

応用地質からみた地すべりの一断面

稲井 信雄 (元所員)

1 ま え が き

朝早く 庭の植えこみの根元が直線的にふくれあがっているのをみた。“もぐら”が土を掘ったのだなあと考えた。“もぐら”は一生 土を掘り続けるおかしな動物であるが 実は私も“もぐら”によく似て 山や河を歩き廻ったり 土を掘ることを考えたりする おかしな一人であると思った。

日頃みなれた風景でも 何かにつけ その地質的背景を知りたいと思うのは 地学を学んだ者のさげであろうか……。折にふれて調査した身近な地質資料のメモも ファイルにとどこめられているので 時折は風景をもう一度みかえるような気持で 開けてみようかと思ふことがある。

今度地質調査所のおすすめと 御好意によって 地質ニュースに近畿地方の地質について 何か書いて欲しいというお話があった。それほどまとまったものはないと思ひながら 私の“もぐら”日記の雑記帳から 何か資料はないかと 机のひき出しを開けて あちらこちらをさぐり出し 標題のような資料を 応用地質の面からピックアップしてみた。

いささか古い資料だが 地すべり地について 第1図のような全国地すべり分布図がある(建設省 1964)。このうち近畿地方に焦点を合せてみると 大ざっぱではあるが 地域的に第三紀地すべりと 破碎帯の地すべりに分けることが出来る。複雑多岐な地すべりをこのように分類することは問題があるかも知れないが これは全国の地質や地質構造区分に関連をもっていることであるから これを糸口として 話題をすすめて行くことにする。

そこで第三紀地すべりの分類として 滋賀県湖西地区古琵琶湖層に発生した地すべりと 兵庫県北但地区鮮新世に発生した地すべりについて また破碎帯の地すべりとして 和歌山県紀ノ川水系の支流に沿う結晶片岩地帯に発生した地すべりの資料をとりあげ これに筆者が見聞した意見を加え 応用地質の一断面とした。

これからみていただこうとする この一断面は学術報告でもないし さりとて技術指導書でもない。地すべ

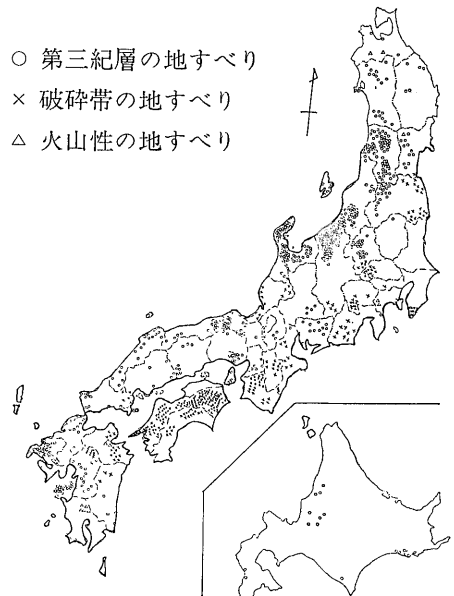
りの専門でない方々が 自分達の住んでいる地域で 地すべりの問題をどう考えていったらよいかというときこれが何かの役に立てば と思ひながら 頁数の許す範囲で書いたものである。少し気ままに書き継いでいったもので 重要なポイントを洩したのもあろうし 描写の不足の点も多い。誤った解釈に陥っているとすれば これは直ちに訂正しなければならない。災害地として ここで取りあげられた地点だけが問題視されるものではない。小さい集落の片隅に 団地のすぐ隣に また遠い山里の中に 長い時が刻んだ自然の擦痕— 人々に小さいながら不幸をもたらした災害地が残っているだろう。ここに書いたきづ跡はそんなところの一つなのかも知れない。

2 新生代の地層に生じた地すべり

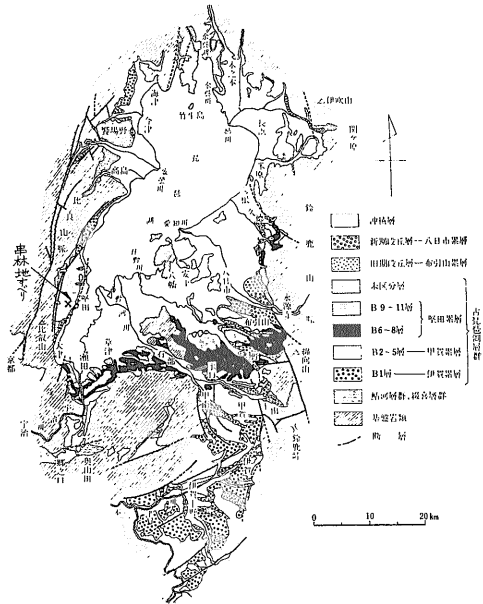
2-1 滋賀県湖西地区古琵琶湖層串林の地すべり

概要 琵琶湖西岸の新生代の地層には統計的に地すべりが発生し易い地帯として 注目されている。

たまたま昭和42年6月 滋賀県大津市雄琴町串林に地すべりが発生した。このときの状況は特異なものの一



第1図 全国地すべり分布図(建設省砂防課 1964)



第2図 琵琶湖周辺地域の地質図および地すべり位置図 (1964年8月科学と実験)

究すべく 種々な観測器を設置し 得られた資料をもととして 移動機構を考察し その発生原因を探查した。そしてその結果を同所年報12号(1969)に発表している。

地形地質

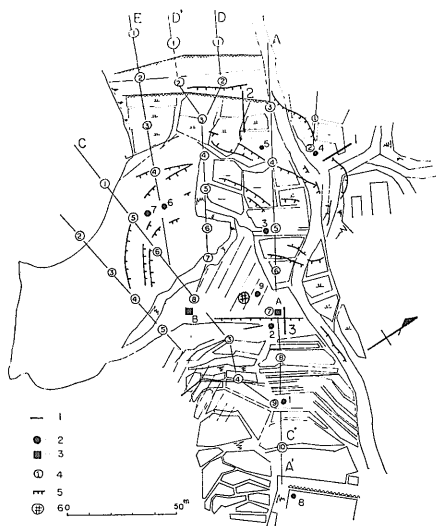
串林地すべり地は大津市の北方 琵琶湖西岸に位置しており 堅田から坂本に至る標高70mの直線的な南北方向の崖線で限られる志賀丘陵の東縁に発生したものである。この志賀丘陵は湖成段丘で 丘陵の側面には崩壊性地すべりの点在が認められる。これらの崩壊性地すべりを巨視的にみれば 丘陵を解析する谷床に発生している。

地質は鮮新一更新世の古琵琶湖層から構成されており 主としてシルト質の粘土で 所により砂層をはさむ。地層の傾斜は丘陵東縁の崖端部で約45°Eであり 丘陵と湖岸の沖積層との境には従来断層または褶曲の存在が指摘されている。すなわち丘陵東縁の直線的崖端は断層崖(ないし褶曲崖)であると考えられている。

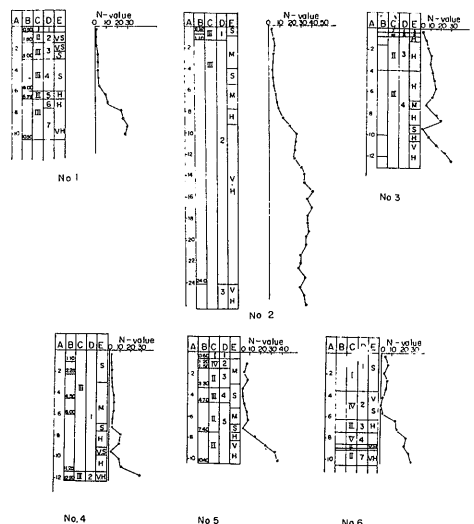
また雄琴付近丘陵を東西方向に切る形で断層も報じられている。従ってこれらの地質構造から考えて 基盤岩は著しいヒズミを受けていると推定される。テストボーリング資料(文献による)によれば 地表から約5mまでは褐色の風化層が存在し それより以深10m付近までは地層の乱れが著しく 軟弱化している。

以上のことから今回の地すべり発生の地形 地質的素因は不安定な谷床と軟弱化した地層の存在にあったことは否めない(3図 4図)。

つで その年の4月中旬までの長雨以来 雨らしい雨がなく 6月に入り 琵琶湖の水位も日々低下の傾向にあり 6月22日には標準水位面より-35cmにまで低下していた。このような渇水状態にある中で地すべりが発生した。地すべりはその後さらに地割れを生じさせつつ拡大していったが 7月に入ってようやく小康状態を保つようになった。上記のような特異な状況下に発生した地すべりはあまり例をみないので 京都大学防災研究所はこれをテーマとして 地すべり地内の内部移動機構 地下水の動静を詳しく調査して その発生原因を探



第3図 串林地すべり平面図および観測器位置図
1.伸縮計 2.地中内部ヒズミ計 3.傾斜計 4.電気探査測点 5.亀裂 6.集水井(京都大学防災研究所年報12号)



第4図 ボーリング柱状図とN値
I. 表土 II. 粘土 III. シルト質粘土 IV. シルト V. 砂 VH. 固結 H. 堅 M. 中位 S. 軟 V.S. 軟弱(京都大学防災研究所年報12号)

原因についての考察

京大防災研究所の実験によれば 電気探査 地中内部ヒズミ計の測定結果 すべり面は 8 m~10mの深さにあり 地すべりとしては浅いすべり面である。しかし急激な崩壊をとらず 長くクリープ型の動きをつづけたことに この地すべりの特徴がある。この地すべり発生の直接的誘因ははっきりしないが 発生時期はちょうど乾天続きであることから 降雨によるものではないことは明らかである。ちょうどこの地付近は宅地造成による盛土工事中のところであったが この盛土が地すべりの発生原因をなすとは断言出来ない。しかし一方この盛土が この地すべり土塊の中を流れる地下水路をつぶして 地下水を四散させ 地盤を軟弱化させるという影響もないとはいえない。

背后台地の集水降雨量から与えられる伏流地下水の存在を考えた場合 地下水は降雨に影響を与えられず 一

定値を保っていることが考えられる。このように考えたとき 当地すべりの発生原因の最大なものは やはり地下水に関係があるように考えられる。

地下水による地盤の軟弱化がある程度に達したとき一寸した誘因により地すべりが発生するのは地下水性地すべりの特徴である。当地すべりの発生は異常潜水状態のなかで発生した特殊な例であるが その誘因については複雑な素因が集まったものだろう。しかしその主なものは地下水によって地盤が軟弱化され 地すべり発生の臨界状態にあったとき一寸した別の誘因が働いたため 第一次活動期に入り 第二次活動として その後ゆっくりとしたクリープ活動を続けたものと推定される。

地質構造

以上は地すべりの直接原因ともいべき水の問題であったが 地質とその構造運動との関係を考えると 次のようである。地質の項で述べた通り 基盤岩の構

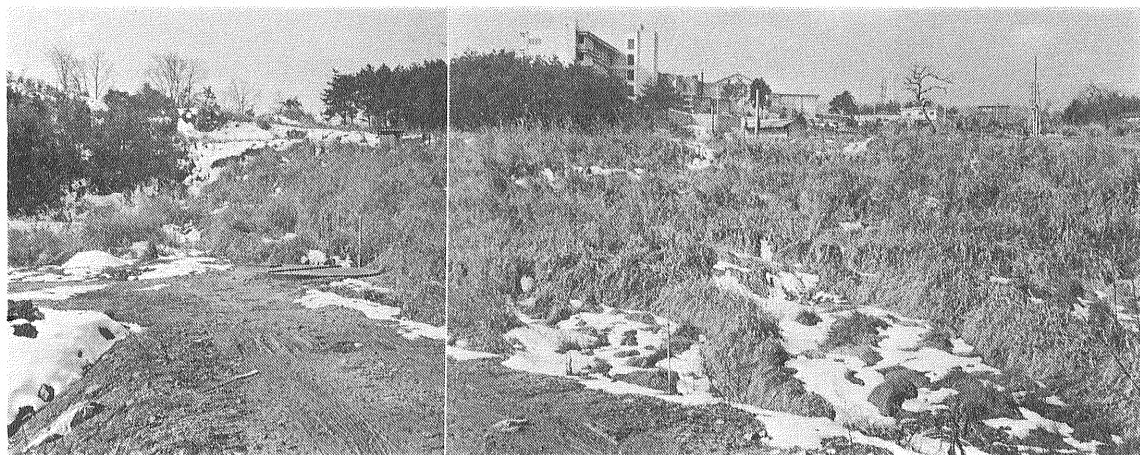


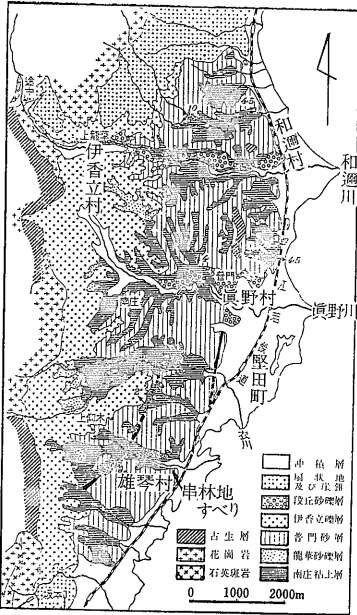
写真1

串林地すべり上部

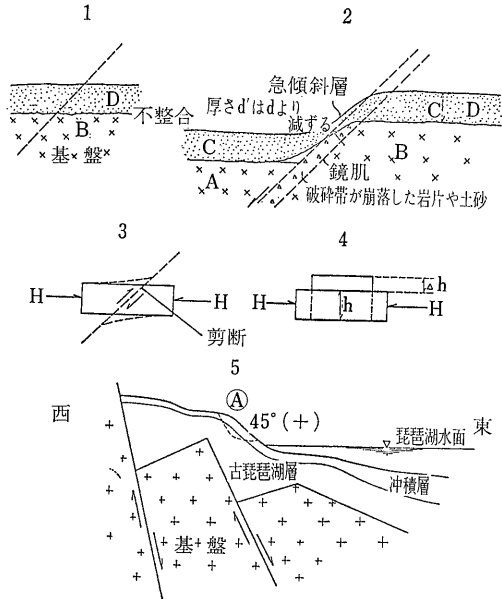


写真2

串林地すべり下部



第5図 滋賀丘陵の地質図 (池辺展生氏による)



第6図 地質構造説明図

造運動によって 志賀丘陵と湖岸までの間には 南北に走る断層があり 雄琴付近にはこれに直交する断層がある。

そして地層はその東縁で東または東南東に45°以上急傾斜を示す区間にあたるほか 前述した東西に走る断層の影響を受けている区間に相当する。堆積層の粘土類は静水中に堆積した場合 水平または水平に近い層理をもつものである。しかしそれが急に傾斜を示すのは堆積後 ある期間をへて 土塊 (soilmass) が圧密して相当な強度を得たのち 基盤の相対的な変位により 上載した被土である粘土層が これにともなって傾き 褶曲や層の切断を生じたために起こったもので この地区

も当然こうした構造運動を受けた地盤である。

この地区の地すべりは地盤の構造運動にともなって生じた地盤の応力作用が原因で これにより琵琶湖層の地盤に生じた層の乱れ および発生した亀裂が その後の崩壊性地すべり またはこの部分のクリープが遠因になったものと解される。

一般に基盤が地殻構造運動を受けて その上位の軟弱層が変位するとき 軟弱層の土は岩盤と比較すると著しく プラスチシティが高いので 岩塊の如く断層帯で破碎することなく 変位に従って撓曲し得る 第6図のうち 1~2はこの作用を模式的に示したものである。もし強い水平圧を受けるならば 軟弱層の土は岩盤のごとき強さを有しないので 局部的にせん断して 重なり合うか 圧力のない地表部に上昇して層の厚さを増加するのみである (第6図3~4)。

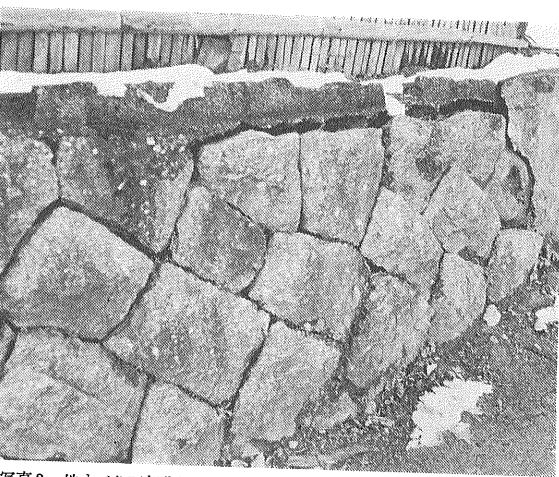


写真3 地すべり下部北側の住宅石積の一部崩壊 割れ目を生じている。

この地区は前述したように西方に緩い落ちを 東に急な落ちを示しているので おそらく基盤は第6図5の如く変位したであろう。さらに東西および南北に走る基盤の活断層はプラスチックな琵琶湖層に基盤の動きを示す地形を残すとともに 強いせん断応力が作用してここにひび割れや 亀裂を生じ また一部には強い圧密作用により硬化した粘土の部分を生じるし 粘土 砂質土との層界面付近には 粘土と砂が薄く交代する縞状の土層を作る。粘土層はいうまでもなく不透水層であるからその中に滞水することはない。しかし もし "ひび割れ" が存在すると このひびを流路として 水は流

れるので 地下水の滞水層になるほか 地下水が流動すれば その流水の速度によっては地下水の浸食がおこる。

ほかに地下水の接触により粘土や砂質土の土性の変化（主として化学的变化）ならびに これに伴って 軟化や硬化がおこり ひびわれのところは色調が変化する。このように地すべりの原因が種々な科学的方法によって 解明されるならば これに対する滑動の可能性と 地すべりの予防対策 ひいては基礎の施工法等を講じることができる。 集水井施工等は（写真4）その一つの対策といえることができる。



写真4 集水井

ま と め

さききのべた京都大学防災研究所年報第12号に 山口 高田 竹内は次のような内容をもった結論をのべている。

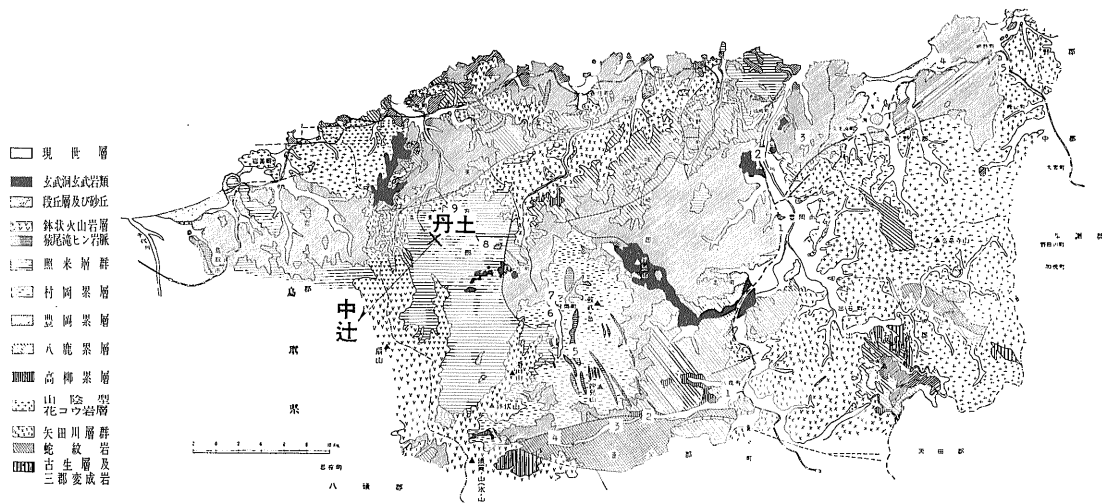
当地すべりは洪積層の台地が侵食されて出来た谷の上に貯った崩積土の中に発生したものであり この台地の北側斜面にも崩壊地が散在しているところから 素因としては崩壊を生じ易い場所であったことは否めない。すべり面は地下8～10mにあり 地すべりとしては浅いすべり面である。しかし急激な崩壊の形をとらずに長くクリープ型の動きをつづけたところに この地すべりの特徴がある。この地すべり発生の直接的誘因は現在のところはっきりしないが 発生時期はちょうど乾天続きであるところから 降雨によるものでないことは明らかである。また地下水位は浅く すべり面に浅に絶えず存在することを思うと 地表面の乾燥そのものに誘因があるとは考えられない。またこの地すべりの発生する数日前に軽微な地震があったが 地殻 地盤に変動が全く見られないところから 地震の影響とも考えられない。試算ではあるが 背後台地の集水面積に降雨量が

ら蒸発量を差し引いたものを掛け合せると年間約6万トンの水量となる。 毎分20ℓ位の湧水は年間約1万トンとなるから この位の湧水点は当地地に5～6ヶ所ではすまないで これらの湧水を常時維持するには もっと遠方から達している伏流地下水の存在を考えなくてはならない。

当地すべり地内における湧水には水温15°C位で冷たく 地下水位も降雨の影響を受けず 一定値を保っているポーリング地点がある。このことは前述の推定を裏付けるものと考えられる。

このようにみると 当地すべりの発生原因はこの地下水においた方が よいと考えられる。

2-2 兵庫県北但馬山地の地すべり
 概要 北但馬地区は白亜紀後期の花こう岩類と酸性火山岩類を基盤とする 新第三紀の火山岩 火砕岩類を主



第7図 北但馬山地の地質概図および中辻地すべり位置図（池辺 松本 弘原海 1962）（日本地質学会第72年年会地質見学案内書）

第1表 中辻地すべり地にあらわれている地質層序

年代区分	層 序 区 分		
最新世	テュウ積層		
	玄武洞火山系	玄武洞火山系	
		段丘礫層	
	大山火山系	鉢伏山火山岩類	
鮮新世	照来層群 (湖成タイ積)	春来累層	
		高山累層	
中新世	北 但 層 群	城 崎 地 層 群 長 父 地 層 群	村岡累層
			豊岡累層
			八鹿累層
			高柳累層
先 第 三 紀	(白亜紀後期火成岩類) 山陰型花コウ岩		

(日本地質学会第72年年会地質見学案内書から)

とする層からできている。一部に大山系に属する最新世の死火山や 最新世～現世の玄武岩などがみられるが現在活動している火山は見られない。

北但馬の海岸一帯は昭和38年国立公園に昇格した地域であるが その景観はほとんど火山岩 火山砕屑岩類の海食の結果生まれたものであり 海食崖の多くには洞窟や岩脈があらわれている。

海岸より南の山間部にある北但馬地域の温泉町照来地区 地すべりは古くから災害をもたらしたことで名が知られている。明治32年 大正11年 昭和6年の各年に丹土部落付近の約80町歩の地域が西北に地すべりをおこして 照来川へ移動したということはやや大規模なものとして聞きおよんでいるが このうち昭和6年の地すべりは移動量10mと報告されている。ここに記載する災害の発生した中辻地区は丹土部落の西方約500mでここに十数年前地すべりをおこして以来 小規模なものがしばしば発生した。そして最近もその活動を再発して

付近民家の不安となった。田畑の地割れ あるいは押し出し現象は鮮新世(新第三紀層) 照来層群の上部に堆積した水を含み易い泥岩 凝灰質の泥岩および礫岩の部分に発生した自然災害である。

地形地質

兵庫県日本海側の山地は一般に直接海に接しているが浜坂町付近に展開する平地は 岸田川の河川堆積による沖積層である。地すべり地域はこの岸田川の支流 照来川 中辻川の河川流域にあたる山間地で 一般に段丘地形を呈し その南から西にかけて 山岳重畳し 鳥取県境に続いているところである。

上記の山地は大山火山と同系統の鉢伏山火山岩類でできた死火山群である。そして地すべり地である中辻を含む地区は広義の北但山地の西北部にあたる。

照来川や中辻川は北西斜面の山岳を下刻して 次のような照来層群の中部層および上部火山岩層をよくあらわしている。この付近は北西斜面をなす段丘地形を呈しているが 地形の削剝や崖くずれのため 丘陵地形をなしている。

地すべり地区は北但馬地域の層序表で示したように鮮新世照来層群および最新世の段丘礫層からなっている。照来層群は北但馬地域の西部に分布する火山噴出物や礫岩などを主とする地層で、その大部分は古照来湖とよばれる湖に沈積したものと考えられている。

この地層の多くは水平に近く はげしい褶曲運動は受けていないようである。すなわち北但地区の新しい被覆層である。この照来層群は北但馬山地の美方郡の南西部に広く分布するもので 一部は県境 馬山 鉢伏山の火山岩層におおわれている。

温泉町湯村から春来峠の方へ向うと 湯村付近は花崗岩であるが 歌長部落を過ぎると流紋岩となる。これは照来層群の下部火山岩層で高山累層である。(第1表)

この流紋岩を過ぎると大きな円礫を含んだ礫岩層となる。これは春来累層の湯谷礫岩である。この礫は次第に小さくなり 凝灰質の砂岩 凝灰岩の層になる。該岩は春来層の中部層のうちの上層灰岩層である。この上部層灰岩層は照来川 中辻川に沿う 丹土 中辻

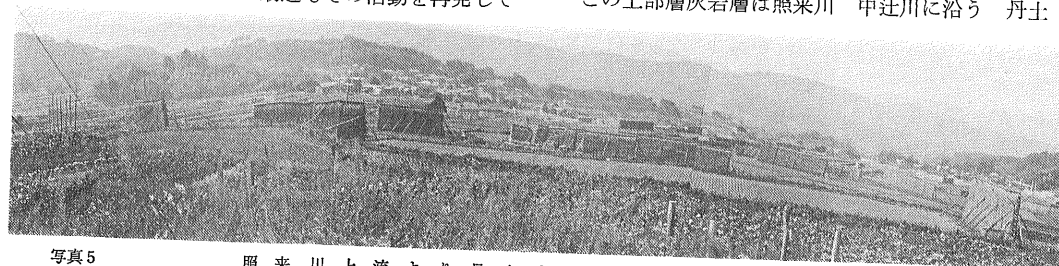


写真5

照来川上流より丹土中辻部落段丘地形をのぞむ



写真6 照来層群の凝灰角礫岩とその転石

その他の周辺部落付近に連続してよく発達しているのがみられる。この中部層の泥岩や凝灰岩または礫岩などは水を含んでその風化部分は崩壊し易く、層灰岩の上部を流れる水はこの地区に発生し易い。地すべりに直接関係があるだろうことは否めない。

地質構造

照来層群は北但地域の主として西部温泉町 美方町地域に分布するものでこれを北但層群にくらべると分布ならびに構造的な特徴がある。すなわち照来層群は温泉町を東北—西南に分布する花崗岩とそれに接している湯村断層によって北但層群と分離しておりまた美方町付近を南北に走る断層によって境されている。余談ではあるが湯村断層に伴う湯村温泉は但馬地区の温

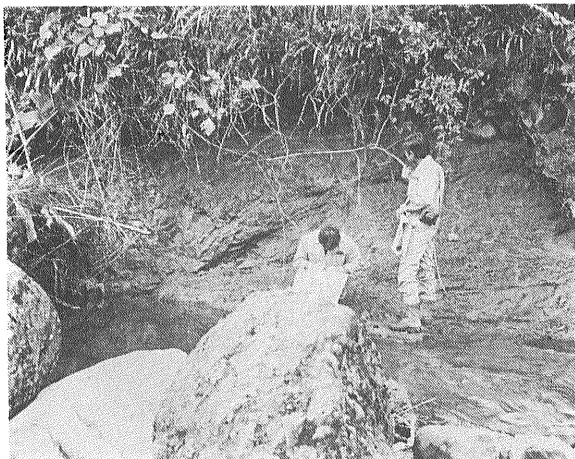


写真7 中辻川にあらわれる照来層群

泉としてよく知られている。

照来層群の堆積岩には北但層群に由来する巨礫や花崗岩質の礫がしばしば含まれていることから照来層群は北但層群を不整合におおっていることは確実である。そして断層関係を示す地層は断層による何らかのせん断応力を受けていることが考えられる。すなわちこの湖成堆積はその後の動力作用を受けて不規則な堆積状態にあったと考えられる。これは不整合面に近い凝灰岩や礫岩が層灰岩層の上部にあることから推定できる。よってこの湖成堆積層の上に堆積した崖錐堆積物や段丘堆積物は場所によって一様な堆積環境におかれていなか

ったと考える。このようにある照来層群のこの地区が古くから地すべり地帯として災害を受けたことはこの断層構造によってくざられているという特殊な地質構造に遠因があるのではなかろうか。

中辻地すべり地域を調査した資料とボーリング資料から第2表の如き地質状況を得た。

中辻地すべり現象

十数年前発生した中辻地すべりは発生以来中辻川における砂防堰堤やその他の防止対策を講じたため最近

第2表 中辻地すべり地の地質

層序	岩石	摘要
表土層	礫混り粘土	流紋岩～安山岩質の未風化角礫岩で円礫 歪角礫状を呈する。マトリックスは粘性土 地形の一部に河岸段丘の可能性ある。標準貫入試験N値3～6回 しばしば礫に当り貫入不能のところもある。風化泥岩部に近づくにつれ N値は自沈～数回になる。
照来層	風化泥岩	泥岩部ではN値50以上 風化泥岩層ではN値は10～40回 表土層との境界付近では粘土化が進んでいる。色調は青灰色
	泥岩	風化泥岩層の下位に分布し 極めて硬質 しばしば層理面に沿ってクラックが発達する。コア採取率100%
	角礫凝灰岩	角レキは径10～500mm程度で 溶岩～凝灰岩である。全体としてやや風化しているが コアは棒状に採取される。中辻川の河床部には径数mにおよぶ該岩の転石が点在する。礫種は安山岩質でマトリックスは凝灰質で極めて硬質といえる。



写真8
中辻地すべり地
の全景

まで小規模な地割れ 崖くずれを起していた程度で 直接大きい災害にまで至らず 小康状態にあった。そのため経過実態については明らかにされていない。ここにおいて地下土塊中の移動を観測することを目的としてヒズミ計や傾斜計を設備した。この他地すべり情報の聞き込みや 地表踏査をして 地すべりの経緯を知ったり 地すべり特有な起伏地形などを調べた。また中辻部落付近に湧水池が数カ所見られることを知った。

ま と め

中辻地区の地すべりは洪積層の台地が侵食されてできた谷の斜面に貯った崩壊土（一部崖錐を含む）の中に発生したものであり 同じ地質状態にある丹土部落その他にも以前災害を起したことがあるところから 素因として崩壊し易い場所であったことは否めない。

電気探査 地中内部ヒズミ計の測定結果によると すべり面は 地下最深10m前後にあり 地すべりとしては浅いすべり面である。地すべり発生の歴史が古いのでその経緯は詳かでないが 豪雨により急激な崩壊を起

し しかもある周期をもって クリープ型の動きをつづけ 今日に至るまで 何回かの地すべりをくりかえしたというのが特徴である。

この地すべり発生の直接的誘因ははっきりしないが 発生時期はちょうど豪雨であることから 降雨によるものであることも その一因であろう。それはこの地区の地下水位は浅く すべり面以浅にあることを思うと 地表面から与えられる 降雨による飽和水に原因があるのではなかろうか。

周期性の問題については今日に至るまで少なくとも数十年の間に2～3回の地すべりを起こしたと聞く。

このように考えると 当地すべりの発生原因はやはり地下水においた方がよいと考える。地下水による軟弱化がある程度に達したとき 一寸した誘因により 地すべりが発生した。そしてこの地すべり面は湖成堆積による凝灰粘土層と その上に堆積した崩壊土または崖錐による軟弱層の境目にあることも ボーリング調査や電気探査の結果明らかになった。

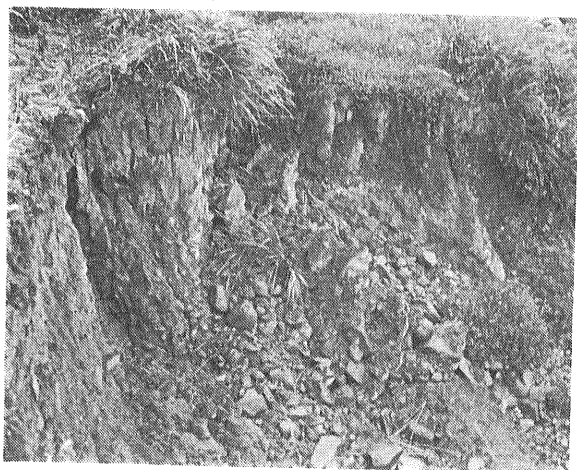
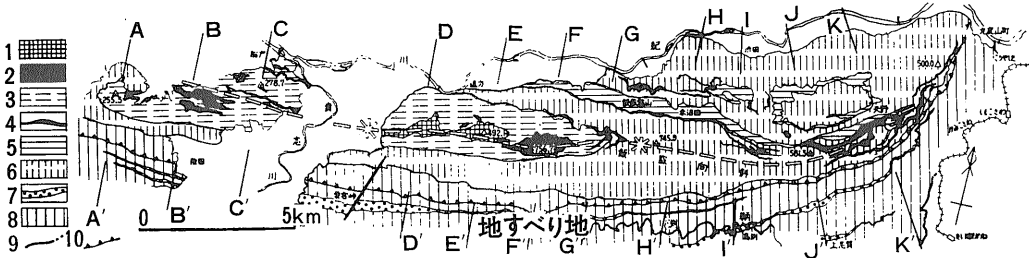


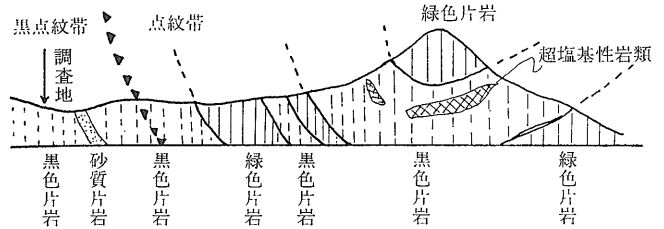
写真9 中辻地すべり地 最近の崖錐



写真10 香住町東部境部落には豊岡層群が発達している 集塊岩質凝灰岩のうち 土壌化した部分が部落のうらまで崩壊し 生活をおびやかした 47.10



第8図 飯盛嶺山周辺地域の層序地質図と地すべり位置図
 (日本地質学会第72年年会地質見学案内書)
 1. 寺山緑色片岩層 2. 竜門超塩基性岩体
 3. 勝神黒色片岩層 4. 石英片岩層(竜門 飯盛層群中) 5. 赤沼田黒色片岩層 6. 緑色片岩を主とする互層群 7. 砂質片岩 8. 黒色片岩を主とする互層群 9. 断層および剪断 10. 点紋—無点紋境界(上側 点紋地域) 1~3. 竜門互層群 5~6. 飯盛緑色片岩層群 7~8. 鞆瀬互層群



第9図 三波川結晶片岩帯の模式化した断面図(小島丈児 1965資料による)

なお北但馬地域の海岸線付近に発達する豊岡累層にも地すべりの発生したところがある。香住町東部の海岸付近と 竹野町浜須井—相谷部落間の海岸に沿う道路の地すべりについて 写真の如き資料がある。

過去地すべりが多発していることが 統計的に知られている。この地方の 三波川変成岩系の層序については 中川勇(1960)と岩橋勉(1962)の報文がある。

第8図 第9図は小島丈児(1965)により この地域の地質図と地質構造を模式的にあらわしたものである。(日本地質学会第72年年会地質見学案内書 和歌山県の三波川帯)

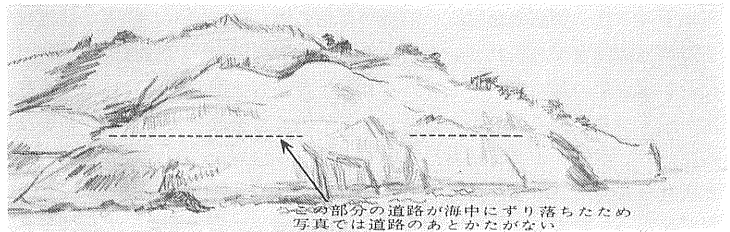
地すべり調査地は 和歌山市の東方 紀ノ川の南貴志川の支流に沿う桃山町野田原地内で 基盤地質は 三波川帯に属する結晶片岩のうち 無点紋準片岩帯の黒色片岩からなっている。

3 結晶片岩地帯に生じた地すべり

和歌山県紀ノ川水系貴志川支流の地すべり

概要 西南日本の地質は中央構造線(近畿地方では紀ノ川右岸を約東西方向に通る)によって内帯と外帯に2分される。紀伊半島の西部から東部にかけて走る 中央構造線に沿って 長瀬変成岩が帯状に分布する。長瀬変成帯は三波川変成帯ともよばれており 中央構造線付近は高変成で点紋片岩となっているが南下するにしたがって 低変成の無点紋準片岩となる。

地形は地質に大きく規制されており 山および谷の伸長方向は基盤の層理 片理面の走向方向と一致したN70°~80°E方向をもつ。この三波川変成岩帯には



この部分の道路が海中にすり落ちたため 写真では道路のあとかたがない

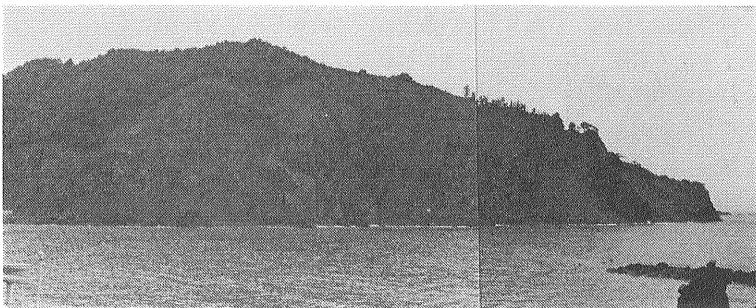


写真11

竹野町浜須井—相浦間の地すべり(幅約300m)は豊岡累層の複雑な地形構造に沿う谷部に対し 地下水が集中し 上部の粘土層を洗掘し 谷間部が土砂の流路となって軟岩部をだき込み 地すべりをおこし 中腹にあった道路を全部海中に崩落させた

第3表 地すべり発生状況

経過	説明
地すべり発生前	<ol style="list-style-type: none"> 1. 以前から斜面末端に湧水がみられていた。 2. 地すべり活動の記録は残っていないが 地すべりを誘発すると考えられる粘土の露頭がみられた。 3. 地すべりを起し易い地形ならびに流水盤の地質構造をしている。
発生時	<ol style="list-style-type: none"> 1. 48年10月発生 2. 48年8月より10月まで下部道路拡張のため斜面末端の切り取りが行なわれ これが活動の直接原因だった。 3. 亀裂はまず下段に生じ その後上段に及んだ。 4. 土石の切り取り量は東側が多く 西側ではほとんど切り取っていない 従って活動量もほぼ切り取り量に比例している。
発生後	<ol style="list-style-type: none"> 1. 活動は断続的に見られる。 2. 活動の規模は幅70m 長さ50mであって 亀裂の落差は西側で約30cm 東側で約1m程度である 最上部において地割の落差 30cm~100cm におよぶ 3. ブロック積み擁壁は一部崩壊されている

地すべり発生の状況

当該地域の地すべり活動について その状況をとりまとめると 上掲の第3表の如くなる。

地質と地すべり面

地すべり地の地下構造を解明するため 地質踏査とボーリング資料をまとめると第4表の如くである。

地下水

当地すべりは 斜面崩壊に近い形態ではあるが 以前より道路等に湧水がみられていたことと 地すべりの頂部付近が水を集め易い地形をしていることなどから 地下水が地すべり活動に何らかの影響を与えていることは否めない。 ボーリング孔における地下水位はほぼ風化岩と新鮮な基盤面との境界付近である(第10図)。 最近降雨がなかったため道路に沿う切り取り面は乾燥しており湧水はみられなかった またボーリング掘きく時には風化岩中で 完全漏水した。 降水量と地下水位の関係を調べるため 地下水位の継続観測を行なったが 地下水位はほとんど一定である。 また地下水位等高線図を作成すれば 山側から川の方に向かって低くなっている傾向にあり その 動水勾配は $20\text{m}/45\text{m} \approx 0.445$ となる。

地すべり機構

当地すべり地の道路に面した斜面末端部はやや急崖と

第4表 地質と地すべり面

	岩層名	岩質特性
地質	表土層	砂質土 風化片岩礫が混る層厚1m以下
	風化結晶片岩	礫混り砂状で粘土層(厚さ50cm以下)を挟在する。 部分的に風化の進んでいない塊状の部分がある
	基盤岩	新鮮で硬質な結晶片岩 亀裂または再結晶の石英脈あり
すべり面	<ol style="list-style-type: none"> 1. 基盤岩と風化岩との境には 地すべり面が発生し易い 2. 地表で岩盤の亀裂 地すべり粘土が見られる 3. ボーリングコアに粘土を挟むこと孔壁の崩壊が すべり面と思われるところにある 4. 基盤岩は新鮮な硬質岩であって そのものがすべる可能性はない 	

なり その上位は緩斜面をなしており 斜面末端に湧水が見られたこと 斜面の切り取り面に地すべり粘土が見られること 斜面を構成する片岩の片理面は流れ盤となり その傾斜角は約20°であること などから 潜在性地すべりであった可能性が大きい。

当斜面の滑動の直接の原因は末端部のカットである。

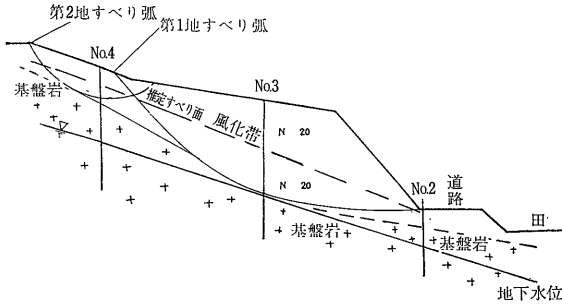
一般に斜面の法尻部の切り取りにより 斜面は不安定状態となり 土塊が安定になるまで滑動する。 これにより地すべりは一応安定するが 他の要因が加わると地すべりは再活動する。 要因としては斜面末端の切り取りによる崩壊 集中豪雨による地下水位の上昇 および地すべり面強度の低下等が考えられる。

しかし風化岩の透水性がよいことを考えると 多少の降雨ではただちに排水され 岩盤内の間隙水圧を高めず降雨が直接の原因とはならない。 斜面切り取り部にみられる すべり面の粘土の土質試験結果では 礫砂が多く 粘土は15%であった。 またボーリングコアでは土砂状部分が多く 粘土が一部でみられることを考えれば すべり面は砂状~砂質粘土が風化岩中に生じていると思われる。 したがってすべり面の内部マサツ角はかなり大きい値をもっていると推定される。

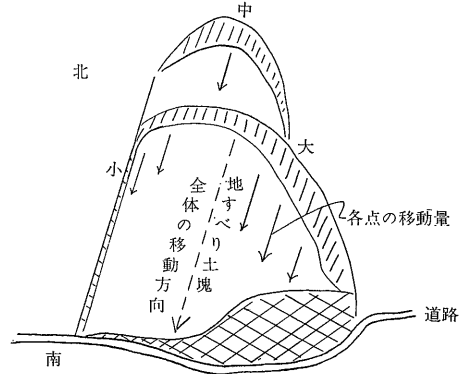
地すべりの移動量は東側で大きく 西側で小さい。 これは斜面末端の切り取り量と比例する。 移動の方向は全体として やや北東-南西方向に傾いている。

まとめ

貴志川地すべりは結晶片岩の岩盤に生じたすべりである。 地質年代最古の岩層が現在地表に現われるまでには 数知れない変動と擾乱とを受けている。 したがって



第10図 貴志川地すべり断面（見取図）（資料収集による）



第11図 地すべり移動模式図（資料収集による）

て 断層や亀裂が無数に出来ていると考えるべきであろう。その上風化作用も厚く進んでいるので そういう変化面を境にすべるといふことは むしろ当然といふべきであろう。

ある岩盤が歪みを受けると亀裂を生ずる。そこに雨水が浸透して地下水が溜る。水は種々な成分を溶かしているため 周りの岩石を除々に分解して 分解物は水とともに流下して亀裂を大きくする。たまたまそういう亀裂を境として 地すべり現象に発展するものと考えることができる。

地すべりの時期は大概雨期とか 融雪期である。これは地すべりが水と深い関係をもっているからである。

しかし貴志川の場合 地すべり発生が10月で 雨期ではない。雨期でない時に地すべりを起こした事実は 前述したように8月から10月にわたって道路拡張のため 斜面末端部の法面の切り取り工事が行なわれ これのため 末端部の水位の低下により 全体の水位のバランスが崩れ 切り取り量に比例して 地すべり現象を起こしたものと 結論する。

4 む す び

これまでに例示して来た資料は 近畿地方の地すべり地として ほんの一部であり 標題の核心からはなお遠いものがあるかも知れないが 地すべり災害の地質構造の一部を 実際の踏査によって得た資料をもとにして これに考察を加え また参考文献を引用させていただき 更にこれを補う意味で写真や図面を加えて 災害と地質の関連をのべた積りである。

今読みかえてみると 目的解明のためにいささか脱線したような感があり はなはだお粗末で 中途半端なものとなった。その上実例は少なく たとえば引例がほとんど限られた地域の 限られたケースであつたりして 食い足りないものになってしまったことを痛感せざるを得ない。個々の地質条件をもっと広く かつ詳細

に掘り下げなければ 相互の比較から一般的結論を引き出すことは無理があろうし また建設的分野ももっと論じなければ 価値は少ないだろう。

災害防止計画のための地質は 単に地質時代 岩石の種類による区分では不十分であり 今後目的に応じ さらに精密な縮尺の岩相分布 風化の状態 節理の方向性 地下水の賦存状況などの資料を織り込んだ地質図 または地下構造図が整備され 総合的な建設計画がおこなわれることが望ましい。

甚だ徹底しない結果になったことは総て筆者の浅学ならびに経験不足が最大の原因であることを遺憾とするものである。しかし地質調査によって得たこの小さい資料も 足で踏み 目で見ることによって 地味ながら精細に かつファイトをもって考察して行けば いつかは何等かのデータとして役立つて行くだろう……と夢みながら擱筆する。

本稿を草するに際し 地質調査所宮村大阪出張所長から 種々御助言をいただいた。なお図面 写真類は筆者が前任のNK C時代 現地におもむいた際撮影したものを使用させていただいた。紙上をかりて 厚く御礼を申し上げる。

文 献

- 松下 進：日本地方地質誌 近畿地方 1962 朝倉書店
- 山口真一・高田雄次・竹内篤雄：串林地すべり地について 京都大学防災研究所年報第12号 1969
- 池辺展生・弘原海 清・松本 隆：北但馬 奥丹後地域の新第三系火山層序 日本地質学会第72年年会 地質見学案内書 1965
- 小島丈児：飯盛地方の三波川結晶片岩 日本地質学会第72年年会 地質見学案内書 1965