

平成 24 年 7 月九州北部豪雨による阿蘇地域の土砂災害

Debris disasters induced by heavy rainfall in Northern Kyushu District in July 2012

久保田 哲也* ¹	地頭 蘭 隆* ²	清水 収* ³	平川 泰之* ⁴
Tetsuya KUBOTA	Takashi JITOUSONO	Osamu SHIMIZU	Yasuyuki HIRAKAWA
本田 健* ⁵	飯島 康夫* ⁶	泉山 寛明* ⁶	海堀 正博* ⁷
Ken HONDA	Yasuo IJIMA	Hiroaki IZUMIYAMA	Masahiro KAIBORI
北原 哲郎* ⁸	小林 浩* ⁹	松本 俊雄* ⁶	松尾 新二郎* ¹⁰
Tetsuro KITAHARA	Hiroshi KOBAYASHI	Toshio MATSUMOTO	Shinjiro MATSUO
松澤 真* ¹¹	宮縁 育夫* ¹²	長野 英次* ⁹	中濃 耕司* ¹³
Makoto MATSUZAWA	Yasuo MIYABUCHI	Eiji NAGANO	Koji NAKANO
奥山 悠木* ¹⁴	島田 徹* ¹⁵	篠原 慶規* ¹	杉原 成満* ¹⁶
Yuki OKUYAMA	Toru SHIMADA	Yoshinori SHINOHARA	Shigemitsu SUGIHARA
武澤 永純* ¹¹	田中 信* ⁴	内田 太郎* ¹⁴	
Nagazumi TAKEZAWA	Makoto TANAKA	Taro UCHIDA	

Abstract

We had a deluge in July 2012 in the northern Kyushu district with intense rainfall of 800 mm and 108 mm/hr. This intensity yielded countless traces of debris flow and slope failures that induced tremendous damage and casualties in the area. Hence, several field investigations and reconnaissance tasks were conducted by the society to delve into this sediment-related disaster. The various results and the information obtained through this investigation were reported as the primary report, mentioning the damage, geologic-geomorphologic features and hydraulic characteristics of the debris flows, vegetation effects, and the efficiency of Sabo facilities in other scenes of this disaster.

Key words : debris flow, debris disasters, heavy rainfall, efficiency of check dams, Sabo works

1. はじめに

2012年7月は初日から梅雨前線の影響により大分県由布市湯布院で土石流が発生するなど大災害を予感させる月だった。その後、12日未明の熊本県阿蘇地方の大災害、13日～14日の福岡県から大分県などにかけての梅雨末期の大きな災害へと繋がっていき、甚大な被害をもたらした。福岡県、大分県、熊本県など九州北部の広範囲において大きな被害を出したこの平成24年7月の梅雨末期の豪雨においては、時間雨量108 mm/hr、総雨量800 mm以上という当該地域では「これまで経験したことのないような大雨」が生じ、熊本県阿蘇地方を中心に種々の土砂災害が発生した。「平成24年7月九州北部豪雨」は12日未明～14日が中心であるが、先述のように既に7月1日には大分県由布市で、7月3日には福岡県と大分県でやはり大雨が降り土石流や斜面崩壊が発生した。

(社)砂防学会では、砂防学会緊急調査団(団長:久保田哲也九州大教授)を構成し、7月19～21日、7月27日、8月3日～4日などの先遣調査と9月10日～11日、9月20日～21日の全体調査を阿蘇地域を中心に行い、今回

の土砂災害の原因や、土砂災害の特徴などを把握したので報告する。

2. 降雨特性

2.1 発生気象条件

太平洋高気圧の縁辺を回る時計回りの南風が多量の水蒸気を梅雨前線に供給し、7月1日に大分県湯布院では87.5 mm/day、最大1時間雨量45.5 mm、最大2時間雨量75.5 mm(県庁舎)が降った。先行雨量は6月24日～30日までの1週間に299 mmの降水があった(気象庁)。7月3日には福岡県朝倉市で125 mm/day、最大1時間雨量62.5 mmの降雨が生じたほか、大分県耶馬溪で250 mm/day、最大1時間雨量91 mmを記録して災害が生じた。次の豪雨期間である7月11日～14日では、熊本県阿蘇市阿蘇乙姫で507.5 mm/day、最大1時間雨量108 mm、総雨量816.5 mm、福岡県八女市黒木で486 mm/day、最大1時間雨量91.5 mm、総雨量649.0 mm。大分県日田市椿ヶ鼻でも396 mm/day、最大1時間雨量85.0 mm、総雨量656.5 mmなど記録的な雨量に達している。通常南方から流入した空気は梅雨前線帯で上昇し、

*1 九州大学 *2 鹿児島大学 *3 宮崎大学 *4 アジア航測(株) *5 (株)バスコ、*6 八千代エンジニヤリング(株) *7 広島大学
*8 応用地質(株) *9 朝日航洋(株) *10 日本工営(株) *11 (株)土木研究所 *12 熊本大学 *13 砂防エンジニアリング(株)
*14 国土技術政策総合研究所 *15 国際航業(株) *16 中電技術コンサルタント(株)

その北側に積乱雲を発生させるが、大量の水蒸気が流入すると、今回のように前線の南縁で積乱雲が発生してその位置で豪雨となる。7月11日～14日では、複数の線状降水帯が長時間停滞することで強雨もたらされ大雨となったが、これら線状降水帯の形成は、積乱雲が風上（西側）で繰り返し発生するという、バックビルディング形成（吉崎ら，2007）であった（気象庁，2012）。さらに、これらの地域では降雨が長期間に増加傾向にある。事例として阿蘇のデータ（図-1）を示すが、由布市や八女市など他の地域でも同様な傾向が見られる。この降雨の増加は、後述する砂防施設の効果を上回る土砂流出を引き起こし、災害の激化に関係すると考える。

2.2 既往の災害時降雨との比較

特に、熊本県阿蘇地方では、1990年7月や2001年6月に比べて今回は108 mm/hrの他95 mm/hrを超える雨が集中して降っている。先行2週間雨量はそれぞれ1990年が199 mm，2001年が138 mm，2012年が359 mmと今回が多い（久保田ら，2012）。また、今回は総雨量も800 mm以上となる。

3. 阿蘇地域の地形・地質の概況

阿蘇火山は、南北25 km，東西18 kmのカルデラを有する火山である。そのカルデラは4回の巨大火砕流噴火によって形成されたと考えられており、それらの火砕流は下位よりAso-1（27万年前）、Aso-2（14万年前）、Aso-3（12万年前）、Aso-4（9万年前）という4つのユニットに区別されている（小野ら，1977；松本ら，1991）。カルデラ内には約9万年前のAso-4噴火直後に活動を開始した中央火口丘群が存在している（小野・渡辺，1985；Miyabuchi，2009）。この中央火口丘群によって阿蘇カルデラは南北に分けられ、北半分は阿蘇谷、南半分は南郷谷と呼ばれている。阿蘇谷は厚い湖成堆積物によって標高500 m前後のほぼ平坦な地形となっており、谷の中央部から北部を黒川がほぼ西流している。阿蘇谷のカルデラ壁は、300～500 m程度の高低差を有しており、先阿蘇火山岩類の溶岩・火砕岩とそれを覆う阿蘇火砕流堆積物からなっている（小野・渡辺，1985）。今回斜面崩壊が多発した北東～東側のカルデラ壁の大部分は

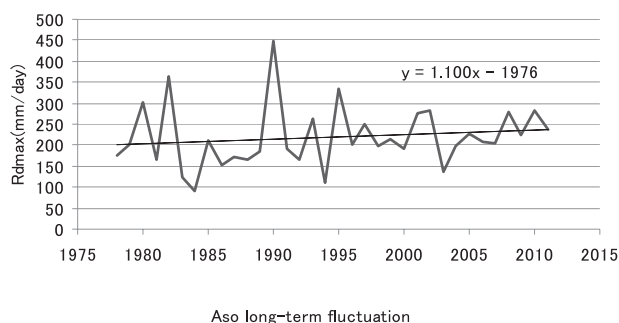


図-1 熊本県阿蘇乙姫における年最大日雨量の長期増加（ケンドールの順位相関解析で有意水準5%で有意）

上位より後カルデラ期の降下テフラ累層、Aso-2およびAso-1火砕流堆積物（大部分は溶結）で構成されており、その下位には崖錐堆積物が発達している。

阿蘇カルデラのほぼ中央部に存在する中央火口丘群は17座以上の火山の複合体であり、その地形や構造は多様で、岩石も玄武岩から流紋岩まで広い化学組成をもっている（小野・渡辺，1985）。中央火口丘群の斜面は標高を増すごとに急傾斜となっており、地質はこれらの火山の溶岩・火砕岩とそれらを覆う中央火口丘群起源の降下テフラ累層からなっている。また、カルデラ東縁付近に位置する根子岳は、かつて後カルデラ中央火口丘群の一員と考えられていたが、現在はAso-2とAso-3噴火の間の約15万年前に形成されたと解釈されている（小野・渡辺，1985）。

4. 被害状況

今回の豪雨による被害は、中央火口丘群によって南北に二分される阿蘇カルデラのうち、北側（阿蘇谷、河川流域は黒川）において極めて激甚なものとなった。カルデラ底部に広がる平坦地は、広大な農地と一部は市街地となっており、ここでは家屋の浸水、農地や道路の冠水等の水害が広域に発生した。一方、土砂災害はカルデラを取り囲む外輪山内側の傾斜地（カルデラ壁に相当）で発生した。傾斜地は、カルデラ底部から外輪山の頂部まで全体で高度差300 m程度あり、長大斜面となっているか、あるいは0次谷や1次谷が刻まれている。傾斜地の山麓には、より傾斜の緩い扇状地あるいは崖錐性の地形面が斜面に沿って連続分布しており、ここが集落適地として選択的に利用されている。土砂災害は、上方の傾斜地で発生した崩壊や土石流が、麓の緩傾斜地形面に広がる集落を襲う形態で発生していた。

熊本県危機管理防災課のまとめ（9月21日現在）によるこの豪雨での人的被害は、阿蘇市で死亡21名、行方不明1名、南阿蘇村で死亡2名である。これらの大部分は、土砂災害によるものと思われる。

次に、土砂災害による死者の発生が判明している災害地点ごとの、発生現象と死者数を表-1に示す。この情報源は、国土技術政策総合研究所砂防研究室と土木研究所火山・土石流チームの共同による災害調査報告（各々のホームページで公表済み）で、それに現地調査の際に住民聞き取りで得た情報（手野地区の斜面崩壊1件、三久保地区の斜面崩壊追加1件）を加えてある。なお、この表でも土砂災害による死者発生を網羅していない可能性があることに留意されたい。

この災害では、土砂が多量の雨水を含んで流動性が高く、土砂到達距離が総じて長かった。そのため、崩壊土砂が土石流的に流下したケースで、土石流に区分されたものもある。

坂梨では、1件の大きな土石流で死者6名が発生した。一方、手野における死者1名の土石流（土井川）も、大

量の巨礫を運搬した大規模な現象であった。したがって、死者数と土砂移動現象の規模は、必ずしも対応していない。

5. 土砂移動現象の実態

5.1 崩壊・土石流の分布

5.1.1 分布状況の概観

崩壊・土石流の分布の全体像は、未だに把握できていない。航空機からの広域の垂直写真撮影は、9月12日現在、いずれの機関によっても行われていない。今回、空中斜め写真やそれによるコンサルタント会社の判読結果、

現地踏査の結果、および熊本県阿蘇地域振興局への聞き取り結果から、崩壊・土石流が多発しているエリアを大まかにゾーニングし、そのうち一部の可能な領域については崩壊・土石流痕跡を判読した。作成した崩壊・土石流分布図を図-2に示す。ただし垂直写真が撮影されていないため地形の陰となって見えない箇所があり、また位置精度も垂直写真による判読と比較すると劣る可能性がある。特に溪床は陰になるため土石流痕跡の判読はほとんどできなかったが、実際には多くの崩壊土砂が土石流となって流下している可能性がある。より精度の

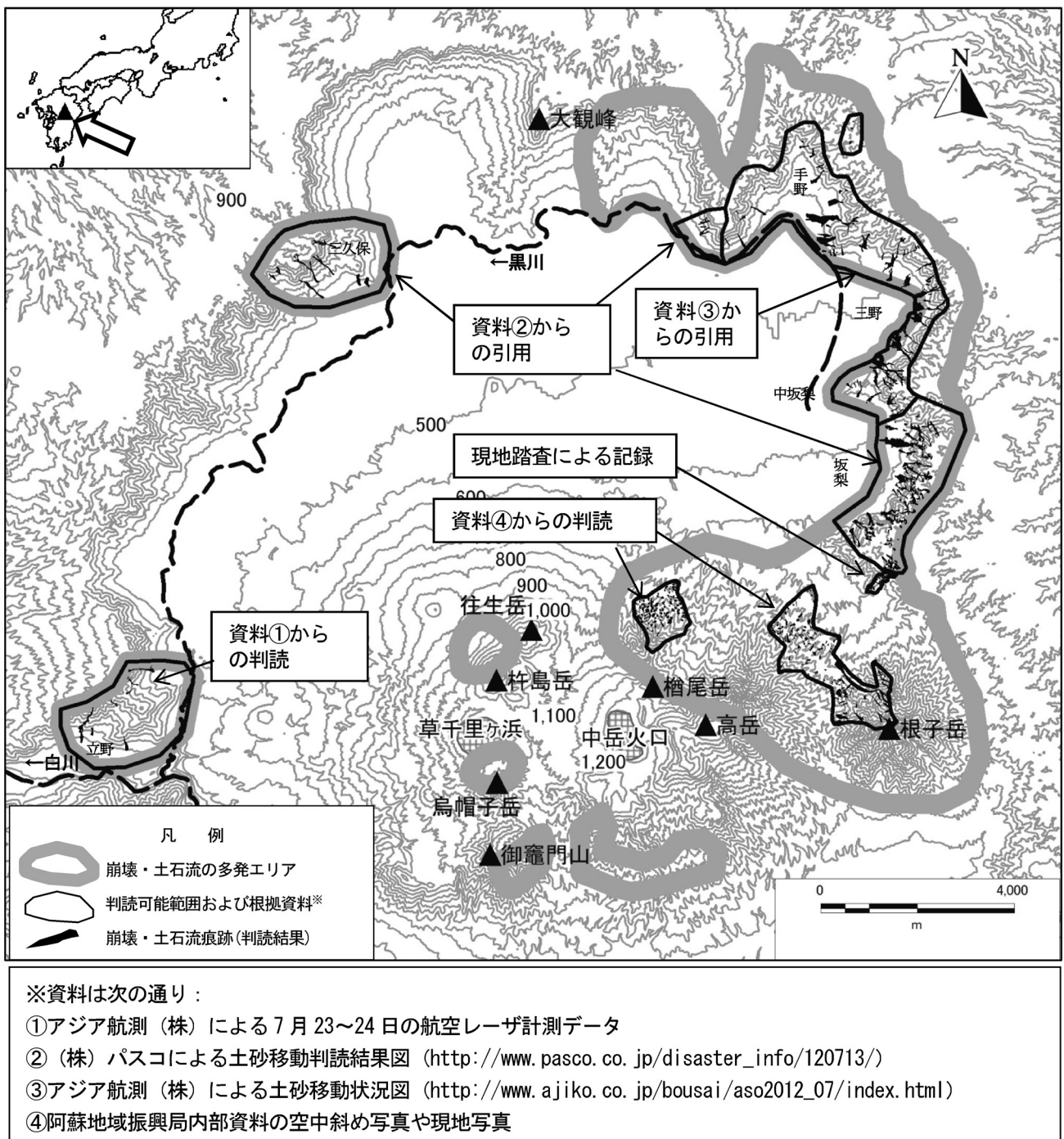


図-2 平成24年7月九州北部豪雨による崩壊・土石流分布図

高い分布図は、今後の調査を待つ必要がある。

5.1.2 過去の崩壊・土石流分布との比較

阿蘇地域では過去にも、1953 年(渡辺ら, 1981), 1980 年(同), 1990 年(大八木ら, 1991; 石川ら, 1991), および 2001 年(宮縁ら, 2004)などに土砂災害が発生しており、中でも 1953 年と 1990 年の災害は大規模であった。これらの過去の災害時の崩壊・土石流分布と比較すると、今回の災害時の分布は特に北東側外輪山に集中しているのが特徴であるように見受けられる。ただし、上述の文献による過去の災害時の崩壊・土石流分布図は、それが集中的に発生したエリアのみのものであったり、またはカルデラ内全体を示しているにもかかわらず極めて小縮尺なものであるため、定量的な比較は難しい。

5.1.3 牧草地における旧崩壊と新崩壊の位置関係

今回の崩壊・土石流多発エリアのうち根子岳北面～坂梨付近の牧草地では、1990 年および 2001 年にも多数の表層崩壊が発生した。宮縁ら(2004)は、これらの表層崩壊は約 3,000 年前の褐色シルト質火山灰層付近にすべり面が発生して、その上位の黒色火山灰層やクロボク層が剥落したものであるとしている。我々の現地踏査においても、滑落崖・側方崖および残土が黒色で、崩壊面中～下部に褐色のシルト質火山灰層が露出するなどの特徴が観察されたことから、今回の表層崩壊も同様の形態であると考えられた。

もし同様の崩壊形態であるならば、今回の崩壊(以下、新崩壊)は前回の崩壊(以下、旧崩壊)とは異なる箇所が発生しているはずである。そこで、根子岳付近の約 10 ha の小領域について、現地踏査によって、旧崩壊と新崩壊との位置関係を調査した。旧崩壊の同定方法は、石川ら(1991)による 1990 年災害の詳細な崩壊地分布図を用い、現地で崩壊跡地を補足する形で行った。

この結果を図-3 に示す。図示した範囲においては、新崩壊の大部分は、前回までに崩壊せずに残った斜面表層部が剥落したものであった。ただし一部では、旧崩壊の内部に残った崩壊残土が再崩壊しているものもあった

表-1 死者等発生箇所一覧

地区名	発生現象	死者数
南阿蘇村 立野	土石流 (1カ所) 斜面崩壊 (2カ所)	2
阿蘇市 三久保	斜面崩壊	1
	斜面崩壊	2
阿蘇市 手野	土石流	3
	土石流	1
	斜面崩壊	1
阿蘇市 三野	斜面崩壊	2
	斜面崩壊	1
	土石流	1
	土石流	行方不明 1
阿蘇市 坂梨	土石流	6

(写真-1)。微地形との関係では、必ずしも 0 次谷の最凹部で発生している訳ではなく、0 次谷の側壁斜面や、平滑斜面、あるいは 0 次谷に挟まれた凸型斜面で発生しているものも少なからずあった。

1990 年災害後の崩壊分布図(石川ら, 1991)を見ると非常に多くの 0 次谷で崩壊が発生しており、もはや今後崩壊すべき斜面は無いのではないかとすら思われる。しかし上記の調査結果から、崩壊発生の可能性が 0 次谷に限らないとすれば、今後も豪雨時には同様の表層崩壊が発生する可能性があると考えている。

5.2 崩壊・土石流の特徴

今回の豪雨に伴って大きな被害を引き起こした主な崩壊・土石流の形態および特徴は以下のようにまとめられる。

5.2.1 カルデラ壁の急斜面の崩壊

カルデラ壁の草地や林地の急斜面において火山灰を主体とする表層土がすべり落ちる表層崩壊が多数発生した(図-4 a)。雨量が多かったために崩壊土砂は流動化し、溪岸・溪床を浸食して溶結凝灰岩の転石や立木を取り込んで土石流となり、下流の集落を襲った(6.1 節の新所川, 6.3.1 項の土井川など)。また、土石流や出水によりカルデラ壁脚部の崖錐が浸食されて土砂と立木が流出し、下流域に氾濫して被害を大きくしたところもある(6.5 節の坂梨など)。

5.2.2 崖錐斜面の崩壊

カルデラ壁の中腹から脚部にかけては崖錐が発達し、

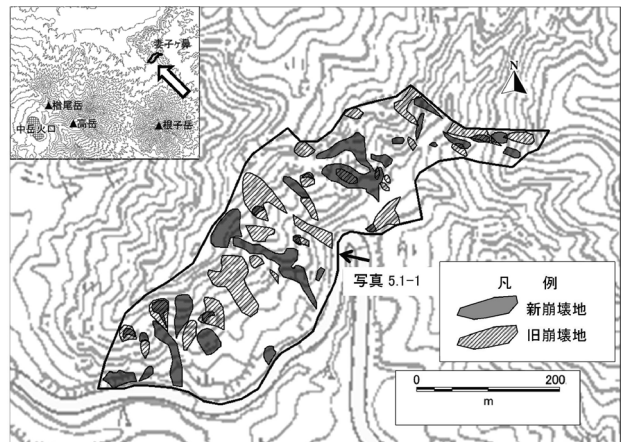


図-3 今回の災害における新旧崩壊地の位置関係

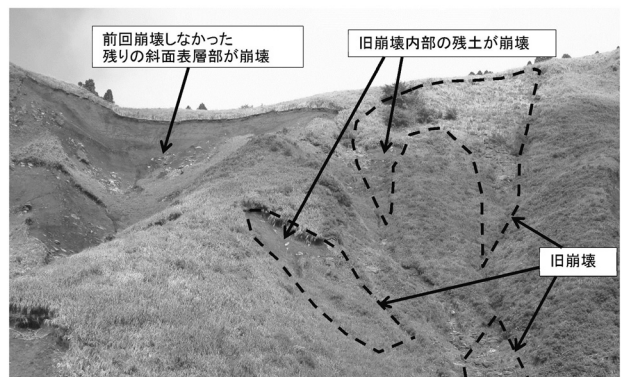


写真-1 旧崩壊と新崩壊の例

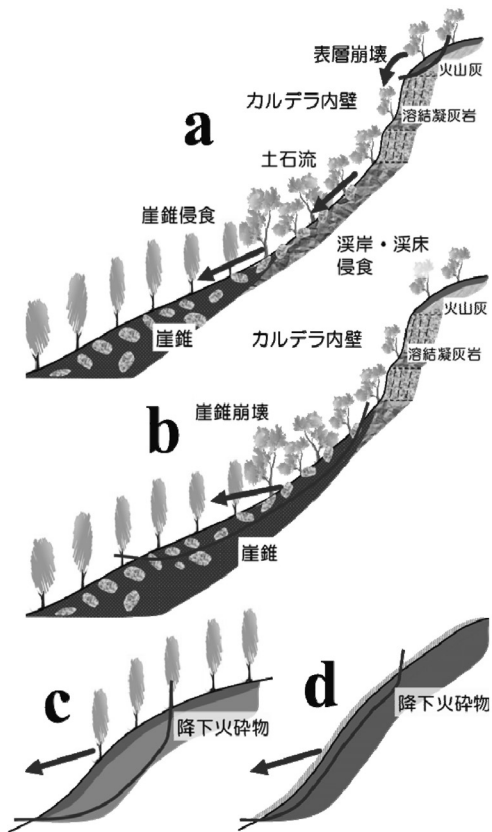


図-4 崩壊の模式図

そこにスギ等が植林されている。今回の災害の特徴として、この崖錐斜面が崩壊して土砂とスギが流下し、被害をもたらした箇所が多数見られる(図-4b)。また、崩壊した土砂や樹木の到達距離が相対的に長いことも特徴である(6.3.2項の一の宮温泉施設被災地など)。

5.2.3 丘陵地の降下火砕物斜面の崩壊

カルデラ壁の裾野に分布する丘陵地には火山灰などの降下火砕物が厚く堆積している(図-4c)。崩壊箇所は少なかったが、あまり急でない斜面において、厚さ4~5mの降下火砕物が崩壊して被害をもたらした(6.2項の三久保など)。

5.2.4 中央火口丘の急斜面の崩壊

中央火口丘の草地や林地の急斜面において火山灰を主体とする表層土がすべり落ちる表層崩壊が発生した(図-4d)。崩壊は小規模であるが、多数発生したため、流出した土砂が河道に堆積している。また、古恵川流域においては多数の崩壊が発生し、その土砂は土石流となって流下している。

6. 代表的な土砂災害

6.1 立野(概ね北緯32°52'56", 東経130°57'58")

立野地区の土砂災害は、阿蘇カルデラから白川が西側に流下し開析した谷の南向き斜面で発生した災害である。被災した地区周辺は国土地理院の電子国土において「新所」と記載されている。

土砂災害は、急峻な谷壁の頭部遷急線付近で発生した

斜面崩壊による土砂が谷地形に沿って流下・土石流化し、山麓部の緩斜面において分散・堆積し、その一部が人家に被害をもたらしたものである。口絵写真-1を見ると、上部の斜面崩壊部から下流の堆積域までの流下経路を確認できる。この区間の標高差は約350m、平均の勾配はおよそ25°となっている。流域の地質は風化が進み、透水性の高い凝灰角礫岩と硬質で難透水性の溶結凝灰岩が互層をなしている。口絵写真-1に示した第1滝(高さ20m)や第2滝(高さ5m)を含む急崖はこの溶結凝灰岩からなり、また口絵写真-2に示すように源頭部の崩壊は、溶結凝灰岩がキャップロックとなって形成された遷急部で発生している。源頭部の崩壊は比較的小規模であり、幅13m・斜距離17m、勾配は28°、平均の崩壊深1m程度で崩壊土砂量は150~200m³程度と推定される。

口絵写真-1に示した流下・発達域は、前述の2つの滝を含めて縦断勾配が25°~37°程度の急峻な流路をなしている。この区間の渓床部は、前述の凝灰角礫岩や溶結凝灰岩の基盤岩の露出部が多く、周辺の状況から浸食深さは1m程度と考えられる。源頭部で発生した崩壊土砂が基盤岩上の浅い表土層や立木を巻き込みながら流下し、この区間で発達し土石流となったものと考えられる。

土石流により被害が生じた集落は、平均縦断勾配が15°程度の山麓緩斜面にあり、宅地や農地として利用されている多段の平坦地が連続した人工的な地形をなしている。集落の直上流で谷地形は無くなり、流出した土石流は地盤の傾斜方向にほぼ直進し、人家等に大きな被害を及ぼしながら、多段の平坦地で減勢・堆積したものと考えられる。被害を受けた住民へ聞き取り調査を行ったところ、流出した土石流は、午前6時頃に大きな音を伴ってたちまちに家屋を押し流し、あるいは住居の中に流入し、堆積した土砂の厚さは深いところで家屋の2階部の床付近の高さまで達したとのことである。また、災害後の土砂撤去作業では、堆積土砂に巨石が含まれていたという住民の証言も得られた。

6.2 三久保

三久保地区では、阿蘇外輪山の内側低地に半島状に突き出した低い尾根地形の南西側斜面において、幅約50m、斜面長約40m、平均深さ4m、崩壊土砂量約8,000m³程度の斜面崩壊(口絵写真-3)と、その西側の南向き斜面において、幅約40m、斜面長約60m(すべり面露出部のみ)~110m(斜面途中の被災家屋のあった平坦部まで)、深さ3~4m(上部のみで下部は不明)、崩壊土砂量約8,000~10,000m³程度の斜面崩壊(口絵写真-4)とが発生した。住民からの聞き取りによれば、斜面崩壊は午前6時頃に発生し、崩壊土砂および流木が民家を押し流し、それぞれ1名、2名が犠牲となっている。崩壊前の斜面勾配は、周辺の地形より双方とも20°~25°前後と推定される。

前者の崩壊地内部では、地表から5m程度が火山灰層(黒色、褐色各2層)、その下位に半固結状の砂礫層

が分布する。砂礫層の上位は鉄分の吸着などにより褐色化し比較的固結度が高いものの、下位はルーズで崩れやすい。

調査時には滑落崖中央付近の一部において、火山灰層/砂礫層境界で湧水が認められたが、崩壊地頂部から尾根地形の稜線までの比高は 10 m 程度しかなく、崩壊地上部には集水地形は認められない。

崩壊地内北西側では、砂礫層のうち下位のルーズな層準において大きなパイピングホール（写真-2）が見つかっている。大きなもので 50 cm 大のものが崩壊地面に露出している。崩壊地より北西側道路沿いでも斜面途中から湧水している箇所も認められた。

したがって、この箇所での崩壊機構は、外輪山斜面で集水された水が砂礫層を通じて噴き出し、火山灰で覆われた尾根内部の間隙水圧を上昇させたために崩壊したものと推定される（図-5）。

なお、もうひとつの崩壊（北緯 32°58′3.2″，東経 131°1′34.5″）についても多くの湧水跡や穴が確認できたことから、ほぼ同じメカニズムにより発生したものと考えられるが、すべり面となった部分はクロボク層とその下位の褐色土層との境界面で、下部の勾配が 15~16° 程度しかない。残存している塊状のクロボク土層は明らかに浮いた状態であり、大きな間隙水圧が発生したことによってクロボク土層が持ち上げられてずり落ちるように移動したものと思われた（口絵写真-4）。良く似た状況は、平成 22 年 7 月の広島県庄原市の土砂災害の際にも見られた（海堀ら，2010）。



写真-2 三久保地区の崩壊
崩壊全景と砂礫層中に見られるパイピングホール
（北緯 32°57′59.2″，東経 131°1′46.1″）

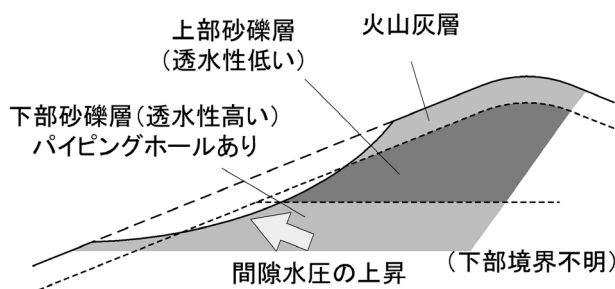


図-5 三久保地区崩壊機構概念図

この崩壊土砂の多くは斜面途中に引っかかるように残存しているが、一部の土砂は斜面脚部からさらに 120 m 程度先まで水田上を広がっている。源頭部の崩壊が非常にゆるいところで発生しているため、堆積土砂の先端部付近から必ずしも源頭部が明瞭に見えるわけではないが、仰角はおおよそ 12.8° であった。

6.3 手野（北緯 32°58′40″，東経 131°08′00″）

6.3.1 外輪山斜面の崩壊

土石流危険溪流 I に指定される阿蘇市一の宮町手野地区の土井川（流域面積約 0.4 km²）では、外輪山急斜面部で発生した複数の崩壊が土石流として流下し、下流の集落まで達し、人的被害をもたらした。最も標高の高い源頭部の崩壊は標高 710 m 付近で発生したものであり（口絵写真-5）、長さ約 35 m、幅約 35 m、平均崩壊深 2.0 m を呈し、崩壊した土砂は ϕ 3 cm 程度の軽石を含む火山灰層であった。崩壊地の斜面勾配は 35° 程度を呈し、崩壊部末端に認められる溶結凝灰岩露岩部を乗り越える形で勾配 30° 程度の谷筋を流れ下っており、渓床は大部分が露岩する。また、隣接する斜面には亀裂の多い溶結凝灰岩と固結度の高い火山灰層との境界部で多量の湧水が認められた。

火山灰層を主体とした崩壊土砂は、多量の流水とともに崩壊部下流の柱状節理が発達した溶結凝灰岩岩壁を破壊しながら、渓床を浸食・流下している。途中、左支川との合流部付近で流路が大きく湾曲し、攻撃斜面となる左岸側には多くの流木（スギ）が堆積している（口絵写真-6）。一方、左支川の渓床にはスギの倒木が多く認められるが、著しい土砂流出はない。合流部を流下した土石流は、その下流の狭窄部にて土砂を一旦堆積させるが（堆積勾配約 10°）、多量かつ高速な流水を伴う土砂により、狭窄部下流の渓床・溪岸の浸食が進行している。浸食の著しい区間（河床勾配 13~15° 程度）では、幅 10 m~20 m 程度、高さ 8 m~10 m 程度の浸食跡が認められる（写真-3）。この区間の溪岸部には径 1 m 以上の礫を含む複数層の古い土石流堆積物が認められることから、過去から土石流の発生が繰り返されている溪流であることがわかる。

谷出口付近には古い粗石堰堤や谷止工が設置されていたものの、土石流により破壊されており、谷出口より下流には最大礫径 5 m 程度の巨石を含む土砂や流木が多量に堆積し、流下した土石流や流木は県道を越え、谷出口から 600 m 程度下流まで達した。大量の巨礫・土砂が堆積する谷出口~集落付近の勾配は 7~9° 程度であった。

6.3.2 崖錐斜面の崩壊

崩壊規模は幅約 30 m、斜面勾配約 30°、斜面長約 45 m、崩壊深は最大約 4 m であった。写真-4 に崩壊地の斜め写真を示す。崩壊土砂は樹木とともにそのまま下流へ流動化し、崩壊地直下にあった家屋を被災させ、1 名の犠牲者がでた。また、土砂は下流にある道路（県道 213 号線）を越えて氾濫し、ビニールハウスや一の宮温

泉施設が被災した。

滑落崖（写真-5）には上位から順に、砂～砂礫が混在した茶褐色の表土層、砂分を主体とし有機物を多量に含む灰黒色の火山灰層、茶褐色の砂礫からなる崖錐堆積物層、そして基盤岩には円礫を主体とした砂礫層が分布する。砂礫層は、阿蘇火砕流（Aso-1）より古い堆積物と推察され、固結度は非常に高かった。

これらの層の間隙の状態から推察すると、斜面内に浸透した雨水は基盤岩の砂礫層を不透水層として土層内に貯留され、上部土層の強度低下を生じたものと考えられる。なお、上位の表土層は層内に均質性が見られないこと、崩壊地上部に県道 11 号があることから、人為的要因により形成された可能性が考えられる。



写真-3 土石流流下区間の浸食状況（下流から撮影）



写真-4 手野地区の災害の状況（国際航業株式会社/株式会社パスコ 2012年7月15日撮影）



写真-5 滑落崖の状況

崩壊地には基岩の砂礫層または崖錐堆積物起源と考えられる巨石（最大 1 m 程度）が崩壊地や崩壊地下端の堆積土砂上で多数確認できた。ただし、それらの巨石は崩壊地下端から約 60 m 以遠ではほとんど見られなかったことから、道路から下流に流下したのは砂～粘土分を主体とした土砂や流木が主体と考えられる。なお、調査時の 9 月 21 日時点では、道路上の土砂・流木はほとんど撤去されていたが、写真-4 より、一部の土砂や流木は道路から 180 m 程度離れた水田上まで到達していた。

6.4 中坂梨, 三野

中坂梨（北緯 32°56′47.3″, 東経 131°8′8.5″）、三野地区においても、崩壊および土石流に伴う多くの土砂災害が認められた。既設堰堤の整備状況から、1990 年の災害が発生した溪流で、再度土石流が発生した事例も多く認められた。ここでは、土石流危険溪流・塩井川 1（谷出口で概ね北緯 32°57′51.2″, 東経 131°09′08.4″）および塩井川 2（谷出口で概ね北緯 32°57′40.3″, 東経 131°09′10.0″）の事例を示す。

写真-6 には塩井川 1 の災害状況を示す。当該溪流では外輪山急斜面内に発生したいくつかの表層崩壊に伴う崩壊型土石流が発生し、2 基の治山堰堤を破損させて、保全対象民家に到達した。

写真-7 には塩井川 2 の災害状況を示す。なお、塩井川 2 は塩井川 1 と比較して流域面積が大きく、開析が進行している溪流である。当該溪流では、上流域の平坦域で発生した複数の表層崩壊が溪床の不安定土砂や立木を取り込みながら土石流化し、谷出口に整備された砂防堰



写真-6 崩壊型土石流の例（塩井川 1）



写真-7 既設砂防堰堤堆砂域の状況（塩井川 2）

堤を乗り越え、保全対象民家および県道内牧坂梨線を被災させた。ここで、砂防堰堤では袖高まで土砂堆積が認められ、明らかに計画効果量を超える土砂を捕捉していることが確認できた。また、捕捉土砂の中には長径が 5 m を超える非常に大きな巨石を多数含んでいた。これらの巨石は、写真-8 に示すように外輪山を構成する溶結した火砕流堆積物が浸食・開析過程においてトップリング等により崩壊し、渓流内に堆積し、今回の豪雨で流出したものと推察される。なお、塩井川 2 における現地調査により得た土石流流下痕跡高さと同床勾配などから推定した土石流流速は 15 m/s 程度となる。

一方、外輪山急斜面での斜面崩壊災害および土石流災害の事例として、“中坂梨”の事例および三野の“古閑



写真-8 渓流内の巨石の堆積状況例（塩井川 1）



写真-9 急斜面の表層崩壊の例（中坂梨）



写真-10 急斜面の表層崩壊の例（古閑地区 1）

地区”での 3 事例を示す。

写真-9 は中坂梨の崩壊の状況である。尾根地形の上部のいわゆる 0 次谷斜面で表層崩壊が発生し、直下の急崖部の岩塊と立木を巻き込んだ崩壊土砂が土石流化して下方の集落に達している。

写真-10 に示す“古閑地区 1”でも、斜面上部の 0 次谷斜面で表層崩壊が発生し、崩落した土砂が土石流化し、斜面上の堆積物や立木等を巻き込みながら流下して、下方の県道別府一宮線（やまなみハイウェイ）の待ち受け擁壁を一部破壊し、集落に達した。

“古閑地区 1（北緯 32°58′25.5″，東経 131°8′22.9″）”の源頭部の表層崩壊は、クロボク層とその下位の褐色粘土層との境界部をすべり面としており、崩壊深は概ね 1.6～2.0 m 程度であった。滑落崖には顕著なパイプが多数確認でき、最大のもは写真-11 のように直径 20 cm 以上、深さ 2 m 以上あった。このことから、多量の地下水がクロボクと褐色粘土層の境界に集中し、崩壊に至ったと考えられる。

写真-12 は、上述の“古閑地区 1”の隣接箇所が発生した、県道別府一宮線沿いの斜面崩壊の事例（“古閑地区 2”：北緯 32°58′21.9″，東経 131°8′17.4″）である。崩壊地の地質は、周辺に比べてクロボクの層厚が極めて薄く、崩積土が厚く分布していることが特徴である。崩壊は、この崩積土内で発生している。周辺で発生している表層崩壊の崩壊深が 0.5～2.0 m 程度であることに比べ、本箇所では 5～6 m 程度とやや深く、崩壊土砂量が大きかったため、崩壊土砂は県道を挟んで反対側の商店に達した。なお地元住民から、被災前は道路沿いに擁壁があり、崩土の先端に擁壁が押し出されていたとの証言を得た。

6.5 坂梨（北緯 32°56′12″，東経 131°08′38″）

この災害は、外輪山急崖にある滝から激しい濁流が流下し、阿蘇西国三十三ヶ所観音十七番札所である浄土寺



写真-11 表層崩壊源頭部のパイプ（古閑地区 1）



写真-12 斜面崩壊の例（古閑地区 2）

を完全にのみ込み、民家に押し寄せ、6名もの尊い命を奪った(写真-13)。崩壊源頭部から土石流末端までの距離は約1km、最大幅は200m、土石流でもたらされた崩壊土砂量はおよそ2万m³と推測される。浄土寺の上流にある急崖はAso-1強溶結凝灰岩から構成され、滝の直下には古い崖錐堆積物が分布する(写真-14)。土砂の供給源は滝よりも上部で発生した崩壊と滝直下にある旧崖錐堆積物の削剥である(図-6の塗色部)。斜面上部の崩壊は阿蘇地域に特徴的な有機質土壌(クロボク)が主に崩壊したもので、すべり面付近には直径30cmほどのパイピングホールが散見される。下部(すべり面)はAso-2非溶結凝灰岩などの良く締まった風化土で、クロボクがすべり台をすべるように崩壊したと推測される。崩壊したクロボクは細粒で礫は含まない。一方、滝下で激しく削剥された古い崖錐堆積物には数mの巨石



写真-13 崩壊地全景(浄土寺跡付近から下流側)



写真-14 滝下の古い崖錐堆積物の削剥

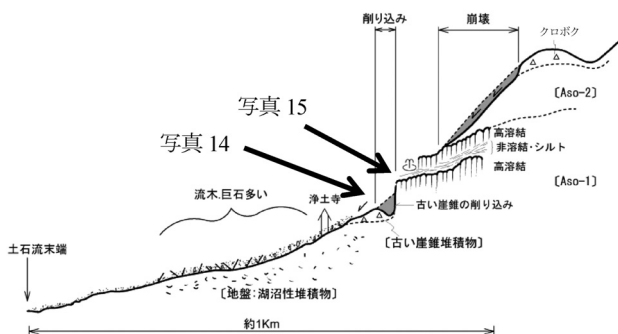


図-6 中心位置の断面図 縦：横=2：1

が多く含まれ、今回の土石流で散在した巨石の多くは、この部分から供給されたものである。削剥規模は上部で深さ25m、下部で深さ12mに達している(写真-14)。

激しい濁流がこの場所で発生した原因として、滝の上部の水利地質構造が関係している。滝上部のAso-1強溶結凝灰岩は非溶結凝灰岩とシルト岩の不透水層を介して2層に分かれる(写真-15)。上部の強溶結凝灰岩は著しく開口した柱状節理を有しており、現在、不透水層の上面から湧水が見られる。地質構造は、下流に傾斜するほか、左右岸ともに溪流方向に傾斜する半盆状の構造である。すなわち現在の溪流の流域外からも常時浸透水を集める地質構造となっており、大雨時には浸透水がこの沢に集中し、流量を急増させたと推測する。崩壊の裾部分がほぼこの湧水の分布標高部にあたり、豪雨による多量の湧水と地下水位の急上昇が崩壊を促したと考える。なお、湧水の水質は、EC=11.3mS/m、pH=7.2、水温10℃(気温17℃)とECがやや低く(隣沢の湧水：18mS/m)、浅い地下水の水質を示す。

6.6 中央火口丘

口絵写真-7(概ね北緯32°54'38.0", 東経131°06'10.4")は、中央火口丘付近の一部である。牧草地に覆われた緑色の山間地の風景の中に、多数の崩壊地が異様に浮かび上がっている。これらの崩壊は、尾根直下の高い位置から発生したものが多く、崩壊深が1mに達していないごく浅い表層崩壊であった。

当該地域の地質はAso-3、Aso-4火砕流堆積物であるが、表層はAso-4以降の火山灰等に起因するクロボク層に覆われており、過去から繰り返す崩壊や流出により沖積錐を形成した地形も見られる。今回の崩壊では、その一部においてクロボク層の下に位置していた過去の堆積物や直径数mの礫を露出させていたものの、多くはクロボク層が残った状況が見られた。そのため、これらの崩壊は、急激な雨水の供給に伴い地表面から数十cm下の層の一部が不透水層となり、その上部において発生したため、崩壊深が1mに達していないごく浅い表層崩壊になったものと推察される。



写真-15 滝上部のAso-1の強溶結部とシルト岩

7. 対策施設の評価

7.1 概要

9月20日および21日に、施設の効果・被災状況に関して現地踏査を行った。同地域は1990年にも一の宮災害を経験しており、数多くの施設が設置されていた。災害発生から2カ月程度経過していたため、一部、土砂の撤去等がなされており、災害直後の状況とは若干異なる可能性がある。また、今回の調査は2日間のみで、概況を把握したのみであり、より詳細な状況や機構等についてはさらなる詳細な調査が必要となる。調査は、立野地区新所、塩井川、古恵川、黒川で行った。

7.2 立野地区新所（北緯 32° 52′ 56″，東経 130° 58′ 2″）

立野地区新所（6.1に記載した箇所の近傍）において斜面崩壊が発生し、流出した崩壊土砂により約50m下の重力式コンクリート擁壁が被災した（写真-16）。擁壁の斜面下側地表面から天端までの高さは4m、斜面上側裏込め土の地表面から天端までの高さは1m、天端幅は0.5mであり、天端上には高さ1.5mの金属フェンスが設置されている。擁壁は一部被災したものの崩壊土砂の大部分を止めており、調査時点では人家等に目立った損傷は確認できなかった。

擁壁のうち崩壊土砂の直撃を受けた部分は斜面下方に向かって変位しており、変位量は隣接する擁壁部分との比較で斜面下側地表面では1cmであるが、天端位置では10cmとなっている。また、擁壁の垂直目地間の距離は10mであり、変位部分の左右どちらの目地でも明瞭な隙間は見られなかった。これらのことから、擁壁の変位は斜面下方への回転成分が卓越しているものと考えられる。これは、擁壁底面の土基礎が塑性変形した結果であると考えられる。

また、擁壁上部のコンクリートが破壊されており、巨石等による衝撃的な力が加わった可能性が考えられる。なお、斜面崩壊は中腹の道路を頭部として発生しており、道路下のコンクリート擁壁が破壊されて流出し、斜面下部に多くの残骸が堆積している（口絵写真-8）。これらの残骸が斜面下の擁壁に衝突した可能性もある。

7.3 塩井川

塩井川2は、阿蘇市一の宮町塩井地区に位置する（流

域面積約0.49km²、谷出口付近の北緯32°57′40.3″，東経131°9′10.0″）。塩井川2では土石流が発生し、氾濫域内にあるビニールハウスの様子を確認しにきた住民1名が被災、行方不明となっている。

谷出口から下流には小規模な集落が存在し、溪流はコンクリートおよび石積みの流路工となって集落内を流下していた。土石流により流路工の護岸の一部が破壊されており、流路に沿って左岸側に設置されている道路のアスファルト舗装が破壊され、車両は通行できない状況であった。また、流路の両岸には土砂が堆積していた。谷出口の流路左岸側にあった家屋では、壁や窓ガラスの破損が見受けられた。

谷出口から上流に約50mのところには、不透過型の塩井川砂防堰堤が設置されていた（写真-17）。副堰堤にはA型流木捕捉工が設置されており、最大長さが約10mの流木が多数、捕捉されていた。砂防堰堤の堆砂敷には、最大礫径が3~4mの礫・土砂および流木が堆積していた。なお、砂防堰堤の直上では、礫と流木が、堰堤袖部天端より高い位置まで堆積しており（写真-18）、計画土砂量を超える土砂を捕捉して想定以上の効果を発揮したものと思われる。

砂防堰堤より上流には、土石流の主たる生産源と考えられる崩壊地が見られた。崩壊は、過去に崩落した岩盤が崖錐状に堆積したと考えられる箇所が生じたものと思



写真-17 塩井川砂防堰堤



写真-16 被災した斜面下の擁壁



写真-18 塩井川砂防堰堤上流に堆積した土砂

われる。なお、崩壊した崖錐状堆積物には植生が繁茂していたと推察され、従来の調査法では計画対象土砂量として計上されない場合も考えられる。今後は、当地域の地質的特徴から土砂生産形態を想定し、生産土砂量を的確に設定することが重要であると考えられる。

7.4 古恵川

古恵川では、古恵川第9号砂防堰堤 (D-4)、古恵川砂防堰堤 (D-5)、古恵川砂防堰堤 (D-53)、古恵川支川 (箱石川) 第4号砂防堰堤 (D-59) について調査を実施した (図-7)。D-4、D-5はいずれも格子型鋼製砂防堰堤であり、鋼材の間隔は2mである。両ダムともに透過部で流木および土砂が捕捉されほぼ水通し部まで閉塞していた。閉塞部分の構成材料を見ると小枝や草本が主体であり、胸高直径20cm程度の流木は少ない。また非越流部と透過部の鋼材との間で流木が捕捉されている状況が確認された。いずれの堰堤においても、堆砂域表面を見ると草本および灌木が含まれた細粒土砂が主体であり、堆砂勾配は1.5°であった (写真-19)。堆積状況から、流木の閉塞により湛水が生じ細かい土砂が堆積した可能性が考えられる。ただし、今回、堆積土砂の地表面を観察したのみであるため、堆積構造が十分に把握できていない。また、いずれの堰堤においても、堰堤下流は前庭保護がなされており、顕著な河床低下は生じていない。

一方、古恵川右支川・箱石川のD-53とD-59は不透過型砂防堰堤である。

D-53の堆砂状況を見ると、ほぼ満砂状態であり細粒土砂以外に直径が1.0m以上の礫が堆積しており、右

岸側で堆積土砂の浸食痕跡が確認された。しかしながら下流のD-4で見られたような流木の堆積は少なかった (写真-20)。

D-59の堆砂状況を見ると未満砂で、堆砂面と水通し天端までの比高は約0.8mであり、全域で細粒土砂がほぼ水平に堆積している。流木の堆積はほとんど確認されていない。また堆砂域表面には湛水後の乾燥による亀裂が確認された。

7.5 一の宮多目的貯木池の効果

次に、黒川に設置されている一の宮多目的貯木池の施設効果について述べる。なお、黒川は、古恵川を支川の一つとしており、古恵川の下流に位置している。一の宮多目的貯木池は阿蘇市一の宮町内にあり、黒川の湾曲部の外湾側に設置されていた (図-8、北緯32°56'38"、東経131°7'34")。貯木池面積は約29,000m²である。貯木池の下流側出口にはA型流木捕捉工が計34基 (高さ2.0mのものが32基、高さ3.0mのものが2基) 設置されていた。

流木捕捉工では流木が効果的に捕捉されており (写真-21)、また細粒土砂も貯木池内に堆積していた。これにより、貯木池下流での氾濫を軽減する効果が発揮されていると考えられる。当施設は広い平坦地を要するが、設置スペースが確保できる場合には有効な対策工の一つ

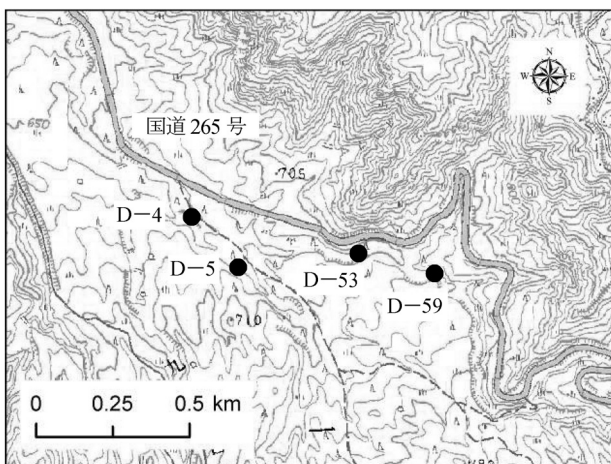


図-7 今回の調査対象施設



写真-19 左：D-4 堆砂状況 右：D-4 閉塞状況

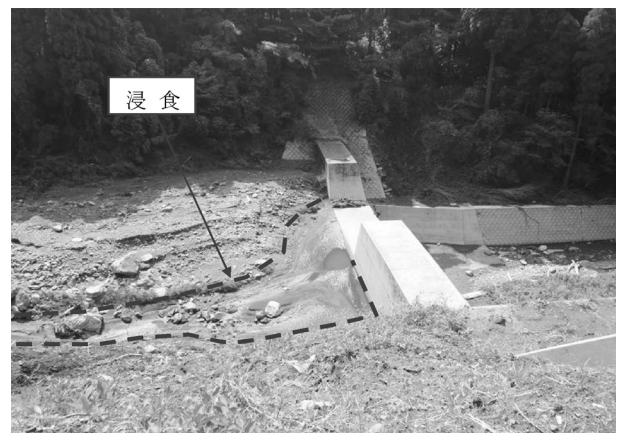


写真-20 D-53 堆砂状況

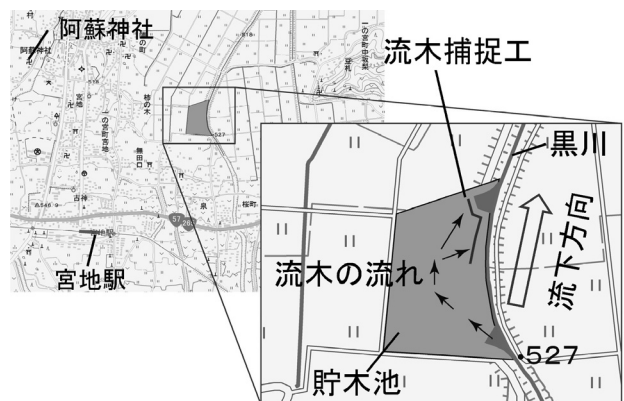


図-8 一の宮多目的貯木池の位置 (地形図は電子国土ポータルより)



写真-21 一の宮多目的貯水池
(熊本県管理)

であると言える。

8. おわりに

今回の豪雨では熊本県阿蘇地域などで未曾有の豪雨による土壌水分・地下水の増加に伴う崩壊の流動化と土石流化あるいは崖錐堆積物の再移動などが大きな被害に繋がった事例も多く、移転・避難などを含め、長期的な降雨増加傾向に配慮した対策が望まれる。

謝辞および調査協力者

今回の調査にあたり、国土交通省九州地方整備局および阿蘇地方振興局をはじめとする熊本県の関係者の皆様には情報提供などで大変お世話になりました。また、高知大学の笹原克夫教授、新潟大学権田豊准教授、京都大学の藤田正治教授、堤大三准教授、竹林洋史准教授、(一財)砂防・地すべり技術センターの道畑亮一様、酒井敦章様、(株)パスコの鈴木崇様、八千代エンジニアリング(株)

の佐藤敏明様、福塚康三郎様、日本工営(株)の田方智様、小林豊様には現地調査や資料作成にご協力いただきました。記して感謝いたします。

引用文献

- 石川芳治・草野慎一・福澤誠 (1991)：平成 2 年 7 月熊本県一の宮町泥流・流木災害調査報告書，土木研究所資料 3026 号，p. 113-116
- 海堀正博・杉原成満・中井真司・荒木義則・山越隆雄・林真一郎・山下祐一 (2010)：2010 年 7 月 16 日に発生した広島県庄原市の土砂災害の緊急調査報告，砂防学会誌，Vol. 63，No. 4，p. 30-37
- 久保田哲也・地頭蘭隆・清水収・篠原慶規 (2012)：平成 24 年 7 月九州北部災害（阿蘇地区）の先遣調査について，砂防学会誌，Vol. 65，No. 3，災害報告・口絵図-2
- 松本哲一・宇都浩三・小野晃司・渡辺一徳 (1991)：阿蘇火山岩類の K-Ar 年代測定-火山層序との整合性と火砕流試料への適応-。日本火山学会 1991 年度秋季大会講演予稿集，p. 73
- 宮縁育夫・大丸裕武・小松陽一 (2004)：2001 年 6 月 29 日豪雨によって阿蘇火山で発生した斜面崩壊とラハールの特徴，地形，Vol. 25，No. 1，p. 23-43
- Miyabuchi, Y. (2009)：A 90,000-year tephrostratigraphic framework of Aso Volcano, Japan. Sedimentary Geology, Vol. 220, p. 169-189
- 小野晃司・松本徂夫・宮久三千年・寺岡易司・神戸信和 (1977)：竹田地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅)，地質調査所，145 pp.
- 小野晃司・渡辺一徳 (1985)：阿蘇火山地質図 (5 万分の 1)。火山地質図 4，地質調査所
- 大八木規夫・佐藤照子・八木鶴平 (1991)：1990 (平成 2) 年 7 月豪雨による九州地方の洪水・土砂災害調査報告，主要災害調査第 31 号，防災科学技術研究所，p. 15-32
- 渡辺正幸・池谷浩・伊巻幹雄 (1981)：阿蘇山カルデラにおける土砂災害について，土木研究所資料第 1674 号，p. 3-15
- (Received 19 October 2012)