

多摩丘陵 - 上総層群とその堆積環境 -

菊地隆男 = 東京都立大学理学部

多摩丘陵の地形

多摩丘陵は、東京の南西にあって、西の関東山地から南東の横浜市にかけて緩やかな起伏をもって連なる。

丘陵の西部地域は、高度220mから120mと次第に東方に低くなり、丘陵の頂部には、御殿峠礫層と名付けられた河成の円礫層が載り、関東ローム層におおわれている。礫層中には南西の丹沢山地に由来する閃緑岩や緑色凝灰岩が含まれ、礫層の堆積面は今から約50万年前に相模川の扇状地として形成された面である。平らな丘陵背面は多摩 (T₁)面 (図1) と呼ばれるが、詳しくみると、時代を異にする3つの堆積面に区分される。多摩面を刻む大栗川、芝田川、三沢川などの小河川は、丘陵内を西南西から東北東に流れ下っており、かつての相模川がとっていた流路の方向を示唆する。

丘陵の東部、登戸付近から南方の地域は、高度100mから80mほどのスカイラインをもつ地域で、多摩 (T₂)面と呼ばれている。約25万年前のおし沼砂礫層と名付けられた海成層の堆積面である。多摩面を刻む谷は、多摩面の場合とは異なり、北西から南東方向に流れ下り、おし沼砂礫層を堆積させた海が退く際の海退の方向を暗示する。鶴見川以南にはおし沼砂礫層の分布は確認されていないが、一時代古い海進堆積物の上倉田層が分布している。

多摩面の東側の地域は、高度45mないし30mの台地が広がる。この台地は、地質学や地形学

図1 - 多摩丘陵及び周辺丘陵の高度分布図

<羽鳥・寿円, 1958



の研究者の間では、下末吉台地の名で呼ばれる。最終間氷期の海進堆積物 (約13万年前) としては本邦の模式層とされる下末吉層の堆積面 (下末吉 (S)面) である。台地には樹枝状の谷が無数に刻まれているが、平坦な台地面が比較的広く残されているために、古くから畑地や住宅地として利用されていた。

多摩丘陵や下末吉台地は、構造的にみれば関東平野の中では隆起地域にあるとみられる。隆起するにつれて丘陵や台地には次第に谷が発達し、削剥が進んだが、海水面など浸食基準面の変化に応じて時には谷壁に河成段丘を残していった。以上述べたような各時代の段丘堆積物の分布は、図2の地質図に示されている。

上総層群とその堆積環境

御殿峠礫層、おし沼砂礫層、下末吉層など、中期更新世以降の段丘層の基盤をなし、丘陵や台地の芯として広く分布するのは、上総層群と呼ばれる前期更新世の海成層 (約100万年前) である。上総層群を堆積させた海盆の中心は、本地域の南東方の房総半島にあって、当時この海は関東平野の大半を含む広い海湾をなしていた。房総半島における上総層群の層相は、主に半深海性の砂・泥互層からなるいわゆるフリッシュ堆積物である。模式地における上総層群の層序と構造については、本誌18号で特集されているので参照されたい。

多摩丘陵における上総層群は、模式地上総層群でいえば、ほぼ中位から上位にかけての層準に相当する。層序は層相に基づいて、表1のように区分されている。多摩丘陵や下末吉台地地域は、当時の上総層群の堆積盆地からみると、縁の部分に当る。堆積物の供給源である関東山地により近い部分では、河川の影響もあり、半鹹半淡の水域が広がった時代もあったようである。一方、丘陵の東部では、堆積盆地の縁辺部とはいえ相対的に深い海の堆積環境下にあったらしい。大局的にみると、上総層群の堆積相には少なくとも5つのタイプがある。ここでは、いま、それぞれを河口相、三角州頂置相、三角州前置相、三角州底置相、陸棚相と呼んでおこう。

河口相 主に連光寺層にみられる礫・泥・砂層の厚互層からなるもので、陸の影響を最も強く受けていると思われるものである。すなわち礫層は一般に厚さ3~4mで、中礫大の円礫や亜円礫からなり、下底部では下位層の削剥の

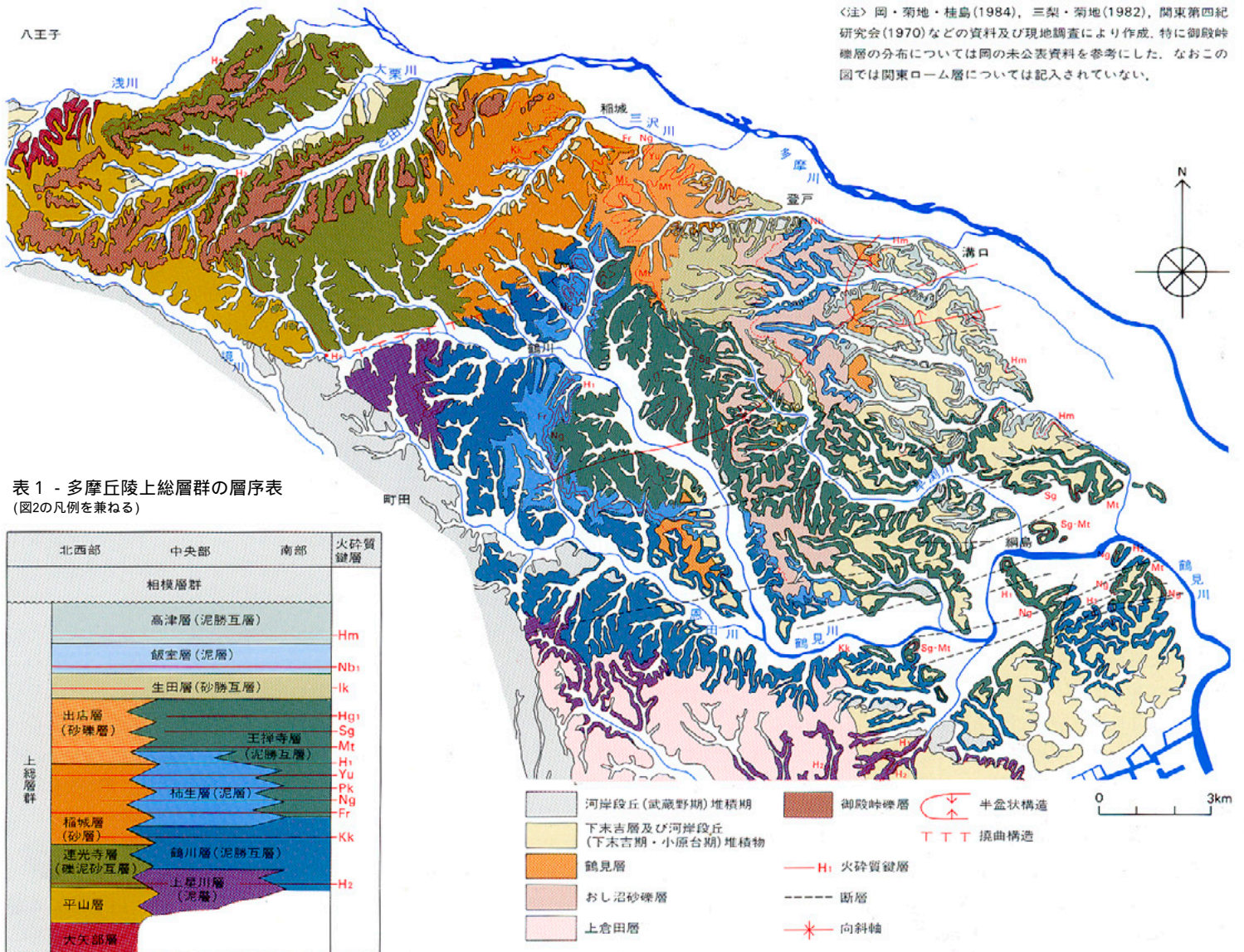
痕跡も認められ、河川の営力により運ばれたものである。泥層は5~10mで、砂層を挟むこともある。一般に炭質物も多く、新鮮な部分は青灰色を呈する。連光寺層中の泥層からは、メタセコイア・オオバタグルミ・シナサワグルミ等の植物化石が報告されている (関東第四紀研究会, 1970)。これらの化石は、近畿地方の大阪層群下部のメタセコイア植物群の消滅期のフローラに類似し、これをもとに本地域の上総層群と大阪層群下部は、ほぼ同時代の地層と考えられたのである。また、マガキが密集した層などもあって、内湾の淡水の影響のある浅海だったことが推定される。砂層は、礫層や泥層に比べ厚さも厚い。層相としては後述の三角州頂置相に当り、厳密に言えば河口相と頂置相が交互に繰り返されているというのが正しい。とまかく、礫・泥・砂の層は1つのサイクルをなし、連光寺層中にはこのようなサイクルが少なくとも4回は繰り返されている。サイクルが形成された理由について明らかな証拠はないが、大阪層群の例にもみられる氷河性海面変動のような海面の動きを反映したものかも知れない。

三角州頂置相 稲城層や連光寺層の一部にみられる明黄褐色の砂層からなる。細礫を含むこともある。層相変化には乏しく、ある程度の広がりをもって分布し、トラフ形や棋形の斜交葉理が発達することが多い。化石はほとんど含まないが、やや泥質の部分ではサンドパイプなど底棲動物の巣穴化石を含むことがある。次に述べる三角州前置相とは、層相だけからは明瞭な区別をしがたい。

三角州前置相 主に^{てだな}出店層にみられる堆積相で、黄褐色の砂層および砂礫層からなっている。出店層と稲城層の関係は漸移的で、次第に砂礫層が多くなるという形で移りかわるが、出店層の傾斜は稲城層のそれよりも大きく、また出店層の上位で再び傾斜が緩やかとなっている。このようなことから、出店層の傾斜の一部は、構造的に変形を受ける以前から存在したオリジナルなもので、三角州の前置相として堆積したものと推定される。

三角州底置相 鶴川層の一部や柿生層、飯室層、上星川層の一部にみられるような、青灰色ないし灰色の層理の不明瞭な、あるいはわずかに砂の薄層を挟む砂質泥ないし泥層からなる相である。風化した露頭面では、粉をふいたような硫酸カルシウム (CaSO₄) の結晶をみるこ

図2 - 多摩丘陵地質図



<注> 岡・菊地・桂島(1984), 三梨・菊地(1982), 関東第四紀研究会(1970)などの資料及び現地調査により作成。特に御殿時礫層の分布については岡の未公表資料を参考にした。なおこの図では関東ローム層については記入されていない。

表1 - 多摩丘陵上総層群の層序表
(図2の凡例を兼ねる)

北西部	中央部	南部	火砕質鍵層
相模層群			
高津層(泥勝互層)			Hm
飯室層(泥層)			Nb ₁
生田層(砂勝互層)			Ik
出店層(砂礫層)	王禅寺層(泥勝互層)	Hg ₁ Sg Mt	
稲城層(砂層)	柿生層(泥層)	H ₁ Yu PK Ng Fr	
連光寺層(礫泥砂互層)	鶴川層(泥勝互層)	Kk	
平山層	上栗川層(泥層)	H ₂	
大矢部層			

図4 - 多摩丘陵東部, 上総層群の地質構造発達過程を示す模式図
<菊地, 1982を一部改変>

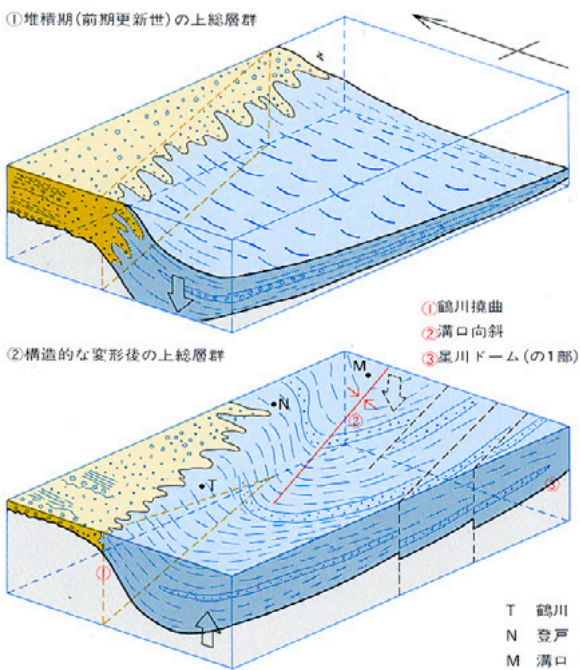
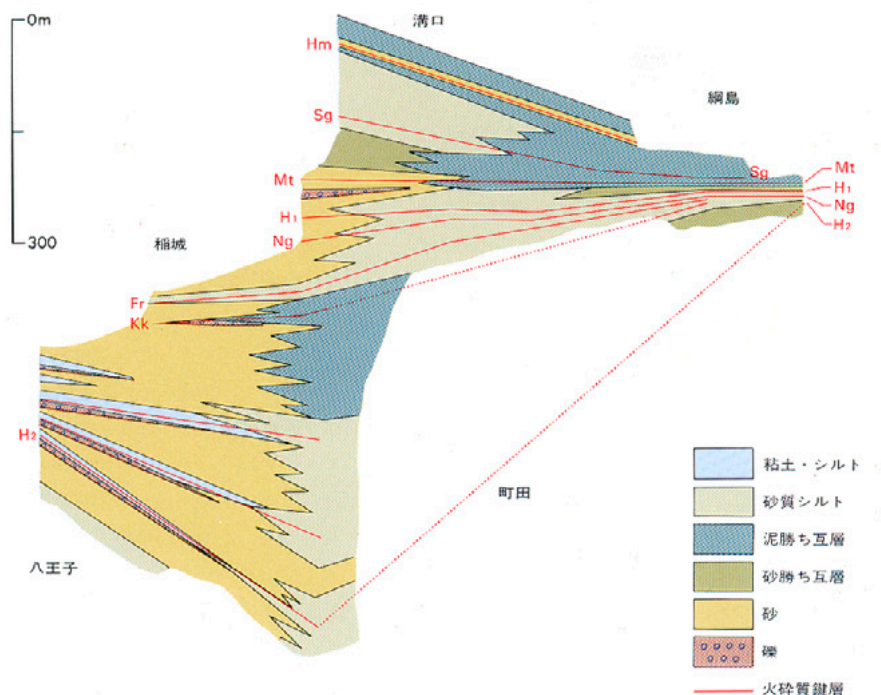


図3 - 多摩丘陵における上総層群の層序断面図
<菊地, 1982を一部改変>



がある。散在的に貝化石や植物の細片などを含む。比較的貝化石が多いのは柿生層で、絶滅種の *Cultellus izumoensis*、フスマガイ (*Clementia vatheleti*)、サツマアカガイ (*Paphia amabilis*)、ツキガイモドキ (*Lucinoma annulata*)、オニアサリ (*Protothaca adamsi*) ほか、多数の貝化石が報告されている (鈴木, 1934)。化石から推定される堆積環境は、外洋の水も流入する内湾の浅海底で、波浪の影響がほとんどみられないことから、三角州の底置層として穏やかな還元状態の海底に堆積したものであろう。

陸棚相 最後のタイプは王禅寺層や高津層にみられる青灰色の砂。泥互層で示される相である。ときに異常堆積層を挟むことがある。各単層は数mから数10cmの厚さで、しばしばズミカルに砂層と泥層が繰り返されることがある。火砕質鍵層によって確認された同層位の三角州における堆積物と比較すると、層厚が半分以下となっており、堆積速度が極端に遅くなっていることがわかる。この傾向は本地域内では東部ほど、すなわち陸域から離れるほど明瞭となっている。このことから推定されるように、この相は三角州よりさらに沖合いの海底に堆積したものである。化石には乏しいが、柿生層などよりは相対的に深い海に棲息する種が目立ち、また有孔虫の種類からみても、現在の陸棚のような深度の海底に堆積したものであろう。

上総層群の構造

上に述べたような上総層群の堆積相の分布は、上総層群の地質構造とも深く関わっている。地質図に示されているように、本地域東部の溝口から西南西方向に半盆状の向斜構造 (溝口向斜) が地質構造としては特徴的で、向斜軸を境に北実の地層は東北東ないし南東に傾き、南翼では北あるいは北西に傾いている。地層の層厚は、向斜軸の北側に厚い傾向がある。また、鶴見川上流部の淵野辺から鶴川の北を通り、百合ヶ丘を結ぶ線を境として、北側では東北東傾斜であった地層が南側では東南東傾斜とわずかな変化をみせる。この線は溝口向斜ほど顕著ではないが、これを境に北側では砂質層からなるのに対し、南側では泥質層となり、かつ厚さも急になる。

つまりこの構造は、既に地層の堆積時から存在していた構造であり、三角州の底置層として堆積した上星川層や鶴川層の一部は、構造的に沈

降しつつある海底に累積していった可能性がある。この構造をかつて筆者は鶴川撓曲と呼んだことがある (菊地, 1982)。鶴川撓曲は西南西から東北東方向に延びていることから、やはり同方向に延びる溝口向斜の形成とも深く関わっていたにちがいない。この撓曲の発達は、丁度三角州の前面の地形を誇張することとなり、堆積相からみると三角州頂置層や前置層としては砂層あるいは砂礫層が、また底置層としては泥質層が厚く堆積し、急激な側方への層相変化を見せている。

なお、上総層群は全体として北東方向に緩やかに傾いている。それは溝口向斜が半盆状の構造をなして北東に開いていることからわかる。これは関東平野の中央が沈降し、周辺部が隆起するより広域の造盆地運動のあらわれとみられる。図4は、以上のような構造運動と、それににかかわる上総層群の堆積環境を模式的に示している。

大規模土地改変と上総層群

多摩丘陵における大規模な地形の改変を伴う宅地開発の実態と問題点について、田村俊和 (1977) が論じているところから紹介しておこう (注1)。この地域が宅地として大規模に開発され利用されるようになった歴史は、1930年代 (玉川学園付近) にまでさかのぼるが、著しい地形改変を伴う宅地造成が始まったのは、1960年代に入ってからである。当初丘陵北端部の京王線沿線や中央部の小田急沿線を中心に、1ヶ所数10ヘクタール程度の宅地が丘陵斜面に造成され始まったが、1960年代後半には両地域とも造成規模が増大した上に、田園都市線の路線延長に伴って、沿線地域の大造成が始まった (図5)。

造成地の面積規模の増大は、当然造成の方法のちがいと関わっている。すなわち、1960年代前半までの宅地造成では、一般に斜面の切土部分も浅く、切りとった土砂は擁壁をつくって盛土する形で、切土・盛土が交互に並び、いわばひな段形の造成地が多かったようである (図6 aタイプ)。しかし1960年代後半から1970年代の宅地造成では、一つの尾根と谷 (bタイプ)、あるいはいくつかの尾根と谷にまたがり (cタイプ)、元の地形とは無関係の広大な人工の平坦面が作られるようになった。例えば多摩ニュータウンの諏訪・永山両団地では、南北にはしる尾根はすべて切りとられ、谷に埋められた。

切土地の範囲は丘頂部だけでなく谷壁斜面の上半部に及び、関東ローム層・御殿峠礫層のすべてと稲城層の一部を、最大27.2m削りとり、元の谷底の盛土量は23.8mに達しているという。田村は、こうした大規模土地改変が、降雨時の土砂流出、斜面崩壊、旧河道での水害や地震時の盛土部の崩壊など、様々な災害をもたらす素因をつくり出している、と警告している。

さて、大規模な丘陵地の切土は、関東ローム層・御殿峠礫層・おし沼砂礫層を切りとり、上総層群にまで達している。切土が元の地形の深部に達するこうした地形改変は、元来平坦地がある程度の広がりをもっている下末吉台地地域ではほとんどおこなわれていない。丘陵地における上総層群の切土やこれを材料とした盛土は、地層の風化の問題とも深い関わりをもつこととなる。

上総層群の化学的性質と風化

人工的に切りとられた丘陵の地質断面を見ると、丘陵の表面付近は褐色ないし黄褐色を呈し、酸化が進んでいることを示すが、丘陵の芯にあたる部分は還元状態を示す青灰色ないし暗灰色を呈することが多い。丘陵を切る断面をもとに、酸化帯と還元帯の垂直分布を模式的に示せば、図7のようになっている。特に上総層群が難透水層である泥層や泥勝ちの砂・泥互層の場合には、地下水は滞留しやすくしばしば還元状態となっており、風化の進行の程度が地下水の移動と密接に関わっていることを示している。透水性の地層からなる稲城層・出店層や砂勝ちの砂・泥互層からなる王禅寺層の一部では、このような還元帯は形成されない。著しい還元帯がみられるのは、泥層からなる上星川層・柿生層および鶴川層の一部で、局所的な還元帯がみられるのは連光寺層の泥層の分布域、泥勝ちの砂・泥互層からなる鶴川層や王禅寺層の一部などである。

しかし、これがひとたび人工的に地形改変がなされると、地下水の流れは一変する。盛土地はもちろんで、切土地さえ宅地として平坦化されるために若干の盛土も行なわれるわけで、こうした所では、未風化の泥岩を切りくずし人工的に再堆積させられた、空隙の多い透水層を形成することになる。長い間還元状態にあった泥質層は、新たな土地を構成する人工的「地層」に生まれかわると同時に、新たな環境のもとで風化が進行するのである。

注1：田村俊和(1977) 山・丘陵・丘陵地の地形とその利用・改変の問題を中心に - , 土木工学体系19地域開発論 (), 1p~73p, 彰国社。
 田村俊和・阿部隆・宮城豊彦(1978) 丘陵地の宅地造成と地震災害 - 1978年宮城県沖地震の被害を例として - , 総合都市研究, 第5号, 115p~131p .

ところで今回、久保田鉄工パイプエンジニアリング部の協力を得て、上総層群についての硫化物を中心とした化学分析を行なった。この結果、切土・盛土土壤の風化の過程を化学的に裏づけるものとして興味深いデータが得られている（裏表紙のカラー写真及び同裏面の表を参照）。試料はいずれも柿生層の泥質層で、青灰色を呈すいわば未風化試料が3点、褐色を呈す風化試料が5点である。両試料について著しい差がみられるのは硫黄含有率で、未風化試料が0.52~0.32%であるのに対し、風化試料では0.19~0.03%となっている。合わせて、試料から抽出した水の硫酸イオン（ SO_4^{2-} ）は、未風化試料で492~246mg/l、風化試料では166~57mg/lと明瞭な差をみせている。なお、硫酸イオンが492mg/lを示した未風化試料のpHは4.5の著しい酸性を示した他は、5.5~7.1の値であった。一般に、上総層群の中でも青灰色を呈す泥層は、切りとったばかりの新鮮な泥塊を手で割ってみると、かすかな硫化水素のような臭いがすることがある。今回の分析に供された試料が、未風化試料とはいえ、若干の間露頭表面近くにさらされていたことを考慮すると、ある程度酸化が進んだ段階にあり、硫化物はすでに硫酸にかわっているとみてよい。

従って、上記した未風化試料は、厳密に言えば"弱"風化試料というべきかも知れない。また試料中には硫酸第二鉄（ $Fe_2(SO_4)_3$ ）などが生じているものと思われる。硫酸イオンがある程度高い値を示すことがそれを物語る。また、風化試料が褐色を呈すのは、さらに風化が進み硫酸カルシウム（ $CaSO_4$ ）が生じたり、水に溶けた硫酸イオンが地下水とともに移動したために、水酸化鉄（ $Fe(OH)_3$ ）が地層中に集積しているからである。

以上に述べてきたように、大規模な土地改変は地層の風化環境を大きくかえた。土地改変をもたらす地盤地質学的、地形学的、水理学的な条件の変化は、しばしば崩壊や不等沈下、洪水などの災害をもたらす、注意が喚起されてきたところである。一方、盛土地盤（海成粘土）の酸化は硫酸を発生させ、人工的な諸施設にさまざまな悪影響を及ぼす。この現象は、理屈がわかれば当然と思えても、従来は考えも及ばなかったことであろう。人工的な改変による自然の側からの反応のすべてを事前に予測することの困難さを、改めて考えさせられる。

図5 - 多摩丘陵北西部の宅地造成による地形改変

<田村ほか1978, 一部省略>

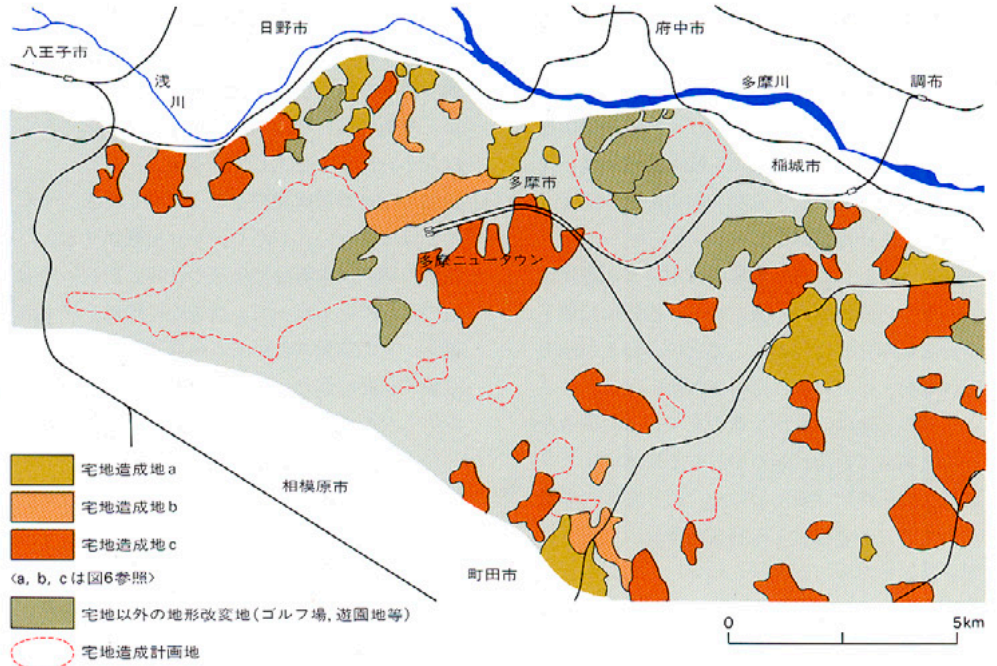


図6 - 丘陵地の宅地造成による地形改変様式

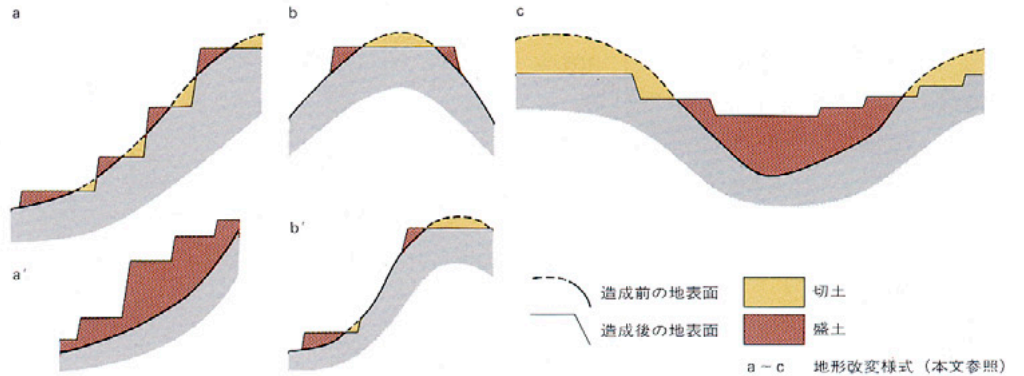


図7 - 丘陵の断面における酸化帯と還元帯の分布（模式図）

