

土 木 研 究 所 資 料

第1203号

江島地すべり調査報告書

昭和52年3月

建設省土木研究所

ま え が き

地すべりの分布が北陸地方の新第三紀層に次いで密な四国地方の結晶片岩地帯、あるいは御荷鉾構造帯に伴う緑色片岩地帯における地すべり研究は、地質学、地理学的な面から行なわれてきたが、地すべり防止対策工事を目的とした地すべり調査ではなかったから、ごく概括的であり、地質分類と地すべりの分布とか地形特性の面に重点が置かれていたのも当然であった。

ここで防止対策が広く実施されるようになった現在、更に具体的な地すべりの地層構成、発生機構、運動機構を把えて有効かつ適切な防止工法を選択することが必要となってきた。しかし地すべりは地域的な特性を強くもつものであり、単に地質による形態分類のみではこれに資し得ないので、地域、運動特性、地質特性に応じた調査を実施して、防止工事を行なう地すべり個々の必要な資料を得なければならぬ。

地すべり調査法の発達もこの数年来に至ってとみに著しいものがあつたが、これ以前に防止工事が比較的早くから試みられてきた。四国地方においては、調査の方法も不明のままに推定のつみ重ねで防止工法が決定され、現場で実施されてきたものが少なくはない。このため適用された防止工が地すべりに有効であったか否かについても明確に論証できることは稀で、迅に四国地方における地すべりの特性を把握し、これに応じた防止工法の工夫、立案がなされることが望まれていた。

手始めとして昭和41年度より4ヶ年にわたり愛媛県地方の国道33号沿いの柳谷村西ノ谷地すべりを試験地として調査を行ない成果をみた。これらの調査結果をふまえて昭和45年度より調査地域を徳島県の江島地すべりに移した。江島地すべりでは6年間にわたって徳島県砂防課および徳島県徳島土木事務所の協力のもとに、大阪工業大学と分担して調査を行なった。その結果徳島県をはじめとする三波川結晶片岩地帯に広く分布する地すべり地のモデル地としての江島地すべりの機構を完全なものではないにしても把握することができ、地すべり防止対策工事にも反映することができるようになった。

昭和49年から昭和51年の三年間に毎年台風等の影響でこの江島地区にも多量の雨がもたらされ、若干の被害をうけた。特に昭和51年9月8日から13日にかけて、台風17号により江島地区では連続降雨量が1,023mmにも達した。しかし徳島県を含めて、四国県下に多大の被害をもたらしたのにもかかわらず排水隧道をはじめとする地すべり対策工事がかなり進捗をみていたためか、ほとんど被害をまぬがれた。

本資料は昭和45年度より昭和51年度まで主として地すべり研究室で実施した調査結果を検討し、結晶片岩地帯地すべりの機構および特性と調査、対策についてとりまとめたものであるが、結晶片岩地帯の地すべり防止対策にたずさわれる技術者の参考になれば幸いである。

最後に本調査を行なうにあたり、御援助下さった徳島県土木部砂防課ならびに徳島土木事務所の方々、またいろいろと御指導された土木研究所渡正亮砂防部長、およびお手伝いされた地すべり研究室の皆様様に感謝の意を表します。

昭和52年 2 月

建設省土木研究所

藤 田 寿 雄
中 村 浩 之
長 溝 忍

目 次

まえがき	
1. 江島地すべりの概要	1
2. 地すべり調査概要	5
3. 地すべり地の地質・土質調査	7
3-1 江島地すべり地近傍の地質	7
i) 露頭調査	7
ii) 地質構造	8
3-2 ボーリング調査	8
3-3 調査横坑	13
3-4 すべり面付近の土質調査	15
i) 原位置セン断試験	15
ii) 室内土質試験	17
4. 地表変動状況調査	19
4-1 伸縮計	19
4-2 ジオジメーター	23
4-3 地中歪計による地すべり面調査	24
4-4 傾斜計	26
5. 地下水調査	37
5-1 地下水位調査	37
5-2 現場透水試験	37
5-3 水質分析	42
6. 地すべりの機構	54
6-1 地すべりの機構と要因について	54
6-2 運動の機構	54
6-3 地下構造上の要因	56
6-4 防止工法について	56

1. 江 畠 地 す べ り の 概 要

徳島県下には多数の地すべり地が分布し、全国でも有数の地すべり県の一つである。昭和47年10月に実施された全国地すべり危険箇所総点検一覧表¹⁾によると地すべり既指定地572箇所(32,939 ha)、未指定地203箇所(12,294 ha)となり合計すると地すべり危険地は775箇所(45,233 ha)にのぼり、徳島県全面積(4,144 km²)の1割以上を占める。これらの分布をみると(図-1参照)地すべりの大部分は結晶片岩地帯に属し、古くより破砕帯地すべりの代表的なものとして取り扱われているものである。

結晶片岩地帯の地すべりは地形的にみると河川に面した河岸段丘状の広い台地を有する斜面で、斜面長が1 km以上、幅700~800 m以上の広大な地すべり地形をなしているものが多く、一見して巨大な地塊の変動を特長とする地すべりの如くみられる。徳島県下ではこれらの地域を傾斜畑や水田に利用し、その上に古くより集落の発達がある。

地すべり地の斜面平均勾配は古谷²⁾(1968)によると25°程度であり藤田他³⁾(1973)では20°~30°の範囲に入るとしているが、特に27°~28°で最も卓越していることが報告されている。

徳島県東部の三波川結晶片岩帯については剣山研究グループにより研究され表-1に示すような層序区分がなされている。これらの岩相を更に詳しくみると安藤他⁴⁾(1970)は原岩と化学組成にもついで次のように記載している。

1) 泥質片岩(あるいは黒色片岩)

泥質岩を原岩とし、構成鉱物は絹雲母、緑泥石、曹長石、石英および炭質物を主とする。いわゆる千枚岩状を呈するものが多いが、一般に変成分化による白黒の縞状構造が不規則に発達する。点紋片岩帯では柘榴石・黒雲母・緑簾石・榍石などを含むことがある。一般に、片理とともに粗剪開や細密剪開が発達し、風化によって岩石は剝離細片化しやすく、なお絹雲母・緑泥石質の粘土に分解する。

2) 砂質片岩

砂岩を原岩とするもので一般に灰白色を呈し弱い片状構造を示す。大歩危層および小歩危層に多いが、川口層および三廻層にも薄層を挟在する。無点紋帯の砂質片岩では石英・斜長石・輝石などの原砂粒が認められ、基底は石英・曹長石・白雲母・緑泥石などからなる。

3) 緑色片岩(あるいは塩基性片岩)

塩基性の凝灰岩または火成岩から変質したとみなされる結晶片岩であり、鉄苔土鉱物を主成分としているため緑色を呈している。成分鉱物の種類や割合で色調は緑灰色~緑色~暗緑色に変化する。一般に、構成鉱物は主として緑泥石・緑簾石・絹雲母・曹長石・石英などからなり、副成分鉱物として磷灰石・方解石などを含む。なお陽起石・角閃石・藍閃石・榍石・赤鉄鉱・柘榴石などの含まれるものがある。鉱物の組合せによってさまざまな名称の緑色片岩があるが、緑泥片岩(無点紋帯)~曹長石・角閃石・緑簾石緑泥片岩~角閃片岩(点紋帯)はそのおもなものである。一般に再結晶度が低いので微細な結晶からなり、かつ片理や剪開が発達して緑色千枚岩状を呈するものが多い。この種の緑色片岩は細片化しやすい。

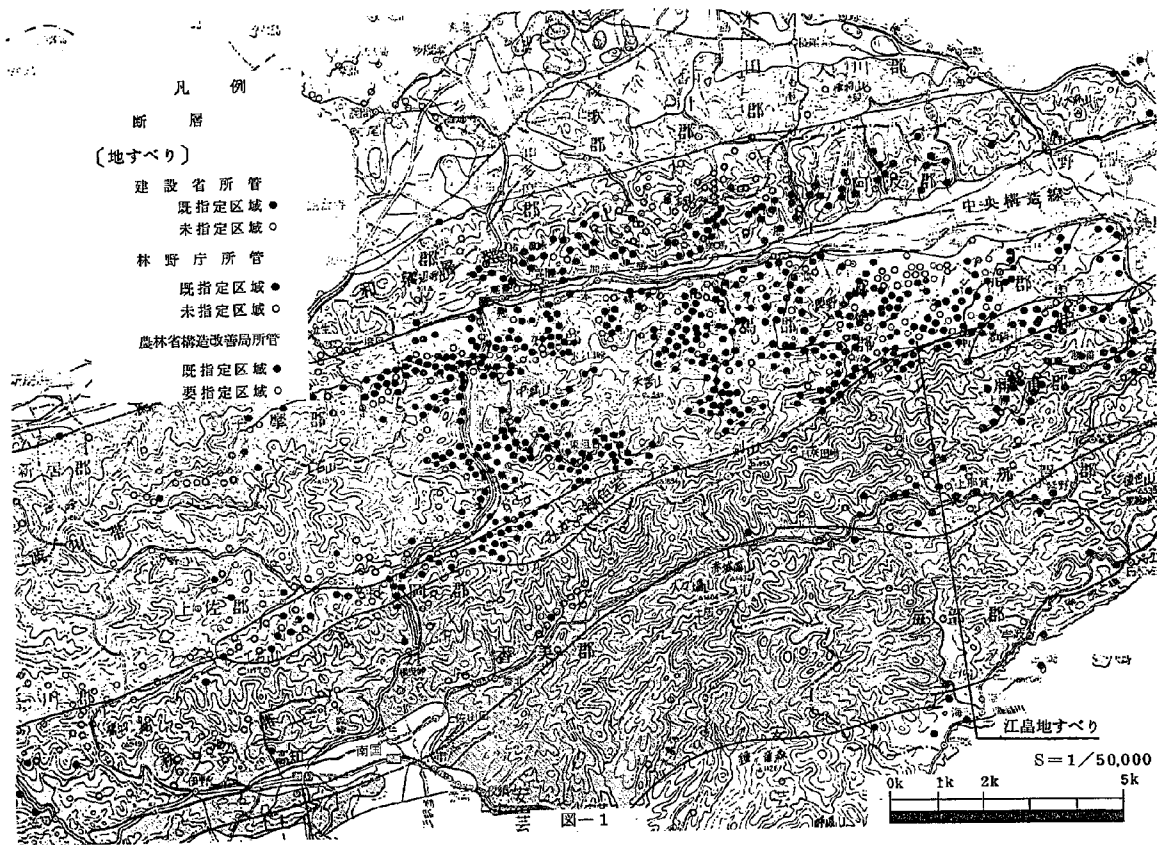


表-1 四国東部地域における三波川系の層序

地 層 名	層厚 (m)	変 成 度	岩 相
川 田 層	200～600+	点 紋 片 岩	泥質片岩と緑色片岩との互層。曹長石斑状変晶を有する。
高 越 層	200～1,000		緑色片岩を主とし、藍閃片岩が多い。一般に点紋を有する。
川 田 山 層	0～500		泥質片岩と緑色片岩との互層。藍閃片岩が多い。一般に点紋を有する。
懐 平 層	1,500+		厚い泥質片岩からなり、一般に薄い石英片岩層および緑色片岩層を挟んでいる。川田層に接する最上部の岩石にのみ点紋がある。
焼 山 寺 層	200 土	無 点 紋 片 岩	泥質片岩層と石英片岩層との互層。石英片岩として数層の紅れん石石英片岩を挟んでいる。緑色片岩はわずかである。
野々脇層	2,000 土		上部は泥質片岩層と緑色片岩層との互層。下部は緑色片岩層が少なくなり泥質層と砂質片岩層との互層。
御 荷 鉾 構 造 線			
木 屋 平 層	200～2000	片 状	御荷鉾緑色岩類。塩基性火山噴出物源の弱変成岩。深成岩様の塊状緑色岩（はんれい岩～輝緑岩）・少量のチャート・泥質片岩を伴う。
弱変成古生層	1000 十	下部は片状	伏父果層。頁岩・砂岩・チャートと少量の塩基性火山噴出物および石灰岩レンズよりなる。

注) 剣山研究グループ(1963)の資料による。

4) 珪質片岩(あるいは石英片岩)

石英を主とする結晶片岩であり、緑泥石・緑簾石・紅簾石・絹雲母・方解石などを含む。一般に緑色片岩と密接に伴って存在する。

5) 礫質片岩

大歩危層の最上位に近く顕著な礫質片岩が挟在する。礫の粒径は2~20cmが普通であり、片理面にそっていちじるしく圧延されている。

6) 石灰質片岩

珪質片岩に伴われやすく、時に泥質片岩中にレンズ状に挟在する。

7) 御荷鉾緑色岩類

御荷鉾構造線にそって断続的に細長く分布することにより、かつて構造線にそった貫入岩と考えられていたが、最近では地角斜堆積時の噴出岩とする見方がなされている。鈴木堯士(1964)は吉野川流域の御荷鉾緑色片岩類を斑礫岩質・輝緑岩質・千枚岩質および集塊岩質の4種の緑色岩に区分した。千枚岩質緑色岩は凝灰岩の変成相、集塊岩は噴出による海底堆積物を含み、斑礫岩・輝緑岩は貫入岩とみなされるものである。徳島県下に分布する御荷鉾緑色岩類地帯では地すべりが少ない。一方、高知県北部の御荷鉾緑色岩類地帯には一部に顕著な地すべりが発達している。

また藤田⁵⁾(1976)は地質系統別に地すべり傾度をもとと図-2に示すようになり、三波川帯の無点紋地帯に多く分布しており、さらに三波帯では岩相別にみると泥質片岩地帯に地すべりの分布が多いことがわかる。(図-3参照)

江島地すべりも三波川帯の泥質片岩地帯に分布する地すべりの一つで、徳島市の西南約30km、吉野川右支川の鮎喰川の上流左岸に位置する幅約450m、長さ約1kmのやや三角形の地帯である。

地すべり指定面積は43.3haであり、この地域内には人家42戸が点在している。

この地すべり地の災害の歴史は古く、文間地図(文化6年、飯原敬史宅に保管)によると当時この地区の住民が地すべりに悩まされた記録がある。また最近では、

昭和13年9月：台風により県道沿いの民家10戸が流出、県道欠損と同時に尾崎安市宅上部に地

すべりが発生し、物置が滑落、母屋と物置に4mの段差ができ、滑落土砂が県道および河川を被った。

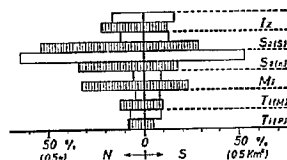
昭和23年9月：ジェーン台風により地すべり上部に長さ80mにわたり亀裂が入り、末端部における崩壊で県道沿いの民家1戸が埋没。

昭和29年9月：台風、尾崎宅横が移動。

昭和49年7月：8号台風（7月7日）で県道沿いに崩壊おこる。県道災害復旧工事行なわれる。

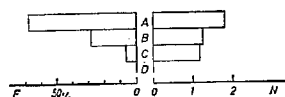
昭和50年8月：6号台風（8月21日～8月23日）前年と同じ箇所が部分的に沈下。

なお、この地すべり地は昭和36年4月11日建設省告示1002号をもって地すべり防止区域に指定され、昭和40年より抑止工と横穴排水ボーリングなどの対策工事がなされ、さらに昭和45年からは徳島県、建設省土木研究所、大阪工業大学等により調査が実施され、それに基づいて対策工事が行なわれている。



左側(N)：地すべり地の個数
右側(S)：地すべり地面積
白地部は、各地質系統における地すべり地総数および総面積（全体に対するもの）、縦線部は分布面積1km当りの地すべり地数およびその面積。
Iz：和泉群、Sa：三波川群、(s)：点紋帯、(n)：無点紋帯、Mi：みかぶ緑色岩類、Ti：秩父岩帯、(M)：中生層、(P)：古生層

図-2 徳島県における地質系統別地すべり頻度図
(藤田 崇 1976)



左側、地すべり地個数、全体に対するもの
右側、各岩相の分布面積1km当りの地すべり地の個数
A：泥質片岩、B：砂質片岩、C：塩基性片岩
D：珪質片岩

図-3 岩相別地すべり頻度図
(藤田 崇 1976)

2. 地すべり調査概要

一般にこの地域の地すべりの変動は比較的小さく、しかも時期的に短いものが多く、北陸地方等でみられる第三紀層地帯の地すべりのようにはっきりした滑落崖とか側面の亀裂などが現われないので、移動範囲とかすべり面の位置など捉えがたく、安定解析に欠かせない地すべりの断面が曖昧であるため、地すべりの実態を多方面からつかむ必要があり、さらに安定解析に必要な土質強度定数、とくにすべり面粘土についての試験例がなく、解析結果が不十分で抑止工法の選定、計画や安全率のとり方などに問題があった。

また地下水についても、かなりはっきりした水みちを持ち、数百米といった大きな水頭差を持った被圧地下水により地すべりが発生するものとの考えより、防止工法としては被圧地下水排除をするための目的で長大な下向きボーリング工が実施され、成功をおさめた2、3の地すべりも報告されているが、実際にどの地下水をどれだけ排除したらよいのか、その答を得るに至っていないのが現実であった。

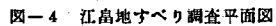
このため本調査では地すべり全域についての変動の調査を従来の伸縮計、地盤傾斜計による手法の以外に移動量観測点をジョジメーターにより観測する方法の開発などをはじめ、土質試験ではトンネル調査坑を利用した原位置試験なども実施した。また地下水についても水質分析による地下水分布のあり方を経年的に調査するとともに地下水位、透水試験など多方面からの検討を加えこれまでに欠けていた結晶片岩地帯の地すべりの特性を明らかにした上で、防止対策計画がこれにもとづいてなされることに努力した。

表-2 調査実施経過表

調査実施の経過につ いては表-2に示した。	昭和 45~46年	昭和 46~47年	47~48年	48~49年	49~50年	50~51年
まず、地質調査のため に、露頭調査、ボー リング調査による地下 構造の概要の把握から 始められた。一方地す べりの変動状況をつか	露頭調査 ボーリング調査 傾斜計 地中パイプ歪計 ジョジメーター測定	ボーリング調査 地中パイプ歪計 伸縮計 傾斜計 ジョジメーター測定 地下水位測定 水質分析	雨量測定 ジョジメーター測定 地下水位測定 ボーリング調査 伸縮計 傾斜計 地中パイプ歪計 水質分析 調査機坑	雨量測定 ジョジメーター測定 地下水位測定 ボーリング調査 伸縮計 傾斜計 地中パイプ歪計 水質分析 原位置セン断試験 室内土質試験 現場透水試験	雨量測定 ジョジメーター測定 地下水位測定 伸縮計 傾斜計 水質分析 現場透水試験	雨量測定 ジョジメーター測定 地下水位測定 伸縮計 傾斜計 ボーリング調査 水質分析

むため水管式地盤傾斜計を6箇所に設置した地すべり中央部(図-4、17を参照)の細長いブロックの頭部から末端付近まで伸縮計10台を連続設置した。また地すべり全域についての変動調査のため、地すべり地内に23箇の測量点を設け対岸の不動点からジョジメーターによる測定を行なった。すべり面位置の測定のためにはパイプ歪計を埋設し、昭和45年度掘削の7孔のボーリング孔には水位計を設置して観測が行なわれた。さらに湧水点やボーリング孔からの採水によって水質分析、また昭和47年には排水隧道と兼ねた調査機坑を掘削して、すべり面が確認され、すべり面付近にてすべり面の強度定数C、φを求めるために原位置セン断試験や不攪乱試料による土質特性の試験が実施された、また現場透水試験等すべり斜面安定問題に欠かせない試験など各種の観測、調査、試験を45年度より51年度にわたって実施した。各種計器ボーリング等の位置は図-4に示す。

84



3. 地すべり地の地質・土質調査

3-1 江島地すべり地近傍の地質⁶⁾

1) 露頭調査

本域の地質調査は、徳島大学中川衷三教授によりくわしく調査されており、その結果を図-5に示す。

本域は、三波川帯の比較的南部に属し、剣山研究グループによる焼山寺層と極平層が分布する。その層序は上位から次のようになる。

崖錐(崩積層)	1.5 m ± 洪積世末 ~ 沖積世前期 不整合	} 古 世 代	
中位段丘礫層	1.5 m ± 洪積世(下末吉期?) 不整合		
泥質(黑色片岩)	200 m ± 洪(極平層)		
綠色片岩	} 300 m ± 洪(焼山寺層)		
綠色片岩・泥質片岩互層			

(※この地域における層厚である)

次に、これらの各層の岩相の特徴を述べる。

崖錐(崩積層)：大小さまざまな角礫を主体とし、砂質粘土で充填されている礫層である。礫種は、緑色片岩、紅簾石片岩、石英質岩(片岩+石英脈)および泥質片岩で、いずれも新鮮な岩石である。本層の形成は、段丘礫層を不整合におおっていることなどからみて、約1万年前と推定される。現在の地すべりの滑動主部にあたる。

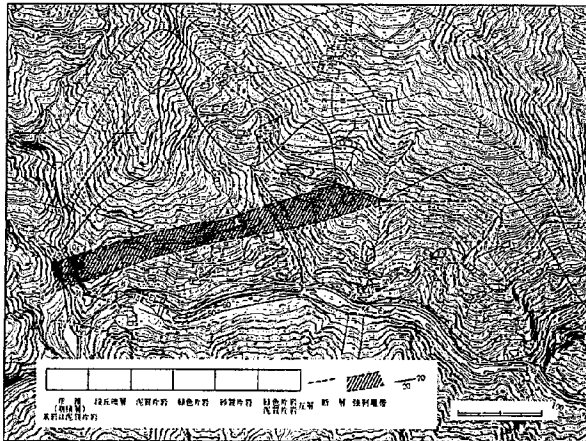


図-5 江島地すべり地質図(中川による)

中位段丘礫層：本域では2箇所にみられ、いずれも小岩体である。大小さまざまな結晶片岩の円礫とその間隙をうずめる砂質粘土からなる礫層である。礫はいくぶん風化しており、基質も黄褐色を呈している。本礫層は、このような岩相と現在の河床との比高が20~40mである点などからみて中位段丘と判定した。地すべり滑動と直接の関係はない。

極平層：泥質（黒色）片岩を主とし、時には緑色片岩、砂質片岩の薄層をはさみ、本域の山麓部を形成している。局部的に、そして帯状に片理方向に剝離しやすい、いわゆる剝離帯が存在している。これは地すべりの素因となるものである。

焼山寺層：本域では、上位は緑色片岩を主とするが、間に比較的良好に連続する泥質片岩を1~2枚はさむ。また、紅簾石英片岩を上位にもつが、連続性は弱い。緑色片岩の一部が赤紫色のヘマタイト片岩に変っている部分もある。北部に分布する下位層は、緑色片岩と泥質片岩がひんばんに互層している。この焼山寺層と極平層が本域の基岩である。

- II) 地質構造：全体として東西ないしN70°Eの走向を有し、局部的なものをのぞいて40°~70°南斜している。一部で北傾斜もみられるので、小さな背斜および向斜をくりかえしているものとみられるが、大局的に流れ盤構造をしており、とくに堅固な焼山寺層が支え盤となっているものと推定される。

著しい断層破砕帯はみられないが、走向方向にはほぼ平行する低次の構造線とみられるものがある。これは、断層粘土を伴う小断層を有する泥質片岩が、その片理の方向に容易にはがれ、それらの岩片の強度は著しく弱い。厚さは、10~15m程度である。この強剝離帯は、地すべり地の両側の谷に露出しているが、地すべり地内では基盤地形がわからないため、図一5の地質図には、便宜的に確認された露頭を直線的に結んで示した。

もう一つ、強剝離帯の東側のところに、東西方向に近い断層帯がみられる。厚さ1~2mの断層粘土とこれに平行する数条の割れ目があり、周囲の黒色片岩の強度は著しく弱くなっている。断層面の傾斜は南へ30°であるが、これも地質図では直線的に示した。

3-2 ボーリング調査

昭和45年度より毎年継続して試錐調査が徳島県によって実施された。試錐柱状図の数例を図一6(a)~(b)に示した。試錐によって得られた地質断面図を各測線ごとに図一7に示す。

地質断面図から全般的にみて次のことが指摘できる。第1に本域の崩壊土層は本地すべり地の東部C測線沿いに厚さ20m前後と発達しており、西部のA、B測線沿いでは厚さ10m前後と比較的薄い。つぎに基盤岩ごとに泥質片岩の風化層が比較的良く発達していることである。この風化層の厚さは10~30m程度であるので崩壊土層と風化層の厚さを加えると20~50mにもなる。とくにC測線沿いでは50m以上の厚さにも達するところもみられる。そして各測線とも崩壊土層および風化層は南部で発達している。

A測線およびC測線沿いの場合は、ともに崩壊土層と泥質片岩（一部緑色片岩を含む）よりなり、泥質片岩の風化層が発達する。前述のようにC測線沿いでは、崩壊土層および風化層がとくに発達し、風化土層中に1~数mの粘土層を挟むことさえある。

地点番号	5.45.5a9
標高	242.84m
地盤深長	30.0m
使用機種	円筒T.L.S.2型

深度 m	記号	分層	色	注
1				
2				
3				
4				
5				
6				
7				
8				
9				
10	5.4			
11				
12				
13				
14				
15				
16				
17	17.0			
18				
19				
20				
21				
22				
23				
24				
25				
26				
27				
28				
29	30.0			
30				
31				
32				
33				
34				
35				
36				
37				
38				
39				
40				
41				
42				
43				
44				
45				
46				
47				
48				
49				
50				

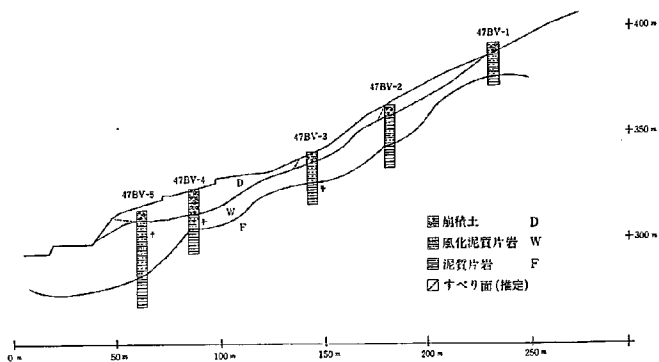
地点番号	5.47.5a2
標高	243.70m
地盤深長	30.0m
使用機種	円筒T.L.S.2型

深度 m	記号	分層	色	注
1				
2				
3				
4	4.5			
5				
6				
7				
8				
9				
10				
11				
12				
13				
14				
15				
16				
17				
18				
19	19.6			
20				
21				
22				
23				
24				
25				
26	30.0			
27				
28				
29	30.0			
30				
31				
32				
33				
34				
35				
36				
37				
38				
39				
40				
41				
42				
43				
44				
45				
46				
47				
48				
49				
50				

地点番号	5.47.5a5
標高	221.80m
地盤深長	45.0m
使用機種	円筒T.L.S.2型

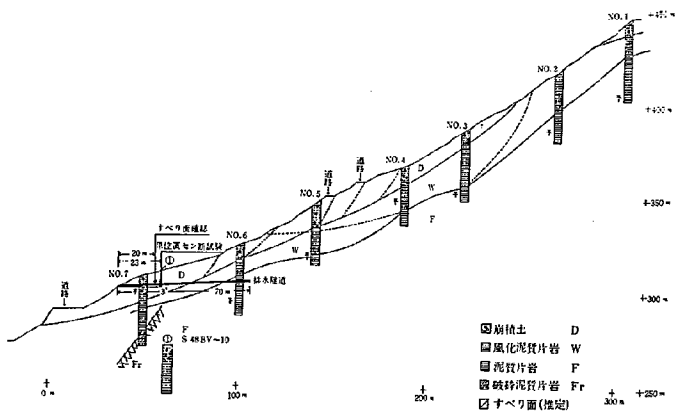
深度 m	記号	分層	色	注
1				
2				
3				
4	4.5			
5				
6				
7				
8				
9				
10				
11				
12				
13				
14				
15				
16				
17				
18				
19				
20				
21				
22				
23				
24				
25				
26				
27				
28				
29				
30				
31				
32				
33				
34				
35				
36				
37				
38	37.5			
39				
40				
41				
42				
43				
44				
45	45.0			
46				
47				
48				
49				
50				

図-6-(b) ポーリング柱状図



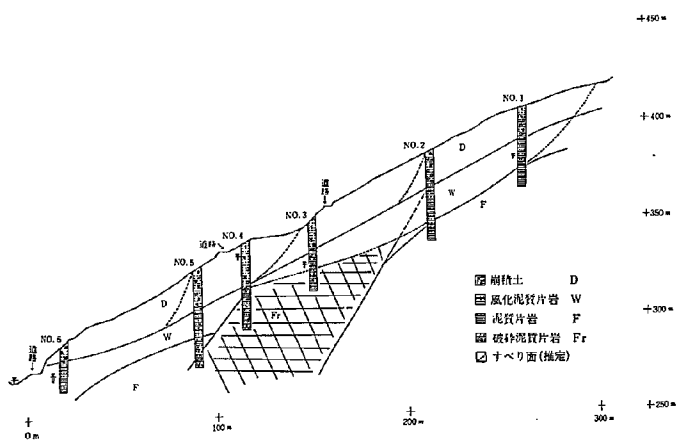
S47年度地質断面図(A)

図-7-(A)



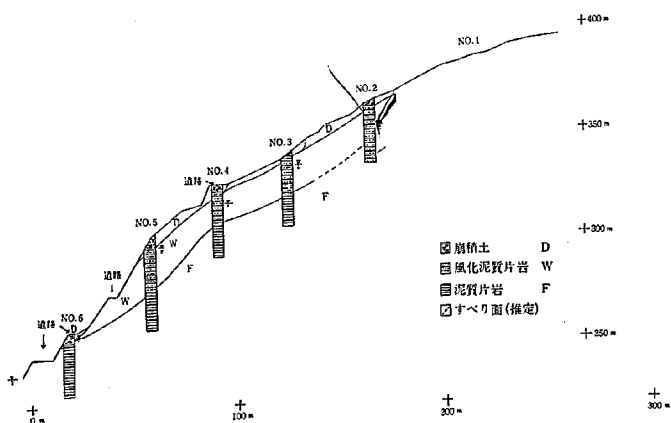
S45年度地質断面図(B)

図-7-(B)



S46年度地質断面図 (C)

図-7-(C)



S48年度地質断面図 (D)

図-7-(D)

B測線沿いでは南部はA、C測線の場合と構成岩体は同じであるが、北部では異なっている。すなわち崩壊土層が薄く、比較的堅固な砂質片岩、緑色片岩、石英片岩が発達し、しかもこれらの岩層が比較的軟弱な泥質片岩の上位にある。このようなところでは風化層はほとんど発達せず、地形も急傾斜となる。

3-3 調査横坑

広域調査により地すべり地中央部に地下水の貯留帯が推定されるので地すべり対策工としての地下水排除と隧道掘削時における地すべり地の地盤構成を把握するとともに各種土質試験用の試料採取、原位セン断試験等を行なうために隧道が掘削された。図-4に示すようにS-10地点付近を坑口として、N38°W方向に直径2mのライナープレートを利用しながら3度の上向き勾配で70m掘削した。調査横坑の地質展開図を図-8に示し、掘削深度における写真の一部を写真-1に示す。

これによると表層の崩壊土層とみられる亜角レキの泥質片岩を混入した層が17~18m続く。全体的に粗鬆でところどころに黒青色の粘性土を含有しているが、色は茶褐色である。さらにこの崩壊土を進むと厚さ2~3m淡褐色の礫混り粘土層が続き、さらに20~60cmの青~黒色の粘土層があり、そして数mの泥質片岩の風化層を経て、硬い泥質片岩となる。

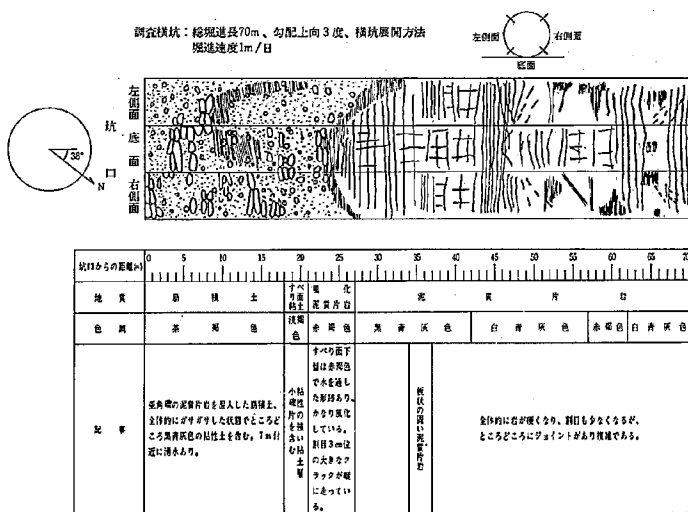
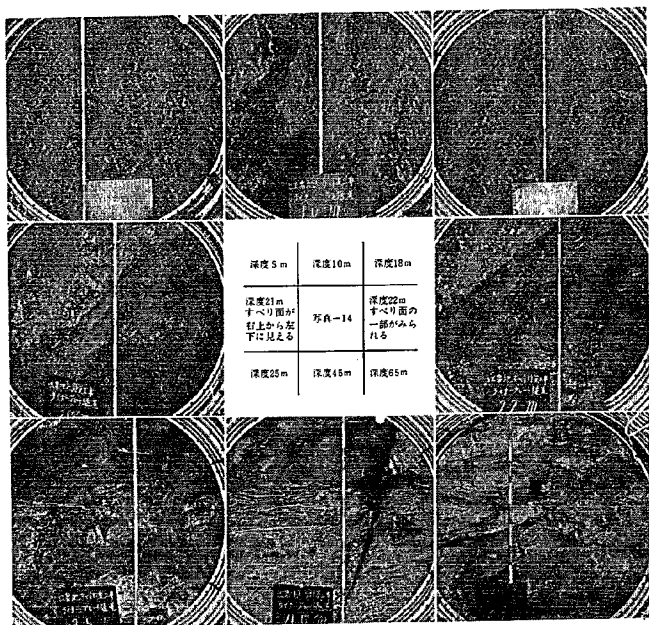


図-8 調査横坑地質展開図



(写真-1)

21 m 付近に見いだされた淡褐色レキ混り粘土層は明らかに地すべり粘土層でその下部に存在する片理面を一定方向に持つ泥質片岩の様相と全く異にしている。また崩積土層の上部に含まれる転石(レキ)よりも径が急に小さくなり、破砕度が大きい。

基岩には小さな亀裂があり全般的に堅い。しかし深度 47~52 m 付近は部分的に破砕されている。横坑の終点における片理面の走向傾斜は $N 60^{\circ} E$, $S E 40^{\circ}$ で傾斜方向は地表面の傾斜方向と一致している。

3-4 すべり面付近の土質調査

1) 原位置セン断試験

図-9に示すごとく調査機坑の坑口より25.5m地点で支坑を出し、3個所でセン断試験を行なった。試験を行なった場所の地盤構成を示すと図-10のようになる。

風化泥質片岩の上部に厚さ2~5cmの青黒色粘土が不連続に存在し、その上部に淡褐色粘土層が小岩片を含み存在する。非常に粘性があり、ち密で、殆んど水は通さない。この粘土層を測定対象粘土としたが、その上部には淡褐色の角レキ混り粘土層(1.0~1.2m)、さらに黒色粘土、淡褐色角レキ混り粘土(20~30cm)、粘土混り礫層がつづいている。試験対象とした粘土層の上部の粘土層に含まれる岩片は層の方向に配列した状態になっており、またさらにその上部をおおう粘土混り礫層と下部の粘土層との境界は明白ではない。また下位黒色粘土で求めた走向傾斜はおよそN50°W, 35~45°Wであるがかなり蛇行して伸びているようである。

供試体の作製は対象粘土層を図-11のように一次掘削、二次掘削(写真-2-(a)参照)をへて試験前日に最終形状に整形して図-12に示すように試験装置を取り付けた。

載荷は垂直方向荷重として、3個の供試体それぞれNO.1→ $\sigma_n = 1.0 \text{ kg/cm}^2$, NO.2→ $\sigma_n = 2.0 \text{ kg/cm}^2$, NO.3→ $\sigma_n = 0.5 \text{ kg/cm}^2$ とした。セン断荷重は、油圧ジャッキを使用し、手動ポンプの操作によって一定ヒズミ速度(5mm/hour)となるように載荷した。セン断荷重載荷中は垂直応力が一定に保たれた。セン断荷重の方向は地すべりの方向とほぼ一致するようにし、変位量は

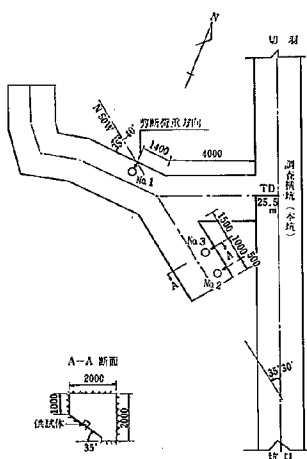


図-9 原位置セン断試験位置図

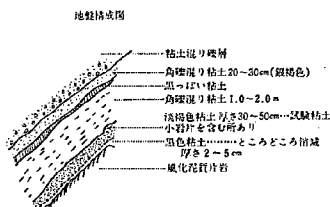


図-10 地盤構成図

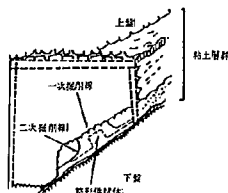


図-11 供試体切出し説明図

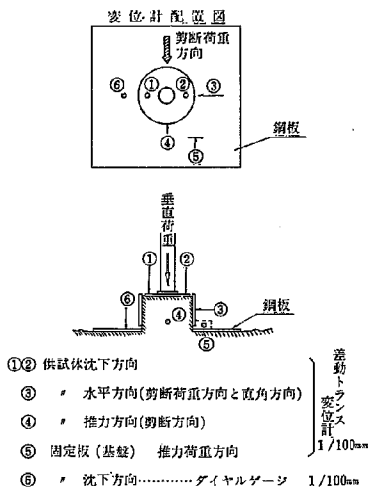


図-12 変位計配置図

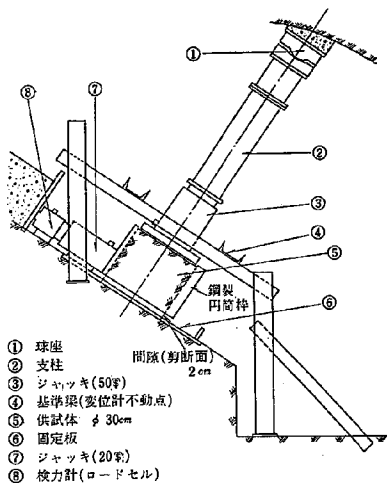


図-13 載荷測定装置図 S=1/100

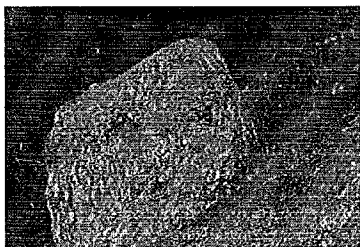


写真-2-(a)

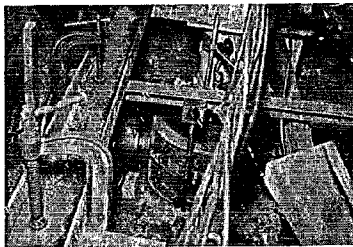


写真-2-(b)

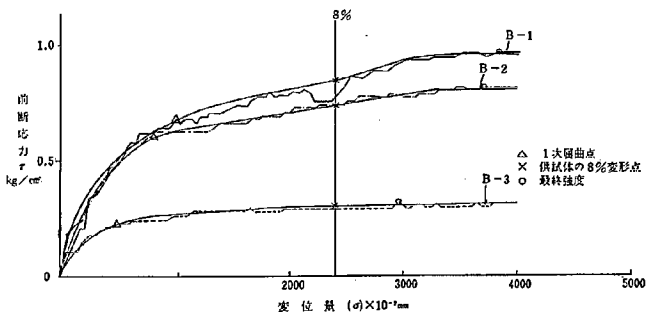


図-14 剪断応力(τ)~変位量(d)の曲線

1/100 mm 測定精度の差動トランス式変位計およびダイヤルゲージによったが、計器の配置は図-13に示す。(写真-2-b 参照)

図-14に3個の供試体の平均セン断応力と変位の関係をまとめて示した。図中の曲線のうち△印、×印、○印の点は曲線の屈曲点、8%変位点、および最終強度(最大)を示したもので、これら点に関する τ - σ_n の関係は図-15のようになる。ここでNO.1供試体が、他の2つに比較して高い値を示したのはセン断面付近に岩片をかんでいたため、このこととは横方向の変位等の測定値からも想像される。したがってNO.1の供試体の測定結果を除いて考えると最終強度よりセン断強度常数は $C = 1.5 \text{ t/m}^2$ 、 $\phi = 18^\circ$ となった。

II) 室内土質試験

原位置セン断試験を行なった支坑よりサンプリングを行ない各種物理試験、力学試験を行なった。

先ず現場含水比測定として図-10に示した粘土層および粘土層境界面等で行ない次のような結果を得た。

淡褐色粘土(原位置セン断試験を行なった粘土).....	17.0%
淡褐色粘土と青黒色粘土の境界.....	17.4%
青黒色粘土.....	16.7%
青黒色粘土と風化泥質片岩(基岩)の境界.....	16.9%
風化泥質片岩.....	13.1%

また現場においてシンオールチューブで、淡褐色粘土、青黒色粘土層よりおおのサンプリングし、三軸圧縮試験、一軸圧縮試験、稠度試験、比重、粒度試験等を行ない表-3にまとめて示した。

淡褐色粘土と青黒色粘土は粒度組成、液性限界、塑性限界等はほぼ同じと考えられ、いずれも完全飽和しており、単位体積重量も 2.2 t/m^3 と高く緻密である。含水比は青黒色粘土の方が若干低く、セン断強度、一軸圧縮強度もやや高い値を示しているが、いずれも同じ母岩より形成された粘土と推定されるが、地下水の作用により色の相異が生じたものと想像される。

三軸圧縮試験による圧縮強度と原位置セン断強度とを比較すると三軸圧縮試験の強度の方が拘束条件、セン断速度の関係で小さい値がでている。

特異点一覧表

BLOCK NO	原位置セン断試験	5%変位点	1次屈曲点	8%変位点	最終強度
B-1	706.5	1.0	0.67	0.83	0.95
B-2	706.5	2.0	0.51	0.73	0.81
B-3	706.5	0.5	0.23	0.31	0.32

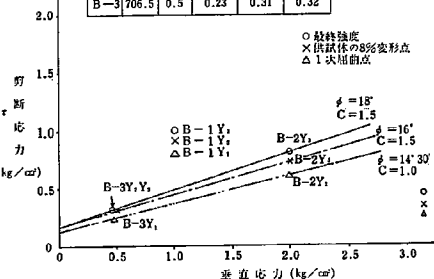


図-15 垂直応力(σ_N)~剪断応力(τ)の関係

表— 3 土質試験結果

試 験 種 類		淡褐色粘土	腎黑色粘土	
粒 度 特 性	レキ分 2000μ 以上 多	—	—	
	砂 分 $74\sim 2000\mu$ 多	33.0	37.0	
	シルト分 $5\sim 74\mu$ 多	31.0	25.0	
	粘土分 5μ 以下 多	36.0	28.0	
	最大粒径 mm	2.0	2.0	
	均等係数 U_c	2.0.0	12.0.0	
コ ン シ ス テ ン シ ー	曲率係数 U_c'	0.38	0.09	
	液性限界 W_L %	36.20	35.20	
	塑性限界 W_P %	14.11	13.48	
	塑性指数 I_P	22.09	21.72	
分 類	日本統一分類	CL	CL	
土粒子の比重 G_s		2.770	2.774	
自 然 状 態	含水比 W %	17.02	16.68	
	湿潤単位体積重量 r_t g/cm^3	2.19	2.22	
	乾燥単位体積重量 r_d g/cm^3	1.86	1.91	
	間隙比 e	0.49	0.45	
	飽和度 S_r %	100.14	98.79	
力 学 特 性	一試 軸 圧 縮 験	一軸圧縮強さ q_u kg/cm^2	0.848	0.741
			1.072	0.745
			1.110	0.645
	三試 軸 圧 縮 験	試験の条件 粘着力 C kg/cm^2 せん断抵抗角 ϕ 度	CU 0.24 930	CU 0.20 1300

4. 地表変動状況調査

4-1 伸縮計

地すべり地の中央部のブロックの頭部から末端付近まで10台の伸縮計を連続設置した。一台のインバー線長は約15mで、計器は5倍の倍率のものである。観測線途中に道路と横断したり、土地利用関係や末端の人家や道路が障害となり完全に測線を通すことができなかった。測線を地すべりの上から下まで通したので小ブロックの変動でも把握できるが、各計測器のインバー線勾配、方向は斜面の状況によって異なるので、測定値はそのままでは比較できない。しかし相対的な伸び領域、縮み領域の判定は可能である。なお、計測器台はコンクリートで充分根固めてあり、地表の乱れで傾斜しないかぎり長期間の観測に耐え得るように配慮してある。

観測は昭和46年度より行なわれた。ここには移動量が観測された昭和47～51年度の観測結果を図-16-(a)～(e)に示す。

まず、昭和47、48年の移動状況を見ると、NO.1, 2, 3, 4, 7, 10は微量ながら伸びを示し、NO.5, 6は縮みを示している。図からは移動が少ないためにほとんど変動を読み取る事が出来ない程である。例としてNO.4をあげると昭和48年の1年間の伸びは2.1mmであった。NO.8, 9は、昭和48年1月中旬に大きな変動がみられるが、これは調査横坑工事がこの付近に進んで来た影響で、まず下部のNO.9では圧縮に転じている、これは横坑がすべり面と考えられる地層をぬけたので変位は継続せず、治ったものと思われる。

昭和49年は7月に8号台風による日降雨量492mmという集中豪雨に見舞われ、昭和46年観測以来始めて各伸縮計において大きな変動が記録された。これを豪雨時を中心に前後5日間の降雨量と水位変動との関係を表わしたものを図-16-dに示す。この図から見られる事は、水位計は降雨量に応じて変動を示しているが、伸縮計は2時間降雨量30mm、累積降雨量100mmを越した時点より変動が表われている。変動順序としてはNO.4, 7, 10に動きが表われ、その後NO.5, 8そしてNO.2が豪雨後に動き始めている。これを図-17に示すブロック分けに照らしてみると、NO.4, 7はブロックの頭部に位置し伸びを示している。その端部に当るNO.5, 8は縮みを示しており、NO.6には動きが見られなかった。これはNO.5とNO.7の中間に位置するブロック内であるために伸縮の両作用が働き、記録上においては動きが示されなかったと推定される。末端ブロックの位置にあるNO.9とNO.10ではNO.9が縮みNO.10は伸びを示している。これは下部のすべりが早いために頭部では縮みとなって表われ末端では隆起を起し、伸びの記録がされたものか、あるいはNO.9の設置位置またはNO.10のあたりのブロック界の問題とも考えられる。昭和50年には台風6号による連続降雨量(8月21日～23日)としては観測以来初めての635mmを日降雨量としては390mmを、台風5, 6号影響下における8月16日～23日迄の連続降雨量は実に1189mmに達した。しかし、49年の台風8号時に比べて動きは小さく、NO.2で伸び3.2mm、NO.3が縮み8.6mmを記録したに止まり他の観測点にはほとんど動きは見られなかった。

昭和51年も台風17号に見舞われ、50年の5, 6号台風下における連続降雨量に次ぐもので9月8日～13日迄に1,023mmを記録したが、日降雨量の最大は234mmと過去2年の最大日降雨量

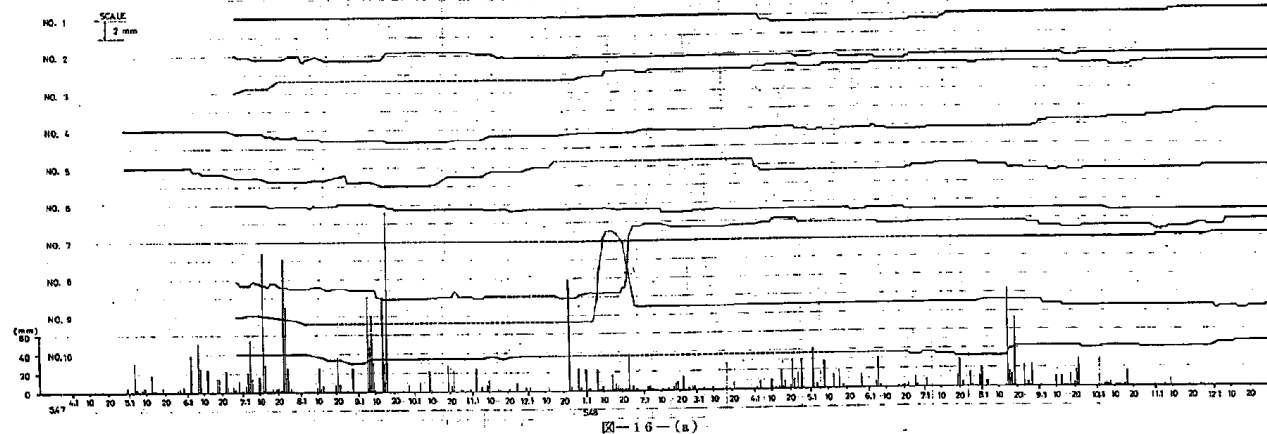


图-16-(a)

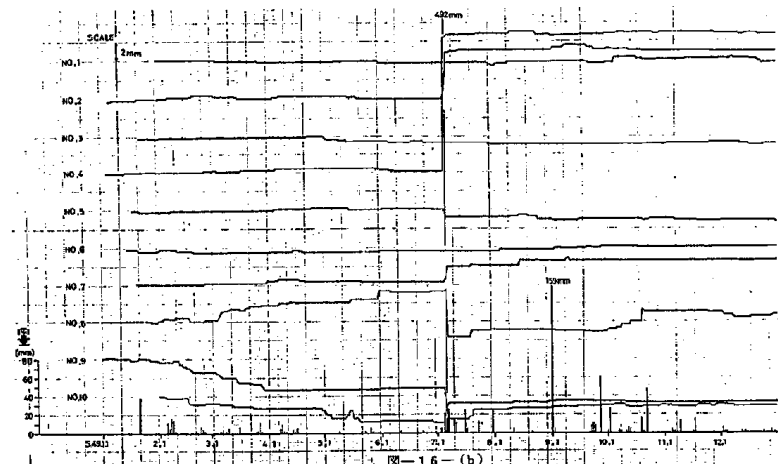


图-16-(b)

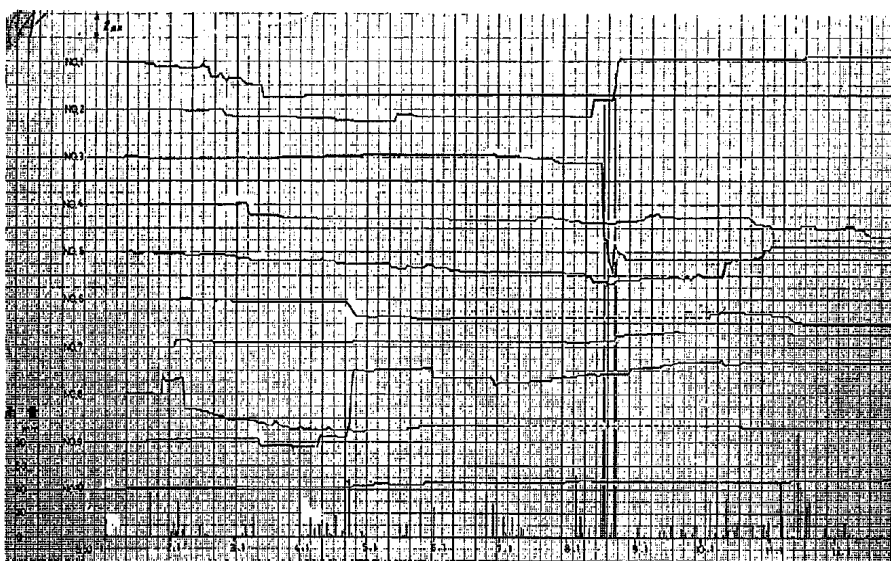


图-16-(c)

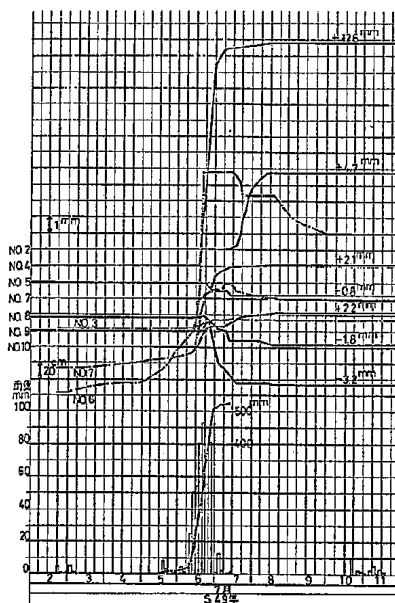


图-16--(d)

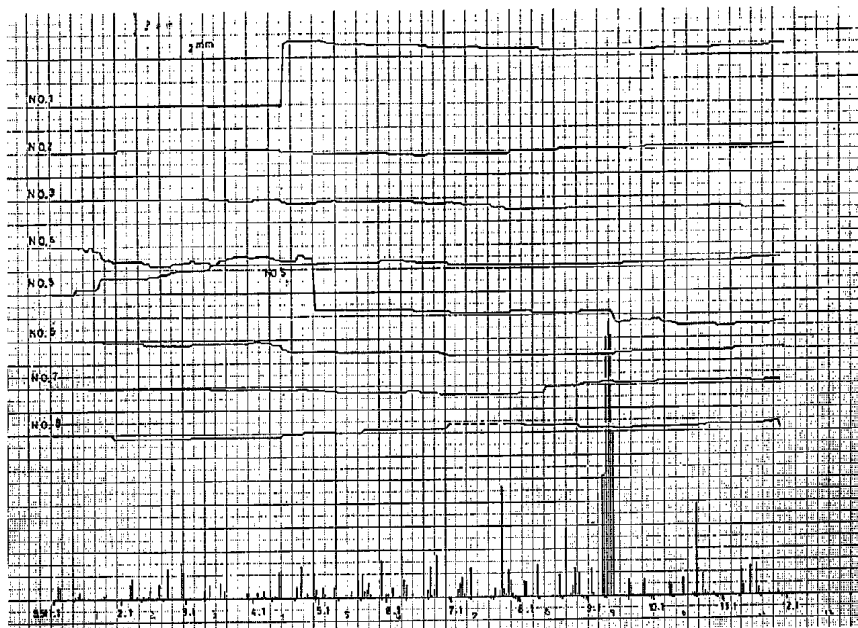


图-16-(e)-1

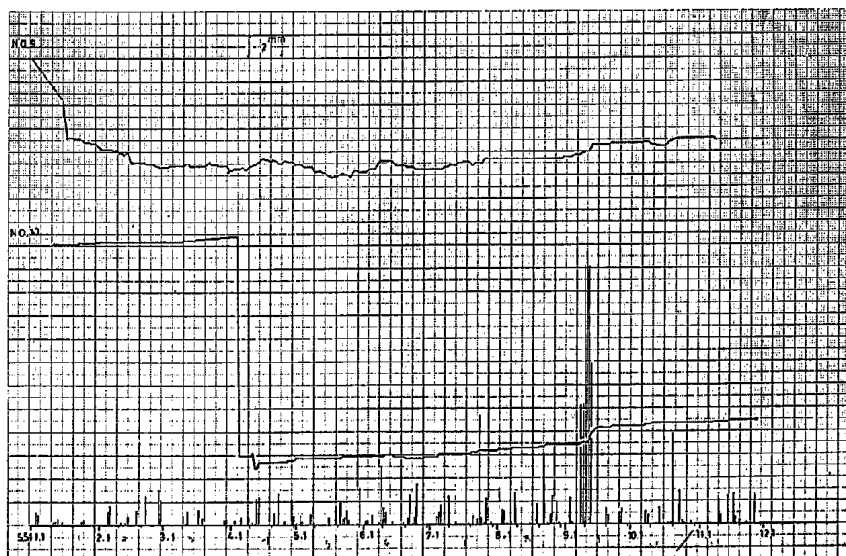


图-16-(e)-2

の程度であったためか、伸縮計の動きは前年（50年）よりも小さく最大の移動を示した、NO.10で1.4mmを記録したに止まった。51年の始めの方で降雨と関係なく大きく移動を示しているNO.1, 4, 9, 10については豪雨時における移動量等から考えるに人為的なものによるインパー測線の動きをとらえたものと思われる。

昭和49年以降毎年連続降雨量1,000mmを超える豪雨に見舞われているにもかかわらず49年に一度顕著な移動を示したに止まっている。表-4に49年以降の豪雨時における伸縮計の動向を表示し、また図-17にブロックの区分と伸縮計器の設置を示している、この両方を合わせて見ると各々の伸縮計の動きに相互の関連が見られることから図-34に示す地すべりブロック分け図に示す様な細分化された運動ブロックが相互に関連しながら活動していることが伺える。また47年からの観測結果より、通常時においてはほとんど土塊の動きが見られないが台風時の様に多量の降雨、特に日降雨量として短時間に集中的な豪雨に見舞われないと地すべり土塊は活動を開始しない様である。

表-4 豪雨時における各年の伸縮動向

年 計器	S49	50	51
1	—	—	—
2	伸	伸	—
3	—	縮→伸	伸
4	伸	伸	縮
5	縮	縮→伸	伸
6	—	—	伸
7	伸	伸	縮
8	縮	—	—
9	縮	伸	伸
10	伸	—	伸

4-2 ジオジメーター

広い範囲にわたる変位測定には精密な三角測量が最も精度がよいとされているが、これは経費もかかるし、これまでの経験ではかならずしも満足できる結果を得ているとはいえない。そこで特に江島地すべりのように動きの少ないところでの観測手法の開発をかねて、近年開発応用されている光波測量（ジオジメーターによる絶対距離の測定法、精度は±5mm/kmである）を採用した。ジオジメーター用の基点と測標点杭を図-18に示す。測定方法は図-4の平面図に示す基点NO.1とNO.2から23点の移動杭の距離を測定し、三辺より各点の座標を算出して変動量を求めた。計算の結果すべての移動杭の変動量はすべての移動杭の変動量がジオジメーターによる測定の誤差範囲の±5mmを越し、移動杭全域がすべりをおこしていることになり、傾斜計および伸縮計の計果と一致しておらず変位方向もまちまちという結果になった。これは三辺より座標を計算したためと考えられるので、水平角、鉛直角を測定して移動杭の座標を求め変動量を算出し図-19に示した。

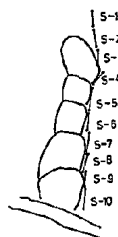


図-34より伸縮計設置ヶ所を抜き出し計器の配置を示す。

図-17

図-19は昭和46年～50年までの5ヶ年の年毎の動きを示したもので、地すべり斜面の傾斜方向とかなり一致している事が図から伺える。伸縮計に大きな動きが記録された昭和49年には伸縮計設置のB測線付近に位置するジオジメーター測標点A-17, 20に15.38cm, 13.68cmと大きな変動量が記録された。またD測線付近のA-6は108.19cmと非常に大きな変動量が記録され、現地調査でこの付近で豪雨により地表面にクラックがみられ、かなり動いたものと推察されるが、この測標点杭が人為的なものにより破壊されている事から、1mを超える値に対しては疑問が残る。昭和50

年はB測線付近の測標点では変動量が49年のほぼ1/2程の変動量しか示さなかったが、A測線付近のA-10, 16に18.10cm, 30.86cmと大きな動きが見られる。しかし、この測標点の下側に位置する傾斜計K-2やジオジメーター測標点A-8にほとんど動きが見られないことから、あまり大きなブロックとしての動きではないように思われるが、近くに人家のある事から今後の動向に注意を払いたい。全般的に伸縮計の動きと比較するとジオジメーターによる計算値の方が大きく出ている。これはジオジメーターの観測基点2で傾動量を観測しているK-6の動きが非常に不安定な値を毎年示している事から基点部に問題があると思われる。

以上ジオジメーターの測定結果よりも、従来地すべり地と考えられた地域全体が大きなユニットとして運動を行なうのではなく、小さないくつかのユニットにわかれていることは、ジオジメーターの測定の変動量に相互の関係が見られないことからして明らかである。

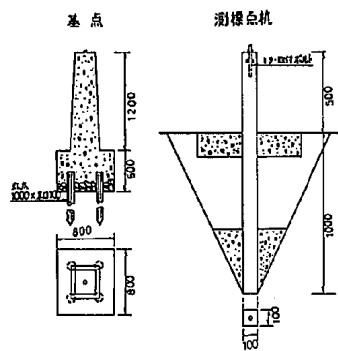


図-18 ジオジメーター用測標点杭設置図

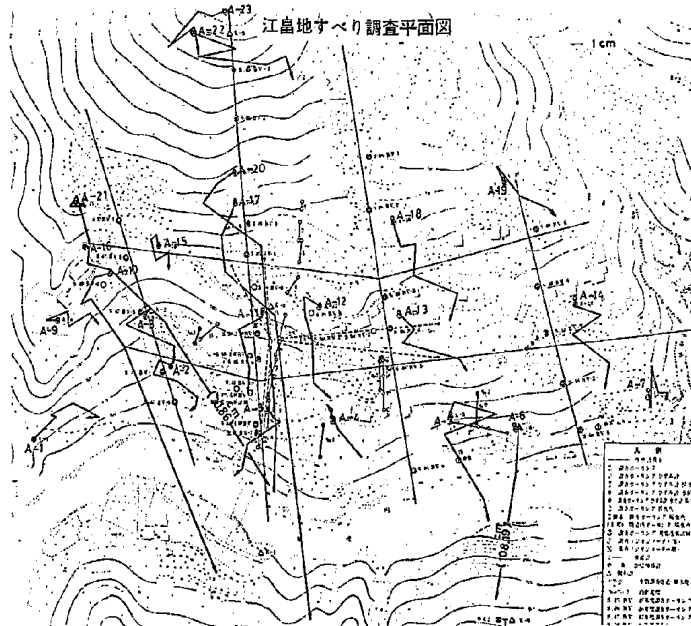
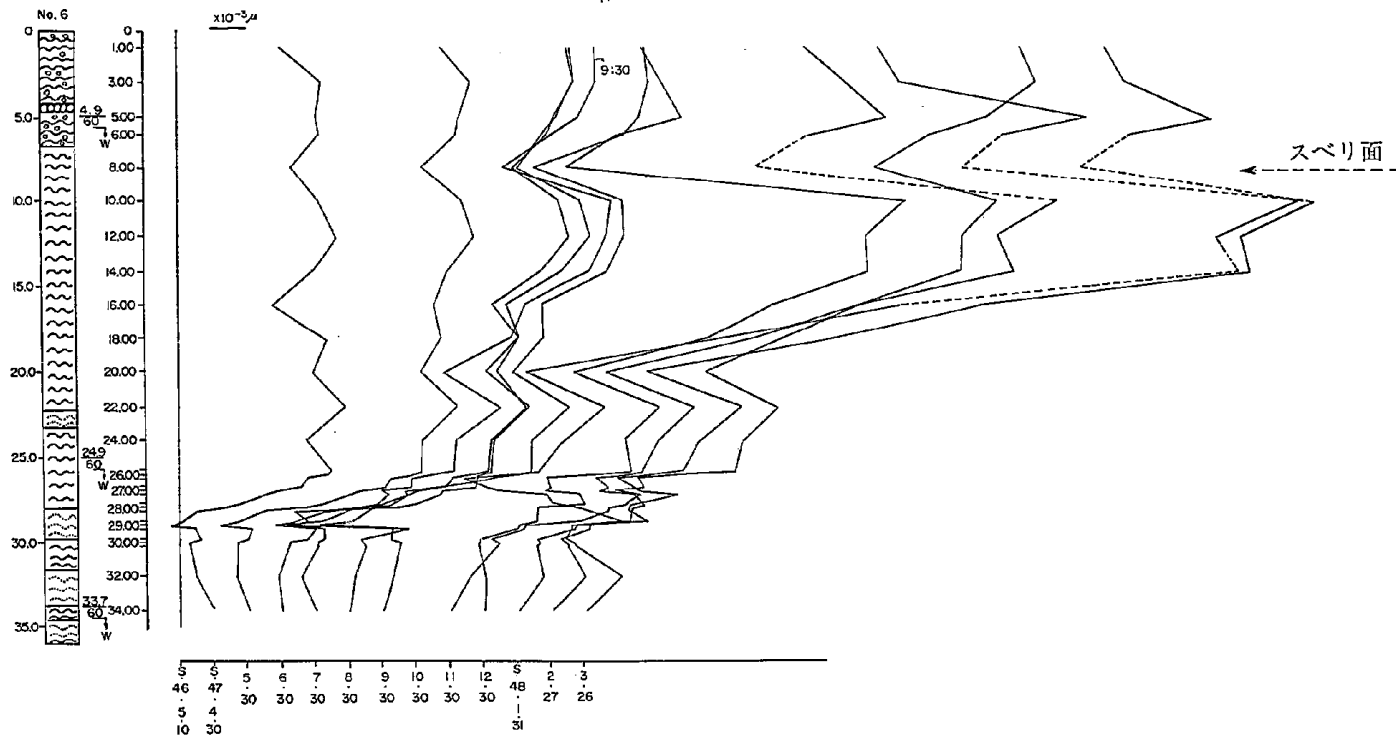


図-19 地表変動量図 S=1:2500

4-3 地中歪計による地すべり面調査

昭和45年度掘削のボーリング孔(図-7, (b)参照)にストレーンゲージパイプを埋設し、昭和46年度より観測を始めたがその年はひずみの成長はほとんど見られず、数十マイクロの変化しか見られなかった。しかし、昭和47年に入り急にひずみの累積が開始したが数百マイクロ程度なため明瞭にすべ



り面だと判定できるのは図-20に示すNO.6孔の8m地点の崩積土と風化泥質片岩の境界のみであった。

4-4 傾斜計

広範な地すべりの潜在性活動を知るには水管式地盤傾斜計が今のところ有力な手法であり、図-4は示す6個所に設置した、選定理由について下記に示す。

K-1: 鮎喰川右岸、不動地と考えられている

K-2: 左側ブロック中央

K-3: 中央ブロック中央

K-4: 上部斜面

K-5: 上部不動地と考えられる尾根

K-6: 右岸斜面ジョジメーター基点部

計測器は手動型、精度1.2秒である。

昭和46年度末より昭和51年までの観測結果を図-21(a)~(d)に示す。以下に各観測地点の傾動状況を記す。

K-1, K-5は不動地と考えられる場所であり、K-1については傾動変化の最大の年で日平均0.3秒と基底変動量以下であるが、K-5については観測開始の昭和46~50年までは日平均で0.3秒と基底変動量以下の値を示していた。また49年、50年の台風時の集中豪雨に際してもほとんど降雨による傾動の変化が認められなかったが、51年には7月の94mm降雨量の時に5.2秒の傾動を示し、9月の17号台風時には14.4秒もの傾動を示すに至っている、この傾斜計設置場所がかなり急な傾斜上にあり、設置場所から7m程下方に浅い山腹崩壊の場所があること伸縮計の動きなどから見るに大きな土塊としての動きが見られないことから、地すべりに影響を及ぼすのではなくこの場所での局所的な動きではないかと思われる。ただ計器設置下14~15mの位置に道路がある事から今後の集中的な降雨時には注意を払う必要があるかと思われる。K-2は変動傾域内ではあるが最大の傾動変化の年で日平均が0.3秒と基底変動量以下であり、49、50年の集中豪雨時にも影響を受けていなかった。しかし51年の17号台風では4.6秒の動きを示し、降雨による影響が始めで見られたが全体としての動きは6.0秒にも達していない。

K-3は例年6月頃から傾動の累積が増し、累積の線の勾配が急になり、10月頃からはほとんど傾動を示さなくなる。降雨とある程度の相関性はあるが明確な関係はつかめていない。また雨量との関係も見出し難く、49年集中豪雨時に1.5秒/日、50年にも1.5秒、51年には1.8秒と豪雨時といえどもそれほど大きな動きは示していない。昭和48年までは40.0秒近く傾動していたが、49年からは半分以下の傾動になっており、また設置場所が伸縮計のS-5付近にあり、伸縮計にも動きが見られない事から安定化に向っているものと思われる。また排水隧道が伸縮計測線沿いに掘削され始めたのが昭和47年から49年にかけて施工された時期とも一致する様であり、排水隧道による効果の表われとも思われる。

K-4は昭和47年に年累積傾動量33.6秒と時期に関係のない動きを示し、48年には年累積192

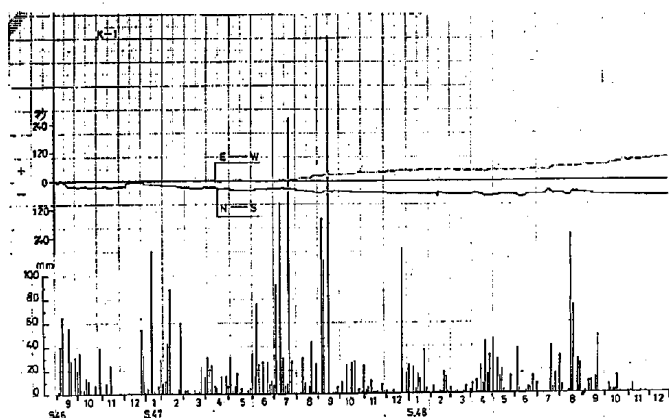


图-21-(a)

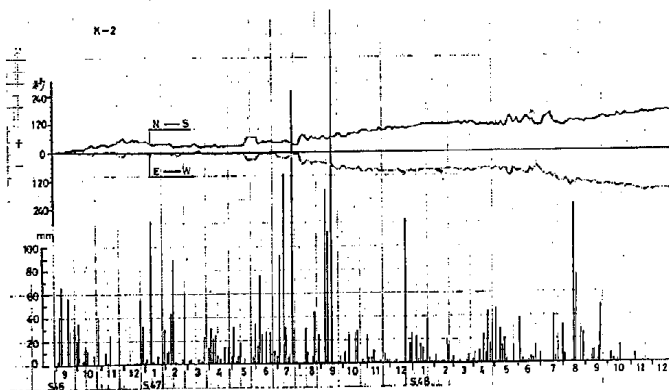


图-21-(a)

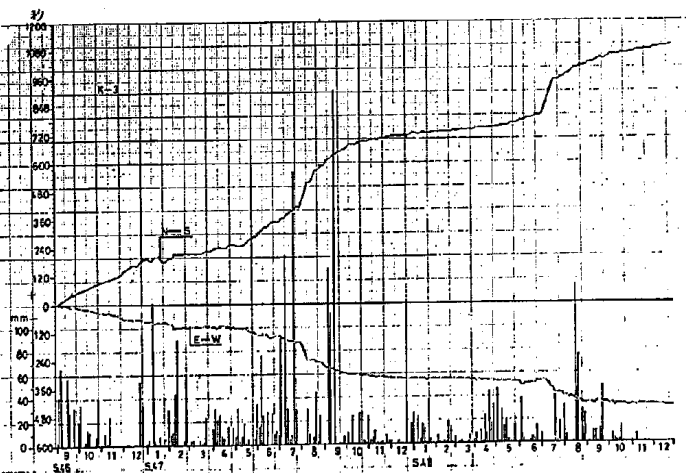


图-21-(a)

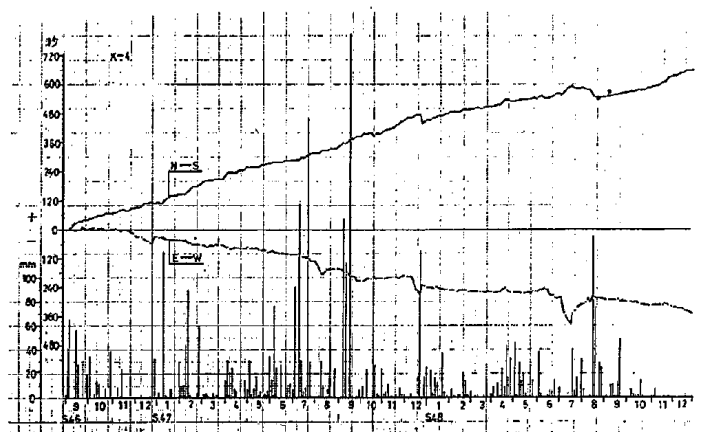


图-21-(a)

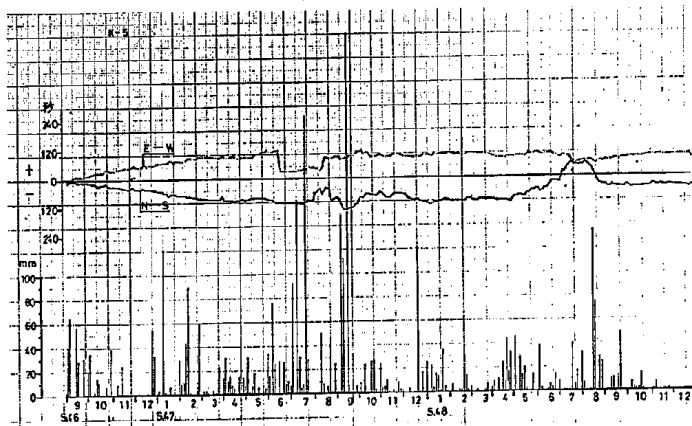


图-21-(a)

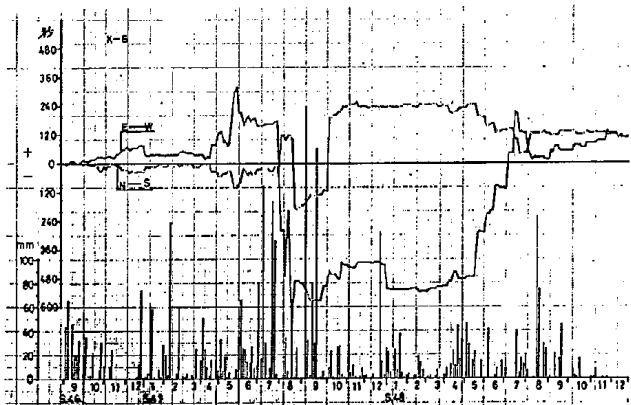
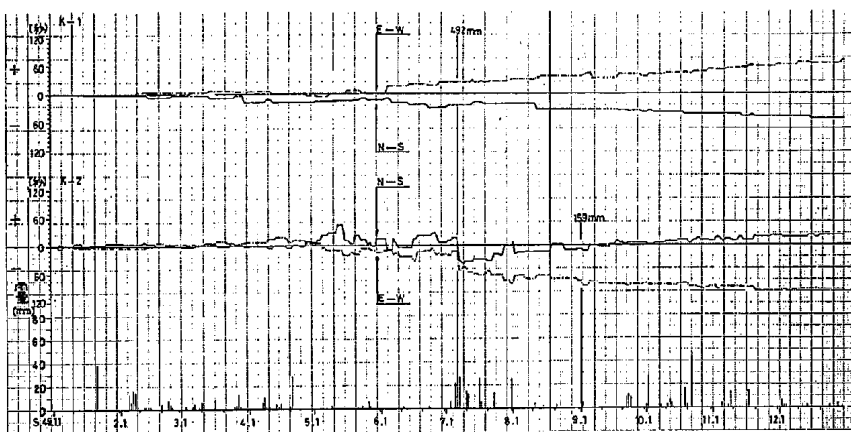
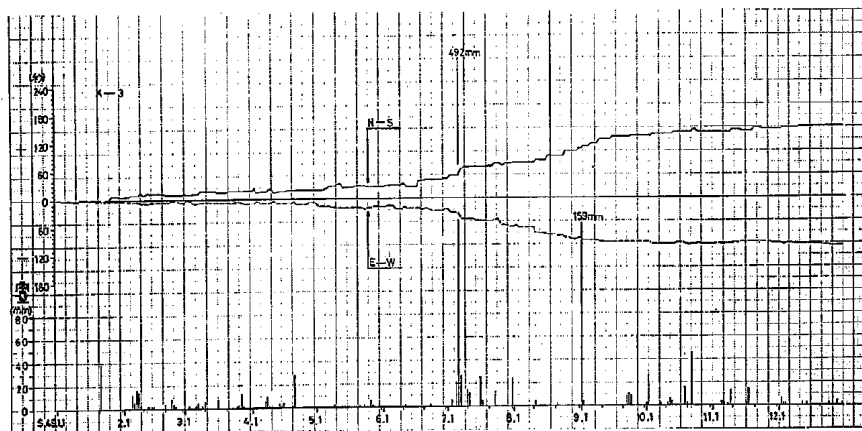


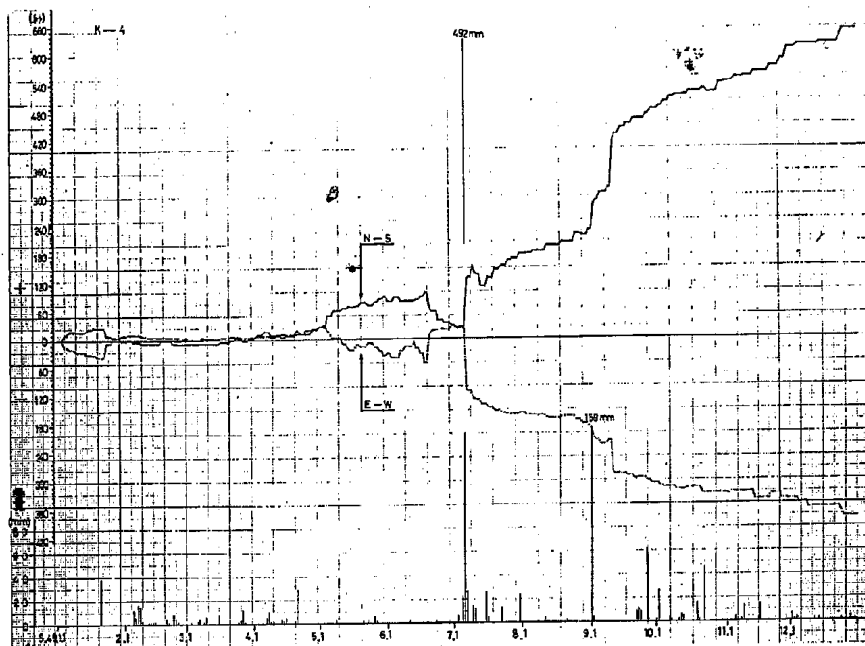
图-21-(a)



图—21—(b)



图—21—(b)



图—21—(b)

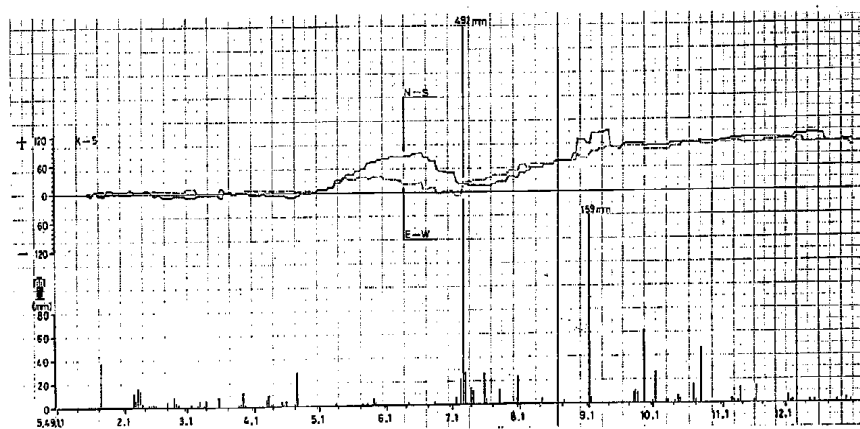


图--21--(b)

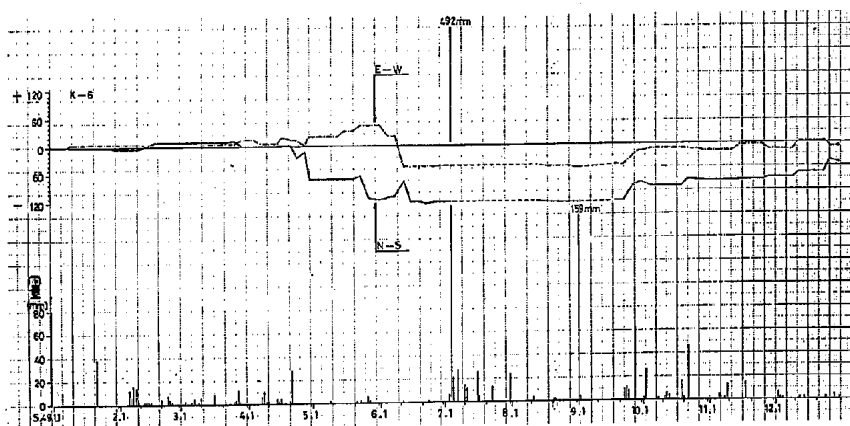


图-21-(b)

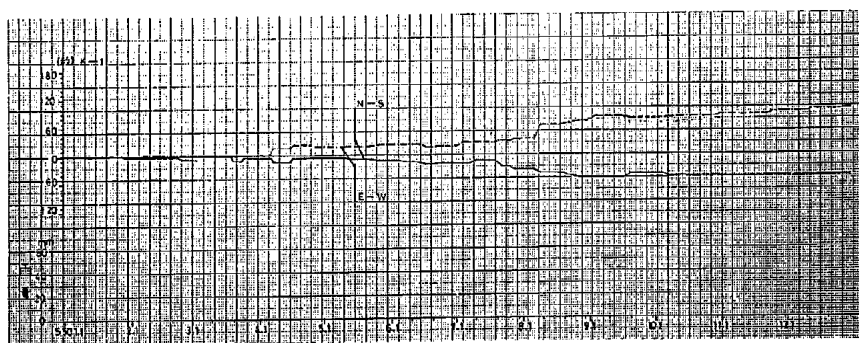


图-21-(c)

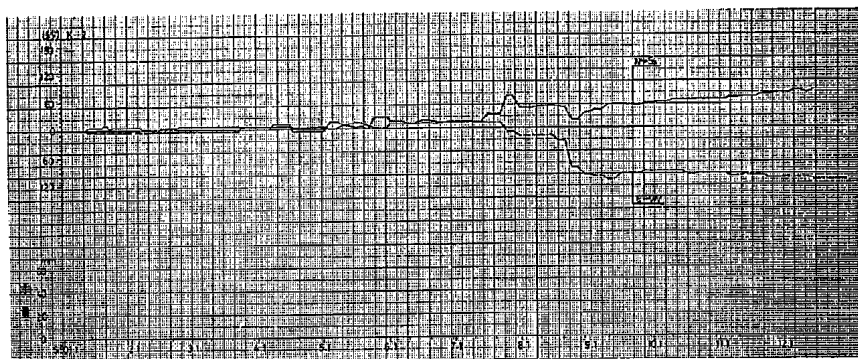


图-21-(c)

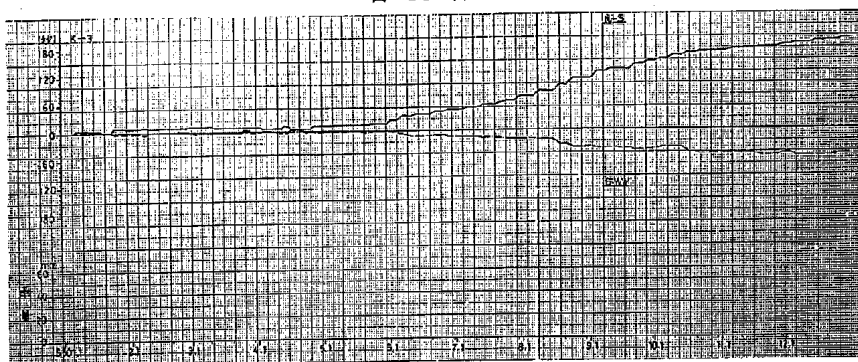


图-21-(c)

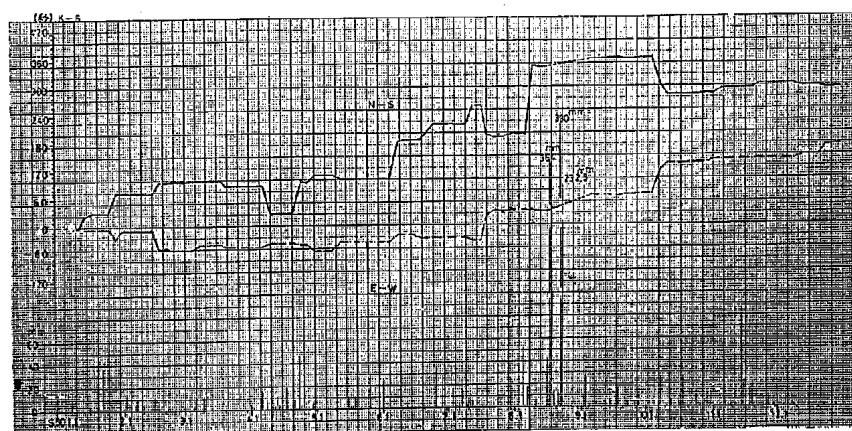
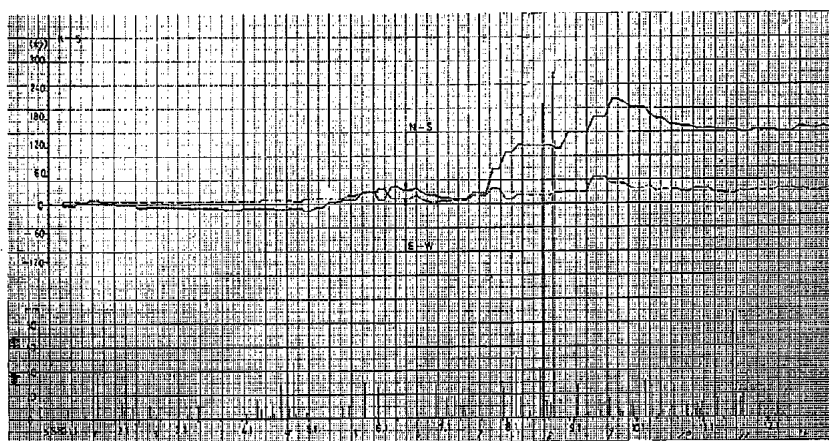
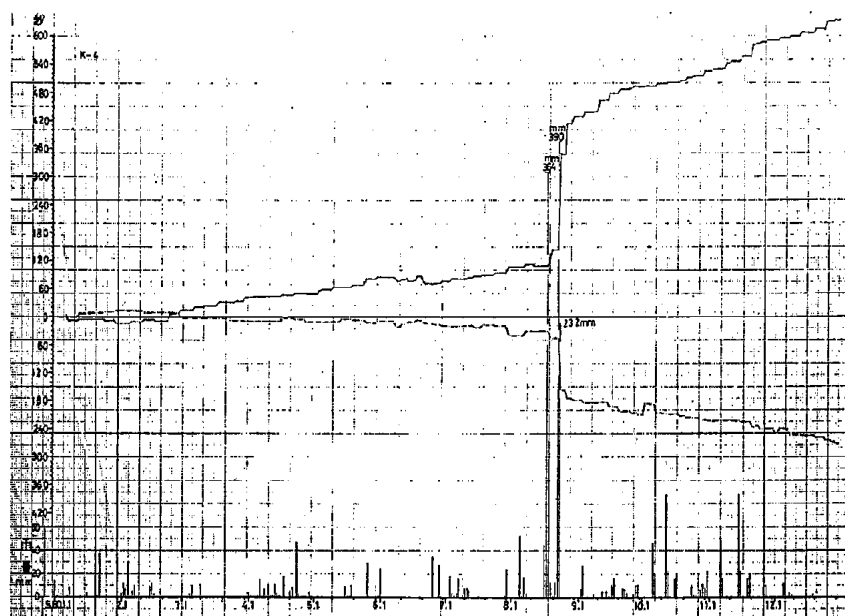


图-21-(c)



图—21—(c)



图—21—(c)

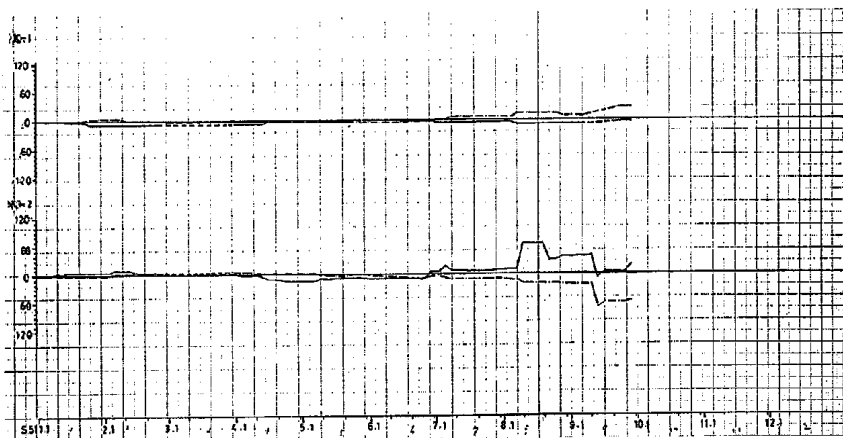


图-21-(d)

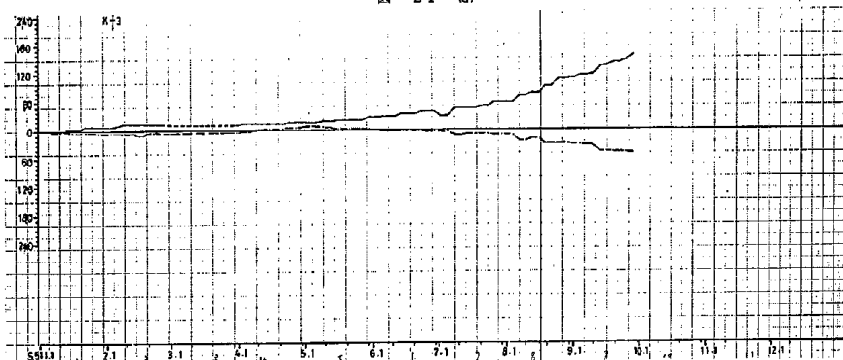


图-21-(d)

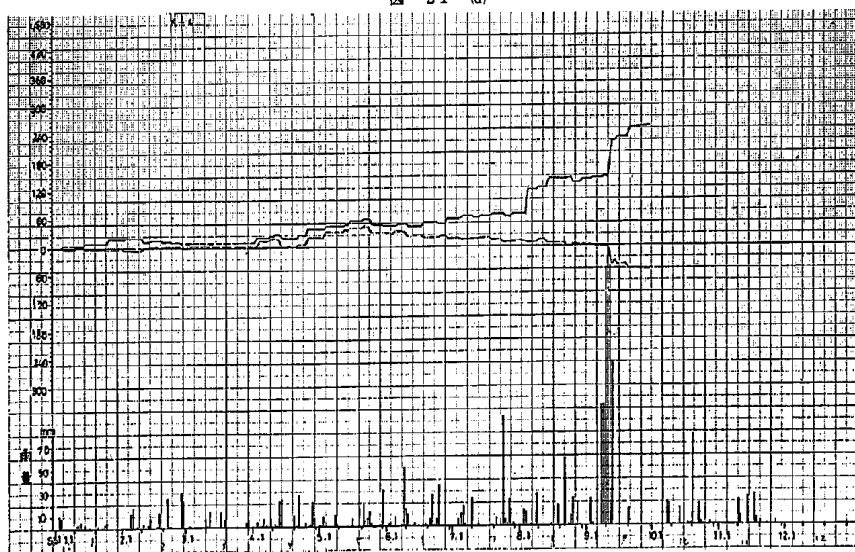


图-21-(d)

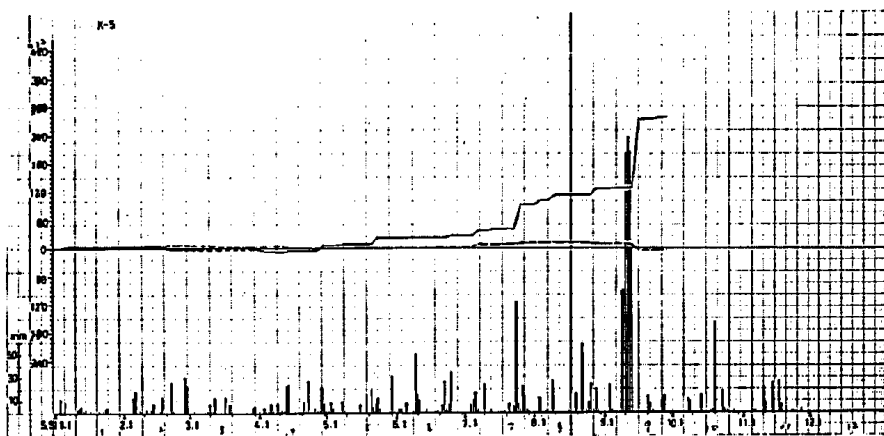


图-21-(d)

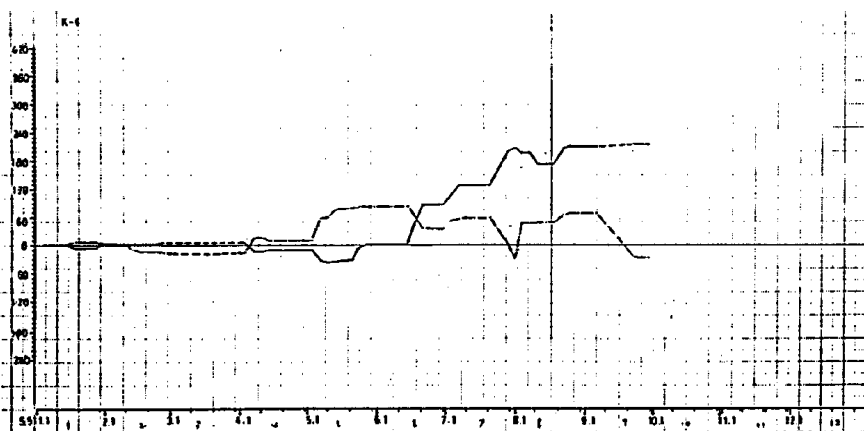


图-21-(d)

秒と安定化に向かっているかに見えた。しかし、49年の集中豪雨より、台風や梅雨期の集中的な降雨に対して顕著な動きを示す様になった。すなわち49年集中豪雨時131秒（年累積645秒）、50年豪雨では205秒（年累積634秒）という顕著な大きな傾動を示した。しかし、51年の豪雨では79秒（9月迄の累積は256秒）と従来の半分程度の動きとなって来た。傾動量が以前に比べてかなり小さくなって来たが、豪雨時にはかなりの傾動量を示すことも予測され崩壊の潜在性を秘めているのではないと思われる。

K-6はジオジメーターの基点NO.2の地盤の安定性をチェックする目的で設置したのであるが設置当初より変動は極めて不安定であり、一定な累積ではなく突然に大きな変動があるのが特色であった。この動きは豪雨との関連も考え難く、計器の設置台の場所的な理由と考えられ、非常に不安定な場所であり、ジオジメーターの基点としてはあまり好ましい地点ではないことが判った。

以上の観測結果からみると傾斜計の動きからは相互の関連性は十分に捉えがたい、したがって地すべり地が相当広範囲にわたって、一つのユニットとして活動することは考えられず、比較的小規模のユニットとして豪雨時などに単独に活動することが推定される。

5. 地 下 水 調 査

5-1 地下水位調査

リチャール型水位計による水位変化の観測を行なってきたが計器の機構に問題があり記録が十分とれなかったので昭和47年12月より改良型水位計(精度1cm)をNO.6, NO.7に交換, 設置した。

観測は昭和46年6月より開始したが図-22-(a)~(e)に昭和47年1月よりの観測結果を示した。これらの観測結果をみると斜面上部のNO.1, NO.2, 中腹部NO.5は各年通じて地下水位も低く, ほとんど水位変動がみられないが, NO.2は水質分析のための地下水採水が行なわれた昭和46年の8月よりすでに採水不可能になり観測当初より水位観測が出来る程に水がなかったものと思われる。道路より上部のNO.3, 4は比較的地下水位面も高く, 水位変動もみられ, 水位の昇降, および降雨との関係にやや相関性を示しているが, 昭和49年にはほとんど水位の変動を示さなくなったので, 昭和50年以降はNO.1~5の水位観測を取りやめた。地すべり斜面下部のNO.6, 7では地下水位面も高く降雨による変化は明らかで, 改良リチャール型(TS-72)に換えた47年12月以降の記録をみれば, この傾向が非常に明瞭である。しかし, NO.6で48年1月中旬における水位の下降の原因は不明であるが, 恐らく調査横坑工事の接近とすべり面部の通過によるものと考えられ, 排水効果が一時的にあらわれたものと考えられる。その後支保工の裏込めによって排水口がふさがれ, 再び水位の上昇がみられるようになったもので, この位置における地下水排除の効果を示しているものである。

昭和49年の8号台風時には19.68mの高水位を記録した, これは調査横坑(排水隧道)と同レベルであり, またその後の豪雨時における最高水位を表-5に示しているが, これからも徐々に最高水位が低下していることが見られる。NO.7については場所的にみて隧道の近くにあることから最高水位の変動の差はあまり見られない。51年は3.65mまでの記録はとれたがその後は水位計のブーリーからワイヤーが外れたために観測データがとれていないが, 例年とはほぼ同じ程度の水位を示したのではないと思われる。50年, 51年の豪雨時における排水隧道からの排水量が50年16,800ℓ/分, 51年24,000ℓ/分, と通常時240ℓ/分の70~100倍の排水量が観測されていることからみても排水隧道による水位の上昇の頭打ちないし下向が示され, 地すべりの安定上排水隧道は大きな影響を与えていると思われる。

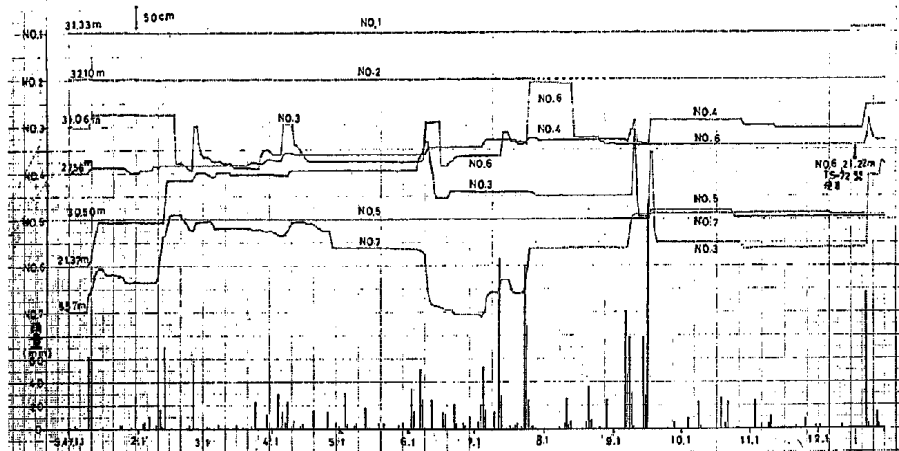
表-5 豪雨時のNO.6, NO.7の最高水位

測年月	849.9	50.8	51.9
NO.6	19.68m	20.63m	22.63m
NO.7	3.03	3.10	3.??

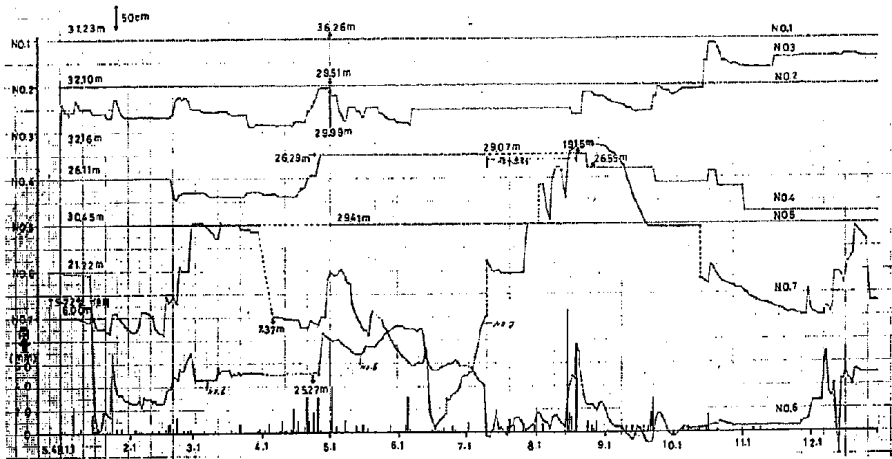
5-2 現場透水試験

すべり層を挟む上部崩積上層およびすべり層と基盤の間にある基盤風化粘土層において, 現場透水試験を行ない, 各層における透水係数を求め, また降水による地下水位の変動を各層毎に調査し, もって斜面安定解析の一資料とする目的をもって昭和49年と50年度各々2本を図-4(平面図上記号◎土研)に示す位置で行なった。

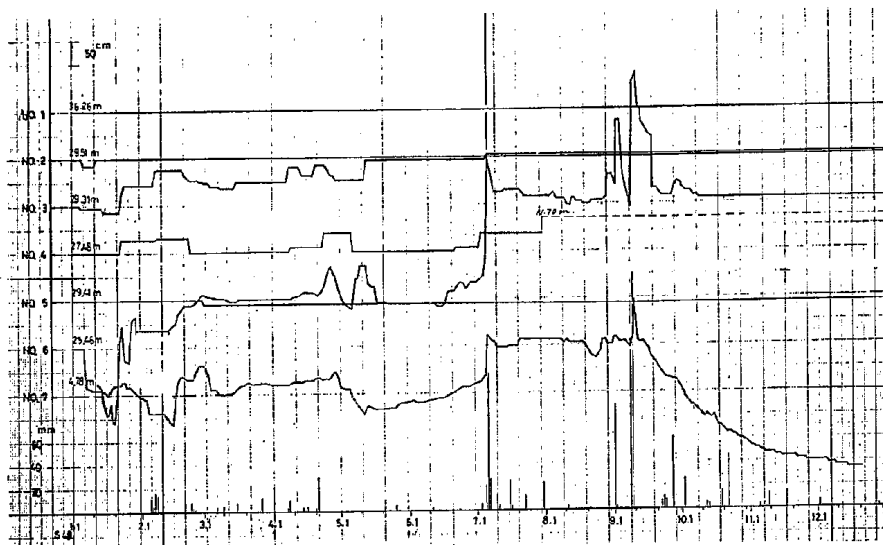
現場透水試験は一重管式ビエゾメーター法によって行ない, 各層間における水位観測はウエルポイ



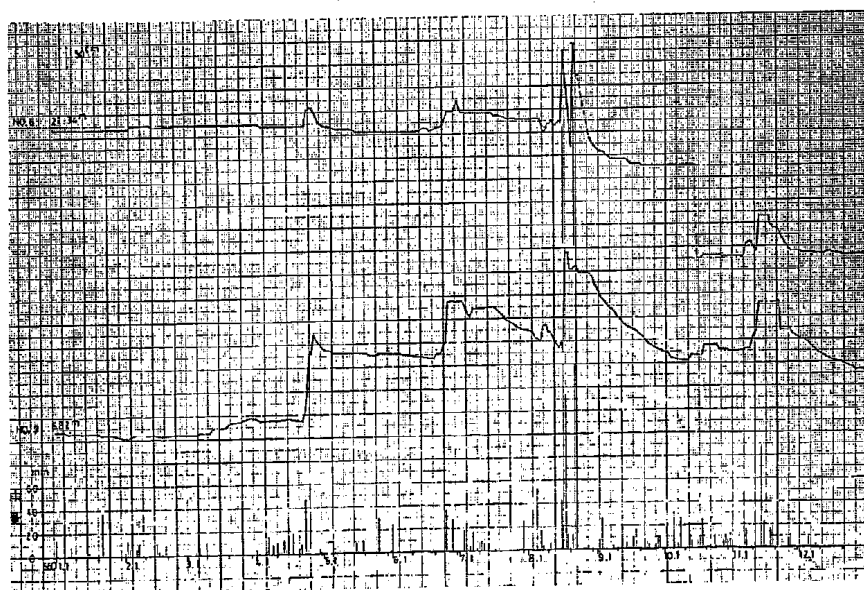
图—22—(a) 地下水位观测图



图—22—(b) 地下水位观测图

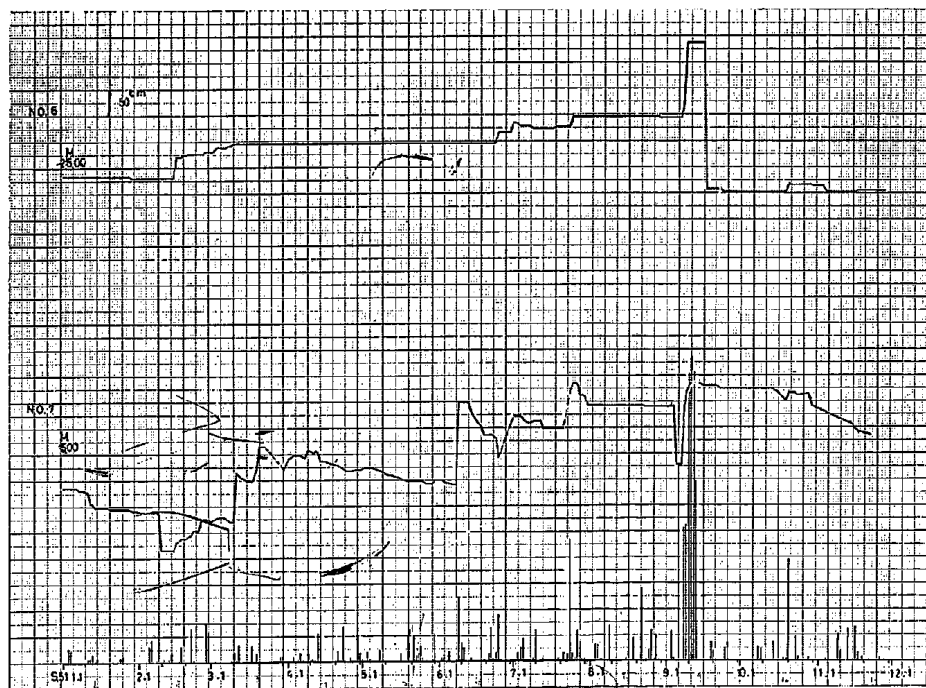


图—22-(c) 地下水位观测图

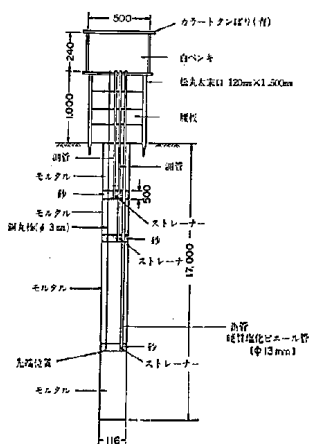


图—22-(d) 地下水位观测图

178



図—22—(e) 地下水位観測図



図—23 ピエゾメーター水位観測施設

ント型ピエゾメーター水位観測施設を設けた。(図—23に施設を示す。)

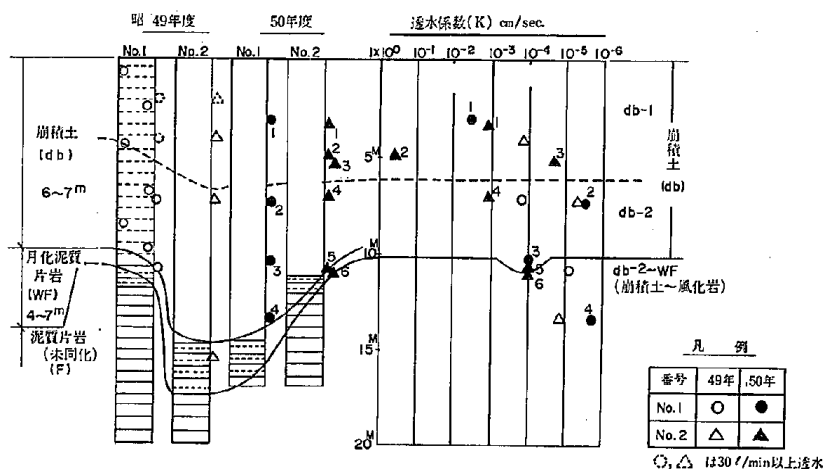
透水試験結果を表—6にまた深度と透水係数の相関図を図—24に示す。図から伺えるように崩壊土層内の透水係数(K)は全体的には $5.8 \times 10^{-1} \text{ cm/sec} > K > 2.2 \times 10^{-6} \text{ cm/sec}$ の範囲内とみられ、全体にバラツキがあるが深部に従って K は小さくなる傾向がある。試験を行なった土層が崩壊土である事から、水平、垂直方向にも地盤構成状況が均一でなく、非常に複雑であることから、個々の深度での試験結果による透水係数値を各個における係数値と捉えるよりもむしろ全体的な係数値として捉えた方がよいと考えられる。よって試験結果による地層区分からこれに対応した透水係数を考えてみると次のようになる。

表一六 現場透水試験結果

地層区分		土質相区分	透水係数 K 概
崩積土	巨レキ混り粘質土	巨レキ	$K > 10^{-1}$
		片岩レキ~粘土質レキ	$K \approx 10^{-2} \sim 10^{-3}$
		レキ混り粘土	$K \approx 10^{-4} \sim 10^{-5}$
(db)	レキ混り粘土	db-2	$K \approx 10^{-4} \sim 10^{-5}$
崩積土~風化泥質片岩	db-2~WF	"	$K \approx 10^{-5} \sim 10^{-6}$

① 巨レキ混り粘質土 (db-1)

$K = 5.8 \times 10^{-1} \text{ cm/sec} \sim 2.95 \times 10^{-5} \text{ cm/sec}$ の範囲内にある。この部分で49, 50年度に調査を行なったところ $Q = 30 \text{ l/min}$ 以上の漏水箇所がみられた。また1地点ではあるが $K = 5.8 \times 10^{-1} \text{ cm/sec}$ を示すこと等から下位層(db~2)に較べて透水係数が大きいことが伺える。



図一24 深度~透水係数相関図

49年度第1, 2孔→ $Q=30\text{ L/min}$ 以上漏水

50年度第1孔 → $Q=204\text{ L/min}$ 以上漏水

② レキ混り粘土 (db-2)

$K=1.36\times 10^{-3}\text{ cm/sec} \sim 4.5\times 10^{-6}\text{ cm/sec}$ を示し総体的に上位層 (db-1) に較べて透水係数は小さい。

③ 崩積土層～風化泥質片岩 (WF) の漸移部で、全体に粘土分が多くなる為めか、 $K=1.46\times 10^{-4}\text{ cm/sec} \sim 2.2\times 10^{-6}\text{ cm/sec}$ と小さい。

以上の結果地層別および土質区分からこれに対応する概略の透水係数値を平均的なオーダーで考えると、表-6に示す様な結果となる。

ピエゾメーター式による地下水位観測は昭和51年9月の台風17号時に変動を示したので図-25-(a)(b)に示す。図中100mmの日降雨量では動きがなくて、20mm前後の降雨量時に変動が見られるが先行降雨もない事から計測ミスと判断し、台風時の動きのみを追って見ると、いずれも水位の変動の開始は降雨3日後、累加雨量420mm程になってからで、ピークは最終降雨の累加雨量として1,000mm近くあった後に生じていることが見られる。また水位上昇の幅が下層程小さくなっており、49BU-1に見られる様に第1層と第2層での水位上昇に顕著な差が見られる、この現象は現場透水係数値における、上部崩積土層内の透水係数の不均一さがあって、崩積土層内への降雨の浸透の違いからこの層内のある層での地下水増加量が極端に違って、斜面の不安定化をきたすのではないかとする見方の裏付けとなるものである。しかし豪雨時とはいえ表層部での水位変動が基盤にまで影響を与えるまでには前記に述べた様にかなりの累加雨量を要することが見られることから崩積土層と基盤岩付近での地すべりの誘発にはかなりの累加雨量 (先行雨量) があった後の豪雨でなければ影響は受けないのではないと思われる。しかし上記に示す如く上部崩積土層内での透水係数値の相違から集中豪雨 (短期) 時には崩積土層内での斜面の不安定化をきたすことは考えられる。

5-3 水質分析

採水は昭和46年8月より51年11月までの間に地すべり地内の湧水、ボーリング孔、調査孔等24ヶ所にわたって行なった。(採水ヶ所は図-4に示す。)

分析は陽イオン K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} 陰イオン Cl^- , SO_4^{2-} , アルカリ度及び溶存ケイ酸とPHの9成分について行なった。

分析方法は Cl^- はモールの滴定法, SO_4^{2-} はEDTA法, アルカリ度はBCGアルカリ度, K^+ , Na^+ は蛍光分析, Mg^{2+} , Ca^{2+} はEDTA法, 溶存ケイ酸はモリブデン酸法で光電比色計によって行なった。PHはPH計によった。

水質分析の解析にあたっては菱形グラフ, Hexadiagramおよび北野⁷⁾の理論に基づく岩石風化に関する水質相関図によって行なった。菱形グラフおよびHexadiagramの模式図を図-26, 27に示す。以上各々の図によって解析を行なうが、分析値の結果は図-29-2, 図-30-2に示す様に経年変化が見られるが図-30-2からある同一勾配線上での上下の動きであることが見られる。このことからこれらの値を平均化し図-27, 28に示した。この図をもとにして各々に解析を行なった。

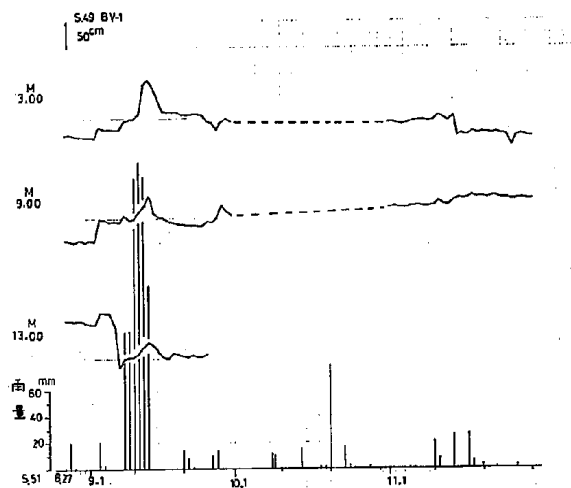


图-2 5-(a) 水位

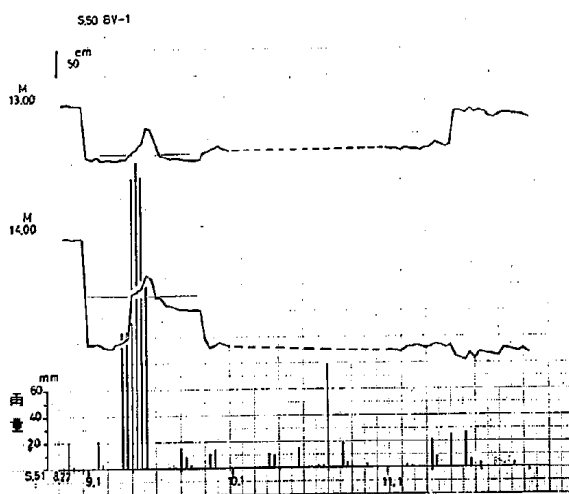
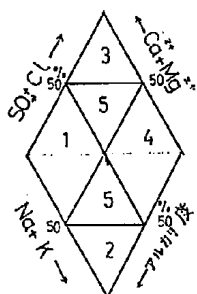


图-2 5-(b) 水位



- 1 Carbonate hardness
重炭酸カルシウム、マグネシウム
を主成分とする水
- 2 Carbonate Alkali
重炭酸ナトリウム、カリを主成分
とする水
- 3 Non Carbonate hardness
塩化土類、硫酸土類を主成分とす
る水
- 4 Non Carbonate Alkali
塩化アルカリ、硫酸アルカリを主
成分とする水
- 5 1と2の区分に属する中間的なも
の

図-26 Keydiagram
(菱形グラフ) 説明図

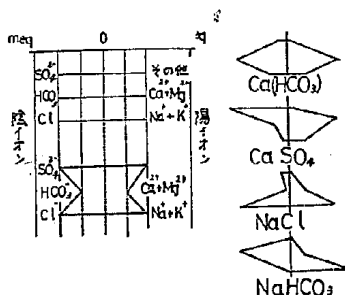


図-27 Hexadiagram の模式図
と水質型の分類

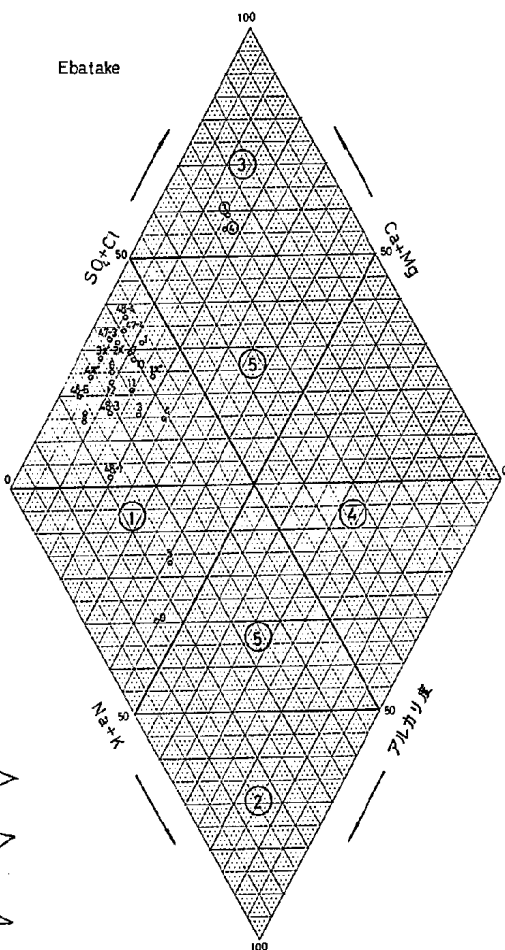


図-28 Ebatake

1) 菱形グラフ (図-28)

このグラフは図-26に示す様に各溶存成分の存在比すなわち質的な関係を表示するもので、水質組成をアルカリ度、 $\text{SO}_4 + \text{Cl}$ 、 $\text{Ca} + \text{Mg}$ 、及び $\text{Na} + \text{K}$ の3成分系とみなし、そのミリグラム当量を陽イオン、陰イオンの百分率に換算して図上にプロットしたものである。グラフ区分(①~⑤)による水質分類の一般的な判定を下記に記す。

- ①：我が国の地下水の大半はこの型に属する。
- ②：停滞的な環境にある地下水(停滞)この型の水は一応深層地下水と判定される。
- ③：温泉水、鉱泉水および化石水等の型、一般の地下水においてはこの例は稀れである。
- ④：海水ならびに海수에汚染された地下水、温泉水はこの領域に入る。
- ⑤：河川、伏流、自由地下水等表流水がこの領域に入る。

以上の判定基準によって図-28を見ると46-3、4を除く他は①の領域に属し、これは我が国の一般的な地下水と同類のものと思われる。しかし5、9は下部に位置し③の領域に近い。

2) Hexadiagram (図-29)

これは菱形グラフが水質成分の存在比を表示するのに対して量的なものを図-27に示す模式図によって作図するものであり、同一図形の追跡により溶存成分量の消長から水塊の区分を行なうことが出来る。

この図からは菱形グラフの46-3、4に加えて9が他の型($\text{Ca}(\text{HCO}_3)$ 型)と異なることが見られる。

3) 水質相関図 (図-30)

北野⁹⁾の理論に基づくもので HCO_3^- と Ca^{2+} の含量間に正相関が見られ、同一水系では、勾配45°の直線上に載ることと地域的に集中することからこの相関図より水系を区分すると図-30に示す如くA、Bのグループに分けられ、さらにAの中で HCO_3^- の含量の違いから、 A_1 、 A_2 、 A_3 に分けられる。Bグループに9を入れているが、菱形グラフおよびHexadiagramから他のものと同一水系とは見なし難いので、これは独立の地下水と考え記号としてはCとする。

以上の3つの図より、各々水系の区分を行なったものを表-7に示す。この表より3者がよく一致し、またHexadiagramでの型の大小と水質相関図における成分量($A_1 \sim A_3$)とよく一致する事が判る。以上のことから水系の区分には3図の中で最も客観的に捉えることのできる水質相関図によることにした。

水質相関図によってAとBの水系にさらにAを $A_1 \sim A_3$ と HCO_3^- の含量より区分した、次に $A_1 \sim A_3$ およびBの地下水の位置付けを採水位置の地質によって行なう。

採水位置の地質区分は泥質片岩中と崩積土層内に区分し、水質相関図による区分を併記して表-8に示した。

まず表-7の採水位置が片岩中であって A_1 の領域に入っているものについて考察を加える。

- | | |
|--------|--|
| 45-3 : | 地質断面図-7(B)の下方の排水隧道の施工が昭和47年度~49年度にかけて実 |
| 4 : | 施されたが、この時期と符号して水位低下が見られた。したがって片岩中の水では |
| 5 : | なく崩積土層中を流れる地下水と推定される。 |

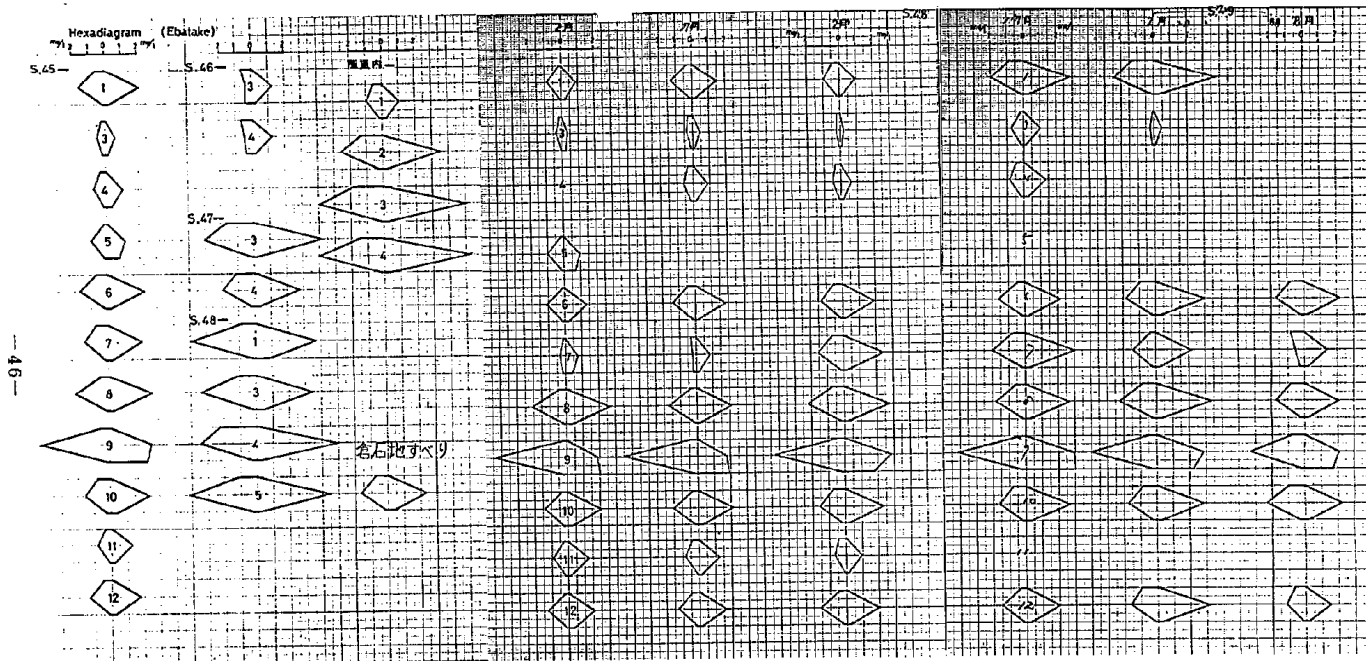
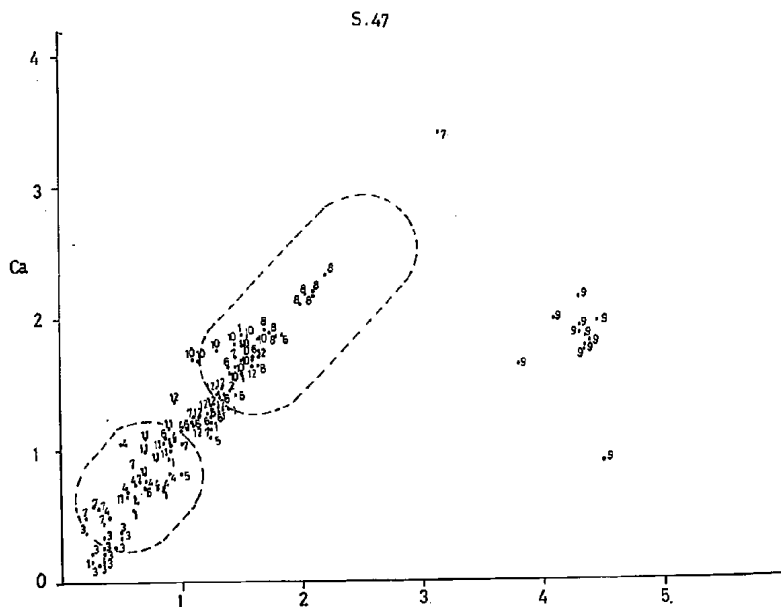
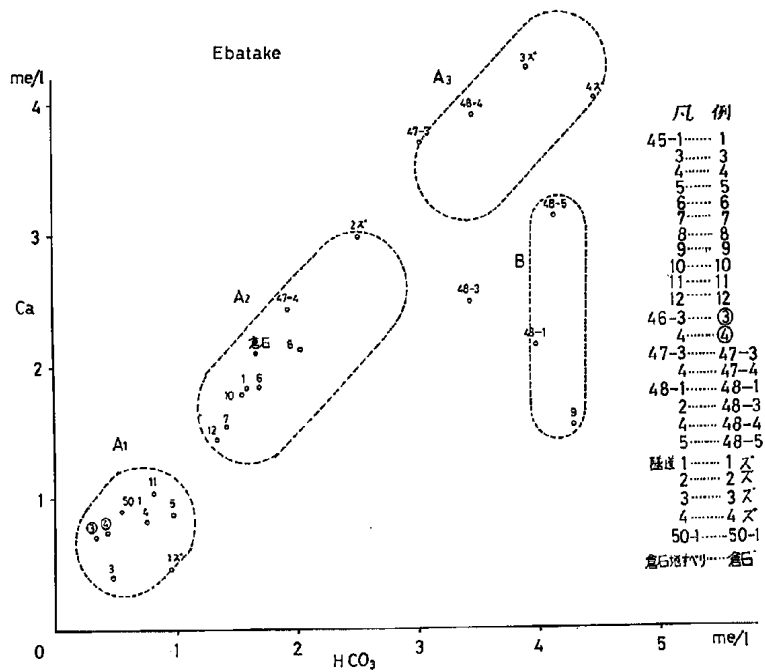
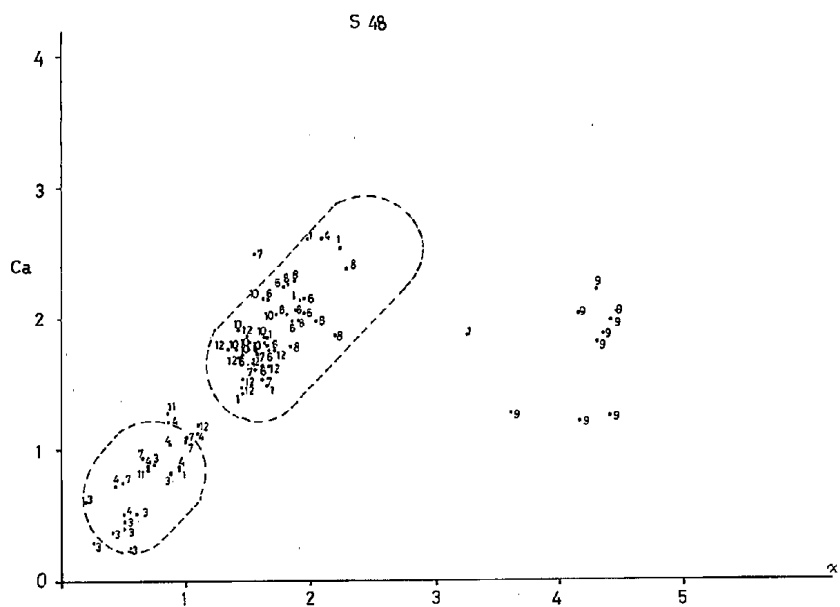
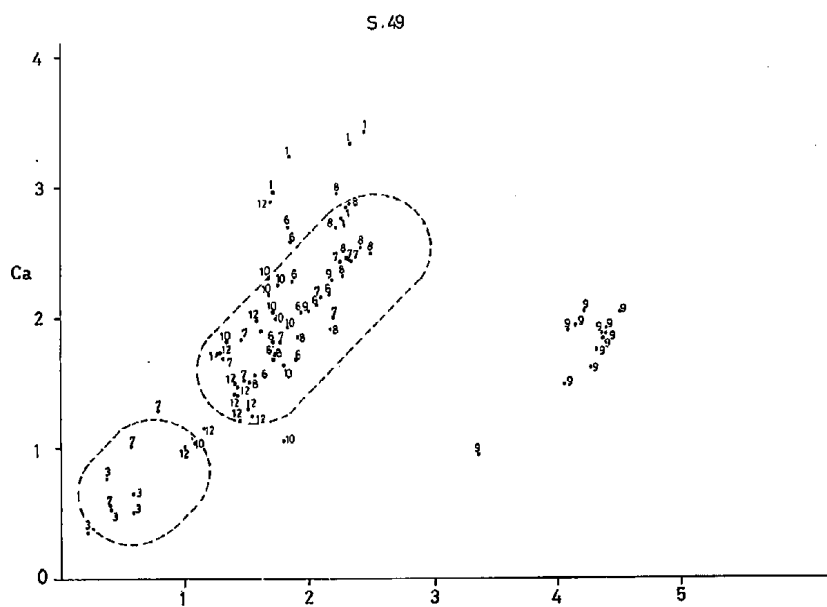


図-29





图—30



图—30

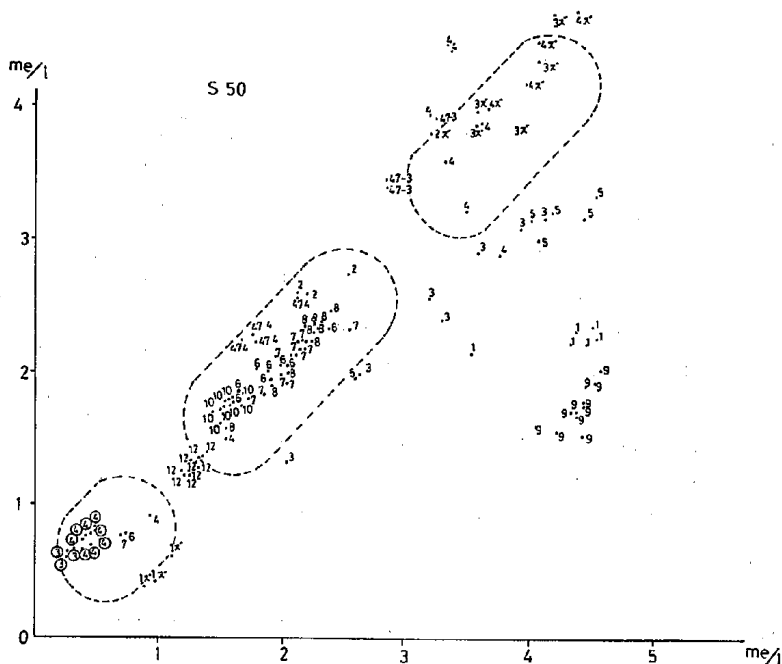


図-3 0

隧道-1：図-3 1の隧道内の排水

ボーリングで採水を行なっているが、ボーリング掘削中隧道内-1（図中には1ズと標示）だけが片岩の中からの湧水個所がなかった。したがってボーリング掘削後崩積土層中の水が流れ込んだとも考えられる。

S50-1：供給源不明

隧道内-1と50-1についての供給源は不明なのでこれらを片岩中の水から除外して表-8を見ると、片岩層の中から湧出していると考えられる水とA₃とが一致している事が判る。また45-3, 4, 5が上記の理由より崩積土層内からの水とするならばA₁と崩積土層内の水との一致を見る事が出来

表-7

	菱形グラフ	Hexa	diagram	水質相関図	摘 要
48-1	○	○	大	B	ボーリング
-3	○	○	大	B	〃
-4	○	○	大	A ₃ B	〃
-5	○	○	大	B	〃
47-3	○	○	大	A ₃	〃
-4	○	○	中	A ₂	〃
46-3	×	×	小	A ₁	〃
-4	×	×	小	A ₁	〃
45-1	○	○	中	A ₂	〃
-3	○	○	小	A ₁	〃
-4	○	○	小	A ₁	〃
-5	○	○	小	A ₁	〃
-6	○	○	中	A ₂	〃
-7	○	○	中	A ₂	〃
8	○	○	中	A ₂	隧道口付近の斜下向ボーリング
9	○	×	大	C	ボーリング
10	○	○	中	A ₂	湧水
11	○	○	小	A ₁	湧水
12	○	○	中	A ₂	江島谷上流
隧道-1	○	○	小	A ₁	
-2	○	○	中	A ₂	
-3	○	○	大	A ₃	
-4	○	○	大	A ₃	
50-1	○	—		A ₁	

凡例 菱形グラフ Ca(HCO₃)₂型 ○ Hexadigram Ca(HCO₃)₂型 ○ 湧水
水質相関 A₁ A₂ A₃ BC 以外 × 中 小

る。以上のことから下記の様に地下水を推定する。

表—8

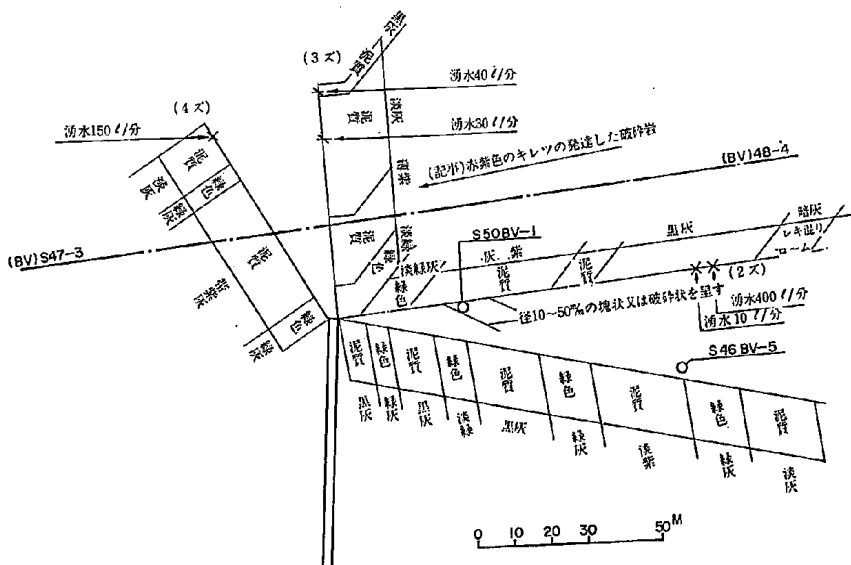
A₁：水質相関図上において下位に位置していることから溶存成分量が少なく、かつ地下水採水位置が地表流水の影響を受け易い崩積土層内にある事から浅層の地下水と思われる。（以下浅層地下水と呼ぶ）

A₃：水質相関図上、上部に位置しA₁とは溶存成分量に大きな隔たりが認められ、採水位置も片岩中である事と隧道内よりの採水が図—31より片岩中の湧水と推定される事からも片岩経由の地下水すなわち深層部の地下水と思われる。（以下深層地下水と呼ぶ）

次にA₂について見ていく。水質相関図は前記に述べた如く同一の水系では勾配45°の直線上に載り地域的に集中することを示す事からA₃とA₁の混合

水と見る事が考えられる。代表例としては、隧道内の地質図（図—31）から排水ボーリング中、湧水の有るものの中でA₂の領域に属している2ズの近傍にはS50—1（図—31参照）のボーリングが有って、これより採水された水は水質相関図（図—30）に示す様にA₁の領域に属していることから、

区 分	地質区分	水質区分	凡例
48—1	×	B	地質区分： 片岩中○ 崩積土内×
—3	○	B	
—4	○	A ₃ B	
—5	○	B	
47—3	○	A ₃	
—4	×	A ₂	水質区分： 水質相関図 による区分
46—3	×	A ₁	
—4	×	A ₁	
45—1	○	A ₂	S.49.5以降採水不可
—3	○	A ₁	S.49.5 "
—4	○	A ₁	S.48.9 "
—5	○	A ₁	S.47.4 "
—6	○	A ₂	
—7	×	A ₂	
8	×	A ₂	
隧道—1	○	A ₁	
—2	○	A ₂	
—3	○	A ₃	
—4	○	A ₃	
50—1	○	A ₁	



・ 図—31 隧道内採水ヶ所（1～4図）の地質状況（柱状図）

この地下水の影響を受けているのではないと思われる。A₂とA₁の領域の水を混入したと考えてみると水質相関図上の位置もきわめて妥当な位置と思われる。47-4, 8についてもA₁とA₂との間に位置付けが出来る。また図-30-2の昭和47年と48年以降の相関図では水系区分の上でハッキリと区分が出来ることは排水隧道による地表水の排除により、混入が規制され区分けが明瞭になったのではないと思われる。

A₂ : A₁とA₂すなわち浅層地下水と深層地下水とが混合した水と思われる。(以下混合地下水と呼ぶ)

水質分析値と地質から水系区分を上記の様に3種に区分した。次にBの水系について考察を加えることにする。この領域のものは地質断面図図-7・D)の測線に位置しており他断面に比べて崩壊土層の薄いこと、加うるに図-32に示す如く各々の地下水位が降雨に対して顕著なる変動を示している。これほどの顕著な変動は他の箇所(例えば図-22におけるNO.6, 7)ではみられない現象であることから、片岩中からのA₂系統の水の供給に加えて多量の浅層地下水の混入がありB領域に属したものであると思われる。よってB領域というグループを水質相関図より設けたが、本質的にはA₂の領域に属する水と推定される。

次にC領域としてあげた9についてであるが、他と較べてNa⁺の含量が多く菱形グラフ(図-28)より⑤あるいは②の領域に近いことから当初深層地下水ではないかと思われていたが下記の理由により当地域における深層地下水とは別種類の地下水ではないかと思われる。

①: 他の採水箇所よりNa⁺の含量の変動が見られない事からこの地下水の他への影響を見い出せない。

②: 50年度より排水水量がみとめられなくなって来た。

③: 吉岡、古谷⁸⁾によって三波川帯の結晶片岩類に属する倉石地すべりでボーリング孔より採水された水を図-29のHexadiagram図-30の水質相関図にプロットとしたが、これと比べてもNa⁺の含量が多く、相関図上かけはなれていることが見られる。

以上より水質区分をまとめると

浅層地下水; 水質相関図でのA₁

混合地下水; " A₂

深層地下水; " A₃

の3種類に区分される。

次に強剝離帯と地下水の関係について考察を加える。

江島地すべり地の地質図(中川による)を図-5に示すが、これに強剝離帯が示されておりこれと図-31のS48-4とS47-3の線がほぼ一致する。(以下強剝離帯線と呼ぶ)。また図-31の隧道内排水ボーリング-3(図中では3ズ)に「赤紫色のキレツの発達した破碎岩」という記事事項から強剝離帯の存在が推定されるが、この強剝離帯の水質におよぼす影響は直接的には見い出せない。しかしA₂領域の水質のHCO₃⁻の含量の多いのは強剝離帯よりのCO₂の供給と見る事も出来るが、図-33に示す様に徳島県下には大きな地質構造線が存在していることから、CO₂の地下深部からの供給源を強剝離帯だけに求めることは問題である。

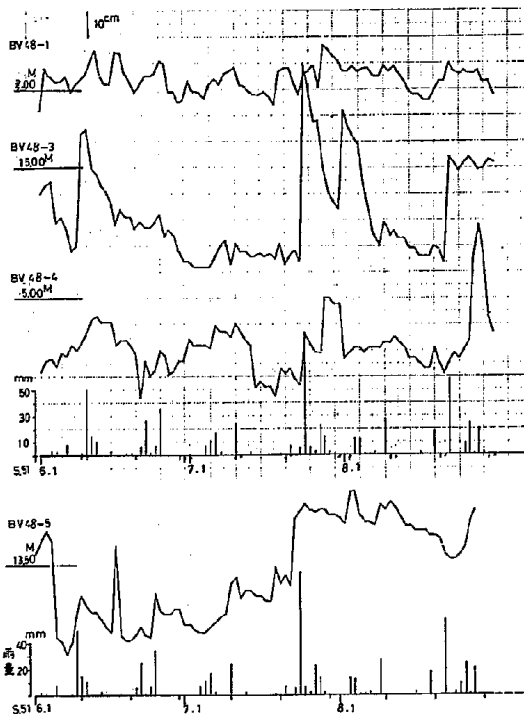


図-3 2

Hexadiagram (図-2 9) から上記の強
剥離帯線上に位置する S 4 8-4, 隧道内
-3, 4 及び S 4 7-3 に SO_4^{2-} 含量が他
の採水に比べて多いという共通点が見られ
る。また S 4 8-4 の地盤高は 330.764 m,
S 4 7-3 は 329.448 m とほとんど地盤
高に差はないが, 地下水の水頭は前者が約
325.6 m で後者は約 308.9 m と差がみら
れる。したがってこのことから強剥離帯が
流動方向を規制していることが考えられる。

以上までの結果より地下水の流動方向に
ついて推定すると, 前述の B 領域での関係から平面図 (図-4) 上で示せば S 4 8 のボーリングの測
線と強剥離帯に沿う S 4 8-4 から S 4 7-3 方向の 2 つの地下水流動方向が推定される。



図-3 3 地質図

これら全結果をまとめると

浅層地下水(A_1): 降雨等に直接起源をもつ浅層地下水。

混合地下水(A_2): 深層地下水と浅層地下水との混り合ったもので、吉岡、古谷⁸⁾より水質相関図に示す如く、破砕帯地すべり地の地下水といわれるもの。

深層地下水(A_3): 基盤岩中を流動する地下水

上記の結果、水質区分より江島地すべり地を涵養している地下水は主として混合地下水とみられる。また強剝離帯によってA₃領域の水は鮎喰川方面への流向を変えられているものと推定される。

6. 地すべりの機構

6-1 地すべりの機構と素因について

従来、結晶片岩の地すべり地では、すべり面は非常に深い基岩中にあるとされ、巨視的には、この地帯の台地状地形は、このすべり面の作用によって形成された一種の滑落地形であるとされてきた。この仮説に対する反論をここで試みようとは思わないが、このような原因によってこの地域の地形ができたものであるにしろ或いは無いにしろ、現実に災害の原因となっているすべり面の位置についての調査研究の資料が、今までにはほとんど見られなかった。今回の合同調査の一つの目的もこの点にあるわけであるが現在県道や人家に災害を与えている斜面の変形状況を見ると、一つの運動ブロックの幅はせいぜい50~100mであり、この幅から推測する限り、すべり土塊の厚さは10~20mということになる。そして斜面の形状からみても小起伏に富み、微地形的に見る限り、この地域の道路、人家等に災害を与えている地すべり運動は、比較的浅い地すべりによるのではないかということが推定される。勿論、この素因としては、地質概要に述べられている通り、四国地方の地質構造の影響を多分に受けているであろうことも推測される訳で、このような地質からの素因と現実に発生している地すべりの機構との間のつながりを求めることによって、この型の地すべりの防止対策の基本方針決定に役立つ資料を作り得るものと考えた。前者については主としてボーリング、調査横坑、各種計測等の調査によって、また後者については各種の探査と地質踏査等の広域調査によって究明を試みた。

6-2 運動の機構

本域内で昭和45~48年度に行なった計29本のボーリングによる資料から、この地域はほぼ全域にわたって10~20mの崩積土によって覆われている。この崩積土は黒色或いは緑色の片岩類を多量に混入していることからみると、この地域内で生産されたものであって、しかもそのマトリックスが主として粘性土より成るので地すべり土塊の主要部を構成することは明らかである。その下盤はこの地域の基岩の泥質片岩との間に厚さ5~10mの基岩風化帯が存在する。この風化帯は褐色の比較的粘性の大きい泥質片岩よりなり、漸移的に新鮮な基岩に変化する場合と、比較的明瞭な境界をもって新鮮な岩に接する場合とがあり、後者の場合は、この風化帯中にすべり面が存在する可能性が考えられる。

これ等のすべり面の位置確認のために昭和46年度に行なった地中歪計の計測結果では、移動が小さく不明瞭であった。

基岩はある厚層で新鮮であっても、深部にむかってところどころにジョイントを挟んでおり、コア採取率の悪い破碎層や完全に粘土化した2~3mの地層が存在するため、地すべり面と想定した位置よりも非常に深い地層でも地すべり面があったのかと疑はせるようなコアを得ることがある。このような破碎帯は斜面上部から下部にかけて明瞭なものが2~3箇所に見られるようであるが、斜面傾斜方向に対する連続性が見られず、むしろ横方向への連続性があるのではないかとと思われるし、またその深度位置も現河床よりも下位となっていたり、粘土層の色調からみても、片岩のなかに多く存

在する一般の破砕帯とみた方が自然で、従って、この破砕帯の中にすべり面が存在する可能性は非常に少ないといえる。

すべり面の位置の確認が地中歪計によってはできなかったため、昭和47年度より横坑調査が行なわれ3-3に示す通り、すべり面が確認できたのはまことに大きな成果であった。このすべり面の位置は地表の微地形からみると図-4に示す昭和45年度にボーリング調査を行なった測線に沿う幅約50mのすべりブロックの東縁に当っており、すべり面より上のすべり土塊の厚さは7m程度であるが、このすべりの中央部では深さ10m程度になるものと推定され、これはボーリング48BV10の結果でも確認されている。すべり面の位置は崩積土層の下の方風化泥質片岩の上面付近に位置し、粘土層とレキ混り土砂を含んだ明瞭かつ連続的なセン断面で、その上部の風化泥質片岩は運動のためにブロック状に破砕し、これに対して下盤の同層は比較的密実で、かつ両層間の色調の違いも明らかである。これによって、この地域の道路、人家等の変状の直接の原因が、この浅いすべり面にあることが明らかになったのは一つの大きな収穫であり、このすべり面について原位置セン断試験等を行なうことによって、すべり面の土質強度を把握して安定解析を行ない、対策工の量的評価に結びつけてゆく根本的な方針が固まったのである。

このような浅いすべり面は地表地形でみてゆく限りでは本地域に多く見受けられ、これを地形から判断すると図-34のようになる。これらの運動ブロックはすべて地質的にみても同様な構成であり、すべて崩積土を主な土塊として、厚さ10m~20mのすべり土塊を形成しているもので、すべて同一の機構で地すべりを発生しているものと考えられるが、地形的にはすべて幾分凹形の地形の部分であり、凸形の部分では更に異なった形態の地すべり(岩盤地すべり)が発生する可能性も考えられ、これは今後の調査の対象と考えられる。

地表の運動状況については伸縮計、傾斜計等により観測されているが、未だ明瞭な動きを確認する動きまでには至っていない。この地すべりは、これまでの調査結果から地すべり土層内の透水係数はその下部基盤層に比較して大きいため、多量の降雨では浸透水の流下は容易で地下水の長期に亘って上昇することはないが、豪雨時には多量の浸透水が、透水係数の違いから基盤境界に貯留され、長期の地下水位上昇の原因となり、地す

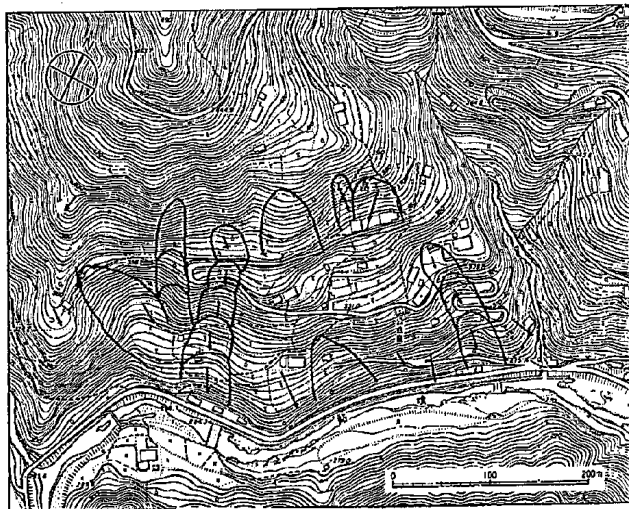


図-34 江島地すべり地のブロック図

べり斜面の不安定化につながる。いわば浅い地すべり地で浅層の地下水と地層の透水係数の違いが地すべり発生機構の主骨格になっている。このためこの型の地すべり斜面の常時の安定性が比較的高く通常は地盤変動が明瞭でないのである。

昭和50年、51年にはそれぞれ台風5号、台風17号による1000mmを超す降雨がありながら調査区域での崩壊現象が生じなかったのは、この発生機構に即応した排水隧道工が施工されたことによるものと考えられる。以上のように本地すべり地には多数の浅い運動ブロックが相互に干渉し合いながら運動するものと想定され、従って地表の運動は伸縮が交互に表われるような複雑な動きをするものであろう。

6-3 地下構造上の素因

地質概要でも述べている通り、本地域の構造はほぼ東西性の構造線が支配的で、この線に沿って、基岩中に破碎帯の分布している可能性が多いわけである。

現在まで調査されたボーリング孔でも、基岩中でコアの採取率の特に悪い細片性の部分が何箇所も見出されており、この南北方向の連続性は明瞭ではないが、東西方向の連続性が或程度推定できる形態を示している。これを他方面から検討するため、広域調査として弾性波探査、浅層反射法、大地比誘電率の測定等が実施され、主として基盤の特性を調査した結果いずれの方法によっても、破碎帯の特性を示すと思われるゾーンが、しかも同一地帯にほぼ東西性の連続性を持って見出されている。この地帯の存在はボーリングの成果からも或程度は裏付け得るもので、今後、現在の調査横坑を延長して同地帯中の基盤の様相を実際に捕えることにより裏付けられ、その性状と、地すべり機構の関連性が追求できよう。

破碎帯と地すべりの関連性については、現在のところ、これが、地すべり運動ブロックの1つの境界になり得ること、地下水（深層地下水）の補給源となること、高い間隙水圧発生の原因となり得ること、この破碎帯を中心として、基岩の風化が促進されること等が考えられる。

6-4 防止工法について

当地すべり地は36年4月11日建設省告示第1002号で地すべり防止区域に指定し、昭和40年より44年まで、抑制工として横穴排水ボーリングを施工してきたが、45年、46年の地すべり調査結果に基づき、47年横坑（隧道）径2mを70m掘削した。

48年に横坑70m先端より弾性波調査で判明した低速度帯の地下水排除を図るため、低速度帯に向って130mの横穴排水ボーリングを計画し、103m掘削したところ強風化泥質片岩層より400ℓ/分の排水が約1週間続いた。また、横坑（隧道）口前より25.5mのところに地すべり面らしき粘土層を発見したので調査を兼ね15mの支坑（隧道）を掘削した。49年には低速度帯の地下水排除を計画し地表面より100mの横穴排水ボーリングを施工したところ54mから62m間の強風化泥質片岩を抜けると15ℓ/分の排水があり、その後引き続き100mまで掘進したが排水量は増加しなかった。昭和49年7月7日の8号台風連続雨量536mmの時、隧道排水流末用コルゲート径0.5m円管の継手ははずれ下部民家及び県道に被害を与えるほど排水量が増加したので、50年8月17日

～18日の5号台風雨量468mmの時、隧道内排水量(16,800ℓ/分)測定に成功、平常水量(240ℓ/分)との対比資料を得た。また、上部崩積土と基盤風化層との境界での地下水が極端に増加することが観察でき、これまでの地下水に関する推定が確認でき対策工法として浅層地下水排除の重要性が認められた。

隧道先端部の破碎岩割れ目、48年施工横穴集水ボーリング(130m)坑口、隧道口前より25m付近の支坑(隧道)口の湧水量が特に多かったので50年に隧道先端部より60m×3本の集水ボーリングと低速度帯内の地下水排除のため130mの集水ボーリングを施工した。また、支坑口より60m×3本の集水ボーリングを施工した。49年、50年の台風で地表水の浸透による被害が多く見られたので表面排水路(67.7m)と山腹崩壊防止のため擁壁工(L=16m, H=5.5m)を上部で施工した。51年は50年度に引き続き地表浸透水防止のため、表面排水路(224m)を施工する予定である。今後の防止工法については本地域の地すべりが多数の浅い運動ブロックに分かれ、しかも相互に干渉し合っている可能性の大きいことが考えられるので、防止工法も一つ一つの運動ブロックの性状を把握したきめのこまかい対策を計画したい。例えば、本地すべり地の末端に当る県道付近の対策としては、擁壁工等を用いた押え盛土工や、杭打工、河川構造物等を計画施工することによって、上方のブロックの運動に対しても或る程度の影響を与えるものと思われる。上部斜面のブロックでは、地下水排除工(集水井等を中心とする)を計画施行することによって、地すべり運動を抑制することになり、末端部の運動ブロックの安定も可能になる。また昭和51年9月8日～13日の17号台風時の連続降雨量は1,023mmで、49年7月7日の8号台風時の連続降雨量536mmの2倍以上であったが、他の地すべり地に比べ、被害が軽少であったのは、50年台風5号と同様に崩積土内の浅層地下水が、横坑隧道排水として速やかに地すべり地外に排出され、地下水位の上昇を防止し、地すべりの安定を図ったものと思われる。今後の基岩内部の破碎帯の処理としては、深層地下水排除のため横ボーリング、トンネル抑制工等を計画施行する予定である。

参考文献

- 1) 日本の地すべり—全国地すべり危険箇所総点検一覧表—
昭和48年3月：建設省河川局砂防課，林野庁治山課，農林省構造改善局資源課
- 2) 古谷尊彦(1968)：破砕帯地すべりの予察的研究 京都大学防災研 年報11号A
- 3) 藤田 崇，安藤 昇，田中光治，袴田直茂(1973)：徳島県西部の結晶片岩地域の地すべりの研究
応用地質 14--1.2 (p.p 65~69)
- 4) 安藤 武，大久保太治(1970)：徳島県西部結晶片岩地域の地すべり—結晶片岩型地すべりに
ついて— 地質調査月報 Vol. 21 67
- 5) 藤田 崇(1976)：徳島県における三波川帯地すべりの特徴
新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告 第4号
- 6) 江島地すべり：徳島県土木部砂防課(昭和51年11月1日) p. 10~12
- 7) 北野 康：水質調査による岩石崩壊の予知可能性 京都大学防災研 年報第10号A
- 8) 吉岡龍馬，古谷尊彦：地質環境のことなる地すべり地の水質特性
京都大学 防災研 年報第16号B

