

秋川流域・加住丘陵の土柱の
形成と保全研究

1986年

清水長正
明治大学大学院生

目 次

I 調査研究の目的・実施内容・今後予想される効果	1
1 調査研究の目的	1
2 調査研究の実施内容	1
3 今後予想される効果	1
II 加住丘陵の位置および地形・地質の概観	3
III 加住丘陵の地形	7
1 地形分類図	7
2 加住丘陵の悪地地形	9
IV 六枚屏風の形成	14
1 土柱分布	14
2 六枚屏風の位置および形状	14
3 六枚屏風の地質	17
4 土柱とシルト層の関係	18
5 削剥プロセス	19
6 六枚屏風の形成時期	24
V 人工改変地の推移と土柱の保全	25
VI 結 論	27
引用文献	28

図版目次

写 真 1 六枚屏風の全景	14
写 真 2 台風6号による六枚屏風北東側人工法面からの崩壊土砂の押し出し	25
第 1 図 加住丘陵の位置	3
第 2 図 国土地理院発行5万分の1地形図「青梅」(昭和34年)より加住丘陵全図	4
第 3 図 加住丘陵の谷埋め等高線および地質分布図	5
第 4 図 加住北丘陵の地質縦断面図	6
第 5 図 Tamura (1981)による加住丘陵西部宇津木地区の微地形分類図	7
第 6 図 加住丘陵の横断面図	10
第 7 図 一ノ谷・二ノ谷・三ノ谷の縦断面図	11

第 8 図	加住丘陵北西部の地形図と秋川左岸の段丘面区分図	12
第 9 図	谷地川の横断面図	13
第 10 図	加住丘陵の土柱位置図	15
第 11 図	六枚屏風実測図	16
第 12 図	シルト層の模式断面と礫層・シルト層の硬度比較	17
第 13 図	シルト層の粒度分析結果	18
第 14 図	土柱とシルト層の関係	19
第 15 図	六枚屏風付近の秋川の旧流路復元図	20
第 16 図	昭和 60 年 7 月 1 日台風 6 号時の崩壊分布図	22
第 17 図	昭和 61 年 3 月 23 日降雪直後の崩壊分布図	23
第 18 図	六枚屏風と段丘の高度比較断面図	24
第 19 図	加住丘陵における人工改変地の変遷	26
折り込み付図	加住丘陵の地形分類図	巻末

I 調査研究の目的・実施内容・今後予想される効果

1 調査研究の目的

秋川市引田の秋川右岸に存在する土柱「六枚屏風」（東京都指定天然記念物）は景観上特異な地形であるが、従来その形成過程については全く調査されていなかった。また、六枚屏風を含む加住丘陵内の同様な土柱の分布も明らかになっていない。

この調査・研究の目的の第一は、秋川の六枚屏風を中心とした加住丘陵の土柱について、分布・形状・地層の状態等を調査し、その形成過程を明らかにすることである。目的の第二は、土柱を形成した侵食作用を検討し、最近急増した造成地の問題とからめて丘陵地の急斜面の保全について考察することである。

2 調査・研究の実施内容

調査・研究にあたって実施した内容は主に以下のとおりである。

- 1) 地形分類図の作成；空中写真判読と一部現地での地形および堆積物調査によって加住丘陵の地形を検討し、1万分の1地形分類図を作成した。
- 2) 加住丘陵横断面図の作成；1万分の1地形図と現地での堆積物調査によって丘陵横断面図を作成した。
- 3) 一ノ谷・二ノ谷・三ノ谷の縦断面図の作成；2千5百分の1地形図によってこれらの谷の縦断面図を作成し、さらに秋川対岸の段丘面高度から過去の縦断面を復元した。
- 4) 土柱分布図の作成；空中写真判読と一部現地調査によって加住丘陵内の土柱分布図を作成した。
- 5) 六枚屏風実測図の作成；平板測量によって5百分の1六枚屏風実測図を作成した。さらに1961年の空中写真を判読して、その実測図に秋川の旧流路を移写した図を作成した。
- 6) 六枚屏風の地質調査；六枚屏風を構成する礫層とシルト層の岩相を調査した。シルト層については粒度分析・鉱物分析を行った。また、礫層とシルト層の固結度について硬度計を用いて計測した。
- 7) 六枚屏風の発達過程の検討；土柱の頂部とシルト層との関係から土柱の発達過程を検討した。
- 8) 豪雨時と降雪直後の検討；台風通過直後と降雪直後の六枚屏風付近の崩壊を調査し、土柱を形成した削剝プロセスについて検討した。
- 9) 六枚屏風と段丘の高度比較図の作成；六枚屏風と秋川対岸の段丘を結んだ断面図を作成し、六枚屏風の形成時期を考察した。
- 10) 人工改変地変遷図の作成；地形図、空中写真を利用し、昭和25年頃、昭和36年、昭和58年のそれぞれの年の人工改変地分布図を作成した。

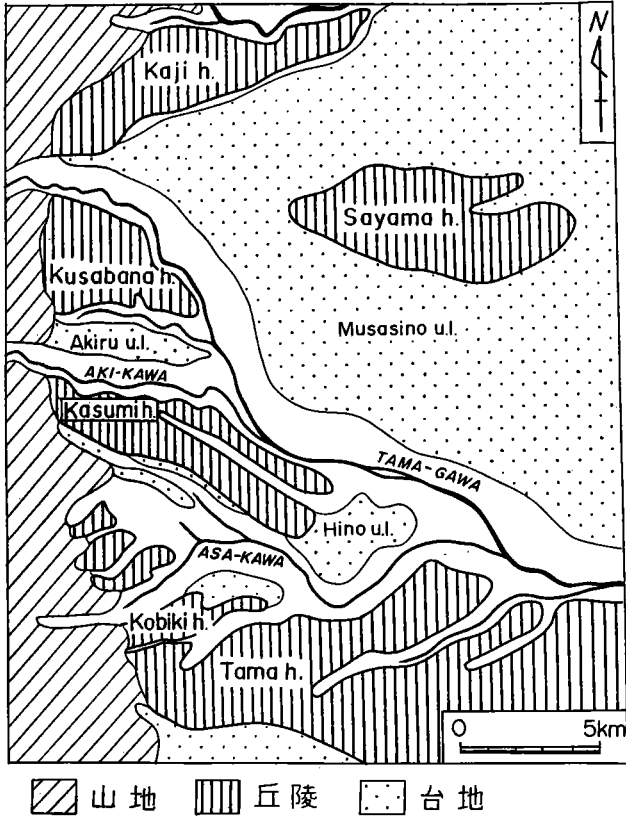
3 今後予想される効果

土柱そのものは、国内では比較的珍しい地形であり、自然景観上では特異で貴重なものと言える。したがって、加住丘陵における土柱の分布とその地形を調査することは、丘陵地の造成などから土柱を保全するための基礎資料になる。また、観光上の景観的資源の認識にも役立つ。さらに、土柱の形成過程を調

査することによって、現在における丘陵地急崖部の侵食作用およびその条件がある程度は理解され、崩壊・落石等の防災上の資料となるであろう。

Ⅱ 加住丘陵の位置および地形・地質の概観

関東平野の西部の多摩川流域には、加治丘陵、狭山丘陵、草花丘陵、加住丘陵、小比企丘陵、多摩丘陵



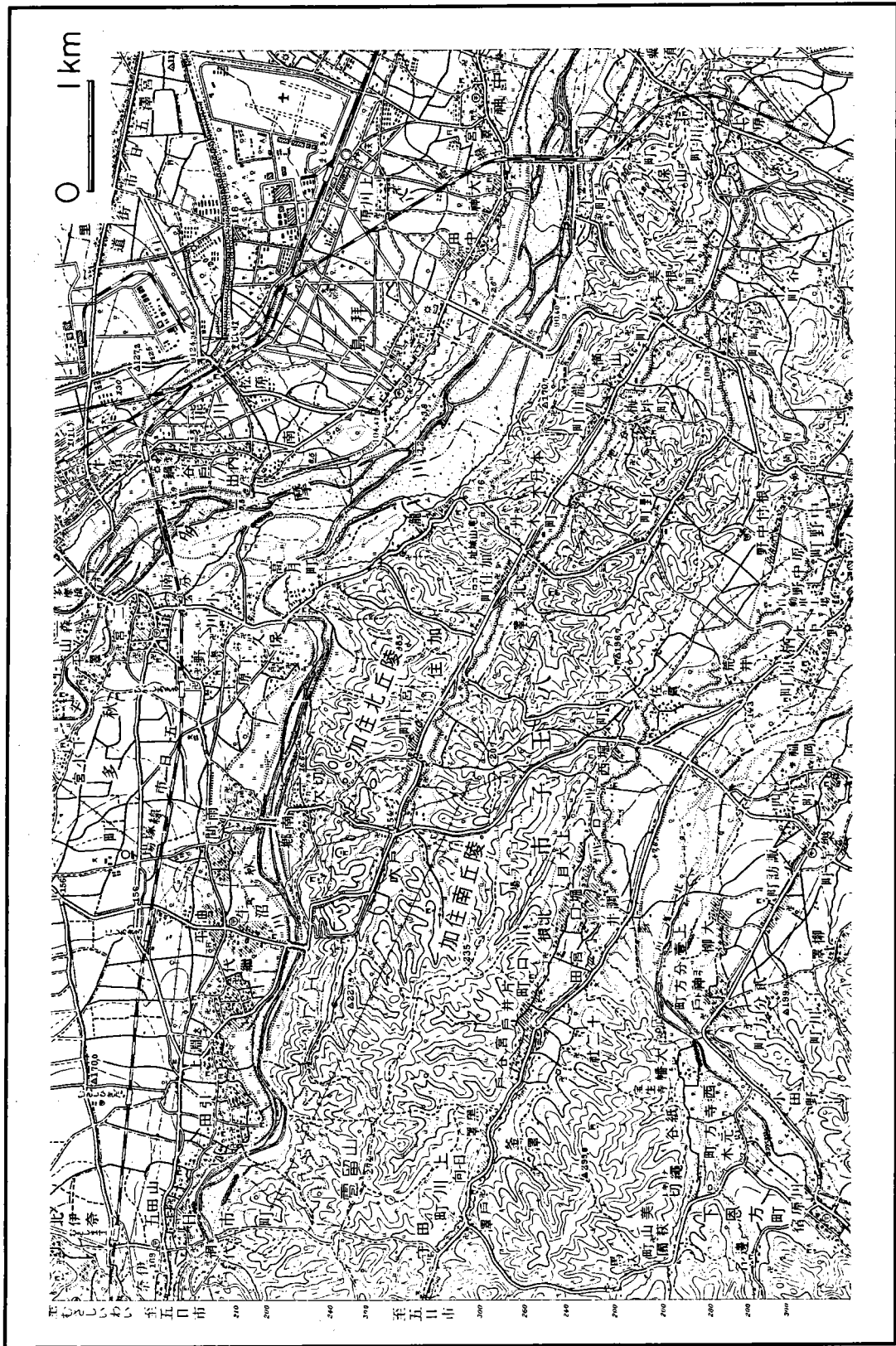
第1図 加住丘陵の位置

などの丘陵が分布する(第1図)。このうち狭山丘陵を除けば、これらの丘陵は全て関東山地と接している。これらは、新第三紀から更新世前・中期にかけての地層で構成されること、主稜線の高さがよくそろっていること、などで特徴づけられる。

加住丘陵は、北側が秋川と多摩川に、南側が川口川と浅川に境され、西側が関東山地に、東側が日野台地に接している。西北西-東南東に約11kmのやや細長い広がりを見せ、中央部には同じく西北西-東南東方向に谷地川が流れている。この谷地川を境として、北部が加住北丘陵、南部が加住南丘陵と区分されている(第2図)。

第3図には加住丘陵の巾500m以下の谷を埋めた状態の等高線を20mごとに示した。丘陵地内の最高峰は西部のひょうどめ菑留山274mで、東部の滝山城跡では170m前後と低くなる。加住丘陵はこのように西から東へ15%ほどの勾配で稜線高度が漸次低下している。北丘陵と南丘陵の稜線高度を比較すると、南丘陵の方が北丘陵より全般に20~30mほど高い。

以上に述べたような加住丘陵の地形配列および高度分布は、関東平野の第四紀を通じての隆起・沈降



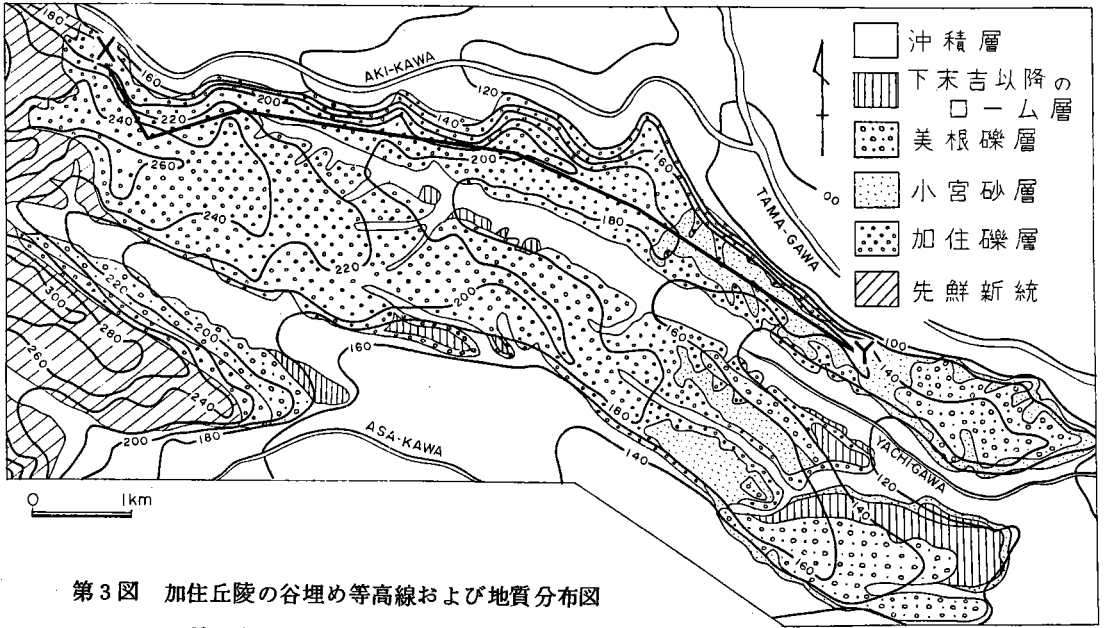
第2図 国土地理院5万分の1地形図「青梅」(昭和34年)より加住丘陵全図

(第四紀地殻変動研究グループ、1969)の地域的なスケールでの影響と思われるが、今のところ具体的な資料はない。

丘陵周辺の秋川、多摩川、川口川、浅川および丘陵内の谷地川沿いには数段の河岸段丘が分布する。段丘の遺物かどうか不明な丘陵頂部の多摩面を除けば、これらは下末吉面、立川面、完新世段丘面に大別される。しかしそれぞれ個々の段丘面の対比については、十分な検討がなされていない。丘陵東縁に接する日野台地は従来から下末吉面に対比されていたが、町田(1984)によれば礫層直上のPm-Iの存在から成増面に対比されることが述べられている。

加住丘陵の地質については、羽鳥・寿円(1958)、藤本ほか(1962)、倉川・間島(1982)などの研究がある。以下にそれらの要約を述べる。

加住丘陵を構成する主な地層は、加住礫層、小宮砂層、美根礫層で、これらは基盤の小仏層群・五日市第三紀層を不整合におおっている。分布は第3図のとうりで、西から東へ加住礫層、小宮砂層、美根礫層

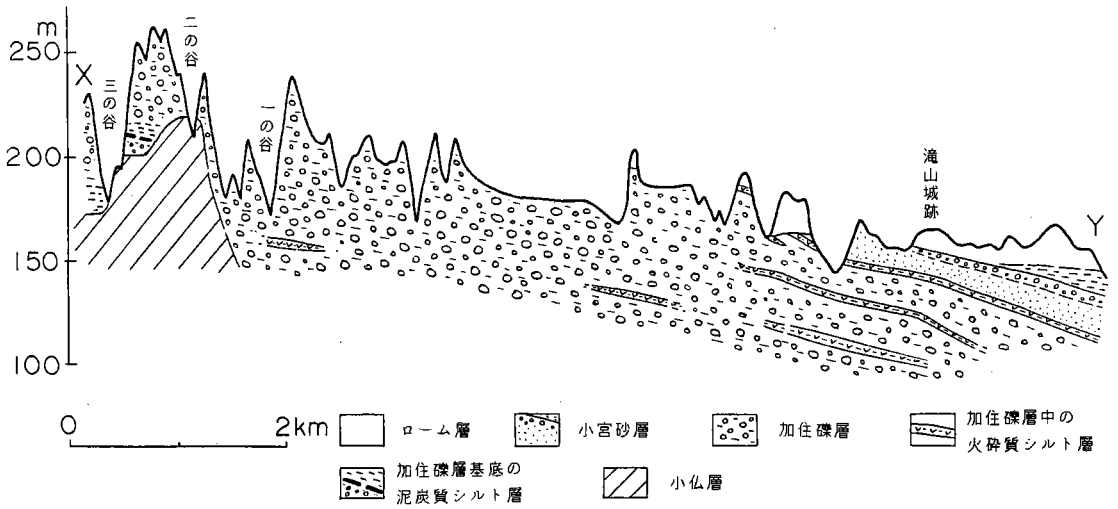


第3図 加住丘陵の谷地め等高線および地質分布図
地質分布は藤本ほか(1962)を多少改変

の順で露出する。層序も下位からこれと同じ順で、加住礫層と小宮砂層は整合、小宮砂層と美根礫層は不整合とされている。

加住礫層は、加住丘陵のかなりの部分を構成する地層で、主に大礫サイズの亜円礫～円礫と砂・シルトからなる。礫種は、砂岩・硬砂岩・チャートを主体とし、珪岩・粘板岩・礫岩・石英内緑岩・千枚岩などが混在するもので、一般に礫の風化が進んでいる。分級は不良で、固結度は高い。最大層厚は150m以上で、全体として北東側へ2～4°ほど傾斜している。

加住礫層中には、厚さ1～3m程度の火砕質シルト層が数枚挟在する(第4図)。倉川・間島は、これらのうち4枚を層相・鉱物組成などから識別した。



第4図 加住北丘陵の地質断面図

第3図のX-Y断面，倉川・間島（1982）原図を簡略化

加住礫層最下部には第三紀型の大型植物化石を多産する泥炭質シルト層が存在し、同じ層準からステゴドンの化石が産出している。また、丘陵中央部の加住礫層上部からは第四紀型の植物化石が産出している。

加住礫層は、岩相・分布などから多摩丘陵の寺田砂泥互層・大矢部砂礫泥層に対比され、堆積年代は第三紀鮮新世とされていたが、これら植物化石の産出から、この堆積年代は礫層上部で第四紀更新世まで新くなる可能性がある（倉川・間島、1982）。

小宮砂層は、滝山城跡付近を中心とする加住丘陵東部に分布する細～粗砂層で、北東ないし北北東へ約 2° 傾斜している。最大層厚は38m以上で、岩相から上下2層に区分され、上部層の基底部には厚さ2～4mほどの礫層が存在する。この礫層は中・大礫サイズの亜円礫からなっている。

美根礫層は、国道16号以東の加住丘陵最東部に分布する地層で、層厚は15mである。層相は、上部の粘土質砂層と、下部の小礫～大礫サイズの亜円礫～円礫からなる礫層とに区分される。この礫層は、加住礫層と比べて、固結度が低く、礫が比較的未風化で、石英閃緑岩や千枚岩の礫が混在しないことなどの点で異っている。また、小宮砂層中の礫層に比べて、礫が粗粒で円磨度が低く、未固結の泥岩・砂岩の角礫を含むことなどの点で異っている。

美根礫層は従来多摩II面の構成層とされていたが、最近、礫層直上に多摩ローム層中のニセツ組軽石が確認され、多摩I面を構成する御殿峠礫層に対比される可能性もでてきている（倉川・間島、1982）。

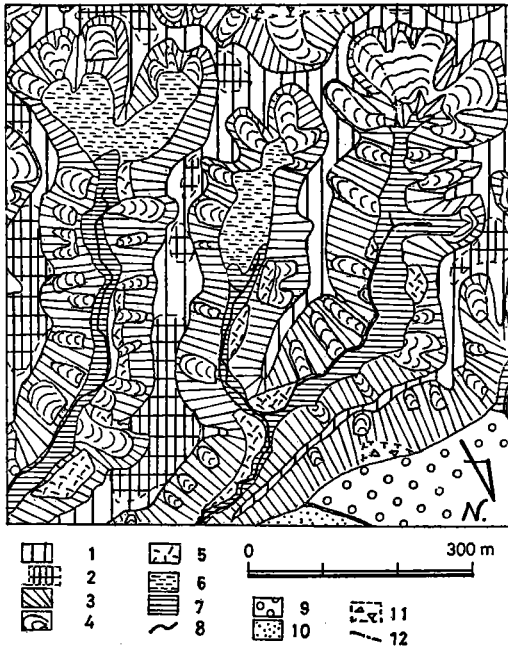
III 加住丘陵の地形

1 地形分類図

加住丘陵の地形分類図としてはこれまでに、国土地理院（1971）の2万5千分の1土地条件図「八王子」、経済企画庁（1972）の5万分の1地形分類図「青梅」、Tamura（1981）の微地形分類図などがある。

土地条件図「八王子」は、丘陵地内を尾根型・谷型・直線型と緩斜・急斜・極急斜とのそれぞれの組み合わせによって機械的に区分したものである。地形分類図「青梅」は、丘陵地内を主に山頂緩斜面と急斜面とに区分したものである。ともに丘陵地の地形を形態として区分したもので、その分類内容のほとんどが成因にまではおよんでいない。

一方、Tamura（1981）の微地形分類は、加住丘陵東部・宇津木地区の650m×650mの範囲を誌面上およそ7千分の1に図化されている（第5図）。この図ではすでに提唱された谷頭部の微地形構成（田村，1974）をもとに、1：頂部斜面、2：頂部平坦面、3：側斜面、4：谷頭凹地と谷頭平滑、5：小段丘



The micro-scale geomorphic map of a few valley-heads in Utsugi area in the Kasumi Hills.

1: Crest slopes, 2: do. (especially flat area), 3: Side slopes, 4: Head hollows and head floors, 5: Small terrace-like gentle slopes, 6: Bottomlands (partially terraced), 7: Bottomlands (proper), 8: Channelway, 9: Terrace surface of the Tama River, 10: Artificially transformed land (Micro-scale landform classification is not made in the areas of 9, 10 and 11).

第5図 Tamura（1981）による加住丘陵東部宇津木地区の地形分類図

状の緩斜面、6：部分的に段丘化した谷底面、7：谷底面、8：水路、9：段丘面、10：人工改変地に区分している。田村（1974）の谷頭部の微地形分類は、単なる形態分類にとどまらず、丘陵地に働くマスマーブメントや流水等の地形形成作用も考察したもので、より地形学的な意味をもっている。

本報告では、これら既存の地形分類図とは別に、空中写真判読と一部現地調査により加住丘陵のほぼ全域の1万分の1地形分類図を作成した(折り込み付図)。

空中写真は、国土地理院発行昭和36年撮影、縮尺約1万2千分の1:KT-61-5、C26-7~15、C27-9~17、C28-13~18の計24枚を使用した。この空中写真を選定した理由は、①終戦直後米軍が撮影した空中写真に比べ画像が鮮明で縮尺がやや大きいこと、②加住丘陵全域が大規模に改変される以前に撮影されたものであること、の2つの条件が比較的満足されていることによる。

空中写真上に判読した地形区分は、昭和36年(1961年)測図東京都発行の1万分の1地形図「秋留」図幅および国土地理院発行昭和41年(1966年)改測の2万5千分の1地形図「拜島」を1万分の1に拡大したものに移写し、それを編集・製図したものが折り込み付図である。

この図の地形分類は、特徴的な形態をもち、かつその成因が明確なものまたはある程度推定できるものを基本として区分した。したがって区分にあっては、地形形態分類図よりも、地形成因分類図の特色を濃くもつように工夫した。区分した地形は、頂部緩斜面、一般開析斜面、谷頭凹地・谷頭平滑斜面、崩壊斜面、崖錐斜面、麓肩面、沖積錐、谷底低地、高位・上位段丘面、中位・下位段丘面、低位段丘面、段丘崖、谷線、河道、人工改変地の16である。

以下に、谷線、河道、人工改変地を除く各地形の特徴について述べる。

頂部緩斜面；稜線頂部の相対的な緩斜面で、一部ではかなり平坦なものもある。丘陵東部の小宮砂層・美根礫層が稜線頂部を構成する地域に顕著に分布する。頂部緩斜面上には一般に厚さ10m以上の火山灰(おそらく多摩ローム層以上)が載っている。頂部緩斜面の高度を連ねた面が、侵食小起伏面なのか、地層の堆積頂面なのかは加住丘陵ではまだわかっていない。いずれにしろそのような地形面の遺物と考えられる。

一般開析斜面；丘陵地内の斜面のうち凸型の稜線と比較的なめらかな形態の斜面とからなる。Tamura(1981)の頂部斜面と側斜面を含めたものにほぼ相当し、吉永・武内(1986)が多摩丘陵西部で細分した脊頂稜線、丘脚・丘腹斜面、丘脚先端斜面などを含む。かつての小起伏面または堆積頂面が侵食されて形成されたことは確かであるが、以下に述べる地すべり、崩壊、崖錐などの地形上の顕著な痕跡は認められず、成因は今のところ不明である。予想としては、比較的長期間内の基岩(加住礫層、小宮砂層、美根礫層)の表層部の風化土層の形成とその流出によって形成されたものとも考えられる。

谷頭凹地・谷頭平滑斜面；平面形が水滴形の浅い凹地および平滑な斜面で、Tamura(1981)の谷頭凹地・谷頭平底にほぼ相当する。このような地形は丘陵地内のかなりの谷頭部で見られる。この地形内ではしばしば湧水が観察され、吉永・武内(1986)によれば、地下水や表流水による地すべりや表層崩壊によって形成されたと考えられている。

崩壊斜面；現在裸地化しているおよそ60°以上の崩壊性急斜面のほか、植生におおわれているが明瞭な崩壊形態が認められる斜面も含める。丘陵北縁の秋川・多摩川沿いに多く分布し、北西部では後述する悪地地形を形成している。裸地化している崩壊斜面では現在でもしばしば表面土砂の崩落等が起り、斜面は徐々に後退している。

崖錐斜面；崩落した礫と土砂が比較的急傾斜(約15°以上)に堆積した斜面で、一般的には崩壊斜面

下部に分布している。

麓屑面；丘麓部の堆積性緩斜面のうち背後の丘陵に顕著な谷が認められないもので、傾斜は $5^{\circ} \sim 15^{\circ}$ 程度である。麓屑面の堆積物は一般に礫が点在する二次堆積の火山灰で、背後の丘陵斜面からの火山灰と基岩から削剝された礫とが匍行して堆積したものと推定される。

沖積錐；背後の丘陵に明瞭な谷が存在し、その谷口を中心とした扇形の平面形をもつ緩斜面である。背後の谷から土石流・洪水流等によって運搬された土砂がシート状に堆積して形成されたものである。丘陵北縁の秋川沿いには複数の沖積錐が接する合流沖積錐が認められる。

谷底低地；谷底に分布する平坦面で、河川の洪水等によってもたらされた土砂が堆積して形成されたものである。沖積低地とも言える。

段丘面；同じく河川沿いの平坦地形であるが、平坦面を形成した後に河川が下刻し段丘化したもの。段丘面の区分については、その分布の高・低と火山灰の関係から明瞭な時代区分がなされているが、ここでは便宜上、高位（多摩面）・上位（下末吉面）、中位（武蔵野面）・下位（立川面・青柳面）、低位（拝島面以下の完新世段丘面）の3つに大別した。

段丘崖；段丘面を河川が下刻し側刻した斜面である。高位・上位段丘面の段丘崖はその比高が大きく一般開析斜面の要素が多いので、河川が直接影響した段丘崖とみなされる下位段丘以下のものを区分した。

2 加住丘陵の悪地地形

折り込み付図の地形分類図から読みとれる加住丘陵の大きな地形的特徴として、丘陵北縁部に崩壊斜面が集中して分布していることがあげられよう。

第6図は折り込み付図のA-Bに沿う加住丘陵の横断面図である。丘陵南側を流れる川口川と丘陵北側を流れる秋川との比高は約30m、丘陵中央部を流れる谷地川と秋川との比高は約60mにもおよび、河川の大小によって河床高度が異なっている。このことから、大きな河川ほど下刻が著しく、また同時に下刻にとまらぬ側刻も急激に進行したことが推定される。

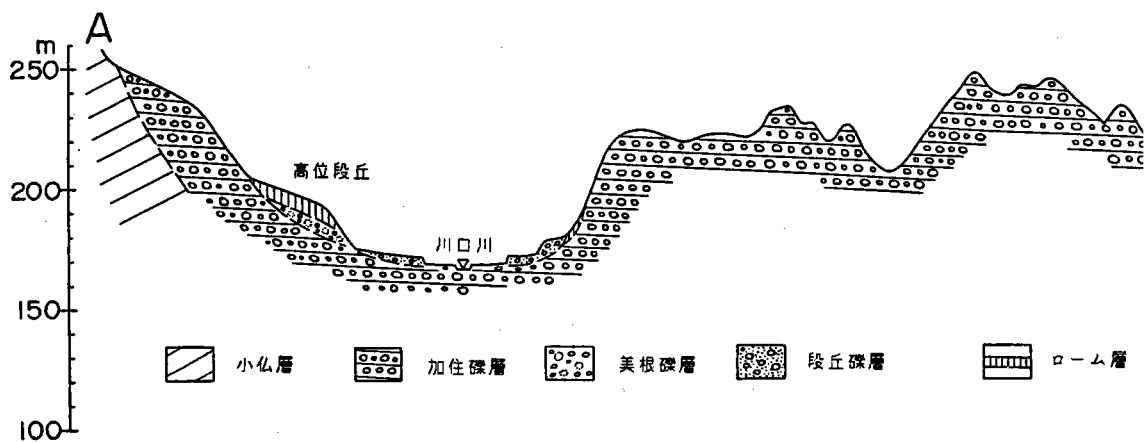
崩壊斜面の分布のうち丘陵北東縁の多摩川に面する部分では、北西-南東方向の多摩川の流路と崩壊斜面の走向が平行的である。また、丘陵北縁の秋川に面する部分では、東-西方向の秋川に対し直交~斜交する方向の支谷の両岸に崩壊斜面が分布する。このような崩壊斜面の向きから、丘陵北東面では主に多摩川の側刻によって、丘陵北面では秋川の支谷の下刻によって、崩壊斜面の形成が促されたと推定される。

丘陵北西部の一ノ谷・二ノ谷・三ノ谷周辺は特に崩壊斜面が集中している。その稜線は、隣接する谷の崩壊斜面どうしがせり合って急峻なヤセ尾根を形成しているところもある。このような場所は一般的に悪地地形Badlandと呼ばれている。

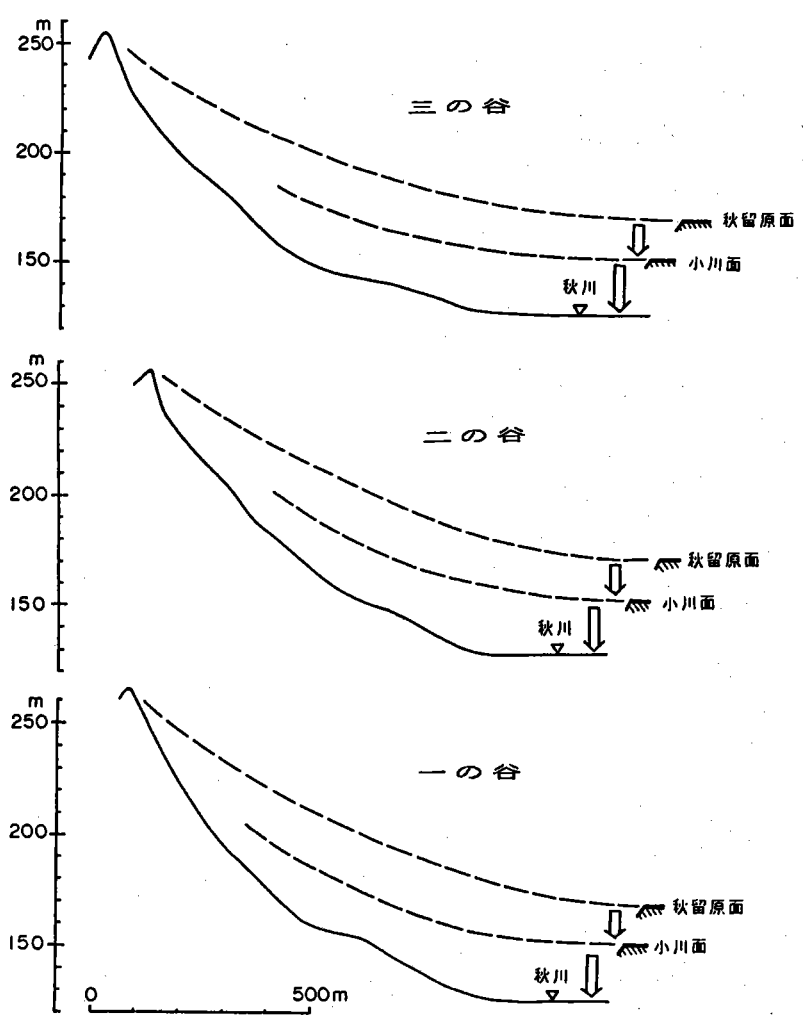
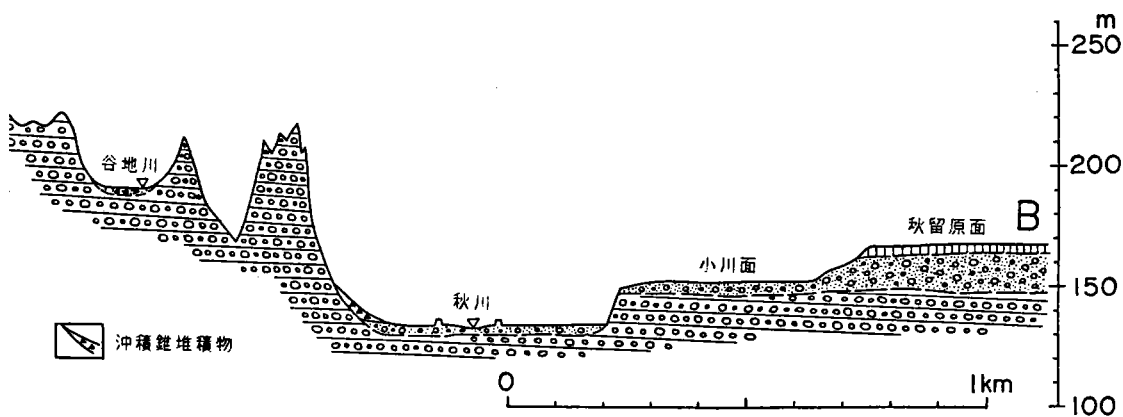
一ノ谷・二ノ谷・三ノ谷周辺の悪地地形は、それぞれの谷の下刻によって形成されたことを推定したが、次にそれぞれの谷の縦断面形からその事実を考察してみよう。

第7図は一ノ谷・二ノ谷・三ノ谷の河床縦断面型を示したものである。いずれも標高150m付近に若干の遷急点があるが、全体に上流部で急、下流部にゆるにしたがって緩になる下降型の縦断面形を示す。

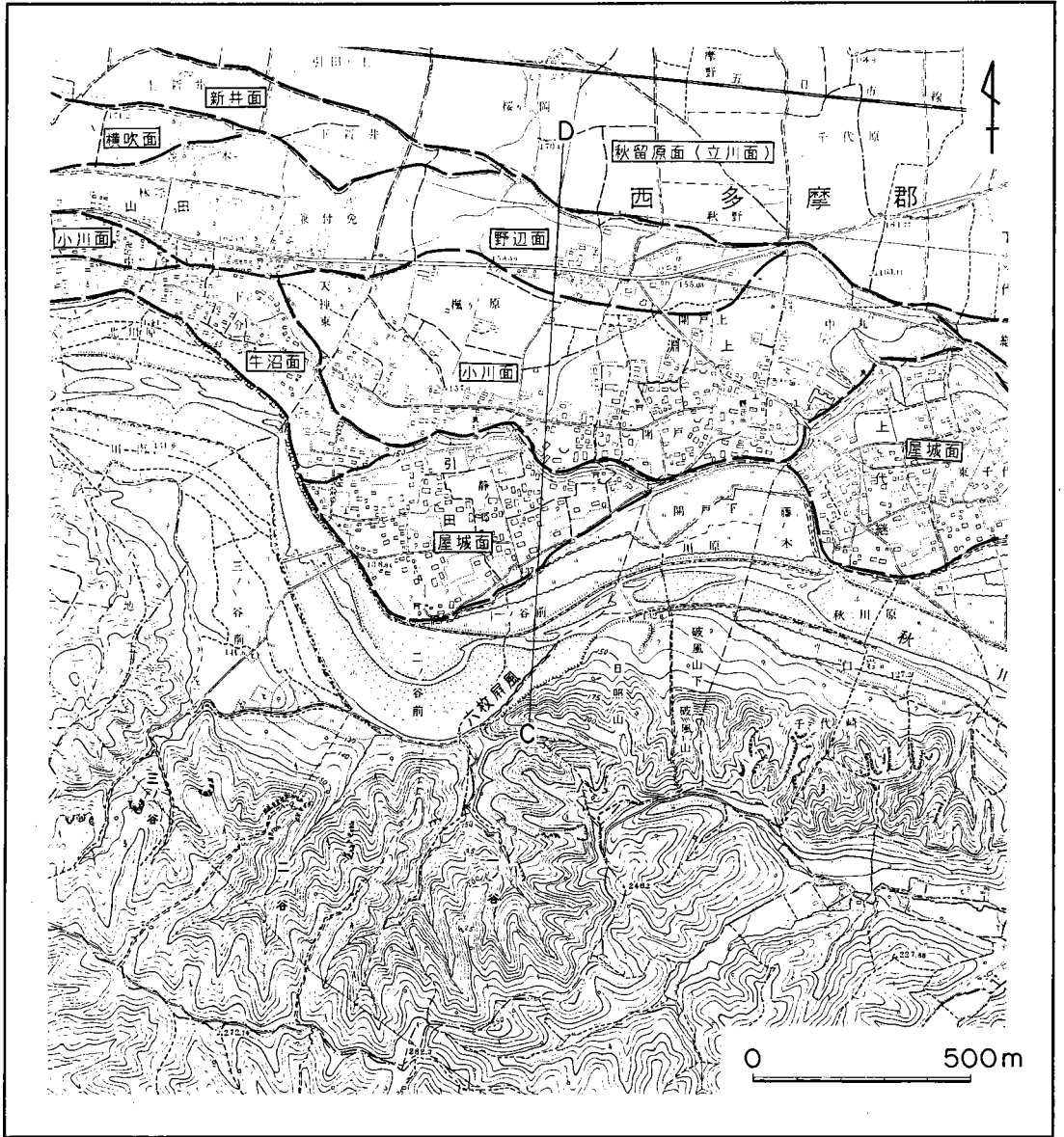
ところで、この付近の秋川の左岸側（北側）には数段の河岸段丘が形成されている。角田（1983）は



第6図 加住丘陵の横断面図
 折り込み付図のA-B断面



第7図 一の谷・二の谷・三の谷の縦断面図



第8図 加住丘陵北西部の地形図と秋川左岸の段丘面区分図
 基図は昭和36年東京都発行1万分の1地形図

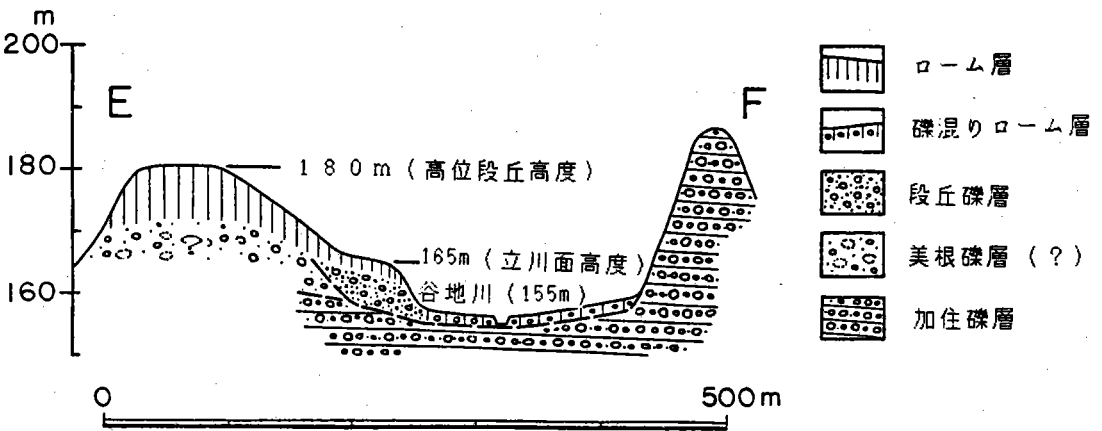
これらを高い方から秋留原面、新井面、横吹面、野辺面、小川面、牛沼面、屋城面と命名した(第8図)。これらの段丘の編年については、秋留原面は立川ローム層におおわれることから1万6千年前に段丘化した立川面に対比され、新井面は青柳ローム層におおわれることから1万4千年前に段丘化した青柳面に対比されている。横吹面と野辺面はローム層を載せない段丘のうち最高位のものであるので、約1万年前に段丘化した拜島面に対比されている。牛沼面は遺跡(西秋留石器時代住居跡)との関連から4千5百年前以前にはすでに段丘化していたことを推定した。

以上の段丘の分布と編年によって、秋川は1万6千年前以前には秋留原(秋留台地)を流れていたが、その後下刻と側刻をくりかえしながら流れを徐々に南に移動させ現在の位置に至ったということが言える。その間の下刻量はおよそ40mで、2.5cm/10年という値になる。

第6図の破線は、秋留原面形成期と小川面形成期の一ノ谷・二ノ谷・三ノ谷の縦断面形をそれぞれの段丘高度からおおよそ復元してみたものである。この図から、秋留原面(立川面)形成以降の秋川本流の急激な下刻によって一ノ谷・二ノ谷・三ノ谷等の下刻がひきおこされたことがわかる。その結果、それぞれの谷壁には崩壊が頻繁に起こるようになり、崩壊斜面が発達するにしたがって悪地地形が形成されたと言えよう。

一方、このような悪地地形が存在しない谷地川流域をみてみよう。

谷地川の上流部の両岸には崖錐斜面・麓屑面・沖積錐などの堆積性の斜面が多く分布し、崩壊斜面の分布はわずかで規模も小さい(折り込み付図)。第9図は折り込み付図のE-Fに沿う断面図である。この



第9図 谷地川の横断面図 折り込み付図のE-F断面

位置の谷地川右岸側には、未対比の高位段丘と、表面をおおう立川ローム層から立川面と考えられる下位段丘が存在する。高位段丘と谷地川河床との比高は25m、下位段丘(立川面)と谷地川河床との比高は10mである。立川面と谷地川の比高は、秋留原面と秋川の比高40mに比べて著しく低い。したがって、谷地川流域では立川面形成以降の下刻量が小さく(およそ0.6cm/10年)、急激な下刻によってひきおこされるような崩壊は生じなかったと考えられる。

IV 六枚屏風の形成

1 土柱分布

加住丘陵に分布する土柱の形状は、完全な柱状のものは少なく、むしろ極端なヤセ尾根上の凸部というようなものが多い。本報告では便宜上そのようなものも含めて土柱と呼ぶことにする。

それらの分布は、ほとんどが丘陵北西部の一ノ谷・二ノ谷・三ノ谷周辺の悪地地形内に集中し、他は丘陵北縁～北東縁の秋川・多摩川に面する斜面に数箇所分布する(第10図)。これに対して、谷地川・川口川流域には全く分布していない。

2 六枚屏風の位置および形状

六枚屏風とは、丘陵北西部の一ノ谷が秋川に合流する地点のやや下流側(秋川市大字淵上字日照山)に存在する土柱群のことで、屏風が六枚並んだような地形であることからその名がある(写真1)。前述した丘陵北西部の悪地地形の北縁部に位置し、秋川が北西から北東へ蛇行する攻撃斜面にあっている(第8図)。

古くは文政4年(1821年)の「武蔵名勝図会」にも描かれており、その特異な景観から昭和47年(1972年)

4月19日に東京都天然記念物に指定されている。昭和42年(1967年)のサマーランドの開園によりその基部に巾6mの道路が建設され、現在ではもとの自然景観と多少異なったものになっている。

六枚屏風付近の既存の大縮尺地形図として2,500分の1東京都地形図「引田」があるが、六枚屏風の地形は全く表現されていない。そこで、六枚屏風のやや詳細な地形図を作成するために平板測量を実施した。

平板上の縮尺は500分の1で等高線間隔は2mとした。実測にあたっては六枚屏風基部の道路縁に測点を2.5mおきに5点造標し、各点から前方交会法で平面位置を、三角水準測量で比高を測定した。なお、測点の標高は前述の2,500分の1地形図上の標高点から求めた。

作成した実測図は第11図で、急峻な裸岩壁(崩壊斜面)はくんのう(ケバ)式の記号で表した。

この図からわかる六枚屏風の地形的な特徴は、秋川の流路にほぼ平行する標高199.5mから175.5mに至る大きなヤセ尾根の北西側に、それと直交するように6つの支尾根がくしの歯状に並んでいることである。つまり秋川側(北西側)の正面からでは円錐状の土柱が6基並んでいるように見えるが(写真1)、六基とも背後の裸岩壁とヤセ尾根で接続しており、厳密には柱状の地形ではない。

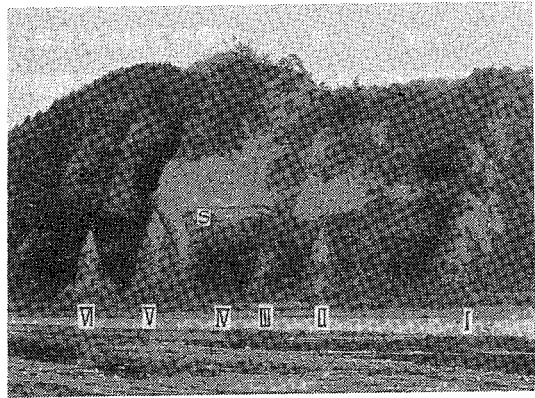
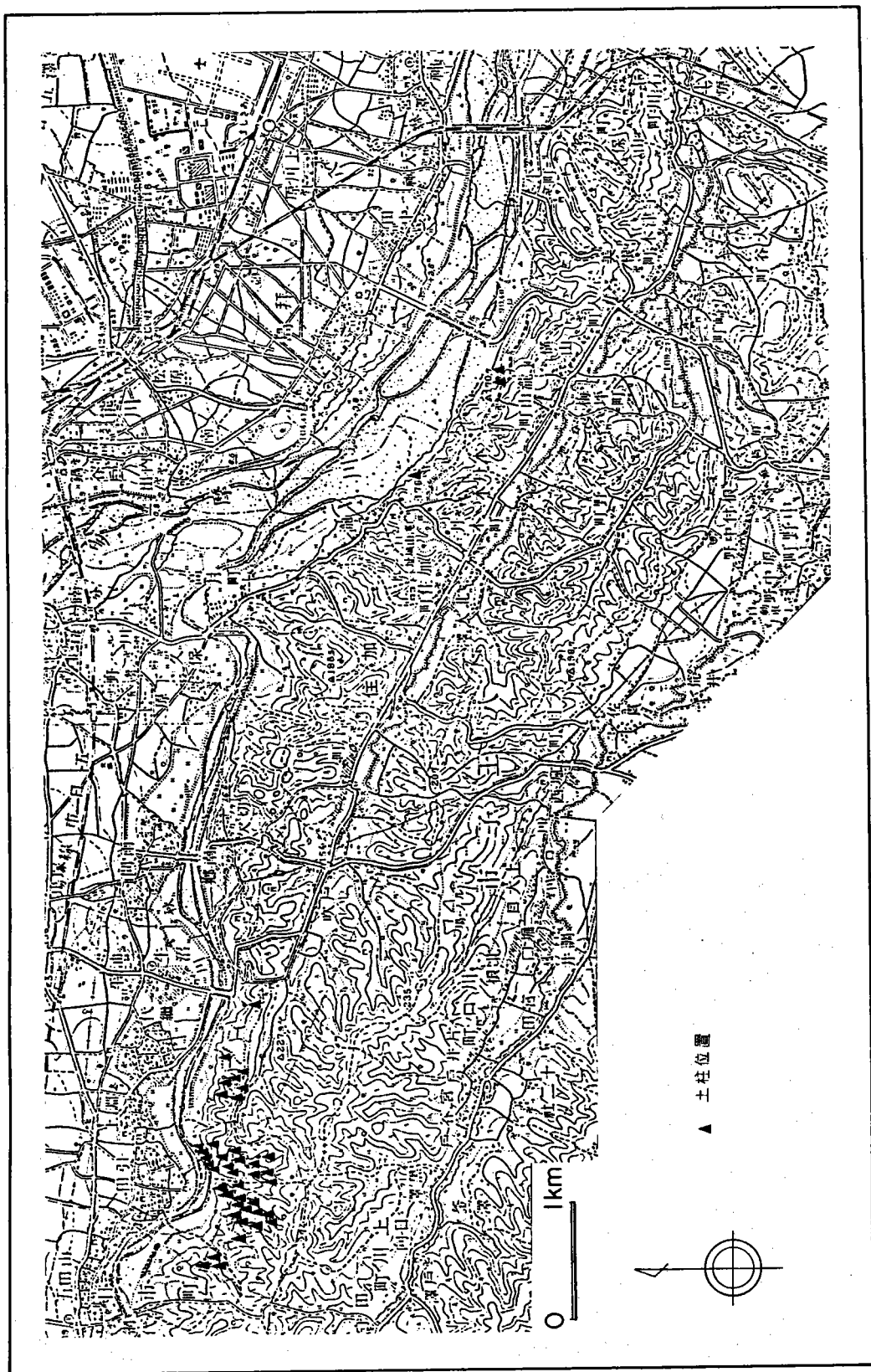


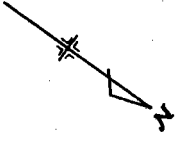
写真1 六枚屏風の全景

I: 第1柱, II: 第2柱, III: 第3柱, IV: ほとんど崩れている第4柱, V: 第5柱, VI: 第6柱 S: 火砕質シルト層

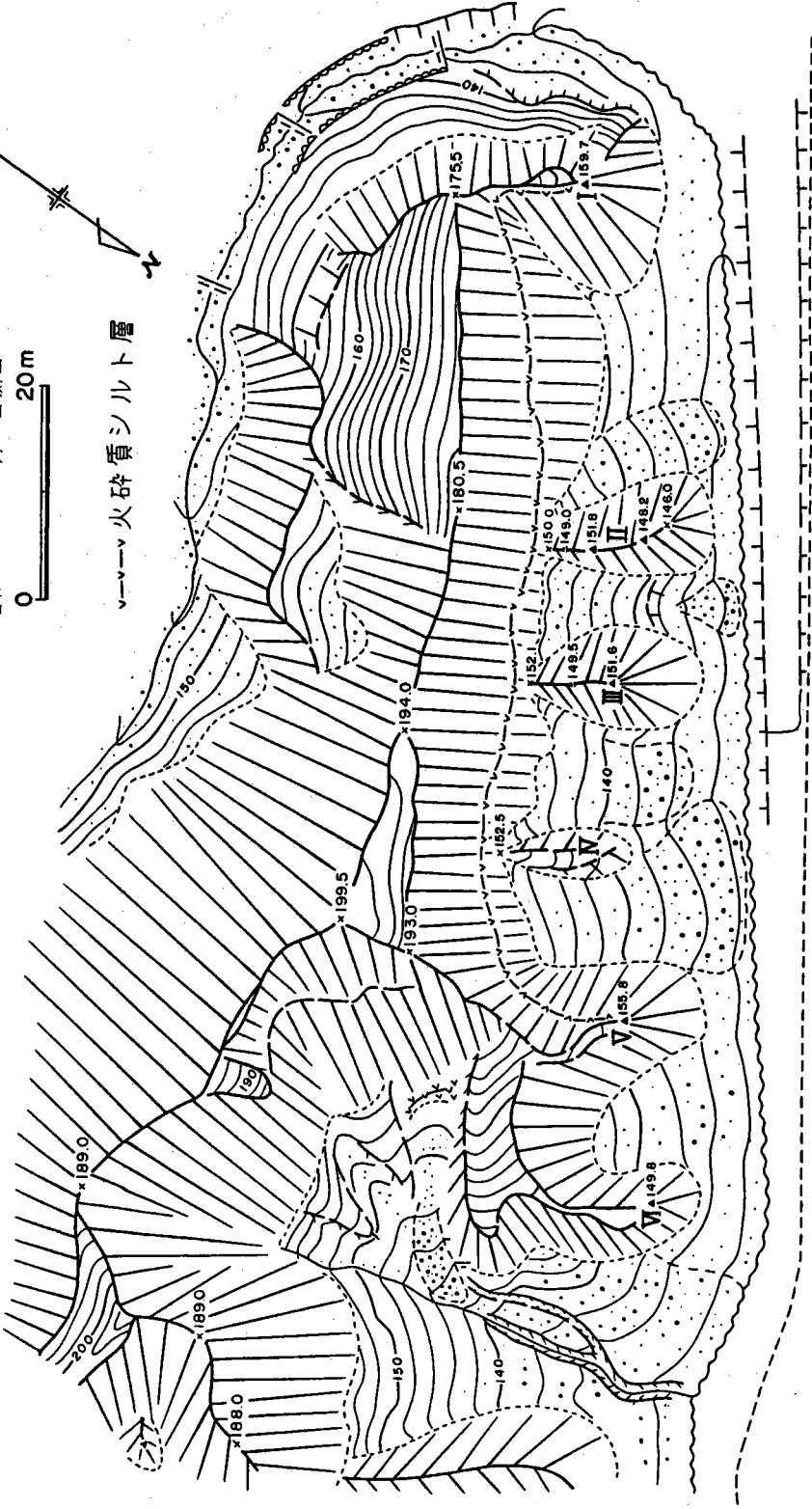


第10図 加住丘陵の土柱位置図

昭和60年12月3日測図



v-v-v 火砕質シルト層



サマラーランド内道路

x133.5

x133.1

第11図 六枚屏風実測図

I: 第1柱, II: 第2柱, III: 第3柱, IV: 第4柱, V: 第5柱, VI: 第6柱

土柱の周囲および背後の裸岩壁の傾斜は70°以上で、背後の裸岩壁の一部ではオーバーハングとなっている。土柱と土柱の間のくぼみは崩落した砂礫が堆積しており、傾斜は25°～40°である。

六枚屏風は秋川側から向って右から左へ、第1柱、第2柱……第6柱と呼ばれている（東京都教育委員会、1973）。

今回の実測による六枚屏風基部の道路と土柱との比高は、第1柱頂部で25.9m、第2柱は頂部が3つあり最後部の頂部で18.3m、第3柱頂部で18.2m、第4柱はかなり崩れていてわずかに小尾根を残存させるのみであるが背後の裸岩壁と接する部分で19.2m、第5柱頂部で22.6m、第6柱頂部で16.8mである。道路と現河床との比高は約3mあるので、現河床と土柱との比高はさらにそれぞれ3mずつプラスしたものになる。

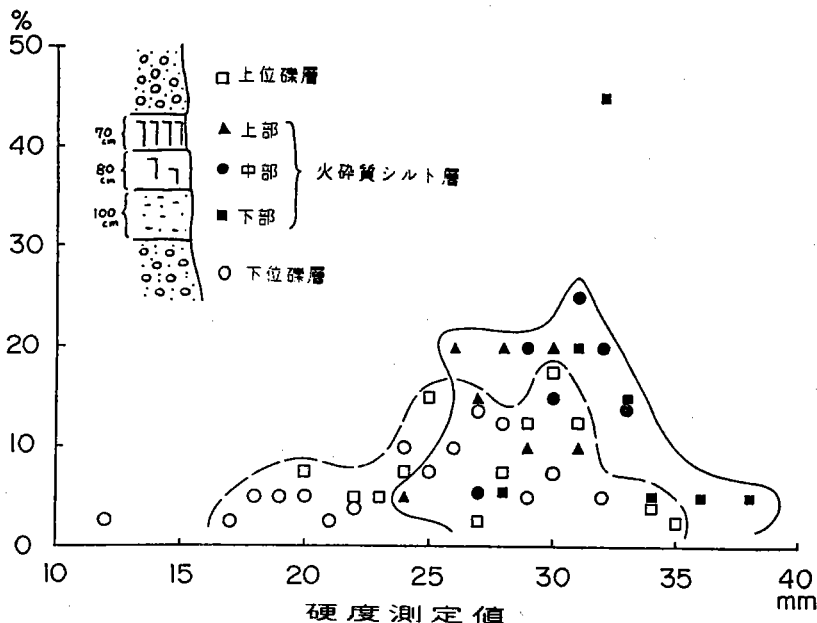
六枚屏風背後の裸岩壁頂部と道路の比高は、第4柱背後で約60m、第2柱背後で約47m、第1柱背後で約42mであり、向って左から右へ（秋川の下流から上流側へ）漸次低くなっている。

したがって、六枚屏風土柱群は背後の裸岩壁の中ほどの下から3分の1から2分の1程度の高さのところに頂部を並べてそびえていることがわかる。

3 六枚屏風の地質

六枚屏風の土柱および背後の裸岩壁の地質はやや固結した砂礫層（加住礫層）で、礫の最大径30cm、亜円礫を主体とし、マトリックスは粗～細砂である。その砂礫層中、6基の土柱頂部標高155m付近の背後の裸岩壁には厚さ2.5mのシルト層が挟在する（写真1）。このシルト層は、分布位置・高度などから倉川・間島（1982）が地質断面図中に描いた最下位の火砕質シルト層（第4図）に対比される。

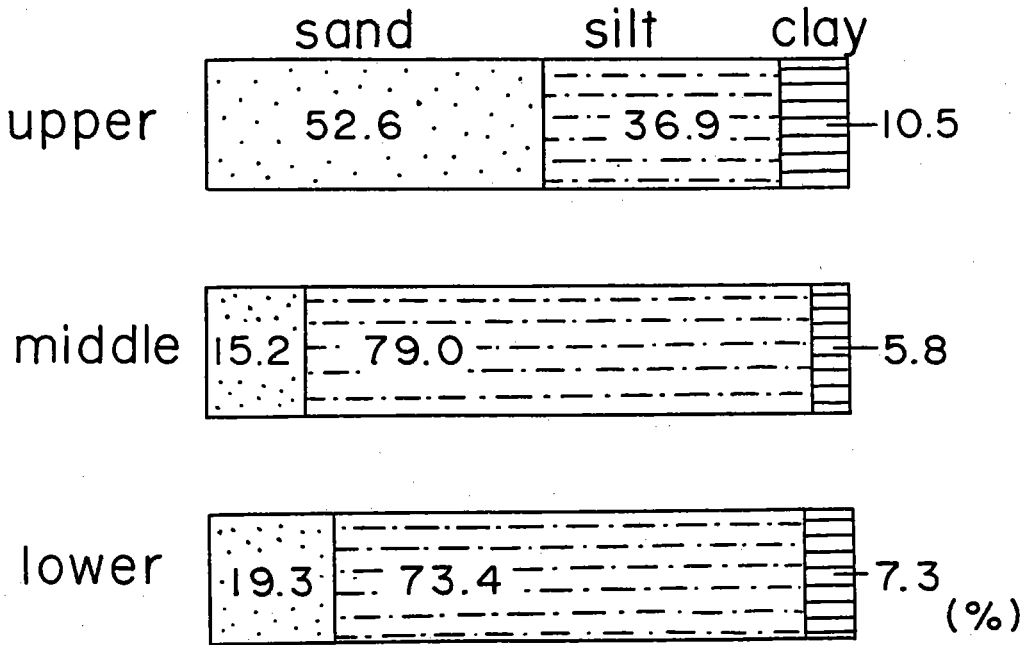
このシルト層は層相から上部・中部・下部の3層に区分される（第12図）。上部は暗褐色でクラック



第12図 シルト層の模式断面および礫層とシルト層の硬度比較

がよく発達する。中部は明黄白色でクラックがやや発達し、下部は同じく明黄白色でクラックの発達は認められず径5mm以下の円礫がまれに混在する。

これらの粒度分析をピーカー法によって行った。その結果を示したものが第13図である。いずれもシ



第13図 シルト層の粒度分析結果

ルト分が多いが、特に中部と下部では70%以上におよんでいる。

中部シルト層中の鉱物を抽出し検鏡したところ、組成は軽鉱物(80%)>重鉱物(20%)で、軽鉱物は火山ガラス(60%)>斜長石、重鉱物は磁鉄鉱(80%)>斜方輝石であった。火山ガラスを多量に含むことから、このシルト層は火山灰起源と考えられる。

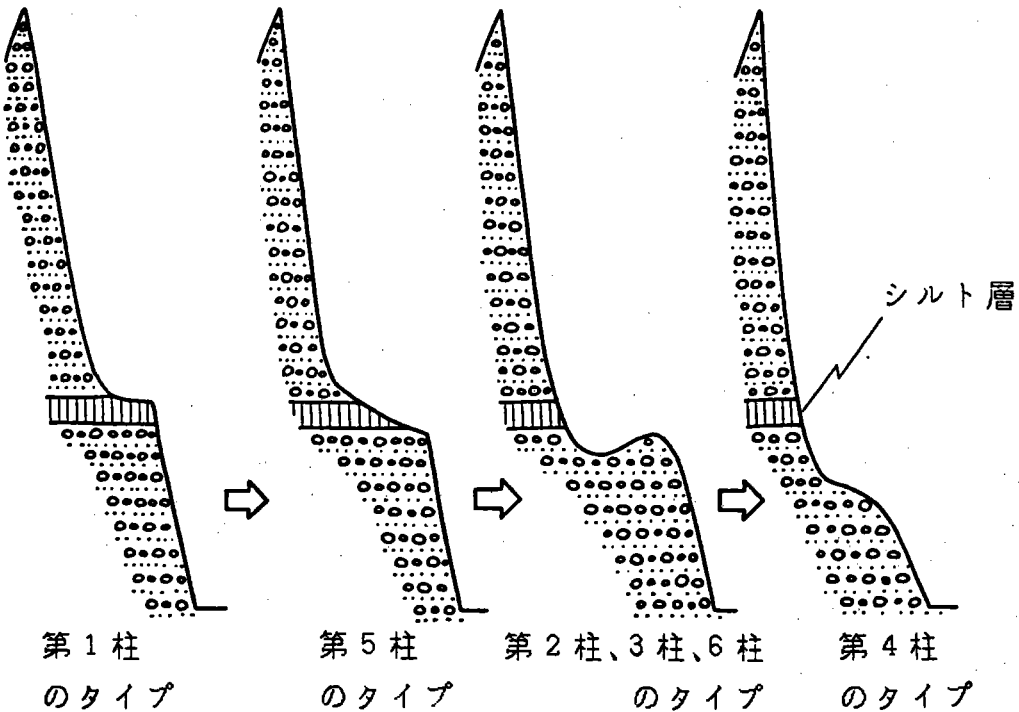
シルト層の硬さは、ハンマーでたたいた感覚では礫層に比べ相対的に硬いことがわかるが、その固結度を数値化するために土壌硬度計を用いて硬度を測定した。測定は、シルト層上位の礫層で2箇所、シルト層上部・中部・下部で1箇所ずつ、シルト層下位の礫層で3箇所、それぞれの測定箇所でも20回ずつ硬度計を押し込み測定した。測定結果は、横軸を硬度測定値、縦軸をそれぞれの測定値の出現パーセンテージとしたグラフに、測定箇所を記号化(白ヌキが礫層・黒ツブシがシルト層)して示した(第12図)。このグラフでは右側に記号が集中すればより硬度が高いことになる。この測定結果からも、シルト層は礫層に比べて硬度が高い(つまり固結度が高い)ということが認められる。

4 土柱とシルト層の関係

一般に土柱は、その頂部に巨礫や硬い地層が載っていて、それが下部の地層を雨水等の侵食から保護して形成されることが知られている。六枚屏風の場合、土柱の頂部付近に礫層よりも硬いシルト層が存在す

ることから、そのシルト層によって土柱の頂部が決定され、土柱が形成されたことが考えられる。

第14図は、第1柱から第6柱までの模式的な縦断面にシルト層の位置を示したものである。①土柱頂



第14図 土柱とシルト層の関係

部にシルト層が完全に載る第1柱のタイプ、②土柱頂部背後にシルト層が載る第5柱のタイプ、③土柱頂部にシルト層が存在しない第2柱・3柱・6柱のタイプ、④シルト層は全く存在せず土柱自体もかなり崩れた第4柱のタイプに区分される。

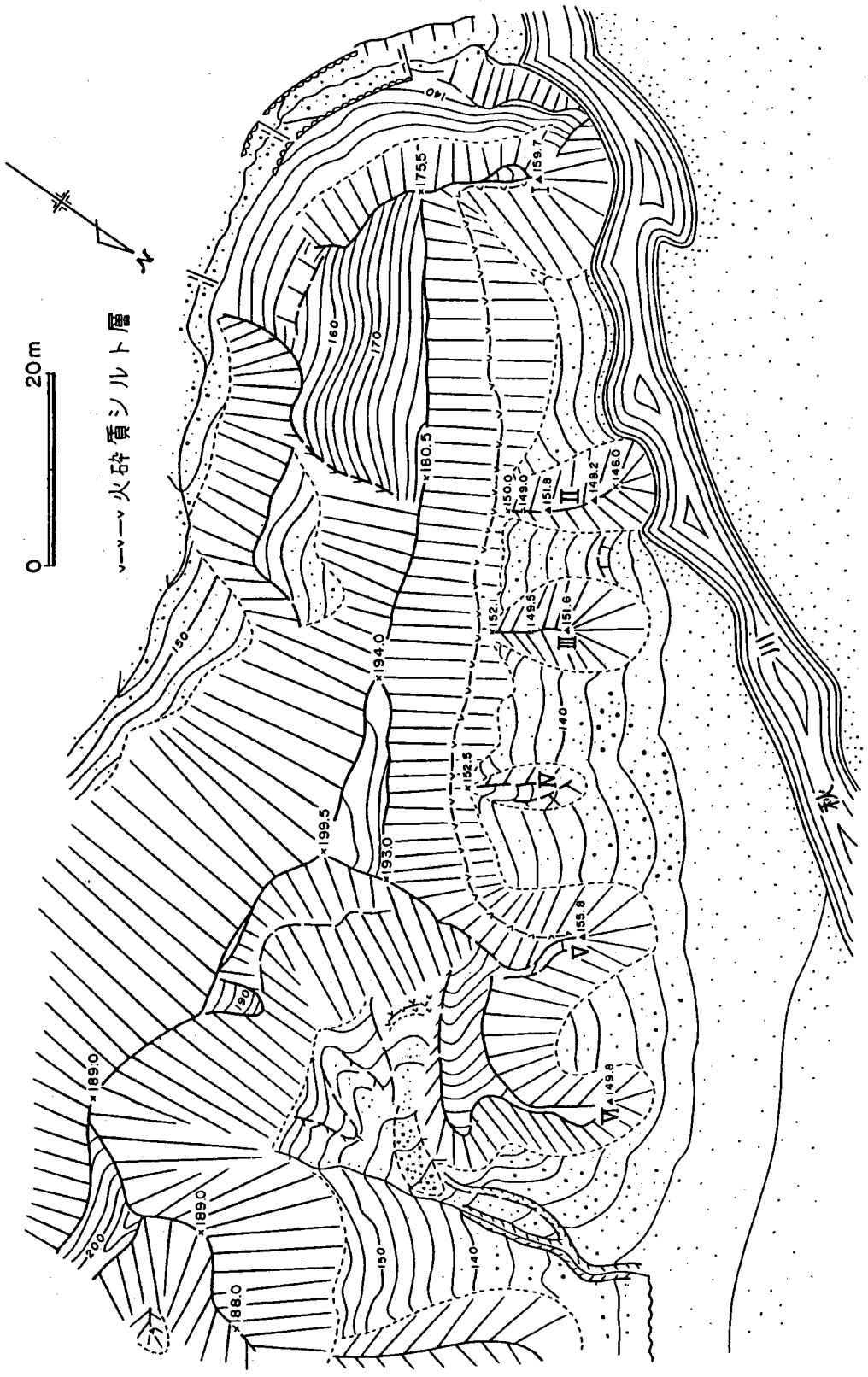
これらは、現在の土柱とシルト層の関係を具体的に示したものであるが、個々の土柱としてみれば、第14図の左から右へ土柱の解体過程を示しているように見える。つまりこの図から、①頂部にシルト層を載せるかたちで土柱が形成され、②それが周囲から徐々に削剝をうけ、③頂部は周囲からせり合う削剝によってシルト層が失なわれ、④やがて土柱が消滅する、というような土柱発達（解体過程）のサイクルが続みとれよう。

5 削剝プロセス

次に土柱を形成した削剝プロセスについて考察してみる。

昭和36年（1961年）撮影の空中写真では六枚屏風基部の道路はまだ建設されておらず、もとの自然景観が判読できる。その状況を第11図上に編集したものが第15図である。秋川の流路は、第1柱と第2柱の基部を洗っている。秋川市引田出身の鈴木和子氏談によると、かつてはこの付近の秋川は深淵を形成していて水泳には危険であったということから、秋川の水深は1.5m以上はあったものと思われる。

これらのことから、その当時の秋川は少なからず土柱の基部を側刻していたことがうかがえる。道路が



第15図 六枚屏風付近の秋川の旧流路復元図

建設されなければ第1柱・第2柱は秋川の側刻によってその解体が早められた可能性は考えられる。いずれにしろ、このような秋川本流の側刻が、六枚屏風のような流路に対して直交するくしの歯状の地形を直接形成したとは考えにくい。

以下では、土柱を直接形成した削剝プロセスについて、昭和60年(1985年)7月1日の台風による豪雨と昭和61年(1986年)3月23日の大雪直後の融雪によって実際に起った削剝の観察例から考察してみる。

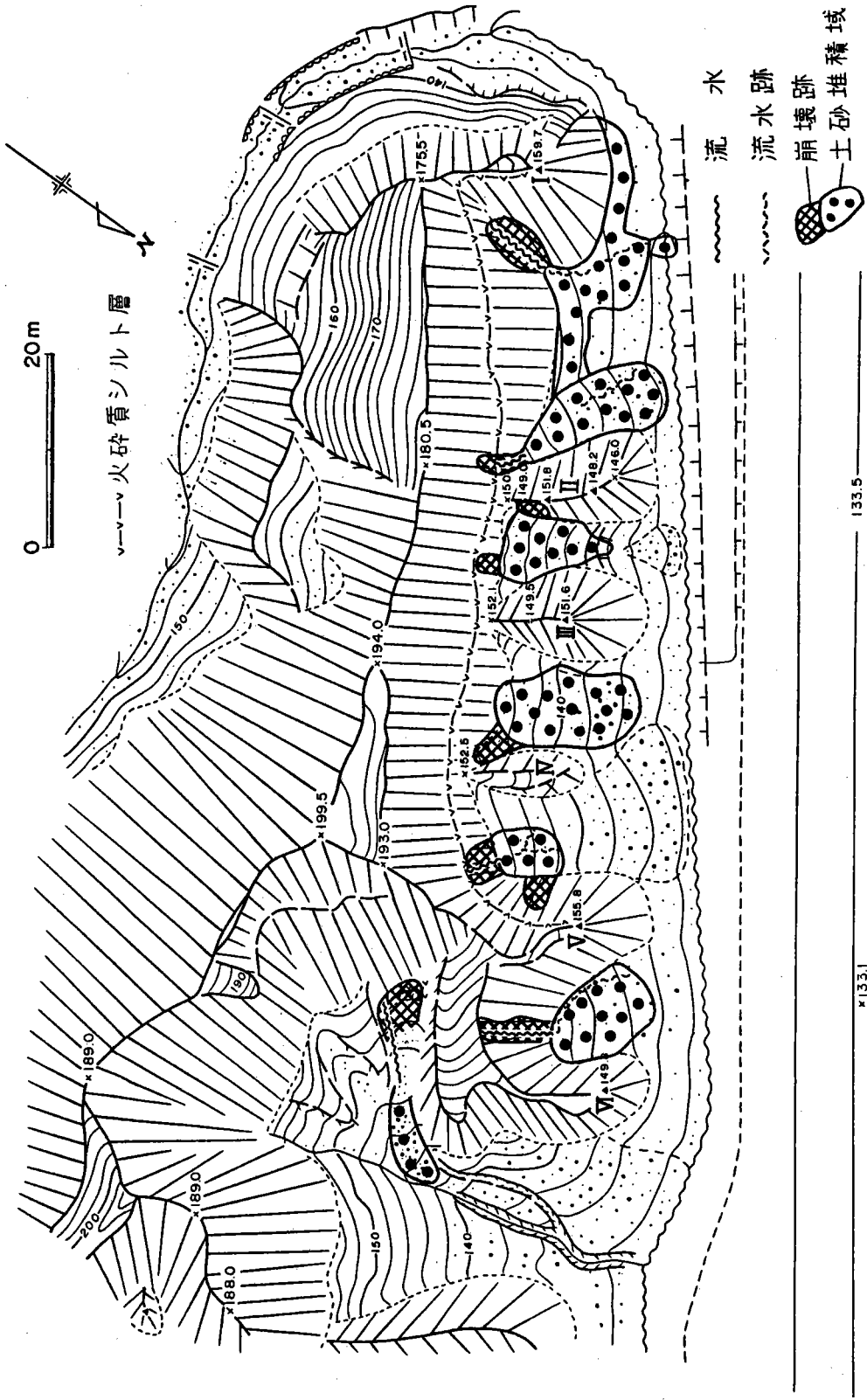
豪雨時の削剝；昭和60年7月1日未明に関東地方を通過した台風6号は、神奈川331mm、東京139mmの豪雨をもたらした。加住丘陵内では、加住北丘陵の戸吹町にある日本チューナーの工場寮の法面とサマールランド内六枚屏風北東側の斜面とが大規模に崩壊した。

六枚屏風でも土柱間のくぼみ数箇所に表面の崩壊が起り、下方のかなりの範囲に砂礫を堆積させた(第16図)。これらの崩壊跡には大きくめぐり込んだような崩壊地形は認められない。むしろそれまでの裸岩壁表面の風化部が豪雨により過飽和状態となって剝落したものと考えられる。したがって、これらの崩壊によって六枚屏風の地形が大きく変化したわけではない。

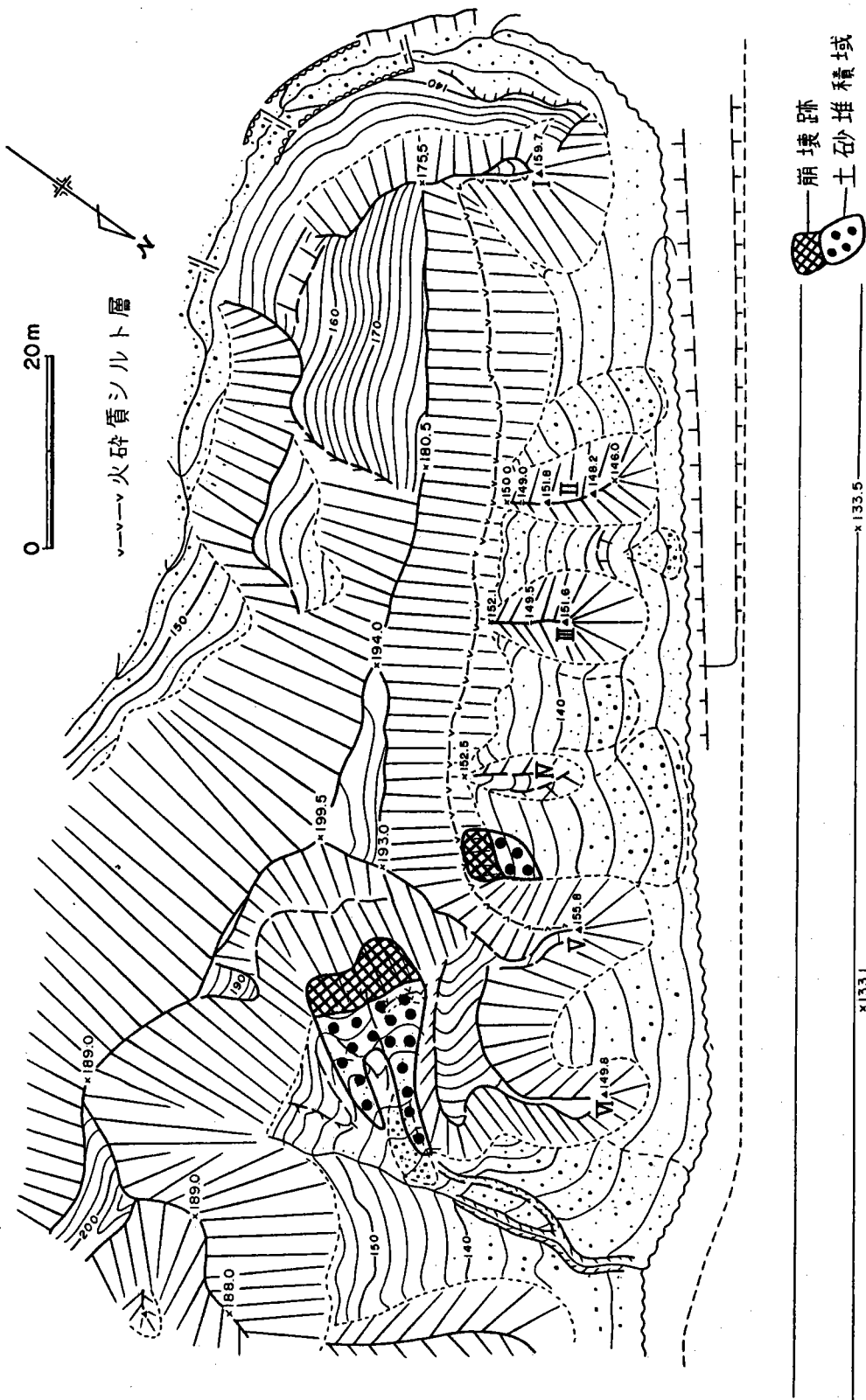
7月1日午後の観察では、第1・2柱間、第4・5柱間、第5・6柱間のくぼみの裸岩壁に流水が見られ(第16図)、それらはシルト層付近から滲出しているようである。この事実から推察すれば、湧水とその流水によって土柱間のくぼみが侵食され、くぼみとくぼみの間に土柱を形成させたということが考えられる。

降雪直後の削剝；昭和61年3月23日には関東地方全域で低気圧による降雪があり、秋川市内での積雪は20～25cmに達した。降雪後3日を経た3月26日の観察では、第6柱背後の裸岩壁が巾8m高さ5m深さ5cmにわたって崩壊しており、その下方では長さ10～15m厚さ10cmにわたって砂礫が堆積していた(第17図)。この砂礫の堆積が23日の積雪上に載っていることから、崩壊は降雪後の24日、25日に起ったことは確実である。23日は強風をともなう降雪であったので、おそらく裸岩壁の一部に着雪しそれが融解して表面風化部が過飽和状態となり崩壊したものと思われる。

26日午後の観察中、数分に1度ぐらいの割で六枚屏風の至るところの裸岩壁で礫や砂の小規模な崩落が認められた。着雪の融解のほかに、冬期間を通じて裸岩壁表面に凍結-融解がくりかえされ、表面部分の風化を促していたことも考えられる。



第16図 昭和60年7月1日台風6号時の崩壊分布図

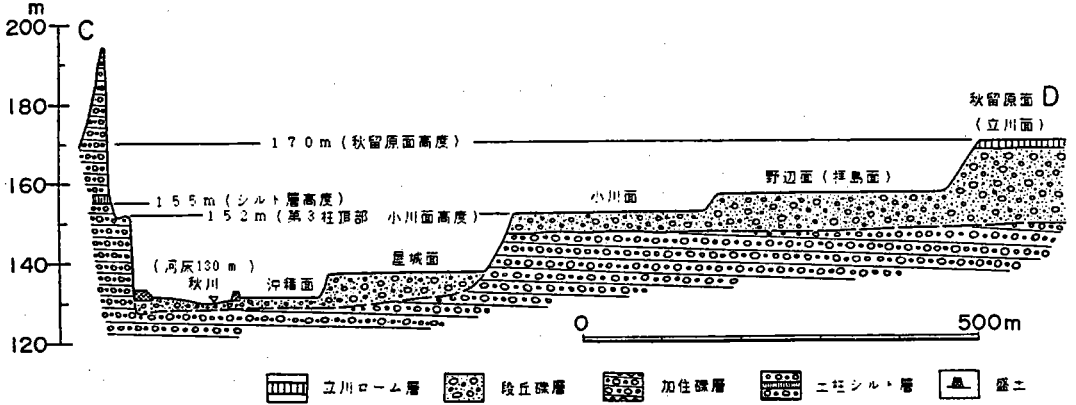


第17図 昭和61年3月23日降雪直後の崩壊分布図

6 六枚屏風の形成時期

六枚屏風がいつごろ形成されたのか、その時期を秋川左岸に分布する河岸段丘から検討してみる。

第18図は、第8図のC-D断面（六枚屏風を通る南北断面）である。この断面線上の秋川左岸には、



第18図 六枚屏風と段丘の高度比較断面図

第8図のC-D断面

上位から秋留原面、野辺面、小川面、屋城面の4段の段丘が分布している。

段丘面は過去のある時期の河床面を示すものであるので、各段丘面高度と六枚屏風の高度を比較すれば、六枚屏風が形成された時期が推定される。

秋留原面の高度は170mで、六枚屏風では背後の裸岩壁上部にあたっている。野辺面の高度は157mでおよそシルト層上部にあたり、また小川面の高度152mは第3柱頂部高度と一致している。

この高度比較から、六枚屏風が削り出された時期は小川面形成以降ということがわかる。しかし実際には、秋川がほぼ現在の位置を流れるようになり六枚屏風付近を攻撃斜面として側削りするようになった時期は、屋城面形成以降と考えられる。

河岸段丘の形成時期は、秋留原面が1万6千年前、野辺面がおおよそ1万年前で、小川面と屋城面の中間に位置する牛沼面が4千5百年前以前であることから、小川面が1万年前から4千5百年前までの間、屋城面は4千5百年以降である。したがって、六枚屏風がおおよそ現在の姿のように削り出されたのは、早くとも4千5百年前以降である。また現在でも周囲の削削が進行していることから、その形成期は4千5百年前以降のある時期から現在までの間と言うことができよう。このある時期とは遅くとも武蔵名勝図絵に描かれた19世紀初頭以前であることは確実である。

V 人工改変地の推移と土柱の保全

都市近郊の丘陵地の場合、現在そこに最も強く働いている地形々成作用は人間の活動であるとまで言われている(田村, 1977)。加住丘陵もその例外ではなく、現在までかなりの地域で人工改変が行われてきた。

その推移を第19図でみてみよう。第19図は、終戦後の昭和25年(1950年)頃、昭和36年(1961年)、昭和58年(1983年)のそれぞれの年の人工改変地分布を示したものである。

昭和25年頃までの人工改変地は、戦国時代の永正18年(1521年)に築城された滝山城の曲輪、土塁、空堀などの地形改変のみであった。滝山城は頂部緩斜面を巧みに利用して、大規模に地形改変がなされているわけではない。

その後の昭和36年までには、ゴルフ場建設により大規模に地形改変が行われ、一部では道路建設による盛土・切土も行われた。

昭和58年までには、これらのほかに宅地、工場用地、学校用地、遊園地、墓地などの造成によって、加住丘陵のかなりの部分が地形改変されている。これらの地形改変は、自然のままの起伏に富んだ斜面を切土・盛土することによって、法面と平坦面の階段状の人工地形を形成した。

昭和60年7月1日の台風時に大規模な崩壊が生じたのは、全て人工の法面であった。一方、丘陵北西部の悪地地形内では、表面の風化部の砂礫が削剥される程度の崩壊は頻繁に起ったものの、大規模の崩壊は総じて起っていない。

六枚屏風付近を例にとると、土柱および背後の裸岩壁からの砂礫の崩落はかなりの箇所で見られたが、土柱基部の道路まで押し出していない(第16図)。これに対して、六枚屏風の北東側に隣接するサマーランドの造成地の法面では大規模に崩壊が起り、多量の土砂を道路に押し出している(写真2)。

悪地地形は急峻で崩壊が起りやすい地形であることは確かであるが、人工改変地の法面はさらに崩壊の危険度は高いと考えられる。土柱を含めた悪地地形は自然景観上その保護が望ましいが、のみならずそこを人工改変することは場合によっては崩壊等の災害の危険性を高めることになる。

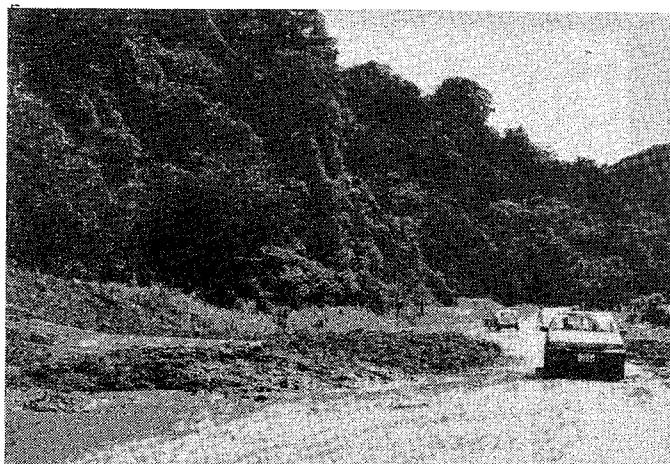
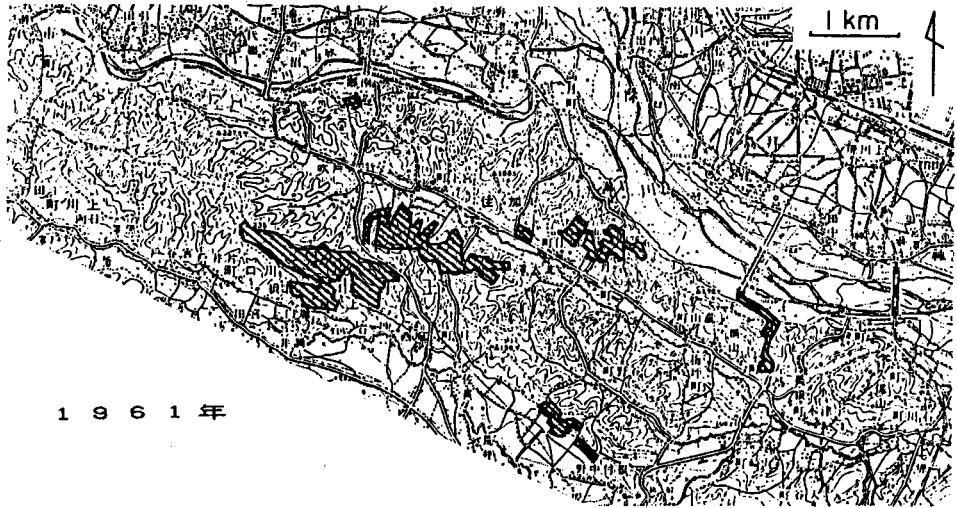
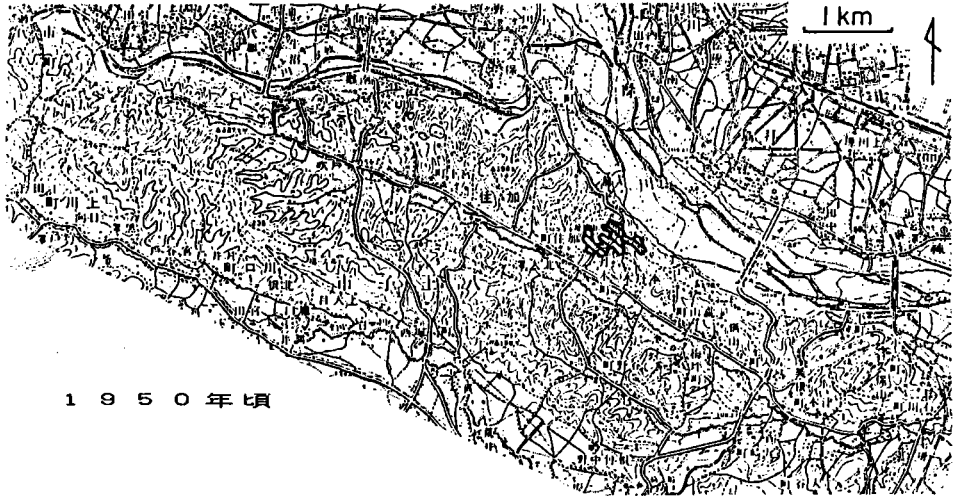


写真2 台風6号による六枚屏風北東側人工法面からの崩壊土砂の押し出し
中央の急崖が六枚屏風第6柱



第19図 加住丘陵における人工改変の変遷

VI 結 論

- 1) 加住丘陵の土柱は、丘陵北西部に発達する悪地地形 Badland内に集中して存在する。「六枚屏風」はその北縁の秋川が蛇行する攻撃斜面に位置する。
- 2) この悪地地形は、完新世における秋川の急激な下刻(立川面以降の下刻が40 m)によって形成が促された。
- 3) 丘陵中央部の谷地川や丘陵南縁の川口川沿いでは、小規模な段丘、麓屑面、沖積錐などが発達し、悪地地形とは対称的に、全体になだらかな地形をつくる。谷地川の立川面以降の下刻は10 mであり、秋川と比べて著しく少ない。
- 4) 「六枚屏風」は加住礫層中の火砕質シルト層によってその頂部が規定されている。その形成は主に大雨時の湧水による側方侵食、冬期間中の凍結-融解による表面部の風化・剝落などが考えられる。
- 5) 「六枚屏風」の形成期は、秋川が形成した段丘面との関連から4千5百年前以降のある時期から現在までの間と見積られる。
- 6) 加住丘陵は戦後人工的に大きく地形改変がなされてきたが、改変されて形成された法面には一般に大規模な崩壊が起りやすい。悪地地形を地形改変することは、場合によっては崩壊の危険性を高める結果にもなりうる。

引用文献

- 倉川博・間島信男(1982): 加住北丘陵の層序について. 関東の四紀, 9, 39~48.
- 経済企画庁(1972): 土地分類基本調査—地形・表層地質・土じょう—「青梅」.
- 角田清美(1983): 秋川市の地形. 『秋川市史』, 23~36, 秋川市.
- 第四紀地殻変動研究グループ(1969): 第四紀地殻変動図. 国立防災科学技術センター.
- 田村俊和(1974): 谷頭部の微地形構成. 東北地理, 26, 189~199.
- 田村俊和(1977): 山・丘陵—丘陵地の地形とその利用・変更の問題を中心に—. 『土木工学大系 19(地域開発論I)』, 1~73, 彰国社.
- 東京都教育委員会(1973): 都天然記念物・秋川の六枚屏風. 文化財の保護, 5, 19~20.
- 羽鳥謙三・寿円晋吾(1958): 関東盆地西縁の第四紀地史(II)—狭山, 加住丘陵の地形と地質. 地質学雑誌, 64, 232~249.
- 藤本治義・寿円晋吾・羽鳥謙三・鈴木道夫(1962): 加住丘陵の地形・地質. 南多摩文化財総合調査報告第3分冊—浅川流域の文化財—, 481~495, 東京都教育委員会.
- 町田瑞男(1984): 日野台地の段丘面について. 埼玉県立自然史博物館研究報告, 2, 99~100.
- 吉永秀一郎・武内和彦(1986): 多摩丘陵西部の小流域における斜面地形と地質の関係. 東北地理, 38, 1~15.
- Tamura T. (1981): Multiscale landform classification study in the hills of Japan : Part 11 Application of the multiscale landform classification system to pure geomorphological studies of the hills of Japan. *Sci.Repts.Tohoku Univ., Ser. 7 (Geogr.)*, 30, 85~154.

加住丘陵地形分類圖

