

林業試験場時報

第 13 号

昭和 36 年 3 月

The Bulletin of Fukuoka-ken Forest
Experiment Station

No. 13

March 1961

福岡県林業試験場

福岡県八女郡黒木町

Fukuokaken Forest Experiment Station

Kurogi, Fukuoka, Japan

目 次

地形的災害と斜面の微地形に関する森林立地学的研究…………… 竹 下 敬 司… 1

土壌調査に於ける 2, 3 の考察…………… 中 島 康 博… 117

地形的災害と斜面の微地形に関する
森林立地学的研究

——福岡県下における崩災と森林土壌調査を中心にして——

竹 下 敬 司

Edaphological Studies on the Geomorphic Disasters and
the Micro-Topography of the Slope

Keiji Takeshita

目 次

1. まえがき	2	6. 1. 3. 細流浸蝕 (Rill erosion)	
2. 気象と災害	2	6. 1. 4. 雨裂浸蝕 (Gully erosion)	
3. 地質と崩壊	5	6. 1. 5. 霜の作用	
3. 1. 地質区分	5	6. 2. 気候と土壤浸蝕	56
3. 2. 基岩の風化	7	6. 3. 地質と土壤浸蝕	57
3. 3. 地質構造	9	6. 4. 地形と土壤浸蝕	57
3. 4. 基岩の構造	11	6. 4. 1. 堆積面と浸蝕面	
3. 5. 総括その他	11	6. 4. 2. 地形生成の歴史的階程	
4. 地形と崩壊	12	6. 5. 斜面の上下・凹凸と土壤浸蝕	59
4. 1. 豪雨と崩壊機構に関する考え方	12	6. 5. 1. 水の直接的影響	
4. 2. 斜面と崩壊発生の部位	13	6. 5. 2. 水の間接的影響 (植生)	
4. 3. 崩壊地の分類と実況		6. 6. 土壤と土壤浸蝕	
4. 3. 1. 地形を主体にした分類		7. 土石流及び野溪の浸蝕	61
4. 3. 2. 崩壊層を主体にした分類と実況		7. 1. 調査方法	61
4. 3. 3. 崩壊の機構を主体にした分類とその 状況		7. 2. 溪床縦断面	62
4. 4. 崩壊角	22	7. 3. 溪床の構造	62
4. 4. 1. 崩壊区分と崩壊角		7. 4. 各溪床の浸蝕状況	64
4. 4. 2. 崩壊角別発現頻度		7. 5. 土石流の機構	66
4. 4. 3. 崩壊角と崩壊規模		7. 5. 1. 谷頭斜面	
4. 5. 微地形的部位 (風化層) と崩壊	27	7. 5. 2. 谷の側壁斜面	
4. 5. 1. 風化層及び土層		7. 5. 3. 溪間堆積面	
4. 5. 2. 緩傾斜地形面の崩壊		7. 5. 4. 峡谷部	
4. 5. 3. 中～緩傾斜の旧輪迴斜面上の崩壊		7. 5. 5. 山麓堆積面	
4. 5. 4. 単位開析斜面の頭部崩壊		7. 5. 6. 溪床の変化	
4. 5. 5. 単位開析斜面内の崩壊土層の崩壊		7. 5. 7. 浸蝕と堆積	
4. 5. 6. 単位開析斜面内における基部崩壊		7. 6. 堆積層の状況	70
4. 5. 7. 段丘・台地の崩壊其他		7. 8. 地形と土石流の災害発生の難易	71
4. 5. 8. 附 記		7. 9. 森林と土石流	72
4. 6. 地にり・及び地にり性崩壊	35	7. 10. 砂防堰堤について	73
4. 7. 陥 没	36	7. 11. 斜面上のガリ浸蝕	74
4. 8. 崩壊の拡大再崩壊と崩壊の免疫性	36	8. 浸蝕作用と山形特に斜面の生成機構との関係	75
4. 9. 崩壊の発生時間	39	8. 1. 浸蝕作用の種類	75
4. 10. 谷開析の性状と崩壊	40	8. 2. 山形の構成単元と浸蝕作用	76
4. 10. 1. 谷型斜面の性状に関する考え方		8. 3. 浸蝕作用の斜面生成に関する検討	77
4. 10. 2. 単位谷型斜面の性状と崩壊		8. 3. 1. 風化基岩～基岩に及ぶ規模の大きな浸蝕作用と斜面の生成	
4. 10. 3. 谷開析と崩壊		8. 3. 2. 表面的に働く浸蝕作用と斜面の生成	
4. 11. 崩土の堆積	45	8. 3. 3. 風化土層 (深部) に及ぶ浸蝕作用と斜面の生成	
4. 11. 1. 崩壊の機構と崩土		8. 3. 4. 全浸蝕作用と斜面の生成	
4. 11. 2. 崩土の堆積角とその性状		8. 4. 単位斜面の配列と山形の構成	87
5. 森林と斜面の崩壊	49	8. 5. 森林土壌と地形	89
6. 土 壌 浸 蝕	51	参 考 文 献	90
6. 1. 土壤浸蝕の種類とその状況	51	要 旨	93
6. 1. 1. 雨 洗 (洗蝕) (rain wash)		Summary	105
6. 1. 2. 土壤爬行 (Soil creep)			

1. ま え が き

山崩れ、土石流等の山地における地形的災害現象は、近年各方面の関係者によつて数多くの調査がなされ、その実態は主として防災の見地から可成り明らかにされてきているようである。これらの地形的災害現象は山岳地形生成上の最も重要な営力因子と考えられ、種々の斜面形の生成機構、更にはその中に分布する土壌の堆積機構を骨格的に規正し、森林立地的にもその構造を裏づける根本的な問題と考えられるのであるが、その多くは未解決の問題として残されているようである。

筆者はさきに昭和28年6月の豪雨により福岡県下に発生した山地崩壊について調査し⁽⁶⁸⁾、その後も、県下の局部的崩壊地や、最近では昭和34年度7月の豪雨により糸島郡下志摩半島附近に発生した災害調査⁽⁷⁰⁾に従事し、他方では過去数年に亘り、県下約100カ所、35,000 ha、其他の森林土壌調査⁽¹¹⁾を行つて来たのであるが、これらの資料を通じ、特に志摩地区の災害を中心にして地形的災害機構を明らかにし、更に森林立地の場としての山岳地形との結びつきについて若干の検討を加えたいと思う。本文中、可成り地形学的な事項についても記述を試みているが、それらの事項について可成り独善的な解釈を行つてゐるのではないかとも思われる。先学諸賢の御叱正をお願いしたい。

なお、志摩地区の災害調査は福岡県林務部毛利伊右衛門治山課長の依頼によつて行なつたもので、調査にあつて種々の御援助を賜つた、同課長、伊藤蒼栄技術補佐（現山梨県）、真鍋茂夫技師、福岡農林事務所谷口庄敬治山係長、今村普作技師、地元志摩村役場の方々、福岡県林業試験場青木義雄場長、故中島莞爾課長、また調査中、終始行動を共にして頂いた同僚中島康博、長浜三千治、樋口真一の諸氏に対してここに深甚の謝意を表します。

2. 気 象 と 災 害

福岡県下には過去数度の豪雨性の山地災害をひきおこした記録があり、最近における山地災害の直接的誘因のすべてが豪雨に結びついて発生しているようである。

第 1 表 過 去 の 崩 災 一 覧 表 (概 査)

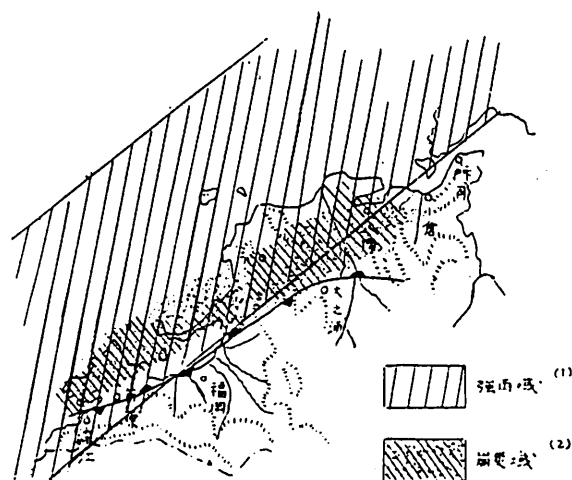
年	月	日	豪 雨 種 別	地 区 (郡, 市)
明	22.	7. 5	梅 雨 前 線	田川, 嘉穂, 八女, 大牟田, 粕屋
明	33.	7. 3~21	"	
明	35.		"	門司
大	3. 6.	15~24	"	宗像, 嘉穂, 八女
大	10. 9.	13~17	"	浮羽, 八女
昭	3. 6.	24~28	"	
昭	10. 6.	26~7. 2	"	粕屋, 嘉穂, 田川, 京都, 朝倉
昭	16. 6.	25~29	"	京都, 嘉穂
昭	19. 9.		颱 風	築上
昭	28. 6.	24~29	梅 雨 前 線	糸島, 門司, 京都, 築上, 朝倉, 八女
昭	34. 7.	6~15	"	糸島, 宗像, 八幡

豪雨をもたらす気象条件としては一般には梅雨前線の停滞によるものと、颱風性のものがあげられるが、当県の場合の記録を福岡管区気象台の資料⁽⁶⁾を参照にして拾つてみると第1表の通りとなり、県下の崩災の多くは颱風性のものはその比重が小さく、その殆んどが梅雨前線の東西に停滞した気象条件下で発生しているのが特色となつている。

昭和34年度発生のお糸島郡下志摩半島における崩災も、7月上中旬の梅雨前線の停滞によるものであつたが、福岡県治山課の調べによると同期の災害は志摩半島、博多湾上の、残島、玄海島、志賀島、宗像郡、八幡市の中低山地帯と東西に帯状に発生分布しており、一つの災害帯を形成している。第1図は当時の災害帯と同期における豪雨の最も激しかつた7月14日の強雨帯の分布図で⁽⁷⁾あるが、上記災害帯と梅雨前線の停滞とが極めて高い相関性を有していることが読みとられる。

第2表は災害帯周辺の観測地における当時の連続降雨量の状況を示すものであるが⁽⁷⁾、これを志摩半島に近接する前原、深江の資料につき検討してみると、現地の状況聴取等による災害地の降雨量は第2表の値を上回る700mm以上の集中豪雨であつたと推測されている。

第2表の降雨量は第3表に示すこれまで県下で発生した崩災地の連続降雨量と比較した場合、決して多いものではないが、後に述べるように志摩地区の災害量は他に比してそれ程少ないものではなく、このことから次のような臆測的検討がなされる。即ち、1) 災害地そのものの周辺には、第2表のような観測所の測定値では表われていない局所的集中豪雨が発



第1図 昭和34年7月14日における強雨帯と崩災域の関係(西日本気象月報 Vol. 10 No. 7 1959参照)

Fig. 1 Relationship between (1) strong rainfall-zone and (2) disaster zone.

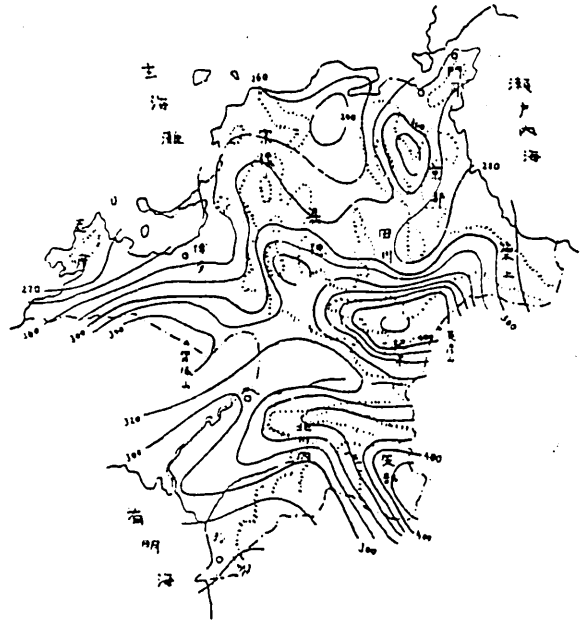
第2表 昭和36年度7月上中旬における崩災地周辺の降雨状況 (単位mm)

観測地		6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	計
深江	前原	53.5	61.4	1.2	—	—	70.5	—	152.0	101.5	78.0	518.1
福岡	東郷	55.5	56.2	1.2	—	—	45.8	—	154.5	119.6	74.5	507.3
大之	浦	45.0	54.0	1.5	0.0	—	37.2	—	134.2	83.0	67.9	422.8
八幡		71.0	96.5	5.0	0.3	0.1	29.5	—	198.4	158.2	58.7	617.7
		87.0	90.0	26.0	0.1	0.1	29.0	—	133.0	140.0	54.5	559.7
		90.4	77.6	7.1	0.4	0.1	51.4	—	122.3	212.2	57.2	618.7

生したか、他方、2) 降雨と崩壊発生量との正の相関関係は地形地質的な立地に応じた或程度の限界があり、その限界以上の降雨ではこのような正の相関関係は不明瞭となり、志摩地区の限界雨量は他の

それよりも低く、当時の雨量は局地的集中降雨を考慮せずともその限界量を充分上回るものであったとも解される。これらの推定はいずれもその可能性が考えられるのであるが、これまでの調査では明らかな回答は得られていない。

崩災発生の難易は平常的な降雨量と災害時の豪雨量との比率的な差違の大小によつても左右され、即ち、常時的に雨量の多い所では少々の豪雨でも崩災は発生しにくく、常時的に少雨のところは発生しやすいとも推測されているようであるが、³⁰⁾これについて福岡県下の場合を若干検討してみると、福岡県下で月間雨量の最も多い月は、所によつて差違があるが大略6月と7月に集中しており、⁹⁾第2図はこの最多月の平均月間雨量の分布図を示したもので、これにより所謂常時多雨地域と少雨地域の大まかな判別が出来るようである。また第3表は県下のこれまでの崩災と雨量(連続及び最大日雨量)との関係を概略的な資料⁹⁾から引用して示したものであるが(厳密な精度のものでない)。第2図と第3表を対比する



第 2 図 年間における雨量最多月の平均月間雨量分布図 (mm)

Fig. 2 Distribution of average maximum monthly precipitation (mm) in year.

ることにより大略次のことが言えそうにも思われる。即ち大雨地域ほど豪雨による崩災の度数が少く、また同じ豪雨量下で対比した場合崩災が起る可能性が少い。他方少雨地域ではこの逆の傾向が

第 3 表 過去の水害記録と降雨量

太字は可成りの崩災を発生したもの

(1) 連続降雨 (mm)

地 名	志摩	宗像	門司	京都	築上	田川	嘉穂	北川内	把木	矢部	英彦山
最多雨月平均雨量	220	280	280	280	290	290	300	340	350	400	400
大 3. 6. 19~23	200	250	200	240	300	300	330	450	380	500	400
大 10. 6. 13~17	200	200	230	220	220	200	200	400	350	550	450
昭 10. 6. 26~7. 2	400	500	530	600	570	700	600	600	700	700	750
昭 16. 6. 25~29	400	650	600	650	600	700	700	380	400	350	600
昭 19. 9	150	370	300	350	340	250	290	320	300	270	450
昭 28. 6. 24~29	550	500	550	550	550	550	550	600	600	950	640
昭 34. 7. 6~15	520	620	560	500	360	500	450	400	640	560	750
上記以外の崩災年	—	—	明35	—	—	明22	明22	明22	—	—	—

(2) 最大日雨量 (mm)

年月日	地 名	志 摩	宗 像	門 司	京 都	築 上	田 川	嘉 穂	北川内	把 木	矢 部	英彦山
大 3. 6		65	50	100	100	110	120	130	150	120	170	170
大 10. 6		50	130	160	100	110	90	90	140	120	260	190
昭 10. 6		160	170	140	140	125	240	220	200	200	200	220
昭 16. 6		150	240	250	210	210	290	270	160	180	120	290
昭 28. 6		280	225	280	250	240	270	240	340	290	390	220
昭 34. 7		160	200	140	100	60	100	100	90	230	170	140

あるように感じられる。これらのことは一応当初の推定事項を裏付けているようにも思われるが余り確実と言えず、また、同じ地域で例えば500mmで崩災が起つているのに、その前後におそつた700mmの豪雨では却つて崩災が起つていないといった事例があり、この間の機構の複雑さを物語っている。強いて云えば最大日雨量と崩災発生との間に若干の関係が認められる。

2. 地 質 と 崩 壊

福岡県下は所謂中央構造線の内帯に属する地域で複雑な構造性と共に、各種の時代、生因を異にする基岩により構成されているが、崩壊に関係あると思われる諸事項につき概略的に記述してみたい。

3. 1. 地 質 区 分

県下には結晶片岩、花崗（閃緑）岩類、安山岩、凝灰質角礫岩、古生層、中生層、第三紀層、洪積層等の各種の地質基岩が錯綜して分布しており、⁹⁾⁸⁵⁾ 密度の大小はあれいづれの母岩地にも崩壊地は発生しているようである。これらの中特に目立つた崩壊を示しているのは、まとまつた地質のものでは花崗岩～花崗閃緑岩の区域で、ついで凝灰質角礫岩、第三紀層、結晶片岩となつており、その他は面積的な抔りの狭い関係もあつて著しいものはなく、ただ門司市周辺のように表層地質的構造分布が複雑な中生代の輝緑凝灰岩地域に大発生した例が認められるようである。

昭和34年度に調査を行なつた志摩地区の災害地はその殆んどが糸島型花崗閃緑岩によつて占められる区域であるが、以下しばらくこれについて述べてみたい。

志摩半島は玄海灘に面する陸繋島で、博多湾の西側に位し、可也山（365.1m）、火山（245.6m）天ヶ岳（248.6m）等の分裂的に聳びえる低山によつて構成されている。この地帯はかつては玄武岩を頂部に頂く、卓状山地であつたらしく、現在は浸蝕が進み可也山、天ヶ岳の山頂部にその名残りが認められてブーテ山形としての面影をとどめており、その上部の玄武岩層と下部の花崗閃緑岩層の接触部は接触変成により緑泥石化した部分がみとめられる。その他の地質としては天ヶ岳の山麓部の一部に結晶片岩が見出される他は殆んど前記の深層風化した花崗閃緑岩により占められ、崩壊地の殆んど全部もこの花崗閃緑岩上に発生している。

志摩地区災害の特色は所謂山腹面に多発した狭義の山崩れと、山腹を刻む小溪に発生した土石流を伴うガリ浸蝕で、後者の土石流は後に述べるように県下でもその例が少い性格のものであつた。

調査は志摩地区全域を対象にして行つたものでなく、そのうち、前記の可也山、火山、天ヶ岳周辺をピックアップして実施したものであり、調査期間がやや短時日であつたため余り正確な数値は得られなかつたが、その状況は第4表に示す通りである。

調査方法としては出来るだけ実測による悉皆調査を志したのであるが、実測は約40%程度に留まり、その他の災害量は目測～推算を行つたものである。山崩れによる災害部分は崩壊源としての破壊部分と崩土による被覆部分或いは崩土による土石流的浸蝕部分に大略3別されるようであるが（広義的には更に土石流による堆積部内をも加える）、一般に山崩れを一見した場合、崩土に伴う災害部分が可成りの面積を占めることが多く、山崩れそのものを誇大視しがちな嫌いがある。

第4表の値いは崩土による被覆堆積部分を除去した崩壊源のみの数値に着目した実測値である。第4表の志摩村の災害を県下の他の地域の災害と対比してみると第5表に示す通りであるが、第5表中、大正10年の矢部川、筑後川上流部のもの⁷⁹⁾筆者の行つた昭和28年の矢部川中流部（北川内）と筑後川中流支流部（松末）の数値⁸⁰⁾（数値は其の後の調査により若干の調整を加えており特に花崗閃緑岩と結晶片岩の接触地帯には可成りの修正を行つた）は志摩地区の調査方法と同じく崩壊源に着目した実測値であり、そのまま対比してよいものと考えられるが、門司市の場合は既発表の資料ではややそのままの対比が困難な点があるので、筆者の判断により同様に対比出来るよう改算したものである。門司市の崩壊は、同市役所の林相別崩壊地の調査結果³⁹⁾では374カ所、総崩壊面積169.05ha、崩壊地1カ所当りの平均面積0.453ha。また建設省砂防課の調査によると568カ所、5,685ha、1カ所平均0.10haとなつて可成り面積的に小さく、更に其後に上田氏により発表された研究報告³⁴⁾によると、発生数619カ所、総崩壊面積の記載はないが崩壊地（源）の長さ、巾に関する可成り精度の高い実測値があり、これより推算した崩壊地1カ所当りの平均面積はおそらくは0.055ha以下であり、建設砂防の数値をも大巾に下廻るのが実態でないかと想定され、第5表はこれをもとにして作成したものである。最初にあげた門司市の1カ所平均0.453haの数値は崩壊を矩形と考えると、長さ100m、巾45mといったものになるが、上田氏は長さ100mもの崩壊源の現存性に否定的であり、同氏の計測では長さ60m、巾30m程度のものでも非常に大型の部類に入つているところからみても明らかに過大な数値と考えられるのでこれを棄却した。このような崩壊量測定値の精度上の大きな差違はこれまでの災害調査の欠陥と考えられ、数多くの報告もそのままでは対比出来ない憾みがあるが、第5表は一応同一の水準下にあるものと考えてよいようである。

第 4 表 志 摩 地 区 山 崩 れ (崩 壊 源) 発 生 状 況

項 目	地 区			
	可 也 山	火 山	天 ヶ 岳	全
調 査 区 域 面 積 ha.	590	460	130	1180
崩 壊 地 数 個	185	170	55	410
100ha. 当り 崩 壊 地 数 個	31	37	42	34.8
崩 壊 面 積 ha.	3.34	4.43	2.10	9.75
100 ha. 当り 崩 壊 面 積 ha.	0.57	0.96	1.62	0.83
1 ケ 所 平 均 面 積 ha.	0.018	0.026	0.038	0.024

第 5 表 各地の崩壊発生状況の対比

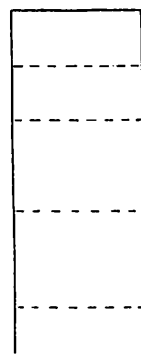
発 生 年	大 正 10 年		昭 和 28 年				昭和34年
地 区 名	矢部川, 星野川上流域		門 司	北川内	松 末		志 摩
地 質	凝灰質角礫岩, 安山岩	結晶片岩	輝緑凝灰岩 赤 色 土	結晶片岩	花崗閃緑岩	結晶片岩	花崗 閃緑岩
区域面積 ha.	15,196	2,500	3,258	3,520	1,144	449	1,180
崩壊源数 個	1,081	126	619	182	250	45	410
100 ha. 当り崩数個	7	5	19	5	22	10	35
崩壊源面積 ha.	97.73	15.62	34.0	5.29	4.26	1.09	9.75
100ha. 当り崩面積 ha.	0.65	0.63	1.04	0.15	0.37	0.24	0.83
1ヶ所平均面積 ha.	0.090	0.124	0.055	0.028	0.017	0.024	0.024

第5表を検討してみると100ha 当りの崩壊面積は門司市の中～古生層が最も高く、ついで志摩地区の花崗閃緑岩、矢部川筑後川上流域部の凝灰質角礫岩、同地区の結晶片岩、松末地区の花崗閃緑岩、筑後川、北川内、松末地区の結晶片岩となつているのが第5表の他に福岡県下では瀬戸内海に面した京都郡下の花崗閃緑岩、築上郡下の凝灰質角礫岩の地方に著しい崩壊を起している例が現実的に観察される。これらの災害量の結果を直ちに地質的な崩壊の軟易に結びつけるのは危険であり、後述するように崩壊の軟易、規模の大小は地質的には破碎帯等の構造、風化土層の厚さとその分布を規制する地形等により左右される面が大きいので、これらの点を控除して第5表を検討すると、最も崩壊しやすいのは崩壊発生密度の高い深層風化した花崗閃緑岩類であり、これにつぐものとしては（県内の他の資料等をも参照すると）凝灰質の火山性堆積岩（三紀～中生代）、第三紀層、洪積層、結晶片岩、中～古生層といった序列が適当ではないのと考えられる。しかしながらこれらの地質基岩特に凝灰質角礫岩等の火山岩により構成される山岳地方は、本県の場合その基岩自身の風化物とは別に火山灰砂、赤色土の風化層に覆われる場合が多く、而もこの堆積層の崩壊も多数にのぼっており、（これらを微細に検討すると可成り複雑なものとなるようであるが大略は地形によりその分布は規正されている）従つて花崗閃緑岩以外の順序は、先述の地質構造、地形等によつて左右される面が更に大きいので、福岡県下では局部を除いては一般的価値に乏しいのではないかと考えられる。即ち単なる地質名に着目しない結論としては深層風化の著しい花崗岩～花崗閃緑岩類が崩れ易いことは指摘しうるが、それ以外の地質についてはその他の影響が強く明らかなことは言えないようである。

3. 2. 基 岩 の 風 化

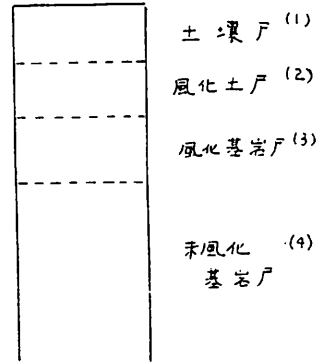
基岩の風化の最も著しいのは、前項で触れた花崗岩～花崗閃緑岩類で、その風化層の深さは非常に大きなものがある。断面的な構造は模式的には大略第3図に示すように土壌層、風化土層、軟質風化基岩層（土質マサ、やや陶土化が進んでいる）硬質風化基岩層（砂質マサ、所謂深層風化層）、基岩層（未風化）といった状態であらわれており、夫々の層は局部的には更に堅・軟の層に区分されること多いようである。調査の結果としては、崩壊の多くは上記の各層を境いにして発生しており、浅いものでは土層～土層内部、深いものでは軟質風化層、一部では硬質風化層に及んでいるが、未風化基岩層に達するもの極めて少いようであつた。

花崗岩ほど深層風化はみられないが、可成り風化を示すものとしては中生代に堆積した 火山岩層（遠賀郡、北九五市の周辺）があり、表層基岩の土砂質化がみられ、ついで築上郡周辺に多い第三紀の凝灰質角礫岩が可成り深い風化を示している。結晶片岩類は福岡県下では花崗岩類につぐ面積占める基岩であるが、時に著しく風化して所謂ミソ岩化した例が非常に多く、その構造分布は明らかでないが、非常に軟質のもの、ミソ岩化まではしていないが軟質で片理に沿った剝離の容易なもの、極めて硬質のもの等が錯綜して分布している。洪積層は未固結土層的堆積物、第三紀層は軟質の頁岩や微～細砂岩から構成される地層が多く、いづれも崩壊の抵抗性に対する弱点を抱いている。その他の基岩でも大なり小なり風化は進んでおり、一般的な断面構造を想定すると、第4図に示すように表層から土壌層、風化土層、風化基岩層（半風化層）、未風化と層なつてあらわれており、このような構造は規模の大小の差はあれ他のすべての基岩でもよく認められる現象である。この場合、風化基岩層の構造が塊礫質であるが、細粒質であるか、また、風化土層、風化基岩層の境いが凹凸入り組みが激しいか、スムーズであるかは地質基岩によつて異なるが、³⁰⁾これが崩壊発生の難易に影響を及ぼして前者程崩壊しにくく後者ほど崩壊しやすい傾向があるようである。⁶⁸⁾火山岩地方では上記の風化現象とは別に温泉～火



第3図

第3図 花崗岩～花崗閃緑岩の表層風化層の断面構造



第4図

第4図 一般基岩における表層風化層の断面構造

Fig. 3, Fig. 4 Schematic representation of profile of weathering layer;
(1) soil, (2) sedimentary solum,
(3) weathering rock, (4) non-weathered rock.

山作用による風化がみられ、局部的に白色粘土化した風化層、可成りの面積にわたつて赤褐色化した風化層の分布をみる事が出来る。（前者は矢部村宮野附近、星野村十籬附近、小石原村鼓附近等で散見され、後者は凝灰質角礫岩、変朽安山岩、安山岩等広く火山岩地域で観察される）。花崗閃緑岩類以外の基岩は全化体的な深層風化をうけていることは稀で、その風化は地質～基岩の構造的な弱線の分布に沿つて行われる面が可成り強く、従つて風化層の深淺分布は花崗岩類に比して局部的に可成り複雑な様相を呈し容易に把握しがたいが、一般的には矢張り表層からの風化を規正する単なる基岩種と地形により、一応風化層の厚さとその分布が性格づけられる面が強いように思われる。崩壊現象は花崗岩の場合と同様、或いはそれよりも端的に上記第4図の各層間を境にして発生していることが多く、¹³⁾深さに応じて土層崩壊、風化基岩層崩壊等に区分される。

第6表は上記の風化層の区分に着目した崩壊状況を、志摩地区、松末地区、北川内地区等の資料につき算定したものである。各地区に共通にいえることは山崩れの発生数については土層崩壊が最も多く、基岩に及ぶものはいずれも少いが、これを崩壊面積的にみると基岩に及ぶ崩壊ほど大型化

するため、基岩の崩壊面積の比重が高くなり、特に風化基岩層に及ぶ崩壊量が最も大きな比率を占めている。第6表の未風化基岩に及ぶ崩壊は特殊な地質的な弱線に影響されているものが多いようであり、一般的な豪雨による山崩れとしては土層を含む風化層の崩壊がその殆んどではないかと想定される。

第 6 表 各地における風化層別崩壊状況100分率 (%)

地 区 名	矢部川上流		北 川 内		松 末		松 末		志 摩	
	火山岩, 他		結 晶 片 岩		結 晶 片 岩		花崗緑閃岩		花崗閃 緑 岩	
	発生数	面 積	発生数	面 積	発生数	面 積	発生数	面 積	発生数	面 積
土層を主体にしたもの ⁽¹⁾	98	93	73	32	64	32	58	31	54	31
土層 + 風化基岩層 ⁽²⁾			23	56	24	24	32	36	42	59
未風化基岩層に及ぶもの ⁽³⁾	2	7	4	12	12	44	10	33	4	10
全	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

(1) landslides of regolith (2) l. of regolith and weathering rock

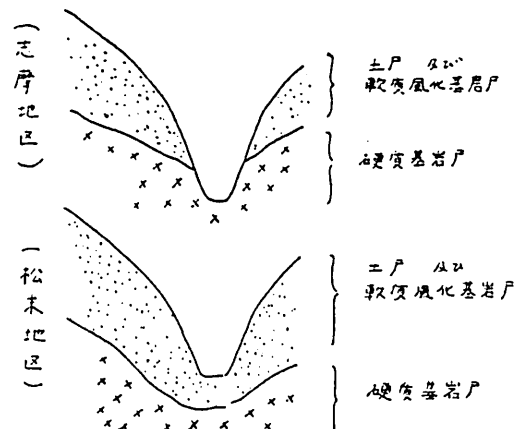
(3) l. of mother rock

これらの風化層にからむ崩壊発生機構 その他については別項において取扱いここでは省略する。

3. 3. 地 質 構 造

断層或いは破碎帯等の影響が崩壊の著しい素因になっていることは近年最も強調されている問題であるが、³⁸⁾⁴⁰⁾⁴¹⁾⁴²⁾⁵⁴⁾⁶⁷⁾福岡県下でもこれに関係した崩壊現象が可成り見受けられるようである。県下におけるこれらの地質的弱線の構造分布は複雑であり、且つ可成り密度の高いものであることは想定されているが、⁸⁵⁾所謂具体的な線或いは帯としての分布は明確に把握されていないのが現状のように感じられる。従つて崩壊現象とこれらの弱線(帯)の関係は断片的記載にとどめておく。

志摩半島にはほぼNE-SW方向に発達する数本の構造線が分布し、ついでこれに大略直角なNW-SE方向にも若干の断層が認められ、半島内に分裂して聳びえる各山塊はこれらによつて区画され、また各山塊斜面を刻む小溪もNE-SW方向の構造谷として生成されたものが多いように認められる。これらの小溪は全体の山形から受ける従順形とは異り、部分的に深く基岩をえぐつて峽谷状をなすところがありその谷断面は第5図の松末地区のそれと対比によつて明らかなように、硬質基岩と風化基岩層との不連続点が直接谷壁～溪岩にあらわれて、崩壊に対する弱点²⁹⁾³⁰⁾としての素因を形成し、志摩地区の崩壊が松末地区の崩壊量を上回つた、一つの理由ではないかと考えられる。志摩地区の場合はこれらの構造線の分布に対して所謂破碎帯の分布は明



第 5 図 志摩地区, 松末地区の峽谷部の基岩構造のあらわれ方の相違

らかでなく、火山の北面、天ヶ岳の一部に或いはそれに関連したかと思われる大崩壊が起つているが明らかでない。

矢部川流域、松末地区の結晶片岩には基岩の破碎に伴う、地入り性崩壊や崩壊や深い山崩れが可成り多数発生している。これらの地域の基岩の破碎現象は果して構造にからむ破碎帯か、地震等による部分的基岩の破碎部に過ぎぬものか、これらの区別やその分布構成については、この方面の知識に暗い筆者には余り明らかな把握は出来ないのであるが大体において、前者が主体的なものと思われる面が多く、粘土を伴う現象としては石墨状破碎部³⁹⁾が主体をしめ、ついで緑色片岩類の破碎部がみられ、粘土を伴わぬものとしては硬質(珪質化)ブロック化(圧碎岩)した破碎部が見出される。前者の場合は粘土の催滑による地入り性崩壊があり、後者の場合は剪断抵抗の低下に伴う大型の山崩れとなつてあらわれているが、両者の中間型とみられる崩壊現象も多いようである。

昭和28年の豪雨で矢部川上流部旧大淵村に生じた地入り性崩壊は安山岩に接した結晶片岩の石墨状破碎部に生じたもので、5町歩余の斜面が明らかな粘土的催滑現象にともなつて地塊的滑動を示したもので、おそらく県下では最大級のものとして推定されており、同じく昭和28年の北川内地区に発生した大型の崩壊のなかにも地入り性崩壊に伴うものと解釈されるものがみうけられる。礫化破碎部の崩壊は北川内の結晶片岩地区でも可成り見受けられるが特に大型の崩壊は松末地区乙石周辺の花崗閃緑岩と結晶片岩の接触部にあらわれ、その地域は崩壊密度、崩壊量共著しく高く、松末地区全崩壊面積の2～3割を占める比重を示している。上記の例の他に昭和28年の門司市の崩壊、大正10年の矢部川上流部の崩壊等もおそらくは破碎帯に伴う大崩壊が可成り影響を及ぼしているのではないかと推定されており、³⁹⁾⁴²⁾福岡県下の破碎帯に伴う崩壊現象は可成り大きな比重を占めるのではないかと考えられる。

従来、破碎帯に伴う崩壊現象は破碎粘土に伴う地入り性崩壊⁴¹⁾が強調されているようであるが、筆者の素人くさい判断かもしれないが、破碎に伴う基岩の脆弱化とそれに伴う2次的風化の進展により、剪断抵抗の低下がみられ、地入りの機構とは別に単なる脆弱部に働く山崩れ機構による深い崩壊が発生しうる可能性が多分にあるように思われ福岡県下では後者の比重が可成り高いのではないかと想定される。総じて福岡県の場合このような破碎帯の分布構造とその性状は、大型の崩壊を発生しうる素因として最も重視すべき問題であり、今後、更に詳しい調査が必要ではないかと考えられる。

相異なる地質の境界部は矢張り崩壊の弱線として知られており、福岡県下でも現実の谷の分布状態からこれを地形的に類推しうる個所が認められるのであるが具体的な崩壊現象としての一般的な例は観察しえなかつた。ただ火山岩～火成岩と他の基岩の接触部においては、基岩の変質帯がみられ、志摩地区の場合、頂部の玄武岩層と下部の花崗閃緑岩層の間の緑色変質部に可成りの面積の地入り性の現象が観察され(写真1)たが、これも一般的には言えないように感じられる。

地層的な上下関係において接する相異なる基岩間において、夫々の透水性を異にする時、主として層間の地下水現象による崩壊例が重要視されているようである。²¹⁾²²⁾福岡県下ではこれに該当するま

とまつた調査例はないが、火山性基岩の堆積地域や、第三紀層の地域において相当数見出され、築上郡下の凝灰質角礫岩台地を刻む急な開析斜面、炭田地方周辺の第三紀層ケスタ崖面等においては一般的な崩壊現象として認められる。

3. 4. 基 岩 の 構 造

基岩の層理に従う崩壊現象は筆者の調査例では見出されなかつたが、層理と斜面の順層的一致による崩壊の発生が、大正10年の筑後川、矢部川上流部の崩壊や、昭和28年の門司市の崩壊で触れられており矢張り一つの有力な素因となつている。これに類似した現象は結晶片岩地帯では片理構造について言われ、雲母片岩等の剝離性の基岩が斜面と片理の順層関係のときに崩壊が起り易いことが北川内地区の調査例からも言えるようである。

基岩の節理や割目に沿つた崩壊現象は玄武岩、安山岩、花崗岩類の地域について現実の地形からそのような崩壊の可能性を類推しうる例はあり高起伏地域の大崩壊に主要な要因となつているが筆者の見聞した実在の崩壊地としての例は志摩地区の花崗閃緑岩においては僅かに一例見出せた程度で、豪雨性の崩壊素因としての直接的重要性は感じられなかつた。しかしながらこれらの基岩構造の間隙が地下水的な水みちを規制し、崩壊地の発生、分布構成の上で間接的に果している機能は非常に大きなものがあるのではないかと思われる。

3. 5. 総 括 そ の 他

以上を通覧してみると地質的には風化層、破碎帯それと後述する地下水に関する問題が福岡県下の崩壊現象に最も大きな関係を有している。

豪雨による崩壊地の大多数は土層～風化基岩層を主体として発生しており、斜面上の土層の分布と厚さ、風化層の分布とその厚さが最も重要な要因となつている。この観点からみて全域にわたつて深層風化の著しい花崗閃緑岩類が最もくずれ易い素因を有していることが理解され、その他についても地質基岩の相違による風化の難易、基岩そのものの軟弱性等の大小に関連して、崩壊の難易にからむ大略の傾向序列が認められる。総じて火山灰、砂礫層、風化土層（赤色土）、風化基岩層等の崩壊に関係の深い表層地質的構造は山岳微地形によつて規正される面が強く、これらの余り深くない崩壊に関する地質現象は地形的な換言して説明される場合が多いようである。

風化層相互間、異質基岩層等による層的堆積構造、或いは基岩の構造は地下水の分布に影響して崩壊現象と密接な関係を示し、また構造谷等の現象は谷の深い下刻作用を促して周囲の斜面を不安定にしている現象がみとめられるが、これらの地質現象も或程度は地形構造の上から読みとれる現象であり、地形的に換言説明されるようにも感じられる。崩壊面の深い崩壊は地形的な急変等によつて発生するものもあるが、破碎帯その他の地質構造にからむ弱線（帯）部に発生しているものが多く、その発生件数の上では上記の風化層の崩壊に及ばないが、面積、体積的規模の上では非常な高い比重を占めている。これについては所謂風化層の崩壊と異なつて地形的にその規模を推定することが困難であり、地質的現象が支配的素因となつてあらわれているが、その弱線部の分布の現実的把握と共に幾多の難解な問題を含んでいるようである。

4. 地形と崩壊

4. 1. 豪雨と崩壊機構に関する考え方

斜面上及び内部に働く水の作用はその形態構造の上から、表面流、風化層内の滲透水の動き（中間水）、¹⁴⁾⁸⁰⁾地下水の三つに大別されるようである。

表面流は一般には土壌浸蝕に対する作用として知られているが、豪雨の場合極端にこれが働いて表面的な剝落現象を呈しており、その性格上、剝落型²⁹⁾³⁰⁾⁶²⁾の斜面崩壊現象として区分される。

滲透水による作用は大略次の5つに分類される。1) 重量の増加＝滲透水が土層或いは風化基岩層に加つて重量の増加を来し不安定となる。2) 剪断抵抗の低下＝風化層内の水分の増加に伴い凝集力の減退を来し不安定化する。3) 液性化＝風化層が滲透水によりその液性限界以上に飽和され流動性をまして不安定となる。4) 中間水による催滑＝土層、風化層、基岩、更にその内部における透水性の相違により、中間水の停滞層を生じ、それによる局部的弱点の催滑により不安定となる。5) 中間水水圧の上昇＝中間水の過飽和により、水圧の上昇を来し不安定となる。

上記滲透水による崩壊現象は最も普通にみられる豪雨型の山腹崩壊として着目され、⁴²⁾主として浅い土層的な崩壊に適応されているようであるが、細部にわたって検討すると風化基岩層、ときには硬質の基岩層に及ぶものもこの種の機構から発生しており、筆者としては更に細分化して、土層崩落、風化基岩崩落、基岩層崩落型に分類し、単なる土層崩落型としては取扱わないことにした。

斜面におけるこれら中間水の動きについての明らかな機構は余り判っていないが、傾斜角に応じて、緩斜面ではその滞水層が深く、傾斜をますにつれその滞水層が浅く上昇することが知られており、³³⁾³⁴⁾また単なる斜面を想定した場合大略次のようなことがいえそうである。今仮りに可成りの斜面長を有する直線斜面を考えると、斜面を降るにつれ滲透水の累積が高まり、或点に達するとその状態が崩壊の安定限界を越して崩壊現象を起すが、中間水の集積もここで弛緩状態になり、再び斜面を降るにつれ上昇して再び同様のことを繰返すといった現象が想定される。従つて長大な斜面では崩壊が階段的にあらわれる可能性があり、³⁴⁾そのような実例も存在しているが、現実には同時期に発生した崩壊について観察してみると最初の崩壊地の下部斜面では、滲透水の過剰分は表面流として斜面に働き、細長い崩壊を作ることが多いようである。以上の中間水の動きは等高線の凹凸、斜面縦断形の凹凸や微細な地下部の構造により、流線の集中、分散が行なわれ、地形的には凹地形ほど崩壊おこり易いことになる。

地下水は中間水よりやや深部の基岩の透水性にからむ問題として取上げられるが、山崩れに対しては、地下水量の増加、水圧の上昇等により、中間流の作用と同様な機構で働いている場合が多い。しかしながらそれが深部であるため、比較的深い崩壊現象に関係し、中間水の場合より時期的におくれて影響を及ぼしていることが知られている。又常時的な滞水層の周辺は、風化作用時には浸蝕作用を伴い、強雨時に陥落現象を伴う弱点としても影響している。地下水による崩壊形態は湧水点附近の風化層、基岩の構造分布に支配され必ずしも深部崩壊だけではなく、矢張り、土層崩落、風化基岩層崩落、基岩層崩落の三態は区分されるが、ただ中間水の場合より、相対的に深部崩壊に対

する比重が大きい点が強調されるようである。

崩壊現象としては上記の他に粘土層の存在によるものがあり、これが中間水、地下水による水分供給をうけて催滑性を増大し、崩滑を容易にしている。土層崩壊、風化基岩層の崩壊、基岩層の崩壊としてあらわれているが、これらの中特に大型のものは地送り性崩壊として扱われている。以上の降雨に伴う崩壊機構を総括すると大略次のように分類される。

i) 土層崩壊に関係あるもの

地表水（表層剝落）、中間水（滲透水）、地下水、粘土的滑剤。

ii) 風化基岩層の崩壊に関係あるもの。

中間水、地下水、粘土的滑剤。

iii) 基岩層の崩壊に関係あるもの。

（中間水）、地下水、粘土的滑剤（破碎粘土）。

これらの機構も決して単独であられるものではなく、その比重的な偏りはあつても多くは複合的にあらわれている。また、崩壊面に働くこれらの催滑～落作用もその頭部附近に働くもの、頭部以下の全面に働くもの（地送り性のものは頭部附近に湧水点を有し、以下、全崩壊面が催滑をうけているものが多いとも言われている⁵⁰⁾）、中部以下～基部附近に働くもの（後に述べて行くように重力性に近い山崩れは基部附近に強い水の作用をうけている）、等があげられ決して一様ではない。

4. 2. 斜面と崩壊発生の部位

斜面における崩壊発生の部位は、前項で触れた機構とその斜面の構造により支配される地形的な弱点とのからみあわせから定まってくるように考えられる。前述の崩壊機構のうち滲透水による崩壊のように斜面のどこにでも発生しうる可能性があるものがあるが、それとても現実には地形的な弱点的要因に強く支配され、崩壊地の多くは共通的な傾向をみせながら斜面上に分布しているようである。調査結果よりも結論的な考察を先行させるようであり面白くないが、以下模式的に単純化して考え方を述べてみたい。

いま、第6図(1)に示すような原面的な緩斜面を開析した、充分な斜面構成の要因を要するだけの張りをもつ斜面を考え、更にその下部が新たな開析を受けている場合を想定してみたい。原面は可成りの厚さの風化土層に覆われ、これを刻む開析斜面は急傾斜の浸蝕面、ついで堆積面、運積土面と移行し、再び新たな急傾斜浸蝕面により刻まれている。この場合の崩壊に対する不安定部は、浸蝕の最前線とも書える開析斜面の頭～中部浸蝕面(a)と、攻撃される側の原面若しくは上部斜面の縁辺部(c)が先ず想定され、ついで斜面上部から供給された土砂礫、水の集積点としての堆積面(b)が不安定部位として考えることが出来る。かように自らも上部斜面を開析し、而も自身更に下部から開析をうけている完全な斜面では、斜面の頭～中部浸蝕面(a)、堆積面(b)、斜面基部の縁辺部(c)の3カ所が地形的な弱点部位としてとりあげられる。しかしながら現実の谷斜面ではこのような完全な張りをみせる斜面の存在は少なく、普通には第6図(2)、(3)に示す如く、崩壊の発生部位は原面の縁辺部は(c)、開析斜面の急傾斜面(a)、開析斜面の堆積面或いは基部が同列に(b)、(c)と

して表われることが多いようであり、一般的には尾根筋に近い傾斜変換点の周辺部⁽¹⁷⁾⁽²⁰⁾⁽⁴²⁾⁽⁸⁷⁾と斜面基部の溪岸部⁽²⁰⁾に崩壊が多いと表現されているように思われる。

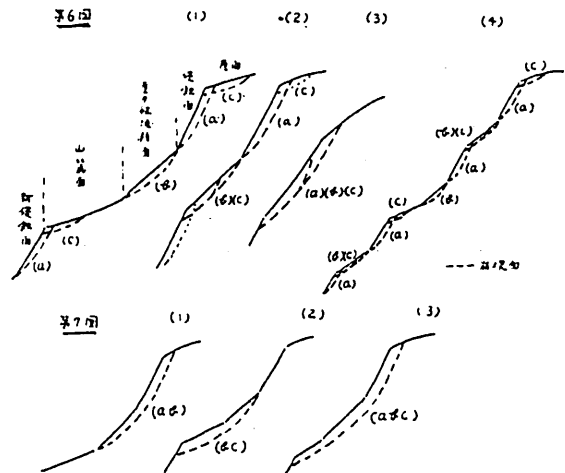
しかしながら現実の斜面はかような単一輪廻的な一つの単位開析斜面で構成されていることは寧ろ稀れであり、基岩的な棚地形、開析の時期的差違等により、第6図(4)に示す如く多階的へ多輪廻的な生成形態を示す斜面が多く、崩壊に対する地形的な弱点も各単位斜面⁽¹⁸⁾の頭部、基部(時に中部堆積面)と2〜3カ所があらわれることになる。即ち尾根筋から溪岸に到る間に強弱数個の傾斜変換線が見出され、崩壊は単に尾根に近い傾斜変換点周辺の上下と溪岸にあらわれるだけでなくその途中における幾つかの傾斜変換点上下周辺、時にその中に堆積面を包含する単位斜面があるときはその中部堆積面をも含む数多くの部位に発生する可能性を有することになる。

(註)

単位斜面⁽⁷⁾⁽⁷²⁾.....山岳斜面の構成を検討した場合、溪岸から尾根筋に到るまで、単一の斜面形に属し、スムーズな傾斜変換をみせていること

もあるが、このような場合は寧ろ稀れであり、多くの場合その間に異つた斜面形やいくつかの傾斜変換点が見出されるのが普通である。このような多相、多階或いは多輪廻の構成を示す斜面において、これを構成する単位として単一階程、単一斜面形を有する幾つかの斜面に区分し、これを単位斜面とする。このような単位斜面はその拡りによつて完全性、不完全性の差はあるが、その中に通念的な斜面の構成要因が比較的整一に見出されるのが普通である。

従来単に中腹部の崩壊と表現されていたものの中にはこのような中間的傾斜変換点の存在で説明されるものが可成りあるのではないかと考えられる。またこれまで溪岸崩壊については、溪流の浸蝕により脚部を失つたために崩壊するもので極めて単純な機構のもとに説明され、山腹崩壊にのみその原因の複雑性を求めているようにも感じられたが、溪岸崩壊を単純視する論法で行けば、溪岸崩壊は溪流の側方浸蝕面という小規模な開析斜面が、従来の斜面を浸蝕したため、従来の斜面基部の縁辺部が崩壊したもので、山腹上部にある、傾斜変換点周辺の上下に起る崩壊と地形的には殆んど同一に説明されるようであり、すべての崩壊機構が単純視されることになるように考えられる。従つて、逆説的であるが、山腹の崩壊も溪岸崩壊もすべては同じような複雑な機構のもとに発生し



第6図 (1) 斜面要素の完全な場合の崩壊の模式的発生部位。

(2)(3) 斜面要素の不完全な場合の崩壊の模式的発生部位。

(4) 多階性斜面における崩壊の模式的発生部位

第7図 (1)(2)(3) 崩壊の複合的あらわれ方

Fig. 6, Fig. 7 Schematic representation showing relationship between elements of slope and land slid; (a) erosion surface; head, (b) colluvial deposits; middle, (c) base.

Fig. 7 (1)(2)(3); compound types.

ており、尾根筋崩壊、山腹崩壊、溪岸崩壊といった分類は、概念的な上下位置に着目した区分であり、崩壊機構の差違に着目した区分とは言えないのではないかと考えられる。

以上は比較的模式的な斜面についての考え方であるが、これとは逆に比高に乏しい単位開析斜面では、頭～中部浸蝕面(a)、堆積面(b)、基部(c)の崩壊が2者更には3者が複合して、第7図(1)、(2)、(3)に示す如く(a, b)、(b, c)、或いは(a, b, c)といった単一崩壊現象としてあらわれていることが多い。

複雑な山岳地方における崩壊部位と斜面との関係が以上のべて来たような単純化した概念により果して明快な説明をなしうるものかどうかは疑問であるが、福岡県下の崩壊実例と対比した場合、一応肯定しうる概念ではないかと考えられる。

4. 3. 崩壊地の分類と実況

これまで述べて来た崩壊の機構と、斜面上の地形的崩壊部位の関係から大略の区分がなされるが、更に等高線の凹凸、斜面の縦断形の凹凸等の微地形的状況、或いは崩落層の区分によつて細区分がなされるようである。

4. 3. 1. 地形を主体にした分類

a) 傾斜変換点の下部を構成する単位斜面上で、その頭部附近が崩壊するもの。(第6図a部)

- ・尾根型斜面^(a)上に発生するもの
- ・谷型斜面上^(b)に発生するもの
- ・山ひだ的な凹形部に発生するもの

発生件数としては土層と風化基岩層の一部に及ぶ、浅い局的小崩壊が最も多いが、面積的規模の上では谷型斜面の頭部から斜面の遷緩点に及ぶ急斜面上の風化基岩層時に基岩層に及ぶ深い崩壊も見出される。(後述するように地形生成の上ではこの種の大型崩壊が最も重要であり局的小崩壊の中には、それが拡大崩壊を重ねる中に、終局的には大型崩壊と近似した姿をとるものがあるようである。なお山ひだ的な凹型部には大型崩壊は殆んど見出されない)。特種な場合であるが、溪流やガリ等の短小な側壁の崩壊もこの種の崩壊の一種として還元説明されるものが多い。崩壊機構としては滲透水(中間水)の影響によるものが圧倒的に多いが、大型のものでは地下水、破砕帯等の地質～基岩的弱線に直接間接的に影響されたものが見出される。

(註)

谷型斜面⁽⁵⁷⁾⁽⁷¹⁾⁽⁷²⁾尾根型斜面⁽⁵⁷⁾⁽⁷¹⁾⁽⁷²⁾……所謂谷斜面、尾根筋斜面という意味のものでなく、同じく谷間斜面(山腹)を構成する斜面形の分類名称である。谷型斜面は等高線及び縦断形の凹凸の要素の分布構造を検討した場合、凹形要素が優勢な斜面であり、尾根型斜面はこれに対して凸形要素の優勢な斜面である。(第8図参照)両斜面とも部分的には相反する凹凸要素をも併せ包含する可能性を有するが、その境界部は一般に可成り明瞭な傾斜変換線によつて画されており、両斜面の開析生成の時代的差違が認められる。

b) 単位斜面内の崩壊土系の堆積斜面部が崩壊するもの。(第6図b部)

- ・普通の谷型斜面内の堆積斜面部に発生するもの。
- ・擬圈谷⁽³⁹⁾状谷型斜面底部周辺の堆積斜面部に発生するもの。

。尾根型斜面部に残存する古い堆積斜面部に発生する。もの

堆積土層と風化基岩の一部に及ぶ崩壊が殆んどであるが、時に基岩層に及ぶものがある。機構的には中間水による影響が最も大きく、ついで地下水、更に粘土的な催滑、基岩の破碎によるものも見出される。

c) 傾斜変換点の上部を構成する単位斜面上で、その縁辺部が脚部喪失の形で崩壊するもの。(第6図c部)

。緩傾斜面で尾根性の凸斜面基部に発生するもの。

。緩傾斜面で浅谷性の凹斜面基部に発生するもの。

。急傾斜の尾根型斜面基部に発生するもの。

。急傾斜の谷型斜面基部に発生しているもの。

土層と風化基岩の一部に及ぶ崩壊が多いが、急傾斜地の場合、基岩に及ぶ崩壊が可成り多く見出される。沢筋に沿った斜面の崩壊の多くは、浸蝕による浸蝕面により生じた傾斜の急変に伴うこの種の急傾斜型のものとして解釈される。その他では低位～高位の段丘面、谷壁段面、最上部では尾根筋周辺の準平原面等の下辺縁辺部に発生しこれら目立つた地形面に属さぬ、弱度の山腹上の傾斜変換点の上面にも多数発生している。機構的には中間水、地下水の影響によるものが多いが、破碎帯等の地質的構造にからむものもみうけられる。

d) 上記以外の斜面上に生ずるもの。

。谷型斜面部に発生するもの。

。尾根型斜面部に発生するもの。

土層及び風化基岩層の崩壊は中間水時に地下水の分布構造に影響をうけて、比較的どこにでも発生しているが、基岩層に達する崩壊は基岩の破碎、或いは基岩の構造に伴う地下水の影響をうけて発生し、専ら地山の機構的なものに支配されている。土層の崩壊は別として、その件数は余り多くないが、個々の崩壊規模は可成り大きいものがある。

以上の諸崩壊は単独の型としてあらわれているものもあるが、複合的な型として出現しているものが可成り多い。

以上を簡単に総括すると、斜面上の崩壊は

- i) 各単位斜面の頭部浸蝕としての崩壊
- ii) 傾斜変換点には関係ない崩壊土の崩壊

要素	等高線方向		
	凹	直	凸
流線縦断方向	凹		谷型
	直	斜面	尾根型
	凸	斜面	

第 8 図 谷型斜面と尾根型斜面の区分概念模式図

- iii) 単各位斜面の下辺縁辺部の崩壊（堆積面，地山等を含めて）
iv) その他

第 7 表 単位斜面における部位別各地の崩壊発生状況100分率（％）

地 区 名	志 摩		松 末		北 川 内	
地 質	花 崗 閃 緑 岩		花 崗 閃 緑 岩		結 晶 片 岩	
事 項 区 分	発 生 数	面 積	発 生 数	面 積	発 生 数	面 積
頭 部 崩 壊	46	42	33	24	26	19
崩積土崩壊（変換線なし）	11	7	9	9	6	13
基 部 崩 壊	31	43	46	53	52	63
他	12	14	12	14	6	5
全	100	100	100	100	100	100

の4つに大別される。以上の4区別について志摩地区，北川内地区，松末地区について発生百分率を算定したのが第7表である。なお北川内，松末地区についてさきに行なつた報告⁸⁹⁾は微細な傾斜変換点についての認識が乏しかつたので，新に算定をなおしたものである。第7表についてみると脚部喪失の形で発生する崩壊が最も多い傾向が認められるが，この種の崩壊の中には人為的な切取り工事に由来するものが可成り多く，自然的な立場としては数値がやや過大に出ている傾向がある。（基部崩壊中，松末，北川内共その約60％以上が人為的な切取を受けている）。一応自然状態の場合を想定した場合，崩壊の殆んどが頭部浸蝕及び脚部喪失の形で生じていると考えてよく，北川内，松末，志摩地区では頭部崩壊の場合，表層崩落現象が多かつたため，面積的には脚部喪失の場合の方が比重が重くなつてゐるものと思われる。頭部崩壊と基部崩壊の発生比率は地区によつて可成り異つており，これらはその地区の地形の質的な差違にもとづくものと想定されるが，これらについては別項で検討を加へたい。

脚部喪失等の現象に伴ふ自然的な崩積土層の崩壊は数量的には余り多くないが，いずれの地質区でも発生している。その他は中間水による山腹表土層の崩壊が多いが，時に地質的或いは地下水的弱点周辺の深部崩壊となつてあらわれている。

第 8 表 斜面形別，各地の崩壊発生状況 100 分率（％）

地 区 名	志 摩		松 末		北 川 内	
地 質	花 崗 閃 緑 岩		花 崗 閃 緑 岩		結 晶 片 岩	
事 項 区 分	発 生 数	面 積	発 生 数	面 積	発 生 数	面 積
谷 型 斜 面	95	—	80	85	79	89
尾 根 型 斜 面	5	—	20	15	21	11
全	—	—	—	—	—	—

また凸形斜面と凹形斜面別の崩壊数及び面積を百分率で算定してみると第8表に示す通りである。凸形面に加へられた人為的な切取等を控除してみると，崩壊の殆んどが谷型斜面内に発生しており，尾根型斜面上にはごく少数の崩壊しか発生していない。しかしながら地質的な構造，地下水等お原因によつては尾根型斜面上にも著しい大崩壊を起している例が多々みうけられ，発生度数は少

いとは言え決して地形的に無視しうるものではないように考えられる。

4. 3. 2. 崩壊層を主体にした分類と実況

崩壊がどのような層におこっているかについては、さきに地質の項で概況をのべたが更に地形的堆積物の相違に着目した場合次の区分がなしうる。

- (1) 残積土、初行土層（表土層）の崩壊、所謂堆積面（崩積土～運積土面）以外に分布する斜面表層に生ずる崩壊
- (2) 表土層と同部風化基岩層に及ぶ崩壊
- (3) 崩積土層を主体とした（同系堆積土層の）崩壊
- (4) 崩積土層と同部風化基岩層に及ぶ崩壊
- (5) 基岩層に及ぶ崩壊

以上の分類に従つて各地の崩壊状況を示したものが第9表である。表について検討してみると松末

第 9 表 各地における崩壊層別発生状況

地 区 名		矢部川上流	北 川 内	松 末	松 末	志 摩
地 質		火山岩、他	結 晶 片 岩	結 晶 片 岩	花崗閃緑岩	花崗閃緑岩
崩壊地数 %	表 土 層	↑ %	25 %	41 %	45 %	38 %
	崩 積 土 層		48	23	13	16
	表土＋風化岩層	98	12	18	23	33
	崩積土＋風化岩層	↓	11	6	9	9
	基岩層に及ぶもの	2	4	12	10	4
	全	100	100	100	100	100
崩壊面積 %	表 土 層	↑ %	7 %	14 %	20 %	22 %
	崩 積 土 層		25	18	11	9
	表土＋風化岩層	93	6	18	26	50
	崩積土＋風化岩層	↓	50	6	10	9
	基岩層に及ぶもの	7	12	44	33	10
	全	100	100	100	100	100
一ヶ所平均面積 ha.	表 土 層	↑ ha.	0.009 ha.	0.007 ha.	0.009 ha.	0.015 ha.
	崩 積 土 層		0.015	0.016	0.016	0.015
	表土＋風化岩層	0.088	0.015	0.022	0.023	0.039
	崩積土＋風化岩層	↓	0.134	0.023	0.021	0.027
	基岩層に及ぶもの	0.425	0.091	0.800	0.065	0.070
	全	0.093	0.024	0.027	0.017	0.024

地区の破砕帯にからむ基岩層の崩壊を控除して考えると、崩壊発生数については北川内地区（中起伏山岳）の結晶片岩区域以外では志摩、松末地区（低起伏山岳～丘陵）の花崗閃緑岩、結晶片岩等いずれも表層土～同部風化層の崩壊が圧倒的多数をしめ、面積的にも大略同様の傾向を示すが、北内川について松末地区の結晶片岩の場合のように崩積土部位の比重が高まっていることが認められる。総じて表土層のみの崩壊が個々の崩壊規模は最も小さく、風化基岩層、基岩層に及ぶ崩壊ほど大型化し、また表土層と崩積土層の崩壊を対比した場合、後者が大きくなり特に結晶片岩でこの傾

向が著しい。第9表以外の地域では明らかな統計値はないが矢部川上流部の凝灰質角礫岩（高海拔高ではあるが低起伏）、瀬戸内に面した築上地方の凝灰質角礫岩、京都郡下の花崗閃緑岩、門司市周辺の輝緑凝灰岩、炭田地方の第三紀層頁岩砂岩、花崗閃緑岩地域等（いずれも低山～丘陵地）ではいずれも表土層及び同部位の風化基岩層の崩壊が優越を示しており、これに対して高起伏の開析斜面が発達する矢部川上流部等の結晶片岩、安山岩地域では崩壊土部位周辺の崩壊量が増加しているようである。

以上について検討してみると風化の進み易い花崗閃緑岩や凝灰質基岩の区域では表土を含む風化基岩層の崩壊が相対的に多くなり、専ら地質的な相関だけで問題が片付きそうにも考えられ、確かにこのような傾向は否定出来ないが、同じ花崗閃緑岩地域でも志摩と松末、更には高起伏の雷山、脊振山斜面、結晶片岩でも松末（低）、北川内（中）、矢部（高）と対比した場合その間に可成り相違が認められ、このような相違は専ら地形の質的な問題にからんで解決されるようであるが、これについては別項で考察を加えたい。

4. 3. 3. 崩壊の機構を主体にした分類とその状況

崩壊発生時における現実的な観察例はないが、崩壊跡地の調査、特に崩壊面内の状況から崩壊機構に対する或程度の推定がなされうる。これらの観察例を列記してみると次のようなものがあげられる。

a. 崩壊面内に崩土の残留が認められず崩土は一つの流動体（泥流）となつて下部斜面をも侵し、往々土石流発生の源となつている。また溪間に堆積面を形成するときは洪涵堆積物的な緩く広がった堆積を示している。崩壊面内頭部に湧水痕跡がみとめられることが多い。

b. 崩壊面内の崩土の残留は認められずaと同様流動した様相が認められるが、下部斜面を浸蝕している傾向は少い。斜面下部に堆積面を作る場合、やや錐状をなしているが、やや緩い。

c. 崩壊面内に往々崩土の残留をみるが、流出もみうけられる。崩壊面内に基岩との不連続部分が見出される場合が多く、時々地下水の滲出が認められ、崩壊時の滞水水層の存在と湧水が想定される。おそらくは崩体自身の流動性はなかつたが、湧水による一部の流出が行われたものと想定され、流出土砂が斜面基部に堆積する場合は可成り明瞭な錐状をなしている部分と、やや土石流化した部分とが認められる。

d. 余程の急傾斜地でない限り、崩壊面内或いはその直下に錐状～塊状の崩土の堆積がみられ、流出は少い。

以上の諸現象からその間に作用した崩壊機構を推定し、更にさきに述べた地形的な崩壊区分との対比を行なつてみると、可成りはつきりした関係区分が見出され、次のような分類がなされる。なお次記のa, b, c, d 区分は上記のa, b, c, d 区分との関連記号である。（第9図）

第9図の模式図について検討して行くと、

a. 滲透水の飽水と地下水、中間水による水圧上昇により流動的に崩壊するもので、崩壊は風化基岩層の一部に及ぶが殆んど土層崩壊となつてあらわれている。

a1. 緩傾斜地形面の凹形個所で土層、風化層が厚い部位の下辺縁辺部の崩壊。

a₂. 漏斗状谷型斜面の底部周辺の堆積部の崩壊.

b. 滲透水の飽水により重力増加と一部流動化を来し急傾斜の表土層を主体として崩落するもの. 時々風化基岩層に及ぶやや深いものがある. 最も一般的にみられる表層崩落現象で第9図 b₁ に示すように傾斜変換点よりやや下つた個所に頭部を有するものが圧倒的に多いが他の匍行土(残積性)斜面のどこにでも発生しているようである(b₂). 崩体の上部は単なる重量増加, 剪断抵抗の低下がみられる程度であるが, 下部に移行するにつれ, 滲透水の累積に

より流動化をまし, 直接的には崩落面下端部における流動的破壊が原因となり, それに伴い上部斜面が不安定化崩落するもので, 崩落物質そのものはa型の場合程著しい流動性は伴わないようである.

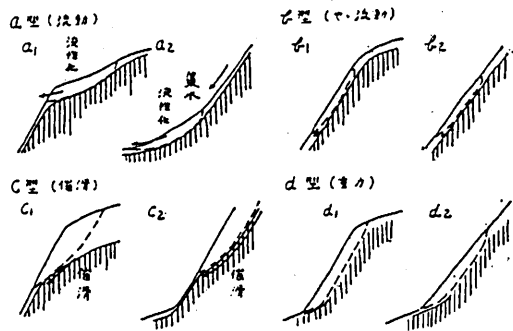
c. 透水性を異にする土層, 風化基岩層, 或いは硬質基岩層との層的不連続点が斜面に沿つてあらわれた場合, その間における中間水~地下水の滞水層が崩壊面に対して加圧~催滑作用を惹起し, それに伴い, 既に重量増加~剪断抵抗の低下を来していた土層部分が崩壊するもので, 前記b型と異なる点は, b型の場合は単なる斜面に沿つた滲透水の積算により説明されるのに対して, c型は地下部の構造にからんでいる滞水層的なものが影響している点である. 土層, 風化層の崩壊が多いがときに基岩に及ぶものがある.

c₁. 単位斜面の頭部周辺ときに中腹部に発生するもの.(第9図c₁)

c₂. 単位斜面の基部縁辺部に発生するもの(第9図c₂), 大なり小なり棚地形的な様相を示す上段斜面におこつているようである.

d. 滲透水により重量増加と剪断抵抗の低下を来して, やや重力的な作用により崩壊するもので, ときに所謂slump型式に近い様相を呈する. 往々その基部辺において地下水的催滑をうけているがその影響が局部的で崩壊面全般には及んでいない. 面積の割合に, やや深さが大きいものも多く, 厚い土層, 風化基岩層, 基岩層に及ぶ崩壊となつてあらわれている. その発生部位により更に d₁, d₂ に区分されるが, 現実には両方にまたがって複合的に出現しているものが多い.

d₁. 斜面頭部(中部)において第9図 d₁ に示すように上部斜面の縁辺部までおかして崩壊するもの.



第9図 豪雨による崩壊機構による崩壊型区分

Fig. 9 Types of landslide by mechanism of seepage (rain-fall).

- (a) mudflow slide (b) semi-liquidity fall,
- (c) gravitational slide, aided by ground water along the surface of rupture.
- (d) xgravitational fell, sometimes aided by local presence of ground water.)

d₂. 斜面の下辺に近く、第13図 d₂に示すように崩壊するもので、この場合何等かの形で脚部を喪失していることが多い。

e. 陥没（別項でのべる）

以上であるが、このうちb型はd型、時にc型の急（中）斜面上の局部表層崩落として説明される面があり、やや分類単位として妥当性を欠く点があるが、今回は一応そのまま分類を行つておく。

これらの細部機構は、滲透水とそれに伴う地下水的滞水層を中心にして来たが、さきの機構の項で触れたように、この他に地質基岩構造にからむ地下水、風化にからむ粘土、破碎にからむ基岩の脆弱性等が大きな要因としてひびいている。しかしこれらの要因も上記の細部機構の助長作用として働いている性格が強く、夫々の細部分類としては上記の a, b, c, d の型を大略はそのまま適用してさして矛盾が感じられない。以下その相互的關係を若干検討してみよう。

(1) 滲透水. 上述の分類の通り。

(2) 地下水. 殆んど上述の分類を適應してよいが、その定常的流路と多量の流量により、崩体、崩土に対してときに著るしい掃流作用をみせているものがある。各分類型とも地下水量の作用が大きい程幾分緩傾斜の崩壊面を示す傾向が強い。

(3) 風化粘土的滑剤. 崩体自身が殆ど粘土ブロック的な性格が強いもの、崩体の下層部に崩壊面に沿つて粘土的滑剤の存在するもの、崩壊面の一部に粘土的滑剤が存在するもの等の区分がなされるが、豪雨による崩壊機構を主体とした細部分類としては、さきの a₁, a₂, b₁, b₂, c₁, c₂, d₁, d₂の区分をそのまま適用してよい。ただ粘土的な滑剤作用が水の作用に加つて更に崩壊を容易にし、各崩壊型共相対的に可成り緩い角度で崩壊している。特に c₁~c₂ 型の崩壊中粘土的滑滑が強いものは一般の山崩れと区分して地送り性崩壊として別に分類される場合もありうる。

(4) 基岩的脆弱性. 地質的弱部の崩壊で、構造的な破碎帯や、地震による破碎部等がこれに属する。いずれも基岩に及ぶ深部崩壊が普通であり、機構的には上記の c₁, c₂, d₁, d₂ 型の特殊ケースとして説明される場合が多い（a, b 型はない）。ただ地山が想像以上に脆弱化しているため、斜面形から想定される以上の規模、部位的発生を示すものが多い。c 型中特に破碎粘土的滑滑性の強いものを地送り性崩壊として一般の山崩れから区分する。

以上機構的な分類を簡単に総括すると、豪雨による共通の細部機構によるものとしては、

- a. 流動性崩壊 a₁. 緩傾斜微凹部の崩壊 a₂. 擬圈谷状底部の崩壊
- b. やや流動的崩壊 b₁. 頭部表層崩落 b₂. 其他山腹表層崩落
- c. 崩壊面に沿つた滞水層的滑滑性崩壊 c₁. 頭部（～中部）崩壊 c₂. 基部崩壊
- d. 重力性崩壊 d₁. 頭部（～中部）崩壊 d₂. 基部崩壊
- e. 陥没

さらに定性的分類として

(1) 滲透水中間流型

a₁, a₂, b₁, b₂, c₁, c₂, d₁, d₂, e.

(2) 地下水型

a₁, a₂, b₁, b₂, c₁, c₂, d₁, d₂, e, d₃ (～c₃) 地下水掃流力の強いもの.

(3) 風化粘土層型

a₁, a₂, b₁, b₂, c₁, c₂, d₁, d₂, e

(以上山崩れ性崩壊).

地這り性崩壊 (c 系統).

(4) 基岩破碎型

c₁, c₂, d₁, d₂ (以上山崩れ性崩壊).

地這り性崩壊 (c 系統).

これらの崩壊区分のうち特に豪雨にからむものを主体にして、各地区における発生状況を示したものが第10表である. 第10表について検討してみると豪雨による山崩れは殆んどが、頭部浸蝕的な

第 10 表 崩壊機構を主にみた崩壊型の各地の発生状況

地 区 名		志 摩		松 末		北 川 内	
地 質		花崗閃緑岩		花崗閃緑岩		結 晶 片 岩	
事 項 区 分		崩 数	面 積	崩 数	面 積	崩 数	面 積
a	a ₁ 緩傾斜流動性崩	1	1	+	+	1	6
	a ₂ 擬圈谷底 " "	7	4	6	7	8	7
b	表 層 崩 落	22	14	33	22	18	7
c	c ₁ 頭 部 面 催 滑 崩	3	11	—	—	3	3
	c ₂ 基 部 面 " "	5	7	—	—	20	19
d	d ₁ 頭 部 面 重 力 崩	38	16	10	7	10	7
	d ₂ 基 部 面 " "	34	47	48	51	40	36
g	地 這 性 崩 壊	—	—	(3)	(13)	1	22
全		100	100	100	100	100	100

表層崩落(b), 滲透水増加による重力性崩壊(d), 更にそれに催滑の加わつたもの(c), の形態であらわれ、面積的にも最も大きな比重を示していることが見出される. 擬圈谷底部の堆積部分にみられる流動性の崩壊(a₂)は数量的には少いが、土石流の項で触れるように崩土が泥流化して下部に拡大崩壊をもたらすのみでなく、往々溪間土石流の初動的エネルギー源を与えるものとしてその規模の小形にも拘らず軽視出来ぬものがある. 緩傾斜凹面に発生する流動的崩壊, (a₁)は一般の開析斜面ではその例が少いが、熔岩台地、準平原遺物等が分布する地域ではその緩傾斜地形面の縁辺部にこの種の崩壊が多数みうけられる. 総じて各崩壊区分共地区による発生状況が異つてゐるがこのことについては別項において詳述したい.

4. 4. 崩 壊 角

豪雨に伴う崩壊角は大略 40° 前後のものが多くとされているが決して一様でなく.⁵³⁾ 所謂地這り

Land creep proper を除いた崩壊現象にしぼつてみても、その角度は $15^{\circ} \sim 60^{\circ}$ 或いはそれ以上の広い範囲を示している。このような種々の傾斜角を示す崩壊現象も決して無秩序な様相をもつものではなく、仔細に検討してみると一定の区分的傾向が見出されるようである。なおここで言う崩壊角は崩壊跡地における厳密な崩壊源の崩壊角で崩土による拡大崩壊部は含んでいない。また、崩壊源内の局部的斜面だけに着目した場合はこの崩壊角より急、或いは緩かな傾斜を示す部分もありうるわけであるがこれは考えていない。

4. 4. 1. 崩壊区分と崩壊角

前項で触れた機構的崩壊区分と崩壊角との関係を示したものが第11表である。斜面形的な発生部位についてみた場合、斜面頭部の崩壊が最も急で、斜面基部～縁辺部に生ずる崩壊がこれより緩傾

第 11 表 崩 壊 型 別 崩 壊 角

地 区 名	志 摩	松 末	北 川 内
地 質	花 崗 閃 緑	花 崗 閃 緑	結 晶 片
a ₁ 緩 傾 斜 流 動 性 崩	18°	25°	20°
a ₂ 擬 圈 谷 底 " "	35°	34°	28°
b 表 層 崩 落	44°	47°	42°
c ₁ 頭 部 面 催 滑 崩	38°		33°
c ₂ 基 部 面 " "	36°		36°
d ₁ 頭 部 面 重 力 崩	44°	45°	43°
d ₂ 基 部 面 " "	42°	43°	42°
g 地 上 り 性 崩 壊	—	(38°)	32°
全 数	41°	45°	40°

斜の崩壊角を示すことが一般的傾向として認められるが、尾根型斜面上の崩壊ではこれとは逆に基部に発生するものほど急傾斜となつている場合も若干みうけられるようである。総括的にみて、谷型斜面の頭部崩壊、尾根型谷斜面上の崩壊が急であり、谷型斜面の基部～底部の崩壊はこれより緩く、準平原等の緩地形面上の崩壊が最も緩く発生している。

機構的にみた場合、滲透水による流動化と滞水層（中間水～地下水）による加圧～催滑作用を併せてうける流動性崩壊が最も緩傾斜で発生し、ついで粘土的滑剤作用をうける地這り性崩壊、滞水層の催滑をうける重力性崩壊、表層崩落、重力性崩壊といった順序で後者程急傾斜でおこる傾向を示している。

同一の部位或いは機構で発生するものでもその崩壊材料によつて崩壊角を異にし、土層、更には風化基岩についても埴質風化の進んだものの程傾斜で崩壊し、また土砂礫堆積物では礫質特に角礫質を含む土砂礫層では比較的急傾斜で崩壊している。即ち遺物的な緩斜面上ではその上に残存する赤色土が最も緩傾斜で崩壊しやすく、ついで埴質の残積土、火山灰質風化土、風化基岩層では陶土化が進んだ埴質の凝灰岩、花崗岩、結晶片岩等の表層風化層といった順序で前者ほど緩く、しかもこれらの風化埴質層が厚いほど緩傾斜の深い崩壊となつてあらわれている。これに対して緩斜面上の砂礫層、段丘、押出し、其他未固結の堆積層、洪積層、軟質の三紀層等はその土層の性格にかかわ

らず、表層的な風化に伴う埴質化が進んでいない限りは可成り急傾斜の崩壊角を示している。開析斜面内ではその集水的部位としての性格もあつて崩壊土の堆積部が比較的緩傾斜で崩壊しており、土層、風化層の薄い斜面部は基岩の順層的構造、破碎等の現象がない限りは最も急な崩壊角を示している。

所謂経験的な概念であるが筆者としては崩壊区分と崩壊角との関係についてこれまで述べて来た機構とのからみあわせから大略次のような区分を行なつた。(発生例の少ないものを除く)

・15°~25°内外の崩壊……緩傾斜地形面上の埴質の風化土層が地下水的催滑は勿論自身も液性化して流動崩壊するもの。

・25°~35°内外の崩壊……埴質の風化層 或いは粘土的な滑剤層を有する崩体が地下水的催滑をうけて塊状~流動的に滑落するもの、斜面の埴質堆積層の崩壊(例えば赤色土層の崩壊)、大型のものでは地送り性崩壊がこれに属する。(滑剤性崩壊)

・35°~45°の崩壊……崩壊土層、風化層、破碎基岩層等が、地下部の層的不連続に伴う催滑をうけつつ重力性崩壊を示すもの(催滑の重力性崩壊)、或いは埴質層のslump崩壊。

・40°~50°の崩壊……堆積層に乏しい斜面上の表層崩落、表土~風化基岩層の重力性崩壊。この場合、崩壊面に沿つた地下水的催滑は受けていないが、局部的、特に崩壊の基部には地下水作用が認められるようである。(重力性崩壊)

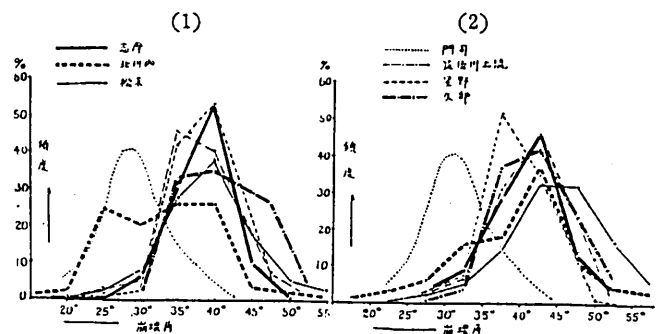
・50°以上の崩壊……急崖部の薄い風化層、地山~基岩性の崩壊となつてあらわれているが、その規模は余り大きくない。

以上のように、滑剤、滞水催滑、岩滓的脆弱性、重量的不安定といった順序で、前者ほど緩傾斜でおこりうる可能性が考えられる。

4. 4. 2. 崩壊角別発生頻度

志摩地区をはじめ各地区の崩壊角度別、崩壊発生数、発生面積の頻度(百分率)を示したものが第10図(1)、(2)である。図につ

いて検討してみると門司市⁸⁴⁾のような例外はあるが大略40°内外の崩壊が数的に最も多く発生していることが見出される。しかしこれも仔細に検討してみると地区によつて若干の差違が認められ、何か地形地質的な影響が感じられる。崩壊地の調査はその対象とする個々の崩壊地規模をどの程度のものまでにおくかによつて、その発生数



第10図 (1) 崩壊角別崩壊発生面積(百分率)

(2) 崩壊角別崩壊発生数(百分率)

Fig. 10 Relationship between gradients and percentage of (1) areas of landslides and (2) numbers of landslides.

の頻度分布が若干かわつて来るので、このような影響が比較的少い発生面積的な頻度について検討してみよう。面積的頻度の場合は個数的頻度の場合より地区的な差違が更に著るしく現われ、志

摩，松末地区の花崗閃緑岩地帯では $40^{\circ}\sim 45^{\circ}$ のピークが明らかに表われ，結晶片岩～安山岩地帯では， $35^{\circ}\sim 45^{\circ}$ とそのピークの中が括り，地這り性崩壊の認められた北川内地区では更に 30° 附近にもピークが括っている．また赤色土層の深い崩壊或いは地這り性の崩壊が伝えられている⁽⁴²⁾ 門司市の場合は 30° 内外に明らかな極大部分がみとめられ，この間になにか地質的な差違にもとづく崩壊発生状況の差違が感じられる．

しかし一方これを地形的に検討してみると $40^{\circ}\sim 45^{\circ}$ にピークを有する崩壊地区は低起伏の山形を刻む開析斜面内の崩壊であり（その開析斜面の規模の小さい点から堆積面に乏しい）， $35^{\circ}\sim 40^{\circ}$ と巾広のピークを示す地区は，その中に堆積面を包含しうる下降的発達の開析斜面内の崩壊となつてゐる．また 30° 内外の崩壊の多かつた門司市の場合は従順山形を刻む開析斜面内の崩壊ではなく，従順山形斜面上に堆積する厚い風化層の崩壊となつており，この間に明らかな地形の質的な差違が影響しているように思われる．このようなものの端的な例は築上郡下の凝灰質角礫岩地方にみられ，この地方は従順化斜面と開析斜面とが一つの流域に極端な対照をしめして交錯分布しているが，崩壊発生頻度の極大点は $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ と 45° 内外の2つの崩壊角にあらわれ，前者は従順化斜面上の赤色風化土層の崩壊，後者は開析斜面の急傾斜頭部の崩壊として夫々発生部位を異にし，たまたまこの地域がこのような質を異にする2つの地形要素をもつていたための崩壊角的特性と解釈される．

福岡県下における各地の崩壊角の関係を，崩壊数による平均及び崩壊面積による平均値で示したものが第12表である．門司市の場合を除くと殆んどが 40° 内外の崩壊角で発生しており平均値だけ

第 12 表 各 地 の 崩 壊 角

地 区	志 摩	松 末	松 末	北 川 内	門 司	矢 部	星 野	筑後上流
地 質	花崗閃緑岩	花崗閃緑岩	結晶片岩	結晶片岩	輝緑凝赤色土	火山岩(結片)	火山岩(結片)	火山岩
数 比 重	41°	45°	45°	40°	30°~35°	41°	39°	41°
面 積 比 重	41°	42°		37°		42°	40°	40°

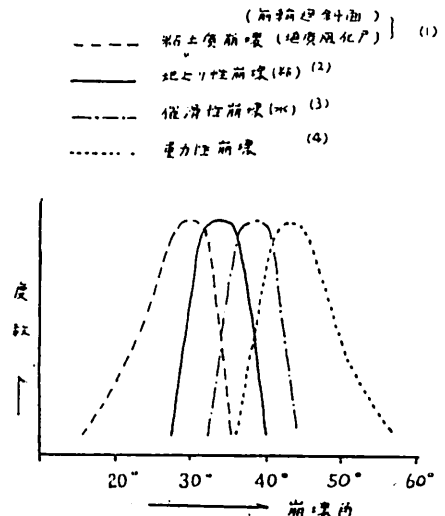
でをみただけでは一見どの地区の崩壊も大差ないようにも考えられるが，その内容については可成りの相違を示していることは前述の通りである．

従来崩壊と崩壊角に関する資料は余りないが地質的には渡良瀬川上流流域の崩壊地の調査例⁽¹⁷⁾のように，風化層の厚さに着目した風化生成の難易，流動限界等の面から，花崗岩，集塊岩が緩傾斜で崩壊し（ $40^{\circ}\sim 45^{\circ}$ ）抵抗性の古生層がこれよりも急傾斜（ $45^{\circ}\sim 50^{\circ}$ ）でないと崩壊しにくいことが報告され，また傾斜と崩壊の軟易についても 45° 程度までの範囲では急傾斜地程くずれ易いことが神戸市⁽⁵⁴⁾⁽⁸⁴⁾赤城山⁽²³⁾の崩壊地調査において報告されている．このような傾向は理論的な観念に沿うものとしておそらく正しい定量的概念を示しているものと解されるが，このような傾向と第10図或いは第12表を対比してみると福岡県下で最も急な平均崩壊角を示しているのは花崗岩地区であつて渡良瀬川と異つた傾向がみられ，たしかに或る地区ではこれと同様な傾向を示しているが，全く異つた傾向を示しているものも可成り見出されることは前述の通りである．崩壊には大まかにみても，

開析斜面内の重力性崩壊、催滑性崩壊、地這り性崩壊、前輪廻斜面内の風化層の崩壊、の4つに分けられるが、これらの崩壊角の分布を模式的に考えると第11図に示すようになり、開析斜面の重力性崩壊が最も急で、ついで催滑的崩壊、地這り性崩壊、前輪廻斜面上の風化層の崩壊と順次緩傾斜で発生することが想定される。そしてこれらの崩壊のうちどの崩壊が最も多数おこりうるかは、その地区の局部的な微地形、微地質で性格づけられるものであり、第10図の崩壊角別発生頻度図は夫々の地区に発生した各崩壊区分の発生頻度の合成により形成されているものと考えられる。第10図において同じ花崗閃緑岩地区でも、重力性崩壊の多かった松末地区がそれより滞水層的な催滑的崩壊の多かった志摩地区より高い崩壊角を示し、また同じ結晶片岩地区である北川内、松末地区の崩壊角の差もそれで説明される。(第10表P, 22参照) 即ち崩壊の発生は単に急傾斜である程おこりやすく、また地質基岩的な種別のみでその難易が規正できるものでなく、その間に微地形、微地質に関する質的問題が大きく影響を及ぼしていると言えよう。

4. 4. 3. 崩壊角と崩壊規模

従来崩壊角と崩壊地の規模に関する資料は余りなく、或いは大型の崩壊ほど緩傾斜でおこりうるとされ³⁴⁾、或いはその逆の傾向を報告³⁵⁾した例もみうけられ定説はないようである。いま前項で掲げた第12表について検討してみると、発生数的にみた平均崩壊角が面積的にみた平均崩壊角を上回っている松末、北川内、筑後川上流部地区等は前者の大型の崩壊ほど緩傾斜で発生している例であり、その反対の傾向を示す、星野川、矢部川上流部は大型のもの程急傾斜でおこっている例であろう。いまこのような傾向をよりの確に把握するため、崩壊別の単位崩壊源の平均面積を算定してみると第12図に示すような結果がえられる。図について検討してみると25°~30°に極大値を有するもの(北川内)、35°~40°に極大値を示すもの(筑後川上流、松末、北川内)、40°~45°に極大値を有するもの(星野、志摩)、45°~50°に極大値を有するもの(矢部)等があり、これ以外では30°前後のもの(門司、築上)の例があげられ、各地区各様の状況を示している。これらの理由としてはこれまで触れて来たように、前輪廻緩斜面の崩壊、地這り性崩壊(30°前後)、開析斜面内の催滑的崩壊(35°~45°)、重力性崩壊(40°~50°)といった崩壊区分的な発生が、どの地区でどれを主体にしておこっているかによつて性格づけられるものと考えられ、前項の発生頻度の場合と同様に説明されるようである。総じて崩壊と傾斜との関係については先ず崩壊分類的な定性的区分を行なつてから、その区分内での定量的論述を行なう必要があり、一個の



第 11 図 崩壊種別、発生度数と崩壊角の関係概念図

Fig. 11 Conceptual representation showing relationships between gradients and types of landslides. (1) mudflow, (2) land slips, (3) gravitational-slides, (4) gravit. falls.

定性的区分内ではおそらく、急傾斜ほど、また軟弱基岩崩壊が生じ易く、また大型化しやすいといった一般的傾向が述べられるのではなかろうか。

4. 5. 微地形的部位（風化層）と崩壊

これまで述べて来たように基岩に及ぶ崩壊は基岩の破碎部といったような地質的脆弱現象を伴わぬ限り余り発生しておらず、崩壊の殆んどが、堆積土層、表土層（残積土、崩行土等）、風化基岩層の崩落～滑落現象としてあらわれており、地形にからむ基岩の崩壊は著るしい脚部の喪失等の斜面の急変があつた場合に発生している程度である。これら土層、風化層の分布構造は微地形的な規制をうける面が多く、微地形的な状況によつて発生する崩壊の状況も可成り異つているようである。

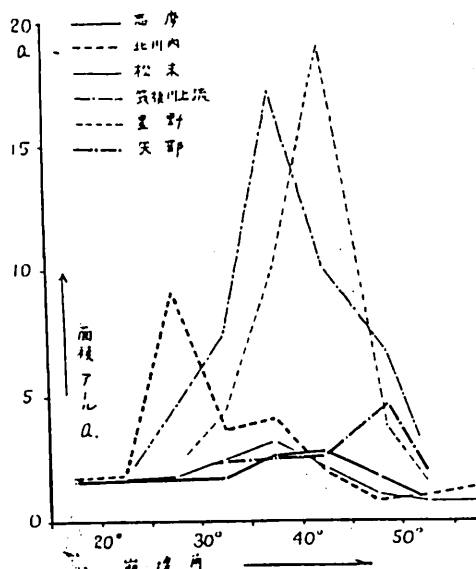
4. 5. 1. 風化層及び土層

福岡県下における風化層、土層的な要素とその状況は大略次の通りである。

(1) 風化基岩層

基岩の風化はその節理、割目、層理、片理等に沿つて可成り深部まで行なわれ、その状況は基岩種によつて可成り異なるものであるが、ここでは一応これら基岩の構造にからむ風化現象は控除して考え、地形の表面に沿つて表層から行なわれる一般的風化現象をとり上げてみたい。基岩の風化は乾性的な上部斜面よりも湿性な下部斜面に大きく行なわれる等種々の想定が抱かれるのであるが、筆者としては具体的な資料をもつておらず、ここでは風化は一応どこでも平等に行なわれていると仮定している従来の大地形を対象とした地形学的立場をとり、斜面上の風化基岩層の厚さの部位的な相違は専らそこに働く浸蝕量の如何によつて定まるものと考えたい。従つてやや不都合な点があるかもしれないが、いま土壤浸蝕的な表層浸蝕を無視した場合崩壊が生ずる前の地山の風化基岩層の厚さは第13図（1）に示すように原面的な緩傾斜地形面で最も厚く、尾根型斜面ではこれより薄く、谷型斜面では最も薄いものと考え、夫々の単位斜面内では風化基岩層は一定であると仮定した。そして局部的に基岩が浅くあらわれたり、風化基岩層が厚くあらわれる場合は特定現象として取扱いたい。

(2) 残積土層、移動や二次堆積的な現象を伴わず、或点の基岩が其の場で風化して土層化したものである。³¹⁾ この土層の堆積は風化土の生成量が浸蝕量を上廻るときはじめて分布が可能になるものと考えられ、浸蝕現象を崩壊現象にしばつた場合、その斜面上での堆積状況は風化基岩層の場合と同



第 12 図 崩壊角と崩壊地の平均規模（面積；アール）

Fig. 12 Relationship between gradients and averages area of one landslide.

様な傾向を示し、第13図(2)のように緩斜面に厚く、尾根型斜面、谷型斜面と順次薄くなるものと考えられる。この場合各单位斜面内の厚さはかわらないものとした。なお緩傾斜のにぶい波状面の凹所は厳密には残積土といえない古い運~崩積土の堆積がみられるが、概括的に、このような古い2次堆積層をも残積土として取扱うことにした。残積土の性状としては、一般的に粘土質なものが多く、やや密な堆積を示すものが多い。

(3) 赤色土層、赤色土は上記の残積土的な風化土層の一種と考える説⁽²⁵⁾⁽²⁷⁾と、第三紀~洪積世時代の生成になる化石土層と考える説⁽²⁷⁾等があつて、その生因は明らかでないが、概して密な堆積を示し、埴質のものが多い。

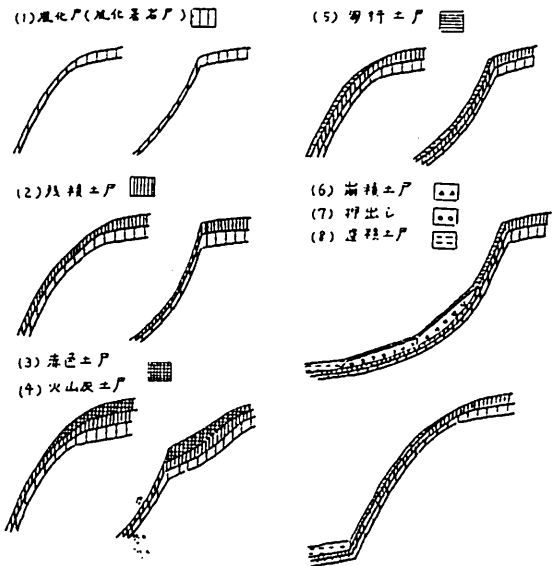
その分布は必ずしも普遍的なものとは言えず、特に高海拔高の地域には見出されず、福岡県下では大異600m以下の低山~丘陵~台地にあらわれ、地域によつては非常に厚い堆積を示すが、全くその存在を欠く地域も見受けられる。微地形的には第13図(3)に示すように、中~緩傾斜の尾根型斜面や緩急斜面地形面、前輪廻斜面上に分布しているが、急な尾根型斜面、谷型斜面内には全く見出されない。

(4) 火山灰土層 福岡県下は広く火山灰の降灰地域となつており、これに伴う火山灰土層の堆積がみられる。その分布はやや急傾斜地においても見出されるが、其の場合は他の風化土砂と混合しており、単独の火山灰土層の堆積は赤色土層の場合と同様、第13図(3)に示すように、中~緩傾斜の尾根型斜面上、地形面上に限られているようである。ただ赤色土の場合のような海拔高的な制限はなく、高海拔高地区にも広く見出される。一般に密な堆積を示すが、微砂質なものも多く、必ずしも重粘性ではない。

(5) 古い土砂礫層、洪積層、それ以降の古い堆積物が局部的であるが、県下一円に見出される。その分布は緩~平坦な地形面上に限られ、一般の傾斜面上には見出されない。

(6) 匍行土層、表面的に或程度の移動堆積の代謝現象を伴う斜面上の表土で、残積土的な性格と堆積土的な性格をあわせもつている。概括的に匍行土層面と呼びうる地域でもその下部には可成りの残積土の構成がみられるのが常であるが、一応便宜的に匍行土⁽⁸⁰⁾として一括表現したい。前記の残積土層よりも急傾斜地に堆積分布しその模式的状況は第13図(5)に示す通りである。

(7) 崩積土層重力性の崩落により堆積した土層で、その分布は谷型斜面内で20°内外から40°内外の個所に広く見出される。尾根型斜面内でも往々旧時の崩積土層の残留堆積が見出されるが、こ



第13図 斜面上の風化、堆積層概念図

ここでは一応それを無視し第13図(6)に示すように谷型斜面内だけの構成を考慮したい。

(8) 押し出し運積土層、上記崩積土層の下位に連る 20° 内外以下の堆積層で、上記の崩積土層に較べてやや水の作用が大きいのでこれを区分した、所謂押し出し土層、崩積土層が更に二次的に移動堆積した土層等がこれに入る。(第13図(7))

(9) 段丘堆積土層、主として溪流に沿った溪岸構成物としての段丘を想定したものであるが、高位段丘については、さきにふれた土砂礫層(5)との境いがぼやけ、また押し出し段丘については上記崩一運積土層(8)との境いが判然としなくなるが、ここでは段丘崖的な形状に着目した便宜的区分である。

4. 5. 2. 緩傾斜地形面の崩壊

緩傾斜地形面上の崩壊はさきに述べた a₁ 型の崩壊が主体となつてあらわれている(p. 19.) 即ち緩傾斜面が下部の急斜面に接する 遷急傾斜変換点周辺の崩壊で、緩い凹形斜面部に発生しているものが多い。崩壊面は第14図に示すように傾斜面に平行し、その崩壊角も時に 15° 内外といつた極めて低い値を示している。崩壊は不透水性の風化基岩面上、或いは基岩面上にあらわれ、地下水的な催滑現象だけでなく、崩体自身も、滲透水、地下水の飽水により殆んど液性化して流動崩壊するものらしく、崩壊面内に崩土の残留をみることはない。この場合機構的に必要な要因としては、土層、風化層の液性限界、下部層との透水性の差による滞水層の形成、風化層と下部層の不連続状況等が考えられる。福岡県周辺でこの種の崩壊の最も多いのは熔岩台地の上面で、築上郡下の凝灰岩質の低い開析熔岩台地、筑後川上流部の卓状山形面上に可成りみうけられ、このような火山台地の上面は残積土層と風化基岩層、基岩層の境界が極めて明らかな不連続性を示している。この種の崩壊は花崗岩類ついで第三紀層の地域にもみうけられ、花崗岩類の山地では局部的に遺存する緩斜面上に見出されるが、この場合下部層との不連続性と共に、土層の液性化が強く出ているようであった。第三紀層では鈍頂の広尾根にもときに発生しているが、いずれにしても層理にもとづくケスタ背面的構成の個所が多く、土層と基岩層との不連続性と共に、頁岩質の風化土の液性化に帰因しているものが多いようである。上記の地域にはいずれも火山灰土層、低位では赤色土層の堆積をみることが多いが、これらが残積土層と一体になつて崩壊している例が多い。その他の地質基岩区域でもこのような緩斜地形面の遺存はみうけられるのであるが、土層と基岩層との境界面が不規則で不連続性が明らかでないためか、この種の崩壊は殆んど生じていない。緩斜地形面上の崩壊は規模としては余り大きなものではなく、崩壊的な直接的被害も他に比べて少く、その分布も局部的であるため、余り重視されていないようであるが、この種の崩壊面の自然的復旧は極めて困難なようであり、その後の凍上或いは雨洗作用により往々禿禿地に拡大移行しているものが多い。福岡県下における禿禿地は、築上地区の凝灰質角礫岩、花崗岩類、三紀層に多数見出されるところからして、この種の崩壊現象が可成り大きな影響を及ぼしているのではないかと考えられる。緩傾斜の地形面にはこの他に往々土砂礫層の堆積が見出されるが、この堆積区域には上記の崩壊は見出されない。ただこのような堆積層が往々地送り現象を示すことが全国的には知られており、福岡県ではその例が少く、松末地区土師山中腹部においてこの種の地送り現象が認められた程度である。

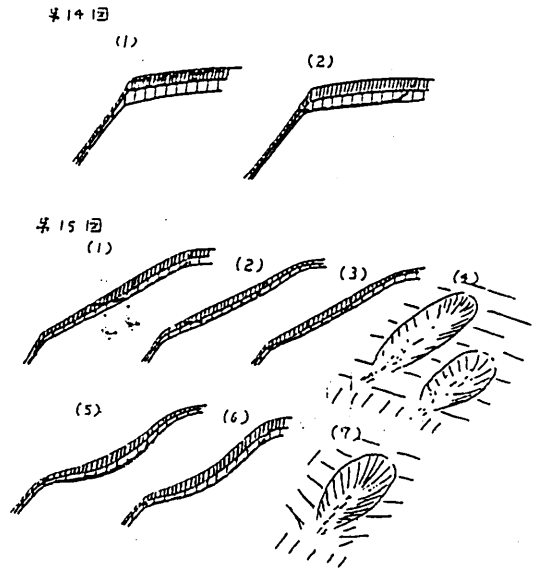
4. 5. 3. 中～緩傾斜の旧輪廻斜面上の崩壊

大略 30° 前後以下の中傾斜面で 前記の緩斜～平坦面程古い地形ではないが、矢張り生成が古い斜面に属し、その上には緩斜面の場合と同様、残積土、火山灰土、赤色土の分布と厚い風化基岩層が見出され、またこの種の斜面上の凹形部は緩い谷型斜面を形成してその中には厚い崩～運積土層の堆積をみる。土層、風化基岩層はいつれも堆質化が進み、ところによつては前記の平坦面より湿性環境があらわれて風化の著しい個所が見出される。概してこのような古い斜面区は凹所は堆積により、凸所は削刺により共に従順化されており、風化量が浸蝕量を上回るような環境下では、表面的に僅かの凹部も以外なほど厚い土層、風化層を有することがある。崩壊はこれらの旧斜面が急な開析斜面に接する縁辺部の上面にあらわれ、旧斜面が新開析斜面のためその安定度をおかされたかたちで発生しているものが多いが、斜面の頭～中部崩壊も可成りみうけられる。崩壊部位は表層崩落的な浅いものを除くと斜面上の微凹部、或いは谷型性の斜面部となつている場合が多い。概して前輪廻の中～緩傾斜面上の崩壊は、開析斜面内の崩壊に比して流動性が強いようであり、崩土は泥流化して、溪間平地部に流出しているものが多い。

(1) 斜面上微凹部の崩壊

殆んど平滑とみえるような斜面部や、凸斜面上の局部的微凹部ににも発生している。地形的には更に第15図に示すように頭部、中腹部、基部の崩壊にわけられるが、いずれにしても崩壊は厚い土層と風化基岩層、或いは、風化基岩層と基岩層を境にして発生し、崩体自身も堆質のものが多いが、崩壊面に沿つた粘土的催滑と中間水～地下水的な催滑を伴つて発生しているものが多い。崩体自身の液性化も若干みとめられるが、塊状に崩壊し、崩壊形態は第21図に示すように長形のスプーン状（弱カール）のものが多く、その深いもののなかには崩壊面の内部に崩土の一部が堆積している場合が可成り見出されるようである。このような地形は局部的には県内一円に広く分布し、地質的な差違は余りなく、崩壊もそれに伴つて各地に局部的発生をみせているが、特に門司市の場合は広い前輪廻斜面が遺存してこの種の深い大型のものが、輝緑凝灰岩上の風化層と赤色土層の崩壊となつて多数発生しており、また築上地方では余り大型のものではないが、凝灰質角礫岩の風化層と赤色土層の崩壊が多発している。その他の地区では余りまとまつた崩壊とはなつていない。

(2) 谷型性凹斜面の崩壊



第 14 図 準平原遺物的な緩傾斜面上の崩壊

第 15 図 中傾斜の前輪廻の旧斜面上の崩壊

Fig. 14 Landslides on the low gradient slope (pene plain).

Fig. 15 Landslides on the middle gradient slope (ancient cyclic slope; late maturity ~ old stage).

崩壊は第15図(5)、(6)、(7)に示すように多くの場合やや擬圓谷状の凹斜面に発生している。次記の開析斜面内の擬圓谷状地の崩壊と異なる点は、開析斜面では擬圓谷底部の崩壊土層の崩壊となっているのに対して、前輪迴斜面では往々第15図(6)に示すように頭部崩壊をも含む、長い崩壊となつてることが多い。崩壊面は厚い堆積土層と風化基岩層、或いは基岩層の上に存在し、崩体自身の堆積質にからみ、粘土的な催滑と崩壊面に働く地下水的作用が伴つていようである。崩壊部位は集水の容易な凹地であり、而も擬圓谷的な形状から基部における堰止作用が働き、崩体の液性化と共に地下水圧の上昇を来し、崩壊は加圧、液性化、催滑により可成り著しい初動速度を有する流動現象を伴つていように考えられる。従つて崩土の崩壊面内の堆積は認められず、可成り激しい泥流となつて、下部斜面をガリ状に拡大崩壊しているものが多い。このような地形は県下では局部的にその分布をみる事が出来るが、これまで度々訪れて来た花崗岩類等の軟弱な地質では余り大きな発達は認められず、結晶片岩、凝灰岩、安山岩等の地域でやや大きなものがみうけられる。崩壊源の規模としては余り大きいものではなく(大きくて5a程度)また崩壊の発生件数も少ないが、流動化した崩土の破壊力が著しく、下部の開析谷がたまたま土石流的な発生を生じやすい状態にある場合などは、この初動エネルギーの根源となつていよう例が志摩地区、北川内地区、門司地区等で観察され、その発生件数、規模にかかわらず重視すべき崩壊である。

4. 5. 4. 単位開析斜面の頭部崩壊

頭部崩壊で最も多いのは表層崩落現象で(第16図(1))これは圃行土～残積土的な急傾斜の表土層を主体にして生じ規模も余り大きいものではなく深さも浅いものが多い。崩壊角は等高線の凹形部ほど、また堆積土層部ほど、やや緩い傾向があるが(40°以下)。全般的には40°～45°程度のものが多いようである。

頭部崩壊はこのような表土層の崩壊だけではなく、更に風化基岩層、上部未開析斜面の土層と風化基岩層をもおかす場合があり、その崩壊の規模は夫々の状況によつて異つて来る。第16図(2)、(3)に示すように上部に厚い残積土層、風化基岩層を頂く斜面を開析している開析斜面の頭部崩壊の場合は、その風化層の厚さに応じて可成り深い崩壊が発生している。この場合、土層と風化基岩層、風化基岩層と基岩層の間には滞水層の存在が推定され、その滞水層の加圧、催滑現象、崩体基部の液性化が行なわれて崩壊している。この場合崩体の液性化は全部には及んでおらず崩体上部は重力性の崩壊を示して、往々崩壊面内に崩土の堆積もみうけられるが、他方流動的な崩土の動きもみられ、下部斜面を土石流的に浸蝕、拡大崩壊をもたらししている場合が見出される。この種の崩壊は上部の土層、風化層が礫質の場合は比較的急な崩壊角を示しているが、赤色風化層、その他堆積質の風化層の場合はこれよりもやや緩い傾斜(35°～40°)で崩壊している。

頭部崩壊の中には上記の局部的崩壊にとどまらず第16図(4)に示すように、単位開析斜面の頭部から中～下腹部の傾斜の逕緩部位に及ぶ可成り大型の崩壊を生じている場合がある。この場合風化基岩層と基岩層間には中間水或いは基岩の割目、層間から供給された地下水等による催滑現象も考慮され、崩体の一部特に逕緩点附近が流動化している状況も認められるが、崩体の上部崩壊は滲透水による重量増加と剪断抵抗の低下により主として重力的に行なわれている面が強いようである。崩壊角はやや急で(35°～50°)、崩壊面の不規則等の影響からか硬礫質の風化基岩程急な崩壊角を示

している。崩土は崩壊面下辺部に崩積しているものが多い。崩壊の規模はその単位斜面の規模により影響されることが多く、高起伏の開析斜面ほどの大型崩壊が出現することが多い。

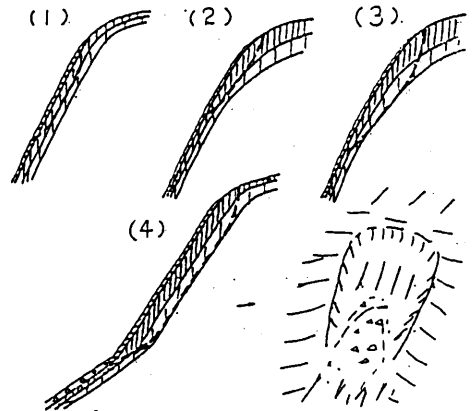
以上のように頭部崩壊現象は、表土を主体にした表層崩落、上部未開析面上の風化層に関係のある催滑的重力性崩壊、頭部から傾斜遷緩部に及ぶ重力性崩壊に大略3区分される。表層崩落現象は豪雨性の崩壊として殆んど、どんな地域にもみられ、発生件数としては最も多い部類に属する崩壊である。(第10表p.22参照)しかしながら基岩的に若干差違があり、土質的に抵抗性の低い花崗岩～花崗閃緑岩に差最も多く発生し、ついで凝灰岩質のものに多くなっている。その他の地質基岩では少くその間に余り差違は感じられない。崩壊規模としてはいずれも小さいものが多く(1 a 以下のものから3 a 程度)、崩壊土量も少いが、概して土壌浸蝕の激しいものといった傾向が強く、急傾斜のため自然復旧は困難であり、森林立地の荒廃といった面で決して軽視出来ない崩壊である。

未開析面上の風化層をおかす頭部崩壊は埴質土層(厚い残積土、特に赤色風化土層)、埴質風化基岩層(陶土化の進んだ花崗岩の深層風化層、凝灰岩質風化層、ミソ岩化した結晶片岩等)が堆積分布する地域に発生しており、特に花崗岩質ついで凝灰岩質の赤色風化層が分布する地帯では可成り大型の崩壊が見出される。概して低山丘陵、台地地帯に多く発生し、中～高山地帯では余り目立つた崩壊とはなっていないようである。さきに掲げた第5表で、同じ花崗閃緑岩地帯でも志摩地区の崩壊量が、松末地区の崩壊量を上回っているが、その一つの原因はこの型の崩壊の多少によるものであり、赤色風化層の分布が、志摩地区に多く、松末地区に少なかったことにも影響されているものと解釈される。砂礫層をおかす頭部浸蝕は北川内、松末、其他の地区でも多少認められたが赤色土層程の比重はないようであり、また火山灰土層についてはその主要分布地が、頭部浸蝕的には抵抗性の基岩により保護された卓状の熔岩台地面であるため、その例が少く、また低位の台地面上的の火山灰土層をおかす頭部崩壊は矢部川中流部の中原台地、浮羽郡、朝倉郡下等で散見されたが、赤色土層のそれに比べて余り注目すべきものはないようである。

重力性の大型の頭部崩壊はいずれの地域にも発生しているが、前記の上部斜面の風化層をおかす頭部崩壊とは異なり、福岡県下では中～高山地の崩壊現象としての比重が大きくなっている。志摩、松末、北川内地区ではその発生件数は少いが、いずれも可成り大型のものとなつて表われており、矢部川、星野川上流部ではこの種の大崩壊が可成り生じていた模様である。前記の表土層、埴質の風化層の崩壊と異り、可成り硬質の岩片を含む礫質の崩土を堆積するものが多い傾向にある。

4. 5. 5. 単位開析斜面内の崩積土層の崩壊

崩積土層の堆積土層の堆積部は20°～40°内外の傾斜を示し下層部と崩積土層との不連続性が可成



第 16 図 単位開析斜面の頭部崩壊

Fig. 16 Landslides on the head of dissected slopes

り明らかにあらわれており、その堆積部位の集水の湿性環境により、土層下部の埴質粘土化、基岩の風化も進み、この部位は可成り不安定な要因をもち、岩屑崩行⁽⁴⁾⁽⁵⁾等の現象により絶えず低位化する傾向にあると考えられている。

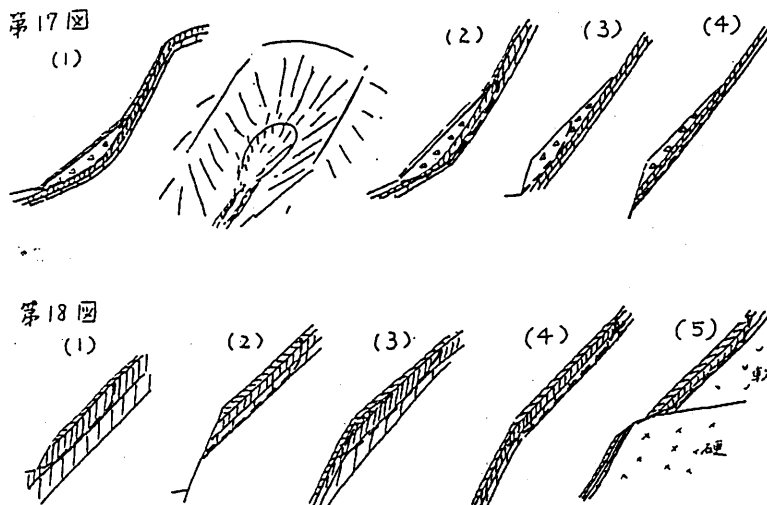
崩積土層の崩壊は擬圈状の底部に発生するのと、やや急な堆積面で傾斜の逕緩点を下端として発生するもの、脚部喪失によるものに大別される。

擬圈谷状の谷型斜面の底部においては、その集水性と堰止作用によりさききのべた中へ緩傾斜斜面の谷型性凹地の場合と同様 (a: p. 20) 崩体の液性化、催滑、加圧が行われ、初動速度の大きい流動崩壊が行なわれる場合が多いようである。志摩地区の例によると、崩壊源の規模は小さく、まゝ発生件数も少いが自身の土石流による拡大崩壊或いは溪間土石流の初動エネルギー源として決して軽視出来ない崩壊となつている。

斜面の逕緩点附近の崩積土層の崩壊は主としてやや催滑をうけた重力性の崩壊としてあらわれているが、第17図 (2) に示すように崩土は崩壊面上或いは、その下辺に堆積して流出するものは少いようである。

崩積土層体が浸蝕、或いはその単位斜面の下部の新しい開析作用、人為的切取などにより脚部を喪失する場合第17図 (3), (4) に示すように崩積土層の一部或いは全部が崩壊している例が多い。特に後者の場合はその斜面の規模によつては著るしく大型化し、下部の風化基岩層を含む深い崩壊となつている。

このような崩積土層の崩壊は規模の大小、件数の多少はあれ、どの地域にも見出されている。しかしながらその多寡は地質、地形によつて可成り異つた状況を示し、同じ地質区でも単位谷形斜面の規模の小さい区域或いは早壮年谷的な様相の強い区域では崩積土層の分布量も少く、同時にこの種の崩壊も減少しており、これに対して単位谷型斜面の規模が大きく、満壮年期斜面的な区域では



第 17 図 開析斜面内の崩積土の崩壊

第 18 図 開析斜面の基部崩壊

Fig. 17 Landslides of colluvial deposits in dissected slope

Fig. 18 Landslides on the base of dissected slopes

崩積土層の分布量も多く、これに伴って崩壊も増大している。地質的には礫質の風化層に乏しい花崗岩類、凝灰岩類の低～中山では崩積土層の形成が貧弱で、この種の崩壊も少なくなっており、結晶片岩をはじめ其他礫質崩積土の分布が期待される個所に多くあらわれている。このような傾向はさきに掲げた、第7表(p. 17)、第9表(p. 18)についてもよく説明され北川内の結晶片岩地区は松末、志摩の花崗閃緑岩地区よりも崩積土部位の崩壊が多く、一個当りの崩壊面積も大型化しており、また同じ結晶片岩、花崗閃緑岩地でも谷型斜面の規模が大きい北川内(結片)、松末(花崗)が谷型斜面の規模の小さい松末(結片)、志摩(花崗)より崩積土部位の崩壊量が大きくあらわれている。

4. 5. 6. 単位開析斜面内における基部崩壊

斜面基部の崩壊は、多かれ少なかれ脚部喪失の形ちであらわれている。脚部喪失の形ちとしては溪流の側方浸蝕によるもの或いは人為的切取によるもの(第18図1, 2)、下部の相対的に新しい開析斜面によるもの(第18図3, 4)、硬基岩層の介在による棚地形³⁰⁾(第18図5)的なものに大別されるようである。なおこの場合崩積土堆積部の脚部喪失による崩壊はさきに触れたので除外している。

脚部喪失面に土層或いは風化基岩層のみが露われている(1), (3)図のような例は、台地崖面等を別にした一般の開析斜面では、花崗岩類や、凝灰岩類の一部のように深層風化が進んだ基岩の斜面区に往々見出されるが、この場合重力性の崩壊となつてあらわれており、其他の多くの場合は硬質の基岩的なものが(2), (4)図のように脚部面近くにあらわれ土層～或いは風化基岩層と基岩層間の滞水層的催滑現象を伴つた重力性崩壊を生じている。概して後者の方が緩傾斜で生じていることが多く、規模的にもやや大型化する傾向があるようである。松末地区、志摩地区は共に深層風化をうけた花崗閃緑岩の区域であるが、松末の場合は(1), (3)図のように基部浸蝕面に硬質基岩があらわれない場合が多く、これに対して志摩地区の場合は構造線等に沿つた溪流の局部的下刻が著しいためか、基部浸蝕面に硬質基岩があらわれており、このことから崩壊角は催滑的な作用を受け星い志摩地区に緩で、松末に急にあらわれ(第12表p.25)、また崩壊量、一個当りの平均崩壊規模も志摩地区に高くなつている第一の理由となつている(第5表p.7, 第9表p.18)。

基部を侵す浸蝕面に未風化基岩があらわれている場合は、風化基岩層までの崩壊が大部分であり、深いものでも基岩の一部表層に及ぶ程度であるが、脚部喪失の度合、或いは基岩の状況によつては基岩性の崩壊となつてあらわれていることがある。

硬質の異質基岩の存在による棚地形の場合は、岩層間の滞水層の作用も加わつて催滑が更に容易になることが想像され、北川内、松末、志摩等でもこれに類する崩壊が観察されたが余り明らかにしは知り得なかつた。しかしながら熔岩質地形その他でこの種の崩壊が可成り多発していることが知られており、²¹⁾²²⁾福岡県下でも軽視出来ない崩壊現象ではないかと考えられる。

4. 5. 7. 段丘、台地の崩壊、其他

段丘、台地の崖面は第19図(1), (2)に示すように崖面に基岩質のものがあらわれる場合があるが、いずれにしても側方浸蝕の形で崩壊がおこっている。段丘堆積物が埴質である程崩壊は緩傾斜

で生ずる傾向があり、礫質なほど急傾斜になつていようであるが、また(1)図の場合に基岩層との間に滞水層的なものがあるときは、幾分緩くなるようであつた。筆者の調査した範囲では赤色土層の古い段丘や、台地が最も多く崩壊しており、ついで溪間の砂礫段丘の崩壊が多く、洪積台地的な礫層、火山灰土の崩壊はその分布の局所性もあつてか県下では余り大きな比重を示していない。

押出し段丘(第19図(3))については矢張り側方浸蝕的な崩壊が多いが、堆積層が地回り性崩壊を示している例が、北川内の結晶片岩区等で少数みうけられた。

台地崖面の崩壊に類したものでは変移山麓面が開析されてやや丘陵化した地域にも認められ、特に赤色風化層の発達した花崗岩区域に多いようであつた。

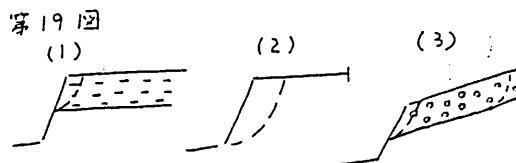
4. 5. 8. 附 記

以上、微地形的部位別に崩壊を概述し、単位斜面の崩壊等についてはその頭部、崩積土、基部に区分して別記したが、現実には頭部から基部にかけて同一崩壊としてあらわれているものが非常に多く、余程大きな単位斜面でない限りは、大型の崩壊の殆んどが複合的にあらわれている。

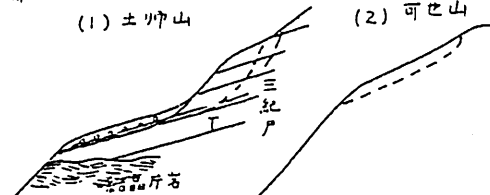
4. 6. 地回り、及び地回り性崩壊

福岡県下では最近まで地回り現象については殆んど報告がなく、最近、小石原村鼓附近における断層～温泉地回り、大牟田市近郊釈迦堂における第三紀層地回りが知られている程度でその例は少いようである。³⁰⁾筆者が調査した範囲でも杷木町土師山中腹部、志摩村、可也山山頂附近に地回り或いはこれに類した現象が発生している程度である。

土師山は結晶片岩の低山上に残丘状に聳びえる第三紀層(漸新統、土師層)山岳で、中腹部に古い生成の山麓堆積面があり、現在は隆起し



第19図



第19図 段丘台地の崩壊

第20図 地回り

て段状地形を形成し、その下部の結晶片岩を開析した谷がその縁辺部をおかしている。第三紀層の上部には局部的に凝灰質角礫岩が残在し、地回りは頁岩層の上に堆積した集塊岩、三紀層の風化土礫層と地山部に発生している。(第20図1)同地は以前から地回りの徴候はあつたらしいが昭和28年6月の豪雨の際地回りの前面に多数の崩壊を生じその後も滑動をつづけ、昭和31年に再び前面に大崩壊を生じている。地回り地附近は主としてスギの造林地となつているが、林木の斜倒現象がみられて特異な様相を呈しているのが観察された。

可也山山頂附近に生じた地回り類似現象はその地質的機構は明らかでないが第20図(2)に示すように尾根筋直下の旧輪廻の中～緩傾斜斜面で頂部の玄武岩と花崗内緑岩の接触地帯となつている。旧斜面上の風化層が開析崖面の方向にむかつて匍行しているもので、面積は1ha余、同地点はヒノキの壮令木におおわれているが、その林木が写真2に示すように斜面の上方に倒斜して著るしい彎

曲を示し、その彎曲の度合から匍行現象が可成り徐々而も継続的に行なわれていることが読みとれるようである。可也山の地じりは地質的に再調査の必要があるが、一応珍しい方の例ではないかと考えられる。

福岡県下では以上のような所謂地じり現象は少いが、破碎帯にからむ地じり性崩壊は可成り多く発生しているようである。このことについては既に地質の項で触れているのでここでは省略する。

総じて福岡県の地じり現象としては破碎帯地じりが最も多く、ついで第三紀層地じり、数は少いが、温泉地じり、其他があらわれており、従来行なわれている地じり区分の類形⁽⁴⁾は一応見出されるようである。

4. 7. 陥 没

陥没現象は人為的なものでは炭鉱地帯におけるものが可成り多発し災害上重視されており、自然的なものでは平尾台等の石灰岩台地におけるドリーネ的陥没が現在の地形から想定されるが、明らかな現実の崩壊現象としては把握していない。

現実の崩壊現象としては深層風化の著しい花崗閃緑岩地帯に陥没現象が少数であるが発生しているようである。花崗岩地帯の溪間堆積物下部の溪流の伏流現象は県下で可成り広く観察される事例で、伏流の地下部浸蝕により上部風化層の陥落が生じている、しかしながらその多くは溪流に沿った炭岩崩壊と同様な状況を呈して、事後の観察では明らかでなく、明確な漏斗状の陥没現象は極く少数のようである。漏斗状の陥没の多くは従順化の進んだ古い山形の微凹～谷性凹斜面に生じ（古処山附近準平原、九千部山北部準平原）、谷開析の頭部浸蝕の一変形としてあらわれているようである。石灰岩的な溶蝕ではないが、軟質の花崗岩が矢張り地下水の浸蝕により地下部に空洞を生じ崩壊しているものと解釈される。

其他現実の地形から類推すれば、（英彦山附近）凝灰岩質の熔岩地形にも若干の陥没が見出されるようである。

4. 8. 崩壊の拡大、再崩壊と崩壊の免疫性

拡大崩壊は更に上部斜面に崩壊が進む上部拡大と、崩土の土石流作用による下部拡大、崩壊が深部に及ぶ深部拡大に大別されるようである。

上部拡大 やや大型の崩壊になるとその上部斜面に可成りの面積に亘つて亀裂が入っていることが多い。上部の拡大崩壊はこのような亀裂に従つて拡大している場合が多く、新生崩壊地が古い崩壊面の上部拡大現象としてあらわれている例が各地で相当数見出される。これらの亀裂による崩壊を現実の状況をについて検討を加えると、一般には第21図(1)、(2)に示すように拡大が斜面に沿った上方に伸長するだけの場合が圧倒的に多く、拡大崩壊の最終的な姿は、結局現在の大略の開析



写真1 可也山の地じり

斜面形の平行的後退で終るものと考えられる。これに対して短期間の間に第21図(3), (4)のように崩壊の深部拡大をも伴いながら頭部を拡大するような崩壊面の平行的後退現象は、軟弱基岩部(堆積層風化層, 赤色風化層, 脆弱基岩, 破碎帯等)か第21図(5)で示されたような土層により構成された台地崖面の崩壊でない認められないようである。しかしながら現実の斜面形から推察すると(1), (2)のような上部拡大は, 上方緩傾斜地に近くなる程, 発生規模が減少し, 拡大が上辺に及ぶ頃には(3), (4)のような崩壊がはじまっている例もみうけられ, 両者の複合的作用によつていようである。

下部拡大 崩壊時における崩土の土石流作用による拡大がこの種の端的な例であるが, この種の作用の大きな崩壊は, 崩壊地のすべてでなく, その中でも地形的或いは地質的に滲透水, 地下水の堰止作用が想定される崩壊に限定されることは既に述べた通りである。一般の崩壊はこのような削剝を及ぼすのではなく崩土の堆積という形で下部に影響を及ぼしている方が大きい。

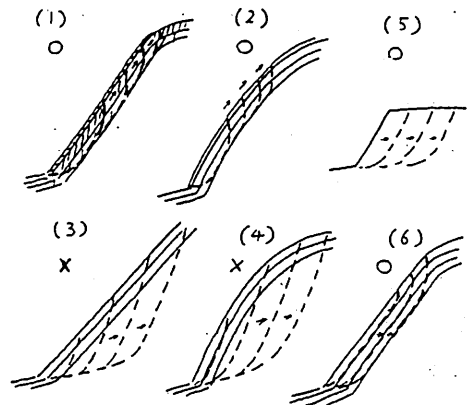
土石流により形成された地表水径が, その後浸蝕を行いその側方斜面の崩壊を促すことも当然考えられるが, ここではこれらは一応拡大崩壊とは考えないことにしない。

深部拡大 崩壊がたまたま表層土或いはその一部の崩壊にとどまり, その下部の風化層が未崩壊である場合, 第21図(6)に示すような深部拡大が行なわれている例が相当数認められる。しかしながら更に硬質基岩に及ぶ拡大は認められなかつた。

以上は比較的短い年時期間を対象とした崩壊の拡大現象であるが, 崩壊後可成りの長年月を経過し, 崩壊面やその内部の風化が進んだ場合はさきに述べた(3), (4)図の例のように崩壊面の平行的後退現象を促すような崩壊が生ずることが当然想定され, このことは現実の崩壊地と旧斜面との相対的対比によつてよく推察されるところである。

以上を簡単に表現すると, 一般の山地の拡大崩壊は崩壊地の上部に土層または風化層の未崩壊部分がある場合に生じ, また崩壊が表土層の崩壊にとどまり崩壊面下部に厚い風化基岩層が未崩壊で残っている場合に生じており, 同一崩壊地点の再崩壊は崩壊面内の風化が再び進んで或程度の厚さになった場合におこりうるものと考えられる。逆にいえば土層, 風化層の未崩壊部分がない限り拡大崩壊は生ぜず, 土層, 風化層の再生がない限り, 同一部位の新崩壊は生じ難いとも言えよう。

この場合拡大崩壊が生ずる時期であるが, 或るものは同一時期の降雨期間中に早くも拡大崩壊し, 或るものはその年内或いは2~3年更に数年を経過して拡大崩壊をしている。このような実例



第21図 拡大崩壊の状況模式図

Fig. 21 Schematic representation showing the state of spread of landslides in the short time.

○ general case.
× exceptional case.

は昭和28年の崩壊地のその後の経過、特に28年と34年に崩災を繰返した志摩地区の例から若干かがえるようである。しかしながら現実の崩壊跡地を検討してみると、所謂未崩部分の分布は非常に多く、昭和28年の松末、北川内の例によると、500余の全崩壊地のうちで、上部斜面に目立つた亀裂を生じたものが47個、その他でも亀裂を生じたまま崩壊に到らなかつた個所が数例あげられるが、その後現在までの6～7年間に拡大崩壊をした例は数例あげられる程度で1割程度以下にとどまっている。志摩地区の場合も昭和34年度に拡大崩壊した例は精査数70カ所の中、3～4個所があげられる程度で矢張り少数例にすぎない。これらの亀裂を生じた崩壊地はその後重点的に崩壊防止の施工を行つたものがあり、或いはその防止効果があがつているとも考えられるが、いずれにしてもたとえ亀裂を生じているような斜面でも数年間の経過程度では拡大崩壊するものは余り多くないよう考えられるようである。

風化層の再生による同一部位の新生崩壊にいたつては、地形的にその歴史的事実の可能性が読みとれる程度で、その期間については全く不明である。ただ深層風化の著るしい花崗閃緑岩地域では未だ自然復旧も進んでいない、かつての崩壊面上に再び表層崩落現象がみられ、先にふれた亀裂が、破碎帯、結晶片岩の所謂ミソ岩地域に比較的多く見出された等の点から、地質基岩の風化され易い状況にあるもの程、新生崩壊に到るまでの期間が短いのではないかと考えられる。また地形的には土砂礫の集積の行なわれ易い崩壊土層の堆積部位程この期間が短いのではないかと想定される。

これまで述べて来たことから従来言われている崩壊の免疫性³⁹⁾⁴⁰⁾⁴²⁾或いは周期性について検討してみよう。崩壊の免疫性は一度崩壊を生じた地点或いは地域は其後しばらくは再び崩壊を生じ難いのがその意味すといふところと解釈される。

地点の崩壊の周期性については、前述の通り拡大崩壊という攪乱因子があるが、大略そのような周期性といつたものが肯定出来るようである。その周期は風化層が或程度の厚さまで再生する期間に一応支配されるものと考えられ、おそらくは地質、基岩により可成り異り、所謂風化され易い基岩では短少化され、深層風化の花崗岩類や基岩の破碎帯部では特に短くなり、極端に短い例としては地回り地域が僅かの期間で反復崩壊している現象にまで言及出来るのではないかと考えられる。

以上のように地点については周期の大小はあれ一応免疫性的なものが認められるが、地域についてはこれと同一には説明出来ないようである。地域の崩壊に対する免疫性は一度の豪雨で大崩壊を起した地域では一応それまでの不安定な個所は崩壊し去り、その後しばらくは同様の豪雨に対しても安泰であるという考え方がその骨子であるが、このような現象は確かに福岡県下でも適合する事例があり、一応観念的には肯定出来るようである。しかしながら細部に亘つては可成り検討すべき点があり、筆者が調査した範囲でも昭和34年度に崩災のあつた志摩地区は昭和28年度にも可成りの崩災をうけた地域であり、昭和28年度崩災のあつた松末地区は昭和10年に崩災の著るしかつたという朝倉郡下に属し、昭和28年以前でも森林土木的には県下の重点地域の一つであつたという。その他では、大正10年に災害の著るしかつた矢部川、星野川上流部を昭和28年には若干の崩災を生じており、築上、京都、添田、嘉穂郡下にも規模の程度は不明であるが、明治以降2～3回の崩災記録

を残しているようである。

以上の地域的な事例は崩壊の免疫性の否定事実ではないが、その地域の免疫性獲得の認定に対する技術的困難性を物語っているように考えられる。数年間を経過した豪雨で、前回と同様な崩壊を示した地域は、前回程度の崩壊では免疫の獲得が出来ていなかったことを意味し、おそらく次回でも免疫獲得は出来なかつたかもしれない。これに対して前回の豪雨で崩壊があつたが、次回では発生しなかつた場合はおそらく免疫を獲得していた場合であろう。このようにその免疫の獲得については崩壊後しばらくしてからは判定を下せるのであるが、現実の崩壊地域に直面して100 ha 当りどの位の崩壊量があつたら免疫を獲得し、また獲得していないのか、その辺の技術的判定は可成り困難なように思われる。

一般に崩壊が生じた場合、その周辺に多くの同型斜面が未崩壊で残っていることは珍しくない。地域の崩壊の免疫性の基礎はこの未崩壊の同形斜面が何時くずれるかに対する判定技術と考えられるが、おそらく前述の同一の崩壊地点の再崩壊よりは短い期間の間にその崩壊はおこりうるものとも考えられ、この場合も地域の免疫性が地点の崩壊の免疫性よりその効果が鈍いことが言えそうである。

以上は谷の浸蝕状況が比較的静的な状態についての考察であるが、地盤上昇、下降、海進、海退といった大きな変化はともかくとして、或る流域下部の谷の逕急点の解消などにより、その流域の溪流の回春現象がみられる例が可成り多くみうけられるが、この場合は谷の加速的下刻により崩壊が生じ易くなるような現象も多々感じられるようであり、周期の短少化が行われているようである。

このように崩壊発生の免疫性は、地形、地質によつてその様相を異にし、特に地域を対称にした場合は、余程極端な崩壊を対象とした場合でない限りは、免疫性獲得の認定上の困難性を含んでいる。

4. 9. 崩壊の発生時間

崩壊の発生は最強豪雨時より若干おくれて発生するものが多いことが最近報告されているが、⁽⁴⁾志摩地区の調査においてもこれを類推しうる若干興味ある事実を得た。志摩地区は多数の山崩れと同時に後述するように可成りの規模の土石流を生じているが、豪雨後の調査において崩壊地の中には、この土石流と直結して土石流発生のエネルギー源となつているようなもの、ガリ面内に一時的にせよ崩土の堆積が若干行なわれた形跡があるもの、ガリ内に明らかに崩土の堆積をみるものがあり、この場合前者ほど早期に発生していることがうかがわれる。而もこのような傾向は崩壊型の区分と可成り明瞭な相関を示して崩壊の種類によつてその発生時間が異なっていることがうかがわれる。このような観察例から類推すると最も早く崩壊を生じているものは漏斗状谷形斜面の底部崩壊土層の崩壊であり、ついで急斜面上の表層崩落現象となり、最もおくれて発生するものは崩土の明らかな堆積をみせている重力性の深部崩壊となつている。

このようなガリと崩土との関係とは別に地下水性の崩壊が可成り遅れて発生している例が見受け

られ、極端な例では北川内地区の第三紀層の地域で豪雨が全くあがった晴天時にこの種の崩壊が発生していることが認められた。

以上の事実から具体的な類推をすると、最も早く発生するのは地形的に地表透水の集水が速やかに行なわれる地点の崩壊で殆んど最強豪雨時にはじまり、この種の集水性に乏しい斜面部程発生が遅れて来る、また層位的には最表層の土層崩壊ほど早く、風化基岩層に及ぶ崩壊が遅れて発生している。他方このような風化基岩層に及ぶ重力性の崩壊ははじまる頃には、地下水（中間水ではない）的な催滑現象もみられる様になるようである。

即ち崩壊は傾斜の緩い擬圈谷状の堆積層に始まり、次第に傾斜をまして急斜面の表土崩落、風化基岩層に及ぶ重力性崩壊、催滑の重力性崩壊となり、再び傾斜を減じて地辻り性崩壊、地下水型崩壊となつて終るようにも考えられる。しかしながら地下部に素因を有する、地辻り、地下水型の崩壊は必ずしも豪雨強度のみには従わぬ面があり一応別格に扱つた方がよいようでもある。

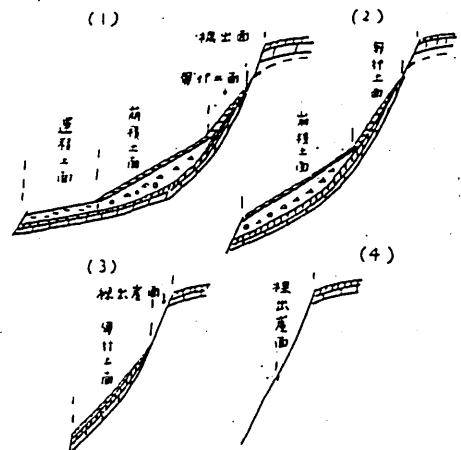
4. 10. 谷開析の性状と崩壊

4. 10. 1. 谷型斜面の性状に関する考え方

いま、完全な抔りを有する一つの開析斜面を考えると第22図(1)に示すように上部から、急崖裸出面、匍行土部、崩積土部（含押出し）、運積土部（山麓面）の4つの構成要素が考えられる（詳細は後述）。（そしてこれまで述べて来たように各部位とも崩壊発生の可能性を有している。）しかし乍ら現実の谷開析斜面はこのような完全性をもつものは稀で、第22図に示すように運積土部を欠くもの(2)、運～崩積土部を欠くもの(3)、更に匍行土部欠くもの(4)といったような区分がなされるようである。（これらの部位のあらわれ方は地質基岩的なものでも可成り異つて来るのであるが、一応地形的にのみ扱つてみたい）

従来地形学的には山形、谷形の発達状態を定性づける区分として幼年期、早壮年期、満壮年期、晩壮年期等の表現がある。これらの定義的内容は可成り多元に亘り、余り単純ではないが一応この名称を借用して、第22図(4)のような急崖部のみの斜面を幼年谷型斜面、匍行土的なもの（大略22図3）を早壮年谷型斜面、崩積土部の発達著しいもの（大略22図2）を満壮年谷型斜面、運積土部の抔りが大きくなったものを晩壮年谷型斜面（大略22図1）とし、夫々の区分の基本型と考えることにした。

そしてある地域についての壮年期、老年期といった名称区分はその谷斜面中に包含される各单位斜面内の基本型の分布を平均視して、その中で最も比重の重い基本型の名称区分を以て表現することにした。例えば早壮年谷斜面と表現させる地域は、局部的には急崖部或いは崩～運積土の堆積部位がみ



第 22 図 谷斜面の区分

られるかもしれないが全体的にみて匍行土部の占める急斜面積が卓越している地域であり、また晩壮年谷斜面とは匍行部、崩積部、崩積部の占める割合が均等に或いは遅～崩積土部が卓越してあらわれている谷斜面域と考えることにした。

以上のように平均的表現として幼・壮・老の各ステージを考えてくると、従来の大地形を対象とした Davis 流の地形的表現³¹⁾の内容と可成り近接し、このような名称を前記の考え方のまま利用しても一般的にさして矛盾は来たさないようにも考えられる。以下上記の区分名称に従って記述を行いたい。

4. 10. 2. 単位谷型斜面の性状と崩壊

さきに、上部斜面を浸蝕し、自身もその下辺を新たな開析斜面におかされつつある単位斜面について検討したが、この場合もそのような斜面を想定する。これまで述べて来たところから斜面上の豪雨による崩壊を簡単に表現すると、第一の素因は土層、風化基岩層の存在であり、これらが傾斜による重力的不安定性、地表下の集水性、催滑性からんで崩壊しているもので、浸蝕・開析に伴う脚部喪失はこれらの状態に更に重力的不安定性を附加助長しているものと考えられる。いずれの単位斜面についても崩壊は頭部、基部、中部或いはそれらの複合的崩壊としてあらわれる可能性があるが、上記のように考えると単位斜面の頭部～中部（遷緩部まで）の崩壊はその斜面のもつ独自の性格で進むのに対して、基部崩壊は外部的な性格によつて影響されていることになる。

斜面の独自性から頭～中部の崩壊について検討してみよう。いま地質的条件、傾斜以外の地形的条件を同一と仮定した場合、一般に斜面が急になる程風化物の存在は困難になり、緩になる程存在が可能になると考えられている。これを崩壊的に解釈すると急斜面では僅かの風化層の存在によつても直ちに崩壊し、緩傾斜に移行するに従つて余程風化層が厚くならない限りは崩壊を生じない。ただ余り緩傾斜になると崩壊は最早起り難くなる。これを換言すると急傾斜地では崩壊は多発するが規模の浅い崩壊が多く、緩傾斜地に移行する程、発生件数は減少するが崩壊が深くなるとも言えそうである。しかしながらこのような概念は地質、地形的なものによつて異なるが、いま地形を同じと仮定しても、たとえば残積土的な風化土層部についてはそれが角礫質であるか、埴質であるか等の地質基岩的な差違によつて崩壊に難易があり、傾斜の緩急に対する表現の差が可成り認められるようである。

上記のような傾向は現実にもよく認められ早壮年的な谷型斜面では崩壊は多発しているが浅く、満壮年的な谷型斜面では深いやや大型の崩壊が生じている。崩壊地の規模は地質その他の地形要因で左右される面が多いので、発生件数的なものについてみると、晩壮年→満壮年→早壮年谷型斜面と若い谷形ほど崩壊が多発していることがよく観察される。このような谷の性状と崩壊数の関係は、同一地区の局部的地形の対比により最も端的に観察されるが、第5表に示した地区的な100 ha 当りの崩壊数中、北川内の結晶片岩(5)と松末の結晶片岩(9)、松末の花崗閃緑岩(23)と志摩の花崗閃緑岩(35)、志摩地区内の可也山(31)を天ヶ岳(42)等の数値的差違は、数値の大きい地区程若い谷型の分布が広く、上記の傾向をよくあらわしている。

斜面上基部の崩壊について検討してみるとこれまで述べて来たところから簡単に表現すれば、基部喪失により最も崩壊しやすいのは崩積土部であり、ついで匍行土部、運積土部、基岩部となつて基岩性の崩壊が最も発生しにくくなっている。これを谷の定性的区分に適應して考えると、夫々の部位の分布性から最も崩壊しやすいのは崩積土的因子の大きい満壮年谷型斜面、ついで早壮年谷型斜面～晩壮年谷型斜面、幼年谷型斜面となつて表現され、谷型が若すぎても、老年すぎても崩壊は生じにくくなり、満壮年期程度の斜面が一番くずれ易いことになるようである。このような傾向は地質その他の地形的要因が同じならば、発生件数の上でも規模の上でも言えるのではないかと考えられ、現実には同一地区の谷斜面の状況と崩壊分布から、もつとも端的に把握出来るが、地区的な差違についても若干の類推が出来るようである。即ち先述した第7表でみられるように同一地区内での頭部崩壊と基部崩壊の比率が、発生数では志摩(46:31)、松末(33:46)、北川内(26:52)、面積では志摩(42:43)、松末(24:53)、北川内(19:63)となつて、谷斜面の性状が満壮年期的な地区ほど基部崩壊量の比重が大きく、早壮年期的な地区程逆に頭部崩壊の比重が大きくなっている。しかしながら単一崩壊地の平均面積については、その他の要因の影響が大きく、明らかな差違は認められない。なお第7表の基部崩壊は可成り人為的切取りによる脚部喪失崩壊を含んでおり、満壮年期斜面が、早壮年期斜面よりも相対的に基部崩壊の可能性をますことは肯定出来るが、満壮年期斜面においては基部崩壊の方が、頭部崩壊を上回るという意味には解されない。自然的な場合は矢部川上流部の崩壊結果⁷⁾で報告されているように頭部崩壊が主要因子となつているものと考えるのが妥当ではなかろうか。

以上を総括すると地質基岩が同一の場合、単位斜面の頭～中部崩壊は、性状が若い谷斜面ほど多く、老年化する程減少し、脚部喪失その他による斜面基部の崩壊は満壮年期的な谷斜面が最も多く、それより幼年化しても、老年化しても減少の傾向を示すものと解される。面積的にも満壮年期が大といった或る種の傾向が言えるようであるが、現実には微細な地質基岩、地形等の構造規模に支配される面が大きいため、余り明らかなことは言えない。

上記の傾向は表層地質的な要因が変つてくると余程異つた傾向を呈している。門司市の崩壊は前輪廻的な可成り従順の進んだ傾斜の余り大きくない晩壮～(老)年の斜面に生じているが、この地域は化石土壌的な厚い赤色風化層の遺存がみられ、これが30度前後の崩壊角で大発生しており、先述した晩壮年期的な地形では比較的発生しがたいという考え方に反して、多数而も規模の大きな崩壊をみせている。この種の崩壊は福岡県下では赤色土層或いはそれに類した厚い風化土層の温存地区に限られるようであり、そこではいずれも斜面の老年化に拘らず大発生する機会があるように見受けられる。しかしながら、このような古い生成の風化層の堆積は、その地域がこれまで非常に長い期間の間、崩壊的な浸蝕を受けていなかったことを意味しており、たまたま現在大発生した例があつても、長い歴史的見地からみれば矢張りこのような老年化斜面では崩壊を生ずる機会が非常に少ないのではないかと想定される。かように老えてくると、先述の「斜面が幼年期にあるほど崩壊件数が多く、老年化するほど減少する」といつた観念には反しないように解されるが、ただ上記理念だ

けで直ちに現在の山崩れの発生個所の多少を解釈することの危険性を物語っているものと言えよう。

4. 10. 3. 谷開析と崩壊

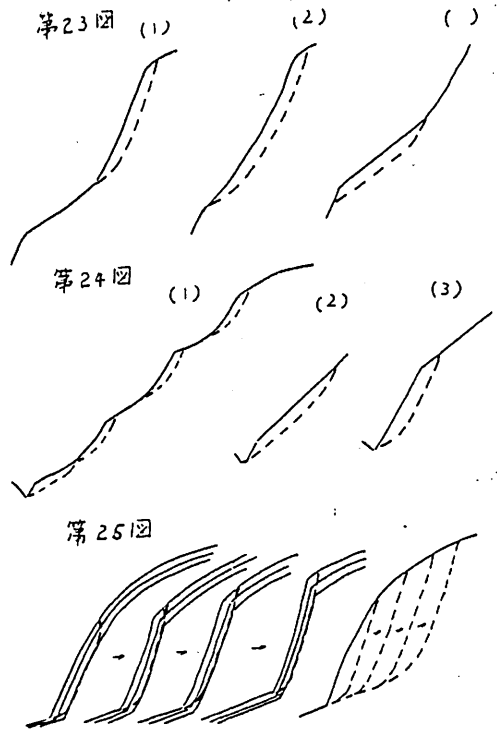
これまで述べて来た単位斜面内の崩壊区分を、斜面の変形度合からみて、斜面上の局部的風化層を撰択的に崩壊する局部崩壊と斜面の傾斜遷急点、遷緩点を両端にもつて大面積的に崩壊する広部崩壊とに分けられるように考えられる。(広部は単位斜面の規模に比して相対的に大面積の意)

局部崩壊は過去に生じた崩壊の局部的未崩部分の崩壊、表層的な風化層、崩積土層、表土層の撰択的・局部的崩壊として、あらわれているのに対して、広部崩壊は第23図(1)に示すように、頭部の傾斜変換点(遷急点)から中部の傾斜遷緩点まで(遷緩点がない場合は基部附近まで(2))崩壊する頭～中部崩壊と、斜面基部の遷急点から中部遷緩点附近まで崩壊する基～中部崩壊(3)、両者の複合による全部崩壊となつてあらわれて、それが属する単位斜面に決定的な変化を与えている。

局部崩壊が傾斜変換点周辺の部分的変形修飾を与えているにとどまるのに対して、広部崩壊は斜面の後退、低下に関して大きな働きをしめており、筆者は広部崩壊を以て谷開析に対する原形的な作用と考え、局部崩壊は開析現象に対する役割は小さいものとして、ここでは広部

崩壊のみを考えることにした。頭～中部崩壊は崩壊後の傾斜が崩壊前の傾斜より一見緩となる傾向があるが、変化は遷緩点の若干の上昇後退と、遷緩点より上部開析斜面の平行的後退となつてあらわれており、その発生はまえにも触れたように、斜面の独自の性格により行なわれ、斜面基部をおかす浸蝕とは一応無関係に進んでいる。

基～中部崩壊は崩壊後の傾斜が崩前より急になり、斜面の低下を含めた後退現象をもたらしめているようであり、その発生は脚部喪失的な要因が強くもびいて、斜面基部をおかす浸蝕と可成り密接な関係にある。



第23図 広部崩壊

第24図 谷開析及び浸蝕と崩壊

第25図 崩壊と斜面の後退

Fig. 23 Broad landslides

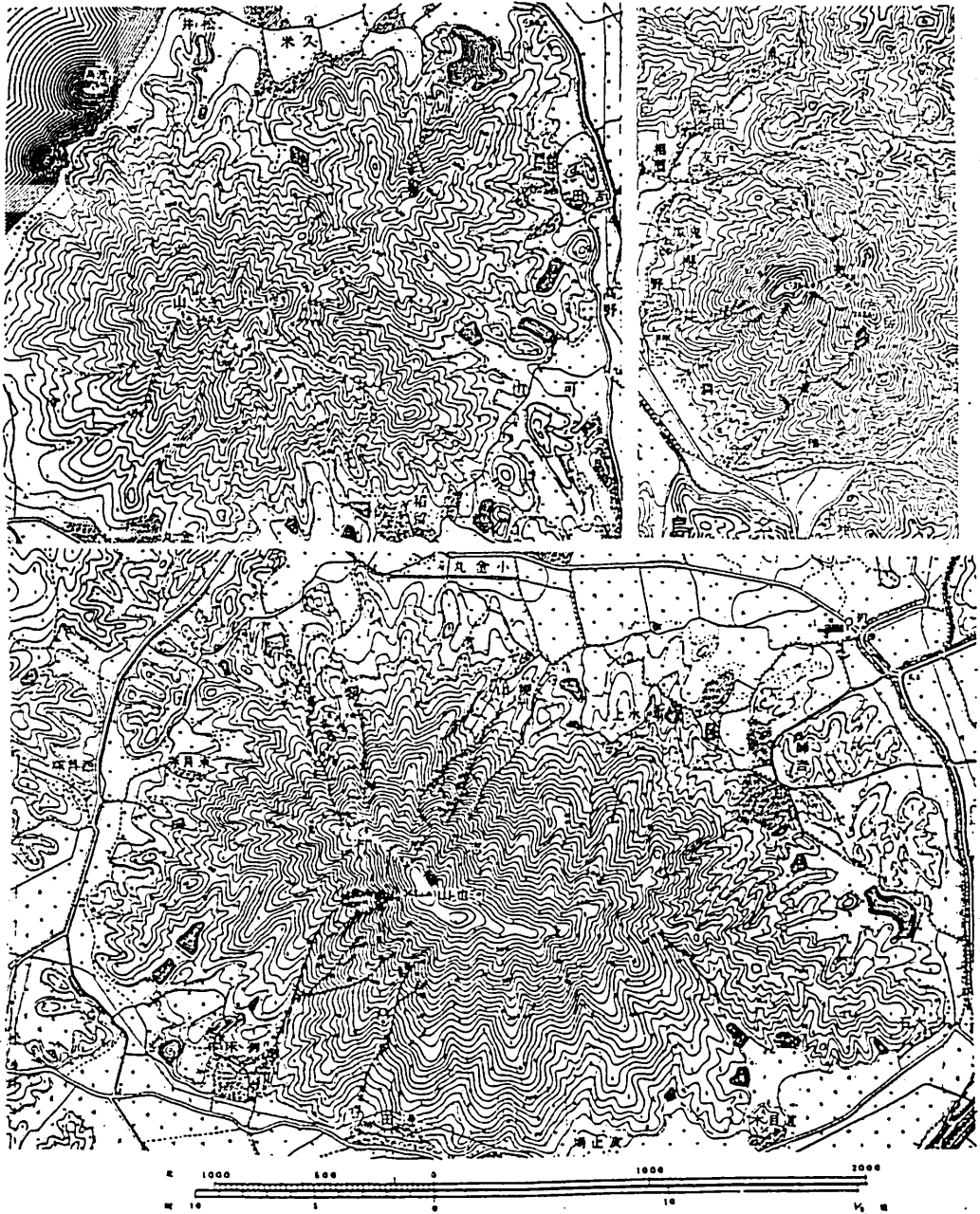
Fig. 24 Relationships of dissection and stream erosion to landslides.

Dissection to landslide; according to self character of the slope.

stream erosion to landslide; according to loss of the slope base.

Fig. 25 Retreat of slope by broad head-landslide.

現実の斜面について観察してみると、多輪廻的、多階構成を示すことが多いが、そこにあらわれる崩壊は第24図(1)に示すように、基～中部崩壊は溪岸に接した下位の単位斜面に圧倒的に多数みられる他は上位の単位斜面では余り見出されず、これに対して頭～中部崩壊は上位の各单位斜面に



第26図 志摩地区(花崗閃緑岩)崩壊地分布

も状況に応じて可成り発生しているようにみうけられ、ところによつては上位の単位斜面における頭部崩壊が下位の単位斜面のそれを上廻っている例もみうけられる。(なおこれまで掲げて来た数値

表は複合的な全部崩をも基部崩壊として算定しているため、頭部崩壊数が相対的に減少している)

基～中部崩はその部位にたまたま不安定風化層があつた場合にその基部の脚部喪失が行なわれたとき発生することが多いが、その同地点に風化層の再生が行なわれて再崩壊起すことは、頭～中部の崩壊に較べて発生しがたいようにも感じられた。(崩積土部位を除く)

斜面の基部崩壊は第24図(2)に示すようにその脚部喪失が比較的最近行なわれたものについては多発しているが、喪失の歴史が旧く第24図(3)のように斜面の下部に可成りの規模の溪岸浸蝕斜面が出来ているような地形個所では、それ程の発生はみられず、却つて溪岸浸蝕斜面内における頭～中部崩壊が多くなつていくように感じられた。

以上のことから谷開析における、溪流そのものの作用は溪岸至近部においては強い影響を及ぼしているが、開析作用の大部分は過去に於て生成されて来た斜面の独自の作用により進んでおり、谷の開析斜面内における崩壊は第34図に示すように斜面上の風化層の再生が或程度になると再び崩壊を生ずるといつたような谷斜面のやや平行的後退方向に進むものが主体になつていくように考えられる。しかしながらその是非については明らかでない。

開析斜面が完全な単輪迴的構成を示す場合には浸蝕或いはそれに類した作用そのものがその斜面の崩壊に強い影響を及ぼし、下刻の著しい谷では崩壊も著しく多くなり、下刻の休止した谷では崩壊が減少するといった現象が起りうる筈であり崩壊と谷との密接な関係を求めることが出来るようである。しかしながら谷の開析斜面は多くの場合多輪迴的構成を示すことが多く、谷との直接関係のあるのは最低位の単位斜面にとどまり、それより上位の単位斜面の崩壊はこれとは直接的関係がないようになるものと想定される。このような多輪迴的構成を示す斜面では、それを構成する単位斜面の性状は必ずしも同じでなく、或る斜面は早壮年期、或る斜面は晩壮年期といったような区々の性格を示し而もその上の風化層の厚さも夫々まちまちであり、この場合の崩壊発生は夫々の単位斜面の性状に応じてあらわれているようである。

第26図は志摩地区における崩壊地の分布図であるが、その分布構成は大略これまでのべて来た考え方によつてよく説明されるようである。即ち溪流に沿つた崩壊密度の大小は、下刻の著しい部分に多く、溪間堆積面の周辺に少く、その他の谷斜面上の崩壊は早壮年谷斜面に小崩壊が多発し、満壮年谷斜面において大型化し、晩壮年～老年斜面には一部に地這りの崩壊をみる以外は崩壊は少くなつていく。

4. 11. 崩 土 の 堆 積

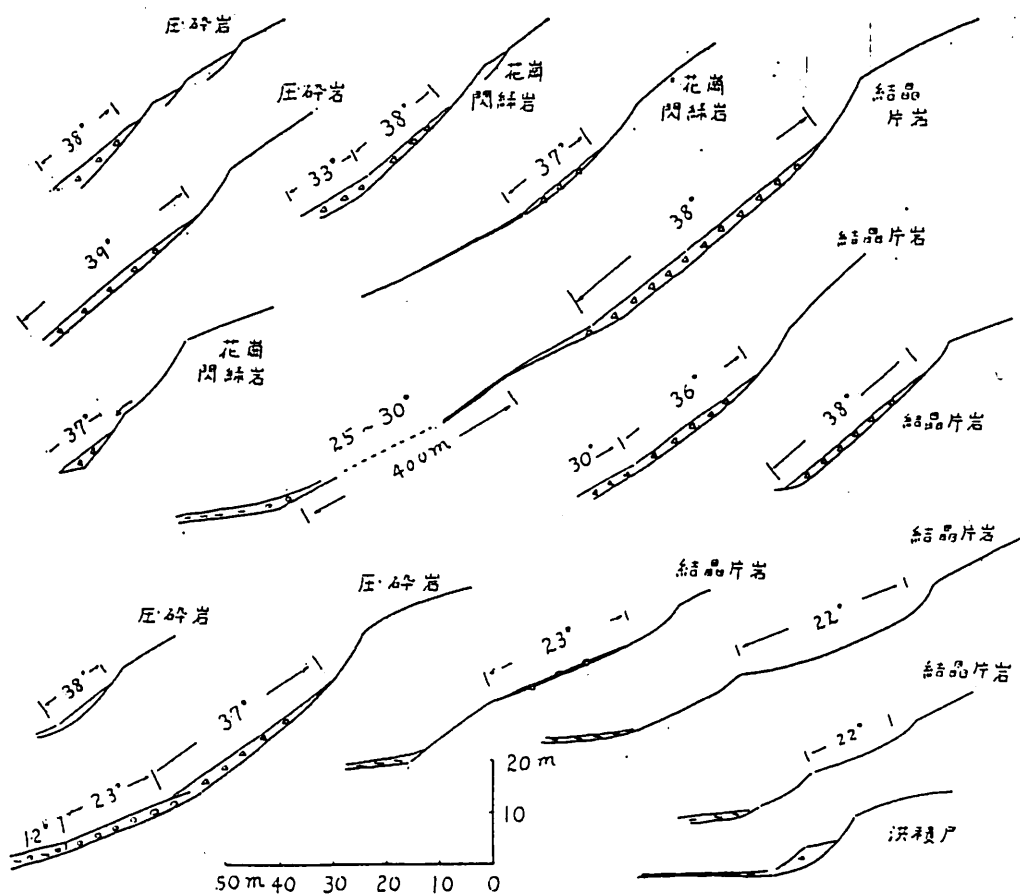
4. 11. 1. 崩壊の機構と崩土

さきに機構的にみた崩壊区分の項で述べたように、崩土の性状はその崩壊の水機構に関連して、水分的過飽和、飽和、未飽和の状態で崩落し、著しく水を含んで泥流～土石流化したもの、それほど著しい水は含まないがやや液性化して流動するもの、水は単なる重量増加を助長しただけで重力的に崩壊するものといった区分があり、更に同一崩壊の中にも、一部流動、一部重力性崩壊といった様相が見出される。その状況は大略次のようである。

第 13 表 志摩地区の崩壊土砂の状況

区 分	崩 積 堆 積	押 出 し 堆 積	土 石 流
a ₁ 緩傾斜流動崩	—	—	○
a ₂ 擬凹谷底 " "	—	—	○
b 表層崩落	斜面上	—	—
c ₁ 頭面部催滑崩	30°	23°	—
c ₂ 基部 " "	34°	24°	—
d ₁ 頭面部重力崩	35°	(24°)	—
d ₂ 基部 " "	35°	(20°)	—

泥流, 土石流的な崩土は, 下部斜面を更に浸蝕して, 溪間部に到つて初めて堆積を行ない斜面上の堆積作用は流土の外縁部に僅かに認められる程度であり, 殆んど見出されない。表層崩落等のやや流動性に富む崩土は, 崩壊面内に堆積することはないが, 下部未崩斜面上に薄く堆積を行ない, 斜面基部に達した時は小さな錐状堆積を示している。



第 27 図 崩壊地縦断面図

Fig. 27 Profiles of landslide (by actual survey)

滑働作用うけつつ上層が重力性崩壊を示すものは崩土の一部は泥流～土石流化、或いはやや流動化するが、重力的に崩壊した崩体部は崩壊面内或いはその周辺に崕錐状に堆積する。

重力性崩壊の崩土は崕錐状に崩積する。

これらの状況を崩壊区分別に志摩村の調査例について例記してみると第13表に示す通りである。

4. 11. 2. 崩土の堆積角とその性状

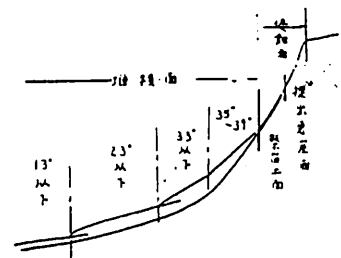
表層崩落的な小型の崩壊には触れず、やや大型崩壊地の崩土の堆積状態について検討してみたい。

第27図は結晶片岩、花崗閃緑岩地区における崩壊地、崩土堆積の縦断面図である。図について検討してみると、崩壊の機構的区分により異なっているが、全部を通覧してみるとその間に幾つかの構成がみとめられる。これを模式化すると第28図に示すようになる。即ち上部から急崖部、匍行土部（急斜面上に土砂礫の不安定な緊留をみる）、堆積部となつてあらわれており、その間に傾斜の逡緩的不連続がみとめられる。（第30図も参照）

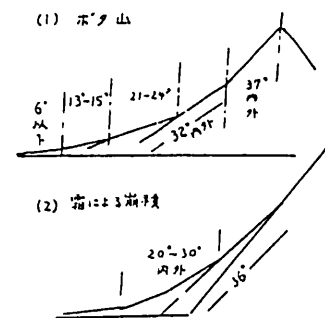
更に堆積部について仔細に観察してみると、一見上に急で下に逡緩といった傾斜の漸減的变化を示しているように感じられるが、細部的には直線的要素の組合せで構成されており、その間にも2～3の逡緩の傾斜変換が見出される。この間の構成は崩壊地によつてやや異なるが、39～35°の要素、33°程度以下の要素、23°程度以下の要素、10°内外以下の要素に大略4分されるようである。

現地における観察によると、この種の堆積要素は崩土の流動、転動、動的落下等の性格の差違による面が大きいようであり、最も急な堆積を示しているのは所謂重力性の堆積を示した崩積土で38°内外の値を示すものが多く、33°程度以下の部分は崩積土がその前面においてやや岩屑匍行的運動を起したものの、或いは崩土の一部が特に礫塊が迴転運動を伴いながら転落堆積したもの、23°程度以下のものはやや土石流的運動を起した崩土の堆積、10°程度以下のものは土石流の堆積が岩、礫、砂、土が混然とした堆積をうけているのに対して、水流的運搬作用が強く、流速に伴う篩分けが可成り明瞭に行なわれた堆積物となつている。

このような堆積状況の実験的な観察は、大きなものでは炭田地方で炭滓物の人工的堆積を行なつているボタ山の生成過程、小さなものでは道路等の切取面の側壁部が、霜の凍上その他の作用により粒状に崩落する場合に容易に体験され、これらは規模の大小の上では著しい差違が認められるのであるが、その堆積状況は全く同様な状況を示し第29図(1)、(2)に示すような構



第28図 崩壊地の縦断面模式図
Fig. 28 Schematic representation of profile of landslide.



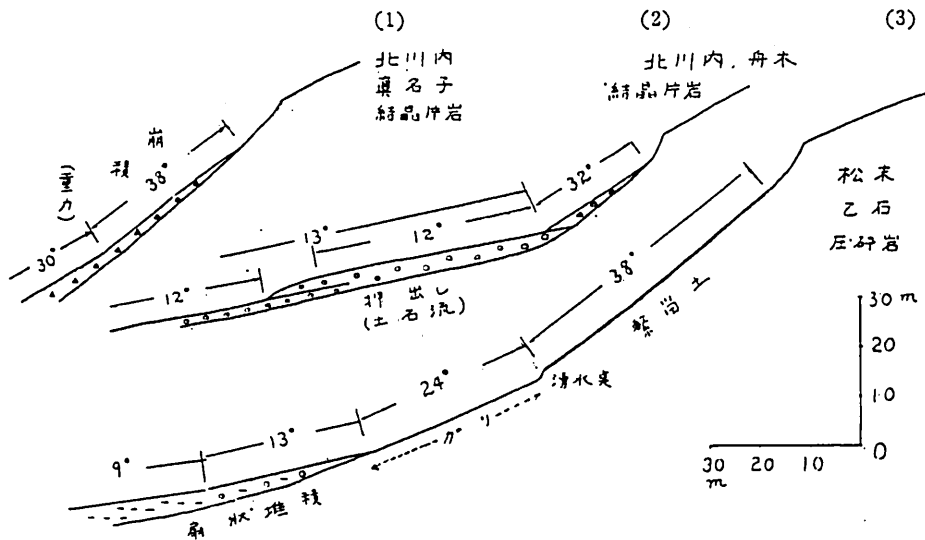
第29図 ボタ山及び風化層崖面における霜による崩壊

成を呈している。即ち、真正崩積部 ($36\sim38^\circ$)、転落崩積～岩滓崩行部 (32° 程度) となつてあらわれており、その後に加わつた雨水の供給により、土石流的堆積を示す押出し扇状地 ($21\sim24^\circ$ 以下)、流水の作用による緩い扇状地 ($1^\circ\sim31^\circ$ 内外) が更にその下位に見出される。

崩土の堆積と、崖錐的堆積とは質的にやや異なつたものとも解釈されるが、³⁴⁾ 現実の森林立地における崖錐的な崩積土について観察を加えてみると、大略はこれまで述べたことと同様の傾向がうかがわれる。やや異なつた点では崩積土の最大傾斜は 40° をこすものが見出され (この場合表層浸蝕により若干変形をうけ崩積原形より急になつたと推察されるものがある)、また稜上その他微細な崩落現象に伴う崩積土は林木の杆止作用等の影響もあつてか、よく 45° 以上の斜面上でも堆積しているものがあつたが、これらの現象以外の転落崩積、崖錐崩行、押出し等の区分は崩壊地の場合とほぼ同状況下にあることが多いようである。

以上主として模式的な例証を行なつて来たが現実の崩土堆積は、重力的な崩土堆積、土石流的な押出し堆積等が原形となつて、それ等の複合、或いは2次的変形を伴つてあらわれているものが多いようであり、更に崩壊の部位によつて崩土が崩壊面内に在るものと無いもの、これとは別に特に地下水的掃流力が著しく、崩土が殆んど流出してしまつているもの等があげられるようである。

第30図はこれまで述べてきた崩土堆積が模式的にあらわれている実例である。



第 30 図 標式的崩壊地縦断形

Fig. 30 Standard profiles of landslide.

(1) colluvial deposits,

(2) mud-flow dep.,

(3) deposits are carried away by ground water from surface of rupture and formed alluvial fan.

第30図 (1)、第31図は北川内地区星野川沿岸部に生じた重力性崩壊であり、崩壊の縦断形は上部から崖面、急傾斜の崩積土 (38°)、中傾斜の転落崩行崩積土 (30°) から構成されている。第30図 (2)、第32図は北川内地区舟木谷に生じた結晶片岩の地送り性崩壊で、地下水的な作用強く、崩土はやや土石流化して崩壊面内、及び溪間部に堆積して押出し堆積面 (12°) を形成しており、崩壊面

内の頭部、側壁にはその後の崩積土 ($32^{\circ}\sim 36^{\circ}$) 堆積をみることが出来る。

第30図(3)、第33図は松末地区乙石附近の結晶片岩と花崗閃緑岩の接触部における、圧砕岩部(礫状破碎)に生じた崩壊であるが、地下水量多く、崩壊礫を殆んど一掃して崩壊面外に扇状堆積面 (9°) を形成している。崩壊面の急崖部以外は崩土の薄い繋留がみられる (38°)。中央の大崩壊の側方には2個の重力性崩壊が発生している。(崩積角は 39° 及び 38°) を示し下辺部では転落帯行的崩壊を示している)

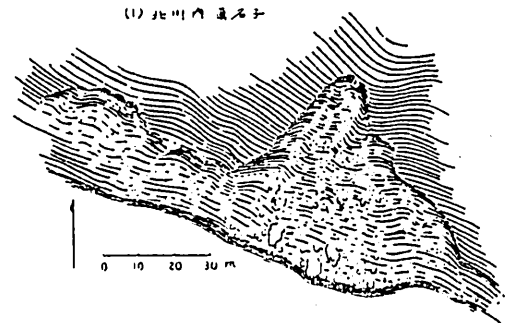
上記の崩壊例は一応崩土堆積の原形をよくしめしており、第30図(1)の急傾斜崩積層、その下辺の転落～帯行的崩積層、第30図(2)の押し出し層、第30図(3)の運積土(扇状)を以て崩土堆積の4要素と考えるとよいように思われる。以上は主として、崩壊に際して完全に破碎した崩土について述べたが、第34図に示すようなブロック的崩壊を示すものも可成りみうけられる。なお土石流的堆積については別項において更に詳述したい。

5. 森林と斜面の崩壊

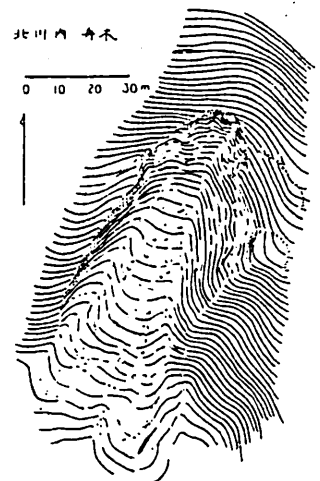
森林の崩壊防止機能は従来可成り重要視されていた問題である



第33図 扇状堆積(地下水流運積)を示す崩壊
Fig. 33 The landslide in which has not deposits due to transportation of ground-water.(formed aluvial fan)



第31図 重力性崩壊を示す崩壊(1m等高線)
Fig. 31. The landslide in which has colluvial deposits.(Contour interval; 1m)



第32図 押し出し堆積を示す崩壊地(1m等高線)
Fig. 32 The landslide in which has mud-flow deposits.(cont. int.; 1m)

が、決して万能ではなく、最近その機能に限界があり、大型の崩壊は森林では防止出来ないものとされて来ている。その崩壊の面積的規模、或いは深度的規模に

おける防止機能の限界の認定は、従来定量的な調査報告もなく、面積規模の表示も不確実であるため明らかでないが、筆者が厳密に崩壊源の水平面積に着目して行なつた昭和28年度の北川内、松末の調査²⁰⁾によると10年生以下の森林や原野地では 100m^2 以下20年生以下の森林では 200m^2 以下30年生以下の森

林では、大略 300m² 以下の崩壊に対してしか抑止機能が認められないようであり、福岡県下の国有林地を対象とした場合、森林の崩壊防止機能は余り大きくは期待出来ぬのではないかと感ぜられた。昭和 34 年度の志摩地区の調査においてもそのような印象が強かつたようである。

見方を変えて、崩壊地の深さについて森林との関係を検討してみよう。

第 14 表は志摩地区における林令と崩壊深度別の発生件数である。表についてみると深さ 1 m, 2 m, 3 m の各崩壊が、林令と共にその発生数を減じており、一見 30 年までの森木の効果が深さ 3 m の崩壊にまでは林令と共に有効に働いているように感じられる。しかしながら志摩地区の場合は森林の令級別面積が明らかでないのではつきりした傾向とは言えないようである。

第 14 表 志摩地区における林令別、崩壊深度別、崩壊発生数

林 令 崩 壊 深	0 ~ 10 年	11 ~ 20 年	21 ~ 30 年	31 ~ 40 年	全
1.0m以下	25	11	0	0	36
1.0~2.0m	15	17	3	1	33
2.0~3.0m	4	2	2	0	8
3.0~4.0m	1	1	1	0	3
計	43	31	6	1	80

第 15 表 松末、北川内地区林令別、崩壊深度別、崩壊発生数

林 令 崩 壊 深	0 ~ 10 年	11 ~ 20 年	21 ~ 30 年	31 年 以上	全
松	0~1.0m	115	10	2	127
	1.0~1.5m	36	16	6	58
	1.5~2.0m	17	9	2	28
	2.0~2.6m	14	4	4	22
	2.6m以上	10	5	2	17
末	他	42	5	1	0
	計	234	49	17	300
北	0~1.0m	55	7	0	58
	1.0~1.5m	72	19	4	94
	1.5~2.0	18	9	3	29
	2.0~2.5m	6	5	1	11
	2.6m以上	3	0	0	3
川内	計	154	40	8	202

同様のことを北川内、松末地区の資料から算定してみよう。第 15 表は夫々の地区の令級別、深さ別の崩壊件数であるが、この表によつても各深度の崩壊が令級と共に発生数を減じ一見森林の抑止効果が令級ごとに強くなつていくことが想定される。しかしながらこのような評価は厳密には当該令級の単位森林面積当りの発生密度で検討しないと明らかなことは言えないのが常識である。いま北川内松末地区における令級別の 100 ha 当りの発生件数を、崩壊深度別に算定してみると第 16 表に示すような結果がえられる、この 100 ha 当りの崩壊件数について検討すると、さきに掲げた第 14 表、

第15表は可成り異つた結果が出ている。即ち深1.0m以下の崩壊に対しては、令級毎の減少がみられるが1.5mになるとその傾向がうすれ、2.0mになると最早、令級に伴う遞減は全くみられなくなる。即ち第16表を検討すると甘く見積つても



第34図 塊状崩土

第 16 表 松末、北川内地区における林令別、崩壊深別100ha.当り崩壊数

林 令		0 ~ 10年	10 ~ 20年	20 ~ 30年	30年 以上	全
松	崩 深					
	森林面積 (ha)	947.9	391.4	184.6	102.0	1,625.9
	0~1.0m	12.1	2.6	1.1	0	7.8
	1.0~1.5m	3.8	4.1	3.3	0	3.6
	1.5~2.0m	1.8	2.3	1.1	0	1.7
	2.0~2.5m	1.5	1.0	2.2	0	1.3
	以 上	1.1	1.3	1.1	0	1.1
末	不 明	4.4	1.3	0.5	0	3.0
	全	24.7	12.5	9.2	0	18.5
北 川 内	森林面積 (ha.)	1,610.6	558.7	286.3	121.4	2,577.0
	0~1.0m	3.4	1.3	0	0	2.3
	1.0~1.5m	4.5	3.4	1.4	0	3.7
	1.5~2.0m	1.1	1.6	1.0	0	1.1
	2.0~2.5m	0.4	0.9	0.3	0	0.4
	2.6m 以 上	0.2	0	0	0	0.2
	全	9.6	7.2	2.8	0	7.8

20年生の森林で 1.0m以下の崩壊

30年生の森林で 1.5m以下の崩壊

に対して防止機能が認められる程度で、1.5m以上の深さの崩壊に対しては、30年生以下の森林ではそれを拮止する効果は期待されないのではないかと考えられる。

福岡県下の民有林の多くは30年生以下のもので構成されており、これまでの筆者の行つた調査結果は期待出来ないのではないかとと思われる。

30年以上の森林の機能については明らかでないが、おそらくは令級の増加の割にはそれほど著しい防止機能の増加は期待出来ぬのではないかと想定される。

6. 土 壤 浸 蝕 作 用

土壤浸蝕については崩壊地におけるような本格的調査は実施していないが、観察しえた事項についてその概略を記したい。

6. 1. 土壤浸蝕の種類とその状況

福岡県下の山岳立地において土壤浸蝕を生じている作用としては、これまで述べてきた崩壊作用の他に降水による雨洗（洗蝕）、土壤爬行？、細流浸蝕、雨裂浸蝕、その他冬季における霜の作用等が挙げられる。以下夫々について概述したい。

6. 1. 1. 雨洗 (洗蝕) rain wash

降雨による表面洗により、土壌～岩屑が斜面上を下方に移動する現象であり、¹⁾⁴⁵⁾⁵⁴⁾⁶⁵⁾ 所謂土壌浸蝕の最も一般的な作用と考えられる。下記の細流浸蝕ほどの著しい浸蝕溝は伴わぬが非常に微細な細流浸蝕とも考えられるようである。この他に面状浸蝕、表面浸蝕、sheet erosion 等¹⁾²⁾⁴⁾²⁴⁾ の言葉があるが筆者としては一応同義的に解釈を行つている。

従来説かれているその機構的なものについて述べてみると、一般に斜面上の表面流は降雨量が土壌への透過量を上回る場合に生じ、透水性の悪い土壌ほど受蝕性も著しいとされ、³⁾⁵²⁾⁵⁵⁾⁶³⁾ 膨軟な土壌より堅密な土壌が浸蝕をうけやすく、¹⁵⁾¹⁶⁾ (膨軟層は粒子の結びつきがルーズでこの点からは却つて浸蝕抵抗が小さいのであるが、現実には、この種のルーズ性より透水性にからむ表面流の発生の難易の方が受蝕性に大きくひびいている例が多い)、土壌の物理性により支配される面が大きく取扱われている。そして一般に生成発達の良い森林土壌はその団粒性故に膨軟であり、雨滴の衝撃等により団粒構造の破壊が余程著しく行なわれないう限りは表面流も少く、土壌浸蝕も生じ難いものと言われている。

また他方、上記の物理性の他に植生による拮止抵抗による影響をうけて、植被の良好な個所ほどこの種の浸蝕は行なわれ難いとされ、以上のからみあわせから従来土壌浸蝕は裸地ほど著しく草地、林地と減少し、特に良好な森林立地ではなかなか生じ難いものと考えられている。¹⁴⁾

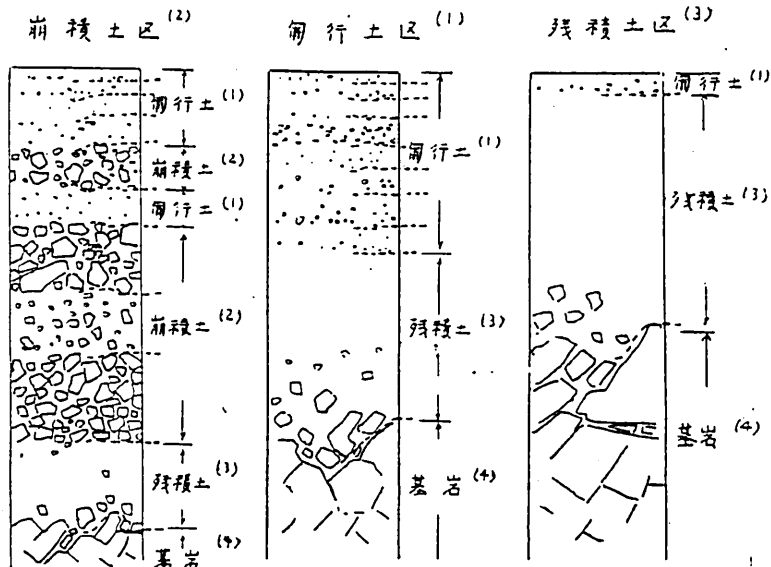
筆者の調査事例でも大略は上記のことを肯定出来るようであるが、有林地の浸蝕現象其他についてはやや異つた観察例等が見出されたので以下それらについて記載したい。

(1) ノルマルエロージョン

所謂、被害をもたらす現象ではないところのノルマルエロージョン的立場から検討を加えてみよう。比較的良好な森林に覆われた斜面上に土層試坑を設定してその断面構造を観察すると、たとえば堆積面では第35図(1)に示すように最下層に、その地点における風化土層(残積土)があらわれその上に崩積土、更に崩積土以外の堆積層が互層的な異時堆積的な層序を示して見出されるのが普通である。また崩積土層を欠くような斜面区では第35図(2)図に示すような残積土層上に崩積土系以外の土層の異時堆積構造がみうけられ、尾根筋附近ではこの堆積層が薄くなり第35図(3)に示すように残積土的な傾向が強くなつて来ている。このような断面上の構造は、規模の大小、層別の顕・不顕の差はあるが、どのような斜面上にも広く見出される現象である。

以上の構成層位のうち基層の風化層(残積層)、それと崩積土層についてはその生成機構が明らかに想定しうるが、それ以外の土層の生成については重力堆積、基岩風化以外の作用も想定しなければどうしても説明が出来ないように考えられる。即ち先述のように有林地では表面流は生じ難いと云われながらも土砂礫の移動に関して何か表層浸蝕的な運搬、削剝作用が行なわれていることが確実であり、それによつて上記の土壌の堆積構造が生成されているものと考えられる。常雨的にはその現象は認められなくとも豪雨時にはその作用があるものとも想定される。このような堆積層を筆者はさきに斜面表土或いは甬行土(林野庁方式土壌堆積区分³⁰⁾の名称を準用) superficial deposits⁷¹⁾と

して崩積土 (colluvial deposits), 定積性残積土 (sedentary residual deposits) と区分したが,



第 35 図 斜面上の堆積層の例

Fig. 35 Some types of deposits profile.

- (1) superficial deposits,
- (2) colluvial deposits,
- (3) sedentary residual deposits,
- (4) mother rock.

これが主として雨洗現象によつて行なわれているものと想定されるようである。

良好な森林立地における雨洗現象は現実にはその移動の把握が観察しにくく、またそのような調査報告も余りないようであるが、上記のように土壌断面の上から、その作用が明らかに読みとられ、所謂災害の見地からは無視しうる現象かも知れないが、斜面～立地の生成の上からは決して否定すべき問題ではなく、重要な要因と考えられる。

(2). やや加速的浸蝕

災害というほどの現象はひきおこしていないが、やや削制的な傾向の強いものについて検討してみよう。

一般に有林地内の表面流については軽微視的な傾向説が強いが、⁽⁴⁾⁽⁸⁰⁾ 山崩れを発生するほどの豪雨時では降雨量が浸透量を上廻り余程その状況を異にするようである。⁽⁸¹⁾ 昭和28年、34年の災害調査の際にその他の野外調査の際にも可成り著しい表層の削制現象が急斜面部で発生している個所が相次ぎ観察され、特に花崗岩地帯に著しいようであつた。

現実の浸蝕量の調査ではないが、筆者が大分県の日出生台で行なつた土壌調査において若干興味ある資料を得たので、検討を加えてみたい。

日出生台は別府に近い、由布岳、鶴見岳火山に近接す熔岩台地で、複式卓状地形 (Double mesa) を呈し、広く拡つた平坦面 (600~700m) の上に残丘状に福万山 (1235.3m)、兜山 (1014 m) 等の

山々がそびえ、その残丘開析面から供給された堆積物が、扇状地、押出し運積土、崩積土となつて、平坦面、斜面を覆っているが、現在はそれらの堆積面は活性にとほしく、平坦面を刻む浅い谷に対して残積的に分布しているようである。この地域は旧い採草地、演習地としてササを主にした原野としての長い歴史をもち、造林地は点々と介在しているにすぎない。

調査は断面試孔の観察と山中式の硬度計を利用して行なつたのであるが、全地域が殆んど土壌の人為的擾乱の加わらぬ状態にあつたためか、同一地形、同一植生の個所では面白いほど同様な土壌構造が見出された。従つてこの地域で同一地形における原野と造林地の土壌構造を対比して差違が出て来れば、専ら他の条件を整一化した場合の造林地と原野との植被的差違に基づくものと想定されることになる。

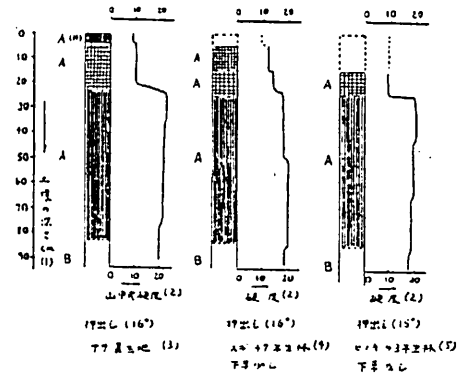
第36図は兎山西方の押出し性運積土面上におけるササ叢生地、スギ造林地（43年程度）ヒノキ造林地（47年程度）の土壌断面と、山中式硬度を示したものであるが、（硬度の変化、層位の変化の境いを同列において図示している）ササ叢生地を対照にした場合スギ、特にヒノキ林に於ける削剝が行なわれていることが明らかに読みとれる。スギ、ヒノキ林共、うつ閉度が大きく、林地内に下草を欠き且つ湿性土壌（BE型）であるため林木自体の根系も疎で、そのため表面浸蝕、特に雨洗に対する抵抗性が減退したための削剝現象と解釈される。

一般の林地においても鬱閉がそれほど著しくなく、下草灌木が可成り密に分布している個所では雨洗浸蝕は著しいものはないが、下草、灌木が消滅するほどの鬱閉林になると（地質的な差違は多少あるが）、どのような地域にも土壌の流亡が見出されるようである。

またかつては広葉樹に覆われた一連の斜面であつたと思われる地点で上部は明るい広葉樹林に覆われ、その下部では林種転換が行なわれて鬱閉度の過大なスギ、ヒノキの用材林が成立した場合、下層植生が消滅して造林地内に雨洗現象が強く働いて表層の低下を来し、用材林が伐採される頃には広葉樹林地と用材林地との間には可成り目立つた斜面の不連続性が認められるといった例が県下各地であげられる。斜面の生成、土壌生成更には森林立地の保全上は決して軽視出来ない現象ではないかと考えられる。

(3) 加速的浸蝕

浸蝕量が土壌生成量、或いは風化土層生成量を上廻るときこれを加速的浸蝕⁽¹²⁴⁾と呼んでいる。土層～土壌の生成についてはこれまで主として農地的な見地から静的に取扱つた傾向が強いが、これ



第 36 図 層断面及び硬度(山中式)の上からみた土壌浸蝕の例(於日出生台)

Fig. 36 Some examples of surface erosion on mud-flow deposits in which it is covered by different plant.
(1) depth of soil.
(2) hardness
(3) bamboo grass
(4) Cryptomeria (43 years)
(5) Cypress (47 years)

まで述べて来たことから推定されるように斜面上では、浸蝕的作用そのものの中にも、削剝と堆積との相反する動的2面性を持つている。このことから斜面上における加速的浸蝕は、削剝量が、堆積量を上廻るときに発生しているという一項を特に重視して補足しておく必要があるようである。

斜面における堆積に関しては地形との関係が強いので、地形と土壌浸蝕の項で詳細な検討を加えたい。

6. 1. 2. 土壌匍行 (Soil creep)

土壌層が、洗流的な作用を伴わず主として重力作用により表層的に徐々に移動する現象と考えられるが、^{(46) (51)} 土壌学の方では sheet erosion, sheet wash 等の現象と明確な区分がなされていないようであり、⁽⁴⁷⁾ また地形学方面では前記の rain wash と別の浸蝕作用として取扱われている面が強いように感じられるが、なお土層の飽水に伴うソリフラクション現象とも明確に区分されていないムキがある。⁽⁴⁸⁾ 概して含水の容易な膨軟層の移動に強い影響力があり、温暖多雨な森林土壌ではおそらくは有力な浸蝕作用であろうとも推定されている。^{(51) (55)} しかしながらこのような現象は米国あたりの bad land における調査による例が多く、外国では可成り重視されている現象であるが、本邦のような森林植生の抵抗の大きいところではその機能が疑問視されているようである。⁽⁵⁴⁾ 筆者も福岡県周辺におけるこの種の現象の把握を試みたいと思い現地調査に当つて一応の留意は行つたのであるが、有林地ではこれに類する現象は認められなかつた。しかし尾根型斜面或いは緩～中傾斜地形面上の木場作地、禿禿地において飽水に伴うソリフラクション的な移動が感じられ、斜面が何等かの原因で植被を失つた場合は soil creep 的な現象も生じうのではないかと想定された。(ソリフラクションは一部では雨水による現象としても認めてあるようであるが、⁽⁴⁶⁾ 主として寒冷山岳地における平坦の地形面上の浸蝕現象として重視されており、⁽⁵⁷⁾ 筆者は春先の中部山岳で、巾広のバカ尾根状を呈する無植生の稜線縁辺部で、凍土・積雪の融解に伴うソリフラクションを実見したが、福岡県下で観察したものは雨水によるものであるが大略それに類似しているようであり、飽水した表層の土礫が、数cm程度の厚さで浮遊性を帯びた状態になり、斜面に沿つて移動を行なつているように感じられた。なお移動量そのものについては測定していない)

6. 1. 3. 細流浸蝕 Rill erosion

前記の雨洗現象と異り、一時的な浅い浸蝕溝ではあるが一応の微細流路を有する浸蝕作用である。(広義的には一種の雨洗現象として包括されているようにも思われるが、一応の区分の必要性が感じられる)。さきに触れた雨洗現象は削剝と堆積が徐々に而も交互的に行なわれ、土砂礫の移動も微動的であるが、細流浸蝕になると斜面上の流路周辺部は殆んどが削剝部となり、堆積は流路の末端か、或いは余程緩傾斜でないとは生じておらず。(浸蝕物質によつて異なるが、僅かの調査例ではあるが、細土的なものが多い場合10°以下でないと目立つた堆積はしないようである) 削剝面と堆積面の境界が雨洗現象に較べて可成り明瞭になつている。この種の浸蝕現象は植被の良好な個所では殆んど認められず、崩壊跡地(風化層裸出地、礫質崩壊跡地には少ない)、禿禿地、同移行地、草本灌木の被度が低い個所、鬱閉過度の無下草林地等にみうけられ、前者ほど著しい。

6. 1. 4. 雨裂浸蝕 (Gully erosion)

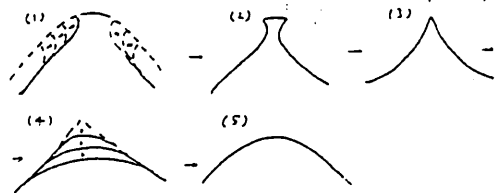
前記の細流浸蝕の流路が固定化し、更に大規模になつたものであるが、別項において土石流の項と共に詳述したい。

6. 1. 5. 霜の作用

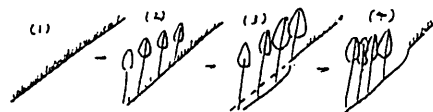
霜柱によつて持ち上げられた表層土粒が、霜柱の融解消失と共に安定を失ひ、急斜面上では重力的に落下して下部に崩壊し、緩斜面上では浮遊化して、その後の降水により洗蝕されている現象で、冬季の浸蝕現象として福岡県下でも可成り目立つた作用を及ぼしている。霜柱の規模が小さいためか、岩礫を移動するほどの作用は認められないが、やや密な物理性を示す裸出面上の細粒の土砂の移動をもたらしているものが多いようである。風化層を裸出した崩壊面、禿禿地、泥質段丘等の裸出面、人為的な切取面等において目立つた作用を及ぼし、時に下草を欠く有林地内でも認められる。

崩壊地内での霜柱の作用をみると、その作用は裸出面に限られ、その浸蝕の進み方は第37図(1)に示すように、頭部を拡大して風化層を蚕食し、基部に著しく膨軟な崩壊堆積層を形成しつつ、可成り急な傾斜をみせながら斜面の後退をうながしている。この頭部拡大が第37図(2)の如く進んで上部を完全に浸蝕すると、一時的に(3)のような尖鋭な形態も認められるが、直ちにこれを従順化し、これまでの下降的発達とは一変した、鈍頂従順化斜面形を形成して、斜面の低下を促している。(第37図(4)、(5))

第37図



第38図



第37図 霜による禿禿面の拡大と浸蝕形

第38図 有林地林縁部における霜の浸蝕

このように崩壊地が霜柱と雨洗の共同作用に

より拡大されて、禿禿地に移行している例は福岡県下では可成り著しいものがあり、凝灰質角礫岩、花崗岩、三紀層の禿禿地の中にはこの種の成因によるものが極めて多数見出される。

有林地内の霜柱作用は従来余り重視されていないが第38図(1)に示すような、草生斜面に造林がなされ、その林内の下層植生が消失した場合、その林縁に近い無下層植生面に霜柱の作用が生じ、そのため(3)、(4)に示すような可成り目立つた浸蝕面を生じている例が見出された(この種の浸蝕の最初の動機は下草消失による雨洗現象の先行があつたのかもしれない)。

6. 2. 気候と土壌浸蝕

一般に乾性気候区ほど、植生の生育、侵入が困難な点から、土壌浸蝕は著しいとされているが、⁷¹⁾福岡県下でも最も少雨地域とされている瀬戸内に面した築上、京都郡下に土壌浸蝕が著しく、県下全般についても多雨量の上流山岳地に土壌浸蝕は殆んど見当らず、相対に少雨な下流の低山、丘陵、台地地域に多く見出されている。

6. 3. 地質と土壤浸蝕

福岡県下では凝灰質角礫岩、花崗閃緑岩、第三紀層（頁岩）、洪積層の区域に土壤浸蝕が著しく、いずれも岩屑風化物に乏しい土（～砂）質風化層の発達する基岩区に土壤浸蝕が多く、明らかな禿地、或いは禿地移行地が見出される。その他の地質区でも多少共浸蝕現象は見出されるが禿地的な分布は少ないようである。これら地質的な性格づけは、その基岩の風化のしかたに³⁰⁾関係があるようで、その風化が岩→礫→土（埴）といった風化形態をとり風化層が、礫質なものは土壤浸蝕が行われ難く、これに対して、岩→土（埴質）と礫質の風化過程を踏まぬか母材自体が既に土質化しているような、風化層内に礫質な存在に乏しい個所は受蝕性が高くなっているといえよう。表層地質的には赤色風化層、その他埴質或いは堅密な残積性の風化層の発達する地域に多いが、火山灰分布区には理由は明らかでないが、余り著しい浸蝕現象は認められない。

6. 4. 地形と土壤浸蝕

地形と土壤浸蝕の関係には、先ず量的には傾斜角の高低があげられ、ついで質的なものとしては、堆積物の分布、斜面の上下、凹凸にからむ集水性、湿性環境、乾性環境、斜面の発達階程にからむ輪廻的定性区分があげられる。ここでは主として後者の質的な面について検討を加えたい。

6. 4. 1. 堆積面と浸蝕面

斜面内の堆積はさきにも触れたよう崩積土、押出し、運積土、匍行土、残積土の区分があげられる。崩積土は重力的な安息による土砂礫の堆積、押出し土は土砂礫混合体の一体として流動性に対する安息による堆積、運積土は流水の掃流に対する粒形に応じた安息による堆積を示すもので、各自の特性に応じて一応の物理的な安定性を得ている堆積物となつている。これに対し匍行土はこのような堆積物自身の持つ安定性による堆積層ではなく、専ら植生、基岩的な凹凸等の他の地物の杆止作用により斜面上に繫留されている堆積物と考えられる、このことは匍行土層の斜面上分布の不規則性から推定され、現実の斜面においてその縦断変化を調べてみると極めて不規則な様相を示していることが多いようである。⁷²⁾残積土層はその地点の風化作用により生成され、生成地点そのものとの結びつきにより、その地点を安定の場としている堆積物と考えられる。

これらの堆積物の分布は既に述べた通り、崩積土は谷型斜面内の40°以下の個所に、押出し土、運積土は矢張り谷型斜面内の20°以下の個所に分布し、匍行土は谷型斜面、尾根型斜面の主稜線附近原面や或いは露頭部分以外の傾斜部分の殆ど全面に、残積土層は露頭部を除く谷型、尾根型斜面のすべての基層として全域に見出されることになる。即ち、極端に表現すれば、

① 押出し土附近は、匍行土、押出し土、残積土の3種複合。

② 崩積土附近は、匍行土、崩積土、残積土の複合

③ 上記積面以外の斜面部は、匍行土、残積土、尾堆根筋原面上は残積土

④ 各々中、個所によつて3種、2種、1種の集合或いは単一堆積を示し、更に個所によつて同種の異時堆積層の互層が見出され、集合層の個所ほどその傾向が強く、また集合層、互層の堆積個所ほど堆積の傾向が強く、現実にも厚い土層を保有していることが想定される。今、このような地域に平

等に雨洗場合によつては細流浸蝕が作用したと考えるとき、最も裸出面を形成しやすいのは、土層の単一堆積を示す個所ついで、集合、互層性の低い個所と考えられ、残積土的性格の強い尾根筋、鈍形の広尾根、遺物的な地形平坦面が最も禿瘠地に移行しやすく、ついで不安定な匍行土と残積土の堆積をみる尾根型斜面、谷型斜面の急傾斜部がやや禿瘠しやすい傾向を有し、崩積土、押し出し土面はなかなか禿山になる傾向が少いと考えられる。

また以上の堆積物は単にその量だけでなく堆積物そのものの物理的性格が可成り異つており、一般に、崩積土は、最も多孔質、礫質な岩屑堆積物的性格が強く、これが押し出し土になると、やや土積性、堅密性を増加し、運積土では更にその傾向が強く、匍行土は、堅密性はともかくとして細粒質、残積土では、細粒堆積質で而も堅密な性格が強く、土壌浸蝕に対する受蝕性は、概念的には残積土に最も大きく、崩積土、押し出し土に最も小さくなり、上述の傾向を更に助長している。

以上の考え方は斜面の部位によつて浸蝕をうけ易い場所と受けにくい場所があるというだけでなく、またたとえ同じ浸蝕をうけても、禿瘠地化しやすい個所としにくい個所があるという考え方で、やや飛躍した極端な考え方も知れないが、現実の立地においても上述の現象はよく見掛けられるところであり、所謂崩積土系の堆積面は土壌浸蝕があらわれにくく、それ以外の重力的な浸蝕面上に土壌浸蝕があらわれ易くなっている。

6. 4. 2. 地形生成の歴史的階程

斜面はその性状によつて、土砂礫移動の代謝活動の激しいものと、その動きの鈍いものとが観察される。この種の性格は開析活動の活発さ、極端に云えば重力性の礫質風化層の移動堆積現象により強く性格づけられている。即ち開析活動の活発な斜面は相対的に礫質の堆積層に覆われる傾向が強く、これに対して斜面が安定化してその面上における物質の移動が鈍くなると、物質の風化現象が進み、風化層は漸次細粒化して礫質→土質さらには堆積質化の傾向を辿り、その孔隙性も微細化してやや密な堆積を示すようになる。（このような傾向は必ずしも普遍的傾向とは云えないかも知れないが、温暖湿潤気候下の中低山地では大略この種の傾向が云えそうである。）即ち斜面の生成、特にその堆積層生成の歴史が旧くなるほど土層の堅密化、堆積質化の傾向がたかまることになり、このような傾向は所謂受蝕性の上昇傾向と一致している。具体的には同一斜面形でもその生成の古いものと新しいもの、斜面形を異にするものでは尾根型斜面（古地形）と谷型斜面（新地形）さらに微細に同種の堆積層でも古い生成のものと新しい生成のもの、或いは古い風化層を材料にしたものと新しい風化層を材料にしたもの等に認められ、材料、生成の古いものほど受蝕性が高まることが想定される。

このような傾向は、先に述べた堆積の問題ともからんで、県下でも納得しうる例が多く、禿瘠地或いは禿瘠移行地の多くは尾根型斜面、この中でも特に古い地形面の遺物とみられる広尾根地域、未開析平坦面、或いは赤色土（洪積）台地旧い段丘、変移山麓面、変移扇状地等の古い堆積平坦面（特にその縁辺）、凹形斜面では傾斜の緩い前輪廻的な谷性斜面に見出され、所謂開析斜面内には急崖露頭を除けば全く見受けられない。

6. 5. 斜面の上下、凹凸と土壤浸蝕

斜面の上下、凹凸は主としてその上の水分の集水性、流亡拡散性からみ、局部的な斜面環境の性格づけを行なっている。土壤浸蝕については水分の多少による直接的な剝離掃流作用が先ず考えられるが、間接的には水分環境が植生の侵入生立の困難性と容易性根系の密度の多少に影響を及ぼして土壤浸蝕に対する扞止機能の大小に関係している。

6. 5. 1. 水の直接的影響

(1) 斜面上の上下関係

一般に上部ほど水分が少く、下部ほど積算的性格が強く水分量が多くなり、これだけから判定すると下部の浸蝕量が大になることも想定されるが、現実にはさきにふれた堆積現象とその物理性による影響の方が大きくあらわれて、水量の増加と土壤浸蝕作用との直接的関係は認められない。

(2) 斜面縦断形の凸凹関係

凸部に水分少なく、凹部に多くなることが想定されるが、この場合も堆積現象とその物理性の方が強くあらわれて、水の直接的土壤浸蝕作用との関係は認められない。

(3) 等高線の凹凸関係

凸部に水分量乏しく、凹部に多量となる。一般の豊満な形態を示す斜面では矢張り堆積現象とその物理性の影響面が強くあらわれて水の多量化による直接的土壤浸蝕作用は認められないが、等高線の曲率半径が小さく特に著しい凹形を示しややガリ性の凹形を示すような場合は（沢形態までには発達していない）水の掃流力強く、凹面に土壤の堆積が見出され難くなっている例が往々みられる。このような凹所は山ひだの密度のやや高い急傾斜にみられる。

あまり例は多くないが、母岩の性質が著しく不透水性の強い斜面では、表面的には豊満な凹所或いは斜面の下部でも、表面流、地下水の積算により、その掃流性が強く、土壤が薄い個所がみられる（一部の安山岩区にみられる）。

6. 5. 2. 水の間接的影響（植生）

(1) 乾性環境

乾性環境は植物の侵入成立が困難な場合が多い。しかしながら福岡県下では過去の歴史を通じて植生の侵入を許さなかつたほどの乾性環境は恐らく皆無と考えてよく、現在の問題はその既往の植生の破壊が行なわれ、これが修復の困難性に関するものが第一に挙げられる。⁷¹⁾この種の破壊が行われなかつた林分についてみると、水分の不足は却つて林木の根系の密な発生を促し、それによる土壤の緊縛作用は殆んど土壤浸蝕を許さぬ程のものにも感じられるが、一旦これが破壊されると、その修復に長時間を要するため、それまでよく保持されていた風化層が扞止作用の喪失に伴い著しい流亡をみせていることが多い。

草本植生については、県下にも可成りのササ、ススキの原野状地をみるが、この場合も良好な生育個所では矢張り可成りの緊縛作用を示し土壤浸蝕は認め難いが、破壊が行なわれ被度が低下すると土壤の流亡が目立つようになっている。一旦破壊されると林木の場合と同様その復旧が困難であ

る。

乾性環境は良好な植生に覆われている限りは土壌浸蝕も発生し難いが、それが破壊され易く、而もその復旧が困難なところに大きな弱点を有しているようである。

(2) 適潤～傾湿性環境

適潤～傾湿性環境は植生の侵入成立が容易に行なわれ、植生の破壊に対する抵抗も強く、また復旧も短期間に容易に行なわれる。この点から前記の乾性環境と対比した場合、土壌浸蝕に対する抵抗が強いことが感じられる。しかしながら乾湿面立地に成立する林分を対比してみると、傾湿環境に成立する林木は、その恵まれた水分環境のためか、細根の発達は余り良好でなく、この点では乾性立地の林木の緊縛作用が遙かに優つているように思われ、良好な林分下では却つて傾湿立地の土砂の移動が大きいように考えられ、また現実的にも観察される例が少くない。

草本の場合は林木の場合ほど乾湿の立地差による根系緊縛力の差は感じられないが、いずれにしても、湿性立地においてはその他の堆積現象とその物理性の影響が大きく響いており、植生との関係は余り大きな要因とは考えられないように思われる。

一般に土壌浸蝕は、無植被地、草本地、林木地といった順序で減少する傾向があると云われているが、この種の傾向はやや傾乾立地的な尾根型斜面、未開折面等での傾向であり、傾湿的な谷型斜面内では或いは草本区が林分区よりも受蝕に対する抵抗が大きいのではないかと想定される例が多いようである。(前出の日出生台の例もこれに該当する)。

6. 6. 土壌と土壌浸蝕

これまでは土層を無機的な単なる堆積層、風化層として取扱つて来たが、これを森林土壌的に検討する場合は、その構成層位であるA層、B層、C層の移動が問題になる。

一般に団粒構造その他の発達により熱度の高い土壌ほど膨軟層が厚く、透水性も高く熱度の低い土壌ほど逆な傾向を示しており、このような土壌的な性格が、これまで述べて来た堆積層の性格を修飾して、受蝕性に変化を与えている。これらの膨軟層は降水の透水を容易にし、また保水量の増加を来して、常時的には表面流を防止して浸蝕に対する抵抗増を示していることが多く、現実立地においてもその効果が強く感じられるが、時に激しい豪雨に見舞われた場合は、却つてその膨軟性故に抵抗性は小さく容易に流亡していることが往々見受けられ、プラス面の評価と共にマイナス面も時に感じられる。

以上は土壌層位と堆積層とを切り離して考えて来たが、福岡県下周辺の中低山地では崩積土、押出し等の堆積層そのものが、材料的に、A層或いはB層、C層の単一～混合堆積物としてあらわれていることが多く、この辺に可成り複雑な関係が認められる。たとえば、極端な表現をすればA層的な傾向の強い堆積層に発達した土壌は、可成り著しい削剝をうけたとしても、なお多量のA層を残していると云つた現象を示し、これとは対照的にC層的な材料を主にした堆積層に発達した土壌では、新しい土壌生成によるA層、B層を有する程度で僅かの浸蝕量によつても直ちにC層を露出するという現象を呈することになり、このような実例は極めて多いようである。

この種の堆積層自身の土壌の性格は劃一的に表現するのはやや困難であるが、概念的には大略福岡県下では次のような傾向が云えそうである。

早壮年期……残積土（C層）、匍行土（A～B層）、其他の堆積層（化学的風化の進んでいないや母材質なもの）

満～晩壮年期……残積土（C層）匍行土（A～B層）崩積土（A～B層）押出し（B、C層）

老年期……残積土（C層）匍行土（A～B層）崩積土（C層）押出し（C層）

このような結びつきを念頭におくと、土壌の場合も或程度はさきに述べた堆積現象と土壌浸蝕との関係に換言して検討できるようであり、特に森林の立地性と浸蝕との関係を検討する場合必要ないように考えられる。

7. 土石流及び野溪的侵蝕

さきに斜面の崩壊について触れた志摩崩区は、昭和34年度6月の豪雨時に多数の山崩れの他に山間の小溪に発生した土石流を伴う野溪的侵蝕があり、本地区の崩災は山崩れよりもこの種のガリ、土石流によつて特徴づけられている。一般にやや急な溪床勾配を有する溪流の豪雨時における浸蝕、氾濫はよく見聞するところであるが、志摩地区の土石流は常時的には流水をみないか、或いは極めて少量の流量を有する山間の小溪において、その堆積物と深層風化した軟質の溪床基岩（花崗閃緑岩）が、ガリ浸蝕を伴う、土石流として山麓の扇状地、沖積平野に押出したもので、その規模形態の大きさにおいて県下の低山丘陵地ではその類例がないほどのものであつた。

起伏量、斜面の規模の大きな高山地の土石流は支小溪から山間の溪流の本流部に押して、急流河川の荒廃の原因としておそれられていることが多いが、志摩地区の場合、残丘状の山体を小さく刻む個々の小溪から流出した土石流は、直ちに山裾の農地、宅地を荒廃せしめているのがその特色である。

第 17 表 志摩地区における土石流発生状況

地 区 項 目	可 也 山	火 山	天 ケ 岳	全
調 査 面 積 ha.	590	460	130	1,180ha.
土 石 流 本 数	15	5	7	27本
土 石 流 長 (延)km	6.7	2.6	2.9	12.2km
100ha. 当り土石流長km	1.13	0.56	2.31	1.03km
100ha.当り土石流崩壊量ha.	—	—	—	0.65h.
100 ha. 当り山崩れ数	31	37	42	35

その災害量は第17表に示す通りである。

以上しばらくこの土石流について検討を加えてみたい。

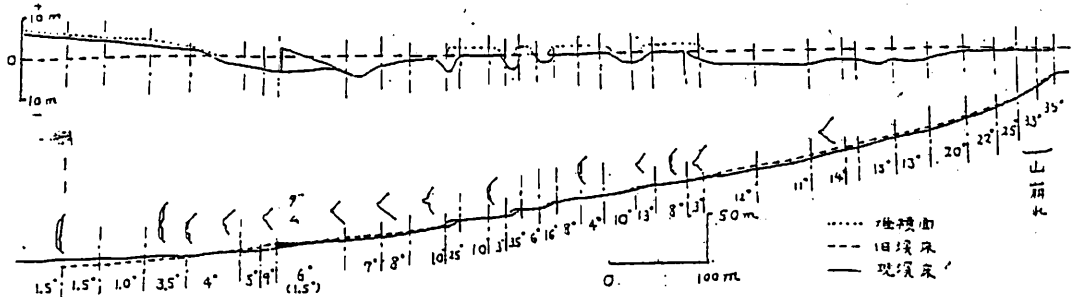
7. 1. 調 査 方 法

土石流を発生した、溪流の中、9個所を選定、これに対してコンパスによる溪床縦断測量をな

し、併せて各部位の災害前の溪間堆積物の厚さ、浸蝕溝の深さ、災害後の溪間、溪床面上の堆積物の厚さ、浸蝕溝の深さ、更に浸蝕溝の巾（溪流巾）と溪間面の巾（谷巾）を測定した。

7. 2. 溪床縦断面

火山 小金丸



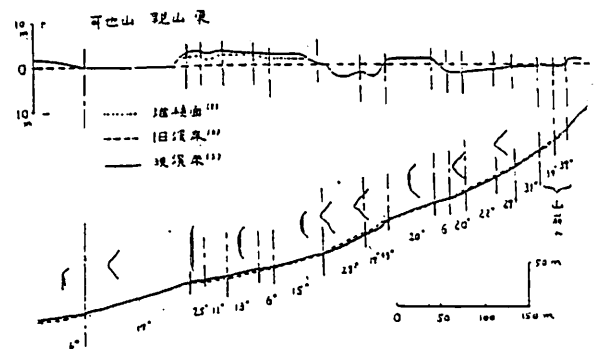
第39図 (1)可也山親山東土石流溪床縦断面図

Fig. 36 The longitudinal section of valley floor in which mudflow or muddystream occurred.

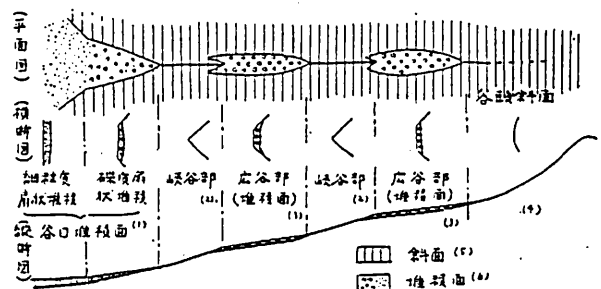
(1) deposition surface, (2) old valley floor (3) recent valley floor.

第39図(1)(2)は志摩地区の可也山親山東、火山南西面での土石流溪床縦断面図である。図について注意して検討すると、各溪流とも谷頭から谷口に到る間に幾つかの傾斜変換点が見出される。一般には谷の溪床勾配は谷口から、或いは汜乱堆積面から徐々に勾配をまして源頭部に到る単一輪廻的な所謂「平衡的な溪床勾配」を想定するが、志摩地区の場合には漠然とはそのような傾向を見出されるが、詳細に検討してみると、第40図の模式図に示すように、やや相対的に急な溪床と相対的に緩な溪床との組合せにより階段的な変化をなしていることがみとめられる。そして一つの緩斜溪床と急斜溪床との組合せについても、緩から徐々に急傾斜に移行するという漸变的な感じよりも、急斜部と緩斜部の間には若干の遷緩点が認められることが多いようである。

7. 3. 溪床の構造



第39図 (2) 火山南西面における土石流溪床縦断面図



第40図 床縦断面概念図

Fig. 40 Schematic representation showing longitudinal construction of valley floor.

(1) alluvial fan, (2) gorge, (3) flood plain, (4) valley head, (5) valley slope, (6) deposition surface.

上記の相対的な緩斜溪床と急斜溪床との組合せと、その境いとしての遷急点、遷緩点の成因については硬質基岩の介在による強抵抗部と、軟質基岩の介在による弱抵抗部により、前者が急斜、後者が緩斜部としてあらわれているようにも感じられるが、筆者としてはこの他の生因として地盤の上昇、或いは水準面の下降等による生成階程の輪廻的相違が強く働いているものと解釈をしているが、明らかでない（谷の波状的回春？）

この緩斜部と急斜部の性状は明らかな相違を示めし、緩斜部は谷巾広く溪間堆積面（氾乱面）を有し、両側の斜面の比高も余り大きくなく、急斜部は峡谷状を呈して、両側斜面の比高も相対的に大きくなっている。

これらの部位を谷口附近から更に詳しく検討すると、下から山麓堆積面（扇状地）相対的に急な峡谷部（浸蝕部）、相対的に緩傾斜巾広谷部（堆積面）以下浸蝕部、堆積部が交互にあらわれて谷頭斜面部に移行して終っている。

○山麓堆積面（扇状地）

谷の開口部附近には礫の堆積があり（ $5\sim10^\circ$ ）それから平地部に近付くにつれ細粒化し砂質の堆積地に移行する（ $0\sim6^\circ$ ）

写真2, 3は夫々の例を示したもののしある。

○峡谷部（相対的に急傾斜溪床）

両側に谷斜面がせまり峡谷状を呈し、周囲に堆積面は見られない、時に溪流にやや近接して段丘面をみるが、やや高位に位いして氾乱面としての性格は有していない。

急傾斜と表現はしたが、上下の堆積部に対して相対的に急傾斜を示す程度の表現であり、絶対的な角度を形容したものではなく、急傾斜というよりも峡谷性のみを強調した方がよい面がある。

写真4, 5は峡谷部の状況を例示したものである。

○堆積部（相対的に緩な巾広谷部）

溪流の途中で時々谷巾が広くなりそこには氾乱面的な溪間堆積地が見出される。この場合緩傾斜としての表現は、峡谷部に対しての相対性を表現しているが、峡谷部よりは変域が少く（ 20° 以下） 10° 内外のことが多い。写真6はその状況を例示したものである。



写真 2 山麓堆積面(砂)



写真 3 山麓堆積面

7. 4. 各溪床の浸蝕状況

土石流は崩壊土砂が直接土石流化した山津波的¹¹⁾なものと(上流土石流)²⁰⁾ 溪床堆積物或いは風化基岩層が土石流化するもの¹¹⁾(下流土石流²¹⁾)にわけられているが、本地区の土石流は夫々の単独、或いは複合的形態であらわれている。以下各溪流について記述したい。

(1) 火山東斜面の土石流

調査箇所中最も山津波的な傾向の強い土石流である。

第41図は土石流の縦断面である、斜面の頭部附近約30°内外の斜面に25a程度の崩壊が生じているが、この崩壊は赤色風化層を主体とした崩壊で図の19°附近に地下水的作用が働き、この附近の崩体が流動化したため発生しており、流出土砂が泥流化して更に下部斜面(図中22~23°)を拡大崩壊して(この部分の風化層も既に液性限界に達していたものと想定される)崩土は一体となつて山麓平地部に押出し、泥土砂を主体とした4~5°の扇状堆積面を形成している。崩壊源の上部崩体は下部崩体の流動後やや重力的な崩壊を示したらしく、崩壊源の面上にはその後崩壊土の堆積がみられる。また泥流が通過した斜面部でも12~13°の局部的緩斜部は表土が侵された程度で、更にその後その堆積を行なつた部分も見出される。

(2) 可也山(南西面)御床東側土石流

崩壊地と無関係に生じている土石流である。第42図はこの縦断面であるが、図の上流部に更に可成り大きな上流区域を控えている。上流部から集水された膨大な降雨量が、図の上部附近から浸蝕力をまし、図の14°、10°附近其他の堆積物を奪取して土石流化し、それ以下の峡谷部を下刻して砂礫を生産し、山麓部に可成りの大礫をまじえた扇状地を形成している。この溪流の浸蝕は、溪間堆積物が土石流化して一気に押出したものとしての性格に乏しく、土石流と激しい溪流浸蝕との中間的性格を有している。いづれにしても図中約300m程度の溪床の下刻は著るしいものがあり、



写真 4 峡谷部



写真 5 弱峡谷部(上辺)

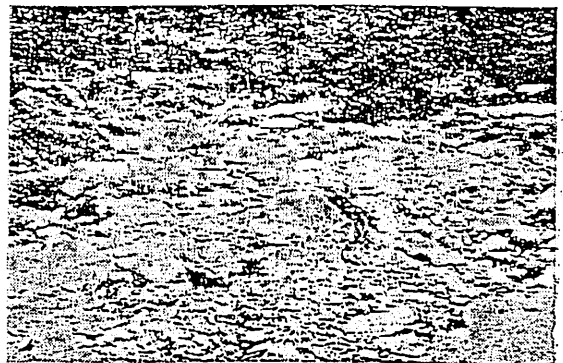


写真 6 溪間堆積面

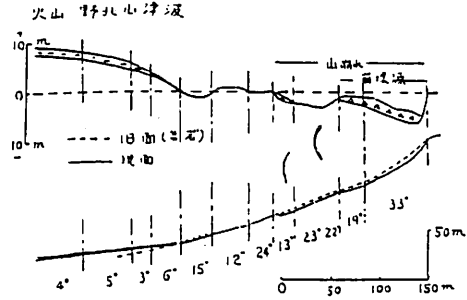
軟質の風化層と深層風化花崗岩特有の巨大な円礫を掃流している。

(3) 天ヶ岳南西面土石流

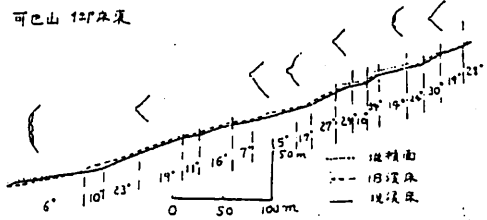
第43図はその溪床縦断面図である、斜面の中腹部40°附近に可成り規模の大きな崩壊が生じており、一見これにもたらされた崩土が土石流化して、一気に押出したように見えるが、そうではなく、土石流の本体は図の中 部附近 (14°) の溪間堆積物が、積算された地下水の暴発的作用によって生じている。この地点は崩壊地の斜面と もう一つ別の斜面から供給される水流の合流点になつており、堆積物に供給された、多量の水分が原因となつて土石流がはじまつている一種の溪間土石流である。一見関係があるように見える上部の大崩壊地は、昭和28年の豪雨の際、広い表層崩落を生じ、可成りの地割れを生じていたものが、昭和34年度に深部の拡大崩壊をしたものであり、崩土は昭和28年当時設定された堰堤により大部分が堰止され、勿論一部は更に流下して土石流化しているところが認められるが、土石流本体とは別に働いているようである。

(4) 天ヶ岳北西面土石流

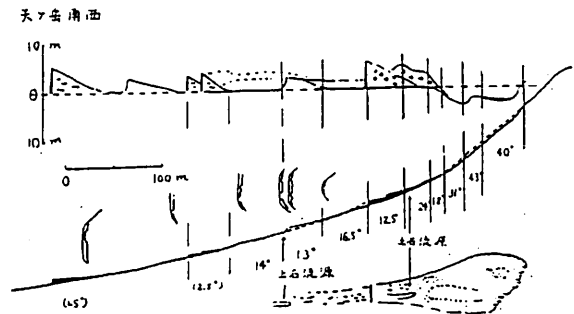
第44図はその溪床縦断面の状況である。谷頭に小規模であるが泥流化した崩壊源(A)があり、また下部に10°内外の堆積面があつてB、C点附近で堰止作用をうけている、この堰止に伴う溪間堆積層の地下水的エネルギーの蓄積が、谷頭の崩壊の泥流による初動エネルギーを契機として、殆んど堆積層の全部が流動化をおこしている。堆積面は30年以上のスギ林で覆われていたが、その殆んどが倒伏し、一部は下流に流出している、堆積層はC点の堰止作用により全部は流出せずその一部が土石流化した程度であるが、中流部(CD間)を削制し、山麓に近い広い



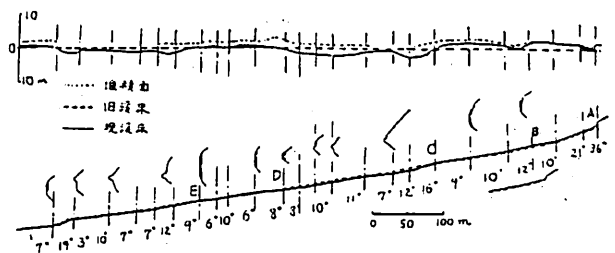
第41図 火山野北山津波縦断面図



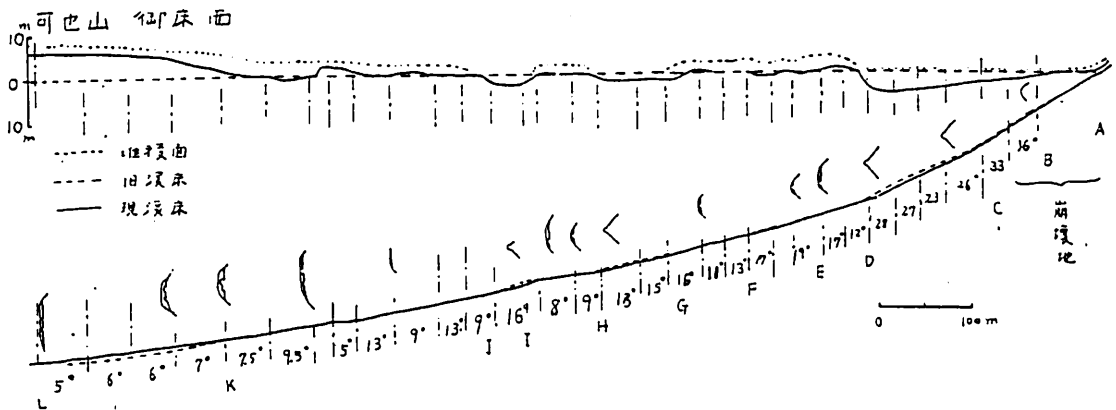
第42図 可也山御床東溪間土石流溪床縦断面図



第43図 天ヶ岳南西部土石流溪床縦断面図



第44図 天ヶ岳北西面土石流溪床縦断面図



第 45 図 可也山南西面御床土石流溪床縦断面図

溪間堆積面 D E 附近に扇状堆積してエネルギーを減じている。なお一部は更に降つて沖積平野にまで流出している。

(5) 可也山南西面御床西側土石流

第45図はその溪床縦断面の状況を示している。谷頭斜面の頭部(A)に余り規模は大きくないが、崩土が泥流化した崩壊が生じており、更にCに到る15m余の斜面に更に拡大崩壊を生ぜしめ、それらの崩土が一体となつて泥流化し、更に下部C D間の急な溪床を下刻して、土石流となつて谷を下つている。それより下にはD E, F G, H I, J K間に大略4カ所の巾広の溪間堆積面が見出され(夫々の間はE F, G H, I Jの峡谷状部となつている)この広谷部で土石流は一時的にはエネルギーを放出して堆積するが、やがて蓄積が破れると更に巨大なエネルギーとなつて下部に移行している。峡谷部は単なる通過路ではなく、溪床の下刻後退はこの部分に最も著しくなつている。このような繰返しを経て、山麓の堆積面(K L)に押出し、そこに可成りの規模の扇状地を形成している。

この種の山津波と溪間土石流との複合型が志摩地区では最も多発し、而も規模の大きなものが多く、この他実測を行なつたものでも、可也山の3本、火山の1本がこれに属するがこれらについては記述を省略する。

7. 5. 土 石 流 の 機 構

以上の志摩地区の各溪流の土石流の状況から、その機構について模式化すると第46図に示すようなものが考えられる。図について検討を加えてみよう。溪流の構成单元として、谷頭斜面、側壁斜面、いくつかの峡谷部と広谷部(氾乱面)、谷口以下に発達する扇状堆積面があげられることは既に述べたが、(第40図)この各部位によつてその浸蝕、堆積の状況が可成り異つている。

7. 5. 1. 谷 頭 斜 面

谷頭斜面は谷の源頭部に供給される水量の単なる集水面として働く場合と、自身が崩壊を起して溪流の浸蝕に影響を及ぼしている場合とがあるが、ここでは後者の崩壊現象について検討して

みる。

崩壊地はこれまで触れて来たように、その崩土が土石流化しやすい崩壊とそうでない崩壊とに分けられる。土石流化しやすい崩壊はその発生が最も早く、殆んど最大降雨時に近く発生しているものが多いようであり、その崩土は単なる崩壊源の破壊にとどまらず、下部斜面の崩壊をも拡大誘引して、その崩土を合はせて巨大なエネルギーの山津波に発達していることがみうけられ、更に自身の土石流作用にとどまらず、溪間土石流を誘発する初動エネルギー源となつてることがあり、その規模の大小に拘らず重要な役割を果している。しかしながらこのような山津波を発生しやすい崩壊はその例は寧ろ少く、大多数の崩壊はそれほど著しい流動性は示さず、而もその発生が最大豪雨時を可成り遅れる模様であり、単なる源頭部への砂礫の供給を示しているにとどまり、次の土石流の材料にはなるが、同一時期の土石流とは無関係になつてゐるが、同一時期の土石流とは無関係になつてゐる。以上、谷頭斜面では流動性の強い崩壊が直接的には最も重要な要子と考えられる。

7. 5. 2. 谷の側壁斜面

谷頭斜面の場合と同様、その集水域としての性格には触れず、崩壊についてのみ検討する。

谷の側壁斜面では、土石流化しやすい崩壊の発生率は谷頭の場合より更に少くなり、崩壊の大部分は同一時の土石流とは無関係に発生していることが多い。しかしながら谷の側方浸蝕と直接結びつく溪岸性の崩壊は、同一時の砂礫の供給源として大きな役割を果している。（斜面の比高が短少な場合に多い）

7. 5. 3. 溪間堆積面（巾広谷）

この部位は自身が溪間土石流の発生源となつている場合、単なる通過部となつている場合、通過に際して土砂礫の供給附加源となつている場合、土砂礫の堆積を促して浸蝕エネルギーの放出面となつている場合、エネルギーを蓄積して更に巨大な土石流の再発生源となつている場合等が挙げられる。

(1) 溪間土石流の発生源となつている場合は更に2つの場合があげられる。一つは堆積面の局部的地下水の集水性により、その局部面が破壊し、その地点以下が、ガリ状の浸蝕溝を形成しつつ土石流化するものと、もう一つは堆積面全体が地下水的エネルギーの集積面となり（堰止地形）、全体が地じり的に流動化して土石流を発生するものである。両者共その例がみられたが、後者の場合、大規模なものは完全土石流化を示していない。

(2) 単なる通過部となつている場合

土石流、溪流の規模が小さく、常雨的な流路を単に通過したものであるが、また既に溪床がやや下刻されて深くなり、且つての氾乱面が既に段丘化している場合もこれに属する。数多い、広谷部の中にはこのようなものも多数みうけられるが、常にこのような性格を保ち得るものか、どうかは明らかでない。

(3) 土石流、溪流の通過に際して土砂礫の供給、附加を行う場合

この種の堆積物は、その堆積がルーズであるため容易に奪取される性状が強く、土石流、溪流の

通過に際して殆んどの場合が砂礫の供給を行ない、更に逕急点を降る流れに対して土石流的性格を増大せしめている。

しかしながら、この部位は本来、堆積面としての性格が強く、最大流量時をすぎると再び堆積をはじめ、結果的には削剝量とその後の堆積量が相拮抗して、マイナス、プラス、零で終っていることが多い。

即ち、豪雨時に土砂礫を放出し、其後はこれを蓄積し、再び放出、蓄積を繰返すというのがこの面の特性と考えられる。

上記の性格は、別記する他の性格をもつ堆積面においても殆んど共通的にこれを保有している。

(4) 土砂礫の堆積を促して浸蝕＝エネルギーの放出面となつている場合

峡谷部からこの広谷面に入ると、土石流はやや乱流～蛇行して、その開口部附近から堆積をはじめ＝エネルギーを放出し、この面全体が、供水に対する遊水池的機能を発揮し、浸蝕力の減退を促している。この種の土石流の破壊力に対する弛緩作用は、いつれの広谷部にも強く認められた。

(5) 上流土石流＝エネルギーの蓄積により再び発生源の性格を帯びる場合

上記の土石流＝エネルギーが、その面の蓄積容量をオーバーした場合に生ずる現象である。一般の場合は単に堆積量を削剝量が上回る現象として、通過に対する供給面が強い場合として解釈され、このような例は若干みうけられるが、このような供給作用でなく、＝エネルギーの蓄積が再び堆積層自体の土石流化を促すといった現象は、何等かの堰止地形²¹⁾でないと認められず、現実にはそれらしいものが1例みとめられた程度である。

(6) 総 括

以上総括して、溪間堆積面は志摩地区の場合、溪間土石流の発生源としての性格も若干見出されたが、多くの場合は堆積と削剝の二面性をもつ土石流の休息部乃至は通過部となつており、その上辺部は堆積面積を拡大し、下辺部は喪失している。また下刻作用は下辺部附近と例外的なものを除いては殆んど認められない。

7. 5. 4. 峡 谷 部

多くの場合、土石流の削剝のみを受ける通過部となつている。上記の広谷堆積面と一応明らかな区分はなされうるが、厳密な定量区分をなすのは困難で、この峡谷部の常時的な流量の如何によつては、その溪間にも若干の堆積面を保有することがあり、特に谷頭近くでの斜面移行地では往々厚い堆積層を保有して、土石流の根源となつている場合もみうけられる。しかしながら殆んど共通的に土石流に関しては下刻の著しい部分となつてあらわれており、特に志摩地区のような深層風化の著しい峡谷部は、その変化が端的にあらわれている。いつれにしてもこの部位の砂礫生産量は莫大なものにのぼるようである。

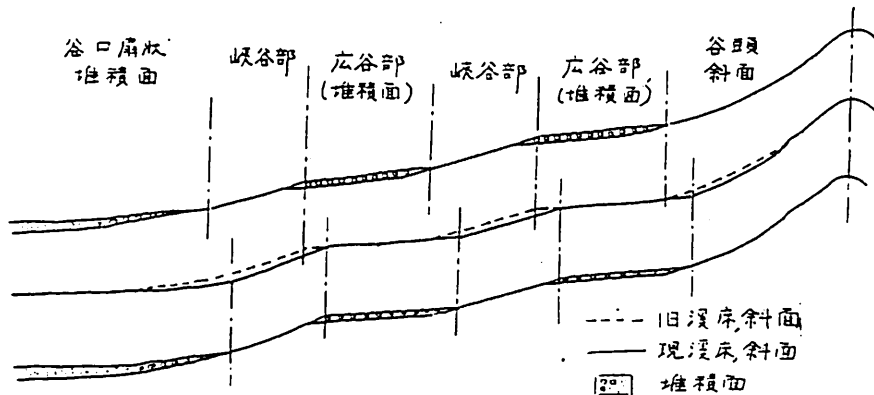
7. 5. 5. 山麓堆積面

志摩地区の場合、可成り流水的な影響が強かつたためか、土石流特有の土、砂、礫が渾然と一体化した押出し堆積物は山麓部では余り認められず（溪間部では土砂礫の混合堆積物が多い）。堆積

は運搬力の差別作用により谷口附近に礫質堆積層、それを遠ざかるにつれ細粒堆積層といった構成を示す扇状地となつてあらわれている。なお土石流の材料が砂質の花崗岩風化層を主体にしているため、他の地質区でみられるような押出しの形成は困難であり、また形成しても、その後の流蝕により直ちに變形してしまうのかもしれないが、明らかでない。

7. 5. 6. 溪床の変化

溪床の変化を、調査例から類推して極端に表現すると第46図に示すようになる。即ち溪床の下



第46図 浸蝕による溪床の変化

Fig. 46 Schematic representation of retreat of valley floor.

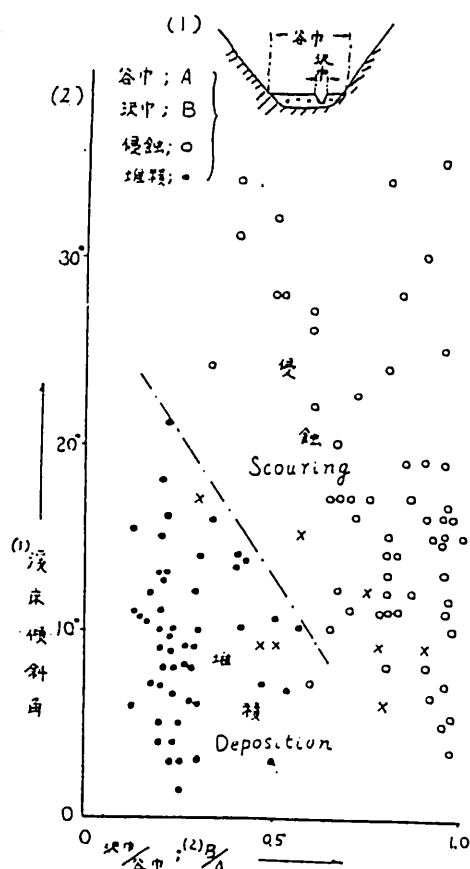
刻、後退は、相対的に急な峽谷部の平行的移動で行なわれ、堆積面はそれにつれて上流に移動する程度で余り面内の変化がないように思われる。

7. 5. 7. 浸蝕と堆積

土石流通過部の浸蝕と堆積は、その溪床勾配と溪床の巾によつて性格づけられるように考えられる。溪床勾配は、流体の重力的加速に関係し、急になると掃流力を増加し、溪床の巾は流体の断面積に関係し（同一流量の場合、流体の断面積が小になる程流速は早くなり掃流力をます）、溪床の巾が広ければ流速を減じて堆積を促し、溪床の巾が狭ければ流速をまして浸蝕を促すことが考えられる。この場合溪床の巾は各溪流の流量が不明なので、常時的な沢巾を対比基準にとることとした。

即ち第47図(1)に示すように、谷において、溪床勾配(I')と沢巾(B)と谷巾(A)の比 B/A を要因にとり、浸蝕と堆積の関係を求めてみると第47図(2)に示すような結果がえられた。

図について検討してみると浸蝕と堆積の境界部の測値が余りなく、明らかなことは云えないが、土石流的な運搬土層の堆積は（志摩地区の場合前述したように厳密な土石流とは云えないムキがある）最も谷巾（汜乱面）の巾が大きいときで最高（20～25°）の堆積角を示し、以下谷巾を減ずるに従つて、高角度の堆積は困難になり、 B/A が0.6程度で10°内外、谷巾と流れの巾が一致するような峽谷部（ $B/A=1$ ）では勾配の如何にかかわらず堆積が困難になると想定される。このような傾向は市川氏⁽⁹⁾が荒廃河川の場合について検討してあるが、志摩地区の場合はその上流に連る、



第47図 沢巾、谷巾の比及び浸床勾配と浸蝕、堆積現象の関係

Fig. 47 Relationships between the locality of scouring and deposition by mudflow or madymflow and the valley characteristics.

(1) stream gradient, (2) B/A; the ratio of river-width to valley width.

③ 土石流的選積層及び押し出し層 10~23°

④ 斜面崩積層 20~40°

写真 7. は山麓堆積部における砂層の堆積状況を示したもので、全部同一時期の生成堆積物である。よく観察してみると単一の層ではなく数個~十数個の薄層により複合的に構成されていることがわかる。即ち土砂は一時に押し出されたようにも感じられるが、その間

溪流部の傾向図とも云えよう。

7. 6. 堆積層の状況

前項で触れたように、堆積物は 0~20° 近くの傾斜変化を示しているが、余り明確な調査によつたものではないが、10° 内外以上 20° 迄の比較的傾斜のある堆積物は、土砂礫が一体となつて堆積し、その間に水流による淘汰選別が行われておらず、土石流堆積物的な感じがする。これに対して 10° 内外以下ではさきにも触れたように、篩分けが行なわれて水流選積土の感じが強く、特に 6° 程度以下では細粒質のものが多くなるようである。いま一応 10° 内外を境にして区分して来たが、おそらくは 10° 以上といつても全部が土石流堆積物ではなく、水流選積層をも含んでいるのではないかとと思われるが、いづれにしても 10° 以上になるとその堆積層の性格が、土石流的押し出し、水流選積土共、或程度類似性をもつて来るのではないかと感じられ、或いは一括して取扱つても差支えないのではないかと考えられる。

以上筆者の調査例から簡単に概括すると砂礫の堆積角は次のように示される。

- ① 土砂を主とした水流選積層 0~6°
- ② 礫質の水流選積層 5~13°



写真 7 堆積層の断面構造

に、数回の脈動的変化をなしていることが読みとられる。（土石流の息）

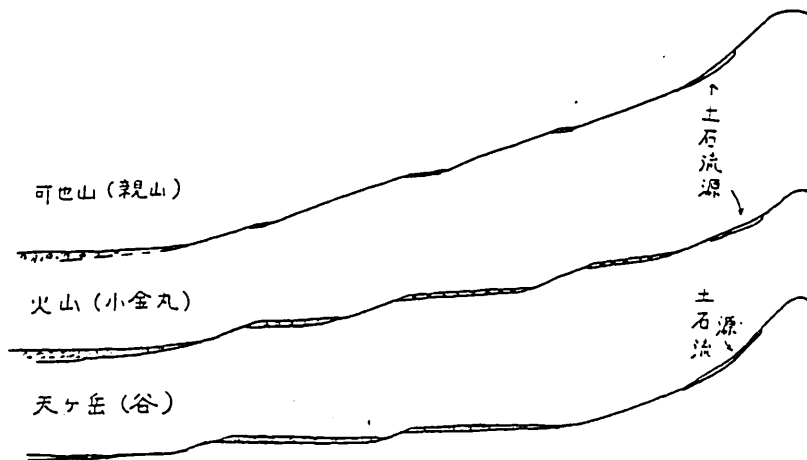
7. 8. 地形と土石流的災害発生の難易

土石流的災害発生の難易は主としてその発生源に対する問題と、土石流通過部に関する問題に分けて考えられる。

発生源としては、斜面の崩壊によるもの、溪間堆積面の局部的崩壊によるもの、全面的崩壊によるもの等があげられるが、これについては前にも触れているのでここでは省略し、主として土石流通過部に関して検討してみたい。

通過部は峡谷部と広谷部に分けられるが、災害発生の難易は主として広谷部の機能に関係している。広谷部はその溪間面上の乱流等により堆積を促し、扞止的作用をもたらす場合があるが、一方ルーズな堆積物は容易に奪取されて、却つて土石流の規模を拡大する面があり、特にその面に蛇行、その他のやや固定的流路が出来た場合は、その側方浸蝕により土砂礫の奪取を容易に行なっている。

これらのプラス機能とマイナス機能のあらわれ方は、土石流の規模に対する広谷部分の長さ、巾の規模により規制され、発生源の近くに長大な広谷部がある場合は、土石流は往々その面で停止して、下部には余り流出していない例が往々観察された。第41図は可也山（親山）、火山（小金丸）天ヶ岳（谷）の土石流の縦断形を模式化したものであるが、夫々発生源下の広谷堆積面の規模を異にしており、夫々異つた状況を引いている。即ち可也山の例では、溪間堆積部が少く、峡谷部が多くなつており、土石流は溪間部の堆積土砂と、峡谷部の浸蝕砂礫を合せて、非常に大きな運動量をもつて谷に降り、山麓の農地、宅地面に大礫を交じえて流出、堆積を行なっている。



第48図 土石流と堆積面模式図

火山の例は可也山の例よりやや広谷堆積部が大きな広がりをもせ、そのため土石流に対する可成りの制御作用を示し、大礫を含んだ岩屑類は殆んど、これらの広谷部に繋留され、山麓部は主とし