

第Ⅱ編 奈良県における地盤災害

第Ⅱ編 奈良県における地盤災害

目 次

1. 調査概要	Ⅱ-1
2. 地形・地質概要	Ⅱ-2
3. 2011年台風12号による奈良県南部の山岳地域における雨量と斜面の崩壊	Ⅱ-10
4. 主要な崩壊地域の調査報告	Ⅱ-14
4.1 天川村坪内地区アシノセ谷（天川中学校対岸）	Ⅱ-14
4.2 天川村坪内地区坪内谷	Ⅱ-17
4.3 天川村坪内地区冷や水（坪内地区南方）	Ⅱ-20
4.4 天川中学校付近の洗掘被害	Ⅱ-24
4.5 天ノ川の堰止めによる浸水被害	Ⅱ-27
4.6 五條市大塔町辻堂地区	Ⅱ-30
4.7 五條市大塔町清水地区～宇井地区	Ⅱ-32
4.8 五條市大塔町長殿北地区（川原桶）	Ⅱ-34
4.9 五條市大塔町赤谷地区	Ⅱ-41
4.10 十津川村野尻地区	Ⅱ-47
4.11 十津川村川津地区（法主尾山東）	Ⅱ-49
4.12 十津川村三浦地区	Ⅱ-52
4.13 黒滝村中戸（柏原谷）地区	Ⅱ-55
4.14 黒滝村赤滝地区	Ⅱ-59
4.15 川上村迫地区	Ⅱ-63
4.16 川上村高原川地区	Ⅱ-67

平成 23 年台風 12 号による紀伊半島における地盤災害合同調査団

奈良県班 調査報告

1. 調査概要

(1) 調査班員(合計 29 名)

三田村宗樹(班長)

朝比奈利廣, 飯田智之, 石田幸二, 植田康宏, 宇都 秀幸, 大北耕三, 奥田 尚, 加藤正司, 金森 潤, 鏡原聖史, 木村克己, 酒井信介, 篠原正男, 高尾秀之, 田久 勉, 東原 純, 東田 淳, 栃本泰浩, 中川 渉, 成子浩明, 林 慶一, 平井孝治, 平川英樹, 藤田 崇, 松本修司, 村橋吉晴, 南 幸孝, 柳田 誠 (以上, あいうえお順).

(2) 調査場所: 奈良県南部の川上村, 黒滝村, 天川村, 五條市大塔町, 十津川村.

主要な斜面変動を生じた 21 箇所のうち 14 か所を調査

交通・立ち入り規制が厳重であり, 奈良県, 五條市, 十津川村それぞれの許可を得た.

(3) 調査対象: 台風 12 号に伴う大雨で発生した主要な大規模な斜面変動

(4) 調査日: 9 月 17 日, 23 日~25 日の 4 日間 (発生の約 3 週間後, 9 月 17 日は予備調査)

(5) 調査方法: 地表踏査

周辺の地質, 崩積土の堆積状況, 湧水状況などの目視観察. その際, なるべく崩壊地に近づいての踏査を心がけたが, 滑落崖等の 2 次崩壊の恐れがある危険な箇所については, 川の対岸や向かいの尾根からの観察となった.

(6) 調査結果概要: 調査の結果, 以下の状況が確認できた.

- ・大半の崩壊が, 泥質メランジュ(泥質混在岩)でかつ流れ盤構造の斜面で発生した.
- ・過去の崩積土と共に地山が崩壊している箇所が多かった.
- ・多くの崩壊前地形に地すべり地形(不規則な変状など)が認められる.
- ・黒滝村赤滝の 2 つの崩壊斜面は断層破碎帯からなる.

謝辞

現地調査とその取りまとめにあたって, 奈良県の土木部砂防課, 道路管理課, 五條土木事務所, 吉野土木事務所, 五條市, 十津川村役場, 天川村役場には, 現地立ち入りに関しての便宜を図っていただいたほか, 写真や崩壊日時等の資料提供をいただいた. ここにお礼申し上げます.

2. 地形・地質概要

1) 地形概要

【三田村宗樹・木村克己】

奈良県における今回の土砂災害での主要な地域は、紀伊半島中央部の山岳地域である。特に大規模な斜面変動は 20 箇所以上に達する。図 2.1 は、主要な斜面変動が発生した熊野川(新宮川水系)の中・上流域を中心としたその周辺域の地形図である。熊野川は、大峰山脈に源をもち、紀伊山地中央部を流下し、熊野灘に流れる延長 183km、流域面積 2,360km²の一級河川である。中・上流域の十津川村では十津川(とつかわ)、五條市域では天ノ川(てんのかわ)と呼ばれる。被災地周辺の河面標高は風屋ダム下流で 220m、猿谷ダム下流で 400m、九尾ダム下流で 550m となっている。周辺の紀伊山地稜線の多くが標高 1,000m を上回り、上流域の大峰山脈主要部は標高 1800m を上回るため、稜線と谷の比高は 700~1,000m に達する。

熊野川中・上流域の東側には南北に連なる大峰山脈がある。大峰山脈は八経ヶ岳(標高 1,915m)を最高峰とし、北部の山上ヶ岳(標高 1,719m)、大普賢岳(標高 1,780m)から、中南部の釈迦ヶ岳(標高 1,800m)、玉置山(標高 1,076m)などの山からなり、吉野から熊野へ至る約 100km の稜線が連なる。新宮川水系と吉野川水系は、大峰山脈北部の大天井ヶ岳(標高 1,439m)から西へ延びる稜線によって隔てられる。国道 168 号では天辻峠(天辻トンネル)、国道 309 号では新川合トンネルがその分水界に位置する。

熊野川中・上流部の西側には北部の陣ヶ峰(標高 1,106m)から護摩壇山(標高 1,372m)に至る和歌山・奈良県境となる稜線が南北に延びる。護摩壇山から東に延びる稜線には伯母子岳(標高 1,344m)が位置する。

熊野川は、これらの山地内を南へ流下するが、東西両側の山地から延びる東北東-西南西方向の大きな尾根によって規制された東西方向に流れる支流が合流する大きな水系網を成している。これは、この周辺地域に広く分布する四万十帯地層群の全般的な地質構造である東北東-西南西走向、北傾斜に規制されたものとみられる。

図 2.2 に国土地理院 50m メッシュ標高データから評価した斜面傾斜方向分布図を示す。上記のように、熊野川流域では、四万十帯地層群の地質構造に規制され、黄色~赤色で示される北西傾斜の斜面が比較的連続して東北東-西南西方向に伸びる。この方向の斜面は全般的な地層の傾斜方向と斜面傾斜方向がほぼ一致する状況となっていて、いわゆる流れ盤斜面である場合が多い。この斜面と反対側は、南東方向に稜線をもつ尾根が櫛状にいくつも発達し、その両側に北東傾斜と南西傾斜の斜面が発達している。

図 2.3 に同じ標高データを用いた斜面傾斜角分布図を示した。図の北部の地域である吉野川左岸の山地斜面の傾斜角は、10~30 度の傾斜が卓越するのに対して、天辻峠を越えて南側の熊野川流域の山地斜面は 20~40 度の傾斜が卓越し、40 度を上回る傾斜角を持つ斜面も分布する。

2) 斜面変動箇所の地形的特徴

台風 12 号の降雨によって生じた大規模な斜面変動の多くは、熊野川流域の斜面で発生しており、発生域の標高は崩壊域基部では 400~800m、冠頭部では 500~1,000m で、その多くが攻撃斜面から連続する斜面中・上部にかけて発生している。吉野川水系では、川上村迫、黒滝村赤滝などで発生している。

斜面変動を生じた斜面の傾斜方向は北西-北傾斜の斜面が多い。上記のようにその多くが流れ盤状の斜面とみられる。四万十帯地層群の褶曲構造に伴って、地域的に地層の傾斜方向が異なり、それに伴って南傾斜の斜面もあり、そこでも崩壊が発生している。

崩壊域の斜面傾斜角は図 2.3 から見ても判るように、20~30 度前後の斜面で発生している箇所がほとんどである。各調査班の具体的な報告にもあるように、崩壊前の地形に少なからず斜面変動の特徴が認められ、防災科学研究所が作成した地すべり地形分布図(図 2.4)の斜面変動域の記載される箇所での崩壊が生じているほか、明治 22 年の崩壊と同様の箇所あるいはその隣接地で発生している。

主要な崩壊箇所の地形・地質的な特徴について表 2.1 にまとめた。崩壊域の基部標高などは明確でないので暫定的に記載した。今後の詳細な調査結果を待ちたい。

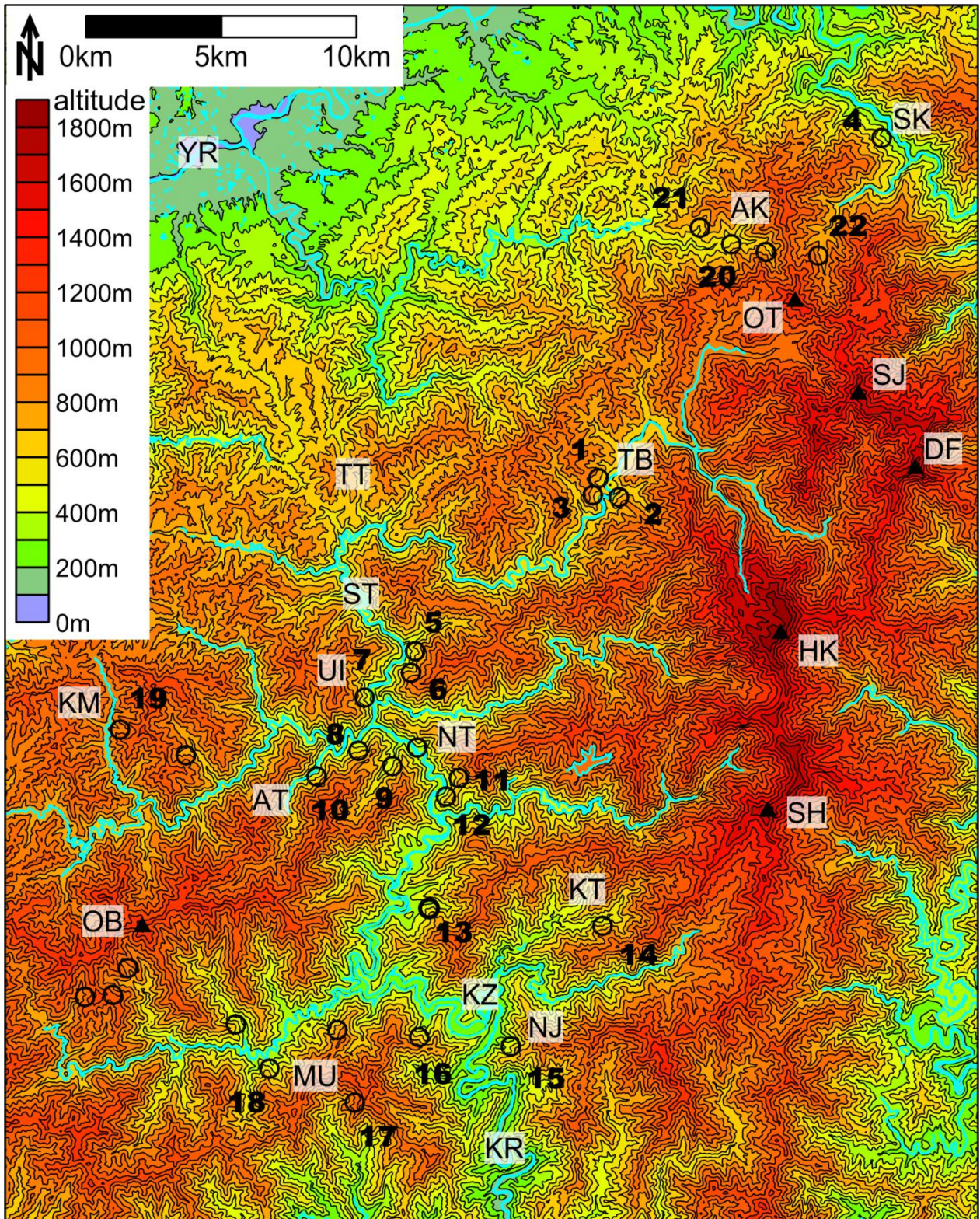


図 2.1 台風 12 号の降雨に伴い発生した斜面変動の主要個所と熊野川中上流域の周辺の地形図

○印：台風 12 号の降雨に伴い発生した斜面変動の主要個所(表 1 の地点番号参照)。

▲印：山頂；OT:大天井ヶ岳, SJ:山上ヶ岳, HK:八経ヶ岳, SH:釈迦ヶ岳, OB:伯母子岳

SK:迫, AK:赤滝, TB:坪内, TT:天辻, ST:猿谷ダム, UI:宇井, NT:長殿, AT:赤谷, KM:北股, KT:栗谷, KZ:風屋ダム, NJ:野尻, MU:三浦, KR:熊野川, YR:吉野川. 国土地理院 50m メッシュ標高 DEM を利用

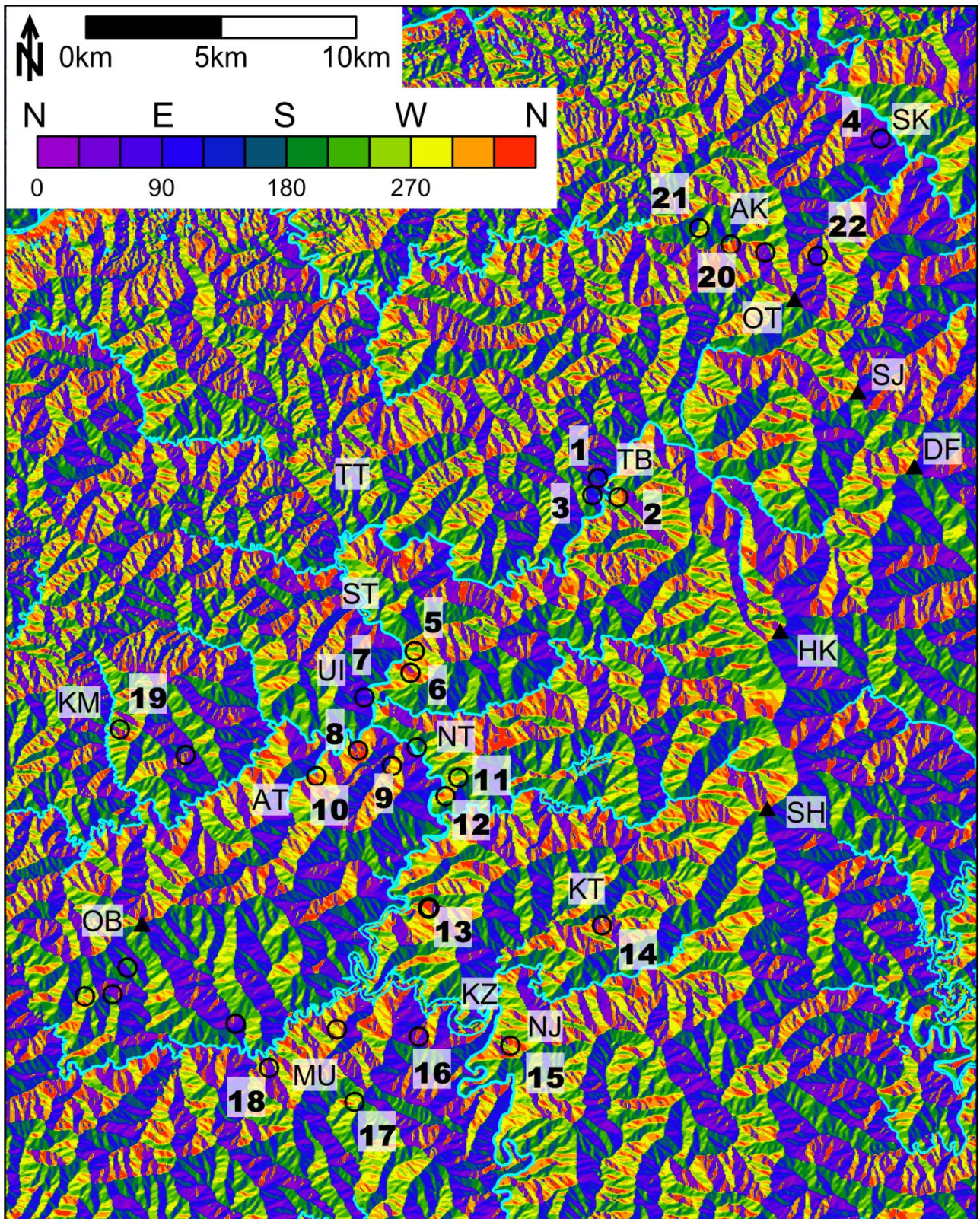


図 2.2 台風 12 号の降雨に伴い発生した斜面変動の主要個所と熊野川中上流域の周辺斜面傾斜方向分布図

○印：台風 12 号の降雨に伴い発生した斜面変動の主要個所(表 1 の地点番号参照)。

▲印：山頂；OT:大天井ヶ岳，SJ:山上ヶ岳，HK:八経ヶ岳，SH:釈迦ヶ岳，OB:伯母子岳

SK:迫，AK:赤滝，TB:坪内，TT:天辻，ST：猿谷ダム，UI：宇井，NT：長殿，AT：赤谷，KM：北股，KT：栗谷，KZ：風屋ダム，NJ：野尻，MU：三浦．国土地理院 50m メッシュ標高 DEM を利用

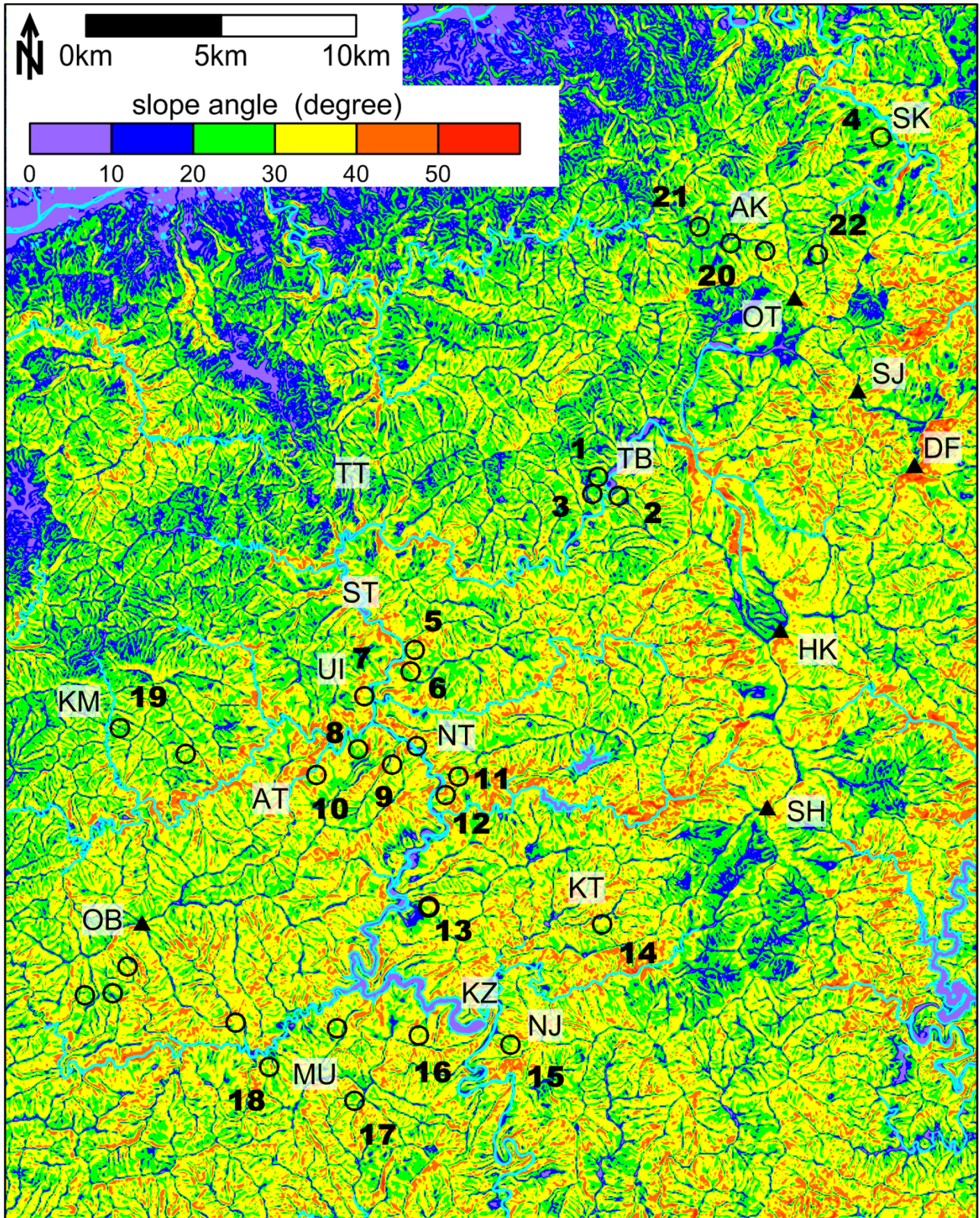


図2.3 台風12号の降雨に伴い発生した斜面変動の主要個所と熊野川中上流域の周辺斜面傾斜角分布図
 ○印：台風12号の降雨に伴い発生した斜面変動の主要個所(表1の地点番号参照)。
 ▲印：山頂；OT:大天井ヶ岳，SJ:山上ヶ岳，HK:八経ヶ岳，SH:釈迦ヶ岳，OB:伯母子岳
 SK:迫，AK:赤滝，TB:坪内，TT:天辻，ST：猿谷ダム，UI：宇井，NT：長殿，AT：赤谷，KM：北股，KT：栗谷，KZ：風屋ダム，NJ：野尻，MU：三浦．国土地理院50mメッシュ標高DEMを利用

表2.1 台風12号の降雨に伴い発生した主な斜面変動の地形・地質の概要(奈良県)

地点番号	地すべり地名	行政	河川と位置	崩壊物	流れ盤	地質	岩相・構造	崩壊日時	崩壊幅(m)	崩壊域斜面長(m)	崩壊域面積(m ²)	崩壊域冠頭部標高(m)	崩壊域基部標高(m)	崩壊域比高(m)	移動土砂到達標高(m)	崩壊域勾配(%)	崩壊域角度(度)	崩壊域冠頭部の移動土砂勾配(%)	崩壊域冠頭部の移動土砂移動角度(度)	崩壊域冠頭部の土砂到達距離(m)	土石流比高(m)	土石流流下距離(m)	
1	堀内南日浦アソビ谷	天川村	天ノ川	古崩積土	○	花園層	泥質混在岩	3日20:00頃	130	240	3.1	750	640	110	650	52	24	100	40	22	270	60	210
2	坪内谷	天川村	天ノ川支流	古崩積土	○	花園層	泥質混在岩	4日8:00頃	130	350	4.6	790	600	190	600	66	29	190	58	29	380	50	250
3	堀内冷や水九尾ダム上流	天川村	天ノ川	古崩積土	○	花園層	泥質混在岩	4日13:00頃	240	350	8.4	740	580	160	590	52	27	150	34	19	460		
4	川上村迫	川上村	丹生川	岩盤十古崩積土	○	孫父帯山美谷層	泥質混在岩	4日17:20	155	510	7.9	550	350	200	400	43	23	150	32	18	490	150	380
5	辻堂北	五條市大塔町	十津川支谷	古崩積土	○	美山層	泥質混在岩	4日明け方頃	110	190	2.1	690	575	115	570	77	37	120	52	28	260	150	470
6	辻堂南	五條市大塔町	十津川支谷	岩盤十古崩積土	△	美山層	砂岩/混在岩境界	4日明け方頃	80	160	1.3	650	550	100	520	77	38	130	68	34	230	160	440
7	宇井(清水)	五條市大塔町	十津川	古崩積土	△	美山層	泥岩	4日7:07	220	420	9.2	650	370	280	360	88	41	290	52	27	630		
8	長殿北(火ノ瀬山)	五條市大塔町	川原桶川	岩盤十古崩積土	○	美山層	泥質混在岩	4日未明頃	290	880	25.5	820	360	460	400	61	32	420	41	22	1100		
9	長殿谷	十津川村	長殿谷	岩盤?+古崩積土	○	美山層	泥岩卓越互層	5日11:52 役場把握	280	660	18.5	850	450	400	490	75	37	360	52	28	780		
10	赤谷	五條市大塔町	赤谷	岩盤十古崩積土	○	美山層	泥岩卓越互層	4日未明頃	360	1080	38.9	1050	450	600	550	67	34	500	43	23	1250		
11	長殿発電所南方北	十津川村	十津川	岩盤?+古崩積土	×	美山層	?	4日9:05役場に第一報	235	670	15.7	950	550	400	450	74	37	500	59	30	990		
12	長殿発電所南方南	十津川村	十津川	古崩積土?	○	美山層	?	4日9:05役場に第一報	145	340	4.9	600	400	200	370	71	36	230	59	31	450		
13	高津	十津川村	高尾谷	古崩積土?	○	美山層	泥質岩	不明	94	240	2.3	500	350	150	360	79	38	140	61	31	270	60	820
14	野尻	十津川村	十津川	岩盤十古崩積土	○	美山層	泥質混在岩	3日18:38	360	590	21.2	780	480	300	400	59	30	380	53	28	810	200	1040
15	翠平(内原栗瀬谷)	十津川村	栗瀬谷	岩盤?+古崩積土	○	美山層	泥質岩	国交省6日調査で確認	550	880	48.4	870	470	400	550	51	27	320	33	18	1010		
16	川津(法主尾山東)	十津川村	十津川	岩盤十古崩積土	○	美山層	泥質混在岩	不明	230	540	12.4	750	450	300	450	67	34	300	56	29	620		
17	三浦峠東(今西北東方)	十津川村	釜中谷	?	×	美山層	泥岩・泥岩卓越互層	不明	230	610	14.0	1070	740	330	650	65	33	420	44	24	1050		
18	三浦(五百瀬南)	十津川村	神納川	岩盤十古崩積土	○	美山層	泥質岩	不明	175	330	5.8	650	450	200	370	77	38	280	74	36	470	130	390
19	北股	野迫川村	北股川	岩盤十古崩積土	○	湯川層	砂岩頁岩互層	4日10:10	195	380	7.4	980	820	160	840	47	25	140	33	18	450	60	340
20	赤滝東方	黒滝村	黒滝川	岩盤十古崩積土	×	孫父帯/四方十帯	玄武岩質凝灰岩/赤色泥岩	4日8:00頃 崩土確認	190	210	4.0	720	550	110	560	61	31	100	49	26	230		
21	赤滝中戸(柏原谷)	黒滝村	黒滝川	岩盤十古崩積土	×	赤滝層/伯母谷川	赤色泥岩/砂岩互層	5日12:00頃	140	290	4.1	730	580	150	600	60	31	130	40	21	340		
22	高原々△跡	川上村	高原川	岩盤十古崩積土?	×	孫父帯山美谷層?	玄武岩質凝灰岩・石灰岩	5日12:00頃	120	260	3.1	910	760	150	740	71	36	170	52	27	370		

泥質岩:泥岩, 泥質混在岩, 泥岩卓越砂岩互層が相当する。

赤滝層, 伯母谷川層:花園層相当

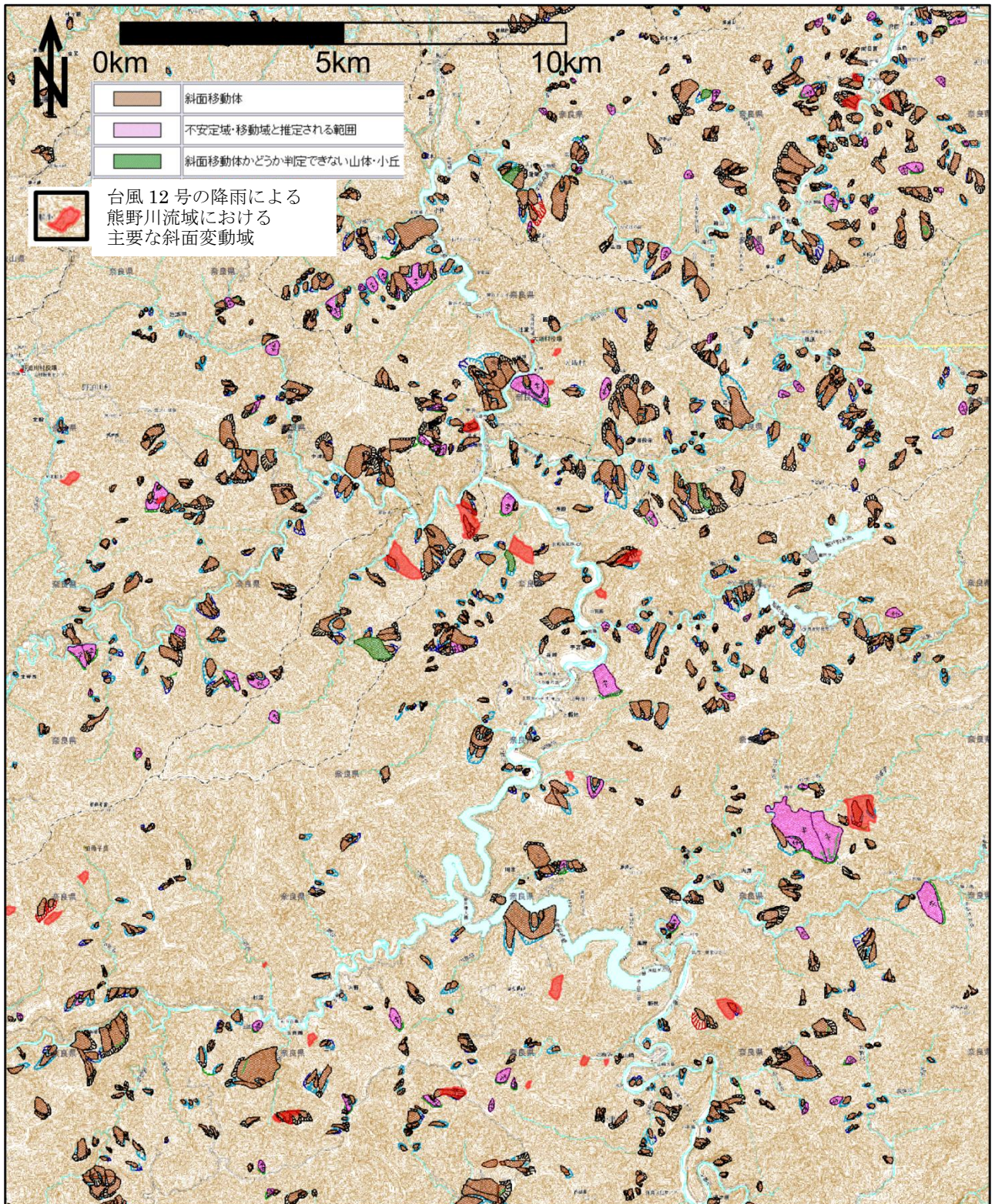


図 2.4 防災科学研究所による地すべり地形分布図に示される斜面変地形と
2011 年台風 12 号の降雨による斜面変動域

3) 地質概要

【木村克己】

奈良県南部で今回発生した大規模な斜面変動地点は、四万十帯北帯に位置している（図 2.5）。四万十帯北帯は、海洋プレートの沈み込みによって、後期白亜紀に発生した付加作用に関連して形成された付加体ないし付加コンプレックスと呼ばれる地層である。

紀伊半島の四万十帯北帯は東西性で北傾斜の帯状配列をなし、断層で境された5層に区分される。すなわち、北から南へ、花園層、湯川層、美山層、龍神層、丹生ノ川層である。四万十帯北帯の上限は仏像構造線で境されて秩父帯と、下限は御坊－萩構造線で境されて四万十帯南帯の地層と接する（図 2.5、栗本ほか、1998）。図 2.5 は 20 万分の 1 シームレス地質図（詳細版）の一部を切り出したものであり、同図では地層毎に色分けがされていないが、地層境界が表示されている。なお、図 2.5 の東部地域に分布する四万十帯北帯の地層について、大和大峰研究グループ(1998)は、花園層相当層を赤滝層と楨尾層に2分し、湯川層相当を伯母谷川層としている。以下、各層の岩相・地質構造・地質年代の特徴を既存の文献と一部現地調査による観察に基づき記述する。

花園層：岩相・地質構造の特徴から、断層で境され帯状配列をなす4つの岩相構造ユニット（図 2.5 の H1-H4）に細分される。岩相は全体に泥質混在岩が卓越し、泥岩、砂岩、チャートを伴った大規模な緑色岩（図 2.5 の 477）を伴う。地質構造では、北東－南西走向で北傾斜が卓越するが、東西ないし北東－南西方向の開いた褶曲構造が発達し、褶曲翼部では南北走向～北西－南東走向で西ないし東傾斜の構造を示す。傾斜は 20-40° と他の地層に比べるとゆるい。本層の砂岩頁岩互層の砂岩は層理が破断し、泥質混在岩には鱗片状劈開が発達する。構造的上位のユニットでは片岩状の面構造が発達する傾向が認められる。特に各ユニットの基底を画する断層付近では構造変形が著しい。泥質岩から産出した放射虫化石は、チューロニアンからカンパニアの地質時代を示す（栗本、1982；大和大峰研究グループ、1998）。

湯川層：岩相は砂岩および砂岩優勢の砂岩頁岩互層が卓越し、泥岩を伴う。全体に地層は整然としており、緑色岩やチャート、泥質混在岩を伴わない。辻堂以西の地質構造は、北翼が断層で切れ、西にプランジする複向斜構造を呈し、南翼では東北東－西南西走向で北傾斜 30-70°、軸部付近では北西－南東走向、南傾斜 20-50° を示す（紀州四万十帯研、1991）。付加体の特徴づける覆瓦構造が認められていない。泥質岩から産出した放射虫化石は、アルビアンからチューロニアンの地質時代を示す（四万十帯研、1991；大和大峰研究グループ、1998）。

美山層：岩相・地質構造の特徴から、断層で境され帯状配列をなす4つの岩相構造ユニット（図 2.5 の My1-My4）に細分される。岩相は全体に砂岩頁岩互層、砂岩、泥岩、泥質混在岩からなり、泥質混在岩にはチャート・緑色岩を伴う。4ユニットのうち、My1 ユニットの厚い砂岩層の卓越で特徴づけられる。地質構造では、東北東－西南西走向で、北傾斜 30-70° が卓越する。My1 ユニットには東西性の向斜構造が認められ、その北翼は花園層との北傾斜の境界断層によって断たれる。花園層と同様に、本層の砂岩頁岩互層の砂岩は層理が破断し、泥質混在岩には鱗片状劈開が発達する。特に各ユニットの基底を画する断層付近では構造変形が著しい。なお、美山層と南に隣接する龍神層との境界の位置は明瞭ではないが、今回の斜面変動地点はすべて美山層に属すると推定される。泥質岩から産出した放射虫化石は、チューロニアンからカンパニアの地質時代を示す（四万十帯研、1991；大和大峰研究グループ、1998）。

これらの地層の中で、岩相および地質構造的に典型的な付加体の特徴を示すのは、花園層と美山層である。今回の大規模な地すべりは、中でも美山層に集中的に発生している。

4) 斜面変動箇所の地質の特徴

美山層に分布する斜面変動箇所は、岩相と地質構造との密接な関係が認められる。すなわち、岩相では、泥質混在岩、ないし泥岩および泥岩卓越の砂岩頁岩互層の分布域であり、砂岩や砂岩卓越の砂岩頁岩互層では山頂部にわずかに分布域がかかる以外発生していない（表 2.1）。地質構造では、今回、斜面変動が発生した北ないし北西斜面はいずれも同方向の地層の傾斜と調和している（表 2.1）。辻堂北の斜面変動箇所は南斜面であるが、南傾斜の地質構造に相当する場所である。

湯川層で発生した北股の斜面変動地点は、1次谷の南傾斜の斜面であるが、これは南傾斜の地質構造を呈

する砂岩頁岩互層分布域にあたり、やはり流れ盤に相当する。

花園層分布域では、赤滝の2箇所は北東-南西で高角傾斜の断層沿い、坪内の3箇所は大規模な緑色岩ブロック付近に産出する泥質混在岩分布域で流れ盤にあたる。

文献

栗本史雄, 1982, 和歌山県高野山南西方にいわゆる秩父帯-上部白亜系花園層-. 地質雑, 88, 901-914.
 栗本史雄・牧本 博・吉田史郎・高橋裕平・駒澤正夫, 1998, 20万分の1地質図幅「和歌山」. 地質調査所.
 大和大峰研究グループ, 1998, 紀伊山地中央部の中・古生界(その6)-辻堂地域-. 地球科学, 52, 275-291.
 紀州四万十帯団体研究グループ, 1991, 和歌山県中東部の日高川層群湯川累層・美山累層-紀伊半島四万十帯の研究(その1 2)-. 地球科学, 45, 19-38.

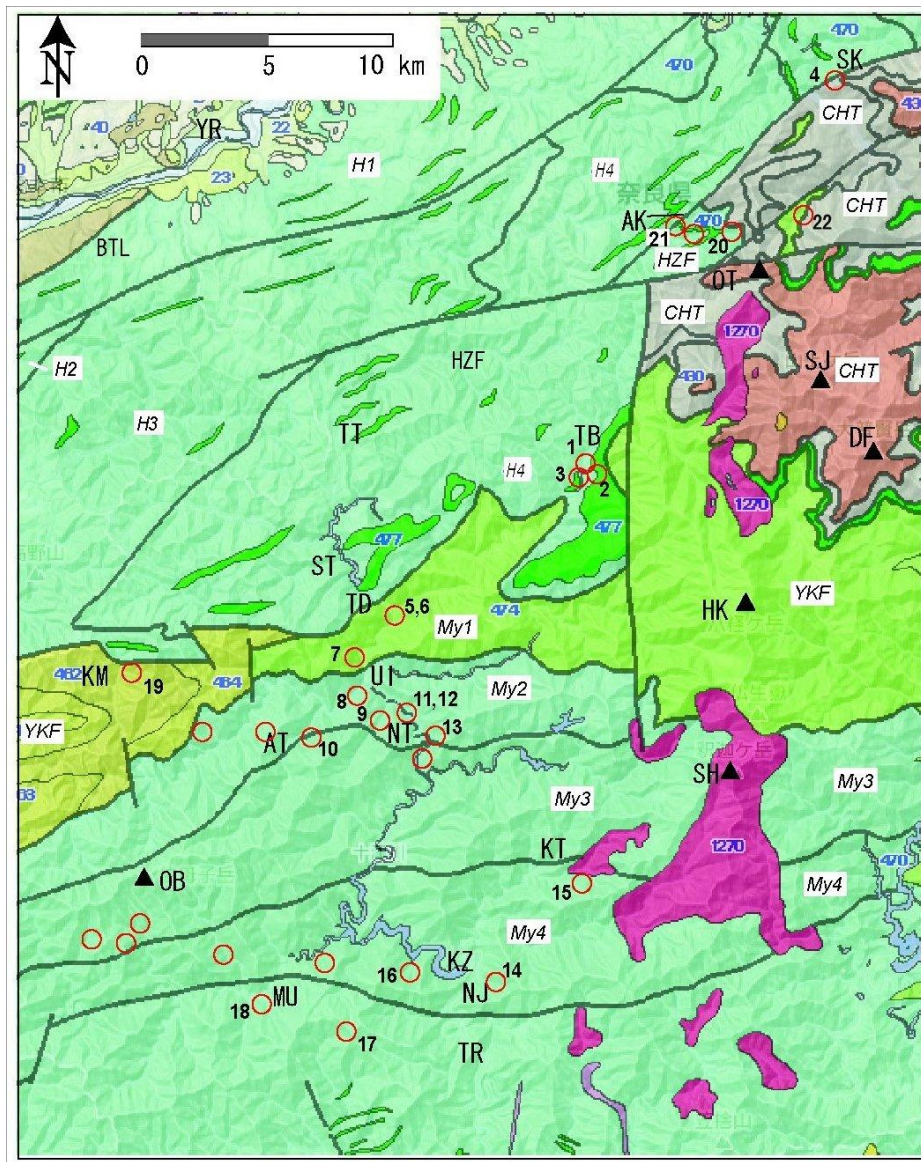


図 2.5 台風 12 号の降雨に伴い発生した斜面変動の主要箇所と熊野川中上流域周辺地質図
 CHT: 秩父帯, H1-H4: 花園層の4つの層序構造ユニット, YKF: 湯川層, My1-My4: 美山層の4つの層序構造ユニット. BTL: 仏像構造線. 20万分の1シームレス地質図(詳細版)の一部を使用.
 SJ: 山上ヶ岳, HK: 八経ヶ岳, SH: 釈迦ヶ岳, OB: 伯母子岳, SK: 迫, AK: 赤滝, TB: 坪内, TT: 天辻, ST: 猿谷ダム, UI: 宇井, NT: 長殿, AT: 赤谷, KM: 北股, KT: 栗谷, KZ: 風屋ダム, NJ: 野尻, MU: 三浦.

3. 2011 年台風 12 号による奈良県南部の山岳地域における雨量と斜面の崩壊

【飯田智之】

2011 年の 8 月末から 9 月 4 日にかけて、奈良県と和歌山県の山岳地域に大雨が襲来し、大規模崩壊が多数発生した。紀伊半島の南部は多雨地域として有名であるが、今回の降雨はとりわけ多く記録的なものであった。ここでは、降雨の特徴や崩壊との関係について、明治 22 年（1889 年）のいわゆる十津川水害（以下、明治の災害とする）時のそれと比較しながら検討した結果を報告する。

1) 台風 12 号の進路

今回の大雨をもたらした台風 12 号と明治の災害時の台風の進路（陸上のみ）を図 3.1 と図 3.2 に示す。台風 12 号は明治のときと同様に、比較的ゆっくりとした速度で四国に上陸し、そのまま中国地方を縦断している。両台風とも、紀伊半島からかなり離れているにもかかわらず、台風の進路の東部に位置する半島南部の山岳地域に、南方海上から湿った空気を大量に送り続け、さらに 1000m 以上の高山という地形効果（山腹に沿った上昇気流）と併せて、大量の雨を長時間継続して降らせることとなった。

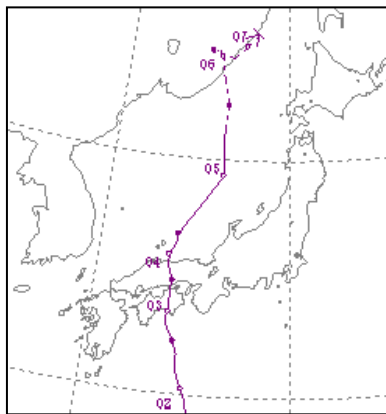


図 3.1 台風 12 号の進路図（気象庁HP資料）

○：横の数字の日（9 月）の午前 9 時の位置

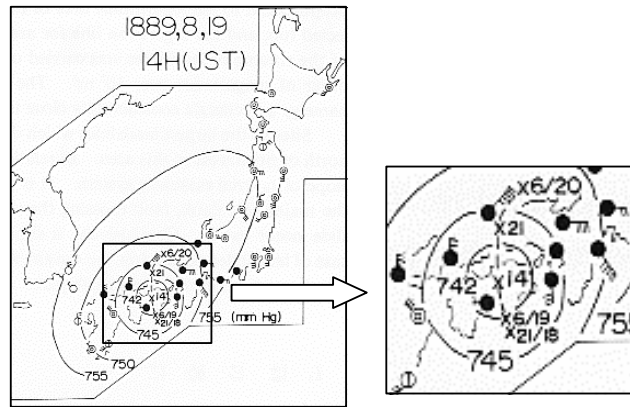


図 3.2 明治の十津川水害時の台風進路図¹⁾に加筆

×：明治 22 年 8/18 21 時～8/20 6 時の台風的位置

2) 降雨データ

紀伊半島全域の詳しい雨量データとしては、気象庁のレーダーアメダス解析雨量や国交省のMPレーダー雨量があり、それらに基づいた分析もいずれ公表されるものと思われるが、ここでは、気象庁のHP（気象統計情報）から容易に入手できるアメダス雨量データにより降雨の概要を示す。奈良県内のアメダス観測地点（欠測も多い）は図 3.3 に示すとおりであるが分析に用いた観測地点は県南部山岳地域の○で囲った天川・上北山・風屋・玉置山の 4 地点と、比較のために用いた和歌山県沿岸部の新宮の 1 地点である。

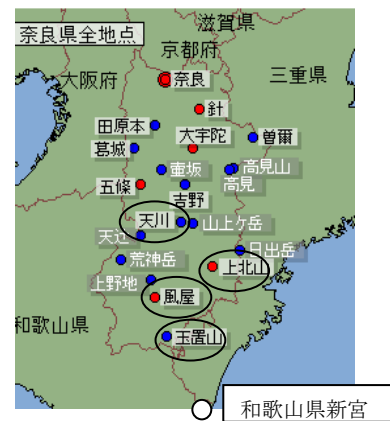


図 3.3 奈良県のアメダス観測所（気象庁HP資料）

3) 奈良県南部の山岳地域における降雨の概況

今回は各地で記録的な降雨が報告されているが、その代表として、上北山のアメダス観測地点における雨量強度と積算雨量の経時変化図を図 3.4 に示す。8/31 から降り始めた雨は 9/4 の朝までほとんど止むことなく降り続け、5 日間の総雨量は 1800mm と日本の年平均降水量に匹敵する記録的な大雨となった。しかし、そのわりに、雨量強度は最大でも 46mm/時であり、本格的な降雨となった 9/2～9/4 朝にかけてもせいぜい 20～40mm/時程度と、集中豪雨とは呼びにくい降雨が長時間続いた。

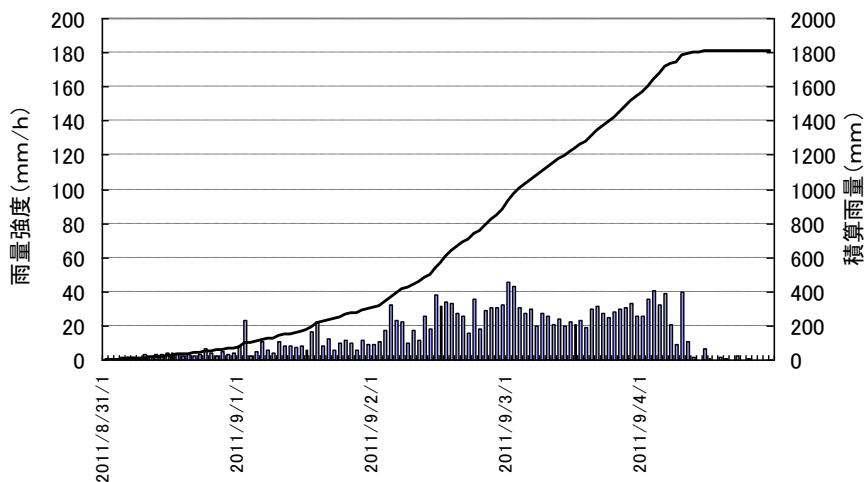


図 3.4 上北山の雨量強度（1 時間雨量）と 5 日間（8/31～9/4）の積算雨量

図 3.5 は他のアメダス観測地点も併せた積算雨量図である。上北山ほどではないが、風屋・天川・玉置山ともに 5 日間で 1000mm を越えており、総雨量としては明治の災害に匹敵するかそれに近い大雨だったといえる。一方、雨量強度に関しては、図 3.5 に○印でそれぞれの最大雨量強度を示しているが、新宮を除きせいぜい 50mm/時程度と、集中豪雨としては比較的弱かった。つまり今回の降雨の特徴は、豪雨としてはそれほど強くない降雨が長時間続いた大雨と言えよう。ちなみに、和歌山県側の山岳地域におけるアメダス観測地点においても、奈良県側と同様に、5 日間の総雨量は多いところで 1000mm 以上に達したが、最大雨量強度はほとんど 50mm/時以下であった。図 5 には、比較のために三重県との県境に近い和歌山県沿岸の新宮における積算雨量図を示しているが、総雨量は 800mm 程度と山岳地域ほどは大きな値ではなかった。しかし、最大雨量強度は 131.5mm/時と、奈良と和歌山両県のアメダス観測地点の中で最も大きな値となった。今回、深層崩壊ではなく、土石流や洪水が多発した那智勝浦から新宮にかけての沿岸地域においては、山岳地域と異なり、総雨量はそれほど多くはなかったが、100mm/時以上の集中豪雨があったものと推定される。一方、明治の災害時の山岳地域における降雨量データはないが、平野ほか(1984)¹⁾ は、紀伊半島沿岸における当時の雨量データと、その後に同様の経路を通った台風時の沿岸地域と山岳地域の雨量の関係から、日雨量は 1000mm 以上、最大の雨量強度は 130mm/時程度と、日雨量・雨量強度ともに記録的な大雨であったと推定している。

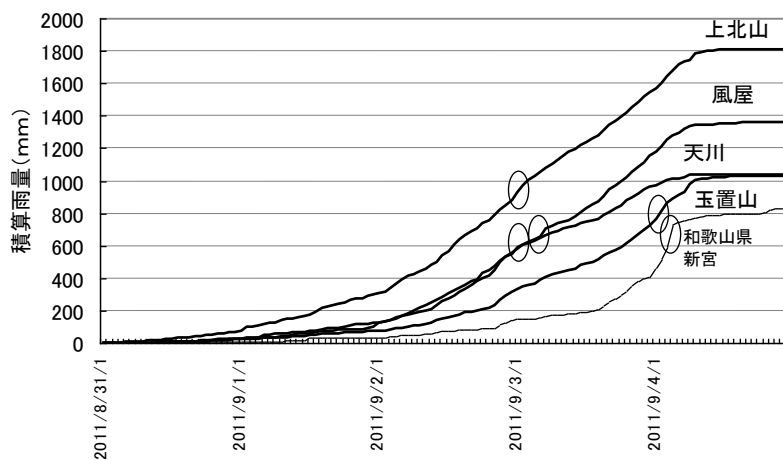


図 3.5 奈良県南部山岳地域と和歌山県沿岸（新宮）の積算雨量
最大雨量強度（○印部）（上北山 46, 風屋 44.5, 天川 38, 玉置山 51, 新宮 131.5 (mm/時)）

4) 降雨量と大規模崩壊の関係

(1) 大規模崩壊の限界降雨量

今回の大規模崩壊の内、天川村坪内地区の3箇所で発生した崩壊については、民家に近い場所だったことから概略の崩壊発生時刻が分かっている。すなわち、(1)天川中学校対岸；9/3の20時頃、(2)坪内谷；9/4の8時頃、(3)坪内地区下流；9/4の13時頃である（各崩壊の位置・規模・地形・地質等の詳細は別の章を参照されたし）。**図3.6**は坪内地区から7km程度離れた天川アメダス観測地点における雨量の経時変化図に崩壊発生時を記入したものである。積算雨量で見ると、(1)は900mm、(2)と(3)は1000mmに達したときに崩壊が発生している。一方、雨量強度で見ると、(1)はせいぜい20mm/時、(2)は一連の降雨終了直後、(3)にいたっては、降雨終了後6時間も経過した無降雨時に崩壊が発生している。深層崩壊の限界降雨量を検討する際には、直接の引き金となる地下水の水位（水圧）と降雨の時間遅れの問題（浸透水の移動時間による）や、降雨観測所と崩壊部が離れていることによる降雨量の違いの問題などを考慮する必要があるが、概略の値としては、上記の値に近い雨量をそれぞれの崩壊の限界降雨量とみなすことができよう。なお、3つの大規模崩壊の発生時刻の違いに関しては、地形・地質等何らかの素因が関係しているものと推定され、それを明らかにすることは、他地域における大規模崩壊の限界降雨量の推定に役立つと期待されるが、今後の課題としたい。

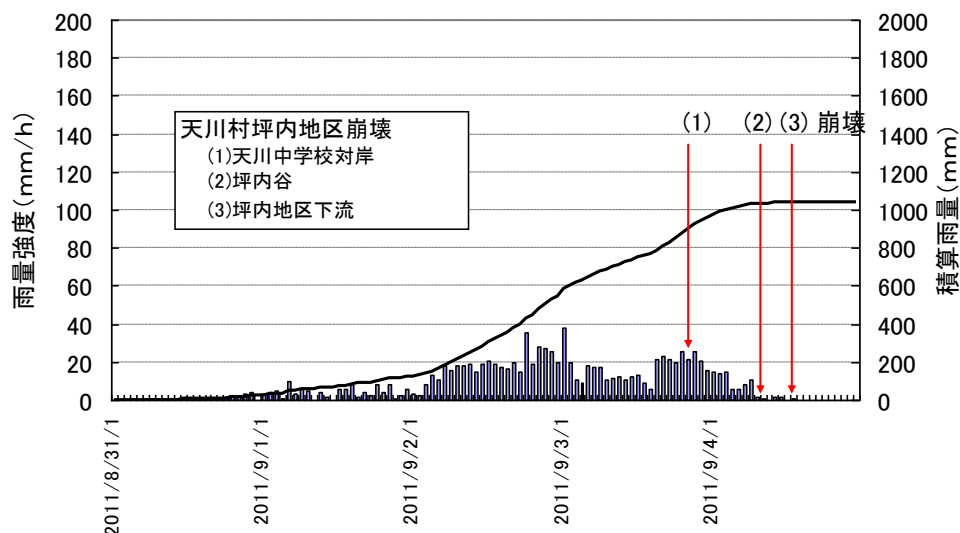


図 3.6 天川村坪内地区の雨量と大規模崩壊の関係

(2) 崩壊規模と降雨の関係

今回の大雨では、奈良県側で20箇所以上の大規模な崩壊が発生したが、表層崩壊のように小規模なものの発生数は、道路から見る限り非常に少なかったようである。その理由のひとつとして、今回の降雨の特徴、すなわち総降雨量は記録的な大雨だったが、降雨強度はそれほど強くなかったことが挙げられる。表層崩壊のメカニズムのひとつとして飽和側方浸透流があるが、これは降雨強度が基盤内部への浸透速度を上回るときにだけ表層の土層部に発生すると推定される。今回のせいぜい40~50mm/時程度の降雨強度では、降雨のほとんどは地下深部へと浸透して、飽和側方浸透流は発生しなかったものと推定され、その結果として表層崩壊がほとんど発生しなかったものと考えられる。先に述べたように、アメダス雨量データをみる限り、今回は和歌山県沿岸部の新宮観測地点でのみ100mm/時以上の集中豪雨に見舞われている。そして、その地域では大規模崩壊はほとんど発生していない。一方、表層崩壊については、現時点の情報は少ないが、多少は発生したようである。これに関しては、大規模崩壊発生地域は四万十帯を中心とした付加体、表層崩壊発生地域は花崗班岩といった地質の違いの影響もありそうなので、降雨と地質の両方から検討する必要があるのは言うまでもなく、今後の課題としたい。また、平野

ほか(1984)¹⁾によれば、明治の災害時は、降雨強度(130mm/時)、総雨量(最大日雨量は1000mm以上と推定されたので、総雨量は当然それ以上)ともに大きく、その結果として、中間的な規模の崩壊も含めて大規模崩壊や小規模な表層崩壊ともに多数発生したようである。

5) 降雨の再現期間

台風12号による大雨の再現期間をみるために、上北山における確率降雨強度曲線図に今回の1, 2, 3, 6, 12, 24, 48, 72時間の継続時間別最大降雨強度(平均降雨強度)をプロットしたものを図3.7に示す。ここで、確率降雨強度曲線は(独)土木研究所(水災害研究グループ)のHPで公開されている「アメダス確率降雨計算プログラム」の値をそのまま図化したものである。最大1時間雨量の再現期間は2年程度であるが、継続時間の増加とともに再現期間も増加しており、48~96時間(2日~4日)の再現期間(いずれも計算プログラムから求めた)は150~200年と推定された。この検討からも、今回の降雨の特徴として、1~数時間の短時間雨量はそれほどでもないが、2日~4日といった長時間雨量としては極めて稀な降雨だったことが明らかである。

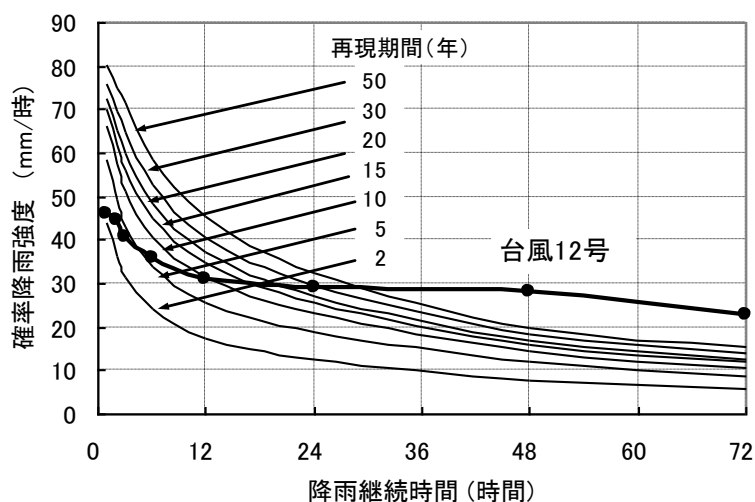


図 3.7 上北山の確率降雨強度曲線と台風12号の継続時間別最大降雨強度
確率降雨強度曲線は土木研究所の公開資料による。

引用文献

- 1) 平野昌繁・諏訪 浩・石井孝行・藤田 崇・後町幸雄(1984) 1889年8月豪雨による十津川災害の再検討, 京大防災研年報, 第27号 B-1,369-386.

4. 主要な崩壊地域の調査報告

4.1 天川村坪内地区アシノセ谷（天川中学校対岸） 【金森 潤・平井孝治・三田村宗樹・藤田 崇・飯田智之】

1) 斜面変動箇所と発生日時

斜面変動が発生したアシノセ谷は、天ノ川の西岸部で県道高野天川線沿いであり、天川中学校の対岸に位置する（図 4.1.1）。斜面変動箇所の末端部を流れる天ノ川は、蛇行しながら北東から南西へ流れ、当該地付近で西側へ大きく湾曲する。アシノセ谷は天ノ川の攻撃斜面を流下する谷であり、斜面変動はこのアシノセ谷の北側谷壁で生じた。当該地周辺には標高 700～900m 程度の急峻な山地が連なり、杉や檜などの針葉樹が植生している。

アシノセ谷の斜面変動は、9月3日20時30分頃に発生した¹⁾。斜面変動箇所の規模は幅約130m、長さ約300m、想定されるすべりの深さは20～30m、滑落崖は標高750m付近で天ノ川河床から約130m上位に位置する。

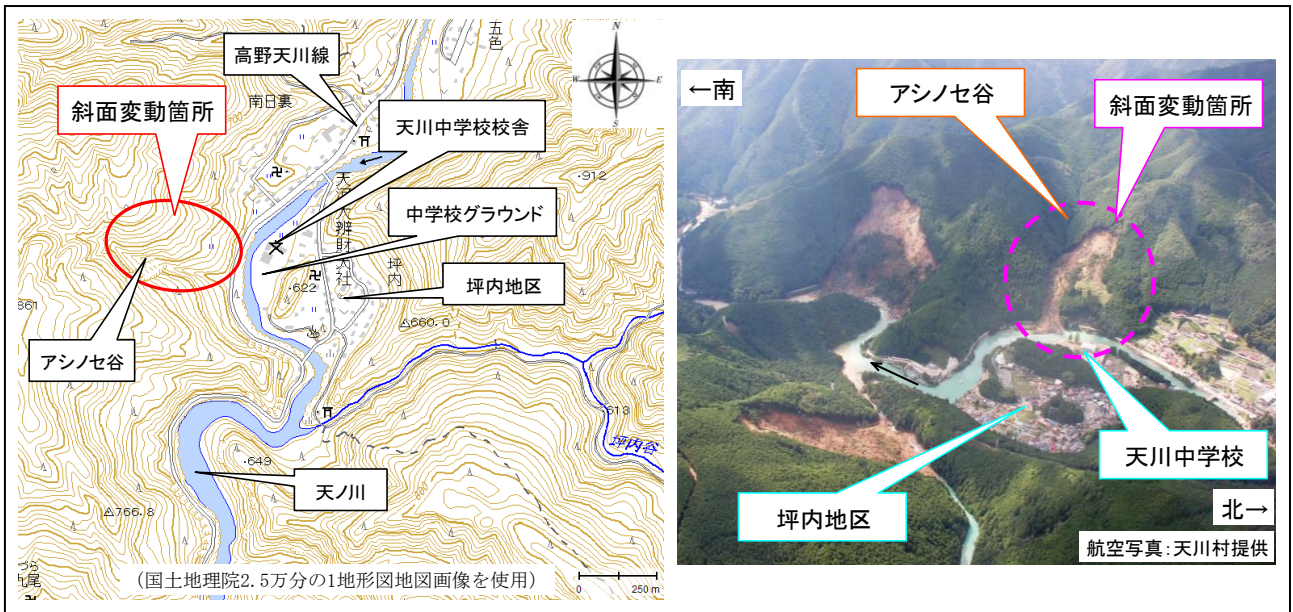


図 4.1.1 斜面変動箇所位置図および坪内地区状況写真

2) 斜面地山の状況

斜面変動箇所の地山の基盤岩は四万十帯花崗層の砂岩を伴う泥質混在岩主体であり、概ね流れ盤を呈している。泥質岩や砂岩には方解石の溶出と思われる空隙や開口亀裂などが発達する（写真 4.1.1）当該地を含む斜面には、開析されていない冠頂をもつ滑落崖および斜面移動体が認められている²⁾（図 4.1.2）。今回の斜面変動で生じた滑落崖には、φ20～50cm 程度の泥質岩のブロックを多く含む旧崩積土が厚く分布していることが認められ、過去に斜面変動が生じていたことが考えられる（写真 4.1.2）。

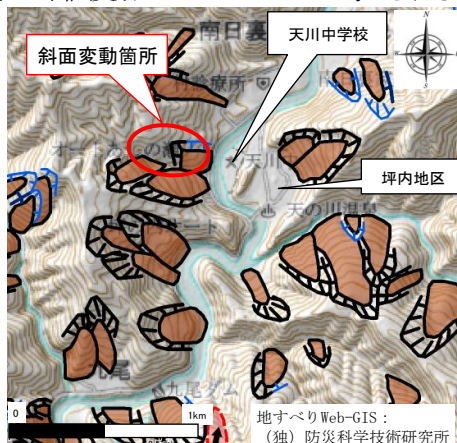


図 4.1.2 当該地の地すべり地形分布



写真 4.1.1 泥質岩の断面

写真 4.1.2 滑落崖に分布する旧崩積土

3) 斜面変動箇所状況

斜面変動箇所の状況を図 4.1.3 に示す。斜面上部には高さ約 10~30m の滑落崖が認められる。滑落崖には、旧崩積土が分布しており、浸食の拡大が進みやすいものと考えられる。また、滑落崖上部（標高 750m 付近）には、杉の植生を残す土塊が残留しており、不安定な状況である。

崩壊地内には滑動土塊が多く残留している。これらの滑動土塊は、植生・表土を残すもの、一部植生・表土を残すもの、岩層化したものに区分することができる。植生を残す滑動土塊部には、地表面が平坦地を呈し、杉の立ち木が斜面上方に傾いている箇所が多く認められ（写真 4.1.3）、これらの土塊が円弧状に回転を伴って滑動したものと考えられる。

斜面の崩壊の発生時、崩壊源となるアシノセ谷北側斜面からの滑動土塊は南東方向に移動し、アシノセ谷南側斜面にまで及び、谷中に一旦堆積し、アシノセ谷下流部を堰止めた。その後、谷を堰止めた土砂は土石流化し、天ノ川へと流したものと考えられる。崩壊地内のアシノセ谷および滑落崖下部からは湧水が認められ、崩壊地中央部を流下している。流路沿いにはφ20~50cm の泥質岩や凝灰岩の転石と倒木が多量に堆積している（写真 4.1.4）。

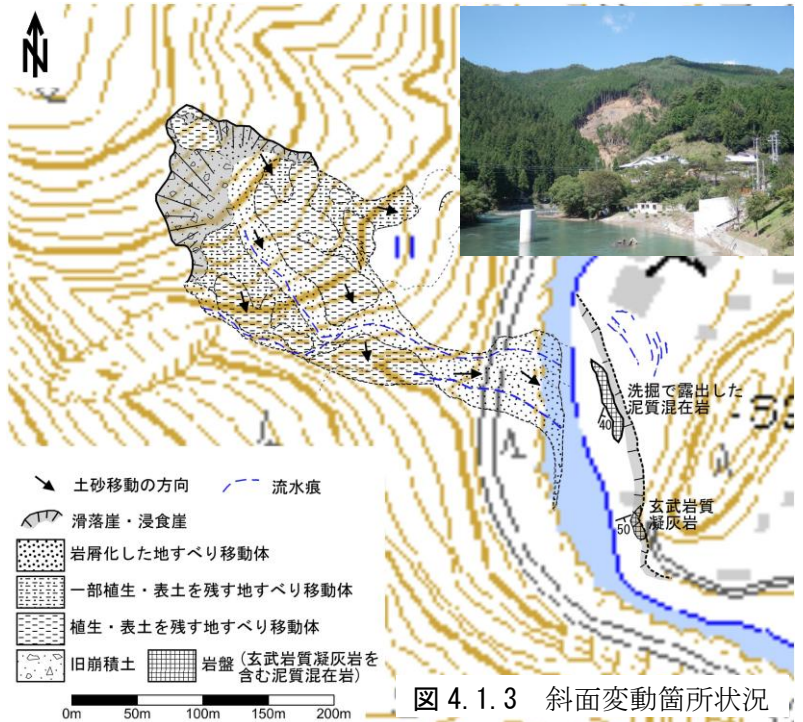


図 4.1.3 斜面変動箇所状況

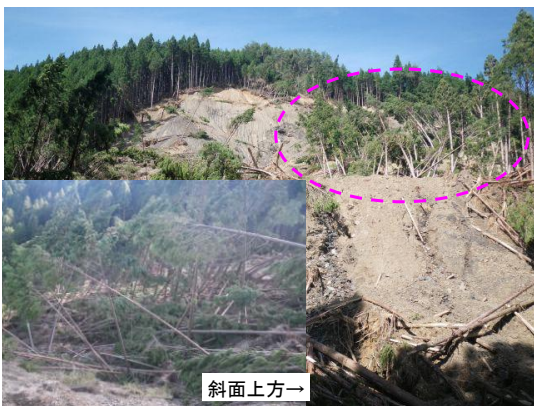


写真 4.1.3 滑動土塊内の立木の傾き



写真 4.1.4 崩壊地内の状況



写真 4.1.5 天ノ川に流出した崩積土



写真 4.1.6 対岸の洗掘状況

斜面末端部には岩屑化した滑動土塊が県道を崩落させて、天ノ川までの流域まで流出している（写真 4.1.5）。この川まで達した滑動土砂は、天ノ川の流路を対岸の中学校グラウンド側に変えた。そのため、対岸のグラウンドや村道が川の洗掘を受け、一部崩壊した（写真 4.1.6）。

4) 懸念される今後の滑動

(1) 滑落崖の拡大： 滑落崖には厚く旧崩積土が分布しており、急勾配で露出している。そのため、滑落崖周辺の地盤は不安定な状態にある。滑落崖の上部の地表には幅 0.2～0.4m 程度のクラックが認められ、滑落崖の拡大が懸念される（写真 4.1.7）。また、本斜面変動箇所の上には植生を残す土塊が残留しており、滑動する可能性が高い。



写真 4.1.7 滑落崖付近の地表面の開口亀裂

(2) 斜面内の残留滑動土塊の再移動： 斜面内には滑動

土塊が多量の残留している。また、崩壊地中腹部では湧水が認められ、中央部を表流水が流下している。表流水の流下に伴い、滑動土塊の洗掘や土砂の流出が進行している状態であり、滑動土塊の不安定化を進行させていると考えられる。また、湧水が数箇所認められることから、地下水位が高いものと考えられ、今後の豪雨時には、地下水位の上昇による滑動土塊の不安定化も懸念される。

(3) 崩壊地東側の滑動： 崩壊地東側斜面には耕作放棄地があり、平坦地形と高さ 1.5m 程の段差が連続的に分布している（写真 4.1.8）。また、地表面には湧水が認められ、地すべりブロックの特徴を有している（写真 4.1.9）。図 4.1.2 に示す地すべり地形分布図においても、斜面移動体として認められている。今回の調査では地表面に幅 0.1～0.2m 程度の亀裂が連続的に認められた。そのため、崩壊地東側ブロックの滑動が懸念される。



写真 4.1.8 当該地の航空写真

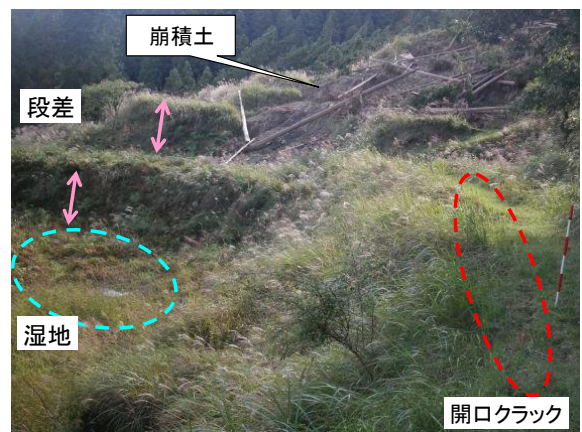


写真 4.1.9 崩壊地東斜面状況

引用文献

- 1) 天河大辨財天社 宮司 柿坂神酒之祐 (2011. 10. 吉日) 天河大辨財天社の被災状況報告並びにご支援のお願い
- 2) (独)防災科学技術研究所:地すべり地形分布図 web-GIS, <http://landslide.bosai.go.jp/lsmapi/index.html>

4.2 天川村坪内地区坪内谷

【金森 潤・平井孝治・三田村宗樹・藤田 崇・飯田智之・東原 純・平川英樹】

1) 斜面変動箇所と発生日時

斜面変動が発生した坪内谷は、坪内地区南側を東から西へと流れ、天河大辨財天社の禊殿付近で天ノ川と合流している。坪内谷の両岸には、標高 800~900m 程度の急峻な山地が広がっており、針葉樹が植生している。斜面変動箇所は、禊殿から坪内谷上流 500m 付近の左岸斜面である（図 4.2.1）。

坪内谷の斜面変動は、9月4日8時30分頃に発生した¹⁾。斜面変動箇所の規模は幅約 130m、長さ約 330m、想定されるすべりの深さは 30~40m、滑落崖は標高 800m 付近で坪内谷河床から約 200m 上位に位置する。

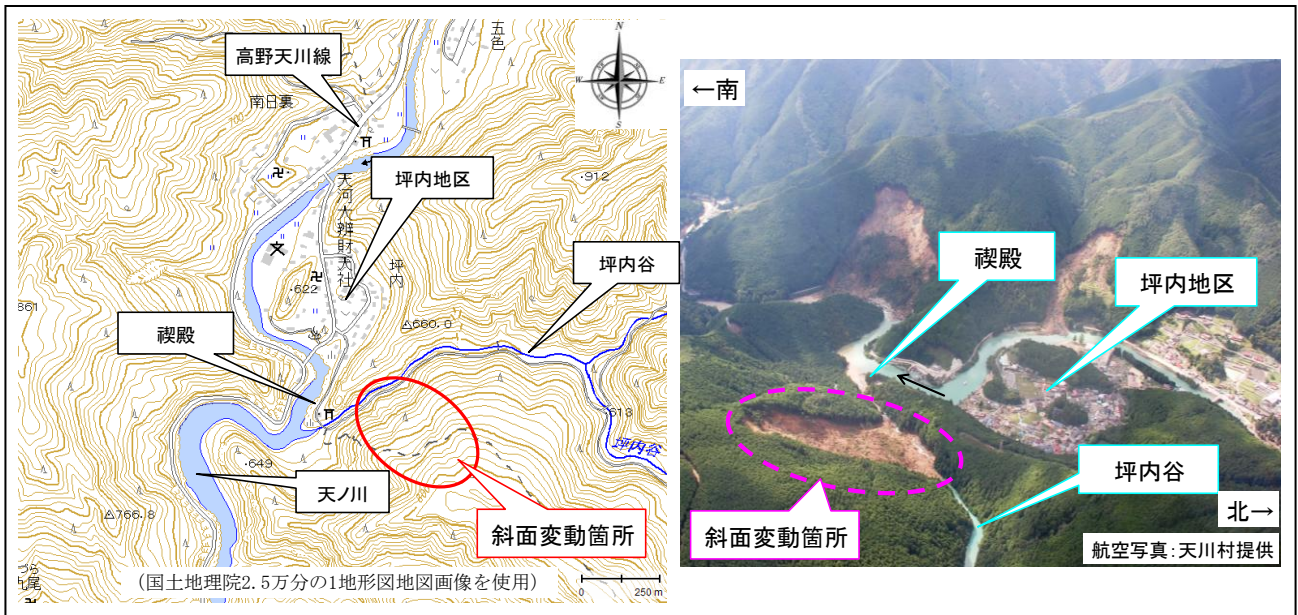


図 4.2.1 斜面変動箇所位置図および坪内地区状況写真

2) 斜面地山の状況

斜面変動箇所の地山の基盤岩は四万十帯花園層の泥質混在岩主体であり、概ね流れ盤を呈している。当該地を含む斜面には、開析されていない冠頂をもつ滑落崖および斜面移動体が認められている²⁾（図 4.2.2）。今回の斜面変動で生じた滑落崖には、一部泥質岩が分布しているが、大部分は泥質岩のブロックを多く含む旧崩積土が厚く分布していることが認められ、過去に斜面変動が生じていたことが考えられる。

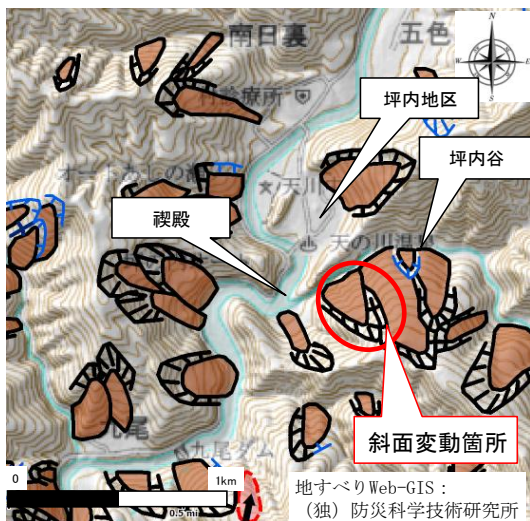


図 4.2.2 当該地の地すべり地形分布



写真 4.2.1 斜面変動箇所全

3) 斜面変動箇所の状況

斜面変動箇所の状況を図 4.2.3 に示す。斜面上部には高さ約 10m の滑落崖が認められる。滑落崖には、旧崩積土が分布しており、浸食の拡大が進み易いものと考えられる。また、滑落崖上部（標高 750m 付近）には、杉の植生を残す土塊が残留しており、不安定な状況である。

崩壊地内には滑動土塊および倒木が不安定な状態で多く残留している。崩壊地斜面中腹部の東側の滑落崖下部からは、湧水が認められ、斜面内の滑動土塊を洗掘しながら流下している（写真 4.2.2 および写真 4.2.3）。

斜面末端部では高さ 6~8m の滑動土塊の急崖が認められる（写真 4.2.4）。末端部の急崖は、滑動土塊が坪内谷対岸まで達し、谷を一時埋め、その後、洗掘された時に形成されたものと考えられる。斜面末端部の坪内谷上流側では、滑動土砂や多量の倒木により谷が堰き止められ、堰止め湖が生じている（写真 4.2.5）。現在、坪内谷の流水はこれらの滑動土砂や倒木を越流し、天ノ川へ流下している。



図 2.3 斜面変動箇所状況



写真 4.2.2 斜面末端から望む



写真 4.2.3 斜面内の湧水筒

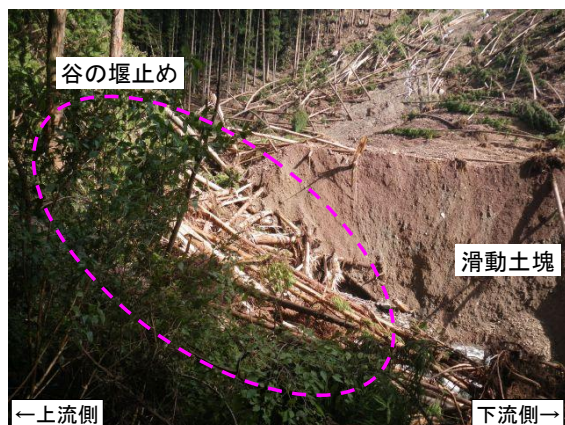


写真 4.2.4 斜面末端状況



写真 4.2.5 坪内谷の堰止め湖の状況

一方、斜面末端部の坪内谷下流側では、禊殿周辺部を含め天ノ川との合流地点までの約 200m 間に、φ10～50cm 程度の泥質混在岩、赤色泥岩主体の土石流堆積物が厚さ 1.5～3.0m 程度で分布している(写真 4.2.6)。土石流は、10 月 21 日の台風 15 号の豪雨時に発生したものである¹⁾。坪内谷内に堆積していた土砂や斜面中腹部に残留していた滑動土塊が、坪内谷の流水とともに土石流となり流出したものと考えられる。この土石流により、禊殿の鳥居や手水舎、林道や橋が土石流堆積物に埋没した(写真 4.2.7～4.2.9)。

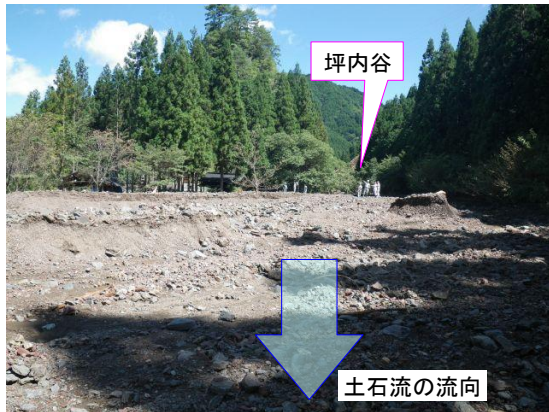


写真 4.2.6 坪内谷の下流状況



写真 4.2.7 禊殿付近の状況



写真 4.2.8 埋没した林道



写真 4.2.9 埋没した橋

4) 懸念される今後の変動

(1) 滑落崖の拡大：滑落崖には厚く旧崩積土が分布しており、急勾配で露出している。そのため、滑落崖周辺の地盤は不安定な状態にある。そのため、滑落崖の拡大・滑動土砂の発生が懸念される。

(2) 斜面内の滑動土塊の再移動：斜面内には滑動土塊および倒木が不安定な状態で多量の残留している。また、崩壊地中腹部では湧水が認められ、滑動土塊を洗掘しながら流下している。そのため、豪雨時など多量の土砂の流出や滑動土塊の再移動が考えられる。また、斜面末端部には滑動土塊が急崖を呈しながら厚く堆積している。坪内谷による滑動土塊の末端部の浸食が進行した場合、斜面中に残留している滑動土塊の全体のバランスを崩すこととなり、大規模な再滑動が懸念される。

(3) 土石流：坪内谷上流部には、滑動土塊や倒木の谷の堰止めによる浸水域が生じており、現在は越流状態にある。今後の降雨で谷の流量が増し、滑動土塊の下方浸食が顕著に進行すると滑動土塊の不安定化が生じ、その崩壊とともに下流域への土石流の発生が懸念される。

引用文献

- 1) 天河大辨財天社 宮司 柿坂神酒之祐(2011.10.吉日) 天河大辨財天社の被災状況報告並びにご支援のお願い
- 2) (独)防災科学技術研究所:地すべり地形分布図 web-GIS, <http://landslide.bosai.go.jp/lsmapi/index.html>

4.3 天川村坪内地区冷や水（坪内地区南方）

【金森 潤・平井孝治・奥田 尚・三田村宗樹・藤田 崇・飯田智之・加藤正司・松本修司・柳田 誠・東原 純・平川英樹】

1) 斜面変動箇所と発生日時

斜面変動が発生した冷や水の斜面は、坪内地区と九尾地区の間の県道高野天川線沿いであり、坪内谷と天ノ川の合流地点から西に約 400m に位置する。斜面変動箇所付近では天ノ川が大きく西方へ湾曲し、当該斜面は天ノ川の攻撃斜面に当たる（図 4.3.1）。天ノ川両岸には標高 700～900m 程度の急峻な山地が連なり、杉や檜などの針葉樹が植生している。

冷や水の斜面変動は、9月4日12時30分過ぎに発生した。斜面変動箇所の規模は幅約330m、長さ約250m、想定されるすべりの深さは30～40m、滑落崖は標高750m付近で天ノ川河床から約180m上部に位置する。

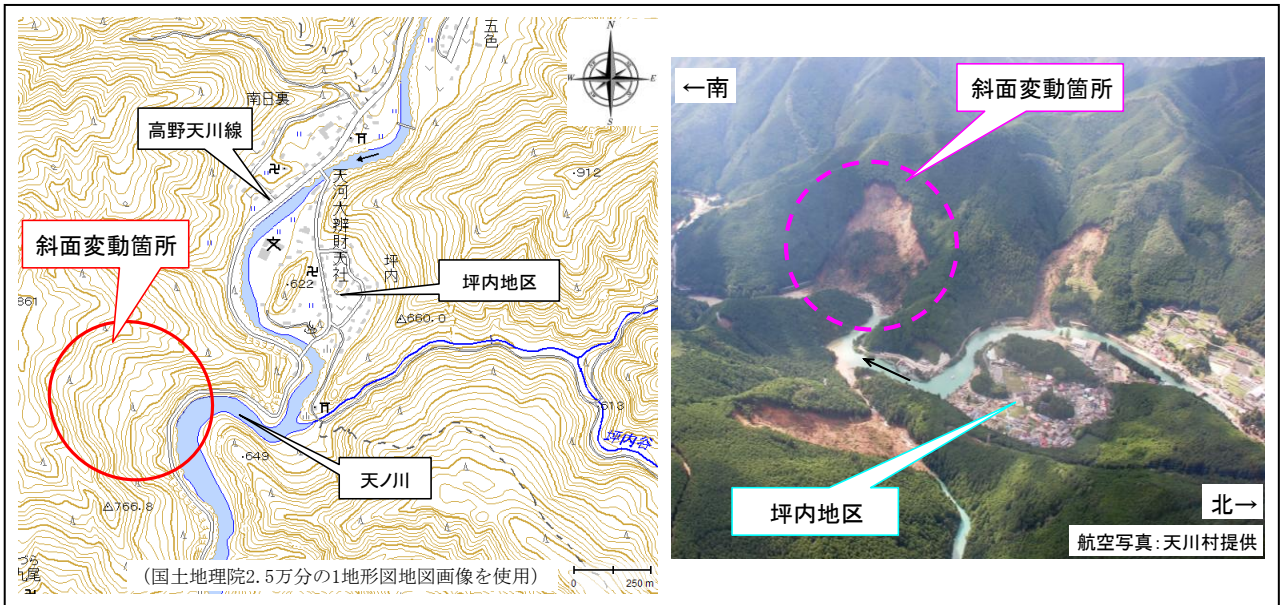


図 4.3.1 斜面変動箇所位置図および坪内地区状況写真

2) 斜面地山の状況

斜面変動箇所の地山の基盤岩は四万十帯花園層の泥質混在岩および玄武岩質凝灰岩主体である。当該地を含む斜面には、開析されていない冠頂をもつ滑落崖および斜面移動体が3体重なりあって認められている（図 4.3.2）。今回の斜面変動で生じた滑落崖には、滑落崖の北側では旧崩積土、南東側では玄武岩質凝灰岩が分布している。旧崩積土が厚く分布していることから、過去に斜面変動が生じたことが考えられる（写真 4.1.2）。

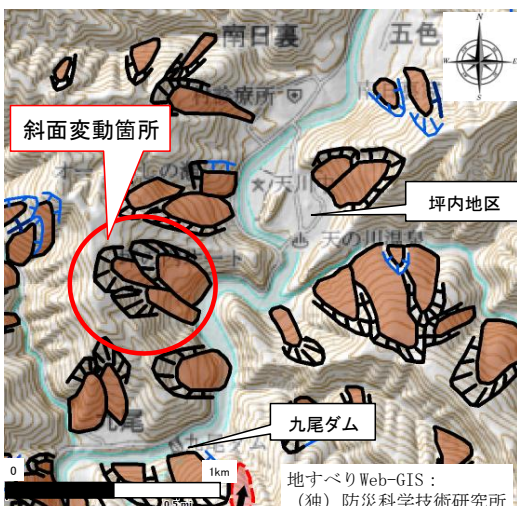


図 4.3.2 当該地の地すべり地形分類



写真 4.3.1 滑落崖に分布する旧崩積土と玄武岩質凝灰岩

3) 斜面変動箇所の状況

斜面変動箇所の状況を図 4.3.3 に示す。斜面上部には高さ約 10～30m の滑落崖が認められる。滑落崖には、玄武岩質凝灰岩および旧崩積土が分布している。滑落崖の上部や側方の表層には、幅 0.7m 程度の開口亀裂や段差が連続して認められ、斜面変動の拡大・崩落が現在も進行している（写真 4.3.2、写真 4.3.3）。

崩壊地内には滑動土塊が広い範囲にわたって残留している。そのなかには杉の木が立ったままの滑動土塊が多く、杉の木が斜面上方に傾いているものが認められ、円弧状に回転を伴って滑動したものと考えられる（写真 4.3.4）。また、斜面内には滑落崖からの流水が認められ、滑動土塊の洗掘が進行している。降雨時には、表流水により多量の土砂が流出するものと考えられる。

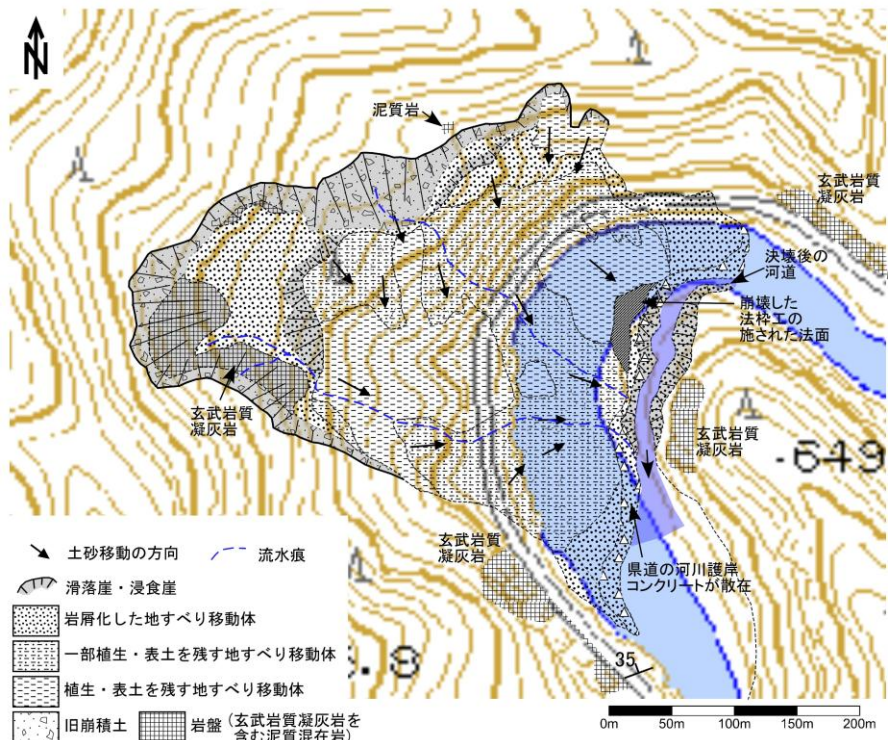


図 4.3.3 斜面変動箇所状況



写真 4.3.2 滑落崖上部の地表の段差



写真 4.3.3 滑落崖の崩壊



写真 4.3.4 斜面内に残留する滑動土塊
杉の木は斜面上方に傾斜



写真 4.3.5 斜面末端部の状況
県道は崩落・寸断されている。

天ノ川付近の斜面末端部には、厚さ 5m 以上の滑落土塊が分布している。この滑落土塊により県道高野天川線が崩壊・寸断された（写真 4.3.5）。滑動土塊の末端部には、コンクリート塊や法枠が認められる（写真 4.3.6）。これらは護岸工や道路法面工であり、以前の道路位置を考慮すると、約 100m 滑動土塊により東方に押し出され、移動している（図 4.3.3）。法枠工が比較的形状を留めていることから、法枠工を破壊する表層部の崩壊ではなく、法枠工が施工されている斜面全体を移動させたより深部での滑動が生じたことが推測される。また、崩壊域の天ノ川下流の右岸側は河床礫に衝上した地すべり粘土と考えられる粘土基質の角礫層が、河床礫の上位に分布している（写真 4.3.7, 4.3.8）。このことから、県道の構造物の施工より深い箇所での滑動であったことが考えられる。



写真 4.3.6 滑動土塊末端部の状況

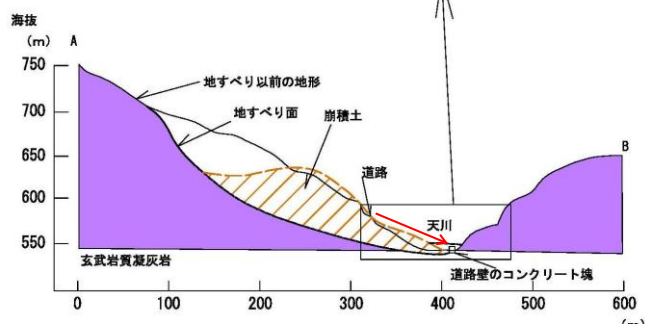
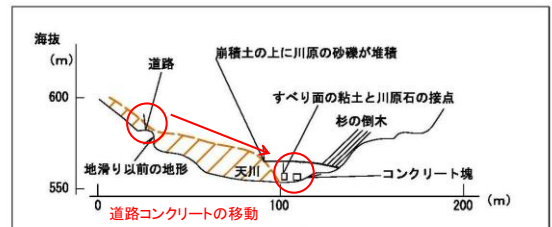


図 4.3.3 斜面変動概略断面図



写真 4.3.7 河床に見られる粘土基質の角礫



写真 4.3.8 河床に見られる粘土基質の角礫

また、今回の斜面変動で生じた滑動土塊は、天ノ川に流入し、川を堰き止め、上流に位置する坪内地区は現川面から 10m 以上水没した。現在、川は堰き止められてはいないが、河道へ流入した滑動土塊により、流路は東側へ移動し、川幅が狭くなっている（写真 4.3.9）。



写真 4.3.9 滑動土塊による川の堰止め

4) 懸念される今後の滑動

(1) 滑落崖の拡大

滑落崖には厚く旧崩積土が分布しており、急勾配で露出している。そのため、滑落崖周辺の地盤は不安定な状態にある。滑落崖の上部の地表には幅 0.7m 程度のクラックや段差が連続的に認められ、滑落崖の拡大が進行している。

(2) 斜面内の残留滑動土塊の再移動

斜面内には不安定な滑動土塊が広い範囲で残留している。また、斜面上部の滑落崖からは湧水が認められ、滑落土塊中を表流水が流下している。表流水の流下に伴い、滑動土塊の洗掘や土砂の流出が進行している状態であり、滑動土塊の不安定化を進行させていると考えられる。

斜面中腹部に分布する滑動土塊は広い範囲で平坦な地形を呈している。そのため、斜面上部で生じた土砂や倒木は、一旦この滑動土塊の平坦部で停止するため、斜面末端部まで直接達する事は少ないと考えられる。ただし、斜面中腹部から末端部にかけて、滑動土塊の表層は急傾斜を呈することから、滑動土塊の表層崩壊が生じる可能性がある。

(3) 河川の再開塞

今回の斜面変動により、滑動土塊は天ノ川を堰き止めた。現在は、川は流れているが、滑動土塊が流入したことにより以前より川幅は狭く、水深も浅い状態である。そのため、河道閉塞しやすい状態である。

引用文献

- 1) 天河大辨財天社 宮司 柿坂神酒之祐 (2011. 10. 吉日) 天河大辨財天社の被災状況報告並びにご支援のお願い
- 2) (独) 防災科学技術研究所: 地すべり地形分布図 web-GIS, <http://landslide.bosai.go.jp/lsmapi/index.html>

4.4 天川中学校付近の洗掘被害

【平井孝治・金森 潤・三田村宗樹・藤田 崇・飯田智之】

1) 概要 (写真 4.4.1～4.4.3 参照)

9月3日夜、天川中学校対岸のアシノセ谷から天ノ川へ崩壊土砂が流入した。同時に滲筋が左岸に移り、グラウンドを鋭利な刃物でそぎ落とすような洗掘現象が生じ始めた。

同夜、グラウンド隣の住宅に居住中の教職員1名が家ごと流され、お亡くなりになられた。この調査報告をまとめるに当たり、あらためてご冥福をお祈り申し上げます。

2) 被害の時間経緯¹⁾³⁾

9月3日夜の出来事で詳細不明であるが、地元での話等から整理すると次の様であった。

- ・アシノセ谷斜面の崩壊：20時30分頃、山が崩れるような音がした。
- ・住宅浸水救助要請：22時50分、上記教職員の方から救助要請の電話が入る。
- ・連絡を受けた警察官等が駆け付けた時は、家ごと流されていた。(写真 4.4.1 被災住宅)
- ・一夜が明けた翌4日、現地状況は写真 4.4.1 のような被災状態であった。



写真 4.4.1 天川中学校洗掘状況 9月6日

3) 降雨との関係

表 4.4.1 に気象庁奈良県天川の降雨記録を抜粋した。9月1～3日の3日間で900mmを超える。特記として、3日夜の斜面が崩壊する直前まで連続5時間(15～20時半)にわたり約20mm/h以上の雨が降ったことが挙げられる。

4) 洗掘被害の状況

洗掘被害の状況は以下のとおりである。

- ・被災前の河道と護岸状況

グラウンド外縁は高さ約3mの石積護岸があり、川側に砂が堆積していた。(写真 4.4.3 左)



写真 4.4.2 洗掘状況詳細 10月7日

表 4.4.1 気象庁 奈良県天川 降雨記録

月日	日雨量(mm)	9月3日	時間雨量(mm)	19時	19.5
9/1	101.5	16時	21.5	20時	26
9/2	425.0	17時	23.0	21時	21.5
9/3	410.5	18時	21.5	22時	25.5



写真 4.4.3 被災前後の空中写真 (写真：天川村提供)



写真 4.4.4 天川中学グラウンド表面の洗

・洗掘 1：グラウンドの表層洗掘 (写真 4.4.4)

土石流流入により行き場を失った洪水が河道から溢れてグラウンド上流端から (写真 4.4.1) 流入。溢流箇所の樹木間で渦巻き跡とみられる楕円形の洗掘 (深さ約 1m, 長さ約 20m) が生じた。

・洗掘 2：河床深部洗掘 (写真 4.4.1, 4.4.2)

グラウンド外縁護岸沿いの河床部, 土石流流入範囲約 70m のうちの上流部分約 30m で局所的な深部洗掘を生じている。洗掘深は約 1.5m である。

・洗掘 3：グラウンド前面の削剥洗掘

土石流流入部から下流へ約 150m 間、厚さ 3~5m で直線状に削剥されている。降り続いた雨の影響で相当のエネルギーを持つ出水があったことを示している。普段は、下流の九尾ダムの湛水の関係から砂が堆積する穏やかな流れである。しかし本来は、削剥された現状に見られる 50cm を超える玉石を易々と流すエネルギーを有した河川であることがわかる。

5) 洗掘 3 の経過推定

写真 4.4.2 は被災護岸上流端から下流方向を撮影したものである。既設護岸は石積であり、露頭している基盤岩を包むように川側に設置されている。基盤岩の上部には河床堆積物・造成盛土が覆っている。

一夜にしてこのような状況になったことから洗掘経過は以下のように推定される。土石流で運ばれた倒木や転石が護岸を直撃して破壊し、そこから流水が護岸背面に回り、増水していた洪水により弱体化した護岸もろとも押し流していったと考えられる。

6) 洪水ピーク流量の推算

9月3日深夜における天川中学校地点での洪水ピーク流量を合理式⁴⁾により以下に算出した。

$$\text{合理式 } Q = (1/3.6) f \cdot r \cdot A$$

ここに、Q:ピーク流量 (m³/s), f:流出係数(急峻な山地0.75~0.90の平均値0.83使用), r:降雨強度(21~22時天川村教一降雨25mmを使用), A:流域面積(図4.4.1の範囲より102km²)

よって、ピーク流量は概算で $Q=0.278 \cdot 0.83 \cdot 25 \cdot 102 = 588 \text{ m}^3/\text{s}$ と推定される。

相当量の出水であるが、前夜にも同程度の出水があったものと降雨記録から推定できる。したがって、3日夜間に生じた被害は、アシノセ谷の土石流流入によって引き起こされたものと考えられる。

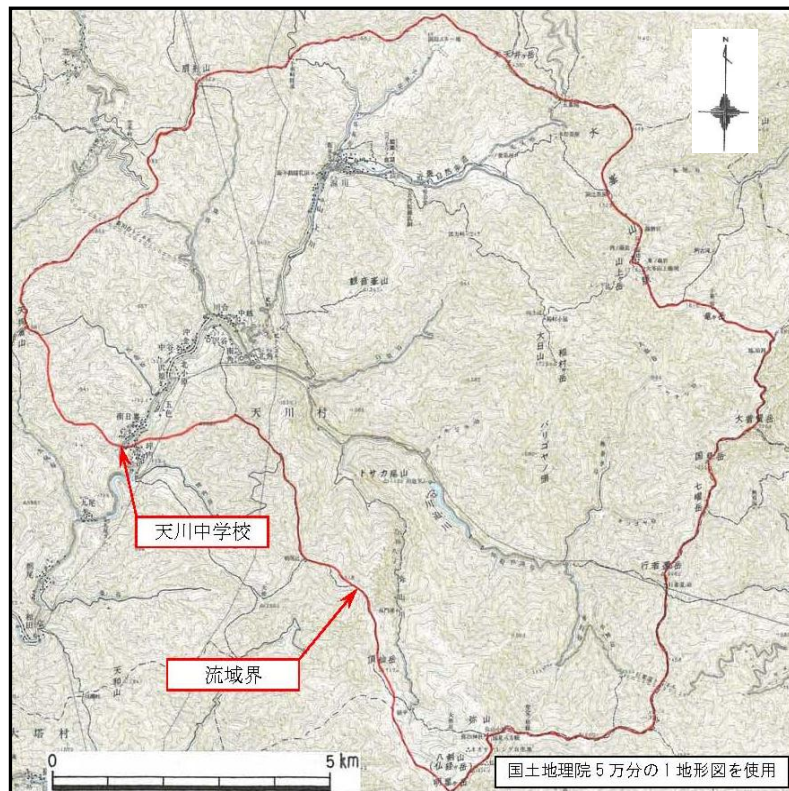


図 4.4.1 天川中学校地点の流域 (流域面積 A≒102km²)

引用文献

- 1) 天河大辨財天社 宮司 柿坂神酒之祐(2011.10.吉日) 天河大辨財天社の被災状況報告並びにご支援のお願い
- 2) (独)防災科学技術研究所:地すべり地形分布図 web-GIS, <http://landslide.bosai.go.jp/lsmapi/index.html>
- 3) 朝日新聞大阪本社 根津弥(2011.9.7)「土佐弁先生どこに」,朝日新聞 夕刊,3版10面
- 4) (社)土木学会(1985.1.31)水理公式集, pp.154~155
- 5) 奈良新聞社(2011.9.26)「土砂ガムの犠牲者ゼロ 天川・坪内地区 職員総出 緊迫の救出」,日刊11面
- 6) 天川村役場(2011.10.3)台風12号による村内の状況等について,
<http://www.vill.tenkawa.nara.jp/topics/category/13/blogid/3>

4.5 天ノ川の堰止めによる浸水被害

【平井孝治・金森 潤・三田村宗樹・藤田 崇・飯田智之】

1) 概要⁵⁾⁶⁾

9月4日冷や水での斜面の崩壊により河道が堰止められた。これにより上流で河道から水が溢れ出し浸水し始めた。この時、初期段階で水位上昇に気づいた住民の一報で村役場を挙げての迅速な避難誘導が行われた。このため浸水による人的被害を免れた。しかし、図4.5.1に示すように、浸水被害の規模は大きく、坪内から南日裏にかけての集落一帯が水没する状態となった。

浸水ピーク時の諸数値をまとめると表4.5.1のとおりである。浸水最高水位として確認できているのは、堰止め箇所から上流約1kmの天川中学校で校舎2階床上10cm、さらに上流0.3kmの弁天橋で橋面+約4mである。建物や諸設備の被害は、浸水時の浮き上がり、水位低下時の流出等により全壊状態のものも見られた。

2) 台風12号時浸水経過¹⁾⁵⁾

坪内地区の浸水経過について、地元や役場の方の話等から整理すると次のようであった。

- ・9月4日昼12時半過ぎ～13時前、ドカンと音を立てて崩壊。水柱が数十m上がり逆流し始めた河川水が津波のように襲ってきた。
- ・13:15頃、これに気づいた住民が裏山に駆け上がりながら役場に一報を入れる。
- ・13:45頃、弁天橋にて避難バス4台に住民乗車、2km上流の天川小学校目指す。
- ・14:30頃、写真4.5.1天川中学校校舎が水没し始める。平常時の川面より約6m上昇。
- ・16:30頃、写真4.5.2浸水ピーク。弁天橋で平常時の川面から約11.5m水位上昇した。左岸の天河大辨財天社社頭門笠木(朱色)が写真中心左に小さくかろうじて見える。
- ・17:30頃、写真4.5.3弁天橋で約5m水位低下した。濁水が桁下を潜って流下している。
- ・19:00頃、避難解除となった。地盤の低い箇所は依然として浸水状態であった。

この日、強い雨は朝方止み、午後にはほとんど降雨が無く、河川流出量が減少していたことで避難が間に合い、浸水もここまで止まった。

表4.5.1 浸水ピーク時の概略諸数値

浸水水位	標高	587～588 m
浸水区間	延長	1.7 km
浸水面積		0.36 km ²
河床からの水深	弁天橋付近	13 m
浸水被害	建物	80件他



図4.5.1 河道の堰止めと最大浸水域



(写真：天川村提供)

写真4.5.1 水位上昇時：天川中学校9月4日14:30



(写真：天川村提供)

写真4.5.2 浸水ピーク時：弁天橋付近9月4日16:30頃

写真 4.5.4 は平常時の弁天橋 (橋長 L=40.5m) である。橋面から川面まで約 7.5m, 最大水深約 1.5m. 社頭門笠木下端まで橋面から約 4.5m である。



写真 4.5.4 平常時の弁天橋 : 9 月 27 日



(写真 : 天川村提供)

写真 4.5.3 水位低下時 : 弁天橋 9 月 4 日 17:30

3) 堰止め湖水位と流出量及び避難時間の関係

冷や水での斜面の崩壊による堰き止め開始時刻を 12 時 30 分とすると, 写真 4.5.2 の浸水ピーク水位まで 4 時間で溜まったことになる。この堰止め湖のピーク水量は, 1/25000 地形図をもとに平均断面法で算出すると表 4.5.2 に示す概略 300 万 m³ である。上流からの流出量を堰の漏水を無視して算出すると次のとおりとなる。

全水量 : 3,000,000 m³

時間 : 4 時間 (=4・3600=14400s)

流出量 : 3000000 ÷ 14400 = 208 m³/s

冷や水地点の流域面積は坪内谷の流域が加算され図 4.5.2 のとおり 108 km² となる。これを比流量に換算すると 208/108 = 1.9 m³/s/km² となる。前項 4.6) 25mm 降雨時の 588 m³/s に対する比流量 588/102 = 5.8 m³/s/km² の約 1/3 である。

仮に, 4 日も同様の降雨があった場合, 4 時間の 1/3 = 80 分で溜まることになる。脱出拠点となった弁天橋付近も 13 時半までに水没してしまう。この場合, 時間経過からバスでの集団避難は間に合わなかったことになる。

このように緊迫した状況の中, 役場や警察・消防の方々が団結してお年寄りや車のない住民を弁天橋まで送り, 弁天橋からバスで全員避難することができた。この時の状況を詳しく地元紙の奈良新聞⁵⁾が報じている。

表 4.5.2 堰止め湖 概略ピーク水量

標高(m)	面積(千m ²)	平均面積(千m ²)	区間水深(m)	区間体積(千m ³)	備考
567.0	0.0				
570.0	3.3	1.6	3.0	4.8	
580.0	179.0	91.0	10.0	910.0	
587.5	363.0	271.0	7.5	2,032.5	
計				2,947.3	≒300万m ³

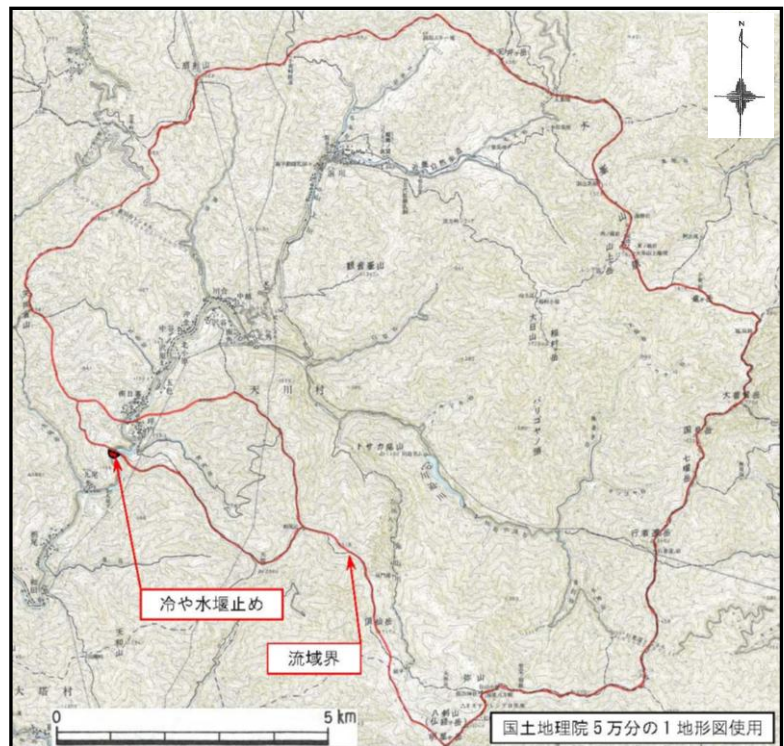


図 4.5.2 冷や水堰止め地点の流域 (流域面積 A ≒ 108km²)

4) 浸水被害

防災ヘリ空中写真によれば、9月6日時点でも高水敷は浸水状態であった。その後、台風15号(9月20,21日)により、天川中学校下流約450mに建設中の橋脚天端まで再び水没した。

今回の現地調査は9月23日に行った。浸水による被害の状況として以下を確認した。

- ・浮き上がりによる建物・諸設備の損壊。

写真4.5.5に示す完全水没箇所は全壊状態である。大丈夫そうに見られる建物でも写真4.5.6のように基礎部が破壊している。

- ・水位低下時の建物・諸設備の流出。

写真4.5.7は木造バンガローがコンクリート基礎ごと浮上がり流されている様子。

建物以外にも大きな貯水タンクが傾いたり、水が引けた直後は材木やプロパンガスボンベ等が道路に散乱した状態であった。

- ・天河大辨財天社の浸水状況¹⁾

天河大辨財天社は、日本三大弁天社の一つであり、著名人の参拝も多い。写真4.5.8は境内の太鼓橋である。敷地から約2mまで水位上昇し、太鼓橋が浮上し台座からはずれて着地している。社務所は床上1.5m浸水した。

上記は被害の一部である。現地では損壊家屋の片付、家財道具の廃棄整理、墓地清掃をされていた。

最後に、被災された皆様にお見舞い申し上げますとともに、早期復興をご祈念します。



写真 4.5.5 完全水没全壊状態の建物群



写真 4.5.6 水没家屋基礎部 (実質全壊状態)



写真 4.5.8 天河大辨財天社 ずれた太鼓橋



写真 4.5.7 ピーク水位と流出バンガロー

引用文献

- 1) 天河大辨財天社 宮司 柿坂神酒之祐(2011.10.吉日) 天河大辨財天社の被災状況報告並びにご支援のお願い
- 2) (独)防災科学技術研究所:地すべり地形分布図 web-GIS, <http://landslide.bosai.go.jp/lsmapi/index.html>
- 3) 朝日新聞大阪本社 根津弥(2011.9.7)「土佐弁先生どこに」,朝日新聞 夕刊,3版10面
- 4) (社)土木学会(1985.1.31)水理公式集, pp.154~155
- 5) 奈良新聞社(2011.9.26)「土砂ガムの犠牲者ゼロ 天川・坪内地区 職員総出 緊迫の救出」,日刊11面
- 6) 天川村役場(2011.10.3)台風12号による村内の状況等について,
<http://www.vill.tenkawa.nara.jp/topics/category/13/blogid/3>

4.6 五條市大塔町辻堂地区

【植田康宏・石田幸二・高尾秀之・田久 勉・朝比奈利廣・平川英樹・木村克己】

1) 規模および斜面変動の状況

辻堂地区内における斜面の崩壊は、五條市大塔町支所から国道 168 号を南に 300m ほど下った位置に柳谷、さらに 300m ほど下った位置に鍛冶屋谷の 2ヶ所である。

柳谷は、斜面上部に堆積していた過去の崩積土が今回の豪雨で再度滑動したものと推定される。崩壊頭部斜面は地表面に沿った浅い崩壊と見られる。

鍛冶屋谷は、植林地の伐採跡斜面の中腹部において崩壊（崩壊長約 250m、崩壊幅約 100m、崩壊深さ約 20m）が発生し、それが鍛冶屋谷川に流れ込み土石流となって流下したものである。土石流の規模は、長さ約 450m、勾配 20～30 度と推定される。

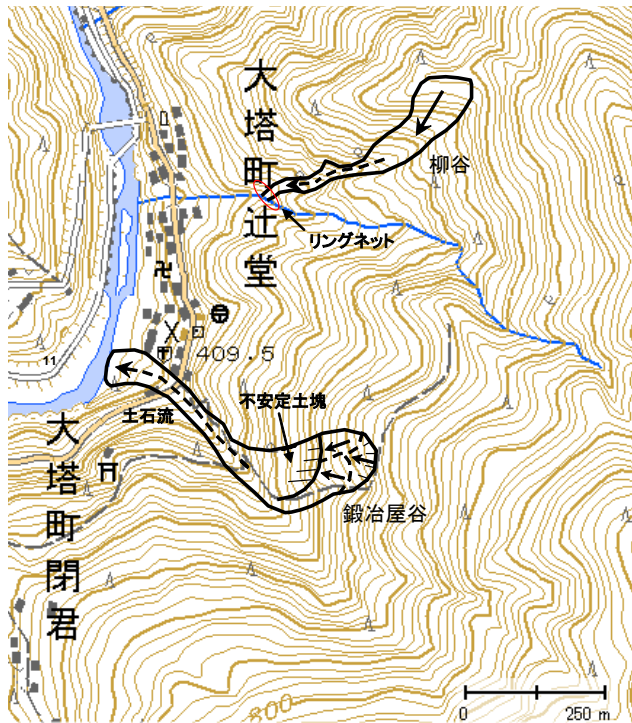


図 4.6.1 大塔町辻堂地区崩壊位置の概要



写真 4.6.1 対岸よりの崩壊地全貌（柳谷）



写真 4.6.2 対岸よりの崩壊地全貌（鍛冶屋谷）

2) 地質状況

柳谷の崩積土の多くはセンチメートルオーダーの泥質岩（四万十帯美山層）からなり、調査時はほぼドライな状態であった。鍛冶屋谷の崩壊は亀裂の多い砂岩層（四万十帯美山層）で発生したようであり、国道 168 号の土石流氾濫原には 1m に達する砂岩の岩塊が多数見られる。

3) 崩壊した土砂の状況

柳谷の崩積土は、柳谷川に合流する地点に設置された 2 段のリングネットによってほとんどが捕捉され、下流にある民家に被害はなかった。鍛冶屋谷では、崩積土の一部は不安定土塊として崩壊斜面の中部から末端部にかけて多く残留しており、国道 168 号は全面通行止めの状態である（9 月 26 日午前 8 時現在）。なお、両崩壊箇所ともに、ワイヤーセンサーを設置し土石流の発生と目視で対岸から浮き石の動きを 24 時間体制で監視している。



写真 4.6.3 リングネットで捕集された土砂（柳谷）



写真 4.6.4 滑落崖および不安定土塊の状況（鍛冶屋谷）

4) 崩壊前の地形

鍛冶屋谷の崩壊前の状態は、写真 4.6.5（2007 年 5 月撮影）に示すように崩壊地を含む周辺の樹木が伐採されていることが分かる。地すべり地形分布図データベース（(独) 防災科学技術研究所）では、鍛冶屋谷は旧地すべり地形であると判定されていたが、柳谷の方は地すべり地形には分類されていなかった。



写真 4.6.5 崩壊前の地形（鍛冶屋谷，2007 年 5 月撮影）

4.7 五條市大塔町清水地区～宇井地区

【植田康宏・石田幸二・高尾秀之・田久 勉・朝比奈利廣・平川英樹・木村克己】

1) 規模と斜面変動の状況

清水地区で発生した斜面の崩壊は、まず斜面下部の旧崩積土の部分が崩壊し、次いでその崩壊が斜面上部の崩落を誘発したものと推定される。規模は、崩壊長約 550m、崩壊幅約 250m、崩壊深さ約 20～30m と想定される。さらに、これらの崩壊による崩積土が対岸（宇井地区）まで達し、それが河川を一時的にせき止めたものと推定される。

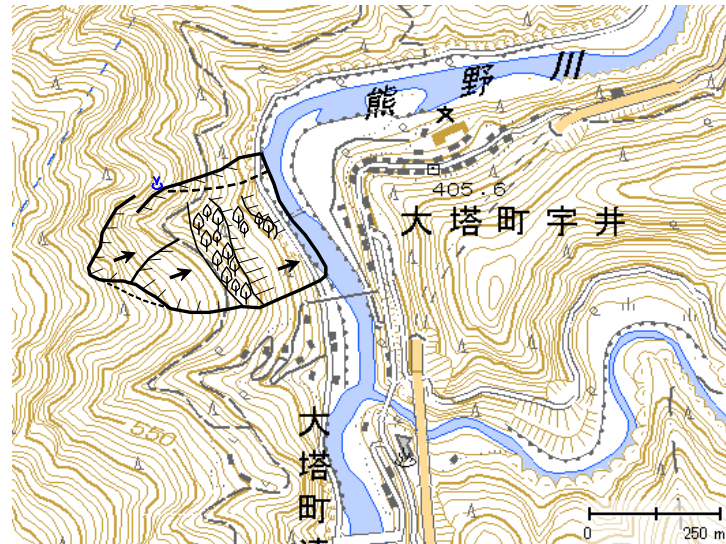


図 4.7.1 清水地区崩壊位置の概要

2) 地質状況

崩壊斜面の中上部はシャープな平板状すべり面を呈しており、砂岩や泥質岩（四万十帯美山層）が分布する。崩壊斜面最上部には砂岩が分布し、これより下位に泥質岩主体層、砂岩主体層が順次分布していると推定され、河床では泥質岩が分布する。滑落崖の上部側壁周辺では亀裂の多い砂岩・泥質岩の岩盤が確認され、砂岩・泥質岩の境界付近と思われる地点（地表から 5～10m 程度の深さ）には地下水の湧水した黒色の痕跡が多数見られる（写真 4.7.1 参照）。



写真 4.7.1 崩壊斜面頭部の状況

3) 崩壊した土砂の状況

斜面の中下部には崩落した不安定土塊が広く分布している。写真 4.7.2 の崩積土中に見られる白い岩塊は砂岩で最大径 3m に達する。現在のところ、河道は確保されているが、今後河川の増水によって残存している土砂が順次浸食され、不安定土塊の崩壊を誘発し再度河道閉塞の恐れは十分にある。

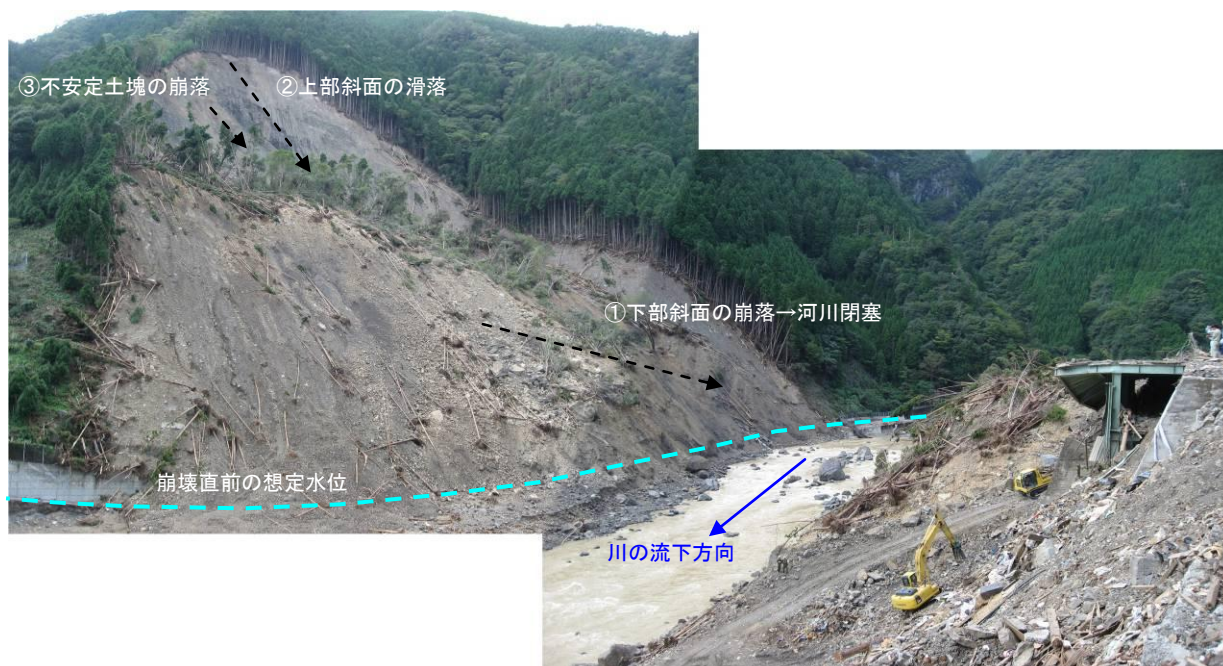


写真 4.7.2 対岸（宇井地区）よりの崩壊地全貌（清水地区）

4) 周辺斜面への影響

今回の崩壊において周辺斜面へのさらなる拡大は見られないが、写真 4.7.3 に見られるように崩積土が対岸まで達し、多くの犠牲者や家屋の倒壊が出たことは大変に痛ましい事態であった。



写真 4.7.3 対岸における崩積土の堆積状況

5) 変動前の地形

当該地は天の川（熊野川）の攻撃斜面に位置しており、崩壊前には斜面下方に位置する県道高野辻堂線まで水位が上がっていたのが確認されている（写真 4.7.2 参照）。また、地すべり土塊側面の斜面中腹付近からはかなりの湧水も見られたらしい。地すべり地形分布図データベース（(独)防災科学技術研究所）によると、当該地は「新鮮なまたは開析されていない冠頂を持つ滑落崖」+「斜面移動体」に分類されており、今回の崩壊はまさにその場所がかつほぼ同様な規模で発生している。

4.8 五條市大塔町長殿北地区（川原樋）

【栃本泰浩・木村克己・宇都秀幸・村橋吉晴・南 幸孝】

現地調査は主に対岸からの遠望観察により行った。この他に 25,000 分の 1 地形図¹⁾や崩壊前（1976 年）および崩壊後（2011 年）に撮影された航空写真²⁾の判読、崩壊前後に撮影された Google 画像を用いて、崩壊状況や特徴を整理しとりまとめた。図 4.8.1 は崩壊地形を、図 4.8.2 は地質分布を、図 4.8.3 は崩壊前の地形を、図 4.8.4 は傾斜区分を、図 4.8.5 は崩壊前後の Google 画像を示す。

1) 崩壊地の状況

(1) 崩壊斜面

① 崩壊範囲と規模

崩壊斜面は大塔町清水地内の、十津川支流川原樋川右岸の攻撃斜面で、崩壊前斜面傾斜が平均 30 度程度の北向き斜面である。図 4.8.1 および図 4.8.5 によると、崩壊は高さ約 830m の尾根部から生じており、川原樋川の河床（標高約 350m）との比高差は 480m に及ぶ。崩壊地形全体の幅は滑落崖付近で最も広く、尾根に沿う方向に約 510m である。下方に向かって幅が狭くなる形態を呈し、中間付近で約 300m、河床付近で約 170m である。後述するように、崩壊深さは 10～15m 程度と推測される。崩壊地の形を、上辺 510m、下辺 170m、高さ 700m の台形で近似し、平均的な崩壊厚さを 10m と仮定すると崩壊土量は 238 万 m³、厚さを 15m と仮定すると 357 万 m³ と見積もられる（写真 1）。

② 崩壊地内の状況

滑落崖付近には赤茶色を帯びた砂岩が分布し、その直下に山側に傾動した流山が残存する（図 4.8.5 右、写真 4.8.5 右）。崩壊地右側（上流側）の中～下部には、流れ盤の下盤を構成する泥質混在岩が分布し、上面付近に断層面（東西走向、約 35 度北傾斜）が認められる（写真 4.8.2）。主要な崩壊は、この流れ盤をすべり面とする北方向へのすべり破壊と推測される。また、この露岩部に流路が形成され、流れ盤の最上部付近から湧水が認められる。一方、崩壊地左側（下流側）中～下部には、崩積土が残留しており、その上面は 20～30 度の緩斜面をなしている。今回の崩壊によって新たに形成された川原樋川沿いの右岸斜面の崖には、旧崩積土の断面が露出している（写真 4.8.1、写真 4.8.2）。

(2) 基盤岩の地質

図 2 によると、およそ標高 700m より上位に砂岩層が、それより下位に、構造的下位の泥質混在岩層が分布する。泥質混在岩は緑色岩・チャート・砂岩のブロックを伴って、いわゆるメラングジュ層を構成する。これらは四万十帯日高川層群の美山層に属する。崩壊地に分布する美山層は、大局的に東西走向で北傾斜である³⁾。

(3) 崩積土・滑落岩体とその影響

① 崩壊土と滑落岩体

川原樋川の対岸（左岸）に、高さ約 30m、河岸沿いに 260m 長の広がりを示す平坦面が形成され、その下流側は高さ 14m となってさらに 60m 続く（図 4.8.5 右、写真 4.8.2）。同面は崩壊前の地形図からは高水敷の平坦面を被覆したものである。その土石は、主に砂岩岩塊を多く含む砂礫であるが、上流部の下部には泥質岩の滑落岩体が認められる（写真 4.8.3）。

この滑落岩体は、左岸河床付近に崩積土に覆われてその上流側に分布しており、高まりの浸食崖に露出する。厚さ約 20m で、河床から川の横断方向に 30m 延長し、この付近にあった県道面上に衝上している。岩体の直下には厚さ 5m の黒色の断層角礫粘土が分布している。同粘土は岩体内部の挟みおよび上面にも随伴している。これらの特徴から、この泥質混在岩の岩体は崩壊斜面から移動してきた滑落岩盤であると考えられる。

川原樋川の対岸（左岸）を覆った崩壊土量は、平均幅 50m、平均長さ 260m、平均厚さ 30m の直方体と仮定すると、39 万 m³ と見積もられる。これは、先に右岸斜面の崩壊地の形状から見積もった崩壊土量（300 万 m³ 程度）の 15% 程度である。

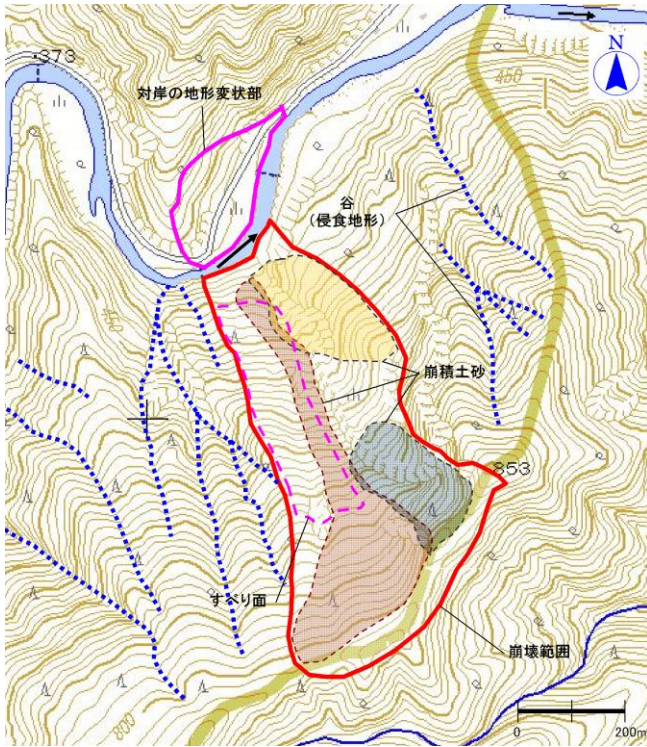


図 4.8.1 崩壊地形

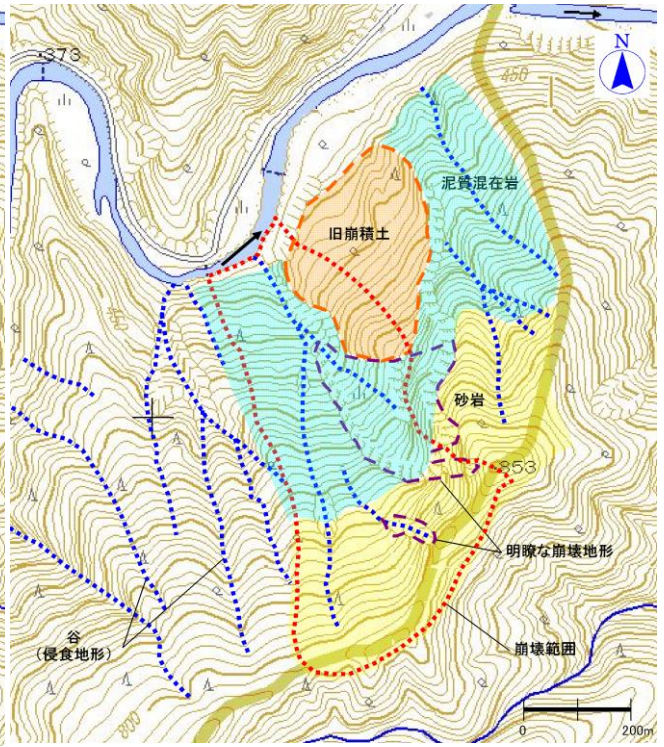


図 4.8.2 地質分布

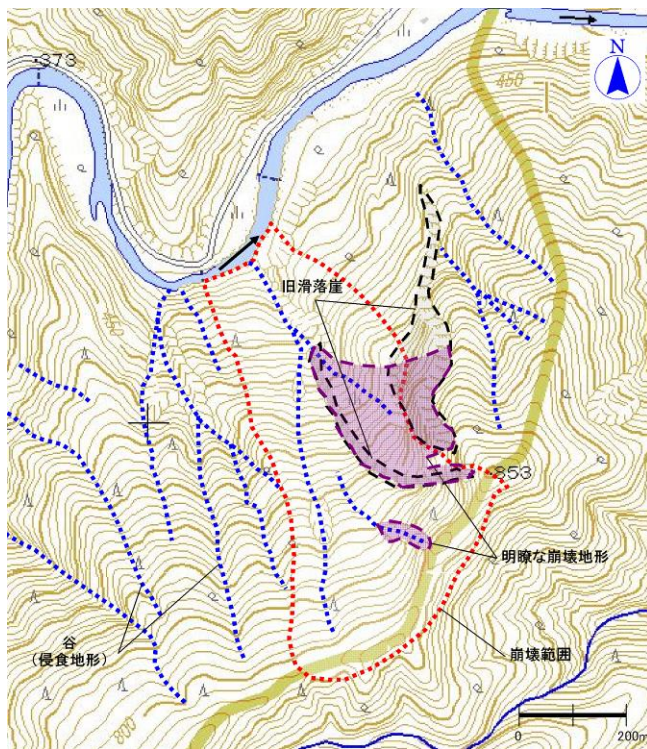


図 4.8.3 崩壊前の地形

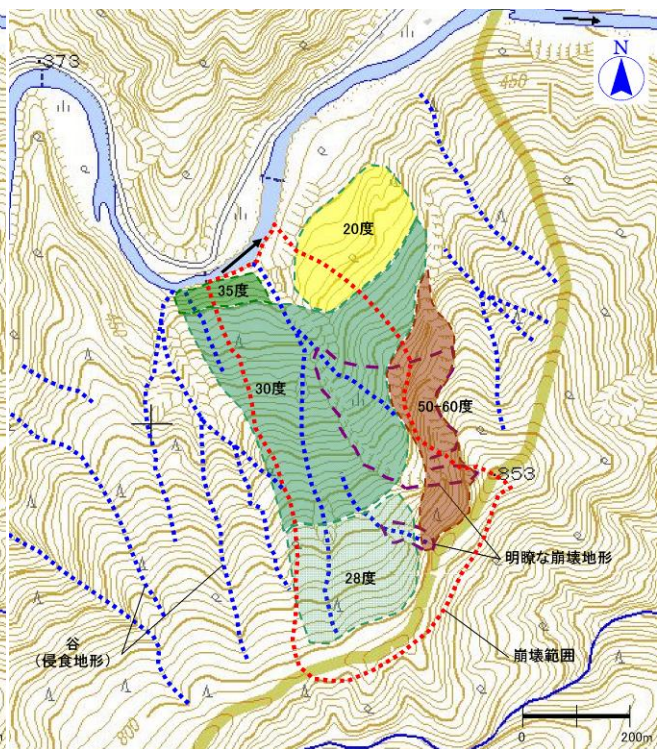


図 4.8.4 傾斜区分 (崩壊前)

(図 4.8.1～図 4.8.4 とも、国土地理院 2.5 万分の 1 地形図地図画像を使用)



図 4.8.5 崩壊前後の Google 画像 (左 : 2010.5.5, 右 : 2011.9.8)

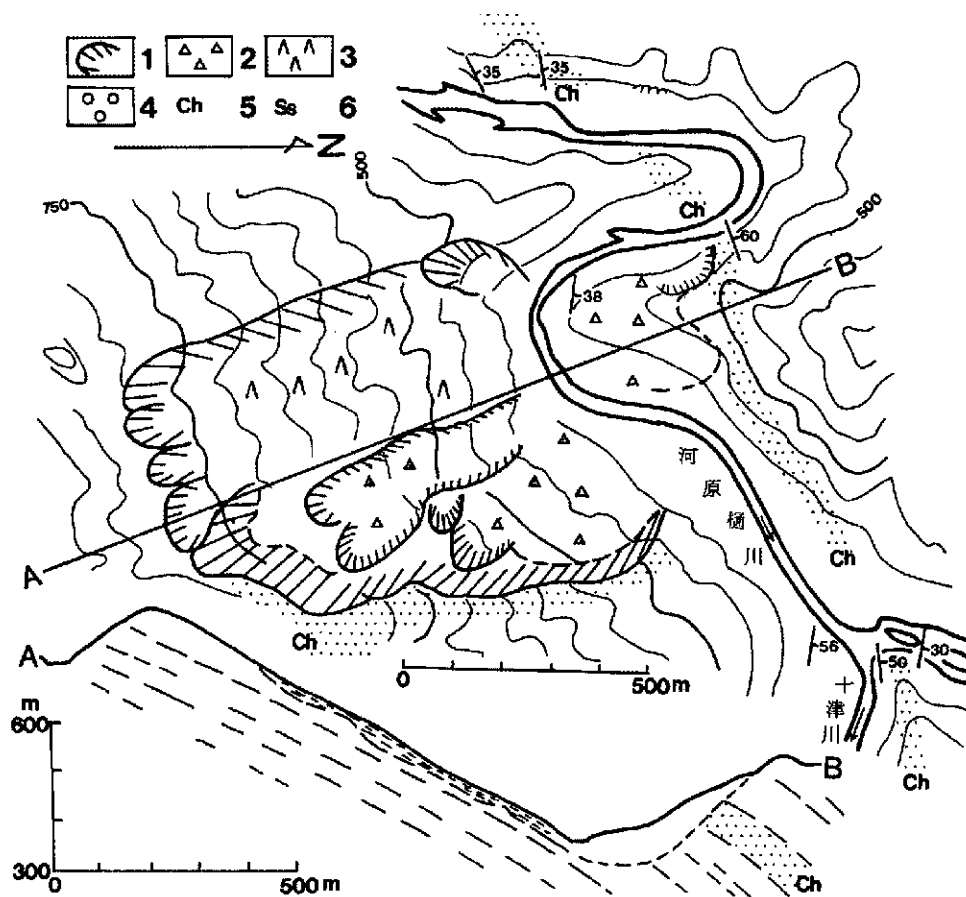


Fig. 7 Topography, geology and schematic cross-section of the landslide at Hinose=yama facing the Kawarabi river, Nara Prefecture.

1; Main scarp 2; Slide debris 3; Head or slide block 4; Debris deposits after landslide 5; Chert 6; Sandstone

図 4.8.6 河原樋火ノ瀬山の崩壊⁵⁾



写真 4.8.1 川原樋川対岸から見た崩壊地



写真 4.8.2 左岸下流から見た崩壊地（左）と対岸の土砂堆積（右）



写真 4.8.3 左岸上流から見た河床付近の岩盤ブロックの堆積（右は崩壊地）

② 高速“移動体”の痕跡

川原樋川左岸の崩積土の上方の山側斜面は、河床面から比高 70m（崩積土上面から比高 40m）まで、斜面を覆っていた草木は浸食され一面が砂礫の斜面となっている。この浸食斜面上には、根元付近から上部の幹がもぎ取られた立木痕および最大深さ 50cm の洗掘痕がいたるところに残存している。浸食斜面上面付近に残存する立木の幹の下半分は樹皮が剥ぎ取られ、樹肌に径 10cm 程度の岩石がめり込んでいた（写真 4.8.4）。

これらの痕跡からは、浸食をもたらした流れは高速で、その流動方向は上流側から下流側へ斜面をはい上がり下ったことを示す。浸食斜面の特徴から判断して、おそらくその流動の主体は砂礫を含む水だと推定できる。

③ 土砂ダムの形成と崩壊

崩積土の上流、500m 長にわたって、道路面より上方に水が流れた痕跡が川の右岸・左岸に認められる。痕跡には、立木の樹皮の剥ぎ取り、道路切り割りを覆うネットの破壊、ネットおよび樹木に付着する紙片、道路面を覆う砂層がある。これらの痕跡は、河床からの最大比高は 16m であり、下流側から上流に向かって低下する。崩積土の高まりの上流側は急傾斜の浸食面となっている。崩積土の上流に認められる濁流の痕跡は、崩積土により、河道が一時的に閉塞され、その後、決壊したことを示す。崩壊地より下流域には、十津川との合流箇所などに大量の土石が堆積し扇状地を形成している（図 4.8.5 右）。

2) 崩壊前の地形

(1) 旧崩壊地形

① 旧滑落崖と崩壊地形

図 4.8.3 によると、標高 853m ピークの北西側下方に旧滑落崖がある。1976 年撮影の空中写真、崩壊前の Google 画像（図 4.8.5 左）、および 2000 年 12 月に撮影された現地遠景写真（写真 4.8.5 左）によると、この滑落崖で囲まれた範囲に明瞭な崩壊地形が判読される。その崩壊地形は滑落崖から西～北西へ向かって崩壊しており、標高 470m 付近で収束している。平野ほか⁵⁾によると、この崩壊地形は 1889 年 8 月 21 日に発生した「河原樋火ノ瀬山」とされ、図 4.8.6 にその状況が示されている。これによると、崩壊は流れ盤斜面で発生したこととともに、旧崩壊地西側に「わずかに変位したと思われる流れ山状の地形が滑落崖付近にみられる」とあり、今回の崩壊地を包含するような形で平面表示されていることは興味深い。

② 旧崩積土

旧崩壊地形の北側に同標高の周辺斜面よりも緩勾配を呈し、ややコンターの乱れた斜面がある（図 4.8.2）。これは旧崩積土からなる地形と考えられ、図 4.8.6 にも示されており、川原樋川沿いの右岸斜面でその堆積物の断面を確認できる（写真 4.8.1、写真 4.8.2）。

3) 斜面変動機構の考察

(1) 崩壊前地形と崩壊の関わり

① 旧崩積土の分布と崩壊

旧滑落崖北側に分布する旧崩積土は、その一部（上流側）が今回の崩壊で崩落している。しかし、東側斜面には大量の旧崩積土が残留している。一方、西側の崩壊斜面は旧崩壊地の隣接箇所に位置するが、ここには大規模な地すべり地形は抽出されていなかった（防災科学技術研究所、地すべり地形分布図⁴⁾）。今回の崩壊土量を構成する土砂と岩盤の割合については、主要な崩壊が岩盤の流れ盤すべり崩壊で、特に斜面上部からは風化砂岩がブロック状に崩壊していること、まとまった土砂の崩壊としては崩壊地左下の旧崩積土の崩壊であることから、土砂の構成比は 2～3 割程度で岩盤の構成比が主体であると推測する。



写真 4.8.4 左岸斜面の上部. この辺りまで崩壊土砂が到達した

川に面した側の樹皮が剥され、石（○印）がめり込んだ樹木



写真 4.8.5 崩壊前（左）と崩壊後（右）

左：2000年12月十津川災害記念集会現地巡検にて撮影（撮影者：木村克己）

② 斜面勾配と崩壊

図 4.8.4 の崩壊前地形の傾斜区分をもとに、斜面勾配と崩壊の関係に着目すると、すべり面は斜面中間部にある約 30 度の地形面に形成されており、この地形は地質構造（断層面）に規制されたものと考えられる。滑落崖直下の旧地形面は 28 度程度と若干緩く、ここには風化した砂岩が分布し、下方の泥質混在岩のすべり破壊に伴って滑落したと考えられる。

一方、崩壊地左側には、標高 853m ピーク西側の急傾斜部からの崩壊、および標高 570m 付近を頭部とする旧滑落崖直下からの崩壊があった。前者は旧崩壊時の滑落崖から上方へ連続する箇所からの緩んだ岩盤の崩壊、後者は約 30 度傾斜のやや尾根状を呈する斜面で、旧崩壊時に残留した崩積土の崩壊である可能性が高い。

③ 侵食地形と崩壊

崩壊斜面を含む周辺斜面には、川から尾根に向かってほぼ直線状に延びる谷地形が幾筋も認められ、侵食地形が発達している。これらは崩壊地西側の尾根部の斜面にも見られ、主稜線に近い標高まで追跡することができる。直線状の侵食地形は、泥質混在岩分布域である程度樹枝状に枝分かれして発達

し、上方の砂岩分布域で次第に不明瞭となる。新・旧崩壊とも、主要なすべり面は、より侵食地形の発達した泥質混在岩中で形成されている。

(2) 崩壊発生機構

主要な崩壊は、流れ盤をなす泥質混在岩において発生した。この斜面では比較的浅部に岩盤が分布していたと考えられ、地すべり分布や旧崩積土分布は推定されていなかった。斜面勾配は流れ盤面と同様の30度であった。これより、今回の崩壊土塊の厚さはせいぜい10~15m程度であろうと推測する。地すべりの幅(W)と地すべり層厚(D) (すべり面の深さ) に関しては、これまでは、 $W/D=5.0\sim 6.0$ のものが多い(平均値は7程度) という報告がある⁶⁾。これに比べると当地の崩壊(地すべり) 深さ(崩壊土層厚) は、崩壊幅に対して相当薄い。ただし、この値は主に崩壊の前後の形状からの推定値であり、今後の地形・地質的観点からの検討や、きわめて短時間における多量の降雨のもとに発生した今回の状況を踏まえ、かつ崩壊地に現れた平坦面の下位(地中) にすべり面が存在しないという情報が得られた上で、これらを総合したメカニズムの評価が待たれるところである。

また、斜面の特徴として地質構造に規制されて平滑な面を形成するが、直線状の小規模な侵食地形が多く見られる。これは、降水が地下深部へ浸透しにくいこと、応力解放により緩んでいる混在岩の表層付近は侵食作用を受けやすいことが要因として考えられる。

一方、崩壊地左側上部で生じた崩壊は旧滑落崖から上方へ連続する緩み岩盤の崩壊であると考えられる。また、崩壊地左側下部で生じた旧崩積土の崩壊は、緩んだ岩塊混じり土石の崩壊であると考えられる。これらの崩壊は主要な崩壊に引き続いて発生したと考えられる。

4) 今後の課題

崩壊地内には崩壊地右側、左上側、左下側の各崩壊による崩壊土砂が堆積・残留している(図4.8.1)。残留土砂量は明確ではないが、滑落崖直下の土塊や左下側の崩壊による残留土砂が比較的厚いように見える。また、崩壊地下部の東側(下流側) に連続する緩斜面には、旧崩積土が残留分布する(図4.8.2)。差し迫った課題としての崩壊予知や防災対策検討のためには、これら残留土砂量の範囲や土量の把握が重要である。

地形図判読によると、今回の崩壊斜面は、コンターの乱れなどから大規模な緩み岩盤の分布を指摘しにくい平滑な斜面であった。一方、小規模な谷状の侵食地形が尾根付近まで発達する、尾根付近でやや緩傾斜面を形成している、などの特徴がある。周辺地域で同時期に発生した大規模斜面崩壊の特徴を詳細に検討する必要があるが、少なくとも「赤谷」の斜面崩壊と上記の観点において類似した特徴がある。また、同様の斜面は崩壊地の南西側にも分布している。

今後の大規模斜面変動予測のためには、地質分布(混在岩)、地質構造と斜面方向の関係(流れ盤)、侵食地形の発達、旧崩積土の分布と河川攻撃斜面などの位置関係、などにも着目する必要がある。特に、流れ盤の走向傾斜と斜面の方向や勾配の一致度、それらの斜面内におけるその変化や広がり、岩盤の緩み層の厚さの見積もり、などについての検討が重要となろう。

引用文献

- 1) 国土交通省国土地理院：電子国土ポータル
- 2) 国土交通省国土地理院：災害情報共有マップ
- 3) 日本地質学会：日本地方地質誌，近畿地方，pp.145-149，2009
- 4) 独立行政法人 防災科学技術研究所：地すべり地形分布図データベース
- 5) 平野昌繁・諏訪浩・石井孝行・藤田崇・後町幸雄：1889年8月豪雨による十津川災害の再検討—とくに大規模崩壊の地質構造規制について—，京大防災研究所年報，第27号B-1，1984
- 6) 土木研究所資料第4077号(2007/9)，地すべり防止技術指針及び同解説(提案)，P137.

4.9 五條市大塔町赤谷地区

【宇都秀幸・木村克己・栃本泰浩・東原 純・村橋吉晴・南 幸孝】

現地調査は、主に崩壊斜面下流からの遠望観察により行った。このほかに25,000分の1地形図¹⁾や崩壊後撮影された空中写真²⁾(2011年)や崩壊前後に撮影されたGoogle画像を用いて、崩壊状況や特徴を整理しとりまとめた。

1) 規模と斜面変動の状況

(1) 崩壊斜面

① 崩壊範囲

図4.9.1に崩壊地形を示す。崩壊斜面は大塔町清水地内の、川原樋川支流赤谷川右岸の攻撃斜面で、崩壊前の斜面傾斜は平均35°程度の北西向き斜面である。崩壊は高さ約1050mの尾根部から生じており、赤谷川の河床(標高約450m)との比高差は600mに及ぶ。崩壊幅は尾根部で約200m、中腹で約350m、河道付近で約400mである。崩壊深さは樹高から40m程度と推測される。(写真4.9.1参照)崩壊土量は、近畿地方整備局の発表によれば約900万m³である(23年10月11日現在)。崩壊斜面長を1200m、平均崩壊深さ30mと仮定すれば、崩壊土量は平均的な崩壊幅300mを乗じて約1,080万m³と見積もられ、発表された値と近似する。

② 崩壊地内の状況

滑落崖頂部の標高1150mから崩壊地左壁(下流側)の標高850m付近には風化した砂岩が分布する。崩壊地右壁(上流側)の標高700~950m付近には、側方滑落崖を形成する泥質岩が分布し、東西走向で急傾斜(遠望約40~50°)した連続性のある分離面を形成する(写真4.9.2~4.9.4)。崩壊地中央付近に露出する岩盤の分離面は、斜面に平行したすべり面をなしている(北東-南西走向、約35°北西傾斜、写真4.9.5)。この露岩下方からは湧水が認められる。主要な斜面変動は、この流れ盤をなす分離面をすべり面とする北西方向への滑落と推測される。尾根部の砂岩層の崩壊は、発生した土石が滑落面表層を被覆していることから、この主要な崩壊に誘発された二次的な崩壊と見られる。一方、崩壊地の標高600m以下には崩積土が残留しており露岩は部分的である。

(2) 基盤岩の地質

① 地質構成

図4.9.2に地質分布を示す。およそ標高800mより上部の尾根沿いに砂岩層が、斜面の下部には泥質岩層が分布する。これらは四万十帯日高川層群の美山層に属する。遠望で認められるこの泥質岩の面構造は、東西走向、約60°北傾斜で、崩壊地の側方滑落崖を形成する分離面を規制している。

② 地質構造

尾根付近の砂岩層は泥質岩層の構造的下位に位置する。崩壊地に分布する美山層は、大局的に東西走向で北傾斜する。

(3) 崩積土と土砂ダムの形成

赤谷川の河道沿いには延長約1,000mにわたって崩積土が河道を埋め(図4.9.1)そのうち700m程度が土砂ダムの堰を形成する(写真4.9.1, 4.9.6)。対岸(左岸)には高さ70m程度の高まりが形成されている(写真4.9.6~4.9.7)。観察した9月25日には堰上面において、中途あたりから濁っていない水の逸流が認められた。崩積土の高まりの下流側面は浸食崖をなしており、谷出合いから遠望観察では土砂が卓越しているように見える。発生した土石は、崩壊地から約1km下流の川原樋川との合流部に扇状地を形成する(写真4.9.8)。

2) 崩壊前の地形

(1) 旧崩壊地形

写真4.9.1と図4.9.3に崩壊前地形を示す。25,000分の1地形図によると崩壊地域の斜面は、標高950m附近の急斜面を境にして、その下位は浅い谷地形で、勾配35~40°のほぼ直線斜面をなす。一方、その上位、尾根の標高1050mまでは比較的緩やかな傾斜の斜面をなし、950m~970mに谷側に凸地形をなす平坦面が認められる。斜面中央部に標高640mを頭にした幅50m程度の小規模な崩壊地があるが、当該

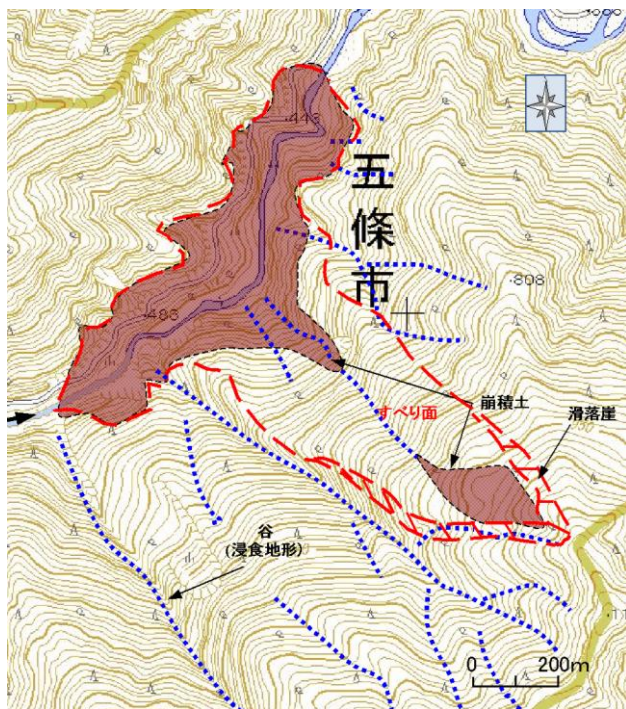


図 4.9.1 崩壊地形

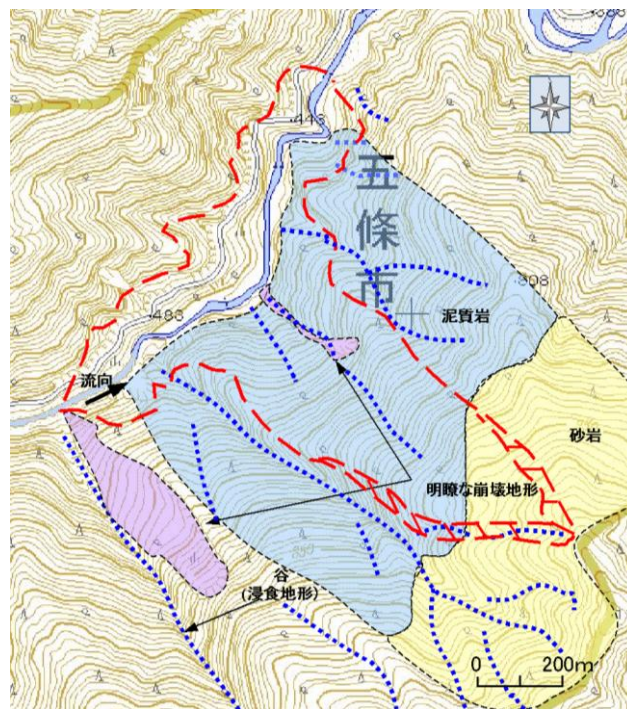


図 4.9.2 地質分布

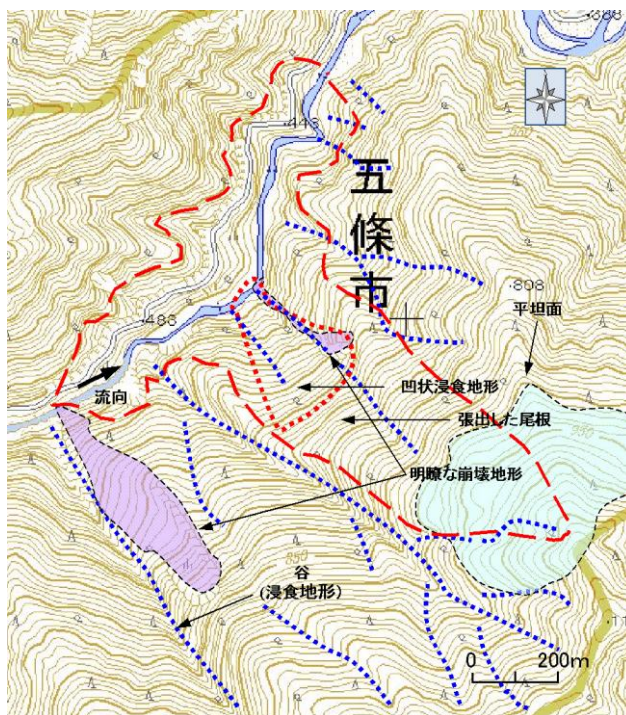


図 4.9.3 崩壊前の地形



図 4.9.4 傾斜区分 (崩壊前)

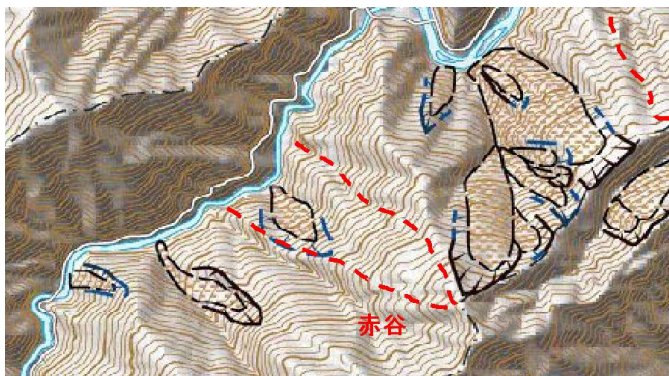


図 4.9.5 防災科学技術研究所の地すべり地形分布

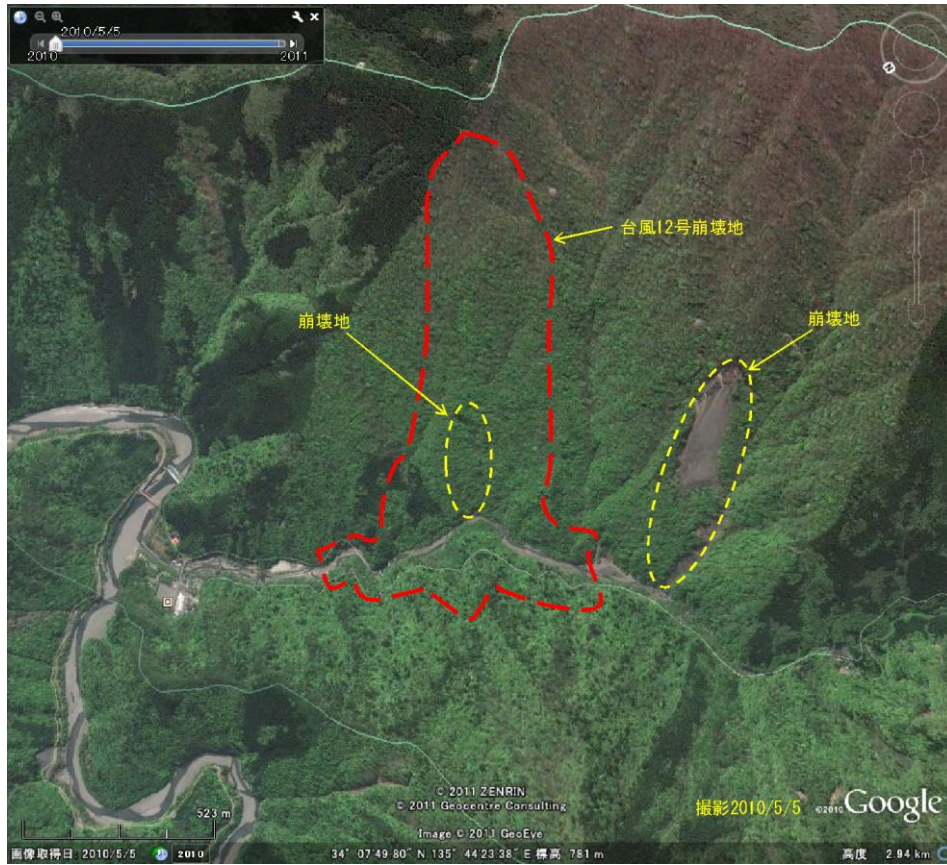


写真 4.9.1 崩壊前後の空中写真 (Google 画像を使用)

地域の斜面地域には新しい崩壊地形は少ない。

(2) 崩壊前地形の特徴

① 地すべり地形

防災科学技術研究所の地すべり地形分布図³⁾によると、当崩壊地では大規模な地すべり地形は抽出されていない。斜面下部に小規模な「不安定土砂」が抽出されている(図 4.9.5)。

② 斜面上の侵食地形

崩壊斜面を含む周辺斜面には、川から尾根に向かってほぼ直線状に延びる狭い谷地形が幾筋も認められる。崩壊斜面では中央部に標高 700m 付近を頭にした幅約 200m で深さ約 40m の平底型の凹地形が分布する。この地形は形状から古い崩壊跡等の侵食地形とみなされ、斜面下部の河道浸食が進行している様子が伺える。

3) 斜面変動機構の考察

(1) 崩壊前地形と崩壊の関わり

① 斜面勾配と崩壊

図 4.9.4 に崩壊前地形の傾斜区分を示す。斜面勾配と崩壊の関係に着目すると、すべり面は斜面中間部にあつる勾配約 35~40° の地形面に形成されており、この地形は写真 4.9.5 に示すような地質構造(低角度分離面)に規制されたものと考えられる。頭部滑落崖直下の旧地形面は 22~30° 程度と緩い。この地形面には風化した砂岩が分布し、斜面下部に主として分布する泥質岩の崩壊に伴って滑落した二次崩壊と考えられる。

② 侵食地形と崩壊

直線状の侵食地形は、泥質岩分布域で発達し、斜面上部の砂岩分布域で不明瞭となる。新・旧崩壊とも、主要なすべり面は、より侵食地形の発達した泥質岩中で形成されている。

泥質岩分布域の斜面には、標高 700m 付近を頭にした幅約 200m、深さ約 40m の凹地形が分布するのに対し、その上部は緩い尾根状の地形が分布する(図 4.9.3)。この尾根には、写真 4.9.3 に示す深部まで及ぶ褐色亀裂が発達している。したがって、凹地形上部に分布する尾根部は、浸食(形状から見て旧崩壊地)斜面上位に残された、緩み岩盤が分布する不安定な斜面であったと推定される。今回発生した主要な崩壊は、泥質岩が分布する斜面の岩盤すべりとして、この緩んだ斜面上部で発生し、尾根部に至る風化した砂岩からなる斜面の崩壊を誘発したものと推定できる。

(2) 崩壊発生機構

主要な崩壊は泥質岩において発生した。崩壊機構は次のように分析される。

・素因

- 崩壊底面を規制し、約 35° で北西傾斜する地質構造の存在。
- 崩壊側面を規制し、約 40~50° で北傾斜する地質構造の存在。
- 標高 700m 以下の凹型地形上部に分布する、深部まで褐色化した多亀裂帯(緩み岩盤)の存在。
- 多亀裂帯を形成する原因となった標高 700m 以下の凹型地形の存在。

・誘因

- 8月 31 日から 9 月 5 日にかけての 870mm の降雨(宇井観測)

要約すると、今回の斜面変動は、泥質岩中に発達した流れ盤をなす分離面がある地質構造の存在が最も大きな素因である。次いで標高 700m を頭にする凹型浸食地形上方に形成された緩み岩盤中の多亀裂帯の存在。その多亀裂帯に多量の豪雨が浸透したこと。以上による深層の岩盤崩壊と見なせる。

一方、標高 1000m 付近の崩壊頂部には風化した砂岩が分布し、緩斜面を形成していた。この部分の崩壊は、下方の泥質岩の崩壊に引き続いて発生した二次崩壊と考えられる。

4) 今後の課題

今回の崩壊は、明瞭な地すべり地形を抽出できない比較的平滑な斜面で発生した。しかし、斜面中腹に分布する幅広い平底型の凹地形に着目すれば、隣接する長殿北の標高 550m や長殿谷の標高 720m に



写真 4.9.2 側方滑落崖をなす分離面



写真 4.9.3 滑落崖をなす分離面と深部まで及ぶ亀裂

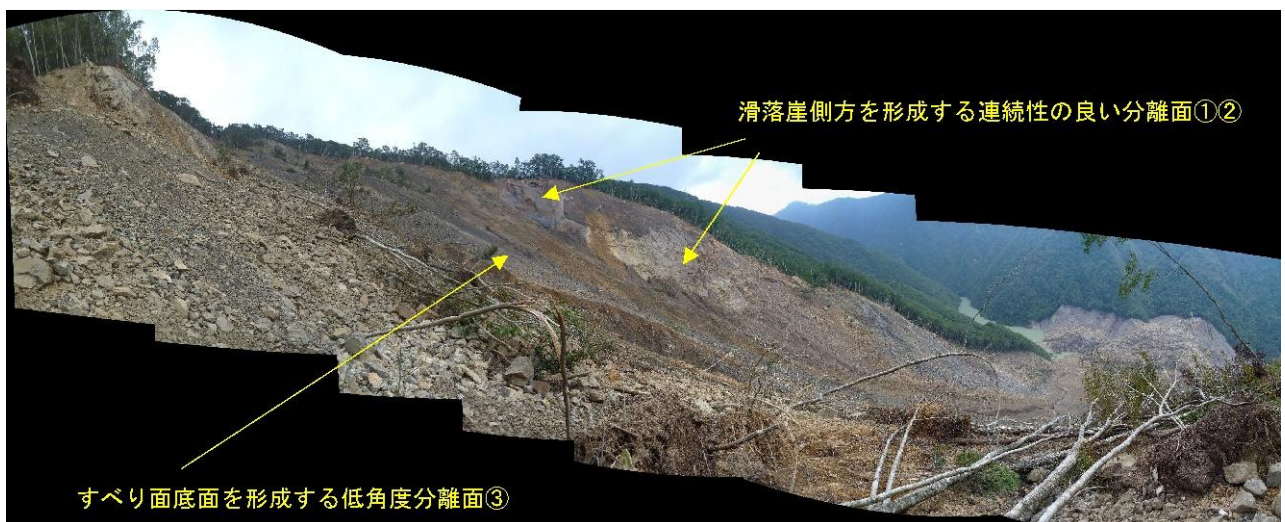


写真 4.9.4 下流側標高 810m 付近から見た崩壊地の全景



写真 4.9.5 すべり面底面を形成する分離面



写真 4. 9. 6 河道を埋積した崩積土砂と堰止め湖



写真 4. 9. 7 下流から見た土砂ダム



写真 4. 9. 8 下流の川原樋川合流部に形成された扇状地

も同様の地形が見受けられる。この3箇所は同じ北西向き斜面に位置し、同規模、ほぼ同様の形態の崩壊が発生している。長殿谷では確認していないが、地形特徴から地質や地質構造も類似していると推測される。今後の大規模斜面変動予測のためには、特に地質（泥質岩や混在岩）の分布、断層など地質構造と斜面方向の関係（流れ盤か否か）、斜面下部の古く幅広い侵食地形の発達とその上方の張出し地形、及び河川攻撃斜面などの位置関係、などにも着目する必要がある。

引用サイト

- 1) 国土交通省国土地理院：電子国土ポータル。
- 2) 国土交通省国土地理院：災害情報共有マップ。
- 3) 独立行政法人 防災科学技術研究所：地すべり地形分布図データベース。

4.10 十津川村野尻地区

対象地は、風谷ダムの下流、野尻地区を南流する十津川左岸に流入する小原谷沿いの斜面である(図4.10.1)。崩壊ブロックは、標高780m付近から標高500m付近まで分布し、土砂は十津川河床面の標高210mまで流下している(図4.10.2)。

新聞報道によると十津川に流入した土石流は、土石流発生には河川を堰き止める程の状況であり、それが原因で直下流の右岸側に位置する村営住宅を流出させ死傷者を出す惨事に至ったと説明されている。

1) 規模と斜面変動の状況

崩壊は小原川沿いの斜面頂部付近の2箇所が発生しており、右側崩壊部の末端でさらに崩壊している複数の小ブロックが認められる(写真4.10.1, 4.10.2)。斜面頂部の、小さいブロック(正面左側)は幅100m、長さ250m程度であり崩壊厚さは十数mに及んでいる。土砂量は15万 m^3 程度である。大きいブロック(正面右側)は幅200m、長さ300m、崩壊層厚十数mである。土砂量は30万 m^3 程度である。両崩壊は、土砂が斜面中腹に残存しており、特に正面右側の大きい崩壊は、移動土塊の末端部で大小の崩壊が発生している。大きい崩壊は末端部の上流側が谷部まで達しており、一部を閉塞した状況となっていることが予想される。

2) 崩壊した土砂の状況

崩壊箇所の地質は、泥岩、砂岩の互層から構成されている。表層地盤の地層の色調は灰色部と赤褐色部に分けられ、灰色部が基盤岩付近の地質を示し、風化した移動岩塊が被覆している。これら基盤岩類と移動土塊との境界付近からは多量の湧水が認められる。

正面左側のブロックにおいては、層厚は不明であるが、崩壊土砂が残存し、崩土表面には倒木が分布している。ブロックはボトルネック状であるが、倒木は流下し標高450m付近にまで至っていることから土砂が薄く残存していると考えられる。

一方正面右側のブロックは、土塊の上部に立木が認められ、下部においても大きくは倒木となっていないことから、ある程度の層厚が予想される深層崩壊と考えられる。

末端の崩壊ブロックは複数箇所で崩壊し、右側ブロック末端部の表層崩壊であると考えられる。



写真4.10.1 空中写真³⁾

【酒井信介・成子浩明・大北耕三・中川 渉・林 慶一】



図4.10.1 対象地案内図(背景図は文献1)

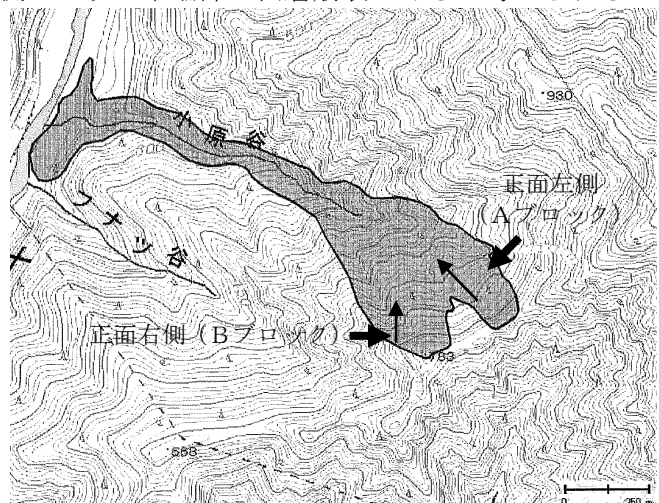


図4.10.2 崩壊形状と流出した土砂(背景図は文献2)



写真 4. 10. 2 国道 168 号から見た全景と崩壊部の拡大写真

3) 変動前の斜面の特徴

対象となっている斜面は、西北西向きである。

防災科学研究所による地すべり地形分布図と比べると、今回崩壊した正面右側のブロックとほぼ同じ位置において、「後方に滑落崖があり、移動体の輪郭が判定可能な状況」を示している。崩壊の形状は幅 100m 程度を有しており、滑落崖は尾根部まで達し、今回の崩壊位置とほぼ同じである。地形図と大きな変化は認められないが、移動体は多くが移動している可能性がある。これらの崩壊により緩みが側方に波及して拡大したことが予想される。

一方右側のブロックの発生箇所では明瞭な崩壊地形は認められないことから、初生地すべりであると考えられる。

引用文献

- 1) 数値地図 200000 (地図画像) 日本-Ⅲ, 国土地理院, 2002.
- 2) 数値地図 25000 (地図画像) 「和歌山」, 国土地理院, 2009.
- 3) 台風 12 号による被災に関する情報 空中写真, 国土地理院ホームページ,
<http://zgate.gsi.go.jp/SaigaiShuyaku/20110906/index2.htm>, 2011 年 10 月閲覧.

4.11 十津川村川津地区 (法主尾山東)

【酒井信介・成子浩明・大北耕三・中川 渉・林 慶一】

1) 崩壊規模と斜面変動の状況

対象地は、十津川村の中央部に位置する風屋ダム湖右岸に流入する溪流沿いの斜面である(図 4.11.1)。ここでは、最大幅約 250m、比高差約 300m、長さ約 500m に渡って斜面の崩壊が発生した。地形的に接近が困難であったため対岸からの遠望による観察結果であるが、崩壊深は最大で約 30m 程度と思われる。

崩壊は、まず図 4.11.2 に示す斜面下部ブロックが崩壊し、この影響で不安定化した斜面上部ブロックが崩壊したものと推察される。二つの斜面ブロック崩壊により発生した崩積土は、斜面下端部を風屋ダム湖に向かって流下する溪流を一時的に閉塞したものと考えられる。溪流閉塞後は、崩壊ブロック上方で発生した小規模崩壊に起因する土石流、および溪流上流からの多量の流下水により崩積土が浸食されダム湖に流入したものと推察される。溪流に沿って流下した崩積土は、ダム湖付近で小規模な扇状地を形成している(写真 4.11.1)。



図 4.11.1 対象地案内図 (背景図は文献 1)

2) 崩壊斜面の地形地質

崩壊発生斜面は、図 4.11.2 の崩壊前地形に示されるように、やや不明瞭な谷地形を含む尾根の側面部に位置する。斜面下端部には、ダム湖から法主尾山に向かって延びる谷が形成されている。また、崩壊が発生した尾根の反対側面部にも明瞭な谷が発達している。崩壊斜面は北向きで、上部ブロック及び下部ブロック共に直線直線型から直線谷型斜面を呈している。

なお、下部ブロックでは、ブロック中央部から下部に渡り部分的に凸型地形が形成されているが、凸部

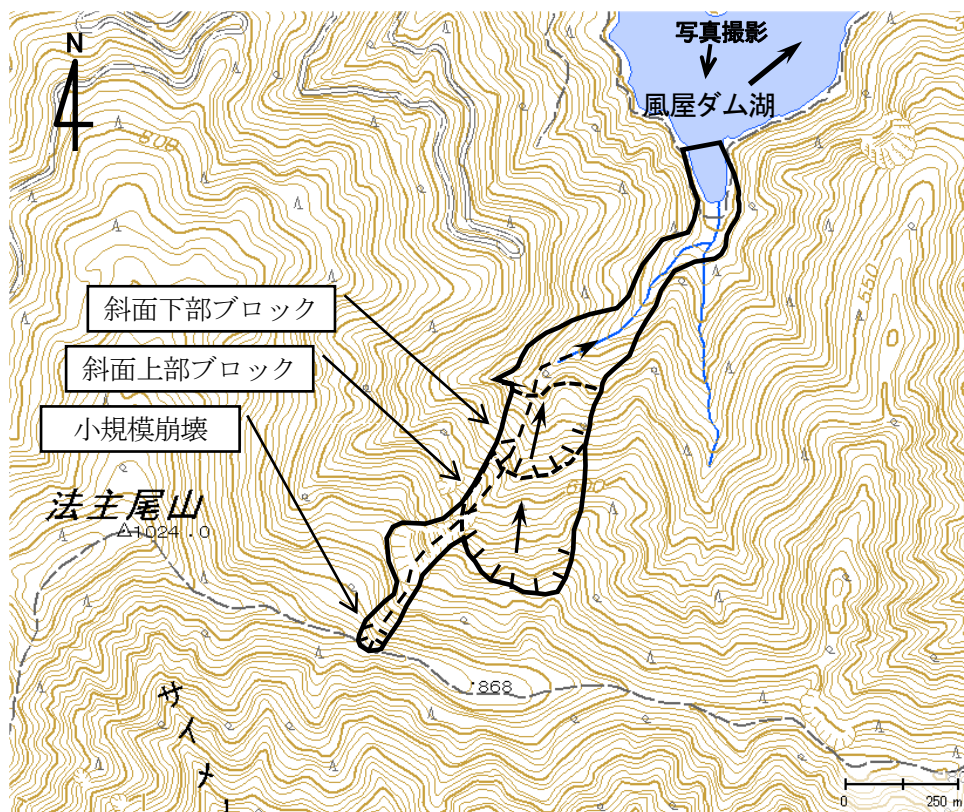


図 4.11.2 崩壊位置の概要 (背景図は文献 2)



写真 4.11.1 崩壊地全景（風屋ダム湖対岸からの遠望）

は斜面下部に位置する溪流に対し攻撃斜面となっており、こうした地形的要因も崩壊発生の一因であると考えられる。

崩壊斜面で見られる露頭は黒色系を主体としていることから、泥岩が分布しているものと推察される。遠望であるためやや不明瞭であるが、露岩面は全体的に滑らかで大部分が一様な面として認められることから、泥岩は斜面に対し流れ盤構造になっていると考えられる。ダム湖対岸に位置する写真 4.11.1 撮影場所付近には、写真 4.11.2 のような砂岩を薄く挟む泥岩が比較的low角な傾斜構造で分布している。この露頭の傾斜方向は、崩壊発生斜面に対して流れ盤となるが、こうした事実からも崩壊斜面は巨視的には流れ盤構造であるといえる。



写真 4.11.2 対岸に分布する泥岩の露頭

3) 崩壊後の状況

調査時点では、写真 4.11.1 に示すように、崩壊斜面頂部では落差が大きな滑落崖の形成は見られず、崩壊面から崩壊部上方斜面に向かって斜面勾配が概ね滑らかに変化していることが確認された。こうしたことから、今後、顕著な斜面崩壊領域拡大の可能性はそれほど高くない。

一方、崩積土は、崩壊斜面上部にはほとんど残留しておらず、斜面の中央部から下部に渡って堆積している。特に、斜面下部で厚く堆積しているようである。写真 4.11.3 の航空写真に示されるように、現時点で崩積土による溪流の堰止めは生じていないが、斜面中に残留している多量の崩積土が今後の豪雨等により崩壊し、ダム湖へ流入する恐れがある。

一方、崩壊斜面上方で発生した小規模崩壊部付近では、写真 4.11.3 の崩壊前航空写真から判読されるように、古い崩壊跡が分布している。この部分では、調査時に土留工や水路工らしき対策構造物が認められた。対策領域の上方で発生した小規模崩壊に伴う土石流の影響で、対策領域には土砂が堆積しているが、外観として構造物に大規模な損壊は見られないことから、ある程度の効果が発揮されたものと考えられる。



(崩壊後，2011年9月7日撮影)



(崩壊前，1976年6月撮影)

写真 4.11.3 崩壊前後に対する航空写真^{3),4)}

引用文献

- 1) 数値地図 200000 (地図画像) 日本-Ⅲ, 国土地理院, 2002.
- 2) 数値地図 25000 (地図画像) 「和歌山」, 国土地理院, 2009.
- 3) 台風 12 号による被災に関する情報 空中写真, 国土地理院ホームページ,
<http://zgate.gsi.go.jp/SaigaiShuyaku/20110906/index2.htm>, 2011年10月閲覧.
- 4) 国土情報ウェブマッピングシステム, 国土交通省ホームページ,
<http://nlftp.mlit.go.jp/WebGIS/index.html>, 2011年10月閲覧.

4.12 十津川村三浦地区

【酒井信介・成子浩明・大北耕三・中川 渉・林 慶一】

対象地は、奈良班の崩壊調査地の中でも最南部に位置し、県道 733 号に沿って東流する神納川に、五百瀬付近でほぼ南南東から北北西に流入する溪流沿いの左岸側斜面である (図 4.12.1)。

地質学的には、紀伊半島中部を東西に走る神納川断層の南側に位置し、四万十累帯の日高川層群の龍神累層からなる²⁾。前述の野尻地区、川津地区が神納川断層の北側に位置し、同じく日高川層群ではあるが、白亜紀チューロニアン (9,350~8,930 万年前) の美山累層からなるのに対して、龍神累層は白亜紀カンパニアン (8,350~7,060 万年前) とやや新しい時代の地層である。崩壊したのは龍神累層の中でも最上部に当たる最も新しい時代の地層で、100m以上の厚さの鱗片状劈開の発達する黒灰色頁岩と、その上位に重なる 20m 程度の厚さの灰白色砂岩である³⁾。これらの地層はほぼ東西方向の走向で、北に約 45° 傾斜する。



図 4.12.1 対象地案内図 (背景図は文献 1)

崩壊は尾根から北東~東北東に傾斜する斜面で、ほぼ稜線から北東~北北東方向に流下する形で起こったので、構造的に完全には一致しないが、流れ盤的な崩落であったと言える。

本地区については、崩壊発生後に撮影された空中写真がすでに公開されているので、崩壊範囲が正確にわかるように地形図上にこの空中写真を重ねたものを作成した(図 4.12.2)。また、崩壊地の地上からの全景を写真 4.12.1 に示す。

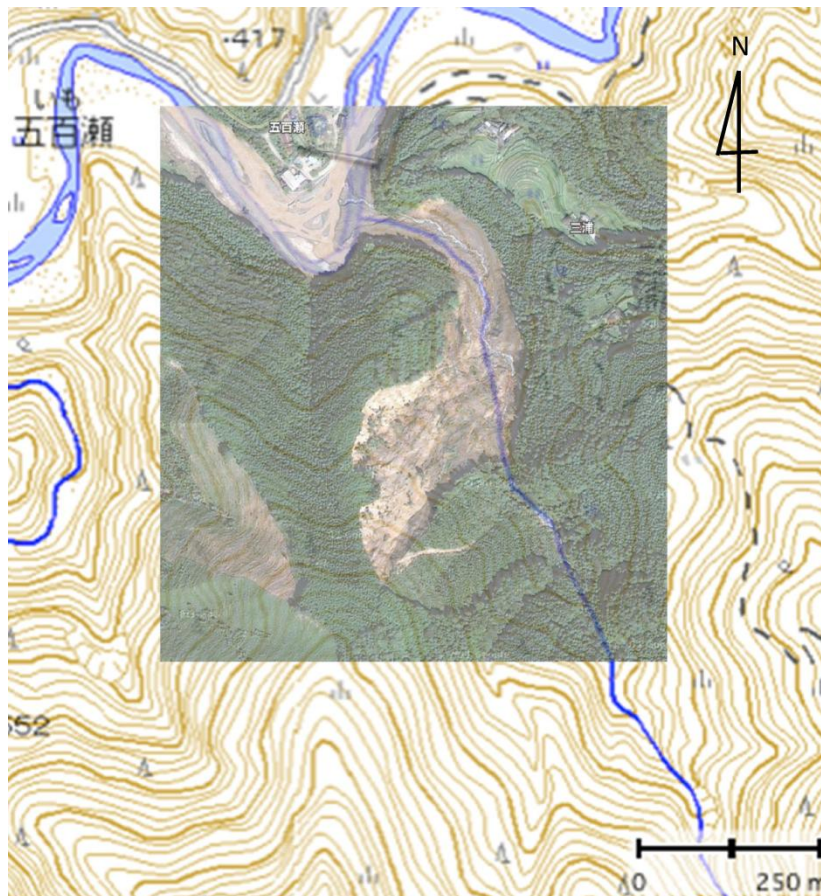


図 4.12.2 崩壊位置の概要 (国土地理院 2.5 万分の 1 地形図地図画像および Google Earth 空中写真画像を使用)



写真 4. 12. 1 崩壊地全景（溪流対岸からの眺望）

1) 規模と斜面変動の状況

① 幅：図 4. 12. 2 のように、頂部ではほぼ南北方向に約 260m の幅を持つが、溪床に至るまでの中間付近では北西-南東方向に 150m ほどの幅に狭まる。ここからさらに流下して溪床に達したのちは溪流沿いに北流し、幅は東西方向に 100m に狭まり、さらに 60m へと狭まる。この谷が神納川に合流する 100m ほど手前では大きく左に曲がってほぼ西流するようになるが、この先では右岸が張り出してきて幅は南北方向に 30m 弱と非常に狭くなる。

② 比高：図 4. 12. 2 のようにして空中写真の崩壊範囲を地形図に落として読み取ったところ、南側のより高位の滑落崖頂部から溪床までの比高は約 220m、北側の滑落崖の最も低い北端部分から溪床までの比高は約 100m と判明した。北に向かって高度の下がる尾根の稜線付近から崩壊が起こったため、比高にこのような大きな差が現れた。

③ 深さ：崩壊後の表面の高度が測定できていないので正確な推定は難しいが、南側のより高位からの崩落が作った谷の最も深いところでは 30m ほどではないかと考えられる。

2) 崩壊した土砂の状況

崩壊の概要を図 4. 12. 3 に示す。上記のように頂部ではほぼ南北方向に約 260m の幅を持つが、北側の 100m と南側の 100m の間には 60m ほどの未崩壊部分が露岩として突出して残っている。このことから、巨視的にはこれより北側と南側の 2 つのブロックで崩壊が発生したものと推察される。

① 滑落崖の状況・崩壊土砂の移動方向・移動形態および残留状況：北側と南側のブロックは図 4. 12. 3 の矢印で示したようにそれぞれが北東と北北東に流下して、図中に破線で示した範囲に崩積土を残している。南側ブロックの崩落では 30m 程度の滑落崖のすぐ下に侵食で形成された谷底部を埋めるように、樹木をまばらに含む細粒の崩積土が残留している。北側ブロックの崩落では数 m の滑落崖の下に、上方に向かって倒れた樹木を表面に持つことからやや滑動土塊的と考えられる比較的細粒の崩壊土が残留する。これらの崩積土は、溪床に至るまでの中間付近で合流合体して全体として一つの崩壊のような外観を呈し、ここからさらに流下して溪床に達したのち、南側のブロックのより大きな崩壊は、対岸を 11m の高さまで駆け上がって樹木をなぎ倒して堆積している。この状況から、崩壊発生直後に溪流は一度閉塞されたと考えられ、その後越流が崩積土を下方侵食して現在の 2 つのブロックに分断したと考えられる。流路がこの部分では東側にずれている（図 4. 12. 1 参照）のはこのためと考えられる。

地元住民からの聞き取りによると、斜面崩壊発生と思われる轟音の後、比較的短時間で土石流が神納川に流入してきたことが確認されている。その際、土石流は、神納川対岸にまで押し寄せ、護岸沿いのガードレールを破壊したとのことである。このことは、図に破線で示した崩積土の厚く分布する部分よりも下流側で崩積土が少ないのは、この土石流によって土砂が排出されたためと推定される。現在、崩壊斜面下部には写真 4. 12. 1 に示すように崩積土が多量に残留しており、今後、残留土砂に起因した土石流の発生が懸念される。

② 湧水、旧崩壊土その他：湧水および旧崩壊土は全く認められなかった。

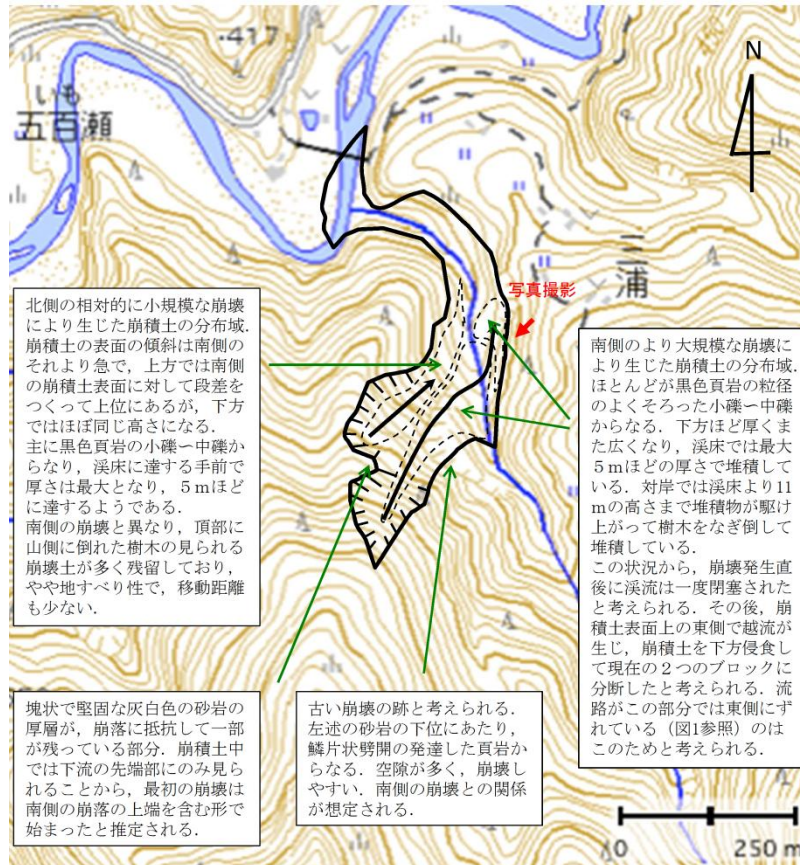


図 4.12.3 対象地の崩壊の概要(国土地理院 2.5 万分の 1 地形図地図画像を使用)

3) 顕在化していないが周辺の斜面への影響

- ① 崩壊拡大の可能性の有無：南側の一部を除いて、ほとんど無い。
- ② 周辺斜面での亀裂発生などの状況：南側の崩壊の頂部南端の 20m ほど下から、樹木が失われたくぼみが見られるが、ここには元々浅い谷があったので、これが亀裂か、谷の上部で小規模な土石流が流れて樹木がなくなり岩石が露出しているだけかも知れない。高い位置にあるため現地では確認できなかったもので、いずれかを判定することは難しい。

4) 変動前の地形の特徴斜面の傾斜方向

- ① 斜面の傾斜方向：上部では北東だが下部では東北東へと漸移する。
- ② 河川との関係：本流ではなくそれに連なる水量の少ない溪流で、崩壊部分では直線的に北流しており、河川の影響は小さいと推定される。
- ③ 斜面変動地形の有無：なし
- ④ 防災科研の地すべり地形分布図との比較など：本溪流の上流には右岸に上下に重なるように 2 箇所、さらに上流の左岸には横に並ぶように 3 箇所の地すべり地形が表示されているが、対象地は地すべり地形とされていない。

引用文献

- 1) 数値地図 200000 (地図画像) 日本-III, 国土地理院, 2002.
- 2) 中屋志津男・吉松敏隆・寺井一夫(1990)紀伊半島の地質と温泉, アーバンクボタ, NO. 38, 株式会社クボタ広報宣伝部, 35.
- 3) 木村克己(1986)奈良県十津川村南部四万十累帯北帯の日高川層群-層序と古地理-, 地質学雑誌, 92(3), 185-203.

4.13 黒滝村中戸（柏原谷）地区

【加藤正司・奥田 尚・篠原正男・東田 淳・松本修司・柳田 誠】

1) 崩壊発生箇所

黒滝村の柏原山（標高942m）から中戸とその東側の赤滝との間を南にむけて柏原谷が延びている。崩壊は、柏原谷が2つに分岐する標高646m 地点から上方で発生した（図4.13.1）。地形的には山腹から谷底まで続く崩壊地形（図4.13.2 の茶色）が認められる。この地形は、周辺よりも尾根がはっきりせず、沢が発達しない斜面である。背後には滑落崖が開析された急斜面があり、その基部には緩傾斜の平坦面が残る。崩壊土塊はやや急傾斜を呈し、下方まで続いている。崩壊土塊の中央部～下半分にかけては深さ10m程度の細長い沢の発達が認められる。

今回の崩壊は、既往の崩壊地形の下半分（幅100m、長さ250m、推定厚さ20m）が再動したもので、崩壊土塊は谷底で対岸に乗り上げている。土塊の末端は回転して逆傾斜している（図4.13.2 の赤矢印、写真4.13.1）。滑落崖の比高は40～50mと大きく、今回の崩壊の素因として沢と沢に集まる地下水が考えられる。今回の崩壊は杉の木をのせたまま移動した様子が空中写真からわかる（図4.13.1）。黒滝村中戸（柏原谷）の崩壊は、9月6日9時00分に発生が確認された（黒滝村広報 10月号参照）。

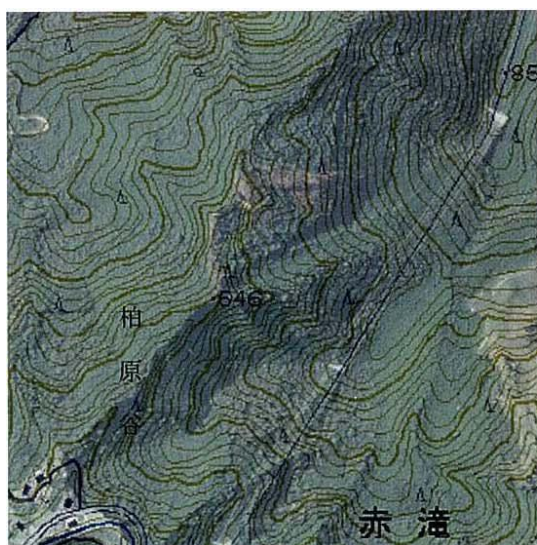


図4.13.1 黒滝村中戸（柏原谷）の崩壊状況

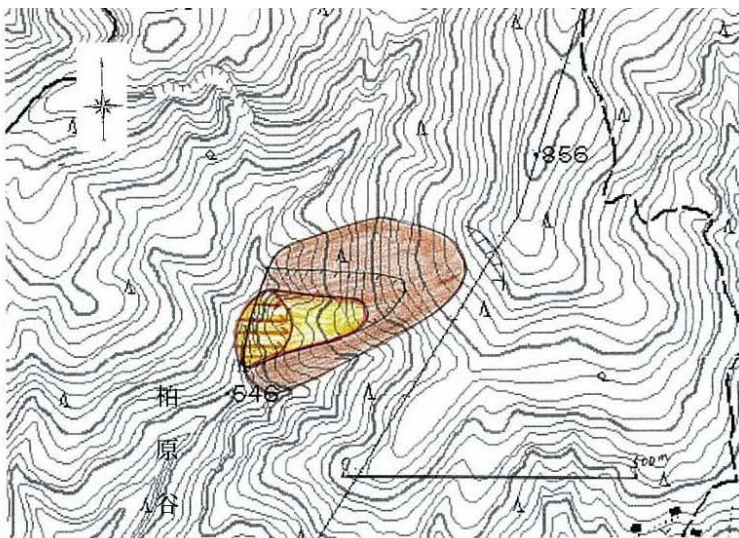


図4.13.2 黒滝村中戸（柏原谷）崩壊地の地形判読図



写真4.13.1 対岸にのりあげた崩積土塊

表層の杉の木が崩壊側に倒れている。

2) 斜面地山の状況

柏原谷に沿っては四万十帯に属する地層群が分布しており、右岸側と左岸側とでは岩相を異にしている。谷の右岸側には赤色の泥岩が、左岸側には暗灰色の砂岩優勢の砂岩泥岩互層が分布している。地質構造的には右岸側の赤色泥岩が構造的に下位に、左岸側の砂岩泥岩互層が上位に位置する(図4.13.3)。柏原谷沿いには大滝断層が推定されている。

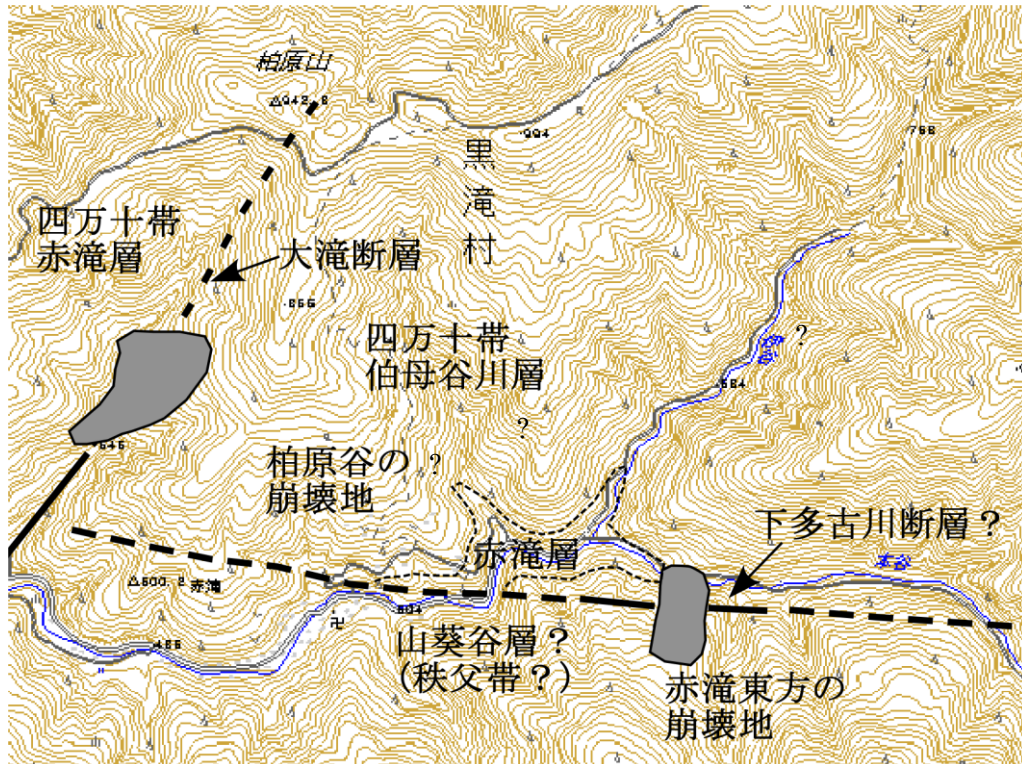


図 4.13.3 赤滝付近の地質概略図

崩壊地は、柏原谷の東側斜面にみられる(写真4.13.2)。崩壊堆積物は砂岩を主体としており、泥岩や灰白色の層状チャート塊は僅かである。赤色頁岩はみられない。崩壊地の上部は標高750m付近に位置している。地滑り地の下部付近には大滝断層が通っており、この断層に伴う崩壊と推定される。



写真4.13.2 黒滝村中戸(柏原谷)崩壊地の状況
崖面には四万十帯の砂岩優勢砂岩泥岩互層が分布。

3) 崩壊地の状況

崩壊地は柏原山から南に張り出した尾根の西側斜面に起こっており、崩壊堆積物が西側の谷を埋め、その上流に水が溜まっている(写真4.13.3)。しかし、崩壊堆積物の上を越流した痕跡はみられない。谷部の崩壊堆積物から水を湧出している場所が多々見られる(写真4.13.4)。また、上流にできた水溜まりにみられる水位は低下しているようである。水面から立っている枝でみれば、水に濡れている部分が25cm程あり、乾いた部分がある上に15cm程みられる(写真4.13.5)。

崩壊地の中央部は杉の木が立ったままであるが、30～50cmの亀裂が多くみられる(写真4.13.6)。

今回の崩壊部に小さな沢が見られ、この沢に地下水が集中し、浸透したものが断層沿いから湧出し、崩壊が発生した可能性が考えられる(写真4.13.7)。



写真4.13.3 崩壊堆積物が西側の谷を埋めた状況

写真4.13.4 谷埋の崩壊堆積物から水を湧出している状況

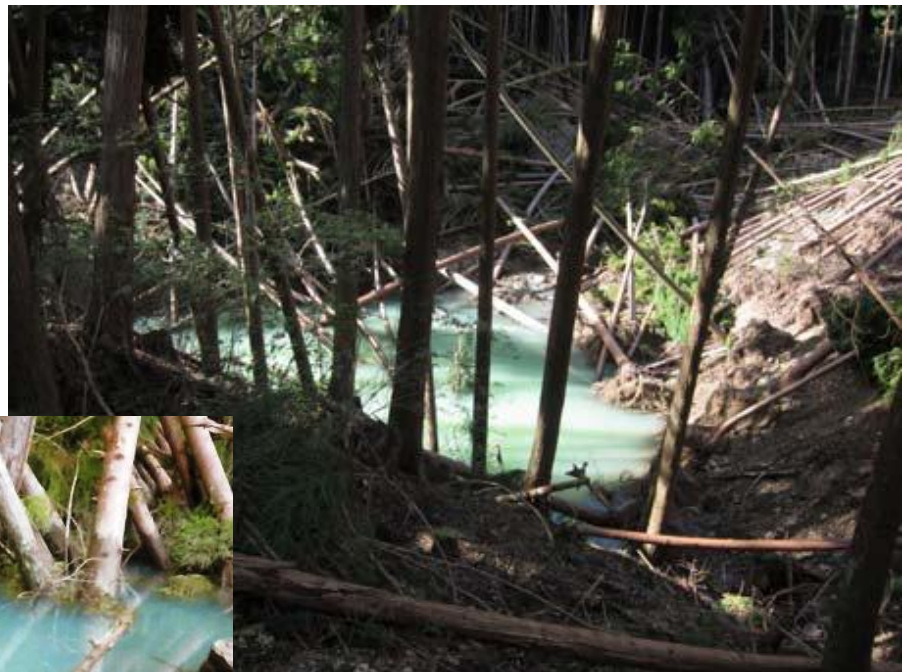


写真4.13.5 谷部水たまりの状況

(写真左；水位低下が見られる。)



写真4.13.6 地滑り地の中央部にみられる亀裂の状況



写真4.13.7 崩壊崖面に見られる湧水と湧水跡

4) 懸念される今後の変動

(1) 滑落崖の拡大

滑落崖は破碎を被った頁岩からなっており、また湧水も認められることから、全体的に脆弱な状況にある。このことから滑落崖周辺の地盤は不安定な状況にある。今後、滑落崖の拡大・活動土砂の発生が懸念される。

(2) 崩積土の再移動

斜面内および斜面末端には、多量の崩積土および倒木が不安定な状態で取り残されている。現在、崩壊斜面上には湧水が流れており、崩積土を浸食しており、斜面中に残留している多量の崩積土のバランスを崩す傾向にある。このことから今後も大規模な崩積土の滑動や、土石流の発生が懸念される。

4.14 黒滝村赤滝地区

【加藤正司・奥田 尚・篠原正男・東田 淳・松本修司・柳田 誠】

1) 崩壊発生箇所

崩壊地は、黒滝村赤滝東方、黒滝川上流伊谷と本谷との合流点から東方約300mの本谷沿いの南斜面である(図4.14.1)。崩壊地周辺には山腹から谷底まで続く緩傾斜で深い谷の発達がない崩壊地形(図4.14.2の茶色)が認められる。滑落崖は明瞭でないが、急傾斜の斜面が背後に見られる。今回の崩壊は、前記地すべり地形のうち本流に接する1/5程度(幅120m, 長さ150m, 推定厚さ20m)が再動したものである。

赤滝東方の崩壊は、9月4日8時30分に発生が確認された(黒滝村広報 10月号参照)。



図 4.14.1 黒滝村赤滝東方の崩壊状況

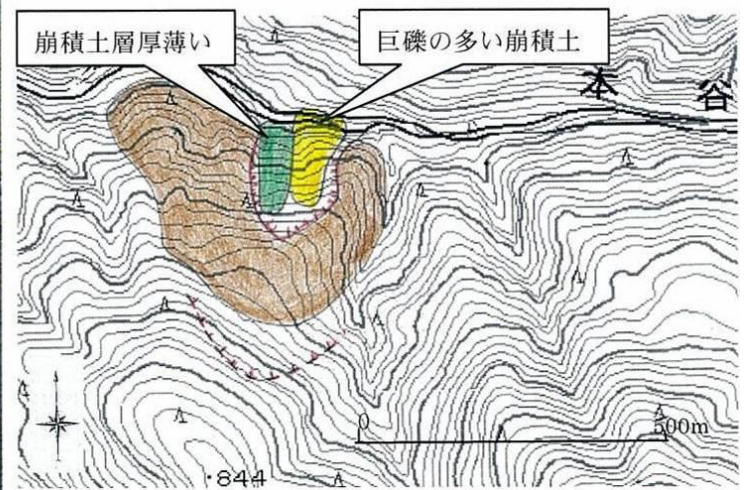


図 4.14.2 黒滝村赤滝東方崩壊地の地形判読図

2) 斜面地山の状況

崩壊地の地山には基盤岩として、斜面下方には四万十帯に属する砂岩優勢砂岩泥岩互層(地層面の走向傾斜 $N60^{\circ}W, 10^{\circ}N$)が、四万十帯上方には秩父帯の石灰岩塊を含む玄武岩質凝灰岩や頁岩が分布している。四万十帯と秩父帯との境界には断層が想定されるが、今回は観察出来ていない。四万十帯中には破碎幅1.5mの断層(断層面の走向傾斜 $N60^{\circ}W, 60^{\circ}N$)が確認でき(写真4.14.1), また崩壊地の上部まで続く玄武岩質凝灰岩(写真4.14.2, 4.14.3)の上方には破碎を被った頁岩が分布し、破碎帯幅は約9mである(写真4.14.4)。断層の走向は $N85^{\circ}W$, 傾斜は $70^{\circ}N$ である。玄武岩質凝灰岩と破碎された頁岩の境から水が湧出している。西側の崖面には黒色の頁岩がみられる。

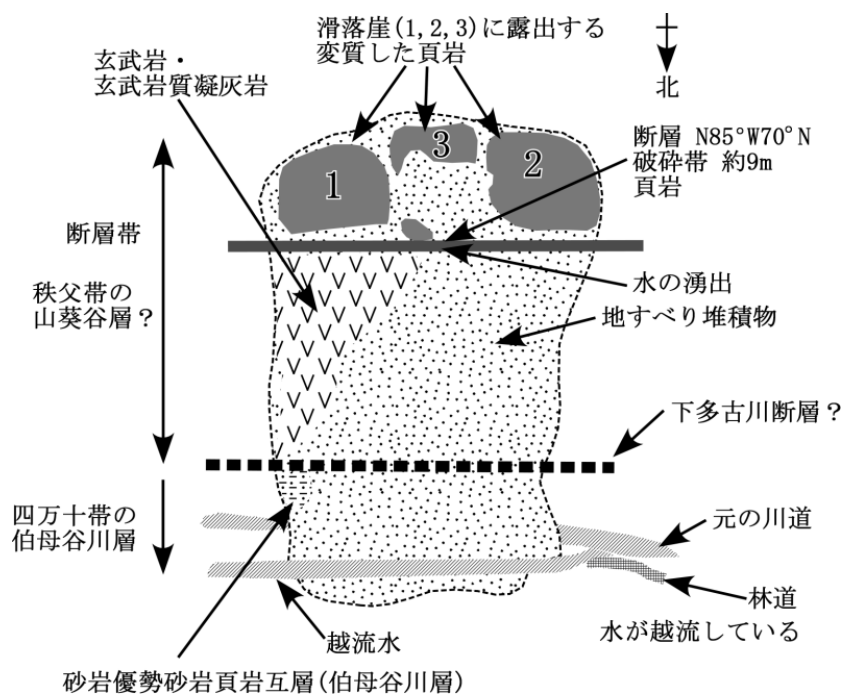


図 4.14.3 赤滝東方崩壊地部の地質概略図



写真4. 14. 1 赤滝東方崩壊地の状況
 橙色枠内は四万十帯の砂岩優勢
 砂岩泥岩互層が分布.



写真 4. 14. 2 赤滝東方崩壊地の状況. 写真左側の灰色部は玄武岩質凝灰岩



写真 4. 14. 3 滑落崖に露出する玄武岩質凝灰岩



写真 4. 14. 4 秩父帯頁岩の破碎部

3) 崩壊地の状況

崩壊地の中央部付近から上部の滑った跡の崖面をみれば、東（左手）、中央、西（右手）に窪みがみられる（写真4. 14. 5）。崩壊堆積物の東側や下部には玄武岩や玄武岩質凝灰岩が多く、西寄りの堆積物の上部には頁岩が多い。崩壊堆積物の状況と崩壊地の崖面の岩石分布から、東側の窪み部が滑り、次に再側の窪み部が滑った。その後、中央部が滑ったと推定される。

滑落崖の直下からは左右および中央部の3箇所から湧水（写真4. 14. 5）が出ており、湧水箇所の標高を結んだ線は断層と想定される。今回の斜面崩壊は、既往の崩壊土塊中の谷部に発生し（図4. 14. 1, 図4. 14. 2），崩壊地の両縁には小さな沢もある。この沢に地下水が集中し、浸透したものが断層沿いから湧出し、崩壊が発生した可能性がある。



写真 4. 14. 5 崩壊部全景および湧水箇所

本崩壊箇所は、崩壊の早い段階では、短時間土砂ダムを造ったようである。その後、崩壊地末端が浸食を受け、河道が確保されたが、現在は元来右岸側にあった林道上を川が流れている状態である。

4) 懸念される今後の変動

(1) 滑落崖の拡大

滑落崖は破碎を被った頁岩からなっており、全体的に脆弱な状況にある。このことから滑落崖周辺の地盤は不安定な状況にある。今後、滑落崖の拡大・活動土砂の発生が懸念される。

(2) 崩積土の再移動

斜面内および斜面末端には、多量の崩積土および倒木が不安定な状態で取り残されている(写真4.14.6, 写真4.14.7)。現在、斜面末端には川が流れており、斜面末端に堆積している崩積土を浸食しており、斜面中に残留している崩積土のバランスを崩す傾向にある。このことから大規模な崩積土の滑動や、土石流の発生が懸念される。



写真4.14.6 崩壊地末端の崩積土の状況



写真4.14.7 崩壊箇所下流の状況

4.15 川上村迫地区

【加藤正司・奥田 尚・篠原正男・東田 淳・松本修司・柳田 誠】

1) 崩壊発生箇所

崩壊地は、吉野郡川上村迫の集落北方、吉野川の左岸に発生した（写真4.15.1, 4.15.2）。崩壊によって国道169号線は路床が崩落しており、右岸に迂回路がつけられている。崩壊地へは迫の集落側から国道169号線で、また、崩壊地の上方へは集落の北にある集会所から山の方へ続く道（東熊野街道）から行くことができる。崩壊地の山腹には地すべり地形（図4.15.2の茶色）があり、上下、二つに分かれる。今回の崩壊は上半分の崩壊地形が再動したものである。北側には深い沢、南側には細長い尾根がある。滑落崖は明瞭でないが、やや急な斜面があり、南側の細長い尾根に連続する。細長い尾根は側方の滑落崖をなす。崩落土塊は周辺よりも緩傾斜で、沢が発達しない斜面である。

今回の崩壊は既往の崩壊地形の上半分にあり、その下流側2/3程度が再活動した、土塊は2つに分かれる。図4.15.2に黄色で示した土塊は巨礫を含む厚い岩塊からなり、長さ400m、幅70~100mである。緑で示した土塊はその後に発生した薄い土砂に見える。さらに末端が流動してダム湖に達した（図4.15.1）。下方へ流動した部分（水色）の幅は20~50m、長さは400mである。川上村迫の崩壊は、9月4日17時20分に発生した（川上村広報9月号参照）。

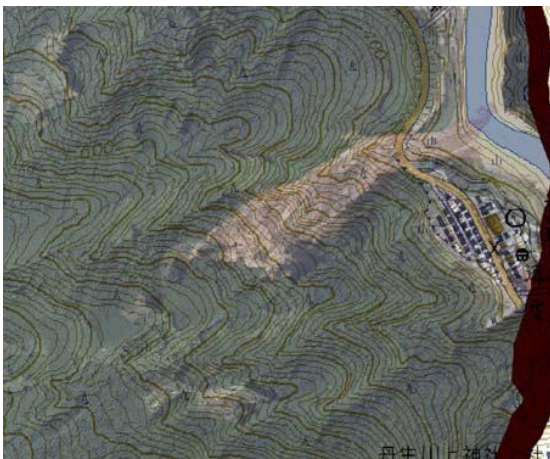


図 4.15.1 川上村迫の崩壊状況

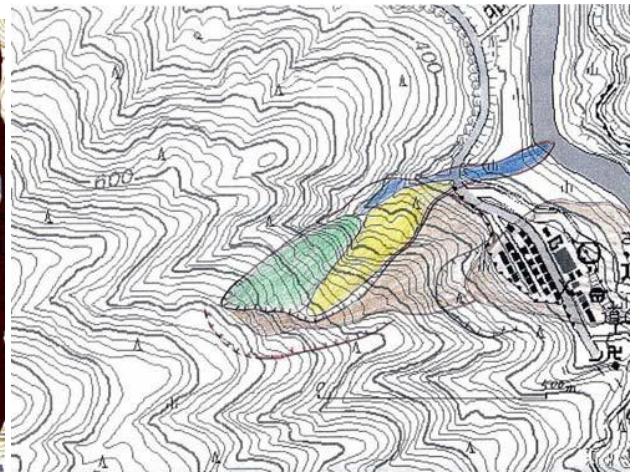


図 4.15.2 川上村迫の崩壊地の地形判読図



写真 4.15.2 崩壊地の上部の状況

写真 4.15.1 崩壊地形全景

2) 斜面地山の状況

崩壊堆積物の礫は頁岩が多く、玄武岩、玄武岩質凝灰岩、灰白色の層状チャートがみられる。この付近には秩父帯に属する岩体が分布している。

崩壊地南側崖面の黒色頁岩の片理面(写真4.15.3)は北に傾斜しており、流れ盤の様相を呈している。頁岩の片理面は走向がN80° Wで、傾斜が30° Nである。滑り面は、走向がN70° Eで、傾斜が34° Nである。頁岩の片理を切って滑り面ができています。

南側の崖面は黒色頁岩からなり、その上に2~5mの厚さをもつ崩壊堆積物がみられる。この礫種の殆ど全てが頁岩で、角礫である。この堆積物の上面には崩壊で生じた崖面に並行するように1~3cm 間隔で亀裂が数本みられる。この崩壊地では、2回目に生じた北側の崩壊堆積物が崩壊地の上方に留まっている(写真4.15.4)。また、南側の地滑りは小規模であるが観察時点でも生じている。表層の堆積物は非常にやわらかい状況であった(写真4.15.5)。



写真 4. 15. 3 崩壊地南側崖面の頁岩の片理面



写真 4. 15. 4 崩壊地北側の斜面状況



写真 4. 15. 5 非常に軟弱な崩積

3) 崩壊地の状況

東熊野街道から崩壊地の上部に行けば、崩壊の崖面がみられ、その切り合い具合と崩壊堆積物の様子から中央部が最初に、北側が次に、南側が最後に滑っている(図4.15.3)。

図4.15.3 川上村迫の崩壊地上部の観察略図斜面上部には高さ約20~25mの滑落崖が認められる。崩落崖にはやや緩みの見られる岩盤が露出している。中央部の崖面には玄武岩・玄武岩質凝灰岩が、南側の崖面には黒色の頁岩がみられる(写真4.15.6, 4.15.7, 4.15.8)。

崩壊下部には、厚い崩積土砂が堆積しており、表層にも水が流れていることから侵食の拡大が進みやすいと考えられる(写真4.15.9)。

崩壊地内には崩積土および倒木が多く不安定な状態で残留している(写真4.15.10)。

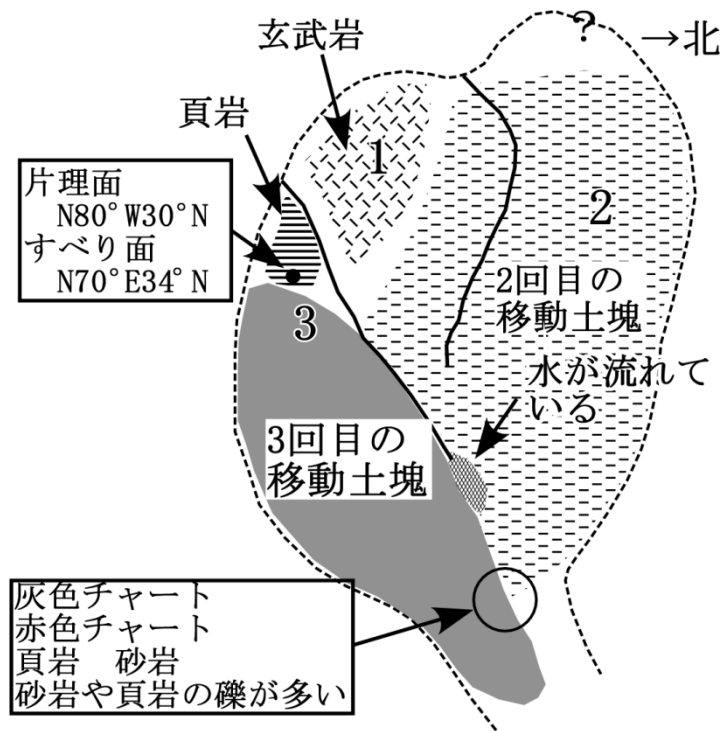


図4.15.3 川上村迫の崩壊地上部の観察略図



写真4.15.6 崩壊地の中央部崖面にみられる岩盤



写真4.15.7 崩壊崖面の岩盤状況



写真4. 15. 8 崩壊崖面に見られる岩盤の緩み



写真4. 15. 9 崩壊地下方の崩積土の状況



写真4. 15. 10 崩壊地全景

4) 懸念される今後の変動

(1) 滑落崖の拡大

滑落崖はせん断を被った頁岩からなっており、また湧水も認められることから、全体的に脆弱な状況にある。このことから滑落崖周辺の地盤は不安定な状況にある。今後、滑落崖の拡大・活動土砂の発生が懸念される。

(2) 崩積土の再移動

斜面内および斜面末端には、多量の崩積土および倒木が不安定な状態で取り残されている。現在、崩壊斜面上には表面水が流れており、崩積土を浸食しており、斜面中に残留している多量の崩積土のバランスを崩す傾向にある。また道路工事に当たって斜面末端の土砂を除去すれば不安定な状況になりこのことから今後も大規模な崩積土の滑動や、土石流の発生が懸念される。

4.16 川上村高原川地区

【加藤正司・奥田 尚・篠原正男・東田 淳・松本修司・柳田 誠】

1) 崩壊発生箇所

崩壊地は、川上村高原の高原川にあった高原ダム跡の南方に生じたものである(写真4.16.1)。高原の集落では伊勢湾台風の時に集落の西方に地滑りが起こり、谷に沿って建っていた家が流出し、10名以上の死者を出したようである。また、この時に高原ダムが土砂で埋まり、発電できなくなっている。当時、使用されていた発電機が大迫ダムの堰堤西側に展示されている。この時にダムが埋まるほどの土砂ができていた。今回の崩壊地は高原ダム跡の上流にあたる。地滑り地は高原川の左岸に生じており、崩落した土石が谷にまで流れ込んでいる(図4.16.1参照)。この地点は「先の台風により崩落した土砂を除けて林道を開通させた後に襲来した台風により生じた土砂崩れである」と、高原の方は話されていた。

崩壊地周辺では、稜線から谷底まで続く大きな地すべり地形(図4.16.2の茶色)がある。滑落崖は明瞭でないが、頂部には大きな凹地と孤立丘があり、その下方には、周辺よりも緩傾斜で、深い谷が発達しない斜面が崩積土塊を作っている。下部には二次的な地すべり(図4.16.2のこげ茶)とその上部に亀裂起源の凹地列が判読できる。

今回の崩壊は、既往の大きな崩壊地形の下流側1/3程度が今回、再活動したものである。今回の崩壊地の位置にはやはり事前に沢が発達していた。沢の存在と崩壊の発生に因果関係があると思われる。

今回の崩壊は、比高40m程度の滑落崖(図4.16.2の赤)を作っていて、土塊(図4.16.2の黄色)の移動量が大きいことを示唆している。崩壊は対岸に達しており、高原川をせき止めたと思われる(図4.16.1)、しかし、崩壊箇所の上流側に厚い砂礫が堆積していないので、当初崩壊土砂は高原川をせき止めたが、短い時間で決壊し下流側へ土石流(図4.16.2の水色)となって広がったと思われる。



図4.16.1 高原川地区の崩壊状況

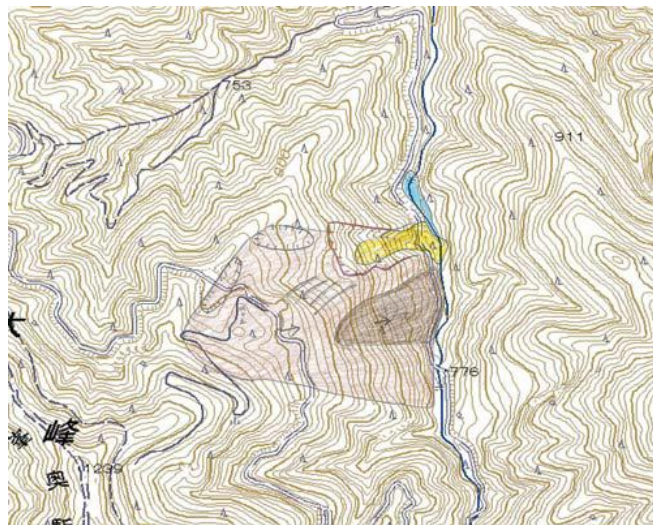


図4.16.2 高原川地区の崩壊地の地形判読図



写真4.16.1
崩壊地全景

2) 斜面地山の状況

崩壊斜面の崖には玄武岩質凝灰岩の岩体や砕かれた石灰岩塊がみられる(写真4.16.2)。
観察した付近の崩壊堆積物には灰白色の石灰岩、灰白色の層状チャート、砂岩、頁岩の礫がみられる。
崖面の観察をしていないので結論が出ないが、秩父帯の属する岩体が崩壊を起こしていると推定される。



写真 4. 16. 2 崖面に見られる玄武岩質凝灰岩と灰白色を呈する石灰岩

3) 崩壊地の状況

斜面上部には高さ約40mの滑落崖が認められる。崩落崖には亀裂の発達したやや緩みの見られる岩盤が露出している。崖面には玄武岩・玄武岩質凝灰岩・黒色の頁岩がみられる(写真4.16.2, 4.16.3)。
崩壊下部には、厚い崩積土砂が堆積しており、崩壊地内には崩積土および倒木が多く不安定な状態で残留している(写真4.16.3)。対岸に残る土砂の高さは川の水面から40m程あるが、上流の立木の様子では滞流水の跡が20m程の高さであることから、崩壊堆積物は谷部でU字形に堆積したと推定される(写真4.16.4)。



写真4.16.3 崩壊地の中央部滑落崖の状況



写真4.4 高原川を堰き止めた崩壊堆積物を切り込んでできた川
右岸側に残る崩壊堆積物の上面より，上流に残る滞水後のほうが低い。

4) 懸念される今後の変動

(1) 滑落崖の拡大

滑落崖は亀裂が発達し，やや緩んだ玄武岩質凝灰岩・頁岩等からなっており，全体的に脆弱な状況にある．このことから滑落崖周辺の地盤は不安定な状況にある．今後，滑落崖の拡大・活動土砂の発生が懸念される．

(2) 崩積土の再移動

斜面内および斜面末端には，多量の崩積土および倒木が不安定な状態で取り残されている．現在，崩壊斜面上には表面水が流れており，崩積土を浸食しており，斜面中に残留している多量の崩積土のバランスを崩す傾向にある．今後も大規模な崩積土の滑動や，土石流の発生が懸念される．