

(土木研究所資料1364号)

急傾斜地崩壊の避難基準雨量 設定に関する調査

昭和53年3月

建設省土木研究所

目 次

まえがき	1
1. 調査主旨	2
2. 最近の災害状況	4
2.1. 被害	4
2.2. 崩壊土砂の流下距離	5
3. 資料収集	7
3.1. 急傾斜地崩壊避難基準調査作成要領	7
3.2. 調査対象県	23
3.3. モデル地区の選定	23
4. 資料整理	28
4.1. 整理方法	28
4.2. 関係図	30
5. 解 析	49
5.1. 前期雨量と崩壊	49
5.2. 最大時間雨量と崩壊	49
5.3. 連続雨量と崩壊	65
5.4. まとめ	70
6. 既往文献	75

ま え が き

我が国では、梅雨時や台風時期の集中豪雨によって、がけ崩れ災害が、毎年のように発生している。特に、昭和42年7月の西日本一帯を襲った集中豪雨、昭和47年7月の高知県、熊本県、愛知県、神奈川県等に大きな被害を出した集中豪雨等、我々の記憶に新しい。このように、がけ崩れ災害が増えてきた原因として、まず第一に考えられることは、経済の成長に伴う人口の都市集中化とそれによる都市周辺の山地丘陵の急激な開発である。特に近年、都市は災害を度外視しての開発が著しく、集中豪雨のたびに悲惨な災害を起こし問題となっている。第二に、今まで被害規模の比較的小さながけ崩れ災害には、あまり重い比重がおかれていなかったが、徐々に大きな災害に対する防災施設が完成していくに従い、一度災害がある毎に、必ずといっていい程、死傷者がでるがけ崩れの方に注意が払われるようになった事があげられる。そして、そのような危険な状態にあるがけは、自然がけ、人工がけ合わせて、全国に6万余箇所存在しているのである。

がけ崩れは、気象、地形、地質等の要因が、複雑に影響しあって発生するのであるが、降雨によるがけ崩れは基本的には次の要因の組み合わせで起こる。

- 1) 表面流水による侵食
- 2) 間隙(水)圧の上昇
- 3) 含水による土及びその強度低下
- 4) 含水による地盤の重量増
- 5) バイキングによる局部崩壊とその進行
- 6) 風化

上記の要因は、いずれも降雨が誘因となり、それぞれの斜面の地質や地形、植生条件等が、かみあって、崩壊、非崩壊が左右される。従って、自然斜面においては、地震を除けば、降雨の影響なしには、崩壊が発生しない。

将来避難基準を設定する時の資料とする目的で、48年度から51年度までの4ヶ年間に代表県のべ24県について、過去のデータを収集し、これを解析したのでここに報告する。

1. 調査主旨

がけ崩れによる災害を最小限にしていくなめには2通りのことが考えられる。

まず第一は人工的に抑制することで、これにはがけ崩れ発生の危険性を低下させるものと、がけが崩れても災害の発生を防ぐものがある。前者は崩壊防止工事であり、がけ崩れを防止することによって災害を未然に防ぐもので、これには構造物でがけ崩れを抑える、がけ崩れを起しそうな不安定土砂を取り除くなどの方法が考えられる。後者はがけが崩れてもその崩壊土砂が保全区域に到達しなければ災害は殆んど発生しないことから、がけの下に崩壊土砂を受け止めることの可能なポケットを人工的に作る方法である。

次は、前述したようにがけ崩れ災害は崩壊土砂によるものが多いのであるから、危険ながけの下に住まないこと、又はそこから離れることであるが、ひとたびがけが崩れれば被害はまぬがれないとみられる地域は非常に数多い。しかも、我が国は国土が狭い上に平野部が少なく、かつ人口密度が高いといった事情もあって、危険な地域から離れて生活することができないことが多い。住居に限らず道路や鉄道についても同じことがいえる。

このようなために、全国各地で各種の対策工事が実施されているが、危険箇所数に比べると限られた予算で施工しているために施工箇所数は非常に数少ない。そこで、施工箇所といえども、100%の安全性は保障されていないことや着手されていない残りの大部分の危険箇所での災害を最小限にするため、がけ崩れ発生の危険があらかじめ予想される際（豪雨など）は避難することが考えられる。

現在のところいつ崩れるかの予測は地すべりなどに比べるとうまくはできない。これは、地すべりの場合、崩れるまでの時間が長いことなどのために、すべり出してから斜面挙動を調べる機具を設置し刻々（日々）の変動量を計測し、これから予想することができる場合がある。これに比べがけ崩れの場合は斜面で崩壊の徴候がみられたとしても、その直後に崩れるものがその殆んどであるから、斜面挙動調査からの予測は期待できない。

そこで考えられることは、崩壊の誘因として重要なのは雨であるから、過去の崩壊例についてその崩壊の雨の資料を整理し、どのような雨が合ったから崩れたのかを検討し、この結果を今後の目安にすることである。

しかし、崩壊は誘因としての雨が全く同じように降ったとしても各斜面のもつ崩壊に対する素因（地形、地質、植生等）による違いが大きく左右するものである。ところが避難命令はある地域一帯に対しほぼ同時に行なわれるものであるから素因をある程度無視した形で進めなければならない。今回収集した資料のなかで素因に入るものは崩壊型及び地質であり、崩壊型については多少整理を行なったが特筆すべきものはなく、ここには記述していない。他に避難命令として望

ましいことは、これの信頼性が高いことであるが、素因を無視し雨だけで行なうわけであるから限界がある。斜面のもつ崩壊因子を用いて、がけ崩れの危険度を予測する数値解析（例えば数量化Ⅱ類などによるもの）も行なわれているが、この方法でもその適中率は概ね60～90%前後であるから、降雨だけで崩壊の時間の目安をつけることは難しい調査である。

避難に関しては、その体制のとり方など行政的なことも重要な問題になってくるが、ここではいつ避難命令を出せば良いか、実際には避難基準を設定する際の一つの方法を示したに過ぎないが検討した。これ以外の方法も多く考えられるであろうから、この結果を一つの参考にして将来避難基準を設定する時に、どのような資料をどう解析していけば良いのか検討して頂きたい。

2. 最近の災害状況

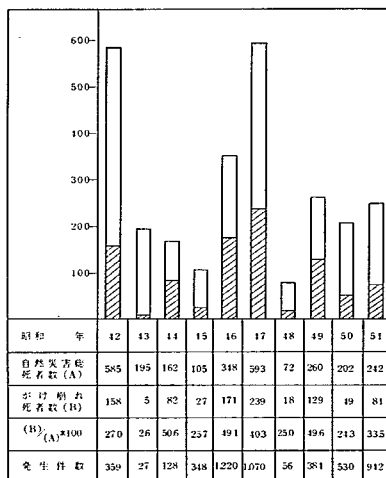
2.1. 被害

最近10ケ年における自然災害死者数及びがけ崩れ死者数を表-2.1に示す。同表の上の図はそれを棒グラフにしたものである。がけ崩れによるものは全体の約 $\frac{1}{3}$ を占めている。

発生件数は46年の1,220件が最も多い。最近の3ケ年をみると49年が384件、50年が530件、51年が942件と急増している。

この10ケ年の資料を年間に平均してみると1年間に発生件数500件、死者100人、負傷者100人、全壊家屋260戸、半壊家屋790戸以上にもなる。

表-2.1 自然災害死者数及びがけ崩れ発生件数



47～49年に起きたがけ崩れの被害等をまとめた「がけ崩れ災害実態統計」によると、崩壊1箇所あたりの人的被害(死者、負傷者)は0.69人、家屋被害(全壊、半壊、一部破損)は、2.35戸である。

なお、参考としてがけ崩れの発生時刻がどのようなものであるかを図-2.1に示す。台風によるものは真夜中に多く豪雨(前線、雷雨等)は早朝に多いことがわかる。この原因自体を調べることは難しいが警戒避難の上からは重要なことである。なぜなら、この時間帯は、がけ崩れの発生の予測とその伝達、避難等を適格に実施するには最も条件が悪いからであり、信頼性の高い避難基準の設定はもとよりであるが、伝達方法や降雨予測も重要な問題となる。

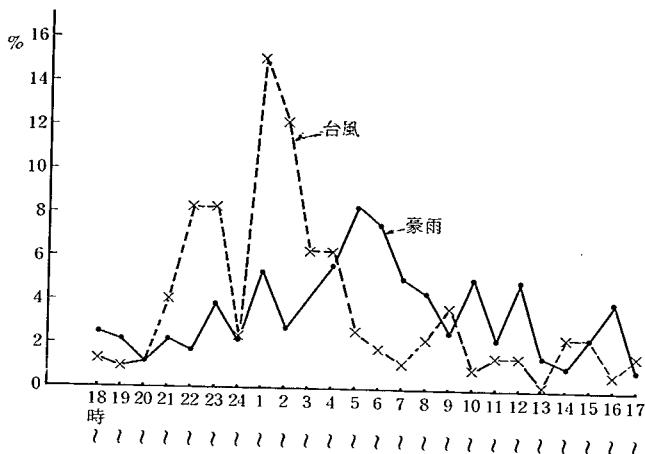


図-2.1 台風とその他の豪雨に分けた場合の
かけ崩れ発生時刻頻度

2.2. 崩壊土砂の流下距離

かけ崩れによる災害はその崩壊土砂によって起きるものが殆んどである。そこで、崩壊土砂がどの程度流れるかを既往の災害実態調査資料から計算してみた。

(1) 発生分布

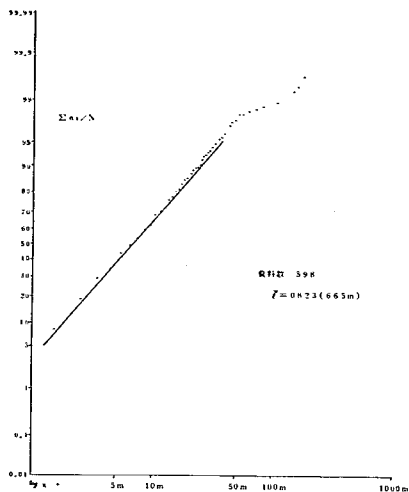
資料数は約600個である。図-2.2は横軸に流下距離（かけの下端から崩壊土砂の最先端まで）をとり、この距離以下のかけ崩れの発生確率を縦軸にとったものである。（非超過確率）この図から流下距離の中央値は6.65mであることがわかるとともに、例えば流下距離が10m以上のものは全崩壊のうち約 $\frac{1}{5}$ であることなどもわかる。

次に流下距離を崩壊高で除したものの分布を図-2.3で示す。これは横軸にこの値をとり、縦軸はこの値以下の発生確率（非超過確率）を示してある。横軸の値が1のところは崩壊高と同距離だけ土砂がかけ下から流れたことを示しているが、これ以下の崩壊例は全体の約82%になる

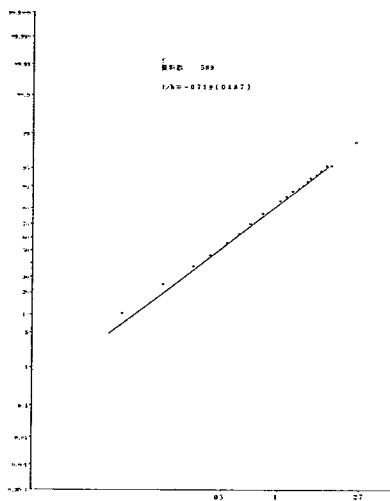
図-2.2, 2.3からわかるように、かけから30m以上もしくはかけの高さの2倍以上、かけから離れると、もしそのかけが崩れたとしても被害にあう確率は10%以下である。この結果はかけの下側の家屋の状況等を考慮していないものであるから、その密集度や構造の違い、あるいはかけの下側が平地ではない場合などは現地に即した判断が必要である。

既に述べたように、かけ崩れによる災害はかけに極近い所で起きているので避難場所になるこ

とが多い学校や公民館などについて、それらの位置がけからどの程度離れているのか調べておくことも必要である。



図一2.2 崩壊土砂の流下距離 (非超過確率)



図一2.3 流下距離／崩壊高 (非超過確率)

3. 資料収集

以下に記す作成要領で資料を収集した。

3.1. 急傾斜地崩壊避難基準調査作成要領

1. 調査の目的

急傾斜地の崩壊による災害から人命を保護するためには、緊急時における適切な避難が非常に重要である。しかし崩壊現象は、気象、地形、地質等の要因に支配されており、その発生機構は複雑であるので、具体的な避難基準の設定にあたって種々の問題点が多い。このため過去の崩壊実例について、気象、地形、地質等について調査を実施し、避難基準設定の一助にするものである。

2. 本年度調査の目標および調査の手順

降雨に基づく避難基準を作成するため降雨等の資料を収集解析してモデル地域における基準化のための資料を作成する。

調査は次の手順により実施する。ただし、手順4～7については資料内容によって変更することがある。

手順1 県内（県周辺部を含む）雨量観測所及び県内崩壊箇所一覧表及び位置図の作成

（様式1.2の一部、図－3.1の作成）……………県

手順2 モデル地域の選定……………手順1の資料により建設省、県協議

手順3 県全般及びモデル地域における降雨、崩壊、避難実態に関する資料収集

（様式2～6作成）……………県

手順4 モデル地域内崩壊箇所について、崩壊が発生しなかった時の雨量（異常気象時）、崩壊が発生した時の雨量（崩壊時）を時系列的に整理し、危険雨量を設定する。

……………建設省

手順5 崩壊が発生した時の雨量の超過確率とその確率雨量の県内分布（等確率雨量コンターを画く）を求め、県内におけるマクロ的危険度の設定を行なう。……………建設省

手順6 手順5の結果を用いて手順4で設定した危険雨量の安全度の検定を行なう。

……………建設省

手順7 以上の結果および避難実態調査の結果を総合的に検討して、モデル地域における避難基準雨量案を作成する。……………建設省

3. モデル地域の選定法

モデル地域は県内において崩壊箇所が多く、かつ降雨資料が長期間整っている（最低5年以上の自記々録があるもの）地域を市町村単位で選定する。

モデル地域の数は各県 5 地域（5 市町村）とし、選定については、雨量観測所及び崩壊箇所の調査後（様式－1，図－3.1 の提出後）建設省と協議のうえ決定するものとする。

4. 調査の方法

(1) 雨量観測所調査（県内及びその周辺部）

県内およびその周辺の雨量観測所を調査し、その一覧表（様式－1）および位置図（図－3.1）ならびに雨量観測所支配圏図を作成する。

位置図……1 / 20 万程度の県管内図に観測所の位置を記入する。

雨量観測所支配圏図……位置図と同一図面を用いて、当該雨量観測所の観測値で代表される範囲の地域を分割した図を作成する。分割は、地形、過去の気象記録を勘案して、観測所の値が最もよく代表されるような分割方法をとるものとする。→土研担当

分割に使用する観測所（代表観測所）は、観測所および崩壊の一覧表ならびに位置図を作成し提出したのち建設省が指定する。

なお、代表観測所は長期雨量記録（5 年以上の自記々録）があり、支配圏内に崩壊箇所をほとんど含み、かつ将来の基準の適用範囲を考慮して選定することとする。

(2) 崩壊箇所調査（県内）

過去に発生した崩壊箇所の一覧表（様式－2）および位置図を作成する。

崩壊箇所は災害を伴わないものを含め県内全域にわたって調査し、図－3.1 の位置図にプロットする。

同一箇所であって、崩壊発生時刻が異なるもの（同一降雨による崩壊でないもの）は独立した一つの崩壊として扱うこと。（図－3.2 参照）

(3) 大雨時の雨量資料調査（モデル地域）

モデル地域において、発生日時が明確な崩壊箇所の過去（最低 5 年間）の大雨時の雨量資料を収集する。大雨とは気象庁で発表する異常気象時の降雨および崩壊発生時の降雨とするがその他の大雨を含む。

異常気象とは、気象庁気象台あるいは測候所では「異常気象速報」を発行するので、これを各異常気象毎に入手して 1 部添付する。（注－1）（図－3.3 参照）

〔注 1〕 今印の異常気象時について雨量資料を調べる。②の崩壊時は異常気象ではないが異常気象時に準じて調べる。この例では、A 箇所について 16 回の降雨について雨量資料を調べればよい。B 箇所について同様に調べる。ただし、A 箇所と B 箇所が同一観測所の支配圏にある場合は異常気象時以外で崩壊が発生した場合を除き省略してよい。

i) 大雨時の時間雨量

最大時間雨量発生日以前 7 日前から降り止むまでの時間雨量を収集する。ただし、7 日以前から連続して降っている場合は降り始めからとする。この場合の連続とは、降雨 0 の時間が 6 時間を越えないことを言う。

時間雨量は、様式－3 の表を作成する。崩壊が発生した場合には崩壊番号と発生時刻に○印をする。

ii) 大雨時の日雨量

最大時間雨量発生日以前 30 日間の日雨量を収集し様式－4 の表にまとめる。

(4) 各年最大雨量（県内およびその周辺部）

観測所の観測開始以来の各年における最大値を様式－5 により調べる。

(5) 避難実態調査（モデル地域）

崩壊箇所附近の避難体制および崩壊発生時の避難状況等について様式－6 により調べる。

5. 提出資料

(1) 雨量観測所一覧表	様式－1	1 部
(2) 雨量観測所位置図	} 同一図面に記入する	図－3.1 2 部
" 支配圏図		
崩壊箇所位置図		
(3) 崩壊箇所一覧表	様式－2	1 部
(4) 異常気象速報	(注)－1	1 部
(5) 大雨時の時間雨量表	様式－3	1 部
(6) 大雨時の日雨量表	様式－4	1 部
(7) 各年最大雨量表	様式－5	1 部
(8) 崩壊発生時避難状況調査表	様式－6	1 部

6. 提出期限 ○年○月○日

1 -

雨 量 観 測 所 一 覧 表

作成 年 月 日

番 号	観 測 所 名	所 在 地	所 属 名	測 器 種 類	標 高 T.p.m	観測時刻 時	観 測 開 始 年 月 日		資料保存状況		備 考
									期 間 年	場 所	
		市 郡 町 村 字	気・建・県・市・その他	自 普			年 月 日				
		市 郡 町 村 字	気・建・県・市・その他	自 普							
		市 郡 町 村 字	気・建・県・市・その他	自 普							
		市 郡 町 村 字	気・建・県・市・その他	自 普							
		市 郡 町 村 字	気・建・県・市・その他	自 普							
		市 郡 町 村 字	気・建・県・市・その他	自 普							
		市 郡 町 村 字	気・建・県・市・その他	自 普							
		市 郡 町 村 字	気・建・県・市・その他	自 普							
		市 郡 町 村 字	気・建・県・市・その他	自 普							
		市 郡 町 村 字	気・建・県・市・その他	自 普							
		市 郡 町 村 字	気・建・県・市・その他	自 普							
		市 郡 町 村 字	気・建・県・市・その他	自 普							
		市 郡 町 村 字	気・建・県・市・その他	自 普							
		市 郡 町 村 字	気・建・県・市・その他	自 普							
		市 郡 町 村 字	気・建・県・市・その他	自 普							
		市 郡 町 村 字	気・建・県・市・その他	自 普							
		市 郡 町 村 字	気・建・県・市・その他	自 普							

様式 - 1

Ⅱ -

崩 壊 個 所 一 覧 表

作成 年 月 日

番 号	崩壊箇所名	崩壊発生時刻	崩壊箇所所在地	崩 壊 原 因	支配 雨量観測所 の番号	崩 壊 型	地 質	被 災 状 況				過去の 崩壊履歴	事前の徴候	避難 の有 無	備 考
								死 者	負 傷 者	全 壊 家 屋	半 壊 家 屋				
		年 月 日 時 分	市 町 村 字											有 無	
			市 町 村 字											有 無	
			市 町 村 字											有 無	
			市 町 村 字											有 無	
			市 町 村 字											有 無	
			市 町 村 字											有 無	
			市 町 村 字											有 無	
			市 町 村 字											有 無	
			市 町 村 字											有 無	

— 11 —

様式 - 2

作成 年 月

[illegible]

- 12 -

大雨時（異常気象前時）日雨量表 _____ 作成 _____ 年 月 日

Ⅳ - 大雨番号 _____ 観測所 _____ 崩壊番号 _____						Ⅳ - 大雨番号 _____ 観測所 _____ 崩壊番号 _____					
月	日	日雨量		月	日	日雨量		月	日	日雨量	

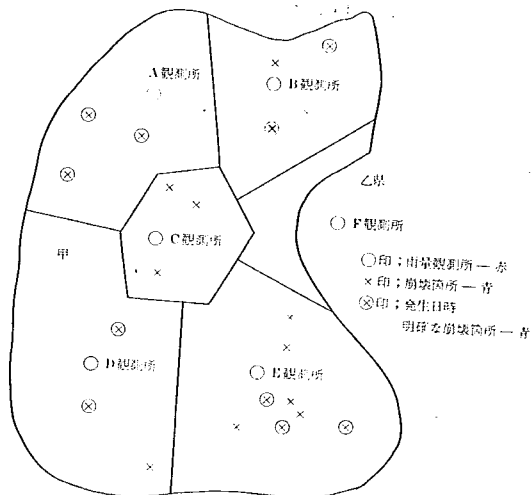
観測所 _____ 各 年 最 大 雨 量 表 _____ 作成 年 月 日

年	最大時間雨量	最大24時間雨量	最大日雨量	最大連続雨量	降雨継続期間

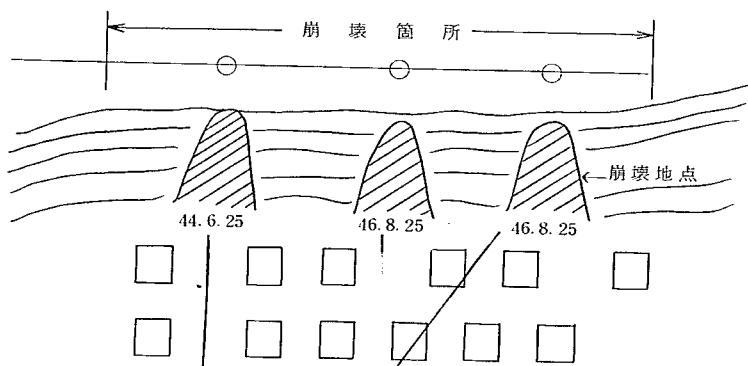
様式-5

崩 壊 発 生 の 避 難 状 況 _____ 作 成 年 月 日

崩壊箇所番号	市町村名	崩壊時刻	避難警告の時刻	避難時刻	崩壊に関係する戸数及び人数	避難した戸数及び人数	被災の状況	避難の動機	避難警告の方法	避難の方法	避難場所	避難基準	備考



図一3.1 崩壊箇所及び雨量観測所位置



① 発生 44. 6. 25

独立した崩壊として扱う。

②, ③ 発生 46. 8. 25

同一発生時、時期の場合は、まとめて
 1箇所として扱い、様式-2には、
 代表崩壊地点の値を記入する。

図一3.2 崩壊箇所説明

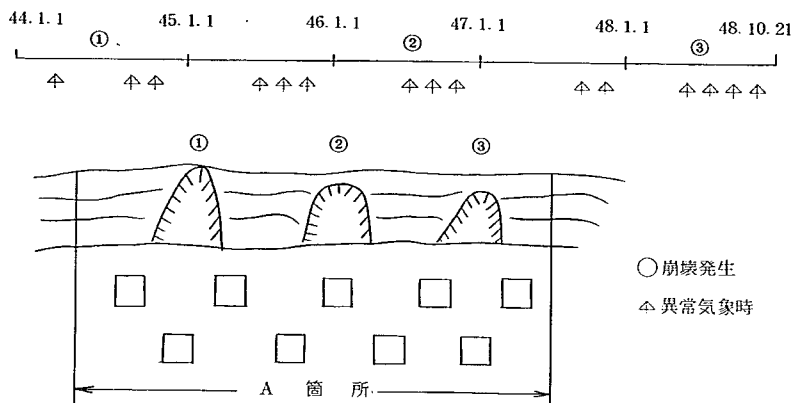


図-3.3 雨量資料の説明

記入要領

すべての様式について用紙が2枚以上にまたがる場合は、N.O. を左上肩1ーの後に付ける。

(例) 1-2

様式-1 雨量観測所一覧表

①「番号」：雨量観測所の通し番号を記入する。この通し番号は後に記す雨量観測所及び崩壊位置図(図-3.1)に記した番号と対応させる。

②「所属名」：雨量観測所の所属する名称に○印をつける。気象庁，建設省，県，市町村，その他。

③「測器種類」：雨量観測計器の種類を記入する。

自記雨量計の場合は「自」，普通雨量計の場合は「普」とし○印をつける。

④「標高」：T・Pで記す。T・P以外の場合は，その記号も合わせて記入する。

⑤「観測時刻」：定時観測の時刻を記入する。

⑥「観測開始年月日」：観測が始められた年月日を次のように記入する。

(例) 明30-1-1

⑦「資料保存状況」：「期間」は雨量資料の利用できる年数を記入する。「場所」は雨量資料の保存されている機関の名称を記入する。

⑧「備考」：自記観測が開始された年月日及びその他の必要事項を記入する。

様式-2 崩壊箇所一覧表

①「番号」：崩壊箇所の通し番号を記入する。この通し番号は後に述べる雨量観測所及び崩壊位置図(図-3.1)に記した番号と対応させる。なお，代表崩壊箇所には番号に○印をつける。

代表崩壊箇所とは，発生年月日，時刻の明確なものをいう。

②「崩壊箇所名」：通称あるいは地先名等で記入する。

③「崩壊発生時刻」：崩壊発生時刻を10分単位まで記入する。

(例) 46-9-28-21-40

④「崩壊原因」：崩壊の原因を次の6つに区分しその記号を記入するとともに通称を(例)のように記入する。

(区分) A：梅雨前線 B：秋雨前線 C：その他の前線性豪雨 D：台風
E：雷雨 F：その他

(例) D-台風25号，A-47.7豪雨

⑤「支配雨量観測所」：崩壊箇所の支配雨量観測所の通し番号(様式-1でつけた番号)を記す。

⑥「崩壊型」：次の分類基準に従って記号で記入する。

④斜面構成土質別分類

記号 斜面構成土質

1. 表 土
2. 崩積土
3. 火山砕屑物
4. 段丘堆積物
5. 強風化岩
6. 岩（Ⅰ）（岩石自身は硬いが不連続面が発達した石）
7. 岩（Ⅱ）（第三紀層等の軟岩）

⑤崩壊様式別分類

記号 崩壊様式

- (1) 崩 落
- (2) 滑 落

以上を組み合わせ、次のように記入する。

（例）表土の滑落の場合……1－(2)

以上の分類の方法は、「建設省土木研究所急傾斜地崩壊研究室：急傾斜地の崩壊の実態とその対策、土木研究所資料第801号、昭和48年3月」で分類した25の崩壊型と同じであるが、その細部の分類を省いたものである。

⑦「地質」：災害実態調査（かけ崩れによる災害実態調査について、建設省河砂発第42号、昭和47年7月4日付）の際の次に示す地質分類の記号で記入する。

記号 地質区分

1. 噴出岩類（安山岩，玄武岩，流紋岩……等）
2. 深成岩類（花崗岩，緑岩，石英斑岩……等）
3. 火山砕屑物（集塊岩，凝灰岩……等）
4. 火成堆積岩類（頁岩，粘板岩……等）
5. 変成岩類
6. シラス
7. ローム
8. その他

⑧「被災状況」：死者，負傷者，全壊家屋，半壊家屋（一部破損を含む）に分けて記入する。

被害なしの場合は無記入，不明の場合は「不明」と記す。災害報告に準ずる。

⑨「過去の崩壊履歴」：過去10年間の崩壊箇所周辺の崩壊の回数を記入する。当該崩壊は1回と数えない。なしの場合は「無」を記入，不明の場合は「不明」と記す。

⑩「事前の徴候」：崩壊発生前に何等かの徴候が認められた場合は○印をつけ，その内容を簡単に記入する。

(例) ○湧水 ○クラック等

⑪「避難の有無」：崩壊発生前に避難したものは○印をつけ不明は「不明」と記す。

様式－3 大雨時の時間雨量表

①異常気象時またはそれ以外の崩壊時等の大雨時について作成する。

②異常気象時の時間雨量の場合は表題の「崩壊時」という字を消し，崩壊時の時間雨量の場合は「異常気象時」という字を消す。

③左上肩の＝，－には，それぞれ様式－2でつけた「崩壊箇所番号」及び様式－1でつけた「雨量観測所名及びその番号」を記入する。

(例) 大雨番号 4

崩壊番号 8 観測所 船橋 8

④「日付」：最初の列は年月日を(例，47-7-6)のように，以下日のみ(例，7，8…)のように記す。

⑤「時間雨量」観測不能または欠測は「－」，降雨0は空白とする。「時間雨量」欄右側の欄は余白で残すが，代表崩壊箇所が発生している時刻には，その崩壊箇所番号を記す。

⑥「日雨量」：時刻10から9までの時間雨量の合計を記入する。

⑦写しのとれる資料があれば，様式にとらわれずに，そのコピーをはりつけばよい。

様式－4 大雨時の日雨量表

①異常気象時または，それ以外の崩壊時等の大雨時について作成する。

②異常気象時の日雨量の場合は，表題の「崩壊時」という字を消し，崩壊時の日雨量の場合は「異常気象時」という字を消す。

③左上肩＝，－の書き方は様式－3と同様。

④「月日」：最上段は月日を(例，6-15)のように記入し，以下の段は日だけを記す。ただし，最左例の最上段は年を入れて(例，47-6-5)のように記す。

⑤「日雨量」：観測不能または欠測は「－」，降雨0は空白とする。「日雨量」欄の右側の欄は余白で残すが代表崩壊箇所が発生している日には，その崩壊箇所番号を記す。

⑥写しのとれる資料があれば，様式にとらわれずにそのコピーをはりつけばよい。

様式－5 各年最大雨量表

- ①県内及びその周辺の雨量観測所毎に作成する。
- ②左上肩の－には、雨量観測所名及びその番号を記入する。
- ③「年」：観測開始年より順に西暦で記入する。

様式－6 崩壊発生時の避難状況

①「崩壊箇所番号」：様式－2 でつけた崩壊箇所通し番号を記入する。すべての崩壊箇所について記す。

②「市町村名」：崩壊箇所のある市町村名。

③「崩壊時刻」，「避難警告の時刻」，「避難時刻」：10分の単位まで記す。

(例) 6日－21時30分

④「崩壊に係する戸数及び人数」，「避難した戸数及び人数」：上段に戸数，下段に人数を記入する。

⑤「被災の状況」：被災戸数（全壊家屋，半壊家屋に分ける）を上段に，死者，負傷者は下記に並べて記入する。(例) 全壊家屋←4，3→半壊家屋

死 者←2，1→負傷者

⑥「避難の動機」：次の区分に従って記号を記入する。

A：公の機関の警告 B：報道機関

C：個人の判断 D：その他

⑦「避難警告の方法」：公の機関が行った避難警告の種類を簡単に記入する。警告のなかった場合は×印をつける。

⑧「避難の方法」：崩壊時にとられた避難の方法を具体的かつ簡明に記す。

⑨「避難場所」：指定された避難場所の数およびそれぞれの崩壊箇所からの直線距離を記入する。

⑩「避難基準」：当該市町村で避難基準を作成しているものは○印をつける。

⑪以上の項目は避難をした，しないにかかわらず，できるだけ記入すること。不明の場合は，「－」を記す。

⑫⑩で○印をした地域については避難基準の写を添付すること。

図－3.1 雨量観測所及び崩壊位置図

○県内及びその周辺の雨量観測所の位置，崩壊箇所の位置を20万分の1地形図に記したものを2部作成する。

○観測所の位置：赤丸（径5mm程度）で，右横に観測所名，左横に観測所通し番号をいずれも

赤で書き，○印の中に青で次の所管別の記号を記入する。

(所管別記号) 気象庁 M 建設省 G 県土木事務所 P 市町村 V

その他 O

(例) 1 2 ㊦ 横浜

○崩壊箇所的位置：青の×印（5mm程度）で，右横に崩壊箇所名，左に崩壊箇所通し番号をいずれも青で書く。

(例) 1 8 × 山田

なお，崩壊発生日時の明確な代表崩壊箇所は，青の⊗印で，その下に発生日月日を青で記入する。

(例) 2 5 ⊗ 西小川町

4 6 - 9 - 6

○2部作成する位置図の1部には各観測所の支配圏を示す分割線を記入する。分割の方法は隣りあう観測所を垂直に二等分する方法による。（土研担当）

○凡例：図面右下すみに次の項目の凡例を記入する。

作成年月日，1 2 ㊦ 横浜 2 5 ⊗ 西小川町

4 6 - 1 - 6

1 8 × 山田

等の説明，所管別記号

3.2 調査対象県

崩壊数が多い程、資料整理・解析結果の信頼性は高められることから、調査の対象とする県を選ぶ際には崩壊数の多い所を原則とした。特に崩壊に関して、あまり古いものは資料の収集が困難になるので最近崩壊した例の多い所を選ぶようにした。

この調査は毎年6県を対象とし4ケ年にわたって行なわれたので延23県1道の資料を収集したことになる。

3.3 モデル地区の選定

調査対象県のあらゆる箇所にかけ崩れが発生しているわけではなく、ある地域に偏っていることが多い。これは今までの災害などをみてもわかるように全県すべてにわたって同じ程度の雨が一度に降ることがないことや地質、地形なども同一ではないことなどによる。

実際、崩壊地の位置をみると所々にかたまって発生することが多いので、県内のうち崩壊の多い地域をモデル地区としてこの地区内について重点的に資料を集めることにした。

モデル地区は市町村単位としたが場合によってはいくつかの市町村を集めて1つのモデル地区とした。この決め方はまず雨量観測所の位置図とそこでの雨量観測資料の多少等を考え、あまり重要ではないとみられる観測所を除いてティーセン法によってその観測所の支配地域を決めた。ここで除いた観測所は実際は、例えば同じ市でも気象台、県土木事務所、建設省工事事務所、市役所等で各々観測している場合などがありこれらすべてをティーセン分割に用いることを避けるために除いたものが多い。

ティーセン分割、崩壊位置図などからモデル地区を以下のように決めた。

①48年度

神奈川県

川崎地区	川崎市
横浜地区	横浜市
横須賀地区	横須賀市

愛知県

西加茂地区	小原村、藤岡村、旭町、足助町、豊田市
岡崎地区	岡崎市、下山村、額田町

兵庫県

神戸地区	神戸市
相生地区	相生市、赤穂市

高知県

高知地区	高知市，土佐市
中村地区	中村市，三原村
安芸地区	安芸市，安田町
宿毛地区	宿毛市

山口県

下関地区	下関市
徳山地区	徳山市，下松市，熊毛町
柳井地区	柳井市，大和町，平生町，大島町
大島地区	大島町，久賀町，橘町，東和町
長門地区	長門市，油谷町，三隅町，日置村

鹿児島県

栗野地区	栗野町，横川町，溝辺町
祁答院地区	祁答院町，蒲生町，入来町
串木野地区	串木野市
鹿児島地区	鹿児島市

②49年度

北海道

小樽地区	小樽市，余市町，古平町，積丹町
釧路地区	釧路市，厚岸町

秋田県

男鹿地区	男鹿市
------	-----

千葉県

八日市場地区	八日市場地区，光町，横芝町，松尾町，芝山町，多古町
茂原地区	茂原市，長柄町，長南町
君津地区	君津市

石川県

金沢地区	金沢市
珠洲地区	珠洲市，輪島市，柳田村，門前町
七尾地区	七尾市

長崎県

長崎地区	長崎市，飯盛町，三和町
------	-------------

佐世保地区	佐世保市，世知原町，佐々町，鹿町町
壱岐地区	勝本町，芦辺町，石田町，郷ノ浦町

③ 5 0 年度

静 岡 県

静岡地区	静岡市，清水市
浜名湖地区	浜松市，湖西市，三ヶ日町，細江町
沼津地区	沼津市，戸田村，伊豆長岡町，大仁町，菰山町
由比地区	芝川町，富士川町，蒲原町，由比町
温泉地区	熱海市，伊東市

岐 阜 県

多治見地区	多治見市，土岐市
美濃加茂地区	美濃加茂市，川辺町
明智地区	明智町，瑞浪市
高山地区	高山市，国府町

三 重 県

松阪地区	松阪市，美杉村，嬉野町
尾鷲地区	尾鷲市，海山町
南勢地区	南勢町，南島町

島 根 県

加茂地区	加茂町，大東町
木次地区	木次町
益田地区	益田市
浜田地区	浜田市

愛 媛 県

今治地区	今治市，波方町，大西町
大洲地区	大洲市
八幡浜地区	八幡浜市，三崎町，伊方町，保内町
宇和島地区	宇和島市，吉田町

熊 本 県

熊本地区	熊本市
人吉地区	人吉市，錦町，相良村

竜ヶ岳地区

竜ヶ岳町，倉岳町

牛深地区

牛深市

④ 5 1 年度

広島県

呉地区

呉市，江田島町，音戸町，大柿町，倉橋町，下蒲刈町

豊田地区

蒲刈町，豊浜町，豊町，大崎町，東野町

福山地区

福山市，神辺町，新市町，府中市，尾道市，沼隈町，御調町

佐伯地区

大竹市，大野町，廿日市町，湯来町，佐伯町，吉和村

加計地区

加計町，筒賀村，戸河内町，豊平町，千代田町

香川県

内海地区

内海町，池田町，土庄町

津田地区

津田町，大内町，白鳥町

観音寺区

観音寺市，財田町

高知県

土佐地区

土佐町，本山町，大豊町

高知地区

高知市，南国市，伊野町，土佐山村，鏡村，春野町，土佐市，日高村
佐川町，越知町

香美地区

物部村，香北町，土佐山田町，野市町，夜須町，香我美町

須崎地区

須崎市，中土佐町，葉山村，大野見村，窪川町

中村地区

土佐清水市，大月町，宿毛市，三原村，中村市，大方町

岡山県

備前地区

備前市，日生町，邑久町，牛窓町，岡山市

勝田地区

勝北町，勝央町，作東町，大原町

建部地区

落合町，旭町，久米南町，中央町，建部町

笠岡地区

笠岡市，鵜方町，里庄町，寄島町

井原地区

井原市，矢掛町，美星町，真備町，総社市

神奈川県

川崎地区

川崎市

鎌倉地区

鎌倉市，藤沢市

横浜地区

横浜市

横須賀地区

横須賀市，逗子市

兵 庫 県

赤穂地区 赤穂市，家島町，淡路町，北淡町，一宮町，津名町

姫路地区 洲本市，神戸市，姫路市

竜野地区 御津町，太子町，揖保川町，竜野市，千種町

相生地区 相生市，上月町，上郡町，三日月町，五色町

4. 資料整理

4.1. 整理方法

収集した降雨資料は約1ヶ月の長期間にわたるもので、後半に異常気象または崩壊が発生した雨がある。

①長期雨量

まず，長期間の雨を対象にして

θ_1 ; 前期雨量強度 (FR / t)

θ_2 ; 崩壊当日雨量強度 ($CR - FR$)

θ_3 ; 連続雨量強度 ($CR / t + 1$)

FR ; 前期雨量

CR ; 連続雨量

t ; 前期雨量日数

K ; 雨量強度変化 (θ_2 / θ_1)

を収集した資料から求めた。(図-4.1 参照)

なお，崩壊が発生した降雨については ($t + 1$) 日目が崩壊の発生日になる。異常気象時は，最大日雨量の発生日がこれにあたる。

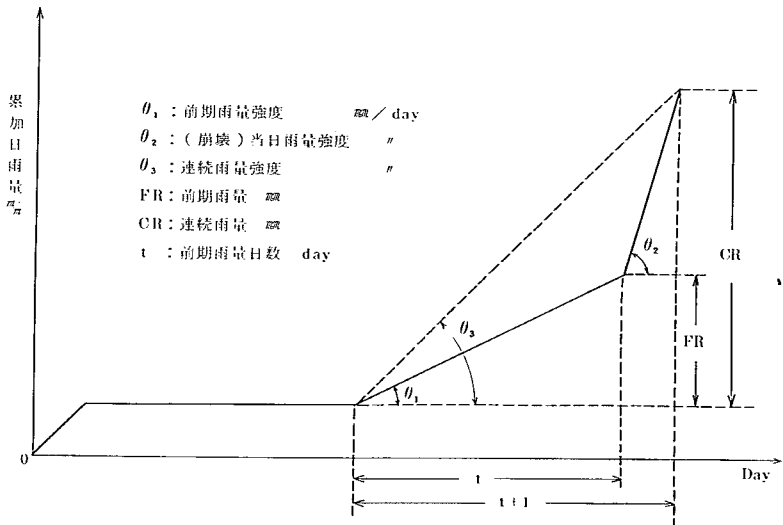


図-4.1 整理項目

次に、崩壊の発生日または異常気象時の最大日雨量発生日から何日遡って前期雨量の開始とするかが問題になるが、今回は崩壊前日を含めて2週間前までを FR_{14} 、3週間前までを FR_{21} 、雨が全く降らない日が4日間以上続く日までを FR_{04} とし、この3種類について各数値を求めた。異常気象時は崩壊日の代りに最大日雨量の発生日をあてて同様に各 FR を求めた。

崩壊当日または異常気象時の最大日雨量発生日の日雨量であるが、後者の場合は午前9時に計った通常の日雨量をとっているが前者の場合特に崩壊時間が明確なものではそれまでの24時間雨量を日雨量としてとった。

t 、 FR 、 θ_2 が求められたので他の項目はこれらを用いて計算により求められる。

この項目の意味について述べる。

かけ崩れと降雨を考えた場合重要な問題となってくるのは(1)雨の降り方が崩壊前にどのように変わってきたか。(2)今までどのくらいの雨が降っていたか。(3)当日どのくらい雨が降ったかなどである。

(1)について、前期雨量強度として $\theta_1 (= FR/t)$ 、連続雨量強度として $\theta_2 (= CR - FR)$ を考え、 θ_2 と θ_1 の比 K より降雨パターンを考慮するとともに、連続雨量強度として $\theta_3 (= CR/(t+1))$ を考えた。

(2)は前期雨量、連続雨量の問題である。前期雨量の斜面崩壊に及ぼす影響として、含水による土および岩の強度低下、含水による地盤の重量増等が考えられるので、 FR_{14} 、 FR_{21} 、 FR_{04} をとりあげた。

(3)は当日の雨量強度 θ_2 でいわゆる崩壊の直接的な引き金になると考えられる。

②連続降雨

崩壊が発生した雨または異常気象となった一連続降雨を対象に以下の項目をとりあげた。

R_{max} ; 一連続降雨中の最大時間雨量

R_{hou} ; 崩壊時の時間雨量

T_{hou} ; 降り始めから崩壊するまでの時間

SR_{ho} ; " " 降雨量

T_{max} ; " 最大時間雨量までの時間

SR_{max} ; " " 降雨量

SR ; 総雨量

(図-4.2 参照)

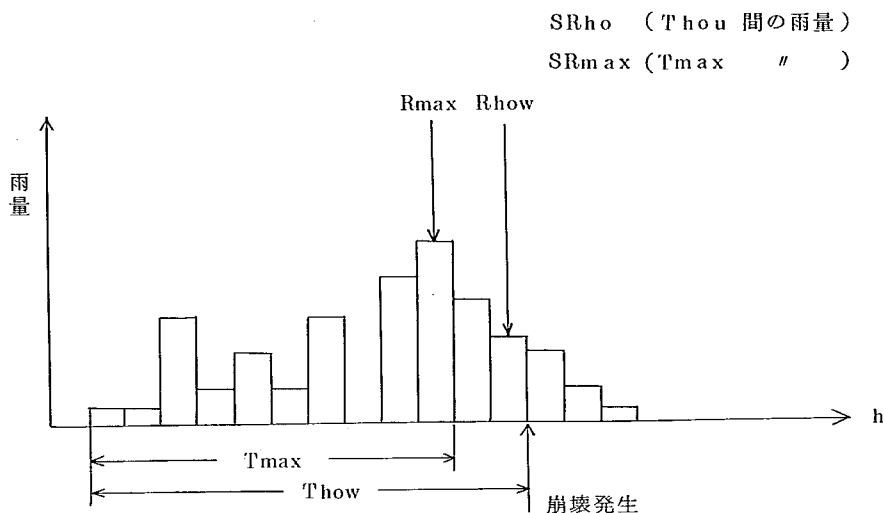


図-4.2 調査項目

連続雨量のとり方であるが、その雨の原因となっている前線や台風などの影響によって降っているもの、とすべきであるが収集した資料だけではこの判断を下すことができないので24時間以上雨が全く降らないことを一降雨の前と後とにその条件としてつけた。

③崩壊型別

かけ崩れの崩壊型として「急傾斜地の崩壊の実態とその対策(土木研究所資料第801号)」で25に分類してあるが、前述のとおり、ここでは斜面構成土質(7種)と崩落、滑落の2種の組み合わせで資料を整えた。

かけ崩れの誘因は降雨であっても個々の斜面について考えると、短期間であっても強い雨に対し弱く崩壊するものがあったり、短期間の雨量強度は強くなくても長期間にわたって降り続け、地下水位が徐々に上っていきついには崩れるといったものもあったりするわけであるから崩壊型と降雨の関連もみるために収集した。

4.2. 関係図

数値解析の前に各整理項目の間にどのような関係があるかを図によって調べることにした。

図例の一部を図-4.3～4.3.7に示す。崩壊があった降雨と無かった降雨の違いが明確に示されているものもあるが、大部分のものは2分することが難しい。

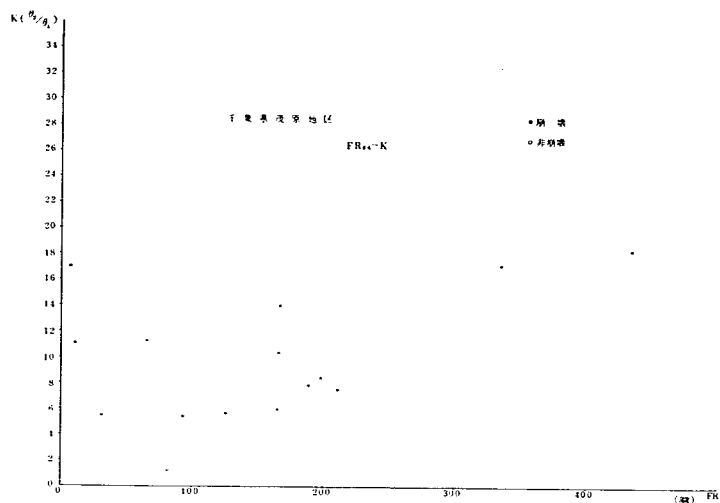


图-4.3 FR-K (1)

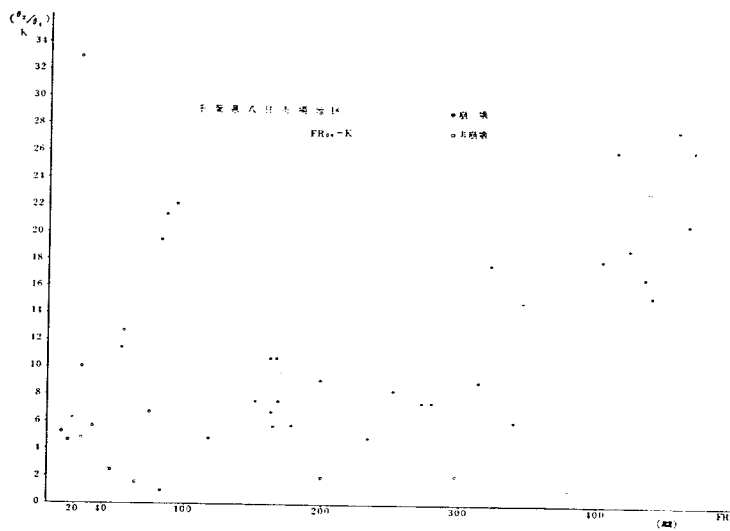


图-4.4 FR-K (2)

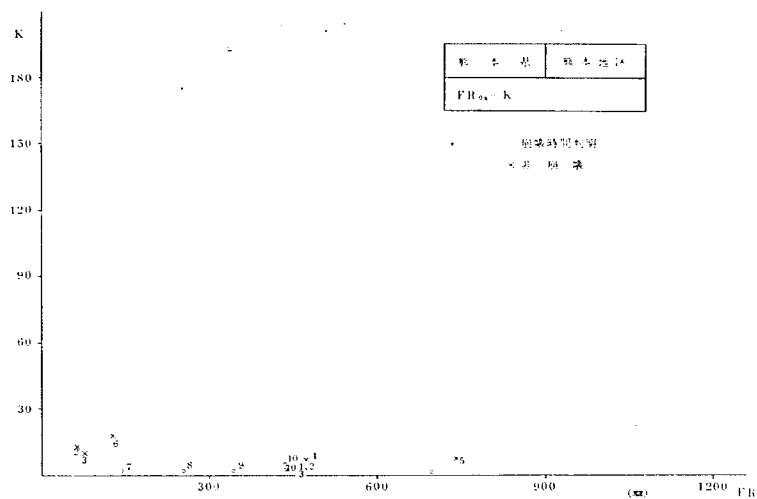


図-4.5 $FR-K(3)$

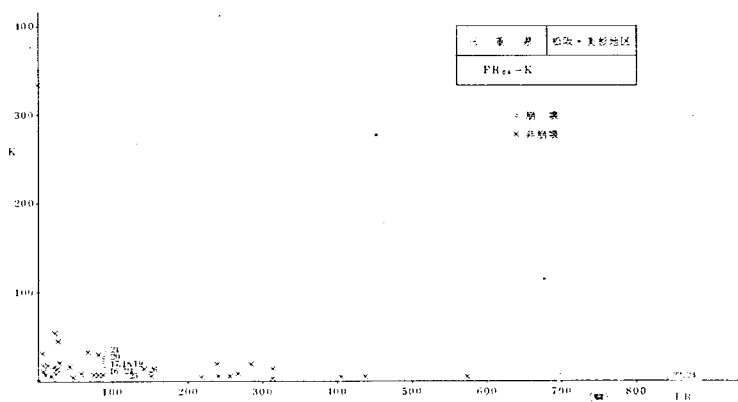


図-4.6 $FR-K(4)$

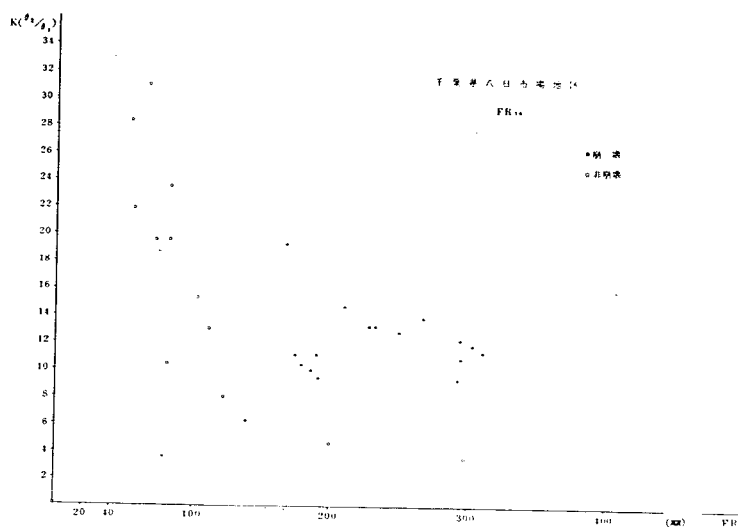


图-4.7 FR-K (5)

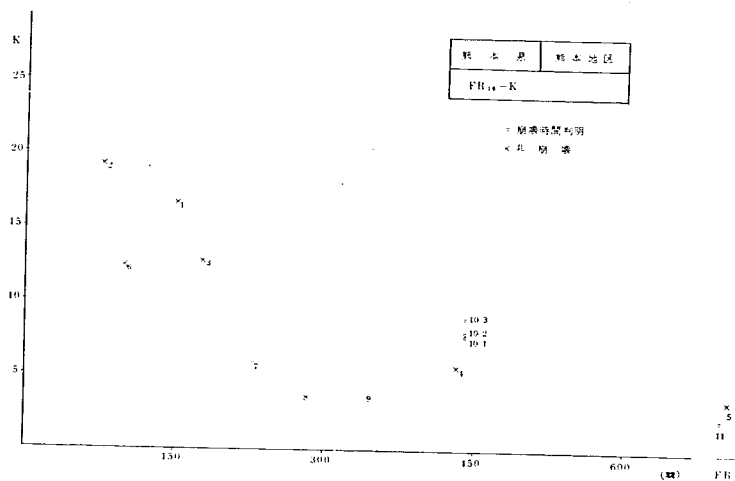


图-4.8 FR-K (6)

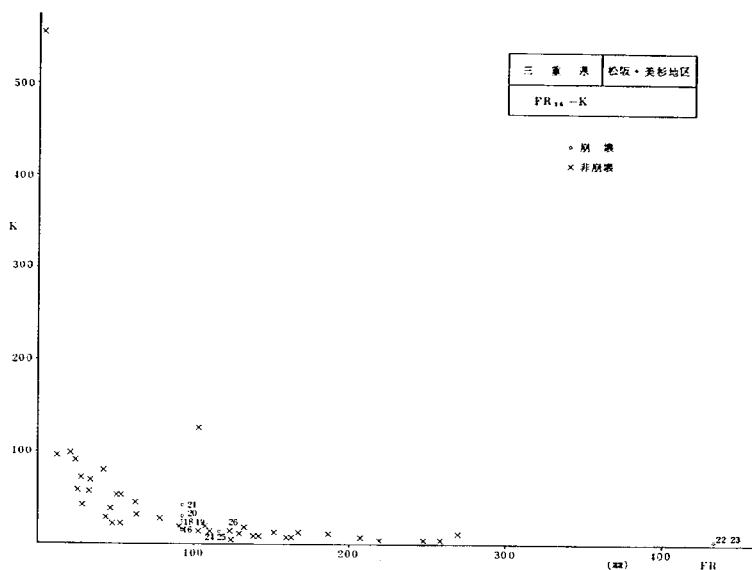


図-4.9 FR-K (7)

① FR_{14} と θ_2

図-4.10～4.12を代表として載せたが、このうち図-4.11と図-4.12は表5.1に平均値が示されている。 θ_2 は図をみると崩壊と非崩壊がいりまじっており、平均値も差がほとんどないが、両地区ともFRの平均は崩壊の方が大きい。特に熊本の図をみると、FRが200以上になると崩れなかったものは崩れた数に比べ数少ない。

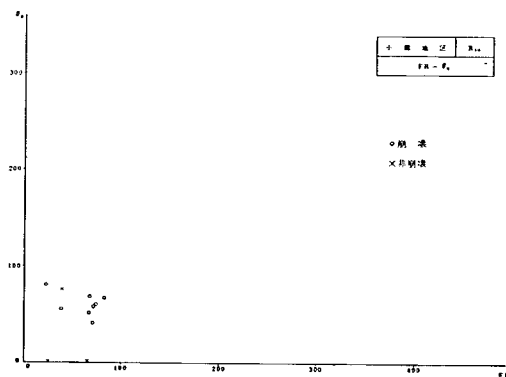


図-4.10 FR- θ_2 (1)

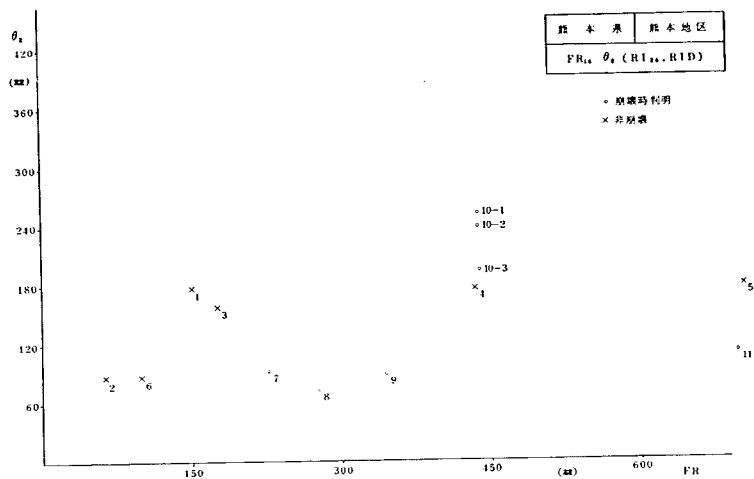


图-4.11 FR- θ_2 (2)

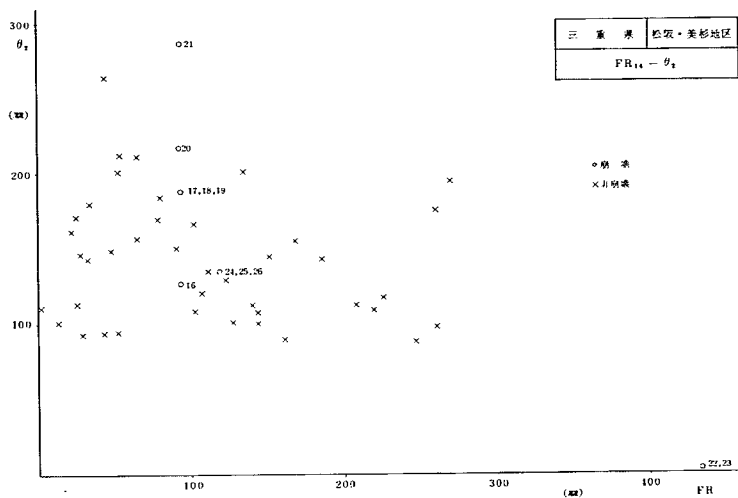


图-4.12 FR- θ_2 (3)

② FR_{04} と θ_2

図-4.13 ~ 4.15 参照。結果としては①と同様である。

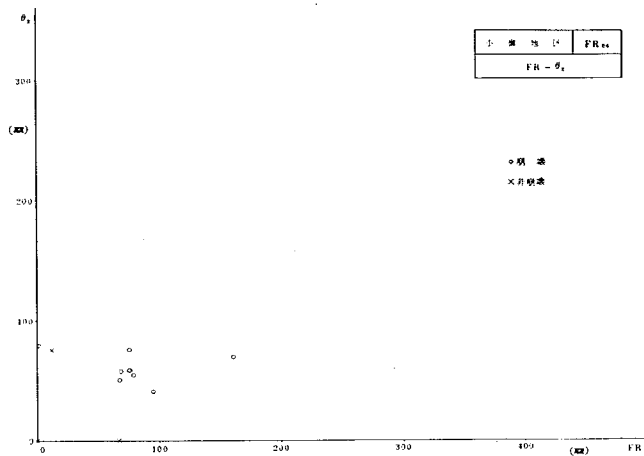


図-4.13 $FR - \theta_2$ (4)

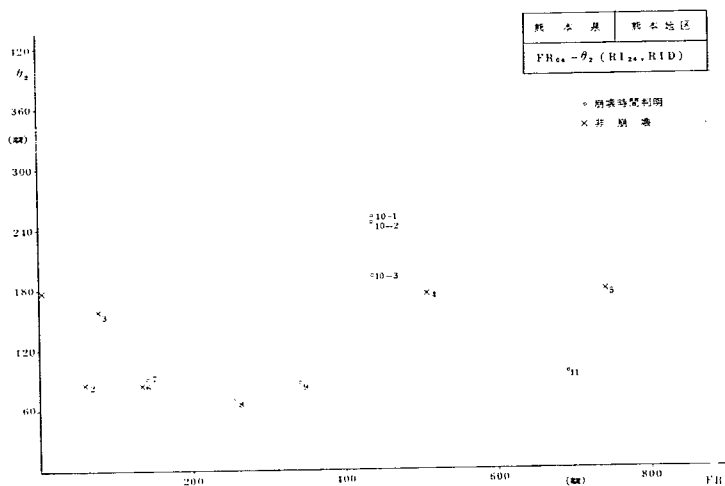


図-4.14 $FR - \theta_2$ (5)

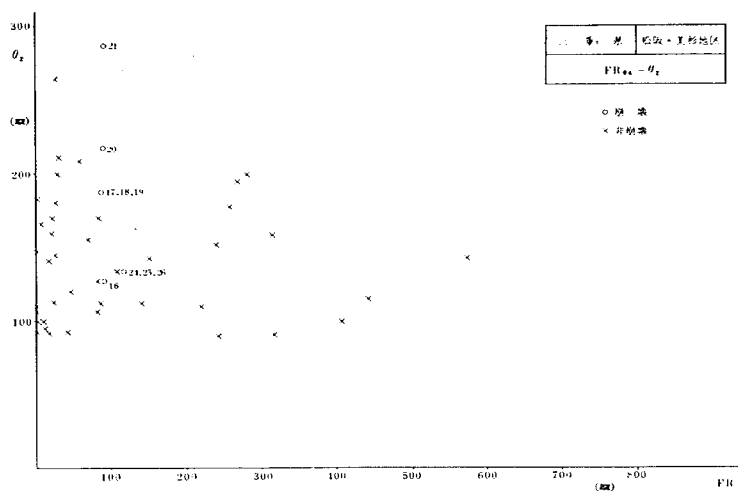


図-4.15 $FR-\theta_2$ (6)

③ θ_1 と θ_2

図-4.16～4.18参照。 θ_4 をとったときの熊本地区の θ_1 は崩壊と非崩壊が2分されている。表5.1をみても差が歴然としている。 θ_4 をとったときの茂原地区(図-4.19)は2分されるが熊本地区(図-4.21)は若干まじっている。八日市場地区(図-4.23)は θ_2 に差がみられる。図-4.24～4.26は前期雨量として21日間のものであるが特別良い結果は得られない。

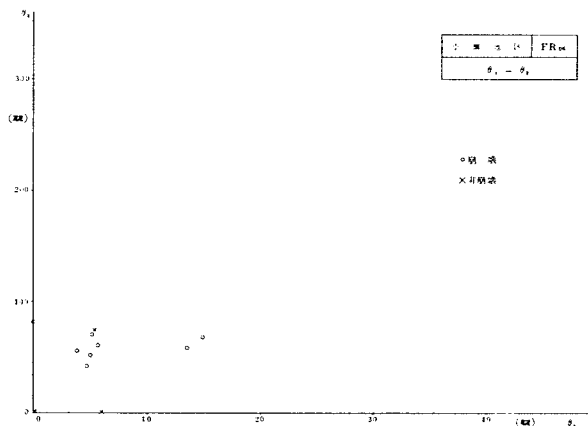


図-4.16 $\theta_1 - \theta_2$ (1)

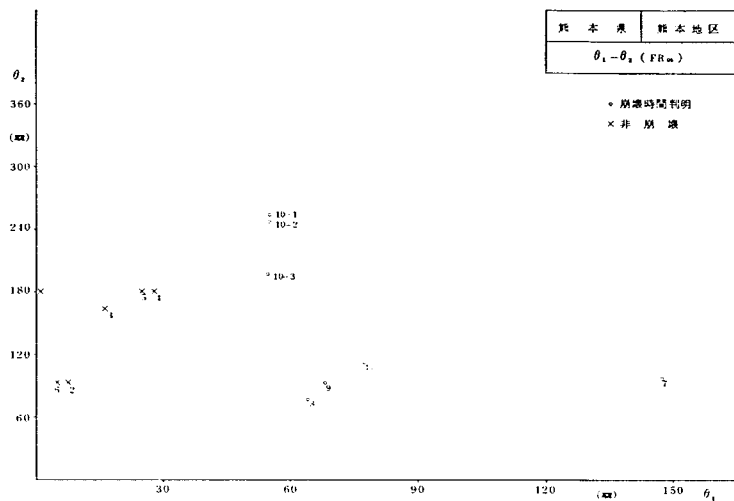


图-4.17 $\theta_1 - \theta_2$ (2)

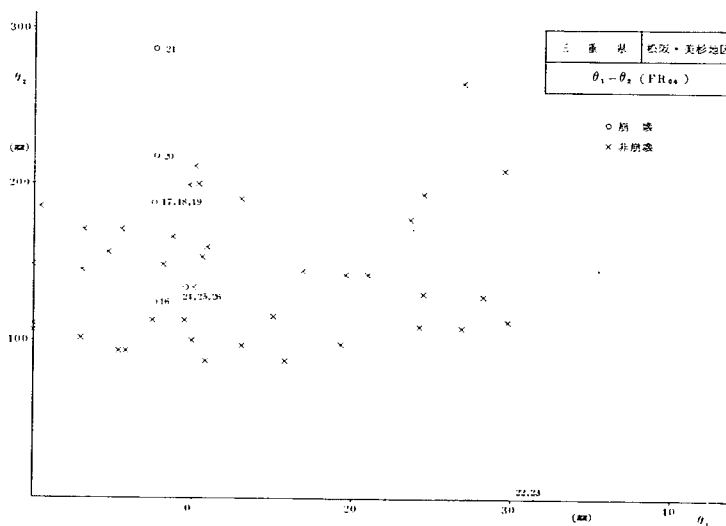


图-4.18 $\theta_1 - \theta_2$ (3)

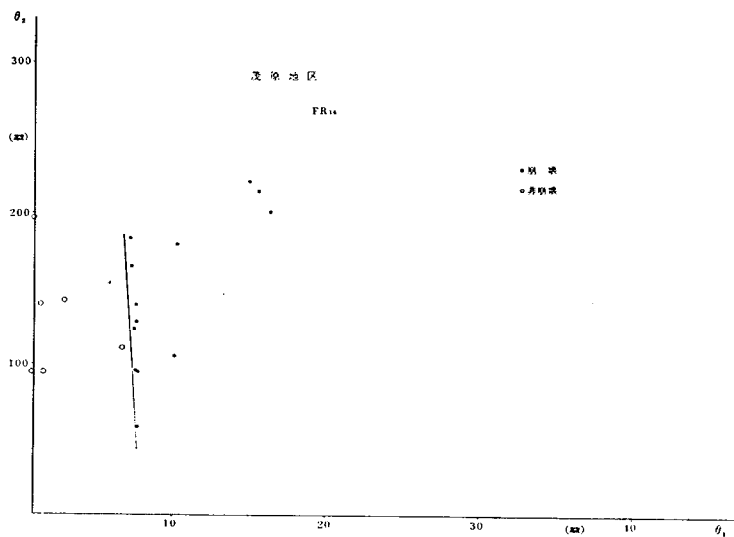


图-4.19 $\theta_1 - \theta_2$ (4)

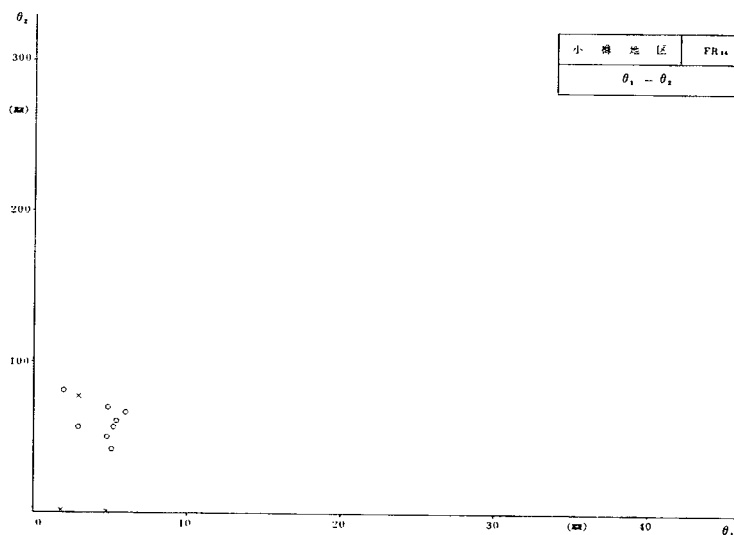


图-4.20 $\theta_1 - \theta_2$ (5)

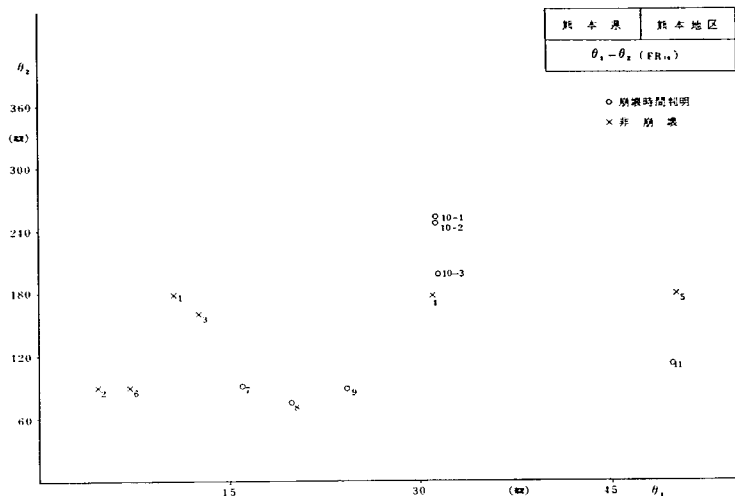


図-4.21 $\theta_1 - \theta_2$ (6)

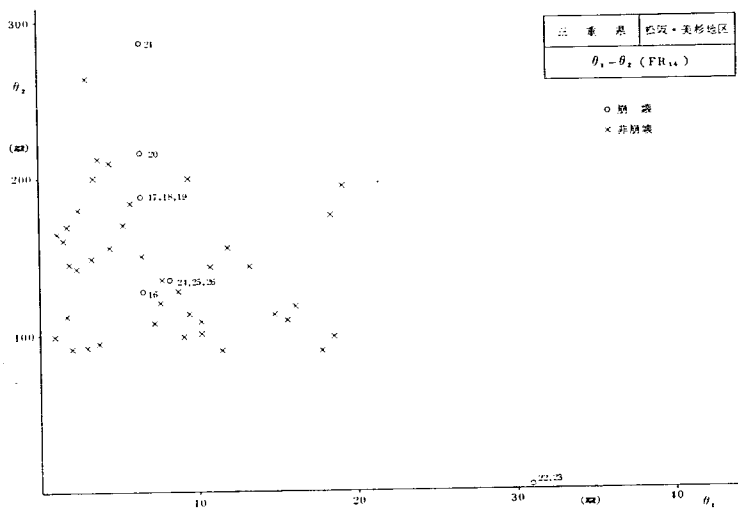
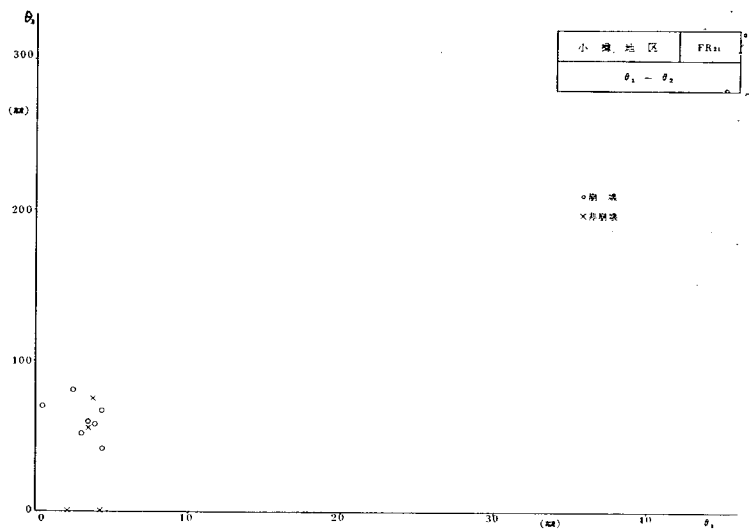
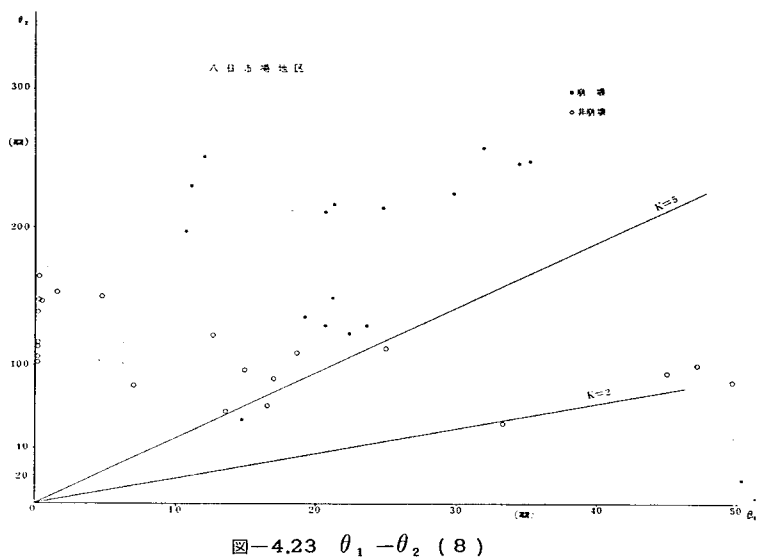


図-4.22 $\theta_1 - \theta_2$ (7)



④ θ_2 と θ_3

04 としたときの熊本の θ_3 は崩壊と非崩壊がはっきり別かれる。しかし 14 とすると多少悪くなる。他の地区では明確にわけられない。

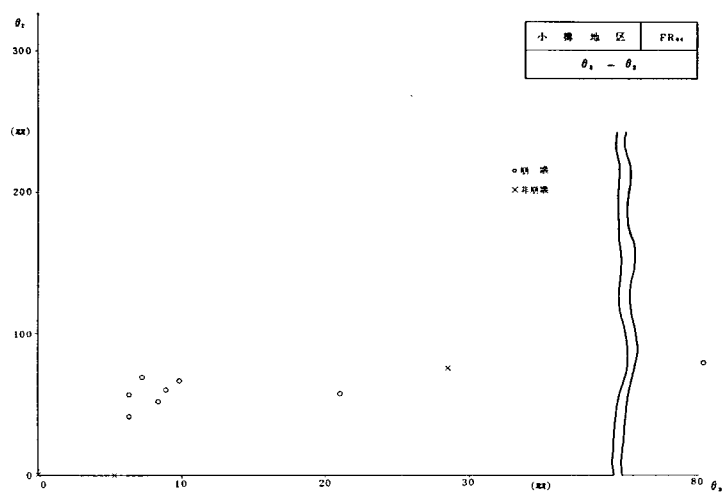


図-4.27 $\theta_3 - \theta_2$ (1)

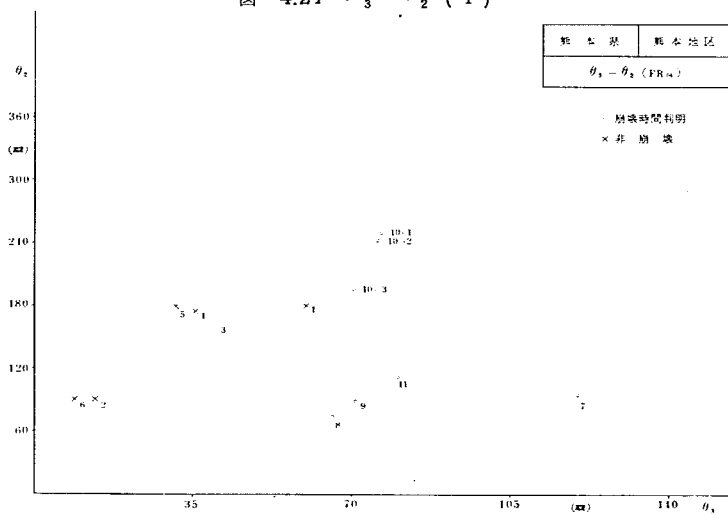


図-4.28 $\theta_3 - \theta_2$ (2)

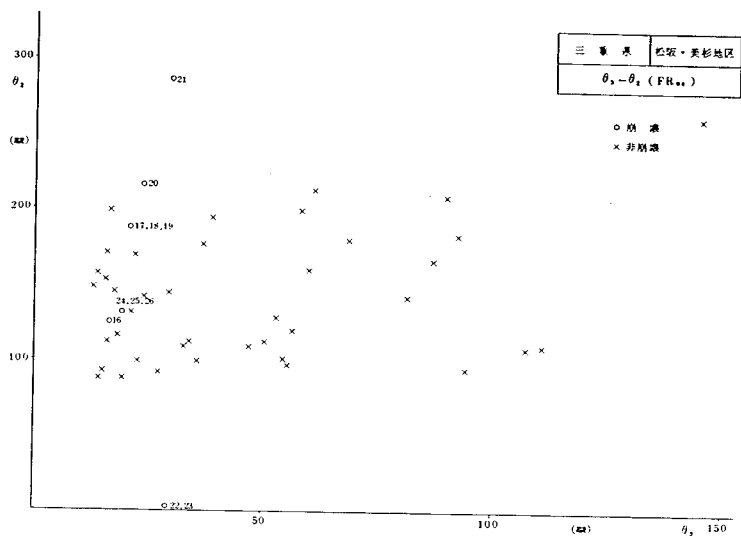


図-4.29 $\theta_3 - \theta_2$ (3)

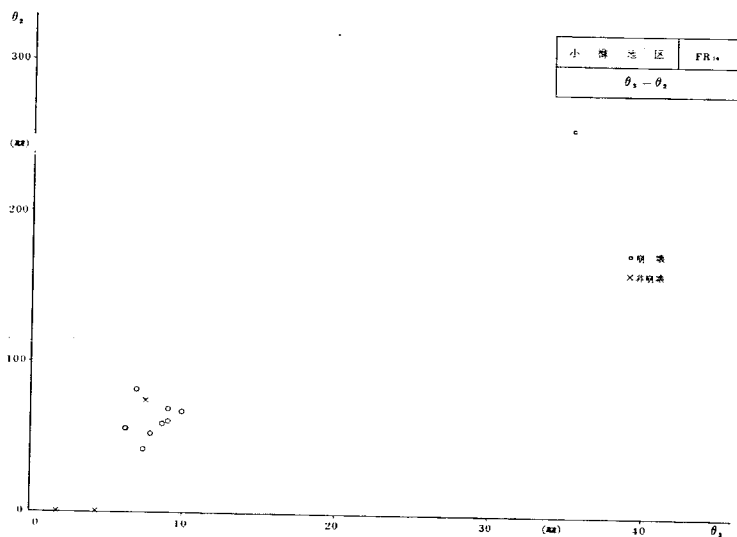


図-4.30 $\theta_3 - \theta_2$ (4)

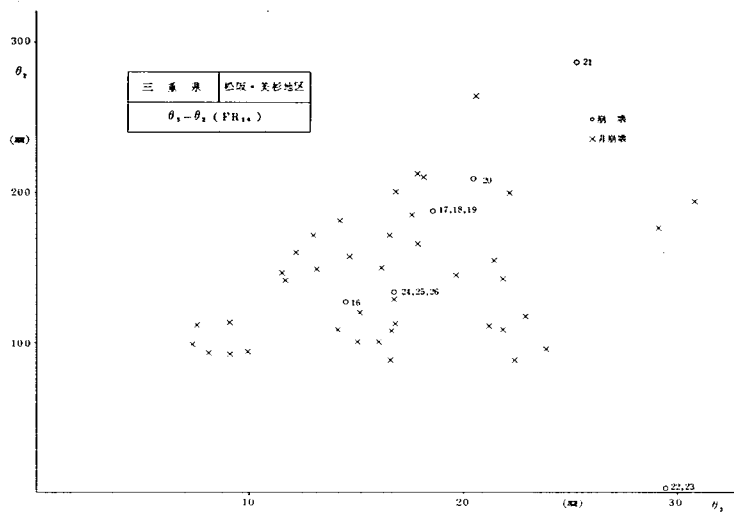


図-4.31 $\theta_3 - \theta_2$ (5)

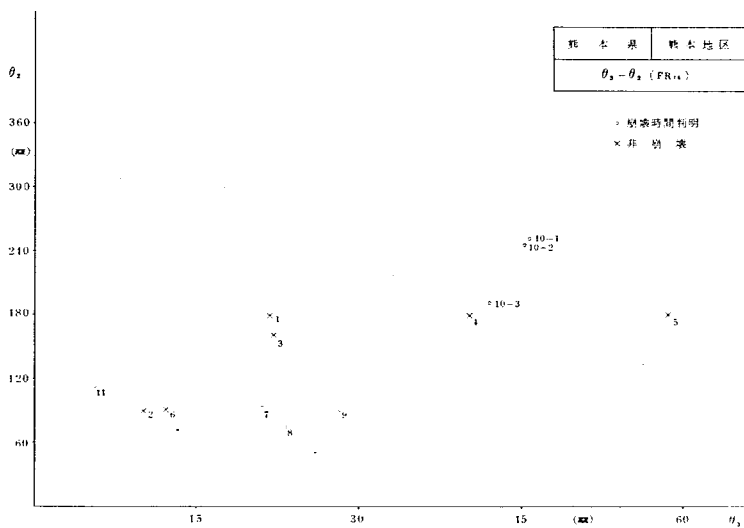


図-4.32 $\theta_3 - \theta_2$ (6)

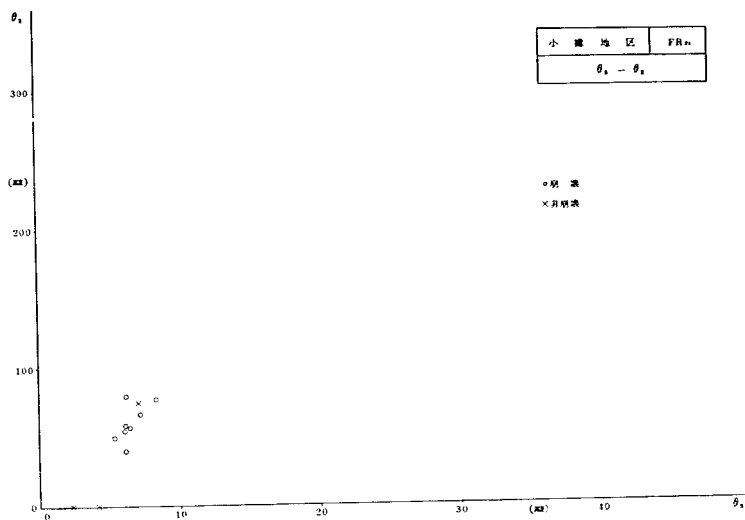


図-4.33 $\theta_3 - \theta_2$ (7)

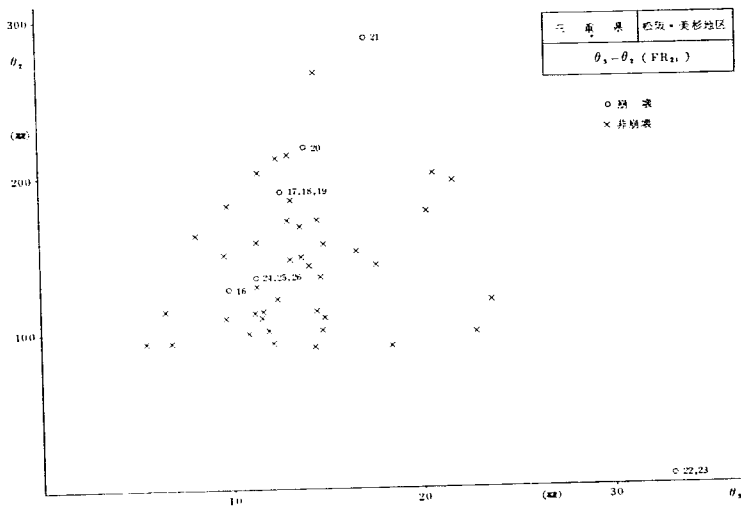


図-4.34 $\theta_3 - \theta_2$ (8)

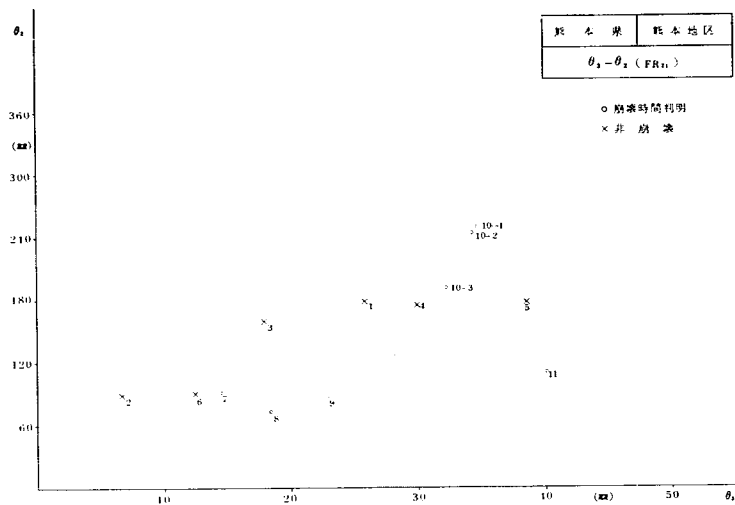


図-4.35 $\theta_1 - \theta_2$ (9)

⑤まとめ

かなりうまく崩壊と非崩壊の相違がみられるものもあるが、多くの地区に対して適用可能な項目 ($\theta_1 \sim \theta_3$, FR等) はなかった。

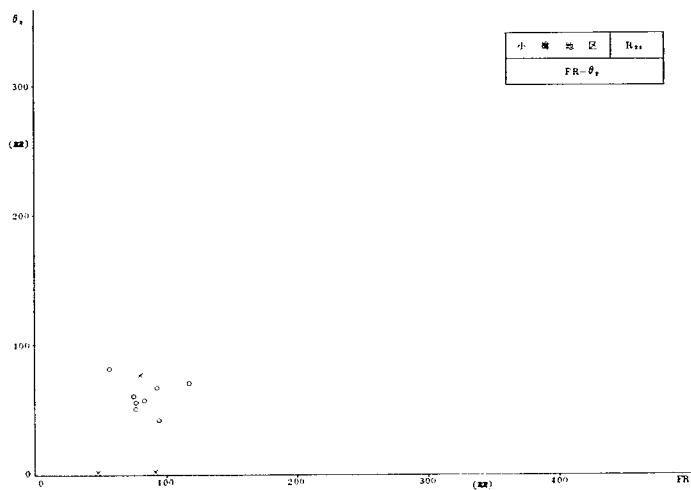


図-4.36 FR- θ_2 (1)

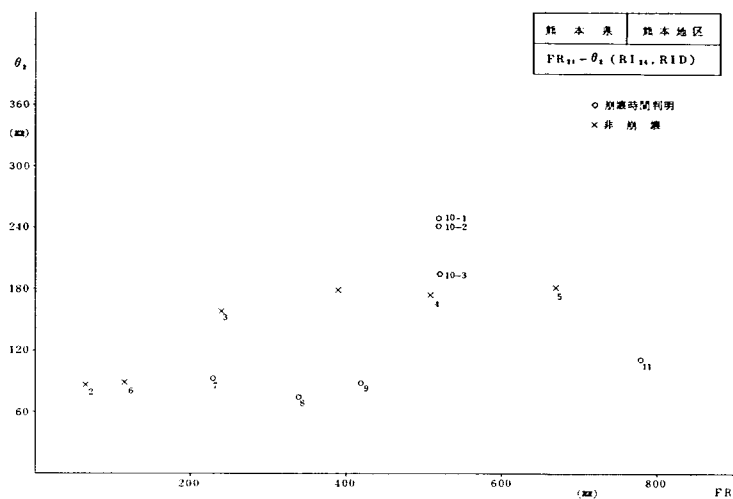


圖-4.37 $FR-\theta_2$ (2)

5. 解析

5.1. 前期雨量と崩壊

ある一連続降雨よりも前の降雨も崩壊に影響があると考えられる。しかし、定量的な証明は現在のところまだなされていないため、ここでは FR_{14} （崩壊当日又は最大日雨量の発生日から以前14日間を前期雨量とする）と FR_{04} （4日間続けて雨が全く降らない状態まで遡るのぼって前期雨量とする）について以下の検討を行なった。

まとめたものは表-5.1のとおりである。まず前期雨量として FR_{04} をとった場合、資料は崩壊が有ったものと無かったものとに分けられる。次に崩壊があったものの θ_1 についてみると各資料によってその値はまちまちであるから平均を求めた。これが表中の値である。非崩壊の降雨についても同様に θ_1 の平均が求められる。

① $\theta_1, \theta_2, \theta_3$

地区別にみて、崩壊と非崩壊の間に大きな違いがみられるものが θ_1 にも θ_2 、 θ_3 にもみられる。しかし、差があまりないものや非崩壊の方が大きいものもみられる。この結果をみると基準値として採用することはまだ無理のようである。

② FR

$\theta_1 \sim \theta_3$ に比べるとFRは崩壊と非崩壊に差がみられる。殆んど違いがないものとして中村地区などがあるが、非崩壊の方が崩壊よりも大きな値となったものは香美の一例だけである。

ここでは平均値だけをみているために基準値としてはどの位の値をとるべきかといった検討はできないが基準の一つに採用すべきであるとみられる。

FR_{04} と FR_{14} のどちらの方が良いか、又は FR_{04} や 14 以外にもっと良いものがあるのかが問題となる。

04 と 14 を比べると FR_{14} の方が機械的に14日間の雨量を合計するだけであるから簡単である。一方、 04 だと一担計算すると雨が続いている限り前日分に当日のものを加算するだけで良いという利点がある。表-5.1からはどちらが良いかの判断はできない。

また、何日まで遡って前期雨量とするかは今後の課題として残されたが、何日かの雨量の合計が崩壊と非崩壊とは異なることは明らかである。

5.2 最大時間雨量と崩壊

前期降雨によってある程度斜面に水が供給されている状態のところ短時間ではあるが強い雨が降り、これが引き金となつてがけが崩れることがある。そこで一降雨中の最大時間雨量をとりあげ崩壊との関連性を調べた。

表-5.2は崩壊時間と最大時間雨量の発生時間との時間のずれを調べたものである。表中鹿兒

表-5.1 調査項目の平均値

前期雨量	FR ₀₄										FR ₁₄							
崩壊の有無	崩 壊 時					非 崩 壊 時					崩 壊 時				非 崩 壊 時			
地区名	θ_1	θ_2	θ_3	FR	t	θ_1	θ_2	θ_3	FR	t	θ_1	θ_2	θ_3	FR	θ_1	θ_2	θ_3	FR
八日市場	21.0	191	40.0	166	8.0	16.2	115	83.3	41	1.8	16.3	191	27.9	228	5.1	115	16.6	71
茂原	8.9	133	76.7	94	7.2	15.9	125	59.6	19	3.0	8.8	133	17.1	123	2.0	125	10.2	28
君津	10.4	158	110	107	8.7	6.1	127	72.0	34	2.6	9.2	158	21.3	128	3.9	127	12.1	55
世羅	18.6	102	25.5	227	14.3	7.4	93	16.8	99	12.6	15.1	102	20.9	210	6.4	93	12.1	90
呉	13.9	50	15.6	328	17.9	10.6	105	17.3	185	13.7	18.9	50	20.9	265	12.9	105	19.0	180
広島	12.8	81	25.0	267	22.2	13.3	95	24.8	176	12.8	16.2	81	20.5	227	12.7	95	18.2	178
佐世保	9.5	85	17.7	173	14.0	11.2	89	30.0	94	7.5	9.8	85	14.8	137	7.7	89	14.2	108
長崎	27.8	83	32.5	273	14.0	14.4	94	27.9	146	10.0	13.8	83	18.4	193	10.5	94	16.8	147
静岡・清水	15.0	316.4	28.8	329.2	22.8	21.6	128.5	44.7	146.2	9.4	16.2	316.4	36.2	226.8	9.8	128.5	17.8	137.8
南勢・南島	12.7	21.2	12.5	230.8	19.2	17.1	174.0	56.3	157.9	9.3	12.7	21.2	13.3	178.2	11.0	174.0	21.5	158.9
尾鷲・湖山	40.2	19.3	48.4	942.9	23.4	30.7	243.4	75.0	255.1	9.3	52.8	19.3	62.2	739.2	15.0	243.4	29.9	210.4
松坂・美杉	11.9	159.9	23.4	222.7	14.7	12.7	141.0	49.2	117.8	8.9	11.0	159.9	21.0	154.5	7.7	141.0	16.7	109.3
熊本	74.5	150.0	80.0	393.9	6.1	13.9	144.2	31.6	254.8	14.8	29.2	150.5	30.3	408.1	19.3	144.2	27.7	270.5
高知	36.0	331	72.0	331	13.5	20.0	151	59.0	134	5.9	23.0	331	43.0	320	21.0	151	29.0	290
土佐	57.0	209	76.0	364	9.6	12.0	107	23.0	117	8.3	25.0	209	37.0	344	9.0	107	16.0	127
香美	33.0	179	86.0	201	7.0	27.0	143	53.0	156	7.3	14.0	179	25.0	201	18.0	143	27.0	254
須崎	30.0	252	41.0	367	19.7	22.0	154	36.0	281	13.4	22.0	252	38.0	312	31.0	154	31.0	306
中村	15.0	122	21.0	204	14.0	16.0	121	24.0	198	12.9	14.0	122	21.0	193	14.0	121	21.0	191

鳥島では最大時間雨量が発生してから7時間後に一番崩壊数が多くなっている。これは恐らくこの時に最大時間雨量とあまり変わらない程度の雨が合ったか、この間の降雨量が多かったか、などと考えられる。この表には出ていないが、最大時間雨量の発生時間よりも一日前または一日や二日後にもかなり崩壊が発生していることがある。このように一降雨中の最大時間雨量と崩壊が必ず結びつくものとは考えられないが、最大時間雨量又は、これに近い強度の雨量の直後も危険であるとみられる。

表一5.2 崩壊発生時刻と最大時間雨量発生時刻のずれ

時 ず 間 の れ	津 奈 川	兵 庫	長 崎	秋 田	高 知	千 葉	鹿 児 島	北 海 道	鼓 吹	熊本	三 重	愛 知	愛 媛	鳥 取	静 岡	石 川	合 計
-5					1				1	1	1					1	8
-4							2						1	1		6	10
-3							2						1		7	8	18
-2		1			1		2					1	1		15	22	43
-1	3	3		1	1	6	1				5	4	1	13	17	9	64
0	10	23	6		39	30	5		2	11	4	6	7	2	8	20	176
+1	12	3	5		6	38	7		8	3	2	16	6	8	11	20	148
+2	9				9	7	10		5	2		2	6	1	2	18	71
+3	6	6			5	12	7		2	3	2	1	1	2	7	18	75
+4	1	1	1		6	5	7					1	12		10	16	60
+5	1						1		1					2	2	12	19
+6	2				2		3	2					2		3	18	32
+7					1		33						1		3	19	57
+8			1						1				1		1	16	20
+9	2		2				1		1			1		2	1	11	21
+10	2		1		2		3					1		1		18	28

一は最大時間
雨量の発生直
前に崩壊したこ
を示す。

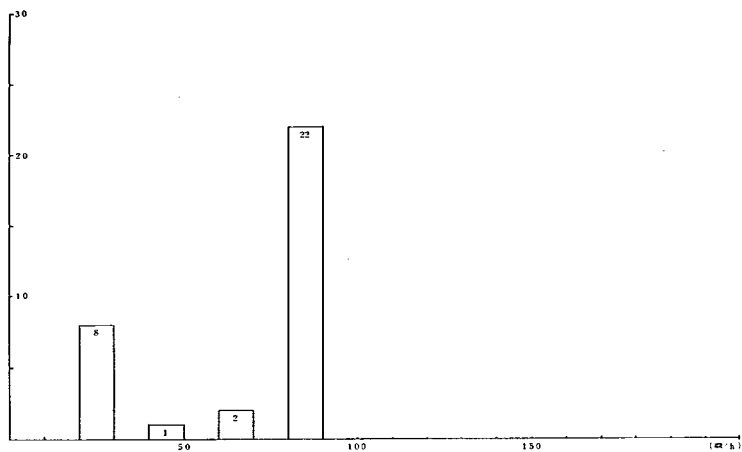
ここでは一降雨中の最大時間雨量をとりあげたが、最大時間雨量を問題にしているのではなく最大時間雨量を解析し強い雨が合った後の危険性を検討するのが目的である。

①最大時間雨量発生以降の危険時間

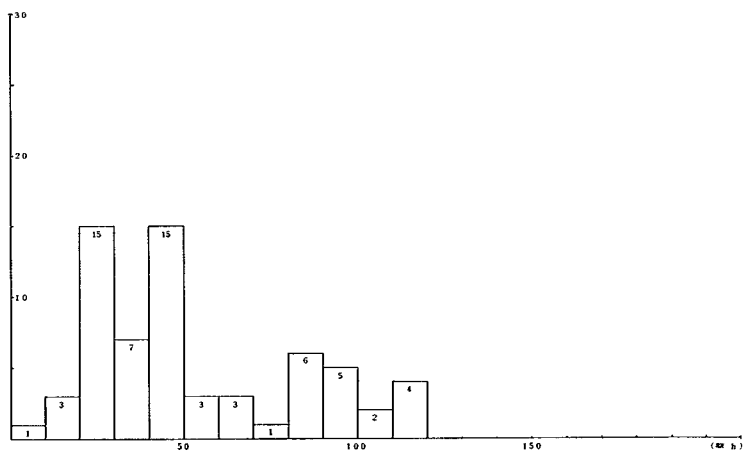
最大時間雨量の発生以降の雨の降り方は各降雨の資料によって各々異なってくるので、最大時間雨量と崩壊の発生時間のずれだけを調べた表一5.2だけで危険な時間帯を推定することはできないが、ここでは最大時間雨量だけの影響で崩れたと仮定する。最大時間雨量の発生以降どれだけの間これが崩壊に影響を及ぼすか（危険な状態であるか）の判断は難しいがここでは4時間までとした。所によっても、そして同じ所でも降雨によって異なるものであるが以下の整理を進めていくために4時間までとした。

②崩壊及び非崩壊降雨の最大時間雨量

図一5.1～5.7は最大時間雨量の発生後0～4時間以内に崩れた資料の最大時間雨量の雨量強度別度数を各県別に示している。



図一5.1 兵庫県



図一5.2 高知県

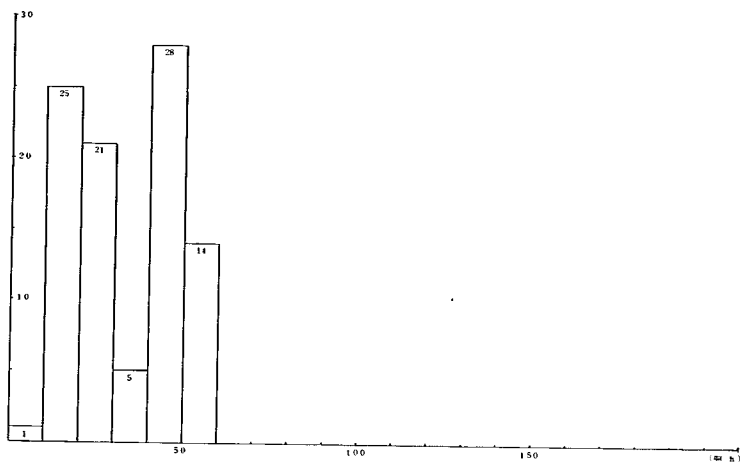


図-5.3 広島県

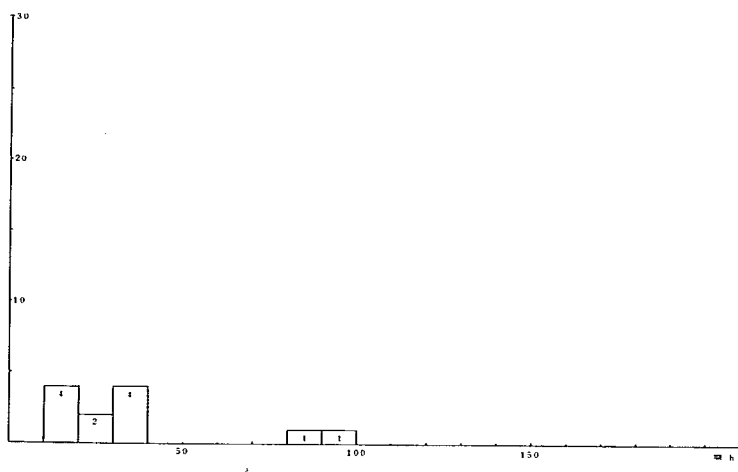


図-5.4 長崎県

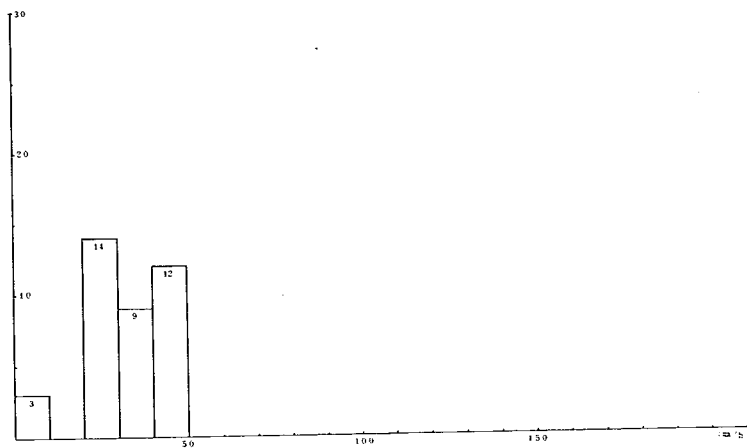


図-5.5 神奈川県

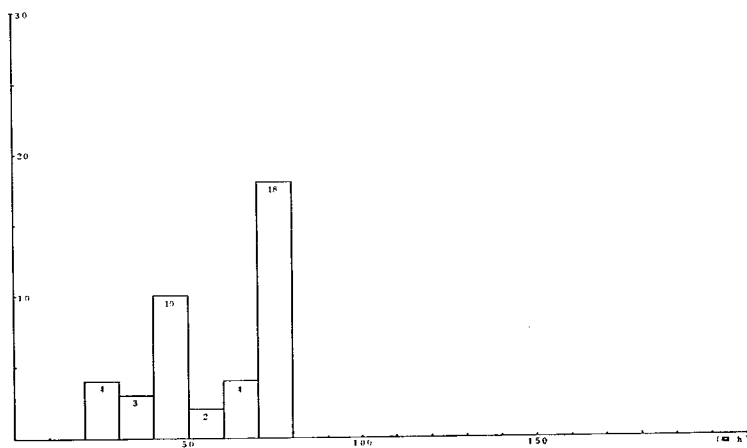


図-5.6 静岡県

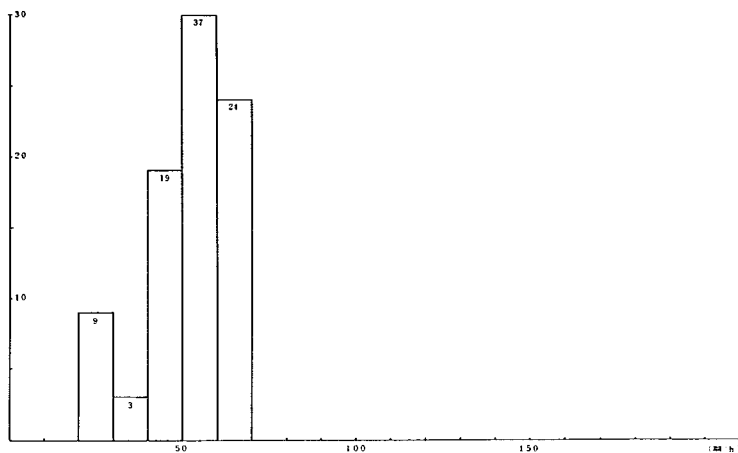


図-5.7 千葉県

また図 5.8～5.14 は崩壊が全くなかった降雨を対象にこの降雨中の最大時間量を調べその度数を示したものである。

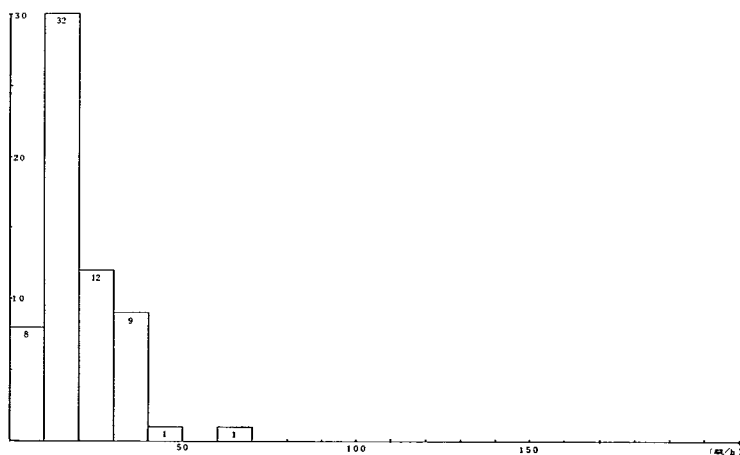


図-5.8 広島県

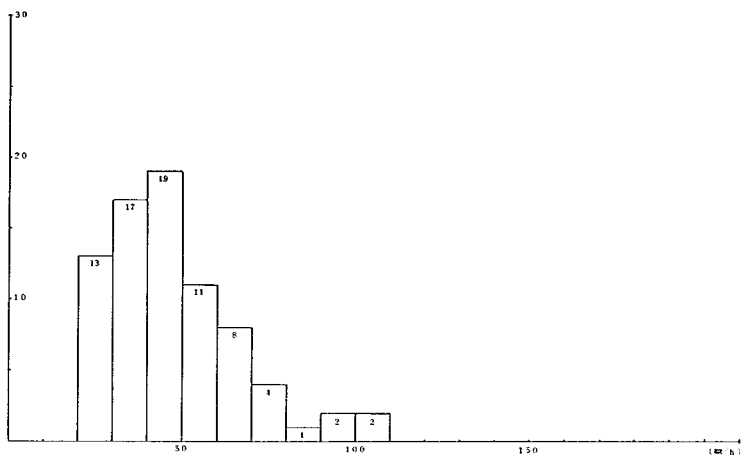


図-5.9 高知県

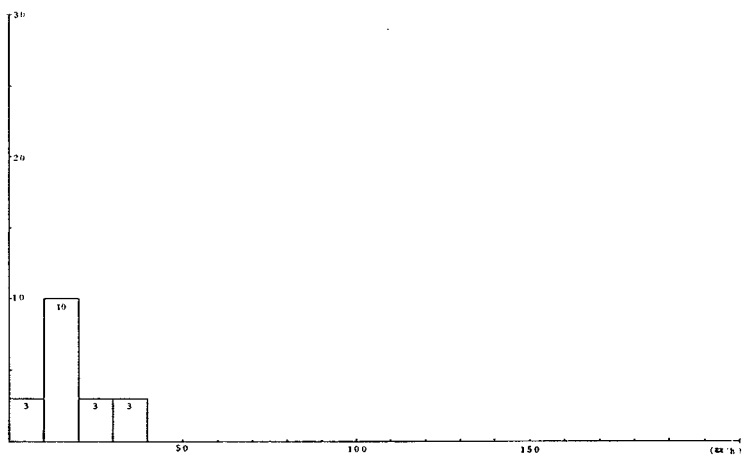


図-5.10 広島県

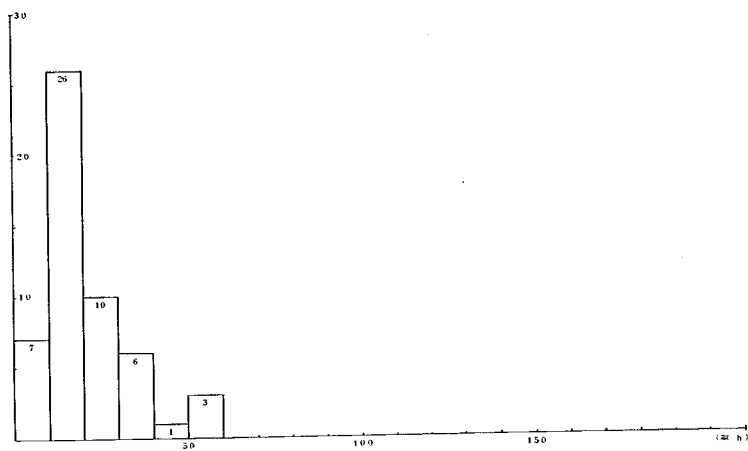


図-5.11 長崎県

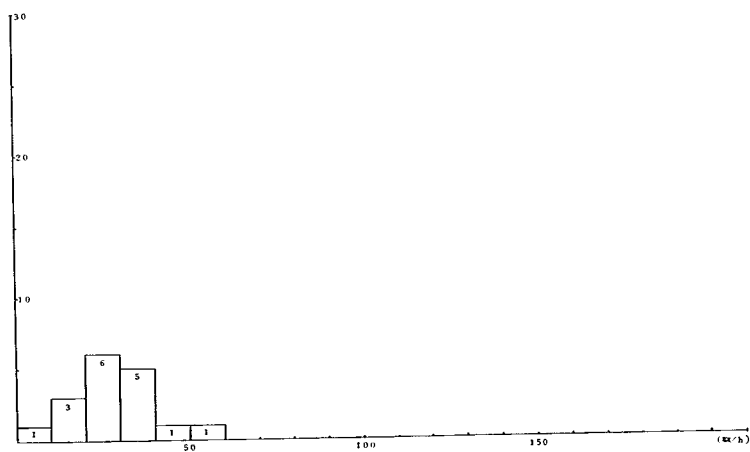


図-5.12 神奈川県

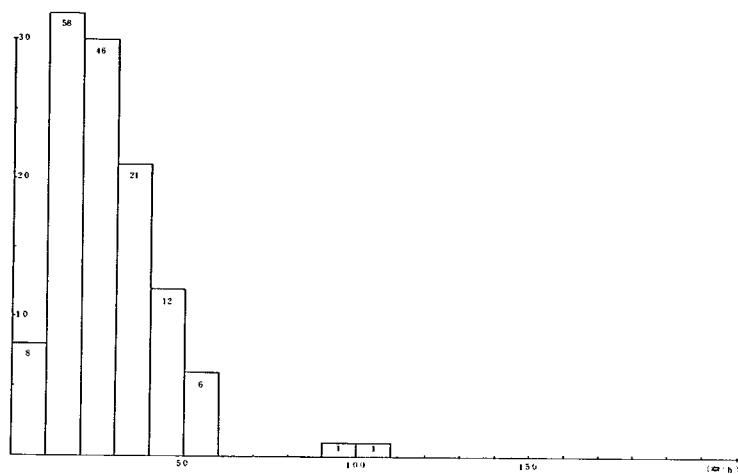


図-5.13 静岡県

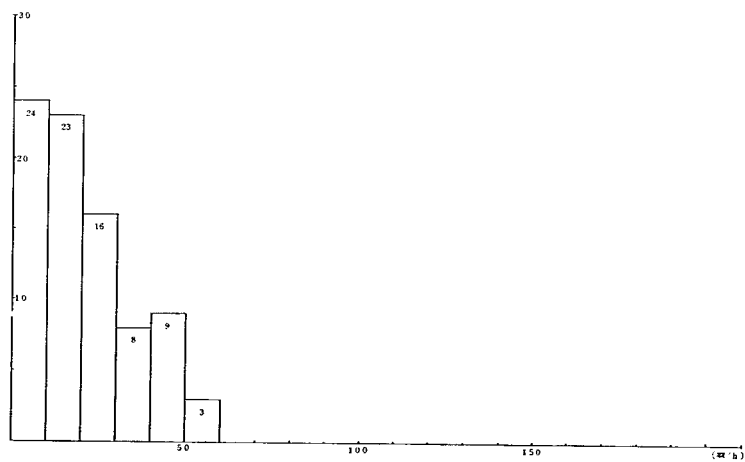


図-5.14 千葉県

各県別にみて、この2つの発生が各々どのような意味があるのか調べることにした。最終的には2つの度数分布に相違があるかどうかである。これを調べるためには2つの分布の平均値に差があるかどうかであり、これをみるには度数分布が正規分布と云えるかどうか、2つの分散が等しいかどうかを前もって調べておく必要がある。

Ⅰ) 正規分布の検定

収集した資料は全体としては数多いが、モデル地区別にすると少ない。ここでは県単位にまとめてみたが、実際には県を1つの単位として整理することは雨の降り方の地域性などからみても無理がある。資料数が整えられればモデル地区別に行なうが、今のところ少ないためとりあえず県単位で行なうことにした。

方法は、最大時間雨量が発生してから0～4時間以内に崩れた資料について、その最大時間雨量の平均(m)と標準偏差(σ)を求め、次に($m - 1.5\sigma$)以下、($m - 1.5\sigma$)～($m - 0.5\sigma$)、($m - 0.5\sigma$)～($m + 0.5\sigma$)、($m + 0.5\sigma$)～($m + 1.5\sigma$)、($m + 1.5\sigma$)を越えるものの5区分に入る資料数を調べる。一方、これに入る理論度数を求め両者のくい違いを χ^2 検定で調べる。

こうして調べた結果、正規分布と云えるものは高知だけであった。

また、崩壊が全く無かった降雨中の最大時間雨量の発生はすべて正規分布といえた。

但し、以上の検定は時間雨量そのものではなく、これの常用対数値をとって行なっている。

Ⅱ) 等分散の検定

最大時間雨量が発生した後、0～4時間以内に崩れた資料の最大時間雨量の分散と崩壊が全く発生しなかった降雨中の最大時間雨量の分散とが等しいと云えるかどうか調べてみた。検定法は統計関係の本に載っているのでここでは省略する。

この結果等しいといえるものは兵庫、広島、長崎、神奈川の例で他の高知、静岡、千葉は否定された。

Ⅲ) 平均値の相違の検定

どちらも正規分布でかつ分散が等しいといえる場合、2つの分布の平均値が異なるかどうかの検定ができる。今回は2つの条件のどちらかまたは両方とも否定されるものでも資料が整えさえすれば解決されるものと考え平均値の検定を行なっている。

方法は省略する。

検定結果が相違有りといえるもの、特に崩壊した方の値が非崩壊に比べて大きい場合は最大時間雨量が崩壊に影響すると考えられる。勿論、検定上相違が無いことになったものでも崩壊に及ぼす影響はあると考えるべきであるが、最大時間雨量だけでは崩れる可能性が高いかどうかの判

定は難しく避難基準としては十分ではないと考えられる。

この結果、差があるといえるのは高知県を除いた全県であった。これを数値で示すと表-5.3のとおりである。高知は別として神奈川も崩壊と非崩壊の平均があまり変わらないが、統計上は差があるという結果である。

表-5.3 最大時間雨量平均値

単位(mm/h)			
県名	崩壊	非崩壊	備考
兵庫	61.9(33)	17.2(63)	()書きは資料数
高知	43.8(65)	43.4(77)	
広島	31.2(94)	16.4(19)	
長崎	28.3(12)	17.3(53)	
神奈川	29.2(38)	23.9(17)	
静岡	53.3(41)	21.5(153)	
千葉	49.2(92)	16.1(83)	

Ⅳ) 適中率

最大時間雨量の発生後0～4時間以内に崩れたものの最大時間雨量の分布と非崩壊資料の最大時間雨量の分布を図-5.15～5.21に示す。この2つの分布の重なり合う部分が狭い程2つの分布型の間には隔りがあるわけで避難基準として用いる有用性が高い。

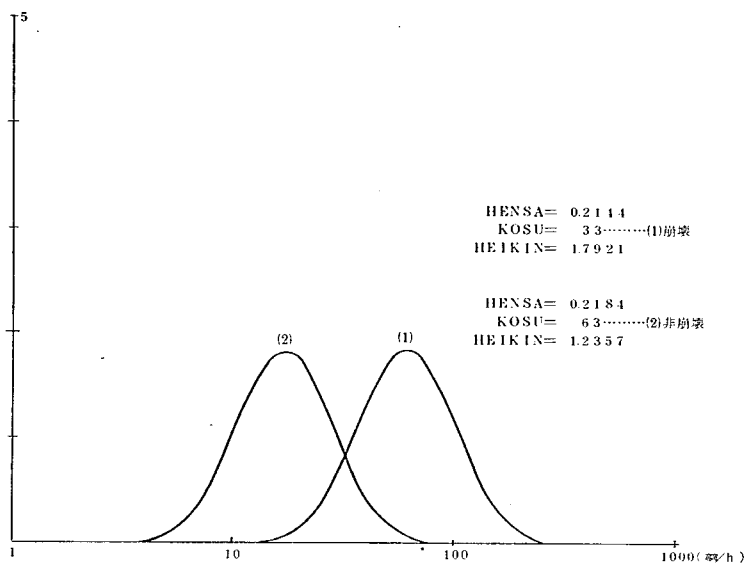


図-5.15 兵庫県

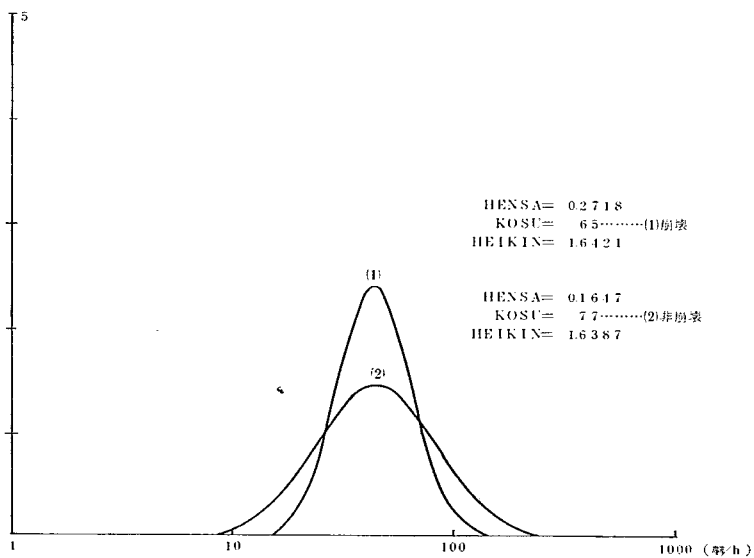


図-5.16 高知県

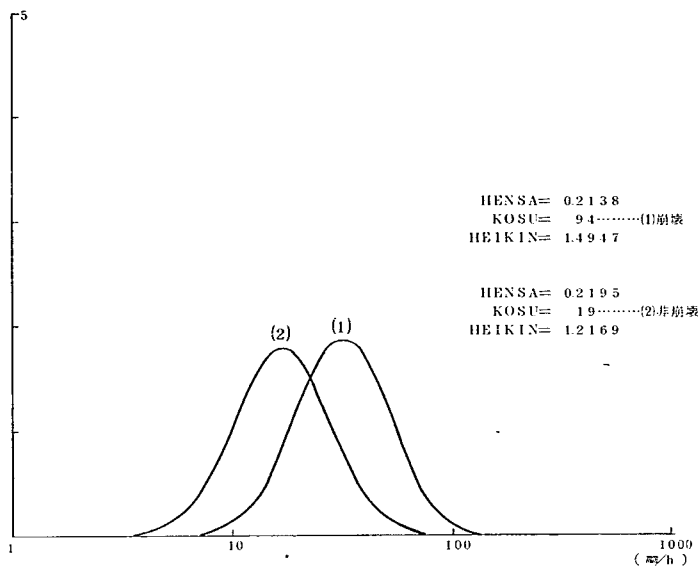


図-5.17 広島県

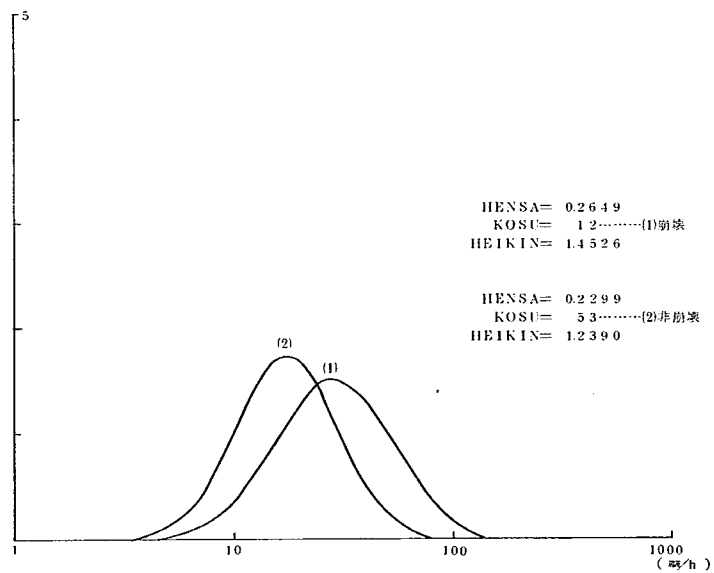


図-5.18 長崎県

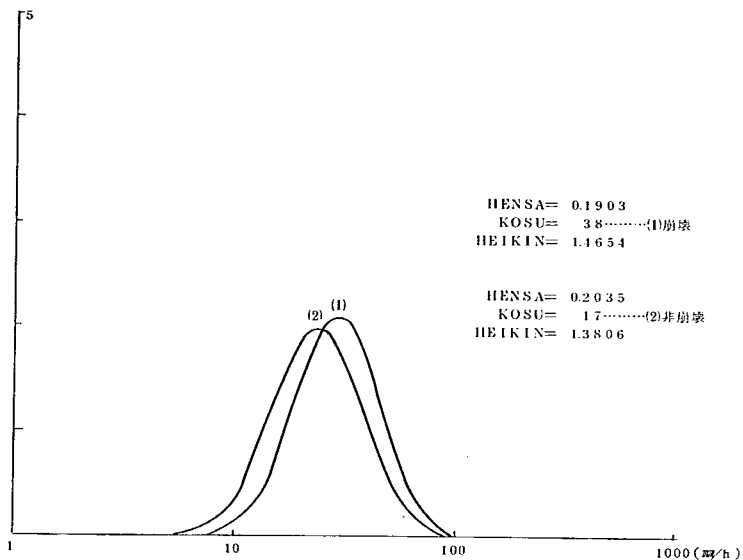


図-5.19 神奈川県

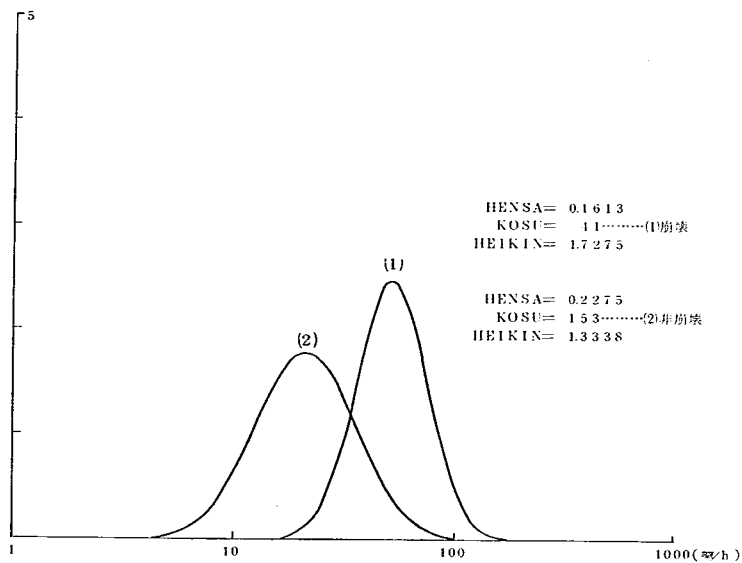
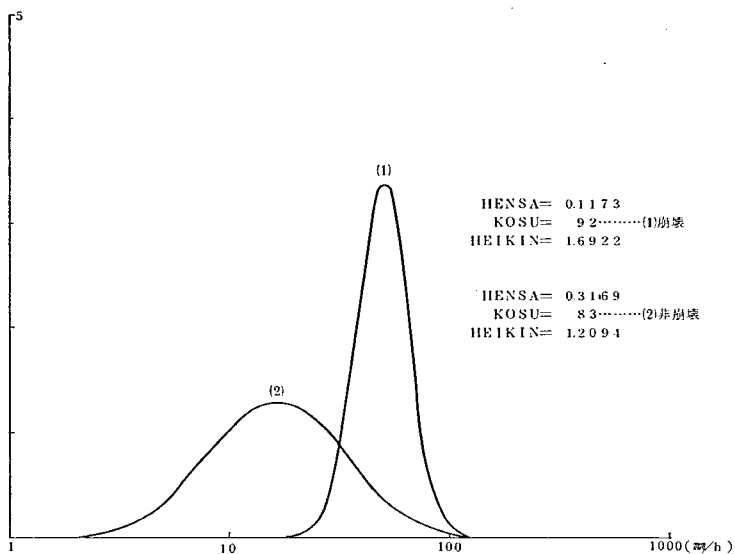


図-5.20 静岡県



図一5.21 千葉県

表一5.4 時間雨量による適中数

県名	時間雨量 (mm)	崩壊降雨	非崩壊降雨	当る率	備考
兵庫	32.7	66/88	56/63	81%(122/151)	B/A
高知	69.8	18/111	68/77	46%(86/188)	B:適中数
広島	22.5	110/232	14/19	49%(124/251)	A;資料数
長崎	23.9	8/22	39/53	63%(47/75)	
神奈川	24.8	64/75	8/17	78%(72/92)	
静岡	34.1	49/87	123/153	72%(172/240)	
千葉	31.3	85/101	63/83	80%(148/184)	

今回は2つの分布型の交点のX軸の値をとりあえず基準として用いたらどの程度信頼があるのか調べた。この結果は表-5.4のとおりであった。

ここで注意したいのは、崩壊したものは降雨数ではなく崩壊箇所数であることである。一つの降雨からいくつかのデータが得られているので一降雨一資料の非崩壊データと直ぐ比較はできないが、参考までに行なったものである。

兵庫県では時間雨量32.7mmを危険雨量とすると88の崩壊例のうち66個は32.7mmを上回る時間雨量が発生してから崩壊している。しかし、残りの22個は32.7mm以下の時間雨量であったが崩壊したものである。一方、崩壊が全くなかった方をみると63個の降雨のうち56個の降雨は32.7mmを上回る時間雨量が全くなく、勿論崩壊もなかった。しかし、残りの7降雨は、32.7mmを上回る時間雨量があったにもかかわらず崩壊は発生しなかったことになる。この結果、151個の資料中32.7mmを上回る時間雨量が発生していないのに崩壊したものが22個、32.7mmを上回る時間雨量があったが崩壊せずに済んだものが7個あったことになり、このようにことが生じる確率は約20%であることがわかった。

他の県では、神奈川と千葉が兵庫とだいたい同じような数値となったが、高知と広島は良い結果が得られなかった。

5.3. 連続雨量と崩壊

雨量強度の時間的変化にもよるが雨の降り始めの頃に崩壊が起きることはあまりないようである。今回の資料でも崩壊が発生したときまでの累計雨量を総雨量で除してみると0.5以上のものが多い。つまり、量的にみて雨の後半に多いといえる。

一降雨における総雨量は各降雨によって各々異なるものであるが、崩壊にはある程度の累計雨量がきくと考えられる。

そこで、崩壊までの累計雨量と非崩壊降雨の総雨量に違いがあるか最大時間雨量と同様に調べてみた。明確な相違がみられれば避難基準として累計雨量を用いることができる。

i) 正規分布の検定

最大時間雨量と同じ方法で行なった。この結果、崩壊までの累計雨量が正規分布しているといえるものは高知と長崎の2県だけであったが、崩壊の全くなかった雨の総雨量が正規分布といえるのは兵庫を除いた全県であった。

ii) 等分散の検定

長崎県だけが等分散といえた。

iii) 平均値の検定

兵庫、広島、千葉が異なるといえた。また、長崎と神奈川では崩壊の無かった降雨の総雨量の

平均の方が崩壊が発生するまでの累計雨量の平均よりも多い結果となった。広島と静岡は両者の平均にあまり差がない。これを表-5.5に示す。

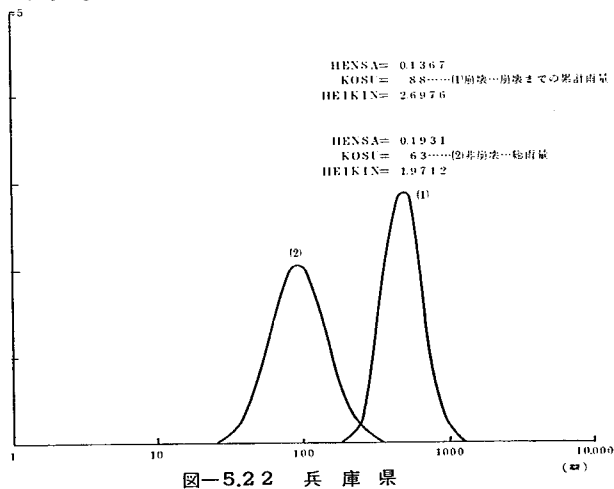
表-5.5 連続雨量平均値

(単位mm)

県名	崩壊	非崩壊	備考
兵庫	498.4(88)	93.5(63)	()書きは資料数
高知	304.3(111)	292.7(77)	
広島	252.5(232)	60.0(19)	
長崎	74.5(22)	102.1(53)	
神奈川	112.3(75)	139.2(17)	
静岡	143.1(87)	148.9(153)	
千葉	181.3(101)	80.1(83)	

iv) 適中率

両者の分布を図-5.2 2~5.2 8に示すとともに、2つの曲線の交点を基準値とした場合の適中率を表-5.6に示す。



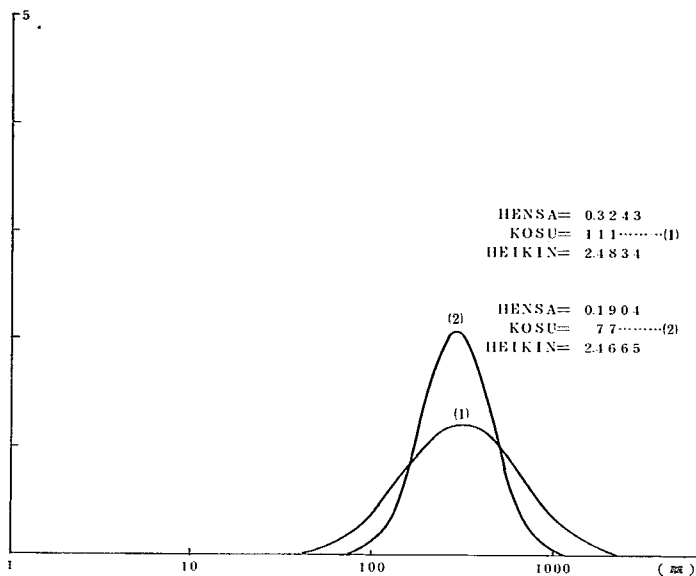


図-5.23 高 知 県

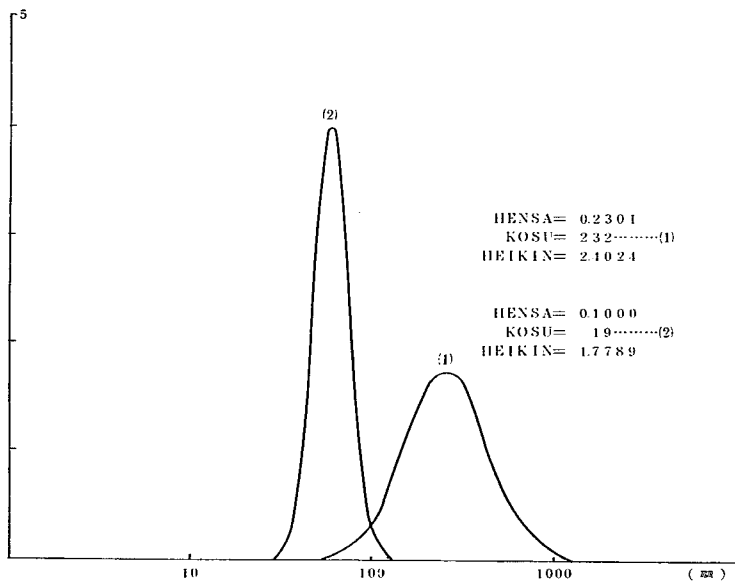


図-5.24 広 島 県

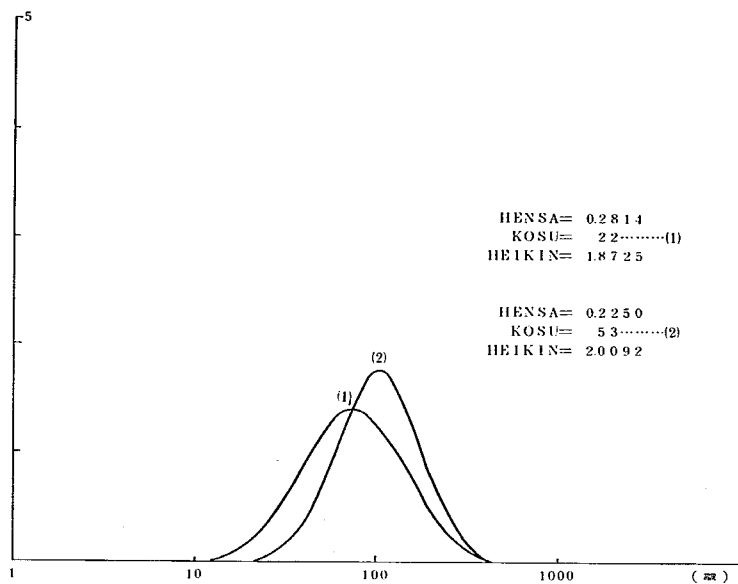


図-5.25 長崎県

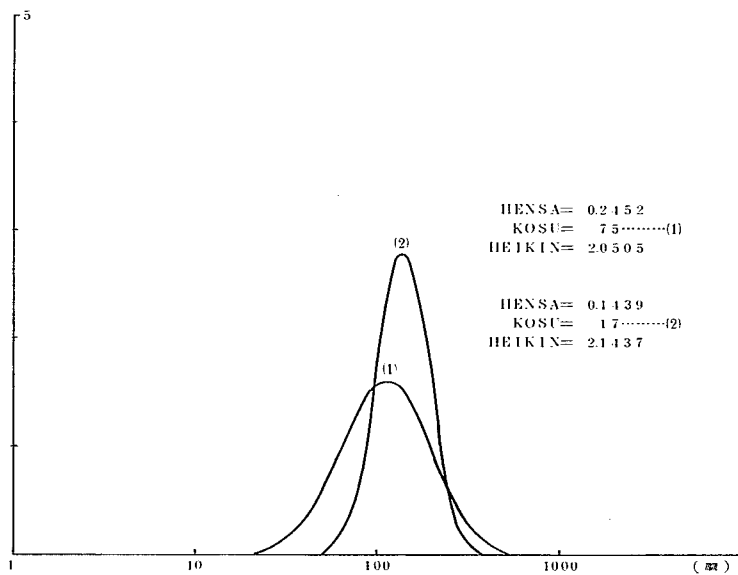


図-5.26 神奈川県

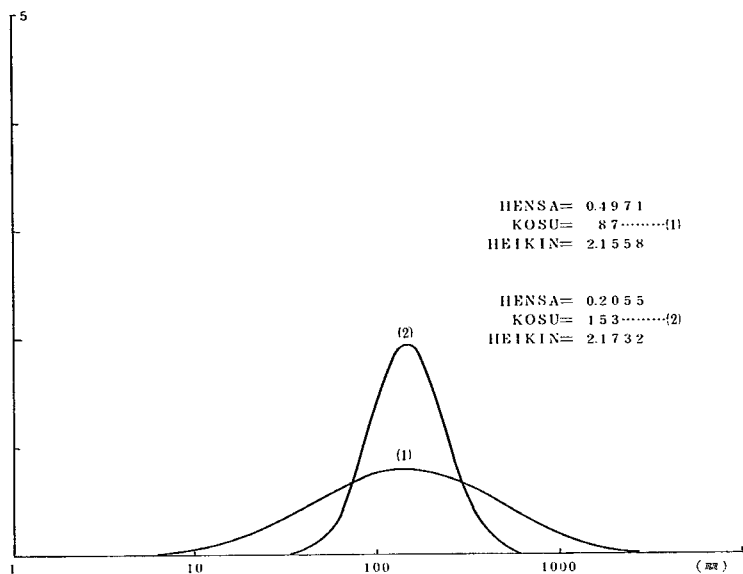


図-5.27 静岡県

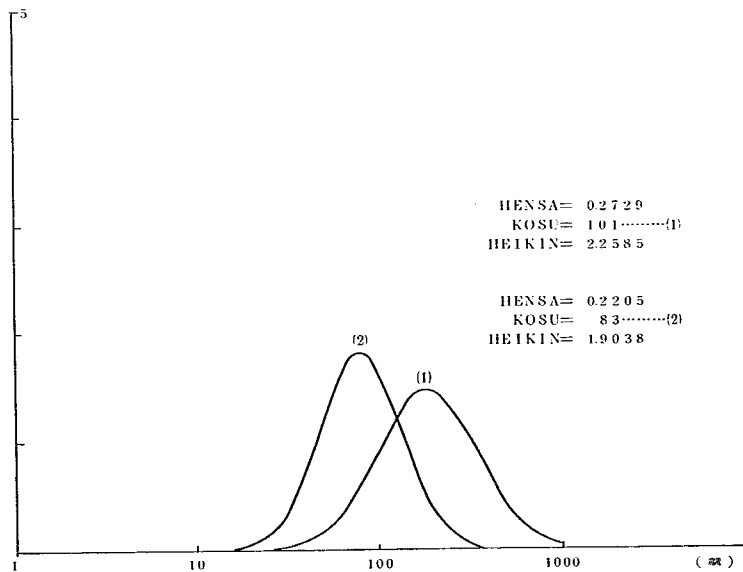


図-5.28 千葉県

表一 5.6 累計雨量による適中数

県 名	累計雨量 (mm)	崩壊降雨	非崩壊降雨	当 る 率	備 考
兵 庫	242.1	87/ 88	61/ 63	98%(148/151)	
高 知	502.1	31/111	68/ 77	53%(99/188)	
広 島	99.4	221/232	18/ 19	95%(239/251)	
長 崎	441.3	0/ 22	52/ 53	69%(52/ 75)	
神奈川	247.9	0/ 75	17/ 17	18%(17/ 92)	
静 岡	299.8	17/ 87	141/153	66%(158/240)	
千 葉	125.2	67/101	62/ 83	70%(129/184)	

兵庫県の場合、連続雨量が242.1mmを越えてから崩壊したものが88資料中87個あった。一方、242.1mmを越えたにもかかわらず崩壊しなかったのは63資料中2個だけであったから信頼性の高い値が得られた。他に広島県も良い結果が得られたが神奈川県は連続雨量ではうまくいかないようである。

5.4. 避難基準値

①試 案

避難基準値のとり方は難しい問題で、小さくなると安全ではあるが避難する回数が増えてしまい、大きくすると逃げる前に被災する場合が多くなる。

今回は試みとして基準に時間雨量と累計雨量を用いて、崩壊例と非崩壊例の2つの分布型の交点をその基準にとった場合、どの程度の信頼がおけるのか計算してみた。

CXを時間雨量の交点値、CYを累計雨量の交点値とすると崩壊した雨については、CXより小でかつCYより小のものが基準値に達していないにもかかわらず崩壊したことになる。非崩壊の雨については、CXより大、又はCYより大のものは、異常気象時で基準値に達したが崩壊は起きなかったものである。これ以外のものは時間雨量及び累計雨量が基準値に達せず崩壊もしなかったことになる。

表一5.7 時間雨量及び累計雨量による適中数

県 名	① 崩 壊 降 雨	② 非 崩 壊 降 雨	① + ②	適 中 率
兵 庫	87	54	141	93 %
高 知	40	63	103	55 %
広 島	222	14	236	94 %
長 崎	8	39	47	63 %
神奈川	64	8	72	78 %
静 岡	49	118	167	70 %
千 葉	87	53	140	76 %

各県別にみると以上のような結果となる。(表一5.7参照)

(1)兵庫県 (CX = 32.7mm/h, CY = 242.1mm)

崩壊した88の資料中基準値を越えなかったものは1例であった。一方、非崩壊降雨についてみると、どちらの基準値も越えないものが63例中54ある。全体にすると、はずれる率は約7%である。

(2)高知県 (CX = 69.8mm/h, CY = 502.1mm)

最大時間雨量にしても連続雨量にしても、崩壊があった雨と無かった雨の平均値に差があまりないことから、はずれる率が高い結果となったのはやむをえないが、最大時間雨量や連続雨量が同じような降雨でありながら崩壊が発生したり、しなかったりするわけである。

それと崩壊したもののうち約2/3はこの基準値に達していないのに崩壊が発生しているので、この値では高すぎるようでもう少し低い値をとらねばならない。

(3)広島県 (CX = 22.5mm/h, CY = 99.4mm)

崩壊の方はほとんどが基準値を越えているが非崩壊の方も約1/3が基準値を越えている。はずれる率は約6%で最も良い結果であるが非崩壊の降雨資料が少ないのもう少し資料が必要である。

(4)長崎県 (CX = 23.9mm/h, CY = 441.3mm)

崩壊例が22個あるが時間雨量又は累計雨量が基準値まで達していないものが約2/3ある。特に累計雨量の方は皆無という結果になった。

(5)神奈川県 (CX = 24.8mm/h, CY = 247.9mm)

時間雨量は避難基準として用いることができるようであるが累計雨量は長崎県と同様の結果である。

静岡、千葉県を含めた7県で良い結果が得られたのは兵庫、広島だけとなった。

現在のところ、資料数が少ないし、ある特定の豪雨などの資料が大きな比重を占めていることも考えられるので資料の蓄積を計り、もっと狭い地域を対象に検討したい。

②避難警報の解除

警報を出した場合、当然その解除についても行なう必要がある。いつその解除を出せばよいかも難しい問題であり早急にまとめることはできない。

ここでは、降雨の終了と崩壊発生の時間的なずれを、兵庫、高知、広島、長崎、神奈川、静岡及び千葉県を対象として調べてみることにした。

まず、降雨中の崩壊と降雨終了後の崩壊件数をみると、降雨中が656件、終了以降が60件で全体の約1割は止んでから崩れていることがわかる。

次に降雨終了時間を基準とし、それ以降の崩壊発生件数を時間別に調べてみたのが図-5.2.9である。これをみると降雨終了後半日以上たつと崩壊はぐっと少なくなることがわかる。

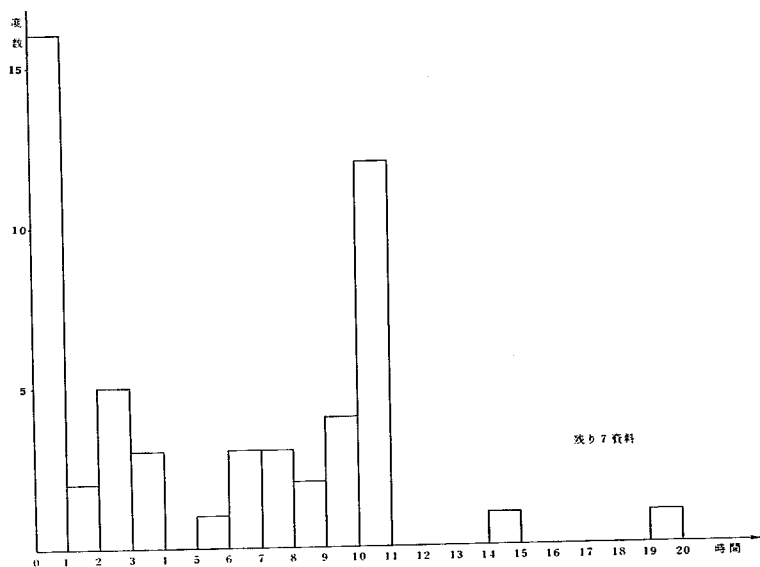


図-5.2.9 降雨終了後の時間別崩壊発生数

降雨終了後の崩壊が多いのは広島（降雨中203，以降29）と神奈川（降雨中53，以降22）である。特に神奈川県の場合降雨終了後10～11時間の間に12件も発生している。

このように県によってもかなり異なることから、資料の蓄積が求められるが、とりあえず現在の段階では雨がやんでからも半日程度は危険な状態が続いていると思われる。

③まとめ

ここでは、最大時間雨量と連続雨量の2つを基準値とした場合、どの程度信頼がおけるかをみたわけであるが、5.1でふれた前期雨量も加味し、数多くの資料を集め地区別に行なってみるともう少し高い信頼性をおけるとみられる。

今後の課題

(1)避難基準としてどのようなものが適しているのかを調査（4.2など）したが明解な答は出せなかった。ある地区では良い結果が得られても他の地区では悪い結果となったりしたわけである。これは、地区の特徴というより資料数が少ないことによる偏りと解し、資料を収集し改めて実施するのがよい。

(2)5.では時間雨量と連続雨量を避難基準値にとることを検討した。ここでは、時間雨量をすべて電算カードに打ちいろいろな試算、検討を実施したかったが、時間雨量となると莫大な量になってしまったため図-4.2程度のまとめ方による試算にとどまった。

連続雨量は表-5.5でも見られるとおり、崩壊した時までの累計雨量よりも非崩壊降雨の方が多いたることなどからも、ある時点までの累計雨量とともにどう雨量強度が変化してきたのかも重要でありこの点からも時間雨量をカード等に入れておきたい。

(3)降雨パターンについてはあまり手をつけなかった。これは主観が入ったりするのでさけたわけであるが、台風の影響による豪雨か、前線による豪雨かを分けて検討するのもよいのではないと思われる。

おわりに

資料を作成して下さった各道県の方々に深甚の意を表したいと思います。

確定した避難基準値を出すまでには到らず，調査を担当された方々の労に報いることはできませんでしたが，参考にしていただければ幸いです。

横浜市における崖崩れと雨の関係

大 滝 俊 夫

は し が き

丘陵が海岸までせまり住宅地がその斜面を利用して発展している横浜市では、大雨ごとに崖崩れが発生し、建物の被害ばかりか人命まで失われることが多い。

近年、宅地造成が盛んになるにつれて、ますますその数を増し、横浜市水害の1位を占めているといって過言ではない。市当局は関係官署からなる協議会をつくりその対策に腐心し、法的規制によって防止につとめている現状である。

横浜市の崖崩れは、地質的には関東ローム層におおわれた丘陵末端の崩壊現象であり、雨がローム層に浸透し、土中水分の増加によって土粒子間の粘着力および内部摩擦角が大きく減少するか、あるいはまた浸透した雨水の不透水層に沿って流れる一時的な地下水流の氾濫によって生ずる。かような崖崩れを惹き起こす原因中雨が最も関係深いことは、古くから指摘されているが、この種の研究が従来は主として地理学ないしは地質学的観点からのみなされている関係上、防災に役立つ程度に降雨との関係について究明したものは見当たらない。本文では降雨に反応する横浜市の崖崩れを群の崩壊現象としてその特性をながめてみたい。

1. 関東ロームの最大土湿不足

土層の表層は普通地表面からの蒸発によって圃場容水量以下に乾燥している場合が多い。ある土壌水分量が圃場容水量になるまでの水分量を土湿不足というが、土湿不足が満たされないうちは関東ローム層に関する限り大抵の場合、強度が大でも降雨はほとんど吸収される。圃場容水量になるまでは、表層から下方への水の浸透も行なわれない。圃場容水量になった後も降雨が続く場合には、さらに水分を増す(これを超過保留量という)が、同時にその量に比例した速度で表層から下層に水分が移行しはじめる。

崖崩れを起こした雨の降出し1日か2日前にかなりの雨があれば、崖崩れを起こした雨の降出し時には、土層は圃場容水量になっていたとみなされる。また、崖崩れを起こした雨の10日前から日照り続きならば降出し時には、土層はすっかり湿きった場合であったと考えられる。さらに、両者の圃場容水量から崖崩れ発生までの積算降雨曲線がほとんど類似しているとする、同じ土質では同じ超過保留量になって崖

崩れが起こるであろうし、前述のとおり圃場客水量になるまではほとんど表面流出も、下層への浸透あるいは滲出もなく、土層に保留されるであろうという考えから、降しから崩れ発生までの降雨量について後者から前者をひいたものは、最大な土湿不足とみなされる。もっとも圃場客水量になるまでの降雨強度があまり大きいと表面流出が起こってしまうが1時間10mm程度ならば、大体吸収される。

実際の資料による解析では、この量は45mm程度と推定された。この値は旱天後の大雨でしかも崩れの起こらなかった場合の降水量から検討しても妥当であった。

2. 崩れ発生までの超過保留量

圃場客水量から崩れ発生までの超過保留量は、単位断面積の土柱を考え、その中の水分量を降水量と同じ単位であらわし、mm、浸透量を単位時間に $I(t)$ 、さらに滲出する量を経験則から νh とすると、連続の式は、

$$\frac{dh}{dt} = I(t) - \nu h$$

となる。簡単のため強雨強度を一定として、浸透度を (R) とすると、

$$h = \frac{\varphi(R)}{\nu} (1 - e^{-\nu t})$$

となり、 $h = h_0$ のとき崩れが発生し始めると考えると、

$$T = \frac{1}{\nu M} \log_{10} \left\{ \frac{\varphi(R)}{\varphi(R) - \nu h_0} \right\}$$

なる式が得られる。ここで T は圃場客水量から崩れ発生までの時間、 R は強雨強度、 M は $\log_{10}$ である。

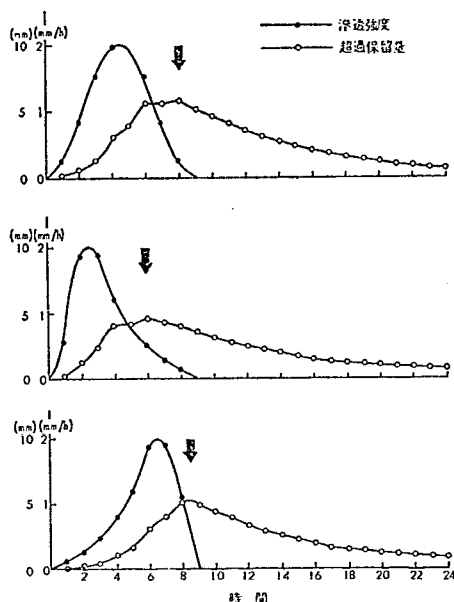
観測資料から $\nu = 0.125(\text{hr})^{-1}$ であり、 h_0 の種々の値に対する T 曲線を画くと、実際の資料から求まった平均強雨強度および崩れ発生までの所要時間を満足する諸点は $h_0 = 30\text{mm}$ の曲線上に大体のっている。これは圃場客水量をこえて降雨が続く場合に、超過保留量が30mmに達すると崩れが発生し始めることをあらわし、崩れの発生はほぼ一定の超過保留量で始まるという初めの仮定の正しいことを示している。

3. 土中水分量と崩れ件数の総體的関係

水文学で、洪水追跡をするときに Puls 法、Muskingum 法等いずれにしても連続方程式と貯留方程式を組み合わせる数値計算を行なっている。前節に述べた方法は見方を変えれば、崩れに関係する中間流出の追跡であり、小流域の場合には、中間流出が2～4時間前の超過保留量に対応しているといわれる。圃場客水量に達してから毎時の降雨変化に反応する超過保留量を前節の連続の式を用いて個々の資料から求めてみると、降雨型（正しくは浸透強度の変化の型）によって降雨のピークから超過保留量のピークまでの時間が変化する。模式的にこれらの関係を示したのが第1図で、

降雨のピークが前に出ているほど超過保留量のピークまでの時間が長く、降雨のピークが終り頃になるとときには、瞬時にして、超過保留量のピークがあらわれる。後で述べるように、崖崩れのピークは平均的にこの超過保留量のピークの約1時間後にあらわれるので、ピークが終り頃になるような降雨は、崖崩れに効果的であるといわれる所以だが、解析的には単に降雨のピークから崖崩れのピークまでの時間的関係以外の何ものでもない。次に超過保留量と崖崩れ件数の関係をみるため個々の資料について、超過保留量のピーク時を原点にとって、この前後の時間的崖崩れの平均発生回

第1図 浸透型と超過保留量の変化



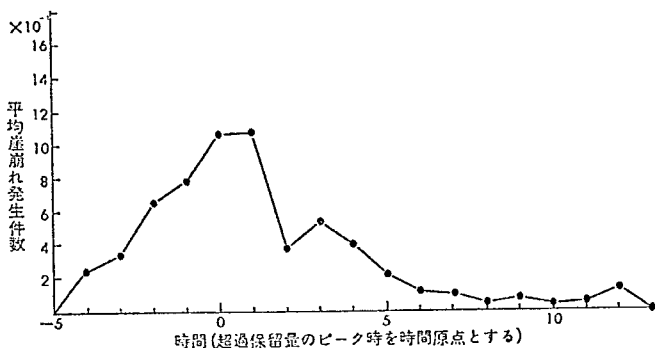
(注) 横軸には時間(h), 縦軸には浸透強度 (mm/h) と超過保留量 (mm) がとってある。

数を求める。この際個々の資料の崖崩れ件数は、時間雨量の最大が一定量であるように調整してある。このようにして得られた第2図をみると、崖崩れは降雨のピーク前後から次第に増加し、約3時間後に超過保留量の最大、その後約2時間後に崖崩れ件数がピークになる。ここで述べた時間的関係はすべて平均値であって、例えば、降雨のピークから超過保留量のピークまでの時間は降雨型によって変化することは前述のとおりである。この総観的特性は、多くの経験的事実から、超過保留量のピークから約1時間以内までが主として表層付近に発生するもので、これをすぎるとより深層の地下水流によって発生するもの、あるいは崖崩れの起こった地域を含むもっと広範囲の中間流出流域の集中現象によるものと考えられる。

4. 降雨の型による崖崩れの起こり方

時刻 τ における雨の強度を $R(\tau)$ とすると、 τ から $\tau + d\tau$ までの間の雨量は $R(\tau)d\tau$

第2図 超過保留量を基準とした崖崩れ発生の時間的分布



であらわされる。この雨量によって惹き起こされる崖崩れ件数を $N(t)$ とすると、これらの間には、

雨→土中への滲透→超過保留量→崖崩れ

という水文学的關係から考えて影響関数 $\varphi(t)$ の存在が予想される。数式であらわすと、

$$N(t) = \int_0^t \varphi(t-\tau) R(\tau) d\tau$$

となる。

$N(t)$, $\varphi(t)$, および $R(t)$ が、すべてフーリエ級数；

$$N(t) = \sum_n (A_n \cos nt + B_n \sin nt)$$

$$\varphi(t) = \sum_n (\alpha_n \cos nt + \beta_n \sin nt)$$

$$R(t) = \sum_n (a_n \cos nt + b_n \sin nt)$$

であらわされると、 $N(t)$ と $R(t)$ は既知であるから A_n , a_n , B_n , b_n は容易に求められ、したがって、

$$\alpha_n = \frac{a_n A_n + b_n B_n}{\varepsilon_n \pi (a_n^2 + b_n^2)}$$

$$\beta_n = \frac{a_n B_n - b_n A_n}{\pi (a_n^2 + b_n^2)} \quad \text{ただし} \quad \begin{matrix} \varepsilon_n = 2 & (n=1) \\ \varepsilon_n = 1 & (n>1) \end{matrix}$$

から、 α_n , β_n が、

$$\varphi(t) = \frac{1}{\pi} \sum_n \left\{ \frac{(a_n A_n + b_n B_n)}{\varepsilon_n (a_n^2 + b_n^2)} \cos nt + \frac{(a_n B_n - b_n A_n)}{(a_n^2 + b_n^2)} \sin nt \right\}$$

から $\varphi(t)$ が計算できる。

かようにして得られた $\phi(t)$ 曲線は一般にかなり振動する。それは実際の計算に有
限項しか用いないこと、計算誤差を必然的に伴うことがその理由であろうが、振動
の周期を高橋法でみつめ、その周期に基づいた移動平均を行なうと、かなり滑らかに
trial and error 法で求めた曲線に近似することができる。この結果一般的傾向として、

- (1) 単時間強雨の場合には指数関数の減少する曲線となる。
- (2) 豪雨型（長時間強雨型）の場合には、2時間すぎから上昇し始め5時間前後
に山をもち、それ以後次第に減少する緩曲線となり、 $\phi(t)$ の絶対値は大きい。
- (3) 長時間弱雨型で時々強雨となる時には前の2つの型の複合した曲線となる。

影響関数が得られる。これらの傾向はある時間の雨量とその時間、1時間後、2時
間後、…… n 時間後のそれぞれの崖崩れ件数との相関係数の変化と類似し、さらに時
間雨量のピークから、続いて起こる崖崩れ件数のピークまでの時間にも1時間後と4
時間前後に頻度が大きくなる統計の結果とはほぼ一致している。

短時間強雨の場合には降雨の地中へ滲透する量が、表面流出の比較的多くなること
から土壌水分の増加が割合表層に留まり一時的地下水流を生ずるにいたらない。した
がって崖崩れは表層付近の飽水によるものが主となる。

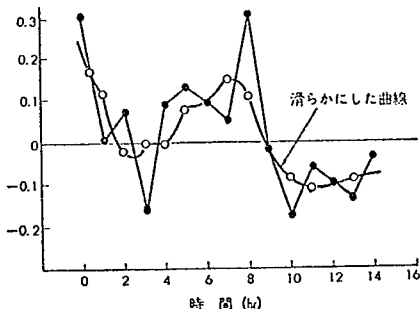
豪雨の場合には、一時的地下水流の集中現象が崩壊の主な役割を努めるようになる。
すなわち、1時間以内に起こる崖崩れは土中水分量の増加（滲潤）による凝集力およ
び粘着力の減少によるものであり、それ以後の崖崩れは、滲透した水分の横の運動に
よって起こるもので、その作用は4時間以後に1番大きくなる。

降雨型により崖崩れの起こり方が違うのは、卓越する起こり方をあらわしているだ
けで、豪雨型の場合にも統計的には1時間後に1つの山がある。第3図には豪雨型
の場合の影響関係の一例をあげてある。

5. 崖崩れの予報⁴⁾

前節までに述べた降雨と
崖崩れの諸関係を利用して
崖崩れの予報はある程度可
能である。初期条件として
土中水分状態がわかれば降
雨強度、総雨量の予想から
崖崩れ件数に気象的擾乱、
例えば、台風、低気圧、前
線等の種類およびそれらの
経路の予想から発生時刻に
それぞれ結びつけることが
できる。初期条件としての

第3図 影響関係の一例



(注) 昭和32年6月27~28日。

土中水分は、実測があれば理想的であるが、横浜市という広域の丘陵の代表値を得ようとするには、かなりの観測点と手数を要し、実際的には困難なことである。そこで気象要素で、これを近似的に表現する方法がとられ、水文気象で普通に用いられる既往降水示数 (API; Antecedent Precipitation Index の略) や、火災気象で木材に含まれる水分量をよく表現するというので用いられている実効湿度の式中、湿度の代わりに日雨量を代入して算出する実効雨量 (筆者命名) である。さらにある大雨の1日後の土中水分量を圃場容水量とみなしてMとし、その日から次の式により計算する。

$$\text{問題となる日の土湿} = M - \text{平均日蒸発量} \times \text{経過日数} + \text{期間内雨量}$$

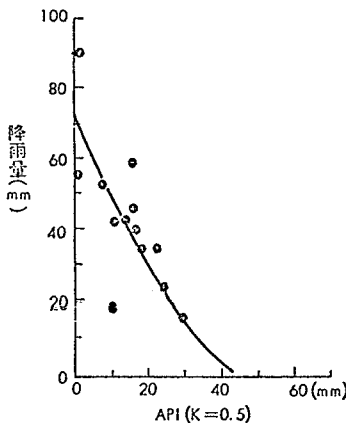
関東ローム層では平均日蒸発量は暖候期(5~10月)において3mmとしてよい。この方法はかなり土中水分量をあらわすが、現実的には不向きである。したがって、APIが実効雨量が用いられる。いずれも土中水分量の単なる指標にすぎないが、APIは第4図に示すように、崖崩れ当日の朝9時から崖崩れ発生までの降水量と朝9時現在のAPIとの間にはかなり密接な関係が認められる。API(P₀)は、

$$P_0 = b_1 P_1 + b_2 P_2 + b_3 P_3 + \dots + b_i P_i$$

であらわれ、b_iは定数、P_iは降雨に先立つi日前の降雨量である。b_iは普通b₁=1/iのような関数を仮定するが、毎日APIを算出する便宜上からb₁=kとすれば、任意の日のAPIは前日のAPIのk倍となる。その日雨が降れば、降雨後のAPIは降雨前のAPIに雨量を足したものとなる。

実効雨量は第5図のように当日の雨量まで算出にはいるので、直接、崖崩れ件数を

第4図 APIと崖崩れ発生までの降雨量



予想するに便利である。その算出法は当日の実効雨量をR₀であらわすと、

$$R_0 = \frac{P_0 + \alpha P_2 + \alpha^2 P_3 + \dots}{1 + \alpha + \alpha^2 + \dots}$$

$$\therefore R_0 = (1 - \alpha) P_0 + \alpha R_{-1}$$

で計算される。αは定数、R₋₁は前日の実効雨量である。APIにおける定数kも、実効雨量における定数αも過去の降雨の影響の度合をあらわすが、横浜市ではk=0.5、α=0.3のとき、それぞれの関係要素との相関が最もよくなる。

崖崩れの件数を予想するには、前述のAPI日雨量の他に地表面の浸透に影響する地表面の状態をあらわすものとして日付をとり、これらの要素と崖崩れ件数の共軸相関図表を作ると精度

は幾分よくなるが、多くの資料を要するのが欠点である。以上述べたいずれかの方法で崖崩れ件数の予想はできても、起こる地域限定、起こる時間が防災上問題となる。地域限定には過去の資料から日雨量によりほぼ地域を分類することができたが、同一雨量による地質的な反応性や地形的要因からの検討が必要である。また起こる時間の問題については前述のとおり雨の降り方と崖崩れ発生との平均的な関係が得られたので、崩壊の予報は雨量予報の問題に帰結される。

むすび

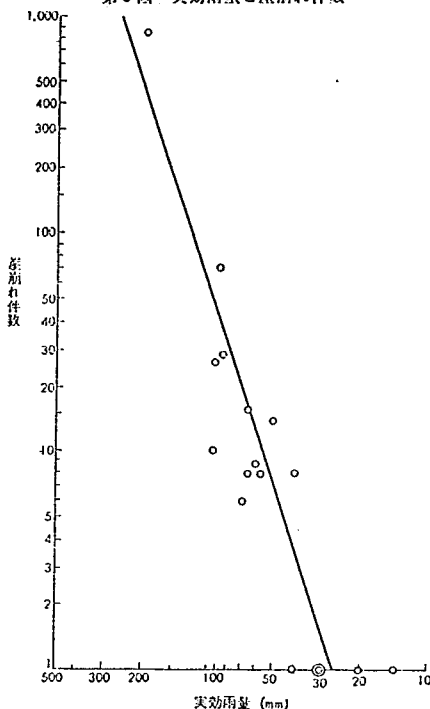
防災上の立場から、横浜市の崖崩れを降雨による群の崩壊現象とみなしてその関係を解析してみた。一見複雑にみえる崖崩れと降雨の関係も水文学的な法則に纏まれている事実がわかり、今後の研究の指針として光明を見出した次第である。この拙文に対し、大方諸賢のご指導、ご叱正をいただければ筆者にとってこの上もない幸いである。

(横浜地方気象台予報官)

〔引用文献〕

- 1) 金子 良：「水文学的循環における土壌の効果」、『農業技術報告』F第9号，p. 74～79. (1956)。
- 2) 大滝 俊夫：「崖くづれの水文学的研究(第1報)」、『電力と気象』14. p. ～14. (1963)。

第5図 実効雨量と崖崩れ件数



- 3) 坪井 忠二；「重価平均に関する或る問題」,『地震』13, p. 138~149, (1941)。
- 4) 大滝 俊夫；「横浜市内の崖くづれの予報」,『気象庁研究時報』14, p459~465, (1962)。
- 5) 例えば Linsley & others ; Applied Hydrology, 689p McGraw-hill, New York, (1949)。
- 6) 山 久 尚；「火災と気象」, p. 112, 防災資料社, (1947)。

既往の降雨強度から崖くずれの発生危険を予想する方法について

——とくに実効雨量計の考案に関連して——

A proposal for anticipation of a great likelihood of landslide based on record of observed rainfall intensities

——especially, with respect to Discussion on Effective Rain Gauge——

細 野 義 純*
Yoshizumi HOSONO

Synopsis

A method of predicting, in an indirect manner, a big likelihood of landslide resulting from a prolonged rainfall or a cloudburst, on the basis of analysis of the information on the rainfall of present and during a plurality of past days for declaring timely a warning for safety-evacuation of the local inhabitants is indicated, together with the conception and description of setup of unique Effective Rain Gauge ingeniously worked out by the author, with a special concern given to the facilitation of the declaration of warning.

1. まえがき

崖くずれの定義については、従来、明確に提示されたものは少ないように思われる。古くは、脇水鉄五郎 (1912)¹⁾ の区別があるが、それによると“直立もしくは急斜せる岩壁の上部の墜落するもの”と定義している。

その後、一般に崖くずれに対する取り扱い、その発生原因について、いわゆる素因的なものと誘因的なものと考えた場合、誘因的なものが支配的な役割をもつという意味あいから、山くずれの類似現象として取り扱っているように思われる。

筆者が、この報告でいうところの崖くずれとは、最近、都市周辺の開発に伴って急増している。山地、丘陵、台地などの端部部分の急傾斜地の崩壊現象に伴う災害を、全体としてとらえようとするものであって、とくに、崖くずれについての厳密な定義や分類をしようとする意思はない。したがって、個々の崩壊現象の原因については、かなり人為に関連する要素の加わったものも含まれるが、極端な施工不良による宅地造成地などのくずれまでも含めるというのではない。

崖くずれの類似現象である山くずれ (山地崩壊) の原因については、脇水¹⁾ は近因と遠因に明確に区別する必要を説き、とくに霖雨後の大雨の場合がもっとも多く、また地震の際にも発作の動機が与えられると述べ、別に遠因として素質的真因なるものを例示している。

中村慶三郎 (1934)²⁾ も山崩れの直接原因として、およびその9項目を著わしている。これは、降雨 (雪解氷も含

む)、地震、人工的原因などに集約することができる。小出³⁾ は、豪雨型山崩れ、地震型山崩れ、地下水型山崩れ、などに区分して、具体例を掲げている。

以上のように、山くずれ (山地崩壊) の原因 (誘因) としては、第一に豪雨をあげる事ができ、ほかに、人為、地震などが原因となる場合もあるということができる。

筆者は本報告において、豪雨によってもたらされる崖くずれの発生危険を、降雨情報の分析を基礎に察知し、これをもとに避難を行なうという方法を提案するとともに、そのための機器の一つとして考案した実効雨量計についての考え方を紹介しようとするものである。

2. 崖くずれの発生危険を知るための直接的な方法と間接的な方法

崖くずれ等の発生危険を知るためには、大別して二つの方法があるように思われる。その一は、地質や斜面の状況によって、あらかじめ危険が認識され、または社会経済的にみた土地利用の状況から、格別な警戒が必要である場合など、傾斜地のある部分について、伸縮計などに代表されるような計測器を設置し、特定の地点間、または部分における運動の異常を知ることによって、直接にその部分における崖くずれ等の発生危険を予知しようとするものであり、その二は、特定の崖に限定されることなく、ある広域にわたる地域について、主として降雨状況から崖くずれ等の発生危険を認識しようとするものであって、筆者は、前者を崖くずれの発生危険を知る

* 自治省河川防衛研究所

ための直接的な方法、後者を間接的な方法と呼ぶことにする。

直接的な方法によれば、実際の計測にもとづくものであるから、精度も高く、根拠も明白であるが、部分的なものであって、この結果を計測器の設置されていない他の部分について、同様な根拠として適用することは適当でない。

間接的な方法は、過去の例をもとに定められた、いわば確率論的な見解にもとづくものであって、精度ははるかに劣るものであるが、広域にわたり、ある一定の水準を定め得て危険情報を伝達できるなどの強みもある。

崖くずれ等災害発生情報の発し方については、多くの意見があるであろう。しかし、現段階では、はなはだ心もとないことながら、決定的なものはないと言うべきである。このことは、いわゆる原因の解釈と評価についても、また、誘因の評価についても言い得ることであって、崖くずれの発生を正確に予知することが至難な技術であることを示すものとする。

二、三の例を示すと、若干の都市では地域防災計画の一環として、斜面の土質や傾斜角などをもとに、A、B、C、……等の級分けにより、崖くずれ等危険地の格付けを行なっているが、その都市が実際に豪雨、あるいは地震を受けた場合にみられた結果は、遺憾ながら不満足なものであったと記憶している。

集中豪雨の発生の際には、気象観測部署の過少が問題とされ、各部落ごとに簡易雨量計の設置が提言されたりするが、現実には機器の維持について、たとえ簡易型であっても、若干の経験と日常の手入れを必要とし、このため、いくつかの地方自治体で実施した結果のなかには失敗であったという例も伝えられている。

また、降雨強度から危険を決定する方法をとるにしても国または国に準ずる中央の機関が規準を定め、これを一律に適用させる方法は、工作物などを別とすれば、地域特性によって反応の異なる崖くずれの性質（素因的な要素）からみて、良い結果は期待できないであろう。

したがって、最終的には、そこに居住する住民の自主的な判断に負うところが大きいと言わねばならないであろう。この場合、地域の住民の判断に役立たせるための事前の情報の伝達が大きな意義をもつものと筆者は考える。

被災地における実際の調査によれば、被災者の多くに共通的なことは、1)ほとんどの被災者が崩壊を予想していないこと、2)避難勧告はなかったか、またはあったとしても豪雨で避難できる状態ではない、ということである。この結果からみると、崖くずれの発生危険を伝えるための、一般人を対象とした情報としては、すでに手遅れの段階ではなかったかと考えざるを得ない。

現在の降雨強度は、そこに居住する住民が、もっとも

よく察知できる筈である。したがって、たとえば“これ以上の降雨が続くと危険である”といったような事前の情報の伝達が徹底されれば、住民の関心を外へ向けさせるという意味で重要であると考えられる。この場合、天気予報にみられるような広域的なものよりも、市町村程度の単位で住民組織に伝達される情報の方がより効果的であると思う。

また、崖くずれ等災害の発生危険地の指定、または格付け等も、それなりに必要なことではあるが、これが技術的に確実な内容のものであるならば、逆に避難をする場合に必要ない安全地域の設定と、そこに達するまでの通路の選択などを周知させることが、むしろ先決ではないかと筆者は考えている。

3. 崖くずれの発生時刻と降雨との関係

図-1は1971年9月に発生した台風25号による崖くずれに関するもので、千葉県小見川町についての調査である。図-2は1967年7月に発生した梅雨前線による崖くずれに関するもので、神戸市（全区）についての調査である。これらは、崖くずれ件数、降水量、を時間別に示し、別に積算降水量を曲線をもって表わしたものである。同様な関係図は、1958年9月の狩野川台風における横浜市の例について、大滝俊夫（1963）⁹⁾によって示されたものがある（図-3）。

この種の関係図は、発生時刻の明確に判明した崖くずれ件数を得るのに困難を伴うので、よほど条件がよくないと作成することができない。図-1の場合には、被災直後のアンケート調査から、時間の確実に記載されたもののみを選んで集計したもので、全調査個数の65%程度が判明したに過ぎない。図-2は、主として消防局への通報の受信時刻をもとに、若干の補正を行なって集計したもので、当然のことながら、通報されたものは、全崖くずれ件数のごく一部に過ぎない。

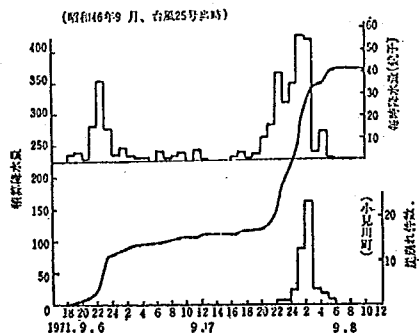


図-1 千葉県小見川町における崖くずれと降雨の関係（御野原図）

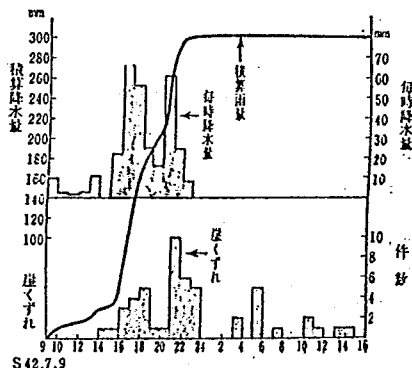


図-2 神戸市における降水量と崖くずれの発生時刻との関係 (勘定原図)

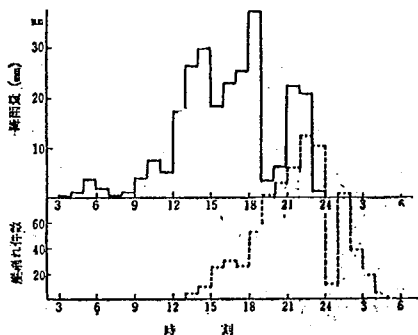


図-3 降雨と崩くずれの発生の一例(横矢→) (大滝原図)

しかしながら、これらの関係図から、およその傾向を知ることができる。

まず、崖くずれ件数のピークは、毎時降水量の大きい部分からわずかに遅れて出現する。したがって、毎時降水量の大きさ、ないしは降雨強度を鍵にして、崖くずれの多発時刻を予測できないかという希望もある。大滝 (1963) によれば、崖くずれ件数は1時間前の雨量と、ないし6時間前の雨量の影響を大きく受けるという。しかしながら、これは相関係数の算術平均であって、個々の崖くずれが降雨にどのように影響を受けたかは確定できないし、また、防災上からは崖くずれ件数の量的関係も必要ではあるが、むしろ最初の崖くずれの発生時刻以前に警報を伝達する仕組みが要請されるのである。

つぎに、長時間前の降水も崖くずれの発

生に関係しているのではないかという見方である。図-1の小見川町の場合にも、前日に相当の降雨強度を示す部分がみられるし (このときには崖くずれは発生していない)、図-2の場合にも、これに似た関係があるように思われる。また、図-2において、雨が止んだ後も半日以上にわたって崖くずれが継続している事実は特筆に値する。

なお、図-1～図-3にみられる崖くずれ件数の現れ方のパターンの相違は、降雨条件のほかに、地質の特性が反映されているのではないかと筆者は考えている。

図-4は、1972年7月に各地に被害をもたらした梅雨前線豪雨について、災害発生にいたる時雨量の分布を示す図である。これらの多くは、時間別の崖くずれ発生件数が不明なものが多いので、崩壊の多発した時刻、または、もっとも大きな崩壊の発生した時刻を、同一線上に並ぶように配置した。参考までに、前記小見川町の例も同様に掲げてみた。

また、表-1は、図-4に掲げた例のうち、災害発生日をさかのぼる各地の日雨量の判明したものを表わしたもので、崩壊の発生をさかのぼる過去数日以前にも、相当量の降雨 (日雨量にして、70～124mm) があることが確認された。

このことから、現在をさかのぼる過去の降雨 (先行降雨) についても、警報を発する場合の要素とする必要があるように考える。

過去相当期間の降雨が、現在の崖くずれに関係することは、降雨の地中への浸透と、地中からの流出の関係を考慮すれば当然のことであり、このことは最初に紹介したように、脇木鉄五郎¹⁾によって「霖雨後の大雨」と記された意味の本質と一致するものと考えられる。

4. 崖くずれ警報のための機器の構成について

以上、降雨情報をもとにした間接的な方法によって、崖くずれの発生危険を察知するために必要な背景を記述してきたが、これを若干の要素に集約して、崖くず

表-1 災害発生日をさかのぼる各地の日雨量

熊子 (千葉)		天祥 (高知)		小原 (愛知)		三森山 (岐阜)		中川 (神奈川)	
年月日	日雨量	年月日	日雨量	年月日	日雨量	年月日	日雨量	年月日	日雨量
1971-	mm	1972-	mm	1972-	mm	1972-	mm	1972-	mm
8.27	—	6.24	7.1	1	7.1	—	7.1	—	—
8.28	—	6.25	7.2	7.2	7.2	—	7.2	—	—
8.29	—	6.26	7.3	6	7.3	—	7.3	—	—
8.30	75	6.27	7.4	7.4	7.4	15	7.4	2	—
8.31	124	6.28	7.5	0	7.5	2	7.5	18	—
9.1	0	6.29	7.6	3	7.6	9	7.6	81	—
9.2	1	6.30	7.7	—	7.7	7	7.7	—	—
9.3	17	7.1	7.8	2	7.8	1	7.8	—	—
9.4	0	7.2	7.9	38	7.9	38	7.9	5	—
9.5	—	7.3	7.10	77	7.10	78	7.10	47	—
9.6	101	7.4	7.11	18	7.11	24	7.11	474	—
9.7	259	7.5	7.12	284	7.12	160	7.12	122	—

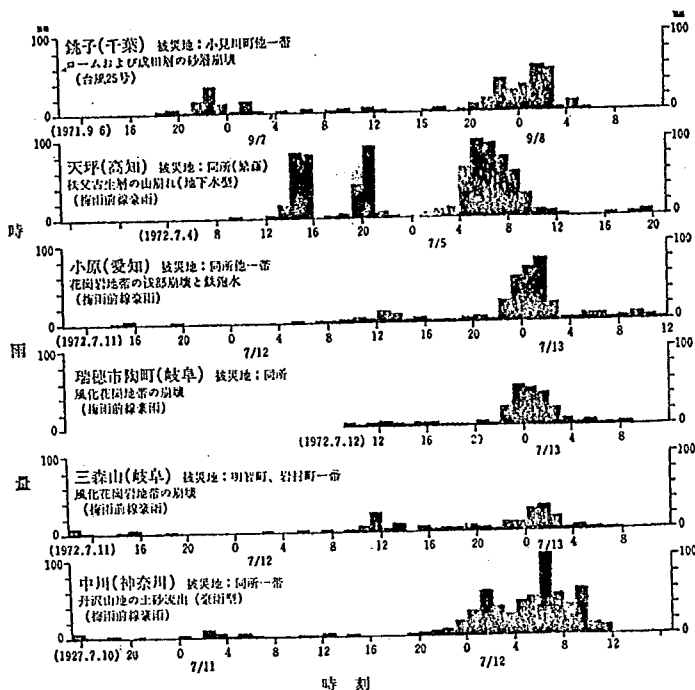


図-4 災害発生にいたる降雨量の分布を示す図(細野原図)

警報を発するための機器を構成しようとするものである。

改めて記すまでもなく、崖くずれの発生は地形、地質、土質、植生などの要因と、降雨、地震などの誘因がからみあい、さらに人為も大きく関係するものであるから、きわめて複雑な発生機構である。したがって、見方によっては、これらを若干の要素に集約すること自体、無理を伴うのである。

しかしながら、過去の事例を参考にして、現在の状態を認識し、警報を伝達しようとするとは、あながち無益なことではないように思われる。

筆者が考案した崖くずれ警報⁹⁾とは、つぎの3つの要素から構成されている。1) 30分間積算雨量、2) 6時間積算雨量、3) 先行降雨指数にもとづく実効雨量。

以下、それぞれの構成要素について概要を記述する。

4-1. 30分間積算雨量

現在をさかのぼる30分間の単純な積算雨量で、これは、降雨の微細な構造による被害の発生を想定したものである。また、激しい雨も弱い雨も継続時間の統計的分布には大きな差がなく、しかも、15~29分間続く雨の出現度数が最も多いという事実¹⁰⁾に対応している。

一方、これを防災上の立場から考えてみると、1時間程度の積算雨量では、計測に要する時間の上から、手遅れになるという危惧もあり、逆に10分間といった短時間では対応が難しいであろうという判断から、30分間程度が実用上最も望ましいものと考えた。

ただし、最初にも記述したように、この種の、あまりにも直前の雨量強度にもとづいた警報の仕方は、避難誘導といった技術的な立場からすれば、十分な効果は期待できないものと考えられるし、この種の異状は、現にそこに居住している人達が、もっとも敏感に感じなければならぬはずだからである。

4-2. 6時間積算雨量

現在をさかのぼる6時間の単純な積算雨量で、これは、台風や、いわゆる集中豪雨等、雨域が継続的に供給される場合の降雨に対応させて考えることができる。

4-3. 先行降雨指数にもとづく実効雨量

現在をさかのぼる過去7日間程度の各日雨量に、その土地に固有の各日の係数を乗じて、その累計から、現在地中に保留されているであろう崖くずれに実効的な雨量を計算して記憶し、この値に当日の雨量を加算して、崖くずれ等の発生危険の接近を察知しようとするもの

のである。

これらの機器の構成をブロックダイアグラムによって図示したものが図-5である。

この警報機は、転倒ます型雨量計の受感器より発するパルス信号を電気信号に変換して、各構成回路によって固有な一定時間記憶させ、その一定時間が経過すると、順次、前の記憶を消失させるか、または係数によって補正するようにした警報機付強度計であって、警報を発するための各設定値、および係数は、いずれも任意に変可である。また、前記の3つの要素は、それぞれに独立し、たがいに補充しあう性格をもたせてある。たとえば、30分積算雨量で、警報を発する段階にいたる直前で、時刻の経過によって前の記憶が消滅されたとしても、その値は6時間積算雨量では、ひきつづき記憶され続ける結果、6時間積算雨量によって警報を発する可能性を大きくするような機能を果たしてある。同様なことは、6時間積算雨量と先行降雨指数にもつづき実効雨量

の場合にも、当然、言えることである。

5. 警報設定値の定め方について

警報設定値は、その定め方も含めて、地域の実情に応じて固有に定めることを基本とする。ここでいう地域とは、せいぜい市町村程度の範囲であって、都道府県といった大きな範囲で一律に決定するという方法では、よい結果は望めない。また、市町村とはいっても、それが特別に広域である場合や、地形、地質などが極端に異なる場合には、また格別の配慮を要することは言うまでもない。これは、起こり得る発生機構が、素因と誘因とがからみあった地域の特徴を反映するものだからである。

積算雨量の警報の設定値の定め方は、確率の場合において客観性を保持させるためには、所望確率年値を定めたうえで、特性係数法による確率降雨強度式⁷⁾を採用するのが最善であろう。この方法については、すでに関連する事からも含めた成り行きがだされているので記述は省略する。

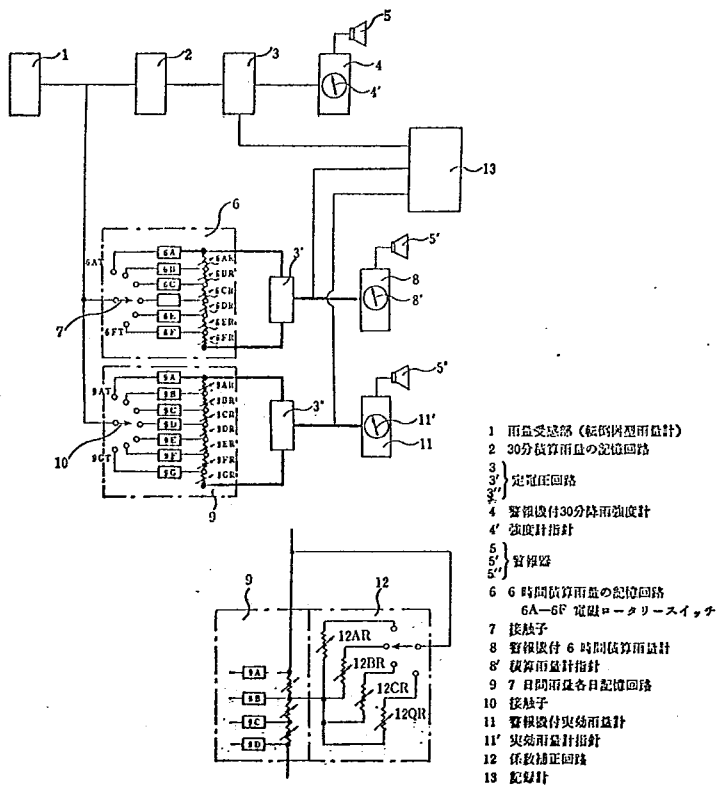


図-5 実効雨量計ブロックダイアグラム

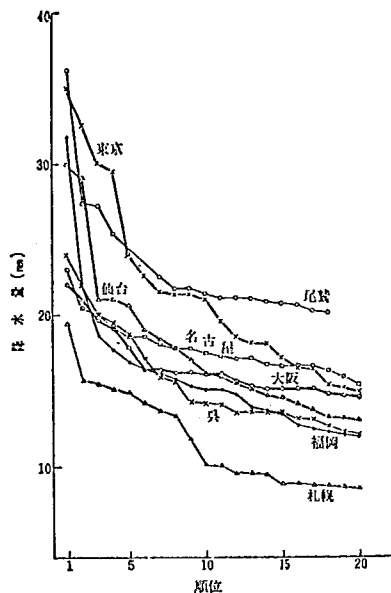


図-6 過去30年間の10分間雨量の順位

また、確率年値によらずとも、現実、過去30年間程度の降雨の観測値が得られるならば、過去の降雨の実績から、警報を発すべき数値を定めることも妥当な方法であると思う。この場合、気象庁が10年ごとに発行している日本気候表のうち、極値および順位表^{*)}などが利用できる。

図-6は、上記の極値および順位表を用いて、若干の観測所について、過去30年間に観測された10分間雨量を順位にしたがって配列させたものである。極値に近いいくつかの値が異常に大きく現われるが、ある順位以下になると、その差も小さくなり、なめらかな曲線状を呈するようになる。この曲線の変曲点をもって警報を発すべき段階と考えれば実用的である。この変曲点にあたる順位は各地によって相異なるが、1972年版の順位表(1970年までの記録)から過去30年以内のものをとれば、おおむね第5位ないしは第10位程度のものとなるであろう。

各気象観測所での雨量観測値は、10分間、1時間、および日雨量が、上記の順位表にもみられるように、公式なものとして発表されているが、この警報機に設定値として必要な30分、6時間といった値は、公式には発表されていない。

そこで、各観測所の観測値を直接に調査するか、または、前記の特性係数法による確率降雨強度式から計算することが必要とされるが、一方、地点雨量の極値的な値とは、そこで発生する雨量の物理的な上限を意味する

ものと考えて、10分間雨量、1時間雨量、日雨量について、時間と雨量の関係を対数紙上にとり、それらを曲線で結んで中間値を読みとる方法をとったとしても、実用的には、たいした問題もなく目的を果たすことができるものと考えらる。

先行降雨指数にもつづく実効雨量の回路構成は、図-5に示したように、現在をさかのぼる各日の雨量に、日によって異なる別々の低減係数を設定することもできるし、任意に変換の操作もできる。また、現在をさかのぼる各日の低減係数を、つねに一定の値に設定しておくこともできる。前者の場合には、たとえば、火山灰土のような土湿不足の影響が大きい土地帯にあっては、無降雨状態が続いた場合、その土湿不足を満たすまでは、降雨は吸収されて下層への浸透を生じない。最大約50mm(火山灰土の場合)に及ぶという¹⁹⁾この初期吸収については考慮する必要があり、このような場合には季節別、無降雨日数別に、そのつど任意に低減係数を可変する手法を考えると、いっそう現実的なものとなる。

後者の場合、すなわち、各日の低減係数をつねに一定としたならば、水文気象分野でいうAPI(Antecedent Precipitation Indexの略)と同義となる*。

すなわち、

$$API = P_0 + KP_1 + K^2P_2 + \dots + K^nP_n + \dots \quad (1)$$

ここに、 P_0 : 当日雨量、 K : 減少係数(本報告でいう低減係数に相当する)、 n : さかのぼる日数、 P_n : n 日前の日雨量

ただし、図-5のように、回路構成は経済的にも有限であるから、この警報機では n は7日程度までしかとり得ない。

低減係数の決定と、その方法は、各地の土壌の特質によって固有に定められなければならないが、実験的な方法と、既往に生じた発生時の雨量データの解析から算出する方法がある。筆者は関東ローマについて、武蔵野台地および多摩丘陵の一部で、実験的な数値の手法¹⁹⁾によって、測定を行なったが、その結果はAPIによる場合、6~9月の嵐くずれ発生期で、減少係数 $K=0.86 \sim 0.93$ を得ている(詳細未発表)。

また、実効雨量としての警報設定値は、経験的に、図-6のような方法で作図した日雨量の変曲点における雨量

* APIは既往降雨指数とよばれている¹⁹⁾。また、岩井・石黒¹⁹⁾は、先行降雨指数を考えている。混乱を避けるために、ここで本報告で用いた用語を説明しておく。(1)式の例のように、低減係数を一定とした方式にもつづきのものをAPIとよぶ。そして、任意に低減係数を変換することのできる方式をも含めた概念として先行降雨指数を用いる。また、APIのように低減係数 K が一定の値をとり続ける場合に限り、 K を減少係数と呼ぶことにする。

ついでながら、本報告でいうところの実効雨量とは、嵐くずれの発生に影響を及ぼすであろう、土の含水状態の増減に関与する、現在および過去の降雨量の有効部分の総和をいうものであって、いわゆる実効雨量をあらわす式の底に関するものを雨量におきかえたというように¹⁹⁾、嵐前定式にもつづいたものではない。

の値に1.5を乗じた程度の値が、もっとも適当なもののように思われる。

実例として、岐阜消防局の調査¹⁾によれば、APIの手法で、過去11年間、21例の崖くずれに関する情報を解析した結果、 $K=0.9$ が現実とよく一致し、避難指示を行なう時点は実効雨量が200mmに達したときと定めている。これを前記方法によってあてはめてみると、極値および順位表から岐阜の例では日雨量第10位を変曲点とすれば

136.2mmであり、これを1.5倍すれば204mmを得て、おおむね現実とよく一致した適当な値であると言えるのである。

以上のような方法は、雨量計さえあれば、必ずしも機器の用意まで必要としないものであろう。しかし、豪雨による災害発生危険が接近しつつあるときには、関係機関には計算の手間は無いものと考えられるから、これらを警報機付計器(実効雨量計)によって、自動的に演算させるのが現実的であると考えられる。

最近発生した崖くずれの場合を例として、もし、この種の計器が備えられていたならば、どうであったかという点を、試算してみると表-2のようになる。このことから、これら4つの例では、緊藤の場合を除き、いずれも実効雨量警報が最初に発信しており、しかも、崖くずれ発生までは、かなりの時間的余裕がある。ついで、6時間積算雨量警報が発信され、最後に30分積算雨量警報が発信されるという。災害警報としては理想的な順序をふんでいるように思えるのである。とくに、崖くずれ発生時には、いずれも3系統中、実効雨量警報、6時間積算雨量警報を含む2系統以上が警報を発信しているという事態は特質に値する。

もちろん、筆者はこれで完全なものとは思っていないし、実態はむしろ不正確な要因の方が多いのである。しかし、避難のための警報という手段を考える場合には、必ずしも学理的な完全さを期してはいられない面があると思うのである。その意味で、現在は不完全であるが、今後は改良すべき点は組み入れたいと願うので、大方の御叱正をいただければ幸いである。

参 考 文 献

- 1) 勝水鉄五郎(1912): 山地の崩壊に就て, 地学雑誌, Vol. 24, No. 282, pp. 379~390.

表-2 災害事例地域において実効雨量計を設置した場合に予想される警報の発信時刻

事 例 地 域	小見川(千葉)	持 戸	緊 藤(高知)	小 原(愛知)
崩壊発生時刻または、主となった崩壊時刻	1971. 9. 8 02:00~03:00	1969. 7. 9 22:00~24:00	1972. 7. 5 (1) 05:45 (重) 10:50	1972. 7. 13 02:00
30分積算雨量警報が指示される時刻 (警報設定値)	9/7 22:00~23:00 9/8 01:00~01:30 (23mm)	7/9 16:30 7/9 21:00 (25mm)	7/4 14:00~15:00 7/4 20:00~21:00 7/5 05:00~06:00 (35mm)	7/12 23:00~24:00 (24mm)
6時間積算雨量警報が指示される時刻 発信時刻~解除時刻 (警報設定値)	9/7 23:30 ~9/8 09:00 (58mm)	7/9 16:10 ~7/10 04:00 (75mm)	7/4 15:30 ~7/5 03:00 7/5 05:30 ~7/5 14:00 (111mm)	7/12 23:40 ~7/13 07:30 (73mm)
実効雨量警報が指示される時刻 $K=0.9$ とした場合 (警報設定値)	9/7 21:30 (199.9mm)	7/9 16:10 (175.8mm)	7/4 20:30 (291.3mm)	7/12 22:30 (154.1mm)

誌, Vol. 24, No. 282, pp. 379~390.

- 2) 中村慶三郎(1934): 山崩, 岩波書店
- 3) 小田 博(1955): 山崩れ, 古今書院
- 4) 大滝俊夫(1963): 崖崩れの水文学的研究(第1報), 電力と気象, Vol. 14, No. 1, pp. 1~14.
- 5) 日本国特許庁(1971): 実用新案公報, 昭46-26359号, 実効雨量計(崖くずれ警報機), 昭和44年(1969) 3月26日出願
- 6) 根根 勇(1973): 水の循環, 共立出版, 水文学講座 3, pp. 74~80.
- 7) 石黒政俊(1961): 特性係数法による確率降雨強度式の算定法について, 土木学会論文集, No. 74, pp. 19~26.
- 8) 岩井重久, 石黒政俊(1970): 応用水文統計学, 森北出版
- 9) 気象庁(1972): 日本気候表, その 3, おもな気象要素についての極値と順位, pp. 198~pp. 359.
- 10) 金子 良(1956): 水文学的循環における土壌の効果, 農業技術研究所報告, F第9号, p. 63~191.
- 11) 川畑幸夫(1961): 水文気象学, 地人書館, pp. 246
- 12) 大滝俊夫(1964): 横浜市における崖崩れと雨の関係, 水利科学, No. 37, pp. 95~102.
- 13) 前掲 8), pp. 327.
- 14) 細野義純(1971): ローム層中の水の浸透について, 日本地理学会1971年度秋季学術大会予稿集,
- 15) 沖林仁郎(1972): 貝市ののがけくずれについて, 第20回全国消防技術者会議資料, pp. 37~38, 自治体消防庁消防研究所

(原稿受理 昭和48年11月12日)

降雨によるがけくずれの水文学的研究

大 滝 俊 夫*

Hydrologic Study on Landslide Caused by Rain Storm

T. Ōtaki

551.311.235:551.579.5(521.26)

There are many hills in Yokohama. Along marginal cliffs of them, many landslides and related phenomena occur owing to heavy rainfall during May to October of every year.

Although considerable attention has been paid to those phenomena, close relationship between rain storms and them is little known.

The object of the present paper is to consider the effect of rainfall on landslide from the hydrologic point of view.

In the first part of this paper, the author makes the survey of landslide, and estimates the average amount of soil moisture within surface layer, which consists of accumulated volcanic ashes, so-called "Kantō Loam".

In the second part, the equation of excess retention within the soil of the slope is introduced by computing the net gain of infiltrated water, and it is ascertained that its solution is proper to discuss the actual values of excess retention.

In the last part, the change of excess retention is calculated from the hourly amount of rainfall by using the solution. Some of them are statistically investigated in order to find the average frequency of occurrences of landslide, especially in association with the change of excess retention in shape, which somewhat resemble the simple hydrograph for the river resulting from a isolated storm.

On referring to the average frequency graph of occurrence of landslide with respect to excess retention and the individual aspects of landslide related to excess retention or rainfall, the author suggests that the landslide owing to heavy rainfall is closely related to the increase of excess retention and the temporary ground water which becomes the source of interflow.

This suggestion is suitable for the purpose to explain the influence function synoptically which represents the influence of rainfall on landslide and finally the consideration of a simplified unit-graph founded on it is taken.

Moreover, the fact that the number of cases of landslide can be qualitatively obtained from some estimation combined such a simplified unit-graph with hourly amount of rainfall, gives abundant evidence in support of the present suggestion.

* 横浜地方気象台, 気象研究所(併)

目 次

1. まえがき
2. 概 説
 - 2.1 横浜市におけるがけくずれの概観
 - 2.2 崩壊土砂量
3. がけくずれに関する土じょう水文学
 - 3.1 土中水分とがけくずれ
 - 3.2 斜面流域における浸透と浸出
 - 3.3 積算降雨曲線の解析による野外保湿度の決定
- 3.4 超過保湿度に関する水理方程式の導入
- 3.5 水理方程式の解の適用性
- 3.6 がけくずれ発生時の超過保湿度について
4. 降雨型とがけくずれ
 - 4.1 浸透型と超過保湿度の変化
 - 4.2 がけくずれの平均発生率分布画像
 - 4.3 がけくずれのユニットグラフについて
5. むすび

1. まえがき

大雨があればがけくずれによって建造物や人的被害が起る。水害の少ない神奈川県では横浜市におけるがけくずれが防災上の重要な問題になっている。市当局もここ数年、関係官署を含めた協議会を作り、その対策に腐心し最近ようやく法的規制によりその防止につとめている。同様な問題は他の都市においても次第にゆるがせにできなくなってきた。

がけくずれは発生状態や崩壊の形態からみると、山くずれに類似し、ほとんど雨によって誘発される。山（がけ）くずれの研究は今まで数多くなされてきたが、主として地質学・地理学、あるいは土質力学方面に限られ、いずれも最も重要な誘因として雨を指摘しながら、その影響について解析した論文は見あたらない。多くの山（がけ）くずれが人里離れた所に発生するため発生時刻についての詳細な報告を欠くことや、発生個所付近に適当な雨量観測所がないことが、そのおもな原因である。

横浜市のがけくずれは、市街地周辺の丘陵地帯にひん発し常に何らかの被害をもたらすので、発生時刻や件数に関して詳細な記録が残っている。

著者は降雨による山（がけ）くずれの子報の基礎を確立するため、降雨に反応する横浜市のがけくずれを群の崩壊現象とみなし、その発生形態を土中の水分量に関連させて本文的立場から解析した。

第1節では横浜市のがけくずれについて発生時期、地味および降雨に反応する状態を地すべりと比較して記述し、またがけくずれ件数の指数としての意味を検討する。

第2節では斜面における水収支について考察し、超過保湿度の変化を表現する水理方程式の導入とその応用性

についての吟味を行なう。更に積算降雨曲線を利用してがけくずれに關する土中水分の定量的解析を行なう。

第3節では、雨水の浸透のしかたによる土中水分の変化と、それに伴うがけくずれの平均的な発生率の分布を導き、降雨のがけくずれに及ぼす影響関数について論ずる。

がけくずれ資料は横浜市消防局管内のがけくずれ報告を1955年から1963年まで集めたもので、内容はがけくずれ件数・発生場所およびその起時を主とするが、最近の報告には崩壊土砂量の記録もある。雨量資料は横浜地方気象台とその管内観測所の記録を使用した。

なお、土中水分量と雨水の浸透に関する用語で、定義が同一でも水文気象学・河川学・土じょう物理学・土じょう学および農業土木学の各分野で異なった名称で使用されているものがある。本文中に使用する用語と、その定義は次のとおりである。

- (1) 土中の水分量に関するもの
 - つ野外保湿度 (field moisture capacity) 重力作用で生ずる水の下向運動が著しく減じた後の土中の残留水量をいう。
 - ふ土湿不足 (field moisture deficiency) 現在の土中水分量から野外保湿度に するために必要な水分量。
 - 超過保湿度 (excess retention) 重力に抗して、野外保湿度以上に、一時的に土中に保湿度される水分量。通常、体積比または重量比で示されるが、本文では降水量と同じ単位で表わす。
- (2) 土中における水の運動に関するもの
 - 浸透強度 (infiltration intensity) 地表面から単位面積を通して単位時間内に土中へ浸透する水分量。

降雨強度によって変化する浸透強度を浸透度とも呼ぶ。

浸透率 (infiltration rate) 浸透強度の降雨強度に対する比。

浸透曲線 (infiltration curve) 浸透強度の時間的変化を表わす曲線。

2. 概説

2.1 横浜市におけるがけくずれの概観

横浜市の丘陵は、北は多摩川を隔てて武蔵野台地に接し、南は境川を隔てて相模野台地に接する多摩丘陵の一部で、上部は富士箱根山系に起源をもつ火山堆積物、いわゆる関東ローム層からなりたっている。古い丘陵ほど厚いローム層を載せているが、低い丘陵では立川ローム層だけとなっている。がけくずれは主として立川、武蔵野両ローム層が雨水を含み半流動体となって流動崩壊する現象であるが、この際、下層の粘土層や下末吉ローム層が、不透水層として一時的地下水流 (ground water) の発生に大きな役割りを果たし、がけくずれを促進させている^{(15),(28)}。このように横浜のがけくずれは神戸の斜面崩壊⁽²⁷⁾や豪雨時の一時的地下水流の水はらんによって発生する山くずれの例^{(29),(41)}によく似ており、地形地質が比較的一樣かつ単純なので、中間流出の源となる土層の水分量に密接に関係していると考えられる。

(1) がけくずれと地すべり

がけくずれは通常山くずれと同一視されているが、地すべりと山くずれの差異については多くの学者の議論^{(28),(41),(42),(43)}にもかかわらず、万人の納得のゆく定義が今のところ確定していない。著者はここで、がけくずれや地すべりの一般的な区別について議論するつもりはないが、それらに影響する雨水の効果の差異について述べてみたい。

典型的といわれる新潟県の地すべりについては、新潟県土木課の詳細な調査⁽⁴⁴⁾があって、地すべり発生前5日間の総雨量では50mm内外、10日間では100mm内外、さらに15日間では150mm内外、20日間では200mmの雨量によって最も多く発生し、いずれも日平均では10mm内外で続発するといわれる。

また、10mm内外の日雨量の継続日数では5日前までのものが最も多く、10、15、20日と次第に減少している。結局、10mm内外の雨が5日くらい降り続いたときに最も地すべりが発生しやすいと結論されている。

これに反し、横浜のがけくずれでは、発生前3日ないし4日、6日ないし7日、9日ないし10日および12日

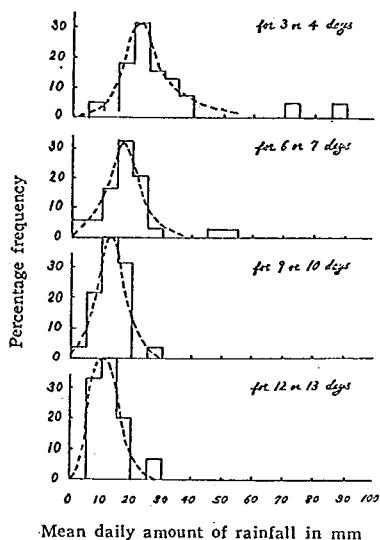


Fig. 1 a. Distribution of mean daily amount of rainfall during various periods before the occurrence of landslide.

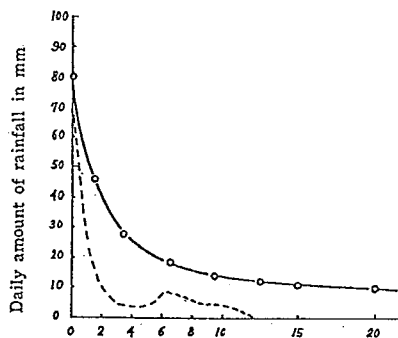


Fig. 1 b. Time sequence of rainfall which has considerable effect on the landslide.

○—○ : Mean daily amount of rainfall during the appropriate period
 --- : Reproduced daily amount of rainfall.

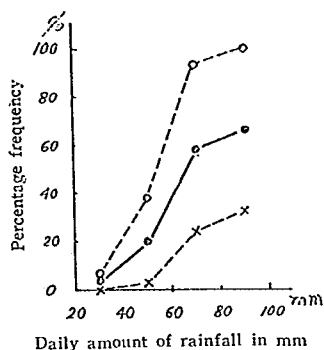


Fig. 2. Percentage frequency of the landslide.

○---○ : Upper limit
●---● : Mean value
×---× : Lower limit

ないし 13 日の間のおおの平均日雨量を求めると、度数分布は第 1 a 図に示すように降水継続期間が短いほどモードは雨量の大きいほうに移る。2 日の期間を一つにまとめて統計したのは資料の少ないためである。

各期間の度数分布は正規分布に近いので、平均値を求め、これらの点を通る曲線を求めると第 1 b 図の実線で示したものになる。この曲線からがけくずれに効果的な降雨の時系列を求めると破線のようになり、最も効果的なのは、発生当日の雨で、前日の雨がわずかながら影響しているのが理解できる。第 1 a 図の分布曲線が、それぞれの期間における平均日雨量の母集団から無作為に抽出した標本分布とみなされれば無意味であるが、過去 10 年間の横浜における半旬降雨量の分布曲線は L 型であり、旬日および 15 日間降雨量の分布は次第に底辺が長くなった L 型である。したがって、第 1 a 図の分布曲線は適合度の検定をするまでもなく、無作為に抽出されたものでないことは明らかで、地すべりやがけくずれを、降雨の影響面からみると、地すべりには日量 10 mm 内外の雨が 5 日くらい続くのが最も効果的であるのに対し、がけくずれには当日の雨が圧倒的に影響するという、著しい差異が存在する。

第 1 b 図の効果的な降雨の時系列を表す曲線において、当日の雨は 80 mm を示しているが、1955 年から 1959 年にいたる暖候期（5～10 月）間における横浜の 6 日雨量別のがけくずれの発生率は、第 2 図のとおりで、60～80 mm で発生率が急増する。発生率の上限値・下

限値は信頼度 98% で求めた。なお、がけくずれが当日の雨ばかりでなく、降雨履歴によって左右されることは、降雨履歴を考慮した実効雨量⁽⁴⁾が、かなりの程度にがけくずれ件数の予想に利用できるという点からも首肯できる。

(2) がけくずれの季節的变化

新潟県の山くずれについて中村慶三郎は 11 月と春季に最も多く起こり、ことに融雪期の 4 月にひん発する事実を指摘した⁽⁴⁰⁾。横浜市のがけくずれについて 1911 年から 1960 年まで「神奈川県気象」(災害の部)⁽⁴²⁾から集計した結果では、第 3 a 図のとおり、ほとんど 6 月から 10 月の暖候期に起こり梅雨期と台風期に極大を示す。新潟県の降水量は、寒候期ことに 12 月に多く、春

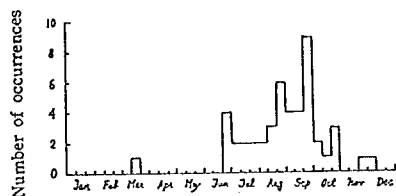


Fig. 3 a. Total numbers of the landslide in Yokohama, for 10 days of every month.

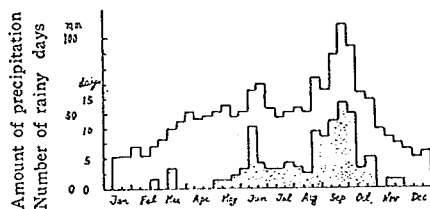


Fig. 3 b. Normal amount of precipitation and number of rainy days whose amount is more than 75 mm, for ten days.

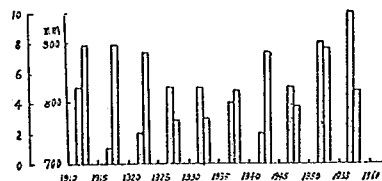


Fig. 3 c. Total number of the landslide and amount of precipitation for five years.

は融雪期に当たっている。横浜では、表日本とは反対に寒候期より暖候期に多く、いずれの場合もがけくずれ発生の傾向と一致している。前述の発生率にみられるように、がけくずれ発生には 75mm 前後の雨量が限界となるので、日雨量 75mm 以上の日数とがけくずれ発生数を対比させるとその対応はいっそう明確となる (第 3b 図)。両者の相関係数は 0.60 で 5% の危険率で有意である。このように雨の多い (表日本では厳密には河川流量の多い) 時期に山 (がけ) くずれが続発している。

5 年ごとのがけくずれ件数と同期間内の雨量とは資料

の不整備から逆の関係となるが、相関係数は -0.38 で、5% の危険率では有意ではない。しかし資料の信頼度の高い最近 10 か年では、漸増傾向が認められ (第 3c 図)、都市の周辺部に発生率の高いことから宅地造成の影響と結論する学者もある⁽¹²⁾。

日変化についてみると、1955 年から 1960 年までの統計からは、明確な関係は認められなかった。

(3) がけくずれの地域分布

過去 5 か年 (1955~1959) の資料および 1961 年 6 月末、1963 年 6 月上旬の大雨による資料から発生度数

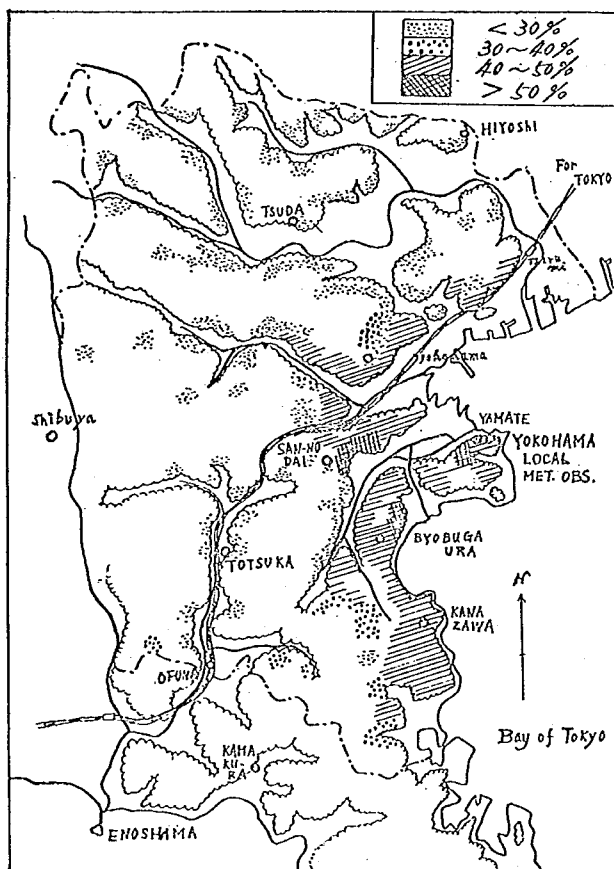


Fig. 4. Areal distribution of landslide.

分布と発生度数の降雨回数に対する比の分布を求めると両者の傾向はだいたい一致し、中心地周辺の丘陵に集中する(第4図)。

日雨量別にがけくずれの発生した地域図を作り、確率的な和を求める。たとえば日雨量 70mm でがけくずれの発生した地域を A, B, C とすると、日雨量 70mm でがけくずれの起こると期待される地域は $A + B + C$ (または $A \cup B \cup C$) とする。この分布図と前の分布図と比較すると、統発地帯の神奈川区、保土ヶ谷区の一部・中区・南区および磯子区のほとんどの丘陵部は 100mm 前後の雨量に対応し、これ以外の地域は、1958 年 9 月末の 22 号台風による雨、1961 年 6 月末および 1963 年 6 月上旬の大雨(いずれも一雨 200mm 以上)に対応している。すなわち、普通の雨によるがけくずれは中心地周辺の丘陵に限定される特性がある。

全国的に山(がけ)くずれと雨の関係を調べると、国鉄沿線の斜面崩壊については、関西以西で大部分が台風襲来時と梅雨期に集中し、発生以前の降雨が 100mm 以上を示す場合が多いが、北海道や東日本では春先と初冬に発生するものが多く、融雪期以外でも 50mm 内外の降雨で相当に発生するという⁽¹⁴⁾。

統計的には、大雨の多い地域は年間の降水量も多く、日量 50mm 以上の年間平均日数と年間降水量は第 5 a 図のとおり、ほぼ比例関係を示すが、要日本一帯は日数の割合に雨量が多い。これは冬季における降雪の影響であろう。この日雨量 50mm 以上の年間平均日数と累別の山(がけ)くずれ件数(1949~1959)の関係は、第 5 b 図のように、大別して(i)北九州・山口県・和歌山県および京都府の比較的多く発生する地域、(ii)神奈川県を除いた関東地方、新潟県・富山県および東北・北海道の発生が少ない地域、(iii)その他の地域となる。発生が多い少ないは比較による表現で別に意味はないが、おのおの群では日数に比例して件数の増加する傾向が認められる。年降水量がほぼ平均日数に比例するにもかかわらず、群に分かれる原因は、山(がけ)くずれに及ぼす他の重要な要因、たとえば地形・地質の影響によるものであろう。ホツサマグナに両断された東北日本と西南日本は地質的に対立しているといわれるが、上記の関係ともよく類似して興味深いものがある。

(4) がけくずれの分類

飯浜市のがけくずれを分類すると

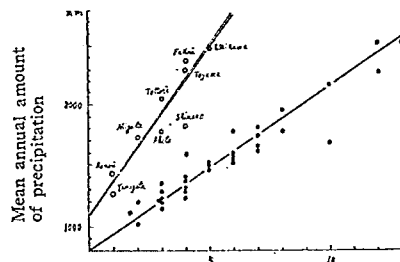
- (大雨型)がけくずれ
- (地下水型)がけくずれ

となる。このほか、地震によって地割れを生じ、その後

の雨でくずれた例(1963 年 5 月 15 日および 9 月 2 日磯子区岡村町)もある。この場合は普通のがけくずれと違い、基盤まで深く破壊が及ぶが、地震だけで発生した例がないので、あえて分類に加えなかった。

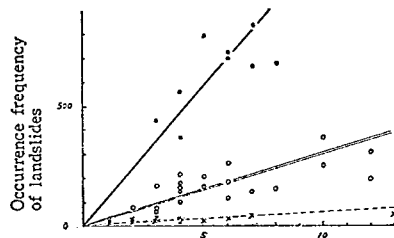
大雨型も地下水型も、雨水によって発生し、大雨型といっても一時的地下水流が関係し、その反対の場合もあるので厳密には区別したいが、主として破壊された形状を考慮して分類した。

i) 大雨型がけくずれ 自然土層の斜面の下方を切



Annual mean days with 50mm or more of precipitation

Fig. 5 a. Relation between annual precipitation and annual mean days with 50mm or more of precipitation.



Average number of days per year with 50 mm or more of precipitation

Fig. 5 b. Occurrence frequency and average number of precipitation.

- : Kyūshū, Yamaguchi prefect., Wakayama prefect., Kyōto prefect.
- × : Kantō District except Kanagawa prefect., Tōhoku, Hokkaidō, Niigata prefect., Toyama prefect.

りとなったり、上方にほりを入れてじょう乱を与えたときの崩壊のように、斜面上部の沈下、下部のふくらみを伴ったいわゆるS字型となり、平面的には安楽いす型またはスプーン状をとる。横浜市のがけくずれの大部分がこの型に属する。

ii) 地下木型がけくずれ 雨水の浸透によって表層または風化土層と下の岩盤あるいは粘土層のような不透水層の間に一時的地下水流を生じ、上の層がすべり落ちる型である。形は板状で、すべり面を示すことが多く、横浜市の南部、磯子区から南の地域にしばしば発生する。この型はすべり速度の大きい地すべりで1962年7月5日に横浜市の行なったがけくずれ実験の際にも発生した^{(47), (50)}。

2.2 崩壊土砂量

がけくずれは、山くずれに比して一般に小規模である。横浜市のがけくずれに関する過去の記録には、件数・場所および起時の記述はあるが、崩壊土砂量や崩壊面積についての記述はない。最近、1961年6月末と1963年6月上旬の大雨の際、前者については一部の、後者についてはほとんどの市内消防署で、崩壊土砂量の観測を実施したので、この資料からがけくずれの規模・件数と崩壊土砂量の関係を統計的に調べた。

1) 崩壊の規模

1961年6月末の大雨による崩壊の深さは、神奈川区・南区とも1~2mにモードがあり、ほぼポアソン分布をしているが(第6図)、1963年6月上旬の大雨による場合は0.5~1.0mにモードがあり、前の場合より浅い。崩壊面積および崩壊土砂量の分布でも同じ傾向を示し、この差は地質的にやや異なる金沢区を除いても同じ結果なので、雨量によるものか測定の見誤差によるものか今のところはっきりしない。平均して、横浜市のがけくずれの規模は、およそ深さ0.5~1.0m、面積25m²、体積25~30m³で、深さ7m以上、面積200m²以上、体積300m³以上のものは、むしろまれである。

他方、山くずれの規模は、赤城山の例では、深さ0.5m前後、面積500m²前後、体積250m³前後と報告されており⁽⁴⁷⁾、渡良瀬川主流の例では、深さ1~5mが最も多く観測されている⁽⁴⁸⁾。また神戸再度谷の斜面崩壊では、深さ0.5m内外がモードとなっている⁽⁴⁹⁾。したがって横浜市のがけくずれの規模は、これらの山くずれの規模に比べると、深さは同程度であるが、面積・体積は10分の1の以下といえる。

2) がけくずれ件数と崩壊土砂量

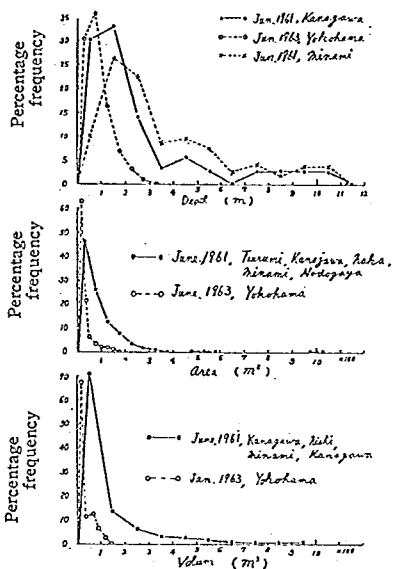


Fig. 6. Scale of landslide.

雨によるがけくずれでは、雨量がその発生件数を左右することは経験的によく知られたことであるが、当日の雨量だけでなく過去における雨の降りぐあいも関係する(第3.4節参照)。雨とがけくずれの関係を調べる手がかりとしては、がけくずれ件数が対照となるが、そのためには、がけくずれ件数の量的意義を明確にしておく必要がある。

1961年6月末の大雨の際の南区の資料と、1963年6月上旬の大雨の際の全市の資料からがけくずれの積算件数と時間的に対応する崩壊土砂量の積算値の関係を求めると、横浜市の一部でも全市でも、同じように両者の間にはほぼ比例関係が認められる(第7図)。

この事実を、今後、雨量とがけくずれの関係を量的に取り扱う場合に、がけくずれ件数の時間的変化を崩壊土砂量の時間的変化と解釈して差しつかえないことを示すものである。

3. がけくずれに関する土壌水文学

3.1 土中水分とがけくずれ

土の中には、ある量の水を保持する能力を持つ。保持の機構は粒度・団粒組成・組織・土層の成層性の有無あるいは地下水面の深さによって複雑であるが、通常、

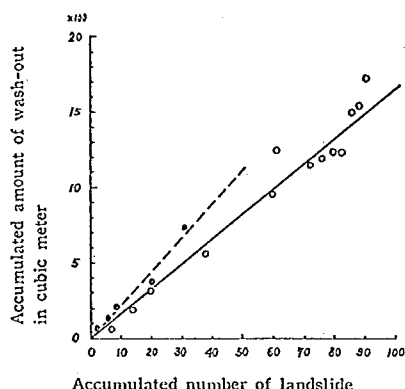


Fig. 7. Comparison of number of landslide and amount of wash-out.

土層の表層は蒸発によって野外保湿度以下に乾燥していることが多く、土湿不足がなくなるまでは、かなりの強度の雨でもほとんど吸収されてしまう。この間、表層から下層へ水分の浸透 (percolation) も行なわれない。また、干天が続くと、地表面には乾燥被膜が形成されて蒸発が微弱となり、下方からのわずかな水分補給と表面からの蒸発は平衡して表層の水分量はほとんど平衡状態となる。これが最大の土湿不足の状態で、経験によれば、火山灰土で 40~50mm、山腹ロームで 50mm 前後といわれる。

野外保湿度に達してからも、さらに降雨が続くときは、表層はこの量をこえて水分を保留するが、同時にその量 (超過保留量) に比例した速度で表層から下方に水分が移行する^{(10),(11)}。超過保留のはじまったころは、超過水分はまだ地表面近くに保留されているが、時間と共に次第に下方に移行する。関東ロームの表層は平均 50~70cm で、その深さには微粒子や溶脱物質が集積し、やや不透水性で、だいたい 1日は超過保留が観測される⁽¹²⁾。

この浸透水と関連して発生するがけくずれについて、金子⁽¹³⁾は中間流出の解析から、山腹土層の緩傾斜に移行するところは、土層が厚く浸透した雨水が集まりやすいので、豪雨時には土層がはがれることを指摘している。

中村^{(14),(15)}は数多くの実例から、通常水の流れない地下のいろいろな水みちを豪雨時には多量の水が集積的に

流れ水径の空間が流水によって破壊され流路が開き、地下水のほんらんが起り、その結果、水圧が増加して崩壊の生ずることを推定している。小山⁽¹⁶⁾も降雨時の一時的に水のわき出す所が豪雨による水量増加のためわき出し口から崩壊が始まり次第に拡大することを認め、その例の一つに京浜地方のがけくずれをあげている。すなわち、黄かつ色のローム層の下に、黄白色の火山灰質の強粘土層があり、ローム層と粘土層の間から不常に地下水が浸出している。そして降雨のあとには相当の水量となって流れ出し、黄白色粘土層の上のローム層が崩壊すると述べている。

田中⁽¹⁷⁾は砂の層における崩壊実験結果などから、雨水の浸透による粘着力および内部摩擦角の大きな減少によるもののほかに、一時的地下水の自由表面の上昇によるパイピング現象を、原因としてあげている。また、水野⁽¹⁸⁾は、砂質土を用いた模型実験で、浸透水によって含水比が、始め上方から下方に増加するが、不透水層に達すると今度は下方から上方へ増加するようになり、そのとき崩壊が発生することを確かめている。

いずれの著者も、雨水が浸透した結果、粘着力や内部摩擦角が減少し崩壊するものと一時的地下水流の発生によって崩壊するもののあることを指摘し、不透水層の重要な存在を認めている。

第1節に述べた大雨型がけくずれは前者に、地下水位がけくずれは後者に相当すると考えられる。本節では、土中水分量とがけくずれの関係を求める準備として斜面における雨水の浸透と土中水分 (超過保留量) の浸出について考える。

3.2 斜面流域における浸透と浸出

1) 斜面における雨水の浸透

出水現象の解明のため、Horton は降雨余剰と浸透能の2因子を導入した。浸透能は土性・土じょう構造・土湿・地表面付近の植被の状態・地温などのいろいろの要素によって違ってくるが、ある特定の条件下では、時間と浸透能の関係は次式で表わされる。

$$f = f_0 + (f_\infty - f_0) e^{-kt} \quad (1)$$

ここで、 f はある時刻 t における浸透能 (mm/min), f_0 は初期浸透能, f_∞ は終期浸透能, t は経過時間 (min), k は定数を表す。この式は多くの人によって実証されている^{(9),(10),(11)} が、十分多量の水を連続給水した場合に限り成り立ち、降雨が中断したり、連続していても強度が弱まると一度減少した浸透能は再び回復し、必ずしも正しい状態を表わさない。特にローム層に

おおわれた斜面では回復が急速であり、実際の斜面は浸透能の異なる部分の集合であるから、弱い雨でも地表流を生じ、降雨強度によって浸透状態が異なる。

片岡は平田徳太郎博士の考案になる斜面浸透計を用い、自然斜面における浸透能の測定を試み、(1)式で代表値を求めることの困難性を指摘した。そして、自然斜面がいろいろの浸透能を持つ部分から成り立っているという考えから、浸透度という降雨強度によって変化する浸透強度を表わす示標を導いた⁽¹⁶⁾。すなわち、浸透度 ψ は

$$\psi = ki + (1-k)\psi_0 \quad (\text{mm/hr}) \quad (2)$$

で表わされ、

i は降雨強度 (mm/hr)、 ψ_0 は地表面流出の始まる降雨強度に対する浸透度、 k は $k = 1 - \Sigma \alpha$ で計算される定数で、地表流の生じている部分の面積、考えている流域面積に対する比を表わす。(2)式は降雨強度が小さい間は降雨量は全部浸透するが ($i = \psi$)、降雨強度が ψ_0 になると地表流の始まることを示す。なお、同一強度の雨でも雨滴の大小の構造は複雑で、その効果は雨による浸食の結果、浸透の急激な減少となって現われるが、現在これを同一的にとり扱う試みはなされていない。しかし、斜面においては、この効果がきわめて小さいことも報告されている⁽¹⁷⁾ので、本文では一応無視する。

愛知用水公園の実験⁽¹⁸⁾や農林省の各地の試験地における測定⁽¹⁹⁾の結果は、ほぼ、(2)式の成立することを示し、 ψ_0 は降雨前の土湿状態によって区々であるが、表面流出後の浸透率は 100mm/hr 以下で 0.5~0.8 である (第8図)。

これらの例で、表層がローム層で、その下が結晶片岩の残積土からなり、大部分が林におおわれた山地流域の埼玉県逆川では、中間流出が多く、降雨と流量の観測資料から求めた降雨継続中の流域の平均浸透度は第9図のとおりであり、降雨強度 20mm/hr 以下で浸透率は約 0.8 である。0.8 という値は、かなり大きいが、浸透率は一般に表層下部の状態、土層の乾湿の状態などによって変わり⁽²⁰⁾、斜面ローム層では、表層下部の不透永層に合う浸透水の移動があるので、平たんな地の2倍近くになる⁽²⁰⁾。また土層が比較的湿潤な状態では、乾燥している状態に比べて 60% 程度となる⁽²¹⁾ことから、比較的湿潤な斜面の浸透率は、平たんな地の乾燥した状態における浸透率とはほぼ等しくなると考えられる。したがって、さきの値 0.8 はそれほど大きなものではない。しかしなが

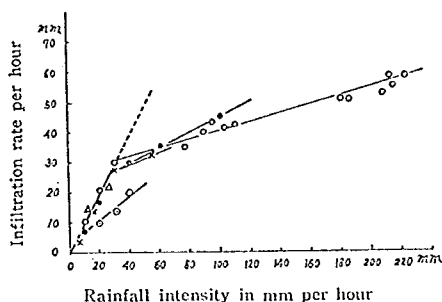


Fig. 8. The relation between the intensity of rainfall and infiltration rate.

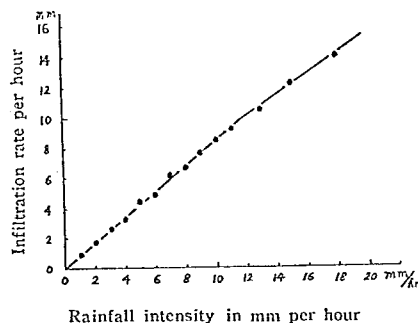


Fig. 9. The relation between the rainfall intensity and infiltration rate at the Sakasa River basin.

ら、以上の推算には降雨開始前の土湿状態について十分な注意が払われていないので、一時的地下水流の発生している状態における浸透率を表わすとは考えられない。逆川地域における最大な土湿不足は 50mm 前後と推定されるので、この量を満たすまでは、降雨が中間流出の源となる一時的地下水に寄与することはないとし、総降雨量から降雨前の土湿を考えて、野外保湿容量に達するに要する降雨量を差し引いた残りの降雨量を用い、表面流出量以外はすべて浸透量として浸透率を再計算する。その結果、浸透率と平均降雨強度との関係は、第10a図のとおりとなる。すなわち、強度が 5mm/hr 以下では浸透率は 0.8、それ以上になると漸減して 20mm/hr 前後では 0.6 となる。同じ資料から、一雨の降雨量と平均降雨強度を求めると第10b図のように、降雨量

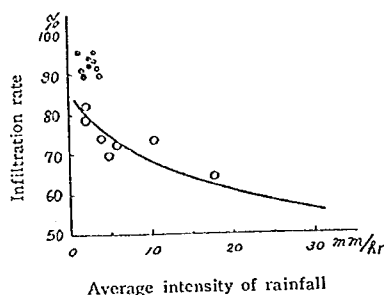


Fig. 10 a. Relation between infiltration rate and average rainfall intensity; O: wet, ●: dry.

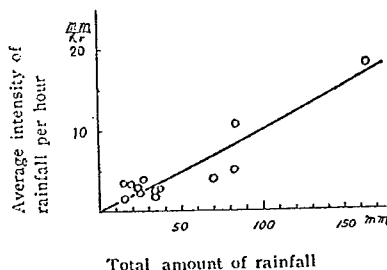


Fig. 10 b. Relation between intensity of rainfall and its total amount.

の増加とともに強度も増加するというよく知られた関係を示すが、今後がけくずれに関して問題になるとと思われる雨量は 80mm 前後以上なので、相当する平均強度以上では、浸透率は 0.7 以下である。なお、第 10 a 図には、平均降雨強度 5mm/hr 以下で、土層の乾燥している場合についても記入してあるが、浸透率は 0.9 を示し、雨水はほとんど吸収される。

横浜市の丘陵地における浸透率については実測値はないが、表層付近の地質は逆川に類似し、他の火山灰地における値も水文学で要求される精度内では、ほぼ逆川の値に一致しているので、今後ローム層斜面における浸透率としては 0.6~0.8 (平均 0.7) を採用する。

2) 斜面における浸出水

土中に浸透した水が有孔体 (porous media) とみなせる土層中に飽和流を形成するとき、低いレイノルズ数でダルシーの公式が成り立つ⁽²²⁾。レイノルズ数がある値を越すと次第にじょう乱流に変わり、ダルシーの公式

が成り立たなくなるので、ダルシーの公式に変わるいろいろな公式が提出されている。しかし理論的にはホルハイマーの公式が最も合理的と考えられている⁽¹³⁾。ダルシーの公式の成り立つレイノルズ数の限界値については、実験的に 1~10 という上限が求められているが、土粒子の形や分布により大きく変動し⁽²³⁾、確定的ではない。斜面ローム層中に発生する一時的地下水流では、流速はたかだか 0.10cm/sec、平均の粒径 5×10^{-2} cm、水の粘性は 20×10^{-3} g cm⁻¹ sec⁻¹ 程度なので、レイノルズ数 N_R は

$$N_R = \frac{\rho v d}{\mu} \approx 0.25$$

となり、ダルシーの公式が成り立つと考えられる。ここで ρ , v , μ , d はおのおの水の密度・流速・粘性および土粒子の平均の粒径を表す。以上は多くの場合成り立つが豪雨時にはしばしば、地下の水みちを流れる水流の勢いが激しく、水脈を破壊するほどのはんらん流を生ずるので、ダルシーの公式は成り立たなくなる。結局、ダルシーの公式は単に近似式と考えられる。

次に、斜面に浸透した水が一樣に傾斜した不透水層の上をおおるローム層内を流れるとして斜面の下部からの浸出水について考えてみよう。金子は一時的地下水が斜面にはほぼ平行した高さで流れるものと仮定し、浸出水量が指数関数的に減少し、その量が超過保留量に比例することを半理論的に導き、実測によく適合することを示した⁽²³⁾。一時的地下水の流動は、近似的にダルシーの公式を満たすものとして、次の関係が求まる。すなわち、

$$q = K i h$$

ここに q は地下水の流動量 (単位幅)、 K は浸透係数、 i は斜面の傾斜、 h は地下水の流動の厚さとする。また、地下水の低下は、斜面の上下で一樣ではないが、平均したものをとり、これが下方での浸出量に相当するものとする。したがって

$$q \, dl = -dh \, S l$$

ここに S は浸出率、 l は斜面の長さを表すので、

$$dl \, K i h = -dh \, S l$$

今 $C \equiv \frac{K i}{S l}$ とすれば $C \, dl = -\frac{dh}{h}$

$$\therefore q = q_0 e^{-C l} \quad \text{ただし、} q_0 = (q)_{l=0}$$

で表わされる。

実際の出水解析では、測水地点が浸出点から離れていること、一時的地下水面の深さ、土層の透水性の大小などで、ある時刻の雨が土中へ浸透し一時的地下水流を形

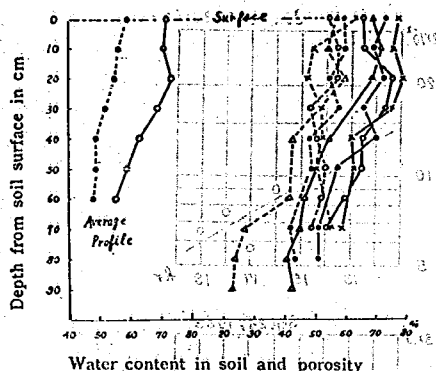


Fig. 11. Vertical profile of soil moisture, porosity and their mean values.

solid line : porosity
broken line : soil moisture
○ : Yamato, △ : Kanagawa, × : sannodai

成してから中間流出水として観測されるまでの時間が変化する。

i) 浸出率 S の推定値 横浜市の中心地周辺の丘陵斜面の一部(山手・山王台・金沢区堀川)において、日量 40mm 以上の降雨があつてから 5 時間前後に測定した空けき率および含水量の深さによる分布は第 11 図のとおりで、いずれも土中水分量は野外保湿度あるいはそれに近い状態と推定される。國中、空けき率・野外保湿度の容積率とも全容積に対する百分率で表わしてある。資料は“乱さない試料の採取法”⁽³²⁾により採土し、計算に必要な水恒数は真比重をピクノメーター法⁽³³⁾、含水比をババダキス法^{(22),(30)}で測定した値から土質力学の一般公式により算出した⁽³⁰⁾。個々の値は、採取場所の違い、測定誤差のためかなりの変動を示すが、崩壊の深さのモード (60 cm 内外) 付近には粘土層 (砂利の混じっているものもある) が存在することが多いので⁽³⁰⁾、一応この層を不透水層と考えて地表からこの層までの各深さの平均値を求めて浸出率 S を計算した。結果は第 1 表に示すとおりで、一時的地下水流の高さにかかわらず 0.1 である。

ii) C の値の推定 がけくずれの続発する南区・磯子区および、岡谷のがけ地付近の平均こう配の分布は第 12 b 図のとおりである。高度差 20 m に対する水平距

Table 1. Variation of S based on the depth of underground water level

Depth	Porosity	Field moisture capacity	Difference	Deep of underground water	Mean Value of S
cm	%	%	%	%	%
0	72	59	13	10	8.5
10	71	56	15	20	10.2
20	74	55	19	30	12.0
30	69	52	17	40	13.3
40	63	49	14	50	14.4
50	59	49	10	60	14.7
60	55	48	7		

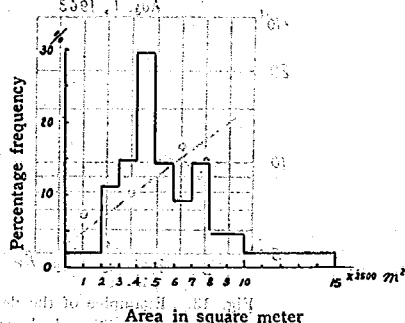


Fig. 12 a. Frequency distribution of area of small basin with cliff.

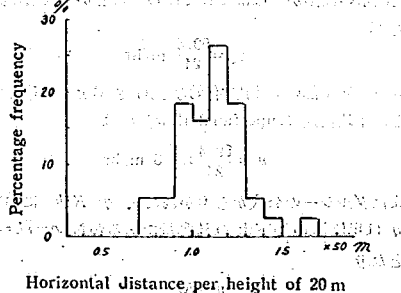


Fig. 12 b. Frequency distribution of mean topographic gradient near the cliff.

離を横軸にとってあるので、がけ地付近の平均こう配は $20/12 \times 50 = 0.357$ (19.7°) となる。粘土層が場所によらずだいたい一様な深さであることから、この傾斜角はまた一時的地下水流の傾斜角とみなせる。

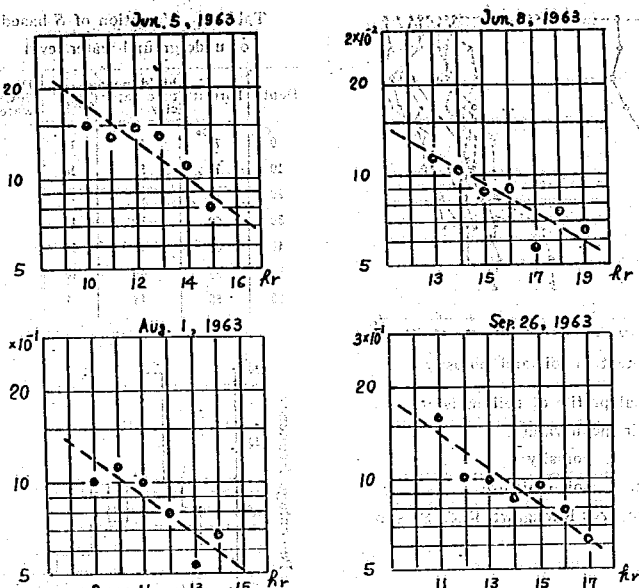


Fig. 13. Examples of the depletion curve for groundwater flow.

Abscissa : Time in hour, Ordinate : Out flow in cc/10min

集水域の斜面の長さ l は

$$l = 56 \text{ sec } 19.7^\circ = 59.4 \text{ m}$$

浸出水の流出が、ほぼ 1 日で終わることから流動の実速 v_0 は

$$v_0 = \frac{59.4}{24} \text{ m/hr}$$

二層下部の流動に有効な空けき率を 30% とすると、平均流速 (superficial flow) v は

$$v = \frac{59.4}{24} \times 0.3 \text{ m/hr}$$

またダルシーの公式から導かれた式 $q = Kih$ において q は単位幅の地下水の流動量であるから $q = vh = Kih$ となり

$$v = Ki$$

となる。したがって、

$$C = \frac{Kl}{Sl} = \frac{0.3 \times (59.4/24)}{0.1 \times 59.4} = 0.125 \text{ (hr}^{-1}\text{)}$$

となる。ここで C の値の実測：礫子区屏風ヶ浦付近には表層水と不透水層の間から浸出水の見られるところがあり、日量 10mm 以上の降雨後にはかなりの水量を増

す。著者は簡単な装置でこの水量の測定を行なった⁽⁵⁰⁾。測定値は第 13 図のように相当ばらつき、絶対値は測定装置の設置場所の変動その他の理由からあまり意味はないが、1 回ごとの測定値の時間変化はある程度信頼のおけるものである。いま、浸出量 h と時間 t の間には、 a, b を定数として

$$h = a e^{-bt}$$

なる関係が存在するものとして、 b の値を求めてみよう。

前式の両辺の対数をとれば

$$\log h = \log a - bMt$$

ただし $M = \log_{10} e$ (平均的に 0.4343) が得られるが、この式から観測値を用いて b を求めるには

$$E = \sum (\log h_i - \log a - bMt_i)^2$$

を最小にするための条件式：

$$\frac{\partial E}{\partial (\log a)} = 0 \quad \frac{\partial E}{\partial b} = 0$$

から b を算出すればよい。したがって、 b は次式で与えられる。

Table 2. Value of b (unit: hr⁻¹)

Date	Value of b
Jun. 5, 1963	0.157 (hr ⁻¹)
Jun. 8, 1963	0.097
Aug. 8, 1963	0.128
Sep. 26, 1963	0.121

$$b = \frac{1}{M} \left\{ \frac{n \sum y_i^2 - (\sum y_i)^2}{(\sum t_i)^2 - n \sum t_i^2} \right\}$$

ここで $y = \log h$ であり、 n は資料数を表す。各測定日について算出した b の値を第2表に示す。平均値は 0.126 hr^{-1} であるが、母集団の平均値の信頼限界は 5% の危険率で $0.090 \sim 0.162 \text{ hr}^{-1}$ と推定される。また、超過保湿度が 1 日ぐらゐは保湿度不足ということから、連続係数として 0.125 hr^{-1} が推定される。これらの値から、横浜市の丘陵斜面における浸出水の連続係数としては、便宜上 0.125 hr^{-1} ($1/8$) を採用する。

3.3 積算降雨曲線の解析による野外保湿度容量の決定

すでに述べたように、表層付近の土湿不足がなくなるまでは、降雨強度がかなり大きくても雨水はほとんど吸収されてしまう。土湿不足が満たされ、さらに降雨が続く場合には、超過保湿度が始まり、その量に比例した速度で表層から下方へ水分が移行する。表層下部では通常、野外保湿度容量に近い水分状態になっているので、移行した水分は下部の超過保湿度となり、斜面の場合は不透水層に沿った一時的地下水流を形成する。

がけくずれが土中水分の増加に大いに関係すること、土質力学的にみても斜面安定の理論から疑いをはさむ余地のないところであるが、通常、土層は野外保湿度容量までは安定して水を含みうる状態にあるので、超過保湿度がある限界値をこえてはじめてがけくずれが発生すると考えるのが常識的である。この限界値を求める前に、本節ではまず野外保湿度容量を決定する。

1 日か 2 日前にかなりの雨が降った後の雨によるがけくずれでは、降りはじめたときの土湿は野外保湿度容量になっているとみなされる。また、10 日以上もひでりが続いた後の雨によるがけくずれでは、降雨前の土湿は最小容水量すなわち最大の土湿不足の状態になっているとみなされる。これら二つの場合のがけくずれを作った雨の資料について、野外保湿度容量をこえてからがけくずれが発生するまでの積算降雨曲線が、きわめて類似しているならば、同じ地質では同じ水分状態ではがけくずれが発生しはじめるという作業仮設のもとに、最大な土湿不足を

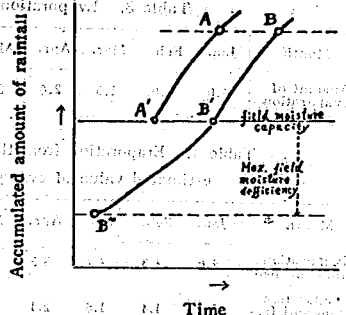


Fig. 14. Illustrating the estimation of maximum field moisture deficiency.

推定することができる。すなわち、第 14 図において A'A' 曲線は降雨前の土湿が野外保湿度容量であり、B'B' 曲線は降雨前が土湿不足の最大な状態とする。がけくずれは A', B' 点で発生しはじめ、A'A' と B'B' 両曲線の形がほとんど類似していれば、B'B' に相当する降雨量が最大の土湿不足を表す。ただし、B'B' 曲線の時間変化が大ききとき、換言すれば降雨強度があまり大ききと地表面流出が起きて誤差が含まれるが、10~15mm/hr 程度ならば、だいたいの吸収されるものと考えてよい。さて、実際の資料について前述の方法で野外保湿度容量を決定するまえに、土湿状態の推定法について述べたい。

降雨前の土湿状態は一般に前に述べた両極端な場合の中間にある。土湿状態を記述するには、主として土じょう物理学で発展した直接的測定によるのが普通であるが、気象要素によって表現する間接的方法^{(31),(32)}、および水文気象学や応用水文学で使用される既往降水指数 (Antecedent precipitation index, 略して A. P. I.) による方法^{(33),(34),(35),(37),(38),(39)} がある。しかしながら、広い地域の代表値を推定するには、労力と費用の点で最も便利なのは気象要素による方法で、その手間は次のとおりである。

- i) 最大な土湿不足を M とし、降雨前の土湿はこれからの偏差で表す。
- ii) ローム層の M は 40~50mm と考えられるので 45mm 以上の降雨があったときの翌日の土湿は M とみなす。

iii) 問題の日の土湿は次式により算出する。

$$\text{問題の日の土湿} = M - (\text{平均日蒸発量}) \times (\text{経過日数}) + (\text{期間内の雨量})$$

Table 3. Evaporation from the soil surface in mm

Month	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
Amount of evaporation	1.0	1.0	1.5	2.0	2.5	2.7	3.3	3.3	3.3	2.5	2.0	1.0

Table 4. Evaporation from the pan (atmometer) at Yokohama and estimated value of evaporation from the soil surface

Month	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
Evaporation from the pan	2.0	2.3	2.7	3.5	3.9	3.8	4.8	5.0	3.5	2.5	2.0	1.8
Evaporation from soil (estimate)	1.2	1.4	1.6	2.1	2.4	2.2	2.9	3.0	2.1	1.5	1.2	1.1

Table 5. Estimation of soil moisture

Date	Amount of rainfall	Soil moisture	Date	Amount of rainfall	Soil moisture	Date	Amount of rainfall	Soil moisture	Date	Amount of rainfall	Soil moisture
1955	mm	mm	1955	mm	mm	1955	mm	mm	1955	mm	mm
Aug. 21	21	—	Sep. 26	100	—	Oct. 20	—	M-3	Jun. 25	18	M-14
25	17	—	27	25	M	21	—	M-6	26	—	M-17
26	111	M	28	1	M	22	1	M-8	27	—	M-20
27	10	M	29	4	M	23	20	M	28	0	M-23
28	1	M	30	3	M	24	12	M	29	—	M-26
29	4	M	Oct. 1	21	M	25	—	M-3	30	0	M-29
30	8	M	2	70	M	26	—	M-6	Jul. 1	0	M-32
31	70	M	3	0	M	27	—	M-9	2	3	M-32
Sep. 26	27	—	4	0	M-3	28	4	M-8	3	—	M-35
27	51	—	5	6	M	29	10	M-1	4	5	M-33
28	29	M	6	1	M-2	1953 Jun. 11	43	—	5	0	M-36
29	43	M	7	—	M-5	12	0	M	6	1	M-38
30	9	M	8	9	M	13	—	M-3	7	3	M-38
Oct. 1	11	M	9	2	M-1	14	—	M-6	8	—	M-41
2	47	M	10	—	M-4	15	0	M-9	9	—	M-44
3	6	M	11	0	M-7	16	—	M-12	10	—	M-47
4	1	M-2	12	12	M	17	1	M-14	11	2	M-48
5	4	M-1	13	22	M-3	18	6	M-11	12	—	M-48<
6	3	M-1	14	—	M-6	19	—	M-14	13	—	"
7	0	M-4	15	—	M-9	20	—	M-17	14	—	"
8	0	M-7	16	—	M-10	21	—	M-20	15	—	"
9	6	M-1	17	2	M	22	—	M-23	16	—	"
10	27	M	18	28	M	23	—	M-26	17	—	"
11	5	M	19	0	M	24	—	M-29	18	—	"
									19	0	"

平均日蒸発量は地表面からの蒸発量を意味し、ローム台地では第3表のとおり⁽¹⁾5月ないし10月の暖候期では、約3mm/dayである。また地表面からの蒸発量は蒸発計蒸発量の60%として近似度の高い結果が得られて⁽²⁾いるので、横浜地方気象台構内露場の月別蒸発量の平均値から地表面蒸発量を推定すると第4表のように、5月ないし10月では、2~3mm/dayとなる。

このほか千葉県柏市のローム層についての実測では平均3.0mm/dayという値が報告されている⁽³⁾。これらの例からローム層表面からの日平均蒸発量としては、3mm/dayが妥当のように思われる。ただし連続干天の場合には、その日数と積算蒸発計蒸発量によって地表面からの蒸発量を土じょう別に求める実験図表が作られているので⁽⁴⁾、前式の計算のチェックに用いた。次に土

湿の推定例を示す（第5表参照）。

〔例1〕 かけくずれの発生した降雨前の土湿が野外保湿度とみられるもの

a) 1955年9月11日（資料 No. 2）

かけくずれを起こした雨が一段と強まったのは、2日の夜明けごろで、それまでは小雨程度（最大 1mm/hr）、土湿は前月 26 日と 31 日の雨で野外保湿度に達していると考えられる。

b) 1955年10月11日（資料 No. 3）

9日は野外保湿度よりいくぶん下まわっていたが、10日昼間の雨量 30mm によって野外保湿度に達したと考えられる。そののち微雨が断続し、11日朝から本格的な強雨となって、かけくずれが発生した。

c) 1956年10月2日（資料 No. 5）

2日0時までの雨により問題なく野外保湿度に達したと考えられる。そののち微雨が断続していたが、9時すぎから強雨となった。

d) 1956年10月31日（資料 No. 6）

29日夜半までは野外保湿度にわずかながら足りなかったが、30日の蒸発によって 4mm 程度さらに不足したとみなされる。夜半からは強雨となる。

〔例2〕 最大な土湿不足の状態とみなせるもの

1958年7月23日（資料 No. 9）

6月11日に 43mm、の降雨があった後、24日まで7mm、25日に 18mm、その後 24日間に合計 13mm の雨がただけで、かけくずれを起こした雨の前 12日間は合計 2mm の雨しか降っていない。この土湿状態で強雨が始まったのは、7月20日の夜半より翌 21日夜半までに 46mm を記録した。そののち小降りとなり 22日9時ごろ一時強まったが日中はだいたい曇りで、夜半前から再び強雨となって、翌 23日2時すぎに最初のかけくずれが発生した。

これらの例のうち資料 No. 3 および No. 6 と No. 9 は前に述べた野外保湿度を推定する条件によく適合する（第15図参照）。No. 6 は降りはじめの土湿状態が、野外保湿度より 4mm 低い勘定になっているが、

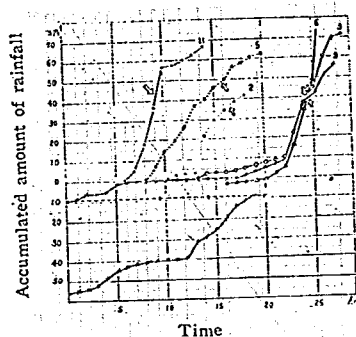


Fig. 15. Mass curves of rainfall.

かけくずれの時刻を他の資料と一致させると出発点は、野外保湿度とみなされる点より 3mm 程度低く、ほぼ計算と一致している。

資料 No. 3 と No. 6 および No. 9 から最大の土湿不足を求めると、No. 9 では降雨開始からかけくずれ発生までの雨量は、20日に 15.3mm、21日に 40.5mm、22日9時から15時までに 30.4mm で合計 86.2mm となる。一方 No. 3 と No. 6 では降雨開始からかけくずれ発生までの雨量は 40mm である。したがって、最大の土湿不足は $86.2 - 40 = 46.2\text{mm}$ となる。この量全部が土中に吸収されたかどうかは疑問であるが、実験室で十分給水した後の終期浸透能はローム層の場合、10mm/hr 程度なので、土湿不足をみatus間は、この程度の強度の雨はほとんど吸収されてしまうと考えられる。

資料 No. 9 では、降雨強度が 10mm/hr 以下なので、さきに求めた最大の土湿不足の値は正しいものとみなされる。しかしながら 7月21日の横浜地方気象台の雨量観測値は、市全域の面積雨量に比べると約 5% 少ない。また、降りはじめから土湿不足がなくなるまでは並雨の連続で蒸発は無視されるが、22日は日中曇りがちの天気、2mm 程度の蒸発（第6表参照）が見込まれる。これらのことを考えると、代表的な平均値としては、

Table 6. Mean daily amount of evaporation from the evaporimeter at Yokohama Local Met. Obs. (1961—1964)

Month	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
Weather	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm
Fine	2.3	2.9	4.0	4.9	5.8	6.6	6.6	6.7	5.2	3.4	2.5	2.0
Cloudy	1.1	1.8	2.1	2.7	3.4	3.3	3.5	3.7	3.1	2.1	1.8	1.3
Rainy	0.4	0.6	0.7	1.0	1.1	1.0	1.1	1.2	1.0	0.7	0.6	0.4

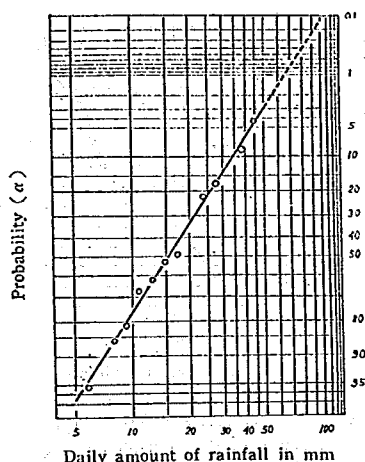


Fig. 16. Computation diagram of the recurrence interval from the relationship between probability of daily amount of rainfall after drought.

46 $(1+0.05) - 2 = 46$ (mm) が得られるが、いろいろの誤差が含まれるので、約 45mm が確からしい値として推定される。

また、野外保湿度に達してからがけくずれが発生しはじめるまでの超過保留量は、後述のように約 30mm で、浸透前の雨量にして平均 45mm 程度である。したがって、最大の土湿不足の状態からがけくずれが発生しはじめるに必要な雨量は 90mm 余りということになる。この値は土層ががけくずれを起こすことなしに含みうる水分の最大量を浸透前の雨量に換算したものと考えられ、次に述べる統計量の起きにくい値に相当するはずである。横浜において過去 5 年 (1955~1959) の暖候期 (5~9 月) に、土層がかなりかわいていたと推定される状態で降り出し、がけくずれを起こさなかった雨について、日雨量の対数を取り、正規確率紙に日雨量とその標本 (22 例) 超過確率の関係を示す点を記入すると第 16 図のように、ほぼ一直線上に分布する。したがって、変換曲線などを求める複雑な計算をすることなく近似的にこの直線を未経験域まで extrapolating して 90mm に相当する再現期間 T を求めると、

$$T = \frac{1}{\alpha n}$$

であり、

n は 1 年間の平均日数 ($22/5 = 4.4$)、 α は 90mm 以上の超過確率 (図から $\alpha = 0.28\%$) であるから、

$$T = \frac{100}{0.28 \times 4.4} \approx 81 \text{ (yr)}$$

となる。

これから、90mm という値は、かなり起こりにくい値であることがわかる。よって、

横浜市の丘陵地帯をおおうローム表層の土湿不足の最大値は、雨量の単位で表わすと約 45mm に相当すると結論できる。

3.4 超過保留量に関する水理方程式の導入

がけくずれの発生を水文学的に考察する場合、土じょう水分量と関係づけるのがいろいろの面から考えて妥当である。そして、土じょう水分量を決定するものは、土質・地形・植物などの他の要素が一定ならば、雨水の浸透・土じょう水分の浸出の収支である。一般に、河川流に寄与する集水域については、近似的に線型貯水池と線型水路の組み合わせによって流域特性の表現が可能であるという考え方から、Dooge はユニッドパイドログラフの一般理論を提出した⁽¹⁴⁾。線型貯水池は流出が貯留量に比例するという Horton の式と、連続の式から導かれ、線型水路は流入したパイドログラフが形を変えないことなしに移行する水路と仮定している。著者がこの一般理論の実用性について試みたところは⁽¹⁵⁾、多くの河川について集水域を一つの貯水池とみなして十分であることがわかった。貯水池が一つであるというのは、従来の貯水法^{(16),(17),(18)}が、成り立つことを意味している。また、小流域 (10~100ha) における流出機構の解析では、土中の超過保留水分量とある時間 (2~4 hr) 後の中間流出量との間には、比例関係が認められており⁽¹⁹⁾、この遅れ時間は土層の厚さ・透水性・雨水が土中へ浸透してから横へ流動し、中間流出水の母体となる一時的地下水流を形成する層の深さ、流出地点までの流動距離、測水地点までの流動時間などによって変化する。地表面流出と中間流出を含めた直接流出に対し、しかも広い流域について一つの線型貯水池と線型水路の組み合わせで表現が可能であり、超過保留量と中間流出量の間に比例関係の認められる事実は、小さな斜面流域における浸透水に対して、同じ取り扱いの可能性を保証するものと考えられる。本節では、斜面集水域を一つの貯水池として超過保留量についての水理方程式を導き、次節ではその解として求まる超過保留量と中間流出の対応から、本節で導いた水理方程式の解の適用性について検討する。

がけくずれに關係する集水域の面積を δA とし、これに浸透する量を単位時間に $I (= \varphi R) \times \delta A$ 、この集水域から浸出する量を Q とすれば、これは貯留量を s として νs に相當する。ここに φ は浸透率、 R は降雨強度、 ν は比例定数を表わす。しからば、斜面集水域における連続方程式は

$$\frac{ds}{dt} + Q = I \delta A$$

となり、 $s = h \delta A$ とすると

$$\frac{d}{dt} (h \delta A) + \nu (h \delta A) = I \delta A$$

$$\therefore \frac{dh}{dt} + \nu h = I = \varphi R \quad (3)$$

が導かれる。(3) 式は集水域における単位所面積の土柱内の超過保留量(長さの単位)と浸透量の關係を表わす。

(h) $t=0$ なる初期条件から (3) 式の解として

$$h = e^{-\nu t} \left[\int_0^t e^{\nu \tau} I(\tau) d\tau \right] \quad (4)$$

が求まる。

小流域における中間流出の解析では、(3) 式の代わりに

$$\frac{dh(t)}{dt} + \nu h(t-a) = I(t) = \varphi R(t) \quad (5)$$

としたほうが正しい。ただし a は遅れ時間を表わす。

$h(t-a)$ をテイラー展開すると

$$h(t-a) = \sum_{m=0}^{\infty} \frac{1}{m!} (-a)^m h^{(m)}(t) + R_m$$

$$R_m = \frac{1}{m!} (-a)^m h^{(m)}(t-a\theta) \quad (0 < \theta < 1)$$

となるが、第2項までとって、(5) 式に代入すると、

$$\frac{dh}{dt} + \left(\frac{\nu}{1-a\nu} \right) h = \frac{I(t)}{1-a\nu} = \frac{\varphi R(t)}{1-a\nu} \quad (6)$$

となり、超過保留量に関する水理方程式を得る。

今、

$$\frac{\nu}{1-a\nu} \equiv \nu'; \quad \frac{I(t)}{1-a\nu} \equiv I'(t) \quad (7)$$

とすれば、(6) 式は

$$\frac{dh}{dt} + \nu' h = I'(t) \quad (8)$$

となり、(3) 式と全く同じ形となる。したがって同じ初期条件で

$$h = e^{-\nu' t} \int_0^t e^{\nu' \tau} I'(\tau) d\tau \quad (9)$$

なる解が求まる。

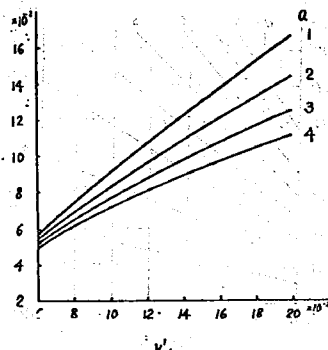


Fig. 17. Relation between ν and ν' for various values of a in eq. (10).

$t=T$ で雨がやむと降雨後の超過保留量は

$$h = e^{-\nu' T} \int_0^T e^{\nu' \tau} I'(\tau) d\tau \propto e^{-\nu' T} \quad (t \geq T)$$

となり、 ν' なる減衰係数で指数関数的に減少することを示す。 a 時間後の中間流出量は超過保留量の ν 倍であるから、斜面下部における浸出量についても同じ特性が認められる。

なお、超過保留量と浸出量の比例定数 ν を直接観測できる量 ν' で表わすと、(5) および (7) 式から

$$\nu = \frac{\nu'}{1+a\nu'} \quad (10)$$

となる。

a のいろいろな値に対する ν と ν' の關係を第 17 図に示す。また、浸透度 I' は

$$I' = \frac{\varphi R}{1-a\nu} = \varphi (1+a\nu') R \equiv \varphi' R \quad (11)$$

であるから、遅れ時間を考えた場合には、 φ の代りに $\varphi' = \varphi (1+a\nu')$ がみかけの浸透率となる。 a のいろいろな値に対する、 ν' と φ'/φ の關係を第 18 図に示す。

以上の議論では、 $h(t-a)$ をテイラーの級数に展開して第2項までしかとらなかった。第3項までとると

$$h = c_1 e^{-\nu' t} + c_2 e^{-\beta t} - \frac{e^{-\alpha t}}{(\alpha - \beta)} \int_0^t e^{\alpha \tau} I'(\tau) d\tau + \frac{e^{-\beta t}}{(\alpha - \beta)} \int_0^t e^{\beta \tau} I'(\tau) d\tau$$

なる形の解を得られるが、実際問題で定数の決定がはなはだ面倒であり、さらに一般に解くことは困難である。

しかしながら、次節で示すように第2項までとれば、実

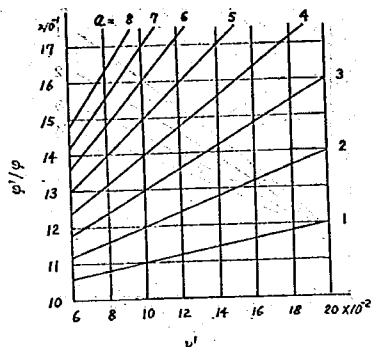


Fig. 18. Relation between ν' and ϕ' for various values of a .

用上は十分と考えられるので、以後の超過保留の計算には、(9)式を利用する。

3.5 水理方程式の解の適用性

前節で超過保留量を表わす式を導いたが、その際 $h(t-a)$ をテイラーの級数に展開して便宜上第2項までしかとらなかった。この近似で実際問題に対して十分であるか否か、農林省試験地の埼玉県逆川* における流量観測資料を利用して検討する。逆川は表層が関東ローム層 (約1 m)、その下が結晶片岩の残積土で、中間流出分が多い。この中間流出量が超過保留量と比例関係にあるという解析事実に基づいて、さきに求めた超過保留を表わす式から計算した値と中間流出量の関係を調べ、またその時間的対応についても検討する。ある時間の超過保留量が a 時間後の中間流出量に比例することから、 a 時間後の中間流出量は

$$\begin{aligned} \nu h &= \nu e^{-\nu' t} \int_0^t e^{\nu' \tau} I'(\tau) d\tau \\ I'(t) &= \phi' R(t) = \phi (1 + a\nu') R(t) \text{ から} \\ \nu h &= \left(\frac{\nu'}{1 + a\nu'} \right) e^{-\nu' t} \int_0^t e^{\nu' \tau} \phi (1 + a\nu') R(\tau) d\tau \end{aligned} \quad (12)$$

となる。降雨強度 $R(t)$ には時間雨量を用い、 $(i-1)$ 時から i 時までの雨量を $R(i)$ で表わすと、

$$\nu h = \left(\frac{\nu'}{1 + a\nu'} \right) e^{-\nu' t} \sum_{i=1}^t \int_{i-1}^i e^{\nu' \tau} \phi (1 + a\nu') \times R(\tau) d\tau$$

となる。 $\phi (1 + a\nu')$ は近似的に定数と考えると

$$\begin{aligned} \nu h &= (\phi \nu') e^{-\nu' t} \sum_{i=1}^t \int_{i-1}^i e^{\nu' \tau} R(\tau) d\tau \\ &= (\phi \nu') e^{-\nu' t} \sum_{i=1}^t \frac{(1 - e^{-\nu' i})}{\nu'} e^{\nu' i} R(i) \end{aligned}$$

したがって

$$\nu h = \phi (1 - e^{-\nu'}) e^{-\nu' t} \sum_{i=1}^t e^{\nu' i} R(i) \quad (13)$$

が求まる。

$$c' = \frac{\phi (1 - e^{-\nu'}) (1 + a\nu')}{\nu'} \quad (14)$$

とおけば、(13)式から

$$h = c' e^{-\nu' t} \sum_{i=1}^t e^{\nu' i} R(i) \quad (15)$$

が得られる。逆川流域の中間流出の連波係数 ν' の値としては、流量資料の解析結果からは、平均 0.055 hr^{-1} であり、グルシーの公式を利用して導かれる関係式 $C = \frac{h i}{S I}$ (前出) から推定される値は 0.057 hr^{-1} であろう一致するので、 0.057 hr^{-1} を採用する。

(15)式を用いて計算される h/c' の値と、流量資料から解析された中間流出量⁽²¹⁾の対応結果を第19図、第7表および第8表に示す。降雨のピークから超過保留量のピークまでの時間は降雨状態によって区々であるが、超過保留量のピークから中間流出量のピークまでは約5時間ではほぼ一定し、しかも個々の例について、超過保留量のピークを中間流出量に対応させると、それから一定時間隔たった二要素の間には明らかに比例関係が認められる。

両者の間の比例定数は、超過保留量に関する水理方程式が成り立つものとすれば超過保留量として h/c' の値を用いているので、(13)式から

$$\nu h / \left(a \nu' e^{-\nu' t} \sum_{i=1}^t e^{\nu' i} R(i) \right) = \phi (1 - e^{-\nu'})$$

が得られる。 $\nu' = 0.057 \text{ hr}^{-1}$ を代入すると

$$\phi (1 - e^{-\nu'}) = 0.0554 \phi$$

となる。第19図にみられるように、一般に超過保留量が増加するときと減少するときでは、比例定数が異なり、増加時の方が大きい、その差はそれ以前の降雨量によ

* 流域面積 35.8 ha, 形状 卵形, 平均幅 1 km, 傾斜山腹平均 15° , 本流 $1/30 \sim 1/50$, 本流路長 3.55 km, 主として耕地。

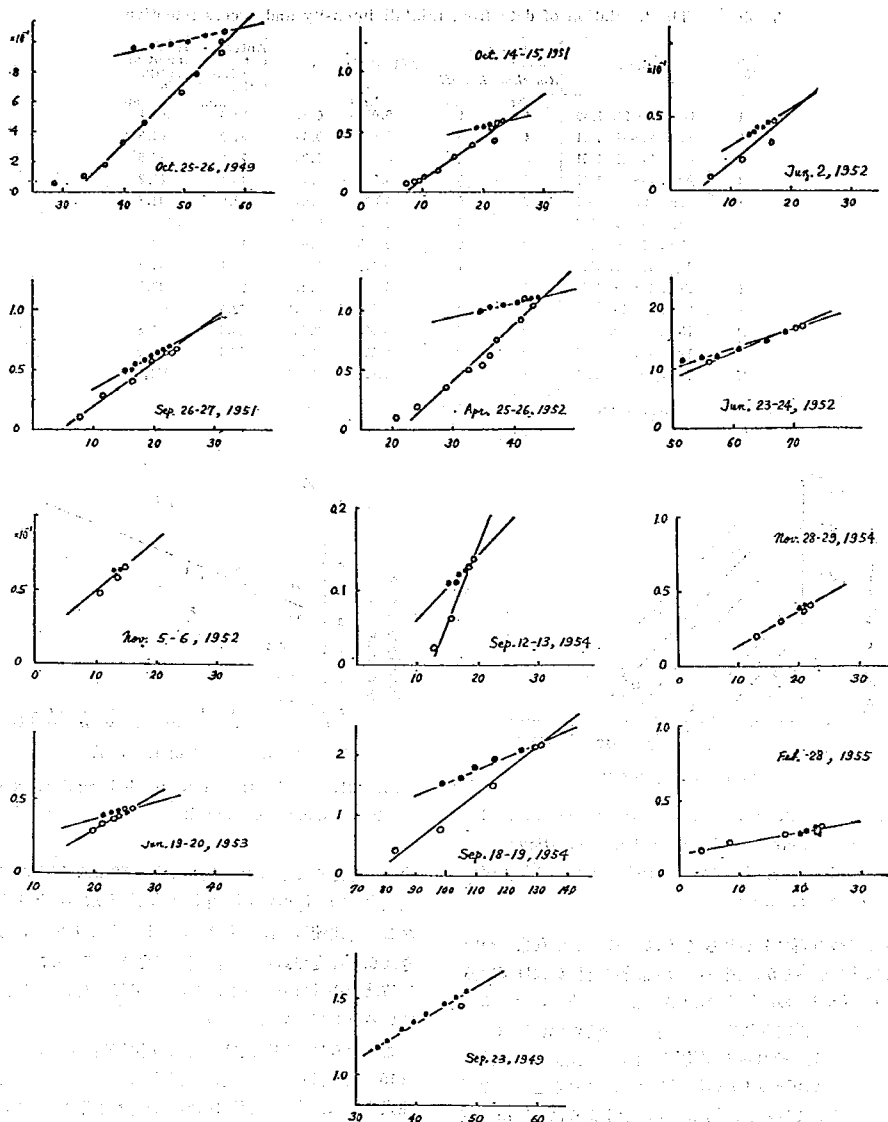


Fig. 19. Comparison between interflow and calculated excess retention.

Abscissa represents excess retention in mm, ordinate interflow in mm per hour (O: rising, ●: falling).

Table 7. The tabulation of data from rainfall intensity and excess retention

Data No.	Date	Duration		$\phi(1-e^{-\psi})$	ψ	Antecedent precipitation	Total amount of precipitation
		$R_m \rightarrow h_m$	$h_m \rightarrow I_r$				
1	Oct. 25~26, 1949	4 hr	4 hr	0.019	0.31*	22.6 mm	103.4 mm
2	Sep. 26~27, 1951	4	5	0.033	0.60*	31.0	61.5
3	Oct. 14~15, 1951	3	5	0.021	0.33*	29.8	63.5
4	Apr. 25~26, 1952	8	5	0.026	0.47*	13.4	83.2
5	Jun. 2, 1952	2	5	0.003	0.05	22.0	41.7
6	Jun. 23~24, 1952	3	3	0.033	0.69*	36.8	121.0
7	Nov. 5~6, 1952	2	6	0.003	0.05	12.6	32.1
8	Jun. 19~20, 1953	7	7	0.018	0.33	8.1	41.3
9	Sep. 12~13, 1954	4	5	0.013	0.24	24.1	47.7
10	Sep. 18~19, 1954	2	4	0.030	0.51*	22.7	188.7
11	Nov. 28~29, 1954	2	6	0.023	0.42	18.4	45.8
12	Feb. 28, 1955	3	7	0.007	0.13	13.1	41.2
13	Sep. 23, 1949	1	4	0.025	0.45*	49.3	101.3
Mean value		3.5	5.2		0.50		

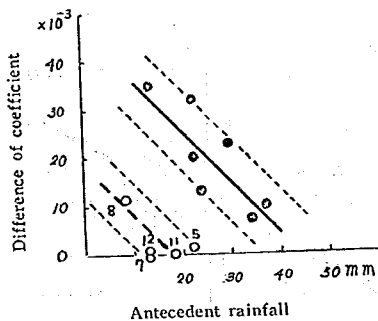


Fig. 20. Relation between antecedent rainfall and difference of proportional coefficient, $\phi(1-e^{-\psi})$, due to the rising and falling of excess retention.

って二つの群に分かれる (第 20 図)。この意味については後で述べるが、図から、増加時の資料が欠けている資料 No. 13 の増加時の比例定数は、減少時のそれにほぼ等しいと推定される。増加時と減少時の比例定数が異なるものは、それらの平均値を用い、浸透率 ϕ の値を求めると 0.05~0.69 の範囲となる。これらを一雨の雨量と対比してみると、第 21 図に示すように、逆川流域の野外保湿度と推定される約 50mm 以下の雨量のあった例のうち 5 例が、さきの第 20 図の左下の群に属している。これらは、十分湿润な土湿状態のもとで、問題の降雨によって生じた中間流出とは認めがたいので、

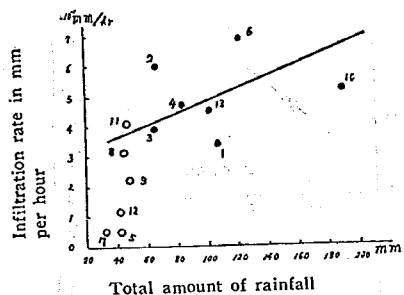


Fig. 21. Infiltration rate plotted against the total amount of rainfall.

除いて考えることにする。降雨量が 50mm 以上の資料 (表中 * 印) について浸透率の平均値を求めると 0.5 となる。逆川流域の浸透率は土層が比較的かわいらしくるときは 0.8 程度であるが、湿润状態では 0.6~0.7 で、計算値はやや低めであるが、この種の計算ではほぼ一致しているとしてよいであろう。

このように (13) 式は、実際の中間流出量を表わし、(15) 式で計算される超過保湿度は、定数 c' の値さえ注意すれば、実際の超過保湿度に十分近似すると考えられる。なお、(15) 式を厚いたもとの微分方程式において $h(t-a)$ をテイラーの級数に展開し、第 2 項までしかとらなかったが、このような水文学的計算では、実用的に十分であることが認められた。

Table 8. Hydrologic data

Date	Time	Amount of precipitation	Inter flow	$e^{v'} R(t)$	$\Sigma e^{v'} R(t)$	h/c'	Date	Time	Amount of precipitation	Inter flow	$e^{v'} R(t)$	$\Sigma e^{v'} R(t)$	h/c'
		mm	mm/hr			mm/hr			mm	mm/hr			mm/hr
Oct. 25, 1949	9~17	(22.6)	—	—	—	—	Sep. 26, 1951	20	2.7	0.01	3.2	7.6	6.4
	18	5.6	—	5.9	5.9	5.5		21	1.9	0.01	2.4	10.0	8.0
	19	3.4	—	3.8	9.7	8.6		22	3.9	0.02	5.2	15.2	11.4
	20	3.8	—	4.5	14.2	11.9		23	5.8	0.02	8.2	23.4	16.6
	21	2.4	—	3.0	17.2	13.8		24	3.6	0.02	5.4	28.8	19.3
	22	3.4	—	4.5	21.7	16.3	Sep. 27, 1951	1	3.7	0.03	5.8	34.6	21.8
	23	4.6	—	6.5	28.2	20.0		2	2.6	0.10	4.3	38.9	23.3
	24	5.0	—	7.5	35.7	23.9		3	1.4	0.28	2.5	41.4	23.6
Oct. 26, 1949	1	6.2	—	9.8	45.5	28.6		4	0.5	0.40	0.9	42.3	22.4
	2	6.0	—	10.0	55.5	33.3		5	0.2	0.58	0.4	42.7	21.4
	3	5.4	—	9.6	65.1	37.1		6	0.1	0.64	0.2	42.9	20.6
	4	5.4	—	10.1	75.2	39.8		7	0.1	0.66	0.2	43.1	19.4
	5	5.8	0.05	11.5	86.7	43.4		8	—	0.66	—	—	18.5
	6	8.0	0.10	16.8	103.5	49.7		9	—	0.66	—	—	17.2
	7	5.6	0.18	12.4	115.9	52.1		10	—	0.65	—	—	16.4
	8	6.2	0.32	14.6	130.5	56.2		11	—	0.65	—	—	15.5
	9	4.0	0.46	10.0	140.5	56.2		12	—	0.62	—	—	14.6
	10	3.0	0.64	7.9	148.4	56.5		13	—	0.58	—	—	13.8
	11	—	0.78	—	—	53.5		14	—	0.54	—	—	12.9
	12	—	0.93	—	—	50.5		15	—	0.51	—	—	12.1
	13	—	1.00	—	—	47.6		16	—	0.48	—	—	11.6
	14	—	1.07	—	—	44.6							
	15	—	1.04	—	—	41.6	Oct. 13, 1951	21	—	—	—	—	—
	16	—	1.00	—	—	40.1	Oct. 14, 1951	~16	(29.8)	—	—	—	—
	17	—	0.98	—	—	37.1		17	2.5	0.03	2.7	2.7	2.5
	18	—	0.97	—	—	35.7		18	0.5	0.03	0.6	3.3	2.9
	19	—	0.96	—	—	34.2		19	1.2	0.03	1.4	4.7	3.9
Sep. 24, 1951	22	—	—	—	—	—		20	1.7	0.03	2.1	6.8	5.4
26, 1951	~17	(34.0)	—	—	—	—		21	1.2	0.03	1.6	8.4	6.3
	18	2.7	0.01	2.9	2.9	2.7		22	1.6	0.03	2.2	10.6	7.5
	19	1.3	0.01	1.5	4.4	3.9		23	1.9	0.04	2.8	13.4	9.0
								24	1.5	0.05	1.6	15.0	9.5

Table 4. (Continued)

Date	Time	Amount of precipitation	Inter flow	$e^{v/i} R(t)$	$\Sigma e^{v/i} R(t)$	h/c'	Date	Time	Amount of precipitation	Inter flow	$e^{v/i} R(t)$	$\Sigma e^{v/i} R(t)$	h/c'
		mm	mm/hr			mm/hr			mm	mm/hr			mm/hr
Oct. 15, 1951	1	1.2	0.05	2.0	17.0	10.2	Apr. 25, 1952	23	3.8	0.04	7.5	69.5	34.8
	2	2.9	0.06	5.1	22.1	12.6		24	3.0	0.10	6.3	75.8	36.4
	3	3.6	0.07	6.7	28.8	15.6	Apr. 26, 1952	1	3.5	0.20	7.8	83.6	37.6
	4	3.9	0.08	7.7	36.5	18.3		2	5.4	0.35	12.7	96.3	41.4
	5	4.8	0.09	10.1	46.6	22.4		3	5.0	0.49	12.4	108.7	43.5
	6	0.3	0.12	0.7	47.3	21.3		4	2.8	0.53	7.4	116.1	41.8
	7	2.2	0.18	5.2	52.5	22.6		5	2.3	0.62	6.4	122.5	44.2
	8	2.3	0.29	5.7	58.2	23.2		6	2.0	0.76	5.9	128.4	43.7
	9	0.4	0.38	1.0	59.2	22.5		7	—	0.92	—	—	41.1
	10	—	0.43	—	—	21.3		8	—	1.02	—	—	38.5
	11	—	0.54	—	—	20.1		9	—	1.10	—	—	36.0
	12	—	0.58	—	—	18.9		10	—	1.10	—	—	34.7
	13	—	0.60	—	—	17.7		11	—	1.10	—	—	32.1
	14	—	0.57	—	—	16.5		12	—	1.05	—	—	30.8
	15	—	0.56	—	—	15.9		13	—	1.04	—	—	29.6
	16	—	0.56	—	—	14.8		14	—	1.02	—	—	28.5
	17	—	0.55	—	—	14.2		15	—	0.99	—	—	27.4
	18	—	—	—	—	13.6	Jun. 2, 1952	1	—	—	—	—	—
Apr. 25, 1952	5	—	—	—	—	—		~8	(22.0)	—	—	—	—
	11	(9.2)	—	—	—	—		9	4.6	—	4.9	4.9	4.6
	12	3.0	—	3.2	3.2	3.0		10	2.7	—	3.0	7.9	7.0
	13	2.8	—	3.1	6.3	5.6		11	5.6	—	6.7	14.6	12.3
	14	2.6	—	3.1	9.4	7.9		12	5.3	—	6.7	21.3	17.0
	15	2.4	—	3.0	12.4	9.9		13	1.2	—	1.6	22.9	17.2
	16	2.8	—	3.7	16.1	12.1		14	0.3	—	0.4	23.3	16.5
	17	3.3	—	4.0	20.1	14.3		15	—	0.010	—	—	15.6
	18	3.4	—	5.1	25.2	17.0		16	—	0.020	—	—	14.7
	19	4.4	—	7.0	32.2	20.3		17	—	0.032	—	—	14.0
	20	4.8	—	8.0	40.2	24.1		18	—	0.047	—	—	13.3
	21	6.2	—	11.0	51.2	29.2		19	—	0.045	—	—	12.3
	22	5.8	—	10.8	62.0	32.8		20	—	0.043	—	—	11.6

Table 8. (Continued)

Date	Time	Amount of precipitation	Interflow	$e^{1/2} R(t)$	$\Sigma e^{1/2} R(t)$	$h/t^{1/2}$	Date	Time	Amount of precipitation	Interflow	$e^{1/2} R(t)$	$\Sigma e^{1/2} R(t)$	$h/t^{1/2}$
Jun. 2, 1952	21	—	mm/hr	—	—	mm/hr	Nov. 5, 1952	12	1.2	—	1.7	8.4	6.0
	22	—	0.042	—	—	11.2		13	2.3	—	3.4	11.8	7.9
	23	—	0.040	—	—	10.5		14	2.9	—	4.6	16.4	10.3
			0.038	—	—	10.0		15	3.3	—	5.5	21.9	13.2
Jun. 22, 1952	23	—	—	—	—	—		16	1.9	—	3.4	25.3	14.4
Jun. 23, 1952	~19	(36.8)	—	—	—	—		17	1.1	—	2.1	27.4	14.5
	20	—	—	—	—	—		18	0.7	—	1.4	28.8	14.4
	21	5.5	—	5.8	5.8	5.5		19	0.2	0.0020	0.4	29.2	14.0
	22	3.2	—	3.6	9.4	8.4		20	—	0.0048	—	—	13.1
	23	3.3	—	3.9	13.3	11.2		21	—	0.0058	—	—	12.6
	24	10.3	—	13.0	26.3	21.0		22	—	0.0065	—	—	11.7
Jun. 24, 1952	1	19.9	—	26.5	52.8	39.6		23	—	0.0065	—	—	11.1
	2	18.7	0.05	26.4	79.2	56.2	Nov. 6, 1952	24	—	0.0065	—	—	10.5
	3	17.7	0.10	26.4	105.6	70.7		1	—	0.0064	—	—	9.9
	4	5.2	0.32	8.2	113.8	71.6		2	—	0.0064	—	—	9.3
	5	0.4	1.00	0.7	114.5	68.7		13	—	—	—	—	—
	6	—	1.66	—	—	65.4	Jun. 19, 1953	~20	(8.1)	—	—	—	—
	7	—	1.73	—	—	60.8		21	3.9	—	4.1	4.1	3.9
	8	—	1.60	—	—	57.3		22	3.9	—	4.4	8.5	7.6
	9	—	1.46	—	—	55.0		23	4.0	—	4.8	13.3	11.2
	10	—	1.31	—	—	51.5		24	4.2	—	5.3	18.6	14.9
	11	—	1.22	—	—	49.3	Jun. 20, 1953	1	3.8	—	4.8	23.4	17.6
	12	—	1.18	—	—	45.9		2	3.1	—	4.4	27.8	19.8
	13	—	1.13	—	—	43.6		3	2.4	—	3.6	31.4	21.0
Nov. 4, 1952	18	—	—	—	—	—		4	3.2	—	5.1	36.5	23.0
Nov. 5, 1952	~6	(12.6)	—	—	—	—		5	1.9	—	3.2	39.7	24.0
	7	2.1	—	2.2	2.2	2.1		6	2.2	0.05	3.9	43.6	24.8
	8	1.8	—	2.0	4.2	3.7		7	1.9	0.13	5.4	49.0	26.0
	9	1.5	—	1.8	6.0	5.0		8	1.1	0.22	2.9	51.9	25.9
	10	0.2	—	0.3	6.3	5.0		9	0.5	0.28	1.1	53.0	25.4
	11	0.3	—	0.4	6.7	5.0		10	0.1	0.33	0.2	53.2	23.9

Table 8: (Continued)

Date	Time	Amount of precipitation	Inter flow	$e^{1/2} R(t)$	$\Sigma e^{1/2} R(t)$	h/c	Date	Time	Amount of precipitation	Inter flow	$e^{1/2} R(t)$	$\Sigma e^{1/2} R(t)$	h/c
		mm	mm/hr			mm/hr			mm	mm/hr			mm/hr
Jun. 29, 1953	11	—	0.36	—	—	22.8	Sep. 17, 1954	9	—	—	—	—	—
	12	—	0.39	—	—	21.3	Sep. 18, 1954	1	(22.7)	—	—	—	—
	13	—	0.42	—	—	20.2		17	11.3	—	11.5	11.5	10.8
1954	14	(15.1)	0.42	—	—	19.1		18	44.2	—	49.5	61.0	54.3
1954	15	—	0.42	—	—	18.1		19	12.4	—	14.8	75.8	63.7
	16	—	0.41	—	—	17.0		20	13.0	—	16.4	92.2	73.2
	17	—	0.41	—	—	15.9		21	13.7	—	18.2	110.4	82.9
	18	—	0.40	—	—	14.9		22	19.7	—	27.8	138.2	98.2
	19	—	0.38	—	—	14.3		23	22.7	0.10	33.8	172.0	115.2
								24	21.4	0.20	33.8	205.8	129.5
Sep. 12, 1954	21	—	—	—	—	—	Sep. 19, 1954	1	7.6	0.40	12.7	218.5	131.2
	~15	(24.1)	—	—	—	—		2	—	0.76	—	—	124.6
	19	1.4	0.01	1.5	1.5	1.4		3	—	1.50	—	—	115.9
	20	3.1	0.01	3.5	5.0	4.5		4	—	2.14	—	—	109.3
	21	0.4	0.01	0.5	5.5	4.6		5	—	2.19	—	—	104.9
	22	1.1	0.01	1.4	6.9	5.5		6	—	2.09	—	—	98.3
	23	—	0.02	—	6.9	5.2		7	—	1.94	—	—	94.0
	24	4.4	0.02	6.2	13.1	9.4		8	—	1.78	—	—	87.5
Sep. 13, 1954	1	3.7	0.02	5.5	18.6	12.5		9	—	1.60	—	—	83.0
	2	3.8	0.02	6.0	24.6	15.5		10	—	1.54	—	—	78.7
	3	3.9	0.02	6.5	31.1	18.7							
	4	1.8	0.02	3.2	34.3	19.5	Nov. 23, 1954	5	—	—	—	—	—
	5	—	0.02	—	—	18.2		9	(18.4)	—	—	—	—
	6	—	0.02	—	—	17.2		10	3.6	—	3.8	3.8	3.6
	7	—	0.06	—	—	16.4		11	5.2	—	5.8	9.6	8.5
	8	—	0.13	—	—	15.4		12	5.0	—	6.0	15.6	13.1
	9	—	0.14	—	—	14.7		13	4.6	—	5.8	21.4	17.1
	10	—	0.13	—	—	13.7		14	5.2	—	6.9	28.3	21.2
	11	—	0.12	—	—	13.0		15	2.1	—	2.9	31.2	22.1
	12	—	0.11	—	—	12.3		16	1.1	0.10	1.6	32.8	22.0
	13	—	0.11	—	—	11.6		17	0.6	0.20	0.9	33.7	21.2
								18	—	0.30	—	—	20.2

Table 8. (Continued)

Date	Time	Amount of precipitation	Inter flow	$e^{v'} R(t)$	$\Sigma e^{v'} R(t)$	h/c	Date	Time	Amount of precipitation	Inter flow	$e^{v'} R(t)$	$\Sigma e^{v'} R(t)$	h/c
		mm	mm/hr			mm/hr			mm	mm/hr			mm/hr
Nov. 23, 1954	19	—	0.36	—	—	19.2	Sep. 22, 1949	14	0.9	0.90	1.1	55.2	46.3
	20	—	0.40	—	—	17.8		15	0.4	1.10	0.5	55.7	44.6
	21	—	0.40	—	—	16.8		16	—	1.46	—	—	41.7
	22	—	0.40	—	—	16.2		17	—	1.55	—	—	39.5
	23	—	0.39	—	—	15.2		18	—	1.52	—	—	37.3
	24	—	—	—	—	14.5		19	—	1.47	—	—	35.0
Nov. 29, 1954	1	—	—	—	—	13.5		20	—	1.40	—	—	33.4
	2	—	—	—	—	12.8		21	—	1.35	—	—	31.7
								22	—	1.30	—	—	29.5
								23	—	1.22	—	—	27.8
								24	—	1.18	—	—	26.7
Feb. 27, 1955	19	—	—	—	—	—							
Feb. 28, 1955	5	(13.1)	—	3.9	3.9	3.7							
	6	3.7	—	5.8	9.7	8.6							
	7	5.2	—	11.3	21.0	17.6							
	8	9.5	—	7.6	28.6	22.9							
	9	6.0	—	2.0	30.6	23.0							
	10	1.5	—	2.5	33.1	23.5							
	11	1.8	—	0.6	33.7	22.6							
	12	0.4	0.05	—	—	21.2							
	13	—	0.17	—	—	20.2							
	14	—	0.22	—	—	19.2							
	15	—	0.27	—	—	17.9							
	16	—	0.29	—	—	16.8							
	17	—	0.30	—	—	16.2							
	18	—	0.31	—	—	15.2							
	19	—	0.31	—	—	14.5							
	20	—	0.29	—	—	13.5							
	21	—	0.28	—	—	—							
Sep. 21, 1949	12	—	—	—	—	—							
Sep. 22, 1949	11	(49.3)	—	—	—	—							
	12	47.6	0.50	50.5	50.5	47.4							
	13	3.2	0.70	3.6	54.1	48.1							

Table 9. Values of c' for different values of a and φ

$a \backslash \varphi$	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0
1	0.53	0.64	0.74	0.85	0.92	1.06
2	0.59	0.71	0.83	0.92	1.06	1.18

Table 10. Tabulation of date from mass rainfall curves in Fig. 15

No. of data	date	Amount of rain (fall) (JR)	Duration (JT)	$\frac{JR}{JT}$
		mm	hr	mm/hr
1	Aug. 26, 1955	50.0	10.2	4.9
2	Sep. 1, 1955	"	"	"
3	Oct. 11, 1955	40.0	3.5	11.6
4	Sep. 29, 1956	57.5	7.8	7.4
5	Oct. 2, 1956	47.5	7.2	6.6
6	Oct. 31, 1956	40.0	3.5	11.6
7	Jun. 27, 1957	40.0	3.5	11.6
8	Oct. 6, 1957	60.6	6.5	9.2
9	Jul. 23, 1958	40.0	3.5	11.6
10	Sep. 26, 1958	53.0	3.0	17.7
11	Jun. 28, 1961	35.0	2.5	14.0

Remarks

The curvature is so large that it is not proper to calculate the mean intensity of rainfall.

横浜市丘陵地帯では、すでに述べたように $\nu = 0.125 \text{ hr}^{-1}$ とみなされるので、超過保留量の計算に必要な c' の値は第9表のようになる。

3.6 がけくずれ発生時の超過保留量について

前節では積算降雨曲線の解析から最大の土壌不足を推定し、統計的に検討したが、野外保湿度をこえて降雨が続く場合、表層の超過保留量がある量にならなければ、がけくずれの発生はみられない。野外保湿度をこえてからがけくずれが発生するまでの平均降水強度と所要時間は第10表のとおりで、これらの値を用いて、さきに得られた水理方程式からがけくずれに必要な超過保留量を推定しよう。

$$(9) \text{式} \Rightarrow h = e^{-\nu t} \int_0^t \varphi' R(\tau) d\tau$$

において、平均降水強度を仮定すると $\varphi' R = \text{const.}$ となるので (R は第10表の JR/JT に相当)。

$$h = e^{-\nu t} \int_0^t e^{\nu \tau} I'(\tau) d\tau$$

$$\Rightarrow \varphi' R e^{-\nu t} \int_0^t e^{\nu \tau} d\tau$$

$$\therefore h = \frac{\varphi' R}{\nu} (1 - e^{-\nu t}) \quad (16)$$

が得られる。(h) $t=T=h_0$ でがけくずれが発生しはじめるるとすると、(16) 式から

$$h_0 = \frac{\varphi' R}{\nu} (1 - e^{-\nu T}) \quad (17)$$

いま、 $\varphi' = \frac{\varphi}{1 + a\nu} = \varphi (1 + a\nu)^{-1}$ であり、 $1 - e^{-\nu T} \equiv x^{-1}$ とおけば

$$\left(\frac{h_0}{\varphi} \right) x = \left(\frac{1 + a\nu}{\nu} \right) R \quad (18)$$

と変形される。計算の便宜上 $\left(\frac{h_0}{\varphi} \right) / \left(\frac{1 + a\nu}{\nu} \right) \equiv \beta$

とおけば、

$$R = \beta x \quad (19)$$

となる。ここで、第10表の10組の資料 $\left(\frac{JR}{JT}, JT \right) \rightarrow (R, T)$ を用いて、(19) 式に最も適した β を最小2乗法で決定する。すなわち、 n を資料数として、

$$Q = \sum_{i=1}^n (R_i - \beta x_i)^2$$

を最小にする条件は

$$\frac{\partial Q}{\partial \beta} = -2 \sum_{i=1}^n (R_i - \beta x_i) x_i = 0$$

であるから、 β を求める式：

$$\beta = \frac{\sum_{i=1}^n x_i R_i}{\sum_{i=1}^n x_i^2} \quad (20)$$

が得られる。第10表の資料から $\nu = 0.125 \text{ hr}^{-1}$ として計算すると

$$\beta = 4.299$$

となり、(18) 式は

$$\frac{h_0}{\varphi} = 4.299 \left(\frac{1 + a\nu}{\nu} \right) = 4.299(a + 8) \quad (21)$$

となる。 h_0 の値は、 φ と a の値によって決定する。 a の値については第4節で取り扱うが、がけくずれの平均的な発生率分布において、がけくずれが超過保留の極大の前後と連続期にピークを示すことに注目して推定する。すなわち、一般に超過保留量が生ずるようになると

Table 11. Values of h_0

ϕ (%)	h_0 (mm)
0.5	21.5
0.6	25.8
0.7	30.1
0.8	34.4
0.9	38.7

一時的地下水流も起こり、その浸出量は一定時間($=a$)前の超過保留量に比例する。超過保留量の連続時に起こるがけくずれのピークは、超過保留量のピークによって発生する一時的地下水の浸出のピークに対応するものと考えられる。一時的地下水の浸出の最盛時もしくはその直後にがけくずれが集中すると仮定すると経験的に $a=2$ が最も確からしい値として推定される。したがって、

(21) 式に $a=2$ を代入して

$$h_0 = 42.99 \phi$$

が求まり、 h_0 は浸透率 ϕ のみの関数となる(第 11 表参照)。

まゝに述べたように超過保留を生ずるような土湿状態では、浸透率は 0.7 程度と考えられるので $h_0=30.1$ mm が確からしい値となる。よって、

横浜市の丘陵縁辺におけるがけくずれの発生に必要な最小の超過保留量は約 30 mm

と推定される。以上から横浜市の丘陵地帯をおおむね表層では、最大な土湿不足は約 45 mm、がけくずれの発生に必要な超過保留量は約 30 mm なので、最も乾燥した土湿状態からがけくずれが発生するに要する土中水分量は、雨量と同じ単位でいゝと 75 mm 程度と結論される。

4. 降雨型とがけくずれ

一般に降雨量が多ければがけくずれも多くなる傾向は経験的に認められるが、降雨強度の変化に対応して土中の水分量の様相も変わり、がけくずれの発生しかたにもそれ相応の変化が生ずるものと考えられる。たとえば、土層が乾燥しているときに浸透能をこす強度の雨が降っても、地表流を増すだけで野外保湿度を越すまでは一時的地下水流の発生はみられない。そして野外保湿度に達した後の雨の強度が小さければがけくずれの発生は大したことはないであろう。しかし、同じ雨量でも、野外保湿度に達するまでは地表流を生じない程度の強度で、それ以後はかなりの強度となれば、超過保留

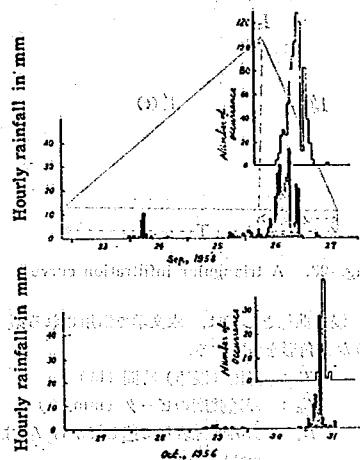


Fig. 22. Rainfall and the number of occurrence of the landslide.

量に影響する度合は大きく、したがってがけくずれも多くなる。

本節では、すでに得られた超過保留量に関する水理方程式の解を利用して、典型的な降雨強度変化に対応する超過保留量の変化曲線を求め、次いで、その特性に基づいて降雨に反応するがけくずれの発生形態を、群の崩壊現象とみなして求める。さらに降雨とがけくずれの間には、発生件数の少ない場合にはめいりようでないが、第 22 図に示すようにしばしば、両者の形態上の時間的対応には顕著なものが認められることから、がけくずれに及ぼす降雨の影響関数を求め、平均の発生率分布から得られた知識に基づいて、これの水文学的解析を行なう。

4.1 浸透型と超過保留量の変化

一般に雨の降り方、すなわち浸透の型が異なれば必然的に超過保留量の時間的変化も違ってくると思像される。この間の関係を調べるために、ごく簡単な浸透型を想定して超過保留量の変化の形を求め、得られた特性の一般性について、実例と比較して検討した。浸透の模型としては、基礎的な単峰型を考え、浸透量のピークの出る時刻によって変わる浸透量のピークから超過保留量のピークまでの時間およびピーク量の変化、あるいは浸透時間と浸透総量が等しいときに、浸透のピークの発現時刻による超過保留量の相対的な形の変化などについて検

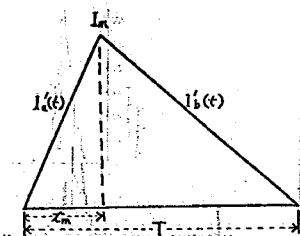


Fig. 23. A triangular infiltration curve.

とする。浸透曲線としては、水文学で慣用される第 23 図のような三角形を仮定する。

ただし、 T : 降雨 (浸透) 時間 (hr)

I_m : 浸透強度のピーク (mm/hr)

t_m : 野外保湿度に達してから I_m までの時間 (hr)

である。したがって

$$\text{浸透総量} = \frac{1}{2} I_m T \quad (\text{mm})$$

I_m までの浸透曲線 $I_a'(t)$ は

$$I_a'(t) = (I_m/t_m) t \quad (22)$$

I_m 以後の浸透曲線 $I_b'(t)$ は

$$I_b'(t) = I_m - \frac{I_m}{T-t_m} (t-t_m) \quad (23)$$

となる。

超過保留量に関する水理方程式：

$$\frac{dh}{dt} + \nu h = I'(t)$$

の両辺を t で微分すると

$$\frac{d^2h}{dt^2} + \nu \frac{dh}{dt} = \frac{dI'}{dt}$$

となるので、

超過保留量が極値を示すところでは

$$\frac{dh}{dt} = 0$$

なることを考察すると

$$\frac{d^2h}{dt^2} = \frac{dI'}{dt}$$

である。さらに極大値では $\frac{d^2h}{dt^2} < 0$ なることから $\frac{dI'}{dt} < 0$ が得られ、 $I'(t) = \nu' R(t)$ なので、一般に降雨のピークは超過保留量のピークに先行することがわかる。

超過保留量 h は

$$h = e^{-\nu' t} \int_0^t e^{\nu' \tau} I'(\tau) d\tau$$

であるから、

$t = t_0$ のときピークとすれば、

$$\frac{dh}{dt} = -\nu' e^{-\nu' t} \int_0^t e^{\nu' \tau} I'(\tau) d\tau + I'(t) = 0$$

$$\therefore I'(t_0) e^{\nu' t_0} = \nu' \int_0^{t_0} e^{\nu' \tau} I'(\tau) d\tau \quad (24)$$

となる。(24) 式が超過保留量のピーク時 t_0 を求めるための式である。(24) 式は

$$I'(t_0) e^{\nu' t_0} = \nu' \left\{ \int_0^{t_m} e^{\nu' \tau} I_a'(\tau) d\tau + \int_{t_m}^{t_0} e^{\nu' \tau} I_b'(\tau) d\tau \right\}$$

と書き換えられるので、(22)、(23) の両式で与えられる $I_a'(t)$ 、 $I_b'(t)$ を代入すると

$$I'(t_0) e^{\nu' t_0} = \nu' \int_0^{t_m} e^{\nu' \tau} I_a'(\tau) d\tau + \nu' \int_{t_m}^{t_0} e^{\nu' \tau} I_b'(\tau) d\tau$$

$$= \nu' \int_0^{t_m} e^{\nu' \tau} \left(\frac{I_m}{t_m} \right) \tau d\tau$$

$$+ \nu' \int_{t_m}^{t_0} e^{\nu' \tau} I_m \left\{ 1 - \left(\frac{\tau - t_m}{T - t_m} \right) \right\} d\tau$$

右辺第 2 項において

$$\tau - t_m = \tau'$$

とし

$t_0 - t_m = t_p$

とすれば

$$I'(t_0) e^{\nu' t_0} = \nu' \int_0^{t_m} e^{\nu' \tau} \left(\frac{I_m}{t_m} \right) \tau d\tau$$

$$+ \nu' \int_0^{t_p} e^{\nu' (\tau' + t_m)} I_m \left\{ 1 - \left(\frac{\tau'}{T - t_m} \right) \right\} d\tau'$$

また左辺の $I'(t_0)$ はさきに述べたように t_m 以後の浸透曲線と考えられるので

$I'(t_0) e^{\nu' t_0} = I_b'(t_0) e^{\nu' t_0}$

したがって、

$$I_m \left(1 - \frac{t_p}{T - t_m} \right) e^{\nu' (t_p + t_m)} = \nu' \int_0^{t_m} e^{\nu' \tau} \left(\frac{I_m}{t_m} \right) \tau d\tau$$

$$+ \nu' \int_0^{t_p} e^{\nu' (\tau' + t_m)} I_m \left\{ 1 - \left(\frac{\tau'}{T - t_m} \right) \right\} d\tau'$$

$$= \frac{I_m}{t_m} \left\{ e^{\nu' t_m} \left(t_m - \frac{1}{\nu'} \right) + \frac{1}{\nu'} \right\}$$

$$+ \frac{I_m}{T - t_m} \left\{ e^{\nu' t_p} \left(t_p - \frac{1}{\nu'} \right) + \frac{1}{\nu'} \right\}$$

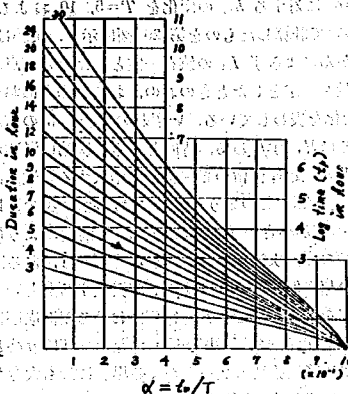


Fig. 24. Relation between the time from the maximum intensity of rainfall to the maximum excess retention and the value of t_m/T for various values of the duration of infiltration.

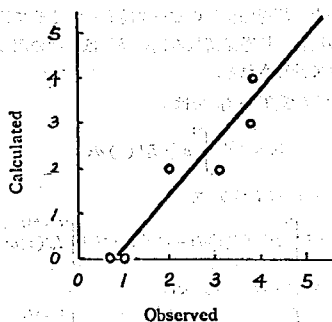


Fig. 25. Comparison of calculated and observed duration from maximum rainfall intensity to maximum excess retention in the soil.

少し整理して

$$1 - e^{-\nu'(t_p + t_m)} = T \left(\frac{1 - e^{-\nu' t_m}}{t_m} \right) \quad (25)$$

が得られる。

第 24 図には $\nu' = 0.125 = \frac{1}{8} \text{ (hr}^{-1}\text{)}$ のときの $\alpha (= t_m/T)$ と遅れ時間 $t_p (= t_0 - t_m)$ の関係を、いろいろの浸透時間 T に対する曲線群で表わしてある。 t_m/T は

浸透のはじめからピークまでの時間の、浸透の全時間に対する比で、この値が大きいくほど、換言すれば、浸透強度のピークが浸透の終わりに近づくほど、それに続く超過保留量のピークまでの時間 t_p が小さくなる。この結果を、超過保留量の変化が大体単峰型とみられる実例と比較してみよう。

第 25 図は縦軸に浸透時間 T および浸透のピークまでの時間 t_m によって第 24 図を利用して読み取った値を、横軸には同じ資料の実際の t_p の値を対応させたもので、両者の関係は大体直線的に結びついており、簡単な三角形の浸透曲線から導かれた結果は、定性的にはかなり一般性を有するものであることが認められる。

浸透が特別の型の場合について吟味してみよう。

1) $I_a'(t) = 0$ $t_m = 0$ なるときには、

(24) 式は

$$I_b'(t_0) e^{-\nu' t_0} = \nu' \int_0^{t_0} e^{-\nu' \tau} I_m \left(\frac{T - \tau}{T} \right) d\tau$$

となり、

$$t_0 = \frac{1}{\nu'} \log (T\nu' + 1) \equiv t_p \quad (26)$$

が得られる。

この式は

$$\lim_{t_m \rightarrow 0} \frac{1 - e^{-\nu' t_m}}{t_m} = \lim_{t_m \rightarrow 0} \frac{-\nu' e^{-\nu' t_m}}{1} = -\nu'$$

であるから (25) 式からも求められる。

2) $I_b'(t) = 0$ $t_m = T$ なるときは、(1) の場合と逆に次第に浸透が大きくなり突然止まる型である。超過保留量 h は

$$\begin{aligned} h &= e^{-\nu' t} \int_0^t e^{\nu' \tau} I_a'(\tau) d\tau = e^{-\nu' t} \int_0^T e^{\nu' \tau} I_a'(\tau) d\tau \\ &= e^{-\nu' t_p} \left[e^{-\nu' t_p} \int_0^T e^{-\nu' \tau} I_a'(\tau) d\tau \right] \end{aligned}$$

であるから、 $t_p = 0$ のとき h は最大となり、浸透のピーク時と超過保留量のピーク時は一致する。この場合も (25) 式において $t_m = T$ とおいて

$$1 - e^{-\nu'(t_p + T)} \equiv T \left(\frac{1 - e^{-\nu' T}}{T} \right)$$

$$\therefore e^{-\nu' T} (e^{\nu' t_p} - 1) = 0$$

から $t_p = 0$ なる同じ結果が得られる。

次に、浸透の型の変化に対応する超過保留量のピーク量について調べてみよう。

ピーク時 ($t = t_0$) の超過保留量を h_m とすれば

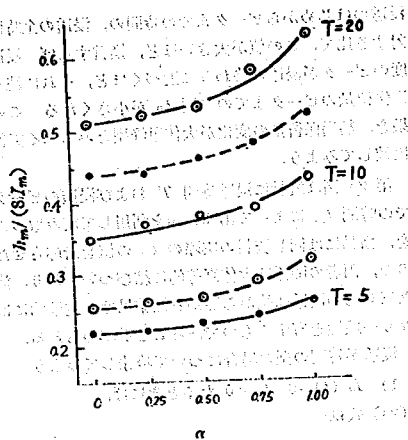


Fig. 26. Relation between α and $h_m / (8 I_m)$ for various values of T .

$$h_m = e^{-\nu' t_0} \int_0^{t_0} e^{\nu' \tau} I'(\tau) d\tau$$

$$= e^{-\nu' t_0} \left[\int_0^{t_m} e^{\nu' \tau} I_a'(\tau) d\tau + \int_{t_m}^{t_0} e^{\nu' \tau} I_b'(\tau) d\tau \right]$$

$t_0 = t_p + t_m$ なること、およびかつこの第2項について (25) 式を導いたときと同じような変数変換をすると

$$h_m = e^{-\nu' t_p} \left[e^{-\nu' t_m} \int_0^{t_m} e^{\nu' \tau} I_a'(\tau) d\tau \right]$$

$$+ e^{-\nu' (t_p + t_m)} \int_0^{t_p} e^{\nu' (\tau + t_m)} I_b'(\tau + t_m) d\tau$$

$$= e^{-\nu' t_p} \left[e^{-\nu' t_m} \int_0^{t_m} e^{\nu' \tau} I_a'(\tau) d\tau \right]$$

$$+ \int_0^{t_p} e^{\nu' \tau} I_b'(\tau + t_m) d\tau \quad (27)$$

となる。また、第 (22)、(23) 式で示される $I_a'(t)$ 、 $I_b'(t)$ を代入して計算すると、

$$h_m = \frac{I_m}{\nu'} e^{-\nu' t_p} \left\{ \frac{1}{t_m} \left\{ \left(t_m - \frac{1}{\nu'} \right) + \frac{e^{-\nu' t_m}}{\nu'} \right\} \right.$$

$$+ (e^{\nu' t_p} - 1) - \frac{1}{(T - t_m)} \left\{ e^{\nu' t_p} \left(t_p - \frac{1}{\nu'} \right) \right.$$

$$\left. \left. + \frac{1}{\nu'} \right\} \right\} \quad (28)$$

が求まる。この式に t_p の一般式 (25) を代入し、

$t_m/T = \alpha$ に対する h_m の変化を $T=5, 10$ および 20 hr について計算したものを第 26 図に示す。実線は T の値いかによらず I_m の値を一定としたとき、点線は浸透係数を一定としたときのおの、おのの場合における h_m の変化を表わしている。いずれの場合も α の値が大きくなるほど、すなわち、時間とともに次第に浸透が増大するとき、超過保留のピーク量は増大する特性が認められる。また、このような場合には、他の場合に比べて、 t_p の値が小さい（初期の場合には前述のように零となる）ので、次第で述べる「がけくずれは、ある限界値以上の超過保留量にほぼ比例して発生する」という統計的事実を考えあわせると、神戸における斜面崩壊に関して田中の得た経験的則則⁽¹⁷⁾、すなわち「降り終わりに近い時に降雨強度のピークがくる場合に最も大きな崩壊が各所に発生する可能性がある」を首肯できる。

最後に、浸透型の差違による超過保留量の変化の形について検討する。この問題を一般的に論ずることはかなりむずかしいので、浸透型の極端な場合、すなわち前に t_p のところで扱った $I_a'(t)=0$ 、 $t_m=0$ および $I_b'(t)=0$ 、 $t_m=T$ のそれぞれの場合における超過保留量の変化の違いを、超過保留量のピーク時を一致させて比較する。この場合、超過保留量の違い δh は、次の四つの場合において計算される。

1) $0 \leq t \leq T - t_p$ では

$$\delta h = e^{-\nu' t} \int_0^t e^{\nu' \tau} I_a'(\tau) d\tau$$

2) $T - t_p < t \leq T$ では

$$\delta h = e^{-\nu' t} \int_0^t e^{\nu' \tau} I_a'(\tau) d\tau - e^{-\nu' (t - T + t_p)} \int_0^{t - T + t_p} I_b'(\tau) e^{\nu' \tau} d\tau$$

3) $T < t \leq 2T - t_p$ では

$$\delta h = e^{-\nu' t} \int_0^T e^{\nu' \tau} I_a'(\tau) d\tau - e^{-\nu' (t - T + t_p)} \int_0^{t - T + t_p} I_b'(\tau) e^{\nu' \tau} d\tau$$

4) $2T - t_p < t$ では

$$\delta h = e^{-\nu' t} \int_0^T e^{\nu' \tau} I_a'(\tau) d\tau - e^{-\nu' (t - T + t_p)} \int_0^{t - T + t_p} I_b'(\tau) e^{\nu' \tau} d\tau$$

ここで

$$\int_0^t e^{\nu' \tau} I_a'(\tau) d\tau = \frac{I_m}{T} \int_0^t e^{\nu' \tau} d\tau$$

$$= \frac{I_m}{\nu' T} \left\{ \left(t - \frac{1}{\nu'} \right) e^{\nu' t} + \frac{1}{\nu'} \right\}$$

$$\int_0^t e^{\nu' \tau} I_b'(\tau) d\tau = \frac{I_m}{T} \int_0^t (T - \tau) e^{\nu' \tau} d\tau$$

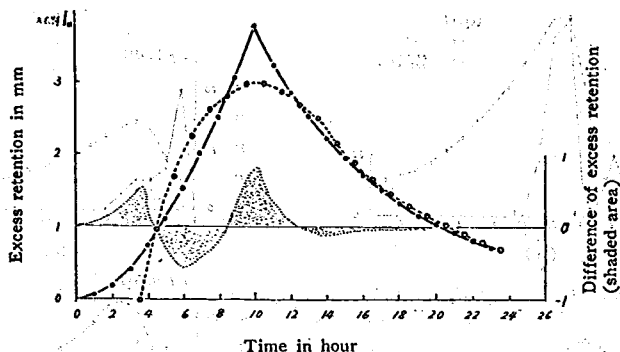


Fig. 27. Examples of hydrograph of excess retention.

Table 12. Values of factors

T	$T\nu'+1$	t_p	$T-t_p$	$2T-t_p$	$e^{\nu'T}$
5 hr	1.63	3.91	1.03	6.09	1.868
10	2.25	6.49	3.51	13.51	3.491
20	3.50	10.01	9.99	29.99	12.038

$$= \frac{I_m}{T\nu'} \left\{ \left(T + \frac{1}{\nu'} - t \right) e^{\nu't} - \left(T + \frac{1}{\nu'} \right) \right\}$$

および (26) 式の関係を参照して変形すると

1') $0 \leq t \leq T - t_p$ では

$$\delta h = \frac{I_m}{\nu'T} \left\{ t - \frac{1}{\nu'} (1 - e^{-\nu't}) \right\} \quad (29)$$

2') $T - t_p < t \leq T$ では

$$\delta h = \frac{I_m}{\nu'T} \left\{ 2\left(t - \frac{1}{\nu'} + T\right) + t_p + \frac{1}{\nu'} e^{-\nu't} - \left(T + \frac{1}{\nu'}\right) e^{-\nu'(t-t_p)} \right\} \quad (30)$$

3') $T < t \leq 2T - t_p$ では

$$\delta h = \frac{I_m}{\nu'T} e^{-\nu't} \left[\left(T - \frac{1}{\nu'} \right) e^{\nu'T} + \frac{1}{\nu'} - \left(2T - t_p - t \right) e^{\nu't} + \left(T + \frac{1}{\nu'} \right) e^{\nu'(T-t_p)} \right] \quad (31)$$

4') $2T - t_p < t$ では

$$\delta h = \frac{I_m}{\nu'T} \left[e^{-\nu't} \left\{ \left(T - \frac{1}{\nu'} \right) e^{\nu'T} + \frac{1}{\nu'} \right\} - e^{-\nu'(t-t_p)} \left\{ \frac{1}{\nu'} e^{\nu'T} - \left(T + \frac{1}{\nu'} \right) \right\} \right] \quad (32)$$

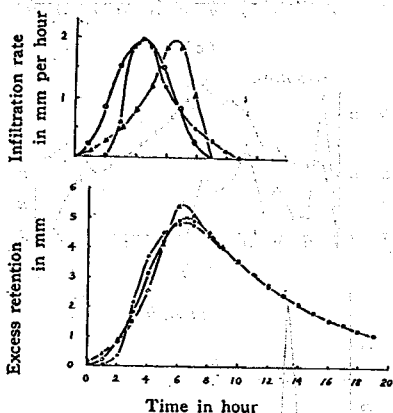
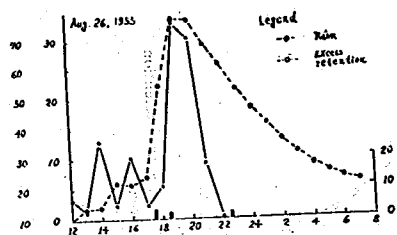


Fig. 28. Comparison of excess retention curves for different infiltration curves.

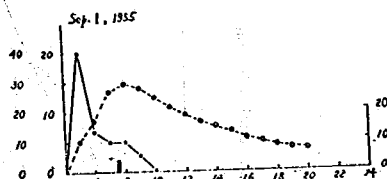
が求まる。

$\nu' = 0.125 \text{ hr}^{-1}$ のときこれらの式の計算に必要な定数は、第 12 表のとおりである。

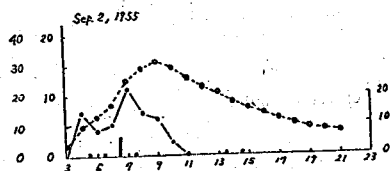
一例として、 $T=10 \text{ hr}$ のときの δh の値および超過保留量の変化を第 27 図にあげる。立ち上がりからピークまで若干の差異が認められるが、 $|\delta h|/2\bar{h}$ を偏差とすると、この値の極大は 0~4 hr で 25%、4~8 hr で 13%、8~12 hr で 11% となっており、その後は 5% 以下でほとんど一致している。ことにがけくずれに直接関係すると思われる 8~12 hr では 11% であり、水文学における水文諸量の測定誤差の範囲にはいっている。以上は極端



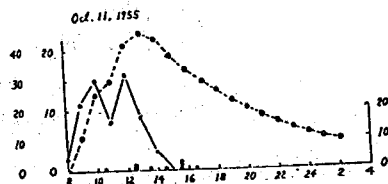
(a)



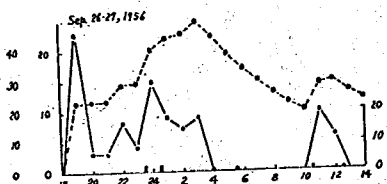
(b)



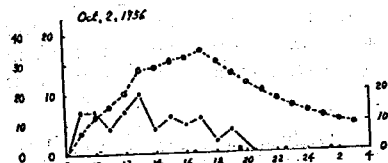
(c)



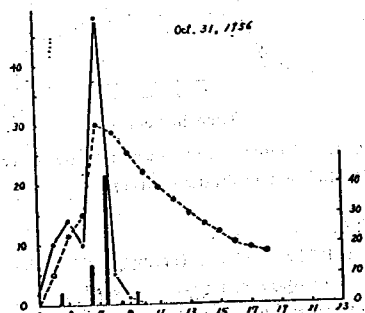
(d)



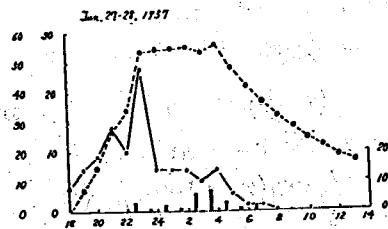
(e)



(f)



(g)



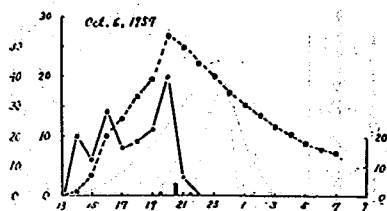
(h)

Fig. 29. Variation of rainfall intensity, excess retention and frequency of landslide, after the soil water content reached the quantity of "available water".

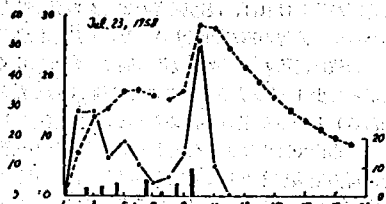
Abscissa represents time in hour and ordinate from left to right respective-ly excess retention in mm, rainfall and number of landslide.

●—● : Rainfall intensity, ○---○ : Excess retention,

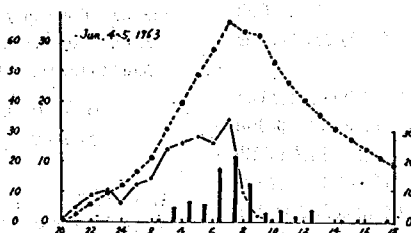
Histogram : Frequency of land slide.



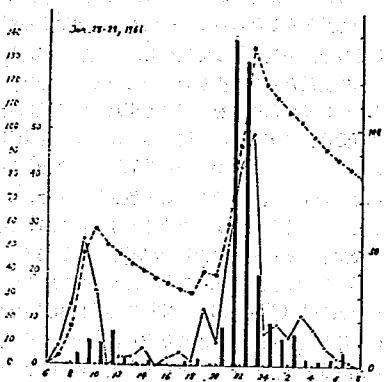
(i)



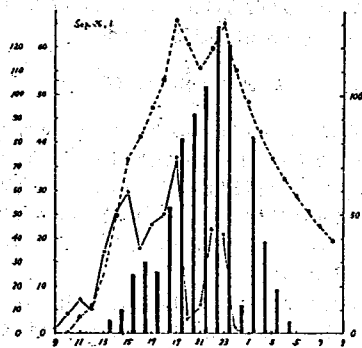
(j)



(k)



(l)



(m)

Fig. 29. (Continued)

た場合についての比較であるから一般には近似度が、もっとよいはずである。たとえば浸透曲線を正規分布曲線、ポアソン分布曲線および時間的にその逆の変化をする曲線（線状透量、浸透時間は同じ）と仮定して超過保留量の変化を計算し、前と同様にピーク時刻を一致させると、それぞれの超過保留量の変化曲線はほとんど一致する（第28図参照）。浸透曲線は前の例ほどでないが、

実際的には二つの極端な場合と、一つの標準的な場合を想定しているので、この結果は重要である。

4.2 がけくずれの平均発生率分布曲線

超過保留量の計算における経験から、i) 複雑な強度変化をする降雨も超過保留量の変化になおすと単純な曲線になる。また、前節の結果から、ii) 単純型の浸透曲線に伴う超過保留量の変化曲線は、浸透強度のピークと

浸透時間が等しければ、浸透強度のピークの発現時刻にかかわらず、曲線の形が類似する（ただし超過保留量のピークの値は浸透のピークが浸透時間の終わりにゆくにたがって少しづつ大きくなることは前に示したとおりである）といった特性が認められる。これらの特性は、横浜市内で降雨により発生するがけくずれの発生形態を、群の崩壊現象として考究する場合に、降雨との関係を直接に求めるよりも、降雨と超過保留量および超過保留量とがけくずれの関係を別々に求めたほうが、がけくずれが土じょう水分に最も関係するという単なる理由からだけでなく、より適当であり、合理的であることを示唆するものである。

野外保湿度に達した後の降雨と、それから計算した超過保留量およびがけくずれ件数の時間変化の例を第29図に示す。雨量資料としては、一雨の雨量を横浜市内および付近の観測所（横浜・六ツ川・都田・日吉・相模原・渋谷・鎌倉・大船・大橋）の日雨量あるいはその合計値の分布図から5km間隔の等雨量線こうし法（meinander 法）を用いて算出し、その時間変化は横浜地方気象台の資料から比例配分によって求めた。したがって、あまり局地的に集中した大雨による例は除いた。一方、超過保留量の計算には(15)式

$$h = c' e^{-\nu t} \sum_{i=1}^n e^{\nu t_i} R(t_i)$$

を使用した。 $\nu = 0.125 = 1/8 \text{ hr}^{-1}$ で、 $\phi = 0.5, 0.6, 0.7$ および 0.8 のとき c' の値はそれぞれ $0.59, 0.71, 0.83, 0.92$ となり浸透強度 $I(t)$ のかわりに時間雨量 $R(t)$ を用いる際には、これらの係数をかけなければならぬ。しかし、定性的議論には支障のない限り、便宜上 $c' = 1$ とした。

すでに述べたとおり、がけくずれは超過保留量がある一定の値に達すると発生する。また、がけくずれが土じょう水分量に最も関係することは実験的研究¹⁰⁾や土質力学的解析から明らかであるので超過保留量の一定の変化に対して群の崩壊現象としてのがけくずれがいかに対応するかを調べるのは興味あることである。

がけくずれの発生した場所が次の大雨までに完全にもとに復さない地質現象においては、狭い地域に起こるがけくずれを反復試行の確率現象と考えることはむずかしいが、横浜市の丘陵縁辺に発生するがけくずれは比較的広範囲に分布する数多い現象なので、群として考える場合には近似的に確率現象として差しつかえないであろう。

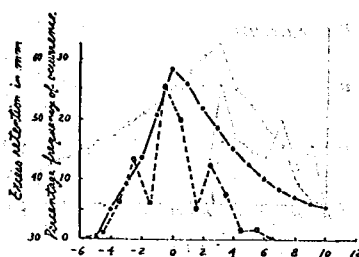


Fig. 30. Frequency distribution of the landslide referred to the time whose origin is transferred to the time of the max. excess retention.

- — ○ Excess retention
- - - - ○ Frequency of occurrence

資料が少ないため、いろいろな超過保留量の変化型に対応する発生率の分布を求めることはできないので、比較的ひんぱんに生ずる単峰型の変化に伴う分布を求める。一般に、降雨と、がけくずれ件数の間には、量的な比例関係が確立しないので、一雨ごとに発生するがけくずれ件数を降雨量によって加減し、時刻別に平均値を求めても統計的な意味は少ない。そこで各例ごとに単位時間内のがけくずれ件数を、がけくずれの総件数に対する比（百分率）で表わし、時間軸の原点を超過保留量のピーク時にとって、これから一定時間隔たった単位時間内の百分率の平均値を求める。この値を縦軸とし、これに対応する時間を横軸にとった点をむすぶ曲線は、横浜市内に発生するがけくずれを群の崩壊現象と考えたときの、単峰型の超過保留量の変化に伴う平均的な発生率の分布を表わす（第30図）。図中の超過保留量の変化曲線は、平均的な発生率を求めた資料について、時間原点を超過保留量のピーク時にとって時刻別の超過保留量の平均値を求め、がけくずれの最初の発生時の値を30mmとして全体の値を補整したものである。

なお、第29図における超過保留量の計算には最大の超過保留量を考慮していない。土じょう水分が最大の超過保留量に達すると水理方程式

$$\frac{dh}{dt} + \nu h = I(t)$$

において、 $dh/dt = 0$ となり、最大の超過保留量 $h_{\max}$ は

$$h_{\max} = \frac{I(t)}{\nu} = \phi(1 + a\nu) R/\nu$$

となるから

$$(\rho R) = \left(\frac{\nu'}{1 + a\nu'} \right) \mu_{\max}$$

によって、浸透速度が定まる。これ以上の強度の雨は表面流の増加となり雨水に寄与する。関東ローム層についての過去の測定値では、この最大の超過保留量は 50 ~ 60 mm といわれる¹⁰⁾。横浜の丘陵地帯では、 $\nu = 1/8 \text{ hr}^{-1}$ 、 $a = 2 \text{ hr}$ であるから、 $(\rho R) = 5 \sim 6 \text{ mm/hr}$ と推定される。

それゆえ、平均的な発生率分布の計算には、最大の超過保留量が 60 mm 前後までの例について行なった。

さて、平均的な発生率分布と超過保留量の関係について言及する前に、第 29 図の例についてがけくずれと超過保留量あるいは降雨との関係について調べてみよう。

1) 1955 年 8 月 26 日 超過保留のピークの約 1 ~ 2 時間前にがけくずれの極大があり、その後の極大は超過保留量の減速時に起きている。一般に、超過保留量のピークからある時間過ぎれば、主として超過保留量に関係するがけくずれは発生しにくくなり、一時的地下水の浸出に主として関係するがけくずれが起こりやすくなる¹¹⁾と考えられる。その発生時に関しては、浸出水のピークによって地下水径の破壊が生じ、その後に発生することが多いとみて、浸出水のピーク後 1 時間以内に集中する¹²⁾と考ええる。かかる観点から、この例における超過保留量の減速時の極大は、 $a = 2$ として超過保留量を 2 時間遅らせた量に比例するもの（一時的地下水の浸出量）のピークから 1 時間以内に発生している。以下の例においても一時的地下水の浸出に関しては同じ考え方をし、遅れ時間として適当な値をしるしておく。

2) 1955 年 9 月 1 日 降雨のピークから 3 時間後に超過保留量のピークが起こり、それから 1 時間以内にがけくずれが発生している。

3) 1955 年 9 月 2 日 がけくずれの極大は超過保留量のピークの 2 ~ 3 時間前（降雨のピーク）に対応、その後は超過保留量のピーク後 4 ~ 6 時間に発生しているが、このころの雨は市の南部に局部的に集中し、横浜地方気象台で観測した雨の時間変化の代表性が認められないので、関係をうんぬんするには不適当である。

4) 1955 年 10 月 11 日 がけくずれの始めの極大は超過保留量のピーク前 1 時間以内に発生しているが、同時に降雨の極大とも対応している。超過保留量のピーク後の極大は第 1 項と同様に、浸出水のピーク ($a = 2$) 後 1 時間以内に起こっている。

5) 1956 年 9 月 26 ~ 27 日 がけくずれの極大は、降雨のピーク（超過保留量のピーク前 3 時間）前後に対

応、あとの極大は浸出水のピーク ($a = 2$) から 1 時間以内に起こっている。

6) 1956 年 10 月 2 日 がけくずれの極大は超過保留量のピーク前 1 時間以内に浸出水のピーク ($a = 2$) 後 1 時間以内に起こっている。その後もがけくずれは時々発生しているが、第 3 項と同じく後半の雨は市の南部に集中し、それに原因すると考えられるので無視する。

7) 1956 年 10 月 31 日 この例では、超過保留量のピーク時刻と降雨のピーク時刻が一致し、がけくずれも顕著である。超過保留量のピーク以後の極大は他の例と同じく浸出水のピーク ($a = 2$) 後 1 時間以内に発生している。

8) 1957 年 6 月 27 ~ 28 日 超過保留量の顕著なピークは認められず、前の例はどめりょうではないが、浸出水のピーク ($a = 2$) 後 1 時間以内にがけくずれの極大が対応している。

9) 1957 年 10 月 6 日 超過保留量のピークと降雨のピークの時間が一致しており、がけくずれはその後 1 時間以内に極大を示している。

10) 1958 年 6 月 23 日 降雨強度の変化が激しく超過保留量も二つの極大を示し、がけくずれとの関係も判然としな¹³⁾い。

11) 1963 年 6 月 4 ~ 5 日 超過保留量のピークから 1 時間以内にがけくずれが集中し、その後の極大は浸出水のピーク ($a = 2$) 後 1 時間以内に発生している。

12) 1961 年 6 月 28 ~ 29 日 および 1958 年 9 月 26 日 これらの例は、計算した超過保留量が平均的な超過保留量の最大量をはるかにこえている。しかし前の諸例と同様にがけくずれの極大が、それぞれの超過保留量のピーク時と浸出水のピーク ($a = 2$) 後 1 時間以内に現われている。

以上の解析例から、がけくずれは

- (i) 超過保留量の増加時における降雨のピーク前後
- (ii) 超過保留量のピーク前後
- (iii) 浸出水のピーク (a はいずれも 2 時間に等しい) 後 1 時間以内

に発生しやすいことがわかった。

第 2 節の水力方程式から求められる超過保留量のある時間遅らせたものは、浸出水に比例した量を表わすことはすでに示したところであるが、以上の例で、超過保留量の減速時におきたがけくずれの極大は、 $a = 2$ として考えた浸出水のピークから 1 時間以内に、いずれもよく

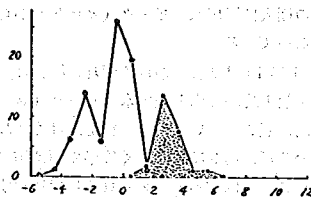


Fig. 31. Frequency distribution of occurrences of landslide distinguished by the contributory causes.

対応しているで、始めの考え方は、大体正しいものとみなされる。さらに、この概念を基礎として、次の影響関数の解析から想定されるユニットグラフが、降雨とのたたみこみ (Convolution) 計算によって、実際のがけくずれ件数の発生傾向をよく説明するにいたって、ますます、正しさが認められるのである。

この浸出水のピーク前後にがけくずれの極大を示す例のみについて、再び同じ方法で平均の発生率分布を求めると、第 31 図のように全体的には前の分布と大きく変わることはないが、一時的地下水の浸出によると考えられるがけくずれば、超過保留量のピーク前後から発生が始まり、浸出水のピーク後 1 時間以内に最大を示す。そしてそれ以後は次第に減少する発生率分布を示す。これは前に求めた分布の最後の極大に対応し、これより前の極大は、超過保留量のピークに対応している。この場合も、一時的地下水の影響が全くないわけではないから厳密に境界をひくことはむずかしいが、次節の影響関数の解析例からも知られるように、以上の分類はだいたい妥当なものと思われる。なお、超過保留量のピーク前にでるがけくずれ発生数の極大は降雨強度の極大に対応しているが、超過保留量と降雨強度を適当に区別して、分散分析法で影響の度合いを解析した結果は、危険率 5% で降雨の影響を認めることができなかった (これについては下の注を参照)。したがって第 1 の極大は偶然によるものと一応解釈する。

(注) 第 29 図から、超過保留量と降雨強度を 2 因子とする分布は第 32 図となる。○印はがけくずれの発生、×印は発生しなかったことを表す。降雨強度は 5mm/hr、超過保留量は 20mm にそれぞれ階級の幅をとって分割表を作ると第 13 表のようになる。区画内の数字 (x_{ij}) はがけくずれ発生数の、観測回数に対する比を表す。

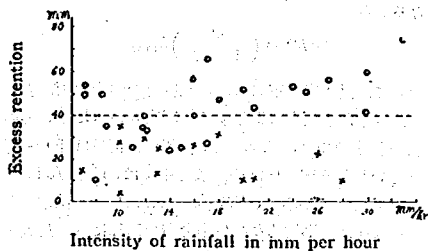


Fig. 32. The relation between excess retention and rainfall intensity.

○ : Landslide, × : No landslide

Table 13. Contingency table

Excess retention (mm)	Intensity of rainfall (mm)				
	5~10	10~15	15~20	20~25	25~30
0~20	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0
20~40	1.0	0.5	0.6	0.0	0.0
40~60	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0

$$\bar{x}_1 = 0.10, \bar{x}_2 = 0.42, \bar{x}_3 = 1.00, \bar{x}_4 = 0.83, \\ \bar{x}_5 = 0.50, \bar{x}_6 = 0.53, \bar{x}_7 = 0.33, \bar{x}_8 = 0.33, \bar{x} = 0.51,$$

$$U = \sum (x_{ij} - \bar{x})^2 = 3.01, \quad U_2 = 5 \sum_{j=1}^5 (\bar{x}_j - \bar{x})^2 =$$

$$2.08, \quad U_3 = 3 \sum_{j=1}^3 (\bar{x}_j - \bar{x})^2 = 0.49, \quad U_1 = U - U_2$$

$$- U_3 = 0.44$$

であるから、

$$\frac{1}{3-1} \frac{U_1}{U_2} = \frac{U_1}{(3-1)(5-1)} = \frac{4 U_1}{U_2} = \frac{8.32}{0.44} = 18.88$$

この値は、危険率 5% のとき自由度 $n_1 = 2, n_2 = 8$ の F 分布の値 4.46 に比べて大きいので有意である。これに反し、

$$\frac{1}{5-1} \frac{U_3}{U_1} = \frac{2 U_3}{U_1} = \frac{0.98}{0.44} = 2.20$$

であるから、危険率 5% のとき自由度 $n_1 = 4, n_2 = 8$ の F 分布の値 3.84 に比べて小さいので有意とは認められない。したがって、超過保留量の増加によるがけくずれの増加は認められるが、降雨強度による差異は認められない。

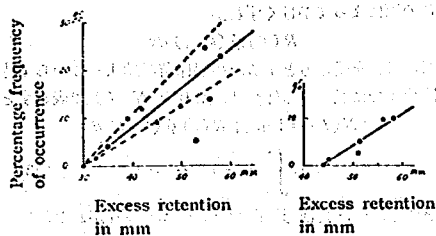


Fig. 33. Simultaneous percentage frequency of occurrence and excess retention (left), and temporary ground water flow (right).

ここで、平均的な発生率分布から超過保留量、および浸出水量に比例した量と発生率の関係を求めると、第33図のようになる。横軸にはそれぞれ超過保留量・浸出水量に比例した量を取り、縦軸にはがけくずれの発生率をとって、平均的な発生率分布の主として超過保留量に關係する点と、主として一時的地下水に關係する点を、左図および右図にそれぞれ記入してある。これらの図から直ちにわかるように発生率は、超過保留量あるいは一時的地下水の浸出量に比例して増加している。

このように単峰型の超過保留量の変化に伴うがけくずれの平均的な発生率分布が求まり、それと超過保留量あるいは一時的地下水の浸出量との関係も得られたが、多くの場合、さまざまな降雨型に対応する超過保留量の変化は単峰型となるので、これらの結果は、大雨に伴うがけくずれのかなり一般的な発生形態を表わすものである。

ここで、平均的な発生率分布および降雨のピークから超過保留量のピークまでの平均時間に関する統計的な知識によって、がけくずれに寄与する降雨・超過保留量および一時的地下水の浸出についての相互関係を求めてみよう。

降雨のピークから超過保留量のピークまでの時間を1955年から1963年までの13の資料について求めると第14表に示すとおり、平均1.2時間である。このうち超過保留量の変化が単峰型のもの(表中*印で示す)だけについては1.3時間となり、その差はあまり大きくない。降雨のピークから超過保留量のピークまでが3~4時間の例と、0~1時間の例について、平均的な発生率分布を求めたときと同じ要領で、発生率の代わりに降雨量を用いて、それぞれに対応する降雨型を求めると第34図のようになる。前者はピークが降雨時間(正しく

Table 14. Duration from R_m to h_m

Date	Duration in hour
* Aug. 26, 1955	0
* Sep. 1, 1955	3
* Sep. 2, 1955	2
* Oct. 11, 1955	1
Sep. 26, 1956	3
* Oct. 2, 1956	4
* Oct. 31, 1956	0
Jun. 27, 1957	3
* Oct. 6, 1957	0
Jul. 23, 1958	0
Sep. 26, 1958	0
Jun. 28, 1961	1 & 0
* Jun. 5, 1963	0

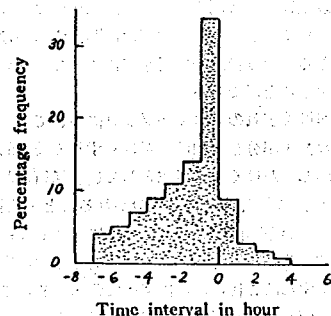
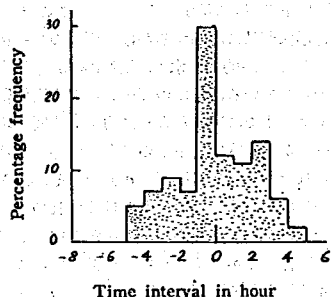


Fig. 34. Examples of the rain type connected with the two types of excess retention change.

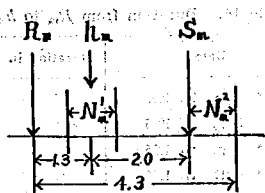


Fig. 35. Idealized example of occurrence of various items.

は超過保留量が始まってからの降雨時間、したがって超過保留量に寄与する浸透時間)の中心付近に、後者は終わり近くにある。これは、浸透型と超過保留量の変化の関係について調べた前節の結果と全く一致している。

以上の知識から、降雨のピーク(R_m)、超過保留量のピーク(h_m)、および一時的地下水の浸出のピーク(S_m)、がけくずれのピーク(N_m^1 , N_m^2)に関する平均的な時間の構成図は第35図に示すようになる。ここで N_m^1 は主として超過保留量に関係するがけくずれのピークを、 N_m^2 は主として一時的地下水に関係するがけくずれのピークを表わしている。降雨のピークから超過保留量のピークまでは、すでに述べたように約1.3時間、超過保留量のピークから一時的地下水の最大浸出時までは、解析から導かれたように2時間(= a)で、それから1時間以内に一時的地下水に関係するがけくずれのピークが現われる。したがって、降雨のピークから主として一時的地下水に関係するがけくずれのピークまでの時間は、平均3~4時間となる。豪雨の際に、降雨のピーク後4時間くらいたつてがけくずれの発生が多いという経験的規則も、以上述べた時間構成と、超過保留量に寄与する雨量が多くなるほど、一時的地下水に関係するがけくずれが多くなるという後述の解析事実によって、めいりように説明することができる。

4.3 がけくずれのユニットグラフについて

平均的な発生率分布曲線は、がけくずれの総観的な発生形態を示し、がけくずれが主として超過保留量および一時的地下水に関係する部分に分かれることを明らかにした。すなわち降雨の大部分は土中に浸透して超過保留量を増加させ、ある時間後には一時的地下水に寄与する。がけくずれはこれらの量に密接に関係するので、ある時刻の降雨ががけくずれに及ぼす影響度を表わすユニットグラフの存在が想像される。

いま、時刻 τ から $\tau + d\tau$ までの $d\tau$ 時間内の降雨強度が $R(\tau)$ のとき、同時間内の雨は $R(\tau)d\tau$ で、

この雨によってがけくずれが

$$R(\tau) \phi(t-\tau) d\tau$$

だけ影響を受けるとする。超過保留が始まってから t 時間後までに発生する件数は、これを $N(t)$ で表わすと

$$N(t) = \lim \sum R(\tau) \phi(t-\tau) d\tau \\ = \int_0^t R(\tau) \phi(t-\tau) d\tau \quad (33)$$

となる。 $\phi(t)$ は影響関数とよばれ、これがわかれば任意の降雨に伴うがけくずれ件数がくりこみによって求められる。(33)式は変数変換によってフレドホルム型の積分方程式となるが、ここでは適当な変数変換によって

$$N(t') = \int_0^{2\pi} R(\tau') \phi(t'-\tau') d\tau' \quad (34)$$

なる形にし、 $R(t')$, $N(t')$ をフーリエ級数:

$$R(t') = \sum (a_m \cos mt' + b_m \sin mt')$$

$$N(t') = \sum (A_m \cos mt' + B_m \sin mt')$$

に展開し、さらに $\phi(t')$ もフーリエ級数:

$$\phi(t') = \sum (\alpha_m \cos mt' + \beta_m \sin mt')$$

で展開できるものとする。これらの式を(34)式に代入して $\cos mt'$, $\sin mt'$ の係数を互々相等しいとして α_m , β_m を求める。すなわち

$$\left. \begin{aligned} \alpha_m &= \frac{a_m A_m + b_m B_m}{\varepsilon_m \pi (a_m^2 + b_m^2)} \\ \beta_m &= \frac{a_m B_m - b_m A_m}{\pi (a_m^2 + b_m^2)} \end{aligned} \right\} \quad (35)$$

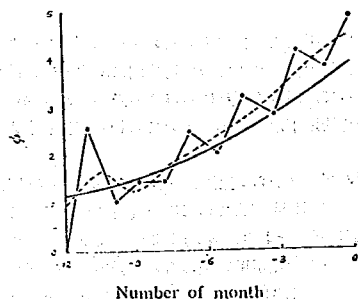
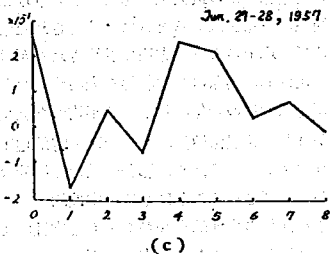
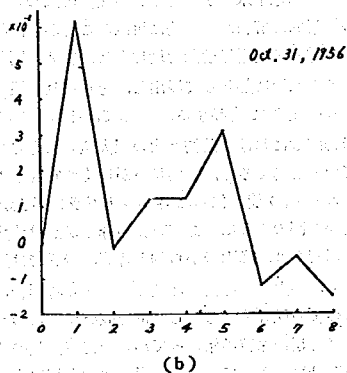
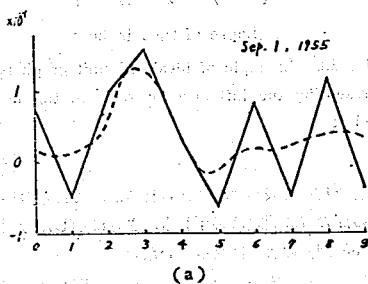


Fig. 36. Showing the representation of the influence function.

- trial and error
- Tsuboi's method
- smoothed curve

が求まる。ただし、 $\varepsilon_m = 2$ ($m=1$), $\varepsilon_m = 1$ ($m \neq 1$)
であるから影響関数として次式

$$\phi(t') = \frac{1}{\pi} \sum_m \left[\left\{ \frac{a_m A_m + b_m B_m}{\varepsilon_m (a_m^2 + b_m^2)} \right\} \cos mt' + \left\{ \frac{a_m B_m - b_m A_m}{(a_m^2 + b_m^2)} \right\} \sin mt' \right] \quad (36)$$



得られる⁽⁶⁾。以上を比較して、

以上の議論で最も不満足なところは、問題となる範囲を 2π で区切ることであり、 2π の範囲外で同じ形が周期的に起こることであるが実際問題では、 $\phi(t')$ のひろがりより 2π を十分大きくとることによって、この欠陥を除くことができる。

かようにして求めた影響関数は、一般にかなり振動す

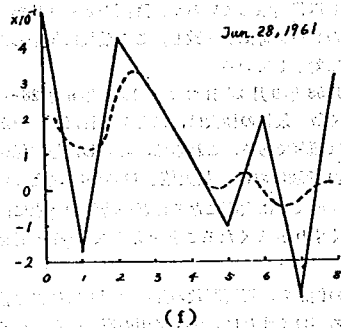
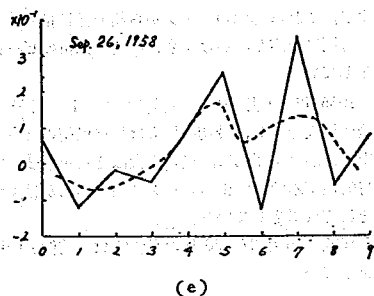
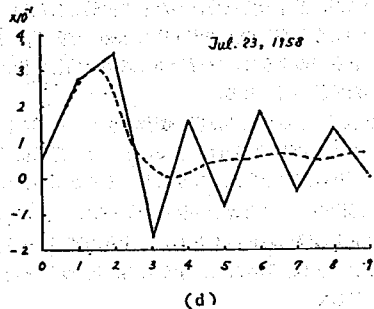


Fig. 37. Examples of influence function. Abscissa represents time in hour.

る。実際の計算ではフーリエ級数を有限項に限ることや、ギブスの現象、および計算誤差がおもな原因である。第36図は野満教授が別府温泉において、1925年から1935年にいたる各月の平均ゆう（湧）出量と平均降水量を調査し、温泉の（ゆう）湧出量に及ぼす降水量の影響を試行錯誤で求めた結果（実線）と前述の方法で求めた結果（細い折線）を示す。両者とも傾向はよく一致しているが、前述の方法ではかなりの振動が目立つ。この振動の周期を高橋の方法^{(14),(15)}で求め、移動平均で平滑すると点線のように、試行錯誤で求めた曲線に極めて近似した曲線が得られる。

この手順によって求めた影響関数の例を、第37図に示す。これらの影響関数は、すでに求めた超過保留量とがけくずれの関係を参照して検討してみると次の例のように、降雨のピークと超過保留量のピーク、あるいは一時的地下水の浸出のピークとがけくずれの関係を総観的に表わすことが理解される。すなわち、第29図と第37図を対照して、

1) 1955年9月1日の影響関数 2～3時間に極大を示すが、これは降雨のピークから超過保留量のピークまでの時間に対応し、がけくずれは超過保留のピーク時に発生している。

2) 1955年10月31日の影響関数 1時間後と4時間後に極大を示し、最初の極大は超過保留のピーク時に集中したがけくずれに、後の極大はそれから3時間後の一時的地下水流の浸出のピークに集中したがけくずれに、それぞれ対応している。

3) 1957年6月27～28日の影響関数 前例と同様な対応をしている。

4) 1958年7月23日の影響関数 1～2時間後に極大を示し以後遞減しているが、降雨のピーク時刻と超過保留量のピーク時刻が一致し、この前後に集中したがけくずれに対応している。

5) 1958年9月26日および1961年6月28～29日の影響関数 最初の極大は、ほとんど日だたないが、後の極大は顕著である。これらは、計算した超過保留量が横浜市の丘陵における最大値をはるかに越えている例で、後述のように大雨になるほど一時的地下水に關係するがけくずれが多くなることを示していると考えられる。

以上の例から、影響関数の始めの極大は超過保留量に關係するがけくずれに及ぼす降雨の影響度を、後の極大は一時的地下水に關係するがけくずれに及ぼす降雨の影

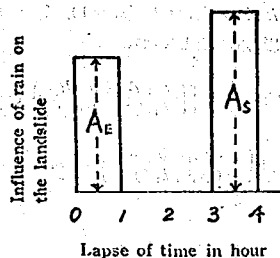
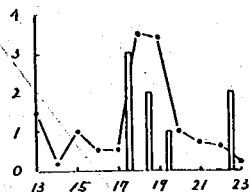


Fig. 38. Example of idealized unit graph representing the influence of rain on the landslide.

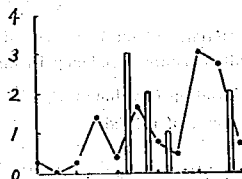
響度をそれぞれ表わすと考えられるが、これらの極大と極大の間の時間間隔は必ずしも、さきに示した時間構成（第35図）のようになっていない。

平均的な発生率分布および、それから導かれた超過保留量、一時的地下水とがけくずれの關係に基づいて影響関数の総観的な解釈が一義的に可能なことから、降雨は土中に浸透して超過保留量を増加させ、約2時間後には一時的地下水流に加わって浸出し、それぞれの段階でがけくずれの発生に寄与する。そして、その影響の度合は、影響関数における最初と次の極大値の大きさで表わされていると考え、降雨量→がけくずれ件数の変換のための一種の簡便化したユニットグラフが想定される。第38図のように、ある時刻の降雨ががけくずれに及ぼす影響度は、降雨後から約1時間前後までは影響関数の始めの極大値に比例した量で、3～4時間後は、影響関数の後の極大値に比例した量で表わす。このユニットグラフと超過保留が始まってからの毎時雨量の“たたみこみ”計算によって、がけくずれ件数を算出する。

土層の超過保留量の最大値を越えるという理由から、平均の発生率分布を求めるときに、除外された豪雨の場合も含めて、以上のような方法で計算されたがけくずれ件数が、定性的に実際の発生状態を表現するならば、単純型の超過保留量の変化に対応する平均的な発生率分布から導かれた、超過保留量、あるいは一時的地下水とがけくずれの關係の一般性や、影響関数の総観的な解釈の正当性が、立証されることになる。定性的というのは、がけくずれ件数の物理的意味がもともと定性的で、定量的議論が困難なためである。実際、雨量とユニットグラフから求めたがけくずれ件数は、傾向的には大体満足さ



(a)



(b)



(c)

Fig. 39. Comparison between observed number of occurrence and derived value from unit-graph. Abscissa represents time, ordinate number of occurrence.

れるが、絶対値は一致しないばかりか、計算値と実際の値の比も個々の場合で異なっている。次の例では、計算値の最大と実際の値の最大がほぼ一致するように、それぞれの場合に適当な係数を乗じてある。

(1) 1955年8月26日の例 影響関数が a) 過剰保留量の影響の大きいことを示す場合 ($A_S/A_E=0.2$), b) 一時的地下水の影響の大きいことを示す場合 ($A_S/A_E=5.0$), および c) 両者がほとんど同じくらい影響していることを示す場合 ($A_S/A_E=1.0$) についてそれぞれ計算した結果は第39図に示すとおりで、計算値と実際の値の相関係数はそれぞれ 0.61, 0.08 および 0.54 となる。ここで A_E , A_S は第38図に示すように、それぞれユニットグラフの最初と、あとの極大値を表わすが、この例では過剰保留量の影響が大きいこと

が認められるが、もっと詳しく調べると、相関係数は第40図のとおり、 $A_S/A_E=0.5$ で最大となる。(このときの相関係数は 0.66)。

(2) 1955年9月1日の例 ユニットグラフに適合するように影響関数をみると、さきの影響関数の解釈が成り立たないので、一応でている極大値は一時的地下水によるものとし、 $A_S/A_E=5.0$ として計算する。結果は第41図 a のとおり、がけくずれの発生の傾向をよく表わす (相関係数 0.77) が、第29図の超過保留量の変化と対照させると、超過保留量のピーク時に一致している。

これは、一時的地下水の没出が超過保留量から常に2時間遅れているという事実と反する。他の計算例のようにたいていの場合には、降雨のピークから超過保留量のピークのまでの時間は1時間内外であり、第38図のユニットグラフが適用されるが本例のように、初めに降雨強度のピークがでて、その後、遅減するときには、前にも述べたように、遅れ時間が他の浸透型に比べて大きくなるので、遅れ時間 t_p を考慮したユニットグラフを想定する必要がある。事実、 A_S のところを A_E とした (影響関数の解釈のとおり) ユニットグラフを考えて $A_S/A_E=0.1$ として計算すると適合度はさらに増し (相関係数 0.80), さきの矛盾もなくなった。

(3) 1956年10月31日の例 影響関数から $A_S/A_E=0.3$ として計算した結果は、非常によく一致し (相関係数 0.87), 一時的地下水の影響の少ないことが認められた (第41図 b 参照)。

(4) 1958年9月26~27日の例 影響関数からは—

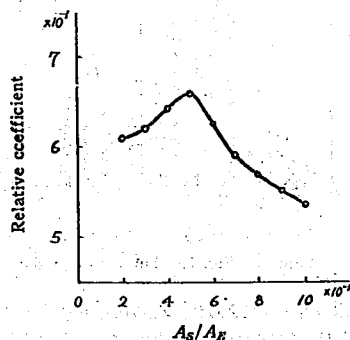
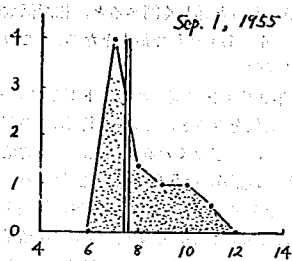
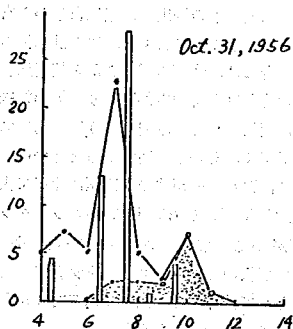


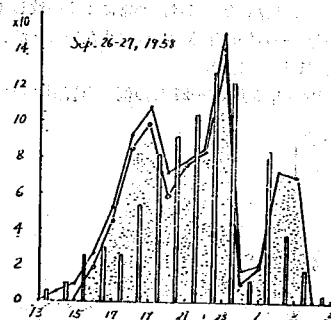
Fig. 40. Variation of relative coefficient between observed value and computed, with A_S/A_E .



(a)



(b)

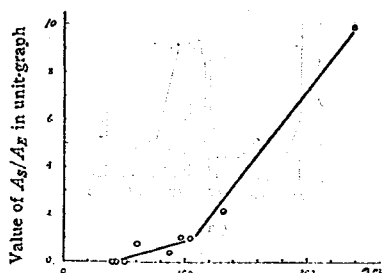


(c)

Fig. 41. Same as Fig. 39, but for other days.

時的地下水の卓越が考えられ、 $A_S/A_E=10.0$ として計算した結果は、細かい点では時間的にも傾向的にも相異なるが、大勢をよく表現している(相関係数0.69、第41図c参照)。

このほかの資料の解析結果(影響関数を算出していな



The difference of total amount of rainfall and soil moisture deficiency in mm.

Fig. 42. Variation of value of A_S/A_E according to the amount of rainfall.

いものについては例(1)のように相関係数の最も高いときの A_S/A_E の値をとる)を含めて、超過保留が始まってから降り終わりまでの雨量と、実際の発生件数によく適合するユニットグラフの A_S/A_E の関係を求めると、第42図のとおり、雨量が多くなるほど、 A_S/A_E の値が大きくなる。言い換えれば超過保留が始まってからの雨量が多くなるほど一時的地下水の影響によるがけくずれが増大する傾向が認められた。

かように平均的な発生率分布から導かれた超過保留量あるいは一時的地下水とがけくずれの関係から影響関数を解釈し、その特性に基づいて想定したユニットグラフと雨量の“たたみこみ”計算から求めたがけくずれ件数は、定性的であるが、実際の発生形態をよく表現する。この事実、始めに述べたように横浜市に起こるがけくずれが、雨水の浸透による超過保留量の増加、あるいは一時的地下水の浸出に大いに関係し、それらと降雨はある定まった時間関係で結ばれていること、および影響関数に対する解釈の正当性を立証するものである。

5. むすび

都市災害の一つとして近年大きく浮かび上がったがけくずれは、山くずれと同様に、素因としての地形、地質方面からは、かなり調査研究されているが、誘因としての大雨の作用については、複雑性と境界領域に属すること、あるいは資料の少ないことから、物性論以外の観点からは比較的等閑視されてきた。著者は、防災予防の見地から、横浜市におけるがけくずれの発生形態とそれに関連する水文量との関係について解析的に研究し、降雨による山(がけ)くずれ予報の基礎を確立しようとした。本文を要約すると次のとおりである。

(1) がけくずれは主として市の中心部周辺の丘陵縁辺に発生し、規模の平均は深さ 0.5~1.0m、面積 25m²、体積 25~30m³で、山くずれと比較すると深さは同程度だが面積および体積は 10分の1以下である。

(2) 統計上、がけくずれ件数は崩壊土砂量とはほぼ比例して変化するが、比例定数は個々の場合で異なる。

(3) がけくずれには当日の雨が圧倒的に関係し、前日までの雨がわずかながら影響する。これは地すべりの場合と対照的である(地すべりには発生前5日くらいの間、日量 10mm 程度の雨が降り続くのが最も効果的である)。

(4) 超過保留量に関する式を斜面における雨水の浸透、一時的地下水の浸出の収支から導き、その解が、横浜の地質に類似している埼玉県逆川の水文資料を利用した後の計算結果では、実際の場合に十分なり立つことを証明した。

(5) 同じ地質では、同じ土湿状態ではがけくずれが発生するという作業仮説を基礎に、降雨前の土湿状態が二つの極端な場合について、積算降雨曲線の比較をし、最大の土湿不足の状態から野外保湿度量になるまでに要する水分量が約 45mm であることを推定した。

(6) 野外保湿度量をこえてもお降雨が続くときには、一時的地下水流が発生し浸出して中間流出となる。すなわち超過保留量は雨水の浸透量と、この浸出量の収支によって決まり、その量がある値に達するとがけくずれが発生すると考えられる。この限界値を、超過保留量に関する水理方程式の解から実際の資料により求めたところ、横浜市の丘陵地帯では約 30mm と推定された。

(7) 模型化した浸透曲線により浸透型と超過保留量の変化の関係について調べ、その結果を実際の資料と比較したところ、a) 浸透のピークが降雨の終わりに近づくほど、続いて起こる超過保留量のピークまでの時間が短くなり、超過保留量のピーク値も次第に増大する。b) 浸透量と浸透時間が同じ場合には、浸透のピークの出る時刻にかかわらず超過保留量の変化がよく類似する。c) わりあい複雑な降雨変化に対応する超過保留量の変化は、多くの場合単峰型となる。などの特性が知られた。

(8) 前項の結果から、がけくずれの発生形態を導く因子としては降雨より超過保留量のほうが適切であると考えられるので、単峰型の超過保留量の変化に作うがけくずれの平均的な発生率の分布を求めた。その結果、がけくずれは、主として超過保留量に影響される部分と一時的地下水の浸出に影響される部分に分かれ、おのおの

の部分ではパラメーターの量に比例して増加する傾向が認められた。

(9) 超過保留が始まっからの雨ががけくずれに影響する度合いは、影響関数で表わされ、その影響関数は、平均的な発生率分布からの知識で、一義的に解釈することができる。

(10) 平均的な発生率分布と影響関数を総合して簡単なユニットグラフを想定し、このユニットグラフと降雨の時間変化から計算したがけくずれ件数は、定性的ながら、実際の件数をよく表現した。このことから横浜市におけるがけくずれは主として超過保留量の増加あるいは一時的地下水流の発生に影響されることが立証された。

以上の解析結果から、すでに行なわれている降雨によって起こるがけくずれの予報について若干の改良と精度の向上が期待されるが、これらの問題については稿をあらためて論じたい。

本文で導かれた解析結果は、特定の土質条件の下における山くずれの実験的研究で、部分的には推定されていたが、超過保留量や一時的地下水の水文学的概念から雨とがけくずれの関係を総合的に解析し、それら要素の相互関係を明らかにして発生形態を確立した試みは、これが初めてである。用いた解析的手順は土質条件の異なる地方で山くずれを含めて応用できるものであるから、多くの地方の発生形態の解析を集積比較することによって、土質条件と降雨条件が発生形態に及ぼす影響について一般的結論を導くことも可能である。将来の発展のためには資料の整備が急がれる現状である。

終わりにのぞみ、この論文に深い理解を示されご激励ご援助をいただいた東京大学理学部教授正野重方博士・助教授都田菊郎博士をはじめ、山くずれ現象について有益なご教示と参考資料をいただいた同大学理学部助教授岩塚守公博士、また討論をご教示をいただいた気象研究所高橋浩一郎博士・奥田稔研究官、いろいろな面でお世話をいただいた東京管区気象台調査課河村武博士、ご便宜とご指導をいただいた東京管区気象台前台長島山久尚博士、前部長藤田兼吉技官、ならびに横浜地方気象台長生沼明技官、前台長久保時夫技官のかたがたに負うところが多い。しるして深く感謝の意を表します。

参 考 文 献

- (1) 愛知用水公団 (1957): 畑地灌漑に関する報告。88pp.
- (2) Bayer, L. D. (野口、福田訳) (1958): 土壤物理学。第1版、朝倉書店、406pp.
- (3) Clark, C. O. (1914): Flood-storage Account-

- ing. Trans. Amer. geophys. Un., 25, 1014~1030.
- (4) Clark, C. O. (1919): Application of Flood-storage Accounting Method. Trans. Amer. geophys. Un., 30, 528~532.
- (5) Cook, H. J. (1946): The Infiltration Approach to the Calculation of Surface Runoff. Trans. Amer. geophys. Un., 27, 726~747.
- (6) Dooge, J. C. I. (1959): A General Theory of the Unit Hydrograph. J. geophys. Res., 64, 241~256.
- (7) 鍋田 仁志 (1957): 土壤水分の研究. 農業気象, 12, 159~160.
- (8) Gardner, W. (1946): Infiltration. Trans. Amer. geophys. Un., 27, 126~128.
- (9) Horton, R. E. (1933): The Role of Infiltration in the Hydrologic Cycle. Trans. Amer. geophys. Un., 14, 446~460.
- (10) Horton, R. E. (1939): Analysis of Runoff-Plat Experiments with Various Infiltration-Capacity. Trans. Amer. geophys. Un., 20, 693~711.
- (11) 市川 正巳 (1952): 渡良瀬川上流域の山地崩壊とその諸因子並びに河川に与える影響. 地理学評論, 25, 495~504.
- (12) 緒見 悦治 (1963): 都市のがけ崩れ災害について. 神戸大学文学部, 「研究」, No. 30, 84~102.
- (13) Irmay, S. (1958): On the Theoretical Derivation of Darcy and Forchheimer Formulas. Trans. Amer. geophys. Un., 37, 702~707.
- (14) 岩塚 守公 (1954): 全国の国鉄沿線に発生した斜面崩壊の自然地理学的研究. 東大地理学研究, 3, 97~114.
- (15) 籠淵 良明 (1960): 關浜市がけ地調査報告 (概要). プリント, 12pp.
- (16) 片岡 照 (1954): 斜面の透水性をあらわす示標. 東大農学部演習林報告, No. 47, 111~124.
- (17) 川口 武雄 (1951): 赤城火山山崩れに関する研究. 林業試験場研究報告, 49, 11~73.
- (18) 川畑幸夫編 (1962): 水文気象学 (下). 応用気象学講座, 地人書館, 268 pp. (p. 145~150 参照).
- (19) 金子 良 (1949): ローム台地の降水保留及び流出. 農業土木研究, 17, No. 1, 3~5.
- (20) 金子 良 (1956): 水文学的循環における土壌の効果. 農技研報告, F第9号, 63~191.
- (21) 金子良・五十嵐正次・上村春美 (1960): 小流域における流出機構の研究. 農技研報告, F第12号, 211~343.
- (22) 金子良・田地野直哉 (1945): ローム台地の水. 開拓研究, 2, No. 1, 53~90.
- (23) 金子良・森田浩・新倉重延 (1952): 小流域河川の流出機構. 農技研報告, F第2号, 1~63.
- (24) 吉良芳夫・水之江政雄 (1953): 畑地灌漑に関する研究. (第2報). 農技研報告, F第6号, 25~50.
- (25) 吉良芳夫・椎名乾治・竹中章・豊田久承 (1960): 畑地灌漑に関する研究 (第5報). 農技研報告, F第12号, 117~210.
- (26) Kohler, M. A. (1956): River and Water-supply Forecasting. Transactions, 732~745.
- (27) Kohler, M. A. and R. K. Linsley (1951): Predicting the Runoff from Storm Rainfall. U. S. Wea. Bureau. Research Paper., No. 34, 9 pp.
- (28) 小出 博 (1955): 山崩れ. 第1版, 古今書院, 205 pp.
- (29) 山下部正雄 (1948): 土壤水分の観測法及び2, 3の観測例について. 中央気象台産業気象調査報告, 12, No. 2, 14~23.
- (30) 山下部正雄 (1952): 土壤水分の迅速測定法について. 中央気象台産業気象調査報告, 16, No. 1, 33~35.
- (31) 山下部正雄 (1955): 気象観測値による土壌水分の推定. 農業気象, 11, 41~43.
- (32) Linsley, R. K. (1951): The Hydrologic Cycle and Its Relation to Meteorology. Compendium of Met., Amer. Met. Soc., 1334pp. (p. 1048~1054 参照).
- (33) Linsley, R. K. & Others (1949): Applied Hydrology. 1st ed., Mc Graw-Hill Co., 689pp.
- (34) 丸山 榮三 (1962): 土壌表面蒸発に関する研究. 研究時報, 14, 1~38.
- (35) 増田完三郎 (1913): 小気候のまとめ方と実験

西の立て方。第1版。河出書房 108pp.

- (36) Mather, J. R. (1954): The Determination of Soil Moisture from Climate Data. Bull. Amer. met. Soc., 35, 63~68.
- (37) 三原 義秋 (1951): 雨滴と土壤侵蝕。農技研報告, A第1号, 1~59.
- (38) 赤野高明・徳光善治・川上浩 (1957): 降雨による地すべりの実験的研究 (第1報). 九大工学集報, 29, 222~229.
- (39) 長上 武雄 (1958): 土質力学 (改稿). 岩波書店 (岩波全書), 221pp.
- (40) 中村慶三郎 (1932): 山崩れと降水量並びにその時間的分布. 地理学評論, 8, 586~602.
- (41) 中村慶三郎 (1955): 崩災と国土-地亡, 山崩の研究. 初版, 古今書院, 300pp.
- (42) 中村慶三郎 (1962): 地亡, 山崩とその対策. (高知大学農学部での講義の要旨) プリント, 16pp.
- (43) Nash, J. E. (1959): A Note on the Muskingum Flood Routing Method, J. geophys. Res., 64, 1053~1056.
- (44) O'Kelly, J. J. (1955): The Employment of Unit Hydrograph to determine the Flow of Irish arterial Drainage Channels. J. Inst. Civil. Engrs. (London), 4, 365~445.
- (45) 大平成人・中村忠春 (1956): 地亡り機構の研究 (1). 農技研報告, F第9号, 41~61.
- (46) 大滝 俊夫 (1962): 横浜市内の崖崩れの予報. 研究時報, 14, 459~465.
- (47) 大滝 俊夫 (1963): 横浜市の崩みのひとつ. 東管だより, No. 98, 395~397.
- (48) 大滝 俊夫 (1963): ユニット・ハイドログラフに関する一般理論の応用. 電力と気象, 12, 37~45.
- (49) 大滝 俊夫 (1963): 崖崩れの水文学的研究 (第1報). 電力と気象, 14, 1~14..
- (50) 大滝 俊夫 (1965): 関東ロームの水文学的特性. 研究時報, 17, 238~245.
- (51) Reinhart, K. G. & R. E. Taylor (1954): Infiltration and Available Water Storage Capacity in the Soil. Trans. Amer. geophys. Un., 35, 791~795.
- (52) Scheidegger, A. E. (1959): The Physics of Flow through Porous Media. 2nd. ed., Tront Uni. press, 313pp.
- (53) Schiff, L. & F. R. Dreibelbis (1949): Movement of Water within the Soil and Surface Runoff with Reference to Land Use and Soil Properties. Trans. Amer. geophys. Un., 30, 401~411.
- (54) 高橋浩一郎 (1935): 振動体の不規則な運動よりその周期並に減衰率を求める方法について. 理研彙報, 14, 255~271..
- (55) 高橋浩一郎 (1945): 気象統計. 第1版, 河出書房, 112pp.
- (56) 高橋 秀夫 (1960): 地すべりと防止工法. 第1版, 地球出版, 314pp.
- (57) 田中 茂 (1963): 神戸背山における豪雨時の斜面崩壊の予想. 水利科学, No. 32, 12~34.
- (58) 棚橋 嘉市 (1939): 昭和13年7月5日の豪雨による神戸再度谷の山崩調査報告. 海と空, 19, 87~99..
- (59) 谷藤 正三 (1961): 応用土質試験とその解説. 第4版, 理工図書出版. 408pp.
- (60) Todd, D. T. (1959): Ground Water Hydrology. John Wiley & sons, Inc., 336pp.
- (61) 坪井 忠二 (1941): 重価平均に関する或る問題. 地震, 13, 137~149.
- (62) 横浜地方気象台編 (1962): 神奈川県の気象. 気象協会, 262pp.

(1965年7月15日原稿受理)

がけ崩れ災害における降雨の実態調査

—避難基準設定のための調査—

昭和 49 年 5 月

建設省河川局砂防部傾斜地保全課

建設省土木研究所急傾斜地崩壊研究室

ま え が き

我が国では、梅雨時や台風時期の集中豪雨によって、がけ崩れ災害が、毎年のように発生している。特に、昭和42年7月の西日本一帯を襲った集中豪雨、昭和47年7月の高知県、熊本県、愛知県、神奈川県等に大きな被害を出した集中豪雨等、我々の記憶に新しい。このように、がけ崩れ災害が増えてきた原因として、まず第一に考えられることは、経済の成長に伴う人口の都市集中化とそれによる都市周辺の山地丘陵の急激な開発である。特に近年、都市は災害を度外視しての開発が著しく、集中豪雨のたびに悲惨な災害を起こし問題となっている。第二に気象条件の変化、第三に、今まで被害規模の比較的小さながけ崩れ災害には、あまり重い比重がおかれていなかったが、除々に大きな災害に対する防災施設が完成していくに従い、一度災害がある毎に、必ずといっていい程、死傷者がでるがけ崩れの方に注意が払われるようになった事があげられる。そして、そのような危険な状態にあるがけは、自然がけ、人工がけ合わせて、全国に6万余個所存在しているのである。

がけ崩れは、気象、地形、地質等の要因が、複雑に影響しあって発生するのであるが、降雨によるがけ崩れは基本的には次の要因の組み合わせで起こる。

- 1) 表面流水による侵食
- 2) 間隙(水)圧の上昇
- 3) 含水による土及びその強度低下
- 4) 含水による地盤の重量増
- 5) パイピングによる局部崩壊とその進行
- 6) 風 化

上記の要因は、いずれも降雨が誘因となり、それぞれの斜面の地質や地形、植生条件等が、かみあって、崩壊、非崩壊が左右される。従って、自然斜面においては、地震を除けば、降雨の影響なしには、崩壊が発生しない。

将来避難基準を設定する時の資料とする目的で、代表県6県について、過去のデータを収集し、これを解析した。以下、代表県6県に関して、降雨と崩壊の関係について述べる。

1 解析手順

- 1) 代表県として、全国から過去比較的がけ崩れ災害の多い神奈川県、愛知県、兵庫県、山口県、高知県、鹿児島県の6県を抽出。
- 2) 県内（県周辺部を含む）雨量観測所及び県内崩壊箇所一覧表の作成と、位置図の作成。
- 3) 個々の崩壊箇所に対する支配観測所を決定。
- 4) 各県内のモデル地区の選定。

モデル地区は、崩壊箇所が多く、かつ降雨資料が長期間整っている観測所を有する地区を、市町村単位で次のように選定した。

神奈川県 川崎地区－川崎市

横浜地区－横浜市

横須賀地区－横須賀市

愛知県 西加茂地区－小原村、藤岡村、旭町、足助町、豊田市

岡崎地区－岡崎市、下山村、額田町

兵庫県 神戸地区－神戸市

相生地区－相生市、赤穂市

高知県 高知地区－高知市、土佐市、

中村地区－中村市、三原村

安芸地区－安芸市、安田

宿毛地区－宿毛市

山口県 下関地区－下関市

徳山地区－徳山市、下松市、熊毛町

柳井地区－柳井市、大和町、平生町、大島町

大島地区－大島町、久賀町、橘町、東和町

長門・油谷地区－長門市、油谷町、三隅町、日置村

鹿児島県 栗野地区－栗野町、横川町、溝辺町

祁答院地区－祁答院町、蒲生町、入来町

串木野地区－串木野市

鹿児島地区－鹿児島市

- 5) 県内全般及びモデル地区における降雨、崩壊、避難実態に関する資料収集。
- 6) モデル地区内で、崩壊が発生した時の雨量と、発生しなかった時の雨量を時系列的に整理。
ここでいう崩壊が発生しなかった時の雨量とは、各気象台が大雨時や台風の際、公表する「異常気象速報」でいう異常気象時の降雨で、崩壊が発生しなかった時の雨量をいう。
- 7) 崩壊が発生した時の確率雨量を算出。
実際は、長期間降雨データが揃っている観測所が少なく、又、降雨データも時間雨量まで観測し

ている観測所も少ないといった事情に加えて、過去の崩壊事例が少なかったり、崩壊事例は多くあっても、崩壊日時まで判明している例が少ないといった具合に、上記の手順通り進まなかった場合もあったが、集めたデータを日雨量中心に解析してみると、次のような事がいえる。

II 解析結果

II-1 降雨パターンの分類

図-1は、横軸に日数、縦軸に累加日雨量をとり、崩壊の発生した降雨パターンを分類した図である。崩壊と非崩壊の降雨パターンの明瞭な差異は、各県各地区とも認められなかった。ただ、全般的に、図中の各型の、それぞれの曲線勾配が、非崩壊の降雨パターンの方が小さく、又、累加日雨量も少ない。

崩壊の多いケースは、J型や2J型のように、崩壊数日前から、あるいは前日に雨量強度の強い雨が降る場合である。昭和47年7月の集中豪雨などの大災害を起こした雨は、このような型である。両タイプ共、各県各地区に共通している降雨パターンである。J型は、前期雨量よりも、数日間の雨量、あるいは当日の日雨量などのある期間の雨量強度が崩壊に効くといえる。一方、2J型は、崩壊発生までの前期雨量、及びJ型と同様、ある期間の雨量強度が、崩壊に効いている。共に、勾配の緩急や、勾配変化点の出現期、又、2J型の場合、最初のJの山の時期等、各地区、各雨量によって異なる。階段型は、高知県、鹿児島県、山口県、兵庫県。直線型は、高知県、山口県にみられ、いずれも、長雨の後、崩壊を起こしている。この場合、前期雨量が、雨量強度よりも効いているといえよう。

II-2 危険雨量の設定

図-2は、横軸に崩壊前30日間の前期雨量、非崩壊の場合は、「異常気象速報」で公表される大雨で、日雨量のピークを30日目に置いて、前期雨量をとっている。(前期雨量を、崩壊前14日間の雨量とした場合も検討したが、前期雨量の期間を長くして取り扱った方が、今回検討した限りでは、総じていい結果が出たので30日間を採用した。)縦軸には、崩壊時から逆上って24時間雨量、非崩壊の場合は、日雨量のピークを採用している。崩壊日時まで判明している崩壊例が、比較的多い地区に関しては、信頼できるわけだが、崩壊例の少ない地区に関しては、問題がある。一応、各地区別に、それぞれ危険雨量を示す直線を、安全を考慮して、崩壊が全て直線より右に入るように引いた。これは、非崩壊のみの領域、非崩壊と崩壊の混在している領域、崩壊のみの領域と大きく3区分した場合、崩壊の下限をひいているので、危険雨量というより、予備警報(気象で使う「注意報」的なもの)の性格が強いといえる。これで見ると、鹿児島県の場合、前期雨量、24時間雨量共、他の県と比較して相当大きい事が判る。又、同一県でも地区によって異っているが、大体、前期雨量が150~300mm付近に多い。雨量強度の方は、各県総じて、強度の強い雨が降らずに崩壊が多く発生している。(縦軸に平行に×印が記入してあるのは、同じ日に崩壊が発生したが、発生時間の違うものである。この場合、雨量強度の小さい方の値で、最初の崩壊が発生している例が多い。)

以上、解析結果を全体を通して述べたが、実際の危険雨量を設定するには、もっと詳細な検討が必要であろう。付図として、各県各地区の降雨パターン、危険雨量設定図をのせておく。

図 - 1

降雨パターンの分類図

図 - 2

危険雨量の設定図

图 - 1

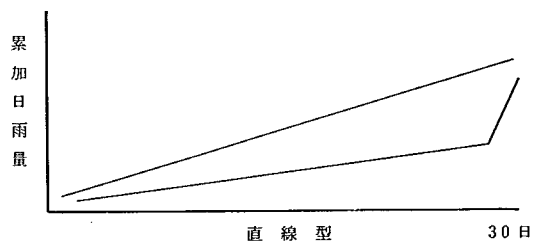
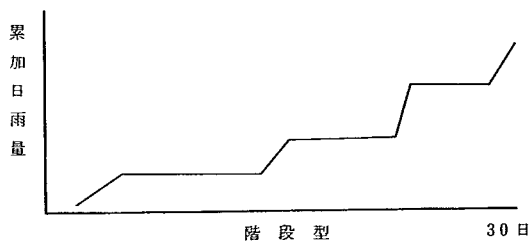
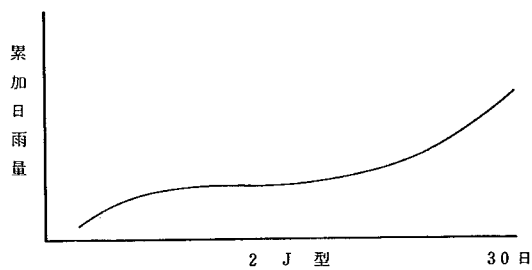
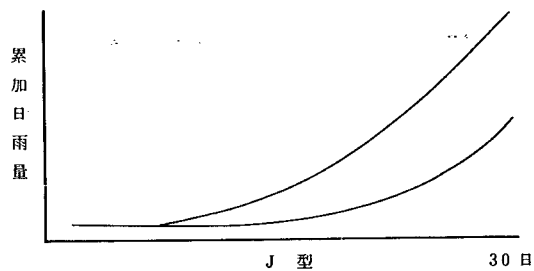


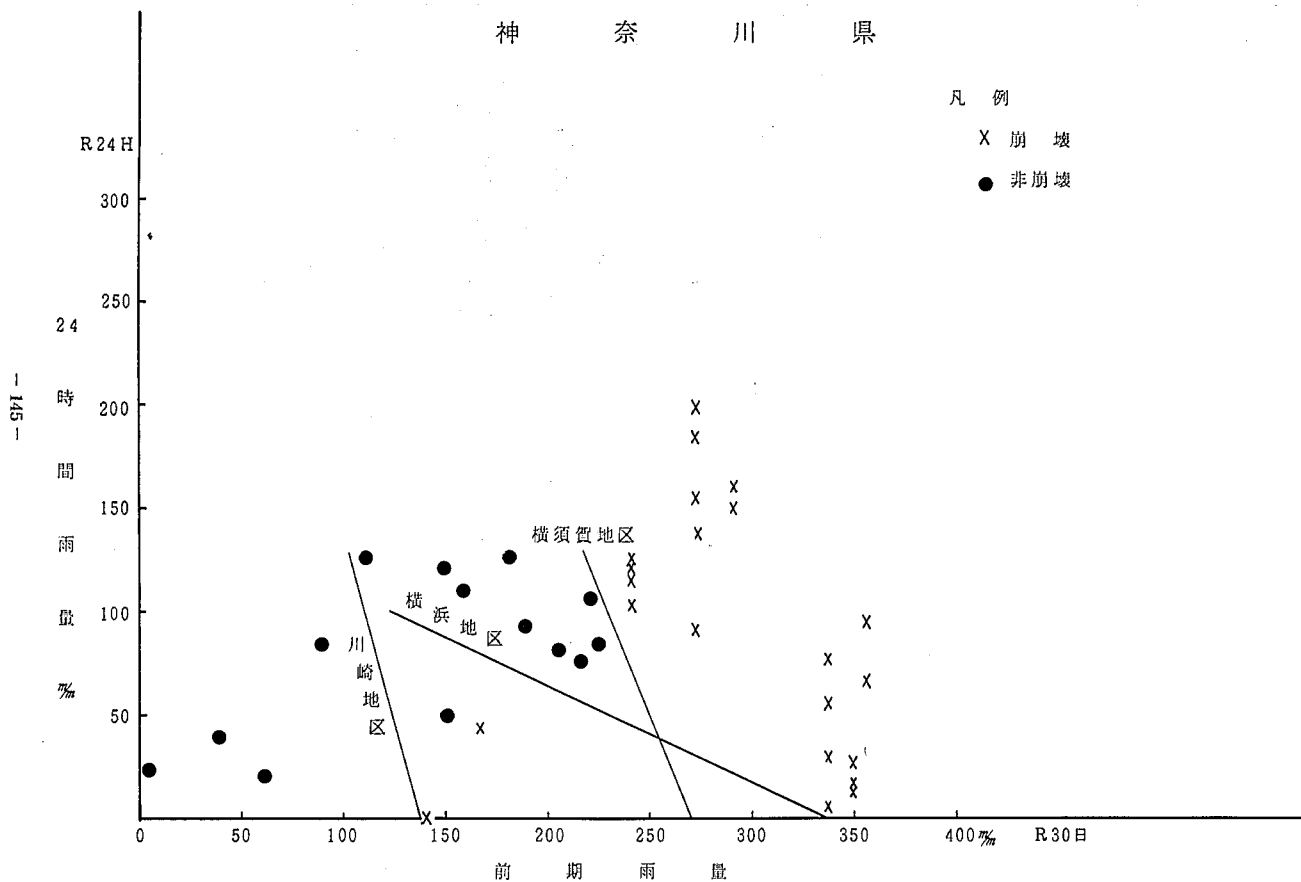
図 - 2

神奈川県

凡 例

X 崩 壊

● 非崩壊



愛 知 県

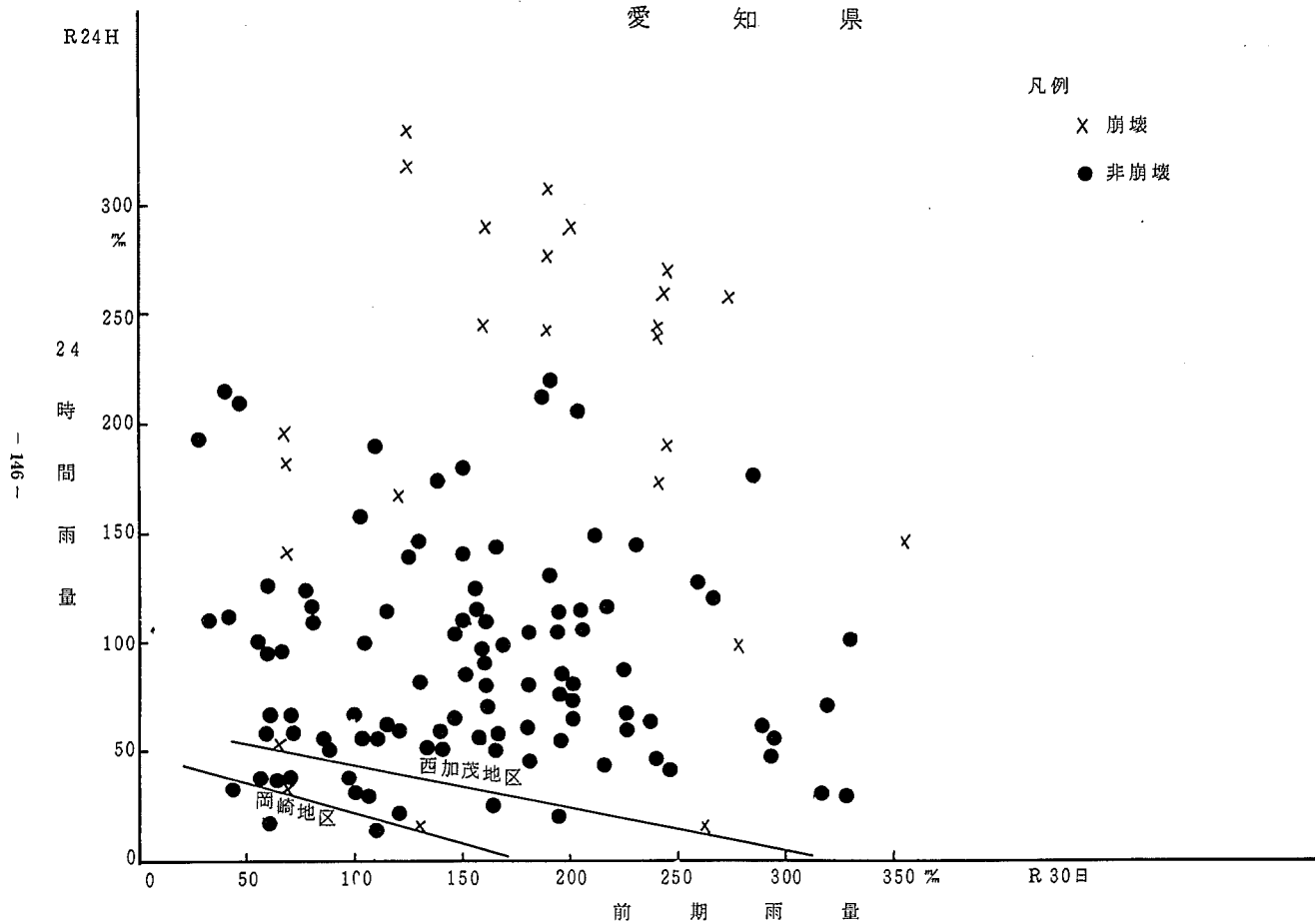


図 - 2

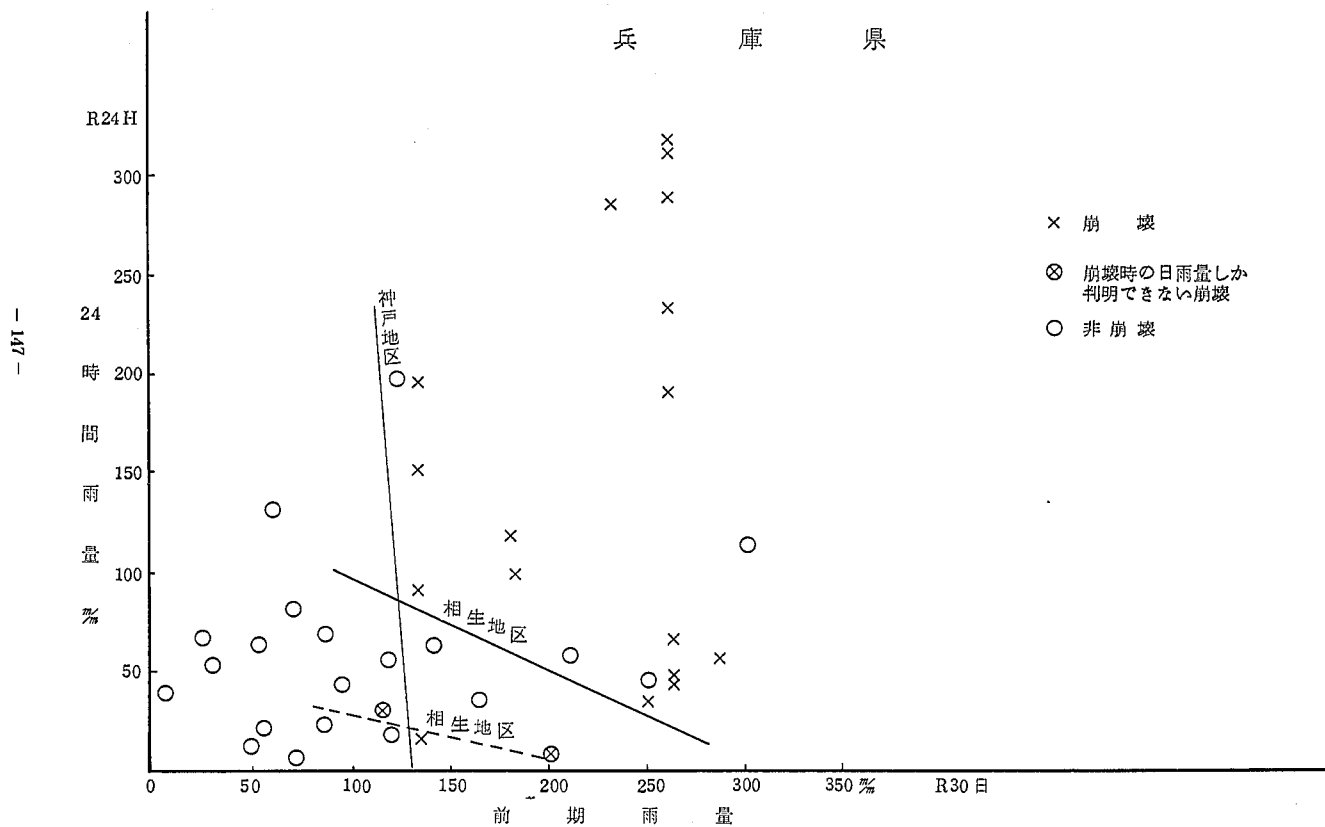


図 - 2

山口県

凡 例

- 非崩壊
- X 崩壊

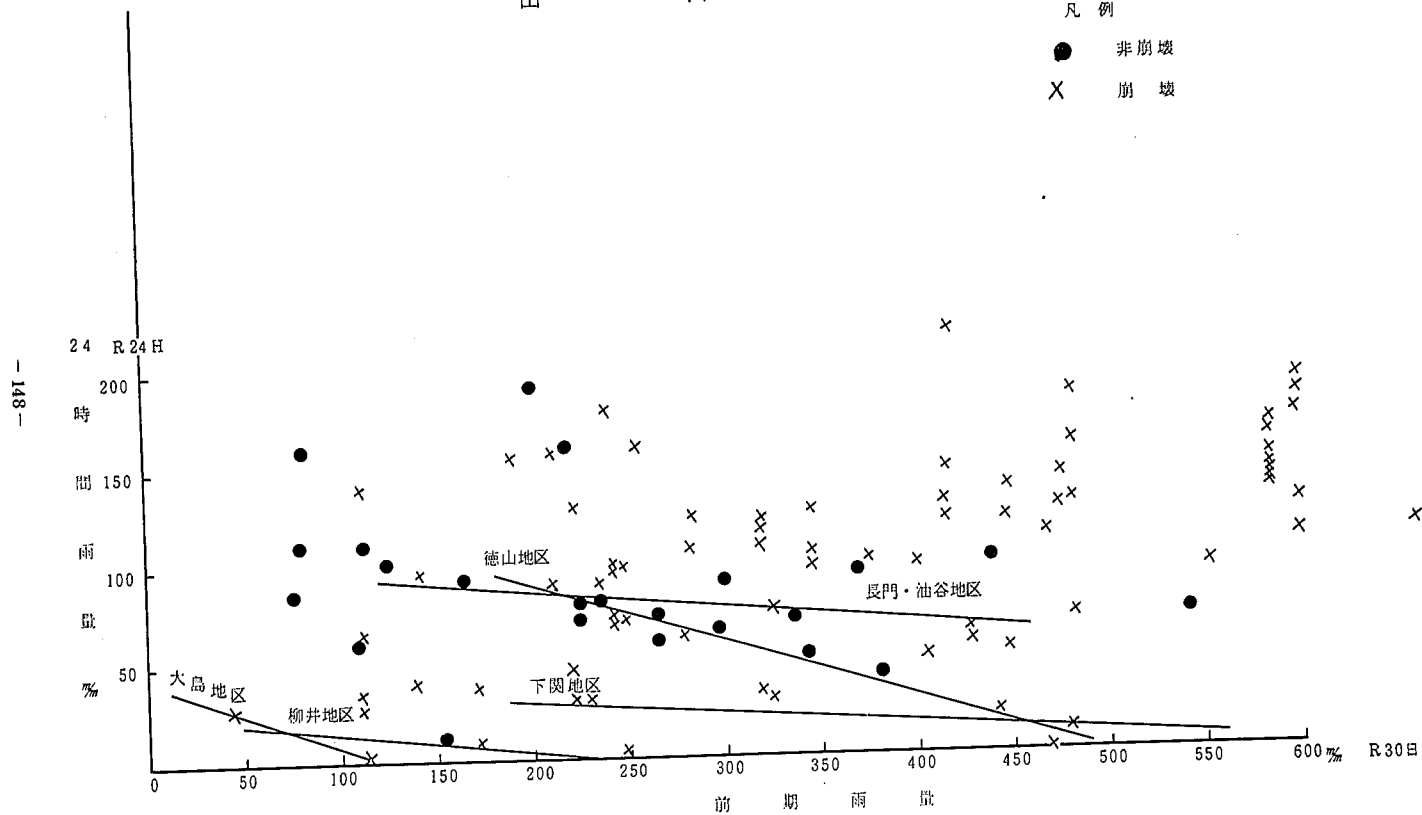


図 - 2

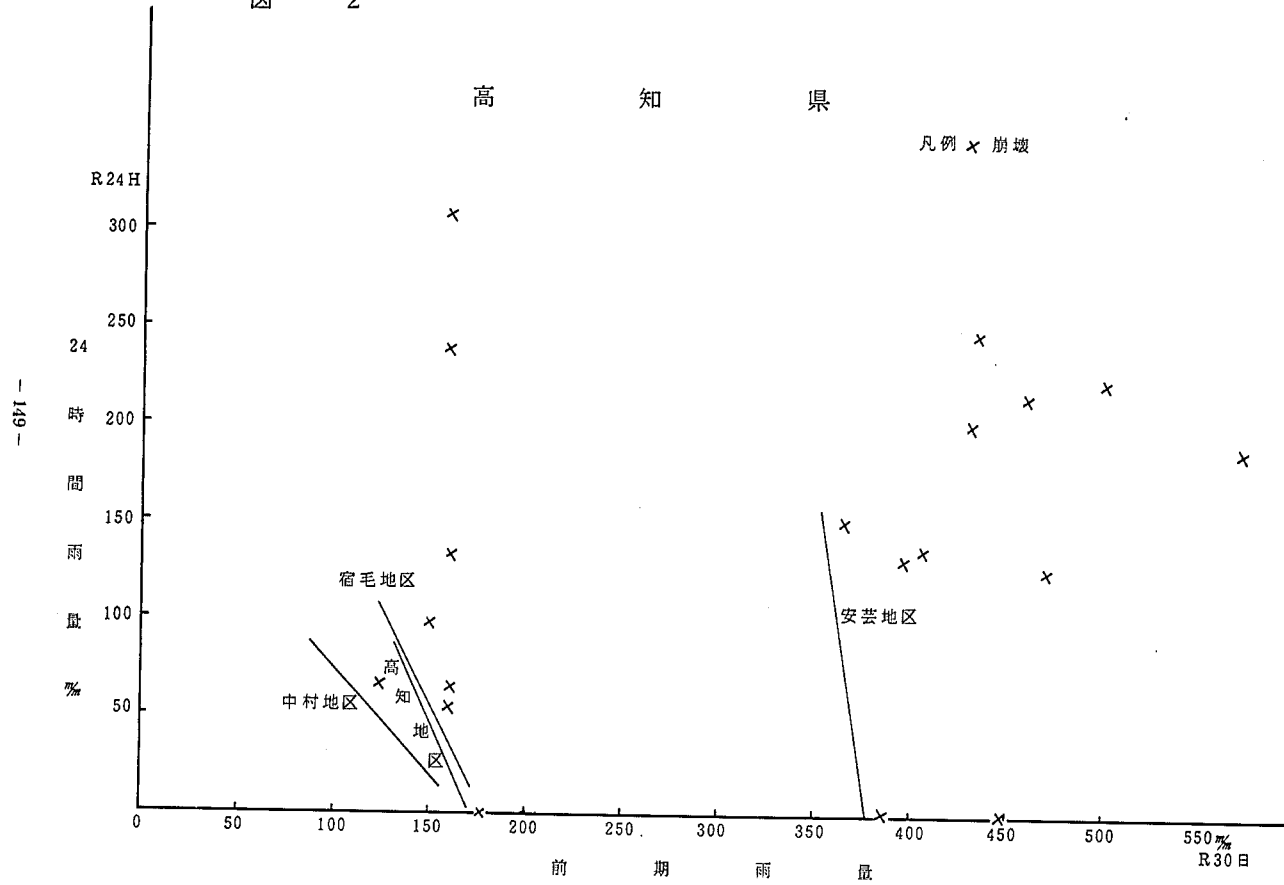
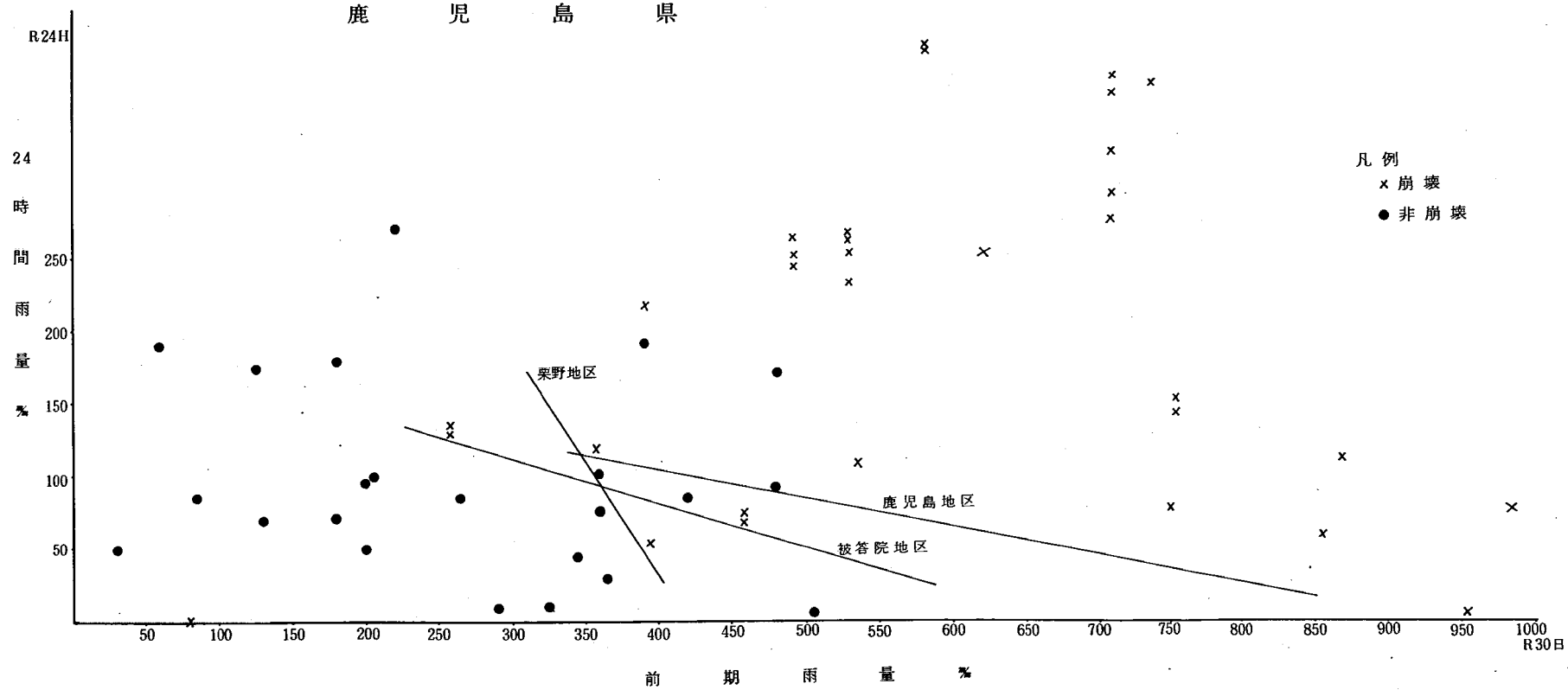


図 - 2

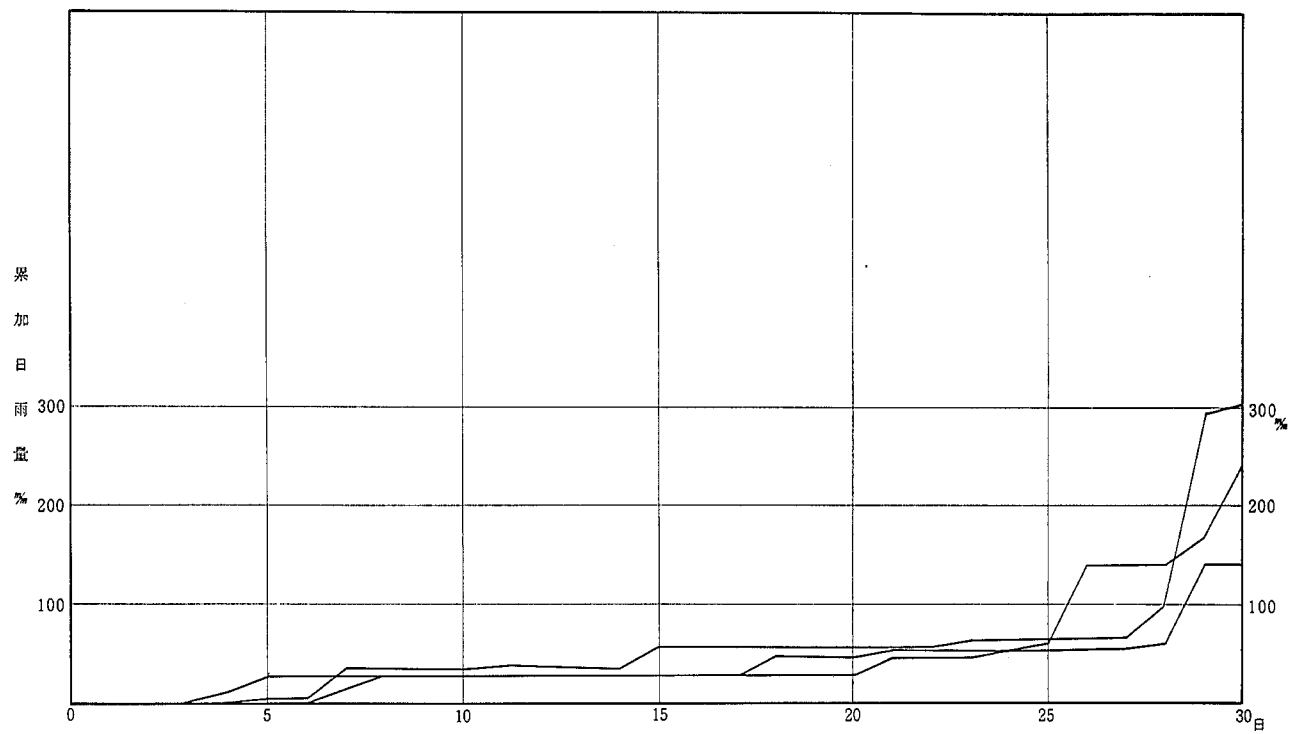
鹿 児 島 県



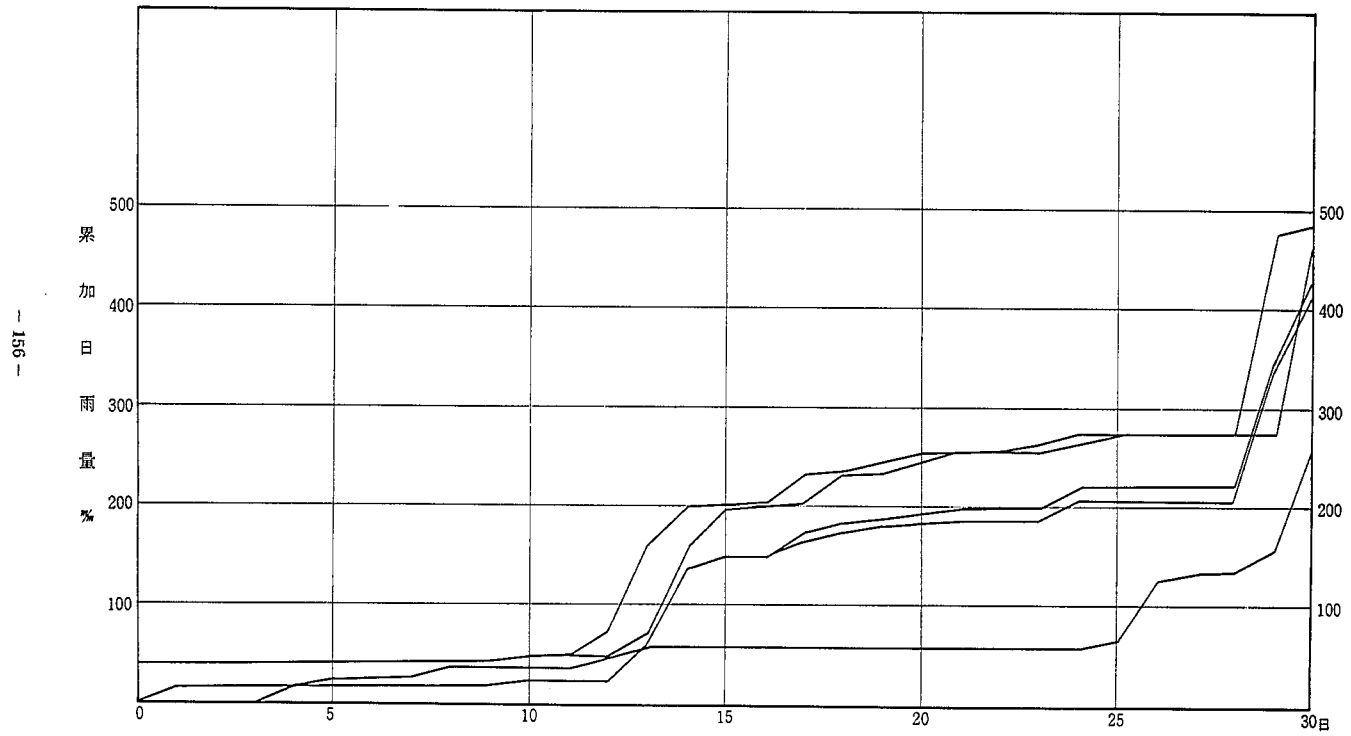
付 図

神奈川県川崎地区

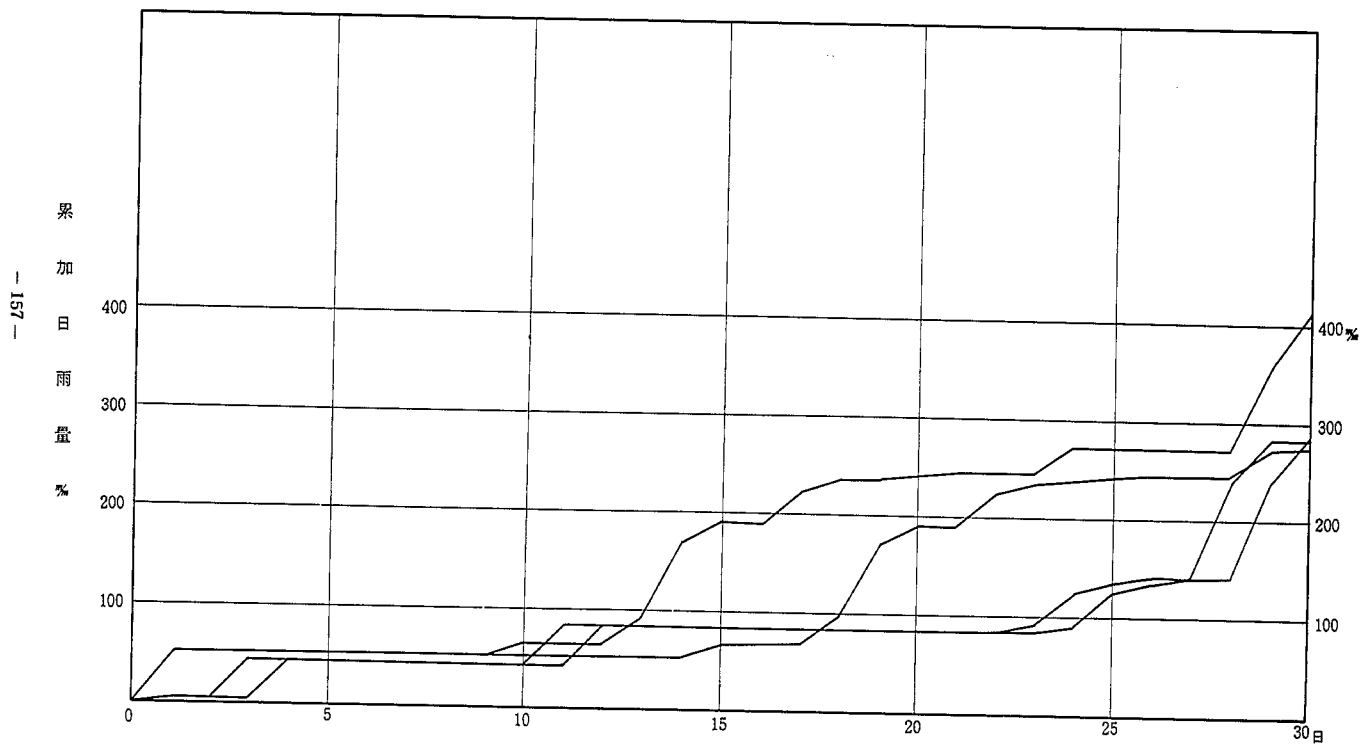
- 155 -



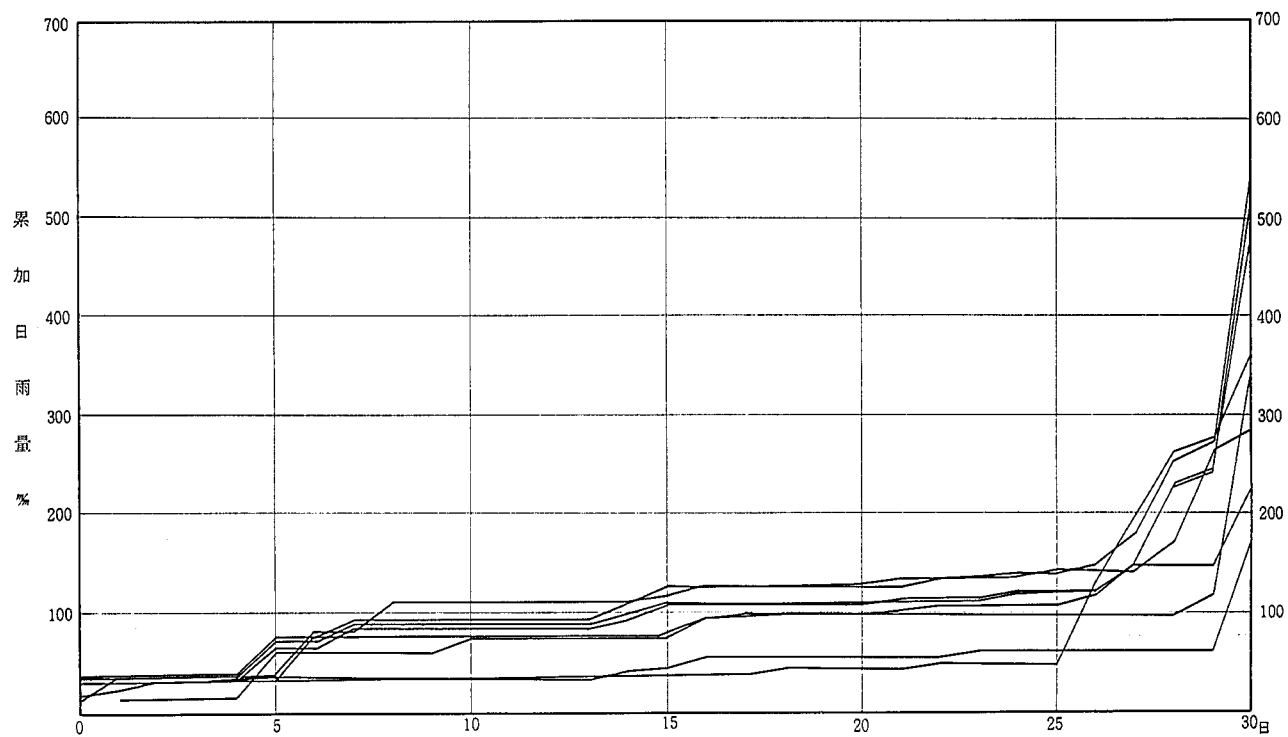
神奈川県横浜地区



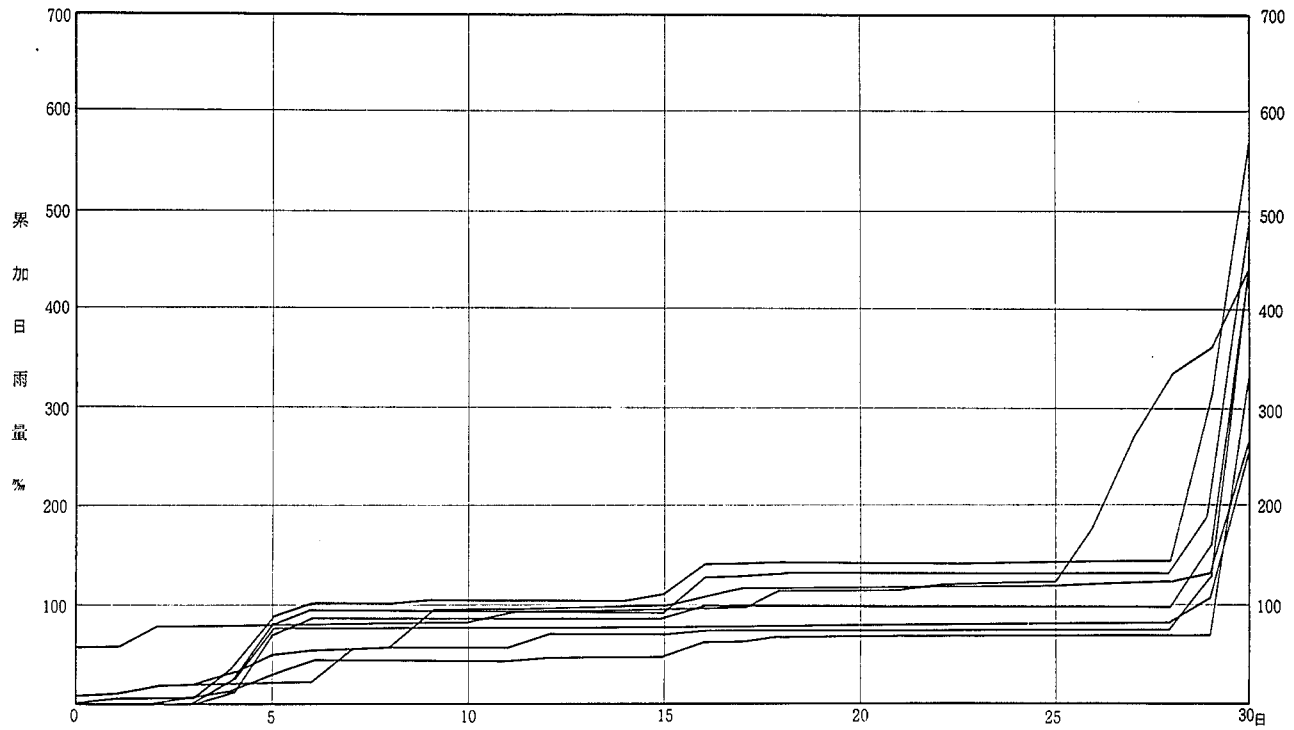
神奈川県横須賀地区



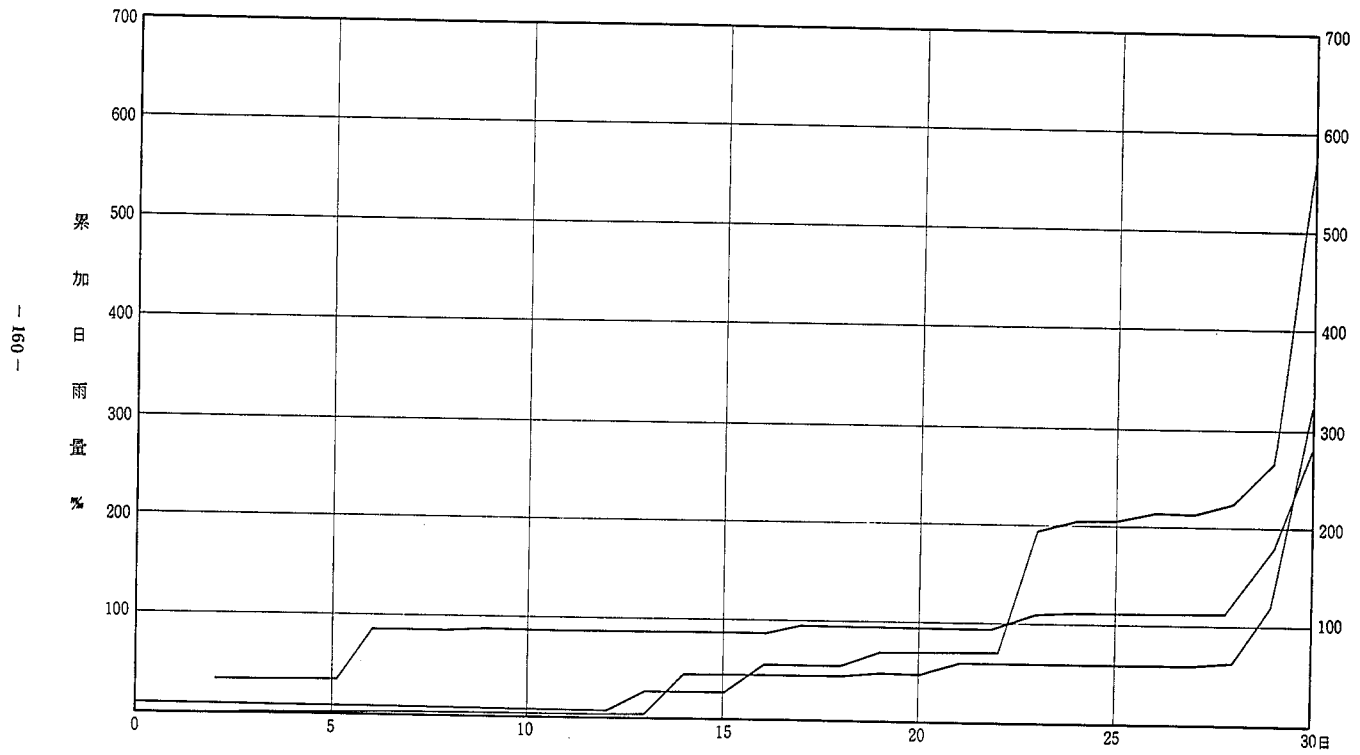
愛知県西加茂地区



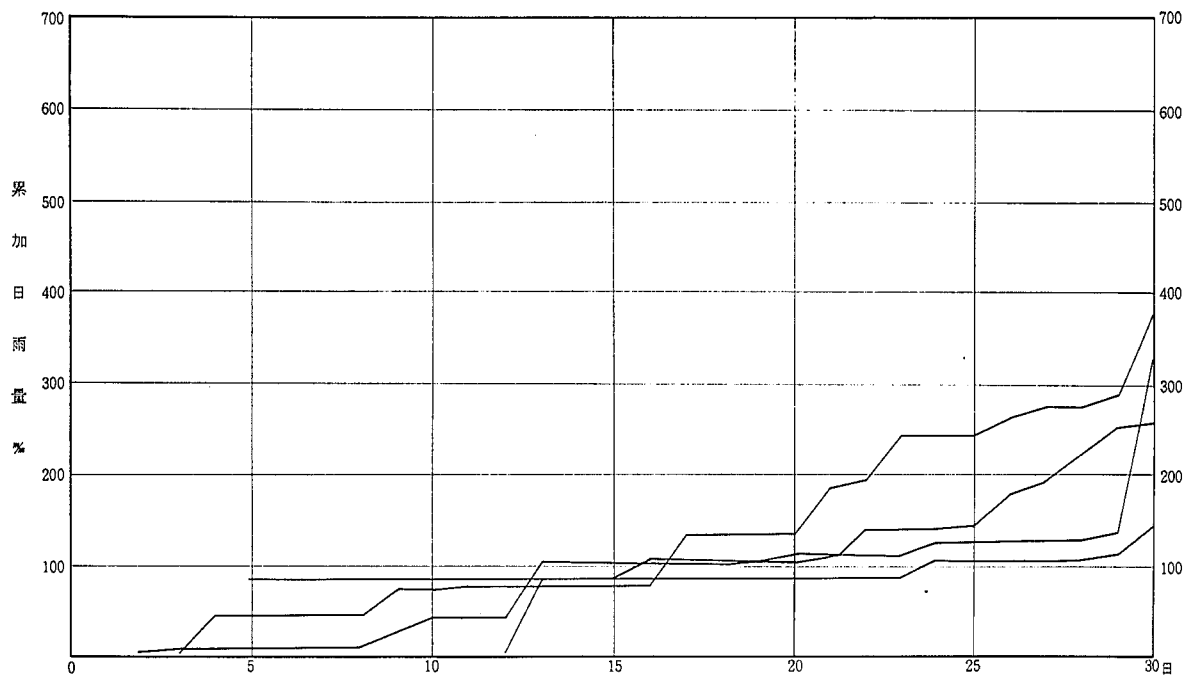
愛知県岡崎地区



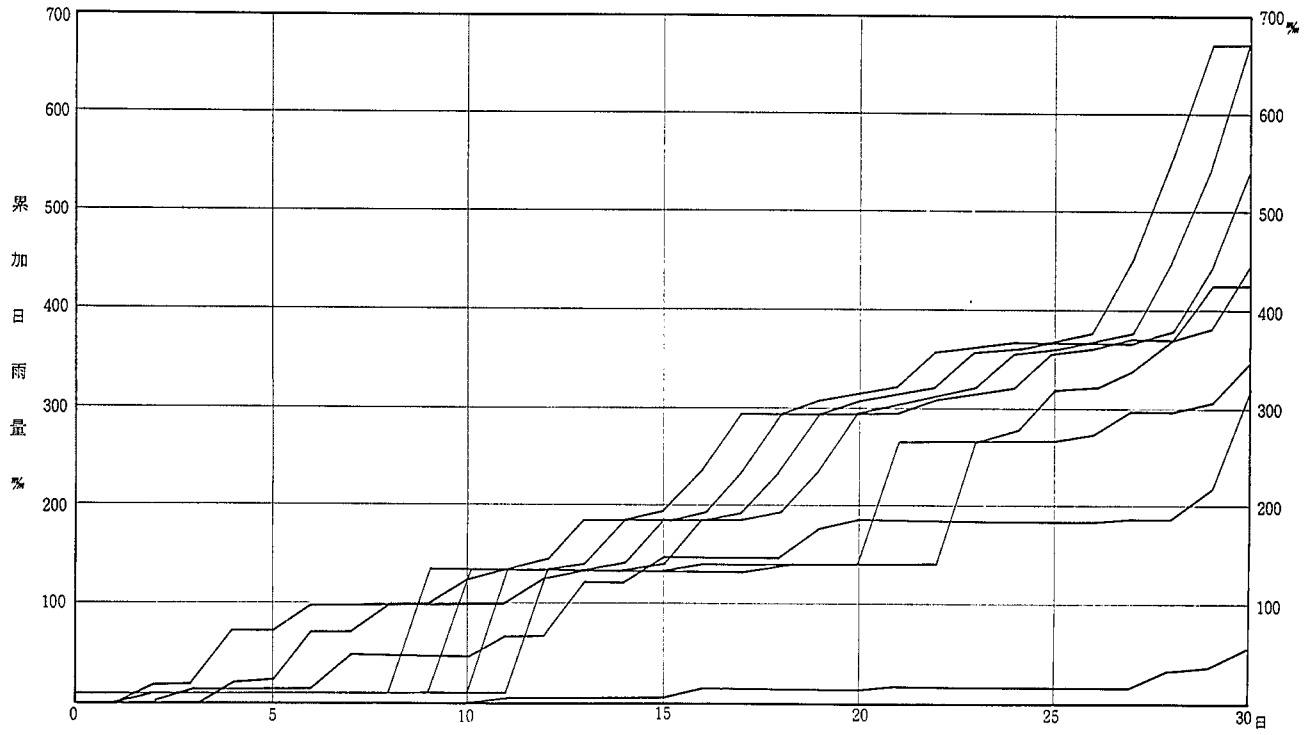
兵庫県神戸地区



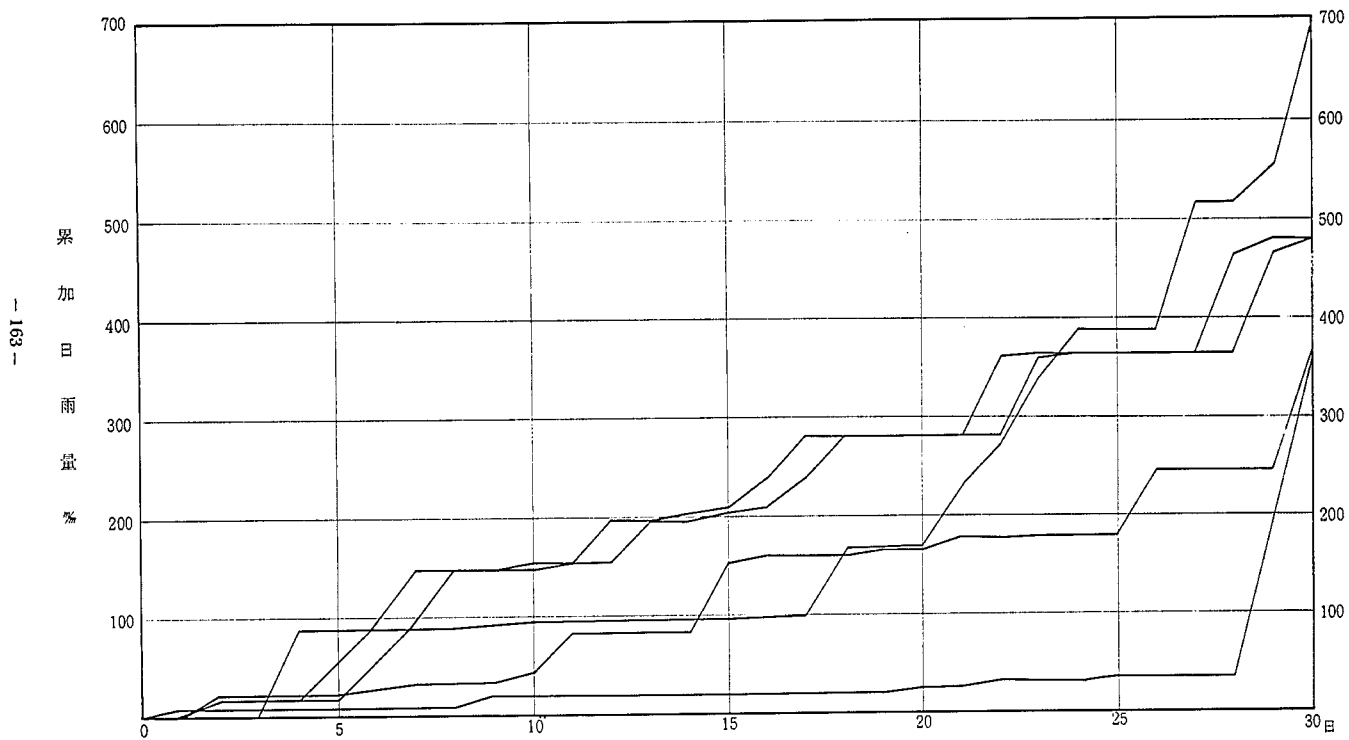
兵庫県相生地区



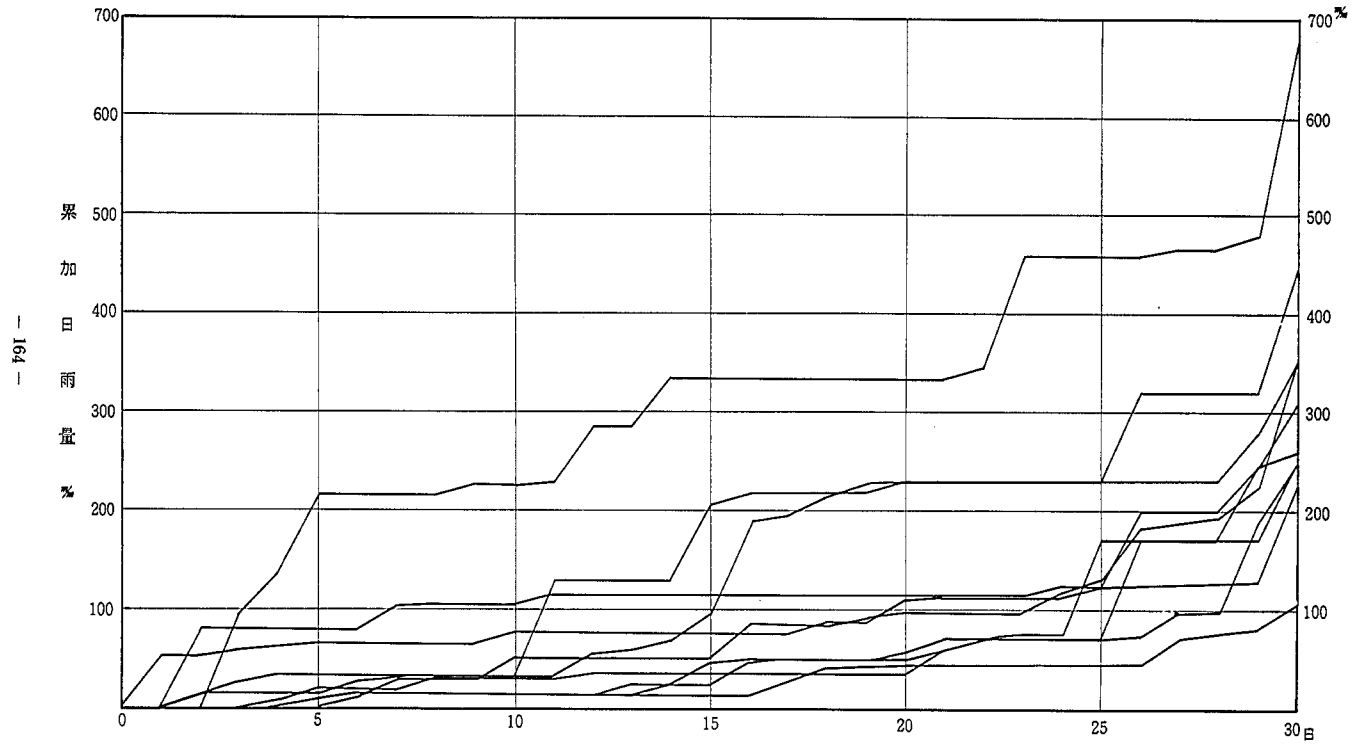
山口県下関地区



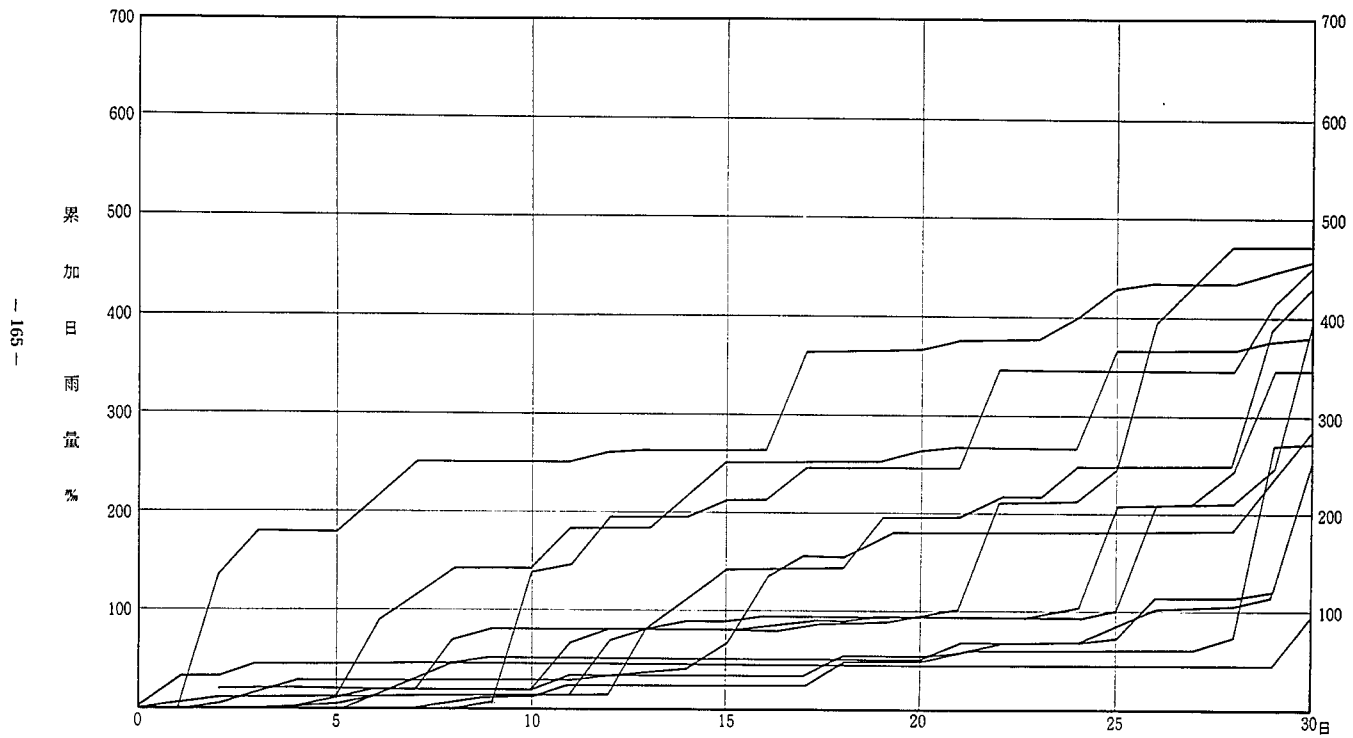
山口県徳山地区



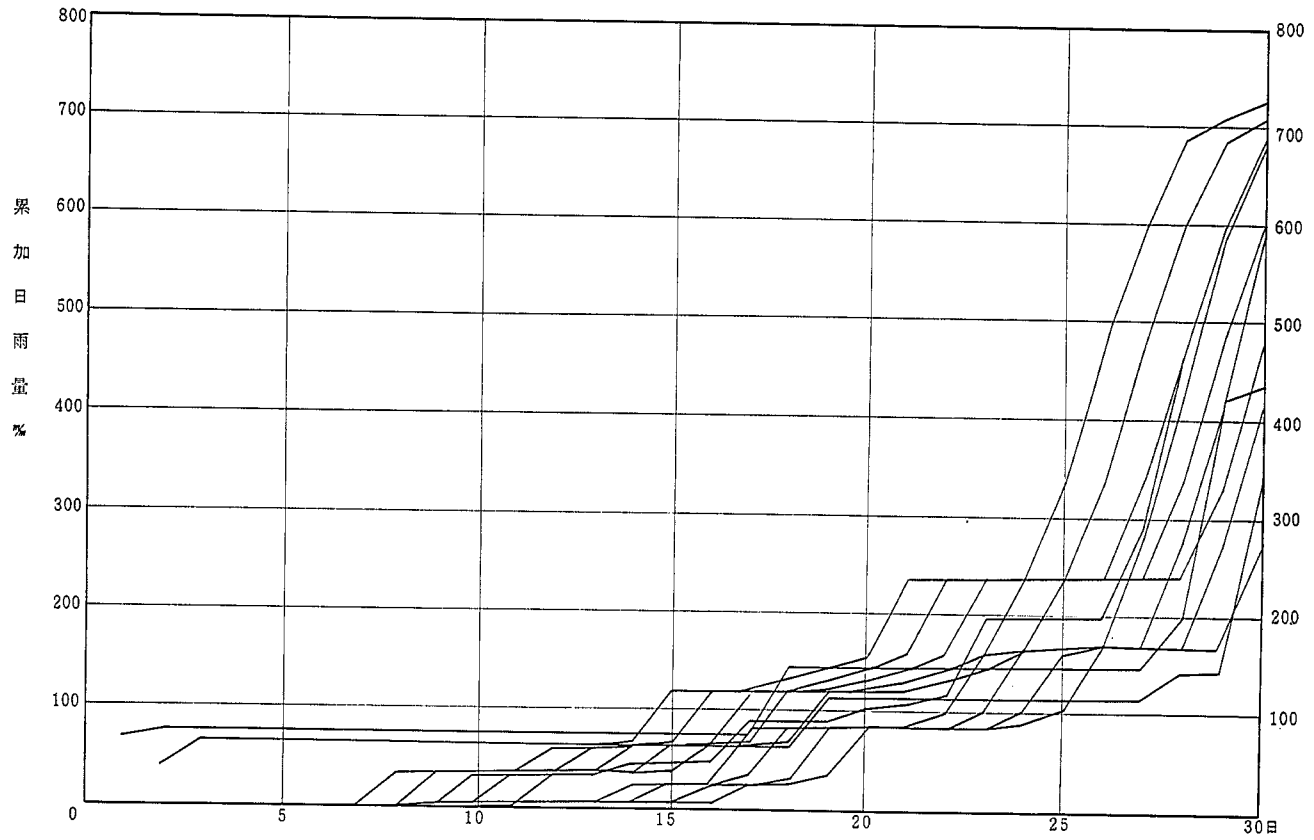
山口県柳井地区

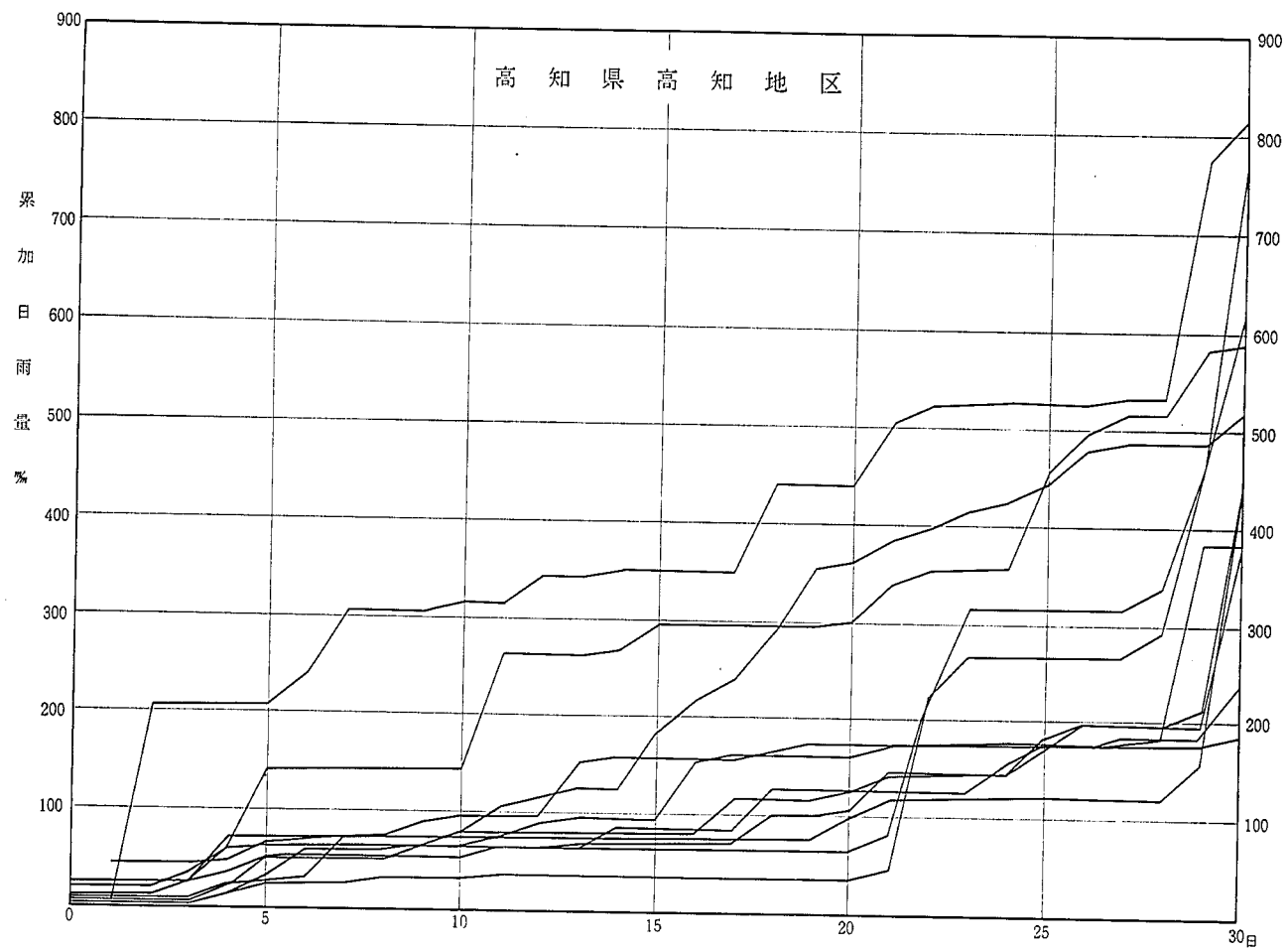


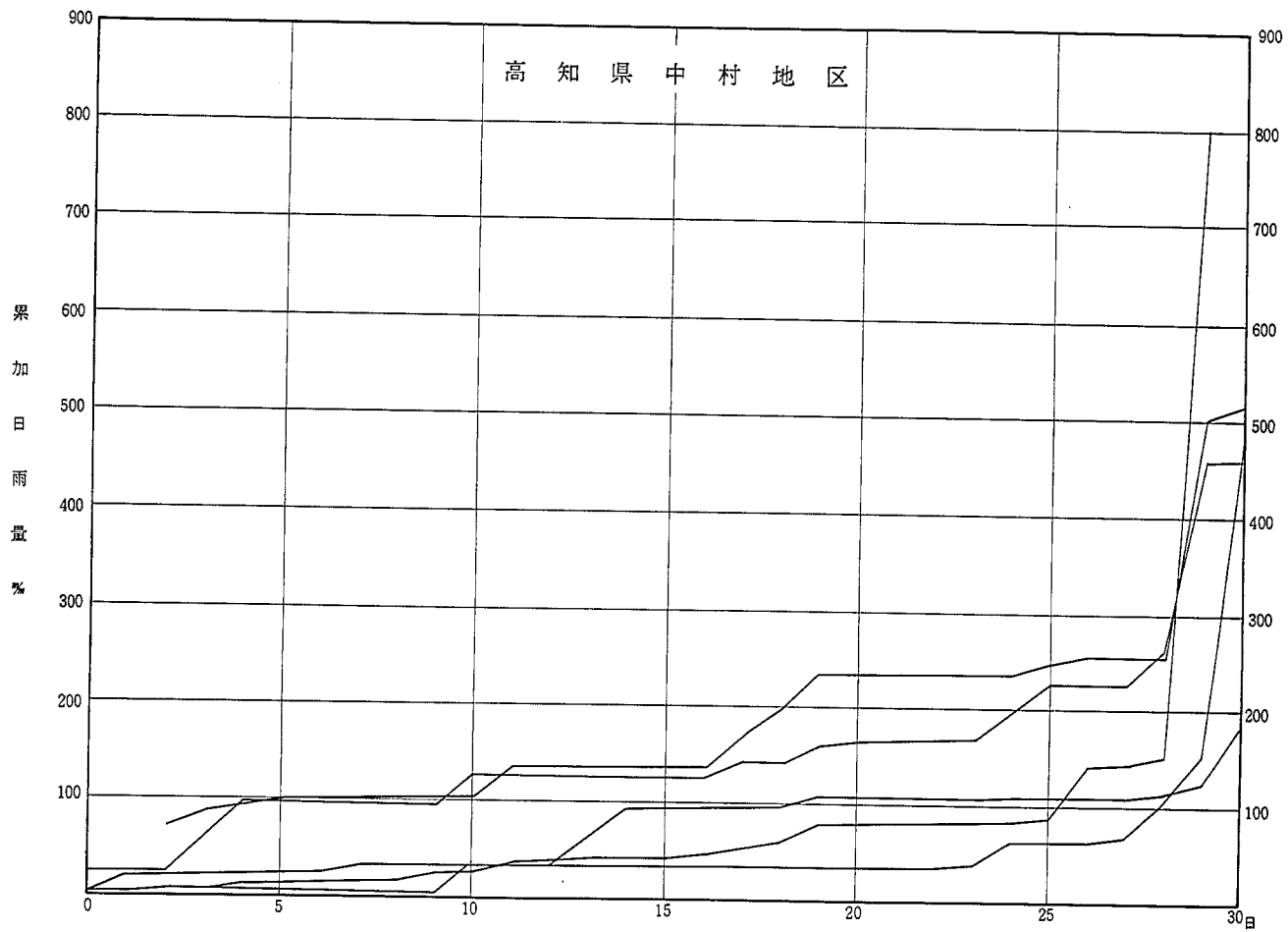
山口県大島地区

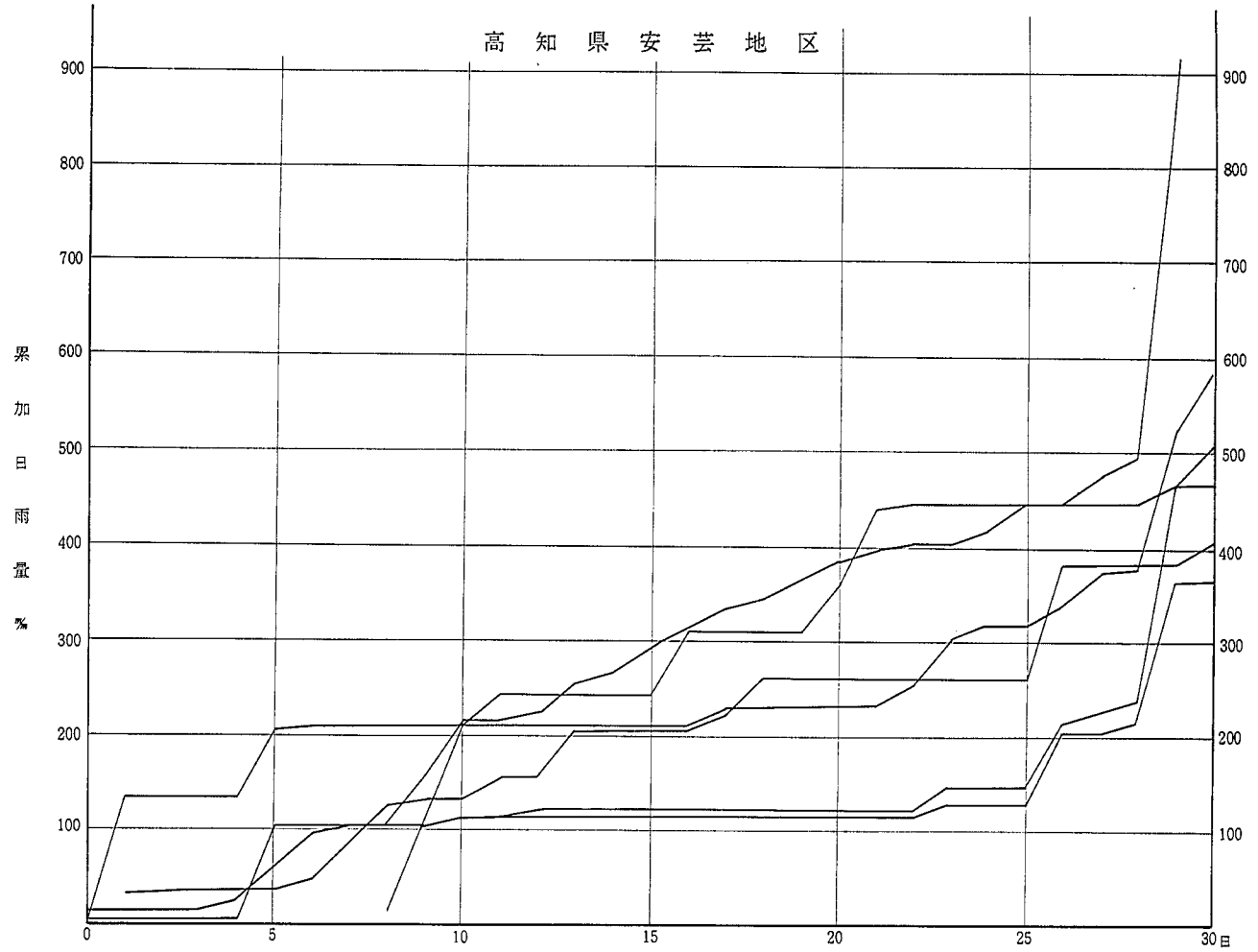


山口県長門油谷地区

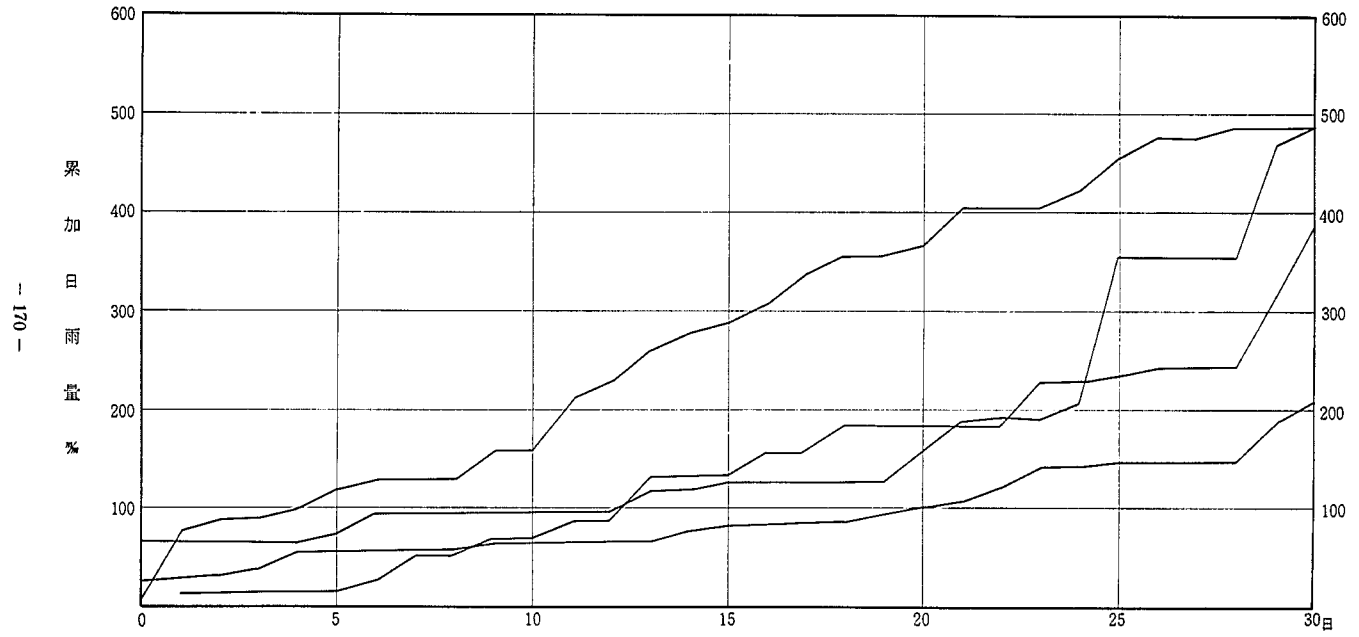




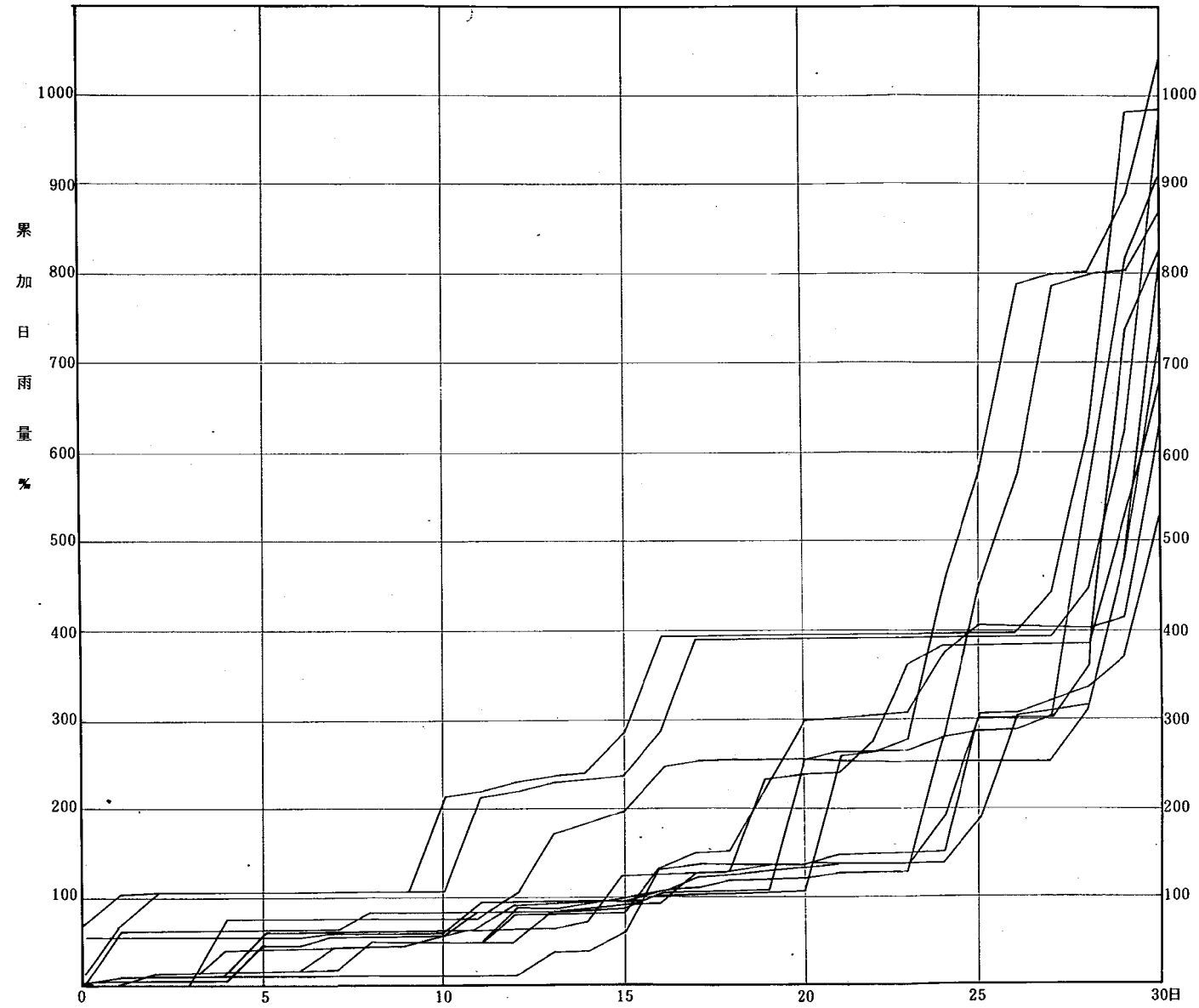




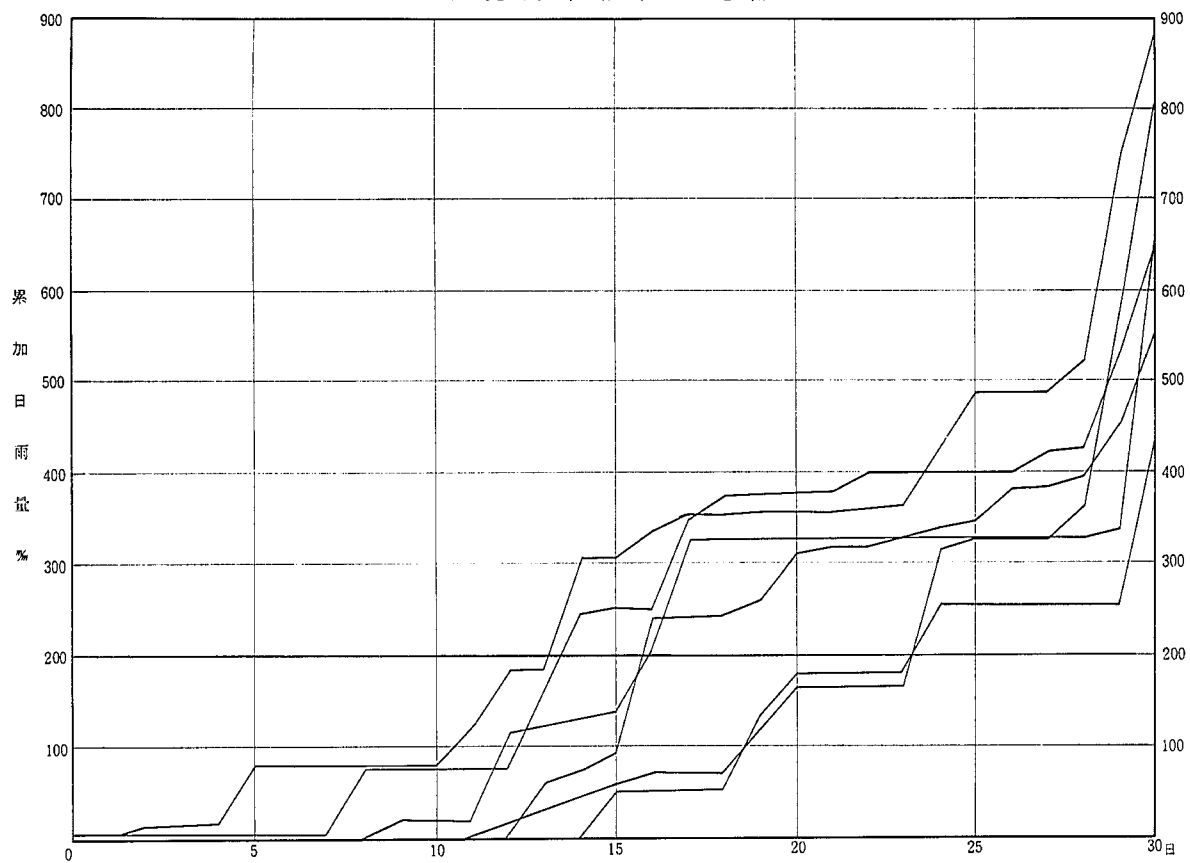
高知県宿毛地区

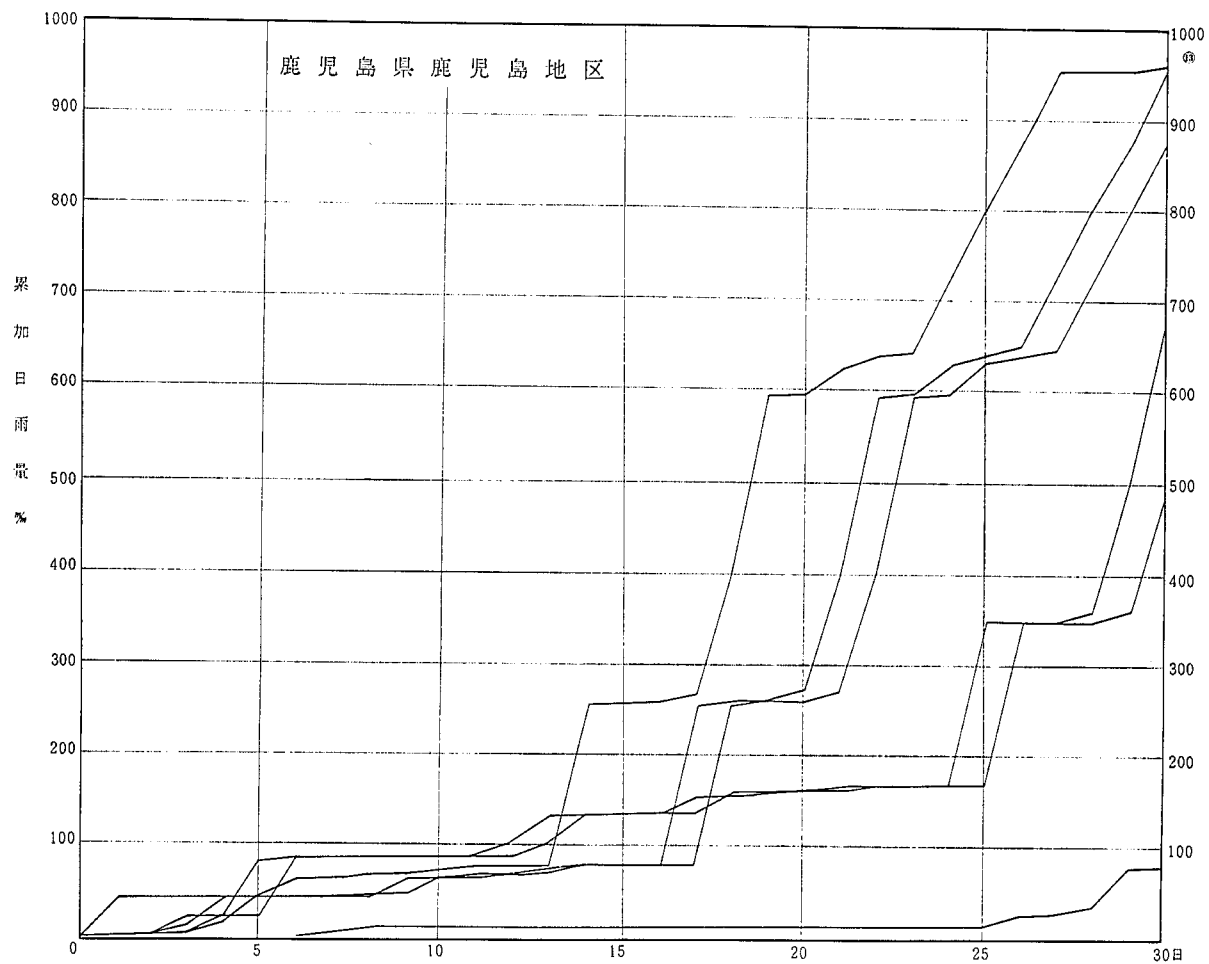


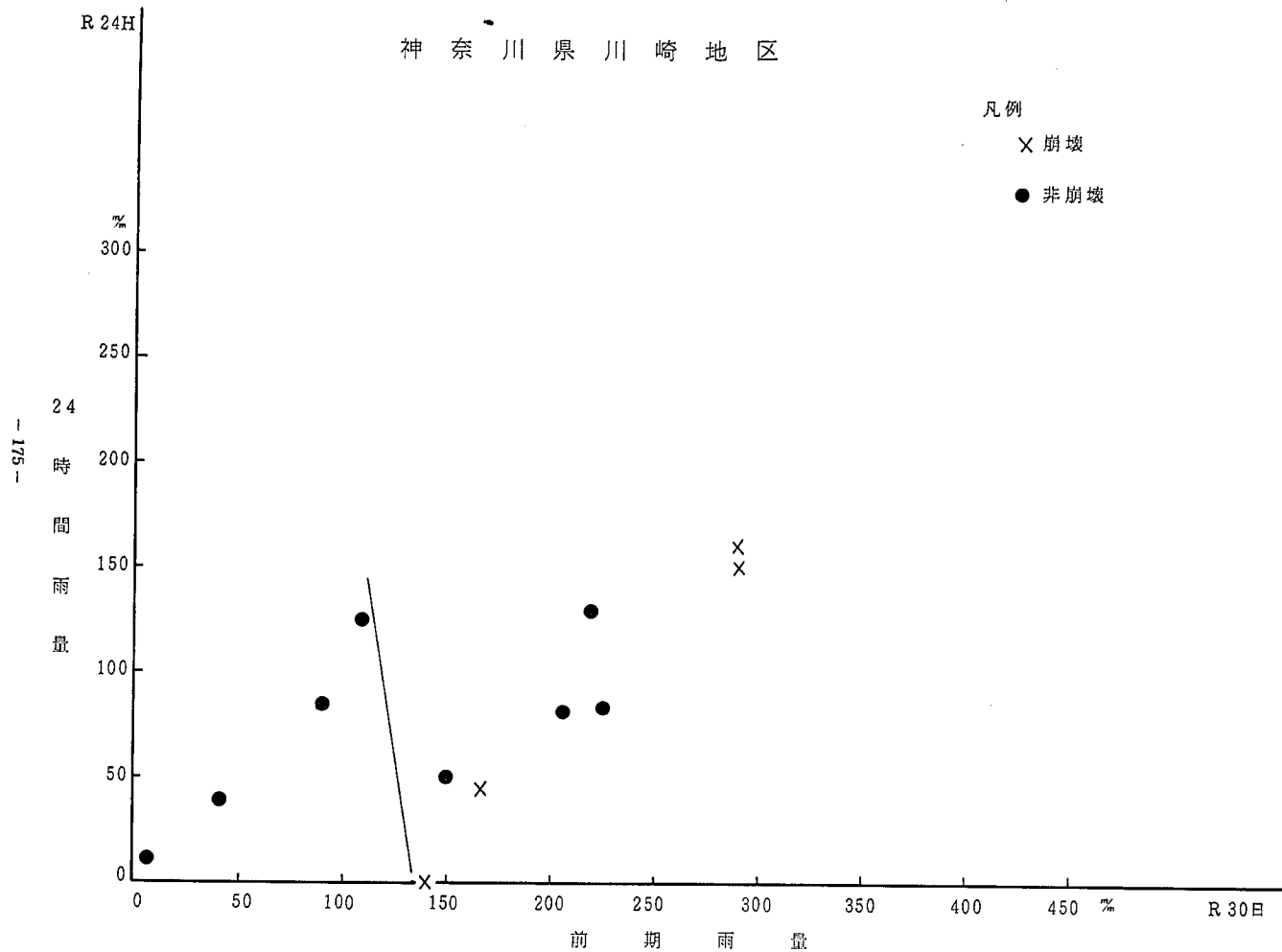
鹿 児 島 県 栗 野 地 区



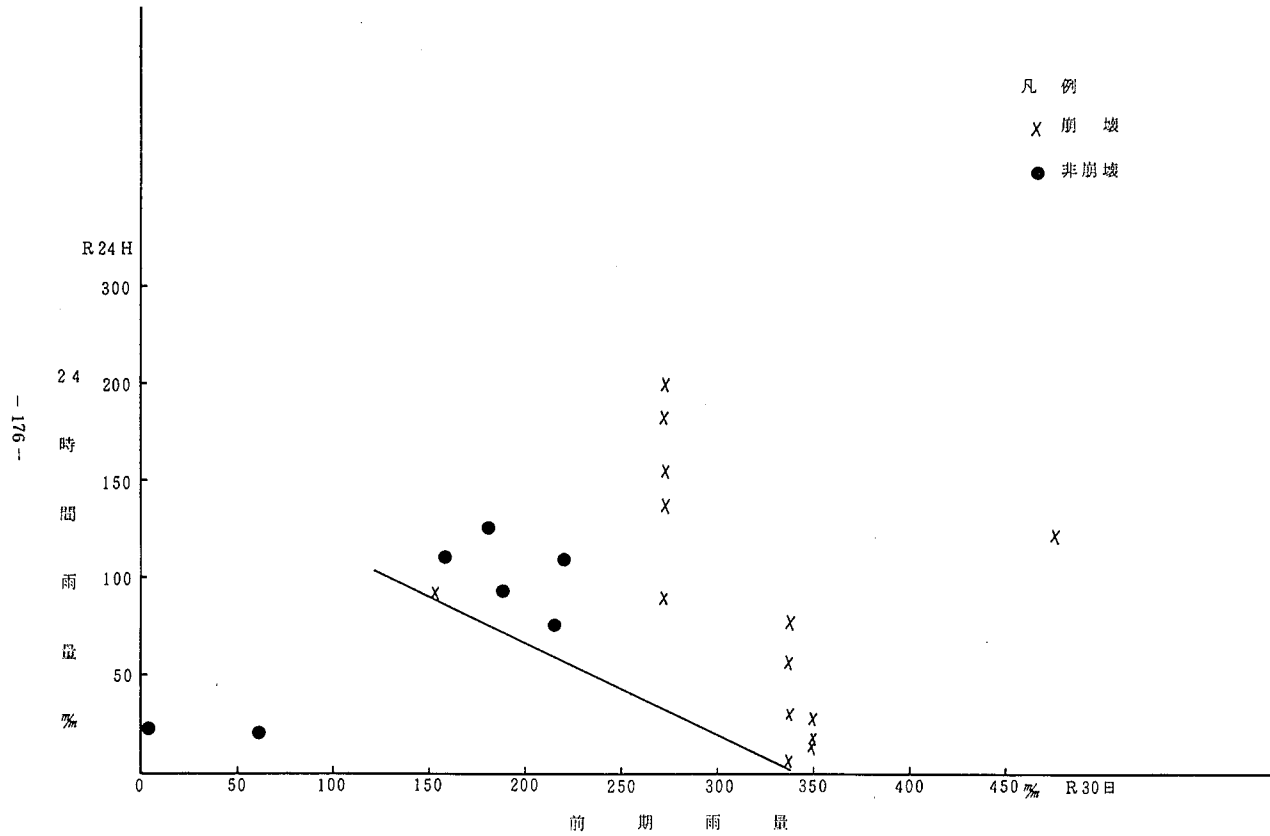
鹿児島県祁答院地区



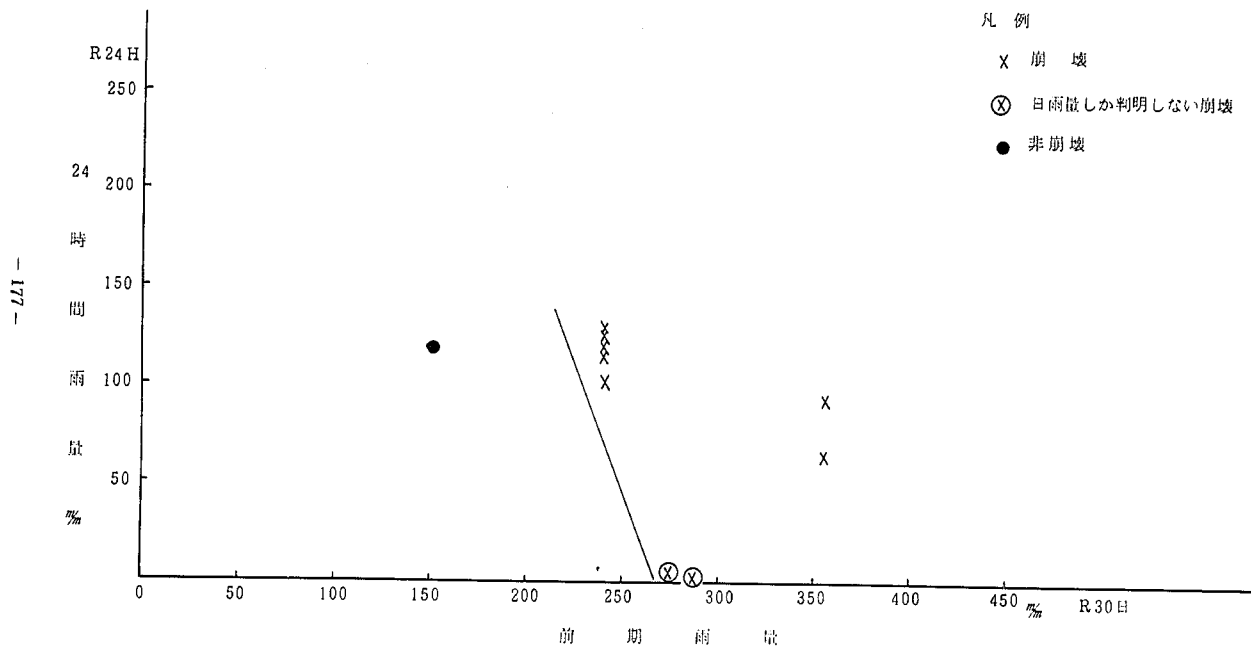




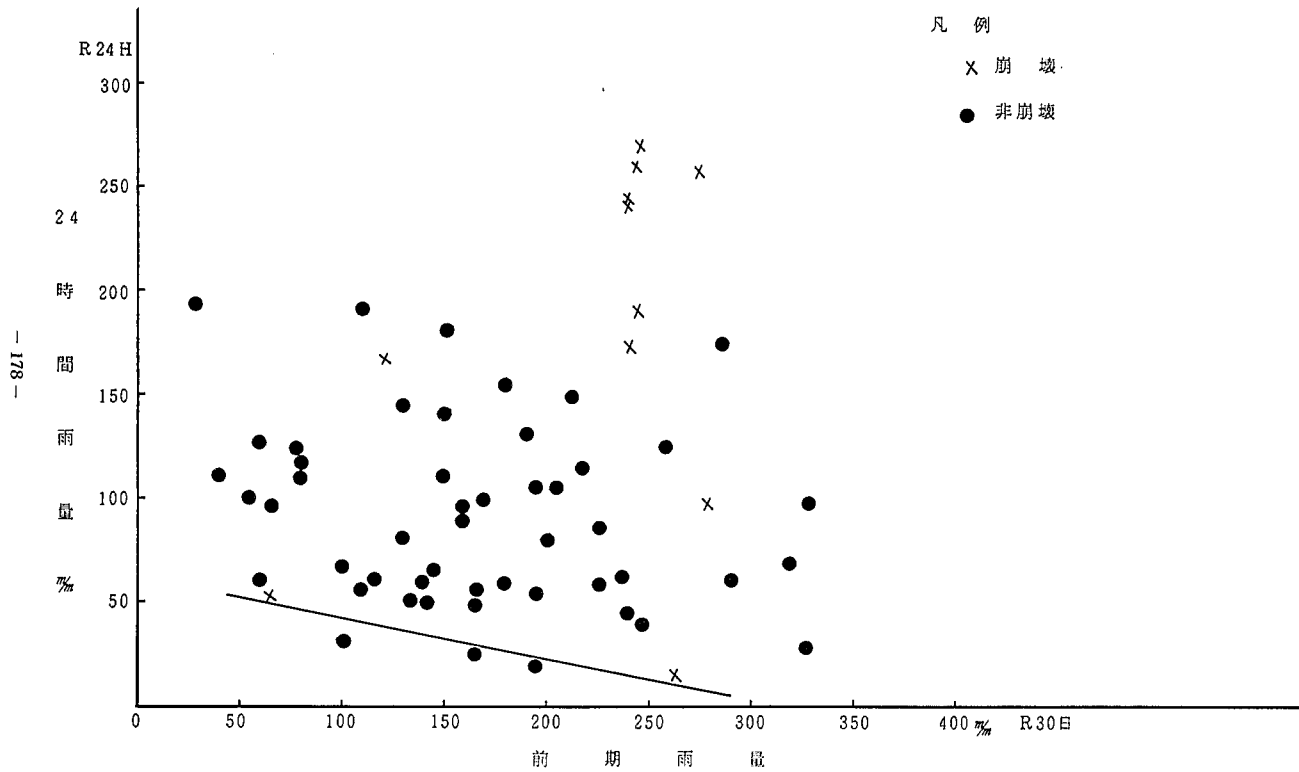
神奈川県横浜地区



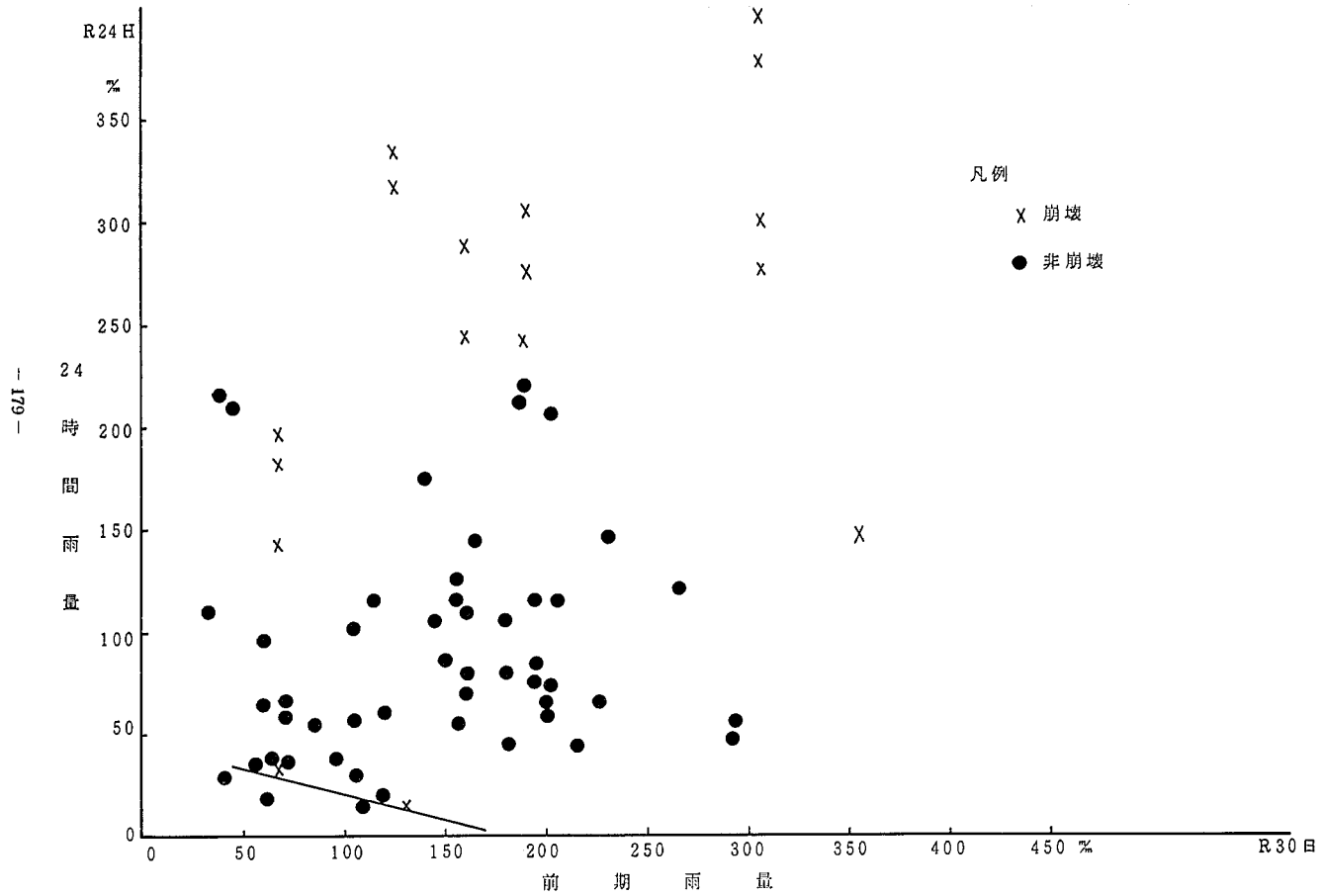
神奈川県横須賀地区



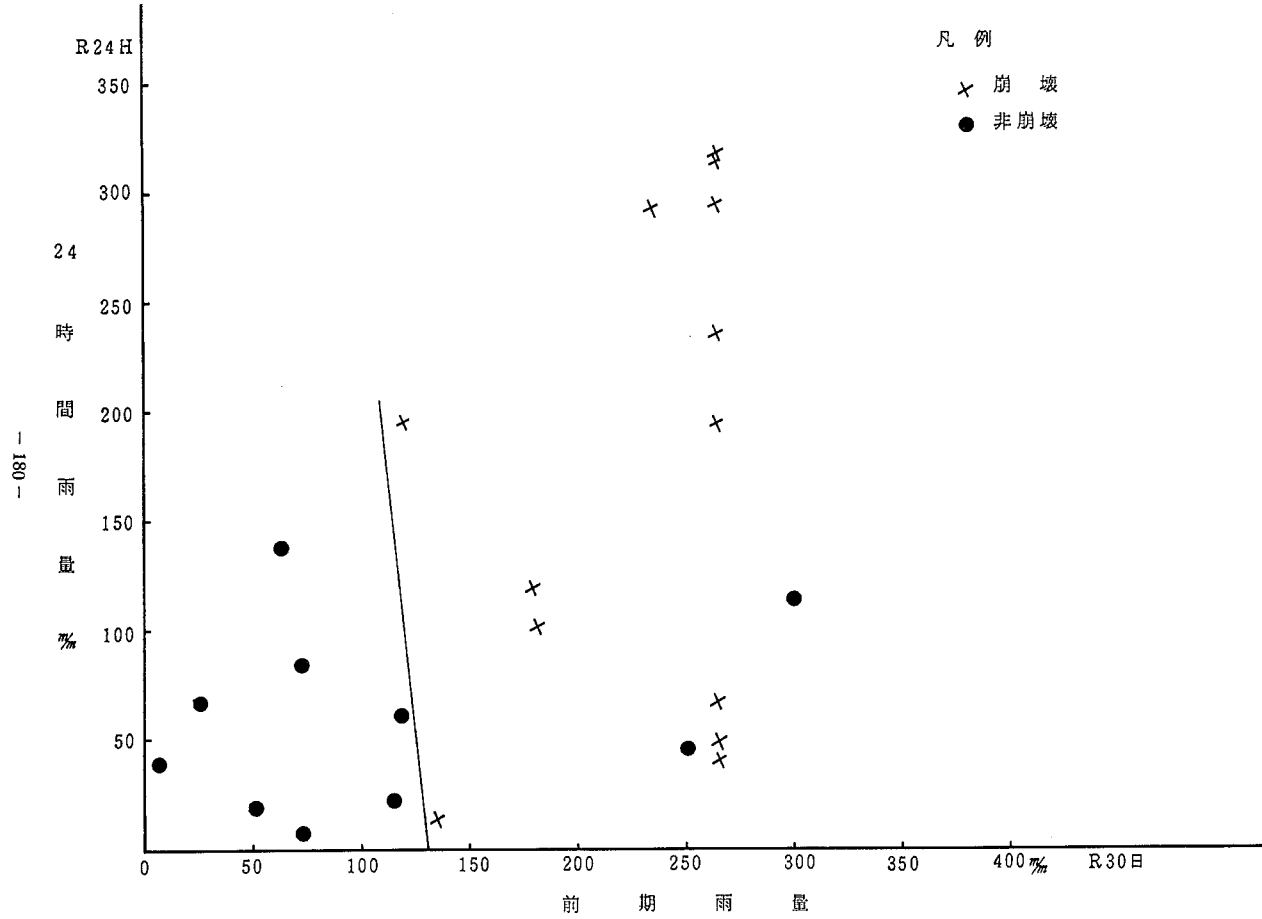
愛知県西加茂地区



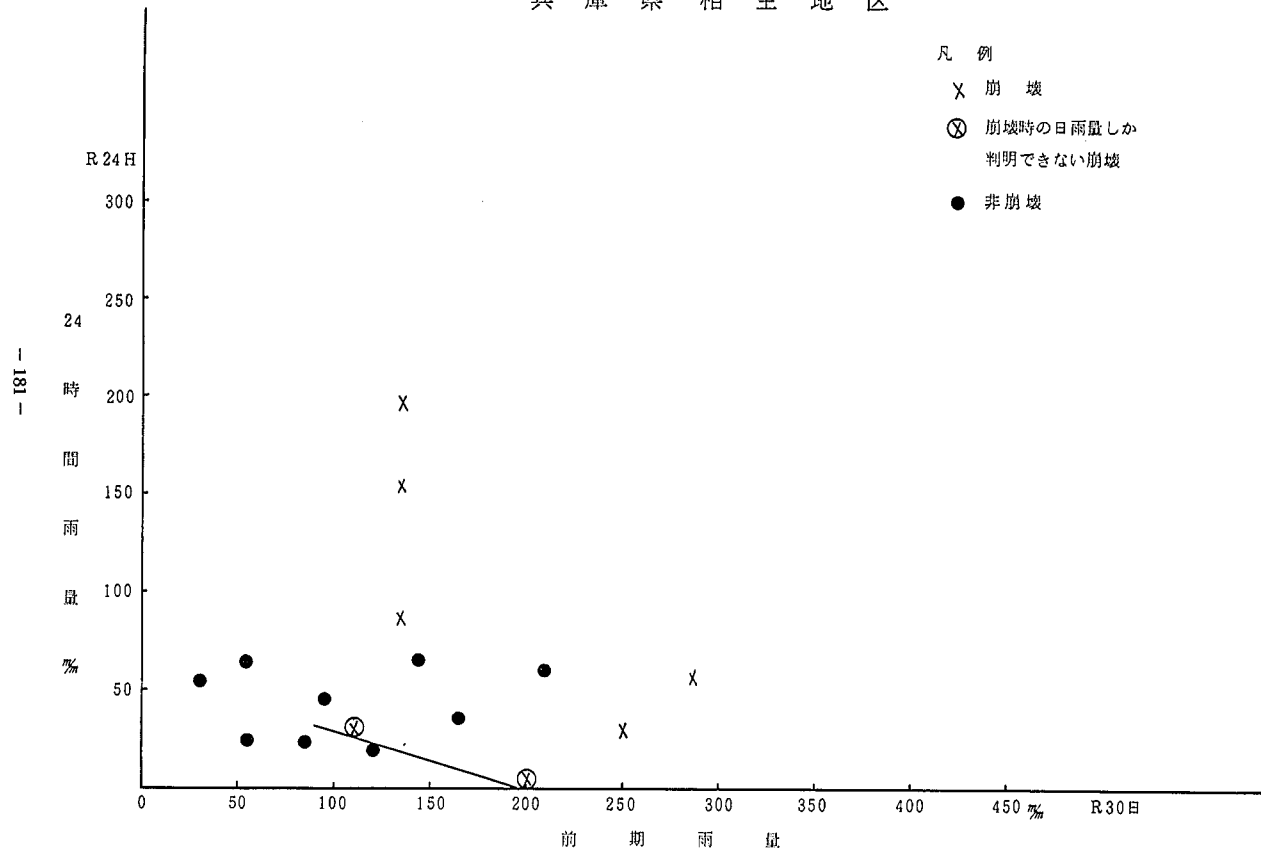
愛知県岡崎地区



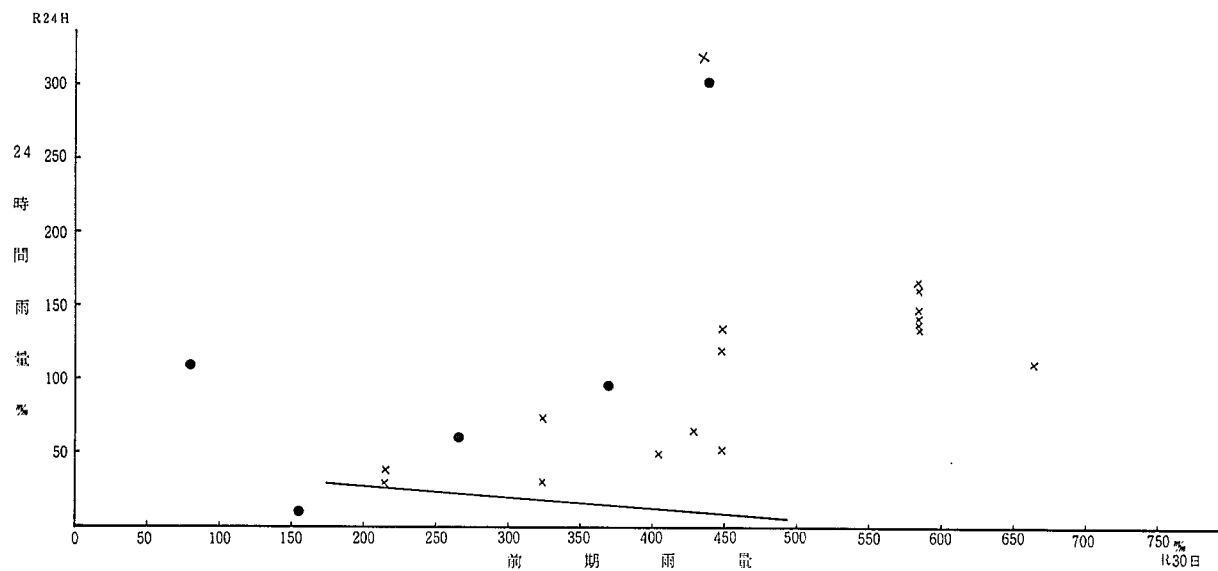
兵庫県神戸地区



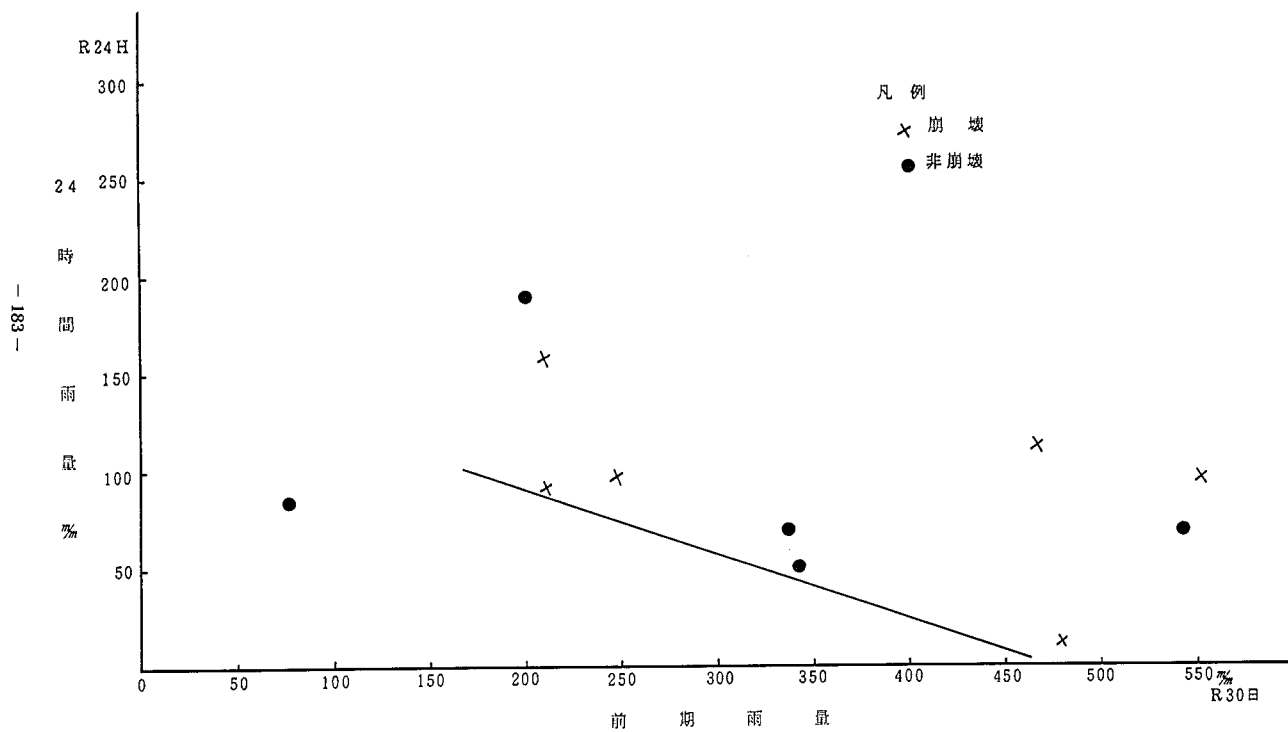
兵庫県相生地区



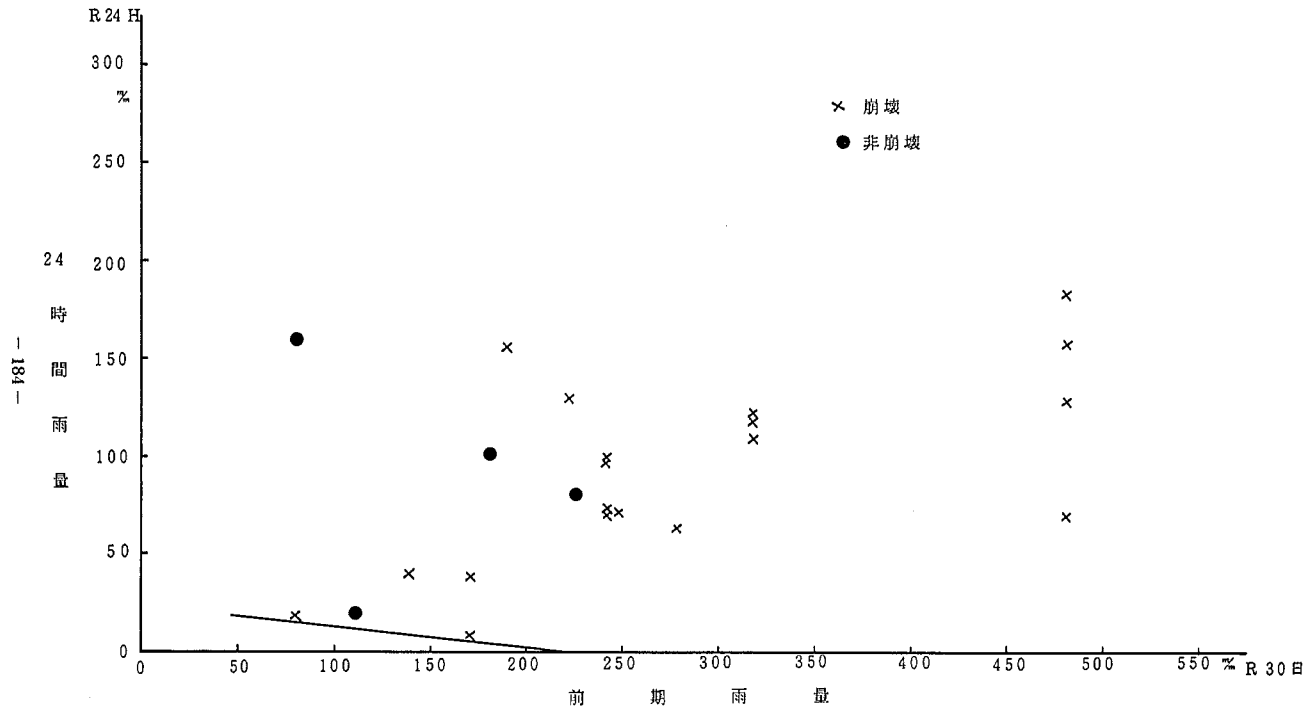
山口県下関地区



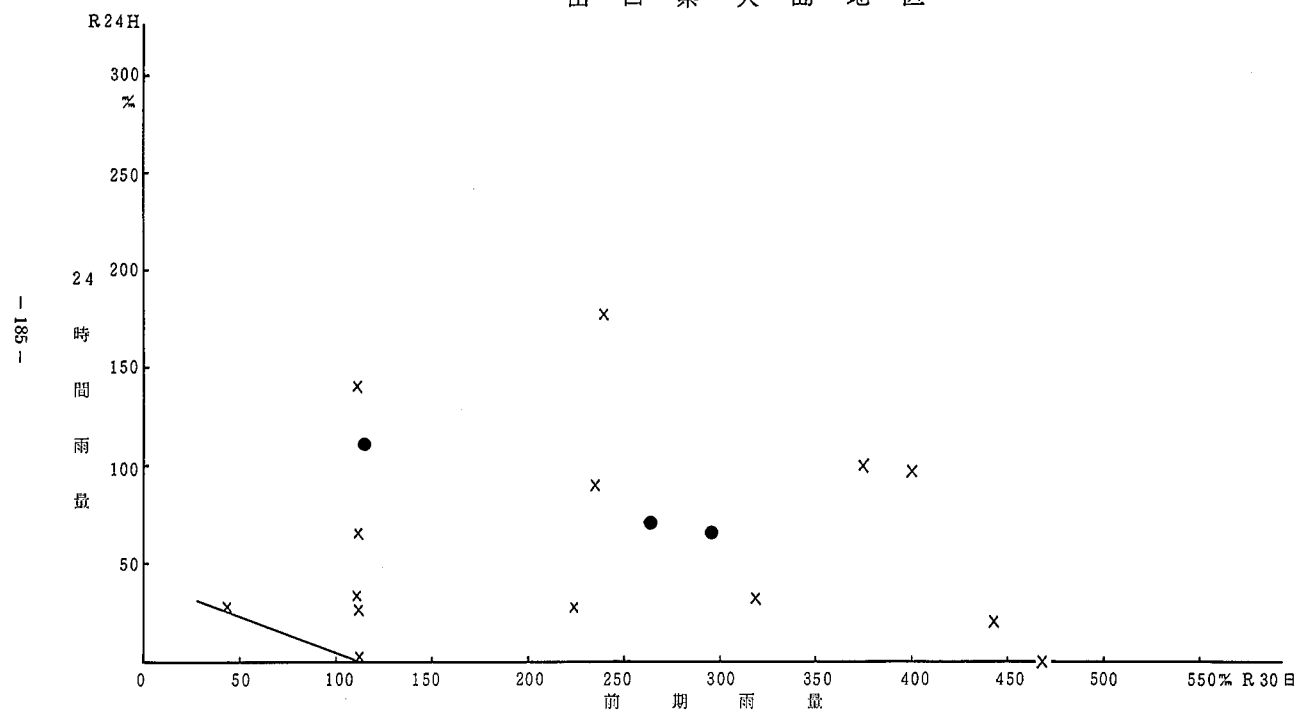
山口県徳山地区



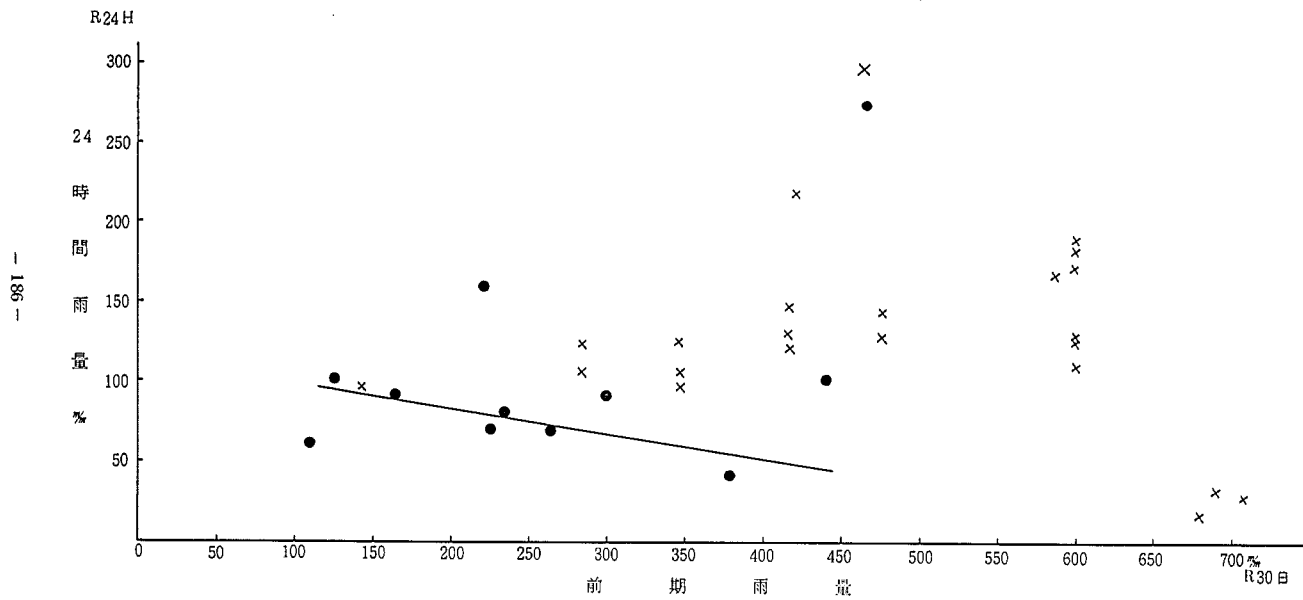
山口県柳井地区



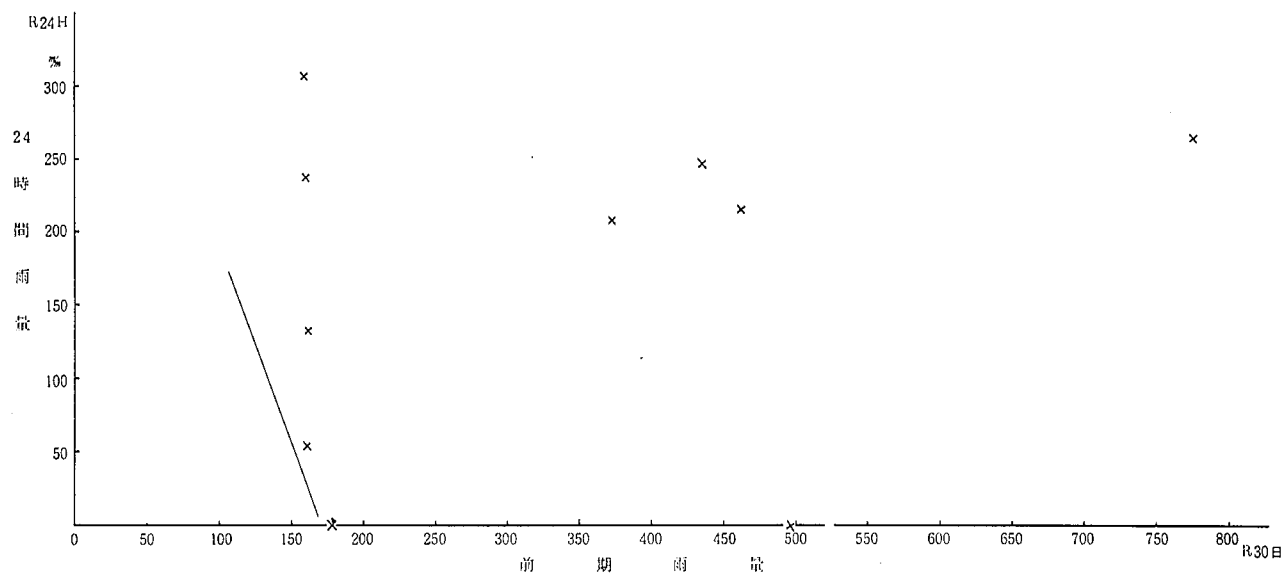
山口県大島地区



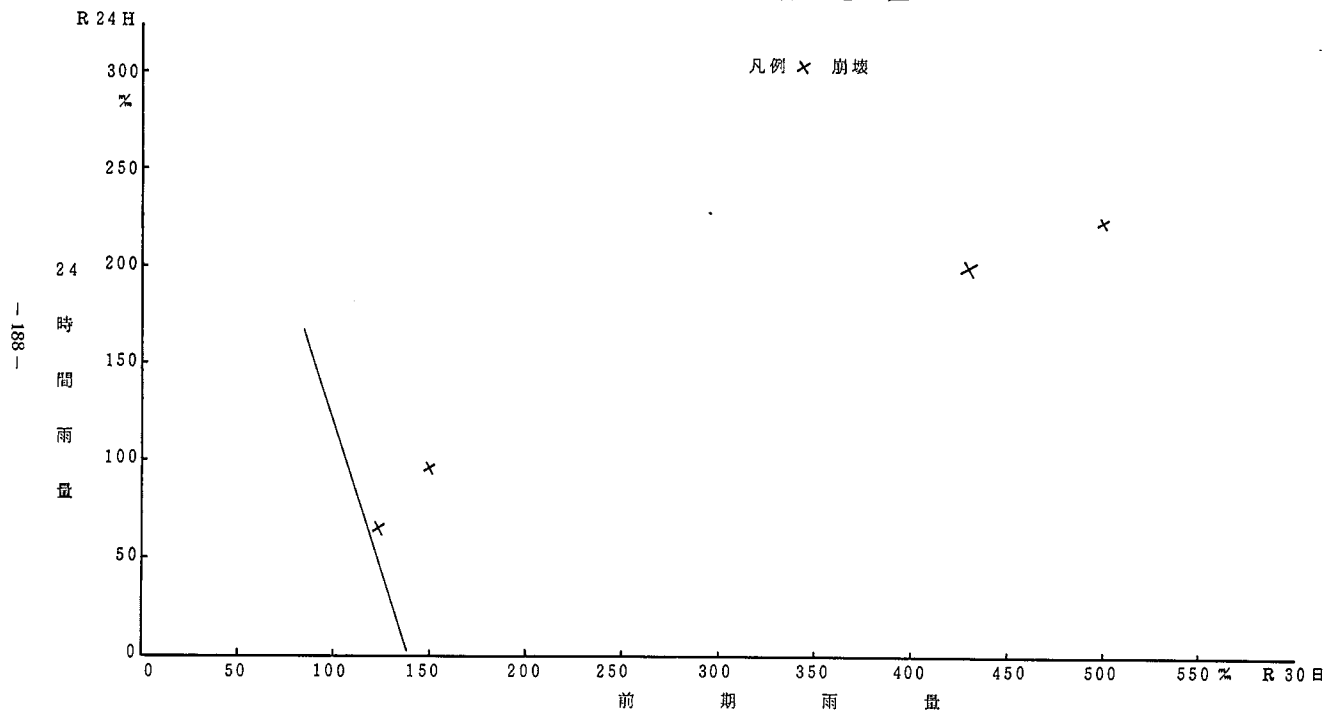
山口県長門油谷地区

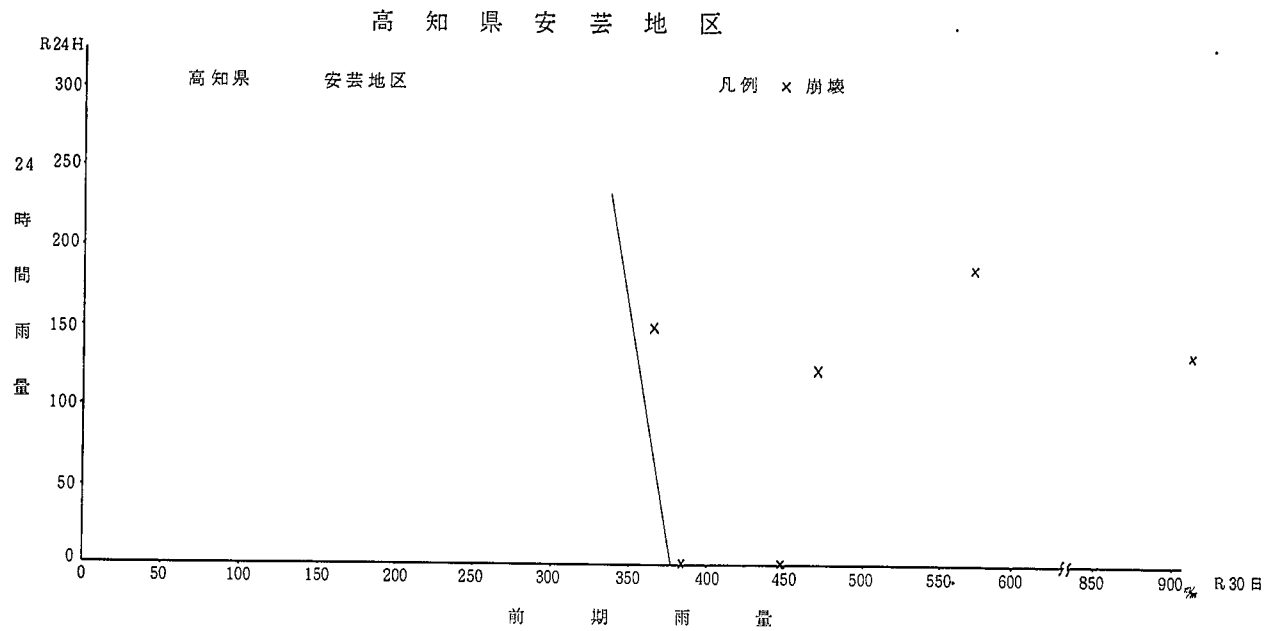


高知県高知地区

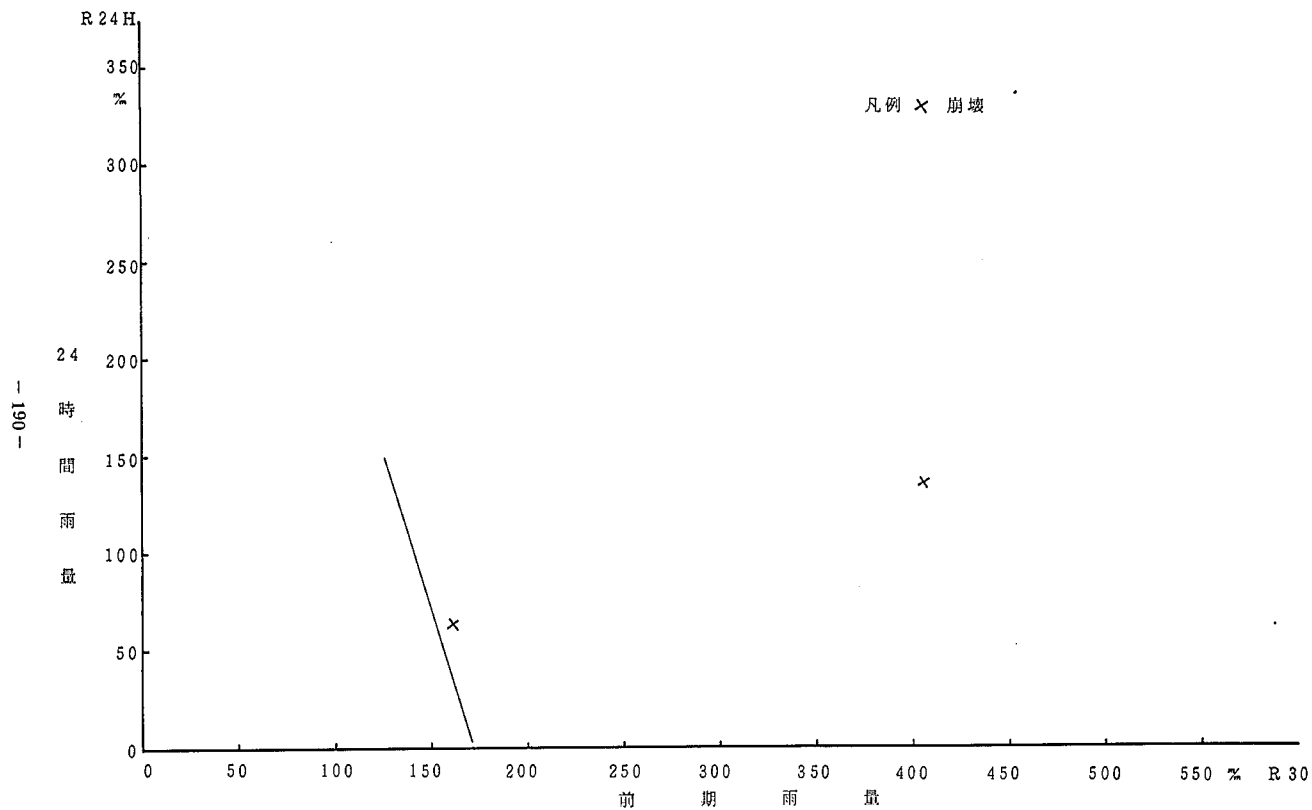


高知県中村地区

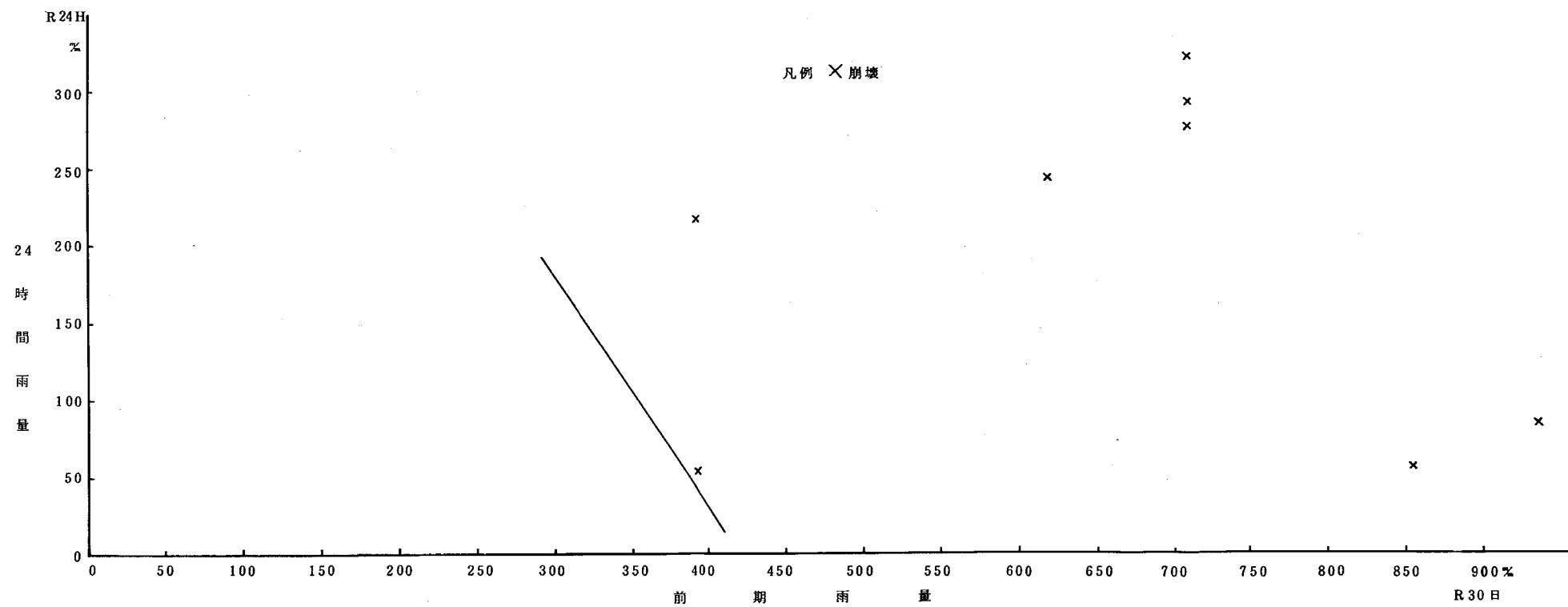




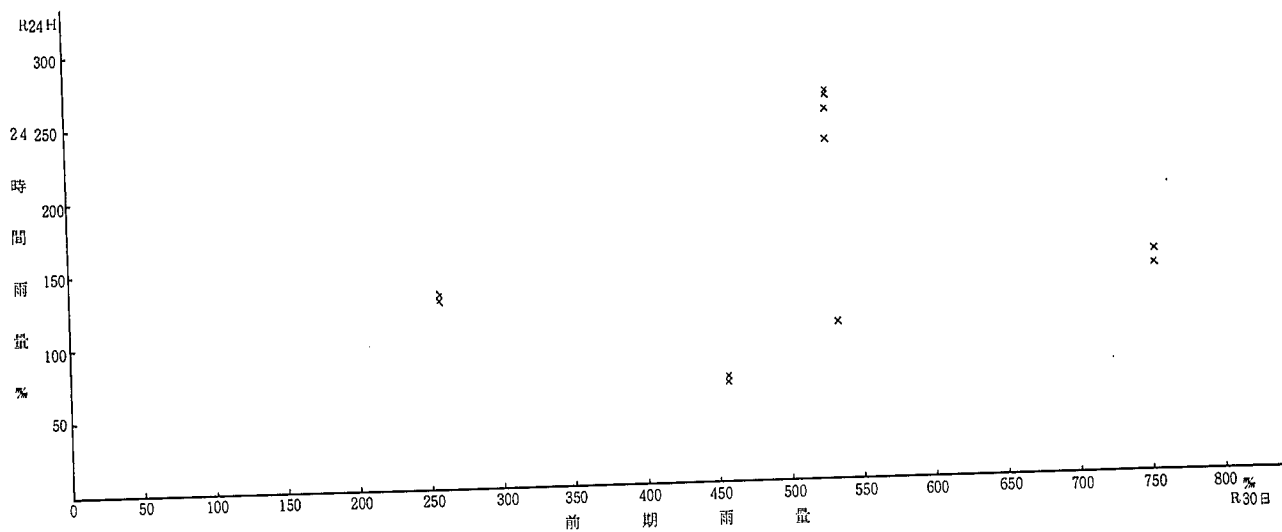
高 知 県 宿 毛 地 区



鹿 児 島 県 栗 野 地 区



鹿児島県祁答院地区



鹿 児 島 県 鹿 児 島 地 区

