

福生市の地形と地質

I 福生市の地理的・地質的環境

福生市は東京の西郊、立川市と青梅市とのほぼ中間に位置し、東西約3.6km、南北約4.5km面積約10.4km²の広さを有する（第1図）。秩父・奥多摩山地を源流とする多摩川が、青梅付近で山地を抜け出て関東平野に流れ出たすぐの多摩川左岸に広がる街で、東京の通勤圏として近來とみに市街地化してきた。地形的には関東南部に広がる武蔵野台地の南縁部西端に当たり、隣接する羽村町、昭島市などとともに多摩川によって台地南縁部に形成された河岸段丘上に存在する。武蔵野台地は古多摩川系の河川を主とする堆積物によって形成された洪積台地であるが、台地西部では青梅付近を扇頂とする扇状地性地形を成す。本地域の周辺には、西方に



第1図 福生市周辺の地形区分

奥多摩山地が存在するのを始め、東北方には狭山丘陵が、多摩川を隔てて西に草花丘陵、南に加住丘陵があり、これらの山地、丘陵に隣接する地理的環境にある。

一方、地質的には台地主部を構成する古多摩川の氾濫原堆積物である段丘礫層を主体とし、これらの礫層を覆って火山灰層が上位段丘面上に存在するが、多摩川に面する下位段丘面では礫層上を直接表土が覆うのみである。

福生市周辺の地質的環境を見ると、奥多摩山地は中・古生層を主とし、五日市付近には中生層および第三紀層が存在する。多摩川対岸の草花丘陵、加住丘陵、および北東部の狭山丘陵などは第三紀層上総層群とそれを覆う古期ローム層からなり、この内、上総層群の一部が福生市の基盤として存在する。福生市に隣接する羽村・瑞穂・昭島地域とは、当然のことながら地形的にも地質的にも密接なる関係を有するが、大局的にはほぼ同様な地形・地質構成を成し、福生市の地形・地質を検討するに当たっては、これらの隣接地域も含めて考察されなければならない。また、福生市の多摩川対岸にあって秋川市の主体を成す秋留台地も武蔵野台地と同構成の台地であって、福生市の地形・地質と無関係では有り得ない。

以下、福生市の地形および地質について詳述するが、近年福生市も市街地化が激しく、地層などの観察できる露頭も少なくなり、詳細に地質構造を検討することが困難になってきた。本報告は散在する露頭における調査と、近年行なわれた福生市下水幹線工事の際の試錐調査資料⁽¹⁾、および福生市上水道鑿井資料⁽²⁾を基に福生市の地質を検討しまとめた。また、地形調査に当たっては野外調査とともに空中写真による地形分析を行なった。

- (1) 武蔵野幹線排水路新設工事に伴う地質調査ボーリング資料(1974) 三井共同建設コンサルタントK.K.
西住宅地区周辺排水路事業に伴う土質調査ボーリング資料(1977) 同上
- (2) 福生町上水道鑿井地層断面図(1953~1968) 日本鑿泉探鉱K.K.

II 福生市の地形

福生市は武蔵野台地の南縁西端部にあって、台地の南部を境する多摩川によって形成された数段の河岸段丘上に存在する。本地域を構成する段丘は上位より、立川段丘、拝島段丘、および2段の低位段丘からなり、拝島段丘以下は沖積世段丘である（第3図）。それぞれの段丘面を立川面（T面）、拝島面（H面および一部K面）、天ヶ瀬面（A面）、千ヶ瀬面（C面）とするが、同一面上でも更に段差が認められ複雑化している。なお、武蔵野台地南縁部の多摩川に沿って立川、昭島地域などに発達する青柳面は、本地域には見られない。

1 立川段丘

立川段丘は福生市の東半分を占め、北部の武蔵野台から横田基地、拝島方面に至るほぼ八高線に沿った地域である。立川段丘の崖線は、北は加美平団地東から福生三小、市民会館を経て五丁橋付近で玉川上水および青梅線を横切り、拝島駅西方へと続く（図版I-1）。

立川面の標高は最も高い北部の武蔵野台公園付近で143m、市民会館付近で130m、南部の拝島駅東方で122mと南へ向けて高度を下げ、その高度差は約21mとなる。下位の拝島面との比高を見ると、北部の加美平付近で約6mの比高が南部にいくほど大きくなり、熊川付近から拝島にかけては約9mとなっている（第4図）。

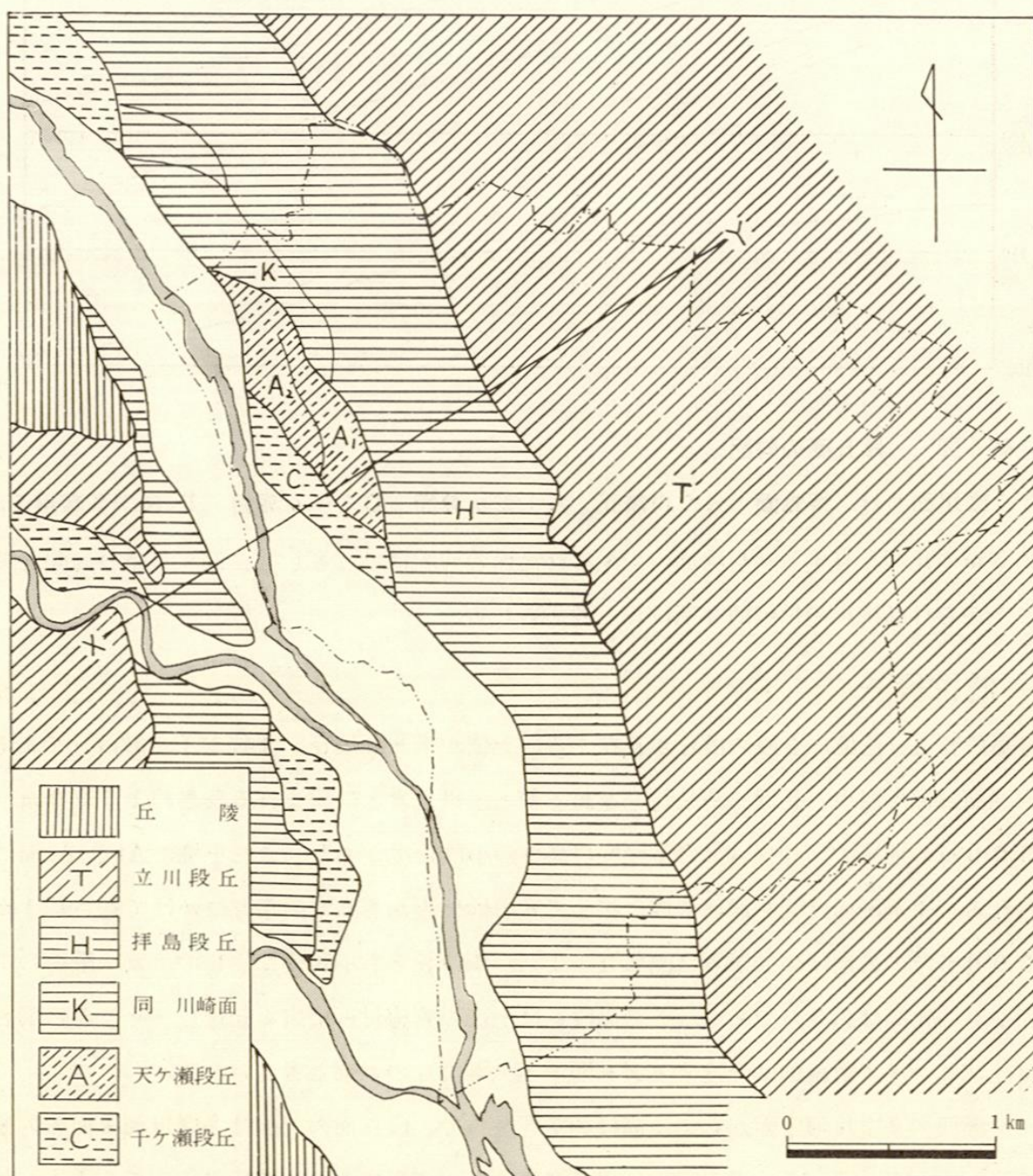
立川面の勾配を現多摩川の河床面のそれと比べてみると、立川面の勾配は多摩川河床面の勾配より大きい傾向があり、その両面の高度差は北端で約29m、南端で約23mであり、立川面形成時の古多摩川の河床勾配が現在より大きかったことを示す。立川面の勾配が現多摩川の河床面の勾配より大きいことは、武蔵野台地南縁の立川面全域にいえらることで、このため、多摩川に沿う立川面は世田谷区二子橋付近で沖積面下に没してしまうことが確認されている。

2 拝島段丘

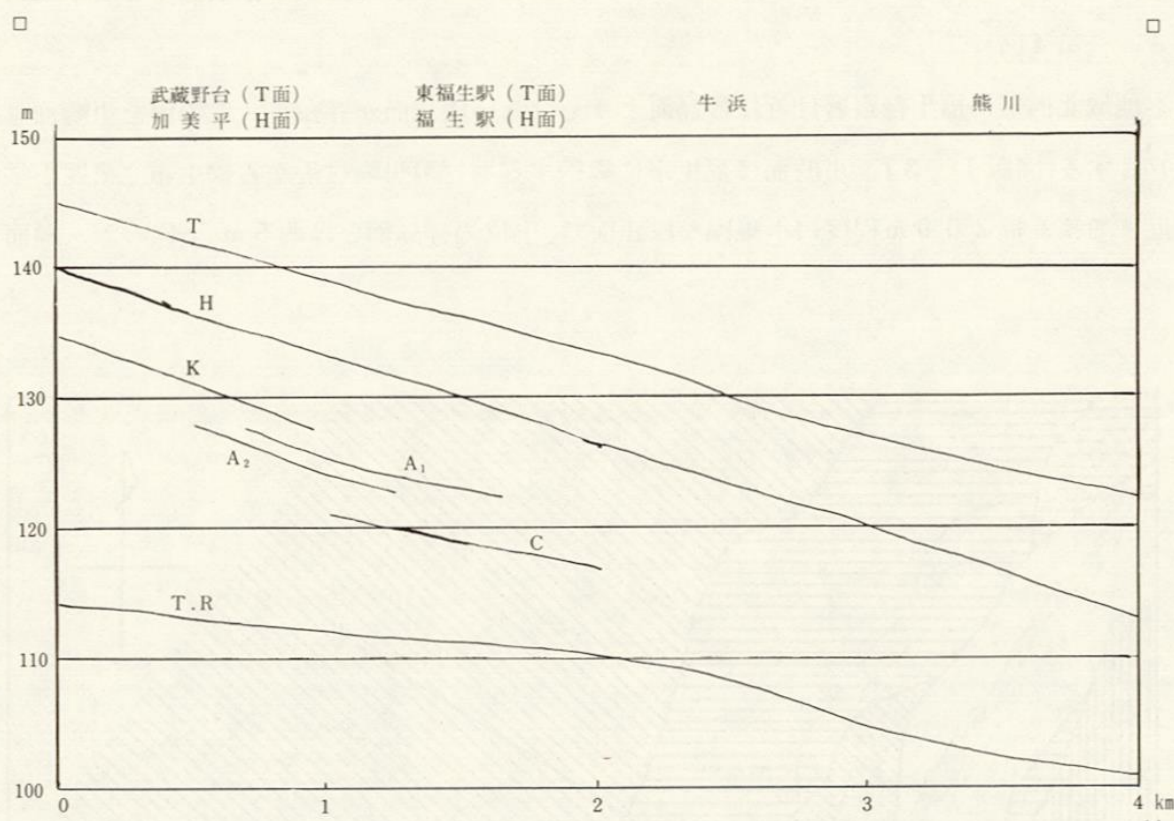
拝島段丘は立川段丘の下位段丘として、北部の加美平から福生市の市街地、牛浜、熊川地域にかけ、ほぼ青梅線を中心にその両側の地域に700～800mの幅で発達する（図版I-2）。拝島面の高度は北部の加美平付近で137m、牛浜駅付近で123m、南部の多摩工業高校付近で113mで、高度差約24mである。多摩川河床面との比高は北端部で約23m、南端部

で約14mとなり、多摩川の勾配よりかなり大きく、立川面の勾配よりも大きいことが認められる。(第4図)。

本地域北西端の福生警察署付近に拝島面より一段低い段丘面が存在し、この面を川崎面(K面)とする(図版I-3)。川崎面は福生市に隣接する羽村町川崎付近から福生市立第四小学校付近まで続く幅200m程度の小規模な段丘面で、上位の拝島面とは約5m、下位の天ヶ瀬面と



第3図 福生市段丘区分



第4図 段丘面の勾配

T: 立川面 H: 拝島面 K: 川崎面 A: 天ヶ瀬面 C: 千ヶ瀬面 T.R: 多摩川河床

は約3mの比高を有する。川崎面の勾配は拝島面の勾配にほぼ等しく、天ヶ瀬面の勾配と異なることから拝島段丘の付随的な亜段丘と考えられる。

3 低位段丘

拝島段丘より低位に2段の段丘が存在する。上位が天ヶ瀬段丘、下位が千ヶ瀬段丘である。天ヶ瀬面は福生四小、長沢、清巖院を連ねる線と玉川上水とに挟まれる長さ約1500m、幅約500mの地域で、面内に更に1m程度の高さの小段丘崖があり、これを境にA₁、A₂面に区分される。千ヶ瀬面は天ヶ瀬面の西に接して永田橋付近から多摩橋東方にかけて長さ約1km、幅200mほどの地域に広がる(図版II-1)。両段丘とも小規模な段丘で、天ヶ瀬面の千ヶ瀬面からの比高は約3mである。この両段丘は上流の青梅付近に広く発達し、そこから羽村、福生地域にかけて断続的に発達する天ヶ瀬・千ヶ瀬段丘の一部と考えられる。

千ヶ瀬面の多摩川河床面からの比高は約7~9mで、段丘面の勾配は多摩川河床面の勾配とほぼ等しく、天ヶ瀬・千ヶ瀬両段丘は現多摩川によって形成された沖積世段丘である。

III 福生市の地質

福生市の地質構成は第三系の加住礫層を基盤として、その上に各段丘の段丘礫層があり、更に最上位の立川段丘では段丘礫層の上に関東ローム層が重なる。

1 基盤の地質

本地域の基盤を構成する地層は第三系の加住礫層である。加住礫層の模式地は多摩川を隔てた対岸の加住丘陵一帯であるが、その北方への延長として本地域に基盤として存在する。また、対岸の草花丘陵に広く分布する大荷田礫層も加住礫層の延長に当たる。

本地域において加住礫層の露出しているところは、五日市線多摩川鉄橋下付近と、福生市立七小裏から福生緑地公園に至る拝島段丘の崖線に沿った数地点に見られる。

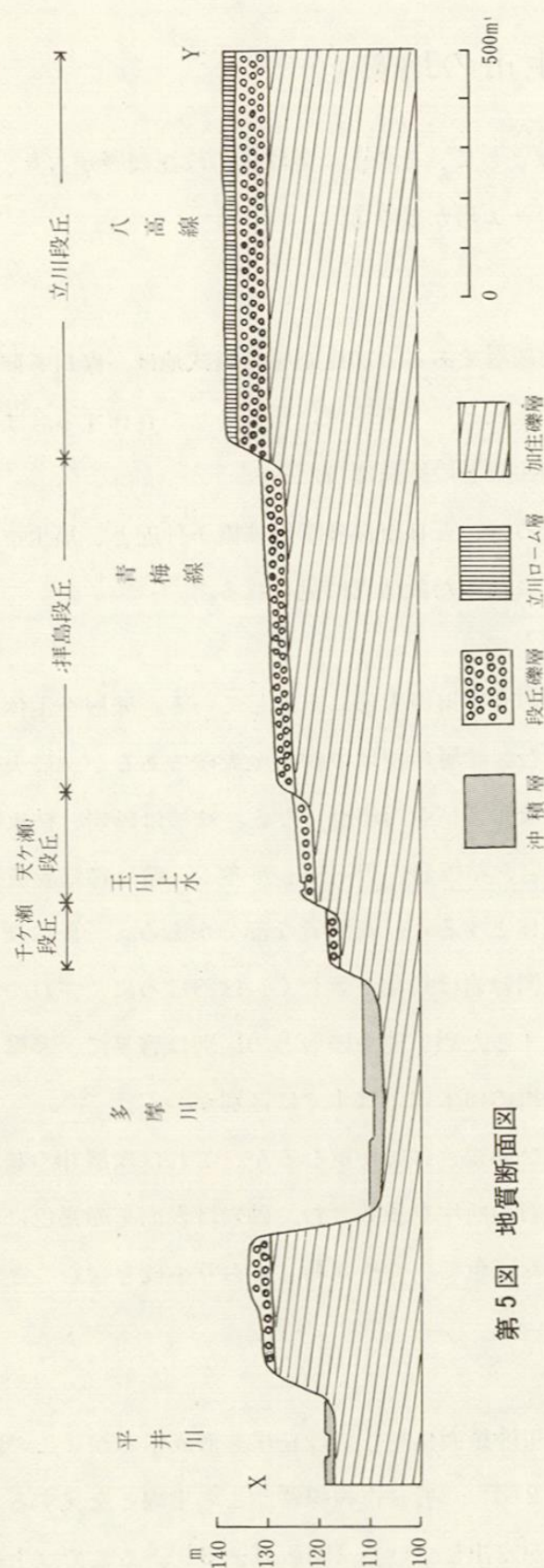
五日市線鉄橋下付近（図版Ⅱ—2）

五日市線鉄橋下より上流約200mまでの間の多摩川河床部に露出している。礫層を主体とするが、厚さ1mほどの砂およびシルト層を挟む。礫層の礫は中礫及至大礫であるが、最大径15cm大の礫を含む。一般によく水磨された円礫および亜円礫からなる。礫種は砂岩、粘板岩、礫岩、チャート、石英閃緑岩などからなり、砂岩、粘板岩、チャートが多く、希に輝緑凝灰岩がみられる（第1表）。マトリックスは砂を主体とするが、凝灰質な部分がある。一般に礫は赤褐色に風化汚染されており、特に砂岩や石英閃緑岩は風化が著しく、ぼろぼろにくずれやすくなっているものが多い。全体的に赤褐色を呈するため、他の礫層との区別は容易で、多摩川の河原にあっても本礫層の上に直接重なる多摩川の河床礫とはすぐに区別がつく。

礫層の上に厚さ1mほどの灰白色シルトおよび赤褐色砂層が重なるが、これは礫層中の狭みである。シルト層は凝灰質で、この中に植物化石の断片を多数含む。砂岩は表面を赤褐色に汚染されているが、中は灰色もしくは褐色がかった灰色で、やや固結しており小礫を含むことが多い。

拝島段丘崖線

拝島段丘は志茂の金堀公園付近から直接多摩川沖積面に対して段丘崖を形成するが、この段丘崖の数ヶ所に加住礫層の露頭が見られる（第2図）。五日市線線路がこの崖線と交叉するすぐ南の富士見公園裏には、段丘礫層の下に本層が露出している（図版Ⅱ—3）。ここでは上部に黄褐色ないし褐色のやや固結しラミナの明瞭な砂層があり、その下は小礫、一部中礫からな



第5図 地質断面図

る礫層になっている。

その外、この崖線上の露頭に見られる本層は福生緑地公園の熊川団地下に礫層が見られるが、他は砂層が多い。

福生高校の北、千ヶ瀬段丘の段丘崖の擁壁工事中に露出した露頭(図版Ⅲ-1)において加住礫層が観察できたが、礫の状況は五日市線鉄橋下と大差ない(第1表)。

加住礫層はどの露頭においても殆ど水平で地層の傾斜を確かめられないが、広域的に見ると昭島市、立川市など多摩川の下流にいくにしたがい、加住礫層より上部の地層が順次現われることから、本層は極めてゆるく東に傾斜しているものと思われる。

2 段丘の地質

(1) 立川段丘

A 立川礫層

本層は立川面を構成する段丘礫層で、基盤の加住礫層を不整合に覆っている。本地域では立川段丘の崖線上数地点で観察できるが、その主な場所は福生市立二中東、市営グランド(図版Ⅲ-2)国道16号武蔵野陸橋付近などがある。

本層は小礫および中礫を主とするが、人頭大の礫も含み、一般に淘汰不良である。部分的に小礫のみが密集しているところもある。礫種は砂岩、粘板岩、礫岩、チャートなどからなり、石英閃緑岩を含む(第1表)。マトリックスには砂、およびローム

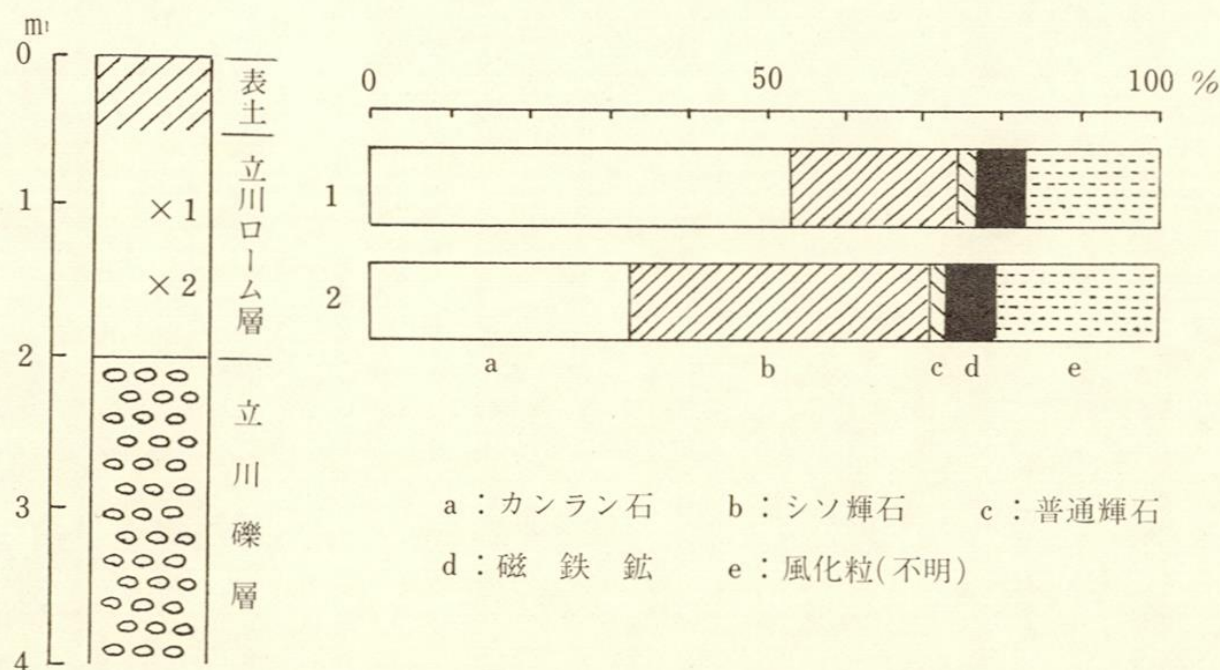
質の砂からなり、砂礫層である。露頭において、本層の下限を観察できないが、ボーリング資料から6～10mの厚さを有するものと推定される（第7図）。

B 立川ローム層

立川面には立川礫層を覆って関東ローム層が存在する。このローム層は立川ローム層である。本地域の立川面上の露出地では耕作土と混ざった状態で見られるところが多いが、露頭として見られるところは、立川段丘崖線上の福生市立二中東、三小北（図版Ⅲ—3）、市営グラウンド（図版Ⅲ—2）、国道16号武蔵野陸橋付近などである。三小北の露頭を除いてはいずれも下位の立川礫層との関係が観察できるが、ローム層の立川礫層に接する部分はいずれも砂質で、立川礫層と立川ローム層との境は必ずしも明瞭ではない。

本層の厚さは市営グラウンドにおいて約1.5mあるが、ボーリング資料によると最大2mほどである。武蔵野台地の武蔵野面以上に見られる立川ローム層の厚さは一般的に3m前後あり、立川面上の立川ローム層はそれより薄く、立川ローム層全体の上半部のみをのせる。したがって、本地域の立川ローム層も他地域の立川面上と同じく、立川ローム層の上半部に相当する。

市営グラウンドの立川ローム層中の重鉱物組成を第6図に示す。カンラン石、輝石が多く、立川ローム層の一般的特徴を示している。



第6図 立川ローム層の柱状図および重鉱物組成（福生市営グラウンド）

(2) 拝島段丘

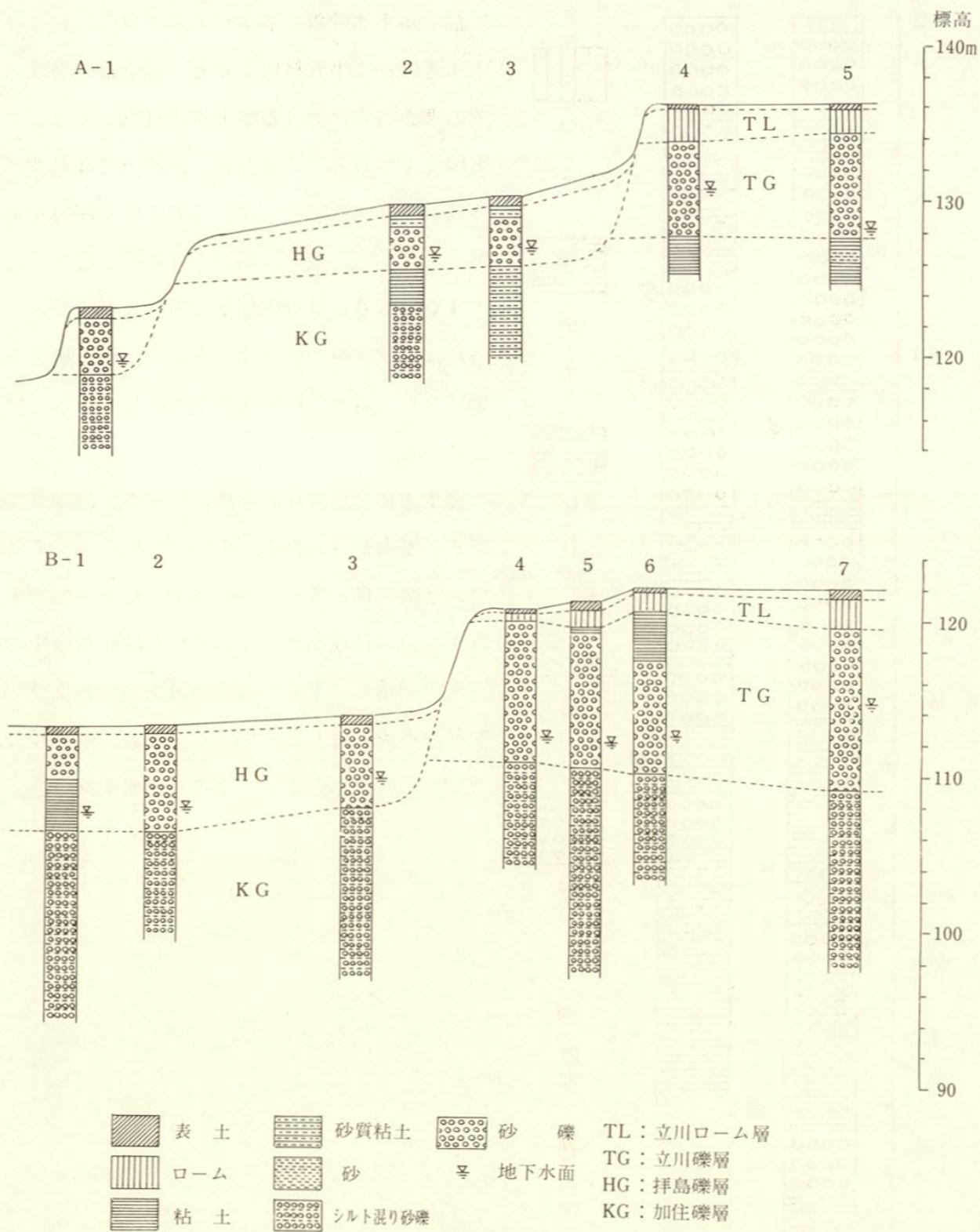
拝島礫層

本層は拝島段丘を構成する段丘礫層で、拝島面および川崎面に存在する。拝島段丘崖線上の数地点の露頭で見られ、加住礫層を不整合に覆う（図版Ⅱ—3、Ⅳ—1、2）。

一般に淘汰の悪い小礫および中礫よりなるが、人頭大の礫も含む。円礫、亜円礫が多いが、大礫には亜角礫のものもある。礫種は砂岩、粘板岩、礫岩、チャートなどからなり、見かけ上、立川礫層と区別できない。風化の程度も少なく、多摩川河床礫とも著しい差は見られない（第1表）。本礫層の厚さは崖線上の露頭では2 mほどであるが、拝島面上のボーリング資料では約4～6 mである（第7図）。

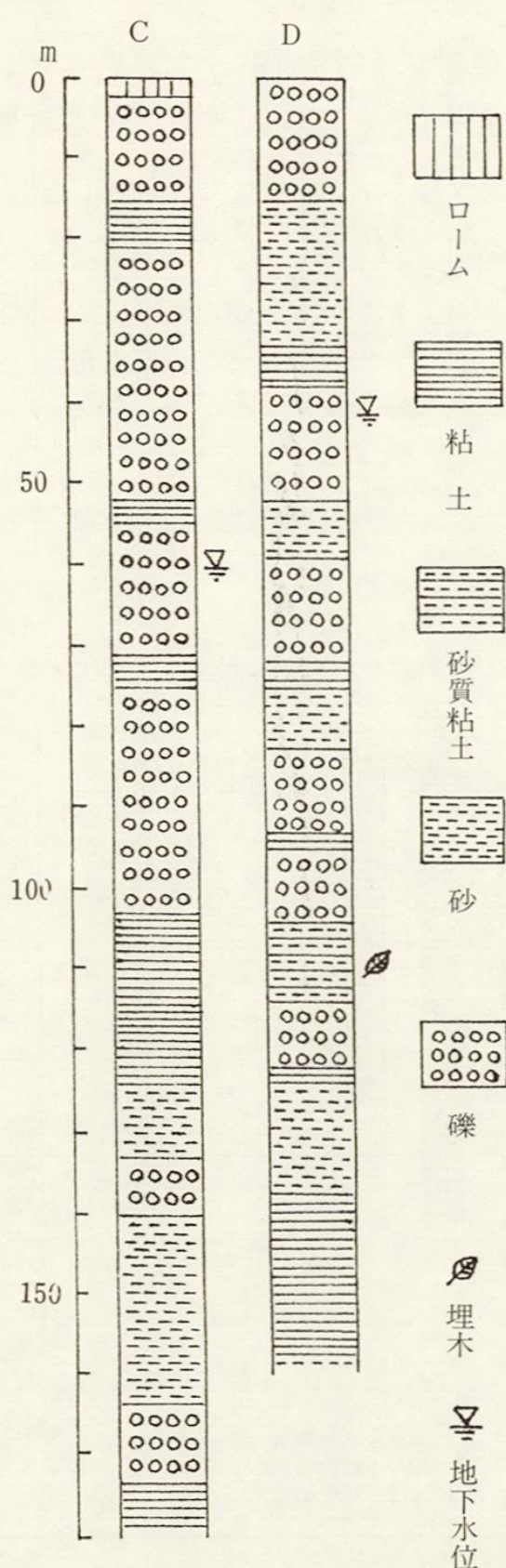
(3) 低位段丘

小規模に発達する天ヶ瀬段丘、千ヶ瀬段丘を構成する段丘礫層は、段丘面上の薄い表土下、あるいは地表に直接露出して存在する。礫層の下は直接加住礫層からなる。礫種、礫径など現在の多摩川河床礫と同じである。礫層の厚さは直接測定されないが、ボーリング資料によると、天ヶ瀬面で約4 mである。



第7図 ボーリング柱状図(1)

p. 3、注(1)、柱状図の番号は第2図参照



第8図 ボーリング柱状図 (2)

P.3 注(2)、柱状図の位置は第2図参照

3 地下水

福生市下水幹線工事ボーリング資料、および同上水道鑿井工事資料によると、福生市の各段丘面での調査時点における地下水の自然水位は、第7、8図に示されるようである。段丘上では基盤の加住礫層を不透水層として、各面の段丘礫層を帯水層としている。更に深部の地下水層として、地表下40～60m付近の加住礫層中に帯水層があり、これは加住礫層中のシルトあるいは粘土層を不透水層としており、福生市の上水として汲み上げられている。

福生市の拝島段丘の崖線に沿って、数地点で地下水の湧水が見られる。その主な場所は、清巖院境内(図版Ⅳ-3)、幸楽園下、富士見公園裏、ホテル公園付近などで、いずれも段丘礫層中の地下水の湧出で、下位の加住礫層中の砂およびシルト層が不透水層となっている。なお、ホテル公園では、この湧水を使ってホテルの繁殖飼育をしている。

IV 堆 積 環 境

1 加住礫層の堆積環境

加住礫層は本地域を始め、模式地である加住丘陵など本層の分布する地域全般において、小礫から大礫までの分級の悪い礫層である。また、本層からは海棲貝化石を産出せず、植物化石のみ産出する。このような特徴から、加住礫層は扇状地性堆積物と考えられるが、しかし、本層と対比される多摩丘陵の大矢部砂礫層からは海棲貝化石を産出し、また本地域に隣接する昭島市、八王子市、日野市などに分布する加住礫層の上に重なる小宮砂層からは、海棲貝化石や鯨の化石などが発見されるので、加住礫層は陸上沿岸部から海域に変わる時期の沿岸性三角州扇状地の堆積物と推定される。

2 立川礫層の堆積環境

立川段丘は武蔵野台地の南縁部に武蔵野面を刻む段丘として存在している。立川面の形成は洪積世末期のウルム氷期における低海面期に、古多摩川の下刻作用によるものと考えられる。立川面の傾斜勾配が本地域において多摩川の河床勾配より大きく、この傾向は本地域のみならず、多摩川沿岸に発達する立川面全般についていえることが知られている。その結果、立川面は世田谷区二子橋付近で沖積面下に没し、更に多摩川河口付近では埋没立川面が海面下にあることが確認されている。このことは、立川面形成時の低海水面により、当時の多摩川の河床が現河口より更に延長されて現東京湾の深部にまで達し、そのために多摩川の上流から中流域の河床勾配が現在よりも大きかったものと推定される。

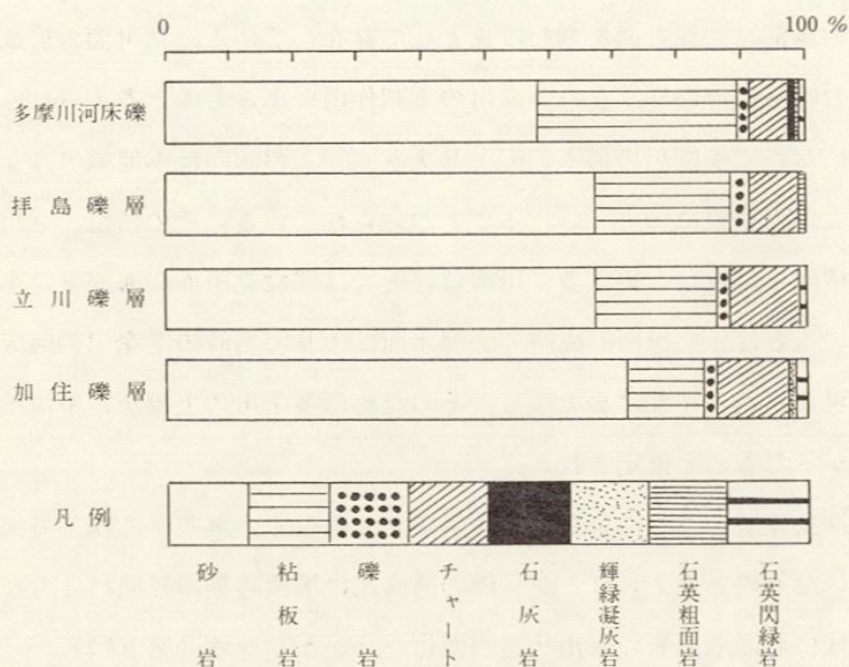
立川礫層の礫種は下位の拝島礫層とともに現多摩川河床礫と大差なく、奥多摩・秩父方面の中・古生層を供給源としていたものと考えられるが、礫の構成比に堆積時期の経過にともなう相違が認められ、供給源地域における原岩の露出状態の変化をうかがわせる（第9図）。

3 立川ローム層の堆積環境

風化火山灰層である立川ローム層は、その鉱物組成の特徴から富士山（古富士火山）を供給源としたものと考えられる。武蔵野台地において立川ローム層は立川面以上の段丘面に存在し、拝島面以下には見られない。立川面上に存在する立川ローム層は立川ローム層の上半部で、下

地層 地 点 礫種	加 住 礫 層			立 川 礫 層			拝 島 礫 層			多摩川河床礫		
	五日市線 鉄橋下	福生高北	平 均	市 営 グランド	武 蔵 野 南	平 均	富 士 見 園	真 福 寺 南	平 均	福生コンク リート前	五日市線 鉄橋下	平 均
砂 岩	72	73	72.5	61	74	67.5	65	69	67	55	61	58
粘 板 岩	10	14	12	23	14	18.5	22	20	21	32	30	31
礫 岩	3	1	2	2	1	1.5	3	3	3	2	1	1.5
チャート	13	10	11.5	13	11	12	9	8	8.5	8	5	6.5
石灰岩										2	1	1.5
輝緑凝灰岩	1		0.5									
石英粗面岩							1		0.5		1	0.5
石英閃緑岩	1	2	1.5	1		0.5				1	1	1
計	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

第1表 加住礫層、立川礫層、拝島礫層の礫種



第9図 加住礫層、立川礫層、拝島礫層の礫種構成比

半部を欠いている。本地域の立川面に存在する立川ローム層は直接立川礫層に重なるが、立川礫層に接する部分ではローム質の砂層に漸移しており、また立川礫層のマトリックスも凝灰質の部分がある。このことは、立川ローム層を形成した火山灰の降灰が立川礫層の堆積時から行なわれていたことを示し、立川ローム層の下半部はすでに段丘化していた武蔵野面以上には堆

積したが、立川礫層を堆積しつつあった氾濫原においては流出したり、砂礫層に混入したものと考えられる。しかし、降灰の後半になって段丘化した立川面の形成によって立川ローム層の上半部が堆積したものである。

4 拝島礫層の堆積環境

拝島礫層の礫径や礫種構成は立川礫層のそれと大差なく、また拝島面の傾斜勾配が立川面の勾配と同様に多摩川河床面の勾配より大きいことから、拝島礫層の堆積は立川礫層の堆積時と時間的にも、環境的にもさほど大きな違いはなかったものと考えられる。すなわち、洪積世末の最終氷期における低海面期から沖積世の海面上昇期にかけての多摩川上～中流堆積物と考えられる。

拝島面にはローム層はなく、拝島面形成時には降灰は殆ど終わっていたものと思われる。しかし、拝島面上の遺跡発掘調査の際、拝島面を覆う表土にローム質の部分があることが報告されているので、降灰が全く無くなったとはいえない。

5 低位段丘礫層の堆積環境

天ヶ瀬、千ヶ瀬両段丘はその規模や面勾配、あるいは段丘礫層の構成などから判断して、現多摩川によって形成されたものである。これらの段丘礫層は氷期後の海面上昇期における河床礫であり、したがって段丘形成は地盤の隆起や後氷期における流水量の増加による下刻作用の増大などによりもたらされたものと思われる。

V 福生市の地史

1 基盤および段丘の形成年代

本地域を構成する基盤の地層および段丘礫層からは、それらの年代を明らかにする化石は見つからない。したがって、各層の生成年代を直接知ることが出来ないが、隣接地域の地層との対比や上下関係、ローム層との上下関係などから、各層の年代および各段丘面の形成年代を間接的に推定する。

(1) 加住礫層の年代

加住礫層は武蔵野台地の基盤を成す上総層群（三浦層群）の基底層であり、加住丘陵を模式地として分布しており、多摩丘陵を構成する上総層群基底の寺田砂泥互層および大矢部砂礫泥層に対比される。本層は五日市付近の第三紀中新世の地層を不整合に覆っている。上総層群の年代は産出する化石などから、第三紀鮮新世から第四紀洪積世にわたるものと考えられており、これらの結果から、加住礫層の年代は第三紀鮮新世と考えられる。

(2) 立川面の年代

立川礫層は基盤の加住礫層に不整合で重なり、立川ローム層に覆われている。立川ローム層は関東ローム層の最上位層で、その年代は約1万～3万年前とされる。したがって、立川礫層の堆積は立川ローム層の下限約3万年以前から始まったと考えられる。しかし、本地域の立川ローム層はこの層全体の上半部と考えられるので、その堆積時期は約1万～2万年前と推定される。すなわち、本地域における立川礫層の堆積は2万年前ぐらいまで続き、その後、立川面が形成されたのち約2万～1万年前に立川ローム層の上半部が堆積したものと思われる。

(3) 拝島面の年代

拝島面は立川面より新しく、ローム層が見られない。武蔵野台地の南縁、多摩川に沿って、立川・国立市南部と昭島市には立川面の下位に青柳面が発達し、立川ローム層最上部が乗る。したがって、拝島面の形成は青柳面形成後の立川ローム層最上部堆積後となり、その年代は約1万年以降と考えられ、さらに拝島礫層の堆積はそれ以前の1万～2万年前頃と考えられる。

一方、本地域の拝島面上には縄文中・後期の遺跡が散在するので、少なくとも縄文中期には拝島面は形成され、古代人の生活の場として使用できる状態になっていたことになる。以上のことから判断して、拝島面の形成時期は約1万年以降～6,7千年以前と推定される。

なお、青柳面、拝島面、および拝島段丘の川崎面の形成には、それぞれの間にそれほど大きな時間的間隔はなかったものと思われる。

(4) 低位段丘の年代

天ヶ瀬・千ヶ瀬両段丘は、多摩川の河床からの比高が小さいこと、両面の傾斜勾配が多摩川の河床勾配とほぼ一致することなどから、沖積世中期～新期の形成と考えられる。

2 地形・地層発達史

福生市の地形・地層の発達史をまとめると次のようになる（第2表）。

(1) 基盤の形成

福生市の基盤を成す加住礫層は、第三紀鮮新世に奥多摩地域の先鮮新統を基盤に堆積した。それまで陸地であったこの地域への海進にともない、沿岸性の陸地堆積物として砂礫層を堆積した。その後、海域として周辺部に浅海層を堆積したが、第四紀洪積世前期の海退により陸化した。

(2) 立川礫層の堆積と立川面の形成（洪積世末期、30,000～20,000年前）

洪積世末期、武蔵野地方は古多摩川によって広く砂礫層を堆積し、現在の武蔵野台地の原型を作った。引きつづく氷期（ウルム氷期）最盛期の海面低下にともなう古多摩川の浸食力の増大により段丘化して武蔵野面を形成し、新たな氾濫原に立川礫層を堆積した。この礫層堆積時から立川ローム層の降灰は始まっていたが、氾濫原の礫層上に積み重なるには至らなかった。洪積世最末期、約2万年前になって、更に引きつづく古多摩川の下刻作用により段丘化し、立川面を形成した。

(3) 立川ローム層の堆積（洪積世最末期、20,000～10,000年前）

立川礫層の堆積時から富士山（古富士火山）を供給源とする火山灰の降下は続いたが、立川面の形成後、立川面上に火山灰層が堆積し、これが立川ローム層上半部となった。

年代	地質時代		文化階程	福 生			周 辺 地 域		武蔵野台地全般
	第 四 紀	沖 積 世		遺 跡	地 層	地 形	昭 島 ・ 立 川	加 住 ・ 草 花 丘 陵	
0.2			第 四 紀	長 沢 遺 跡	低位段丘礫層	千ヶ瀬面			
0.4									
0.6									
0.8									
1	第 四 紀	沖 積 世	福生不動尊遺跡	押 島 礫 層	川崎面	面	押 島 礫 層		
15									
80									
200									
第 二 紀									
第 三 紀	鮮 新 世	後 期	先土器文化	立川ローム層	面	川	立川ローム層	立川ローム層	立川ローム層
第 三 紀	鮮 新 世	前 期		加 住 礫 層			三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						小 宮 砂 層	加 住 礫 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世						三沢泥岩層	小 宮 砂 層	上 総 層 群
第 三 紀	鮮 新 世								

第 2 表 福生市および周辺部の地形・地層発達史編年表

(4) 拝島礫層の堆積と拝島面の形成（洪積世末期～沖積世初期）

立川面の形成後、多摩川の流路は武蔵野台地南縁をほぼ現在の流域に限定され、奥多摩・秩父地域からの供給による拝島礫層を堆積した。沖積世に入り、多摩川は更に下刻を続け拝島面を形成し、また一時期遅れて小段丘の川崎面を形成した。この頃になると火山灰の降灰は殆どなく、以後礫層の上に直接表土のみが覆った。

(5) 低位段丘の形成（沖積世中期）

後氷期の海進により、沖積世初期から海水面が上昇して多摩川の河口は現在の位置に近づき、また河床勾配も現多摩川のそれとほぼ一致するようになった。しかし、多摩川上・中流部では地盤の隆起や流量の増大などにより浸食力を増し、青梅から福生付近にかけて天ヶ瀬段丘、千ヶ瀬段丘を形成した。現在その一部がその後の浸食に取り残されて本地域に存在している。

主要参考文献

東京都総務局災害対策部（1976）：東京都地盤地質図（三多摩地区）

藤本治義・寿円晋吾・羽鳥謙三・鈴木道夫（1962）：加住丘陵の地形・地質、東京都文化財調査報告書、No.12

藤本治義・寿円晋吾・羽鳥謙三（1965）：荏原地区と北多摩南部地区の地形と地質、東京都文化財調査報告書、No.15

羽鳥謙三・寿円晋吾（1958）：関東盆地西縁の第四紀地史（Ⅱ）、狭山・加住丘陵の地形と地質、地質学雑誌 Vol.64、No.753

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

福生市教育委員会（1977）：福生市の遺跡、東京都福生市文化財調査報告Ⅷ

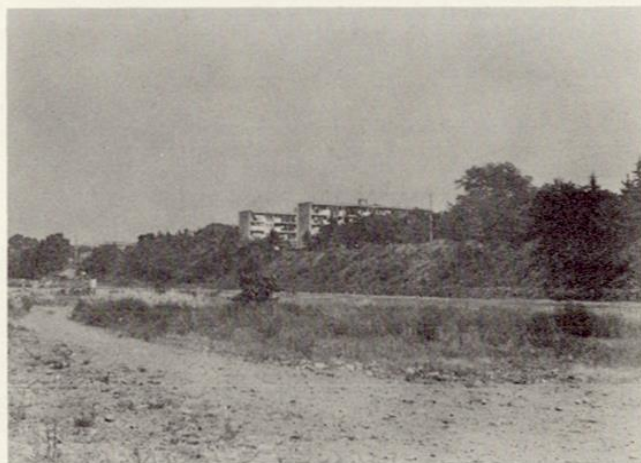
福生市教育委員会（1978）：福生市長沢遺跡、東京都福生市文化財調査報告Ⅸ

羽村町羽ヶ田上・山根坂上遺跡調査会（1978）：羽ヶ田上・山根坂上遺跡、昭和52年度試掘調査報告書



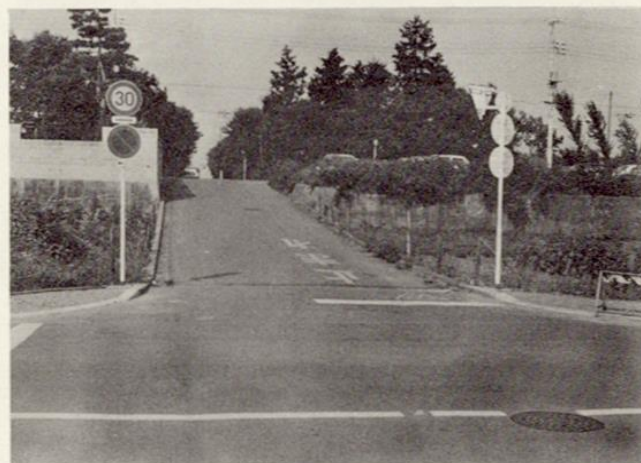
1. 立川段丘

熊川五丁橋付近の立川段丘崖



2. 拝島段丘

福生緑地南公園、熊川団地下の
拝島段丘崖



3. 拝島段丘川崎面

加美平3丁目付近、高い方が拝島面
低い方が川崎面



1. 千ヶ瀬段丘

福生高校北の千ヶ瀬段丘



2. 多摩川五日市線鉄橋下の露頭

下から加住礫層の砂・シルト部分、
同礫層、最上部は多摩川河床礫



3. 富士見公園裏の露頭

南田園2丁目富士見公園裏、下部
加住礫層と上部拝島礫層



1. 千ヶ瀬段丘下の加住礫層

福生高校北の擁壁工事中の露頭、加住礫層の礫と上部は同層の砂層部分



2. 市営グラウンドの露頭

上部は立川ローム層、下部は立川礫層



3. 立川ローム層の露頭

福生市立三小北の立川ローム層



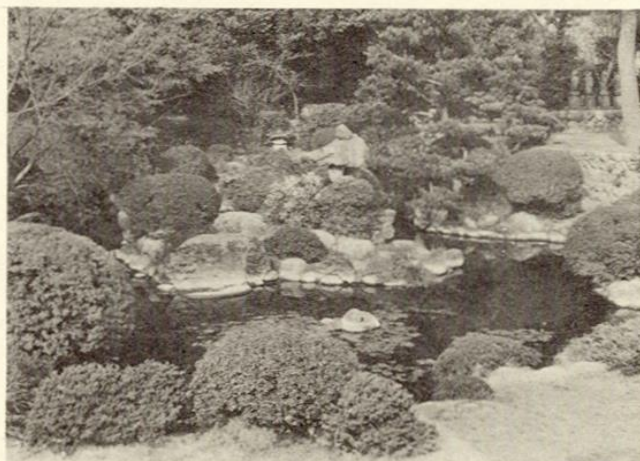
1. 拝島礫層の露頭

福生市立四小北、拝島段丘の拝島礫層



2. 拝島礫層

南田園2丁目富士見公園裏、拝島段丘
崖に露出する拝島礫層



3. 清巖院境内の湧水池

段丘礫層中の地下水が湧出して池をつくる