

## 4. 斜面災害

### 4.1 はじめに

熊本地方で発生したマグニチュード 6.5（前震）と 7.3（本震）の二回の地震の影響で多数の斜面災害が発生した。特に二回目の地震（M7.3）では強震域が大きく拡大したため、南阿蘇村でも震度 6 強を記録し、阿蘇大橋を落橋させた大規模崩壊や傾斜角 10°前後の緩傾斜斜面でも大規模な崩壊が発生し、多数の犠牲者をだした。

大きな斜面災害の被害が発生した南阿蘇村を中心に調査を開始し、特徴的と考えられる斜面崩壊について、地震による斜面災害の特徴を明らかにするとともに今後の防災・減災に対する提言・課題を示すことにする。

阿蘇地方は平成 24 年 7 月にも九州北部豪雨で多大な犠牲者を出しており、ようやくその災害の復旧が終了目前であった。そのような中で熊本地震が発生し、平成 24 年の豪雨災害を上回る斜面災害が発生した。しかし、幸いにも平成 24 年の豪雨災害の復旧箇所では大きな被害を引き起こすような斜面災害は発生しなかった。このことは斜面对策工が降雨だけでなく地震にも有効であることが実証された。

南阿蘇村を含めて阿蘇地方はカルデラという特殊な地形と火山噴出物という特殊地盤から構成されているため、通常の地震災害とも異なる斜面災害も見受けられた。そこで、今回の熊本地震による斜面災害を類型化し、類型毎にその事例と特徴を紹介する。最後に、地震による斜面災害は終わってはならず、崩壊斜面の周囲には亀裂が多く残存していることと、崩壊土砂が山腹の途中に残存しているため、今後の豪雨や台風などにより崩壊の拡大・土石流が発生する可能性もあり、二次災害対策の必要性についても述べる。

## 4.2 斜面災害の概要と分類

### 4.2.1 はじめに

平成 28 年熊本地震の本震は、マグニチュード (M) が 7.3 と大きく、被害範囲も大きく拡大した。震源地の熊本地方だけでなく、阿蘇地方も震度 6 強・6 弱を記録し、南阿蘇村の立野地区では阿蘇大橋を落橋させる大崩壊をはじめ、多くの斜面崩壊が発生した。ここでは平成 28 年熊本地震による斜面崩壊について調査団の調査結果をもとに報告する。

熊本地震での震度に着目すると、大きな斜面崩壊が多発した南阿蘇村や阿蘇市では、前震の時は震度 6 弱以上を観測していなかったが、本震では 5 地点で 6 強と 6 弱を記録しており、本震による斜面崩壊と考え

られる。特に南阿蘇村河陽では震央から 25km も離れているにもかかわらず、益城町宮園（震央からの距離 6km）の最大加速度（654.2gal）を大きく上回る 1316.3 gal（合成成分）を記録しており、南阿蘇村立野（阿蘇大橋地区）の深層崩壊や河陽高野台（京都大学火山研究所）の緩斜面の地すべり性崩壊に繋がったと考えられる。また、国土地理院の GPS 観測データ<sup>1)</sup>によれば、本震により南阿蘇村長陽では南西方向へ 98cm、上向きに 24cm の地殻変動がみられている。これらのデータから本震において、南阿蘇村周辺で斜面崩壊が多発したことが伺える。

### 4.2.2 斜面災害の分類

熊本地震による斜面災害の形態別に分類すると表 4.2.1 のように分類される。ここで、山地部の斜面災害を対象としており、宅地盛土や液状化など分類の対象とはしていない。また、表層崩壊は、斜面表層を覆っている層だけが崩壊する現象、深層崩壊は表層だけでなく、岩盤の層まで含んで崩壊する現象とした。

火山岩類からなる岩盤で発生した斜面災害として、地震動による慣性力を誘因とした落石・トップリング・岩盤崩壊（タイプ①）がある。代表的な例として、白川・黒川合流部付近の V 字谷兩岸の崩壊が挙げられる。合流部付近の兩岸は柱状節理や板状節理が発達した溶岩が急崖をなしており、布田川断層帯に含まれる可能性が高く、震度 6 強の強い地震動により連続的に広い範囲で崩壊が見られた。

表 4.2.1 斜面災害の形態別分類

発生源	崩壊形態と崩壊規模	代表的な崩壊地
火山岩類 (岩盤)	①落石・トップリング・岩盤崩壊	白川・黒川合流部 付近の兩岸
	②深層崩壊	阿蘇大橋上の大規模崩壊
火山灰質 地盤	③表層崩壊	火の鳥温泉地区、 夜峰山
	④連続的な表層崩壊	烏帽子岳、小烏帽子
	⑤地すべり性崩壊	高野台地区
崩壊土砂	⑥土石流	山王谷川

注) 表層崩壊：斜面の表層をおおっている土の層だけが崩壊する現象

深層崩壊：斜面表層だけでなく深い位置にある岩盤の層まで含んで崩壊する現象

火山岩類からなる岩盤では、深層崩壊(タイプ②)も発生しており、その中で最も大きな崩壊は、JR 豊肥線、国道 57 号を侵食し、さらに黒川に架かる阿蘇大橋(国道 325 号)を落橋させた深層崩壊である。

次に、阿蘇カルデラ内に厚く堆積している主に赤ぼく・黒ぼくと呼ばれている火山灰質粘性土からなる火山灰質地盤(火山灰、火山砂、軽石およびスコリア等)で発生した斜面崩壊がある。その崩壊には形態の異なる 3 つのタイプが認められる。

タイプ③は、南阿蘇村長野の火の鳥温泉地区と河陽の蘇峰温泉地区等で発生した表層崩壊で、地形勾配は 30°前後と急で、温泉変質した厚い軽石層をすべり面として崩土はほとんど一挙に脚部へ移動堆積している。すべり面は基盤岩の凹凸に調和的にすべっている。

タイプ④は烏帽子岳や小烏帽子では山頂付近を含め、円錐形をなす火山体斜面全域に連続して表層が崩落しているものである。遠望すると崩壊深は浅く火山灰質地盤で構成されている。崩壊土砂が 500m 以上運搬され、下流の緩傾斜の牧草地まで達し、溪流幅の狭まった所で停止している。堆積層の厚い部分は 5m 以上にも達している。

タイプ⑤は火山灰質地盤からなる緩傾斜面で発生した地すべり性崩壊で、高含水比の軽石層をすべり面としている。移動土塊が波打って比較的長い距離を移動している等、火山灰質地盤特有の崩壊である。

タイプ⑥は、山王谷川で発生した土石流がある。小烏帽子の連続した表層崩壊で発生した大量の土砂と山王谷川中流域の溪岸の崩壊土砂が溪床を削剥しながら流れ下っている。崩壊時に降雨は無かったにもかかわらず、常時流水のある溪流であったため土石流は、谷の出口の砂防堰堤の一部を破壊し下流域では田面に氾濫している。ただし、土石流化した土砂は、表層崩壊による土砂と流木がほとんどで、大きな礫がほとんど見られない。河川流量が少なく、土石流の土砂氾濫量そのものは小さかった。

#### 4.2.3 南阿蘇の地形と地質

阿蘇大橋地区、高野台地区、新所地区および火の鳥温泉地区など犠牲者を出した規模の大きな崩壊は、立野火口瀬からカルデラ内の草千里ヶ浜火口、烏帽子岳の西麓の間に集中している。立野火口瀬は阿蘇カルデラの外輪山が途切れる唯一の場所で、カルデラ内の水を集める白川と黒川の合流点でもある。地質時代に先阿蘇火山岩類からなる外輪山が開析され、その谷が約 9 万年前以降から続く中央火口丘の活動で流れ出た溶岩で埋められている。

カルデラ内には阿蘇五岳と呼ばれる阿蘇中央火口

群があるが、その中で根子岳は先阿蘇火山岩類からなる古い火山体である。地震動が集中して崩壊が多発している領域は、杵島岳―草千里ヶ浜火口―烏帽子岳―御竈門山―夜峰山の西麓で溶岩が流れ下った急な斜面と火山灰中心の火山碎屑物(テフラ層)が厚く堆積した火山裾野に広がるゆるやかな丘陵地帯である。

阿蘇大橋地区の大崩壊や新所地区の崩壊は阿蘇外輪山の斜面で発生している。外輪山は、主に先阿蘇火山岩類と呼ばれる主に安山岩溶岩層と爆発的な噴火の噴出物が堆積した凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩や凝灰岩などの火山碎屑岩類の互層から構成されている。それを覆って更に標高の高い尾根付近には阿蘇-2 溶結凝灰岩が分布している。

約 30 万年前から 9 万年前にわたって阿蘇カルデラを形作った 4 回の巨大カルデラ噴火の活動時代があり、それぞれ外輪山および外輪山より外に火砕流台地を形成している。時代によって Aso-1 から Aso-4 まで区別され主に柱状節理の発達した溶結凝灰岩からなっている。

カルデラ内には、約 9 万年前から現在までに中央火口群の火山活動で流れ出た溶岩やその火山活動休止期に噴出堆積した火山碎屑岩からなる地層が分布している。それぞれの溶岩にはローカル名が付けられているが、主に安山岩溶岩が主体である。柱状節理や板状節理が発達するものやブロック状の多亀裂性岩盤となっているもの、また堆積後に熱水変質作用を受けて軟岩化しているものなど、様々な岩相を持っている。

約 9 万年前の Aso-4 火砕流堆積物の活動後には、中央火口丘からの火山活動で噴出した火山碎屑物(テフラ層、または赤ぼく・黒ぼくや軽石)が厚く堆積している。その層序的な全層厚は宮縁ら<sup>2)</sup>の調査・研究によると 75m 程度ある。カルデラ内の山腹斜面やゆるやかな火山裾野の斜面表層部に厚く分布し、場所にもよるが 10m~20m の厚みをもっているようだ。よな・黒ぼく・赤ぼくやよなと地盤工学的に分類して用いている土層は、表層から 10m 以内の深さの火山碎屑物層で、腐植物を多量に含んで黒色の火山灰質粘性土層を黒ぼく、茶褐色~褐色の粘性土層を赤ぼくと呼称しているものである。地質的に厳密にみると、70m ある火山碎屑物層の一部(ある層準)を対象としていることになり、場所によっては物理的性質や工学的特性が大きく異なる可能性がある。赤ぼくは、火山灰、火山砂、スコリアや軽石などの初生的な堆積物と風成のレスのような二次堆積物の細互層であり、一様に風化変質して火山灰質粘性土となっているかもしれないが、層準や場所によっては、工学的な物性は異なっていることを認識しておく必要がある。

主な斜面崩壊に関係した地質との関係は以下の通りである。

- ① 阿蘇大橋地区：先阿蘇火山岩類
- ② 南阿蘇高野台地区：赤ぼく・黒ぼく，草千里ヶ浜降下軽石層  
基盤岩：高尾羽溶岩
- ③ 新所地区：先阿蘇火山岩類，古期崖錐堆積物
- ④ 火の鳥温泉地区：赤ぼく・黒ぼく，草千里ヶ浜降下軽石層  
基盤岩：沢津野溶岩の変質部

### 4.3 特徴的な斜面災害

#### 4.3.1 阿蘇大橋大規模土砂崩壊

##### (1) 地形・地質

今回の熊本地震では、南阿蘇村を中心に斜面崩壊が多発している。この地域は、阿蘇カルデラ壁の外輪山が唯一途切れる箇所に当たり、立野火口瀬と呼ばれている。阿蘇カルデラ内の水を集めた白川と黒川とが合流して西方の熊本市に向かって流れ出す地点にもあたる。立野火口瀬は幅が平均 500m と狭く熊本市側からカルデラ内に向かって急な坂道ではあるが、カルデラ内と外を結ぶ重要な交通の要衝でもある。熊本と大分とを結ぶ国道 57 号、熊本市から宮崎県高千穂とへ向かう国道 325 号との分岐点であり、JR 豊肥線もスイッチバック方式で急な坂を登ってカルデラ内へと通じている。

この立野火口瀬周辺の斜面崩壊で最も大規模な崩壊が、国道 325 号の阿蘇大橋の上部自然斜面で発生した（以後、阿蘇大橋地区と呼ぶ）。崩壊箇所の位置を図 4.3.1 に示す。

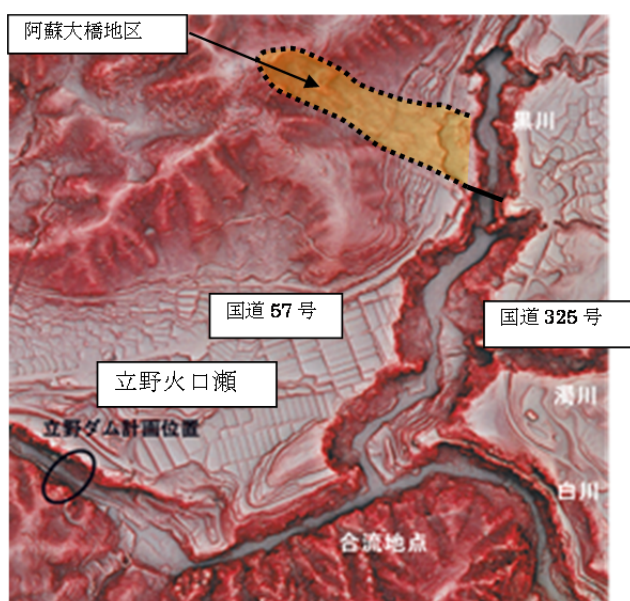


図 4.3.1 阿蘇大橋地区周辺地形

崩壊は白川・黒川の合流部からほぼ北へ 600m ほどの黒川右岸斜面で発生しており、そこに架かっていた国道 325 号の阿蘇大橋が落橋した箇所でもある。崩壊地は阿蘇外輪山の尾根筋が NE-SW と NW-SE 方向にクロスする南東向き斜面で発生している。

図に示す通り、阿蘇外輪山には細かい襞状の開析谷が発達しているのが特徴で、これは阿蘇外輪山を構成する約 30 万年以前の先阿蘇火山岩類と呼ばれる火山岩類が脆弱質であるため、集中豪雨や地震や火山活動の度に繰り返し斜面崩壊を発生させてきた証拠でもある。

先阿蘇火山岩類の地質は火口から流れ出た安山岩質溶岩と爆発的な噴火で噴出堆積した凝灰角礫岩、凝灰岩および火山礫凝灰岩からなる火山碎屑岩の互層で構成されている。崩壊地への立入が制限されていたため、側方から崩壊面を観察した。以下、滑落崖に近い方から崩壊面に現れている地層について記載しておく。

崩壊面には上位から安山岩層 (An(1))、凝灰岩層 (Tf)、安山岩層 (An(2))、火山礫凝灰岩層 (Lptf)、

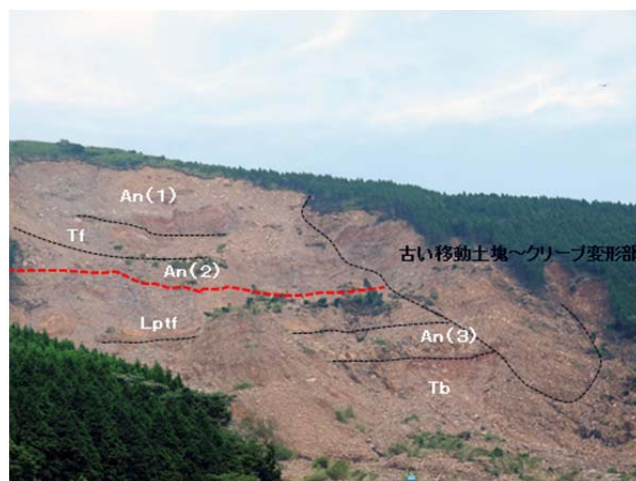


写真 4.3.1 崩壊面の地質

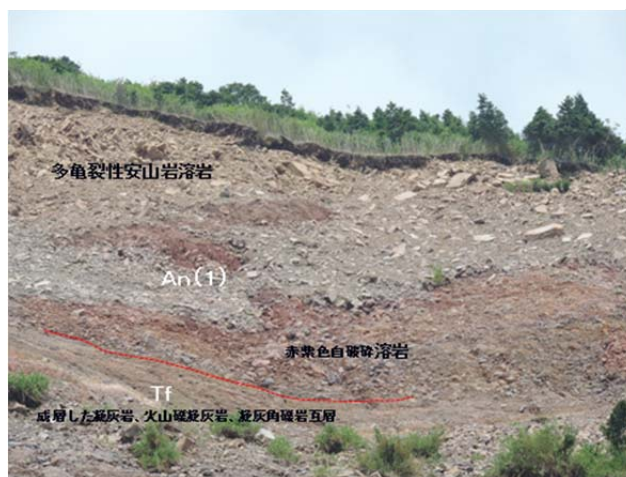


写真 4.3.2 滑落崖の地質



写真 4.3.3 成層する硬質な凝灰岩層 (Tf)



写真 4.3.5 火山礫凝灰岩層 (Lptf)



写真 4.3.4 柱状節理の発達する安山岩層 (An(2))

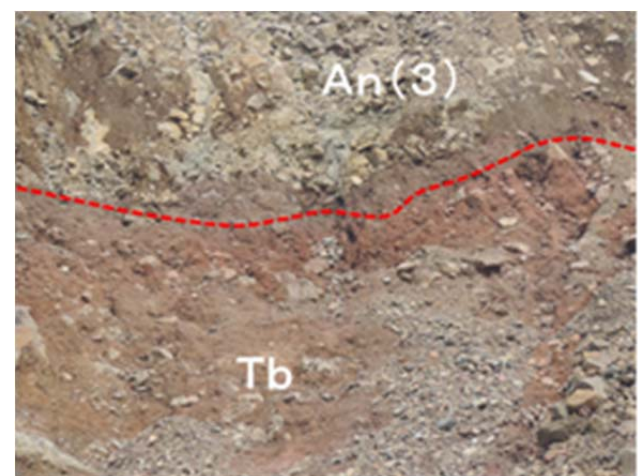


写真 4.3.6 安山岩層 An(3)と凝灰角礫岩層 (Tb)の境界部

安山岩層 (An(3)) および凝灰角礫岩層 (Tb) が認められた。実際はもっと細かい層序の可能性もある。また緩斜面には古い崖錐堆積物、更に崩壊脚部の削剝された箇所では成層した湖沼堆積物が観察されている。

特徴的に崩壊面に向かって左側部には古い移動土塊と推定されるクリープ変形部が現れている。滑落崖の地質は、現地風化残積成の安山岩礫からなっている。一見すると角礫や岩塊からなる崖錐堆積物のように見えるが、安山岩溶岩の組織（節理面など）が観察される部分が認められ、すべてが角礫または角ばった岩塊から構成されている。マトリックスはなく、全体として安山岩溶岩が物理的な風化作用を受けて深くまで多亀裂性の岩盤になっている。下位の凝灰岩主体の成層部との境より上には赤紫色～暗青灰色の自破碎部が観察される。この部分は溶岩流出時から多亀裂性であった可能性が高い。写真 4.3.2 に見られるように、表層土の形成がなく、ほとんどの箇所でも 1m 未満の層厚である。特に滑落崖頭部は不安定な岩塊や角礫が分布しており、一部オーバーハングする箇所も認められ

る。表層付近の多亀裂性安山岩層の下位には凝灰岩、軽石質凝灰岩や火山礫凝灰岩の成層した層が認められる。どの層も硬質で亀裂もなく不透水層と判断される。観察からは崩壊面に向かって左から右方向へ傾斜しており、差し目構造である。この層が不安定な表層部の多亀裂性安山岩層を支えていた可能性がある（写真 4.3.3）。凝灰岩層の下位には安山岩層 (An(2)) が分布している。この層は崩壊面の左側方部では柱状節理が発達した堅硬な岩体として急崖を形成している（写真 4.3.4）。ただし、崩壊面にはその崖は連続しておらず、表層部の安山岩層と同様に物理的風化作用を受けて多亀裂性の岩盤となっているか、自破碎溶岩に変化しているものと想定される。柱状節理の発達する岩体で層厚は約 20～30m 程度で上部の多亀裂部まで入れると厚いところで 50m 前後と判断される。

この層の下位には、写真 4.3.5 に示すような黄褐色の火山礫凝灰岩層が分布している。塊状で表面には亀裂が少なく、多量の安山岩円礫や軽石を包含している。この層も不透水層と判断される。岩質としてはハンマ



写真 4.3.7 崩壊地の最下部に観察される湖沼堆積物層



写真 4.3.9 崩壊右側部に見られる安山岩層のクリープ変形



写真 4.3.8 累重する崩積土堆



写真 4.3.10 写真 4.3.9 と同じ位置の拡大



写真 4.3.11 崩壊地の全容 (撮影：安福規之氏)

一の強打で割れる程度の硬さのように見える。この層の下部は茶褐色の同質岩や凝灰岩層を伴っている。

更にその下位には崩壊地の地表から 3 枚目の安山岩溶岩 (An(3)) が分布し、縦節理の発達する岩盤が薄く、褐灰色の軟岩まで風化しているのが観察される。安山岩層の下位には赤褐色のマトリックスで礫径および風化変質程度の異なる各種の安山岩礫からなる凝灰角礫岩層 (Tb) が分布している。塊状で亀裂は少ない。この層より下位の地質は二次崩壊の堆積物で埋まっており不明である。崩壊によって抉られた国道 57 号の標高部には写真 4.3.7 に示すような成層した砂層、シルト層および火山灰層などの互層が見られる。全体として固結度が低いためにガリー侵食やパイピング跡などが確認できる。

湖沼堆積物層を覆って、上部斜面で繰り返し崩壊が発生した証拠となる崩積土堆が少なくとも 5 層は確認できる。1枚1枚の厚さは1m程度であり、ほとんど角礫からなり、それぞれの崩壊後に形成された腐植土層や細粒層を挟んでいるように見える (写真 4.3.8)。

崩壊面で観察できる斜面を構成する地盤の動きとしては、崩壊面の右側部に出現した多亀裂性安山岩層およびその自破碎部のクリープ変形が挙げられる (写真 4.3.9 および写真 4.3.10)。層厚 20~30m の厚みで岩盤全体が徐々にずれ動いていたもので、今回の地震で大半は崩落したものと想定される。頭部には 10m 近くに及ぶ段差地形が生じており、その上には、周りと比べて厚い崖錐堆積物や黒色火山灰層 (黒ぼく) が認められる。

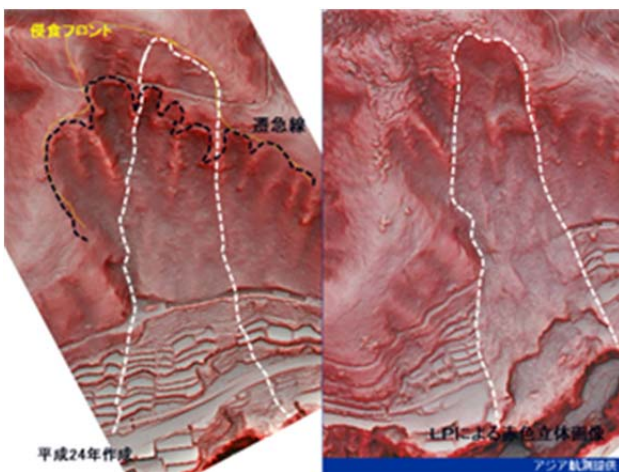


図 4.3.2 崩壊前後の地形比較 (撮影: アジア航測株)

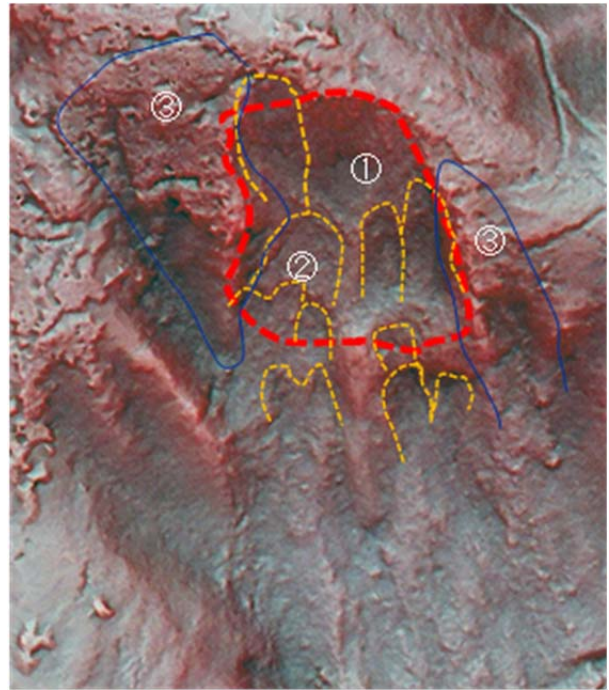


図 4.3.3 崩壊頭部の拡大図 (撮影: アジア航測株)

(2) 斜面崩壊の概要と発生メカニズム

阿蘇大橋地区の崩壊写真を写真 4.3.11 に示す。崩壊の規模は、崩壊長: 約 750m (水平距離)、崩壊幅: 平均約 200m、崩壊土砂量: 約 50 万 m<sup>3</sup>、最大崩壊深約 20m と推定されている。滑落崖付近は 35°前後の急勾配であるが、斜面下部から国道付近にかけては過去の崩壊で堆積した崖錐堆積物が厚く堆積する 25°~15°と緩勾配で、国道周辺は田畑として利用されていた。

図 4.3.2 に崩壊前後の地形変化を示す。遷急線は過去に発生した数多くの崩壊によって形成されていたこと、崩壊部に走る直線的な林道から地形的には平滑な直線斜面であったことがうかがえる。遷急線付近の崩壊は幅が 50m 前後と規模が小さいが、崩壊深が深いという特徴を持っており、おそらく過去の地震や集中豪雨による崩壊跡と想定される。



写真 4.3.12 段差地形 (右側方植林内)



写真 4.3.13 開口亀裂（滑落崖上部斜面）

今回の地震では遷急線より更に上の尾根に形成されていた多亀裂性安山岩溶岩層（An(1)）の厚い風化部、地形的には直線斜面が強震動によりボトルネック的に崩壊している。崩壊主部は図 4.3.3 の太い破線内の範囲で崩壊深 25m という深層崩壊が発生している（太い破線①）。この大崩壊によって生じた崩壊面の不安定化した部分が継続的に二次的な表層崩壊を発生させている（細い破線②）。崩壊したブロックは多亀裂性安山岩層や岩盤クリープによって形成されていた緩みゾーンであったと推定される（写真 4.3.9, 写真 4.3.10）。今回の地震と崩壊によって滑落崖の周りには多数の開口亀裂や段差が生じており、崩壊面の両翼に明瞭な潜在すべりブロックの形成が認められる（図中の実線③の範囲, 写真 4.3.12 および 4.3.13）。

#### 4.3.2 南阿蘇村高野台地区

##### (1) 地形・地質

地形的には円頂丘と呼ばれる円錐を伏せたような形状をしており、京都大学火山研究所溶岩を噴出させたひとつの火口と考えられている。研究所のある頂部は標高が 565m 前後の平坦面であり、崩壊前の地形図から判断すると円頂丘の北斜面は勾配が 30°前後と急であるが、東～南～西斜面に関しては勾配が 15°～25°と非常に緩い。また円頂丘の裾部ほど勾配が更に緩かったことが読み取れる。地質は、九州地盤情報共有データベースに登録されている 3 本の調査ボーリングから、基盤岩は京都大学研究所溶岩で、それを覆って赤ぼく・黒ぼくと呼称される火山灰質粘性土層（火山砕屑物またはテフラ層）が 12m～15m の層厚で堆積している。柱状図の記載では、基盤岩は灰白色風化軟岩となっている。テフラ層中には、広域テフラの鬼界アカホヤ火山灰（Ah 層）、始良 Tn 火山灰などの指標テフラ層が認められるほか、火山砂、スコリアおよび軽石層などが細互層状に挟まっている。その中で、すべり面と推定される層準には黄褐色～オレンジ色の草千里ヶ浜降下軽石層が平均層厚 20cm で認められる。

##### (2) 斜面崩壊の概要と発生メカニズム

南阿蘇村高野台地区で発生した地すべり性崩壊は、斜面勾配が 10°～15°前後と降雨による土砂災害警戒区域の指定には該当しないような非常に緩い斜面で発生している。崩壊土砂は大きく写真 4.3.14 に示すように 3 方向へブロック状化して移動しており、いず

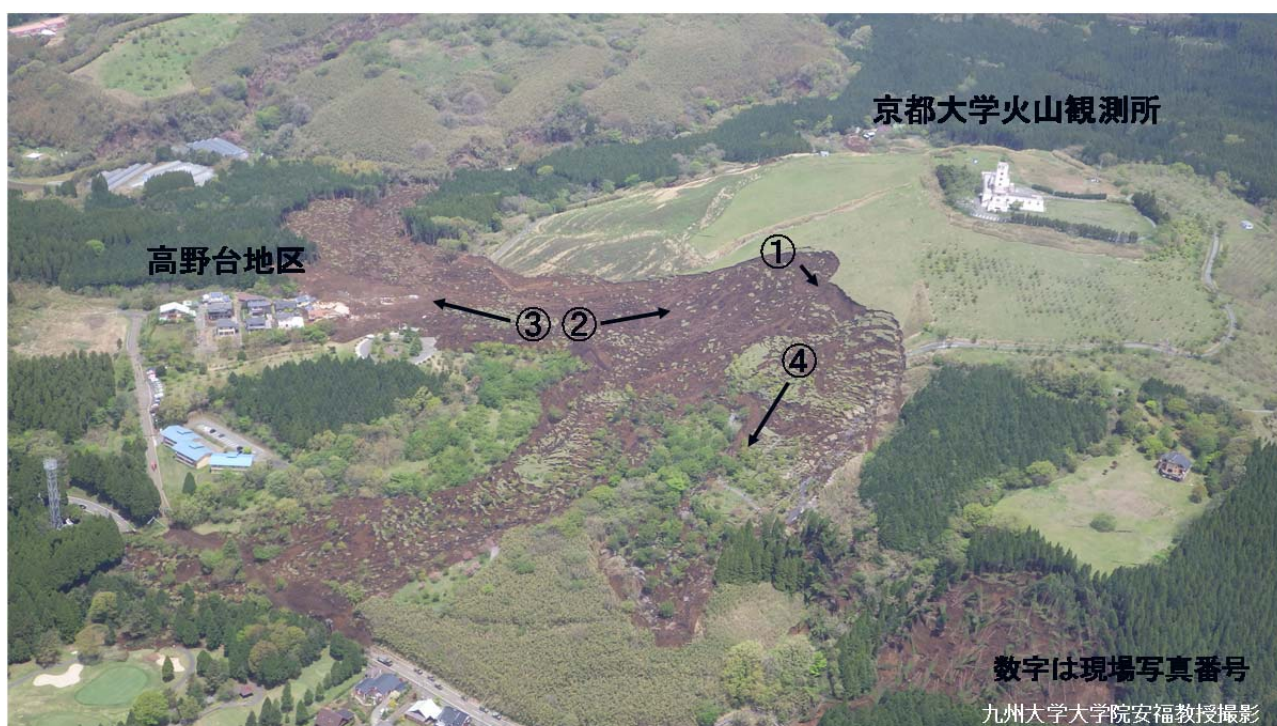


写真 4.3.14 高野台地区周辺の崩壊状況



写真 4.3.15 滑落崖付近



写真 4.3.17 高野台の被災状況



写真 4.3.16 波打つ形状の移動ブロック



写真 4.3.18 滑落崖から下流を望む

れも表面が波打つように原形を維持しながら移動堆積している。南西側に流下した土砂には立木などの植生がそのままの状態であり、県道 149 号を塞ぎ、一部ゴルフ場まで達している。それに対して、西側に流下した土塊は移動区間の勾配が少し急であったため、強いエネルギーを保持しながら高野台分譲地の一部に流れ込み家屋を損壊させ、5名の犠牲者を出した。その後北向きに向きを変え、河川にまで達している。崩壊地の現場写真を示す。写真 4.3.15 は頭部滑落崖付近を示す。比高 5m~8m のほぼ直な滑落崖が連続的に形成されている。崖面には赤ぼく・黒ぼくが露出している。そこから移動土塊が 3 方向へ波打つように移動しているが、滑落崖直下付近では移動土塊はほとんど残留しておらず、円頂丘の裾野に向かって波打つように移動している（写真 4.3.16 および写真 4.3.17）。写真 4.3.17 は北西方向へ移動して高野台の建物に被害を与えた移動ブロックである。移動ブロックそのものが 30cm~100cm の赤ぼく・黒ぼくの塊となって移動している。この方向の地形勾配は他の 2

方向に比べて急であったために、大きな破壊エネルギーと移動速度をもって高野台に達したものと推定される。

図 4.3.4 に滑落崖に露出する土層構成を示す。表層には「よな」と呼ばれる火山灰質シルト層があり、その下位に黒ぼく・赤ぼくが厚く堆積している。滑落崖下部には約 3.1 万年前の火山活動で堆積した草千里ヶ浜軽石層が深さ 9.3~9.4m の所に約 10~20cm の厚さで分布しているのが確認される。この高含水比の草千里ヶ浜軽石層が地震動による繰返しせん断によって、乱されて強度低下したため、この層がすべり層（写真 4.3.19）となったものと考えられる。

すべり面位置では、軽石層が圧砕され下位の硬質火山灰層に押し付けられているのが観察できる（写真 4.3.20）。火山山麓の 10°~15°と非常に緩やかな丘陵性の斜面で地下水がない状態で強震動に見舞われて土砂移動現象が生じており、高含水比の火山灰質地盤で発生した特異な斜面崩壊のひとつといえる。



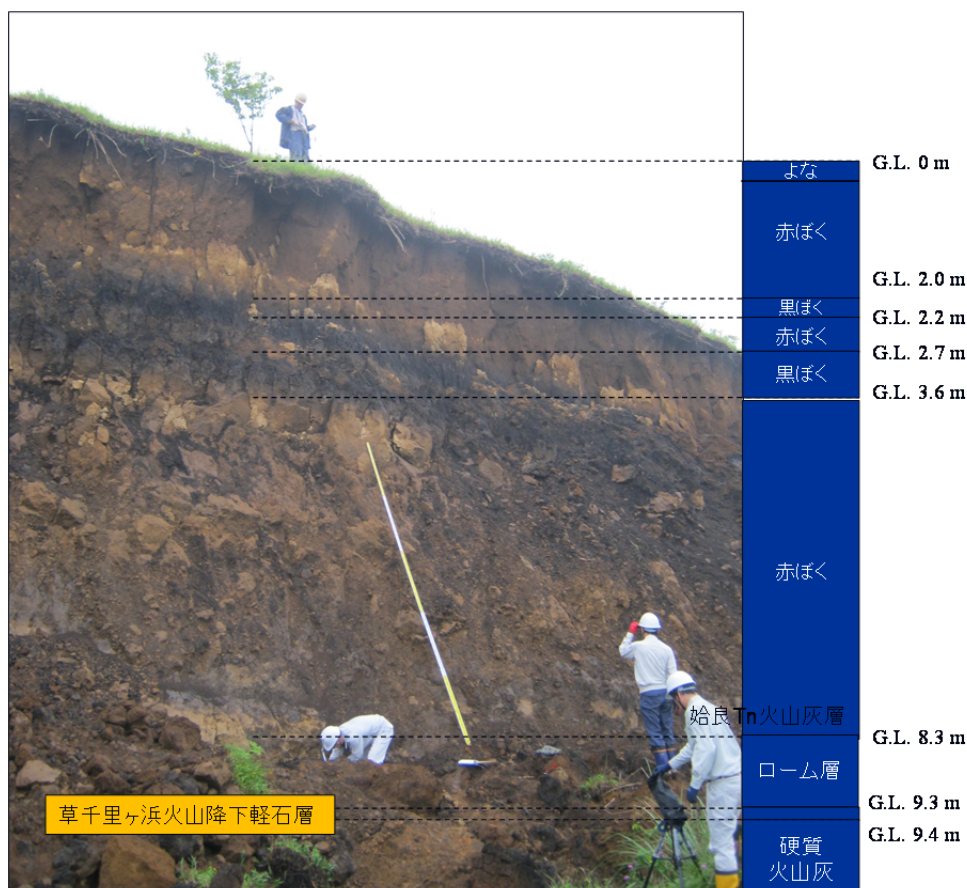


図 4.3.4 滑落崖の土層構成



写真 4.3.19 露出した平滑なすべり面



写真 4.3.20 下位の硬質火山灰層に圧砕された軽石の状況

### 4.3.3 火の鳥温泉地区

#### (1) 地形・地質

火の鳥温泉地区は、京都大学火山研究所のある円頂丘の南東約 1.3km に位置する。地形的には草千里ヶ浜火山の西麓の溶岩斜面の縁辺部に当たり、火山の裾野に広がるなだらかな丘陵との境界部でもある。なだらかな斜面は数多くの別荘が立ち並ぶリゾート地と

して開発が進んでいる。

火の鳥温泉施設は、南西向き斜面の谷出口部にログハウスおよび管理棟が建設されていた。斜面の頂部は標高 580m～620m の尾根筋で東西に延びる比較的幅広な平坦面となっている。その尾根の南側斜面は開析が進み、崩壊した斜面は源頭部の幅が 100m 程度、脚部に当たる谷の出口部で 150m の凹地形の集水地形



写真 4.3.21 側部の赤褐色火砕岩



写真 4.3.25 崩壊地全景



写真 4.3.22 岩の部分の拡大写真  
\* 風化変質した火砕岩で新鮮な黒曜石核を混じえる。草千里ヶ浜溶結火砕岩？



写真 4.3.26 崩壊地近景

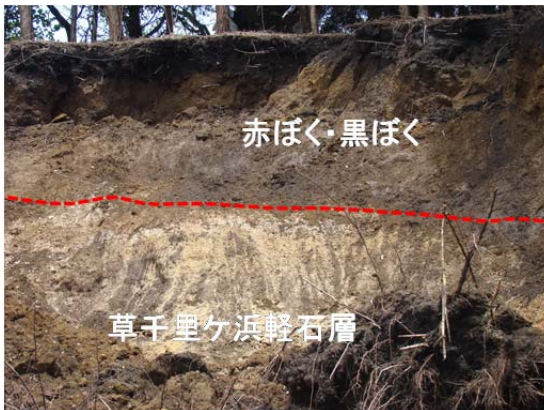


写真 4.3.23 表層付近の土層構成



写真 4.3.27 滑落崖近くの開口亀裂



写真 4.3.24 下位の草千里ヶ浜降下軽石  
\* 上位の軽石層に比べて軟質で含水比も高い



写真 4.3.28 頂きの平坦面の開口亀裂

であった。

阿蘇火山地質図およびその解説によると、この付近の基盤岩は沢津野溶岩と呼ばれる黒色ガラス質のデイサイト溶岩とされているが崩壊地付近では確認できなかった。崩壊面中腹に崖を形成している岩盤が露出している。変質しているためか全体が芯まで赤褐色で斑晶質の基質をもち、黒曜石片を特徴的に含む火砕岩であり、縦節理が認められる（写真 4.3.21, 写真 4.3.22）。ハンマーの強打で容易に割れる硬さをもっている。それを覆って火山砕屑物が分布しているが、基盤岩との境付近には明らかに変質程度の異なる草千里ヶ浜降下軽石層が観察される。全層厚が 1.5m 程度あり下位層はオレンジ色に対して上位層は灰白色である。両者の境界は不明瞭であるが、どちらも含水比が高く、指で潰し、こね返すと水が出て泥濁化する（写真 4.3.23, 写真 4.3.24）。草千里ヶ浜降下軽石層の上位には赤ぼく・黒ぼくの火山灰質粘性土層が滑落崖で約 3m 程度堆積しているのが確認できる。

## (2) 斜面崩壊の概要と発生メカニズム

温泉施設の上の斜面の遷急線付近で 2 箇所の斜面崩壊が発生している。崩壊①は、幅約 50m、斜長約 100m、崩壊深が 3～5m である。崩壊土砂が幅約 50m を維持しながら滑落崖からの距離で 300m 程度直線的に移動し、ログハウスがあった谷部の家屋を巻き込みながら埋めている。この崩壊で 2 名の宿泊客が犠牲となった。

岩盤が 1m～5m 以下と浅い位置に分布して急斜面を形成している。土層はその上にへばり付くように分布しており、そのため滑落崖付近では 30°～40°と急で、崩壊面の平均勾配も 25°～30°ある。岩盤に凹凸があるのか、崩壊面の凹凸が著しい（写真 4.3.26）。

元の斜面勾配が 30°前後と急であったためか、崩壊面には、ほとんど崩壊土砂が残留しておらず、遷緩線より下の温泉施設のある位置まで直線的に比較的長い距離（実際の崩壊長の約 3 倍の距離）を移動している。

崩壊メカニズムとしては、素因として基盤岩盤に張り付くように約 1.5m の厚さをもつ草千里ヶ浜降下軽石層が分布しており、集水地形であるため、平常時より地下水を滞水するような高含水比の層であった可能性が高い。誘因として強震動が加わり、過剰間隙水圧の上昇によってせん断抵抗力が減少し、崩壊が一挙に進んだものと推定される。

滑落崖上の平坦面には、開口亀裂や段差地形が多数発生しており、潜在すべりとして、今後も集中豪雨や余震などで崩壊が拡大する恐れがあり、モニタリングを行っていく必要がある（写真 4.3.27 および写真 4.3.28）。

## 4.3.4 烏帽子岳周辺

南阿蘇村の烏帽子岳（1336.7m）は阿蘇五岳の一つで、草千里から尾根伝いに登山道も整備されており、



図 4.3.5 烏帽子岳周辺の位置図

小烏帽子（1046m）を経由して地獄・垂玉温泉への登山ルートとなっていた。ところが、4月16日の本震で、多くの地域で斜面崩壊が発生した。特に烏帽子岳では尾根筋から無数の表層崩壊が連続的に発生した（写真4.3.29）写真の番号①は図4.3.5に示す。

①



写真 4.3.29 連続多発型の表層崩壊（烏帽子岳）

表層の火山灰土層の崩壊で崩壊深さは約2m程度と考えられる。表層崩壊の発生時に降雨は無かったが崩壊した土砂は谷に落下し、溪流に沿って流出した（図4.3.6のB-1）（写真4.3.30）。



写真 4.3.32 流出土砂は流水が無かったため、谷出口を塞ぐ形で堆積（B-3）

②



写真 4.3.30 崩壊土砂は溪流から流れ出して緩傾斜面で堆積（図-4.3.6-2のB-1）

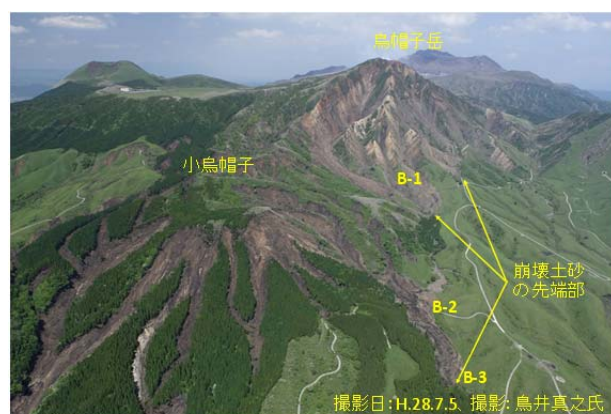


写真 4.3.33 崩壊土砂の堆積箇所

③



写真 4.3.31 崩壊土砂は溪流から流出して緩傾斜面で堆積（B-2）

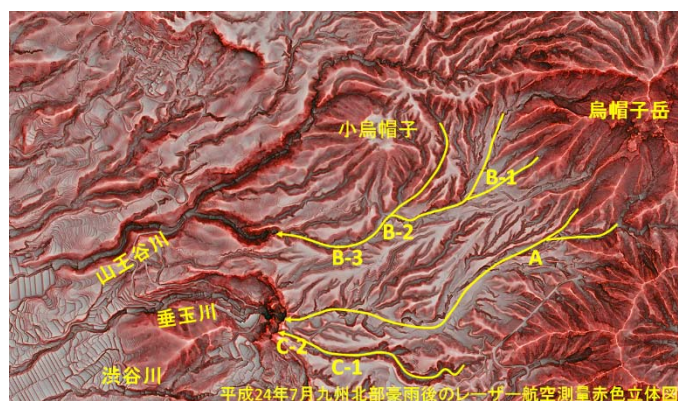


図 4.3.6 烏帽子岳の崩壊土砂の流出経路

表層土の黒ぼく・赤ぼく層は火山灰質粘性土に分類され含水比が高いため、震度6強の強烈な地震動で流動化し、溪流に沿って流出し、緩勾配になり、谷の狭くなったところで停止し（B-3）（写真4.3.32）、無数の表層崩壊のため、崩壊土砂量も多く堆積厚さも厚くなった（B-2）（写真4.3.31）。写真4.3.33には烏帽子

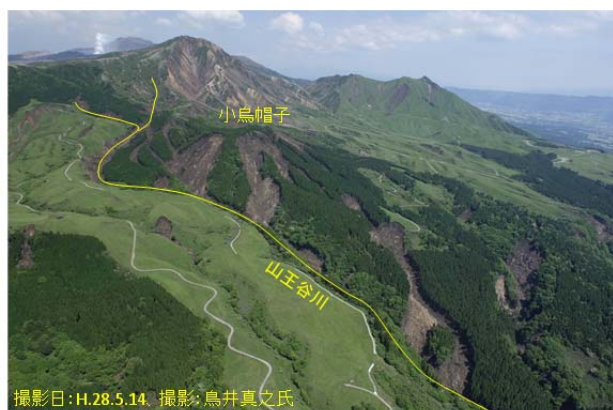


写真4.3.34 小烏帽子の表層崩壊と山王谷川

岳と小烏帽子の斜面崩壊の状況と土砂の流動が停止している場所を示している。

写真4.3.34は小烏帽子の表層崩壊が山王谷川の溪岸に沿って崩壊していることを示しており、崩壊土砂が山王谷川に流れ込み、山王谷川は通常から河川水があるため、崩壊土砂と流水が一緒になり、土石流とな



写真4.3.37 村道地獄草千里線の崩落（C-2）



写真4.3.35 山王谷川の土石流



写真4.3.38 垂玉川の上流の斜面崩壊



写真4.3.36 村道地獄草千里線の亀裂（C-1）



写真4.3.39 垂玉川の上流の斜面崩壊で被災した垂玉温泉

って砂防堰堤を越えて氾濫した。写真 4.3.35 はその山王谷川の土石流の氾濫状況を示している。氾濫土砂は火山灰土がほとんどで巨礫はほとんど含まれていなかった。土石流で砂防堰堤の右袖部が破壊された。流路工が整備されていたため、砂防堰堤直下から土石流は田畑に氾濫したものの流路工に沿って流下し、砂防堰堤から約 2km 下流の流路工がない部分で少し再氾濫している。

図 4.3.6 は航空レーザ測量を基に地表面の形状を表した赤色立体図である。これによって今後流出すると考えられる崩壊土砂の流れが判る。烏帽子岳の南側の崩壊土砂 (A) は垂玉川に流下し烏帽子岳南西側の流れ (B) は小烏帽子の東側の溪流と一緒に、山王谷川に流下する。(B) の南側の (C) は村道地獄草千里線に沿って流れ、垂玉川に合流する。その村道地獄草千里線も写真 4.3.36, 写真 4.3.37 に見られるように大きな亀裂が発生し、谷に近い部分で斜面が崩壊したため村道が崩落し、垂玉温泉と地獄温泉は震災時には孤立し、宿泊客と従業員はヘリコプターで救出された。

写真 4.3.38 は垂玉温泉に土砂を流入させた上部の緩斜面の崩壊と温泉の直上の斜面崩壊からの流入経路 (→) を示している。写真 4.3.39 は垂玉温泉に流入した土砂の状況を示している。流入土砂は温泉の敷地内に約 10cm 程度堆積している。幸い、建物内への流入はほとんど見られなかった。垂玉温泉の上にある地獄温泉は、地震で建物が半壊程度の被害は出たものの、土砂の流入は無かった。

#### 4.3.5 夜峰山

##### (1) 概説

夜峰山は南阿蘇村役場から北側へ 3.8km に位置する。標高 912.9m に山頂には電波塔が並び、尾根は北西-南東へ伸びている。夜峰山の北側には地獄温泉や垂玉温泉があり、西側には蘇峰温泉がある。尾根両側の斜面勾配は概ね 15~45° で、崩壊箇所は 45° の急



図 4.3.7 崩壊地周辺地形図  
(国土地理院地形図引用)

斜面や谷沿いにあたる。

##### (2) 崩壊状況

図 4.3.7 に示す夜峰山の斜面では、尾根付近や斜面の途中で勾配が急になるところ (遷急線) を頭部とした表層崩壊が発生している。崩壊箇所は過去に土砂移動があったような僅かにくぼんだ地形が多い。

崩壊土砂は表層の黒ぼくを主体としている。崩壊土砂の移動距離は 100m~600m で、谷沿いの崩壊土砂は斜面勾配が緩くなる植林地付近まで達しているが、急勾配の斜面に残留しているものもある (写真 4.3.40, 41)。これらの崩壊土砂や表層の緩んだ黒ぼくは、今後の余震や豪雨、台風による大雨によって崩壊が拡大し、更には土石流化することが懸念される。

夜峰山山頂までの尾根筋の通路は、コンクリート舗装版が左右上下にずれ (写真 4.3.46)、尾根の両側に引き裂かれたような地割れが連続している (写真 4.3.47)。山頂にある電波塔施設は、管理棟の傾動 (写真 4.3.43) や通路沿いの擁壁倒壊 (写真 4.3.44) が観られ、いずれも基礎の根入れが浅い構造物の被害と



写真 4.3.40 南側の斜面崩壊  
(阿蘇パノラマスカイラインから望む)



写真 4.3.41 同左崩壊頭部状況  
(黒ぼくが崩壊し、火山岩が露出する)



写真 4. 3. 42 崩壊上部斜面の亀裂計測



写真 4. 3. 43 山頂施設の被災



写真 4. 3. 44 山頂付近の擁壁倒壊



写真 4. 3. 45 深礎杭基礎で電波塔の傾動なし

考えられる。一方、電波塔本体は表層の沈下など土砂移動は認められるものの、深礎杭基礎のため明瞭な傾動は認められなかった（写真 4. 3. 45）。

### (3) 降雨による崩壊状況

夜峰山北側と南側の斜面は、6月豪雨に伴い地震直後の状況から大きく変貌していることが判る（写真 4. 3. 51, 写真 4. 3. 52）。

写真 4. 3. 46 通路沿いの地割れ  
(コンクリート舗装版が左右上下にずれる)

写真 4. 3. 47 北側斜面崩壊頭部



写真 4. 3. 48 山頂部の地割れ（幅約 3.6m）

南側斜面は、谷沿いの斜面勾配が緩くなる植林地付近で停止していた崩壊土砂が国道まで流出していた。斜面中腹で新たな崩壊も発生している。

北側斜面は、地震で表層が緩んだ斜面が6月の豪雨で新たに崩壊し、斜面全体に地肌が見えるようになっている。



写真 4.3.49 夜峰山南側斜面の崩壊状況  
(地震後(5月14日))(撮影：鳥井真之氏)



写真 4.3.50 夜峰山南側斜面の崩壊状況  
(6月豪雨後(7月6日))(撮影：鳥井真之氏)



写真 4.3.51 夜峰山北側斜面の崩壊状況  
(地震後(5月14日))(撮影：鳥井真之氏)



写真 4.3.52 夜峰山北側斜面の崩壊状況  
(6月豪雨後(7月6日))(撮影：鳥井真之氏)

#### 4.3.6 白川・黒川の溪岸崩壊

##### (1) 地形・地質

黒川の数鹿流ヶ滝から黒川・白川の合流部を通り、立野ダム(国土交通省)の建設予定地にかけては、主に安山岩溶岩からなる地山が深く抉られてV字状の急崖を呈している。河床から立野火口瀬と呼ばれる平坦面までの比高差は80m~100mある。この一帯は熊本市側から阿蘇カルデラ内の南郷谷にある南阿蘇村、高森町を結び、宮崎県高千穂方面へ通じる交通の要衝として、国道325号阿蘇大橋、南阿蘇橋および村道の阿蘇長陽大橋、南阿蘇鉄道第一白川橋梁が架橋されている。

地質は、時代の古い先阿蘇火山岩類が開析された谷を新しく阿蘇中央火口丘の火山活動で流れ出した溶岩が埋積している。先阿蘇火山岩類は、阿蘇大橋地区の大規模な崩壊で観察される通り、多亀裂性の安山岩溶岩と凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩などの火山碎屑岩類の互層で構成されている。白川左岸の北向山の斜面は、同じ先阿蘇火山岩類からなるが、白川の溪岸に沿っては柱状節理の発達する堅硬な安山岩溶岩層が分布している。立野火口瀬は新しい立野溶岩とそれを覆う赤瀬溶岩からなり熊本市側に向かって比較的勾配のきつい平坦面を形成している。また合流点から黒川の数鹿流ヶ滝までの左岸側は立野溶岩を覆う沢津野溶岩や京都大学火山研究所溶岩とされ、黒川の両岸で地層が異なっている。

##### (2) 崩壊の概要とメカニズム

当該地の白川、黒川の溪岸では、時代を異にする多亀裂性の安山岩溶岩層が分布しており、ほぼ直に近く切り立った崖を形成している。崩壊面には、みごとな柱状節理の発達した立野溶岩層なども観察される。このようなV字谷の急崖では地震動が増幅されやすい



ためか、トップリングと呼ばれる転倒型や不連続面を境とする平面すべり型の岩盤崩壊が崖面に連続的に発生している。また、河川に沿った平坦な地形面では、地震動による引張り破壊のために、遷急線に平行する方向に開口亀裂や段差が現れている。

また、強震動による橋梁への直接的に影響もあったと考えられるが、橋梁基礎周りの岩盤が崩壊したために、特に橋台のずれや段差などの変状が深刻な問題となっている箇所がある。



写真 4.3.53 合流点上流の黒川右岸  
\* 立野溶岩は柱状節理が発達している。上位の赤瀬溶岩はブロック状に破壊が進んでいる。



写真 4.3.54 黒川左岸  
\* コンビニ裏の崖が崩壊、京都大学研究所溶岩層で熱変質を受け灰白色である。



写真 4.3.55 合流点下流の白川右岸  
\* 地震動による岩盤崩壊で引張り破壊が進む村道。この先に阿蘇長陽大橋がある。



写真 4.3.56 合流点付近の白川右岸  
\* 先阿蘇火山岩類の安山岩溶岩の不連続面からの平面すべり、大規模な剥離型の岩盤崩壊。



写真 4.3.57 阿蘇長陽大橋付近の崩壊  
\* 黒川右岸に連続する岩盤崩壊のため橋台基礎が不安定化している。  
アプローチ立野溶岩は柱状節理が発達している。上位の赤瀬溶岩はブロック状に破壊が進んでいる。

## 4.4 地震後の豪雨による斜面災害の拡大

### 4.4.1 概説

阿蘇地方では地震によって多くの斜面崩壊が発生した。地震による斜面崩壊の特徴として4.2で述べたが、特に次のような特徴は集中豪雨や台風による強風や大量の雨による二次災害が発生することが考えられる。

- ・強烈な地震動で崩壊地の周辺に多数の亀裂が発生している。
- ・移動土塊が斜面勾配の緩くなる杉植林地付近(崖錐部)や谷の出口で止まっている。
- ・崩壊土砂の移動距離が大きいが渇水期だったため土石流化した事例は少ない。

そのような中で、平成28年6月20～21日にかけての豪雨で斜面崩壊の拡大・土石流、新たな斜面崩壊の

二次災害が発生した。ここではこの二次災害について述べる。

#### 4.4.2 南阿蘇村新所・立野地区

この地区は平成 24 年の九州北部豪雨でも斜面崩壊が複数発生しており、その対策工を施した箇所を写真 4.4.1 と写真 4.4.2 の赤色楕円で囲んだ箇所(C, D, E) である。ここは地震でもその後の豪雨でも変状は見られない。黄色楕円で囲んだ箇所が 4 月の地震で斜面崩壊が発生した箇所、赤色方形で囲んだ箇所が 6 月の豪雨で斜面崩壊が拡大したり、新たに斜面崩壊が発生した箇所 (例えば A, B) である。両方の写真の比べると、平成 24 年の九州北部豪雨では崩壊しなかった斜面が平成 28 年熊本地震で少し上部斜面が崩壊し (写真 4.4.3)、途中で止まったり、地震で亀裂が発生 (写真 4.4.4) し、緩んでいた斜面がその後の 6 月 20 日の豪雨で崩壊範囲が拡大し、雨水と増えた崩壊土砂が土石流化して流下 (写真 4.4.2 の B) したため人家に被害を及ぼしていることが判る。このような状況は南阿蘇村の立野地区だけでなく、隣の新所地区でも発生し、国道 57 号線まで流下 (写真 4.4.1 の A など 3 箇所) し、一時国道 57 号線は不通になり、住民が孤立する事態が発生した。



写真 4.4.3 斜面 B の地震後の上部の状況 (H. 28. 5. 28 撮影)



写真 4.4.4 斜面 B の上部周辺に見られた亀裂 (H. 28. 5. 28 撮影)



写真 4.4.1 南阿蘇村新所地区の地震及び豪雨後の変状

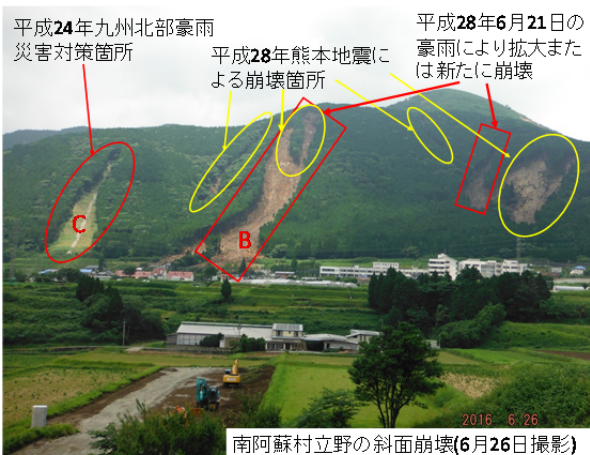


写真 4.4.2 南阿蘇村立野地区の地震及び豪雨後の変状

#### 4.4.3 夜峰山周辺

また、南阿蘇村の夜峰山周辺は 4 月 16 日の本震で多くの箇所が崩壊したが、6 月 20 日の豪雨で北側の斜面の崩壊が写真 4.4.5 と写真 4.4.6 に見られるように大きく崩壊が拡大して、写真 4.4.7 のように土石流化したため、大量の土砂・礫と流木は 2 基の谷止工をオーバーフローし、地震時に家屋に被害が出ていた地獄温泉にさらに土砂・礫が流入して二次災害で土石流のため被害が大きく拡大した (写真 4.4.8)。夜峰山の南側斜面 (写真 4.4.9) でも豪雨後に崩壊が拡大し、国道 325 号まで土石流が流下した。夜峰山山頂に沿って幅が広い所では 3m 以上の大きな亀裂が連なっていることを考えると、豪雨時にこの亀裂に流れ込む雨水の量によっては、今後もっと大きな崩壊に発展する可能性もあり、十分な警戒が必要である。

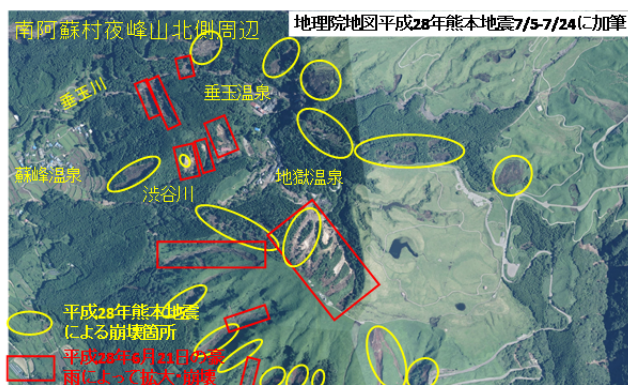


写真 4. 4. 5 夜峰山北側周辺の豪雨後の状況



写真 4. 4. 6 夜峰山北側の豪雨後の状況



写真 4. 4. 7 夜峰山北側の谷を埋めた土砂・礫・流木



写真 4. 4. 8 地獄温泉内に流れ込んだ土石流の堆積状況

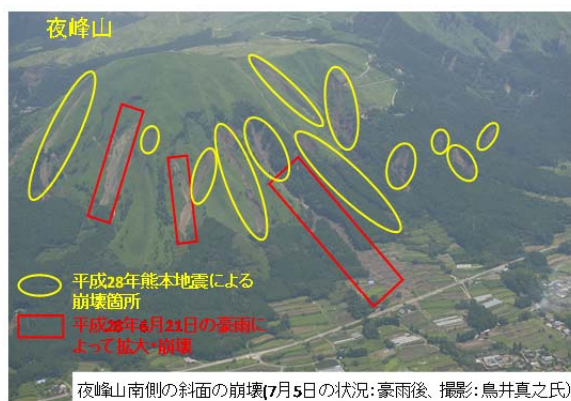


写真 4. 4. 9 夜峰山南側斜面の豪雨後の状況



写真 4. 4. 10 烏帽子岳南側の牧野の溪流の状況

#### 4. 4. 4 烏帽子岳南側の牧野周辺

烏帽子岳と小烏帽子は連続的な表層崩壊が発生し、大量の土砂が溪流沿いに堆積し、牧野の途中で停止している状態である。これらの溪流は北側の部分は山王谷川に注いでいるが、南側の溪流は垂玉川に注いでいる。小烏帽子の表層崩壊土砂は地震時に一部山王谷川に流れ込み土石流となったが、小烏帽子の山腹や溪流にはまだ大量の土砂が残っている。烏帽子岳の表層崩壊土砂は写真 4. 4. 10 の黄色の部分で判るように地震時に溪流に落とし流れたが、流水がなかったため、牧野の緩い傾斜の部分に堆積している状態であった。しかしながら、6月の降雨で堆積していた土砂が流水で運ばれ、赤色の部分に見られるように流れた範囲が下流方向に拡大し、垂玉川へ向かって移動している。今回の6月の降雨ではこの土砂はまだ垂玉川までは達しておらず、今後の降雨次第では垂玉川で土石流化する恐れが非常に高い。さらに垂玉川には牧野の南側に村道地獄・草千里線があるがこの村道も大きな亀裂や崩落した箇所(写真 4. 3. 6, 4. 3. 37)があり、それらの崩壊土砂や倒木が流出することも考えられるので土石流の発生に非常に警戒する必要がある。

#### 4. 4. 5 山王谷川の土石流

山王谷川では通常でも流水があったため、4月16

日の本震時に小烏帽子の多数の表層崩壊土砂が流水によって運ばれ、砂防堰堤の右袖部を破壊する土石流が発生し写真 4.4.11 に見られるように、砂防堰堤の下流の田畑に氾濫した。田畑に堆積した土砂に巨礫はほとんど見られず、黒ぼくを主体とする土砂である。当時、雨は無かったので流水の量もそれほど多くなかったと考えられ、巨礫を流す掃流力はなかったものと考えられる。しかしながら、6月の豪雨で再び土石流が発生し、写真 4.4.12 に見られるように地震時の土石流の末端部よりもさらに下流まで氾濫域が拡大し、写真 4.4.13 に見られるように巨礫が流出してきていることが判る。このように土石流においては流水の量の影響が大きいことが改めて確認できた。



写真 4.4.11 山王谷川の地震時の土石流の氾濫状況



写真 4.4.12 山王谷川の豪雨時の土石流の氾濫域の拡大状況



写真 4.4.13 山王谷川の豪雨時の土石流の氾濫状況

#### 4.4.6 地震後の二次災害対策

前述したように地震後の二次災害は既に発生してきている。しかも、地震により発生した山地部の斜面崩壊やその周辺に発生している大きな亀裂が残存している状況である。斜面崩壊の土砂は急崖から落下し、崖錐部の杉の植林地の上部で留まっている状態であり、亀裂深さはほぼ表層部分の火山灰質粘性土の黒ぼくを含むローム層までであると考えられるが、開口した状態のままである。今後の雨量次第では亀裂部分からの崩壊も考えられ、地震時に崩壊した土砂を巻き込み土石流となる可能性が高い。また、樹林部に見られる亀裂は台風時にも要警戒である。強風の揺動による樹木の倒木、さらにそれによる斜面崩壊が発生することも考えられる。

このことを受けて熊本県では阿蘇地方の土砂災害警戒区域(急傾斜地, 土石流)の見直しの検討も始めている。緊急災害対策で砂防事業や治山事業が計画されているが、斜面崩壊箇所が多いこと、さらに斜面崩壊は発生していなくても亀裂だけが発生している箇所もあり、ハード対策には時間を要することは明らかである。そのため、土砂災害警戒区域の見直し、ソフト対策で豪雨時や台風時の早目の避難を呼びかけることは減災を考えるうえで、最も重要なことであると考えられる。

#### 4.5 まとめ

土砂災害は火山灰質地盤である阿蘇カルデラ内やその外輪山周辺での斜面崩壊が多かった。また斜面崩壊ばかりでなく、崩壊地周辺では多数の亀裂や崩壊土砂が斜面勾配の緩くなる付近(針葉樹の植林が多い)に堆積残留している。火山灰質地盤の表層に分布する黒ぼく、赤ぼくを主体とする層は、火山灰質粘性土で高含水比である。そのため、液性指数が高いものが多く、外力によって容易に軟弱化しやすい特徴を持っている。また、冬場は高地であるため、凍結することもあり、凍結融解により法面は肌落ちし易い。これらのことを考慮すると今後の対策としてハード対策とソフト対策の両面で対策を考える必要がある。

ハード対策：

- ① 崩壊地においては滑落崖周辺が急勾配でオーバーハングしている箇所も見られるので、できるだけ排土をして安定勾配を目指し、その後、法枠+アンカー等で安定を図る。
- ② 崩壊地は表層崩壊が多いので、滑落崖の対策を行えば、崩壊斜面は斜面勾配によって対策工がいろいろ考えられるが、カルデラ内は国立公園内なので、自然環境にできるだけ配慮した工法を選択す

べきである。なお、平成 24 年度の九州北部豪雨後に対策を行った斜面は地震にも強かったのも、それらの対策工が参考になると考えられる。

- ③ 斜面内に残る多数の亀裂については、ほとんどが表層部分の亀裂と考えられるので、雨水の浸透を防ぐことが必要であるが、亀裂の数や大きさも様々であるので、崩壊斜面に近い部分は排土で対応できる可能性はあるが、上部自然斜面内にある部分はノンフレーム工法等での対応が考えられる。
- ④ 地震時における火山灰質地盤の力学特性の評価が不可欠である。特に、カルデラ内の土は、液性限界を超えるような高含水比状態かつ不飽和であるので、不飽和土の力学の観点から挙動を評価していくことが必要である。

ソフト対策：

- ① 斜面崩壊箇所が非常に多く、すべての箇所をハード対策で対策することは時間・費用の面で非常に困難である。そのため、崩壊箇所や危険箇所については航空レーザー測量データを利用して、広範囲で抽出し、危険箇所として土砂災害警戒区域に指定し直すことが必要と考えられる。
- ② 土砂災害警戒区域に指定して、住民に周知し、豪雨時や台風等による二次災害の防止のために早期の避難を促す必要がある。特に、火山灰質地盤で崩壊が発生した場合には、崩壊土砂の到達距離が大きくなることもあるため、警戒区域を慎重に決定する必要がある。また、現在の急傾斜地崩壊や地すべりの警戒区域指定基準では、火山灰質土からなる緩勾配斜面の崩壊の危険については適用できない状況なので、新たに設定基準の追加を検討すべきであろう。
- ③ 熊本県では平成 24 年の九州北部豪雨の後、予防的避難を推進しているが、芳しい成果がみられていない。そのために減災を目指した防災・減災教育を小・中学校のみでなく、地域の自主防災組織に広げ、減災に対する意識向上を図る必要がある。
- ④ 地震時における宅地造成盛土（谷埋め盛土）の被害は、中越地震から話題にあげられ東北地震からはそのスクリーニング調査が国から義務づけられていた。関東より北は、調査の整備率は高かったが、地震後進地区である九州ではほとんど調査が実施されていない。今回の地震でも同様な宅地造成盛土の被害は発生しており、スクリーニング調査が急務と考える。

#### 参考・引用文献

- 1) 国土地理院：電子基準点による地殻変動，平成 28 年熊本地震の本震（M7.3）後の地殻変動について  
<http://www.gsi.go.jp/BOUSAI/H27-kumamoto-earthquake-index.html#4>
- 2) 宮縁育夫・星住英夫・高田英樹・渡辺一徳・徐勝：阿蘇火山における過去約 9 万年間の降下軽石堆積物，火山，Vol48, No.2, pp. 195-248, 2003