

## 地すべりによる金剛萱遺跡の平坦面形成

Formation of flat surfaces by landslides at the Kongokaya Site

大規模地すべり研究会\*

Large-scale Landslides Research Group

### はじめに

群馬県下仁田町の金剛萱の北側には、東西400m、南北350mの平坦面とそれに続く緩斜面が広がっている。平坦面にはローム層が厚く堆積しており、ローム層中からは旧石器類が出土している(金剛萱遺跡研究会 2014)。この平坦面をふくむ緩斜面は地すべり地形であるとして全国地すべり分布図に示されている(防災科学技術研究所 2003)。

筆者らは、金剛萱遺跡の知られている平坦面が、具体的にはどのようにして形成されたのかを明らかにする目的で調査を行ってきた。調査内容は、地すべりとみられる地形の調査、空中写真判読、平坦面の表面にみられる微地形の調査、基盤の分布・地質および構造の調査、地すべり粘土層の分布の調査と追跡、湧水地点と水質の調査などである。

調査はまだ途上であるが、本論文ではこれまでの調査で得た結果から、平坦面とその周辺域の地形・地質の特徴、地すべりの範囲と断面特性および発生機構等について言及する。

### 金剛萱周辺の地質概略

金剛萱(788.21m)は関東山地北縁の下仁田町南部に位置する。下仁田付近の地質は、東西にのびる大北野一岩山線(藤本ほか 1953)によって南北に

二分される。北側の基盤岩類の地帯は、下仁田構造帯(新井ほか 1966)、あるいは下仁田-滑川帯(武井・小池 1981)とよばれている。なお、大北野一岩山線は中央構造線の延長とされている(新井ほか 1966)。南側は、北より中・古生界の地層で構成される三波川帯・秩父帯がほぼ東-西~西北西-東南東方向に帯状に分布している。これらの地層群の上に跡倉ナップが重なる。三波川帯の地層群は三波川ユニットと御荷鉾ユニットに(牧本・竹内 1992)、秩父帯北帯の地層群は構造的低位より、断層に境されて柏木ユニット、万場サブユニット、上吉田サブユニットに区分されている(関東山地団体研究グループ 1994)(第1図)。

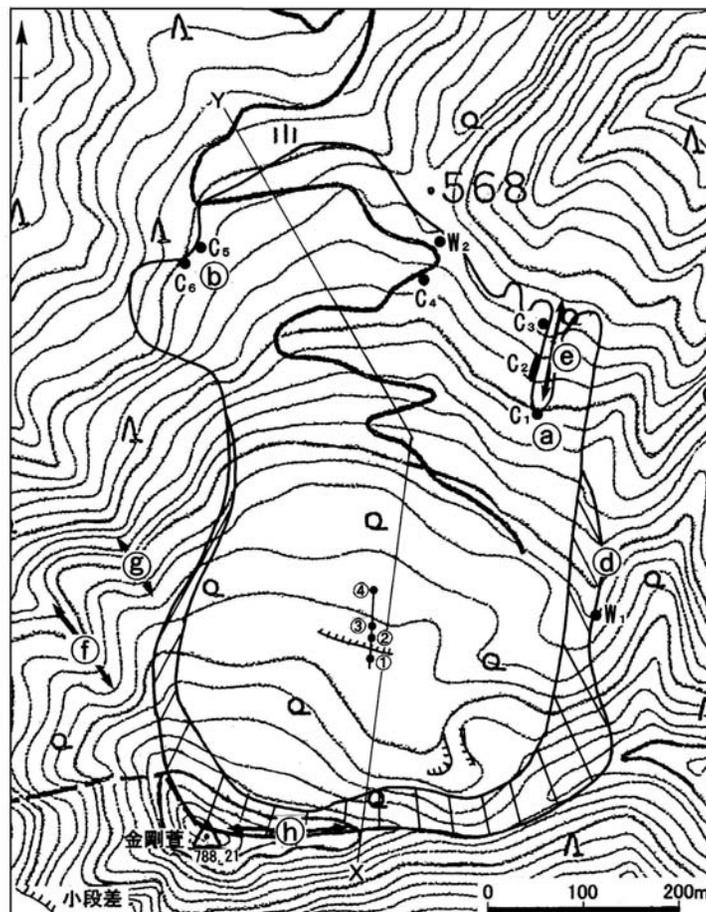
### 金剛萱の基盤地質

金剛萱付近の基盤地質は、上記のうち、秩父帯北帯の柏木ユニットからなる(群馬県地質図作成委員会 1999)。金剛萱の西側には万場サブユニット、北側には三波川帯の御荷鉾緑色岩類とクリッペとされる跡倉層が分布する。

金剛萱の山頂から東西に延びる尾根は暗緑灰色泥質~砂質凝灰岩、凝灰岩で構成されており、金剛萱山頂付近は火山礫凝灰岩である(第2図①地点)。尾根筋の地層の構造はN85°E55°Nなどの東西性の走向をなし、破碎帯はN64°E42°N、N80°W40°Nの2方向が認められる。また、平坦面の東縁を南北

\* 足立久男・赤松 陽・新井 節・方達重治・川北敏章・小泉 潔・松本俊幸・佐藤和平  
(代表) 新井 節 〒192-0363 八王子市別所1-30-6-303  
(連絡先) 足立久男 〒343-0045 越谷市下間久里1168-1-A212





第2図 露頭記載位置と地すべり範囲

①～④：ハンドオーガーによる掘削地点，a～h（Cを除く）および矢印：露頭記載位置，C<sub>1</sub>～C<sub>6</sub>：地すべり粘土層の確認場所，W<sub>1</sub>，W<sub>2</sub>：湧水地点，X-Y：断面線．国土地理院発行 1：25000「下仁田」を使用した。

### 金剛萱の平坦面

金剛萱の平坦面は標高650～700m付近に発達しており，周辺には同じような高さの広い平坦面はみられない．平坦面を開墾したときに出現した大露頭から厚さ14mにおよぶローム層が発見され，関東火山灰グループ（2009a）はこれを下仁田ローム層と命名した．このローム層中には，Tama128（Ol. Py.C.A.），Yt-KW（八ヶ岳川上テフラ），DPm（立山Dテフラ），On-Pm1（御岳第1テフラ），AT（始良 Tn テフラ），As-MP（浅間室田テフラ），As-BP（浅間板鼻褐色テフラ），As-YP（浅間板鼻黄色テフラ）などのテフラが確認されており，Tama128が32万

年前とされることからおよそ40万年間に堆積したものの（金剛萱遺跡研究会 2014）とされている．

平坦面の背後は尾根への急斜面からなる明瞭な滑落崖を形成している．滑落崖は北側に弧状に開いた形態をもっており，2つの弧が連結したような形をなしている（第2図，口絵2-1）．

### 平坦面にみられる微地形

平坦面から尾根への急斜面（滑落崖）にさしかかるあたりに，東西方向にのびる不明瞭な落差数10cm（北側が低い）の2段の小段差が認められる．南東方向にのびる緩やかな谷状のへこみには，南北方向にのびるやや湾曲した長さ約50mおよび25mで，落

差200~100cmおよび約150cm（西側が低い）の2段の小段差が認められる。第2図④近くの作業小屋のすぐ南側にN70°W方向にのび、北側が低い長さ約90m、落差120cmの小段差が認められる。いずれの小段差とも北側が低くなっている（第3図）。

これらの小段差が地すべりの再動によって形成された可能性もあることから、その中で比較的連続性の良いN70°W方向にのびる落差120cmの小段差を選んで、ハンドオーガーを使って調査した。

この小段差をはさんで、小段差の走向方向とは直



第3図 平坦面にみられる小段差  
写真の場所は、第2図中の地点①と②の間。

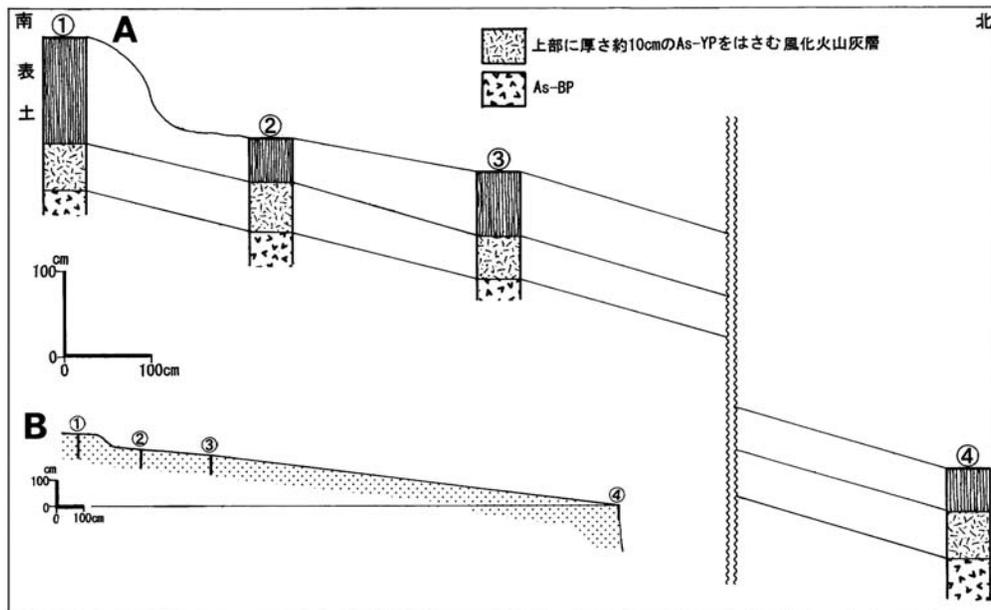
交する南北方向に配列する3地点（第2図地点①~③）を設定して掘削した（第4図）。

**地点①** 小段差のすぐ南側の上段における地表面からの掘削では、深さ120cmまでは表土で、その下に厚さ55cmのAs-YPをはさむ風化火山灰層を、深さ175cmからはAs-BPを確認できた。深さ190cmまで掘削した。

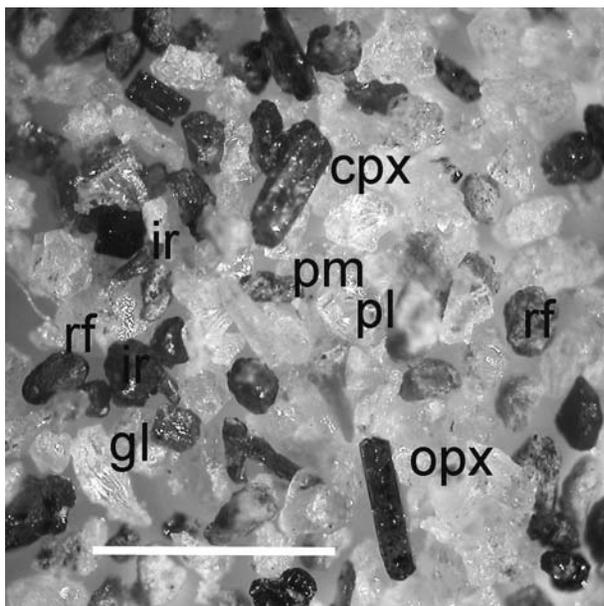
**地点②** 上段の掘削地点から小段差をまたいで470cm離れた、小段差のすぐ北側の下段における掘削では、深さ50cmまでが表土で、その下にAs-YPをはさむ厚さ45cmの風化火山灰層を、深さ105cmからはAs-BPを確認できた。深さ130cmまで掘削した。地点①と地点②の地表面の比高は120cmである。

**地点③** ②の地点から北側に520cmはなれた下段における掘削では、深さ70cmまでが表土で、その下にAs-YPをはさむ厚さ50cmの風化火山灰層を、深さ120cmからはAs-BPを確認できた。140cmの深さまで掘削した。地点②と地点③の地表面の比高は40cmである。

**地点④** さらに、地点③から北側に33m離れた地点に露出する崖では、深さ40cmまでが表土で、その下にAs-YPをはさむ厚さ60cmの風化火山灰層を、深さ100cmからはAs-BPを確認できた。地点③と地点

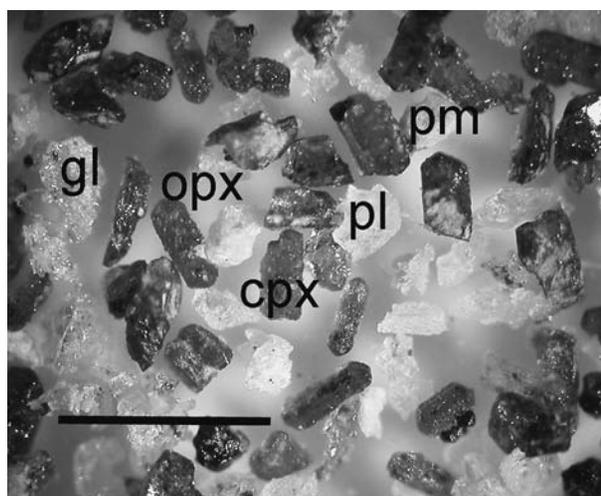


第4図 ハンドオーガーによる掘削：柱状対比 掘削地点①~④は、第2図中に示した。



第5図 As-YPの実体顕微鏡写真

gl：火山ガラス，opx：斜方輝石，cpx：単斜輝石，pl：斜長石，ir：鉄鉱物，pm：軽石，rf：岩片，スケールは1mm。



第6図 As-BPの実体顕微鏡写真

gl：火山ガラス，opx：斜方輝石，cpx：単斜輝石，pl：斜長石，pm：軽石，スケールは1mm。

④の地表面の比高は338cmである。

採取した火山灰を椀掛けして、ふるいを使って0.25~0.125mmの粒子を取り出して観察した。As-YP(第5図)は、ガラスと斜長石の粒子が多く、輝石は少ない。斜方輝石は自形を示しているものが多いが、普通輝石は形が崩れている。岩片も多く見られる。As-BP(第6図)は、As-YPに比べ、斜長石が少なく輝石が多く含まれている。軽石が多いこともAs-YPとの大きな違いである。特に1mmを超える粗い粒に軽石が多い。

以上のような調査・観察の結果を第4図に示した。火山灰層は小段差の地下部分でずれることなく緩やかに傾斜して連続し、120cmの落差をもつ小段差は、表土の部分だけに存在することが判明した。平坦面に育っている樹木が年輪からみると50年ほど前に植林されたものであることがわかるが、小段差はそれ以前の人の手による開墾によってつくられたものとみられる。

また、平坦面北縁の沢の頭部に、直径数m、深さ約1mの小さな凹地が数個観察される。赤色立体地図でも6~9個の同様の地形を確認できる。その中の一つの凹地を、ハンドオーガーを使って掘削し

た。表土が深さ38cmまでであり、その下にAs-YPをはさむ厚さ62cmの風化火山灰層に、さらに深さ110cmからはAs-BPに達し、水のたまった様子は観察されなかった。

## 地すべりの記載

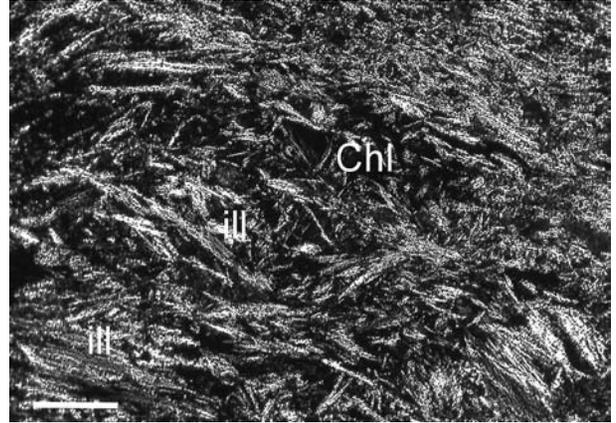
### 地すべり崩積土

平坦面の先端部よりも北側の地域は、北傾斜の斜面を形成している。その地形面を侵食して流れる北北東方向にのびる東側の沢(地すべりの東側部)と、その西側地域の沢(地すべりの西側部)の調査の結果は以下のようなものであった。露頭記載位置は第2図に示した。

**東側部** たつぷりと水を含んだ厚さ3.5mの地すべり粘土層がみられる(第2図④地点:C<sub>1</sub>地点と同じ)。粘土層は非常に軟かく、長靴で入ると抜け出すのが困難なくらいである。この粘土層をはさんで、その上位は灰緑色凝灰岩の崩積岩塊からなる。それぞれの崩積岩塊の構造は、N5°E80°E、N10°W80°E、N30°W80°NWと安定しない(第2図④地点)。一見、基盤のように見えるが、基盤の岩石



第7図 地すべり粘土層の追跡  
斜面をトラバースしながら追跡をする。



第9図 地すべり粘土層中の破碎岩片の顕微鏡写真  
(クロスニコル)

ill : イライト, Chl : 緑泥石, スケールは0.1mm.



第8図 C<sub>1</sub>地点の地すべり粘土層



第10図 C<sub>2</sub>地点の地すべり粘土層

が地すべり滑動でブロック化した岩塊である。最大で直径4m, 1~2m程度の基盤の岩石からなる小ブロックで構成され, マトリックスは基盤が壊された岩片や砂などの淘汰不良な砂礫であり, 地すべり崩積土であると判断される。この崩積土を覆って再堆積性のロームが谷を埋めるように堆積しているのが観察された。地すべり粘土層より下位は, 基盤の凝灰岩と片状珪質凝灰岩からなり, N72° E60° Sの構造を示す。

**西側部** 西側の地すべり末端部(第2図⑥地点)でも地すべり粘土層と基盤の片状珪質凝灰岩の境界を確認することができた。地すべり粘土層の上には直径1~2mほどの小ブロックから構成される地すべり崩積岩塊が堆積している(第2図⑥地点)。

また, この地点より300mほど南方の沢(第2図⑧, ⑨地点)では, 基盤の凝灰岩や角礫状凝灰岩が分布している。

#### 地すべり粘土層の確認と分布状況

平坦面周辺部における調査により, 6か所で地すべり粘土層を確認した。以下それぞれの地点ごとに記載する。各地点の位置は, 地すべり範囲図に示してある(第2図C<sub>1</sub>~C<sub>6</sub>地点)。また, 第7図は野外における地すべり粘土層の追跡の様子である。

**C<sub>1</sub>地点** 地すべり下部の東端部において、山道より約150m上流の沢底に、層厚約3.5mの極軟質な青白色粘土層を確認した（第8図）。やや破碎された緑色片状珪質凝灰岩を基底とし、下部に基盤岩の破片を含む。

粘土層中の岩石片を顕微鏡で観察したところ、明瞭な線状構造が観察され、線状構造に沿って大量のイライト・緑泥石が生じていることがわかった（第9図）。イライトは短径5～20 $\mu$ m、長径50～150 $\mu$ mものが大半であるが、アミグダル状の産状を示すものは大きく、短径50 $\mu$ m、長径600 $\mu$ mを超えるものも見られた。緑泥石は鉄の多い緑泥石で干涉色の色が黒～黒灰色を呈している。

**C<sub>2</sub>地点** 同じ沢のC<sub>1</sub>地点から約100m下流の左岸部で青白色の粘土層を確認した（第10図）。

**C<sub>3</sub>地点** 同じ沢のC<sub>2</sub>地点から約15m下流の左岸部で青白色の粘土層を確認した。基盤の片状珪質凝灰岩との境界面（すべり面）は、N80° E25° Nの構造を示す。

**C<sub>4</sub>地点** 地すべり下部の中央東寄りの作業道のり面で粘土層を確認した。粘土層と片状珪質凝灰岩の境界面はN20° E22° Wで、地すべりの主滑動方向とは異なることから、地すべり崩積土内の二次すべり面とみられる。

**C<sub>5</sub>地点** 地すべり末端西部において、地すべり粘土層の下位の緑色片状珪質凝灰岩との境界面（すべり面）はEW34° Nであった。

**C<sub>6</sub>地点** C<sub>5</sub>地点の西南方約15m離れた位置で、C<sub>5</sub>地点とほぼ同じ高さに粘土層を確認した。

### 空中写真による地形判読

上記のような地表調査に加えて、国土地理院2000年11月23日撮影の4万分の1モノクロ空中写真（KT20007Y, C10-3, 4, 5；第11図）を用いて地形判読を行った。判読結果は、空中写真による地すべり判読図（第12図）に示した。

### リニアメントの分布と地すべりの関係

金剛萱周辺地域には、多方向のリニアメントが判

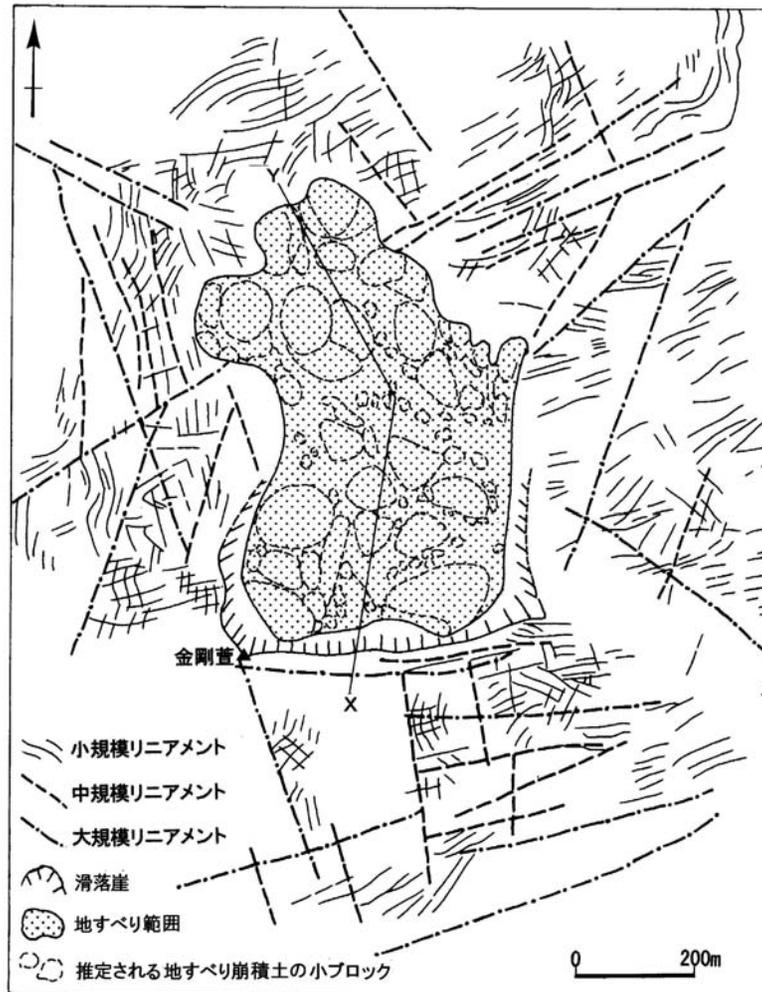


第11図 金剛萱付近の空中写真  
空中写真は2000年撮影のもの。

読されるが、主に次の（A）～（D）の4種に区分できる。リニアメントの規模は、延長約200m以下のものを小規模、延長約200～約500mのものを中規模、延長約500m以上のものを大規模として区分した（第12図）。

なお、ここでいうリニアメントは、空中写真の映像の上で、直接・間接に地下の地質や構造を反映しているとみられる線状の構造をさしており、地形・土壌の色調・植生・水系模様の急変など成因・規模を問わず用いている。

**（A）東北東方向の中～大規模リニアメント** 金剛萱周辺の尾根や谷の延長方向のリニアメントであり、基盤岩中の硬質な地層（尾根を形成）や軟質な地層（沢を形成）の延長方向の反映と推定される。平坦面南端の尾根筋も東北東に伸びて北方に開く馬蹄形の地すべり滑落崖を形成しており、地すべりは基盤岩中の軟質層をすべり面として、地層の傾斜方



第12図 地すべりの空中写真判読図

写真判読は第11図をもとに行ったものである。図の範囲も第11図にほぼ同じ。X-Yは断面線。

向に滑動した可能性が考えられる。

(B) 北北西～北北東方向の中～大規模なりニアメント (A) にほぼ直交するもので、断層や破碎帯を反映しているものと推定される。金剛萱の平坦面の東西の端部は北北東方向リニアメントで画されており、地すべりは側部の断層破碎帯を境界として北北東方向に滑動した可能性が考えられる。

(C) 西北西方向の中～大規模リニアメント 尾根や沢の屈曲点が連続して分布するもので、断層や破碎帯を反映したりニアメントと推定される。平坦面の中部を横断する西北西方向のリニアメントが存在し、その付近で、地すべりの滑動方向が北北東方向から北北西方向に変化している。

(D) 多方向の小規模リニアメント 金剛萱の平坦面の周辺山地に認められる小規模なもので、基盤岩の層理面や連続する節理面を反映したりニアメントと推定される。不動地の判定に役立てた。

#### 地すべり地域の判読

金剛萱地域では、空中写真の画像上で、地すべり地域とその周囲の不動地域の地形や色調（植生等を反映）の差異が比較的明瞭に判別できる。

地すべり地域は、空中写真上で暗灰色の色調を示す。地表面下にローム層が厚く堆積し、杉などの針葉樹植林地が主体のため、暗灰色を示すものと考えられる。一方、地すべり地域の周囲は連続性の良い

尾根線や沢筋からなり、空中写真上の色調は明灰色を示す。広葉樹が主体の自然林で、表土が薄いため明色を示すものとみられる。地すべり地域の地形や色調とは明瞭な差がある。

金剛萱の地すべり地域の内部では、数10～150m程度の直径をもつ多角～楕円形のドーム状の凸状部（20か所程度で相対的に明色を示す）と、その周りの暗色を示す凹状部に区分できる。凸状部は、地すべり崩積土が小ブロック化したものと考えられる。凸状部の規模は、地すべり斜面上半部で大きく、下半部でやや小規模となる傾向が認められる。また、地すべり地域の上部西寄りの地域に認められる円形の平坦部は、数10年前に馬場として利用された土地とみられる。凹地部は浸食谷や新規崩積土堆積地等であり、ローム層に覆われていない地域と推定される。

上記の空中写真判読結果と現地踏査結果を併せて地すべり地域の範囲を考察し、第12図に示した。

なお、金剛萱の平坦面をふくむ緩斜面は、地すべり地形分布図（富岡）においても地すべり地形とされている（防災科学技術研究所 2003）。同図の地すべり地形は末端部が二股に分れてさらに下方へ延びる形状で、第12図の地すべり範囲とは一部異なっている。この地すべり地形分布図（富岡）は主に空中写真判読による地すべり地形抽出図である。写真判読のみでは地すべり末端部と末端部からの二次的流出土砂部の判別は困難な場合が多く、地すべり地形分布図には末端からの二次的流出土砂部も含まれている可能性も考えられる。

第12図の地すべり範囲は、空中写真判読と現地踏査結果を併せて判定したもので、地すべり地形分布図（富岡）よりは多くの調査資料に基づいた地すべり範囲図といえよう。

### 赤色立体地図の観察

観察した赤色立体地図：空中写真判読に併せて赤色立体地図（口絵2-1）の観察を行い、地すべり範囲の推定に役立てた。赤色立体地図は、航空機からレーザー波を地上に投射し、反射波から得られた地形データをもとに、傾斜が急な面ほど赤く、尾根

は明るく谷が暗くなるように表現されたものである。レーザー波は地表の植生を透過するため、正確で詳細な地表面形状を把握できる。

赤色立体地図は、下仁田町所蔵（製作元アジア航測株式会社）のものを使用した。

**観察結果** 観察結果は、空中写真による地すべり判読図（第12図）に活かした。

金剛萱地域では、赤色立体地図上の色調や肌理の相違により、地すべり地域と不動地域の部分が比較的明瞭に判別できる。

不動地域とみられる部分は濃い赤色を示し、尾根線頂部のみ白色を示す。山腹や尾根線は、一様に滑らかな肌理を示している。谷地形は、V字形で深い。

地すべり地域と推定される平坦面部は薄い赤色を示し、斜面上に凹凸や縞状の筋が目立つ。薄赤色を示す金剛萱平坦面内部では、空中写真と同様に、径数10～150m程度の多角～楕円形のドーム状や多角形の凸状部（20か所程度で相対的に明色を示す）と、その周りの暗色を示す凹状部に細分できる。

凸状部は、地すべり崩積土が小ブロック化したもので、ローム層に厚く覆われているために薄赤色を示すと考えられる。作業道や平坦な畑地造成地も白色を示す。中下部にはやや浅いU字谷が放射状に発達し、谷壁の所々に岩塊とみられる大礫がみられる。U字谷の谷頭より上位に小規模な円形や馬蹄形の凹地が認められる。

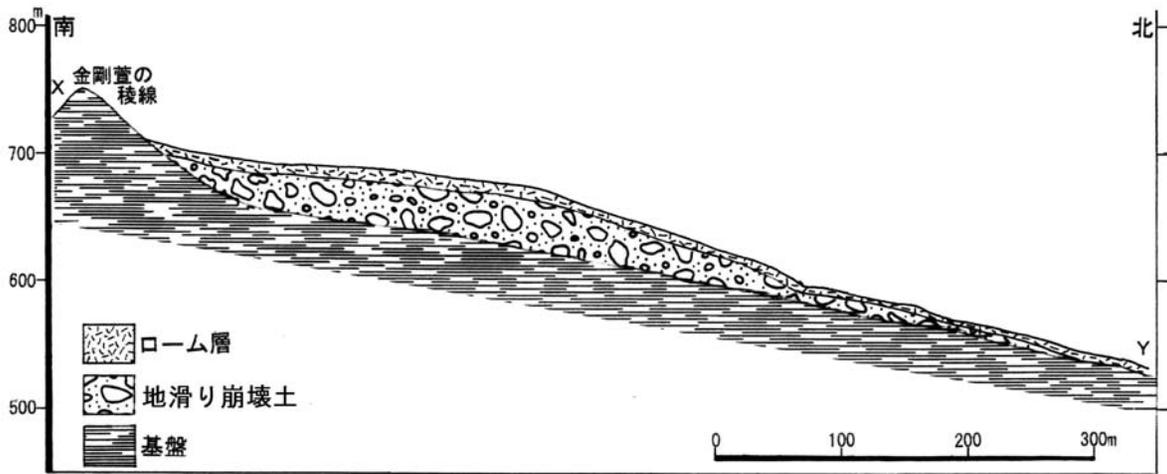
土地利用：大規模な畑造成地とみられる平坦地と切土崖が、地すべり地域の中上部の3か所と下部の1か所に造成されている。この造成畑地は2000年撮影の空中写真には確認されていないもので、数年前に造成されたコンニャク畑造成地とみられる。

## 考 察

### 地すべりの規模と断面特性

以上の調査結果から、地すべりの範囲と断面特性を考察し、地すべり範囲図（第2図、第12図）と地すべり断面図（第13図）に示した。

**地すべりの規模** 地すべりの頭部～上部では、不動地域と地すべり地域の境界は地形・地質と植生種の



第13図 地すべり断面図

断面線は第2図および第12図中のX-Yである。

なお、この図では地すべり崩壊土は単に図の様式として表示してある。

相違から比較的容易に判定できる。地すべりの中下部では、地すべり地域と不動地域の地形的差異はやや不明瞭であるが、基盤岩の露頭や地すべり粘土層の分布、植生の相違等から地すべり範囲を推定した。地すべりの末端部では、地すべり粘土層と基盤岩の確認位置や地すべり押し出し地形等から地すべり範囲を推定した。末端の東部では、作業道沿いののり面や沢底に広く基盤岩が露出し、その上方の地すべり粘土との境を地すべり境界とした。末端の西部では、2か所で確認した地すべり粘土と基盤岩の境界から地すべり境界を推定した。

推定される地すべりの規模は、幅約300~400m、長さ700mの大規模のものである。

**地すべりの断面特性** 地すべり頭部のすべり面深度は、滑落崖の斜面形状を地下に延長して推定した。地すべり中上部のすべり面深度は、東側の沢底で確認した地すべり粘土層の基底面標高(約600m)を中央断面に外挿して推定した。地すべり下部~末端部のすべり面深度は、地すべり粘土層の確認地点や末端隆起地形などから推定した。

推定されるすべり面の最大深度は約50mで、すべり面は北方に約12°で傾斜する平面状の形状を示す。

以上の地すべりの断面特性は、踏査や空中写真判読による地質概査結果の検討によるものであり、地

すべり特性の詳細は物理探査やボーリング調査等を行って把握する必要がある。

#### 地すべりの発生機構

**地すべり発生の素因** 本地域は関東山地北端に位置し、中央構造線の断層活動や新生代の関東山地隆起運動などの構造運動を強く受けた地域である。これらの構造運動により基盤の岩石中には片状節理や断層破碎帯などの弱線が形成されており、また、リニアメントの判読からもそのことがうかがえる。

現地調査、既存地質資料解析および空中写真判読結果から、金剛萱周辺の地質構造は、秩父帯の地層群がほぼ東西性の走向で、北方へ傾斜する構造をなしている。

破碎による片理面や層理面などをすべり面として、北方へすべり易い地質構造であり、南北や西北西方向の断層が発達している。これらの地質構造上や弱層の存在が地すべり発生の素因と考えられ、小出の分類(小出 1955)による「破碎帯地すべり」に属すると判断される。

**地すべり発生の誘因** 本地域は、尾根部に位置し、溪流による地すべり末端部の谷頭浸食がすすみ地形的な不安定化が進んでいる。また、関東山地の隆起運動も地形的な不安定化に関与した可能性が考えら

れる。これらの長期的な誘因に加え、地震時の強振動や集中豪雨時の地下水水位の上昇（地中の間隙水圧上昇）等の突発的誘因がすべり発生の誘因として作用したと考えられる。

### 地すべりの発生年代

本地域の地すべりがいつ発生したかという点について若干考察する。金剛萱の地すべり土塊の上に堆積しているローム層の下部からは32万前のTama128が報告されている（金剛萱遺跡研究会 2014）。この火山灰層準の下位になお厚さ約2.5mのローム層が堆積していることから、ローム層は約40万年間に堆積したものであるとしている（金剛萱遺跡研究会 2014）。また、彼らの柱状図にはローム層の最下位には基盤（中古生界）が示されているが、前述したように野外調査や空中写真判読からはローム層の下には地すべり崩積土が堆積していると判断されるため、金剛萱遺跡研究会（2014）が基盤としたものは地すべり崩積土の一部を見ている可能性が高い。

なお、下仁田町川井の丘陵からはKTM（C<sub>1</sub>シロップ）が発見されている（関東火山灰グループ 2009b）が、金剛萱のロームの中からは見出されていない（金剛萱遺跡研究会 2014）。KTMの年代は60万～62万前とされている（町田・新井編 2003）。おそらくKTMが堆積した時期には、金剛萱の地すべりによる地すべり崩積土はまだ形成されず、山間部の火山灰は浸食によって流失してしまった可能性が考えられる。

その後、地すべりが発生して、地すべり崩積土が平坦面をつくり、その上に約40万年前以降のローム層が堆積したと考えられる。地すべり崩積土は水を浸透させるため、火山灰は流失を免れてその上に堆積したのであろう。こうしたことから考えると地すべりは、KTMが堆積した以降で、ローム層が堆積する以前の40万～60万年前の間に発生したであろうと推定される。

### 防災上の注意事項

金剛萱地域の地すべりは規模が大きく、地すべり基底面に厚い軟弱な粘土層が形成されている。また、尾根源頭部に位置し、地すべり末端部の谷頭浸食が進行中であるが、地すべり崩積土の大半は斜面上に残存しているものと推定される。今後、異常な集中豪雨や大規模地震発生時には、地中間隙水圧の上昇や地震動、末端部の崩積土の流出等により斜面安定度が低下し、地すべりの再滑動が発生する可能性が考えられる。

地すべり再滑動が発生した場合には、大量の土砂が溪流を通じて下流に押し出され、作業道や林地の破壊、溪流出口の青倉地域の土石流災害発生等が懸念される。今後、金剛萱の地すべりの特性と再滑動の可能性についてボーリング調査や物理探査、動態観察などの詳細な地すべり調査を実施し、災害発生の可能性が考えられる場合には必要な防災対策を施すことが適切と考えられる。

### まとめ

1. 地形・地質調査および空中写真判読の結果から、金剛萱平坦面（標高650～700m、東西400m、南北350m）は、地すべりによって形成された地形の一部を火山灰層が覆って形成されたものであると判断され、地すべりはさらに下方の緩傾斜面までおよんでいる。
2. 基盤岩の露頭・地すべり粘土層の分布・植生の相違等から推定した地すべり範囲は、幅約300～400m、長さ700mの大規模のものである。また、地すべり粘土層の確認地点や末端隆起地形などから推定したすべり面深度は、最大約50mである。
3. 空中写真判読からすると、金剛萱周辺には4種類の多方向のリニアメントが判読され、地すべり範囲の内部では径数10～150m程度のドーム状の凸部が20か所ほど観察される。これは、地すべり崩積土が小ブロック化したものと考えられる。野外では小ブロック化した基盤の岩石か

- らなる地すべり岩塊を観察することができた。
4. 調査地域の基盤岩は、片状節理面や層理面などをすべり面として、北方へすべり易い地質構造であり、破碎された地層の存在が地すべり発生の素因と考えられ、小出の分類（小出 1955）による「破碎帯地すべり」に属すると判断される。
  5. 地すべりの発生年代は、KTM が堆積した以降で、ローム層が堆積する以前の40万～60万年前頃であろうと推定される。
  6. 平坦面の地表部に4段ほどの小段差がみられるが、この小段差が地すべりの再動によって形成された可能性もあることから、その中の一つの小段差をハンドオーガーによって掘削をした。その結果、火山灰層は小段差の地下部分でずれることなく緩やかに傾斜して連続していた。小段差は、表土の部分だけに存在しており、開墾の際に人間の手によってつくられたものであると判断される。

地すべりの詳細な範囲、地すべり特性、地すべり深度を確定するためには、今後、ボーリング調査や物理探査等を実施することが必要である。また、平坦面の形成過程を明らかにすることも残された重要な課題である。

**謝辞** 本論文を作成するにあたり、下仁田自然学校の野村 哲・小林忠夫・桜井 洌・柳澤桂子の諸氏には、日頃から種々お世話いただいた。下仁田町および下仁田町自然史館の関谷友彦氏には、赤色立体地図の観察の機会をあたえていただくなど種々便宜をはかっていただき、斉藤尚人・小林雅弘の両氏からはテフラについての貴重な情報をお教えいただいた。野外調査に当たっては金剛萱遺跡研究会の方々、および神戸 求氏のご協力も得た。塩野敏昭氏には査読を通して貴重なご指摘をいただき、地す

べり調査の資料についてもご教示いただいた。また、保科 裕氏からは査読を通して貴重なご意見をいただいた。以上の方々にお礼を申し上げる。

## 文 献

- 新井房夫・端山好和・林 信悟・細矢 尚・井部 弘・神沢憲治・木崎喜雄・金 今照・高橋 洌・高橋武夫・武井暁朔・戸谷啓一郎・山下 昇・吉羽興一（1963）群馬県下仁田町の跡倉礫岩を中心とする地質学的研究。地球科学, 64, 18-31.
- 新井房夫・端山好和・林 信悟・細矢 尚・井部 弘・神沢憲治・木崎喜雄・久保誠二・中島孝守・高橋 洌・高橋武夫・武井暁朔・戸谷啓一郎・山下 昇・吉羽興一（1966）下仁田構造帯。地球科学, 83, 8-24.
- 防災科学技術研究所（2003）地すべり地形分布図。第16集「長野」。
- 秩父団研グループ（1961）神流川流域の秩父古生層について。地球科学, 57, 1-11.
- 藤本治義・渡部景隆・沢 秀生（1953）関東山地北部の推し被せ構造。秩父自然科学博物館研究報告, 4, 1-41.
- 群馬県地質図作成委員会（1999）群馬県10万分の1地質図および解説書。内外地図株式会社, 東京, 114p.
- 関東火山灰グループ（2009a）群馬県甘楽郡下仁田町でみつかった下仁田ローム層の砂粒組成。群馬県立自然史博物館研究報告, 13, 87-93.
- 関東火山灰グループ（2009b）金剛萱の下仁田ローム層と丘陵の生い立ち。地学団体研究会第63回総会（下仁田），講演要旨集, 10-11.
- 関東山地団体研究グループ（1994）関東山地，神流川流域の秩父累帯北帯。地球科学, 48, 83-101.
- 小出 博（1955）日本の地にりーその予知と対策一。東洋経済新報社, 259p.
- 金剛萱遺跡研究会（2014）金剛萱に旧石器時代をさぐるー金剛萱遺跡と下仁田ローム層一。下仁田自然学校文庫, 8, 57p.
- 町田 洋・新井房夫編（2003）新編 火山灰アトラスー日本列島とその周辺。東京大学出版会, 336p.
- 牧本 博・竹内圭史（1992）寄居地域の地質。地域地質研究報告（5万分の1地質図福），地質調査所, 136p.
- 日本の地質「関東地方」編集委員会（1986）日本の地質3 関東地方。共立出版, 東京, 355p.
- 武井暁朔・小池美津子（1981）関東平野西縁の地質。地質学論集, 20, 169-176.