

## 多摩丘陵西部小流域の地質条件と斜面地形

吉 永 秀一郎\*・武 内 和 彦\*\*

### 要 旨

多摩丘陵西部の小流域において、谷頭部の斜面単位および丘腹斜面上にみられる谷頭斜面（0次谷）の分布と丘陵を構成する地質の関係について検討した。多摩丘陵は、粘土・シルト層、砂層、砂礫層よりなる半固結—未固結の下部更新統上総層群によって、その骨格が構成され、西部ではそれを中部更新統御殿峠礫層と関東ローム層が不整合に覆う。これらの地層の中で、上総層群中の粘土・シルト層と関東ローム層下部の古期ローム層は難透水層であり、その上面の砂層、砂礫層や新期ローム層からなる透水層には地下水が分布している。谷頭の湧水の位置はそうした地層分布に支配され、その影響を受けて谷頭凹地や谷頭平底などの微地形単位（田村, 1974）が分布している。また丘腹斜面上の谷頭斜面では通常湧水はみられないが、その頭部の位置はいくつかの高度に揃うことが多い。この位置も地層分布によって支配されている。このように丘陵でみられる凹型の断面をもつ斜面単位の分布は、難透水層が地表にあらわれる位置によって決まっている。谷頭部形成のきっかけとなったのは、難透水層上面をすべり面とする地すべりであると考えられ、現在の谷頭はそれをさらに掘り込む形で形成されている。また丘腹斜面上の谷頭斜面は表層崩壊によって形成されたと考えられるが、その形成には土壌中の水の動きだけでなく、地質条件に支配された地下水の動きも重要な役割を果たしていると考えられる。

### I. はじめに

地質、とくに岩石の削剝に対する抵抗性の大小は、地表の形態やその広がり大きな影響を与えている<sup>1)</sup>。丘陵に関しては、地形を地質特性、特に透水性と関連づけて研究が進められてきた。Nakagawa (1960)は房総半島中部のケスタ地形を上総層群の各層の透水性にもとづく受蝕性の差によるものと説明した。また Suzuki et al. (1985)は丘陵を構成する岩石の強度および透水性などの力学的・物理的特性と地形図上の計測より得られた地形特性を結びつけて、丘陵の地形を説明した。これらの研究は谷密度の大小や稜線の形が丸いか尖っているかといった、中地形（Tamura, 1981）でみた丘陵の地表の形態を良く説明している。

ところで、小地形—微地形レベルで丘陵の地形をみると、その大半はさまざまな営力のもとで形成された各斜面の集合としてとらえることができる（守屋, 1972; 田村, 1974）。特に地表流による営力のおよぶ上限である谷頭部では、従来より多くの研究がなされ、斜面単位の広がり、その配列、土壌との関係など、かなりの知見が集まってきた（Hack and Goodlett, 1960; 竹下・中島, 1960; 田村, 1974; 宮城, 1979 など）。また、各斜面単位ごとの水の動きも論じられ、それに基づき主な地形形成作用が推定されている（田村, 1974; Darlymple et al., 1968; 新藤, 1984 など）。いうまでもなく水路を流れる水は、降水によってもたらされる。降水が地表に達し、土壌中に浸透して中間流となったものが徐々に集中して地表流を発生させ、水路を発達させる。しかし、一部の水はさらに浸透して地下水となり、平常時の流水の主な涵養源となる。田村（1974）により、斜面上

\* 農林水産省林業試験場

\*\* 都立大学理学部

の土壌中の中間流が飽和地表流となり、地表にあらわれたところが水流 (Channelway) の出現位置であることが指摘されている。しかし渇水時には地下水が地表にあらわれたところから連続した水路が始まる。

丘陵は、花崗岩地域を除くと、その多くが山地前面に広がった未固結・半固結の鮮新統ないしは更新統を基盤としている。これらは粘土から礫までのさまざまな粒径の地層によって構成され、成層して分布している。このような丘陵を構成する地質の特性は、水の動きに何らかの影響をもたらすと考えられる。地下水の動きも考慮すると、谷頭の斜面構成には丘陵を構成する、透水性か難透水性であるかといった意味での地層の広がりも重要な意味をもつといえる。

そこで本稿では、多摩丘陵西部の2地区をとりあげ、谷頭部の微地形構成を把握し、谷頭凹地や水路の出現位置を地質条件との関係から論ずる。また丘陵腹斜面上の谷頭斜面 (0 次谷、塚本, 1973) と地質条件の関係についても検討を加える。

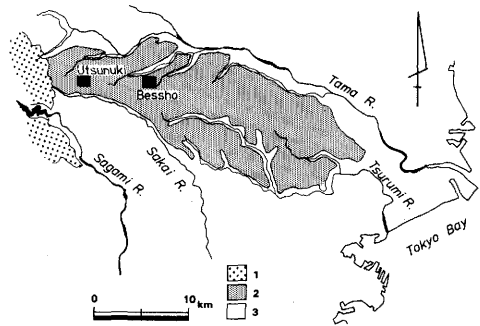
なお、岩石の透水性などの物理的特性に関しては、定量的な計測に基づいて論ずることも重要であるが、本稿ではこれを定性的に把握するにとどめ、地層の分布と斜面単位・水路の分布の空間的対応関係の把握に重点をおいて考察をすすめる。

## II. 調査地域の概況

### 1. 地域の概況

多摩丘陵は関東平野西縁に位置し、北西から南東にかけて、緩やかな起伏をもって連なる丘陵である。高度は関東山地に接する北西縁で 250 m 程度であり、南東方向に次第に低くなる。

この丘陵はその背面高度から、多摩 I 面・II 面の二つの地域に分けられている (羽鳥・寿円, 1958)。多摩 I 面はその頂部に分布する御殿峠礫層が示すように、約 40-50 万年前の古相模川の扇状地を原形とす



第1図 調査地域位置図

1. 山地 2. 丘陵 3. 段丘・沖積地

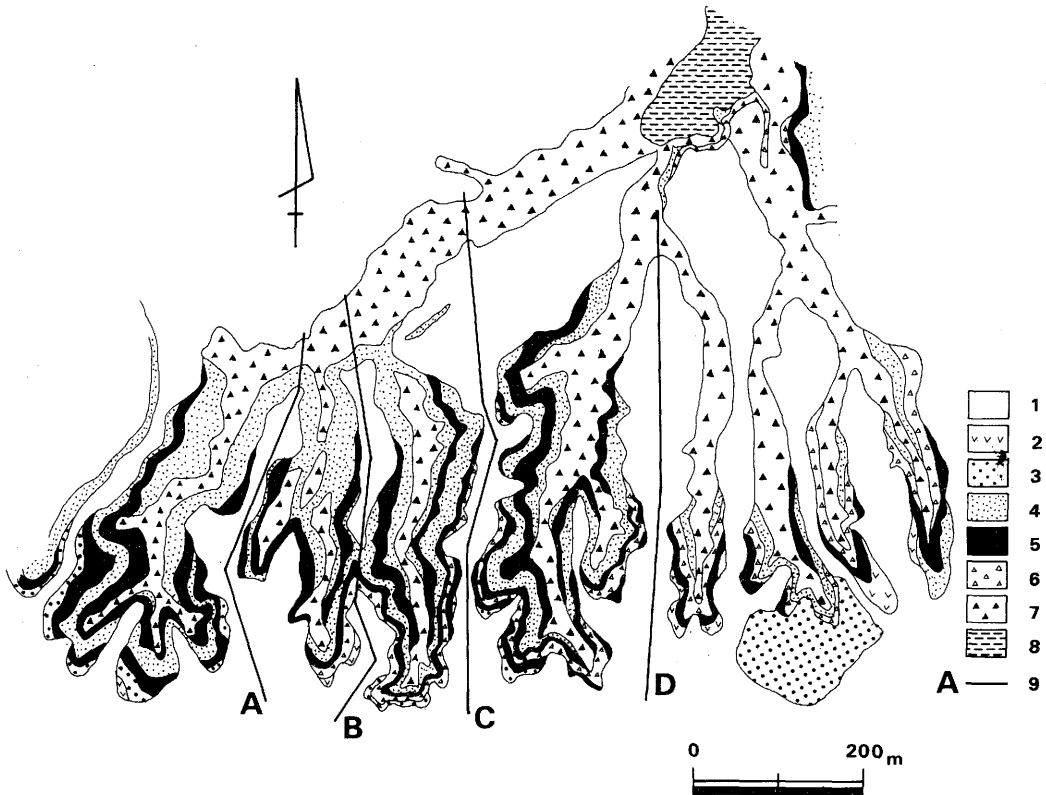
るものである。多摩 II 面はおし沼砂礫層と名付けられた約 25 万年前の海成層の堆積面である。これら中期更新世以降の地層の基盤をなし、広く分布するのは、上総層群と呼ばれる前期更新世の地層である (関東第四紀研究会, 1970)<sup>2)</sup>。

調査地域としてとりあげた宇津貫地区および別所地区は丘陵北西部の多摩 I 面の地域にあり、御殿峠礫層の載る東北東にのびる尾根から北に流れる小河川の源流域である (第1図)。

多摩丘陵西部の地形発達の大略についてふれておく。御殿峠礫層を堆積させた古相模川は、その後南西側の現在の水系へと流路を転じた。この水系の移動後、多摩川水系に属するようになり、中小河川による長期にわたる緩慢な侵食が、現在見られる緩やかな地形を形成した。現在の水系は古相模川の流路を継承したものが多い、また関東造盆地運動による北東への傾動の影響を受け、分水界は丘陵の南側に偏って位置している。

### 2. 宇津貫地区の地形と表層地質

宇津貫地区は多摩川水系湯殿川の源流部の東西 1.2 km、南北 1 km にわたる流域である。宇津貫地区に広がる上総層群は大矢部層および平山層下部であり、北東に緩く傾斜している。層相は細粒砂から中粒砂を主体とし、それに礫、シルト、粘土をはさんだ互層である。既存のボーリング資料等をもとに層相より Km 層 (シルト、粘土)、Ks 層 (砂)、Kg 層



第2図 宇津貫地区地質図

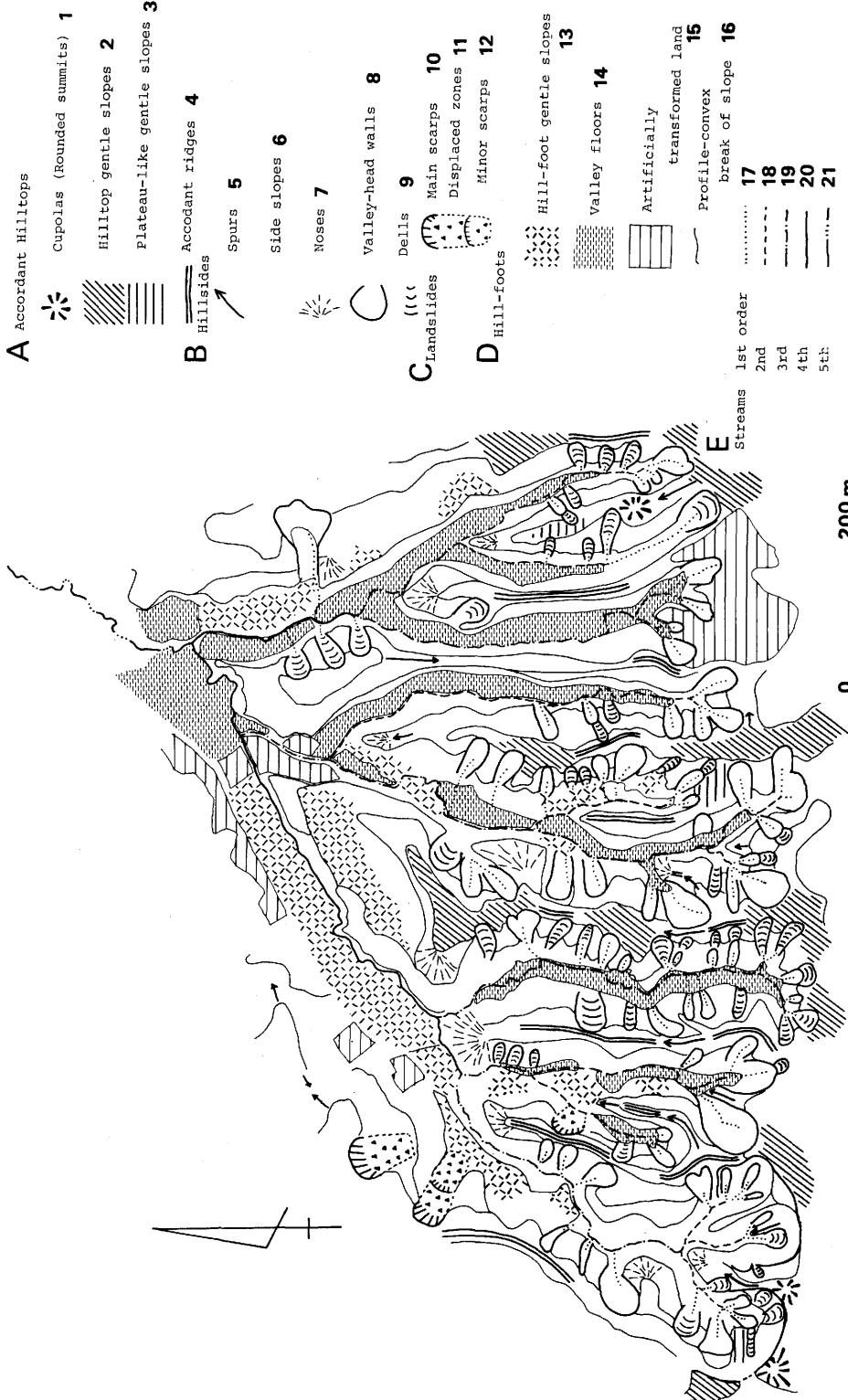
1. 新期ローム層 2. 古期ローム層 3. 御殿峠礫層 4. Ks層 5. Km層 6. Kg層 7. 谷底堆積物、崖錕性堆積物、崩落物質（砂主体） 8. 沖積層（粘土、シルト主体） 9. 第9図の断面位置

（砂礫）に区分し、地質図を作成した（第2図）。大矢部層と平山層の境界はKs2層とKm2層の間にあると考えられる。これらの地層を不整合に覆って御殿峠礫層（GG）が流域南縁の稜線上に分布し、その基底はやや凹凸があるものの、180-190 mの高度（第7図）にある。関東ローム層は風化の度合によって、古期ローム層と新期ローム層に区分した。古期ローム層（OLm）は御殿峠礫層または直接上総層群を覆って、断片的に分布する。粘土化が著しく進んでいることから多摩ローム層および下末吉ローム層に相当すると考えられる。新期ローム層（Lm）は各地層を覆って地区内に広く分布する褐色の風化火山灰であり、下部に5-15 cmの厚さのTP（東京軽石層）を伴うことがあるので、武蔵野ローム層および

立川ローム層に相当する。厚さは10 m以下であることが多いが、急斜面や幅の狭い尾根などでは欠如することもある。なお古期ローム層、新期ローム層ともに砂礫が下部に点在することがあり、再堆積した層相を示すこともある。

丘陵を開析した小谷底には、厚さ5 m以下の砂、シルト、砂礫よりなる沖積層が分布している。

調査地域の地形の概観をするにあたって、Tamura (1981) により提案され、武内ほか (1982) によって小笠原・父島で試みられた手法により、垂小地形スケールの地形学図（第3図）を作成した<sup>3)</sup>。地区南縁は海拔190-200 mの東西にのびる尾根で、その上に10-20 mの比高をもった円頂丘（Cupolas）が突出している。この円頂丘にのる関東ローム層の基底面



第3図 宇津貫地区亜小地形スケール地形学図

A. 丘頂部 B. 丘腹部 C. 地すべり地 D. 丘麓、谷底部 E. 水系  
 1. 円頂丘 2. 丘頂緩斜面 3. 台地状緩斜面 4. 脊頂緩線 5. 丘脚  
 10. 主崩落崖 11. 移動地帯 12. 副次崖 13. 丘麓緩斜面 14. 谷底面 15. 人工改変地 16. 主要遷急線 17. 1次水流  
 18. 2次水流 19. 3次水流 20. 4次水流 21. 5次水流

が、多摩Ⅰ面本来のレベルを示すものと考えられる。この尾根より北に向かって支尾根がのび、緩やかに高度を減じている。支尾根上には数段のレベルに丘頂緩斜面(Hilltop gentle slopes)や斉頂稜線(Accordant ridges)が発達している。これらの支尾根にはさまれて、深さ 20-30 m の谷が北に向かってのびている。谷の側壁をなす丘腹斜面(Hillsides)は遷急線を境として細分することができる。このうち最下位に位置する丘腹斜面の傾斜は急(30°以上)である。この最下位に位置する丘腹斜面および谷頭斜面(Valley head walls)の上限は、現在の斜面侵食の働いている範囲の上限を示しており、侵食前線(羽田野, 1974)と呼ばれることもある。主崩落崖と崩積物の明瞭な地すべり(跡)地は、流域内にはわずかしき認められない。丘腹斜面上には多くの凹型の斜面が認められるが、この斜面は谷頭と同様の馬蹄形を呈しており、また下部から湧水が認められることもあるので谷頭斜面として、また特に浅いものは浅開析谷(Dells)として図示した。

谷底にはかなり上流まで幅広い(30-40 m)谷底面(Valley floors)が分布している。これら谷底面は、かつては谷地田として利用されていたが、現在では放棄され、湿地になっている所が多い。宇津貫地区北縁を北東に流れる河川(兵衛川)沿いでは谷幅が広がり、左岸側には段化した丘麓緩斜面(Hillfoot gentle slopes)が連続して分布する。丘麓緩斜面は 10°前後の傾斜をもち、畑地として利用されている。

### 3. 別所地区の地形と表層地質

別所地区は多摩川水系大栗川の源流部に位置する。地区の南東部を南西から北東にのびる尾根は多摩Ⅰ面に相当し、境川水系との分水界を構成している。

別所地区周辺では、連光寺層上部の泥層(Rc)を基盤とし、それを不整合に覆って御殿峠礫層、関東ローム層が分布している(第8図)。御殿峠礫層の基底の高度は 130 m 程度であり、層厚は 10 m 以下の

ところが多い。関東ローム層は全体的に厚く、幅広い尾根上では 30 m 近くの厚さになる。風化度および粘土化の程度によって、新期ローム層(L)、古期ローム層(OL)および著しく粘土化の進んだ古期ローム層下部(OLc)の三つに区分した<sup>4)</sup>。

御殿峠礫層の載る流域南縁を区切る尾根は高度 150-170 m で定高性があり、その上には円頂丘や丘頂緩斜面が広がっている。谷は 20-30 m の深さをもち北にのびている。谷頭より数十 m 下がると谷幅が広くなり、かつて水田として利用されていた。そこから上流の谷底には、長池や築池といったため池が築造されている(第4図)。

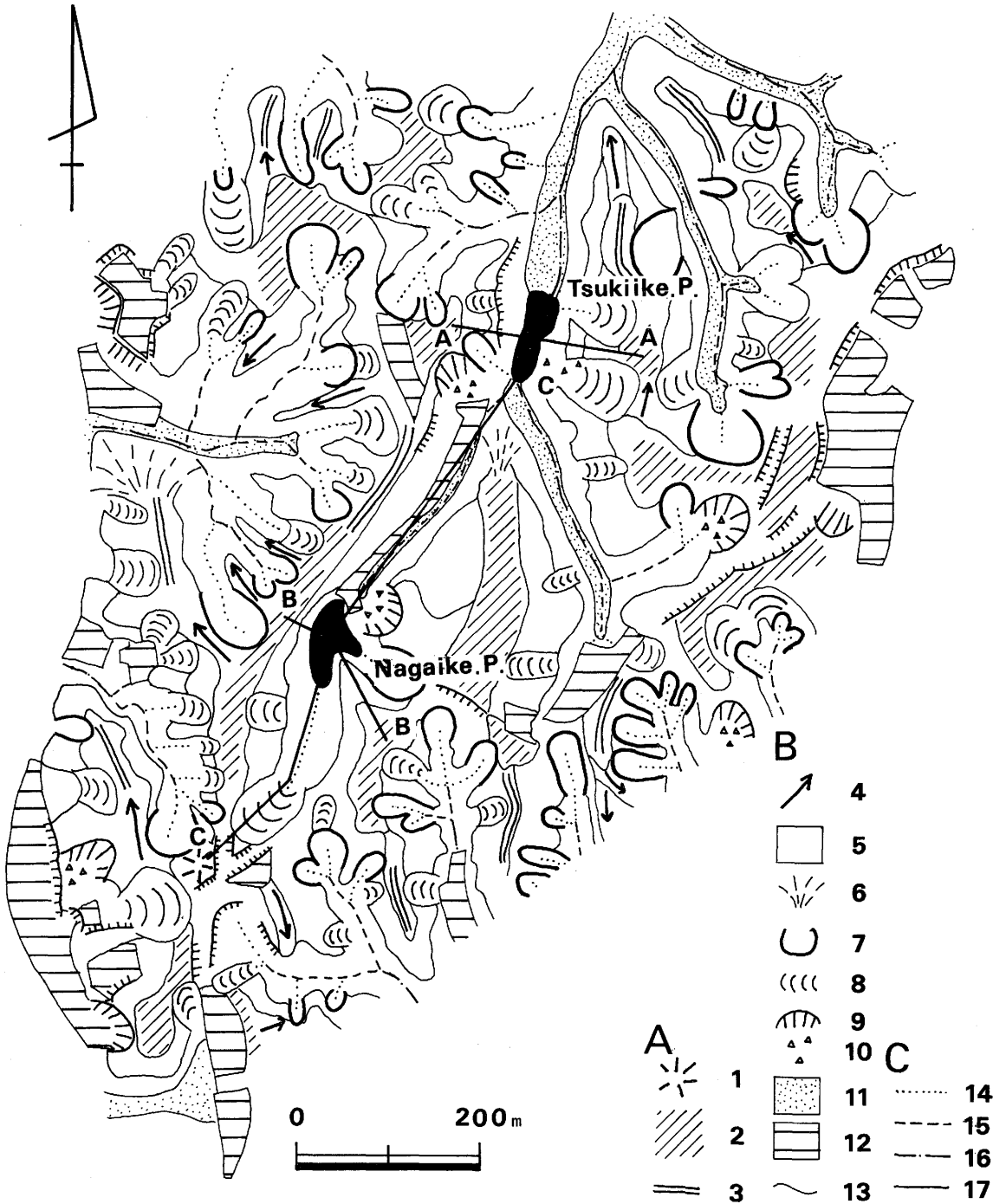
## III. 谷頭部の構造

### 1. 宇津貫地区

宇津貫地区の中で最も西に位置する小流域の谷頭部で微地形スケール(Tamura, 1969; 田村, 1974)の地形学図を作成した<sup>5)</sup>(第5図)。この流域は大きくみると頂部斜面(Crest slope)で区切られた三つの谷頭より構成されている。これを西より順に A, B, C とする。各谷頭部はそれぞれいくつかの谷頭凹地(Head hollow)が集まって形成されている。

A 谷頭は湧水のある三つの谷頭凹地によって構成されており、各谷頭凹地は 10°前後の傾斜を有する谷頭緩斜面(Head terracette)で区切られている。稜線上に広がる頂部平坦面(Crest flat)、頂部斜面と谷頭緩斜面との境界には、35°以上の傾斜をもった谷頭急斜面(Headmost wall)が半円状に広がっている。谷頭凹地は漸移的に谷頭平底(Head floor)に移行し、湧水(Springlet)やリル(Rill)がみられるようになる。三つの谷頭凹地の合流点付近では地表を 50 cm 程度掘り込んだリルがみられるが、下流へ 10 m ほどで姿を消す。さらに幅 10 m 以下の谷頭平底が約 30 m 続いたのち、恒常的な水流(Channelway)が出現する。

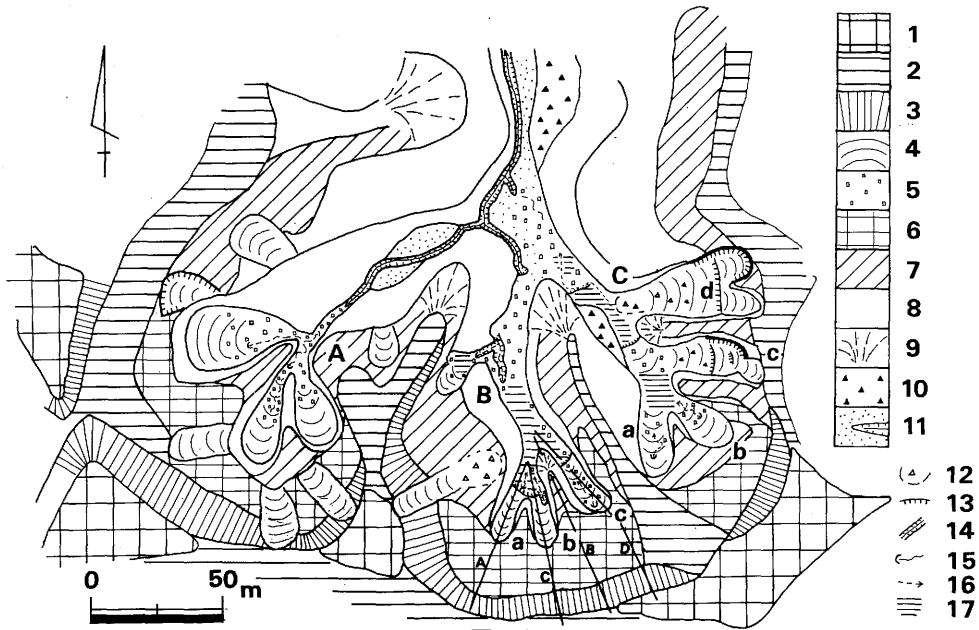
B 谷頭は西側より a, b, c とした三つの谷頭凹地



第4図 別所地区亜小地形スケール地形学図

A. 丘頂部 B. 丘腹部, 地すべり地, 丘麓, 谷底部 C. 水系

1. 円頂丘 2. 丘腹緩斜面 3. 齊頂稜線 4. 丘脚 5. 丘腹斜面 6. 丘脚先端斜面  
7. 谷頭斜面 8. 浅開析谷 9. 主崩落崖 10. 移動地帯 11. 谷底面 12. 人工改変地  
13. 主な遷急線 14. 1次水流 15. 2次水流 16. 3次水流 17. 4次水流



第5図 宇津貫地区微地形スケール地形学図

1. 頂部平坦面 2. 頂部斜面 3. 谷頭急斜面 4. 谷頭凹地 5. 谷頭平底 6. 谷頭緩斜面  
7. 上部谷壁斜面 8. 下部谷壁斜面 9. 丘脚先端斜面 10. 麓部斜面 11. 谷底面および水路  
12. 沖積錐 13. 崖 14. ガリー 15. 湧水 16. リル 17. 湿地

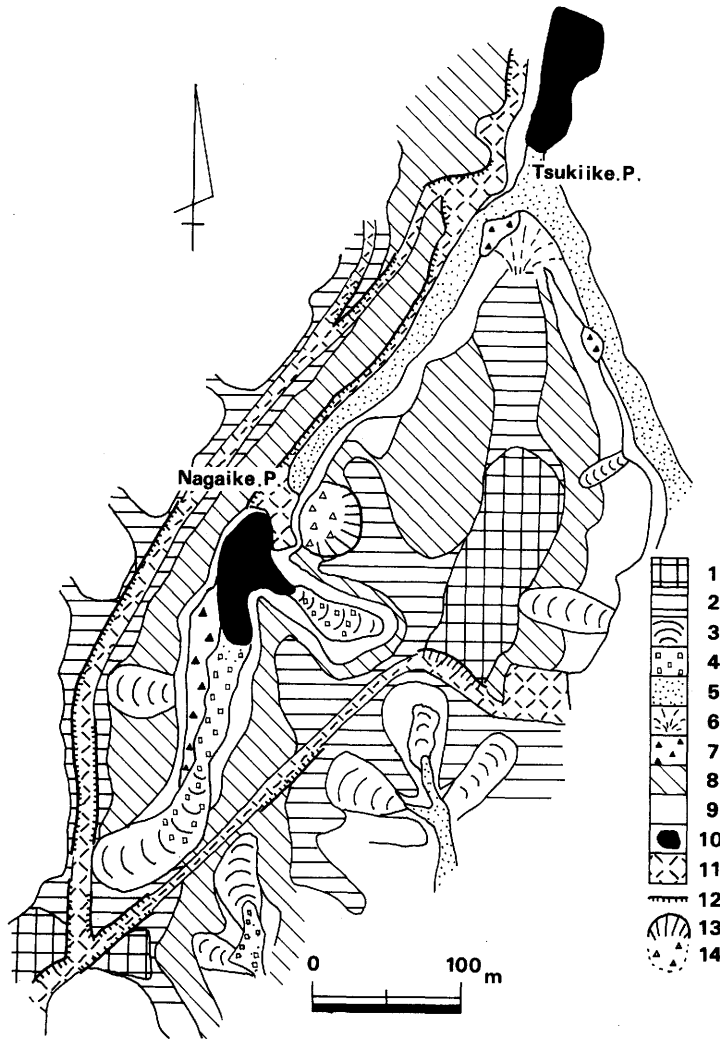
より構成されている。ここでも5-10°の傾斜をもった谷頭緩斜面を切って谷頭凹地が形成されている。谷頭急斜面は40°近い傾斜の直線状の断面をもつ斜面で、半円状に分布している。谷頭急斜面では地表が不安定で物質移動が頻繁に起こっているらしく、谷頭緩斜面上に崩積・匍行物質が認められる。三つの谷頭凹地が合流する所では、幅広い谷頭平底が形成されており、湿地（Marsh）もみられる。連続的な水路は分水界より130mほど下がったC谷頭との合流点付近より出現する。そこでは、谷頭平底を1-2m掘り込んだガリーの頭部の小穴から水が湧出している。水路には礫がほとんど見られない。

C谷頭は四つの谷頭凹地（南よりa, b, c, dと名付ける）から構成されている。ここでも谷頭緩斜面を掘り込んで谷頭凹地が形成されている。c, dの谷頭凹地の最も奥には御殿峠礫層とKg1層の露出した10m近い崖があり、そこより崩落した物質が谷頭凹地に堆積している。谷頭凹地では湧水やリルは地表

にあらわれず、また谷頭凹地の下部には舌状の崩積物質よりなる小堤が認められる。谷頭平底には幅広い湿地が形成され、浅いリルが40mにわたり追跡できるが、やがて伏流する。

## 2. 別所地区

別所地区では頂部平坦面、頂部斜面が広く分布している（第6図）。これらの斜面は10°以下の、わずかに凸型ないしは直線状の断面を呈する。上部谷壁斜面（Upper side slope）は傾斜20°以下の平滑な直線状の断面をもつ斜面で、別所地区の谷頭部を構成する斜面の中で、最も広範囲に分布している。下部谷壁斜面（Lower side slope）は30°以上の傾斜を有するが、斜面長が短く、上部谷壁斜面の下方にわずかに分布するにすぎない。谷頭凹地は10-20°の傾斜を持ち、谷頭平底へと漸移的に移行する。明瞭な湧水は見られないが長池による地下水位上昇の影響もあって湿地が形成されている。長池より下流では谷底面（Bottomland）が広がり、水路は谷底面を数十



第6図 別所地区微地形スケール地形学図

1. 頂部平坦面 2. 頂部斜面 3. 谷頭凹地 4. 谷頭平底 5. 谷底面 6. 丘脚先端斜面
8. 上部谷壁斜面 9. 下部谷壁斜面 10. 池, 沼 11. 人工改变地 12. 崖 13. 崩落崖
14. 移動地帯

cm 切って流れている。

#### IV. 谷頭部における斜面単位と地質の関係

##### 1. 宇津貫地区

斜面単位, 湧水の位置と地質の関係を, B 谷頭を例に見てみよう。各谷頭凹地を通る地形・地質断面を第7図に示した。

ここでは, 下位より Km 3 層, Ks 3 層, Km 2 層が分布する。Km 3 層と Ks 3 層の境界は高度 175 m 付

近に, Ks 3 層と Km 2 層とのそれは 180 m 付近にある。これらの上総層群を御殿峠礫層が不整合に覆う。不整合面の高度は 185 m 前後である。

a 谷頭凹地 (第7図 A) では, 谷頭凹地の上端は 185-190 m の間にあり, 御殿峠礫層基底の高度にはほぼ一致する。そこより約 10 m 下流に一時的な湧水があり, 断続的に水流跡がみられるが, すぐに伏流する。この湧水は御殿峠礫層中の地下水が Km 2 層を難透水層として地表にあらわれたものと考えられ



る。谷頭凹地と谷頭平底の境はKs3層によって維持された比高1m程度の崖ないしは急斜面である。崖面には径数cmのパイプも認められる。崖面直下およびそこから10-20m下がったところからも湧水が認められる。この湧水については二つの考え方が可能で、1) 斜面上方から土壌中を流れてきた中間流が、小崖ないしは急斜面によって土層が消失もしくは薄くなったために地表にあらわれたものか、2) Ks3層中の被圧地下水が地表にあらわれたもののどちらかである。

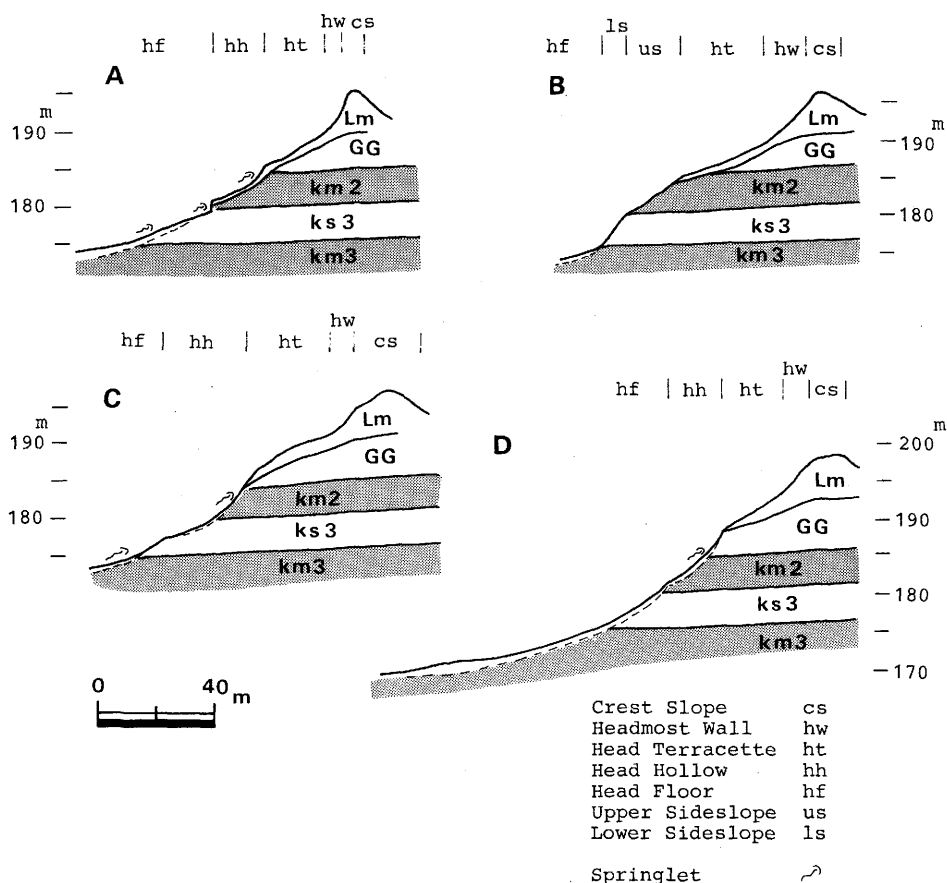
b 谷頭凹地(第7図C)、c 谷頭凹地(第7図D)でも、斜面単位・湧水の位置と地層分布の関係はa 谷頭凹地と同様である。

三つの谷頭凹地が合流する付近はKm3層の分布域であり、そのため表層を流れる水が地下に浸透しにくいため湿地が形成されている。

一方、a, b 谷頭凹地間の尾根を通る断面(第7図B)では、地形と地層分布の関係ははっきりしない。

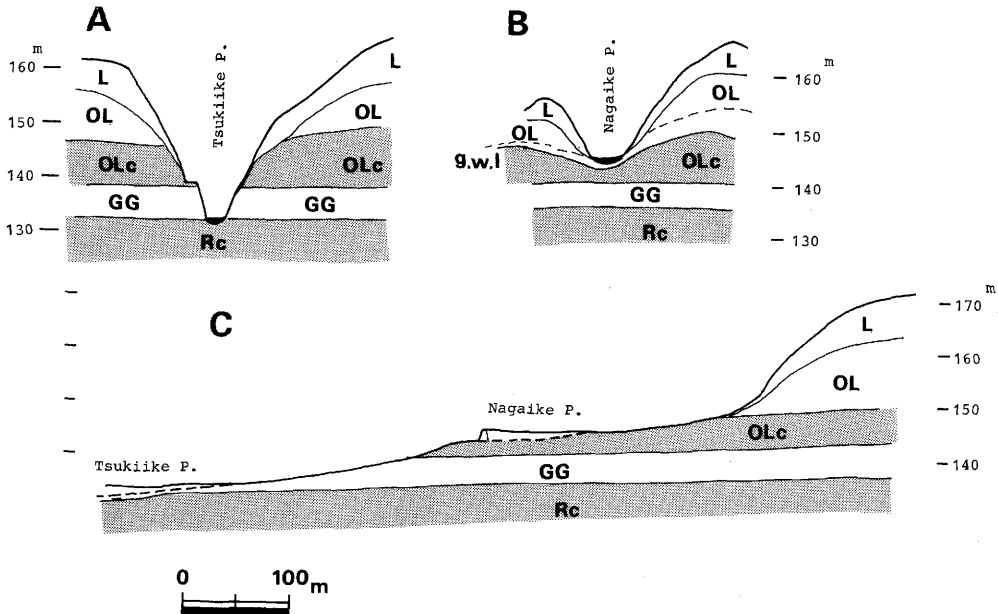
## 2. 別所地区

この地質条件が宇津貫地区と異なるのは、関東ロー層が厚く堆積していることである。このため、水流が連光寺層を切って流れるようになるのは築池より下流であり、築池は連光寺層(Rc層)を難透水層<sup>6)</sup>として、その上に築造されている(第8図A)。また長池は粘土化が進んだ古期ロー層下部層<sup>7)</sup>の上に築造されている。



第7図 宇津貫地区B谷頭の地形・地質断面

cs 頂部斜面 hw 谷頭急斜面 ht 谷頭緩斜面 hh 谷頭凹地 hf 谷頭平底  
us 上部谷壁斜面 ls 下部谷壁斜面 Lm 新期ロー層 GG 御殿峠礫層



第8図 別所地区長池周辺の地形・地質断面

L 新期ローム層 OL 古期ローム層 OLc 粘土化の進んだ古期ローム層 GG 御殿峠礫層  
Rc 連光寺層(泥層)

虫明ほか(1979)によれば、別所地区における河川流出に關与する滯水層の分布域は、連光寺層(Rc)との位置關係によって異なり、1) 古期ローム層下部層上のもの、2) 連光寺層上面すべてから流出するもの、3) 1)・2) の中間的な性質をもつものの三つに分けることができると考えられている。また各地下水は、滯水層の広がりや地下水流出量が異なり、それによって冬季渇水期の河川流出が決定されることが指摘されている。

このような指摘は平常時の谷頭における水の湧出にもあてはまる。長池より上流には明瞭な湧水は認められなかったが、谷頭凹地ないしは谷頭平底では湿地となっているところが多くみられる。このことは古期ローム層下部層の上面に滯水する地下水が地形との關係で地表に表れているものの、滯水層の規模が小さく流出量が少ないために、明瞭な湧水を形成しないためと考えられる。なお長池を涵養している水は電気探査や地下水観測井などから得られた推定地下水位(虫明ほか、1978)から判断して、関東

ローム層中の古期ローム層下部を難透水層とした地下水によるものと考えられる。

長池より上流では、谷頭凹地が全般的に緩やかであり、第5図に示したように谷頭平底へ漸移的に移行する。地層分布との關係をみると、谷頭平底の性格の強い緩傾斜な斜面単位は、谷底に古期ローム層下部があらわれたところから始まる(第8図C)。また、長池の右岸にみられる溪岸崩壊は、その頂部の高度が大体155-160mであり推定地下水位の高度と一致している。

## V. 丘腹斜面における斜面単位と地質の關係

谷頭部における斜面単位と地質の關係をもとに、この章では宇津貫地区をとりあげ、小地形レベルでみた丘腹斜面上にみられる谷頭斜面と地層分布の關係について検討する。先にのべたように谷頭斜面は第3図では1次谷として表してあり、2次谷以上の谷に直接合流する。

第9図に流域内を北にのびる尾根沿いにとった地

形・地質断面を示す。またこの図には谷頭斜面の位置を尾根沿いに投影して記入した。

宇津貫地区では谷頭斜面の頭部は必ずしも尾根直下に揃っているわけではない。谷頭斜面の出現位置は、地層分布との関係によって以下の四つに区分できる。

- 1) 尾根直下の新期ローム層に頭部をもつもの。
- 2) 御殿峠礫層ないしは Kg 1 層に頭部をもつもの。
- 3) Ks 3 層に頭部をもつもの。
- 4) Ks 4 層に頭部をもつもの。

このうち 1) と 2) は谷頭斜面の大半を占めるが、それぞれ難透水層である古期ローム層や Km 1 層・Km 2 層との境界付近に、また 3) の場合は Ks 3 層全体に、4) では Ks 4 層の上部に頭部を持つことが多い。

先にのべたように古期ローム層および Km 層は難透水層であり、谷頭斜面の頭部がこれらの地層の上面に集中していることは、谷頭斜面の形成が地層分布に支配された地下水の動きに影響をうけていることを示唆している。とりわけ、湧水がほとんどみられない丘腹斜面上の谷頭斜面においても、頭部の位置が地質条件に規定されていることは注目すべきであろう。

## VI. 丘陵斜面の分布および発達に関わる地質の影響

前章までで小地形—微地形スケールでみた斜面単位のうち、凹型の断面を呈する谷頭の斜面単位の分布が、滞水層か難透水層であるかといった地層の分布と関係があることが明らかになった。

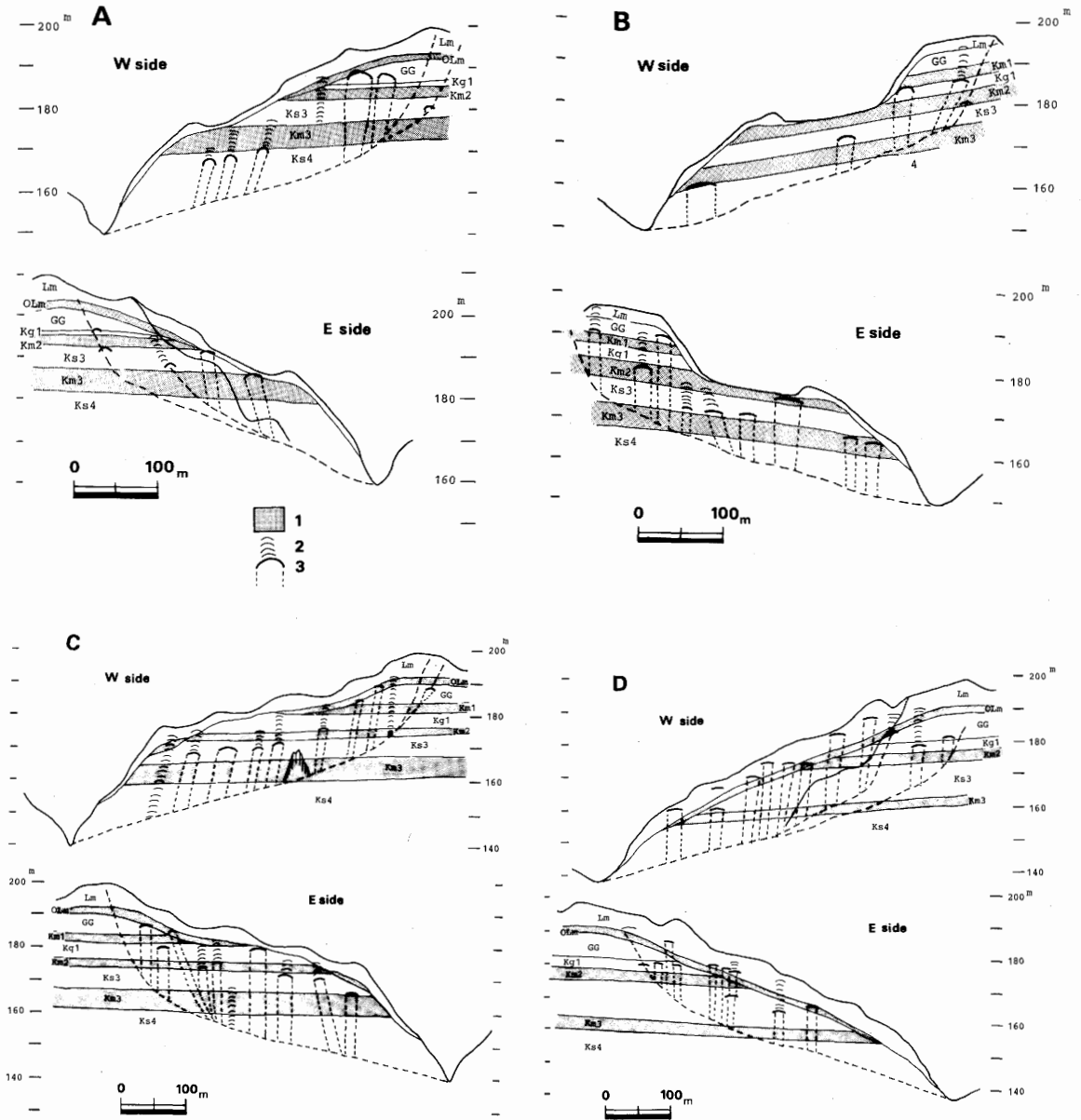
ところで宇津貫地区の谷頭部の斜面構成は、田村(1974)によって示された模式的なそれとは幾分異なる。田村によれば、尾根から水路の出現位置までの地形配列は、頂部平坦面—頂部斜面—谷頭凹地—谷頭平底という配列をとるのに対して、宇津貫地区で

は頂部斜面と谷頭凹地の間に谷頭急斜面—谷頭緩斜面という斜面単位が加わっている(第7図)。このように宇津貫地区の谷頭は、谷頭急斜面によって囲まれた、かつての大きな谷頭の中に、現在の谷頭凹地が形成されているといった二重構造になっている。

谷頭緩斜面では火山灰を母材とした土層の比較的に厚い淡色黒ボク土が広がっており、現在活発な侵食が起こっているとは言い難い。また背後の谷頭急斜面には表層崩壊の跡がみられ(第4図A谷頭)、谷頭緩斜面上には崩落物質による舌状の地形がみられることも多い。しかし、これらのマス・ムーブメントは小規模であり、谷頭部を取りまく連続した谷頭急斜面を一時期に形成するような営力とは考え難い。

そうとすれば、本流域では谷頭の概形を作るような営力が働き、そこに現在見られるような谷頭凹地が侵入していったとみるべきである。谷頭緩斜面は御殿峠礫層を切って形成されており、また谷頭緩斜面の分布や地形地質断面から判断して、その営力として Km2 層の上面(御殿峠礫層の基底)をすべり面として発生した地すべりが考えられる。この地すべりは  $10^4 \text{ m}^3$  オーダーの規模と推定され、またその運動には御殿峠礫層や関東ローム層中の地下水が強い影響を与えたと考えられる。谷頭凹地の形成は、その地形から判断して同様に崩壊に起因するものと考えられるが、規模は小さく、その体積は  $10^2 \text{ m}^3$  オーダーである。この谷頭凹地を形成した崩壊は、滞水層(Ks層・Kg層)と難透水層(Km層)の境をすべり面としているようである。

仙台周辺の丘陵地で行われた谷頭の形態分類(宮城, 1979)をこの地域にあてはめると、宇津貫地区の谷頭は大半が杓子型谷頭に当たる。なお宇津貫地区および別所地区では、TP(東京軽石層)が頂部平坦面と頂部斜面上でみられ、これら両斜面単位の形成時期がその降灰以前にさかのぼることは明らかである。しかし谷頭の形成がいつ行われたのかという資料は今回の調査では得られなかった。この問題に



第9図 宇津貫地区の地形・地質新面

1. 難透水層 2. 浅開析谷 3. 谷頭斜面 Lm 新期ローム層 OLm 古期ローム層  
GG 御殿峠礫層

関しては、単に谷頭の発達のみならず御殿峠礫層堆積後の丘陵の地形発達や環境の変遷も含め、幅広く検討をおこなっていく必要がある。

なお丘陵斜面上にみられる谷頭斜面は塚本(1973)によるO次谷(山ひだ)に相当する。このような谷

頭斜面の発生には二つの出来方が考えられる。第1は丘腹斜面上で表層崩壊が起こるという考えであり、第2は第5図Cの西斜面にみられるような溪岸崩壊が成長するという考えである。

前者の形成は、豪雨による表層崩壊に起因するも

のと考えられている。丘腹斜面では、豪雨時に表流水や土壌中を流れる中間流などが集中し、パイプ流や復帰流が誘発された結果、表層崩壊が発生すると考えられている。そうだとすれば、表層崩壊により形成されたと考えられる谷頭斜面の頭部の位置が、これらの水の動きに強く影響を受けるのは当然といえる。宇津貫地区でみられるように、谷頭斜面の頭部が難透水層の上面の高度に揃うことは、豪雨時におけるパイプの形成に地下水からの流出も影響を及ぼしていることを示唆している。表層崩壊の発生の地形条件としては、一般に傾斜の増大、軟弱な土層の発達および集水性の増加があげられており(奥西, 1981), さらに表層崩壊発生位置との関連で遷急線が注目されてきた(竹下, 1971; 江川ほか, 1976)。これに加えて、本稿で述べたような地質の影響も注目する必要があるのではないだろうか。

後者の考え方は、水流による斜面基部の物質除去により斜面物質が不安定となり崩壊が起こるというものである。しかしその誘因として、ここでも水の影響は無視できない。宇津貫地区でみられる溪岸崩壊の頭部の位置はKs3層の下部にあることが多い。溪岸崩壊の発生位置は、別所地区の長池右岸にみられるのと同様、難透水層(Km3層)によって規制された地下水の浸出位置とよく対応している。

多摩丘陵の他の流域における水文学的研究(田中ほか, 1982)によれば、豪雨時に発生するパイプの位置はある一定の高度に揃い、その高度は御殿峠礫層と連光寺層の境界高度にほぼ一致する。このことは、豪雨時におけるパイプの形成に、単に土壌中の中間流の動きだけでなく地下水からの流出もパイプの発生位置に強い影響を与えているものと考えられる。さらにこうした関係が明確になれば、谷頭斜面の頭部の位置から、滞水層や難透水層の位置を推定することも可能となろう。

なお、本稿で述べたような地層の分布に支配された地下水の動きは、小地形レベルにおける谷頭斜面

の形成に対して重要な役割を果たしている。だが谷頭斜面の中での微地形の分布やその形成を、このような地下水との関係だけから論じることは難しい。微地形の形成に対しては、従来の研究で指摘された地表流や中間流などの果たす役割が重要である。しかし地表流や中間流などの動きに対し、その概形を規定するという意味で、地質条件に規制された地下水の分布のもつ役割は大きい。

## VII. まとめ

本稿では多摩丘陵西部の小流域を例に、斜面地形と水循環を規定する地質条件の関係を検討した。その結果をまとめると次のようである。

1) 多摩丘陵宇津貫地区・別所地区の谷地形を田村(1974)が示した手法によって分類した。分類された各斜面単位、特に地表水による営力の影響を強く受ける斜面単位である谷頭凹地、谷頭平底、谷底面などの分布は、丘陵を構成する地層の分布に規制された地下水の動きと密接な関係がある。なお宇津貫地区では、まず谷頭の概形を作る大規模な地すべりが起こり、さらにその中に谷頭凹地を作るような崩壊が発生して、現在見られるような二重構造をもつ谷頭が形成されたと考えられる。

2) 丘腹斜面上に分布する谷頭斜面の頭部の位置も、難透水層となる粘土質の地層の上面に揃うことが多い。これらの谷頭斜面は表層崩壊によって形成されたと考えられるが、その機構として、従来考えられていた土壌中の水の動きが復帰流になり地表流が発生することに加え、地層分布に規制された地下水の動きも重要な役割を果たしていると考えられる。

3) 表層崩壊が起こる地形条件の予測や、谷頭部の各斜面単位の地形発達史的な位置付けについては資料が不足しており、本稿では十分に論じることが出来なかった。この問題については、さらに調査を進めたい。

## 謝 辞

本研究を進めるにあたり、地質に関する資料を提供していただいた住宅都市整備公団南多摩開発局、有益な示唆をいただいた田村俊和(東北大・教養部)、松井 健(地域開発コンサルタンツ)、虫明功臣(東大・生産技研)、岡崎正規(東京農工大・農学部)の各氏、および現地調査に協力いただいた磯谷達宏君(都立大・院)に深く感謝いたします。なお本稿の一部は、武内が東北地理学会 1984 年春期大会において発表した。

(1985 年 12 月 13 日受理)

## 注

- 1) このような地質条件に規制された地形は組織地形とよばれている。
- 2) もとは三浦層群に層するとされていたが、その後の研究により房総半島に分布する上総層群に対比されるようになった。
- 3) 各斜面単位の名称は武内ほか(1982)によった。
- 4) 別所地区では、古期ローム層上部に TP(東京軽石層)が挟んでいるので、古期ローム層は武蔵野ローム層以下に対比される。
- 5) 各斜面単位の名称は Tamura (1969) によった。
- 6) 透水係数は  $10^{-7}$  cm/sec 以下である(虫明ほか, 1979)。
- 7) 透水係数は  $10^{-6}$  cm/sec 以下である(虫明ほか, 1978)。

## 文 献

- Darlymple, J.B., Blong, R.J. and Conacher, A.J. (1968): A hypothetical nine unit landsurface model. *Zeitschr. Geomorph.* **12**, 60-76.
- 江川良武・庄司 浩・星埜由尚・星野 実(1976): 航空写真による崩壊調査法. 国土地理院.
- Hack, J.T. and Goodlett, J.C. (1960): Geomorphology and forest ecology of a mountain region in the central Appalachians. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 347.
- 羽田野誠一(1974): 崩壊性地形(その 2). 土と基礎, **22**, 85-93.
- 羽鳥謙三・寿円晋吾(1958): 関東盆地西縁の第四紀地史(I), (II). 地質雑, **64**, 181-194, 232-249.
- 関東第四紀研究会(1970): 南関東の下部更新統——多摩丘陵の三浦層群について——. 第四紀研究, **9**, 93-100.
- 宮城豊彦(1979): 仙台周辺の丘陵地における崩壊による谷の発達過程. 地理評, **52**, 219-232.
- 守屋以智雄(1972): 崩壊地形を最小単位とした山地斜面の地形分類と地形発達. 地理予, **2**, 168-169.
- 虫明功臣・安藤義久・村上雅博・小池雅洋・大矢哲朗(1978): 多摩丘陵への試験流域の設置とその水文地質構造. 生産研究, **30**, 432-435.
- 虫明功臣・安藤義久・小池雅洋(1979): 河川の低水時流量の地域的偏在とその要因(2). 生産研究, **31**, 667-670.
- Nakagawa, H. (1960): On the cuesta topography of the Boso Peninsula, Chiba Prefecture, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ. 2nd. Ser. (Geol.)*, Spec. Vol. **4**, 385-391.
- 奥西一夫(1981): 崩壊・土石流と地形. 武居有恒編: 地すべり・崩壊・土石流. 鹿島出版会, 231-262.
- 新藤静夫(1984): 丘陵地谷頭部斜面の水文地形区分とその諸特性. 地理予, **25**, 90-91.
- Suzuki, T., Tokunaga, E., Noda, H., Arakawa, H., (1985): Effects of rock strength and permeability on hill morphology. *Trans. Jap. Geomorph. Union*, **6**, 101-130.
- 竹下敬司・中島康博(1960): 斜面の微地形と土壌に関する 2, 3 の考察. ベドロジスト, **4**, 68-78.
- 竹下敬司(1971): 北九州市門司・小倉地域における山地崩壊の予知とその立地解析. 福岡県林業試験場.
- 武内和彦・田村俊和・宮城康一(1982): 父島・八瀬川流域の現存植生とその成立環境. 小笠原研究, **6**, 1-34.
- Tamura, T. (1969): A series of microlandform units composing valley-heads in the hills near Sendai. *Sci. Rep. Tohoku Univ. 7th. Ser. (Geogr.)*, **19**, 111-127.
- 田村俊和(1974): 谷頭部の微地形構成. 東北地理, **26**, 189-199.
- Tamura, T. (1980): Multiscale landform classification study in the hills of Japan (I). *Sci. Rep. Tohoku Univ. 7th. Ser. (Geogr.)*, **30**, 1-19.
- Tamura, T. (1981): Multiscale landform classification study in the hills of Japan (II). *Sci. Rep. Tohoku Univ. 7th. Ser. (Geogr.)*, **31**, 85-154.
- 田中 正・安原正也・酒井 均(1982): 丘陵地源流域

における流出現象と地中水の挙動。京都大学防災  
研究所年報，25，B-2，181-193.

塚本良則(1973)：侵食谷の発達様式に関する研究(1).  
新砂防，87，4-13.

## **Slope Morphology Controlled by Hydro-Geological Conditions in the Western Part of the Tama Hills, West of Tokyo**

**Shuichiro YOSHINAGA and Kazuhiko TAKEUCHI**

The Tama Hills, located in the western edge of the Kanto Plain, are mainly composed of semi- or unconsolidated shallow marine sediments of Plio-Pleistocene age, which, named the Kazusa Group, consist of several clay-silt, sand and gravel beds. On the hilltop gentle slopes in the western part of the Tama Hills, the mid-Pleistocene Gotentoge Gravel Bed rests unconformably upon the Kazusa Group. And the Hills are covered with airborne tephra named the Kanto Loam. The lower part of the Kanto Loam is full-weathered and rich in clay.

The purpose of the present study is to clarify the distribution and formation of detailed- to micro-scale landforms composing small tributary basins, in connection with the hydro-geologic conditions in the western part of the Tama Hills.

In valley-head areas, head hollow and head floor defined by Tamura (1974) are distributed and their location seems to be controlled by the hydro-geologic conditions. The maximum height of each head hollow and the position of springlet correspond well to the height of bedding plane of clay-silt bed in the Kazusa Group or the lower part of the Kanto Loam, both of which have less permeability. Head floor develops on the surface of less-permeable beds. Because of the less permeability, surface and sub-surface flow often occurs and marsh is sometimes formed on this slope unit.

Locations of valley-head slopes on the hillsides are also affected by the distribution of less-permeable beds. Here the development of the slopes seems to have been initiated by the landslides. Present head hollows were formed by slide-type failure. Each mass movement occurs along the bedding plane upon the less-permeable beds.

Valley-head slopes are considered to have been formed by surface failures occurred during heavy storms. In addition to the occurrence of pipeflow and returnflow which are also related to hydro-geologic conditions, groundwater itself seems to play an important role in landforming process accompanied by surface failure.

It is concluded that the distribution and formation of slope units in the Tama Hills are strongly controlled by the hydro-geologic conditions.