■2005年台風14号による宮崎県内に発生した巨大崩壊

Huge mountain failure caused by Tayphoon No.14 in Miyazaki Prefecture in 2005

高谷精二 Seiji TAKAYA／南九州大学環境造園学部地域環境学科傾斜地保全研究室 Minami-kyushu University

鈴木恵三 Keizo SUZUKI／南九州大学環境造園学部地域環境学科 Minami-kyushu University

キーワード：台風14号，地すべり，断層，断層粘土

Key words：Typhoon No.14, landslide, fault, faultclay

1. はじめに

平成17年，南九州に上陸した台風14号は宮崎県下に多大の被害をもたらしたが，とりわけ山地には巨大な地すべりや崩壊が多数発生した。これらは今後下流域へ土砂を流出し，河床の上昇によって社会基盤に対して大きな影響を及ぼすと考えられる。巨大崩壊の原因について，その誘因は地震や豪雨とされてきたが，素因については千木良（1995）によれば「国内に関しては岩盤クリープ，外国については流れ盤が多い」ことが示されている。宮崎県内に発生した崩壊地の調査によれば，受け盤が多く見られたが，調査対象とした四万十累層にはメランジュや褶曲構造が多く，地質構造は単純ではないことから，巨大崩壊の発生にはさらに別な原因があるのではないかと考えた。

巨大崩壊のメカニズムについて，筆者らはこれまでの調査において，層厚数センチから数十センチ，時には1mを越える粘土層を見る機会があったため，発生メカニズムとして断層の形成に伴う粘土層の形成が地下水の遮水盤となり，これが大量の地下水を貯留した結果，その圧力によって大規模な崩壊が発生するのではないかと考えていた。しかし通常このような断層や粘土層を直接観察することは困難であるが，巨大崩壊の現場では山体内部の数十m深さまでを直接観察し，崩壊の原因となったと考えられる病巣を直接観察し，その試料が採取可能である。

以上のような考え方にに基づき，宮崎県内で発生した巨大崩壊地を調査したが，ここでも崩壊に関与したと考えられる粘土層と断層を確認することができた。このため粘土層の成因と崩壊原因を明らかにするため，崩壊地内とその周辺の露頭の走向，傾斜，粘土層の層厚とその走向，傾斜を測定し，さらに粘土層の生成環境を明らかにするため含有粘土鉱物と，粘土の懸濁液のpHを測定した。その結果，調査地での基盤岩は受け盤が多く，粘土層は亜円礫から亜角礫混じりの粘土で構成され，主な粘土鉱物はイライトで副成分としてカオリナイト，クロライト，混合層鉱物を含有していることが多いことが判明した。またこれらの粘土層の懸濁pHは8～9でアルカリ環境にあることが明らかになった。以上について報告する。

図－1 調査地位置図

2. 巨大崩壊について

巨大崩壊の規模については，崩壊面積，崩壊土量，流下距離による定義が考えられ，崩壊面積が1km²以上という考え方もある（町田；1962）。また千木良（1995）は100万m³以上を巨大崩壊と呼ぶことを提案している。今回の宮崎県の台風14号災害による被害を見ると，推定崩壊土量が100万m³以上になると，河道の閉塞による堰止め湖が生じ，被害が斜面のみではなく河川に対しても大きな影響を与える傾向が見られた。このため推定崩壊土量100万m³以上を巨大崩壊として調査対象とした。

3. 調査地の概要および実験方法

調査したのは宮崎県内において2004年の台風14号で発生した5つの崩壊地で，これらはいずれも四万十累層に属する（図－1）。

調査は崩壊発生の原因を明らかにするため，踏査により崩壊地を構成する地質構造と岩石種の調査を行った。特に地質構造に関しては，崩壊地にのこされた崩壊面が，どのような成因であるかを層理と節理の両面から調べた。岩石の風化によって生成する粘土は，表層と深層では異なっているため，深層での風化過程と生成環境を明らかにすることを目的として，粘土のpH測定と粘土鉱物のX線回折を行った。X線回折のサンプル処理および同定方法は高谷（2003）によった。現地調査での距離測定はニコンレザー600（精度誤差50cm）を使用し，傾斜角は

クリノメーターによった。また山地斜面の植生は、崩壊の発生に影響すると考えられるため、空中写真と現地調査から林相の分類を行った。宮崎県の山地にはテフラの分布が見られ、これは地表面の動きの指標となるため、テフラの調査を行った。

4. 調査結果

4.1 槻之河内地すべり

槻之河内（つきのかわち）地すべりは、日南市に河口を持つ広渡川の支流、槻之河内川の右岸に発生した。槻之河内川は広渡ダム上流500m地点で南に分流し、地すべりの発生した斜面は、広渡ダムから約1.3km上流にあり西向き斜面である（図-2）。

地すべりの規模は幅100m、斜面長さ700m、推定深さ20m、推定崩土量480万 m^3 である。地すべり地の斜面傾斜は2.5万分の1地形図からは約23度であるが、地すべり地内では緩傾斜で15~18°を示す。地すべりの発生地点は標高520mで、550m付近にこの斜面を横切る林道がある。なおここを地すべり地としたのは、この地域一帯に明瞭な地すべり地形が存在するためである。

地すべり地を構成する基盤岩は、四万十累層の日向層群に属する砂岩頁岩層で、地すべり地内の8合目付近に、ガリーの底部（推定深さ40~50m）に頁岩の岩盤が見られた。この頁岩岩盤の上位には、固結した粘土混じり角礫層が分布しているが、このような上位に固結角礫層、下位に頁岩層という層序は、この地域の深層崩壊地で見られる。角礫層はハンマーの打撃では割れない程固く、粒径は2~5cmで粒径がそろっている（図-3）。頁岩の走向、傾斜はN20°E、20°Nで全体的には流れ盤で、表面には斜面傾斜と同じ方向に条痕が見られた。

すべり面と見られる粘土層は、地すべり地の頭部に残った風化土層の下位に、灰白色の粘土層が分布していた。この粘土層には、斜面方向に滑った時にできたと思われる線状の痕跡が見られ、灰白色粘土に含有される粘土鉱物は、混合層鉱物（11.4Å）と結晶の良くないイラ

図-3 槻之河内地すべりの模式断面図

イトであった（図-4）。この粘土のpHは7.1であった。

地すべり後の地表面には、堆積していたテフラが塊状となって散乱していた。地すべり地内で観察できるテフラは、含有鉱物からKr-Kb（小林軽石：1.67万年前）、AT（2.6万年前）、岩戸（4.5~5万年前）、A-Fk（始良福山：9万年前）であった。このように4枚のテフラが残存していたことは、この地すべりが長期間大きな動きがなかったことを示している。なお本調査地域のテフラの分布については、この地域の西部約20kmに位置する柳岳（952m）周辺において、8枚のテフラが記載されている（鬼頭；1996）。

地すべりは西向き斜面で、崩壊前の斜面は昭和30年代に植栽された30~40年生のスギ林で、地すべりは送電線に沿った植林地の伐開ラインに沿いに発生している。この地すべりは発生後槻之河内川を堰止め、その規模は幅約50m、長さ約200mであるが、堰止め湖はその後人為的に開削され河道が確保された。

地すべり発生に関与したと考えられる現象としては、地すべり地の左岸側5合目と8合目付近に、林内流（林内に豪雨時に発生する）の流入があったことを示す浸食跡と砂礫の堆積があった。また地すべり地の滑落崖の上、約20mに林道があり水の流れ込んだ痕跡が見られた。災害前に撮影された空中写真判読によれば、この地域は全体的に緩傾斜で斜面上に凹凸の見られる地すべり地形が分布している。しかし今回の地すべり発生の前兆と見ら

図-2 槻之河内地すべり（国土地理院1/5万地形図，日向青島図幅）

図-4 X線回析図（槻之河内川地すべり）

れるような現象を見いだすことはできなかった。ただ、地すべりの中央付近には送電線に沿った伐開ラインが通っていたことを原因とする意見もあるが、伐開ラインはこの地すべり地内のみではないことから、原因として挙げるにはさらなる検討が必要と思われる。

4.2 天神山崩壊

天神山崩壊地は大淀川の上流部、境川の左支流で発生した。境川は田野町で南方向に流路を変え鰐塚山系に向う。山地に入った地点に天神ダム（農業用貯水ダム）がある。天神ダムの上流約4 km地点に西に向かう小支流があり、崩壊地点はこの小支流の源流部にあり東向き斜面ある（図－5）。

崩壊の規模は幅300m、長さ400m、推定深さ50m、推定土量600万 m^3 である。崩壊前の地表面は標高750m以上は天然性2次林で、それ以下は5、6年生のスギの植林地であった。また崩壊地のほぼ中央付近（標高750m付近）を林道が横切っていた。

崩壊地を構成する地質は四万十累層の日向層群で、現地には砂岩頁岩互層、砂岩優勢層、頁岩優勢層が分布しているが、これらの走向、傾斜は明瞭で $\text{N}25^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{E}$ 32°N で全体的には受け盤である。頁岩層が連続して分布する区域では、土石流の浸食によって谷幅が広くなり、U字型の谷形を示し、砂岩層が卓越している場合は、高さ2、3mから数mの滝を形成している場合が多い。このように頁岩優勢区域がU字谷となり、砂岩優勢区域が滝となる傾向は、今回の調査地全域で見られた。

崩壊した源流部直下（標高600m付近）に断層が見られ、その走向と傾斜は $\text{N}82^{\circ}\text{W}$ 、 38°N であった。断層の走向は地層の走向とは直交し、谷方向とはほぼ一致している。このような断層がどの程度延長しているかは、この地域の地質構造に関連してくるために、沢沿いや崩壊面を調査したが二ヶ所に延長と思われる露頭が見られたのみであった。このため断層の長さは数百m程度と考えられる。断層面には厚さ30～50cmの固結した礫混り粘土層が分布していた（写真－1）。粘土は黒色で固結し、

粘土の内部には頁岩の亜円礫～亜角礫が混入していた。これらの礫径は1～5 cmが多く、礫の形状が亜円礫であることは、この粘土層が断層の動きによって形成されたことを示唆している。また礫の表面には、これらが動いた結果できたと考えられる線条痕が残されたものも見られた。このような黒色粘土は採取後室内で自然乾燥すると、表面に白色結晶が析出した。粘土化した頁岩から析出する白色結晶は、泥岩や頁岩が圧力を受け磨砕されて起こる現象であることから、この粘土層が断層運動によって形成されたことを示している。

礫混り黒色粘土を構成するの粘土鉱物は、X線回折によれば主成分としてイライト、副成分としてスメクタイトを含有している（図－6）。このことは頁岩分布地域での深層では、粘土鉱物として主にイライトが生成しているといえる。また粘土の懸濁pHは8.5のアルカリ性を示した。

崩壊地の北側斜面には、黄色で礫質の御池軽石テフラ層が分布している。御池テフラは4600年前（足立；2004）に降下したもので、この地域では4600年以後大きな地表変動は無かったものと考えられる。しかしテフラは斜面の中腹（標高700m付近）で切れていることから、4600年以降、斜面の一部に地すべりがあったと考えられる。崩壊地の尾根付近には、現在も多数の亀裂が分布していることから、雨期には崩壊が予測される。

4.3 片井野川崩壊地

片井野川崩壊地は清武川支流片井野川の源流部にあり、

写真－1 頁岩岩盤に残された断層粘土

図－5 天神山崩壊（国土地理院1/5万地形図，都城図幅）

図－6 X線回折図（天神山）

源流部の標高900m付近にある旧地すべり地の再活動により、標高800mから500m付近に表層崩壊を引き起こしたとみられる。この崩土が土石流となって片井野川を流下した。土石流は既設の床固工を埋没させたが、3号ダム（平成11年建設）で大部分が捕捉されたため、ここから下流側は侵食区域となっている。このため3号ダム下流では下刻作用によって四万十累層の基盤岩（頁岩）が露出した。これにより現在の河川堆積物の厚さが10～15mであることが判明した。

源流部の地すべり地の斜面長は300m、幅200m、推定深さは、地すべり部分では30m、標高800m以下の表層崩壊部分では5～10mと推定される。ここは標高500mから800m間は砂岩優勢のため層理が明確で、走向はN20°～30°Wで西側に30°の傾斜である。標高900m付近には、推定深さ約20mに頁岩岩盤とその上に堆積する粘土混じり角礫層が見られる。角礫の直径は2～5cmで、岩盤とその上位に分布する角礫層は槻之河内地すべりでも同じような層序が見られた。

標高800m付近に層厚約30cmで角礫混じりの粘土層が見られた。この粘土層は全体的には灰黒色であるが部分的に灰白色の部分もある。粘土層の走向傾斜はN32°E、90°で斜面に対し斜交する方向であることから、この粘土層が地下水の流下を防止する遮水盤となり、地下水位の上昇と、水圧の上昇の原因になったと考えられる。

図一七 片井野川崩壊地（国土地理院1/5万地形図，日向青島図幅）

図一八 X線回析図（片井野川）

粘土層を構成する粘土鉱物はイライトを主として少量のカオリナイトを含有している（図－8）。カオリナイトの含有は550℃の加熱処理によりピークが縮小することから判定した。14Åに幅の広いピークがあるが、EG処理によって移動せず、550℃の加熱によっても変化しないことからクロライトを微量に含んでいると考えられる。この粘土のpH試験は2点おこなったが6.5と6.6であった。災害前の空中写真判読によれば、境川源流部付近には地すべり地形が分布しているが、天然性二次林に被われ大規模な地すべりを予兆するような現象は見られなかった。テフラは源流部の尾根付近に赤ホヤが点在する。

4.4 本郷地すべり

椎葉村大河内本郷上地区にあり、一ツ瀬川の右岸に位置し、南東向き斜面である。地すべり地を囲む周辺の山地斜面の傾斜角は32度で、崩壊の規模は幅300m、斜面長625m、推定深さ30m、推定土量630万m³である（図－9）。

崩土は一時一ツ瀬川をせき止めたが、自然流下により河道が確保された。1976年撮影の空中写真によれば、今回の崩壊地の北側に、幅50m、斜面長300mの崩壊地が撮影されていることから、この地域では崩壊が繰り返されていたことが伺える。地すべり地を構成する地質は四万十累層の日向層に属し、岩石は黒色頁岩、黒色千枚岩、砂岩層が分布している。地すべり地内での基盤岩の走向と傾斜はN30°～60°W、22°Sで、全体的には受け盤である（図－10）。すべり地内にはすべりによって生じた傾斜角46度の岩盤があり、ここには層厚約50cmの黒色の礫混り粘土層が分布していた（写真－2）。この粘土層の走向はN30°E46°Sで崩壊地の方向とほぼ直交し、流れ盤方向である。粘土層に含有されている礫径は1～5cmで、礫の形状は亜円礫～亜角礫であることから断層によって生成したものと考えられる。粘土層を構成する粘土鉱物はイライトで、粘土の懸濁pHは8.7のアルカリ

図一九 本郷地すべり地（国土地理院1/5万地形図，椎葉図幅）

写真-2 本郷地すべり地の粘土層

性を示した。粘土層の分布深さは10～15mと推定され、還元帯（千木良；1995）に位置する。還元帯でのイライトの生成に関して、高谷（2006）はカリウムとカルシウムの含有量が関係していることを述べている。

崩壊発生メカニズムは、受け盤方向の地層に対し直角方向に入った節理が、斜面の微少な移動により長期間のうちに徐々に連続しながら、この間に粘土層が形成されたと考えられる。粘土層はやがて地下水の遮水盤となり、豪雨時に地下水位と水圧の上昇の原因となり、これにより大崩壊に至ったと推定できる。

この地域の周辺山地斜面には2.9万年前に堆積したATテフラが分布しているが、地すべり地内には見られないことから、この崩壊地は2.6～2.9万年以後、地すべりや崩壊などの地表の変動があったと考えられる。地すべり地内には砂防施設があったが、構造物の一部が右岸に乗り上げた形で残存している。

4.5 野々尾崩壊

野々尾崩壊地は東臼杵郡美里町西郷区野々尾、塚原ダム下流側700mの二級河川、耳川の右岸に位置する。崩壊は右岸の尾根の標高450m付近で発生し、耳川（標高170m）に向かって北東方向に崩壊した。（この崩壊地の名称に関しては、塚原、島戸という名称も使われているが、近くの集落の名称を使い野々尾崩壊地とした）

崩壊の規模は、幅430m、長さ630m、推定深さ40mで、崩土量は1000万 m^3 と推定される。崩壊によって一時耳川は閉塞されたが、翌朝には越流により河道がつくられた（杉山；2006）。崩壊地の下部には崩壊によって高さ約50mの段丘が生じた。また崩壊地の下流側には流下した土砂によって、高さ19m（最高部）の段丘が形成されている。

崩壊の形態は岩盤崩壊と見られるが、特徴的なことは標高250m～300m付近にはほぼ水平な段丘状の地形を形成していることである（図-11、写真-3）。

1976年撮影の空中写真によれば、崩壊地の東側に小支流（十合谷）があり、ここには小規模な地すべり地形が見られる。崩壊地の上部、標高400m付近には野々尾の

本郷地すべり地の受け盤と粘土層の模式図

図-10 本郷地すべりの粘土層

図-11 野々尾崩壊地（国土地理院1/5万地形図，神門図幅）

写真-3 野々尾崩壊地全景

集落があり、ここをほぼ水平に横切る村道は、地すべり地の滑落崖下につくられたものであることから、この地区は地すべり地とすることができる。しかし住民の話によれば、これまでは地すべりと思われるような現象はなかったとのことである。また地区の墓地には年号が文政年間（1818年）の墓石があることから、人が住み始めた歴史以降は、大きな動きのなかった地すべりということ

図-12 野々尾崩壊地の崩壊発生推定図

ができる。また空中写真によれば周辺の標高400～500mにある集落（松の平，島戸，野々尾，長崎，栗の尾）も地すべり地形の中につくられている。このような，地すべり地に集落が存在する形態は，四国の地すべり地にも見られ高谷（1983）によって報告されている。

地域の地質は四万十累層の諸塚層と神門層の境界にあたり，崩壊地内に分布する岩石は，塊状の砂岩と千枚岩化した頁岩である。砂岩塊は一般的には直径30～50cmで，最大径は1m程度である。崩壊地内の標高330m付近には節理の多い砂岩層と頁岩層，粘土層の分布が見られた。崩壊地内の露頭は少ないが，標高350m付近の頁岩層では走向傾斜はN86°E，60°Nであった。崩壊のメカニズムは，いくつかの現象が組み合わさったと考えられ，砂岩層の節理が表層土塊の動きにより，表層にはほぼ平行な粘土層を形成，これが遮水盤となり地下水を貯留することにより，地下水位の上昇による水圧によって崩壊したと考えられる（図-12）。このような粘土層は現地において層厚2～4mの層が存在し，その走向，傾斜はN72°E，70°Nで，頁岩層の走向傾斜とはほぼ平行であった。粘土層を構成する主な粘土鉱物はイライトで，副成分はカオリナイトである。粘土の懸濁pHは8.1であった。

標高300mにできた段丘部分には，スギの植林地とクスギの天然性二次林が残された。スギは胸高直径が15～20cmであることから，この地域のスギの成長速度から推定すると15～20年生と見られる。スギの傾斜角は28°～34°で西方向に傾斜している。すべりの方向が北東方向であることから，斜面方向はほぼ直交している。地すべりにより樹木の倒れる方向は，表層すべりの場合は谷側へ，深層の場合は山側へ倒れることが経験的に知られているが，この調査地の場合はすべり方向とは直交し，幹折れ枝折れがないことから地表面の回転によるものと考えられる。

地表面の安定の指標となるテフラは，崩壊地の東側側壁，標高200m付近に，赤ホヤ（7.3千年前）とシラス（2.6万年前）の分布があったが，斜面にそって約50m程度で分布は限られている。

地すべり地の対岸（耳川左岸）にはASO4の溶結凝灰岩が幅約100mにわたって分布している。溶結凝灰岩の岩塊は右岸側の段丘上に分布していることから，崩壊

により約100m移動したと推定される。

5. まとめ

調査対象とした巨大崩壊地をまとめると表-1のようになる。

6. 崩壊原因の考察

2005年の台風14号によって，宮崎県下で発生した巨大崩壊地の現地調査と，得られた試料の室内実験から下記のことがわかった。

6.1 全般的な考察

- (1) 調査地6ヶ所のうち，槻之河内と本郷には地すべり地形が認められた。
- (2) 調査地6ヶ所のうち3ヶ所に堰止め湖が形成された。このうち1ヶ所のみは人為的に掘削したが，他の2ヶ所は自然に越流し河道が開削された。
- (3) 崩壊の発生した場所の地質はいずれも四万十帯で，基盤岩石は節理，クラックの発達した砂岩，頁岩で，頁岩は千枚岩化している。
- (4) 崩壊土の流下によって頁岩優勢区域ではU字谷，砂岩優勢区域では滝が形成される傾向が認められた。
- (5) 崩壊面は節理面であった。節理は砂岩層では層理に対し直角～斜交することが多いが，崩壊時の土塊の動きにより，これらが連続し崩壊面になったと考えられる。
- (6) 空中写真判読によれば，地すべり地形が存在することから，潜在的な動きの可能性は指摘できるが，ピンポイントとして，近い将来変状を指摘できるような現象を見いだすことはできなかった。

6.2 崩壊原因の考察

- (1) 崩壊地には，地層の層理とは異なる走向傾斜を持つ粘土層がみられた。これは厚さ十数センチから2mを越え，色調は黒色の礫混じり粘土層で，含有される礫種は頁岩，礫形は亜角礫～亜円礫であることから，断層が動いた結果形成されたことを示している。
- (2) 粘土層を構成する主な粘土鉱物はイライトで，カオリナイトが副成分として含有されていた。その他混合層鉱物，クロライトの含有も見られた。この

表－1 崩壊地のまとめ

名称	槻之河内	天神山	片井野川	本郷	野々尾
位置 E	131-15-30	131-14-10	131-15-30	131-8-35	131-18-20
N	31-42-40	31-46-40	31-46-25	32-22-40	32-29-40
土量($\times 10^6 \text{ m}^3$)	1.4	6.0	1.2	6.3	10.8
幅(m)	100	300	200	300	430
斜面長(m)	700	400	300	625	630
深さ(m)	20	50	20	30	40
斜面傾斜(°)	23	30	30	26	31
斜面方向
地質	日向層	日向層	日向層	日向層	諸塚層
地質構造	流れ盤	受け盤	受け盤	受け盤	流れ盤
優勢岩石	頁岩	砂岩	頁岩	頁岩	頁岩
粘土層の走向	――	N62W	N32W	N60w	N72E
粘土鉱物	Mx/It/Kt	It/Ch	It/Kt/Ch	It/Kt	It/Kt
粘土の懸濁pH	7.1	8.5	6.6	8.7	8.1
地すべり/崩壊の別	地すべり	崩壊	地すべり	崩壊	崩壊
崩壊面	風化層	断層	不明	節理面	節理面
テフラの有無	有り	有り	部分	部分	部分
堰止湖の形成	有り	無し	無し	有り	有り
林相	植	天/植	植/天	天	植/天

位置：1/2万5千地形図より測定、W:幅 L:斜面長(レーザー測距計) D:平均深さ(推定) I:傾斜角(地形図より測定) Ge:地質 Gst:地質構造 Clm:主な粘土鉱物 It:イライト、Kt:カオリナイト、St:スメクタイト、Mt:混層粘土、Ch:クロライト 林相:植:植林 天:天然性2次林 植/天:植林地に広葉樹が侵入した林相 斜面方向:矢印の方向

ことから四十万十累層の分布地域で酸化の及ばない地下深所では、イライトを主として、カオリナイトを副成分とする粘土鉱物が生成している。

- (3) 粘土層の懸濁pHは8～9のアルカリ性であった。このことは頁岩が破碎され水溶性成分が溶出していることを示している。
- (4) 粘土層は乾燥すると塩積による白色の結晶が晶出した。このことは粘土層が頁岩の磨砕によって形成されたことを示している。
- (5) 粘土層は地下で水の遮水盤となり、水圧の上昇を生じた結果、巨大崩壊にいたったものと考えられる。
- (6) 粘土層を形成した断層の規模は、延長数百m程度と推定される。
- (7) 崩壊地域内に分布するテフラは地域全体に連続するものは見られなかった。このことは、崩壊地の一部が過去に地すべりや崩壊などの地表変動を受けていたといえる。
- (8) 槻之河内地すべりは、送電線の伐開線に沿って発生したため伐開の影響も考えられたが、同様な地形で発生していない場所があることから、発生原因とするには更なる検討が必要である。

あとがき

崩壊後の現地に見られる岩石、粘土の状態を調べた結

果、巨大崩壊の病巣と考えられる断層とそれに付随する粘土層を見いだすことができた。このような地下の状態は、地表にも反映されることが考えられることから、今後は崩壊発生前の水系パターン、尾根パターンとの照合を行うことにより、崩壊発生場の予測につなげるものと思われる。

参考文献

- 1) 足立富男 (2004)：資料，霧島火山周辺の10万年以降のテフラ，めらんじゅ15号，宮崎応用地質研究会 pp.53
- 2) 千木良雅弘 (1995)：風化と崩壊，近未来社 pp.1～204
- 3) 鬼頭伸治，岩松暉 (1996)：テフラを用いた南九州日向帯における地すべりの発生時代区分，平成8年度研究発表会講演論文集，日本応用地質学会 pp.234～236
- 4) 町田洋 (1962)：荒廃河川における浸食過程（常願寺川の場合），地理評論Vol.35 No.4 pp.157～174
- 5) 杉山実，井上公夫 (2006)：Hi-net地震データを用いた台風14号による宮崎県内大規模崩壊の発生時刻推定，平成18年度砂防学会研究発表会概要集 pp.44～45
- 6) 高谷精二 (1983)：四国地すべりと山地保全に関する基礎的研究，南九州大学研究報告第13号 pp.1～40
- 7) 高谷精二 (2003)：宮崎層群に生成する風化粘土鉱物，第42回地すべり学会研究発表講演集 pp.451～454
- 8) 高谷精二 (2006)：スメクタイトの成因に関するKとCaの含有量，平成17年度研究発表講演論文集，日本応用地質学会 pp.13～16

(原稿受付2006年7月26日，原稿受理2007年3月29日)