

下総台地における開析谷の微地形構成

八木 令子・吉村 光敏

千葉県立中央博物館

〒260-8682 千葉市中央区青葉町 955-2

要 旨 台地開析谷斜面の微地形構成や地形形成プロセスを明らかにするため、下総台地南部の袖ヶ浦台地において、急傾斜谷頭をもつ開析谷を事例に調査を行った。開析谷内部は、上部平滑緩斜面、中・下部斜面、及び新期谷型斜面からなる谷壁斜面と、V字型の埋没谷をもつ堆積性の谷床で構成される。このうち上部平滑緩斜面は谷壁斜面の原形の一部で、その形成は後期更新世に遡る可能性がある。中・下部斜面は相対的に古い時期に形成された崩壊斜面で、中部平滑急斜面と堆積性の下部平滑緩斜面からなる。一方、新期谷型斜面は、約2千年前頃から形成された新しい崩壊斜面で、谷型急斜面と谷型緩斜面からなる。堆積面である谷型緩斜面は、その形態的特徴や地質構成によって、麓屑斜面、崖錐斜面、地すべり堆積面、土石流堆積面に細分される。なお上部平滑緩斜面を除くほとんどの谷壁斜面は、田村(1996)の丘陵地谷頭部の下部谷壁斜面や麓部斜面等に相当する。従って台地開析谷斜面は、丘陵地谷頭部で一般化された微地形構成とは異なり、下部谷壁斜面以下の微地形に相当する部分が広い面積を占める。このことは、下総台地の急傾斜谷頭をもつ開析谷に一般的にみられる特徴であると考えられる。

キーワード: 台地開析谷、急傾斜谷頭、微地形構成、下総台地、袖ヶ浦台地。

房総半島北半部に広がる下総台地は、樹枝状の谷によって刻まれ、著しく開析されている。このような開析谷は一般的に谷津と呼ばれ、その狭い谷底面は古くから人間の生活の場として水田(谷津田)などに利用されてきた。

台地開析谷の地形に関しては、従来多くの研究が行われてきた。町田ほか(1971)、太田ほか(1971)は、谷が谷頭侵食などによって次第に流長や深さ、幅などを拡大していくという考え方を基に、谷の発達程度(開析度)を、時間の経過を示す指標であるとした。これに対して東木(1928a, b, c)、久保(1988)などは、谷の成因や地形発達に関する研究から、開析谷には、谷頭侵食による崖端侵食谷の他に、大河川の名残川起源の谷があることを明らかにし、その形成過程を示した。

下総台地の開析谷に関しては、川崎(1958)、小畑(1963)が、開析谷谷頭部にしばしば認められる浅い谷や緩傾斜面を記載し、その形態から谷の地形発達を推論した。白井(1978)、八田・川崎(1983)、田村(1984)らは、谷頭部の形態や斜面の連続性などから、開析谷はいくつかのタイプに分類されることを指摘し、各タイプが分布している台地地表面の高度、台地を構成するローム層の厚さ、基盤の岩質、湧水や地表流との関係などを示した。地形発達史的観点からは、川越(1992)が、下総台地南東部作田川流域において、最終氷期以降、台地を刻む谷が海面変化に対応してどのように発達してきたかを明らかにし、谷頭部に現在見られる形態的相違は、それぞれの谷の発達史の違いに由

来することを示した。また貝塚ほか(1979)、辻ほか(1983, 1992)、米林(1995)、杉原(1997)、増淵(1997)などは、縄文海進によって溺れ谷を形成した開析谷について、谷底堆積物を採取し、それらの花粉分析や珪藻分析を行い、完新世後期の地形変化や植生変遷を明らかにした。このような研究から、開析谷の原形の多くは、下総台地の原面の離水時から形成され始めたもので、最終氷期以降の気候変化や海面変動、火山灰の降下などに対応して発達してきたこと、また縄文海進によって、それらの谷は主に海成の沖積層で埋められ、源流部も谷壁斜面の崩壊等により埋積されたことなど、開析谷の概形の形成に関わる $10^4\sim10^3$ 年オーダーの地形発達が明らかにされた。

一方、開析谷の地形を微地形オーダーで見た場合、台地地表面と谷底面を隔てる谷壁斜面など、開析谷内部の現在の地表形態は、森林に被われていることが多いため正確に把握されていない。市町村などが発行する2千5百分の1程度の大縮尺地形図(等高線間隔2m)でも、樹林に被われる斜面の等高線は、林冠の形をなぞって引かれることがあり、本来の地形が表現されていないことが多い。しかし実際にはこれらの斜面は平滑な地形ではなく、細かなひだが刻まれ、傾斜も微妙に変化している。田村(1974, 1996 ほか)、Tamura(1980, 1981)、松井ほか(1990)は、主に東北日本の丘陵地谷頭部の斜面の微地形構成について、このような斜面の微細な地表形態、ことに傾斜の変換点に注目し調査を行った。その結果谷頭部は、上部谷壁斜面、谷頭凹地、下部谷壁斜面、及び麓部斜面などの

微地形からなることを示し (Fig. 1), このうち下部谷壁斜面の地形変化 (表層崩壊であることが多い) が最も大きいことを指摘した。そしてこれら微地形の空間的配列には, 丘陵の規模や岩質に対応してある程度の一般性があることを明らかにした。またこれらの結果

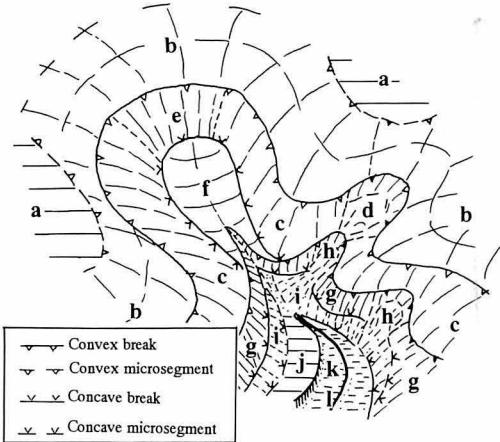


Fig. 1. Micro-landform units composing valley heads in the hills (modified from Tamura, 1996). a, crest flat; b, crest slope; c, upper sideslope; d, upper side-hollow; e, head slope; f, head hollow; g, lower sideslope; h, lower side-hollow; i, footslope; j, small terrace surface; k, bottomland; l, channelway.

を従来の水文地形学的知見に照らし合わせた上で, 谷頭部を構成する微地形は, 10^3 年～現在 (場合によっては 10^4 年レベル) の時間軸の中で, 地域的な地質条件や水の動きなどに対応する小規模な地形形成作用によって作られ, 維持されてきたものであることを示した。しかし台地の谷と丘陵の谷では, 地形の規模や発達史に違いがあるため, 丘陵地の谷で一般化された微地形構成やその地形形成プロセスを, 台地開析谷にそのまま適用させることはできないと考える。

そこで本論では, 台地開析谷斜面の微地形構成や地形形成プロセスを明らかにするため, 下総台地南部の開析谷を事例に調査を行った。またそれらの形成時期や形成環境について考察した。

調査地域

調査地域は下総台地南部, 養老川と小櫃川に挟まれた袖ヶ浦台地 (徳橋・遠藤, 1984) に位置する (Fig. 2)。袖ヶ浦台地は, 武蔵野面や立川面に対比される下総下位面, 市原面, 及び南総面などの段丘面よりなる (杉原ほか, 1978)。台地の標高は南東部の丘陵側で 100 m を越えるが, 北西方向に高度を下げ, 東京湾岸では 40 m 以下となる。これは台地全体が関東造盆地運動を反映して東京湾側に傾いているためで, Fig. 2 の接峰面から求めた台地地表面の傾きは 0.36° 北西落ちである。台地西半部 (Fig. 2, Loc. 1 の範囲) は, 台地上に分水界をもち, 地表面の傾きを反映して北西方

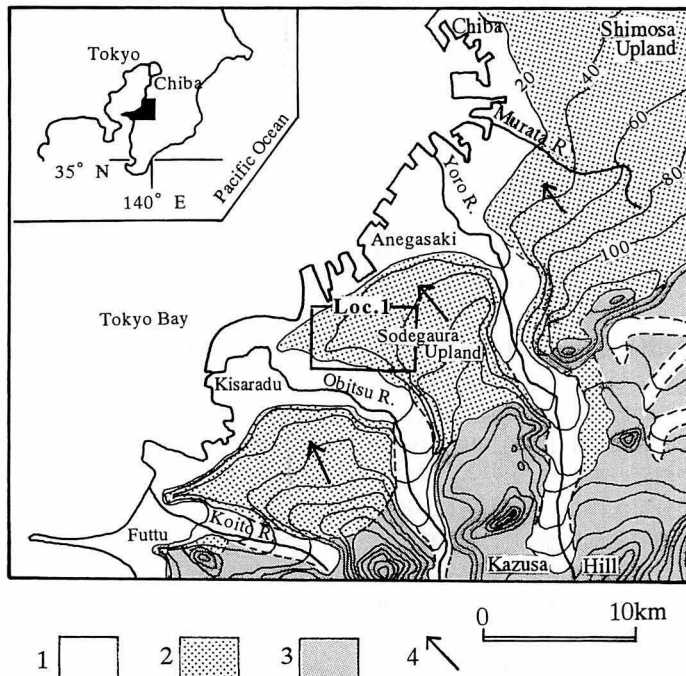


Fig. 2. An outline of the study area. 1, alluvial plain and reclaimed land; 2, upland; 3, hill; 4, trend of geomorphic surface. Contour interval of summit level is 20 m (modified from Sugihara, 1985).

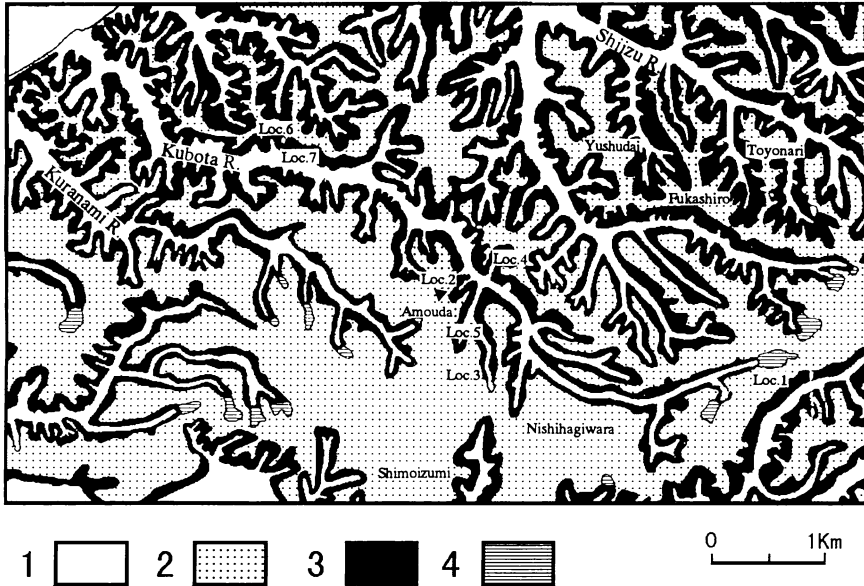


Fig. 3. Landforms of the study area (Fig. 2, Loc. 1). 1, alluvial plain, valley bottom plain and reclaimed land; 2, terrace surface and ridge; 3, valley side ($>20^\circ$); 4, head hollow. Modified from 1: 25,000 Land condition map 「Anegasaki」 (Geographical Survey Institute, 1970).

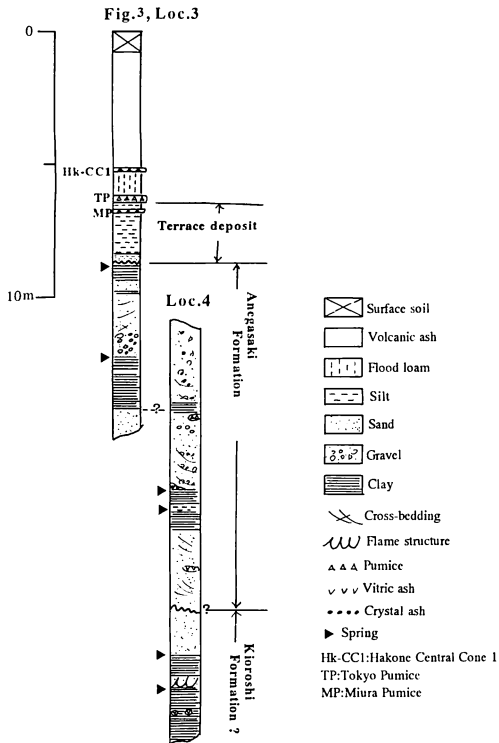


Fig. 4. Columnar sections showing geological constitutions of the terrace surfaces around the study area (Fig. 3, Loc. 3, 4).

向に流れる椎津川、久保田川、蔵波川及びその支流によって樹枝状に開析されている (Fig. 3)。このうち久保田川や蔵波川上流部は谷密度がやや小さく、台地原面が比較的良好に保存されている。ここでは本流の最源流部や支流の谷頭部に、明瞭な遷急点を経て連続する浅い谷が認められる (Fig. 3, Loc. 1 など)。このような浅い谷の形成時期に関して、川崎 (1958) は完新世としたが、川越 (1992) は、最終氷期極相期以前に形成された谷が埋積されたものであると述べている。

調査地は市原市天羽田 (Fig. 3, Loc. 2) で、久保田川に直接合流する小規模な侵食谷である。谷は南西から北東方向に位置しており、袖ヶ浦台地の地形面の傾きの方向 (南東～北西) とは無関係である。この谷は谷頭部に前述の浅い谷がなく、急傾斜の谷頭をもつことから、現在の谷床に対応して形成されつつあると予想される。ここでは大規模な地形改変は行われていないが、下流側で圃場整備が進められている。

調査地周辺の台地表層は (Fig. 3, Loc. 3, 4)、箱根中央火口丘 1 (Hk-CC1) や東京軽石層 (TP) を挟む約 6 m のローム層からなり、下位のシルト層との境界に、三浦軽石層 (MP) が挟在する (Fig. 4)。シルト層下部には、固くしまった比較的淘汰の良い中粒砂層が認められる。この砂層は、徳橋・遠藤 (1984) の記載した“かたずな” (市原 I 段丘堆積層相当) にあたると考えられ、下位の地層との間に不整合が想定される。この段丘堆積物の基盤は、砂礫層や斜交層理の発達する砂層よりなるが、数 m 間隔で粘土層を挟み、その上部から

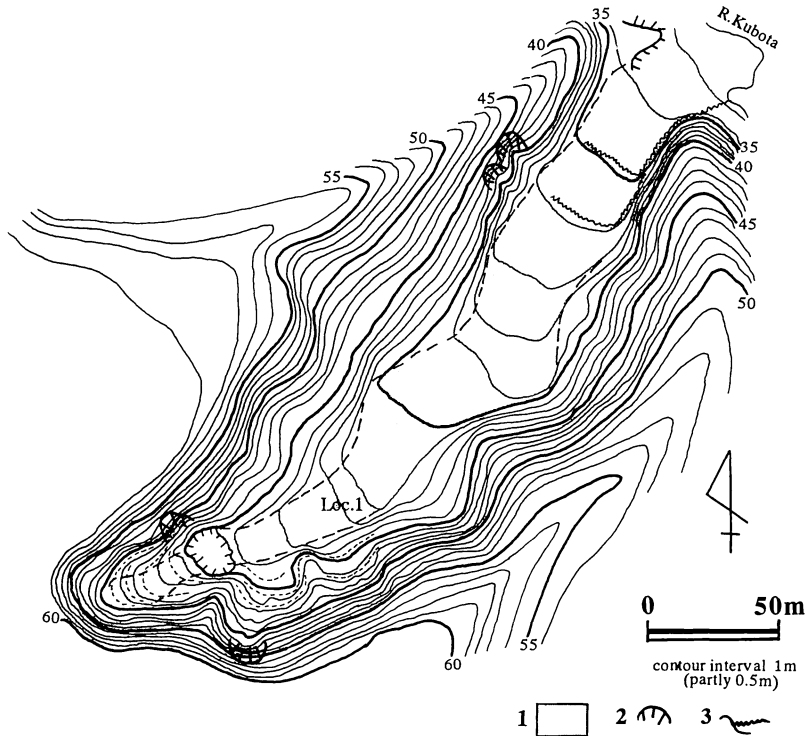


Fig. 5. A survey map of the study area. 1, bottomland; 2, very recent scarp; 3, river (artificial river).

湧水が認められる。これらは周辺の台地に広く分布する姉崎層、木下層で、地形面の傾きに調和的に北西方向に $1\sim 2^\circ$ 傾斜する。一方周辺の開析谷 (Fig. 3, Loc. 5) は、木片や草根、粘土ブロックを含む $6\sim 7$ mの砂質～ローム質シルトなどによって埋積されている (道路公団木更津工事事務所, 1987)。また久保田川下流部の開析谷 (Fig. 3, Loc. 6) でも、谷頭部で約3 m、谷の出口で約6 mの未固結堆積物が認められる (袖ヶ浦町役場, 1986)。

方 法

対象地域の開析谷の微地形構成を把握するため、以下のような手順で調査を行った。

(1) アリゲードを用いた平板測量を行い、開析谷の地形の輪郭を明らかにした。また位置と高さが決定された基準点を結ぶ直線に沿って、さらに高さの測量を行い、基図となる大縮尺地形図 (縮尺千分の1, 等高線間隔1 m, Fig. 5) を作成した。

(2) 開析谷を形態的に区分するため、斜面測量器 (東京リサーチサービス社製) を用いて断面測量を行い、傾斜の急変部 (傾斜変換点) の位置を記載した。これらを基に補足的に空中写真判読を行いながら、Waters (1958) および Savigear (1965) の morphological mapping の手法により、開析谷内部を傾斜変換線によっていくつかの単位斜面に区分し、地形区分

図 (Fig. 6) を作成した。

(3) 各単位斜面の形態の特徴や水のしみだし状況、リルやパイピング孔の有無など、開析谷内部の微細な地表形態を現地で観察した。また地形区分を基に約40箇所の試坑地点を設定し、ハンドオーガーや検土杖によるボーリングを行い、単位斜面と堆積物の関係を観察した。その際年代測定用試料を採取し、開析谷の地形発達に関わる ^{14}C 年代測定を行った。

(4) (3)の情報を基に(2)の区分を細分し、形成作用や形成年代で裏付けされた微地形単位を設定した。

調 査 結 果

1. 開析谷概観

Fig. 5は開析谷の実測地形図 (等高線間隔1 m) である。台地表面の標高は海拔60 m、谷頭部は海拔50 m、谷の出口は海拔34 mである。谷は長さ約300 m、谷底の幅は下流部で30 m、上流部で15 mと底面が相対的に広く、谷床地形をなす (以下、谷床と記す)。地表面と谷床との間には、急傾斜の斜面が発達する。これらの斜面の等高線は凹凸に富み、平滑な地形ではない。斜面上には近年形成されたと考えられる新鮮な崖がいくつか認められる。標高42 m (Fig. 5, Loc. 1) より下流の谷床は、数年前まで水田として利用されていたが、調査中の1990年代半ば頃、圃場整備で水田が改変され、現在は放棄されている。谷の出口付近



Fig. 6. A morphological map of the study area. 1, terrace surface; 2, main side slope; 3, side-hollow wall; 4, side-hollow foot (2-4: valley side); 5, valley bottom; 6, topographic profile lines and boring points.

Table 1. A list of ^{14}C ages of valley bottom deposits in the study area. GaK: Gakushuin University (dated by Dr. K. Kigoshi), NU: Nihon University (dated by Dr. K. Omoto). Location numbers in this table are correspond to the numbers in Fig. 7A–A' and Fig. 9F–F'.

Location number	Code number	^{14}C age (years B. P.)	Height (m.a.s.l)	Material
A-1	GaK-17887	2,880 $\pm$ 80	49	humic clay
A-2	GaK-16918	6,780 $\pm$ 120	39.8	humic clay
A-3	GaK-16920	1,480 $\pm$ 80	42.4	humic clay
A-4	GaK-18876	2,070 $\pm$ 120	39.3	humic clay
A-5	NU-963	1,645 $\pm$ 120	40.5	peat
A-6	NU-890	1,945 $\pm$ 90	34.9	peat
A-7	NU-891	750 $\pm$ 90	37.4	peat
A-8	NU-876	2,930 $\pm$ 125	31.3	wood
A-9	NU-875	1,920 $\pm$ 110	34	peat
A-10	NU-964	1,070 $\pm$ 90	34.9	peat
A-11	NU-965	1,125 $\pm$ 70	32.4	peat
F-1	GaK-16917	2,190 $\pm$ 90	43.8	humic clay

に人工的な水路がある以外定常的な水流は見られないが、Loc. 1 付近から湧水があり、それより下流側の谷床は常に湿っている。

2. 開析谷の地形区分

Fig. 6 は開析谷を傾斜変換線によって区分し、それぞれの地形単位の断面形、傾斜方向、傾斜度を示した morphological map (田村, 1988) に、純形態的な地形区分を重ねたものである。

谷の上流を取り囲む上位の平坦面(台地地表面)は、左岸では不明瞭な遷急線を境に傾斜 $1\sim 2^\circ$ の緩斜面となり、さらに一段低い平坦面が尾根状に分布する。谷壁斜面上端は、明瞭な遷急線によって上位の平坦面と区分される。ただし中～下流部では平坦面を欠くため、谷壁斜面が直接谷の分水界をなす。

谷壁斜面は、上部は遷急線、下部は遷緩線によって、上・中・下部に細分される平滑な斜面(以下平滑斜面)と、明瞭な馬蹄形の遷急線に囲まれ、凹凸のある断面形を示す谷型の斜面に分けられる。谷型の斜面は平滑斜面を切っており、相対的に新期の地形面である(以下新期谷型斜面)。その分布は開析谷右岸にやや偏在している。また谷壁斜面上で新期谷型斜面が始まる位置は、右岸ではほぼそろっているが、左岸は不ぞろいである。さらに谷頭付近では、新期谷型斜面の上端が台地地表面とほとんど接している。

新期谷型斜面上部は、遷急線と遷緩線に挟まれる傾斜 30° 前後の比較的急な直線状の斜面(以下谷型急斜面)で、その一部は傾斜 40° 以上の崖となっている。谷型急斜面の下方は、遷緩線によって区切られ相対的な緩斜面(以下谷型緩斜面)となる。谷頭付近の谷型緩斜面は、傾斜 $20\sim 25^\circ$ で縦断面は凸型あるいは凹型である。左岸谷壁の谷型緩斜面は、傾斜 $10\sim 15^\circ$ で地表面はやや平滑である。一方右岸側の谷型緩斜面は、

傾斜 10° 前後で扇形に広がっている。この緩斜面内部は遷緩線によってさらに細分される場合がある。

谷壁斜面と下位の平坦面(谷床)は、上流では遷緩線、中～下流では傾斜 25° 前後で比高 $1\sim 2\text{ m}$ の小崖(水田の縁に当たる人工地形)によって区切られる。谷の傾斜は上流では約 $5\sim 10^\circ$ 、中～下流は $2\sim 3^\circ$ で高さ 1 m 以下の小規模な崖によって分割されている。

3. 地形区分ごとの表層地質特性

傾斜変換線で区切られた各地形単位ごとの地質構成を明らかにするため、Fig. 6 に示した測線に沿ってボーリングを行った。その際、年代測定用試料を採取し、開析谷の地形発達に関わる ^{14}C 年代測定を行った(Table 1)。また開析谷内部の微細な地表面態を現地で観察し、地形地質断面を作成した(Figs. 7～9)。

Fig. 7 の A–A' 断面は開析谷の縦断方向の断面形で、台地地表面と谷床、及びそれらを結ぶ急傾斜の谷壁斜面で構成される。台地地表面はほぼ平坦で基盤の姉崎層及び段丘堆積層よりなり、表層には三浦軽石(MP)以上の風成火山灰層が載る。

谷床は小崖(人工地形を含む)によって階段状に緩やかに低下する。g 地点よりやや下流の崖に、直径 $2\sim 3\text{ cm}$ のパイピングの孔隙が認められる。また j 地点(Fig. 5, Loc. 1 と同じ)下方の崖からは常時湧水があり、それより下流側は常に湿っている。谷床は上流部では約 4 m 、下流部では 5 m 以上の未固結の堆積物に埋積され、基底には薄い礫層(基盤の地層中の礫起源)が認められる。上流部における堆積物の主体は、基盤の砂層、泥層等の破片やブロック片、ローム片、円礫、腐植物などが雑然と混じった褐色のローム質粘土である。i 地点の粘土層下底の年代は $6,780\pm 120\text{ y.B.P.}$ (GaK-16948)、上端は $1,480\pm 80\text{ y.B.P.}$ (GaK-16920)である。これらローム質粘土の上位には、ロー

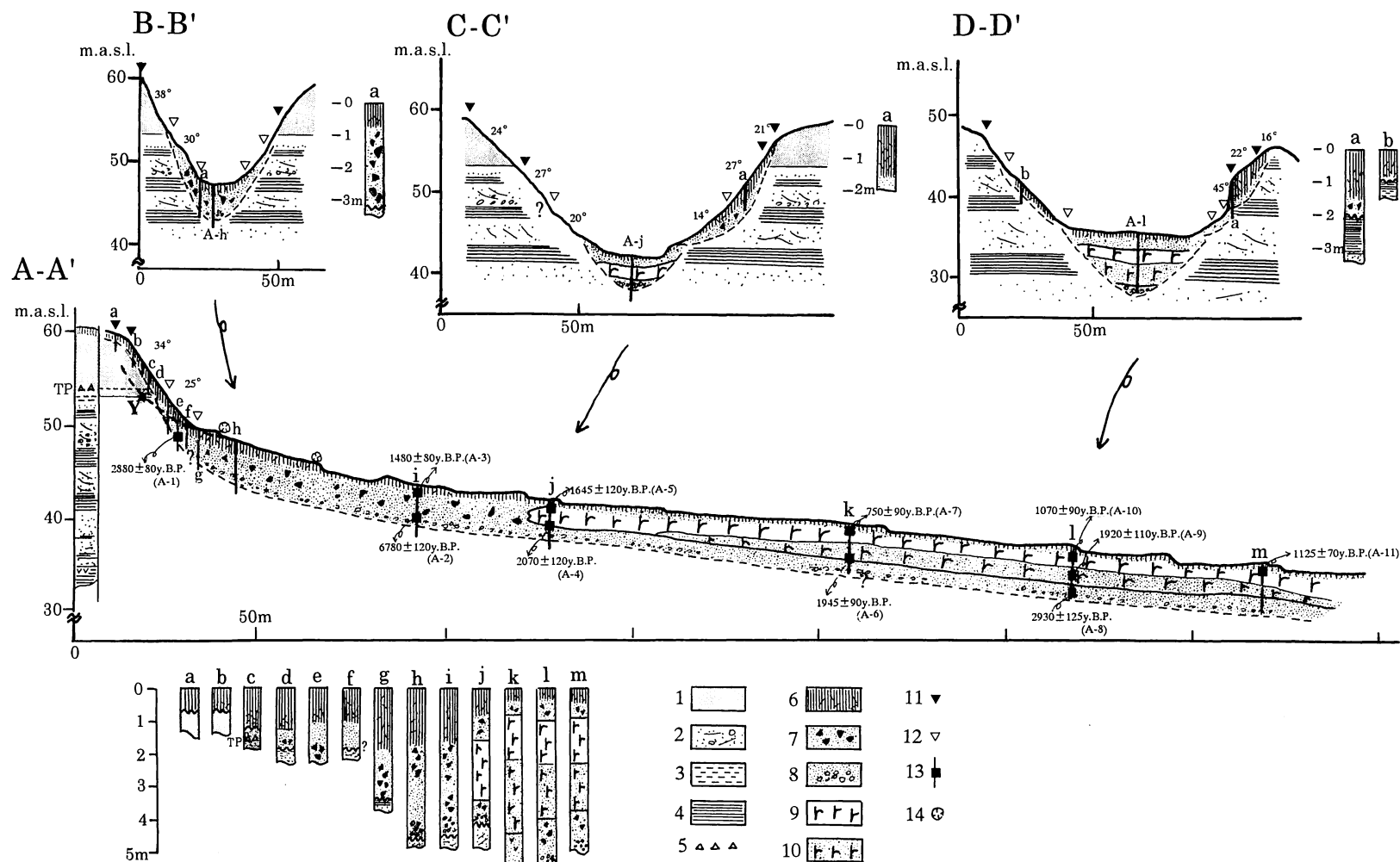


Fig. 7. Geomorphologic and geologic profiles (Fig. 6 A-A' ~ D-D'). 1, volcanic ash; 2, sand and gravel; 3, silt; 4, clay; 5, pumice; 6, surface soil; 7, loamy clay; 8, loamy clay with round gravel; 9, peat; 10, peat and sand (alternative); 11, convex break point; 12, concave break point; 13, boring and ^{14}C dating points; 14, piping hole.

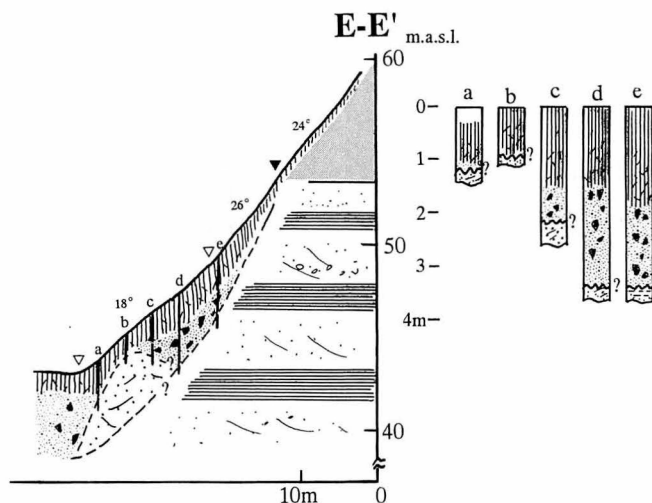


Fig. 8. A geomorphic and geologic profile (Fig. 6 E-E'). See Fig. 7 for legend.

ム片を含む再堆積の腐植土が載っている。一方 j 地点より下流では、堆積物の主体は木片や実、植物遺体を多く含む未分解の泥炭層に移行する。泥炭層は 2~4 m の厚さで堆積しており、下流部の k, l, m 地点ではその下部が砂層との互層となっている。j~m 地点の年代試料から、この泥炭層の下底の年代は約 2 千年前、上端は約千年前である。

台地平坦面と谷床とを隔てる谷壁斜面は、上部から新期谷型斜面の形状を呈す。遷急点と遷緩点に挟まれる上部の急斜面の傾斜は 34° で、断面形は直線状である。急斜面上部の b 地点では、基盤の上にローム片を含む腐植土が薄く載る。下部の d 地点では、腐植土の厚さは 1 m 以上となる。谷型急斜面の下方は、傾斜 25° で凹型の断面形を示す緩斜面となる。この谷型緩斜面の e~f 地点は、谷床堆積物の主体であるローム質粘土層が堆積し、その上に再堆積した腐植土が厚く載っている。e 地点のローム質粘土層に挟まれる腐植土の年代は、2,880±80 y.B.P. (GaK-17887) である。

Fig. 7 の B-B'~D-D' 断面は、それぞれ A-A' 断面の h, j, l 地点における横断面で、いずれも急傾斜の谷壁斜面と谷床よりなり、谷の形態は U 字型である。谷床下には現在の形態とは異なった V 字谷が存在し、前述の未固結堆積物に埋積されている。この埋没谷は上流ほど谷壁の傾斜が急で、その谷壁斜面を延長すると現在の谷壁斜面の上部にはば繋がる。

谷頭部の横断面 B-B' は、斜面上部から新期谷型斜面となる。右岸側の谷型急斜面は傾斜 38° で、その下方の緩斜面も傾斜 30° に達する。この緩斜面の断面形は凸型である。緩斜面下端の a 地点は、砂や粘土のブロックを多量に含むローム質粘土からなり、表層のローム片を含む腐植土は比較的薄い。

横断面 C-C' は、平滑斜面の断面である。遷急点に挟

まれる斜面上部は、傾斜 20~25° で断面形は凸型である。斜面上にはやや粘性のある腐植土が薄く堆積する。その下方は幾分急傾斜となり、不明瞭な遷緩点を挟んで再び緩斜面となる。左岸側の急斜面下部 (a 地点) は、2 m 以上の未固結堆積物に被われ基盤に達しない。堆積物の下部はローム質粘土で、その上にローム片混じりの腐植土が厚く載っている。

下流の横断面 D-D' は、谷壁斜面が谷の分水界をなし、左岸では斜面の中腹から新期谷型斜面となる。分水界と新期谷型斜面との間は、上位は傾斜 16° の平滑な斜面で、やや不明瞭な遷急点を経て傾斜 22° の斜面が続く。新期谷型斜面が始まる a 地点は、傾斜 45° の新鮮な崩落崖である。崖の基部を構成するのは、基盤の砂層と緻密な青灰色粘土層で、その上位にローム片を含む腐植層が厚く堆積する。崖の直下は傾斜 30° の斜面で、さらに遷緩点を境に傾斜 11° の緩斜面となる。緩斜面上にはリルが認められる。

Fig. 8 の E-E' 断面は、開析谷左岸の新期谷型斜面の縦断面である。斜面下方の谷型緩斜面は傾斜 18° で、中央がやや盛り上がった凸型の断面形を示す。この緩斜面のボーリング (a~e 地点) では、基盤の砂層に類似した混じりのない砂層が出現する。しかしこれらの砂は基盤にしては柔らかく、やや破碎されている。このような砂層は、緩斜面下にブロック状に埋没している。その上には粘土片や軽石などを多く含むローム質粘土が堆積し、さらにローム片を含む腐植土が載る。

Fig. 9A の F-F' 断面は、開析谷右岸の扇型の緩斜面を含む新期谷型斜面の縦断面である。斜面上部は傾斜 27° の凸型の斜面で、やや不明瞭な遷急点を経て傾斜 35° の急斜面となる。a 地点では、基盤の上にローム片を若干含む腐植土が薄く堆積する。この急斜面を

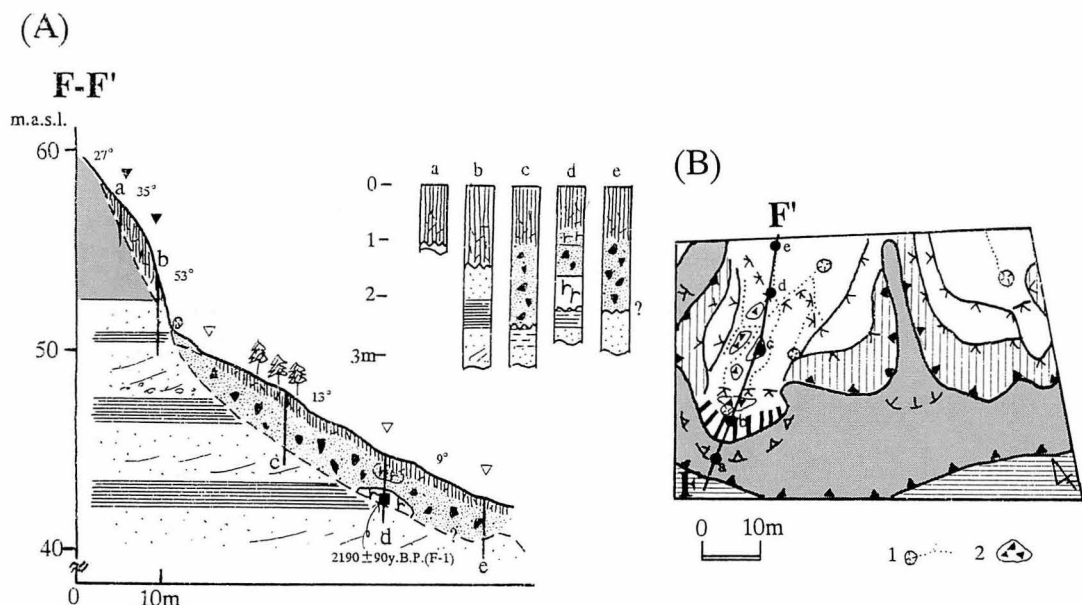


Fig. 9. A geomorphic and geologic profile (A, Fig. 6 F-F') and a micro-landform classification map (B, Loc. 1 in Fig. 6) 1, piping hole and rill; 2, earthflow depositional mound. See Fig. 6 and Fig. 7. for the other legend.

切って傾斜 53° の新鮮な崖が発達し、新期谷型斜面となる。崖のb地点の基部は緻密な基盤の砂層で、その上にローム片を含む腐植土が厚く堆積する。砂層中には厚さ 30 cm 程度の薄い粘土層が挟在し、その直上にパイピングの孔隙が認められる。崖の直下はやや傾斜が急で、その下方は傾斜 13° の凹凸に富んだ緩斜面となり、さらに遷緩点をはさんで傾斜 10° 以下の斜面となる。緩斜面(c~e地点)は粘土片や軽石を多く含むローム質粘土からなり、その上に腐植土が載る。またd地点では、基盤の直上に厚さ 1 m の泥炭層が認められ、その下底の年代は $2,190 \pm 90$ y.B.P. (GaK-16917) である。この緩斜面上にはドリーネ状の凹地やリル、あるいはガリーなどが縦横に分布し、その間是不規則な高まりとなっている (Fig. 9B)。これらの上には樹齢数十年と考えられるスギが植えられているが、急崖及び急崖直下の斜面には植生はほとんど認められない。

考 察

1. 開析谷の微地形構成

傾斜変換線によって区分された地形単位 (Fig. 6) を、その相対的位置、地表の微細な形態、地質構成などによって、成因的に意味をもつ最小の微地形単位に分類した (Fig. 10)。またそれらを、形成プロセスや相対的な形成の新旧に基づいて、階層性のある地形単位として整理した (Fig. 11)。

I. 段丘面 (Terrace surface)

谷頭部を取りまくように分布する台地地表面は、ほぼ平坦で基盤の姉崎層及び段丘堆積層よりなり、その上位に三浦軽石 (MP) 以上の風成火山灰層が載ることから (Fig. 7, A-A'), 5~6 万年前頃に離水した市原 I 面 (杉原, 1978) に相当する段丘面である。下流側に一段低い平坦面が分布することから (Fig. 10, Loc. 1~2), その間の傾斜 $1 \sim 2^\circ$ の段丘面周辺の緩斜面 (Loc. 3) は、段丘崖起源 (Terrace scarp) と考えられる。

II. 谷壁斜面 (Valley side)

(1) 平滑斜面 (Main side slope)

平滑斜面は、やや不明瞭な傾斜変換線によって、上部の緩斜面 (以下上部平滑緩斜面)、中部の急斜面 (中部平滑急斜面)、及び下部の緩斜面 (下部平滑緩斜面) に分割される。このうち上部平滑緩斜面 (Upper gentle side slope) は、傾斜 $20^\circ \sim 30^\circ$ 、斜面形は凸型で、軽石や砂片を含み、やや粘性のある腐植土が基盤上に薄く載っている (Fig. 7, C-C')。これらは斜面上方から移動してきた表土層である。その下方の中部平滑急斜面 (Side wall) には、このような表土層が比較的厚く載っており、急斜面下端ではその厚さは 2 m 以上に達する。急斜面の下方は、やや不明瞭な遷緩線を境に下部平滑緩斜面 (Lower gentle side slope) となる。この緩斜面の傾斜は $15 \sim 20^\circ$ で、主に基盤の地層の破片や礫、軽石片、腐植物などが雑然と混じったローム質粘土からなり、その上に表土層が厚く載る。混入物

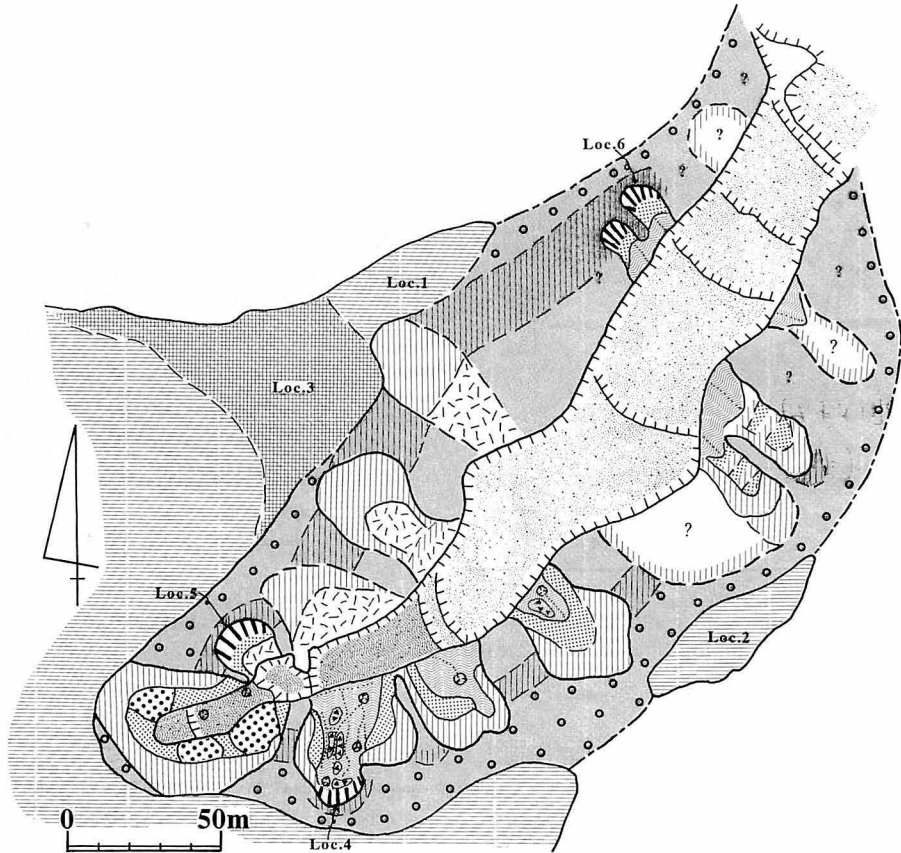


Fig. 10. A micro-landform classification map of the dissection valley in the study area. See Fig. 11 for legend.

の多い粘土はその層相から、崩壊など急激な斜面移動によって供給された堆積物であると考えられる。中部平滑急斜面はこのような堆積物を欠くので、崩壊はこの部分から発生したと考えられる。すなわち中部平滑急斜面の原形は、崩壊によって形成された侵食地形であり、下部平滑緩斜面は、移動物質の堆積によって形成された地形である。

一方上部平滑緩斜面の多くは、このような斜面移動から取り残された谷壁斜面の原形の一部であり、その他の平滑斜面より明らかに古い（後期更新世に遡る可能性もある）地形面である。そのため上部平滑緩斜面は、中部平滑急斜面や下部平滑緩斜面とは独立した地形単位とし、これらを合わせた中・下部斜面 (Middle and lower side slope) と同列の、上位の階層に位置づける (Fig. 11).

(2) 新期谷型斜面 (Recent side hollow)

新期谷型斜面は、より高位に位置し、上端を明瞭な遷急線で区切られる谷型急斜面 (Side-hollow wall) と、その下方に遷緩線をもって接する谷型緩斜面 (Side-hollow foot) よりなる。谷型急斜面の傾斜は

30°前後で、断面形は直線状である。谷頭部の谷型急斜面には、軽石や砂片を含む腐植土が、上部では薄く下部ではやや厚く (1 m 程度) 基盤上に堆積する (Fig. 7, A-A' の b~d 地点)。これに対して下方の谷型緩斜面 (e~f 地点) は、主に斜面上部からの移動物質と考えられるローム質粘土からなり、その上に再堆積の腐植土が載っている。従って谷型急斜面の原形も、崩壊による侵食地形である。特に傾斜 40°以上で、馬蹄形の平面形をもつ谷型急斜面上の新鮮な崖 (Fig. 10, Loc. 4~6) は、近年の崩壊によって形成された新期崩落崖 (Very recent landslide scarp) であろう。これらは崩壊発生後の静穏期に、より小規模な地形形成作用によって侵食され、直線状斜面へと変化していくものと考えられる。なお斜面上部からの移動物質の堆積によって形成された谷型緩斜面は、形態や地質構成の異なる以下のような 4 種類の微地形に細分される。

a. 麓屑斜面 (Colluvial slope)

Fig. 7 の A-A' 断面上の谷型緩斜面のように、凹型の断面形を示し、傾斜は 20°前後である。この緩斜面はやや粘性のある砂や軽石を含むローム質粘土からな

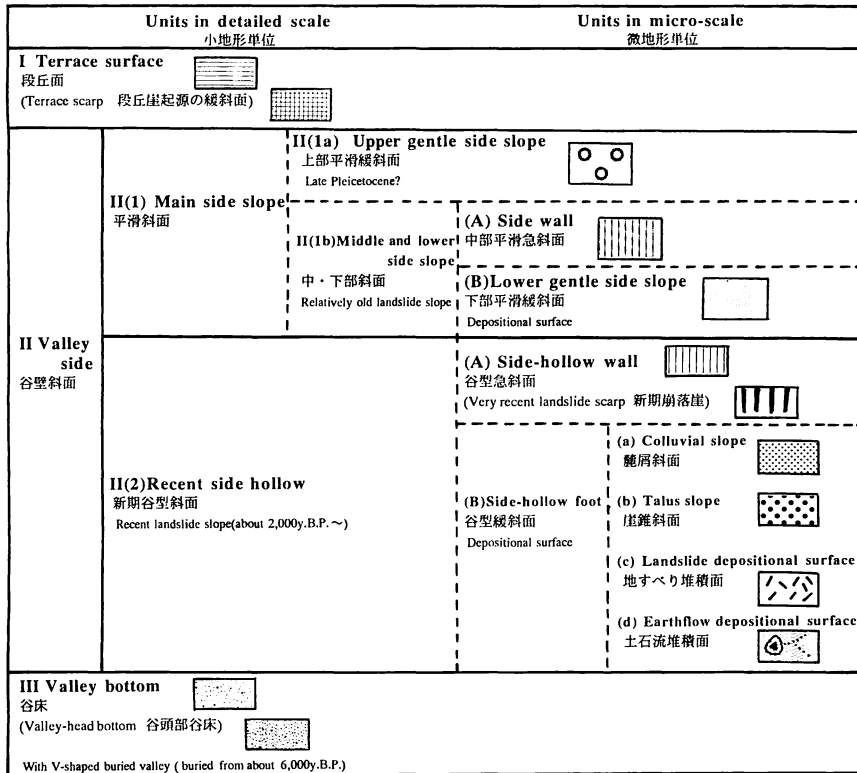


Fig. 11. Multiscale landform units composing dissection valleys in the southern parts of Shimosa Upland.

るが (e~f 地点), ブロック状の巨礫などの混じりは少なく, 斜面上部から供給された堆積物が, 水流などによってある程度除去された後に残った地形であると考えられる。この微地形は, 谷頭部及び右岸谷壁斜面に分布し, その下端は後述する土石流堆積面あるいは谷頭部谷床に接する (Fig. 10).

b. 崖錐斜面 (Talus slope)

Fig. 7 の B-B' 断面上の谷型緩斜面のように, 傾斜 $25^{\circ} \sim 30^{\circ}$ と比較的急で, 凸型の断面形をもつ。砂や粘土, 軽石などのブロック状の礫を多く含むローム質粘土が厚く堆積しており, 斜面上部からの活発な土砂移動によって形成された堆積地形である。谷頭部に断片的に分布する (Fig. 10).

c. 地すべり堆積面 (Landslide depositional surface)

Fig. 8 の E-E' 断面上の谷型緩斜面のように, 傾斜 $10^{\circ} \sim 20^{\circ}$ で, 直線状~凸型の平滑な断面形を示す。この緩斜面には, 基盤の砂層より固結度の低い破碎された砂層がブロック状に埋没しており, その背後に形成された凹地を, ローム質粘土や腐植土が被っている。従ってこのような谷型緩斜面は, 斜面の一部がある程度まとまって滑り落ちて形成されたことに始まる堆積地形と考えられる。地すべり堆積面は左岸谷壁斜面に偏在する (Fig. 10).

d. 土石流堆積面 (Earthflow depositional surface)

麓屑斜面あるいは谷型急斜面の下方に, 遷緩線をもって接する扇形の緩斜面で, 主に右岸谷壁斜面に分布する (Fig. 10)。斜面上にはドリーネ状の凹地やリル, ガリーなどが認められ, その間に不規則な高まりが分布する。これらはブロック状の礫を含む $2 \sim 3$ m の厚さのローム質粘土で構成され, その間に泥炭層を挟む (Fig. 9, F-F' の c~e 地点)。このことからこの緩斜面は, 水流を伴う土石流型の間歇的な堆積によって形成されたと考えられる。またリルやガリー間の不規則な高まりは土石流堆である。斜面の傾斜は扇央では 15° 前後であるが, 扇端では 10° 以下となることから, 土石流は何回か発生していると考えられる。

III. 谷床 (Valley bottom)

谷床は上流では遷緩線, 下流では主に人工による比高 $1 \sim 2$ m の小崖によって谷壁斜面と境される。また谷床は, 水田化に伴って形成された人工地形を含む小崖に分割されている。谷床地下には V 字状の埋没谷が存在し, 基底には薄い礫層が認められる (Fig. 7, B-B' ~ D-D')。この埋没谷の谷壁を延長すると, 現在の谷壁斜面上部にほぼ連続する。従ってこの埋没谷では, ある時期水流による侵食・運搬が行われていた。

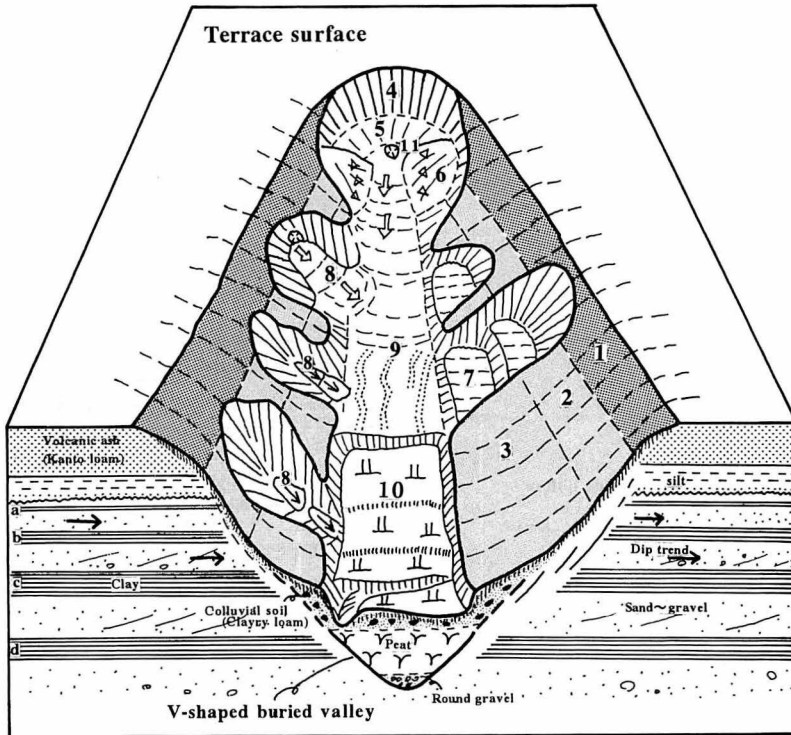


Fig. 12. A schematic profile of micro-landform units in a typical steep-headed dissection valley in the southern part of Shimosa Upland. 1, upper gentle side slope; 2, side wall; 3, lower gentle side slope; 4, side-hollow wall; 5, colluvial slope; 6, talus slope; 7, landslide depositional slope; 8, earthflow depositional slope; 9, valley-head bottom; 10, valley bottom; 11, piping hole.

上流部谷床は傾斜 $5 \sim 10^\circ$ で、地表面はやや凹凸に富み、人工による窪地なども存在する (Fig. 7, A-A'). 最上流部の g 地点にパイピングの孔隙が認められる。また不明瞭ながらリルやガリーの跡、土石流堆などの微地形も認められる。谷床地下は主に混入物の多いローム質粘土からなり、これらは谷頭部や谷壁斜面から崩壊等の斜面移動によって供給されたものと考えられる。またパイピング孔が認められることから、地中水起源の一時的な水流が発生している。これに対して j 地点より下流の谷床は傾斜 $2 \sim 3^\circ$ で、常に湿っており、人工の水路が存在する。数年前までここは水田として利用されていた。谷床地下は 5 m 以上の堆積物によって埋積されているが、その上部は泥炭や泥炭と砂の互層である。これらの泥炭は分布に連続性があることから、斜面から移動してきたものではなく、現地性の堆積物であろう。谷床下流部はある時期閉塞的な環境にあり、泥炭層が形成されたと考えられる。以上のことから、この谷は V 字型の埋没谷をもつ堆積性の谷床 (埋積谷) である。また j 地点を境に、地表面の状態や谷床下堆積物が異なるため、それより上流を谷頭部谷床 (Valley-head bottom) として、下流の水田化された谷床とは区別する (Fig. 10)。

2. 開析谷斜面の現在の地形形成プロセス

ここでは台地開析谷に現在見られる地形形成プロセス、それを規制する条件、及びその結果としての微地形の配列について述べる。

調査地域の開析谷斜面に現在見られる主な地形形成プロセスは、崩壊などの急激な斜面物質移動や、一時的水流による土石流型の侵食堆積である。このような地形形成プロセスは、開析谷が位置する地形地質条件に規制されている。例えば右岸谷壁斜面の新期崩落崖では、崖の下部に基盤の姉崎層中の薄い粘土層が露出し、その上の砂層にパイピングの孔隙が認められる (Fig. 9, F-F'). 粘土層は浸透水の移動を停滞させる性質があり、常に湿っている。崩壊はこの粘土層を下底として発生しており、崖の直下から土石流堆積面が発達することから、崩壊と土石流型の侵食堆積という営力は連動しているようである。

一方谷頭部でも崩壊堆積物であるローム質粘土層の出現地点から判断して、崩壊は姉崎層中の最上部の薄い粘土層を下底として発生している (Fig. 7, A-A'). 現在の谷型急斜面下底付近は比較的厚い匍行性の土層が堆積し、パイピング孔は認められないが、おそらくここでも一時的な水流が発生したことが予想される。

従って谷頭部も、崩壊と土石流型の侵食堆積という営力がほぼ同時に起こったと考えられる。谷頭部谷床では、谷壁斜面右岸の土石流堆積面で認められるリルやガリーの跡、あるいは土石流堆などの微地形が不明瞭であるが、これは谷床が人工的に改変されているためである。

従来の水文地形学的知見によれば、自然斜面の土層は不均質であるため、通常でも浸透水が通過しやすいところがあり、その部分の土砂が浸透水で排除されたり、植物の根の枯死や土中動物の活動によりパイプ状の孔隙が形成されると、地下水流はますますその部分に集中する。そしてこのような地下侵食が斜面上部まで及んだ場合、パイピングがしばしば表層崩壊や土石流の発生の引き金になるという（寺嶋，1993 など）。調査地域の開析谷でも、おそらく難透水層である粘土層直上に停滞していた地下水が、豪雨時に斜面上部から供給された降雨浸透水によって押し出される形で排出され、それがきっかけとなって崩壊が発生したものと考える。このような場合の崩土は、極めて多量の水分を含有し、いわば泥流状をなして斜面を流れ下る（新藤，1983）ため、崩落崖下に土石流状の地形が形成されるものと思われる。

Fig. 12 は、この開析谷を構成する微地形の配列とその地質構成、台地を構成する地層との関係を模式的に示したものである。新期谷型斜面は開析谷右岸側に多く発達しており、またその発生位置も比較的そろっている。谷頭部や右岸側の新期谷型斜面内部は、急斜面、麓屑斜面（一部崖錐斜面）、及び土石流堆積面からなる。これに対して左岸側の新期谷型斜面は比較的平滑な地すべり堆積面であることが多い。

このような微地形の形成に関わる崩壊や水流の発生は、基盤中の難透水層である粘土層の位置に規制されているようである。台地を構成する基盤の姉崎層や木下層上部には、現在の谷底の位置より上位に粘土層が4層挟まれている（a層～d層）。このうち粘土層aは厚さ30 cmと薄く、それ以外は1 m前後である。どの粘土層もその露出部から湧水があり、湿っている。崩壊によって形成された谷壁斜面の急斜面の下底は、下流部では基盤の粘土層bあるいはcに、また上流部や谷頭部では火山灰層のすぐ下に挟在する粘土層aにほぼ対応している。右岸の新期谷型斜面の出現位置が比較的そろっているのはこのためであろう。また主に右岸側に土石流堆積面を含む新期谷型斜面が分布しているのは、この開析谷が位置する袖ヶ浦台地が全体に北西方向に緩く傾き、台地を構成する地層も1～2°傾いているためで、それらにほぼ直交する向きに位置する開析谷右岸は緩い流れ盤構造となり、地下水が排出されやすいと考える。これに対して左岸側は受け盤となるため水流が発生しにくく、移動物質は斜面上にとどまっており、結果として地すべり堆積面が形成さ

れる場合が多い。このように谷の発達する向きによって、同じ開析谷内部でも水流の発生しやすさなどが異なり、微地形の分布が偏在する。

なお現在の谷壁斜面では、中部平滑急斜面上でも軽石片混じりの腐植土が比較的厚く堆積しており、土壤匍行による斜面移動が卓越している。さらに新期崩落崖以外の谷型急斜面にも、ある程度の厚さの腐植土が載っており、土壤匍行は開析谷全体に及んでいると考えられる。

ところで一般に台地開析谷の多くは、谷頭侵食によって次第に流長や深さ、幅などを拡大するため、その発達の程度「開析度」が台地の地形発達の指標であるとされてきた（町田ほか，1971；太田ほか，1971 など）。しかし個々の谷において、谷頭侵食がどこまで進むかといった発達の限界に関する議論はほとんどされていない。谷頭の後退は主に崩壊の発生によるとされ、また崩壊発生の条件は地中水の表面噴出が発生することであるので、斜面内部の地中水の挙動や流出プロセスが明らかになれば、谷がどこまで発達するかを予想することができると考える。丸井（1988，1991）は、多摩丘陵などいくつかの開析谷谷頭部において、斜面内部における地中水の貯留機能や降雨時の地中水の挙動を野外実験によって確かめ、基盤の地層との関係や、層状に堆積した斜面内部の地下水流出プロセスを明らかにした。これによると、多摩丘陵を初めとする関東地方のほとんどの丘陵地、台地は、頂部は関東ローム層に被われているが、その直下に一般には粗粒な砂礫層が分布し、通常はその内部に地下水体が存在する。このような斜面では、降水時、水は一旦細粒物質層である関東ローム層下部に貯留する。ローム層は若干傾いているため、地中水は横方向に移動し、ローム層末端部で砂礫層内に水分を供給する。この時砂礫層内には“地下水リッジ”が形成され、さらに激しい降雨が続いた場合、ここに貯留された地下水が地表流として流出するという。このことは関東ローム層下底が、谷頭崩壊を誘発する程の地下水流出の上限となる可能性が高いことを示唆する。従って本調査地域のように関東ローム層に被われる谷では、最終的にはローム層の下端が谷底面と一致するまで谷が後退しうると考えられる。すなわち谷の縦断面で、谷床と谷頭斜面を隔てる傾斜変換点がローム層下底と一致する地点が（Fig. 7, A-A' のY地点）、その谷の発達の限界地点ということになる。ただし調査地域のように、基盤の難透水層が一時的な限界地点になることもあり、個々の谷がどこまで発達するかを予想する場合には、関東ローム層の存在だけでなく、ローム層の厚さや谷の比高との関係、基盤の地層中の不透水層の位置などを考慮することが必要であろう。

3. 微地形の形成時期と形成環境

ここでは開析谷を構成する微地形の空間的配列や、堆積物中の放射性年代測定値などから、開析谷の概形及び各微地形の形成時期を明らかにし、その形成環境について考察する。

調査地域の開析谷が位置する段丘面（市原Ⅰ面）の乾陸化の時期は5～6万年前頃であり（杉原，1978），現在見られる谷地形の多くはこの頃から形成され始めたと考えられる。調査した開析谷の谷床地下にはV字型の埋没谷があり，その斜面を延長すると谷壁斜面上部にほぼ繋がり，現在の谷地形の原形が復元される（Fig. 7, B-B'～D-D'）。これらの形成時期を示すデータは多くないが，谷壁斜面上部に立川期以降のローム層が堆積していないことから，おそらく最終氷期の海面低下に対応する下刻によって，谷の概形が形成され，それ以前に形成されていた谷はこの時点で侵食されてしまったと考える。埋没谷下底は基盤の地層中の粘土層の位置にほぼ対応しており（谷頭部では Fig. 12 のc，下流ではdの粘土層），下刻によって難透水層である粘土層が露出したため，当時は定常的な水流が発生していた可能性がある。開析谷の概形の形成後，埋没谷斜面に連続する谷壁斜面では崩壊等が発生し，土砂が供給されていたと考えられるが，それらは水流によって下流に運搬された。そのため河川は平衡状態にあり，斜面は平行後退的に発達し，中・下部斜面が形成されたと推定される。

一方谷頭部谷床を埋積するローム質粘土層の年代が，6.5千年～1.5千年前であることから（Fig. 7, A-A'），約6千年前以降この谷は埋積に転じた。これは久保田川本流が埋積されるのに伴い（袖ヶ浦町役場，1986），滑らかに合流するこの開析谷にも埋積が及んだこと，そのため露出した粘土層が次第に埋められて水量が減り，谷壁斜面から供給される土砂の運搬能力が低下したためと考える。

新期谷型斜面の堆積物下底の泥炭の年代が約2千年前であることから（Fig. 9, F-F'のd地点），平滑斜面を切る新期谷型斜面の形成はこの頃から始まった。この時期は谷の埋積が進み，開析谷本流がほとんど無能化したと考えられ，谷壁斜面で発生した崩壊によって供給された土砂は斜面下部に堆積し，緩斜面（堆積面）を形成した。また谷頭部や開析谷右岸では，一時的な水流による土石流堆積面が発達した。なお Fig. 7のA-A'面j地点より下流の谷床堆積物の主体は，現地性と考えられる植物遺体を多く含む未分解の泥炭で，その放射性炭素年代は約2千年前～千年前である。この時期開析谷中流～出口付近は，合流する久保田川本流の埋積が進み閉塞されたため，湿地的な環境となり，泥炭が堆積したと考える。

新期谷型斜面では，急斜面の一部に新期崩落崖が認められ，近年にも土石流を伴う崩壊が発生している。

これらの崩壊の規模は，新期崩落崖の高さや幅などから試算すると1件50～60 m³程度で，地形図上から想定される新期谷型斜面の谷頭部全体の削り量（およそ10³ m³）に比べると著しく小さい。このような谷頭部後退型の表層崩壊の発生頻度について確かなデータはない。しかし新期崩落崖より前の崩壊に対応すると考えられる土石流堆の上に，樹齢十数年程のスギが植えられていることから（Fig. 9, F-F'），最も短い場合，10～20年程度の間隔で，現在も新期谷型斜面の谷頭部を後退させる崩壊が発生している可能性がある。ただし現在は谷の埋積がすすみ，谷頭部で供給された土砂はほとんど下流に運ばれないため，新期谷型斜面形成期以降の谷壁斜面の侵食量はごく小さいと考えられる。

4. 台地開析谷斜面の微地形構成の特徴

以上のように調査地域の開析谷では，最終氷期にその概形が形成された後，谷壁斜面は崩壊等の急激な斜面物質移動によって常に発達してきた。ただし開析谷本流に定常的な水流が発生し，土砂が下流に運ばれていた時期に形成された旧期の崩壊斜面（中・下部斜面）と，谷の埋積が進み本流河川がほとんど無能化した時期から形成されている新期の崩壊斜面（新期谷型斜面）では，形成環境が異なっており，それが微地形の形態にも反映している。

またこの開析谷では，その概形の形成後，ほぼ連続的に，上部平滑緩斜面を除く谷壁斜面の地形の更新が行われた。このことから上部平滑緩斜面と中部平滑急斜面，あるいは上部平滑緩斜面と新期谷型斜面を隔てる遷急線は，羽田野（1986）の「後氷期開析前線」に相当する可能性がある。また上部平滑緩斜面を除く谷壁斜面のほとんどの領域は，田村（1996）の丘陵地谷頭部の下部谷壁斜面，麓部斜面，及び下部谷壁凹斜面に当たると考えられる。従ってこの台地開析谷斜面は，丘陵地谷頭部で一般化された微地形構成（Fig. 1）とは異なり，下部谷壁斜面以下の微地形に相当する部分が広い面積を占める。このことは下総台地北東部の銚子市七ツ池開析谷などでも認められており（八木・吉村，1991），下総台地の急傾斜谷頭をもつ台地開析谷に一般的にみられる特徴であると考えられる。

ま と め

台地開析谷斜面の微地形構成や地形形成プロセスを明らかにするため，下総台地南部の袖ヶ浦台地において，急傾斜谷頭をもつ開析谷を事例に調査を行った。その結果以下のようなことが明らかになった。

(1) 台地開析谷内部は，上部平滑緩斜面，中・下部斜面，及び新期谷型斜面からなる谷壁斜面と，V字型の埋没谷をもつ堆積性の谷床で構成される。このうち上部平滑緩斜面は，谷壁斜面の原形の一部で，その形

成は後期更新世を遡る可能性がある。中・下部斜面は旧期の崩壊斜面で、中部平滑急斜面と堆積性の下部平滑緩斜面よりなる。一方新期谷型斜面は、新しい崩壊斜面で、上部の急斜面と下部の緩斜面からなり、堆積面である谷型緩斜面はその形態の特徴や地質構成によって、麓屑斜面、崖錐斜面、地すべり堆積面、土石流堆積面に細分される。なお谷の最上流部は、谷頭部谷床として、それより下流の水田化された谷床とは区分される。

(2) 台地開析谷斜面を構成する微地形の形成に関わる現在の主なプロセスは、崩壊などの急激な斜面移動や、一時的水流による土石流型の侵食堆積である。崩壊は、台地を構成する未固結な地層中の、難透水性の粘土層直上でのパイピングを引き金として発生し、多量の水分を含んだ崩土が斜面を流れて、扇状の緩斜面を形成した。現在の谷壁斜面でも、新期谷型斜面の谷頭部を後退させる表層崩壊が、最も短い場合、10～20年程度の間隔で発生していると考えられる。またこのような急激な斜面移動後の静穏期には、土壤匍行によって表層の腐植土が下方に移動している。

(3) 開析谷の原形の形成は、最終氷期の海面低下の時期で、当時は定常的な水流が発生していた可能性がある。谷壁斜面では崩壊が発生したが、土砂は水流によって下流に運ばれた。その後約6千年前頃から谷は埋積に転じ、開析谷本流がほとんど無能化した2千年前頃、平滑斜面を切る新期谷型斜面の形成が始まった。またこの時期開析谷中流～出口付近は閉塞され、湿地的な環境となり、泥炭層が堆積した。

(4) 上部平滑緩斜面を除くほとんどの谷壁斜面は、田村(1996)の丘陵地谷頭部の下部谷壁斜面や麓部斜面等に相当する。従って台地開析谷斜面は、丘陵地谷頭部で一般化された微地形構成とは異なり、下部谷壁斜面以下の微地形に相当する部分が広い面積を占める。このことは、下総台地の急傾斜谷頭をもつ開析谷に一般的にみられる特徴であると考えられる。

なお今後は谷頭部に浅い谷を伴う開析谷、丘陵化した台地の谷、あるいは地層の異なる(例えば段丘堆積層の基盤が全部砂層である場合など)台地を開析する谷などの調査を行い、台地開析谷の微地形構成や地形形成プロセス、それらを規制する条件などの一般性を明らかにしていきたいと考える。

謝 辞

東北大学理学部の田村俊和先生には、粗稿を読んでいただき、有益なご助言をいただいた。立正大学の米林 仲氏には泥炭層に関してご教示いただいた。またボーリングや地形測量などの現地調査に際しては、土地の所有者である秋元章三郎氏、大野重男氏、細井次郎氏にご理解とご協力を賜った。以上の方々に厚く御礼を申し上げる。

引用文献

- 道路公団木更津工事事務所. 1987. 東関東自動車道姉崎 I.C. 管理施設土質調査機械ボーリング調査報告書. 36 pp. 道路公団木更津工事事務所, 木更津市.
- 羽田野誠一. 1986. 山地の地形分類の考え方と可能性. 東北地理 38(1): 87-89.
- 八田明夫・川崎逸郎. 1983. 飯岡台地の地形学的研究. 地学雑誌 92(4): 17-31.
- 貝塚爽平・阿久津 純・杉原重夫・森脇 広. 1979. 千葉県の低地と海岸における完新世の地形変化. 第四紀研究 17: 189-205.
- 川越 健. 1992. 下総台地南東部における開析谷の発達過程—最終氷期以降の海面変化に関連して—. 千葉大学理学部地理学専攻修士論文. 千葉.
- 川崎逸郎. 1958. 下総台地の先導谷. 立正大学地理学研究報告 1: 15-23.
- 久保純子. 1988. 相模野台地・武蔵野台地を刻む谷の地形—風成テフラを供給された名残川の谷地形—. 地理学評論 61(1): 25-48.
- 町田 洋・徳永英二・田村俊和. 1971. 台地の開析速度について(シンポジウム「台地」). 日本地理学会予稿集 1, 講演 No. 104.
- 増淵和夫. 1997. 珪藻・有孔虫化石から見た「古大須賀湾」の変遷. In 大栄町史編さん委員会(編), 大栄町史自然編, pp. 320-348. 大栄町.
- 松井 健・武内和彦・田村俊和(編). 1990. 丘陵地の自然環境—その特性と保全—. 202 pp. 古今書院, 東京.
- 丸井敦尚. 1988. 丘陵地の崩壊地形とその水文環境. 地質ニュース 409: 48-55.
- 丸井敦尚. 1991. 層状に堆積した斜面における降雨流出プロセスと地中水の貯留機能. 地理学評論 64(3): 145-166.
- 小畑 浩. 1963. 下総台地を刻む谷の発達に関する一つの仮説. 地理学評論 36(7): 436-440.
- 太田陽子・当間唯弘・須磨重充. 1971. 台地の構造と開析(シンポジウム「台地」). 日本地理学会予稿集 1, 講演 No. 105.
- Savigear, R. A. G. 1965. A technique of morphological mapping. A. A. G. 55: 514-538.
- 新藤静夫. 1983. 谷頭部斜面に発生する崩壊と地中水の挙動. 昭和 57 年度文部省科学研究費自然災害特別研究報告書. 94 pp. 筑波大学地球科学系, つくば市.
- 白井哲之. 1978. 下総台地東部の侵食谷の形態に関する若干の考察. 千葉大学教育学部紀要 27: 153-174.
- 袖ヶ浦町役場. 1986. 道路実施設計業務委託(仮称)幹線道路 1 号土質調査報告書. 26 pp. 袖ヶ浦町.
- 杉原重夫. 1978. 下総台地南部, 木更津-千葉付近の下末吉面と小原台面. 明治大学人文科学研究紀要 17: 1-24.
- 杉原重夫・新井房夫・町田 洋. 1978. 房総半島北部の中・上部更新世のテフロクロノロジー. 地質学雑誌 84(10): 583-600.
- 杉原重夫. 1985. 関東地方における更新世の地形面区分と古地理図作成に関する研究. 明治大学人文科学研究紀要別冊(5): 1-27.
- 杉原重夫. 1997. 大須賀川流域の自然史. In 大栄町史編さん委員会(編), 大栄町史自然編, pp. 305-311. 大栄町.
- 田村順子. 1984. 洪積台地の侵食谷地形—南関東下末吉面を中心として—. お茶の水地理 25: 39-44.
- 田村俊和. 1974. 谷頭部の微地形構成. 東北地理 26(4):

- 189-199.
- Tamura, T. 1980. Multiscale landform classification study in the hills of Japan: Part I Device of a multiple landform classification system. Science Reports of the Tohoku University, 7th. Series (Geography) 30(1): 1-19.
- Tamura, T. 1981. Multiscale landform classification study in the hills of Japan: Part II Application of the multiscale landform classification system to pure geomorphological studies of the hills of Japan, Science Reports of the Tohoku University, 7th. Series (Geography) 31(2): 85-154.
- 田村俊和. 1988. 環境保全のための地形調査とその地図表現. 地理 33(6): 13-19.
- 田村俊和. 1996. 微地形分類と地形発達—谷頭部斜面を中心に—. In 恩田裕一他 (編), 水文地形学—山地の水循環と地形変化の相互作用—, pp. 177-189. 古今書院, 東京.
- 寺嶋智巳. 1993. バイピングと土砂生産. In 恩田裕一・奥西一夫・飯田智之・辻村真貴 (編), 水文地形学—山地の水循環と地形変化の相互作用—, pp. 119-131. 古今書院, 東京.
- 東木竜七. 1928a. 東京山の手地域に於ける侵蝕面の発達史. 地理学評論 4: 111-120.
- 東木竜七. 1928b. 東京山の手地域に於ける名残川侵蝕谷及び崖端侵蝕谷の分布と地形発達史. 地理学評論 4: 120-123.
- 東木竜七. 1928c. 日本群島の洪積層丘陵地に於ける侵蝕面の形態の三種の型式 (範例). 地理学評論 4: 988-998.
- 徳橋秀一・遠藤秀典. 1984. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅) 姉崎地域の地質. 136 pp. 地質調査所, つくば市.
- 辻 誠一郎・南木睦彦・小池裕子. 1983. 縄文時代以降の植生変化と農耕—村田川流域を例として—. 第四紀研究 22: 251-266.
- 辻 誠一郎・南木睦彦・小池裕子. 1992. 下総台地西部における完新世後半の植物化石群と植生史. 植物地理・分類研究 40: 47-54.
- Waters, R. S. 1958. Morphological mapping. Geogr. 43: 10-17.
- 八木令子・吉村光敏. 1991. 下総台地北東部, 銚子市七ツ池開析谷の斜面地形. In 千葉県自然環境調査会 (編), 自然公園自然環境調査報告書. 水郷筑波国定公園, 県立大利根自然公園, 県立九十九里自然公園, pp. 167-183. 千葉県環境部.
- 米林 伸. 1995. 千葉市南部における完新世後期の植生変遷. 千葉中央博自然誌研究報告 3(2): 167-171.
(2000 年 1 月 16 日受理)

Micro-landform Units Composing Dissection Valleys on Shimosa Upland, Central Japan

Reiko Yagi and Mitsutoshi Yoshimura

Natural History Museum and Institute, Chiba
955-2 Aoba-cho, Chuo-ku, Chiba 260-8682, Japan

A typical steep-headed valley which dissects the southern part of Shimosa Upland, a late Pleistocene marine terrace, is composed of the following multiscale landform units: an upper gentle side slope, a middle and lower side slope (side wall, lower gentle side slope), a recent side hollow (side-hollow wall, colluvial slope, talus slope, landslide depositional slope, earthflow depositional slope), and a valley bottom with V-shaped buried valley. The valley side, except the upper gentle side slope, has been repeatedly subjected to surface slides and induced earthflows since initial formation of the valley. Presently headward erosion sometimes occur on the recent side hollow. Most parts of the valley side correspond to the micro-landform units "lower valley side" and "footslope" generalized in earlier studies of valley head in the hills. Micro-geomorphic combination of valleys on Shimosa upland is thus different from that in the hills.