

(vii) 2000 年鳥取県西部地震

本地震の強震域は、古第三紀の花崗岩が広く分布し、局所的にその上位を第四紀更新世の玄武岩がキャップロックしている。山地災害を区分すると、玄武岩で落石、花崗岩分布域で道路法面・森林土壌の崩壊がみられた。

震央から 11km 離れた溝口町では、急崖を成す玄武岩に発達した節理面からの剥落や過去の転石群からの飛び出し等が併せて約 400 件発生している。また、花崗岩斜面では、切土部で不均一に風化した表層部の崩壊や、マサに囲まれたブロック状のコアストーンの飛び出しが発生した。

震源付近では、ひん岩が貫入した花崗岩中に発生した開口性の亀裂など、地質構造の弱部に起因した変状も報告されている。

また、表層植生の根系が未発達な森林地では、壮齢林が被覆する斜面と比較してやや崩壊しやすい傾向にあることが示唆されている。

同規模の地震による山地災害事例と比較して多量の土砂を生じるような崩壊は少なく、山地流域内の顕著な荒廃はみられない。

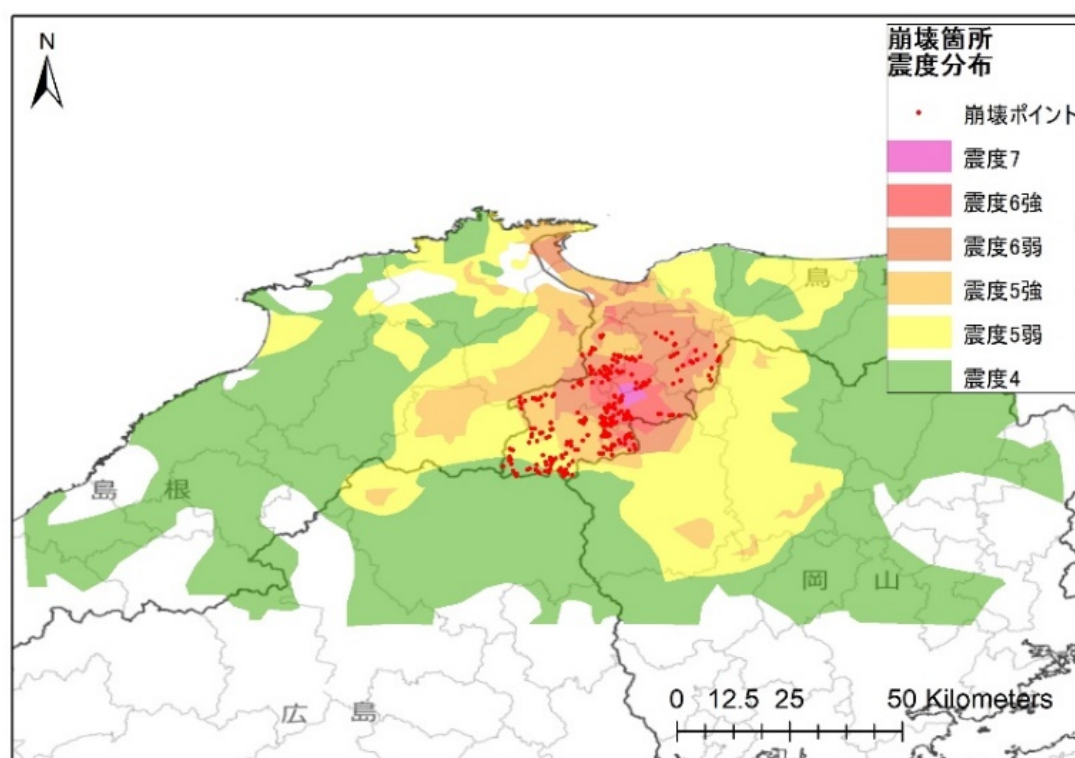


図 3.19 鳥取県西部地震の震度分布と崩壊箇所

(viii) 1995 年兵庫県南部地震

本地震は淡路島北端を震源とし、強震域は野島断層～芦屋・五助・大月断層沿いに広がっているが、山地災害発生箇所は強震に見舞われた範囲内かつ、断層から近距離に限られた。六甲南麓の市街地に近接した斜面においてマサの表層崩壊や花崗岩風化層の崩落が多数発生したが、住吉川を境として東部で崩壊面積・密度ともに多く西部との違いがみられた。これは、過去の断層活動により形成された弱部が風化度の差に影響していると考えられ、東部の花崗岩斜面では西部の花崗閃緑岩より風化が進行しており、表層にはマサの分布が多いことに起因すると考えられる。特に、東部では六甲花崗岩が分布する東六甲系で荒廃率が高く、芦屋川流域と住吉川流域で崩壊面積・土量ともに多い傾向にあった。一方、西部の布引花崗閃緑岩の分布域では、崩壊は谷奥の急斜面に限定され、六甲東部ほどの崩壊集中域はみられない。

また、尾根直下の遷急線付近に崩壊頭部を持つ事例が多く、凸状に張り出した斜面で地震動が増幅され、未固結な表層部が振り落とされたような機構が考えられている。過去の地震活動の影響で断層付近に形成された構造的な弱部で発生した崩壊が多く、断層走向に規制されて崩壊斜面の方位にも指向性がみられた。崩壊には至らなかった斜面でも、亀裂等の弱部が形成されていたことが報告されており、地震後降雨時の荒廃に影響した。

地震発生以降の降雨では、従来は発生が少なかった緩斜面や凸形斜面でも崩壊が発生する傾向がみられたことから、崩壊には至らなかった地域でも地震動により亀裂が形成されたことによる、山体の弱体化が指摘されている。

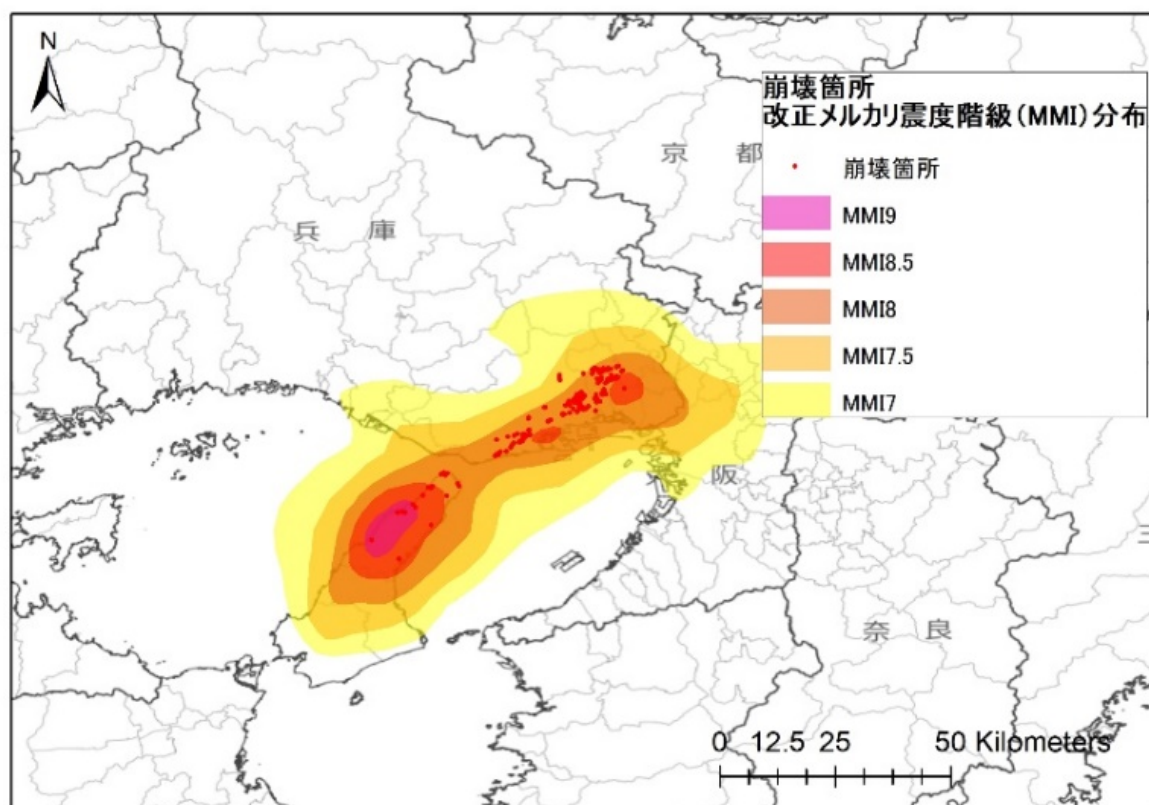


図 3.20 兵庫県南部地震の震度分布と崩壊箇所

(4) 地震前降雨の影響

地震での山地災害では、地震動に加えて地震前降雨の影響が大きいことが指摘されている。以下に地震毎に地震発生前 30 日間の降水状況を一覧に示す（表 3.4 地震前降雨一覧の再掲）。降雨量・分布地質によって影響度は異なるが、特に堆積岩分布地域および地すべり地形分布地域に加えテフラが分布する地域において、崩壊発生が水分状態に左右される事例がみられた。

表 3.4 地震前降雨一覧（再掲）

地震名	地点	地震前の降雨量[mm]		
		30日間	20日間	10日間
平成30年北海道胆振東部地震	厚真	225.0	80.0	29.5
平成28年熊本地震	阿蘇乙姫	168.5	146.0	97.5
平成23年福島県浜通りの地震	小名浜	43.0	23.5	15.0
平成23年長野県北部地震	津南	139.5	85.0	48.5
平成23年東北地方太平洋沖地震	白河	80.0	28.5	11.5
平成20年岩手・宮城内陸地震	駒の湯	282.5	137.0	89.0
平成19年新潟県中越沖地震	柏崎	332.0	150.0	49.0
平成16年新潟県中越地震	小出	362.0	303.0	157.0
平成12年鳥取県西部地震	江尾	238.0	170.0	36.0
平成7年兵庫県南部地震	神戸	37.5	37.5	0.0

これらの地震うち、崩壊発生の要因として地震前降雨の影響が指摘されている地震と、その荒廃の特徴を表 3.5 に整理した。

表 3.5 地震前降雨が荒廃に影響した地震

地震名	地震前降雨が崩壊発生に関与した例
長野県北部地震	融雪水が土塊内に浸透していた、または流下途中で積雪を巻き込んだため長距離移動・土石流化した事例が報告されている。一方で、本地震の強震域には浅い地すべり地が多く分布するため、積雪がすべり面に対する有効応力を増加させ大規模ブロックの滑動を抑制した可能性が指摘されている。
東北地方太平洋沖地震	2月下旬の日雨量 35mm の降雨以降は有意な降雨は無い。風化軽石や黒ボク土等を含む保水性の高いテフラ層が集水地形を呈した斜面に堆積する条件下では、少量の地震前降雨でも湿潤状態であった可能性があることが指摘されている。火山灰被覆地域においては少なくとも 30 日間程度は地震前降雨による強度低下の影響が持続することを考慮し、発生機構を検討する必要がある。
岩手・宮城内陸地震	地震発生当時は一週間前までは無降雨状態が継続していたが、1000m 以上の高標高地においては融雪期中であったため、定常的に供給される融雪水が地震前降雨としてはたらき、大規模な地すべりの発生や崩壊土砂の長距離移動に関与した。
新潟県中越地震	地震発生の約 3 ヶ月前と 3 日前には強震域のほぼ同じ地域に台風豪雨が襲来し、第三紀地すべりの密集地帯で発生した地震。流域内の浸透水が集まる向斜軸付近の地すべり地においては、通常時よりも地すべり面付近の間隙水圧が極めて高い状態にあり、せん断抵抗力の低下に影響した。2007 年に発生した新潟県中越沖地震の強震域にも同様に新第三紀堆積岩が分布し地すべり地形が分布するが、この地震による既往地すべり地内での災害発生の報告例は少ない。このことから、地震前降雨は地震時の地すべり活動の誘因として非常に大きな働きをすることが明らかとなっている。

(5) 地震後の降雨状況

地震における山地災害は、地震時の斜面変動だけでなく、地震後の降雨による二次災害も報告されている。二次災害の発生した時期は様々だが、不安定土砂の顕著な移動がみられる時期は概ね地震発生から1年以内の梅雨期または融雪期であった。

地震動の影響範囲内にあった山地斜面では、不安定土砂の流出・堆積だけでなく、亀裂等が発生し山体が弱体化しているため、地震以前よりも降雨に対して脆弱な状態が長期間にわたり継続することが指摘されている。

また、地震直後の流域内に多量の不安定土砂が溪流内に残存した状態で降雨イベントを迎えると、それらが一斉に溪流外に流出する危険性がある。熊本地震および岩手・宮城内陸地震は梅雨期直前、長野県北部地震は融雪期直前に地震が発生した事例であったため、地震後降雨による二次災害が多く報告されている。以下に、二次災害が確認された各地震での詳細を整理した。

(i) 2016 年熊本地震

地震発生の同月から拡大崩壊や土砂移動が報告されており、本格的な梅雨期に入った6月には広範囲で二次災害が発生した。

6月19日～30日の間に計900mm以上の降雨があり、亀裂が多く残存していたカルデラ谷壁斜面で拡大崩壊および新規崩壊が発生した。また、崩壊により谷頭に堆積していた不安定土砂や新規崩壊土砂、溪床に堆積していた巨礫を含む不安定土砂が押し流され、土石流化した事例も報告されている。亀裂を起因とした二次災害は、主に地震時の崩壊地周辺や凹地形で発生したが、尾根部や遷急線付近に形成された亀裂においても小規模な表層崩壊が発生している。

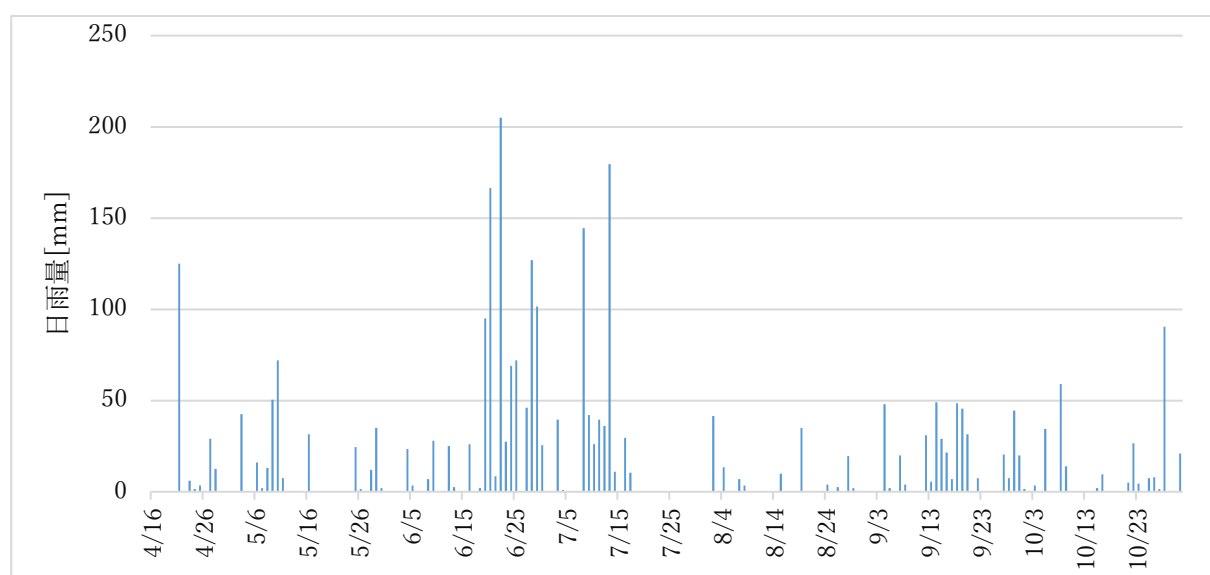


図 3.21 熊本地震後約6ヶ月間の降雨状況（阿蘇乙姫）

(ii) 平成23年長野県北部地震

融雪最盛期となる4月以降に土砂ダムの侵食および決壊とそれに伴う土石流の発生が数件報告されている。

最深積雪深を記録した後の4月4日に、土砂ダムの下流側斜面が崩壊し土石流が発生した事例が記録されている。この際は2日前から無降雨であったが、融雪初期に差し掛かっていたため、多量の融雪による水が加わり急激に河川流量が増加したことが要因とされている。

5月10日には約50mm/日の降雨に起因した融雪洪水により、土砂ダムの越流侵食が記録されている。土砂ダム下流では洪水流が溪床堆積物を侵食し溪流出口付近まで流下した。この時期は、融雪末期にあたるため、4月中の融雪が先行雨量として働き土砂移動に対する有効降雨を増加させたと考えられる。それを裏付けるように、5月10日以降も同程度の降雨が記録されているが、大規模な土砂移動は確認されていない。

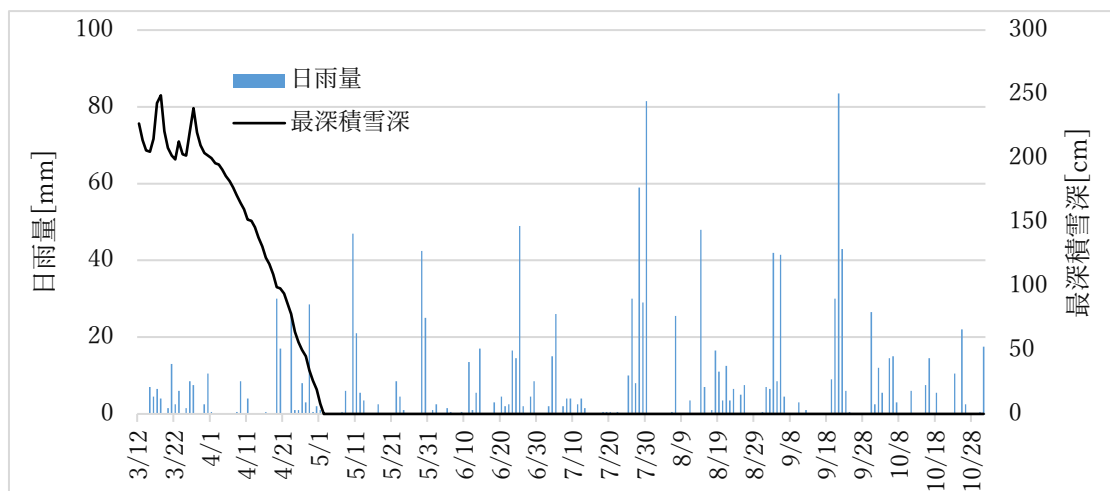


図 3.22 長野県北部地震後約7ヶ月間の降水状況（津南）

(iii) 平成20年岩手・宮城内陸地震

流域毎に新規崩壊・拡大崩壊が発生する頻度に違いはあったが、降雨に対する強度は6～8割程度に低下しており、いずれの流域も地震動で損傷を受ける以前の斜面よりも脆弱な状態になっていた。地震時には崩壊の発生には至らないものの、地震後の降雨によって亀裂が発生していた斜面で新規崩壊が確認されている。

一迫川では第三紀堆積岩の傾斜 25° 以上の斜面、磐井川流域では主に安山岩をはじめとする第三紀火山岩類の 35° 以上斜面で新規の斜面崩壊が発生している。

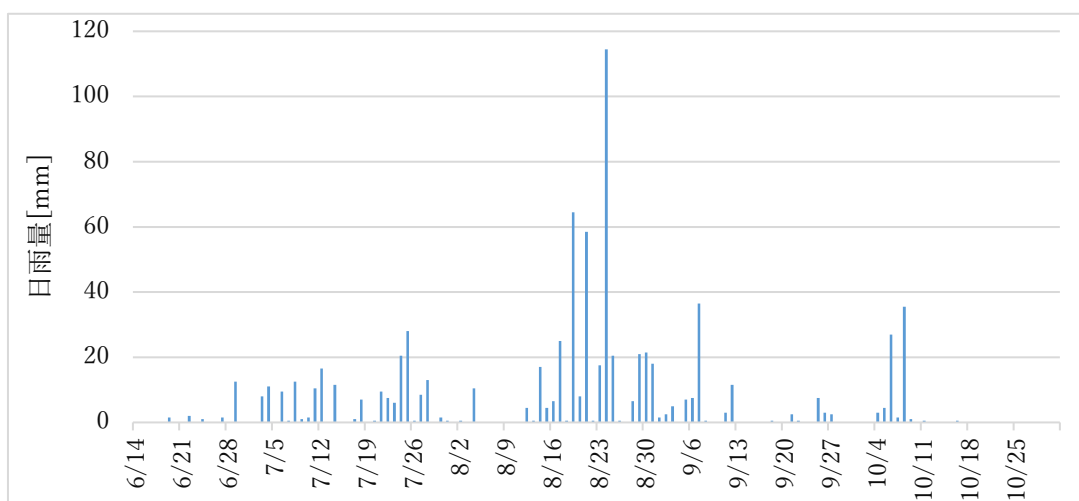


図 3.23 岩手・宮城内陸地震後約4ヶ月間の降雨状況（栗駒深山）

(iv) 平成 16 年新潟県中越地震

本地震では、先行降雨の影響もあり地震により大規模な地すべりが多く発生し、多数の土砂ダムが形成された。融雪期の崩壊や土砂ダムの決壊が懸念されていたため、流路掘削等による土砂ダムの応急対策等が実施されていたが、実際は翌年 4 月 22 日に東竹沢地すべり地において滑落崖の崩壊が発生したのみであり、不安定土塊に変動はみられなかった。このほか、予想されていたほどの甚大な被害の報告例は無い。溪流内に多量の不安定土砂が残留する芋川流域全体においても、保全対象に影響を及ぼすほどの土砂移動はみられなかった。

これらのことから地震動により発生した地すべりは、その後の融雪や降雨でも容易に活動しない場合があることを示唆している。一方で溪床に不安定土砂が大量に残留する場合、強雨時によって土石流化した土砂が流出し、下流域へ被害が及ぶ危険性があることも指摘されている。

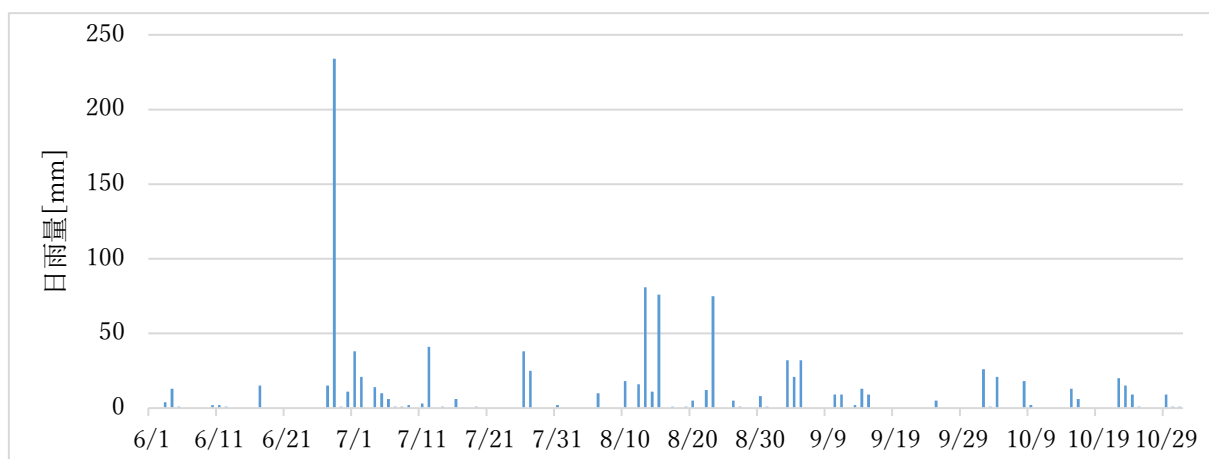


図 3.24 新潟県中越地震翌年多雨期の降雨状況（小出）

(v) 平成 12 年鳥取県西部地震

地震発生から 3 日後の降雨時に切土斜面等で拡大崩壊が発生した。地震直後は亀裂の発生のみであった斜面でも崩壊が発生しており、これらは尾根沿いに分布するひん岩貫入岩体の関与が指摘されている。また地震の 7 年後に発生した豪雨時で発生した岩盤崩落では、地震で形成された亀裂の関与が報告されている。これは地震から時間がある程度経過しても、降雨が亀裂に浸入することで斜面全体の飽和度が低い状態でも崩壊に至る危険性を示唆している。

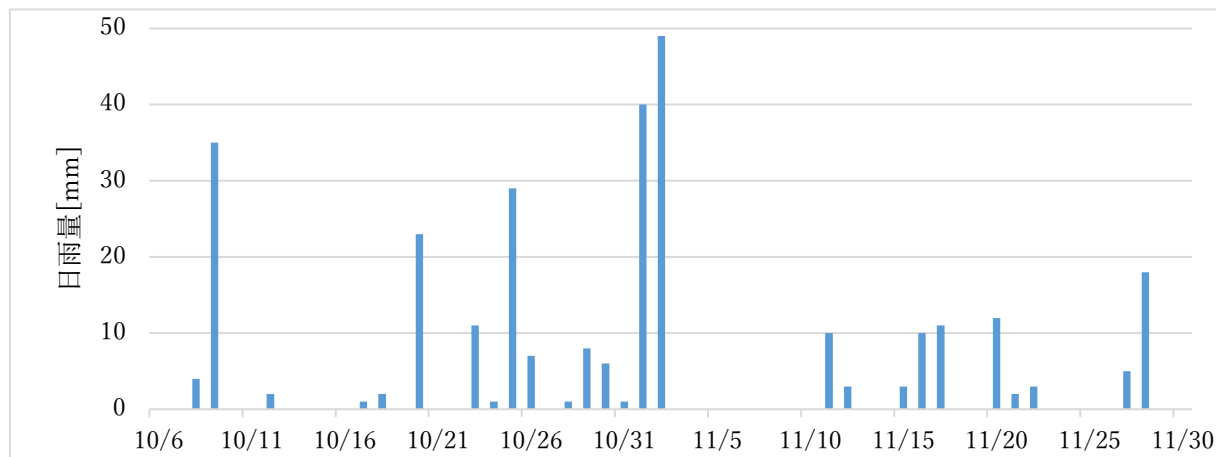


図 3.25 鳥取県西部地震後の降雨状況（江尾）

3.1.3 大規模地震による山地災害の事例抽出

(1) 抽出および整理条件

前節のまとめから、地震による山地荒廃を特徴づける主要因として、地震動・水分条件・地質が関与している可能性が明らかとなった。本項では、大規模地震による山地災害の特徴を捉えるために、地震毎に地質・崩壊様式・規模について事例を整理した。ただし、平成 28 年度胆振東部地震については前章までに詳細な発生形態の検討を行っているので、本節以降の分析対象には含まない。収集した文献を整理する上で、地質および崩壊様式はそれぞれ表 3.7 および表 3.8 の区分を用いた。

地質区分は、形成年代によって地質体の強度や地質の風化等の進行に伴い形成される地形に差異がみられるため、第四紀・新第三紀・古第三紀・先第三紀に分類した。また、堆積岩と火山岩に大別し、降下火山噴出物であるテフラは第四紀火山岩類に含まれるものとした（表 3.7）。玄武岩と花崗岩に関しては、形成年代よりむしろ地質体そのものの風化特性が特徴的であるため、安山岩や凝灰岩等が含まれる火山岩類全般とは別に扱うこととした。

崩壊様式の区分は、「地震地すべり（日本地すべり学会 2012）」の分類を基にし、テフラの崩壊、表層崩壊、岩盤崩落、崩壊性地すべり、地すべりの 5 種類に分類している（表 3.8）。

以下、崩壊地に関する情報の抽出時の基準を示す。

- 崩壊性地すべりと地すべりは、基本的に一つの崩壊地を 1 事例として抽出した。一方、熊本地震時に発生した高野台地区のテフラすべり・岩盤崩落・表層崩壊については、地すべり等の事例と比較して発生密度が高いため、密集域がみられた範囲または流域を 1 事例の崩壊として抽出・集計した。
- 密集域として抽出する範囲を設定する際は、断層からの距離と崩壊様式等を検討するため、1 事例の範囲内における断層からの距離差が 3.0km 以内となるように抽出した。
- 崩壊規模等は文献により表現が異なるため、ここでは表 3.6 に示す通り、斜面長により区分した。区分は斜面長 100m と 300m を境界値として定め、三段階に整理した。

表 3.6 崩壊規模の指標

小規模	100m 未満
中規模	100m 以上 300m 未満
大規模	300m 以上

- 収集文献だけでは詳細が不明瞭な情報もあったため、以下の資料を参考にしつつ整理した。
 - 崩壊規模：地震発生前後の衛星画像（Google Earth）
 - 地質：地質調査総合センター 1/5 万地質図幅、1/20 万地質図幅
- 分布地質とすべり面地質が異なる場合は、すべり面地質の区分を優先した。

表 3.7 地質区分

地質	第四紀堆積岩	新第三紀堆積岩	古第三紀堆積岩	先第三紀堆積岩
年代	現在～260 万年前	260～2300 万年前	2300～6600 万年前	6600 万年以前
特徴	✓ 山地斜面では沖積層は形成されず、地形変換に伴う侵食や崩壊物質が堆積	✓ 日本列島形成時で造構運動が最も激しい時代 ✓ 褶曲や断層等の変形構造が分布しており、堆積層が著しく大きい	✓ 新第三紀の火山活動や造構運動に伴い変形・変成を受けている ✓ 火山岩類に被覆されていることが多く、侵食崖や断層崖で見られる	✓ 中生代白亜紀以前の堆積岩からなり、変成作用により片岩化していることが多い。 ✓ 堆積構造は不明瞭で、片理構造に規制される弱面が形成される
地質	第四紀火山岩類	新第三紀火山岩類	古第三紀火山岩類	玄武岩類 ・花崗岩岩類
年代	現在～260 万年前	260～2300 万年前	2300～6600 万年前	
特徴	✓ 火砕流堆積物の冷却過程で節理構造が内在 ✓ 峡谷が形成されやすく滝や急崖谷壁が多い（溶結凝灰岩）	✓ 火山活動が最も活発な時代で複数の噴出物が基盤石を被覆 ✓ 急冷効果により内部に多数の節理が発達 ✓ 凝灰岩は多孔質で水との接触で粘土化 ✓ キャップロック構造（凝灰岩に安山岩が上載）	✓ 周辺より侵食に強く、地形的に急崖を形成する（溶結凝灰岩）	✓ 玄武岩は堅硬で侵食に強いが節理が発達（260～2300 万年前） ✓ 花崗岩は選択的に侵食されやすく、風化作用によりマサ化するが地域差が大きい（2300 万年以前）

表 3.8 崩壊様式の区分

崩壊様式		特徴
崩壊様式	移動様式	
テフラの崩壊	完落	✓ 降下火山噴出物などの「テフラ」が含まれる崩壊 ✓ 主に崩土はテフラであるが、旧崩壊地にテフラが堆積した場合はテフラ以外の岩屑物も含まれる場合がある ✓ 比較的緩斜面でも発生し、流動性が高い
表層崩壊		✓ 土層厚の薄い表層付近で発生する崩壊 ✓ 崩土は表層の土壌もしくは基岩の風化層となる
岩盤崩落		✓ 地質構造に規制され、亀裂や節理によって急崖部近辺で発生する崩壊 ✓ 崩土は岩塊を中心とし、土砂を含まないことがほとんどである
崩壊性地すべり		✓ 主に滑落崖とそれより緩傾斜の移送域で構成されるが、土砂が完全に崩落した崩壊 ✓ 土砂が崩壊地内から完落（地内に崩土が残らない）する崩壊様式の中では深度が深く規模の大きい場合が多く、土砂ダムの形成や流動性に富む場合がある
地すべり	残留	✓ 地質構造によって規制されることが多く、並進や回転などのすべり面を持って土塊が移動する現象 ✓ 基本的には流動性が低く、崩壊地内に移動土塊がとどまる（一部末端部が流動化する場合がある） ✓ 再活動地すべりと初生地すべりの両者がある

(2) 抽出結果

図 3.26 に抽出した事例を運動様式毎に整理した結果を示した。対象とした 9 件の地震から抽出した山地災害は計 125 事例であり（表 3.9）、地すべりの報告数が最も多い。地震による山地災害全てを表しているわけではないが、地すべりの事例数が多いのは、崩壊規模が大きいため詳細な調査が実施されていたためと考えられる。ただし、ここで抽出されているテフラの崩壊は北海道のように群発した事例ではなく大規模な事例のみを抽出しており、また表層崩壊は地すべり等のカウントの仕方と異なることに留意する必要がある。

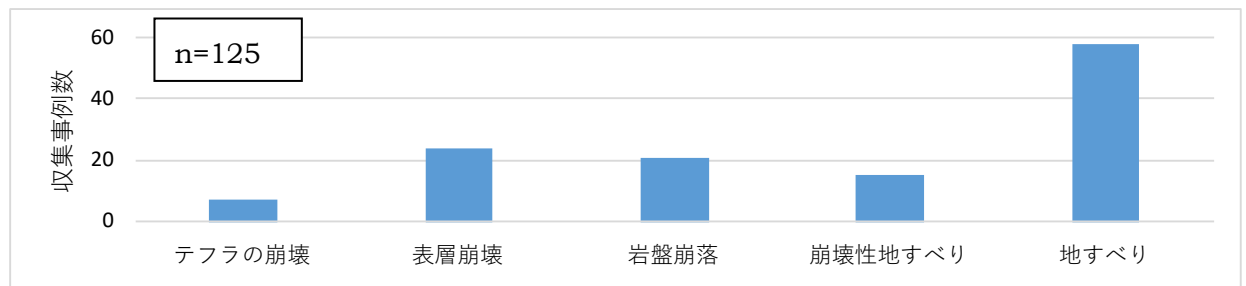


図 3.26 文献から抽出された山地大害の崩壊様式の割合

※薄色箇所は衛星画像・地質図からの推定

No.	地震名	震源深さ [km]	地点名(地すべり名)	距離[km]		震度	運動様式	地質	規模
				震央	震源断層				
1	熊本	12	阿蘇大橋	23.0	2.4	6-	岩盤崩落	第四紀火山岩類	大規模
2	熊本	12	高野台	24.3	1	6-	テフラの崩壊(流動)	第四紀火山岩類	大規模
3	熊本	12	高野台	24.3	1	6-	地すべり	第四紀火山岩類	大規模
4	熊本	12	中央火口丘群①	32	7	5-	テフラの崩壊(流動)	第四紀火山岩類	小規模
5	熊本	12	中央火口丘群②	26	2.8	5-	テフラの崩壊(流動)	第四紀火山岩類	小規模
6	熊本	12	カルデラ壁①	21.5	1	5-	岩盤崩落	第四紀火山岩類	小規模
7	熊本	12	カルデラ壁②	32.5	9.5	4	岩盤崩落	第四紀火山岩類	小規模
8	東日本太平洋沖	24	篠ノ木平	256	256	6-	テフラの崩壊(流動)	第四紀火山岩類	中規模
9	東日本太平洋沖	24	函の内	255	255	6-	テフラの崩壊(流動)	第四紀火山岩類	中規模
10	東日本太平洋沖	24	那須烏山市川向	290	290	6+	テフラの崩壊(流動)	第四紀火山岩類	中規模
11	東日本太平洋沖	24	押野	284	284	5+	テフラの崩壊(流動)	第四紀火山岩類	中規模
12	東日本太平洋沖	24	社鹿半島	130	130	4	岩盤崩落	先第三紀堆積岩	小規模
13	東日本太平洋沖	24	社鹿半島	130	130	5-	岩盤崩落	先第三紀堆積岩	小規模
14	東日本太平洋沖	24	社鹿半島	130	130	5+	岩盤崩落	先第三紀堆積岩	小規模
15	東日本太平洋沖	24	社鹿半島	130	130	6-	岩盤崩落	先第三紀堆積岩	小規模
16	東日本太平洋沖	24	社鹿半島地すべり①	127	127	5+	崩壊性地すべり	先第三紀堆積岩	小規模
17	東日本太平洋沖	24	社鹿半島地すべり②	128	128	4	崩壊性地すべり	先第三紀堆積岩	小規模
18	東日本太平洋沖	24	社鹿半島地すべり③	126	126	4	崩壊性地すべり	先第三紀堆積岩	小規模
19	東日本太平洋沖	24	社鹿半島地すべり④	127	127	4	崩壊性地すべり	先第三紀堆積岩	小規模
20	東日本太平洋沖	24	松島島嶼部	155	155	5+	岩盤崩落	新第三紀堆積岩	小規模
21	長野県北部	8	津南町辰口(舟繋川)	8.7	4.5	5+	崩壊性地すべり	新第三紀堆積岩	中規模
22	長野県北部	8	中条①	3.8	2.9	6+	地すべり	第四紀火山岩類	大規模
23	長野県北部	8	中条②	4.3	3.3	6+	地すべり	第四紀火山岩類	中規模
24	長野県北部	8	中条⑥	5.1	4.2	6+	地すべり	第四紀火山岩類	中規模
25	長野県北部	8	中条⑦	5.5	4.5	6+	地すべり	第四紀火山岩類	中規模
26	長野県北部	8	森免沢川	3	2.5	7	地すべり	第四紀火山岩類	中規模
27	福島県法通り	6	貝屋	10.5	1	5+	地すべり	古第三紀堆積岩	中規模
28	福島県法通り	6	石住	9.5	2.7	5+	地すべり	古第三紀堆積岩	中規模
29	福島県法通り	6	金戸	11.4	1	5	地すべり	古第三紀堆積岩	小規模
30	福島県法通り	6	湯ノ岳断層周辺	15	1.5	5+	岩盤崩落	古第三紀堆積岩	小規模
31	福島県法通り	6	井戸沢断層周辺	3	3	5-	岩盤崩落	古第三紀堆積岩	小規模
32	岩手・宮城内陸	8	荒砥沢	14.5	1.8	6+	地すべり(再活動)	新第三紀堆積岩	大規模
33	岩手・宮城内陸	8	ツジミクラ沢	15.2	2.1	6-	地すべり(再活動)	新第三紀堆積岩	大規模
34	岩手・宮城内陸	8	御沢①	13.7	0.5	6+	地すべり(再活動)	新第三紀堆積岩	大規模
35	岩手・宮城内陸	8	辰前川シ-9(お岩沢合)	13.8	1.16	6-	地すべり(再活動)	新第三紀堆積岩	大規模
36	岩手・宮城内陸	8	ドノウ沢源頭部	9.9	7.0	6+	崩壊性地すべり	新第三紀火山岩類	大規模
37	岩手・宮城内陸	8	湯ノ倉	17.8	8.3	6-	崩壊性地すべり	新第三紀火山岩類	中規模
38	岩手・宮城内陸	8	川原小屋沢③	16.9	7.7	6-	崩壊性地すべり	新第三紀火山岩類	中規模
39	岩手・宮城内陸	8	御沢②	13.4	3.0	6+	崩壊性地すべり	新第三紀火山岩類	中規模
40	岩手・宮城内陸	8	相ノ沢	17.3	8.7	6-	地すべり	新第三紀火山岩類	中規模
41	岩手・宮城内陸	8	ヒメクラ沢	14.4	2.7	6-	地すべり	新第三紀火山岩類	中規模
42	岩手・宮城内陸	8	柳沢①	13.0	2.5	6+	崩壊性地すべり	新第三紀火山岩類	中規模
43	岩手・宮城内陸	8	柳沢②	12.5	0.7	6+	地すべり(再活動)	新第三紀火山岩類	中規模
44	岩手・宮城内陸	8	東桂沢	5.1	4.3	6+	地すべり	新第三紀火山岩類	中規模
45	岩手・宮城内陸	8	一ツ石沢	6.3	6.5	6+	地すべり	新第三紀火山岩類	中規模
46	岩手・宮城内陸	8	増沢	10.0	6.0	6+	地すべり	新第三紀火山岩類	中規模
47	岩手・宮城内陸	8	大寒沢	6.6	7.7	6+	地すべり	新第三紀火山岩類	中規模
48	岩手・宮城内陸	8	タモノギ沢①	5.7	9.1	6+	地すべり	新第三紀火山岩類	中規模
49	岩手・宮城内陸	8	辰前沢(下流部)	6.1	9.4	6-	地すべり	新第三紀火山岩類	中規模
50	岩手・宮城内陸	8	辰前沢(下流部)	12.4	9.9	6-	地すべり	新第三紀火山岩類	大規模
51	岩手・宮城内陸	8	坂下	23.0	7.6	6-	岩盤崩落	新第三紀火山岩類	中規模
52	岩手・宮城内陸	8	小河原	11.8	8.0	6+	岩盤崩落	新第三紀火山岩類	中規模
53	岩手・宮城内陸	8	温湯	19.8	6.0	6+	岩盤崩落	新第三紀火山岩類	中規模
54	岩手・宮城内陸	8	棚木平	1.9	2.5	6+	岩盤崩落	新第三紀火山岩類	中規模
55	岩手・宮城内陸	8	野々原	3.5	1.2	6+	地すべり(再活動)	新第三紀堆積岩	大規模
56	岩手・宮城内陸	8	産女川の最上流源頭部	7.8	5.5	6+	崩壊性地すべり	新第三紀火山岩類	大規模
57	岩手・宮城内陸	8	駒の湯	10.5	3.5	6+	地すべり	新第三紀火山岩類	中規模
58	岩手・宮城内陸	8	磐井川本流ホ-48	5.9	7.9	6+	地すべり	新第三紀火山岩類	中規模
59	岩手・宮城内陸	8	湯浜	17.8	10.0	6-	崩壊性地すべり	新第三紀火山岩類	大規模
60	岩手・宮城内陸	8	湯尻沢の地すべり	8.8	10.1	6+	地すべり	新第三紀火山岩類	中規模
61	岩手・宮城内陸	8	湯尻沢の表層崩壊	8.5	10.1	6+	表層崩壊	新第三紀火山岩類	中規模
62	岩手・宮城内陸	8	辰前タム周辺	10.0	7.2	6-	表層崩壊	新第三紀火山岩類	小規模
63	岩手・宮城内陸	8	辰前沢溪岸	12.0	9.2	6-	表層崩壊	新第三紀火山岩類	小規模
64	岩手・宮城内陸	8	桂沢(東西)	5.0	4.8	6+	表層崩壊	新第三紀火山岩類	小規模
65	岩手・宮城内陸	8	木賊～合ノ俣沢左岸	9.0	11.8	6+	表層崩壊	新第三紀火山岩類	小規模
66	岩手・宮城内陸	8	一迫川上流	18.0	10.5	6-	表層崩壊	新第三紀火山岩類	小規模
67	岩手・宮城内陸	8	相ノ沢溪岸	17.0	10.0	6-	表層崩壊	新第三紀火山岩類	小規模
68	岩手・宮城内陸	8	川原小屋沢左岸流域	17.5	7.0	6-	表層崩壊	新第三紀火山岩類	小規模
69	岩手・宮城内陸	8	川原小屋沢～腰抜沢	16.0	7.0	6-	表層崩壊	新第三紀火山岩類	小規模
70	岩手・宮城内陸	8	御沢・冷沢	13.5	2.5	6-	表層崩壊	新第三紀火山岩類	小規模
71	岩手・宮城内陸	8	タモノギ沢溪岸	6.3	9.5	6+	表層崩壊	新第三紀火山岩類	小規模
72	岩手・宮城内陸	8	磐井川上流域(湯尻沢)	8.0	9.5	6+	表層崩壊	新第三紀火山岩類	小規模
73	新潟県中越沖	17	聖ヶ島	29.9	11.6	6-	地すべり(並進・回転)	新第三紀火山岩類	中規模
74	新潟県中越沖	17	青海川	25.8	13	6-	岩盤崩落	第四紀堆積岩	小規模
75	新潟県中越沖	17	青海川	25.8	13	6-	崩壊性地すべり	新第三紀火山岩類	小規模
76	新潟県中越沖	17	観音岬	8.1	12	6-	岩盤崩落	第四紀段丘堆積物	小規模
77	新潟県中越沖	17	地すべり1	28.8	21.2	6-	地すべり	新第三紀堆積岩	小規模
78	新潟県中越沖	17	地すべり2	29.1	28.9	6-	地すべり	新第三紀堆積岩	小規模
79	新潟県中越沖	17	地すべり3	14	19	6-	地すべり	第四紀段丘堆積物	小規模
80	新潟県中越沖	17	地すべり4	18	23.4	6-	地すべり	第四紀段丘堆積物	小規模
81	新潟県中越沖	17	地すべり5	10.3	13.3	6-	地すべり	新第三紀堆積岩	中規模
82	新潟県中越沖	17	地すべり6	10.5	14.6	6-	地すべり	新第三紀堆積岩	中規模
83	新潟県中越沖	17	地すべり7	12.4	18.2	5+	地すべり	新第三紀堆積岩	中規模
84	新潟県中越沖	17	地すべり8	7.7	13.4	6-	地すべり	新第三紀火山岩	小規模
85	新潟県中越沖	17	地すべり9	13.6	19	5+	地すべり	新第三紀火山岩	小規模
86	新潟県中越	13	寺野	7.5	4.4	6+	地すべり(再活動)	新第三紀堆積岩	大規模
87	新潟県中越	13	東竹沢	3.0	5.3	6+	地すべり(再活動)	新第三紀堆積岩	大規模
88	新潟県中越	13	包谷地	10.5	3.1	6+	地すべり(再活動)	新第三紀堆積岩	中規模
89	新潟県中越	13	細声	7.3	1.3	6+	地すべり(再活動)	新第三紀堆積岩	大規模
90	新潟県中越	13	小栗山	6.2	0.4	6+	地すべり(再活動)	新第三紀堆積岩	大規模
91	新潟県中越	13	浦柄	5.7	1.8	7	地すべり(再活動)	新第三紀堆積岩	中規模
92	新潟県中越	13	塩谷神社川	4.9	3.9	6+	地すべり(再活動)	新第三紀堆積岩	中規模
93	新潟県中越	13	釜ノ上	13.0	4.8	6-	地すべり(再活動)	新第三紀堆積岩	大規模
94	新潟県中越	13	田麦山小高	8.6	6.2	6-	地すべり(再活動)	新第三紀堆積岩	大規模
95	新潟県中越	13	ニツ屋	24.6	18.4	6+	微小変形	新第三紀堆積岩	(大規模ブロックの変動)
96	新潟県中越	13	瀧沢	8.9	0.1	5-	地すべり(初生)	新第三紀堆積岩	中規模
97	新潟県中越	13	砂見(道路)	6.8	1.9	6+	地すべり(初生)	新第三紀堆積岩	大規模
98	新潟県中越	13	砂見(道路)	6.5	2.5	7	地すべり(初生)	新第三紀堆積岩	中規模
99	新潟県中越	13	一ツ峰沢	10.5	6.7	6-	地すべり(初生)	新第三紀堆積岩	大規模
100	新潟県中越	13	油夫川油夫	5.4	2.5	7	地すべり(初生)	新第三紀堆積岩	大規模
101	新潟県中越	13	郡又	8.1	4.5	6+	地すべり(初生)	新第三紀堆積岩	中規模
102	新潟県中越	13	込入	9.2	4	6+	地すべり(初生)	新第三紀堆積岩	大規模
103	新潟県中越	13	油夫川羽黒口	5.1	3	7	地すべり(受け盛)	新第三紀堆積岩	中規模
104	新潟県中越	13	竹沢	5.4	3.2	7	地すべり(受け盛)	新第三紀堆積岩	大規模
105	新潟県中越	13	磯渡	6.4	1.6	6+	崩壊性地すべり(初生)	新第三紀堆積岩	大規模
106	新潟県中越	13	風口峠	7.7	2.9	6+	崩壊性地すべり	新第三紀堆積岩	大規模
107	新潟県中越	13	山古志中学校	5.4	2.2	7	地すべり(受け盛・再活動)	新第三紀堆積岩	大規模
108	新潟県中越	13	川向	17.8	8.7	5+	地すべり(受け盛・再活動)	新第三紀堆積岩	中規模
109	新潟県中越	13	野辺川上流	3	0.6	6+	表層崩壊	新第三紀堆積岩	(大規模ブロックの変動)
110	新潟県中越	13	太田川	9.5	1	1	表層崩壊	新第三紀堆積岩(風化砂岩)	小規模
111	新潟県中越	13	小栗山下流	5.5	0.6	6-	表層崩壊	新第三紀堆積岩(風化砂岩)	小規模
112	新潟県中越	13	宇川上流	5.5	5	6+	表層崩壊	新第三紀堆積岩(風化砂岩)	小規模
113	鳥取県西部	9	日野町本郷	8.8	0.8	7	表層崩壊	表土～花崗岩類	小規模
114	鳥取県西部	9	日野町横市	10	0.9	7	岩盤崩落	花崗岩類	小規模
115	鳥取県西部	9	下黒坂	6.7	0.6	7	地すべり	花崗岩類	小規模
116	鳥取県西部	9	西伯町上谷	1.6	0.3	6-	微小変形 (降雨崩壊)	玄武岩	(小規模)
117	鳥取県西部	9	日野町湊原	9.3	7.6	6-	岩盤崩落	玄武岩	小規模
118	鳥取県西部	9	溝口町宇代	10.9	9.5	6-	岩盤崩落	玄武岩	小規模
119	兵庫県南部	16	芦屋川流域	29	1	-	表層崩壊	花崗岩	小規模
120	兵庫県南部	16	住吉川流域・五助・大	26.5	2	-	表層崩壊	花崗岩	小規模
121	兵庫県南部	16	太田多川 (活断層に	33.5	4	-	表層崩壊	花崗岩	小規模
122	兵庫県南部	16	新瀬川上流～天王谷)	15	1.5	-	岩盤崩落	花崗岩類	小規模
123	兵庫県南部	16	観音台	35.6	2.8	-	表層崩壊	花崗岩類	小規模
124	兵庫県南部	16	塩谷(六甲・五助断	35.3	1.9	-	表層崩壊	花崗岩類	小規模
125	兵庫県南部	16	布引谷	19.5	1.7	-	岩盤崩落	花崗岩類	小規模

3.2 日本における地震による山地荒廃の特徴比較等分析

3.2.1 地質と崩壊様式の関係

各地質における崩壊のタイプ毎の報告事例件数について検討を行った（図 3.27）。ここでテフラの崩壊については発生する地質が限定的であり、事例数も少ないため除外した。また表層崩壊については崩壊単位で整理されている事例が少なく、集中域や斜面一帯で整理されているため、下図には含めていない。また、崩壊の規模の割合を整理するために斜面長については前節に倣い 100m 未満のものを小規模、300m 以上のものを大規模とし、その中間を中規模として各地質の規模の割合についても整理した。

地質毎で見ると新第三紀堆積岩、新第三紀火山岩での山地災害の報告事例が多いことがわかり、特に地すべりのほとんどは第三紀の堆積岩と火山岩類に集中している。各崩壊の規模で見ると新第三紀堆積岩は大規模なものが 50%以上を占めており、災害の発生件数、規模ともに大きくなるといえる。また、第四紀火山岩類、新第三紀火山岩についても比較的災害の報告事例数が多く、大規模な事例も見られた。一方で玄武岩や花崗岩などは、特殊な事例はあるものの小規模なものに限られていた。

そのほかにも崩壊性地すべりは新第三紀の堆積岩・火山岩や先第三紀堆積岩などで報告されており、特に先第三紀堆積岩や新第三紀火山岩で崩壊性地すべりの割合が高い傾向があるなど、地質や地質構造によって崩壊様式の特徴が異なることが分かった。

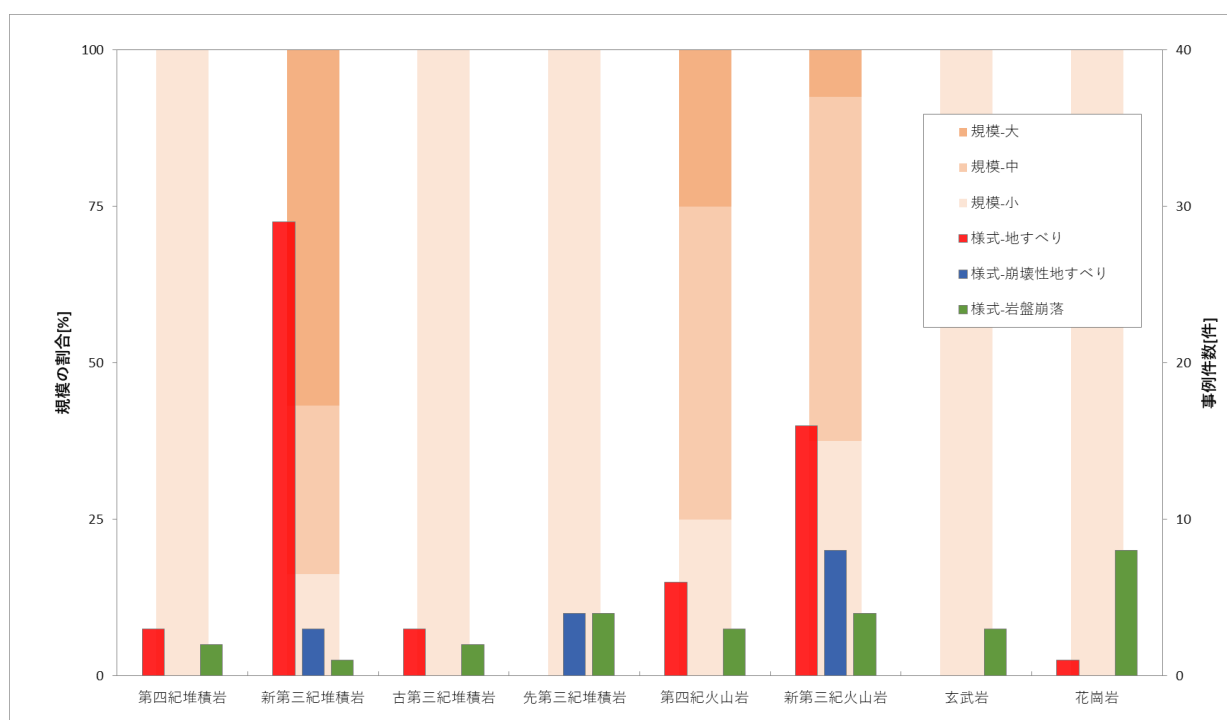


図 3.27 各地質で発生した崩壊様式と規模の関係

3.2.2 震源からの距離と崩壊様式の関係

地震動と崩壊様式の関係を把握するため、抽出した 125 事例について震源断層からの距離の分布を整理した。一般的に地震動による発震は震央を中心と考えられており、阿部・林（2011）は地震地すべりが発生した過去の地震の震央からの距離関係を地質毎に整理している（図 3.28）。それによると、地震地すべりについては概ね 30km 圏内に発生することが多く、未固結な火山噴出物の場合は 200km 以上離れた場合でも流動性の地すべりが発生すると報告している。一方、ハスバートルほか（2011）では、地すべりの規模については震央からの距離では説明できないことが多いと指摘しており、直下型地震の場合破壊は断層沿いに伝わるので、震源断層からの距離を用いる方が現象の分布・規模に整合的であるとしている（図 3.29）。これは震央位置が震源の地表投影点であるのに対し、震源断層は断層変位が最大になる地表面の方が、実際の影響範囲との距離関係が正しく見積もられることを意味している。

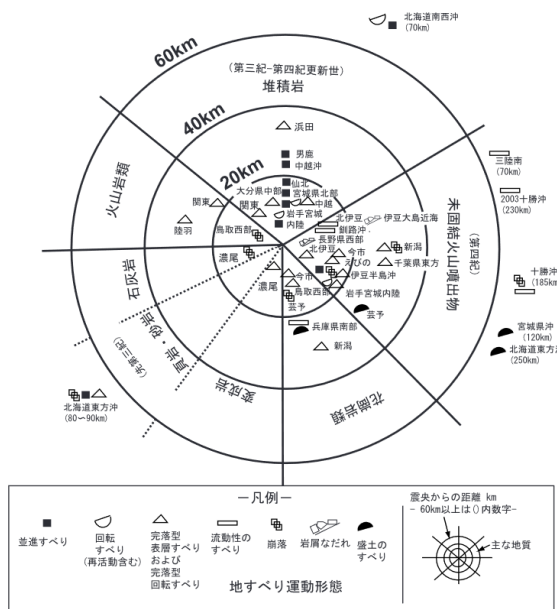


図 3.28 阿部・林(2011)による
各地質の地震地すべりの震央からの距離

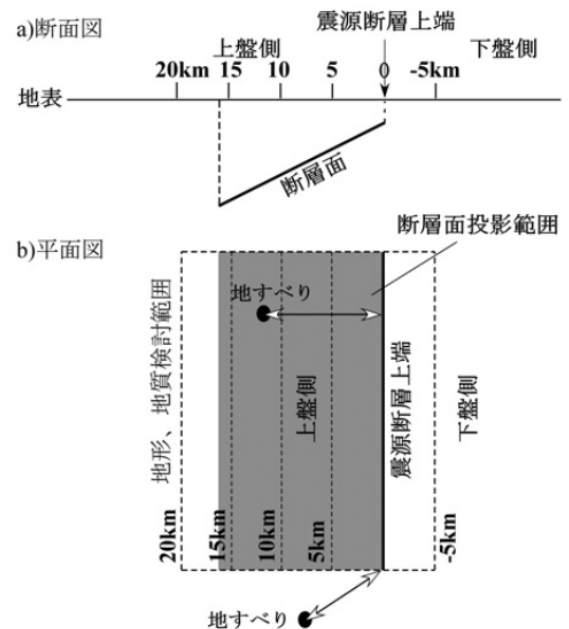


図 3.29 震源断層と地すべりの距離の考え方
(ハスバートルほか、2011)

ここで文献から収集した崩壊の分布と規模を整理し、地質毎に崩壊が発生する距離と規模の特性を検討した。位置関係の起点は震源断層との距離を使用することとし、国土地理院の震源断層モデルから距離を震度別に図 3.30～図 3.32 に整理した。なお、一部震源断層モデルが報告されていない地震については、地表断層からの距離とした。また、東日本大震災についてはプレート境界断層による地震のため震央からの距離で算出している。山地斜面との距離はあるが、プレート境界内の破壊域が広いので、他の事例よりも遠い地点でも崩壊が発生している場合がある。

崩壊様式別（図 3.30、図 3.31）でみると約 30km の範囲内にほとんどの崩壊が集中し、テフラの崩壊は約 300km 離れた位置で発生しており、いずれも阿部・林（2011）が指摘する特徴と整合的であった。さらにテフラの崩壊は、震源域付近においては強震でなくても発生しており、玄武岩や花崗岩などは 10km 以内の近い範囲にのみ崩壊がみられた。また、表層崩壊や地すべりについては地震

動の強さに応じて発現する傾向がみられた。なお、130km 付近の先第三紀堆積岩については震源が釜石沖であり、発生箇所も限定的であるため、東北地方太平洋沖地震の特徴的な崩壊事例として分類できる。次に崩壊の規模（図 3.32）をみると、新第三紀堆積岩は地震動が強いほど崩壊の規模が大きくなり、第四紀堆積岩や新第三紀火山岩類は震源域付近から離れても小～中規模の崩壊が発生する傾向が見られる。これらのことから、各地震の特徴（地震のタイプや震源の深さ）や斜面条件の影響を受けるものの、地質による山地災害発生の規模や出現率に特徴が見られることがわかった。

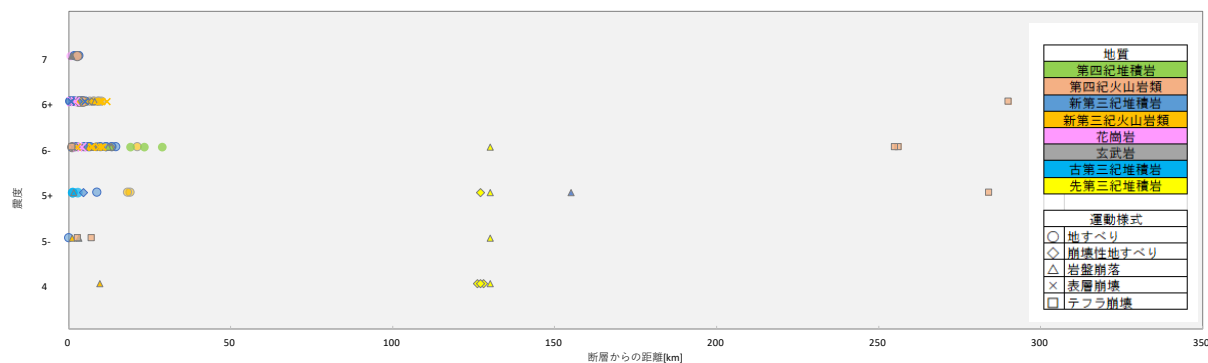


図 3.30 崩壊様式別に分類した各地質の震度と断層との関係（0～350km 区間）

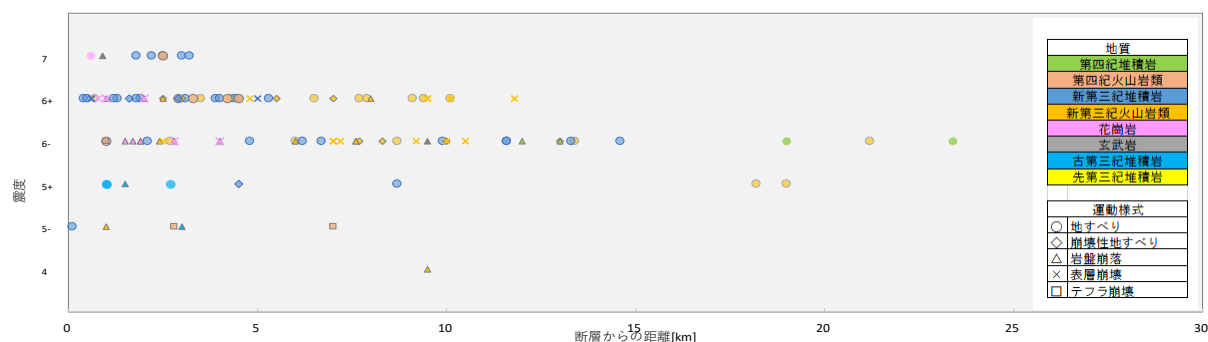


図 3.31 崩壊様式別に分類した各地質の震度と断層との関係（0～30km 区間）

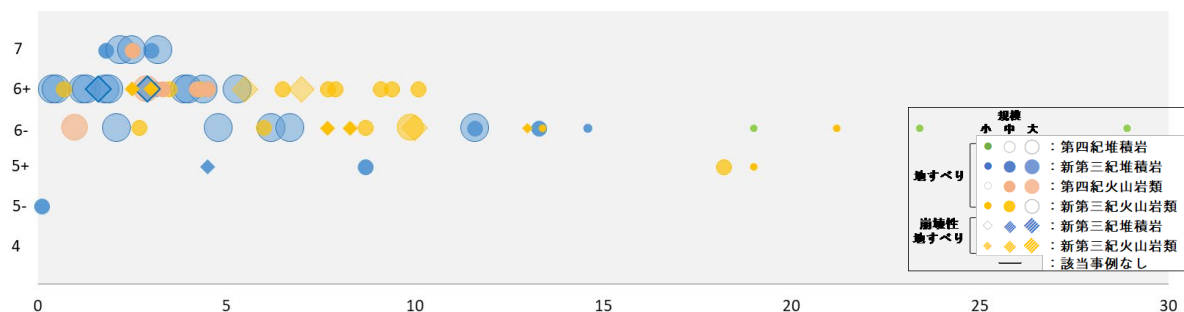


図 3.32 各地質で分類した地すべり・崩壊性地すべりにおける規模の震度と断層との関係（0～30km 区間）

3.2.3 地質構造・地形条件に着目した山地災害の発生形態の整理

一般的に地震による被害は、地震動が伝わりやすいため、震源域に近いほど影響を受けやすいと考えられるが、前項の検討により地質によってその影響範囲や規模が異なることが示された。そこで収集した各地震の災害事例より、各地質が有する特定の崩壊の発生しやすさを検討し、整理した。

(1) 地震に共通する崩壊

図 3.31 で示すように、表層崩壊は地震動の強さによって発生域の分布が集中する傾向にあり、強振動による地表浅部の破壊が引き起こす地質特性に依らない崩壊の形態であるといえる。また、テフラの崩壊については降下軽石類などのテフラ内で発生する崩壊で、一般的に斜面崩壊が発生しやすいといわれている 30° より緩い斜面でも発生し、震源域から遠く離れた箇所でも発生している。さらに崩壊した土塊の流動性は高く、他の崩壊と比べると移動距離が長くなる傾向がある（2章 図 2.18 参照）。これら 2 つ崩壊様式の発生条件は、基盤地質への依存度は弱く、前者は斜面条件（傾斜、凸型斜面など）によって崩壊し、後者はテフラの堆積状況によって発生するといえる。したがって、特定の地質によって崩壊様式が異なるものではなく、特に表層崩壊は地震に共通する崩壊様式であると考えられる。

(2) 堆積岩

堆積岩については崩壊の様式は概ね地質構造（地層傾斜など）に規制されており、ケスタ地形など傾斜が対照的な両側斜面では、地震時における崩壊形態が異なる。

また、一般的に崩壊の規制面となる地質構造は、山地等ある程度の広がりをもつ分布が集中するため、その箇所が崩壊することで崩壊の集中度が必然的に高くなる傾向があり、同時に規模も大きくなりやすい。一方地質年代が古くなると、風化だけでなく火山活動や造構運動による変形・変成作用を受けているため、構造は不均質になりやすく、局所的な崩壊が増えてくる。第四紀以降の堆積岩は、海水準変動による影響を受けている山地麓部や丘陵斜面など低標高斜面に分布が限られ、かつ未固結な段丘斜面などが多く、崩壊規模は小さい傾向がある。

(3) 火山岩類

火山岩類については、岩質の種類（安山岩、凝灰岩など）による強度の違いはあるが、主に構造に依る部分が大きい傾向がある。例えばキャップロック構造は、部分的な斜面条件ではなく地域性を示すため、崩壊規模は中程度でも該当地域一帯で発生することで崩壊の集中度が高くなる傾向がある。また火山岩地盤の形成過程で、節理面や接触変成などの作用が風化の進行を助長するため、影響範囲が局所的になり崩壊予測が困難な場合がある。

(4) 特定の火山岩

玄武岩は堅硬だが顕著に節理が発達しやすく、急崖部では潜在的な亀裂が多く発達しており、花崗岩についても同様に、風化の進行が早いいため深部まで亀裂が発達する。さらに、花崗岩は風化によるマサ化する特性があり、原位置風化によって斜面中にコアストーンを伴うマサが滞留している。

これらの特徴をふまえ、文献から抽出した事例を、地質（地質体と構造）・地形（斜面条件と傾斜）により整理し、それぞれの崩壊様式やその特徴を整理した結果を表 3.10 にまとめる。

表 3.10 (1) 各地震における地質毎に分類した山地災害の発生形態等の整理結果

用語の定義	地すべりの規模	小規模：斜面長100m未満，中規模：100m以上300m未満，大規模：300m以上を目安として地すべりの規模を分類した。
	完落	土塊の移動様式の表し，斜面内に土塊が留まらず斜面下部に堆積または溪流へ流出している状態。基本的に地すべり的な対策を適用しない斜面変動の土砂形態とした。
	急峻・急崖	傾斜は 急斜面(30° 以上)＜急峻＜急崖とした。急崖は，表層に土砂が存在しないような崖状となっており，崩壊時の移動土塊は岩塊が主体となる。
	下部切断斜面	河川侵食または人工的な切土により斜面末端が応力解放された斜面。
	谷壁斜面	河川に面した傾斜が約30° 以上の急斜面。硬質地質の分布域では急崖を成す。

地震名		発生の素因				崩壊様式					(-) 情報無し
		地質		地形		集中域の有無	崩壊の規模 (平面, 深度)	流動性		土砂 ダム	事例
		地質体	構造	斜面条件	傾斜			運動様式	移動様式		
2018年 北海道 胆振東部地震		新第三紀堆積岩	流れ盤構造	遷急線下部斜面	20～25°	-	大規模 深層	崩壊性地すべり	完落	-	-
				尾根状の凸形地形	10° 前後 (すべり面)	-	大規模 深層	岩盤すべり	完落	○	
			受け盤構造	凸形直線斜面	急峻	-	小～中規模	表層崩壊	完落	-	
				露頭崖	急崖	-		岩盤崩落	完落	-	
		第四紀火山岩類	降下軽石類によるマントルベディング		急斜面上部の緩斜面	20～35°	・開析の進んだ直線斜面 ・谷頭周辺の上部緩斜面	中～大規模 (斜面範囲による)	テフラの崩壊	完落	○
2016年 熊本地震		第四紀火山岩類	火砕流堆積物を覆う降下軽石層	緩やかな丘陵地斜面	5～15°	-	大規模 浅層	テフラの崩壊	完落	-	高野台
					-	-	大規模 上記より深い	地すべり	残留	-	高野台
				等斉凹形谷型斜面	急傾斜(急崖部)	谷頭付近	密度高	テフラの崩壊	完落	-	内早川、外早川
			溶岩累層に発達した節理	溶岩台地周縁の急崖部	急崖	谷壁下部	小～中規模	岩盤崩落	完落	-	-
		急峻			大規模		岩盤崩落	完落	一時的に 形成	阿蘇大橋	
2011年 東北地方 太平洋沖 地震	本震 (3/11)	第四紀火山岩類	比較的浅部に強風化火山灰層(弱層)を挟在	上部谷壁(尾根付近), 下部切断斜面	10～25°	-	中規模(幅50～150m) 浅層(層厚5～10m)	テフラの崩壊	完落	-	葉ノ木平(白河丘陵), 那須烏山市周辺
		新第三紀堆積岩	風化による節理構造	海食崖, または平野部に隣接する山 腹斜面(直線・凸形)の遷急部	急峻	海岸部で高密度	小規模 浅層	岩盤崩落	完落	-	松島島嶼部
		先第三紀堆積岩	節理構造を伴う複褶曲構造 と風化帯	低起伏山地段丘 海食崖	急崖	-	小規模 浅層	崩壊性地すべり 岩盤崩落	完落	-	三陸海岸
	長野県北部 地震 (3/12)	第四紀火山岩類	火砕流堆積累層	比高の大きい谷壁	急峻	-	大規模 深層	地すべり(並進性, 再活動)	残留	○	中条川(奈免沢, 東入沢)
		新第三紀堆積岩	中越地震と同様な受け盤構造	-	-	-	-	-	-	-	新潟県側(津南), 十日町周辺)
		新第三紀堆積岩	中越地震と同様な流れ盤構造	-	-	-	-	-	-	-	新潟県側(津南), 十日町周辺)
	福島県 浜通りの 地震 (4/11)	古第三紀堆積岩	活断層周辺に発達する亀裂等の変形構造	急崖部	急崖	-	小規模 浅層	岩盤崩落	完落	-	いわき市沿岸部

表 3.10 (2) 各地震における地質毎に分類した山地災害の発生形態等の整理結果

地震名	発生の要因				崩壊様式					(-) 情報無し
	地質		地形		集中域の有無	崩壊の規模 (平面, 深度)	流動性		土砂 ダム	事例
	地質体	構造	斜面条件	傾斜			運動様式	移動様式		
2008年 岩手・宮城 内陸地震	新第三紀堆積岩	流れ盤構造(初生)	下部切断	30° 未満	無	大規模 (斜面長は400m以上のものが多く、火山岩類基盤の地すべりよりも大)	地すべり(並進)	残留	○	-
						中規模(斜面長100～300m未満)	地すべり(回転・並進性)	残留	-	-
		流れ盤構造の既存地すべり地形	下部切断	30° 未満 (すべり面傾斜は0～5° 未満が多い)	無	大規模(斜面長400m以上のものが多い)	地すべり(再活動)	残留	○	荒砥沢, ツジミクラ沢(二迫川), 御沢(下流域右岸), 尿前川(お岩沢との合流部上流)
	第三紀火山岩類	火砕流堆積物の上位を溶岩が被覆するキャップロック構造	溶岩台地周縁の急崖部	35～40°	台地端部から数百m内	大規模 (堆積岩の地すべりよりはやや小規模の変動が多い)	崩壊性地すべり	完落	○	河原小屋沢(湯浜, 下流側), ドノウ沢源頭部,
							地すべり(並進性, 回転性, 再活動)	残留	-	-
		節理構造の発達した溶結凝灰岩	侵食の卓越した谷壁	急崖	条件の分布は局所的	中規模 (均質な同一層内のすべりなため比較的規模が小さいものが多い)	崩壊性地すべり	完落	○	湯ノ倉, 河原小屋沢(上流側3箇所), 御沢(岩魚沢合流部),
							地すべり(回転, 並進性)	残留	○	相ノ沢, ヒアヒクラ沢, 柳沢, 東桂沢, 一ツ石沢, 増沢, 大寒沢, タモノキ沢, 尿前沢(下流部)
		節理構造の発達した溶結凝灰岩	侵食の卓越した谷壁	急崖	条件の分布は局所的	小規模(堆積岩地域の崩壊よりも)浅層	岩盤崩落(トップリング性)	完落	○	坂下, 小河原, 温湯, 槻木平地区
2007年 新潟県中越沖 地震	新第三紀堆積岩	受け盤構造	凸形斜面遷急部	40° 以上	-	中規模 浅層	地すべり	残留	-	米山町 聖ヶ鼻地すべり(Aブロック)
		流れ盤構造	海食崖(末端の下部切断)	30° 程度	-	中規模 浅層(2～3m程度)	崩壊性地すべり	完落	-	米山町 聖ヶ鼻地すべり(Dブロック)
							地すべり(回転)	残留	-	米山町 聖ヶ鼻地すべり(Cブロック)
	新第三紀火山岩類	節理に沿って風化が進行した構造	遷急線下部	急峻	-	小規模(幅20×高さ40m)層厚5m ※最大規模の事例	崩壊性地すべり(円弧)	完落	-	青海川駅
2004年 新潟県中越地震	新第三紀堆積岩	向背斜軸沿いの断層走向に直交する受け盤構造	谷壁下部	急峻	褶曲軸と平行に流下する河川の谷壁	大規模 浅～深層	地すべり	残留	○	油夫川羽黒口(峠背斜軸付近), 竹沢
							再活動地すべり	残留	○	山古志中学校, 川向,
						小規模 浅層	岩盤崩落	完落	-	主に溪岸斜面において固結度の低い砂岩の表層崩壊も多数発生。
		背斜軸沿いの断層方向に直交な流れ盤構造	遷急線下部斜面 (旧地すべり地形や、その周辺の未崩壊斜面や凹地形)	急峻	褶曲軸と平行に流下する河川の谷壁	大規模 浅～深層	地すべり	残留	○・	-
							再活動地すべり	残留	○	寺野, 東竹沢(梶金向斜翼部), 尼谷地, 細声, 小栗山, 浦柄, 塩谷神沢川(峠背斜軸部), 滝ノ上, 田妻山小高, ニツ屋, 三石川
							崩壊性地すべり	完落	○	横渡, 風口峠
	第四紀堆積物	向斜軸沿いの断層方向に直交な流れ盤構造	・比高の大きい下部斜面 ・下部切断斜面	20° 未満が多く、 最大でも30° 程度	褶曲軸と平行に流下する河川の谷壁	大規模 深層	地すべり	残留	○	濁沢(急傾指定地内で発生), 妙見, 妙見(道路), 一ツ峰沢, 油夫川油夫(東山背斜翼部, 再活動型), 郡又(小千谷向斜沿, 再活動型), 逃入(小千谷向斜沿, 再活動型),
							崩壊性地すべり	完落	○	-
		過去の崩壊堆積物の侵食によって形成された無構造な河岸段丘や畦畔斜面地形	斜面の中腹～下部 (低位置の遷急線付近)	20～40°	-	小規模 浅層(10m未満)	崩壊性地すべり(並進性・回転)	完落	-	-

表 3.10 (3) 各地震における地質毎に分類した山地災害の発生形態等の整理結果

地震名	発生の要因				崩壊様式					(-) 情報無し
	地質		地形		集中域の有無	崩壊の規模 (平面, 深度)	流動性		土砂 ダム	事例
	地質体	構造	斜面条件	傾斜			運動様式	移動様式		
2000年 鳥取県西部 地震	古第三紀花崗岩	受け盤状に発達した板状節理	切土斜面	50° 程度	-	小規模 浅層	岩盤崩落	完落	-	町道の法面崩壊(西伯町)。地震直後の降雨で崩壊
		貫入するひん岩との接触構造	尾根部	急崖	震源から 0.5km内に集中	小規模 (地震直後は亀裂のみ)	岩盤崩落 (地震後の降雨で)	完落	-	-
	第四紀玄武岩	節理による破壊が進行した構造	地震以前から重力変形(一部崩落) がみられた箇所	急崖	密(地質の分布は 局所的)	小規模	岩盤崩落 (トップリング性, 落石)	完落	-	-
1995年 兵庫県南部 地震	古第三紀花崗岩	節理が進行した風化帯	断層で尾根切断された急斜面	35~40°	芦屋・五助・大月断層に 囲まれた範囲	小規模 浅層	表層崩壊	完落	-	六甲東部(住吉川以東)
				50° 以上		小規模	岩盤崩落 (トップリング)	完落	-	
	古第三紀花崗閃緑岩	節理が進行した風化帯	谷上部斜面	急崖	天王谷川流域	小規模	岩盤崩落	完落	-	六甲西部(天王谷川)
	風化花崗岩	原位置風化により残留するマサ	・段丘面縁辺部 ・凸形等斉斜面または尾根型斜面の 遷急線上部	30°	山腹斜面中腹	小規模 浅層	表層崩壊	完落	-	-

3.2.4 地質毎の山地災害発生の特徴

前項での結果を概括し、各地質の特徴的な山地災害の形態とその特徴を整理すると以下のようにまとめられる。

(1) 堆積岩類

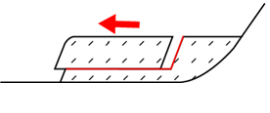
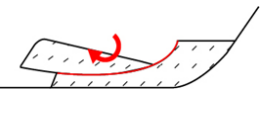
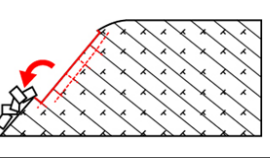
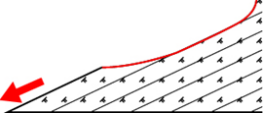
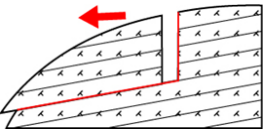
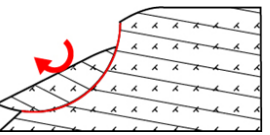
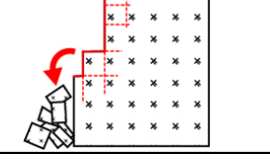
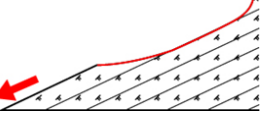
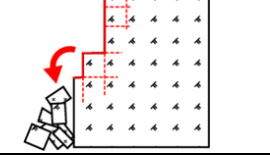
第四紀 堆積岩		地すべり(並進性) ・段丘斜面の沖積層や第四紀以降の山地縁辺部で発生する ・第三紀堆積岩と比べると規模は小さく、移動量もわずか
		地すべり(回転性) ・崩積土などの無構造な斜面で発生し、畦畔付近などの山地丘陵斜面麓部に集中する ・崩壊深度は浅く、規模も小さい ・移動量は僅かだが、ため池や圃場付近などでは流動性を示す場合がある
新第三紀 堆積岩		岩盤崩落 ・急傾斜の受盤斜面で発生する ・沿岸部などの風化度高い箇所が発生しやすい ・崩積土は風化岩や土砂が主体となり流動性は低い
		崩壊性地すべり ・傾斜が急な流れ盤斜面で発生する ・切土法面などの人工斜面でも発生することがある ・急傾斜であるため土砂は殆どが流下する
		地すべり ・斜面の傾斜よりも地質の地層傾斜に規制される ・再活動型だけでなく初生地すべりも発生する ・崩壊規模が大きくなる傾向がある ・溪流内では末端の押し出しにより河床の隆起や土砂ダム の形成が発生する
		地すべり(回転性) ・急崖に至らない40° 前後の受け盤斜面で発生することが多い ・崩壊地内に落ち残りの土塊が滞留する
先第三紀 堆積岩		岩盤崩落 ・変成の進んだ古い岩盤で、堆積構造よりも片理構造に規制される ・沿岸部など波浪風化が卓越する斜面で発生する ・急崖縁辺部に集中する。
		崩壊性地すべり ・変成の進んだ古い岩盤で、堆積構造よりも片理構造に規制される ・変成岩特有の風化が進行するため一気に崩壊する
古第三紀 堆積岩		岩盤崩落 ・断層崖などの急崖縁辺部付近に集中する ・周辺の火成活動に伴う貫入や変成、小断層などの影響を受けていることが多い。 ・岩塊が主体となるため、急崖直下に崩落しているが流動性はない

図 3.33 堆積岩に見られる崩壊様式の模式図とその特徴

(2) 火山岩類

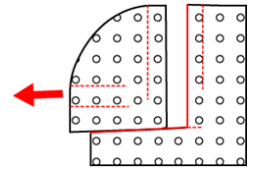
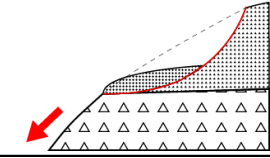
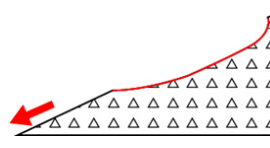
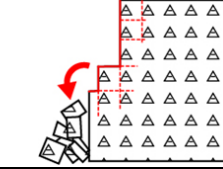
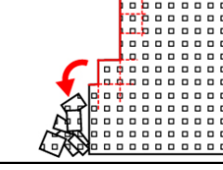
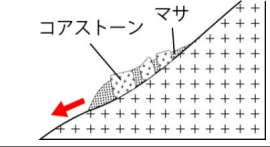
第四紀 火山岩類		地すべり(並進性) ・火砕流堆積物の侵食によって形成された急峻な谷壁斜面で、溪流に向かって岩盤が滑動する。 ・すべり面深度が深く、大規模な場合には崩壊岩盤によって河道が閉塞し、土砂ダムが形成されることがある。
新第三紀 火山岩類		地すべり ・風化による節理を弱部として崩壊するため崩壊深度は浅く、規模も小さいが、急傾斜地で見られるため土砂が斜面下部に流下する。 ・火砕流堆積物の上部を溶岩が被覆するキャップロック構造では、下盤内部で潜在的な破壊が進行しており、崩壊規模は大きくなる。
		崩壊性地すべり ・風化によって発達した遷急線付近の節理面で浅く小規模な地すべりが発生する。 ・規模は最大でも20m×40m×5m程度。
古第三紀 火山岩類		岩盤崩落 ・断層崖など発達する風化露頭で発生する ・溶結凝灰岩など岩芯は風化に強いが、形成過程から潜在的に発達する節理から選択的に風化進行する ・巨礫岩塊の崩落などが発生することがある。
玄武岩		岩盤崩落 ・岩質は比較的堅硬だが、風化の進行により節理が発達していた急崖部で発生する。 ・自然状態で風化が進行しやすい環境(沿岸部や気候)では崩壊密度が高くなりやすい
花崗岩		表層崩壊 ・山腹斜面中に原位置風化でマサ化した土砂が崩壊する。 ・未固結堆積物として斜面中腹で緩傾斜を形成しており、崩壊後下部斜面を流下する。 ・風化中のコアストーンを含み、落石として土砂ともに落下する。
		岩盤崩落 ・風化によって深部まで発達した節理を崩壊面として崩壊する。 ・およそ50°以上の急崖部でみられ、断層崖沿いに集中する傾向がある。 ・断層崖以外でも地震動が集中するような尾根部や凸型斜面にも崩落が集中する。

図 3.34 火山岩類に見られる崩壊様式の模式図とその特徴

3.2.5 大規模地震による山地荒廃の特徴（降雨で起きる山地災害との比較）

大規模地震で発生する崩壊について、地質毎に整理を行い発生する崩壊様式の特徴を整理したが、効果的・効率的な予防・復旧対策のあり方を検討するために、それぞれの現象に含まれる危険性を整理する必要がある。そこで収集・整理を行ってきたそれぞれの崩壊様式のもつ危険性について整理した。なお、崩壊様式に問わず地震に共通する危険性については大規模地震で発生する山地災害の危険性として整理した。

（1）地震による危険性の整理

（i）テフラの崩壊

一般的に危険と判断されない斜面（緩傾斜地）でも発生することが特徴の一つと挙げられ、開析の進んでいない山地斜面では、斜面長が長くなる分発生土砂量が大きくなり大規模化する。また、崩壊した土砂の流動性は高い特性があり、通常の急傾斜地で崩土の到達範囲とされる 50m を越すものがほとんどで、崩土が広範囲に到達する場合がある。なお開析の進んでいない溪流で発生すると、崩壊密度が顕著に高くなるため、流域内に土砂が大量に残存する。

（ii）表層崩壊

通常降雨で崩壊が発生しやすい集水地形などの凹地斜面だけでなく、尾根部や凸型斜面でも崩壊が発生する危険性があり、高密度で発生すると流域内に大量の土砂が残存する場合がある。降雨での崩壊に比べると、より急斜面で発生することが多い（35～55°）。また、崩壊に至らない斜面中にも亀裂や凸型変形斜面が形成され、その後の地震や降雨による二次災害が発生する可能性がありその場合土石流化する可能性がある。

（iii）岩盤崩落

発生する斜面条件は限定的で、流動性も低いことから影響範囲は狭い場合が多いが、突発性の高い現象であるため被災度が高い場合がある。河岸での崩壊で土砂量が多い場合は、土砂ダムを形成する場合もある。

（iv）崩壊性地すべり

通常の地すべりよりも規模が小さい場合が多いが、発生土砂量は表層崩壊より多く、水分環境が多い場合（季節や土地利用など）は、土砂が流動化～土石流化する場合がある。また規模が大きくなると発生する崩土の量も多くなるため、溪流幅によっては堤部の長い土砂ダムを形成する可能性がある。なお、崩壊は新規の崩壊も多く見られるが、報告事例としては再活動型の崩壊が多い。

（v）地すべり

地すべり地形の分布が集中するような地域では、再活動型の地すべりだけでなく、新規の地すべりも発生する。表層崩壊などと比べると崩土の発生量が多いため、溪流内で土砂ダムを形成する場合がある。また、地すべり地形に含まれていない、尾根のような地形においても地質構造（地層傾斜）によっては尾根切断型の大規模岩盤地すべりが発生し、その場合末端の押し出しによる河床の隆起や、大規模な土砂ダムを形成する可能性がある。通常の地すべりの場合は、降雨による土塊の再移動が発生する場合があるが、岩盤地すべりは地層の不連続面に従属しているため、降雨による再移動などは

ほとんどないといえる。

(vi) 大規模地震で発生山地災害の危険性〔共通項〕

山地災害の発生については、全般的に地震の予測が困難であることから、突発的な崩壊になる場合が多く、時期予測が困難である。また降雨などによる山地災害と異なり、地質条件や斜面条件に素因が規制される場合が多く、危険性が認識しにくいといえる。これらの地質条件や斜面条件に依存する崩壊様式では、崩壊密度が高くなる傾向がある。特に大規模地震が発生した場合、地震動による影響範囲は広域にわたるため、広い範囲で同時多発的な崩壊が発生することになる。

また、流域内に残存する土砂や岩盤・斜面中に発生した亀裂などは、その後の地震や降雨などで二次災害を発生させる危険性があり、これらの内在する二次被害リスク（残存土砂、亀裂など）は荒廃度を長期にわたって悪化させる要因となる。また、今回抽出した大規模崩壊事例に含まれていない、特定の地質・斜面条件で発生する固有の山地斜面災害が発生する可能性がある。

3.2.6 まとめ

大規模地震によって発生した過去の山地災害事例を収集し、地質と崩壊様式の関係について整理した。また各事例の地震の強さと断層からの距離の関係を比較することで、地質により特徴的な崩壊や規模、出現率等に傾向があることが明らかとなった。その上で、大規模地震による山地災害として、各地質で発生し得る崩壊様式を分類し、その特徴や地震によって予測される危険性について以下の6つの危険性について考えることができる。

(1) 突発性

大規模地震による崩壊は、いずれも地震動が引き金となって発生し、前駆的な現象を伴わない。通常強雨の場合に出されるような警戒・避難情報等が共有できないため、崩壊は**突発的に発生**するため被災度が高まる可能性がある。

(2) 崩壊の高密度化

文献の整理から基盤地質に特徴的な崩壊様式が明らかになっており、同一の地質からなる山地内などでは地質特有の崩壊が山地斜面一帯で発生する場合があります、**崩壊が高密度化**し流域の荒廃度を高める（特に表層崩壊やテフラの崩壊など）。

(3) 崩壊の大規模化

文献の整理から、通常降雨などではみられない大規模崩壊が発生しやすい地質構造や斜面条件があることが明らかになった。その場合、ほかの地質や斜面条件に比べると**大規模な崩壊が発生**しやすくなり、その規模は震源域付近や強振動域であるとより大きくなる傾向がある。また尾根が動くような初生岩盤地すべりが発生する可能性がある。

(4) 崩土の流動化

テフラに代表される降下火山砕屑物が被覆する地域では、**土砂が流動化**し長距離移動する場合があります。その場合、通常の斜面崩壊の土砂の到達範囲とされる約50mを大きく上回る場合がほとんどであ

る。また、そのほかの地質においても集水地形などで流動化しやすくなる場合があり、斜面中の水文条件などによって土砂の流動性が増し、土石流化する可能性がある。

(5) 平時における危険性の認識のしづらさ

斜面崩壊が起きやすいとされる斜面傾斜は一般的に 30° 以上とされているが、大規模地震においてはテフラが被覆する 30° 以下の緩斜面などでも崩壊が発生する。さらに調査結果などから急斜面よりも緩斜面の方がテフラの堆積構造が保存されているため、崩壊が集中しやすい傾向が明らかになっている。また、溪流内の開析の進んでいない緩斜面で発生する可能性がある。さらにテフラの崩壊では土砂が通常の斜面崩壊よりも長い距離を土砂が移動するため、**平時における危険性が認識しづらい**。

また、通常降雨などで崩壊が多い凹地形などだけでなく、大規模地震では凸型斜面や遷急線付近を頭部にした崩壊や新規の地すべりが発生することがある。

(6) 二次被害の危険性

大規模地震では崩壊の高密度化や大規模化といった危険があり、これらが溪流内で発生すると大量の土砂が発生し、河道を閉塞し土砂ダムを形成する場合がある。また、斜面中や溪流内に滞留した不安定土塊は、地震後の降雨や余震などで土石流化する場合があり、**二次被害の危険性**がある。さらに、崩壊に至らなかった山腹斜面でも、遷急線付近や崩壊地周辺に亀裂が発達することが多く、地震後降雨などによって二次崩壊する場合がある。