

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ある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った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150 m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300 m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2.35 m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と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。

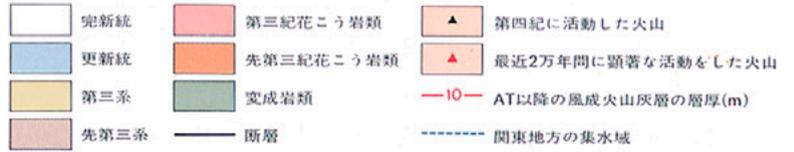
即ち、低地水成層の方が台地側の水成層より高い位置にあるのであるから、もし、テフラが台地を保護しなければこの台地は低地下に埋没してしまい、低地が拡大し、台地が縮小するのである。図2で、テフラの影響の弱い沖縄で台地が非常に広いのは、成長するサンゴ礁がテフラ同様、台地部を保護してきたためであろう。関東平野の台地の広大さは、最終氷期以降の全般的かつ急速なブロック隆起と、テフラによる台地保護の効果が重なったためである。

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さない。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

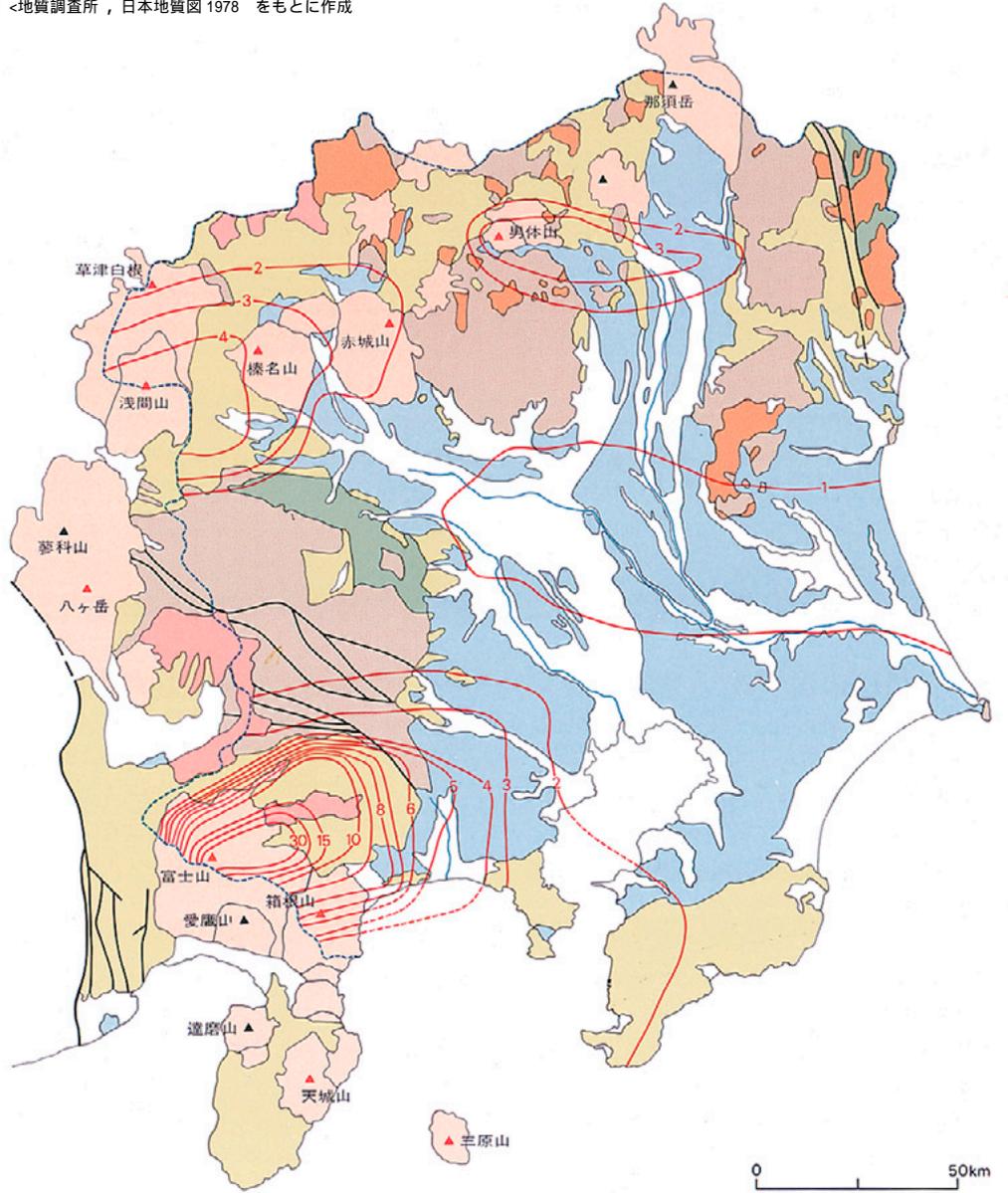
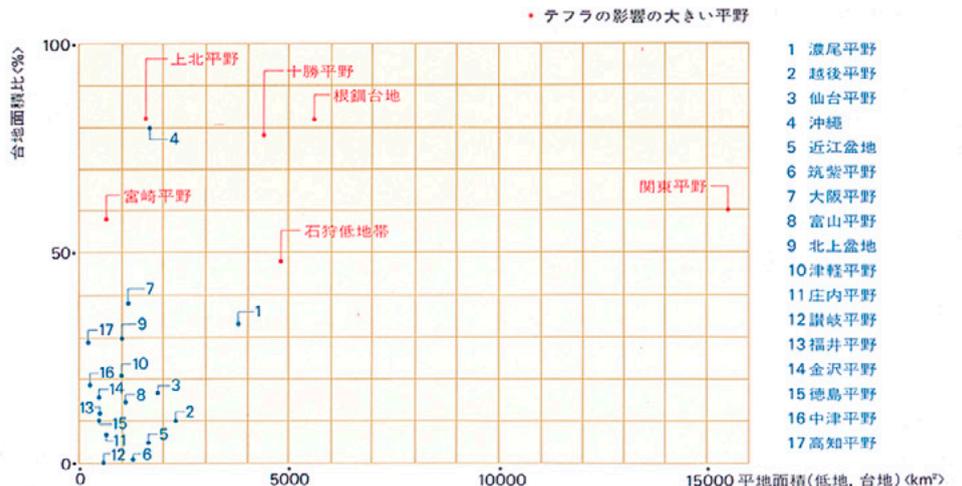
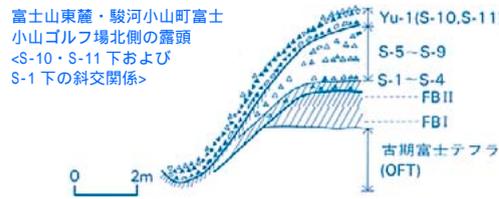


図2 日本の平野の面積と台地率



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

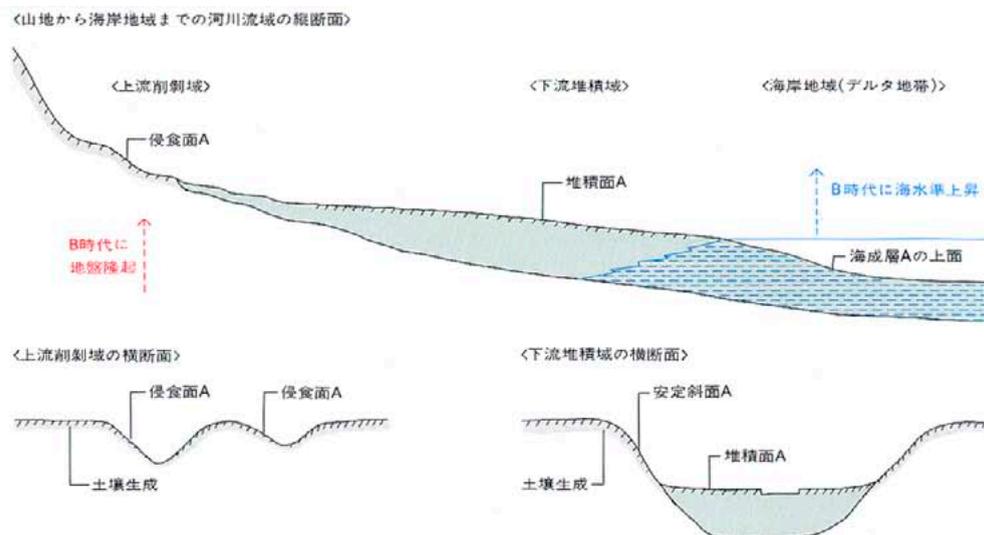
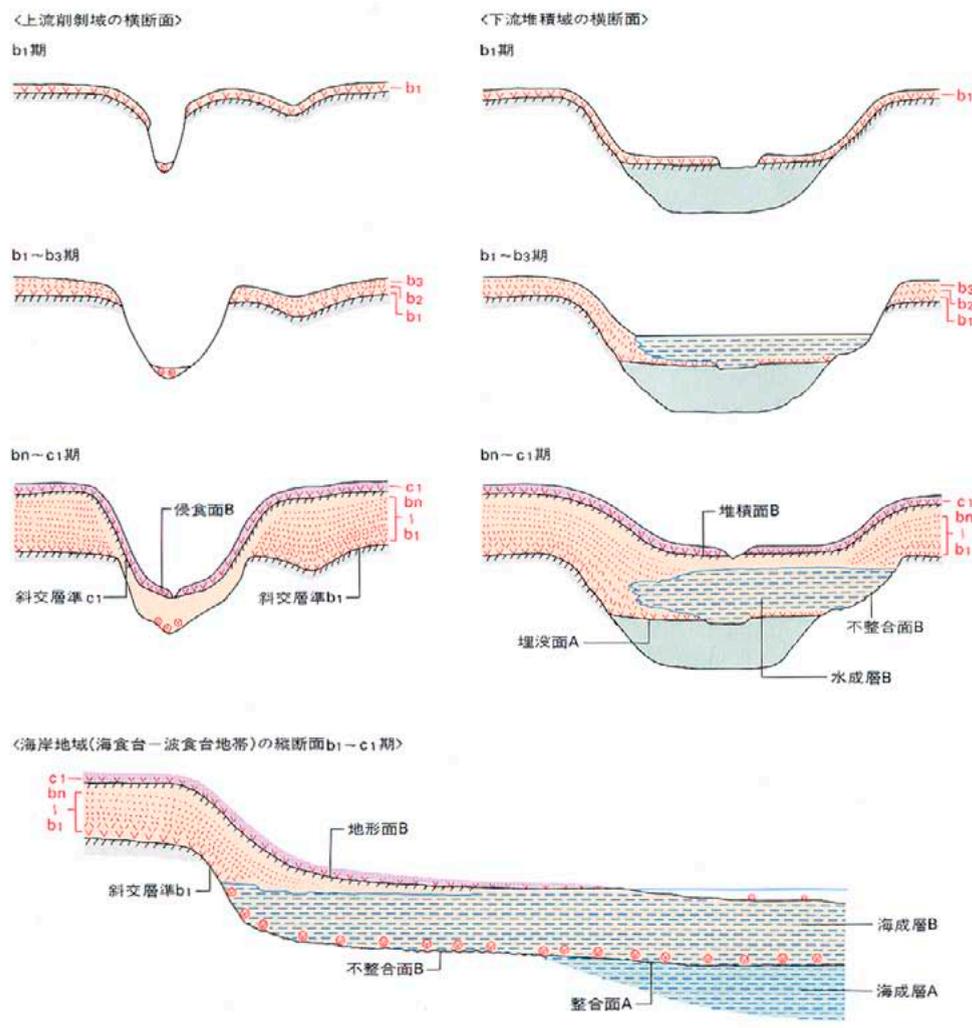


図3 b B時代とC時代開始までの地形・地層の形成過程



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はかるのだろうか？ 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。

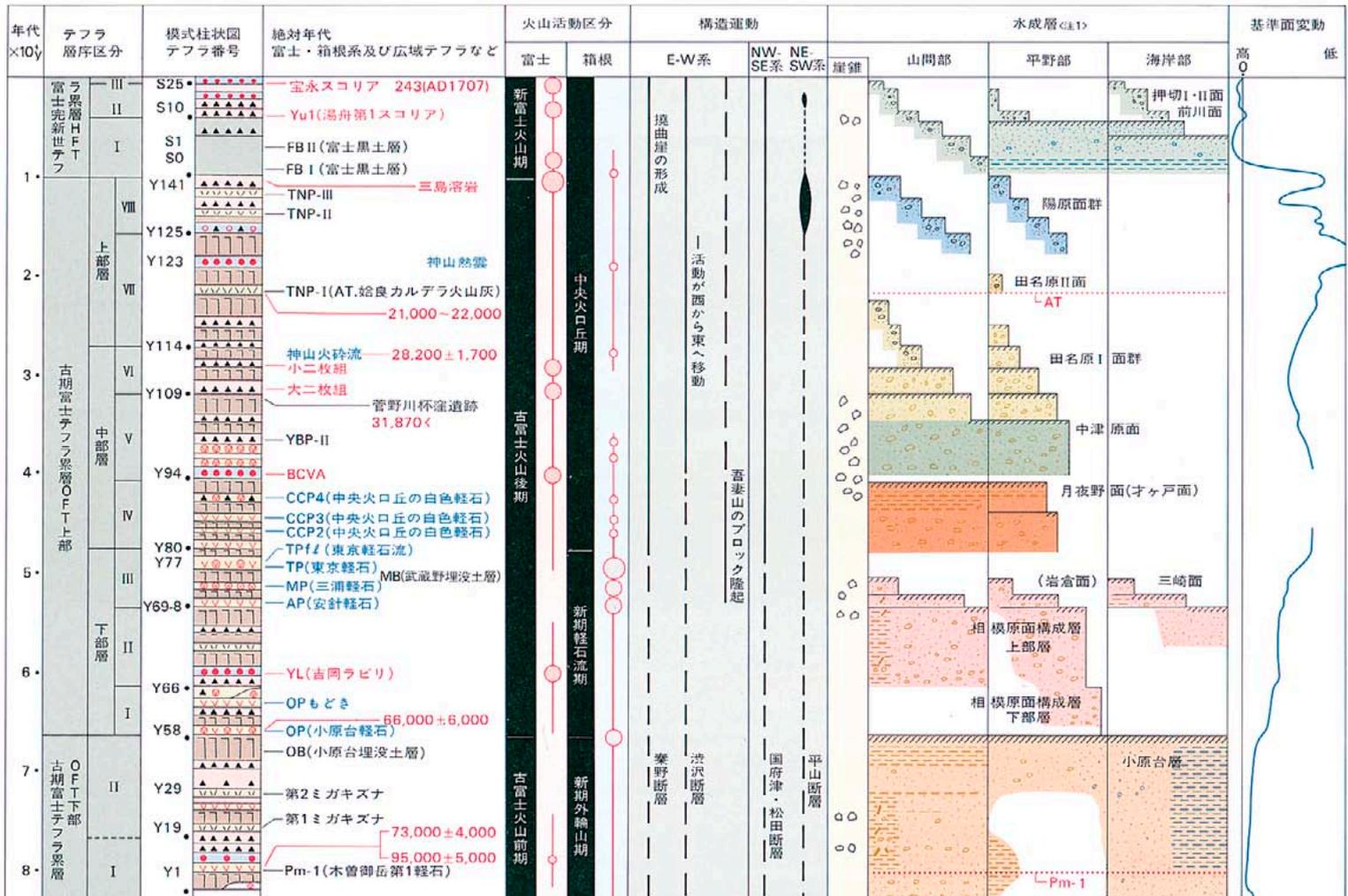
富士山は下末吉期の末期、即ち木曾御岳第一軽石(Pm-)が降下した頃には活動を開始していたとされるが、ここではPm-以降のテフラを記載してある。その全層厚は、富士山頂から北東に35kmの位置にある山梨県都留市菅野で約80m、東方25kmの静岡県と神奈川県の間付近で約80m、その延長線上で山頂から40kmの秦野盆地西縁部で60m余である。東方70~80kmの横浜市では15~10m、東京湾をこえた千

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

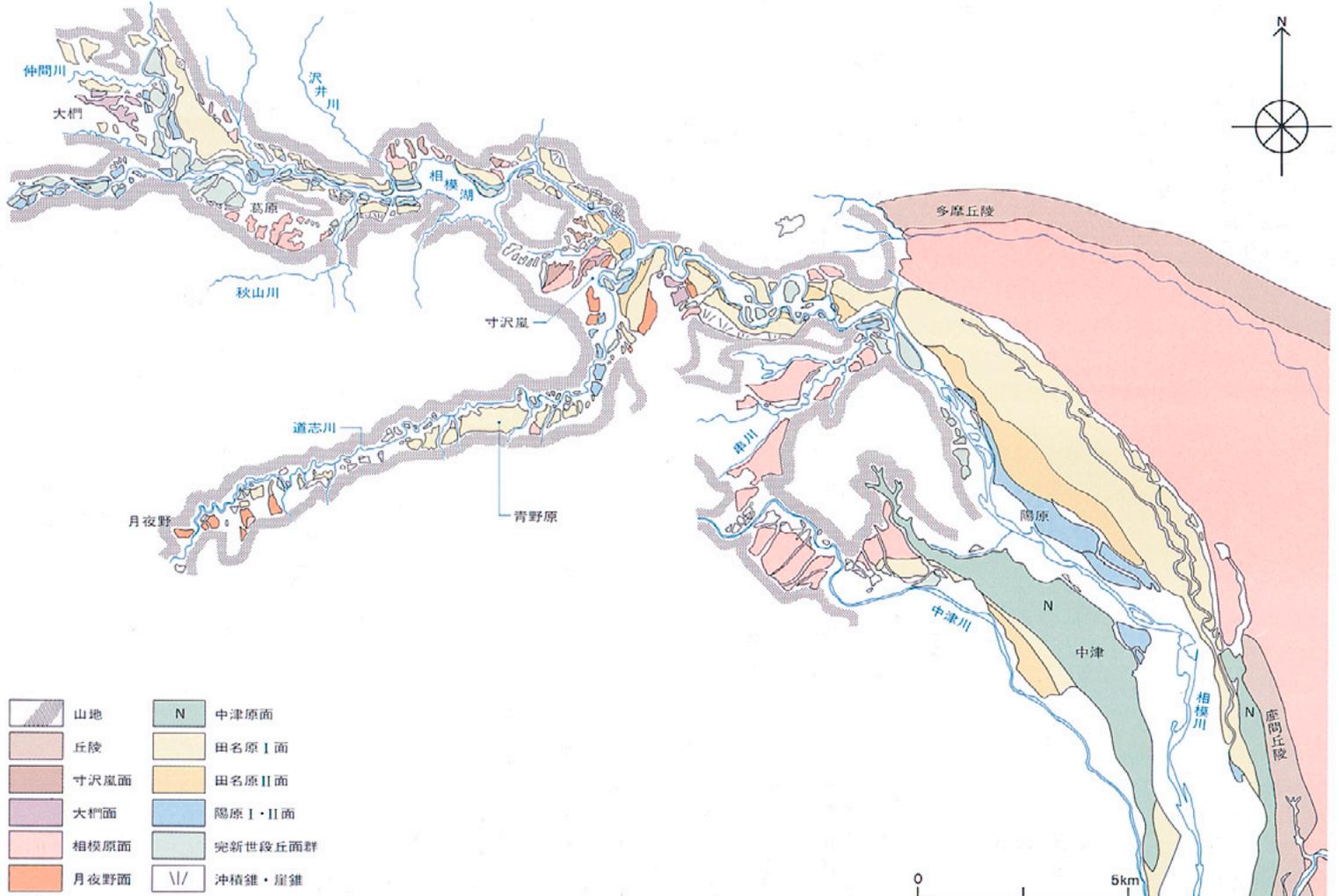
(Y1～Y57)

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19
 81)。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
 末期にあたっている。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たっている。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ふ。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: S 10 ~ S 24

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), 砂沢ラビリ (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 を直上にの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。

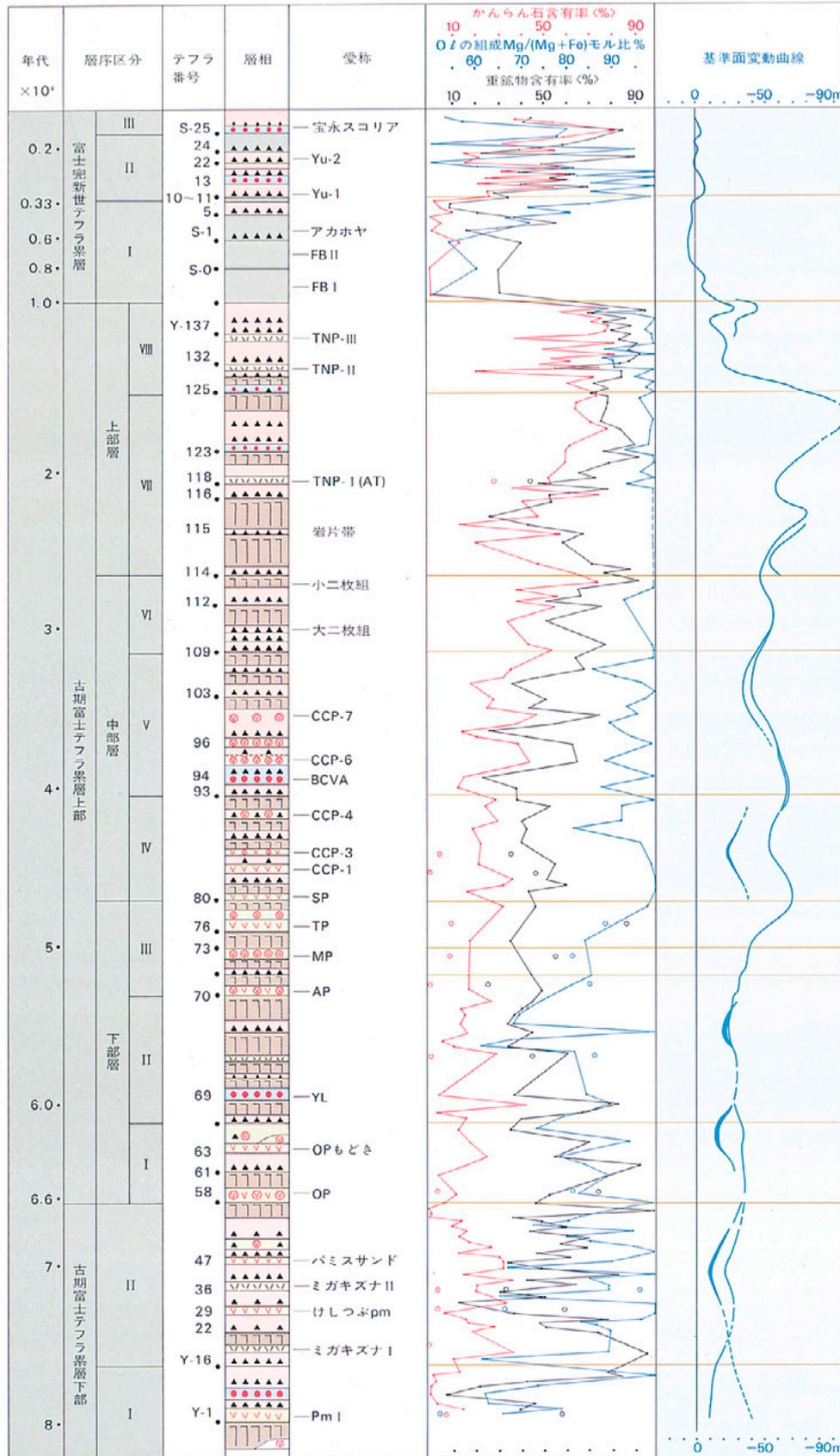
第 層: S-25 ~

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。吉岡ラビリ (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

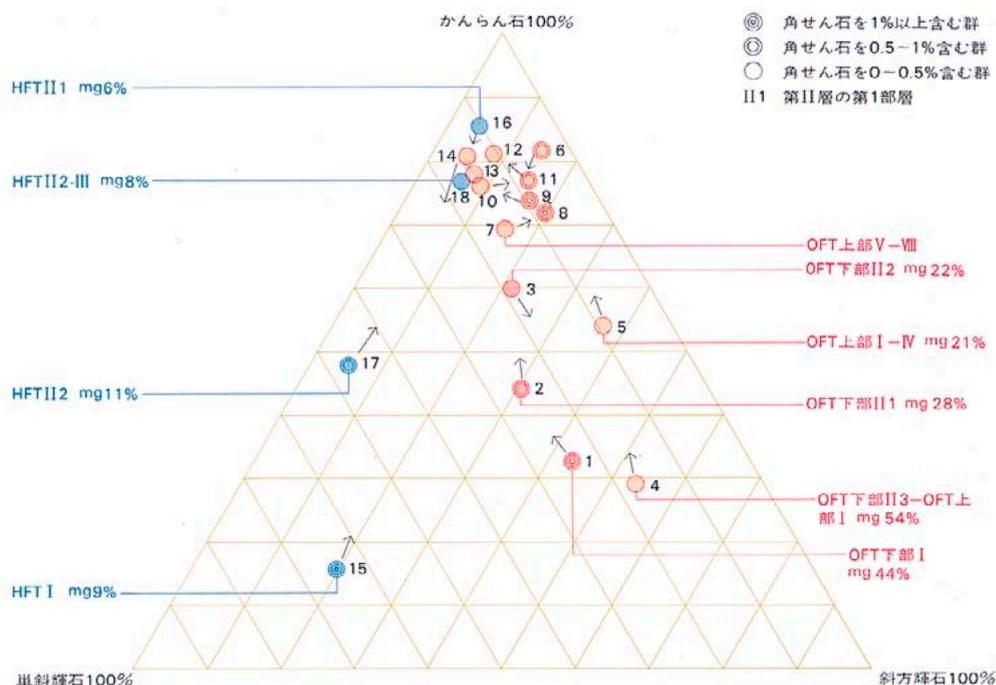
本節では、関東平野の中でも特に変動が激しく、典型的で細かい議論のできる相模堆積盆地西翼部大磯丘陵をとりあげて、最終氷期の地殻変動の諸特徴を見てみよう。

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

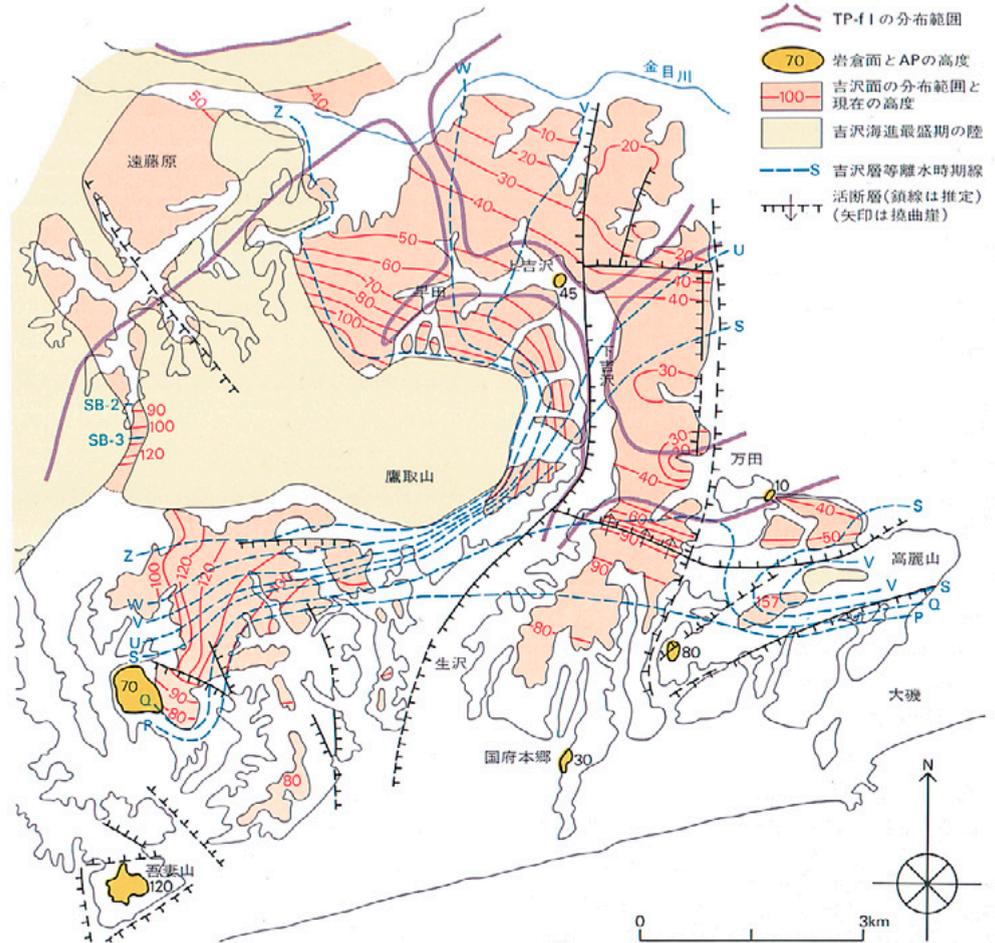


図9・B 柱状図

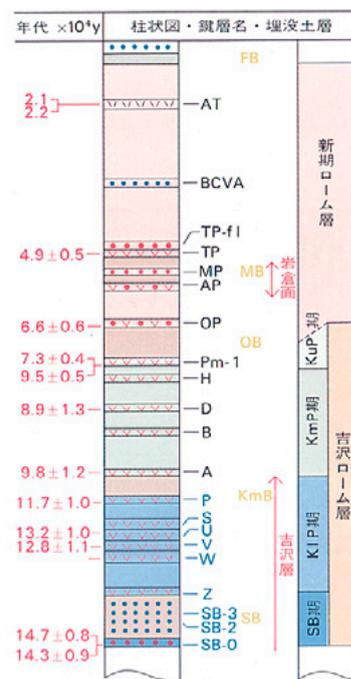
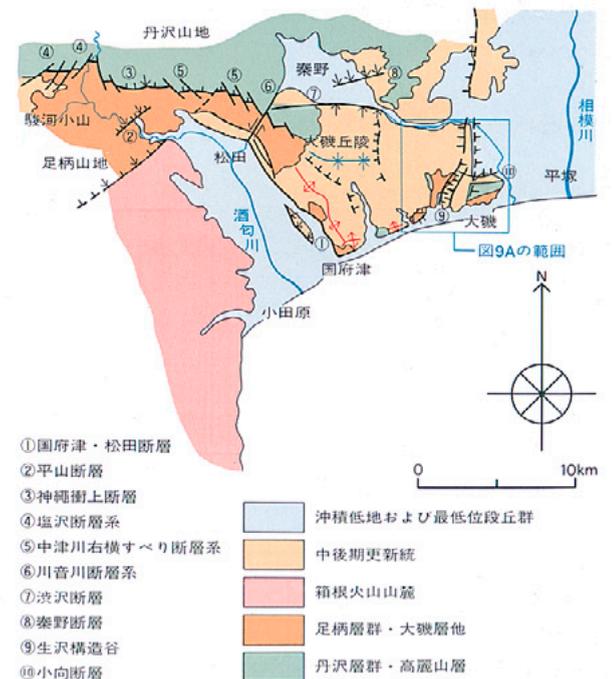


図10 大磯丘陵周辺の活構造図



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高く、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

