電気探査より見た高知県下の破碎帯型 地すべり地について

竹 内 篤 雄*

On the Fractured Zone Type Landslide in Kōchi Prefecture by the Electrical Resistivity Survey

by Atsuo Takeuchi

The usefulness of the electrical resistivity survey in the Fractured zone type landslide was examined at Chōja landslide area and Wada landslide area in Kōchi prefecture which had many same type landslide. As the result, it was clear that the usefulness of the electrical resistivity survey existed in the Fractured zone type landslide as well as in Tertiary type landslide, and that many informations on the investigated landslide area were pointed out by the electrical resistivity survey.

Thereupon the writer carried out the electrical resistivity survey in order to investigate the usefulness thoroughly, at many other Fractured zone type landslide areas in Kōchi prefecture. And the writer tried to examine the Fractured zone type landslide from the information on the each landslide which was obtained by the electrical resistivity survey.

As the result of this investigation and study, the next informations were gotten:

1. From the assumed diagrams of the underground profile
 - a. Outline of the underground structure of the landslide area.
 - b. Fairly exactive informations on the form and depth of slide-surface and bedrock layer.
 - c. The landslide area could be divided some meaning blocks on account of the landslide area's topographical map which plotted the uncontinuous places of resistivity value seeing the assumed diagrams of underground profile.
 - d. Even if the bedrock existed so deeply and could not assumed the existed depth of bedrock by the electrical resistivity survey, the shallow slide layer which damaged to the field and houses was detected sufficiently by the electrical resistivity survey.
2. From the analysis of distribution diagrams of low apparent resistivity
 - a. It was assumed that the distribution area of low apparent resistivity indicated next area: 1. existing area of abundant underground water, 2. violent area of landslide displacement, 3. accelerating area of weather of landslide soil mass, 4. possibility existing area which occurred landslide displacement in future.
 - b. In conformity to combine the uncontinuous places of resistivity values which were obtained by the assumed diagrams of underground profile and distribution diagrams of low apparent resistivity, the landslide area was divided same meaning blocks. And in case of making clear the displacement mechanism of the landslide, each divided blocks in the landslide area were having important means.

1. はじめに

破碎帯型地すべり地における電気探査の有意性 (usefulness) については、同型地すべり地の数多く分布する高知県下の長者地すべり地および和田地すべり地の調査結果を例にあげてすでに検討がなされている¹⁾。その結果、同型地すべり地においても第三紀層型地すべり地と同様に電気探査の有意性が存在し、調査地すべり地に

ついて数多くの情報を提供してくれることが判明している。そこで、筆者は高知県下に分布する他の破碎帯型地すべり地においても電気探査を実施し、その有意性をさらに追求するとともに、電気探査により得られた各地すべり地に関する情報から破碎帯型地すべり地というものゝをながめてみた。

なお、この研究は現在継続中であるが、これまでにいくつかの興味ある事柄が見い出されたので、ここに簡単にまとめてみるしだいである。

* 京都大学防災研究所 助手

図-1 調査地すべり地位置図

2. 高知県下における地すべり地について

高知県下で地すべり防止地域に指定されている地すべり地は65カ所あるが、これらの各地すべり地の大部分については高知大学農学部の高木博士により詳しく調査されている²⁾。それによると、高知県下の大部分の地すべり地は古生層の破碎帯中に存在しており、県北部を東北東から西南西方向に分布する。これらを地質学的に区分すると、北から三波川結晶片岩地帯地すべり地、御荷鉾緑色岩類地帯地すべり地ならびに秩父累帯地すべり地の三つに大別される。これを詳しく検討すると、三波川結晶片岩地帯は北部の三波川帯主部と南部の特に破碎作用のいちじるしい三波川南縁帯および三波川帯主部と同南縁帯とを分けている清水構造帯の三帯に細分される。三波川結晶片岩地帯の地すべり地は、一般に黒色片岩の部分に多く分布し、緑色片岩の部分にはほとんど見られない。三波川帯主部、清水構造線、三波川南縁帯に分布する地すべり地を比較すると、清水構造帯および三波川南縁帯の方が三波川主部より地すべり地の分布密度が高く、その規模も大きい。そして悪性の地すべりが多いためそれによる被害も大きい。しかし、一般に地すべり地と非地すべり地との区別が後述する御荷鉾緑色岩類地帯の地すべり地のようにはっきりとはしていないようである。

三波川南縁帯の南側に御荷鉾緑色岩類と呼ばれる地質が分布するが、この地質の存在する部分には非常に多くの地すべり地を見ることができる。とくに緑色岩類の中でも集塊岩質緑色岩および千枚岩質緑色岩、凝灰岩質緑色岩の分布する地域に地すべりが多い。御荷鉾緑色岩類地帯の地すべりは三波川結晶片岩地帯の地すべりと比較すると、地すべりの規模が大きく、移動形態も後者は間欠的に滑動するのに対して、前者は常時緩慢に滑動する

ものが多い。そのためか御荷鉾緑色岩類地帯の地すべり地は非地すべり地との区別が非常にはっきりしている。土地利用の面からみると、三波川結晶片岩地帯の地すべり地には傾斜畑が主であるのに対して、御荷鉾緑色岩類地帯の地すべり地では地下水が豊富に存在し、緑色岩類が風化粘土化されやすいためか、非常に高い標高にまで水田が開かれているのを見ることができる。これは、御荷鉾緑色岩類地帯地すべり地の特色とされている。

御荷鉾緑色岩類地帯の南側に存在する秩父累帯も破碎帯地すべりと関係の深いものがあるが、地すべり地の分布状態は地域により大きな違いが認められる。秩父累帯はほぼ東西に走る主要な二つの断層線により、北帯、中帯、南帯の三帯に細分されるが、地すべり地は北帯と中帯を分ける黒瀬川構造帯およびその北部に沿って主として分布している。岩質的には粘板岩および東西性の断層に沿って貫入した超塩基性岩である蛇紋岩の分布する地域に多くの地すべり地が存在している。

このように、一括して破碎帯型地すべり地と呼んでいるものの中にも、地質、岩質の相違によって異なった移動形態、規模、地下水の賦存状態、土地利用をもつ地すべり地が多数存在している。そこで、前述のように異なった地帯に分布する地すべり地がその地質、岩質の相違、地下水賦存状況の相違等によって、電気比抵抗値的にどのような相違として表わされるかを知るために、できるだけ多くの地すべり地において電気探査を行なってみた。

現在までに電気探査が実施された地すべり地は次の14カ所である。

三波川結晶片岩地帯清水構造帯……永瀧

〃 南縁帯……川井、中内

御荷鉾緑色岩類地帯……立割、西川、宗津、如谷川、松木野、和田

SLIDE SURFACE BY
INTERNAL STRAIN METER

A: 粘土混り礫または礫混り粘土 A': 崖錐 B: 結晶片岩類の未風化のもの B': 結晶片岩類の風化粘土化したもの
C: 緑色岩類の未風化のもの C': 緑色岩類の風化粘土化したもの D: 蛇紋岩の未風化のもの D': 蛇紋岩の風化粘土化したもの
E: 粘板岩の未風化のもの E': 粘板岩の風化粘土化したもの F: 輝緑凝灰岩の未風化のもの F': 輝緑凝灰岩の風化粘土化したもの

図-2 電気探査による地下構造推定図と試錐柱状図との対比

秩父累帯……野老山

秩父黒瀬川構造帯……竹谷, 長者, 楠神, 円行寺

3. 電気探査による地下構造推定について

各地すべり地における地下構造を推定するために, 電気探査により得られた測定値を $\rho_a \sim a$ 曲線に表わし, 標

準曲線を用いて解析し, その解析結果を各地すべり地の断面図に記入, 地下構造を推定した。

上記の方法により推定された各地すべり地の地下構造断面図と, その推定結果に基づいて実施された試錐調査結果とを対比したものが図-2である。図中波形状の線で示してあるのは試錐孔を利用して埋設された地中内部ひ

図-3 如谷川地すべり地地下構造推定図

図-4 川井地すべり地地下構造推定図

図-5 西川地すべり地地下構造推定図

ずみ計の観測結果から得られた地すべり面深度である。

なお、電気探査ですべり層となる可能性が強いと推定した層の中には、いくつかのすべり面が存在していることが地中内部ひずみ計の観測により示されている。このことは破碎帯型地すべり地においても第三紀層型地すべり地に適応されたすべり層という概念が適応できる可能性の存在していることを示しているものと考えたい。

図-2を吟味すると次のようなことが示されている。たとえば如谷地すべり地のように土石流跡が現在さかんに地すべり滑動を起している場合には、電気探査による基岩推定深度と試錐調査による風化基岩深度とが非常によ

く一致するとともに、すべり層またはすべり面の推定深度も地中内部ひずみ計の観測により得られたすべり層またはすべり面深度とよく一致している(図-3)。また、川井、中内、立割、和田、長者、楠神などの各地すべり地のように崖錐あるいは礫混り粘土と比較的浅い30~40mに深度に存在する基岩層との境界またはその付近が地すべり活動を起こしている地すべり地の場合も電気探査の推定結果と試錐調査結果および地中内部ひずみ計観測結果とがよく一致しているようである(図-4)。しかし、西川、永測地すべり地のように崩積土およびその下の基岩風化層が非常に厚く、基岩までの深度が70~80mと深い場合には、電気探査により基岩深度を推定することはむずかしい(図-5)。しかし、地中内部ひずみ計等の観測結果を総合して考察すると、このような地すべり地の場合は基岩と基岩風化層との境界およびその付近のすべり面よりもっと浅い所に存在するすべり面の方が現実に田畑人家に被害を及ぼす影響が大きいことが示されていることから考えて、浅いすべり面に重点を置いて調査することが必要であることが暗示されている。つまり、現実に田畑家屋に被害を与えるようなすべり面またはすべり層は風化基岩層内、またはその上の崩積土層内にすべり面をもっており、一つの大きな地すべり地形はしていても現実にはその中にいくつものブロックに分離して比較的浅いすべり面またはすべり層をもって地すべり活動を起こしていることが推定されたのである。このような地すべり地で電気探査を行なう場合には、深い基岩深度を検出するのはむずかしいので、現実に田畑家屋

図-6 松木野地すべり地地下構造推定図(1)

に被害を及ぼしているすべり面またはすべり層の検出に焦点をすれば電気探査も充分通用することが示された。

つぎに、各地すべり地の電気探査による地下構造推定図を描いてみると、所々に電気比抵抗値的に地下構造の不連続な所が存在しているのに出会う（図-6）。これらの不連続な個所は、各測線每ではなにを意味するのか不明確であるが、調査した地すべり地の地形図上に不連続な個所を記入してゆくと、その地すべり地をいくつかのブロックに分離できるような線を描くことができる。このように、いくつかに分離された各ブロックがその地すべり地においてどういう意味をもっているかは、それぞれの地すべり地によって異なる。たとえば、松木野地すべり地の場合には地すべり地域が四つのブロックに分けられて、それぞれ異なった意味をもっており、一つ一つが活動形態が異なっていることが推定されている。このことは4.において詳しく述べることにする。

4. 電気探査同深法による解析結果について

電気探査結果の表現法に同深法という表現方法がある。これは各測点で得られた測定値の中で電極間隔 a を一定にしたとき（たとえば、 $a=2, 5, 10, 16, 20, 26, 30, 38, 42, 50\text{m}$ ）の見掛け比抵抗値を測点をプロットした地すべり平面図上に記入して、等見掛け比抵抗値分布図を描いたとき、それがほぼその電極間隔に等しい深度の見掛け比抵抗値の分布状況を表わしているものとする。電極間隔 a を種々に変化させた場合、その電極間隔に等しい深度における見掛け比抵抗値の分布状況がどのように変化するかを検討するものである。

上記の作業を各地すべり地において行ない、各電極間隔毎に等見掛け比抵抗値分布図を描くと、一つの地すべり地に、一つあるいはそれ以上の低見掛け比抵抗値分布地域と、高見掛け比抵抗値分布地域とが存在しているのが見られる。第三紀層型地すべり地では、このうち低見掛け比抵抗値分布地域は地下水の豊富に存在する地域、地すべり土塊の風化粘土化の進んだ地域あるいは将来地すべり活動のはげしくなる可能性の存在する地域のいずれかを意味するということが確認されている³⁾。そこで、破碎帯型地すべり地にも一応これらのことが適応できるものと仮定して、各地すべり地で同深法による解析を行なってみた。その結果、立割・和田・長者の各地すべり地に存在する低見掛け比抵抗値分布地域は地下水の豊富な地域であることが排水用横孔試錐および集水井を施工した結果から実証された。一方、如谷川・野老山・松木野・長者などの地すべり地に存在する低見掛け比抵抗値分布地域は地すべり活動のはげしい地域を意味していることが地表面移動量観測結果および地中内部ひずみ計観測結果から実証された。その他の破碎帯型地すべり地に

においても低見掛け比抵抗値分布地域は存在しており、地質・地形・試錐等の各調査および他の地すべり諸調査結果を考慮してその地域のもつ意味を検討した結果、地下水の豊富に存在する地域、旧地すべり活動跡、地すべり土塊の風化粘土化の進んだ地域、現在地すべり活動のはげしい地域等の意味をもっていることが推定されている。

つぎに各電極間隔において得られた低見掛け比抵抗値分布地域を1枚の図にまとめると、低見掛け比抵抗値分布地域がいくつかのある限られた地域に存在していることがわかる。そこで、この図と3.で述べた地下構造の不連続な個所を記入した図とを対比することにより、一つの地すべり地をいくつかのブロックに分離することができるか否かを検討することができるとともに、いくつかに分離することができた場合、地形地質調査結果および試錐調査結果、地中内部ひずみ計観測結果等を考慮することにより各ブロックがその地すべり地においていかなる意味をもっているのかを充分検討することができることがわかった。

例として松木野地すべり地を例にあげて説明してみよう（図-7）。この地すべり地は御荷鉾緑色岩類地帯に存在し、地すべり土塊は主として集塊岩および千枚岩質緑色岩の礫および粘土化したもので構成されている。地形的には、標高570m代の山に周囲をかこまれており、地すべり上部は標高520mくらい、峠まで真近の所にある。一方、地すべり末端部は標高310m付近にあり、この間にいくつかのブロックに分かれて地すべり土塊が活動しているように見うけられた。地すべり地両側は急傾斜によって切られており、地すべり地形が非常にはっきりとしており、御荷鉾緑色岩類地帯の地すべり地の特色がよく表われている。土地利用は山頂（574m）の側近まで水田が開かれており、地すべり地のごく一部を除いてはすべて水田に利用されている。

当地すべり地で電気探査を行ない、地下構造を推定したところ、図-7に見られるように各測線断面図にいくつかの不連続な所が存在している。そこで、3.で述べたように、これら不連続な個所を地形平面図に記入してみたところ、当地すべり地は、A、B、Cの3ブロックに分離できることがわかった（図-8）。これら各ブロックが当地すべり地において有する意味を探るために電極間隔 $a=2, 5, 10, 16, 20, 24, 30, 36, 42, 50\text{m}$ における等見掛け比抵抗値分布図を作製し、これより低見掛け比抵抗値分布図を求めてみた（図-9）。その結果、当地すべり地には五つの低見掛け比抵抗値分布地域が存在しており、それぞれ電極間隔の大きいところ、つまり地すべり深部ではつながりをもっていることがわかった。

ここで、図-8と図-9とを対比させてみると、Aブロック=1ブロック、Bブロック=2、3ブロック、Cブロック

図-7 松木野地すべり地地下構造推定図(2)

ク=4, 5 ブロックに対比されることがわかる。

つぎに、各低見掛け比抵抗値分布地域のもつ意味を考えてみよう。一般に、地すべり地における低見掛け比抵抗値分布地域は地下水の豊富な所、地すべり土塊の風化粘土化の進んでいる所、将来地すべり活動を起す可能性のある所あるいは現在さかんに地すべり活動を起こしつ

つある所のいずれかに属することが確認されている。当地すべり地のそれが、これらのうちいずれに属するかは一概に決められないが、地質、地形、地下水状態をふまえて判断すると次のようになろう。1ブロックは御荷鈴緑色岩類地帯地すべり地の特色の一つである高標高まで豊富な地下水が存在しているという事実を考えると、こ

図-8 松木野地すべり地 (図-7より得られたブロック図)

図-9 松木野地すべり地一低見掛け比抵抗値分布図 ($\rho_a \leq 20 \text{ k}\Omega\text{-cm}$)

の付近に地下水を供給させるなにかが存在していて、そこから多量の地下水が地すべり土塊内に供給されているために低見掛け比抵抗値を示すようになったものと推定される。そして、1ブロックの北寄りの土塊は地下水供給の特に多いために土塊の粘土化が促進されて流動すべりを起こしていることが推定される。この地下水はブロックAの北側の谷沿いに流下している土石流跡のブロックCに流入していることが予想される。一方、地すべり地を斜めに横断している谷(?)より供給される地下水のためにブロックB'を取り囲むような形でブロック2が存在している。このブロックからブロックB'へ供給される地下水がブロックB'の活動の一端を担っているものと推定される。ブロックB'の上部には横断谷とブロック2より供給される地下水のために深部まで低見掛け比抵抗値を示すブロック4が形成されている。ブロック3はブロックB'より南東に向かって存在しているが、このブロックは現在地すべり活動を起こしていない土塊であることを考えると、将来ブロックB'から供給される地下水によりさらに土塊の風化粘土化が進んだ場合には、地すべりを起こす可能性も考えられるブロックである。ブロック5はブロック1より地すべり地北寄りの谷に沿って流下してきた地下水により地質的条件も伴って、特に深部まで風化粘土化が促進されている可能性がある。

当地すべり地には、地すべり上部に存在する地下水が下方へ流下したことにより生じた低見掛け比抵抗値分布地域と、地すべり中央の横断谷より供給される地下水により生じた低見掛け比抵抗値分布地域との2種類のものが考えられる。そして、ブロック1, 4, 5は風化粘土化の促進されつつある地域、ブロック2は地下水の比較的豊富に存在する地域、ブロック3は除々に土塊が風化粘土化されて将来地すべり活動を起こす可能性のある地域であることが推定された。

5. 地質構造帯別にみた比抵抗値の相異について

各地すべり地における地下構造推定図の表層、すべり層、基岩の各比抵抗値が各地質構造帯によって種々の相違を示すか否かを検討する目的で表-1を作製した。この表中に示されている各地すべり地の各層毎の比抵抗値は、地すべり地内で一つの連続した層とみなせる地層中に含まれる比抵抗値を算術平均して得られたものである。このような方法で求めた比抵抗値を一つの層の代表値と見なしてよいものか否かは検討する必要があると思うが、今回はこの方法である層の代表値を決めることにより、各地質構造帯間に比抵抗の差が認められるか否かを検討してみた。表中には各地すべり地の平均的地下構造図の横に、その地すべり地の平均的試錐柱状図を対比

させておいた。

この表を通覧すると同じ地質構造帯に属する地すべり地同志では各層毎の比抵抗値に相当似か寄った値が得られているが、それぞれ異なった地質構造帯に属する地すべり地の間にはかなりはっきりとした比抵抗値の相違が存在していることがわかった。つぎに、各地質構造帯毎にその様子を記してみる。

三波川結晶片岩地帯清水構造帯に属する地すべり地：表層は比抵抗値 $105 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ を示し、主として崖錐よりなっている。すべり層は $171 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ の比抵抗値を示し、主として結晶片岩類の風化粘土よりなっている。基岩と推定される層は比抵抗値 $18 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ を示し、結晶片岩類の未風化のものよりなっている。

三波川結晶片岩地帯南縁帯に属する地すべり地：表層は $115.5 \sim 166.3 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ の比抵抗値を示し、崖錐(粘土混り礫)よりなっている。上部すべり層は比抵抗値 $165.6 \sim 285.5 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ を示し、結晶片岩類の礫混り粘土となっている。下部すべり層は比抵抗値 $35.7 \sim 71.1 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ を示し、結晶片岩類の破碎されたものよりなっている。基岩と推定される層は比抵抗値 $4.9 \sim 7.7 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ の低比抵抗値を示しており、結晶片岩類の硬質未風化のものよりなっている。

御荷鉾緑色岩類地帯に属する地すべり地：表層は $55.6 \sim 73.5 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ の比抵抗値を示し、緑色岩類の崖錐よりなっている。すべり層は比抵抗値 $13.3 \sim 28.6 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ を示し、主として緑色岩類の風化粘土化したものよりなっている。基岩と推定される層は $74.3 \sim 163.4 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ の比抵抗値を示し、緑色岩類の硬質未風化のものよりなっている。なお、地質図上で御荷鉾緑色岩類地帯の南端に属している宗津地すべり地は深部において秩父累帯に属する地層が存在しているために、比抵抗値は御荷鉾緑色岩類地帯のものとは異なっており、むしろ秩父累帯に属させる方がよいと思われる値を示している。また、如谷川地すべり地は土石流跡が地すべりを起こしているために表層の比抵抗値がいちじるしく高くなっている。

秩父累帯北帯に属する地すべり地：表層は比抵抗値 $98.7 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ を示し、蛇紋岩および粘板岩の礫を含んだ粘土層となっている。すべり層は $16.4 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ の比抵抗値を示しており、粘板岩の風化粘土化されたものよりなっている。基岩と推定される層は比抵抗値 $371.7 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ を示し、粘板岩の未風化のものよりなっている。

秩父累帯黒瀬川構造帯に属する地すべり地：表層は $67.6 \sim 281.6 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ の比抵抗値を示し、蛇紋岩および粘板岩の礫を含んだ粘土層となっている。すべり層は $16.0 \sim 27.4 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ を示し、蛇紋岩および粘板岩の風化粘土化されたものよりなっている。円行寺地すべり地のみ基岩層とすべり層の間に $7.2 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ の比抵抗値を示す層が介在しているが、比抵抗値および試錐資料よりみて、

表-1 各地すべり地の平均的地下構造推定図と平均的試錐柱状図との対比

三 波 川 結 晶 片 岩 地 帯										御 荷 鉢 緑 色 岩 地 帯									
清 水 河	南 川		南 緑 帯		中		立		割		西 川		川		松 木 野		和 田		
	105 4~20 m	礫混り粘土 115.5 6~10 m	礫混り粘土 166.3 1~3 m	粘土混り礫	57.5 1~22 m	緑色岩類の崖 崖	55.6 1~20 m	崖維 (緑色岩 類) 粘土混り礫	73.5 2~25 m	崖維 (緑色岩 類)	71.7 1~15 m	緑色岩類の礫 および粘土化 したもの							
すべり層	171 6~30 m	石英片岩の風 化堆積物	285.5 2~10 m	黒色片岩の礫 を含んだ粘土 質層	13.7 1~35 m	凝灰岩質集塊 岩質緑色岩の 風化粘土化し たもの	16.2 1~25 m	千枚岩質緑色 岩の風化粘土 化されたもの	13.3 8~40 m	緑色岩類の風 化粘土化され たもの	19.7 3~50 m	緑色岩類の礫 および粘土化 したもの							
すべり層		黒色片岩、破 砕されている	71.1 5~20 m	石炭千枚片岩 の破砕された もの															
基 岩	18 地表より10~ 45 m以深	石英片岩の未 風化	7.7 地表より9~ 34 m以深	石炭千枚片岩 の硬質なもの	74.3 地表より5~ 40 m以深	凝灰岩質集塊 岩質緑色岩の 未風化のもの	125.6 地表より5~ 37 m以深	緑色岩類の多 少破砕された もの	156.2 地表より10~ 50 m以深	緑色岩類の未 風化のもの	163.4 地表より10~ 50 m以深	輝緑岩の未風 化のもの							
土地利用		畑		畑	水	田	水	田	水	田	水	田							

御 荷 鉢 緑 色 岩 地 帯										秩 父 果 帯 北 帯									
旧 土 石 流	南 川		南 緑 帯		野 山		竹 谷		黒 瀬 川		黒 瀬 川		黒 瀬 川		黒 瀬 川		黒 瀬 川		
	116.7 2~30 m	崖維 (緑色岩 類) 礫混りローム	178.3 5~20 m	崖維 (緑色岩 類)	98.7 4~25 m	蛇紋岩および 粘板岩の風化 粘土化したもの の礫を含む 層	131.2 4~13 m	蛇紋岩、粘板 岩の崖維	281.6 1~16 m	崩土層礫混り 粘土	67.6 2~15 m	蛇紋岩、粘板 岩の礫の混っ た粘土層	137.1 3~18 m	崖維 (輝緑凝 灰岩の礫を含 む)					
表 層	26.5 2~3~25 m	緑色岩類の風 化粘土化され たもの	28.6 10~50 m	千枚岩質緑色 岩の風化粘土 化されたもの	16.4 2~50 m	粘板岩の風化 されたもの	17.4 1~20 m	蛇紋岩の風化 粘土化した もの	27.4 1~20 m 194.2	砂岩、粘板岩 の礫混り粘土 所により存在 化されたもの	16.0 3~30 m	蛇紋岩、粘板 岩の風化粘土 化したもの	31.1 6~30 m	輝緑凝灰岩の 風化粘土化し たもの					
すべり層									7.2 地表より6~ 37 m以深	蛇紋岩、粘板 岩の風化粘土 化されたもの									
基 岩	357.7 地表より30~ 40 m以深 地山付近5 m 以深	緑色岩類の未 風化のもの	587.2 地表より20~ 50 m以深 所によりそれ 以深	粘板岩の硬質 なもの	371.7 地表より20~ 25 m以深、 旧地すべり地 形ではさらに 深い	粘板岩の未風 化のもの	357.0 地表より8~ 30 m以深	粘板岩の硬質 なもの	390.3	粘板岩の未風 化のもの	63.7 地表より7~ 30 m以深	粘板岩の硬質 なもの	4.5 地表より25~ 36 m以深	蛇紋岩ないし 輝緑凝灰岩の 硬質なもの					
土地利用	荒 地	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑	畑					

(単位: kQ-cm)

(単位: kΩ-cm)

表-2 比抵抗値より見た破碎帯型地すべり地

地質構造帯	表層	すべり層	すべり岩	基岩層	電探による分類
三波川結晶片岩地帯 清水構造帯	大 (崖 錐)	大 大 (結晶片岩類の礫混り) 粘土層		小 小 (結晶片岩類の未風化) 層	A ₁ } A A ₂ }
三波川結晶片岩地帯 南緑帯	大 (崖 錐)	大 大 (結晶片岩類の礫混り) 粘土層	中 (結晶片岩類の破碎さ) れたもの	小 小 (結晶片岩類の未風化) 層	
御荷鉾緑色岩類地帯	中 (崖 錐)	小 小 (緑色岩類風化層)		大 (緑色岩類未風化層)	B
秩父累帯北縁帯	大 (蛇紋岩、粘板岩の礫を) 含んだ粘土層～粘板岩	小 (蛇紋岩の風化粘土化) 層		大 大 (粘板岩の未風化層)	C ₁ } C C ₂ }
秩父累帯北縁帯 黒瀬川構造帯 A	大 大 (蛇紋岩、粘板岩の礫を) 含んだ粘土層～粘板岩	小 小 (蛇紋岩の風化粘土化) 層		大 大 (粘板岩の未風化層)	
秩父累帯北縁帯 黒瀬川構造帯 B	大 (崖 錐)	小 (輝緑凝灰岩の風化粘 土化層)		小 小 (輝緑凝灰岩蛇紋岩の) 未風化層	D

注) 大大……150 kΩ-cm 以上, 大……150 kΩ-cm, 中……100～50 kΩ-cm, 小……50～20 kΩ-cm, 小小……20 kΩ-cm 以下

この層はすべり層に編入してさしつかえないと思われる。基岩と推定される層は比抵抗値 357.0～390.3 kΩ-cm を示し、粘板岩の未風化のものよりなっている。ただし、長者地すべり地の基岩層と推定されるものは多少粘板岩が破碎されているために、63.7 kΩ-cm と少し低い比抵抗値を示している。同じ黒瀬川構造帯に属する地すべり地の中でも楠神地すべり地だけは地質構造が他の地すべり地と異なっているために比抵抗値においてもそれが認められている。つまり、表層は 137.1 kΩ-cm の比抵抗値を示し、崖錐よりなっている。すべり層は 31.1 kΩ-cm の比抵抗値を示し、輝緑凝灰岩の風化粘土化したものよりなっている。基岩と推定されるものが、比抵抗値 4.5 kΩ-cm と黒瀬川構造帯に属する地すべり地としては非常に低い値を示しており、蛇紋岩ないし準片岩化した輝緑凝灰岩の硬質未風化のものよりなっている。

以上、各地質構造帯に属する地すべり地の各層の比抵抗値とその岩質について述べてきたが、ここで各地質構造帯毎にまとめて表にあらわすと表-2のごとくなる。

筆者は電気比抵抗値より見て破碎帯型地すべり地を表-2の右欄に示すように四つのグループに分けてみた。

A型：三波川結晶片岩地帯に属する地すべり地が含まれるもので比抵抗値の面から見ると表層—すべり層—基岩層はそれぞれ大—大大—(中)—小小という形をとっており、地質的には崖錐—結晶片岩類の風化層—(結晶片岩類の破碎されたもの)—結晶片岩の未風化層となっている。A型はさらにA₁とA₂型に細分することができる。

B型：御荷鉾緑色岩類地帯に属する地すべり地がこれに含まれる。比抵抗値の面から見ると表層—すべり層—基岩層はそれぞれ中—小小—大という形をとるもので、地質的には緑色岩類の崖錐—緑色岩類の風化層—緑色岩類の未風化層となっている。

C型：秩父累帯北帯および黒瀬川構造帯に属する地す

べり地の大部分がこれに含まれる。比抵抗値の面から見ると表層—すべり層—基岩層はそれぞれ大(大大)—小小(小小)—大大の形をとるもので、地質的には蛇紋岩、粘板岩の礫を含んだ粘土層—粘板岩、蛇紋岩の風化粘土化層—粘板岩の未風化層となるものである。C型はC₁とC₂型に細分される。

D型：秩父累帯黒瀬川構造帯に属する地すべり地のごく一部のものがこれに含まれる。比抵抗値の面から見ると表層—すべり層—基岩層はそれぞれ大—小小—小小の形をとるもので、地質的には崖錐—輝緑凝灰岩の風化粘土化層—蛇紋岩、輝緑凝灰岩の未風化層となるものである。

表-2に示されているように、同じ破碎帯型地すべり地といわれているものでも基岩とされている層の比抵抗値はその基岩により非常に異なった値を示していることがわかる。たとえば、A型の結晶片岩類では比抵抗値 20 kΩ-cm 以下となっており、B型の緑色岩類では 130 kΩ-cm 程度の比抵抗値を示す。また、C型の粘板岩では 240～440 kΩ-cm という高い値を示すのに対して、D型の輝緑凝灰岩では 4.5 kΩ-cm という低い比抵抗値を示している。さらに、各型において基岩層が風化粘土化された場合の比抵抗値の変化の仕方にも二とおりあることが示されている。一つはA、D型に見られるように基岩層が風化粘土化されると比抵抗値が上昇する場合であり、他の一つはB、C型に見られるように基岩層が風化粘土化されると比抵抗値が急激に低下する場合である。

以上のように同じ破碎帯型地すべり地でも岩質によりいちじるしい比抵抗値の差があるとともに、基岩が風化粘土化した場合にも二通りの比抵抗値の変化の仕方があることがわかった。これらの諸事実は岩質のいかなる性質により生じるものか、岩質の相違と地下水との関係のみでは説明しきれない点があるので今後解明してゆかなくてはならない問題である。

6. ま と め

破碎帯型地すべり地において電気探査を実施し、その有意性の有無を検討した結果、同型地すべり地においても電気探査は種々の有益な情報を提供してくれることがわかった。

地下構造推定図よりつぎの情報が得られる。

1. 地すべり地の地下構造の 大要を知ることができる。
2. 基岩層、すべり面の深度およびその形状に関してかなり正確な情報を得ることができる。
3. 電気探査による推定基岩深度と試錐調査による基岩深度との誤差は次の順で大きくなる。崩堆土が比較的薄い地すべり（土石流跡がすべっているような型（すべり面 10～20 m））—崩堆と風化基岩とがすべっているような型（すべり面 30～40 m）—崩積土と深い風化基岩とがすべっているような型（すべり面 20～80 m）
4. 地下構造断面図に見られる比抵抗値の不連続な所はその地すべり地の地形図にその個所を記入することにより、その地すべり地をいくつかの意味のあるブロックに分離することができる。
5. 基岩層の深度が非常に深く電気探査でその深度を推定できない場合でも、地表面に被害を与えている浅いすべり層は充分検出することができる。

同深法による解析によってつぎの情報が得られる。

1. 低見掛け比抵抗値分布地域は地下水の豊富な地域、現在地すべり活動のはげしい地域、地すべり土塊の風化粘土化の促進されている地域あるいは将来地すべり活動を起こす可能性の存在する地域であることが推定された。ある低見掛け比抵抗値が上記のいずれの地域に属するかは、その地すべり地の地形、地質およびその他の諸調査、諸現象を考慮して判定する必要がある。
2. 低見掛け比抵抗値分布地域および地下構造推定図で得られた比抵抗値の不連続な個所を組み合わせることにより、地すべり地をいくつかのブロックに分離することができ、その地すべり地の地形、地質および試錐調査結果、地中内部ひずみ計観測結果を考慮することによって、各ブロックのその地すべり地において有する意味およびその移動機構を推定することができる。

一方、比抵抗値より破碎帯型地すべり地を検討すると次の事柄が推定できる。

1. 比抵抗値よりみた破碎帯型地すべり地にはその地下構造において四つの型が存在する（表-2）。
2. 地すべり地の基岩層と推定される層の比抵抗値はその岩質によりいちじるしい相異が存在する。

結晶片岩類	5～20 kΩ-cm
緑色岩類	70～160 kΩ-cm
粘板岩	300～500 kΩ-cm
輝緑凝灰岩	4～5 kΩ-cm 程度

3. 基岩が風化粘土化する場合にその比抵抗値の変化の仕方に二とりの方法が存在する。

④ A, D型のように比抵抗値が急激に増加する場合（約10倍程度）

⑤ B, C型のように比抵抗値が急激に減少する場合（約10～20分の1）

今後は電気探査から見た破碎帯型地すべり地にいろいろの相違点が存在することがわかったので、これらの相違点がどのような因子によって生じたのかを微地形および地質調査、その他、種々の地すべり調査の結果を分析して考察していきたいと考えている。とくに基岩層の比抵抗値のいちじるしい相違の存在する原因および基岩が風化粘土化した場合の比抵抗値の変化の仕方の違いが、何により生ずるのかを各型の地すべり地の岩を採取し、種々の室内実験を行なって究明していきたい。

7. 謝 辞

本小論を書くに当り終始適切な御助言をしてくださった山口真一教授、高田雄次助教授ならびに資料収集に際し種々の御便宜を計ってくださるとともに調査に関して適切な御助言をしてくださった高知大学農学部栃木省二教授に心からの謝意を表します。

現地調査に当りましては、高知県土木部砂防課および県下土木出張所の方々の手を煩わすとともに地元の方々に大変お世話になったことをここに記し謝意を表します。

現地での資料収集に当っては高知大学農学部および同大学院の学生諸君の多大な協力を受けました。ここに記し謝意を表します。

参 考 文 献

- 1) 竹内篤雄：破碎帯型地すべり地における電気探査の有意性について、京大防災研年報13号A, 1970. 3. pp. 478～498.
- 2) 栃木省二：高知県下における破碎帯地すべりについて、災害科学シンポジウム講演要旨, 1969.
- 3) TAKADA, Yūji: A Geophysical Study of Landslides (Application of the Electrical Resistivity Survey to Landslides), Bulletin of D. P. R. I. Kyoto University, volume 18, 1968, Dec.