

## テフクロノロジーによる徳島県神山町の高根地すべり、

## 東大久保地すべりの発生時期の推定

北村真一<sup>a</sup>・西山賢一<sup>b</sup>・川村教一<sup>c</sup><sup>a</sup> 徳島大学大学院人間・自然環境研究科, 〒770-8502 徳島市南常三島町 1-1<sup>b</sup> 徳島大学総合科学部自然システム学科, 〒770-8502 徳島市南常三島町 1-1<sup>c</sup> 香川県立丸亀高校, 〒763-8512 香川県丸亀市六番丁 1 番地**Tephrochronological age estimate of the Koune Landslide and the Higashiohkubo Landslide in Kamiyama Town, Tokushima, Japan**Shin-ichi KITAMURA<sup>a</sup>, Ken-ichi NISHIYAMA<sup>b</sup> and Norihito KAWAMURA<sup>c</sup>Graduate School of Human and Natural Environment Sciences, University of Tokushima,  
1-1 Minamijosanjima, Tokushima 770-8502, JapanLaboratory of Geology, Faculty of Integrated Arts and Sciences, University of Tokushima,  
1-1 Minamijosanjima, Tokushima 770-8502, Japan

Marugame High School, 1 Rokubancho Marugame City, Kagawa 763-8512, Japan

**Abstract**

In this study, tephrochronological ages of the Koune Landslide and the Higashiohkubo Landslide in Kamiyama Town, Tokushima Prefecture, are estimated. The Koune Landslide is divided into two landslides; the Primary Koune Landslide and the Secondary Koune Landslide. The Primary Koune Landslide is cut by main scarp and moving mass of the Secondary Landslide. The Secondary Koune Landslide is overlain by the Kikai-Akahoya Tephra and re-sedimentation of the Aira-Tanzawa Tephra, suggesting that the landslide occurred primarily between 7.3 ka and 26-29 ka. Therefore, the Primary landslide is older than the Secondary one. The Higashiohkubo Landslide is not overlain by the Aira-Tanzawa Tephra, but the Kikai-Akahoya Tephra, suggesting that the landslide occurred primarily between 7.3 ka and 26-29 ka.

**Keywords** : *Landslide, Kikai-Akahoya Tephra, Aira-Tanzawa Tephra, Tephrochronology*

## はじめに

四国山地に分布する地すべり地形の多くは、過去に発生した大規模な斜面変動によって形成されており、現在活動中の地すべりは、過去に活動した地すべりの再活動であることが多い(例えば、寺戸, 1986)。そのため、地すべりの活動履歴を考察することは、今後の地すべり活動の時期・規模を推定する上で有効であると考えられる。

指標テフラを用いた編年は、第四系の層序のみならず、斜面堆積物や線状凹地の埋積土層などにも適用され、山地斜面の形成年代の編年に有効に利用されている(例えば、竹下, 1985; 柳井, 1989; 目代・千木良, 2004; 南里ほか, 2008)。しかし、テフラを用いて編年された地すべりの事例はまだ少ない(斉藤, 1982; 清水, 1989; 大塚ほか, 1998; 植木, 2001)。特に四国では第四紀火山から遠いことに加え、急峻な地形で降雨量も多く、テフラが斜面に残りにくい環境であるために、テフラを用いて編年された地すべりは限られている(長谷川, 1995; 植木, 2005)。そのため、寺戸(1992)は、地すべり土塊が当時の河床まで到達していたと仮定し、地すべりの末端と現河床との比高から河床低下速度を求める方法で、地すべりの発生年代を推定している。植木(2005)は、四国地方の黒瀬川帯に分布する中内地すべりを対象とし、移動体を被覆する指標テフラに基づいて地すべりの発生時期を推定している。しかしながら、地すべりと第四紀地殻変動・河成段丘の形成史などの関係について議論を進めるには、より多くの地すべりの年代を蓄積する必要があると指摘しており、地すべりの発生年代を求めることは重要と考えられる。

ところで、柳田・長谷川(1993)は、四国以外の地すべりも含めて、地すべり発生年代が推定されているいくつかの地すべり

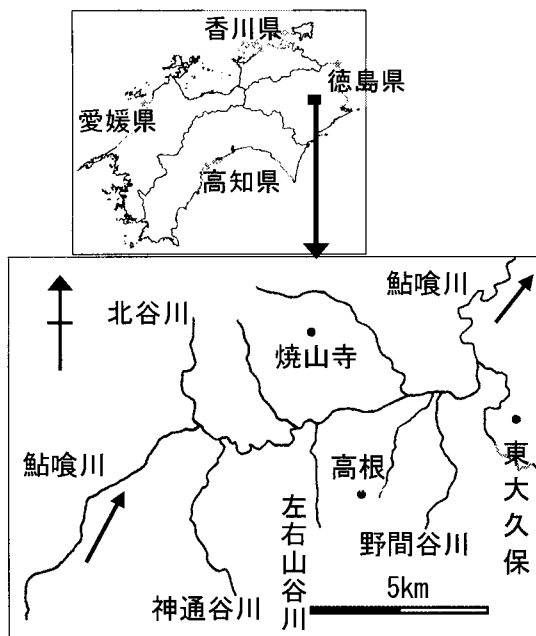
土塊の面積と、地すべり土塊に対する開析谷の面積との比を計算し、形成年代と地すべり地形開析度との間の関係式を求めている。これを用いると、年代資料のない地すべり地形の形成年代を、おおよそ推定することができるものの、その推計値には大きな誤差を伴う。そのため、年代資料に基づいた地すべりの編年を進めていく必要がある。

そこで本研究では、徳島県神山町に分布する高根地すべり、東大久保地すべりの2つを対象として、地すべり移動体を被覆する指標テフラの抽出を試み、地すべりの発生時期について検討を行った。

## 地形・地質概要

調査対象地域(第1図)は、吉野川の支流である鮎喰川の南方斜面に位置しており、周辺には比高300~400mの急傾斜の山地斜面が広がる。当地域には地すべり地形が比較的多く、特に鮎喰川より南方の稜線沿いに多い。高根地すべりは、鮎喰川支流の高根谷川上流にあり、秩父累帯北帯の北部に位置する斜面に位置している。第2図は調査地域の地質図である(四国地方土木地質図編纂委員会, 1998)。須鎗ほか(1982)はコノドントや放散虫などの微化石に基づき、当地域に分布する秩父累帯北帯の地層を三疊~ジュラ系に属する神山層群とした。高根地すべり周辺は神山層群のA帯に区分され、須鎗ほか(1982)によると、神山層群A帯は砂質優勢砂泥互層・黒色千枚岩・粘板岩化した凝灰質泥岩層・千枚岩質泥質優勢砂泥互層から構成され、石灰岩・チャート・緑色岩類を伴う。村田ほか(1994)は、神山町高根に分布する緑色岩類が超苦鉄質の集積岩と火山岩を伴い、源岩がアルカリ岩であるとしている。

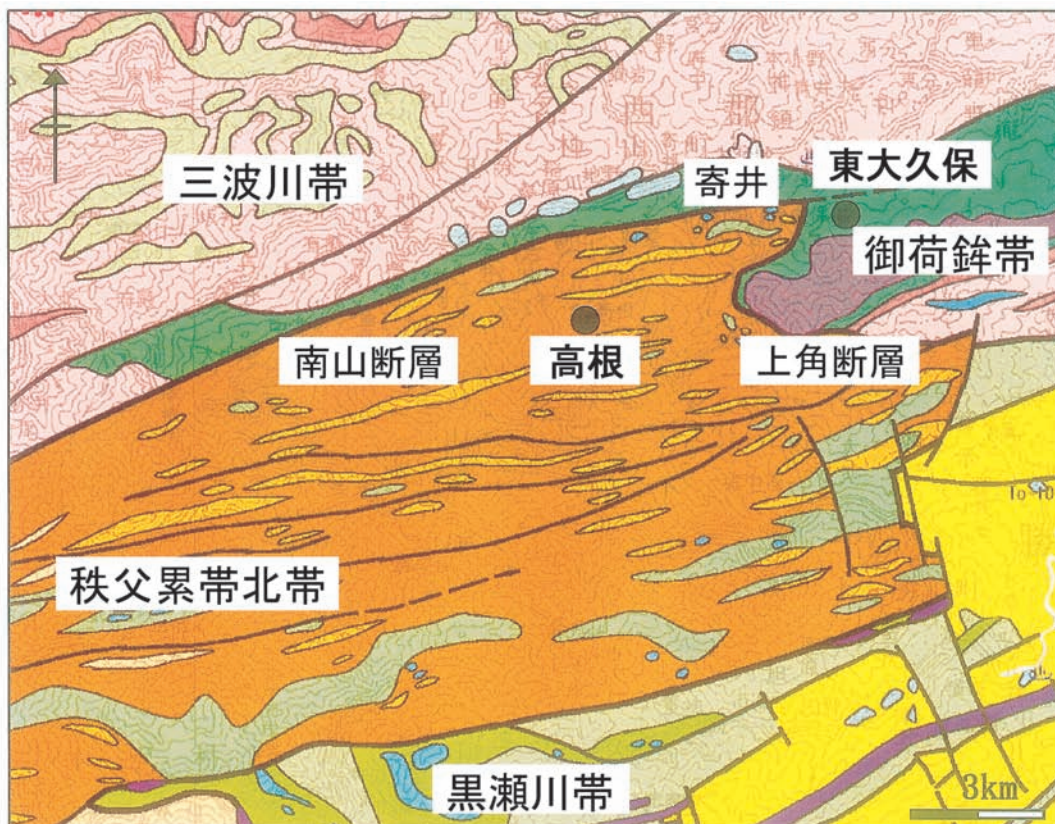
東大久保地すべりは、上角谷川沿いにあ



第1図 調査地域の位置

鮎喰川上流域と高根地すべりおよび東大久保地すべりの位置

り、御荷鉾緑色岩からなる斜面に位置し、秩父帯と御荷鉾緑色岩類の境界に近い。当地域では、北側の御荷鉾緑色岩類と南側の秩父累帯北帯の泥質岩との岩相境界に南山断層があると考えられている(村田, 1995)。また、石田ほか(2000)が、上角から南方へ、東大久保、南野間を通り、上勝町大北へと伸びる東傾斜の逆断層を上角断層と命名し、上盤側に御荷鉾緑色岩類が、下盤側に秩父累帯北帯の堆積岩が分布すると報告している。当地域の御荷鉾緑色岩類については、Takeda(1984)によれば、その分布域の北部でハイアロクラスタイトとピロープレッチャーが、南部でハンレイ岩が卓越し、カンラン岩の小岩体の一部が見られる。



第2図 対象地域の地質図

20万分の1地質図(四国地方土木地質図編纂委員会, 1998)の一部に加筆

### 地すべり地形の記載

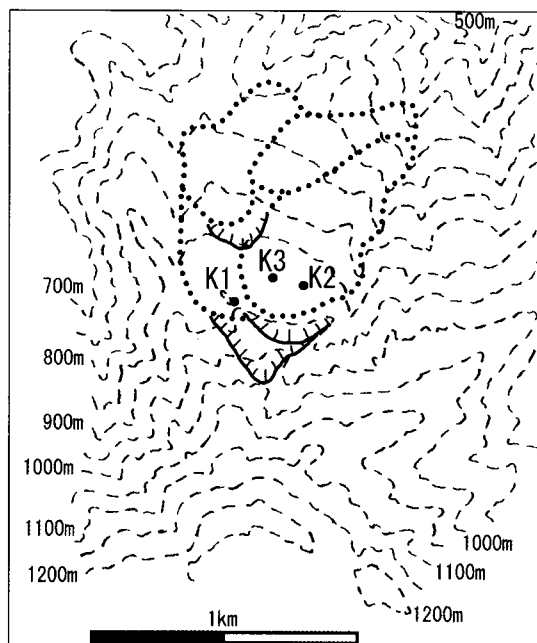
地すべり土塊上には土層の露出は見られないため、ハンドオーガーを用いて土層を掘削し、試料を採取した。高根地すべりおよび東大久保地すべりともにハンドオーガーで掘削できない岩塊に達したところで掘削終了とした。したがって、掘削した土層は、地すべり移動体の岩塊を被覆して堆積したものと考えられる。掘削した土層は、ほぼ 10~20 cm おきに採取し、実験室にて洗浄後に実体顕微鏡・偏光顕微鏡で鉱物粒子を観察した。洗浄は碗がけおよび超音波洗浄器を用いて行った。顕微鏡観察では、火山ガラス、軽鉱物、重鉱物および岩片に分類し、約 300 粒子までカウントした。火山ガラスは色と形態によって区分した。火山ガラスが濃集している部分について、火山ガラスの屈折率測定を実施した。地点 K1 および H1 のローム層に含まれる火山ガラスの屈折率については、株式会社古澤地質に測定を依頼した。測定装置は株式会社古澤地質製の温度変化型測定装置 MAIOT であり、測定手順は古澤 (1995) の通りである。地点 K2 および K3 のローム層に含まれる火山ガラスの屈折率については、大阪市立大学理学部人類紀自然学教室にある株式会社古澤地質製の温度変化型測定装置 MAIOT を用い、古澤 (1995) に従って測定した。

以下の文章中に使用する「ローム層」という用語は、従来は「風化火山灰」、「火山灰土」などと呼ばれているが、それらはテフラ起源と大陸起源の粒子が混合したものであり (吉永, 1995), 「レス」と呼ぶべきであるとの指摘がなされている (早川, 1995)。本研究では、ローム層という名称を、礫を混在する粘土・シルト質の土層を示す記載用語として用いる。

**高根地すべり** 空中写真および縮尺 25,000

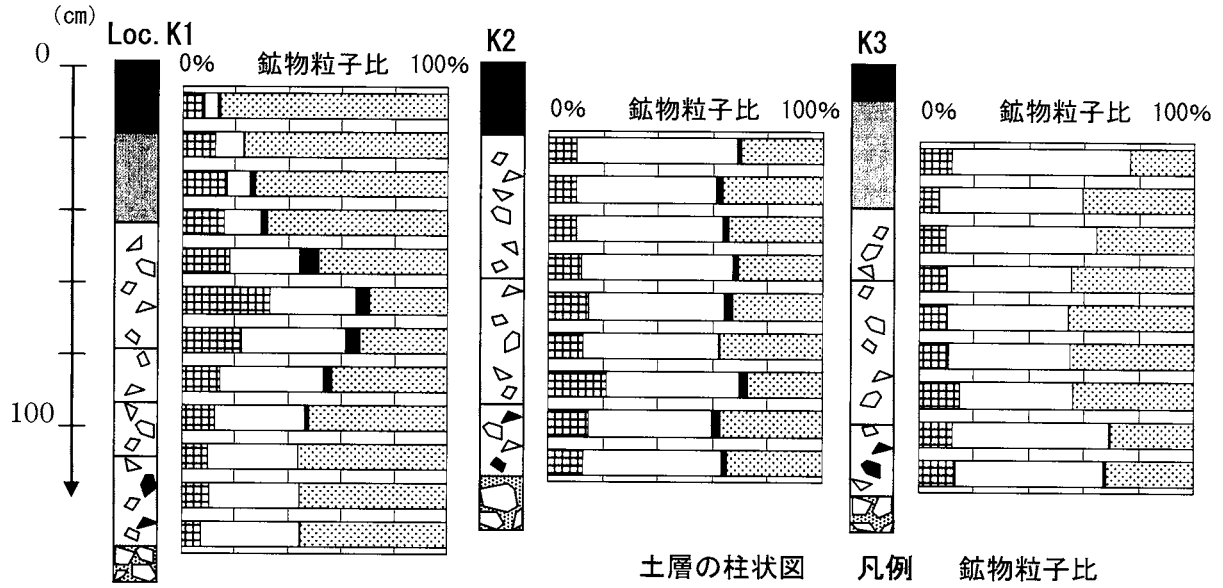
分の 1 地形図の判読によると、地形面の開析関係および地すべり地形の形状から、初生的および二次的な地すべり地形が認められる (第 3 図)。初生的な地すべり地形は、標高約 1,000m を冠頂とする北方に開いた滑落崖と、標高 900m の等高線の閉曲線により囲まれた小丘 (径約 30m) 周辺に広がる緩傾斜の地すべり移動ブロックから構成される。二次的な地すべり地形は、標高約 940m を冠頂とする北北東に開いた滑落崖、標高約 880m のほぼ平坦な領域 (約 100m×150m) を持つ移動ブロックから構成される。

地すべりの移動ブロックの構成層は、黒色泥岩を主体とし、少量の凝灰質泥岩、チャートおよび緑色岩を伴う。黒色泥岩と凝灰質泥岩はしばしば千枚岩化しているものが見られる。地すべり土塊上には、最大径



**第 3 図 高根地すべりの  
地すべり地形分類図**

基図は国土地理院発行の 25,000 分の 1 地形図「阿波寄井」を使用した。図中の ● (K1~K3) は土層のサンプリング地点である。



第4図 高根地すべりの移動ブロックを覆う土層の柱状図および磁物粒子比

1m未満のチャート礫が多く、まれに最大径5mを超えるものがある。

高根地すべり移動体上では、3箇所ハンドオーガーを用いた掘削を行った(第3図)。K1~K3地点で掘削した試料の実体顕微鏡・偏光顕微鏡による検鏡結果を第4図にまとめる。

初生的な地すべりの移動ブロックの頂部にある地点K1では、地表面から層厚20cmの腐植土層、層厚25cmの暗褐色ローム層、主に径1~3cm(最大径10cm)の角礫が散在する層厚30cmの褐色ローム層、層厚15cmの明褐色ローム層、径3~5cmの角礫が散在する層厚15cmの褐色ローム層、径3~5cmの角礫およびクサリ礫が散在する層厚25cmの褐色ローム層、径3~7cmの角礫が主体で褐色のロームを含む角礫層が、地すべりの移動ブロックを覆っている。

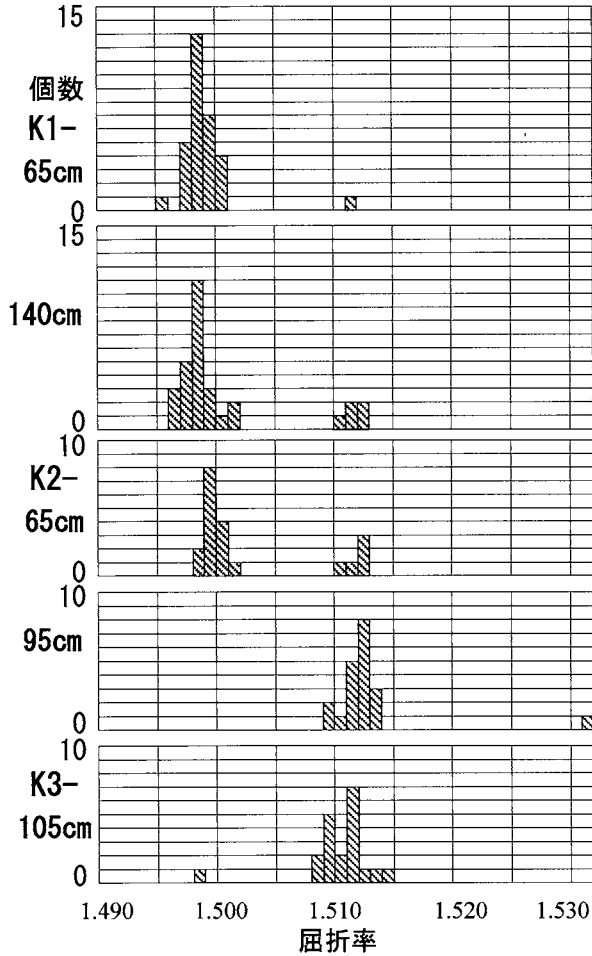
二次的な地すべりの移動ブロックの平坦域にある地点K2では、地表面から層厚20cmの腐植土層、径1~3cmの角礫が散在する層厚40cmの褐色ローム層、径1~5cmの角礫が散在する層厚35cmの褐色ローム

- |        |       |       |
|--------|-------|-------|
| 土層の柱状図 | 凡例    | 磁物粒子比 |
| 腐植土層   | 火山ガラス | 軽磁物   |
| 暗褐色ローム | 軽磁物   | 重磁物   |
| 褐色ローム  | 重磁物   | 岩片    |
| 明褐色ローム | 岩片    |       |
| 角礫層    |       |       |
| 角礫     | クサリ礫  |       |

層、径1~5cmの角礫およびクサリ礫が散在する層厚20cmの褐色ローム層、径1~7cmの角礫が主体で褐色のロームを含む層厚15cmの角礫層が、地すべりの移動ブロックを覆っている。

二次的な地すべりの移動ブロックの平坦域にある地点K3では、地表面から層厚10cmの腐植土層、層厚30cmの暗褐色ローム層、主に径1~3cm(最大径10cm)の角礫が散在する層厚20cmの褐色ローム層、径1~5cmの角礫が散在する層厚40cmの褐色ローム層、径1~5cmの角礫およびクサリ礫が散在する層厚20cmの褐色ローム層、径1~7cmの角礫が主体で褐色のロームを含む層厚10cmの角礫層が、地すべりの移動ブロックを覆っている。

K1の深さ65cmのローム層では、火山ガラスの割合が約33%で、バブルウォール型および少量のパミス型の形状を持つ。火山



第5図 火山ガラスの屈折率

ガラスの色は無色および褐色である。火山ガラスの屈折率の範囲は  $n=1.498-1.500$  のものが 30 個、 $n=1.511$  のものが 1 個である (第 5 図)。

K1 の深さ 140cm のローム層では、火山ガラスの割合が約 10% で、バブルウォール型の形状を持つ。火山ガラスの色は無色および褐色である。火山ガラスの屈折率は  $n=1.496-1.501$  のものが 25 個、 $n=1.510-1.513$  のものが 5 個である。

K2 の深さ 65cm のローム層では、火山ガラスの割合が約 12% で、バブルウォール型の形状を持つ。火山ガラスの色は無色および褐色である。火山ガラスの屈折率の範囲は  $n=1.498-1.501$  のものが 15 個、 $n=1.510-1.513$  のものが 5 個である。

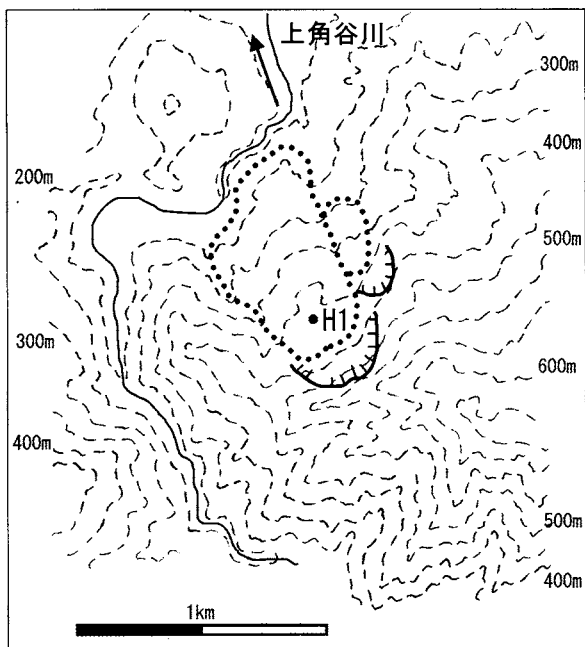
K2 の深さ 95cm のローム層では、火山ガラスの割合が約 21% で、バブルウォール型の形状を持つ。火山ガラスの色は無色および褐色である。火山ガラスの屈折率は  $n=1.509-1.514$  のものが 20 個である。

K3 の深さ 105cm のローム層では、火山ガラスの割合が約 15% で、バブルウォール型の形状を持つ。火山ガラスの色は無色および褐色である。火山ガラスの屈折率は  $n=1.4989$  のものが 1 個、 $n=1.508-1.515$  のものが 19 個である。

**東大久保地すべり** 空中写真および縮尺 25,000 分の 1 地形図の判読によると、初生的な地すべり地形および隣接する地すべり地形が認められる (第 6 図)。初生的な地すべり地形は、標高約 520m を冠頂とする北北西に開いた滑落崖、標高約 350m のほぼ平坦な領域 (約 100m×200m) および東大久保集落を含む移動ブロックから構成される。地すべりの移動ブロックの構成層は御荷鉾緑色岩類である。

東大久保地すべりでは、1 箇所ではハンドオーガの掘削を行った (第 6 図)。初生的な地すべりの移動ブロックの平坦域にある地点 H1 では、地表面から層厚 20cm の腐植土層、径 1~3cm の角礫が散在する層厚 15cm の暗褐色ローム層、径 1~3cm の角礫が散在する層厚 25cm の褐色ローム層、径 1~5cm の角礫が主体で褐色のロームを含む層厚 10cm の角礫層が、地すべりの移動ブロックを覆っている (第 7 図)。また、掘削地点 H1 より北方 100m の地点では、林道沿いの切り土法面において、土層の観察を行った。そこでは、地表面から層厚 20cm の腐植土層、径 1~5cm の角礫が散在する層厚 30cm の褐色ローム層、径 5~10cm の角礫が主体で褐色のロームを含む層厚 25cm の角礫層を確認することができる。

H1 地点で掘削した試料の実体顕微鏡・偏光顕微鏡による検鏡結果を以下にまとめる



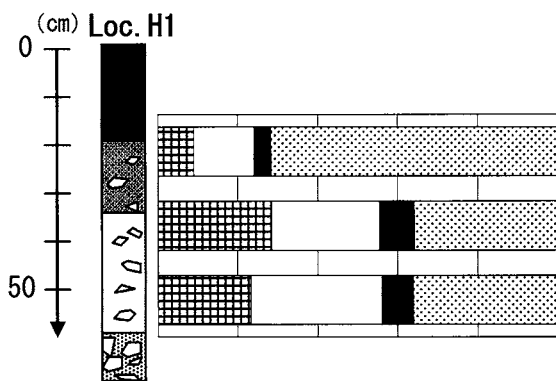
第6図 東大久保地すべりの  
地すべり地形分類図

基図は国土地理院発行の25,000分の1地形図「阿波寄井」を使用した。図中の●H1は土層のサンプリング地点である。

(第7図). H1の深さ40cmのローム層では、火山ガラスの割合が約28%で、バブルウォール型の形状を持つ。火山ガラスの色は無色および褐色である。火山ガラスの屈折率は $n=1.511-1.531$ のものが30個である(第8図)。

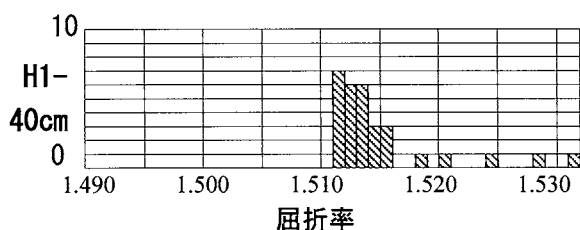
テフラから推定される  
地すべりの発生年代

**地すべり土塊を覆うテフラの対比** 高根地すべりのローム層に含まれる火山ガラスは、町田・新井(2003)に示された形状、色および屈折率などの記載岩石学的な特徴より、低い屈折率( $n=1.495\sim 1.503$ )のものは始良Tnテフラ(以下AT)、高い屈折率( $n=1.507$ 以上)のものは鬼界アカホヤテフラ(以下K-Ah)の特徴と一致する。したがって、地点K1, K2およびK3のローム層に含まれる火山ガラスは、低い屈折率のものはAT、高い屈折率のものはK-Ahと対比できる。また、目代・千木良(2004)に従い、火山ガラスが集中するピーク直下を降灰層準と見なした。すなわち、K1地点の深さ60cm付近には、最も多くのAT起源の火山ガラスが含まれるが、AT起源の火山ガラスは土層の広い範囲にも含まれていることから、降灰層準を特定することはできない。K2地点については、深さ90cm付近に最も多くのK-Ah起源の火山ガラスが含まれており、その直下を降灰層準とした。K3地点は深さ90~110cmにK-Ah起源の火山ガラスが多く含まれていることから、その直下をK-Ahの降灰層準と認定した。



第7図 東大久保地すべりの移動ブロック  
を覆う土層の柱状図および鉱物粒子比

凡例は第4図と同様である。



第8図 火山ガラスの屈折率

東大久保地すべりのローム層に含まれる火山ガラスは、町田・新井(2003)に示された形状、色および屈折率などの記載岩石学的な特徴より、K-Ahの特徴と一致する。したがって、地点H1のローム層に含まれる火山ガラスはK-Ahと対比できる。H1地点

の深さ 40cm 付近には、最も多くの K-Ah 起源の火山ガラスが含まれていることから、その直下を K-Ah の降灰層準と認定することができる。

**テフラと地すべりの発生年代との関係** 高根地すべりの二次的な地すべりの平坦域にある地点 K2, K3 では、移動ブロックを覆う土層の下位に K-Ah, 中位に AT が含まれている。より新しいテフラが土層の下位に、より古いテフラが上位に含まれていることから、土層全体が地すべり移動により逆転している可能性が考えられる。しかし、いずれの土層も、地表直下には厚さ 10~20cm の腐植土層が発達しており、土層の中~下位には埋没した腐植土層が確認されないことから、整然と形成されてきた土層の全体が逆転したとは考えにくい。このことから、AT は地すべり地より外部の斜面から二次的に堆積したものと考えられる。また土層の下位に AT が卓越する層準が見られないことから、二次的な地すべりの発生時期は、AT の降下 (2.6~2.9 万年前: 町田・新井, 2003) 以降であると考えられる。土層の下位に含まれる K-Ah 起源と思われる火山ガラスの割合は約 15~21% であり、軽鉱物と岩片の割合が多いが、移動ブロック上の平坦域はわずかに谷側に傾斜しているため、K-Ah 堆積以降に雨水などの地表水により削剥された可能性が考えられる。したがって、二次的な移動ブロックを K-Ah が覆うことから、二次的な地すべりの発生時期は、K-Ah が降下した約 7,300 年前(町田・新井, 2003) 以前であると考えられる。以上のことから、高根地すべりの二次的な地すべりの発生時期は、2.6~2.9 万年前の AT 降下以後で、約 7,300 年前の K-Ah 降下以前の間と推定される。

高根地すべりの初生的な地すべりの移動ブロックの小丘にある地点 K1 では、移動ブロックを覆う土層の下位に AT と少量の

K-Ah, 中位に AT とわずかに K-Ah が含まれている。初生的な地すべりの移動ブロックは、二次的な地すべりの滑落崖および移動ブロックによって切られていることから、初生的な地すべりのほうがより古い地すべりであると考えられる。また、AT より古い指標テフラ (Aso-4, K-Tz, Ata など) が土層から検出されなかったこと、土層が表層から約 140cm 程度であり、かつその全層に渡って AT が含まれることから、AT 卓越層の下に、これらのより古いテフラが挟在する可能性は低いと考えられる。上述したように、二次的な地すべりの発生時期は、約 7,300 年前の K-Ah の降下以前であることから、初生的な地すべりも K-Ah の降下以前であると考えられる。土層の下位には、AT と少量の K-Ah が含まれていることから、初生的な地すべりと AT の降下との前後関係については、いくつかの可能性が考えられる。

(i) 地すべりの発生以前に AT が山地斜面に堆積した。その後、地すべりが発生し、移動ブロックは、山地斜面に堆積していた AT を大きく乱さずに保持したまま移動した。そして、AT を含む土層の上位に K-Ah が堆積した。

(ii) 地すべりの発生以前に AT が山地斜面に堆積した。その後、地すべりが発生し、山地斜面に堆積していた AT が移動ブロック上に二次的に堆積した。そして、AT を含む土層の上位に K-Ah が堆積した。

(iii) 地すべりの発生後に AT が移動ブロック上に堆積した。そして、AT 堆積後の土層は雨水などにより削剥されたが、周辺斜面から AT を含む土層が二次的に堆積し、その上に K-Ah が堆積した。

(iv) 地すべりの発生後に AT が移動ブロック上に堆積した。そして、AT 堆積後の土層の多くは雨水などにより削剥されたが、わずかに AT を含む土層が残り、その

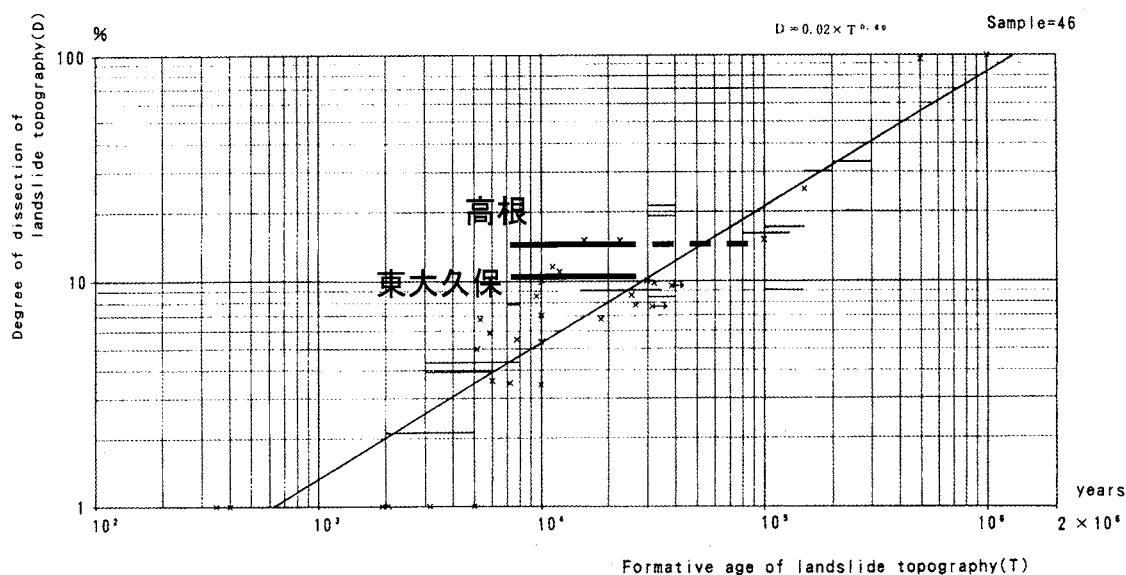


上に K-Ah が堆積した。  
 以上の 4 つの可能性が考えられるが、本研究では、それらを特定するために十分な証拠を確認することができなかった。しかしながら、(ii) と (iii) の可能性については、サンプリング地点が地すべりの移動ブロック上の小丘であることから、テフラを含む土層が周辺斜面から流入する可能性は低いと考えられる。高根地すべりの初生的な地すべりの発生時期と AT の降下との前後関係を推定するためには、今後の検討が必要である。そのためには、地すべり土塊を覆う土層の基底にあるテフラや材などを採取し、その  $^{14}\text{C}$  年代を求めることが有効であると考えられる。また、周辺地域には多くの地すべり地形が分布するため、テフラや  $^{14}\text{C}$  年代によりそれらの発生年代を推定し、年代資料を蓄積することで、第四紀における四国山地の隆起・侵食プロセスと地すべりとの関係を議論することが可能になると考えられる。

東大久保地すべりの H1 地点の深さ 40cm 付近では、AT 起源の火山ガラスは含まれていない。その K-Ah のみ含まれる深さ 40cm

から移動ブロックまでの約 20cm の間に AT が挟在している可能性は低いと考えられる。したがって、東大久保地すべりの発生時期は、2.6~2.9 万年前の AT 降下以後で、約 7,300 年前の K-Ah 噴出以前の間と推定される。

**地すべりの開析度から推定される発生年代との比較** 柳田・長谷川 (1993) は、地すべり土塊の面積と地すべり土塊に対するとの比を計算し、形成年代 (T) と地すべり地形開析度 (D) との間に  $D=0.02T^{0.6}$  の関係を得ている。そこで、本研究の高根地すべりを単一の地すべりブロックとみなし、方眼法を用いて地すべり土塊の面積および開析谷の面積を求め、その関係式と比較を行った。また、東大久保地すべりについても同様にして面積を求め、関係式との比較を行った。東大久保地すべりは、上述したように地すべりの発生年代を約 7,300 年前から 2.6~2.9 万年前の間として、その範囲を直線で表している。しかし、高根地すべりは、AT の降下との前後関係が特定できないために、約 7,300 年前から 2.6~2.9 万年前の間を直線とし、AT より古い指標テフラの



第9図 地すべり地形の形成年代と開析度の関係  
 柳田・長谷川 (1993) に筆者らのデータを加筆した。

Aso-4 (8.5~9.0 万年前) までを破線で表した。第 9 図より、高根地すべりおよび東大久保地すべりの値は回帰直線より少し離れるが、既存のデータと概ね同じ傾向を示し、テフラから推定される地すべりの発生年代と重なっている。

高根地すべりについては、四国東部に分布する指標テフラが少ないため、AT 降下以前の編年の時間目盛りが粗くなっており、これ以上の精度で地すべり発生年代を推定することは困難である。また、柳田・長谷川 (1993) は、流動型の地すべり地形のように新しい土砂が供給され、開析谷が発達しにくいと考えられるものについては、上記の関係式を適用することには問題があると指摘している。従って、東大久保地すべりは、流動型の地すべり地形ではなく、主要な移動体が単一のブロックであるため適用可能である。一方、高根地すべりの場合には、流動型の地すべり地形ではないが、移動体が複数のブロックに分かれており、また二次的な地すべり土塊上には径 1m 未満の礫が多く、地すべり発生後にも土砂供給があったと考えられるため、上記の関係式を適用することは難しいと考えられる。より精度の高い地すべり地形の編年を行うためには、年代の推定を行った地すべりの事例を増やし、年代と開析度との関係式の精度を向上させていくことが必要であろう。

### まとめ

徳島県神山町に分布する高根地すべり、東大久保地すべりの 2 つを対象とし、移動体を被覆する指標テフラの検出を試み、地すべりの発生時期の推定を行った。高根地すべりの二次的な地すべりの移動ブロックは K-Ah に覆われるが、土層に含まれる AT は一次的に堆積したものではなく、周辺斜面から二次的に堆積したものと考えられる

ことから、二次的な地すべりは 2.6~2.9 万年前と約 7,300 年前の間に発生したと推定した。初生的な地すべりは、二次的な地すべりの滑落崖および移動ブロックによって切られていることから、それよりも古い地すべりと考えられるが、AT 降下との前後関係は確定できなかった。東大久保地すべりの移動ブロックが K-Ah に覆われるが、AT には覆われていないことから、東大久保地すべりは 2.6~2.9 万年前と約 7,300 年前の間に発生したと推定した。

**謝辞** 徳島大学総合科学部の村田明広教授には、原稿を査読していただいた。また、石田啓祐教授には、神山町周辺の地質に関してご教示いただいた。以上の方々に、記して感謝申し上げます。

### 引用文献

- 古澤 明, 1995, 火山ガラスの屈折率測定および形態分類とその統計的な解析に基づくテフラの識別. 地質学雑誌, **101**, 123-133.
- 長谷川修一, 1995, 大規模地すべり地形の形成年代からみた四国島の地すべり発達史. 地すべり学会関西支部シンポジウム, 35-49.
- 早川由紀夫, 1995, 日本に広く分布するローム層の特徴とその成因. 火山, **40**, 177-190.
- 石田啓祐・小澤大成・森永 宏・橋本寿夫・元山茂樹・森江孝志・中尾賢一・Hirsch, F.・香西 武, 2000, 徳島県神山町地域の秩父北帯・御荷鉾帯. 阿波学会紀要, **46**, 1-12.
- 町田 洋・新井房夫, 2003, 新編 火山灰アトラスー日本列島とその周辺ー. 東京大学出版会, 336p.
- 南里智之・槇納智裕・米川 康・原田憲邦・

- 安藤裕志・山田 孝, 2008, 十勝岳・富良野川における火山泥流発生履歴に関する研究. 砂防学会誌, **60**, 23-30.
- 目代邦康・千木良雅弘, 2004, 赤石山脈南部, 大谷崩から山伏にかけての山体重力変形地形. 地理学評論, **77-2**, 55-76.
- 村田明広, 1995, 鮎喰川断層系と上葦生川断層. 徳島大学総合科学部 自然科学研究, **8**, 27-38.
- 村田 守・山本裕司・小澤大成・西村 宏・奥村 清, 1994, 四国東部, 秩父帯北帯に分布する高根超苦鉄質岩体の記載岩石学. 鳴門教育大学研究紀要(自然科学編), **9**, 27-39.
- 大塚富男・高浜信行・中里裕臣・野村 哲・足立照久, 1998, 現在活動中の巨大地すべり一群馬県鳥川中流域の湯殿山巨大地すべりの事例一. 地球科学, **52**, 210-224.
- 斉藤 豊, 1982, 長野県の姨捨土石流堆積物の成因とその形成期. 地すべり, **19**, 1-5.
- 四国地方土木地質図編纂委員会 (編著), 1998, 四国地方土木地質図および解説書. (財) 四国開発技術センター, 859p.
- 清水長正, 1989, 夕張山地南部・日高山脈西部における最終氷期から完新世初頭にかけての斜面安定性の垂直的変遷. 第四紀研究, **28**, 159-170.
- 須鎗和己・桑野幸男・石田啓祐, 1982, 御荷鉾緑色岩類及びその周辺の層序と構造一その 2. 四国東部秩父累帯北帯の中生界層序に関する 2・3 の知見一. 徳島大学教養紀要 (自然科学), **16**, 143-167.
- Takeda, K., 1984, Geological and petrological studies of the Mikabu Greenstones in eastern Shikoku, southwest Japan. J. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C, **8**, 221-280.
- 竹下敬司, 1985, 森林山地での土層の生成を考慮した急斜面の生成過程に関する考察. 地形, **6**, 317-332.
- 寺戸恒夫, 1986, 四国島における大規模崩壊地形の分布と地域特性. 地質学論集, **28**, 221-232.
- 寺戸恒夫, 1992, 四国の地すべりと大規模マスマーブメント. 月刊地球, **14**, 86-91.
- 植木岳雪, 2001, 長野県北部八坂村相川周辺の地すべり地形の形成時期: 大規模な尾根移動型地すべりの発生とそのテクトニックな意義. 第四紀研究, **40**, 393-402.
- 植木岳雪, 2005, テフロクロノロジーによる徳島県西部, 中内地すべりの発生時期の推定. 地すべり, **42-3**, 223-227.
- 柳田 誠・長谷川修一, 1993, 地すべり地形の開析度と形成年代との関係. 土木学会四国支部 地すべりの機構と対策に関するシンポジウム論文集, 9-16.
- 柳井清治, 1989, テフロクロノロジーによる北海道中央部山地斜面の年代解析. 地形, **10**, 1-12.
- 吉永秀一郎, 1995, 風化火山灰土の母材の起源. 火山, **40**, 153-166.