつてみたときの地形と、その表層地質を復元したものである。この図では、B Gについては、その基底面の海拔高度を示し、埋没段丘面については、礫層・砂層の上面の海拔高度を示してある。図によってB Gの深い谷を中川沿いにみると、越谷～草加付近では谷幅は約3 kmと広いが、松戸から荒川の埋没谷が合流する亀有を経て小松川付近までは、谷幅が約1～2 kmに狭まる。小松川からは南南西方向に低地を横切り、砂町から辰巳にかけて谷幅を3 km以上に広げ、さらに東京湾底を多摩川河口沖へ向う。B Gの谷幅が狭められる傾向は、現荒川に沿う埋没谷にも認められる。ここでは赤羽～松戸、上野～市川を結ぶ区間で狭い。逆にこの区間では埋没段丘が広く残されている。

東京低地から東京湾北部にかけてみられる埋没面は、標高や分布以外に、関東ローム層を表面にのせているか否か、ローム層を除いて表層を構成するものが礫か砂かなどによって類別される。これらを次のように整理する。

関東ローム層がみられず、表層は主として砂層からなり、-5～-10mに分布するもの。=多くは縄文海進時の波食面と思われる。

関東ローム層によりおおわれる砂層からなり、-10m付近に位置するもの。=東京低地西部や市川付近については武蔵野面に相当する可能性がある。

関東ローム層を上のにせる砂層からなり、-20～-30m付近にあり荒川の東側に広く分布するもの。千葉港付近でも同様の深度に立川ローム層を上のにせる貝化石を含む海成砂層が認められる。=立川期の成面の可能性が高い。

関東ローム層を上のにせる礫層からなり、-20～-30m付近に広く分布するもの。2段に分れることもある(図3では主に-20m～-30mの色の礫の部分)。=立川面に相当する可能性が高い。

関東ローム層を上のにせる礫層からなり、-30～-40mに広く分布するもの。2～3段に分かれる(図3では主として、下流では-30m～-40mの色の礫の部分、上流側では-20m～-30mの色の一部)。東京低地において標高-35mあるいは-38mの関東ローム層におおわれる泥炭層の¹⁴C年代は、22,950±1,100年BP(Gak-1933)、23,200±800年BP(Gak-1935)と測定されている(SHIBASAKI AOKI & KUWANO 1971)。=立川面に相当する可能性が高い。

このほか下流側に、関東ローム層を上のにせるかどうか不明な礫層の面が-50～-60mに発達する。

従来、立川段丘面は、多摩川において、面、面、面(青柳面)に細分されている(KAIZUKA, NARUSE & MATSUDA, 1977)。これらと埋没段丘面とを直接正確に対比することは大変むずかしい。例えば、埋没段丘の場合、関東ローム層が礫層の上にあっても、単にシルト層と記載されることが多く、ポーリングコアで確認しなければならぬ。しかし、ポーリングコアによる観察、分析は一般に、立川・面をそれぞれおおう立川ローム層を区別するという精度では、露頭での調査と比較して条件が悪い。そのため、

①ポーリングコアで立川ローム層の有無を確認する。一般的に鉱物組成上の特徴により判定できる。また、立川期の約2.1万年前にほぼ日本列島全域にわたり降下した、特徴的なバブル・ウォール型の火山ガラスからなる始良火山灰(AT火山灰)を発見できることがある。また関東地方では、立川ローム層最上部にUGとよばれる火山ガラスの濃集部がみられ、南関東のTNP-層準に相当するとされている(遠藤邦彦・鈴木正章、1981)。さらに北関東においては、立川ローム層の最下部に鹿沼軽石層(KP)が認められ、よい示標となる。

②できるだけ多くの横断面図を作成して、埋没段丘面をよみとり、これに基き縦断面図を作成し、上流側の露頭で層序を決定できるところまで対比を進める。

③地層中より貝、材、泥炭などを見出し、¹⁴C年代測定を行う。

以上の3つの方法を組みあわせるのが有効である。先に述べた東京低地の および の埋没段丘面からはAT火山灰が発見され、立川ローム層におおわれることが確認された。これらを荒川に沿って上流側へ川越付近まで、芝川に沿って大宮付近まで追跡すると、立川・面は露頭において確認でき、-30m面が立川面に、-40m面が立川面に対比される可能性が高いことが明らかとなった。これら以外の埋没面の性格や年代については検討すべき点が多く残されている。

以上のように沖積層が埋積している埋没谷は、下末吉段丘(約13万～8万年前)や武蔵野段丘(約6万～4.5万年前)が、立川段丘の時代に、主として河川の作用によって侵食され、谷を深く掘りこむ下刻作用と谷を幅広く広げる側刻作用とが繰り返され、最終的にはB Gの時代に埋没谷の一部に深く下刻作用が進んで、図4に示す埋没谷の原形が形成されたものである。この過程は、第1には海水準の低下に基くものであるが、それ以外にも河川作用の活発化、後背地域における岩層の生産・供給の増大、火山活動や造構運動の活発化などと複雑に関連しあっている。このような埋没谷が形成されていく侵食の過程を次節に、谷を埋積する過程を第4節に詳しく述べることにする。

図3 東京低地周辺の 沖積層 基底の地形

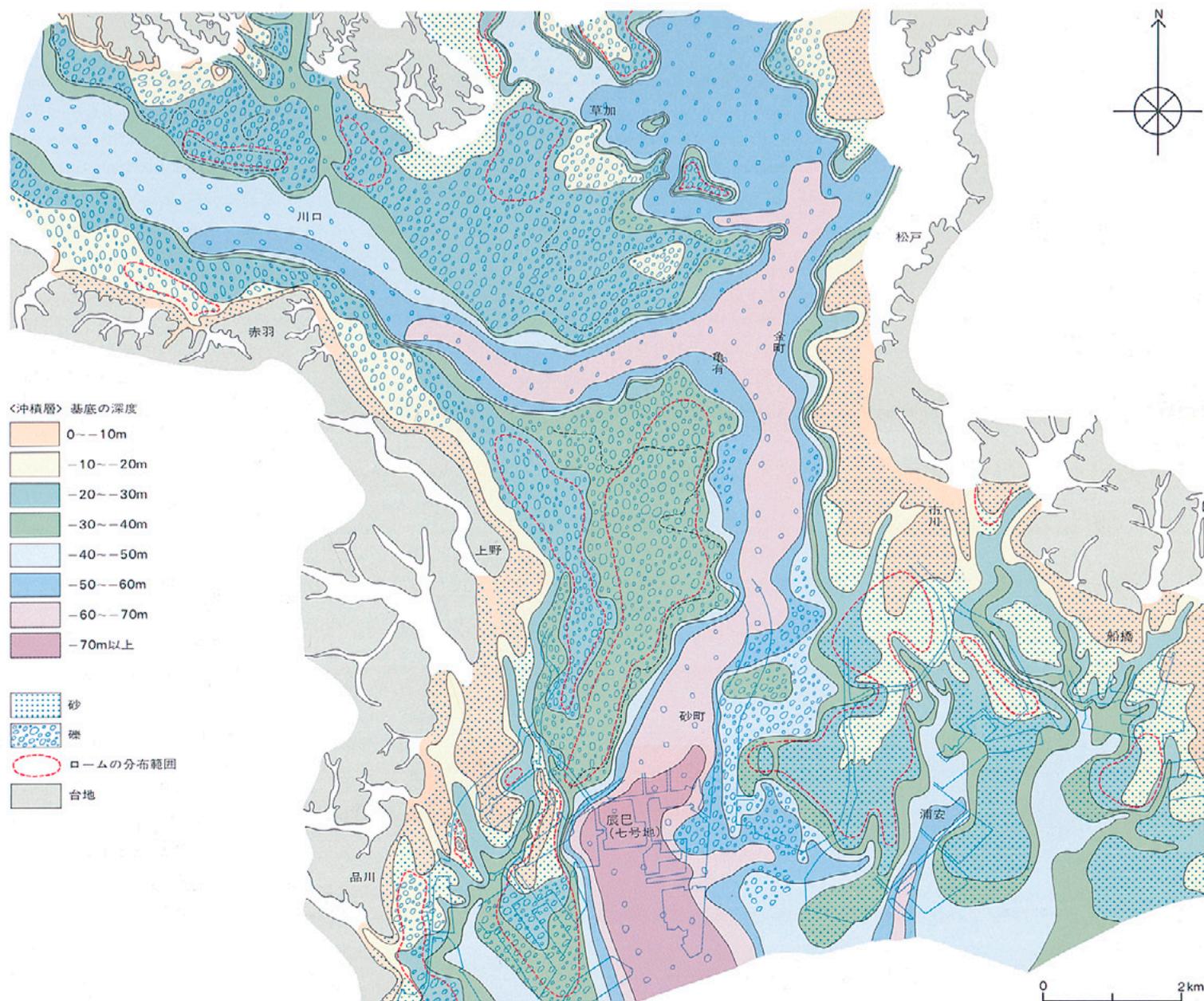


表1 関東平野における 沖積層 層序区分の変遷

千葉臨海地域		東京低地					古奥東京湾地域				
三木ほか(1969)		復興局(1929)		青木・柴崎(1966)	東京都土木技研(1969)	KAIZUKA et al.(1977)	筆者ら(1981, 1982)				
上部	砂	基底砂層	上部層	I	a 砂質層	有楽町層	U	上部層(Yu)	UA	有楽町層	上部層
	シルト		中部層					b 粘土層			下部層(YI)
下部	砂層	基底砂層	下部層	II	砂・粘土互層	七号地層	M	砂・粘土互層	MS	七号地層	砂泥層
	シルト層										
		基底砂層					B	BG		BG(基底礫層)	20,000・

埋没谷の形成過程 古鬼怒湾を中心に

前節図3に示されるように、沖積層の基底把は、BGや埋没段丘礫層が広く分布する。これらは、立川期段丘群が後の海進により埋没したものと考えられている。さらに、沿岸部では、立川期の海岸段丘も埋没段丘として存在している可能性が高い。最終氷期末期以来の海進によって溺れ谷と化した谷の最深部にはBGが存在するが、その巾は比較的狭いもので、その大部分は立川期のBG以前の段丘が占め、BGに至る立川期を通して、谷の形成が徐々に進行し、下刻・側刻を繰り返しながら谷を拡大していった過程をよみとることができる。この埋没谷(溺れ谷)の形成過程を古鬼怒湾を例として見てみよう(図4・5・6)。

図4の桜川 霞ヶ浦のS-6(霞ヶ浦湖底)横断面を見ると、-40~-50m、-15~-25m、-5~-15mの3つのレベルの礫・砂礫層を識別することができる。-40~-50mに存在する砂礫層は、巾の狭い深い谷の底に位置し、更に下流側の霞ヶ浦の南端部、牛堀付近では砂層とな

り、-50~-60mの深さになる。この砂礫層は七号地層相当層(下大島層)の基底礫層、BGに相当する。このBGを上流側へ追うと、土浦付近(S-4)で-20~-25m、常磐自動車道付近(S-2)で-10~-15mと高度を高めていく。一方、S-6横断面において、-5mと-15mに埋没段丘面をなす2つの礫層も、同様に上流側に追跡される。-5mの礫層は、S-2付近でKP(鹿沼軽石層)を含む立川ローム層におおわれる立川面と連続し、-15mの礫層は、AT火山灰のやや下位までの立川ローム層におおわれる立川面に連続する。さらに上流側のS-1では、以上の立川、礫層やBGは、ほとんど同等の高度に位置するようになる。S-1の断面の下大島付近では、大規模な農業水路工事により、これらの層序関係を詳細に確かめることができる(図7)。この地域の立川段丘面は、沖積面とわずか0.5~2mの比高をなすにすぎないが、露頭観察により、上位より小田面、矢作面、下大島面の3面に細分される。最上位にある小田面(立川面相当)は、赤城火山より飛来したKPより上位の立川ローム層

をのせるもので、その礫層は、広く桜川低地の埋没谷全体を埋めており、協和礫層とよばれている(鈴木正章, 1980)。わずかな比高をもって小田面のへりにみられるのが、AT火山灰の下位20cmより上位の立川ローム層をのせる矢作面である。矢作面を構成する礫層は土浦礫層とよばれ、28,400±680年BP(N-3953)という¹⁴C年代が求められている。

これら協和礫層と土浦礫層は、砂岩、凝灰岩、安山岩など鬼怒川系の礫からなり、桜川上流に広く分布する花崗岩の礫をほとんど含まない。これは現在の桜川の礫種構成と比較して全く異なるもので、小田面・矢作面の形成された立川・期(推定年代、3.5万~2.8万年前)には、古鬼怒川が桜川低地・霞ヶ浦の広い埋没谷を形成し、谷巾いっぱい広がる河床礫層をもたらしたことを意味している。さらに上流の協和台地は、現在小貝川と桜川の分水界をなすが、この台地は、鬼怒川系の礫からなる立川・期の礫層からなることが明らかにされている。図4の古地理図に示されるように、かつての鬼怒川が、小貝川低地を経て協和台地を横切り桜川

図5 A 小貝川に沿う 沖積層 地質縦断面 <断面線は図4のG-H>

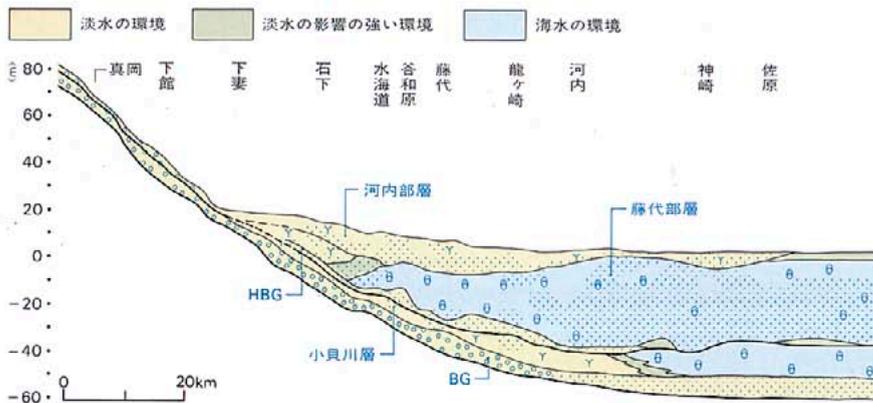


図5 B 桜川に沿う 沖積層 地質縦断面

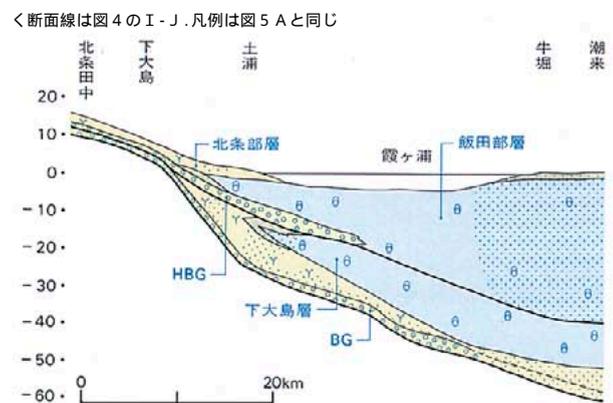


図6 A 小貝川流域の旧河床縦断投影面図 <投影位置は図5Aと同じ>

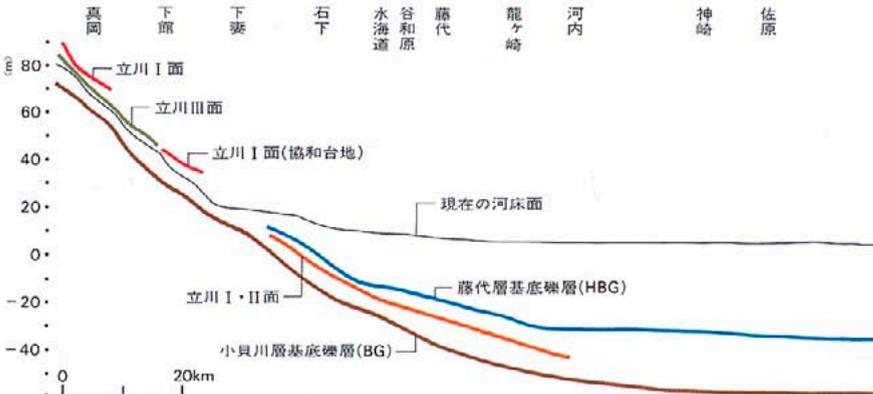


図6 B 桜川流域の旧河床縦断投影面図 <投影位置は図5Bと同じ>

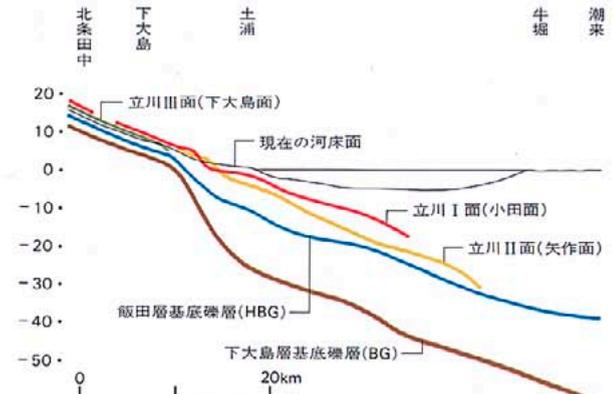
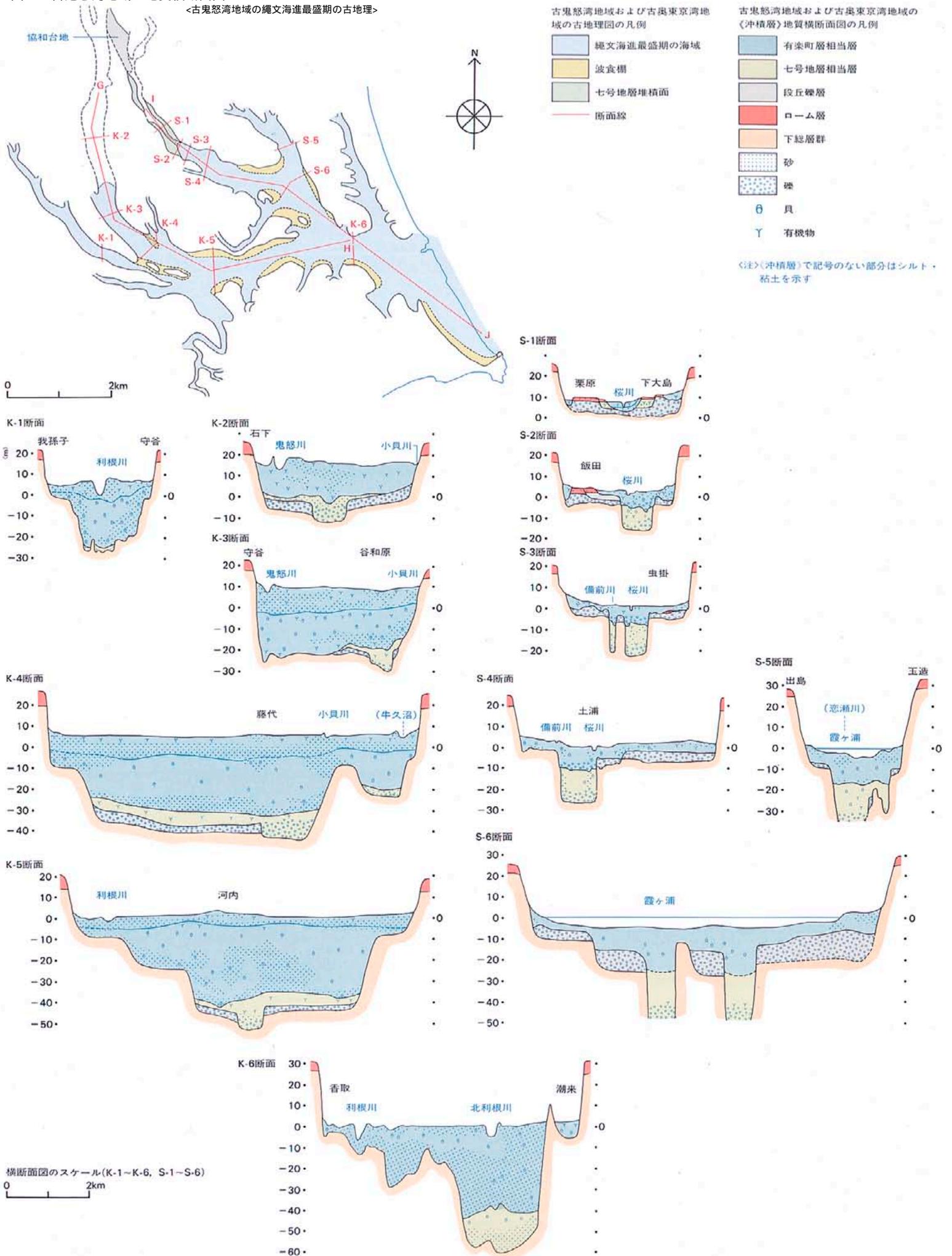


図4 古鬼怒湾地域の地質横断面図

<古鬼怒湾地域の縄文海進最盛期の古地理>



に流入していたことは明らかである（池田宏ほか, 1977; 鈴木正章ほか, 1981）。

一方、矢作面とは1m未満の比高をもって接する下大島面（立川面相当）を構成する下大島層の基底には、花崗岩質の砂礫層が位置する（図7）。これは、土浦礫層・協和礫層を数m切りこみ、砂礫層の上に整合に黒雲母質の細砂層をのせている。現地では「ヨナ」と呼ばれているこの細砂層中には含まれる泥炭層の¹⁴C年代は、22,400±450年BP（N-4107）と測定されている。このような岩種・鉱物組成上の特徴や年代・層位関係から、この砂礫層は、下流側で、深く、狭い谷を切り込んでいるBGに対比される。また、BG中には鬼怒川系の礫は全く見られなくなることから、BGの時代には、古鬼怒川は桜川の谷を離れ、協和台地は現在のように小貝川と桜川の分水界をなす台地となったことがわかる（池田宏ほか1977；鈴木正章，1980）。

図8の下大島層の柱状図に明らかのように、BGは厚さ1～1.5mの泥炭層におおわれている。泥炭層中には計8層の白色～淡灰褐色の火山灰層がはさまれており、それらの火山ガラスや斜方輝石の屈折率の測定が新井房夫氏（群馬大）によって行なわれた。その結果から最下位のものがAT火山灰層（約2.1万年前、町田洋・新井房夫, 1976）に相当し、さらに上位の火

山灰層は浅間火山のBP期やYP期のもものと推定される。これらのテフラは、下大島層や立川期の段丘群を上・下流に対比し、また他の流域と比較する上で鍵となるものである。

図7には、BGを切る砂礫層が示されている。これも花崗岩質の礫や砂からなるもので、砂礫層にふくまれる流木の¹⁴C年代は9,240±210年BP（GaK-9040）と測定されている。これは、完新統の基底礫層＝HBGに相当する。この砂礫層も下流側へ追跡され、S-2付近から下流側では、縄文海進期の海成層におおわれる。

以上に述べた桜川・霞ヶ浦の各横断面で識別された、立川段丘群・BG・HBGを結んで、それぞれの時期の河床面を復元したのが、図6である。BGとHBGはその基底面が示されている。立川面、立川面と広い段丘面を形成しながら下刻が進行し、BG期には狭いが非常に深い谷が切りこまれ、埋没谷が完成したことがよみとれる。

下大島層の花粉分析

図8は下大島層の花粉分析結果で、主要樹木の花粉の消長が示されている。図にみるように、この地層が形成された時代には、花粉組成上3つの特徴的な時期があったことがわかる。

：BG直上から泥炭質砂層の上まで、コナラ垂属が優占し、ニレーケヤキ属、ハンノキ属などをまじえる冷温帯落葉広葉樹林。

：の上位からAT火山灰の直下まで、シナノキ属、マツ属（五葉タイプ）、ハンノキ属などを主とするとの移行的時期。

：AT火山灰直下より泥炭層最上部まで（その上位の凝灰質シルトからは花粉が産出しない）。マツ属（五葉タイプ）、トウヒ属、モミ属、ツガ属、カバノキ属、ハンノキ属などからなる亜寒帯針葉樹林。

このようにBGの形成期は、最終氷期の最寒冷期に当りより下位の冷温帯落葉広葉樹林（）の時代に相当しているのである。

BGの年代について

従来BGは、最終氷期において海水準が最も低下し、最も寒冷であった時期（2～1.8万年前とされる）に形成されたと考えられてきた（KAIZUKA, NARUSE & MATSUDA, 1977）。しかし古鬼怒湾地域では、これと異なる資料がいくつか得られている。主なものをあげると、

小見川中流部の谷和原（常磐自動車道）において、埋没谷最深部（-24m）のBGから、26,100±1,830年BP（GaK-9037）の¹⁴C年代が得られた。

桜川低地の下大島では、BGに対比される礫層をおおう砂層中の泥炭より、22,400±450年BP（N-4107）の¹⁴C年代が得られた。さらにこの砂層をおおう泥炭層中にAT火山灰（約2.1万年前）がはさまれる。この泥炭からは五

表2 古鬼怒湾地域における沖積層層序



M 海水成の環境 F 淡水成の環境 テフラ層序<注>1.浅間A 2.室永スコリア 3.浅間B 4.UG 5.SK-7 6.SK-6 7.SK-5 8.SK-4 9.SK-3 10.SK-2 11.AT 12.KP A₀, A₁, A₂は阿久津(1955)による。完新世テフラは井内ほか(1982)による。<注1>池田ほか(1977)による。<注2>籠瀬(未公表)による。<注3>(桜川低地)辻および吉川による。①ゴヨウマツ・ハンノキトウヒ ②ハンノキトウヒ・ゴヨウマツ ③ゴヨウマツトウヒ ④ゴヨウマツ・シナノキ ⑤コナラ

葉タイプのマツ属、トウヒ属などの優占する最寒冷期に対応する亜寒帯針葉樹林を示す化石花粉群集が産出する。一方、BG直上の砂層からは、コナラ属、マツ属などが優占する相対的に温暖な時期に対応する冷温帯落葉広葉樹林を示す化石花粉群集が産出する。

桜川下流部の飯田付近では、深く切りこんだ埋没谷の基底にあるBGをおおう泥炭層から、 $18,480 \pm 610$ 年BP (GaK-9038)の ^{14}C 年代が得られ、さらに最寒冷期に対応する化石花粉群集が見出された。

以上の事実は、最終氷期の海水準最低期、あるいは最寒冷期(ともに2~1.8万年前)は、BGをおおう泥炭層を形成した時期であることを示している。特に下流部でBG自体から年代が得られていない点に議論の余地が残る面があるが、BGは2.6~2.2万年前の、比較的温暖・多湿な環境のもとで形成された可能性が高い。一方、最寒冷期に対応する泥炭層は、BGをおおって一般的に分布する。すなわち、この時代には、中・下流部では河川的作用は極めて弱かったことが推定される。最大海退期における下刻作用の復活は、大陸棚に接する範囲に限定されていた可能性が高いといえよう。

図7 桜川中流部下大島付近の模式断面図

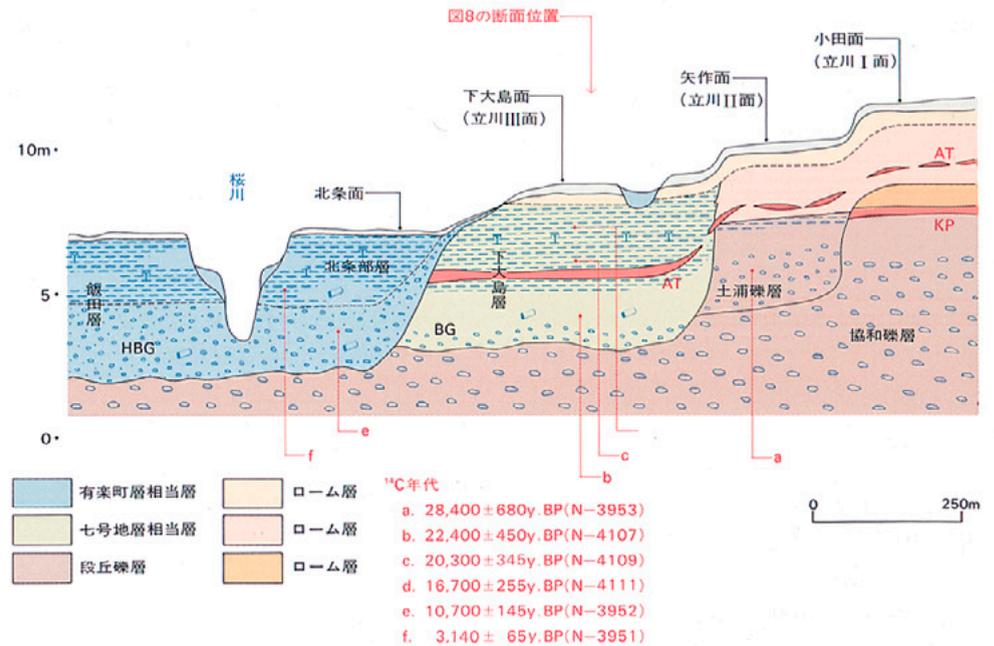
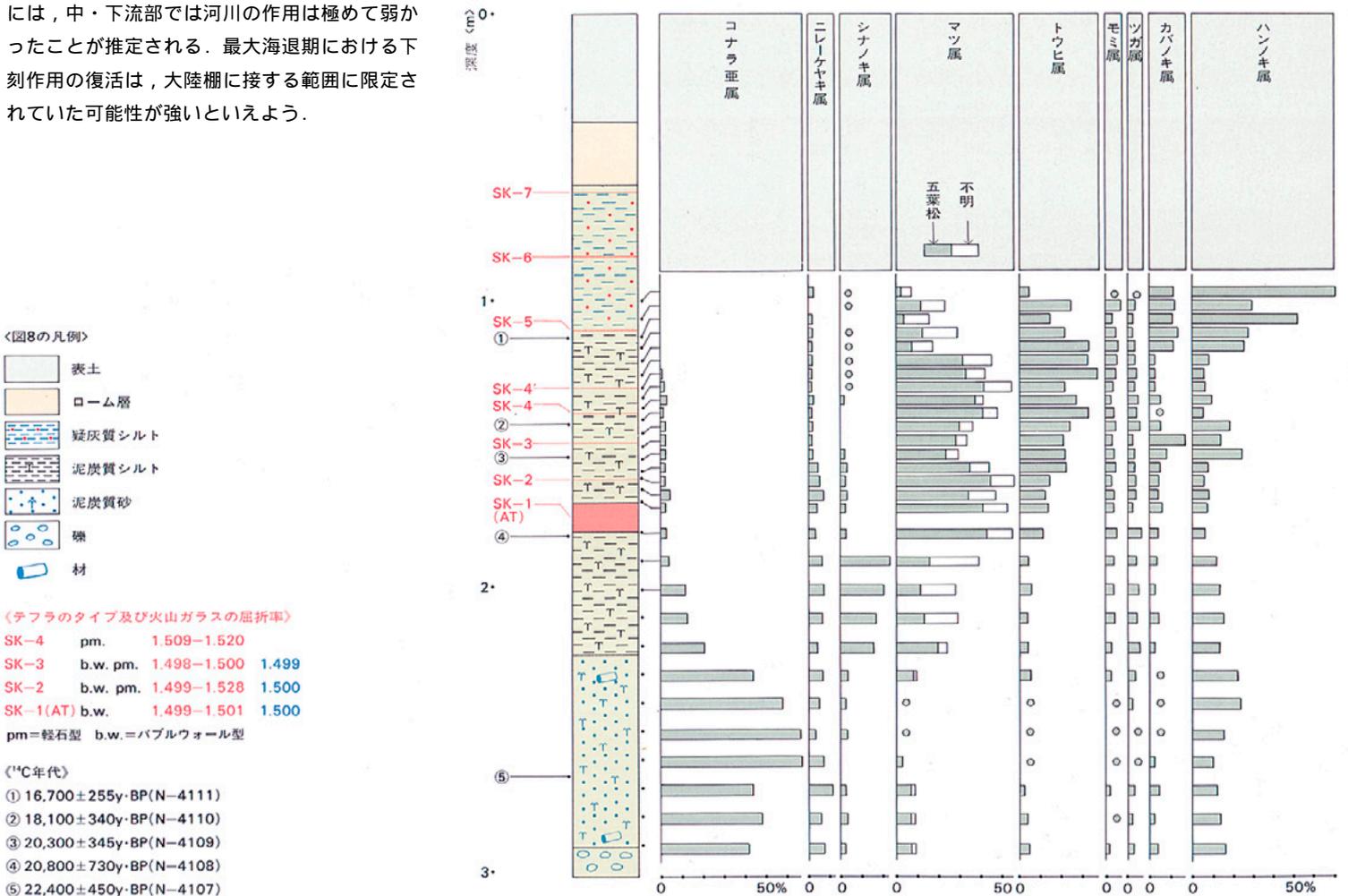


図8 下大島層における花粉分析結果



七号地海進と縄文海進による溺れ谷の埋積
古奥東京湾を中心に

B Gや立川・面などの埋没段丘を基底にもつ溺れ谷は、七号地海進と縄文海進によって、急速に埋積された。七号地海進は、15,000年前頃から始まったと推定され、東京低地では3,000~4,000年の間に少くとも厚さ50mの泥質の堆積物（七号地層）を形成した。一方縄文海進は、10,000年前~6,000年前の間に厚さ約40mの泥層および砂層（有楽町層）を堆積させた。これら七号地層と有楽町層の層位関係、分布上の特徴、堆積環境などについて検討する前に、それらの認定上の問題にふれておこう。

沖積層の細分とN値

沖積層の認定やその細分の基準として最も重視されているのが、標準貫入試験のN値である。N値と深度・粒度（層別）との関係を浦和・草加地区を例に示したのが図12である。N値は粒度によって異なり、一般に泥（シルト~粘土）で小さく、砂、礫と値は大きくなる。建築関係では、泥でN値が4~6以下、砂で10以

下の場合に軟弱であるとされることが多い。有楽町層の場合、泥では深度20m以浅で0~2、20~40mでは0~5であることが多く、大部分が文句なしに軟弱地盤の範囲に含まれる。例外的に、有楽町層上部層中の砂質部（比較的粗粒な河川砂）、有楽町層下部層の上部にみられる貝殻まじりの砂層、そして有楽町層の基底部にみられる砂層（HBG）が、比較的高い値を示し、また、値のばらつきが大きい。

これに対して七号地層の場合、泥で1~15、砂で6~20（場合により40位に達することもある）。基底部の砂・砂礫では、10~50を示し、泥を含む場合には有楽町層ほどではないが、かなり軟弱である。また、いわゆる洪積層（図12の場合は東京層）の場合、泥で8~30、砂で15~50を示す。以上のような各層準の粒度によるN値の傾向はかなり一定しており、有楽町層、七号地層の認定にとって重要な指標となることは明らかである。しかし浦和・草加地区の場合、東京層の泥質部は七号地層と区別しにくいことがある。したがってこの区別は、N値だけに頼るのは危険であり、テフラの検出、有孔虫・花

粉分析、年代測定などを基礎とした、HBG、BG、埋没段丘礫層の正確な認定の上に行なう必要がある。

利根川の流路変遷と埋没谷

中川低地および荒川低地には、ともに広い埋没谷が存在する。低地の幅、BGの谷の幅とも匹敵する規模をもっている。現在利根川は江戸時代にはじまる瀬替えによって鬼怒川の谷へ流入している。瀬替えの前には中川低地に流入していた（大熊孝、1981、本誌19号）。しかし、江戸川が流れる中川低地の埋没谷を上流へ追うと、主埋没谷は渡良瀬川および思川の埋没谷に連続し、現利根川へ向う埋没谷は浅く狭いものである。一方荒川低地の埋没谷を上流へ追うと、熊谷付近で西方の荒川の方へ向かわず、北方に向かう（図9のA-1）。この北向きの谷底にみられるBGは、北西方へ利根川の扇状地礫層に収れんしていくように発達する。このような埋没谷の発達状態から、中川の埋没谷は渡良瀬川・思川が、荒川の埋没谷は利根川が形成したと考えられている（菊地隆男、1979、本誌19号）。武蔵野期頃にその原型をもつこうした古水系は、

図10A 荒川に沿う沖積層地質縦断面 <断面線は図9のA-B-D>

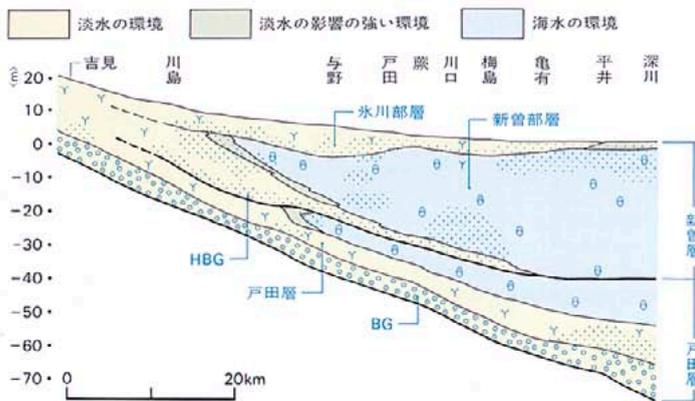


図10B 中川に沿う沖積層地質縦断面 <断面線は図9のC-D>

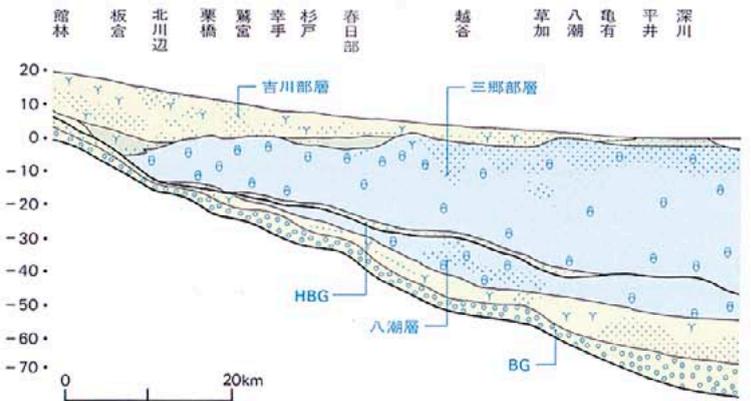


図11A 荒川中・下流域の旧河床縦断投影面図 <投影位置は図10Aと同じ>

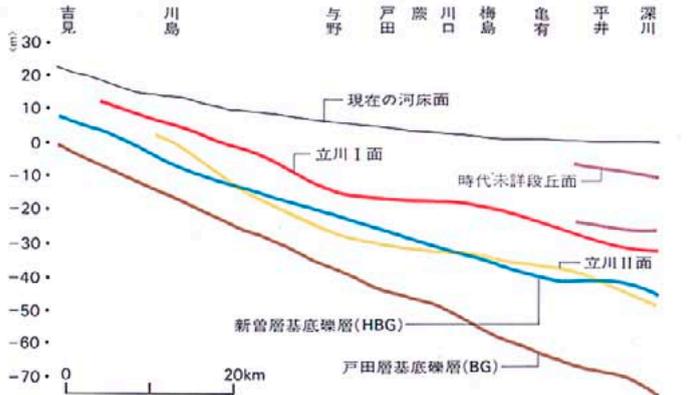


図11B 中川中・下流域の旧河床縦断投影面図 <投影位置は即10Bと同じ>

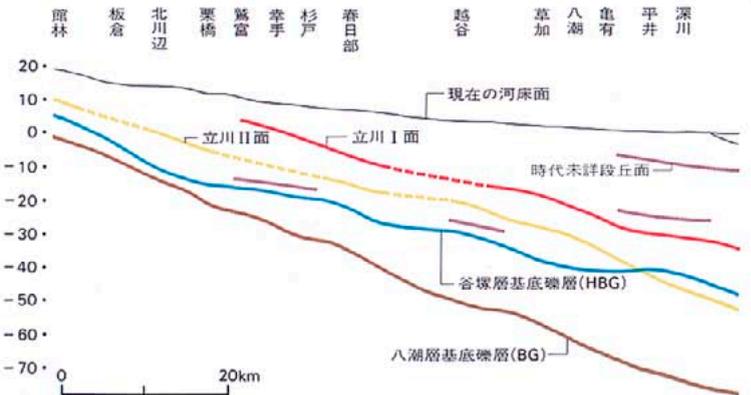
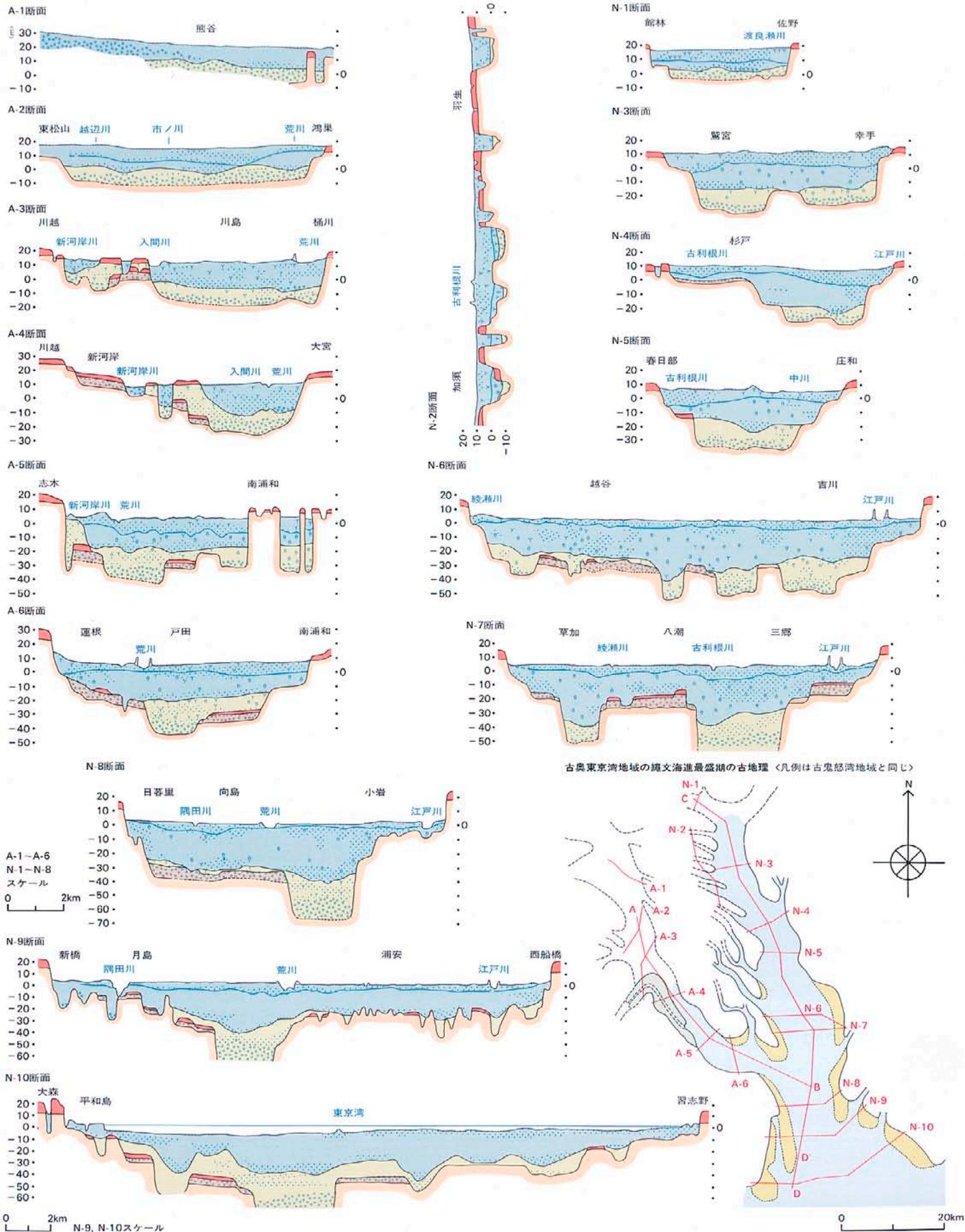


図9 古奥東京湾地域の地質横断面図 <凡例は古鬼怒地域(31p図4)と同じ>



その後この平野部が七号地海進と縄文海進によって埋めつくされ、それが後に流路が変わる一因となった。流路変更のもう一つの理由は、大宮大地と館林台地にはさまれ、加須低地を中心とする羽生 行田 蓮田 栗橋に囲まれた地域の沈降である。これらに更に完新世後期の利根川・荒川扇状地の成長と河川運搬物の堆積がかつての利根川低地（妻沼低地）と加須低地付近に伏在する台地との比高差を埋めたことなどが加わった。この背景として、浅間火山、榛名火山などの火山活動の活発化が関与している可能性が強い。利根川の流路が東方に移動し、加須低地をへて中川低地に流れこんだ時代については、まだ十分な資料が得られていないが、4,000年前頃とする考え（菊地隆男, 1979）と、古墳時代とする考え（堀口万吉, 1981）が出されている。

七号地層

B Gを基底にもつ狭い埋没谷は、ほぼ七号地海進期の砂泥層によって満たされている。この砂泥層は、さらに埋没段丘上をおおって埋没谷全体に分布する場合が多い（図9）。しかし、いずれの場合でも七号地層の上部は、有楽町層基底の砂礫層（H B G）によって侵食されていることが多く、七号地層全体の層序はとらえにくいといえる。従って現段階における七号地層に関する知識は、狭く深い埋没谷中に保存されているB Gにはじまる七号地層の中・下部を除けば、非常に断片的、また不完全なものにすぎない。中川低地の草加付近（図9のN-7）、あるいは荒川低地の戸田・志木付近（図9のA-5、A-6）を例に、七号地層の層序と古環境を復元すると以下ようになる。

B Gは5～15mの層厚をもつことが多く、明瞭な礫～砂礫層であるが、さらに下流側では礫交り砂層あるいは上・下位の砂層に比べ粗粒な砂層として識別されることが多い。礫・砂礫層の上位には比較的細粒な砂層あるいは泥炭層、泥炭質シルト層がのることが多い。さらに上位には、本層の主体をなす砂泥層ないし砂泥互層が約20mの厚さで続く。この部分には貝殻が含まれ、また有機質でもある。貝殻交りの海成泥層は、標高-10m付近まで認められる。上流側には富士見市まで海成層が見出される。川口市北部におけるこの層準の有孔虫分析によれば、有楽町層に比べて定量有孔虫数が非常に少ないのが特徴で、民生有孔虫群集型としては湾奥型を

示す。これらは、大量の民生有孔虫を含み、湾奥～湾奥群集の卓越する有楽町層および東京層と明確に区別される（ENDO, SEKIMOTO, & TAKANO, 1982）。

本層に相当する陸成層は、前節で述べた桜川低地の下大島層のように、中流部において露頭観察が可能なことがある。芝川中流部、大宮の寿能泥炭層遺跡においては、立川礫層を不整合に、礫層と淡水成の泥層がおおっており、礫層や泥層中の材から17,400±100年B P（TK-432）、17,100±200年B P（TK-433）などの¹⁴C年代が明らかにされている（図13、埼玉県教育委員会, 1982）。

有楽町層下部層

有楽町層の基底礫層＝H B Gは、中川・荒川地下流部においては、層厚1～5mの砂層ないし礫交り砂層として認められ、その上位は有機質であることが多い。H B Gは埋没谷全体にわたって谷を広げていることが多く、その基底面は小さな凹凸に富み、河川の蛇行と側方侵食の卓越した時代であったと思われる。垂直的にも最大35～45mにわたり七号地層を侵食している。東京湾岸部においても小規模ながら、谷を切っており、またしばしば泥炭をとまうことから、H B Gは河川成の堆積物で、海水準の低下を示すものと考えられる。H B Gの年代を示す資料として、東京低地においてH B Gの谷底の有機質シルトから、9,820±230年B P（Ga K-1936）と9,500±2600年B P（Ga K-1937）の¹⁴C年代が報告されている（SHIBASAKI, AOKI & KUWANO, 1971）。

その後縄文海進は、埋没谷全体に広がる溺れ谷を形成し、波食作用によってその幅を広げながら湾の奥に侵入していった。川口市の下水道シールド工事現場では、縄文海進期の海成層が埋積する谷地形が露出し、その斜面に堆積する泥炭層の¹⁴C年代は7,970±230年B P（Ga K-10029）であった。これは、この年代の後に内湾が最も拡大したことを意味する。縄文海進最盛期には、各支谷の奥まで海は侵入した。大官市寿能泥炭層遺跡では、珪藻分析によって縄文前期黒浜期まで海成環境が存在したことが明らかにされた（埼玉県教育委員会, 1982）。この海成泥層中から得られた材化石の¹⁴C年代は6,100±70年B P（TK-431）である。この海成層は縄文後期の泥炭層（有楽町層上部層）におおわれている（図13）。

有楽町層上部層

有楽町海進は、中川・荒川低地の広大な平坦面の基礎をつくったが、この沖積平野を直接構成するのは、主として河成・後背湿地成の有機質泥質砂層、砂質泥層、砂層や一部砂礫層である。現在の沿岸部では、海成の砂層・泥層である場合もある。この部分是有楽町層上部層とよばれ、同下部層の海成シルト層あるいは海成砂層をやや削りこむ小規模な凹凸をもって下位層と接している。層厚は5～15mで、その下限高度は谷部で-10m前後である。中川低地では吉川部層がこれにあたり、上流側へ層厚をまし、また泥炭層をはさむことが多い。栗橋付近では、有楽町海進期の海成層を直接おお泥炭層から、4,120±100年B P（TK-15）の¹⁴C年代が報告されている（阪口豊, 1968）。荒川低地では水川部層がこれに相当し、同様の傾向を示す。川越のやや北部にあたる川島町では、有楽町層下部層相当の淡水～汽水成シルト層の上位を泥炭を含む有機質砂質シルト層がおおっている。下位のシルト層に含まれる材の¹⁴C年代は5,670±310年B P（Ga K-9639）、上位の砂質シルト層中の泥炭の¹⁴C年代は3,510±230年B P（Ga K-9640）と測定されている。

多摩川下流の川崎市中原区の低地では、下水道工事により、有楽町海進期の海成シルト層をおお砂層から大量の流木が発見された（図14）。層厚約5mの砂層中、ほとんどが直径50～80cmという大木が100本余り含まれていた。樹種は現在多摩丘陵に自生しているカツラ、ヤマグワ、クリ、イヌガヤなどで、3,880±100年B P（N-3713）、3,920±100年B P（N-3712）、4,080±100年B P（N-3714）の¹⁴C年代が明らかにされている（正岡栄治, 1982）。この有楽町層上部に相当する合流木砂層は洪水性の堆積物と考えられる。このような4,000～1,800年前の時代の洪水性の堆積物は、日本各地で見出されており、有楽町層上部層の1つの特徴である。こうした洪水を含む河川作用の活発化が沖積平野を最終的に形成したことになる。

有楽町層上部層の基底高度は、下流部で-5～-10mに位置することが多く、堆積後の沈降運動や地盤沈下を考慮しても、当時の海水準は現海水面下にあったと推定される。

図 12 沖積層 層序とN値分布 (埼玉県草加市付近)

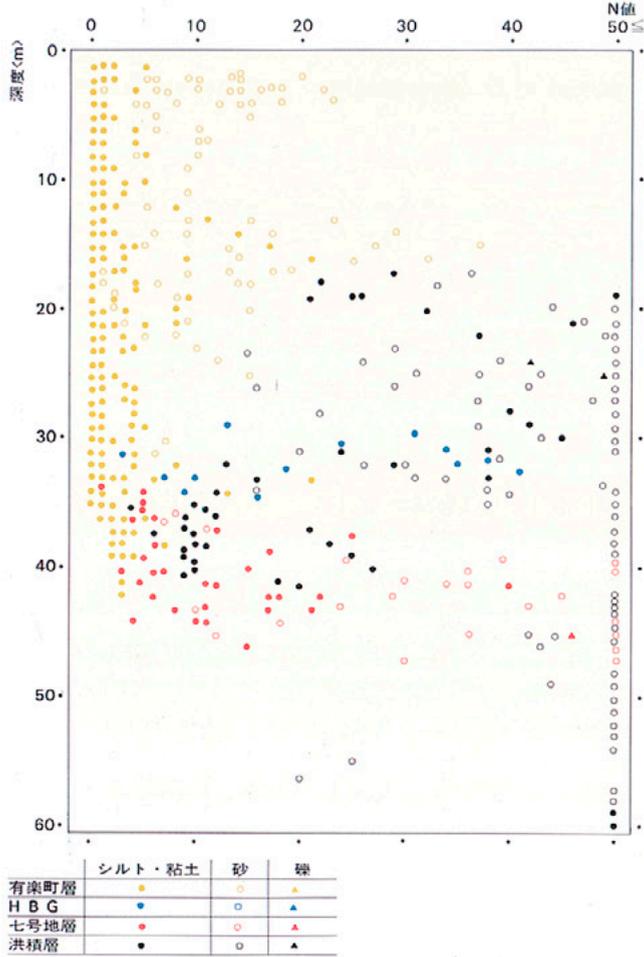


図 13 大宮市寿能泥炭層遺跡の地質断面図 <埼玉県教委, 1982より, 一部修正>

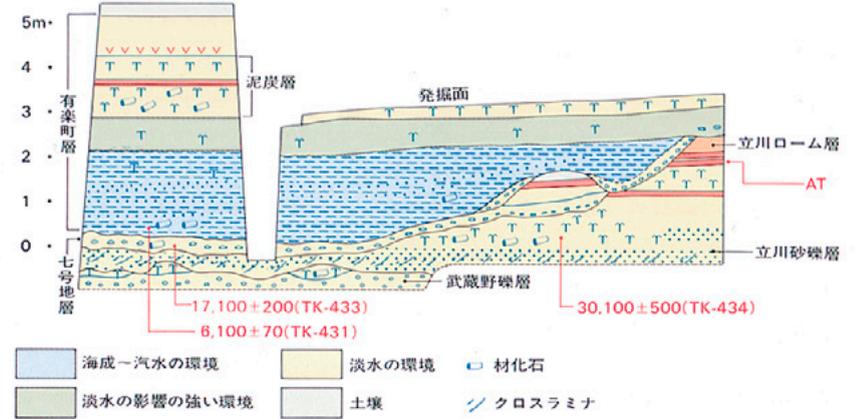


図 14 川崎市日吉の洪水堆積物

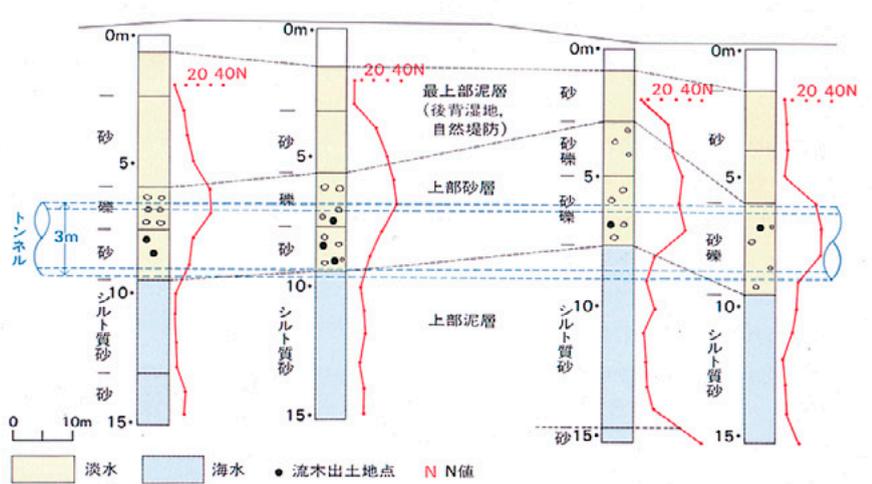


表 3 奥東京湾における 沖積層 層序表

×10 ³ γ-B-P	東京低地		芝川低地		荒川低地		中川低地		海水準変動曲線 0 - 50 - 100	
	有楽町層	HBG	七号地層	BG	下流部(戸田)	中流部(川越)	下流部(草加)	中流部(栗橋)		
5	砂泥 F 砂 F	シルト M	泥炭 F 泥 M ①材 ②泥炭 ③泥炭 ④材	泥炭 F 泥 M ①材 ②泥炭 ③泥炭 ④材	シルト F 砂 F 新官層 新官層	砂泥 F ①泥炭	シルト F 砂 F 谷塚層 三郷部層	シルト F シルト F 砂 F 砂泥 F 砂泥 F 砂泥 F	有楽町海進 七号地海進	
10	砂礫 F ①泥炭 ②泥炭 ③貝	シルト M	泥炭 F 泥炭 F ①材	泥炭 F 泥炭 F ①材	シルト M シルト M 砂礫 F 砂礫 F	シルト F(M) ①材 ②泥炭	砂 M シルト M 砂泥 F 砂泥 F 砂泥 F	砂泥 M 砂泥 F 砂泥 F 砂泥 F 砂泥 F		
20	シルト M 砂泥 F シルト F	シルト M	砂 F 泥 F ①材 ②材	砂 F 泥 F ①材 ②材	シルト M 砂泥 F 砂泥 F	砂礫 F 砂礫 F	砂 F 砂泥 F 砂泥 F 砂泥 F	シルト F ①泥炭		
30	BG 砂礫 F	BG 砂礫 F	BG 砂礫 F	BG 砂礫 F	BG 砂礫 F	BG 砂礫 F	BG 砂礫 F	BG 砂礫 F		
30	埋没段丘礫層 F 埋没段丘礫層 F 埋没海成段丘堆積物 M	立川II礫層 F 立川I礫層 F	立川II礫層 F 立川I礫層 F ①材	立川II礫層 F 立川I礫層 F	立川II礫層 F 立川I礫層 F	立川II礫層 F 立川I礫層 F	立川II礫層 F 立川I礫層 F	立川II礫層 F 立川I礫層 F		

<東京低地>①=SHIBASAKI, et al(1971)による, ②=木越・宮崎(1966)による。
 <芝川低地>①=埼玉県教育委員会(1982)による。
 <中川低地>①②③④=平井(1982)による, ⑤=坂口(1968)による。

M 海水成の環境 F 淡水成の環境

注 1: 有孔虫は浮遊性有孔虫と底生有孔虫の2つに大別される。浮遊性有孔虫は外洋水中に浮遊して生息しているものであり、一方、底生有孔虫は主に海底の堆積物表面あるいは堆積物中に生息するものである。

南岸小平野における完新世の古地理

関東平野の縄文海進

完新世の前半は、縄文海進（有楽町海進）によって特徴づけられ、約6,000年前を最盛期として、気候の温暖化、海水準の現海面上2～3mへの上昇、暖流の北上などが生じた。沿サング層、下原層など関東平野南部の有楽町層相当層より産する貝化石にもとづいて、当時の海況を推定する試みは古くからなされてきた（野村七平, 1932など）。松島義章・大島和雄（1974）は、関東を含む日本列島全域の縄文海進最盛期の貝化石群集を検討し、この時代には、北海道オホーツク海沿岸まで暖流系の貝が到達したこと、関東地方でも、現在フィリピン海近海に生息するチリメンユキガイなどが見出されることなど、各地の貝化石群集の特徴から、縄文海進最盛期の古水温分布を復元した。これによれば、当時、暖流は緯度で3～6度北上し、古水温は3～5℃上昇していた。

このような背景のもとに、縄文海進最盛期の関東平野には奥深く海が侵入し、枝節に富んだ内湾（溺れ谷）を形成した。この経過については貝塚の分布から推定されてきた（江坂輝弥, 1954など）。しかし貝塚の分布は、必ずしも海進・海退そのものを現わすものではないため、この推定は、不正確な面をもつ。たとえば、海は8,000～9,000年前には平野内に深く侵入していたにもかかわらず、貝塚分布は、海がまだ平野に侵入していないことを示す。縄文海進の推移を復元するには、この期間に形成された地層や地形、そこに含まれる化石（貝、有孔虫、珪藻、花粉）などについての地質層序に基いた研究が必要とされる。

図15は、縄文海進最盛期の海域と底生有孔虫群集型の分布を示したものである。前者は図1に基いて作成された。底生有孔虫群集型の分布は、約50地点のボーリングコアと露頭サンプルの有孔虫分析に基いている。有孔虫（注1）は、内湾の環境、すなわち外洋水（沿岸水）の流入の状況（暖流か寒流かも含む）、内湾の底質、深度、塩分濃度、河川の影響などを敏感に反映する。このため、有孔虫の産出状態は、海水準の昇降、内湾の河川による埋積、湾口部の閉そくなどを検討する上で、重要な資料となる。

図15に示されるように、古奥東京湾では、芝川などの支谷内で、また古鬼怒湾では柏や土浦付

近など、湾の最奥や河川水の影響の増す所で、*Ammonia beccarii*などを優占種とする湾奥部群集が卓越する。一方、現在の東京湾から東京低地北部、草加付近の古奥東京湾中心部には、*Cribronion somaense*などを優占種とする湾中部群集が広く分布する。さらに、*Quinqueloculina costata*, *Rosalina vilardeboana*など沿岸性種を多く含む湾口部から沿岸部の群集は、古佐貫湾や古夷隅湾の湾口部などにみられる。相模湾北岸地域や房総半島など、関東地方南岸に位置する小平野は隆起地域にあたるため、露頭で沖積層の層序を確認できる。また多数の¹⁴C年代が得られるため、特に有楽町層相当層の有孔虫産出状態を垂直的・水平的に詳細に検討することができる（表4）。以下、古押切湾、古佐貫湾、古夷隅湾の3つの例について述べる。古押切湾

まず大磯丘陵の中村川下流域に生じた古押切湾についてみてみよう。この地域には、中村原面とよばれる完新世海成段丘が約25mの高度に広く分布し、最近6,000年間の隆起量は約20mと推定されている（米倉伸之ほか, 1968）。中村原面を構成する下原層は、下位の川勾部層と上位の小船部層とに細分される（遠藤邦彦ほか, 1979）。図17の断面図のように、小船部層の基底には河成の砂礫層があり、川勾部層をやや切りこんでいる。両部層の境界の年代は約7,700年B Pである。川勾部層の下位には砂礫層をさみ、七号地層相当層の広済寺層が認められる。さて定量有孔虫数（サンプル1g中の有孔虫の絶対数）（注2）と底生有孔虫種数（注3）の垂直変化をみてみよう（図18）。川勾部層の約9,000年B Pには海が湾内に侵入しているが、定量有孔虫数は、約8,500年前に大きなピークを示す。川勾部層最上部では定量有孔虫数は減少し、さらに、小船部層最下部の河成砂礫層の進出により有孔虫の産出は、一時的に湾を通じて途絶える。小船部層の7,500年B P頃より海は再び侵入をはじめ、定量有孔虫数は7,300～7,200年B P頃にピークを示し、また、湾の最も奥まで到達する。小船部層においては定量有孔虫数の変化と種数の変化が極めてよい対応を見せ、種数も7,300～7,000年B Pでピークを示す。種数の増加は有孔虫の生産にとり好適な環境の成立を示すと一般に考えられる。その後も海水準は上昇を続け、6300年B P頃まで貝化石を含むが、河川の影響も強まり、堆積物は砂礫質となり、有

孔虫は産出ししない。

次に群集についてみると、川勾部層、小船部層とも全般に *Ammonia beccarii* 及びその変種が圧倒的である。しかし、特に小船部層の定量有孔虫数増大期には、湾中部に特徴的な種が相当数伴なわれ、湾の拡大を示唆する。川勾部層、小船部層のような、少数種が大部分を占めるほぼ同質の群集の間では、定量有孔虫数の増加は、海進の進行、湾の拡大などを反映する。

以上の定量有孔虫数・種数及び群集の変化の過程を、図17の縦断面図における各部層の層相・堆積環境と対照させると、よく一致することがわかる。すなわち、

川勾部層の時代には、急速な海水準の上昇により形成された内湾に、著しい貝化石層を伴う安定したシルト層が堆積し、底生有孔虫の生産量も極大に達する。当時の海水準は、-10m付近にあったと思われる。

7,700～7,500年前には上流から河成砂礫層（小船部層最下部）が、一部で川勾部層を削りこんで進出していることから、内湾は一時的に離水していたと判断される。

小船部層の下半部に相当する7,500～6,500年前は、内湾は最も拡大し、内湾性の貝化石を豊富に含むシルト層が堆積した。その最盛期には、定量有孔虫数、種数も極大を示す。6,000年前頃になると、河川作用による内湾の埋めたての進行と湾口部の砂州の閉そくにより、汽水化が進み、砂礫質の堆積物が支配的となる。

以上のように、古押切湾においては、七号地層と有楽町層の2回のサイクルとほとんど同様の過程が、規模を小さくして有楽町層相当層の中でも生じている。

古佐貫湾

房総半島佐貫町に位置する染川周辺地域でも、有楽町期に古佐貫湾とよばれる溺れ谷が生じた（遠藤邦彦, 関本勝久, 1981）。東京湾の湾口部に位置する古佐貫湾は、浮遊性有孔虫や湾口部～沿岸部型底生有孔虫群集の出現が比較的良好で、縄文海進の推移を検討するのに都合がよい。図19のLoc. 8の場合、八幡層（有楽町層相当層）下部から上位に向かって浮遊性有孔虫比（注4）は急上昇し、海進最盛期（約6,000年前）の近くで極大値を示した後、40～60%の高水準を維持する。この浮遊性有孔虫比の動向に対応して、湾口～沿岸部群集も増加する。Loc. 8のやや上流側にあるLoc. 7の場合にも、八幡層下部と上

- ① *Ammonia beccarii* (LINNÉ)
- ② *Ammonia beccarii* (LINNÉ) var. *a*
- ③ *Ammonia beccarii tepidā* (CUSHMAN)
- ④ *Cribronion cf. subgranulosum* (ASANO)
- ⑤ *Valvulineria? cf. polita* (PARR)
- ⑥ *Bulminella elegantissima* (d'ORBIGNY)
- ⑦ *Cribronion advenum* (CUSHMAN)
- ⑧ *Cribronion hughesi foraminosum* (CUSHMAN)
- ⑨ *Cribronion incertum* (WILLIAMSON)
- ⑩ *Quinqueloculina costata* (d'ORBIGNY)
- ⑪ *Rosalina vilardeboana* (d'ORBIGNY)
- ⑫ *Rosalina* sp. A
- ⑬ *Ammonia beccarii* (LINNÉ)
- ⑭ *Ammonia beccarii* (LINNÉ) var. *a*
- ⑮ *Cribronion cf. subgranulosum* (ASANO)
- ⑯ *Valvulineria? cf. polita* (PARR)
- ⑰ *Cribronion advenum* (CUSHMAN)
- ⑱ *Cribronion hughesi foraminosum* (CUSHMAN)
- ⑲ *Cribronion incertum* (WILLIAMSON)

図 16 縄文海進最盛期の古押切湾と底生有孔虫群集

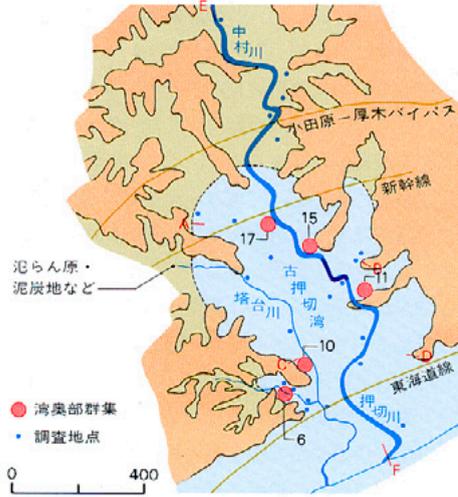


図 17・A 押切川下流域の地質断面 (A B)

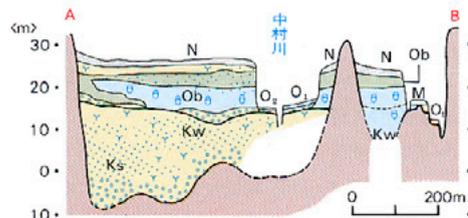
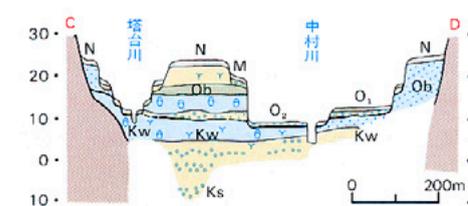


図 17・B 押切川下流域の地質断面 (C D)



〈図17・A,B,Cおよび図18の凡例〉

- 淡水の環境
- 淡水の影響の強い環境
- 海水の環境
- Ob 小船部層
- Kw 川勾部層
- Ks 広河部層
- N 中村原面
- M 前川面
- O₁ 押切I面
- O₂ 押切II面

図 15 関東平野における縄文海進期の海陸分布と底生有孔虫群集

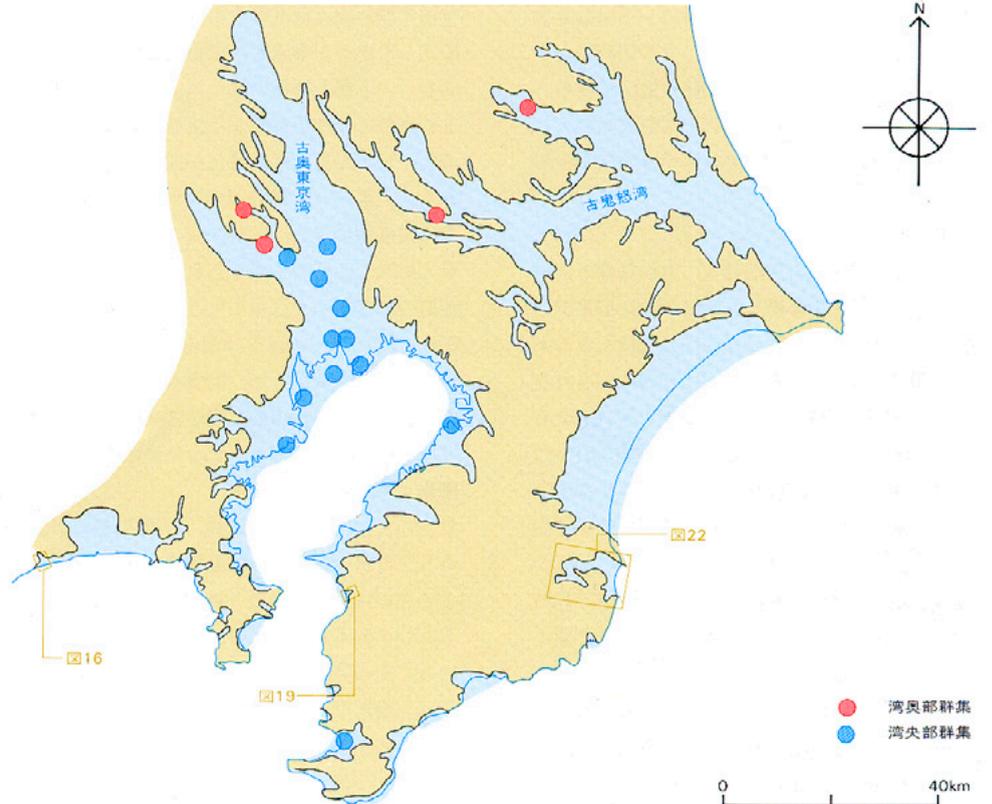


図 17・C 中村川に沿う地質縦断面図 (E F)

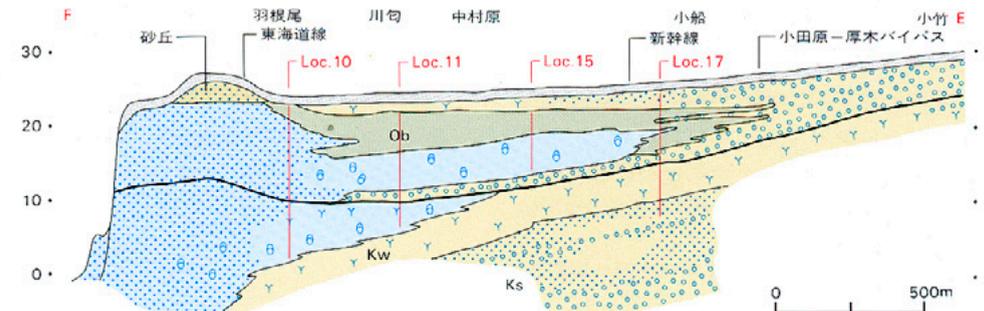
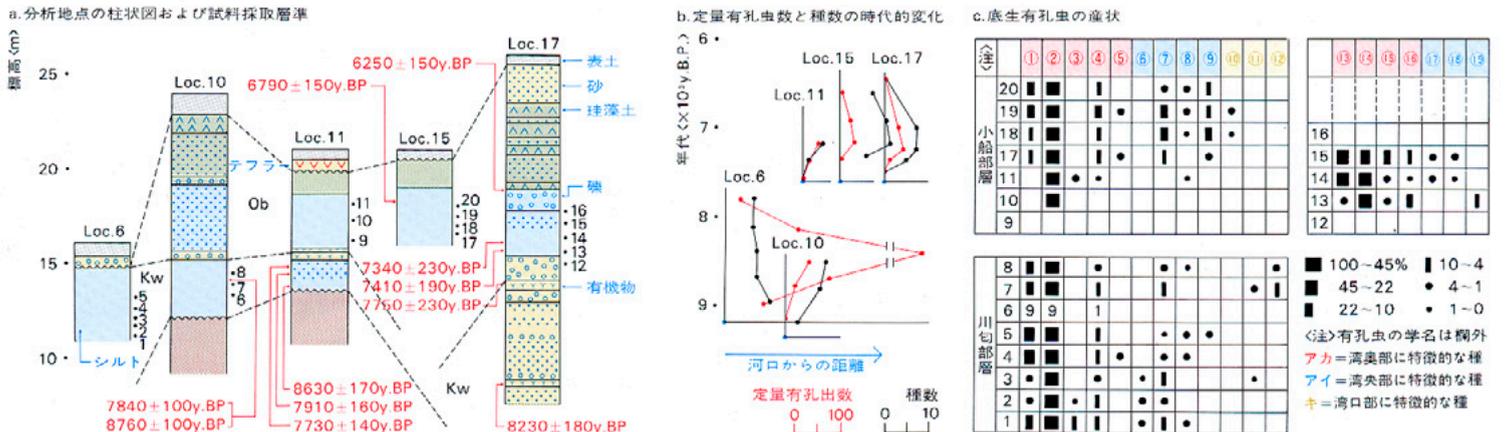


図 18 大磯丘陵, 中村川下流域における完新世底生有孔虫分析結果



部で、定量有孔虫数及び浮遊性有孔虫比とも極大値を示す。これと対応して湾口～沿岸部群集も増加する。古佐貫湾の場合、古押切湾のような八幡層下部を切る河成堆積物の進出はみられないが、下部・上部の間で湾奥部群集が増大し、湾口～沿岸部群集は、やや減少する傾向がみられる。

古夷隅湾

外洋に直接面する古夷隅湾も、古佐貫湾と同様に浮遊性有孔虫を多産し、湾口～沿岸群集が卓越するため、海水準変動や海進の経緯をみる上で貴重な内湾である。図23および24に示されるように、湾口部付近において、国吉層（有楽町層相当層）の下部層（10,000～7,700年B.P）は、定量有孔虫数、浮遊性有孔虫比とも、下部層の中・上部で極大値を示し、その上位で値を減少させた後、上部層で再び極大値を示す（図22のLoc.8）。民生有孔虫群集についてみると、当時の湾口に近いLoc.8付近では、国吉層下部層・上部層を通じて湾口～沿岸群集が優占する。一方、下部層の時代に安定したシルト層が堆積した内湾中央部（Loc.10, 11）においては、下部層の湾奥群集の卓越から上部層での湾口～沿岸群集の卓越への変化が認められる。さらに、上流側のLoc.15付近においては、下部層で湾奥群集が優占し、上部層になると浮遊性有孔虫比が極大値を示すとともに湾口～沿岸群集が侵入し、さらに上位では再び湾奥群集の卓越がみられるようになる。

以上の傾向から、Loc.8の浮遊性有孔虫比のカーブは古夷隅湾にみられた海水準変動の傾向を

最もよく反映しているといえる。9,500～8,000年前の間、縄文海進は古夷隅湾の奥深く侵入し、安定した内湾を形成し、大規模なカキ化石層を含むシルト層を堆積させた。8,000年前を過ぎると湾奥部より湾奥群集が下流側に進出し、内湾の狭小化、あるいは埋積化が進んだものと思われる。上部層（7,700～5,500年前）の時代、海進は最盛期に達し、7,300～7,500年頃に内湾は最も拡大したものと考えられ、海成貝化石は上流側の国吉から上総中川付近まで発見される。7,000年頃より、海水準は最も高い位置（約+10m）へ上昇を続けるが、湾奥部では湾の埋め立てが進み、河川作用の影響が強められ、堆積物はほとんど砂を主体としたものになっていく。

南岸小平野の古地理変遷

以上の古押切湾、古佐貫湾、古夷隅湾における有孔虫群集の変遷は、関東平野における位置による違いはあるものの、極めて高い共通性を示し、いずれも共通した古地理の変遷を反映している。その過程は次のようにまとめられる。

縄文海進期には、その前半と後半にあわせて2回のピークが認められる。2回のピークの間（約7,700年前）には、小規模な海退がみられる。

縄文海進の前半には、静かな内湾にシルト層が堆積した。海進のピーク時（8,500～8,000年前）には、海は内湾の奥深くに達し、海水準は-6～-10mに位置していた。

古押切湾では、約7,700年前に河成砂礫層が進出する。古佐貫湾・古夷隅湾では、湾奥群集の卓越や浮遊性有孔虫比の減少がこれに対応するものと思われる。

縄文海進の後半、特に7,500～6,500年前に海進は最盛期に達した。この最盛期頃より、内湾の堆積物はシルトから砂におきかわっていき、湾奥部では河川運搬物質による埋め立てが進んだ。さらに、内湾は全般に浅くなっていき、海水準が最高位に達するのは、6,000年頃と推定される。しかし、関東南岸小平野の場合、この段階ですでに河川作用による内湾の埋め立てている。奥部で進行しており、内湾は縮小に向って湾同様の傾向は、関東平野中・北部の中川低地や小貝川低地にも認められる。

縄文海進終末期、6,000～5,000年前の古地理は、関東平野中央部と南岸地域とで性格が異ってくる。後述する地殻変動の影響のため、平野中央部には汽水的环境が残り、泥質堆積物の堆積が継続するのに対し、南岸地域においては、砂礫質・泥炭質な層相変化の激しい堆積物が一面をおおっている。そしてこの直後に離水して成立する中村原面など、完新世最高位段丘面の直接的構成層となる。

完新世後期（5,000年前以後）になると、関東平野南岸地域では、完新世最高位段丘は離水し、段丘化する。さらにその後3段の段丘が形成されている。このように関東南岸の完新世後期は、小規模な段丘が形成される時代であり、地殻の隆起傾向を特徴とする時代である。この地殻の隆起傾向は、海水準が相対的に安定し、小規模な低下と上昇を含む時代であるために、急激な海水準上昇のみられた前の時代とは異って、明瞭に段丘地形として現われたものである。

表4 関東地方南岸域の更新世末期～完新世の地質層序

×10 ³ y・B・P	古押切湾		古佐貫湾		館山一ヶ倉(44)		古夷隅湾		東京低地 中川低地	
	段丘礫層	段丘堆積物	段丘礫層	段丘堆積物	段丘礫層	段丘堆積物	段丘礫層	段丘堆積物	有楽町層	七号地層
5・	<押切II面> <押切I面> 砂礫 F <前川面>	<大坪面群> 砂礫 F <亀田面>	<中村原面> 砂 M 材 6,250±150 貝 6,790±150 貝 7,070±105 貝 7,480±240 貝 7,730±140 貝 8,020±90 貝 8,630±170 貝 8,760±100	<佐貫面> 砂 M 貝 6,170±95	砂 <瀬戸浜面> 砂 平館面 M 貝 2,860±100 貝 3,610±120 砂 寺庭面 M 貝 4,315±145 貝 4,640±90 貝 4,740±100	<阿瀬田面> 砂 M 材 5,230±100 材 5,480±110 材 5,570±140 貝 6,560±75 貝 6,910±200 貝 7,690±190 貝 7,810±110 材 8,680±190	<H4面> <H3面> F <H2面> F 材 3,470±120 泥炭 3,880±140	<H1面> 砂 M 材 5,530±140(註1) 貝 6,410±160(註2) 材 6,780±150 貝 7,200±210 材 7,470±150 貝 7,920±170 貝 8,560±200(註3) 貝 8,870±150 貝 9,330±210(註4) 貝 9,570±220	上部層 下部層	上部層 下部層
10・	小船部層 泥 M 川匂部層 泥 M HBG 砂礫 F 広瀆寺層 泥 F 砂	八幡層 上部層 下部層 HBG 泥炭 F 谷埋め堆積物(七号地層相当層) 泥 M 貝 11,750±320 砂 F	同瀬田層 上部層 下部層 HBG 泥炭 F	国吉層 上部層 下部層 HBG 砂 F	長者町層 泥 M 砂 F	HBG				

M 海水成の環境 F 淡水成の環境 <注1>那須による <注2>楡井による <注3>長沢による <注4>横田による

注2：定量有孔虫数は、堆積物の乾燥重量1g中に含まれる、浮遊性有孔虫数と底生有孔虫数の総和である。これは、一般に、生息環境が良好になれば増大し、悪化すれば、減少する傾向がある。従って定量有孔虫数は一般的には有孔虫の生産量を反映すると考えられる。

しかし、生体群集としての本来の生産量に対しては、堆積過程や続成過程、また、分析過程などにおける濃集や散逸などを被むるため生産量そのものを表わさない。また、底質が砂質か泥質かによって値が異なる。注3：民生有孔虫種数は、サンプル中から抽出した有

孔虫全個数に見出される種の数をいう。これは、好適環境下では増大する傾向がある。

注4：浮遊性有孔虫比は有孔虫の全産出個体数に対する浮遊性種の割合を表わし、外洋水の流入の程度や水深の増大方向等を知るのに役立つ。

図19 縄文海進最盛期の古佐貫湾と底生有孔虫群集



図20 染川下流域に沿う地質断面図 (G-H)

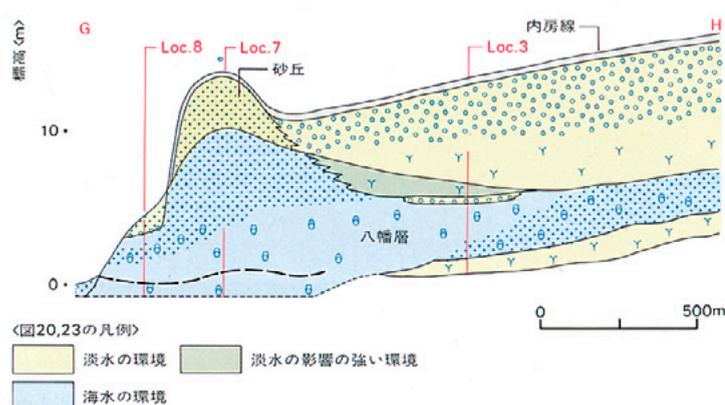


図21 佐貫町染川河口部における完新世の底生有孔虫群の変遷

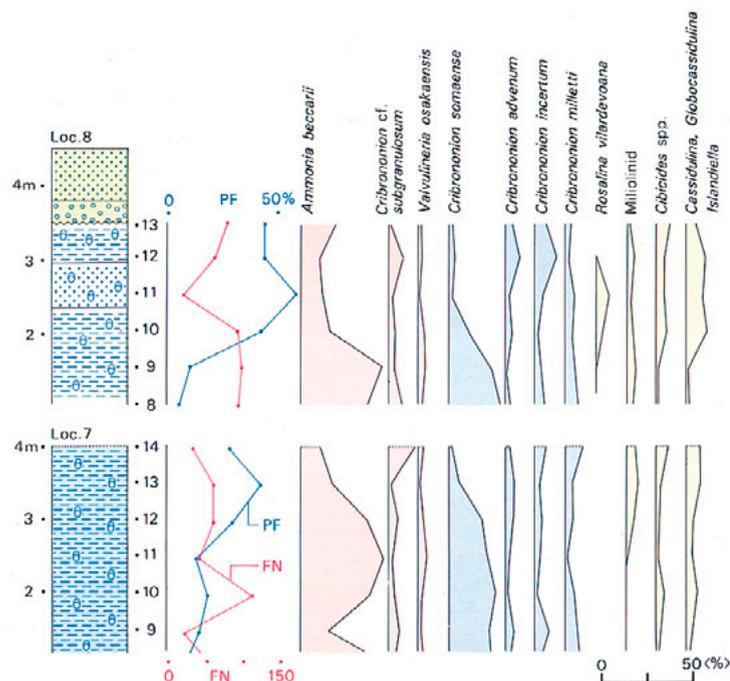


図22 縄文海進最盛期の古夷隅湾と底生有孔虫群集

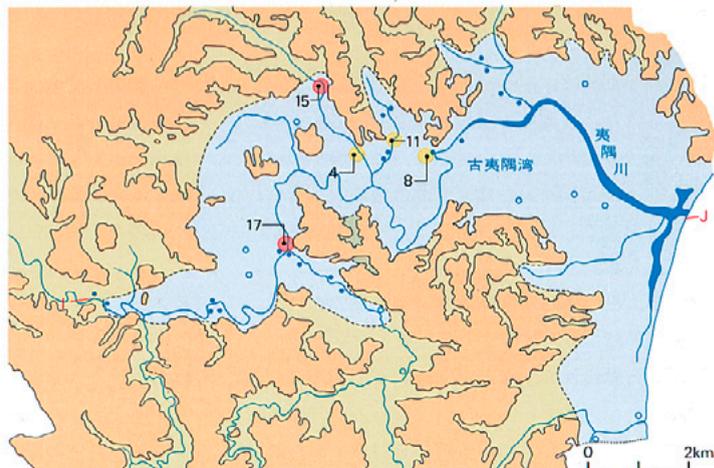


図23 夷隅川に沿う地質断面 (I-J)

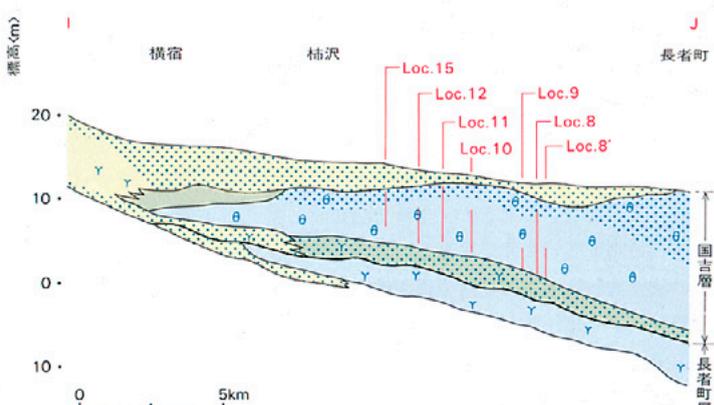
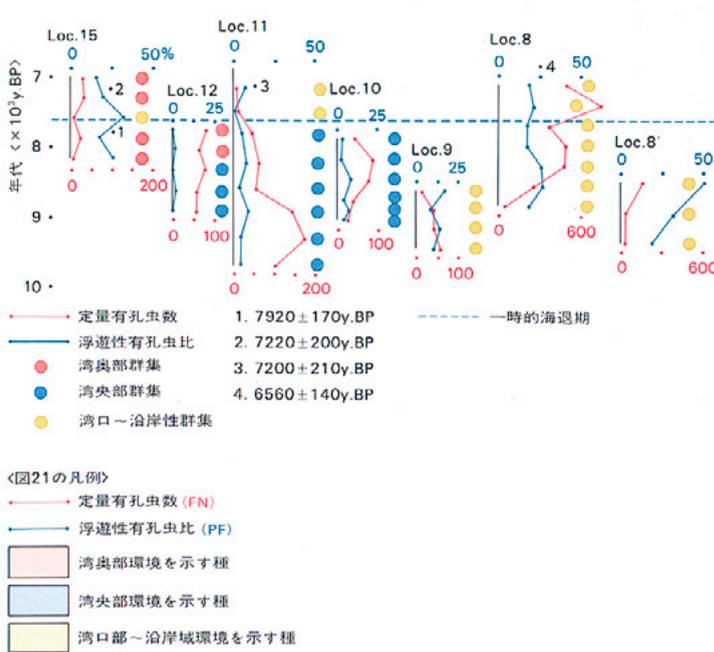


図24 古夷隅湾における縄文海進初期から最盛期にいたる有孔虫群集の変化<分析地点は図23に示す>



沖積層 をめぐる諸課題

沖積面の変形

図25の等高線は、ボーリング資料や露頭において得られた、有楽町下部層中の海成層の最高高度の分布を表わしたものである。この層準は、5,500~6,500年前頃の縄文海進最盛期を示していると考えてよい。その高度は、本来海水準が最も上昇したときの海底面の高度であるはずであるが、その後の侵食作用の影響や最近の地盤沈下などにより、当時より低くなっている場合があると思われる。また、当時の海底面の高度も、湾中央か湾奥かといった湾における位置により異ってくる。しかし、多数の資料の中から低いものを除外し、湾の縁辺や支谷の入口付近にあるものを選び出すことにより、ほぼ当時の海水準に近い高度を復元することができる。

図25は、このようにして、侵食作用や局所的な地盤沈下などをできる限り排除して得られたものである。従ってこの図は、ほぼ最近6,000年間の地殻の変形の傾向を表わしている、この方法では、東京湾などのように、当時の海底面と海水準との高度差が大きかったと考えられる地域や、また当時海進の直接的影響を受けなかった地域については、手がかりを得ることができない。そこで同図には、沖積面一般の変形の傾向や周囲から推定される変形の傾向などに基いて、推定される沈降部を青色で示した。この図から

明瞭によみとれることは次のような点である。

大磯丘陵から房総半島にかけての地域は、相模湾中を北西 南東方向に走る相模湾断層に近づく程著しく変位量を増す。6,000年間の最大変位量は20数mに達する。この変形は、秦野・藤沢・横浜市金沢・木更津を結ぶ線の北側ではほとんど影響がみられない。また、これは1923年の関東大地震による変形と調和的であり、同様の地震性隆起が累積された結果と考えられている。

鹿島灘に面する地域も、この地域ほど著しくはないが、太平洋側が隆起する傾向がある。

内陸部には、沈降の目玉がいくつか存在する。青色の沈降部の配列をみると、霞ヶ浦・印旛沼と東京湾を結ぶ方向（北東-南西）と、ほぼこれに直交する北西 南東方向の多数の小沈降部（北浦、亀ヶ崎低地、東京低地、草加 越谷低地、幸手低地、加須低地、川島低地など）が櫛ノ歯状に並んでいるように見える。

以上の沈降の目玉を除くと、内陸部の変位量はほぼ2.5~3mと様な値を示す。

以上をまとめると、南岸・東岸の隆起部は、霞ヶ浦 東京湾 厚木の沈降部をかかえるようにとり囲み、霞ヶ浦 東京湾の沈降部から北西方向へ多くの小沈降部が派生するように分布するという特徴をもっている。沿岸部の傾動的隆起運動と内陸部のブロック的沈降運動とをあわせて理解していくことが今後の課題となろう。

海水準変動

関東平野における最近の地殻変動が、沿岸部の隆起と内陸部のブロック的沈降で説明されると仮定すると、前項に述べたことから関東平野中央部においては、約6,000年前の海水準の高度は約3m付近にあったことになる。図27は、関東平野南東岸の隆起域に位置する古押切湾と古夷隅湾、内陸部の古奥東京湾と古鬼怒湾との4つの地域で得られた各年代の海成層・汽水成層・淡水成層の高度分布に基いて、旧海岸線高度変化曲線を描いたものである。また前二者については、6,000年前の海水準を3m、隆起速度は一定であったとの仮定に基く補正変化曲線（相対的海水準変動曲線）も示してある。古押切湾における平均隆起速度は3mm/年、古夷隅湾については1.5mm/年である。

この6つの曲線について目につくことは、古押切湾・古夷隅湾の補正曲線と、古奥東京湾・古鬼怒湾の曲線の最近1万年間の部分がよく似ていることである。これらは一次近似として、関東地方の最近1万年間の海水準変動を表すものと考えられる。細かなところでは、古押切湾では約7,700年前の小海面低下が他の曲線と異っている。これには隆起地域の小内湾ほど、小さな変化を敏感に反映しやすく、逆に大きな湾あるいは湾中央部では短期間の小変化はとらえにくいという事情がある。この小変化は、現在の時点では、日本列島でも最大隆起量を示す大磯地

図25 縄文海進期堆積面の変形

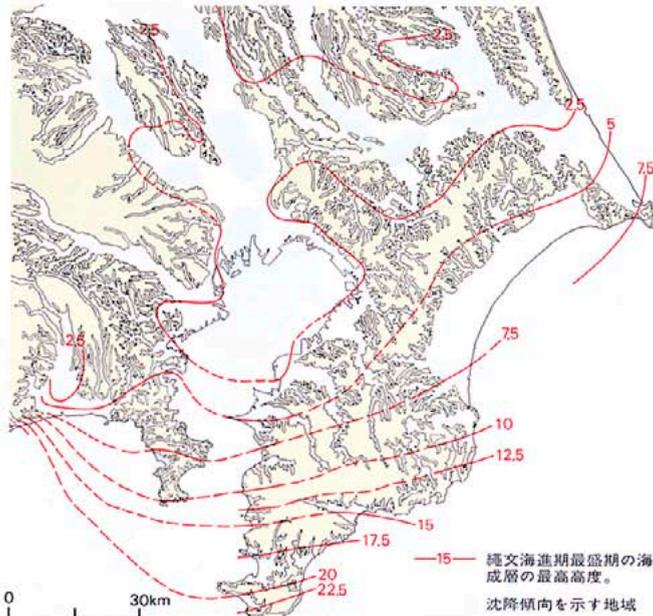
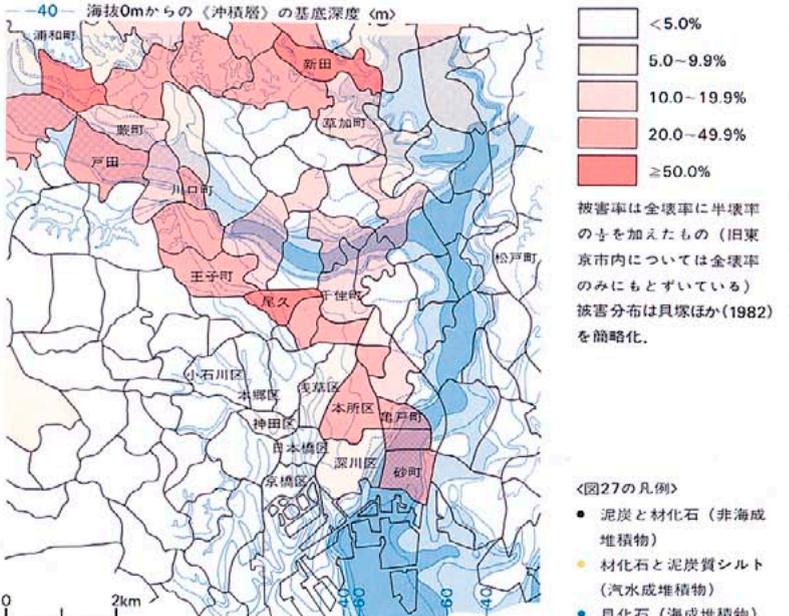


図26 沖積層の基底深度と関東大地震による被害分布



注5：外洋に直接注ぐ流域のなかで、相模川は蓄積量が大きい。これは運搬物質量が大きいことと、河口部に隆起部があって外洋側へのロスを減少させているためと思われる。

注6：相模湾断層 = 1923年の関東大地震は、神奈川県西部の国府津 - 松田断層およびその相模湾底への延長にあたる相模湾断層を震源断層とする。この地震に伴う地盤の隆起や水平ずれの量はこの断層に近づくほど大きい。

域の特質と見ておきたいが、この時期に海水準の停滞あるいはわずかな低下があった可能性は強い。立川期の海水準変動については、直接的資料に乏しいが、主にBGや埋没段丘の性格、高度分布、切りあいの大きさなどに基いて推定したものである。この変動曲線は、花粉分析による古気候変化とも比較的よく対応している。

沖積層の体積

本誌の表紙裏面で、関東平野における各水系の流域面積と沖積層の体積についての関係を示したが、この結果は、次のことを示唆しているように思われる。

すなわち、中川・荒川水系は、東京低地から現東京湾を最終堆積地として土砂を運搬してきており、土砂が本来の最終堆積地である外洋にぬけ出る率は比較的小さいものと思われる。鬼怒川・桜川水系も同様で、霞ヶ浦や現利根川下流域へ土砂を堆積させ、外洋側へのロスは比較的小さいものと考えられる。つまりこの両者は、後背地域から供給される土砂を平野内に効率的に蓄積しやすい流域である。中川・荒川低地に現東京湾の沖積層が加われば、この傾向はより強く出でよう。これに対して、久慈川・那珂川など外洋に直接注ぎ出る流域（注5）は、土砂が平野内に蓄積される効率が悪いものと思われる。この両者の違いは、先に述べた関東平野における地殻変動の特質に由来するものであるが、これについては次項で述べる。

関東平野の沖積層堆積の特徴

関東平野の南岸・東岸は隆起傾向にある。海側の隆起によって盆状の堆積盆地が生じるのが関東平野の1つの特徴である。この傾向は下末吉面（広義）の変形にも表われており、最近8万年間継続中の運動であるといえる。このことが中川・荒川水系、鬼怒川・小見川・桜川水系が土砂を平野内に効率的に堆積させる一因である。さらに、埋没谷の谷幅をみても、埋没谷全体の幅および、BGが切りこむ谷の幅ともに、上流から下流側へ広がったり、狭くなったりを繰り返している。例を中川・荒川低地にとると、加須 栗橋付近で広いBGの谷は、春日部付近で一度狭くなり、再び越谷 草加付近で幅を広げる。松戸 赤羽の線より南で再びくびれるように狭い峡谷状をなし、東京低地から東京湾にむけて再び幅を広げる。荒川低地も同様、川島町付近や浦和付近で幅が広く、その間に幅の狭くなるところがある。このような幅の広がる部分は図25の沈降の目玉に当てており、これらの広がりの部分に河川が合流し、多くの土砂が供給されるが、下流側のくびれによって運搬が妨げられ、効率よく堆積が進むものと思われる。

地震被害と沖積層

沖積層 すなわち軟弱地盤の厚さは、地震による被害の大きさと一般に明瞭に相関する。図26は、1923年の関東大地震による木造家屋の倒

壊率と沖積層の厚さとの関係を表したものである。地震による振動の強さは、地盤条件が同一であれば、震源の位置する南西の相模湾断層（注6）からの距離に対応し、南西ほど強く、北東ほど弱い。しかし、現実の木造家屋倒壊率の分布をみると、全般的には北東方向に向い被害率が減少する傾向があるものの、相模川の沖積低地、川崎市・横浜市の沖積低地、さらに東京低地から川口市・戸田市などの荒川低地、草加市・越谷市・春日部市などの中川低地で高くなっている。

これらの地域では厚い沖積層が地振動を増幅させていると考えられる。被害率と沖積層との関係をさらに詳しく検討すると、被害率は

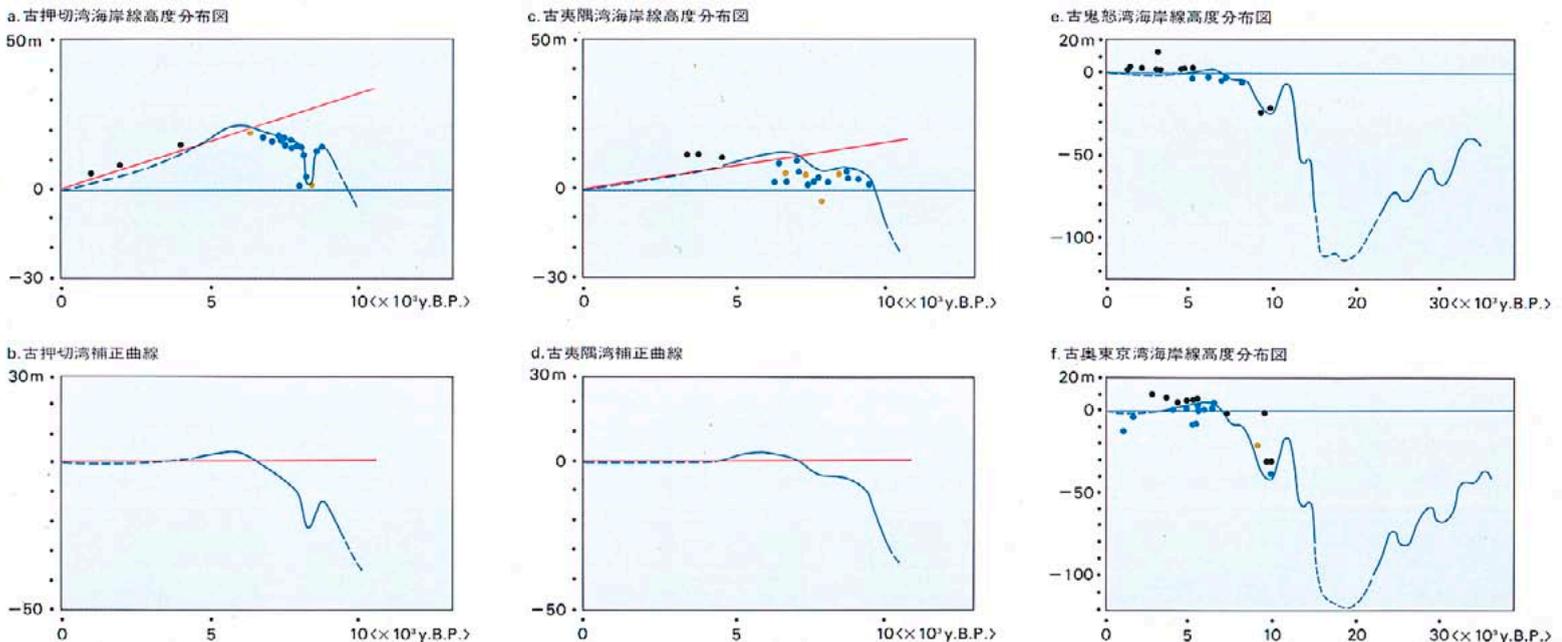
BGの谷を厚い軟弱な堆積物が埋めている部分

BGの深い埋没谷の周辺部

きわめて軟弱な有楽町層がHBGの埋没谷を埋めている部分

などで高いことがわかる。以上のことからわかるように、地震による被害はたんに、沖積層の全体の厚さに相関するだけでなく、その厚さの変化（特に軟弱な有楽町層の厚さ）と密接に関連している。また地震被害との関連については、地盤の液化化など様々な側面との関連も含めてさらに詳しく検討されなければならない。

図27 関東平野の沖積層から復元された海水準変動曲線



〈注〉図27a, 図27cの赤線は平均隆起速度を示す



下末吉期以降の植生変遷と気候変化

辻 誠一郎 = 大阪市立大学理学部 (古植物学)

はじめに

関東地方の大半は、現在照葉樹林の成立しうる暖温帯の気候下にある。しかし、一口に関東地方といっても、沿海暖地もあれば低湿地帯もあり、さらに火山荒原ありというふうに、地理的・地質的な土地条件が深くかわりあって多様な植生を形成している。それらはまた、つねに生態的な競争を余儀なくされ、一方その立地基盤である土地の条件さえ刻々と変化しつつある。だから植生は、時間とともに発展する地形や地質構造などと背を一つにして変化し発展してきたにちがいない。

過去の植生変遷は、単純に現在の垂直的森林帯を上げ下げしたり、あるいは水平的森林帯を水平移動させるだけでは説明しえない。下末吉海進期は、われわれにはもはや身近な時代であるが、現在日本に自生しない消滅種が繁栄していたし、つづく海退期には、陸化した地域から山地帯にかけて広くスギ林が発達していた。また、一口に最終氷期といっても、寒冷・温暖両気候を示す植物群が幾度か交替し、その度に植生の

性格も変化した。これらは関東地方の植生史の一端にすぎないが、その多くは意外に知られていない。発展しつつある植生像をとらえるには、まず、正確な精度の高い層序と編年を化石層序に反映させること、そして、植物化石群集をなすさまざまな植物体の部位（花粉・胞子・種子・果実・葉など）の分類学的な検討を総合しながら、実在した植物群（分類群）とそれがつくる植生について深い知識を集積することが不可欠である。

このような立脚点から、下末吉期以降の植物化石群集のうつりかわりを概観した上で、いったいどのような植生が実在したか、それらの変遷の背景にどのような気候や土地の影響がかかわってきたのか、そしてそれらが植生の発展史の上でどのような意味を持つのかを論じてみよう。

植物化石群集の変遷

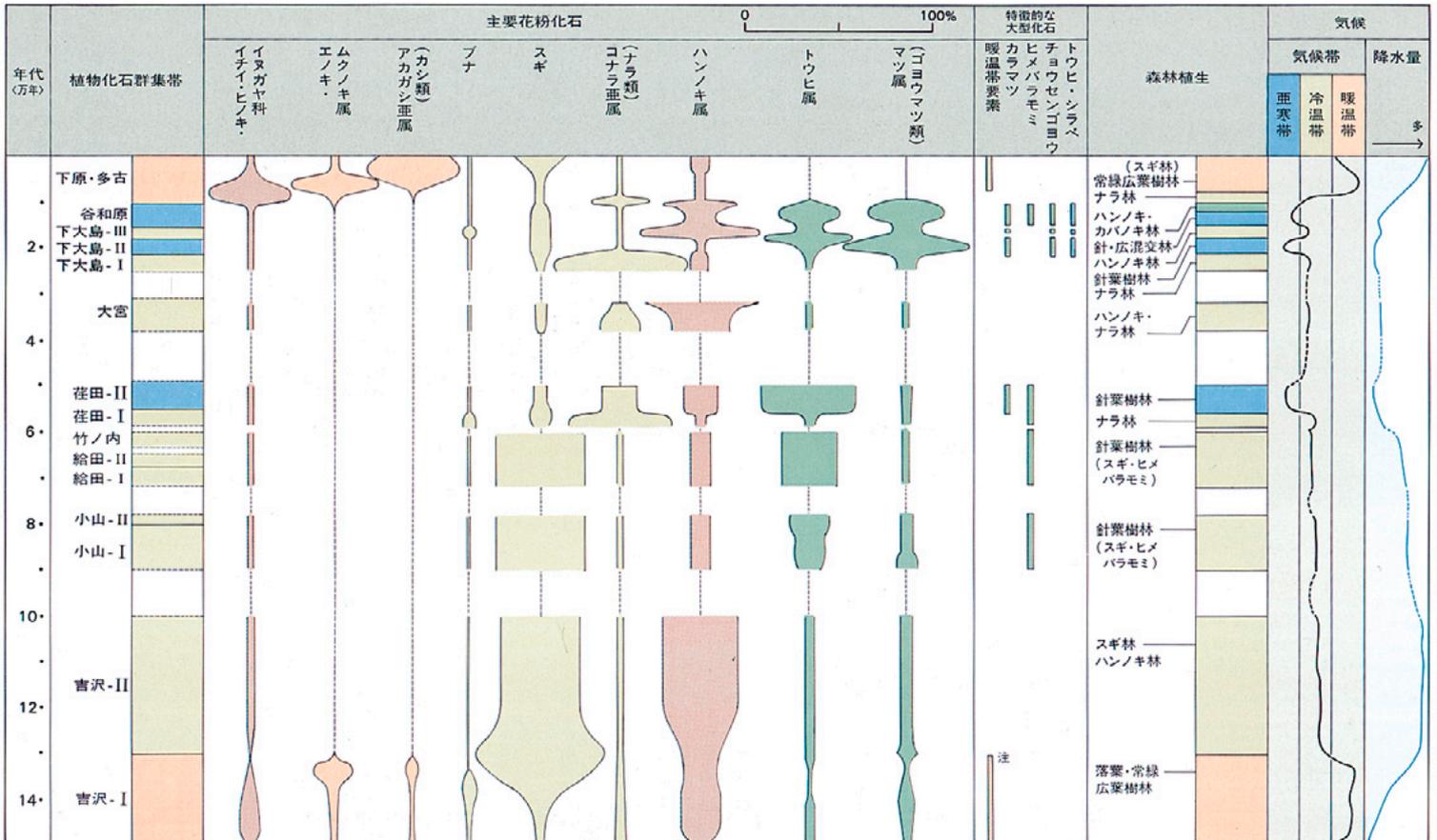
南関東における下末吉海進期以降の植物相の概要を図1に総括して示した。化石産地は70地点以上に及ぶが、化石群集はすべて陸成層から得られている（注1）。したがって、示された化石

群集のうつりかわりは、陸上の森林植生の変遷をよりよく反映している。

図の左端に示したように、今のところ15の植物化石群集帯が設定される。吉沢-帯は下末吉海進期にほぼ対応し、最上位の下原・多古帯は縄文海進期とその後現在までを含む。吉沢-帯は、アブラギリ、ナンキンハゼ、ハスノハカズラ、ハマナツメ属、センダン、マルバチシャノキ、アカメガシワなどの多くの暖温帯要素を含む。特にナンキンハゼ、ハリゲヤキ、ニンジンボク近似種といった現在中国にしか自生しない消滅種を含む点で特異である。同じ大海進期であっても、下原・多古帯は、照葉樹林をつくるカシ・シイの類やこれに随伴する植物群が圧倒的に多く、吉沢-帯とは明らかな違いがある。

この2帯には含まれた約12万年間の植物群はどうであったのか。スギとそれより右に図示した主要な植物群の産状は、約6万年前の竹ノ内帯と荻田-帯の間を境に大きく変化する。すなわち、下部ではスギが優占するのに対し、上部

図1 関東地方中・南部における下末吉期以降の植物化石群集・植生・気候の変化



注 1=下末吉期および完新世についてはほとんど、丘陵に囲まれた内陸部あるいは湾岸部で堆積した湖成あるいは沼成のシルト・粘土・泥炭質堆積物を対象とした。またこの間についても、小規模な谷部の湿地に堆積した泥炭質堆積物を対象としている。したがって、これらの堆積物は、堆積環境を示す水生植物の化石を

多産し、付近の斜面や近くの上流域から搬入した樹木の種子・果実・葉なども豊富に含んでいる。

図 1 の注=下末吉海進期の暖温帯要素=ハマナツメ属、ハスノハカズラ、アカメガシワ、カラスザンショウ、マルバチシャノキ、クサギ、アオツラフジ、ナンキンハゼ、センダン、アブラギリ、コクサギ、ヤマモモ、ツゲ属、サルスベリ属、シキミ、アカガシ亜属、ナギ属、イヌガヤ等がこの要素にあたる。

ではコナラ亜属の優占期か、ハンノキ・トウヒ・マツ各属のいずれかの優占期がひんばんに交替する。上部は変動が著しく、一見まとまりのない時期に見えるが、下部や上位の下原・多古帯と比較すれば、区別しうる特異な時代であることが理解されるであろう。

このように、植物群のうつりかわりを通覧する限り、関東地方における下末吉海進期以降の植生は、大きな3つの変化点を経て今日の植生へと発展してきた。その背景には、いったいどのような環境史がかくされているのだろうか。

下末吉期の植生

大磯丘陵に分布する吉沢層や横浜地域の下末吉層には、この時期の植物化石群集がおどろくほどよく保存されている。図3に示した吉沢層の花粉化石群集の変遷から、海進期を通じて植生がいかにゆるやかに変遷したかが読みとれる。初期には、沿海暖地に沿ってサルスベリ属やアカメガシワなどからなる暖温帯の先駆的植生が成立する。このピークをすぎると、エノキ・ムクノキ類が増え、照葉樹林をつくるカシ類もわ

ずかに増加する。しかし、この海進期を通じて、広域に照葉樹林が形成された形跡はみられない。背後の丘陵や山地にはブナ林が発達し、暖温帯林の発達には沿海暖地に限られた。こうした植生やそのゆるやかな変遷は何を意味するのか。

下末吉海進期の植生の特徴は、暖温帯植物の種類が多いにもかかわらず、それらの多くが先駆的植生をつくる要素であり、照葉樹林の主要素に乏しいことである。これは先に述べたように、縄文海進期以降の植生が、主にカシ・シイ類からなるよく発達した照葉樹林を持つのと対照的である。一方、中期更新世のいくつかの海進期の植物群と植生は、下末吉海進期のそれと類似点が多い。これらのことは、下末吉海進期を最後として、中期更新世の植物群と植生が大きく変化したことを意味する。種の消滅をとまなう植物群の変化は、最終氷期の長く続いた厳しい気候によるであろう。一方植生の違いは、海進期の古地理の違いによく対応する。すなわち、下末吉期の海域は関東平野のほぼ全域に及んだ。そして下総層群下部の海進期の様相もこれとよ

く似ていた(本誌18号、菊地隆男氏論説参照)。だから海進期を通じて、暖地性植物群は山地と接するわずかな沿海暖地に限られた。したがって、山地の植生が植物化石群集に反映される確率も高くなった。これに対し、縄文海進は、下末吉期以降に陸化した台地縁辺とそれに刻まれた谷に浸入し、相模や房総・常盤にかけてその広い台地は照葉樹林成立の好適地となった。

温帯針葉樹林期

図2、3を見ていただきたい。下末吉海進期を通じゆるやかに変遷しつつあった植生は、KIP-2を境に急激な変化をとげる。暖温帯要素はもちろんのこと、ハンノキを除く温帯落葉広葉樹のほとんどが衰退する。丘陵一帯から山地にかけて、スギからなる単調な温帯針葉樹林が成立する。一方、下末吉海進の後退によって陸化した沼沢地や谷部の湿地周辺には、いたるところハンノキ林が成立した。スギは下末書海進期を通じて、一方的に漸増し、その末期に最優占種の位置を獲得した。さらにその後も衰えることなく繁栄期は継続した。

図2 大磯丘陵の吉沢-、帯の大型植物化石の産状 <辻ら,1982>

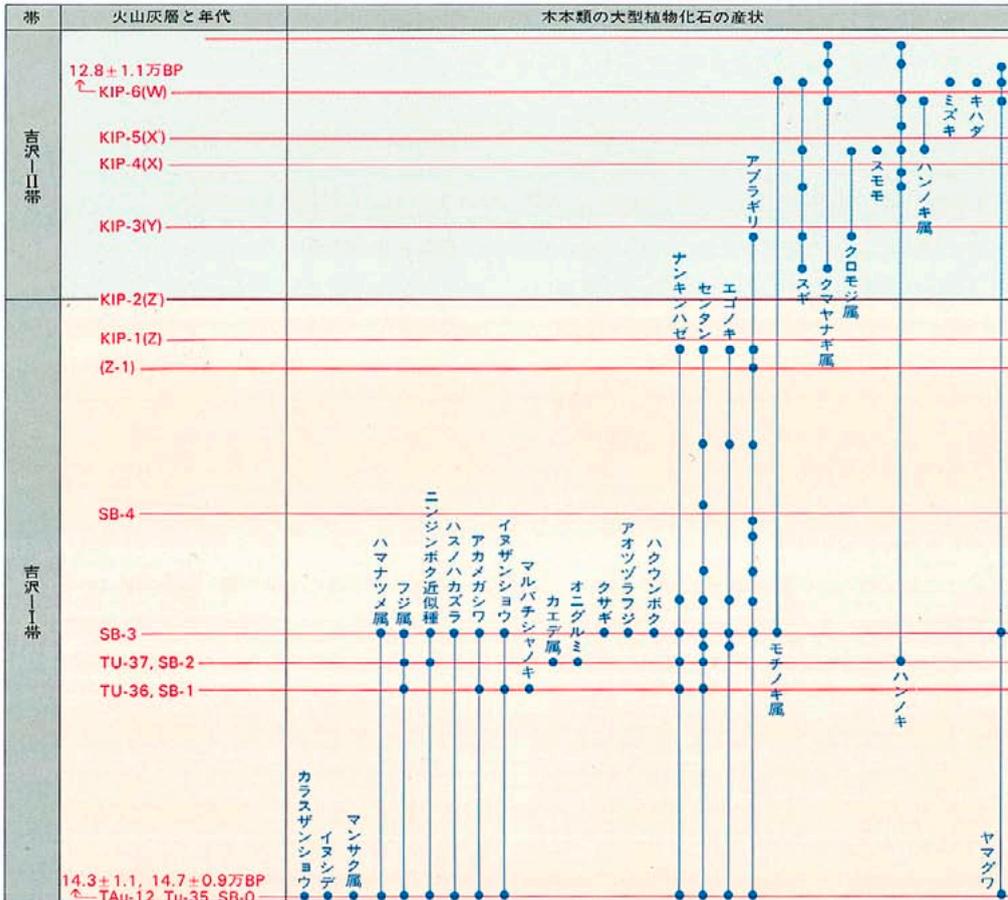
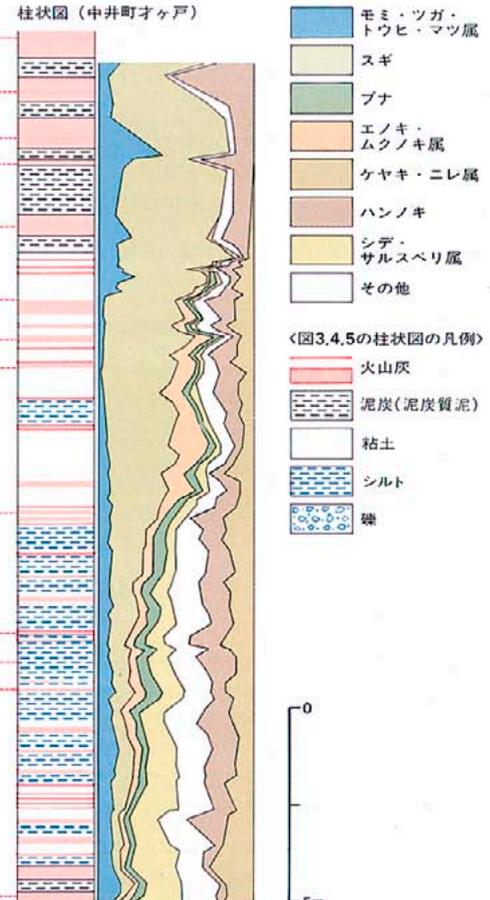


図3 花粉化石(樹木)の産状 <辻,1980>



この変化は、3大変化点のうち最初のものである。少なくとも2つの要因がこの変化に関与した。一つは気候の冷涼湿潤化であり、他は火山活動である。多雨気候を生育条件とするスギの分布拡大は、下末吉海進期の漸次的な気候の湿潤化によって促進された。降水量の増大がもたらす山間部での扇状地成砂礫層の形成もその拡大を促進したであろう。一方、吉沢ローム層の本体をなす厚い軽石の降灰開始は、植生の急激な変化点とほぼ一致しており、生態系が降灰の影響を強く受けたことをものがたる。降灰による打撃的な植生破壊と土壌条件の変化は、敵手さえなければ比較的生育力の旺盛な温帯針葉樹林やカバノキ科で代表されるような灌木の繁茂を促した。スギはまさに、いずれの条件にも好適種であったわけである。降灰域のみでなく、多量の降灰をもたらした大規模な火山活動の長期間の継続は、広域の生態系に大きな影響をおよぼしたにちがいない。

スギの卓越する温帯針葉樹林は、この後約6万年前まで存続した。実に約7万年間も続いた。もちろん、スギのみの独壇場であったわけではなく、時にはコウヤマキやヒメバラモミも主要素となるが、これらもやはり温帯針葉樹林をつくる代表格である。だからこの時代では、温帯針葉樹林期というにふさわしい。第四紀の寒冷植物群の代表種であるヒメバラモミは、小山-帯以降はきわめてふつうな森林要素となった。これは気候がしだいに冷涼化したことを示す。スギを主とする温帯針葉樹林は、多雨な湿潤気候の存続と、それによる土地条件の悪化によって長期存続した。多雨気候は、山間部から平野部にかけて発達する。たとえば泥質の相模野礫層のような河成砂礫層の堆積の原動力ともなったに違いない。上杉陽氏らは、この泥質の砂礫層が形成された時代を「深い谷地形を作らず全域が広く削刺されるような侵食作用が卓越した時代であった」とされている。面的な侵食作用と砂礫層の形成は、ブナ林のような冷温帯落葉広葉樹林の広域にわたる成立を妨げ、土壌形成がなくても十分な水分条件が維持されれば、砂礫地でも純林を形成しうるスギの卓越を助長した。そのような景観は現在どこにも見出すことはできない。

乾燥温帯 亜寒帯林期

荏田-帯から谷田原帯にいたる約5万年間は、区別できる特異な時代であると述べた。どのよ

うな特異性があるのか。一言でいえば、乾燥な気候・土地条件に適応した植生の時代であった。とはいえ、後述のごとく1.8万年前以降は後氷期に向かって徐々に気候は湿潤化したので、一様に乾燥であったわけではない。一般に植生による時代区分は、気温変化に重点がおかれてきた。しかし、ここで筆者が示した区分点は、乾湿度変化に対応する。関東地方における植生史を通過するとき、この区分点がより重要である。温暖期の植生は、荏田-・下大島-各帯にみられるようにコナラ亜属(いわゆるナラ類)が優占するか、下大島-帯のようにハンノキが優占し、時にブナを随伴する。大宮帯のようにこの中間的植生もある。これに対し、寒冷期の植生はトウヒ属あるいはこれとチョウセンゴヨウが卓越した。荏田-帯から荏田-帯への変遷や下大島-帯から下大島-帯への変遷にみられるように、主にナラ類からなる冷温帯落葉広葉樹林から冷温帯上部ないし亜寒帯の針葉樹林への変遷様式があるようである。

この森林期を通じて特に著しい寒冷期が2つある。下位のものは荏田-帯に対応し、約5万年前の東京軽石(TP)の下位に直接する。大磯丘陵から横浜域にかけてすでに7地点で確認できた明確な寒冷期である。図4で示すように、温暖期からこの寒冷期への移行は急速である。ヒメバラモミその他のトウヒ属が優占し、カラマツやモミ・ツガ・マツ各属を随伴する針葉樹林が卓越した。一方、上位の寒冷期は下大島-帯に対応し、約2.1万から1.8万年前まで続いた(図5)。特にチョウセンゴヨウが優占するほか、トウヒやシラベなどの亜寒帯針葉樹を含む植生で、5万年前寒冷期の植生とは異なる。2つの寒冷期は、古い方からそれぞれ中部山岳地域の室堂あるいは熊沢氷期、立山あるいは駒氷期の最盛期に対比されるであろう。なお、荏田-帯の示す温暖期は三崎面の形成期にほぼ対応し、三崎海進を証拠づける。

約2.4万年前以降の関東地方における植生の時間的空間的拡がりを図6に示す。2.1万から1.8万年前の寒冷期のあと、約2千年間の小温暖期を迎える。低山地ではブナやスギが、平地ではハンノキやシデ類が分布拡大した。これは、後氷期に向けての最初の湿潤・温暖化を示す事件である。その後再びチョウセンゴヨウやトウヒ属が優占する植生にもどるが、小温暖期で分布拡大した要素はこの時期にも残存して、針葉樹

と広葉樹の混生する森林が形成された。この時期の関東地方の平地一帯はおそらく冷温帯から亜寒帯への推移帯にあったと考えられる。植生は決して安定していたわけではなく、ハンノキやカバノキの類が一時的に増加したりする。

1.8万年前にはじまった気候の湿潤・温暖化は、幾度かの変動をくり返ししながら徐々に後氷期に近づいていったようである。

直良信夫氏や今は亡き三木茂氏による江古田層の針葉樹植物化石群の研究は、日本における寒冷期の存在を実証し、その後の氷期の植物相研究の端緒ともなった。ところで、江古田層の層位についてはいくつかの論議があった。1938年に最初の報告をした三木氏は、上部更新統に属するとし、1958年に直良氏も立川ローム層の第2黒色帯より上位の立川期の産物であるとした。一方、関東ローム研究グループは、1956、57年と続いて、江古田層が立川ローム層より新しい産物であるとした。その後、1961年に関東ローム研究グループが発掘調査を行ない、立川ローム層最上部に対比されることを確認し、従来の自説をくつがえした。これは、露頭調査にもとづく直良氏の見解を支持するかたちとなった。この見解は今日も支持されるが、江古田層の模式地が再見できない今日では、新たな設定が必要になってきた。少なくとも約2.8万から1.1万年にわたる江古田層堆積期のすべてにふれたわけではないが、ここでの新しい設定と植生史上の位置づけは問題解決に役立つはずである。

完新世の植生

完新世は、まずハンノキとカバノキ類の繁栄にはじまる。気温の上昇にともなってチョウセンゴヨウやトウヒ属などの針葉樹は急速に衰退し、それらの跡地をまず先駆的な灌木林が占領したのである。これは図6でもわかるように、千年弱の短期間のできごとである。さらに、急速にナラ類の繁栄期に移行し、縄文海進の侵入を受けた関東南端の沿岸部では、すでに暖温帯の先駆的植生をつくる植物群が続々とあらわれた。この中には、下末吉海進期の初期に繁栄したサルスベリ属がみられる。これに属する種は現在日本では種子島・屋久島がそれ以南にしか自生しない。約7,500年前にもなると、湘南・房総地域には照葉樹林が成立しはじめた。この成立直前にはエノキ・ムクノキ類を主とする落葉広葉樹林の繁栄が認められることが多い。

ところで照葉樹林は、暖温帯気候下のすべて

の

地域に分布拡大したわけではない。武蔵野台地や大宮台地、さらに北部の関東中央部では前述のナラ林が存続した。この森林は、ナラ類のほか、エノキ・ムクノキ類やクリ、シデ類などからなるいわゆる中間温帯林と考えられる。金沢大学の鈴木三男民らは、大宮市の寿能遺跡の材化石を調べ、完新世を通じてクリやナラ類を主とする落葉広葉樹林が卓越し、照葉樹林と呼べるものは成立しなかったとされている。武蔵野の象徴でもある雑木林は、人為的にその形態がかなり変ぼうしたことは否めないが、かつてのナラ林の景観を今にとどめるものとして見直す必要がある。完新世では、下末吉期に比し照葉林は著しい発達をとげ、丘陵・台地に広く分布拡大したが、このようにナラ林にとどまる地域も少なくなかった。それには冬季の気温が関係していると考えられるが、土地条件の歴史的变化を検討する必要もありそうで、残された検討課題の一つである。

約4千年前、気候の冷涼・湿潤化に対応して、スギが分布拡大しはじめた。ところが、3千ないし2千年前になると、人間の森林破壊が著しくなり、スギ林や照葉樹林はかなり消失した。1500年前を境に各地は急速にマツ二次林におおわれていった。現在の台地上の照葉樹林は、むしろ最近になって回復してきたものではなからうか。

うつりかわる植生

下末吉海進期の植生変遷様式は、植物群やその占める割合に相違があるものの、再び完新世において認めることができる。そして、2つの大海進期にはさまる時代の植生は不可逆的に流動し、同じ様相にもどる形跡はみられない。図1にもどってその様子を見ていただきたい。この点に着目して、今まで述べた関東地方の下末吉期以降の植生変遷と気候変化をモデル化したのが図7である。3大変化点のうち一つは湿潤気候の極にあり、他は乾湿度の変化点である。植生は降水量の変動と密接なかかわりをもつことをこのサイクルモデルは示している。

人間の植生の管理は、植生と環境史上の意義づけの上に立ってなされなければ一時的な成果に終止する危険性がある。本論説は、植生の自然の流れを知る上で助けとなるはずである。

図4 荏田-、帯の樹木花粉組成

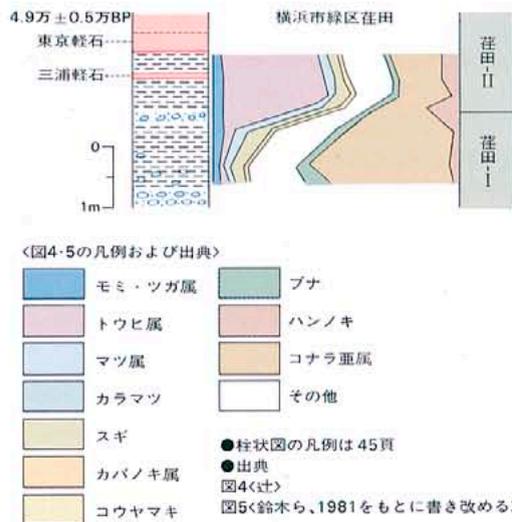


図6 約2.4万年前以降の南関東 北関東の植生の時間的空間的分布<註>

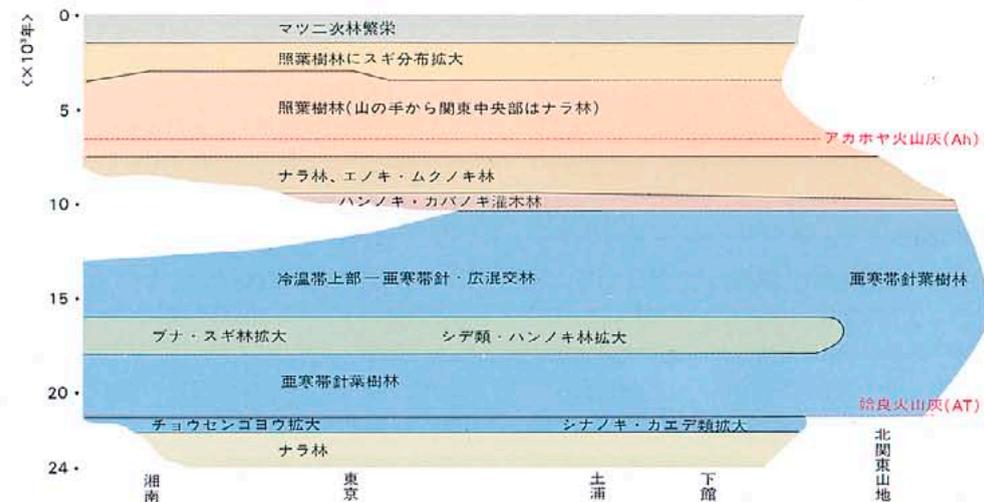


図7 関東地方の下末吉期以降の植生と気候の変化を示すモデル<註>

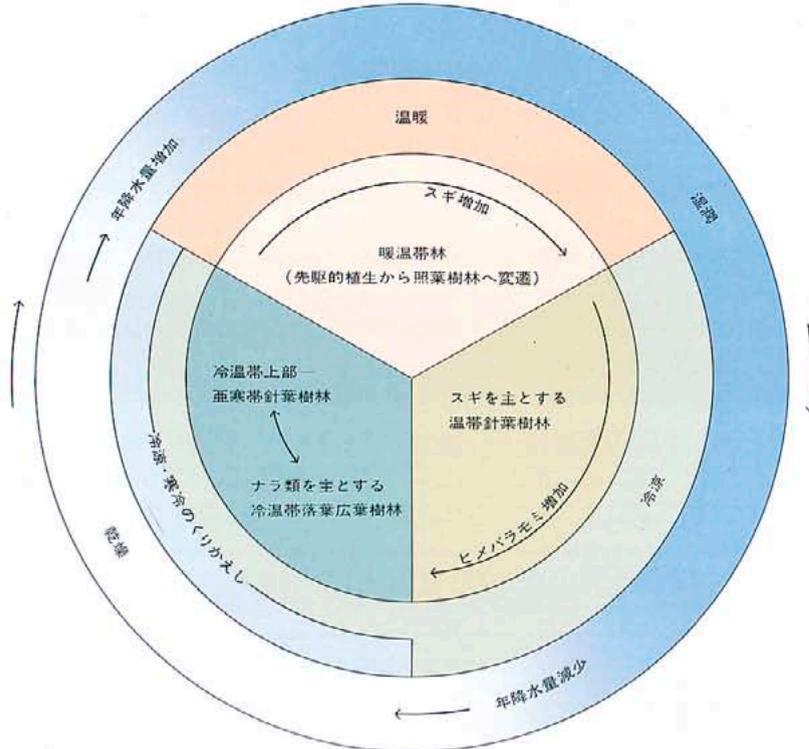
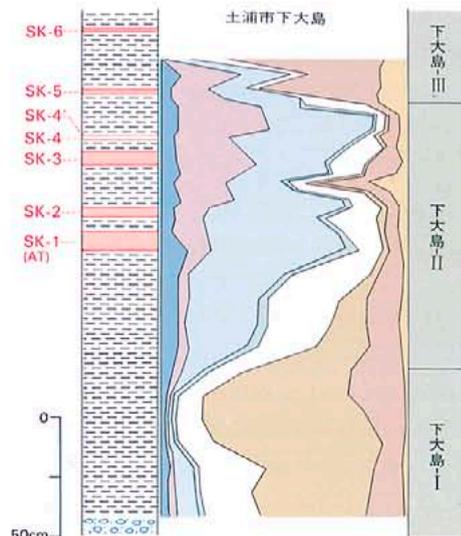


図5 下大島- ~ の樹木花粉組成



関東・東海地方の地史からみた関東堆積盆地

木村敏雄 = 東京大学名誉教授

はじめに

関東堆積盆地は、関東造構造盆地運動によって、主として第四紀に、通例のベースンを作るような単一の地殻変動によって形成されたと考えられている。また鈴木尉元（1980）は、関東平野に分布する新第三系の基底のトップの等深線図を詳しく作り直し（図1）、その深い区域が、東京西部から北に向う部分と、東京から東南東は千葉県茂原付近に向う部分とに分かれ、その2つの部分が東京付近で折れ曲る^{（釣）}の手形の分布パターンを示すことから、これが断層地塊運動による陥没によって形成されたと考えた。しかしながら第三紀以降の地史を通観すると、第四紀という比較的短い期間ではなく、第三紀以降の非常に長い期間に繰り返しておこった異なる地殻変動の結果の重ね合わせによって関東堆積盆地ができたことが認められる。そこには丹沢 嶺岡帯で代表されるような、西北西 東南東方向の地質構造と、関東山地の東縁で代表されるような南北方向の地質構造とがあって、それぞれが第三紀以降場所を異にし、形成時期を異にして繰り返し生じている。鈴木尉元によってそのりんかくが明らかになった前述の釣の手形の凹地のうち、東京 茂原の部分はこの2方向の構造のうち西北西 東南東方向のものにあたり、東京西部から北に向う部分は南北方向のものにあたる。時期を異にしたこの2つの方向の沈降区の形成が複合した結果として関東堆積盆地ができたのである。決して単一のベースン形成運動や、1つの時期の断層地塊運動によって形成したものではない。

西北西 東南東方向の構造は、古第三紀までは本州弧の外縁全体を巡っていた大洋プレート（旧太平洋プレート？）に関係しており、新第三紀以後は主としてフィリピン海プレートのサブダクションに関係して生じたと解される。一方、南北方向の構造は、主として太平洋プレートに関係して生じたと解される。

関東堆積盆地が、少なくともこのような2方向の地質構造の重ね合わせとして生じたことは、関東平野の地下地質ばかりでなく、関東平野の北・西・南を限る山地や丘陵地の地質や地質構造形成史を概観して初めて良く了解できる。またさらに目を広げて、南部フォッサマグナの地質構造形成史と対応して考察するとき非常に良く了解できる。

関東堆積盆地のほぼ北縁を西北西 東南東に走

る関東構造線に沿う大断層と、南部フォッサマグナの西縁を限る糸魚川 静岡線南部およびその西で赤石山地の西縁を限る赤石裂線に沿う南北性の大断層とが、関東・東海地区に顕著にみられる西北西 東南東または東北東 西南西構造（あわせて東西性構造と呼ぶ）と、南北性構造の2つの方向の構造を代表とする大断層である。関東堆積盆地地区と南部フォッサマグナとは、丹沢、伊豆地区を含めて、更に赤石東南部地区を含めて、古第三紀には関東構造線と赤石裂線とに囲まれた広い海域を作っていた。その後新第三紀初頭に丹沢・伊豆の南北性の安山岩活動帯ができたために、この海域は関東堆積盆地地区と東海地区とに2分されたのであり、かつまた東海地区では赤石山地東南部地区の南北性の隆起によって海域は南部フォッサマグナ区域にまで縮小したものである。

このようにして南部フォッサマグナ地区の地史には、関東堆積盆地地区の地史との共通性および関連性がある。それ故に、関東堆積盆地の形成史を理解しやすくするために、関東地方から東海地方東部にかけての古地理の変遷と地質構造発達史の概要を述べたいと思う。

古第三紀の関東・東海地区

白亜紀末期頃から古第三紀の初期頃にかけて、赤石裂線と関東構造線に沿う大横すべり断層活動があり、それぞれに左横すべり約100Km、右横すべり約200Kmと見積られる大変位をおこした（木村敏雄，1982）。本州弧は、それまでに既にかなり弓なりになっていたが、この断層活動に伴って本州弧はより強く曲がり、ほぼ現在に近い形にまで湾曲するに至った。そして南東に凸部をむけた本州弧大湾曲の中央部には、関東平野地区から関東山地南部、東海地区東部にかけて、逆に北西に入り込んだ湾入を生じた（図2）。この東部が後に関東堆積盆地になり、この西部が後に南部フォッサマグナ堆積区になったものである。

この古地理国中に示した神農原礫岩、北相木層は古第三系と推定されている地層で、北相木層は陸成層とされる。現在の駿河湾にあたる場所に古陸または隆起部があるようにえがいてあるが、杉山雄一ら（1981）によって瀬戸川層群堆積区に南東からの海底地すべりがあったことが知られていることによる。丹沢山地南部にあたる位置に古陸を推定したのは、玄倉東方の花こう閃緑岩の中から、微小な捕獲岩としてオー

ソコーツァイト起源の片岩が発見されたことによる（木村敏雄，未公表資料）。房総半島の嶺岡帯に隆起帯を推定したのは、この古第三紀のものとしてされる枕状溶岩が海底の高まりに噴出したとする推定による。

中新世初期

中新世初期にはいつてからの大きな変化は、宇都宮地区から関東山地西縁部、巨摩山地、御坂山地、丹沢山地、伊豆、静岡の西の竜爪地区にかけて、関東山地で大きく西に曲がるものの、大きくみると南北に走るいわゆる“グリーンタフ”の分布区を生じたことである。“グリーンタフ”は主に安山岩質の火山岩や火山砕屑岩が後成的に変質して生じた岩石である。この“グリーンタフ”の原岩となった火山岩類の噴出活動帯ができたことによって、関東堆積盆地地区は南部フォッサマグナ堆積区から切り離された（図3）。

“グリーンタフ”地域と“非グリーンタフ”地域との境界は、しばしば盛岡 白河線の南延長の鬼怒川河谷に求められる。しかし、茨城県大子地域では、この付近にあったかなり深い海の区域に安山岩活動が起っている。すなわち安山岩活動のもととなった地下深所でのマグマ形成の場という観点からは、盛岡-白河線は重要な意味をもっていない。“グリーンタフ”生成という地下浅所での変質区の境界としてのみ盛岡 白河線は若干の意義をもつものである。

地下での安山岩マグマの形成の場の太平洋側の縁は、北関東では茨城県大子のあたりにあり、南関東では丹沢山地の東縁にあたる。この2つの地点を結んだ線は関東堆積盆地の中央部を通る。大洋プレートが単純な形でぐり込んでいるとすると、この線より西は一樣に安山岩マグマ形成の場となりそうなものである。しかし関東堆積盆地西部は関東山地主部と共に西北西につつまんだ形の非火山活動区となっている。

伊豆はマイクロコンチネントであって、遠く南方海域にあったものが、フィリピン海プレートの移動に伴って丹沢地区に接近するに至ったとする説がある。しかし伊豆には時代の上からも岩質の上からも丹沢の中新統丹沢層群に似た湯ヶ島層群がある。そして箱根湯本、湯河原にも湯ヶ島層群の小露出区があり、湯河原には丹沢山地に見られるものと同様の石英閃緑岩がある（久野久，1952）。伊豆の湯ヶ島層群は、丹沢層群、御坂層群、巨摩層群と共に一連の相接した

堆積区に形成したものと推定される。すなわち中新世に伊豆はマイクロコンチネントとして遠く離れた南方地区に位置したものではないと推定される。

今まで述べた安山岩火山帯に示される南北構造の他に、関東地方においては鬼怒川河谷、久慈川河谷に沿って侵入した海が南北性構造を示す。この他結城付近でのボーリングによって南北に走る浅瀬があったことが知られている（鶴田均二，1965）。

このような中新世の南北構造は、安山岩活動と共に太平洋プレートの動きに関連して生じたと解される。しかし中新世にはフィリピン海プレートの動きに関連したとみられる東西性の構造もみられる。すなわち房総半島では嶺岡帯において保田層群堆積期（地層の時代についてはTSUCHI，1981，に従う）に超塩基性岩類の地下探所からの突き上げと、海底における突出とがあり（荒井章司・伊藤谷生，1983），その超塩基性岩類が海底地すべり塊として移動し、保田層群の泥質岩中に大岩塊として残されている。また保田層群堆積期には玄武岩質枕状溶岩の噴出があった。保田層群と同時代の三浦半島の葉山層群も同様の超塩基性海底地すべり岩塊と枕状溶岩をもつ。また大磯の高麗山層群上部には御坂層群に対比される枕状溶岩をもつ地層がある（木村政昭ら，1981）。しかし高麗山層群上部には、御坂層群に対比される安山岩質火山碎屑岩層もある。同様に静岡県の高麗山層群にも、高麗山層群と同じく中新世初期の玄武岩質枕状溶岩（高草山）と安山岩質火山碎屑岩類とが含まれる。静岡県高草山の枕状溶岩は、大きくみると大磯・三浦・房総のものに繋がる姿勢を示すものの、これらを繋いだ線上の南部フォッサマグナにおいては、枕状溶岩の存在は明らかでない。逆に広く丹沢、湯ヶ島層群の安山岩質岩類が分布する。

静岡の竜爪層群は、丹沢、湯ヶ島層群とはほぼ同時代の地層であり、100万年ていどのスケールでみると、これらの地層の堆積期のある時期と保田層群堆積期とは時代を同じくする。したがって、高草山・保田の東西に走る玄武岩質海底火山帯と、南北に走るフォッサマグナの安山岩帯とは100万年といたていどのスケールをとると同時代に生じたとみられる。

東西方向の火山活動がフィリピン海プレートに関連し、南北方向の火山活動が太平洋プレート

に関連したものとすると、2つのプレートの影響は、100万年ていどのスケールをとるとき、両者のものが共にあらわれていることとなる。10万年とか1万年あるいはもっと短いスケールをとるとき、実際にはフィリピン海プレートの影響が強かった時期と太平洋プレートの影響が強かった時期との区別があるものと思われるが、中新世初期層についての現在の年代決定の精度では、そこまでの詳細な議論をなし得ない。中新世初期頃の東西性の構造は、関東山地、関東堆積盆地地区にも明瞭に残されている。千葉県茂原付近から関東山地内部の秩父盆地に至った凹地と、関東山地北縁から更に東南東に関東構造線に沿う凹地との2凹地と、これらの2つの凹地の中間に位置する関東山地東北端部から東南東に春日部に至る高まりが、その東西性構造のあらわれである。

秩父新第三系の最下部層には公海性の浮遊性有孔虫があり、しかもその時代は、関東山地北縁の海成新第三系富岡層群よりも古い。したがって秩父新第三系の海が、関東山地北縁部を通過して関東山地内部の秩父地区に侵入したとは考え難い。また秩父新第三系の堆積層変化、古流系は共にその海が東南東に開いていたことを示す（菅野三郎，1981；山内靖喜，1979）。五日市の五日市層群は、その堆積区の周辺のものともみられる。鈴木耐元（1981）によって示された関東堆積盆地中の凹地のうち東京・茂原区のもの、秩父新第三系堆積区のまさしく東南東延長に位置することから、この堆積区および凹地が秩父から茂原にまで延びていたことが推定される。関東山地北縁については、富岡層群のように中新世初期から中期にかけての地層が分布することから、そこに西北西・東南東の堆積区があったことが知られる。また関東山地東北端部から春日部にかけての隆起帯があったことは、東北端部から東に点々と古期岩類が分布すること、春日部ボーリングの結果（福田理ら，1964）から知られている。

以上のようにして、関東・東海地区の中新世初期については、南部フォッサマグナにおける南北性構造の卓越が強調されるけれども、東西性の構造もかなり顕著であった。その東西性構造のうち三浦・房総を繋ぐ嶺岡帯の隆起部が後に関東堆積盆地の南縁を規制することになる。中新世中期

中新世中期においては、いわゆる“グリーンタ

フ”地域に初期と同様に安山岩活動がある（図4）。しかし、関東山地東部に南北に走る隆起帯ができたために、秩父・茂原の凹地のうち関東山地内のは消滅する。このことは、秩父新第三系の上部層（中部中新統下部層）が海退期の堆積相を示すことなどから推定される。また関東山地東部の南北隆起帯（背斜）の存在は、ここにおける三波川変成岩類、みかぶ緑色岩類、秩父中古生層の分布の仕方、またその分布をこれよりも西の地区のものと比較することによって明らかとなっている（木村敏雄，1980）。この隆起帯の中新世中期以後の成長に伴って、そこに堆積した秩父新第三系の東南東延長部の地層は侵食し去られたと推定される。

このようにして、中新世中期にはフォッサマグナの安山岩活動、関東山地東部の南北性隆起帯など南北性構造が顕著となるが、関東山地北縁では東西性構造が残るし、南部フォッサマグナの西八代層群の堆積の仕方は、そこに東西性構造があったことを示す。また三浦・房総半島における天津層堆積期のようなすからは、嶺岡隆起帯の位置にその当時の浅瀬があったことが推定される。かくして図4に示されるように、関東堆積盆地の西縁と南縁とのりんかくのあらましはこの時代にでき上っている。

中新世後期

中新世中期までに関東地方鬼怒川河谷に深く侵入していた湾入は、後期になると消滅する（図5）。したがって関東平野地区にあった海域のりんかくは、特にその北縁においては中新世中期のものより現在の関東堆積盆地のりんかくに似てくる。

中新世後期には、南部フォッサマグナの西八代層群が示す東西性構造（松田時彦ら，1955）は中期よりも顕著となり、三浦から房総にかけて三浦層群およびその相当層の堆積区を二分する丹沢・嶺岡帯が隆起帯としての形を明瞭にあらわしている。なお南部フォッサマグナでは、北部に西八代層群の安山岩質火山碎屑岩層が卓越したのに対して、南部では静岡層群に示されるような非火山性碎屑岩層の堆積区があり、その北と南とで堆積層のようすが違っていた。これも東西性構造の1つのあらわれとみなし得る。鮮新世

鮮新世にはいと、東西に走る丹沢・嶺岡隆起帯の全りんかくはきわめて明瞭にあらわれる（図6）。これは、東西に延びた丹沢の石英閃緑

岩体がつくるドーム状構造が明瞭にあらわれたこと、そのドーム状構造の北西側に丸滝礫岩が供給された凹地があらわれたこと、またそのドーム状構造の南側に足柄層群堆積区としての凹地があらわれたことによる。南部フォッサマグナの丸滝礫岩は、上野原付近から下部の南側地区に向けて供給されたと推定され（松田時彦，1958），そこに東北東 西南西方向の凹地ができていたことを示す。

しかし鮮新世は、どちらかという南北性構造が卓越した時代であって、今述べた東西性構造が形成した時期よりも後の時期には南北性構造が目立ってあらわれる。

南北性構造のうち顕著なもの1つは、関東山地東部から伊豆半島に至る隆起帯である。この隆起帯ないし背斜の存在は、関東山地東部における三波川変成岩および秩父中生層から推定される南北性背斜構造（木村敏雄・吉田鎮男，1972）。上野原付近における“藤野木 愛川線”（上野原衝上断層、鶴川破砕帯などの複合断層線）の北への強い湾曲部、丹沢ドームの最もふくれた部分、神縄複合断層群の複合断層線の北への強い湾曲部、箱根湯本、湯河原付近における湯ヶ島層群の小露出にあらわれる隆起部、伊豆半島の中軸を南北に連ねた帯がこの地区の東西性構造を貫くことによって知られるものである。この南北性背斜は、東西性の足柄層群堆積区と斜交しており、その堆積終了期よりは後れて生じたものである。

関東堆積盆地内では、この南北性隆起帯と平行に東京西部から北に向う大凹地が形成され、西側の隆起帯からの碎屑物の供給を受けたものと思われる。またこれら南北構造が明確化することによって、関東山地東縁のりんかくもまた明瞭になった。

南部フォッサマグナでは、丸滝礫岩の供給に示される東北東 西南西の凹地ができたあとに、手打沢不整合（松田時彦，1958）形成期より後では、南北性の構造が顕著となる。丸滝礫岩分布区内にも南北方向に石英閃緑岩体の貫入があった。そしてそれまでにできていた東西性の剪断褶曲構造は、南北性隆起に伴うひきずり形態を生じ（徳山明ら，1979）、地層の南北分布を示すに至った。また糸魚川 静岡線よりも西に南北性の大隆起帯を生じたために、そこから礫が供給されて礫岩の厚層ができた。糸魚川 静岡線に沿って分布する火山碎屑岩性の相又層

も、そこに南北性構造形成があったことを暗示する。このようにして南部フォッサマグナでは、丹沢山地と同様に、鮮新世の初めに東西性構造があり、後に南北性構造が卓越している。

更新世初期

古い時代から三浦 房総地区にあった東西性構造は、更新世にも引き続いて残る（図7）。しかし南北性の構造によるモディフィケーションを受けて、西北西 東南東方向から北西 南東方向に向きを変えている。これに対応するような形で北東 南西の凹地が蒲原礫岩の供給路の凹地として存在したらしい。

関東山地東部から伊豆半島の中軸に至る南北性の隆起帯は、更新世においても顕著である。神奈川県山北の南西約4 kmのところにある足柄層群を貫く矢倉岳の石英閃緑岩小岩体は、まさしくこの隆起帯の軸上に位置する。この時期にも南北隆起があったことが推定される。鮮新世後半より更新世初期にかけて（そしておそらくそれ以降も）、神縄衝上断層とほぼ直交して南北性隆起帯があることは、この時期に神縄衝上断層がアジアプレートとフィリピン海プレートとの境界としての断層ではなかったことのいくつかの証拠の1つとなるものである。

房総半島においては、上総層群下部層の等層厚線図（三梨昂，1977）は関東堆積盆地の東南端に近いところで、勝浦、御宿付近に南北性の凹地があったことを示す。ここにも南北性構造のあらわれがある。しかし上総層群中部層堆積期を経て、上部層堆積期に至ると、図7に示したような北東 南西方向の曲線的なたわみを生じ、現在の房総半島の外形の大局ができて始める。すなわち、関東堆積盆地の南東側を限る地形があらわれてくる。この北東 南西方向の構造は、これまで卓越した南北方向、東西方向の何れとも組しないもので、それが太平洋プレートの動きに関連するものか、フィリピン海プレートに関連するものか定かではないが、北東 南西方向は房総半島の東方における日本海溝とほぼ平行であることからみて、太平洋プレートに関連するものとみなせよう。

この房総半島をつくる北東 南西の曲隆部の形成に伴って、霞ヶ浦付近に開口する古東京湾（小池清，1956）のりんかくの形成が完了し、かつ関東堆積盆地が単一の運動によって生じたベースンであるかのみせかけができ上がった。

上総層群堆積期においては、三浦半島の北西

南東の伸び方向と、房総半島の北東 南西の伸び方向とが浦賀水道で交わり、同水道は逆八ノ字の中央に位置する。これは浦賀水道を南北に走る向斜的（あるいは陥没的）構造が形成されてきたことを意味する。

下末吉期以後

浦賀水道に沿う南北性の向斜的（あるいは陥没的）構造形成の進行と侵食作用とが相まって、下末吉期になるとついに浦賀水道が切れ、古東京湾は南に開口をもつに至る（図8）。そして霞ヶ浦地区は陸化し、現在の関東平野と東京湾の形をとるに至る。

まとめ

関東堆積盆地ないし関東平野地区の形成史を、以上のようにして周辺地区の地史とあわせて考察すると、関東堆積盆地は、白亜紀末期から古第三紀初期にかけての、またはその間のいくつかの時期における関東構造線に沿う大断層の形成以後、旧太平洋プレート、新第三紀以後のフィリピン海プレートの影響下における西北西 東南東方向の凹地の形成、太平洋プレートに関連した南北性の凹地の形成など、太平洋プレートとフィリピン海プレートとの影響を繰り返し交互に受けた構造発達史をもっている。関東堆積盆地のはっきりしたりんかくは、たしかに第四紀になってでき上がっている。しかしその基盤構造までみると、古第三紀以後の東西性構造形成と、南北性構造形成との複合結果としてできたことが明らかとなる。

関東・東海東部区域は、ユーラシアプレート、太平洋プレート、フィリピン海プレートの3つのプレートの三重会合点を取りまく区域に位置する。そこで100万年という長いスケールをとったとき、太平洋プレートの影響が強いとき、フィリピン海プレートの影響が強いときの大まかな区別がつく場合もあるが、そのような長い時間スケール内で複雑にからみ合ったみかけを呈するケースが多い。現在とか、将来数10年にわたる短い時間スケールをとるとき、太平洋プレートとフィリピン海プレートとのどちらの影響が強くなるのか、そのような短い時間をとってもなおかつ両者の影響が関東・東海地区では混在するののかといったことが、内陸部のいわゆる直下型を含めて地震予知の研究その他の現在の地変の研究に重要なことであるように私には思われる。

図1 関東堆積盆地基底（先新第三系）の等深線図 <鈴木(1980)による>



図5 中新世後期の関東・東海地方

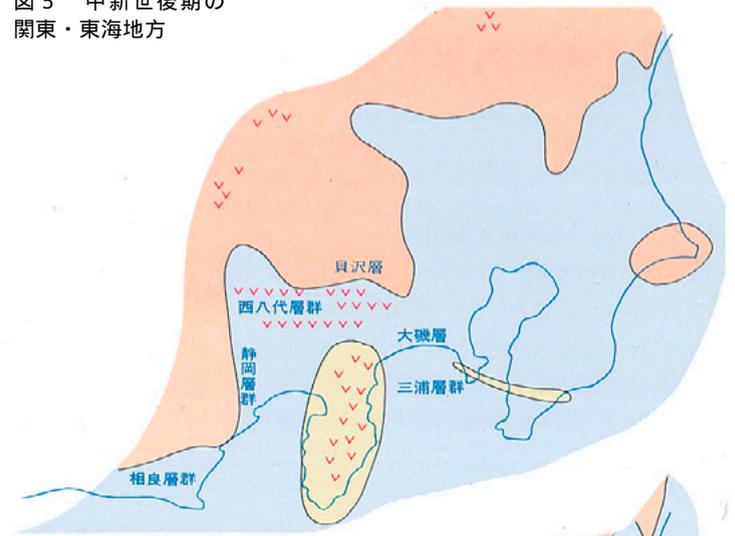


図2 古第三紀の関東・東海地方

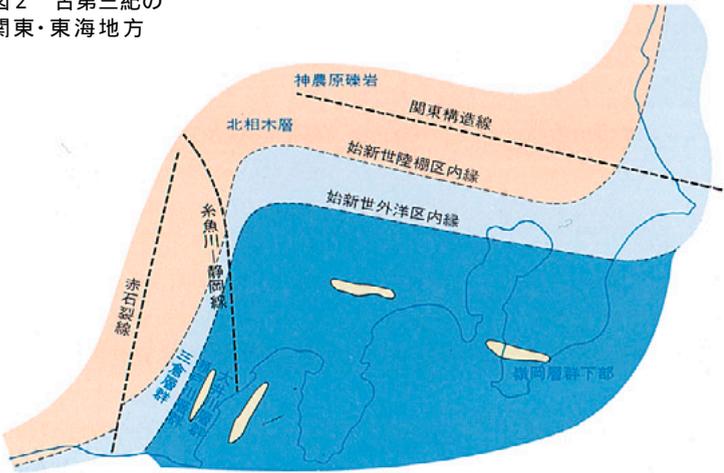


図6 鮮新世の関東・東海地方

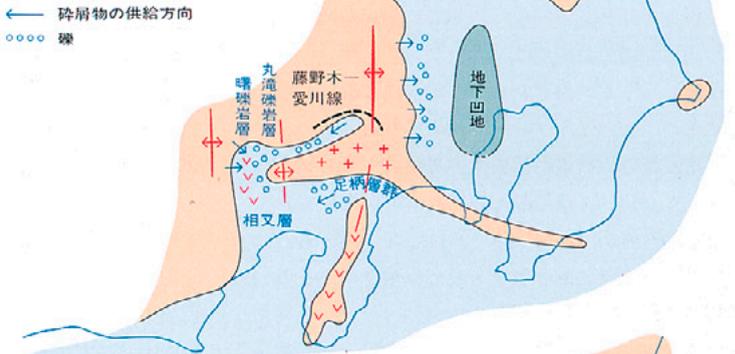


図3 中新世初期の関東・東海地方

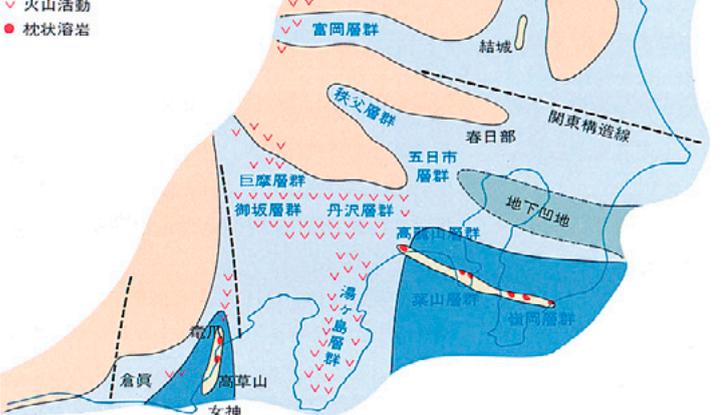


図7 更新世初期・上総層群下部堆積期の関東・東海地方

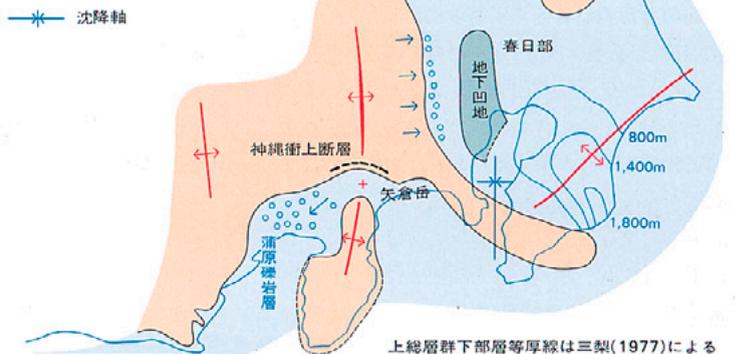


図4 中新世中期の関東・東海地方

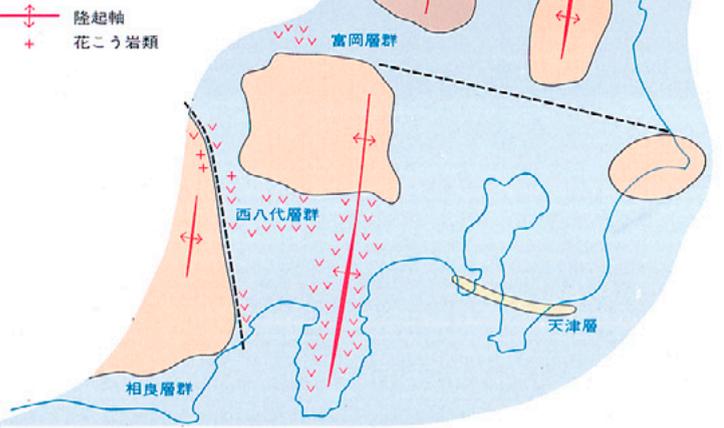
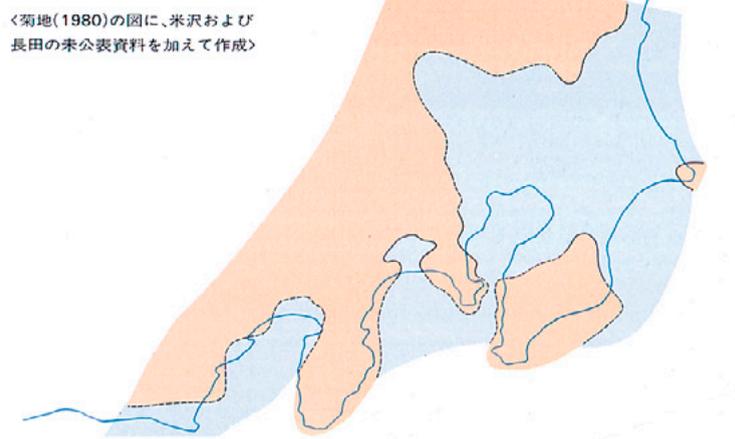


図8 下末吉最大海進期の関東・東海地方



<菊地(1980)の図に、米沢および長田の未公表資料を加えて作成>

関東地方周辺のプレートシステム

伊藤谷生 = 東京大学理学部 千葉達朗 = 日本大学大学院

注1 = 相模トラフの陸上延長部と甲府南東方との間には、地震のまばらな地域があるようにもみられる。
注2 = ただし房総半島南方下から東京西方下に至る線付近では深度の異なる地震が密集しているようにみられる。

3つのプレートが攻めあう関東地方
関東地方の周辺には、太平洋プレート、ユーラシアプレート、そしてフィリピン海プレートという3つのプレートが配置されている(図1)。太平洋プレートは、ユーラシアプレートに対して西北西の方向に平均的10cm/年の速度で運動しながら、ユーラシア及びフィリピン海プレートの下にもぐりこんでいる。一方、フィリピン海プレートは、ユーラシアプレートに対して北西の方向に平均約3cm/年の速度で運動しながら、ユーラシアプレートの下にもぐりこんでいる(SEN0,1977)。こうして関東平野とその周辺地域においては、ユーラシアプレートの下にフィリピン海プレートがもぐりこみ、さらにその下に太平洋プレートがもぐりこんでいることになる。まさに関東地方では、3つのプレートが立体的・重層的に攻めあっているのである。

関東地方下におけるフィリピン海プレートの形状

太平洋プレートが、千島 日本 伊豆・マリアナ海溝にそって、ユーラシア及びフィリピン海プレートの下にもぐりこんでいる様子を、震源分布の立体視によってみごとに示したのは吉井(1978)である(図2)。その後、関東地方の微小地震(中・小地震を含む)の震源データが次々に発表されるに伴って、関東地方下の活発な地震活動がフィリピン海プレートのもぐりこみ

と関連したものであるということが指摘されるようになった(例えば、笠原,1980;島崎ら,1981;牧,1981)。

図3及び図4は、そうした指摘の根拠の1つとなった関東地方下の立体視用震源分布図である。まず深度100km以浅の震源のみをプロットした図3を立体視してみよう。相模トラフから甲府南東方にいたる走向およそN40°Wの線から北東側へ傾斜するきれいな震源面(便宜上A面としておく)が存在するのがわかる(注1)。このA面は、房総半島南方下から東京西方下までは明瞭であるが(注2)、それより北および北東へむかうと不明瞭となる。一方、相模トラフから甲府南東方を結ぶ線より南西側へ、このA面を追うことはむづかしい。ただし、伊豆半島西部より北西方向へ傾く面が存在するようにも見えるが、これについては不確定の要素が強い。

次に全深度の震源についてプロットした図4を立体視してみる。そうすると図3でみられたA面の下に、ほぼ南北の走向をもち西に傾斜する別の面(便宜上B面とする)が存在することがわかる。そして、A面の下方とB面は房総半島南方から南部をへて、その北西方までの間で接触しているようにみえる。この関係を明瞭に示しているのが、震源断面図(図5)である。このB面が、太平洋プレートの上面位置を示している。

一方、A面が北西進するフィリピン海プレート

の上面位置を示す可能性が高い。実際、このように仮定すると関東地方の地震活動及び発震機構が合理的に説明できる(笠原,1980;島崎ら,1981;牧,1981,など)。以上のことから考えて、フィリピン海プレートが関東地方の下にかなりもぐりこんでいることは確かなようである。では、もぐりこむフィリピン海プレートの形状はどうなっているか、中村・島崎(1981)は、図3及び図4等のデータを用いて図6のようなプレート上面の等深線を示している。しかし、一義的にそのようにいえるわけではない。第1の問題点は、埼玉県東部から茨城県付近におけるフィリピン海プレートの形状である。中村・島崎(1981)は、太平洋プレートと接触あるいは衝突したフィリピン海プレートが東へおしあげられて、ユーラシアプレートと太平洋プレート間にサンドイッチのようにはさまれていると主張している。これに対し、牧(1981)は、フィリピン海プレートが、太平洋プレートと接触していることは同じく指摘しながらも、東へのおしあげとサンドイッチ状のはさみこみは否定している。これについては、いずれが正しいか、未解決のままであるが、両プレートの接触位置が、前章(補章1)で指摘されている“鉤の手型”の新第三系基底最深部の位置とほぼ一致することは興味深い。関東堆積盆地の成因とあわせて、今後の大きな検討課題となろう。

第2の問題点は、関東地方西部から東海地方に

図1 関東地方周辺のプレート境界

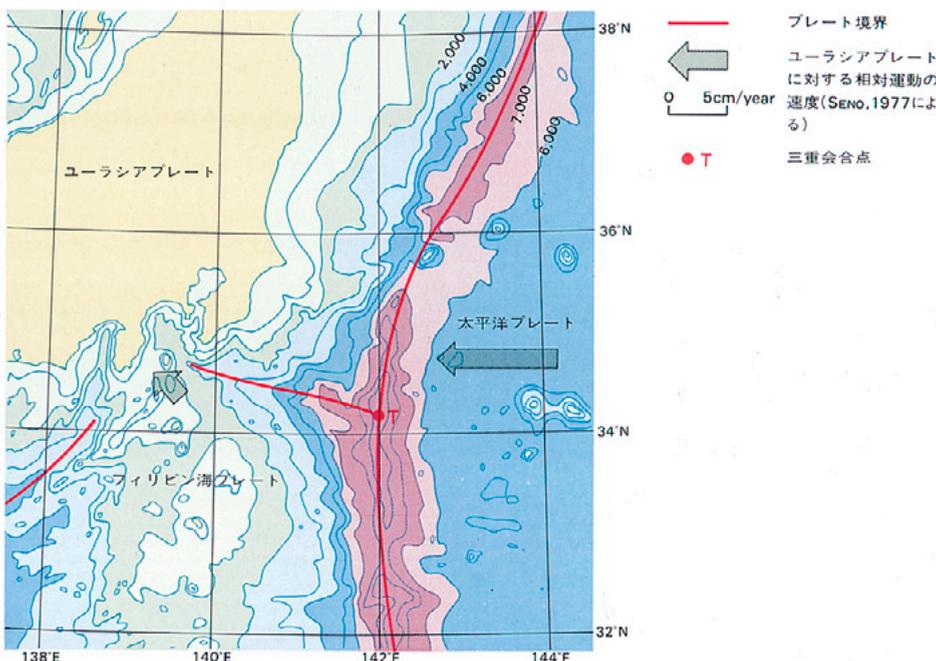


図6 中村・島崎(1981)によるフィリピン海プレート上面と太平洋プレート上面の等深線

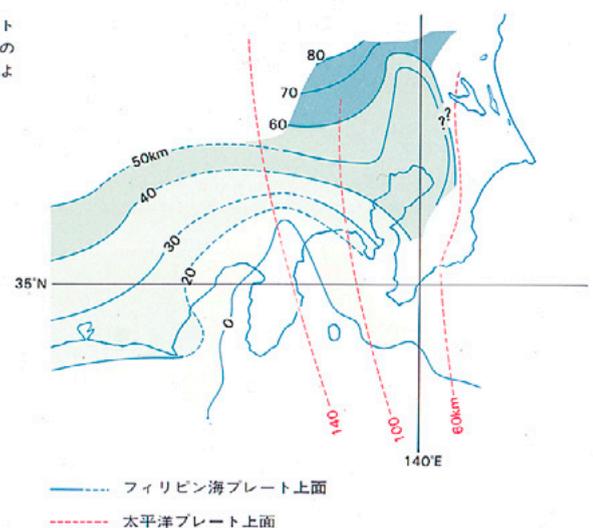


図2・図3・図4を立体視する方法

53Pの3枚の図は、それぞれ55Pの3枚の図と並べ、立体視して下さい。立体視する方法は、裸眼により立体視の練習をすればできます。53Pを左へずらして、53Pと55Pの図を2枚並べ、眼にあわせて、図への距離や角度を調節しながら、2枚の図の地形線が1本に見えるようにすれば立体視できます。なお、航空写真などをみる実体鏡(ステレオビュー)を使えば簡単に立体視できます。

かけてのフィリピン海プレートの形状である。中村・島崎(1981)が図6で主張するように、プレート上面が、伊豆半島北方～山梨県付近をまわって東海地方に接続するとはにはわかに断定できない。実は、これは、この10年間論争されてきたフィリピン海プレートとユーラシアプレートの境界問題にもつながる大問題なのである。このことについては、次の節で検討しよう。

フィリピン海プレート北端部の境界問題

境界問題をめぐる議論

プレートテクトニクスは、準剛体とみなされるプレートどうしの地球規模での運動を論じたものである。従って、プレート間の運動が集中するプレート境界の性質や位置は、プレートテクトニクスにとって本質的な問題である。同時に、プレート境界近傍においては、実際に地殻の変形が集中するので、構造地質学的見地からもプレート境界の性質や位置は極めて重要な問題となっている。ここに、この10年間、フィリピン海プレート北端部の境界問題への関心が集中した根拠の1つがある。まず、境界問題をめぐるこの間の議論をふりかえってみよう。

最初にフィリピン海プレート北端部の境界問題についてのモデルを提出したのは杉村(1972)である(図7a)。彼によれば、両者の境界は、南海トラフ 駿河トラフから伊豆半島のつけ根に上陸し、神縄断層をへて、相模湾断層(国府津 松田断層を相模トラフ中軸部に延長した断

層)に至るといふ。この境界にそって、フィリピン海プレートはユーラシアプレートの下にもぐりこむが、北端部に位置する伊豆半島のつけ根では両プレートは衝突しているとした。この杉村モデルの提出と相前後し、それを支持するものとしてANDO(1971, 1974)により1923年の関東地震のモデルが示された。安藤は、関東地震に伴う地殻変動のデータ(MUTO, 1932)をもとに、くいちがい弾性論から、関東地震は相模湾断層の右横すべり逆断層運動によるものとした。

この杉村モデルは、1970年代の後半になると、地震学及び地質学の両面から批判されることになる。まず、杉村モデルを支えている安藤の関東地震モデルについて疑問を提出したのが石橋(1977)である。石橋は、関東地震の際の海岸隆起が相模湾南西岸にも及んでいることに注目し、相模湾断層の右横すべり逆断層運動だけでなく、伊豆東方線(岡山, 1968)の一部をなす西相模湾断層の左横すべり逆断層運動の存在も指摘した。この石橋モデルは、関東地震にともなう二等三角点の変位を詳しく再解析した国土地理院の結果(図8)によっても支持されている。すなわち、国府津 松田断層の西方から伊豆半島北東部にかけても変位ベクトルは南南東をむいており、単純に相模湾断層の運動だけでは説明がつかない。これらの結果を踏まえて、藤井(1979)は、石橋(1977)の提案をうけ入

図2 日本及びその周辺地域の震源分布の表示 1964-1974年。ただし震源の深さが70km以下で、マグニチュードが5以下のものを除く。<吉井(1978)による>

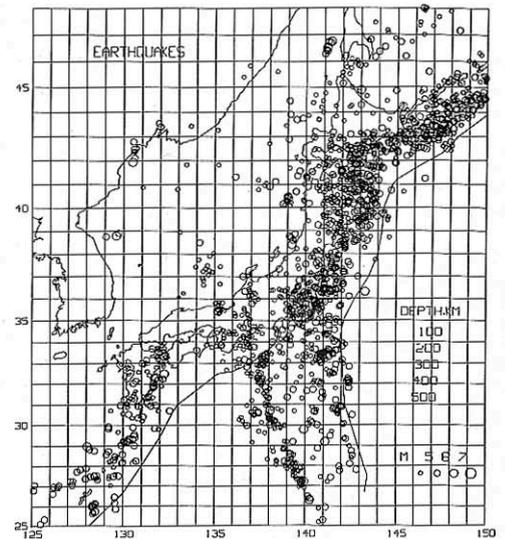


図3 関東地方下の震源分布<100km以下>の立体表示 東大地震研究所の5点以上の観測点によって震源が決定された1977-1980年の地震のうち震源の深さが100km以下のものみをプロット。<島崎・吉井・中村の報告(1981)による>

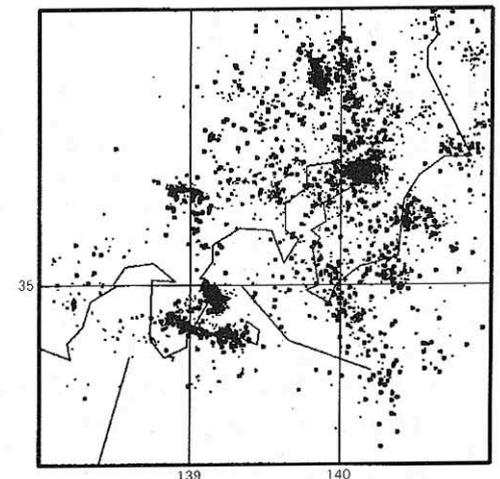


図4 関東地方下の震源分布<全深度>の立体表示 図3と同期間同じ方法による震源分布の全深度をプロット。<島崎・吉井・中村の報告(1981)による>

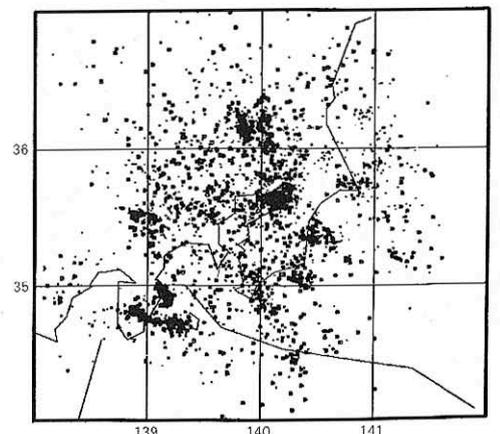
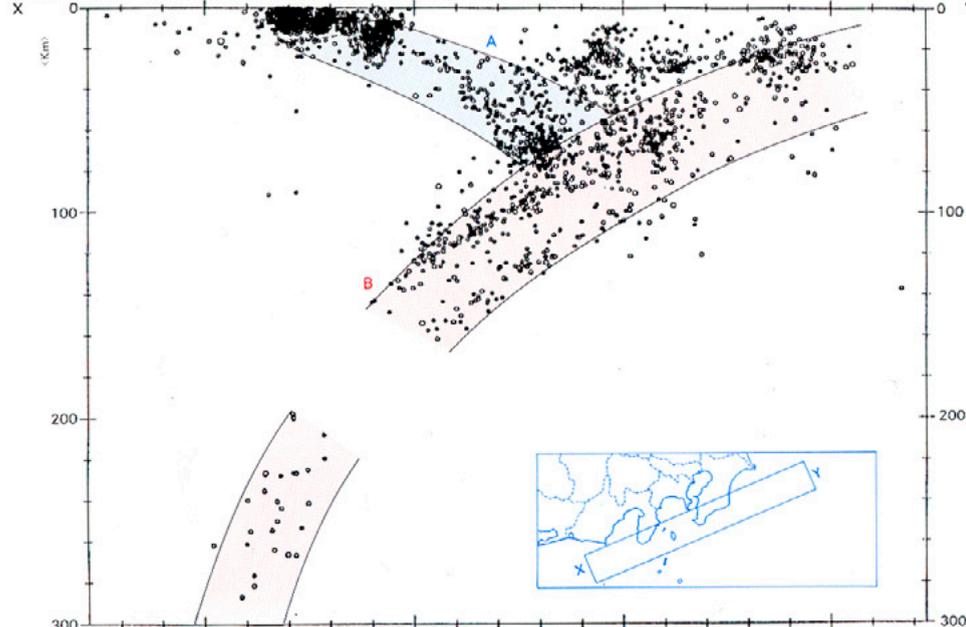


図5 伊豆半島西方から房総半島東方にかけての震源断面図 <1971年6月1日-1980年5月31日。地震総数2646。マグニチュード2.0-7.5>



東大地震研究所堂平微小地震観測所・地震活動研究部門地震予知移動観測室(1981)による

れつつ杉村モデルとは異なるプレートシステムのモデルを提出した(図7b)。藤井によれば、杉村モデルで示された駿河トラフ中軸部から伊豆半島北端部の境界は死滅しつつあり、代って伊豆東方線がフィリピン海プレートの収束の一部をうけもちつつある、ということになる。一方、杉村モデルによってプレート境界とされた神縄断層及びその周辺地域についての構造地質学的調査が、1970年代後半以降積極的にすすめられてきた。その最初の成果は、まず佐藤(1976)が、東西性の衝上断層としての神縄断層が、松田町北方で北西-南東方向の中津川右横すべり断層系によって切られていることを見出したことである。そして星野ら(1977)の研究をへて、同じく東西性の神縄断層が、駿河小山の北東方において、北東-南西の塩沢断層系(左横すべり)によって切られることを示した狩野ら(1978)の成果へと発展していった。こうして、1970年代のはじめまでひとつづきの衝上断層と思われてきた神縄断層は、東西の走向をもち北側に南側に衝上する神縄衝上断層と、それを東部で北西-南東方向に右ずれ変位させる中津川断層系、西部で北東-南西方向に左ずれ変位させる塩沢断層系によって構成される複合断層系(=神縄断層系)であることが明らかとなったのである(狩野ら,1980)。これらに対して、杉村モデル提出後の諸データを総括し、杉村モデルを緻密化したものが中村

・島崎モデル(1981)である。中村(1979)はまず、伊豆半島及びその南方地域での地震の発震機構が、相模及び駿河トラフにもぐり込むために生ずるフィリピン海プレートの曲がりと北端部での衝突によって合理的に説明できるとした。このプレートの曲がりは、杉村モデルを支持するものであるとし、先述の石橋・藤井らの杉村モデル批判に対しては、次のような理由からそれを退けた。すなわち、西相模湾断層は、ユーラシアプレートに衝突するフィリピン海プレート北端部とその下にもぐりこむ北東部の落差に起因するプレート内断層であるというのである。さらに中村・島崎(1981)は、プレート境界に関する概念を整理し、それを力学境界と物質境界に分けた。その例として、杉村モデルでプレート境界とされた神縄断層-国府津-松田断層は力学境界であり、物質境界はそれより海側、すなわち駿河小山付近から酒匂川を下り、足柄平野に抜ける地域に物質境界が走ることがあげられている。

これらのモデルとは全く異なるプレートシステムを提示しているのが恒石(1981)である(図7c)。彼は、神縄断層系に関する狩野ら(1978)の研究結果と、伊豆半島の湯ヶ島層群と伊豆半島地方の御坂層群は同一であるという見地から、プレート境界が伊豆半島のつけ根をとるという杉村モデルを退けた。伊豆東方線を力学的なプレート境界とみる藤井モデルについては、

1978年伊豆大島近海地震が伊豆東方線を横切る右横すべり断層運動として発生したこと、1980年川奈崎沖地震の断層運動の走向は伊豆東方線とは一致するがセンスが左横すべりであること、などから否定した。こうして、伊豆東方線はすでもぐりこみをやめたプレート境界であり、フィリピン海プレートの北西進運動は、駿河湾-富士川断層の左横すべり運動として表現されているという。

以上のべたように、フィリピン海プレート北端部の境界については、大別して3つのモデル

杉村モデル(及び中村・島崎モデル)、藤井モデル、恒石モデルが提示されているが、いずれも決定的証拠に乏しい。海上保安庁水路部等による海底音波探査結果が最近次々と発表されているが、それらのデータもこれらのモデルの当否を一義的に決定できるものではない。

議論の総括と境界問題の本質
杉村モデル以来の議論をやや詳しくふりかえったのは、プレートテクトニクスと構造発達史をつなぐうえで極めて重要な境界問題についてのいくつかの本質的なことがらが含まれているからである。その第1は、プレートテクトニクスから要請されるプレート境界は、地質構造の要素である断層と一対一に対応するものではないということである。両者は、対象としている空間的なスケールが異なっている。例えば、杉村モデルでは プレート境界=神縄断層 という

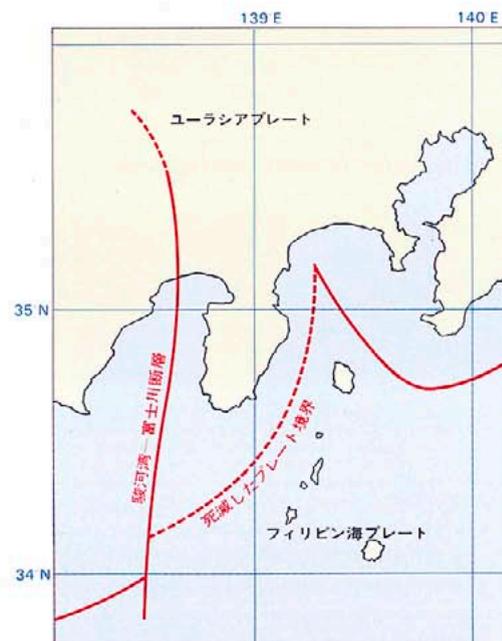
図7・a 杉村モデル<注1>



図7・b 藤井モデル



図7・c 恒石モデル



注1=中村・島崎(1981)における物質境界としてのプレート境界もほぼ同じ。

図3・図4は、東京大学地震研究所・吉井敏尙助教授、中村一明助教授、島崎邦彦助教授の未公表資料によって、資料の公表を快諾された3氏に深く感謝する。また本章の作成においては、地質調査所海洋地質部・

中村光一氏との討議から様々な示唆を受けた。特に記して感謝の意を表する(伊藤)。

ようにとらえられていたが、その後の研究成果をふまえて、中村・島崎モデルでは、力学境界を構成する断層群の1つとして神縄断層があげられるようになってきた。この力学境界は、中村・島崎(1981)がプレート境界の概念を整理した際、採用した考え方で、2つのプレート間の変形が集中する領域という意味に用いられている。彼らによれば、地表付近の問題を大縮尺で扱うためには、この力学境界と2つのプレートの物質境界を区分して考えねばならない。今後、地球的スケールでのプレートテクトニクスから要請されるプレート境界の構造地質学的実体を明らかにすることが求められている。

第2に、プレート境界の位置が時間軸に対して安定かどうかを検討する必要がある。藤井モデル及び恒石モデルは、現在の位置を固定してとらえていない。両モデルとも、現在が新しい境界への移行過程にあることを示唆している。これに対して、杉村モデルにおいても、中村・島崎モデルにおいても、プレート境界の位置の変遷については言及されていない。しかしながら、杉村及び中村・島崎モデルを支えている、フィリピン海プレートが、その北端部=伊豆半島のつけ根で衝突しているという見方自身は、現在の状況がフィリピン海プレートがユーラシアプレートの下に全面的にもぐりこむ状況への移行過程を示しているという考えにもつながりうる。もしそうであるならば、中村・島崎モデ

ルにおける境界の位置は、不安定であっても不思議ではない。いずれにせよ、境界を安定したものととらえず境界自身の歴史を明らかにする作業が必要であろう。

第3に、第2のことも関連してユーラシアプレートに対するフィリピン海プレートの運動方向の変遷を吟味する必要がある。少なくとも中期更新世以降、丹沢山地南部~大磯丘陵地域付近の応力配置は、殆んど南北水平圧縮を示してきたことが既に知られている(上杉ほか,1981)。これに対し、現在のフィリピン海プレートの運動方向及びここ100年間の水平歪の解析結果から期待される同地域の最大圧縮主応力軸は、北西-南東方向であり、明らかに有意の差を示している。フィリピン海プレートの運動方向が、最終氷期以降のある時期に北から北西へドラスティックに転換したのか、プレートの運動方向自身がこの程度はジグザグに揺れるのか、あるいはまたもぐりこむプレートの運動方向ともぐりこまれるプレート内での最大圧縮応力軸の方向にはこの程度のずれが生じうるのか、検討されねばならない。

これらの諸点を検討してはじめて、プレートテクトニクスと構造発達史を具体的につなぐ作業にとりかかることができるのである。

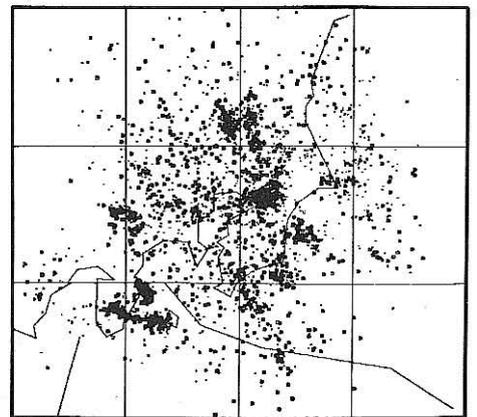
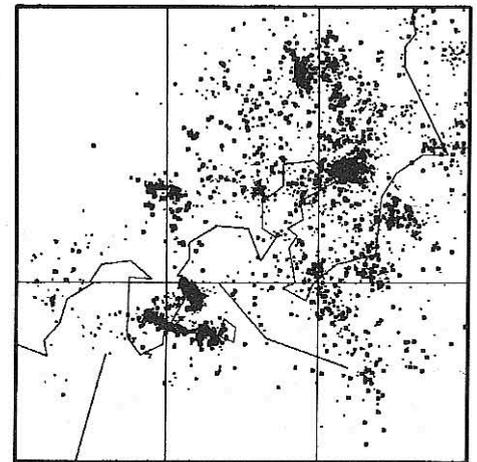
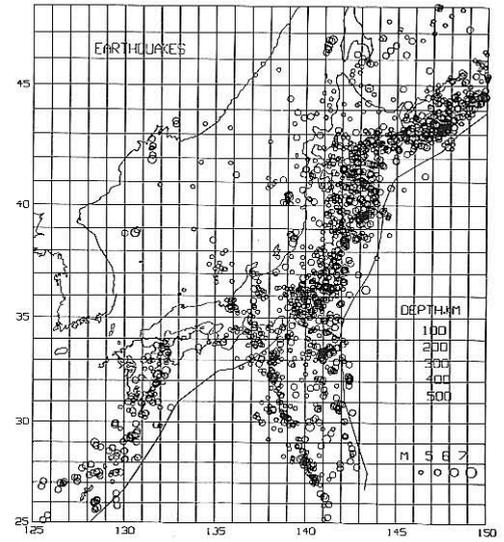
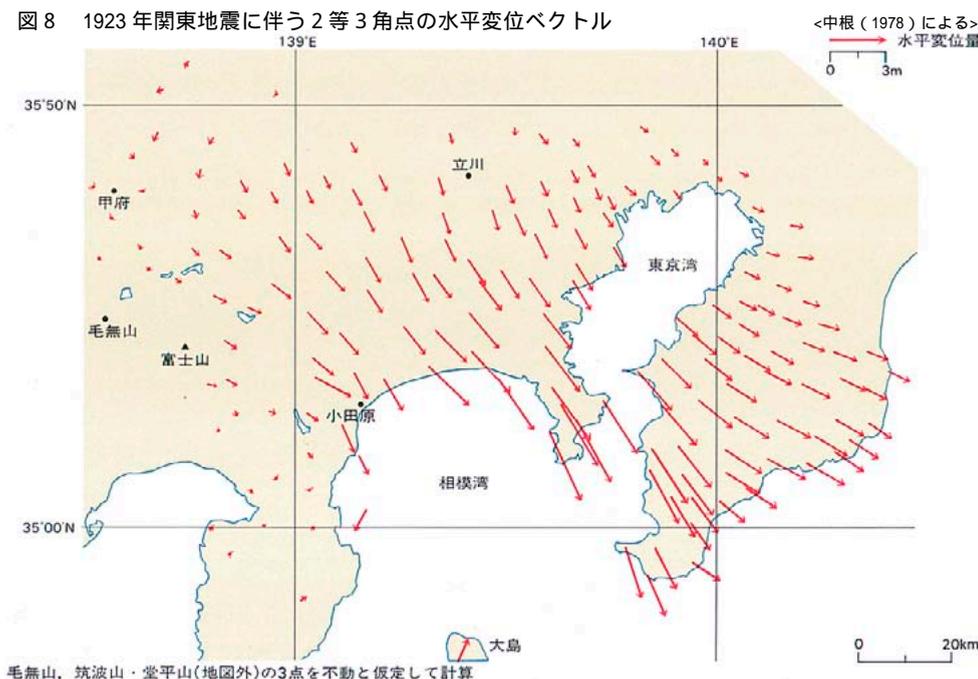


図8 1923年関東地震に伴う2等3角点の水平変位ベクトル



毛無山、筑波山・堂平山(地図外)の3点を不動と仮定して計算