南関東における第四紀中・後期の編年と 海成地形面の変動

町 田 洋*

Tephrochronology of coastal terraces and their tectonic deformation in South Kanto

Hiroshi MACHIDA

South Kanto, environs of Tokyo and Yokohama, is composed of the Quaternary marine and fluvial deposits covered by volcanic ash (tephra), which have offered the standard series for studying the chronology of Quaternary in Japan.

In the present paper, the author summarizes the tephrochronological study of the coastal terraces from middle to late Quaternary at first and then clarifies the history of their tectonic deformation.

(1) The coastal terraces in the late Quaternary are divided into four groups as shown in the lower part of Fig. 1. Each is considered to have been constructed more or less in high sea level stages of the late Quaternary. Of these terraces the marine Shimosueyoshi terrace is more widely distributed (Fig. 5) and may be concluded to have formed in the last great interglacial stage, dated at about 120,000–130,000 years B.P. from the fission track method. The post-Shimosueyoshi terraces are called the Obaradai and the Misaki terraces. They are widely developed as fluvial terraces in inland area, nevertheless the marine surfaces are limited in the coastal region (Miura peninsula and its contiguous region). The pre-Shimosueyoshi terraces (so-called Tama terrace groups) are rather difficult to discriminate each other according to their poor distribution, but are able to be precisely distinguished from each other by using the tephrochronology (as shown in Fig. 2 and Table 1). And the ages of them are tentatively estimated as in Fig. 3 by extrapolating the rate of tephra accumulation in the late Pleistocene into earlier times. Of these terraces one of the oldest may be the Kōnan surface distributed in the west of Yokohama and is dated back to about 400,000 years B.P.

(2) Tectonic deformation of the above mentioned terraces is able to discuss from surveying the altitude of the top of each marine formation. Fig. 4 shows the height distribution of the Numa surface (formed in the Holocene high sea level stage) and Fig. 5, that of the recurrent landform of the Shimosueyoshi surface. Generally speaking, there can be formed the active upwarping area in the southern half and the relatively inactive or downwarping area in the northern. The boundary line between them runs from Hada-no basin to Yokohama to the east. The northward tilting of the Shimosueyoshi surface

---

* 東京都立大学理学部地理学教室 Dept. Geogr., Tokyo Metropolitan Univ.

south of this line attains to the highest degree in the western part of South Kanto, Ooiso hills, where it is accompanied by faulting and remarkable flexure to the north. And the tilting becomes the more slightly in degree to the east. The similarity of the deformation of the above two terraces, also corresponds to the seismic deformation of the great Kanto earthquake of 1923. It is probable that the Quaternary deformation in the southern half of South Kanto might mainly originate from the seismic activity which repeatedly occurred along the Sagami tectonic line.

From Fig. 5 is remarkable the three relatively local deformations, those are, the basin-forming movement of central Sagami plain and the northern Tokyo Bay, and the downwarping at the west of Yokohama, which are not conspicuous in the deformation of the Numa surface and also at the 1923 Kanto earthquake.

The rate of tilting is rather uniform during at least 10^5 years by comparing the gradient of several surfaces of different ages from the middle Pleistocene to Holocene. However, the direction and the rate of movement are different at places.

I ま え が き

関東地方の第四紀地殻変動を、平坦地形面の変形から論じた報告は、SUGIMURA & NARUSE (1954), 貝塚 (1958), NARUSE (1966), 成瀬 (1968), 菊地・貝塚 (1972) などすでに数多い。本稿も同様の観点からの報告ではあるが、とくに次の諸点で新しい資料を提供しようとする。

1) さいきん、南関東のテフロクロロジーがかなりすすみ、第四紀中・後期の編年が詳しくなつた。そこで、なるべく数多くの時代の地形面（主に海成、河口成のもの）を対象として変動量を求めることによつて、変動の推移や地域ごとの特性についてやや詳しい議論ができると考えられる。本稿では下末吉面とそれ以降の諸地形面に加えて、従来報告のなかつた多摩期の地形面の変形も扱う。

2) 変動の経過を知るのに、時代の異なる平坦地形面の傾きを比較することに力点をおく。従来は旧汀線高度や地形面そのものの高さを比較することが多かったが、傾動の著大なところでは、同一地点についての比較が困難なことが多い。傾動量の比較が可能なのは、地形面の原傾斜が推定できたり、ほぼひとしい傾斜を有したと考えられる場合であることは、いうまでもない。そのためには、地形面の性質の吟味、海退の方向と変動方向との関係などについての調査が必要であつた。

3) 従来、更新世の地形面についてまとまつた資料のなかつた関東南西部（主に神奈川県）の変動を中心とする。この地域は関東大地震（1923）の際、著しく変動したところであり、相模構造線の活動とそれによる変動を知る上には、欠くことのできない地域だといえる。

本稿では、まず変動論の基礎となる第四紀中・後期の編年のあらましをのべたのち、沖積面と下末吉面という、もつとも分布の広い地形面の変形をのべ、次に、分布がやや局在する種々の時代の地形面の変形を、地域ごとに記載し、変動の経過をさぐることにしたい。

この小文を昨 1972 年 12 月業中ばで逝去された岩塚守公博士に捧げる。

なお、この研究の一部は、文部省科学研究費および伊藤科学振興会の研究助成金によつた。記して謝意を表する。

II テフラによる地形面の編年

1. テフラの堆積と地形面の形成

ここで主な対象とする地形面は、地形発達史の編年に基準を与え、かつ地殻変動を解析するという視点から、海成または河口成のものに限る。それらは、当時の海水準の位置におおよそ平坦につくられたとみ

第1図 関東ローム諸軽石層の測定された年代と海面変化曲線(町田, 鈴木, 1971 から引用)
 1~12はフィッシュン, トラック法によるもの, 右上の6点の年代は ^{14}C 法によるもの, 海面変化曲線の高度は, 多摩丘陵東縁部の値をとつてある。
 国中立川面は立川I面と訂正

られるからである。

南関東で、テフラが地形面を区分・対比しその形成年代を知る上に大いに役立ってきたことは、周知のところである。関東ローム研究グループ(1965)を中心とする従来の研究では、富士・箱根火山に起源をもつテフラの降下・堆積は、第四紀後期には断続的に行なわれ、その中断期に平野では海成ないし河成の地形面がつくられたと考えられた。しかし、筆者はこれと異なつて、テフラの降下・堆積はおよそ1万年単位の時間尺度でみれば、かなり連続的であり、テフラの堆積に大きな中断期があつて、そのときに

海・河成の地形面がつくられたとは限らないと考えた(町田, 1971)。この考えは、給源火山(富士, 箱根)の麓から東方のテフラ分布域にかけて、数多くの地点で観察したテフラの堆積状況、および海・河成層中にテフラがかなりみられる事実に基づいている。その後、測定されたいくつかのテフラの絶対年代値をみても、第四紀後期には、テフラはほぼ等速的に堆積したとみなせる(第1図)。

現在、大磯丘陵から、横浜、多摩丘陵にかけての地域では、おびたしい数の鍵テフラ層が識別されている(第1, 2図)。このようにテフラの層序が多く鍵層によつて詳しくわかってくると、一つの地形面の認定と対比には、従来とやや異なつた意味の面白さと難しさが生じてくる。一般に広く発達している地形面ほど、その段丘化(離水)に要した時間は長いにちがいない。そして何枚ものテフラがつぎつぎに降下・堆積する場合には、AA型(風送陸上堆積)のテフラがはじめて出現する層準、すなわち離水の層準が場所によつて異なるという事態が生ずる。実際に大磯丘陵の諸地形面では、同一地形面でもその上にあるテフラが場所によつて数枚ぐらい異なることはごく普通である。その場合には海退の方向や、あるテフラの降下時の海岸線の位置を知ることが可能である。また逆にテフラの堆積が著しく遅いときには、ほんらい異なつた時代につくられた2つの地形面を、テフラからは十分に識別できないといったことも起りうる。いつぼう、テフラの堆積が一様に行なわれている場合でも、離水の進行の速度によつては、同様のことが起るわけである。

地形面の認定と区分は、ほんらいそれを構成する地層や地形面そのものの性質によつて行なわれるものであるが、実際にはどれがその地形面の構成層なのかすら判定し難いことがしばしばある。段丘の構造について研究者により意見を異にする場合があるのも、地層の層序がなかなか複雑なためであろう。こうしたとき、テフラがAW型(風送水底堆積)でもAA型としてでも認められるなら、地層や地形面の認定と対比が容易になる。ただし、この場合のテフラは正確に同定できるものでなければならぬし、テフラ降下史の中での位置がはつきりしている必要がある。

こうした点から、筆者は地形面、地層の設定と区分に際し、テフラを主要な手がかりとしたが、ほかに地形面とその構成層の性質も総合して行なつた。その結果、南関東の主な海成面はいくつかにグループに分け、かつそれぞれはテフラ堆積史のなかで比較的短かな時間のうちに位置づけられることがわかつた(第1, 2図)。

海成段丘面は、海面の陸地に対する相対的安定期につくられる。安定が長くつづけばより広い地形面が生ずる。そのような時期は、かなり様子がわかつてきた最近3万年間のはげしい海面変化を参考にすると、第四紀後期では海進から海退へ移行する時が多いと考えられる。ただし、海進・海退の規模を判定すること、つまり海面変化曲線を描くことはなかなか難しい問題である。高海面期の情報はなんとか得られるにしても、低海面期のそれ、とくに古い時代のそれは、なかなか得られないからである。現在の陸上では、地形面の分布状態とか、その構成物に谷埋めの地層があるか否か、あるとすればどのくらいの厚さか、またテフラの堆積状態などが手がかりを提供する。

筆者のこれまでの調査では、下末吉面形成後、第1図の下部に示すような海面変化が期待される。すなわち、下末吉面をつくつた大きな海進ののち沖積海進までの間には、少なくとも3回の中規模ないし小規模の海進があつたとする。それらによつてつくられた地形面は、小原台面、三崎面、立川I面と呼んだ(町田, 1971, 町田・鈴木, 1971)。このうち立川I面は、現海岸ふきんでは沖積層下に埋没している(町田・鈴木・宮崎, 1971)。それは他の面に比べて、かなり低い海水準でつくられたからであろう。これら4回の高海水準期にはさまれる時期には、図のように概して海面は低下し、より低い水準に平坦面をつくつたり、当時の陸地で谷が刻まれたりしていたと考えられる。

さて、高海水準期の地形面と考えられた、下末吉、小原台、三崎の各面は、後掲の第5図のように南関東一円に分布する。なかでも下末吉面はもつとも広く、小原台面がこれに次ぐ。小原台面と三崎面の場合、河成面——河川の下流部につくられた扇状地ないし三角州の性格をもつ部分——が広い。これらが海

成面として発達するところは、三浦半島と房総半島で、現存する下末吉面に比べて、より海側の地域である。

小原台、三崎という地形面の名称は、海成でありかつテフラとの関係が詳しくわかる模式地の地名に因んだ。命名の後、対比をすすめていくにつれて、小原台面は、従来武蔵野の河成面に対して名づけられた豊島台ないし成増台に対比できることが明らかとなつた。また三崎面は本郷台や多摩川沿いの武蔵野面に対比できる。なお、下末吉面以降の地形面を記号化して呼ぶときに、筆者の小原台面に相当するものは、いわゆる下末吉ロームの上部層をのせるところから下末吉面のグループに入れて S_2 とし、三崎面やそれより若干新しい河成面を M_1 とか M_2 とかにする研究例がある(杉原, 1970など)。しかし筆者は、下末吉、小原台面間は、小原台、三崎面間より時間が長く経過したこと(第1図)、および従来の武蔵野面の慣用などから、KOBAYASHI ら(1968)のように、小原台面と三崎面に対比できるものを武蔵野面群に入れ、記号化するならそれぞれ M_1 , M_2 とした方がよいと考える。

ところで、南関東の沖積面は、房総半島南部や大磯丘陵南部などの隆起域では、数段に細分されるのに、東京湾北岸地域などの安定域ないし沈降域では、一つの地形面しか発達しないという現象がみられる(SUGIMURA & NARUSE, 1954)。上記の下末吉、小原台、三崎の各地形面も、隆起域ではさらに細分されることはあり得よう。しかし、これら3地形面は1つの地形面の細分されたものではなく、長い時間をおいてつくられた、互いに独立の地形面だと考えられる。南関東では場所によつて高度こそちがつているものの、各地にこれら3面に対比されるものが見出される。

下末吉面形成以後の海面変化史の中ではつきりさせねばならない問題は、小原台、三崎両面の形成期にどのていどの海進があつたかである。これには、とくに小原台相当面につきその構成層に谷埋め性の厚い堆積物が認められないことから、海進はあつてもごく僅かか、たんに下末吉の海退期の一安定期という意見(杉原, 1970, 1972, 菊地・羽鳥, 1969など)がある。たしかに成増礫層や竜崎砂礫層などの内陸に分布する河成層には、谷埋め性のものがまだ発見されていない。しかし、三浦半島衣笠や房総半島市原、姉崎、木更津周辺などに、厚さ15~20メートルの、小原台面構成層と思える一部海成の砂泥層があり、この時期にやはり相当の規模の海進があつた可能性が高い。これらの地層中に入る水成のテフラにより対比の精度を高めることが要請される。

2. 下末吉面およびそれ以降の地形面の形成年代と国際対比

各地形面の形成史がテフラ降下史との関連でわかつてくると、テフラの鍵層に時間の目盛りを入れたくなるのは当然である。 ^{14}C 法による年代は立川ローム層以上に通用する。それより下位のテフラについては、いまのところ町田・鈴木(1971)のフィッション・トラック法によるものしかない。しかし、イオニウム法の開発(KIGOSHI, 1967, 福岡・木越, 1970)などで、今後新しいデータがでてくるにちがいない。また海成層中の Mollusca を対象としたイオニウム法による測定も期待される。種々の方法による測定値が出揃い、それぞれの誤差が比較検討される段階まで、絶対年代の扱いは慎重を期すべきであろう。しかし、これまで、 ^{14}C 法やフィッション・トラック法による諸鍵テフラの年代値から推定した各地形面の古さ、すなわち下末吉面の13~12万年前、小原台面約8万年前、三崎面約6万年前、立川I面約3万年前(町田・鈴木, 1971)、はいまのところ改変を必要とする深刻な問題には直面していない。以下、一応これらの値に基づいて議論をすすめる。

さいきん、世界各地の海成段丘堆積物について、イオニウム法などによる年代測定が行なわれるようになり、これによつて国際対比ができる情勢になつてきた。もちろんこの他に従来の層位学的、地形学的な論拠も役に立つ。ところで、南関東の下末吉層や下末吉面が、沖積海進に先立つ、最後のもつとも大きな高海面期(間氷期)の所産であることは、多くの研究者の一致する意見である。それは、上述の如く13~12万年前というわけだが、世界各地からの報告でも、このころに顕著な高海面期ないし間氷期があつたとするものが多い(総括的なもの: GUILCHER, 1969, 岡, 1970)。

イオニウム年代の測られているのは、熱帯や亜熱帯の海岸域が多く、従来の国際対比の標準地域であるヨーロッパ地中海沿岸ではまだ測定されていないようである。しかし、層序や古生物などから、地中海沿岸の Eutyrrhenian やフランスの Upper Normannian が上記の顕著な高海面期に対比されている。

ところで、下末吉期（下末吉層と下末吉面の形成期）がどの間氷期にあたるかについては、Riss/Würm 間氷期に対比できるとするもの（貝塚・成瀬, 1958, 小林, 1962など）とそれより一時代古く Mindel/Riss 間氷期にあたるとするもの（湊・井尻, 1958, 1966など）とがあつた。前者の立場は Riss/Würm 間氷期が最後の間氷期だとする。これに関係して、さいきん RICHMOND (1970) は、最後の大間氷期は Alps における Mindel/Riss 間氷期にあたり、そのあとに Paar (Riss I)/Riss (Riss II), および Riss (Riss II)/Würm の 2 間氷期があつたという、従来とはかなり異なつた総括をした。最後の間氷期といつても、間氷期の規模にはさまざまあつて、なかなか複雑だつたということであろう。ただ、上記の最後の大間氷期は北欧の Eemian, 北米の Sangamon に対比できるとする点は、従来と変りない。また年代については、Mindel/Riss に対比した Rocky の Sacagawea Ridge/Bull Lake 間氷期が約18万年前（間氷期の湖成層最下部にあるパミスの K-Ar 年）と約12万年前（同湖成層をおおう rhyolite flow の K-Ar 年）との間に推定されるとのべている。また Paar/Riss は、およそ 7～8 万年前、Riss/Würm は 5 万年ないし、5.5 万年前より古いと推定している。いまのところ、Alps や Rocky などの山岳氷河の消長と海面変化に与える影響の大きい大陸氷河のそれとの対比が充分でないので、この氷期・間氷期の編年を海面変化の編年と直接結びつけるのは性急かもしれない。しかし、前述のように、下末吉海進が最後の大きな間氷期にあたることはかなり確実で、しかも高海水準期の年代として 13～12 万年前の古さが与えられている点は、下末吉期が RICHMOND のいう Mindel/Riss 間氷期に対比される可能性を強めたといわざるを得ない。また、小原台面や三崎面は、それぞれ Paar/Riss, Riss/Würm に対比されるのかもしれない。順序や年代の点および海進や間氷期の規模がさほど大きくなかつたという点などが論拠として役立つ。

3. 先下末吉時代の編年

下末吉面の形成に先立つ時代の編年については、さいきん多摩ローム層の研究がすすみ（皆川・町田, 1971, 関東第四紀研究会, 1971, 1972, 遠藤・上杉, 1972), 従来の多摩 I, II という時代区分（羽鳥・寿円, 1958, 関東ローム研究グループ, 1965) に新知見が加えられつつある。

筆者も、大磯丘陵、横浜西部、それに多摩ロームの模式地とされる多摩丘陵の 3 地域について、テフラの対比をすすめてきた。その結果の詳細は別に報告する予定である。ここでは地殻変動を論ずるのに必要

第 1 表 各地の多摩面の対比

地 域 地形面	大 磯 丘 陵	横 浜	多摩丘陵東部	多摩丘陵北部
多摩—a	七 国 峠 面 ¹⁾ (m-f)			
多摩—b	早 田 面 ¹⁾ (m)	土 橋 面 ³⁾ (あまり発達がよくない, m)		
多摩—c	雑 色 面 ¹⁾ (m-f)	西 根 面 ⁴⁾ (m)	おし沼面 ⁵⁾ (m)	
多摩—d	鴨 沢 面 ²⁾ (m-f)	港 南 面 ⁶⁾ (m)		小比企面 ⁷⁾ 程久保面 (f)

註 1); 遠藤・上杉 (1972)

2); 新称

3); 鶴見, 大村 (1966)

4); 関東第四紀研究会 (1972)

下線のある地形面は分布の広いもの, m; 海成, f; 河成

5) 従来の多摩 II 面

6) 山王台面と呼ばれたこともある。脚註¹⁾ 参照。

7) 皆川・町田 (1971)

第2図 大磯丘陵、横浜西南部、多摩丘陵東部3地域のテフラの対比

1: 大磯丘陵の土屋、早田および鴨沢地区の総合

2: 横浜西南部の戸塚、舞岡および港南台地区の総合

3: 多摩丘陵東部おし沼と多摩ニュータウン地区の総合

a; 軽石層, b; スコリア層, c; 風化火山灰層, d; 火砕流堆積物

地形面の名称(イタリック): *T*; 立川I面, *M*; 三崎面, *O*; 小原台面, *S*; 下末吉面, *Sk*; 七国峠面, *So*; 早田面, *Zo*; 雑色面, *Os*; おし沼面, *Ka*; 鴨沢面, *Ko*; 港南面
鍵軽石の名称: TP; 東京軽石, OP; 小原台軽石, SIP; 三色アイズ軽石群, Ts-CP; 土沢C軽石, UP; うわばみ軽石, Ts-AP; 土沢A軽石, SoBP; 早田黒雲母軽石, SoP; 早田軽石, MkP-II; 舞岡第2軽石(上ガラと呼ばれることもある), NP-II; 登戸第2軽石(バヤリスと呼ばれることもある), NkBP; 中井黒雲母軽石, NkP; 中井軽石, MkP-I; 舞岡第1軽石(本ガラと呼ばれることもある), NP-I; 登戸第1軽石(ドーランと呼ばれることもある), GP; ゴマシオ軽石, KaBP; 鴨沢黒雲母軽石, KoBP; 港南黒雲母軽石, HBP; 八王子黒雲母軽石

T & M.L.; 立川、武蔵野ローム層, S.L.; 下末吉ローム層, T.L.; 多摩ローム層

な事項, すなわち, 基礎となるテフラの対比結果のあらまし, および高海面期の地形面の類別, 分布さらに概略の年代推定などについてふれておく。

3 地域のテフラの対比は第2図に示した。対比をする上で重要な鍵層となつたものは, 1) 岩質はありふれた両輝石安山岩だが, 大量の噴出物で分布が広く, したがって各地に見出だされるもの(従来から多摩丘陵で知られている登戸第1(ドーラン)軽石, 同第2(バヤリス)軽石(羽鳥・寿円, 1958), ウワバミ軽石(鶴見・大村, 1966)など), 2) 角閃石, 黒雲母, あるいはジルコン, 鱗灰石などを含む著しく珪長質の軽石(第2図の KaBP—KoBP—HBP, NkBP と SoBP など)である。前者のグループは岩相, 鉱物の特性と分布の連続性, それに後者のグループとの層位関係で同定できるし, 後者のグループは, その上下に基性ないし中性のテフラが多い中で独特の鉱物組成をなすところから同定できる。

こうした鍵軽石で区別され対比される海成地形面は, 第1表のとおりである。

第1表の地形面の区分と対比は, 遠藤・上杉(1972)とも, また関東第四紀研究会(1972)とも異なる部分をもつ。すなわち, 前者によると, 大磯丘陵の早田面は, 横浜地域の山王台面(筆者の港南面)¹⁾に對比できるとするが, 筆者のテフラの調査では両面の上に整合にのるテフラは全く異なるものである(第2図の1の So 面以上のものと2の Ko 面以上のもの)。また後者の横浜地域での層序では, 港南面(山王台面)が西根面より新しいとするが, 筆者は逆に, 西根面の上にのるテフラ(上部は舞岡ロームと呼ばれているもの, 第2図, 柱状図2の MkP-I, IIを含む部分)は多摩丘陵のおし沼礫層の上にのるテフラに對比できると考えている。それは第2図のように, 舞岡ロームの中に登戸第1, 第2軽石, NkBP, SoBP などに對比されるものが揃つて見出だされたからである。

さて, 第1表のような4地形面の分布をみると, 全てが揃っている地域は大磯丘陵のみで, 他の3地域ではどれかがよく発達すると他は貧弱といった状態である。大磯丘陵で揃っているといつても, そこでは傾動がはげしく, しかもテフラが極端に厚いところなので, 見分けられる範囲はせまい(第6図)。多摩丘陵東部には, おし沼面が広いが, 横浜西部ではせまく, かえつてより古い港南面とその堆積物がよく残っている。こうした地域による地形面の発達のちがいは, おそらく各時代の古地理条件に由来するのであろう。

七国峠面は横浜, 多摩丘陵ではまだ確認されていないが, これをのぞいた3地形面の離水期は, テフラからみるとさほど食い違わない。これが離れた地域のこれら地形面を対比させた理由である。どの地域でもかなり一斉に陸化したことになる。また, これらはともに厚い埋谷性の堆積物をもつという特色がある。大磯丘陵で七国峠面は最大30mの厚い砂礫からなり, 早田面も25m以上の厚い砂からなる。おし沼面相当の大磯丘陵雑色面, また横浜西部の港南面, これに相当する大磯丘陵鴨沢面の各堆積物も, 厚さ30m以上の砂礫層ないし砂泥互層からなる。これらは大部分海成ないし河口成層であるので, その堆積にはやはり海進が関係したと考えられる。ただし, どの時期のものが大きくどれが小さかつたかの判断はなかなか下しがたい。分布の広さと堆積物の性質についての詳しい調査にまたざるを得ない。

さて, これら諸地形面の形成年代については, まだ利用できる測定値はない。近い将来にデータが得られるものと考えられる。第1図に示すように, 下末吉面以降については, テフラの堆積速度は分布軸の地域では第一近似的に一定だつたとみなせる。そこで, このテフラ堆積の等速性が多摩ローム層についても適用できると仮定して, 上記諸地形面の概略の年代を推定してみよう。なおこの仮定は, 第2図の柱状図において, Ts-A~Cなどの厚い降下軽石の堆積時代をのぞけば, 他の多摩ロームの部分は薄い軽石やスコリアの累層で下末吉ローム以上の様子と大差ないことから, おおよそ支持されるだろう。

第3図では, 大磯丘陵早田~土屋ふきんと多摩丘陵おし沼を選んで, テフラの層位一年代関係を, 下末

1) 横浜市内南区山王台のふきんには, これと別におし沼相当面もあるので, 混同し易い。そこで分布の広い, そして露頭に恵まれている, 港南区中里周辺(通称港南台)を標式地として, 新しく呼ぶことを提案する。

第3図 多摩期諸地形面の形成年代の推定

下末吉ローム以下のテフラがそれ以上とほぼ等速で堆積したと仮定し、下末吉ローム以上の堆積直線を外挿した。黒点は大磯丘陵、白点はおし沼の各柱状図について、測定された軽石のフィッシュ・トラック年代(中央値)である。年代の推定範囲を示す矢印は大磯丘陵の柱状図による。

M; 三崎面, O; 小原台面, S; 下末吉面, Sk; 七国峠面, Ts; 土橋面, So; 早田面, Os; おし沼面, Zo; 雑色面. Ka; 鴨沢面 (図中 Ya は Ka の誤り)

吉ローム以上のテフラの平均堆積速度で多摩ロームに外挿してみた。大磯でのテフラの厚さを4分の1に縮めてみると、だいたいおし沼のテフラの厚さになり、多摩ロームの鍵層の位置がよく合う。なお、テフラのうち新しい部分(Pm-1以上で主に富士山系のスコリアが多い部分)の堆積がおし沼で相対的に早いようにみえるのは、おし沼の位置が箱根のテフラをまともにかぶる大磯丘陵よりも、富士のテフラの分布軸に近いためであろう。

第3図によると、七国峠面は20~25万年前、早田面(土橋面)は25~31万年前、おし沼面は30~37万年前、鴨沢面(港南面)は36~44万年前にそれぞれつくられたと推定される。おびたしいテフラの中には、年代測定に好都合な鉱物をもつものがあるので、近いうちに上のような外挿が妥当かどうか検せられるにちがいない。その結果は、海外でもあまり資料の多くない更新世中期の編年に大いに役立つであろう。

III 海成沖積面の高度分布

1. 資料

SUGIMURA & NARUSE (1954) が行なつた、南関東の海成沖積面や波食台旧汀線の高度測定は、いうまでもなく、沖積海進(いわゆる縄文海進)の海面が、どれほど変動したかを求めるためのものであつた。この高度測定には、海成層頂面(しばしば陸成層におおわれている)や旧汀線の確認というしごとと、各地のそれらの形成年代が一致するか否かの検討とが基礎条件となる。この両者ともなかなか容易ではないが、とくに後者については次のような問題がある。すなわち、隆起量の大きい房総半島や三浦半島の南部、および大磯海岸では、最大海進時につくられた、いわゆる沼面以降に、少なくとも2段の新しい段丘がつくられている(SUGIMURA & NARUSE, 1956)ので、ややもするとそれらの低位の段丘(沼面より分

第4図 南関東海成沖積層頂面の高度分布

布が広いところがある)を高度測定の対象とするおそれがある²⁾。

ここでは、SUGIMURA & NARUSE (1954) の測定値²⁾のほかに、その後得られた資料(阪口, 1963, 和島ほか, 1968, 米倉ほか, 1968, 松島, 1971, 千葉県開発局, 1969 など)および筆者の現地調査(大磯海岸と三浦半島)を加えて、海成沖積層頂面の高度分布図(第4図)を作成した。

2. 沖積面の変動

いくつかの測定値を図にプロットしてみると、沖積面の変動を語るには点がいかにもまばらである。ここで引いた等高線は、これらの点以外に、2万5千分の1地形図から読みとれる段丘や沖積平野の高さも参考にしてある。

図示された沖積面の変形は、大局的には成瀬(1968)の第5図とよく似る。特色の一つは、横浜から千葉へ走る、5 m ないし 4 m の高度帯を境にして、これより南部の隆起地域の傾きが、北部の地域に比べてはるかに大きいことである。海拔 15 m を越す隆起帯は大磯海岸、三浦半島南部、房総半島中南部にある。いずれも全体として南上がりで、大磯海岸と房総南端では 25 m を越す。こうした隆起地域の南上がりが、単純な単斜的運動なのか、それとも波曲をとまうものかについて、成瀬(1968)の図には、房総南部で、波長の短かい褶曲運動が考えられている。著しい隆起地域ではこうした現象もあり得ようが、測定点の少ない第4図の段階では、そこまでは論じがたい。これについては、今後、沼面に対比できる地形面の高度を詳しく調べる必要がある。いつぼう、第4図の 5 m 等高線以北のきわめて広い地域では、海成沖積面は、関東平野中央部の方向にわずかながら低まつていく。第4図の範囲外についても、和島ら(1968)の資料を参考にすると、関東平野の海成沖積面は 4 ~ 0 m の高さを保つ範囲が広いことがわかる。

ところで、沖積面の高度分布と次のべる下末吉面のそれとを比べてみると、全体の傾向は似るが、後者の方に局地的な変動(造盆地運動など)が顕著にあらわれている。沖積面にも、こうした局地的変動があ

2) SUGIMURA & NARUSE (1954) の Table 2 で、隣接地域の値に比べてかなり低い値のでている、白浜 17.1 m や久里浜 8 m などには、こうした対比上の問題があると考えられる。これらは第4図にはのせていない。

るとすれば、下末吉面のそれから推して、相模川下流部、房総半島の養老川、小櫃川、小糸川各平野などに期待できる。これらではいまのところ海岸沿いにしか資料がなく、内陸側で海成層頂面高度を求めないと、図にあらわれない。

また、沖積面の変動と1923年の関東地震時の変動(MIYABE, 1934)とは、全体のパターンは似るが、異なる点もある。関東地震の変動では、房総半島の脊梁部の西側では、等変位量線はほぼ東西方向に走っていたのが、東側になると急に南東へ向きをかえる。こうした傾向は第4図あるいは成瀬(1968)の第5図にもあらわれていない。房総半島東岸から銚子にかけての沖積面の高度については資料が少ないので、今後充実させていく必要がある。

IV 下末吉面の高度分布

1. 下末吉面の分布

II. 1 でのべたように、台地構成層とそれをおおうAA型テフラとの関係から、離水の同時性を重要視して下末吉面を規定したとき、従来の下末吉面の分布に関する知見について、次のような若干の補訂を施す必要が生じた(第5図)。

大磯丘陵においては、町田・森山(1968)により、土沢層(大塚, 1929)から分離された吉沢層からなる吉沢面は、下末吉面と完全に対比された(町田, 1971)。その分布は、町田・森山(1968)の知見よりもやや広く、大磯町背後の千畳敷山の平坦面(地形面高度約158m)を含み、かつ大塚(1929)により土沢層の標式地にされた座禅川沿い(土屋ふきん)、七国峠の一部などが入る。

高座丘陵が下末吉面に対比されることは、すでに貝塚(1958)により推定されたが、吉沢面上にあるのと全く同じテフラが高座丘陵をつくる砂礫層上に見出だされ、対比は確定した(町田, 1971)。また片瀬腰越山は、成瀬・戸谷(1957)により、多摩面の中に入るとされたが、そこにある数枚の軽石層は、下末吉ローム下部～中部のものであることが確認され、これらも下末吉面に対比される。ここから戸塚にかけての開折のすすんだ台地には、点々と下末吉面が確認される。

三浦半島では、従来多摩面に対比されていた引橋丘陵は、基盤を切る砂層の上に下末吉ロームの中・上部層をのせているにすぎないので、下末吉面と小原台面の中間面という扱いをしておく。その砂層の頂面高度は約73m、周縁の小原台相当面の高さが60～64mで、他の地域の下末吉、小原台面間に比べて比高が小さい点も、根拠の一つになり得よう。

横浜から東京にかけての下末吉面の分布は、従来の知見(羽鳥・寿円, 1958, 太田ほか, 1970など)と大差ない。しかし、埋谷性の堆積面が分布する鶴見川沿いの新羽町、岸根町および日吉などでは、下末吉面より新しい小原台面に対比される可能性のある地形面がある。

東京都内の荏原台、淀橋台が下末吉相当面であることは、従来と変りない。豊島台の大部分が小原台面に対比されることは、杉原ら(1972)がのべた。荏原台と淀橋台にはさまれる武蔵野台地も、テフラから見ると小原台面にあたる。こうしてみると、武蔵野台地の小原台相当面は、河成ながらかなり広い。

大宮台地は、陸上堆積のテフラがほぼPm-Iや小原台軽石以上であることから、成増面(ここでいう小原台面)にあたると考えられた(KOBAYASHI ほか, 1968)。しかし、少なくともその一部(鳩ヶ谷ふきん)には、下末吉面に対比されるものがある。それは下末吉ローム層最下部の三色アイスバミス群が、海成砂層の上に堆積していること、およびその上位に重なる火山灰質砂は陸水成で、かつテフラの風化物が多く分布が局地的なこと、などによる。鳩ヶ谷ふきんの下末吉面の高度は約7.5mである。

下総台地西部については、杉原(1970)の知見と変りない。下総台地の主面は下末吉面であるが、南側の東京湾岸に海岸段丘状に、また北側の手賀沼から柏、野田にかけて、三角州成の小原台相当面が広がっている。

下総台地南部、すなわち村田川以南の木更津、君津にいたる、北西方向に傾く台地群の大部分は、従来

- 2: 小原台面, 太い破線は復元された地形面の等高線 (木更津-市原地域), 数値は地形面高度
 3: 三崎面, 数値は地形面高度   4: 沖積面   5: おもに丘陵, 山地などの斜面

下末吉面に対比されていた(貝塚, 1958 ほか)。しかし, これらの台地をつくる砂礫および泥層中には, 下末吉ローム下部の軽石がはさまれ, かつ離水面上にのる AA 型のテフラが小原台軽石をはさむ下末吉ローム上部層であることからみると, この台地は小原台面に対比させた方がよいと考えられる。なお, この台地群の中には, これより新しいものも多くみられる。

以上のべた南関東における下末吉面の分布は, これより新しい小原台, 三崎面のそれと比較してみると, より内陸側まで海成面として発達するという特色がある。後者のグループは, そこでは, もつぱら河成である。逆に, 房総や三浦などの沿岸部では, 下末吉面よりもこれらの新しい地形面が海成でよく発達する。そこでは隆起が著しいため, 下末吉面はかなりの高度に達し, 開析作用をうけて, 地形面はあまりよく保存されていないと考えられる。

2. 下末吉面の変動

第5図に示した下末吉面の等高線は, 海成下末吉層の頂面高度を示す。陸成テフラはもちろんのこと, 海成層からテフラへの漸移帯にある湿地性堆積物を取り除いて, 海成層頂面の高さを測定した。神奈川県下では主に筆者が直接測定(露頭での海成層頂面高度を, 近くの水準点, 三角点ないし独標点(3千分の1ないし2.5万分の1地形図に基づく)からハンドレベルを用いて測定)した。また東京では, 東京地盤研究会(1959)の柱状図資料, 杉原ほか(1972)により, 千葉県では杉原(1970)の柱状図によつた。そのほか, 平坦面のよく保存されている下総台地東部~中部では, 現地表面の等高線および独標, 三角点などの高さから, 露頭や試錐で知られるテフラの厚さをさし引いた。

小原台面, 三崎面についても同様の高度測定を行なつた。これらの地形面には河成面が含まれる。第5図には小原台面のうち, 市原~木更津地域につき等高線をひいたが, そのほかの二, 三の地域では代表的な測定高度のみを示した。

第5図にみられるように, これらの海成地形面は, 南半部で一般に北方向へ著しく傾く。地形面の原傾斜は, 現在の沖積面と似て, 旧汀線の位置からわずかに海側へ傾くといつたものであつたと考えられる。それは, これらの地形面が波食台性の浸食面ないし三角州性の砂層の堆積面だからである。したがつて, 海退の方向と逆の方向に傾動する場合には, 現在測られる傾斜の値は, 真の傾動量の最小値を示し, 同じ方向に傾く場合には, 最大値を示す。

なお2.5万分の1ないし5万分の1くらいの尺度で, 海成面高度の測定値に忠実に等高線をひくと, 地域によつてはかなりの凹凸を示すことがある。海底の起伏, 砂州あるいは完全には埋積されなかつた谷などがあるからかもしれない。第5図の等高線は, 20万分の1くらいの尺度で, こうした微起伏をならして描かれてある。その方が地殻変動を知るのに役立つと考えられるからである。

さて, 第5図の下末吉面の変動について, 若干の特徴を拾い出してみよう。

1) 一般に北方向への傾動がみられるが, その量において著大な南部地域と, ごく僅小な北部地域との対照が著しい。前者は, 大磯丘陵, 高座丘陵, 横浜西南部, 房総半島の諸地域で, 下末吉面や小原台面の高さは30~40 mから南では100 m余りにまで, 傾動により変化する。いつぼう, 後者の地域では, 主に横浜や千葉以北で, 下末吉面高度は30~40 mから大宮台地の10 m以下にまでごくゆるやかに傾き下がる。この両地域の境は, 大磯丘陵北縁部(秦野盆地)から相模川下流部寒川ふきんをとおり, 横浜へ抜けるWSW~ENE(N 70°E)方向に求められるようである。この線を秦野・横浜線(第5図の鎖線)と呼んでおく。もし, これを東京湾を横切つて直線的につづけると, 千葉市ふきんをとおることになる。第4図の沖積面の変形および1923年の関東地震の際の垂直変動にも, 大体においてこの線のちかくに南部傾動地帯の北縁が求められる。したがつて, 秦野・横浜線は, 吉川(1968)が四国で指摘した, 地震の際に隆起する地帯の北縁の hinge line とほぼ同様の意味をもつ可能性がある。

2) 南部傾動地帯の傾動量は, 一般により西側(大磯丘陵側)で大きく, 東へいくにつれ小さくなる。この傾向も1923年の関東地震時の変動や沖積面の変形とよく似ている。傾動のもつとも大きい大磯丘陵で

は、秦野盆地の南を限る渋沢断層をはじめとする北おちの東西方向の断層が生じている。

3) 南部傾動地帯の下末吉面は、上述のようにおおよそ北へ傾き下がるが、ところどころで傾動の方向を異にする造盆地運動を示唆する変形を示す。すなわち、大磯丘陵北東部の下末吉面の NE 方向の傾動と、高座丘陵の NW 方向の傾動とをくみ合わせると、相模川下流部寒川ふきんを中心とする造盆地運動がでてくる。従来の相模造盆地運動(成瀬, 1960)にあたる。なお、この運動は沖積面の変形にもまた関東地震時の変動にもあらわれていない。下末吉面よりはるかに新しい三崎相当面も、盆地中央部(寒川西方)では沖積面より低い位置に埋没しているので、この運動は長期にわたり継続していると考えられる。新しい変動の有無について詳しい調査が期待される。また、横浜～東京の下末吉面の東への傾きと東京湾対岸の市原～木更津の小原台面の北北西への傾動を組み合わせると、東京湾の造盆地運動(貝塚, 1964)がでてくる。

4) 南部傾動地域の南上がりの傾動が、単純様な単斜かそれとも短波長の波動をとともうものかは、第5図からは確言できない。このためには房総半島の木更津以南や三浦半島で、下末吉面などを発見することが必要である。ただ、大磯丘陵の東部では、千畳敷山や七国峠ふきに東西の背斜軸をもつ運動がうかがえるし、また三浦半島の衣笠・横須賀以南では、小原台面や三崎面の高さがかなりよく揃っていることなどからみると、波曲をとともう可能性がある。

V 各地の更新世地形面および地層の傾動

前記した沖積面および下末吉面と時代を異にする海成地形面は、分布が断片的で、広域の変動を論ずる上にはあまり役立たないが、地域的な変動を知る上にはきわめて有用である。沖積面や下末吉面で知られた垂直変動が、異なつた時代にどんな形でつづいていたかについて、若干検討してみよう。

1. 大磯丘陵

南関東の中では、ずば抜けて垂直変動の大きい地域である。全体的には、NNE ないし NE 方向への傾動が卓越するが、断層などによりいくつかのブロックにわかれ、局地的変動もみられる。変動のもつとも大きいのは、国府津―松田断層に接する丘陵西部の曾我山一帯で、この付近を占める二宮層(中～下部第四系)は、NE 方向(北部では E 方向)へ $30^{\circ} \sim 50^{\circ}$ も傾く。しかしこのはんいは幅 $2 \sim 3$ km に限られるようで、国府津―松田断層から東へ約 3 km ほど離れた中村川沿いになると、二宮層の傾斜は減じ、 10° 内外で N ないし NNE へ傾く。中井町五所の宮ふきんには沈降の中心がある(小沢・大木, 1972)。

二宮層を不整合におおう土沢層(多摩ローム時代の水成層の総称。第1表の鴨沢面～七国峠面をつくり、細分できるもの。大塚(1929)を再定義)は、おおむね曾我山傾動地塊の北部から東部にわたって分布する。東西方向に流れる中村川上流部(比奈窪より西)は、曾我山撓曲の hinge line にあたり、しかも小地溝をなすらしい。この部分には、土沢層からなる前述の早田面、雑色面、鴨沢面などが海拔 $60 \sim 200$ m の高さに西南側ほど古く、かつ傾いて認められる。そして、曾我山寄りになると、礫層の著しい撓曲と衝上などが観察される。曾我山北部の浅間山では、海拔 240 m 余りまで、土沢層の一部が高まつている。なお、中村川の北ないし北東側の地域になると、土沢層の傾動はさほど顕著でなくなる。

曾我山とは別に、丘陵中、東部の鷹巣山、千畳敷山を中心とする地域も変動の著しいところである。第6図はこの地域の諸地形面の高度分布を示す。ここには吉沢面のほか、七国峠面、早田面が分布する。筆者は数十地点で各地形面の高さを測り、傾動量を求め、それを各地形面間で比較してみた。

それによると、鷹の巣山北西地域では、早田面(海成の厚い砂層からなる)は北北西へ最大 100% 傾く(早田部落ふきん)。そしてこれに隣接する吉沢面(構成層の上部は湖成)は同方向に約 58% で傾く。これらはいずれも僅か $300 \sim 900$ m の短い水平距離について求めた値であるが、そのふきの地形面の傾動状況からみると、いずれも最大傾斜の値を与えたと考えられる。なお、ここでは断層はみられない。ところで、早田面の形成年代として、前記 II, 3 の推定値 $25 \sim 30$ 万年前を採用し、吉沢面のそれを $12 \sim 13$ 万

第6図 大磯丘陵東部の諸地形面の高度

1: 早田面 2: 七国峠面 3: 吉沢(下末吉)面の各測高点と等高線
4: 三崎相当面の測高点 等高線間隔は10m

年前とすると、第2表のように、傾動は早田面形成以来、同じオーダでありほぼ等速的に進行したといえる。なお、この両地形面の間につくられた七国峠面の傾斜は、面の分布が等高線の走る方向（およそ東西）に近いので、傾斜の値の精度がおち、比較しがたい。

千畳敷山を中心とする地域も変動が著しい。万田をとる東西方向の断層と撓曲により、吉沢面は千畳敷山と万田ふきんとの間で100mあまりの比高をもつ。万田、小向ふきんの断層をとまう撓曲については、KANEKO (1971) に詳しい。

2. 高座丘陵・相模野南東部

高座丘陵のNW方向の傾動は、これより新しいゴルフ場面や飛行場面（成瀬・戸谷，1957，それぞれ小原台，三崎面に対比される）でも認められる。第7図の地形面の等高線に基づき、水平距離約4kmについてNW方向の傾斜を調べると、下末吉面では4.1‰，三崎面では3.6‰（小原台相当面は東偏して分布するので省いた）となり、時代の差はほとんど変らない。三崎面形成以後、傾動が大きくなったかに思える。

高座丘陵とその東の台地から境川の沖積低地を隔てて、片瀬腰越山には下末吉相当面が。また江の島には、小原台面，三崎面に相当する2地形面が、それぞれ70m，38m，32mの高さに存在する。これらは高座丘陵とその周りの台地よりも高いので、NW方向の傾動がここまで及んでいることが知られる。そこで高座丘陵，相模野南部の各地形面と、片瀬，江の島のそれらとを結んで、平均的なこの地域の傾動量を

第7図 高座丘陵と相模野南東部の諸地形面の高度

太い実線：下末吉面(高座丘陵面)，破線：小原台面(ゴルフ場面)，点線：三崎面(飛行場面)の各等高線，1：下末吉面，2：小原台面，3：三崎面の各測高点
鎖線は向斜軸，およそ秦野・横浜線の方角を示す。

測ると，下末吉面では6.0%，三崎面では2.0%となる。三崎面の大部分が相模川の河成礫からなり，したがってSE方向の原傾斜が，下末吉相当面より大きかったことが考えられ，それを考慮に入れると，平均的にはこの地域でも等速的に傾動してきたように思える(第2表)。

ところで，相模造盆地運動は，下末吉面とそれ以降の時代の地形面の変動にあらわれているが，座間丘陵も，少なくとも南部はこの影響を受けているらしい。座間丘陵は，多摩ロームの上部(第2図の柱状図1にあるTs-A軽石から上位)をのせていることが，海老名東北方杉本の露頭で確かめられ，七国峠面がそれより古い地形面である。砂礫層頂面は沖積面の高度(約20 m)以下と思われる。三崎相当面も，座間丘陵の西側では東側より7～8 mも低い。こうしてみると，相模盆地の沈降の中心は秦野・横浜線のふきん(寒川)から相模川沖積平野にそつて北へ数キロメートルまで及ぶと考えられる。

なお，秦野・横浜線は，この地域では第7図のように，向斜軸をなすが，この北側域の地形面は主に河成であるので，原傾斜は南下がりであり，第7図にみられる傾きは真の傾動量より大きいと考えられる。したがって，この地域の向斜は南翼の方が急な，非対称的沈降運動で生じたと思われる。

3. 横浜西部

この地域には、先下末吉面としては、Ⅱ、3でのべた港南面がもつともよく発達する(第8図)。この地形面と下末吉面とはテフラからみると、時代的にかなり離れていると考えられるが、この間につくられた地形面はほとんど残っていない。

さて、第5図では横浜西部の秦野・横浜線沿いに、下末吉面が沈降している様子がみられたが、港南面はこの地帯でさらに著しい沈降を示す(第8図)。港南面の変位は、向斜の北翼よりも南翼がやや急で、ことに標式地の港南区西部での南上がり方が著しい。こうした向斜構造は、大塚(1937)により調べられた三浦層群のそれとよく似ている。ただし、向斜軸の位置がびつたり合致するわけではない。三浦層群から長沼層、港南面構成層、下末吉層と時代が新しくなるにつれ、軸の位置が変ってきたか否かは、今後詳しい調査を要しよう。

第8図 横浜地域の諸地形面の高さ

- 1: 港南面の分布域と測高点および等高線, 2: おし沼面相当面の測高点,
3: 下末吉面の測高点と等高線, 4: 小原台面相当面の測高点

ところで、港南面と下末吉面の傾斜を、向斜の南翼において最大傾斜の NNW 方向で測つてみると、港南面約 31%, 下末吉面約 10% (いずれも戸塚の東部と西部で、最大値に近い) となる。Ⅱ、3で港南面は、テフラの等速的堆積を仮定すると、40 万年前後にみつもられるとのべたが、上の傾動量のちがいは、年代の古さとよく対応しており、ここでも曲動は等速的につづいたといえそうである。

港南面より新しいおし沼面は、鶴見川以北の多摩丘陵東縁部に海成面としてよく発達するのに、ここではごく断片的なので、上のような傾斜を求めて比べることができない。しかし、鶴見川以南でも、北から

笹山団地 (66 m), 法泉町 (66 m 強), 永田町 (62 m), 舞岡町 (40 m) と頂面高度が測られているので, 向斜の北翼地域では下末吉, 港南両面の傾きとおよその比較ができる。第9図は, 多摩丘陵東縁部の, 北は上作延, 南は戸塚・踊場に至る N 15° E の測線に, 各面の旧汀線ないしそれに近い地形面高度をプロットしたものである。この測線は保土が谷以北で, 下末吉面およびおし沼面の汀線とほぼ平行である。これによると, 上作延ないし登戸ふきんから保土が谷ふきんまでは, おし沼面, 下末吉面ともに安定した高度を保つ (両面ともやや南上がりで, 前者は 62 m から 66 m 強, 後者は 42 m から 45 m)。ところが, 保土が谷以南になると, 向斜軸に向つて著しく曲降し, 地形面の交差がおこる。その結果, 川上町から戸塚にかけての地域では地形面の新旧と高度とは一定の関係を保たない。しかし, 第9図のように, 地形面の傾きはもつとも古い港南面が最大, もつとも新しい下末吉面で最小という具合に規則的となる。ここでも変動の定常性が示唆される。なお, 向斜軸に近い前田町, 品濃町, 舞岡町などでは, より古い港南面が下末吉面より低いことが一つの露頭でわかるところがある。重複した地形面のはつきり識別できるのは, 厚いテフラがあるおかげである。

横浜東部では, 西部に比べると傾動に関する資料が少なくなる。第9図の下末吉面のかたちからみると, 秦野・横浜線は大岡川の低地から東京湾へ抜けるらしい。

第9図 多摩丘陵東縁部から横浜西部にいたる諸地形面の断面

S; 下末吉面, Os; おし沼面, K; 港南面

●, ○, ×はそれぞれ S, Os, K の測高点 ●, ◎, ⊗は各旧汀線の高度

4. 三浦半島

三浦半島のつけ根の部分では下末吉面は, 西は戸塚から腰越山まで, 東は横浜から富岡まで, 次第に高さを増して分布するが, これ以南の半島部では, まだ確実には発見されていない。秦野・横浜線からこれらの地域までの傾きで南へ延長すると, 横須賀や逗子以南では海拔 100 m をこすと予想される。横須賀では, 下末吉面にかわつて小原台面と三崎面が発達する。それらの旧汀線高度は一般に, 小原台面では南 70~65 m, 三崎面では 37~35 m にある。横浜, 川崎ふきんでは, 小原台面は一般に 28~22 m ぐらい, 三崎面は 18 m 程度の高さを保つので, 三浦半島では全体にかなり高くなつていけるといえる。しかし, 旧汀線や地形面が局部的に低いところもある。小原台面は走水 (70 m) から北北西にゆるく傾き, 猿島 (30 m) にいたる (走水グループ, 1965)。また武山断層沿いの南縁にある 同面は, 佐島をのぞくと西ほど低く, 69 m から 35 m まで下がる (岡, 1971)。おそらく断層の影響を受けていると考えられる。

5. 房総半島北部

下末吉面の傾斜変換線は, 千葉市ふきんから ENE へ, 八街, 多古へのびる。この地域の下末吉面は第5図のように, 千葉, 土気, 東金以北の下総台地に限られる。そして, 千葉~八街以南の傾動地域で, NNW 方向の最大傾斜を測つてみると, 約 6% (土気ふきん) となる。この値は西南に接する市原背後の小原台

相当面の傾斜より小さい。この事実の説明としては、両地形面の原傾斜がすでに異なっていたとする立場もあり得よう。ただ、両地形面が傾動の走向の方向にやや隔たつて分布するので、直接の比較は無理である。NNW 下がりの傾動は、等変位量線の走る方向でかなり変化する（ねじれる）ことを示唆するのかもしれない。

養老川、小櫃川沿いの小原台面の傾きを測ると、NNW 方向へそれぞれ 11.5‰, 9.4‰となり、かなり大きい。これらはいずれも三角州性の構造をもつ台地なので、原初の勾配はわずかながらついていたと考えられる。したがって、上の傾きの値は、傾動量の最大値を与えるものであろう。また、小櫃川右岸の姉が崎台地の一部（開析のすすんでいない部分）は、テフラからみると三崎面に属す時代の地形面である。その傾きは、姉が崎台地の最大傾斜方向に投影して測つてみると、5.7‰である。そこで、これらの傾斜と現沖積面のそれとを比べてみることもできる。現沖積面のうち、沖積海進の影響を受けた三角州地域でその最大傾斜を測つてみると、養老川 2‰, 小櫃川 1.3‰である。このように、これらの地形面の傾きは、時代の古さとほぼ比例して大きくなる。傾動の等速性がここでも成立つようである（第2表）。

これらの地形面の傾動と同じセンスのものは、藪、地藏堂層など、多摩ローム時代の地層にも顕著にあらわれている。これらについての量的な検討は、これからの課題である。

6. 関東平野中央部

これまではおもに秦野・横浜線以南の、傾動の著大な地域について、傾動の継続性を検討してきた。それではこれより内陸側ではどうであろうか。まず、横浜保土が谷と多摩川べりの上作延、登戸との間（多摩丘陵東縁）で、おし沼面と下末吉面との高さの変化を比較してみると、水平距離約 17 km に対して前者では 5～3 m ていど、後者では 4～2 m 内外の高度差（いずれも低い）が認められる（第9図）。また、この旧汀線に直角の東西方向でも、地形面の高度分布からみると、両面ともさほど激しい傾動を蒙つてはいないと考えられる。このように、この地域は変動の点ではかなり安定しているところといえよう。

下末吉面はこれから北へ、荏原台、淀橋台、そして大宮台地へと飛び石状に分布する。地形面高度は次第に低まり、大宮台地南部では海拔 7.5 m となる。沖積面の高度も、これに呼応して、低まる。そこで、海成層頂面高度について詳しい資料のえられる鶴見の下末吉台地と大宮台地との間で、両地形面の傾きを比較してみよう。下末吉台地（海拔 24～27 m）と大宮台地南部が、下末吉海退期のある海水準下でつくられたとして（両地域とも等高性の地形面が広いのでその可能性は高い）、両台地間の傾きを測ると、0.54‰である。また沖積面については鶴見川新羽橋（海拔 4 m、和島ほか、1968）と大宮台地内の見沼泥炭地（海拔 2.5 m、阪口、1963）とを結んで求めると、0.038‰である。それぞれの傾動に要した時間は 12～13 万年、0.6～0.7 万年と考えられるから、ここでも動きは等速に近い。なお、上記の下末吉台～大宮台地間の傾きは、前述の横浜保土が谷～上作延間のそれに比べてやや大きい。第5図をみると、淀橋台から大宮台地の間でとくに地形面高度が低まるようである。

VI 地殻運動の定常性について

1. 地形面の傾動のまとめ

Vでのべた南関東各地の地形面の傾斜をまとめると、第2表のようになる。ここで扱った傾動は、一般にはたわみを伴った波曲運動の一部である。ここでは曲面のごく一部の、単純な板の回転運動と考えられる部分のみを測定の対象にした。だから、傾斜を測る2点間の水平距離は各地域の傾動の性質に応じてさまざまの長さである。概して、南部の傾動の著しい地域では短距離をとり、最大傾斜に近いものを選んだ。秦野・横浜線以北の地域では、長波長の曲動なので長距離にわたる平均的な値をとつている。また、時代の異なる地形面の傾斜を比べるためには、いうまでもなく、同じ傾斜方向でかつすぐ近接したところに測線が得られる場合のみを選ぶ必要がある。走向の方向に波曲運動がはげしい場合には、測線の位置が少しずれると、値の比較が無意味となる。

第2表 各地地形面の傾動速度の比較
括弧内の数値は測定値 (‰), 括弧のない数値は傾動速度 (‰/万年)

地形面	年代 (万年)	大磯丘陵 土屋, 早田	高座丘陵	高座丘陵～ 片瀬江の島	横浜・戸塚	養老川	小櫃川	多摩丘陵 東部	下末吉 ～大宮台地
沖積	0.6					(2.04)3.4	(1.3)1.9		(0.038)0.06
三崎	6		(3.6)0.6	(2.0)0.33			(5.7)0.95		
小原台	8					(11.9)1.5	(9.4)1.2		
下末吉	13	(58)4.4	(4.1)0.3	(6.0)0.46	(10.2)0.8			(0.18)0.014	(0.54)0.04
早田 (土橋)	28	(102)3.6							
おし沼	33							(0.24)0.007	
港南	40				(31.2)0.8				

第2表のうちには、傾斜をその地形面の古さでわつた値が記入してある。これを各地域内で異なつた地形面間で比べてみると、いずれもよく似た値を示す。大づかみにみて、このくらいの時間範囲では、変動単位の大きさに関係なく、変動は等速的に進行したといえそうである。

第2表および第5図によると、すでに述べたように大磯丘陵における傾動速度は他の地域より著しく大きい。相模構造線に近接する位置にあるためであろう。また養老川、小櫃川沿いのそれもこれに次ぐ。東京湾奥の造盆地運動を指示するようである。

2. 各地地形面の高度関係

本稿で変動速度の指標として、地形面の傾斜をえらんだのは、従来しばしばとられていた旧汀線高度の比較(太田ほか, 1968)が、著しい傾動地域では比較すべき地点のえらび方などに難点があるからであつた³⁾。しかし、南関東でも傾動の小さい地域(もつばら秦野・横浜線以北の地域)では、高度による比較が可能である。時代の異なるいくつかの地形面高度が、ごくせまい範囲で比較できる例について、高度と年代との関係を示すと第10図のようになる。

第10図では、どの地域にも共通して、小原台面と三崎面との間および沖積面と現海面との間の勾配が、他の地形面間より大きく、一見して変動速度が大きかつたかにみえる。しかし、この折れ線グラフから、変動速度に変化があつたと解釈する(岡, 1971)のはあたらなひだろう。各地地形面形成時の海水準は必ずしも同じ高度ではなかつたと考えられるからである。各地地形面の高度関係が、どこでも一次式であらわすことができるほど一定していること、さらに、前述のとおり変動はかなり一様にすすんだとみられることからすると、第10図の折れ線は、各地地形面形成時の海面の相対的な高さのちがいを示唆するものと解される。

IIでのべたように、これら4地形面はいずれも高海面期の産物と考えられるが、第10図によると、小原台面は三崎面に比して相対的に高位置の海水準下でつくられたと考えられる。またおし沼面をII. 3で推定した年代と、多摩丘陵東縁での高度とを与えて、この図にプロットして1の地域のグラフにつづけてみると、下末吉面も相対的に高位置につくられたことがわかる。

なお、ここで示した地形面高度は必ずしも当時の海水準と一致するものではない。どれも海成ないし河口成のものなので、海水準との高度差はわずかであろうと推定されるにすぎない。げんみつに各時期の海

3) 太田ほか(1968)論文の表1, 2で大磯丘陵の沖積面, 下末吉面, 早田面の高度関係が他の例と著しく異なるのは、比較する測点の場所が僅かしか離れていなくても、傾動に影響されて不定値をとり得るためと考えられる。一般に、著しい傾動をとまなう隆起域で、地形面の高度関係から運動の定常性を論ずるとき、高まつた地形面が浸食により欠如することがあるので、運動が早まつたと結論しがちになると考えられる。

面高度を求めるとなると、各地で補正を必要とする。その量の算出は、なかなか資料が得られないので難しいが、補正のセンスの判断は容易にできる。すなわち、下末吉面については、旧汀線に関して高度が測られた多摩丘陵東縁部をのぞくと、いずれも当時の海面は第10図に示した地形面高度より高かったにちがいない。これらの地域は当時（最大海進時）浅海底であつたと考えられるからである。また小原台、三崎両面形成期の海面高度は、図示した高さよりわずかながら低い位置に期待される。それは、いずれも陸水成と考えられる地層の頂面高度をとっているからである。

前述のとおり、南関東の下末吉面以降の地形面の高度関係には一定の規則性がある。それによつて、各地で欠如していたり、まだ発見されていない地形面があるとき、あり得る地形面高度あるいは当時の海面の高さを推定することが可能となる。したがつて、今後の調査により、ある時代の地形面が発見され、その高度がわかつた場合には、変動の定常性が検証できることになる。

第10図 南関東のうち傾動の著大でない諸地域の地形面の古さ(横軸)と高度(縦軸)との関係

1: 多摩丘陵東縁部 2: 武蔵野台地東北部(成増～赤羽ふきん) 3: 手賀沼ふきん 4: 千葉市ふきん 5: 市川市ふきん

VII む す び

本稿では、南関東の第四紀中・後期の地形面の編年を基礎にして、各時代の地形面の高度分布を提示した。これによつてこの地域の変動に関して明らかとなつた点、および問題となる点を指摘してむすぶことにする。

まず、第4、5図ならびに第2表で明らかなように、秦野―横浜をむすびその延長に考えられる hinge line を境として、南側の海岸域では著大な北下りの傾動がみられるが、北側の内陸域にいくと傾動量が僅小になること、さらに前者の地域では西部(大磯丘陵側)ほど傾動量が大きいというパターンをとることは、この地域の第一次のオーダーの変動現象といえるであろう。こうした第四紀地形面の変動は、関東地震の際に測られた地殻変動と大体において合致するところからみると、相模構造線沿いに発生する地震時の変動が積算された結果なのだとみることができる。ただし、関東地震時の地殻変動の hinge line は房総半島で木更津から南東へ曲がり、大原へ抜けるようだが、下末吉面のそれは第5図のように、千葉から八街へ東北東方向にのびる点が食いちがう。吉川(1971)は、19世紀以来の測地資料に基づくと、木更津―大原を結ぶ線が現在の地殻運動の hinge line で、その両側の地域では変動の推移の様相が異なるのみでなく、等変位量線の走る方向も90°近く異なることを指摘し、南側の地域は地震時に急性的に変動を示す地域であり、北側の地域は慢性的につづく関東造盆地運動の範囲と考えられるとのべた。ただし、下末吉面の変形のうちで顕著なものの一つである千葉―八街をつらねる部分の折れ曲がりについては、触れられていない。この線はさらに東北へのぼすと、銚子の西から鹿島の沿岸部に沿うものとの関係するようみえる。このように、南関東の変動も広く東部の傾動地帯を含めてみると、相模構造線に根ざす地殻変動

のモデル (ANDO, 1970) のほかに, 別なモデルが必要になってくると考えられる。

次に, 下末吉面の変形 (第5図) からわかる重要なことは, 各地で第二次のオーダーと考えられる変動現象が見出だされることである。それらは相模造盆地運動, 横浜西部の向斜的沈降運動, さらに東京湾奥の造盆地運動などである。これらは地震の際の変動や沖積面の変動としてはまだ見出だされていないものである。いずれもたんに下末吉面以降といった限られた時間に終始したのではなく, 第四紀のかかなり長期間をつうじて同じ傾向の変動がつづいてきたものと考えられる。これらの変動をどのように説明するか, これは第2の問題である。

また変動の定常性については, 時代の異なる地形面の傾きを比較し, 著しい隆起地域であると否とを問わず, かなり一定の速さで進行してきたと考えられる資料がえられた。

引用文献

- 1) ANDO, M. (1971): A Fault-Origin Model of the Great Kanto Earthquake of 1923 as Deduced from Geodetic Data. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 49, p. 19~32.
- 2) 遠藤邦彦・上杉 陽 (1972): 大磯・横浜地域の古期テラフについて. 第四紀研, 11, 1, p. 17~23.
- 3) 太田陽子・貝塚爽平・菊地隆男・内藤博夫 (1968): 時代を異にする旧汀線高度の比較による地殻変動の考察. 第四紀研, 7, 4, p. 171~181.
- 4) 太田陽子・当間唯弘・須磨重允 (1970): 横浜市付近の下末吉層基底面の地形. 地理評, 43, 11, p. 647~661.
- 5) 大塚弥之助 (1929): 大磯地塊を中心とする地域の層序(その1, その2). 地質雑, 36, p. 435~456, 479~497.
- 6) — (1937): 関東南部の地質構造(横浜—藤沢間). 震研報, 15, p. 974~1040.
- 7) 岡 重文 (1971): 三浦半島の段丘変形. 測量, 21, 11, p. 12~18.
- 8) 岡 義記 (1970): Late Pleistocene の海面変化に関する諸問題. 地理科学, 14, p. 11~21.
- 9) 小沢 清・大木靖衛 (1972): 大磯丘陵南西部の地質. 神奈川県温研報, 3, 2, p. 73~82.
- 10) 貝塚爽平 (1958): 関東平野の地形発達史. 地理評, 31, 2, p. 59~85.
- 11) —・成瀬 洋 (1958): 関東ロームと関東平野の第四紀の地史. 科学, 28, p. 128~134.
- 12) — (1964): 東京の自然史. 紀伊国屋書店.
- 13) 関東ローム研究グループ (1965): 関東ローム, その起源と性状. 築地書館.
- 14) 関東第四紀研究会 (1971): 屏風浦層の再検討. 地球科学, 25, 1, p. 38~40.
- 15) — (1972): 横浜南部で新たに発見された古期ローム層について. 地質ニュース, 251, p. 17~23.
- 16) KANEKO, S. (1971): Neotectonics of Oiso Hills and contiguous districts in south Kanto, Japan. 地質雑, 77, 6, p. 345~358.
- 17) 菊地隆男・羽鳥謙三 (1969): 古海岸平野研究への提言—海岸平野としての関東洪積台地—. 地質学会76年大会討議資料「海岸平野」, p. 141~146.
- 18) —・貝塚爽平 (1972): 関東平野地下の成田層群. 地質学会討論資料「地質と地下水に関する公害」, p. 99~109.
- 19) KIGOSHI, K. (1967): Ionium dating of igneous rocks. *Science*, 156, p. 932~934.
- 20) GUILCHER, A. (1969): Pleistocene and Holocene Sea Level Changes. *Earth-Sci. Rev.*, 5, p. 69~97.
- 21) 小林国夫 (1962): 第四紀(上). 地団研.
- 22) KOBAYASHI, K., K. MINAGAWA, M. MACHIDA, H. SHIMIZU, K. KITAZAWA (1968): The Ontake Pumice-Fall Deposit Pm-I as a Late Pleistocene Time-Marker in Central Japan. *J. Fac. Sci., Shinshu Univ.*, 3, 2, p. 171~198.
- 23) 阪口 豊 (1963): 日本の後氷期海面変動に対する疑問—縄文文化の絶対編年に寄せて—. 第四紀研, 2, p. 211~219.
- 24) SUGIMURA, A. and Y. NARUSE (1954, 1956): Changes in sea level, seismic upheavals and coastal terraces in the southern Kanto region, Japan (I, II). *J. J. Geol. Geogr.*, 14, p. 101~113, 16, p. 165~176.

- 25) 杉原重夫(1970) : 下総台地西部における地形の発達. 地理評, 43, 12, p. 703~718.
- 26) ——・高原勇夫・細野 衛(1972) : 武蔵野台地における関東ローム層と地形面区分についての諸問題. 第四紀研, 11, 1, p. 29~39.
- 27) 千葉県開発局(1969) : 京葉工業地帯の地盤.
- 28) 鶴見英策・大村 纂(1966) : 多摩丘陵東部の地形およびローム層に関する若干の知見. 第四紀研, 5, 2, p. 59~64.
- 29) 東京地盤調査研究会(1959) : 東京地盤図, 技報堂.
- 30) 成瀬 洋・戸谷 洋(1957) : 相模野台地南東部の関東ローム. 地質雑, 63, p. 126~136.
- 31) ——(1960) : 相模積成盆地の変遷—南関東上部新生界の地史学的研究(2)—, 第四紀研, 1, p. 243~255.
- 32) ——(1966) : The Quaternary Geology of Tokyo. Jap. Ass. Quat. Res.
- 33) ——(1968) : 関東地方における第四紀地殻変動. 地質学論集, 2, p. 29~32.
- 34) 走水研究グループ(1965) : 三浦半島小原台付近の第四系. 地球科学, 80, p. 1~11.
- 35) 羽鳥謙三・寿円晋吾(1958) : 関東盆地西縁の第四紀地史(I)—多摩丘陵の地形発達—. 地質雑, 64, p. 232~249.
- 36) 福岡正己・木越邦彦(1970) : 火山噴出物のイオニウム年代測定. 火山第2集, 15, p. 111~119.
- 37) 町田 洋・森山昭雄(1968) : 大磯丘陵の Tephrochronology とそれにもとづく富士および箱根火山の活動史. 地理評, 41, p. 241~257.
- 38) ——(1971) : 南関東のテフロクロノロジー(I)—下末吉期以降のテフラの起源および層序と年代について—. 第四紀研, 10, p. 1~20.
- 39) ——・鈴木正男(1971) : 火山灰の絶対年代と第四紀後期の編年—フィッション・トラック法による試み—. 科学, 41, p. 263~270.
- 40) ——・——・宮崎明子(1971) : 南関東の立川・武蔵野ロームにおける先土器時代遺物包含層の編年. 第四紀研, 10, p. 290~305.
- 41) 松島義章(1971) : 大船貝層の ^{14}C 年代と貝化石群集. 神奈川県立博物館研報, 1, p. 61~72.
- 42) 皆川紘一・町田瑞男(1971) : 南関東の多摩ローム層層序. 地球科学, 25, 4, p. 164~176.
- 43) 湊 正雄・井尻正二(1958, 1966) : 日本列島. 岩波書店.
- 44) MIYABE, N. (1934) : On the vertical earth movement in Kwanto districts. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 9, p. 1~21.
- 45) 吉川虎雄(1968) : 西南日本外帯の地形と地震性地殻変動. 第四紀研, 7, p. 157~170.
- 46) ——(1971) : 山崎直方先生と変動地形の研究. 地理評, 44, p. 552~564.
- 47) 米倉伸之, ほか8名(1968) : 相模湾北岸の沖積段丘, とくに下原貝層の C-14 年代について. 第四紀研, 7, p. 49~55.
- 48) RICHMOND, G. M. (1970) : Comparison of the Quaternary Stratigraphy of the Alps and the Rocky Mountains. *Quat. Res.* 1, p. 3~28.
- 49) 和島誠一, ほか10名(1968) : 関東平野における縄文海進の最高海水準について. 資源研報, 70, p. 108~129.