法政大学学術機関リポジトリ
HOSEI UNIVERSITY REPOSITORY

PDF issue: 2025-07-04

<研究>多摩川流域の地形に関する若干の考察

市瀬, 由自

(出版者 / Publisher)
法政大学地理学会
(雑誌名 / Journal or Publication Title)
JOURNAL of THE GEOGRAPHICAL SOCIETY OF HOSEI UNIVERSITY / 法政地理
(巻 / Volume)
4
(開始ページ / Start Page)
6
(終了ページ / End Page)
14
(発行年 / Year)
1956-05-01

多摩川流域の地形に関する若干の考察

市瀬由自

I 序

こゝに述べる多摩川流域の地形学的考察は、筆者の「多摩川流域における山崩れの研究」の一環として実施したものである。従ってこの地形研究の目的は、山崩れの基礎となる地形的性質を明らかにすることにある。ここでは多摩川流域における地形学的問題の2,3を述べて大方の御批正を仰ぎたいと思う。

なお、この研究に当り御指導を賜った諸先生に対して厚く謝意を表する。

II 地形面とその性質

多摩川流域の最高点は雲取山、笠取山の周縁にあって1900～2000mの高度を有している。また、西および西南の笛吹川および日川との分水界附近には石保戸山、倉掛山、大薩嶺などの残丘が聳立して1600～2000mの高度を示している。山地はここより東方に次々に高度を減じて200～300の丘陵地を隔てゝ南東平野に接する。中、下流域では山地の高度は北の荒川との分水界附近に高く、1750～2000mを示し、南方に漸次低くなって桂川との分水界附近では1100～1200m前後の高度を示す。多摩川流域ではA面からG面からの各地形面が認められる。中、下流域の谷壁にみられる河岸段丘はZ～3段に細分されるが、それらは一括してG面として取扱った。このように起伏の大きいところでは地形面が点々と散在し、相互の関係をつかむことは一般に不可能に近い。このような断片的な地形面の追求には谷理法による地形復元図が役立つが、ここでは次のような方法を併用した。まず河川縦断面図に地形図上に求めうるすべての地形面を投影し、旧河床、現河床に対する関係から判断して、一つづきと思われる地形面の系統は同色でマークして行った。このような方法で区分された地形面の地質、植生、斜面の傾斜、方向、密度、比高等を表記するとヤノ表の如くである。（各地形面の斜面の傾斜、方向、密度等の計測にはZaborskiの方法を適用した。）

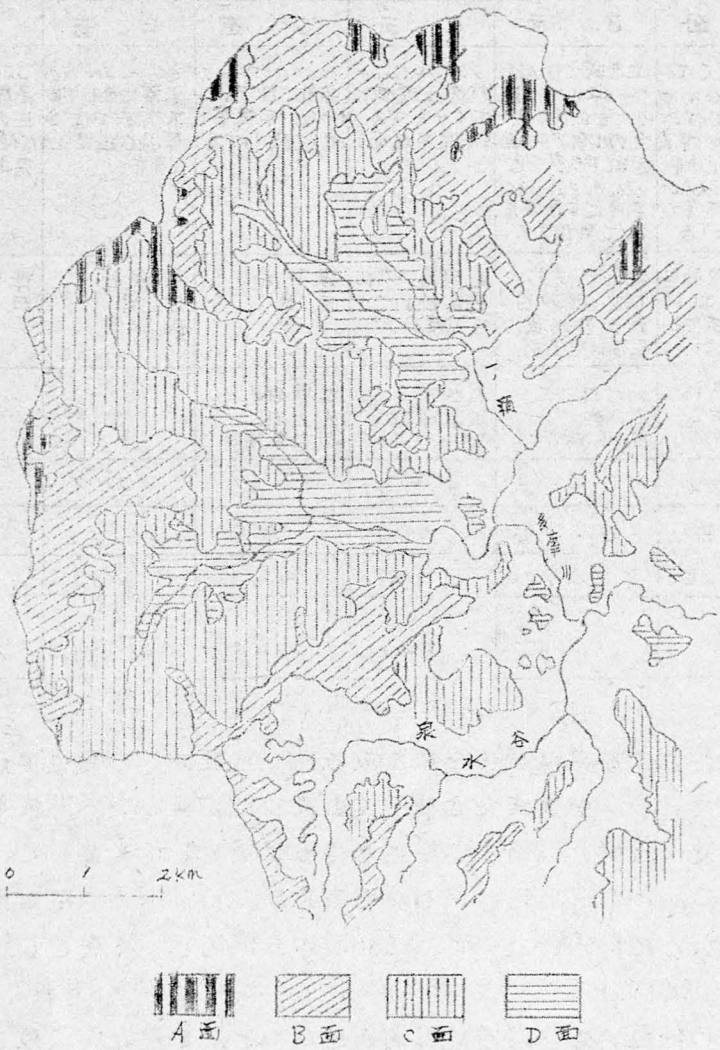
第1表　地形面とその性質

地形	A面	B面	C面	D面	E面	F面
地形	上流地域では1750～1920m中流域では1550～1640mの高度に断片的に分布し残丘を縁取るか一部は平頂峯をなして発達する.	上流域では1480～1620m, C面上に聳立する残丘の山頂の平坦面をなし下流部では1200～1300mの高度に平頂峯をなして発達する.	1050～1320mの前後, 上流域に広く分布する(高位平坦面)	1050～700mの高度に断片的に分布し, 平頂峯をなして残存する	800～600mの高度に分布する下流域では谷壁及び山麓上に分布.	320～450mの高度にあり, 丘陵性の山地の山麓に侵蝕面をなして発達する.
地質	花崗岩, 硬砂岩, 珪岩より成り硬砂岩, 地域に面の保存良好	花崗岩, 珪岩, 粘板岩, 硬砂岩, 花崗岩地域に保存状態良好	花崗岩(保存状態は極めて良好) 硬砂岩	硬砂岩 珪岩	粘板岩 珪岩 硬砂岩	輝緑凝灰岩 硬砂岩
植生	針広混淆林 針葉樹 広葉樹	人工林 針広葉林 混淆林	人工林 広葉樹林	広葉林 人工林 針広混淆林		
斜面 傾斜	17.2	19.0	21.7	19.1	21.4	11.5
斜面 方向	S.SW	SW, NE	NWE	N.S	E, ES	N.S
斜面 密度	2.22	2.15	3.28	1.67	1.52	1.68
比高(実測値)	1050	805m	120m	445m	330m	170m

多摩川流域における平坦面の分布をみると, 上流域では高位平坦面が最も良く保存されており, 中流域では概して山稜上に細長く残る平頂峯として, 下流域では大起伏山地の山麓に定高性を持つ丘陵として発達していることが判る. しかもこれらの平坦面の相互の関係をみると, 下位の平坦面が上位の平坦面にくい込んだ関係にあつて, これらは山麓階として発達したものであることを物語つている.

また平坦面の発達と基盤岩石との関係をみると花崗岩地域に最も平坦面の発達が良好であり, ついで粘板岩, 硬砂岩, 珪岩等の地域の順序になつている. 上流域の花崗岩地域にみられる平坦面は荒川, 相模川等の流域にはさほど大規模には発達しておらず, 多摩川流域における著しい地形的特徴ということが出来る. これらの地形面のうち, 最も広大かつ典型的な発達を示すのは多摩川最上流域 1000～1700m に発達するものである. この面は北は一の瀬川中流域より高橋川, 柳沢川, および東水谷の上流域にかけて分布する. またこれと対比されると思われるものが大菩薩嶺の南, 日川上流域に 1200～1700m の平坦面として拡がつている. この面より高く笠取山, 唐松尾山, 倉掛山, 石保戸山, 大菩薩嶺等が残丘として聳える.

第1図　地形面分類図



この面は単一の地形面ではなく3段に細分され、最高位面は1600～1700mの高度で、唐松尾山、笠取山の南麓及び石保戸山、倉掛山の東麓に発達している。中位面は1500～1550mにあり、石保戸山、東縁、天狗棚山、鶏冠山等の下位面上に聳える残丘の山頂に広く発達する。

またこの面は一の瀬川流域では上位面の下に広く発達している。下位面は1000～1300mの高度を示して保存の状態は極めて良好である。一の瀬川高橋川、砂沢川の流域、泉水谷上流域および鶏冠山東部等に広く発達してい

る．このようにこの地域に平坦面の保保存が良好である原因として，(1)この地域が多摩川および笛吹川の分水界に当つていること．(2)この地域の下流は硬砂岩からなり，上流部を侵蝕から保護する役割を示していること．(3)多摩川はこの部分で急急点部を形成して侵蝕が上流部まで及んでいないこと．(4)この地域の西縁は著しい急崖をなして笛吹川の谷に下つているが，この急崖の生成は高位平坦面の形成後の地盤運動に基くと考えられる．従つてこの運動によつて既存の水系が破壊され，ために前の輪廻が中絶し，侵蝕の進行が遅れたものと考えられること．(5)この地域を構成する岩石は主として花崗岩よりなり，その容易に風化し易い性質がこの地域に平坦面の発達を良好たらしめたものと考えられる．

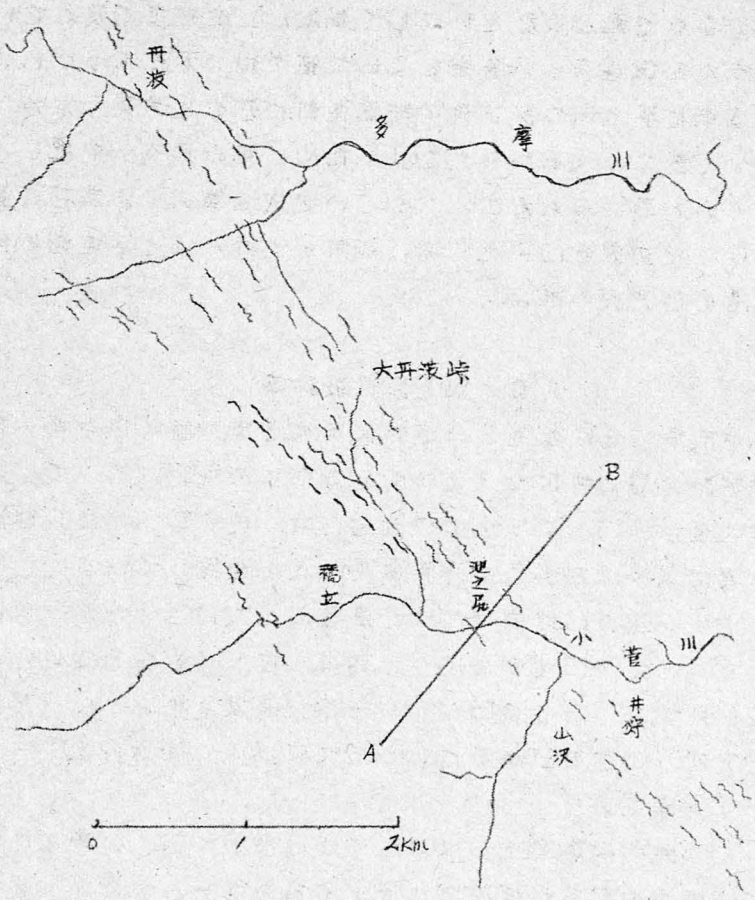
Ⅲ　鶴川断戸破砕帯

多摩川中流域における著しい地形的特徴は鶴川断層破砕帯の存在である．

この断戸破砕帯は桂川の一支流である鶴川の流路に沿つて北西方向に連続して鶴峠に至り，こゝより白沢の流路に沿つて小菅林地之尾附近で小菅川を横切り，更に大菱峠を越えて丹波盆地に迄で連続している．この断戸破砕帯は地形的には一連の凹地帯となつて現はれ，次に述べるような地形的特徴を有している．(1)この凹地帯に沿つて鶴川，白沢およびその他の小支流がほぼ直線上に配列する．(2)この凹地帯の一部に丹波盆地および小菅盆地等の盆地列が存在する．(3)この凹地帯に沿つて大岳根峠，鶴峠および大丹波峠等の鞍部が存在する等である

さて，この断戸破砕帯は多数の断戸面に沿つて密に断戸運動が行はれた場合に，その附近の岩石が破砕されて生ずるのであるからが，特に破砕の程度の著しい部分は，こまかく破砕されて岩石はブロック化し，一部には断戸粘土等を生じている．筆者が多摩川流域の断戸破砕帯及び山梨県の野呂川流域東縁部の断戸破砕帯を観察した結果によると，これらの断戸破砕帯は次に述べるような性質を有している．すなわち断層運動の生成と関連を有する力が地殻に働く場合に，その地域のかなり広い範囲に亘つて破砕された部分を生じ，その中，特に，　弱線が断戸破砕帯を形成している．この部分においては同じ一つの断層破砕帯でも垂直的にも水平的にも断続しつゝ発達しており，破砕帯の幅も広くなつたり，狭くなつたりして断続し，また時には新しい断戸破砕帯がこれに雁行して現われるというような変化を示している．従つてこの弱線の一部には主断戸にほぼ併行，或は雁行して多数の副断層が生じこれが，ほぼ一定の方向に連なり，全体として一連の断層破砕帯を形成している．

第2図　鶴川断層破砕帯



第2図は空中写真（縮尺 40,000 および 10,000）現地調査の結果に基いて多摩川流域における鶴川断層破砕帯を示したものである．地形上に現われる断層破砕帯は以下に述べるような著しい特徴を有しており，これの認定には空中写真を活用することが最も能率的である．すなわち地形上に表現された特徴とは，（断層破砕帯認定の示標となったものは）①断層破砕帯は地殻の亀裂をなすために，特にその部分が附近よりも侵蝕を受けて特殊な斜面形を示し，その斜面が多くは平滑な一線上に現われて来ること．②水系には無関係に一定方向の流路をもつ諸支流，山稜の凹部及び階段地形が長い延長の同一線上に落ちて来ること．平滑な一線上に配列された水系，即ち地質構造に適応したと考えられるもの等がみられることである．

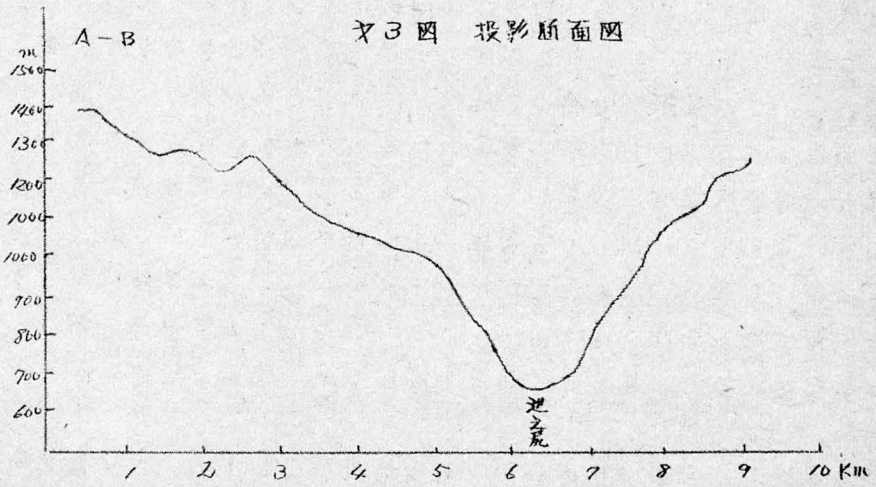
さて，鶴川断層破砕帯についても上述したような地形的特徴を有しており，

現地調査によつて更にその諸性質を明らかにすることが出来た。すなわち鶴川断層破砕帯は概ね幅0.5Km内外であり、これに雁行して小規模な断層破砕帯が存在している。これら主断層と副断層とを含めた破砕帯の幅は概ね1.2Kmである。この地域の岩石は中生層の硬砂岩および粘板岩であり、走向は概ねNW であるから、この断層破砕帯の走向と一致しており、従つて鶴川断走は走向断走であるということが出来る。更にこの断戸破砕帯の北西への延長部に当る地域の地形をみると、大丹波峠西方の960mの鞍部から貝沢を経めて泉水谷の合流点附近に続き、更にここより北西方に延びて鶴冠山北東部の1150mの鞍部に続いて高橋川の方向に抜けると述した如き地形の連続が認められる。すなわちこの部分は鶴川断層破砕帯と殆ど平行して走る断層破砕帯であり、大丹波峠、丹波、奥秋間のそれとは雁行状に配列するものである。

(2)鶴川断層破砕帯に沿う凹地帯の生成は、断層運動によつて形成された弱線に沿つて河流の侵蝕が切いて生じた一種の適従谷であつて、鶴川および白沢の流路の一部はこのような組織に適応した適従河川をなしているのである。

またこの断層破砕帯に沿う両側山地の山頂の高度をみると、余り著しい高度差はみられない。（第3図）この事実は断層の生成後に準平原化の時代があり、その後の地盤の隆起に伴う侵蝕の復活によつて、この弱線に沿つて河川がくひ込んで形成された地形、すなわち断層線谷であり、これに沿う急崖は一種の断層線崖であることを示している。従つて鶴川断層は現在の侵蝕輪廻を幾いた地盤運動の際に生成された断層というように新しい断層だけではなく、その生成は比較的古く地質的断層であるといえる。

第3図　投影断面図



筆者の調査した限りでは多摩川流域（丹波～大丹波峠～鶴峰間）においては、この地質断層がその後に再動した事実は認められず、この断層破砕帯は既に死滅してしまったものと考えて良いのである。

地質的には断層破砕帯であっても、地形的にどのように表現されるかが地形学徒として研究すべき問題である。

(3)鶴川断層破砕帯に沿って小菅村山梁、井狩、および小永田附近に緩斜面が発達している。この緩斜面の高度は概ね750～900mで現河床との比高は100～150mである。またこれと同じ性質の緩斜面は鶴川流域の凹地帯にも発達している。これは断層破砕帯に沿って或る時期に著しく侵蝕力が働いて、すなわち地盤の安定した時代の側方侵蝕と断層破砕帯に伴う選択侵蝕とによって緩斜面(山麓面)を生じ、その後の侵蝕の復活によって段状をなして残存する侵蝕面である。

(4)丹波および小菅の両盆地は、断層破砕帯に沿う粘板岩層の部分が特に破砕されて軟弱となり、そのためにこの部分に侵蝕力が強く働いて生じた侵蝕盆地である。

Ⅳ 地形発達

多摩川流域における地形発達の過程を述べると次の如くである。長期間に亘って侵蝕の結果として、上流域の花崗岩地域に壮年または初老年の山地が形成された。これと同時に中・古生層よりなる中、下流域にも砂岩、粘板岩、珪岩等を截って小起伏面が形成された。この事は中、下流域の山地に平頂峯を残して残存する平坦面があり、しかもそれらの高度が著しく大きくなく、またほゞ等しい高さを示すこと、および花崗岩地域と中古生層との接触地域ではこれらの岩石が同一の平坦面によって截られていること等によって知る事が出来る。この小起伏面上に唐谷尾山、大菩薩嶺等が残丘として聳えていた。この侵蝕平坦面の形成後に、地盤運動があって平坦面は隆起し、漸次開析される。この時期に現在の多摩川の水系が殆ど定まり下刻によって一部では河流は組織に適応した谷を形成する。この侵蝕期の選択侵蝕により鶴川破砕帯に沿う初期の小菅盆地および丹波盆地が形成された。この隆起後の静止期に下流域には山麓面が形成される。　この侵蝕期を示す地形面（中位面）は下流域では800～1000mの山頂の平坦面を形成し、中流域では前輪廻山地の山麓（上位面）を縁取るか、または上位面にくひ込んで発達する。

その後にまた隆起運動があり　河流は再び回春する　この隆起後の静止期

に下位面が形成された。この侵蝕期を示す地形面は上流域では1300～1000m，下流域では300mの高度にあつて，草花，加住丘陵上の平坦面および下流域の河岸段丘に接する低位の侵蝕面（下位面）はこの期に形成された。この侵蝕期においても破砕帯の部分では選択侵蝕が行われ，その結果，侵蝕崖の崖高を増したものと考えられる。下位面は下流域では中位面を縁取つて分布するが，中流域では中位面を縁取つて分布するが，中流域では中位面にくい込んで発達する。この侵蝕期においては，地盤は永く安定の状態にあり，山地の周辺部には小起伏の削剥面が形成された。その後，再び隆起運動があり，下位面は侵蝕される。この期の隆起によつて形成された遷急点は多摩川の上流にある一大遷急点群（W4）である。この遷急点の一部は後退して，花崗岩よりなる高位平坦面を開所する。下位面を截つて谷底平野が形成され，その後の侵蝕の復活によつて中，下流域に上位段丘が形成される。

すなわち多摩川流域にはⅣⅠ期よりⅣⅤ期に至る五つの著しい侵蝕期を認めることが出来る。この中，ⅣⅢ期以前の侵蝕期は本流の河床に現われていないので，これを除くとすればⅣⅡ期～ⅣⅢ期の侵蝕期における流域地塊の隆起量は約140mである。ⅣⅢ期～ⅣⅣ期の侵蝕期における流域地塊の隆起量は約60mであり，ⅣⅣ期～ⅣⅤ期のそれは約180mである。このⅣⅢ期～ⅣⅤ期の侵蝕期に至るまでの流域地塊の運動は，各侵蝕面および段丘の形成中には顕著な褶曲等の著しい地殻運動はなく，ほぼ流域が一塊となつて間歇的な隆起運動を繰返して来たものと考えられる。すなわち激しい地殻運動の時代（隆起）と比較的緩慢な地殻運動の時代（静止）とが交互に存在したようである。このことは流域の地形面の分布が山麓階の関係を示して，下位面が上位面にくい込んで発達していることによつても支持される。また多摩川は関東山地の中南部をほぼ東西方向に流れているので，この流路に現われた昇降運動は関東山地の運動の一部を示すものである。

上述した地形発達の末期に上流域の平坦な山稜および段丘面上に火山灰および軽石の供給があり，殊に高位平坦面に広く分布した。これに関しては上流域の詳細な地形性質および火山灰の分布等不明な点が多く，その時代決定は現在では不可能である。この火山灰の降下後に花崗岩地域に巨大な花崗岩礫を含む押出しが形成された。この押出しの一部は一の瀬川流域においては，段丘を截つた谷を埋めており，明らかに段丘形成後の事である。なおこの火山灰の起源については未だ検討していないが，恐らく茅ヶ丘又は八ヶ丘火山に由来するものであろう。その後に上流域の或る高度以上にFelsenmeerが形成された。このFelsenmeerの発達は現在の気候環境の下では見ることが

出来る最近の時代における特殊な気候環境の下で形成されたものであろう。今後花崗岩地域の地形調査において は、この火山麓および押出しの研究が重要な課題をなすものである。（1956. 4. 12）

参考文献

(1) 今村学部，井上春雄．筑波山地の地形学的研究　地理学年報 I　1933

(2) 岡山俊雄：飯能附近の山麓面　日本地誌学 I　1942

(3) 藤本治義：関東地方（地方地質誌）　朝倉書店　1953

深川の木場について

大柴寿美枝

1. 序

「木場」というと誰れしもが一様に「材木を置く所か，或は，材木屋さんの沢山ある街なのか」と材木の街を想像する事だろう。これは，木場の名称からして容易に判断の出来る事で全くこの通り，深川の木場に行つてみると軒並に材木問屋と云う看板が掛けてあり，附近には大きな貯水池などもあり，また製材工場もそこ〻にみられる，広い通りには，トラックがひつきりなしに新しい材木を積んで往来している。こんな処が深川の木場なのである。

では，この木場に，いつ頃から，どうしてこの林に材木が集められることになつたのか，また深川という立地条件との関係，他の産業との関連性など木場の存在について少し述べてみたいと思う。

2. 木場の歴史的変遷

木場の創生と変遷とを端的にいえば，江戸の歴史と共にあつたといつてもよい，もつとも厳密な江戸の歴史は今から490有余年前の長禄元年（1457年）に今の東京の礎石が据えられた事になつている。すなわち後花園天皇の代に関東管領上杉定正の家臣，太田道灌が，関東，奥羽の咽喉にあたり水陸交通の便を兼ねた景勝の地であることを発見し，長禄元年4月武蔵野の一角に江戸城を構築したのであるが，道灌の施政30年，次第に繁栄して関東の枢要の市街となつた。その後道灌の死後上杉氏は北條氏に敗れて江戸の繁栄は小田原に移り天正18年8月（1590年）徳川家康が関東八州の領主として江戸に居城を定めるまで殆んどさびれていたが慶長18年（1613年）