

上嵯峨地すべり地の地下水について

中 川 鮮・島 通 保

ON THE GROUND WATER IN KAMISAGA LANDSLIDE AREA

By Akira NAKAGAWA and Michiyasu SHIMA

Synopsis

In this paper we describe an experimental study on the behavior of the groundwater in the Kamisaga landslide area, Tokushima Prefecture, Shikoku District. The investigations have been carried out since 1974 and still are continued. The points of discussion about the variation of the groundwater in this landslide area are as follows;

- 1) the actual conditions of the water bearing stratum,
- 2) the variation of the groundwater level on the rainfall,
- 3) the variation of the discharge from the ground on the rainfall,
- 4) the volume fluctuations of the actual water bearing mass,
- 5) the volume of drain water effective for prevention of landslide.

1. ま え が き

地すべり地の地盤中に滞水する地下水は、地すべりの発生に対して重要な因子とみなされて、地すべり災害の対策上の問題として多くの地すべり地で調査されるのが現状である。地すべり地内の地下水位を調べたり、湧水点における量水試験を実施したりするが、これらは地すべり地境中の地下水の挙動を知りたいがためである。これらの調査により、地下水に関する定量的な情報が正確にわかれば、地すべり地内における地下水対策に役立つことはいうまでもない。しかし、地すべり地の地下構造は複雑な場合が多く、その地下構造に規制される地下水の存在を詳しく知ることはきわめて難しいことである。

本論文では、地すべり地の地下構造を調べ、地下水の滞水域となっている場所を確認し、滞水域の体積変化を調べて、地すべり地内における地下水の挙動を調べようとするものである。これらの事項について検討するために、降雨と地下水に関する調査を、試験地に雨量計、水位計、量水計を設置し、自記および手動により測定を行なった。測定期間は、1974年6月から1977年3月までである。地下構造を調べるために弾性波探査、電気探査を実施し、本地すべり地に掘さくされたボーリング資料を参考にした。滞水域の決定は、電気探査の四極法により比抵抗を測定し、深さごとに滞水域の広がり方を面的に調べる方法をとった。

本地すべり地の地盤変動が、経験的に降雨の多い時に発生することが知られているが、豪雨時の滞水域の拡大状態を推定することは、防止対策を考える際に参考となるものと思う。

2. 上嵯峨地すべり地の概要

上嵯峨地すべり地は、徳島県名東郡佐那河内村字父ノ久保にあり、徳島市の中心地より南西方向に約15kmの位置にある。本地すべり地は、いわゆる中央構造線の外帯に平行的に連なっている四国山脈のほぼ東縁にあり、徳島県西部地方にみられるような大規模な急峻地形ではないが、四国山脈中にしばしば認められる典型的な地すべり地形に近い姿を呈している。本地すべり地の地質的環境はみかぶ帯に相当し、北側を三波川帯結晶片岩層と断層で接し、南側を秩父帯の古生層と整合している。このみかぶ帯はみかぶ緑色岩類から

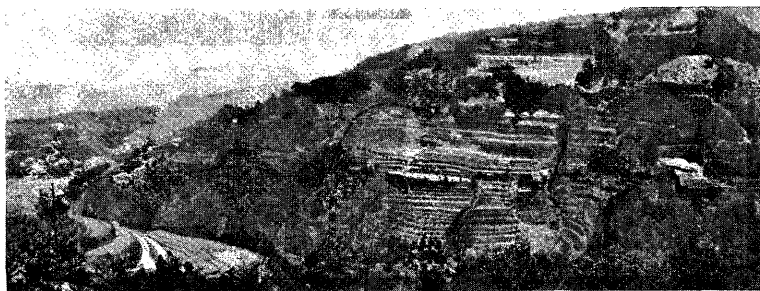


Photo. 1. View of the Kamisaga landslide area. The broken line shows the boundary of landslide area and the dotted line shows the destruction area on the ground.

なり、岩石は超塩基性岩、はんれい岩質岩、輝緑岩または粗粒玄武岩、玄武岩質火山岩（枕状溶岩、角礫凝灰岩等）、その他の岩石が分布している。これらの岩類は三波川帯の結晶片岩と同じ変成作用を受けているとみなされている。みかぶ帯の部分は三波川帯と秩父帯との境界という地質条件下に位置しており、とくにこの地域は地向斜内火成活動のひとつとされている¹⁾。

本地すべり地の地形は **Photo. 1** に示したように、斜面中腹部にあり、斜面長約 350m、幅約 250m で、上部と下部が急傾斜となっている。斜面中腹部の緩傾斜の地域が地すべり活動の中心地帯となっている。地すべり地の斜面傾斜角は、下部で約40度、中部で約15度、上部で約30度である。地すべり地内には数戸の民家があり、その他、水田、みかん畑、農道、農業用水路などがある。

地すべり地の地盤変動については、主として、1955年以後に活発になり、水田、用水路、農道の変形が顕著に認められる。変動域は斜面中部と下部の地形的な傾斜変換点付近に多く認められる。**Photo. 1** に地表面の観察調査（路査）によって変動現象の認められる部分を連続的に結んでみると破線がこった地域となる。その中で特に激しい変動現象の発生している地区を点線で示した。この地区では地盤の陥没深約 1.2m、高低差約0.4mの段違いクラックが水田中に認められたり、傾斜変換点付近に小崩壊が発生した。崩壊地の露頭や、ボーリング資料によると、地すべり活動による現象が激しい場所付近では、地盤の上部が崩積土によって構成されていることがわかる。これまでの調査では、地すべり地形を呈している斜面全域を一体とした滑動による動きは認められておらず、激しい降雨のとき、部分的な場所で山くずれが何回か発生したり、地中内部に原因のあるクラックが半円形に発生したことがある。これらの現象も降雨にともなったもので、きわめて断続的なかたちで発生する。

3. 地下構造

地すべり地に滞水する地下水は、基岩の形状とその上部に載っている風化層あるいは崩積土層の厚さ、構成状態などの地下構造に規制される。本地すべり地でも、地盤上部が崩積土で構成されており、地すべり地内の場所によりその構成状態が異なっていると思われるので、地すべり地全域の比較的浅い部分の地下構造を調査する必要があった。そこで1974年11月に弾性波探査²⁾、1975年1月と1976年1月に電気比抵抗探査²⁾を実施し、地下構造の解明を試みた。本地すべり地では、徳島県土木部により1971年、1972年に調査ボーリングが掘さくされているので、その資料³⁾も地下構造調査の参考とした。

弾性波探査の地表探査法によって得られた結果について一部を **Fig. 2 (a), (b)** に示した。**Fig. 2 (a)** は縦断、**Fig. 2 (b)** は横断の各方向において調査したものである。測線の位置は、**Fig. 1** の電気比抵抗探査の測線3と測線Dに沿って行なったものである。

解析結果によると、本地すべり地ではP波速度の高い ($V_p=2.4\sim 5.0\text{km/sec}$) 岩石が基岩を形成してお

り、地表付近では P 波速度の低い ($V_p=0.35\sim0.55\text{km/sec}$) 地層が存在する。表層と基岩では、それぞれの速度差は大きい。地表から基岩までの間における弾性波速度の分布をみると、速度が漸増しておりミラージュ層と推定される。Fig. 2 (a), (b) 中に示したように、基岩の形状が急激に変化している位置がみいだされたが、これらの結果は、北、西側が落ちになる正断層の存在によるものと推定された。基岩面は、全体的に向斜状の舟底型に近似できるかたちをしており、その上部に崩積土が載っているという地下構造と考えられる。これらの弾性波探査による結果は、探査測線上もしくはその近傍に掘さくされたボーリング資料による、崩積土と基岩の境界と判定した位置によく一致している。

電気比抵抗探査は Fig. 1 に示した測線上で行なった。結果の一部について Fig. 3 (a), (b) に示した。測線は弾性波探査を実施したところと同じで、Fig. 3 (a) は縦断の測線 3、Fig. 3 (b) は横断の測線 D である。探査結果によると、基岩は比抵抗値が高く ($\rho=2.2\sim8.4\text{k}\Omega\text{-cm}$)、その上部にある地層は比抵抗値が低く ($\rho=0.6\sim2.5\text{k}\Omega\text{-cm}$) になっており、きわめて対照的に変化している。全体的に舟底型の形状を呈している。基岩面は地下水の滞水による影響で、比抵抗値 (ρ) が低く、 $\rho=0.6\sim2.5\text{k}\Omega\text{-cm}$ となっているが、地表付近は滞水している地下水面より上部となるために比抵抗値 (ρ) が高く、 $\rho=1.3\sim2.0\text{k}\Omega\text{-cm}$ となっている。電気比抵抗探査による結果は、ボーリング資料による崩積土と基岩の境界位置とが一致しない場所がある。これは地下水が厚く滞水している場所では基岩中にまで地下水の浸透した飽和帯があるが、滞水域からはずれた場所では、きわめて地下水飽和帯が薄いか、不飽和帯となっていることによるものと考えられる。

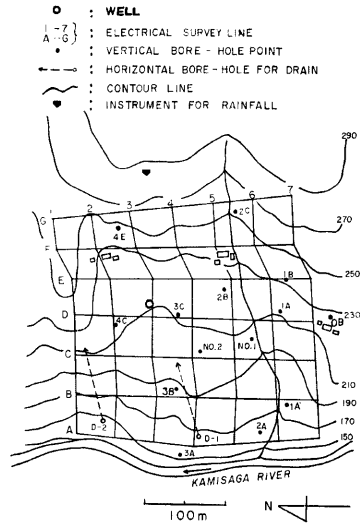


Fig. 1. Locations of observational points and survey lines in the landslide area.

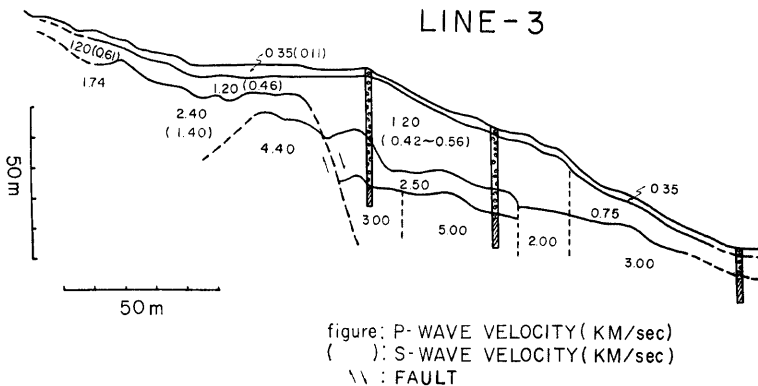


Fig. 2 (a). The profile of the ground structure obtained by the seismic prospecting along line-3

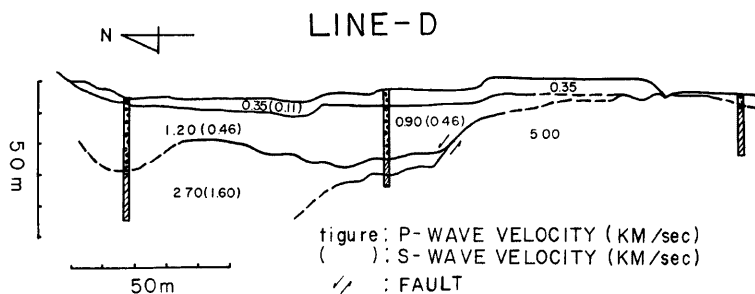


Fig. 2 (b). The profile of the ground structure obtained by the seismic prospecting along line-D.

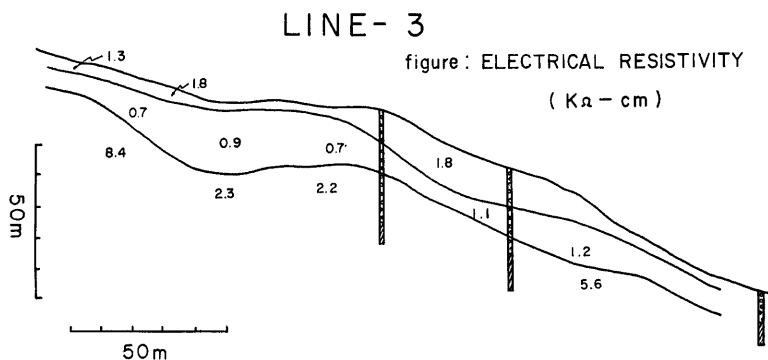


Fig. 3 (a). The profile of the ground structure obtained by the electrical resistivity prospecting along line-3.

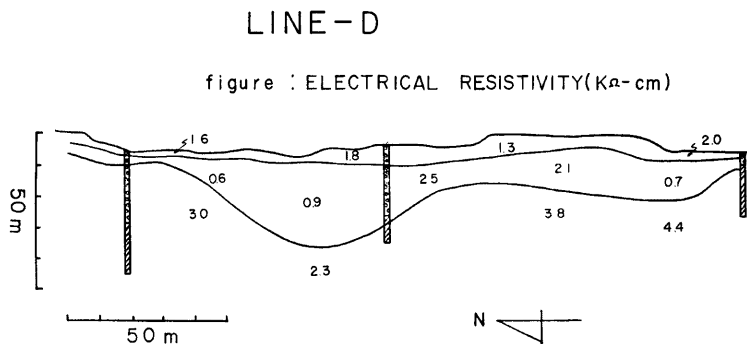


Fig. 3 (b). The profile of the ground structure obtained by the electrical resistivity prospecting along line-D.

弾性波探査と電気比抵抗探査の結果からみて、ほぼ同じ位置に向斜状の舟底型の地下構造を示す地帯が確認され、崩積土が厚く堆積しており、滞水域の形成に都合よい条件となっている。このような地下構造形成の原因は今のところわからないが、基岩に推定される断層の存在が地下水流動や侵食作用と関連して発達してきたものであると考えられる。

4. 滞水域

本地すべり地の地下構造から判断して、地下水が滞水域を形成する場所としての条件は、凹状に窪んだ向斜状となっている基岩面である。基岩は、上載する崩積土に比較して地下水浸透が少なく、連続的な凹状構造となっている場合には、その上部に滞水域を形成することができる。本地すべり地に掘きくされたボーリ

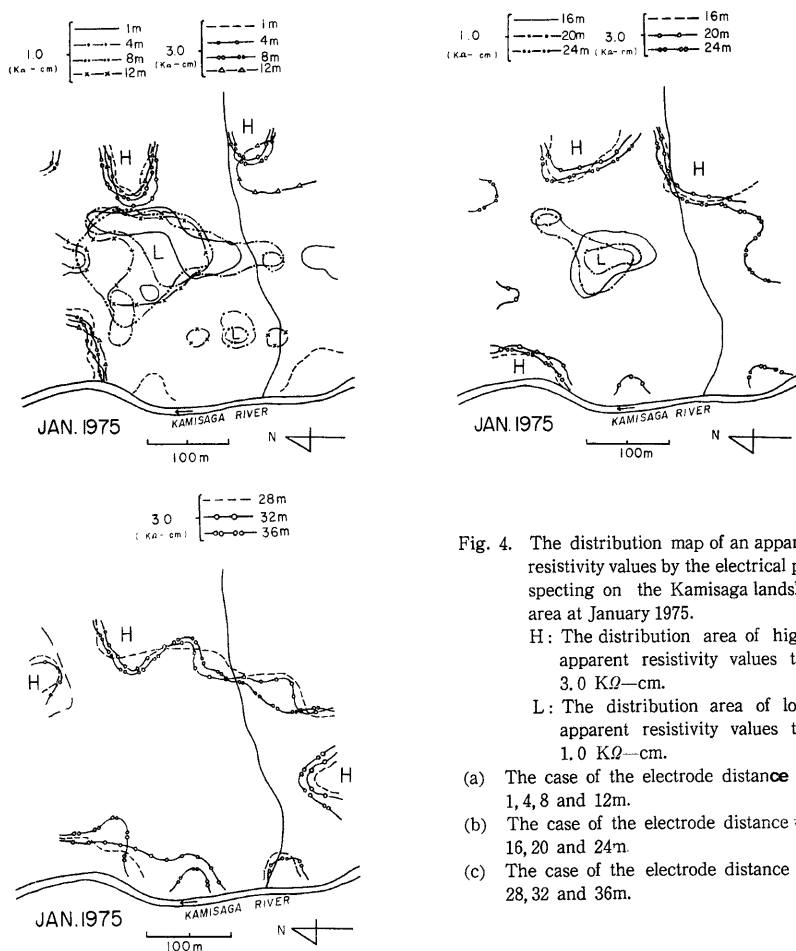


Fig. 4. The distribution map of an apparent resistivity values by the electrical prospecting on the Kamisaga landslide area at January 1975.

H: The distribution area of higher apparent resistivity values than 3.0 KΩ-cm.

L: The distribution area of lower apparent resistivity values than 1.0 KΩ-cm.

- (a) The case of the electrode distance was 1, 4, 8 and 12m.
- (b) The case of the electrode distance was 16, 20 and 24m.
- (c) The case of the electrode distance was 28, 32 and 36m.

ング資料を検討してみると、基岩の表面付近はかなり風化していて、崩積土層下部と物理的性状について明確に分離できる境界面をもっているとは考えられず、特に地下水の浸透が基岩中までおよんでいるものと思われる。本地すべり地の滞水域の東南側には、上下変位による正断層の存在が考えられるので、この断層面周辺部における基岩はクラックに富んだ状態にあるものと考えられる。

本地すべり地の滞水域について、弾性波探査、電気比抵抗探査の解析結果から断面的な形状については前章において述べたが、平面的な分布のパターンについての解析結果を本章で記述する。滞水域の形状は深さによって異なった平面的なパターンをもち、向斜状の滞水域は、基岩中の風化帯最深部が底面となる一種の容器の機能をもっているものである。滞水域のパターンを調べるための解析法として、Fig. 1 の測線の交点の部分で行なった電気比抵抗探査による測定値より、各電極間距離の見掛け比抵抗値を計算し、比

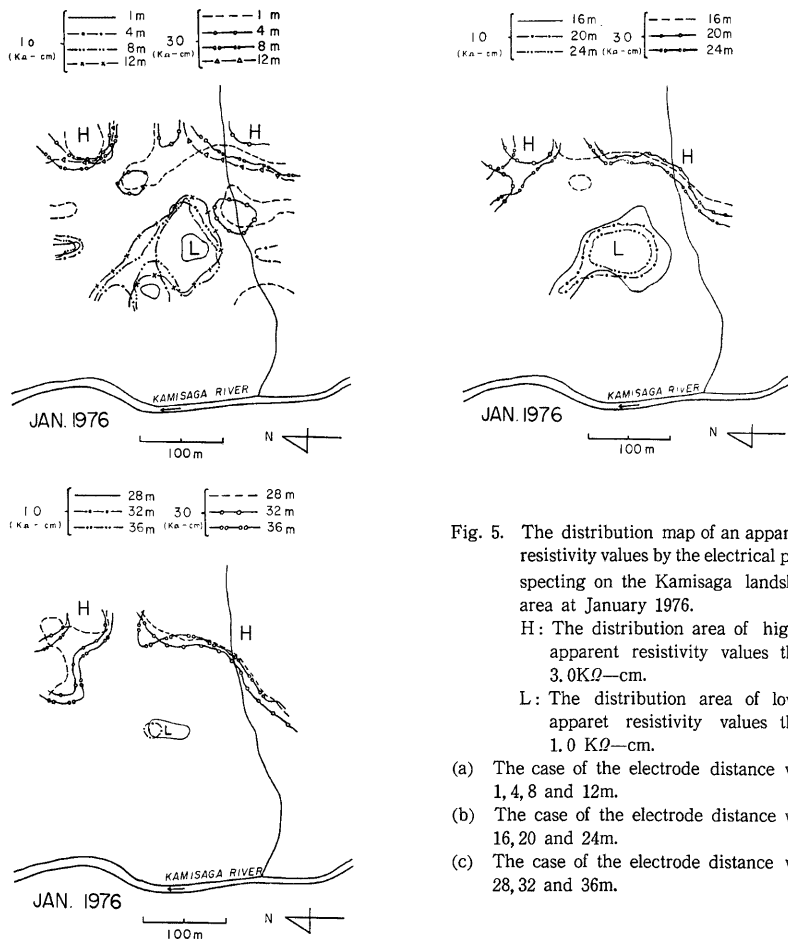


Fig. 5. The distribution map of an apparent resistivity values by the electrical prospecting on the Kamisaga landslide area at January 1976.

H: The distribution area of higher apparent resistivity values than $3.0K\Omega\text{-cm}$.

L: The distribution area of lower apparent resistivity values than $1.0K\Omega\text{-cm}$.

- (a) The case of the electrode distance was 1, 4, 8 and 12m.
- (b) The case of the electrode distance was 16, 20 and 24m.
- (c) The case of the electrode distance was 28, 32 and 36m.

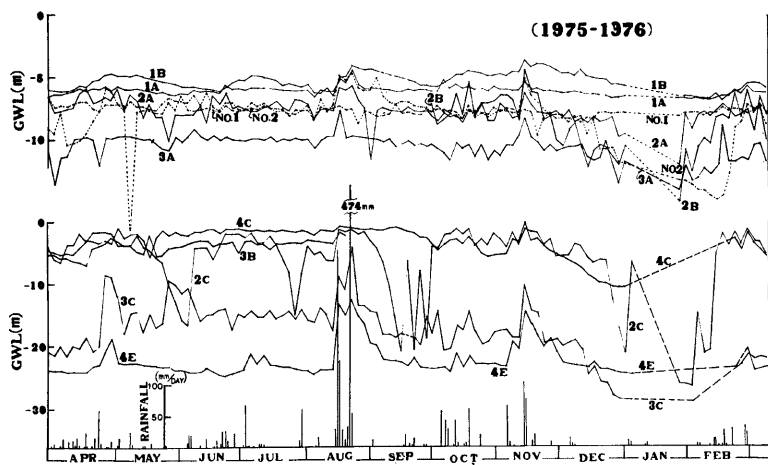


Fig. 6 (b) Variation in the groundwater level (GWL) for a daily rainfall during the observation (Apr. 1975—Feb. 1976).

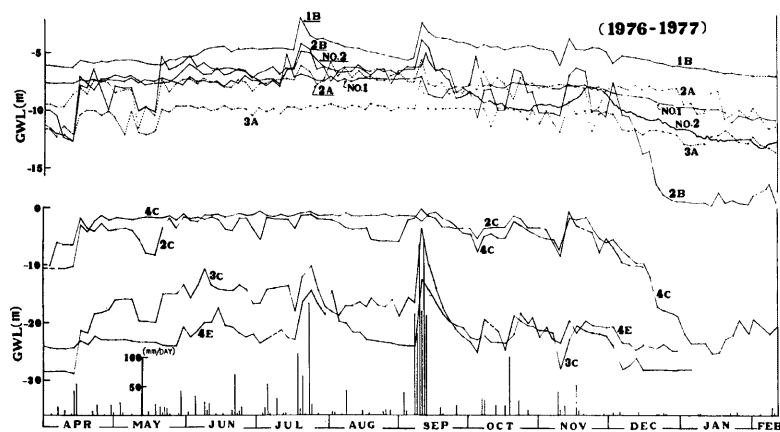


Fig. 6 (c). Variation in the groundwater level (GWL) for a daily rainfall during the observation (Apr. 1976—Feb. 1977).

巻尺を下ろし、水面に先端が触れると電流が流れブザーが鳴るという簡単なものを使用した。1976年9月より、測定孔 No. 2 に自記式水位計（中浅式 TS-72型）を設置し、連続記録を取り始めた。

雨量は日雨量を Fig. 6 (a), (b), (c) に水位の記録とともに示した。孔内水位は、測定時間は無視して、測定日のみを考慮して Fig. 6 (a), (b), (c) にプロットした。ただし、No. 2 の自記式水位計の記録は、午前6時と午後6時の水位を記録紙から読み取りプロットした。水位は地表面から孔中に形成している自由水位面までの深さとして、0m を地表面としてプロットした。

観測期間中に日雨量で 100mm を超える降雨は、1974年に 5 回、1975年に 4 回、1976年に 9 回あった。日雨量 200mm 以上になるとその回数がきわめて少なく、1975年 8 月に 2 回、1976年 9 月に 2 回あるのみで、これらのいずれも台風に伴って降ったものである。全体的にみると、降雨の季節変化に対応して、地下水位も変動していることが認められる。つまり豊水期の夏には水位が高く、秋から低くなり始め、渇水期の冬には水位が低くなるという傾向がくりかえされる。降雨に対する水位の応答状況は、一般的に、地下水位が低い位置にあるときほど単位雨量に対する応答量としての水位上昇が大きく、地下水位が高いときほど小さいことがわかる。特に観測孔 3C、4E では降雨に対する応答が敏感に現われているが、同じ時期の観測孔 4C では明確に現出しない。このことは、水位が高い状態にある観測孔では、周辺地層中を含めて地下水が飽和状態になっており、降雨による供給が行なわれても、地下水として貯留されることなく流出されるためである。4C をみると、そうした状態が豊水期に顕著に認められるが、渇水期になると水位は他の観測孔のものと同様に低くなり、降雨に対する応答も大きく現われている。その他、本地すべり地の夏の地下水に関係するものとして、水田への給水がある。給水は他流域から用水路を利用して導水され行なわれている。この給水の関連した現象としては、たとえば観測孔 4C、3C、4E などを見ると、9 月から 10 月にかけて水田へ給水を止めると、急に水位の低下が現われることなどに認められる。

降雨と排水量の関係を調べる目的で、本地すべり地に掘きくされている水平ボーリングから排出される地下水量を 1975年 6 月下旬より測定した。降雨は前記したものと同一である。Fig. 1 に D-1、D-2 で示した位置に水平ボーリングより排出している地下水を、3 日間に 1 回の測定間隔で量水試験を行なった。測定法は容積の判明しているバケツに受水し、バケツ 1 がいになるまでの所要時間を計測するという方法で行なった。D-1 には、1976年 9 月に自記式量水装置を設置し連続記録を取った。量水装置は 90 度三角ノッチのボックスで受水し、ボックス内の水位を倍率 1 : 1 の水位計を使用して測定し、ノッチ部の越流水深から排水量を求めるという方法を採用した。以上の方法で量水した記録を、降雨の記録とともに Fig. 7 にプロットした。D-1 と D-2 の記録を比較してみると、D-1 は降雨に対して敏感に応答がみられるが、D-2 では応答が鈍く現われることが認められる。この相違する特徴は、D-1 と D-2 の掘きくされている場所がことなり、それぞれことなった地下水系によるためと考えられる。つまり、D-1 は、本地すべり地の活動地域の中に設定されており、D-2 は、地すべり活動地域の外縁部に向けられて設定されている。D-1、D-2 はともに基岩中に掘きくされているが、D-1 の排水孔が設定されている基岩は、降雨の影響が激しい地下水流動が多くあることからみて、崩積土層と基岩とが同一地下水系として連結しており、降雨浸透が活発であることがわかる。Fig. 7 に示した 1976年 9 月の台風 17 号に伴った豪雨による D-1 の排水量の変化状態をみる

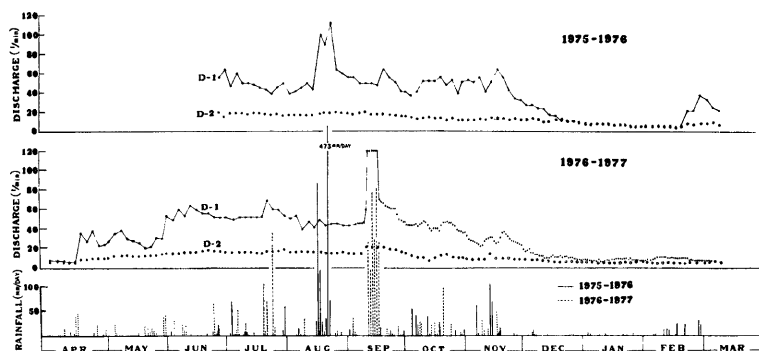


Fig. 7. Response of the discharge at lateral borehole D-1 and D-2 to a daily rainfall during the observation (Jun. 1975—Mar. 1977).

と、増加を始めてから24時間後に 120 l/min の排水量に達し、同じ状態を約60時間保っている。これは水平ボーリングの限界排水量に達したことによるものと考えられるが、ピーク状態が現われていないので、量水装置水位計のフロートとカウンターウェイトを結んだワイヤーが、急激な作動で滑車のミズですべったことも考えられる。いずれにしても1975年8月の台風時に測定したのも、120 l/min に近い排水量となっているので、120 l/min がこの水平ボーリングの限界排水量に近いものと思われる。D-2 では、降雨に対する排水量の増加はきわめて少なく、崩積土層と基岩との間に、降雨源の地下水浸透が直接的におこらない水系であることがわかる。しかし、D-1、D-2 ともに、降雨の季節変化に対する応答は明らかに認められ、渇水期の12月下旬より2月中旬頃までは 5 l/min の排水量に収束的に近づくことがわかった。

6. 考 察

本地すべりは、比較的浅い崩積土層中に地下水を集水し、貯留しやすい地域が存在することが地下構造探査の結果より判かった。そして、その地域には、滞水域を形成していることが判明し、電気探査同深法による解析を行なった結果、滞水域のパターンについても明らかになった。1975年1月と1976年1月の2回実施した同じ場所における電気探査の結果では、滞水域のパターン変化が少し認められたが、その原因が同地区内に設けられた集水井による効果であることが推定され、同時に、滞水域の存在と地すべり地の地下構造の関係は矛盾しないものであると考えられる。完成した集水井内には、降雨後異常に高い地下水位面が形成することが観察され、滞水域には水塊が降雨直後にきわめて速く形成することを示唆している。

滞水域とした地域には、観測孔 3C、4C があるが、この孔中の自由地下水位面は、滞水域に形成する地下水位を表わしていると考えられる。ただし、観測孔 4C は、夏の豊水期に水田へ給水されるため、その影響が強く現われているものと考えられる。この2孔についての水位観測資料と降雨との関係を検討してみると Fig. 8 にプロットしたようになる。これは Fig. 6 の観測記録の中より、豊水期の夏と渇水期の冬のも

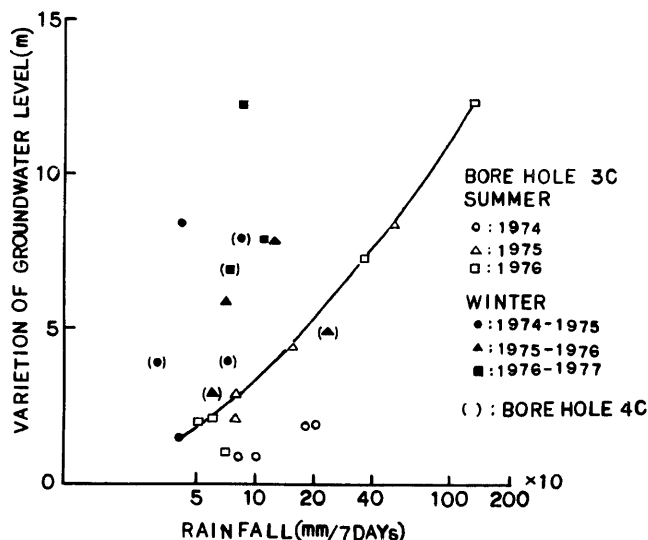


Fig. 8. Variation of the groundwater level to 7 days rainfall at borehole 3C and 4C. An example of the observation in summer and winter 1974—1977, and the curve shows the boundary effect of variation in summer.

のについて、代表的な降雨と地下水位の変動とを調べてみたものである。前章で指摘した水位変化の特徴と同じように、観測孔 3C, 4C の水位変化も、単位雨量に対する水位上昇の応答は、水位の低い冬の時期において大きくなっている。降雨に対する応答としての水位上昇には、いわゆる前駆雨量が大きく関係する因子と考えられるが、その関係がはっきり定まっていないので、ここでは水位変化が認められる時の 7 日間雨量を用いた。Fig. 8 において 4C の冬期の 1 例を除いて、3C の夏期のものは図中に示した曲線より右側にすべて分布している。この曲線は滞水域の中にある観測孔 3C の夏の単位雨量に伴う水位上昇の最大値を表す関係曲線とみなされる。

Fig. 8 の曲線を用いて、単位雨量に対する水位上昇の関係を求めてみると Fig. 9 にプロットしたよう

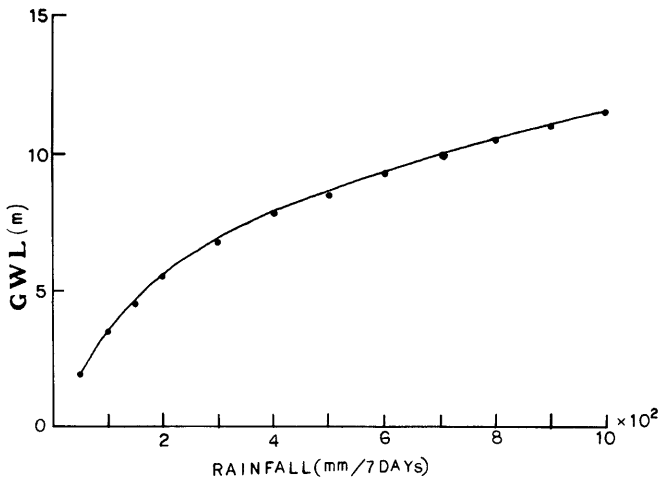


Fig. 9. Relationship between 7 days rainfall and the groundwater level (m).

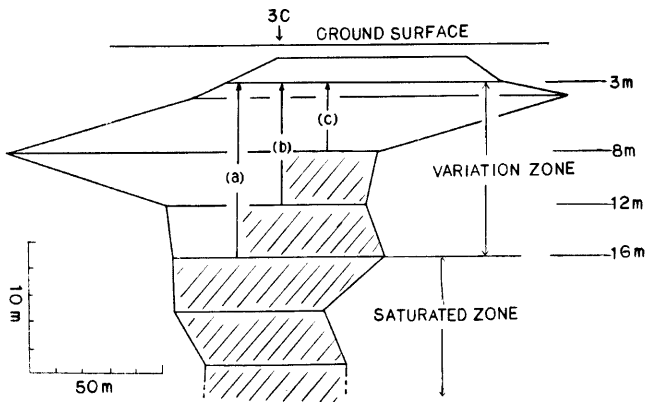


Fig. 10. A schematic illustration of variation model.

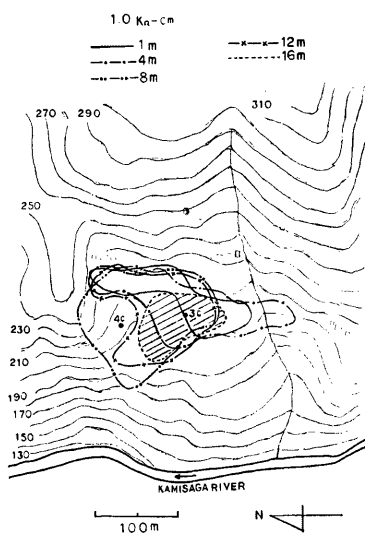


Fig. 11. The distribution area of the lower apparent resistivity values than $1.0 \text{ K}\Omega\text{-cm}$.

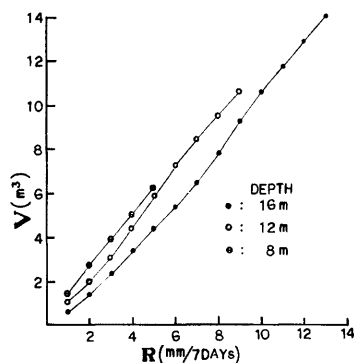


Fig. 12. Relationship between 7 days rainfall (R) and volume change of the groundwater (V).

その他、滞水域以外からのものも含んでいると考えられる。1976年の台風17号の時にみられた排水状況は120l/minが60時間続き、この間の総排水量は432klとなった。この値は同じ時期に形成した滞水域の増加量147813m³が仮に含水比を30%としたとき、滞水域内の地下水44344klの約100分の1にしか当たらない。

になる。この曲線を豊水期の滞水域における降雨と水位の関係と考えて、滞水域の体積変化を計算するパラメータとして使用した。

滞水域における体積変化のモデルをFig. 10に示したように考えた。降雨により水位上昇を始めるときの初期条件として、水位が地表より-16m, -12m, -8mにあるときを、それぞれa, b, cによって示した。滞水域の体積変化を取り扱う1例として、1975年の滞水域パターンの調査結果(Fig. 4)から、深さ16mより上層のものを本地すべり地の地形図上に画いてみるとFig. 11に示したようになる。深さ16mより上層をえらんだ理由は、観測孔3Cの水位変化からみて、豊水期の滞水域における水位変化は、深さ16mより上層において発生していると推定されるからである。Fig. 11の斜線を引いた部分が、深さ16mにおける滞水域パターンである。深さ16m, 12m, 8mに形成する滞水域の面積を計算すると、16m: 6562.5m², 12m: 11250.0m², 8m: 15312.5m²となる。滞水域の面積は深さによって異なっているので、水位変動に伴う体積変化も深さによって異なったものとなる。Fig. 12は、深さ16, 14, 12, 10, 8, 6, 5, 4, 3mにそれぞれ形成する各滞水域面積を考慮して、水位が-16m, -12m, -8mに形成しているときを初期条件として7日間雨量に対する滞水域の体積増加についての計算値をプロットしたものである。ここで計算した滞水域面積は浅いものほど広がる傾向があるので、体積変化率も浅い位置ほど高くなっている。

1976年の台風17号のもたらした豪雨は9月8日から13日までの間に総雨量1274mmあった。この時の観測孔3Cの水位は、約-16mから約-3mとなり、約13mの水位上昇があった。体積変化による滞水域の増加は合計で147813m³となり、Fig. 12に示したような体積変化の進行過程があったものと考えられる(初期条件として深さ16mに水位があった)。

本地すべり地に形成する滞水域に対して、排水を目的とした水平ボーリングD-1の方向は有効な向きにある。しかし、D-1の排水口は位置が斜面下部にあるため、排水孔の先端が滞水域まで到達していない。したがって、D-1から排水される地下水は滞水域に貯留されて斜面内を流動してくるものの一部を捕捉していると思われる。

7. 結 語

本論文で考察したことを整理すると、上嵯峨地すべり地には、滞水域の形成に都合のよい地下構造が存在し、その形成が断層の存在と関連しているらしく、一種の構造盆状を示していることが判明した。このような滞水域に、降雨による地下水貯留が生じ、1976年9月の日雨量で200mmを越えるような豪雨時には、滞水域の体積増加が147813m³もあることがわかった。

本地すべり地で実施した地下水位測定の結果では、豊水期の夏より、むしろ渇水期の冬において、単位雨量に対する地下水位の上昇が大きく現われているが、滞水域における体積変化の現象を考慮すると、地下水量の増加に関しては、冬の水位変動の大きいことは、一種の見掛けであって、実際には、単位雨量に対する水位変動の小さい夏の方が、地下水量は多く増加している (Fig. 12)。

渇水期に実施した電気探査の解析で求められた滞水域のパターンは、滞水域に地下水貯留の少ない状態時のものであるから、いく分小さくなっている懸念があるが、豊水期の豊富な地下水状態のときよりも、周辺地盤の含水状態でコントラストがより強く現われているものと思われる。したがって、電気比抵抗分布より滞水層を決定するときに条件がよいものと考えられる。

地すべりに形成する滞水域について、降雨による体積変化を予測する適当な方法がない現状なので、上嵯峨地すべり地において一つの試みとして電気探査により滞水域を決定し、その位置の観測孔で測定された水位変動の資料を利用し、滞水域の体積変化の状況を検討してみた。滞水域における含水比の実測値が得られていないので、含水比を30%と仮定して、滞水域に形成した地下水量を試算してみたが、時々刻々と変化している滞水域内の貯留地下水を考察するには、時間的な変化を加算した詳細な取り扱いが必要である。そのためには、滞水域内の観測孔において、自記水位計による微小変動を捕捉した水位資料を得るための観測システムが必要である。この点については、滞水域に直接排水用水平ボーリングが設定されつつある本地すべり地において、詳しい観測を行なった時点で再検討してみる必要があろう。

地すべり現象の発生には、滞水層に貯留する地下水が重要な因子として関係すると考えられるが、本地すべり地のような地下構造の滞水域パターン、滞水域体積変化を条件とする場所では、滞水域中の集水条件のよい位置に、地すべり防止対策としての集水井を設定し、排水ボーリング、排水ポンプ等によって、降雨時に増加する地下水を、地すべり地外へ排出することが効果的であると思われる。

終りに、本論文を作成するにあたり、徳島県土木部砂防課、徳島土木事務所および佐那河内村父ノ久保の方達に大変お世話になりました。また、京都大学防災研究所小林芳正氏には弾性波探査、踏査の際に多くのご教示を受けました。資料整理には倉田洋子さん、高橋君子さん、大橋智子さん、池上尚氏（現在名古屋大学大学院生）に、その他、ご助力を受けました方々に心からお礼を申し上げます。

参 考 文 献

- 1) 徳島県農林企画課：徳島県の地質，1972.
- 2) 防災研究協会：上嵯峨地すべり地調査報告書（その2，その3），1975.
- 3) 徳島県土木部砂防課：昭和46，47，48年度地すべり対策工事報告書（名東郡佐那河内村上嵯峨），1974.