

立命館大学大学院 学生員 三輪 浩
立命館大学理工学部 正 員 大同 淳之

1. はじめに 桜島や有珠山のような活火山地帯においてみられるように、火山灰が降灰、堆積した直後では、わずかな降雨量で土石流が発生している。著者らは、このように活火山地帯における土石流の発生については、山腹に堆積した火山灰の泥流化が重要な役割をはたしていると考え、まず未締め固め状態の火山灰の性質について考察し、含水によるせん断特性の変化を知るため、三軸圧縮試験を行なった。そして、そのような火山灰層に降雨があったときの浸透特性について若干の考察を加え、合わせて、未締め固めの状態における火山灰の流動発生機構について考察した。

2. 未締め固め火山灰の含水による強度低下 山腹に堆積した未締め固め状態の火山灰は間隙が大きく、含水しやすい。さらに桜島火山灰の場合、(以後、火山灰は桜島の火山灰のことをさす)地震時に液状化しやすい粒度分布を持っていることから、実斜面に堆積した未だ締め固まっていない火山灰の流動発生時のせん断強度もほぼ地震時の液状化と同様、火山灰層の体積変化を伴わない非排水状態での強度に対応していると考えられる。そこで、このような条件のもとでの火山灰のせん断強度を知るために三軸試験を行ない、飽和による内部摩擦角の変化を調べた。三軸試験は、試料を締め固めない状態で乾燥・飽和・非排水条件のもとで、それぞれ側圧 $0.5 \sim 1.5 \text{ kgf/cm}^2$ の範囲で行なった。乾燥灰の場合は、応力とひずみの関係はピークを示さず増加したので、15%ひずみでの応力を用い、飽和の場合はピークを示したときの応力を用いた。実験結果を図2に示すが、これより、火山灰が水で飽和すると強度が大きく減少することがわかる。このことより、従来、溪床堆積物の流動発生時のせん断抵抗力を間隙水圧による有効応力の減少で説明し、砂層の強度自体に変化がないとして取り扱ってきたことと比較すると、未締め固めの火山灰の流動発生時のせん断抵抗力が、飽和することにより、せん断強度自体が乾燥状態のそれに比べかなり減少するため、はるかに小さな値をとることから、溪床堆積物の発生外力より小さな外力で発生することがわかる。したがって、このような条件のもとでは、降雨時の火山灰の含水状態そのものが現象の大きな支配要因となり降雨の浸透現象が重要な役割をする。

3. 降雨浸透特性と未締め固め火山灰の流動特性 降雨の浸透現象は対象とする火山灰堆積層の間隙比や含水状態が同じ場合には、降雨強度 I に支配されると考えられる。高木らは、桜島の火山灰とほぼ同様の粒形分布をもつ材料(図1.)に対し雨水浸透実験¹⁾を行ない、i) I がある限界値 I_c より小さい場合は、雨水は火山灰層を不飽和の状態で浸透してゆき、不透水層、もしくは、以前に水締めを受けた古い火山灰層に達する。一方、ii) I が I_c より大きい場合は、浸透の初期には雨水は間隙空気と置換されながら降下するが、やがて表面付近の含水量が増大し、浸透流量が減少して湛水が発生するようになることを示した。さて、2. で述べたような性質をもつ未締め固め状態の火山灰堆積層にこのような降雨があったとき、火山灰の流動発生条件は次の3つのステージに別けて考えられる。すなわち、a) 雨水浸透時に表面流が生じていない場合、b) 浸透時に表面流が生じている場合、c) 浸潤前線が不透水層に達し、飽和帯が形成されているときである。

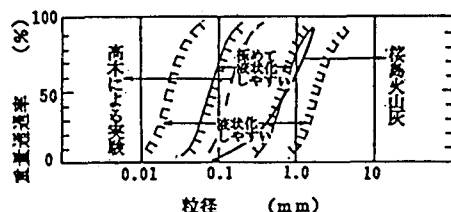


図1. 火山灰の粒度分布

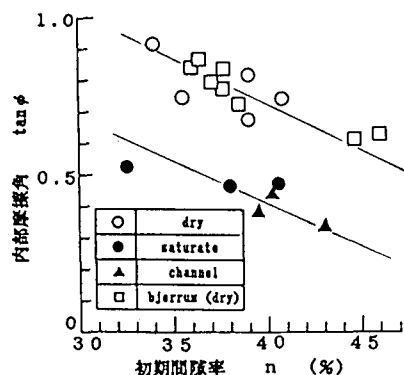


図2. 火山灰の内部摩擦角の測定値

発生条件を明らかにするためには、それぞれの場合に対して力のつり合い式をたてて、せん断力がせん断抵抗力より大きいとすればよい。a)の場合について、図3(a)で $z = z_{10}$ の位置まで浸潤線がきたとき、流動が生じたと考える。浸透層($0 \leq z \leq z_1$)における飽和度 S_r の分布は浸潤前線の位置によらず浸透速度が一定であることから、一定値をとると考えられる。また浸透層での未飽和状態でのせん断強度についてはいまのところ明らかではないが、2.での考察から飽和度 S_r の関数 $\phi(s_r)$ として表わすことが可能であろう。すると発生条件は、 $\tan \phi(s_r) \leq \tan \theta$ (1)、と表わされる。b)の場合については、図3.(b)で飽和層が $z = z_1$ のところまで成長したときに生じると考える。このとき、発生条件は、

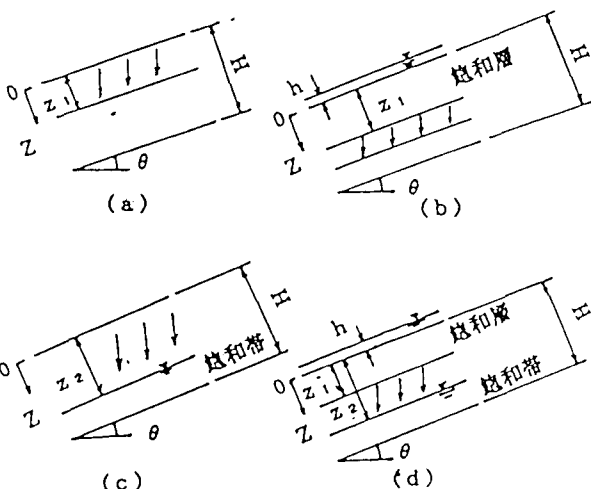


図3. 斜面での雨水浸透

$$\left[\frac{C\sigma + (1-C)\rho}{C\sigma + (1-C)\rho} z_1 + \rho h \right] \tan \phi' \leq \tan \theta < \tan \phi(s_r) \quad (2)$$
と表わされる。c)の場合、浸潤前線が不透水層に達するまでの間に表面流が生じるか否かによって、また飽和帯が生長していくとき、表面流が生じるか否かによって取り扱いが異なってくる。もし表面流が生じていなければ発生条件は、飽和帯水深が図3(c)の $z = z_2$ となったとき発生するとして

$$\frac{\{C\sigma + (1-C)S_r\rho\} z_2 + C(\sigma - \rho)(H - z_2)}{\{C\rho + (1-C)S_r\rho\} z_2 + \{C\rho + (1-C)\rho\} (H - z_2)} \tan \phi' \leq \tan \theta < \tan \phi(s_r) \quad (3)$$

と求まる。なおこの場合発生は堆積層底部で生じる。一方、表面流がある場合は堆積層底部での飽和帯の生長に伴う上部飽和層の挙動、表面流の変化等、不明なことが多いため、明確な発生条件を求めることが難しいが、上部飽和層厚 z_1 、表面流水深 h を生じている下で飽和帯水面が $z = z_2$ に達したとき、発生したとすると、図3.(d)より、発生条件は

$$\frac{\{C\sigma + (1-C)\sigma\} z_1 + \{C\sigma + (1-C)S_r\rho\} (z_2 - z_1) + (\sigma - \rho)(H - z_2)}{\{C\sigma + (1-C)\sigma\} (H + z_1 - z_2) + \{C\sigma + (1-C)S_r\rho\} (z_2 - z_1) + \rho h} \tan \phi' \leq \tan \theta < \frac{\{C\sigma + (1-C)\sigma\} z_1 + \{C\sigma + (1-C)S_r\rho\} (H - z_1)}{\{C\sigma + (1-C)\sigma\} z_1 + \{C\sigma + (1-C)S_r\rho\} (H - z_1) + \rho h} \tan \phi(s_r) \quad (4)$$

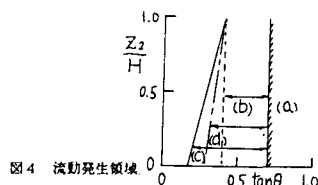


図4 流動発生領域

と求まる。これらの間の関係をみるため、 $\tan \phi(s_r) = 0.7$, $\tan \phi(o) = 0.7$, $\tan \phi' = 0.4$, $h = 0$, $z_1/H = 0.2$, $S_r = 0.6$ として、各領域を求めると、図4を得る。最後に開水路に火山灰を締め固めない状態でゆるく敷き、表面まで人工降雨によって飽和させた後、水路勾配を大きくして流動発生の実験を行なった結果と比較する。この条件のもとでは、発生条件は3)式より $(\sigma - \rho) / \{C\sigma + (1-C)\rho\} \cdot \tan \phi' = \tan \theta$ (5)、と求まり、結局内部摩擦角 ϕ' は $\tan \phi' = \{C\sigma + (1-C)\rho\} / (\sigma - \rho) \cdot \tan \theta$ (6)、と求まる。この結果を3軸試験の結果と比較するとよく一致しており(図2)、本文での考察が妥当性を有することがわかる。

4. むすび 活火山地域において、ごくわずかの降雨で土石流が発生していることから、火山灰の乾燥時と飽和時のせん断強度の相違に着目して発生条件を検討した。その結果、火山灰の内部摩擦角は飽和することによって減少し、従来の溪床堆積物の流動の発生条件にくらべはるかに小さな外力で流動が生じることが示された。今後、不飽和火山灰のせん断強度についてさらに実験的検討を加えたとともに、火山灰による泥流が土石流へと移行する過程について研究してゆきたい。

参考文献 1) 高木・馬場：砂柱における鉛直浸透の機構に関する研究、土木学会論文報告集、第144号