2005年台風14号豪雨で発生した宮崎県梶之河内地すべりの活動履歴

Movement history of Tsukinokawachi-landslide caused by heavy rainfall associate with Typhoon 0514, Miyazaki, Japan

西山賢一^{a)}*・北村真一^{b)}・長岡信治^{c)}・鈴木恵三^{d)}・高谷精二^{d)}

Ken-ichi NISHIYAMA, Shin-ichi KITAMURA, Shinji NAGAOKA, Keizo SUZUKI and Seiji TAKAYA

Abstract

Many landslides and slope failures triggered by heavy rainfall associated with Typhoon 0514 occurred in Miyazaki, Japan. Tsukinokawachi-landslide is one of the huge landslides distributed in Wanitsuka Mountains formed landslide dam due to 2005 heavy rainfall. The slide block of Tsukinokawachi-landslide is overlain by several marker tephra layers such as AT (29cal ka), K-Ah (7.3cal ka) and Kr-M (4.6cal ka), but not by A-Fm (31cal ka), A-Iw (45-50ka) and A-Fk (90ka). These occurrences of tephra layers suggest that former movement of Tsukinokawachi-landslide occurred between 31 and 29 cal ka.

Key words : landslide, tephrochronology, heavy rainfall disaster, Miyazaki Prefecture

和文要旨

2005年台風14号に伴う豪雨により、宮崎県では大規模な地すべりや斜面崩壊が複数発生した。鰐塚山地に位置する梶之河内^{わにつか}で発生した地すべりは、2005年豪雨で発生したなかでも大きいものの一つであり、地すべり移動体は河道閉塞による地すべりダムを形成した。梶之河内地すべりの旧地すべり移動体は、AT (29cal ka)、K-Ah (7.3cal ka)、Kr-M (4.6cal ka) の各テフラに覆われるが、A-Fm (31cal ka)、A-Iw (45~50ka)、A-Fk (90ka) の各テフラが欠如する。これらのテフラの産状から、2005年の1回前の地すべりは31~29cal ka間に発生した可能性がある。

キーワード：地すべり、テフロクロノロジー、豪雨災害、宮崎県

1. はじめに

日本各地に分布する地すべりには、歴史時代に継続的・反復的な地すべり移動が生じたものも知られているが、歴史時代における活動が明瞭でない地すべりも多い。しかし、そのような地すべりも、地震や豪雨などにより再活動して大きな被害をもたらすことがあるため、長期的な地すべりの活動履歴を明らかにする必要がある。一般に、歴史記録のない地すべりの活動履歴の解明は容易ではないが、移動体や凹地に含まれる木片の¹⁴C年代やテフラを用いた地すべりの活動履歴の検討が行われてきた(青木・高浜, 1976; 1977; 大西ほか, 1984; 長谷川, 1995; 大塚ほか, 1998; 高田ほか, 2000; 柳田・長谷川, 2000; 八木ほか, 2001; 渡部・八木, 2003)。また、地すべり移動体を被覆する土層に含まれるテフラを用いた地すべり発生年代の検討も行われている(鬼頭・岩松, 1995; 植木, 2001; 2004; 2005; 北村ほか, 2008)。

2005年台風14号に伴う豪雨の総雨量が1,000mm程度という記録的雨量に達した宮崎県の山間部では、大規模な地すべりが複数発生した(古閑ほか, 2006; 千木良, 2006; 高谷・鈴木, 2007; 清水, 2009)。宮崎県南部の鰐塚山地に位置する梶之河内^{わにつか}では大規模な地すべりが発生し、地すべり移動体が河道を閉塞して地すべりダムを

形成する被害が出た。鰐塚山地は、霧島・始良などのカルデラ火山に近いことから、第四紀後期のテフラが多数分布しており、それらの層序・年代が詳細に明らかにされている(長岡ほか, 2001, 2010; 町田・新井, 2003)。したがって、地すべり移動体を被覆するテフラに基づいて、過去数万年間にわたる地すべり活動履歴を検討することができ、すでに予察的な検討が行われている(鬼頭・岩松, 1995)。今回は梶之河内地すべりを対象とし、地すべり移動体を覆う複数のテフラに基づき、2005年以前の地すべりの活動履歴について検討を行ったので報告する。

2. 調査地域の地形・地質概要と後期更新世テフラ

鰐塚山地(図-1)は宮崎平野の南方に位置し、鰐塚

図-1 鰐塚山地周辺の地形概要と調査地域

Fig. 1 Geomorphological setting around Wanitsuka Mountains and study area

* 連絡著者 / corresponding author

a) 徳島大学大学院ソシオアートツアンドサイエンス研究部
Institute of Socio-Arts and Sciences, Univ. Tokushima
〒770-8502 徳島市南常三島町1-1
Minamijosanjima-1, Tokushima 770-8502

b) 株式会社ニュージェック
NEWJEC Inc

c) 長崎大学教育学部
Faculty of Education, Nagasaki Univ.

d) 南九州大学
Minamikyushu Univ.

山 (1,119m) を主峰とする山地である。鰐塚山地の地形は、全般に谷密度が低く緩斜面が多いことに加え、斜面には多数の地すべり地形が分布する (鬼頭・岩松, 1995; 古閑ほか, 2006)。鰐塚山地東麓の日南海岸, ならびに北方の宮崎平野には多段化した多くの段丘が分布する (長岡, 1986; 長岡ほか, 1991) が, 山地内には明瞭な段丘は分布しない。

鰐塚山地を構成する基盤岩は, 四万十帯の付加コンプレックス (古第三系日向層群・日南層群) と, それを不整合で覆う浅海性の新第三系～第四系宮崎層群である (木野, 1958; 木野・太田, 1977; 宮崎県, 1997)。今回の調査範囲は四万十帯の日向層群からなり, 細粒～中粒の厚い塊状砂岩がほとんどを占め, 少量の泥岩を伴う。概ね北東～南西走向で, 北西に $30\sim 50^\circ$ 程度で傾斜することが多い。

鰐塚山地は, 加久藤・小林, 始良, 阿多, 鬼界といったカルデラ火山をつなぐ火山フロントの東側に位置しているため, 多数の後期更新世のテフラが分布する (図-1)。それらは, 上位より, 4.6cal ka の霧島御池降下軽石: Kr-M, 7.3cal ka の鬼界アカホヤ降下火山灰: K-Ah (基底に鬼界幸屋降下軽石: K-KyP を伴う), 29cal ka の始良大隅降下軽石: A-Os・始良入戸火砕流: A-Ito・始良 Tn 降下火山灰: AT, 31cal ka の始良深港降下軽石: A-Fm, 32.5cal ka の始良大塚降下軽石: A-Ot, 45～50ka の始良岩戸降下軽石: A-Iw, 90ka の始良福山降下軽石: A-Fk, 95ka の鬼界葛原降下火山灰: K-Tz などである (長岡ほか, 2001, 2010; 奥野, 2002; 町田・新井, 2003)。テフラのうち, Kr-M, K-Ah, AT, A-Fm, A-Ot の年代値は奥野 (2002) による暦年値, それ以外は町田・新井 (2003) による値を用いた)。A-Ito は, 鰐塚山地の谷底では小規模なシラス台地を形成するが, 山地斜面には厚い火砕流堆積物は分布しない (横山, 2000)。

3. 梶之河内地すべり地に分布するテフラの記載と対比

2005 年災害前の空中写真判読による梶之河内周辺の地すべり地形と, 2005 年に移動した地すべりとを重ねて図-2 に示す。1974 年撮影の空中写真判読によれば, 移動体上に小規模な線状凹地を伴う地すべり地形が複数認められる (以後, 旧地すべりと呼ぶ)。旧地すべりは, 標高約 660m を冠頂とする北西方向に開いた滑落崖と, 標高 470～550m 付近に広がる緩傾斜の地すべり移動体から構成され, さらに複数の移動ブロックに分かれている。一方, 2005 年豪雨による地すべり (以後, 2005 年地すべりと呼ぶ) は, 線状凹地を伴う旧地すべり移動体を含む斜面が滑落したものである。2005 年地すべりの下半分は梶之河内川の河谷に近い山麓斜面で, 旧地すべり移動体と重複しないが, 全般に緩傾斜となっている。2005 年災害後に撮影された空中写真判読に基づけば, 2005 年地すべりは標高約 520m 付近を冠頂とする北西方向に開いた

滑落崖をなし, 移動体は角礫主体の土塊として斜面下方へ移動し, 梶之河内川の河道を閉塞して地すべりダムを形成した (写真-1)。滑落した土塊上には, 発泡のよい径数 cm の褐色の軽石が散在している。

旧地すべり移動体を構成する四万十帯の岩盤は, 主に中粒～細粒の厚い塊状砂岩からなり, 全体として角礫状～ブロック状に破碎され, 一部はジグソークラックを呈する。角礫状をなす原因は, 地すべり変動に伴う岩盤の破碎によると推定される。岩盤の上位はしばしば複数のテフラに覆われる。旧地すべり移動体上において, テフラの層序関係が明瞭に把握できる 3 箇所の露頭を特に詳しく記載し (図-2 の露頭 A～C), その直近の露頭の観察も行った。いずれの露頭でも, それぞれのテフラの間は角礫やテフラの二次的な堆積物が混在する褐色の土層からなる。

テフラの基底部にしばしば存在する降下軽石密集層を避け, テフラのほぼ中部付近で試料を採取し, 実体顕微

写真-1 梶之河内地すべりの全景
Photo1 Photographic view of Tsukinokawachi-landslide

図-2 梶之河内地すべりの地形判読結果
Fig. 2 Landslide geomorphology around Tsukinokawachi-landslide based on aerial photo interpretation

鏡観察によるテフラの岩石記載的特徴の把握, および鉱物の屈折率測定を行った。その結果を表-1 に示す。屈折率測定を行ったのは, 火山ガラス 7 試料・斜方輝石 1 試料である。測定は株式会社古澤地質に依頼し, 温度可変型屈折率測定装置 (MAIOT) を用い, 火山ガラスは 30 粒子, 斜方輝石は 10 粒子を, それぞれ測定した。測定方法は古澤 (1995) に従った。

2005 年地すべりの上端の側部にあたる露頭 A (北東向きの林道のり面) では, 旧地すべり移動体を構成する砂岩の岩盤を覆う土層中に 3 枚のテフラが確認でき, いずれも整然と堆積している (図-3)。下位から順に, A-1: よく発泡した径 2~0.5cm の褐色の軽石を多く含む厚さ約 40cm の軽石質火山灰層, A-2: 発泡した径数 mm の褐色の軽石からなる厚さ約 5 cm の軽石層とそれを覆う厚さ約 15cm のガラス質火山灰層, A-3: 発泡の悪い径 5 mm 以下の軽石を主体とする厚さ約 30cm の細粒軽石層, が累積する。A-1 のバブルウォール型火山ガラスの屈折率は AT に一致し, 発泡した軽石は AT 直下の A-Os と考えられる。A-2 のバブルウォール型火山ガラスの屈折率は K-Ah に一致し, 少量含まれる発泡した軽石は K-Ah 直下の K-KyP と考えられる。A-3 に少量含まれるバブルウォール型火山ガラスの屈折率は K-Ah に一致するが, A-3 に多く含まれる発泡の悪い軽石は K-Ah および K-KyP には対比できず, テフラ層序ならびに岩石記載の性質から Kr-M に対比され, A-3 に少量含まれる K-Ah は二次的な混入物と考えられる。

露頭 A のすぐ東側の林道路床から約 100cm 下には, 角

礫状を呈する砂岩の岩盤が露出しており, 砂岩と A-1 の間には礫混じり褐色土層が分布し, テフラは認められない。また, 露頭 A の西側に連続する林道のり面には角礫状を呈する砂岩が露出しており, 砂岩の上位を, 100 cm 程度の礫混じり褐色土層を介して, A-1 と同じ軽石質火山灰層が被覆している。したがって, 露頭 A 周辺では, 砂岩の上位を被覆する最下位のテフラは A-1 である。

2005 年地すべりよりも上方, 旧地すべりの移動体上にある露頭 B (北向きの林道のり面) では, 地すべり移動体は直接露出しないが, 移動体を覆う土層中に 3 枚のテフラが確認でき, 下位の 2 枚が小断層により切断されている (図-4)。

テフラは, 下位から順に, B-1: よく発泡した褐色の軽石 (径 1~2 cm, 最大 5 cm) を多く含む厚さ約 40 cm の軽石質火山灰層, B-2: よく発泡した褐色の軽石

図-3 梶之河内地すべりの移動体を覆うテフラ (露頭 A)
Fig. 3 Sketch of the several marker tephra layers covers the landslide body (Locality A)

表-1 テフラの岩石記載的特徴および屈折率測定結果
Table 1 Petrographic properties and refractive index of tephras

試料番号	厚さ (cm)	主要鉱物組成	火山ガラスの形態と量	火山ガラスの屈折率	斜方輝石の屈折率	対比されるテフラ
A-1	40	gl, opx, cpx	bw = pm	1.496-1.5005	—	AT (A-Os の軽石を含む)
A-2	20	gl, opx, cpx	bw > pm	1.509-1.515	—	K-Ah (基底に K-KyP を含む)
A-3	30	gl, opx, cpx	pm >> bw	1.509-1.514	—	Kr-M (K-Ah の bw が混入)
B-1	40	gl, opx, cpx	pm > bw	1.498-1.5005	1.732-1.738	AT (A-Os の軽石を含む)
B-2	15	gl, opx, cpx	pm > bw	—	—	B-1 (AT) の二次的な堆積物
B-3	25	gl, opx, cpx	bw > pm	1.510-1.520	—	K-Ah (基底に K-KyP を含む)
C-1	30	gl, opx, cpx	bw > pm	1.496-1.5005	—	AT (A-Os の軽石を含む)
C-2	20	gl, opx, cpx	bw = pm	1.509-1.516	—	K-Ah
C-3	10	gl, opx, cpx	pm >> bw	—	—	Kr-M (K-Ah の bw が混入)

gl: 火山ガラス, opx: 斜方輝石, cpx: 単斜輝石, bw: バブルウォール型火山ガラス, pm: パミス型火山ガラス (低発泡型を含む)

(径 1 ~ 2 cm, 最大 5 cm) と砂岩の岩片を多く含む厚さ約 15 cm の礫混じり軽石質火山灰層, B-3: 発泡した径数 mm の褐色の軽石からなる厚さ約 3 cm の軽石層とそれを覆う厚さ約 25 cm のガラス質火山灰層, が累積する。B-1 のバブルウォール型火山ガラスと斜方輝石の屈折率は AT に一致し, 発泡した軽石は AT 直下の A-Os と考えられる。B-3 のバブルウォール型火山ガラスの屈折率は K-Ah に一致し, 少量含まれる発泡した軽石は K-KyP と考えられる。B-2 の試料の屈折率測定は行っていないが, 含まれる軽石は B-1 に酷似しており, 径数 cm 以下の砂岩礫が多く含まれ, 軽石が基質中に点在する形態を示し, 軽石が密集して岩片がほとんど含まれない B-1 と明瞭に異なる。このことから, B-2 は B-1 の二次的な堆積物と考えられる。B-1 テフラの落ち込んだ側は露出していないが, 少なくとも 40 cm 以上ずれており, B-2 テフラのずれは 70 cm 以上ある。この小断層に, 破碎帯やテフラの引きずり構造などは認められない。小断層により変位を受けているのは AT およびその二次的な堆積物のみであり。それを覆う K-Ah は変位を受けておらず, K-Ah を含む土層が小断層による凹部を埋積している。

露頭 B 周辺の林道のり面では, 角礫状を呈する砂岩の岩盤が断片的に露出しており, その上位は, 厚さ約 50 cm の礫混じり褐色土層を介して, B-1 と同じ軽石質火山灰層に覆われている。したがって, 露頭 B 周辺では, 砂岩を被覆する最下位のテフラは B-1 である。

2005 年地すべりより南西に位置し, 旧地すべりの南西端付近にあたる露頭 C (北向きの林道のり面) では, 地すべり移動体を覆う 3 枚のテフラが観察され, 最下位のテフラが地すべり移動体とともに大きく変形している (図-5)。ジグソークラックを呈する砂岩の地すべり移動体に高角 (約 70°) の小断層が認められ, 小断層より東側の岩体が約 3 m 落ち込んでいる。最下位の軽石層が, 高角の断層面に沿って約 70° の急傾斜をなす。軽石層の厚さは, 林道直上で 30 cm, それより上方では 20 cm 以下とやや薄くなり, 小断層により切断されているものの,

図-4 梶之河内地すべりの移動体を覆うテフラ (露頭 B)
Fig. 4 Sketch of the several marker tephra layers covers the landslide body (Locality B)

断層面より西側の岩盤の上位でも断片的に認められる。径数 cm 程度の軽石を多く含む軽石層が, 降下時に存在した傾斜 70° 程度の急斜面に, 厚さ 20 ~ 30 cm で斜面に平行に堆積して保存されたとは考えにくいことから, 軽石層が急傾斜した構造は堆積時のものではなく, 堆積後の変形によると考えられる。一方, この軽石層の上位に堆積する 2 枚のテフラは, 層厚もほぼ一定で変形が認められず, テフラを含む褐色土層が小断層沿いの凹部を埋積している。

3 枚のテフラは下位から順に, C-1: よく発泡した褐色の軽石 (径数 cm) を多く含む厚さ約 30 cm の軽石質火山灰層, C-2: 厚さ約 20 cm のガラス質火山灰層, C-3: 発泡の悪い径 5 mm 以下の軽石を主体とする厚さ約 10 cm の軽石層, が累積する。C-1 のバブルウォール型火山ガラスの屈折率は AT に一致し, 発泡した軽石は AT 直下の A-Os と考えられる。C-2 のバブルウォール型火山ガラスの屈折率は K-Ah に一致する。C-3 に多く含まれる発泡の悪い軽石は Kr-M, 少量含まれるバブルウォール型火山ガラスの屈折率は K-Ah に一致するため, その二次的な混入物と考えられる。したがって, 小断層付近で最大 70° で急傾斜するテフラは AT であり, それを覆う K-Ah, Kr-M に変位は認められない。

4. 指標テフラに基づく梶之河内地すべりの活動履歴

地すべり移動体を被覆するテフラに基づいて, 地すべり活動履歴を検討する。露頭 A ~ C およびその直近での観察結果と屈折率測定結果から, 四万十帯の岩盤を被覆するテフラは, 下位から AT (A-Os を含む), K-Ah (K-KyP を含む), Kr-M の 3 枚である。露頭 B で観察される小断層は, 断層破碎帯を伴わず, 断層に沿ったテフラの引きずりなども認められないことから, ノンテクトニックな成因, すなわち地すべり移動体の変形によるクラックを考えるのが妥当であろう。露頭 B で変形しているのは AT およびその二次的な堆積物であり, 被覆する K-Ah には変形は認められない。したがって, 露頭 B 付近

図-5 梶之河内地すべりの移動体を覆うテフラ (露頭 C)
Fig. 5 Sketch of the several marker tephra layers covers the landslide body (Locality C)

の旧地すべり移動体では，AT降下後～K-Ah降下前に，ATの二次的な堆積物を見かけの落差70cm以上変位させる変形が生じたと考えられる。空中写真判読では，露頭B付近に凹地や崖は判読できないため，上記の小断層は旧地すべりの滑落崖ではなく，旧地すべり移動体の変形によって生じたクラックと考えられる。

露頭C付近の砂岩の岩盤は著しく角礫質であり，ジグソークラックが認められること，空中写真判読でも旧地すべりの移動体の側部にあたる（図-2）ことから，この岩盤は地すべり移動体と考えられる。岩盤を覆うテフラのうち，大きく変形しているものはATのみであり，その上位のK-AhとKr-Mには変形が認められないことから，露頭Cを含む旧地すべりの南西端では，AT降下後～K-Ah降下前に，見かけの落差約3mの変形が発生したと考えられる。露頭Cの小断層より東側にあたる旧地すべり移動体側が約3m落ち込んだ形態をなすことから，この小断層は旧地すべり移動体の側部に生じたクラックと考えられる。

露頭A～Cは，梶之河内地すべりの旧移動体上に位置し，AT以降のテフラに覆われることから，旧地すべりの発生はATの降下（29cal ka）前である。また，ATの降下後～K-Ahの降下前（29～7.3cal ka間）に少なくとも1回，旧地すべり移動体の上部および南西端で，移動体を被覆するテフラを変位させる土塊の変形が発生したと考えられる。一方，K-Ah降下後には，これらのテフラを変位させるような旧地すべり移動体の変形が生じていない。2005年には，旧地すべり移動体を一部含む斜面が滑動し，河道閉塞による地すべりダムを形成した。

2005年に滑落した地すべり移動体の土塊上には，径数cmのよく発泡した褐色の軽石が散在しており，この特徴はAT直下のA-Osに酷似する。2005年地すべり移動体（写真-1）は著しく乱された角礫主体の土塊であるためテフラ層序が明確ではないが，2005年に地すべりが発生した斜面には，少なくともA-Osを含むAT以降のテフラが累積していたと考えられる。一方，露頭A～Cおよびその直近には，鰐塚山地に20cm以上の厚さで分布する29cal ka以前のテフラ（31cal kaのA-Fm，50～45kaのA-Iw，90kaのA-Fkなど）が残存していない。A-Fm以前のテフラが現在のところ確認されないことから，旧地すべりの発生時期は，AT降下前～A-Fm降下後（31～29cal ka間）の可能性がある。ただし，ATより古いテフラが地すべり移動体上に残存する可能性も否定できないため，旧地すべり移動体上，および移動体直近斜面上の詳細なテフラ層序の解明が，地すべり発生時期を特定するために必要である。

今回の検討結果は，最終氷期に発生した地すべりが多いという鰐塚山地南部の地すべりの編年結果（鬼頭・岩松，1995）とも調和的である。日本各地の地すべりの編年結果（長谷川，1995；大塚ほか，1998；植木，2001；2004；2005；八木ほか，2001；渡部・八木，2003；北村

ほか，2008）では，大規模な地すべりは最終氷期後半～完新世に発生したものが多くとされ，最終氷期から完新世にかけての気候変化と，それに伴う降水量や侵食基準面の変化などが地すべりの発生に関与すると考えられている。

今回の検討は，九州南部の鰐塚山地に分布する1つの地すべりのみに限定された議論であり，90kaのA-Fkに覆われる古期の地すべりが存在するとともに，AT降下以降に地すべり活動が活発化したという見解（鬼頭・岩松，1995）や，最終氷期以降の地すべり活動の活発化に関する検討は行えなかった。また，斜面に残存するテフラを用いた編年の試みが，東北・北海道でいくつか報告されている（清水ほか，1995；吉永・小岩，1996など）ものの，豪雨常襲地域である九州南部での検討は少なく，今回検討した梶之河内地すべり地内外の斜面の編年も十分ではない。そのため，2005年に鰐塚山地で発生したこのほかの地すべりについても，地すべり地内外の斜面を被覆するテフラの同定に基づく編年を行う必要がある。

5. まとめ

2005年台風14号豪雨で発生した宮崎県鰐塚山地の梶之河内地すべりにおいて，2005年災害以前の旧地すべり移動体を被覆するテフラを同定し，地すべりの活動履歴について検討した。テフラ層序・岩石記載的特徴・屈折率測定結果に基づけば，旧地すべり移動体を被覆するテフラは，下位からAT，K-Ah，Kr-Mの3枚であり，旧地すべりの発生はATの降下（29cal ka）前である。地すべり移動体を覆うテフラは整然と堆積する場所もあるが，ATのみ変形を受け，それを覆うK-Ah，Kr-Mには変形が認められない場所がある。このことから，AT降下後～K-Ah降下前（29～7.3cal ka間）に，テフラを最大で数m程度変位させる旧地すべり移動体の変形が生じたと推定される。一方，K-Ah降下後には，これらのテフラを変位させる旧地すべり移動体の変形が生じていない。2005年豪雨では，この旧地すべり移動体の一部を含む斜面が移動し，河道閉塞による地すべりダムが形成された。なお，鰐塚山地は，AT降下前のテフラであるA-Fm，A-Iw，A-Fkなど複数のテフラの分布範囲に含まれるが，梶之河内地すべりの旧移動体上の3露頭およびその直近では確認されなかった。このことから，旧地すべりの発生はAT降下前～A-Fm降下後（31～29cal ka間）の可能性がある。

謝辞

国際航業株式会社の古閑美津久氏には，2005年災害後に撮影された空中写真を閲覧させていただいた。査読者の指摘により本稿は改善された。以上の方々に，記して感謝申し上げます。

参考文献

- 青木 滋・高浜信行 (1976)：地すべり地の履歴に関する研究 (その1)．新潟大学地盤災害研究施設年報，No. 2，pp. 11-18.
- 青木 滋・高浜信行 (1977)：新潟県における初生斜面崩壊の発生期と発生原因に関する一考察－地すべり地の履歴に関する研究(その2)－．新潟大学地盤災害研究施設年報，No. 3，pp. 19-29.
- 千木良雅弘 (2006)：2005年台風14号による九州の土砂災害．京都大学防災研究所年報，No. 49A，pp. 23-34.
- 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．日本地すべり学会関西支部シンポジウム「大規模地すべり・崩壊の事例解析」，pp. 35-49.
- 古澤 明 (1995)：火山ガラスの屈折率測定・形態分類とその統計的な解析．地質学雑誌，Vol. 101-2，pp. 123-133.
- 木野義人 (1958)：日向青島地域の地質 (5万分の1地質図幅)，地質調査所，63p.
- 木野義人・太田良平 (1977)：都城地域の地質 (5万分の1地質図幅)，地質調査所，45p.
- 北村真一・西山賢一・川村教一 (2008)：テフロ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．徳島大学総合科学部自然科学研究，No. 22，pp. 1-11.
- 鬼頭伸治・岩松暉 (1995)：テフラを用いた南九州日向帯における地すべりの発生年代区分．日本応用地質学会平成8年度研究発表会講演論文集，pp. 233-236.
- 古閑美津久・堀川毅信・宇城 輝・谷内正博 (2006)：2005年台風14号による宮崎県鰐塚山北麓および北郷町広渡川上流の崩壊・土石流．応用地質，Vol. 47-4，pp. 232-241.
- 町田 洋・新井房夫 (2003)：新編火山灰アトラス－日本列島とその周辺－．336p．東京大学出版会．
- 宮崎県 (1997)：20万分の1宮崎県地質図 (第5版，村田明広編)．
- 長岡信治 (1986)：後期更新世における宮崎平野の地形発達．第四紀研究，Vol. 25-3，pp. 139-163.
- 長岡信治・前空英明・松島義章 (1991)：宮崎平野の完新世地形発達史．第四紀研究，Vol. 30-2，pp. 59-78.
- 長岡信治・奥野 充・新井房夫 (2001)：10万～3万年前の始良カルデラ火山のテフラ層序と噴火史．地質学雑誌，Vol. 107-7，pp. 432-450.
- 長岡信治・新井房夫・檀原 徹 (2010)：宮崎平野に分布するテフラから推定される過去60万年間の霧島火山の爆発的噴火史．地学雑誌，Vol. 119-1，pp. 121-152.
- 奥野 充 (2002)：南九州に分布する最近約3万年間のテフラの年代学的研究．第四紀研究，Vol. 41-4，pp. 225-236.
- 大西吉一・寺川俊浩・西田彰一 (1984)： ^{14}C 測定値からの地すべり多発期について．第23回地すべり学会研究発表会講演集，pp. 64-67.
- 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－群馬県烏川中流域の湯殿山巨大地すべりの事例－．地球科学，Vol. 52，pp. 210-224.
- 清水 収 (2009)：大規模土砂災害の発生履歴と土砂移動規模の評価－宮崎県の多雨地域の例－．砂防学会誌，Vol. 61-6，pp. 36-42.
- 清水 収・長山孝彦・斎藤正美 (1995)：北海道日高地方の山地小流域における過去8000年間の崩壊発生域と崩壊発生頻度．地形，Vol. 16-2，pp. 115-133.
- 高田将志・檜垣大助・柳田 誠 (2000)：地すべりの年代測定．第39回地すべり学会研究発表会講演集，pp. 599-602.
- 高谷精二・鈴木恵三 (2007)：2005年台風14号による宮崎県内に発生した巨大崩壊．日本地すべり学会誌，Vol. 44-2，pp. 20-26.
- 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，Vol. 40-5，pp. 393-402.
- 植木岳雪 (2004)：長野県北部，切久保地すべりの後期更新世以降の活動履歴．日本地すべり学会誌，Vol. 41-2，pp. 66-69.
- 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．日本地すべり学会誌，Vol. 42-3，pp. 19-23.
- 渡部寿郎・八木浩司 (2003)：白神山地東部・湯ノ沢川上流域におけるテフロクロノロジーからみた最終氷期以降の地すべり地形発達．季刊地理学，Vol. 55，pp. 122-131.
- 八木浩司・牧田 肇・斎藤宗勝・八木令子 (2001)：青森県・白神山地追良瀬川左岸中ノ沢すべりの形成年代－地すべり凹地堆積物の放射性炭素年代とテフラ－．日本地すべり学会誌，Vol. 38-2，pp. 41-43.
- 柳田 誠・長谷川修一 (2000)：地すべり地形の年齢－地すべり地形の形成から消失するまでの時間．第39回地すべり学会研究発表会講演集，pp. 591-594.
- 横山勝三 (2000)：シラス学－九州南部の巨大火砕流堆積物－．古今書院，177p.
- 吉永秀一郎・小岩直人 (1996)：森林山地における更新世末期から完新世初頭にかけての斜面変化．地形，Vol. 17-4，pp. 285-307.

(原稿受付2009年7月8日，原稿受理2010年7月9日)