建設省土木研究所
50.5.26
図書室

—土木研究所資料—
1003号

# 地すべり地の概査と調査の考え方

昭和50年3月

建設省土木研究所　渡　正亮
建設省砂防部傾斜地保全課　酒井淳行

土木研究所資料　一〇〇三号　地すべり地の概査と調査の考え方　昭和五十年三月

# 目　　次

はしがき……1
§1. 地すべり概査の意義……3
§2. 予備調査の手段……5
2—1 文献調査……5
2—2 地形調査……6
2—3 地すべり地形……9
§3. 地すべり土塊と地すべり地形……12
3—1 平面形……12
3—2 微地形……14
3—3 すべり面形……16
3—4 地すべり土塊の質……19
§4. 地すべりの型の分類……22
4—1 岩盤地すべり……22
4—2 風化岩地すべり……24
4—3 崩積土地すべり……25
4—4 粘質土地すべり……25
§5. 現地踏査……27
5—1 微地形と運動ブロック……27
5—2 地質……28
5—3 微候……32
5—4 地下水……38
5—5 地すべり発生原因……38
5—6 地すべり機構の推定……40
§6. 基礎調査……41
6—1 気象……41
6—2 地盤……41
§7. 調査計画の立て方……47
7—1 概査と調査……47
7—2 地すべりの規模……47
7—3 主測線の決め方……50
7—4 調査ボーリングの配置……51

7—5 移動量調査……52
7—6 地下水調査……55
7—7 地下水調査の実例……59
§8. 応急調査……65
8—1 危険度の判定……65
8—2 応急対策……65

# はしがき

最近の計測技術の進歩は目覚ましいものがあり，これによって得られたデーターはシステマチックに整理解析されて答が得られる手法も完備した御蔭で，人間は月世界までも旅行できる世の中となったわけであるが，この技術や方策が自然界に対処するすべてであると考えるのは，人間の行き過ぎた考え方であって，その為に環境破壊や公害が発生して今や社会問題となっている。即ち自然の中には我々の気のつかない又計測や数式では表わせない各種の現象があり，ほとんど無限と云ってよい因子の因果関係とバランスの中で自然界は成立していると云って過言ではない。

今我々は地すべりと云う自然現象に対処するに当って，この事実を十分配慮して，謙虚にそして慎重にこれを取扱う必要があると共に，数字にこだわりすぎる事なく，自然を理解する心構えが必要であることを痛感する次第である。

地すべりの概査は，地すべりの科学的なそして工学的な調査を行う前の，ほとんど視察を主とする主観的な調査である。ここで我々は過去に得た多くの経験に照らして，この自然現象をできるだけ普遍的に理解することによって，科学的調査の数倍，或いは数十倍もの貴重な情報を得ることができるのである。電算機と異って人間の理解能力，解析能力，記憶整理能力等による複雑な機構は考えようによっては無限である。この無限な人間が無限な自然界の一現象を観念的に理解する作業が地すべりの概査である。

今まで我々は或る時期には，この様な経験則を軽視していた向きもないではなかったが，この経験則を拡大することこそ真の科学的法則を導き出す源泉なのである。

その意味で，本書はその大部が地すべりと云う現象の見方，考え方に終始する非科学的なドキュメントであり，此の中には非合理的な或いは非現実的な内容もあるかも知れないが，地すべりを見て理解する為，そして更に科学的な追求を行う為の道しるべになれば幸である。

本書は前半を渡が，後半の調査計画を酒井が執筆し両者の間に若干の重複や矛盾があるかも知れないが，前述の通り，共にそれぞれの経験に照らして最も良いと考えた内容を述べているので，あえてこの点を無視して出版することとした，読者諸賢には読みづらい点もあろうかと思うが，御諒承を願いたい。

昭和50年2月3日

渡　　正亮

## §1　地すべり概査の意義

地すべり現象はその原因が，地表面下数m或いは数10mの地下深部での或る面に沿ってのクリープや剪断に起因して起る地表の変形，崩壊や滑落である。従って，これを防止しようと試みる場合には，我々の眼に映るものは単に地表の変形等の現象のみであって，地下の状況はわからないのが普通である。地下の状況を正確に測り，調べる方法として我々はボーリング，すべり面調査，伸縮計，地盤傾斜計，地下水検層，地下水追跡等の多くの精査手段を持っているが，いづれも地表での点或いは限られた区間又は空間での測定手段であって，とても地すべり全域の地下の状況（地下水も含めて）を表わすものではあり得ない。又限られた予算の範囲内で，此等の手段を使って地すべり土塊内に発生する各種の現象や機構を説明することはほとんど不可能に近い。

一般に地すべり地とは平均10ha程度，場合によっては数100haにも及ぶ広大な面積を有し，10万$m^3$乃至数100万$m^3$にも及ぶ土量を持つ巨大な地塊である。此に対して我々の行なえる調査と云えば僅かに100mからせいぜい数100mのボーリング（本数にして5本～30本）と数台乃至10数台の計測器に過ぎない事を思えば，此等の精査が，巨大な地すべりに対してほとんど氷山の一角をも調らべ得ない程の貧弱なものであることは自明である。筆者はここでは，此等の精査手段が全く利用する価値がないと云っているのではなくて，此等の計測が可成り正確に且有効に働き得るし，我々に貴重な情報を齎らしてくれるけれども，その量が，地すべりに対して如何にも少ないものであると云う事を述べているのである。

そこで，此等の精査手段によって得られる限られた情報を最も有効に駆使し，処理して地すべり全体についてをできるだけ解明してゆく為には，此等の情報を得る前に視察，文献或いは或種の調査による情報を以って此に補間し，最も有効な調査計画や調査順序を立てる必要がある。此の為の調査を概査と呼んでいる。

丁度，限られた兵力と武器を以って，敵を撃破する為には，事前にあらゆる情報（例へば地形，交通，規模，補給等）をできるだけ捕えて，これにもとづいて作戦を立てる近代戦の戦略策定作業に似たものと考えた方がよい。

この為には，精査に入る以前に，できるだけ多くの情報を蒐集する必要があるし，この情報量の相異が，地すべり対策の成否，経費の多寡に大きく関係するし，その情報を選別してこれによって最も有効な調査計画を立てる方法を考えるべきである。又その為の最も良い方法としては，得られた情報に基づいて，その時すでに当該地すべりの機構なり原因なりの大部分を頭の中に画き，その画かれた機構を精査手段によって確認してゆく方法をとることができ，精査の結果によってすでに組立てられた地すべり機構の手直しをして，より現実的な地すべりの機構を組立て直すことができれば，最も理想的である。

概査の目的は以上を主体とするが，副産物として，応急対策の樹立，地すべりの予知をも可能にする。応急対策は十分な精査を行う余裕のない場合に，とりあえず地すべりの運動を鎮静する必要があるときの対策であって，此を行う為にも少くとも地すべりの運動機構の輪郭を捕えておく必要がある。地

すべりの応急対策はこれを行う事によって例えどんな事があっても逆に地すべりを促進したり，局部的にも此を助長することがあってはならないので，その為には調査計画の為の概査よりも更に入念な調査を必要とし，可成り迫真の運動機構を頭の中に画く必要があることが多い。この為には若干の精査をもつけ加えることになる。

予知の為には，地すべりの機構については，それ程，明確な概念を持つに至らなくとも，斜面の安定性について，特に過去の経歴と文献による滑落等に関する情報を当該斜面のみならず，周辺部の斜面についても集めて運動に関する特性と地形等の関係を深く考慮する必要がある。従って調査計画の為の概査と比べて可成り広域の概査を必要とすることが多い。

# §2 予備調査の手段

以上の目的を達する為の予備調査の手段としては大別して文献，地形及び地質，地すべり現地踏査の3つに分類し得る。此等の中で前の2つについては，個々にそれぞれ行なわれることもあるが，多くの場合，現地踏査のみによって一括して行なわれる。

## 2—1 文献調査

地すべりと言う現象は，或る特定の地質の場所に集中して発生し，しかもそれ等の中の個々の地すべりには，機構上類似した点が真に多い。又此等の運動によって形成される地すべり地形も当然類似してくる訳であるから地すべり対策や予知の場合に，地質的に類似した近隣の地すべりの状況や，当該地すべりの過去の経歴や運動状況から多数の貴重な情報が得られ易い。

此等の情報から我々の判断基礎となり得る事項は次の通りである。

a) 地形的にみてどの様な斜面に起こり易いか。

b) 地質的にみて，どの様な地質又は地質構造と関連して発生すると考えればよいか。

c) 地すべり土塊の質をどの様なものと考えるか，例えば，新鮮な岩すべり，風化岩のすべり，レキ混り崩積土のすべり，粘質土を主体とするすべり，砂層のすべり等の中で，此の地域で卓越しているものは何か。

d) 活動時期と気象条件についての特長があるか否か。例えば，融雪期，積雪期，梅雨期，台風期等の中でどの時期に当り，降水量，積雪量等の関連はどうか，周期性があるか。

e) 活動時の状況

急速に滑落するか，可成りの速度を持って運動するか，匍行状になるか，キレツ等の発生のみで止まるか，末端部の崩壊が生ずるか否か，陥没，隆起等はどうか，突発性か，断続性か，継続性か。

f) 前駆現象の有無

g) 活動土塊の規模

深さ，幅，長さ，活動ブロックが幾つかに分かれていたか，後背部斜面にキレツ等の発生はなかったか，要するに後退性に拡大する地すべりか否か。

h) 地下水の状況

湧水，井戸水等の変化。

i) 過去の地すべりの発生前の土地利用状況，地形変化，構造物等の変化

j) 調査，対策工の種別，規模とその効果

k) 人為作用と地すべり発生との関係

例えば土工量，切土高等と地すべりの規模，運動との関係。

1) その他河川等の変遷，鉱山等の堀削との関係，地震，火山変質等との関係等

此等の情報を組合わせると，当該地区で発生するであろう地すべりの特性，形態，機構等の輪郭をつかむことは，それ程困難ではなくなる筈である。

それではこれらの情報を得る為のソースとしては，次の事が考えられる。

a) 地元からの聞き込み

附近に住む古老の話等によって断片的にでも地すべりの発生箇所，規模，運動，被害等の話を集めて，此を技術的に解釈することは，文献調査として非常に重要であるが，古老の話を鵜呑みにせず，技術的な解釈を加えることが，非常に重要であり，これをしないと，時々間違った認識を下すことがある。それにしても，この情報は微細な点で過去の地すべりを最も具体的に表現している点で優れており，運動機構等の推定に役立つ面が非常に多い。

b) 近隣の地すべり発生記録

これは多くは都道府県の砂防課，治山課，農地課や地域の出先機関，市町村や，近隣の公共施設の管理部門（鉄道，道路，ダム，学校等）にあり，特に地すべりの分布と発生時の気象，運動速度，規模等についての資料を得ることができる。場合によっては全国地すべり危険箇所一覧表（建設省，農林省編）もその分布を知る上での手掛りになり得る。

c) 地すべり調査報告書又は研究論文

これ等については前記の都道府県担当課，建設農林本省の地すべり担当部門，鉄道，道路，ダム等の出先管理部門，等や地すべり学会誌等の学術刊行誌から得られるもので，一般には，地すべりの機構まで明瞭にされており，大いに参考になり得るものである。

d) 地形，地質図等

地形図としては当該地すべりの調査，対策にとって必要な縮尺は$\frac{1}{1000}$～$\frac{1}{2000}$以上であるが，それ以下のものでも既存の資料があれば，できるだけ利用すべきであるし，地質図とその説明資料はできれば，現地踏査前に読んでおくべきである。

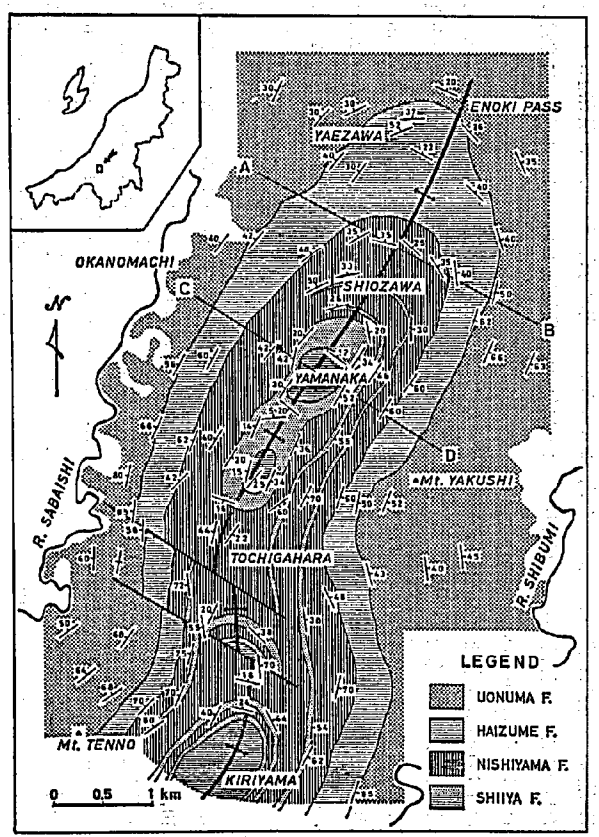
又，空中写真等の利用できるものがあれば，古いものでも出来るだけ集めて比較することによって，時間的な斜面の変化を読みとることができる。この過去の空中写真は地すべりの機構の解明にとって真に貴重な資料であって，現時点で過去からの変化を現実的に且つ具体的に明確化することは，他の如何なる方法によっても不可能なことである。

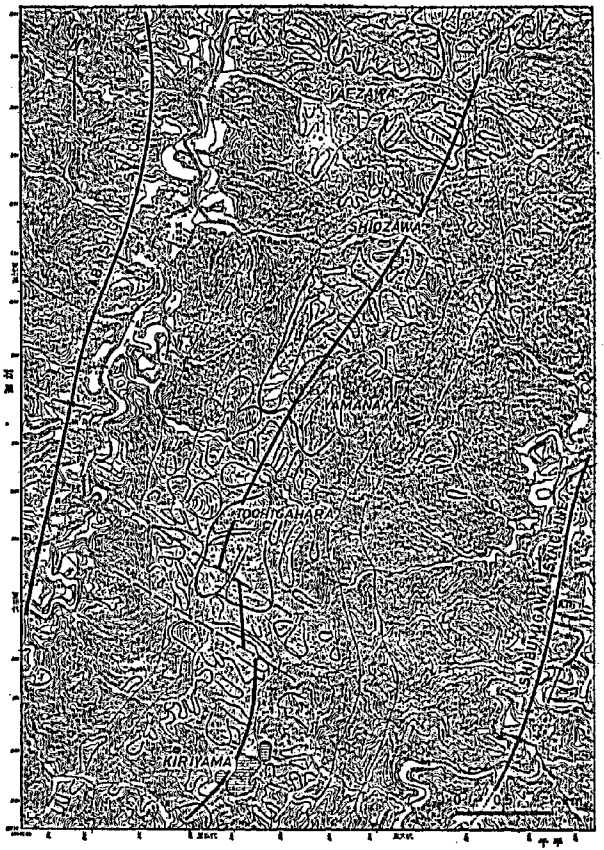
## 2—2 地 形 調 査

地すべり現象は経年的にその現象を繰返すので，地形にその運動の特長が表われている事が多く，これによって地すべりの存在を判別することができる。

地すべり地形とは，一種の滑動又は滑落地形で，斜面を構成する地塊の一部が，滑落又は滑動した時に地表に生じた変状は，その後永く地形に残留し，その時の滑動の距離や落差が大きければ大きい程，地形的特徴は明瞭となる。この特徴は今後発生するであろう運動や対策とも大きな関連を持つ非常に重

図-1 背斜軸に沿った地すべり群（岩松氏外による）（地すべりVol.11 No.1 1974より）



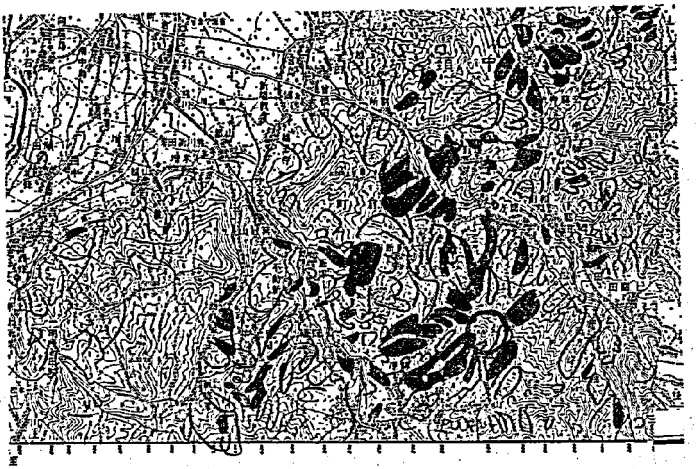


図-2　ドーム構造周辺の地すべり群（貫入型）

図中○は安山岩の貫入でこれを中心に放射状に地すべりが分布している（高野秀夫氏の分布図より）

要な情報である。

これと共に，地形にはその地域の地質と地質構造がよく表われる。地質については，主として地表の浸蝕形態がその特長を表わすと思われるが，これのみでの判定は可成り難かしく，現地踏査や地質図等と合わせて初めて精密な地質図が得られる。これに対して地質構造については，此が地形に非常に良く現われていることが多い。

河谷等の浸蝕の特性とケルンコル，ケルンバット等の地形的特長を参照すれば，不整合面や断層，破砕帯，褶曲，等の分布を見出すことができる。この様な地質構造線の存在は時には地すべりの発生の素因と深い関係を持つと言われており，マクロ的に見れば，四国の中央構造線，御荷鉾構造線，仏像構造線等の周辺部に発達した地すべり地形が，その代表的なものであるが，それ程大規模のものではなくても，此の傾向は大いに認められる。例えば新潟県の松ノ山や猿供養寺では地層中のドーム構造や背斜構造が地すべり発生の素因をなしており，このドーム周縁部に地すべりが集中している。（図—1，図—2）

この様な地質構造を地形から読みとるのに最も適した方法として，空中写真判読がある。普通 5,000～10,000分の1の写真を用いて判読するのが最も良く，地形の中に表われたリニヤメントや地すべり地形を読みとった上で，現地の地質地形調査と組合わせて，此等を確認する方法がとられる。前述の構造線等の中には規模の小さいものもあり，この場合は地すべり発生とそれ程密接な関連がない事もある，同一構造線上にすでに地すべり地形や大きな崩落が認められたり，又は過去の断層運動や隆起運動，貫入運動等によってかなりの規模の破砕，粘土化，変質を蒙っている場合には特に地すべり発生の危険性を考慮する必要がある。

### 3 予備調査の手段

又必ずしも空中写真に依らなくても 1/1,000～1/5,000 の地図で，等高線が2m毎に入っている地図（小縮尺の地形図を拡大したものは使えない）ならば，或程度此等を判別することも出来る，これによってできる地すべりの規模は幅約 50m～200m 程度より大きいもので，大縮尺のもの程小規模の地すべりを判読できるのは勿論である。

地形調査によって地すべり区域とその分布が或程度明らかになる。

## 2—3 地すべり地形

地すべりはそれが発生してから直ちに滑落して終息するものと，一定期間の運動の為に休息し，再び活発化して運動を繰返すものがあり，一般に後者の場合の方が多い。この場合には斜面が変位する訳であるから，此が斜面の上に地形として残る。此を我々は地すべり地形と呼んでいる。

地すべり地形は一種の滑動地形とも云える訳で，丁度断層運動や隆起運動が地質構造線として，地形に表われるのと同じ様に表われてくる。地質構造線の場合もその活動の量と時期によって地形への表われ方が異る。

即ち極く最近のしかも変位の大きいもの程，容易に読みとり得るわけで，この点は地すべり地形でも同様の事が云える。

即ちごく最近，例えば数ケ月前や数年前に活動の経歴を持つ斜面は非常に明瞭な地形と活動の証拠となる徴候を示すのに対して数10年或いは数 100 年前のものは，その後の斜面浸食によって，その地形的特徴をかなり失われている。又移動量（変位量）の大きかった地すべりは長くその運動の証拠を斜面上に残すのに対して，変位の小さいものは浸食によって，その地形的特徴を容易に失ったり，非常に認め難くなるものである。

そして此の地形上の特徴がよくあらわれているか否かは，その地すべりの歴史を物語るものであると同時に，その将来の姿を推定する有力な資料の一つともなるのである。

それでは，この地すべり地形とは如何なるものであるかと云うと，次の通りである。

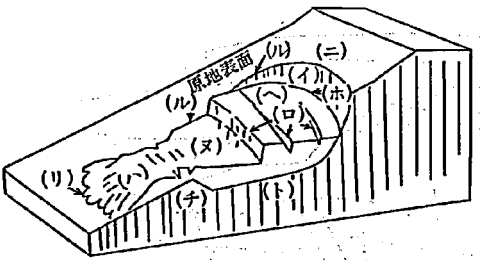



図-3 地すべり各部の名称

(イ)滑落崖（主キレツ）
(ロ)2次キレツ
(ハ)舌部（舌端部）
(ニ)冠頂部
(ホ)頂天
(ヘ)頭部
(ト)すべり面
(チ)脚部
(リ)尖端
(ヌ)末端部
(ル)側面

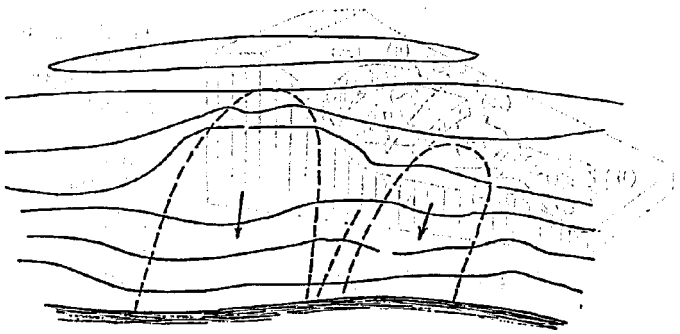
今，図—3に示す様に斜面に地すべり運動が発生して斜面が変位したとし，そのすべり面の形が孤状であったと仮定すると図示の様な地形を呈する筈である。この場合最上端部では，(イ)に示す様な崖面が

できる。これを滑落崖（又は主キレツ）と呼び，その勾配は一般に4分～1割である。この勾配は，この滑落崖を形成する物質によって異るが，新鮮な岩壁の場合は4～6分。風化岩で6～8分。崩積土で8分～1割である。そして此の崖の平面形は一般には馬蹄形であり，その頂天部（図中の(ｲ)）の落差が最も大きく，周囲にゆくに従って小さくなるのが普通であるが，中には角形のものもある。この滑落崖の下部は地すべり土塊になるわけであるが，この場合図示の様に回転運動を起こすので，斜面勾配が周りの安定斜面に比較してゆるくなり緩斜面状或いは台地状を呈する（図中の(ﾊ)）。これを頭部と呼び，此の地すべり運動を起こした滑動力の源泉となった所でもあり，又斜面の平衡を失った場所でもある。この頭部にも場合によっては(ﾛ)に示す様な2次キレツが数条入ることがあり，ここでも落差を生ずることがある。滑落崖の上の斜面を冠頂部(ﾆ)と呼び，ここにも小規模なキレツや段落差を生ずることもある。頭部の頂天部(ｲ)附近には場合によって陥没地が生じたり，回転運動の為逆傾斜を生じて池や沼，湿地等を生ずることもある。

活動部の両側の境界を側面(ﾙ)と呼び，このキレツは上部では落差が大きく，ほぼ回転運動の中心附近で落差を失い，下方では逆落差（地すべり斜面の方が両側の安定斜面より盛り上る）を生ずることもある。

頭部より下方の斜面は隆起する為に，一般に崖くづれを起こし易く，その崩土が下方まで活動し，急傾斜を呈することが多い，この部分を末端部(ﾇ)と呼び，ここにもキレツを生ずる，隆起部の先端は前述の如く崩土が堆積流動しており，此を舌端部(ﾘ)と称し，その最遠点を尖端(ﾘ)と云う。地表面下の地すべり土塊と安定な基盤との境界即ちセン断面をすべり面(ﾄ)と呼び，下部でのすべり面の終点に当る所と附近の土塊を脚部(ﾁ)と云う。

以上の地形を再度概説すれば，斜面上部に馬蹄形又は四角形の急傾斜面(滑落崖)を有し，中部が台地状又は緩傾斜面で，下部に再び急傾斜部を有する一種の台地状の斜面で，この台地部はいくつかの台地に分かれて階段状にみえることもある。これを地形図でみると一般の山腹或いは周辺の山腹では等高線がほぼ等間隔で平行であるのに，この地すべりの部分のみでは，上部の等高線間隔が急に縮まり（滑落



図－4

崖)，中部では逆に拡がり（頭部)，末端部で再び縮まると云う等高線の乱れとなって表われる(図—4)

この地すべり地の両側面部は運動によって撹乱されるため，往々沢状になっていることが多い，又台地部（頭部）や末端部は運動によって地表が乱れており，小さな凸部や凹部が点在することが多くみられる。

この様なものが地すべり地形であるが，活動を停止して長期間経ると浸食の為，斜面が次第に一様に変り，滑落崖はゆるくなり，台地部は削りとられてその特徴を失ってゆく，そして運動を繰返すことによっても地形が変遷するし，冠頂部から上部の斜面で新たに地すべりを起こして，地すべり地の冠頂部が上方に後退したり，時には尾根部まで，此が及んで，周辺の地域と比べて急に尾根が低くなっている場合もみられる。

又変位量が大きくなるにつれて，頭部がいくつかに分割されて浸食され，全体的に一様な緩斜面状を呈し，頭部の判別が困難な場合もみられる。

この地すべり地形は規模が大きく，変位も大きい時は1/10,000 程度の小縮尺の地形図でも判別できることがあるが，規模が小さくなると1/3,000～1/1,000でも判別できず，踏査や俯観，斜めの空中写真等でやっと判別できるものもある。

又，此の地すべり地形と類似していて見誤り易い地形として，河岸及び海岸段丘，溶岩台地，火砕流等があるので，この点にも注意する必要がある。

## §3　地すべり土塊と地すべり地形

地すべり地は前述したものがその基本形であるが，実際に現地でそれぞれの地すべり地の地形を見てみると，かなりの種類分けができる。

ここではこの地形とその地すべりの性格について述べてみよう。

### 3—1　平　面　形

地すべり地の中の1つの運動ブロックをとり上げて，その平面形をみて，これを次の4つに分けてみると，ほぼすべての地すべりの96%をこれに当てはめることができる。（図—5参照）

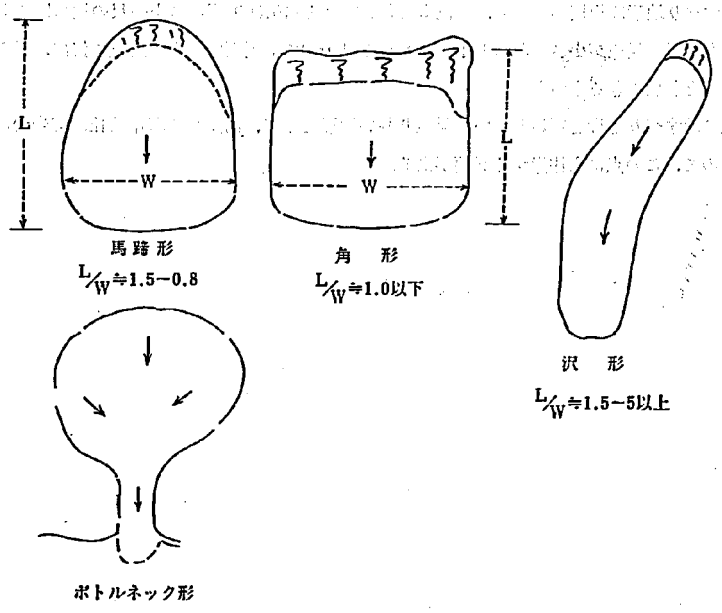



図-5　地すべり地の平面形

i)　馬蹄形

地すべり地の幅(W)と長さ(L)の比L/Wが1.5以下0.8程度の形で，冠頂部の滑落崖がすり鉢を半截した様な形をしているもので，わが国の地すべりの中の4割強を占めると云われている。この形は発生当初の頭部でこの馬蹄形の中心線に沿って地すべり土塊の厚さが，両側に比して厚い場合に出来るものである。即ち図—6に示す通り，頭部横断面形ですべり面の形はこの3通りが考えられる。

3　地すべり土塊と地すべり地形

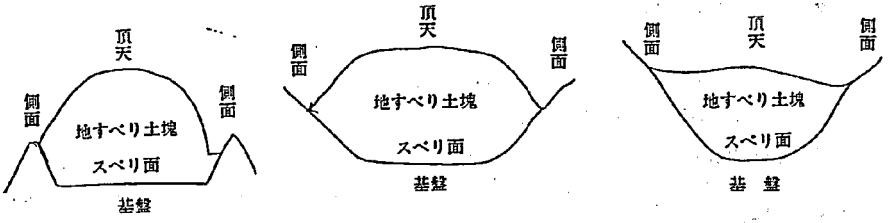



図-6　馬蹄形地すべりの頭部横断図

ii)　角　形

此の地すべり地の幅と長さの比は1.0以下であるが，此の場合の頭部横断面形は図―7の様に左右中央ともほぼ同じ厚さの時にこの様な形が現れる。一般に地すべりの全体の10～15%に此の形がある。

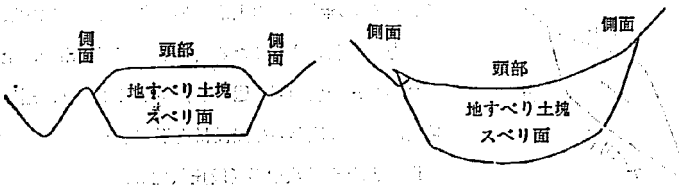



図-7　角形地すべりの頭部横断図

iii)　沢　型

此の形は前記の馬蹄形や角形がその後方（上方）斜面に更に2次，3次の地すべりを発生した場合で，幅(W)と長さ(L)の比L/Wは1.5以上で5以上の場合もある細長いもので，一般に初生時からかなりの期間が経ち，進化したそして終末期に近い地すべりの形である，すべりの深さは一般に浅い。

iv)　ボトルネック形又は杓子形

盆地状に斜面の中途に地すべりが発生した場合で，斜面の下部には比較的堅固な岩盤等がある場合が多い。

一般的にすべり厚さは浅く，斜面中途にのみ軟弱層のある場合に出来る形で，斜面の一部に発生した小さなすべりが中央部の浸蝕と共に左右，上方にそれぞれ拡がって行った形で特に火山性の地すべり等でみられることが多い。中央部には掌状の沢ができる。

わが国では全体の1割程度しかないが，クィッククレイや地層境が斜面中途にある場合の斜面でよく発生するものである。

以上の形でL/Wはその数字が大きくなる程，老化し進化した地すべり地であると言える。初生的な地すべりは普通L/Wが0.5～1.0であり，2～3回目程度のもので1.0～1.5程度になっている。

## 3—2 微　地　形

地すべりが発生する前の斜面の地形によって，地すべり地形も色々と変化する。

地すべり斜面の形からみてゆくと大体次の様に分かれる。

i) 凸状尾根型地形

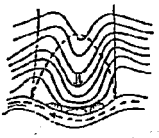


図-8 凸状尾根型地形

地形全体からみて凸状の山腹や尾根先や主尾根から分岐した小尾根部に発生したり，小さな尾根状部で起るもので，頭部の台地状部が凸起状又はリッヂ状を呈して，小面積である。第一次クラックはこの尾根の中途の鞍部等に発生することが多く斜面中腹は30°～45°程度の急斜面を有する。前述した地すべり地は山腹全体としてみれば，地すべり運動の為削剔されている為どちらかと言えば凹形である（特に滑落崖が尾根に食い込むと凹状が明瞭になる）のに対して，この様な地形を示さないのは土塊の大半が新鮮な岩盤からできているからであろう。地すべりの上部境界である滑落崖は中腹の急斜面より上方の傾斜のゆるくなる変換点や鞍部に出来，全体としてトップヘビーな斜面形（図—9）をしてすべり，運動が急速で，非常に明瞭な段落ちや陥没帯を形成する。

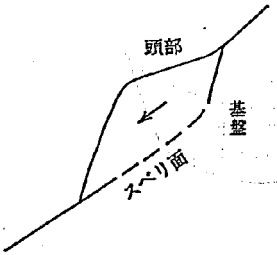



図-9 凸状尾根型地形の縦断図

ii) 凸状台地状地形（段丘状地形）

前記の地形に比べて緩斜面の台地部が遙かに広汎で，一見段丘の様に見えるが，地表附近に段丘礫層を伴なわないものが多い。此の形の最も特徴的なのは吉野川流域の山腹に発達した台地群であって，上部の滑落崖に当る急斜面部が明瞭な馬蹄形又は沢形を呈していないもので，地すべりは多くは下部の急斜面と台地部に発生する。此の台地部を形成している土塊の大部分は風化した岩盤であって斜面下部には崖錐状堆積物の比較的緩い斜面が存在する場合もあるし，河川等によって浸食されている場合は，此を欠いて急崖を呈していることもある。（図—10）

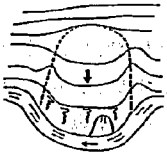


図-10 凸状台地状地形

iii) 凹状台地状地形

最も典型的な地すべり地形であって，周辺の地形から較べて，上部の滑落崖附近では凹状を呈し，頭部から末端にかけては逆に凸状を呈する。滑落崖は新鮮なものでは2分乃至6分程度の急崖をなすが，年月を経ると共に緩くなって，1割程度になっていることが多い。

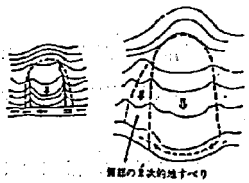



図-11 単丘形凹状地台状地形

頭部と緩傾斜面の形状によって単丘形と多丘形に分かれる。

(iiiのA) 単丘形

滑落崖の下に一つの台地状緩斜面を有するもので，地すべりとしては比較的単

純な機構を持っている。滑落崖下には凹部や池，沼，湿地等を有することが多く，台地部の両側は側方キレツか又はそれから発達した沢になっていることが多く，場合によっては，2次的な流動状の地すべりを伴っていることもある。台地の下方斜面は，急傾斜面の場合と緩い斜面（台地部よりは急であるが）になっていて，急な場合は河川の攻撃面となっていることもあり，緩い場合はレキ混りの土砂や粘性土より成って，ここに2次的な地すべりを発生することもある。（図—12）

台地部を構成する物質は一般にキレツに富んだ風化岩か巨レキ混りの土砂で，冠頂部は新鮮な岩盤より成ることが多い。

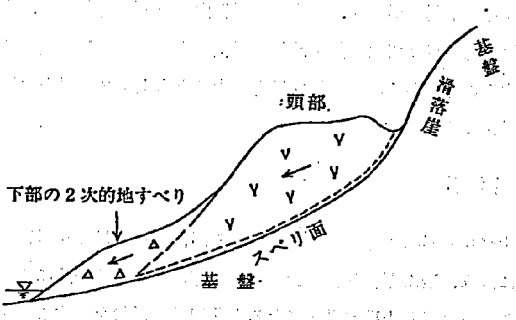



図-12　単丘形凹状台地状地形の縦断面

この形の地すべりは運動が割合急速でキレツ等の発生が明瞭である。

(iii—B)　多丘形

頭部がその後の地すべり運動により分丘して斜面内に多くの小丘を残すもので，従って地すべり斜面は全体として凹凸に富み，それぞれの小台地又は小丘を中心として，それぞれ1つの地すべりブロック（ユニット）を形成し，或る時は単独に，場合によっては相互に関連し合いつつ運動する。（図—13）従って両側面のみならず，斜面内にも多数の小沢ができ，これが各運動ブロックの境界をなすことが多い。前記の単丘形が更に進行した形で，分丘作用の著しい程，その進化したものと言える。運動も複雑で，活潑化の頻度も高い。斜面を構成している物質は上部の主頭部が巨レキ又はレキ混り土砂より成り，下部にゆくに従って細粒化して斜面下部はレキ混り土砂又は粘土となっている。又，上部の滑落の斜面方向と下部の斜面方向が必ずしも一致せず，途中で曲流している場合も見られる。

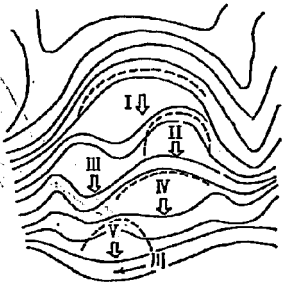



図-13　多丘形凹状台地状地形

iv)　凹状緩斜面地形

頭部の台地状部がその後の運動と浸食によってほとんど失なわれ，各分丘も更に分丘作用が進んで，地形的には認め難い程になると全体として長いほとんど一様な緩勾配を持つなだらかな斜面となる。よく見ると斜面内に多少の凹凸が残り，頭部に当る附近ではわずかに傾斜が緩くなっているが，全体とし

1. 凹状地形

図-14 凹状緩斜面地形

ては一般に細長い沢状地形を呈する，両側面の沢も繰返された運動の為に片方が失なわれていることが多い。土塊の質は全体が粘質土又はレキ混り土砂となっており，上部では幾分粒度が粗である，運動ブロックが無数に分割された結果，再び一体になったものであるが，今後，どこから運動が始まるかを地形から判断予測することが難かしい。安定度が悪いので少量の降雨にも影響されることが多く，断続的或いは継続的に運動を繰返すことが多い。地形的には非常に明瞭で，運動が繰返される為に地元での聞き込みでもよくわかるし，踏査によってもその存在が明瞭に知れる。(図—14)

以上の地形分類には勿論中間形があり，地すべりが斜面の下方に発生して，後に次第に上方斜面に逐次発生してゆく後退性の地すべりでは上部が凸状尾根型で下部は凹状台地型（多丘形）だったり，凹状緩斜面地形だったりすることがある。この様な場合は少くとも上下2つ以上の地すべりブロックに分けてその対策を考えるべきである。

## 3—3 すべり面形

すべり面の形は地すべりの形によって種々異っているが，一般に新鮮な岩盤の中で起る地すべりのすべり面の断面は直線に富み，殆んど折れ線と云ってよい様な形になるし此に対して風化岩になるとやや屈曲部で曲線状を呈し，レキ混り土砂や粘土になると曲線状や孤状を呈すことが多い。以上の事を頭においた上で，すべり面形を分類してみると次の通りになる。

i) 椅子型（単一孤型），すべり面——末端開放型

地すべりが一つの明瞭なブロックをなしている場合の最も普遍的な形で岩盤や此に近い性状をもつ土塊の場合図15—(イ)の様な折れ線状になるが，レキ混り土砂や粘質土の場合は(ロ)の様に上部からみて曲線

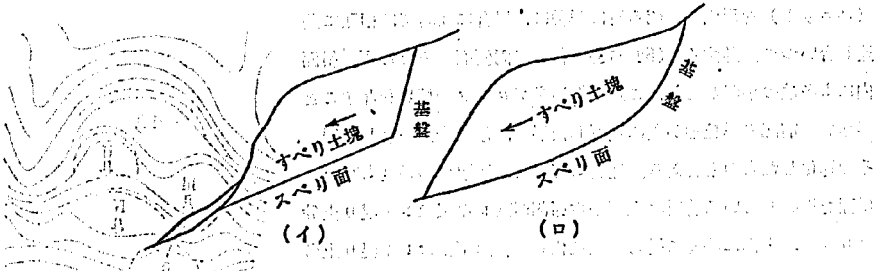



図-15 椅子型すべり面

から直線に変わる形をしている。此の場合の下方の緩傾斜の直線状のすべり面が本来のすべり面であって，上方の急傾斜の直線又は曲線部はその大部が引張りキレツ（テンションクラック）であってほとんどすべり面での抵抗力を持っていないことが多い。又，下部の直線部が短い場合では上部の曲線部の中で傾角45°を越える急な部分では，ほとんどすべり面抵抗はないと考えてよい。いずれの場合もすべり

の主動力は頭部のすべり土塊の厚さの大きいところであって，運動はこの部分に始まり，次第に末端部に及ぶ。この為末端部には圧縮キレツ等を生じ，その変位量も上部が大きく下部が小さい。下部では上部の動力によって圧縮されて眼にはみえないが幾分勾配が急になる為に，ここで小さな崖くづれや落石を生ずる。又，此の部分が斜面の中途にある場合は，斜面上にセリ出す為に更に大小の崖くづれを生じ易く，これが発生すると共に頭部の土塊は安定を失って一気に全土塊が滑落することがある。頭部では陥没の生ずることが多く，水平変位の方が地盤の沈下量より大きい。

ii)　舟底形（複合孤型）すべり面—末端閉鎖型

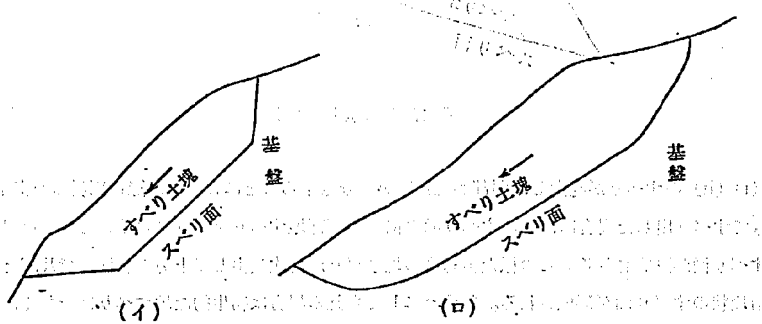



図-16　舟底型すべり面

椅子型の下部に圧縮型の隆起部を伴うもので，岩又は岩に近い場合は丁度舟底の断面の様な断面形を呈するが（図—16(イ)），土砂の場合（図—16(ロ)）は２つの曲線が１つの直線を挟んだような形をしている。この場合は土塊は明瞭な回転運動をするので，頭部では水平移動より沈降運動の変位の方が大きいのが普通で，末端部では隆起を生ずるが，特例を除けば一般に水平変位の方が隆起量より大きいか又は等しい。即ち隆起部のすべり面は水平に対して 45° 又はそれより小さい角度を持っている。しかし，たまたま隆起部のすべり面が岩盤中にあって，しかもこれが断層や不整合面等であった場合は，もっと急角度になることがある。（群馬県少林山では末端部の国道の隆起量は水平変位量を遙かに凌いだ。）この場合も本来のすべり面は中央の直線部であって上方のものは引張りキレツであって，すべり面抵抗力が小さく，末端部はレキ混り土砂や軟岩等の圧縮セン断面であって，非常に大きなすべり面抵抗力を持っている。この場合の隆起部は多くの場合斜面尻の平坦部や緩傾斜面で発生し，時には河川を越えて対岸に隆起運動が起こることさえあるが，岩盤すべりの場合には斜面中途に明瞭な隆起部を持つこともある。

一般に運動速度の大きい割合には仲々滑落しないのが普通で，これは隆起部の規模によって決まる様である。

隆起部が地すべり全長の１割に満たない時は滑落の危険は前記の(i)と余り変らないが，２割を越えると，仲々滑落しない。しかし隆起部が崩壊等によって除去されると直ちに滑落するのが普通である。

iii)　階段型すべり面

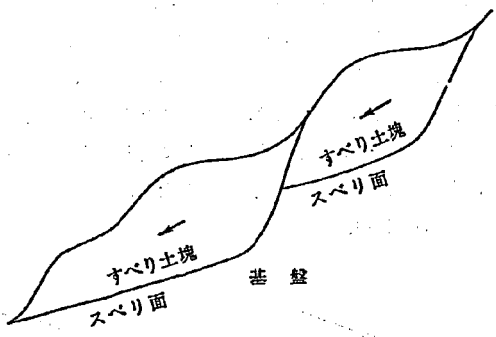



図-17　階段型すべり面

前 (i) (ii) のすべりが発生し，頭部が冠頂部から分離することによって，冠頂部斜面の安定性が悪くなってすべり出した場合に，そのすべり面の位置が下部地すべりブロックのそれと異った場合に此の形のすべり面が形成される。この様な後退型の地すべりが逐次発生して上方の斜面まで及ぶと図—17の様な階段状のすべり面が形成される。いずれにしても此の場合は初生的な地すべりは少なく，相当進化した形が多い為，土塊は攪乱されてレキ混り土砂又は粘土と化している為に図示の様に直線—曲線—直線—曲線の繰返した形を呈し，最上部にのみ直正の椅子型の折れ線状すべり面を保つ場合もある。又末端部ではii)の型の場合もあるが，普通は凸起した抵抗部が破壊されてi)の型になっているものが多い。地形的にも明瞭な階段状を呈することが多い。

iv)　層状すべり面

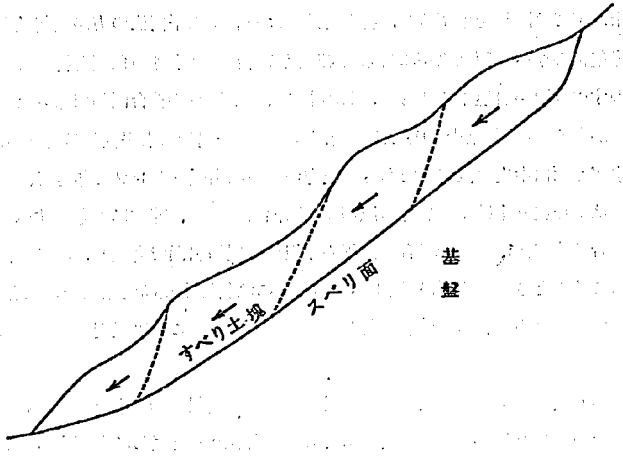



図-18　層状すべり面

iii）の後退性の地すべりで同一地層面にすべり面を生じた場合には直線部の非常に長いすべり面形を呈する。此の型のすべり面は実際には図—18の様にいくつもの椅子型すべりの複合とも考えられるのであり，地表の地形はすべり面の形とは異って凹凸や落差にとんだものが多い。初生の地すべりの場合のすべり面形にはなく，再発を繰返した地すべりに多くみられ，前述の iii）と共にわが国の地すべり地帯の中に多数存在する形である。

## 3—4　地すべり土塊の質

地すべり土塊を形成する物質には色々あり，必ずと云って良い程一種類ではなく複合しているのが普通である。しかしながら地すべりの通性として，斜面上部が主として岩や岩片のものからなり，下部に至るに従って土砂や粘土に変わってくる性質を持っていることは昭和49年度に行った地すべり崖くずれ対策協議会の地すべり技術研究会の統計（全国141ケ所の地すべり地による）結果（図—19 に示す）か

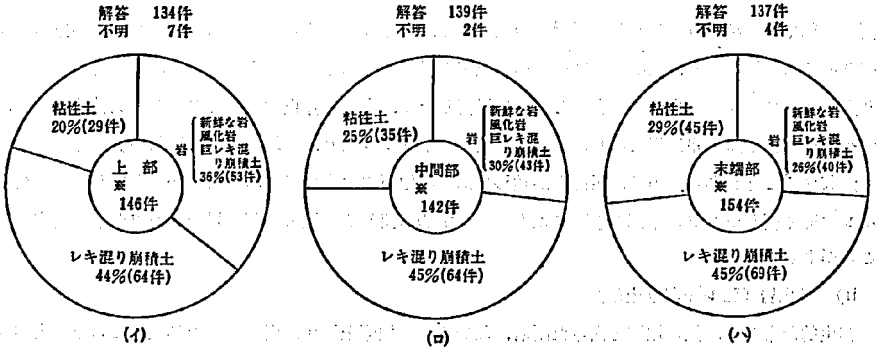



図-19　地すべり土塊の一般的性質についての統計

らも明瞭に読みとれる。しかも，これから見ると主として岩や風化岩，巨レキ混りの土砂より成る地すべりが全数の30%程度を占め，粘性土より成るものは20%程度となっており，残りをレキ混り土砂が占めている。これからも，地すべりのすべり面上の土塊には色々なものがあり，通例考えられているよりもそれ程軟弱ではない土塊が多いことがわかる。

そこで，ここでは地すべり土塊を主として形成しており，特に地表附近ではなくてむしろすべり面に近い部分を構成している物質とその運動について述べてみよう。

i）新鮮な岩盤

新鮮な岩盤が或る面に沿ってすべり出す事例は，以前はそう多くはなかったが，最近発生する大土工或いは湛水等の人為によって多発する為，急増しつつある。

地すべり土塊は運動に伴って撹乱される為に風化が急激に進行する為に，新鮮な岩盤のすべりは初生的な地すべりに多く見られる。新鮮な岩盤より成る山腹は一般に急傾斜を保っているが，この土塊が山

腹から抜け出すのに必要な条件は

① 断層・破砕帯等の地質的構造によって山腹の一部が元来ブロック状に分離している。

② 斜面下部での急激な浸食或いは切土等によって山腹の下部が更に急傾斜の崖状になって安定を失う。

③ 等高線の平行な山腹や凹状（沢状）の山腹より，尾根状に凸出した山腹が，側面の摩擦抵抗が少い為にすべり出し易い。

④ 地盤内のヒズミや応力の変化によって即ち浸食，地震，湛水，掘削等やキャップロックの存在等によって或る部分に応力集中が起ったり，基盤に変形破壊が生じる。

⑤ 地下水脈の流路が何等かの原因（地山のゆるみ，地震等）によって変り，大きな揚圧力等を生じた場合。

此の地すべりは基盤中の１部の抜け出しであるから，非常に鮮烈なキレツが発生し，もしも表土が薄い場合にはキレツの進行等が著るしい。上部の第１次キレツ（主キレツ）は，もし尾根部ならばその裏側や鞍部や傾斜が幾分ゆるくなる附近や台地状部や断層等に生ずる。滑落崖には新鮮な基岩が露出しすべり面は断層状になり，末端部では地すべり土塊の岩盤は圧縮されてゆるみを生じ，垂直方向や地すべり運動方向のキレツが生ずる。発生してから滑落したり，中途で停止するまでの時間が比較的短かく，すべり面は椅子型か舟底形であり，１つの運動ブロックより成り，末端部では断層状の食い違いを生じて隆起することがある。多くは馬蹄形か角形である。地下水は発生当初には余り多くないが，その後主キレツ面や側面キレツの下部の空隙にたまって集中的に流れる。又末端部の岩のキレツからも湧出することがある。

ii） 風化岩（巨レキ混り土砂）

初生的なものは，他の地域と異った断層，破砕或いは地形上風化が促進された結果起こったり火山変質の為に起るが，此等の場合は，斜面形は当然風化浸食を蒙った為に元来，緩傾斜面又は凸状の台地形を呈している。そして前述のi)と同様に凸出部に多く発生するが，その凸出のし方がi)と異った比較的ゆるいカーブを画いている。初生的に新鮮な岩すべりの起ったものが再発する場合は，地形的にはむしろ，前回のすべりによって地形は単丘の凹状台地形に変わっている。末端部には大抵，多量の岩屑や土砂が溜り，新鮮岩の場合より末端の傾斜が幾分緩くなっている。運動は前項と比べるとやゝ緩慢であるが，頭部の落差や陥没は明瞭に表われる。両側面又は片側面には前回のすべりでできた沢を有することが多く，又その沢部に土砂が溜り２次的な地すべりを起こしていることもある。すべり面形は折曲部がやや曲線状になった椅子形又は舟底形を呈す。地下水は元来多く，特に頭部滑落崖下や両側面キレツ下に集中していて，この水位変化が運動速度と関連を持つことが多い。頭部には池沼，湿地等ができることが多い。

場合によっては前回の運動によって岩盤が完全に破壊されて岩屑状（巨レキ混り土砂）を呈していることもある。又冠頂部に新たな岩すべりを起こすこともあり，次第に上方斜面に地すべりが及ぶことがあるので注意を必要とする。滑落崖下は特に岩屑が溜り，地下水のタンクとなっていることが多い。

iii)　レキ混り土砂

初生的なものとしては，急傾斜面下に溜った岩屑即ち崖錐のすべりがあるが，わが国では此の例は比較的少く，その大部分は地すべり運動によってできた崩積土の再移動である。即ち前記の風化岩乃至巨レキ混り土砂が運動によって再び撹乱されると共に風化が更に進むと土塊は次第にレキ混り土砂状に変化すると共に地すべり土塊のブロック化が進み，頭部の台地は分丘していくつかの小台地に分かれ，それぞれ運動する。又此の時期になると上部斜面にも新たな地すべりが起り，地すべりの滑落崖は次第に後退し，全体として細長い沢状の地形になることもあるし，馬蹄形，角形の場合でも頭部が分丘して消滅に向い地すべり土塊の厚さも減少する為多丘形の凹状台地形を呈する。又斜面中途の地すべりで元来地盤強度の小さい斜面では横に広がってボトルネック状になることもある。すべり面は概して階段状か層状になり，いくつかの運動ブロックが時には単独で，又時には相互に関連し合いつつ運動する。浸食に対する土塊の抵抗力も減じている為，土塊内に小沢が侵入して，これが運動ブロックの境界となることもある。粒子の細粒化は益々進み，末端部の運動ブロックの土塊は粘質土となっていることもある。地下水は土塊内にできたキレツ内を網状に流下したり溜ったりして複雑な分布を示す。個々の地すべりブロック特にその下部のものの安定度は低くなり，運動速度はこれに反して緩慢となる。地表面は凹凸に富み，上部のみならず，斜面中途に点々と沼や湿地，湧水をみることが多い。従って湧水田が発達し易く，階段状の水田をみる場合もある。

末端部は押し出される為，周辺の山裾より幾分張り出しており，河川がこれによって凹状に曲流することもある。此の質の地すべりがわが国の地すべりの50%程度を占めている。

iv)　粘質土

初生的なものとしては温泉余土や新らしい湖成堆積物等の軟弱層のすべりに見られるが，地すべり運動の終末期にもこの様になる場合がある。この場合は斜面の大部分は基盤が風化して生成した粘質土であるが，上部にはレキ混り崩積土を含むし，此の粘質土自身もかなりの基岩の小岩片を含んでいる。斜面形は全体として緩くほとんど一様な勾配（5～10°）を持つが，よく見ると小規模の凹凸があり，これが往古の運動ブロックの頭部や末端部を示している。全体としては凹状の緩斜面を呈し，流動した土砂の舌端は斜面下部の安定斜面の上にものり上げて運動する為，地すべり斜面の長さが長くなり平面形は沢状を呈したり，又初生的な場合は周縁部の小規模なすべりを誘発して拡大し，ボトルネック状になる。すべり面は多くの場合層状又は階段状でゆっくりとほとんど継続的に動いたり，断続的に停止したりする。地下水は運動にともなって粘土中に滲み込み，分散する為，土塊全体が水でほとんど飽和状態になっている。地すべりがのり上げた部分では元来の地盤が泥土中に露頭していることがあり，此が不動島を形成することもある。

## § 4 地すべりの型の分類

以上の平面形，微地形，すべり面形，土塊の質によってそれぞれ地すべりを4～5に分類したが，此等を組合せて，地すべりの型分類を行ってみると，組合せは実に320もあることになる。しかし此等の中には現実にあり得なかったり，あっても稀少なものを除いて考えてみることにする。

此等の多数の地すべり形を整理してゆくのに最も便利なのは，最後に述べた地すべり土塊の質であって，その項でも述べた通り，此の質によって或程度地すべりの平面形，微地形，すべり面形の範囲がそれぞれ狭められてくることは，前章を読んでいて御気づきの事と思う。

筆者は先年，地すべりの運動型を土塊の質によって分類して幼年，青年，壮年，老年の4型にした事がある。この場合は或程度，初生的なすべりから終末期の地すべりまでの地すべりの進化を考慮していた訳であるが，実際にはどの型にも初生的なものもあり，しかも此の名称が地形発達史の輪廻の名称と類似している為，地すべり発達史の類型化と混同され易い。そこでここに名称を主として地すべり土塊を構成する物質の名称をそのまゝ使って次の通りとし，それぞれの型の持つ特性をもう一度整理してみよう。（表—1参照）

ここで名称は次の通りとする

① 岩盤地すべり——（新鮮な岩盤よりなる）〔幼年型〕

② 風化岩地すべり——（風化岩又は巨レキ混り岩屑より成る）〔青年型〕

③ 崩積土地すべり——（レキ混り土砂より成る）〔壮年型〕

④ 粘質土地すべり——（粘土又はレキ混り粘土より成る）〔老年型〕

次に各地すべりの特長を表示すると表—1の通りとなる

### 4—1 岩盤地すべり

過去に地すべりの発生したことのない，したがって地形的にも地すべり地形を呈しない斜面に発生するもので，多くは新鮮な岩盤より成り，発生すると運動速度が大きく，突発的である。地すべり土塊は一体となって運動し，すべり面が山腹に出ている場合は，多くの場合，滑落する。末端に隆起部を伴うときは運動も比較的小さく（2cm/day 以上），滑落しないことがある。

頭部に明瞭な滑落崖または帯状の陥没を生じ，そこに地下水は集中する。運動中に次第に頭部が明瞭になって来るが，発生前には頭部が不明瞭である。地形的には凸形斜面に多く発生し，すべり面は平面状で，頭部ではほとんど70°～90°に直立し，ちょうど椅子のような形の地すべり面になる。すべり面粘土も厚さ2cm 程度が見られる程度である。運動した距離に比例して土塊を形成する岩盤にキレツが発生し，側面部，末端部および陥没部では礫状化が進み側面部では2次的に浅い地すべりを発生することもある。一般にすべり土塊の厚さが大きく20m～40mでまれには100m以上のもの（例バイオントダム，トック山）もみられる。わが国では以前は年間2～3例発生する程度で，特に強雨との関連が大きかっ

## 4　地すべりの形の分類

表—1　地すべりの型分類

| 特徴＼分類 | 岩盤地すべり | 風化岩地すべり | 崩積土地すべり | 粘質土地すべり |
|---|---|---|---|---|
| 平面形 | 馬蹄形，角形 | 馬蹄形，角形 | 馬蹄形，角形，沢形<br>ボトルネック形 | 沢形，ボトルネック形 |
| 微地形 | 凸状尾根地形 | 凸状台地形<br>単丘状凹状台地形 | 多丘状凹状台地形 | 凹状緩地形 |
| すべり面形 | 椅子型，舟型 | 椅子型，舟型 | 階段状，層状 | 階段状，層状 |
| 旧分類名 | 幼年型 | 青年型 | 壮年型 | 老年型 |
| 主な土塊の性質（頭部） | 岩盤または弱風化岩 | 風化岩(キレツが多い) | レキ混じり土砂 | 巨レキまたはレキ混じり土砂 |
| 〃（末端部） | 風化岩 | 巨レキ混じり土砂 | レキ混じり土砂，一部粘土化 | 粘土またはレキ混り粘土 |
| 運動速度 | 2cm/day以上 | 1.0～2.0cm/day 程度 | 0.5～1.0cm/day | 0.5cm/day以下 |
| 運動の継続性 | 短時間突発的 | ある程度断続的（数十～数百年に一度） | 断続的（5～20年に1回程度） | 継続的（1～5年に1回程度） |
| すべり面の形状 | 平面すべり(椅子型) | 平面すべり（頭部と末端がやや円弧状） | 円弧と直線状，末端が流動化 | 頭部が円弧状だが大部分は流動状 |
| ブロック化 | 大抵1ブロック | 末端，側面に2次的地すべり発生 | 頭部がいくつかに分割され2～3ブロックになる。 | 全体が多くのブロックに分かれ，相互に関連し合って運動 |
| 予知の難易 | 非常に困難，綿密な踏査と精査を必要とする。 | 1/3,000～1/5,000地形図で予知できるし，空中写真の利用も可能 | 1/5,000～1/10,000 地形図でも確認できる。地元での聞込みも有用 | 地元での聞込みによって予知できるし，非常に容易に確認できる。 |
| 一般的な斜面形 | 一般に台地部があるが不明瞭である。凸型斜面に多く，較部から発生する。 | 明瞭な段落ち，帯状の陥没地と台地を有す。大きくみれば凹型だが，主要部は凸型 | 滑落崖を形成し，その下に沼，湿地等の凹地あり，頭部に幾つかの残丘あり，凹形斜面に多い | 頭部に不明瞭な台地を残し大部分は一様な緩斜面，沢状の斜面である。 |
| 平均的な安全率 | 大抵の場合Fs＞1.10，一時的にある程度の切土，盛土も可能 | Fs=1.05～1.10，一時的に5％程度の安全率を低下させる事は可能 | Fs=1.03～1.05，一時的には3％程度安定率を悪化させても安定している。 | 切土，盛土は不可能，小量の土工でも運動を再発する。 |
| 主要な対策工 | 深層地下水排除，土塊除去，抑止工 | 深層地下排除，土塊除去，地表水排除，抑止工 | 頭部での深層地下水排除，地表水排除，渓流工 | 頭部での集水井工，末端での浅層地下水，地表水排除，渓流工 |
| 対策工の効果 | 即効的で完全安定化可能 | 即効的であるが，異状天然現象時に再発の恐れがある。 | 対策工施工後1～3年を要す，末端部の安定化が困難 | 遅効性で対策工施工後数年を要し，完全な安定化は困難 |
| 主な原因 | 大規模な土工，斜面の一部の水没，地震，強雨 | 集中豪雨，異常な融雪や河岸欠潰，地震，中規模の土工その他 | 異常な霖雨，融雪，台風，集中豪雨，土工，等 | 霖雨，融雪，河川浸食，積雪，小規模な土工 |
| 主な地質と構造 | 断層，破砕帯の影響を受けるものが多い。 | 結晶片岩地帯，新第三紀層に広く分布する。断層，破砕帯の影響あり。 | 結晶片岩地帯，新第三紀層に広く分布 | 新第三紀層に最も多く，御荷鉾破砕帯等の構造線沿いにも一部見られる。 |

たが，近年は大規模土工やダム湛水の影響で増加している。長崎県北松浦地区に多く見られる外，結晶片岩地帯や第三紀層にも見られる。新潟県の魚沼層に見られるすべりもこれに似ている。建設省所管のものでは群馬県少林山が，農林省では香川県小豆島肥土山，国鉄では東北本線青森県浅虫が有名である。これの発生機構についてはなお，疑問の点が多く，明瞭ではないが，山の尾根部を横切る断層等の存在

がその素因となっていることは十分考えられ，一般に尾根の鞍部が地すべりの境界となることからもこのことが示唆される。

土工によって発生する場合は，小規模土工で発生した例は少なく，たいていは大規模土工（数万 $m^3$ 以上の）によるもので，発生前の安全率を1.00と仮定すると，0.7～0.8にこれを下げたときに起っている。すなわち，逆にいえば，安全率が1.3～1.2にあったものが，土工によってバランスを崩したことになる。

対策工としては，頭部のキレツの部分に地下水が集中しているので，応急対策として，長い横ボーリングによって，キレツの下のすべり面付近で，地下水を排除すると活動を急速に緩和することができる。恒久対策としてはトンネル排水工や，頭部土塊の排除工が有効であり，末端部での杭挿入工も，運動が緩和した後の再発防止には非常に有効である。

地形的に地すべり地形を呈さないために，あらかじめ，そこが地すべり危険地であるということを予知することは非常に困難で，熟達した専門家による踏査とボーリング等による精査によってのみ予知ができる。

## 4—2 風化岩地すべり

多くは一度滑動した岩盤型が再発したものである。岩盤型が安定すると，その土塊は周囲の岩盤に較べて，どうしてもキレツが多くなっているため，降雨の滲透が促進されて風化する。このために強風化岩の形式をとる。初生的なものは強風化或いは強変質岩地帯で発生することがある。特に末端部や側面部，陥没帯では巨礫混じり土砂の形態をとる場所もある。地形的には岩盤型のときにできた頭部（台地状部）と滑落崖（たいていは馬蹄形）が明瞭に残るので1/3,000～1/5,000の地形図で予知することができる。運動速度は1.0～2.0cm/day のものが多く，降雨期や融雪期に激しく，乾期には安定しているものがあり，ある程度断続的である。運動にともなって頭部は次第に２～３個に分裂して，地すべりのブロック化の徴候が見られるし，冠頂部に新たに岩盤型のすべりを発生して，地すべり地が後退してゆく場合もある。すべり面は末端部では平面状であるが頭部附近では弧状に変化し，円弧と直線の複合した形になっている。末端部と側面部には２次的な崩積土や粘質土の地すべりを伴うことがある。岩盤型が発生してから風化岩型が再発するまでの期間は，埋木のカーボン法による年代測定によると 10,000～20,000年のものも見られ，岩盤型が第四氷河期に発生しているものが見出されている。集中豪雨，異常融雪等の異常気象や中規模の土工が誘因となり易い。

地すべり土塊は強風化岩であるからだいたい褐色系に変色しており，ボーリングを行なうと，すべり面を境にして明瞭に色が変るので，これによっても，すべり面の分布を確認することができる。土塊の厚さは20m～30mがほとんどで，それ以上の厚さのものはわが国ではほとんど見当らない。

地下水は頭部（残丘とも呼ばれ２～３に分かれていることが多い）の背後の滑落崖や陥没部直下に集中していることが多いので，この排除が非常に有効であるが，滞水部の透水性が岩盤型よりも悪いので，長い横ボーリングだと本数が多くなるので集水井工法が最も有効かつ経済的である。また地すべり

地周辺からのトンネル排水も地すべりのブロック化が十分進んでいない段階では有効である。頭部の土塊排除，末端付近での杭挿入工も有効である。対策工の効果は即効的である。

この型の地すべりは結晶片岩地帯（小出氏の破砕帯地すべり）に最も多く見出されるが，新第三紀層でも頻発する(たとえば新潟県国鉄飯山線の高場山)，また大規模なものとしては大阪府亀ノ瀬峠地区がこの型に属する。能登半島基部の新第三紀層中にもときどき見つけることができる。斜面の安定度は岩盤型より悪く，1.05～1.15である。

## 4—3　崩積土地すべり

最も一般的な地すべりで土塊は主として礫混りの土砂によって構成されている。風化岩型がさらに蔚移したものもあるが，崖錐状の堆積物の場合等は，此が初生的なものになる。頭部は風化岩型よりさらに分かれて，地すべり地全体が，いくつかの階段状斜面に分かれる。上部では巨礫混り土砂や風化岩盤の形態をとるが，末端に至るほど，細粒化して礫混り土砂や粘土状を呈する。運動は次第に断続的になり，5～20年に1回ぐらいの割で発生する。その運動も，ブロックによって異なり，各運動ブロックは相互に関連性を持つ。地形は典型的な地すべり地形となり，すべり面は弧状を呈す。すべり土塊の厚さは10～20m である。地表の乱れが甚だしく，池や沼，湿地，凹地等が各所に見られるようになるので1/5,000～1/10,000 の地形図からも容易に判読できる。霖雨や融雪等で発生し易く，末端部は粘質土の流動状を呈する場合もある。斜面の安定度はさらに悪く1.03～1.05であり，3％程度安全率を低下させてもすべる可能性がある。多くの運動ブロックに分かれるため，地下水も広範囲に分散しがちであるが，斜面内の台地部の上端付近に集る傾向を持つので，短い横ボーリング（30～50m）や多数の集水井によって安定化を促進することが可能である。頭部が多数あるため頭部の排土工は，他の運動ブロックの活発化を促進する可能性があるので適用の場合は十分注意を要する。杭挿入工も，風化岩に近いものほど有用で，粘質土型に近づくと適用できない。地表水排除工や暗渠工も有効な工法である。この型の地すべりの代表的なものは長野，新潟両県等の新第三紀層中に広く分布するし，蛇紋岩の地帯でも良く見受けることができる。

## 4—4　粘質土地すべり

土塊がさらに細粒化すると，地すべり土塊の大部分を礫混りの粘土で形成されるようになる。そうなると，ブロック化はますます進行して，無数の小さい運動ブロックに分割され，複雑な運動を起こし，この運動も継続的になる。地表地形はほとんど一様な緩勾配の斜面となり，すべり面の勾配は地表勾配とほぼ等しい緩傾斜になり，すべり土塊の厚さも5 m～10m 程度になる。速度も小さくなって0.5cm/day 以下になり，異常気象の場合でも，全土塊が滑落することがなく，その一部の決潰を伴う程度になる。

斜面の安定度は非常に悪く，少量の土工によっても運動が活発化する。地形的には凹形斜面に発生し，運動によって毎年地表の状態が変化するので，地元の聞込みによっても容易にその分布を探ること

ができる。風化岩や崩積土の地すべりが滑落した後の斜面に発生することもある。斜面上部には明瞭な台地部を残すこともあり，この場合は，この台地はたいてい礫混り土砂より形成される。運動は流動状で明らかに曲流する場合が見られる。地下水はこの地域内に完全に分散し，毛細管状の小さな網状の地下水によって構成されるので，集水面の広い暗キョ工等で排除する以外に方法がない。地すべり地域外からの地下水流入を遮断することや，地表水の浸透を防止することも有効な工法であるが，土塊の一部排除や，杭挿入工は適用できない。

対策の効果も遅効的で2～3年後にやっと幾分の効果が表われる程度であるから，重要な構造物等の設置は絶対に避けるべきである。この型の地すべりは，新第三紀層の中や，温泉余土に起因した火山性地すべりにも初生的なものが一部見られる。

# §5 現　地　踏　査

第2章に述べた調査は概査の中でも予備的なもので，主として地すべりの分布，原因，機構の概略を知る上で重要な情報となったわけであるが，これらの予備知識を頭に置いて，現地を踏査し，現実に地すべり運動の徴候を細かく捕えて，より多くの情報を得て，此等を組立てることによって，地すべりの機構を推定し，次に行なわれる精査によって此を確認できる様に調査計画を立案することになる。

前述した様に，精査によって得られる情報はせいぜい5～10であるが，地すべりの機構を明確にするには恐らく此の10倍以上の情報が必要になる。そしてその大部分は，此の踏査によって得られるものであるから，出来るだけ入念に此を行う必要があろう。

## 5—1　微地形と運動ブロック

地すべりはその運動が全体で1体となっているものもあるが，多くの場合，幾つかのユニット（ブロック）に分かれてそれぞれが，他のユニットと関連し合いながら運動する。此の地すべりを防止する場合には，それぞれの運動ユニットの機構と社会性を明確にした上で，防止対策を考える必要があり，此が地すべり防止対策の基本になるものである。これを地すべりの運動ブロック(ユニット)分割と云う。

それぞれのユニットはほぼ一体となって運動したものであるから，規模は小さくてもそれぞれ滑落崖，第1次キレツ（主キレツ）や頭部，末端部を持っている。この場合のユニットがその地すべり地の中心をなすものであれば，比較的明瞭な地形的特徴を示すが，2次的，3次的な地すべりユニットになると一次キレツもわずかな段落ちやオープンキレツになっていることもあり，頭部がわずかに一枚の田や畑のことすらある。

一般に，地すべりのブロック分割を行う際の着眼点は地形の起伏である。

地すべり運動はその頭部にできるキレツ又は滑落崖によって上限が決められる。このキレツは全域のキレツからみて比較的落差の大きなものか又は陥没深の大きいものが選ばれる。この第一次キレツ（主キレツ）は時には半円形の陥没帯を形成することもある。

次に側面部は，側面キレツによって判断されることが多い。側面キレツは一般に落差があっても大きくなく，斜面の上部では滑落崖や第一次キレツと連続するので可成りの落差が認められるが，下方にゆくに従って落差を失い，末端部に近づくと，周囲の安定した斜面より逆に隆起した逆落差を持つことがある。又稀には陥没形を呈することもある。しかし，地すべりの変位量が小さいときは此の側面キレツが片側のみに現われたり，又落差が小さく，単なる横ズレが認められるのみであったり，第一次キレツの附近にわずかに現れて，下方には全然無かったりする。その様な場合は地形から側面部を推定する。一般に地すべりの運動ブロックは，その両側面に大抵，わずかな沢状部（中にはこれは地形図にも仲々現れにくい程のかすかなものもあり，一種の山腹の小さなヒダの様にみえることもある）となっている。従って第一次キレツの左右の終端附近から連なるこの様な沢状部を捜せば，此が，地すべりの境界

となり得る。従って地すべりの斜面は，この様なかすかな沢状部（場合によっては明瞭な沢を形成していることもある）に挟まれた凸状の部分（尾根状のこともあり，ゆるくふくれ上った様な地形のこともある）を中心として発生していることになる。もしも此の様な沢状部若しくは小渓が斜面の末端まで直線状に流下せず，曲流している場合は，その部分に別の運動ブロックの存在する証拠であり，この沢状部の分布を追跡することによって，地すべりの運動ブロックを分割できることもある。又第一次キレツの中には，帯状の陥没を伴うこともあり，この場合は，これを第一次キレツと考えてよい。又，尾根の形を追ってゆくと或る部分で連続性が失われ，しかもそれが，谷頭に当るわけでもなく，又谷によって切断されたわけでもなく，可成りの区間（通常 100m 以上）尾根の形が乱れて全体的に低く細かい凹凸に富んでいる場合には地すべりが尾根を越えて反対側まで及んでいる証拠である。又沢の形が上流部で，斜面内にほとんど斜面方向と直角に折れまがっている場合は古い第一次キレツが陥没地となって，此が沢に変化している場合である。沢状地や小沢がその斜面の末端で乱流したり，異常に屈曲している場合は，末端部に別の運動ブロックがある可能性があり又或る地すべりブロックの中央の小さい尾根部（地すべりブロックの中央土塊）が，その斜面下方で，逆に沢状に変化したり，大きな落差を持つ急斜面とその下に台地状部を持っている場合も，下部に新たな運動ブロックを持っている可能性がある。

要するに斜面に沿ってできた小さな凹凸によって凸部を中心として凹部を境界とすると運動ブロックに分割できるわけである。しかしこの凹凸を細かく見すぎると莅々多くの運動ブロックに分割し得る訳であるが，地すべり対策上のユニットとして考える場合は小さくても幅50m，長さにして50～70m以上の範囲を以って地形上或いはキレツの分布を考慮したうえでブロック分割すべきである。

次に微地形で見出せるものに断層，破砕帯がある。これは，地すべり地内に現れず，その境界部か又は周辺の斜面や沢で認められることが多いが，可成りの長さに亘って直線状に分布する急傾斜面や沢や河川の直線状の分布，尾根に存在する鞍部が直線的に連続する場合や，此と沢とが連続し，これが地すべり地に連続している場合には，断層，破砕帯の存在を推定し得る。

## 5—2 地　　質

### (1) 地すべりの起こり易い地質

地すべりの起こり易い地質は各種の書籍にも述べられているので，ここでは簡単に紹介するに止める。

わが国で最も多い岩種としては，

新第三紀層の泥岩，凝灰岩，変成岩の中の黒色片岩，緑色片岩，と貫入岩としての蛇紋岩や強変質岩（温泉余土）であり，この他に挟炭第三紀の中の頁岩，凝灰岩，古生層中生層中の頁岩，粘板岩，輝緑凝灰岩，や貫入した石英粗面岩，変成岩の中で滑石片岩，変朽安山岩やマサ化した花岡岩中や新第三紀の風化した砂岩中でも起こることがあるが，此等は断層活動や破砕作用の影響を受けた部分や変成作用，変質作用を受けた部分で起こり易い。

(2) 地すべり地の地質状況

現地踏査の前には当然文献調査等によって，その地域の地質概要を頭に入れて，すべり面を形成し易い岩種を一応知った上で，踏査によってこれを確認するのは勿論である。ごく概説的に云えば斜面中部又は下部に新鮮な岩盤の露頭がみられた場合，その地点は地すべりを起こす心配はないと云えるが，これがかなり多くの圧縮キレツを持っていたり(地すべり末端部に見られる)，褐色系に変色していたりブロック状に大きく割れている場合は地質的には一応地すべりの可能性を考えてもよい。この場合は地形を考慮に入れてその危険度を判定する。又或区間にわたって全く新鮮な岩の露頭が見えず，すべてレキ又は巨レキ混り土砂や粘土のみより成り，しかも10m程度以上の厚さがあると考えられる場合もその可能性が大きい，そして次にこの土塊の質をよく観察すると，すべて同一系統の岩石より成っていないで，その中に別の岩種（例えば玄武岩，安山岩等の）を発見した場合，これらの岩石の貫入やキャップロックの可能性も一応考えた方がよい。更にレキの形が角レキ状の場合は崩積土であるが，円レキがかなり認められる場合はその緩斜面が地すべり地形ではなく，河岸或いは海岸段丘である可能性も検討した方がよい。段丘堆積物の中で地すべりが起こる例は稀であり，起こっても大低その基盤にすべり面が形成されていることが多い。次に地すべりは必ずと云ってよい程，此等の崩積土や堆積物の中にすべり面はなく，その下の基盤の表面附近か，内部にあるものであるから，この点留意して，基盤の風化層や粘土層を探すことも大切である。此等のすべり面は一般にその末端部に露頭していることがある。

(3) 地すべり地の地質構造

次に地質構造についてであるが，周辺の地質構造からその地すべり地の走向，傾斜を推定することは，特に必要なことであって，これは精査段階のボーリングによっても推定できないので地すべり地質断面図を画く場合にも，此がその儘用いられる。この場合，地すべり地内の露頭の走向，傾斜は，この地域の一般的な走向傾斜に用いてはならない，何故ならば，地すべり地内の基盤は運動によって攪乱され，特に末端部では隆起等を伴っているからである。併し乍ら此の走向，傾斜は地すべりの運動機構を現わすには恰好の資料であり，是非調べておく必要はあるであろう。周辺の一般的走向傾斜と著るしく異り，且キレツに富んだり，ゆるんだりしている露頭はすべった結果そうなった可能性がある。又断層を境として基盤が著しく破砕風化している場合も，此の断層がすべり面や側面キレツであることがあるので十分注意して観察し，地形とも照らし合わせてみるべきであろう。一般に地形或いは露頭でみられる断層や破砕帯によって，地すべり地の形を決められ，此等がその境界をなすことが多い。

又基岩の傾斜の方向については，その地層が比較的厚い互層の場合や非常にマッシブな同一岩種でできている地層の場合には流れ盤の場合に厚さの大きな層すべりを起こし易く，特にその起こし易い傾斜角は5°～15°である。ところが，此が細互層の場合は一般に15m～5mの厚さの薄いすべりを起こす。ところが受け盤の場合は，細互層の場合に比較的大規模なそして速度の非常に大きな突発的な地すべりを起こし易い。

褶曲と地すべりの関係は極端な小範囲の褶曲は地すべりと余り関係がなく，むしろ大規模な影響範囲の広い褶曲構造と関係し，特に褶曲によって生じた地層傾斜と直角な方向に出来るキレツの発生，或い

は破砕が地すべりに関係し易い，従ってドーム状構造の場合は地すべりはそのドームの頂点附近には起らず，その周辺の褶曲の比較的激しい部分に集中し，ドーム頂点を中心として方射状に発生する。そして楕円形状ドームの場合は，その曲率の最も大きい長軸の頂点附近に特に大きな地すべりが発生し易い。（図—1参照）

又褶曲軸附近は時には地山の内部応力が集中している可能性が大きいので，この様な部分で，大規模な切土等は応力を開放して歪やキレツを生じ地すべりを発生することもある。

故に貫入岩体（安山岩，玢岩等）のあるときは，この貫入岩と基岩との境界附近の基岩は貫入時に破砕，変質しており，此が地すべりに移行することもあり，この場合，この接触部附近が地下水包蔵体となっていることもある。又新期の熔岩や火山砕屑物を上載した餅盤形のキャップロックの場合はそれ自身の透水性が高い場合が多く，又その上載荷重の為，基盤内に褶曲を生じている事もあり，図—21に示す通り，その基底部に地下水を貯溜し易い性質を持っている。そしてこの水圧が地すべりの原因ともなるし，この褶曲が基盤を破壊して風化促進の原因となって地すべりを起こす。キャップロックとしては玄武岩溶岩，泥溶岩，シラス状堆積物等がある。

(4) 地質と地すべりの運動

それではここで，各地質と地すべりの特徴について，気附いた点を述べてみる

(a) 新第三紀層の泥岩，凝灰岩

グリーンタフ地帯の含油第三紀層の泥岩，凝灰岩地帯の地すべりは，此の地帯が新第三紀以来の盛んな地殻変動を経験している為，地質構造が非常に複雑であり，この複雑な地質構造運動に支配されて地すべりが発生することが多い。そして基岩自身の風化に対する抵抗力も他の地層と較べて可成り小さいので，集中的に地すべりが発生する。全体的な運動型からみると岩盤のすべりよりもむしろ風化岩やレキ混り土砂，粘質土のすべりの方が多く，厚さも比較的薄く（5～15m），泥岩自身が可成り粘着力に富むせいか，運動の繰り返しが激しく，岩盤や風化岩形の地すべりも短期間に老化して粘質土の地すべりに変化する。

これに対して凝灰岩は泥岩に比して風化の進み方が少い為，厚さの大きい（20m～40m）大規模な岩すべりがみられ，特に地下水の中でも被圧地下水との関係があり，大規模な断層や破砕帯と関係し易い，よって大量の地下水の存在するところ，又は大量の湧水のある斜面にその危険があり，新鮮又は風化岩盤のすべりが多くみられる。

砂岩，泥岩の細互層の場合には泥岩の多い場合には比較的薄いすべりが，砂岩の多いときには比較的規模の大きいものが起る。挟炭第三紀層の場合は炭層周辺の薄い凝炭質泥岩にすべり面を持つことが多い。

(b) 古第三紀以降の頁岩，凝炭岩，粘板岩等

わが国の地すべりの大部は新第三紀層中に見られ，それ以降のものは比較的少いが，その発生条件としては，大きな断層，破砕帯等の地質構造の関連したものが多く見られる。又大規模堀削や炭坑等のトンネル堀削が原因となるものの数が多い。此は1つには岩自身の風化に対する抵抗力があり，一見して硬質である為，不用意に切土等を行う事が多い為であろう。一旦運動が起っても，土塊自身が硬質な

為，岩屑状となり，粘質土状の地すべりは殆んど見られない，最も多いのは新鮮な岩盤のすべりで，予知し難いものが多い。

(c) 石墨片岩，緑色片岩等の片岩類や準片岩

動力変成や熱変成を受けた岩は一般に風化し易く，地形によっては可成り深層まで風化する。その代表的な例は山腹の台地であって，非常に古い河岸段丘等は深層風化が著るしく，ここで地すべりを起こすことが多い。

しかし岩質自身は第三紀層に較べて堅硬であるから，運動に伴う細粒化は少く，風化岩，岩屑等のす

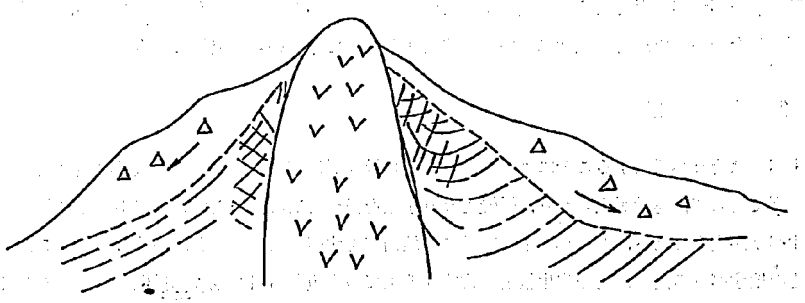


図-20 貫入岩による地すべり

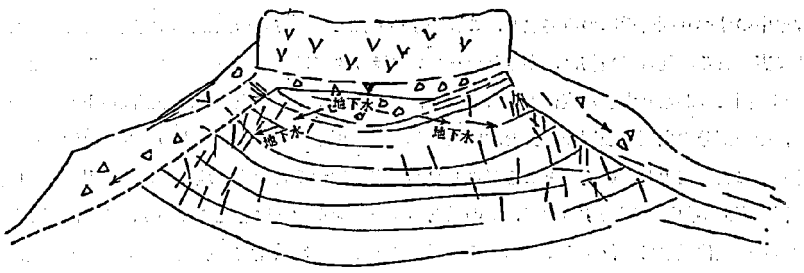



図-21 餅盤状キャップロックによる地すべり

べりが多い，すべり面は多くの場合，風化部と未風化部の境界で起こり，運動期間が短いのが普通である。すべり面が，渓床より可成り高い山腹に出ている為，崩落の危険性が高い。

(d) 貫入岩

変成作用や断層等に貫入した岩体自身がすべるものとして蛇紋岩があるが，此は非常に粘土化し易く，しかも粘着性が大きい為，滑落する前に相当大きな変位を生じ，細粒化も進んで見掛け上匍行状を呈することが多い。

(e) 火山変質

火成作用，後火成作用によって岩石が強度に変質された場合は，その岩種を問わず，地すべりを起こすことがある。最も多く見られるのは，安山岩，変朽安山岩，流紋岩，角礫凝灰岩等で，これらの変質した温泉余土がすべり面となる。岩質によって流動状のものから地塊状のものまであるが，わが国でもその例は割合少いので，その性状についてのまとめが仲々できないのが現状である。

## 5—3 徴　　候

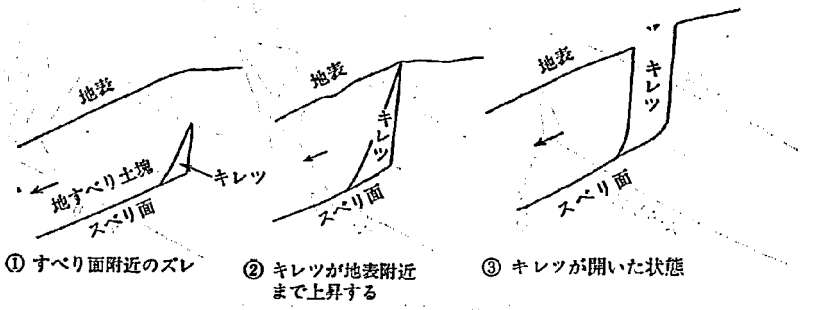
地すべりはそれが運動することによってキレツ等の徴候が地表に現れる。この徴候は発生直後や運動中程鮮烈であって，運動が止ったり，緩慢となり小康を保つと次第に消えて行って不明瞭になる。従って地すべりが発生したら，なるべく早い時期に現地踏査をすべきであることは勿論である。これらの徴候はその地すべりの運動機構や発生機構を推定する上での貴重な資料を我々に提供してくれるので，できるだけ綿密に視察し，それぞれの徴候によってその機構を判断しながら踏査し，次に現われるべき徴候を自から予想して，もし違っていたら再度機構について考え直すなり，前の徴候を見直すなりして推敲する必要がある。次に主な徴候について述べてみる。

i) 主キレツ（主クラック）

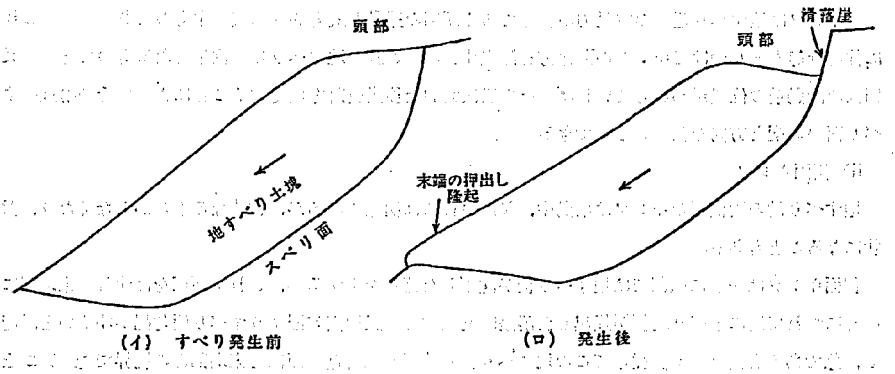
地すべり地の頭部の滑落崖の間に出来るもので，主として運動方向に対して直角で，馬蹄形又は直線状を呈する。キレツは実際はすべり面附近で地山と地すべり土塊との間のズレによって生ずるので，当初は地中のすべり面附近にのみ発生し，これがすべり面での変位の増大と共に地表にまで上って来て，地表に表われる。従って当初は，小さなオープンクラック（段差のないキレツ）であるが，この時点にはすべり面ではかなり大きな変位となっており，キレツが地表まで上る前は一部は地山と一体となっていて，その部分の引張り強度で地表を地山（不動部）に引張っており，地中のキレツは地すべり土塊の弾性変形によって生じている。ところがキレツが地表に達すると同時に地山との間の引張り力を失う為，弾性変形が急速に回帰するので，この最初のオープンキレツは急速に拡がり，ほとんどそれまでの地すべりの変位量まで変位することになる。従って主キレツは典型的な引張りキレツと云う事ができる。（図—22）

主キレツには地すべり頭部の沈降による大きな落差のみ生ずるものと，一定の幅を持った陥没帯を形成するものとがある。前者は，頭部附近でのすべり面の傾斜角が次第に急になって来た場合，即ち，幾分回転運動を生じた為に出来るもので，この為頭部の地表勾配は緩くなり，場合によっては逆勾配にな

ることすらある。(図—23)



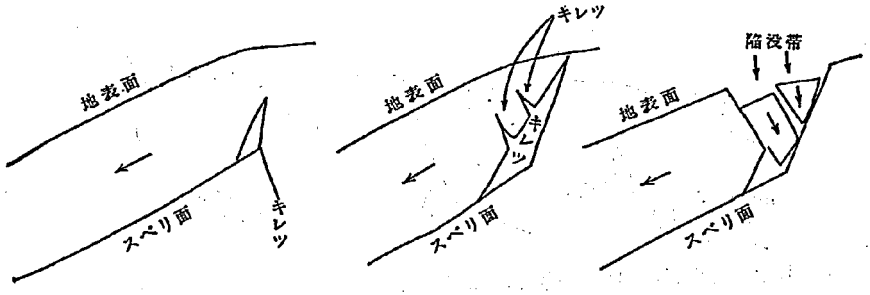

図—22 地すべりのキレツの進行状態




図—23 舟底型すべりによる斜面の変形(落差を生ずる場合)

即ち，落差型は地表面勾配に対してその部分のすべり面勾配が急になっているときに起こるものである。此に対して陥没型の場合は，むしろ，頭部では此のすべり面勾配が地表勾配に較べて緩であり，直線性に富む場合に発生する。即ち頭部と地山の接点附近での変形により，すべり面附近のキレツに落ち込む様な土塊が形成され，この部分が運動と共に，キレツ中に落ち込む為に出来るものである。(図—24) 此によって我々は頭部附近でのすべり面の形を推定することができる。

次に新らしい滑落崖でしかも落差形のキレツの場合は滑落崖の勾配を測定することによって，頭部附近のすべり面勾配を更に良く確かめることができる。ごく一般的に云えば，岩盤すべり，風化岩すべりの場合は陥没形が多く崩積土や粘性土では落差形のすべりが目立つ，陥没形が古くなると，そこに池沼




図—24 椅子型すべりによる陥没の発生

や湿地等ができるし，落差形の場合には頭部の逆勾配になった所に池沼が出来る。この様な場合は主キレツと頭部の下に地下水が豊富に貯溜されている可能性を示す。

主キレツは地すべり運動の主動力の根源である頭部の運動を最も的確に表わすものであるから，これに伸縮計等をとりつけてキレツの開き方を測定すれば，これが地すべりの変位量となるものである。又頭部の滑動前の位置がわかっていれば，その三次元的な移動軌跡を測定することによってその附近のすべり面の勾配と方向を測ることもできる。

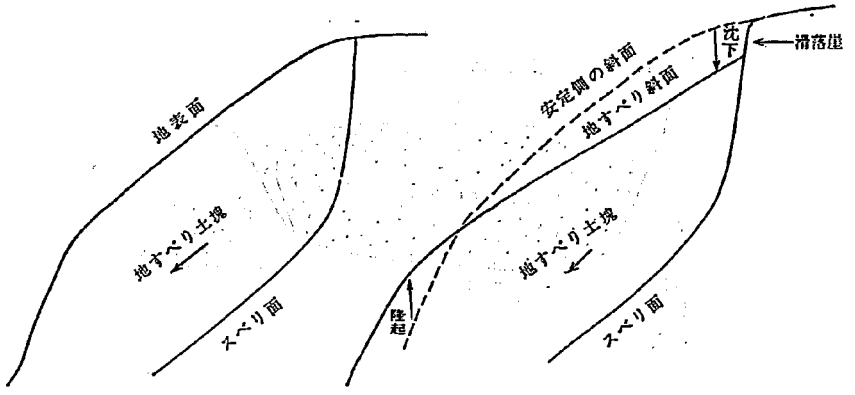
ii) 側面キレツ

地すべり地の両側面のキレツは活動中，又は直後には明瞭であるが，古くなるとわからなくなり，沢状になることもある。

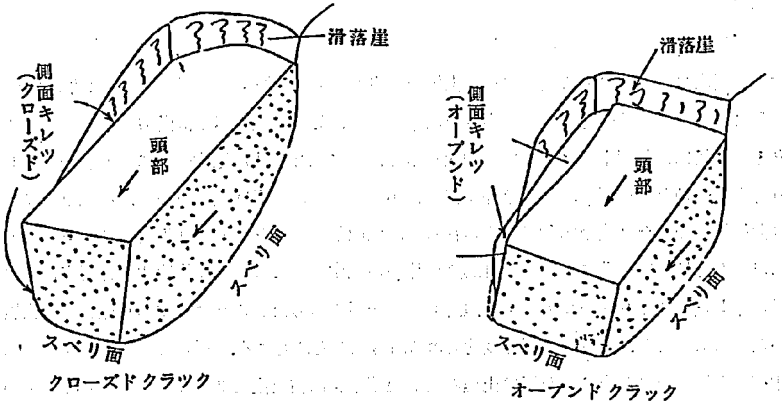
側面キレツは一般に頭部では地すべり側が沈下した落差を生ずるが，これが頭部をはずれて末端部にゆくにつれて逆にすべり地側が隆起した落差に変化する。又地表勾配よりすべり面勾配がゆるいと隆起し，急であると沈降する。従ってこの地すべり側の沈下した附近が頭部と末端部との境界であることが，これからわかる。しかも側面キレツが構造物や耕地，果樹園，造林地等を横切っている場合はその平面的な変位と縦断的変位（落差又は隆起高）を測定できるのでそれぞれの点における変位とすべり面勾配を測定することも可能である（図—25)。

又末端部の側面キレツ又はその延長附近に湧水のある場合は，このキレツを通って地下水が流下していることを示すと共に，その湧水点が，頭部附近またはその下方近傍にある時は頭部と主キレツ附近の直下にかなりの地下水が賦存している証拠であるから，地下水排除工が有効な事がわかる。

次に両側面のキレツを較べてみる事も有益である。側面キレツにも単に地表のクイ違いのみあるもの（クローズドクラック）とオープンしたもの（オープンクラック）（図—26）との二種があり，前者には落差を伴うこともあるが，後者の場合は一見陥没した様な沢状のキレツになっている。これは前者の場合は幾分圧縮されつつ横にセン断された為であり，後者は逆に引張られつつセン断した事を示す。此

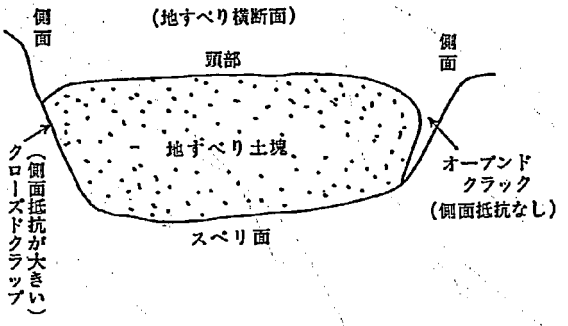



図—25 側面キレツの変化




図—26 側 面 キ レ ツ

は，地すべりが必ずしも斜面方向即ち地すべりの主方向に対してのみ力を加えているわけではなく，両側又は片側にも力を加へている証拠であって，オープンクラックでは地すべり力が加わっていない。即ち地すべりの側面部の摩擦抵抗がないわけであり，片側がオープンで片側がクローズドの場合は，地すべりが片側面に押つけられつつ運動している証拠で，この様な場合はすべり面に横断的勾配があり，クローズドクラック側のすべり面の位置がオープンクラック側より深い，即ち横断的にも傾斜したすべり面の事もある。(図—27) 一般に地すべりにおけるサイドフリクション（側面の摩擦抵抗）は安定計算上無視するが，これは地すべりが層厚に較べて幅が約5倍以上あり，しかも一般に両サイドが同時に抵抗力を持つわけでなく，片側のみしかない為であるが，将来は此の値を考慮した3次元的な解析方法




図—27　側面キレツと側面マサツ

の開発が望ましい。

iii) 頭　部

地すべり運動ブロックの中で最もすべり土塊の厚さが大きく(すべり面の地表より深度が大きく)，従って運動にともなう擾乱の度合の最も小さな部分であり，しかも地すべり滑動力の源泉となっている位置である。一般には斜面中では最も緩い勾配を示し，時には2次的な地すべりによる引張りキレツ（地すべり方向に直角なオープン，又は落差を伴う）があっても，変形は最も少い。頭部直下のすべり面が弧状（曲線状）の場合は幾分傾動が認められるが，直線状のすべりの場合は丁度エスカレーターに乗った様にほとんど地表は擾乱されない。群馬県少林山の地すべりでは頭部に位置する達磨寺は数mにも及ぶ移動の際も建物にキレツ一つ入らず，傾動もせず安泰であった。これは地すべり土塊が風化岩より成っていた事にもよるし，すべり面が深度約30mにあったことにもよる。従って頭部の変状の激しい場合は，すべり土塊の厚さが小さいか又は土塊の質が崩積土又は粘質土であることを想定してもよいわけである。

iv) 末端部

末端部は頭部に続く傾斜の比較的急な斜面であるが，地すべり発生時に最も遅く変状の発生する所で，いわば地すべりに対する抵抗体となっている部分である。従って変位量も滑落崖のそれと較べると小さいのが通例であり，此は岩盤の場合でもその傾向が認められる。そしてこの変位量の差異が末端部土塊の圧縮量となっている。末端部は，すべり面が隆起形に上向いていなくても，頭部の活動力を受けて幾分膨らむ傾向を持ち，すべり面の露出する附近では此の傾向が強く，従って地すべり方向にほぼ平行か又は約30°位で両側面に向って開いた圧縮キレツが生ずる。このキレツは単なるオープンクラックであるが落差を生じないのが特長であり，地盤は一般に中央附近が最も大きく膨れ上り，斜面下方と両側面又は片側面に向って傾動する傾向を持ち，この為末端の法先や側面部において崖くづれを生ずる。

此の末端部の崩れが漏斗状の場合にはその漏斗の開口部がすべり面の露頭（即ち脚部）である事が多いし，此の崩れが連続して発生したり，落石が頻発すると，これは地すべり運動が活潑化した証拠でであって，避難等の措置をとる必要が生ずる。又構造物等が斜面下方に向って前傾するときも，その地点がすべり面の下部の露頭即ち脚部に近いことを推定できる。

末端部に隆起のある場合はその隆起高と水平変位がわかれば，その附近のすべり面勾配を推定することが可能であるし，この隆起部が斜面内にある時は，この部分が崩壊すると，地すべり運動を活潑化するので，十分な保護が必要になる。いづれにしても末端部が流水等によって削剝されたり，崩壊したりすると大事に至る可能性があるので十分な保護を必要とする。

又末端部に湧水を生じている場合はその位置を求めることによって，頭部の地下水の水位を推定することもできる。

v) 冠頂部

冠頂部から俯観する事によって主キレツの分布，地すべりの範囲を観察できるが，これのみでなく冠頂部の安定性を十分検討する必要がある。一般に地すべりは上部斜面に向って拡大してゆく性質を有しているから，冠頂部附近の地形とキレツの有無について特に念入りに観察する必要がある。冠頂部から尾根にかけて階段状の地形や小丘状の地形がある場合は，一応拡大する事を頭において将来の調査を考えておいた方がよい。

vi) 構造物の変状

地すべり地内にある構造物（建物，擁壁，道路，鉄道，電柱，井戸，トンネル等）は最も明瞭に地すべり運動の徴候を示すものであるから，特に念入りにしらべ，その変状の程度を相互に比較して，運動機構に結びつける事を考えるべきである。

a) 建 物

建物の場合，最も良く現われるのが傾動であって，地盤が一方に傾くことによって，柱が基礎石と分離したり，扉や窓の開閉が不自由になる。又床下やタタキに明瞭なキレツ等が入るので，これを調べ，特にキレツの場合は落差の有無，性状をしらべる必要がある。建物が斜面下方に傾くときは末端部である事を意味し，上方に傾くときは頭部にあることがわかる。又側方に傾くときは，側面部の境界に近い事がわかる。

b) 擁 壁

擁壁や石積のキレツの分布を見ることも大切で，水平キレツに富む時は一般に基礎部が沈下しつつあることを示すので，地すべりの引張りキレツ附近にあることが判るし，縦キレツに富む時は，圧縮によるものであるから，末端部に近い事がわかる。

c) 道路，鉄道

これ等の帯状の構造物は地形の変状を最も明瞭に示すものであって隆起，沈降と共に水平変位等もわかるので貴重な資料が得られる。

d) 電 柱

電柱の傾動方向により1つの地すべりブロックの中のどこにあるかがわかると共に電線の緊張やチ緩によってその部分が頭部か又は末端部か，主クラックを跨ぐか，尖端部を跨ぐか又は側面キレツを跨いでいるか否かが判定できる。

e) 井　戸

井戸の変状によってすべり面の位置を採る事もできるし，地下水が豊富であるか否か，又水位の急激な変化が生ずると地すべり運動の活潑化した事を予知できる。

f) トンネル

地すべり土塊の質を見るのに便利であると共に，その変状があるか否かによって，すべり面の位置が推定し得る。

g) 切土面，崩壊面等

前述と同様，地すべり土塊の質を知ると共に地質の判定も可能である。

h) 耕　地

畑や水田の植生の列の乱れから地盤の変状の様子を知ることができると共に，耕地が荒地化している場合には地すべり運動が過去にも激しい時があった事がわかる。此は耕地が細分化されている場合も同様である。

## 5—4 地　下　水

現地踏査時には，地すべり地域内外の池沼，湿地，湧水点について，よく調べることが望ましいし，池沼の場合は水位，湧水点では湧水量が降雨とどのような関連をもっているかを調べることによって，その水が浅い地下水によるものか，あるいは深い地下水に起因するかを判断する資料となる。これらの地下水の露頭が地質構造や地形と関連して分布していることもあるので注意する必要がある。

また，地域内の植生も，地下水の分布とある程度関連をもち，竹藪や蘆等は湿地に育ち，杉林は湿気の多い地帯によく育つので，地下水が浅い所に分布していることがわかる。

地域内に人家のある場合は井戸の深さ，水位等も調べる。また農地の場合，かんがい用水路の分布と，その構造，湧水の有無等を調べることも重要であるし，湧水田等についても地元からの聞き込みが，将来の地下水調査にとって得がたい資料となることが多い。

地域内に特に異なる水質の水があれば（赤褐色あるいは白色の沈積を生じたり，特異のにおいのある水や温度の高い地下水），これを持ち帰って水質分析してみるとよい。特に地域内外に大きな断層や破砕帯のある場合は，異常水質の地下水の有無を調べる必要がある。又特に地下水位の急激に昇降したり枯渇した井戸や新らしい湧水，枯渇した湧水についても，此等が地すべり運動の活潑化に関係する可能性があるので，注意して調べる。

## 5—5 地すべりの発生原因

踏査によって発生原因を直ちに推定できることは非常に少ないが，次の事がその原因になっているこ

とが多いので，この点はよく調べる必要がある。

（Ⅰ） 地すべり末端部の河川による浸食

特に高水時に河岸決壊を起こし，これが地すべり活発化の原因になっている場合が非常に多い。また河床の低下がその原因となる場合もあり，その運動時には逆に河床自身が隆起することもある。

（Ⅱ） 長期間の降水または融雪

高野氏の調査によると，新潟県の地すべりの発生件数は融雪期が最も多く，次は霖雨期である。これは地すべりは崖くずれに比べて，すべり土塊の厚さがはるかに大きいため，長期間の連続した浸透作用によらないと，すべり面付近の間げき水圧が上昇しないためであろうと思うが，このような地すべり地は透水性の悪い第三紀層の泥岩，凝灰岩地帯に多く，地下水は非常に豊富であり，これを排除することによって安定度はすみやかに回復する。

（Ⅲ） 台風等の豪雨

一般に浅い，しかも急傾斜面（20～25°）に発生する地すべりや砂質の透水性のよい土塊によって形成されている（たとえば結晶片岩地帯や花こう岩地帯のような）地すべり地でよく発生する。

豪雨直後，間げき水圧も急激に減少するので，平時の地下水位は一般的に低いものが多い。

（Ⅳ） 切土，盛土

地すべり土塊の末端部の切土，頭部での盛土やすべり面付近でのトンネル掘削が地すべりを起こす例は最近非常に多くなってきた。盛土の場合には，地すべり発生初期において急速にこれを取り除くことによって，安定を回復した例も数例みられているので，地すべり地でこれらの工事を行なう場合は，地盤傾斜計で地すべりの動きを監視しつつ工事を進行すると，ある程度災害を防止できる。

（Ⅴ） 地表水，地下水処理の不完全

農業用水路や道路側溝等の漏水防止の不完全から，他地域の地表水まで，地すべり地内に浸透させて活発化する例で，多い例としては地すべり地上部斜面での排水不完全の例がある。

（Ⅵ） 湛 水

河川等を締め切って湛水させた場合には，次の2つの原因によって地すべりを起こす。

(a) 最初の湛水時

最初の湛水時に水没斜面内に崩壊を生じ，これが地すべりを誘発する。これは水位上昇時にも起こる。

(b) 水位の急激な降下

湛水後，水位を急激に降下させた場合に起こるもので，これは湛水位と地すべり地内のすべり面の間げき水圧とのバランスがくずれて発生する。

（Ⅶ） 地 震

地震を直接の原因として発生する地すべりは，たいていは岩盤形のもので土塊は岩または風化岩よりなっている。地形的にも谷形の斜面よりはむしろ凸形の斜面に多く起こっている。

ところが地震によってゆるめられた地山が，その後の降水，融雪，地下水湧出等によって地すべりに

発展する例はまことに多く，この点は特に注意する必要がある。昭和43年の松代地震における牧内地すべりは明らかに地震による異常な地下水の湧出に原因があった。

(Ⅵ) 原因不明

降水，融雪，人為等との関係がほとんど認められずに発生する地すべりが，わが国でも年間数例認められる（例，静岡県由比地すべり）

これについては，今後の研究課題であるが，なんらかの原因による地下水流路の変更によって，地すべり土塊中に異常に多量の地下水が包蔵されるようになったためではないかと思われる。したがって，断層や破砕帯と密接な関連をもつものが多い。

## 5—6 地すべり機構の推定

以上で得られた多くの情報を整理し，組立てると幾つかの地すべりの運動機構が得られる訳である。場合によっては，すべり面の大凡その分布までも得られることがある。此等の情報の中には，勿論誤まった判断を下す元になるものもあり，その取捨選択が必要である。この為に最も良い方法は，踏査の最後にもう一度，地すべり地の対岸で全域を俯観できる位置に立つことである。できれば，立体感を得る為，地すべり地の真正面ではなくてやや斜めの位置が良い。これによって再度，地すべりの地形を観察して，微地形を読み，地すべり運動ブロックの分割や，すべり面の分布，運動方向等を判断して，踏査によって得られた機構と対比し，検討し直すと，更に機構の推定について自信も湧くし，調査計画や対策計画の基本方針を変更したり改良することもできるわけである。

踏査の段階で，特に明瞭にしておきたい項目は，

(1) 地すべりの範囲と運動方向（曲流しているか否かも含めて）

(2) 上部斜面の滑動性の予測

(3) すべり面の位置と形

(4) すべり土塊の質

(5) 地下水分布（豊富か否か）

(6) 滑落の可能性の有無

(7) 頭部の範囲（滑動力の源泉の位置）

であり，もし，縦断の地形測量図でもあれば，これに推定すべり面を記入してみると，調査計画が更に具体的に立てられる。

# §6 基 礎 調 査

概査から精査に移る前段階として，概査で不十分な部分を補ったり，精査の為の基礎となるべき資料を整える為に行うもので，此等の調査は場合によっては省略することもある。

## 6—1 気 象

運動中の地すべりでは，気象条件と運動の関係を求める為に必要に応じて，降水量，積雪量，気温等を調べる為の計測を必要とすることがある。又池沼や河川等の水位を測定することもある。測定方法は一般の場合と特に変らないので詳細は省略する。

## 6—2 地 盤

幅，長さ共に数 100m を超えるような広大な地すべりの場合や，地質構造が複雑だったり，地形が複雑な為，地すべり運動ブロックの分割が困難な場合は広域の地盤概査を行う。

(1) 弾性波物理探査

(適用範囲)

弾性波物理探査は，人工地震波，衝撃波が地層を伝播する速度が，その物質の剛性に関係することから，その速度を測って地層の分布状態を推定する方法で，主として探鉱に用いられていたものを地すべりに適用したものである。

地すべりの調査に用いる場合は，その基盤の分布と地質構造を調べるために用いられる。

特に広大な地すべりで，地すべりの運動ブロック分けが困難な場合には有用である。

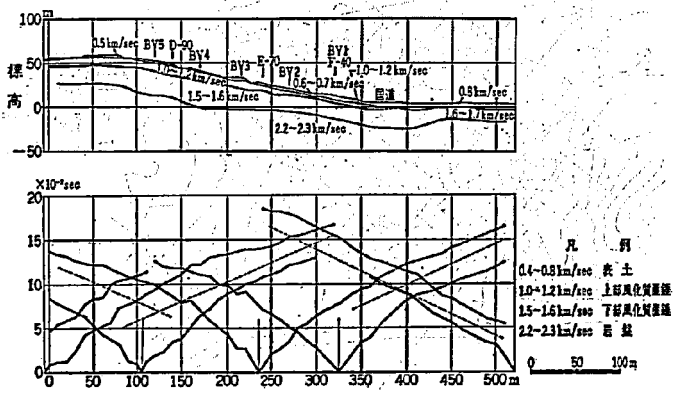



図-28 走時曲線と速度分布図

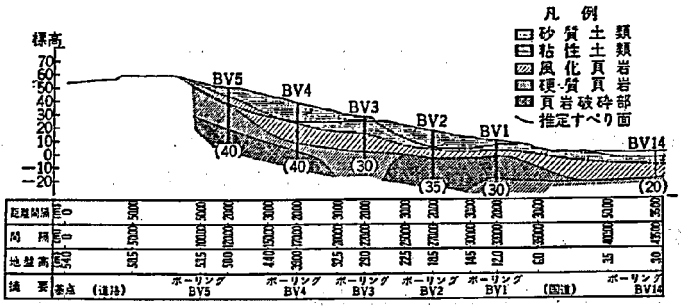



図-29 様似地区地質推定断面図

弾性波には縦波（P波），横波（S波），表面波があるが，最も普通に用いられるものはP波である。一般に用いられる弾性波探査は屈折波法で，震源から出たP波が地層を伝わって観測点に到達する屈折波の速度（伝播速度）を測定して走時曲線をつくり，これを解析することにより，地層の分布を判断する。この解析にははぎ取り法が用いられるが，得られた走時曲線と現地の状況から判断して，はぎ取り作業が行なわれるため，ある程度解析の個人差が生じ，経験によってその解析結果に差が生ずる。したがって，弾性波探査の走時曲線図には，どのようにはぎ取り作業を行なったかを明りょうにすることを希望する。

次に地形の影響がある。元来弾性波探査は各測点間に大きな地形変化のないことを原則としているので，できるだけ地形の細かい凹凸の少ない地域で行なうことが望ましい。

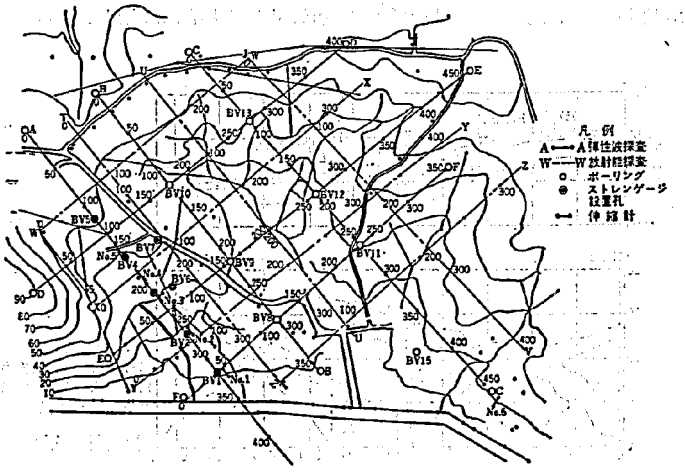
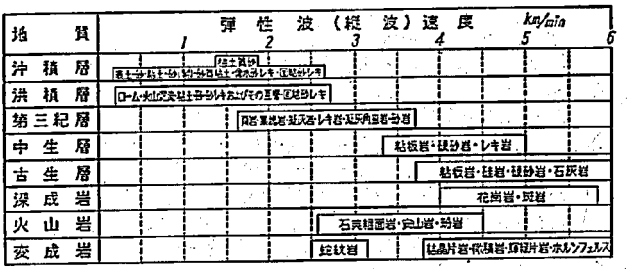



図-30 様似地区地すべり調査位置図（弾性波探査）

## 6 基 礎 調 査

表-2




次に各地層の弾性波速度は，だいたい表2に示すとおりであるが，当然剛性の大きいものほど伝播速度は大きくなる。ところが弾性波の伝播速度の測定間隔は普通はせいぜい10mであるので，時間の測定精度は $1\times10^{-2}$ 秒であるから，だいたい0.5km/sec程度ということになる。また明りょうな速度差もだいたい最大速度の1/2ずつの段階に分類して，やっとその有意性が保てるので，だいたい最高速度5km/sec（花こう岩，結晶片岩，硬砂岩等）では

| | | |
|---|---|---|
| 第1層 | 0.5～0.8km/sec | 表層土 |
| 第2層 | 1.0～1.5km/sec | 強風化帯または崩積土 |
| 第3層 | 2.0～3.0km/sec | 弱風化帯 |
| 第4層 | 5 km/sec | 新鮮な岩盤 |

と4分類されるのに対して，低速の第三紀層では

| | | |
|---|---|---|
| 第1層 | 0.5～0.8km/sec | 表層土 |
| 第2層 | 1.0～1.5km/sec | 風化岩または崩積土 |
| 第3層 | 2～3km/sec | 新鮮な岩盤 |

と3分類となり，軟質な基盤の場合ほど，地層の判別が困難になる。いま図—29を参考にしてみると，第2層（1.1～1.4km/sec）が非常に厚い（地表面下 10～35m）範囲に分布していて，これが風化した基岩であるのか，一度動いた地層であるのか全く判別できない。ところが都合の悪いことに新第3紀層の地すべりの大半は地表面下15～25mにすべり面をもっているので，これによってすべり面の位置を適確に判断することができないことになる。すなわち地すべりにとっての不動基盤の位置を探るには精度が不足していることになる。しかし，図—28に対応する地質断面図図—29をみると，なるほど基盤面の位置については不正確であるが，基盤面の形（凹凸）については比較的よく一致していることがわかる。すなわち基盤の地形をよく表わしているのである。

この点を生かして，地すべり地に図—31のように50～100m間隔の格子網を組んで，各測線沿いに弾性波探査を行なうと，基盤面の地形図（推定岩盤等高線図）が得られる。一般に地すべりは，岩盤が凹形になった部分を中心として発生をするので，これによって地すべりブロックの分割が可能になる。また地下水も基盤地形に従ってその谷部に集まるので，地下水系を推定することができる。

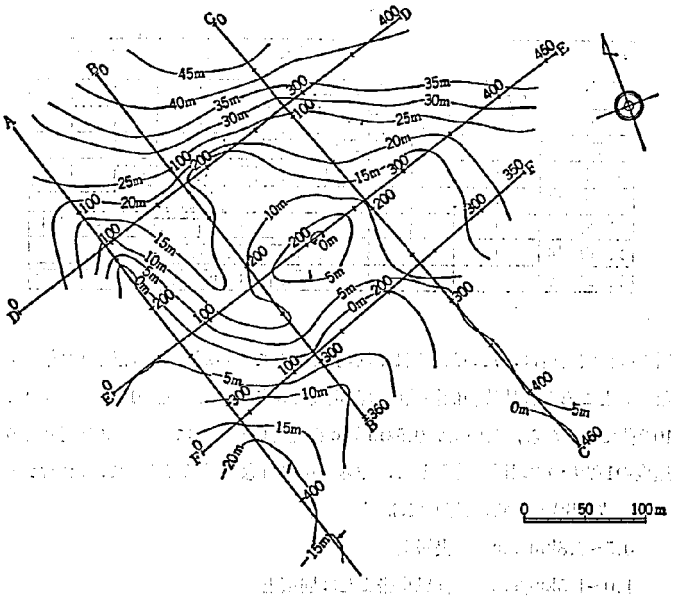



図-31　岩盤（第四速度層）等高線図

次の利点は低速度層である。図—28にみるようにはぎ取り線を入れてみると，これが直線状を呈さずに，ある一部に低速の部分が現われることがある。これも実際上は測定誤差も考えられるので，少なくとも2測点以上で低速度の傾向を示さないと確実とはいえないが，このような低速度帯は，基盤中の軟質なゾーンの存在（断層，破砕帯等）を示唆するものである。

地すべり発生の素因の1つとして，基盤中の破砕帯，断層帯の存在があげられているが，これが地下水の通路となって，ときには被圧地下水となって，地すべり発生の原因となっていることがときどきみられる。このようなゾーンは，垂直ボーリングでは，よほど運がよくなければあたらないので，むしろこのようなゾーンの探査にも，この方法は有用である。

**(2)　電気探査**

電気探査には，自然電位法，強制分極法，比抵抗法等があるが，最も普通に用いられているのは比抵抗法である。比抵抗法には垂直探査法と水平探査法の2種があり，後者は水平方向の地下構造の変化を探るのに対して，前者はその地層の重なり具合を推定する方法である。具体的な手段としては4極法が用いられるが，後者のほうが電極間隔 $a$ を密にする必要がある。

測定して得られた各測点の見かけの比抵抗 $\rho$ と $a$ との関係を $\rho-a$ 曲線図にまとめて解析し，各深度ごとの比抵抗を算定する。

この方法も地形の変化があると，その誤差を消去できない欠点があるし，せいぜい地表面下15m ぐら

いまでの地層しかわからない。

すべり面は粘土層で形成されているから低比抵抗を示すはずであるが，実はこの厚さに問題がある。筆者等の経験からすると，すべり面の厚さは3～30cm程度のものが大部分であり，これを求めるには電極間隔$a$を極度に小さくしなければならないし，そうすると作業も複雑になる。

低比抵抗を示す地層は，普通，粘土質の地層とされ，高比抵抗のものは透水層と考えられているので，むしろ電気探査は地下水帯水層の分布の推定に有用である。

水平探査法は，この点に着目して水平方向の異方性を調べ，高比抵抗帯をもって，地下水脈の通路と考え解析する方法であるが，これもある程度の矛盾を含んでいる。高比抵抗帯とは透水性のよい多孔質の地層には違いないが，そこに地下水が流れるか否かは別問題であって，地下水の流れはむしろ難透水層である抵比抵抗帯の地形に左右されると考えたほうが妥当である。また，この解析にはある程度の経験則を必要とする。

(3) 自然放射能探査

地殻を構成している岩石類にはウランやトリウム系統の放射性元素を含んでいて，これらが崩壊の過程でガス状のラドン，トロン等を放出する。これらもまた放射性で，地下の断層やキレツや破砕帯を通って地上に散逸する。したがって，これらの放出する放射線のうちで$\gamma$線をシンチレーションサーベーメーターによって地表で測定し，その量が多いピークがあればこの地点の地下に断層や破砕帯の分布する可能性が濃いわけである。

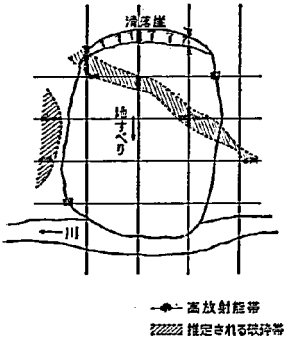



図-32

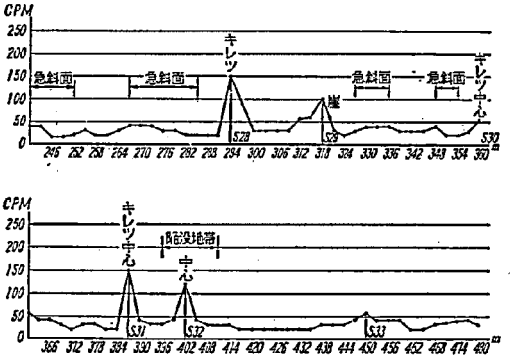



図-33

調査は測線を前述の弾性波地下探査の場合と同様に，格子状に地すべり地をおおうように設け，地表3～5m間隔に測点をおき，地表を5～10mmほどかき起こして，サーベーメーターのプローブを垂直に立て，5～10秒間隔に5～10回メーターを読み取って平均する。このときのカウンターの時定数は3～5秒とする（図—32)。

測定された値はそれぞれ測線の地形断面図上に図—33のようにグラフで表わし，その平均値の1.5～2倍以上の放射能を示すピークを見いだせば，これらのピークのなかの70%以上が現実の断層，破砕帯の位置を示すといわれている。

したがって，これらのピークを平面図上に帯状に連結すれば，断層，破砕帯の分布図が得られる。

この方法も，自然放射能のバックグラウンドの高い火成岩や火山砕屑物の地帯や火山変質作用の著しい地域では精度が非常に低下する。

# §7　調査計画の立て方

「調査をして見ないとわからない」と云う言葉がよく使われる。この言葉を少し厳密に考えてみると，現地の地形や地表等の状況(概査)のみでは，すべり面が岩層中にあるのか崩積土層中にあるのか，ボーリングしたら地下水が出て来るのか，来ないのか判断出来ない等の場合が多い。そこで調査を行なって実際に地すべり斜面の内部の構造を確認し又は推定する根拠を明確にしていくと云うことになる。

一般的にこの様な場合どの様な調査を考えるか，又そのために基本となる考え方をとりまとめて見よう。

## 7—1　概査と調査

斜面に亀裂が発生したり，陥没が生じた場合，あるいは家屋が傾斜した場合，これを地すべり現象と仮定して，すべり面は，地下水分布は，と云った基本的な諸元を調査によって確認して，対策工法決定のための資料を集めるのが一般的な調査の手順である。

こゝで概査の段階で，地すべり現象であると推定したことにもとずいて調査計画では地すべりモデルを明確にするのに適切な項目をとりあげた訳けで，若し極端な場合，同じ現象を導坑の陥没が惹き起した地盤沈下であると推定すれば，調査計画も調査方法も全く異なったものとなるのであろう。

即ち調査は概査によって推定された地すべりモデルの確証のための手段である。したがって概査によって推定された地すべりモデルが単純な場合には調査によって確証する要素も少なく，極端な場合には，調査を行わずして対策工法を決定出来る場合もある。しかし一般的には概査によって推定された地すべりモデルは仮説や定性的な表現が多く，仮説の確認や対策工法を決定するためには定性的定量的な把握を行なうための調査が必要となる。

いづれの場合でも概査と調査は表裏一体をなすもので，調査計画の基本となるのは概査による地すべりモデルの推定であり，推定された地すべりの特徴に応じた調査方法，並びに測定精度が決められるべきである。

近年，地すべりの研究も進み，非常に多くの調査方法や計測器があるが，それぞれの目的にかなった利用がなされるべきで，不必要に高精度の計測や複雑な調査方法を用いるべきではない。

## 7—2　地すべりの規模

調査計画を立てるにあたって，全国の代表的な地すべりタイプとその規模等について，全国地すべりがけ崩れ対策協議会が調査した結果を紹介する。

地すべりの規模

ここでとりあげる規模とは，地すべり防止区域内の1つの地すべり運動ユニットの規模の意味であり，防止区域そのものの規模のことではない。即ち，地すべり防止区域はこれらのユニットが一つない

し多数が一括されて指定されているわけである。

そこで，この規模とは，過去の或る時期に運動を起こした地すべりの規模の事になり，従って，将来にも起こるであろう斜面の勾配や規模等を，推定し得る資料となるわけである。

先ず，平面的にみた幅，長さ，面積等については図—34の通りになる。

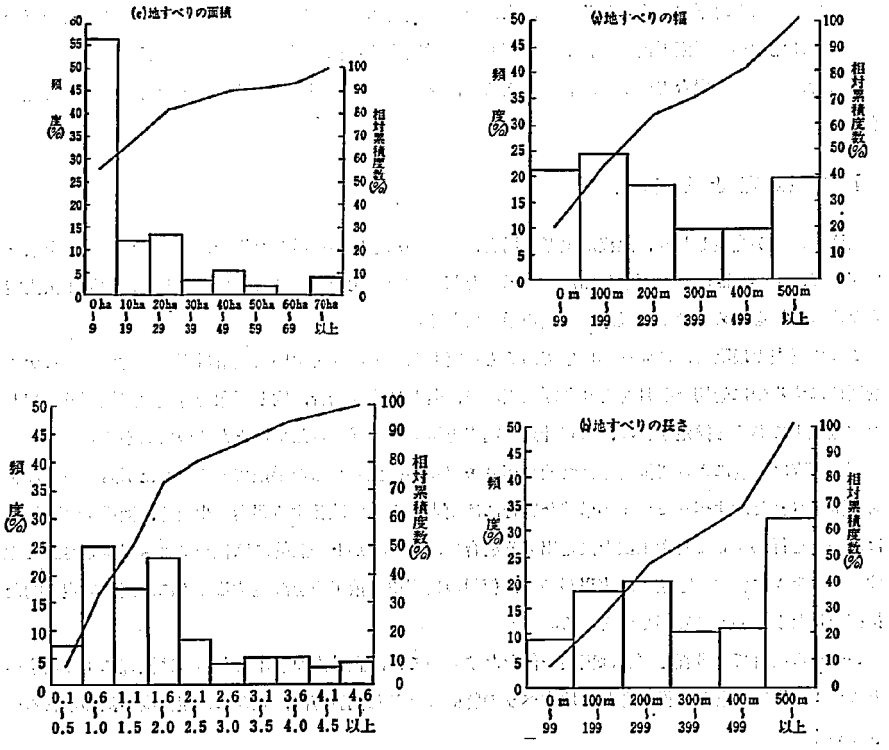



図-34　地すべりの規模

地すべりの平均的な幅は約200mで，特に300m未満が多く，100m～200mに1つのピークがみられる。長さについて，平均約300mで200m～300mのものが多い事がわかる。

面積は10ha未満が半数以上を占め，大きなものは70haを超えるものも10件程度みられるが，平均的には10ha未満と考えてよい。

個々の地すべりの長さと幅の比をみると長さが幅より短いもの（1.0未満）は全数の1/3で，長さが幅より長いものが多く，特に1.0～2.0倍の間に1つのピークがみられ，それより大きいものは全数の30%であった。そして平均的にみると，長さが幅の1.5倍の幾分細長いものになることがわかった。

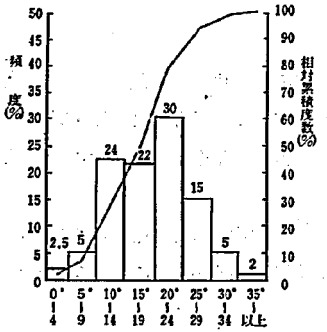



図-35-(1)　地すべり地の地表面平均勾配

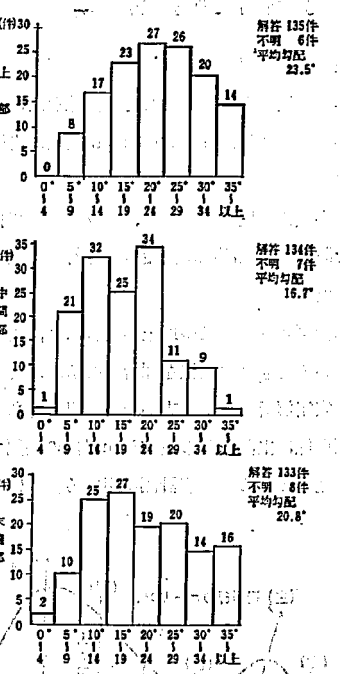



図-35-(2)　地すべり地表面勾配

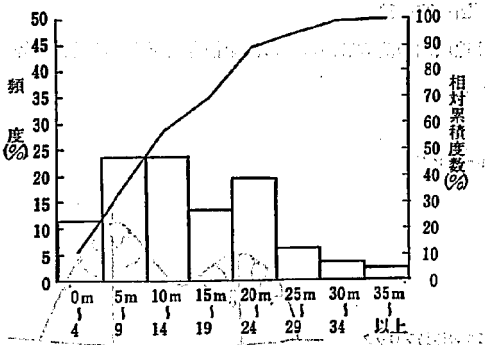



図-36　地すべりの厚さ（すべり面までの深度）

地表面勾配については図—35の通りで正規分布に近い形となり平均値は18.6°であるが良くみると10°～14°と20°～24°にそれぞれピークがあることがわかる。これの地質的な差異によるものと思われ，前者は新第三紀層，後者は中古生層を代表するものであろう。これを地すべり斜面の上部中部下部に分けてみると，上部が最も急勾配で中部が最もゆるい１つの台地形が平均値に表われ，これが地すべり地形の典型ともいえるわけである。

地すべりの厚さについては図—36に示す通り平均約13mであるが５～25m の間に全数の80%が入ることがわかった。

以上の結果を総括すると最も平均的な地すべりとは幅200m長さ300mで地表面平均勾配が10°～25°であり上部の傾斜が急で中央部に台地様の緩斜面を持つ斜面で起こる厚さ５～25mのすべりであることになる。

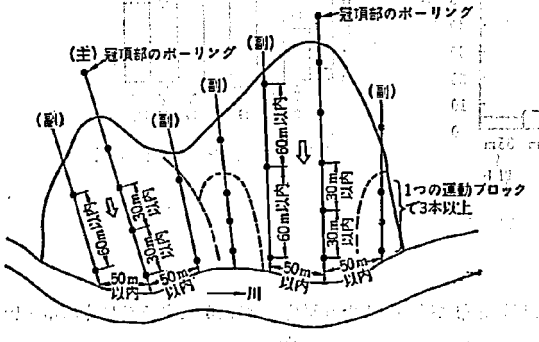
## 7—3 主測線のきめ方

地すべりの規模が広大な場合には概査のみでは運動ブロックの確認が困難な場合もあるので，先ず地すべりの地形等を勘案して概査測線を設け調査の基本計画を立てる。この場合は地形上から推定される運動ブロック毎にほゞ50～100m間隔に格子状に測線を設けて地すべり地全域をカバーする。（図—37—1）

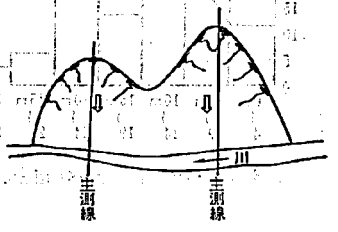
中小規模の地すべりでは，概査によって推定された運動ブロックの中心にその運動方向に平行に主測線を設ける。主測線は安定解析等対策計画の基本となる重要な測線であるから特に慎重に定めなければならない。

運動ブロックが二つ以上の場合には，主測線も二つ以上設定する（図—37—2），また地すべりが曲流しているときは主測線を屈折させるが，その角度が大きいときは，上下別の主測線として，それぞれ分けて安定解析を行なう方が適当な場合もある。（図—37—3）

副測線は主測線から左右50m以内の間隔で設け地域内の基盤表面の地形図を描き地下水の流動径路等を判定するための調査計画に用いる。（図—37—4）




測線沿いのボーリングの配置
図-37-1




2つの運動ブロックの主測線
図-37-2

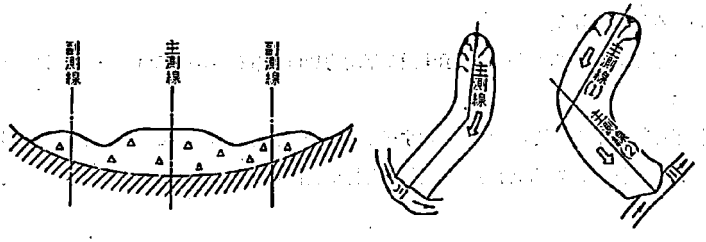



図-37-3

7　調査計画の立て方

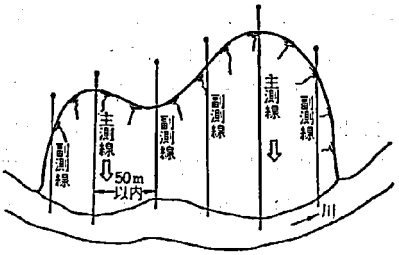



図-37-4

## 7—4　調査ボーリングの配置

調査ボーリングの配置は地すべりのタイプによってそれぞれに適したものとしなければならない。特に地すべり斜面の地質構造を確認するためのボーリング計画を立てる場合には，概査によって推定される地すべりの発展段階に注目しなければならない。

a)　岩盤地すべり～風化岩の地すべり

この段階では，層すべり又はブロックグライドの形態をとり，移動土塊の地質は岩層で，すべり面は直線状又は椅子形の場合が多い。ボーリング調査を計画するときは地質の変化に注目し，岩層中のすべり面を判定しなければならない。このためにはボーリングの深度は一般に深く要求されるが，間隔は崩積土層の地すべりに比較して大きく計画しても支障が少ない。

b)　崩積土の地すべり

この段階では移動土塊は岩塊を含む崩積土が主体をなし，すべり面は下部の不動基盤に強く影響を受けるが，円弧状をなす場合が多い。又このタイプの地すべりは運動ブロックが連続的に又は並列的に組合された場合も少なくないので，ボーリングの位置は十分な概査をもとに決めなければならない。

又このタイプの地すべりのすべり面は崩積土層下にあることが多いので，地層構造のみで判定することは困難な場合が多く，歪計等によるすべり面調査を怠らず併用することが望ましい。

c)　粘質土すべり

この段階ではcreep形態をとり移動土塊は粘性土が主体となり，すべり面は基岩上面となることが多い。すべり厚さは5～10m位で比較的浅いので，ボーリングのかわりにスエーデン式サウンディングによって移動土塊の土質，すべり面の位置を詳細に把握することが出来る。（図—38）

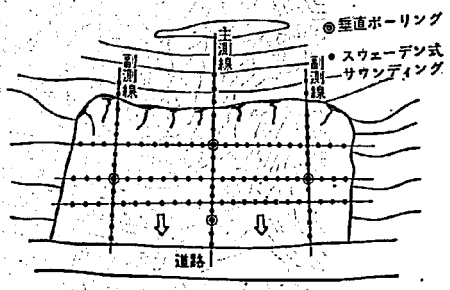



図-38

以上それぞれの地すべりの特徴を生かし，かつ地すべりの規模を勘案してボーリング位置を

決める。又地形変化点や断層，破砕帯，貫入岩等の存在が推定される場合には適宜ボーリングを実施すべきである。標準的なボーリング配置は（図—37—1）に示すごとくであるが，主測線には最低3ケ所以上のボーリングを実施し，すべり面を確認しなければならない。

調査ボーリングの間隔は，崩積土層の場合には原則としてすべり面までの深度の3倍以内とし，基岩内に5m程度まで掘削する。基岩内の掘削を少なくし過ぎると転石等を基岩と誤認する恐れがあるのでこの程度の余掘は必要である。調査ボーリングの孔径は65mm以上としてオールコアリングを行なう。

## 7—5 移動量調査

地すべりの移動量調査の目的は，すべり活動の有無の判定，範囲の確認，地すべりの運動ブロックの

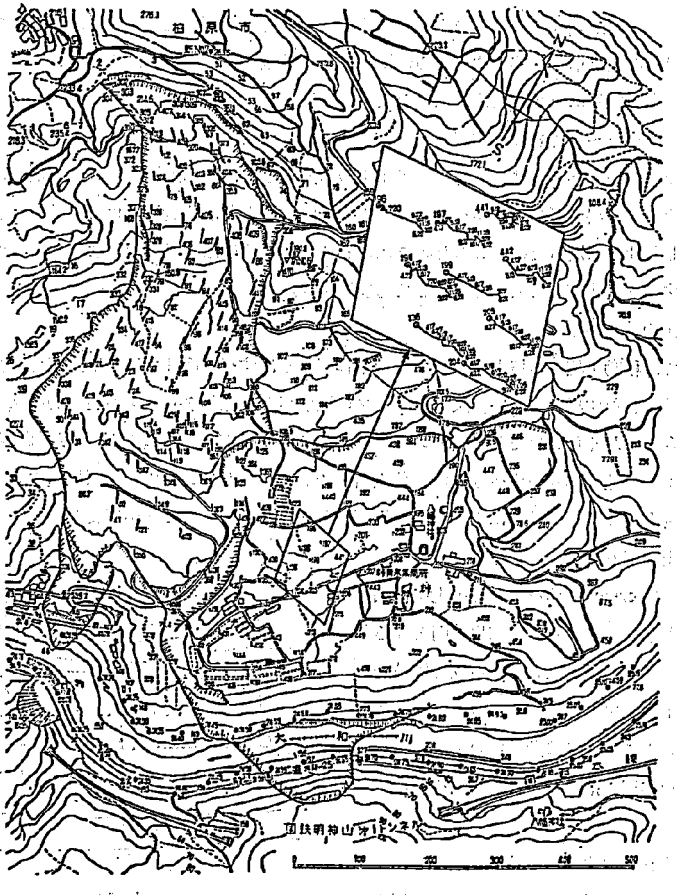


図-39　移動状況図

判別，運動形態，発生機構の解明，危険度の判定等多岐にわたっており，それぞれの目的に適した方法や精度が用いられなければならない。

全国の代表的な地すべり141ケ所の平均的な規模は前に示すごとくで，巾約200m，長さ100～200m，面積10ha未満とされている。

したがって一般には概査によって地すべりの範囲等は確認されるのが通常であるが，地すべり規模が広大な場合には調査が必要となる場合がある。さらに地すべりの活動性の判定には精度の高い傾斜計や伸縮計等の計測器を用いるのが一般である。

a)　地すべりの範囲，ブロック判定，運動の主方向の判定。

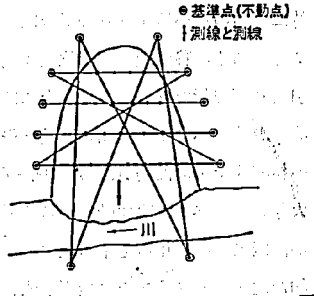
規模の大きい地すべりについては空中写真測量が上記の目的に適した方法と云える。

標定基準点は地すべり地域外の不動点に設け，移動地域内には必要に応じて標点を設けることが望ましいが，建物の軒先き，水路の角，石垣の角，樹木の根元等の固定物を標点に利用することが出来る。測定精度は高度1500mで，撮影縮尺1/10,000程度となり，誤差は0.3m程度である。

図—39は亀ノ瀬地すべりによる実測例であるが，最盛期には日移動量が20～25cm/日であったので，比較的良く地すべりの実態を表わすことができた。

大規模な地すべりの場合には，毎年1回又は隔年ぐらいに撮影して，移動量の把握等に利用すれば，極めて有効な方法となりうる。

比較的小規模な地すべりの場合には，地すべり斜面に移動杭を設置し，地すべり地外の不動点からの見通し測量が多く用いられる。（図—40）



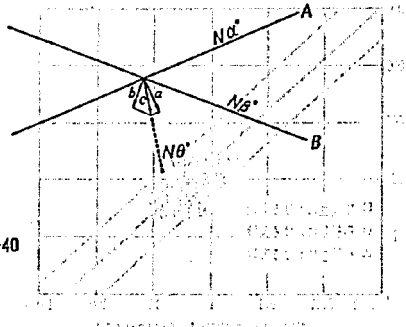
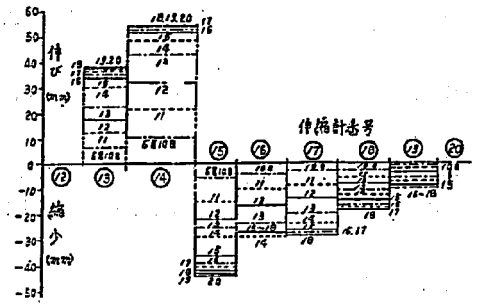




図-40

b)　地すべり活動の有無

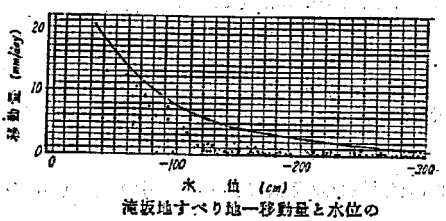
対象となる斜面が地すべりか否かを判定するためには傾斜計により地盤の微少変動を測定する方法が一般的に用いられる。斜面の任意の点に設置して，各点の移動特性を個別に判定する。この場合，確実な基岩の露頭を不動点として，不動点での地盤変動を基準に各点の変動値とその特性を比較する方法もあるが，一般には累積傾向や変動の大きさによって，地すべりの有無を判定する。

c)　地すべりの引張り部と圧縮部の判定




伸縮計測定結果

図-41




滝坂地すべり地—移動量と水位の関係(福島県滝坂)

図-42

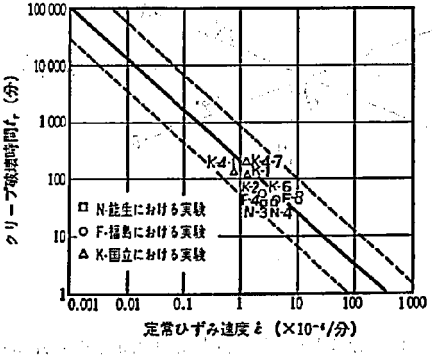



図-43 斜面崩壊実験結果の判定図(斎藤)

一連の斜面で，地すべりブロックが連続しているような場合には，伸縮計を斜面の上端から下端まで連続的に設置することにより，地すべりをブロックに明確に区分することが出来る。

斜面の安定解析や対策計画には極めて有効な資料となる場合がある。郷津トンネルの拡巾工事を実施したとき，地すべり斜面に予かじめ約10m間隔で伸縮計を連続して設置したところ，拡巾工事によって発生した地すべりの引張部並びに圧縮部を明瞭にとらえることが出来た(図—41)。この結果，圧縮部に押え盛土を行なうことにより，地すべりの拡大を適切に防止することが出来た。

d) 発生機構の解明

地下水位又は降雨量と移動量の相関性を解析し，地すべりの発生機構を確認することは地すべり調査の基本である。この場合の移動量の測定は亀裂のある地すべりでは伸縮計が便利であるが，特に亀裂のない地すべりの場合は傾斜計を用いることもある。移動量の測定位置は変化量の大きい引張り部で行なう方がこの場合には得策である。滝の坂地すべりでは期間移動量と平均地下水位との相関性を求めた例がある。(図—42) 移動量の大きい地すべりでは比較的この関係は明瞭となるが，四国の結晶片岩地帯の地すべりでの様に突発的な地すべりタイプでは地下水位—移動量の相関性を求めることは極めて困難と言えよう。

e) 崩壊の予測

斜面の引張り亀裂に伸縮計を設定し，歪速度により崩壊時刻の予測を行なうことが出来る。

この結果は避難勧告，解除，応急対策工事の安全管理，斜面の危険度判定等に有効であり，積極的に利用すべきである。(図—43)

## 7—6　地下水調査

ほとんどの場合，地すべりの発生や活動には地下水が何んらかのかたちで関係していることは認められているが，実際には雨が降ると地すべりの移動速度が活発化するのに地下水位変化が明確でないとか，排水ボーリングを施工したが，期待したほど地下水が出なかったなどの現実をしばしば見聞きすることは少くない。このことは地すべり斜面内部の地下水分布が極めて複雑な形態をしていることに起因するものである。

そこで，対象地域内の地形・地質構造と地下水の基本要素である水位変化，水質，流動層等から地下水モデルを想定し，地下水追跡試験等によって試行錯誤的に地下水のタイプ並びにその分布を確認していくことが地下水調査の目的である。(図—44)

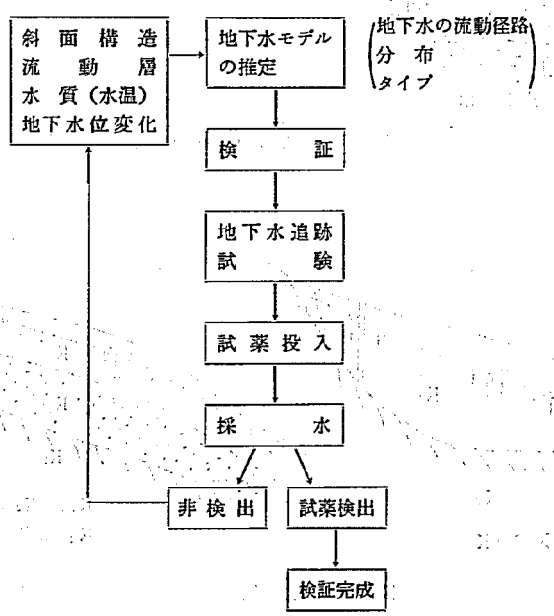



図-44　地下水調査の基本概念

a)　代表的な地下水モデル

地すべり地域の地下水の代表的なタイプとしては被圧地下水型と自由面地下水型とに大別される。(図—45)

被圧地下水型

(i)　断層・破砕帯に沿った地下水

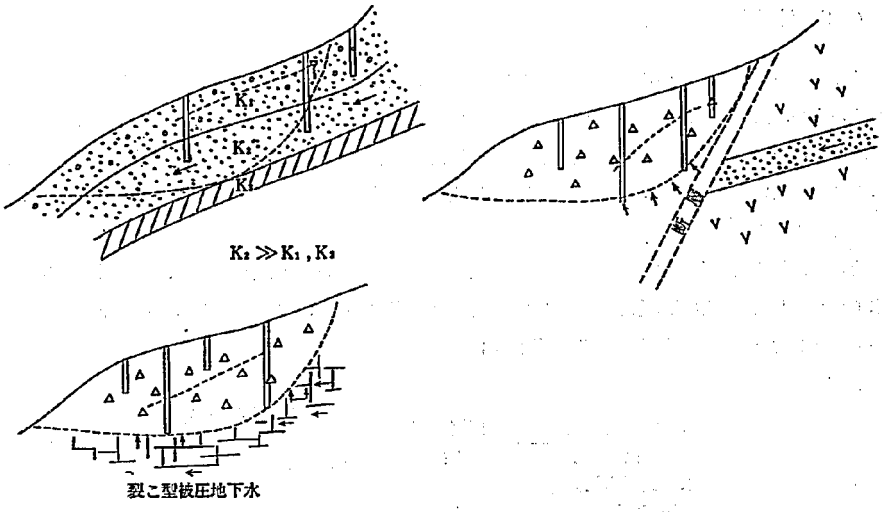



図-45 (a) 被圧地下水モデル

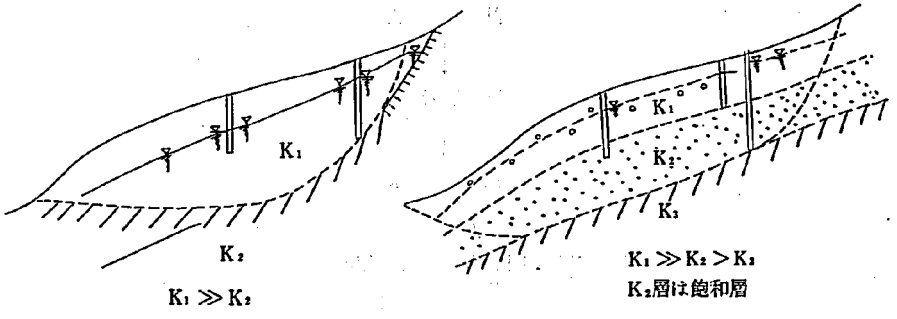



図-45 (b) 自由面地下水モデル

(ii) 岩の亀裂・節理に沿った裂こ型被圧地下水

(iii) 層間被圧地下水

自由面地下水型

風化岩の上部に堆積する透水性の高い崩積土層の中の地下水

又この他，排水性の良し悪しを考慮して，次の様に分類することもある。

(a) 岩層中

(b) 崩積土層中 ┌巨礫混り層
　　　　　　 ├礫混り層
　　　　　　 └粘土層

大規模な地すべりで，岩盤型，風化岩型地すべりでは，断層，破砕帯に沿った被圧地下水型が原因となっていることが多く，富山県の胡桃地すべりはその代表的な例と云えよう。

小規模な崩積土層のすべりでは，基岩を不透水層として崩積土層中を流れる自由面地下水が主因となることが多い。

しかし崩積土型から粘質土型にかゝる地すべりでは一般に地下水は部分的に諸々の形態を呈しており，多様な地下水モデルの組合せからなっているものと想定しなければならない。

そこで，地すべり地域の地下水を調査によって確認することが必要となる。

b） 地下水調査の基本要素

大規模な地すべりでは，先にも述べたように断層，破砕帯にともなう被圧地下水が大きな影響力をもつため，地すべり地内及びその周辺の地質構造線（断層，破砕帯）の分布を確認し，その線上での地下水分布特性を確認しなければならない。この他，中小規模の地すべりであれば地すべり地内の岩盤等高線図を作り，地下水の流動径路の推定を行ない，推定された径路での地下水流を確認するために地下水検層や薬品による追跡試験を行う。

さらに地下水位観測，透水試験を行ない被圧又は自由面地下水かを判別する他，水質調査によって深層又は浅層地下水かに区分する。

岩盤等高線図作製のためのボーリング調査又は弾性波探査，地すべり地内又は周辺部を格子状に区分して，主要点にはボーリングを行ない，補足的に弾法波探査結果で結ぶ方法が一般に用いられる。又ボーリングを行なう主要点は主測線のボーリングが併用される場合が多い。

地下水追跡試験　岩盤等高線図，地形・地質等から推定された地下水の径路を確認するための試験であるから，薬品投入地点又は採水地点は慎重に選択し，必要な場合にはそのためのボーリング孔を設けなければならない。何んの仮説もなしに既設のボーリング孔に薬品を投入して，下部の既設のボーリング孔等から採水して，トレーサーが検出されたから水径がある，検出されないから水径がないと云った判定方法は極めて効率が悪く，良い結果を得ることは少ない。

又採水深度，時間（頻度）も推定される流動速度を安全側を見て決めなければならない。

地下水位変化　地下水位を測定するために設置したボーリング孔の位置は，予かじめ推定により地下水モデルが把握されているのが原則であるのに，実際にはボーリング孔に水位計を設定したが，変化があるないと云って一喜一憂している場合が少なくない。

これも基本的に考え方が誤っているのであって，予かじめ地下水モデルが推定されているのであるから，即ち透水性の高い土層か，低い土層かと云った基本的なことが計られていれば，当然地下水位変化が鋭敏か遅鈍かは事前に想定されなければならないし，それに適した計測方法を考えなければならない。即ち透水係数が小さい土層で地下水位変化を測定する場合には，現在一般に用いられている口径66

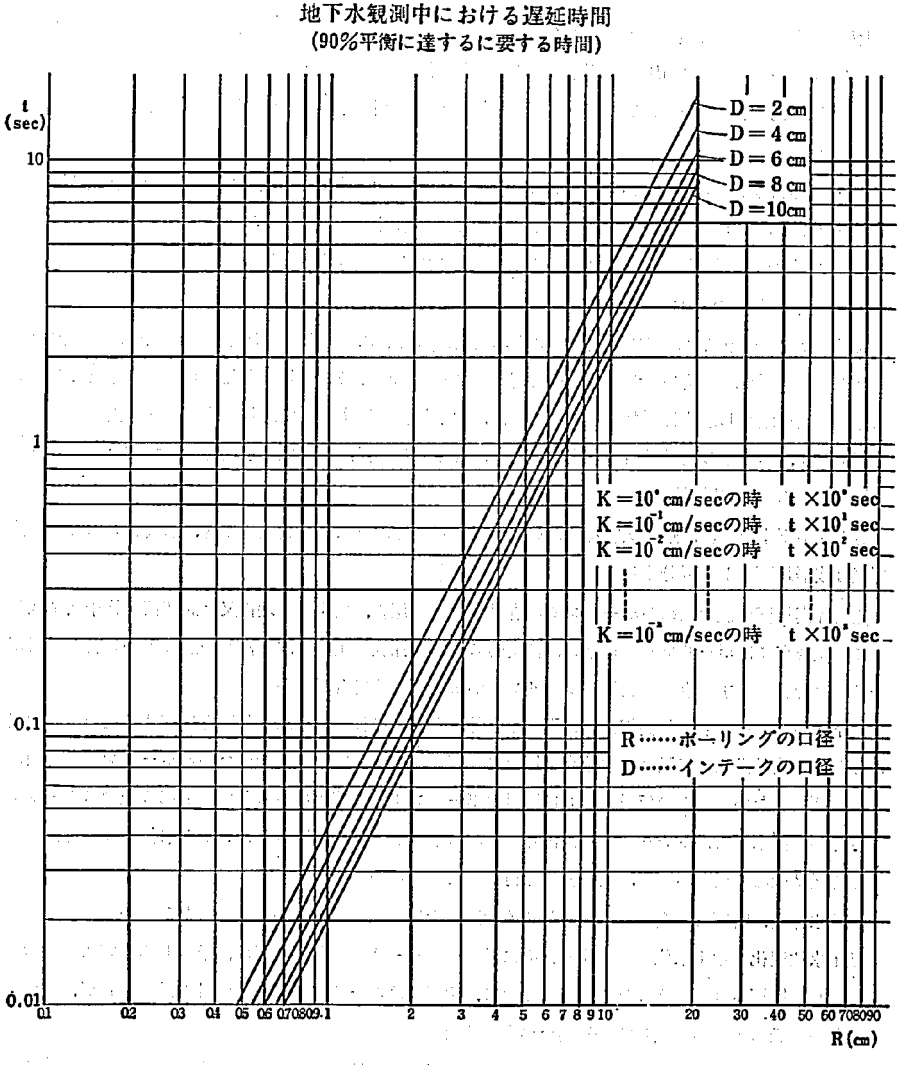



図-46　ボーリング口径による水位変化の遅れ

mmのボーリング孔では時間的遅れが大き過ぎるので不適である。

土層の透水係数と間詰をした保孔管の径による水位変化の遅れはボスレブによれば（図—46）のとうりであり，透水係数が$10^{-4}$cm/sec程度の土層に66mの口径のボーリング孔を用いて地下水位変化を測定するとその遅れは約3時間となる。

## 7—7　地下水調査計画の実例（秋田県五反沢の地すべり）

### a　地すべり地の概要

この地すべり地は秋田県北秋田郡上小阿仁村五反沢にあり（図—47）北流する小阿仁川とその右支五反沢川に面し，この両川の右岸に向ってすべりつつある約1km²の地すべりである。

この地区では河の東方約600mの距離に標高165m，河床との高低差約110～120mの山稜がほぼ南北に走り，この山稜より，西に向って，標高80～90m付近（地すべり地の中央）までの間は約12°の傾斜，また，それより河の付近までは10°の傾斜をなし河岸付近ではほぼ20～30°の傾斜で落差5～10mの急崖を形成している。

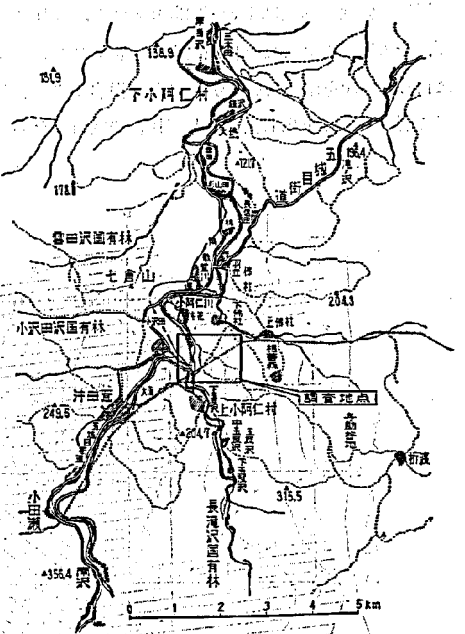


図-47　五反沢地区地形図

緩傾斜地には多数の沼や湿地が並び一部の杉林を除いてはすべて草地である。山稜部付近および地すべり地側面には旧滑落崖と思われる急崖が見られる。

小阿仁川に面した約100mの区間では奥行約150～200mにわたって，最も活発に川に向って活動し地盤はその活動にともなって軟弱化し，その周囲にはクラックが見られる。

この地域の基盤は第三紀中新世の船川層と称する灰色泥岩類で構成され，成層面に乏しく，ときには凝灰岩の薄層を挟んでいる。

基岩の一般的な走向，傾斜はN10°E，12°Wで，その傾斜方向はほぼ地すべり地の地表の傾斜方向と一致しているので層すべりの可能性も考慮され得る。

本層を構成する泥岩および砂質泥岩は全般的に亀裂が発達し，かつ著しく風化され，粘土を生じている。新鮮な部分は灰色または暗灰色を呈するが表面付近の風化部は黄褐色を呈し軟弱である。

当地域の層序は下位から灰色ないし暗灰色泥岩あるいは砂質泥岩，その上位に泥岩起源の灰色粘土および硬質灰色粘土，それを被って黄褐色の表層土である。

一般に山頂部から河岸に向って粘土層の層厚は大きくなり，河岸付近の活動中の地すべり地帯では層厚15m程度にも達している。また，泥岩中にも層厚 20mにも及ぶ粘土層を挟むことがあり，これは基盤の破砕によって生じたものであろうと推定される。地すべり地は全般的に多湿で，特に河岸に近づくに従って地下水は豊富である。

b　地質構造調査

弾性波物理探査

岩盤の弾性波速度は 1.8～2.2km/sec で，これは泥岩としてほぼ標準値であり，試錐結果と照合すれば，その速度によって風化泥岩ないし泥岩に分かれ得るものである。河岸近くのE，F，G測線の岩盤は1.8km/secを示しているが，これは泥岩中の砂質部と泥質部が硬軟互層をなし泥質部の風化が他に較べて著しくて粘土化し全体として比較的軟質なためと推定される。

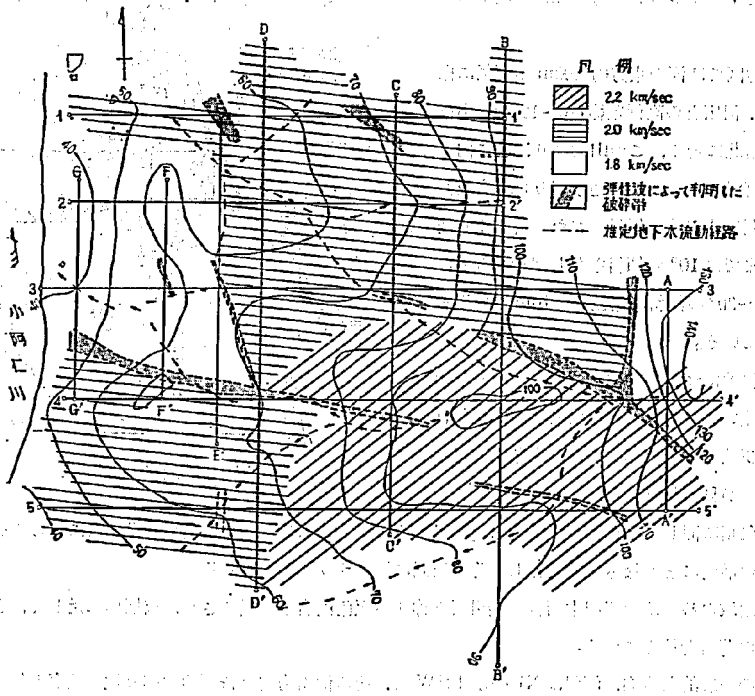



図-48　速度分布図および岩盤等高線図

## 7　調査計画の立て方

岩盤の上には1.5～1.6km/sec層と0.7km/sec層があり亀裂に富んだ風化帯と考えられる。0.7km/sec層はさらに風化が進んだもので，これは粘土層を含み一部は現在運動中の土塊の中に含まれているものと考えられる。ボーリング結果から見れば前者は硬質粘土，風化泥岩であり，後者は軟弱粘土層である。

各測線中には破砕部分が多く含まれており，特に地すべり地を東西に走るものと南北に走るものが顕著である。また，この地域の岩盤走時における特徴の一つは測線交点における深度走時が一致しないことで，これは岩盤が二重構造になっていることを示す。すなわち深度走時の小さい方と大きい方によってそれぞれきまる岩盤面の間に速度の小さい挟み層（軟弱挟み層）の存在が推定される。この層は泥岩の軟質化した部分で速度は1.0～1.5km/secで，岩盤内に，相当広範囲にわたって存在するものと推定され，さらにこれは実際ボーリングによって確認された。

次に，これらの測定を総括して，岩盤の等高線図と破砕部分の位置を画くと図—48のようになり，これによって，もし岩盤表面を地下水が流れるとすれば図中に示したような流路が推定される。

**自然放射能探査**

測定は日本無線シンチレーションサーベーメーターを用い，測線沿いに3～5m間隔で測点を設けて5秒おきに5回読みとり平均値をとった。

Back-Ground（上小阿仁村役場付近の計測値）の1.7～2倍に当る0.015mr/hを基準としてそれ以上を高放射能帯としてプロットする。これら高放射能帯の部分は岩盤が破砕を受けているか，あるいは地表面近くに地すべり運動による亀裂が存在している所である。

**調査ボーリング**

調査ボーリングの結果によって地すべり地の中央断面（物探3～3′測線）の断面図を作ると(図—49)のとおりになる。すなわち基岩は山稜部では地表面近くにあり，その下方BV.8地点までは地表面下6～8m，BV.8とBV.2の間には段落ちがあり，深い所では16mにも達している。

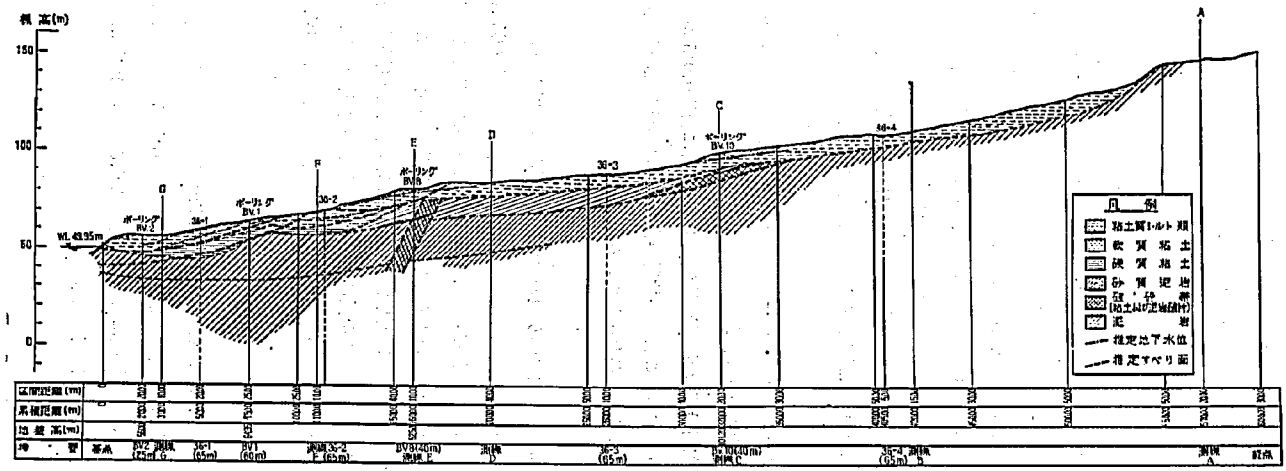
BV.8より山側では基盤上の土塊はほとんど基盤である泥岩の風化破砕によってできたものであり，BV.8より川側は山側のそれより著しく攪乱され，明らかに活動土塊と見なし得る。また，BV.8，BV.10付近の岩盤の表面近くは明らかに破砕を受けた泥岩質角礫混り粘土であり，物理探査における破砕部分および軟質挟み層の存在を裏付けている。全般に地下水位は高く，特にBV.1では硬質粘土層の表面に被圧水が湧出している。

**c　地下水追跡**

地質調査の結果にもとづいて，BV. 11に$MnSO_4$15kgを投入してその追跡を行なった。

トレーサーは，投入4時間後投入点より300m河岸寄りのBV. 5に検出された。流速は2cm/secであった。またBV. 4,6,7,8にも3日後に検出され速度は0.8～1.4×$10^{-1}$cm/secであった。(図—50)は，投入3日後の薬剤の分散範囲を推定したものである。

なお，この調査で特記すべきことは薬剤はすべて，ボーリング孔のみで検出され，湧水，池沼からは全く検出されていないことである。




図—49 五友沢地区中央断面，地質

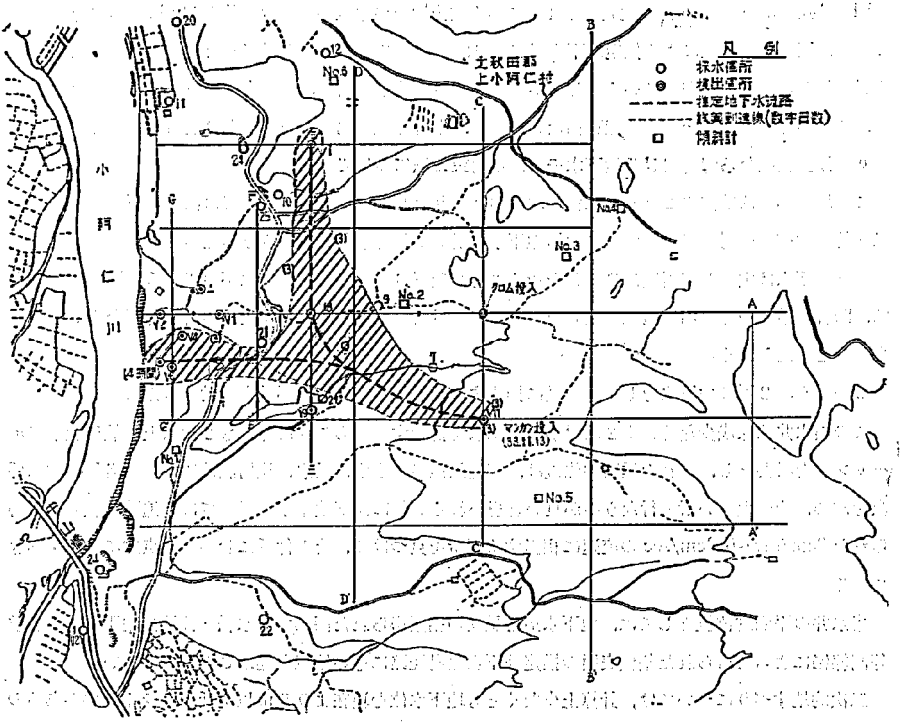



図-50　五反沢地区地下水調査図

したがって，この地下水は岩盤の中の破砕部分を通って，高速で流下したものと考えられ，また，そういう破砕部分の地下水と，浅層地下水とは全く別の経路を持っていることを証明している。

d　地下水調査結果

以上の地下水調査結果をとりまとめると次のごとくとなる。

岩すべりの原因は基盤内の破砕部分を通る地下水の影響である。

地すべり地内の基盤破砕部分の分布はほぼ地すべり方向に平行および直角N—SおよびE—Wに帯状に分布していることは弾性波物理探査および自然放射能探査，調査ボーリングによって確認されており，しかも地下水調査の結果，基盤内の地下水はこの破砕部分に沿って 2cm/sec～$0.8\times10^{-1}$cm/sec の高速で流下していることが明らかとなった。この程度の透水係数を持つ所は岩盤内の割れ目かあるいは破砕部分しか考えられない。したがって，このような破砕部分を通る水は，ボーリング孔の地下水位から見て判るごとく，ほとんど地表近くに達するほどの水圧を有し，これが，浮力あるいは間隙水圧として，上部の土塊を不安定に導いているものと考察される。

2次あるいは3次すべりの促進の原因の一つとして風化帯の中の地下水の影響が考えられる。

VB. 1孔のボーリング中，地表面下4mにある粘土層をつき抜いたとき，約60l/minの湧水を見た。この点は図—48の物探による推定地下水経路とほぼ一致しており，この経路をたどると多くの湧水，池沼がこれらの線上に分布している。したがってこれらの地下水面はほぼ地表と同位またはそれ以上であり，これがその上部の土塊の安定を損ない，かつ，土塊を軟弱化していることは明らかである。

e　調査結果から導き出せる地下水モデルと対策工法について

この地すべりは前述のごとく，二種の地すべりより成り，層すべりに対しては深部地下水の，また，二次的地すべりに対しては基盤上の浅層地下水の排除が最も有効であろうと考えられる。

深部地下水は主として岩盤破砕部分を通ることが確認されているが，量は不明である。浅層地下水は，踏査の結果多くの沼や湿地を生じている点より見て豊富であり，相当大量の排水を行なうことが望ましいと考えられる。

このように2層の地下水をしかも多量に排水するためには集水井工が最も有効と考えられる。

この集水井は深浅少なくとも2層以上の地下水を排除するために少なくとも2段以上の放射状水平ボーリングを必要とし，これの垂直的位置は，調査試錐時の注水，汲水，検層試験によって各層の透水係数を求め，その大きい所で行なうのが良いと思われる。特に深部地下水に対しては，追跡試験の結果得られた2cm/sec～0.8cm/secの流速に相当する個所を見つけて，その付近において重点的に集水すべきである。

集水井の平面的位置としては，地下水追跡試験の結果得られた深部地下水脈と弾性波地下探査の岩盤等高線図によって得られた基盤表面の推定地下水流動経路に近い地点を選ぶことが望ましい。

二次的地すべりについては，計算上少なくとも地下水位を現在より5m以上低下させる必要があるので，小規模な深さ5m～10mの集水井を用いることも考えられ得る。

なお，地表面よりの地表水，降水等の滲透を防止するための明渠工や，暗渠工，小阿仁川への急速な崩落を防止するための杭打工も必要となろう。

f　対策工の効果

以上の結果にもとづいて，集水井工を中心とした防止工が実施された結果，多量の排水を得，この地域の地下水位が低下し，その後，地すべり活動は全く見られなくなった。

# §8 応 急 調 査

斜面に亀裂が発生したばかりの極めて初期の段階の地すべりが今後本格的な地すべりに移行する危険があるかどうか，あるいは大地すべりが起った後に，さらに二次，三次の崩壊発生の危険があるかどうかを即座に判定し適切な応急対策をたてることを要求されることが少なくない。この場合には現状の危険度を把握して調査計画をたてなければならない。

## 8—1 危険度の判定

崩壊面であれば亀裂又は引張部に，地すべり発生後であれば滑落崖上部に伸縮計を設置し，変位量から崩壊発生の時期を判定する方法は非常に精度が高く有効な手段である。又湧水量の変化や濁り等も崩壊発生の予測に有効な目安となる。

いずれにしても大崩壊を起す危険のある場合には，崩壊による災害危険地域から速やかに住民を避難させる等の警戒体制の検討を第1としなければならない。

## 8—2 応 急 対 策

地すべり運動が発生すると，斜面には多くの変状が生じて，キレツが次第に開き，家屋や交通々信機関等が刻々に変状してくる。この様な場合の現地踏査は，前述したように，その原因，機構を明らかにすると共に，地すべり運動による被害を最小限度に止める為の対策をもその場で考える必要がある。この場合には前述の様にその機構を推定した上で，これに基づいて，その場で応急的に行なえる対策を考えるわけであるが，少くとも，逆に地すべりの運動を促進したり，滑落時期を早めるような対策は絶対に避けるべきである。

i) 応急調査

地すべり土塊の今後の進行をうらなうには，どうしても現在の運動の状況から判断する必要がある。その為には，キレツの開き方等を計測する以外に方法がない。

運動を測る方法として最も簡易で且正確なのは伸縮計である。此を頭部の頂天の主キレツを跨いで，ほぼ主キレツの方向に対して直角に設置したり，側面部のキレツを跨いでキレツ方向に設置してその動きを測定する。この計器の精度は 0.2mm 程度であるから，かなり良くその速度の変化を捕えることができる。中には警報接点のついたものもあり，1時間毎の運動速度が 1mm～6mm を越えた場合に警報ベルが鳴る様になっているものもある。この場合は，予め，警報を発するべき地すべり運動速度（移動量/時）をセットしておく必要がある。普通は2mm/hr 乃至 4mm/hr であり，その後の地すべり運動の速度変化と機構により適宜変えてゆく。運動速度 2mm/hr の場合でも，滑落までに猶数時間の余裕があるので，この警報がでた場合は，現地に行って計測器のデーターを良く見た上で，避難等の措置をとっても良い。この様な計器は，少くとも地すべり防止区域を管理したり，地すべり地帯等に公共構造物

を持つ機関では，少くとも数台を常備して置いた方が良い。

伸縮計がない場合や，地すべりが広大で台数が不足する場合やキレツの規模が大きい陥没の場合は即席にキレツの両側に杭を打って，この間に中央部を切断したヌキ板を渡して，この切断部の開きを測定したり，構造物の場合は2点間に釘等を打ち込み，その間隔の変化を測る方法もある。又，冠頂部にキレツ等が見られたり，冠頂部が不安定な場合には地盤傾斜計や伸縮計を設置してその安定度を測ることもある。

又道路，電柱等の線状構造物が変状している場合は測量によってその移動速度を測ることもある。

また，すべり面がよくわからない時には，応急的に垂直ボーリングを行う事もある。位置は頭部と末端部でそれぞれ1本宛，地中歪計を埋設することもあるが，運動速度の大きい時は，孔曲りを生ずるので，慎重に掘進すれば，ロッドの出入時に当ったり，半月形のコアーが採取されるのでよくわかる。この調査は特に末端部でのすべり面形を推定する場合によく用いられる。

ii) 滑落土の除去

地すべり土塊の1部又は全部が滑落した場合には，その除去が，後方の斜面の運動を促進したり，崩壊を拡大するか否かを十分調査した上で行う必要がある。

一般に地すべり土塊の末端部に崩壊が起こった場合，この崩落土砂の一部が，地すべり土塊の運動を抑えていたり，崩壊の拡大を抑えている場合があるので，この様な時には十分注意する必要がある。崩壊の拡大は，地すべり土塊の運動の促進を齎らすことが多い。従って除去量は最小限度にする方が良い。

地すべり土塊のほとんど全部が滑落した場合も同様で，滑落土は一般に安定するまでにかなりの時間を要するから，除去の場合，末端部のみではなく，崩土の頭部に重点を置いた除去が望ましい。又後背部の斜面からの崩落に十分気をつけて，伸縮計等を背部斜面上に設置して作業の安全性をはかった方が良い。

地すべりが発生して，その土塊が運動している場合でしかも，その滑落が，最早これ以上大きな災害を与えることが少い場合は，むしろ早く滑落してくれた方が，後の対策が容易な場合も良く見かける。滑落してしまえば最早地すべりが存在しなくなるわけで，調査の必要性もなくなるし，対策も単なる土工のみを中心とする工法で早期にしかも容易に済むからである。従って何等かの方法で逆に運動を促進したいと思う事もあるが，実は此はなるべくしない方が良い。地すべり土塊が滑落せずに緩やかに運動している場合の斜面の安定度はかなり高いものであって，例えばキレツに水を注入するような方法をとっても，その斜面の安全率はせいぜい2～3％下るに過ぎない。滑落を起こすにはその時の地盤状況，斜面形，気象条件にもよるが，大体5～10％位，安全率を低下させないと発生しない。この程度の安全率の低下をはかる工法としては，水の注入のみでは不足であって，末端部の土塊を除去する以外に方法がないのであるが，運動中の斜面の下で土工を行う事は丁度猫の頸に鈴をつけにゆく様なもので危険で施工不可能である。しかも，例えば爆破等によってこれを行ったとしても，すべり面は非常に粘性が大きいのでもし滑落させる事に失敗した場合，斜面の安定を害し，運動速度を促進したのみに留まるの

で，後の対策が全く困難になり，かえってこの為に経済的損失や社会的不安を増加するので，この様な方法は避けた方が良い。

ii) 避 難

踏査或いは計測の結果，次の様な状況がみられたら，附近の住民の避難や交通止め等の措置を直ちにとるべきである。

(a) 地すべり末端部や側面部の斜面に崖くづれや落石が連続的に発生したり，斜面や崖面から，岩片や砂がサラサラと落下して来ている場合，これは運動速度が相当大きくなっている証拠である。

(b) 湧水が急に止まったり，濁ったり，沢水が止ったり，濁り或いは沢沿いに泥土が押し出して来たとき，又場合によっては湧水が急に増量することもある。これ等は運動が激しくなった為，地盤内にキレツが多数できて地下水や地表水の流路に変更があったり，側面部や小沢上流部等で崖くづれが発生した証拠である。

(c) 運動速度が伸縮計の計測で2mm/hrを越えたり，1日当りの移動量が1～2cmを越えたとき。これは斜面の安定度によって，滑落前の運動状態には差異があり，末端部にかなりの隆起部のあるときは，速度が大きくても滑落し難いが，末端部が斜面中途にある場合，（すべり面が斜面中途に顔を出している場合）には案外早く滑落するし，その部位での崩壊（崖くづれ）が，全土塊の滑落を促すので，避難警報の時の速度を小さく見積り，早期に避難させるべきである。

(d) 地盤に振動が発生したり，風もないのに樹木の枝や葉がすれ合ってガサガサと音をたてるときは，すでに滑落直前である。又建物等のキシミが連続的になったときも同様である。

(e) 気象条件が急変した場合

例えば降水量が20mm/hr或いは50mm/日を越えたり，特に多くの降雪があったり，積雪時で特に気温の上昇の著しい時は地すべり運動が活発化する可能性が大きいので避難した方が良い。又震度4以上の地震のあったときも運動状況の変化をみて，避難措置を考える。

iii) 応急工事

応急工事は，その工事によって運動速度を緩和して，斜面の安定度を高め，被害を最小限度に保つと共に，早期に避難や交通止めを解除して社会不安を解消することを目的としたり，運動の大きな場合にはこれを緩和することによって，調査や恒久対策工を可能ならしめるもので，よって，施工性の容易なものである必要があり，しかも少くとも地すべり運動を促進するものであってはならない。

(a) 末端の押え盛土工

地すべり末端に著しい隆起部があったり，斜面下部に盛土のできる余地のある場合には非常に有効な工法であり，地すべり土塊の全量の数%の押え盛土でも，効果は非常に大きい，押え盛土はワク擁壁，フトン籠擁壁や法面蛇籠等で押えて，盛土の流亡を防いだり，レキ，玉石等を材料として用いる方が良い。斜面中途で此を行う場合は下方斜面の安定について十分考慮する必要があり，計画されないことが多い。

(b) 頭部の土塊の一部除去

地すべり土塊の頭部の土塊を平均深3～5m程度，ほとんど水平に切りとる工法は，非常に有効であるがこの場合次の点に特に留意すること。

① 頭部の切土が冠頂部の安定を損うことのない様，注意すること。特に冠頂部にも地すべり地形の見られるときは，此の工法の採用を見合わす方が良い。

② 絶対に末端部の切土をしない事

切土のついでに末端部でものり切りを計画することがあるが，これを行うと，折角の切土の効果が失なわれ，逆に地すべりを促進することもある。末端部の法面が急勾配で不安定な場合も，できればそのまゝに放置し，浮き石等の処理か，ごく薄いのり面の凹凸部の除去程度に留めること。

③ 運動ブロックが斜面方向に沿って2つ以上ある時は，下部のブロックについての切土は行なわない方が良く，最上部のブロックにおいてのみ，しかもその頭部のみを切りとること。一般に頭部切土を行うのは単純な1つのブロックより成る地すべりの場合に多い。又隣接の運動ブロックがある場合もその運動ブロックが，当該ブロックの方に土圧をかけている場合は切土を見合せた方が良い。

(c) キレツ被覆，応急排水

運動中の地すべり地や，最近激しく運動した地すべり地では，キレツからの水の流入や浸透が地すべり運動を促進する。特に陥没形キレツの場合にはこの傾向が大きい。

キレツの被覆にはビニール布が多く用いられるが，陥没形のときは，布がU字形になる為，これを水が流れて水路を形成して継ぎ目より漏水することがあるのでむしろ或程度の長さになると仮水路（木樋等）に連結した方が良い。

又冠頂部の集水面積が大きいときは，滑落崖をとり囲む様な水路を作った方が良いし，冠頂部に小沢があり，滑落崖で切断されていたり，頭部，側面部等に湧水を生じている時は仮水路を設けるべきであるし，池や沼等があるときは開削排水する。又斜面内に上水道，農業用水路や道路側溝のあるときは，漏水，溢水の原因となるので，地域外で遮断して域外で排水するか，水路をビニール，アスファルト等で被覆して漏水を防ぐ。

(d) 河川構造物

地すべりの末端部，尖端部が河川に面していて，これが河川の攻撃面に当っている場合は，応急的に蛇籠護岸や牛伏工等によって河岸法尻部を保護する。又河川の一部や全部を埋塞湛水した場合は，できるだけ対岸側の地山を切取って応急的に排水した方が良く，できるだけ末端部を切り取らぬ方が良い。場合によっては河川の全面的な付け替えを応急的に行う事もある。河床部が隆起して湛水を生じた場合は特にこの点留意して，隆起部の切土は避け，積極的に流路の付け替えを考えるか又は支障がなければその儘に放置し，隆起部に小さな排水路を設けて排水を促進し，下流部でワク堰堤等を設けて隆起した河床を保護した方がよい。

(e) 応急地下水排除工

主キレツが落差50cm程度を越して或程度の長さを持っていたり，陥没形になっている場合は，すべり面の位置を踏査によって推定して，主キレツ直下のすべり面より2～3m上部を縫う様に横ボーリン

グ工を行って緊急的に地下水を排除する。キレツの長さ方向でのこれを縫うボーリングの間隔は10m程度が最も良い。横ボーリングの孔口は，できれば地域外であることが望ましいが，止むを得ない場合は，当該地すべりの頭部直下の急斜面部で行う。すべり面の位置の推定ができない時は，主キレツ部の直下10～15mをねらうと良い。

地下水が豊富であるか否かは，地表面に水田が多かったり，湧水が多いか否かで決まる。

側面キレツの末端部で湧水のみられるときは，その側面キレツが地下水の流路になっている証拠であるから，地域外から，この側面キレツの上部の直下10m程度をねらって横ボーリングを行うのも効果がある。斜面勾配が全体的に緩かったり，頭部台地部が広大な為，横ボーリングの延長が長くなる（100m以上）場合は，頭部にセミウエル（大口径垂直ボーリング孔中にポンプを置いて孔内水を汲上げ排水する）を設置することもある。

(f) 法面工

末端部に崖くづれ等が発生したり，擁壁が倒壊しそうな場合はワク擁壁，フトン籠，大型ブロック擁壁，鋼矢板土止工等で押えるか，法面部を蛇籠等で覆ったり，木杭の打込み，編柵工等で法面を保護したり，浮き石除去や小規模な斜面の凹凸の切りならしを行う。この場合の末端部の大きな切土は絶対に避けるべきで，従って基礎工に切土を必要とするものはできるだけ避けるものとする。

iv) 公共建造物や工事中の維持管理

(a) 公共建物，集会場等

一時期でも多数の人が集まる場所については，地すべりの運動中は当然使用を禁止すべきで，特にそれを使用しているときは，キレツ附近に立寄らぬ様，厳重な柵と管理が望ましい，又建設中の建物については，直ちに施工をとり止め，工事中の排水等の管理を十分にする。又域内に上水道等が配管されているときは，できればこれを止めた方が良い。

(b) 土 工

土工中に地すべりが発生した場合で，その土工に幾分でも原因があると考えられるときは直ちに中止して，なるべく原状に復帰させる様努力する。例えば高さ10mの切土を行った場合でも，できれば，これを埋戻すことが望ましいが，不可能な場合でも例え2mでも3mでも埋戻すことが望ましい。此は盛土の場合でも同様である。又工事用排水に特に注意すること。

(c) 交通機関

道路や鉄道等が地すべりにより被災して交通不能になり，交通を回復しようとする場合，次の点に留意する。

① 地すべり運動が現在小康状態にあることを確かめること，即ち運動速度が 0.2mm/hr，又は2mm/日を越えるときは仮道の建設は見合わせた方が良い。

② できるだけ迂回し，斜面をいじらぬ事，

安全な地帯に迂回できるときは良いが，破壊されたルートを仮道で再建しようとするときは，出来るだけ土工量を減らし，勾配や幅員，線形等を考慮して土工を減らすよう考慮する。特に頭部での盛土，

末端部での切土はできるだけ避け，ワクやフトン籠等柔軟な構造物を用い，場合によってに桟道を用いる場合もある。

③ 仮道の交通を十分管理すること。主キレツ，側面キレツ等には伸縮計を設置し，警報設備の万全を期すと共に，急斜面部はネット等で被覆したり，落石防止網，柵等を設置して事故のない様特に注意する。又交通止めの場合の遮断器，柵等は十分なものを用いる。地すべり運動はかなり活発化してもその徴候が微弱な為，むりをして通行し被災することがあるので特に注意すること。

(d) ダム湛水池

ダム湛水池の沿岸で地すべりが発生した時は，直ちに水位の昇降を止めて，地すべり運動と水位昇降の関係をしらべ，特に下降時に発生している場合は，その後の降下を暫らく止め，地すべり運動が小康を保った時を見計らって，できれば50cm/日以下の速度で水位を昇降し，様子を見ながら次第にその速度を増やす方が良い。又湛水面附近に崖くづれのある時は，水位の変化によって崖くづれが多発したり，拡大し，これが地すべり運動を促進する可能性が高いので，直ちに法面工を行なう必要がある。