

9 雲仙水無川の土石流について

京都大学防災研究所 ○諏訪 浩, 国際航業㈱ 西村公志
九州大学理学部 島原地震火山観測所 清水 洋・馬越孝道

雲仙普賢岳の東斜面では今なお火砕流がくり返し、夏期はもちろん、12月や1月にまで土石流の発生する状況が生じている。発表者らは水無川において土石流の観測と河道測量を実施するとともに、降雨、地盤振動、地表面温度のデータを整理し、土石流発生に伴う諸現象を検討した。

1. 土石流による地盤振動

土石流や火砕流が発生すると地盤の振動が暫く続く。両者は振動の継続時間の長短、空振の有無および山頂観測点と山麓観測点の振幅比を検討すれば識別が可能である。桜島では土石流による振動のパワースペクトラムが8 Hz以上の帯域で火山性微動のそれを上回ることが¹⁾、焼岳では卓越周波数がさらに高帯域に分布することが報告されている²⁾。

1991年6月30日に水無川に発生した大土石流による地盤振動の波形とパワースペクトラムの一例を図1に示す。これは、赤松谷右岸の標高360m(FKE点)に九州大学島原地震火山観測所が設置していた地震計の波形である。他の観測データを含め、土石流によるものではこのように卓越周波数が数Hzから十数Hzあたりのやや高帯域に分布していた。これに対し、火砕流の振動の卓越周波数は数Hz以下の低帯域に分布していて、噴火や地震の場合の振動のスペクトラムと類似していることが分かった。この違いは振動源の振動特性に加え、振動源までの距離の影響も考えられた³⁾。

2. 高温土石流の発生

1991年6月30日の大土石流は国道57号線あたりから水無川から外れて流下したため、下流域に大きな被害を生じた。その後発生した土石流もおおむね同じコースを流下していたが、1992年8月8日に発生した土石流は国道57号線から下流でも水無川に沿って流下したのち氾濫して災害を引き起こした。そこで9月18日に図2に示す位置にビデオ観測装置を設けた。これより上流150mに埋設した振動センサが10ガル以上の振動を検出すると装置が働き映像記録を残す。

前線を伴った低気圧の東進は9月29日に図3に示す降雨をもたらし、規模の比較的小さな土石流を発生させた。10ガルを上回る振動は5時29分に始まり、8時44分に終了している。流れは広義には土石流であるが、狭義には土砂流または掃流状集合流動と呼ぶべきものであり、流れの先端に明瞭な波面は認められなかった。そして石礫の集中した流れが何度も繰り返した。上流の急勾配斜面では土石流であった流れも、観測点付近の2.5°程度の緩傾斜の斜面上では流れの規模が小さい場合には土砂流に転化するものと考えられる。

図4に示すように、流れは途中から湯気を出すようになり、7時40分以降は視界が著しく低下してビデオ画像の判読が不能であった。気温が20℃の中で視界をこのように著しく低下させたことからみて、流れの温度はかなり高かったものと思われる。なお、この土石流発生の前後に、河道の断面測量を実施して比較したところ、測定区間のうちx=-200mより下流では侵食が、上流では堆積が進み、縦断測線Cに沿って傾斜が増大する結果となった。ちなみに、横断測線T₄では河道が1mも上昇した。

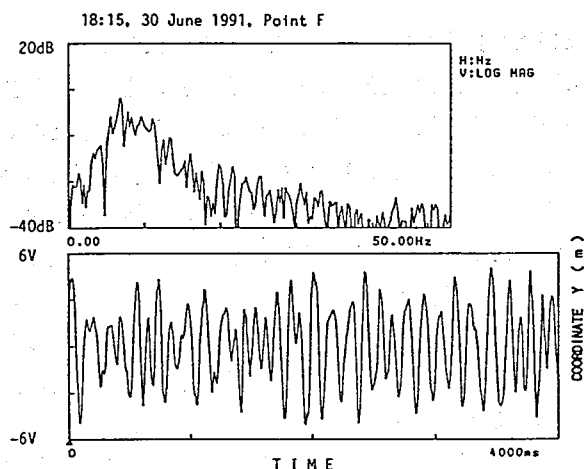


図1 6月30日18時15分から4秒間の振動の速度波形とパワースペクトラム

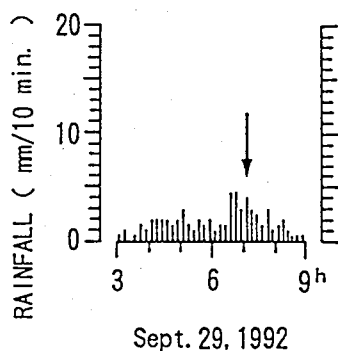


図3 9月29日の土石流を発生させた降雨。矢印は土石流発生の推定時刻

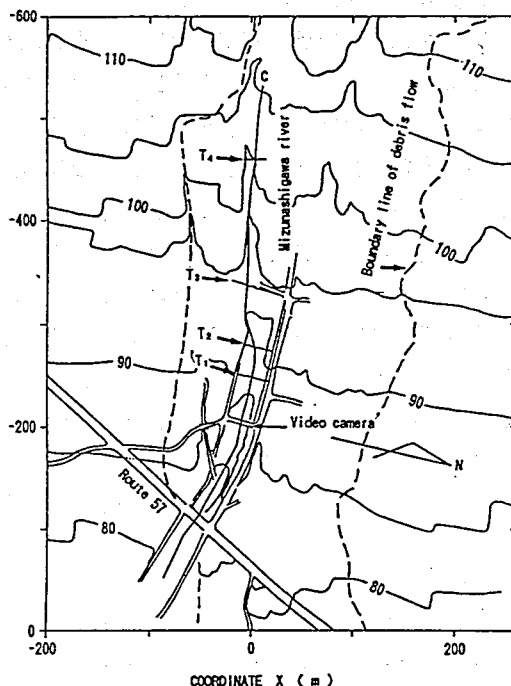


図2 札の元橋に設けた土石流ビデオ観測装置の位置と縦断横断測線、C、T₁～T₄の位置。国土地理院提供の1:5000雲仙火砕流・土石流現況図（応急版、平成3年9月22日空中写真による図化修正図）を部分トレースして使用

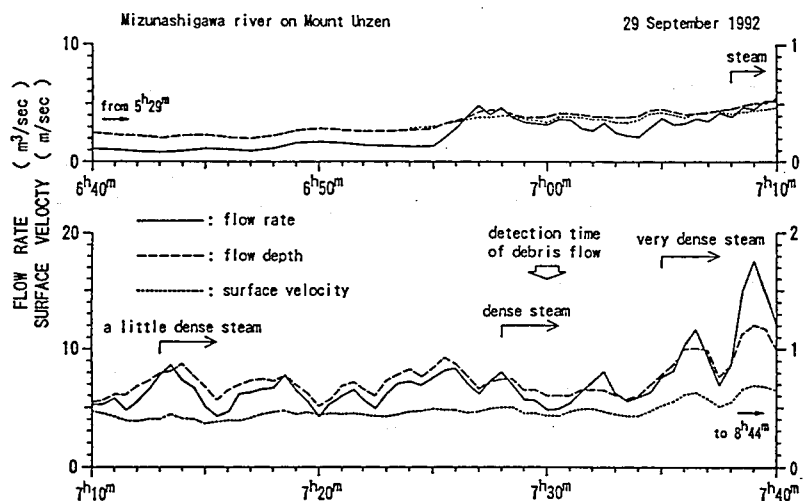


図4 9月29日の土石流のハイドログラフ。流動深と表面流速はビデオ画像の判読値。表面流速×0.6×流積を流量とした。

3. 火砕流堆積斜面の温度分布

普賢岳東斜面では1993年3月現在も火砕流がたびたび発生しているが、発表者らが土石流の観測を行っていた時期（9月18日から11月4日）にも火砕流の発生は活発であった。土石流の発生域は傾斜角が15°以上の急斜面とみられるので、それらの斜面は火砕流本体の流下堆積域へ大きく入り込む。

熱画像の観測データから、9月29日の高温土石流が発生した前日の普賢岳東斜面の表面温度を求めると図5のようになる。このときは赤松谷と水無川本川方面への火砕流の流下が頻繁に起こっており、おしが谷（水無川左支川）へ向けての流下が少なかったことが分かる。図に示す温度は表面の値であり、堆積が新しく厚みが大いところでは堆積物内部の温度はさらに高かったことが考えられる。上流斜面における降雨流出過程を実際に現地で観測することは難しい。9月29日の土石流は図4に示すように初め暫く常温であった。この部分については図5に示す温度の低い領域からの降雨流出と土石流の発生しか寄与しておらず、その後暫くして寄与域が高温の部分にまで拡大していった湯気が立つようになったと推定できる。高温の部分が潜熱を十分な速度で供給する間は降雨は流出に寄与しないので、そのような状態は土石流を発生し難くするファクターとなると考えられる。

4. 土石流発生の降雨条件

火山体は透水性が高いため、大きな降雨強度があつてはじめて斜面に表面流を生じ、流量の大きな表面流が斜面を侵食して土石流を発生させるものと考えられる。そこで10分間降雨強度と1時間降雨強度で、土石流の発生を確認したものと不発生のものをプロットすると図6のようになる。両者が混然となっていて領域分けができない。土石流の発生の確認はセンサ、目視、ビデオのモニタによっているが、土石流の不発生を確認できていないものが含まれているので、地震計の振動のデータを用いて土石流不発生の確認を行う必要がある。また、火砕流が発生し始めて以降については、土石流発生の降雨条件を詳細に検討するためには、発生域斜面における熱収支を考慮することが必要になる。

図7は安山岩ないし石英安山岩質のマグマの噴出によって形成された比較的よく似たタイプの活火山で発生する土石流の降雨条件を比較したものである。現在活発に活動し続けている雲仙で土石流が非常に発生し易い状況となっていることが分かる。他の火山における土石流発生条件や発生規模の経年変化を考えると、雲仙においては、現在の活発な火山活動が終息しても、土石流の発生条件はすぐには緩和せず、元の状態に戻るには相当長時間を要するものと思われる。

謝 辞 本研究を進めるにあたり、太田一也所長をはじめ九州大学島原地震火山観測所の方々に大変お世話になった。観測の実施や各種資料の入手にあたり、長崎県島原地方振興局と気象庁雲仙岳測候所のお世話になった。また、本研究の一部は文部省科研費総合研究(A)雲仙岳の土石流・火砕流災害に関する調査研究（代表者：九州大学 平野宗夫）の交付を得て行った。関係各位に謝意を表する。

引用文献 1) 加茂幸介(1977)桜島に発生する土石流による土地振動の特性, 文部省科研費報告書「昭和51年6月豪雨による鹿児島県の土砂および土石流災害に関する調査研究報告」, 121-124. 2) 奥田節夫ほか(1979)土石流の総合的観測 その5, 京都大防災研年報, 22B-1, 175-204. 3) 諏訪 浩・清水 洋(1992)雲仙に発生した土石流と火砕流による地盤振動の特性, 文部省科研費報告書「1991年雲仙における土石流の調査研究」, 40-51.

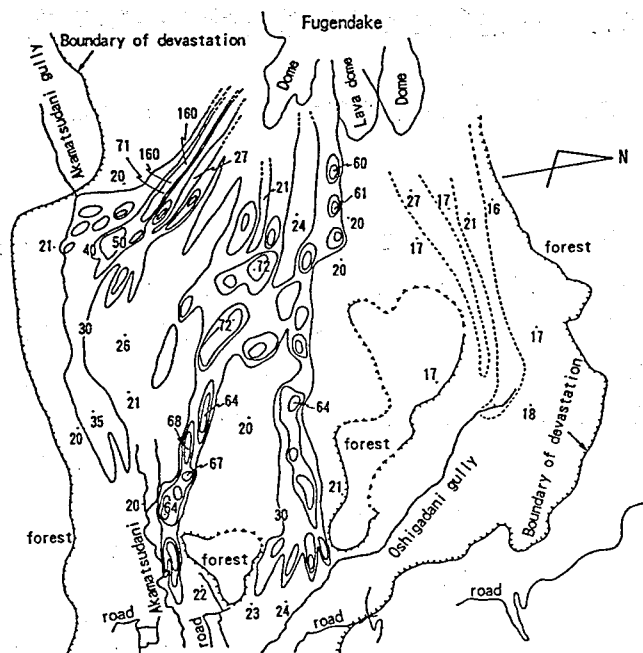


図5 火砕流堆積斜面の温度分布(°C)。
1992年9月28日10時10分～10時30分
に得た熱画像データ(日本アビオニ
クス製赤外線熱画像装置TVS-2200
による)から単点の温度を拾い、
1992年10月6日14時38分撮影の空中
写真に重ねて等温線を描く。ただし、
等温線は30, 40, 50°Cのみ描画。

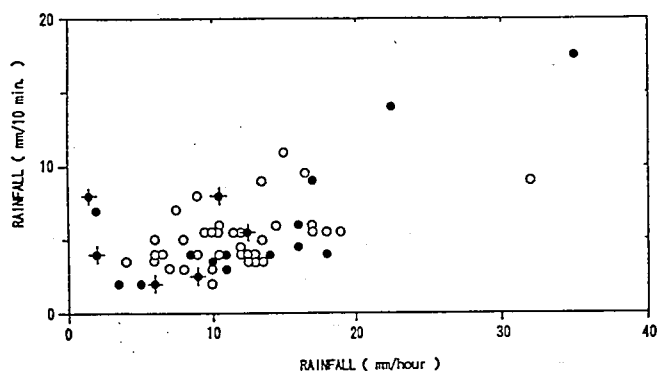


図6 水無川の土石流発生降雨(●, 発生推定時刻直前の値)と不発生降雨(○, 10分雨量ピーク時刻を含む直前の値)。十字付きは火砕流発生前のもの。
雲仙岳測候所のデータ。

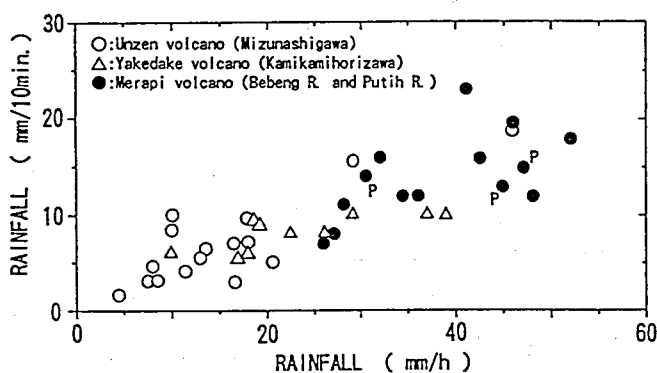


図7 雲仙, 焼岳, メラピの各火山の
渓流における土石流発生の降雨条
件の比較 (発生検知時刻直前の
降雨。1985～1992年)