

文 部 省 科 学 研 究 費 (No. 61020038)
自 然 災 害 特 別 研 究 突 発 災 害 研 究 成 果

No. B-61-1

自然災害科学総合研究班

1986年梅雨末期集中豪雨による
鹿児島市内のシラス災害に関する調査研究

昭和62年3月

研究代表者 露 木 利 貞





鹿児島市平之町災害現場（提供 国際航空写真株式会社）



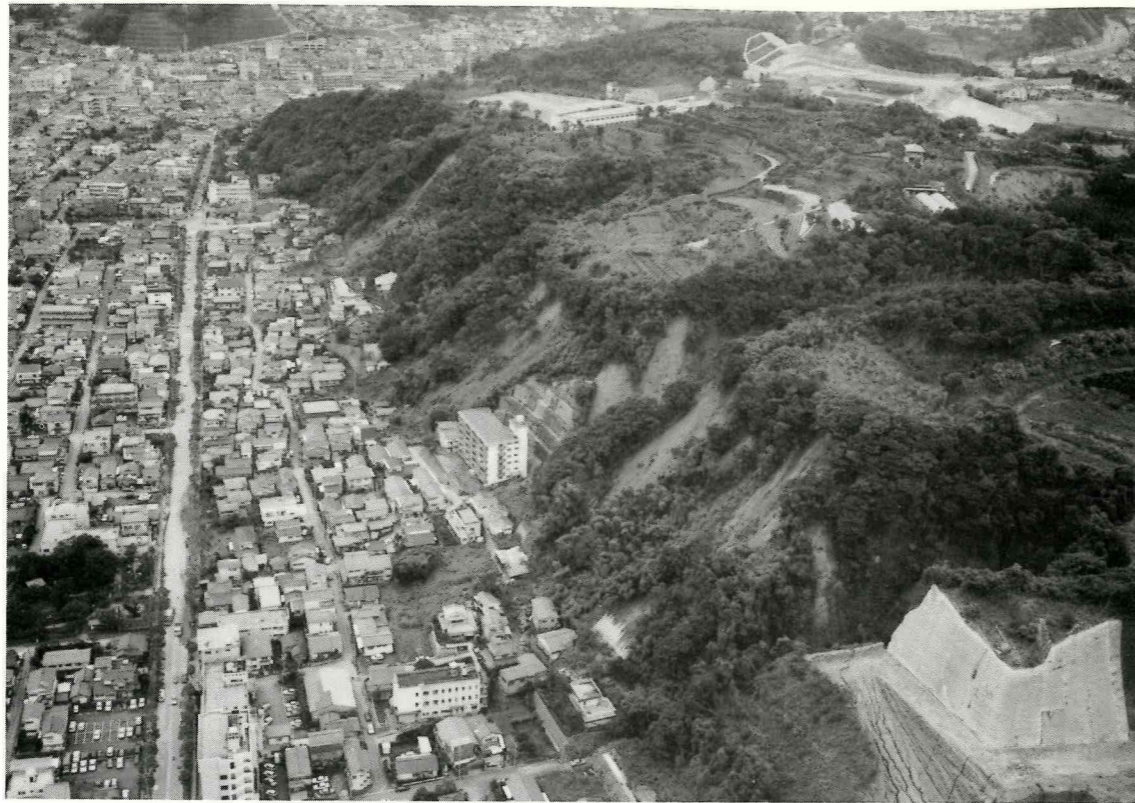
鹿児島市上竜尾町災害現場（提供 国際航空写真株式会社）



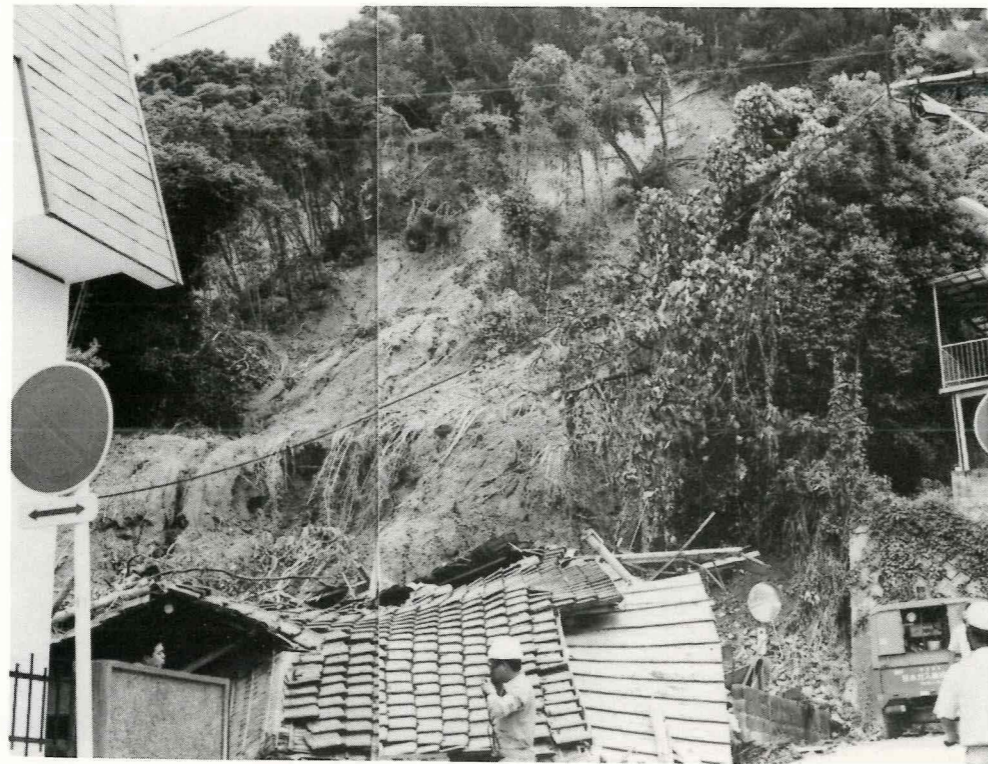
鹿児島市平之町災害現場および家屋被害状況（提供 応用地質株式会社）



同上被害状況（提供 応用地質株式会社）



鹿児島市武2丁目災害現場（提供 国際航空写真株式会社）



同上被害状況（提供 応用地質株式会社）

序 文

研究代表者 露木 利貞

1986年7月10日、鹿児島市は梅雨前線による局地的な集中豪雨に見舞われ、市内各地でシラスの崖が崩壊し、死者18名という大きな被害が発生した。

シラスは鹿児島県本土のおよそ60%を覆って広く分布する、軽石を含んだ火山性砂礫質堆積物である。今回被害をひき起こしたシラスはその中で最も大量かつ普遍的に見られるもので、今から約22000年前、鹿児島湾北部の始良カルデラから噴出した大規模な火砕流堆積物の非溶結部である。いわゆるシラス台地をつくっているが、その縁辺部は傾斜が急な浸食崖をなしている。この急斜面は、固結度の低いシラスのもつ特異な性質や産状のため崖崩れを生じやすく、これまでも台風や梅雨前線にともなう豪雨によりしばしば大小の被害が発生している。

最近では、10年前の1975年6月、梅雨前線の停滞による集中豪雨型の災害が南九州全域で発生した。この時の災害については、突発災害調査「昭和51年6月豪雨による鹿児島県の土砂および土石流の災害に関する調査」（研究代表者：九大・工・教授：椿 東一郎）に詳しい。

今回の災害は、その当時のものと比べるといくつかの特徴をあげることができる。直接の原因となった局地的集中豪雨が鹿児島市の住宅密集地を直撃したこと、この範囲内ではシラス斜面の崩壊密度が高く、結果的に崩落土砂による家屋の埋没・倒壊が多発し、大きな人的・物的被害が発生したという都市型の災害であることである。また今回の崩落が、広葉樹の植生が豊かな斜面でも多く発生している表層滑落型のすべりであり、さらにその原因が1年前の台風による樹木の揺れに起因する地山のゆるみ現象にも関係があると判断されることである。

災害は予期しないところに発生し、予期しない被害を生ずる。シラス台地が大規模な新興団地と化し、シラスの崖下に住宅が建造されている鹿児島市では、全く予測出来なかったことではない。しかし危険地域を指定し、防災・減災の対策を講ずるにしても、常に住民との関係、行政とのかかわりが出てくる。都市災害の複雑さであり、対応の難しさである。

災害科学に携わっている者として、過去何度も繰り返しているシラス災害でさえ、まだその現象と被害の状況を後追い調査し物をいわずに無力さに対し憤りを覚えるとともに、一方では、ある種のむなしささえ感ずる。しかし、現段階においては、やはり災害についての生の資料を収集し、災害の実態を正確に記録し、さらにこれにコメントを加えておくことが、突発災害調査の重要な側面であり、今後の自然災害研究の進展と、防災・減災対策上の未解決な問題の究明に資するところが大きいと考える。

この報告書が、単にシラス災害の記録にとどまらず、地区住民・行政担当者・研究者が一体となって、鹿児島県の宿命とも言えるシラスの防災に取り組む一つの契機ともなれば望外の幸せである。

最後にこの研究に当たり、忙しいなかで多くの資料を提供して下さった、鹿児島県・鹿児島市・鹿児島気象台の担当各位、貴重な証言を賜った現地の方がた、さらに社内資料を提供していただいた応用地質(株)に対し感謝の意を表する次第である。

も く じ

研 究 組 織

研究代表者	鹿大 (理) 教 授	露 木 利 貞	災害実態の把握と総括 (応用地質学)
研究分担者	鹿大 (理) 助教授	岩 松 暉	災害実態の把握と地質地形特性 (応用地質学)
	九大 (農) 教 授	元田雄四郎	集中豪雨の特性 (農業気象学)
	九大 (工) 教 授	平野 宗夫	同上 (河川工学)
	鹿大 (農) 教 授	難波 直彦	シラスの土質工学的特性 (農業土木学)
	宮大 (工) 教 授	藤本 廣	同上 (土木工学)
	九大 (工) 助教授	落合 英俊	同上 (土質工学)
	鹿大 (工) 助教授	北村 良介	同上 (土質工学)
	九大 (工) 助教授	林 重徳	同上 (土質工学)
	鹿大 (工) 教 授	立川 正夫	崖下住宅の安全対策 (建築学)
	鹿大 (工) 助教授	徳富 久二	同上 (建築学)
	鹿大 (農) 助教授	下川 悦郎	崩壊の免疫性による崩壊予知 (砂防工学)
	鹿大 (農) 助 手	地頭菌 隆	同上 (砂防工学)

序 文	露木利貞	
I.	1986年7月10日鹿児島市内豪雨災害の経過と被害	露木利貞・岩松 暉 1
II.	1986年7月10日鹿児島市内豪雨災害による住家の被害	立川正夫・徳富久二 7
III.	1986年7月10日集中豪雨による鹿児島市内のシラス斜面崩壊の実態と特徴地頭菌隆・下川悦郎 14
IV.	1986年7月10日シラス災害時の降雨特性元田雄四郎・早川誠而・林 静夫・木船一晶 27
V.	1986年7月10日集中豪雨のレーダ雨量計による降雨特性の検討平野宗夫・森山聡之 34
VI.	鹿児島市内におけるシラスの災害地質露木利貞 38
VII.	斜面崩壊に対する土質工学的アプローチ藤本 廣・落合英俊・林 重徳・北村良介・中村淳子 46
VIII.	シラス斜面の浸透度特性難波直彦・三輪晃一 61
IX.	シラス急斜面における崖くずれの周期性と発生位置の予知下川悦郎・地頭菌隆・中村淳子 69
X.	シラス災害ハザードマップ作成の一手法岩松 暉 82

1986年7月10日鹿児島市集中豪雨災害の経過と被害

鹿児島大学理学部 露木利貞
岩松 暉

1. 降雨状況

梅雨前線が九州北部に停滞し、九州南部地方は亜熱帯高気圧周辺部からの暖湿気流が流れ込んで大気は非常に不安定になっていた。鹿児島市内では、10日午前10時25分より雨が降り出し、10時50分雷雨波浪注意報が発令された。12時50分大雨洪水雷雨波浪注意報に切り換えられた頃から雨足がひどくなり、時間雨量46mmを記録した（鹿児島地方気象台、1986）。この頃より、床下浸水や道路の冠水等の被害が出始め、13時50分には大雨洪水警報・雷雨波浪注意報が発令された。ついに15時10分～16時10分の時間雨量は鹿児島地方気象台観測史上第4位の75.0mmを記録した。この頃が災害のピークで人的被害を出した大規模な崖くずれが多数発生している。また、2級河川新川など小河川の氾濫も続いた。しかし、17時頃にはほぼ降り止み、日雨量は192.5mmであった（第1図）。

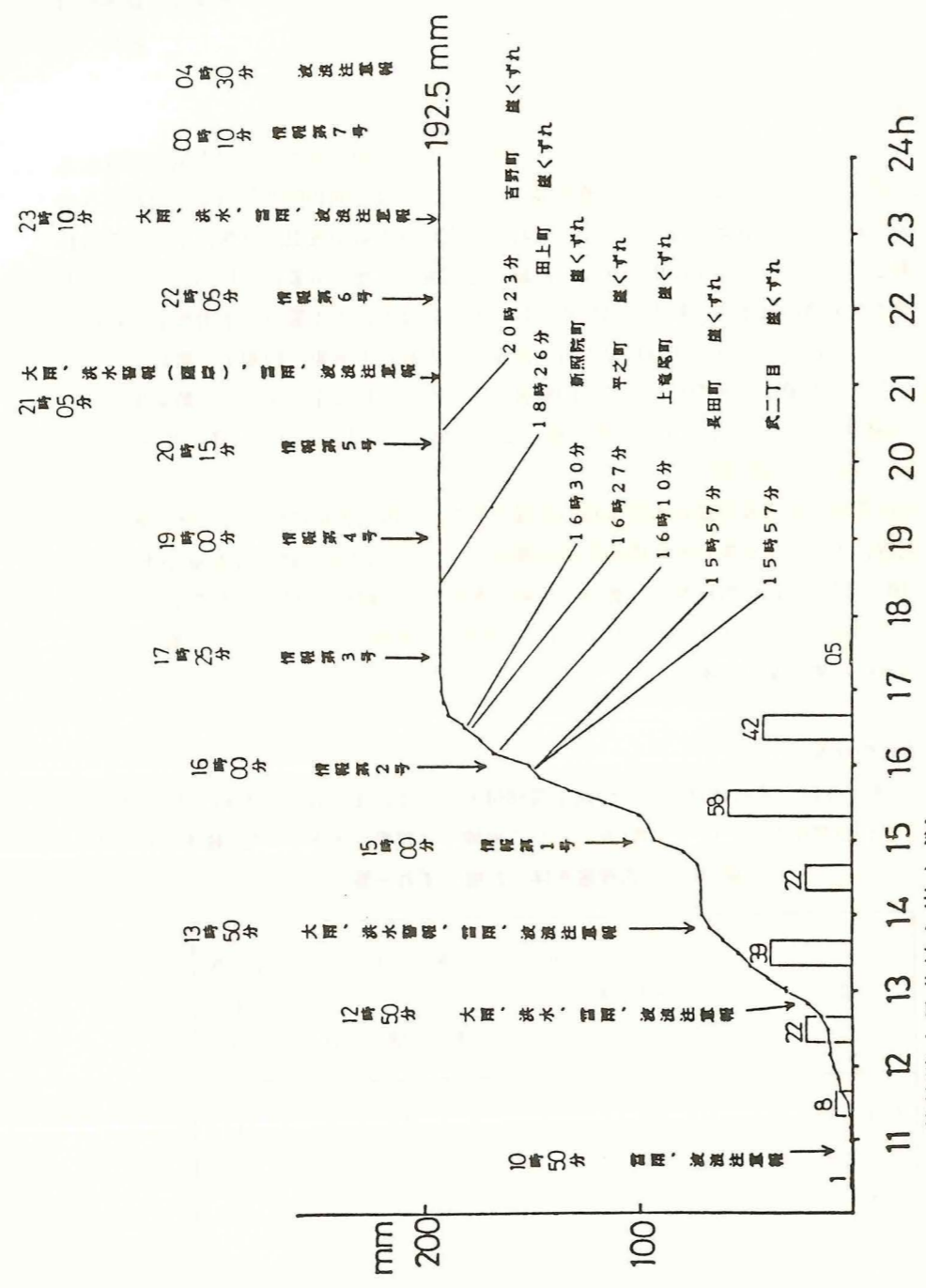
以上が市内荒田にある鹿児島地方気象台の記録であるが、市内各地に点在する官公署の自記雨量計の記録によれば、気象台から僅か2～3km離れたところで300mmを越す日雨量があったという（第2図）。降雨域は幅数km長さ10数kmと北東―南西方向に細長く伸びた帯状を呈しており、気象台から約10km南方のアメダスではわずか1mmの降雨しか記録していないなど、異常ともいえる極く局所的な集中豪雨であった。

2. 崖くずれの状況

第2図に示すように、降雨域はシラス台地末端部付近とたまたま一致したため、大小100箇所を越す崖くずれが発生した。中でも第1表に示した地域では規模が大きく、人的被害を伴った。

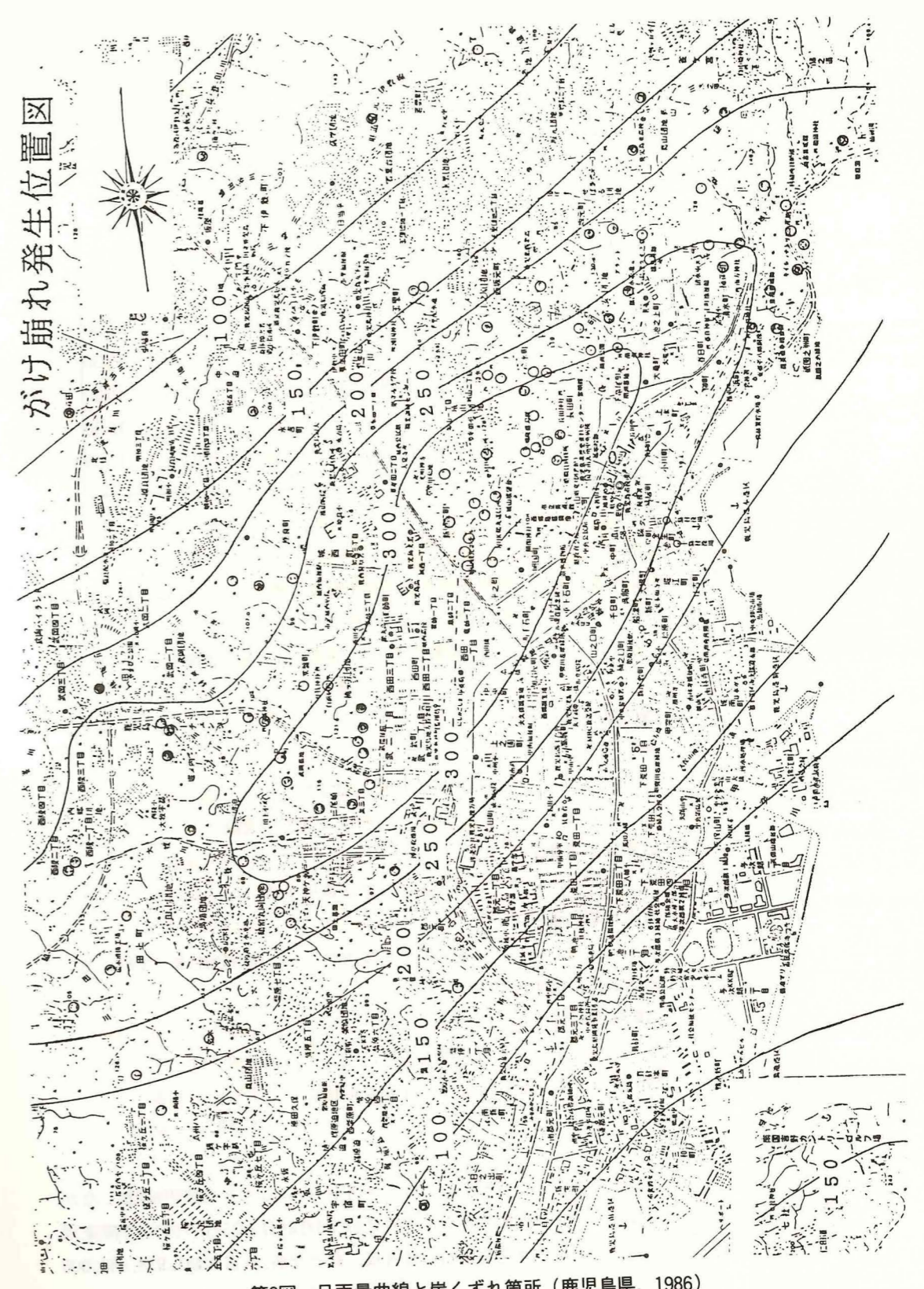
第1表 人的被害を伴った崖くずれ一覧

場 所	発生時刻	死亡 (人)	家屋 (戸)			非住家 の全壊 (戸)
			全壊	半壊	一部壊	
長田町城ヶ谷	15:57	2	3	2	3	1
上竜尾町常安団地下	16:10	5	8	1	4	
平之町	16:27	5	6	2	4	3
武二丁目	16:30	1	5	2		
新照院町	16:30	2	2		1	1
田上一丁目	17:39	1	3		3	1
吉野町三船	20:23	2	1		3	



第1図 積算降水量曲線と崖くずれ (鹿兒島地方気象台, 1986)

かけ崩れ発生位置図



第2図 日雨量曲線と崖くずれ箇所 (鹿兒島県, 1986)

3. 河川の水位状況

河川の水位状況は第2表の通りである（鹿児島県砂防課, 1986）。なお、新川については、16時30分～17時の間に一時堤防高を越して氾濫し、被害を出した。

第2表 河川の水位状況

河川名	地点名	指定水位	警戒水位	危険水位	現堤防高	最高水位	時刻
新川	田上橋	1.50m	1.90m	2.20m	2.49m	2.71m	16:50
永田川	宮下橋	2.00m	2.50m	3.00m	4.28m	1.40m	13:30
脇田川	宇宿橋	1.00m	1.50m	1.80m	2.47m	1.58m	15:30
稻荷川	一ツ橋	1.50m	1.80m	2.20m	3.05m	1.84m	16:30
甲突川	岩崎橋	2.00m	2.50m	3.50m	5.00m	2.12m	17:00

4. 官公庁の対応

豪雨により被害が出始めると共に、鹿児島県や鹿児島市をはじめ、各官公庁はそれぞれ対応措置を講じた。以下、県・市を中心に経時的に追うと次のようである。

7月10日	15:30	避難所第1号開設(以下延べ27箇所160世帯429名)
	16:15	市水防本部設置
	16:20	県水防本部設置
	16:20	県災害警戒本部設置
	17:30	市災害対策本部設置
	21:00	県災害対策本部設置 県知事へ自衛隊派遣要請依頼
	21:10	自衛隊派遣要請(191名)
	22:50	県へ災害救助法適用申請
7月11日	2:20	災害救助法適用決定
	8:30	豪雨災害相談所開設(受付件数20日までで860件)
7月12日	12:50	政府調査団現地視察
	14:45	自衛隊撤収要請
7月23日	10:30	避難所閉鎖
8月1日	17:00	県災害対策本部解散 市災害対策本部解散

5. 被害状況

今回の災害では33名の死傷者を含み、総額6,344,061,000円にのぼる大きな被害を出したが内訳は次の通りである。なお、これに匹敵する大災害は1967年6月24日～25日の梅雨前線豪雨によるシラス災害であるが、この時の鹿児島市内の被害は、死者28名、被害総額1,938,860,000円であった。

① 人的被害	33名			
死者	18名			
重傷者	5名			
軽傷者	10名			
② 家屋被害	1,141棟, 1,266世帯, 3,439人, 474,591千円			
全壊	66	69	190	333,447
半壊	28	37	98	56,563
一部破損	90	113	304	13,811
床上浸水	263	299	786	44,557
床下浸水	694	748	2,061	26,213
③ 非住家被害	51棟,			75,225千円
公共建物	1			52,859
上記以外	50			22,366
④ 土木関係被害	139箇所,			2,516,707千円
県工事	68			2,285,600
市町村工事	64			225,107
港湾	1			6,000
⑤ 山林関係被害	55箇所,			2,076,240千円
⑥ 商工関係被害				707,380千円
工鉱業関係				113,000
商業関係				594,380
⑦ 農業関係被害				86,708千円
農作物 水稻	12.1t			3,708
田(流出埋没)	4.8ha,			32,000
農業用施設	67箇所,			51,000
⑧ 文教関係被害				248,700千円
公立学校	5校,			46,900
文化財関係	2件,			191,800
私立学校	1校,			10,000
⑨ 衛生関係被害				530千円
⑩ 鉄道関係被害				69,640千円
電話関係被害				25,000千円
電気関係被害				63,340千円

6. 被災者救援

鹿児島県・市当局は被災者に対し、避難所を設置して衣食を供給したり、相談所を開設して相談にのると共に、次のようなさまざまな施策を行った。

① 災害弔慰金の支給

- ② 災害救援資金の貸付け
- ③ 住家災害見舞金の支給
- ④ 災害損害見舞金の支給
- ⑤ 公営住宅の優先入居
- ⑥ 災害復興住宅の建設・購入・補修資金の貸付け
- ⑦ 中小企業者に対する政府系公庫の融資斡旋

7. まとめ

以上、簡単に災害の経過と被害の統計をみてきたが、1976年災害に比べて、崖くずれ箇所数も少なく、それぞれの崩壊規模も相対的に小さかったにもかかわらず、人的物的被害は逆に大きくなっている。これは鹿児島市が近年都市化の度を強め、災害に対してますます脆弱な構造になってきたためであろう。危険箇所について防災工事を行うなどハード面の対策ももちろん重要であるが、防災アセスメントを行うなどソフト面も含めた総合的な防災対策が望まれる。

文 献

- 鹿児島地方気象台(1986): 昭和61年7月10日の梅雨前線による鹿児島市を中心とした大雨、災害時自然現象報告書, 1986年1号, 8p.
 鹿児島県(1986): 昭和61年7月10日鹿児島市を中心とした大雨被害について。

1986年7月10日鹿児島市内豪雨災害による住家の被害

鹿児島大学工学部 立川正夫
 徳富久二

1. 被害状況

1.1 概要

がけの崩壊により、鹿児島市内で住家66棟が全壊し、28棟が半壊した。第1表に鹿児島県が発表した住家の被害内容を示す。この災害では18名の犠牲者をだしたが、そのほとんどは全壊した住家において難をうけた。

第1表 住家の被害 (鹿児島県発表, 昭和61年9月9日現在)

区 分	棟数	世帯数	人員	被害額(千円)
全 壊	66	69	190	333447
半 壊	28	37	98	56563
一部損壊	90	113	304	13811
床上浸水	263	299	786	44557
床下浸水	694	748	2061	26213
計	1141	1266	3439	474591

第2表は鹿児島市が調査した全半壊住家計87戸の区域別被害数を示したもので、急傾斜地崩壊危険区域の指定地より指定地外で多くの被害(約1/3が指定区域内, 2/3が周辺を含む指定区域外)が出たことが注目される。

第2表 区域別の全半壊戸数(鹿児島市の調査より判定)

区 域	全 壊	半 壊	全 半 壊
指定危険区域内	20 戸 (31 %)	8 戸 (35 %)	28 戸 (32 %)
〃 〃 周辺	17 (27)	5 (22)	22 (25)
〃 〃 外	27 (42)	10 (43)	37 (43)
計	64 (100)	23 (100)	87 (100)

写真-1~3に全壊住家の例を示す。木造住家は比較的少量の崩土でも簡単に破壊する。写真-2は鉄筋コンクリート擁壁上部からの土と樹木の崩落により被害をうけた例である。

1.2 調査結果

第1図は鹿児島市内の住家に近接する自然がけの位置, 急傾斜危険区域指定位置および住



写真-1 平之町



写真-2 田上町(鹿児島県提供)

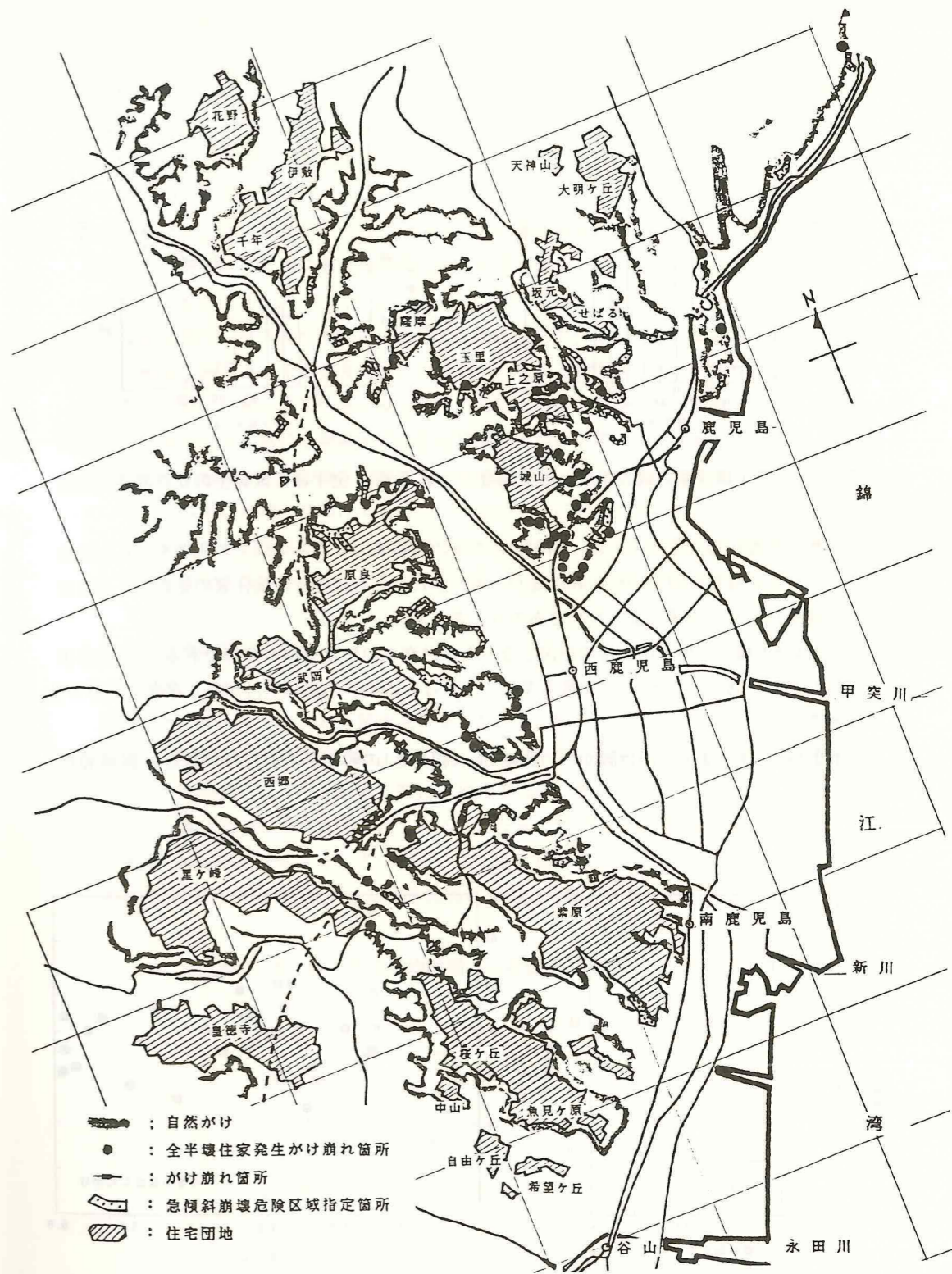


写真-3 平之町(鹿児島県提供)

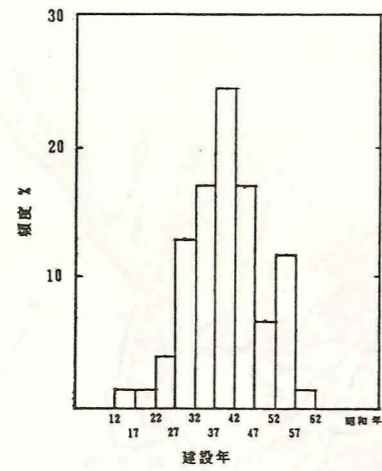
家破壊に至らしめたがけ崩壊の位置を示したものである。薄墨の部分のがけ存在箇所、自然がけを比較的がけ勾配の大きいところについて地形図から読みとり描いたものである。同図には鹿児島市内の開発された住宅団地の位置も示す。鹿児島市は、人口の集中に伴い平野部が狭いことも手伝って旧市街地周辺の丘陵地に住宅団地が急速に開発されてきた。したがってその開発住宅団地周辺には住家に近接した自然がけが存在することになり、図はその様子を示すものである。また同図に急傾斜地崩壊危険区域の指定を受けた位置を示す。

図の黒丸印は全半壊住家の直接の原因となったがけ崩壊箇所の位置を示すものである。また鹿児島県の資料より住家災害を起していないがけ崩壊箇所も記載した。図からみられるように今回の被害は鹿児島市の中心部に直線状に広がる領域で発生していることが判かる。これは今回の集中豪雨が極めて局所的であったことをうかがわせるものである。またこれより、先に述べた急傾斜地崩壊危険区域の指定地より指定区域外での住家被害およびがけ崩壊が多く発生していることが判かる。さらにこれは同一雨量に対するがけの抵抗性に関する貴重な資料を提供するものと考えられる。つまり自然がけにおいて、崩壊、非崩壊を左右した各種の要因の究明に今後、資するところが大きい。

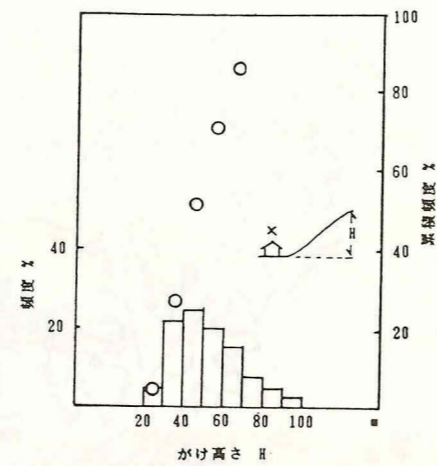
第2図は全半壊した住家の建設年代別の被災数を5年間毎に累積した頻度を示したものである。昭和37年から42年に建設された住家の被害が最も多いが、これは存在する住家の建設年代の分布がこの年代に最も多いことを意味するものであろう。昭和47年以降の5年間の住家被



第1図 鹿児島市の自然がけ、住宅団地および急傾斜崩壊危険区域分布



第 2 図 全半壊住家の建設年度と被災頻度

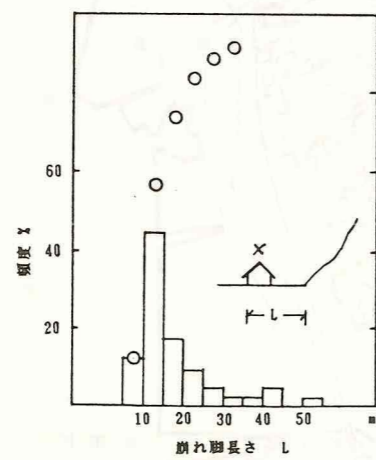


第 3 図 全半壊住家発生のがけ高さの頻度

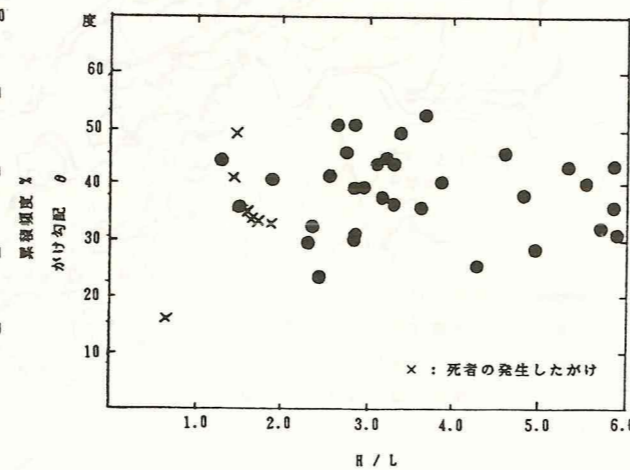
害が比較的少ない傾向を示すのは、昭和44年の梅雨前線豪雨によって54名の死者を出した経緯から、がけ地近接移転事業が昭和46年度から施行され、これに伴う危険住家の見直し、および行政指導が行われた実績によるものであろうと考える。

第3図は全半壊した住家の直接の原因となったがけ高さの頻度を示すものである。住家被害を発生したがけ高さは40m~50mが最も多く、これはこの高さの自然がけが多く存在することを意味する。

第4図は被災住家までのがけ脚からの距離(崩れ脚長さ)の頻度を示すものである。累積頻度



第 4 図 全半壊住家のがけ脚からの距離



第 5 図 全半壊住家の θ と H/L の関係

でみると、崩れ脚長さで30m以内に存在して被害を受けた住家が90%以上であることを示している。

第5図はがけ高さ(H)、崩れ脚長さ(L)、がけの平均勾配(θ)としたとき、 θ とHの関係に住家被害を受けたがけについてプロットしたものである。平均勾配は40°前後のものが多く、勾配の大きいところはさらにこれ以上であることが判かる。H/Lの分布は種々の値を示しているが、この中で死者が発生したがけについてみると、図に示すようにHが小さい傾向を示している。これは、大きい災害を引き起したがけは崩れ脚の長さががけの高さに比較して長いことを意味する。第4図、第5図は鹿児島市内における住家のがけ裾にいかにか接近して建てられているかを物語るものである。

急傾斜を持つシラス特有のがけに接近して建てられた住家は少量の土あるいは樹木の崩落で大きな被害を受ける。また被害を受けた住家の山裾からの距離は30m以内のものが大部分で、このようにがけに接近する住家が多く存在する現実の下で今後の技術的対策を考えるとき、単にがけの高さで住家建設を規制することは現実的でないと考え。地形を考慮した山裾からの距離で規制するなどきめの細かい検討が必要であろう。また鉄筋コンクリート構造による住家(アパート)はがけ崩壊の規模にもよるが、今回のように表層のスベリによるがけ崩壊では木造住家に比較してその抵抗性を大いに発揮するものである。これは住家の防災設計法の問題であり、防護工など今後の検討を要すると考える。

3. 危険住家の現状と対策

2.1 現状

鹿児島市では、シラスという降雨災害を生じやすい特殊土壌地帯であるにもかかわらず、危険な山裾にまで住宅が密集している。市の中心となる平野部が狭く、地価が高いことをその背景の一つとして指摘できよう。近年、特に昭和40年以降、周辺の丘陵地が住宅として急速に開発されたが、高い地価は今でも残されている。ちなみに第3表に九州の各県庁所在地の住宅地の平均地価(公示価格)を示すが、七つの市の中で鹿児島が最も高い。

第4表に鹿児島市内の急傾斜地崩壊危険箇所と保全対象人家数を示す。指定済率(指定済

第 3 表 住宅地の平均地価(公示価格, 昭和61年1月1日現在)(教育社, 1986)

	公示価格(円)	福岡市を 100 とした割合
大分市	53,500	54
佐賀市	58,600	59
宮崎市	59,400	60
熊本市	71,300	72
長崎市	86,000	87
福岡市	99,000	100
鹿児島市	100,000	101

箇所数 危険箇所数は36%,整備率(概成箇所数 要施工箇所数)は21%で,保全対象人家の多くがなお危険な状態にあることを示している。

第5表は昭和46年に発足した「がけ地近接危険住宅移転事業」で対象となった鹿児島市内の危険住宅の昭和57年現在の残存戸数を示したものである。この表には,昭和46年9月1日より後に建てられた危険住宅は含まれていないので,数字は危険住宅の下限を示すものと考えてよからう。

第4,5表からかなり危険度の高い住家の戸数を仮に5000戸とすると,これは鹿児島市の住家の総数約20万戸の2.5%に相当する。

第4表 鹿児島市内の危険箇所と保全対象人家数(鹿児島県,昭和61年4月1日現在)

	箇所数	保全人家戸数
危険箇所	337 〔自然崖 294〕 〔人工崖 43〕	8530 〔自然崖 7240〕 〔人工崖 1290〕
指定済箇所	121	3694
要施工箇所	269	6521
概成箇所	56	1400

第5表 鹿児島市内がけ地近接危険住宅残存戸数(鹿児島県住宅課,昭和57年6月現在)

	A	B	C	D	計
残存戸数 1)	2616	290	185	18	3109

- 1) 昭和46年9月1日以前に建てられ,移転事業の対象となる住宅戸数
 A: 当該地または隣地で最近崖崩れ等の災害が発生したもの
 B: 周辺でAの事例があるもの
 C: A,Bではないが危険性の高いもの
 D: A,B,C以外

2.2 防災対策

建築行政上の対策として二つがあげられる。

第一は危険住宅の移転事業で,昭和46年度に鹿児島県単独による「がけに近接する住居の移転促進事業」として発足し,昭和47年度からは「がけ地近接危険住宅移転事業制度要綱」にもとづく国庫補助事業として継続されてきた。昭和57年度までの鹿児島県の移転実施戸数は4337戸で,全国の実施戸数11256戸の38.5%という高い実績をあげている。ただし,危険住宅の残存戸数は昭和57年6月現在,県全体で24819戸で,12年間に移転が実施された住家の5.7倍が,なお残存していることになる。鹿児島市の場合,昭和57年度までに移転された住家は191戸,残存

は第5表に示した3109戸で,残存の割合は特に高い(鹿児島県土木部住宅課,1984)。

対策の第二は建築確認申請時の建築基準法第39条および第40条にもとづく県条例によるチェックである。関係する県条例の要旨を次に示す。この中で第3条第3項の例外規定に関しては県

県建築基準法施工条例 一部要旨

- 第3条 高さ2mをこえるがけに近接する場合は,がけ上ではがけの下端から,がけ下ではがけの上端から,建築物との間にがけの高さの2倍以上の水平距離を保たなければならない。
2. 鉄筋コンクリート等重量建築物をがけ上に建てる場合には,前項の数値を割増す。
3. 安全上支障がないと認められる場合は前2項は適用しない。
- 第26条 建築基準法第39条に定めた災害危険区域は急傾斜地の崩壊による災害の防止に関する法律により指定された急傾斜崩壊危険区域とする。
- 第27条 災害危険区域においては,住居の要に供する建築物は建築できない。ただし,建築物の構造,敷地の状況又は防災工事の施工により,被害をうける恐れがないと認められる場合はこの限りでない。

の「がけに近接して建築する建築物の取扱要領」で,がけ崩れの危険性については危険宅地連絡協議会の判断によるという一項を含む具体的な諸条件が定められている。

がけ崩れによる住家の破壊は,即人命にかかわる点で重要である。人命に関しては避難のための諸対策も考えられるが,やはり基本は危険な住家を無くすことであろう。それには行政の力による以外にない。ここで述べた建築行政上の二つの対策および危険区域の指定と防災工事の促進が主要な柱になると考えられる。

財政上の問題は別として,困難な条件の一つは,がけ地崩壊の予測が容易でないことであろう。今回の災害で貴重な資料が追加されたが,適確な予測にもとづく危険区域の線引きを可能にするために,官・学・民の協力態勢が必要と思われる。

文献

- 鹿児島県土木部住宅課(1984):鹿児島市の住宅と宅地
 教育社(1986):日本アルマナック 1986

1986年7月10日集中豪雨による 鹿児島市内のシラス斜面崩壊の実態と特徴

鹿児島大学農学部 地頭菌 隆
下川 悦郎

1. はじめに

1986年7月10日、鹿児島市では記録的な豪雨に見舞われ、死者18名、負傷者16名、住家被害1121棟という大きな被害が発生した。鹿児島地方気象台の観測によると、豪雨は10日10時半頃からはじまり、17時半頃には終わっている。この間の総雨量は192.5mm、1時間あたりの雨量の最大値は75.0mm (15:10~16:10)であった。この最大1時間雨量は鹿児島地方気象台における観測史上4番目の記録である。ここでは、現地調査と室内実験から鹿児島市内で発生したシラス斜面の崩壊の実態と特徴について述べる。

2. 調査地および方法

調査地は、鹿児島市の中央部を通る北東から南西にかけて、長さ約10km、幅約3kmの範囲であり、これは7月10日の総雨量が150~200mm以上となった地域に相当する。この地域外では斜面崩壊はほとんど発生していない。

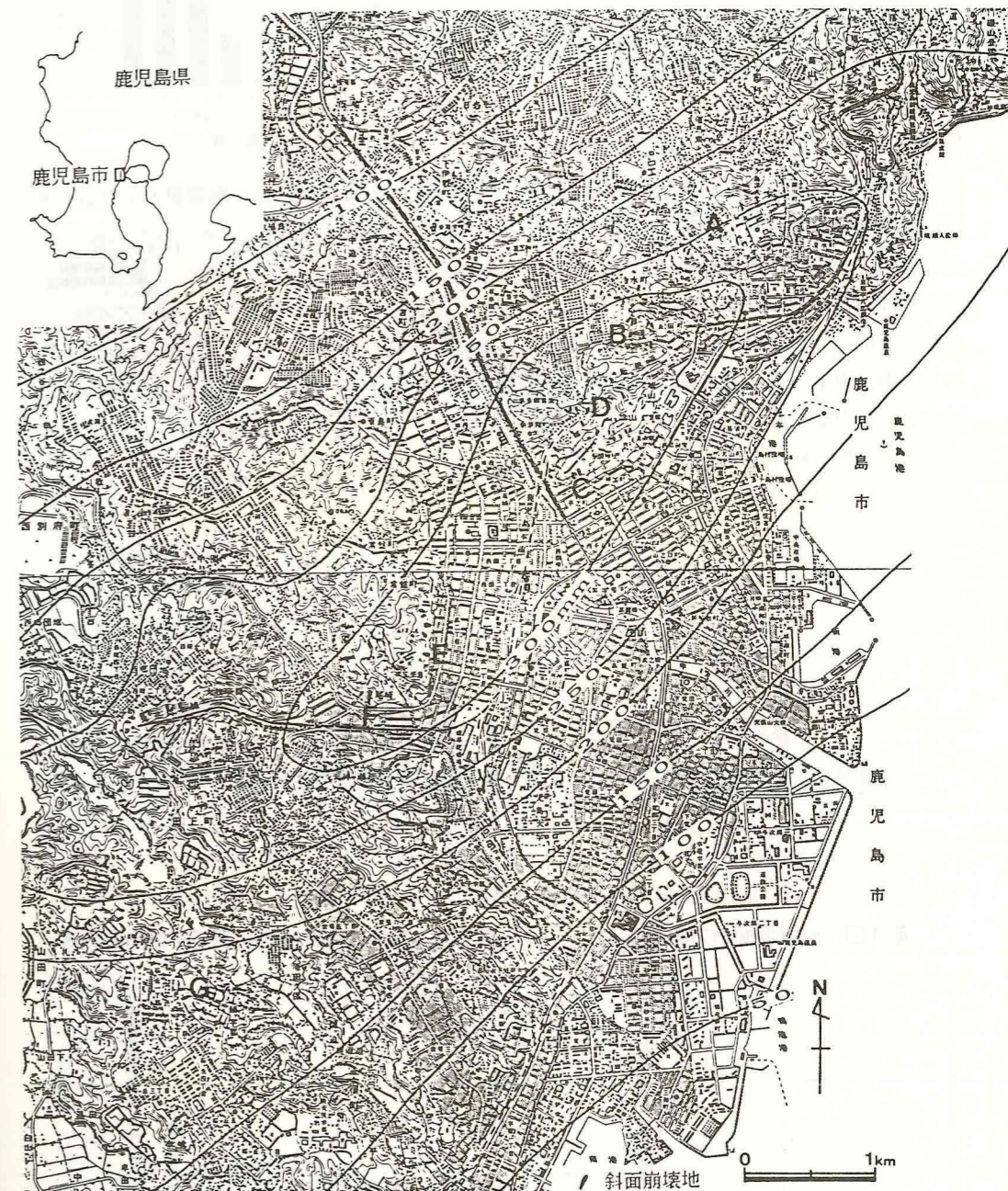
現地調査により、崩壊地の位置を地図上に書き入れ、その分布図を作成した。同時に、崩壊地において崩壊の発生時刻、崩壊時の様子、被害状況などについての住民からの聞き取り調査、崩壊の形態、地盤の地質、崩壊物質、湧水の有無、斜面の横断形・縦断形、崩壊斜面の向き・傾斜、崩壊面の長さ・幅・面積、崩壊土量、斜面の植生などの項目についての調査を行った。また、代表的な崩壊地では、その中に土層断面をもうけ、土相・色調・層厚など土層断面の観察、山中式土壌硬度計による土層硬度の計測、土質試験用試料土の採取を行った。土質試験用の試料は、直径55mm×高さ60mmのサンプラーを静的に土中に押込んで採取した不かく乱土とかく乱土からなる。以上採取した試料を用いて比重・含水比・密度・粒度・透水などの土質試験を行った。

3. 結果および考察

3.1 斜面崩壊の特徴

現地調査により作成した崩壊地の分布図を第1図に示す。図中には7月10日の総雨量の等雨量線 (鹿児島県, 1986)も示してある。第1図によると、総雨量の多い地域と斜面崩壊の発生位置がよく一致していることがわかる。斜面崩壊数は大小160箇所にはぼっている。総雨量を50mmごとの階級に分類してそれぞれの階級に対する斜面崩壊箇所数の度数分布を第2図に示す。総雨量が多い地域ほど崩壊箇所数も多くなっている。

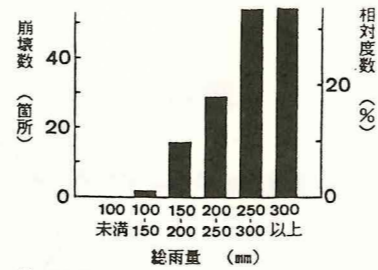
南九州における斜面崩壊は、表層滑落、表層落下、パイピング、回転すべり、落水型侵食による崩壊、横侵食による崩壊、剝落、土石流、陥没などの形態に分類される (春山, 1974)。



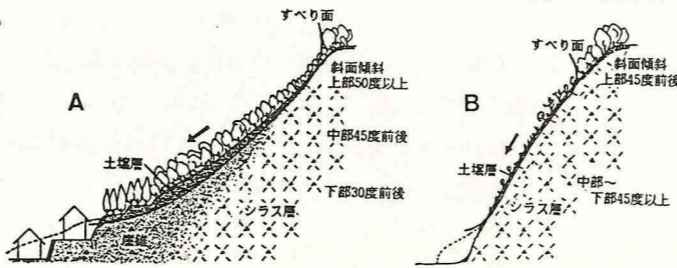
第1図 1986年7月10日集中豪雨による斜面崩壊地の分布

この分類に従うと、今回の集中豪雨による斜面崩壊は、表層落下型崩壊5箇所、道路法肩崩壊3箇所、土石流1箇所を除くほかはシラス斜面最上層の土壤層がすべり落ちる表層滑落型崩壊であった。代表的な表層滑落型崩壊の模式図を第3図に示す。第3図(A)はシラス斜面下部に崖錐が発達している斜面における表層滑落型崩壊の模式図であり、第3図(B)は崖錐が発達していない、あるいは斜面下部が切り取られたシラス斜面における表層滑落型崩壊の模式図である。

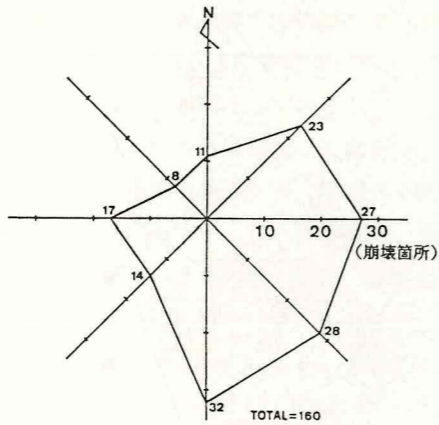
第4図は、現地調査で確認した160箇所の崩壊斜面の向きを8方位に分類したものである。南・南東・東・北東斜面における崩壊が非常に多く、全崩壊箇所数の約70%を占めている。この崩壊斜面方位の



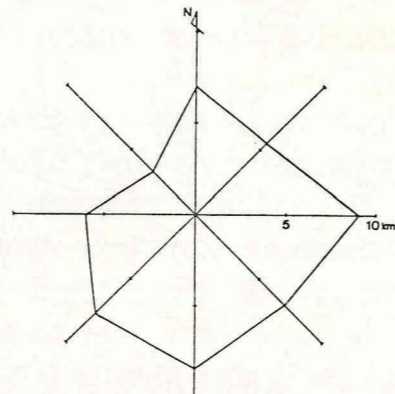
第2図 降雨域ごとの崩壊箇所の度数分布



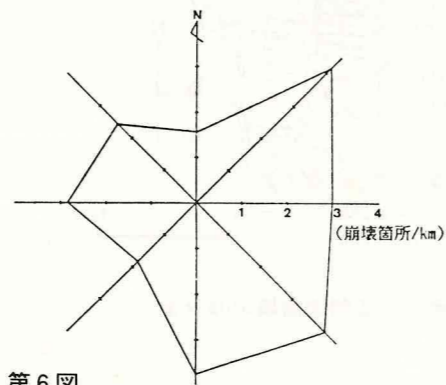
第3図 表層滑落型崩壊の模式図



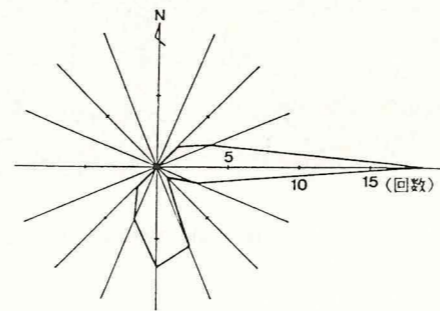
第4図 崩壊斜面の方向分布



第5図 崩壊発生区域の斜面延長の方向分布



第6図 斜面延長1kmあたりの崩壊数の方向分布

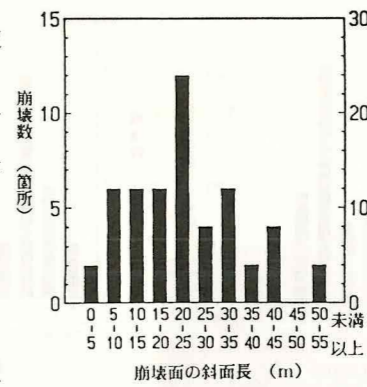


第7図 台風13号による8月30・31日の風向分布

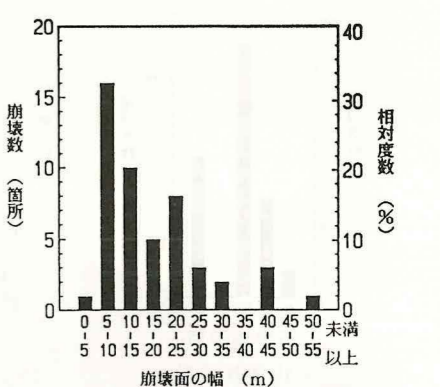
偏りが見かけではなく本質的なものかどうか確かめるには、崩壊発生区域全体における斜面向きの頻度が問題となる。そこで、崩壊が発生した区域(7月10日の総雨量が150mm程度以上となった区域)の斜面の向きを同じく8方位に区分し、それぞれの向きごとに斜面中腹付近における斜面延長を測定した。その結果を第5図に示す。北西向きの斜面延長が少ないほかはほぼ一様に分布している。第6図は、8方位に分類された斜面ごとの崩壊箇所数を斜面延長で割り、斜面延長1kmあたりの箇所数に換算して示したものである。第6図によると、崩壊箇所は南・南東・東・北東斜面に集中していることがさらに明瞭に示される。

ところで、鹿児島市では、1985年8月台風13号により2日余りにわたり強風の影響を受けている。鹿児島地方気象台では台風13号により8月31日、最大瞬間風速55.6m/sという観測史上最大の風速を記録している。第7図は、鹿児島地方気象台において観測された8月30、31日の1時間ごとの風向を回数で16方位にプロットしたものである。台風13号は、鹿児島市西方の九州西岸沿いに北上したため、鹿児島市では東から南向きの風が非常に強かったことがわかる。第6図と第7図は類似した傾向を示しており、台風13号の通過に伴い、北東から南向きのシラス斜面は東から南向きの強風を受けて斜面上の高木は相当に揺さぶられたと想像される。後述するように、植生調査によると、シラス斜面には台風13号の強風により倒れたり、傾いたりした樹木が多くみられた。

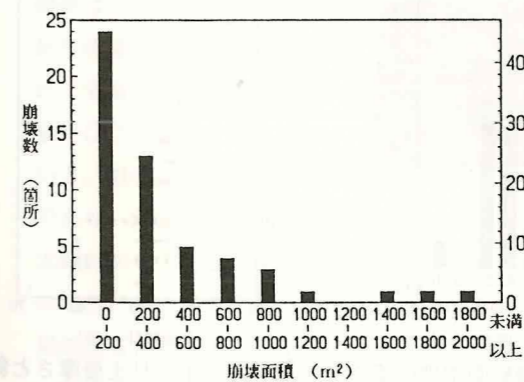
第8図は、測定できた50箇所の崩壊地について斜面長の度数分布を示したものである。崩壊面の斜面長は3~50mの範囲にあり、平均約21mであった。崩壊斜面長が20~25m規模の崩壊が最も多



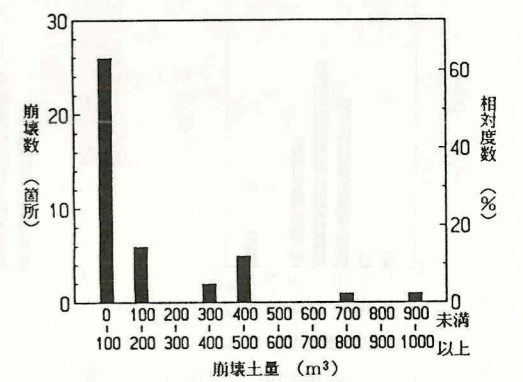
第8図 崩壊面の斜面長の度数分布



第9図 崩壊面の幅の度数分布



第10図 崩壊面積の度数分布



第11図 崩壊面土量の度数分布

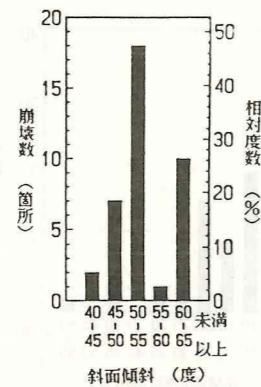
く発生していることがわかる。

第9図は、崩壊面の幅の度数分布を示したものである。崩壊面の幅は4~50mの範囲にあり、平均約16mであった。崩壊面幅が5~10m規模の崩壊が最も多く発生している。

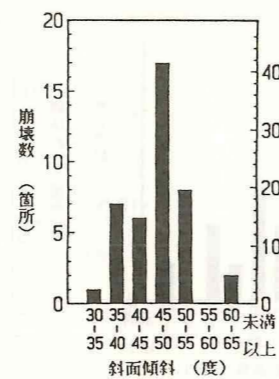
第10図は、崩壊面の面積の度数分布を示したものである。崩壊面の面積は12~1,800㎡の範囲にあり、平均約370㎡であった。200㎡以下の崩壊面積をもつ崩壊が半数近くを占めている。

第11図は、崩壊面の面積と平均すべり層厚から算出した崩壊土量の度数分布を示したものである。崩壊土量は3~900㎡の範囲にあり、平均約150㎡であった。100㎡以下の崩壊土量をもつ崩壊が半数以上を占めている。

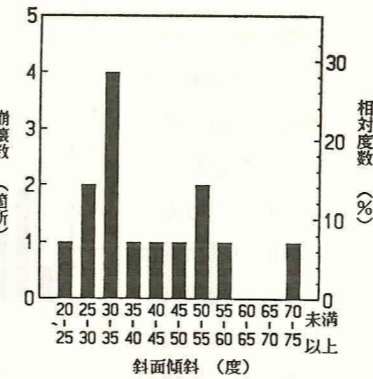
第12図、13図および14図は、崩壊地斜面の上部、中部および下部の斜面傾斜の度数分布を示したものである。崩壊地斜面の上部の斜面傾斜は40~63度の範囲にあり、平均52度を示し、50~55度の傾斜をもつ崩壊地が最も多い。中部は32~60度の範囲にあり、平均45度を示し、45~50度の傾斜をもつ崩壊地が最も多い。下部は20~70度の範囲にあり、平均40度を示し、30~35度の傾斜をもつ崩壊地が最も多くなっている。下部の傾斜範囲の上限が上・中部を上回っているのは、斜面下部が切り取られた場所や崖錐が発達していない場所における崩壊も含まれているからである。



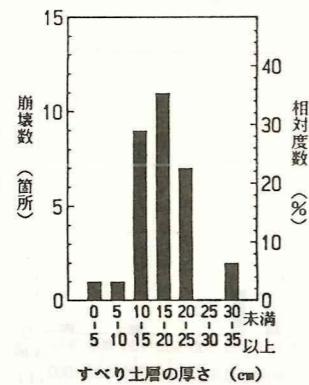
第12図 崩壊斜面の上部傾斜の度数分布



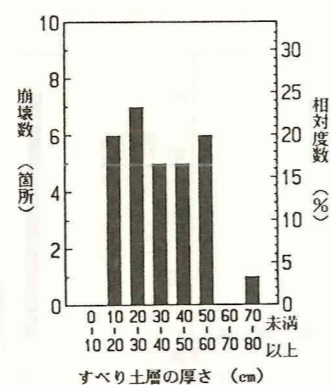
第13図 崩壊斜面の中部傾斜の度数分布



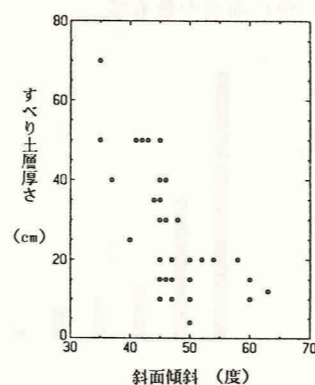
第14図 崩壊斜面の下部傾斜の度数分布



第15図 崩壊斜面上部のすべり土層厚さの度数分布



第16図 崩壊斜面中部のすべり土層厚さの度数分布



第17図 すべり土層厚さと斜面傾斜

第15図および16図は、崩壊地の上部および中部のすべり層厚さの度数分布を示したものである。崩壊地の上部におけるすべり層厚さは4~30cmの範囲にあり、平均約15cmである。中部におけるすべり層厚さは10~70cmの範囲にあり、平均約30cmを示している。崩壊面積に対して崩壊土量が少ないのは、今回の崩壊がシラス急斜面で発生し、すべり土層がこのような薄いためである。

第17図は、崩壊地斜面の崩壊源と考えられる斜面の上・中部におけるすべり土層の厚さと斜面傾斜の関係を示したものである。傾斜が急なほどすべり土層は薄くなり、逆に傾斜がゆるくなるほどすべり土層は厚くなっている。斜面傾斜45度に対するすべり土層の厚さが10~50cm程度と崩壊地によりばらついているように、同じ程度の傾斜でもすべり土層厚さには幅がある。これは、シラス斜面の地形・植生条件などの違いによると思われる。たとえば、強風を受けやすいような地形の斜面では斜面上の樹木が揺さぶられ、樹木の根元付近の土壌は緩み、薄い土壌層でも表層滑落が発生する可能性がある。今回のシラス斜面の崩壊には1985年8月の台風13号によりもたらされた強風が強く関係していることが現地調査において確認されている。

3.2 代表的な斜面崩壊地

ここでは、おもな災害地区ごとに代表的な斜面崩壊について述べる。

3.2.1 上竜尾町地区

上竜尾町の位置する谷筋に沿うシラス斜面において大小約10箇所の表層滑落型の崩壊が発生し、その中の1つでは一度に5名の死者を出している。以下、死者の発生した崩壊地（第1図においてA点）について説明する。

崩壊地の状況を写真1に

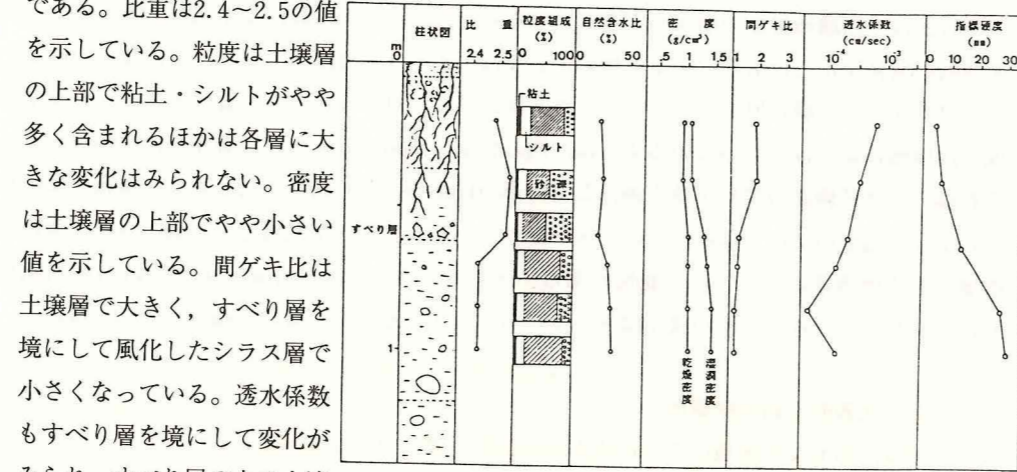
示す。現地調査によると、崩壊斜面の崩壊前の横断形は凹地形を示していたと推定される。崩壊地の隣接斜面には以前の崩壊地の滑落崖が多くみられた。斜面の傾斜は上部50度以上、中部45度前後、下部は切り取られて宅地として利用され、被害はこの場所で発生している。崩壊面は、南西向きであり、斜面長約40m、最大幅約30mである。崩壊面の



写真-1 上竜尾町崩壊地

の周辺において測定したすべり土層の厚さは、上部10~20cm程度、中部30~50cm程度であった。崩壊物質には土壌や風化したシラスのほかに、樹木が多くみられ、その樹齢は大きい樹木で35~60年であった。崩壊地周辺に残された樹木の樹齢を測定した結果、大きい樹木で24~58年を示した。

中部付近の崩壊面の端に土層断面をもうけ、試料を採取し土質実験を行った。その結果を第18図に示す。土層断面をもうけた地点の傾斜は46度である。土層断面を観察すると、深さ約60cmまでは黒褐色～暗褐色を呈する土壌が形成され、それ以下は明褐色を呈する風化したシラスに漸移している。土層の上部ほど樹木や草本の根系が発達しており、深さ約40～60cmにあるすべり層を境にしてそれ以下には根系はほとんどみられない。各層の土質試験結果は以下の通りである。比重は2.4～2.5の値を示している。粒度は土壌層



第18図 土質試験結果 (上竜尾町崩壊地)

の上部で粘土・シルトが多く含まれるほかは各層に大きな変化はみられない。密度は土壌層の上部でやや小さい値を示している。間ゲキ比は土壌層で大きく、すべり層を境にして風化したシラス層で小さくなっている。透水係数もすべり層を境にして変化がみられ、すべり層の上の土壌層で大きく、すべり層の下のシラス層で小さい。指標硬度にもすべり層を境にして変化がみられ、すべり層の上部で小さく、下部で大きくなっている。崩壊は間ゲキ比・透水係数・指標硬度などにみられる不連続部分を境にして発生したことがわかる。

3. 2. 2 長田町・冷水町地区

長田町・冷水町において大小10箇所余りの表層滑落型の斜面崩壊が発生し、その中の1つで2名の死者を出している。以下、死者の発生した崩壊 (第1図においてB点) について説明する。崩壊地の状況を写真2に示す。現地調査によると、崩壊斜面の崩壊前の横断形は凹地形を示していたと推定される。斜面の傾斜は上部40度以上、中部30度前後、下部は切り取られ畑地や宅地として利用されている。斜面は高木の広葉樹におおわれ、下部は竹林となっている。崩壊面は南向きであり、斜面長約40m、最大幅約15mである。崩壊物質には土壌や風化したシラスのほか、樹木

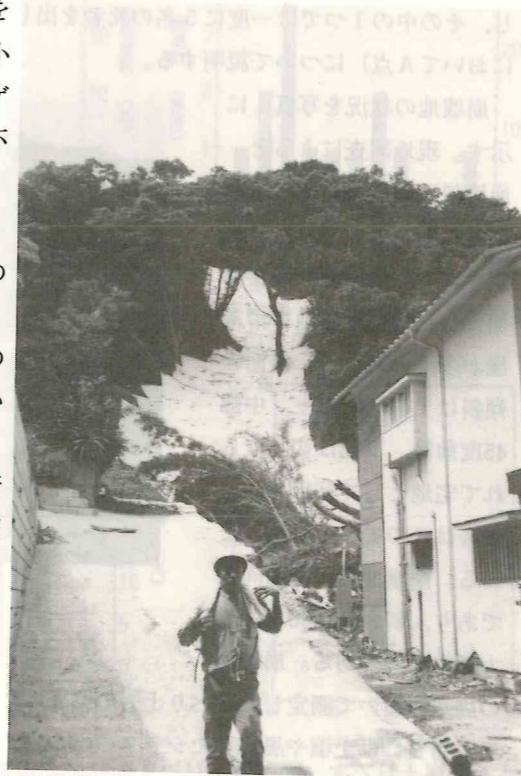


写真-2 長田町崩壊地

が多くみられた。

3. 2. 3 城山周辺地区

城山周辺の平之町・新照院町・城山町のシラス斜面において大小30箇所余りの表層滑落型の崩壊が発生している。その中の2箇所において合わせて7名の死者が発生した。

城山南部の平之町では3箇所崩壊が発生し、その中の1つで一度に5名の死者を出している。死者の発生した崩壊 (第1図においてC点) は3つの崩壊のうち規模が最も大きいものであった。以下この崩壊地について説明する。

崩壊地の状況を写真3に示す。付近一帯の斜面の傾斜は上部50度以上、中部45度前後、下部35度前後となっており、斜面の向きは南東である。斜面の土壌層は上部では非常に薄く0～20cm程度でシラスが露出している部分もあり、中部では30～50cm程度、下部では100cm前後とな

っている。斜面は高木の広葉樹におおわれ、下部は竹林となっている所が多く、また中部から下部にかけてはクスの大木 (最大のものが直径60cm、樹齢97年) がみられる。付近一帯の斜面は崖錐が発達しており、崖錐部は階段状に切り取られ宅地 (以前は畑地) に利用されている。住民からの聞き取りによると、崩壊は上部と中部の境界付近で樹木が傾きはじめてから数回に分けて発生した模様である。現地調査によると、崩壊斜面の崩壊前の横断形はわずかに凹地形を示していたと推定される。崩壊面は斜面長約50m、最大幅約30mであった。崩壊面の周辺において測定したすべり土層の厚さは、上部10～20cm、中部50cm前後、下部100cm前後であり、付近一帯の斜面の土壌層の厚さとほぼ一致している。崩壊物質には土壌や風化したシラスのほか

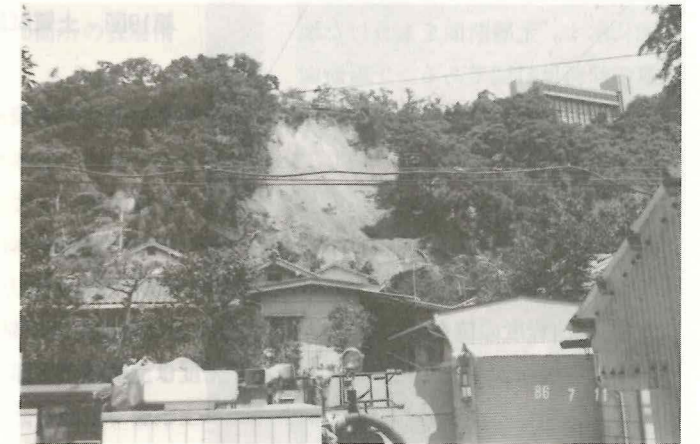


写真-3 平之町崩壊地



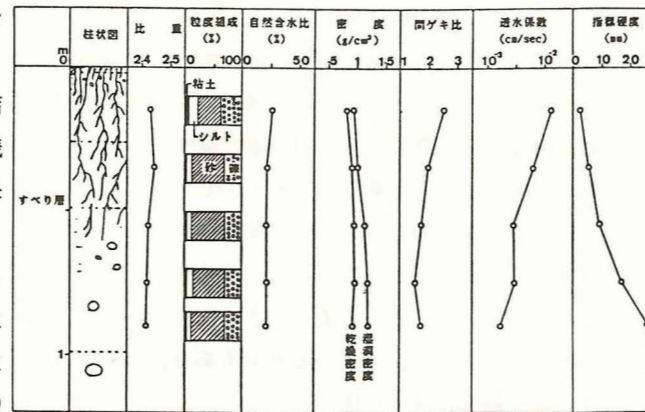
写真-4 シラス斜面の樹木の滑落

に、樹木が多くみられ、すべり落ちた大木が家屋を破壊し、被害を大きくしている(写真4)。すべり落ちた大木の樹齢を測定した結果40~68年、また崩壊地周辺に残された樹木の樹齢を測定した結果42~97年であった。

崩壊の発生源とみられる上部と中部の境界付近の崩壊面の端に土層断面をもうけ、試料を採取し土質実験を行った。その結果を第19図に示す。土層断面をもうけた地点の傾斜は41度である。土層断面

を観察すると、深さ約50cmまでは黒褐色~褐色を呈する土壌が形成され、それ以下は灰褐色を呈する風化したシラスに漸移している。土層の上部ほど樹木や草本の根系が発達しており、深さ約50cmにあるすべり層を境にしてそれ以下には根系はほとんどみられない。このことについては、すべり落ちた樹木の根系にもみられ、ほとんどの樹木において根系の発達には土層深さ方向に1m前後となっている。各層の土質試験結果は以下の通りである。比重は各層に差はみられず、2.4程度の値を示している。粒度は土層層の上部で粘土・シルトがやや多く含まれるほかは各層に大きな変化はみられない。密度は土層層の上部でやや小さい値を示しているが、各層に大きな差はみられない。間ゲキ比は土層層で大きく、すべり層を境にして風化したシラス層で小さくなっている。透水係数もすべり層を境にして変化がみられ、すべり層の上の土層層で大きく、すべり層の下のシラス層で小さい。指標硬度にもすべり層を境にして変化がみられ、すべり層の上部で小さく、下部で大きくなっている。崩壊は間ゲキ比・透水係数・指標硬度などにみられる不連続部分を境にして発生したことがわかる。

次に、2名の死者を出した新照院町の崩壊地について述べる。崩壊場所は城山に刻まれた谷の最奥(第1図においてD点)である。崩壊地の状況を写真5に示す。崩壊斜面の崩壊前の微地形は凹地形を示していたと推定され、崩壊面は斜面長約20m、最大幅約10mである。斜面の傾斜は上部60度以上、中部40度前後、下部30度前後となっており、



第19図 土質試験結果(平之町崩壊地)



写真-5 新照院町崩壊地

斜面の向きは南西である。崩壊斜面の上部のすべり土層の厚さは非常に薄く10cm以下で、シラスが露出し崖となっており、以前の崩壊跡地と考えられる。斜面中部のすべり土層の厚さは30cm程度、斜面下部は階段状に切り盛りされ果樹園として利用されていた。崩壊物質は土壌、風化したシラス、樹木などであるが、土砂が非常に少なく、樹木が多くみられた。崖の法肩には樹齢20~40年、直径20~30cmの広葉樹が繁茂しており、果樹園の下の住宅はこれらの樹木の滑落により破壊されている。滑落した最も大きい樹木は樹齢31年、直径約40cmのハマセンダンであり、根系の発達は土層深さ方向に70cm程度であった。

3. 2. 4 武二丁目地区

武二丁目の西側のシラス台地の斜面(第1図においてE点)において大小約10箇所を表層滑落型の崩壊が発生している。

付近一帯の斜面の傾斜は上部50度以上、中部40度前後、下部30度前後以下となっており、斜面の向きは東である。斜面の土層層は上部20cm前後、中部50cm前後、下部100cm以上となっている。斜面はスダジイ、アラカシなどの高木の広葉樹(樹齢20~35年)におおわれている。崩壊が発生した直後の現地調査によると、隣接する斜面内において雨水が表面流となり大量に流下した痕跡がみられた(写真6)。また、斜面内には1985年8月の台風13号の強風による考えられる倒木が多くみられる(写真7)。付近一帯の斜面は崖錐が発達しており、崖錐部は階段状に切り取られ宅地や林地(以前は畑地)に利用され、またシラス斜面の上の台地は畑地(竹の植栽地)に利用されている。以下死者の発生した崩壊地について説明する。

崩壊地の状況を写真8に示す。現地調査によると、崩壊斜面の崩壊前の横断形はわずかに凹地形を示していたと推定される。崩壊面は斜面長約50m、最大幅約



写真-6 シラス斜面林地内の表面流発生跡



写真-7 1985年8月台風13号によるシラス斜面の樹木被害

40mであった。崩壊面の周辺において測定したすべり土層の厚さは、上部10~20cm、中部50cm前後、下部100cm前後である。崩壊物質には土壌や風化したシラスのほか、樹木が多くみられ、すべり落ちた大木が家屋を破壊している。すべり落ちた大木の樹齢を測定した結果26~32年、また崩壊地周辺に残った樹木の樹齢を測定した結果21~33年であった。

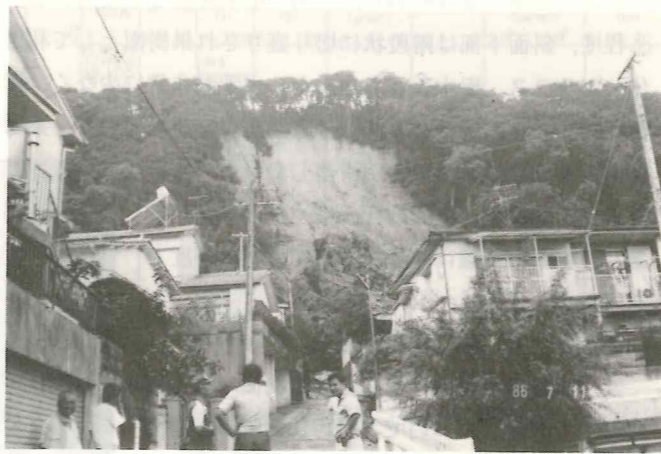
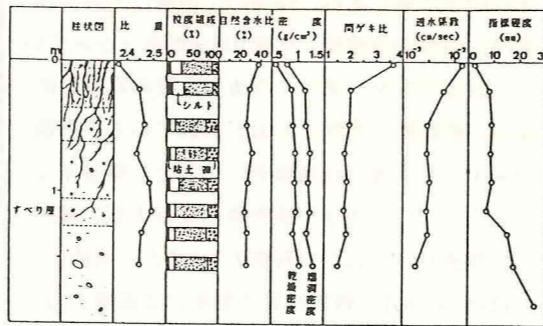


写真-8 武二丁目崩壊地

中部と下部の境界付近の崩壊面の端に土層断面をもうけ、試料を採取し土質実験を行った。その結果を第20図に示す。土層断面をもうけた地点の傾斜は41度である。土層断面を観察すると、深さ約130cmまでは黒褐色~褐色を呈する土壌が形成され、それ以下は灰褐色を呈する風化したシラスに漸移している。土層の上部ほど樹木や草本の根系が発達しており、深さ約110~130cmにあるすべり層を境にしてそれ以下には根系はほとんどみられない。このことについては、すべり落ちた樹木の根系の発達状況にもみられ、ほとんどの樹木において根系の発達には土層深さ方向に1m前後であった。各層の土質試験結果は以下の通りである。比重は2.4~2.5の値を示めしており、粒度は土壌層の上部で粘土・シルトがやや多く含まれるほかは各層に大きな変化はみられず、密度も土壌層の上部でやや小さい値を示しているが、各層に大きな差はみられずない。間ゲキ比は土壌層で大きく、すべり層を境にして風化したシラス層で小さくなっている。透水係数もすべり層を境にして変化がみられ、すべり層の上の土壌層で大きく、すべり層の下のシラス層で小さい。指標硬度にもすべり層を境にして変化がみられ、すべり層の上部で小さく、下部で大きくなっている。崩壊は、間ゲキ比・透水係数・指標硬度などにみられる不連続部分を境にして発生したことがわかる。



第20図 土質試験結果(武二丁目崩壊地)

3. 2. 5 田上一丁目

田上一丁目(第1図においてF点)において発生した表層滑落型の崩壊が土石流化し、死者1名を出している。崩壊地の状況を写真9に示す。斜面の傾斜は上部45度以上、中部30度前後、

下部は切り取られ宅地として利用されている。斜面は高木の広葉樹におおわれているが、斜面の上部は伐採されていた。崩壊面は南向きであり、斜面長約40m、最大幅約20mである。崩壊物質には土壌や風化したシラスのほか、伐採された樹木が多くみられ、被害を大きくしている。



写真-9 田上一丁目崩壊地

3. 2. 6 桜ヶ丘団地周辺地区

桜ヶ丘団地周辺のシラス斜面において大小約20箇所の斜面崩壊が発生し、1箇所の道路法肩の崩壊を除けば、他はすべて表層滑落型の斜面崩壊である。

桜ヶ丘一丁目東側斜面(第1図においてG点)の崩壊発生地の上の台地上は、斜面ぎりぎりまで宅地に利用されている所が多い。斜面法肩は45度前後の傾斜をなし、高さ5~6mのスダジイ、マテバシイ、アラカシなどの広葉樹が繁茂している。その下は50度以上の傾斜をなし、斜面上にはハゼ、ハギなどの広葉樹、クロマツ、ススキなどがみられ、斜面下部には崖錐は発達していない。崩壊は傾斜の変化点から発生している場合が多い。崩壊面の周辺のすべり土層の厚さは10~20cm程度で、非常に薄い。したがって、崩壊物質には土砂が少なく、樹木が多くみられた。すべり落ちた樹木の樹齢を測定した結果18年であった。斜面下は住宅の建築が規制されているため、付近一帯の斜面下では崩壊による人的・物的被害はほとんど発生していない。しかし、斜面の上の台地の斜面際の住宅においては庭先に亀裂がみられた。また、付近一帯の斜面には1985年8月の台風13号の強風の影響を受けた樹木が多くみられ、台風の影響を今回の崩壊の誘因の1つにあげられる崩壊地が多い。

5. おわりに

1986年7月10日の鹿児島市内のシラス斜面の崩壊による災害の特徴は、崩壊のほとんどがシラス急斜面上の土壌層の部分がすべり落ちる表層滑落型の崩壊であり、台風の影響を受けた急斜面の高木が滑落し、人的・物的被害を大きくした



写真-10 シラス斜面下部における樹木の滑落土砂抑止効果

ことがあげられる。シラス斜面においては樹木の根系は土層の深さ方向1 m程度しか発達しないことから、傾斜40度程度以上の斜面上の樹木には斜面崩壊抑止の杭効果は期待できない。しかし、斜面の下部では樹木が滑落土砂を止め、被害を小さくしている箇所がみられ、傾斜35度程度以下の斜面上の樹木に対しては斜面崩壊土砂抑止の効果が認められる(写真10)。また、大きな人的・物的被害が発生した地域は、シラス斜面の下ぎりぎりまで宅地などに利用している所である(上竜尾町・長田町・平之町・武二丁目崩壊地など)。シラス斜面の下が空き地となっている地域ではシラス斜面崩壊による人的・物的被害はほとんど発生していない(桜ヶ丘団地周辺崩壊地など)。

謝 辞 本研究の実施にあたり、現地調査、土質試験および資料整理においては鹿児島大学農学部砂防工学研究室学生、高野茂君・小野博之君・武末茂君・金気淳一郎君・宮田龍朗君・佐伯孝君に御協力いただいた。ここに記して謝意を表する。

文 献

春山元寿(1974)：豪雨による南九州の斜面崩壊。自然災害資料解析 1, 80-88.
鹿児島県土木部河川課資料(1986)。

1986年7月10日シラス災害時の降雨特性

九州大学農学部 元田雄四郎 早川誠而
林 静夫 木船一晶

1. 気象概況

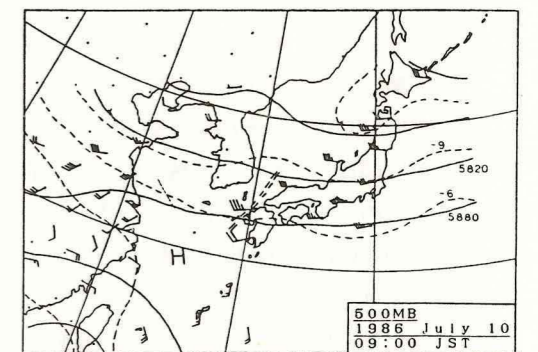
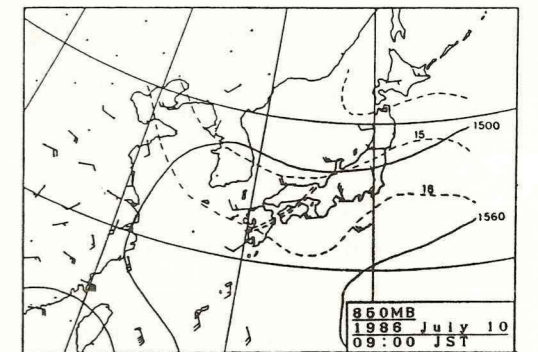
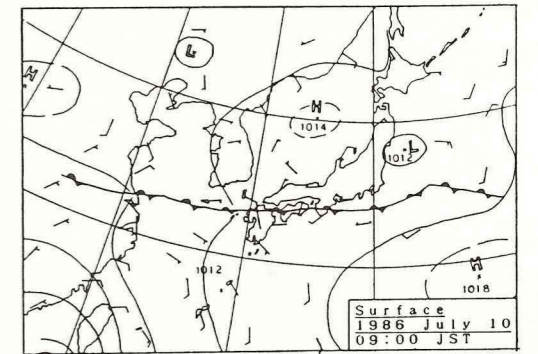
九州南部地方は、平年より4日遅れて6月5日に梅雨入りとなったが、6月中旬までは、高気圧に覆われることが多く、ときどきぐずつく程度の天気で推移した。20日には低気圧の通過で九州中部に激しい雨が降った。6月の下旬は、梅雨前線が九州付近に停滞し雨の日が多く、30日には、鹿児島県地方で100mmを越す大雨となったが、月降水量としては鹿児島地方は平年並みであった。

7月に入り、梅雨前線は九州中北部で活動が活発になり、雨の日が多く、鹿児島県地方も暖湿気流の流入によって大気は不安定になり、4日から8日にかけて所々で雷雲が発達し、一時強い雷雨になった所があった。7月10日も県内で積雲性の雨が時々降る程度であったが、午後から積雲活動が活発になり、鹿児島市で日最大一時間降水量75mm(統計開始以来第4位)の集中豪雨があり、大きな災害が発生した。

10日9時の高層天気図(第1図)をみれば、下層の850mbでは九州中部にトラフが存在し、鹿児島では南西の風となっている。上層500mbでは、九州の北西岸に気圧の谷があり、これが東に移動して九州を通過したと思われ、福岡では強い西風が吹いており寒気の流入がみられた。

9時の500mb高度では、福岡が-6.5℃、鹿児島が-5.3℃であったのが、21時には、福岡で-5℃、鹿児島で-6℃と鹿児島の方が気温は低くなっており、上層で寒気が南下したことがわかる。

850mbでの18℃の等温線をみても、九州南部でふくらみをもっており、暖湿気流が侵入していることがわかる。



第1図 地上および高層天気図

このように、7月10日の、南九州一帯は、太平洋高気圧の周辺部から暖湿気が流入し、対流不安定になっており、雷雲が発達しやすい状態で推移した。その後、7月中旬も不安定な大気状態が度々現れて、九州各地で雷を伴った局地的な強雨がみられた。

2. 雨の降り方の特徴

(1) 南九州における雨の降り方

7月10日前後における九州地方の雨の降り方は、不安定な暖気内でよくみられる局地的な雷雨が発生した。これらの雨は、一般に停滞や集中性がみられなかったため、大雨とはならなかった。

10日の午後になり鹿児島県および宮崎県南部で強い雷雲が発生し始め、夕方にかけて、熊本県南部、宮崎県、鹿児島県の各地で散発的に対流性の雨が降り、夕方までこのような状態が続いた。

とくに、10日14時頃から鹿児島市付近で降雨域が停滞し、積雲群が組織化して集中的に強い雨が降り、短時間に200mm以上の大雨を記録した。ただ、鹿児島県全体からみれば、強雨域は著しく局地的で、県内アメダス観測所29カ所（離島を除く）のうち、日雨量10mm以上を観測した地点は、わずか6カ所のみであった。これらの雨の降り方は、夏の気圧配置のときに、上層に寒気が流入し、各所で強い雷雲が発生する状態とよく似た特徴を示すものである。

(2) レーダエコーからみた雨域の特徴

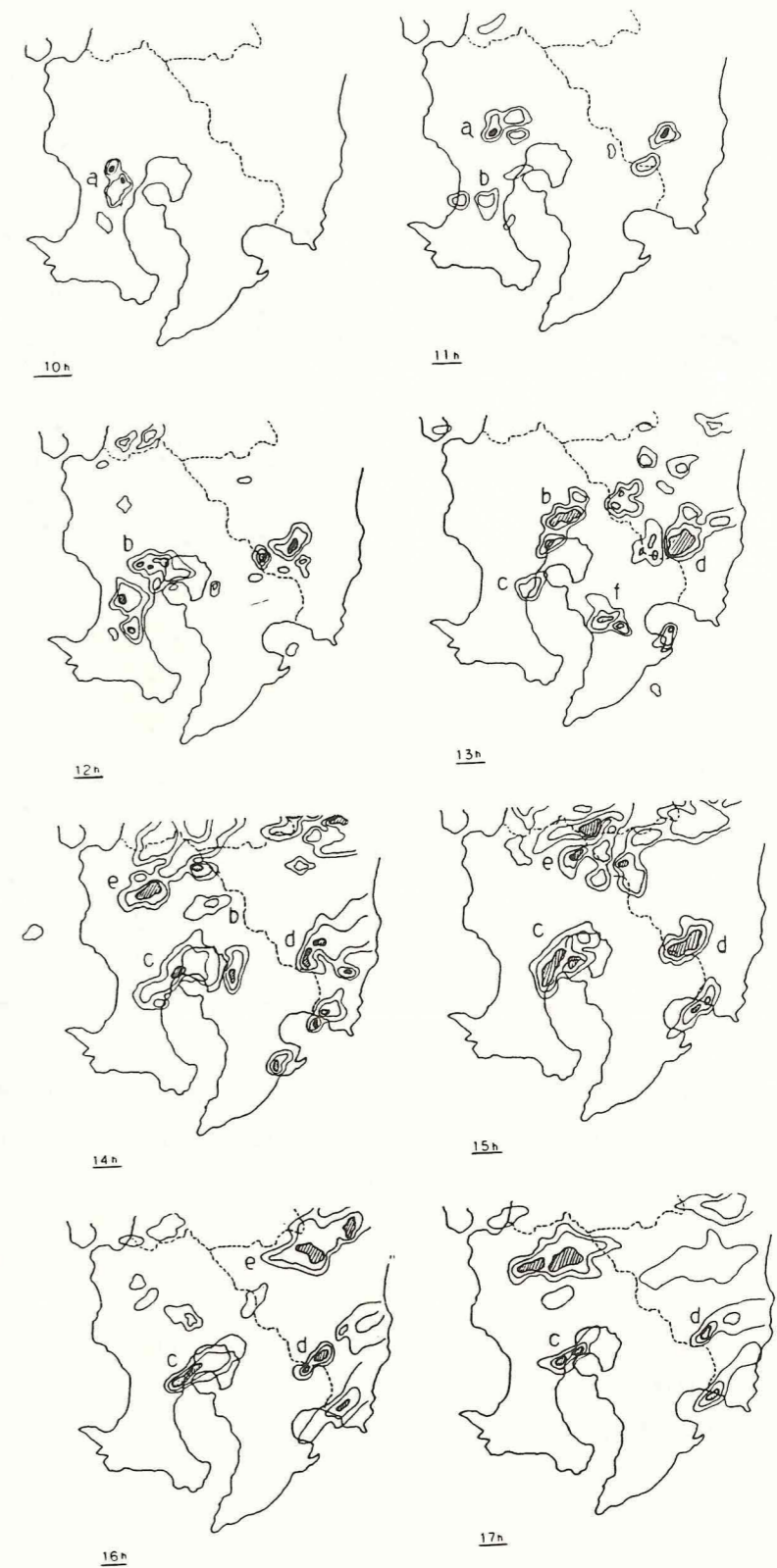
10日は、10時頃から薩摩半島の西海上で、積雲性のエコーが発達し始めているが、南九州のエコーは、海上のエコーが移動してきたというよりも、発生場が南下して南九州で同時発生的に起こったものと考えられる。

第2図は、7月10日の主な降雨域をレーダエコーから追跡したものである。まず、10時に発生した鹿児島市の西側のエコー a は、北北東に約10km/hrで移動し、1時間半で消滅している。11時に発生したエコー b も、鹿児島市付近を北北東に進んだが、この雨域は、3時間と割合長命であった。一方、同じ11時に鹿児島市の南に発生したエコー c は、以上の雨域と異なり、殆ど移動せず鹿児島市を中心に停滞し、強弱をくり返しながら17時までの6時間にわたり、同じ場所に張り付いた状態となっている。他のエコー e や f などは、順調に移動するか、短時間で消滅している。

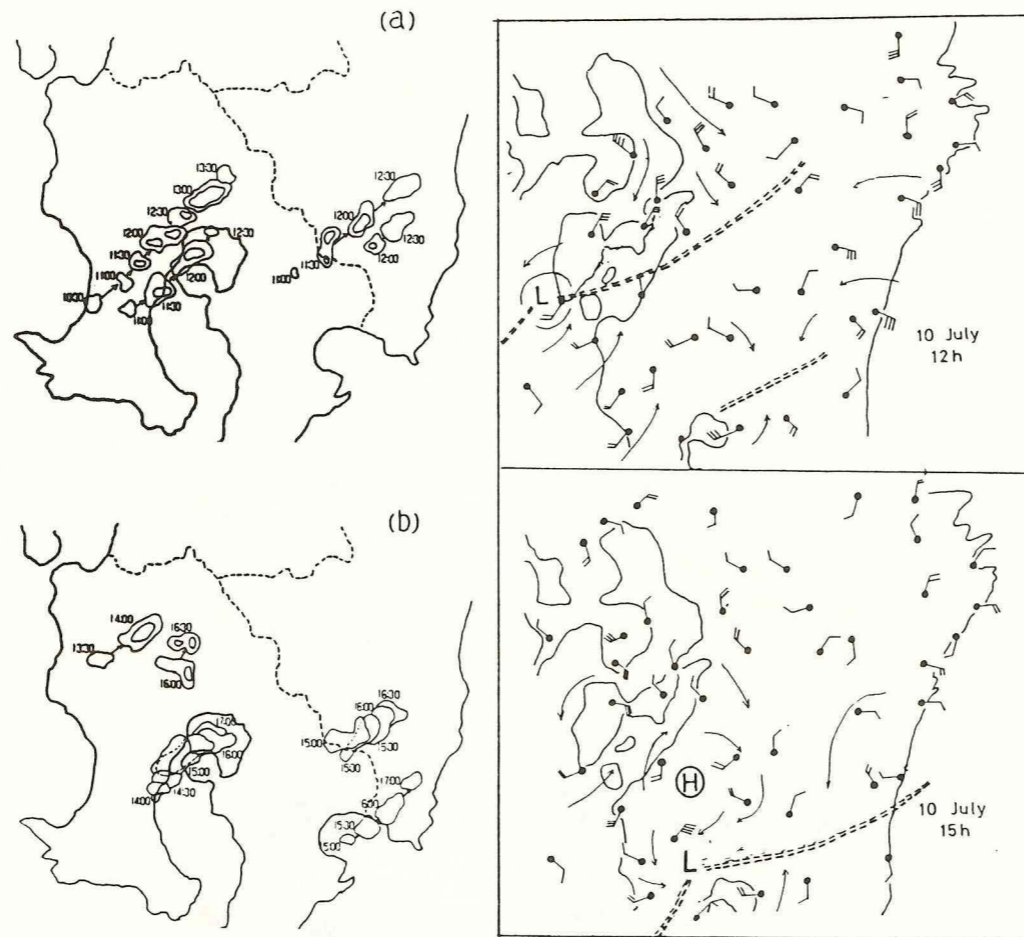
このように、ある降雨域が同じ場所に停滞するためには、他の地域と異なったメソ的気象条件が働いていた事を示すものである。同じような雨域は、宮崎県境のエコー d にも見られ、この一帯でも100mmを越す雨量が観測されている。

第3図は、これらの雨域の中で、雨量強度が16mm/hr(推定)以上の強雨細胞(セル)を追跡したものである。第3図(a)に見られるように、11時前後におけるセルは、どの地点でも、北東に約10km/hrの速度で移動しており、降雨域も強雨セルと同じ動きをしている。従ってその地点では、一時強い雨がふっても、すぐ通り過ぎるという降り方になっている。一方、14時頃の鹿児島市付近のセルは、北東へ移動しているが、15時30分頃から鹿児島市の上で殆んど動かない状態となり、同じ場所で成長を続けている。

この強雨域は、一見一つのセルと考えられるが、実は、次から次へ発生した巨大積雲の集合



第2図 レーダによる降雨域の移動状況(建設省レーダ)



第3図 エコーセルの移動

であり、発生、発達、消滅まで約30分程度の寿命をもったセルが、10コ近く入れ替わって雨域を構成したものと考えられる。これらの状況は、より精度のよい分解能(1km×1km メッシュ)をもった九大レーダで、同じ7月15日の九州北部の大雨の際にも観測されており、直径5km規模の積雲が、次々に入れ替わりながら強雨域を形成した状態と同じ機構と思われる。鹿児島市の場合、この積雲の発生、発達の場所が同じ所であったことが、記録的な大雨になったわけである。

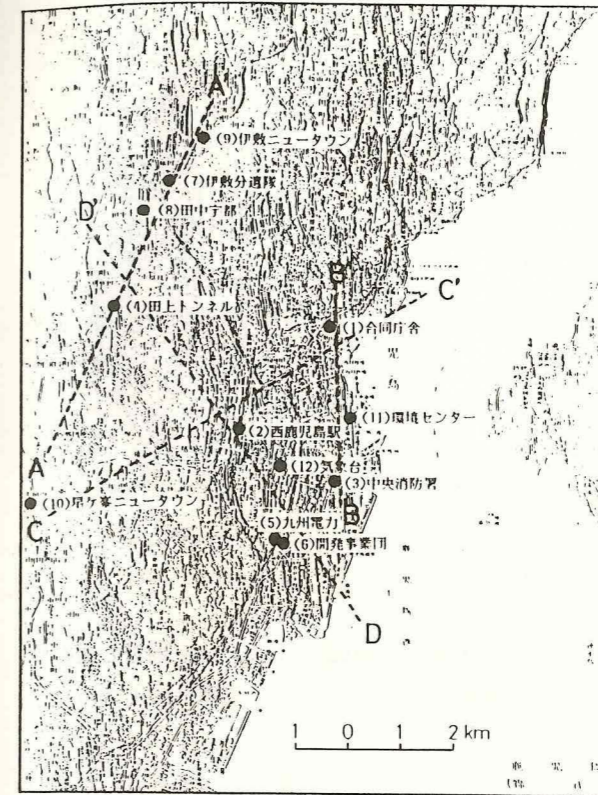
過去の大雨の場合でも、災害が起こる時の雨の降り方は、今回の場合の様に、時間、空間的に雨が集中する機構が働くことによって発生している。

(3) 大雨時のメソ解析

上層に寒気が入り、下層に暖湿気流が流入して、大気が不安定になれば、積雲対流が起こりやすくなるが、ある地域で集中的に積雲対流が維持されるためには、別の機構が働く必要がある。地上のアメダスデータのメソ解析からその機構を検討してみる。

第4図は、7月10日の12時と15時におけるアメダスの風の吹き方から、地上風収束の状況を解

第4図 地上流線と収束帯



第5図 観測点の配置

析したものである。

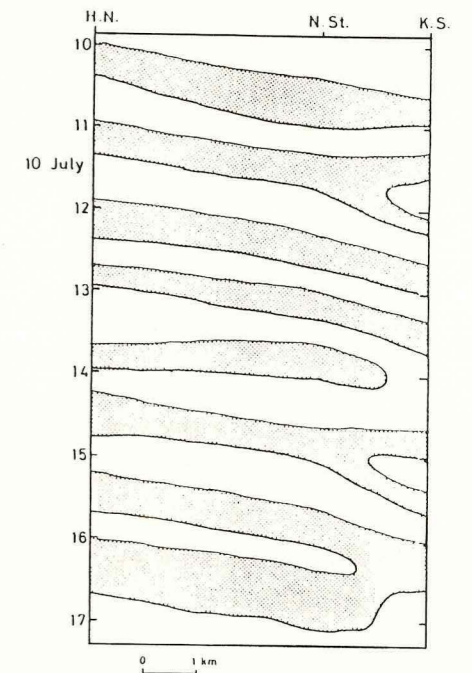
上層の気圧の谷の通過に伴って、地上付近の風にも収束帯が形成される。12時頃には、地上の収束帯は天草南部から阿蘇山、大分を結ぶ線に達している。収束帯の南下に伴って、九州中部では積雲対流が起こって、雷雨性の降雨が発生した。15時には、この収束帯は宮崎県南部から薩摩半島を結ぶ線まで南下し、鹿児島県西北部にメソ高気圧が形成されるとともに、その南側では低気圧性循環が発生している。

この低気圧は、16時頃鹿児島市付近に達し、その後停滞した。このため、下層の暖気は低気圧に向かって収束し、顕著な積雲対流を起こし、鹿児島市に集中的に大雨をもたらしたと思われる。

レーダエコーの動きをみても、この収束帯が停滞したと思われる鹿児島市および宮崎県境(都城市の西)で集中的に雷雨が発生しており、地上風の収束が大雨に大きく寄与したことがわかる。

(4) 降雨強度の変化からみた積雲の追跡

レーダ観測から強雨域の追跡は可能であるが、分解能が十分なレーダでないと雨域を構成し



第6図 雨域強度の変化域の時間推移

ている積雲セルの動向を知ることはできない。ここでは、雨量の自記記録から、セルの追跡を試みることにした。強い降雨セルが通過するときには、その通過の前面で雨量強度が急に強くなり、通過後は弱くなる。これらの雨量強度の変化量を追跡すれば、セルの動きを知ることができる。

第5図に示すように、鹿児島市内で比較的明瞭に読み取れる雨量記録をもつ観測所12カ所を選び、A-A', B-B', C-C', D-D'の線上に並ぶ各観測所の雨量記録から、雨量強度の変化量の推移をみることにする。

雨量記録は、週巻が多いため、自記記録を拡大し、10分間雨量を読みとった。

雨量強度の時間変化量は、20分雨量をもとにして次のように求める。ある時刻(t)の雨量強度の変化量 $\delta R(t)$ は、

$$\delta R(t) = 2 R(t) - \{ R(t-20\text{min}) + R(t+20\text{min}) \}$$

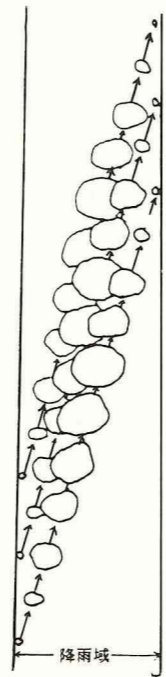
で示すことができる。 $\delta R(t)$ が正の場合は、その時刻は前後20分より強い雨が降ったことを意味し、負の場合は、前後20分より弱くなったことを示している。

第6図は、その時間分布の1例で、鹿児島市内の星が峯ニュータウン(H.N) - 西鹿児島駅(N.S.t) - 環境センター(K.S)を結ぶC-C'線路上における雨量強度の時間変化をみたものである。10時から15時にいたる7時間の間に、8個の $\delta R(t)$ の正の領域があり、星が峯ニュータウン(H.N)から環境センター(K.S)までそれぞれ30分程度で移動しており、また、雨量が強くなっている時間(正の領域)は、平均して20分から30分程度である。この領域の進行速度は、約10kmで、これらの雨域の空間スケールと動きからみて、この正の領域は、1個の積雲による雨に相当すると思われる。

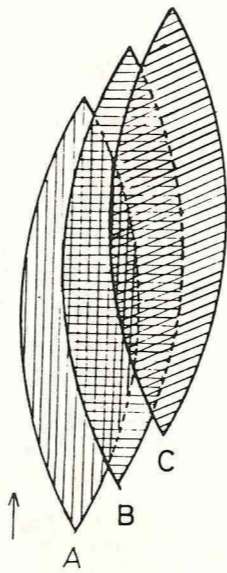
以上のことから、7月10日の10時から17時にわたって、鹿児島市の上を8個の積雲が通過し、とくに14時頃からの強い雨は、雄大積雲によってもたらされたものと考えられる。これらの傾向は、他の線上の観測記録からも得られており、組織化された積雲の通過が認められている。

(5) 今回の豪雨の特徴

集中豪雨は、一般に対流積雲が組織化され、一定地域に集中的に降雨をもたらすために発生する。すなわち、第7図のように、発生、発達、移動して消滅する。平均的寿命は20分~40分が多いが、1時間以上維持されることもある。また、積雲の発生地点は、ばらつきがあり、移



第7図 セルの移動と雨域



第8図 セルによる雨量の重なりと多雨域のモデル

動方向は、雨域の走向と傾きを持つことが多い。このため、雨域は拡がりを持ち、雨量はある程度拡散する。

今回の豪雨の場合は、積雲の発生地点と発達移動の経路が、ほとんど同じであったため、積雲スケールの幅と距離の中に降雨が集中し、一方、降雨の最盛期(14時~17時)には、組織化された雄大積雲が、それぞれ数10mmの雨を降らせて通過したもので、このような多雨域が重なった所に200mm以上の積算雨量をみたわけである。

なお、局地的な豪雨は、地形の影響も大きくきくことが多いが、今回は、地形効果についての解析は十分行っていない。

3. まとめ

昭和61年7月10日に発生した鹿児島市のシラス災害は、多くの原因が重なって引き起こされたものであるが、災害の直接的な引金になった大雨の降り方について、レーダや雨量資料およびメソ天気図から解析を行った。得られた主な結果は次の通りである。

1) 今回の豪雨のように、時、空間的に限られた現象は、シノプティック(天気図的)な場からは、予測が難しい状況にあった。すなわち、九州南部では、著しい大気不安定な状態ではあるが、何処で何時強雨が発生するかを特定することは難しいと思われる。

2) 雷雨発生過程は、夏における雷雨の発生とよく似ており、暖域内における上層の寒気の流入による対流不安定な状態であった。

3) レーダによる降雨域の観測から、九州南部においては、かなり発達した雷雲が発生しているが、その移動は順調であったため、一時的な強雨にとどまり、大雨にはなっていない。鹿児島市の雷雲のみが、同じ所で発生し発達し、3~4時間にわたって大雨を降らせている。

4) 鹿児島市に積雲が集中的に発生した原因を、アメダスデータを使ったメソ解析によりみた結果は、地上流線の収束域が九州を南下し、鹿児島付近で停滞し、低気圧性循環のために局地的に収束が起こり、巨大積雲の発達をみたものと思われる。

5) 雨量記録から雨量強度の変化量を求め、その動きをみると、空間スケールで約5kmの積雲が鹿児島市の上をゆっくり移動し、数回にわたり強雨を降らせている。

6) 今回の大雨は、積雲の発生場所とその移動方向が同じであったため、積雲からの雨が同じ場所で重なり合ったため、非常に狭い範囲に集中したことがわかる。

7) 今回の雨の降り方および災害の発生状況からみて、大雨の予測は非常に難しいと思われ、少なくとも斜面崩壊と避難の誘導に必要な、例えば30分前の正確な予測でも有効と考えられる。このためには、雨量と崩壊の定量的な関係を求めるとともに、レーダによる雨域の定量観測と情報処理を迅速に行い、雨情報の伝達と警戒体制を確立することが必要である。

1986年7月10日集中豪雨のレーダ雨量計による 降雨特性の検討

九州大学工学部 平野宗夫
森山聡之

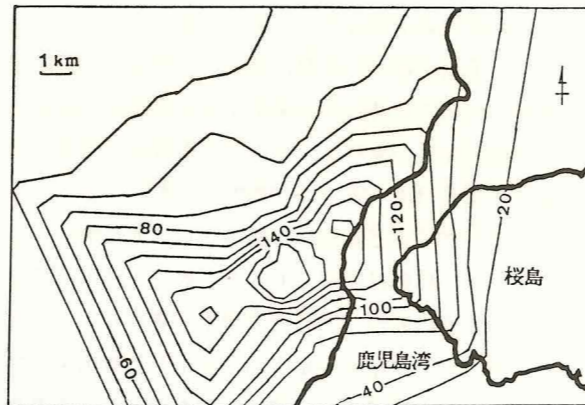
1. はじめに

1986年7月10日に鹿児島市を襲った集中豪雨は大きな被害をもたらしたが、この降雨の特徴は鹿児島市街を中心として半径5kmほどの狭い地域に数時間にわたって降雨が集中したことである。この程度の降雨の集中は特に珍しい現象ではないが、たまたま人口の集中した地域に当たったため、大きな被害が出たと言えよう。反面、地上雨量計の配置が密であったため、豪雨時のレーダ雨量計との比較が可能になった貴重な例でもある。本論文は、地上雨量計網とレーダ雨量計の比較を行うとともに、降雨の特性、雨量とがけ崩れの発生の関係などについて考察したものである。

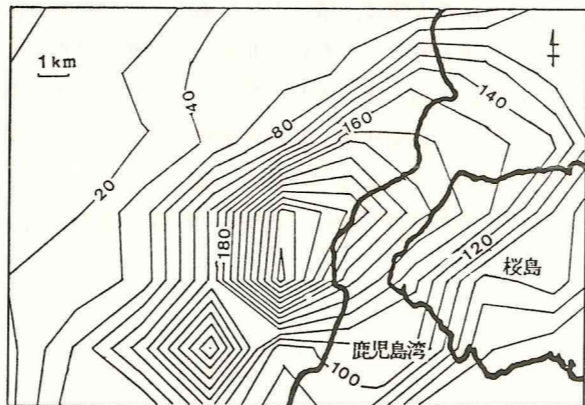
2. レーダ雨量計と地上雨量計の比較

レーダ雨量計のデータとしては、建設省九州南部局で磁気テープに記録された生データを5分毎に3kmメッシュに変換した上で使用した。収録した期間は1986年7月10日9時から20時までであるが、残念なことに16時55分にテープ付けかえのため欠測しており累加雨量の計算が途中で出来なくなっている。他に分解能1kmメッシュの鹿児島空港気象台のレーダデータも入手したが、強度レベルが4段階しかないため今回は使用していない。また23地点の地上雨量計の一時間雨量を使用した。

第1、2図にそれぞれ地上雨量計およびレーダ雨量計による16時までの累加雨量の等雨量線図を示す。両者を比較すると、海上の部分に地上雨量計がないために雨量が少なくなっている他は定性的に同様な傾向を示している。しかし定量的には例えば16時までの累



第1図 地上雨量計による累加雨量 (16:00)



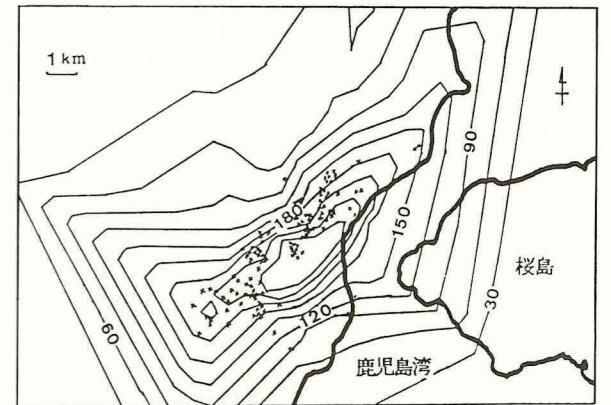
第2図 レーダ雨量計による累加雨量 (16:00)

加雨量の最大値と比較すると、レーダ雨量計は398mmで地上雨量計の256.5mmの1.55倍となっており、量的な補正が必要であると考えられる。

第3図に地上雨量計の降雨終了時までの累加雨量の等雨量線図を示す。なお、これら等雨量線図の作成には、九大大型計算機センターのFACOM M382上で、アプリケーションプログラムGRAPHMANを使用した。

3. 雨量とがけ崩れの関係

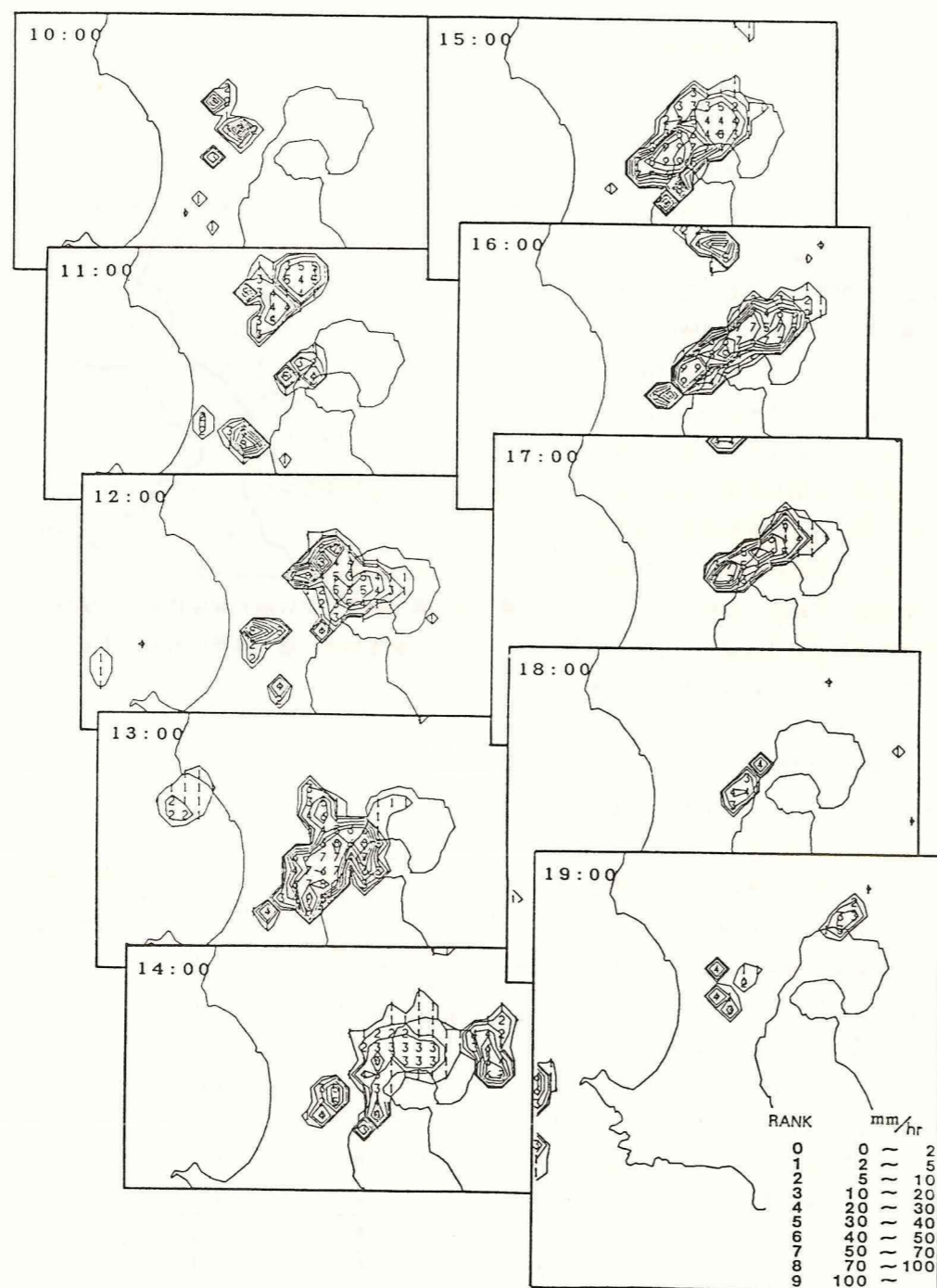
がけ崩れと降雨の関係については、従来から累加雨量と直前の雨量とで整理する手法が多用されているが、理論的根拠に乏しい。著者ら(1986)は、斜面における降雨と地下水の流出関係から、到達時間内の降水量が土石流の発生を規定するという考えの基に、桜島の土石流発生予測を開発し良好な結果をえた。そこで、崖崩れの発生時刻が分かっている7地点について、同様の手法を適用してみる。資料が少ないので到達時間の推定は困難であるが、前日から当日9時までは降雨がなく、本格的に降り出したのは、11時半頃からであるから、到達時間が5時間より長いとすると、当日のがけ崩れ発生までの累加雨量を到達時間内の降雨量と考えてよい。そこで、各時刻の地上雨量計の累加雨量の等雨量線図より発生時刻までの累加雨量を求めると第1表のようになり、累加雨量150~235mmのがけ崩れが発生している。また第3図に20時までの地上雨量計の累加雨量と全てのがけ崩れ発生地点の関係を示すと、やはり数点を除いて150mm以上の地点でがけ崩れが発生している。これらのことより鹿児島市においては、6時間雨量150mmのがけ崩れ発生の一つの基準となると思われるが、さらに多くの資料を集めて検討する必要がある。



第3図 累加雨量とがけ崩れ発生地点との関係
(発生地点は鹿児島県の資料による)

場 所	災害発生日時	死亡者 (人)	地上雨量計 による 累加雨量 (mm)
長 田 町 城ヶ谷	7月10日15:57	2	160
上 竜 尾 町 常 安 団 地 下	7月10日16:10	5	160
平 之 町	7月10日16:27	5	222
	16:40		233
武 二 丁 目	7月10日16:30	1	235
新 照 院 町	7月10日16:30	2	227
田 山 一 丁 目	7月10日17:39	1	235
西 別 府 町	7月10日18:18		218
吉 野 町 三 船	7月10日20:23	2	150
計		18	

表-1 がけ崩れ発生地点における累加雨量



第4図 レーダ雨量計による降雨状況

4. レーダ雨量計による降雨の変動特性

レーダ雨量計による13時から19時までの毎時の等雨量曲線を第4図に示す。始めは広がっていた雨域が狭い場所に集中するとともに強度が増加している様子がうかがえる。

次に、3地点の雨量強度の時系列を第5図に示す。これら3地点は東西方向に隣接した3kmメッシュであるが、波形はかなり異なっている。また、鋭いピークが20分程度の間隔で出現しており、これが降雨セルの移動や発達衰弱と対応するものと思われるが、5分間隔3kmメッシュでは分解能が不十分で、詳細は不明である。降雨予測を行うためには、もっと分解能の高いレーダで観測する必要がある。

5. 終わりに

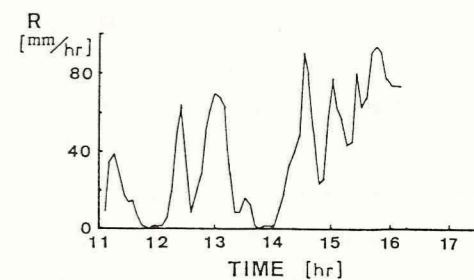
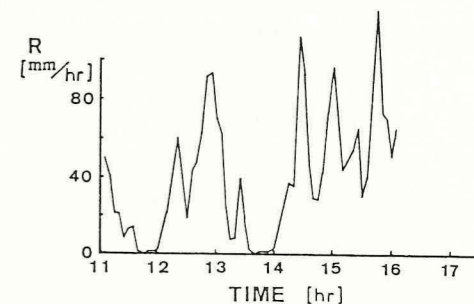
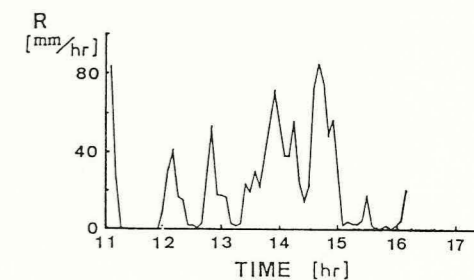
レーダ雨量計は集中豪雨の定性的な把握に有効であると思われる。さらに定量的な補正を施せば災害予測に使用可能であろう。また、がけ崩れと地上雨量計の関係についても一応の目安を得たが、さらにデータを増やすとともにレーダ雨量計とも対比して同様の解析を行いたい。

謝 辞

貴重な資料を提供して頂いた、鹿児島県、鹿児島市、鹿児島気象台、鹿児島空港気象台および建設省大隅工事事務所の関係各位に厚くお礼を申し上げます。

文 献

- 平野宗夫・正田 誠・森山聡之(1986): 活火山流域における土石流の発生限界と規模の予測. 第30回水理講演会論文集, 181-186.



第5図 レーダ雨量計による降雨の時間変化

鹿児島市内におけるシラスの災害地質

鹿児島大学理学部 露木 利貞

1. まえがき

1986年7月10日の豪雨による鹿児島市内のシラス災害は、犠牲者18名という痛ましいものであった。この災害も、都市型の災害といわれている。鹿児島県本土のやく60%をシラスが覆っているが、侵食されやすい特性のため、昔から豪雨の際にはきまって県内各地で崩壊が発生した。水田面積の少ない本県では、シラスの侵食によって生じた狭小な谷間も迫田として利用し、シラス崖下まで水路・水田をつくった。またシラス台地面は開拓し、畑地化していった。これまでは、田舎においてのシラス災害は農地災害がその主たるものであった。

人口の都市集中化が進行し、旧市街地周辺のシラス台地が開発され、宅地や道路の建設が盛んに行われるようになると、災害も都市型のものへと移っていった。たとえ小規模の崩壊であっても、人的被害や経済的損失が大きいというものである。

1969年6月、7月の伊敷・原良団地の造成過程でのシラス土砂の流出、1976年6月の紫原・宇宿災害などはその典型的なものであった。

その後は激しい豪雨に見舞われなかったこともあって、大きな都市型のシラス災害は発生していなかった。1969年災害を契機として、シラスの崩壊による災害防止の目的で、危険地域の指定、崖下住宅の移転促進、シラス急崖の成型・補強などが進捗しつつあった。しかし、これらの行政的諸施策は遅々として進まず、今回の災害に至っている。

一方、シラスの性質については、防災に関するかぎり、ここ30年来多くの研究者によって調査研究が行われ、なぜ崩壊するか、どんな崩壊をするかについての概要は、既にほとんど解明されているように思える。また崩壊のパターンについても特別に新規なものが出てくる余地は少ないであろう。今後は「なぜ」とか、「どんな」とかという原因や形態論的なものではなく、むしろ、「どこが」とか「いつ」とかいう防災・避難に結びつく個別的かつ時系列的な研究が緊急な課題である。

このような観点から、シラスに関する一般的な記述については、おおくの研究成果を参照されることを期待し、本論ではほとんど割愛することにする。

2. シラス台地の構成

鹿児島市域の台地を構成しているものは、基本的には、鹿児島県全域に分布するもっとも一般的なシラスと同じ入戸火砕流の堆積物である。これは始良カルデラ起源の火砕流で、今から約22,000年前の巨大噴火によって、高温状態で噴出したもので、その量は2000億トンという莫大なものである。時代的には第四紀の最後期、ウルム氷河期の後半にあたり、海面が現海水準より低下していた時代のものである。当然、鹿児島市域でも、現在よりも海水準が低下していたため、それ以前の鹿児島湾内に堆積した堆積層の一部は地表に現れ、表面は侵食にさらされていた。この周辺にも低い山や谷地形が現在と同じく発達していたことは、シラス下位の起伏面として残存している。

急激かつ大量に噴出した火砕流により、鹿児島市域をはじめ、鹿児島湾北部の始良カルデラ周辺にあった当時の谷・丘陵・低地などの地形は、厚さ100mに及ぶ火砕流堆積物によって広域にわたり埋覆された。その堆積面が現在、十三塚原・笠の原など広大な平坦面を有する台地としてみられるものである。鹿児島市街地周辺の、紫原、伊敷、武岡、田上、原良、城山、吉野、坂元など現在宅地造成が進んでいる80m~180mの面も、ほぼシラスの堆積面に近いものである。

シラス堆積後の22,000年間に、氷期末からの海面の上昇、桜島の生成、縄紋海進などの変動を経過した。その間、シラス台地は陸上で侵食にさらされ、一部では海食をうけ、海岸低地には次第に沖積平野が発達し、現在の地形が形成されてきたのである。もともとシラスは軽石を多量に含む凝灰砂礫質の堆積物で、水により侵食されやすく、特に流動水に対する侵食抵抗力は弱く、深いガリを生ずる。したがって、シラス台地の周縁部は急斜面となっている場合が多い。

鹿児島市街地の地質略図および地質断面図を第1、2図に示す。本図ではシラスの上部を2~4mの厚さで覆って普遍的に分布する薩摩火山灰層は除いてある。地質図でも明らかなように、鹿児島市周辺は、低地部は沖積砂礫からなるが、台地部はシラス(入戸火砕流)を主とする火砕流堆積物から構成されている。ただし、シラスの下位に存在するより古い時代の泥層や火砕流・溶結凝灰岩および火成岩が、市街地北部や南西部においてはシラス台地周辺の斜面基底部に露出する。第1表は、鹿児島市周辺の地質層序を示したものである。

3. シラス災害の素因

従来から、シラスの分布する地域では崩壊が頻繁に発生しているため、シラスの崩壊についての研究は多く、シラスの崩壊原因、崩壊と水との関係、崩壊部位などを目安として分類すると、幾つかのタイプがあることが知られている。

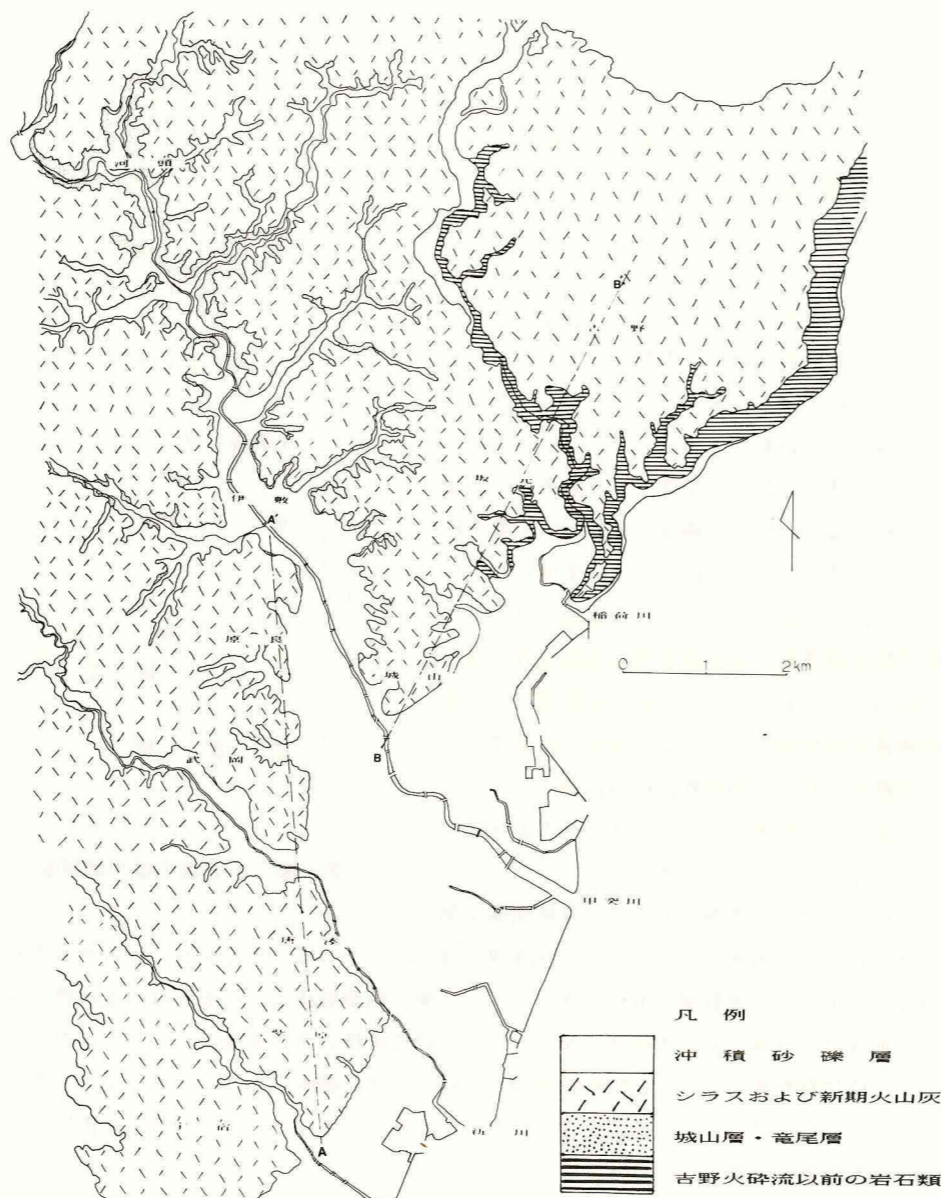
ほとんど全ての事例で、水が密接に関係している。しかし、今回のシラス崩壊の例をみても、直接流動水が斜面上を流動しないかぎり、新鮮なシラスでは大きな表面崩壊はない。もっとも、新鮮なシラスが直接表面に露出しているところは、現在ではきわめて稀である。

「シラスが崩れる」のではなく「シラスも崩れる」といわれる所以である。たしかに崩壊地跡を検証すると、崩壊した斜面には新鮮なシラスが露出していることがしばしばある。また新しい崩壊地の露出斜面には樹根も見られないのが一般である。要するに、風化し、土壌化し、

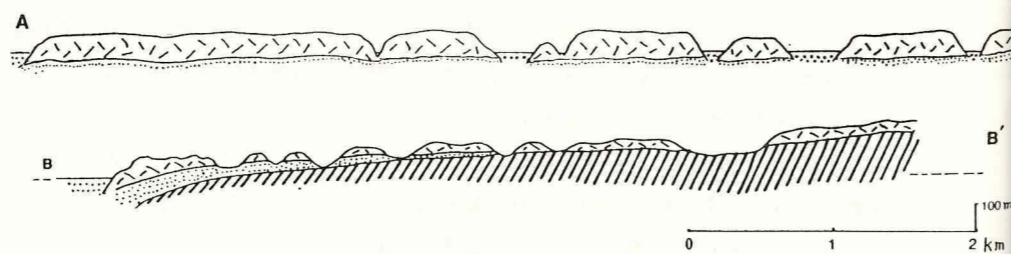
現	新期火山灰および 軽石(ボラ)層 *10,000B.P.
世	シ (入戸火砕流) *22,000B.P.
更	ラ ス (妻屋火砕流)
新	大隅降下軽石(ボラ)(※)
	竜尾層(※)
世	城山層 *50,000±B.P.? 吉野火砕流(※)
	花倉層

第1表 鹿児島市域の地質層序

※:シラスと呼ばれることがある



第1図 鹿児島市街地周辺のシラス分布図



第2図 鹿児島市街地周辺の地質断面図

(A-A, B-B : 凡例は第1図に同じ)

植生のある表層部が面的に滑落し剥ぎ取られたことによって、新鮮なシラス面が露出しているのである。

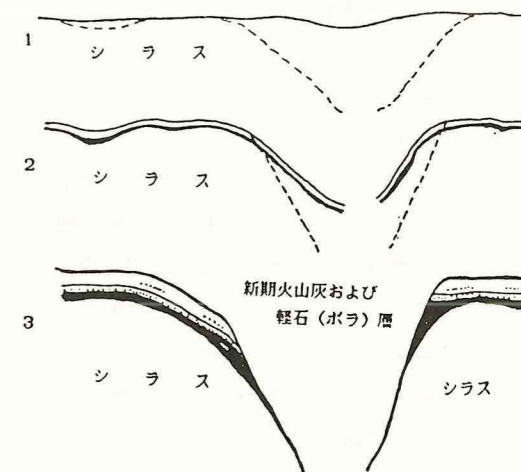
しかし、崩壊はその上部に存在するボラ層か、あるいはボラ層直下の風化し軟弱化したシラスに端を発している場合が殆どである。最初の崩壊部位はこのようにシラスではなくボラであり、あるいはシラスであっても新鮮なものとは性質を異にした最上部の風化シラスである。崩土は安息角にちかい急斜面を、表層を引きずりながら崩れ、崩落土量を増しつつ急速に移動し、斜面尻に達するという過程をたどっている。今回のシラスの崩壊も同様で、台地周辺のシラス斜面の上方部位、斜面頂より3~5m以内の位置で最初の崩壊が発生している。発生後は、発生点より下方の表層シラスを巻き込み、発生点より下方の斜面全体を削り取り、結果的には全面剥落の形になり、大きな被害を直下の民家に及ぼしている。都市型のシラス災害についての、このような事実は、既に1976年6月豪雨災害の時点において岩松・露木らが指摘しているところである(岩松, 1976; 露木・岩松, 1977)。

このように、今回の豪雨による市街地シラス台地災害の素因も、最上部に火山灰およびボラ層がのっているというシラス台地の表層地質条件にあるといえる。

このボラ層は、桜島を噴出源とする厚さ20~40cmの降下軽石層で、約10,000年前の噴火により堆積したものである。その上位には厚さ2~4mの同じく桜島起源の火山灰層を伴い、この中にも薄い軽石層をはさむ。シラスが噴出して台地をつくり、つぎにボラ層が堆積するまでの約10,000年間、シラス表面は侵食にさらされていた。したがって、その侵食面を覆って堆積しているボラ層は堆積当時の地形面を示す。もちろん、急斜面には堆積しなかったであろうし、その後削られたものもあろう。また凹地や浅い谷地形部には、やや厚く集積しているのが認められる。

現在シラス台地を取り巻く急崖ないし急斜面は、もちろん、ボラや火山灰層の堆積後に生成された侵食崖である。その間に現在見られるような崩壊を繰り返しつつ、斜面は後退し現時点に至っているのである。この意味では、現在のシラスの崩壊も、地質学的にみれば、過去から繰り返している崩壊侵食という単なる自然現象に過ぎないともいえる。したがって、自然に放置するかぎり今後も同様の過程をたどることは必然で、なんらかの崩壊防止対策を実施しないかぎり、全く安全な斜面はないということがいえる。

シラスとボラ層は、生成時代を異にし、その間に侵食期をはさむため、第3図に模式的に示すように、ボラ層・火山灰層は一般には斜面側に緩傾斜している。シラス斜面上部に見られるこのような構造が、豪雨時の水の浸透と集積、流動を容易にし、その結果さきに述べたように、この部位からの崩壊をもたら



第3図 シラス台地の侵食形態

- 1: 堆積当時の原面
- 2: 新期火山灰・ボラ堆積時の地形
- 3: その後の侵食をうけた現在の地形

す原因となっている。

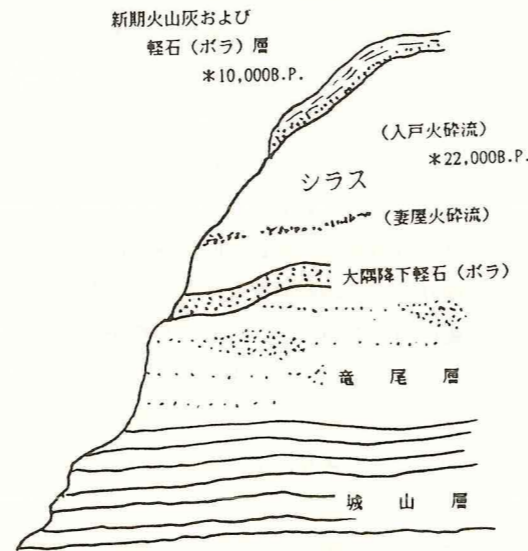
もっとも、シラスそのものは、本質的に、水に対して弱く、また容易に崩壊しやすい性質があることも事実で、土質工学的にすでに多くの研究者によって指摘されているところである。地山シラスは、工学的には、一般に山中式硬度計によって、硬質シラス、中硬質シラス、軟質シラスと区分されている。新鮮なシラスは硬質ないし中硬質に属し、この硬さのシラス中へは一般の樹根は深く進入することはできない。したがって、シラス斜面で、表面の土壌化した火山灰層や風化シラス層に生育した樹木の根は、未風化シラスに達すると、これ以上は進入できず、両者の境界面に添って成長することになる。そのために、本来は漸移的である筈の両者の境界が、植生を介して、一層明瞭な不連続面にまで遷移する。この面の上下において、その土質工学的な性質や透水性が異なるとともに、この境界自体が特異面としての性格をもつに至る。シラス斜面の滑落はこの不連続層を境として発生している。今回は、降雨と斜面上部部の崩れが滑落を誘発したが、かつてのえびの地震の際には地震動が引き金になり斜面中腹部でも多くの滑落が発生した。もっとも、えびの地域のシラスは入戸火砕流の水中堆積物で、一般の陸上堆積相とはやや趣をことにするものであり、ボラものっていない。しかし、樹木の根の到達部が明瞭な不連続面を形成し、ここが斜面の滑溜面となった。

4. 1986年シラス災害の特徴

シラスで構成されているシラス台地周辺斜面は、本来水に対して弱く、従来から豪雨に際しては崩壊が多発し、過去にもしばしば災害をひき起こした。今回の災害も、過去のものとは大きく異なったものではないが、2、3の特異点がみられる。

1) 時間降雨75mmを超える集中豪雨によるものであったが、降雨履歴は貧弱で、当日午後の3時間という短期的な豪雨により発生したものであること。したがって、シラス層の厚いところでは、下底部にある不整合面あるいは大隅降下軽石層や中間礫層（亀割礫層相当）まで浸透した水による湧水やパイピングに起因する崩壊は全く発生していない。ただし、シラス層が薄く、その下底部が下位層とともに地表斜面に露出している長田、坂元地区でこのタイプのものが稀にみられたが、いずれも崩壊土量は少なく、災害には直接関係していない（第4図）。

ボラ層の起伏がシラスの崩壊に深く関係しているという崩壊のパターンは、過去から常に繰り返されてきたものである。今回も、やはり微地形的な凹面に多発し、地形的な凸面の崩壊は

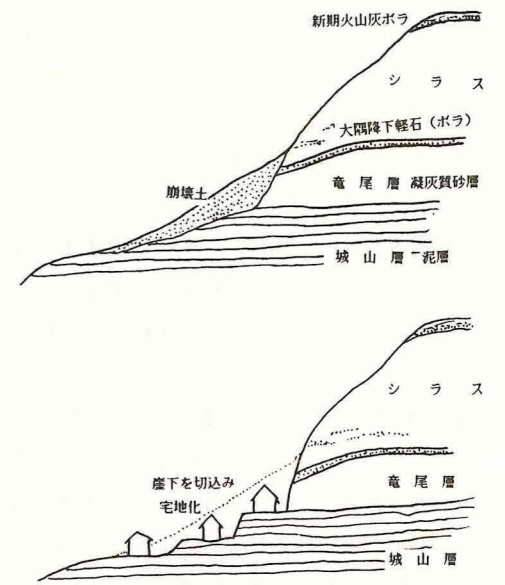


第4図 長田町地区におけるシラスの層序

少ない。このことは、常識的一般的なことではあるが、各崩壊地について比較調査した結果を総合すると、特に顕著にこの事実が観察されるが、これは今回の降雨特性と密接に関係しているものと考えられる。

2) 数十年生の樹木が茂り、従来大きな災害がなかったといわれる地点にも崩壊が多発しているように、一見みえる。しかし、詳細に調査すると、宅地化のために行った斜面尻の切込みが斜面の不安定さを助長したと考えられる事例が多い。もちろん、今年・昨年というような新しい時期の切込みではないにしても、長期間を経過するうちに、経年的な不安定要素の増加がみられる。シラスの自然斜面は常に崩壊することによって、不安定さを解消し、より安定な状態になろうとする。崩壊したシラスは斜面尻に堆積し、軟らかい崩積シラスとして植生も繁茂し竹林ともなっている。この場合、地山シラスと崩積シラスの両者で、一時的にせよ自然斜面を形成してバランスを保っているのである。この崩積シラスは量も少なく、直接崩壊し被害を及ぼすことはないが、これを排除し、宅地を拡張することもまた容易に行うことができる。崩積シラスの切込みとはいえ、人工を加えることは常に自然のバランスを破ることにつながる点に留意する必要がある。今回の災害地をみても、都市化の結果とはいえ、このことを痛感する。

なお、城山北部から坂元にかけては、シラス崖の下位層が大隅降下軽石層を挟んで斜面下部に露出する。この下部層は比較的細粒の火砕流起源の水中堆積層を主とし、ほぼ整合的に城山泥層に移る。本層は崩壊の危険性がないため、第5図に示すように、崖下にきり込み平坦化した宅地に民家が建造されている例が多い。直接の裏の切り取り面は安定していても、上部において崩壊が発生した際には崩土を直接かぶり、被害を生じている。



第5図 宅地化の進行による斜面の変化

3) 今回の豪雨災害の一年前、1985年8月、台風13号が鹿児島県を通過した。台風の規模は小型で降水量は市街地で200mmと少量であったが、風による風倒木がシラス台地斜面にも多くみられた。とくに、風が集束する谷地形部の両側斜面では多発した。この台風による大規模なシラス斜面の崩壊や被害は、当時発生しなかったが、風倒木の見られる地点などでシラスの小崩壊が発生した。この時点では、シラス斜面は、大きな崩壊には至らなかったが、シラス表土と新鮮なシラスとの境界面の不安定さが増大し、ほとんど崩壊限界近くまで達していたシラス斜面が生じていた。これが修復されないうまま今回の集中豪雨に見舞われたため、特に顕著な崩壊が発生したものと思考される。この台風は薩摩半島を中心に県内一円に影響を与えているので、今後の豪雨に際しては、さらに広範囲にシラス斜面の崩壊が発生することが懸念される。

5. おわりに

今回の集中豪雨による鹿児島市街地の災害を調査した結果についてその概要を述べた。自然災害には、災害を与える側の現象と、受けた側の事情がある。シラスによって構成されているシラス台地周辺の崖斜面は、本質的に崩壊しやすい素因を持っている。シラスそのものの土質工学的な特性によるものである。また、シラス台地は、これを構成するシラスの上位にボラ層・火山灰層、シラスの風化部が旧微地形に関係して存在すること、自然斜面に露出したシラスは容易に風化し、植生に覆われた風化部と未風化部との間に不連続面が生成すること、さらには、シラス下位に降下軽石層および不整合面が存在することなど、地形地質に関連した崩壊素因が多い。

シラス斜面崩壊のタイプについては、既に調査研究されている。それぞれについて直接の誘因は異なっているものの、いずれも直接間接に水が関係している場合がきわめて多い。シラス災害が、梅雨時期や台風時の豪雨に際し発生率がきわめて高いこともこの理由によるものである。

人口の都市集中化が急速に進むにつれ、新たにシラス台地面が開発され、斜面を切り割り道路が開設された。また低地の少ない鹿児島市域では、シラス崖下を切込みまでして宅地化が進行した。このような条件下では、今後もこの種の都市型災害を繰り返す可能性はきわめて高い。したがって、以後、人工的に災害を誘発する恐れのある行為を行う場合には、特に慎重な配慮が必要である。

しかし、シラス斜面を自然状態のまま放置するがぎり、侵食現象としての崩壊は回避することはできない。これを回避するとすれば、シラスを除去するか、完全に斜面を保護し力で押さえるかしかない。一方、シラス斜面の崩壊が避けられないとすれば、これによる災害を防止するには、危険地区に居住しないことである。都市化した今日、現実問題として、行政的に、完全にこれを実行することはきわめて困難である。したがって、両者の中間を取ったかたちで、一方では危険度の高い地区から防災事業を実施し、他方では急崖下住宅の移転促進事業を行ってきた。今後も、これらの事業は当分継続されるだろうし、現在は、今回の災害の復旧事業として急速に斜面防災工事が施工されつつある。しかし、全てのシラス斜面について完全な防災工事を実施することは、経費面からも無理であり、また環境や景観面からの問題も残る。市街地であるが故に、斜面の上と崖下では所有者が異なり、土地問題も複雑で、早急に解決できるものではない。したがって、現時点で必要なことは、行政側はシラスの防災対策をより積極的に進めることであり、住民側はシラスの自然斜面は本来崩れる性質をもっていることを認識し、当該斜面の危険性と危険度を十分承知しておくべきである。とくに、崩壊により直接被害を受ける危険のある地域住民は、降雨時には十分な監視と注意を怠らず、自ら災害から身を守る姿勢が何よりも肝要である。

シラスについての科学的基礎研究は、理学・工学両面から多くの研究者によって行われてきた。その結果、シラスの実態が次第に解明され、その成果は各方面に生かされている。もちろん、シラスの防災面からの研究にも活用され、防災工事や被害の軽減に十分貢献している。また、シラス地域の危険度予測の手法やハザードマップについての研究も進行しつつある。しかし、まだ完全に事前に「いつ」「どこが」「どの程度の」といえるまでには至っていない。

元来、シラスを対象にした災害科学も、これを完全に崩れなくするか、反対に、いくら崩れても災害にならない状況が出現できれば、予知・予報・予測を目的とした研究は必要がなくなるという性格のものである。このことは、シラス災害に限らず、噴火・地震などについても同様で、危険地区から全面退去が不可能であるからこそ、予知・予報に関する研究が、防災・減災につながるものとして重要視され積極的に進められているのである。

残念ながら、現在の科学技術水準から、また行政側の事情からも、シラス崩壊を事前に予測し、災害を完全に防止することはできない。とすれば、これまでの多くのシラス研究の成果と、今回の調査結果を生かし、崩壊していない地点、防災工事の実施されていない斜面を対象に、今後は防災・減災に重点をおいた調査を早急に実施することが必要である。その結果に基づき、地域の住民、行政担当者を含めた関係者が十分に協議し、最適な対策を計画し、早急を実施することが肝要である。この度の調査研究を通じて、都市災害の複雑さを実感するとともに、災害科学が災害追跡の科学に留まらないためにも、その研究成果を社会に還元し、積極的にこれを生かす体制を整備しておくことが緊急の課題であることを感じた。

文 献

- 福富幹夫・田矢盛之・真鍋弘道(1969)：シラス地帯における自然斜面の崩壊の形態。応用地質，10(4)，129-138。
- 春山元寿(1983)：南九州シラス地帯の豪雨による斜面崩壊（特に宅地造成地の災害を中心として）。土と基礎，31(1)，105-110。
- 岩松 暉(1976)：シラス災害の一形式—1976年6月梅雨前線豪雨による鹿児島市紫原台地周縁部の崖くずれについて—。鹿大理紀要，9，87-100。
- 文部省科学研究費自然災害特別研究総合研究班(1974)：シラス地帯の開発に伴う自然災害の防止研究。（研究代表者：山内豊聡），76p。
- 文部省自然災害特別研究（昭和51年度）(1977)：昭和51年6月豪雨による鹿児島県の土砂および土石流災害に関する調査研究報告。（研究代表者：椿 東一郎），124p。
- 大木公彦・早坂祥三(1970)：鹿児島市北部地域における第四系の層序。鹿大理紀要，3，67-92。
- 昭和44年度文部省科学研究費特定研究（災害科学）(1969)：西部地区における災害の地域的特性に関する総合的研究—。特殊土地地帯災害シラス班研究報告集録，（研究代表者：栗原道徳），119p。
- 露木利貞・岩松 暉(1977)：降下軽石層のもつ災害地質学的意義—昭和51年6月豪雨による崩壊の一特徴—。「昭和51年6月豪雨による鹿児島県の土砂および土石流災害に関する調査研究報告」，23-27。

斜面崩壊に対する土質工学的アプローチ

宮崎大学工学部 藤本 廣
 九州大学工学部 落合英俊
 林 重徳
 鹿児島大学工学部 北村良介
 中村淳子

1. まえがき

鹿児島県では、これまでもシラス斜面の崩壊がしばしば発生している。1965年以後の主な斜面崩壊による災害をみると、1966年7月上旬の梅雨前線によるもの、1968年2～3月のえびの地震によるもの、1969年6月下旬から7月上旬にかけての梅雨前線によるもの、1971年7月下旬の梅雨前線によるもの、8月上旬の台風19号によるもの、8月下旬の台風23号によるもの、9月下旬の秋雨前線によるもの、1972年6月、7月の梅雨前線によるもの、1976年6月下旬の梅雨前線によるもの、1977年6月下旬の梅雨前線によるものなどがある。これらの崩壊は、えびの地震の場合を除くと、すべて降雨によるものである。最近10年間は鹿児島市およびその周辺では斜面崩壊による大きな災害はほとんど発生しなかった。これは、防災対策、防災技術の進歩も貢献していると考えられるが、大きな豪雨が来襲しなかったことにも起因している。

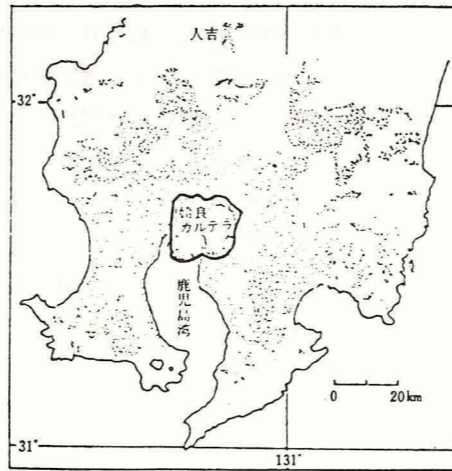
ところで、一般にシラス台地面は平坦であり、その縁辺部から50～200mの高低差で急傾斜斜面を形成している。1965年以後の鹿児島市の発展の軌跡をみてみると、人口の増加とともに宅地がシラス台地上、および急傾斜斜面の下や、河川沿いの平地に開発されてきている。今回の災害は、河川沿いに伸びてきた宅地とシラス台地上で開発されてきた宅地の境にある急傾斜斜面で発生している。この斜面には20～60年程度の樹齢を有する広葉樹が繁茂しており、開発から取り残された部分といえよう。

ここでは、1986年7月10日に発生した斜面崩壊に対して土質工学的立場からの発生機構の解明、および防災対策等について考察してみることにする。

2. 従来のシラス斜面の崩壊特性

2.1 シラス地盤の崩壊特性

南九州には、北から加久藤、始良、阿多、池田、鬼界と数多くのカルデラが分布し、それらから噴出した火砕流堆積物が地表を広く覆っている。その非溶結部、すなわち、火山灰と軽石とが不規則に混じりあった淘汰の悪い軽石質堆積物をシラスと称している。なかでも、始良カルデラから約2.2万年前に噴出した入戸火砕流はもっとも規模が



第1図 シラス（入戸火砕流堆積物）の分布（横山，1972）

大きく、鹿児島県本土の約6割と宮崎県の一部を覆い、鹿児島市内の台地では厚い所で比高100m以上に達するところもある。第1図は、南九州におけるシラス（入戸火砕流堆積物）の分布を示したものである。

シラス地盤の力学的性質を調べるため、原位置試験としては標準貫入試験のほか山中式土壌硬度計もよく用いられている。また、サンプリング試料を用いた室内試験としては、一面せん断試験、三軸試験、乱さない試料については一軸試験、引っ張り試験等も行われている。シラスは乱さない状態と乱した状態ではその力学的性質がかなり異なる。そのため、室内試験によって現位置でのシラスの力学的特性を把握するためには乱れの少ない試料の採取が不可欠であり、種々の方法が試みられている（村田・山内，1977，春山・北村，1985，鈴木ら，1985）。

シラスの強度定数 c 、 ϕ に関する実験的研究は従来から数多く行われている。たとえば、春山(1975)は種々のシラスの三軸実験結果をもとに第1表のような土質定数の案を提案している。

第1表 シラスの土質定数表（暫定案）（春山，1975）

分類	状態	粘着力 (t/m^2)	せん断 抵抗角 (度)	単位体積重量 (t/m^3)			
				飽和時	水中	乾燥	
自然地盤のシラス	風化シラス	0～1.0	30～35	1.55～1.65	0.55～0.65	1.10～1.30 ($w=22\%$ 前後)	
	ふつうシラス	0～2.0	38～40	1.55～1.65	0.55～0.65	1.25～1.45 ($w=20\%$ 前後)	
乱された地盤のシラス	風化シラス	しまったもの	0	29～32	1.60～1.70	0.60～0.70	1.30～1.45
		中位	0	27～30	1.55～1.65	0.55～0.65	1.20～1.35
		ゆるいもの	0	25～28	1.50～1.60	0.50～0.60	1.10～1.25
	ふつうシラス	しまったもの	0	40～42	1.65～1.75	0.65～0.75	1.30～1.50
		中位	0	36～40	1.60～1.70	0.60～0.70	1.20～1.40
		ゆるいもの	0	33～36	1.55～1.65	0.55～0.65	1.10～1.30
深床タイプシラス (二次シラス)	しまったもの	0	40～43	1.60～1.70	0.60～0.70	1.25～1.35	
	中位	0	38～41	1.55～1.65	0.55～0.65	1.20～1.30	
	ゆるいもの	0	35～38	1.50～1.60	0.50～0.60	1.15～1.25	
細粒シラス (シルト質砂)	しまったもの	0	37～40	1.50～1.60	0.50～0.60	1.30～1.40	
	中位	0	33～37	1.45～1.55	0.45～0.55	1.25～1.35	
	ゆるいもの	0	30～33	1.40～1.50	0.40～0.50	1.20～1.30	
粗粒シラス (砂)	しまったもの	0	40～45	1.75～1.90	0.75～0.90	1.45～1.60	
	中位	0	35～40	1.70～1.85	0.70～0.85	1.40～1.55	
	ゆるいもの	0	30～35	1.65～1.80	0.65～0.80	1.35～1.50	

第2表 硬さによる地山シラスの判定分類（土質工学会シラス規準化委員会，1979）

分類	シラス				溶結凝灰岩
	極軟シラス	軟質シラス	中硬質シラス	硬質シラス	
指標硬度 (mm)	20以下	20～25	25～30	30～33	33以上

また、村田・山内(1976)は、乱さないシラスについて引張り三軸実験結果をもとにして、第2図に示すような整理を行っている。ここに、サフィクスの f はfailure, r はresidualを示し、破壊時および残留時の強度定数を意味している。第1表、第2図より乱さないシラスの粘着力は0~2.0kgf/cm², 内部摩擦角は30~55度程度の範囲で変化していることがわかる。

地山シラスについては工学的な立場から山中式土壌硬度計を用いた判別分類が試みられ、土質工学会シラス規準化委員会が第2表に示されるような分類を行い(1979)、切土工の設計指針を提案している。透水係数(cm/sec)については、乱さない試料の場合は、 10^{-3} ~ 10^{-5} のオーダーの範囲にあり、 10^{-3} ~ 10^{-4} のものが最も多く、乱した試料の場合は、 10^{-3} ~ 10^{-4} のオーダーにある(土質工学会, 1974)。

2.2 崩壊形態

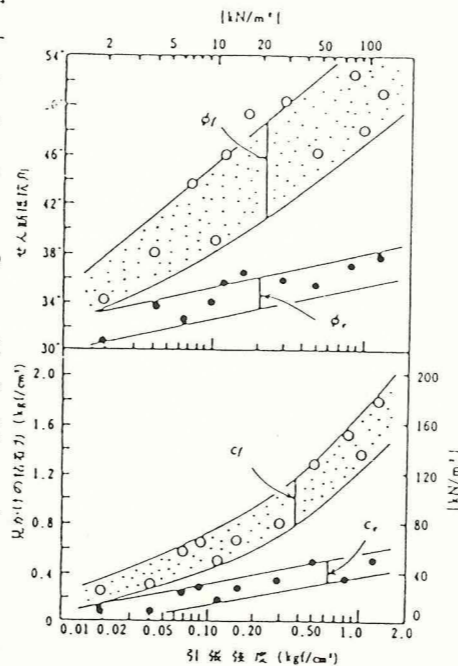
彦坂・藤本(1966)は、1966年7月7~9日の梅雨末期の集中豪雨による鹿児島、宮崎両県にまたがるシラス斜面崩壊の調査研究より崩壊形態を次のように分類している。

- a) シラス台地の山腹崩壊
- b) 切土斜面の崩壊
- c) 盛土斜面の崩壊
- d) 斜面浸蝕
- e) 台地の陥没崩壊
- f) 石積み、擁壁の崩壊
- g) 切土工事中の崩壊

さらに、春山(1974)は、崩壊形態を11に分類し、それぞれの崩壊特性について次のように述べている。

1) 侵食：シラス斜面がなんら保護されていない場合、あるいは次に述べる表層すべりや表層落下が発生してシラスが裸出された場合、地表流水の作用によって表面侵食やリル侵食が多く発生する。シラス地山はほとんど鉛直に近い傾斜で侵食を受け、崖状を呈するようになる。

2) 表層すべり：勾配30~60度の斜面、とくに50~60度の斜面に多い形態である。基岩上の腐食土層、ローム層、シルト層、あるいは基岩の風化層などが数10cmないし1m内外の厚さで滑落している。基岩はシラス、安山岩、凝灰岩、あるいは砂岩・頁岩類などである。基岩がシラスの場合、さらに上述の侵食を受け、崩壊規模を大きくしている。この崩壊は降雨の浸透による土の自重の増加、地盤の飽和に伴うせん断抵抗の低下、過剰間隙水圧の発生、表層土内に



第2図 地山シラスの見かけの粘着力およびせん断抵抗角と引張強度の関係 (村田・山内, 1976)

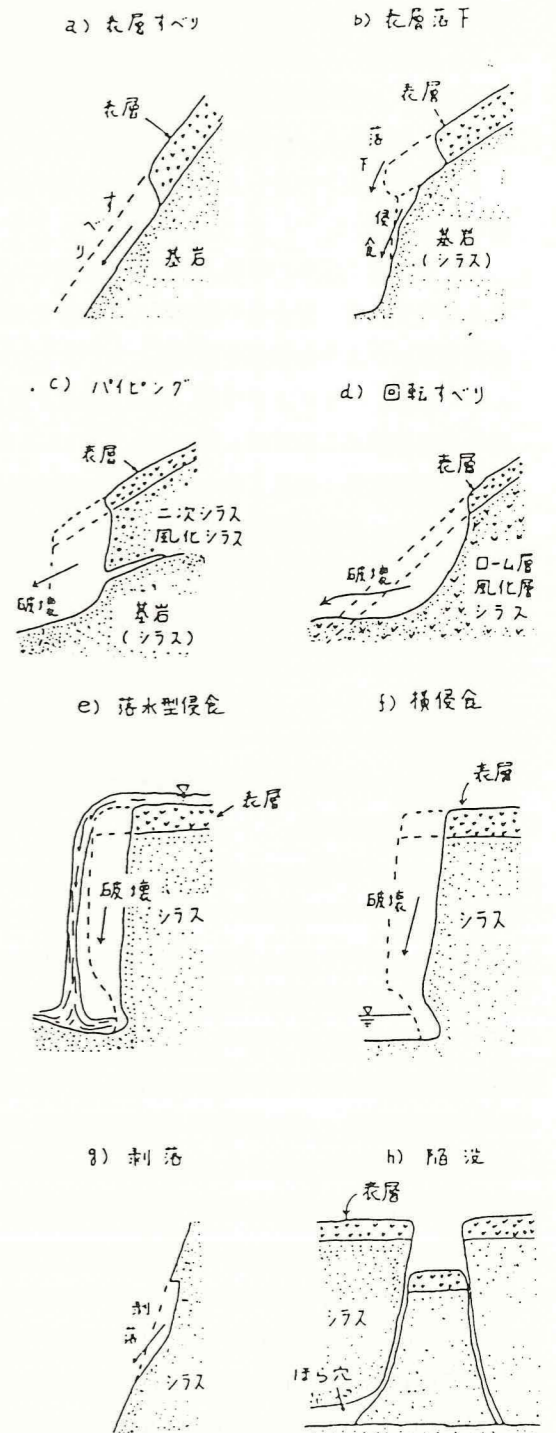
おける中間流の発生などによって起こるものと考えられる。

3) 表層落下：シラス崖や切り取り法面の上部の表土やローム層などが崩落し、その後、シラスが侵食を受ける形態である。本質的には上述の表層すべりと同じ機構による崩壊である。また、崖縁に高木性の樹木がある場合、これが表層落下の誘因となることもある。この崩壊形態は基岩がシラス層以外の箇所ではほとんど発生しない。

4) パイピング：自然のシラス崖や切り取り法面などのように斜面の脚をとられた箇所や湧水の多い箇所が発生する形態である。地盤の強さや透水性などの異なる異層界面への浸透水の集中、地層中の組織や節理に集中した亀裂水の作用によって起こるもので、風化したシラス層や二次シラス層で多くみられる。浸透水圧が発生すると地盤の不均一性に起因する弱点に浸透水が集中し、それが崖の脚部や斜面に吹き出す。そうすると地中侵食が発生して、これが崩壊の原因となる。

5) 回転すべり：勾配20~30度の斜面で、地層が深くまで風化され、また、均質なローム層からなる箇所に多くみられる形態である。これは降雨の浸透による地盤の自重増加、地下水位の上昇、間隙水圧の発生、せん断抵抗の低下、あるいは斜面の下の地盤支持力の低下などによって発生する。また、時として勾配60度ぐらいのシラス層の急傾斜地で、回転すべりが発生することがある。これはシラス層では降雨終了後数日経過してから好天時に突発的に発生することがある。その原因は地下水位の上昇による地盤支持力の低下によるものである。

6) 落水型侵食による崩壊：シラス台地の縁部で台地の地表水が集中落下したり、道路側溝の水があふれたりすると侵食谷が



第3図 崩壊形態 (春山, 1974)

形成され、上流に向かって谷頭が発達する。そして、谷頭部で崖の脚部がえぐられるために支持層がなくなって、自重によって崩壊するものと考えられる。

7) 横侵食による崩壊：シラスの侵食谷や崖下で流水や地下水湧出によって崖の脚部が洗掘されると、上記の落水型侵食と同じく支持層がなくなり、シラスは自重のためにほぼ垂直な面にそって崩壊する。この崩壊形式はケービング (caving) といわれる。

8) 剥落：直立に近いようなシラスの崖や急勾配の切取り法面で発生するもので、小規模な崩壊である。

9) 土石流：溪床の堆積土砂や斜面崩壊による土砂が降雨によって過剰飽和し、急激に流下するものである。安山岩や凝灰岩の風化層でも発生し、シラス層で発生すると山がとろけて流れ出すというような様相を呈する。

10) 陥没：パイピング作用に伴って地盤が陥没する形態のものである。シラス層における戦時中の防空壕がこの誘因となることも多い。

11) 開発災害：林道工事や土地造成に伴う斜面崩壊である。

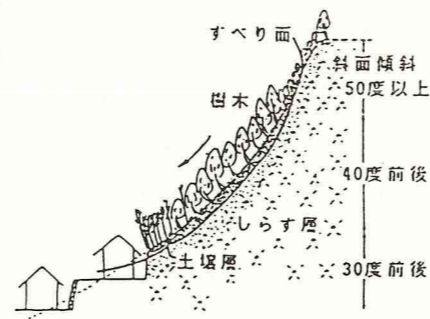
第3図は、上記の斜面崩壊の代表的な形態を模式的に示したものである (春山, 1974)。1950年代前半までのシラス台地の耕地化に伴う崩壊は、耕地の排水処理の不備による崖際での落下型侵食や横侵食が多かったが、最近では宅地造成地周辺の斜面における新期火山噴出物からなる表層のすべりや自然斜面の法尻を切取った場所での浸出水によるパイピングに起因する崩壊が多くなっている (春山・下川, 1978; 下川・春山, 1978)。

3. 1986年7月10日の斜面崩壊

3.1 崩壊特性

今回の集中豪雨による斜面崩壊の発生件数は、当研究グループの調査では、160箇所となっている。今回の斜面崩壊のほとんどが、彦坂・藤本(1966)の分類によれば「シラス台地の山腹崩壊の第一のタイプ」、春山(1974)の分類によれば、「表層すべり」に分類される。

第4図は、表層すべり型崩壊が発生した斜面の典型的な状況を示した模式図である。崩壊斜面の高さは10~50mであり、傾斜は上部で50度以上、中部で40度前後、下部で30度前後である。崩壊面の頂部は必ずしも斜面の法尻とは一致していない。また、斜面上には樹齢20~60年の広葉樹が茂っている。このことは少なくとも(樹齢+α)年は斜面が安定していたことを意味する。崩壊は斜面の微地形がわずかではあるが谷型斜面となっているところで発生しており、降雨時に表面水が集中した可能性がある。シラス斜面の表層には森林土壌が形成され、その厚さは、崩壊斜面上部の10cm程度から斜面下部の1m程度まで変化している。土壌層の下には新期火山堆積物は存在せず、土壌層から直接シラス層に移行している。このことは、新期火山堆積物が侵食されてしまったことを示している。シラス層の上部は風化しており、山



第4図 表層すべり型崩壊

第3表 1985年8月30日・31日の風向、風速

観測時刻	8月30日		8月31日		9月1日	
	風向	風速 0.1m/s	風向	風速 0.1m/s	風向	風速 0.1m/s
01	NE	047	E	123	S	050
02	NE	055	ENE	114	SSW	050
03	ENE	042	E	165	S	038
04	E	080	E	202		
05	E	072	SE	256		
06	E	067	S	129		
07	E	067	SW	076		
08	E	065	SW	068		
09	E	062	SSW	037		
10	ESE	065	SSW	038		
11	E	068	SSW	035		
12	E	067	SSW	060		
13	E	066	S	064		
14	E	064	S	073		
15	E	080	SSE	048		
16	ESE	063	SSE	047		
17	ESE	061	S	053		
18	E	061	SSE	051		
19	E	073	SSE	039		
20	E	075	SSE	050		
21	E	095	SSE	060		
22	E	071	S	057		
23	ENE	088	S	058		
24	ENE	101	S	061		
備考	最大瞬間風速 E 243		最大瞬間風速 ESE 556			

中式土壌硬度計による指標硬度は10~25mm程度であり、極軟質シラス、軟質シラスに分類される。崩壊地、あるいは、崩壊地に隣接した斜面の状況から判断すると、樹木の根や竹の地下茎は土壌層には張っているが、シラス層にはほとんど入っていない。崩壊はこの土壌層とシラス層の境界付近をすべり面として発生している。土壌層は厚さが数十cmであるため、崩壊土量は崩壊面積に比べて少なく、崩壊土砂の中には樹木が非常に多く含まれている。災害は斜面下部の傾斜30度前後の崖錐部の法尻付近に、あるいは、法尻をカットして建てられた一戸ないし数戸の家屋で発生している。このような斜面崩壊の形態を従来のそれと比較すると、次のような特徴もっている。すなわち、斜面の層序の中に新期火山堆積物が存在しないこと、樹齢20~60年の広葉樹が斜面に繁茂していたこと、および降雨継続時間は短い(崩壊発生まで約6時間)が、記録的な雨量強度(最大1時間雨量75mm、鹿児島地方気象台の観測史上第4位)を有する降雨パターンであったことなどである。さらに、樹木に対して1985年8月31日に鹿児島市の西を通過した台風13号がもたらした強風が影響を及ぼしたことも考えられる。第3表は1985年8月30、31日の風向、風速を示したものである。表より、市内の最大瞬間風速は55.6mを記録し、15m以上の強風が吹き荒れた約3時間は東、南東、南向きの風が卓越していたことがわかる。この強風によって家屋の倒壊や倒木が各地で発生した。したがって、今回の被災地でも40~60度の急傾斜に繁茂していた樹木の根元付近の土層の地盤がゆるんでいたことも推定される。土壌層の厚さが10cmから1m程度であること、透水係数(cm/sec)が土壌層で $10^{-2} \sim 10^{-3}$ のオーダー、シラス層で $10^{-3} \sim 10^{-4}$ のオーダーであること、降雨継続時間が崩壊発生時までで6時間程度、また、7月9日には降雨がなく、7月3日から8日までの総雨量が55.5mmであること

等を考慮すれば、1時間雨量が75mm（崩壊地ではそれ以上と推測される）という記録的な降雨強度をもつ降雨が斜面の最上部層である土壌層表面および土壌層中を流れ、樹木の根元が雨水の浸透によってゆるみ、斜面上部の樹木がまず倒れ、それが引き金となって、土壌層中の雨水の浸透力や倒れた樹木と雨水によって膨張した土塊の自重によって土壌層とシラス層を境界面とするすべりが発生したものと考えられる。したがって、今回発生した表層すべり型斜面崩壊の発生メカニズムを解明するためには地盤の状態と樹木の引抜抵抗力の関係、雨水と土壤侵食の関係、非常浸透流を有する急な斜面の安定解析の手法の確立が必要と考えられる。

次に、死者が出た7箇所の斜面崩壊について簡単な説明を行う。

a) 上竜尾町：本節で説明した典型的な表層すべり型斜面崩壊である。崩壊面は長さ約40m、幅約30mである。斜面は、上部は傾斜55度前後、すべり土層厚約20cm、中部は40度前後、すべり土層厚約30~50cm、下部は切取られ宅地として利用されていた。

b) 平之町：本節で説明した典型的な表層すべり型斜面崩壊である。崩壊面は長さ約50m、幅約30mである。斜面は、上部は傾斜50度以上、すべり土層厚約10~20cm、中部は45度前後、すべり土層厚約30~50cm、下部は35度前後、すべり土層厚約100cm前後であった。斜面の法尻部分はカットされ擁壁が設置されていたようである。

c) 長田町：斜面は谷型地形をしており、崩壊面の頂部での崩壊は本節で説明した表層すべり型崩壊である。崩壊面は長さ50m以上、幅約5~15mである。斜面は、上部は傾斜40度以上、中部は30度前後、すべり土層厚は厚い所で約2mであった。斜面の下部には竹林、および、切り盛りをした畑があったようである。

d) 吉野町：崩壊は豪雨がやんでから2時間以上を経過した午後8時20分頃に発生している。斜面は熔結凝灰岩からなり、シラスは存在しない。2.2節で述べた彦坂・藤本(1966)の分類によればシラス台地の山腹崩壊の第2のタイプ、また、春山(1974)の分類によれば土石流型の崩壊になる。

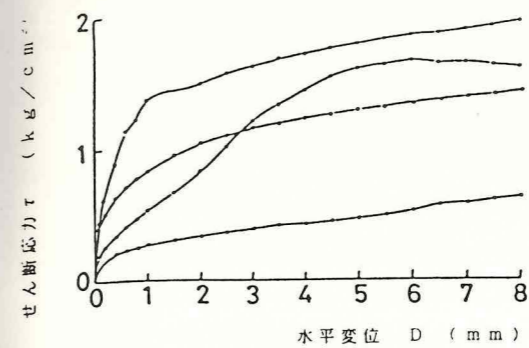
e) 新照院町：本節で述べた典型的な表層すべり型斜面崩壊である。崩壊面は長さ約20m、幅約15mである。斜面は、上部は傾斜50度以上、すべり土層厚約10~20cm、中部は35度前後、すべり土層厚約30cm、下部は切り盛りをした畑であった。

f) 田上一丁目：谷筋の向かい合う斜面であり、本節で述べた表層すべり型斜面崩壊が発生し、それが土石流化したようである。崩壊面は長さ約30~40m、幅約15~20mである。斜面は、上部は傾斜45度以上、すべり土層厚約10~20cm、中部は40度前後、すべり土層厚約30~40cm、下部は30度前後、すべり土層厚約80cm前後であった。土石流が流下した部分は斜面を切り盛りして、宅地としていた所である。

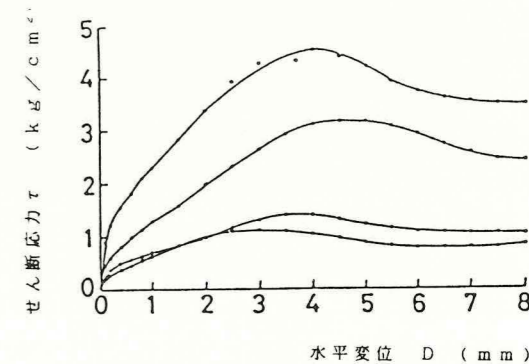
g) 武二丁目：本節で述べた典型的な表層すべり型斜面崩壊である。崩壊面は長さ約40m、幅約30~40mである。斜面は、上部は傾斜45度以上、すべり土層厚約30cm、中~下部は30~40度、すべり土層厚100cm前後であった。斜面の下部は以前切り盛りをした畑であったようである。隣接する斜面では、1985年の台風13号によるものと考えらる倒木がみられた。

3.2 一面せん断試験

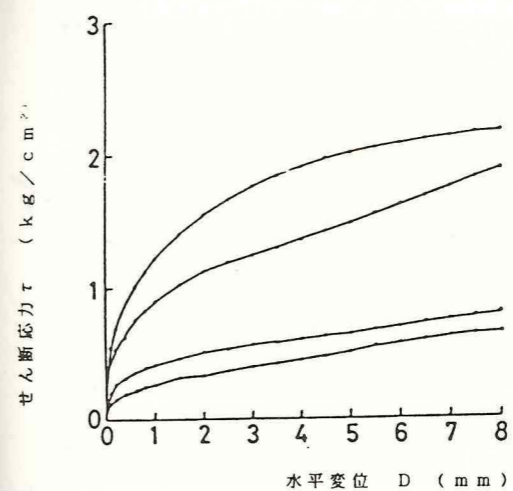
上竜尾町、新照院町、平之町の崩壊斜面に隣接する地点で一面せん断試験用の乱さない試料を採取した。各地点においては、地表面下50cm前後と1m前後の試料を各々4個ずつ、合計24



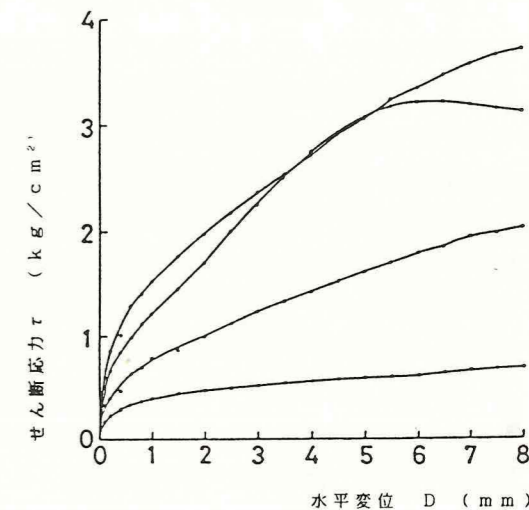
第5図 Y~D関係(上竜尾町上)



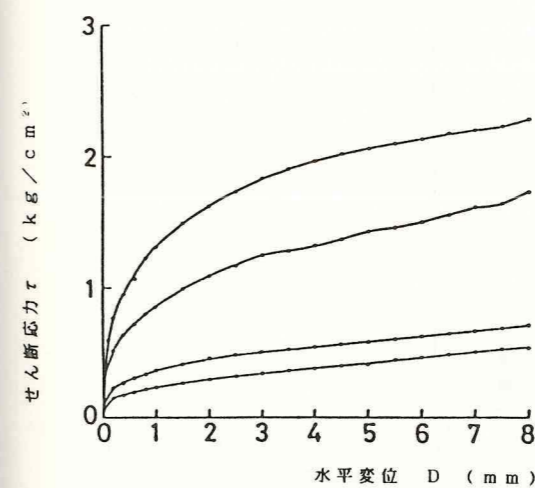
第6図 Y~D関係(上竜尾町下)



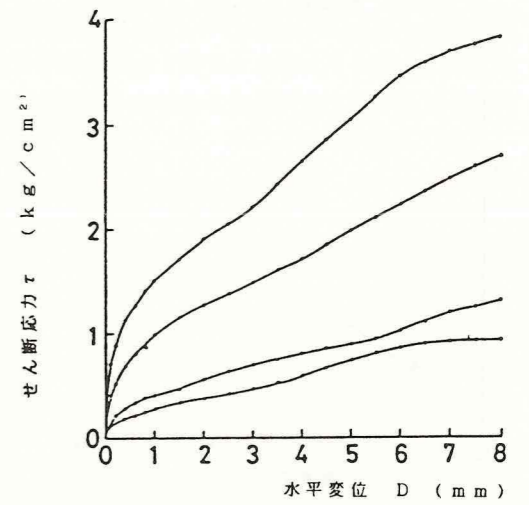
第7図 Y~D関係(平之町上)



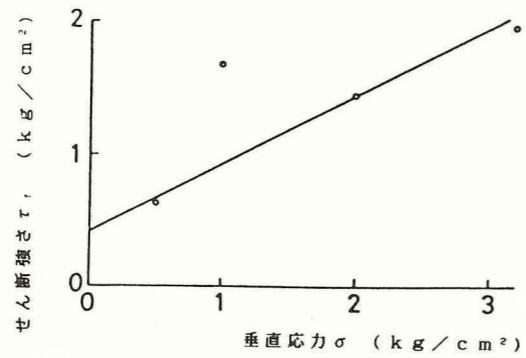
第8図 Y~D関係(平之町下)



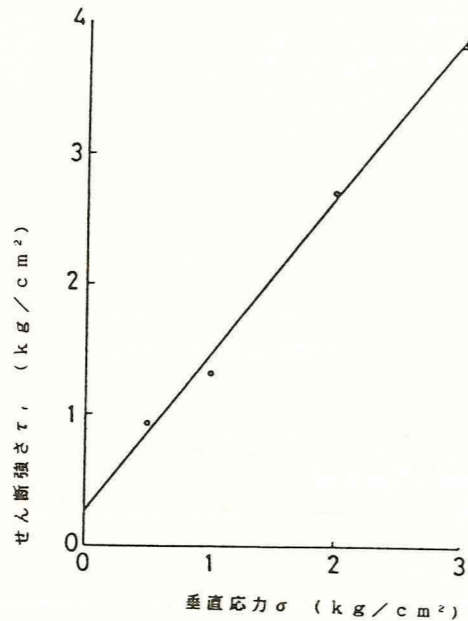
第9図 Y~D関係(新照院町上)



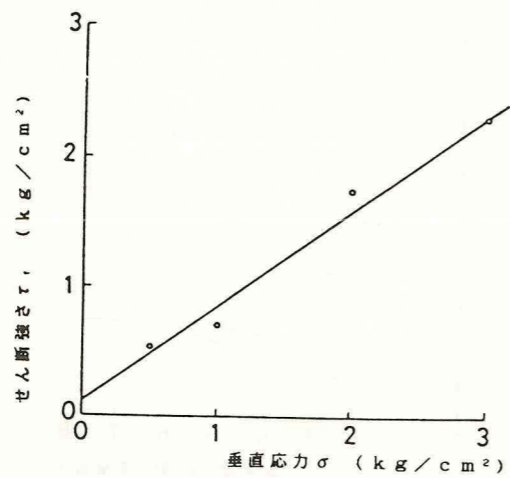
第10図 Y~D関係(新照院町下)



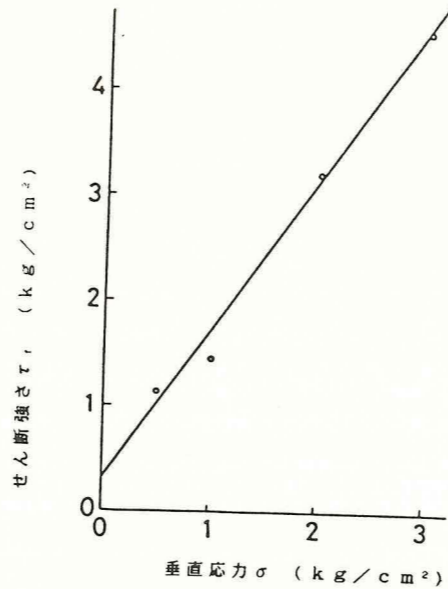
第11図 破壊線 (上竜尾町上)



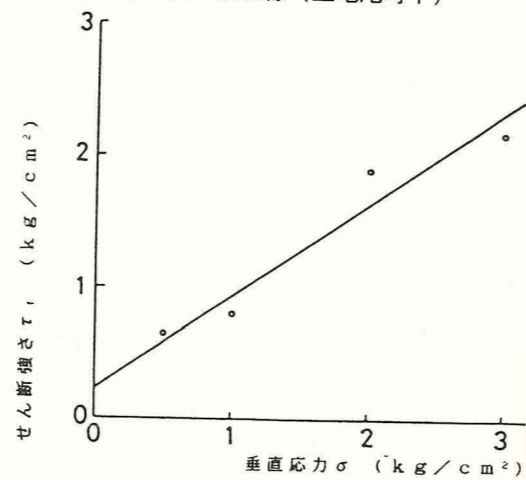
第12図 破壊線 (上竜尾町下)



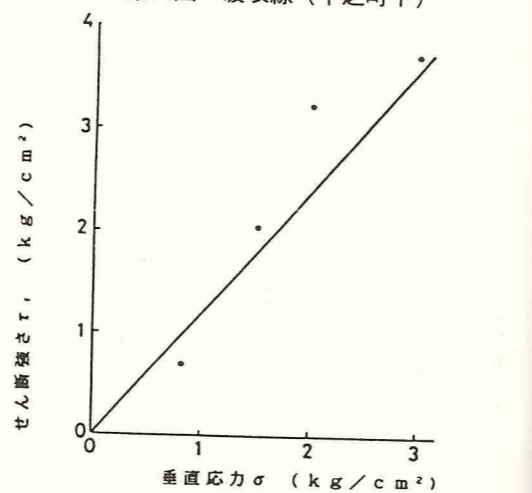
第13図 破壊線 (平之町上)



第14図 破壊線 (平之町下)



第15図 破壊線 (新照院町上)



第16図 破壊線 (新照院町下)

個採取した。地表面下50cm前後の試料は土壌層、1m前後の試料はシラス層に対応している。三軸試験用の乱さない試料(直径5cm,高さ10cm)の採取を試みたが、傾斜面での作業であること、軽石が混入してしまうこと等のため、乱さない試料による三軸試験はできなかった。

一面せん断試験は、土質工学会編の「土質試験法」(1979)の手順に従って行った。用いた装置は、改良型一面せん断試験機で、試験方法は圧密定圧せん断試験といわれるものである。せん断方法は、ひずみ制御法であり、せん断速度は1mm/分である。各地点の各深さでの4つの試料については、垂直圧力を0.5, 1.0, 2.0, 3.0kgf/cm²とし(ただし、平之町(下)の試料では0.5kgf/cm²のかわりに0.8kgf/cm²となっている)せん断を行った。また、せん断試験後の試料を用いた比重試験も行った。

第5図~第10図はせん断試験より得られたせん断応力~水平変位関係を、また、第11図~第16図は破壊時のせん断応力~垂直応力関係を示している。第4表は第11図~第16図よりもとめられた各地点での強度定数(見かけの粘着力c, 内部摩擦角φ)を湿潤密度, 間隙比, 含水比, 飽和度, 比重とともに示している。これらの図表より、3地点においては、上部の土壌層が下部のシラス層に比べ強度が低くなっていることがわかる。これは、指標硬度の深さ方向の変化と対応している。また、第4表より次のことがわかる。i)土壌層の湿潤密度はシラス層のそれに比べると小さく、間隙比は大きい。但し、平之町では土壌層とシラス層の湿潤密度が同じである。これは、平之町(下)のモールドの密閉が不十分で、含水比が変化していることが原因ではないかと考えられる。ii)比重は、土壌層とシラス層との間でほとんど差がなく、採取場所による差が若干みられる。従来の研究よりシラスの比重は2.35~2.50程度のものが最も多いことが知られており、3地点のシラスもその範囲に入っていることがわかる。iii)含水比, 飽和度については、試料採取モールドの密閉が完全でなかったものがあり、同じ地点のものでもばらつきがある。したがって、データは現場での含水状態を反映していない可能性がある。上竜尾町(上)の試料番号21の強度が大きくなっているのは含水比が他のものに比べて小さいことが影響しているものと考えられる。例えば、乱さないシラスでは、含水比が30%近くになると、含水比が10%以下の場合に比べて強度が半分以下になる(村田・山内, 1978)。

iv)強度定数はi)で述べたことに関連し、土壌層での値はシラス層の値より小さい。一面せん断試験より得られる強度定数は装置の特性により三軸試験より得られる値よりも少し大きくなるが、第2図あるいは第1表と比較すると、採取試料は、従来から言われてきている力学特性を有するシラス

の範囲に入る
ものであることがわかる。

第4表 乱さない試料を用いた土質試験結果

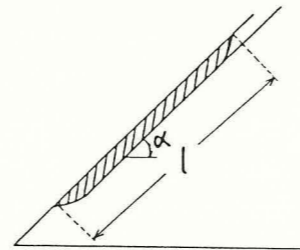
採取場所	湿潤密度 (gf/cm ³)	間隙比	含水比 (%)	飽和度 (%)	比重	飽和単位体積重量 (gf/cm ³)	強度定数		
							c(kgf/cm ²)	φ(°)	
上竜尾	上	1.17	1.73	29.3	43.6	2.43	1.54	0.42	27
	下	1.26	1.08	7.7	17.4	2.44	1.69	0.30	55
平之	上	1.10	1.72	17.3	26.2	2.47	1.54	0.23	35
	下	1.10	1.56	15.0	22.4	2.49	1.58	0	50
新照院	上	0.95	1.98	15.1	18.8	2.45	1.49	0.12	36
	下	1.15	1.25	5.6	11.1	2.45	1.64	0.26	50

3.3 斜面安定解析に関する考察

藤本(1967)は1966年7月上旬に南九州シラス地帯に発生した斜面崩壊に対し、土質工学で用いられている斜面安定解析の手法を適用し、シラス斜面の安定性について論じている。ところで、今回の崩壊は第4図に示したように、深さが1m前後の表層すべりである。そこで、ここでは、表層すべりを第17図に示すような平面的なすべりにモデル化し、一応、斜面のすべりに対する安定性について考察する。

第17図に示すように、すべり面が平面的である場合、斜面のすべりに対する安全率 F_s は次式で求められる。

$$F_s = \frac{c \cdot l + W \cdot \cos \alpha \cdot \tan \phi}{W \cdot \sin \alpha} \quad (3.1)$$



第17図 表層すべりのモデル化

ここに、 F_s : 安全率、 c : 見かけの粘着力、 ϕ : 内部摩擦角、 W : 崩壊土塊の重量、 l : すべり面の長さ。

第4表で与えられる値を(3.1)式に代入し、次のような3種の場合について安全率を計算した。すなわち、

- i) 第1表の各場所での50cm前後の深さのデータをそのまま(3.1)式に代入(試料採取時の安全率に対応)、
- ii) 試料が飽和したものとし、飽和単位体積重量 γ_{sat} を用い、他はi)の場合と同じ値を用いる(雨水の浸透による崩壊土塊の自重増加に対応)、
- iii) 見かけの粘着力 c をゼロとし、他はi)の場合と同じ値を用いる(雨水の浸透による見かけの粘着力の消滅に対応)。

第5表はこれらの計算結果を示している。表より、降雨がない場合には安全であった斜面が、土塊の自重増加、インターロッキング効果の消滅等によって安全率が低下していることがわかる。より精度のよい斜面安定解析を行っていくためには、土中の間隙水圧、浸透力、樹木の自重、樹根の引張強度等を考慮していかなければならない。シラス斜面での乱さない試料のサンプリング技術の改良も不可欠である。さらに、崩壊を予知するためには、降雨と浸透の関係、浸透による強度定数の変化の定量的把握、斜面の風化の程度、風化の速度等に関する考察が行われる必要がある。

第5表 安全率の変化

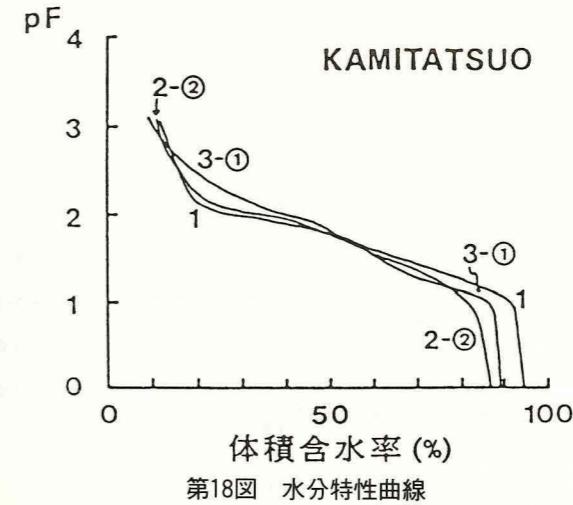
採取所	安全率の求め方		
	表-4の値を使用	γ_{sat} を使用	$c=0$ を使用
上竜尾	7.29	5.75	0.85
平之町	5.91	4.55	1.16
新照院	3.02	2.24	0.86

3.4 PF試験

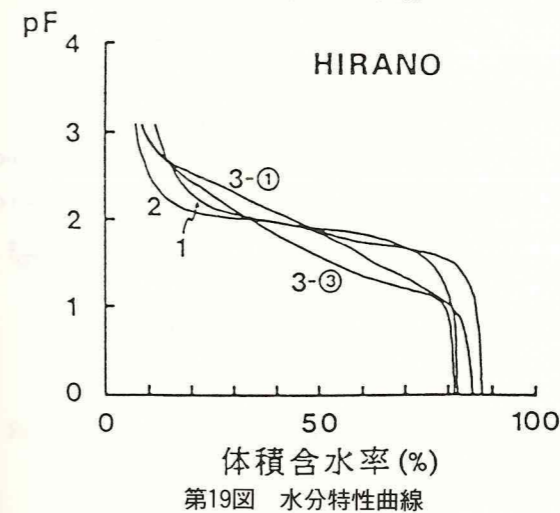
春山ら(1986)は、シラス斜面を形成している地盤材料の力学特性、透水特性、および物理・化学特性を総合的に把握することにより、シラス斜面の崩壊機構を明らかにすることを試みている。ここでは、シラス斜面の水分特性を知るために、崩壊斜面(武二丁目、平之町、上竜尾町、山田町)より採取された試料(地頭蘭・下川, 1987)を用い、PF試験を行った。また、シラス斜面の風化程度を把握する目的で行った強熱減量試験およびX線分析の化学的試験結果

(中村・北村, 1987)もあわせて若干の考察を加える。

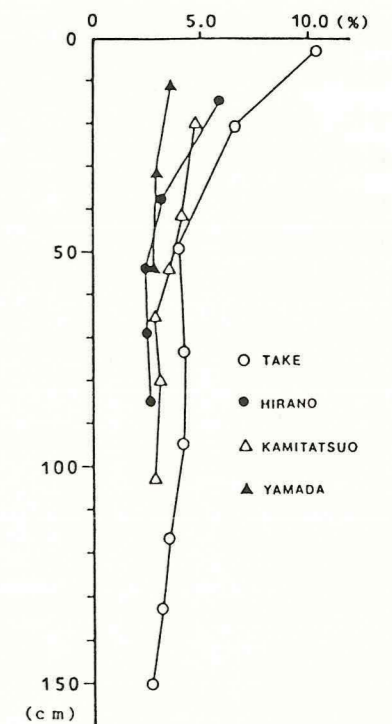
PF試験は、「土質試験法」(1979)に記載されている手法により、次のような手順で行った。すなわち、PF値が0から2.0までは吸引法を、またPF値が2.2から3.1までは遠心法を用いた。吸引法では、採土器(直径50mm、高さ50mm)で採取された乱さない試料を用い、それをセラミックスをフィルターとした試料受器にセットした。そして受器とシンフレックスチューブによってつながれたビュレットの水位を変化させることによってPF試験を行った。水位差はPFが0, 1.0, 1.5, 2.0になるように調節し、測定した。遠心法では2000 μ m以下の乱した試料を炉乾燥した後、ゲーチるつば(高さ31mm、頂部外径26mm、底部外径19mm)に入れ、底部より給水した。その後、アングル型、ろ過型ローター(回転半径13cm)を用い、回転数1000, 1500, 2000, 3000r.p.mで1時間遠心分離を行って、それぞれPFが2.2, 2.5, 2.8, 3.1のデータを得た。第18図、第19図は、上竜尾町と平之町の試料を用いたPF試験より得られた水分特性曲線である。図において、上竜尾町では2-②層と3-①層が、平之町では2層がすべり層に対応している。図より、体積含水率が50%以下をみると上竜尾町ではすべり層の下部である3-①層で、また平之町ではすべり層の直下の層である3-①層でPF値が一番大きく、これら



第18図 水分特性曲線



第19図 水分特性曲線



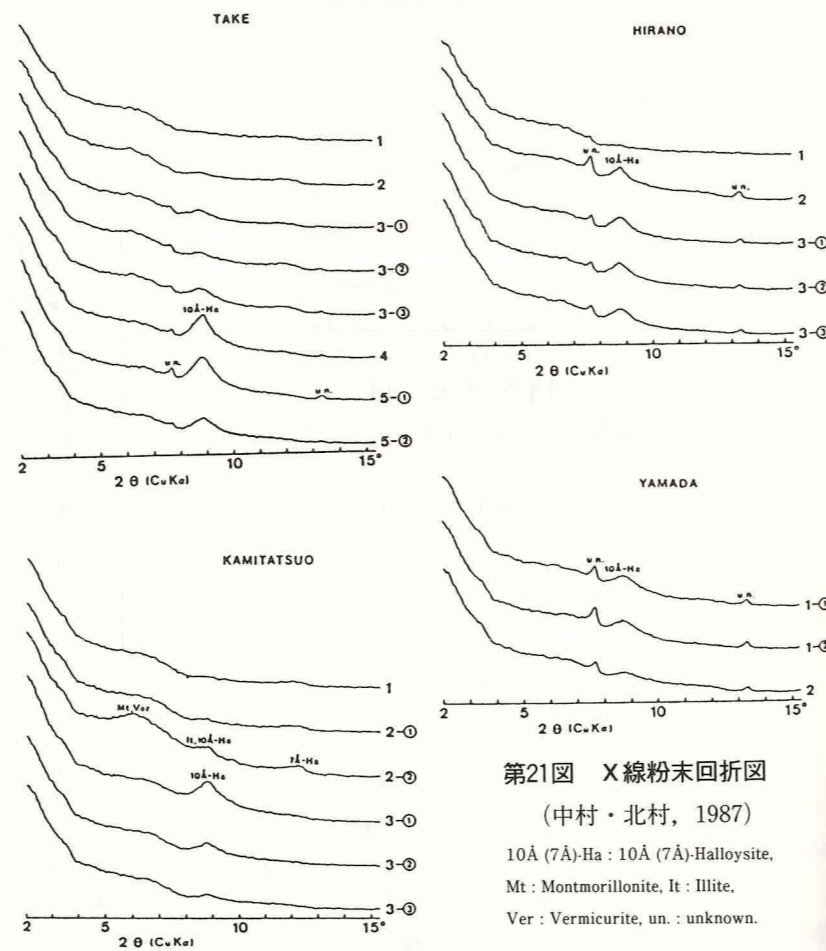
第20図 強熱減量 (中村・北村, 1987)

の層の保水性が他の層より大きいことを示している。

強熱減量試験結果を第20図に示す(中村・北村, 1987)。図より, 武二丁目の最上層の強熱減量が最も大きい値を示している。各地点の試験結果において, より地表に近い層の強熱減量が大きい値を示していることは表層風化の影響であると考えられる。表層風化の影響外での強熱減量はほぼ一定しており, 特になすべり層付近での不連続な変化は認められなかった。

第21図はX線粉末回折法による粘土鉱物の同定結果(中村・北村, 1987)を示している。今回の斜面崩壊におけるすべり層は, それぞれ武二丁目では4層, 平之町では2層, 上竜尾町では2-②層と3-①層, 山田町では1-②層となっている。山田町以外では, すべり層およびその直下の層で10Å-ハロイサイトのピークが出現している。また, 上竜尾町ではすべり層にモンモリロナイト, パーミキュライトのピークも認められる。ハロイサイトは上層からの珪酸分の供給富化(すなわち集積)により生成が促されたと考えられ, 雨水の浸透などの水の媒介が存在していたことを示している。このことは, 第18図, 第19図に示した水分特性曲線において3-①層の低含水率部分でのPF値が高いこと, すなわち保水性が高いということと対応している。

このように, シラス斜面上層部では, 永年にわたる水や珪酸の供給により粘土鉱物が生成され, また, 基質の細粒化も進み保水機能の高い層が形成され, シラス層の透水性が土壌層に比較して低いことと相まって土壌層とシラス層の境界付近がすべり層となることが考えられる。



第21図 X線粉末回折図
(中村・北村, 1987)

10Å (7Å)-Ha: 10Å (7Å)-Halloysite,
Mt: Montmorillonite, It: Illite,
Ver: Vermiculite, un.: unknown.

4. あとがき

土質工学の立場から今回の斜面崩壊に対する考察を加えてきた。斜面崩壊の発生機構については, 定性的にはかなりのことが明らかにされてきている。しかし, 崩壊予知および有効な防災対策を確立するためには, それを定量的に評価できるように発展させる必要があり, 今後より多くの基礎的な研究が集積されねばならないと考える。

最後に, 本研究は多くの方々の援助を受けた。一面せん断試験は鹿児島大学城本技官の援助をいただき, 資料整理には鹿児島大学工学部海洋土木開発工学科の学生諸君の援助をいただいた。また, PF試験の試料は鹿児島大学農学部砂防工学研究室から提供していただいた。ここに記して謝意を表す。

文献

- 土質工学会編(1974):日本の特殊土, 225p.
土質工学会編(1979):土質試験法, 433-469.
藤本廣(1967):シラス層の安定性について. 昭和41年度土木学会西部支部研究発表会, 4-5.
春山元寿(1974):豪雨による南九州の斜面崩壊. 自然災害資料解析, 1, 80-88.
——(1975):cとφを考える(7.シラス). 土と基礎, 23(6), 67-74.
——・下川悦郎(1978):鹿児島市吉野町竜ヶ水地区山地崩壊・土石流災害について. 新砂防, 107, 33-38.
——・北村良介(1985):水中堆積シラスの変形・強度特性に及ぼすサンプリングの影響. 昭和60年度サンプリングシンポジウム発表論文集, 63-70.
——・——・中村淳子・城本一義・新地正志・地頭菌隆(1986):シラス斜面の崩壊発生機構に関する基礎的研究. 自然災害科学研究西部地区部会報, 2, 31-40.
彦坂良次・藤本廣(1966):シラス層災害の問題点について. 第3回災害科学シンポジウム, 66-69.
地頭菌隆・下川悦郎(1987):1987年7月10日集中豪雨による鹿児島市内のシラス斜面崩壊の実態と特徴. 突発災害研究成果, No. B-61-1, 14-26.
村田秀一・山内豊聡(1976):乱さないシラスの自然含水状態における強度定数について. 九大工学集報, 49(6), 723-730.
——・——(1977):乱さないシラスの強度特性の要因について. 土質工学会論文報告集 17(3), 81-91.
——・——(1978):乱さないシラスの強度特性に及ぼす含水比の影響について. 土質工学会論文報告集, 18(1), 105-115.
中村淳子・北村良介(1987):しらすおよび新期火山噴出物層の風化生成物と強熱減量について. 昭和61年度土木学会西部支部研究発表会講演概要集, 486-487.
シラス基準化委員会(1979):土質工学会基準案, 地山しらすの判別分類基準. 土と基礎, 27(8), 54-55.
鈴木善雄・畑中宗憲・宮田孝志・大原淳良(1985):部分凍結サンプリング法による沖積シラスの採取(G.L.-24mから). 昭和60年度サンプリング発表論文集, 71-74.

下川悦郎・春山元寿(1978):斜面崩壊と火山性堆積物の土質工学的性質. 鹿大農学部学術報告, 28, 209-227.

山内豊聡監修,土質工学会九州支部編(1983):九州・沖縄の特殊土.九州大学出版会,145-169.

横山勝三(1972):始良カルデラ入戸火砕流の流動・堆積機構.東京教育大地理研報,16,127-67.

シラス斜面の浸透度特性

鹿児島大学農学部 難波直彦
三輪晃一

1. はじめに

一般に地面はその地表状態などに応じた固有の浸透能を有すると言われている。この浸透能に関係する因子は複雑であるが、今回の集中豪雨によるシラス斜面の崩壊箇所もその斜面に特有の浸透能が表層すべり破壊に直接又は間接的に関与していたと考えられる。そこで、同じ集中豪雨地域内にあり、小規模崩壊の発生した本学部附属農場果樹園を調査地区に選定し、崩壊斜面及び未崩壊斜面を利用して斜面浸入計による調査試験を実施した。ここではこの調査結果をもとにシラス斜面の浸透度について考察する。

第1表 7月10日の降雨記録

2. 地区内の降雨記録及び土層条件

1) 降雨記録

第1表は果樹園内で観測された当日の降雨記録である。この表から鹿児島地方気象台の観測データと類似した降雨特性(露木等,1987)が読み取れる。すなわち10時頃から雨が降り出し、12時から14時にかけて雨が強くなり、その後一時その雨脚が弱まったが、15時から16時にかけて時間雨量は70mmを記録した。60分雨量は85.5mmにも達した。雨は18時に止み、日降水量は237.5mmであった。

2) 土層条件

未崩壊斜面で調査した広葉樹林地内の土層状態は地表から1m以内で表層、軽石層

(ボラ層)、褐色ローム層と続く場合と表層、風化シラス層、普通シラス層となる場合に類別できる。しかし小規模崩壊が発生した土層断面には軽石層が無く、褐色ローム層が第2層を形成していた。また地区内の高い所では崩壊面にシラスが露出している場合もみられた。

このような地区内の層序を考慮して斜面浸入計の設置位置は次の3種類とした。

- I. 第2層が褐色ローム層(崩壊斜面に隣接)
- II. 第2層が軽石層(未崩壊地、広葉樹林地内)
- III. 第2層が風化シラス層(未崩壊地、広葉樹林地内)

試験位置の選定には地表傾斜角も考慮し、これに崩壊斜面を加えた。第2表及び第3表には、I型をNo1, 2, II型をNo3, 4, 及びIII型をNo5, 6とし、崩壊斜面はA, Bで代表させて各試験地の土の物理的性質を与えた。また深さ0~5cmと10~15cmの測定値は表層部分の値で

あり、その下欄は表層と第2層の境界部分から採取した試料によるものである。
 一般にシラス台地の表層は黒色火山灰土(クロボク)で形成されており、この土の土粒子比重は2.3~2.4、現場含水比は90~150%、乾燥密度は0.6~0.7g/cm³である。これらの値に比べると、試験区の表層は土粒子比重が大きく、現場含水比が低くまた乾燥密度が大きい。第3表の粒度組成は砂分がシルト分より多いが、クロボクではその割合が逆である。難波等(1981)がシラス台地上で調査したローム層の堆積厚さはおよそ3mであり、このときの調査と第2表の結果を比較したのが第1図及び第2図である。第1図によるとシラス台地上に堆積する各種ロームの間隙率は80%程度であり、わが国の火山灰土に特有な粗しょう性を示している。これに比べると試験区内に堆積している表層の間隙率は60~70%で、やや密な状態である。しかしながら透水係数はきわめて大きいのが特徴であり、風化シラス層よりも1オーダー高いようである。また土の三相分布(第2図)で示した特徴として固相率が高く、液相率の低いことがあげられる。

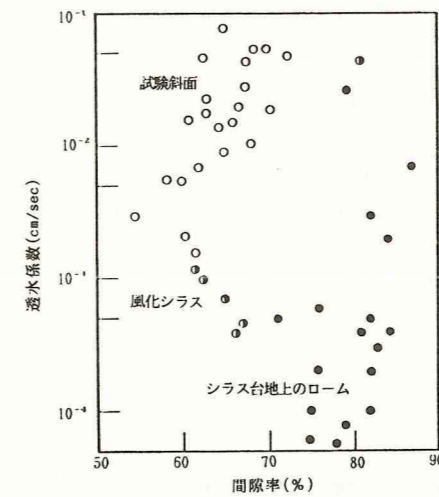
第2表 試験斜面の土の物理的性質

NO	地表傾斜角(度)	深さ(cm)	土粒子の比重	含水比(%)	乾燥密度(g/cm ³)	間隙率(%)	透水係数(cm/sec)
1	45	0-5	2.622	22.9	0.992	64.8	78 × 10 ⁻³
		10-15	2.623	—	0.977	62.8	18
		40-45	2.660	36.0	1.050	60.4	0.3
2	40	0-5	2.651	23.0	1.020	61.6	11
		10-15	2.648	—	1.060	60.2	21
		55-60	2.690	35.0	1.050	61.1	0.2
3	37	0-5	2.549	26.6	0.802	68.5	54
		10-15	2.672	—	0.885	65.8	14
		45-50	2.675	63.8	0.507	81.1	43
4	35	0-5	2.559	31.4	0.826	67.7	28
		10-15	2.672	—	0.796	70.2	19
		25-30	2.675	50.5	0.548	79.5	27
5	27	0-5	2.542	23.5	0.997	60.8	16
		10-15	2.503	—	1.040	58.3	6
		20-25	2.529	23.5	0.986	61.0	150
6	24	0-5	2.502	25.2	0.928	64.9	73
		10-15	2.553	—	0.920	64.0	20
		40-45	2.529	17.4	0.958	61.7	170
崩壊(A) 斜面	45	0-5	2.660	35.9	0.994	62.1	0.5
		10-15	2.673	—	1.009	62.1	11
(B) 40	40	0-5	2.690	34.3	1.045	61.2	1
		10-15	2.687	—	0.896	66.7	2

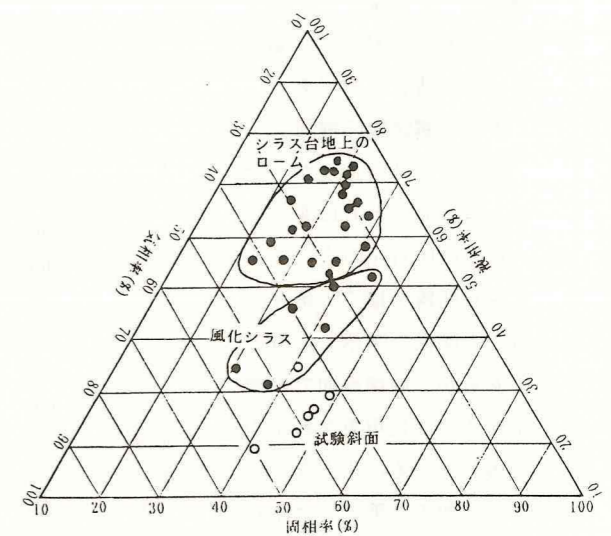
このような表層の物理的性質に対して、第2層の透水係数が表層よりも大きい場合と小さい場合に分けられる。すなわちI型では表層よりも第2層の透水係数が低下し、II型ではほぼ同程度、III型では増加している。また粒度組成からみると、表層との相違はII型で大きく、III型でもやや異なっている。これらの相違はそれぞれ軽石層、風化シラス層の性質を反映している。崩壊斜面の粒度組成はI型の第2層にあたる褐色ローム層とほぼ同じである。

第3表 粒度組成

NO	深さ(cm)	レキ分(%)	砂分(%)	シルト分(%)	粘土分(%)
1	0-5	3.6	47.3	33.1	16.0
	10-15	4.1	46.6	33.2	16.1
	40-45	8.3	50.1	28.7	12.9
2	0-5	4.2	47.7	32.1	16.0
	10-15	4.2	46.6	42.1	7.1
	55-60	5.1	48.9	31.0	15.0
3	0-5	5.9	55.3	33.8	5.0
	10-15	6.2	54.3	34.5	5.0
	45-50	44.6	55.1	0.3	0.0
4	0-5	6.0	47.8	38.3	7.9
	10-15	7.6	64.9	21.5	6.0
	25-30	44.6	55.1	0.3	0.0
5	0-5	4.8	54.6	34.6	6.0
	10-15	10.8	48.7	29.5	11.0
	20-25	21.7	55.8	16.5	6.0
6	0-5	9.5	45.3	36.1	9.1
	10-15	4.4	48.6	35.0	12.0
	40-45	21.7	55.8	16.5	6.0
崩壊(A) 斜面	0-5	8.3	50.1	28.7	12.9
	10-15	5.0	52.6	30.4	12.0



第1図 透水係数と間隙率の関係



第2図 土の三相分布

3. 斜面浸透度の特徴

斜面浸透度の測定には注水式と散水式がある。降雨による斜面の浸透度は散水式によるのが実際的であるが、平田(1956)は林地内の地表流下が一定の水みちから発生し、この水みちは雨の強度がある程度増加しても変わらないと述べている。この部分流下が生じるときの浸透度を測定するには注水式が用いられ、ここでは注水式斜面浸透法を採用した。この流下をとまなう浸透能試験は、

$$\text{降雨余剰} = \text{降雨強度} -$$

$$\text{浸透レート} = \text{流下レート},$$

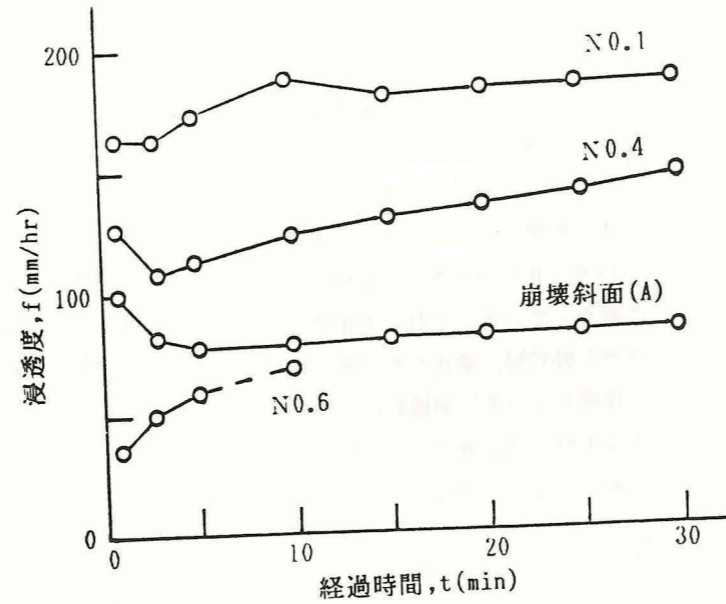
$$\text{降雨強度} - \text{流下レート} =$$

$$\text{浸透レート}$$

という図式によって実施した。しかしここで用いる浸透度は水みちそのものの浸透レートではなく、30cm×30cmの枠内面積に対する見かけの浸透レートである。

1) 測定例の検討

浸透度は降雨強度が一定のとき時間とともに変化し、一般にはHortonの式に従って減衰曲線を描く。第3図はこの関係を図示したものであるが、崩壊斜面での測定がこの消耗現象をわずかに現しているにすぎない。しかし他の3地点ではHortonの式とは逆の傾向を示している。村井等(1975)によ

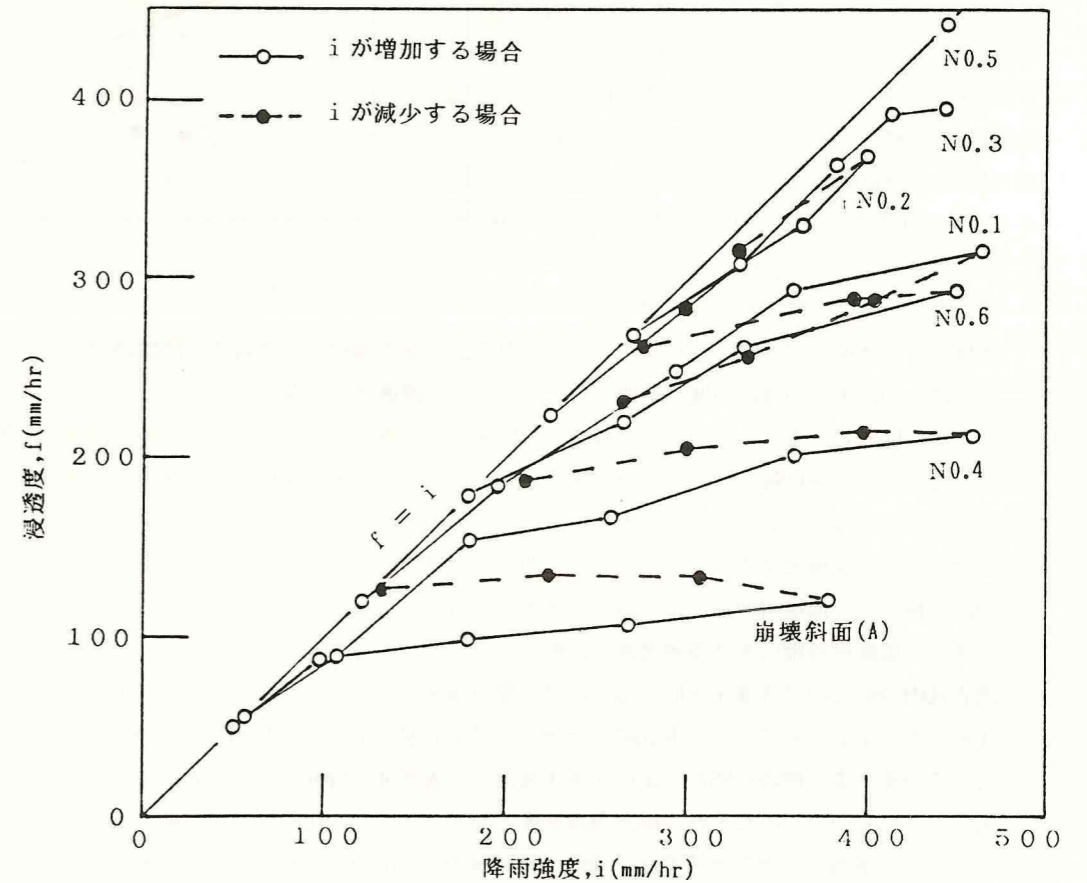


第3図 経過時間と浸透度との関係

第4表 降雨強度別の浸透度

N0	降雨強度を増加した場合			降雨強度を減少した場合		
	i (mm/hr)	f (mm/hr)	f (mm/hr)	i (mm/hr)	f (mm/hr)	f (mm/hr)
1	96	-	-	193	-	-
	196	163	185	266	223	241
	296	269	249	333	253	261
	360	253	295			
4	53	-	-	156	-	-
	180	108	155	213	184	190
	260	143	169	300	200	210
	360	180	203			
6	70	39	-	276	249	266
	180	164	-	393	278	293
	266	193	228			
	330	230	262			
崩壊 斜面 (A)	50	-	-	133	124	124
	100	70	88	226	133	134
	270	95	108	306	123	129
	380	110	117			

れば、この現象は極端に地表が乾燥した場合にみられ、乾いた地被物や土粒子に当初雨水がなじまないために、空気と水の交換がうまく行われず、撥水現象を起こすことによると説明している。本試験地点においてもこの現象が多く観測された。とくに風化シラスの上に表層が直接存在する場合、No.6では降雨強度180mm/hr以下で流下開始後10分以内に地表流下が止まり、流出量が計測出来なくなった。しかし同じ地表状態であるNo.5のように流水の初期から地表流下が生じない例もある。また軽石層が第2層にあたる場合はNo.4のように浸透度の増加傾向は長時間継続する。これらの現象には気相率の大きさも関与していると思われる。ローム層で第2層が構成される場合は初期浸透度と終期浸透度との差が少ない。第4表はこれらの結果を降雨強度別に示したものである。第4表によれば、浸透度の増加傾向は降雨強度を増加させていく過程で顕著に現れ、400mm/hr前後に相当する多量の水を流水させてから徐々に降雨強度を減少させた場合には、この傾向は低下している。このことは浸透度が表層の乾湿の影響を受け、表層の親水性が増すと、シラス斜面の浸透度が増加すると考えられる。しかし崩壊斜面では時間経過による浸透度の変化が少ないが、これはローム層に固有の浸透度によるものである。第4図は降雨期間30分後の浸透度を用いて降雨強度との関係を図示したものである。同図にみられるように降雨強度が低い間は $f = i$ の直線に沿って浸透度は上昇し、降雨強度が相当高くなれば浸透度の増加率が減少して一定値になる。



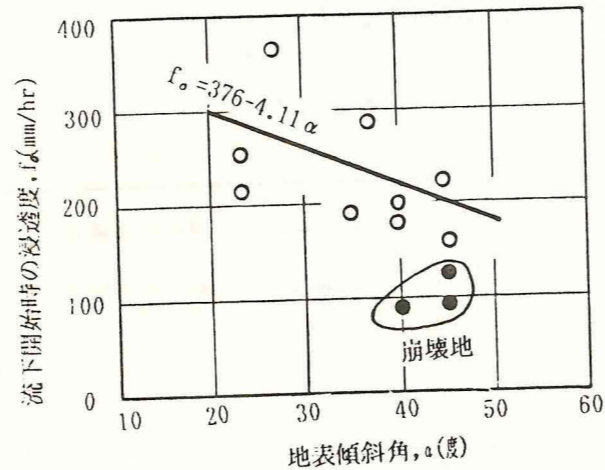
第4図 降雨強度と浸透度との関係

平田(1956)によれば、この傾向は枠内が異なる浸透能を持つ小部分で構成され、枠内全面の浸透能を越えなくても小さい浸透能を持つ部分から地表流下が発生するためである。林地では広い降雨強度の範囲にわたって上昇傾向が持続すると言われ、このことは第4図にも現れている。また降雨強度の増加及び減少の両過程で浸透度は必ずしも一致せず、特に低い降雨強度で $f=i$ 線から離れる場合は減少過程で高い浸透度が維持されている。

このような降雨強度と浸透度の関係には多くの要因が影響している。例えば植生、土層の理学的性、地形などがある。このうち限られた場所での因子としては表層土の物理的性質が浸透度を支配する基本因子と考えるのが妥当である。しかしながら第2表の間隙率や透水係数と第4表の間には明瞭な相関関係を得ることが困難である。その原因としてはまず実測データ数が少ないことがあげられる。また試験区でしばしば観察された地中動物の活動孔(モグラ穴)や腐植根跡などが、定量化しがたい因子として影響していると思われる。

2) 浸透度と地表傾斜角の関係

雨水の地表流下と地表傾斜角の関係については、土壌侵食との関連から多くの研究がある。これらの結果を総合すると、傾斜角が増大するにつれて浸透度がやや減少する傾向がみられる。今回の測定では簡易な計測法に頼らざるを得なかったため、同一降雨強度による測定例が少ない。そこで第4図の関係を直線回帰式で表わし、この1次式と $f=i$ との交点が地表流下開始時の降雨強度または浸透度であるとする関係を用いることにした。第4図の浸透度と降雨強度の関係には自然降雨よりもはるかに大きい降雨強度の範囲でしか直線回帰式が成立しないが、これを強引に1次式で表わし、地表流下開始時の浸透度を推定した。この結果は第5図に示した。測定数が少ないので、第5図には降雨強度を増加させた場合と減少させた場合の両過程をまとめて図示している。この図によると、測定傾斜角の範囲では、傾斜角が増大するにつれて地表流下開始時の浸透度は減少する傾向がうかがえる。また同図に挿入した崩壊斜面での推測値は、未崩壊地のそれよりもかなり低いことを示している。



第5図 地表傾斜角と地表流下開始時の浸透度との関係

3) 広葉樹林地における浸透度の比較

調査地内の斜面の浸透度を評価するために、他の地区で測定された斜面浸入計による浸透度を比較したのが第5表である。本試験地の値は傾斜角35度のNo4と崩壊斜面A(傾斜角45度)を用いている。また難波(1987)の値は大隅半島南部の佐多町、村井(1971)の値は岩手県の林地で測定されたもので、それぞれの傾斜角は20度と30度であった。比較的降雨階級のそろった値を集めた。本県の2つの地域では、降雨階級50~100mm/hrのところでは地表流下水が観測されていないが、岩手県の山林斜面では、わずかではあるけれどもこの階級ですでに地表流下水が観

測されている。しかし180mm/hrの降雨強度では、本試験区の浸透度が低い。しかしながら同じ植生であるNo.6では180mm/hrの降雨で地表流下水は観測されていないので、広葉樹が繁茂している斜面に限定した場合、調査地斜面の浸透度は特別の値を示しているのではなく、林地の特徴を表わしていると考えられる。

第5表 降雨階級別の浸透度の比較

降雨階級 (mm/hr)	広葉樹林		崩壊地		広葉樹林*1		広葉樹林*2	
	i (mm/hr)	f (mm/hr)	i (mm/hr)	f (mm/hr)	i (mm/hr)	f (mm/hr)	i (mm/hr)	f (mm/hr)
50-100	53	—	50	—	—	—	68	64
100-150	108	91	100	88	—	—	109	102
150-200	180	155	183	103	183	181	181	162

*1 難波等(1987) *2 村井(1971)

4) 小規模崩壊と浸透度との関係

調査地区は集中豪雨域内にあり、等雨量線図(露木等, 1987)の200~250mmの中に位置している。この調査流域はおおよそ0.04km²とせまい。この流域内の高位部でも、また中、低位部でも小規模崩壊が発生した。少なくとも高、中位部の崩壊箇所は流域内からの表面水の影響は考え難い。このせまい流域で、しかも降り始めから降り終わるまで8時間という短時間に日雨量237.5mmを記録した異常降雨による小規模崩壊の原因を探ることは至難であるが、ここでは流下をとまなう浸透能試験の結果と流水中に観察した状況を参考にして、若干の考察を加えてみる。

流域内の低位部にある気象観測施設の記録では、前日の9日は降雨がなかったが、4日から8日にかけて総雨量49.5mmの降雨があった。このことは地表面は極度に乾いた状態ではなく、むしろ湿った状態であったことがうかがえる。このために表層土は親水性が高まっており、この斜面の地表流下開始時の浸透度は190mm/hr以上と推定される。したがって降り始めからの雨水は、この斜面を直接流下することではなく、大部分浸透したと考えられる。この浸透水は透水係数が10⁻²cm/secのオーダで表層土中を流下する。深さ50~60cmに堆積した褐色ローム層は10⁻⁴cm/secオーダでやや難透水性であるために、このローム層より上部の土層は水を含んで膨軟化したと考えられる。流水試験前後に測定した湿潤密度は1.31g/cm³から1.57g/cm³に増加し、指標硬度は19~21mmから0~3mmまで低下した。このことは崩壊土層の自重が増え、逆にその強度は激減したことになる。一方、崩壊露出面および隣接斜面内には直径3~5cmの動物孔(モグラ穴)が存在していた。このため地表からの浸入水はこの孔を通して斜面に流出した可能性もある。また降雨強度180mm/hrの流水試験中に、地表下5~10cmまでの範囲は注水開始後10分で水の浸み出しがみられた。これらのことを考え合わせると、雨水の浸入によって表層土が膨軟化して強度が低下した状態のところ、自重の増加や地表面直下の浸透水と動物孔などに集まった水の流れが引き金になって、土層の一部が泥流状態となり表層の崩壊が発生したと推定され

る。

急斜面では表面下5cm位の浸透水は斜面浸入計で流出量として測定されない。しかしこの水は自然斜面では横方向の流動を起こし、一種の表面流下水と同じように取り扱ってよいのではなかろうか。

4. あとがき

広葉樹林地内の浸透度特性は、浸透度が斜面傾斜角が増すにつれて低下するが、自然降雨強度の範囲において林地斜面では地表流下水が起りにくいと整理できる。しかしながら時間の制約もあって、シラス斜面の浸透度特性を十分に把握するに至らず、崩壊に関する考察も推論の域をでることができなかった。

最後に調査場所の提供と気象記録の使用を認めて下さった本学部付属農場果樹園の串間俊強主任をはじめとする職員の方々に謝意を表す。また斜面浸入計を試作された若松千秋助手ならびに野外試験に参加した本学部学生久留主斗志、内村博伸の両君をはじめ、室内実験に協力した学生諸君に深く感謝する。

文 献

- 平田徳太郎 (1956) : 山地浸透計について. 日林誌, 38 (1), 34-41.
- 村井 宏 (1971) : 森林と地表流下・浸透・土砂流出・侵食との関係 (1). 水利科学, 15 (2), 1-33.
- 村井 宏・岩崎勇作 (1975) : 林地の水および土壌保全機能に関する研究 (第1報). 林試研報, 274, 29-84.
- 難波直彦・三輪晃一・若松千秋 (1981) : シラス台地に成層状態で堆積する火山灰土の物理的性質. 農土論集, 93, 1-6.
- 難波直彦・河原田礼次郎, 三輪晃一, 長勝史, 若松千秋 (1987) : 南九州の小河川流域における土層と流出特性. 鹿大農学報, 37, 237-259.
- 露木利貞・岩松 暉・北村良介・地頭菌隆 (1987) : 1986年7月10日鹿児島市集中豪雨について. 自然災害西部会報, 3, 45-60.

シラス急斜面における崖くずれの周期性と 発生位置の予知

鹿児島大学農学部 下川 悦郎

地頭菌 隆

鹿児島大学工学部 中村 淳子

1. はじめに

1986年7月10日午前10時半頃から午後5時半頃にかけての短時間に、鹿児島市は梅雨末期の記録的集中豪雨に見舞われた。鹿児島地方気象台での観測値は、この約7時間の総雨量192.5mm, 最大時間雨量(15:10~16:10)75.0mmとなっている。この豪雨によって、市内の中央部を中心に発生した160箇所にもものぼる多数の崖くずれは、死者18名、負傷者16名、住家被害1121棟という悲惨な災害をもたらした。

鹿児島県での大きな規模の斜面災害としては、今回の災害は1976年のシラス地帯を中心にした崖くずれ災害(下川・春山, 1978), 1977年の竜ヶ水での山くずれ・土石流災害(春山・下川, 1978)から数えて丁度10年という節目に発生したことになる。

今回の崖くずれの特徴は、後述するが、その大部分が傾斜45度以上というシラス急斜面において発生していること、そのため崩壊深が浅いこと、また崩壊物質はシラスが風化して形成された土層からなるという点である。桜島起源の降下軽石・火山灰でおおわれた傾斜30~40度の斜面において発生した1976年6月の崖くずれ(下川・春山, 1978)と比較すると、今回の崖くずれはかなり性格を異にしているようである。

ところで、今回崖くずれが発生した部位を含めて広く斜面全体を念入りに観察したところ、斜面内には以前の崖くずれ跡地が多数認められた。また場所によっては過去の崖くずれによる崩壊土砂が厚く積もり崖錐地形が形成されている所がある。このことは、崖くずれが斜面の同じ部位でくり返し周期的に発生していることを裏づけるものである。もし斜面の同じ部位で崖くずれのくり返しの間隔が推定できれば、それは将来の崖くずれ発生位置予知に生かすことができよう。

本文は、山・崖くずれの周期性(下川ら, 1986)という観点から今回の崖くずれの性質と発生位置予知の可能性について考えてみたものである。

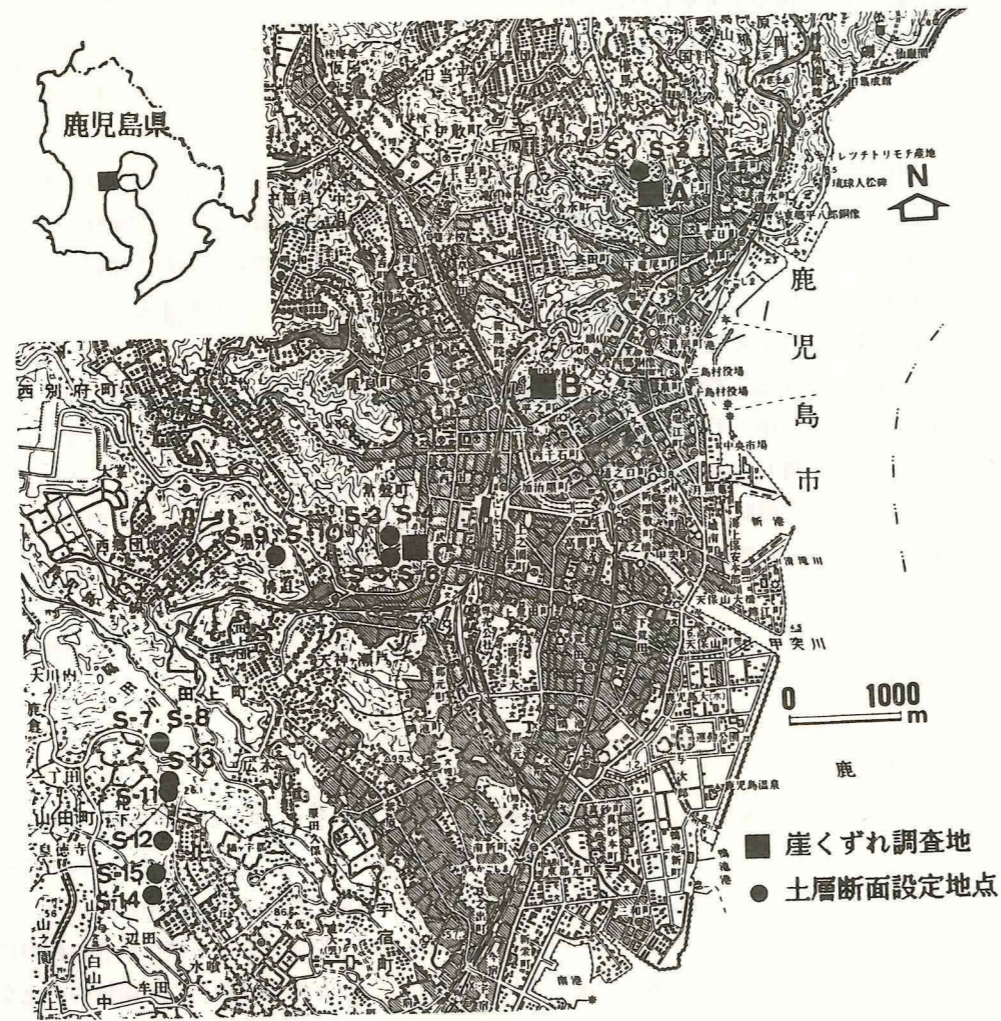
2. 方法

今回の代表的災害地となった鹿児島市上竜尾町(第1図のA)、平之町・照国町(同B)、武町(同C)を対象にして、現地で崖面を広く丹念に観察する一方、1948・1962・1974・1984年建設省撮影空中写真を用いて崖くずれ跡地を判読した。現地での崖くずれ跡地の判定は、その周囲に形成された小規模の滑落崖(30~40cm前後の段差)や崖面における植生状態の観察に基づいている。空中写真による場合、崖くずれ跡地はパナクロ写真では細長い小面積の白色ないし明灰色の階調部分をもって判読できる。判読した跡地の一部については、侵入樹木の樹齢を

伐根もしくは成長錐を用いて計測、跡地の形成年代（崖くずれの発生年代）を推定した。以上の作業に基づいて、調査地A・B・Cにおける崖くずれの履歴図を作成した。

一方、崖くずれ跡地における表層土（土壌を含む低密度の斜面表層物質）の再形成過程について調べるために、形成年代の異なる崖くずれ跡地において15個の土層断面を設定（第1図のS-1からS-15まで）、土相・色調・厚さ・硬度など土層の観察・計測と、土の物理的・化学的性質を求めるための試料採取を行った。土層硬度の測定には山中式土層硬度計を用いた。また、試料は直径55mm×高さ60mmの鋼製円筒を用いて採取した不かく乱土、ブロック採取によるもの、かく乱土の三種からなる。なお、土層断面を設定した崖くずれ跡地は、今回の崖くずれ地と同様傾斜45度以上の急傾斜をなしている。

以上の試料を用いて、比重・含水比・密度・粒度・透水の諸物理的土質試験と、強熱減量・X線分析の化学的試験（S-11～S-14の4試料）を行った。各土質試験の方法はJISに定められたものに従っているが、土の乾燥による性質の変化を防ぐために土質試験の試料調整はとくに空気乾燥させない方法によった。



第1図 調査位置図

強熱減量・X線分析の方法は以下の通りである。強熱減量試験はJFS規格：T6-68に従い、粒径420 μ m以下の試料を110℃で10時間以上炉乾燥させて用いた。各試料とも、700℃の電気マッフル炉内に2時間放置し恒量を得た。それぞれ3回ずつ測定し平均値を求めている。X線分析は、二次的な風化生成物である粘土鉱物を同定するため水ひ物試料を用いて、X線粉末回折法を行った。水ひ物は、湿潤試料を水中でかくはんし、2 μ m以下の粒子を得るため8時間放置した後、上澄み液を回転数3000r.p.m.で10分間遠心分離して得られた試料を風乾したものであり、定方位試料である。

3. 今回の崖くずれの特徴

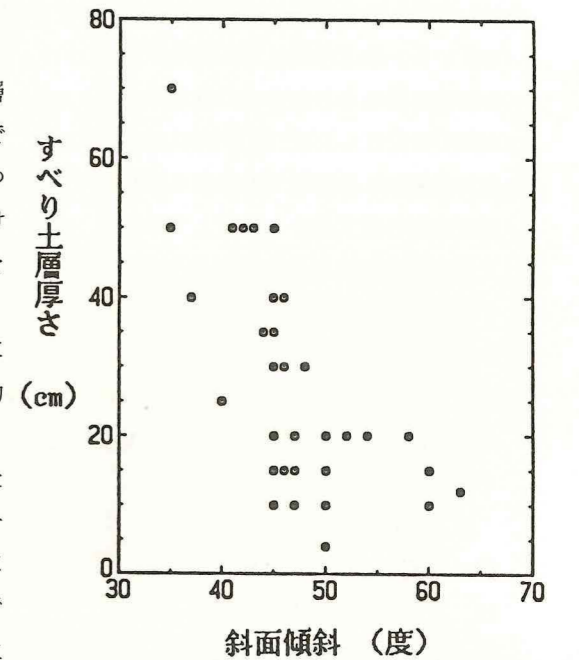
今回発生した崖くずれは斜面表層部の土層がすべり落ちた表層滑落型のもので大部分である。第2図は、今回発生した崖くずれについて崩壊源と考えられる斜面上・中部における崩壊（すべり）土層厚と斜面傾斜の関係を示したものである（地頭菌・下川, 1987）。崖くずれの大部分は、40～60度の急崖斜面において発生、すべり土層は10～50cm、平均約25cmと非常に薄くなっている。

このような特徴をもつ崖くずれが発生した理由として次のことが考えられよう。その一つは、崖くずれが約7時間あまりの短時間に集中した豪雨のもとで発生したということである。いわゆる先行降雨となる崖くずれ発生前7月1～9日の降雨量はわずか55.5mmであった。もう一つの理由は、今回の崖くずれがその前年の1985年8月に発生した最大瞬間風速55.6m/sという鹿児島地方気象台観測史上最大の風速を記録した台風13号の影響を強く受けているということである。この台風によって風上側の東～南斜面上の高木はかなり揺振られ、局部的には根倒れや幹折れによる風倒の被害を受けた。この風倒害は、土層厚が薄く樹木根系の深さ方向への発達が制約されたシラス急斜面において著しく現れている。その結果、すでに1985年の台風時に崩壊した斜面もあり、またこの時崩壊に結びつかなくとも斜面の表層部は緩みや亀裂の発生によって崖くずれが起り易くなっていたものと考えられる。そうした条件のところ今回の集中豪雨があった。

4. シラス急斜面における崖くずれの履歴

4.1 鹿児島市上竜尾町

第3図は、現地での観察と空中写真判読に基づいて作成した市内上竜尾町（第1図のA）における崖くずれの履歴図である。斜面は40～50度の急傾斜をなしている。この現場では大小4箇所の崩壊が発生、そのうちの南西向き斜面のほぼ中央部で発生した崖くずれ（第3図のa）

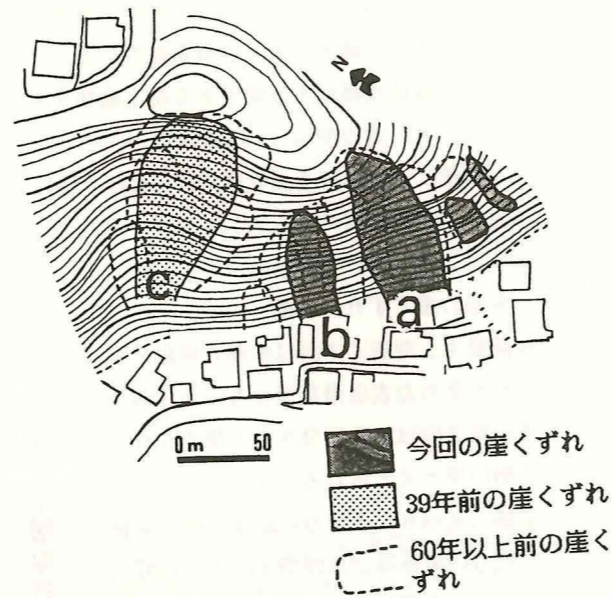


第2図 すべり土層厚さと斜面傾斜

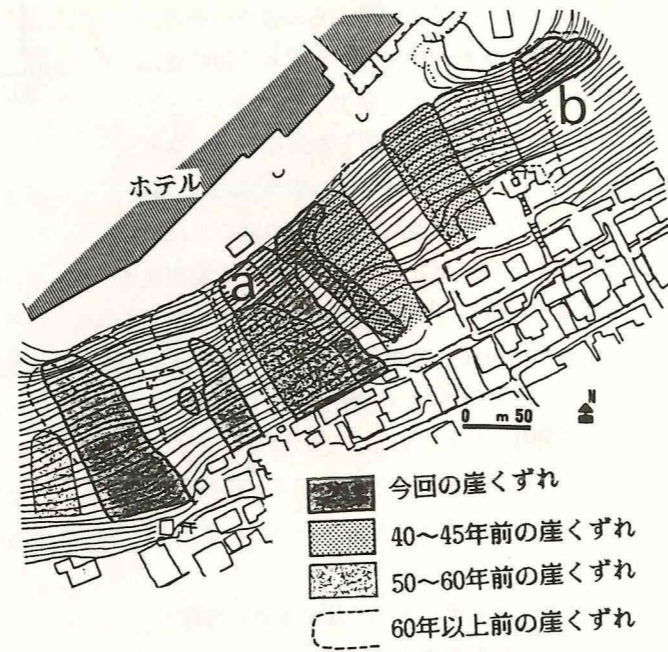
は5名の尊い人命を奪った。

崖くずれ(a)・(b)の周囲では過去の崖くずれ跡地が数箇所分布している。その中には斜面における崖くずれ跡地の形成部位が今回の崖くずれと一部またはほぼ全体にわたって重複したものがある。すなわち、崖くずれ(a)・(b)はいずれも過去の崖くずれ跡地に発生している。過去の崖くずれ跡地がいつの時代に形成されたのか、推定することはできなかったが、崖くずれ(a)の直上と右隣りに滑落崖をもつ崖くずれ跡地は樹齢の最大値から推定して60年以上前に形成されたものであろう。崖くずれ(a)と(b)の間の跡地はまだ滑落崖が新鮮な形で残されていること、また表層土厚が薄いことから約50年前後前の比較的新しい時代に形成されたものであろう。

崖くずれ(a)・(b)のすぐ北側に位置する崖くずれ跡地(c)は、そこに侵入した樹木の樹齢や空中写真判読結果から判断して1947年に形成されたものと推定される。1986年現在で39年経過した崖くずれ跡地である。跡地の植生は現在遷移過程にあり、スダジイやカシ類に混じって崖くずれ発生直後に侵入したクロマツが生えている。斜面表層部には、約40年間で厚さ20~25cmの表層土が再形成されている。この崖くずれ跡地の周囲にもそれよりさらに古い崖くずれ跡地が観察される。



第3図 上竜尾町における崖くずれの履歴



第4図 平之町・照国町における崖くずれの履歴

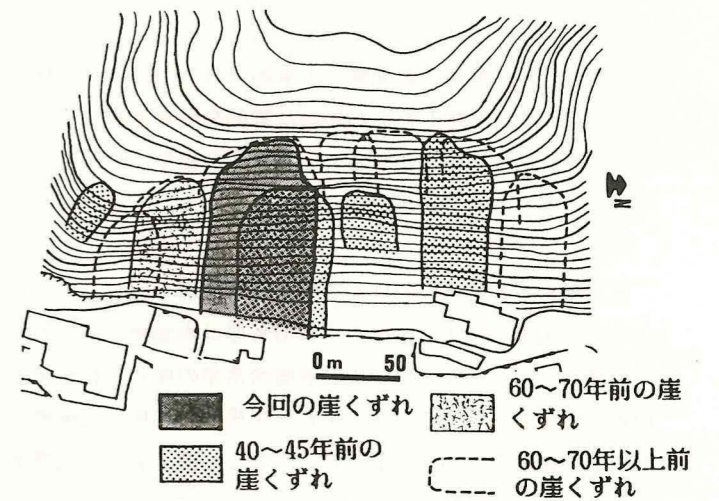
4.2 鹿児島市平之町・照国町

市内平之町・照国町(第1図のA)における崖くずれの履歴図を第4図に示す。斜面は、中~上腹部は40~50度の急傾斜となっているが、崖錐となった下腹部は30~40度の斜面となっている。この現場では、大小4箇所の崩壊が発生、斜面中央の崖くずれ(a)では5名の死者がでている。崖くずれ(b)は1985年8月の台風によるものである。

ここでは斜面全体にわたって、新旧の崖くずれ跡地が多数分布している。崖くずれ跡地の形成時代は、樹木の樹齢と空中写真判読に基づいて40~45年前、50~60年前、60年以上前の三つに区分した。上竜尾町の場合と同様、その中には斜面における崖くずれ跡地の形成部位が今回の崖くずれと一部またはほぼ全体が重複したものがある。また、崖くずれ(a)のすぐ下で50~60年前に崖くずれが発生している。これによって、崖くずれ(a)が発生した斜面は脚のない不安定な状態になっていたものと想像される。1948年撮影の空中写真によると、その当時の住宅地は崖から一定離れた所に立地しており、崖くずれがあっても今回のような崩壊土砂の直接の影響は受けなかった。

4.3 鹿児島市武町

市内武町(第1図のC)における崖くずれの履歴図を第5図に示す。斜面の地形は平之町・照国町のそれとかなり類似している。この現場ではそのほぼ中央部で比較的大きな崖くずれが発生、1名の死者を出している。図によると、斜面には多くの崖くずれ跡地が分布している。侵入植生の樹齢と空中写真判読結果から崖くずれ跡地の形成時代は、おおまかに40~45年、60~70年、60~70年以上の三つに区分された。平之町・照国町の場合と同様、今回の崖くずれ斜面のすぐ下方で40~45年前に崖くずれが発生している。その跡地は現地でも明瞭に認められる。この跡地の形成によって今回発生した斜面は不安定な状態にあったものと考えられる。



第5図 武町における崖くずれの履歴

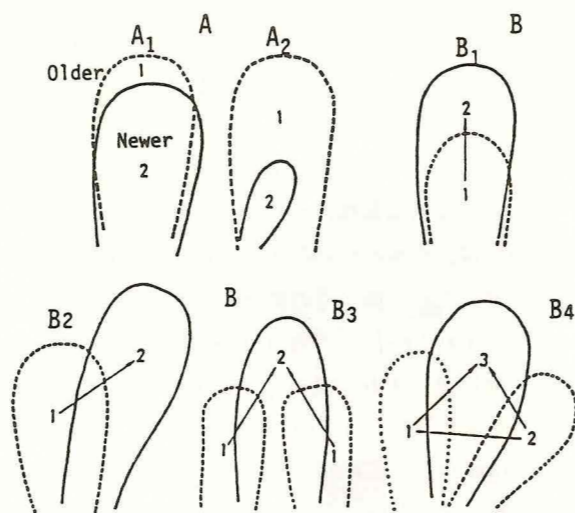
5. 崖くずれくり返しの基本型とその周期

以上崖くずれの履歴図によると、いずれの場所においても崖くずれは過去のものまで含めると急傾斜面全体にまんべんなくカバーするだけでなく、部分的には斜面の同じ部位で重複してくり返し発生していることが確かめられた。崖くずれくり返しの型として整理すると、第6図の二つの基本型(下川ら、1986)に区分できそうである。

A型は過去の崖くずれ発生部位と同じところに再び崖くずれが起こるものでA₁、A₂の2型

に分れる。A₁型は過去の崖くずれ跡地に表層滑落型の崖くずれが起こる場合で、その条件として斜面には崩壊物質としての表層土の再形成が必要になる。A₂型は過去の崖くずれ跡地に斜面脚部の侵食のような表層土の再形成を要しない形態の崖くずれが発生する場合である。崖くずれの周期性は、表層土の再形成を必要とするA₁型がA₂型より大きい。A₁型の周期は、後述する表層土の再形成速度から考えて70~80年以上と推定している。

B型は、古いものと新しいものが一部重複して発生する型で、新しい崖くずれが古い崖くずれの上部に発生するもの(B₁型)、横隣部に発生するもの(B₂・B₃・B₄型)がある。B型の場合、隣接する崖くずれば、先に発生したものが斜面脚部を侵食することによって隣接斜面の不安定化を招き次の崖くずれ発生を容易にするといった形で相互に関係しあっているようである。B型の周期は、今回の災害地の場合20年前後と推定している。



第6図 崖くずれくり返しの基本型

6. 崖くずれ跡地における表層土の再形成

今回の災害で発生した崖くずれの形態は表層滑落型が大部分を占める(地頭蘭・下川, 1987)。この場合、同じ斜面部位で再び表層滑落型の崖くずれが発生するには、崩壊物質となる表層土の再形成を前提とする。崖くずれ発生後その跡地に表層土が再形成される過程とそれに要する期間を把握するために、形成年代の異なる崖くずれ跡地を選んで土層断面の観察と採取試料の物理的・化学的試験を実施した。

6.1 土層断面の観察結果

土層断面を観察すると、崖くずれ跡地では時間とともに低密度の表層土が発達していく過程が明瞭である。そしてこの表層土の発達過程に崖くずれ跡地に侵入した植生が大きく関与していることが認められる。以下経年的に土層断面の変化の過程を追ってみる。

(1) 崖くずれ発生直後

崖くずれ発生によって表層土はほとんど取り除かれ断面は上から下まで灰白色の新鮮なシラスによって占められている。だがよく観察すると、最表層部には5cmほどの下層より少しやわらかい部分がすでに存在している。

(2) 崖くずれ発生後13~14年

崖くずれ跡地にはすでにほぼ全体にわたってクロマツ・ヤシャブシ・アオモジ・アカメガシワなどの陽樹が多数侵入・定着している。地下部ではその根系が20~30cmの深さまで発達をとげており、それに伴って表層部には厚さ約10cmほどの暗灰色の色調をもつ表層土らしき土層が

形成されている。

(3) 崖くずれ発生後40年前後

この頃になると崖くずれ跡地の植生は、陽樹から陰樹への遷移がかなり進行している。根系の発達も深さにおいても密度においても一段と進んでいる。この結果表層部には20~25cmの厚さのルーズな表層土が形成されている。

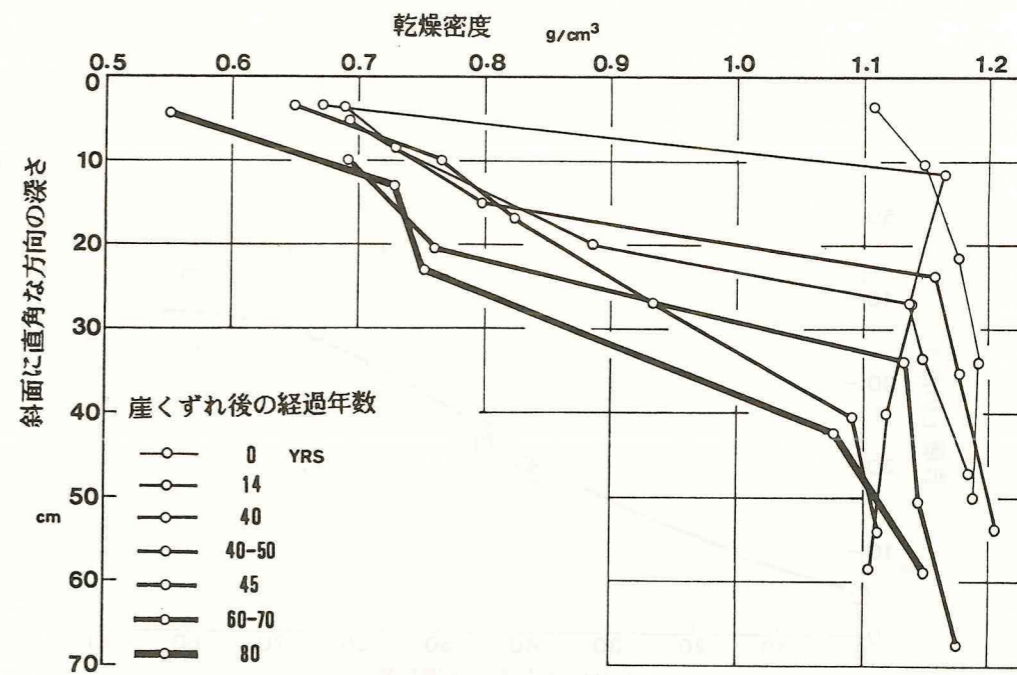
(4) 崖くずれ発生後60~80年

崖くずれ跡地の植生は、スダジイやカシ類などを構成種とする陰樹林に遷移してしまっている。地下部では、根系の深さ方向への発達がさらに進み60~70cmの深さまで及んでいる。そして斜面表層部には厚さ35~40cmの表層土が形成されている。

6.2 表層土の物理的性質の経年変化

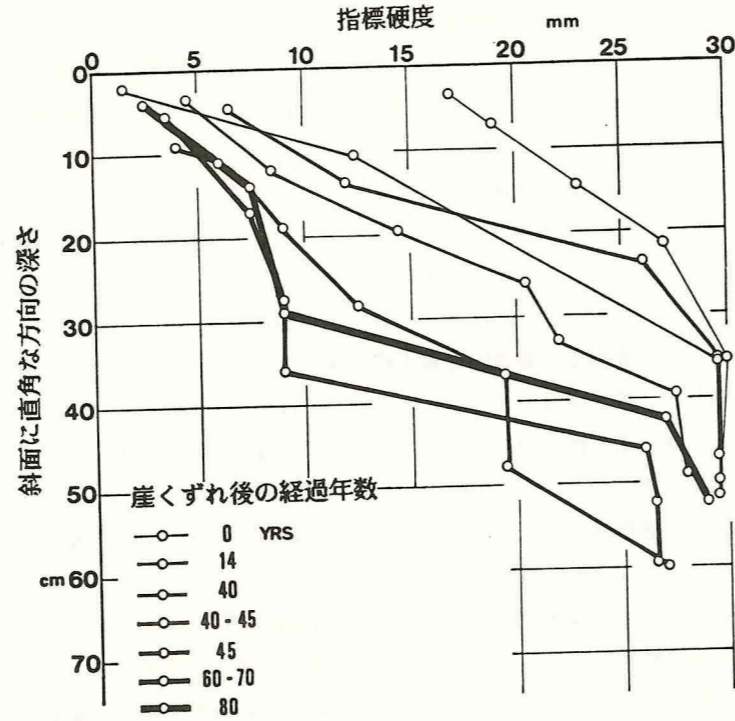
第7図と第8図はそれぞれ、表層土の乾燥密度と指標硬度の経年変化を示したものである。乾燥密度、指標硬度のいずれにおいても経年変化が明瞭である。すなわち、崖くずれ跡地の表層部は時間の経過とともにしだいにルーズに(第7図)、やわらかく(第8図)なり、再び低密度の表層物質が形成されていく。崖くずれ発生後60~80年もすると、乾燥密度・指標硬度の経年変化はほぼ飽和状態に達しているようである。

第9図は、乾燥密度で0.9g/cm³以下、指標硬度で15mm以下の値をもつ土層の厚さを崖くずれ発生後の経過年数に対してプロットしたものである。すでに崖くずれ発生直後の時点で斜面には以前の表層土の一部が残ってできたやわらかい層がある。表層土の発達は崖くずれ発生後20

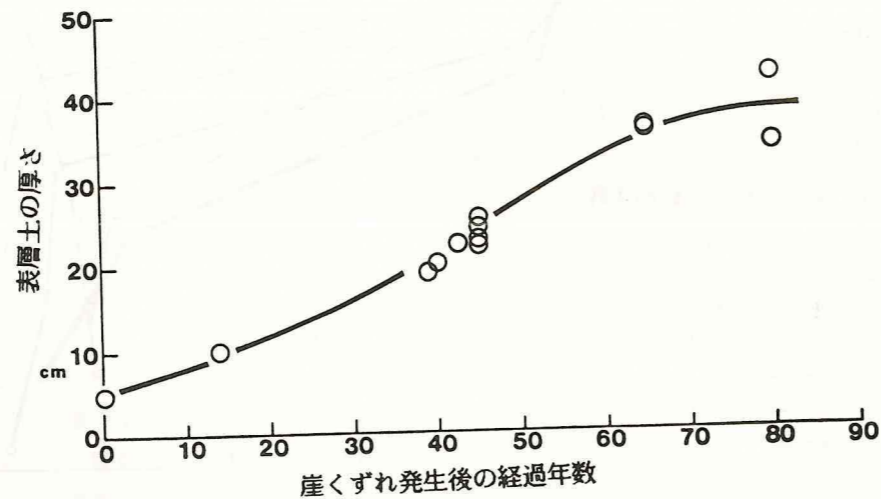


第7図 崖くずれ跡地における表層土の乾燥密度の経年変化

年位までは緩やかであるが、その後だいに速度を増し、そして発生後60年もすると鈍化してくる。この図から判断して、シラス急斜面における表層土再形成までの期間は少なくとも70~80年と推定される。



第8図 崖くずれ跡地における表層土の指標硬度の経年変化



第9図 崖くずれ跡地における表層土の再形成速度

6.3 表層土の化学的性質の経年変化

強熱減量とX線分析の両化学的試験は、比較のためS-11~14の試料だけでなく、上竜尾町(第1図のA)、平之町(同B)、武二丁目(同C)、山田町(第1図のS-11と同地点)の4箇所の崖くずれ現場で採取した試料についても実施した(中村・北村, 1987)。

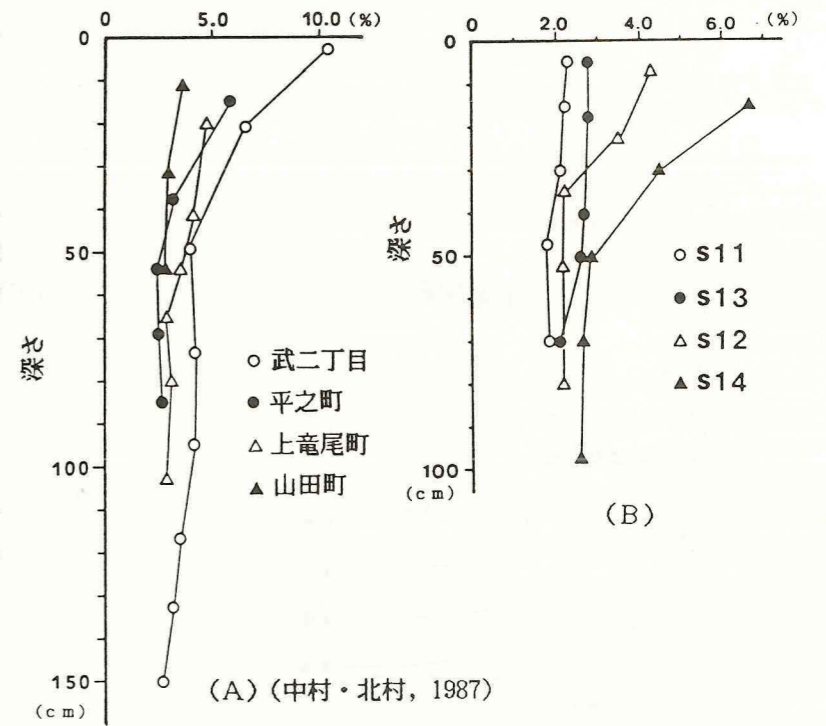
第10図に強熱減量試験の結果を示す。強熱減量は、有機物や粘土鉱物の構造水の存在が反映される量であり表層風化の進行とともに増加すると考えられる。第10図(A)では、表層風化の影響はみられるが、すべり層付近での増加は認められない。第10図(B)の試料は、S-11が崖くずれ後0年、S-13が同13~14年、S-12が同40~45年、S-14が同60~70年経過した斜面から採取されたものであり、S-11、S-13、S-12、S-14の順に次第に風化が進行している様子が現れている。

第11図は、斜面崩壊地のX線粉末回折図である。この図に示されるピークの強度は定量的に用いることはできないが、測定試料作成時の条件を一定にしていることから、ある程度相対的なものとして解釈することができよう。武二丁目では4層が、平之町では2層が、上竜尾町では2-②~3-①層がすべり層である。山田町では1-②層ですべりが発生しているが、全体が二次堆積層である。山田町以外では、すべり層およびその直下の層で10Å-ハロイサイト(結晶度の低いハロイサイト)のピークが顕著に出現している。すなわち、この種の粘土鉱物の出現は量的に少ないこともあり、強熱減量には反映されてこないが、X線分析により不連続面をとらえること

ができると言える。

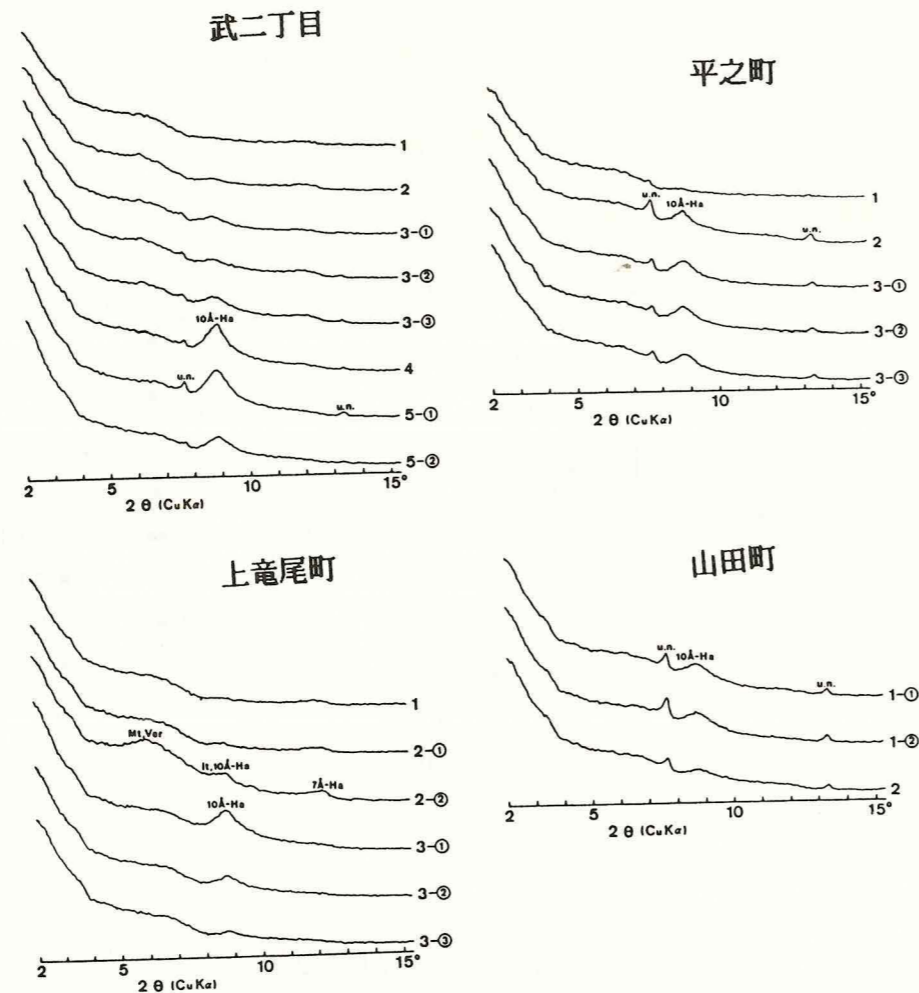
また、上竜尾町では、モンモリロナイト、パーミキュライトのピークも認められる。ハロイサイトはより上部の層からの珪酸分の供給富化(すなわち集積)により生成がうながされたと考えられ、雨水の浸透など、水の媒介が存在していたことを示している。

第12図にS-11~S-14のX線粉末回折図を示す。斜面崩壊箇所の試

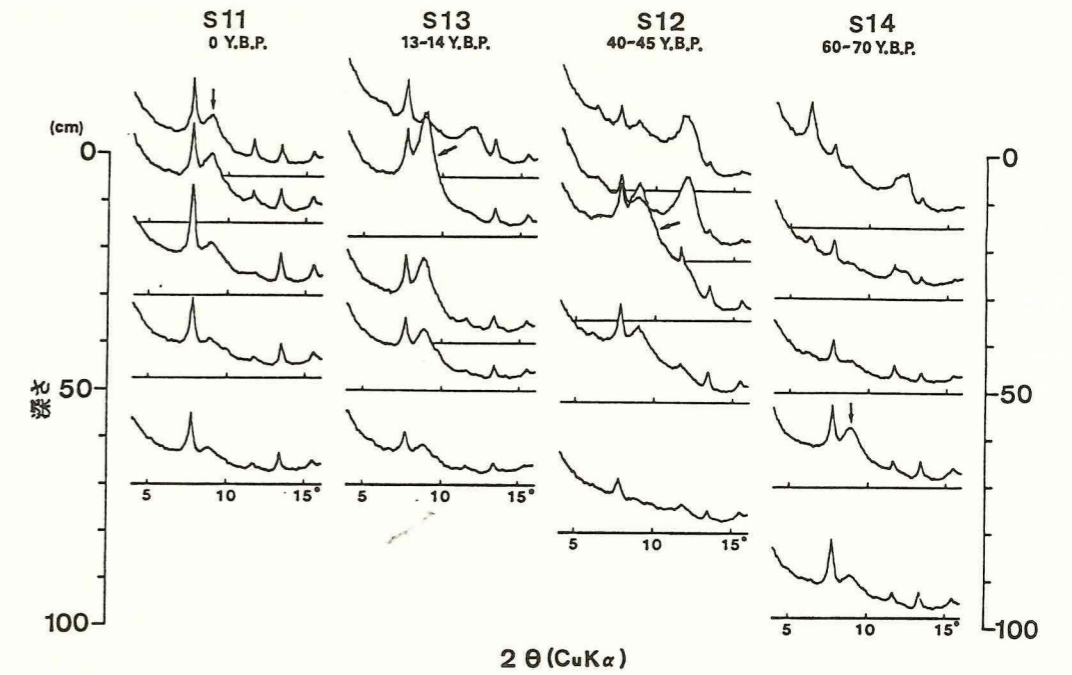


第10図 強熱減量

料の分析結果から、特に 10\AA -ハロイサイトに着目して考察を加える。図中の矢印は、 10\AA -ハロイサイトのピークが最も顕著な箇所を示している。図より、S-11では5~15cm、S-13では15~20cm、S-12では35cm、S-14では70cmの深さの層でピーク強度が最大になっている。この事実は、次のように解釈できる。風化の進行に伴い表層の空隙率が増加するため、細粒のものは水の浸透とともに下層へ運ばれ、ある深さで集積が始まる。すなわち、シラス斜面の表面に生成された 10\AA -ハロイサイトは、風化が進行するにつれ雨水の浸透に伴いより下層へ沈下していくと考えられる。植物の根の発達などに伴う空隙の増大で、さらに深部へ沈下していき、そこでまた集積の場が形成される。ある程度、集積の場が平衡状態になると、細粒物質によって目詰まり状態となり、そこに潜在的な不連続面が出現する。水の浸透もこの面で中断され、より集積、細粒化が進み不連続面が助長されていくと考えられる。その進行（沈下）速度は、第12図より、この斜面では13~14年で15~20cm、40~45年で35cm、60~70年で70cmと推定される。



第11図 X線粉末回折図 (中村・北村・1987)



第12図 X線粉末回折図 (経年変化)

7. 周期性による崖くずれ発生位置の予知

崖くずれが周期的にくり返す性質を利用すると、崖くずれ発生位置の予知が可能と考えられる。予知にあたっては、次のような基本の方針を定める。

① ここで崖くずれ発生位置の予知とは、対象とする斜面の中から崖くずれ危険斜面を推定することである。

② 予知の対象となる場所は今回の崖くずれが起きたような傾斜45度以上のシラス急斜面である。

③ ②によって発生する崖くずれの形態はかなり限定されるが、ここで予知の対象となる崖くずれの形態は、その発生のために崩壊物質としての表層土の存在を前提とする表層滑落型崖くずれである。

④ 表層土の再形成が進み表層滑落型崖くずれ発生条件が整った古い崖くずれ跡地が崖くずれ危険地となる。この場合崖くずれ跡地がいつ形成されたか、すなわち崖くずれ跡地の年齢が問題となる。この年齢は、シラス急斜面の崖くずれ跡地における表層土の再形成速度から推定して最小60~70年と定める。

⑤ 新しい崖くずれ跡地でも、斜面の一部にはまだ以前形成された表層土が残っている斜面は引き続き危険斜面となる。

以上の方針に従って、上竜尾町、平之町・照国町、武町の3箇所を例にして崖くずれ危険斜面の予知について少し触れておく。

上竜尾町：崖くずれ履歴図（第3図）によると、今回崖くずれが発生した斜面部位は前回の崖くずれ後少なくとも60年以上の時間が経過し、斜面表層部に崩壊物質としての表層土が再形

成されていたものと考えられる。他方崖くずれ(a)と(b)の間の斜面、および約40年前に形成された崖くずれ跡地(c)の斜面が今回崖くずれを起こさなかったのは、崖くずれ発生後の経過年数がまだ浅く崩壊するのに必要な表層土の再形成がまだ不十分であったことによるものであろう。

平之町・照国町(崖くずれ履歴図は第4図)：崖くずれ(a)が発生した斜面部位は、50～60年以前の崖くずれ跡地であるが、この跡地が下方に少しづれた格好で形成されたために上腹部の表層土が一部とり残されていた。崖くずれ(a)は、この表層土がとり残された上腹部が崩壊源となって生じている。跡地形成後50～60年以下の斜面では今回崖くずれは発生していない。古い斜面(形成後経過年数が長い崖くずれ跡地)で今回崖くずれの発生をのがれたところがあるが、その詳しい理由は不明である。

武町(崖くずれ履歴図は第5図)：中央部で今回崖くずれが発生したのは平之町・照国町の崖くずれ(a)と同様な理由による。形成後50～60年以下の崖くずれ跡地が位置する斜面では崖くずれは発生していない。

崖くずれ予知についての詳細な検討は、モデル斜面を選定して現在その作業に取り組んでいるが、役に立つ危険斜面予測図を作成するには対象地における崖くずれの履歴と表層土の分布を正確に把握することが大切である。

8. シラス急斜面における崖くずれの対策(むすびにかえて)

以上今次の崖くずれをその周期性の立場から検討してきた。今次の崖くずれが1985年8月の記録的台風の影響を強く受けていることから崖くずれに対する森林の効果について否定的な意見があるが、崖くずれの周期性からすると今次の崖くずれは斜面内部に崩れるべき条件をもったところで起こっている。すなわち、今次の崖くずれは、前回の崖くずれ発生後一定の年数が経過し崩壊物質としての表層土が再形成された斜面部位、あるいは再形成された表層土が次の崖くずれによって完全に掃き出されず一部残った斜面部位で大部分発生している。こうした崖くずれは場所をかえ、時をかえくり返し発生している。斜面脚部に形成された崖錐(崩壊土砂の堆積物)は崖くずれが周期的に発生していることの証明である。

こうした崖くずれによる災害を防止するには以下のようなことが考慮されなければならない。

まず、傾斜45度以上という急斜面のために短い間隔でくり返している崖くずれの周期をできるだけ長くすることである。そのためには、斜面の勾配緩和が最も効果的である。現在の急斜面のまま、斜面防災工事を実施しても斜面には崩壊物質となる表層土が短期間で再び形成され、将来斜面の同じ部位で再び崖くずれが発生するであろう。しかし斜面勾配を緩和したとしても崖くずれの周期が長くなるだけであり、崖くずれをシラス斜面からなくすることは不可能である。したがって崖くずれによる災害の発生を防止するには、崖下の土地利用のあり方も含めて検討する必要がある。

樹木が台風によって揺振られ、斜面の表層部を不安定化させ、崖くずれ発生の一因になった事実は否定できないことであり、今後急斜面における植生は、高木や老齢木の択伐、低木状木本種の導入、木本種から草本種への転換など台風の影響を考慮した改善も必要であろう。

ソフトな面での対策は非常に重要である。その中でここで特に強調しておきたいのは崖くず

れ発生位置の予知である。そのために前述した周期性に基づく崖くずれの予知の手法は有効な力になるものと考えられる。

謝辞 末筆ではあるが、本文をまとめるにあたり、鹿児島大学農学部砂防工学研究室学生、高野茂君・小野博之君・武末茂君・金気淳一郎君・宮田龍朗君・佐伯孝君には現地調査や土質試験のデータのとりまとめにおいて御協力いただいた。また、X線分析には鹿児島大学教養部のX線回折装置RAD-II A(理学電機)と鹿児島大学農学部の超強力X線回折装置RAD-RB(理学電機)を使用させていただいた。記して深く謝意を表する。

文献

- 春山元寿・下川悦郎(1978)：鹿児島市吉野町竜ヶ水地区の山地崩壊・土石流災害について、新砂防, 107, 33-38.
- 地頭蘭隆・下川悦郎(1987)：1986年7月10日集中豪雨による鹿児島市内のシラス斜面崩壊の実態と特徴、突発災害研究成果, No. B-61-1, 14-26.
- 中村淳子・北村良介(1987)：しらすおよび新期火山噴出物層の風化生成物と強熱減量について昭和61年度土木学会西部支部研究発表会講演概要集, 486-487.
- 下川悦郎・春山元寿(1978)：斜面崩壊と火山性堆積物の土質工学的性質, 鹿大農学部学術報告 28, 209-227.
- ・地頭蘭隆・谷口浩幸(1986)：しらす海食崖における崖くずれの周期性, 鹿大農学部演習林報告, 14, 19-31.

シラス災害ハザードマップ作成の一手法

鹿児島大学理学部 岩松 暉

1. はじめに

鹿児島はシラス災害の多いところとして有名である。戦争直後の農地災害、高度成長期の都市災害と、発生場所や規模・形態は異なっても、幾多の災害を繰り返す、貴い犠牲を数多く出してきた(岩松・下川, 1979; 春山・地頭菌, 1982)。自然条件が関与している以上、災害を完全になくすことはできないにせよ、少なくとも人命の犠牲だけは何としてでも防がなければならない。過去の例をみると、自分の住んでいる地域の危険性を知らない他地区からの移住民が犠牲になっていることが多い。危険箇所には防災工事を施すなどハードな対策も重要であるが、住民が豪雨時に的確な避難ができるよう、ソフト面での対応も大切である。すなわち、何よりも自分の住む地域の危険性を周知させることが第一である。その上で、どのくらいの雨量の時、どのような前兆現象があったら直ちに避難すべきか、正しい防災教育を行い、自主防災組織を結成するなど、避難誘導體制の確立が望まれる。こうしたハード・ソフト両面での防災対策の基本となるものがハザードマップ(災害危険箇所分布図)である。シラス地帯全域での早急な作成が望ましいが、大学関係の専門家がそれを行うには人的にも資金的にも限界がある。行政の分担すべき事項であろう。そこで、ここでは比較的簡便で広域の調査が容易に行える手法を提案したい。

2. シラス災害のメカニズム

今回1986年7月10日の鹿児島市内の災害は、本報告書の各論文にも詳述されているが、要約すると次のように特徴づけられる。

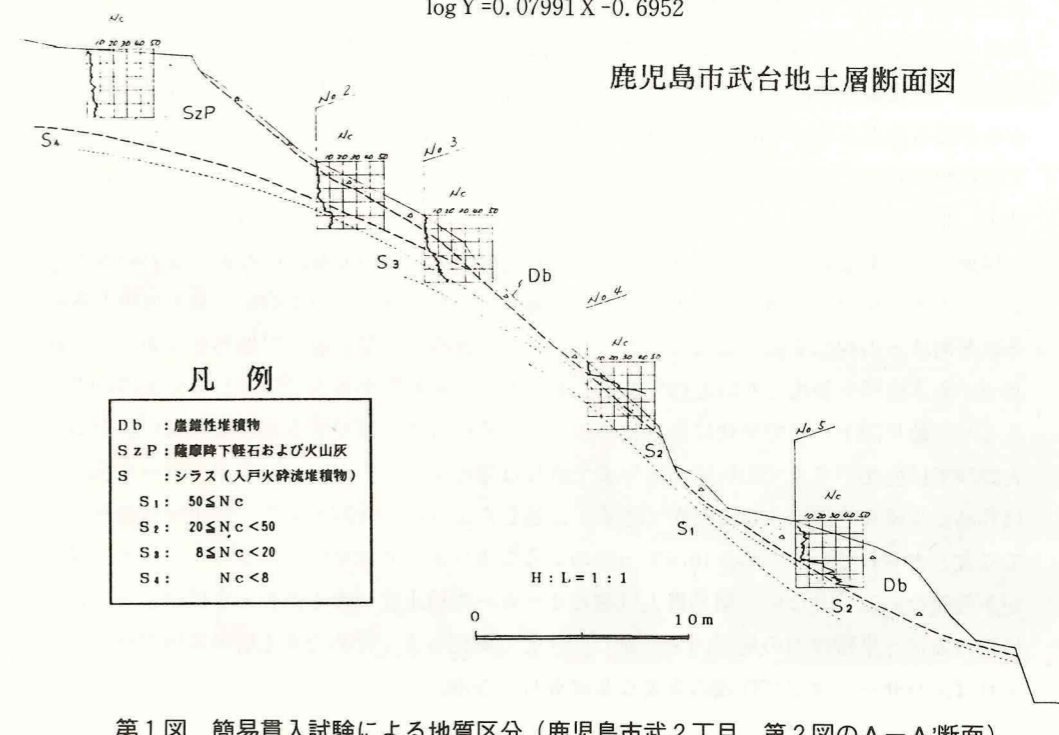
すなわち、短時間に強い豪雨が極く局所に集中し、多くの崖くずれを発生させた。その豪雨集中域は、偶然か縄文海進時(約5,000年前)に形成された北東-南西方向の海食崖付近と一致している。したがって、崩壊は、海食崖そのものとそれを刻んだ直交方向の小沢に面した斜面で発生している。喜入海岸のような現在の海食崖は極めて傾斜が急でほとんど直立しているのに対し、ここでは古い時代に海食が終わり、長期間風化にさらされたため、傾斜はやや緩く平均40°~60°前後のものが多い。それ故、前者に比べ、風化土壌層が比較的厚く発達し、それに伴い樹齢の大きい大木も多く存在している。この根系の発達した土壌層と新鮮なシラスの境界部付近から崩壊が発生したのである。いわゆる表層すべりである。喜入の場合、傾斜が急なため、土層が厚く発達しないうちに崩壊が発生する。したがって、再来周期は20~30年と短い(下川ほか, 1986)が、崩土量は極めて少なく、大災害になることは稀である。今回の鹿児島市内の場合は、やや崩土量が多かったことと、樹木の存在が被害を大きくしている。ただ幸いにして、1976年の鹿児島市内のシラス災害で大きな役割を果たしたボラ(薩摩降下軽石:約1.1万年前)層が海食によって完全に浸食し去られていたため、当時ほど崩土量が多くなかった。1箇所

げられる。人的被害を出したところの多くが、崖脚を切って無理にもう1軒分建てたところであったことがそれを示している。喜入では、国道を崖から離して付替えたことにより、交通途絶を解消したが、見習うべき教訓と言えよう。さらに、多くの人が指摘するように、前年の台風8513号による倒木などにより、地面に亀裂が入り、雨水の浸透口を作ったことも、短時間の間に崩壊を発生させた原因となった。台風被害はもっと広範囲であったから、今後もそこに豪雨が来れば、今回と同じような災害が起きる可能性がある。早急に調査を行い、対策を講ずべきであろう。

3. 簡易貫入試験による風化層の調査

前述したように風化層と新鮮な地山との間で崩壊が発生している。両者の間には物理的にも化学的にも不連続があり(下川ほか, 1987)、いわば物理的に異質な層が斜面を覆っていると形容してもよい。その意味では1976年災害の主因となったボラスべり(岩松, 1976; 岩松・下川, 1982)やマサ土の表層崩壊(岩松ほか, 1979)とメカニズム的には類似している。したがって、風化層の厚さを知ることが重要である。しかし、山中式土壌硬度計による指標硬度の測定や、室内力学試験あるいは鉱物化学的研究は、災害後はじめて実施が可能であって、予知予測には使えない。非崩壊斜面で実施できる方法でなければならない。その点、簡易貫入試験は、植生に被覆されている非崩壊斜面でも実施でき、スウェーデン式貫入試験のように大掛かりな設備も要らず斜面にも容易に携帯できるので、この目的には大変適した方法である。なお、鹿児島県しらす対策研究会(1976)によれば、土研式簡易貫入試験値Yと山中式硬度計による指標硬度Xとの間には次の関係式が成り立つ。

$$\log Y = 0.07991 X - 0.6952$$



第1図 簡易貫入試験による地質区分(鹿児島市武2丁目, 第2図のA-A'断面)

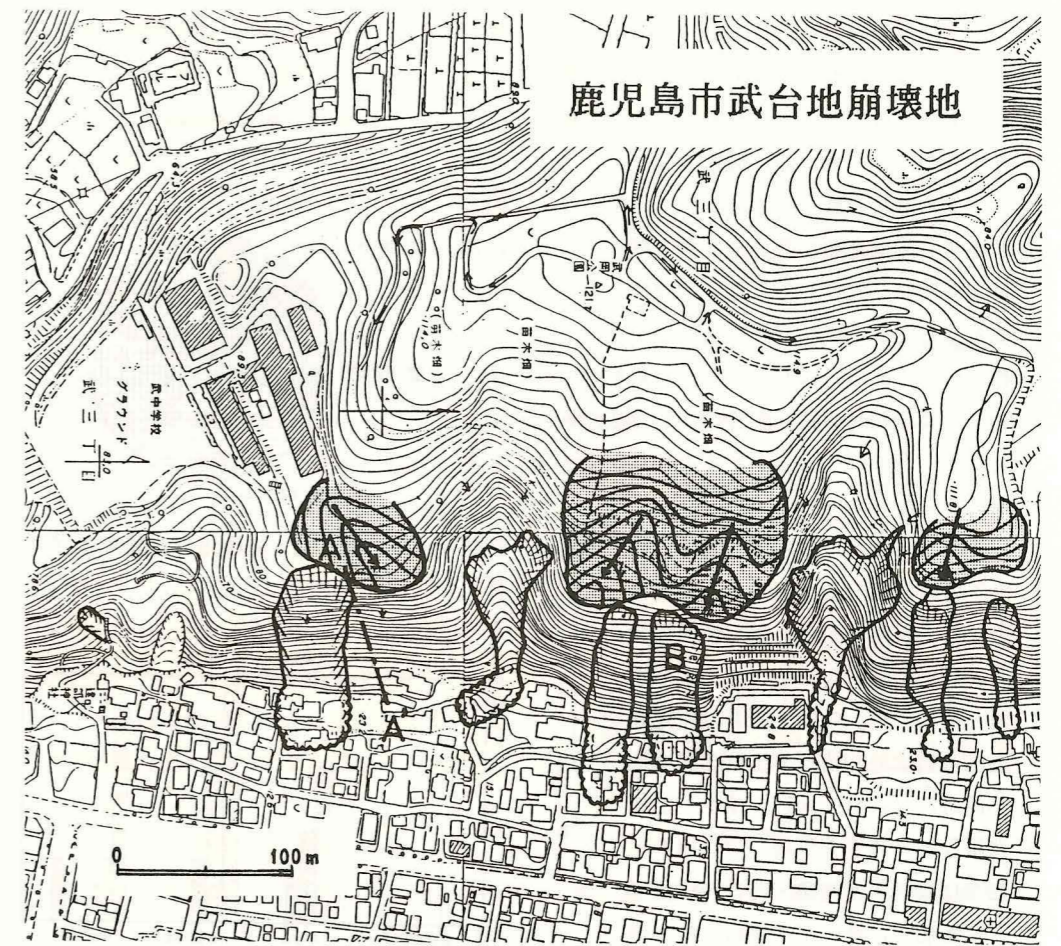
シラス崖における試験結果によれば、表土や崩積土中ではNc値(10cm貫入ごとの打撃回数)は5前後で時に10程度を示すなどバラつきが大きい、地山になるとそれからは深さと共に漸次増加の傾向を示す。地山との境界部でNc値が急に小さくなり、最小値を記録することも多い。いずれにせよ、この点に着目すれば斜面の土層断面を容易に描くことができる。第1図に武台地東斜面(第2図のA-A'断面)における実例を示す。なお、貫入試験機の制約上、風化層の厚さが5mくらいまでしか知ることはできないが、シラスの場合1m以下が大部分であるから、十分実用になる。極く薄い場合には、検土杖(ボーリングステッキ)でももっと簡単に深さを知ることができる。

4. 古地形の意義

上記方法を実際に野外に適用するために、モデルフィールドとして、鹿児島市武台地を選んだ。ここでは大小10箇所の崩壊が発生している(第2図)。台地上面は造園会社の苗木園になっており、崖下に水が供給されないよう、コンクリート製の側溝が巡らしてあり、十分な水管理が行われている。崩壊は崖の上端部からやや下がった付近から発生している(写真-1)。やはり、シラス風化層の表層すべりであった。しかし、復旧工事のため、斜面を整形し切り上げていったところ、写真-2のようにボラで覆われた旧谷地形が出現した(第2図のB地点)。

2つの旧谷に挟まれた旧尾根部分の下方では写真-1でわかるように崩壊していないから、これら古い時代の微地形が崩壊に大きく寄与したことは疑いない。シラス本体に比べてボラは極めて浸透能が高いから、側溝に流れ込む前に直ちに染み込み、旧谷に沿って下方の斜面に水を供給したのである。先に十分な水管理が行われていると述べたが、実際には役立たなかったと言えよう。こうしてみると、反対側の北西斜面に崩壊が全くない理由が理解できる。豪雨時の風向きや前年の台風の風向きなどは直接の関係はない。すなわち、台地は一般に海や河川など付近の浸食基準面に対して緩く傾斜しているのが普通である。市内のシラス台地の場合も、ボラが降る前からやはり海側に傾斜していた。そのため、武台地ではボラの乗る旧谷地形は全て南東側に傾斜している。実際に台地上南東半分にはボラやその上位の黑色火山灰層は存在せず、北西側では直接シラスが露出していることから裏付けられる(第2図)。

現地形が平衡な斜面であったり、逆に若干の尾根型をしていても、このような旧谷地形があると地下水が集中して崩壊が発生する恐れが強い。したがって、現地形から集水面積を求め、それと崩壊との相関を論じることがあるが、できればボラ堆積以前の旧地形を復元し、それに基づく集水面積を使用したいものである。もちろん、現地形が集水に関与しているのは当然であるし、地形図上だけで簡便に測定できるから、その意義を軽視するものではない。なお、貫入試験では直接ボラや火山灰層の有無まで直接は確認できないが、ハンドオーガーや検土杖では容易に堆積物を採取することができる。前述したように、今回の災害ではボラは海食によって浸食し去られていたため、1976年当時のようなボラすべりは発生しなかったが、ボラ層の存在が危険なのは変りない。簡易貫入試験とオーガーや検土杖による調査とを併用して、台地上におけるボラ堆積以前の地形図を作成し、合せて風化層まで含めた表土層の等層厚線図を作成すれば、ハザードマップ作成の重要な基礎資料となる。



第2図 鹿児島市武台地崩壊地分布図

砂目：ボラ層存在域(等高線は古地形を模式的に示す)

矢印：表面流および地下水の推定流路

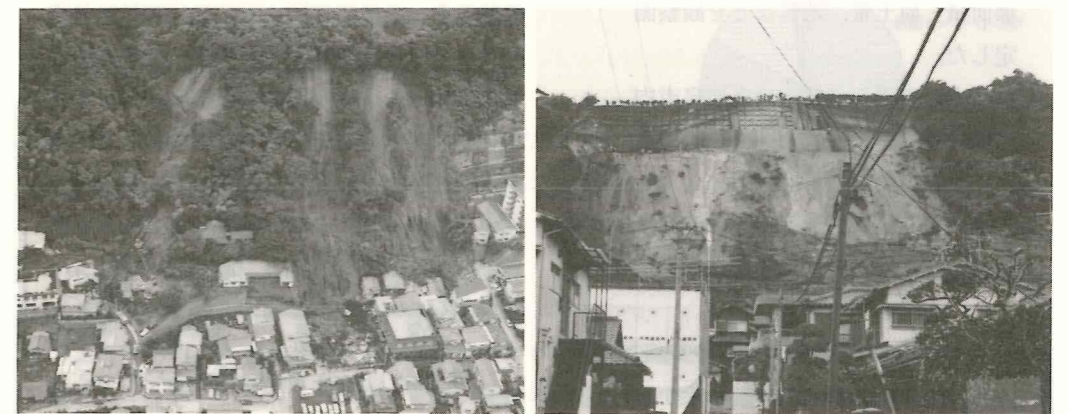


写真-1 鹿児島市武2丁目崩壊地

(第2図B地点:被災直後)

写真-2 同左(1986年末)

5. 数量化理論第Ⅱ類による崩壊予測

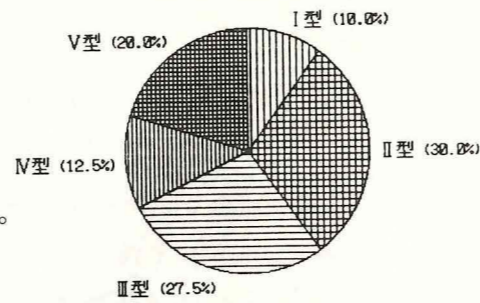
上に述べたハザードマップ作成法は、地質の専門家でもできる簡便な手法であるといえ、やはり、かなりの労力を要する。鹿児島市内のような人口密集地で、災害が起こった場合に大きな被害が予想されるところを、重点的に調査するのに向いている。健康診断に例えれば、レントゲンの直接撮影である。シラス地帯全域では何十万箇所も崖があるから、全部精密検査を行うわけにはいかない。どうしてもさらに簡便な集団検診が必要となる。そこで、空中写真判読や地形計測などの机上作業、あるいはせいぜい現地観察やクリノメーターによる簡易測量程度でできる方法が求められる。しかも、あまりチェックする項目数が多すぎても実用にならない。

長崎県斜面对策危険度判定委員会(1985)は、長崎県下の斜面危険度を判定するために、主として斜面横断形と地形変換線数および平均傾斜角をチェックすべきだと提案した。今回、筆者は鹿児島市内の崩壊地40箇所および非崩壊地35箇所について、地形・植生・土地利用などの調査を実施した。地形としては原斜面の種類・向き・横断形・縦断形・比高・平均傾斜・最大傾斜などをチェックした。40箇所の崩壊斜面については、崩壊形態、滑落崖の形状・位置・比高、崩壊深・崩壊面積・崩土量、地質などを観察測定した。

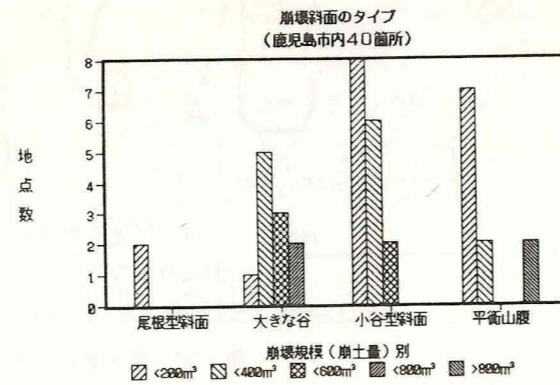
一方、岸田ら(1986)は鹿児島市内の崩壊箇所を形態によって、次の6タイプに分類した。

- I：上部は平衡斜面で、中腹部以下が緩い凹地形をなす斜面中腹部からの崩壊
- II：全体に平衡斜面～緩い凹地形をなす原斜面の頂部付近からの崩壊
- III：人工平坦地や小階段状地形の

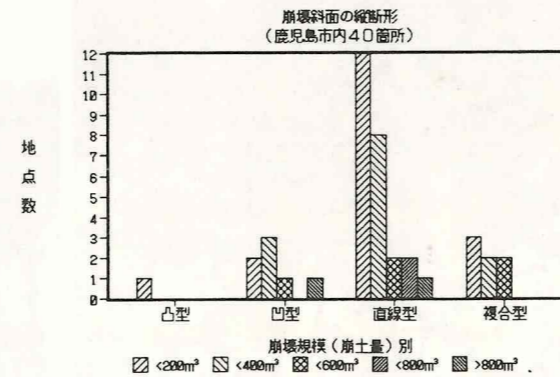
崩壊斜面のタイプ
(鹿児島市内40箇所)



第3図 崩壊地の斜面タイプ



第4図 崩壊地の横断形



第5図 崩壊地の縦断形

肩部からの崩壊

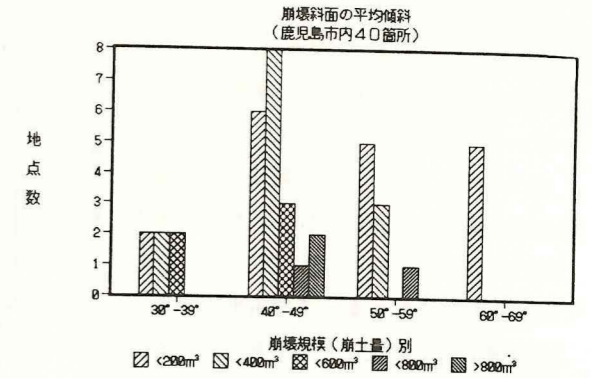
IV：自然台地斜面の地質境界付近からの崩壊

V：斜面の傾斜変換点付近からの崩壊

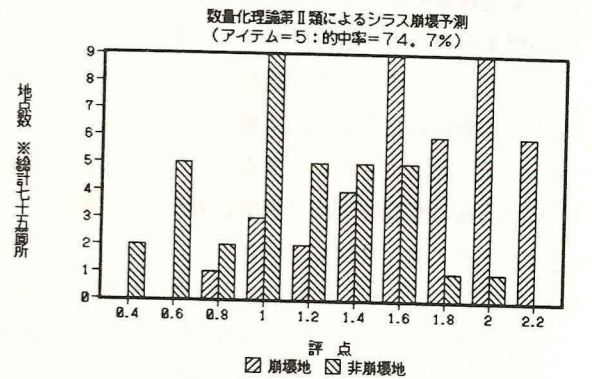
VI：人工急斜面の剥落

この分類に従えば、調査した崩壊地40箇所ではII・IIIおよびVが比較的多かった(第3図)。なお、上記各種項目について、崩土量を崩壊規模と見做して、規模別頻度分布をとってみた。そのうち代表的なものを第4図～第6図に示す。横断形では、従来からも知られているように、谷型斜面で多く発生しているが、大規模なものは平衡な山腹に多い。縦断形では、直線型が圧倒的である。傾斜が中程度のところに大規模な崩壊が多いのは、あまり急だと風化層が厚くたまり得ないからであろう。

こうした項目(アイテム)のうちどの項目が崩壊に寄与しているか、非崩壊地のデータと比較検討してみた。林・村山(1964)の数量化理論第Ⅱ類を用い、各アイテムをいくつか組合せて、崩壊と非崩壊との判別分析を行った。長崎県斜面对策危険度判定委員会(1985)の方法と同じである。その結果、斜面横断形・縦断形・平均傾斜・植生・斜面タイプの5アイテムを用いたものが比較的成绩がよく的中率74.7%であった(第7図)。アイテムの中では斜面タイプ・斜面縦断形・平均傾斜が比較的崩壊に寄与していることがわかった(第8図)。この例について各カテゴリーの重み付き点数を求めた。その求め方は次のようである。まず各アイテムごとにカテゴリー数量の最大値と最小値の差(レンジ)を求め、最も大きなアイテムのレンジを1と置いて基準化を行う。これを各アイテムの崩壊寄与率とする。次に各アイテムのカテゴリーの中で最も非崩壊に寄与したカテゴリーを0と置き、他のカテゴリー数量の相対的な値の絶対値を求め、その10倍を重み付き点数とする。その結果、斜面

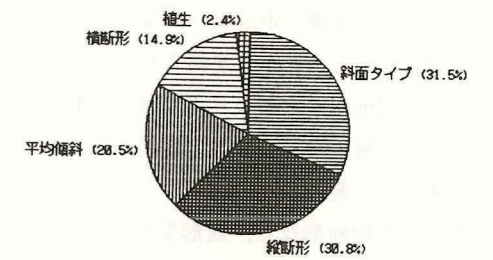


第6図 崩壊地原斜面の平均傾斜



第7図 数量化理論第Ⅱ類による崩壊予測

各アイテムの崩壊寄与率
(的中率=74.7%:市内75箇所)



第8図 各アイテムの崩壊寄与率

タイプではⅢ型およびⅤ型が大きく崩壊に寄与していることがわかった。斜面縦断形では直線型が大きく、平均傾斜では40°~60°の程度のところが寄与している(第9図)。したがって、数多くの斜面を大量に調査する場合には、これらを重点的に洗い出せばよい。

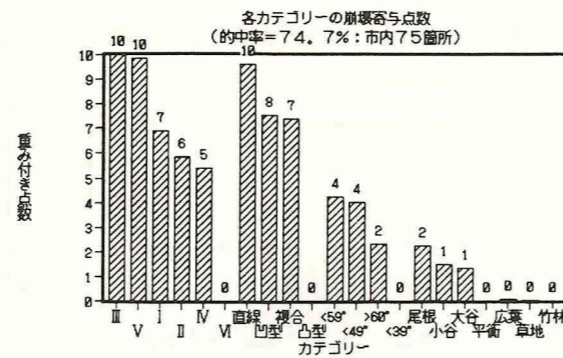
しかし、これはあくまでも鹿児島市内の表層すべり型災害の例であって、シラス地帯全域にそのまま適用できるとは限らない。したがって、他地域でも同様に数量化理論第Ⅱ類による判定を行うことが望ましい。幸い最近ではラップトップ型のパソコンが出現し、野外調査地へ携行することが可能である。そのため、調査終了後データ整理のためにこの理論を適用するのではなく、調査中に調査指針を得る目的で使用することができるようになった。調査の初期の段階で重点項目を絞ることができれば、調査能率が非常によくなり省力化につながる。しかし、数量化理論は行列の複雑な計算を繰り返す必要があり、数学とコンピュータに相当強くなければ使いこなせない。そこで、今回、ラップトップ型パソコンでも使える市販の統合型表計算ソフト(ロータス1-2-3)をベースとして用い、データさえ入力すれば、自動的に結果のグラフまで作成するアプリケーション・ソフトを開発した。従来のFORTRANやBASICに比べて、プログラムが小さくて済み、したがって、計算時間もはるかに速い。何時でも無償で提供するので、行政や地質・土木関連業界で活用されることを望む。

6. まとめ

最近のシラス崩壊は、シラス本体の円弧すべりのような大規模なものではなく、シラスの風化層やシラスを覆うボラ層(薩摩降下軽石)の表層すべりが大部分である。したがって、それらの層厚を知ることがまず何よりも必要になる。さらに、地下水の集中が崩壊につながりやすいので、現地形はもとよりボラ層基底面の示す古地形で谷型斜面をなすところが危険である。表土やボラ層の層厚を知り、古地形を明らかにするためには、簡易貫入試験が簡便で有効である。

また、広範囲のハザードマップを作成するためには、さらに簡便な方法が求められる。斜面タイプや縦断形など、地形をチェックすることにより、数量化理論第Ⅱ類を用いて、かなりの程度予測することが可能である。そこで、現地でも容易に使用できるソフトを開発した。

すなわち、後者の方法で危険箇所を抽出し、そこを重点的に前者の方法で精査すればよい。こうした手法は取り立てて新しいものではないが、災害科学は目的学であり、何よりも実践的でなければならない。本手法は地質の専門家でなくとも、比較的容易に実施できるので、行政においてはなるべく早く組織的にハザードマップを作成する態勢をとっていただき、冒頭に述べたように人命の犠牲だけは根絶したいものである。小論がその一助となれば幸いである。



第9図 各カテゴリーの重み付き点数

文献

- 春山元寿・地頭蘭隆(1982): 鹿児島県における気象災害による被害の歴史的推移. 応用地質, 23(3), 156-168.
- 林知己夫・村上孝喜(1964): 市場調査の計画と実際. 日刊工業新聞社
- 岩松 暉(1976): シラス崩壊の一型式—1976年6月梅雨前線豪雨による鹿児島市紫原台地周縁部の崖崩れについて—. 鹿児島大理紀要(地学・生物学), 9, 87-100.
- ・下川悦郎・小林哲夫(1979): 風化花崗岩の地質工学的性質と斜面崩壊—鹿児島県紫尾山地域を例として—. 第16回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集, 351-352.
- (1982): “シラス災害”と防災提言. 日本科学者会議編「現代の災害」, 水曜社, 162-182.
- 鹿児島県しらす対策研究会(1976): シラス地帯における土工設計施工指針と運用. 80p.
- 岸田 弘・木村秀雄・武村朝邦(1987): 昭和61年7月10日鹿児島市集中豪雨による斜面崩壊. 応用地質学会九州支部会報, 8, 40-46.
- 長崎県斜面对策危険度判定委員会(1985): 長崎県斜面危険度判定基準について(答申). 長崎県, 75p.
- 下川悦郎・地頭蘭隆・谷口浩幸(1986): しらす海食崖における崖くずれの周期性. 鹿大演習林報告, 14, 19-31.
- ・中村淳子(1987): シラス急斜面における崖くずれの周期性と発生位置の予知. 突発災害研究成果, No. B-61-1, 69-81.