

秋留台地における埋積谷と晩氷期の流水営力の増大

増 淵 和 夫*

Kazuo MASUBUCHI

はじめに

多摩川右岸に位置する秋留台地における圏央道建設工事と、これに伴う遺跡発掘調査の過程で、埋積谷の存在が明らかとなった。また、秋留台地において従来「真土」と呼称されていた堆積物は、晩氷期の洪水性堆積物であり、ほぼ同時期の流水営力増大を示す堆積物、埋没谷が下流左岸・右岸域でも見いだされた。これらは、秋留台地の形成を明らかにする上でも、さらに、多摩川流域の晩氷期の古環境を明らかにする上での一資料となると考えられる。本報告の一部はとうきゅう環境浄化財団の多摩川およびその流域の環境浄化に関する調査・試験研究第1999-27号「多摩川の洪水と環境変動-近世多摩川洪水史と完新世段丘」の一部を使用した。

I. 秋留台地の地形と地質

秋留台地は北を草花丘陵、南を加住丘陵、西を羽生・伊奈丘陵に囲まれ、東で多摩川を介して武蔵野台地に面し、東西約7.5km、南北約3kmの広がりを持つ（図1）。

草花丘陵との間には多摩川支流の平井川が、加住丘陵との間には多摩川支流の秋川が流下している。草花丘陵は大仁田礫層から構成され、加住丘陵は加住礫層から構成される。草花礫層、加住礫層は上総層群飯能礫層に対比される。加住丘陵は丘陵地のほぼ中央を流れる谷地川によって、北側の加住北丘陵と南側の加住南丘陵とに細区分される。羽生・伊奈丘陵は新第三紀中新統の五日市町層群から構成されている。秋留台地を囲む丘陵地の西側には関東山地の一部を構成する山地が分布し、秩父層群や小仏層群からなっている。秋留台地の基盤は草花丘陵、加住丘陵と同様飯能礫層に対比される五日市砂礫層である。秋留台地の高度は西端で海拔185m、東に向い緩やかに傾斜し、台地の主体は多摩川を挟んで東に分布する武蔵野台地の立川面に対比される秋留原面からなる。秋留原面の東西の勾配は8.4/1,000、武蔵野台地の立川面の勾配は2.5/1,000であるから、秋留原面の勾配は大きいと言える。平井川、秋川沿いには多摩川沿いの青柳面や拝島面に対比される段丘面が分布し、さらに下位には完新世段丘面群が形成されている。

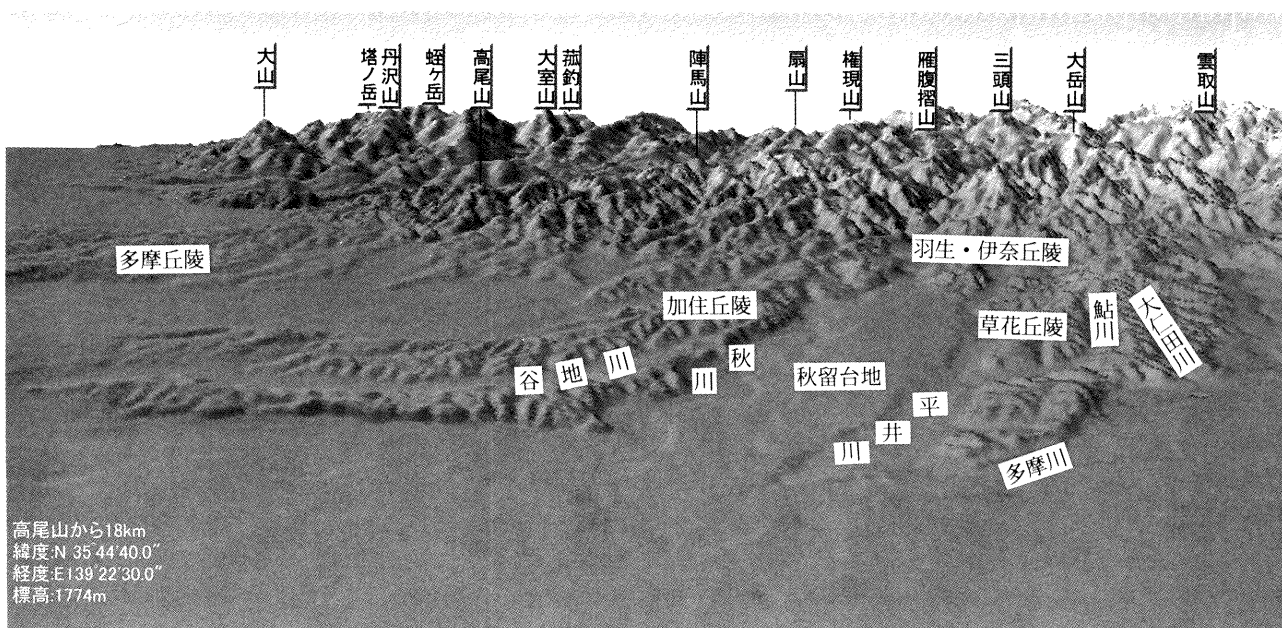


図1 秋留台地の概観(国土地理院発行の数値地図50mメッシュデータを、カシミール3Dを用い作成)
(立川市西砂町一丁目付近上空1774mの視点から)

* 1 川崎市青少年科学館

Ⅱ．秋川、平井川、多摩川の地形概観

1．秋川

秋川は三頭山（標高1,527.5m）の南側斜面に源を発し、流域面積約168.8km²、河床水平延長46.2kmであり、流域面積では多摩川1,240km²の13.4%を占め、多摩川最大の支流である。養沢川と合流する落合より上流の秋川およびその支流では、山地を形成する固い岩盤を深く下刻してV字谷を形成して流下するが、その下流では河岸段丘を形成する（角田，1983）。

2．平井川

平井川の源流は、日の出山（標高902.3m）の東側山腹の不動沢である（角田，1992）。不動沢はほぼ東に流下し、途中三ツ沢尾根の南側斜面からのいくつかの沢を合流させつつ、南東へ流路を転じ、滝本の不動堂前で、南西から流下してきた滝本沢と合流し、この付近から下流部を平井川と称している。平井川は日の出町を北西から南東へ流れ、幸神付近から流路を東に転じ、曲流しつつ東流、あきる野市草花下モ川原で多摩川に合流する。流域面積は約38.1平方キロメートル、幹線流路延長約19.3kmである。平井川左岸の山地からはほぼ北から南に、右岸の山地からは矢越沢より上流では南西から北東に、矢越沢とその下流では西から東に支流が合流する。幸神付近から上流の平井川は、地質構造の影響を受け、流路が全体として北西から南東に向き、いわゆる適従河川、あるいは縦谷河川となっているとされる（角田，1992）。幸神から下流の平井橋於奈淵にかけての平井川右岸の羽生丘陵、平井川左岸の八幡山付近（坂本、玉の内、塩田）には五日市町層群が分布している。日の出町北東部、馬引沢より東側の草花丘陵には、未固結の砂礫層からなる大荷田礫層が分布している。平井橋直下の於奈淵付近では五日市町層群高尾凝灰岩部層と大荷田礫層とが高角度の断層で接している。草花丘陵には鯉川、氷沢川、谷川、足下田川などが、西から東に向う大荷田川を除いてほぼ北から南に向かう直線的な流向を示して分布する。

現平井川の河床形態は、山地部では西ノ入沢・矢越沢との合流点付近を境に上流部と下流部で異なり、西ノ入沢との合流点付近より上流は谷幅も狭く、基盤岩が露出し、ときに直径1m以上の巨礫の点在もみられ、西ノ入沢との合流点付近より下流は河川敷や中州が形成され、礫の直径も人頭大から拳大のものが多くなり、礫径は流下するとともに、減少する傾向を示す（角田，1992）。

3．多摩川

源流は標高2,109mの唐松尾根付近を水源とする丹波川と、標高2,57mの大菩薩嶺付近を水源とする小菅川である。両河川の合流する奥多摩湖の湖頭標高520mより下流を多摩川と呼称する。以後、秩父山地を東方に流下し、氷川集落付近で日原川を合流し、青梅市街地より下流の平野部に出た後、流路を南東に転じ、武蔵野台地と草花丘陵の間を流下して、平井川を合流、秋留台地の南

東端で秋川を合流し、武蔵野台地や多摩丘陵からの浅川、野川などの支流を合流させつつ、東京湾に注いでいる。

丹波川を合わせた流路延長は約128km、流域面積1,240km²である。山間部の主流路が東西方向であるのに対し、支流の流向が一般に北西―南東方向であるのは、秩父層群、小仏層群の走向が北西―南東方向であり、北東に傾斜する衝上断層が発達する地質構造を反映しているとされる（高木，1990）。高木（1990）が明らかにしたように、奥多摩湖湖尻小河内ダム付近より上流の落合―丹波間には二つの傾斜遷移点が存在し、その下流は流下距離に対し、およそ一つの指数関数として示される。

青梅市街地より上流の現多摩川の河床形態は、軍畑を境に、その上流は河床に基盤岩の露出が顕著で瀬と淵が交互に出現する。軍畑より下流は河谷の屈曲部に砂礫堆の発達が著しい。青梅付近より下流の福生までは丘陵と台地及び河原のパターンからなり（内田，1979）、福生～溝口間は網状流跡と砂礫堆の組み合わせパターンからなる扇状地性平野であり、中流部の溝口～鹿島田間は自然堤防と後背湿地の組み合わせパターンからなる自然堤防型平野であり、鹿島田より下流部は自然堤防・砂州と後背湿地の組み合わせパターンからなるデルタ平野とされる（門村，1961）。福生より上流は、内田（1979）によれば、上流山地部にあたり、その下流が下流デルタ平野部となる。上流山地部は山地とそれに付随する台地と深い谷の最上流部のパターンと、これより下流の二つに区分され、その境界は青梅付近とされている。

Ⅲ．段丘

秋留台地には最高位の秋留原面以下、全部で9段の段丘面（図2；角田，1981b）が分布している。秋留原面は立川面、新井面は青柳面、横吹面、野辺面は拝島面に対比される（角田，1981b）。角田（1981b）は小川面上に前田耕地遺跡があることから、その離水時期を今から1万年前かそれよりわずかに新しい時代とし、牛沼面の離水時期を牛沼遺跡から縄文時代中期前としている。同様に推定すると、平井川左岸の屋城面上には中高瀬遺跡があることからその離水時期は縄文時代後期前となる。平井川、秋川沿いの各段丘面河床縦断面投影図（図3）を、国土地理院平成10年発行1/25,000地形図「拝島」、「五日市」、東京都平成8年発行1/2,500地形図「羽生」「塩田」「瀬戸岡」「福生」「伊那」「増戸」「秋川」「東秋留」「引田」「戸吹」を元に作成した。河床面、段丘面海拔高度は1/2,500地形図から読みとった。図4に秋留台地における主な調査地点を示す。

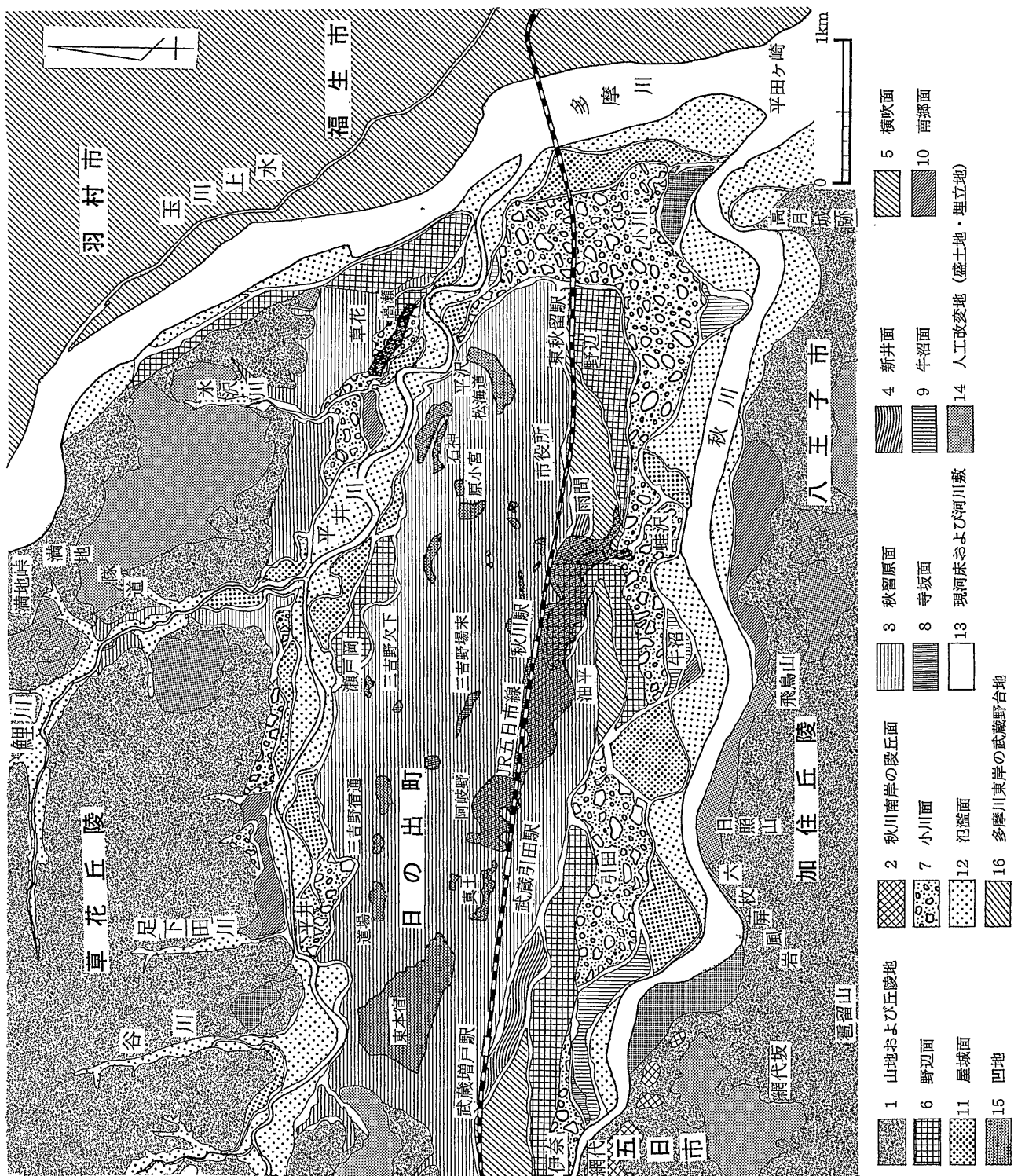


図2 秋留台および周辺地域の地形分布と凹地分布図

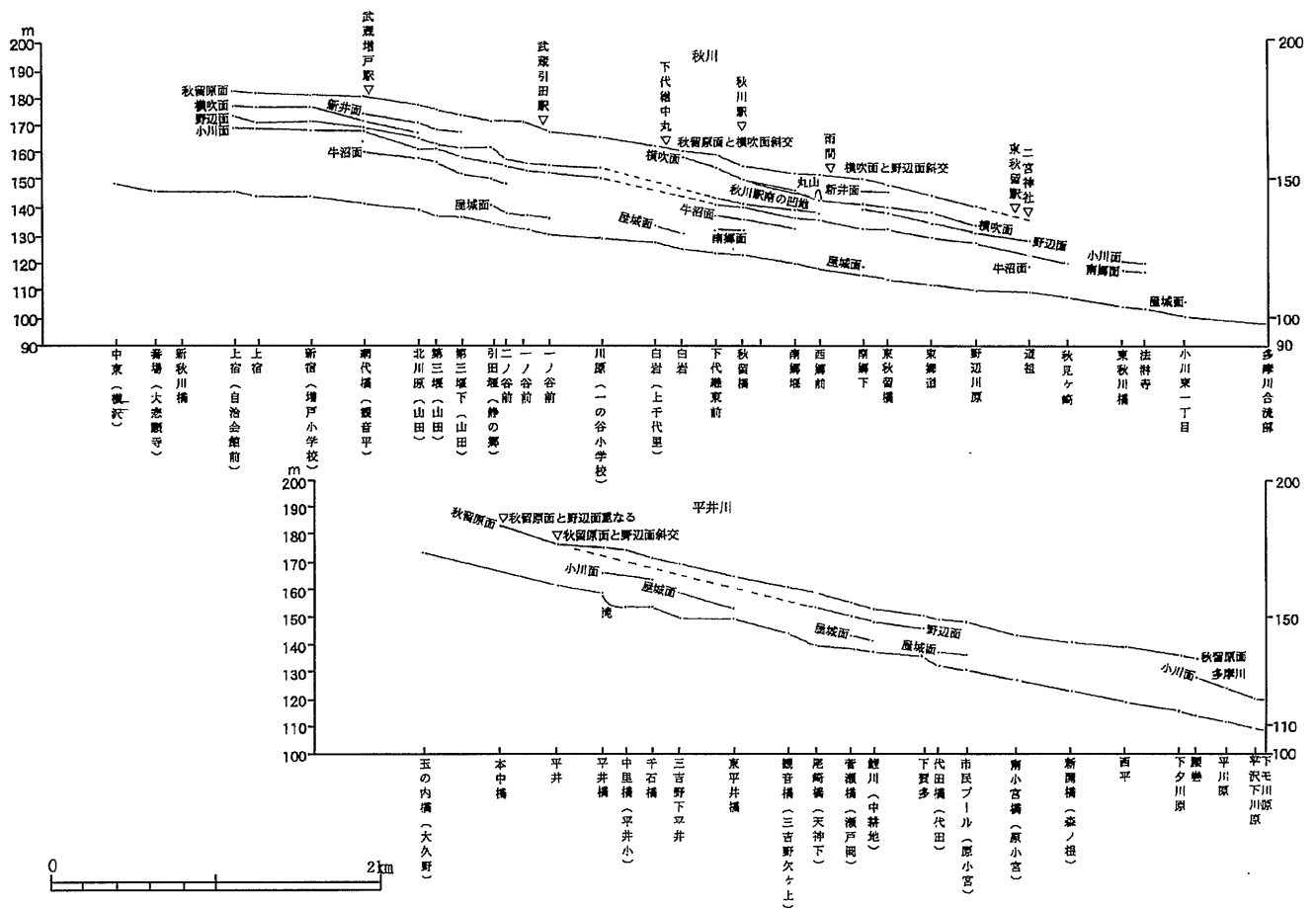


図3 段丘面河床縦断投影図

1. 各段丘面

1) 秋留原面

秋留台地の主体を占め、秋川左岸では、伊那丘陵南麓の伊那から東端の東秋留二宮神社まで分布している。秋留台地西端の伊那で海拔高度約186m、二宮神社付近で同138mを示し、現河床との比高差は、伊那付近で約40m、三吉野場末の都立秋川高校付近で約38m、二宮神社付近で26～8mと下流に向い比高差は低下する。段丘面上は1m前後の緩やかな起伏で、その等高線は南北に振幅する。武蔵引田駅、北東阿伎野の阿伎野病院付近から南東に嵯峨窪～蛙沢にかけてと、平沢松海道には深さ1～3mの浅い凹地（谷）がみられる。

五日市盆地にも、秋留台地の段丘に対比されるとされる数段の段丘が分布している。最上位の段丘である留原面は、年代値に上下で逆転があるなどの問題はあるが、放射性炭素絶対年代（菊地、1982）から、秋留原面に対比されると考えられる。

平井川の西平井橋より上流では、小面積で分布する。平井川右岸の日の出ヶ丘病院では、海拔高度192～190mに分布し、現河床との比高差は14～12mである。平井川右岸の日の出町狩宿では海拔高度186～185mに分布し、現河床との比高差は18～15mである。平井で海拔高度

177m、現河床との比高差15mを示し、東端の二宮上の原で海拔高度136m、現河床との比高差は21.4mとなり、下流に向い分布高度は低下し、現河床との比高差は増加する。

草花丘陵南麓の平井川左岸では、東光院、尾崎観音～四軒在家、小宮久保～北小宮、草花などに分布する。東光院付近では小熊沢右岸に分布し、面積は狭小で、海拔高度は176～172mである。尾崎観音～四軒在家では海拔高度160～156mで、現河床との比高差は12mである。さらに、鯉川右岸で156～165m、現河床との比高差は14～15mである。小宮久保～多西小学校では海拔高度158～150mで、現河床との比高差は18～19mである。氷沢川右岸北小宮では海拔高度148mで、氷沢川左岸で同149～147mである。草花では海拔高度147～142mで、現河床との比高差は23～21mである。

現河床との比高差は、秋川左岸では最大、伊那付近で約40mを示すのに対し、平井川右岸では最大、二宮上の原で21.4mであり、平井川の比高差は秋川のその約半分である。秋川では、比高差は上流に向い増加する。平井川では、平井橋より上流は、河床面に基盤岩が露出する事から、比高差は15m以下と小さく、平井橋下流では下流に向い比高差は増加する。以上の事は、秋留原面形

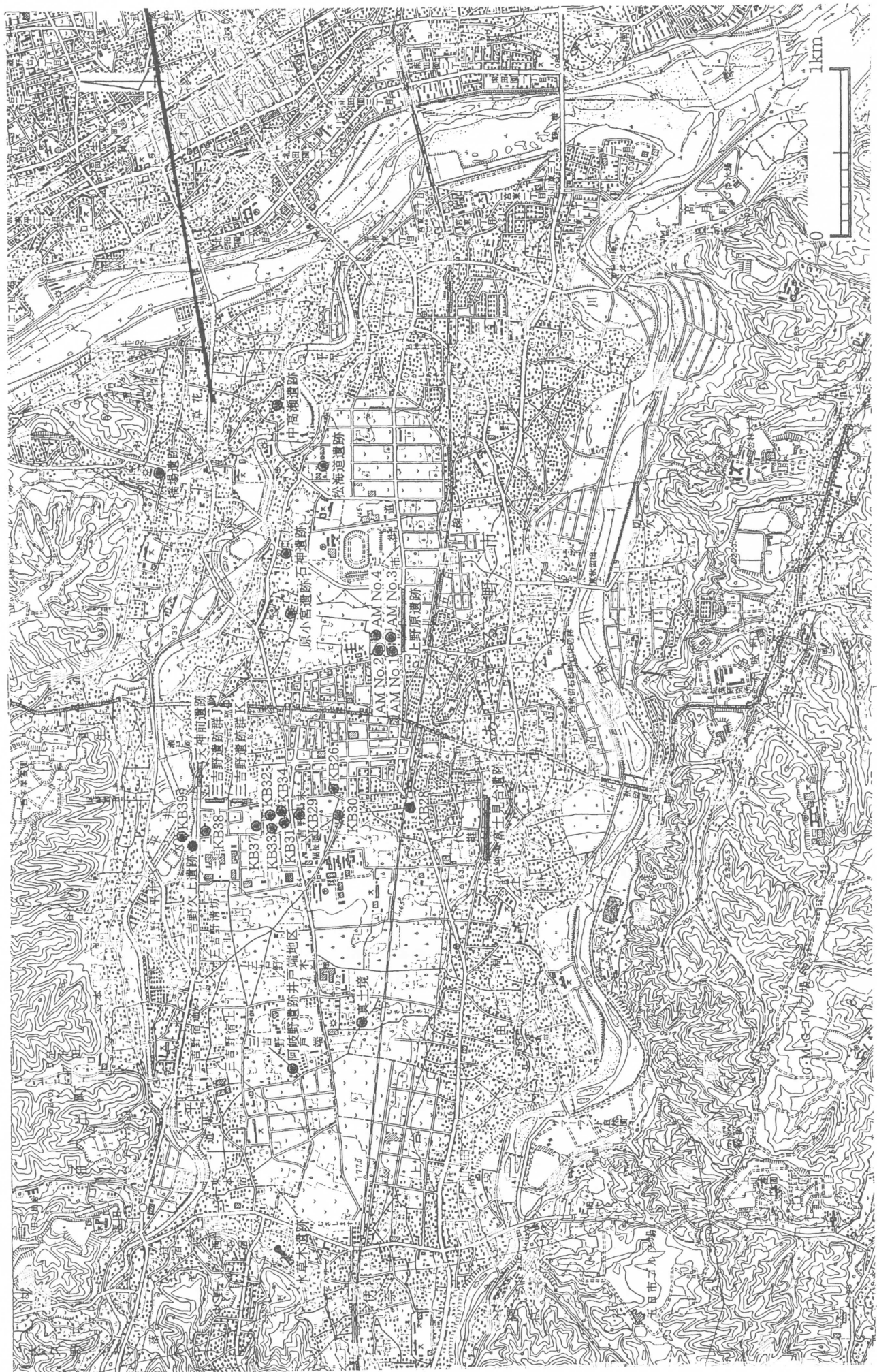


図4 調査地点位置図 (国土地理院発行 1/25,000地形図「梓島」使用)

成以後の下刻が、平井川より秋川で顕著である事と、秋川ではその侵食が上流から下流に向かって進行しているのに対し、平井川では多摩川との合流点から上流に向かって、その侵食が進行している事を示唆する。

秋留原面は五日市砂礫層を不整合に覆う段丘礫層（立川礫層）と、これを覆う立川ローム層から主に構成されるが、地域によっては、立川ローム層はさらに、氾濫性堆積物によって覆われることが、本調査で明らかとなった。立川ローム層と氾濫性堆積物については後述する。

2) 新井面

平井川沿いには分布せず、秋川左岸に分布する。五日市線武蔵増戸北西の森ノ下から南東に上ノ台までと、雨間萩野に狭い範囲で分布する。秋留原面より4m低く、山田新井の森ノ下から南東に上ノ台までは、海拔高度172~167m、萩野で同148m、現河床との比高差はそれぞれ、29~32mと、30~32mである。本調査では新井面の地質を明らかにできなかったが、角田（1981b）は段丘礫層とこれを覆う層厚20~40cmのローム層と層厚30~50cmの黒褐色腐植層（黒ボク土層と推定される）からなるとしている。JR五日市線南側の萩野・秋留野では段丘礫層を覆い、層厚約30cmのソフトローム層、ローム粒を含む粘土、黒ボク土が覆っている（関谷，1999）。

3) 横吹面

秋川左岸では、野辺横吹で海拔高度142~134m、油平で同159~154m、伊那新宿で同178~168mに分布し、現河床面との比高差はそれぞれ、28~24m、35~31m、33~29mである。平井川左岸右岸には分布しない。以下、各段丘面の地質を概観するが、詳細は増淵（2002，印刷中）にゆずる。

雨間丸山東では、段丘礫層を層厚1.2mの黒ボク土層が覆っている。ここでは段丘礫層の厚さは不明であるが、1.3mを越えており、角田（1981b）はその東方東秋留小学校の段丘礫層の層厚を1.5m前後と見積もっている。

4) 野辺面

秋川左岸では東秋留駅付近で海拔高度151~142m、油平で同142~140m、武蔵引田駅から武蔵増戸で同170~156m、増戸中学校付近で175~174mに分布し、現河床との比高差はそれぞれ、20~22m、22~24m、26~29m、28~30mである。上位の横吹面や下位の小川面との比高差は1~3mである。

平井川左岸では草花森山草花台会館付近にのみ分布し、海拔高度138~135mで、現河床との比高差は18~15mである。

平井川右岸では瀬戸岡付近に分布し、神明森~庚申塚で海拔高度156~149m、現河床との比高差14~16mである。多摩川左岸では、草花丘陵東側の折立下平から森山下の多摩橋までの海拔高度143~126mに分布し、現河床との比高差は29~18mである。

東秋留駅付近の牛沼・西竜ヶ崎では段丘礫層は細円礫混じりの黒ボク土層に覆われ、その東方の雨間でも黒ボ

ク土層に覆われている。角田（1981b）は、秋留台地での段丘礫層の層厚を約4mとしている。

多摩川右岸の草花・花の岡では、マトリックスを固結した黄褐色粘土とする五日市砂礫層を不整合に覆い、層厚約6m、マトリックス粗砂、最大径40cmの段丘礫層が堆積している。不整合面からは冬季でも湧水がみられる。段丘礫層は最大径6cmの亜円礫まじり黒ボク土層に覆われている。

平井川左岸、草花・平高橋下流では、マトリックスを固結した黄褐色粘土とする五日市砂礫層を不整合に覆い、層厚約2m、マトリックス粗砂、最大径20cmの段丘礫層が堆積し、黒ボク土層に覆われている。

5) 小川面

立川ローム層に被覆されない段丘としては秋留台地で最も良く発達している。秋留台地東南端の二宮~小川~牛沼、及び代継から伊那にかけて広く分布する。伊那で海拔高度170~166m、引田~淵上で同159~148m、牛沼で同141~134m、雨間で同133m、小川で129~127m、現河床との比高差はそれぞれ、約25m、20~22m、21~24m、20~22m、14~16m、15~19mである。秋川の下流から上流に向けて比高差は増す傾向を示している。

平井川右岸の日の出町平井小付近では、角田（1981b）によって、小川面とされた地形面は、平井郵便局の位置する海拔高度167~166mを示す高位面、平井小学校の位置する海拔高度166~164mを示す低位面とに、約1mの段丘崖によって二分される。高位面が小川面、低位面は寺坂面に対比されると思われる。ここでの現河床との比高差は13~8mである。

平井川左岸では四軒在家で海拔高度約150m、小宮久保で147m、北小宮で146~139mに小面積に分布し、現河床との比高差はそれぞれ、約10m、約10m、15~10mである。

白滝神社では湧水が見られ、段丘礫層の層厚は10m近い。礫層中には最大60cm径の巨礫が含まれる。草花の南小宮では段丘礫層の最上部1mに炭片（植物根）が含まれる。角田（1981b）は段丘礫層の層厚を4~5mとし、礫層最上部に腐植物が混じる事が多いとしている。平沢南平の平井川段丘崖のでは、マトリックスを黄褐色粘土とし、閃緑岩などの風化礫を含み、最大径30cmの亜円礫からなる五日市砂礫層を不整合に覆って、層厚約4.2mで、マトリックス粗粒砂、分級の悪い最大径30cmの亜円礫からなる立川礫層が堆積している。不正合面からは冬季でも湧水がみられる。立川礫層上部は黒ボク土に充填された60cm層厚の礫層（最大径6cm）と最大径6cmの礫混じり黒ボク土層に覆われ、立川ローム層の堆積はみられない。

6) 寺坂面

秋川左岸の山田芝木においてのみ小規模に分布する（角田，1981）とされるが、上述のように、平井川右岸平井小学校付近にも分布する。山田芝木では海拔高度

164m、現河床との比高差23~25m、小川面との比高差約1.5m、下位の牛沼面との比高差約1mである。平井小学校付近では現河床との比高差12~7mである。本段丘面については、調査において露頭に恵まれなかった。角田（1981b）によれば、段丘礫層の層厚3m前後である。

7) 牛沼面

秋川左岸では牛沼・上久保など狭い範囲に分布する。上久保では海拔高度117~110m、牛沼では同137~133m、山田下分では同161~155m、現河床との比高差はそれぞれ、10~14m、16~18m、18~20mである。

平井川右岸では東平広済寺付近に狭小に海拔高度129~127mで分布し、現河床との比高差は10~13mである。平井川左岸には分布しない。

上久保・熊野神社では最大径21cmの礫から段丘礫層が構成され、層厚は1mと薄い。角田（1981b）は層厚を3~4mとしている。

8) 南郷面

分布する面積は秋川左岸で狭小、秋川右岸に発達する。秋川左岸では、小川寺中で海拔高度117~112m、牛沼で同132~134m、引田寺平の志村館跡と呼称される付近で同146mに分布し、現河床との比高差はそれぞれ、7~8m、10~14m、12~14mである。秋川右岸では、小松平から東秋留橋下流の切欠の海拔高度136~120mに分布し、現河床との比高差は小松平で14m、切欠で10mである。平井川左岸の東光寺南から東光院南にかけて海拔高度168~162mで分布し、現河床との比高差は15~12mである。平井川右岸には分布しない。

平井川左岸の中里橋では、層厚50cmの段丘礫層は2次堆積のローム質粘土に覆われ、南小宮草花小では最大径30cmの礫から構成される段丘礫層の層厚は1mである。引田宝泉寺でも最大径30cm、層厚は薄く30cmである。角田（1981b）は層厚を3~4mとしている。

9) 屋城面

秋川・平井川によって形成された河岸段丘のうち最下位の段丘面であり、氾濫面からの比高差は少ないところで0.5m~2mである。秋川右岸では高月に分布し、海拔高度は110~106m、現河床との比高差は3~6mである。秋川左岸では、東郷で海拔高度120~118m、東千代里で同136~130m、静の郷で同140~135mに分布し、現河床との比高差はそれぞれ、4~6m、5~7m、4~6mである。多摩川右岸の屋城では海拔高度116~110mに分布し、現河床との比高差は9~6mである。

平井川左岸では塩田、尾崎、南小宮、高瀬、森山下に小面積で分布する。塩田では谷戸川右岸で海拔高度178~174m、谷戸川左岸で同174m、尾崎では同158~146mに分布し、南小宮では同136~134m、高瀬で同約131m、森山下で同122~129mに分布し、現河床との比高差はそれぞれ、塩田谷戸川右岸11~7m、谷戸川左岸約11m、尾崎10~6m、高瀬約6m、森山下約2mである。塩

田、尾崎での氾濫面との比高差は約5mと4~8mである。鯉川左岸にも海拔高度150~148m、現河床との比高差11mで分布する。

平井川右岸では、三吉野下平井で海拔高度164~154m、平井小東で同161m、平沢西平で同127~126m、瀬戸岡上賀多~新道通で同145~141mに分布し、現河床との比高差はそれぞれ、12~6m、約7m、5~4mである。多摩川左岸の秋留台地東端では、屋城から仲田にかけて海拔高度116~110mに分布し、現河床との比高差は7~10mである。

平井右岸の「上賀多」、「新道通り」では36cm~20cm径の礫を最大とする段丘礫層が見られ、上世継では40~50cmの巨礫を含む段丘礫層が層厚3mで堆積している。角田（1981b）は層厚を3m前後としている。

10) 礫径

各段丘礫層の大きさは、段丘礫を運搬堆積せしめたその時の河川の掃流力を反映していると考えられる。礫種ごとに長径、中径、短径を測定することが望ましいと思われるが、今回は、露頭も限られているので、露頭において中径の最も大きなものから5以上抽出し、中径を中心に測定した。測定地点数が少ないことや距離の補正がされていないのであくまでも参考資料に過ぎないが、露頭での観察と同様に、野辺面と屋城面を構成する段丘礫が、秋留原面を含め、他の段丘礫層に比し、大きい傾向がみられる。

11) 多摩川沿いの段丘との対比

多摩川沿いの段丘についての詳細な研究は、寿円（1965）によって青梅市宮ノ平から河口の羽田までなされ、武蔵野面以下、立川段丘、青柳段丘、拝島段丘、天ヶ瀬段丘、千ヶ瀬段丘、河原段丘、田端段丘に区分された。その後、青梅市を中心にその上流、下流について、畔地（1971）、建設省国土地理院（1971、1972）、鈴木（1972）、高木（1976）、久保田（1977）などによる段丘面区分がされ、角田（1981）はこれら研究を踏まえ、奥多摩町と青梅市境付近から、羽村町にかけての段丘面を上位より新町面（=立川面）、青柳面（=青柳面）、竹ノ屋面（=拝島面）、天ヶ瀬面、畑中面、千ヶ瀬面、林泉寺面（=田端面）、郷土博物館面に再区分した。久保田（1977）は青梅市域の遺跡の立地と段丘面形成期について考察した。これによれば、天ヶ瀬面は縄文時代早期の後半には離水し、千ヶ瀬面は縄文時代中期の前半、林泉寺面は縄文時代後期の前半には離水していたことになる。郷土博物館面は現河床との比高約3~6mで、青梅市根搦には古墳時代後期前半の遺跡が立地するが、1974年の台風16号による多摩川増水時に冠水している。

秋留台地の東側、多摩川右岸の福生市域には八高線の走る立川面、青梅線の走る拝島面、玉川上水の流れる天ヶ瀬面、さらに低位の千ヶ瀬面（角田、1981では畑中面）が分布している（北村、1992）。

立川面の標高は、福生市北部の武蔵台付近で約143m、

南東部の拝島付近で約120m、現多摩川河床との比高差はそれぞれ約30m、23mである。武蔵野台地西部地域の多摩川沿いの段丘地形や地下地質は、福田・羽鳥（1952）寿円（1965）、鈴木（1972）などによる報告があるが、山崎（1978）はテフクロロジーに基づく地形面の詳細な調査を行い、青梅と狭山丘陵西端を結ぶ線を境に、北側をTc₃面、南側をTc₂面に細分した。Tc₃面は青柳面であり、福生市域の立川面はTc₂面からなる。

拝島面の標高は、福生市北部の加美平付近で約137m、南部の都立多摩工業付近で約111m、現多摩川河床との比高差はそれぞれ約27m、約12mである。福生警察署付近には拝島面より約5m低く、天ヶ瀬面より約3m高い幅約200mほどの段丘面が認められ、川崎面と呼ばれ、拝島段丘の亜段丘とされている（北村、1992）。拝島面の縦断形は、上流で立川面に収斂する傾向を示している。

天ヶ瀬面は福生市立第四小学校・長沢・清岩院を結ぶ

と推定される。小川面がA₁面に対比されれば、寺坂面はA₂面に対比される。

2. 段丘面縦断形

現平井川の勾配が秋川に比べ大きい。全体的に段丘面と河床面との比高差は秋川で大きい。横吹面や野辺面が、上流で収斂し、秋留原面と斜交する。また、平井川左岸の草花に分布する野辺面や秋留野台地東端での小川面、屋城面は、それぞれ平井川、秋川沿いの段丘面と連続性をみせず、多摩川に面することからもこれら段丘は多摩川によって形成されたことが推定される。

平井川では野辺面と秋留原面が斜交する地点は日ノ出町平井付近であり、秋川では野辺面が雨間丸山付近で上位の横吹面と斜交し、さらに横吹面は下代継中丸付近で秋留原面と斜交する。この段丘面が斜交する地点は、国土地理院（1991）で示される蛙沢から西北西に秋川駅の

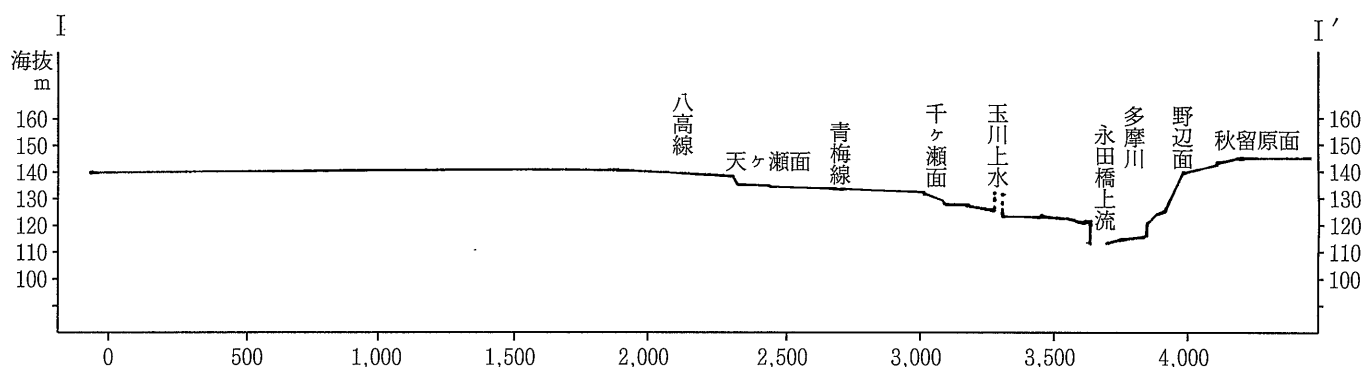


図5 地形図横断形図

線と玉川上水とに限られた小面積に分布し、約1mほどの小段丘崖で二分され、上位面をA₁面、下位面をA₂面と呼ばれている（北村、1992）。標高約128~122m、現多摩川河床との比高差は約12~15mである。千ヶ瀬面も永田橋から中福生陸橋北詰付近にかけて小面積に分布し、標高約121~117m、現多摩川河床との比高差は約7~9mである。

永田橋よりやや上流の横断形図5に示されるように草花丘陵の秋留原面、野辺面の分布高度は、多摩川右岸の各対比される段丘面である立川面、拝島面の高度より高い。これは草花丘陵の段丘面の傾斜が大きいことも一因と考えられる。平井川に沿う草花の秋留原面高度を、その傾斜に沿って東に延長すると、標高約130mとなり、多摩川左岸のTc₂面の高度にほぼ等しくなる。草花丘陵東端の野辺面を傾斜に沿って東に延長し、左岸拝島面を同様に西に延長すると、両者は現多摩川付近で合致する。このことから、小川面は天ヶ瀬面のA₁面に対比される

南を通り、五日市線を通して、阿伎留病院の南に延びる谷と一致する。さらに、秋川駅から東秋留駅南方の下代継、油平、雨間、野辺にかけて分布する横吹面、野辺面は上流の武蔵増戸駅から秋川駅にかけての伊奈、引田、上代継に分布する横吹面、野辺面とは連続性をみせない。

青梅市街地より下流部の段丘について、寿円（1965）は武蔵野段丘と立川段丘が斜交段丘である事を見出し、その原因を両段丘が斜交する付近を境に、上流側の傾動から下流側の傾動へと変化したことによるとした。松本ほか（1970）は立川段丘とした段丘面が旧河谷を埋積した厚い砂礫層で構成される事と、御岳付近まで追跡される旧河谷の谷底縦断形が現在の多摩川の縦断形とほぼ平行であることを報告した。高木（1990）はこの報告を受け、寿円（1965）の傾動運動は「偶然」に相殺されるとした。野上（1981）は寿円（1965）のデーターを用い、河川平衡縦断面形の形状変化のシミュレーションを行い、武蔵野段丘と立川段丘の段丘面の交差が平衡土砂流量の

ある値のもとで可能な事と、立川段丘面の離水時期が上流部ほど新しくなる事を明らかにし、青梅市市街地よりやや下流部の武蔵野段丘面上を拝島段丘面形成時までの多摩川がオーバーフローしていたというシュミュレーション結果を示した。高木（1990）は青梅市街地より上流の段丘面について、二俣尾から沢井にかけて青柳段丘と拝島段丘が上流に向い収斂し、立川段丘と青柳段丘、青柳段丘と拝島段丘が斜交し、旧河谷の埋積以前に形成された武蔵野段丘面縦断形と、それ以後に形成された立川段丘面・青柳段丘・拝島段丘面の縦断形は互いに交差することを明らかにし、野上（1981）のオーバーフローシュミュレーション結果を支持し、その原因を傾動に求めず、多摩川の流水運搬能力と流送土砂量との均衡状態の変化が斜交段丘の原因とし、氷河周辺地域に発達する気候段丘と同様な過程で形成されたとした。

以上から、秋留台地においても、青柳段丘・拝島段丘面形成期即ち、新井面・横吹面・野辺面形成期に、上位の立川面上にオーバーフローした可能性が示唆される。この時主要な働きをしたのは、先述の谷の方向性からみて、平井川系と推定される。

現平井川の自然地形から、平井川は日の出町落合から塩田にかけて氾濫しやすい、その下流平井付近で野辺面と秋留原面が斜交すること、平井より上流の秋留原面はローム層が欠如していることから、斜交地点の上流で発生した氾濫流は、ローム層を侵食しつつ流下し、塩田から南東に向かったと推定される。

3. 埋積谷

秋留台地では露頭が少なく、五日市砂礫層とその上位の立川礫層との不整合関係をみることは困難であるが、圏央道建設現場での調査や圏央道建設用地質ボーリング、及びあきる野市新庁舎建設用地質ボーリングで新たな知見を得ることができた。図6、7、8に圏央道、あきる野市新庁舎の地質ボーリング柱状図を示す。

ボーリング調査資料においては、N値や礫種（砂岩を主とし、チャート、泥岩、閃緑岩を交える）、礫径では基盤の礫層と立川礫層を区分できないため、マトリックスを粘土とし、風化礫を多く含み、黄色褐色を呈する礫層を五日市砂礫層としたが、記載によっては、不明な所もあった。

三吉野欠上から秋川駅西方の下代継までの南北地質断面図（図6）では、五日市砂礫層を切る谷が、KB34とKB28の間、即ち三吉野下モ原と五日市線の間であり、さらに三吉野下モ原と三吉野間にも二つの谷（KB33～KB37、KB37～KB28）が認められる。KB30での谷の深度は20m、KB32、KB38ではそれぞれ15m、15.4m以深に谷の基底があると思われる。KB30の西方約50mの都立秋川高校での立川礫層基底深度は約24.5mである（角田，1981）。

あきる野市新庁舎では五日市砂礫層を切って、立川礫層が北傾斜で堆積している。三吉野場末から南中塚場26

（国土地理院、1991）を通り、あきる野市新庁舎に至る北西－南東断面図（図8）でも谷の存在は明瞭であり、以上から谷の主軸は三吉野場末と早道場の中間を南西から北東に向かうと推定される。

東中学校では五日市砂礫層を切って、北から南に向かう谷が推定され、立川礫層が約10m以上と厚く堆積している南端部ではローム層が欠如している。

角田（1981b）は秋留台地の自由地下水調査を行い、地下水面等高線図から、増戸中学校付近から都立秋川高校付近（三吉野場末）を通り、平沢へ抜ける埋積谷の存在を推定している。角田（1981b）の地下水面等高線図に、各ボーリング地点の立川礫層基底深度を重ね、図9に示す。

地下水面等高線図から推定される立川礫層基底深度と、ボーリング地質図による立川礫層基底深度とは調和的である。角田（1981b）は秋留台地西端の増戸小学校付近の段丘地形と推定埋積谷図を示し、段丘礫層下位に五日市町層群網代層があることから、埋積谷は秋留原面形成以前に形成され、立川礫層によって埋積されたとしている。

高木（1990）は青梅市街地より上流の旧埋積谷の埋積堆積物は、寿円（1964）が青梅市街地より下流で記載した青梅砂礫層に対比し、旧埋積堆積物上部層準から東京軽石層Hk-TPを検出している。

角田（1999）は、羽村市域で、青梅羽村福生都市下水路にほぼ沿って、青梅（砂）礫層に埋積される埋没谷を報告し、この谷の形成を下末吉面形成時期に先立つ海面低下期と推定している。

ボーリング地質図では、埋積谷の埋積礫層をその記載から立川礫層と区別できなかったが、埋積礫層は立川礫層とは区分される可能性はある。秋留原面形成前には、秋川（古秋川）は増戸中学校付近から都立秋川高校付近（三吉野場末）を経て、東中学校の南を通り、平沢へ抜けていたと推定される。一方、三吉野下モ原と三吉野間にも二つの埋積谷が推定され、平井川（古平井川）は秋留原面形成前には現在の流路近くの南を流れ、秋川とは平沢付近で合流していた可能性も示唆される。高木（1990）、角田（1999）の埋積谷（埋没谷）が、秋留台地における埋積谷と同時期のものと仮定すれば、当時の秋川と平井川は平沢付近で合流した後、草花丘陵の東端を通り、現在の福生駅付近で多摩川と合流していたと推定される。

4. 凹地分布

秋留原面上の等高線は、秋留原面の大半を占める五日市線のほぼ北側では、武蔵増戸駅から大塚古墳付近までは北北西に傾き、日の出町塩田付近を扇頂とする扇状地の地形を伺わせる。さらに、等高線は南北に小刻みに振幅することから、段丘礫層堆積後も流水があったと推定される。米軍撮影（1947年）の空中写真1/10,000を2倍に伸ばし、秋留原面の凹地分布を判読し、その結果を図3に示す。空中写真判読にあたっては、「窪地」地

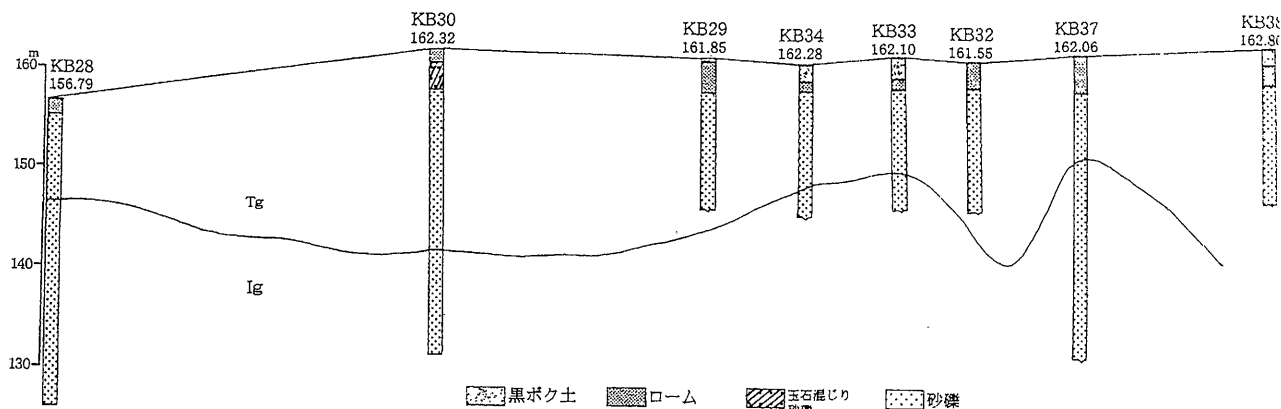


図6 圏央道ボーリング地質断面図

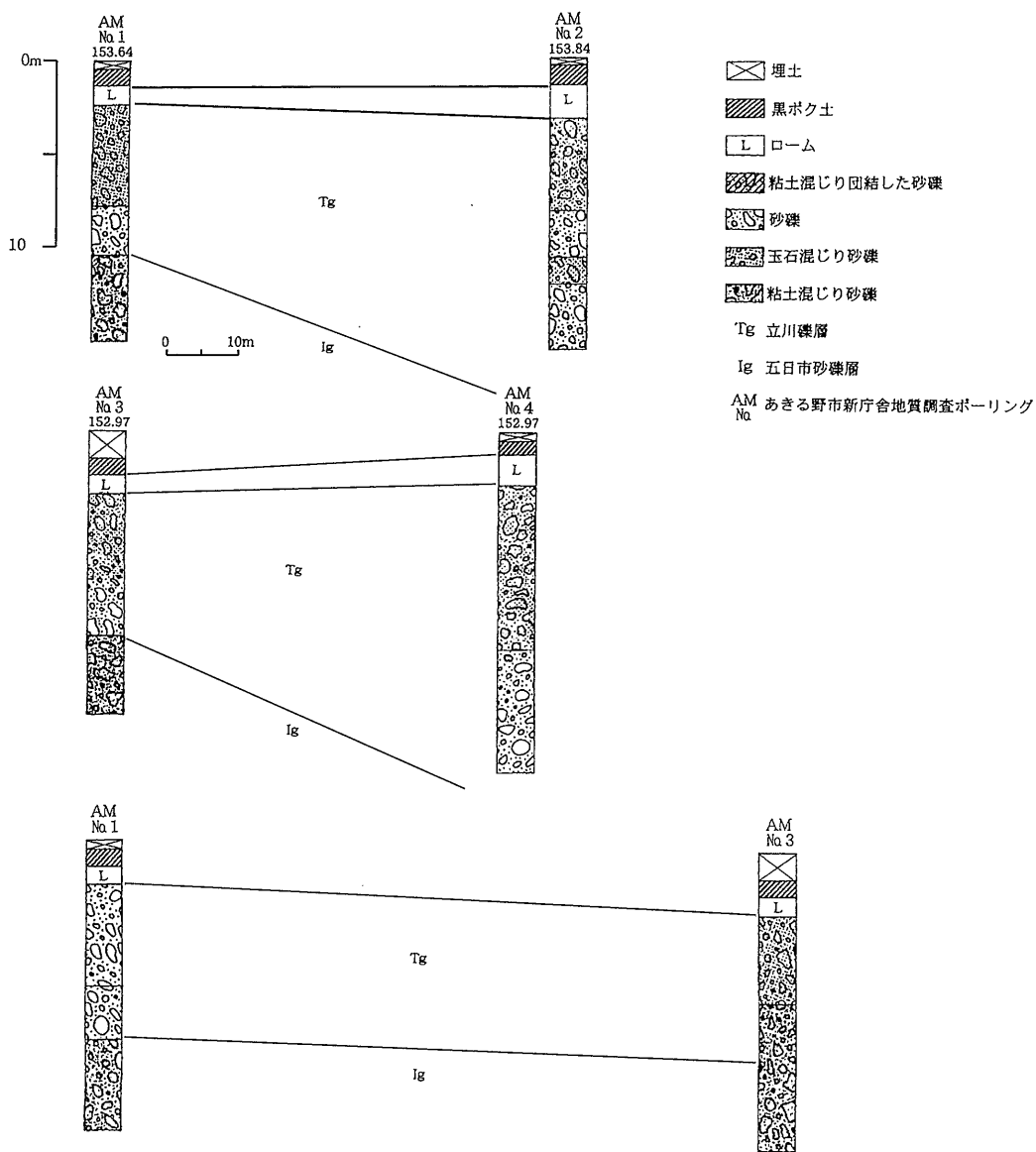


図7 あきる野市新庁舎ボーリング地質断面図

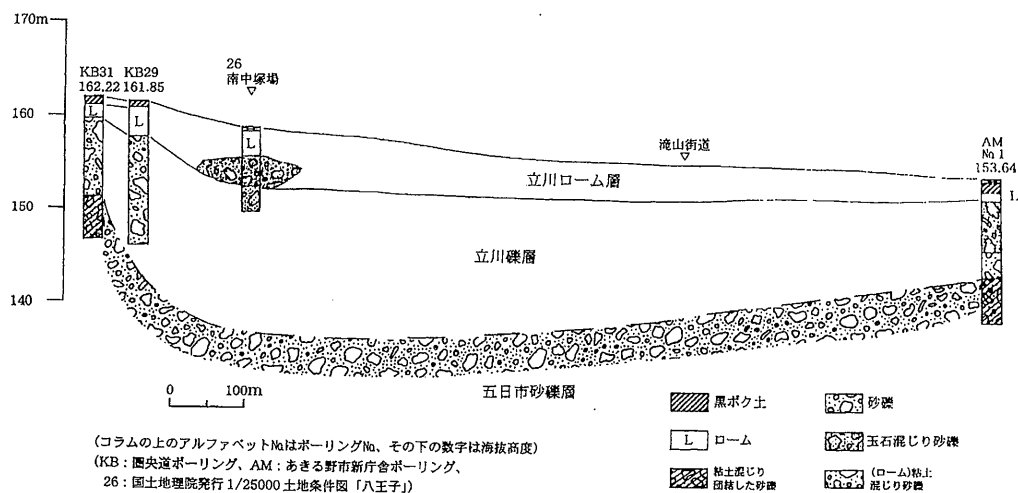


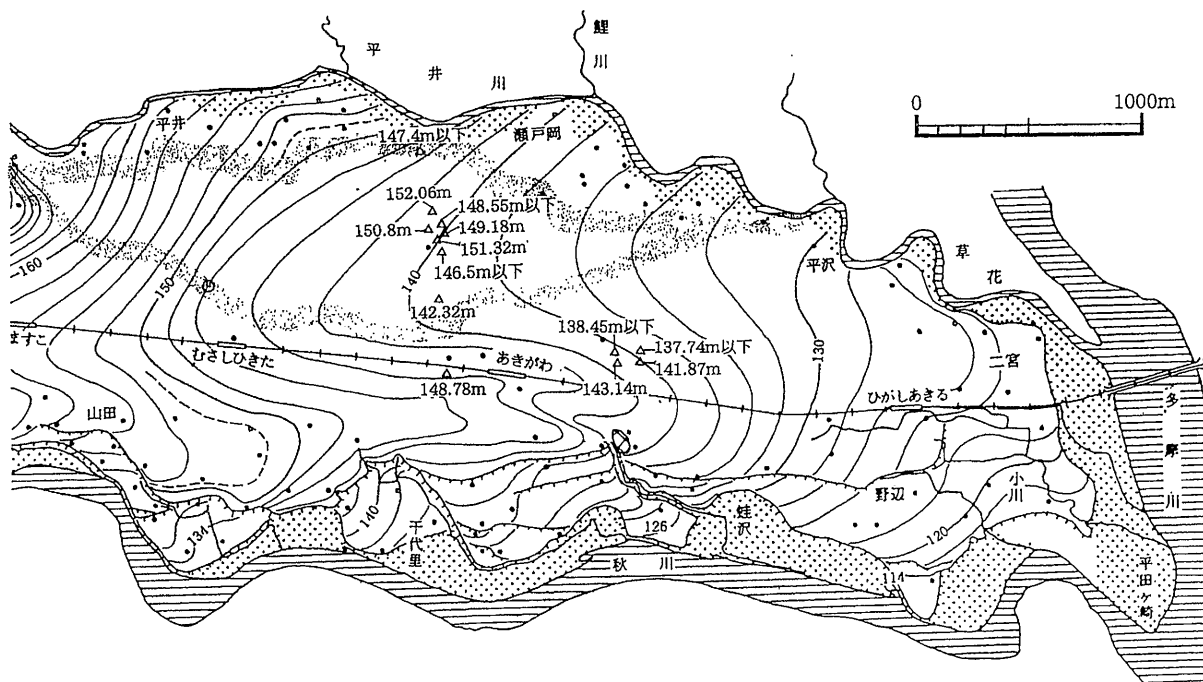
図8 圏央道～あきる野市新庁舎ボーリング地質断面図

名(保坂, 1983)も参考にした。

蛙沢から西北西に伸びる谷の延長上の、「真土」「野土」地名のある阿伎野、引田の上に小規模な凹地がみられ、その延長西本宿、東本宿に凹地がある。これら連続する谷と凹地の北側、平沢松海道までの秋留原面上に凹地が点在するが、その方向は三吉野宿上付近から東南東に原小宮、平沢へ向かうものと、南東に三吉場末を通り、あきる野市役所、塚場付近から向きを北東に変えるものが

ある。

秋川駅西方圏央道予定地の代継・富士見台遺跡発掘現場で黒ボク土層に覆われる埋没谷がみられ、基底の礫層のインプリケーションは北西～西北西を示したことや、その連続性から、蛙沢から連続する谷、凹地は平井川系の埋没谷と推定される。この埋没谷は、横吹面、野辺面と連続することから、横吹面、野辺面形成期にかけての平井川系オーバーフロー流路と推定される。



△印は立川礫層基底深度(角田1981 自由地下水面等高線図を使用)
網部は竹迫ほか(1983)による「真土」分布域



図10 三吉野埋末圏央道工事露頭

IV. 秋留原層

1) 秋留原面の地質

秋留原面の基盤は五日市砂礫層であり、雨間の丸山では黄褐色を呈し、砂岩を主とし、チャートや泥岩、閃緑岩などの風化の進んだマトリックスを粘土とする五日市砂礫層をみることができる。五日市砂礫層を不整合に覆い、段丘礫層＝立川礫層、立川ローム層が堆積する。角田（1981b）は、段丘礫層は主として、直径10～20cmの垂円礫からなり、マトリックスは小礫や粗砂であること、立川ローム層は地域による層厚変化0.5～2mと著しく、基底部では段丘礫の混入が見られること、秋留原面北部の原小宮や平井ではローム層が全く分布せず、立川礫層上部にはローム層と同時異相の層厚50～60cmの礫混じり粘土が堆積し、粘土中の礫は直径5cm以下の角礫からなることを報告している。秋留原面の地下地質の詳細は増淵（2002, 印刷中）に明かである。

日の出町の平井川右岸諏訪下橋付近ではローム層が欠如し、最大直径10cmの礫の混じる層厚100cmのローム質粘土層が層厚3.5mの段丘礫層を覆って堆積している。

平井川左岸の宮本東光寺西では層厚1.5mの段丘礫層を覆って、層厚1.7mの礫混じりローム層、20cm層厚の黒褐色ローム層が堆積している。

同じく平井川左岸の草花小宮久保会館裏では、ローム層が欠如し、層厚4m以上、最大礫径16cmの段丘礫層を、2～3cm径の垂角礫を含むローム質粘土層が覆っている。

平井川右岸の瀬戸岡天神前では地表下120～130cmまで粘土層、礫混じり粘土層が堆積し、その西方では地表下60cmにマトリックスを泥質砂とする、最大礫径5cmの礫層が認められた。

三吉野下モ原圏央道切割り露頭では最大礫径13cmの礫からなる段丘礫層を覆って、層厚約1.4mの礫混じりローム層が堆積している。立川ローム層最上部は層厚14cmの青柳ローム層である。このローム層を切って、礫混じり砂質粘土層、礫混じり泥質砂層が堆積し、これらの上をクラック帯の発達する黒褐色粘土層、赤褐色粘土層、有機質黒褐色粘土層が層厚1.3mで覆っている。この立川ローム層はその層厚と岩相から立川ローム上半部層＝Tc₂ローム層と思われる。

三吉野欠下では、「三吉野遺跡」（中西充, 1998）のほぼJラインに相当するが、ロームまで地表より掘削したところ、青柳ローム層を覆って、暗褐色粘土層、礫混じり中粒砂層、マトリックスを粗粒砂とする最大直径28cmの礫層の堆積が認められた。

あきる野市役所新庁舎建設現場では、段丘礫層を覆って、最下部に最大15cm径の礫を交えるローム層が堆積し、その上部にはローム層、礫混じりローム層、青柳ローム層が堆積し、ローム層の層厚は約1mである。ローム層の下部あたりが武蔵野台地のB.B2層準、礫を混じえる最下部のローム層は武蔵野台地のX層で、Tc₁ローム層

が堆積していると思われる。ローム層は層厚15cmのスコリア混じり粘土層と層厚約30cmのローム質粘土層、黒ボク土層に覆われる。

秋川駅南の阿岐野では、マトリックスを泥混じり粗粒砂とし、最大径30cmの垂円礫からなる礫層を、直接黒ボク土層が覆っている。黒ボク土層はここでは礫層の谷を埋積している。

平沢松海道では、マトリックスを黄褐色粘土とし、閃緑岩などの風化礫を含み、最大径15cmの垂円礫からなる五日市砂礫層を不整合に覆って、層厚約5mで、マトリックス粗粒砂、分級の悪い最大径30cmの垂円礫からなり、時に細粒砂層や砂礫層をレンズ状に介在させる立川礫層が堆積している。立川礫層上部は黒ボク土に充填された40cm層厚の礫層と黒ボク土層に覆われ、立川ローム層の堆積はみられない。

三吉野場末のKB30や南中塚場26（国土地理院、1991）では、直径5cm以下の円礫を主とし、角礫も混じる礫混じり粘土層が立川礫層の上位にレンズ状に堆積している。圏央道切割りの三吉野場末付近では、立川ローム層を切る小さな谷を礫層が埋積しているのが認められた（図10）。立川ローム層中には明瞭な黒色帯が認められ、武蔵野台地のB.B1, B.B2に対応し、Tc₁ローム層が堆積していると思われる。都立日の出福祉園と都立秋川高校との間から南東に、圏央道西側に向かう凹地（図3）が見られることから、立川ローム層を切る埋没谷が存在すると思われる。この埋没谷を埋積する礫層は、角田（1981b）の原小宮や平井で報告された礫混じり粘土層や、上記の多くの地点で認められたローム層を切ってあるいは覆って堆積する粗粒～細粒の堆積物と同様のものと考えられ、その岩相から氾濫性堆積物と推定される。既に、秋留台地では立川ローム層上部に「真土」と呼称される氾濫性堆積物とされる粘土層が堆積していることが知られている。

2) 秋留原層

東京都農業試験所（1964）は、平井川沿いに非火山性、重粘性の褐色土の分布を示し、竹迫ほか（1983）はこの褐色土を土壌学的見地から平井川の洪水性堆積物とし、遺跡の分布から洪水の年代を弥生時代から古墳時代の間とした。但し、この年代については問題がある。最下位の屋城面上に「中高瀬遺跡」があり、縄文時代後期には屋城面は離水していた可能性が高く、秋留原面との比高差は約12m、現河床面との比高差は約5mであり、弥生時代から古墳時代の間に平井川が秋留原面上に溢れるには、下流部でダムアップされるような洪水が必要であるが、そのような洪水が起きたことを示す堆積物が、秋留原面より下位の段丘面にみられないということである。佐瀬（1998）は植物珪酸体分析から、「真土」が完新世堆積物であることに疑念を呈している。

関谷（1987）は、この褐色土（東京都農業試験所、1964）に「真土」の名称を与えた。以後、秋留台地にお

ける遺跡報告では、東京都農業試験所（1964）の土壌分布図の褐色土を「真土」に名称変更した「真土分布図」がよく掲載され、「真土」も「黒真土」、「赤真土」、「黄真土」などその色調から細分されることとなった。

真土の名称は、今井（2001）にあるように、江戸時代から使用されているが、地域によって真土と称される土壌に相違があり、統一的な土壌名称とは思われない。秋留台地でも秋留原面上の阿伎野に野土、真土の地名があるとともに、小川面上の小川にも真土の地名がある。後述するように、立川ローム層を覆う氾濫性堆積物のうち粘土からなる細粒堆積物が、従来の「真土」にほぼ相当する。氾濫性堆積物の粒度組成は氾濫エネルギーの時間的、空間的变化に応じ変異することから、秋留原面を構成し、立川ローム層を覆う一連の氾濫性堆積物を秋留原層と仮称する（増渕，2001）。

秋留原層は堆積ユニットを持つことから数回の氾濫で堆積したと推定され、黒褐色の粘土層（いわゆる黒真土層）は、腐植を含むことから、その上位の秋留原層との間に短い堆積間隙を有すると思われる。

3）各地域の秋留原層

a) 「天神前遺跡」

立川ローム層（ハードローム層）、青柳ローム層（ソフトローム層）を削って、秋留原層の砂礫層が堆積し、その上位は、細角礫を含む砂質粘土層、褐色礫混じり粘土層、黒褐色礫混じり粘土層、黒褐色粘土層からなっている。下部の褐色礫混じり粘土層中にはスコリアが含まれる。褐色の礫混じり粘土層が黄真土、黒褐色粘土層がここでは黒真土と呼ばれている。

b) 原小宮石神遺跡

「原小宮石神遺跡」「松海道遺跡」での発掘調査中に、秋留原層について野外調査を行い、一部地点では立川ローム層の重鉋物分析を行った。

角田（1981b）は、都立秋留台高校前を南北に走る地形・地質断面図を示して、北端の段丘崖付近では、ローム層が分布せず、同時異相として段丘礫層上位に層厚50～60cmの礫混じり粘土層が覆っていることを示すと共に、段丘礫層の表面が起伏に富むことも示している。「原小宮遺跡」は都立秋留台高校の西北約600mの原小宮・代田前、海老内に位置し、「松海道遺跡」はその東約500mの平沢・松海道の農業会館西隣に位置する。

「原小宮石神遺跡」は土地区画整理事業に伴う遺跡発掘という性格上、複数の小面積の発掘からなるが、それら発掘現場における立川礫層までの深掘りから、以下の事が明らかとなっている。詳細は増渕（2002，印刷中）にゆずる。本遺跡内の調査地点の名称は、遺跡発掘グリッド名を用いる。グリッドは20m×20mの方形で、北から南にA～R、西から東に1～48の番号が付されており、今回報告するのはA～L、1～12までのグリッド内である。なお、立川ローム層の層序を明らかにするために、粒径1/4mmから1/8mmの砂分について重鉋物組成と

火山ガラスの産状を調査した。

1) 秋留原層は立川ローム層を浸食しつつ堆積し、下位から礫層と礫混じり粘土、粘土層から構成され、黒ボク土層に覆われている。秋留原層の粒度は上方に細粒化するとともに側方に細粒化する。秋留原層下部にはUG（山崎，1978）、及び青柳スコリアが挟在することから、立川ローム層の最上部層準と同時異相を示す。立川ローム層中には、 S_2S 、AT、 S_1S の挟在が確認され、Tc1ローム層に相当する。従って、秋留原層は S_1S 降下以降、UG、青柳スコリア期に立川ローム層を一部浸食して堆積し、黒ボク土層堆積前にその堆積を終えたと推定される。今後、放射性炭素絶対年代測定等を行うことにより、その堆積時期はより明らかになると思われる。

2) 秋留原層基底礫層は埋没谷の充填堆積物であり、埋没谷は西方から東南東に延びる浅い谷と、その南から南東へ伸び、立川礫層に達する谷がある。これら埋没谷は立川ローム層降灰以前に形成されていたと推定される。秋留原層を堆積させた流水は、基盤の凹地上を流下したと推定される。空中写真からは、調査地域については判読できなかったが、調査地域の東方からさらに東に延びる凹地と、南方から西に延びる凹地と認められ、上記埋没谷はこれら凹地に連続すると推定される。

3) 立川ローム層の層厚は最大で180cm、最も薄くて80cmであるが、下部に S_2S が挟在することから、Tc1ローム層に相当する。多摩川流域武蔵野台地のTc1ローム層に比較し、層厚が薄いのは上部が秋留原層により削剥されているためと、礫混じりであることから、間歇的な弱い流水の影響下にあったためと推定される。

c) 「松海道遺跡」

「松海道遺跡」は国土地理院（1991）にも示される凹地（図2；長さ500m、幅150m）に位置し、約60mの南北深掘りトレンチを観察する機会を得た。ここでは立川礫層の谷を直接、富士黒土層が厚く埋積している。深掘りトレンチ北端部ではマトリックスが粗粒砂で、最大直径18cmの垂円礫からなる砂礫層＝立川礫層が上部に堆積し、南に向い傾斜して谷をつくっている。トレンチの北側ではこの立川礫層は北に傾斜し、ロームと黒ボク土層に覆われ、黒ボク土層に縄文時代中期の住居址が確認されている。従って、北端部と南に立川礫層の谷が2つ認められた。地表の凹地は、これらの谷に対応すると思われる。南の谷の央部では、マトリックスが粗粒砂で、最大直径6cmの垂円礫からなる立川礫層を覆って、細礫混じりのローム質細粒砂、赤スコリアを多く混じえるローム質細粒砂、層厚71cmの立川ローム層が堆積している。トレンチの南端部では立川礫層を、黒ボク土層（富士黒土層を含む）が層厚約120cmで厚く覆う。谷央部では黒ボク層の堆積が見られないのは人為による削剥の為と思われる。トレンチの北東部では立川礫層を覆い、黒ボクに覆われる層厚約80cmの礫混じり粘土層からなる秋留原層が見られることから、谷部は黒ボク土層で埋積され、尾根部の

一部に秋留原層が堆積していると思われる。あきる野市松海道遺跡調査会（1983）は放射性炭素絶対年代測定から、埋没谷の埋積は5000年前頃まで遡るとしている。

上記の露頭調査を補うために、「真土」が記載されている遺跡の発掘報告書の土層図、セクション図を、粒度組成を中心に層区分し直し、秋留原層の堆積について検討する。

d) 「石神遺跡」(関谷, 1987)

北西から南東に向かう谷地形に位置している。この谷地形は先述の凹地分布(図2)に一致する。立川ローム層(ハードローム層)を削って、砂礫層、礫混じり粘土層、粘土層からなる秋留原層が堆積している。立川礫層の上面は起伏がみられ、その起伏は地表の谷地形に対応していることから、立川礫層の谷を埋積して秋留原層が堆積していると推定される。「天神前遺跡」と同様、秋留原層は上方細粒構造を示す典型的な氾濫性堆積物と推定される。

e) 「三吉野遺跡」(中西充, 1998)

Jラインではハードローム層、ソフトローム層を覆ってスコリア、シルト礫混じり粘土層、砂層が堆積し、その砂層を一部削って、砂礫層が堆積している。Kラインではソフトローム層、青柳スコリア層を覆いスコリア、シルト礫混じり粘土層、礫混じり粘土層が堆積し、これを削って砂層、礫混じり粘土層の堆積がみられる。秋留原層は上方粗粒化構造を示し、少なくとも2回の堆積ユニットが認められる。

様々な河川地形において、植生を伴うバー、自然堤防、高水敷などの河川の微高地には、洪水時に流路の内部よりも細粒な層理が形成されるが、その層理は逆級化構造をなすことが知られている(伊勢屋, 1982; Iseya, 1989; 鈴木, 1993a; 鈴木, 1993b)。さらに鈴木(1994, 1995)は洪水氾濫による3次元形態の逆級化構造を明らかにした。本地点の砂礫層は地形的な軽微な高まりに位置することから砂礫堆を構成すると推定される。

f) 「三吉野欠上」(立神ほか, 1994)

基本層序柱状図によると北西部のA3グリッドでは礫層、礫混じり粘土層からなる秋留原層が堆積し、南東部の17グリッドではソフトローム層を削って、ローム質粘土層(「再堆積ローム層」)、礫混じり粘土層からなる秋留原層が堆積している。A3グリッドの礫層か立川礫層か、立川ローム層を削る氾濫性の礫層かは報告書から判断できないが、角田(1981b)による原小宮や平井でのローム層の欠如と、ローム層と同時異相の層厚50~60cmの礫混じり粘土層の堆積という報告から、立川礫層の可能性が示唆され、「石神遺跡」同様に立川礫層上面は1m以上の起伏を持つと思われる。

平井川右岸沿いでは、立川ローム層を浸食し、上方粗粒化あるいは上方粗粒化構造を有する氾濫性堆積物=秋留原層が層厚1m前後で堆積していることが認められる。

その堆積の時期は「三吉野遺跡」で青柳スコリアが報告されているので、青柳スコリア降下後と推定される。段丘面形成で言えば、新井面離水以後となる。

g) 「上野原遺跡」(関谷, 1989)

本遺跡はほぼ東西に伸びた遺跡であり、竹迫ほか(1991)による土壌分析もなされている。西端では礫混じり立川ローム層(ハードローム層)を覆いスコリア混じり粘土層、砂質粘土層からなる秋留原層が堆積し、富士黒土層に覆われる。中央部西よりの秋留原層は、最大計2cmの細円礫からなる砂礫層で、ローム層を削って谷状に堆積し、東側は攪乱により不明であるが、西側ではスコリア混じり粘土層、砂質粘土層に側方変異する。この砂礫層は富士黒土層の最下部を浸食し、礫混じり黒色土に覆われているが、この黒色土は黒ボク土と思われる。凹地分布(図2)からは、ほぼ砂礫層の堆積する位置の北と南に小規模な凹地が存在することから、調査地点を通り南南東から北北東に伸びるローム層を切る埋没谷が示唆される。中央部より東側では、地形は緩く傾斜し、立川ローム層、富士黒土層、黒ボク土層が堆積し、秋留原層の堆積は見られない。秋留原層堆積時期の上限が明らかとなった。即ち、秋留原層の堆積は富士黒土層前か或いは富士黒土層堆積初期に終了したと推定される。また、東側には秋留原層の堆積が見られないことから、氾濫は調査地点の東側には及ばなかったと推定される。凹地分布方向や埋没谷の方向と調和的に、氾濫流は北方に向かうものであったと思われる。

h) 雨間遺跡(関谷, 1999)

遺跡南部は約1.5mほどの段丘崖を介して新井面に続く。最大直径10cmの円礫からなる立川礫層を覆って、層厚約70cmのローム質粘土をマトリックスとし最大径10cmの円礫からなる礫層、砂質粘土層が堆積し、これを層厚約20~40cmの細円礫混じりハードローム層、層厚約20~45cmの細円礫混じりソフトローム層が覆い、さらに、ローム粒混じり粘土層、赤色スコリア混じり粘土層からなる秋留原層が覆い、黒ボク土層に覆われる。

i) 「代継・富士見台」

(あきる野市代継・富士見台遺跡調査会, 2000)

蛙沢から北西に伸びる谷の南側に位置する。立川礫層を覆い、礫混じりローム層と層厚20~70cmの暗褐色の粘土層からなる秋留原層、黒色土(黒ボク土)が堆積している。「噴出礫」と仮称される直径数mほどの部分的な礫群の露頭が報告されているが、立川礫層の上面に起伏があることを示すと思われる。

j) 「三吉野遺跡群井戸端地区・阿伎野遺跡」

(三吉野遺跡群井戸端地区遺跡調査団, 1999)

蛙沢から北西に伸びる谷とこれに連続する凹地群(図2)の北側縁辺部が本遺跡の南部になる。空中写真では判読できなかったが、浅い埋没谷が本遺跡東側で報告されている。報告された埋没谷は約40m離れてほぼ東西に並んで二つあり、それぞれ幅が23mと19m、深さが

40cmと30cmである。調査報告ではいわゆる真土にこだわった記載がなされているため、本地点の秋留原層の堆積状況を読みとることは困難であるが、調査区の西側（Ⅴ区）では立川ローム層を覆って、礫混じり粘土、黒褐色粘土層からなる秋留原層が堆積し、黒ボク土層に覆われている。調査区の東側（Ⅱ区）では立川礫層、礫混じりローム層を覆い、粘土からなる秋留原層が堆積し、黒ボク土層に覆われている。重鉱物分析（パリノ・サーヴェイ株式会社, 1999）によれば、西側に堆積する立川ローム層の上部からUGが検出され、西側（Ⅴ区）と東側（Ⅱ区）の立川ローム層とは対比できないとされている。

k)「水草木遺跡」（五日市町水草木遺跡調査会, 1993）

蛙沢より北西に伸びる谷と凹地の連続の最西端部、南側斜面に位置する。凹地（図3）は北西-南東長が約900m、南西-北東約500m～50mの大きさである。地形は南西から北西に緩やかに傾斜する。西側の凹地の縁に位置する第1地点では、立川ローム層を覆って、細礫混じりの粘土からなる秋留原層が堆積し、黒ボク土層に覆われている。谷部に至る地点2～6では立川ローム層を直接黒ボク土層が覆い、秋留原層の堆積はみられない。報告では細礫混じりの粘土層を、西側丘陵地からの崩落土としているが、遺跡は丘陵から約100m離れ、空中写真からも崖錐堆積物の分布はみられないことから、ここでは秋留原層とした。

1)「橋場遺跡」（関谷, 1998）

平井川左岸草花丘陵南麓の氷沢川左岸に位置し、立川礫層、砂質ローム層、ハードローム層、ソフトローム層を覆って、砂質粘土層、亜円礫混じり粘土層、黒褐色粘土層、暗褐色亜円礫混じり粘土層からなる秋留原層が堆積している。表層部に黒ボク土層の堆積は見られないが、遺構の保存状態から過去に削剥を受けた可能性が指摘されている。本遺跡では縄文時代中期後半ないしは後期とみられる住居址が確認されている。「橋場遺跡」の西方約100mの畑を検土杖で調べると、黒ボク土の堆積はなく、礫混じり粘土層が堆積している。本地点周辺には表層に秋留原層細粒堆積物が分布していると思われる。本地点の南東約400mの高瀬付近には北西から南東に幅約100m前後、長さ約600mの凹地が分布する。

以上から、秋留原層下部は立川ローム層の最上部に挟み込まれるUG降灰期から青柳スコリア降灰期にかけて、ローム層を侵食した氾濫流によって堆積し、富士黒土層堆積前にその堆積を終了したと推定される。秋留原面と横吹面・野辺面との斜交関係や、埋没谷の存在、凹地分布から、横吹面・野辺面形成期に、上位の秋留原面上にオーバーフローした氾濫性堆積物が秋留原層と推定される。秋留原面上に認められる凹地（図2）は、原小宮地区や、「石神遺跡」、「松海海道遺跡」などで立川ローム層を切って堆積する秋留原層・礫層の分布位置と一致することから、氾濫流の埋没谷と推定される。さらに、原小宮地区

ではこの埋没谷が基底の立川礫層上面の凹地と一致すること、氾濫流流路は少なくとも2つ存在することも明らかとなった。最大の埋没谷は東本宿から南東に向い蛙沢に至るものであり、方向性から平井川系の氾濫流路と推定される。最大の埋没谷や松海道の大きな埋没谷では直接黒ボク土層（富士黒土層を含む）が立川礫層を覆って谷を埋積し、秋留原層の堆積は見られず、谷縁辺部に削り残された立川ローム層と秋留原層が堆積している。このことは、大きな谷は、放棄流路であり、強い水流で立川ローム層が流失したことを示唆する。氾濫流は、東本宿から南東に向い蛙沢に至る流路を主流路としつつ、その北側に網状に複数の小流路を持っていたと推定される。

V. 秋留原層の分布と堆積年代

1. 分布

東京都農業試験所（1964）、竹迫ほか（1983）の「真土」分布は、1/40,000空中写真での明色部分、非「真土」域＝「野土」は暗色部に対応する。空中写真地形判読で色調の明暗は、地表構成物質の種類だけでなく、土壌の水分条件とも密接な関係を持っている。一般に水分条件が多い場合には土地の表面が暗色に、少ない場合には明色になる。一方、角田（1981b）は秋留台地の地下水流動傾向を明らかにしている。これによれば、増戸中学校付近から都立秋川高校付近を通り、平沢へ抜ける埋積谷の南側（五日市線の南）を東西に走る地下水の尾根を境に、台地の水みちは、大きく北と南に2分され、尾根の北側では北西の平井川・伊奈丘陵から地下水は涵養され、埋積谷を通して東秋留方向に流れ、東秋留付近で扇状に流出。尾根の南側では地下水の稜線から南あるいは南東方向へ流れている。図9に示すように、「真土」分布域とは、角田（1981b）で明らかとなった地下水位の分布構造に対応する。「野土」分布域の「上野原」で秋留原層細粒堆積物＝「真土」が堆積している事や、「真土」分布域で「真土」上部に黒ボク土層が堆積していることから、「真土」分布図（東京都農業試験所, 1964; 竹迫ほか, 1983）は必ずしも「真土」分布域を示すのではなく、第一義的には地下水を反映した水分条件を示しているだけと思われる。

武蔵引田駅北の阿伎野では、「真土境」と呼称される南東～北西に向かう道を境に、その東側が南から順に「下真土」、「中真土」、「真土」と言う地名で、西側が北西から順に「上野土」、「中野土」、「野土」という地名である。（保坂芳春, 1983）。竹迫ほか（1991）は真土境を挟んで北側部と南側部で試坑を掘り、土壌分析から、「野土」が黒ボク土壌である事を確認している。「真土境」は東本宿から蛙沢に向かう埋没谷の南縁部にあたることから、流水の及ばなかった地域が、「野土」域にあたると推定される。秋留原面上の埋没谷、凹地は、秋留原層を堆積せしめた氾濫流の旧流路であり、この旧流路の中

心に秋留原層が分布していると考えられる事から、少なくとも、秋留原層の分布域は、東本宿から蛙沢に向かう埋没谷を軸に、主にその東側域と推定される。さらに、「上野原遺跡」やその周辺の埋没谷の分布から、氾濫流の蛇行が推定され、上野原から松海道を結ぶ線の西側域に秋留原層は主に分布すると推定される。但し、秋留原層の分布境界は、氾濫性堆積物という性格上、直線的に限られるものではなく、また分布域内においても氾濫流の影響を受けなかった地域—秋留原層の堆積を見ない地域も存在すると思われる。なお、上野原から北東に氾濫流が蛇行した理由は、現段階では解明できないが、地下に同方向の秋留原面形成前の埋没谷の存在が推定されることと無縁ではないと思われる。また、露頭調査が十分できなかったが、平井川左岸においても、少なくとも小宮久保から高瀬にかけて、秋留原層の分布が認められる。

2. 堆積年代

秋留原層は立川ローム層最上部のUG層準或いはその上部の青柳スコリア層準を侵食して堆積することや、拝島面相当の横吹面、野辺面とその埋没谷が一致する事から、横吹面、野辺面形成期に、秋留原面上をオーバーフローした氾濫性堆積物と考えられる。¹⁴C年代では約12,000年前から10,000年前と推定される(竹迫ほか, 1984; 坂上ほか, 1985)。竹迫ほか(1991, 1998)、坂上ほか(1998)は、秋留原層細粒堆積物いわゆる「真土」の初期風化が進んでいない事をもって、その堆積年代が新しいことの根拠の一つとしているが、これは「真土」が地表上に現れたのが新しい事を示唆するに過ぎないと思われる。既に古くは吉村(1939, 1940)が武蔵野台地における窪地=凹地と野水で明らかにしたように、「真土」は黒ボク土を侵食して堆積したのではなく、秋留原面上に残る秋留原層堆積時の埋没谷の名残である凹地部などに、多量の降雨時の表層水が集中、流路が形成され、この一時的な流水と、「真土」の粘性の高さ、透水性の悪さもあいまって、「真土」を覆う黒ボク土の一部が流失したと推定される。一時的な流水は黒ボク土を浸食するだけでなく、地域によっては薄い礫混じり粘土層や角細礫混じり黒ボク土層を堆積している。

岡崎(1967)は武蔵野台地西部域における立川面と青柳面の微起伏とローム層の層厚分布と堆積状態について研究を行い、立川面の上位面、北部下位面、南部下位面に区分した。立川面の上位面、南部下位面は山崎(1978)のTc₂面、北部下位面は同Tc₃面=青柳面である。岡崎(1967)によれば、上位面は中州状の微高地と流路状の微低地が交錯し、網状河川の様相を呈し、立川面は立川ローム層上部層(関東ローム研究グループ, 1965)に覆われ、ローム層は立川礫層表面の微細な凹凸を埋積するように堆積し、時に、ローム層の堆積がみられず、多量の砂礫を含む腐植層が立川礫層を直接覆うこともあるとしている。ローム層の欠如は、ローム層を侵食させた流水を示唆する。

加藤ほか(1974)は、武蔵野台地西部域において、立川面の土壌は狭山丘陵を境に、南部に比べ傾斜が急な北部では、ほとんどが円礫を含む再堆積性黒ボク土壌となり、南部では円礫を含まない黒ボク土壌と円礫を含む黒ボク土壌とにほぼ二分され、青柳面、拝島面の黒ボク土壌はすべて再堆積性黒ボク土であり、約2/3は1m以内に礫層の出現するものであるとした。秋留台地における秋留原層を覆う角細礫混じり黒ボク土層は、武蔵野台地西部域における加藤ほか(1974)の再堆積性黒ボク土に対比可能と思われる。加藤ほか(1974)はこの再堆積性黒ボク土は、包含される縄文式土器や腐植の¹⁴C絶対年代から、縄文時代前期における縄文海進最盛期の高水時に、古多摩川が低位面との比高の小さい地域の立川面上にオーバーフローした際の表層濁流堆積物と推定した。加藤ほか(1974)の武蔵野台地西部域北部の立川面は、山崎(1978)のTc₃面=青柳面、南部はTc₂面に相当し、北部と南部は地形面を異にする。松海道遺跡では縄文時代中期の住居址が認められることから、再堆積性黒ボク土は縄文時代早期~前期に堆積したと考えられるが、野辺面より下位の段丘と秋留原面との比高差や、加藤ほか(1974)も指摘するように再堆積性黒ボク土には明確な層理が見られないことなどから、オーバーフロー・表層濁流は支持できない。

岡崎(1967)の武蔵野台地西部域の網状河川を想定させる微地形やローム層の欠如する地点の存在、加藤ほか(1974)の再堆積性黒ボク土は、秋留野台地と同様に、立川ローム層上部層の降灰後に、西部域において降雨時の強い流水の影響を受ける地点が存在したことや、黒ボク土堆積前の微地形に支配され、再堆積性黒ボク土が堆積した事を示唆する。

VI. 秋川・平井川沿いの立川段丘の形成過程

原小宮地区では、S₂Sが確認され、AT層準下に層厚70cm前後のローム層の堆積も確認されている事から、立川ローム層全層をのせている。同様にあきる野市新庁舎建設現場や場末でも立川ローム層全層Tc₁の堆積がみられる。一方、その他の地域では、Tc₂ローム層が堆積しているが、Tc₁ローム層堆積域と、Tc₂ローム層堆積域とは小崖などによって区分されない。

多摩川沿岸に分布する立川段丘は、立川ローム全層をのせるものは下流部(関東第四紀研究会, 1969)のみであり、大部分はその上半部以上をのせている(関東ローム研究グループ, 1965)ことから、町田ほか(1971)は、段丘化は上・下流で時代を異にし、立川面が細分される可能性の強い事を示唆し、立川ローム全層をのせる最も古い立川面を、立川I面と呼んだ。立川I面は調布付近では、現氾濫原に近い部分ではB.B2の上部以上をのせる新しい地形面であるが、背後の段丘崖下には立川I面が残存し、これより下流左岸の狛江、二子多摩川、等々

力にかけ沖積面とほぼ同高度に立川Ⅰ面が分布し、丸子橋より下流で三角州に埋没する（町田ほか,1971）。最終氷期における低海面期に古多摩川は古東京川の一支流であることから、海面低下の影響は先ず古東京川に現れ、その後古多摩川に伝播し、その為、立川Ⅰ面形成以後B.B1の堆積までの間、下刻の進展は遅く、その後ようやく青柳面の時代以降になって旺盛な下刻が進み、何段もの段丘が生じたと、町田ほか（1971）は考察した。

調布より上流の府中市周辺の立川面について、松田ほか（1988）はTc1面とBBⅡ以上の立川ローム層をのせるTc2面に細分し、境界には比高1 mのTc1崖線下に凹地が形成され、その成因は、立川礫層堆積頂面を下刻した古多摩川の流水であり、凹地はその流路変遷を示すことや、古多摩川の離水以後=Tc2面形成後、礫層から湧出する流水が凹地を流下、凹地では立川ローム層の全層の欠如、あるいはその一部が欠如し、その上位にはローム層や黒土層が厚く堆積し、凹地を埋積しているとし、その流水の消滅時期は、凹地によって異なると推定している。

町田ほか（1971）の海面低下の影響の上流への時間差

を伴う伝播は、現氾濫原に近い部分では拝島付近までであり、秋留台地にはTc1ローム層が分布することは、拝島付近より上流の立川面の形成が少なくとも海面低下のみに規定されない事を示唆する。

VII. 他地域のUG降灰以降の流水営力の増大

1. 川崎市多摩区宿河原(図11, 12, 13, 14)

増淵（2001）は多摩川左岸川崎市多摩区宿河原の沖積低地に、極めて断片的であるが、立川ローム層が分布することを報告している。増淵（2001）によれば、立川ローム層は、その基底礫層下位の泥炭層の放射性炭素絶対年代の値が $23,260 \pm 600$ yrs.BP.であり、富士黒土層に覆われている。多摩区No61遺跡発掘調査団（1998）は、ほぼ同一地点のローム層最上部からUGを検出し、北方約200mの狛江市猪方2丁目の堤内に分布する自然堤防と関連づけ、Tc3面の分布を示唆している。増淵（2001）は宿河原の立川ローム層をTc2ロームとしたが、その後の鉦物分析でATの挟在が認められないことや、放射

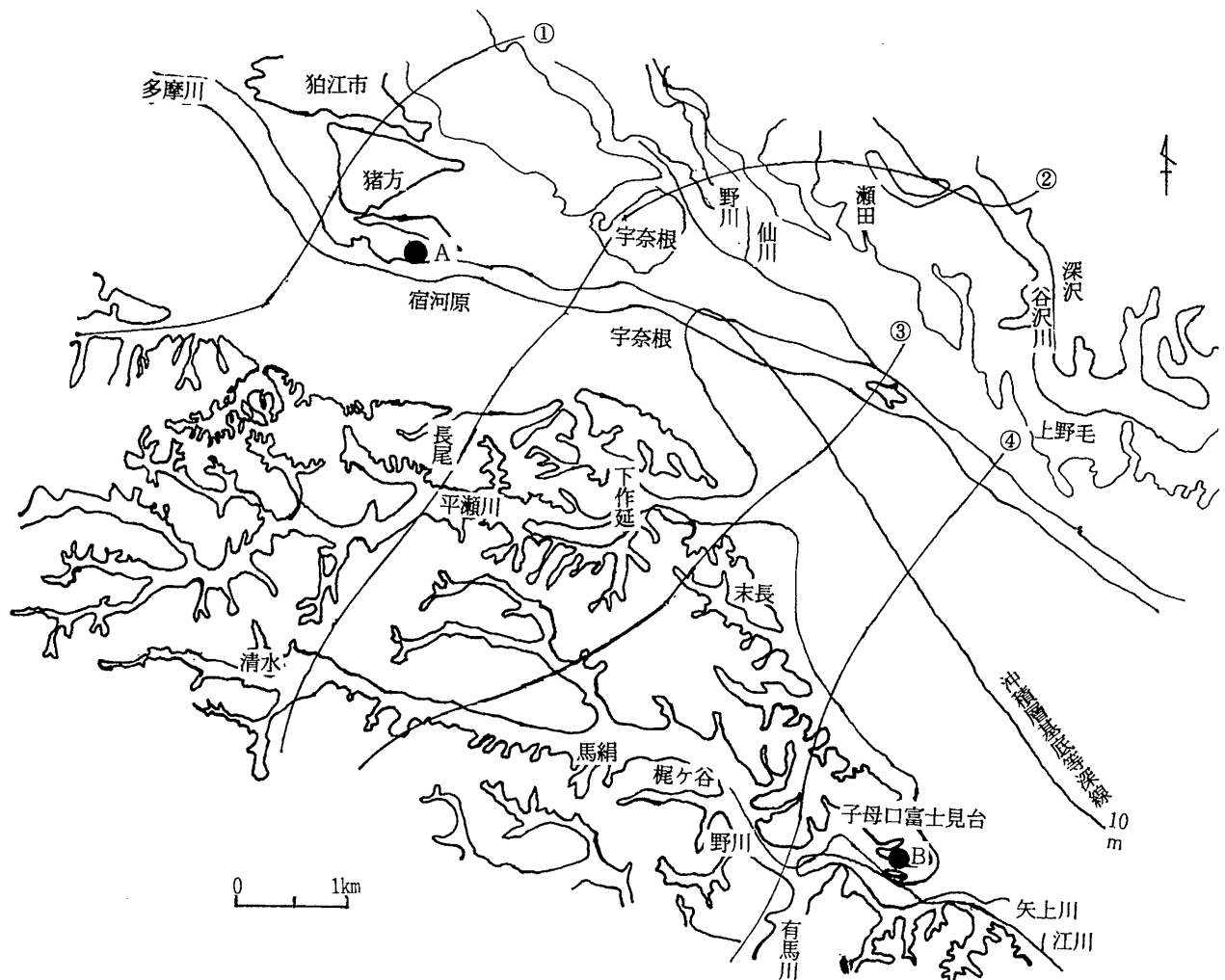


図11 位置図

A : 多摩No61遺跡、増淵ほか(2000)調査地点 B : 浅利ほか(1993、1998)

① 小田急線 ② 東名高速道路 ③ 東急田園都市線 ④ 第3京浜道

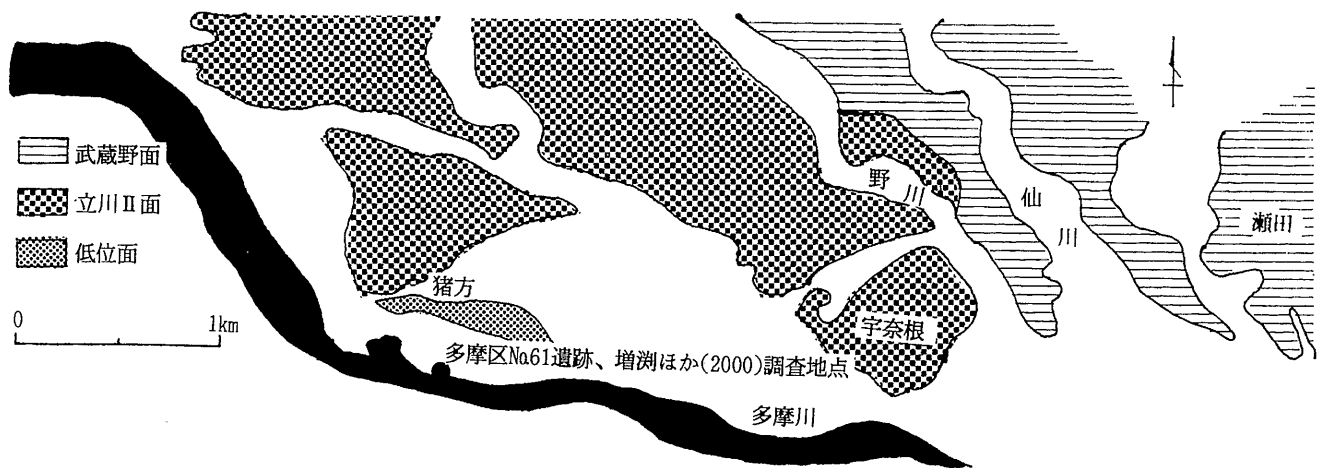


図12 多摩川左岸狛江市猪方周辺地形面区分図

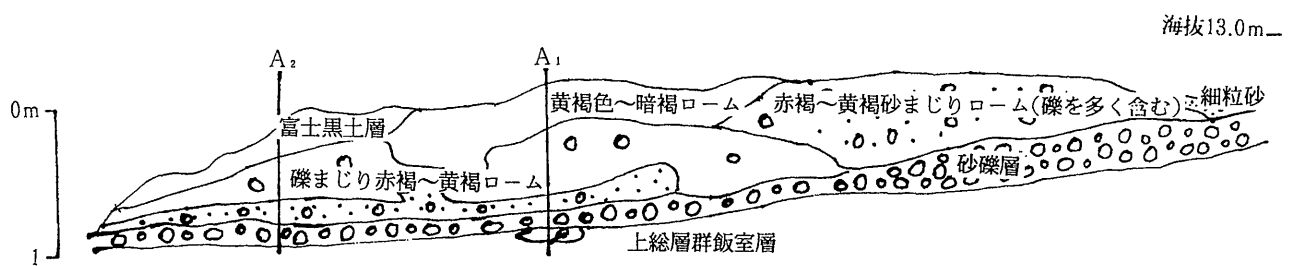


図13 川崎市多摩区No.61遺跡西地区No.1トレンチ西壁露頭

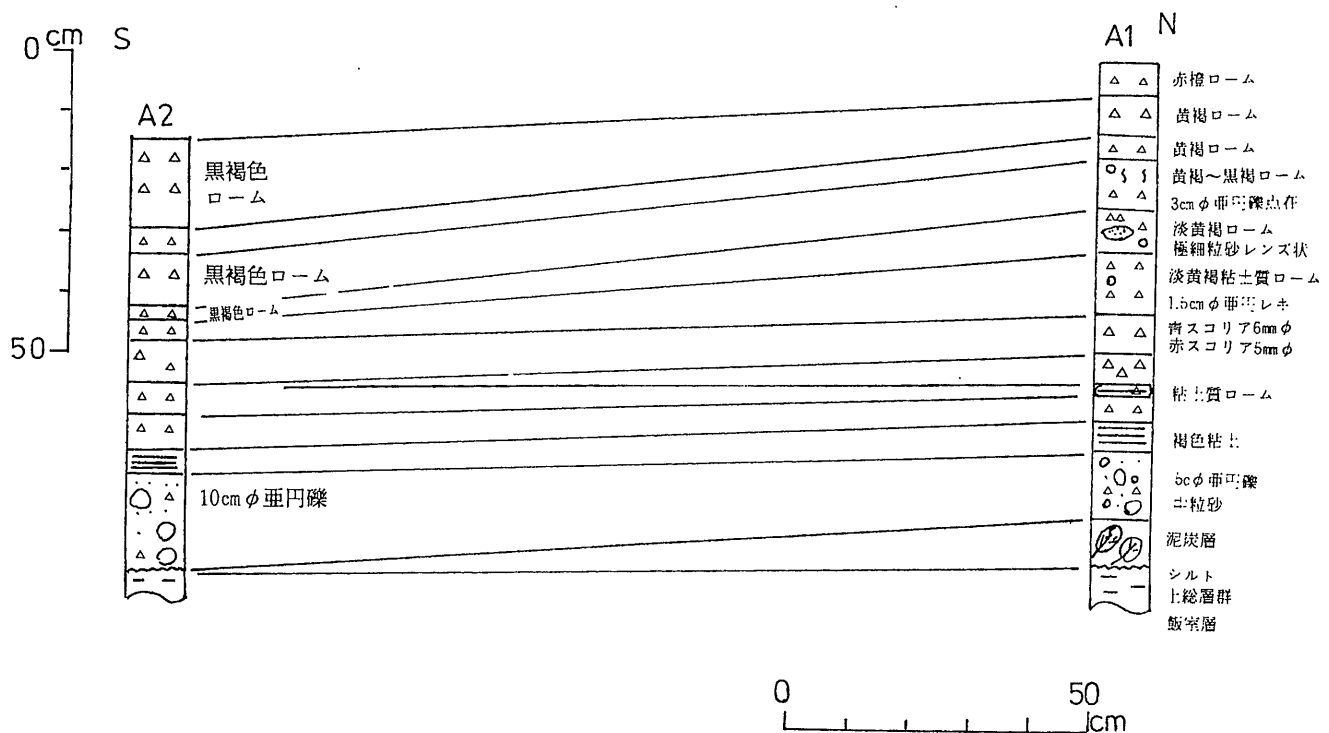


図14 No.61遺跡No.1トレンチ地質柱状図(△印はスコリア)

性炭素絶対年代値から、Tc3ローム層という多摩区No.61遺跡発掘調査団（1998）の見解を支持する。

図14に明らかなように、礫を多く含む最上部の砂質ロームは、下位のローム層を一部浸食して堆積している。このことから、多摩区61遺跡発掘調査団（1998）は、UG降灰後まもない完新世初頭に土石流が発生したとし、この時期は最終氷期から後氷期にかけての急激な気候変化に伴う岩屑生産期に対比可能としている。局所的現象の可能性はあるが、Tc3面形成後、Tc3面上は強い流水の影響を受けたと推定される。

2. 川崎市高津区子母口植之台（図15、16）

多摩川右岸の川崎市高津区の末長から子母口富士見台にかけては、北西から南東にかけて下末吉台地が伸び、その南東端には武蔵野台地が舌状に連続する。これら台地の南側は矢上川によって開析され、台地南側の子母口植之台周辺には、立川面（海拔高度約16m～約20m）が小面積分布すると共に、神奈川県（1988）によって完新世段丘とされる低位段丘面（海拔高度約10m～約14m）の分布がみられる。子母口植之台周辺での現地調査及び、

円融寺ボーリング地質図から、立川面は層厚約4m、立川ローム層の全層をのせることが確認され、Tc1面であることが判明した。さらに、浅利ほか（1993, 1998）は、尻手・黒川道北側の地点（川崎市遺跡No.千年-1、神奈川県遺跡No.100）で、完新世段丘（神奈川県, 1988）は富士黒土層FB、ソフトローム、ハードロームから構成されることを報告していることから、完新世段丘（神奈川県, 1988）は低位の立川面と考えられる。浅利ほか（1993, 1998）は、遺跡発掘調査地点を北西から南東に、ソフトローム層上部の富士黒土層との漸移層を切って、富士黒土層に覆われる埋没谷の存在を報告している。既存のボーリング調査報告から、沖積層基底の谷が発掘地点の北西の前田耕地の用水沿い西側にあり、北西から南東に湾曲しつつ低位の立川面に沿うように分布している。上記の埋没谷は、漸移層を切って、富士黒土層に覆われることから、矢上川水系のオーバーフロー流によって、UG降灰以後、富士黒土層降灰前に形成されたと示唆される。

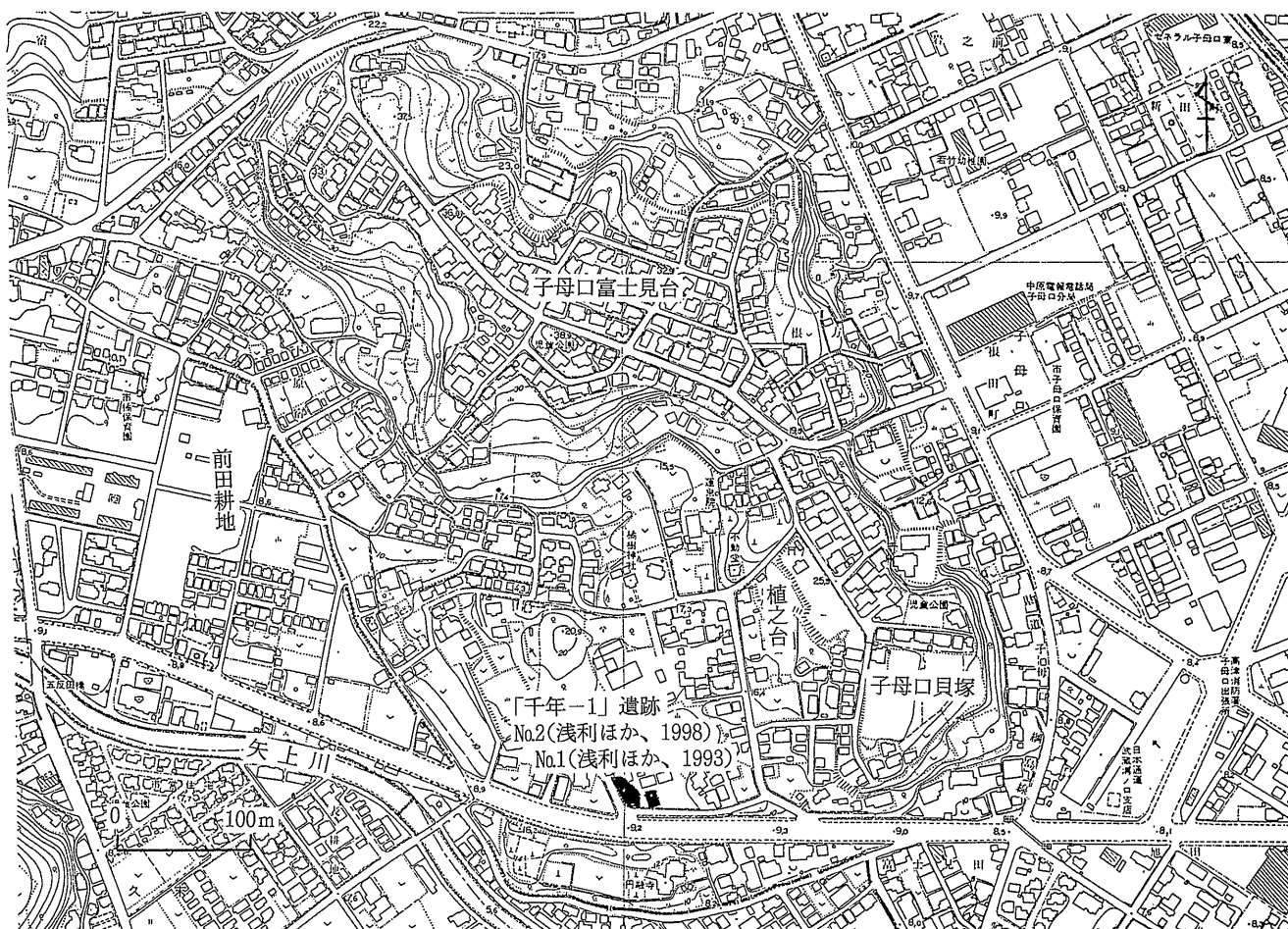


図15 川崎市高津区子母口植之台周辺図（川崎市発行 1/5,000地形図「千年」S57年印刷を使用）

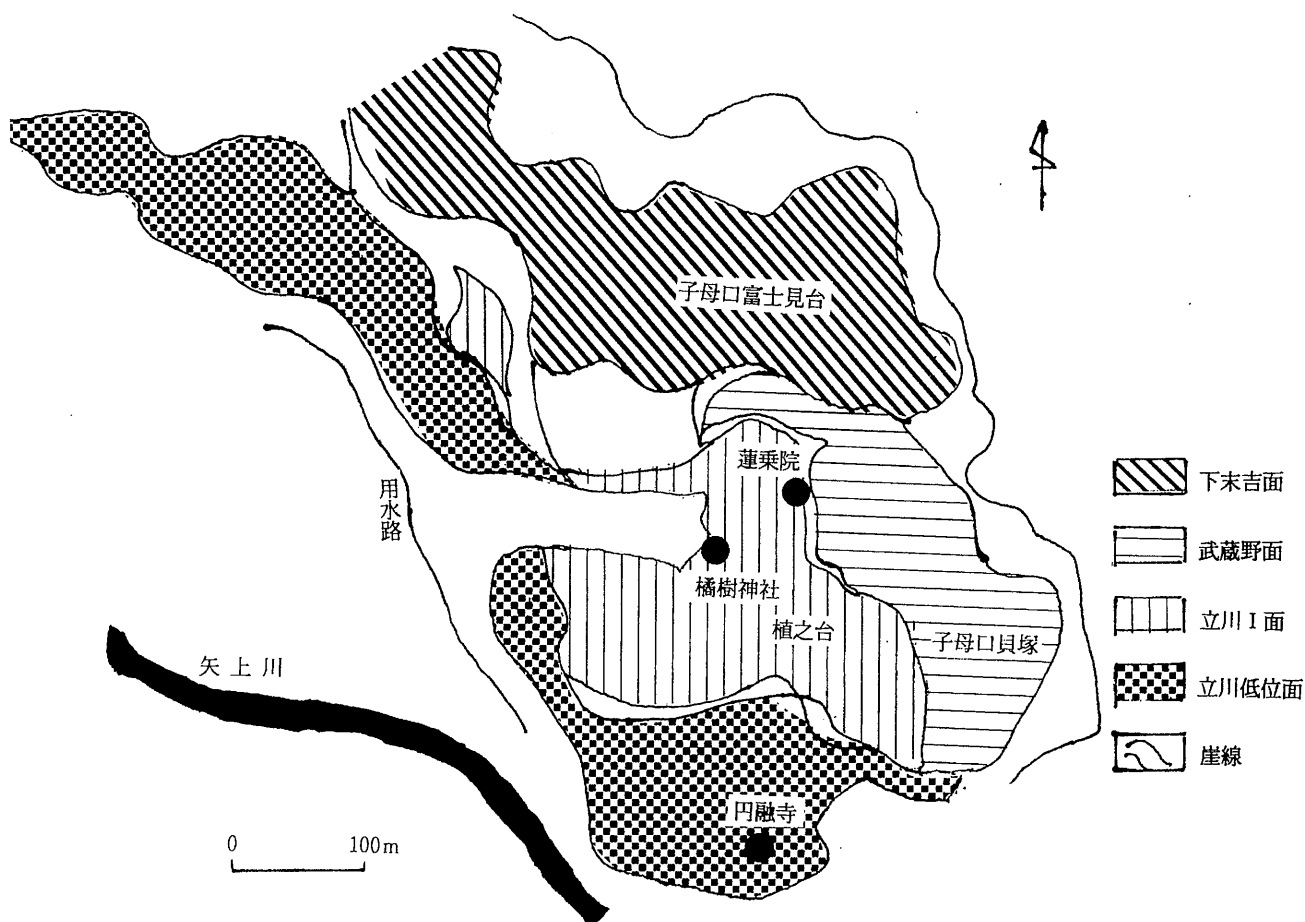


図16 子母口植之台周辺地形面区分図

VIII. まとめ

1. 秋留台地には、増戸中学校付近から都立秋川高校付近（三吉野場末）を通り、平沢へ抜ける秋留原面形成期前の埋積谷が存在する。
2. 秋留原面形成期前に埋積谷を古秋川が流下し、谷を埋積した。この時、当時の秋川と平井川は平沢付近で合流後、草花丘陵の東端を通り、現在の福生駅付近で多摩川と合流していた可能性が示唆される。
3. 立川面に対比される秋留原面と、拝島面に対比される横吹面・野辺面は斜交する。
4. 秋留原面の離水は、早いところでAT降灰以前と推定されるが、その離水は秋留原面全域で一挙に進まず、離水したところは立川ローム層が覆った。
5. 横吹面・野辺面形成期（約12,000年前～10,000年前）に平井川系の水流が秋留原面上にオーバーフローし、立川ローム層上部を侵食しつつ、仮称秋留原層を堆積した。秋留原層は3次元的級化、逆級化構造を示す。秋留原層の細粒堆積物は秋留台地で「真土」と呼ばれてきた堆積物に相当する。
6. 秋留原面上に分布する浅い谷や凹地は、氾濫流旧流路の名残である。
7. 多摩川の拝島より上流部の段丘形成（高木，1990）と対比して、横吹面・野辺面の斜交とオーバーフローは、

流水運搬能力に対する物質供給量の変化・気候的要因（高木，1990）による可能性があるが、平井川系オーバーフロー流路が秋留原面を北西から南東に横断し、秋川は既に入っていたと推定されることなどから、秋留台地南東端での傾動も考慮する必要がある。埋積谷の形成時期や傾動については、今後、調査資料を増やした上で検討していきたい。

8. 秋留原層の堆積によって、秋留原面形成期の地形的起伏はほぼ平坦化された。
9. 秋留原層の堆積後、秋川、平井川の下刻が進み、縄文時代後期までに小川面～屋城面までの計5段の完新世段丘が形成された。
10. 秋留原面上の氾濫流旧流路の名残である浅い谷や凹地の存在と秋留原層細粒堆積物の「真土」の透水性の悪さから、多量の降雨時に表層の黒ボク土が流失する傾向が見られる。
11. 断片的であるが、秋留台地より下流の川崎市内で、UG降灰後から富士黒土層降灰前までの晩水期から完新世初頭にかけて、多摩川水系の流水営力が増加したことを示唆する堆積物や、埋没谷が認められた。
12. 秋留野台地における秋留原層の堆積は、少なくとも多摩川流域においては局所的な現象でなく、流水営力の増大を示す、より広域的現象の可能性が示唆される。

謝辞

(財)東京都生涯学習財団東京都埋蔵文化財センターの今井恵昭氏、松崎元樹氏、金地健司氏、あきる野市教育委員会の関谷学氏には遺跡での調査の便宜を始め、文献資料や貴重な助言を賜った。明治大学農学部土壌学研究室の竹迫紘助教授、東京農工大学農学部土壌学研究室の坂上寛一教授には真土について御教授願った。法政大学非常勤講師高野繁昭氏には、地形面形成等について適切な助言を頂いた。川崎市市民ミュージアム学芸員浜田晋、服部隆博両氏には、川崎市内の遺跡調査結果についてご教示頂いた。以上の方々に、厚く感謝いたします。

引用文献

あきる野市代継・富士見台遺跡調査会(2000)代継・富士見台遺跡-都市計画道路(秋3・3・3号線)整備事業に伴う埋蔵文化財発掘調査報告書, 395pp
畦地稔生(1971)多摩川流域の地質. 昭和45年度駒沢大学文学部地理学科卒業論文, pp44
あきる野市松海道遺跡調査会(2001)東京都あきる野市松海道遺跡-都市計画道路秋多3・3・9号線整備事業に伴う埋蔵文化財調査報告書-. 324pp.
浅川利一・牧野健一・河合英夫・中山 良(1993)川崎市高津区区母口植之台遺跡発掘調査報告書. 川崎市文化財調査集録, 29, 22-42
浅川利一・牧野健一・河合英夫・中山 良(1998)川崎市高津区区母口植之台遺跡第2地点発掘調査報告書. 川崎市文化財調査集録, 34, 1-31
福田 理・羽鳥謙三(1952)武蔵野台地の地形と地質-東京都内の地質IV. 自然科学と博物館, 19, 171-191
保坂芳春(1983)秋川地名考(市民のための郷土史読本). 秋川市教育委員会
今井恵昭(2001)秋留台地の地名と地誌. 天神前・瀬戸岡古墳群30号墳・上多賀・新道通り遺跡、南小宮遺跡発掘調査報告書,(財)東京都生涯学習財団東京都埋蔵文化財センター, 第 集、
伊勢屋ふじこ(1982)茨城県、桜川低地における逆グレーディングをした洪水堆積物の成因. 地理学評論, 55, 597-613
Iseya, F (1989) Mechanism of inverse grading of suspended load deposits. In Taira, A. and Masuda, f., eds., Sedimentary facies in the active plate margin. Terra Pub., Tokyo, 113-129
五日市町水草木遺跡調査会(1993)水草木遺跡 東京都西多摩郡五日市町 都市計画道路秋3・5・2号線水草木遺跡発掘調査報告書
寿円晋吾(1964)武蔵野台地の各段丘礫のおおきさについて. 地理学評論, 37, 272-273
寿円晋吾(1965)多摩川流域における武蔵野台地の段丘地形の研究-段丘傾動量算定の一例-. 地理学評論, 38,

557-571、591-612

門村浩(1961)多摩川低地の地形. 地理科学, 1, 16-26
神奈川県(1988)土地分類基本調査 横浜・東京西南部・木更津 5万分の1. 神奈川県企画部企画編集室, 92pp.
加藤好武・山田 裕(1974)関東地方の台地黒ボク土の生成と地形発達に関する研究 第1報 多摩川扇状地西部における地形面と黒ボク土の特徴. 第4紀研究, 13, 4, 177-186.
関東ローマ研究グループ(1965)関東ローマ-その起源と性状-. 築地書館, 378pp.
建設省国土地理院(1971・1972)2.5万分の1土地条件図「八王子」「川越」
北村健治(1992)第一章 福生の地質と地形 第一節～第四節. 福生市史 下巻, 福生市, 857-880
小林達夫・小田静夫・羽鳥謙三・鈴木正男(1971)野川先土器時代の研究. 第四紀研究, 10, 4, 231-254
国土地理院(1991)1:25,000土地条件図 「八王子」
久保田正寿(1977)青梅市の埋蔵遺跡. 青梅市郷土博物館164pp.
増渕和夫(2001)IX 成果と問題点 1 秋留台地形成と氾濫性堆積物・仮称秋留原層. 東京都埋蔵文化財調査報告 第95集 東京都あきる野市 天神前遺跡 瀬戸岡古墳群 上賀多遺跡 新道通遺跡 南小宮遺跡, 365-380
増渕和夫・上西登志子(2001)多摩川低地及び相模川低地における古環境推定資料. 川崎市青少年科学館紀要, 12, 32-56
増渕和夫(2002, 印刷中)多摩川の洪水と環境変動-近世多摩川洪水史と完新世段丘-(財)とうきゅう環境浄化財団、多摩川環境調査助成集第23巻
松田磐余(1973)多摩川低地の沖積層と埋没地形. 地理学評論, 46-5, 339-354
松田隆夫・大倉利明(1988)立川段丘と凹地地形について-府中市周辺の立川面の区分. 府中市郷土の森紀要, 第1号, 23-77
松本栄次・撰梅正人(1970)多摩川河谷における旧埋積谷. 地理学評論, 43, 403-404
三吉野遺跡群井戸端地区遺跡調査団(1999)三吉野遺跡群井戸端地区・阿伎野遺跡発掘調査報告書-都道第165号線拡幅工事に伴う埋蔵文化財調査
中西充(1998)Ⅲ 層序. 三吉野遺跡群-1-, 東京都埋蔵文化財センター調査報告 第60集, 11-18
野上道男(1981)河川縦断面形の発達過程に関する数学モデルと多摩川段丘形成のシミュレーション. 地理学評論, 54, 86-101
パリノ・サーヴェイ株式会社(1999)自然科学分析. 三吉野遺跡群井戸端地区・阿伎野遺跡発掘調査報告書-都道第165号線拡幅工事に伴う埋蔵文化財調査, 187-195
坂上寛一・竹迫紘・黒部隆(1985)東京都八王子における富士黒土層の¹⁴C年代-日本の第四紀層の¹⁴C年代(154)地球科学, 39, 172-173

坂上寛一・大蔵利明・竹迫紘（1998）日の出町三吉野遺跡群における土壤構成からみた土壤生成環境. 三吉野遺跡群, (財) 東京都埋蔵文化財センター調査報告, 第60集, 277-278

佐瀬隆（1998）日出町三吉野遺跡群A区土断面試料の植物珪酸体分析. 三吉野遺跡群, (財) 東京都埋蔵文化財センター調査報告, 第60集, 281-282

関谷学（1987）Ⅱ 遺跡の位置と環境／Ⅲ遺跡の層序. 石神遺跡, 石神遺跡調査会・東京都秋川市教育委員会, 1-11

関谷学（1989）Ⅲ 遺跡の層序／遺構・遺物. 上野原遺跡. 主要地方道杉並五日市線上野原遺跡調査会, 5-19

関谷学（1998）第Ⅱ章 第2節 遺跡の層序. 東京都あきる野市 橋場遺跡-細谷ビル（仮称）建設に伴う埋蔵文化財発掘調査報告書, 細谷火工株式会社・橋場遺跡細谷ビル地区調査会, 9-12

関谷学（1999）Ⅲ A地区の調査・Ⅳ B地区の調査. 雨間地区遺跡群-あきる野市雨間土地区画整理事業に伴う発掘調査報告書一, あきる野市雨間土地区画整理組合, 9-13, 16-19

角田清美（1981a）Ⅳ 地形. 青梅市の自然Ⅰ, 青梅市郷土博物館, 156-210

角田清美（1981b）多摩川中流・秋留台地の下水処理と環境浄化に関する基礎的研究. (財) とうきゅう環境浄化財団（一般）研究助成, 19, 63pp

角田清美（1983）秋川流域の陸水学的研究-特に秋留台地の地下水と秋川の流量について-. (財) とうきゅう環境浄化財団（一般）研究助成, 29, 115pp

角田清美（1992）第1章 自然環境 第2節～第5節. 日の出町史 通史編上巻, 15-105

角田清美（1999）羽村市を自然地理学の立場から調べる. 羽村市郷土館紀要, 14, 92-122

鈴木美和子（1972）経済企画庁. 土地分類基本調査「青梅」（地形各論）. 8-9

鈴木一久（1993a）滋賀県野州川の現世網状河川堆積物に見られる逆級化層理. 月刊地球, 号外No. 8, 152-157

鈴木一久（1993b）淀川水系各河川の逆級化堆積物：自然堤防帯から源流部まで. 堆積学研究会93年度秋季研究集会要旨集.

鈴木一久（1994）1993年9月9日野州川洪水氾濫堆積物の3次元形態と堆積構造：1回の洪水氾濫で形成された複数の逆級化構造ユニット. 地質雑, 100, 867-875

鈴木一久（1995）滋賀県野州川、現世河川堆積物の堆積史と洪水氾濫堆積物の堆積機構. 地質雑, 101, 717-728

高木信行（1976）多摩川河谷域における堆積段丘と旧埋積谷. 日本地理学会予稿集, (10), 77-78

高木信行（1990）多摩川の段丘地形とその形成過程. 第4紀研究, 28 (5), 399-411

竹迫紘・加藤哲郎（1983）東京西部に分布する黒ボク土の土壤生成環境について. 火山灰と土壤-黒部隆教授退

官記念論文集一, 火山灰と土壤編集委員会, 93-103

竹迫紘・上条朝宏・坂上寛一・岡崎正規・宇津川徹（1984）南関東における青柳ローム層をめぐる諸問題（第1報告）-青柳ローム層について-. 第四紀学会講演要旨集, 14, 73-74

竹迫紘・関谷学（1991）秋留台地の「真土」と「野土」の性質と成因. 明治大学農学部研究報告, 第88号, 13-24

竹迫紘・笠原ゆき・坂上寛一（1998）日出町三吉野遺跡群における深掘土層位の理化学分析による層位的解析. 三吉野遺跡群, (財) 東京都埋蔵文化財センター調査報告, 第60集, 244-258

多摩区No.61遺跡発掘調査団（1998）川崎市多摩区No.61遺跡（宿河原縄文時代低地遺跡）発掘調査報告書, 多摩区No.61遺跡発掘調査団, 51pp.

立神倫史・宇佐美徹（1994）3. 調査地点をめぐる地理的歴史環境. 三吉野欠上-日の出町三吉野土地区画整理事業に伴う1992年度発掘調査報告書, 日の出町三吉野欠上遺跡調査団, 7-17

東京都農業試験所（1964）畑地土壌生産性分級図. 西多摩地域

内田和子（1979）多摩川流域の地理学的研究-地形分類と渡河点との関連について-. (財) とうきゅう環境浄化財団（一般）研究助成No.4, 39pp.

山崎晴雄（1978）立川断層とその第四紀後期の運動. 第四紀研究, 16, 231-246

吉村信吉（1939）昭和13年に起こった武蔵野台地地下水の渇水及大增水と, 地理学評論, 第15号, 165-187

吉村信吉（1940）所澤町東方武蔵野台地の地下水、特に宙水と浅い窪地の成因、集落立地との関係, 地理学評論, 第3号, 145-169

米光秀雄（1992）第1章 自然環境 第1節. 日の出町史 通史編上巻, 1-14