

46 降雨による崩壊が多発した地域の地質 - 広域的ハザード評価に向けて -
Geophysical Method for Detecting Fracture Zones

○千木良雅弘 (京都大学防災研究所)
Masahiro Chigira (DPRI, Kyoto Univ.)

1. はじめに

斜面の危険度を評価したり、ハザードマップを作成したりする場合には、想定する空間スケールによって考え方を考える必要がある。自治体程度の広がりをも想定する場合には、地形と地質との特性によって崩壊発生の素因を評価し、これに誘因としての降雨・浸透挙動を重ね合わせて危険度を評価することが妥当である。この場合には、想定範囲の全体的な危険度レベルを評価することになる。

従来研究されてきた力学モデルでは、データの十分に得られた特定斜面の解析は可能であっても、広域を対象とした場合、地盤の場所による多様性がネックとなり、崩壊発生場所予測は不可能である。

ここでは、従来豪雨によって崩壊が多発した地域に特に注目して、危険度評価に必要な地質の癖、特に風化帯の構造とそこでの地下水浸透挙動についてとりまとめる。これは、最近気象庁によって実用化された土壌雨量指数の考え方とも密接に関係するものである。なお、ここでは火山噴火直後の土砂流出のような現象は対象としない。

わが国は地質の博物館と言われるほど、ありとあらゆる岩石の分布する国である。そして、地中深部にあ

表-1 岩石の風化帯構造と降雨浸透挙動と群発性崩壊の経験の有無

岩石種	風化			降雨浸透挙動	乾燥地裂	群発するか	崩壊 群発の事例	斜面崩壊実績密度 ($>20^\circ$)
	特徴	斜面に平行な不連続面	岩石によっては緩みのフロントが形成					
堆積性軟岩	ある種の泥岩	酸化帯、溶解帯、スレーキング	緩みのフロント	ある種の正面が不連続面		する?	島根、古江泥岩、赤志名泥岩	
	ある種の泥岩と砂岩	シーティング	シーティングに起因する緩みのフロント	ある種の正面が不連続面		する	1974年横須賀災害 2003年日高豪雨災害	
	ある種の泥岩	角礫化	角礫帯の下底	ある種の正面が不連続面		する	2004年新潟豪雨災害	実施予定
	ある種の砂岩(火山灰質?)	??	なし	キャピラリーバリア?		発達 する	1971年災害(千葉、成田砂層)	実施予定
	礫岩	マイクロシーティング?	緩みのフロント	ある種の正面が不連続面		する	2003年日高豪雨災害	
堆積性硬岩	泥岩、砂岩	酸化帯、溶解帯 クリープによる深層までのゆるみ	なし	割れ目を流動		しない		
	混在岩	酸化帯、溶解帯	緩みのフロント?	ある種の正面が不連続面		する?	2003年日高豪雨災害	実施予定
火山岩	溶岩	クリンカーの選択的風化		割れ目を流動		しない		
	岩脈			割れ目を流動		しない		
火砕物	火砕流凝灰岩(弱溶結、気相晶出)	剥離構造	剥離帯の下面	剥離帯の下面が不連続面		する	1998年福島県南部	350
	火砕流凝灰岩(非溶結)	表層の水和帯?粘土バンド	なし	キャピラリーバリア		する	鹿児島県のシラス	
	降下火砕堆積物	風化・未風化互層	初生的な構造	選択流れ		する?		
火砕岩	溶結凝灰岩			割れ目を流動		しない		
	凝灰岩					?		
	凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩					?		
深成岩	花崗岩(M-Sh)	マイクロシーティング	マイクロシーティングの緩みで形成	ある種の正面が不連続面		する	1999年広島加波山	184 460
	花崗岩(M-Shなし)	コアストーン、Dh級岩盤のゆるみ	緩みのフロント	ある種の正面が不連続面		する	1953南山城 1972年西三河	408
	花崗閃緑岩(M-Sh)	マイクロシーティング	マイクロシーティングの緩みで形成	ある種の正面が不連続面		する	鹿児島県紫尾山加波山	419
	花崗閃緑岩(M-Shなし)	コアストーン	なし	なし		しない	西三河	42
	はんれい岩	コアストーン	なし	なし		しない		
変成岩	片麻岩							
	スレート							

るのはほとんどの場合岩石であるが、地表付近には、岩石が風化して土砂や土壌になったもの、あるいはそれが移動して堆積したものが広がっており、たいていの場合、大雨で崩れるのはこうした非固結の物質である。非固結の物質というのと、もともとの岩石が何であるかが、今の性質にはあまり関係ないと思われ勝ちであるが、そうではない。非固結であっても、もともとの岩石の性質をひきついでいるし、硬い岩石から非固結の物質になる過程を反映した構造を持っている。こ

のことが、風化して非固結になったとしても、崩れやすい岩石と崩れにくい岩石とがある理由である。実際、わが国で発生してきた崩壊は、特に花崗岩と火砕流凝灰岩の分布地に極めて多かった。これらの岩石の分布地では、豪雨によって崩壊が多数発生する、いわば群発することが多かった。遠くからみれば、無数の爪あのような崩壊群が発生する。このことは、崩壊発生の条件が広い範囲でほぼ同時に満たされる、つまり、地表付近の地質条件が広い範囲で同様に崩れやすい条件となっていることを示している。その最大の原因は、これらの岩石の風化のしかたにあり、風化の結果形成される独特の風化帯構造にある。

表-1に、風化帯構造の特徴、風化帯内での地下水浸透挙動、そして、主にわが国で経験してきた群発崩壊についてとりまとめた。風化帯構造そのものの研究が非常に立遅れているので、十分なものとはなっていないが、大略の考え方は理解していただけるであろう。個々の風化帯構造の特徴については、続いて説明するが、崩壊の発生との関係でいうと、風化による不連続面の形成の有無と地下水浸透挙動の差異が重要である。

豪雨によって崩壊が群発したことが良く知られている岩石の種類としては、1) 花崗岩類、2) 火砕流凝灰岩があり、さらに、おそらく、3) 砂岩(軟岩)、4) ある種の泥岩(軟岩)、の分布域でも崩壊が群発することが想定される。

2. 花崗岩類

花崗岩類は風化してマサとなり、豪雨によって非常に多くの箇所でも崩壊してきたが、種類によっては崩壊を群発しなかったものもあることが知られている。花崗岩類は、風化帯構造に注目すると大きく2つに分けられる。1つは、マイクロシーティングを伴うもの、もう1つは伴わないものである。

マイクロシーティングは、一般に斜面よりもやや緩傾斜で、斜面下方に傾斜する。そのため、地表付近で他の割れ目が増加すると、割れ目で分離した粒子がマイクロシーティングに沿って少しずつ斜面下方にクリープし、明瞭な下底を持つ緩みが発生する。1999年8月の広島豪雨災害では、このような地質条件のところに数多くの崩壊が発生した。マイクロシーティングの発達と崩壊の発生との関係の模式図を図-1に示す。

マイクロシーティングを伴わない花崗岩、特にDH級程度に風化した花崗岩も、表層緩み帯を形成し、これは崩壊しやすい(Onda, 1992, 戸邊・千木良, 本講演会番50)。緩み帯およびその下の花崗岩の透水係数についてのデータはないが、マイクロシーティングの発達する花崗岩類に比べて、こちらの方が多方向のマイクロクラックに富んでおり、おそらく高い透水係数を

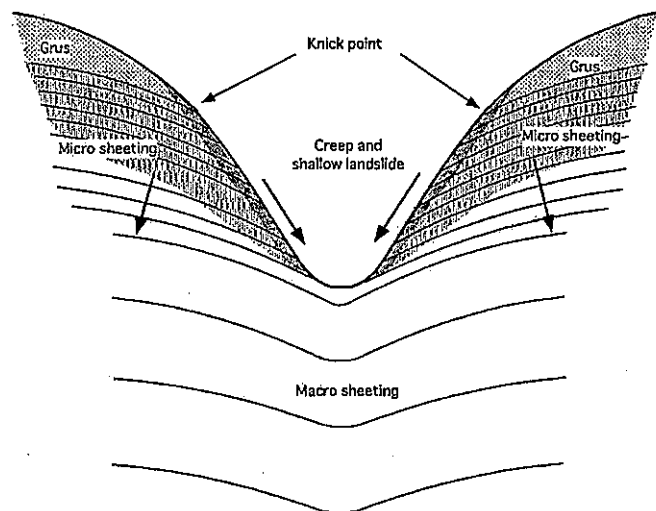


図-1 マイクロシーティングと崩壊発生の模式図 (Chigira, 2000)

持つものと考えられる。すなわち、前者に比べて、後者の方が崩壊に至るまでの降雨量あるいは降雨強度は強い必要があると想定できる。

マイクロシーティングの発達しない花崗岩類では、コアストーンが発達するのが一般的で、コアストーンの中のマサが流失すると、コアストーンは崩れ落ちる。このようにして、谷を巨大なコアストーンが埋めている場合はしばしば認められる。

マイクロシーティングを伴わない花崗閃緑岩では、あまり崩壊は発生せず、その原因は、風化帯構造に求められている(1972年西三河災害)。この場合、簡易貫入試験によるNc値は、深部に向けて漸増し、花崗岩の場合のように急激な緩みのフロントは認められていない(Onda, 1992, 戸邊・千木良, 本講演会番50)。これは、コアストーン以外の花崗閃緑岩の斜長石は強く風化しているために、単に割れ目が発達しただけのDH級花崗岩のように、割れ目が開口・連結して緩むという現象がおこりにくいものと考えられる。

3. 火砕流凝灰岩

火砕流凝灰岩地域には、昔から数多くの崩壊が発生してきた。その典型は、鹿児島県のシラスである。シラスの風化帯は、一般に下から次のようなゾーンが識別できる(横山, 2002; Chigira and Yokoyama, submitted)。ゾーンI(未風化のゾーン。ピックは刺さるものの、硬くしまっており、それに含まれる軽石は指では容易にはつぶせない。軽石が法面表面に突き出している)。IIa(軟質になっていて、軽石は指で容易につぶせる。変色や後述の粘土バンドはほとんど認められない)。IIb(褐色から暗灰色に変色しているが、粘土バンドは少ない)。IIc(褐色から暗灰色に変色していて、粘土バンドに富む)

各ゾーンの物理的性質および風化帯におけるサクシオン測定データをもとに、風化帯における水の浸透過程と斜面の不安定化を模式的に示したのが、図-2である。まず、降雨が地中に入ると、粘土バンドによって一時的に下方浸透が阻害される。粘土バンドの多いゾーンが破られると、水は風化フロントまで急速に浸透し、そこで再び下方浸透が阻害される。

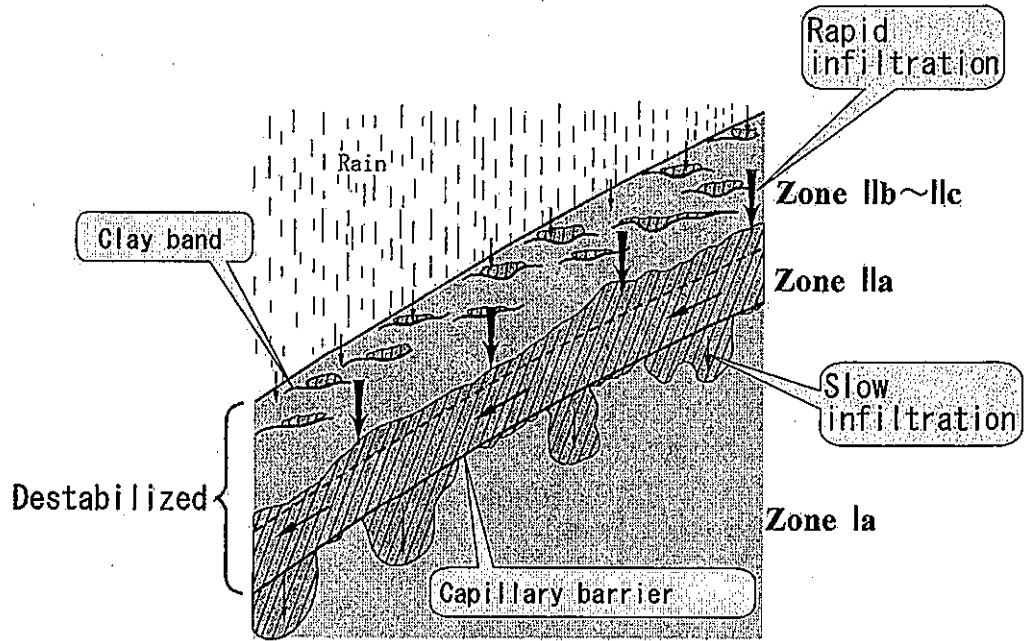


図-2 風化帯構造に応じた降雨浸透過程の模式図(横山, 2002; Chigira and Yokoyama, submitted)

結果的に、風化帯の水分量が増加する、つまり、自重が増加する。この自重増加とサクシオンの減少がシラスの崩壊の主要因であると考えられる(Chigira and Yokoyama, submitted)。

弱溶結の火砕流凝灰岩は、非溶結火砕流凝灰岩よりも高温で固まったもので、一般にトリディマイトやクリストバライトと呼ばれる鉱物で固められており、瓦程度の硬さをもっている。その風化帯の内、強く風化した部分の下底は、極めて明瞭で物理的に不連続となっている。1998年福島県南部豪雨災害の時には、この強風化帯の下底にすべり面を持つ崩壊が数多く発生した(Chigira et al. 2002)。この風化帯の場合には、上記の不連続面よりも下の岩石が低透水であるために、そこから上の風化物が飽和して間隙水圧が上昇する結果崩壊が発生すると推定される。すなわち、この場合は、シラスと同様の火砕流凝灰岩でも崩壊メカニズムが異なる。

4. 堆積性軟岩

堆積岩の風化の様式は軟岩と硬岩とでかなり異なり、硬岩の場合には、たいていの場合単に風化するだけでなく、岩盤クリープによって岩石の割れ目が開口し、そこを水が浸透することになる。おそらく、硬岩では水の浸透する割れ目が深くまで不規則形状に入ることが一般的であると想定されるため、基質が劈開に富む混在岩などを除いて崩壊は群発しないと想定される。軟岩の場合には、岩石組織自体が風化し、表層の風化帯を形成する。ここでは、軟岩について風化帯構造を崩壊との関係でまとめる。

堆積性軟岩の泥岩の多くは地表にさらされると、乾燥湿潤の繰り返しによってスレーキングを起こし、劣化していく。この場合には、特に泥滓化する場合を除

いて表層の劣化した部分は高透水となり、比較的シャープな不連続面をもつように思える。ただ、これについては、まだ詳細な観察を行っていない。

堆積性軟岩は、比較的速く化学的に風化し、特有の風化帯構造を形作る。特に、黄鉄鉱を一般的に含む海成堆積岩の方が速く風化する。その場合、地表付近に酸化のフロントが形成され、その下に硫酸によって構成鉱物が溶かされた溶解帯が形成されるのが一般的である。両方のフロントともに物理的な不連続面にはならないことが多いが、場合によっては、泥岩の酸化フロントが明瞭な不連続面になり、そこから上の酸化帯がすべることもある。

ある種の泥岩は、地表付近でシーティング節理を生じ、それに沿うすべりが豪雨によって多数発生することがある。たとえば、1974年には、横須賀の逗子泥岩と葉山層群にこのような崩壊が多数発生した(芥川他, 1975)。

軟岩の砂岩、特に泥質の砂岩では、表層での風化によって砂粒子表面が剥離し、斜面表層部に細粒分に富み、劣化した層が形成されることがある。千葉県に広く分布する成田砂層などがそうである(芥川・風間, 1984)。この場合、簡易貫入試験によれば、明瞭な緩みのフロントが形成される。降雨浸透挙動についてのデータは取得されていないようであるが、シラスの場合と同様にキャピラリーバリアが作用している可能性が高い。

5. その他の地質構造

台地や丘陵地で、高透水性の地層の下に不透水性の地層がある場合

台地や丘陵地で、高透水性の地層の下に不透水性の

地層があると、高標高部に降った雨水は下方に浸透できず、側方に浸透して湧出する。その結果台地の縁で崩壊が多発することがある。1972年の天草災害では、中新世の堆積岩分布域において、数多くの崩壊が発生した。この時には、不透水性の泥岩の上に亀裂を有する硬質砂岩が載っており、両者の境界にそって水が噴出して発生した崩壊が多かった(西山, 千木良, 2003)。

このような水理地質構造による崩壊は、1998年福島県南部豪雨災害、1982年長崎豪雨災害、2003年水俣・菱刈豪雨災害の時にも多発した。

不透水性の地層の上に埋没谷がある場合

これは、上と類似の水理地質構造であるが、それが初生的なものでなく、谷埋めによって形成される点が異なっている。谷を埋めるプロセスには、表層クリープや雨洗が挙げられる。

6. レーザースキャナー地形図から得られる崩壊密度

レーザースキャナー技術は、航空機からレーザーを下方に高密度に発射して地表を計測する技術であり、条件がよければ植生の回復した地域でもかなり効果的に古い崩壊地を抽出することができる。これらの古い崩壊地の認定は、空中写真判読では不可能であり、また、実際に現地の地形踏査によることも困難な場合が多い。レーザースキャナー技術によって初めて広域的崩壊分布把握が可能になったといえる。そして、これらの崩壊地の密度は、100年オーダーの長い期間の間に発生した崩壊密度を示しており、その地域の崩壊危険度、言い換えれば広域的高速土砂流動化ポテンシャルを示しているといえる。レーザースキャナー地形図から読み取った崩壊密度の一覧の例を表-2に示す。

7. まとめ

以上、降雨の浸透挙動に特に注目した風化帯構造について特に記述した。風化帯構造そのものについての研究がまだあまりなく、決して十分なものとなっていないが、水理地質構造に注目して、群発するタイプの崩壊に3つのタイプのものがあることが明らかになった。

1) 斜面内部に力学的また水理学的不連続面が形成されるタイプの岩石

透水性は、表層で大きく、不連続面よりも下で小さい。降雨によって間隙水圧が上昇して崩壊が発生する。DH級程度に風化した花崗岩、マイクロシーティングを有する花崗岩および花崗閃緑岩、シーティングを持つ

泥岩、弱溶結火砕流凝灰岩がこのようなタイプの構造をつくる。

2) キャピラリーバリア効果を持つタイプの岩石

雨水の下方浸透がキャピラリーバリア効果によって妨げられ、斜面表層部が自重を増加し、また、サクションを減少することによって崩壊する。シラスに代表される非溶結火砕流凝灰岩、泥質の軟質砂岩がこのようなタイプの構造をつくる。

3) 台地や丘陵地で不透水層の上に透水層が載るタイプの地質構造

これは、広い範囲に降った雨が下方に浸透できず、台地や丘陵地の縁で湧出することによって発生する崩壊で、崩壊部の斜面は必ずしも急でなくても発生する。

4) 不透水性の地層の上に埋没谷がある場合

これは、上述の3)と同様の地質構造であるが、弱溶結火砕流凝灰岩や多くの熱水変質岩石のように、割れ目に乏しく、低い透水性を持つ岩石の分布域にできやすい構造である。

崩壊危険度評価にあたって、これらのタイプに応じた降雨浸透挙動の評価を行うことによって、より実際に近い形の広域危険度評価が可能になると考える。

引用文献

芥川真知, 風間秀彦 (1984): ゆるみによる砂質斜面の不安定化と表層滑落: 応用地質, v. 25, p. 132-140. 芥川真知, 吉中竜之進, 中村広昭, 風間秀彦 (1975): II-5 横須賀地区災害の調査研究 (斜面崩壊の実態調査), 20-24, 昭和49年7月集中豪雨災害の調査研究 (研究代表者, 矢野勝正). 西山賢一, 千木良雅弘 (2003): 1972年天草豪雨で発生した斜面崩壊の地質的特徴. 京都大学防災研究所年報, 46, 149-158. 横山修 (2002): 非溶結火砕流堆積物の風化帯構造, およびその降雨浸透過程への影響-南九州に分布するシラスを例として- 京都大学大学院理学研究科 地球惑星科学専攻, 111p. Chigira, M. (2000) Micro-sheeting of granite and its relationship with landsliding specifically after the heavy rainstorm in June 1999, Hiroshima Prefecture, Japan. Engineering Geology. 59, 219-231. Chigira, M. and Yokoyama, O. (submitted) Weathering profile of non-welded ignimbrite and the water infiltration behavior within it in relation to the generation of shallow landslides. Engineering Geology. Chigira, M., Nakamoto, M., Nakata, E. (2002): Weathering mechanisms and their effects on the landsliding of ignimbrite subject to vapor-phase crystallization in the Shirakawa pyroclastic flow, northern Japan. Engineering Geology 66, 111-126. Onda, Y. (1992): Influence of water storage capacity in the regolith zone on hydrological characteristics, slope processes, and slope form. Z. Geomorph. N. F., 36, 165-178.

表-2 レーザースキャナー計測を実施した箇所の崩壊密度 (崩壊個数/傾斜 20° 以上の斜面面積)

地域	西三河		福島県南部	広島	加波山	
	花崗岩	花崗閃緑岩	凝灰岩・火山灰等	花崗岩	花崗岩	花崗閃緑岩
	×	×		○	×	○
災害前	114	28	117	146	-	-
災害時	294	14	233	38	-	-
合計	408	42	350	184	460	419

○: マイクロシーティングが発達
 ×: マイクロシーティング発達せず