四 国 に お け る 地 す べ り の 素 因

—その2 徳島県三好郡東祖谷山村九鬼地区の地すべり—

La Fundamentaj Kaŭzoj de Terŝoviĝo en Ŝikoku

—Parto 2. Terŝoviĝo en la regiono Kugi de Ŝikoku: Higaŝiija-jamamura,
Mijoŝigun, Tokusima gubernujo. —

中 川 衷 三*・金 丸 富 美 夫**

Cuzo NAKAGAŬA, Humio KANAMARU

Resumo

Post la unua raporto pri la terŝoviĝo en la regiono Morito, ni daŭrigis geologiajn esplorojn en pluraj regionoj de terŝoviĝo. Eltrovante klareajn interrilatojn de terŝoviĝo kaj geologia strukturo, speciale en la regiono Kugi, Higaŝiija-jamamura, Tokusima gubernujo, ni volas kondensi pri ĝi kiel sekvantaj linioj.

La terŝoviĝo estas treege influata de fendigo laŭ aksa eveno, linia strukturo kaj dislokiĝo en la regiono Kugi.

1. ま え が き

昭和46年12月, 第四紀総合研究会の総会が徳島で行われたが, その際, 筆者の一人, 中川は「中央構造線に沿う地すべり」という指定テーマで報告をした。その内容については省略するが, 次のような質問が筆者になされ, 時間の関係で充分それに答えることができなかった。その質問とは, (1) 「地すべりというものは, 崖錐のすべったものにすぎないのではないか」, (2) 「中央構造線は, 活断層を随伴断層としてもっているから, その活動によって地すべりが発生しないか」というものが主なものであったが, これらは中川が考えるには, (1)は地すべりに関する概念が, 山くずれと混同されており, また第三紀層の地すべり, と結晶片岩地域のそれとの質的な相違を考慮していないこと, さらに(2)の方はフォッサマグナに沿う地すべりの経験から出されたものと考えられるが, 中央構造線の四国における地形的地体構造的な位置と中部地方のフォッサマグナのそれらとの相違なども考慮されていない発言のように受けとられた。今回は, これらの質疑をも参考にしつつ, 前回公表した森遠地区地すべり報告以降, 中川単独および中川・金丸が共同して調査した経験を加味しつつ, 特に九鬼地区の地すべりについて, その地質学的素因等を考えてみたいとする次第である。

この文を草するにあたって, 野外調査に御協力を賜った徳島県土木部砂防課および池田土木出張所の担当各位に厚く御礼申上げると共に, 野外調査に使用した地形図

図-1 九鬼の位置図

(1/2,500) を提供していただいた日本グラウト株式会社にも併せて感謝の意を表したい。

2. 本地区周辺の地質のあらまし

本地区は, 三波川結晶片岩帯の南部に属し, この地区の南では御荷鉾緑色岩類のレンズを間に挟んで同岩類の本体と接し, いわゆる御荷鉾帯となる。構造的には, 東祖谷山村葛原〜同若林〜木屋平村森遠の北を通る背斜軸と, 東祖谷山村檜尾〜同村久保〜同村滝下〜木屋平村桑原を通る向斜軸 (いずれも東西性のものである) との中間の翼部にあたっており, 注目すべきことは, 森遠地区と地質構造的には同じ位置に存在し (ただ異なるところは, 北流する祖谷川によって南北に切断された位置にあたる) ていることである。ところで, 結晶片岩地帯の地すべりは, その規模, 発生の機構は, 地質学的には点紋帯, 無点紋帯, 御荷鉾帯によってそれぞれ異なり, その対策も当然異なったものでなければならないことを, 先に本誌上で中川 (1969) 岩崎 (1969) によって公表されたこともあり, 結晶片岩地帯地すべりの研究者にとって

* 徳島大学教育学部地学教室

** 株式会社仁田工業所

〔凡例〕 1. 崖錐 2. 音地火山灰層 3. 段丘礫層 4. 緑色変岩・石英片岩等互層 5. 泥質片岩層 6. 石灰質片岩レンズ
7. 地すべり土塊 8. 走向傾斜 9. 断層露頭 10. 線方向 11. 断層記号 12. 断面線

図-2 地質図

は常識の範囲にも属することで、「単なる地すべりに過ぎない」という簡単な追究ではすまされない問題を胎んでいるのである。さて本地区は無点紋帯に属するものの、御荷鉢帯に近接するため、特異な性格を持つことは、あらかじめ推定できるのである。

2.1 地質各論

2.1.1 岩相

大別して、基岩とその上にある崖錐（地すべり土塊を含む）、音地火山灰および低位段丘礫層よりなる。

2.1.1.1 崖錐（地すべり土塊を含む）

粘土、砂、角礫の混合したものであり、その混合の割合は不定である。ボーリングの結果によれば、厚さは15m 以下であることが知られる。大部分は地すべりに参加しているが、周辺部にはそうでないものもある。西部の山頂近くでは滞水層* として、より低地の地すべり地域に地下水を供給しているらしい。しかし地すべり土塊との境界は明瞭ではない。またボーリングによれば、崖錐の厚さは頂部において大であり、中間部、低部において一地点を除いて小であることは、これまでの地すべり

各地とは異なる一つの特長であるといえよう。

2.1.1.2 音地火山灰層

腐植土化のみられないいわゆる赤音地で、赤褐色の火山ガラスの点在する孔隙率の多いいわゆるローム質層である。これはおそらく一次的堆積物であろう。祖谷川をへだてて左右両岸に局部的に露出しているが、右岸では崖錐に挟まれたレンズ状をなしており（厚さは約30cm）、左岸では林道の崖に地すべり土塊を蔽って露出しているが、層をなしているかどうかは不明である（露出地点では厚さ 10cm 土ある）。しかしその露頭が一個所に限られていないところから推定すると、相当広範囲に地すべり土塊を蔽っているものと推定される。これまでの筆者達の経験では、音地火山灰層と地すべり土塊との直接の関係が認められたのは、本地区がはじめてであり、地すべり土塊の生成時期を推定する上に一つの有力な手がかりをもたらしたものと考えられる。

2.1.1.3 低位段丘礫層

地すべり地区へのぼる林道の入口、橋の右岸側の小崖に露出している。比較的よく円磨された大礫を含む砂礫層の上に崖錐がのっている。両者の境界は明瞭ではない。礫層の位置は現在河床面より 10m 土高い。また、礫は

* 山頂部近くの一家の横に湧泉がこんこんと流出し、それが貯水されている。

全く風化しておらず、基質は若干黄褐色化しており、かつややしまっていることおよびその高さよりして、低位段丘の最も新しいものよりはやや古いといえよう。中川の経験では、名西郡江^{ばたけ}江^{ばたけ}において、段丘礫層の上に地すべり土塊の存在しているのを認めているが、鮎喰川の現在河床との比高、基質の黄褐色化の程度よりして、後者はさらに古い段丘礫層であると考えられる。

崖錐（あるいは地すべり土塊）と音地火山灰層、低位段丘礫層との関係よりして大まかではあるが、崖錐（あるいは地すべり土塊）の生成時代が推定できる。その詳細は後で述べる。

2.1.1.4 基岩

大部分は泥質片岩よりなるが、塩基性片岩、砂質片岩、石英片岩の互層（時には、これに赤鉄鉱片岩の薄層、泥質片岩の薄層の挟在がみとめられることがある）が挟まれている。互層の厚さは2m足らずである。その他局部的には石灰質片岩の小レンズが点在する。

2.1.1.4.1 泥質片岩

後述するように、微褶曲が発達しており、この微褶曲の軸に沿って割れ目が数多く存在し、同岩を一層弱くしている。また断層を生じている部分は破碎帯となって粘土化されていることが多い。しかし時には珪酸分に富んでいる部分は堅硬となり、地区の北部にみられるように断崖をなして稜線を形成する場合もある（7万5千分の1地質図川口では、これを緑色片岩、石英片岩の互層に画いてあるが、これは事実と反する）。なお泥質片岩は本地区を含み、周辺地区において圧倒的に広範囲に分布する。また点紋帯では泥質片岩そのものも堅硬化しており、地すべりのひん度の低いことはすでに中川（1969）が記しているが、改めてこのことを想起する必要がある。

2.1.1.4.2 互層

先述のように、厚さは3m±、塩基性片岩を主とし、石英片岩、砂質片岩、泥質片岩等が入っている互層である。川床、川岸および県道際に好露頭がみられる。互層の中の塩基性片岩の部分はそれ自身時には泥質片岩とひんばんな薄層で互層することもある。また先述のごとく赤鉄鉱片岩が入っていることもあり、さらに石英片岩の一層は大体1m位の厚さをもち、互層の中間の層準にみられ褐色化した薄層が挟まれていて識別し易い。ところで、この互層は比較的連続性がよく、地質構造を推定するための鍵層として有能である。もちろん本互層は泥質片岩よりはるかに堅硬である。

2.1.1.4.3 石灰質片岩

本地区中央部に作られた排水溝のやや南方の川岸に小レンズをなして分布するが、左岸と右岸では1つの断層を挟んでそれぞれ反対側に露出している。これと同類のものは本地区西方釜ヶ谷部落の斜面中腹に露出しており、おそらく同一層準のものといえよう。

2.1.2 地質構造

本地区は大規模な構造单元では冒頭に述べたように、東西性の背斜軸と向斜軸との中間に位置しているが、小規模な单元でみるときは必ずしも大構造に平行的ではないものがみられる。また著しく微褶曲が発達しているため局部的な片理、層理を以て一般的な地質構造を推定することはできない。むしろ線構造（これについては後述する）の方向が役に立つのである。しかしまれに一般的な構造を知り得るものでは大構造と直角に近く交差するものが代表的で例えば走向南北、傾斜東へ25°であって、この値は異様ではあるが、鍵層の露出状態と矛盾するものではない。

さて、地すべりと密接な関係をもつ構造要素は本地区では次のものが考えられる。すなわち、線構造、軸面劈開、断層である。

2.1.2.1 線構造

小島・光野（1950）により“ちりめんじわ”と称せられたものである。ところで本地区においては、微褶曲が著しく発達していることはすでに述べたとおりであるが、その形態は北部と南部で異なっている。北半では角張っており、南半ではやや丸みを帯びている。しかしこの形態の相違は筆者達の調査結果では地すべりと直接関係はないように考えられる。いずれにしても、このように片理、層理が波打っているときは、局部的にそれらの走向、傾斜によって構造を推定することはできないのは当然であり、このような場合微褶曲の数個の頂部（冠）を連ねた面によって知ることが可能である。さらにより確実なのは線構造によるものである。ところで線構造には種々のものがあるが、先に述べたように“ちりめんじわ”と呼ばれるものをここでは指しているのである。さらにくわしく述べれば「微褶曲の曲面*と小さなしわの軸面との交線」のことであり、この交線の方向とその落としの方向および傾斜角度を線方向というのである。

本地域内においては、線方向は80°～85°Eの大体東西性の方向を示し、約20°の傾斜で東へ落ちている（局部的には傾斜角は6°～35°の間にばらつきが認められたけれども）。ところで、これらの線方向は、本地域を含めた広範囲にわたる一般的なものである。また20°Eという落としは、地質断面図にみられるごとく基岩自身の線方向が川に向かって流れ盤をなしていることおよび基岩と地すべり土塊の境界と大筋で一致していることを示している。本地区外でも、京上地区で方向東西、東落ち13°を示し同様な流れ盤を暗示している。これまで線方向は地すべりとは無関係であると一部の人にいわれて来ていたけれども、各地点の地すべりを個別的に具体的に調査していけば、地すべりの滑落方向によっては両者が

* 必ずしも微 曲をしていなくともよいが、本地区の場合および一般に結晶片岩地域では微褶曲をしていることが多い。

密接に関連し、線方向が地すべりを促進する原因になっている所が数多く見出されるであろう。

2.1.2.2 軸面劈開

微褶曲の背斜軸あるいは向斜軸に沿っては割れ目が生じ易い。これを軸面劈開と称している。一般に微褶曲はその生成当時およびそれ以後烈しい応力を受けると褶曲軸面に破断を生じる傾向が強い。これは結晶片岩のみでなく普通の地層の褶曲にも見られるものである。さらに応力が働きつづけると劈開面に沿って断層を生ずる。本地区においてもその例がみられた。これも結晶片岩に限っていないが、本地区を含めて地すべりを生じている地区には特長的なものである。

2.1.2.3 断層

本地区には東西性の断層が著しく多い。これには破碎帯を伴うものも、伴わないものもあるが、いずれも先述の軸面劈開から生じた断層が大部分である。なお東西性ということは、大単元の構造の影響を受けているのかも知れない。また断層の有無にかかわらず線方向に全く変化を生じていないことは断層が単純な上下運動あるいは水平運動のみであって、廻転を伴った断層ではないといえる。

なお軸面劈開より発展した断層以外に、低角度の断層が本地区南方の林道脇にみられるが、走向東西、北へ $15^{\circ}\sim 20^{\circ}$ の低角度で傾斜し、厚さ70cm 土の破碎帯を伴っている。これはその性格よりして、先述の断層群より古いものと考えられる。また地すべり地区へ延長されるものと推定されるが、土塊に蔽われてくわしいことは明らかなでない。おそらく断層群によってずたずたに切断されているものであろう。

さて断層群を地質図に示すごとく、説明の便宜上、規模の大きさから考えて I～V, 1～7, ①～⑫ の記号

を付した。ところで、これら断層群の大部分は推定断層をも含めて、深浅さまざまの谷を形成していることは注目されてよい。また各断層の落ちの方向は、図に示すように I, ⑥, ⑧, V-7 が南落ちの他はすべて北落ちか垂直である(大単元構造により背斜軸の北側の翼部の傾斜の方向と平行になっている)。このことは、先述の鍵層を北方へ追跡していくとき、⑥付近でみられるのを最後として、露頭、転石のいずれも認められないのである。これは断層⑥以北では鍵層が背斜の北翼に位置するためだけではなく、⑥によって急激に川床以下に落ち込み、以後数本の断層によってより深所にもぐり込んだことを物語っている。一方南では I-5 によって、鍵層は川床以下にもぐり込み、断層 V-7 以南で再出現する。またこの間ボーリングの掘さく範囲内には出現せず転石も認められない。すなわち2つの断層 I-5, V-7 に挟まれた部分は、落ち込みの深さは判明しないけれども一種の地溝を形成しており、この部分に地すべりを生じたものと考えざるを得ない(この点からいえば I-5 以北は地塁といえようし、地塁には地すべりを生じていないことがわかる)。この地溝は西へ延長した場合、釜ヶ谷の地すべり、さらにおそらく京上の地すべりにも関係あるものといえる。釜ヶ谷では断層 V の延長と考えられるものが露頭しており、さらにそれが三本に枝分かれしているがその南端の断層も北落ちを示している。また京上では断層 I のおそらく延長と考えられるものが南落ちである。ところで断層 I および V の間に存在する断層は被覆する地すべり土塊が比較的薄いため、現在の地表面にも反映し、また同時に後述するように地すべり運動ブロック化をひきおこしている。なお断層 I-⑥以北の断層は比較的断層谷が明瞭に残っていることは、断層が新しい時代のものであることを示し、若い時期の地形といえよう。

図-3 軸面劈開およびそれより発展した断層(下部がそれにあたる)

図-4 地質断面図

図-5 広域構造図

「本書に掲載した地図は、建設省国土地理院長の承認を得て、同院発行の2.5万分の1地形図を複製したものである。(承認番号)昭50緯複第583号」

また、これらの断層谷は左岸のみでなく、右岸にも見られるし、西方では釜ヶ谷北方にも延びて稜線の方を支配しているものと考えられる。

なお、本地区外の京上南方では、多くの断層群が存在

し、その中には (N50°W, 75°NE), (N60°E, 50°NW) の断層が切りつ切られつるの関係を示し、落ちのセンスからして共役断層と目されるものが存在しており、広範囲にわたって、このような共役断層が存在すると考えられ

図-6 地すべり地区の赤外線写真

説明：地すべり運動が断層を境としてブロック化している。右方には断層によってできた谷が数本走っているのがみられる。また頂上の鞍部も断層の走っているのを暗示している。

【凡例】 1. 地すべり範囲 (地すべり土塊分布) 2. 基岩 3. 崖錐 4. 地すべり頂部の崖錐 (滯水層をなす) 5. 家屋傾斜方向 6. この図では省略 7. ブロック運動境界 8. クラック 9. 副崖 10. ブロック記号 11. ボーリング位置, BV47 (昭和47年)-1(No. 1)

図-7 地すべり土塊のブロック化, クラック, 家屋の傾斜方向およびボーリング位置図

るが、本地区ではあまり明瞭でない。したがって基岩の応力関係を解明するまでには至っていないことを付記する。

3. 地すべり運動の解明

3.1 地すべり土塊の運動

以上のような現象を基礎にし、現在観察し得る家屋の傾斜方向、クラック、二次的滑落崖 (副崖) および赤外線写真等により、地すべり土塊の運動は4ブロックに分れてそれぞれ別の動きを示していることが分った。なおブロックはそれぞれさらに1〜3個の亜ブロック群よりなっていることも認められる。かつこれら亜ブロックはそれぞれ副崖によって段化されており、その頂部付近は比較的傾斜が緩やかになっている。さて、これらブロックの中、地すべりの活発なのは図に示したA, B, Dであり、特にその中でも活発なのはDである。またA, BブロックはDブロックよりも動きの発生時期が古いと考えられる。これは地形からみてDよりA, Bの方がより平坦化、段化が進んでいることより推定される。地表面の動きも、各ブロック毎の動きを反映して、それぞれ特有の姿態がみられる。特にDとBではその境界付近において、同一宅地内の二棟の家屋間に傾きの方向に相違を起させ、また宅地にくいち

図-8 擁壁および上に走るクラック

がいを生じている。また林道の擁壁にクラックを生じ、その上方の草地の中にも地割れを発生せしめており、また別の地点では以前は同一の平坦面であった畑地表面が、ブロック境界の両側でD側が現在ではより高所に位置しているのが認められる。なお亜ブロックの頂部は現在静止しているのではなく、前方への沈下のみられることが家屋の床面沈下で理解できる。また、あるものは沈下が山側方向に進んでいるかのごとく、家屋の山側に支え棒をしているのがみられるが、家屋の構造がしからしめたのか、床面が水平的に山と反対側に動いて将棋の駒のよ

うに倒れかけたのでなからうか。なお、Cブロックは崖錐と地すべり土塊との中間的な被覆層が動いているもので、山くずれ的な動きと考えられ、典型的な地すべりとはいえない。C₁、C₂ 亜ブロックは滞水層としての機能を持ち、C₃は山くずれ性のものであろう。いずれも小規模のものといえる。特に注目すべきことは基岩を通る断層がブロック化をひきおこしていることで、地質構造の地すべりにおける比重が大であることを物語っている。なお右岸にも地すべりがみられるが、その規模は左岸ほど広範囲ではなく、先述のC₃亜ブロックのごとく、単純な崖錐による山くずれに属するものであると考える。これは断層I～Vが右岸側で収斂していることおよび線方向が落し盤になっているためであろう*。

3.2 基岩の運動

昭和45年行われた九鬼地すべり調査報告（ボーリング及びヒズミ計による計測報告）のヒズミ計の累積ヒズミ柱状図及び経日ヒズミ変化量**は別図のごとくになっている。これによると基岩中の動きには次のようなことが認められる。まずBV 45-1では顕著な部分は認められないが、深度 24m 付近でプラス方向へのごく微弱な変動がみられ、累積絶対値は $0.2 \sim 0.3 \times 10^3 \mu/\text{月}$ を示している。BV 45-2では断続的な異常変動と累積的な潜在変動の2つがみられ、前者は 12～20m の深度に後者は 22～28m の深度にそれぞれみられる。前者の断続的な変動は、いずれも測定開始後およそ3週間経過した時点で12m、14m、16mの位置でマイナス方向への変動がみられる。そうして、これらの変動の様子を経日変化量

図-9 累積ヒズミ柱状図 (BV45-No. 1, No. 2, No. 3)

図にあらわしてみると、それらのほとんどが階段状で、変動の前後において累積変動のあまりみられないことが特長的である。次に後者の累積的な変動は 22m 以深においてみられるが、このうちで特に著しい部分は 28m の深度にあたるところであり、累積変動絶対値ははじめの1カ月間は $1.5 \times 10^3 \mu/\text{月}$ で、順次 $0.2 \times 10^3 \mu/\text{月}$ 、 $0.4 \times 10^3 \mu/\text{月}$ を示し、平均すると $0.6 \times 10^3 \mu/\text{月}$ 程度になるが、測定開始後しばらくは上層の異常変動の影響があるもの

* なお累積ヒズミ柱状図によると、いわゆる地すべり土塊の変動は、BV45-1～45-3の3つのいずれにおいても認められ、それらはほとんどプラスの変動を示している。累積変動絶対値は $0.8 \sim 2.7 \times 10^4 \mu/\text{月}$ である。

** 経日変化量図は代表的なもののみあげた。

図-10 経日変化図

とみて1ヵ月後よりの変動量で示すと、およそ $0.2 \sim 0.4 \times 10^3 \mu/\text{月}$ 程度になり、この値はBV 45-1で述べた24mでの深度の値にほぼ近い値となっている。BV 45-3では深度12~14mの間で累積ヒズミ柱状図において折れ曲がりが見られるが、測定開始後2週間たった頃に急激な変動があり、その後は日の経過と共に累積量に変化がほとんどみられない。これはBV 45-2でも述べた異常変動の一種であろう。BV 45-3において、累積的な変動がみられるのは18mの深度でマイナス方向へ $0.2 \sim 0.3 \times 10^3 \mu/\text{月}$ 程度の変動を示し、この値はBV 45-1の24m、BV 45-2の28mのそれぞれの深度での累積変動量の絶対値とほぼ等しい値となっている。藤原(1972)によれば、これは潜在変動の範囲内の現象となる。したがってこの範囲内では、基岩自身の独立した動きと判定するにはなお本地区での資料が不足しているといわねばならない。同様なことは京上の地すべり地区にもいわれるし、また中川(1969)は森遠地区の地すべりにおいても基岩に変動のあることを推定して、ヒズミ計の設置を提案したことがあるが、とにかく今後は基岩の動きにも焦点を当て、数多くの測定資料の蓄積が望ましいのである。

3.3 地すべり土塊の厚さと時代

3.3.1 厚さ

ボーリング資料によれば、土塊の厚さはBV 47-2が19mあり、最も厚いが、これは近接するBV 47-1の11m、BV 45-3の6mと比べ異常なものといわねばならない。おそらく露頭では見出せなかった断層(表面地形では直下に小谷があり、被覆されているとはいえ断層を暗示している)に当たって局所的に基岩が凹んでいる部分であろう。その他の地点ではBV 45-1、45-2、45-3の山麓部のものは10m以下で著しく薄い。またBV 47-1より頂部にかけては12~15mで山麓部より厚いが、全体としては御荷鉾帯に近接する地すべりのわりに

は予想外に薄いものといわねばならない。この理由はおそらく断層の走る方向と斜面の傾むく方向が大体平行しているため、断層により生産された岩片や土砂は常に川へ落下し易く、加えて線方向が流れ盤であるためこれを促進したもので、堆積貯溜する量が少ないのではなかったかと考えられる(一見第三紀層地すべりの土塊の薄さと外見的には似ているが本質的には別の機構である)。ところで本地区と同一構造单元内の森遠地すべりでは、線方向は流れ盤ではなく、断層の走る方向と斜面の傾むく方向が交差して(斜交~直交)いることおよび片理・層理も落し盤になっているため土塊の川への落下が少なく、断層による基岩の凹みに土砂、岩片を厚く堆積した結果、地すべり土塊が厚くなったと考えられる。

なお一般的にいうて、地すべり土塊の薄い場合は、ボーリング資料によってその厚さは比較的把握し易いが、厚い場合はその判定に個人的誤差があまりにもありすぎ、基岩と風化した基岩、転石との間の区別が困難なことが多いことが経験的にいえる。このことは先年新潟での地すべり学会のシンポジウムにおいても討論されたことで、客観的な判定材料はないということであった。筆者達の経験では、現場のボーリング作業の豊かな経験による勘というものを尊重してそれに頼らざるを得ないことも多いと考える。なお、コア採取率で定めることにも危険が多い。作業員の採取能力が著しく左右するからである。

3.3.2 土塊の生成時期

すでに述べたように、左岸では地すべり土塊が音地火山灰(約B.C. 5000~6000年)によって蔽われている部分があるが、もし火山灰が二次的な堆積物でない限り、これは明らかに火山灰より古いことを物語っている。右岸では音地火山灰をレンズとして崖錐が挟んでいるが、これは、1. 火山灰が1つの塊として崖錐に混り込んだものか、2. 下位の崖錐の上にレンズ状に堆積して、その上により新しい崖錐がのったかのいずれかである。しかしながら、左岸の地すべり土塊が火山灰に蔽われているという事実は右岸の崖錐と火山灰の関係如何にかかわらず事実である。次に右岸では低位段丘礫層の上に崖錐がのっているが、この崖錐と左岸の地すべり土塊との関係は判らない。しかし、基質のしまり方、変色のし方、礫に全く風化のあとがみられないことより、両者にそれほど年代の隔たりがあるとは思われない。あったとしても低位段丘礫層の生成年代[参考になるものとしては、最も近いものとして岡田(1968)による池田町のB.C. 27700年±800年があるのみであるが]以降の範囲内では区別がつけ難い。ところで、左岸の地すべり土塊上の火山灰の分布は2箇所のみであり、またボーリング柱状図には記載されていない(これは技術者の知識が火山灰を識別できなかったか、あるいは実際に存在しなかったかのどちらかである)けれども、その露頭の産出状態から

みて比較的広範囲に蔽っているのではないかと推定される。とにかく地すべり土塊生成時期の下限は B.C. 27700 ± 800年*, 上限は P.C. 6000年～5000年としても誤りはないように思われる。林, 山口 (1971) によれば, 森達の地すべり土塊中より産した埋れ木の絶対年代を学習院大木越研究室に依頼して測定された値は B.C. 15400年 ± 400 年という値が出されているが, 本地区の地すべり土塊もおそらくそれと年代があまり遠く隔たらないものであろう。

4. むすび

1. 本地区は主として泥質片岩よりなり, 1 帯の互層 (塩基性片岩, 石英片岩, 砂質片岩よりなる) を挟むが, この互層の追跡により地質構造の一部が解明できた。

2. これらの地層には微褶曲が発達している。また線方向は大体東西で東へ傾斜している。

3. 数多くの断層があるにもかかわらず線方向が一定していることは, 回転を伴わない断層であったことを示す。

4. 微褶曲には往々にして軸面劈開がみられさらに, これが断層にまで発展していることが多く, 3 に述べた断層はほとんどこれに属する。

5. 断層の落ちの方向は, 地すべり地区の北方では大部分北落ちの地壘を形成しているが, 地すべり地区では北側が南落ち, 南側が南落ちの一種の地溝を形成し, この地溝が地すべり地区と一致している。

6. これらの断層は西へ延長すると, 釜ヶ谷, 京上地区にも追跡することができ, 両地区の地すべりを考察する上に一つの資料を与えてくれる。東側への延長は北方の地壘の断層は追跡できるが, 南方の地溝の断層は急激に収斂している。

7. 各断層は比較的新しいため, 現在の地形にも明らかに反映しており, 地すべり土塊に蔽われた部分でも, その土塊が薄い場合, 地表面の地形を左右していることが推定される。

8. 地すべりの地質学的素因は, この地区では軸面劈開, 断層, および流れ盤をなす線方向が考えられ, このうち断層は地すべりのブロック運動の境界ともなっている。

9. 地すべり土塊が, 本地区の大単元の地質構造的な位置にしては比較的薄いということは, 断層の走る方向と斜面の傾むきの方向が平行であること, および流れ盤をなす線方向のために土塊の堆積が妨げられた結果といえよう。

10. 地すべりは土塊のみでなく, 基岩の中にも潜在す

る疑いが強く, これを確認するためにはより多くのヒズミ計による測定を必要とする。

11. 地すべり土塊が頂部で厚いことおよび頂部がゆるやかな傾斜をしていることは, 滞水層を作り出しているおそれがある。

12. 以上のことよりして, 今後, 次のような対策がのぞましい。

イ 電探その他の方法によって, 頂部の滞水層を把握すること。把握に応じて集水溝, 排水溝を早急に設置して, 地下滞水を防ぐこと。

ロ Dブロック, Eブロックの動きは, 急激なものであるから, 早急にボーリング等による水抜きをすること。

ハ 断層ⅠおよびⅣの谷の部分より表面水の浸透を防ぐため, 排水溝を整備すること。

ニ 調査ボーリングの地点を東西に走る線上にのみしぼるのではなく, 南北方向の線においても選定し, 同時に基岩中にもヒズミ計を設置観測すること。

13. 本地区のみでなく, 地すべり調査および対策には, その作業の進め方において, より適切な順序を定めなければならない。すなわち, 防止工事の前に表層地質調査, ボーリング調査 (事前に地質専門家による地点の選定を必要とする) を両者並行して行ない, その結果をもとにして最も適切な対策工事を計画実施することである。しかし, 多くの地すべり地区においては, この順序が守られておらず, 効果の少ない, 工事の見受けられることが少なくないように思われる。

参考文献

- 1) 小島丈二・光野千春 (1950): 5 万分の 1 地質図幅「川口」ならびに同説明書
- 2) 岡田篤正 (1968): 阿波池田付近の中央構造線の断層運動 (第四紀研究 Vol. 7 No. 1)
- 3) 中川衷三 (1969): 徳島県における破砕帯地すべりの 2・3 の例 (地すべり Vol. 5 No. 3)
- 4) 中川衷三 (1969): 四国における地すべりの素因—その 1 森林地区地すべり— (同上)
- 5) 岩崎正夫 (1969): 祖谷地方の地すべりと地質構造 (同上)
- 6) 徳島県池田土木事務所 (1970): 九鬼地すべり調査報告書 (丸浦工業 K・K 担当)
- 7) 藤原明敏 (1970): 地すべり調査と解析 (理工図書)
- 8) 林徳煌, 山口真一 (1971): 地すべり地中の埋木の年代測定と地すべりの周期について (地すべり Vol. 7 No. 3)
- 9) 徳島県池田土木事務所 (1972): 地すべり対策工事地質調査 (京上地すべり防止地区) (K・K 仁田工業所担当)
- 10) 徳島県 (1972): 15 万分の 1 徳島県地質図

(原稿受理日 昭和49年 8 月12日)

* 低位段丘礫層の絶対年代は B.C. 15 万年～1 万年の広い幅をもっており, 池田のものと本地区のものとは, 基質, 風化, 現在河床との比高よりして, おそらく本地区のものの方が新しいであろうが, 一応安全値として下限にこの値を使用する。