

三宅島における 2000 年噴火後の 降雨流出特性

2014 年 1 月

田方 智

三宅島における 2000 年噴火後の
降雨流出特性

筑波大学大学院

生命環境科学研究科

持続環境学専攻

博士（環境学）学位論文

田方 智

論文概要

火山噴火に伴い大量の火砕物が堆積すると、流域環境を一変させる。流域の水文環境もそのひとつであり、大量の降灰後は流出率の増大や土石流が頻発することが知られている。これまで、流出率や浸透能に関する調査は多くなされており、降灰に伴う浸透能の低下と流出率の増加が親和的であることから浸透能の低下が流出率の増加に寄与していると考えられて来た。しかしながら、流出率を支配しているもうひとつの要因である降雨との関係については大きな注意を払われてこなかったため降雨流出特性として理解するまでには至っていない。

本研究では、三宅島の 2000 年噴火時の降灰分布とその後の土石流の発生溪流が良い対応を見せていることから、三宅島を対象に降灰（噴火）の時期や厚さ、粒度分布を指標として流域面積数百 m^2 の 4 カ所の斜面小流域を観測流域として設定し、降雨流出観測を行い降雨と流出とのかかわり合いについて解析し、噴火後の降雨流出特性とそれを支配しているメカニズムと水文環境について考察している。4 つの観測流域は、東側流域に位置する斜面小流域(SU)とその約 3km 下流の斜面小流域(SL), 南側流域の斜面小流域(TU)と西側流域の斜面小流域(EU)である。降雨流出観測は、それぞれの観測流域に転倒マス雨量計と流域下流端に 90° 三角堰を持つ量水堰を設置して堰内の水位を静電容量式水位計により計測することにより行った。雨量と量水堰の水位は 30 秒間隔で同じロガーに記録した。

降雨流出過程の概要を把握するために 1 降雨ごとに解析を行い、流出率と損失降雨強度を求めた。各観測地における流出率は SU と TU で平均 0.4, EU で平均 0.16, SL で平均 0.04 であった。一般に、火砕物の堆積厚が大きいほど、またその火砕物の粒径が小さいほど表面流出が増加すると考えられている。4 つの観測流域の堆積厚についてみると、最も堆積厚が大きいのは SU と EU で、TU と SL はほぼ等しく SU の $1/5 \sim 1/4$ 程度であり SU と TU, EU, SL の流出率の傾向とは必ずしも一致しない。また、粒度分布についてみると、SL が最も細粒分に富み TU, SU の順に粗粒分が相対的に多く、さらに EU は SL, TU, SU より 1 オーダー以上粗粒であり、これもまた粒径から推定される流出率の傾向と一致しない。また、どの観測流域においても流出率は一雨の降雨が大きくなるといずれも一定値に近づき、これは他火山における既往の調査結果を再整理した結果とも一致した。損失降雨強度を、1 降雨の総流出高が損失降雨強度を超える降雨成分の総降水量に等しくなるように定義し、観測流域毎に降雨イベント毎の損失降雨強度を求めた。その結果、SU で平均 6.1 mm/h, TU で平均 6.2 mm/h, EU で平均 17.8 mm/h, SL で平均 24.9 mm/h の損失降雨強度が得られ、平均値で見ると 4 流域の流出率と親和的な関係が認められるものの、その幅で見ると SU と TU がほぼ等しく、EU と SL がほぼ等しい値が得られた。

損失降雨強度が降雨に対する浸透能の意味をもつことから、流出を単位として、損失降雨強度と流出開始前の先行雨量との関係を調べたところ、先行降雨が大きくなると損失降雨強度が試験流域ごとにある一定の最小値に近づくことが示された。先行降雨が大きくなると損失降雨強度が小さくなる現象は、損失降雨強度が不飽和浸透過程に従っていることを示唆するものであり、先行降雨と損失降雨強度との関係を不飽和鉛直浸透過程として再整理した。その結果、全ての流出イベントは、先行降雨による不飽和浸透過程としての土壌水分条件に依存する浸透能に対応する損失降雨強度より大きな降雨強度をもつ降雨によりもたらされるものとして整理されることが明らかとなった。また、現象を支配する先行降雨の時間（支配先行時間）は、観測流域により異なるものの、数時間のオーダーと数日のオーダーの 2 つが存在すること、観測流域では降雨開始時あるいは流出開始の支配先行時間（数時間あるいは数日）前の土壌の飽和度は、別途調査から得られている土壌水分曲線に基づくと数十%とかなり高いことが示された。

目次

論文概要

1. 序論	1
2. 降雨流出の過程を反映した観測流域と観測方法の設定	6
2.1 到達時間と観測流域の大きさの設定	7
2.2 降雨および流出観測の方法	14
2.3 降雨流出観測を行う流域の選定と設定	18
2.3.1 2000年噴火活動と流域環境の変化	18
2.3.2 観測流域の選定と設定	26
3. 降雨量と流出率の関係性の分析	37
3.1 解析に用いるデータセットの作成	37
3.2 各観測地における流出率と他火山との比較	41
4. 損失降雨強度を用いた降雨流出過程の解析	49
4.1 一降雨ごとの損失降雨強度の把握	50
4.2 個々の流出ごとの損失降雨強度と降雨パラメータの分析	55
4.2.1 流出の発生・非発生降雨の降雨と損失降雨の分散	56
4.2.2 平均降雨量と損失降雨量	59
4.2.3 流出の継続時間に対する損失降雨の変化	61
4.2.4 損失降雨に対する先行雨量の影響	63
4.3 鉛直浸透からみた先行時間内の土壤水分特性と飽和透水係数の評価	70
5. 結論	80

謝辞

参考文献

付録

表 目 次

表 1.1	火山における既往の降雨流出観測のレビュー.....	4
表 1.2	火山における既往の浸透能調査	5
表 2.1	土地利用形態と等価粗度(n)の標準値.....	9
表 2.2	Kraven による流速 \bar{u} の値	11
表 2.3	Rziha 式と Kraven の表による流速と流速係数の比較	11
表 2.4	他火山における集水面積と到達時間	13
表 2.5	使用した計測器一覧	14
表 2.6	他火山における降雨流出観測方法と設定した観測プロット諸元	15
表 2.7	三宅島 2000 年噴火の推移	19
表 2.8	一連の噴火による噴出物量	19
表 2.9	火山灰試料一覧	24
表 2.10	観測流域選定の指標一覧	26
表 2.11	降雨～流出観測地の諸元	34
表 2.12	降雨～流出観測地の緯度・経度	34
表 2.13	観測地の集水面積と量水堰面積および量水堰内の水位上昇に必要な雨量 ..	36
表 2.14	各観測地の到達時間	36
表 3.1	対象とする期間と事例数.....	39
表 3.2	SU 観測地における流出のあった降雨イベント	45
表 3.3	SL 観測地における流出のあった降雨イベント.....	46
表 3.4	TU 観測地における流出のあった降雨イベント	47
表 3.5	EU 観測地における流出のあった降雨イベント	47
表 4.1	飽和度 S_r とサクシオン ψ 計測値.....	77
表 4.2	各観測地における ψ_0 および飽和度 S_r	78

目 次

図 1.1	各火山における総降雨量と総流量	1
図 2.1	流域における降雨～流出プロセスの模式図.....	6
図 2.2	溝粗度の間隔比 s/b と相当粗度比 k_v/k の関係.....	8
図 2.3	急な勾配をもつ流路, 斜面における抵抗則に関する実験データ例	10
図 2.4	観測施設の設置模式図	16
図 2.5	量水堰 (三角堰) の概略図.....	16
図 2.6	量水堰の越流水位と流量の関係 ($H\sim Q$ 曲線)	17
図 2.7	7月 8日, 7月 14-15日の降灰分布と7月 26日-27日の土石流発生溪流	21
図 2.8	8月 10日の降灰分布と8月 10日の土石流発生溪流	21
図 2.9	8月 13日, 8月 18日, 8月 29日～30日の降灰分布と9月 5日以降の土石流発生溪流	22
図 2.10	2000年7月 8日～8月 30日までの一連の噴火による降灰分布.....	23
図 2.11	火山灰試料採取地点.....	24
図 2.12	2000年噴火で降下・堆積した火山灰の粒径加積曲線	25
図 2.13	降雨一流出観測地の位置	27
図 2.14	SU 観測地, SL 観測地の位置.....	27
図 2.15	TU 観測地の位置.....	28
図 2.16	EU 観測地の位置.....	28
図 2.17	SU 観測地.....	29
図 2.18	SU 観測地の地形.....	29
図 2.19	SL 観測地	30
図 2.20	SL 観測地の地形	30
図 2.21	TU 観測地	31
図 2.22	TU 観測地の地形.....	31
図 2.23	EU 観測地	32
図 2.24	EU 観測地の地形.....	32
図 2.25	各観測地に堆積した火山灰の粒径加積曲線.....	33
図 2.26	SU 観測地と EU 観測地に堆積する火山灰	33
図 2.27	2000年噴火の火山灰層厚 (左:SU, 右:SL)	34
図 2.28	各観測地における量水堰越流水深 h ～比流量 Q/A 曲線.....	35
図 3.1	解析可能な事例(1) (流出発生降雨イベント)	37
図 3.2	解析可能な事例(2) (流出非発生降雨イベント)	37
図 3.3	解析対象から除いた事例(1) (量水堰の水位がノッチ高さより低いデータ)	38
図 3.4	解析対象から除いた事例(2) (水位に急激な立ち上がりと減少のあるデータ)	38
図 3.5	解析対象から除いた事例(3) (日周期的に変動を示すデータ)	38

図 3.6	ハイエトーハイドログラフの事例 (SU 2003 年 10 月 22 日の例)	39
図 3.7	ハイエトーハイドログラフの事例 (SL 2002 年 6 月 20 日の例)	40
図 3.8	ハイエトーハイドログラフの事例 (TU 2002 年 6 月 20 日の例)	40
図 3.9	ハイエトーハイドログラフの事例 (EU 2003 年 10 月 22 日の例)	40
図 3.10	一降雨の定義	41
図 3.11	各観測地における総雨量ー総流出高	42
図 3.12	総雨量と総流量 (SU 観測地)	43
図 3.13	総雨量と総流量 (SL 観測地)	43
図 3.14	総雨量と総流量 (TU 観測地)	44
図 3.15	総雨量と総流量 (EU 観測地)	44
図 3.16	三宅島および他火山における総降雨量と総流量	48
図 4.1	損失降雨強度 r_0 の考え方	49
図 4.2	損失降雨強度 r_0 の推定 (SU 観測地)	50
図 4.3	損失降雨強度 r_0 の推定 (SL 観測地)	51
図 4.4	損失降雨強度 r_0 の推定 (TU 観測地)	51
図 4.5	損失降雨強度 r_0 の推定 (EU 観測地)	52
図 4.6	一降雨単位の損失降雨強度 r_0 (SU 観測地)	53
図 4.7	一降雨単位の損失降雨強度 r_0 (SL 観測地)	53
図 4.8	一降雨単位の損失降雨強度 r_0 (TU 観測地)	53
図 4.9	一降雨単位の損失降雨強度 r_0 (EU 観測地)	54
図 4.10	個々の流出に着目した解析における諸量の定義	55
図 4.11	損失降雨強度 r_0 と最大雨量強度	56
図 4.12	損失降雨強度 r_0 と最大雨量強度	57
図 4.13	損失降雨強度 r_0 と最大雨量強度	57
図 4.14	損失雨量強度 r_0 と最大雨量強度	58
図 4.15	損失降雨強度 r_0 と流出継続時間内の平均降雨強度 (SU 観測地)	59
図 4.16	損失降雨強度 r_0 と流出継続時間内の平均降雨強度 (SL 観測地)	59
図 4.17	損失降雨強度 r_0 と流出継続時間内の平均降雨強度 (TU 観測地)	59
図 4.18	損失降雨強度 r_0 と流出継続時間内の平均降雨強度 (EU 観測地)	60
図 4.19	損失降雨強度 r_0 と流出継続時間 (SU 観測地)	61
図 4.20	損失降雨強度 r_0 と流出継続時間 (SL 観測地)	62
図 4.21	損失降雨強度 r_0 と流出継続時間 (TU 観測地)	62
図 4.22	損失降雨強度 r_0 と流出継続時間 (EU 観測地)	62
図 4.23	1 時間先行降雨と損失降雨強度 (SU)	64
図 4.24	4 時間先行降雨と損失降雨強度 (SU)	64
図 4.25	48 時間先行降雨と損失降雨強度 (SU)	64
図 4.26	1 時間先行降雨と損失降雨強度 (SL)	65
図 4.27	4 時間先行降雨と損失降雨強度 (SL)	65
図 4.28	48 時間先行降雨と損失降雨強度 (SL)	65

図 4.29	1 時間先行降雨と損失降雨強度(TU).....	66
図 4.30	4 時間先行降雨と損失降雨強度(TU).....	66
図 4.31	48 時間先行降雨と損失降雨強度(TU).....	66
図 4.32	1 時間先行降雨と損失降雨強度(EU).....	67
図 4.33	4 時間先行降雨と損失降雨強度(EU).....	67
図 4.34	24 時間先行降雨と損失降雨強度(EU).....	67
図 4.35	先行雨量の推移と損失降雨強度 (1 時間先行降雨)	68
図 4.36	先行雨量の推移と損失降雨強度 (24 時間先行降雨)	68
図 4.37	先行雨量の推移と損失降雨強度 (72 時間先行降雨)	69
図 4.38	先行雨量の推移と損失降雨強度 (168 時間(7 日間)先行降雨)	69
図 4.39	先行時間と先行雨量の推移	69
図 4.40	飽和度の鉛直分布の仮定	70
図 4.41	先行降雨と損失降雨強度	71
図 4.42	4 時間先行降雨と損失降雨強度(SU).....	73
図 4.43	48 時間先行降雨と損失降雨強度(SU).....	73
図 4.44	4 時間先行降雨と損失降雨強度(SL)	74
図 4.45	72 時間先行降雨と損失降雨強度(SL).....	74
図 4.46	4 時間先行降雨と損失降雨強度(TU).....	75
図 4.47	48 時間先行降雨と損失降雨強度(TU).....	75
図 4.48	4 時間先行降雨と損失降雨強度(EU).....	76
図 4.49	48 時間先行降雨と損失降雨強度(EU).....	76
図 4.50	飽和度 S_r とサクション ψ の関係	77
図 4.51	飽和度 S_r の線形鉛直分布とモデルの誤差.....	79
図 4.52	先行降雨 R_T と損失降雨強度 r_0 の関係	79

1. 序論

火山噴火に伴い大量の火砕物が地表面を覆うと流域環境が一変する。水文環境もそのひとつであり、例えば、大量の降灰後は流出率が増大したり土石流が頻発することが報告されている（例えば、地頭菌・下川, 1991；福嶋・石原, 2006；山本ほか, 1980；原田ほか, 1999；小川ほか, 2003；田村ほか, 2010）。

噴火後の降雨流出観測が桜島、雲仙普賢岳、焼岳、有珠山等で表 1.1 に示すように実施されており（例えば、地頭菌・下川, 1989；地頭菌ほか, 1997；山越ほか, 1998）、一降雨の総降雨量と総流量の関係が得られている。図 1.1 はこれらの観測成果を一降雨の雨量と流出高の関係としてまとめたものである。流出率は 0.001~1 程度まで幅広い値をとり、同観測地点でも流出率に幅がある。その幅は総降雨量に依存しており、降雨量が 10 mm 程度で小さいときは流出率の幅（ばらつき）は 3 オーダー程度と大きく、総雨量が 100 mm 以上と大きくなると流出率の幅は 1 オーダー程度と小さくなる。さらに、総降雨量が大きくなると一定の流出率 0.7 程度に近づく傾向がある。

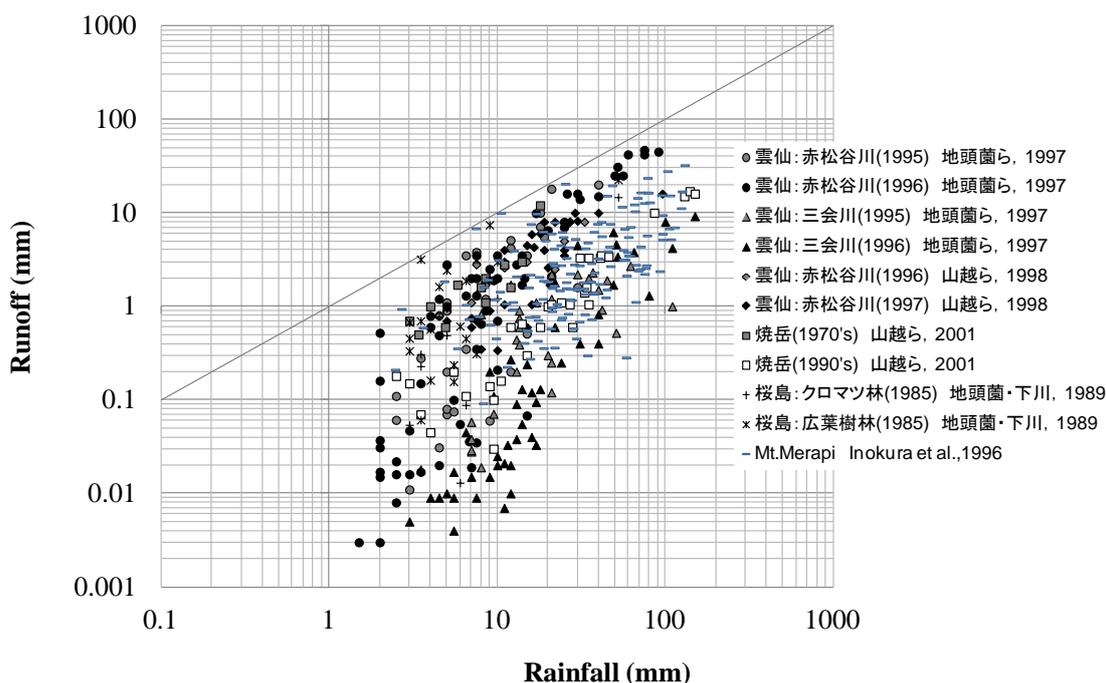


図 1.1 各火山における総降雨量と総流量

一方、降雨流出観測とは別に、表 1.2 のように噴火後の火砕物等を対象に浸透能に関する現地試験（例えば、地頭菌, 1992；地頭菌ほか, 1996）や室内試験（例えば、小橋ほか, 1994；池谷ほか, 1995）が実施されている。これらの試験は、火山灰や火砕流堆積物、旧

表土層等の個別の試料に対する最終浸透能，飽和透水係数として整理されているものが多い（田方ほか，2007）。

それらの結果，一般に火山灰等の火砕物の浸透能は元々の地表を構成する土壤のそれより小さいことが報告されている。このように，これまで噴火後の火山を対象とした流出率や浸透能に関する観測・試験がなされ，その結果得られている降灰に伴う浸透能の低下と流出率の増大が親和的であることから浸透能の低下が流出率の増加に寄与していると考えられている。

しかしながら，流出の降雨との関係については大きな注意が払われてこなかったため，降雨流出過程として理解するまでには至っていない。噴火後の降雨流出特性を明らかにするためには，降雨強度の時系列に対応した流量の時系列を得る必要がある。一方，流出率が1より小さい値をとるということは，このプロセスにおいて降雨損失が生じていることを示している。従って，降雨流出観測を通して降雨損失特性を評価する必要がある。

観測によって降雨～流出過程をみる際，表面流の流出過程をうまく反映した観測計画が重要である。そのためには降雨の一様性や流域のもつ表面流の到達時間をふまえた計画を検討する必要がある。

三宅島は2000年に噴火し，大量の火山灰が流域に堆積した。2章で詳述するが，2000年以前の最近100年間は山腹から溶岩やスコリアを噴出する噴火形態であったのに対し（津久井・鈴木，1998），2000年噴火は山頂から大量の細粒火山灰を噴出する噴火であった（中田ほか，2001）。2000年噴火後には，噴火以前は土石流の発生が認められなかった10～15mm/60min程度の少雨で土石流が発生するようになったことが報告されている（池田ほか，2001；平川ほか，2002）。

本研究では，降雨～流出過程を反映する観測計画の検討を行い，三宅島を対象として2000年噴火時の降灰分布や粒径分布と土石流発生の時系列を指標として観測流域を選定し，観測地を設け，降雨量および流量観測を行う。

降雨流出観測で得られる一降雨の総降雨量と総流量の関係から流出率を求め，各観測地ごとの比較や流出率と総降雨量との関係をみるとともに，桜島や雲仙等の他火山における観測結果と比較し，三宅島における流出特性の特徴を把握する。

さらに，降雨量と流量の観測データを基に浸透能の意味をもつ損失降雨強度を求め，各観測地ごとの比較や流出率との関係を把握するとともに，先行雨量等との関係を分析する。この分析結果を基に，各観測地において流出現象を支配する浸透能，土壤水分状態，先行雨量，先行降雨の時間等について考察を行い，三宅島2000年噴火後の降雨流出特性を明らかにする。

本論文の構成を以下に述べる。

第 2 章では、降雨流出過程を反映した観測システムに要求される条件を示し、表面流の流速を試算して観測流域の大きさや計測間隔を設定し、降雨量と流量の観測手法について述べる。加えて、三宅島の噴火の推移や、降灰時期や厚さ、火山灰の粒径について整理し、三宅島における対象流域を選定し、各観測流域の諸元をとりまとめる。

第 3 章では、4 つの観測地における降雨流出観測を基に、解析に用いるデータセットを行い、各観測地における一降雨ごとの降雨量と流出流量について整理し、各観測地における火山灰堆積厚や火山灰粒径との関係について考察する。併せて、他火山における観測結果と比較し、三宅島の流出特性の特徴を把握する。

第 4 章では、降雨流出観測結果を基に損失降雨強度を求め、降雨特性との関わりを分析する。まず、前後 24 時間以上無降雨に挟まれる雨の降り始めから降り終わりまでの一連の降雨を一降雨とし、各観測地ごとに一降雨中における損失降雨強度のオーダーを把握し、ある一定の値をもつことを確認したうえで、一降雨を単位とした損失降雨強度を求め、各観測地ごとの違いや流出率との関係をみる。次に、損失降雨強度は一降雨中においても経時的に変化すると考え、一降雨中の個々の流出を対象として損失降雨強度を求め、平均降雨強度、流出継続時間や先行降雨等との関係をみる。さらに、先行降雨量と浸透能を意味する損失降雨強度の関係をもとに不飽和浸透過程として整理し、損失降雨強度を支配する先行降雨時間、各観測地の支配先行時間前の土壤水分状態、飽和透水係数等について考察する。

第 5 章では、2~4 章における観測、調査、解析を通じて得られた三宅島 2000 年噴火後の降雨流出特性に関する検討成果をとりまとめるとともに、本研究でおこなった解析において残される課題について述べる。

表 1.1 火山における既往の降雨流出観測のレビュー

火山	著者	実施年	対象	着目点	観測項目	観測手法	結果
桜島	地頭菌・下川 (1989)	1985 1987	・クロマツ林 ・広葉樹林	・両プロットにおける流出量(流出率)の比較 ・両プロットにおけるピーク流量の比較 ・表面流発生時の降雨量	・降雨量 ・表面流出量 ・降灰量	・降雨量: 0.5 mm転倒ます ・流量: 三角堰, 水位計 ・降灰量: バケツ	【クロマツ林】 ・1985年: 流出率12~13 % ・1987年: 流出率2~7 % 【広葉樹林】 ・1985年: 流出率20~32 % ・1987年: 流出率7~14 % ・ピーク流量: クロマツ林<広葉樹林 ・表面流発生時の最小限界降雨=1.5~2.0 mm/10 min
	地頭菌ほか (1997)	1991 ~ 1996	・西道川 ・有村川	・両河川における流出率の比較 ・両河川における総流出量とピーク流量の関係 ・両河川におけるピーク流量と最大10分間雨量の関係 ・両河川における総流出量と累加雨量の関係	・土石流流量 ・降雨量	・流量: 超音波水位計, H-Q式 ・土砂濃度: サンプラー	・流出率: 西道川0.08~0.93, 有村川0.03~0.59
	地頭菌ほか (1998)	1996 ~ 1997	・引ノ平川 ・西道川	・表面流発生時の降雨 ・両プロットにおける流出量(流出率)の比較 ・両プロットにおけるピーク流量の比較 ・年間比流出土砂量	・降雨量 ・表面流出量 ・降灰量	・降雨量: 0.5 mm転倒ます ・流量: 三角堰, 水位計 ・降灰量: コンテナ	・表面流発生時の最小限界降雨強度: 1.5~2.0 mm/10 min ・流出率: 引ノ平>西道 ・ピーク流量: 引ノ平>西道
	寺本 (2005)	2003	・引ノ平川支流 八谷沢	・火山灰散布前後の表面流出量, 流出土砂量の比較	・表面流出量 ・流出土砂量 ・降雨量	・プラ容器にて一降雨ごとの流出量(全量)を計測	・表面流出量: 火山灰散布後>散布前 ・流出土砂量: 火山灰散布後>散布前
雲仙	地頭菌ほか (1997)	1995 1996	・赤松谷川 ・三会川	・両プロットにおける流出率の比較 ・表面流発生時の10分間雨量と先行雨量との関係	・降雨量 ・表面流出量	・降雨量: 0.5 mm転倒ます ・流量: 三角堰, 水位計	【赤松谷川】 ・1995年: 流出率0.4~85 % ・1996年: 流出率0.1~75.5 % ・表面流発生限界降雨強度: 1.0 mm/10 min 【三会川】 ・1995年: 流出率0.2~14 % ・1996年: 流出率0.1~14.6 % ・表面流発生限界降雨強度: 1.5 mm/10 min
	西田ほか (1998)	1997	赤松谷川	・航空緑化工による植生回復による表面流, 土砂流出の変化 ・流出率の比較(裸地, 草地) ・平均土砂濃度の比較(裸地, 草地)	・降雨量 ・表面流量 ・流出土砂量 ・土壌圧力水頭	・降雨量: 0.2 mm転倒ます ・流量: 三角堰, 水位計 ・流出土砂量: 土砂受け ・圧力水頭: ポーラスカップ, 圧力センサ	・流出率: 裸地プロット>草地プロット(1/3~1/5程度) ・平均土砂濃度: 裸地プロット>草地プロット(1/2程度)
雲仙	山越・諏訪 (1998)	1996 1997	赤松谷川	・植生回復による表面流, 土砂流出の変化	・降雨量 ・表面流量 ・流出土砂量	・降雨量: 0.2 mm転倒ます ・流量: 三角堰, 水位計 ・流出土砂量: 土砂受け	・流出率: 1996年平均23.4 %, 1997年平均22.5 %
	清水ほか (2002)	1998 ~ 1999	赤松谷川	・火山灰散布観測地における流出率	・降雨量 ・表面流量	・降雨量: 転倒ます ・流量: 三角堰, 水位計	・火山灰散布前: 流出率0.057 ・火山灰散布後: 0.097~0.29
	小川ほか (2003)	1998 ~ 1999	赤松谷川	・火山灰被覆前後の流出率, 流出土砂量の比較	・降雨量 ・表面流量	・降雨量: 0.5 mm転倒ます ・流量: 三角堰, 水位計 ・流出土砂量: 土砂受け	・流出率: 被覆前15.6 %→被覆後26.9 % ・表面流量あたりの土砂量(S/Q): 被覆前0.03~0.08→被覆後0.5~1.4
	小川ほか (2011)	1998~1999 1998~ 2004~	赤松谷川	・裸地, 湿式緑化区, 乾式緑化区の表面流出量の比較	・降雨量 ・表面流量	・降雨量: 0.5 mm転倒ます ・流量: 三角堰, 水位計	
有珠	山本・今川 (1983)	1979 1981	火口原から北西方向約1.1km	・流出率の経年変化	・降雨量 ・流量	・降雨量: 0.5 mm転倒ます ・流量: 0.001 m ³ 転倒ます	流出率: 1979年0.54~7.3 %, 1981年0.2~1.0 %
焼岳	山越ほか (2001)	1977~1980 1996~1997	焼岳上々堀沢	・降雨流出特性の20年間の経年変化	・降雨量 ・表面流量	・降雨量: 0.5 mm転倒ます ・流量: 三角堰, 水位計	流出率: 1970年代>1990年代

表 1.2 火山における既往の浸透能調査

火山	筆者	対象	試験手法		着目点	結果
桜島	下川・地頭菌 (1987)	・クロマツ林 ・広葉樹林	散水式(地頭菌らの手法)	現地	・勾配の違いによる浸透能の違い	・クロマツ林: 1.74~3.53 mm/h ・広葉樹林: 1.11~1.74 mm/h
	寺本ほか (2005)	・クロマツ林 ・広葉樹林	散水式(地頭菌らの手法)	現地	・火山活動が活発な時期(1986年測定)と穏やかな時期(2004年)の比較	【1986年】 ・クロマツ林: 144 mm/h ・広葉樹林: 74 mm/h 【2004年】 ・クロマツ林: 166 mm/h ・広葉樹林: 108 mm/h
	木下ほか (2013)	火山灰 落葉層	散水式(地頭菌らの手法)	現地	・植生別の浸透能の違い	裸地: 107 mm/h, 118 mm/h ・コケ, 落葉: 88~98 mm/h ・ススキ, 草本: 150~200 mm/h
雲仙	小橋ほか (1994)	火山灰	散水式(小橋らの手法)	攪乱	・サンプル厚さを変えた試験 ・初期雨量強度を変えた試験	14 mm/h
	恩田ほか (1996)	火山灰	透水試験(変水位)	攪乱	・電解質濃度を変えた試験	・蒸留水: 4.86 mm/h ・0.005N NaCl: 6.55 mm/h ・0.05N NaCl: 6.79 mm/h ・0.5N NaCl: 6.85 mm/h
	地頭菌ほか (1996)	火山灰	散水式(地頭菌らの手法)	現地	・浸透能の経年変化	・1991年: 100 mm/h以上 ・1992年: 10~50 mm/h程度 ・1993年: 10~30 mm/h程度 ・1994年: 30~100 mm/h以上 ・1995年: 30~100 mm/h以上
	西田ほか (1996)	火砕流堆積物 ガリー底 ガリー外	散水式(小橋らの手法) 透水試験	不攪乱	・火砕流堆積物上の浸透能 ・ガリー部での浸透能 ・浸透能と粒径との関係	・火砕流堆積物上層(本体部): 0.01~0.1 cm/s ・火砕流堆積物下層(サージ部): 0.001~0.01 cm/s ・赤松谷ガリー外: 0.001~0.01 cm/s ・赤松谷ガリー底: 0.01~0.1 cm/s ・中尾川ガリー底: 0.01~0.1 cm/s ・水無川ガリー外: 0.01~0.1 cm/s
	西田・水山 (1998)	火山灰	透水試験	不攪乱	・火砕流堆積物上にパッチ状に堆積した箇所における浸透能 ・火砕流堆積物表面のクラスト構造	・表層: 0.0001~0.001 cm/s ・下層: 0.001~0.01 cm/s
	宮緑ほか (1999)	火山灰 火砕サージ堆積物 火砕流堆積物	冠水型浸透計	現地	・火山灰, 火砕流堆積物, 火砕サージ堆積物の浸透能の違い	火山灰: 6.8~35 mm/min 火砕サージ堆積物: 27, 47 mm/min 火砕流堆積物: 5.7, 14.3 mm/min
	小川ほか (2006)	火山灰 旧表土 火砕流堆積物	飽和透水試験	不攪乱	・土壌微細形態	・広葉樹林地火山灰層: 1.37×10^{-3} cm/s ・広葉樹林地旧表土層: 3.79×10^{-3} cm/s ・火砕流堆積地表層: 5.38×10^{-3} cm/s ・火山灰被覆試料: 3.30×10^{-4} cm/s
有珠	森脇ほか (1979)	1977-1978年噴火火山灰+軽石	散水式	攪乱	・火山灰浸透能の把握	0.03 cm/min(=18 mm/h)程度
	山本・今川 (1983)	1977-1978年噴火火砕物	透水試験 pF試験	不明	・層別の透水係数, 体積含水率, $\theta - \phi$ 曲線	・透水係数(最上層火山灰): $1.1 - 2.7 \times 10^{-5}$ cm/s ・体積含水率(最上層火山灰): 13~37%
	山本 (1984)	1977-1978年噴火火砕物	透水試験	不明	・第1層の透水係数, 10分間の積算浸潤量の経年変化 ・1979/3/31採取試料の各層の含水率とマトリクショナル値	・透水係数(1978年10月): $1.1 - 2.7 \times 10^{-5}$ cm/s ・透水係数(1982年9月): 7.5×10^{-3} cm/s
	佐藤・渡邊 (2001)	2000年噴火火山灰 原地盤	散水式(小橋らの手法)	攪乱	・火山灰と原地盤試料の比較	火山灰: 2.6×10^{-3} cm/s 原地盤: 1.3×10^{-4} cm/s
	寺嶋ほか (2001)	2000年噴火火山灰	透水試験(定水位) pF試験	不攪乱	・各地点における火山灰(降下堆積物)と泥流堆積物の浸透能の把握	降下堆積物: 10^{-4} m/s(= 10^{-2} cm/s)オーダー 泥流堆積物: $10^{-5} \sim 10^{-6}$ m/s(= $10^{-3} \sim 10^{-4}$ cm/s)オーダー
霧島 (新燃岳)	木佐ほか (2013)	2013年噴火火山灰, 軽石	透水試験(JIS A 1218)	室内	・火山灰と軽石の比較	火山灰: 4.1×10^{-4} cm/s ・軽石: 1.21×10^{-2} cm/s
	厚井ほか (2013)	2013年噴火火山灰, 軽石	散水式(地頭菌らの手法)	現地	・火山噴出物層厚と浸透能	152~171 mm/h
三宅島	山越ほか (2002)	2000年噴火火山灰	冠水型, 散水式(小橋らの手法)	現地	・2000年8月, 2001年8月の浸透能の違い	【冠水型】 ・2000年8月: 35~103 mm/h ・2001年8月: 27~137 mm/h 【散水式】 ・2000年8月: 37~69 mm/h ・2001年8月: 0~61 mm/h
三宅島・有珠山・桜島	野村ほか (2003)	・三宅島: 2000年噴火火山灰 ・有珠山: 2000年噴火火山灰 ・桜島: 2000年採取火山灰	飽和透水試験(変水位) 散水式(小橋らの手法)	室内	三宅島, 有珠山, 桜島火山灰の浸透能の比較	【飽和透水試験】 ・三宅島: 0.61 mm/h ・有珠山: 20.5 mm/h ・桜島: 172.4 mm/h 【散水式】 ・1.0 mm/h ・40.8 mm/h ・160 mm/h以上
雲仙・桜島	Hendrayant oほか (1996)	・雲仙火山灰 ・桜島火山灰(河床)	飽和透水試験(変水位) 散水式(小橋らの手法)	室内	透水性と粘土含有率の関係	【飽和透水試験】 ・雲仙火山灰: 10-61 mm/h ・桜島火山灰(河床): 17 mm/h 【散水式】 ・雲仙火山灰: 14-112 mm/h ・桜島火山灰(河床): 30-71 mm/h

2. 降雨流出の過程を反映した観測流域と観測方法の設定

降雨開始から到達時間内の観測流域下流端からの流量は、降雨～流出プロセスにより次式に従う。

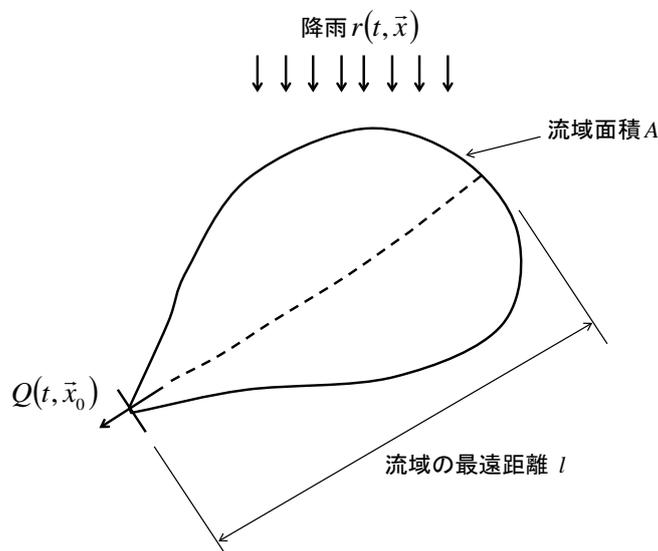


図 2.1 流域における降雨～流出プロセスの模式図

$$\frac{Q(t, \bar{x}_0(t))}{A} = \frac{\int_{-T}^0 [r\{t+\tau, \bar{x}(t+\tau)\} - r_l\{t+\tau, \bar{x}(t+\tau)\}] d\tau}{T} \quad \dots (式 2.1)$$

ここに、 Q ：表面流出による流量， A ：観測流域の流域面積， t ：時間， \bar{x}_0 は流量観測点における地表の位置ベクトル， T ：表面流の到達時間， r ：降雨強度， r_l ：損失降雨強度， τ ：降雨継続中の時間， \bar{x} は空間の地表の位置ベクトルである。

式(2.1)に基づくと、観測流域の流量観測においては、流域内の降雨の一様性が満たされる必要がある。また、流域条件からみれば、場のある一定の特性が得られるために、流域には適当な空間スケールが必要である。損失降雨からみると、流域のスケールは大きすぎても、小さすぎても適当ではない。従って、適切な到達時間や流域面積のスケールが設定されると、降雨と流量の計測によって、到達時間内の損失降雨 r_l が評価される。

流域スケール l は、表面流の流速 \bar{u} と到達時間 T の積 ($l = \bar{u} T$) で表される。到達時間 T を想定すれば、表面流の流速 \bar{u} を通じて流域スケール l が求められ、観測流域の流域面積 A は、 $A = \alpha l^2 = \alpha (\bar{u} T)^2$ のように求められる。ここに、 α ：流域の形状係数であり、流域の形状が矩形であれば、 $\alpha = 1.0$ である。従って、表面流の流速 \bar{u} を評価することが必要である。

ここでは、急な斜面の表面流の流速 \bar{u} の試算を通じて、適切な流速、抵抗則の評価を行う。観測流域で想定される到達時間 T に対して、必要な流域スケールが算定される。ついで、流量観測の要件を明らかにし、流域の集水面積と量水機器の平面的な面積の関係と流域平均降雨と量水堰の貯留体積に着目し、量水機器の大きさが決定されることを示す。

2.1 到達時間と観測流域の大きさの設定

流域内の降雨の一様性や流域条件の一様性が満たされた場合、式(2.1)は降雨、損失降雨に分離して次式で表される。

$$\frac{Q(t)}{A} = \frac{\int_{-T}^0 r(t+\tau)d\tau}{T} - \frac{\int_{-T}^0 r_l(t+\tau)d\tau}{T} \quad \dots \text{(式 2.2)}$$

観測斜面における斜面長や勾配を想定すると、地表を流出・流下する流水の運動は 1 次的であり、抵抗則に関する既往研究を適用する。ここでは、斜面を流下する水流の抵抗則について対数型のものを用いると、対数型の抵抗則は次式で表される。

$$\frac{\bar{u}}{u_*} = A_r - \frac{1}{\kappa} + \frac{1}{\kappa} \ln \frac{h}{k_s} \quad \dots \text{(式 2.3)}$$

ここに、 \bar{u} : 断面平均流速, u_* : 摩擦速度, A_r : 普遍定数 (=8.5), κ : カルマン定数 (=0.4), h : 水深, k_s : 相当粗度である。

急な勾配をもつ斜面を流下する表面流の相当粗度は一意的には定まらないが、ここでは、オーダーの評価を行うため、既往研究を参考にして評価する。足立 (1961, 1964) の薄層流 (h/d が 1 のオーダー) を対象とした栈粗度や溝粗度等の人工粗度を路床にもつ水路実験的研究によれば、相当粗度 k_s と溝深さ k の比 k_s/k は、溝間隔 s と溝幅 b の比 s/b を用いて次式のように表される。

$$\frac{k_s}{k} = 10 \left(\frac{s}{b} \right)^{-3.3} \quad \dots \text{(式 2.4)}$$

また、 k_s/k と s/b の関係を図示すると、図 2.2 のようである。

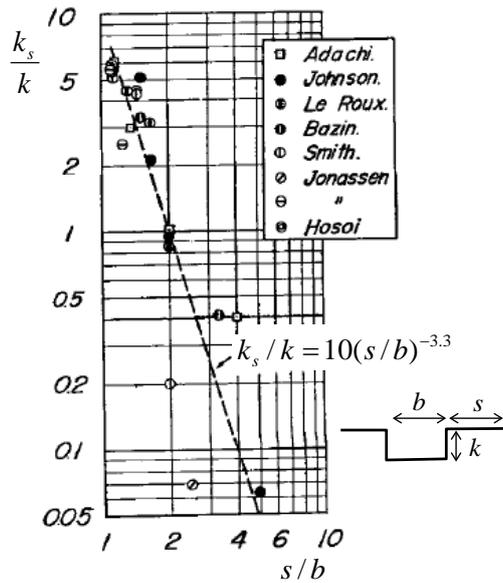


図 2.2 溝粗度の間隔比 s/b と相当粗度比 k_s/k の関係
(足立 (1961) に加筆)

式(2.4), もしくは, 図 2.2 において, 溝粗度の間隔比 $s/b=1.0$ とすると粗度配置が砂粒粗度の幾何学配置に類似すると考えられ, さらに, 溝深さ k を砂粒子径 d と置き換えると, k_s/k は k_s/d とすることができる。このとき, $k_s/d=10$ となり, k_s/d は 10 のオーダーとなる。これを式(2.3)に代入し, 斜面では, $h/d \sim 1$ を考慮すると, h/k_s は 10^{-1} のオーダーとなるので, 次式が得られ, 流速係数 \bar{u}/u_* は 0.1 のオーダーとなる。

$$\frac{\bar{u}}{u_*} = 0.25 \quad \dots (式 2.5)$$

一方, Darcy Weisbach の抵抗係数 f を用いて, 抵抗係数を求めると, 次式のようになり, 抵抗係数が 10^2 のオーダーとなる。

$$f = \frac{8}{\left(\frac{\bar{u}}{u_*}\right)^2} = \frac{8}{0.25^2} = 128 \quad \dots (式 2.6)$$

なお, 式(2.6)においては, 流速係数と抵抗係数の関係については, 既往データの整理との都合上, $\bar{u}/u_* = \sqrt{8/f}$ のように定義した。清水乱流の流速係数は, 式(2.3)において, $k_s = d$ とすると, 6.0 となるので, 式(2.5)の値は 1 オーダー小さい。次いで, 観測斜面の勾配が 20~

30°，粒径 $d=10\text{ mm}$ と想定すると，斜面では， h/d が 1 のオーダーとなることを考慮して表面流の水深 h が 10 mm となり，摩擦速度 u_* は，0.189～0.238 m/s の範囲の値をとる。式(2.6)に摩擦速度の範囲の値を代入すると，平均流速 \bar{u} の範囲は，0.0473～0.0595 m/s (10^{-2} m/s のオーダー) となり，おおよそ 0.05 m/s の値となる。

足立 (1961, 1964) の成果を用いて，流速係数を算定した。以下では，従前の山地斜面や溪流を対象とした成果と比較して，式(2.5)に示す流速係数に対する検証を行う。

まず，山地等の土地利用形態に対して，表 2.1 のように，マンシングの粗度係数が数表としてまとめられている (土木学会，1999)。

表 2.1 土地利用形態と等価粗度(n)の標準値

土地利用形態	等価粗度 n ($\text{m}^{-1/3} \text{ s}$)
水田	2 (1～3)
山林	0.7 (0.4～0.8)
丘陵，畑地，ゴルフ場，公園	0.3 (0.2～0.4)
市街地	0.03 (0.01～0.1)

マンシングの平均流速公式を流速係数の表示式に書き換えると，次式のようにになる。

$$\frac{\bar{u}}{u_*} = \frac{h^{1/6}}{n\sqrt{g}} \quad \dots (式 2.7)$$

ここに， g ：重力加速度である。

粒径 $d=10\text{ mm}$ と想定すると，斜面では， $h/d \sim 1$ を考慮して表面流の水深 h を 10 mm とし，その値と式(2.5)の流速係数の値 (0.25) を式(2.7)に代入すると，粗度係数 $n=0.593$ ($\text{m}^{-1/3} \text{ s}$) と算定される。表 2.1 の山林における粗度係数 ($\text{m}^{-1/3} \text{ s}$) は，代表値 0.7 (0.4～0.8) であり， 10^{-1} のオーダーであるため，式(2.5)の流速係数の値を支持している。

比較のため，山地域における表面流の流速や到達時間に関する実験結果や観測から流速を推定してみよう。芦田ら (1973) は，Open book 型の 2 つの急な勾配 (4°) をもつ斜面と 1 つの流路を持つ移動床水路や，急な勾配 (9.1°，12.4°) をもつ 1 つの移動床斜面に降雨を与え，斜面に形成される網状流路や流路における抵抗則について実験を行った。下流端で計測される流量と流路上の水深，斜面における網状流路上の表面流速や流路上の水深を用いて，流速係数 \bar{u}/u_* を求め，抵抗則を算定した。移動床の土砂は，50%粒径が 0.54 mm，0.88 mm のシルト成分の混入した砂と河川の砂が用いられている。斜面上の網状流路

上の水流の流速は、塩分法により、既知の2点間距離の通過時間によって算定されている。図 2.3 は、実験で得られた抵抗係数であり、斜面のデータは右図である。図において、 f は Darcy Weisbach の抵抗係数、 h : 水深、 d : 代表粒径である。

ここに、抵抗係数 f は、流速係数を用いて、次式のように定義される。

$$f = 8.0 \left(\frac{\bar{u}}{u_*} \right)^{-2} \quad \dots \text{(式 2.8)}$$

薄層流を想定し、 $h/d \cong 1$ であるとする、図 2.3 の抵抗係数と流速係数は、流路 (左図)、斜面 (右図) において、それぞれ、次のように算定される。

すなわち、流路では、

$$\frac{\bar{u}}{u_*} = \sqrt{\frac{8}{f}} = 1.41 \sim 4.47 \quad \dots \text{(式 2.9)}$$

$$f = 0.4 \sim 0.5 \quad \dots \text{(式 2.10)}$$

斜面では、流路と同様に、流速係数と抵抗係数は次のようである。

$$\frac{\bar{u}}{u_*} = \sqrt{\frac{8}{f}} = 2.0 \sim 4.0 \quad \dots \text{(式 2.11)}$$

$$f = 0.5 \sim 2.0 \quad \dots \text{(式 2.12)}$$

を得る。

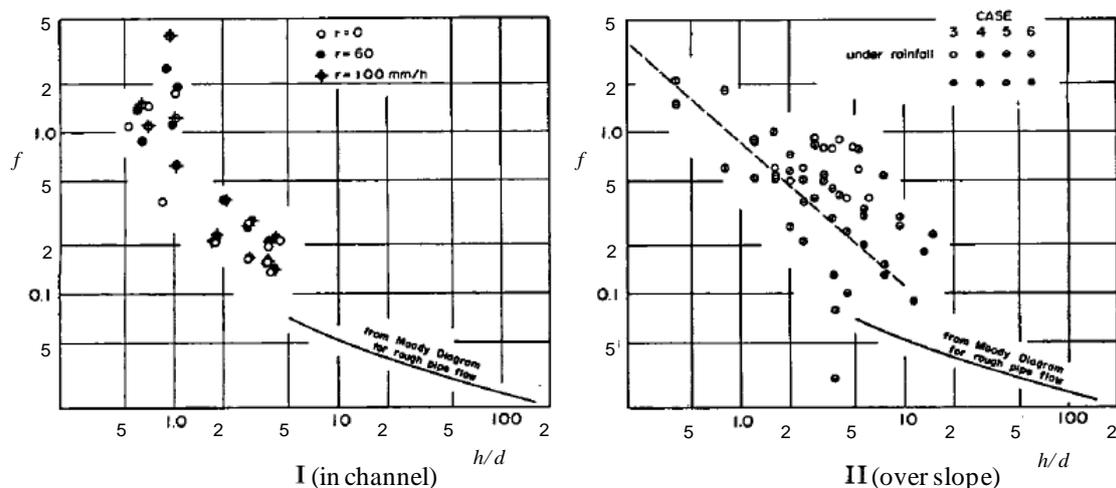


図 2.3 急な勾配をもつ流路，斜面における抵抗則に関する実験データ例 (芦田ら (1973) に加筆)

式(2.9)や式(2.11)に示す流速係数は、 10^0 のオーダーであり、式(2.5)の値よりも1オーダー大きい値となる。観測斜面では、式(2.5)から得られる値よりも、1オーダー大きくなっているため、1.9~2.4 m/s 程度の値になる。

また、Rziha 式（例えば、荒木・椿，1962）や Kraven の数表（土木学会，1985）は、経験的に山地河川での大凡の到達時間を得るために、流域内の平均的な流速を評価している。Rziha 式は次式のようなものである。

$$\bar{u} = 20 \left(\frac{z_l}{l} \right)^{0.6} \quad \dots \text{(式 2.13)}$$

ここに、 \bar{u} ：洪水伝播速度，もしくは、流速(m/s)， l ：常時、河谷をなす最上流点（5 万分の 1 の地形図で河川記号の終点）より流域末端までの水平距離（荒木・椿，1962）， z_l ：区間 l における比高差（落差）であり、山地河川において到達時間の適合性が良いと示されている（荒木・椿，1962）。

一方、Kraven の数表には、表 2.2 に示すように勾配 (z_l/l) ごとに流速が示されている。表 2.2 より、対象とする観測斜面の勾配が $z_l/l > 1/100$ （観測斜面の勾配が $20 \sim 30^\circ$ と想定）とすると、流速は 3.5 (m/s) のように直接的に求められる。

表 2.2 Kraven による流速 \bar{u} の値

	$z_l/l \geq 1/100$	$1/100 > z_l/l \geq 1/200$	$1/200 > z_l/l$
\bar{u} (m/s)	3.5	3.0	2.1

Rziha 式と Kraven の数表を表 2.3 において比較する。表 2.3 によると、Kraven の数表の値が Rziha 式よりも流速が大きい。式(2.12)において、観測斜面を想定して、勾配を 20° とすると、流速は 10.9 m/s となり、表 2.3 に示す流速よりも、更に大きい値となる。従って、観測斜面を対象とした場合、Kraven の数表よりも小さい Rziha 式においても、流速が過大に評価され、到達時間が過小に算定される。Kraven の数表や Rziha 式による流速の予測では、急な斜面の水流の流速が算定されないことが検証された。

表 2.3 Rziha 式と Kraven の表による流速と流速係数の比較

		$z_l/l \geq \frac{1}{100}$	$z_l/l = \frac{1}{100}$	$\frac{1}{100} > z_l/l > \frac{1}{200}$	$z_l/l = \frac{1}{200}$	$\frac{1}{200} > z_l/l$
流速 (m/s)	Kraven	3.5	—	3.0	—	2.1
	Rziha	—	1.26	—	0.833	—

従って、ここでは、斜面の表面流の抵抗則には、式(2.5)により算定される流速係数を用いて、水流の流速を算定する。先に示したように、斜面勾配を $20\sim 30^\circ$ 、粒径 $d=10\text{ mm}$ と想定すると、平均流速 \bar{u} は、凡そ、 0.05 m/s の値となる。これを用いて、幾つかの到達時間に対して、観測流域に必要な斜面長さ（流域スケール l ）を試算する。試算においては、到達時間を 1 分、10 分、100 分とした。到達時間 1 分のとき、流域スケール l は、 $0.05\text{ m/s} \times 60\text{ 秒} = 3.0\text{ m}$ 、到達時間 10 分のとき、流域スケール l は、 $0.05\text{ m/s} \times 600\text{ 秒} = 30\text{ m}$ 、到達時間 100 分(1 時間 40 分) のとき、流域スケール l は、 $0.05\text{ m/s} \times 6000\text{ 秒} = 300\text{ m}$ となる。

例えば、降灰後の斜面において、斜面の微地形や斜面の平均勾配を想定すると、 10^0 m オーダーの斜面長の場合には、微地形の影響が現れやすく、 10^2 m オーダーの斜面長を想定すると、斜面の平均的な勾配を算定する際には解像度が乏しくなる。降灰斜面における幾何学形状から、場の一様な条件を満たすような空間スケール l は、 10^1 m オーダーの斜面長となる。すなわち、場の一様性を考慮すると、観測対象の流域面積 A は、 10^1 m オーダーの斜面長 l より構成される 10^2 m^2 のオーダーの面積が必要となる。

この検討と表面流の流水の流速に関する評価を合わせる。すなわち、観測斜面の表面流の到達時間が 10 分であれば、流域の代表長さは 10 m のオーダーとなり、観測流域面積は 10^2 m^2 のオーダーとなる。観測流域において数 10 m （例えば、 $20\sim 30\text{ m}$ 程度）の斜面長さを対象とすれば、観測における計測間隔は、10 分程度以下と設定すれば良く、また、観測されたデータ整理は、10 分程度の時間平均で行えば良いことが分かる。

表 2.4 は、既往研究における観測流域の設定に関する比較である。同表において、流出の到達時間を想定して、データ整理のための平均時間や観測流域の設定がなされていないことが分かる。本検討で示す観測流域の設定における要件の必要性が裏付けられる。

表 2.4 他火山における集水面積と到達時間

火山	試験地の状況	集水面積A (m ²)	勾配	流域最遠点ま での距離	標高差	到達時間 (対数型の抵抗 則(式2.3))	到達時間 (Rziha式(式2.13))	到達時間 (Kravenの表 (表2.2))
桜島 (地頭菌・下川, 1989)	・クロマツ林	216	・下流部26°, 上流部22°	約30 m	約13 m	565 s	2.5 s	8.6 s
	・広葉樹林	138	・下流部23°, 上流部11°	約25 m	約7 m	583 s	2.7 s	7.1 s
桜島 (地頭菌ほか, 1998)	・地表面に火山灰露出	125	約12°	約25 m	約5 m	697 s	3.3 s	7.1 s
	・地表面に厚さ3~5cmの落葉層	836	約12°	約80 m	約16.5 m	2230 s	10.3 s	22.9 s
雲仙普賢岳 (地頭菌ほか, 1997)	・火砕流堆積物	532	・下流部2.4°, 上流部9.4°	約50 m	約5 m	1394 s	10.0 s	14.3 s
	・降下火山灰	1,085	・9.5°	約60 m	約13 m	1860 s	7.5 s	17.1 s
雲仙普賢岳 (山越・諏訪, 1998)	・裸地状態 ・航空実播→植生繁茂	283	20°	約50 m	約11 m	1065 s	6.2 s	14.3 s
雲仙普賢岳 (西田ほか, 1998)	・裸地(植生被覆率1%未満)	364	14°	約100 m	約13 m	2555 s	17.0 s	28.6 s
	・草地(植生被覆率95%以上)	761	13°	約60 m	約20 m	1600 s	5.8 s	17.1 s
雲仙普賢岳 (小川ほか, 2003)	・細粒火山灰被覆なし ・細粒火山灰被覆あり	220	上部10°, 下部4°	約30 m	約4 m	1106 s	5.0 s	8.6 s
有珠山 (山本・今川, 1983)	火山灰層と軽石層の互層	27.9	20°	約10 m(想定)	約3 m(想定)	213 s	1.0 s	2.9 s
焼岳 (奥田ほか, 1978~1981) (山越ほか, 2001)	1970年代: 植生なし 1990年代: 植生回復中	2,650	28°	約100 m	約50 m	1755 s	7.9 s	28.6 s

2.2 降雨および流出観測の方法

2.1 において、適切な観測流域のスケールと観測における計測間隔の設定を示した。ここでは、観測流域における降雨～流出の観測法について考察する。

雨量と流量の観測は、それぞれ、一般的に用いられる転倒ます雨量計と、計測が容易で計測が連続的に行うことができ、しかも計測の誤差が小さい機器として、量水堰を用いる。表 2.5 に計測機器の一覧を示す。転倒ます雨量計や量水堰は、表 2.6 に示すように、他火山における降雨流出観測にも広く用いられている。量水堰では静電容量式水位計により越流水深を計測した。雨量計および水位計のデータは同一のロガーで取得し、時刻同期を図った。計測間隔は、降雨時においては、10 min の到達時間を念頭において、計測間隔を 1 オーダー小さい 30 秒間隔を基本とし、無降雨期間では 3 min 間隔で記録した。メンテナンスを兼ねてデータロガーからのデータ回収は、1 回/月程度の頻度で行った。

表 2.5 使用した計測器一覧

計測項目	計測器	仕様
雨量	転倒ます雨量計 (1 inch(=0.254 mm)/1 転倒)	Unidata 社製 TE525
流量	量水堰	幅 50 cm, 長さ 80 cm, 高さ 40 cm, 頂度 90 度, ノッチ深さ 20 cm
	静電容量式水位計	Unidata 社製 Model6521
記録	データロガー	Campbell 社製 CR10X-2M

図 2.4 に観測施設の設置模式図を示す。集水界には土嚢を設置し、観測流域外からの水の流入がないようにする。量水堰の上流側には沈砂池を設け、水とともに流下する土砂を一旦捕捉し、量水堰に土砂が流出しないようにする。また、沈砂池は、流入水の地下への浸透を防ぐ構造とした。沈砂池内のメンテナンスは、データ回収時に行う必要がある。

量水堰はノッチ部を越流するまで流出してきた水を一旦貯留させることから、流出開始の流出流量が観測されない。集水面積 A に対して、量水堰面積 a が 1% よりも小さく設定すると、表面流の到達時間が 10 min とした場合に、観測流域の大きさは数 100 m^2 程度となるから、量水堰の面積は 1 m^2 以下である必要がある。そこで、本研究では流量の計測には、図 2.5 に示すように幅 50 cm, 長さ 80 cm, 高さ 40 cm (量水堰の面積 $a=0.4 \text{ m}^2$)、頂度 90° でノッチ高 20 cm の量水堰を用いる。量水堰の下流端に水位計を設け、堰内の水位を計測し、後述の堰の公式を用いて流量換算を行う。 a/A が 1% 以内では、貯留の影響は 1% となる。量水堰の面積 a は 10^{-1} m^2 のオーダーのため、流域面積 A は 10^1 m^2 以上となるため、想定された流域面積 (数 100 m^2 程度) は十分に大きい。また、ノッチ高さは 10^2 mm のオーダーであるため、 a/A が 10^{-2} のオーダーであれば、流域の降雨量は 10^0 mm のオーダー以上の計測を行うことができる。

表 2.6 他火山における降雨流出観測方法と設定した観測プロット諸元

火山	対象流域	集水面積A (m ²)	勾配	観測方法	量水堰面積a (m ²)	a/A	評価
桜島 (地頭菌・下川, 1989)	アミダ川	216	・下流部26°, 上流部22°	・転倒ます雨量計 (0.5 mm)	0.7	0.003	a/A < 0.01
		138	・下流部23°, 上流部11°	・60°三角堰, 水位計		0.005	a/A < 0.01
桜島 (地頭菌ほか, 1998)	・引ノ平川 ・西道川	125	約12°	・転倒ます雨量計 (0.5 mm)	1.4	0.011	a/A ≒ 0.01
		836	約12°	・90°三角堰, 水位計 (フロート式)		0.002	a/A < 0.01
雲仙普賢岳 (地頭菌ほか, 1997)	・赤松谷川 ・三会川	532	・下流部2.4°, 上流部9.4°	・転倒ます雨量計 (0.5 mm)	1.4	0.003	a/A < 0.01
		1,085	・9.5°	・90°三角堰, 水位計 (フロート式)		0.001	a/A < 0.01
雲仙普賢岳 (山越・諏訪, 1998)	赤松谷川	283	20°	・転倒ます雨量計 (0.2 mm) ・90°三角堰, 水位計 (フロート式)	記載無し	—	
雲仙普賢岳 (西田ほか, 1998)	赤松谷川	364	14°	・転倒ます雨量計 (0.2 mm)	0.248	0.001	a/A < 0.01
		761	13°	・45°三角堰, 水位計 (静電容量式)		0.0003	a/A < 0.01
雲仙普賢岳 (小川ほか, 2003)	赤松谷川支溪	220	上部10°, 下部4°	・転倒ます雨量計 (0.5 mm) ・15°三角堰, 水位計 (水圧式)	記載無し	— —	
有珠山 (山本・今川, 1983)	火口原から北 西方向約1.1km の南斜面	27.9	20°	・転倒水量0.001 m ³ /回の転倒ますで 流出水量の測定	—	—	
焼岳 (奥田ほか, 1978~1981) (山越ほか, 2001)	上々堀沢	2,650	28°	・転倒ます雨量計 (0.5 mm) ・90°三角堰, 水位計 (フロート式)	記載無し	—	

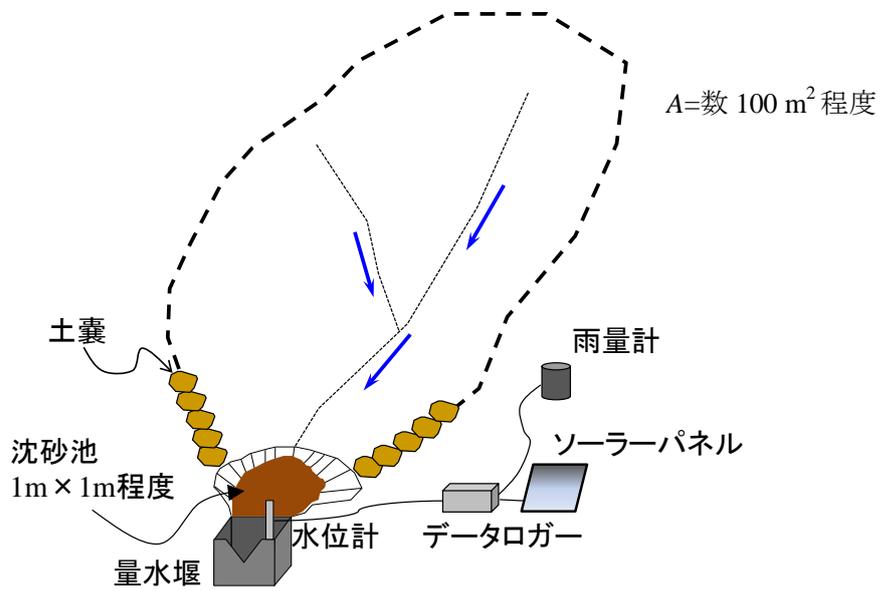


図 2.4 観測施設の設置模式図

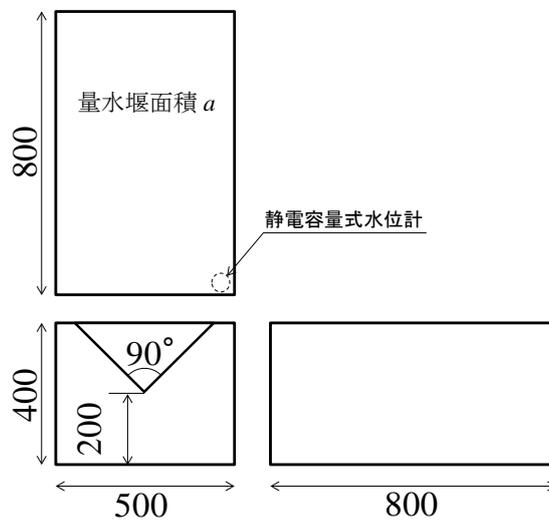


図 2.5 量水堰（三角堰）の概略図

量水堰内の水位計により計測された水位データは3角堰の公式（(社)土木学会，2001）を用いて流量に変換した。

$$Q = C_T H^{5/2}, \quad C_T = \frac{8}{15} C_2 \sqrt{2g} \quad \dots (式 2.14)$$

ここに、 Q ：流量(m^3/s)， H ：越流水深(m)， C_T ：流量係数 ($m\cdot s$ 系)， C_2 ：係数， g ：重力加速度である。なお、 C_T の値は、 $C_2=0.60\sim 0.58$ ($H:0.05\sim 0.25m$) に対して、 $C_T=1.42\sim 1.38$ ($m\cdot s$ 系) である（物部長穂，1933）。

本観測においては、式(2.14)に示す3角堰の公式の一部である、次式の沼知・黒川・淵沢の公式（沼知ほか，1940；沼知・淵沢，1941；(社)土木学会，2001）を用いた。

$$Q = CH^{5/2}, \quad C = 1.353 + \frac{0.004}{H} + \left(0.14 + \frac{0.2}{\sqrt{H_d}} \right) \left(\frac{H}{W} - 0.09 \right)^2 \quad \dots (式 2.15)$$

ここに、 Q ：流量(m^3/s)， H ：越流水深(m)， H_d ：堰底面からノッチ先端までの高さ(m)， W ：堰幅(m)である。図 2.6 は、式(2.15)を用いた場合の量水堰の越流水位と流量関係 ($H\sim Q$ 曲線) である。

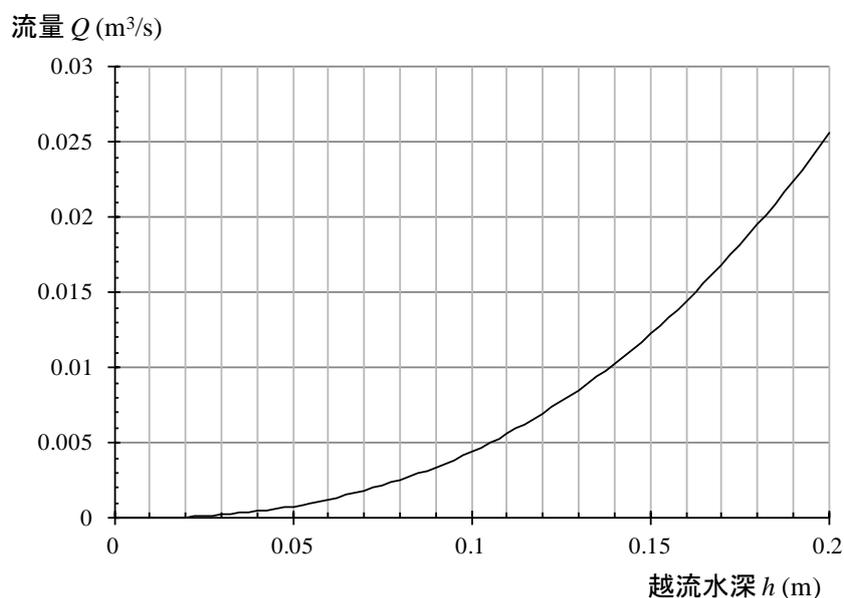


図 2.6 量水堰の越流水位と流量の関係 ($H\sim Q$ 曲線)

2.3 降雨流出観測を行う流域の選定と設定

2.3.1 2000年噴火活動と流域環境の変化

本研究で対象とした三宅島は、東京の南方約 180 km の海上、北緯 34 °、東経 139 °に位置する、直径約 8 km の円形をした火山島である。面積は 55.5 km²、周長は 35 km を呈し、火山口から放射状に谷が発達している。三宅島は過去にも幾度か噴火が発生しており、約 2500 年前に発生した八丁平噴火が最近 1 万年間で最も大きな噴火であり、この噴火による噴出物量は 0.4 km³ (400000000 m³) であった (津久井・鈴木, 1998 ; 津久井ほか, 2001)。歴史時代からの三宅島火山活動史によると、1469 年の噴火以前は山腹における噴火と山頂火山口からの顕著な火山灰噴出を伴う噴火形態であったのに対し、1469 年以降は山腹噴火を主とし、山頂火山口からの顕著な火山灰噴出を伴わない噴火であった (宮崎(1984))。最近 100 年の噴火をみると、1940 年、1962 年、1983 年に発生しており、これらの噴火は山腹で発生し、溶岩やスコリアが放出するタイプの噴火であった (津久井・鈴木,1998)。1983 年の噴火後に土砂流出の可能性を調べるため、現地調査が実施されている (池谷・水山, 1984)。1983 年の噴火では割れ目状の噴火口から流出した溶岩流が西方向と南西方向の谷に沿って流れ、島内最大の阿古地区を襲ったことに加え、東～南東～南方向に 8 mm 以上の降灰があったとされる。池谷・水山 (1984) によると、この降下堆積物の粒径は 1～5 cm の礫であったとされ、噴出物が降下した後に連続 174 mm や 49 mm/h の降雨が発生したが、表面流の発生はなかったことが報告されている。

一方、2000 年噴火では山頂から大量の火山灰を噴出するタイプの噴火であり (中田ほか, 2001)、島内の流域は 1m 程度～数 cm の厚さで火山灰に覆われた。2000 年噴火時の降灰分布とその後の降雨による土石流の発生溪流が一致しており、噴火に伴う火砕物の堆積による水文環境が変化した場における降雨流出特性を検討するのに適する噴火直後の三宅島を本研究の対象地とした。

三宅島雄山では、2000 年 6 月下旬から微動地震、山腹膨張などの火山活動を始め、同年 7 月 8 日から噴火を繰り返し、8 月 29 日までに島は大量の火山灰に覆われた。一連の 2000 年噴火の推移について表 2.7 に示すが、7 月 8 日の噴火、7 月 14-15 日の噴火、8 月 10 日の噴火、8 月 18 日の噴火、8 月 29 日の噴火に大きく分けられる。

表 2.7 三宅島 2000 年噴火の推移

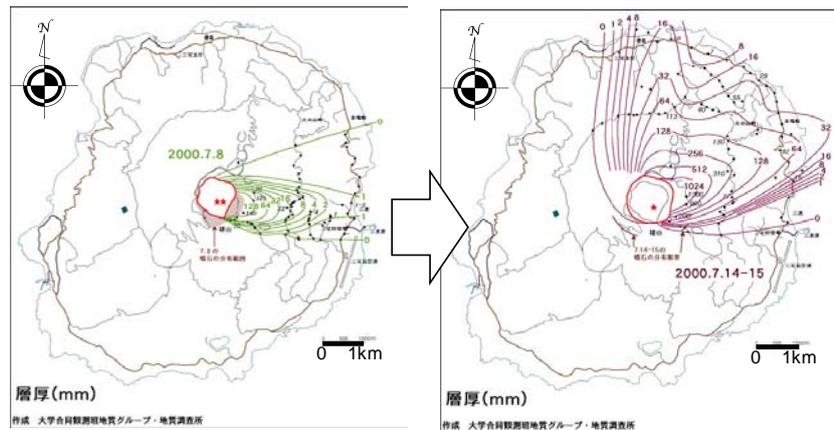
発生日	噴火活動
6月26日	18:00 山体膨張, 火山性地震群発
6月27日	8:47 伊ヶ谷沖海面変色, その後震源が西側に移動始める
7月5日	17:15 山頂地震発生
7月8日	18:41 山頂噴火
7月9日	山頂カルデラ陥没確認
7月14日	4:14 噴火
7月15日	12:20 山頂より大規模な降灰を伴う噴火
7月26日	大雨による泥流被害
7月30日	地震発生
8月10日	6:59 噴火 8:50 地獄谷で泥流確認 9:08 三七沢泥流発生 9:15 再噴火
8月16日	地震多発
8月18日	17:02 雄山山頂噴火, 村役場・空港などで石が降り, 車のフロントガラス破損等被害
8月29日	4:35 山頂噴火, 火砕流発生 生徒・児童の島外避難
9月2日	一般島民へ島外避難指示

表 2.8 に下司ほか (2002) により示される一連の噴火における噴出物量を示す。7月8日噴火は主に東側の狭い範囲に火山灰が降下・堆積した。2000年7月14日~15日噴火は北~東側の範囲に降灰し, 8月10日噴火は北東~東側に降灰した。8月13日噴火は主に西側に降灰が認められ, 一連の噴火で最も規模の大きい8月18日噴火では特に西側に多く降灰するとともに島内全域にわたって降灰が認められた。図 2.10 に2000年7月8日~8月30日の一連の噴火に伴う降灰分布を示すが, 山頂付近の流域上流域では1 m程度の降灰が想定され, 島の東側および西側では流域下流付近でも5 cm程度の降灰が認められた。

表 2.8 一連の噴火による噴出物量

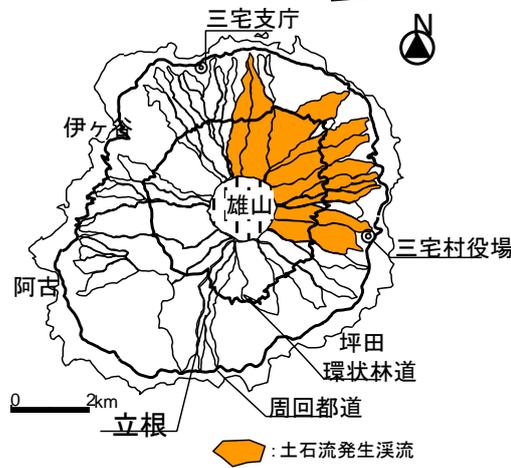
年月日	噴出物量(kg)	備考
2000年7月8日 18時40分頃	約 9.9×10^8	最初の山頂噴火
2000年7月14日 4時頃 ~ 15日昼過ぎ	約 1.1×10^{10}	
2000年8月10日	約 1.5×10^9	
8月13日, 14日	約 3.3×10^8	小規模な噴火
8月18日 夕刻	約 1.5×10^{10}	一連の噴火で最大規模の噴火
8月29日 4時半頃~6時過ぎ	約 5.3×10^8	火砕流発生
8月29日以降	1×10^8 以下	

このような一連の噴火中および噴火後には、2000年噴火以前の降雨時に水や土砂の流出がほとんど認められなかった島内の溪流において土石流が頻発した。以下に2000年7月～8月の一連の噴火による降灰分布と土石流が発生した溪流の分布を時系列で示す。図2.7に2000年7月8日噴火時の降灰分布、7月14～15日噴火時の降灰分布、7月26～27日に土石流が発生した溪流の分布を示す。2000年7月8日の噴火では島東部、7月14日-15日の噴火では北東部を中心に降灰があり、7月26日の噴火後はじめてのまとまった降雨（東京管区気象台三宅島測候所；日雨量52mm，最大時間雨量17mm/h），では島内北東部にある溪流で土石流の発生が認められた。一方、北東部以外の溪流では土石流の発生は認められなかった。図2.8は2000年8月10日噴火時の降灰分布と土石流発生溪流の分布を示すが、8月10日の噴火でも島東側を中心に降灰が認められ、土石流も東側の溪流で発生している。図2.9に2000年8月13日、8月18日、8月30日の降灰分布と2000年9月以降の土石流発生溪流の分布を示すが、8月18日の最大規模の噴火により島内全域に降灰が認められ、8月29日の噴火でも南西の一部を除く広範囲の降灰が認められた。その後、9月5日以降の降雨により島内のほとんどの溪流で土石流が発生した。図2.7～図2.9から降灰分布と土石流発生溪流の分布は一致している。



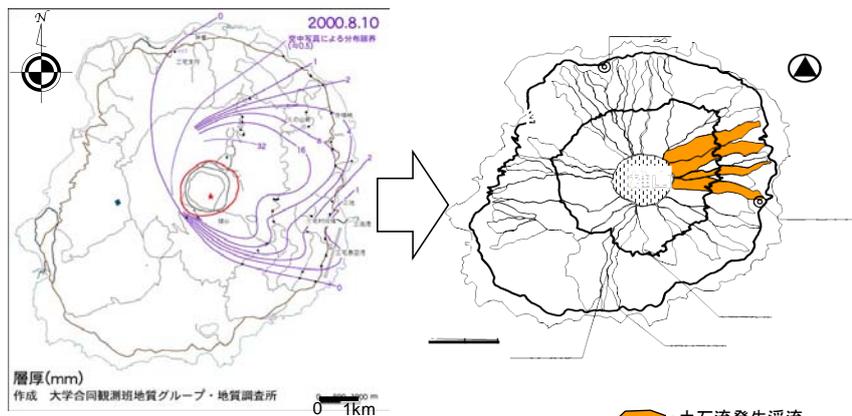
a) 2000/7/8の降灰分布
(東京大学地震研究所, 2001)

b) 2000/7/14-15の降灰分布
(東京大学地震研究所, 2001)



c) 2000/7/26-27の土石流発生溪流

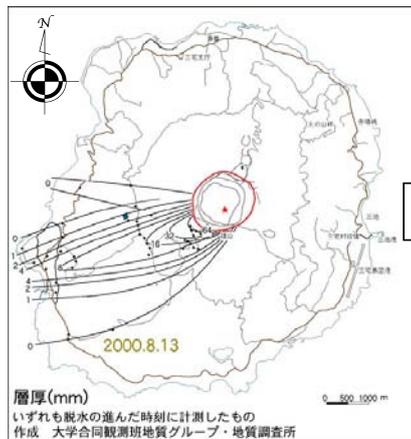
図 2.7 7月8日, 7月14-15日の降灰分布と7月26日-27日の土石流発生溪流



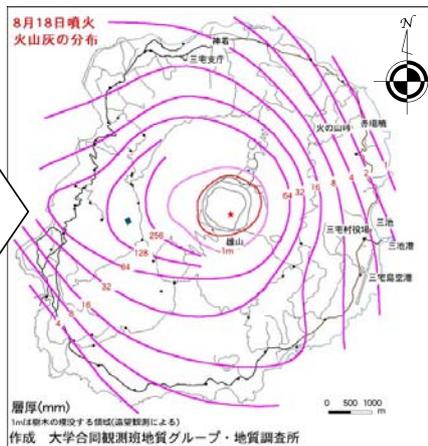
a) 2000/8/10の降灰分布
(東京大学地震研究所, 2001)

b) 2000/8/10の土石流発生溪流

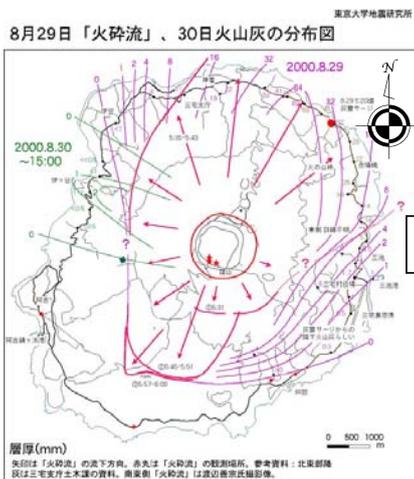
図 2.8 8月10日の降灰分布と8月10日の土石流発生溪流



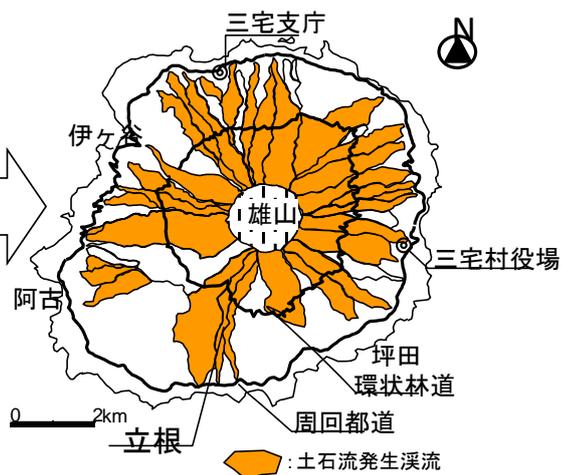
a) 2000/8/13の降灰分布
(東京大学地震研究所, 2001)



b) 2000/8/18の降灰分布
(東京大学地震研究所, 2001)



c) 2000/8/29火砕流、8/30の降灰分布
(東京大学地震研究所, 2001)



d) 2000/9/5以降の土石流発生溪流

図 2.9 8月13日, 8月18日, 8月29日~30日の降灰分布と9月5日以降の土石流発生溪流

図 2.10 に 2000 年の一連の噴火による降灰分布を示す。7 月 8 日，7 月 14 日-15 日，8 月 10 日の噴火により島内東側に降灰が偏ったため東側で降灰厚が大きい。また，8 月 13 日の噴火では島内西側に降灰が偏り，一連の噴火の中で最も規模が大きかった 8 月 18 日の噴火でも西側に降灰が卓越したことから西側でも降灰厚が大きくなっている。一方，島内北側と南側では東側・西側に比べて降灰厚は小さい。

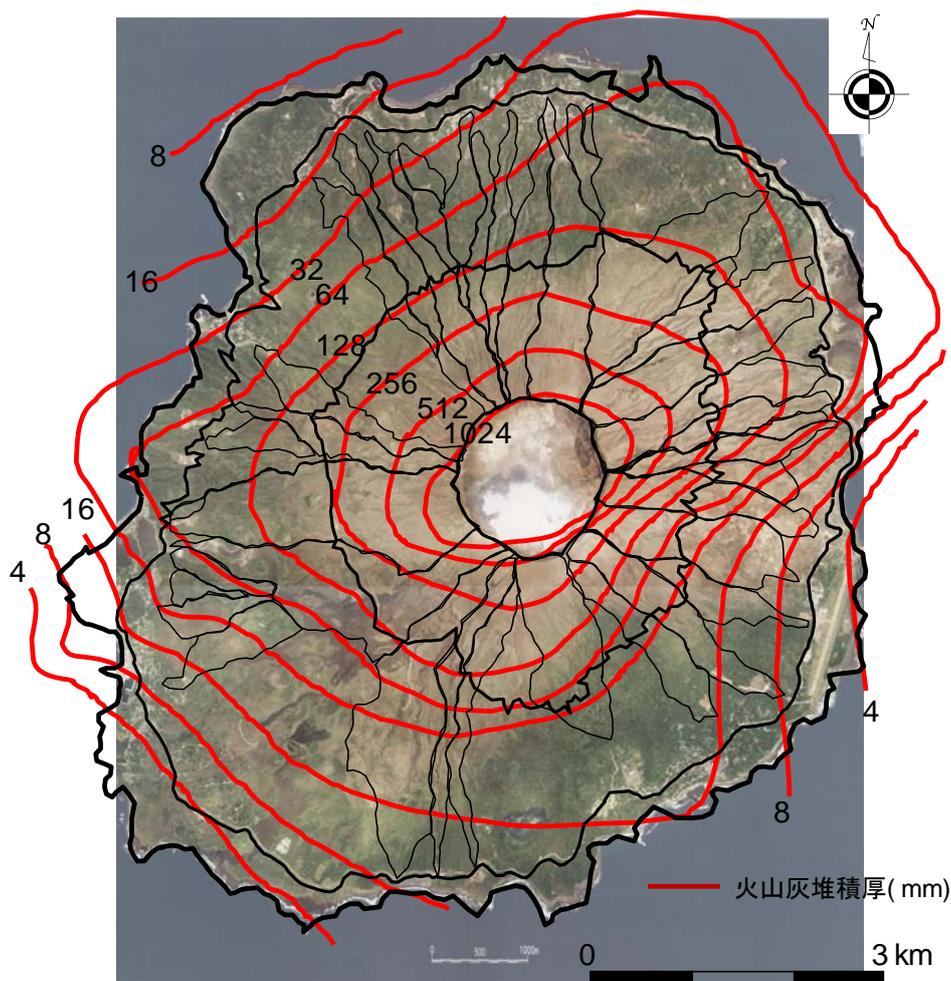


図 2.10 2000 年 7 月 8 日~8 月 30 日までの一連の噴火による降灰分布
(東京大学地震研究所，2001 を基に編集)

(独)土木研究所は島内の各所において 2000 年噴火により降下・堆積した火山灰試料や泥流堆積物を対象に粒径調査を実施している。図 2.11 に試料採取した地点の位置を示し，表 2.9 にそれぞれの試料の降灰時期を示す。図 2.12 に島内の場所（方向）別に分類した粒径加積曲線を示す。採取した箇所や噴火の時期により粒径は異なり，60%粒径 D_{60} で 0.03 mm ~25 mm 程度の幅をもつ火山灰が降下・堆積している。

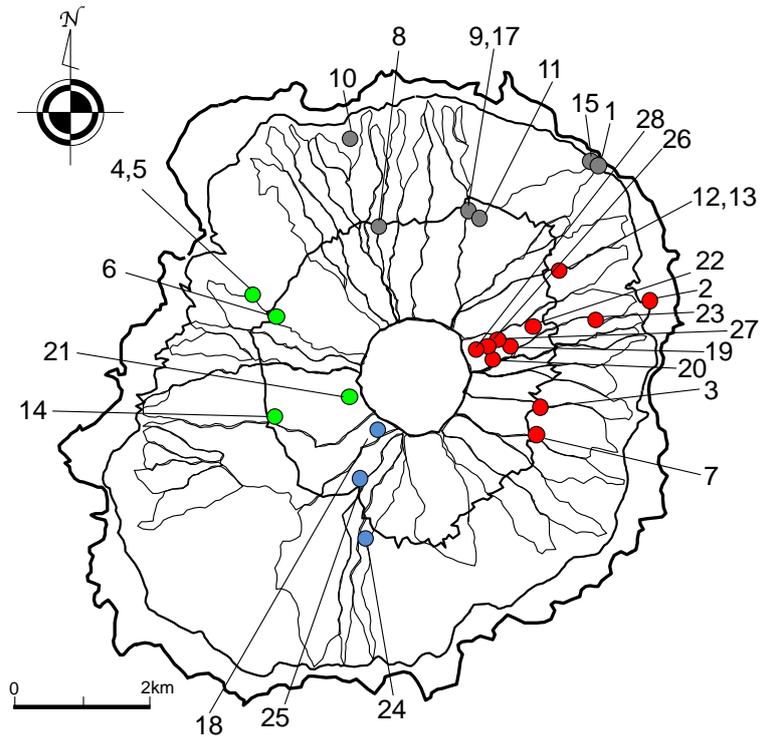


図 2.11 火山灰試料採取地点
(土木研究所資料,2003 を基に編集)

表 2.9 火山灰試料一覧
(土木研究所資料,2003 を基に編集)

地点番号	対象	地点番号	対象
1	泥流	18	#829,#818
2	#714	20	#714?,#810
3	#714	21	#818?
4	#818	22	#829,#818,#810,#714
5	#818	23	#714?
6	#818	24	#818
7	#714,#810,#818?	25	#829,#818?
8	#818	26	#829,#818,#810,#714
9	#714,#818	27	#829,#818,#810,#714
10	#829	28	#714,#810,#818,#829
11	#829?		
12	#714?,#810?		
6	#818?		
14	#818?		
11	#829		
12	#714?,#810?		
6	#818?		
10	#829		
15	#829		
6	#818?		
17	#829?		
11	#829,#818?		

#714: 2000年7月14-15日噴火による火山灰
 #810: 2000年8月10日の噴火による火山灰
 #818: 2000年8月18日の噴火による火山灰
 #829: 2000年8月29日の噴火による火山灰

: 北側
 : 東側
 : 西側
 : 南側

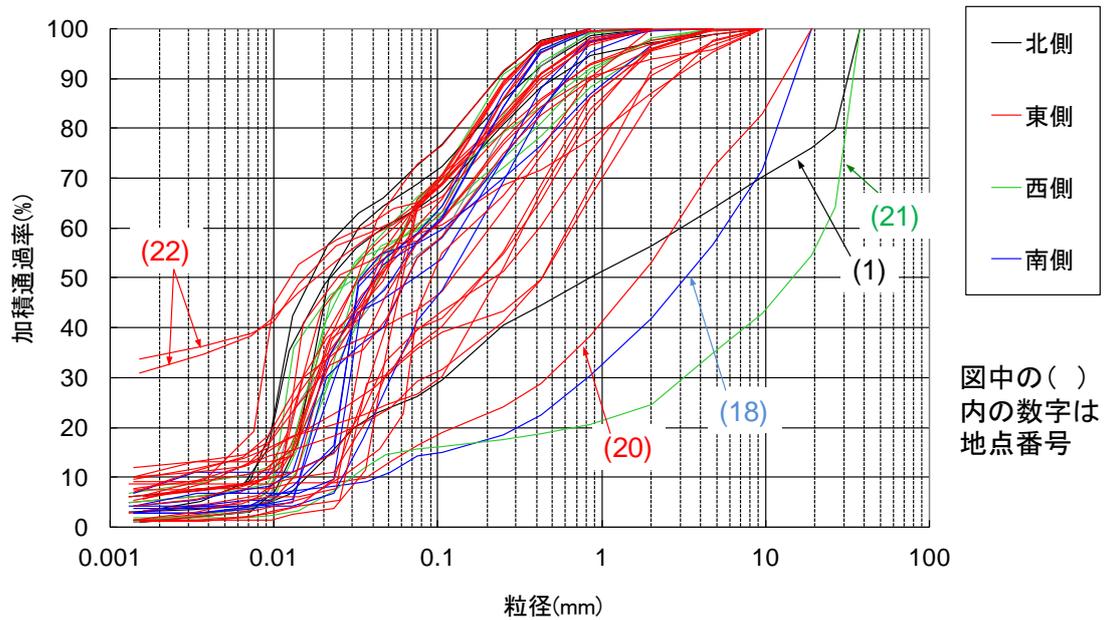


図 2.12 2000年噴火で降下・堆積した火山灰の粒径加積曲線
(土木研究所資料, 2003 を基に編集)

2.3.2 観測流域の選定と設定

図 2.7～図 2.9 に示すように、2000 年噴火時の降灰分布とその後の土石流の発生溪流が良い対応をみせている。2000 年の一連の噴火では、場所により降灰時期や降灰量が異なることから、表 2.10 に示すように降灰（噴火）の時期や厚さを指標として降雨一流出観測流域の選定を行った。

7 月 8 日の噴火、7 月 14 日-15 日の噴火、8 月 10 日の噴火で降灰が卓越した北～東側に位置し、土石流が発生した流域からカニガ沢を選定し、火口近くの降灰厚 60 cm 程度の斜面小流域（SU）とその約 2 km 下流に位置し降灰厚 10 cm 程度の斜面小流域（SL）を設けた。8 月 18 日の噴火で降灰が卓越した西側流域のうち土石流が発生した流域から榎木沢を選定し、60 cm 程度の降灰が認められる斜面小流域（EU）、北～東側ならびに西側に比べやや降灰厚が小さい南側流域のうち土石流が発生した流域から立根沢を選定し、約 15 cm の降灰厚が認められる斜面小流域（TU）を設定した。三宅島における各観測地の位置を図 2.13 に、各流域における観測地の位置を図 2.14、図 2.15、図 2.16 に示す。

表 2.10 観測流域選定の指標一覧

対象流域	位置	主な降灰時期	降灰厚
カニガ沢	東側	2000/7/8	1024 mm 以上～64 mm
		2000/7/14-15	
		2000/8/10	
		2000/8/29(火砕流)	
立根沢	南側	2000/8/18	512 mm～8 mm
		2000/8/29(火砕流)	
榎木沢	西側	2000/8/13	1024 mm 以上～64 mm
		2000/8/18	
		2000/8/29(火砕流)	
		2000/8/30	

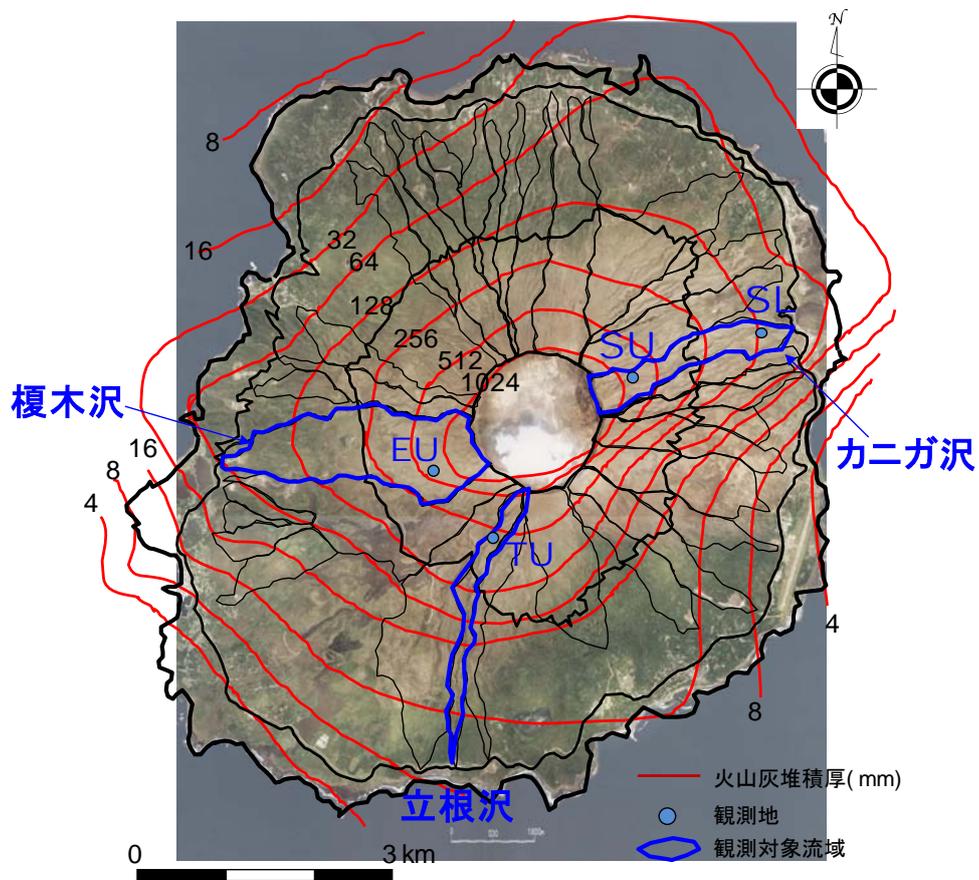


図 2.13 降雨－流出観測地の位置

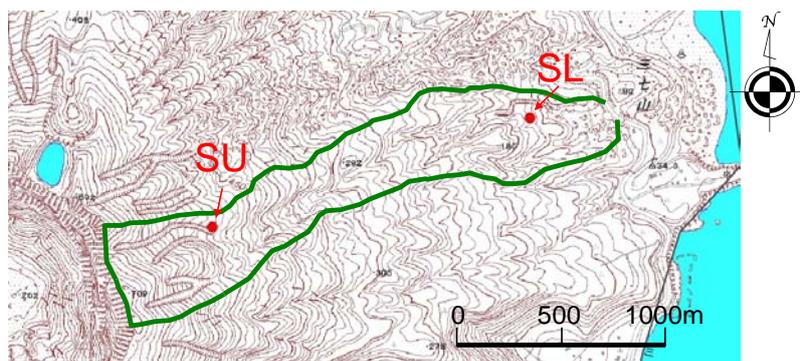


図 2.14 SU 観測地, SL 観測地の位置

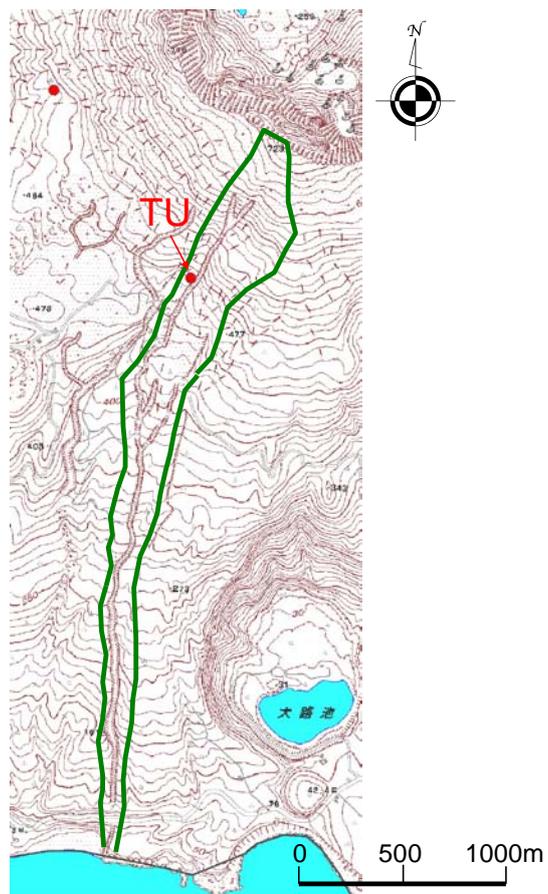


図 2.15 TU 観測地の位置

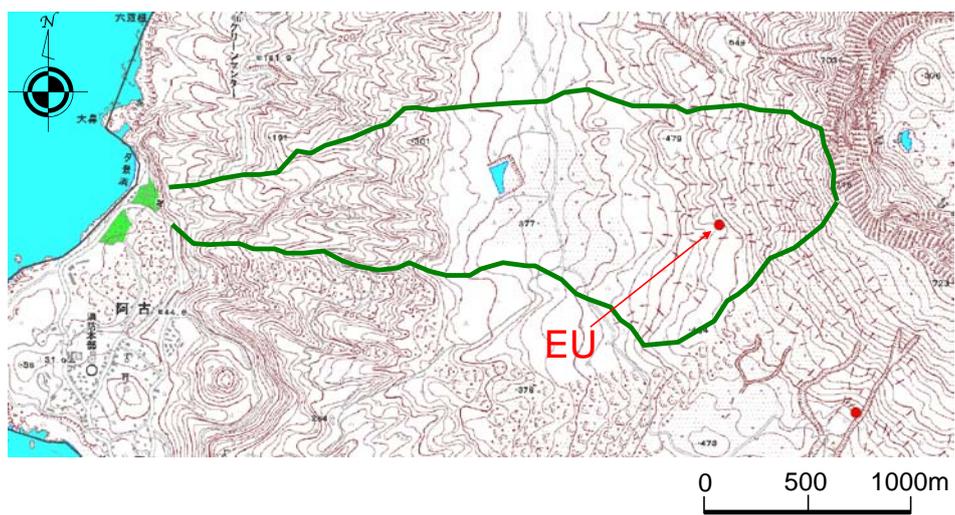


図 2.16 EU 観測地の位置

島内東側に位置するカニガ沢の上流域に位置するSU観測地は集水面積 82 m^2 で細長い集水地形を呈しており、平均斜面勾配は 28° である (図 2.17, 図 2.18)。観測流域のほぼ中央に幅・深さ $30\sim 50 \text{ cm}$ 程度のリルが発達している。降灰や火山ガスの影響で立木は枯死しており、2000年噴火により新規に堆積した火山灰上にはほとんど落葉やリター層は認められず、火山灰が露出した状態である。



図 2.17 SU 観測地

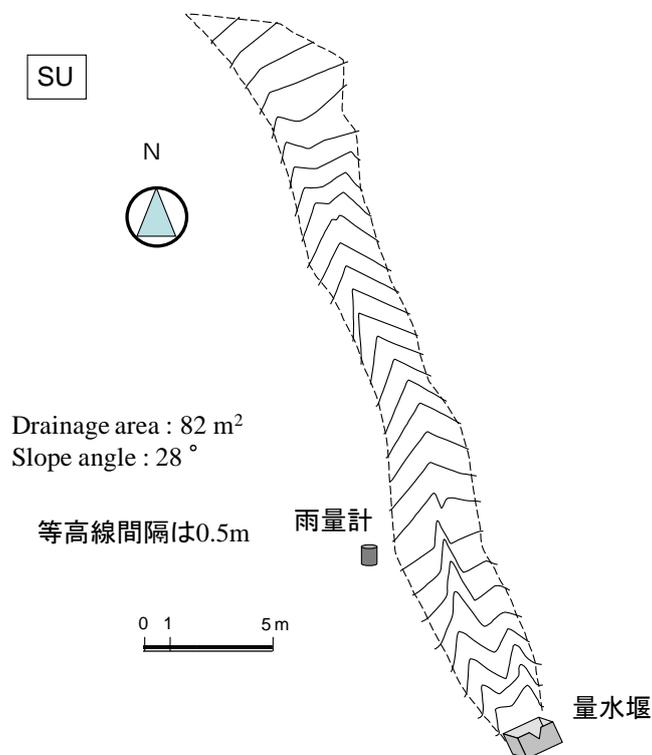


図 2.18 SU 観測地の地形

カニガ沢下流域に位置するSL観測地は集水面積138 m², 平均勾配19°を呈する(図 2.19, 図 2.20)。火山灰堆積厚は10 cm 程度であり, 火山灰層の上部には落葉や厚さ5~10 cm 程度のリター層が認められる。その下層には元の表土層が認められる。



図 2.19 SL 観測地

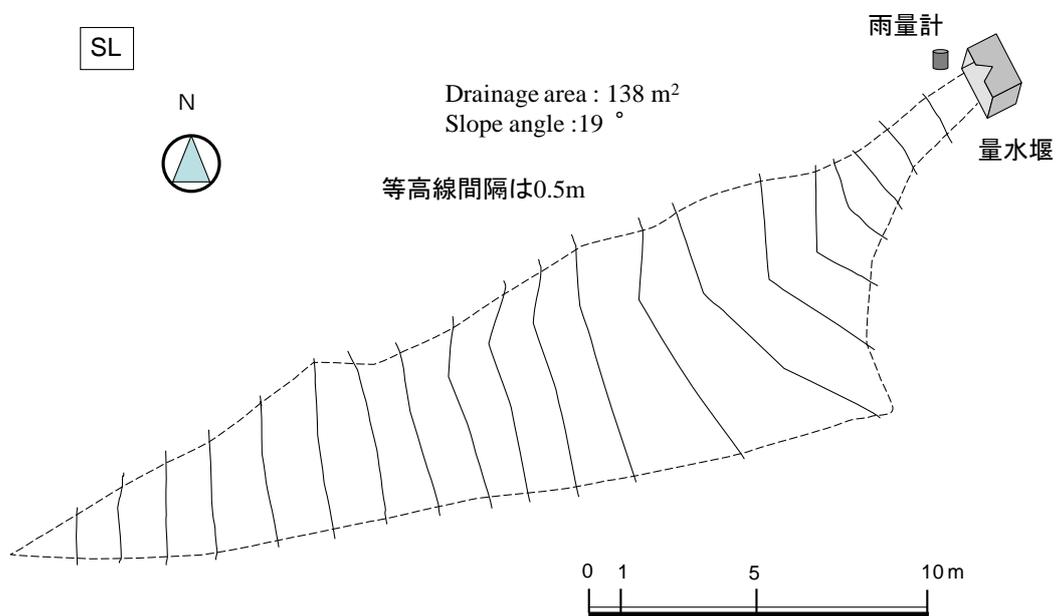


図 2.20 SL 観測地の地形

島内南側に位置する立根沢上流のTU観測地は集水面積 204 m^2 、平均勾配 20° を呈する(図 2.21, 図 2.22)。地表面には 15cm 程度の 2000 年噴火による火山灰の堆積がみられ、火山灰層上部に落葉・腐食層は認められない。2000 年噴火の火山灰層の下層には旧火山灰層(年代不明)が認められ、その下層はスコリアにより形成されている。観測流域内の立木は枯死しており、下層植生も認められない。



図 2.21 TU 観測地

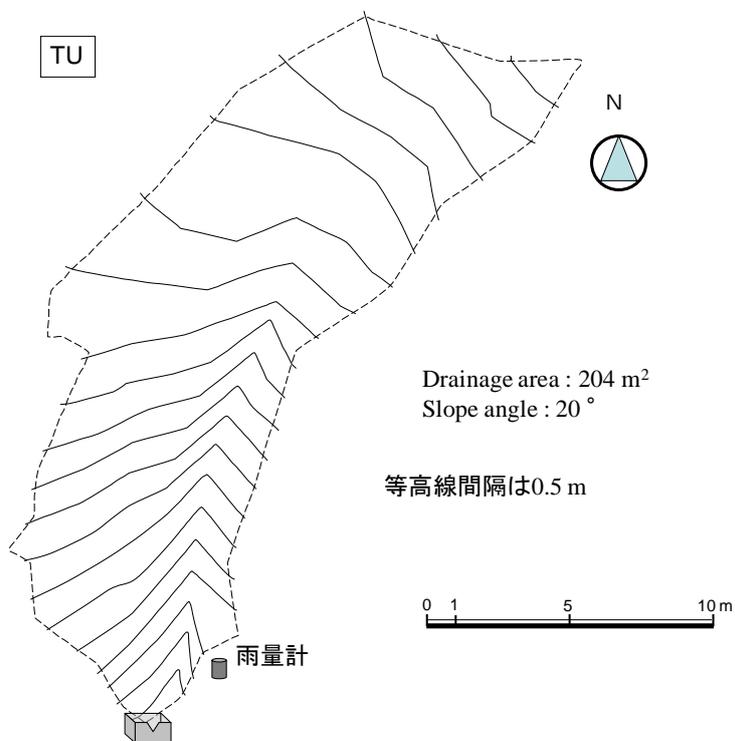


図 2.22 TU 観測地の地形

島内西側に位置する榎木沢上流の EU 観測地は集水面積 163 m^2 , 平均勾配 26° を呈する (図 2.23, 図 2.24)。火山灰堆積厚 60 cm と東側の SU 観測地と同程度であり, SU と同様に火山灰層上部に落葉・リター層は認められない。観測流域内の樹木は枯死しており, 下層植生も認められない。



図 2.23 EU 観測地

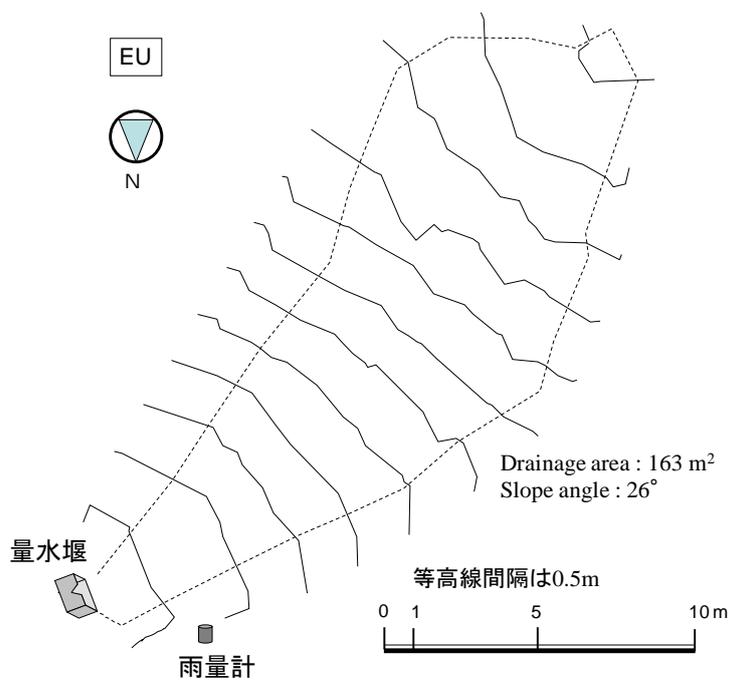


図 2.24 EU 観測地の地形

すべての観測地では、平常時に流水は全く認められず、降雨時のみ流水が発生する状況である。1977 年有珠山噴火後の地表にはモルタル状の被覆が形成されていたことが確認されているが（池谷・米沢谷誠悦，1978），各観測地の地表にはモルタル状の被覆は認められなかった。

各観測地に堆積する火山灰の粒径を図 2.25 に示すが、カニガ沢流域の SU・SL，立根沢流域の TU で $D_{50}=0.05$ mm 程度と細粒であるのに対し、一方、EU では $D_{50}=2.9$ mm でカニガ沢や立根沢に堆積している火山灰に比べて粒径が粗いことが特徴的である。SU ならびに EU 観測地の地表面の状況を図 2.26 に示すが、地表面も SU に比べて EU は粒径が粗いことがわかる。

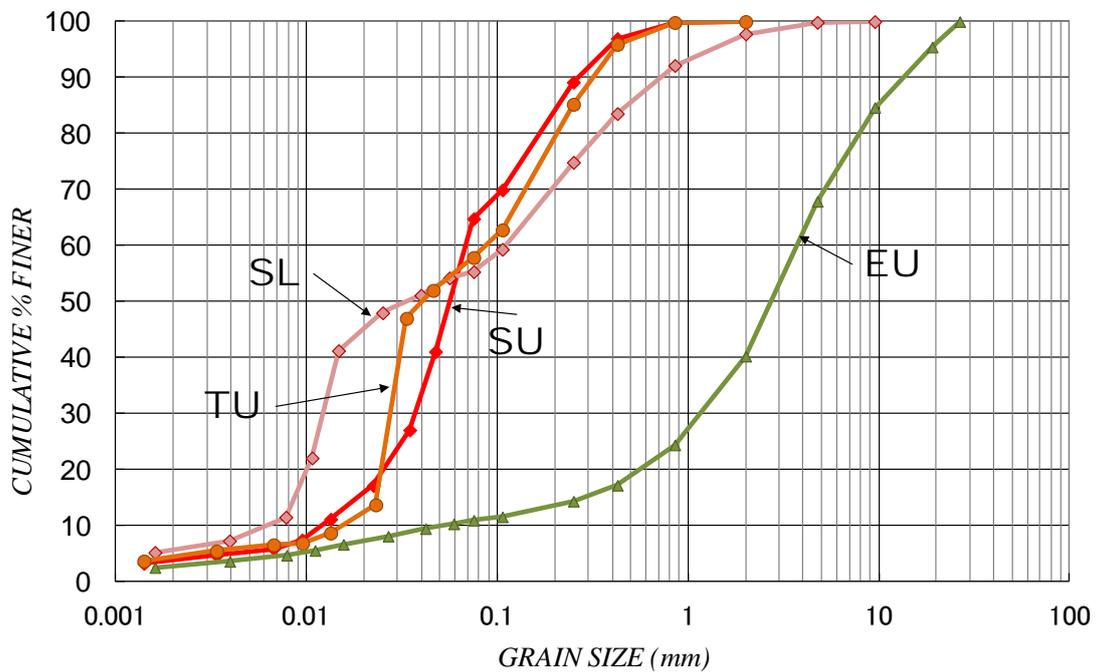


図 2.25 各観測地に堆積した火山灰の粒径加積曲線

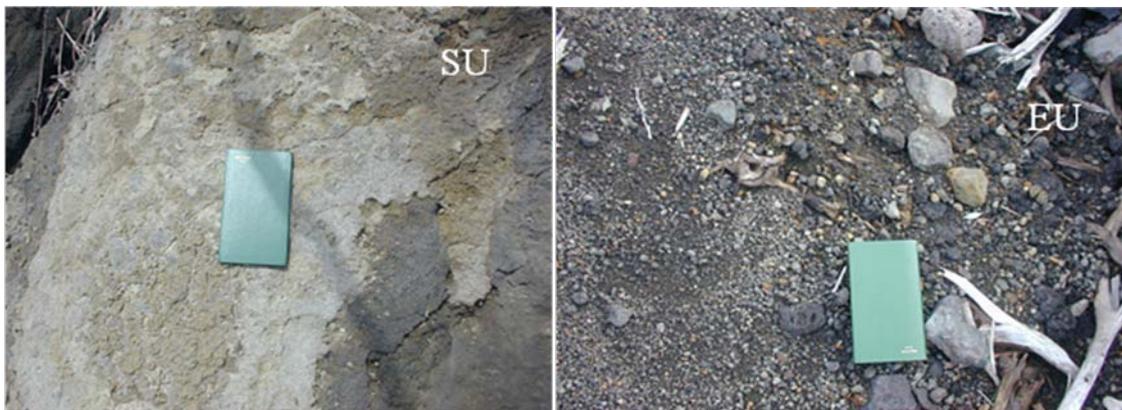


図 2.26 SU 観測地と EU 観測地に堆積する火山灰

表 2.11 に各観測地の諸元を示す。カニガ沢の SU 観測地，立根沢の TU 観測地，榎木沢の EU 観測地は同標高に位置する。集水面積は SU 観測地で 82 m^2 とやや小さいが，2-1 で示す到達時間から得られる適切な観測流域のスケールの検討をふまえ，各観測地で $100\sim 200 \text{ m}^2$ となるように設定した。観測地の縦断的な平均勾配は $28^\circ\sim 19^\circ$ となっている。火山灰堆積厚は SU ならびに EU で同程度の厚さを示し，SL ならびに TU で同程度の厚さである。なお，火山灰堆積厚については，量水堰を設置した箇所掘削して現地にて計測した値を示している。

表 2.11 降雨～流出観測地の諸元

流域	観測地	標高 (m)	集水面積 (m^2)	平均勾配 ($^\circ$)	火山灰堆積厚 (cm)
カニガ沢	SU	480	82	28	60
	SL	130	138	19	11
立根沢	TU	480	204	20	15
榎木沢	EU	480	163	26	60

表 2.12 降雨～流出観測地の緯度・経度

流域	観測地	緯度	経度
カニガ沢	SU	$34^\circ 5' 7.9''$	$139^\circ 32' 20.2''$
	SL	$34^\circ 5' 45.1''$	$139^\circ 33' 19.5''$
立根沢	TU	$34^\circ 4' 25.0''$	$139^\circ 31' 11.1''$
榎木沢	EU	$34^\circ 4' 54.5''$	$139^\circ 30' 45.3''$



図 2.27 2000 年噴火の火山灰層厚 (左 : SU, 右 : SL)

各観測地における堰内の水位(h)と堰の公式で得られる流量(Q)を集水面積(A)で除した比流量の関係を図 2.28 に示す。表 2.13 に観測地の集水面積と量水堰面積の対比および量水堰内の水位上昇に必要な雨量を示す。各観測地に降った雨が全て流出すると仮定した場合に量水堰内の水位上昇に必要な雨量を整理した。量水堰が空の状態でもちまでの高さ(200 mm)を満たすために必要な降雨は 0.4~1.0 mm 程度、無排水で堰内の水位を 1 mm 上昇させるのに必要な降雨は 0.002~0.005mm 程度である。また、各観測地の集水面積 A と量水堰 a の割合は $a/A=0.002\sim0.005$ 程度であり、集水面積に比べて量水堰の面積は 1 % 以下で非常に小さく、流出流量に対する量水堰内の滞留の影響は小さい。

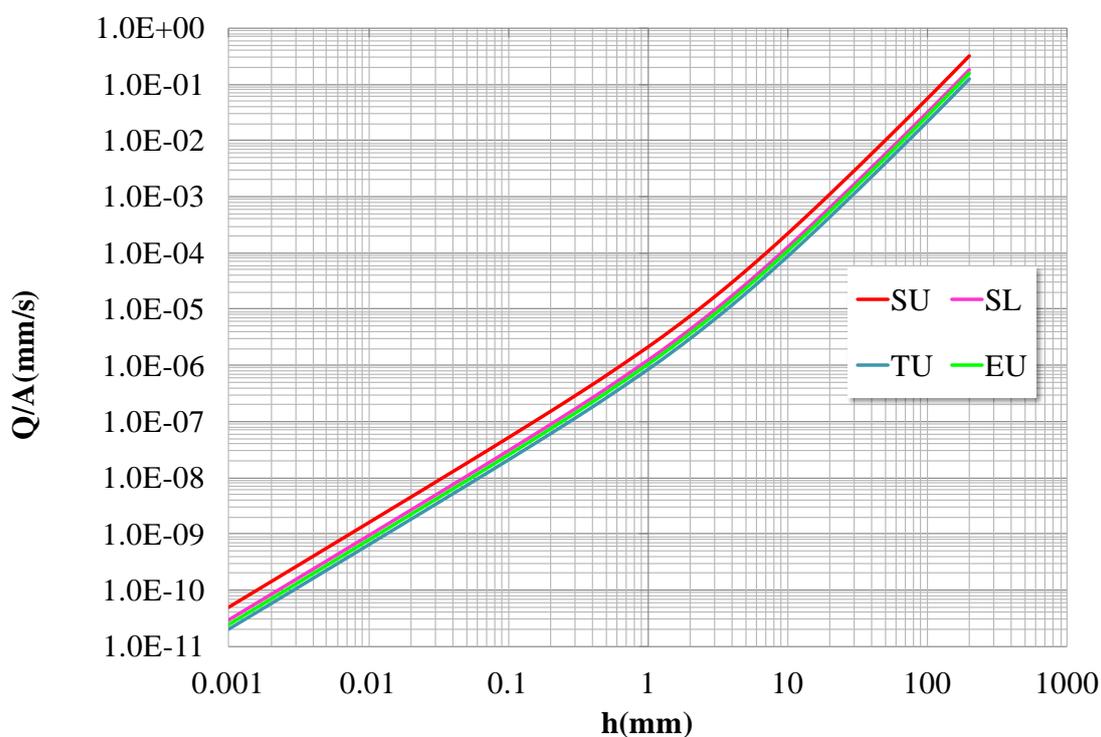


図 2.28 各観測地における量水堰越流水深 h ~比流量 Q/A 曲線

適切な時間間隔でデータセットを行うため、2-1 で詳述する対数型の抵抗則を用いて各観測地の到達時間を試算した結果を表 2.14 に示す。各観測地における勾配と流域最遠点から量水堰までの距離をもとに、表面流の水深を 0.01 m とした場合の到達時間は、およそ 10 分程度と試算される。

表 2.13 観測地の集水面積と量水堰面積および量水堰内の水位上昇に必要な雨量

	量水堰の 面積 a (mm ²)	観測地の集水 面積 A (m ²)	観測地の集水 面積 A (mm ²)	ハッチまでの高さ D_n (mm)	a/A	A/a	ハッチまで到達するために必 要な雨量 $D_n/(A/a)$ (mm)	量水堰が無排水で1mm上昇するた めに必要な雨量 $1/(A/a)$ (mm)
SU	400,000	82	82,000,000	200	0.005	205.0	0.976	4.88E-03
SL		138	138,000,000		0.003	345.0	0.580	2.90E-03
TU		204	204,000,000		0.002	510.0	0.392	1.96E-03
EU		163	163,000,000		0.002	407.5	0.491	2.45E-03

表 2.14 各観測地の到達時間

観測地	勾配 θ (°)	$\tan\theta$	流速 v (m/s)	量水堰から流域最遠点	到達時間	到達時間
				までの距離 l (m)	T_p (l/v) (s)	T_p (l/v) (min)
SU	28	0.53	0.057	31.3	549.4	9.2
SL	19	0.34	0.046	31.4	688.1	11.5
TU	20	0.36	0.047	28.9	615.5	10.3
EU	26	0.49	0.055	26.2	478.2	8.0

※水深=0.01m とした場合の試算

3. 降雨量と流出率の関係性の分析

3.1 解析に用いるデータセットの作成

各観測地で観測プロットの設定時期や良好に観測ができるようになった時期が異なることから、本研究では表 3.1 に示す期間のデータを対象とした。各観測地の雨量計で観測した降雨イベント数（前後 24 時間以上無降雨に挟まれる、雨の降り始めから降り終わりまでの一連の降雨の数）に対して、解析可能であるイベントを抽出し、データセットした。解析可能な降雨イベントの例を図 3.1, 図 3.2 に示すが、ここでいう解析可能な降雨イベントとは以下のようなデータを含まないものである。

- 降雨データと水位データがセットで揃わない。
- 量水堰内の水位がノッチ高さより低いデータ（図 3.3）。
- 水位に急激な立ち上がりと減少があるデータ（図 3.4）。
- 日周期的に水位変動を示すデータ（図 3.5）。

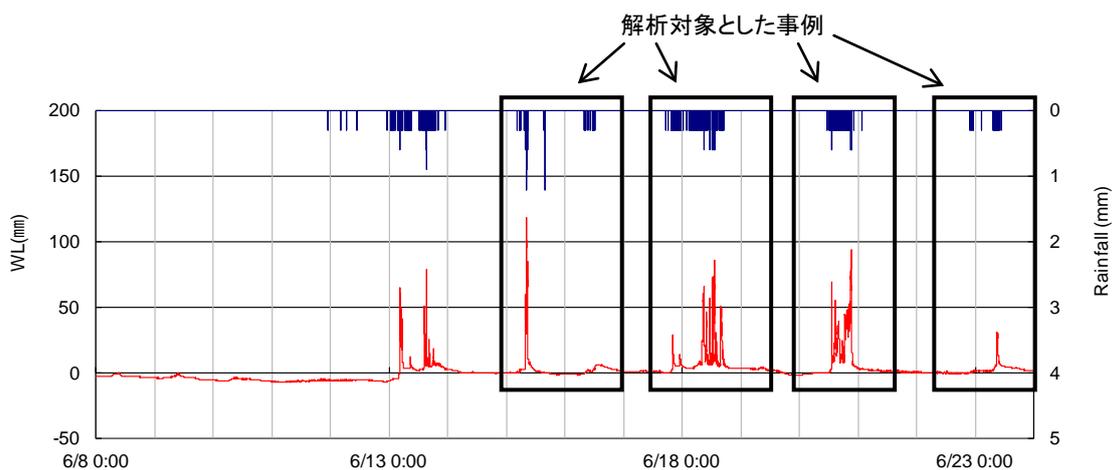


図 3.1 解析可能な事例(1)（流出発生降雨イベント）



図 3.2 解析可能な事例(2)（流出非発生降雨イベント）

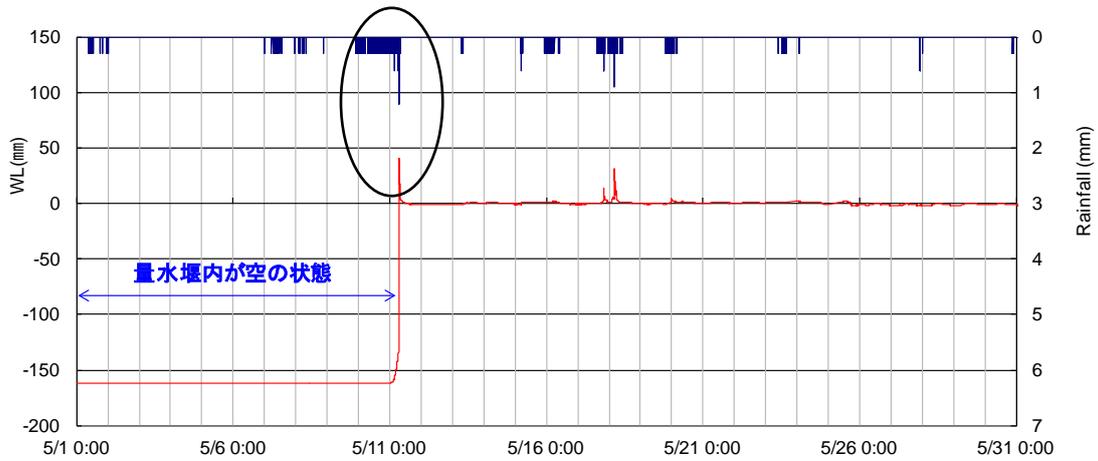


図 3.3 解析対象から除いた事例(1) (量水堰の水位がノッチ高さより低いデータ)

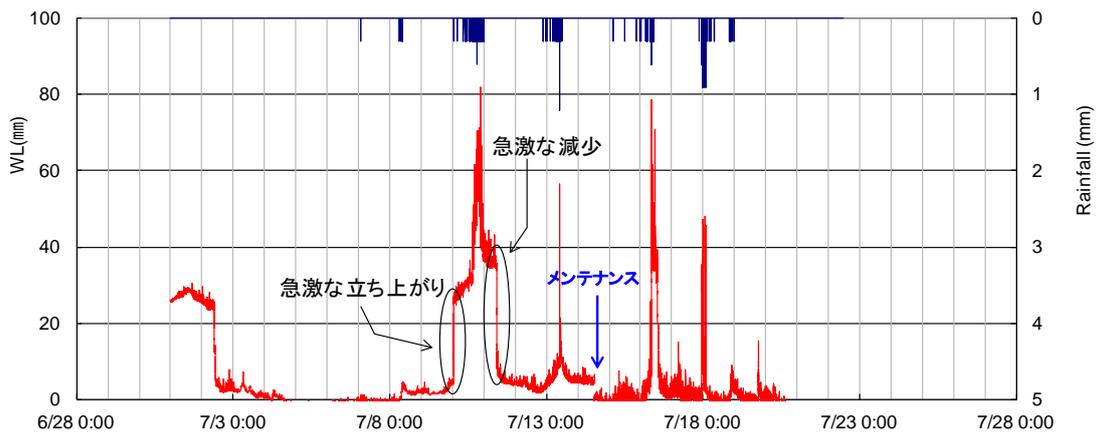


図 3.4 解析対象から除いた事例(2) (水位に急激な立ち上がりと減少のあるデータ)

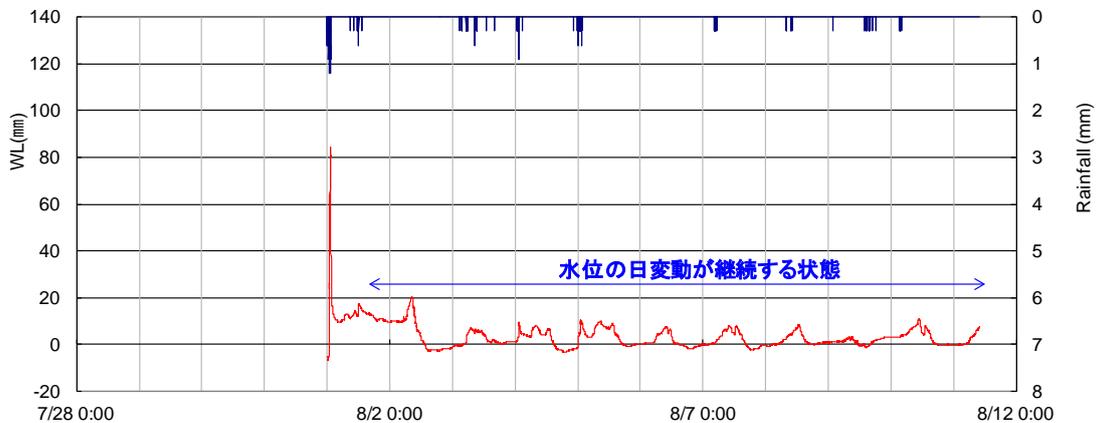


図 3.5 解析対象から除いた事例(3) (日周期的に変動を示すデータ)

以下に、降雨イベント数、解析対象とした流出非発生降雨イベント数、解析対象とした降雨イベント数、解析対象から除いた降雨イベント数を示す（表 3.1）。

表 3.1 対象とする期間と事例数

観測地	対象期間	降雨 イベント数	解析対象とした 流出非発生降雨 イベント数	解析対象とした 降雨イベント数	解析対象から除 いた降雨イベン ト数
SU	2003 年 5 月～ 2004 年 3 月	68 事例	5 事例	18 事例	45 事例
SL	2002 年 6 月～ 2003 年 3 月	70 事例	19 事例	27 事例	34 事例
TU	2002 年 6 月～ 2003 年 3 月	44 事例	4 事例	12 事例	28 事例
EU	2003 年 10 月～ 2004 年 3 月	40 事例	7 事例	14 事例	19 事例

表 3.1 に示す解析対象とした降雨流出イベントについて、降雨および流量を 10 分間隔で整理した。水位データは前章に示す堰の公式を用いて流量換算し、その流量を集水面積で除して流出高を算出した。30 秒間隔の雨量と流出高を 10 分間隔で整理した。図 3.6～図 3.9 に各観測地におけるハイエトーハイドログラフの一例を示す。

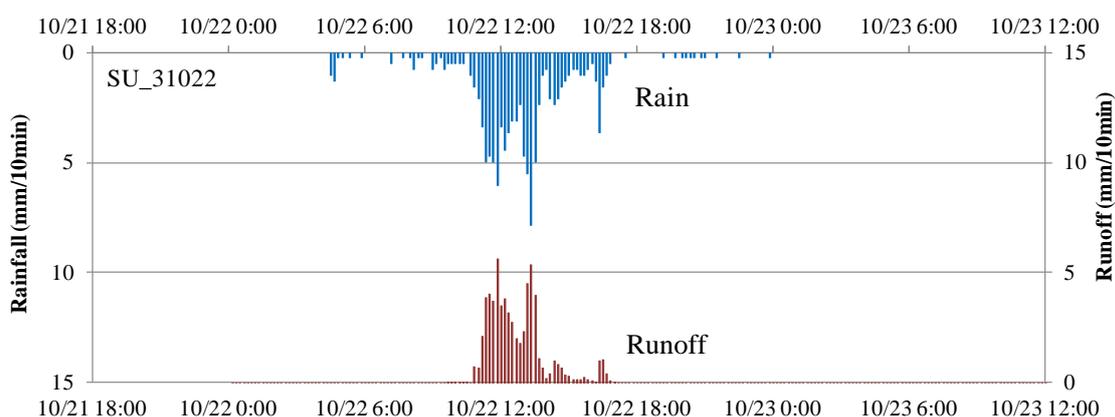


図 3.6 ハイエトーハイドログラフの事例 (SU 2003 年 10 月 22 日の例)

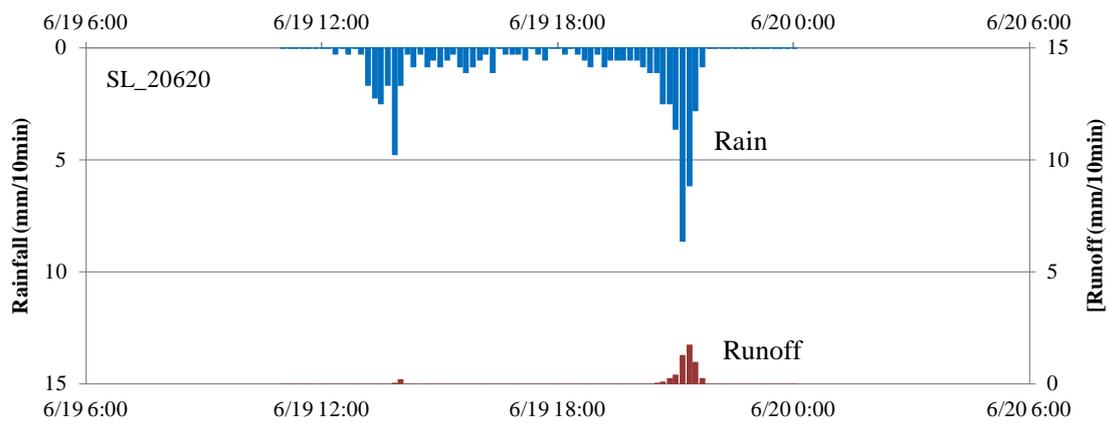


図 3.7 ハイエト-ハイドログラフの事例 (SL 2002 年 6 月 20 日の例)

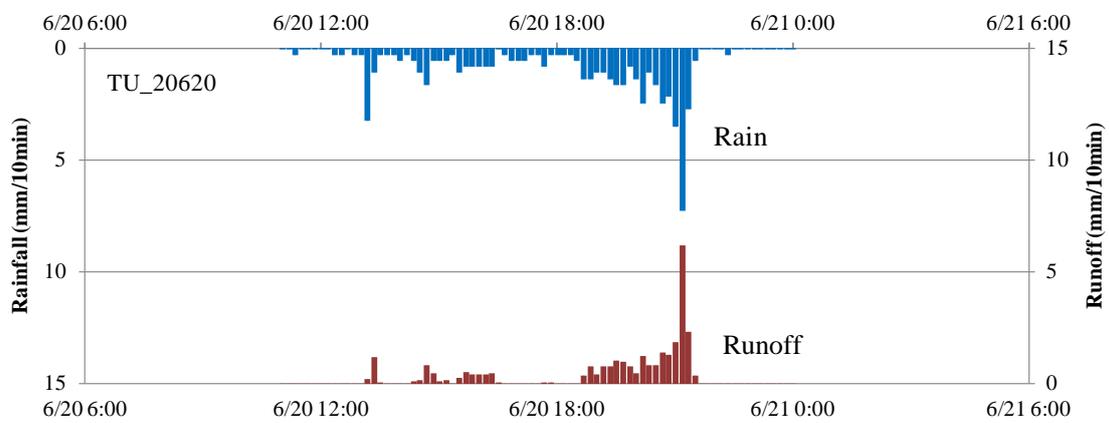


図 3.8 ハイエト-ハイドログラフの事例 (TU 2002 年 6 月 20 日の例)

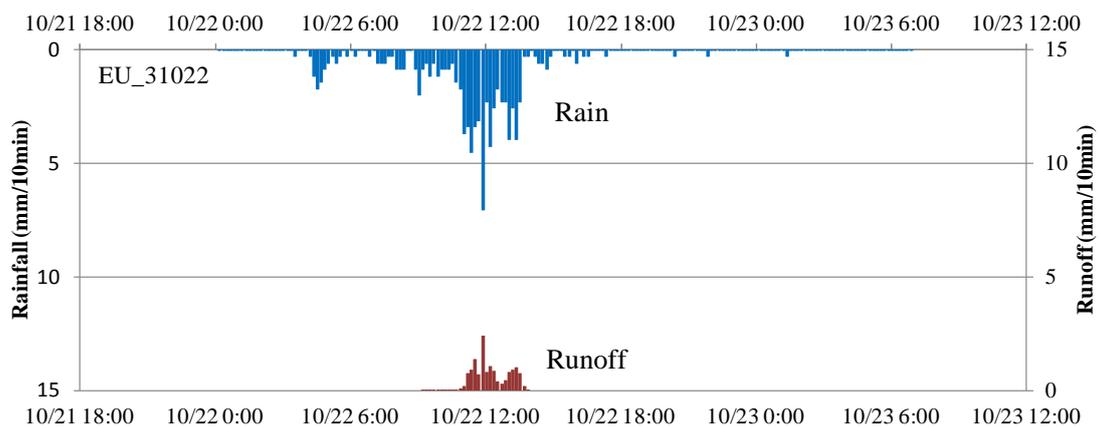


図 3.9 ハイエト-ハイドログラフの事例 (EU 2003 年 10 月 22 日の例)

3.2 各観測地における流出率と他火山との比較

各観測地の降雨流出特性を把握するため、降雨毎に総雨量と総流出高を求め比較する。ここに、解析で用いる用語を以下のように定義する。

- 一降雨：前後 24 時間以上無降雨に挟まれる、雨の降り始めから降り終わりまでの一連の降雨
- 総雨量：一降雨中の降雨量の積算
- 総流量：一降雨中に量水堰により計測して得られた流量の積算
- 総流出高：総流量を集水面積で除した値

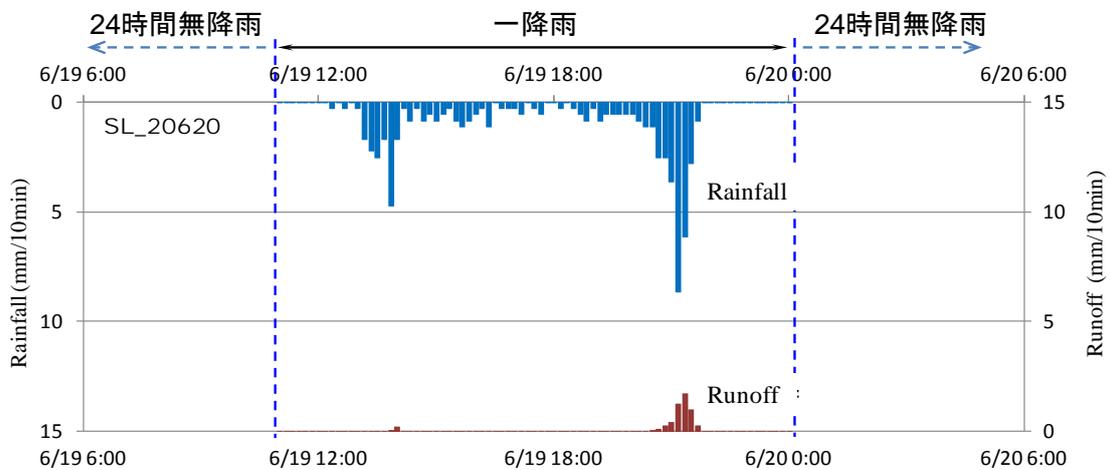


図 3.10 一降雨の定義

図 3.11 はこうして得られた総雨量と総流出高とを観測地毎に整理し、一枚の図としてまとめたものである。図中の実線は、総雨量＝総流出高、すなわち流出率=1 の線、破線は各観測地における流出率の平均値を示している。各観測地間で比較すると、島内東側に位置するカニガ沢の上流域の SU 観測地の流出率は平均 0.37, 南側に位置する立根沢の上流域の TU 観測地で流出率が平均 0.4 となり観測地の中で流出率は大きい。次いで EU 観測地の流出率が平均 0.16 であり、SL 観測地の流出率は平均 0.04 と最も小さい結果となり、観測地間で違いが認められた。図中の一点鎖線は全観測地において流出率の下限値を直線で結んだものである。総流出量が小さい場合には流出率に幅（ばらつき）が認められるが、一降雨の降雨量が大きくなるといずれも流出率は高くなり、一定値に近づく傾向が認められる。すなわち、流出率は降雨量に依存していることが示唆される。

一般に、火砕物の堆積厚が大きいほど、またその火砕物の粒径が小さいほど表面流出が増加すると考えられている。4 つの観測地の堆積厚は最も大きいのは SU と EU で約 60cm であり、TU と SL は 10~15 cm 程度で SU・EU の 1/5~1/4 程度である。SU と TU, EU, SL の流出率の大小の傾向と必ずしも一致しない。また、粒度分布についてみると、SL が最も

細粒分に富み，TU，SU の順に粗粒分が相対的に多い。さらに EU は SL，TU，SU より 1 オーダー以上も粗粒であり，これもまた粒径から推定される流出率の傾向と一致しない。

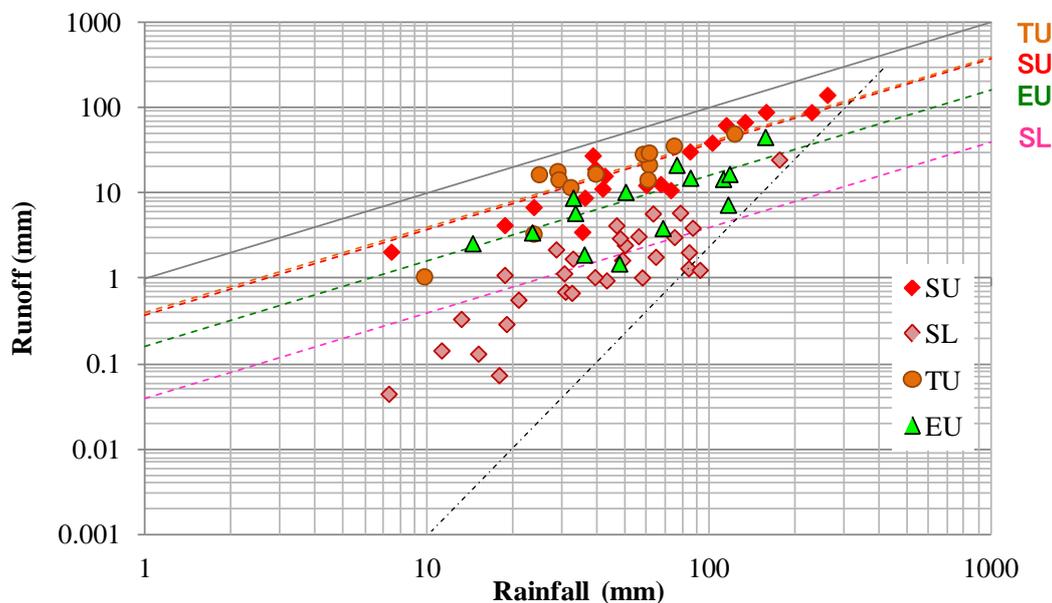


図 3.11 各観測地における総雨量－総流出高

各観測地毎に総雨量と総流出高を整理したものを図 3.12～図 3.15 に示す。各図中の実線は流出率=1 の線，破線はそれぞれの観測値の上限，下限，平均を示している。島内東側に位置するカニガ沢上流域の SU 観測地では流出率 0.1～0.7 (平均 0.37)，カニガ沢下流域の SL 観測地で流出率 0.004～0.14 (平均 0.04) となった。島内南側に位置する立根沢上流の TU 観測地では流出率 0.1～0.7 (平均 0.40)，島内西側に位置する榎木沢上流の EU 観測地では流出率 0.03～0.3 (平均 0.16) を示した。図中の一点鎖線は各観測地における流出率の下限値を直線で結んだものである。各観測地で総雨量が小さい場合には流出率に幅が認められるのに対し，総雨量が大きくなると流出率は大きくなり，ある一定値に近づく傾向が認められ，各観測地ともに流出率は総雨量に依存していることが示唆された。その傾きを観測地ごとに比較すると，SU と TU はほぼ等しく，SL と EU がほぼ等しい。SU と TU の方が SL と EU の傾きより小さく，流出率の幅（ばらつき）が小さい。

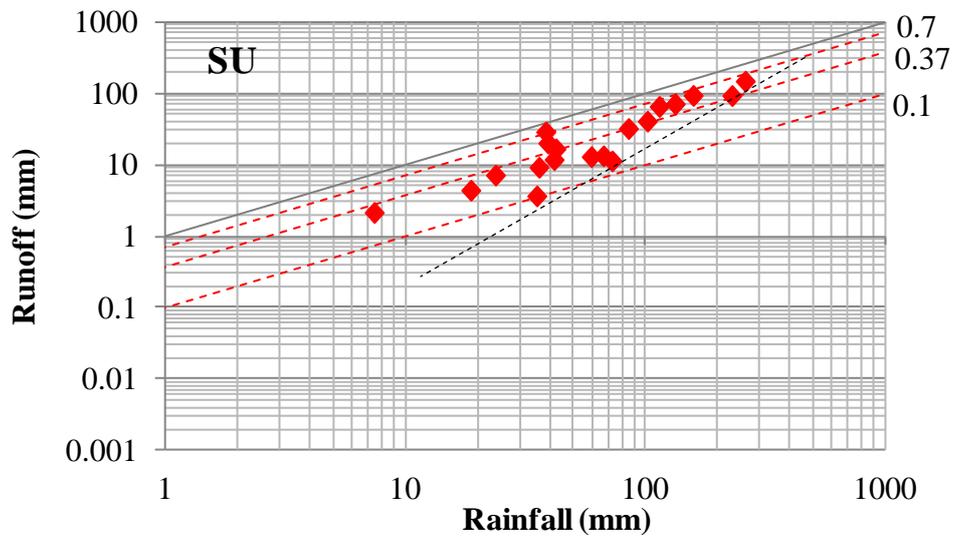


図 3.12 総雨量と総流量 (SU 観測地)

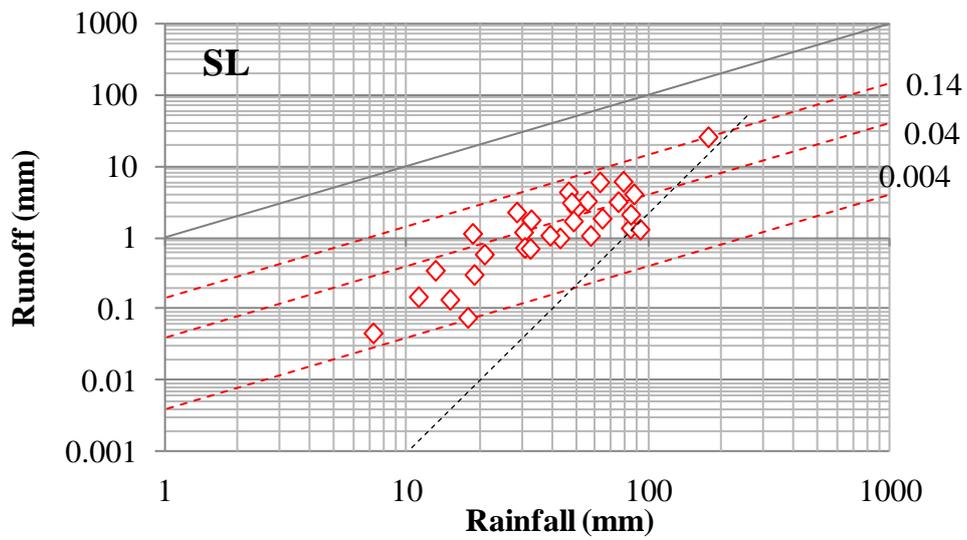


図 3.13 総雨量と総流量 (SL 観測地)

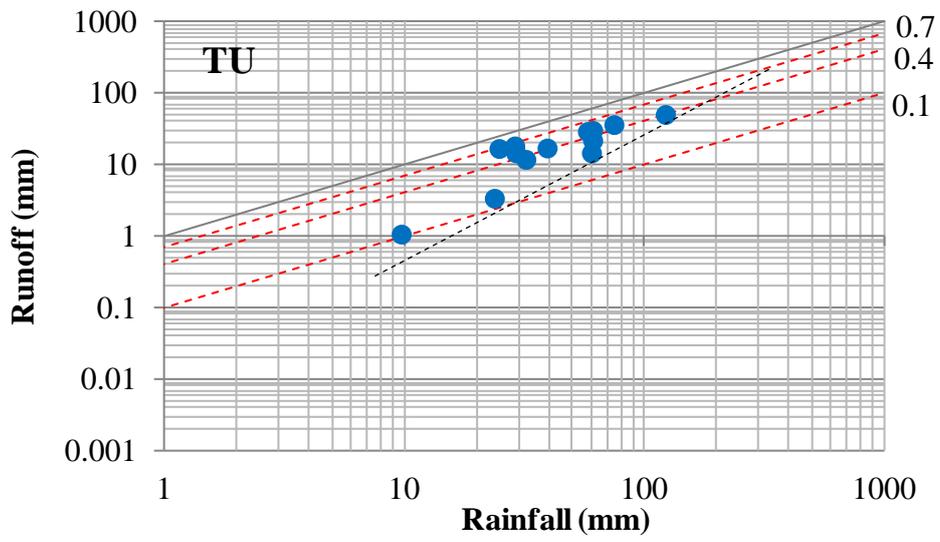


図 3.14 総雨量と総流量 (TU 観測地)

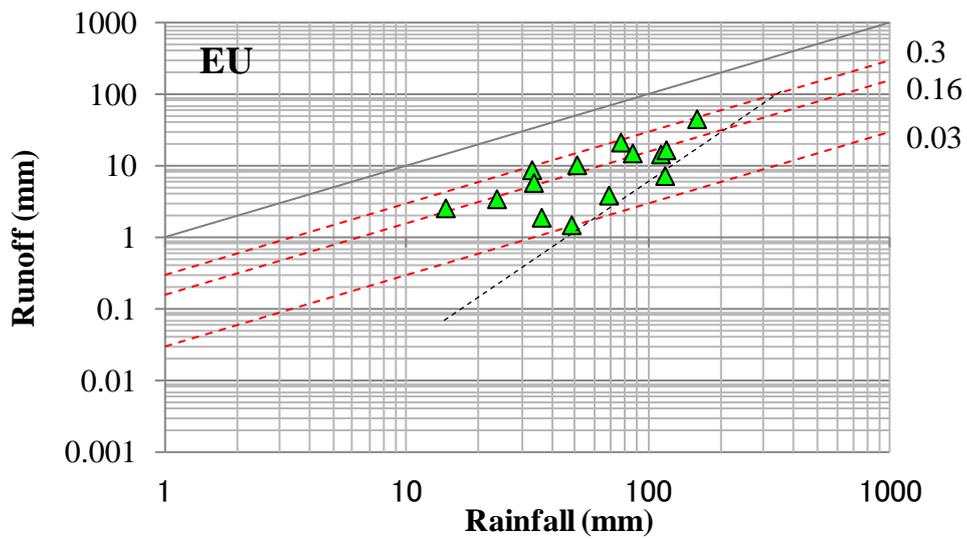


図 3.15 総雨量と総流量 (EU 観測地)

表 3.2 SU 観測地における流出のあった降雨イベント

期間	総雨量 (mm)	総流出高 (mm)
2003/5/7-5/9	41.6	11.5
2003/5/25-5/26	7.4	2.1
2003/6/16-6/18	84.9	31.3
2003/7/31-8/1	39.2	19.6
2003/9/7-9/8	38.4	28.1
2003/10/13-10/14	260.6	143.9
2003/10/22-10/23	114.1	63.7
2003/10/27-10/29	101.8	39.7
2003/11/19-11/21	158.1	90.9
2003/11/28-12/2	229.3	90.5
2003/12/5-12/6	133.1	69.3
2004/1/14	23.7	7.0
2004/1/17	36.0	9.0
2004/2/22-2/23	42.3	16.3
2004/3/1	59.4	12.7
2004/3/22-3/23	35.2	3.6
2004/3/23-3/25	66.8	13.0
2004/3/25-3/26	72.6	11.0

表 3.3 SL 観測地における流出のあった降雨イベント

期間	総雨量 (mm)	総流出高 (mm)
2002/6/12-6/13	84.0	1.34
2002/6/15	28.5	2.23
2002/6/17-6/18	78.4	6.00
2002/6/19	62.8	5.88
2002/6/22-6/23	48.8	1.67
2002/6/24-6/30	92.1	1.28
2002/7/10-7/11	48.0	3.02
2002/7/16	18.7	1.12
2002/7/17-7/18	46.6	4.27
2002/8/17-8/20	46.6	4.27
2002/8/23	11.2	0.15
2002/9/10	7.3	0.05
2002/9/16-9/17	17.9	0.08
2002/9/27-9/28	86.8	4.00
2002/11/12	84.3	2.07
2003/1/3-1/4	74.8	3.11
2003/1/11	19.0	0.30
2003/1/23	30.4	1.17
2003/1/26-1/28	64.2	1.83
2003/2/16	39.1	1.06
2003/2/19-2/20	20.9	0.58
2003/2/22-2/24	57.5	1.05
2003/3/1-3/2	49.9	2.51
2003/3/6-3/7	55.8	3.18
2003/3/16-3/17	32.4	0.69
2003/3/25-3/26	30.7	0.71
2003/3/27-3/28	32.6	1.74

表 3.4 TU 観測地における流出のあった降雨イベント

期間	総雨量 (mm)	総流出高 (mm)
2002/6/15	28.8	18.4
2002/6/18	60.8	22.0
2002/6/20	57.8	29.4
2002/6/23	9.7	1.1
2002/11/12	74.5	36.7
2002/12/1-12/4	122.1	50.7
2003/1/3-1/4	60.8	30.4
2003/1/23	29.1	14.8
2003/1/26-1/28	60.1	14.7
2003/2/8-2/9	24.7	17.0
2003/3/1-3/2	39.3	17.3
2003/3/26-3/26	23.7	3.4

表 3.5 EU 観測地における流出のあった降雨イベント

期間	総雨量 (mm)	総流出量 (mm)
2003/10/11-10/12	115.9	7.5
2003/10/22-10/23	85.2	15.4
2003/10/27-10/29	111.4	14.9
2003/11/5-11/7	50.2	10.5
2003/11/7-11/8	14.4	2.6
2003/11/16	23.4	3.5
2003/11/19-11/22	157.1	46.4
2003/11/24-11/25	68.0	4.0
2003/12/5-12/6	117.3	17.1
2004/1/12-1/14	32.7	9.0
2004/2/2-2/4	76.1	21.9
2004/2/22-2/23	33.3	6.0
2004/3/25-3/26	47.7	1.5
2004/3/30-3/31	35.8	1.9

三宅島の各観測地における総雨量と総流出高の関係を雲仙普賢岳、焼岳、桜島の既往観測結果と比較する。図 3.16 は図 1.1 に図 3.11 のデータを加えたものである。三宅島において得られる結果は観測地点ごとに比べると異なるものの、全体的には他火山と同じ範囲内にあることは興味深い。各観測地の流出率と桜島、雲仙普賢岳、焼岳における流出率を比較すると同程度の範囲内にある。

図中の一点鎖線は、すべての観測地における流出率の下限値を直線で結んだものである。三宅島を含めた全体的なデータの傾向をみると、降雨量が 10 mm 程度と小さい場合には流出量の幅（ばらつき）が 3 オーダー程度と大きい傾向にあり、降雨量が 100 mm を超えるような大きい場合に流出率の幅は 1 オーダー程度と小さくなる傾向が認められ、かつ、高い流出率（流出率=0.7 程度）の一定値に近づく。直線の傾きは、図 3.11 に示す三宅島の 4 箇所の観測地を対象に求めた直線の傾きとほぼ等しい。この直線の傾向から、総雨量 400 mm 程度で流出率=1 となる。すなわち、総雨量 400 mm 程度で土層は飽和に達すると推測され、斜面勾配が 20°以上の斜面では崩壊が発生する可能性が高いと考えられる。

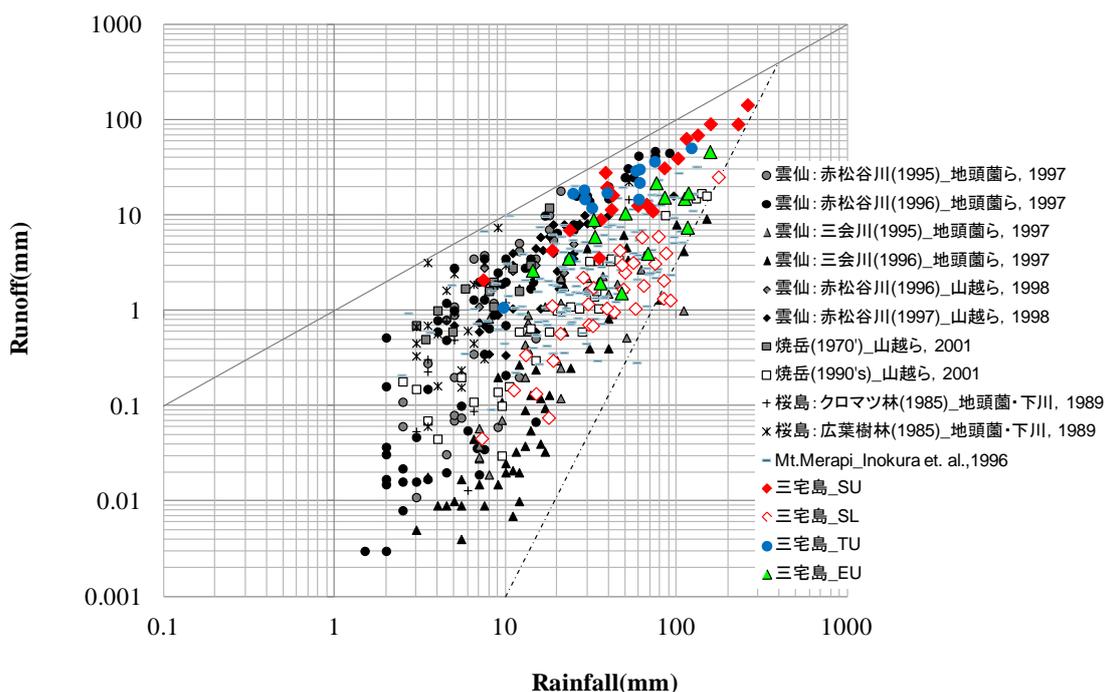


図 3.16 三宅島および他火山における総降雨量と総流量

4. 損失降雨強度を用いた降雨流出過程の解析

損失降雨強度が降雨に対する浸透能の意味をもつことから、一降雨の総流出高が損失降雨強度を超える降雨成分の総降水量に等しくなるように損失降雨強度を定義し(図 4.1), 観測地毎に降雨イベント毎の損失降雨を求め、各観測地の特性を把握する。式(2-1)を用いると、降雨強度 r に比べて、 r_l の時間変化が小さく、一定値 ($=r_0$) とおくことが可能であるので、降雨計測データが離散量であることを考慮すると、次式のように書き換えられる。

$$\sum_t \{r(t) - r_0\} = \sum_t \{Q(t)/A\} \quad \dots \text{式(4.1)}$$

ここに、 r : 降雨強度, r_0 : 損失降雨強度, Q : 総流量, A : 観測地の集水面積

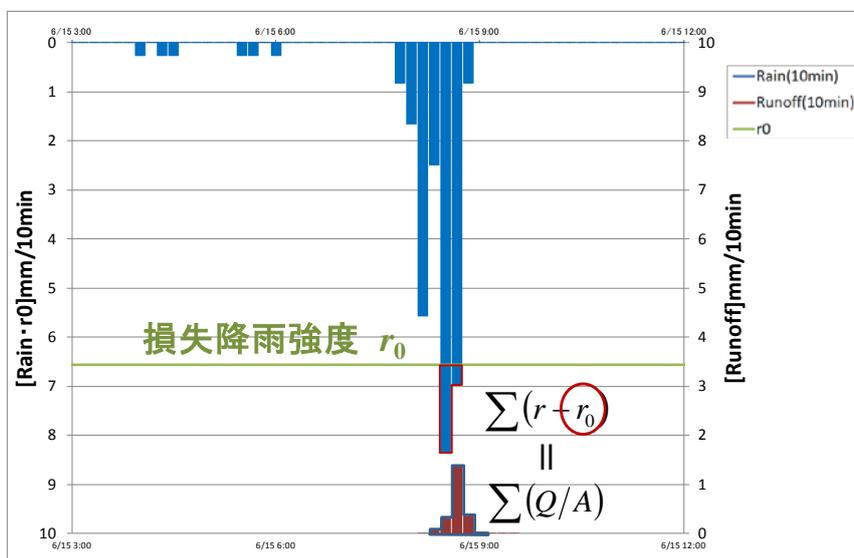


図 4.1 損失降雨強度 r_0 の考え方

4.1 一降雨ごとの損失降雨強度の把握

まず、各観測地ごとの損失降雨強度 r_0 のオーダーを把握するため、一定の浸透量を仮定し、10分毎の雨量から仮定した損失降雨強度 r_0 を差し引いた量の積算値 ($\Sigma(r-r_0)$) と総流出高 ($\Sigma(Q/A)$) との関係を整理した。損失降雨強度 r_0 は $0.06 \text{ mm}/10 \text{ min}$ ($=0.36 \text{ mm/h}=1.0 \times 10^{-4} \text{ cm/s}$) $\sim 8.33 \text{ mm}/10 \text{ min}$ ($=50 \text{ mm/h}$) の間で変化させた。図 4.2~図 4.5 にそれぞれの観測地における $\Sigma(r-r_0)$ と $\Sigma(Q/A)$ との関係を示す。この関係図において、データ群は 1 対 1 の実線に一致する場合、 r_0 が式(4-2)を満たし、一降雨中の損失降雨強度を表している。SU 観測地では $r_0=0.833 \text{ mm}/10 \text{ min} \sim 1.667 \text{ mm}/10 \text{ min}$ ($5 \sim 10 \text{ mm/h}$) が最も適合性がよい。SL 観測地では SU 観測地に比べてやや大きく $r_0=5 \text{ mm}/10 \text{ min}$ (30 mm/h) で適合性がよい。TU 観測地では $r_0=0.833 \text{ mm}/10 \text{ min} \sim 1.667 \text{ mm}/10 \text{ min}$ ($5 \text{ mm/h} \sim 10 \text{ mm/h}$)、EU 観測地では $r_0=1.667 \text{ mm}/10 \text{ min} \sim 3.33 \text{ mm}/10 \text{ min}$ ($10 \sim 20 \text{ mm/h}$) で最も適合する傾向が認められる。すなわち、各観測地における損失降雨強度は SU 観測地で $5 \sim 10 \text{ mm/h}$ 程度、SL 観測地で 30 mm/h 程度、TU 観測地で $5 \sim 10 \text{ mm/h}$ 程度、EU 観測地で $10 \sim 20 \text{ mm/h}$ 程度であると推察された。

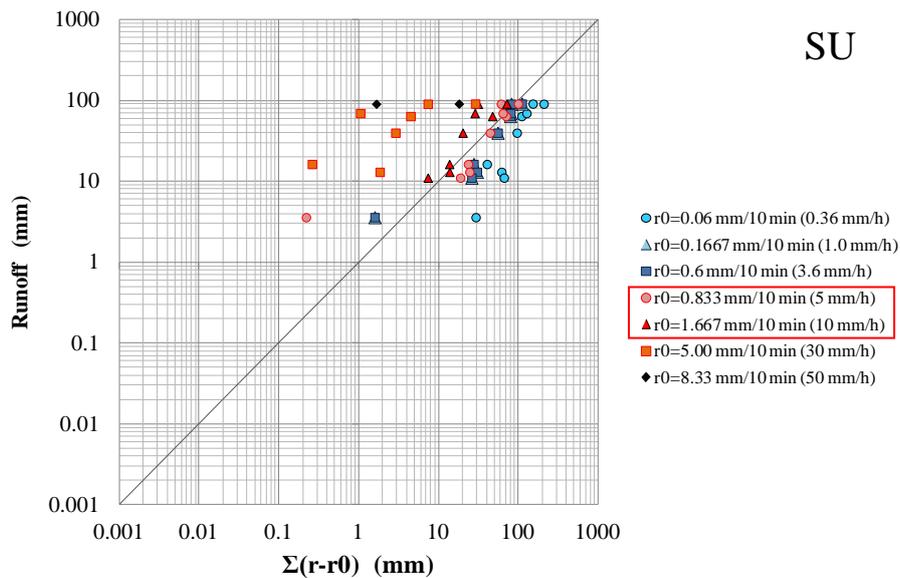


図 4.2 損失降雨強度 r_0 の推定 (SU 観測地)

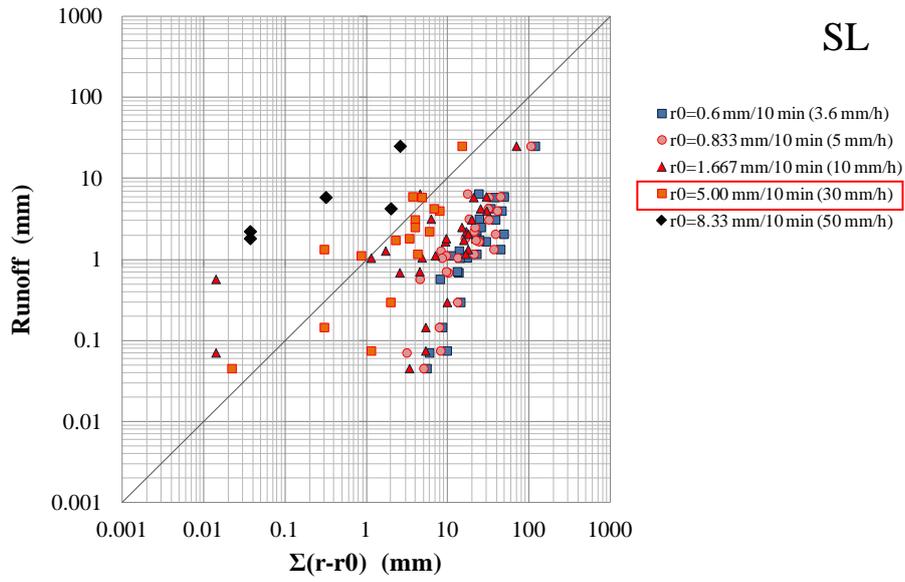


図 4.3 損失降雨強度 r_0 の推定 (SL 観測地)

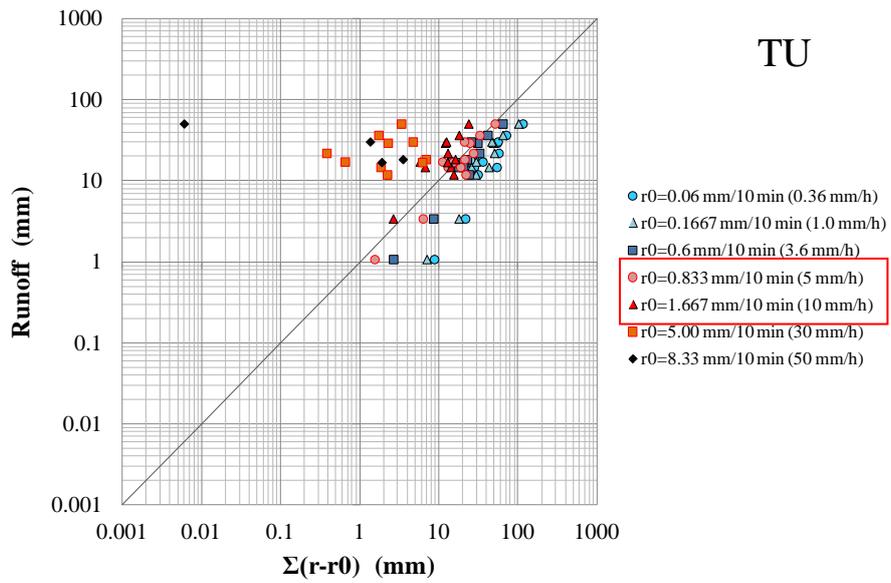


図 4.4 損失降雨強度 r_0 の推定 (TU 観測地)

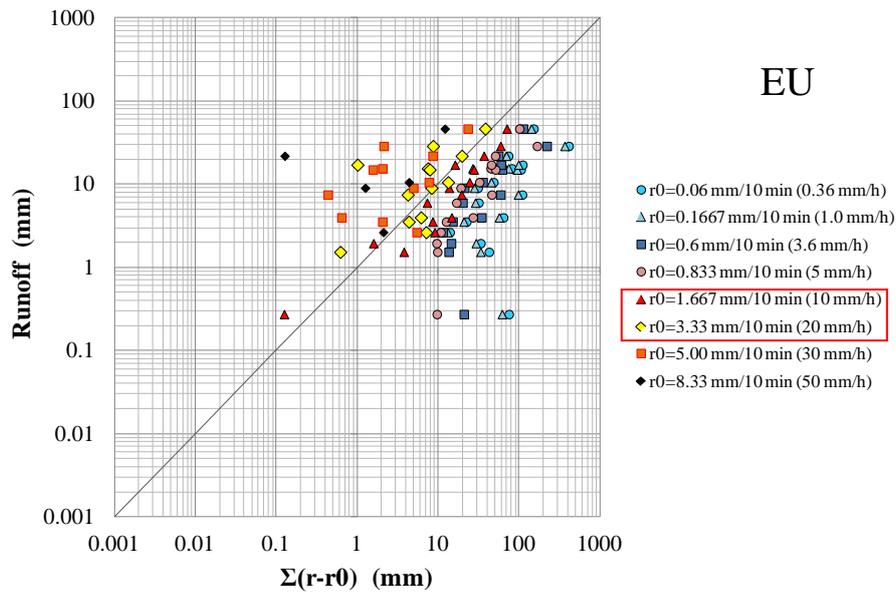


図 4.5 損失降雨強度 r_0 の推定(EU 観測地)

上記の各観測地の損失降雨強度 r_0 の推定結果から、損失降雨強度 r_0 はある一定幅をもつことが示唆される。そこで、一降雨ごとに $\sum(r-r_0) = \sum Q/A$ となる r_0 を求め、加積曲線を図 4.6～図 4.9 を得た。一降雨における損失降雨強度 r_0 は SU 観測地で 3 mm/h～10 mm/h 程度（平均 6.1 mm/h）、SL 観測地で 8 mm/h～50 mm/h 程度（平均 24.9 mm/h）、TU 観測地で 2.5 mm/h～15 mm/h 程度（平均 6.2 mm/h）、EU 観測地で 10 mm/h～50 mm/h 程度（平均 17.8 mm/h）であり、観測地間での違いが認められた。各観測地ごとの平均値でみると、前章で求めた各観測地毎の流出率は $SU=SU>TU>EU>SL$ の順で大きい結果が得られているが、損失降雨強度の平均値と比較すると、流出率の傾向と親和的な関係となった。また、損失降雨強度 r_0 の幅（ばらつき）をみると、各観測地で 1 オーダー程度の幅が認められた。その幅は、SU 観測地で平均値から 3～4 mm/h、TU 観測地で平均値から 4～10 mm/h、SL 観測地では平均値から 15～18 mm/h、EU 観測地では平均値から 8～30 mm/h であった。流出率の幅（ばらつき）も SU および TU 観測地で小さく、SL、EU 観測地で大きいことから同様の傾向となった。前章の各観測地の総雨量と総流出の関係では総雨量が大きい場合には流出率がある一定値に近づくが、総雨量が小さい場合には流出率にばらつきがある傾向が認められ、流出率は降雨に依存していることを示した。損失降雨強度 r_0 のばらつきについても、降雨特性に依存することが推察される。次節より損失降雨強度 r_0 と降雨特性（降雨強度、継続時間、先行降雨）との関わりについて検討を行うが、一降雨を単位として扱う場合、一降雨中に複数の流出が発生しているケースでは降雨特性と損失降雨強度 r_0 の関係を詳細にみることはできない。そこで、一降雨中に複数の流出が発生するケースでは、個々の流出を単位として損失降雨強度 r_0 を求め、降雨特性との関係をみていく必要がある。

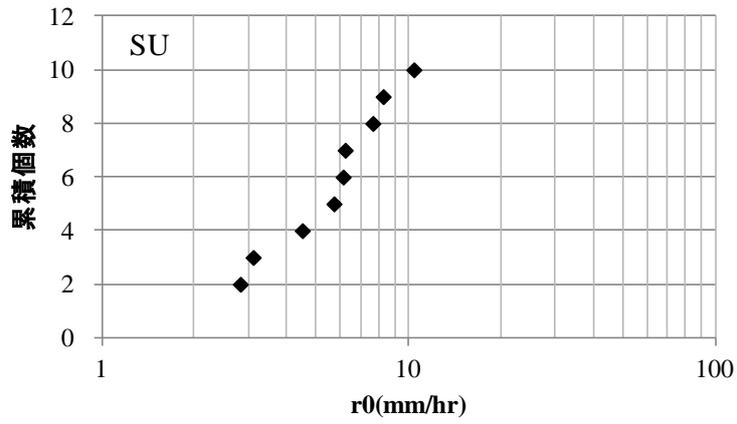


図 4.6 一降雨単位の損失降雨強度 r_0 (SU 観測地)

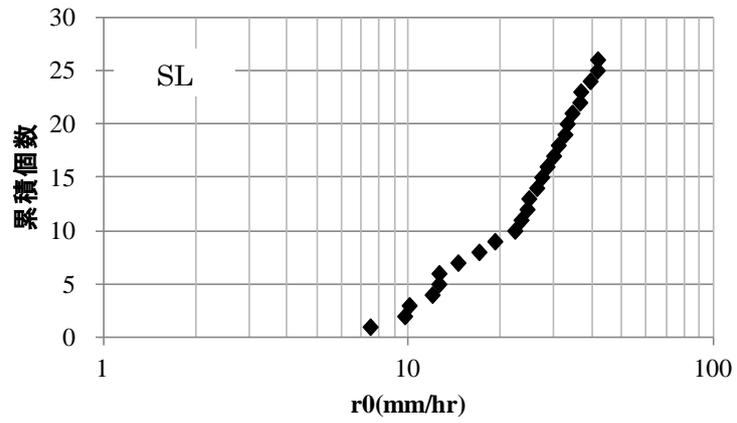


図 4.7 一降雨単位の損失降雨強度 r_0 (SL 観測地)

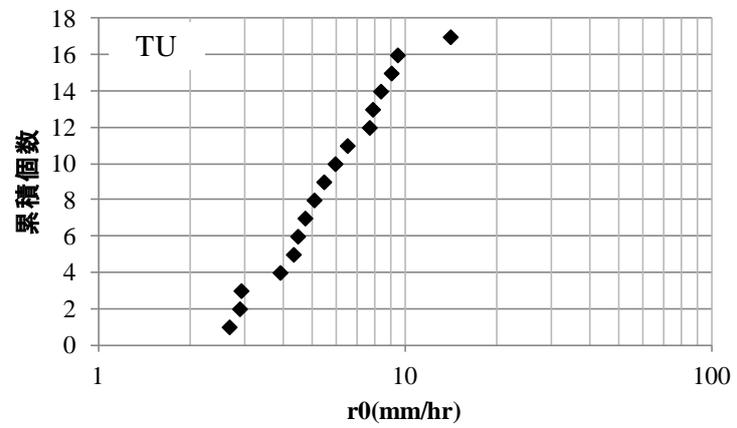


図 4.8 一降雨単位の損失降雨強度 r_0 (TU 観測地)

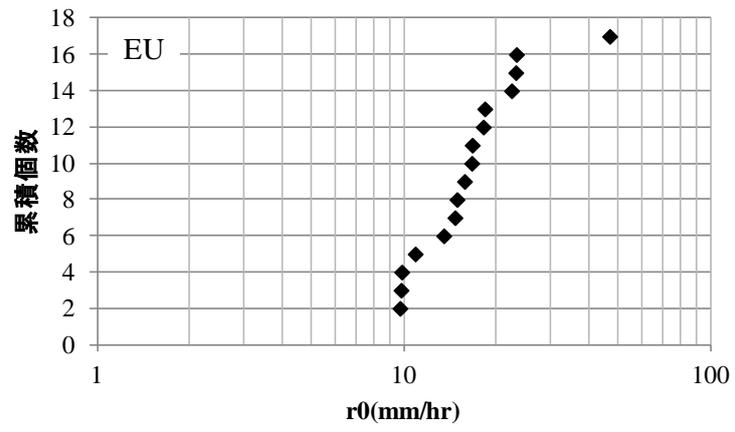


図 4.9 一降雨単位の損失降雨強度 r_0 (EU 観測地)

4.2 個々の流出ごとの損失降雨強度と降雨パラメータの分析

前節では一降雨を単位として損失降雨強度 r_0 を求め、流出率と親和的な関係があることを示した。損失降雨強度は一降雨中にも変化していることが考えられるため、ここでは、一降雨中に複数の流出が認められる場合にそれぞれ個々の流出に対して損失降雨強度 r_0 を算出し (図 4.10), 平均降雨強度や先行雨量等の降雨特性と合わせて解析を行う。本節における解析で扱った諸量を以下に示す。

T' : 流出継続時間

R' : 流出継続時間内の降雨量

R'/T' : 流出継続時間内の平均降雨強度

R_T : r_0 が求められる始めの時刻から T_a 時間前までの先行雨量

T_a : r_0 が求められる始めの時刻からの遡り時間 (先行時間)

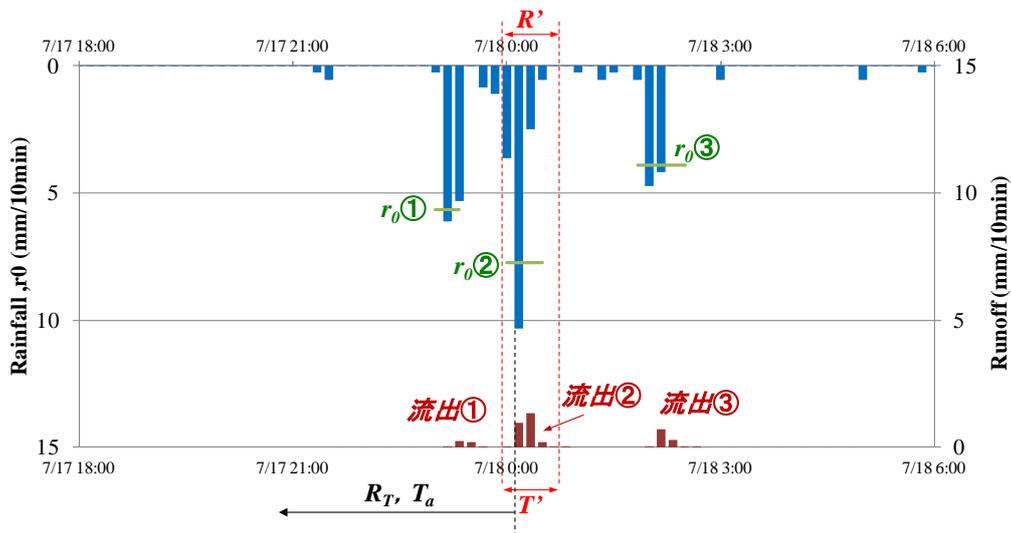


図 4.10 個々の流出に着目した解析における諸量の定義

4.2.1 流出の発生・非発生降雨の降雨と損失降雨の分散

各観測地において表面流が発生しなかった降雨の最大 10 分雨量ならびに最大 60 分雨量を求め、損失降雨強度 r_0 とともに整理した。また、個々の流出ごとの最大 10 分雨量ならびに最大 60 分雨量について合わせて示した。図 4.12~図 4.14 に各観測地における損失降雨強度 r_0 と最大雨量、非発生時の最大雨量との関係を示す。SU 観測地は 10 mm/h 程度で損失降雨強度 r_0 の最小値と非発生最大降雨とが一致し、10 mm/h 程度が表面流が発生するか否かの境界であることが示される。同様に、SU 観測地では 4 mm/h 程度、TU 観測地では 3~4 mm/h 程度、EU 観測地では 8~10 mm/h 程度で r_0 の最小値と非発生時の最大降雨強度がほぼ一致した。また、これらの値は、一降雨を対象としたときの損失降雨強度の最小値とほぼ一致する結果となった。

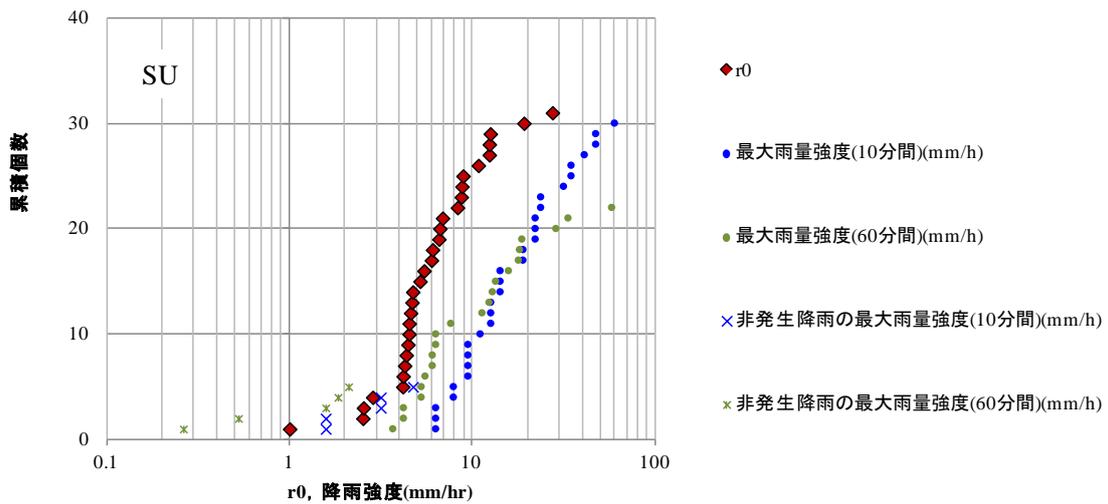


図 4.11 損失降雨強度 r_0 と最大雨量強度
ならびに流出非発生降雨の最大雨量強度 (SU 観測地)

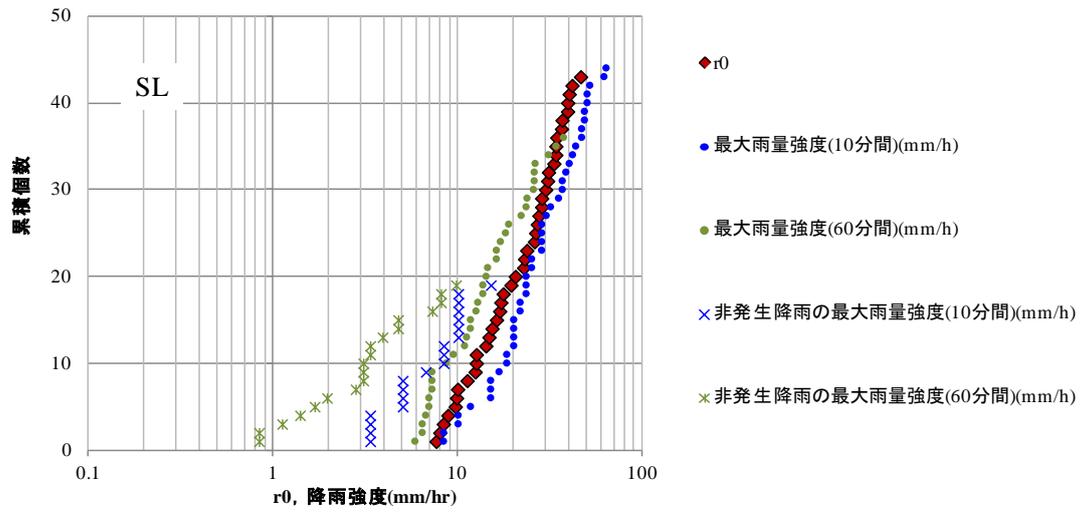


図 4.12 損失降雨強度 r_0 と最大雨量強度
ならびに流出非発生降雨の最大雨量強度 (SL 観測地)

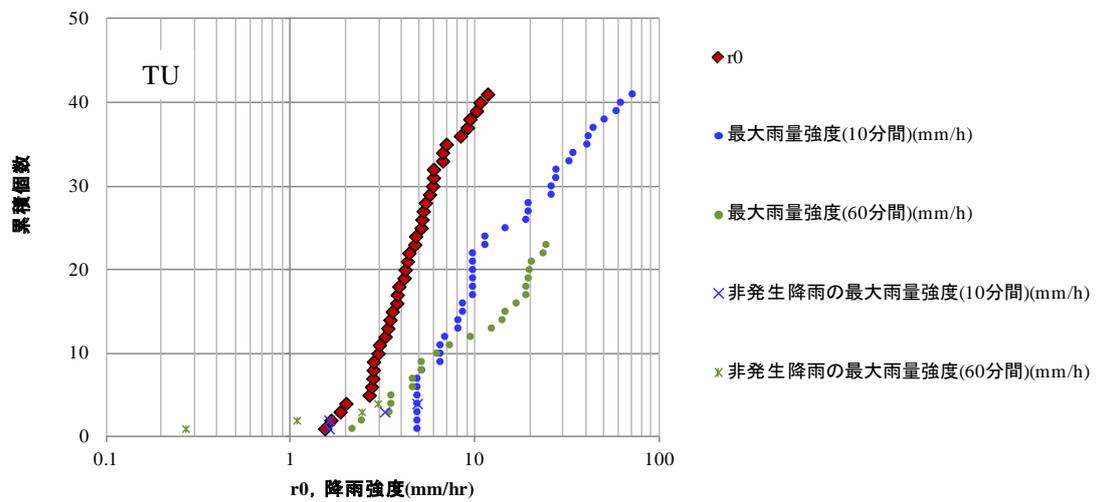


図 4.13 損失降雨強度 r_0 と最大雨量強度
ならびに流出非発生降雨の最大雨量強度 (TU 観測地)

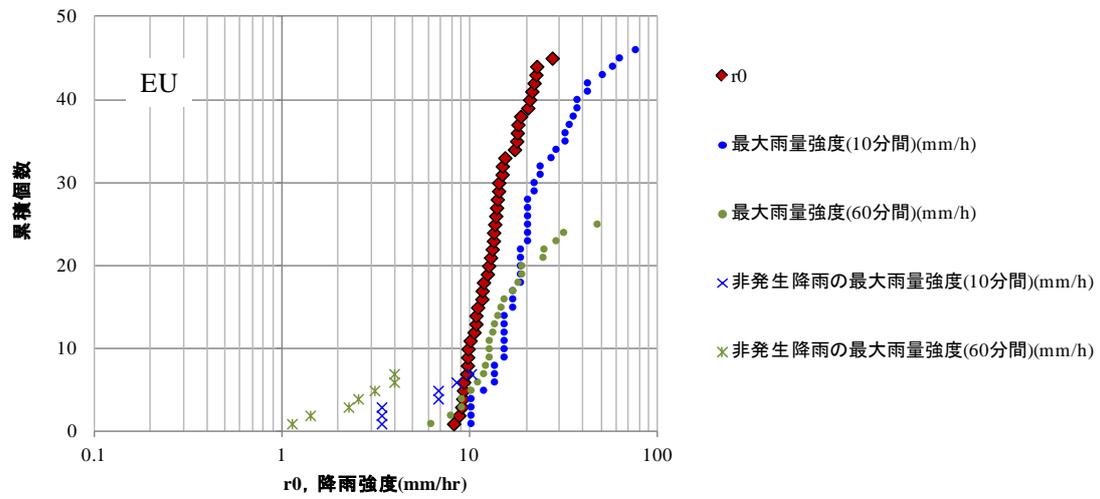


図 4.14 損失雨量強度 r_0 と最大雨量強度
ならびに流出非発生降雨の最大雨量強度 (EU 観測地)

4.2.2 平均降雨量と損失降雨量

降雨－流出データから求めた損失降雨強度 r_0 と流出時間中の平均降雨強度 R'/T' との関係および損失降雨強度 r_0 と流出継続時間 T' の積と流出継続時間内の降雨量 R' との関係を図 4.15～図 4.18 に示す。図中の実線は 1 対 1 の関係線を示す。中野（1976）によると、浸透能は雨量強度のある範囲で雨量強度とともに増加し、あるところで浸透能は最大となり、以降は雨量強度の増加に関係なく一定値になるとされる。本観測結果も平均降雨強度が大きくなるにつれ損失降雨強度 r_0 が大きくなり、ある一定値を越えると横ばいとなる傾向を示すことから、同様の結果を示している。

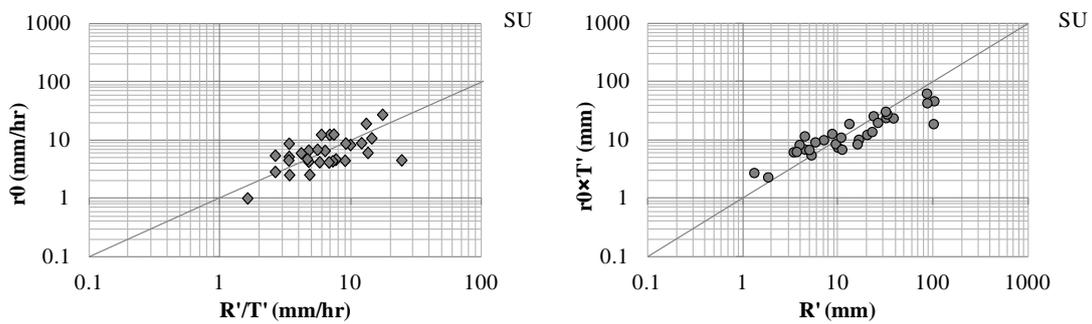


図 4.15 損失降雨強度 r_0 と流出継続時間内の平均降雨強度（SU 観測地）

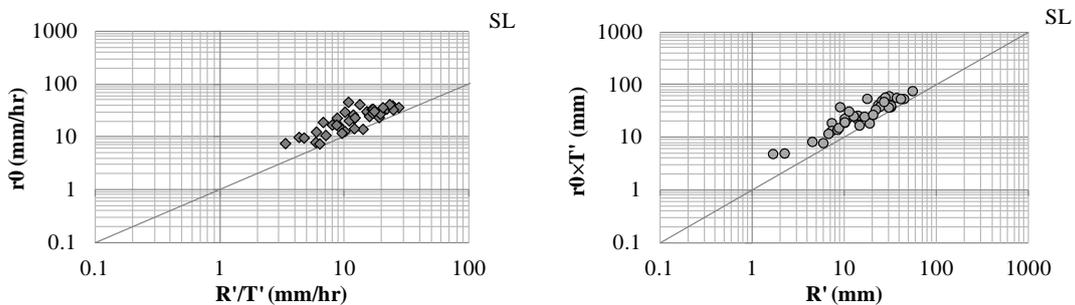


図 4.16 損失降雨強度 r_0 と流出継続時間内の平均降雨強度（SL 観測地）

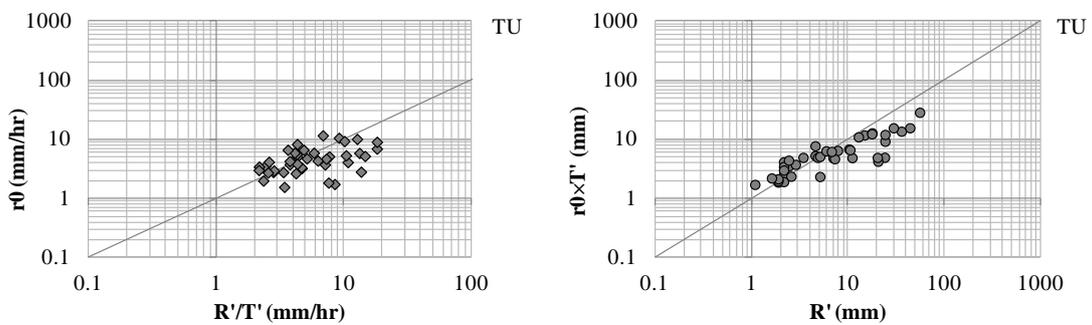


図 4.17 損失降雨強度 r_0 と流出継続時間内の平均降雨強度（TU 観測地）

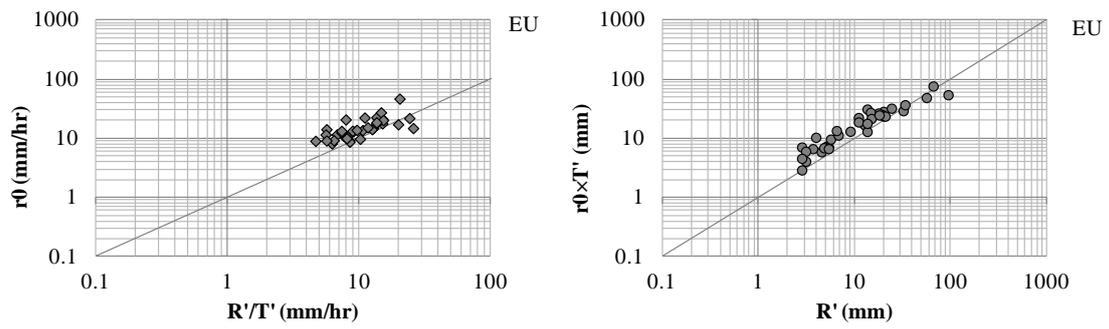


図 4.18 損失降雨強度 r_0 と流出継続時間内の平均降雨強度 (EU 観測地)

4.2.3 流出の継続時間に対する損失降雨の変化

次に、損失降雨強度 r_0 と流出継続時間 T' との関係を示す (図 4.19～図 4.22)。流出継続時間 T' が小さいほど損失降雨強度 r_0 の幅が大きく、 T' が長くなれば r_0 は一定値に近づく傾向にあることがわかる。SU 観測地で 3～4 時間、SL 観測地で 4 時間以上、TU 観測地で 3 時間程度、EU 観測地で 4 時間程度経過すると r_0 が一定値となる傾向を示す。 r_0 は時間依存性があり、流出継続時間には降雨も継続していることから、 r_0 は降雨に依存していると考えられる。

また、 r_0 は地中への浸透強度(mm/h)としてみなすことができることから、この浸透強度と継続時間から、 Horton型表面流を支配する層厚を推定する。SU 観測地では 4 時間程度以上の継続時間で r_0 が 5 mm/h 程度の一定値に近づくことから、地表から鉛直下方向に 20 mm 程度の層が現象を支配していることが示唆される。同様に、SL 観測地では 5 時間程度で r_0 が一定値 10 mm/h 程度に近づくことから、地表から鉛直下方向 50 mm 程度、TU 観測地では 3～4 時間程度で r_0 が 3～4 mm/h 程度に近づくことから地表から 10 mm 程度、EU 観測地では 3～4 時間程度で r_0 が 10～15 mm/h 程度に近づくことから地表 40 mm 程度の層が表面流の発生を支配していることが示唆される。

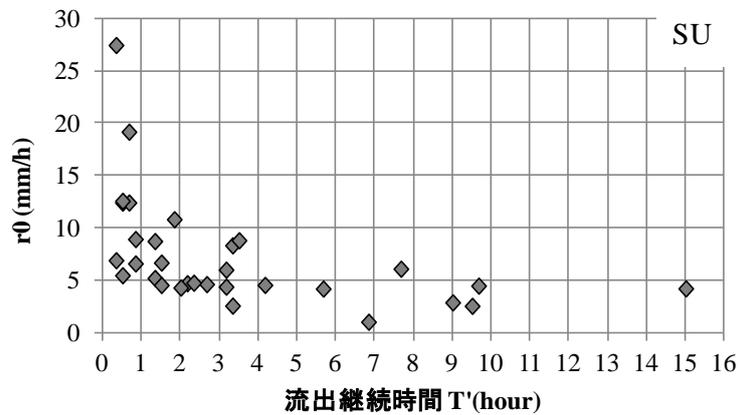
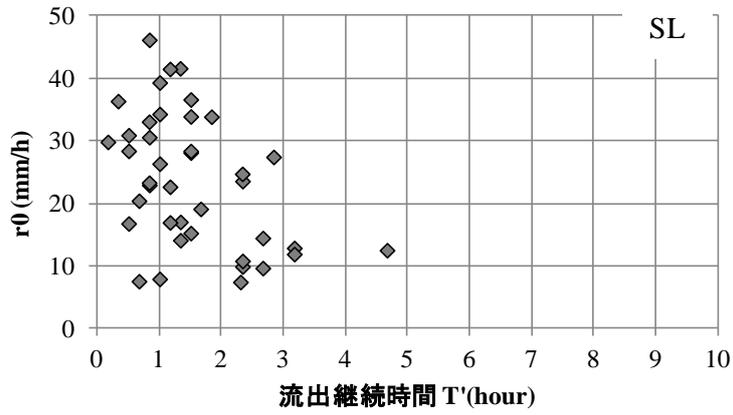


図 4.19 損失降雨強度 r_0 と流出継続時間 (SU 観測地)



s

図 4.20 損失降雨強度 r_0 と流出継続時間 (SL 観測地)

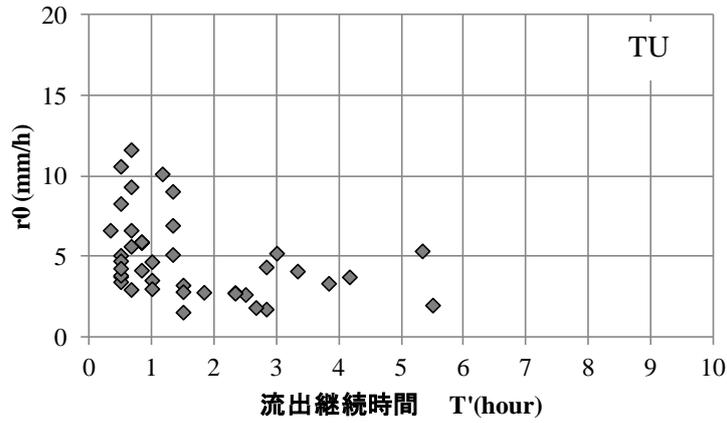


図 4.21 損失降雨強度 r_0 と流出継続時間 (TU 観測地)

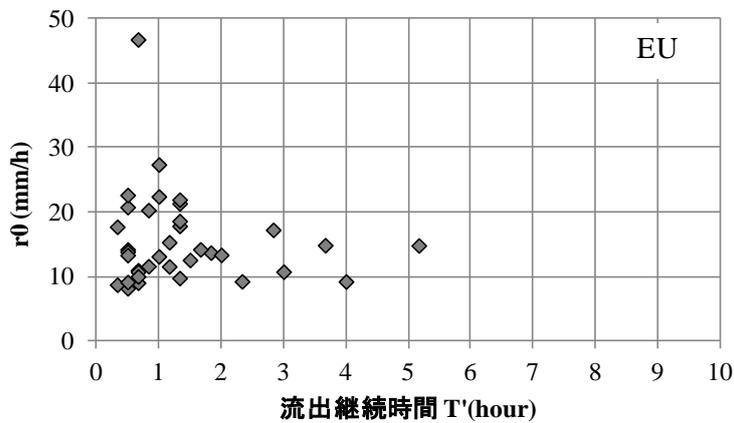


図 4.22 損失降雨強度 r_0 と流出継続時間 (EU 観測地)

4.2.4 損失降雨に対する先行雨量の影響

損失降雨強度 r_0 は土壌の水分状態に影響されると考えられるため、先行降雨と損失降雨強度 r_0 の関係を調べる。先行降雨が大きいほど地表面が湿った状態にあると推定されるため、先行雨量が大きくなるほど損失降雨強度 r_0 は小さい値をとることが考えられることから横軸に先行雨量、縦軸に損失降雨強度 r_0 をとった場合、右下がりの傾向となることが推測される。図 4.23～図 4.34 に各観測地の先行雨量と損失降雨強度の関係を示す。なお、付録に先行時間毎の先行雨量と損失降雨強度の関係図を付す。

ここで図中の実線は以下に示す r_0 と単位時間あたりの先行降雨が一致する線を示す。

$$r_0 \cdot T_a = R_T \quad \dots (式 4.2)$$

ここで、 r_0 : 損失降雨強度, T_a : 遡り時間 (先行時間),

R_T : T_a 時間遡ったときの先行雨量

図 4.23～図 4.25 に、SU 観測地における各時間前までの積算雨量 (先行降雨) と損失降雨強度 r_0 の関係を示す。1 時間先行降雨のとき (図 4.23) には先行雨量 5 mm 以下の範囲に損失降雨強度 r_0 が数 mm/h～27 mm/h 程度までばらつきが認められるものの、4 時間先行降雨のとき (図 4.24) は、先行雨量が大きくなると、損失降雨強度 r_0 は右肩下がりの傾向を示し、先行雨量 10 mm を越える場合に r_0 は 5 mm/h 程度の一定値に近づく傾向を示した。さらに先行時間を大きくし、48 時間先行降雨の場合 (図 4.25) には、先行雨量が大きい場合に損失降雨強度 r_0 が小さくなる傾向が強くなる。

SL 観測地における先行降雨と損失降雨強度 r_0 との関係を示す (図 4.26～図 4.28)。1 時間先行降雨のときには先行雨量 20 mm 以下に $r_0 =$ 数 mm～45 mm/h でばらつくのに対し (図 4.26)、4 時間先行降雨のときに右肩下がりの傾向が認められ、先行雨量 50 mm 程度で $r_0 =$ 15 mm/h 程度の一定値に近づく傾向がみられる (図 4.27)。さらに先行雨量が大きくなると、4 時間先行降雨のときに r_0 が数 mm/h であったプロットが右に移動し、先行降雨量が大きくなると r_0 が一定値に近づく傾向が強くと認められる (図 4.28)。

図 4.29～図 4.31 に、TU 観測地における先行降雨と損失降雨強度 r_0 との関係を示す。先行時間を大きくすると損失降雨強度 r_0 が右肩下がりとなる傾向が認められ、先行雨量 30 mm 程度で r_0 が 4 mm/h 程度の一定値に近づく傾向がみられる。

図 4.32～図 4.34 に、EU 観測地における先行降雨と損失降雨強度 r_0 との関係を示す。1 時間先行降雨の場合 (図 4.32) と 4 時間先行降雨の場合 (図 4.33) をみると、先行時間を長くし、先行雨量が大きくなると損失降雨強度 r_0 が小さくなる傾向が認められ、先行雨量 15 mm 程度で r_0 が 12～13 mm/h 程度の一定値に近づく。

また、ほぼ全ての流出イベントで損失降雨強度 r_0 が先行時間内の先行雨量 (R_T/T_a) より大きくなる位置にプロットされた。すなわち、各流出イベントにおいて、先行時間内の先

行雨量分より大きな浸透速度をもって浸透し、それより大きな降雨強度をもつ降雨により流出が発生していることを意味している。

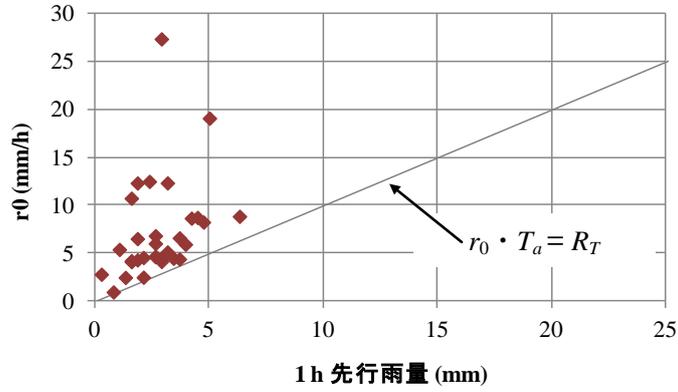


図 4.23 1 時間先行降雨と損失降雨強度(SU)

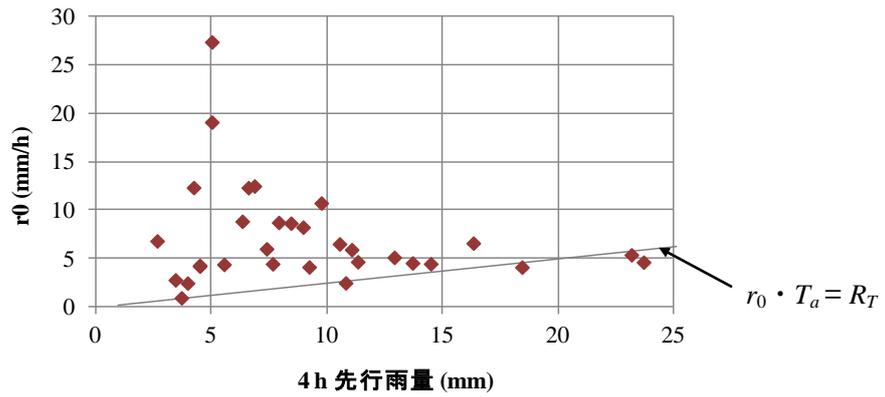


図 4.24 4 時間先行降雨と損失降雨強度(SU)

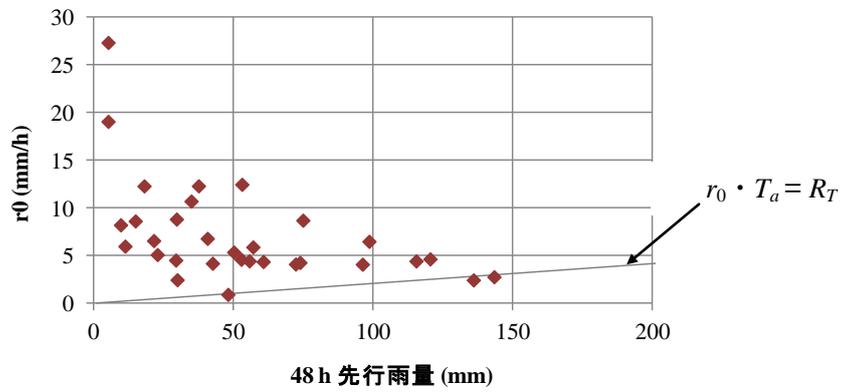


図 4.25 48 時間先行降雨と損失降雨強度(SU)

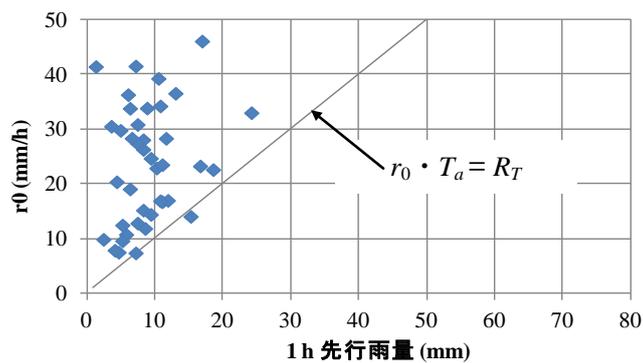


図 4.26 1時間先行降雨と損失降雨強度(SL)

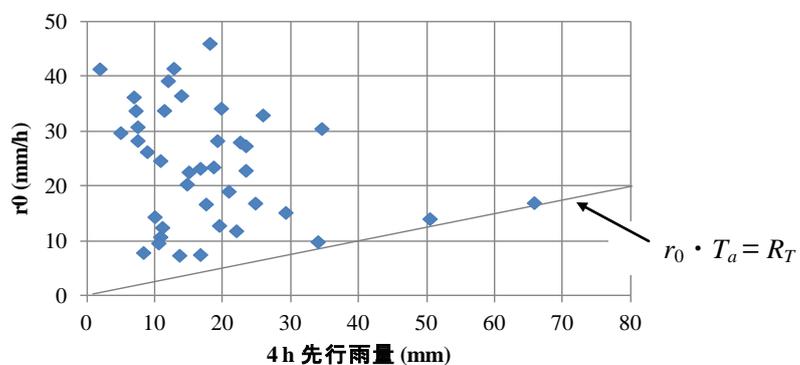


図 4.27 4時間先行降雨と損失降雨強度(SL)

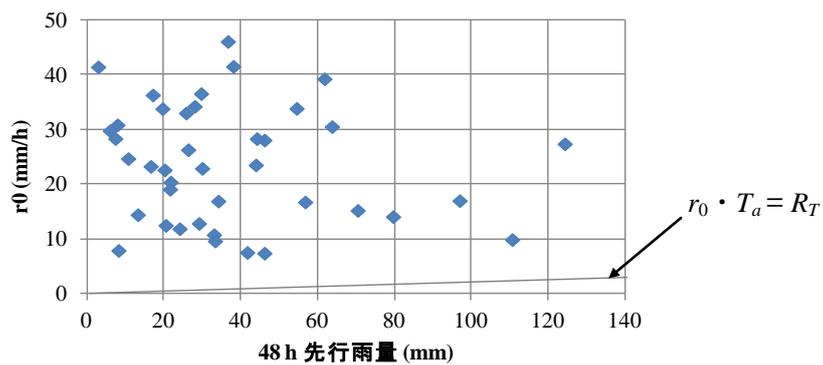


図 4.28 48時間先行降雨と損失降雨強度(SL)

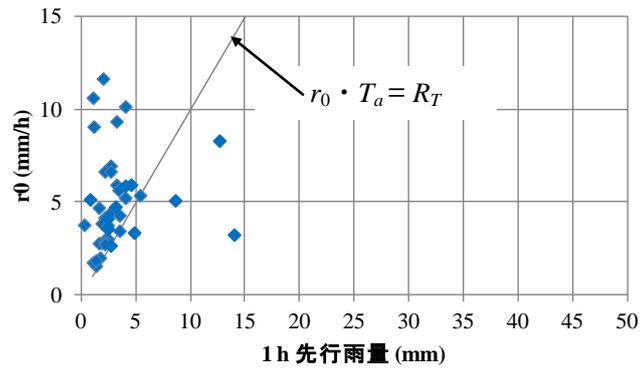


図 4.29 1 時間先行降雨と損失降雨強度(TU)

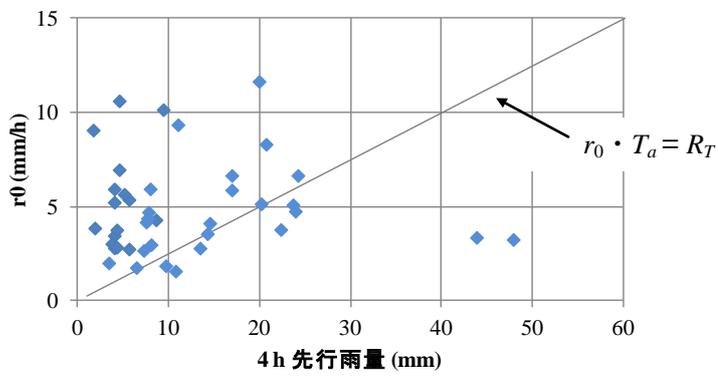


図 4.30 4 時間先行降雨と損失降雨強度(TU)

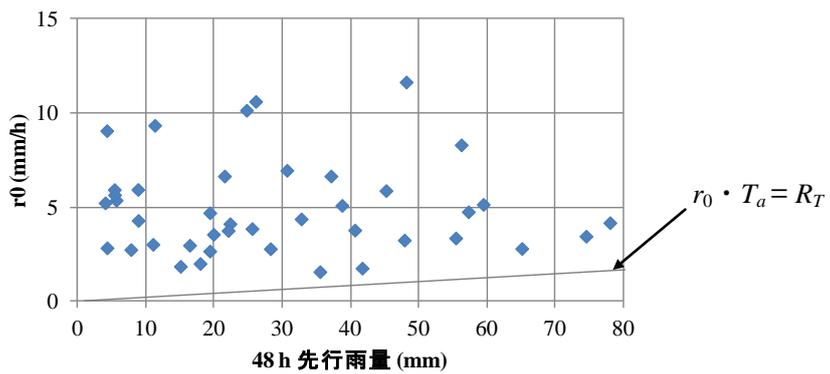


図 4.31 48 時間先行降雨と損失降雨強度(TU)

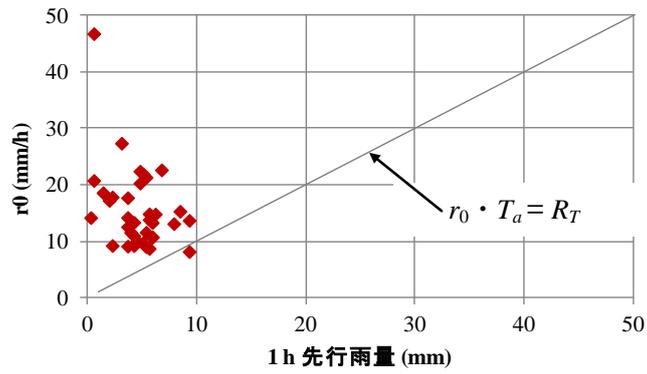


図 4.32 1 時間先行降雨と損失降雨強度(EU)

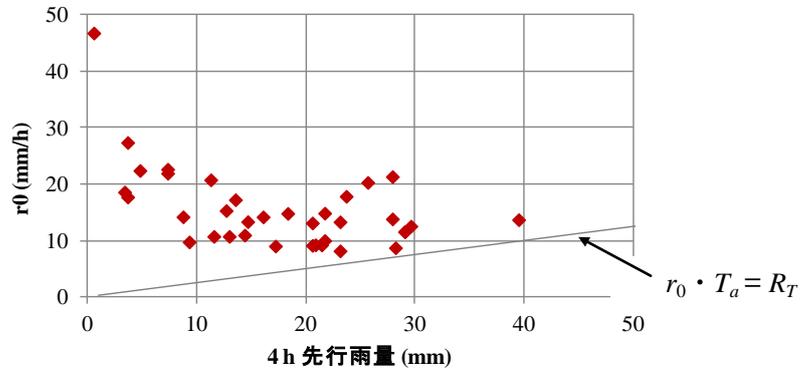


図 4.33 4 時間先行降雨と損失降雨強度(EU)

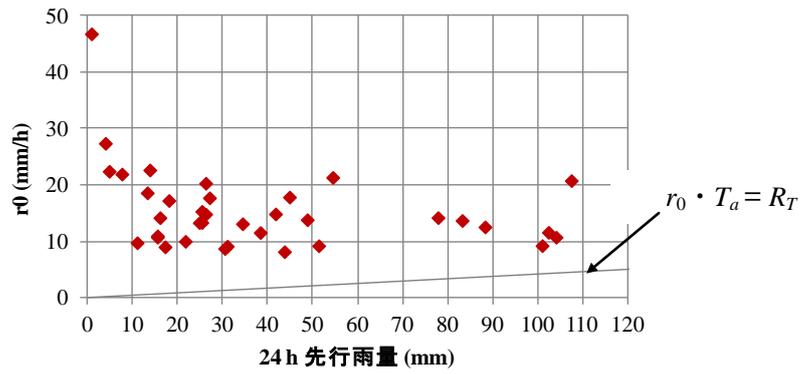


図 4.34 24 時間先行降雨と損失降雨強度(EU)

次に、損失降雨強度に先行雨量が与える影響について把握するため、SL 観測地を対象として、損失降雨強度が大きいグループ（●印のプロット）と小さいグループ（◆印のプロット）に区分し、1 時間～672 時間(28 日)遡ったときの雨量との関係を図 4.35～図 4.38 に示した。なお、付録に先行時間毎の先行雨量の推移と損失降雨強度の関係図を付す。

図 4.35～図 4.38 から、全体的に損失降雨強度が小さいグループが先に右にシフトする傾向にあり、損失降雨強度が大きいグループが遅れて右へシフトする傾向がみられる。すなわち、損失降雨強度が小さいグループは先に先行降雨を経験し、損失降雨強度が大きいグループより地表が湿潤しているといえ、先行降雨が損失降雨強度を支配するひとつの要因であることを示唆する。図 4.39 にそれぞれの事例における遡り時間（先行時間）と先行雨量を示す。損失降雨強度が小さいグループは損失降雨強度が大きいグループより、100 時間程度遡ったときの先行雨量が大きいことがわかる。その場合の先行雨量は 50 mm 程度以上である。損失降雨強度の大小は先行降雨量と期間（時間）に依存することが示唆された。

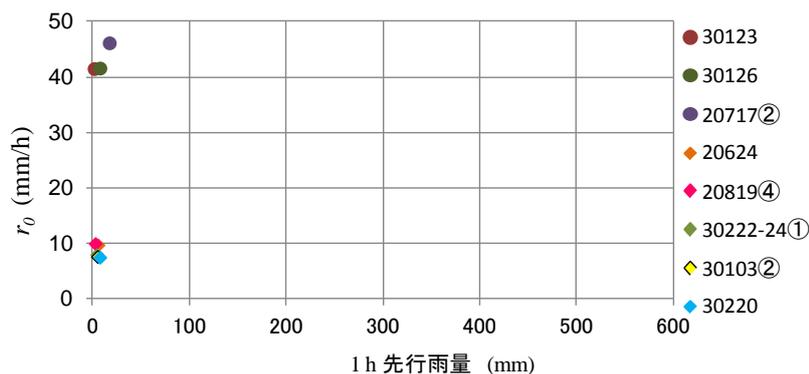


図 4.35 先行雨量の推移と損失降雨強度（1 時間先行降雨）

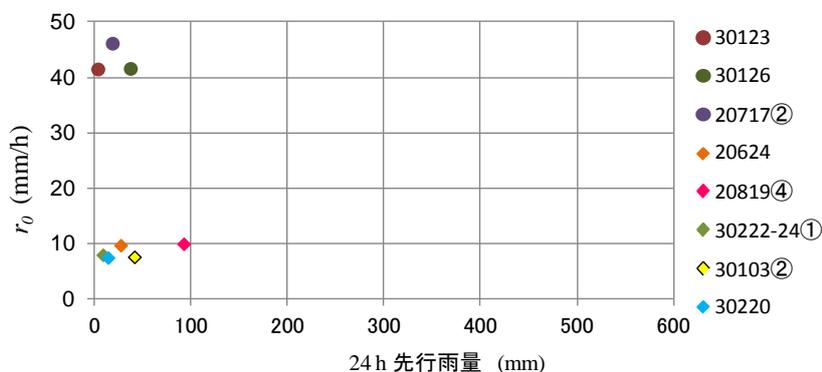


図 4.36 先行雨量の推移と損失降雨強度（24 時間先行降雨）

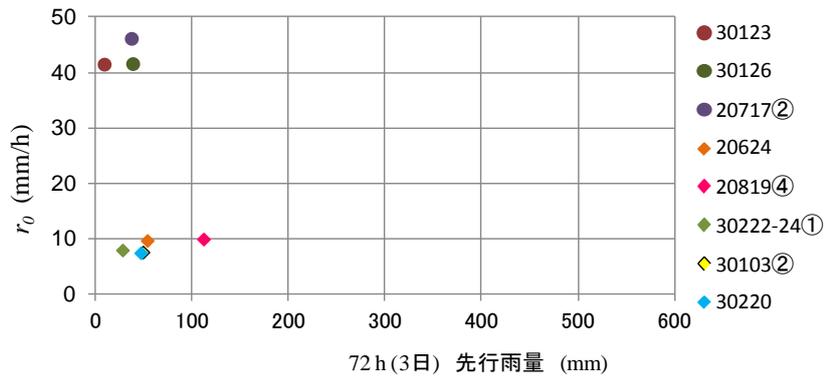


図 4.37 先行雨量の推移と損失降雨強度（72 時間先行降雨）

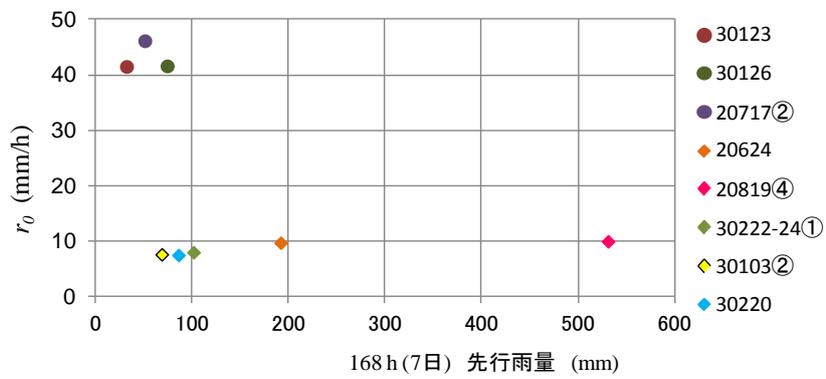


図 4.38 先行雨量の推移と損失降雨強度（168 時間(7 日間)先行降雨）

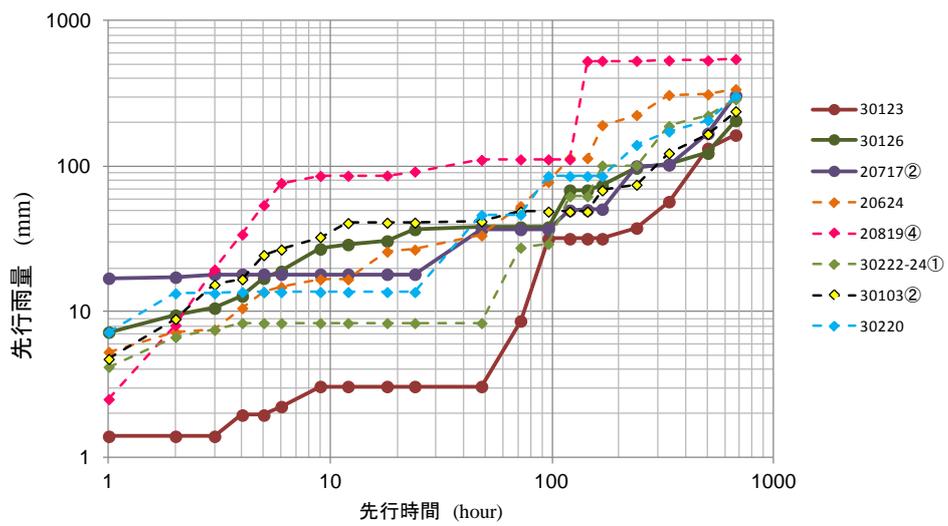


図 4.39 先行時間と先行雨量の推移

4.3 鉛直浸透からみた先行時間内の土壌水分特性と飽和透水係数の評価

前節までの観測データの分析により、損失降雨強度 r_0 は時間とともに変化する時間依存性があり、降雨に依存しており、特に、損失降雨強度 r_0 の大小は先行雨量すなわち土中の水分状態に依存することが認められた。

鉛直浸透を対象とし、従前の知見を基に不飽和透水係数と鉛直浸透深さとの関係を示す。なお、その際には、地表面の飽和度を一定 (=1.0) とし、鉛直下方に浸透する飽和度の鉛直分布を線形と仮定した。鉛直浸透により土中に貯留される水の体積は、地表の水がすべて地中に浸透するものと仮定した場合、先行降雨に相当する。

不飽和浸透は重力に支配される飽和透水係数とポテンシャルに支配されるため、鉛直下向きを正とすると、以下のように記述される。

$$k = k_0 \left(1 - \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) = k_0 \left(1 - \frac{\partial \psi}{\partial S_r} \frac{\partial S_r}{\partial z} \right) \quad \dots \quad (\text{式 4.3})$$

ここに、 k : 不飽和透水係数, k_0 : 飽和透水係数, ψ : サクシオン
 S_r : 飽和度, n : 空隙率 (= V_v/V), θ : 体積含水率 (= V_w/V)
 V_v : 空隙の体積, V_w : 水の体積, V : 水・空隙・土砂の体積,
 z : デカルト座標系での鉛直成分, w : 透水速度 (z 成分) である。

式(4.3)を展開すると、

$$k = k_0 - k_0 \frac{\partial \psi}{\partial S_r} \frac{\partial S_r}{\partial z} \quad \dots \quad (\text{式 4.4})$$

式(4.4)において、地表面で飽和度 $S_r=1$ とし、飽和度の鉛直分布が線形であると仮定すると、図 4.40 のように、

$$\frac{\partial S_r}{\partial z} \sim -\frac{1}{D} \text{ となる。}$$

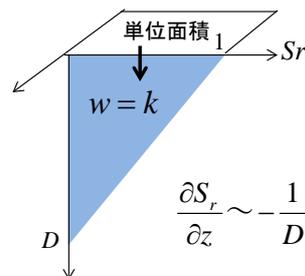


図 4.40 飽和度の鉛直分布の仮定

$\frac{\partial \psi}{\partial S_r} = \psi_0$ とすると、式(4.4)は以下のように表される。

$$k \cong k_0 + k_0 \psi_0 \frac{1}{D} \quad \dots \quad \text{(式 4.5)}$$

一方、土中へ浸透した水の体積 V_{wD} は、

$$V_{wD} = \frac{1}{2} n D \quad \text{となるため、式(4.5)は次式で表される。}$$

$$k = k_0 + k_0 \psi_0 \frac{n}{2} \frac{1}{V_{wD}} \quad \dots \quad \text{(式 4.6)}$$

さらに、透水係数は損失降雨強度 r_0 、浸透した水の体積は先行雨量 R_T に相当するとみなすと、式(4.6)は以下のように表すことができる。

$$r_0 = k_0 + k_0 \psi_0 \frac{n}{2} \frac{1}{R_T} \quad \dots \quad \text{(式 4.7)}$$

(式 4.7)より、損失降雨強度 r_0 と先行降雨 R_T の勾配は -1 となる。

(式 4.7) を損失降雨強度 r_0 と先行降雨の関係図を示すと、図 4.41 のように表される。赤実線は式(4.7)の線形部分を示し、青実線は損失降雨強度 r_0 と先行時間の積である(式4.2)。先行時間を増やすにつれて青実線は右下に移動する。本研究で得られた流出イベントが表面流として現れ、浸透過程が不飽和浸透に支配される場合、赤実線と青実線に囲まれる範囲にデータはプロットされ、先行降雨が増加するほどデータが右にシフトし、赤線と青線が交わる点(飽和に達する点)に近づくことが予想される。

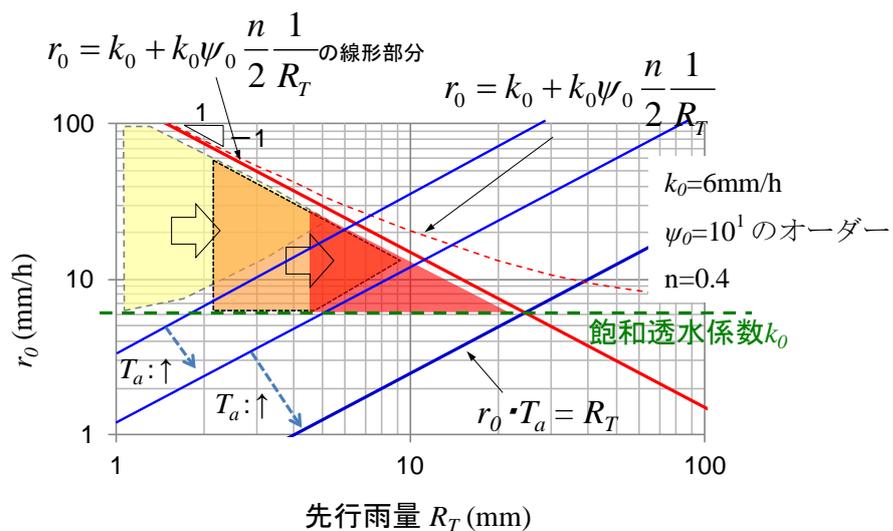


図 4.41 先行降雨と損失降雨強度

これをふまえ、図 4.42～図 4.49 に各観測地における先行雨量と損失降雨強度 r_0 の関係を示す。なお、各観測地における先行時間毎の先行雨量と損失降雨強度の関係図を付録に付す。

ほぼ全ての流出イベントは、不飽和浸透過程の説明から得られる線（赤線）と先行雨量と損失降雨強度が一致する線（青線）に包絡される範囲にプロットされ、先行時間が増すほどデータが右にシフトし、飽和に達する点（赤線と青線の交点）に近づく傾向が認められる。また、現象を支配する先行降雨の時間（支配先行時間）とそのときの飽和透水係数は、表 4.2 に示すように観測地ごとに異なるものの、数時間のオーダーと数日のオーダーの2つが存在することがわかった。

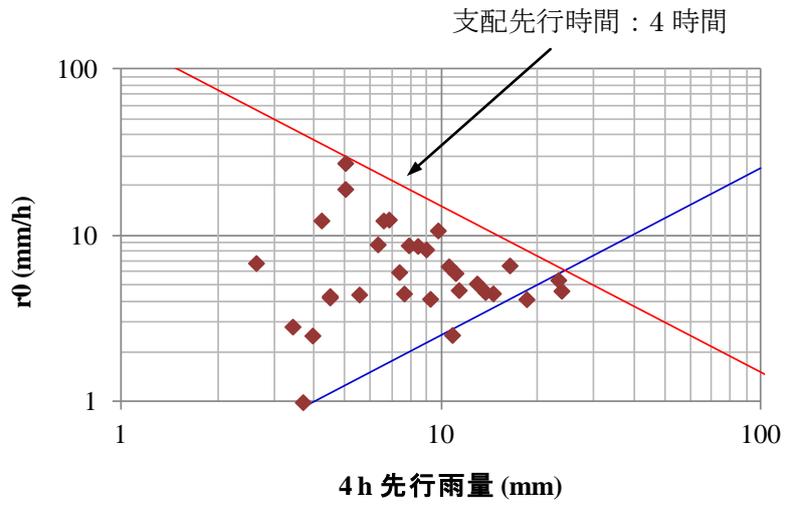


図 4.42 4 時間先行降雨と損失降雨強度(SU)

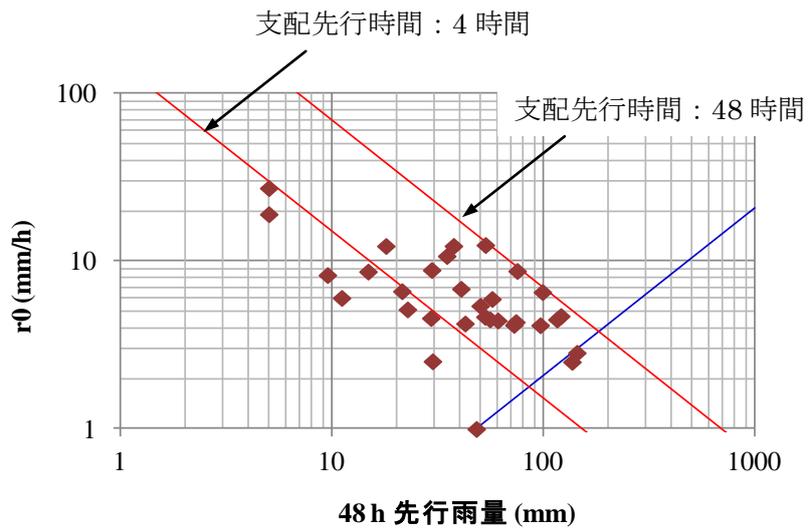


図 4.43 48 時間先行降雨と損失降雨強度(SU)

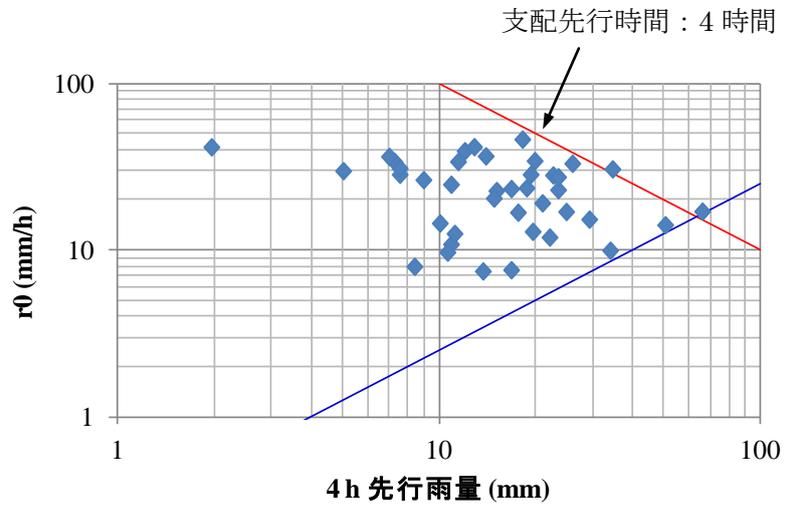


図 4.44 4時間先行降雨と損失降雨強度(SL)

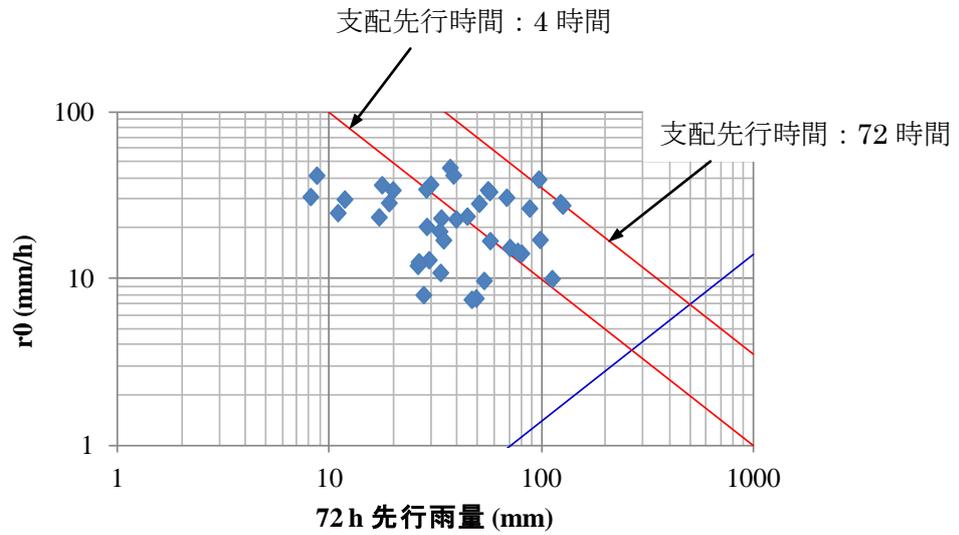


図 4.45 72時間先行降雨と損失降雨強度(SL)

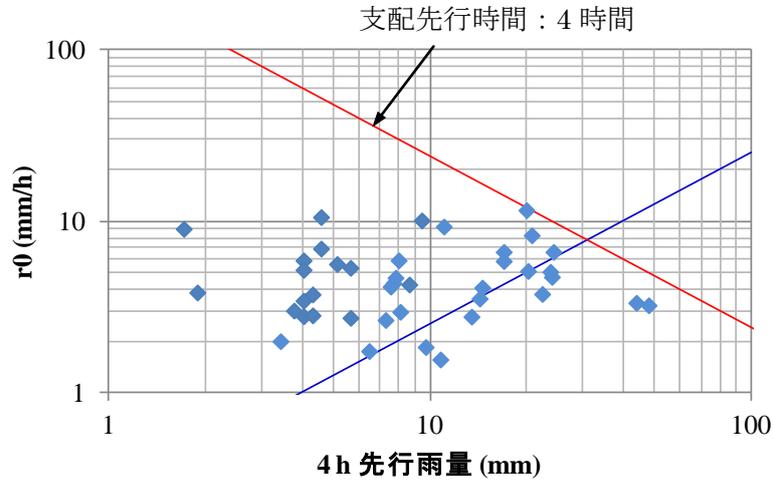


図 4.46 4 時間先行降雨と損失降雨強度(TU)

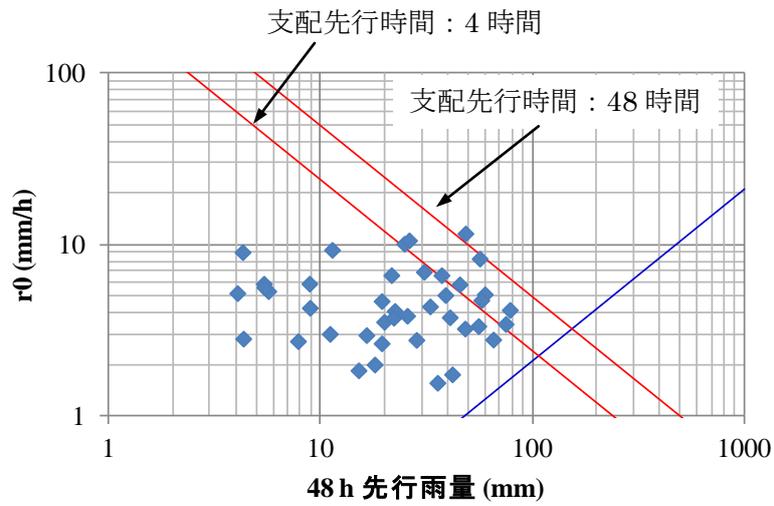


図 4.47 48 時間先行降雨と損失降雨強度(TU)

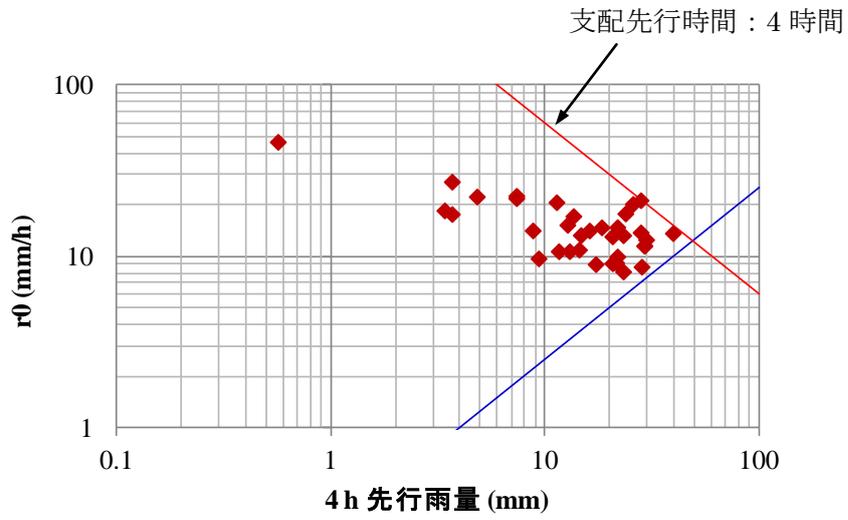


図 4.48 4 時間先行降雨と損失降雨強度(EU)

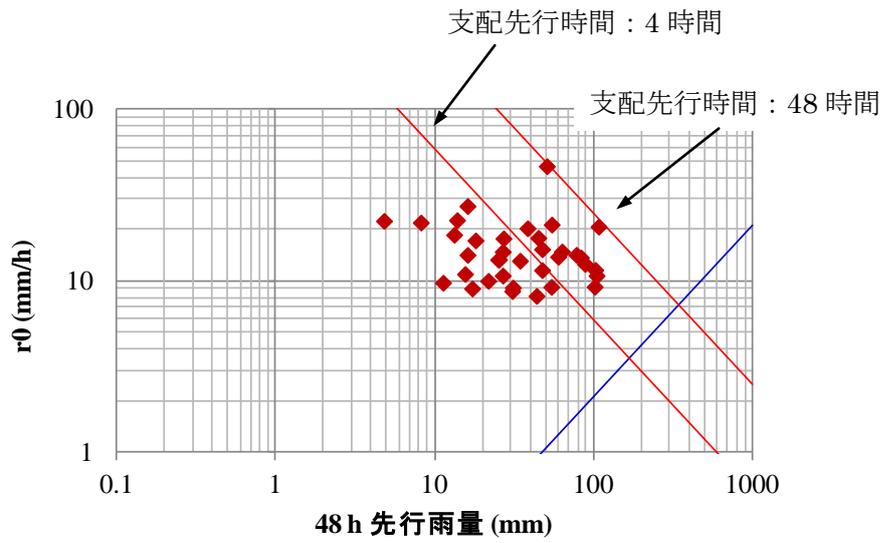


図 4.49 48 時間先行降雨と損失降雨強度(EU)

各観測地に存在する数時間オーダーと数日オーダーの先行時間における損失降雨強度 r_0 と先行降雨 R_r の関係式 (式 4-8) から ψ_0 ($\partial\psi/\partial S_r$) を求めると、表 4.2 に示すように SU 観測地で 3.75×10^1 (cm) (先行時間 4 時間), 5.71×10^1 (cm) (先行時間 48 時間), SL 観測地で 2.33×10^2 (cm) (先行時間 4 時間), 1.71×10^3 (cm) (先行時間 72 時間), TU 観測地で 1.45×10^2 (cm) (先行時間 4 時間), 2.81×10^2 (cm) (先行時間 48 時間), EU 観測地で 2.0×10^2 (cm) (先行時間 4 時間), 1.05×10^3 (cm) (先行時間 48 時間) となる。

ここで、SU 観測地の約 200m 下流に位置する SUM 地点で採取した火山灰試料を対象として不飽和三軸試験装置 (笹原・海老原, 1997) により、図 4.50, 表 4.1 に示すように土壌水分特性曲線が求められている ((独)土木研究所, 2003)。この土壌水分特性曲線において、観測地毎に各支配先行時間の場合の飽和度 S_r をみると、SU 観測地で支配先行時間が 4~6 時間の場合には $S_r=0.8 \sim 0.9$, 48 時間の場合には $S_r=0.6 \sim 0.7$, SL 観測地では支配先行時間が 4 時間の場合に $S_r=0.6 \sim 0.7$, 72 時間の場合に $S_r=0.6 \sim 0.65$, TU 観測地で支配先行時間が 4 時間の場合に $S_r=0.7 \sim 0.8$, 48 時間の場合に $S_r=0.6 \sim 0.7$, EU 観測地では 4 時間の場合に $S_r=0.7$, 48 時間の場合に $0.65 \sim 0.7$ となり、土壌の飽和度は非常に高いことが示された。

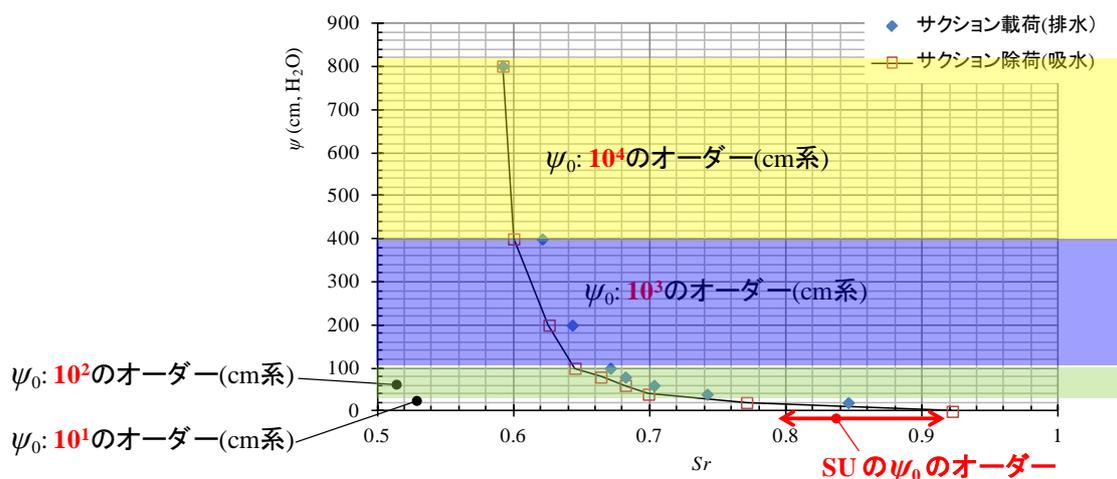


図 4.50 飽和度 S_r とサクシオン ψ の関係

表 4.1 飽和度 S_r とサクシオン ψ 計測値

	間隙比 e	含水比 w (%)	間隙率 n	飽和度 S_r	nS_r	体積含水率 θ	サクシオン ψ (cm.H ₂ O)	$d\psi/dS_r$ (cm)
初期状態	1.044	22.5	0.511	0.626	0.320	0.320		
サクシオン測定時	0.991	22.5	0.498	0.659	0.328	0.328	44.9	
毛管飽和	0.952	30.2	0.488	0.921	0.449	0.491	0	
サクシオン载荷(排水)	0.938	27.3	0.484	0.8456	0.409	0.409	20.41	-187.2
	0.931	23.8	0.482	0.742	0.358	0.358	39.8	-523.1
	0.929	22.5	0.482	0.703	0.339	0.339	60.2	-923.3
	0.928	21.8	0.481	0.682	0.328	0.328	79.59	-1855.5
	0.926	21.4	0.481	0.671	0.323	0.323	100	-3571.4
	0.921	20.4	0.479	0.643	0.308	0.308	200	-9090.9
	0.912	19.5	0.477	0.621	0.296	0.296	400	-13828.3
	0.902	18.4	0.474	0.592	0.281	0.281	801.02	
サクシオン除荷(吸水)	0.9	18.6	0.474	0.6	0.284	0.284	400	-7692.3
	0.895	19.3	0.472	0.626	0.296	0.296	200	-5263.2
	0.891	19.8	0.471	0.645	0.304	0.304	100	-1074.2
	0.888	20.3	0.470	0.664	0.312	0.312	79.59	-1077.2
	0.885	20.8	0.469	0.682	0.320	0.320	60.2	-1200.0
	0.885	21.3	0.469	0.699	0.328	0.328	39.8	-269.3
	0.885	23.5	0.469	0.771	0.362	0.362	20.41	-135.2
	0.885	28.1	0.469	0.922	0.433	0.433	0	

(土木研究所資料第 3923 号, 2003 に加筆)

表 4.2 各観測地における ψ_0 および飽和度 S_r

観測地	支配先行時間	飽和透水係数 k_0	ψ_0 [cm]	S_r
SU	4~6 時間	6 mm/h 程度	3.75×10^1	0.8~0.9
	48 時間	4 mm/h 程度	5.71×10^1	0.6~0.7
SL	4 時間	15 mm/h 程度	2.33×10^2	0.6~0.7
	72 時間	7 mm/h 程度	1.71×10^3	0.6~0.65
TU	4 時間	7 mm/h 程度	1.45×10^2	0.7~0.8
	48 時間	3 mm/h 程度	2.81×10^2	0.6~0.7
EU	4 時間	12 mm/h 程度	2.0×10^2	0.7
	48 時間	8 mm/h 程度	1.05×10^3	0.65~0.7

なお, 図 4.40 に示す飽和度 S_r の鉛直分布は, 初期飽和度をゼロとして描いたものである。例えば, 鉛直方向に初期飽和度 S_{r0} が一定である状態を想定した場合には, 図 4.51 に示すように, 飽和度の鉛直分布は, 直線(a)~(c), もしくは, 直線(a)~(b)と(b)より鉛直下方は一定の折れ線のようになる。

本研究での扱いでは, 飽和度の鉛直分布を直線として近似しているため, 初期飽和度 S_{r0} を想定した場合には, 直線(a)~(e)のようになり, 飽和度の空間微分 $\partial S_r / \partial z$ を実際のものよりも過大に評価することになる。さらに, 土中の水分量は, D よりも鉛直上方のものを対象とすると, O~(a)~(b)~(e)で囲まれる面積に相当するが, 直線(a)~(e)により近似した場合には, 土中の水分量は, O~(a)~(e)で囲まれる面積になるため, (a)~(b)~(e)で囲まれた面積分だけ過小評価することになる。

また, 図 4.41 に示すように, 式(4.7)は, 先行降雨と損失降雨強度の関係で示すと, 勾配

は-1の線形域を持つが、飽和浸透能（最終浸透能）に近づくと、一定値に漸近する曲線となる。本研究では、線形域の勾配を用いた直線として近似した取り扱いがなされたが、今後、改善する必要がある。

これらの課題は、今後、飽和度の鉛直分布の取り扱いを含めて改善される必要があるが、 $\partial S_r / \partial z$ のオーダーからみて高々1オーダー未満、 ψ_0 からみても高々1オーダー未満の違いしかないため、損失降雨強度 r_0 の予測における誤差は、概ね、1オーダー未満であるため、本研究の結論に大きく影響を及ぼすものではない。ただし、今後、精度の高い解析を行うためには、検討が必要な内容である。

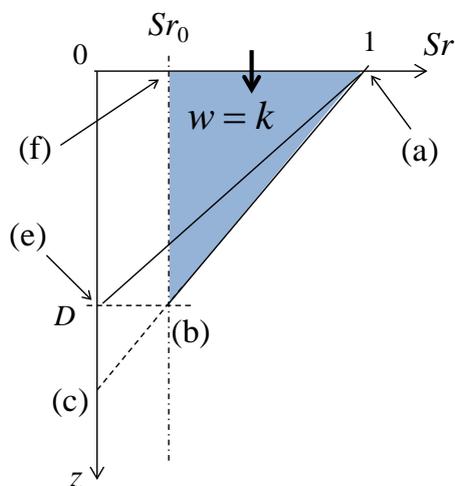


図 4.51 飽和度 S_r の線形鉛直分布とモデルの誤差

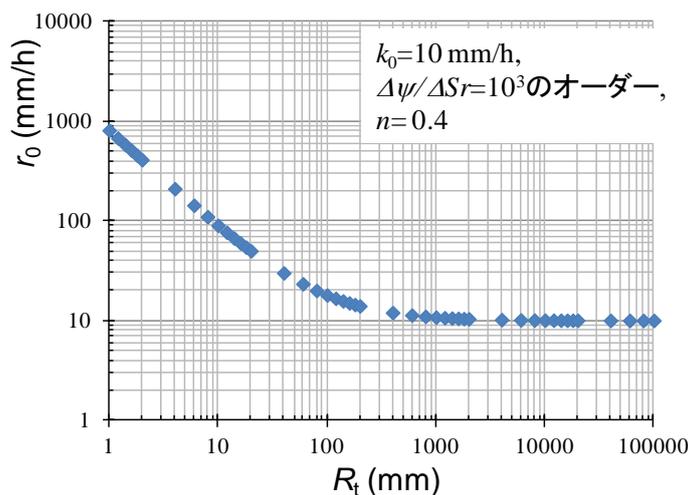


図 4.52 先行降雨 R_T と損失降雨強度 r_0 の関係

5. 結論

本研究では、2000年に噴火し、流域環境が一変した三宅島を対象として噴火により火山灰が堆積した斜面において降雨流出観測を実施し、火山灰が堆積した斜面における降雨流出特性を明らかにした。

第2章では、降雨流出過程を反映した観測システムに要求される要件を示し、表面流の流速に関する試算を通じて、降雨～流出観測を適切に実施する際の代表流域を抽出するために必要な流域スケールの設定法を示し、観測計画を検討した。設定された観測流域における観測において、量水堰を用いた場合に、流域の集水面積と量水堰の平面的な面積の関係と流域平均降雨と貯留体積に着目し、量水堰の影響を評価した。これらをふまえ、本研究では、観測流域の大きさは数100 m²程度として設定し、転倒ます雨量計、量水堰（幅50 cm×長さ80 cm×高さ40 cm、面積0.4 m²）と水位計を用いて雨量と流量の観測を行った。

三宅島2000年噴火時の降灰分布と土砂流出発生状況の時系列的な推移について整理し、降灰の時期、降灰厚、火山灰の粒径、土石流発生の時系列を指標として、適切な観測流域のスケールをもつ島内4箇所の観測斜面の設定を行った。観測斜面には島内東側流域のカニガ沢において、上流部で60 cm程度の降灰厚が認められるSU観測地と下流部に位置し10 cm程度の降灰厚であるSL観測地、15 cm程度の降灰のあった立根沢上流のTU観測地、60 cm程度の降灰厚が認められ、火山灰の粒径が他観測地に比べて粗いEU観測地の4箇所を選定した。

第3章では、解析に用いたデータセットの作成方法について述べ、これらデータから一降雨中の降雨量と流出量の関係を示し、各観測地における流出率を求めた。算出した流出率の観測地間の違いや他火山との関係、降雨との関わりについて検討した。以下に得られた知見を示す。

- 各観測地で比較すると、島内東側に位置するカニガ沢の上流域のSU観測地の流出率は平均0.37、南側に位置する立根沢の上流域のTU観測地で流出率が平均0.4となり観測地の中で流出率は大きい。次いでEU観測地の流出率が平均0.16であり、SL観測地の流出率は平均0.04と最も小さい結果となった。
- 総雨量が小さいときに流出率の幅（ばらつき）が大きく、総雨量が大きくなると流出率は高くなり、ある一定値（流出率=0.7）に近づく傾向が認められた。すなわち、流出率は総雨量に依存することが示唆された。流出率のばらつきの傾向は、SU観測地とTU観測地では小さく、SL観測地とEU観測地で大きい傾向であった。加えて、他火山（雲仙普賢岳、桜島、焼岳、Mt.Merapi）における流出率と比較検討した結果、他火山と同程度の流出率の範囲にあった。また、三宅島ならびに他火山ともに総雨量が小さいときに流出率の幅（ばらつき）が大きく、総雨量が大きくなると流出率は一定値に近づく傾向が認められた。他火山を含めた流出率のばらつきの下限値を

示す直線の傾きは、三宅島のそれとほぼ同程度の傾きを示した。

- 4つの観測地における降灰厚と火山灰粒径と流出率の比較から、降灰厚の大きいSU観測地（降灰厚約60cm）で流出率が高いものの、相対的に降灰厚の小さいTU観測地（降灰厚約15cm）の流出率もほぼ同程度であり、降灰厚から推定される結果と一致しない。また、火山灰の粒径で見ると、SL観測地が最も細粒分に富むが、最も流出率が低い結果となり、粒径から推定される流出率の傾向と一致しない。

第4章では、損失降雨強度が降雨に対する浸透能に対応することを示し、降雨-流出観測結果から損失降雨強度を求めた。まず、一降雨に対する損失降雨強度のオーダーを調べた結果、各観測地ごとにある一定の損失降雨強度となることが示されたため、一降雨ごとに損失降雨強度の算出を行った。さらに、損失降雨強度を詳細に分析するため、流出を単位として損失降雨強度を求め、流出継続時間内の平均降雨強度や流出継続時間、先行降雨との関係について分析を行った。以下に本章で得られた知見を示す。

- オーダーとして、一降雨に対する損失降雨強度 r_0 を求めた結果、SU観測地で6mm/h（平均値）、TU観測地で6mm/h（平均値）、EU観測地で18mm/h（平均値）、SL観測地で25mm/h（平均値）、となり観測地間での違いが認められた。各観測地毎の流出率はSU>TU>EU>SLの順で大きい結果が得られているが、損失降雨強度の平均値で比較すると、流出率の傾向と親和的な関係となった。
- 損失降雨強度 r_0 の幅（ばらつき）をみると、各観測地で1オーダー程度の幅が認められた。その幅は、SU観測地で平均値から3~4mm/h、TU観測地で平均値から4~10mm/h、SL観測地では平均値から15~18mm/h、EU観測地では平均値から8~30mm/hであった。流出率の幅（ばらつき）もSUおよびTU観測地で小さく、SL、EU観測地で大きいことから同様の傾向となった。
- 流出毎に算出した損失降雨強度と流出時間内の最大雨量強度、流出非発生時の降雨強度を整理した結果、SU観測地で3~5mm/h程度、TU観測地で3mm/h、EU観測値で10mm/h、SL観測地で10mm/h程度で流出非発生時の降雨強度と損失雨量の最小値がほぼ一致した。また、これらの値は、一降雨を対象としたときの損失降雨強度の最小値とほぼ一致する結果となった。
- 損失降雨強度と流出継続時間との関係は、流出継続時間が長くなるほど損失降雨強度は小さくなり、ある継続時間を超過する場合に一定の値に漸近することが示された。SU観測地は3時間程度以上の期間で流出が継続すると $r_0=5$ mm/h程度に近づく。SL観測地は5時間程度以上の継続時間で $r_0=10$ mm/hに近づいた。TU観測地は3時間程度以上で $r_0=3\sim 4$ mm/h、EU観測地では4時間程度で $r_0=10$ mm/hに近づくことがわかった。
- 先行降雨と損失降雨強度の関係から、先行降雨が大きくなると損失降雨強度が小さくなる傾向があり、損失降雨強度が不飽和浸透過程に従っていることが示唆された。

- これをふまえ、先行降雨と損失降雨との関係を不飽和鉛直浸透過程として再整理を行った。その結果、全ての流出イベントは、先行降雨による土壌水分条件に依存する不飽和浸透過程における浸透能に対応する損失雨量強度より大きな降雨強度をもつ降雨によりもたらされるものとして整理されることが明らかとなった。
- 現象を支配する先行降雨の時間（支配先行時間）は、観測流域により異なるものの、数時間のオーダーと数日のオーダーの 2 つが存在すること、観測流域では降雨開始時あるいは流出開始の支配先行時間（数時間あるいは数日前）の土壌の飽和度は、別途調査から得られている土壌水分曲線に基づくと、SU 観測地で支配先行時間 4~6 時間の場合に $S_r=0.8\sim 0.9$ 、支配先行時間 48 時間の場合に $S_r=0.6\sim 0.7$ 、SL 観測地では支配先行時間 4 時間の場合に $S_r=0.6\sim 0.7$ 、支配先行時間 72 時間の場合に $S_r=0.6\sim 0.65$ と高い値となることが示された。

以上、結論として、数 100 m² 程度の小流域を対象に降雨流出観測を行うことにより火山噴火後の土壌水分状態や不飽和浸透能、損失雨量強度等の降雨流出特性とそのメカニズムを把握することができることが示された。

残された今後の課題として以下が挙げられる。

- ① 現地観測において量水堰の水位が急激に立ち上がったたり、日変動が継続する状態が認められた。解析にはこれらのデータは用いていないが、計測法や計測機器に依存する課題かどうか検討を行う必要がある。
- ② 本研究では、飽和度の鉛直分布を直線として近似しているため、飽和度の空間微分は実際のものよりも過大に評価している。さらに、初期飽和度も考慮していないため土中の水分量は過小評価していることになる。これらの課題は、今後、飽和度の鉛直分布の取り扱いを含めて改善される必要があるが、 $\partial S_r / \partial z$ のオーダーからみて高々 1 オーダー未満、 ψ_0 からみても高々 1 オーダー未満の違いしかないので、損失降雨強度 r_0 の予測における誤差は、概ね、1 オーダー未満であるため、本研究の結論に大きく影響を及ぼすものではない。ただし、今後、精度の高い解析を行うためには、検討が必要な内容である。

謝 辞

本研究を行うにあたり、数多くの方々にお世話になりました。

本研究の遂行にあたって、筑波大学生命環境科学研究科宮本邦明教授に終始ご指導いただきました。研究の進め方やデータの取り扱い、論文添削等、研究全般・細部にわたってご指導を賜りました。ここに記して深甚の謝意を表します。筑波大学辻村真貴教授、奈佐原顕郎准教授、堀田紀文准教授ならびに水野秀明准教授には原稿のご校閲と有益なご助言をいただきました。また、伊藤隆郭博士にはデータ解析や論文編集・校正をはじめ、日頃より多大なるご指導・ご助言をいただきました。

本研究における現地観測データならびに現地調査結果は、独立行政法人土木研究所土砂管理研究グループにおいて実施されたものであります。データの使用を快諾いただくとともに、交流研究員として同所に在籍させていただき、研究の機会を与えていただいた土砂管理研究グループ西本晴男グループ長（現 筑波大学生命環境科学研究科）、寺田秀樹グループ長（現 国土防災技術株式会社）、小山内信智グループ長、火山・土石流チームの笹原克夫上席研究員（現 高知大学農学部）、栗原淳一上席研究員（現 鹿児島県土木部）、石塚上席研究員に厚くお礼を申し上げます。加えて、三宅島における現地観測、観測データの整理では火山・土石流チームの方々にご協力いただきました。特に、山越隆雄主任研究員（現 国土交通省砂防部）、土井康弘研究員（現 JICA）には多大なご指導・ご協力を賜りました。

また、社会人学生として博士課程に在籍し、研究活動にあたったため、本業との両立の面で上司・同僚の方々に多くの迷惑をかけてしまった。これから一層精進し、社会に貢献することでお許しいただきたい。

最後に、社会人と学生の二足のわらじとなった研究生生活全般を全面的に支援・協力してくれた妻・娘・父母・義父母をはじめとする家族に感謝する。

参考文献

阿部和時・黒川潮・浅野志穂・岡本隆・松山康治・落合博貴・寺嶋智巳・島田和則・野口宏典・大丸裕武・宮縁育夫・小川泰浩（2002）：三宅島火山降灰地帯の土壌侵食実態に関する実証的研究，日本緑化工学会誌，第28巻，第1号，p.91-96

阿部和時・黒川潮・北田正憲・小川泰浩・趙炳薫（2005）：三宅島の火山性荒廃流域における水・土砂流出の特徴，56回日林関東支論，p.231-234

足立昭平（1959）：開水路における栈型人工粗度の実験的研究，京都大学防災研究所年報，第33号，p.17-33

足立昭平（1964）：人工粗度の実験的研究，土木学会論文集，第104号，p.33-44

芦田和夫，奥村武信，田中健二（1973）：斜面侵食に関する実験的研究，京都大学防災研究所年報，第16号B，p.449-469

荒木正夫・椿東一郎（1962）：水理学演習（下），第9章，森北出版

土井康弘・田方智・山越隆雄・笹原克夫・西本晴男（2006）：三宅島の溪流における土砂流出の実態－2000年噴火から4年後の状況－，砂防学会誌，Vol.59，No.2，p.37-42

土井康弘・山越隆雄・渡正昭（2003）：2002年7月16日の三宅島立根沢におけるスコリア流出，砂防学会誌，Vol.56，No.2，p.32-36

独立行政法人土木研究所（2003）：2000年噴火後の三宅島における土砂流出に関する現地観測・調査結果（Ⅰ）－平成14年度の観測・調査結果－，土木研究所資料，第3923号，p.32

独立行政法人土木研究所（2006）：2000年噴火後の三宅島における土砂流出に関する現地観測・調査結果（Ⅱ）－2003年度・2004年度の観測・調査結果－，土木研究所資料，第4013号

福嶋麻沙代・石原和弘（2006）：桜島火山の土石流発生と降雨および火山活動との関係，京都大学防災研究所年報，第49号B，p.355-361

原田民司郎・平野宗夫・川原恵一郎（1999）：雲仙・水無川における土石流の流出特性と流

出解析, 砂防学会誌, Vol.52, No.1, p.3-9

Hendrayanto・Sumiji KOBASHI・Takahisa MIZUYAMA・Ken'ichirou KOSUGI (1995) : Hydrological characteristics of new volcanic ash deposit, J. Japan Soc. Hydrol. & Water Resour. , Vol.8, No.5, p.484-491

平川泰之・安養寺信夫・鈴木崇・今野雄悟 (2002) : 三宅島の噴火後の二次泥流発生条件, 平成 14 年度砂防学会研究発表会概要集, p.16-17

Inokura Y., Shibano H., Numamoto S., Shuin Y., Jitousono T., Simokawa E. (1996) : Effects of catchment factors on direct runoff characteristics in several streams on the southwest slope of Mt.Merapi volcano, Journal of the Japan society Erosion Control Engineering. Vol48, Special Issue, p.37-45

池田繁敏・関信明・片嶋啓介・平川泰之・千葉達朗・浜田美鈴・脇山勘治 (2001) : 2000 年三宅島噴火後の泥流発生と氾濫状況について, 平成 13 年度砂防学会研究発表会概要集, p.434-435

池谷 浩・ヘンドロヤント・小杉賢一朗・水山高久 (1995) : 火山噴出物の被覆による浸透能の減少－雲仙における比較試験－, 新砂防, Vol 48, No. 2, p.22-26

池谷浩・水山高久 (1984) : 昭和 58 年三宅島噴火後の土砂流出予測調査, 新砂防, Vol.36, No.4, p.29-33

池谷浩・米沢谷誠悦 (1978) : 1977 年有珠山噴火に伴う火山噴出物の分布とその影響, 土木技術資料, 20-10, p.40-45

地頭菌隆 (1992) : 火山活動が流出現象に及ぼす影響に関する実証的研究, 鹿大演研報, 20, p.1-122

地頭菌隆・永田治・寺本行芳・下川悦郎 (1997) : 火砕流堆積物および火山灰に覆われた雲仙普賢岳山腹斜面における表面流出, 砂防学会誌, Vol.49, No.5, pp.42-48

地頭菌隆・下川悦郎 (1987) : 桜島における表面侵食による土砂生産, 新砂防 (砂防学会誌), Vol.39, No.6, p.11-17

地頭菌隆・下川悦郎 (1989) : 火山灰に覆われた桜島山腹斜面における表面流出, 新砂防 (砂防学会誌), Vol.42, No.3, p.18-23, 1989

地頭菌隆・下川悦郎 (1991) : 桜島における火山活動が土石流・泥流の発生や流出に及ぼす影響, 新砂防 (砂防学会誌), Vol.43, No.6, p.9-15

地頭菌隆・下川悦郎・永田治・寺本行芳 (1998) : 桜島における表面流の観測, 鹿大演研報, 26, p.1-8

地頭菌隆・下川悦郎・寺本行芳 (1997) : 桜島における土石流河川の流出特性, 鹿大演研報, 25, p.9-20

地頭菌隆・下川悦郎・寺本行芳・永田治 (1996) : 雲仙普賢岳周辺斜面における火山灰の分布と浸透能, 砂防学会誌 (新砂防), Vol.49, No.3, p.33-36

榎根勇 (1980) : 水文学, 大明堂

木下篤彦・坂井佑介・大野亮一・佐藤重貴夫・西窪文敏 (2013) : 桜島火山灰土の工学的特性と植生が現地浸透能に与える影響, 砂防学会誌, Vol.65, No.6, p.30-36

木佐洋志・山越隆雄・石塚忠範・杉山光徳・瀧口茂隆 (2013) : 2011年霧島山 (新燃岳) 噴火による火砕物堆積斜面の降雨表面流出特性, 砂防学会誌, Vol.65, No.6, p.12-21

小橋澄治・水山高久・小杉賢一朗・ヘンドロヤント (1994) : 雲仙火山における降下堆積物の浸透特性, 新砂防 (砂防学会誌), Vol.47, No.1, p.47-50

厚井高志・藤沢康弘・藤田浩司・安養寺信夫・瀧口茂隆・杉山光徳 (2013) : 降雨流出・土砂流出に影響する火山噴出物の特性—2011年新燃岳噴火の事例—, 砂防学会誌, Vol.65, No.6, p.37-45

黒川潮・小川泰浩・岡部宏秋・阿部和時 (2010) : シリーズ「近年の土砂災害」—2000年三宅島噴火災害とその後の復旧—, 水利科学, No.312, p.63-79

宮縁育夫・清水晃・竹下敬司 (1999) : 雲仙普賢岳 1990—95年噴火堆積物の粒度組成と浸透能, 地形, 第20巻, 第2号, p.85-96

宮崎務 (1984) : 歴史時代における三宅島噴火の特徴, 火山, 第2集, 第29巻, p.S1~S15

物部長穂 (1933) : 水理学 (第十一章), 岩波書店

森脇寛・広部良輔・熊谷貞治・高橋博 (1979) : 有珠山噴火による火山灰堆積層に関する研究—降雨の表面流出と浸食について—, 国立防災科学技術センター研究報告, 第22号, p.83-92

中野秀章 (1976) : 森林水文学, 共立出版, p.76-77

中田節也・長井雅史・安田敦・嶋野岳人・下司信夫・大野希一・秋政貴子・金子隆之・藤井敏嗣 (2001) : 三宅島2000年噴火の経緯—山頂陥没口と噴出物の特徴—, 地学雑誌, 110(2), p.168-180

西田顕郎・小橋澄治・水山高久 (1996) : 雲仙普賢岳の土砂流出域における堆積物の浸透能の変化, 砂防学会誌, Vol.49, No.1, p.49-53

西田顕郎・小橋澄治・水山高久 (1998) : 雲仙普賢岳火砕流堆積斜面における植生回復による表面流・土砂流出の変化, 日本緑化工学会誌, 第23巻, 第4号, p.249-255

西田顕郎・水山高久 (1998) : 雲仙普賢岳火砕流堆積物の表面構造, 砂防学会誌, Vol.51, No.3, p.44-46

野村康裕・小杉賢一朗・水山高久 (2003) : 三宅島・有珠山・桜島の火山灰の物理特性の比較検討—火山灰の物理特性が泥流発生に与える影響に関する一考察—, 砂防学会誌, Vol.55, No.6, p.3-12

沼知福三郎, 黒川恒勝, 淵澤定敏 (1940) : 三角堰の流量公式(第1報), 機械学会論文集, Vol.6, No.22, pp.Ⅲ-10-Ⅲ-14

沼知福三郎, 淵澤定敏 (1941) : 三角堰の流量公式(第2報), 機械学会論文集, Vol.7, No.27, pp.Ⅲ-5-Ⅲ-9

小川泰浩・明間民央・大丸裕武 (2011) : 雲仙普賢岳火砕流堆積斜面における緑化植物の植生調査と降雨時の表面流観測, 砂防学会誌, Vol.63, No.5, p.78-82

小川泰浩・清水晃・久保寺秀夫（2006）：雲仙普賢岳の新しい火山噴出物が堆積した斜面表層の土壌微細形態が透水性に与える影響，日林誌，88(5)，p.329-336

小川泰浩・清水晃・清水貴範・宮縁育夫（2003）：細粒火山灰被覆を行った斜面の降雨流出に関する実験的研究，砂防学会誌，Vol.55，No.5，p.22-30

奥田節夫・諏訪浩・奥西一夫・横山康二・小川恒一・浜名秀治（1978）：土石流の総合的観測 その4，京都大学防災研究所年報，第21号，B-1，p.277-296

奥田節夫・諏訪浩・奥西一夫・横山康二・小川恒一・浜名秀治（1979）：土石流の総合的観測 その5，京都大学防災研究所年報，第22号，B-1，p.157-204

奥田節夫・諏訪浩・奥西一夫・横山康二・小川恒一・浜名秀治・田中俊一（1980）：土石流の総合的観測 その6，京都大学防災研究所年報，第23号，B-1，p.357-394

奥田節夫・諏訪浩・奥西一夫・横山康二・小川恒一・浜名秀治・田中俊一（1981）：土石流の総合的観測 その7，京都大学防災研究所年報，第24号，B-1，p.411-448

恩田裕一・竹中千里・水山高久（1996）：雲仙火山灰が浸透能低下を引き起こす原因，砂防学会誌，Vol.49，No.1，p.25-30

笹原克夫・海老原和重（1997）：不飽和砂質土の強度特性とそれに基づく急勾配斜面崩壊機構に関する研究，砂防学会誌，Vol.50，No.2，p.5-13

佐藤耕治・渡邊康玄（2001）：有珠山における降下堆積物の浸透特性，北海道開発土木研究所月報，No.581，p.46-49

清水貴範・小川泰浩・清水晃・宮縁育夫（2002）：火山灰散布処理を行った裸地斜面での地表面流出観測結果を用いた単純な応答型モデルの比較検討，水文・水資源学会誌，第15巻，6号，p.605-614

下司信夫・嶋野岳人・長井雅史・中田節也（2002）：三宅島火山 2000 年噴火のマグマ供給系，火山，第47号，第5号，p.419-434

社団法人土木学会（1985）：水理公式集－昭和60年版－

社団法人土木学会（1999）：水理公式集－平成 11 年版－

田方智・武澤永純・山越隆雄・栗原淳一（2007）：主要な火山における火山灰の透水性の実態とその決定要因の考察，土木技術資料，49-8，p.58-63

田村圭司・山越隆雄・松岡暁・安養寺信夫（2010）：火山噴火後に土石流が発生した事例，土木技術資料，52-3，p.34-39

寺本行芳（2005）：火山灰被覆に伴う侵食と土砂流出，鹿大演研報，33，p.73-120

寺本行芳・下川悦郎・地頭菌隆（2005）：桜島における噴火活動の違いが表面侵食による侵食速度に及ぼす影響，砂防学会誌，Vol.57，No.5，p.65-68

寺嶋智巳・田中永晴・白井知樹・中井裕一郎・北村兼三・鈴木覚（2001）：有珠山 2000 年噴火の噴出物が堆積した斜面における初期の地形変化，地形，第 22 号，第 5 号，p.857-872

東京大学地震研究所（2001）：第 90 回火山噴火予知連絡会資料，資料番号 30

津久井雅志，鈴木裕一（1998）：三宅島火山最近 7000 年間の噴火史，火山，Vol.43，No.4，p.149-166

津久井雅志・新堀賢志・川辺禎久・鈴木裕一（2001）：三宅島火山の形成史，地学雑誌，110(2)，p.156-167

山越隆雄・諏訪浩（1998）：雲仙普賢岳火砕流堆積斜面における植生回復に伴う降雨流出・土砂流出特性の変化，砂防学会誌，Vol.51，No.3，p.3-10

山越隆雄・水山高久・内田太郎・野村康裕・安養寺信夫・栢木敏仁（2002）：三宅島噴火後 1 年間の火山灰堆積斜面の浸透能と土砂流出の変化，砂防学会誌，Vol.55，No.2，p.36-42

山越隆雄・水山高久・諏訪浩・奥西一夫・仲野公章（2001）：焼岳上々堀沢源流域斜面における降雨流出特性の 20 年間の経年変化，砂防学会誌，Vol.54，No.4，p.22-32

山本博（1984）：有珠山の一斜面における 1977-1978 年降下火砕堆積物の侵食，地形，第 5 巻，第 2 号，p.111-124

山本博・今川俊明（1983）：有珠山 1977-1978 年噴出物の堆積した斜面における表面流出について，*水文学*，No.13

付 録 目 次

1. 各観測地における先行降雨と損失降雨強度	1
2. 先行雨量の推移と損失降雨強度.....	17
3. 現地写真.....	21

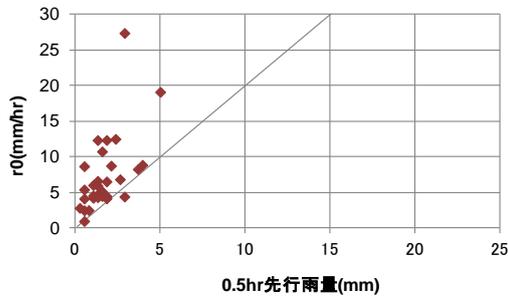
付 録 図 目 次

図 1.1 先行雨量と損失降雨強度(SU 観測地)(真数表示).....	2
図 1.2 先行雨量と損失降雨強度(SU 観測地)(対数表示).....	4
図 1.3 先行雨量と損失降雨強度(SL 観測地)(真数表示)	6
図 1.4 先行雨量と損失降雨強度(SL 観測地)(対数表示)	8
図 1.5 先行雨量と損失降雨強度(TU 観測地)(真数表示).....	10
図 1.6 先行雨量と損失降雨強度(TU 観測地)(対数表示).....	12
図 1.7 先行雨量と損失降雨強度(EU 観測地)(真数表示).....	14
図 1.8 先行雨量と損失降雨強度(EU 観測地)(対数表示).....	16
図 2.1 先行雨量と損失降雨強度(1 時間～6 時間先行時間)	17
図 2.2 先行雨量と損失降雨強度(9 時間～72 時間先行時間)	18
図 2.3 先行雨量と損失降雨強度(96 時間～336 時間先行時間).....	19
図 2.4 先行雨量と損失降雨強度(504 時間～672 時間先行時間).....	20
図 3.1 SU 観測地の位置.....	21
図 3.2 写真撮影位置と撮影アングル (SU 観測地)	21
図 3.3 SL 観測地の位置	26
図 3.4 写真撮影位置と撮影アングル (SL 観測地)	26
図 3.5 TU 観測地の位置	30
図 3.6 写真撮影位置と撮影アングル (TU 観測地)	30
図 3.7 EU 観測地の位置	32
図 3.8 写真撮影位置と撮影アングル (EU 観測地)	32

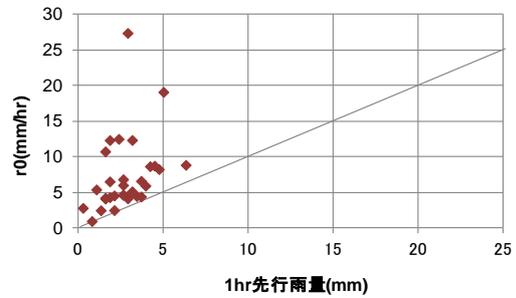
付 録

1. 各観測地における先行降雨と損失降雨強度

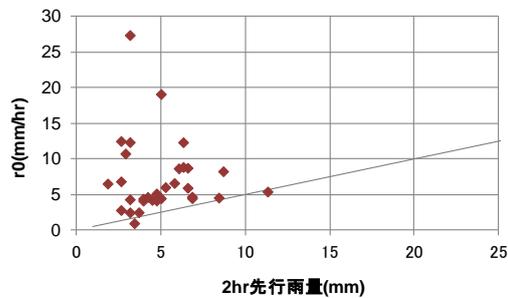
(1) SU 観測地



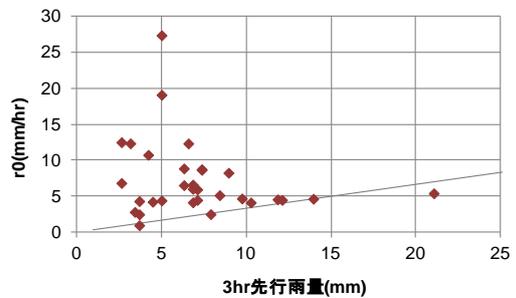
0.5 時間先行降雨と損失降雨強度(SU)



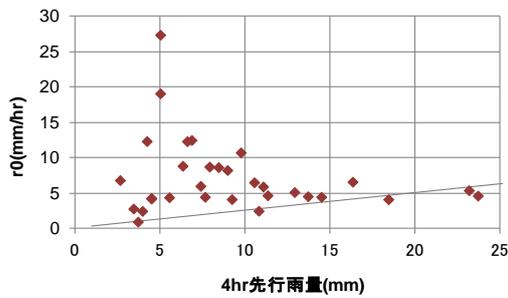
1 時間先行降雨と損失降雨強度(SU)



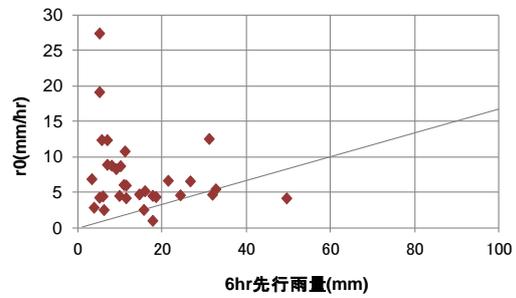
2 時間先行降雨と損失降雨強度(SU)



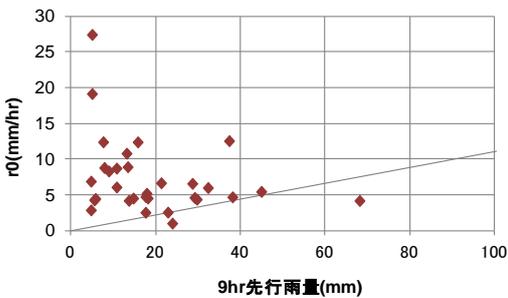
3 時間先行降雨と損失降雨強度(SU)



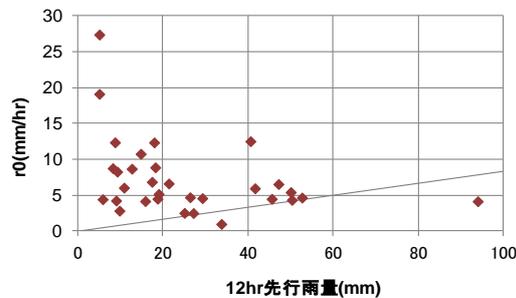
4 時間先行降雨と損失降雨強度(SU)



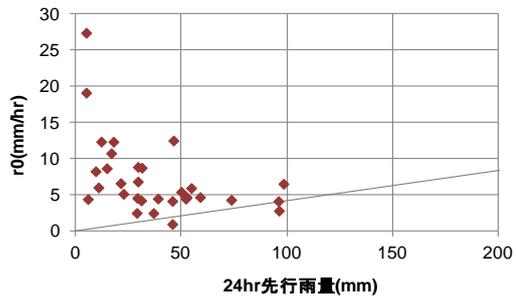
6 時間先行降雨と損失降雨強度(SU)



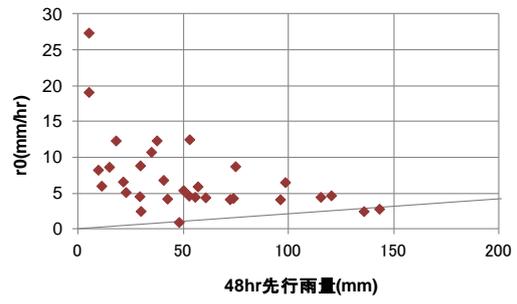
9 時間先行降雨と損失降雨強度(SU)



12 時間先行降雨と損失降雨強度(SU)

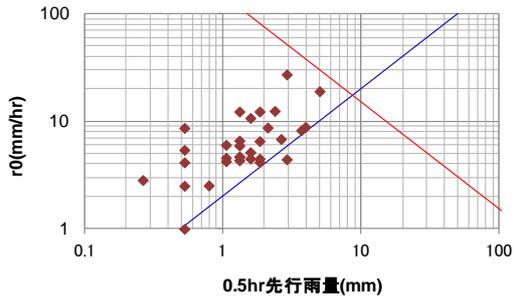


24 時間先行降雨と損失降雨強度(SU)

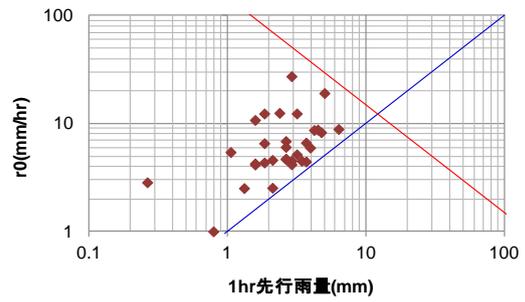


48 時間先行降雨と損失降雨強度(SU)

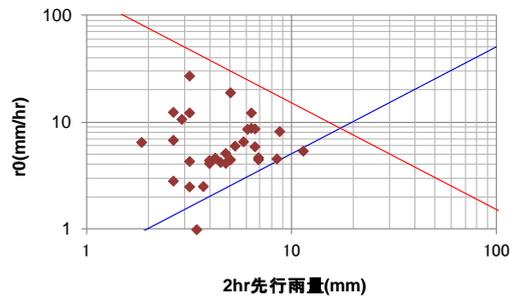
図 1.1 先行雨量と損失降雨強度(SU 観測地)(真数表示)



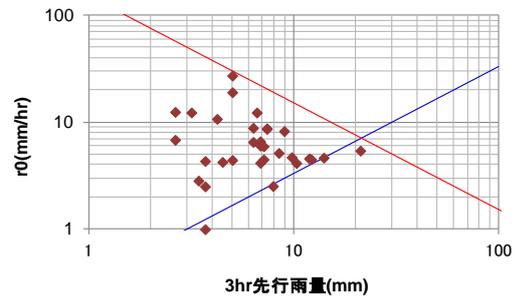
0.5 時間先行降雨と損失降雨強度(SU)



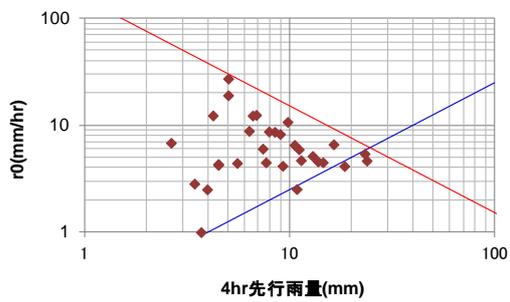
1 時間先行降雨と損失降雨強度(SU)



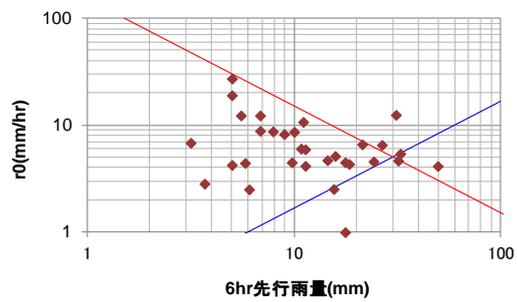
2 時間先行降雨と損失降雨強度(SU)



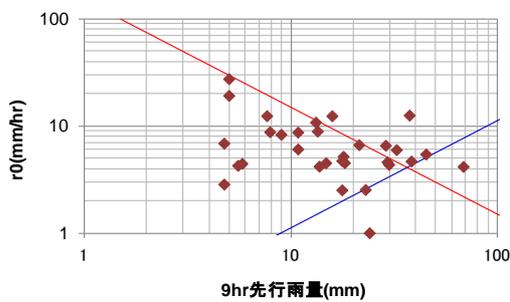
3 時間先行降雨と損失降雨強度(SU)



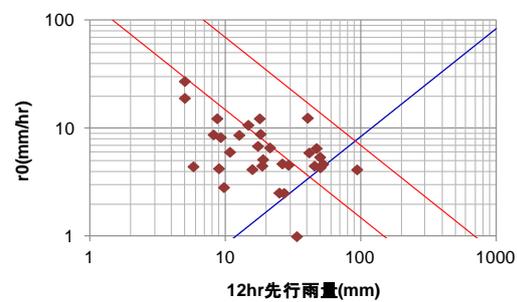
4 時間先行降雨と損失降雨強度(SU)



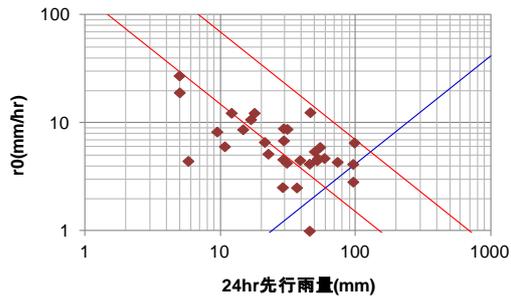
6 時間先行降雨と損失降雨強度(SU)



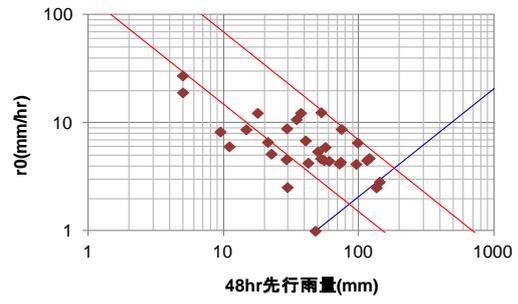
9 時間先行降雨と損失降雨強度(SU)



12 時間先行降雨と損失降雨強度(SU)



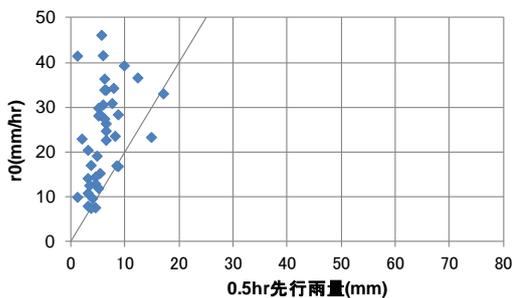
24 時間先行降雨と損失降雨強度(SU)



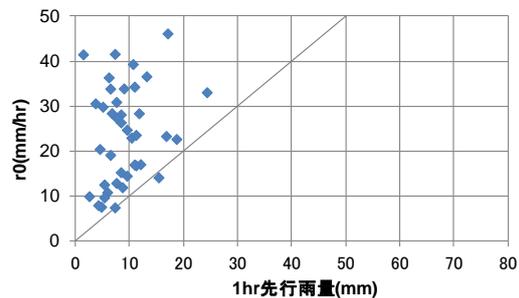
48 時間先行降雨と損失降雨強度(SU)

図 1.2 先行雨量と損失降雨強度(SU 観測地)(対数表示)

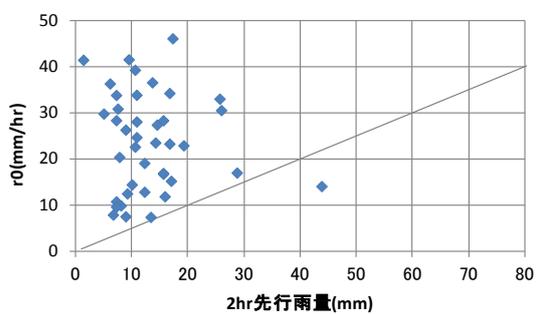
(2) SL 観測地



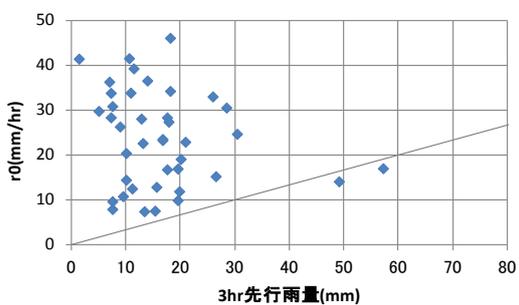
0.5 時間先行降雨と損失降雨強度(SL)



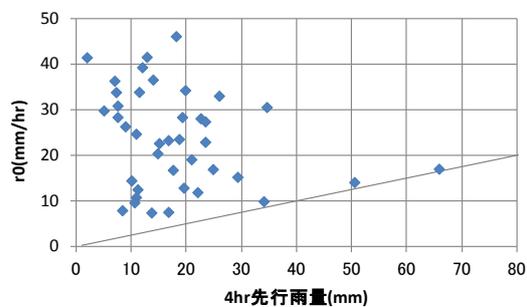
1 時間先行降雨と損失降雨強度(SL)



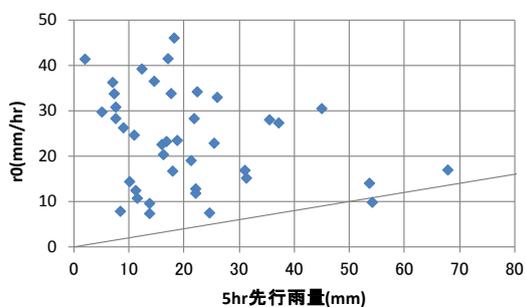
2 時間先行降雨と損失降雨強度(SL)



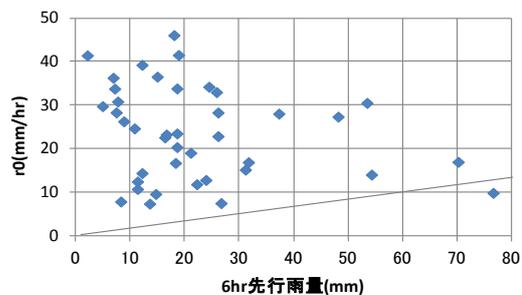
3 時間先行降雨と損失降雨強度(SL)



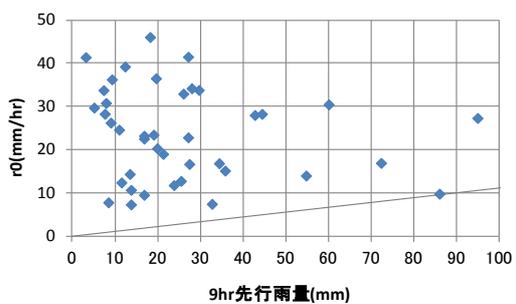
4 時間先行降雨と損失降雨強度(SL)



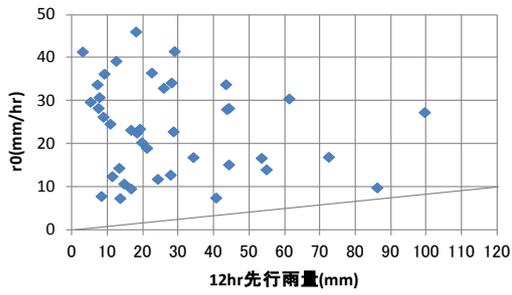
5 時間先行降雨と損失降雨強度(SL)



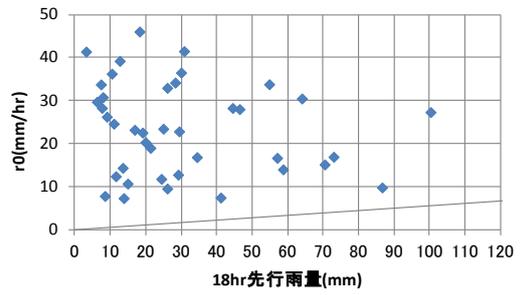
6 時間先行降雨と損失降雨強度(SL)



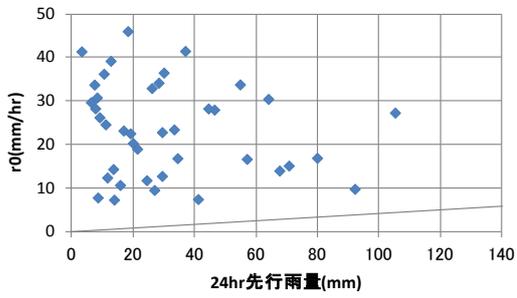
9 時間先行降雨と損失降雨強度(SL)



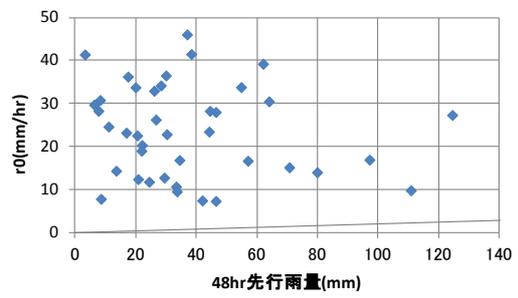
12 時間先行降雨と損失降雨強度(SL)



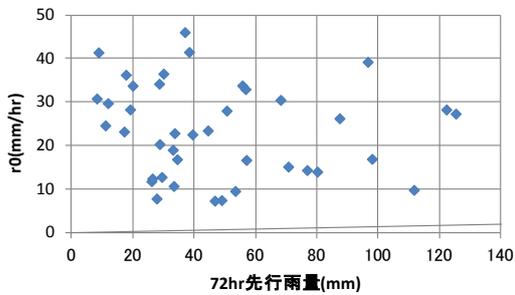
18 時間先行降雨と損失降雨強度(SL)



24 時間先行降雨と損失降雨強度(SL)

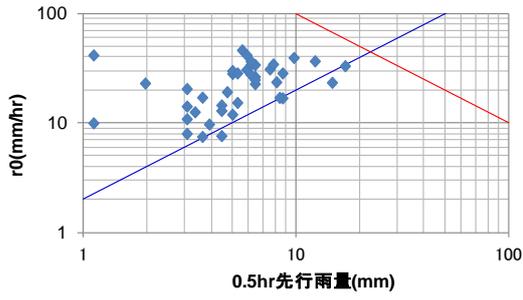


48 時間先行降雨と損失降雨強度(SL)

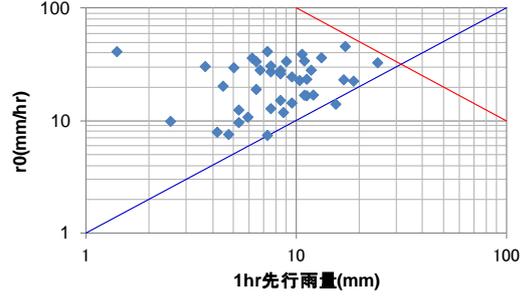


72 時間先行降雨と損失降雨強度(SL)

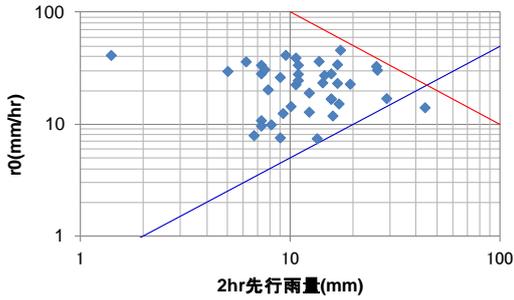
図 1.3 先行雨量と損失降雨強度(SL 観測地)(真数表示)



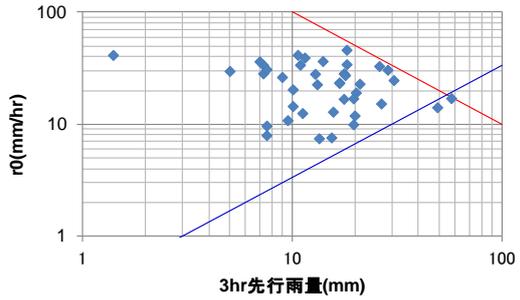
0.5 時間先行降雨と損失降雨強度(SL)



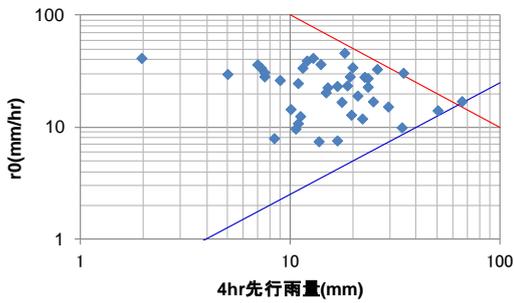
1 時間先行降雨と損失降雨強度(SL)



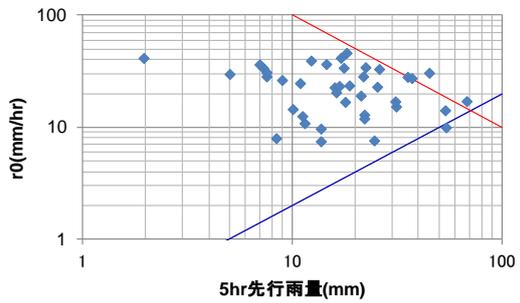
2 時間先行降雨と損失降雨強度(SL)



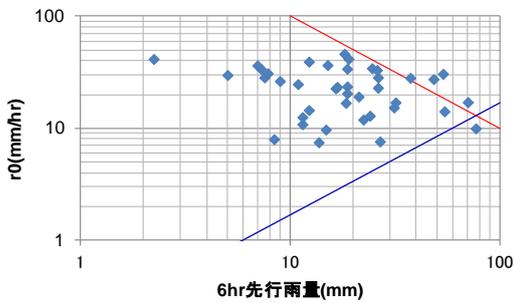
3 時間先行降雨と損失降雨強度(SL)



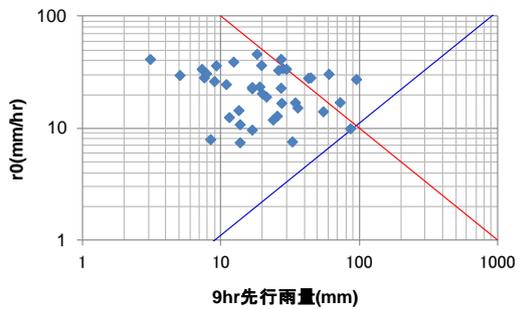
4 時間先行降雨と損失降雨強度(SL)



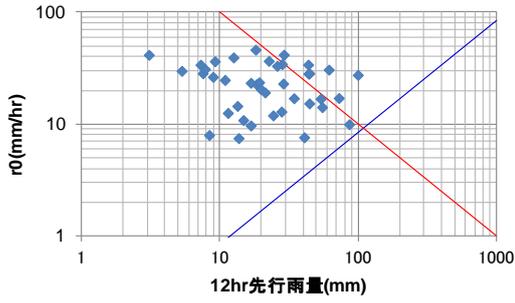
5 時間先行降雨と損失降雨強度(SL)



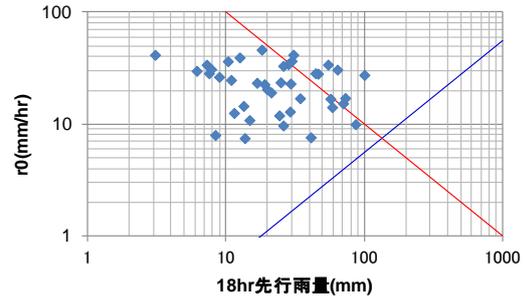
6 時間先行降雨と損失降雨強度(SL)



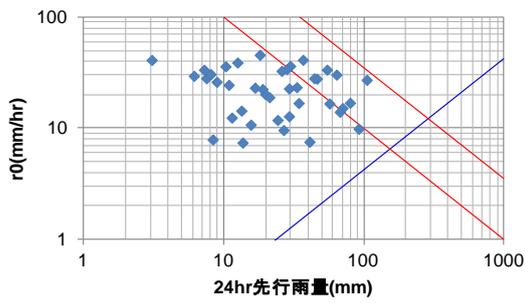
9 時間先行降雨と損失降雨強度(SL)



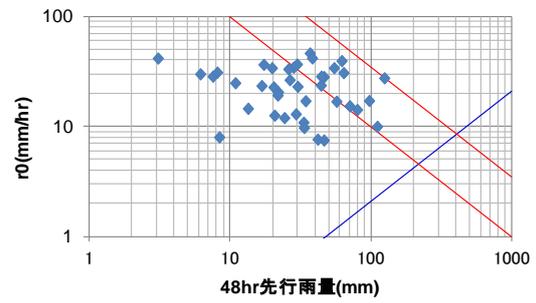
12 時間先行降雨と損失降雨強度(SL)



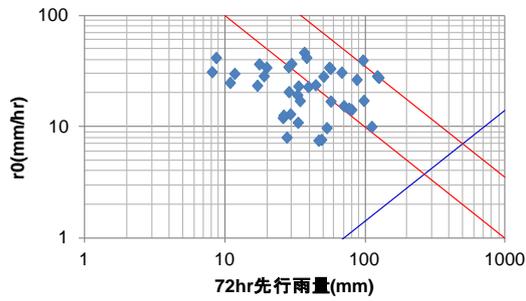
18 時間先行降雨と損失降雨強度(SL)



24 時間先行降雨と損失降雨強度(SL)



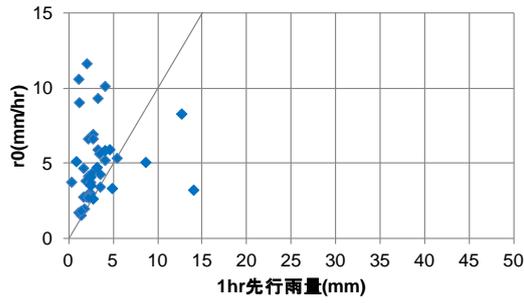
48 時間先行降雨と損失降雨強度(SL)



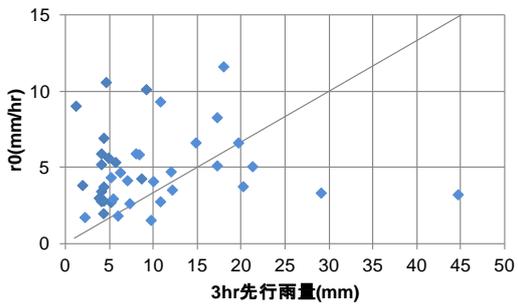
72 時間先行降雨と損失降雨強度(SL)

図 1.4 先行雨量と損失降雨強度(SL 観測地)(対数表示)

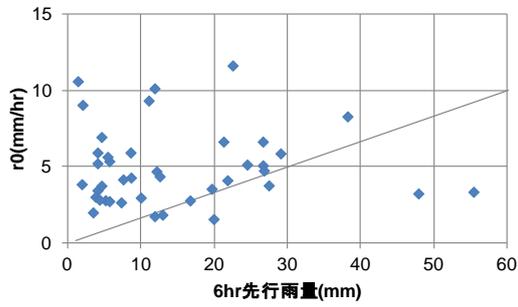
(3) TU 観測地



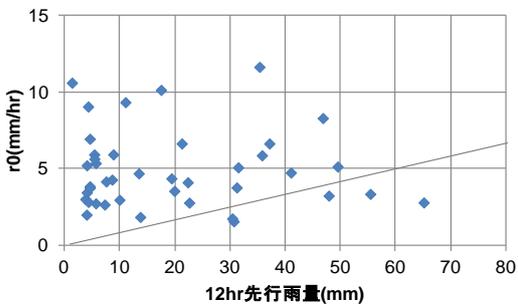
1 時間先行降雨と損失降雨強度(TU)



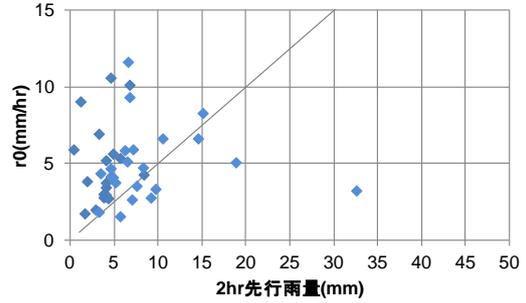
3 時間先行降雨と損失降雨強度(TU)



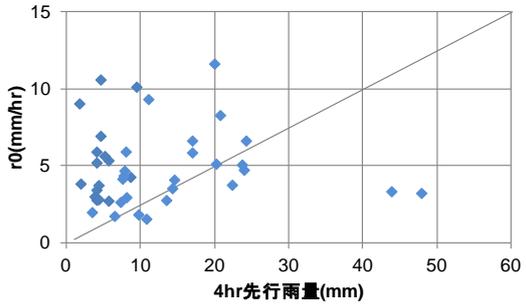
6 時間先行降雨と損失降雨強度(TU)



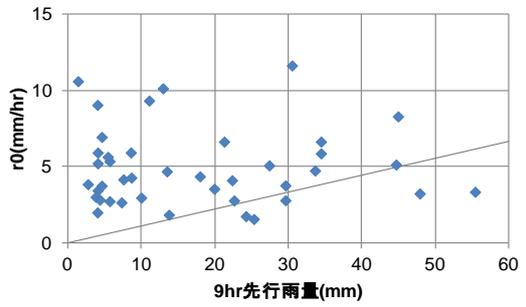
12 時間先行降雨と損失降雨強度(TU)



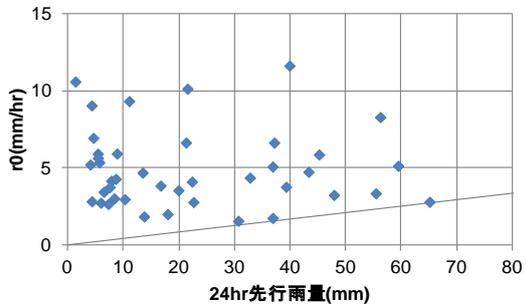
2 時間先行降雨と損失降雨強度(TU)



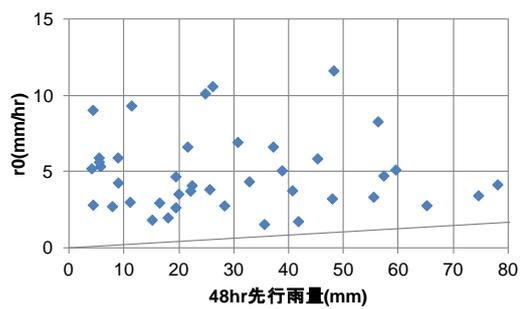
4 時間先行降雨と損失降雨強度(TU)



9 時間先行降雨と損失降雨強度(TU)

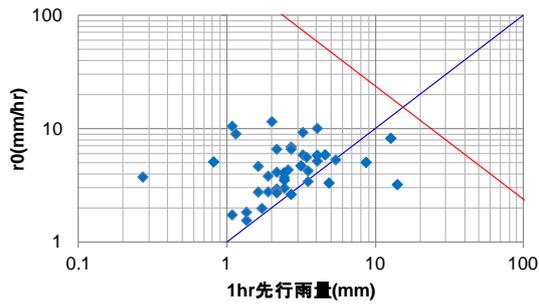


24 時間先行降雨と損失降雨強度(TU)

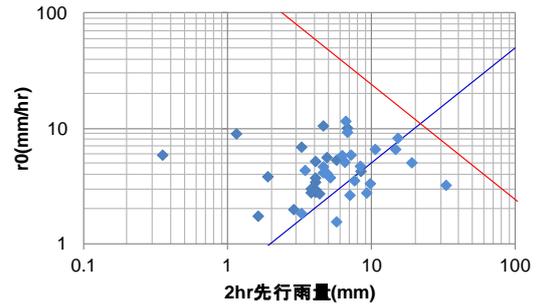


48 時間先行降雨と損失降雨強度(TU)

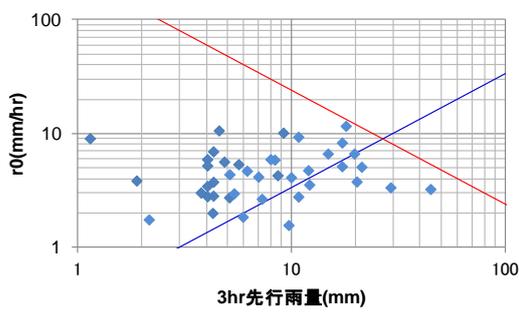
図 1.5 先行雨量と損失降雨強度(TU 観測地)(真数表示)



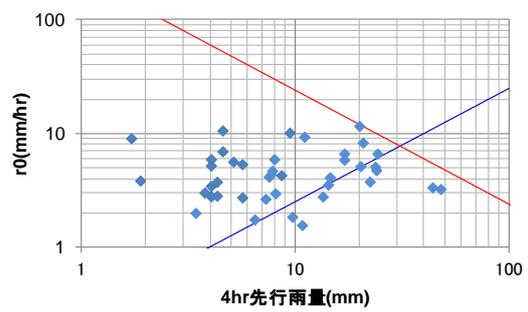
1 時間先行降雨と損失降雨強度(TU)



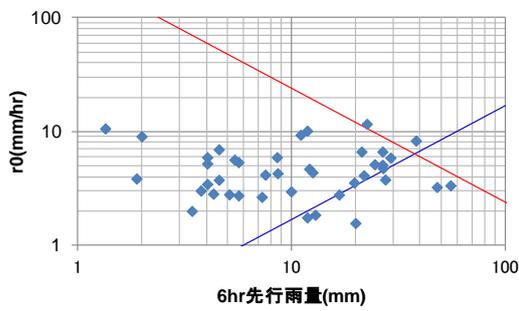
2 時間先行降雨と損失降雨強度(TU)



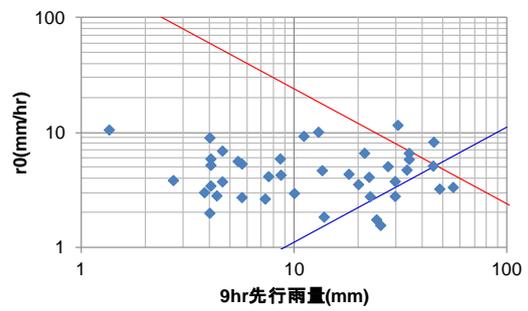
3 時間先行降雨と損失降雨強度(TU)



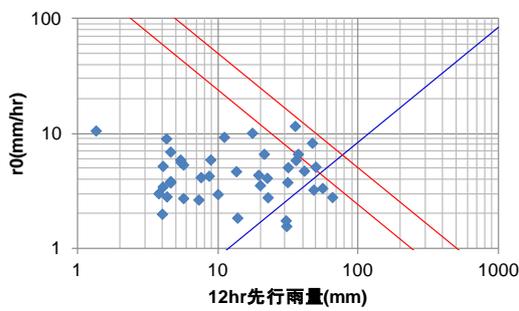
4 時間先行降雨と損失降雨強度(TU)



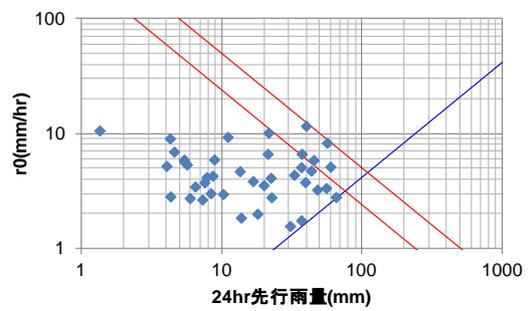
6 時間先行降雨と損失降雨強度(TU)



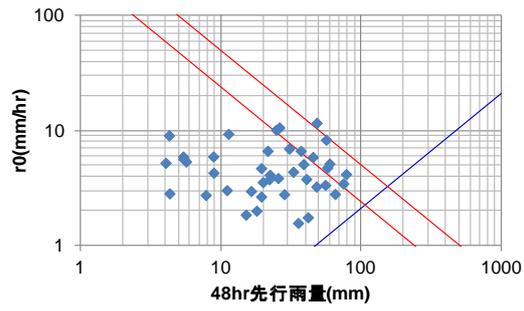
9 時間先行降雨と損失降雨強度(TU)



12 時間先行降雨と損失降雨強度(TU)



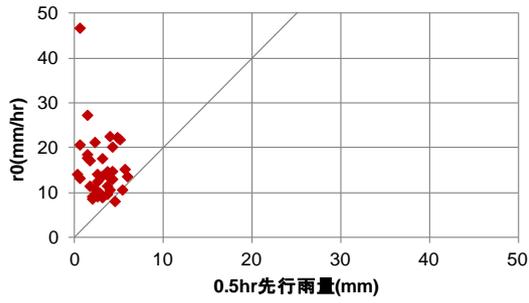
24 時間先行降雨と損失降雨強度(TU)



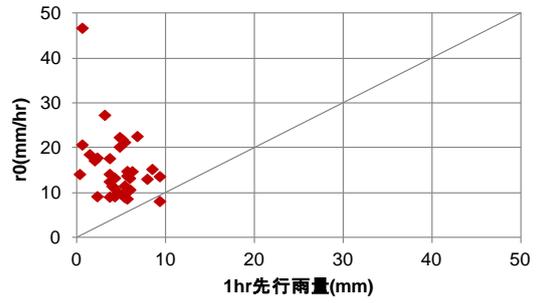
48 時間先行降雨と損失降雨強度(TU)

図 1.6 先行雨量と損失降雨強度(TU 観測地)(対数表示)

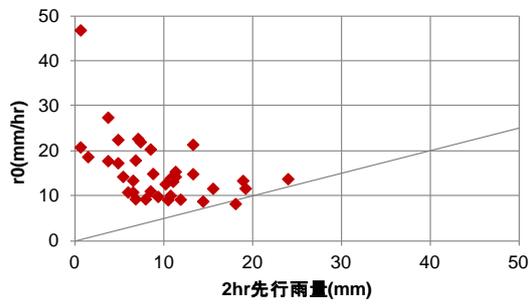
(4) EU 観測地



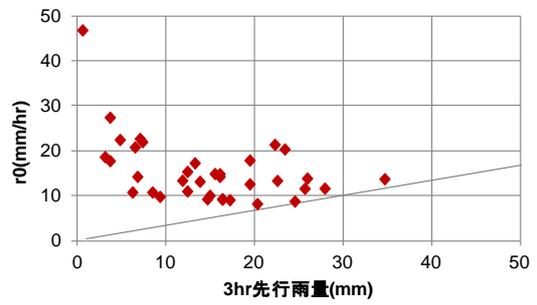
0.5時間先行降雨と損失降雨強度の関係(EU)



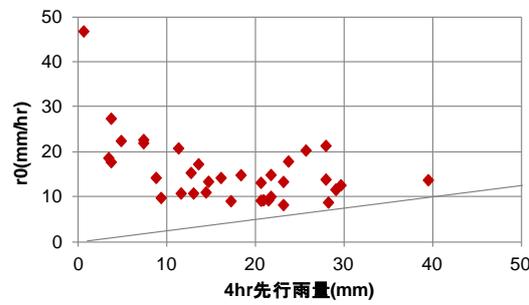
1時間先行降雨と損失降雨強度(EU)



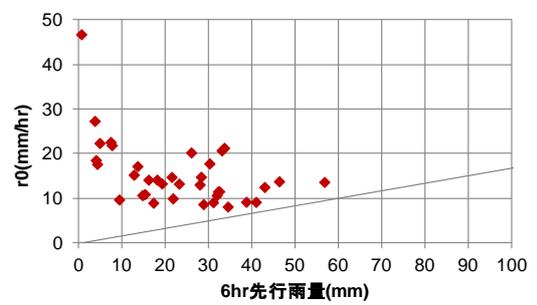
2時間先行降雨と損失降雨強度(EU)



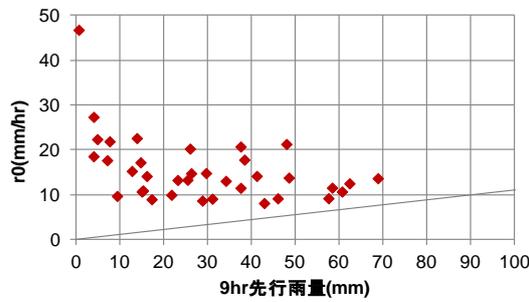
3時間先行降雨と損失降雨強度(EU)



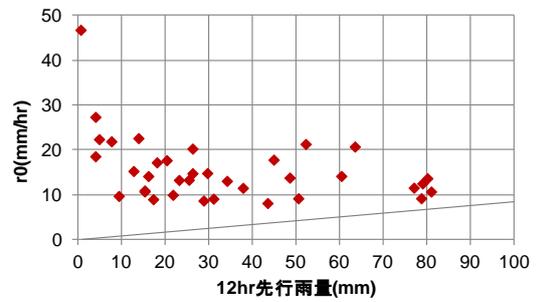
4時間先行降雨と損失降雨強度(EU)



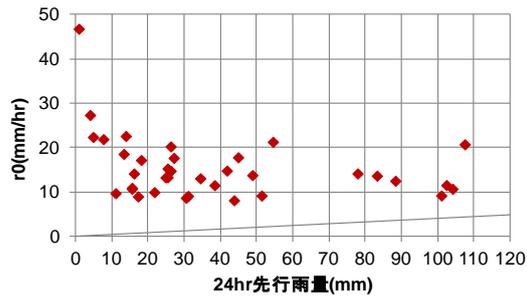
6時間先行降雨と損失降雨強度(EU)



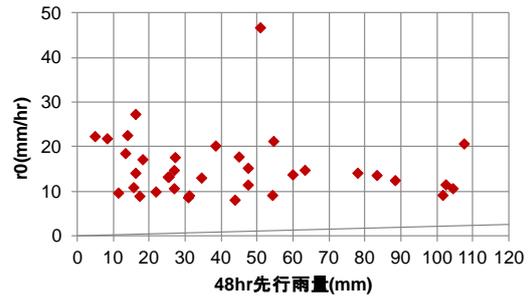
9時間先行降雨と損失降雨強度(EU)



12時間先行降雨と損失降雨強度(EU)

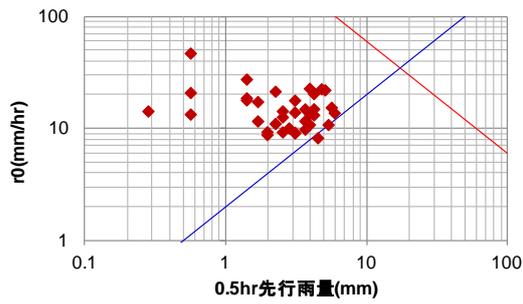


24 時間先行降雨と損失降雨強度(EU)

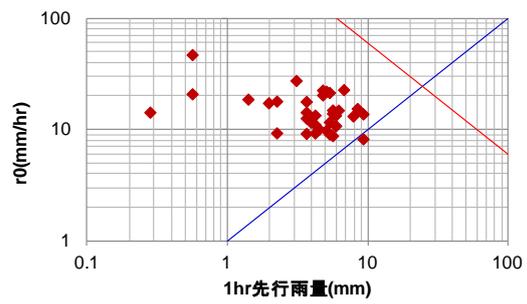


48 時間先行降雨と損失降雨強度(EU)

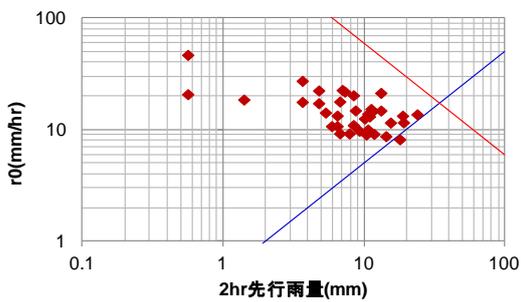
図 1.7 先行雨量と損失降雨強度(EU 観測地)(真数表示)



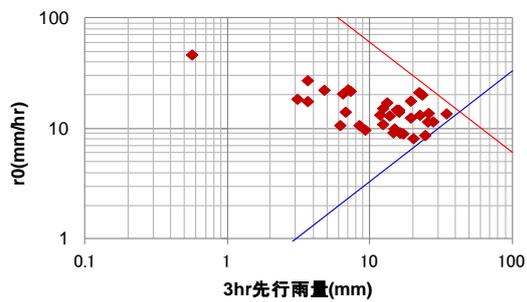
0.5 時間先行降雨と損失降雨強度(EU)



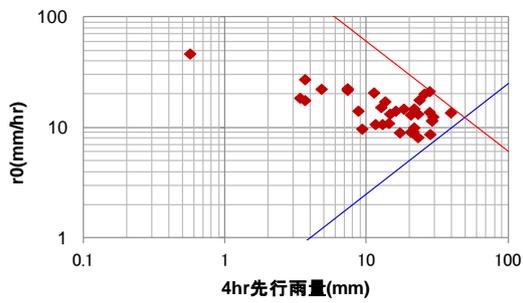
1 時間先行降雨と損失降雨強度(EU)



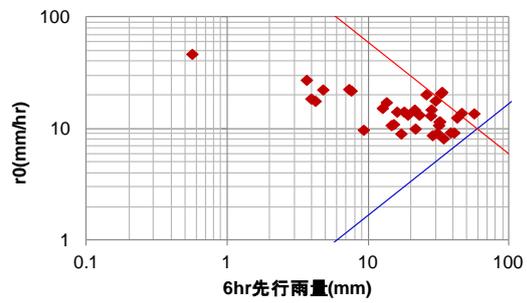
2 時間先行降雨と損失降雨強度(EU)



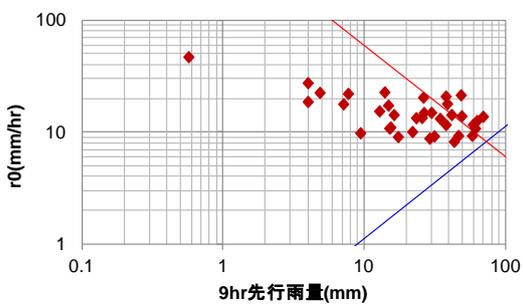
3 時間先行降雨と損失降雨強度(EU)



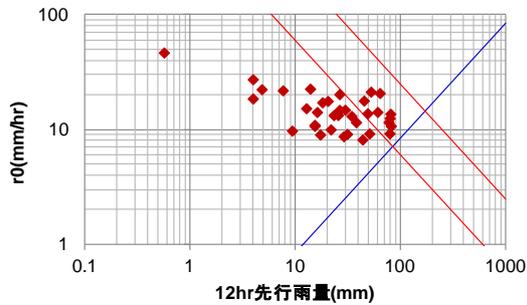
4 時間先行降雨と損失降雨強度(EU)



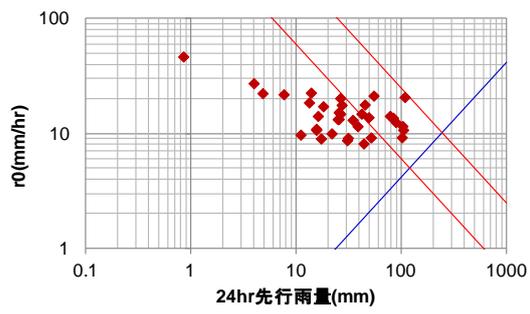
6 時間先行降雨と損失降雨強度(EU)



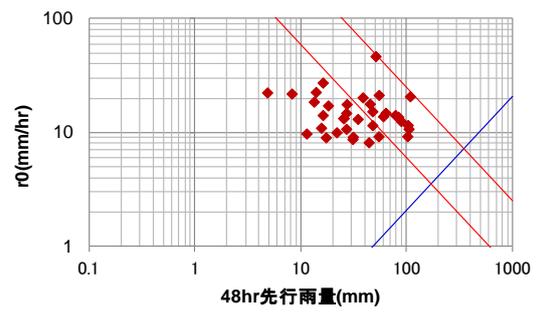
9 時間先行降雨と損失降雨強度(EU)



12 時間先行降雨と損失降雨強度(EU)



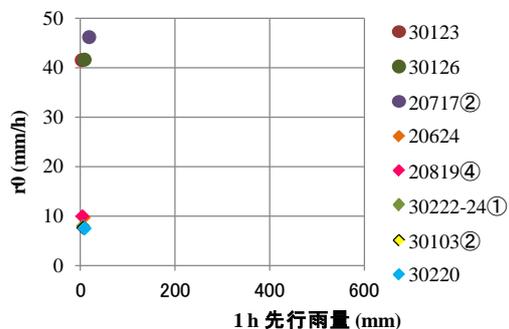
24 時間先行降雨と損失降雨強度(EU)



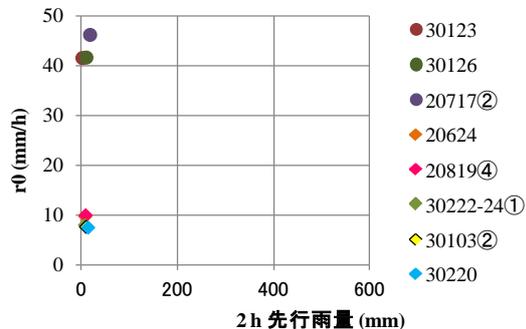
48 時間先行降雨と損失降雨強度(EU)

図 1.8 先行雨量と損失降雨強度(EU 観測地)(対数表示)

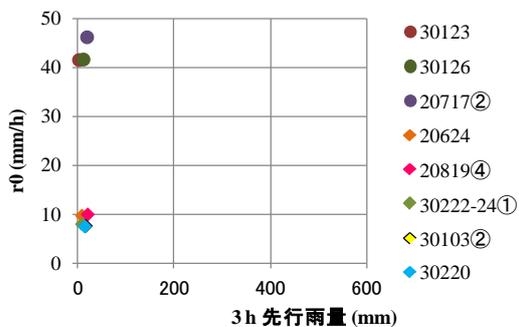
2. 先行雨量の推移と損失降雨強度



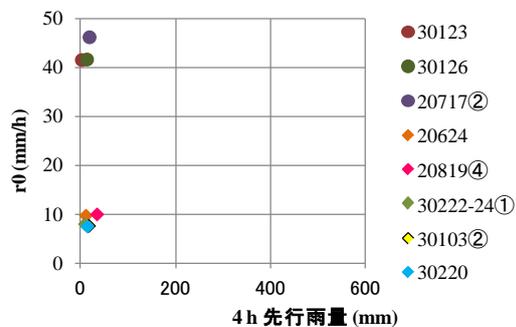
1 時間先行雨量と損失降雨強度



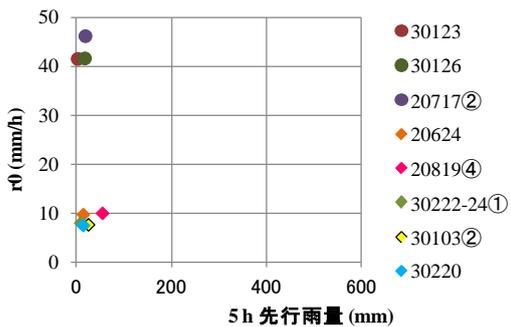
2 時間先行雨量と損失降雨強度



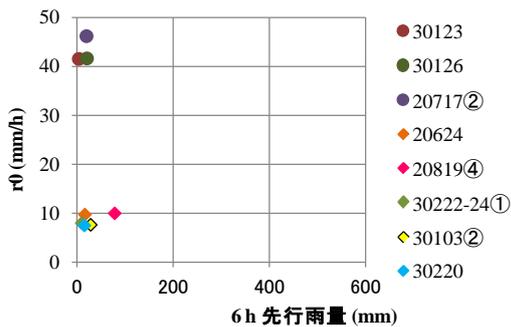
3 時間先行雨量と損失降雨強度



4 時間先行雨量と損失降雨強度

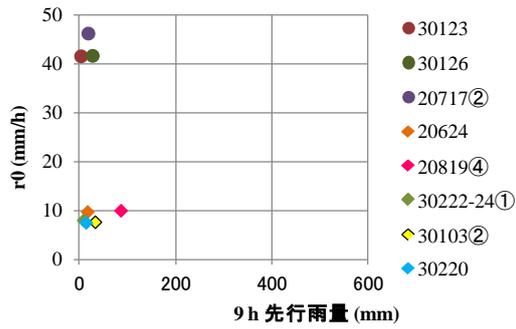


5 時間先行雨量と損失降雨強度

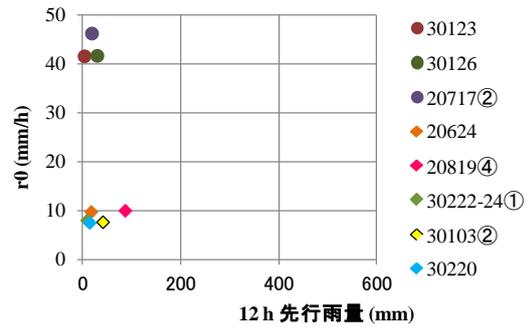


6 時間先行雨量と損失降雨強度

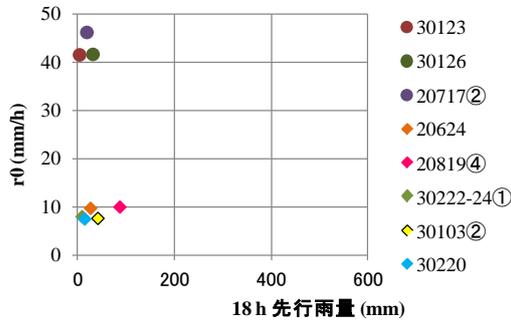
図 2.1 先行雨量と損失降雨強度(1 時間～6 時間先行時間)



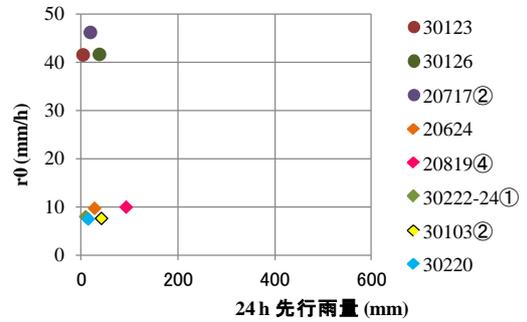
9 時間先行雨量と損失降雨強度



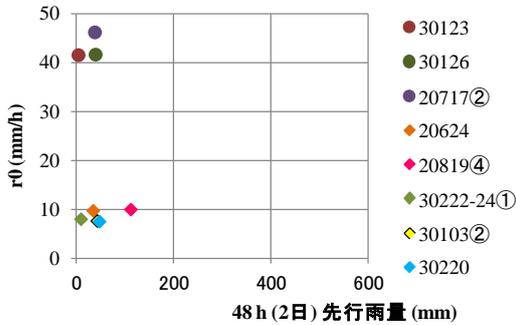
12 時間先行雨量と損失降雨強度



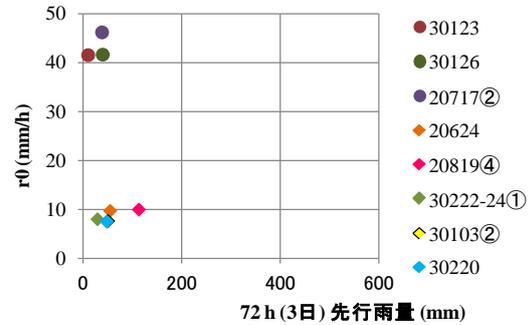
18 時間先行雨量と損失降雨強度



24 時間先行雨量と損失降雨強度

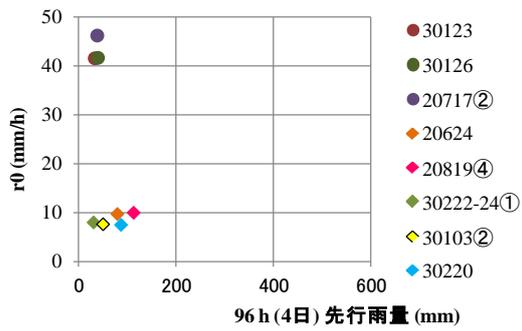


48 時間先行雨量と損失降雨強度

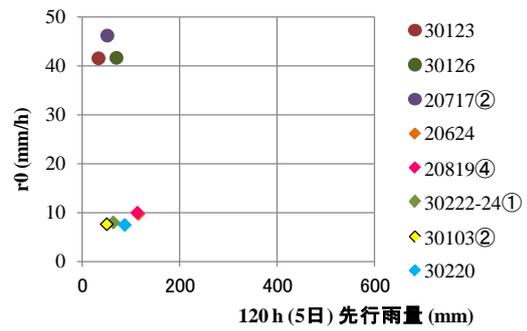


72 時間先行雨量と損失降雨強度

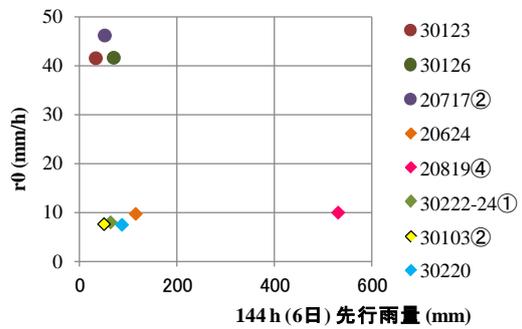
図 2.2 先行雨量と損失降雨強度(9 時間～72 時間先行時間)



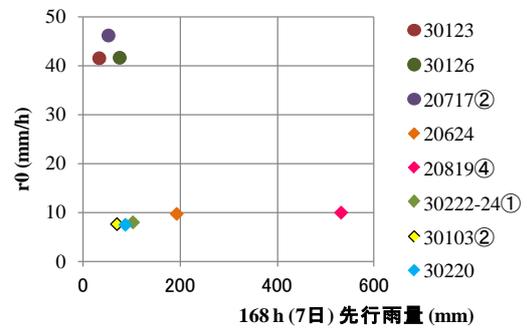
96 時間先行雨量と損失降雨強度



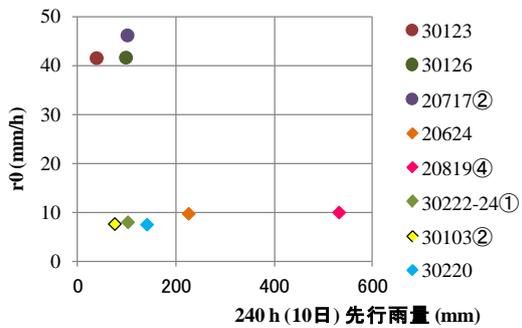
120 時間先行雨量と損失降雨強度



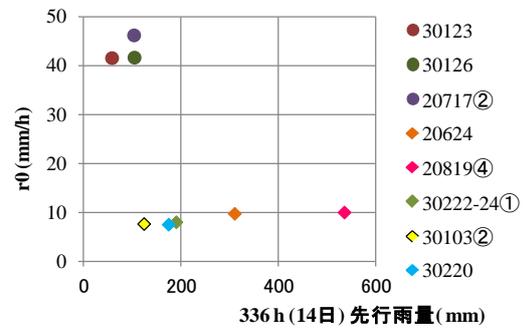
144 時間先行雨量と損失降雨強度



168 時間先行雨量と損失降雨強度

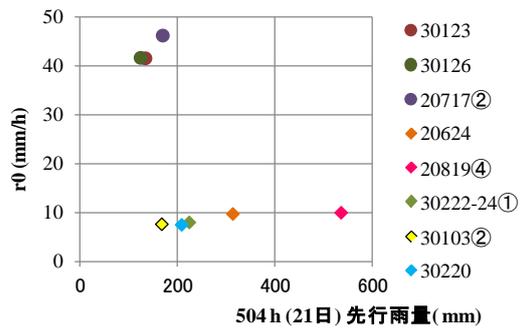


240 時間先行雨量と損失降雨強度

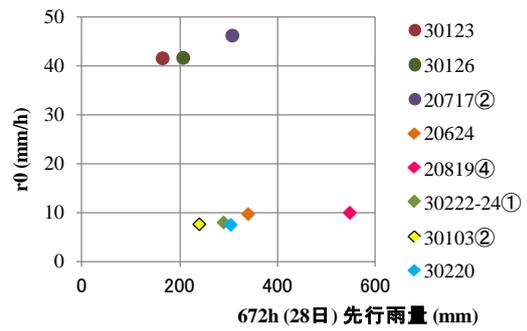


336 時間先行雨量と損失降雨強度

図 2.3 先行雨量と損失降雨強度(96 時間～336 時間先行時間)



504 時間先行雨量と損失降雨強度



672 時間先行雨量と損失降雨強度

図 2.4 先行雨量と損失降雨強度(504 時間～672 時間先行時間)

3. 現地写真

SU 観測地 $34^{\circ}5'7.9''$, $139^{\circ}32'20.2''$

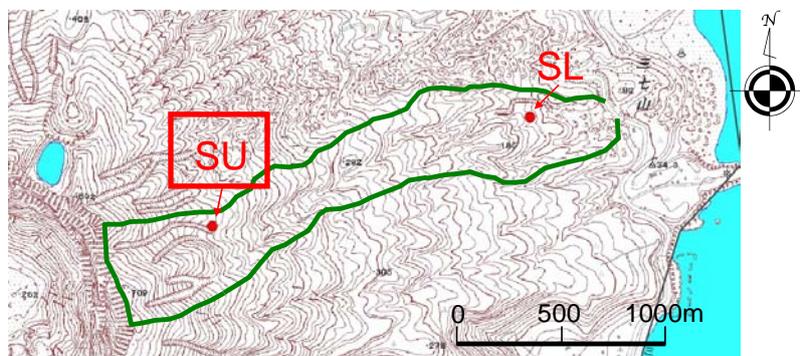


図 3.1 SU 観測地の位置

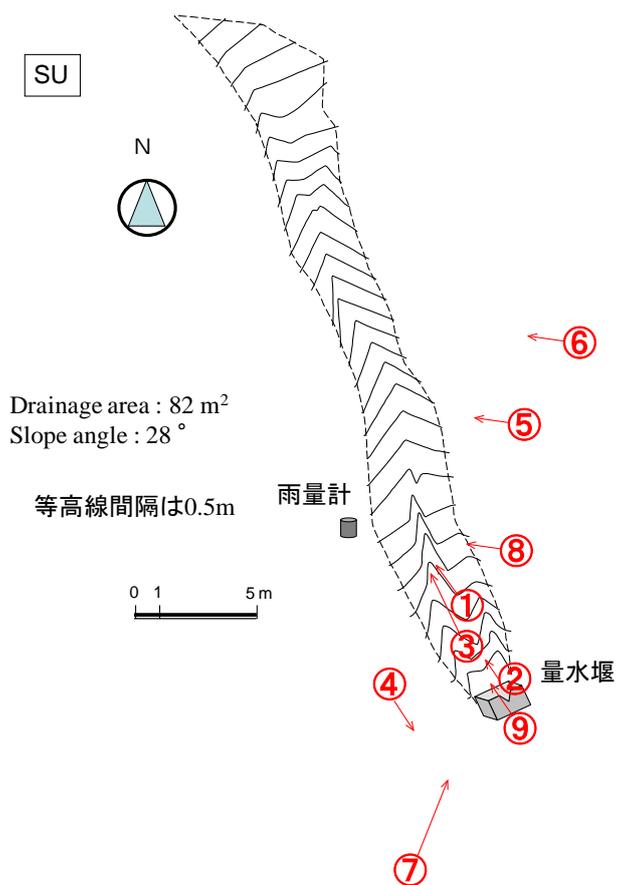


図 3.2 写真撮影位置と撮影アングル (SU 観測地)



撮影日：2002/3/25，撮影アングル①



撮影日：2002/3/25，撮影アングル②



撮影日：2002/7/14，撮影アングル③



撮影日：2002/7/14，撮影アングル④



撮影日：2002/10/23，撮影アングル⑤



撮影日 2002/10/23，撮影アングル⑤



撮影日：2003/3/16, 撮影アングル⑤



撮影日：2003/3/16, 撮影アングル⑥



撮影日：2003/4/27, 撮影アングル⑤



撮影日：2003/4/27, 撮影アングル⑥



撮影日：2003/6/26 撮影, 撮影アングル⑤



撮影日：2003/6/26, 撮影アングル⑥



撮影日：2003/6/26，撮影アングル③



撮影日：2003/6/26，撮影アングル⑦



撮影日：2003/6/26，撮影アングル②



撮影日：2004/4/17，撮影アングル⑤



撮影日：2004/6/23，撮影アングル⑧



撮影日：2004/6/23，撮影アングル⑨



撮影日：2004/7/16，撮影アングル⑨



撮影日：2004/8/10，撮影アングル⑨



撮影日：2004/8/10，撮影アングル⑩



撮影日：2004/9/12，撮影アングル⑨



撮影日：2004/9/20，撮影アングル⑤



撮影日：2004/9/20，撮影アングル⑥

SL 観測地 $34^{\circ}5'45.1''$, $139^{\circ}33'19.5''$

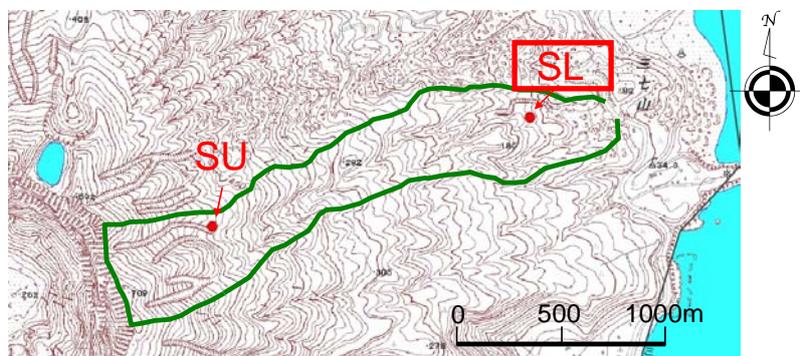


図 3.3 SL 観測地の位置

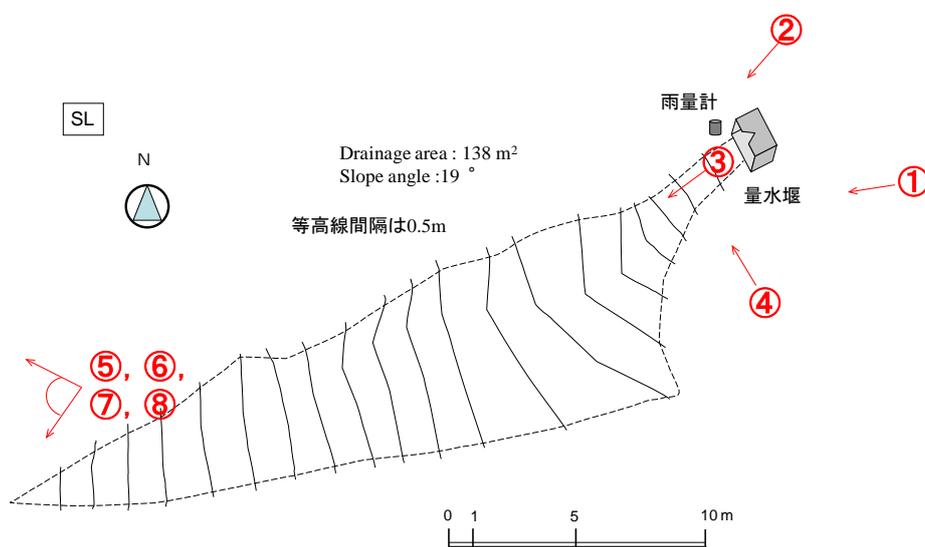


図 3.4 写真撮影位置と撮影アングル (SL 観測地)



撮影日：2002/5/3, 撮影アングル①



撮影日：2002/5/23, 撮影アングル②



撮影日：2002/5/23, 撮影アングル③



撮影日：2002/7/13, 撮影アングル④



撮影日：2002/7/13, 撮影アングル②



撮影日：2002/7/13, 撮影アングル⑤



撮影日：2002/7/17, 撮影アングル②



撮影日：2002/10/22, 撮影アングル①



撮影日：2002/10/22, 撮影アングル⑥



撮影日：2002/10/22, 撮影アングル⑦



撮影日：2002/10/22, 撮影アングル⑧



撮影日：2004/6/25, 撮影アングル③



撮影日：2004/11/28, 撮影アングル①

TU 観測地 $34^{\circ}4'25.0''$, $139^{\circ}31'11.1''$

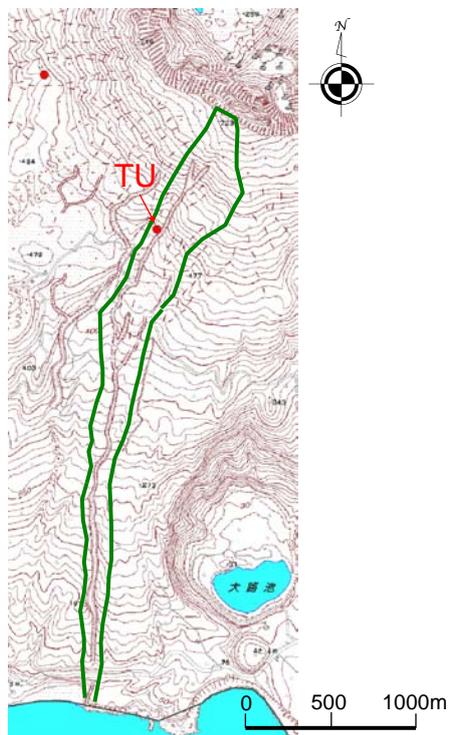


図 3.5 TU 観測地の位置

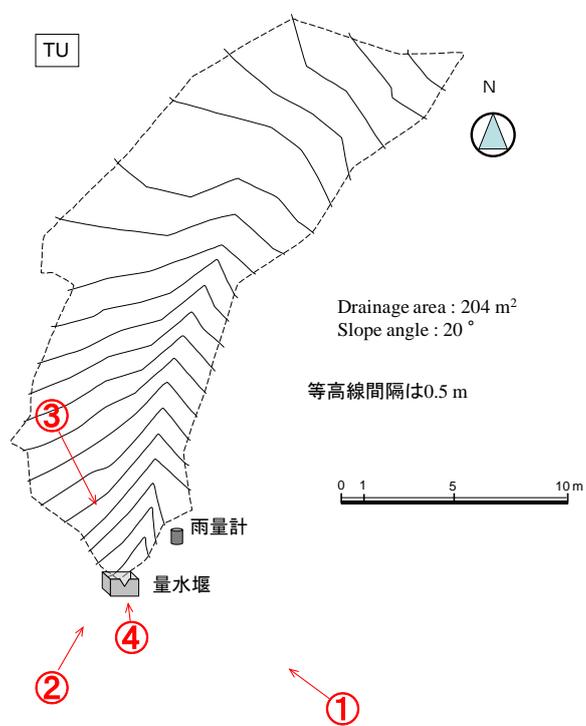


図 3.6 写真撮影位置と撮影アングル (TU 観測地)



撮影日：2002/5/21，撮影アングル①



撮影日：2002/5/25，撮影アングル②



撮影日：2003/9/8，撮影アングル③



撮影日：2003/11/3，撮影アングル④

EU 観測地 34° 4' 54.5" , 139° 30' 45.3"

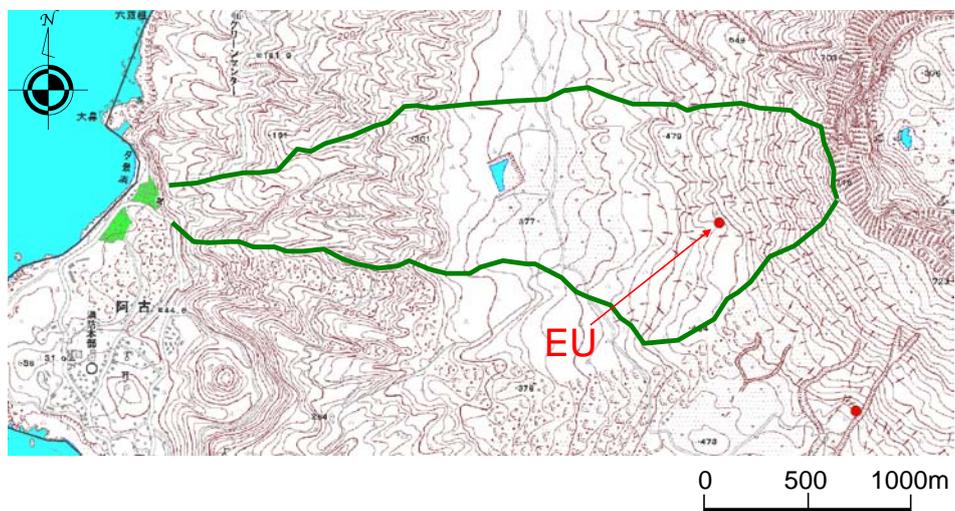


図 3.7 EU 観測地の位置

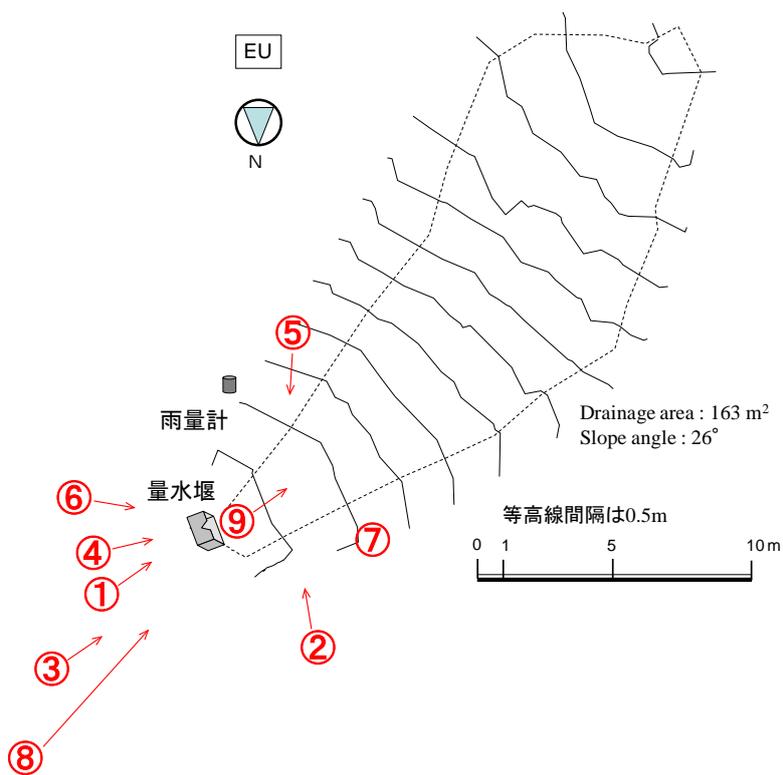


図 3.8 写真撮影位置と撮影アングル (EU 観測地)



撮影日：2003/5/22，撮影アングル①



撮影日：2003/5/22，撮影アングル②



撮影日：2003/8/1，撮影アングル③



撮影日：2003/8/1，撮影アングル④



撮影日：2003/10/2，撮影アングル②



撮影日：2004/3/16，撮影アングル⑤



撮影日：2004/3/17，撮影アングル⑥



撮影日：2004/3/17，撮影アングル⑦



撮影日：2004/4/19，撮影アングル⑤



撮影日：2004/4/21，撮影アングル④



撮影日：2004/5/29，撮影アングル⑤



撮影日：2004/7/17，撮影アングル⑧



撮影日：2005/1/31, 撮影アングル⑨