

今市地震による山腹崩壊

三重大学生物資源学部 川辺 洋

昭和24年(1949)12月26日8時17分と25分の2回にわたり、今市付近を震央とした極浅発地震が発生した。マグニチュードは第1震が6.4、第2震が6.7であった。この地震により、今市南方の山地を中心に崩壊が多発した。この調査結果(栃木県砂防課、1951)をもとに、地震による崩壊の特性を調べる。

1. 対象地の崩壊の概要 調査対象地は、震央より南の足尾山地北端部、すなわち行川、長畑川、黒川、大芦川の流域である。この4流域には崩壊が集中的に発生している。震央より南に崩壊が集中するような偏りを生じたのは、山地がこの方面に広がっていたことにもよるが、この地域の地下が地震を生じた破壊領域であったからであろう。これは、余震の分布域(ERI、1950)と崩壊集中域がほとんど重なることから推定される。すなわち、今市近郊の地下で始まった地殻の破壊(本震)は南方へ進行し、鶏鳴山を中心とする地域の地下が破壊域(震源域)となったもので、崩壊地の分布にもこの影響が現れている。

この鶏鳴山を中心とする一帯、すなわち北と東を行川、南と西を黒川で囲まれた矩形の地域は、地殻の破壊に伴って地殻変動を起こしている(Inoue、1951、他)。この変動は、矩形域の地塊が上昇し、その周辺がわずかに沈降するというもので、行川、黒川の谷が変動の境界になっており、これに沿って線状に崩壊が多発している。

2. 崩壊と地質の関係 対象地の基盤は、砂岩・頁岩・礫岩・粘板岩などよりなる秩父古生層と、それに貫入している黒雲母花崗岩・花崗斑岩・石英斑岩などの花崗岩類から構成されている(Morimoto、1950、1951)。古生層は貫入によりホルンフェルス化され、固くて緻密なため、高い山稜や急傾斜地をなしている。一方、花崗岩類は深層風化を受け、差別侵食により谷や低地、低い丘を形成している。

この基盤を覆って、軽石や火山灰などの火山噴出物が広い範囲に堆積している。このような洪積層には2つのタイプが見られる。1つは、基盤の上に厚く大谷川の氾濫堆積物(礫層)が載り、その上に関東ロームや軽石層が堆積しているタイプである。これは大谷川と行川に挟まれた一帯に広く分布し、調査対象地外ではあるが、白色粘土(白色軽石層)をすべり面とする地すべりが数箇所発生している。調査対象地内では、行川左岸の洪積台地の縁の崖に見られ、溪岸崩壊が多く発生した。もう1つのタイプは、緩傾斜の基盤岩上に火山噴出物が堆積したもので、対象地内では行川沿いを除いてほとんどがこのタイプである。

その他に極く一部ではあるが、安山岩と第三紀層が顔を覗かせている。

以上のような地質の分布と崩壊地の分布との関係を調べる際に、震央からの距離も考慮に入れるため、対象地を震央距離(d)に応じて次の3区域に分けた。なお、ここでは最初にエネルギーを放出した点という意味で、Koshikawa(1950、1951)による本震第2震の震央(東経139°39.4'、北緯36°43.7')を採用した。

区域A: $0 \leq d < 5$ km、 区域B: $5 \leq d < 10$ km、 区域C: $10 \leq d < 15$ km

概略、Aは行川流域、Bは黒川流域、Cは大芦川流域に相当する。

今市市内の転倒墓石の調査より、本震の周期を0.4秒として、912、949galの加速度が得られている(Ikegami & Kishinouye、1950)。また、震央付近の上下動が、重力加速度より大きかったことを示唆する報告もある(井上、1950)が、加速度分布が求められていないので、ここでは各区域の平均的な基盤加速度を、金井(1974)の方法によって見積もると、A: 0.54、B: 0.41、C: 0.30 が得られる(重力加速度で除した震度で表示)。

この震度に対する各区域内の地質別崩壊面積率を図-1に示す。()内の点は、その地質の占める面積が1km²に満たない区域である。崩壊面積率はA、B、Cいずれの区域でも洪積層が最も大きく、次いで花崗岩類、古生層の順となる。区域Aにおける洪積層を除けば、すべて0.7%以下で、区域による差(基盤加速度による差)は明瞭ではない。このことは、震源を1つの点としてよりも震源域として取り扱った方が、より適切であることを示唆している。

この地域の基盤をなす古生層は、先にも述べたように、高い山稜や急傾斜地を形作っているため、表層に風化層が形成されても、それが厚く維持され

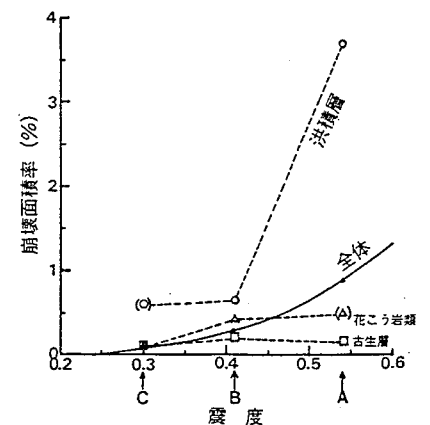


図-1. 崩壊面積率

続けることができない。したがって、崩壊にも上限のようなものがあり、それが区域による差がないことにも反映されている。

一方、古生層と共に基盤をなす花崗岩類は、表層がマサ化されており、崩壊土砂となる可能性のある風化土砂の量は古生層より多い。また、傾斜も古生層ほど急ではなく、原位置に不安定土砂として溜まっている率も大きい。これらの理由から、花崗岩類は古生層より大きい崩壊面積率を示しているものと考えられる。

Aにおける洪積層の崩壊面積率は、3.7%と飛び抜けて高い。これは、行川溪岸の洪積台地の崖（河食崖）で崩壊が頻発したからである。河成礫層の上に堆積した洪積層が軽石、火山灰などの火山噴出物からなっていた上に、崖端が自由端として激しく振動したために、振り落とされたものである。

3. 地質別の崩壊と傾斜の関係 地質別の崩壊面傾斜の頻度曲線を図-2に示す。これは、地質毎の全崩壊数に対する、ある傾斜階に含まれる崩壊数の比率である。いずれの地質でも50°にピークがあり、60°に小ピークがある。とくに、花崗岩類は半数近くが50°である。古生層では広い範囲の角度にわたって分布しており、45~60°で約80%を占めている。洪積層は45~50°が60%弱であるが、13°という緩傾斜の地すべりから、80°という溪岸崩壊まで、広い範囲に分布している。

ここで、原地形の傾斜分布の目安として、起伏量の分布を調べると、崩壊面傾斜は起伏量の大小に拘らず、50°を最頻値として分布している。すなわち、この地域では、50°前後が最も崩壊を起こしやすい傾斜と考えてよい。

4. 崩壊の発生位置 豪雨による崩壊は、地下水の集中しやすい山腹凹部に、地震による崩壊は、拘束が弱く震動の激しい稜線付近や山腹凸部に発生しやすいと言われている。そこで、発生位置の明確な崩壊を地質毎に集計してみると、表-1のようになる。

古生層、花崗岩類地帯、とくに古生層地帯は山稜をなすことが多いこともあって、稜線付近の崩壊が多くなっている。古生層の場合、半数近くにも及んでいる。一方、洪積層は低地や谷部を埋めるように堆積しており、稜線付近の崩壊は1割にも満たない。このような地質による地形上の差異は、山腹形状にも現れており、洪積層の場合、凹部の崩壊が凸部の4倍ほどになっている。それに対して、古生層や花崗岩類では、凸部の崩壊が凹部の2倍前後を占めている。

5. 平均崩壊深の分布 地質毎の平均崩壊深の分布状況（地質毎の全崩壊数に対する割合）を図-3に示す。いずれの地質も1~2mが最も多く、花崗岩類ではその深さが60%近くを占める。花崗岩類では0~3mが98.4%、古生層では0~2mが84.8%を占め、両者共4m以上は存在しない。洪積層では1m未満は見られず、1~3mで約70%を占めている。残り約30%は3~9mの間に分散している。

古生層、花崗岩類の露出地域は、表層の風化層の崩壊であるために薄く、洪積層でも薄い方は、基盤岩上に堆積した火山噴出物の崩壊である。一方、洪積層の厚い方の崩壊は、河成礫層上に厚く堆積した火山噴出物によるもので、中には緩傾斜地を地すべり状に移動した場合も含まれている。

表-1. 崩壊の発生位置 ()内は%

地質	位置			計
	稜線付近	山腹凹部	山腹凸部	
古生層	76(46.1)	9(5.5)	15(9.1)	165
花崗岩類	40(30.5)	9(6.9)	22(16.8)	131
安山岩	0	0	0	8
洪積層	11(9.1)	28(23.1)	8(6.6)	121
全体	127(29.9)	46(10.8)	45(10.6)	425

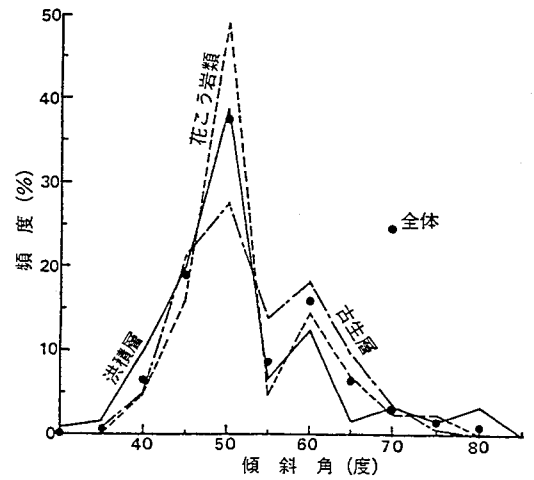


図-2. 崩壊面傾斜角の分布

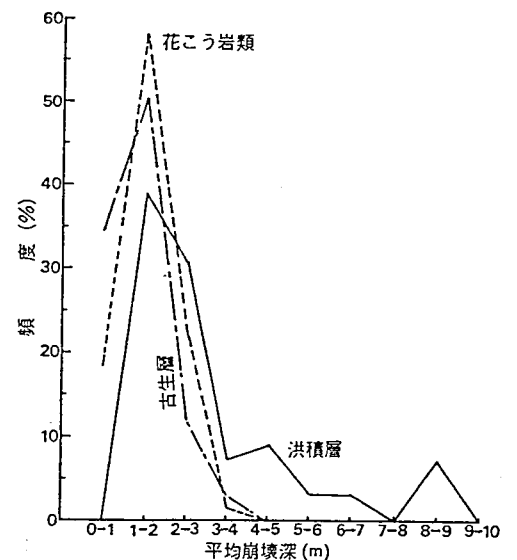


図-3. 平均崩壊深の分布