

佐世保北部地域の地すべりと玄武岩類との関係について

大久保 太治

地質調査所応用地質部環境地質課

松井 和典

地質調査所地質部地質第3課

The Relation Between Basalts and the Landslides in the North Sasebo Area, Nagasaki Prefecture

By

Taiji Okubo and Kazunori Matsui

Geological Survey of Japan, Tokyo

Abstract

The landslides in Hokusho area occurred in places of the Neogene formations and basalts, and mainly around the tableland of basalts. Examination is made on the distribution and character of basalt and gravel bed, and on the relation between landslides and them.

The geological structures and rock-matters are confirmed by boring test in the Myokanji pass district. The structural characters are made clear by the geophysical logging (velocity, reflecting or electrical logging) about the boring hole. The results of boring investigation are illustrated.

目 次

1. まえがき	77	2.5 岩 脈	80
2. 佐世保北部地域の地質	77	3. 地すべり地の地質概要	80
2.1 地質概説	77	4. 妙観寺峠地区の試錐調査	83
2.2 北松浦玄武岩	78	4.1 調査位置および内容	83
2.3 八ノ久保砂礫層の分布・層準	78	4.2 物理検層	83
2.4 玄武岩の風化	30	5. ま と め	85

1. まえがき

北西九州地域、なかでもとくに火山岩の分布する地区には地すべりの発生が著しい。このような現象の主因の追究は、火山岩の調査研究のみでなく、その地域全体の地質精査を行ない、地質構造との関連において考察しなければ解決しない。筆者等は、いわゆる“北松型地すべり”と呼ばれている地すべり発生地域全般について、とくに玄武

岩溶岩類を対象として、その原因の調査を行なった。まだ全域についての総括はできていないので、今回は佐世保北部地域の報告にとどめる。

2. 佐世保北部地域の地質

2.1 地質概説

北松浦地域の地質は、第三系に属する杵島層群、佐世保層群、野島層群および平戸層で、これらを

不整合に覆う八ノ久保砂礫層と北松浦玄武岩類で構成されている。佐世保北部地域に分布する地すべり地域の基盤岩は、佐世保層群の世知原層が主である。基盤岩の地質構造は、北松地域のほぼ中央をNNE-SSW方向で東側と西側に大きく区分する佐々川断層があり、東側は世知原盆状構造区と呼ばれている。いわゆる“北松型地すべり”と呼称されるものの大部分は、この盆状構造区の中に分布している。断層も楠久断層・長浜断層・国見山断層・賞観山断層とおもなものはいずれもNW-SE方向からE-W方向であって、特徴的な傾向を示している。八ノ久保砂礫層も本地域で一番厚く、礫の径も大きい。玄武岩溶岩類は東方の隠居岳一八天岳一国見山地域にもっとも厚く分布し、本地域のものはその一部である。

2.2 北松浦玄武岩

北松浦地域に広く溶岩台地を形成して分布する北松浦玄武岩は、最近ではそのほとんどが鮮新世の活動と考えられるようになった。玄武岩類は、基盤の準平原化された後、またはその末期から何回かの活動によって、多量の溶岩と火砕岩とから構成されている。そのおもな分布は、本地域の東側および北側地域で、佐世保北部地域に分布するのはその一部である。

今井・沢村・吉田(1958)らによってこの地域の玄武岩の火山層序が明らかにされ、その後、倉沢(1967)が岩石学的化学的性質を解明した。沢村(1958)は層序学的に5つのグループに区分し、倉沢も地化学的性質から同じく5つのグループに分類した。しかしその内容は両者で必ずしも一致していない。いずれにしても北松浦玄武岩は、その化学的性質の検討からその活動の初期にはソレイアイト質な特徴をもった岩石で、つぎにアルカリ岩質玄武岩が大量に噴出し、そのあとはアルカリ成分が乏しくなり、最後の活動はアルカリおよび SjO_2 に富み、カルクアルカリ岩系の性質をもつことが明らかとなった。

佐世保北部地域に分布する玄武岩はアルカリ岩系のものでアルカリに乏しいグループの玄武岩が分布している。

妙観寺峠には種々の型の火山弾を含む岩滓層が分布するが、この岩滓層を境に上下で化学的性質が異なるようである。両者を比較すると下位の溶岩はアルカリ成分に富み、上位のものは逆にアルカリ成分に乏しいが MgO に富んでいる。このよう

な傾向は筆者らが、元触地すべり地の東北方の開作林道で検討した結果と非常によく対比される。すなわち、樽河内・平山および元触地すべり地の滑落崖で観察される玄武岩は下位に属する。妙観寺峠の岩滓層の検討から結論づけられることは、この近くに玄武岩の噴出地点があったことを示しているものである。平山および樽河内地すべりの東側と西側には岩脈の存在が確認されているが、この岩脈が妙観寺峠周辺に分布する岩滓層の生成に何等かの関連をもっているかも知れない。このような玄武岩の活動が、地すべり現象をおこす素因の一部をおっているかも知れないという関係づけは早計であろうか。

2.3 八ノ久保砂礫層の分布・層準

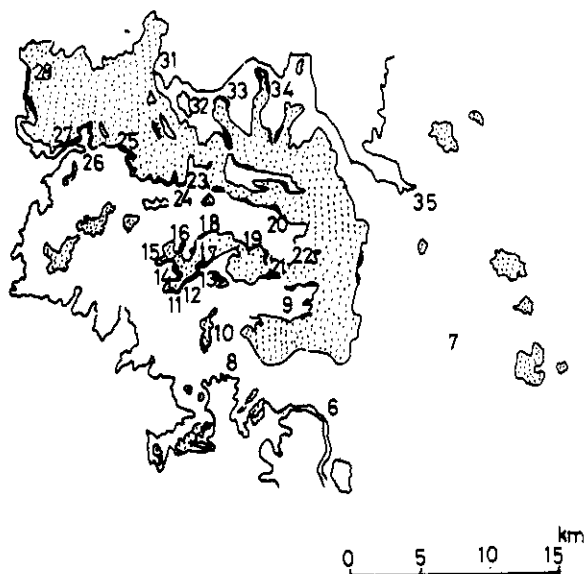
この砂礫層は、北松浦地域に広く分布する北松浦玄武岩の噴出活動以前および活動の初期に北松浦・東松浦地域に堆積している砂礫層を指している。この砂礫層は常に基盤の第三紀層と玄武岩流との間、または何枚かの溶岩の累重している下位の部分に挟在している。今井・沢村・吉田(1958)はその報告の中で、北松浦地域全体の分布図を発表した。それ以後この砂礫層は、この地域の新第三紀～第四紀における造構運動の解明に大いに注目を集め研究され始めた。岩橋(1961)は、北松浦地域外の西彼半島北部(長浜・松井1958)、東松浦半島(小林・今井・松井1955, 1956)地域に分布する砂礫層をも含めて、八ノ久保砂礫層と呼称した。

佐世保北部地域における砂礫層の分布は図-2でも明らかであるが、露出状態はきわめて不明瞭である。しかし、徳正・樽河内周辺から柚木・世知原の東方地域にまで多少の層厚の変化をもちながら、ほとんど連続的に分布しているものと推定される。今井ら(1958)は砂礫層を下位・上位・最上位の3つに区分している。本地域の砂礫層は上・下の2層に一応区分することができる。つぎにおもな地点での玄武岩および基盤岩との関係を図-3柱状図で示す。この他、松尾・岳野・上小川内付近でも観察される。

なお、松尾から岳野に通ずる峠では玄武岩溶岩の上位に砂礫層が挟在しているが、その一部の凝灰質泥岩の中に植物化石片が含まれているのが観察された。

一般に、この地域の砂礫層の層準は樽河内・平山地すべり地点の滑落崖で観察される礫層が下位

松浦玄武岩類
ハノ久保砂礫層



- 6:早岐, 7:有田町, 8:佐世保市, 9:柚木, 10:但馬岳,
11:八ノ久保, 12:岳野, 13:上小川内, 14:松尾, 15:大岳,
16:愛宕山, 17:樽河内, 18:田原, 19:長田代, 20:世知原町,
21:冬越, 22:開作, 23:福井, 24:藩竜, 25:中ノ尾,
26:江迎町, 27:馬ノ本, 28:日ノ浦(田平), 31:御厨,
32:松浦市, 33:江口, 34:今福, 35:伊萬里

図-2 八ノ久保砂礫層分布図(岩橋 1961)

のもので、通常基盤の佐世保層群の上位に直接堆積している。礫層の礫質はチャート・花崗岩・結晶片岩・安山岩・流紋岩・ホルンヘルス・玄武岩および佐世保層群のものと考えられる砂岩・泥岩等で種類は非常に多い。礫の大きさも一定しないが一般に10 cm以下であるが、樽河内の滑落崖のものだけが大きく10~30 cmのものが多い。

上位のものは松尾・妙観寺地区のボーリング地点・樽河内地すべり滑落崖および元触等で確認できるように玄武岩溶岩の間に挟在する。主として砂・シルトから構成される厚さ数10 cmの堆積層である。この層は一般に西部地域で数10 cmの厚さで、東部地域にいくに従って次第にその厚さを増す傾向がある。

2.4 玄武岩の風化

玄武岩地帯は一般に赤褐色~紫紅色を呈する土壌が多いのが注目される。これは玄武岩の著しく風化作用を受けたものおよび腐食土である。新鮮

な玄武岩溶岩流もあれば、なかには1枚の溶岩が完全に風化作用を受けている場合がある。風化作用には玉ねぎ状を呈するものや全体が一樣に土壌化しているものもある。このような現象の中で、粘土鉱物がどのように生成変化しているかを、この地域の数個所の試料についてX線回折を試みたが、モンモリロナイト・ハロイサイトの生成は確認できたが、鉱物生成の変化についての傾向はとくに見出されなかった。しかし、この研究は、北松浦全域のものについて行なう予定であるので、あらためて報告したい。

2.5 岩脈

佐世保北部地域内の岩脈は、地表調査で確認できるものは非常に少ない。しかしながら、地すべり防止調査あるいは炭坑などの資料についていろいろと検討した結果、玄武岩流の分布している下には予想外に岩脈が多いことがわかった。この地域の玄武岩質岩脈の分布を図-4に示した。ここでは、地表および坑内などで確認できたものなど一括した。図-4からわかるように、岩脈は樽河内、平山、長田代等に伏在している。これら岩脈は、恐らく玄武岩の噴出活動に密接な関係をもつと同時に、地すべりの発生にも関与しているものと考えられる。

この問題については、別の機会に詳しくのべる予定なので、ここでは岩脈の分布のみを示すにとどめる。

3. 地すべり地の地質概要

上述のように、佐世保北部地域に分布する玄武岩溶岩流は直接、間接地すべり現象の要因の一部をなしている。なかでも妙観寺峠を中心とする周辺には大小多数の地すべり地が分布している。これら地すべりは、それぞれの地質条件に左右されて地すべりの趣を異にしている。

この地域の基盤は、新第三紀の佐世保層群で、その構造は世知原を中心とする盆状構造を示している。断層はいずれもNW方向に近いものが多い。このような佐世保層群の上位に砂礫層が岩相変化をもっているにせよ一樣に分布し、さらに玄武岩によって覆われている。以下この地域内の主な地すべり地についてのべる。

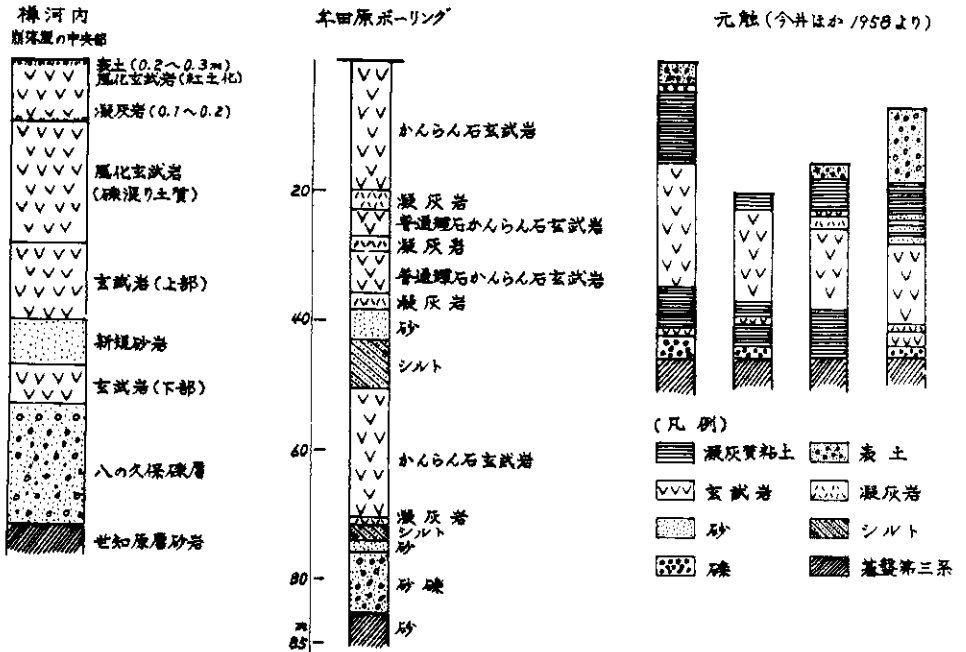


図-3 佐世保北部地域砂礫層の層準

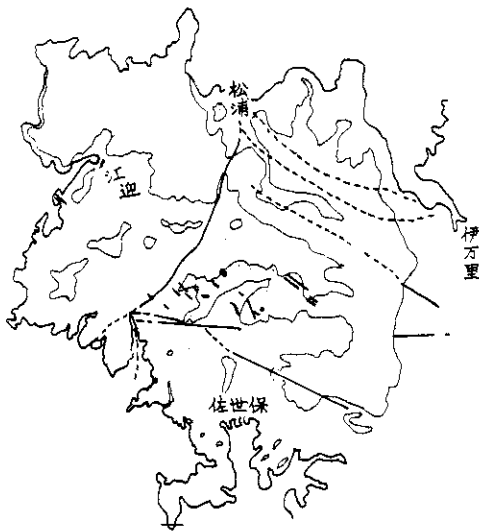


図-4 佐世保北部地域の岩脈分布図

(1) 樽河内地すべり地

本地区は松浦線吉井駅の南東約2.6kmのところにあつて、馬蹄型を呈する山稜に囲まれた緩傾斜地に昭和31年頃から小さな徴候があらわれ、現

在は高さ数10mの滑落崖を形成している。妙観寺峠—五蔵岳を結ぶ山稜の北側には数100年以前に起つたと考えられる地すべりがある。この山稜の北側は典型的な滑落崖地形を形成している。五蔵池などはその頭部にできた地すべり凹地であろう。樽河内地すべりは図-1からも明らかなように東隣の五蔵岳地すべりの滑動と無関係ではないと考えられる。また、樽河内地すべりの東側には、玄武岩溶岩で構成される小ドーム状を呈する数個の小山があるが、これらはこの地すべり活動と同時期に全体が滑動してできたものと考えられる。

樽河内地すべり地域は、佐世保層群に属する世知原層を基盤として、その上位に直接八ノ久保砂礫層が堆積し、さらに上位に、数枚の玄武岩溶岩が累重している。この世知原層は縞状砂質頁岩と塊状砂岩が主で、最下部は松浦三尺層とよばれる炭層を挟在している。この砂岩層は長石・石英粒から構成され有色鉱物の少ない均質な岩石である。そして、その層厚も100m以上におよんでいる。

砂礫層は、前記のとおり礫の種類が非常に多く、その大きさも10~30cmのものが非常に多く、固

結度は悪い。玄武岩類は図-5に示すように流出時期の異なった溶岩が4枚あり、最下位の玄武岩の上位には5~6mの層厚の砂層が堆積している。この砂層は上部砂礫層に属する。

この地区の玄武岩はほとんどが柱状節理が著しく発達している。しかし、最上位の溶岩は著しく風化作用を受けている。なお、地すべり地の東、西側には玄武岩岩脈の伏在していることが確認されている。

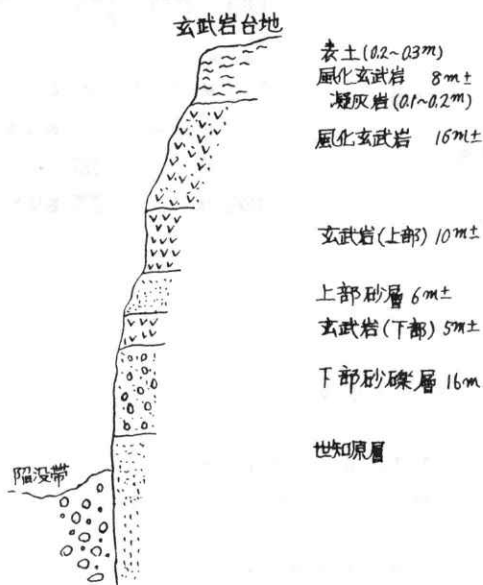


図-5 樽河内地すべり滑落崖



写真-1 平山地すべり滑落崖

(2) 平山地すべり地

この地すべりは、前記樽河内地すべり地の西隣に当り、愛宕山(標高277.9m)を中心としてほぼN60°W方向に2本の亀裂が発生し、山体の殆どが滑動した大規模なものである。地すべりの徴候は昭和34年頃から現われ始めた模様で、現在は高さ数10mの垂直な滑落崖を形成し、その割れ目は基盤の第三紀層深くまで及んでいる。

本地域の地質は、前記樽河内地区と類似しているが、基盤の第三紀層は樽河内地区よりさらに上部の地層が発達し、砂岩・シルト岩の互層で、いずれも地層の傾斜は水平に近い。これらを砂礫層および玄武岩溶岩が覆っている。その断面は写真-1でも明らかなように、中心部の大滑落崖で観察することができる。砂礫層の層厚は樽河内地区に比較してやや薄く、礫も小さくなっているが、礫質にはとくに差はない。しかし、礫層の上部に厚さ数mの砂層が発達している。玄武岩流は1枚で、柱状節理の発達しているカンラン石輝石玄武岩で、腐蝕土を挟んで砂礫層を覆っている。この玄武岩流は樽河内でみられる溶岩流の下位から2枚目の溶岩に相当する。

(3) 長田代地すべり地

世知原町西南方約2kmの山腹に起ったもので、昭和26年頃から沈下・隆起現象が認められ、現在稜線に平行して雁行状に数本生じている。すでに地すべり防止のための諸工事は完了している。

この地域の地質は、基盤は第三紀佐世保層群世知原層で、他と同様に八ノ久保砂礫層、北松浦玄武岩によって覆われている。さらに、主として玄武岩礫と風化土からなる崩積土で覆われている。また、世知原層はほぼ北方向に5°~10°の緩傾斜を示し、落差10m~30mの小断層がNW-SE方向で数本認められ、いずれも北傾斜である。なお、玄武岩岩脈もこれら小断層にほぼ平行に数本伏在しているようである。このような地質構成の中で、地すべりの滑動面は、基盤岩の上部層および玄武岩との境界付近に見出されているようである。

(4) 元触地すべり地

この地区は世知原町一柚木間の冬越峠近傍に起ったもので、滑落崖が頭部とすべりの先端に近いところで2箇所認められ、山麓部には階段状の緩斜面が形成されてい

る。

この地域の地質は、図-3 からわかるように基盤は世知原層で、その上位に厚さ数mの下部砂礫層および厚さ約10mの凝灰質粘土層が堆積している。さらに、その上位に玄武岩溶岩が覆っている。溶岩の間には上部砂層と考えられる凝灰質粘土層を挟在している。この地区の地質は、前記地すべり地域とよく対応することができる。下部玄武岩は全体的に著しく風化作用をうけており、地すべり頭部の滑落崖では砂状を呈している。

4. 妙観寺峠地区の試錐調査

4.1 調査位置および内容

このボーリング調査地点は長崎県北松浦郡佐々町牟田原地内で、図-2 から明らかなように本地点の周辺には大小多数の地すべり地があり、その中心地ともいえるところである。調査深度は131.14mで、岩芯は全採取を目標とし、物理検層（反射・速度・電気）を同時に実施して岩相の物理的変化をも調べた。また、このボーリングの実施により前述の樽河内地すべり地における玄武岩溶岩や砂礫層がどのような岩相変化を示し、その分布もどのようであるか明らかになった。

4.2 物理検層

ボーリング孔（掘さく深度131.14m）について、速度検層・反射検層および電気検層を実施した。岩質の相違や風化に関連する岩盤の物性を定量的に把握することを目的とし、とくに、岩盤の風化程度を数量的に表現することろみとして行なった。風化岩盤の性状を定量的に把握することは、他の調査と関連して、地すべり機構や予知を検討するに役立つであろう。物理検層の結果は図-6 に示したとおりである。

このボーリングは玄武岩台地で実施し、漏水あるいは軟弱さなどかなり困難な条件にあったが、物理検層を行うことができた。また、物理検層のため、ボーリング過程においてベントナイトを使用することはさけた。以下測定結果の概要をのべる。

(1) 速度検層

測定法は起震源（電気雷管）と受波器（ジルコチタン酸バリウム振動子）を3m間隔でボーリング孔内に配置し、孔底より測定した。3m区間ごとに平均速度を連続して測定する。音波を放射した瞬間、検出器（トリガーヘッド）から出る電気

信号でシンクロスコープを駆動し、受振波形をブラウン管上に記録させる。岩盤内を伝播する弾性波の時間を測定して弾性波速度を求めた。

測定の結果は下記にのべるとおりである。岩質の風化した部分の深度13mまでは測定されなかった。また深度25~31m間は、孔内水位の低下および孔壁の崩壊により測定することができなかった。上部玄武岩の風化部は2.5 km/sec±である。砂およびシルトからなる玄武岩溶岩中に挟在する堆積層は2.4 km/secである。下部の玄武岩は3.3~5.7 km/secの間になり、下部に向って漸増している。長い棒状の岩芯が採取された新鮮な玄武岩は5.0 km/sec以上であり、最大5.7 km/secの値を示した。主として溶岩からなる玄武岩の弾性波速度は風化の程度とほぼ比例しており、玄武岩の風化度を示すものとみなしてさしつかえまいようである。

玄武岩と砂礫層との境では、5.7 km/secから2.2 km/secに急激に低下している。砂礫層は2.2~2.6 km/secの値を示した。深度84.5mから131mまでの新第三系の部分は2.4 km/secから3.4 km/secの値を示し、薄い3枚の石炭層と凝灰岩の互層からなる炭層部（厚さ2.7m）は、多少破碎軟弱化されていたが、この位置では僅かながら弾性波速度が低下している。新第三系でも岩相および風化と関連する岩盤の強度が把握されるようである。

ボーリング孔を利用した岩盤の弾性波探査は、すべり面の探査とともに地すべり機構を調査するのに役立つようである。玄武岩および風化された玄武岩については、その強度が数量的に明らかとなった。

(2) 反射検層

これは超音波受振子をつけた発受振器（プローブ）をボーリング孔内におろし、これから孔壁面に超音波を放射させ岩質（岩石の密度 ρ ・速度 v の変化）による多重反射を測定する。すなわちプローブの降下により連続的に測定する。

ボーリング孔内での岩質の硬軟および割れ目傾度を直接的に評価することを目的としたが、この結果と速度検層との結果はよく対応している。

深度12.8m~24.2m間（風化著しい玄武岩）、39.0m~47.7m間（岩滓）および76m~92m付近では第1反射のみが認められ、第2反射が認められない。深度763m~84.5m間は砂礫層であ

り、85.5m~87.2m間は砂礫層に接する新第三系の砂岩層で軟質岩となったものであり、89.2m~92mでは軟質岩化した炭層部である。第1反射のみが認められる部分は、岩質が軟いか割れ目の多い部分であるが、この場合には軟質岩化している部分に相当する。深度32m~37m間および53m~71m間では第4反射が認められる。この部分は上部の玄武岩および下部玄武岩の未風化硬質の部分に相当する。新鮮な玄武岩では強い多重反射が現われるが、風化が進むに従って反射度が低下している。深度91m以下の新第三系の部分では第2反射が認められるが、ところどころで第3反射まで認められる部分と第1反射のみしか認められない部分とがある。すなわち、岩相および風化による硬軟が反射波に現われる。

(3) 電気検層

比抵抗法で電気検層を実施した。測定は孔底から連続的に実施し、電極間隔は25cm、50cm、100cmを使用した。

地層(岩相)の性状を定性的に知るための情報の1つで、速度検層および反射検層による定量的な情報との対応で検討するために同時に実施した。この比抵抗値は見掛け比抵抗値である。

深度12.8m~31.4m間の比抵抗値は $100 \Omega\text{-m}$ 以下、31.4m~37.0mの値は $100 \Omega\text{-m}$ 以上で、とくに33.5m~35.3mでは、 A_m (電極間隔)=25cmの比抵抗値は $1,500 \Omega\text{-m}$ に達した。この区間で $A_m=100$ cmの比抵抗値は $200 \Omega\text{-m}$ で、この深度までは上部の玄武岩である。上部と下部の玄武岩の間に挟在する堆積層(38m~52m)の比抵抗値は $100 \Omega\text{-m}$ ±である。深度52m~60.5m間の比抵抗値は $100 \sim 1000 \Omega\text{-m}$ 、60.5m~72.0m間の比抵抗値は $1,000 \sim 5,000 \Omega\text{-m}$ である。すなわち、新鮮な玄武岩は極めて高い比抵抗値を示すが、風化が進むに従って低い見掛け比抵抗値を現わす。

深度72.0m~85.0m付近の砂礫層の比抵抗値は $25 \sim 75 \Omega\text{-m}$ で、以下は新第三系(佐世保層群)である。風化した砂岩および炭層の部分の値は $10 \sim 50 \Omega\text{-m}$ で、全体に硬質な縞状砂岩の部分の比抵抗値は $50 \sim 200 \Omega\text{-m}$ である。98.5m~107.2m間の比抵抗値は $50 \Omega\text{-m}$ 以下となり、この部分は砂岩層に相当する。深度102.7m以下の値は $50 \sim 200 \Omega\text{-m}$ である。第三系堆積岩の見掛け比抵抗値の変化は地層や岩質と一致しているといえる。

5. まとめ

本地域の地すべり地は、いずれも同じような地質構成の場に起きている。基盤岩の傾斜は緩やかである。また、ほとんどの地すべりが基盤の第三紀層にまでおよんでいるが、水平的な移動が予想外に少ない。八ノ久保砂礫層が地域全体に連続的な広がりをもっている。常に、玄武岩岩脈が断層方向に平行的に分布している。ボーリング孔での物理検層結果は地質状況とよく対応している。

文 献

- 今井功・沢村孝之助・吉田尙(1958); 5万分の1地質図幅「伊万里」同説明書, 地質調査所岩橋徹(1961); 北松地域およびその周辺にみられる八ノ久保砂礫層(新称)について, 九州大学理学部研究報告, 地質学之部, 第5巻, 第2号
長浜春夫(1965); 斜層理からみた北西九州第三紀層の堆積, 地質調査所報告, 第211号
H. Kurasawa (1967); Petrology of the Kita-Matsuura Basalts in the Northwest Kyushu, South-west Japan, Geological Survey of Japan, Report No. 217.