多時期地理情報からみた千頭地域の深層崩壊発生斜面の地形的特徴

Topographic features of deep-seated landslides inferred from multi-temporal geographical information in Senzu district, central Japan

大丸裕武^{a)*}, 黒川 潮^{b)}, 村上 亘^{a)}, 松浦純生^{c)}

Hiroumu DAIMARU, Ushio KUROKAWA, Wataru MURAKAMI and Sumio MATSUURA

Abstract

We observed time sequential changes of slopes prone to deep-seated landslides using aerial photographs and satellite images covering the last 60 years in the middle reach of the Oigawa River Basin, in central Japan. We detected five deep-seated landslides that had shown significant expansion over the last 60 years (since 1947), and examined their topographic features. In many cases, preceding small collapses were recognized on the foot of the bulging slope and otherwise, landslides expanded toward the upslope or laterally. The Houkinagi Landslide, the largest in this area, has shown a high expansion rate and significant mass creep over the past century, including a tension crack opening at a rate of around 10cm/year, found behind the main scarp. These phenomena found in deep-seated landslides indicate that precedent landslides at the foot of bulging slope will be useful premonitory features if accompanied with significant mass creep behind them.

Key words : deep-seated landslide, aerial photograph, gravitational creep, micro landform

和文要旨

大井川中流域の深層崩壊発生斜面の変化過程について、過去60年間の空中写真と衛星画像を用いて解析した。5箇所の崩壊発生斜面を解析したところ、いずれの斜面でも先行崩壊が認められ、崩壊発生前に膨らみだし斜面の脚部で小規模な先行崩壊が発生するタイプ（押し出し型）と、先行崩壊の斜面上側に向かって崩壊地が急速に拡大していくタイプ（拡大型）が認められた。過去100年間に著しい拡大が見られた崩壊地の背後では年10cm程度の速度で開口するクラックが見られるなど顕著な地盤変動が確認された。これらのことから、崩壊地の斜面上方で顕著な地盤変動が認められる場合は、これらの先行崩壊を深層崩壊の前兆現象として利用可能と考えられる。

キーワード：深層崩壊、空中写真、重力性クリープ、微地形

1. はじめに

近年、西日本の各地で深層崩壊の発生が報告されている（例えば、地頭藪ほか、2000；古閑ほか、2006；櫻井ほか、2006；井口ほか、2011）。深層崩壊は崩壊地の周辺だけでなく、土砂ダムの決壊によって下流域に大きな被害をもたらすことも多い（例えば、田畑ほか、2001）。また、観測記録を更新するような豪雨が国内各地で頻発しており、今後の温暖化によってこのような豪雨の頻度が増大する可能性が指摘されていること（鬼頭、2005）から、深層崩壊の予測技術の向上が災害研究の重要な課題となっている。

千木良（2006）はこれまでの国内での事例を元に、深層崩壊を低透水層の上に載った高透水層からの地下水の噴出によって発生するタイプと、岩盤の長期的な変形の後に発生するタイプとに二分した。山体からの地下水の噴出によって発生するタイプの深層崩壊については、山体中の複雑な地下水の経路を広域にわたって把握することが困難なため、現段階では事前に危険箇所を予測できる段階に至っていないが、山体の長期的な不安定化の後に発生する深層崩壊については、崩壊発生前の重力性変

形で生じる地形を手がかりにすることで、崩壊の危険箇所をある程度予測できることが指摘されている（千木良、2006）。しかし、山体の重力性変形に起因する地形はきわめて広く分布している（八木、1981；永田ほか、2006）が、実際に近年崩壊の発生が見られたのは、このような地形が見られる斜面のごく一部に過ぎない（横山ほか、2011）。

重力性変形を示す地形がみられる斜面の中から、より崩壊の危険性が差し迫った斜面を抽出するには、さらに多くの事例解析を行い、実際に深層崩壊が発生した斜面に共通する特徴を見いだす必要がある。そのための有効なアプローチの一つとして、多時期の地理情報の解析を挙げることができる。地形的特徴が比較的明瞭な地すべりについては、古くから年代別空中写真を用いた研究が行われてきた。しかし、深層崩壊については特定の斜面について崩壊前後の空中写真の比較が行われることはあっても、広域を対象に多時期の空中写真を用いて斜面変化過程を明らかにした研究はきわめて限られている。近年、Akther *et al.* (2011) は3時期の空中写真から鰐塚山地域の深層崩壊発生斜面の変形様式を推定したが、他の地域についてはこのような観点からの研究例は少なく、深層崩壊発生斜面の地形変化過程については不明の点が多い。

そこで、本研究は大井川の千頭地域で実際に深層崩壊が発生した斜面を対象に、空中写真や衛星画像など年代

* 連絡著者／corresponding author

a) 独立行政法人森林総合研究所
Forestry and Forest Products Research Institute
〒305-8687 茨城県つくば市松の里1

1 Matsunosato Tsukuba, 305-8687, Japan

b) 独立行政法人森林総合研究所関西支所
Kansai Research Center, Forestry and Forest Products Research Institute

c) 京都大学防災研究所
Disaster Prevention Research Institute Kyoto University

別の地理情報の解析と現地調査を行い, 近年深層崩壊が発生した斜面に共通する特徴を見いだすことを目的とした。

なお, 本研究では2006年12月4日撮影のALOS (Advanced Land Observing Satellite; 陸域観測技術衛星) のPRISM画像において面積が10ha以上で, 明瞭な滑落崖を持ち, すべり面が樹木根系よりも下層の風化岩層や基盤岩に達すると思われる崩壊を便宜的に“深層崩壊 (deep-seated landslide)”と呼称することにする。その中には崩壊深が5 m程度で, これまで研究対象とされてきた大規模な深層崩壊と比べて, 小面積で崩壊深が小さいものも含まれていることをあらかじめ述べておく。

2. 研究地域

本研究で対象としたのは大井川中流域の榛原 (はいばら) 川および寸又 (すまた) 川流域を中心とした地域である (図-1)。従来から, 大井川中・上流域の急傾斜な堆積岩山地では, 重力性クリープが進行した斜面から深層崩壊が発生しやすいことが指摘されている (例えば, Chigira and Kiho, 1994)。本研究地域でも40°以上の急斜面を含む急峻な山地に多くの崩壊地が分布しており, その中には深層崩壊も多く見られる。

研究地域には四万十帯の砂岩・泥岩やその互層を主とする地層が分布しており (狩野, 1988; 図-1), これらの地層は多くの断層と褶曲が発達した複雑な地質構造を持つ (狩野ほか, 1986)。近年の研究では, これらの地層は海溝付近でのプレートの沈み込みに伴う付加体として形成されたと考えられている (狩野・村松, 2003)。本研究地域ではこのような付加体の地層は全体として北東-南西方向の走向と急角度の北西もしくは南東落ちの傾斜を示すことが多い (狩野ほか, 1986)。

3. 研究方法

3.1 新規発生崩壊地の抽出

近年において比較的大規模な深層崩壊が発生した斜面を抽出するために, 1947年と1948年に撮影された米軍撮影写真と2006年12月4日に撮影されたALOS PRISM画像 (解像度2.5m; RESTECによりオルソ化済み) を比較し, この間に10ha以上の拡大がみられた崩壊地や, 新たに発生した面積が10ha以上の崩壊地を抽出した (図-1)。ただし本研究では, 自然状態の斜面で発生し, すべり面が基盤岩に達する崩壊に注目するため, 上記の条件を満たす崩壊地であっても, 崩壊発生直前に斜面周辺で林道建設や伐採行為が認められる崩壊地は除外した。また, 空中写真実体視において滑落崖が不明瞭な崩壊地や崩壊面に暗色の土壌層が露出している崩壊地も表層崩壊と判断して解析対象から除外した。図-1, 2, 3に示した5箇所の崩壊 (LS1~LS5) は, いずれも上記の基準によって抽出されたものである。

3.2 崩壊発生斜面の地形的経年的変化

研究対象とした5箇所の崩壊発生斜面について, 年代

図-1 調査対象崩壊地と研究地域の地質図 (広川ほか, 1975を簡略化)

Fig. 1 Map of the study area showing analyzed six landslides and geological map (simplified from Hirokawa et al., 1975)

別の空中写真や衛星画像を用いて過去約60年間の斜面地形の変化過程を観察した (図-2)。使用した空中写真 (表-1) は, 林野庁や国土地理院撮影の空中写真で, これらの写真とDEMからErdas社のImagine ver. 9.3を用いて単画像オルソを作成した。DEMは国土地理院の「数値地図50mメッシュ (標高)」や (株) 北海道地図の10mメッシュの「GISMAP Terrain」をラスター化して作成した。単画像オルソの作成にあたっては, 基本的には1枚の画像あたり8点以上のGCPを与えた。GCPの座標は, 国土地理院の2万5千分の1地形図や2006年に撮影されたALOS PRISMのオルソ画像 (RESTECにより作成された単画像オルソ) から, 空中写真と対比可能な点を同定して座標を与えた。このようなGCPやDEMを用いて作成されたオルソ画像には, 場合によっては平面位置に10m以上の誤差が含まれている可能性がある。そのため, 解析対象とした崩壊地の周辺については可能な限り多くのGCPを与えて, 2万5千分の1の地形図とオルソ写真の尾根線や水系の位置の間に系統的なずれが認められなくなるまでオルソ化作業を繰り返した。ただし, 米軍写真から作成したオルソ写真については, 上記のような方法をとっても10mオーダーの位置のずれが認められたため, これをもとに滑落崖や移動ブロックの絶対的な位置 (座標) を推定することは避けた。研究地域の中

図一 2 近年変化が見られた5箇所の崩壊地の年代別空中写真と最近の衛星画像
地形図中の直線は図一 3 の地形断面の位置を示す。全ての画像はオルソ補正済み。LS 1 の基盤岩の走向と傾斜は野外観
察による。

Fig. 2 Historical aerial photos and recent satellite images of the five newly changed landslides (LS 1 – 5 in Fig. 1).
The locations of the cross sections (Fig. 3) are shown as the solid lines. All images were orthorectified. Strike and
dip of the bedrocks were measured in the field for LS1.

でもとくに顕著な拡大崩壊が見られたLS 2 については明治期(1908年)の測量によって作成された旧地形図から1908年当時の崩壊地の位置を推定した。

次に崩壊発生斜面の地形の概要を把握するために, DEMを用いて地形断面を作成した(図-3)。LS 1 とLS 2 については, 10mメッシュのGISMAP Terrain(北海道地図社製)から, LS 3 ~LS 5 については, 国土地理院(2010)の基盤地図情報数値標高モデル10mメッシュ

図-3 崩壊地の地形断面
空中三角測量で作成されたLS 1 とLS 2 の1997年の断面は植生高を含む。

Fig. 3 Cross sections of the landslides.
The 1997 profiles of LS 1 and LS 2 were produced by aerial triangulation and contain vegetation height.

標高から断面図を作成した。いずれの地形断面も国土地理院が地形図作成に用いた空中写真が撮影された1976年当時の地形を表現している。また, LS 1 とLS 2 については, 1997年の写真から空中三角測量を行ってDEMを作成し, 1997年と1976年の地形断面を比較した。LS 2 については, 後述するレーザープロファイラー測量による高解像度DEMを用いて現在と過去の地形断面の比較を行った。

このようにして作成したオルソ画像と地形断面図をもとに, 選定した5箇所の深層崩壊発生斜面の地形の経年変化を解析した。その他のLS 3 ~LS 5 の崩壊後の地形については, 独自の地形計測を行わなかったため, 空中写真実地視によって崩落域を推定して断面図中に示した(図-3)。

3.3 滑落崖背後斜面の地盤変動の計測

調査を行った5つの崩壊地のうち, 過去60年間でとくに顕著な拡大が見られたLS 2 については2008年1月に大井川治山センターによって近年航空機レーザー測量が行われた。本研究ではこの点群データから2mグリッドのDEMを作成してLS 2 の冠頭部上方の稜線部にみられる線状凹地の判読を行った。また, この稜線には明瞭な開口亀裂が見られたため, 2007年の8月以降に数回にわたって現地で亀裂の開口量を計測するとともに, 移動土塊上の固定杭の位置をGPS静止測量によって追跡した(測量には(株)日立造船製NetSurv-2000を使用した)。GPS静止測量の後処理解析においては, 基線長が10km以下の場合には, 1周波(L1)のみを用いた後処理補正でも十分な処理が可能とされる(佐田, 2003)。LS 2 から最近隣の電子基準点(本川根)までの距離は約8kmであることから, 静止測量の後処理補正にはL1のみを用いた。計測時間はいずれの測定においても50~80分であった。一般に1周波(L1)のみを用いた後処理補正によるGPS静止測量の精度は, $10\text{mm} + \text{基線長} \times 2\text{ppm}$ とされており(例えば, 佐田, 2003), この式に従えば, 本調査地点におけるGPS測位の誤差は概ね2.5cm程度と考えられる。

表-1 オルソフォトの作成に用いた空中写真
Table 1 List of the aerial photographs used in this study

撮影年	1947	1948	1962	1965	1970	1976	1985	1997	2003
撮影者	米軍	米軍	地理院	林野庁	地理院	地理院	林野庁	林野庁	林野庁
撮影番号	m387	m1171	CB-62-4Y	山-420	CB-70-9Y	CB-76-18	85-30	97-44	03-38
LS1	(97)		<u>C5: 740, 741</u>	<u>C11: 22, 23</u>				<u>C11A: 10, 11</u>	
LS2	97			<u>C12: 22, 23</u>	<u>C6: 8, 9</u>		<u>C10: 13, 14</u>	<u>C10A: 4, 5</u>	
LS3		87		<u>C7: 23, 24</u>		C7A: 17		<u>(C7A: 4, 5)</u>	
LS4		88				C7A: 17			C26: 13
LS5		88				<u>C7A: 13, 14</u>		C7A: 9	

下線付はステレオオルソフォトを示す。カッコ付の写真は解析を行ったが図に示さなかったオルソフォトを示す。
The underlines indicate stereo orthophotos. The photographs in parentheses are not shown in Fig. 2.

4. 結果と考察

4.1 年代別空中写真から見た各崩壊地の変化

4.1.1 LS1

この崩壊地は榛原川流域における南東向きの傾斜約40°の斜面において発生した幅約100m, 長さ約200mの崩壊地である(図-2)。崩壊地末端部の沢沿いに露出した未変形の砂岩・泥岩互層の走向・傾斜はN60°E, 50°NWと, 等高線とほぼ平行な走向と山側落ちの傾斜を示す(図-2)ことから, 地質的には受け盤となる斜面で発生した崩壊と考えられる。図-3には国土地理院による崩壊前の1976年のDEMと崩壊後の1997年の空中写真から図化されたDSMの断面(裸地域以外では植生高を含む)を重ねて示した。崩壊は標高560m~640m付近にみられる凸型斜面から発生しており, その深さは約10mと推定される。この地形断面から判断すると1997年以降の画像に見られる裸地のうち標高540m以下の部分は崩壊土砂の堆積域と考えられる。図-2には示さなかったが, 1992年のLANDSAT画像では, 現在とほぼ同規模の崩壊地がすでに確認されることから, 現在見られる崩壊地は1985年と1992年の間に出現したと考えられる。

この崩壊発生斜面においてとくに注目されるのは大規模な崩壊が発生する以前の1985年の空中写真において, 標高560m付近に小崩壊が見られることである(図-2の赤色矢印③)。小崩壊が発生した場所は, その後の崩壊で崩落する凸型斜面の脚部にあたる(図-3のLS1の断面)。1948年の写真(図-2には示していない)や1962年の写真(図-2の赤色矢印①)においても, ほぼ同じ場所に周囲よりも明るい色調を示す小崩壊地が見られることから, この場所では以前から小規模な表層崩壊が繰り返し発生してきたと考えられる。また, 1985年の写真では現在の崩壊地の冠頭部にあたる場所に長さ30m×幅20mほどの森林ギャップが発生している(図-2の赤色矢印②)。空中写真で立体視観察をすると, この森林ギャップ部分の地面は白色を呈する裸地となっており, 斜面上部でも何らかの変状があったと推定される。

4.1.2 LS2 (ホーキ薙)

榛原川源頭部の山犬段東方の南東向き斜面に見られる幅約200m, 長さ約600mの大規模な崩壊地(図-2)で, 地元ではホーキ薙と呼ばれている。滑落崖の南西端に見られる露頭では東落ちの流れ盤構造を示す塊状の砂岩が卓越するが, 全体的には多くの断層で分断されてブロック化しており, 一定の走向・傾斜が認められない。

最も古い1947年の空中写真を見ると, すでにこの段階で現在とほぼ同程度の規模の崩壊地が認められる(図-2)。過去のオルソ写真を現在の衛星画像と重ね合わせて詳細に比較すると, 2006年の崩壊地の頭部は1965年のオルソ写真よりも約80mも北西方向にある。したがって, この崩壊地は近年においても顕著な拡大を続けており, 現在の崩壊地頭部は, かつての分水嶺の北西側の斜面にまで達していると考えられる。図-3には, 1976年の地

形図から作成されたDEMと1997年の空中写真の図化によるDSM(植生高を含む)および2008年のレーザープロファイラー測量によるDEMから作成した崩壊地の底部の縦断面図を示した。これによると1976年以降崩壊地の底部は全体的に20m以上も低下している。また, 1997年に崩壊地内の標高1300m~1400m付近にあった凸部が2008年には消失している。後述するように, この低下は主として堆積土砂が崩壊や浸食によって流出したためと考えられる。

4.1.3 LS3

調査地北西部の丸盆岳(2066m)の東方約2kmの南向き斜面にみられる崩壊地である(図-1, 2)。1948年, 1965年, 1976年の空中写真では, 標高1250m付近に幅約70m, 長さ約100mの小規模な崩壊地が見られる(図-2の赤色矢印④)。2006年のALOSの画像では, それまであった小崩壊の斜面上方(北西側)において, 標高1400mにまで達する崩壊が発生している。この崩壊は1976年の地形断面の標高1260m~1400mに見られる傾斜約45度の凸型斜面において発生したと考えられる(図-3)が, その崩壊深については不明である。図-2には示さなかったが, この崩壊は1997年の空中写真には見られないことから, 1997年と2006年の間に発生したと考えられる。

4.1.4 LS4

寸又川上流の南東向き斜面に見られる崩壊地である(図-1, 2)。1948年と1976年の空中写真では標高650m~700m付近の谷沿いの急斜面において, 幅約100m長さ約150mの小崩壊地が見られる(図-2の赤色矢印⑤)。2003年の空中写真では, この小崩壊地と林道の間の傾斜約45度の急斜面で崩壊の拡大が判読され, その上端は標高約850mに達している。崩壊発生前の1976年の地形図では, 崩壊が発生した標高700mより上の斜面は, 凸型の縦断形を持つ斜面となっているが(図-3), 崩壊発生後の2003年の空中写真の実体視では, 崩壊地の頭部に急角度で落ち込む明瞭な滑落崖と, その下の平滑な崩壊面が認められる(図-3)。

4.1.5 LS5

朝日岳(1826.6m)の西方約700mの稜線の南側斜面にみられる, 幅約200m長さ約700mの大きさの崩壊地である(図-1; 図-2)。1948年の段階では現在の崩壊地の中央部に幅約100m程度の小さな崩壊地(図-2の赤色矢印⑥)が見られるのみであるが, 1997年までに滑落崖頭部の西側斜面が崩壊して崩壊地は著しく拡大している(図-2)。1976年の写真と地形図を見ると, 崩壊地の東側には周囲よりもやや緩い斜面が見られるが, 1997年の写真ではこの緩斜面の東側に線状の裸地(図-2の赤色矢印⑦)が発生して, 尾根部から分離した島状のブロックとなっている。さらに, 2006年のALOS画像では, この分離したブロックの上部は崩落しているが(同矢印⑧), ブロックの一部は崩壊地の頭部に残存して

図-4 1976年と2006年の崩壊地の輪郭

破線は空中写真において不明瞭な輪郭を示す。

Fig. 4 Outlines of the landslides in 1976 (gray colored area) and 2006

The dashed lines show unclear margins in the aerial photograph interpretation.

いる(図-2の赤色矢印⑨)。

年代別オルソ画像(図-2)における崩落域と堆積土砂の範囲や地形断面図(図-3)における遷緩線の位置から推定すると、この崩壊地において崩落したのは主として稜線付近の部分で、それより下の裸地は崩壊土砂の流送域や堆積域と考えられる。

4.2 崩落斜面の脚部における先行崩壊

前節で述べた各深層崩壊発生場の経時変化からは、近年崩壊地の拡大や新たな深層崩壊の発生が見られた斜面には共通した特徴があることを指摘できる。

図-4は本研究で解析した5箇所の崩壊地(LS1~LS5)について、1976年の空中写真と2006年のALOS画像における裸地域の輪郭を重ね合わせたものである。これによるとLS2以外については、1976年の時点では、現在見られるような崩壊地は認められない代わりに、現在と比べると小規模な先行崩壊が確認できる。後に発生する大規模な崩壊は多くの斜面では、先行崩壊の上方の斜面で発生しているが、LS5のように、先行崩壊の側方に崩壊が拡大した例もみられる。

このように、大規模な崩壊の発生前に、斜面脚部に先行崩壊が出現する例は従来から指摘されている。今村ほか(1983)は地すべり型崩壊地の発生斜面では斜面脚部の急斜面には小崩壊が見られる例が多いことを指摘している。また、岩松・下川(1986)はクリープ性大規模崩壊が卓越する九州山地において、稜線部の線状凹地や斜面の脚部に小崩壊地が見られる例が多いことを報告している。Akther *et al.*, (2011)も2005年に多数の深層崩壊が発生した宮崎県鰐塚山において同様の現象が認められることを指摘している。中部地方では、新潟県戸沢川で

2000年1月に発生した崩壊(山岸ほか, 2005)や三重県宮川村で発生した2004年に発生した崩壊(多田, 2009)においても、大規模な崩壊に先行して小崩壊が存在していたことが指摘されている。このように、先行崩壊が深層崩壊の前兆現象として利用できる可能性は従来から示唆されていたが、多数の斜面を対象にした検証は十分に行われてこなかった。本研究で近年深層崩壊が発生した5カ所の斜面の全てに先行崩壊が確認されたことは、先行崩壊と後に発生する深層崩壊との強い関連性を示唆するものといえる。

先行崩壊が後に発生する大規模な崩壊と関連しているとするならば、以下の二つの発生様式が考えられる。

第一は、先行崩壊の背後で新たな崩壊が発生する、連鎖的な拡大崩壊現象(以下、拡大型崩壊と呼ぶ)が起きる場合である。古い崩壊地の存在による応力解放によって背後の岩盤の進行性破壊が促進されて不安定化が進行する現象はこれまでも指摘されている(例えば、陳ほか, 2007; 西井, 2008; Bedoui *et al.*, 2009)。とくに断層運動によって岩盤の脆弱化が進行した山地においては、先行崩壊から周囲へと波及する段階的な崩壊現象が起りやすいことが指摘されている(Brideau *et al.*, 2009)ことから、フォッサマグナと中央構造線に挟まれた本研究地域でもこのような拡大型の崩壊が起きる可能性は考えられる。本研究地域の中でもLS2では崩壊地の源頭部が断続的に後退していることが経年変化から明らかであり、典型的な拡大型崩壊と見なすことが出来よう。

第二に考えられる発生様式としては、谷側の空間に押し出された移動土塊の前縁部が不安定化して小崩壊が発生するという現象(以下、押し出し型崩壊と呼ぶ)が挙げられる。従来から活動的な地すべり地形の前縁部では小崩壊が発生しやすいことが指摘されている(例えば、Miyagi *et al.*, 2004)。深層崩壊発生斜面においても重力性クリープによって谷沿いの斜面が谷側の空間に向かって変形している場合には、谷壁斜面の傾斜が急角度となり、同様のメカニズムで小崩壊が発生しやすくなる可能性は考えられる。Akther *et al.*, (2011)は鰐塚山地域の深層崩壊について考察する中で、重力性変形が進行した斜面の脚部に見られる小崩壊の成因として、重力性クリープによる斜面の押し出しを重視している。しかし、図-3に示したように、本研究地域で深層崩壊が発生した斜面の多くは、滑落崖に相当する地形は全体的に不明瞭であり、谷側の空間への斜面の押し出しを地形的特徴から評価することは難しい。谷側への斜面の押し出しについては精密な地盤変動量の分布データに基づいて検証する必要がある。

4.3 崩壊地背後斜面における地盤の不安定化の事例

前節では先行崩壊と後に発生する大規模な崩壊との因果関係を説明する斜面の変動様式として、拡大崩壊型と押し出し型の二つのタイプを想定したが、いずれのタイプにおいても先行崩壊の周辺で何らかの地盤変動が発生

図-5 1908年と1976年に測量された地形図にみられるLS 2 (ホーキ薙) の後退
1908年の地形図は旧日本陸軍によって、1976年の地形図は国土地理院によって作成された。

Fig. 5 Retreat of LS 2 (Houki-nagi) inferred from the maps surveyed in 1908 and 1976
The 1908 and 1976 maps were produced by the Imperial Japanese Army and Geographical Survey Institute for each other.

していることが想定される。したがって、先行崩壊をその後の大規模な深層崩壊の前兆現象として解釈するには、背後斜面の地盤変動の有無を検証することが重要と考える。本研究では押し出し型の崩壊地については地盤変動量のデータが得られなかったが、拡大型崩壊についてはLS 2の上側斜面において地盤変動の観測を行うことが出来た。以下では、典型的な拡大型崩壊と考えられるLS 2を例に地盤変動と崩壊地の発達過程との関係について考察したい。

図-5には1908年の測量結果にもとづいて作成された陸軍による地形図と、1976年の空中写真から作成された国土地理院の地形図にみられるLS 2の位置を示した。これによると、1908年の地形図では崩壊地は稜線付近に達しておらず、当時の崩壊地の源頭部は稜線から南東方向と東方向へ流下する2本の沢の合流点付近にあったと考えられる。その場所は1976年の地形図に破線の円で示した付近に相当すると推定される。このことからLS 2の源頭部は約70年間の間に北西方向に数百m拡大し、稜線付近にまで達したと推定される (図-5)。

年代別空中写真が利用可能な1948年以降については崩壊地の変遷をより詳細に知ることができる。図-6には年代別空中写真からみたLS 2源頭部の変化過程と、2008年の航空機レーザー測量データにおいて確認できる地形の概要を示した。2007年の現地調査では、崩壊地背後の稜線上には北東・南西方向に伸びる開口亀裂が見られた (図-7e)。1965年～1977年の空中写真を見ると、同じ場所に北東・南西方向に伸びを持つ筋状の植生パターンが見られる (図-6の矢印⑥)。オルソ写真の精度から、正確な位置の比較は出来ないが同様の筋状の植生パターンは1948年の写真においても認められる (図-6の矢印①)。また、1970年の写真ではその背後 (北西側) に、さらに1本の線状の植生パターンが認められる (同矢印⑤)。

図-6 ホーキ薙 (LS 2) の頭部の年代別空中写真および1976年～2007年の崩壊地頭部の後退過程
1976年と2008年の崖の位置は国土地理院の地形図と航空機レーザープロファイラーによる地形データから推定した。

Fig. 6 Historical aerial photographs of the Houki-nagi Landslide (LS 2) showing retreat of the head scarp between 1976 and 2008
Locations of the head scarp in 1976 and 2008 were estimated from 1/25000 GSI map and airborne LiDAR DEM respectively. The 1908 and 1976 maps were produced by the old Japanese army and Geographical Survey Institute for each other.

1948年の空中写真では、崩壊地の頭部に移動土塊とみられるブロック (図-6の矢印②) が存在し、このブロックの背後には楔状の裸地 (同矢印③) が認められる。1965年の写真では、移動土塊 (同矢印②) は稜線部から完全に分離して南東側に移動したことがうかがわれる。また、土塊の縁辺から発生した崩土が斜面下方へと流下してい

図－7 ホーキ籬源頭部の1999年の状況 (a, c) と2007年の状況 (b, d, e) および2010年の谷頭部の状況
 滑落崖付近の稜線上では開口亀裂がみられる (e)。
 Fig. 7 Photos of the head scarp of LS 2 in 1999 (a, c) and in 2007 (b, d, e) and the valley head in 2010
 The crack found on the mountain ridge near the head scarp (e).

ることがわかる (同矢印④)。1970年の空中写真でも、引き続き土砂の流下・堆積が認められる (同矢印⑦)。1985年の空中写真では、稜線部からの崩落はさらに活発になり、稜線部から崩落した土砂は植生が付着した状態で滑落崖直下の斜面に堆積している (同矢印⑧)。しかし、その12年後の1997年の写真では、斜面堆積物の南側の部分は谷頭部侵食によって流下してしまい、侵食を免れた斜面堆積物の一部が半島状の形態を呈して残存している (同矢印⑩)。また崩壊地頭部に残存した土砂には、稜線に平行な亀裂群が認められる (同矢印⑨)。この谷頭部に残存した土砂も、2006年のALOS画像では大部分が流下してしまい、源頭部には亀裂起源と思われる裸地 (同矢印⑪) で分断された分離ブロックがみられる。ブロック背後の裸地 (同矢印⑪) は1997年の状態 (同矢印⑨) よりも拡大しているように見える。

1997年と2006年の空中写真にみられる滑落崖付近の地形変化は、ほぼ同時期に撮影された地上撮影写真においても確認することができる。図－7には1999年と2007年に滑落崖背後の稜線の南西方向を撮影した地上写真を示した。1999年に撮影された写真aでは、崩壊地の頭部に樹木を伴う崩落土砂の堆積地がはっきりと認められる (図－7 aの赤色矢印)。この斜面堆積地は滑落崖から崩落した土砂が半島状の形態で残存したものと考えられ、1997年のオルソ写真においても認められる (図－6

図－8 ホーキ籬 (LS 2) 源頭部付近の稜線上にみられる亀裂の拡大 (a) とGPS静止測量で計測した滑落崖上部の固定測点の移動過程
 2007年秋に固定杭の一部が亡失したため再設置を行った。

Fig. 8 Cumulative crack opening on the upper ridge (a) and movement of a static survey point measured by static GPS observations (b) on the ridge near the headscarp of the Houki-nagi landslide (LS 2)
 A steak was lost and newly established in 2009 autumn.

の矢印⑩)。この斜面堆積地2007年の地上写真 (図－7 b) では消失しているが、この変化は図－6において1997年から2006年の間に半島状の堆積地 (図－6の矢印⑩) が消失していることと対応している。この地形変化は図－3のLS 2の地形断面図においても確認される。

1985年の写真で滑落崖頭部斜面に見られた堆積土砂の大部分は、現在では流亡し、細長い裸地 (図－6の矢印⑪；図－7 dの赤色矢印) で稜線から分離された小ブロック (図－7 dの黄色矢印) がみられるのみで、崩壊地の谷頭部では活発な侵食が進行している (図－7 f)。

この開口亀裂の背後 (北西側) の稜線上の登山道には、現在開口亀裂が見られる (図7 eの赤色矢印)。図－8 aには、この亀裂を挟んで設置した2本の固定杭の間隔の変化を示した。2008年の10月頃に杭の一部が亡失し、新たな杭を再設置したために欠測期間があるが、この亀裂が年間約10cm程度の割合で開口していることが読み取られる。この亀裂の位置は、1965年～1997年の写真の筋状の植生パターン (図－2の⑤) がみられる場所とほぼ一致する。1999年に筋状の植生パターンが見られる稜線付近の登山道で撮影された地上写真 (図－7 c) には、稜線から南東側に倒れ込んだ傾斜木が数多く見られる。このことから、この筋状の植生パターンは崩壊地背後の地盤変動で出来た森林ギャップを反映したものと推定される。このように地盤変動が樹木の生育形態や疎密に影響を与えることは、従来からも指摘されている (例えば、横山・横山, 2004; 菊池, 2005)。

また、この亀裂は北東端において古い線状凹地に連続しており、線状凹地の周辺でも開口亀裂が見られる (図－6の⑫)。これは、近年の拡大崩壊によって滑落崖が線状凹地周辺におよび、その周辺の土塊が不安定化しつつあることを示すと考えられる。

このような植生パターンに現れた稜線上の亀裂の開口は、過去の空中写真(図-6)から推定する限り、崩壊地頭部の土塊の南東方向への移動によると思われる。図-8bはこのことを検証するために、新たな開口亀裂の南東側の移動土塊上に設置した固定杭(図-6; 図-7d)の位置をGPS測量によって追跡した結果である。これによると、杭の位置は年間約20cm程度の速度で南東方向に移動している。今回のGPS計測によって得られた2年間で50cmもの移動量は誤差の範囲を大きく上回っていることから、主として地盤変動によるものと考えられる。

以上のように、LS2の頭部においては、過去約100年間にわたって崩壊地頭部が北西方向に拡大している。1976年の地形図では崩壊地の頭部は稜線付近の登山道よりも数10mも南東側にあった(図-5)が、その後の崩壊によって滑落崖は1976年の稜線を切り込んでかつての北西向き斜面にまで達したため、旧登山道は崩落している。

このように、LS2では滑落崖付近での斜面崩落を繰り返しながら、崩壊地が斜面上方へ拡大してきたと考えられた。冠頭部の上側斜面では地盤変動が活発に起きており、崩壊地の拡大は先行崩壊の上側斜面全体の不安定化と密接に関連していると考えられる。また、この地盤変動の一部は線状の植生パターンとして空中写真に現れていたと考えられる。

5. まとめ

深層崩壊が多く見られる大井川中流域の硬堆積岩からなる高起伏山地の斜面について、年代別の空中写真や衛星画像から地形変化過程を解析した。その結果、多くの斜面において大規模な深層崩壊が発生する前に、斜面の脚部において小崩壊が発生する例や、すでに発生した深層崩壊の上側の斜面に拡大していく例が多く見られた。中でも過去100年にわたって拡大傾向にあるホーキ薙の背後斜面では、顕著な地盤変動が観測され、その影響は空中写真で判読される植生パターンにも現れていたと考えられる。

このような先行崩壊の周辺で発生する崩壊や地盤変動は、脆弱化した岩盤からなる山地斜面が断続的に解体していく地形変化過程の一断面として解釈出来る。斜面の地盤変動を広域にわたって高精度に評価するには多大な労力を要するが、少なくとも本研究地域では、先行崩壊地の周辺を山地の解体過程の最前線と考え、そこでの地盤変動に注目することで、崩壊発生の予測精度を向上できる可能性を指摘できる。先行崩壊が新たな崩壊に移行するメカニズムとして、拡大型と押し出し型の二つのタイプが想定されるが、これらの地形変化様式がどのような地形や地質構造に起因するのかを明らかにすることも今後の重要な課題である。

謝 辞

本研究を進めるにあたって、関東森林管理局大井川治山センターの各位には、現地調査や測量データの提供などを通じて多大なご協力を頂いた。森林総合研究所の三森利昭氏、多田泰之氏、鹿児島大学の下川悦郎教授には貴重なご助言を頂いた。森林総合研究所の小川泰浩氏、筑波大学の西井稜子氏、東京大学の斉藤仁氏には現地調査においてご協力をいただいた。また、2名の匿名査読者には多くの有益なご助言を頂いた。以上の方々に深く感謝申し上げます。

引用文献

- Akther, H., Shimokawa, E., Teramoto, Y., Jitousono, T.(2011): Geomorphologic features and prediction of potential sites for deep-seated landslides on Wanitsuka Mountain, Miyazaki Prefecture, Japan. Journal of the Japan Society of Erosion Control Engineering, Vol. 63, No. 5, pp. 14-21.
- Bedoui, S. A., Guglielmi, Y., Lebourg, T., Perez, J.L.(2009): Deep-seated failure propagation in a fractured rock slope over 10,000 years: The La Clapiere slope, the south-eastern French Alps. Geomorphology, Vol. 105, pp. 232-238.
- Brideau, M.A., Yan, M. and Stead, D.(2009): The role of tectonic damage and brittle rock fracture in the development of large rock slope failures. Geomorphology, Vol. 103, pp. 30-49.
- Chigira, M. and Kiho, K.(1994): Deep-seated rockslide-avalanches preceded by mass tectonic creep of sedimentary rocks in the Akaishi Mountains, central Japan. Engineering Geology, Vol. 38, pp. 221-230.
- 千木良雅弘 (2006): 地すべり・崩壊の発生場所予測-地質と地形から見た技術の現状と今後の展開-。土木学会論文集C, Vol. 62, pp. 722-735.
- 陳 伝勝・宜保清一・佐々木慶三・中村真也 (2007): 沖縄、島尻層群泥岩分布地域の地すべり類型区分の試み-地すべりの危険度評価に関連して-。日本地すべり学会誌, Vol. 43, pp. 1-12.
- 広川 治・今井 功・坂本 享・奥村公男 (1975): 20万分の1地質図幅「静岡・御前崎」。地質調査所。
- 今村遼平・岩田健治・足立勝治・塚本 哲 (1983): 画で見る地形・地質の基礎知識。鹿島出版会, 232p.
- 井口 隆・八木浩司・土志田正二・長友恒人 (2011) 空から見る日本の地すべり地形シリーズ-21- 2011年台風12号による豪雨を起因とする十津川周辺の地すべり・斜面崩壊。日本地すべり学会誌, Vol. 48, pp. 49-51.
- 岩松暉・下川悦郎 (1986): 片状岩のクリープ性大規模崩壊。地質学論集, Vol. 28, pp. 67-76.
- 地頭蘭 隆・下川悦郎・寺元行芳 (2000): 南九州の火山地域における崩壊の水文地形学的検討。日本地すべり学会誌, Vol. 36, pp. 14-21.
- 狩野謙一・村松 武・廣田 豊 (1986): 四万十類層群の変形様式: 赤石山地南部の上部白亜系に見られる例。静岡大学地球科学研究報告, Vol. 12, pp. 89-114.
- 狩野謙一 (1988): 日本の地質「中部地方I」編集委員会編, 「日本の地質中部地方I」, 共立出版株式会社, p. 50.
- 狩野謙一・村松 武 (2003): 赤石山地南部の四万十帯。狩野謙一・北村秋寿編「日本地質学会第110年学術大会 (2003 静岡) 見学旅行案内書」, 日本地質学会, pp. 67-81.
- 菊池俊一 (2005): 樹木年輪幅を用いた地すべり変動解析の試み-北海道薄別川地すべりを例として-。日本地すべり学会誌, Vol. 42, No. 2, pp. 67-72.
- 鬼頭昭雄 (2005): 温暖化で大雨は増えるのか。科学, Vol. 75, pp. 1155-1158.
- 国土地理院 (2010): 基盤地図情報ダウンロードサービス。http://fgd.gsi.go.jp/download/ (参照日2011年6月24日)。

- 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，No. 4, pp. 232－241.
- Miyagi, T., Prasad, G. B., Tanavud, C., Potichan, A., Hamasaki, E. (2004) : Landslide Risk Evaluation and Mapping－Manual of Aerial Photo Interpretation for Landslide Topography and Risk Management－. Report of the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, No. 66, pp. 75－137.
- 永田秀尚・阪口 透・小嶋 智（2006）：GISを用いた不安定斜面分布の地形地質要因解析．応用地質，Vol. 46，No. 6, pp. 320－330.
- 西井稜子（2008）：飛騨山脈の花崗岩山域における斜面崩壊が線状凹地の分布に及ぼす影響．地学雑誌，Vol. 118，No. 2, pp. 233－244.
- 櫻井正明・前川峰志・内藤洋司・佐保昇児（2006）：2004年集中豪雨により四国山地に発生した崩壊地の特徴．日本地すべり学会誌，Vol. 42，No. 1, pp. 19－30.
- 佐田達典（2003）GPS測量技術．オーム社，163p.
- 田畑茂清・井上公夫・早川智也・佐野史織（2001）：降雨により群発した天然ダムの形成と決壊に関する事例研究－十津川災害（1889）と有田川災害（1953）－．砂防学会誌，Vol. 53，No. 6, pp. 66－76.
- 多田泰之（2009）：2004年三重県宮川村で発生した土砂災害．水利科学，Vol. 53，No. 4, pp. 11－18.
- 八木浩司（1981）：山地にみられる小崖地形の分布とその成因．地理学評論，Vol. 54，No. 5, pp. 272－280.
- 山岸宏光・丸井英明・Ayalew Lulseged・関口辰夫・堀松 崇・畑本雅彦（2005）：空中写真による新潟県戸沢川崩壊の変遷と計測．日本地すべり学会誌，Vol. 41，No. 5, pp. 496－502.
- 横山賢治・横山俊治（2004）：異常現象を示す樹木をセンサーとする地すべり性開口クラックの検出と解析．日本地すべり学会誌，Vol. 41，No. 3, pp. 1－8.
- 横山 修・内田太郎・田村圭司・鈴木隆司・井上亭郁（2011）：宮崎県鰐塚山域における深層崩壊と微地形・地質的特徴の関係．砂防学会誌，Vol. 63，No. 5, pp. 3－13.

（原稿受付2011年8月3日，原稿受理2012年11月10日）