紀伊半島の白亜系日高川層群地帯おける斜面崩壊と土石流の特徴

Characteristics of slope failure and debris flow in the Cretaceous Hidakagawa Group zone on the Kii Peninsula, Japan

林　慶一
Keiichi, HAYASHI

甲南大学　理工学部　地学研究室
Geoscience Laboratory, Faculty of Science and Engineering, Konan University, Kobe 658-8501, Japan

（受理日 2021 年 10 月 11 日）

要旨： 紀伊半島の白亜系付加体である日高川層群の分布域で，平成 23 年の台風 12 号によって発生した斜面崩壊と土石流の特性を分析した．日高川層群は，沈み込む海洋プレートによって付加体深部に押し込まれたため，破壊により細片化した岩石からなるので，風化によって最終的には細粒物質を中心とする厚い風化層ができる．しかし，地下深くの高圧で強く再固結した岩石でもあるので，風化・侵食に強く高い山を形成しており，山腹斜面の河床からの比高は四万十帯の中で最も大きい．山腹斜面に生成された細粒の風化物質は，山腹斜面の全面で一斉に崩壊を起こす場合と，分割して崩壊する場合とがある．前者の場合は，先行河川である緩傾斜の本流の河床に崩落することが多く，その場所に厚く堆積して天然ダムを形成することも多い．後者の場合は，山地の隆起とともに形成された急傾斜の渓流に崩落することが多く，土石流に転化して渓流沿いに長距離流下する．他の地質帯と異なり，このような２つのタイプの斜面崩壊/土石流が発生する日高川層群地帯では，これらを認識できるような防災教育が必要で，そのための地域住民向けの教育素材も考案した．

キーワード：斜面崩壊，土石流，日高川層群，渓床勾配，平成 23 年台風 12 号，紀伊半島，防災教育

１．はじめに

平成 23 年（2011 年）の台風 12 号は，日本の観測史上最大の降雨を紀伊半島にもたらし，紀伊半島に分布する主要な地質帯のすべてにわたって大規模な山腹崩壊と土石流を発生させた．直後に，地盤工学会・日本応用地質学会・日本地質学会・関西地質業協会による合同調査が行われ，多数の土木工学や地質学の研究者・技術者により主要な災害発生地を網羅した緊急報告が出された（深川，2011）．その後も多数の研究が報告されているが，個別あるいは限定された範囲の土砂災害を対象としたもの（千木良ほか，2012 など）がほとんどで，紀伊半島全域にわたって地質と土砂災害の関係を議論したものとしては鈴木ほか（2012）の他には見当たらない．

鈴木ほか（2012）は，属する研究グループによる紀伊半島での膨大な地質学的研究の蓄積に基づいて，今次の土砂災害を紀伊半島全体にわたって，地質と崩壊場所の関係の視点から解析した．その結果，北部の変形の強い付加コンプレックスからなる日高川帯では．北傾斜の同斜構造・北傾斜のスラストと脆弱な混在岩の存在により大規模な斜面崩壊が頻発していること，南部の変形の弱い付加シークエンスからなる日置川帯では，スラストや地層面による流れ盤など特定の地質要件に限定して中規模の斜面災害が発生していること，東部の熊野酸性岩類地帯では，小規模な斜面崩壊が風雨の強い南東向き斜面に限定して無数に発生していることなどを報告した．この研究は，防災上どのような地質と地質構造の場所で斜面崩壊が発生するかを考える上で重要な成果であるが，斜面崩壊やそれに続く土石流のタイプと地質との関係には言及していない．特に，土石流の規模と流下距離は，斜面崩壊が発生した後に災害の及ぶ範囲や様式を大きく支配するので，この観点からの研究は防災上重要であるが踏み込んだ報告はない．著者は災害発生直後から紀伊半島全域にわたる斜面崩壊と土石流の発生箇所（図 1 左）を調査した結果，大きく異なるタイプの斜面崩壊・土石流を観察し，地質との関係が大きいこと（図 1 右）に気づき（林，2012a），両者の関係を明らかにする研究を紀伊半島に分布する主要地質帯ごとに行ってきた．

紀伊半島で今次の土砂災害が多数発生した地質帯は，図 1 左図に示した地質図では，南から“熊野酸性岩類”，“牟婁層群”，“音無川層群”，“日高川層群”である．後者の 3 層群は，白亜紀後期から新第三紀初頭にかけて海洋底・海溝・大陸斜面の堆積物が沈み込むプレートによ

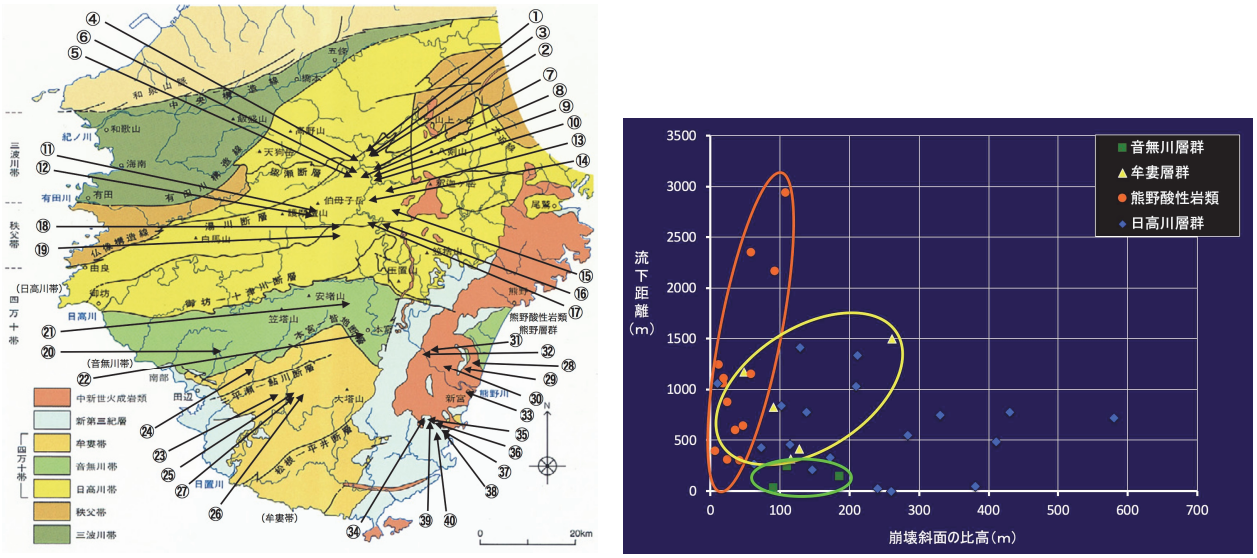


図１　従来の研究成果　左：地質図（吉松，1999）上に平成 23 年の紀伊半島大水害で大規模な斜面崩壊や土石流の発生箇所を番号で示した図，右：左の各崩壊地での崩壊斜面の比高と土砂の流下距離の関係を層群レベルで色分けして示した図．左図は林（2012b）の図１を再掲，右図は同図８にグループの範囲を示す楕円を加筆．

って日本列島に次々と押しつけられた付加体で，断続的で北ほど古いものの同じ成因であることから四万十帯と呼ばれている．“熊野酸性岩類”は，この最後の付加体ができた直後に大規模なカルデラ噴火が発生して，マグマが噴出したり地下浅部で固結したものである．著者は，熊野酸性岩類地帯については林（2014）で，牟婁層群地帯については林（2017）で，音無川層群地帯については林（2012b）で，斜面崩壊/土石流と地質の関係を発生と流動のメカニズムを明らかにすることで解明した．しかし，残る日高川層群については，斜面崩壊/土石流と地質の関係自体が図１右のグラフのように不明瞭で，発生・流動のメカニズムも不明であったため，災害発生から 10 年後の現在まで成果を発表することができなかった．今回他の地質帯とは異なる方法での解析を加えた結果，日高川層群についての解明が大きく進展したことからここに報告し，平成 23 年の紀伊半島の土砂災害全体の研究を一応完結する．

２．日高川層群の斜面崩壊・土石流の特徴と問題の所在

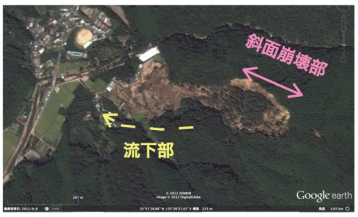
2.1　紀伊半島四万十帯の他の層群等との比較

図２に，各地質帯における代表的な斜面崩壊/土石流の発生箇所の位置を，Google Earth の衛星写真上に示す．

熊野酸性岩類地帯では，地表面積当たり最も高密度で斜面崩壊/土石流が発生し，その特徴は花崗斑岩の深層風化によって厚い風化層が全域で形成されていたことが素因となって，記録的豪雨を誘因として崩壊が発生し，崩壊物質はそのまま土石流化し，途中の渓床に残留していた旧土石流堆積物を巻き込んで大型化して，長距離にわたって流下した．旧土石流堆積物が最も多く残留していた図２A の那智勝浦町の金山谷川では，これらの堆積物が深い谷を埋めて平坦地を形成していてそこに２つの集落ができていたが，大量降雨による地下水圧の上昇で緩んでいたために，上流からの土石流に加わって土石流を巨大化させたことがわかっている（林，2014 など）．また，風化によって準備されていた大量のマサが潤滑剤の役割を果たすとともに，球形度の高いコアストーンが流動性を高めたことで，流下中のエネルギー減衰が少なく，破壊力を下流まで維持した．こうして，熊野酸性岩類地帯では，渓流の源流部付近での崩壊で，他の地質帯に比べて小規模であるにもかかわらず，全地質帯の中で最も長距離流下して大きな被害を出す土石流となった．

これに対して，四万十帯の音無川層群地帯では，斜面崩壊の数は少なかったが，明らかに他の地質帯とは全く異なる現象が確認された．田辺市本宮町三越の奥番地区での斜面崩壊では，熊野酸性岩類地帯よりも規模の大きい，したがって位置エネルギーのより大きな崩壊が起こったにもかかわらず，崩積土は土石流化することなく直下の河床に厚く堆積し，河道閉塞して天然ダムをつくった．水位の上昇とともに，これが元の河川とは別の場所から越流して決壊した．崩壊斜面での詳細な調査により，崩壊堆積物が下方へ行くほど細かくなっていること，また堆積物は素手で破壊できるほどに風化で脆くなっていたことなどから，崩壊しながら破砕されたことが確認された．また，崩壊発生前に山から白煙が上がり地下水の温度が高温になっていたと推定されることなどから，泥岩を主とする軟岩石の風化物質では，崩壊時の位置エネルギーが岩石の破砕と摩擦に消費され，結果的に河床に達した崩積土には運動エネルギーがほとんど残っていなかったと分析された（林，2012b）．図２B の伏菟野地区の崩壊もほぼ同じで，やわらかい崩積土は壊れながら運動エネルギーを吸収したためごく僅かしか流下せず，直下の山麓に厚く堆積した（図３右上参照）．

A 熊野酸性岩類地帯の代表的な崩壊-土石流（那智勝浦町の那智川支流金山谷川-図1㊵）
中規模の斜面崩壊であるが，発生した土石流は途中の渓床の旧土石流堆積物を巻き込んで大規模化し，非常に長距離流下し，途中の二つの集落と那智川への合流部正面にあった集落を破壊した。



B 音無川層群地帯の代表的な崩壊
（田辺市の伏菟野地区-図1⑳）
少し大きな規模の斜面崩壊であるが，流下距離は非常に短かく，崩積土は直下に極めて厚く堆積した。このため麓の家屋は上から押し潰された．直下が渓床の場合は天然ダムを形成することが普通．

C 牟婁層群地帯の代表的な崩壊-土石流（田辺市の熊野（いや or ゆや）川の源流部-図1㉖）
巨大な崩壊に続いて，特大巨礫を含んだ厚い土石流となって長距離流下し，渓床から20mの高さの家屋までが破壊された。

共通スケール
0　500　1000 m

D 日高川層群帯の代表的な崩壊/土石流の一つ（五條市大塔町の十津川支流の川原樋川支流の赤谷-図8⑩）
稜線から谷底までの山腹全体にわたる巨大な斜面崩壊が発生し，大量の崩積土は対岸にのし上げながら大部分が直下に厚く堆積して，天然ダムを形成した．一部の崩積土だけが，土石流として短距離流下した．

E 日高川層群帯のもう一つの代表的な崩壊/土石流（十津川村今西の今西川源流部の釜中谷-図8㉔）
稜線付近から谷底までの大規模な斜面崩壊に続いて，崩積土が土石流化して急傾斜の渓床に土砂を堆積させながら長距離流下した．

図２　紀伊半島の主要地質帯において平成23年台風12号によって発生した斜面崩壊と土石流の代表的な箇所の衛星写真．比較のためスケールを統一した．

一方，同じ四万十帯の牟婁層群地帯では，より多くのそして大規模な崩壊が起こるとともに，すべての地質帯の中で最も破壊的な土石流が発生した．図２C に示した田辺市熊野の熊野川源流部における崩壊は，渓床からの比高 260m の山腹斜面全体が幅 400m 近くにわたって崩壊した．林（2017）により解明された発生過程の時系列によれば，崩壊は下流側で先に発生し，それにより支えを失った形で上流側で崩壊が誘発された．前者は最大深が 20m を超える大土石流となり，その中には長径が 10m にも達するような特大巨礫が多数含まれ，それらが先端部に集中するようにして高速移動した．これによって河床から 20m 以上の高位の家屋までが破壊され，大きな被害が生じた．土石流では流動中に大きい粒子ほど先端に集中することが知られている（奥田ほか，1977；諏訪ほか，1984；高橋，2004）が，これほど巨大な礫は他の地質帯の土石流には例がなく，その原因が崩壊地で調べられた．堆積後に十分固結する以前に付加された牟婁層群では，もともと含まれていた大陸斜面から海底扇状地に堆積した粗粒の礫岩・砂岩が，層内で側方に移動して部分的に著しく厚層化していて，この厚層礫岩・砂岩が，特大巨礫の成因（図３左上参照）であった．

これら３つの地質帯の斜面崩壊/土石流の特徴は，図１右図のような崩壊土砂が持っていた位置エネルギーの指標となる崩壊部の比高と渓床に達した後の土石流が持っていた運動エネルギーの指標である土砂の流下距離のグラフにプロットすると，熊野酸性岩類地帯は赤の楕円，音無川層群地帯は緑の楕円，牟婁層群地帯は黄色の楕円の中に収まり，数値的にも異なるグループであることが明らかとなる．この原因は，基本的には風化生成物の粒度組成と巨礫の球形度によることが，林（2016）でモデル実験により解明された．ところが，グラフ中の青の点で示された日高川層群の斜面崩壊/土石流は，崩壊部の比高が他の地質帯の最大のものよりもはるかに大きいところまで広がって，最も巨大な斜面崩壊であったこと，それにも関わらず土砂の流下距離はそれほど大きくなく，むしろ崩壊規模が小さい方に流下距離の長いものが多いなど，他の地質帯のような合理的な解釈が難しい．また，グラフ上で広い範囲に分散し，他の地質帯の楕円の中にまで深く入り込んでいることも，解釈をさらに難しくしている．実際に衛星写真でも，図２の D と E のように崩壊部と比高部の比率の全く異なるものが見られる．したがって，他の地質帯の解析で用いた方法では日高川層群地帯の斜面崩壊/土石流を解析することは困難と考え，次のような２つの仮説を立てて，それを検証することで解析を試みた．

2.2 日高川層群地帯の斜面崩壊/土石流に関する仮説

土砂災害が発生した日高川層群地帯は，地質学では伝統的に新しい方から順に龍神層，美山層，花園層（今次の崩壊発生地がないので議論しないが，北方にはより古い湯川層が分布する）に区分されてきた．図３にはこれら３層の代表的な崩壊地と，比較のために牟婁層群と音無川層群の崩壊地の地上写真を示した．

図３左上の牟婁層群の崩壊地には，大型ダンプカーと比較してもはるかに大きな特大巨礫が多数見られ，細粒物質よりも量的には多い．これに対して図３右上の音無川層群の崩壊地には，泥質岩が軟化・細片化した細粒物質が主で，粗粒物質はほとんど認められない．一方，図３ 中・下段の日高川層群の３つの層の代表的な崩壊地を比較すると，いずれも細粒物質が中心で，少量の巨礫が含まれており，よく似ている．一方で，地層や岩体の堆積環境や成因を基本に分類する地質学では，龍神層，美山層，花園層は異なる岩石種とされている．これら２つのことから次のような帰無仮説 A を設定できる．

仮説 A：日高川層群内で，岩石種の異なる龍神層，美山層，花園層は，斜面崩壊と土石流の材料物質として，異なるタイプの風化生成物を生成する．

また，図２の D と E を比較すると，その大きな違いは崩壊地の直下の河川・渓流の勾配と関係している可能性が考えられる．同様な崩壊が起こっても，勾配の緩やかなところでは土石流としては流れにくく，勾配の急なところでは勢いを保って長く流下するというのは合理的な推論である．そこで，次の B のような仮説を設定できる．

仮説 B：日高川層群においては，崩壊後に土石流化して流れる距離は，渓床勾配によって基本的に支配されている．

これらの仮説について，**3** および **4** で検証する．

３．龍神層・美山層・花園層の地質と風化生成物

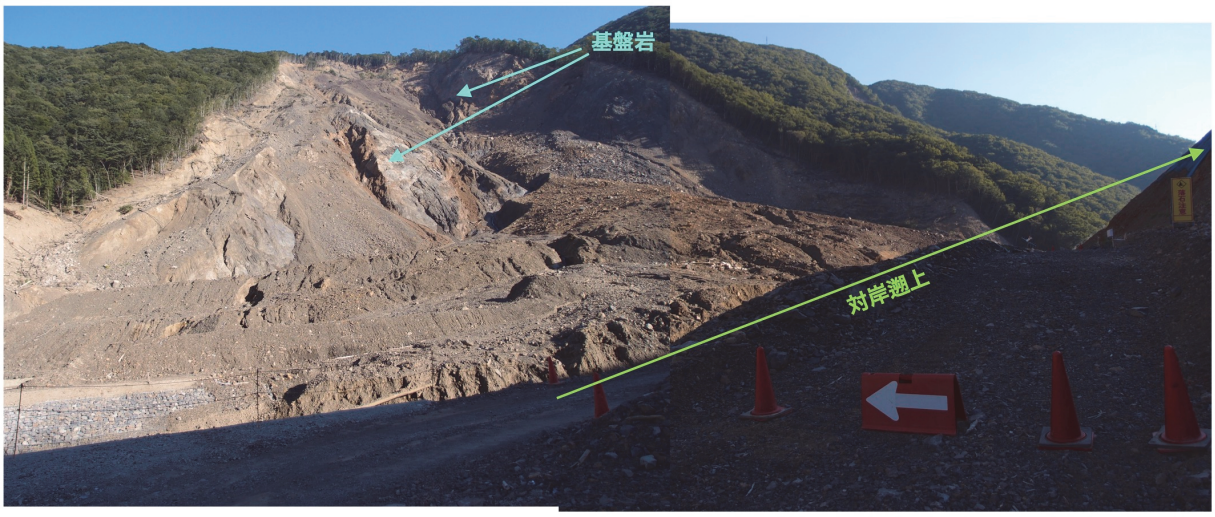
3.1 龍神層・美山層・花園層の地質

基本的な地質情報を示した産業総合研究所地質調査総合センターの 5 万分の 1 地質図福「龍神」（徳岡ほか，1981）や 20 万分の 1 地質図福「和歌山」（栗本ほか，1998），当該地域の日高川層群の研究（木村，1987 など），さらに紀伊半島全体の四万十帯の地質学研究を主導してきた研究グループの成果（中屋ほか，1999）などによれば，龍神層は頁岩（=剥離性のある泥岩）・砂岩頁岩互層・砂岩から，美山層はチャート・緑色岩を伴う頁岩・砂岩頁岩互層・砂岩から，花園層はチャート・緑色岩を伴う頁岩・砂岩からなる．岩相は類似しているが，美山層と花園層には，遠洋の深海底で堆積したチャートと，海底火山または海嶺付近で噴出した玄武岩に由来する緑色岩が含まれているのが特徴である．龍神層はこれらを載せた海洋プレートが海溝に達した段階での新しい堆積物である．

仮説 A の検証は，現地調査の結果（多数の調査地点の観察結果を示すので少し多くなる）と，上記の土石流の流下距離/崩壊斜面の比高のデータの２つの方法で行う．

牟婁層群（熊野）崩壊地　10m以上の巨礫を含む粗粒砕屑物が渓床に到達して，一部は対岸遡上し，極めて長距離流下.

音無川層群（伏菟野）崩壊地　風化泥岩が流下しながら細片化して強い粘度の移動体となり，直下に厚く残留して流下せず.



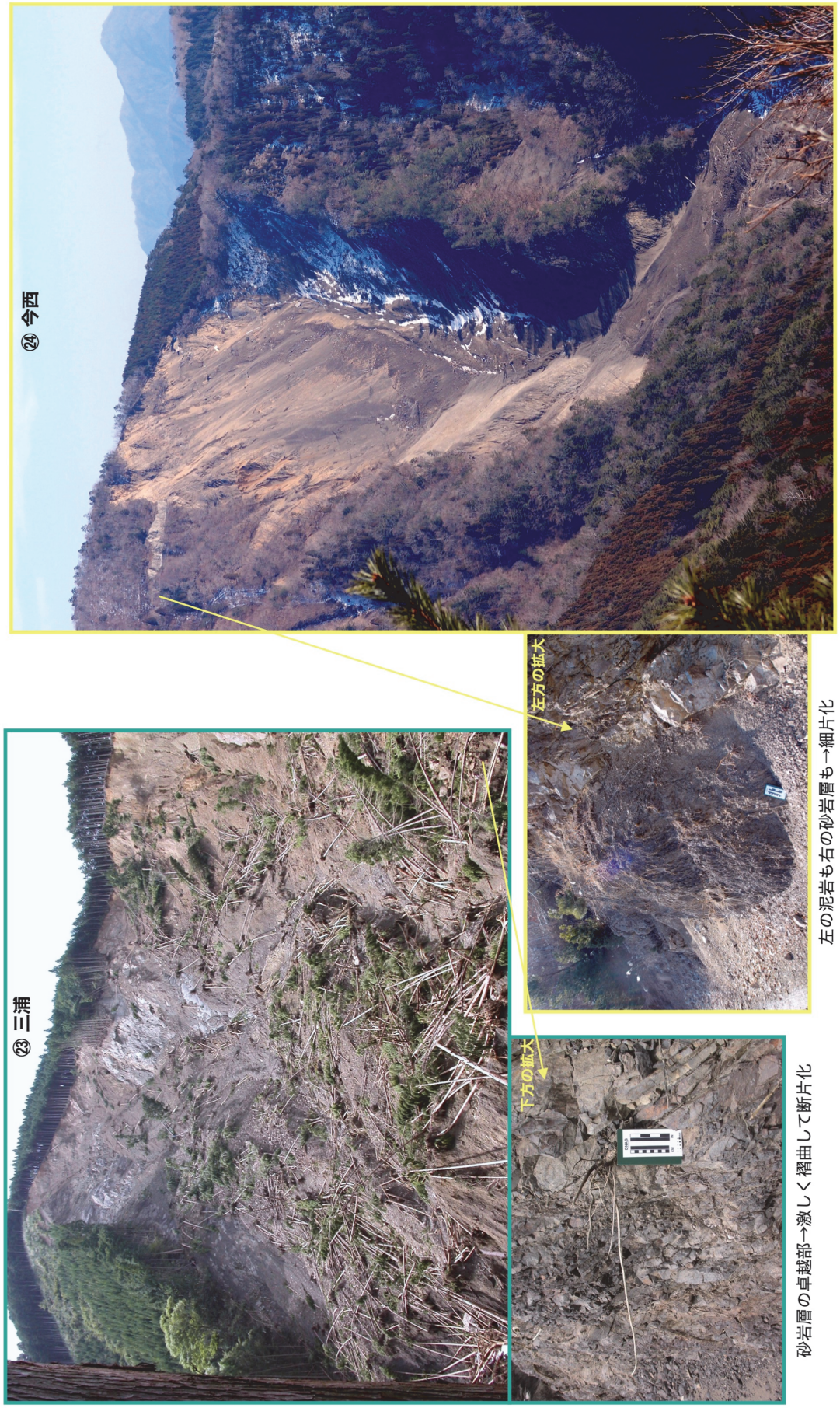
日高川層群-美山層（赤谷-図8⑩）崩壊地

日高川層群（共通）原岩が風化して，牟婁層群よりも音無川層群の場合に近い粒度組成の砕屑物となっており，流下し渓床へ到達し，さらに対岸へかなりの高度まで遡上していることが多い.

日高川層群-花園層（坪内谷-図8③）崩壊地

日高川層群-龍神層（三浦-図8㉓）崩壊地

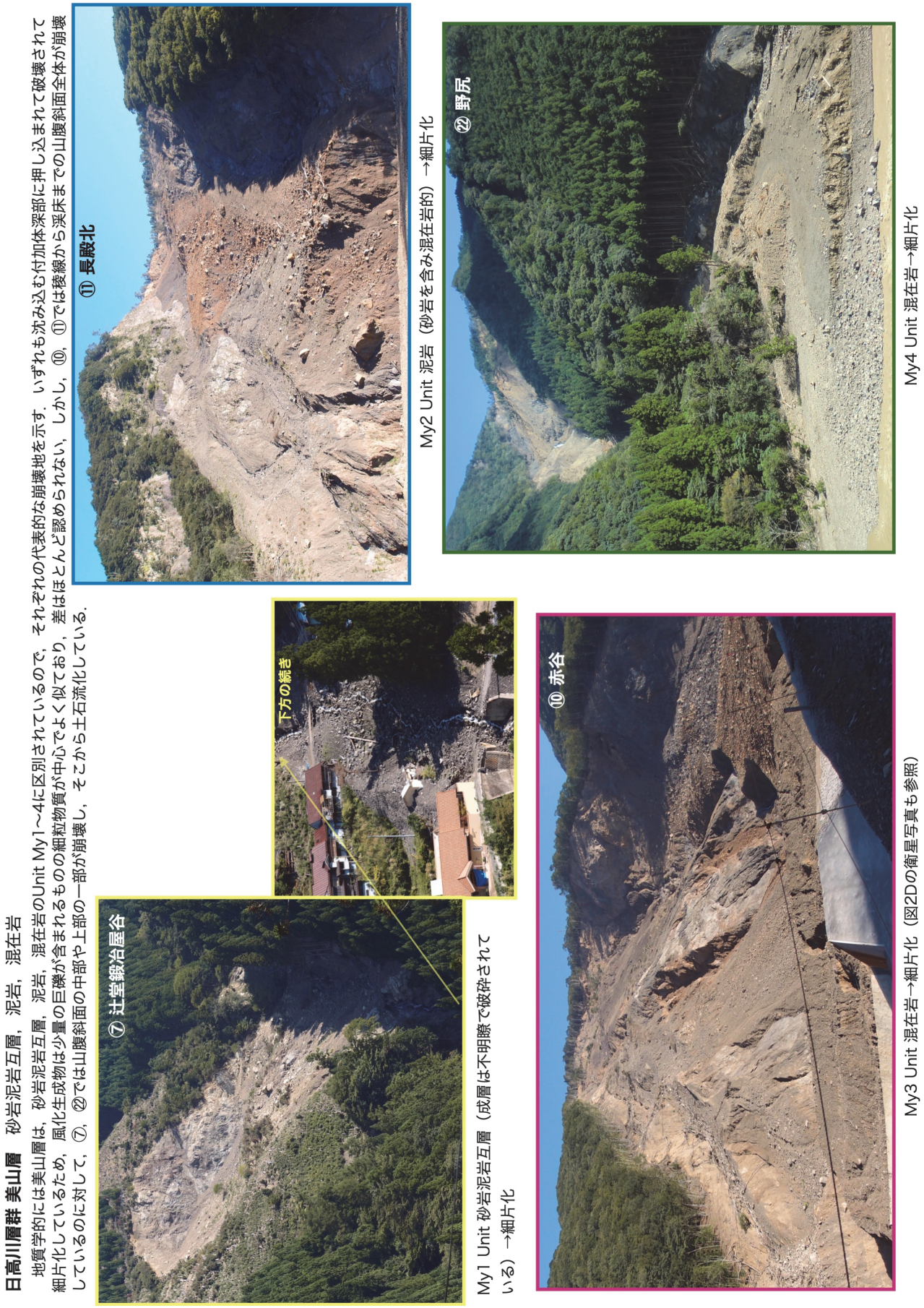
図３　四万十帯の牟婁層群および音無川層群と，日高川層群を構成する龍神層，美山層，花園層の崩壊地を現場写真で比較.



日高川層群 龍神層　泥岩砂岩互層

地質学的には泥岩と砂岩の比率に多様性があるが，大きくは泥岩砂岩互層とされている．沈み込む海洋プレートに押されて付加体深部に持ち込まれ，強い力を受けて細片化している．このため，風化生成物の粒度組成は，一部の厚層砂岩に由来する巨礫が少量含まれるが，ほぼ細粒物質からなる．滑落崖の下の渓床の勾配が小さい場合は，崩積土は河床と滑落崖に大量に残留するが（左の㉓三浦），勾配の大きい場合は，砕屑物は途中で渓床に堆積して量を減じながらも長距離流下する（右の㉔今西，堆積して量を減じる様子は図2Eを参照）．

図４　龍神層の崩壊地における滑落崖と崩積土の状況.



日高川層群 美山層　砂岩泥岩互層，泥岩，混在岩

地質学的には美山層は，砂岩泥岩互層，泥岩，混在岩のUnit My1～4に区別されているので，それぞれの代表的な崩壊地を示す．いずれも沈み込む付加体深部に押し込まれて破壊されて細片化しているため，風化生成物は少量の巨礫が含まれるものの細粒物質が中心でよく似ており，差はほとんど認められない，しかし，⑩，⑪では稜線から渓床までの山腹斜面全体が崩壊しているのに対して，⑦，㉒では山腹斜面の中部や上部の一部が崩壊し，そこから土石流化している．

My1 Unit 砂岩泥岩互層（成層は不明瞭で破砕されている）→細片化

My2 Unit 泥岩（砂岩を含み混在岩的）→細片化

My3 Unit 混在岩→細片化（図2Dの衛星写真も参照）

My4 Unit 混在岩→細片化

図５　美山層の崩壊地における滑落崖と崩積土の状況.

3.2 現地調査の結果による検証

多数の調査地点の風化生成物の情報を網羅的に提示することはできないので，各層内での多様性が保たれるように配慮しつつ，龍神層の崩壊地２箇所（図８の㉓三浦と㉔今西），美山層の崩壊地４箇所（図８の⑦辻堂鍛冶屋谷，⑩赤谷，⑪長殿北，㉒野尻），花園層の崩壊地３箇所（図８の①天川中学校，②坪内冷や水，③坪内谷）の状況を図４，５，６に示す．これらの地理的な位置は，図８の Google Earth の衛星写真上に示す．

3.2.1 龍神層の風化生成物と斜面崩壊/土石流

龍神層の崩壊地の一つの十津川村の㉓三浦は，砂岩泥岩互層が凝灰岩層を挟んで分布している場所で，崩積土は主に泥岩の風化物である細粒物質と砂岩・凝灰岩・泥岩の巨礫からなるが，図４左の滑落崖下の崩積土の写真に見られるように倒木の直径よりもかなり小さい粒子が主体で，粒度組成は細粒側に偏っている．一般に硬質の砂岩層は粗粒風化物を生成する傾向があるが，ここでは拡大写真に示したように，単層が薄い上に激しい褶曲に伴って断片化しており，数～十数 cm の直径の小型の礫となっていることがこの細粒側への偏りの原因である．

龍神層のもう一つのタイプの崩壊地の代表として示した十津川村の㉔今西は，泥岩の卓越する泥岩砂岩互層が分布している場所で，図４右の滑落崖の写真に見られるように，崩積土は主に泥岩の風化物である泥の極細粒粒子からなるが，一部の砂岩層に由来する巨礫も含まれる．細粒化の原因は，原岩の風化状態を拡大写真に示した露頭で確認したところ，量的に卓越する黒色泥岩が 1cm ほどに剥離して細片化しており，これが崩積土の主体を成したためであった．なお，図４左の㉓三浦の崩積土と比較して，濃色であるのはこの泥岩風化物の比率が高いためである．一方量的には少ない明灰色の砂岩も，亀裂が著しく発達していて，大部分が細片化している．

3.2.2 美山層の風化生成物と斜面崩壊/土石流

美山層については多様な岩石種から構成されていることから，地質調査総合センターの 20 万分の 1 地質図幅（栗本ほか，1998）による砂岩泥岩互層を主体とする My1，泥岩を主体とする My2，混在岩を主体とする My3 と My4 という Unit 区分にしたがい，各 Unit から代表的な崩壊地を１つずつ選定して図５に示す．

五條市大塔町の⑦辻堂鍛冶屋谷は，本流の十津川への合流点から比高 270～470mの鍛冶屋谷中流部で起こった崩壊で，崩積土は土石流に転化して拡大写真のように国道と家屋を破壊して本流にまで達した．ここは My1 Unit の砂岩が卓越する砂岩泥岩互層が分布している場所で，滑落崖には灰白色の砂岩と泥岩が露出しているが，成層が不明瞭になるほどに開口亀裂が密に発達している．滑落崖下の残留崩積土には表面に巨礫が散在しているが，一般に崩壊堆積物や土石流堆積物は時間の経過とともに泥や砂などが降雨時の表面流によって選択的に除去されるために粗粒物質が表面に残留するので，量的には少ない巨礫がこのようにして目立つようなったと推定される．実際，この崩壊地の下方の土石流堆積物の写真からは，崩壊物質が本来は細粒物質が主体であったことを確認できる．

五條市大塔町の⑪長殿北は，My2 Unit の泥岩を主体とする地層が分布している場所で，滑落崖には暗灰色の泥岩のほかに右側方崖には砂岩が混ざって露出しているが，成層が不明瞭になるほど攪乱されており，付加体深部に押し込まれた時の破壊が顕著で，混在岩的な様相を呈している．滑落崖上および下方の渓床に残留する崩積土には，表面に後の降雨による表面流が細粒物質を選択的に運び去ったため残留巨礫が散在しているが，下部の上流側に河川の侵食によってできた本来の崩積土の断面を観察すると，元の崩壊物質の中の巨礫は量的には非常に少なかったことがわかる．

五條市大塔町の⑩赤谷は，My3 Unit の混在岩が卓越する砂岩泥岩互層が分布している場所で，滑落崖には暗灰色の泥岩のほかに下部の崩積土に挟まれて砂岩が一部露出している．いずれの露頭でも層理面等は完全に失われている．もともと別の場所にあった成因の全く異なる堆積岩や火成岩や石灰岩が，付加体深部の広範囲で破壊され混ぜ合わされた岩石を混在岩（=メランジュ）という概念で理解するようになって，My3 Unit も混在岩として現在では認識されている．風化によってこれらの混在された岩石片が，その接合面からはずれて，細粒物質を大量に作り出したことが，風化前の原岩と崩積土を構成する岩石種を比較することにより確認された．崩壊した土砂は，崩壊部の渓床からの比高が 580mもあったことから大きな位置エネルギーを持っていたため，渓床に達した後対岸の 140mの高さまで遡上して，表面を侵食した．このことから渓床に達した崩積土は極めて大きな運動エネルギーを持っていたことがわかる．

十津川村野尻の㉒野尻は，上記の My3 Unit と同じ混在岩を主体とする My4 Unit が分布している場所で，十津川本流へ流入する急勾配の支流渓流の上部で，稜線直下の標高 350～580mの山腹斜面が崩壊し，崩積土が土石流となって本流まで流下した．本流へ突入後，対岸へ 40m も遡上して，国道沿いの家屋を破壊したことから，大きなエネルギーを持った土石流であることがわかる．遡上の河床からの比高が前記の⑩赤谷の 1/3 以下であったのは，水深と流速の大きくなっていた十津川本流の流れに遮られたことと，土石流の流下した谷が大きく弯曲していたために曲流部でエネルギーが失われたためと推定される．滑落崖には暗灰色の混在岩が露出し，これらが風化によって岩石接合面からはずれて，細粒物質中心の崩積土を生産して，崩壊の素因をつくっていたと推定される．なお，ここの滑落崖では誘因となった豪雨で増えた地下水が，20 日以上も滝を成して噴出し続けた．

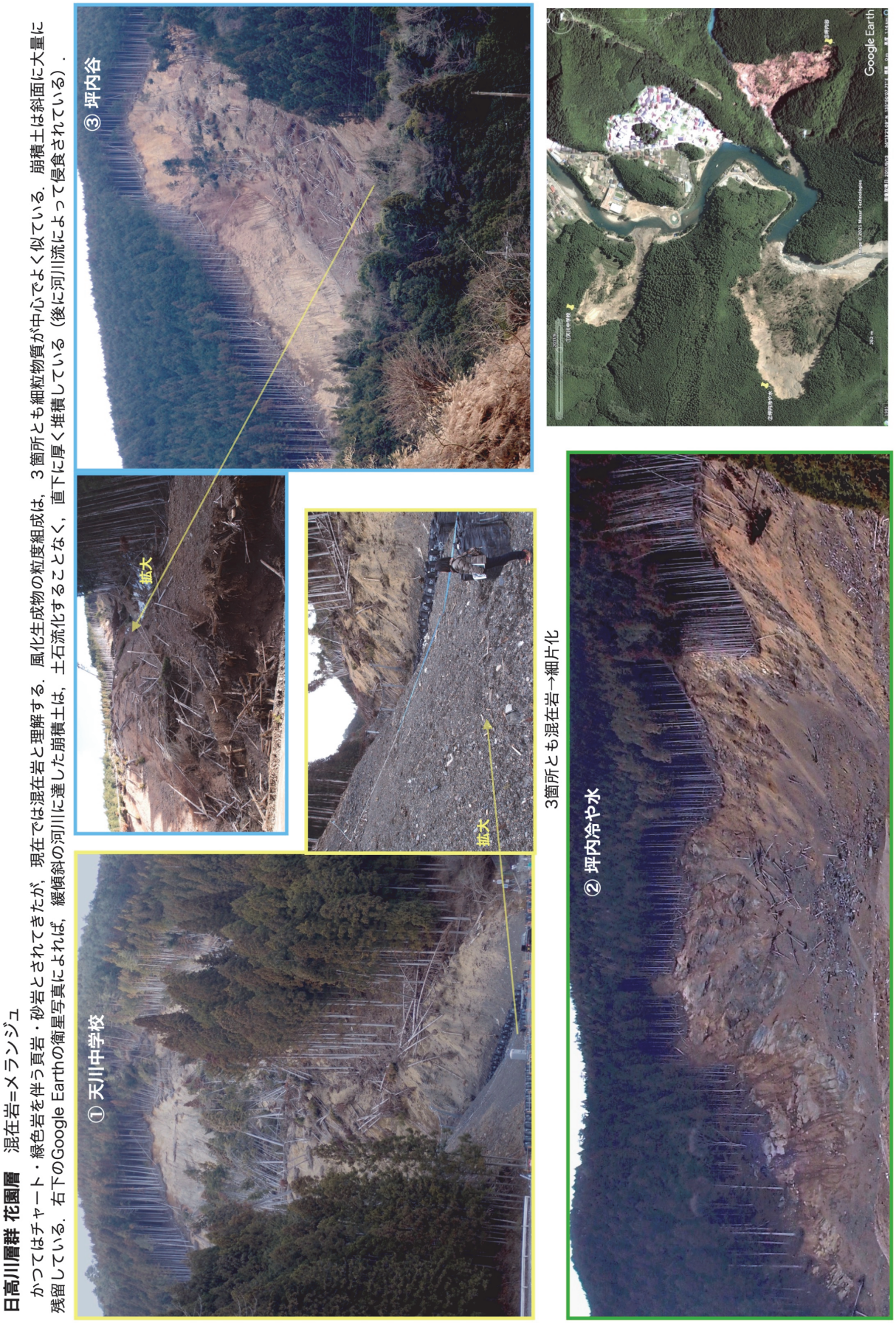


図６　花園層の崩壊地における滑落崖と崩積土の状況.

3.2.3 花園層の風化生成物と斜面崩壊/土石流

花園層は，緑色岩・チャート・砂岩の岩塊を含む頁岩と砂岩及び珪長質凝灰岩からなると記載されてきた（栗本ほか，1998）が，現在の地質学では海洋中のさまざまな場所で形成された異地性の岩石が付加体深部で混ぜ合わされた混在岩と認識されている．この混在岩からなる花園層が崩壊した天川村の３箇所の崩壊地を確認する．

天川中学校の対岸の①天川中学校では，原岩の灰色の混在岩が風化により構成岩石片の接合部で分離して細片化した崩積土が形成されている．拡大写真で人の大きさと比べると，その粒径は巨礫を含まず最大で大礫までで，美山層の混在岩の風化物質よりさらに細粒であることがわかる．より細粒である理由は，同じ混在岩でも，プレートの沈み込みにより美山層よりも先に押し込まれたために，付加体のより深部に持ち込まれ，より強く長く破壊・混合されたためである．

天川村坪内の②坪内冷や水では，混在岩が深層風化によって大量の細粒物質を生産していて，これが大量降雨によって斜面崩壊を起こした．滑落崖では，表層の2〜3ｍの厚さの強風下部が地下水による鉄の酸化で赤褐色に変色している．これより深部は酸化されてはいないが，混在岩は構成岩片の接合部でほとんどはずれて，岩石種別の砕屑物となっている．この部分の混在岩の状況を例にして，次の 3.2.4 で風化生成物が細粒になるメカニズムを考察する．

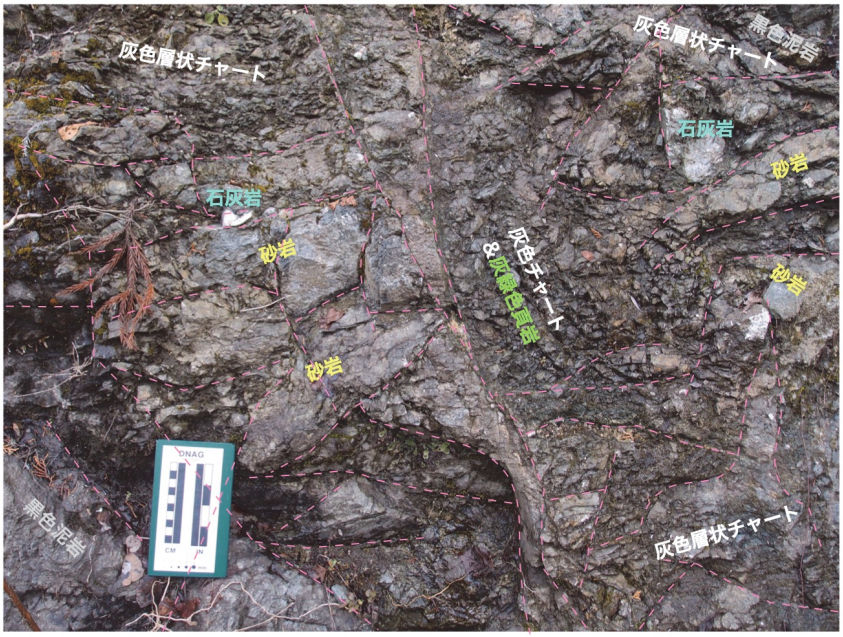
天川村坪内の③坪内谷でも，混在岩が深層風化によって生じた細粒物質を大量に生産していて，これが大量降雨によって斜面崩壊を起こした．ただし，ここでは上記の２箇所と異なり，崩壊物質が著しく赤色であることが特徴である（図６右下の３箇所を含む広域の Google Earth の衛星写真；図６中央上部の崩積土の先端部の写真）．これは前記のような鉄の酸化によるものではなく，日本列島からはるかに離れた遠洋の深海底で堆積した赤色チャートと赤色泥岩によるものである．花園層は美山層よりも古い時代の付加体で，先に沈み込んだために付加体のより深部に持ち込まれ，より激しく破壊・混合されたが，それでも主体となる元の岩石種の比率にはkm規模でのムラがあったことを示している．

これら３箇所の衛星写真（図６右下）からは，崩積土の流下のようすが分かる．３箇所すべてで，崩積土の多くが滑落崖の中下部に残留し，先端部の流下距離も非常に短い．①天川中学校と②冷や水は崩壊直下が天川（熊野川の上流部の名称）本流であったため阻まれたと見ることもできるが，③坪内谷は支流の勾配のある渓流にもかかわらず，ほとんど流下せずに厚く堆積して，上流側に湛水を起こしている．土石流の流動特性，特に見かけの粘性は粒度組成に支配されるが，そのメカニズムは水とともに流動する泥〜中礫程度の基質は別として，それ以上の粒子同士では細粒になると流下中の粒子同士の衝突の回数や摩擦が大きくなり，運動エネルギーがこれらに消費されて，その結果流れにくくなると解釈されている（林，2016）．花園層の崩壊物質のバルクとしての粘性の高さは，図２Ｂに示した音無川層群の崩壊物質の流れにくさに準じる程度であり，同じ原理によると考えられる．

3.2.4 細粒化のメカニズム

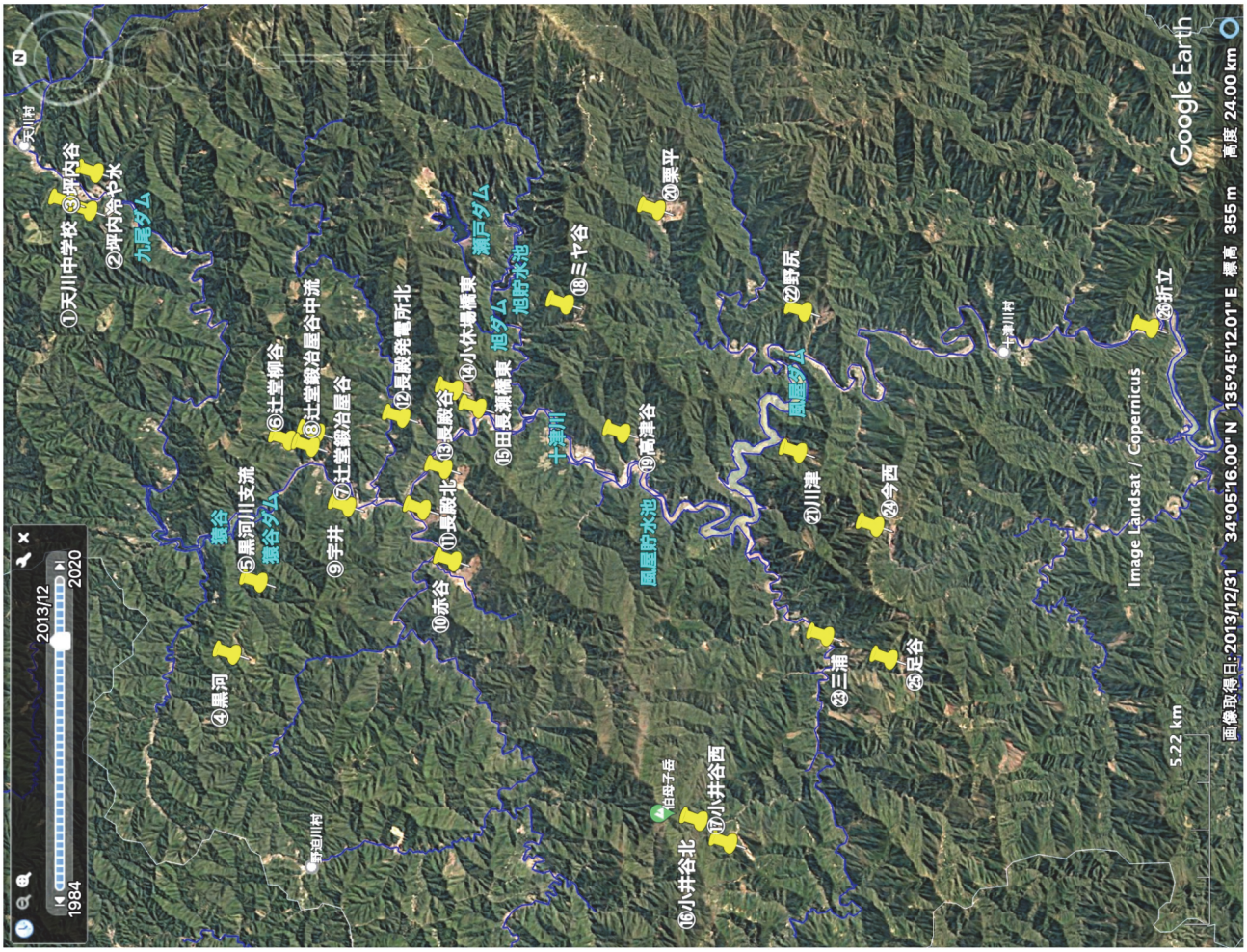
以上の議論を通して，日高川層群の地質帯においては，混在岩だけでなく砂岩や泥岩や緑色岩などすべての岩石について，原岩が付加体深部に持ち込まれる過程で破壊されて細片化・断片していることが，最終的な風化物質の粒度を著しく細粒化している原因であると推定される．そこで，最も破壊が進んだ混在岩で，細片化の過程を確認した．

図７に示した天川村の花園層の②坪内冷や水の崩壊地の混在岩は，海溝陸側で堆積した砂岩，海溝付近で堆積した黒色泥岩，大洋の深海底で堆積したチャート，海山または炭酸塩補償深度（CCD）より浅い海嶺等に堆積した石灰岩など，堆積場所も時代も全く異なる岩石が 10cm 程度以下の角礫，砂，泥などとなって混在している．付加体深部の高圧高温下で再固結しているが，ある程度風化すると，写真に見られるように岩石種と角礫，砂，泥などの大きさに応じて，異なった変化をして，凹凸がはっ



10センチメートル以下の単位での混在状況

図７ 混在岩=メランジュとその風化物.



			崩壊部				対岸				渓床			堆積物
			高さ H	水平距離 L	幅	原斜面傾斜角	高さ h	水平距離 l	斜面傾斜角	標高差 g	水平距離 s	渓床勾配	流下距離 D
			m	m	m	°	m	m	°	m	m	°	m
1	天川中学校	花園層	120	225	140	28.1	7	41	9.7	43	137	17.4	193
2	坪内冷や水	日高川層群 美山層	158	395	297	21.8	/	/	/	1	325	0.2	0
3	坪内谷		189	320	130	30.6	5	18	16	13	372	2.0	0
4	黒河		143	335	147	23.1	/	/	/	49	212	13.0	864
5	黒河支流		51	73	58	34.9	/	/	/	98	334	16.4	453
6	辻堂柳谷		63	138	104	24.5	0	0	/	47	95	26.3	266
7	辻堂鍛冶屋谷		10	25	22	21.8	0	0	/	64	122	27.7	1060
8	辻堂鍛冶屋谷中流		73	138	84	27.9	/	/	/	81	147	28.9	430
9	宇井		240	360	252	33.7	37	113	18	7	258	1.6	30
10	赤谷		580	931	444	31.9	140	250	29	27	500	3.1	720
11	長殿北		430	818	500	27.7	50	167	17	2	300	0.4	581
12	長殿発電所北		138	225	125	31.5	/	/	/	36	82	23.7	777
13	長殿谷		381	638	330	30.8	31	86	20	20	376	3.0	51
14	小休場橋東		330	550	237	31.0	63	196	18	292	###	15.5	1061
15	田長瀬橋東		260	360	168	35.8	40	102	21	2	520	0.2	0
16	小井谷北		114	264	200	23.4	5	13	21	42	201	11.8	462
17	小井谷西		211	392	126	28.3	/	/	/	86	215	21.8	1340
18	ミヤ谷		129	230	100	29.3	/	/	/	84	285	16.4	1420
19	高津谷		102	214	120	25.5	4	31	7.4	13	156	4.8	43
20	栗平		411	737	600	29.1	97	199	26	35	768	2.6	487
21	川津		249	520	216	25.6	16	85	11	62	210	16.4	582
22	野尻		209	434	350	25.7	40	115	19	167	351	25.4	1033
23	三浦	龍神層	172	307	250	29.3	18	78	13	43	160	15.0	333
24	今西		315	494	278	32.5	/	/	/	109	620	10.0	1797
25	足谷		146	362	163	22.0	6	30	11	70	277	14.2	696
26	折立		143	231	126	31.8	/	/	/	1	406	0.1	0
			250以上										1000以上

図８　日高川層群の主な斜面崩壊/土石流の発生箇所と各地点における崩壊部・対岸・渓床・流下距離の状況

きりする．このような途中段階を経て，この露頭の下にはバラバラになった崩積土があった．

混在岩ではない砂岩や泥岩についても．図 4,5,6 で示したようにすべてに開口亀裂が発達していて断片化・細片化して，風化物質の粒度組成を細粒側に著しく偏らせている．これらの観察結果から，**仮説Ａ**は棄却され，日高川層群の３つの層では，類似した粒度組成の風化物質が生産され，斜面崩壊/土石流の素材となっていると結論される．

3.3 （流下距離）/（崩壊斜面の比高）のデータからの検証

上記のように風化生成物の粒度組成が 3 層で類似していることが確認されても，何らかの他の要因によって 3 層の風化生成物が斜面崩壊/土石流となったときに異なった振る舞い方をする可能性は残っている．そこで，日高川層群の斜面崩壊/土石流が発生した 26 箇所（図 8 参照）について，他の層群の解析で有益だった“流下距離に対する斜面崩壊の比高”のデータからグラフを作成して検証した．このグラフは別のデータを加えて４で議論するので，後に掲載する図９を参照する．

図９では花園層，美山層，龍神層を色分けしてプロットしている．3 層の点は相互に入り乱れて分布しており，層ごとにまとまる傾向は全くない．つまり，斜面崩壊/土石流の特徴を最もよく表す“流下距離に対する斜面崩壊の比高”には，３層で異なる傾向はないということになる．したがって，この方法によっても，**仮説Ａ**は棄却される．

このことは，紀伊四万十団体研究グループ（2012）が，四万十帯南部の音無川層群と牟婁層群を初成層序が保たれた付加シークエンスとし，対する北部の日高川層群を混在・破砕された複合岩類からなる付加コンプレックスとした提案が，地質災害の特徴を認識する際にも有効な地質区分であることを示唆している．

４．日高川層群の斜面崩壊/土石流と渓床勾配の関係

4.1 渓床勾配と土石流の関係

渓床勾配と土石流の関係については，多くの先行研究があるが，地盤工学会（2003）によって総括されたところによると，土石流は渓床勾配が 20°以上の上流で発生し，10°以下になると堆積するとされている．また国の防災科学研究所の HP で公開されている「防災基礎講座　災害予測編」の「7. 土石流・岩屑なだれ」（水谷，2009）では，土石流の発生及び成長域は 15°以上のところで，15～10°は流下域で，10°以下になると流動性が低下して減速しはじめ，およそ 2～3°のところでまで到達し，そこから先は後続の洪水流のみの流れの場とされている．ただし，これらは地質やそれによる砕屑物の粒度組成を無視して，国内のさまざまな地域で異なる誘因の元に過去の異なる年代に発生したものを平均的に捉えたものなので，個々の渓流や地質域ごとにどの程度適用できるかは不明である．この検証も含めて，ここでは日高川層群の場合について調べる．

4.2 日高川層群の斜面崩壊/土石流と直下の渓床勾配の関係

図 8 左に，日高川層群の主な斜面崩壊/土石流の発生箇所を，崩壊地が撮影された Google Earth 衛星写真上に示す．図 8 右の表に，各箇所が花園層・美山層・龍神層のいずれに属するかを色で区別して示し，崩壊部についての高さ・水平距離・幅，対岸遡上に関する高さ・水平距離・斜面傾斜角，渓床についての流下・堆積区間の両端の標高・水平距離・それらから計算される平均的な渓床勾配，崩壊物質の渓床沿いの流下距離のデータを示す．崩壊部の高さと流下距離についてはそれぞれ 250m以上，1000m以上の巨大なものにはセルを橙色で塗りつぶして強調した．

これらのデータのうち，崩壊部の高さ（=崩壊斜面の比高）を横軸に，流下距離を縦軸に取ったグラフを図 9 に示す．各点は日高川層群内のいずれの層に属するかを色分けして示し，渓床勾配を各点の隣に数字で示した．

3.3 で議論したように，３層の点の分布は広い範囲で混在しており，各層ごとのまとまりは認められないことから，斜面崩壊/土石流に日高川層群内での３層間の違いは見いだせない．しかし，層で区別せずに，渓床勾配の数値のみに注目して分布を見直すと，渓床勾配が 10°以上の点は赤色の楕円で示した範囲に収まり，渓床勾配が 3°以下の点は緑色の楕円で示した範囲に収まり，両者の混在する領域はない．前者は，崩壊規模に対して長い距離を流下したグループであり，後者は崩壊規模が大きい

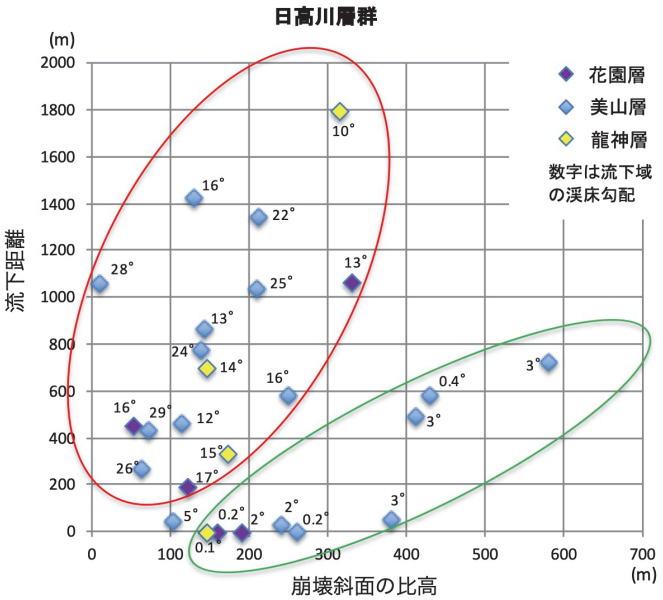


図９　日高川層群の分析

にもかかわらず流下距離が短いか，全く流下していないグループである．**4.1** に示した先行研究によれば，渓床勾配が約 10° 以上の領域は土石流が発生・成長～勢いを保って流下する範囲であり，2～3° 以下の領域は土石流は到達せず，後続の洪水流のみが到達する範囲である．

今次の崩壊は，土石流の主な 2 つの発生様式，すなわち斜面崩壊の土砂が土石流に転化する場合と，渓床に既に堆積している不安定な土砂が土石流化する場合のうちの，ほぼ前者の様式のみであるので，崩壊物資が持っていた崩壊前の位置エネルギーが途中で消費されながらも崩壊地直下での運動エネルギーに変換されていたと想定される．したがって，赤色楕円内のグループについては，約 10° 以上の渓床では土石流が流下を続けるという知見とほぼ一致する．一方，緑色楕円内のグループについては，2～3° 以下の領域では上流からの土石流も侵入してこないという知見と調和的である．すなわち崩壊地直下で大きな運動エネルギーを持っている場合には，土石流として流動を続けるが，もともと土石流がこれよりも手前で停止してしまう領域であるので，急速に減速・停止してしまうと解釈できる．

これらのことから，仮説Ｂの土石流として流下する距離が基本的に渓床勾配によって支配されていることが検証され，同時に **4.1** に示した土石流の発生・流下・停止と渓床勾配の先行研究による一般的な数値的関係が日高川層群にも適用できることが検証された．

なお，グラフ内の左下には両グループからはずれた点⑲高津谷（渓床勾配 5° ）があるが，これについては，崩壊規模が相対的に小さいので崩壊物質が崩壊前に持っていた位置エネルギーが小さいことと，先行研究では減速から停止に至る領域である約 10° から 2～3° の中央値に近い渓床勾配であることから，渓床に達した後すぐに停止したためであるという，合理的な推測が成り立つ．

また，渓床勾配が 3° から 10° の間の崩壊例が乏しいのは，次の **4.3** で示すように，紀伊半島の河川が勾配の非常に緩やかな大きな本流と，それに流入する勾配の大きい渓流からなり，中間の渓床勾配の部分が乏しいからである．

4.3 四万十帯における防災に向けた地質と斜面崩壊/土石流の捉え方

以上のような経過を経て，いわゆる「平成 23 年の紀伊半島大水害」についての著者の研究において，最後まで未解決であった日高川層群地帯での斜面崩壊/土石流の解析と解釈ができた．しかし，なぜ渓床勾配が２つのタイプの斜面崩壊/土石流を作り出したかについては，更に検討する必要がある．そこで，ここではまず地形から，次にその元にもなっている地質の硬さという視点で検討する．その際，四万十帯の他の２層群との比較も行い，四万十帯全体での地形・地質と土砂災害の関係の捉え方にまで拡張し，防災教育への展開も試みた．

4.3.1 地形からの考察

日高川層群地帯は，地形的には同じ四万十帯内の南側にある音無川層群地帯が標高約 830mをピークに 700～800m の主稜線を持ち，牟婁層群地帯が標高約 1,100mをピークに標高 800～1,000m の主稜線を持っているのに対して，龍神層・美山層・花園層のいずれの地質帯においても標高約 1,300mをピークに標高 1,000～1,200m の主稜線を持っている．ほぼ同一気候下での侵食に対して，日高川層群は侵食に対して最も強くて高くそびえており，山腹斜面の比高は他の地質帯より 200～400mも高い．このことは，紀伊半島を東西方向に何列にも連なる山脈を南北に横断すれば，実際の自然景観でもその高さの差を実感できる．

一方，紀伊半島には付加体の隆起以前から存在した北から南へ流れていた大河川が先行河川として存在し，その場所では侵食で隆起が相殺され，深い渓谷を形成している．上流部で天川，中流部で十津川，下流部で新宮川と称される熊野川である．この熊野川に流入する大支川もまた隆起開始の頃から同じ場所に存在し続けていると考えられ，紀伊山地は熊野川とその大支川からの比高が高く，このこともまた山腹斜面の比高を大きくしている．

4.3.2 地質からの考察

この比高の違いのより根源的な原因は，それぞれの地質帯の岩石の風化と侵食に対する応答の仕方の違いである．牟婁層群は新生代中頃の海溝よりも陸側に堆積した砂礫や泥が，付加体の比較的浅いところまで押し込まれた後に隆起してきたものである．このため，続成作用の程度が弱く，泥岩部は弱い．しかし，砂岩・礫岩部はかなりの硬度になっていて，これらが土石流中の特大巨礫となった．音無川層群は，より古い新生代前期に海溝に堆積した泥や砂が，牟婁層群よりも前に，付加体のより深いところまで押し込まれた後に隆起してきたものである．このため，続成作用は進んでいるが卓越する泥岩は風化に対しては弱く容易に細片化する．挟在する砂岩層も一般的には薄く，付加体内部での強い力で破断しているためそれほど強くはない．地形的に牟婁層群地帯よりも音無川層群地帯が低いのはこの弱さのためである．

これらに対して，日高川層群は中生代の白亜紀後期の海洋底の堆積物や火成岩などがさらに以前に押し込まれたもので，付加体の深部にまで持ち込まれた後に長い時間を経て隆起してきた．付加体深部で非常に強い力を受けたため，元の地層や岩体が粉々になるほど破壊されるだけでなく，もっと大きな力によって混ぜられたため，もともと異なる位置にあり成因も全く異なる別種の岩石が理解しがたいほどに粉々になって混ざり合ってしまっている．地質学では，プレートテクトニクス理論が出てくるまでは成因を理解できなかったものである．粉々にはなったものの，付加体深部で変形力の強い領域から脱

すると．高圧ですべての岩石種の破片が強く接合結着される．この再固結により，四万十帯の中でも最も風化に対して強い岩石からなる地質帯となったのが，最も比高の大きい山腹斜面を持つ日高川帯である．

日高川層群地帯は，上記の混在岩や混在していなくても砂岩泥岩は付加体深部での破壊を受けて断片化・細片化している．このため，風化によって混在岩は構成粒子に分解することで，砂岩や泥岩は開口亀裂や発達する剥離面で分離することで，細粒物質からなる厚層の風化層ができる．この斜面が，豪雨などの誘因によって全面的または部分的に，一気に崩壊する．

このような崩壊は明治 22 年（1889 年）のいわゆる十津川大水害でも今次よりも多数発生しており，直後の記録である宇智吉野郡役所（1891）の災害発生箇所のカラー図を今次の斜面崩壊/土石流の発生箇所の写った衛星写真に重ねると，同じ場所だけでなく，隣接域や，別の地域でも起こっていることがわかる．千葉（1975a, b）などによる記録の整理によって，山肌の地形が全く変わってしまった旨の印象を当時の人々が抱いたことがわかっている．また，昭和 28 年（1953 年）の有田川水害でも，日高川層群が山腹斜面の全面崩壊を多数引き起こし，中でも旧花園町の中心の北寺では，一箇所の崩壊としては日本の土砂災害史上最大の 98 名という死者･行方不明者を出した（和歌山県，1963：藤田・諏訪，2006）．このように，日高川層群は数十年ごとに所を変えて，そして数百年の間隔を置いて同じ場所で，紀伊半島の中でも最大級の斜面崩壊/土石流を起こしてきている．このような本研究の成果を，日高川層群地帯の住民のための今後の防災及び防災教育に役立てられればと考え，最後にこの視点から若干の提案をする．

4.3.3 防災及び防災教育のための図

日高川層群では山腹斜面の比高が大きいため，山腹斜面全体が崩壊する場合のほかに，その上部・中部の一部が崩壊する場合も多いのが特徴である．図 9 の２つのタイプは，緑色楕円の崩壊が概ね前者に相当し，赤色楕円の崩壊が概ね後者に相当する．このような崩壊のタイプの違いは，住民が自らの居住する場所での防災を考える際に，どこで発生し，どこまでの範囲に，どのような現象が起こるのかなどを想像する上で有益と考えられる．普段から，非常に希ではあるが地域の自然が必ず引き起こす高エネルギー現象を，自分で想像しておくことが防災上決定的に重要であることは，今次の災害で調査中にさまざまな場所の住民から聞くことができた事例でも明らかである．そのうちの若干の例をここに示す．

那智勝浦町の金山谷川では巨大土石流が発生して多くの死者を出したが，ここでは地域の伝承に土石流に関するものはなく，住民は「ここは災害とは無縁の地」という認識であった．しかし，土石流は集落の歴史を上回る年月を隔てて発生したため，２つの山間集落が次々と破壊されるという全く想定外の大災害が起こった．しかし，この最上流部に住む山仕事をしているある住民は．家の裏の山の谷の亀裂から土石流の発生を想定していて，これまでも大雨の時には別の場所に建てた小屋に年に何度か避難していたので，今回この避難で助かったとの話を聞かせていただいた．田辺市本宮町の奥番地区での廃村にまでなってしまった巨大崩壊では，明治 22 年のいわゆる十津川水害時に今回の崩壊場所の隣が大規模に崩壊し，その時の崩積土が段丘状の平坦地を河床に形成したのでその上に後から寺や集会所をつくったが，もともと危ない場所であることは住民全員が知っていたことや，この時の斜面崩壊では逆流した川の水が女性を 1kmも上流へ運んだという凄まじさなど，たくさんのお話しを聞かせていただいた．このような惨劇が昨日のことのように地区では伝承されていたため，山のわずかな異変にいち早く気づいて，すぐに集落の全員が対岸の最も高位の明治 22 年の水害でも安全だった場所にある住宅に避難して，2 時間後の大崩壊での人的被害はなかった．田辺市本宮町の熊野川源流部では今次の紀伊半島の災害でも最も破壊的な巨大土石流が発生したが，住民の間には土石流についての伝承はなかったため，大雨で怖くて高いところの親戚宅に避難した住民もいたが，声をかけられても大丈夫と避難しなかった人もいて，皆亡くなってしまった．当地に伝承はなかったが，現地で調査した著者には谷底から 20mも高い家屋の裏や庭に過去の土石流が運んできたとしか考えられない場違いな数mもの特大巨礫が積み重なっていたり，渓床のバンガローが昔の土石流が運んできた特大巨礫の上に載っているのを見て．自然の現象は証拠も残していることを専門家が情報提供できていたらと悔やまれた．

研究成果が社会に還元されるにはいくつものプロセスを経てということも多いが，本研究の成果は地域住民に直接的に還元できるものである．地域の地形や地質を観察して，住民自らが自然が起こしうる激烈な現象を想定することが，住民にとっての最も適切な避難行動につながるという防災教育の視点から，日高川層群地帯についての図 9 に示した本研究での成果を，市民にもわかりやすい絵にしたものが図 10 である．

この絵を用いて直接伝えたいのは，日高川層群地帯のように川や谷からの比高の高い山地の山腹斜面では，前

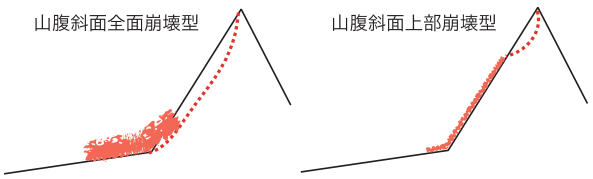


図 10　日高川層群地帯で想定される２つのタイプの斜面崩壊と土石流

記のような２つのタイプの斜面崩壊/土石流が起こりうるということである．しかし，その前後，あるいは周辺の認識として，学校教育では日本の侵食地形の成因をほぼ河川の流水作用のみで説明しており，斜面崩壊や土石流の大きな役割にはほとんど触れられていないことから，次のような内容を合わせて認識してもらうようにする必要があると考える．

・山腹斜面は，増水時の水面よりはるか高くまで続くので，川の侵食で削られるはずはない．(“流水の侵食作用”に関する誤解の解消)

・ほとんどの山腹斜面は，数十年～数百年にわたって安定した地形を保つが，地下では深部への風化が進み，原岩の種類ごとに異なるタイプの風化物質に変わっていて，崩壊の準備が進んでいる（“素因”の概念）．

・風化層が厚くなってくると，豪雨によって浸み込んだ水の圧力や，地震による加速度の増加などをきっかけに，ある時突然に崩壊して，新しい山腹斜面が出現して地形が変わる（“誘因”の概念，地形の瞬間的更新）．

・高い山の山腹斜面は，稜線から麓までの全体が大規模に崩壊する場合と，分割されて一部が崩壊する場合がある（図 10 の内容）．

・崩壊で落下した土砂は，河床・渓床の勾配によって，またどの程度流動しやすい粒度組成であるかなどによって，直下に厚く堆積して天然ダムを形成する場合と，土石流になって流れ下りながら細長く堆積する場合がある（“天然ダム”と“土石流”）．

・斜面崩壊/土石流の堆積域では，河床が一気に高くなるが，その後の川の流れが長い年月をかけて細粒物質を徐々に下流へ運び，巨礫は残しながらも，元の高さの河床に戻っていく（河川の“流水の侵食・運搬作用”，過去の斜面崩壊・土石流の遺物としての巨礫）．

５．結論

日高川層群の斜面崩壊/土石流に関して次のような結論が得られた．

1) 日高川層群地帯の斜面崩壊は四万十帯内の他の地質帯よりもはるかに大規模なものが多いが，土砂の流下距離の長いものは，相対的に小さな崩壊である．
2) 日高川層群の斜面崩壊は龍神層・美山層・花園層の３層で発生しているが，崩壊物質の流動性を大きく支配している風化物質の粒度組成にはほとんど差がなく，細粒物質が中心で巨礫が散在的に含まれる．
3) 崩壊規模に対する土砂の流下距離を比較しても，上記３層に異なる傾向は認められない．
4) これに崩壊物質の流下・堆積域の河床・渓床勾配のデータを加えると，3°以下の河床勾配のグループと10°以上の渓床勾配のグループに，重なり合うことなく明瞭に区別される．
5) 日高川層群の岩石は付加体深部での強い力で破壊された後に高圧下で非常に強く再固結していて，風化・侵食に対して強く，四万十帯で最も高い山脈を形成している．
6) このため，日高川層群の山腹斜面は高く，全面が崩壊したのが 4) の前者のグループで，一部が崩壊したのが後者のグループである．
7) 日高川層群の混在岩は，風化すると岩石種単位の断片・細片に分離して，流動性の小さい風化物質を生成する．
8) この風化物質の崩壊は，熊野川主流とその大支流が先行河川として刻んだ深い谷の巨大斜面では全面崩壊に，中小の支流の中・上流部では山腹斜面の部分的な崩壊となる．後者は，ほとんどの場合に土石流に転化する．
9) これらの解析結果から，防災上及び防災教育上も有効な住民向けの簡単な図を作成し，関連の説明事項とのセットとした．

謝　辞

本研究では，災害発生地での迅速な復旧で堆積物が除去されたり崩壊斜面が被覆されると，発生時に起こった現象を復元・推定することが困難になることから，災害発生後の道路網が寸断された状況下から，各地での調査を行った．このため，現場の復旧工事を担当されている業者の方々には許可や案内をしていただき，さらにその監督官庁である近畿地方整備局・紀伊山地砂防事務所・和歌山県の各振興局には柔軟な対応をしていただき，広域での調査を行うことができた．また，調査中には被災された方を含め，多くの住民の方々から，災害発生時の詳細な状況のみならず，過去の災害についての経験やそれに基づく防災意識など，野外調査では知り得ない貴重なお話を聞かせていただいた．あまりにも多数の方々に，さまざまな形でお世話になったので，個々に記すことはできないが，すべての方々に深く感謝する．

また，災害発生箇所の迅速な認定と，災害直後の崩壊地や土石流堆積物の状況を調べるために，Google Earth の衛星写真を多数利用させていただいた．衛星写真は過去画像も見ることができる仕組みになっているが，当該地域に関しては発生直後の衛星写真を現在でもほぼ閲覧できる．頻繁に撮影される衛星画像の中から直後の写真を特に閲覧できるように残しているのは，Google 社の災害の記録を残すべきとの認識に基づくものと推定される．これは今後の防災教育上も，極めて有効な素材となるもので，掲載させていただいたことと合わせて深く感謝する．

最後に、２名の匿名査読者のご指摘により本稿は改善されたことを記し，感謝の意を表する．また．本研究には，科学研究費補助金（基盤研究（C）課題番号 23501035,

16K01044）を使用した．また，論文化にあたっては，科学研究費補助金（基盤研究（C）課題番号 21K02480）の一部も使用した．

参考文献

千葉徳爾（1975a）明治 22 年十津川災害における崩壊の特性について（Ⅰ）．水利科学，**19**(2)，38-54.

千葉徳爾（1975b）明治 22 年十津川災害における崩壊の特性について（Ⅱ）．水利科学，**19**(4)，20-38.

千木良雅弘（1995）風化と崩壊．近未来社，名古屋，204p.

千木良雅弘（1998）災害地質学入門．近未来社，名古屋，206p.

千木良雅弘・松四雄騎・ツォウ チンイン・平石成美・松沢　真・松浦純生（2012）2011 年台風 12 号による深層崩壊．京都大学防災研究所年報，**55 A**, 193-211.

藤田　崇・諏訪　浩（2006）昭和二八年 有田川水害. 古今書院，東京，281p.

深川良一[編]（2011）平成 23 年台風 12 号による紀伊半島における地盤災害調査報告書．地盤工学会関西支部，199p.

波田重熙・藤田　崇（2005）1.西南日本外帯の地質と十津川流域の地質特性．In 1889 年十津川崩壊災害の防災科学的総合研究，京都大学防災研究所　共同研究（一般）15G-06 報告書, 2-18.

林　慶一（2012a）平成 23 年台風 12 号によって紀伊半島で発生した地盤災害にみられた地質との関連性．日本地質学会第 119 年学術大会講演要旨，p. 151.

林　慶一（2012b）紀伊半島の四万十帯音無川層群における土砂災害の特徴-2011 年台風 12 号による田辺市奥番地区での斜面崩壊の調査に基づいて-．甲南大学紀要，理工学部編，**59**，21-36.

林　慶一（2014）平成 23 年台風 12 号により那智川水系金山谷川で発生した斜面崩壊・土石流の発生過程の復元-熊野酸性岩類の花崗斑岩の崩壊・大規模土石流の特徴-．甲南大学紀要，理工学部編，**61**，1-28.

林　慶一（2016）粒度組成に支配される土石流の性質とそれを理解するための教育用モデル実験．日本地質学会第 123 年学術大会演旨，105.

林　慶一（2017）紀伊半島の牟婁層群地帯で発生した国内最大規模の土石流と斜面崩壊の記載と発生過程の復元．甲南大学紀理工学部編，**63**，1-24.

池谷 浩（1980）土石流対策のための土石流災害調査法. 山海堂，196p.

池谷 浩（1999）土石流災害．岩波書店, 221p.

地盤工学会（2003）ジオテクノート 12　土石流．地盤工学会，東京，154p.

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**，185-203.

紀州四万十帯団体研究グループ[編著]（2012）紀伊半島における四万十付加体研究の新展開. 地学団体研究会専報, no. 59，地学団体研究会，東京，310p.

栗本史雄・牧本　博・吉田史郎・高橋裕平・駒沢正夫（1998）20 万分の 1 地質図福「和歌山」，地質調査所.

中屋志津男・原田哲朗・吉松敏隆（1999）25 万分の 1「紀伊半島四万十帯の地質図」．In 紀伊半島の地質と温泉，アーバンクボタ, no. 38，20-27.

西山賢一・若月　強（2015）日本の山地斜面における豪雨に起因した斜面崩壊・土石流の発生頻度．応用地質，**55**，325-333.

水谷武司　（2009）防災基礎講座 災害予測編．防災科学技術研究所，自然災害情報室．７．土石流・岩屑なだれ，http://dil.bosai.go.jp/workshop/03kouza_yosoku/s07dosekiryu/debrisflow.htm.（2021.9.1 閲覧）

奥田節夫・諏訪　浩・奥西一夫・仲野公章・横山康二（1977）土石流の総合的観測　その 3. 1976 年焼岳上々堀沢．京都大学防災研究所年報，**20**，B-1，237-263.

鈴木博之・原田哲朗・石上知良・公文富士夫・中屋志津男・坂本隆彦・立石雅昭・徳岡隆夫・井内美郎（1979）栗栖川地域の地質．地域地質研究報告（5 万分の 1 図幅），地質調査所，54 p.

鈴木博之・中屋志津男・山本俊哉・鈴木稔和（2012）平成 23 年台風第 12 号災害における紀伊半島の斜面災害と地質（概要）. In 紀伊半島における四万十付加体研究の新展開．地学団体研究会専報，no. 59，地学団体研究会，東京，263-271.

諏訪　浩，1992，土石流の観測．砂防学会誌，**45**(1)，43-51.

諏訪　浩・奥田節夫・小川恒一（1984）土石流における岩屑の粒度偏析過程 その 1 -大径礫の先端集積と動的篩作用による逆級化-．京都大学防災研究所年報，**29**，B-1．409-423.

高橋　保（2004）土石流の機構と対策. 近未来社, 名古屋, 432p.

高橋　保（2006）土砂流出現象と土砂害対策．近未来社，名古屋，420p.

武居有恒［監修］（1980）地すべり・崩壊・土石流-予測と対策．鹿島出版会，334p.

後　誠介（2017）紀伊半島の成立と崩壊. ペドロジスト, **61**(1), 17-23.

後　誠介・江種伸之（2015）紀伊半島の地形・地質と平成 23 年斜面災害．和歌山大学防災研究教育センター紀要，no. 1，5-12.

宇智吉野郡役所（1891）吉野郡水災誌. 巻の壱~十一(1977・1981 復刻).

和歌山県（1963）和歌山県災害史．和歌山県，582p.

和歌山県（2013）平成 23 年紀伊半島大水害記録誌．和歌山県，304p.

吉松敏隆（1999）地域区分と境界断層．In 紀伊半島の地質と温泉，アーバンクボタ, no. 38，8-9.

Abstract

I analyzed the characteristics of slope failures and debris flows caused by typhoon No. 12 in 2011 in the distribution zone of the Hidakagawa Group, which is a Cretaceous accretionary prism on the Kii Peninsula. Since the Hidaka River Group is pushed into the deep accretionary prism by the subducting oceanic plate, it is composed of rocks that have been fragmented by fracture, weathering eventually results in a thick weathered layer centered on fine-grained material. However, since it is also a rock that has been strongly reconsolidated at high pressure deep underground, it forms a high mountain that is resistant to weathering and erosion, and the relative height from the riverbed on the hillside slope is the highest in the Shimanto geologic belt. The fine-grained weathered material generated on the hillside slope may collapse all at once on the entire surface of the hillside slope, or it may collapse separately. In the former case, it often collapses on the riverbed of the gently sloping mainstream, which is the preceding river, and often accumulates thickly at that location to form a landslide dam. In the former case, it often collapses on the riverbed of the gently sloping mainstream, which is the preceding river, and often accumulates thickly at that location to form a landslide dam. In the latter case, it often collapses into a steep mountain stream formed with the uplift of the mountains, and it is converted into a debris flow and flows down a long distance along the mountain stream. Unlike other geological zones, in the Hidaka River Group where these two types of slope failures / debris flows occur, disaster prevention education that can recognize these is necessary, and educational materials for residents have been devised for that purpose.

Key words: slope failure, debris flow, Hidakagawa Group, riverbed gradient, Typhoon No. 12 in 2011 (Talas), Kii Peninsula, disaster prevention education