北松型地すべりの写真判読とその問題点について

黒田和男*・岡重文*

On Some Problems Concerning the “Hokusho”-type Landslides, based on Photogeologic Interpretation of the Landslide Topography

by Kazuo Kuroda, Shigefumi Oka

The Kitamatsuura Peninsula, northwestern corner of Kyushu, is a region in which landslides occur very frequently. Among them, the slub slides occurred in the Tertiary strata is called the “Hokusho”-type landslide, and is the most characteristic of the region. In this paper, the topographic feature caused by many landslides are discussed regarding their remote causes controlled by lithofacies and geological structure of the Tertiary system, distribution of talus deposits on the pediment-like slope, relief of the base of the Hachinokubo Gravel Bed and the Matsuura Basalts which unconformably cover the Tertiary system. The writer pointed out that the undulating topography on the gentle slope of the cuesta is caused by the slub slides in the Tertiary strata, which are composed of alternation of sandstone and aggregated layer of shale, tuffaceous shale, tuff and coal seams. Four examples, which occurred recently in the area, are described with accompanying photographs and diagrams.

九州北西部の北松浦半島には、多数の地すべり地形がみられる。筆者はこの地域の地すべり地形を空中写真から摘出し、とくに地すべり地形と地質構造・崖錐層の分布等の関連を考察してみた。地域内には、大規模地すべりの痕跡と思われる特有の地形が、第三系の構造と地形との関係からみた場合のケスタの流れ盤のうえにあるという事をもとに、このような地形を作る要素は第三系の岩質にあると予想した。特有の地形が形成されていく状況は、現在も地すべり現象の中に観察できる。ケスタの受け盤上の地すべりと緩斜面との関連性も、空中写真上に実際に観察された地すべりをもとに考察した。

なお、地すべりの要因を第三系の岩質にあるとした場合、地すべり粘土が形成される過程にも若干触れてみた。

1. 緒言

九州北西端の北松浦半島から平戸島・生月島にかけての一带は、地すべりの頻発地帯として知られている地域である。筆者のうち黒田は、昭和37年以来数回にわたってこの地を訪れ、地すべりの実態とくに地すべり地と地質との組合わせを観察して来た。また岡は、昭和38年度に、現地踏査の結果と空中写真観察の結果をもとに、地すべり地形の分布型態の図示を行なった。ここではその結果を発表するとともに、地質に関する従来の調査研究成果をもとにした考察を加えて紹介し、この地域の地すべり、とくに“北松型”と呼ばれている地すべり型式に関する問題点を提供したい。

本稿を草するに当たり、長崎・佐賀両県下の地すべり

に関する各種資料の提供を受けた長崎県庁・同県北開発振興局・佐賀県庁関係各位に厚く感謝の意を表する。

2. 地質の概要

この地域内に露出する地層・岩石は、第三系に属する杵島層群・相ノ浦層群・佐世保層群・野島層群および平戸層、これらの第三系を著しい傾斜不整合で被覆する八ノ久保砂礫層とその上に乗る松浦玄武岩類で、地域内のおもな河川に沿った小範囲に段丘堆積物および沖積層が僅かに分布している。また後述する崖錐堆積物が広く分布している地域があり、地すべり現象とはかなり密接な関連をもっている。

この地域の第三系には石炭を含む層準があるため、古くから調査研究がことに第三系に対して行なわれて来た。また玄武岩類も、その産状が本邦の中では特異

* 通産省地質調査所

「写真測量」Vol. 6 No. 2

第1図 研究地域要図

(1) 文献 (32), 7) による地すべり地 (2) 地すべり指定地区

なものであって、近年ことに注目されるようになった。これらの研究成果は数多く公表されているがその詳細については他にゆずり、ここでは岩橋 (1962) によってまとめられたものを要約して紹介する。

1) 杵島層群: 佐々川に沿って細長く露出する本地域最下位の地層である。この層群は下位から杵島・曲川・三川内・早岐・大塔の5累層に分けられるが、この地域では三川内累層・早岐累層・大塔累層がみられる。各累層は砂岩を主とし、それぞれ1つの堆積輪廻を構成する。早岐累層の中部には、凝灰質頁岩・粗粒凝灰岩・細礫岩の薄層・泥質細粒砂岩などが互層をなしている部分がある。顕著な石炭層はこの地域にはみられない。

2) 相ノ浦層群: 杵島層群にひきついて堆積した地層で、大きくみて下位から、白色塊状砂岩が優勢で、間に数枚の炭層をはさむ淡水～半鹹半淡水成層——志田累層、塊状砂岩・砂岩頁岩互層に礫岩・凝灰質岩などをはさむ海成層を主と

する臼ノ浦累層、しばしば炭層・炭質頁岩をはさむ主に砂岩・頁岩（または泥岩）の互層からなる淡水成層——棚方累層、多くの海棲貝化石を包蔵する粗粒塊状砂岩・礫岩・凝灰質岩が特徴的な海成層である真申累層、数枚の炭層をはさむ白色砂岩がちの半鹹半淡～淡水成層——永ノ島累層に分けられる。臼ノ浦累層を除いて、各累層中に石炭層を挟むが、炭層はしばしば当時の火山活動を示す火山砕屑岩を伴い、炭層の生成と火山活動とは密接な関係があるとも考えられる。永ノ島累層最上位の炭層は大瀬五尺と呼ばれ、この研究地域の普遍的な炭層の1つである。

3) 佐世保層群: 相ノ浦層群に引きついて堆積した砂岩・泥質岩と、それらの互層からなる地層で、多くの稼行炭層を挟み、この地域の主要な炭層となっていると共に、分布範囲も広く“北松型”地すべりにもその主役となっている。

第2図 第三系の地質概要図

1. 杵島層群 2. 相ノ浦層群 3. 佐世保層群 4. 野島層群
5. 平戸層の分布範囲 6. 断層 7. 第三系の一般走向

この層群は下位から、中里・下部柚ノ木・上部柚ノ木・世知原・福井・加勢の6累層に分けられ、それぞれの累層のほぼ境界付近に柚ノ木三枚・岩石二枚・松浦三尺・砂盤・福井一枚と呼ばれる炭層があって、主要な稼行炭層となっている。岩石二枚の上方にある江里凝灰岩層はよく追跡されて東部地域と西部地域との関係を明らかにする鍵となり、その他歌ヶ浦凝灰岩礫岩層、本ヶ浦凝灰岩層など顕著な火山砕屑岩層がある。本層群は一般に半鹹半淡～淡水成層の間にしばしば海棲貝化石を含む比較的薄い海成層を不規則に挟み、また炭層と凝灰質岩石との関係は、相ノ浦層群のようにかなり密接である。

6) **野島層群**：地域北西部に限って分布する砂岩・頁岩・砂岩頁岩互層・凝灰岩・凝灰角礫岩・礫岩からなる地層である。下位から大屋・深月・南田平の3累層に分けられ、とくに大屋累層は佐世保層群に比較してかなり多量の凝灰岩・凝灰角礫岩および礫岩を含み、激しい火山活動があったことを示している。

7) **平戸層**：野島層群のうえに不整合にのると考えられているやや固結度の低い優白色の砂岩・礫質砂岩・砂質シルト岩の優勢な地質である。地域内では、北西隅に限って分布する。

8) **八ノ久保砂礫層**：本研究地域のほとんど全域にわたって分布する砂礫を主とする地層である。第三系との関係は著しい傾斜不整合である。砂礫層の礫は一般によく円磨されている。凝灰質層や粘土質を挟むこともあり、層相・厚さともに水平方向に連続しないこと等から総合して、三角州性堆積物とも瀬海性堆積物とも考えられる。いずれにせよ、まだ解決していない部分の多い地層である。

9) **松浦玄武岩類**：八ノ久保砂礫層を平行不整合に覆ってこの地域を含む北西九州一帯に広く分布し、広大な熔岩台地を形成している。岩石は玄武岩で、組織・構造・鉱物組成からさらに細分されている。熔岩の間には凝灰岩・岩滓凝灰岩・凝灰角礫岩などの火山砕屑岩のほか、砂礫層や砂泥・粘土層を挟むことがある。

10) **その他の第四系**：本研究地域の河岸段丘堆積物は、潜龍付近に著しいものがある以外、小規模のものが認められる。また沖積層の分布も僅かである。崖錐堆積物は、玄武岩台地の周辺にみられ、区域によってはかなり広範囲に第三系を覆って分布している。この崖錐堆積物の分布状態を地すべり現象と関連させてみた場合には、竹原(1956)・岩橋(1962)の地質図で玄武岩類として塗色されている部分の若干は、岩屑層あるいは崖錐堆積物に類するものとして取扱われねばならない。この点については後に記す。

3. 地質構造の概要

本研究地域の地質構造は、含炭第三系と八ノ久保砂礫層・松浦玄武岩類とは著しい差が認められる。まず第三系の構造は、この地域中央を北東—南西に斜断する佐々川断層によって、東側の世知原盆状構造区と、西側の鹿町半ドーム状構造区とに分けられ、それぞれ次のように区分される。(第2図参照)

地層名	炭層	凝灰岩層
加勢層		
佐世保層群	福井一枚 砂盤層 松浦三尺 岩石二枚 柚ノ木三枚	本ヶ浦凝灰岩 歌ヶ浦凝灰岩 江里凝灰岩
相ノ浦層群	中里層 大瀬五尺 永ノ島累層 真申累層 棚方累層 白ノ浦累層 志田累層	川釣層
杵島層群	大塔累層 早岐累層 三川内累層	

第1表

地層名と炭層・凝灰岩層との関係

なお炭層名は地区によって異なるので、ここでは標準と思われるものを通した。

1) 世知原盆状構造区

a) 国見山断層

層以北：一般に南北ないし北北東—南南西の走向が優勢で、 10° 内外で西方に傾斜する。調川付近では北東—南西に走る向斜軸が認められ、その北西側では地層は南東方へ $6\sim 10^{\circ}$ の角度で傾斜する。さらにこの向斜軸の南東側に平行に走るゆるやかな背斜構造が認められる。断層は楠久断層を除いて大規模なものは少なく、地層は非常に安定している。

b) 国見山断層以南：全体として、ほぼ東西方向の走向をもって平均 $3\sim 4^{\circ}$ の傾斜でゆるやかに半方に傾く単斜構造を示すが、佐々川断層に近接してこれに平行に走る非対称の向斜軸がある。また、地域東端の有田川に面する山腹では、西に向かう 20° 以上の傾斜が認められる。断層には、芳ノ浦・賞観・泉福寺・針尾断層その他が挙げられる。左石北方には、小断層の密度の高い場所もあり、小規模の盆状構造やドーム状構造も認められるが、全体としては、安定した地塊であるといえることができる。

2) 鹿町半ドーム構造区

a) 佐々川断層地区：佐々川断層と、平野・志方・高崎の各断層にはさまれた地区で、小褶曲構造が認められ地層の傾斜も 30° 以上を示す場合がある。全体として、佐々川断層の生成に直接関係があるとみられる擾乱帯である。

第3図 地質構造概念図

1. ハノ久保砂礫層基底の見掛上背斜 2. ハノ久保砂礫層基底の見掛上向斜 3. 松浦玄武岩・ハノ久保砂礫層の分布範囲
4. 崩積層の分布範囲 5. 主要断層 6. その他の断層 7. 第三系の背斜 8. 第三系の向斜

b) 江里安定地区: 平野・志方・山野田の3断層にかこまれる地区で断層も少なく、地層の一般走向は東西ないし東北東—西南西で、 $3^{\circ}\sim 10^{\circ}$ の傾斜で北方に傾くというきわめて安定した地区である。なお、地区の周辺部で、上記の3断層に近接して、若干の擾乱がみられる。

c) 盲目原断層地区: 山野田・永ノ島両断層にはさまれた地区で、無数の中～小断層が網目状に発達し、全体として断層地帯を形成している。地層は一般に北西に $5^{\circ}\sim 25^{\circ}$ 傾斜している。

d) 鹿町・矢岳地区: 永ノ島断層以西にある鹿町半ドーム構造区の主部で、地層は一般に海岸に向かって 10° 内外傾斜しているが、外側へ行くにしたがって、傾斜は急になるという特性ももっている。断層は放射状配列を示し、この構造区の特長となっている。

ハノ久保砂礫層の構造は、巨視的にみてN 40° Eの走向で僅かに北西に傾斜(約 1°)している。岩橋(1961a)はハノ久保砂礫層基底の等高線図を描いており、その中に見掛上背斜・向斜に類する起伏が認められ、第3図にその起伏状況を示しておいた。さらに僅

かなドーム状構造や盆状構造がある。佐々川断層・楠久断層・国見山断層等の主要断層は、ハノ久保砂礫層に落差を与えている。以上のことから、現在みられるこの砂礫層の起伏は、必ずしも堆積開始当時の原地形を表現しているとは言えず、その後の褶曲運動や断層運動の影響を受けているとみなければならない。

沢田(1956)は、世知原盆状構造区の第三系の基盤は、西彼杵半島の背骨をなして広く露出する変成岩類で、有田以東の花崗岩類を基盤とする伊万里微褶曲帯に比較し、基盤が若干沈降しているために、第三系が安定した構造を示していると考え、さらに佐々川断層は北西方向からの側圧が、かたい変成岩地塊に第三系を衝上させた結果出来たものであるとしている。しかし、第三系あるいはハノ久保砂礫層・松浦玄武岩類の構造に影響を与えたものの考察は、今後解決されるべき大きな問題として残された状況である。

4. 地域内の地すべりに関する従来の研究

長崎県北松浦地方における地すべりの記載が始めてあらわれたのは、経済審議庁(1952)の調査結果で、ここには長崎県・佐賀県下合わせて15箇所の地名が記されている。あるいは、それ以前の公表された記録があるかも知れない。経済審議庁(1952)に引きつづいて、長崎県下における地すべり調査結果が報告され、地すべり地あるいは地すべりの徴候が認められる箇所が、かなり多数挙げられた。その報告書の中で、小貫(1952)は、県下の地すべりを、その地質構成から次のように分類した。

1) A型: 第三系、ハノ久保砂礫層、松浦玄武岩類が重なっている場合に、玄武岩の中を滲透する水の流動に伴って玄武岩の急斜面で割れ目が大になり、遂に安定を失ってすべり落ちるものである。同時に第三系の岩石もすべり落ちることになるが、簡単な場合には砂礫層が押し出される程度である。この型は山くずれの要素ももっている。

2) B型: 第三系のうえに玄武岩がのっている場合に、第三系の岩石の上面に粘土層が生じ、岩石自体も脆弱になっている。玄武岩中の割れ目に沿って地下水が流動する間に亀裂が増大し、安定を失って玄武岩が

すべり落ちる。これも山くずれの要素をもったものである。

3) **C型**: 第三系からなる山の急斜面には、崩積層(崖錐堆積物と記述したものと同意味)が堆積しているが、玄武岩と第三系の岩石との境界位置から湧出する極めて多量の水が地下水となって、崩積層の中あるいは崩積層とその下の第三系との不整合面に沿って流動し、その間に地すべりが起るもの。

4) **D型**: 第三系の上には崩積層が厚く堆積している。第三系の上面は、普通緩傾斜から急傾斜に移っているが、その上に崩積層がある場合、傾斜変換部の上に乗っている崩積層の表面に亀裂が生じ、地下水の流動によって崩積層がすべり落ちる。一たん滑動が始まると、あとは順次緩傾斜部の崩積層までその運動がおよんで行く。

5) **E型**: 第三系からなる岩盤の急傾斜面に、砂礫層・崖錐層・崩積層がのっている場合に、地下水が滲透して、岩盤の急斜面上にのっている地層がすべり出すものである。移動する区域の上端・下端には亀裂が形成されるが、区域の中央部には亀裂は少ない。

6) **F型**: 第三系の岩石には節理が発達している。これに水が徐々に滲透して頁岩は膨脹粘土化し、あるいは溶解して粘状となり、その結果地層の傾斜の方向に匍行が起る。

7) **G型**: 深度による陥没に伴って山腹の傾斜側に押し出し移動するa型と、採炭により地層の傾斜側に陥没亀裂を生じ、このために第三系の地層がその傾斜の方向に移動するb型とに分けられる。

以上、A・B型は山くずれの要素を含み、主として山地に多く、C・D・E・F型の地すべりは第三系の分布地帯に多く、G型は被害に伴う地すべりであるとした。

岩塚(1954)は、この地域の地形の特長として、玄武岩台地と現在の河谷底との間に山麓面様の緩傾斜面があることに注目し、これを玄武岩流出後の侵食により形成されたものであるとした。この緩傾斜面の上には玄武岩岩屑(崩積層・崖錐層と同じ)がのっているが、この玄武岩岩屑が移動するもの、第三系の風化した表層も同時に移動するもの、第三系の崩壊した物質だけが移動するもの等の4つに分類した。

野田(1957)は、この地域の地すべり・山くずれの特長として、第三系とこれを不整合に覆う砂礫層の上に厚い玄武岩類がのり、山頂部は概して平坦で、その台地状の山の縁は急傾斜で谷に面しており、谷底には第三系が露出しているという地形地質条件を挙げて、柱状節理のよく発達した玄武岩およびその間に挟まれる玄武岩質凝灰角礫岩、それに砂礫層がくずれやすく、山腹の急斜面にも崩土・岩屑・崖錐層が厚く堆積

してこれもまたくずれやすいことを示している。さらに上に述べたもの以上に基盤の第三系に注目しなければならなかった。野田(1957)が「北松型」地すべりと命名したのは実にこれであって、第三系中にある頁岩・石英粗面岩質凝灰岩ないし同質の凝灰岩質頁岩が極めてよく粘土化されており、さらに砂岩のブロック化が著しいということが、第三紀層中の層すべり型地すべりを起すもととなり、玄武岩や砂礫層、崩土層などをのせたまま岩盤が滑動するものを指している。野田(1957)には、「北松型」と同時に「東彼型」地すべりと命名したものがあがあるが、両者は本質的に異なるものではないと筆者は考えている。

今井ほか(1958)は、伊万里図幅地域内に属するこの研究対象地域内で17箇所の地すべり地区を挙げている。地すべりの原因として、当地域の第三系は側圧による造構造運動をうけ、さらに著しい地塊運動を受けていること、とくに有田川流域は伊万里微褶曲構造区と世知原盆状構造区の境界に当り、有田川以西の地域の第三系は、莫大な量の玄武岩熔岩の重圧を受けていること等を考えているが、このことが直接地すべりの発生に結びつくものか否かは今後に残された問題であるとしている。

大島(1965)は、佐賀県内本研究地域の地すべりは、いわゆる第三紀層地すべりとして認識されているが、必ずしも第三紀層に主たる原因があるとは言えないとし、とくに第三紀層と地すべりとの関係については、

- 1) 頁岩にとむ地層の分布地域における流れ盤型地すべり
- 2) 砂岩にとむ地層の分布地域で、断層に近接した地区の地すべり

の2つの型があることを示している。

黒田(1966)は、本邦の地すべりを総括して、堆積性火山性・構造性の各地すべりに大別し、その中でかなり強く褶曲したりブロック化した古〜新第三系ときには白亜系から構成される地盤のうえに新しい火山岩ないし礫層がのって大量の地下水の供給源となり、「円弧状」および「板状」すべりの双方があらわれる構造性地すべりを「北松型」としたが、これも結局は小貫(1952)のFおよびG型であり、野田(1957)の定義の繰返しに過ぎない。

以上のように、この研究地域の地すべりの分類については、ほぼ着いたものと思われるが、「北松型」と呼ばれる第三紀層内部のすべりの現象が、岩盤内のどのような物理化学作用によって起るか等の問題の解明は今後の課題であり、本文の目標もこの点にしばって記述を試みている。

5. 地形と地質との関係

本研究地域の地形で最も特徴があるのは、玄武岩の熔岩台地が広く発達していることである。その基底面の高さは、研究地域南東部において最も高く、全体としてゆるく北西に傾斜して、北西海岸では、その基底面の高さは海水準以下となる。

この地域内を流れるおもな河川には、志佐川・江迎川・佐々川・相ノ浦川があり、その他これに合流しあるいは直接海に流れ込む小河川がある。これらの河川は源流部を除いて、熔岩台地を削りその下の第三系の中に深く入り込んで流れ、玄武岩の熔岩台地がこれらの谷に面するところでは、100~150 m の高さの急斜面が形成されている。また、第三系の中に谷がくい込んである場合でも、たとえば相ノ浦川支流の小川内川

に沿っては、150 m に近い急斜面が形成されている。

つぎにこの地形の特長として挙げられるのは、山頂から現河床面にいたる間に、山麓緩斜面状の平坦地が認められることである。この平坦地は玄武岩だけの山腹斜面に認められる場合もあるが、とくに玄武岩台地の周辺に沿って発達し、通常崖錐堆積物が乗っており、竹原(1956)・沢田(1958)・岩橋(1961) (1962) の地質図にもそれぞれ記入されているが、崖錐堆積物の分布範囲は、それぞれ若干異にしている。

岩塚(1954)は、玄武岩の崖と山麓緩斜面の境界位置付近に小平坦部が付着しているのを記述し、この平坦部は玄武岩と第三系との不整合面の1部が侵食によって玄武岩がはぎ取られた結果、再び地表に現われたものであるとした。これが成立するためには、第三系からなる崖が後退するよりもはるかに早い速さで玄武

第4図 地すべり地形分布図 使用空中写真 米軍撮影 M 102, M 665, M 742

1. 玄武岩類の分布範囲
2. 流れ盤となる範囲
3. 受け盤となる範囲
4. 地すべりの滑落崖 (写真判読による)

岩の崖の後退が行なわれたものと考えねばならない。野田(1957)も第三系に属する岩石に比較して、玄武岩や砂礫層がはるかにくずれやすい事を記している。

第4図は筆者の1人岡重文が、現地踏査の結果と空中写真観察の結果をもとに作成した地すべり地形の分布図である。この作業に使用した空中写真は、昭和21年から22年にかけて米軍が

撮影した縮尺4万分の1のものを使用しているため、その後が発生した地すべりがよく表現されていない。地すべり活動によって形成されたとみられる馬蹄形状の滑落崖その他の微細な地表型態を求めた結果を、既存の地質状況と対応させてみると、この分布図では小貫(1952)によるA~E型の地すべりないし山くずれの痕跡が

第6図 吉井南東方の模式地質断面図

写真1 吉井南東方の不斎地形

第5図 吉井南東方の地形図

左側の亀裂線は、平山地すべりの亀裂線

ほとんど大部分を占めている。そして崖錐層の分布はA~E型の地すべりに密接に関連していることも、上図から了解されるが、吉井南方・今福南方あるいは浦ノ崎南方にみられるような、広い山麓緩斜面状の地貌を説明するには、まだ不充分である。最後に、この山麓緩斜面を玄武岩の直下に分布する第三系の構造と対応させてみると、もよりの河谷に対して第三系が流れ盤の関係になっている場合は、受け盤の関係になっている場合よりも山麓緩斜面の発達が著しく、その極端な場合には、たとえば鹿町半ドーム構造区の場合、玄武岩の分布はごく僅かで、山麓

緩斜面が玄武岩の山をとりまいて広く発達しており、また研究地域北東端一帯では、玄武岩からなる山の稜線はいちじるしく東に偏して、ケスタ状の地形が形成されており、これは第7図に示すように地質構造上からは、ケスタ地形そのものである。そうしてケスタの流れ盤のうえに“不斎地形”が認められる。つぎにこの“不斎地形”の成因を考察してみる。

第7図 鷲尾岳地すべり地の模式地質断面図

記号は沢田(1958)による炭層番号

写真2 今福南方の不斎地形

第8図 今福南方(大浜一久原間)地質推定断面図 凡例は第6図と共通

1. 崩積層または崖錐堆積物
2. 玄武岩類
3. ハノ久保砂礫層(1部省略)
4. 第三系, 線は概略の層理面方向を示す。

写真 3 大瀬の異状地形

第 9 図 大瀬付近地形図

6. 地質的にみた地すべり現象の考察

前項で述べたように、ケスタの流れ盤側にある山麓緩斜面上には、最大傾斜線の方に直角に多数の小さな丘が並び、丘の間には窪地が認められる場合がある。このような地形は、黒田 (1963) がすでに指摘している。

上記の地形的特長は、大規模地すべり地形の特長として古く中村 (1934) が記述したものと同一型態をもっている。

黒田 (1964) は、能登半島基部のゆるく傾斜した砂岩・泥岩・凝灰岩の互層からなる地域について、ケスタ地形の地形発達史に地すべり活動が大きな影響を与えていることを記述したが、その中でとくにケスタの流れ盤上に発生する岩盤内の層すべりの痕跡が、現在の微細地形や水系網に見られ、国見の大規模地すべりが、今後どのようにケスタ地形に移るかという点に触れてみた。ひきつづいて、国見の隣接地である胡桃に、凝灰岩をすべりの位置とする岩盤内の層すべりが発生し、頭部滑落崖や地すべり地塊内の“鬼ガ城”と呼ばれる小丘が形成されるのが観察され、ケスタ地形の発達と岩盤内の層すべりとの関係に対する確証が得られたものと思われる。

視野を広げて、日本で非常にゆるく傾斜した新第三紀の砂岩・頁岩・凝灰岩の互層が分布する地域を眺めてみると、たとえば新潟県古志地方の中野俣のような、過去に大規模な岩盤内層すべりが発生して形成されたと考えてもよい地形が諸所にみられる。

本研究地域では、吉井町南方・今福南方・浦ノ崎南方その他に同種の地形があり、これを地質構造や地盤を構成する岩石の種類と対応させてみると、完全に大規模な層すべりの結果形成されたものと考えて差しつかえない。

写真 4 冬峠南方の地すべり

第 10 図

写真-4 の説明 a. 古い緩斜面 b. 新しい緩斜面
c. 地すべり被害地

吉井町南東方にみられる不斉地形は、五蔵岳麓の高さ 150 m の急斜面に始まり、緩斜面上に高さ最大 70 m くらいの小丘や、くぼ地が並んでいる。等高線が楕円形の閉曲線をなしている所では、その長径は東北東—西南西方向と、急斜面あるいは緩斜面の最大傾斜線の方角と直角になっている。竹原 (1956) の地質図と、岩橋 (1962) の地質図とで若干の相違があるが、この小丘を構成している岩石は松浦玄武岩類である。第 6 図は、この不斉地形の断面図で、ケスタの流れ盤の上に松浦玄武岩類や崖錐層ないし崩積層がのっている状況を示したもので、小丘の成因を“大規模”層すべりによるものとして図示してあるが、実際に玄武岩類あるいは八ノ久保砂礫層の基底部が地質断面図上にどのようにあらわれるか、資料がないのでわからない。また

層すべり層準も、今後の問題であろう。

昭和38年9月頃から、吉井町平山地内に発生した地すべりは、その後急激な活動を示している。第5図には、最初の徴候として現われた亀裂の位置を示したものであるが、愛宕山はこの亀裂線を境として2つに割れ、北側のブロックが玄武岩や砂礫層をのせたまま移動して、現在 (昭和42年始) は、2つの山が出来上った。仮りにその移動が落ち着くとするならば、数10年後にあらわれる地形は、さきに述べた不斉地形内の小丘と全く変りないものであると思われる。もし、この移動が落ち着いたあとで小丘が急速に崩れて行くならば、緩斜面のうえに崖錐層が乗っているだけという形ができる筈であるが、眼前にその変遷が見られないので、単に想像に留めておく。

江迎町鷲尾岳地すべりの場合は、亀裂が山の北斜面にあるが、移動の速さは平山地内のものに比較してはるかに遅い。この地すべりも層すべり型の地すべりが実際観測された例である。なお鷲尾岳地すべりの場合のすべり層準は、沢田 (1958) による C 37 炭層 (現地ではヘダモノと呼んでいる) 付近にあるとされている。

今福南方・浦ノ崎南方の不斉地形の断面を描いてみると、第三系の地質構造に対して、ケスタ地形の流れ盤の上に乗っていることがわかる。ここでも、閉曲線となっている等高線は楕円形をなしており、その短軸の方向が最大傾斜線の方角と一致している。写真2に

挙げたものは、1月の降雪後の写真で、林地となっている小丘と、耕地となっている崩積層の部分とが明らかに区別されるが、1/25,000 地形図のほうが、微細な地形上の特徴をよく捕えている。浦ノ崎南方のケスタでは、すべり層の層準は福井層の上限付近にあるといつてよい。なお、人形石山の崩壊は、このケスタの受け盤側に担当する。

小佐々町大瀬では、1/25,000 地形図上に露岩が記されており、部落背後にも無数の散岩が記入されている。空中写真ではこの露岩のある所は滑落崖と判読されるが、地区内に無数にあると期待される亀裂は写真上で求めることはできず、これはおそらく写真としての能力の限界であろう。相ノ浦層群の露出する部分と、佐世保層群の露出する部分とでは、細かい起伏模様に差がみられるがこれを鷲尾岳の例と同じように佐世保層群の下限付近をすべりの層準とみる事が可能である。現在は、海岸に沿って若干の変化が認められるだけであるが、異状地形は明治33年測図の1/25,000 地形図にも表現されていることから、非常に古い時代のものであるに違いない。この地すべり地形が原形をよく保っている理由としては、厚い砂岩層が侵食に耐える性質をもっているため、および上に玄武岩類が乗っていないために、滲透水の供給が僅かであることによると思われる。

ケスタの受け盤側の地すべりは、通常その規模が小さいためその他の理由もあって、岩盤内のすべりか表層のすべりかの判定も困難である。

冬峠南方の地すべりは、空中写真でみる限り、玄武岩類と第三系の境界付近にすべりの素因があるように思われる。ここでは、地すべり運動によって山麓階状の緩斜面が新しく形成している。仮りに地すべり地がこのような状態で安定化し、再び耕作や造林が行なわれたならば、新たに生じた緩斜面はいつまでも保存され、逆に地すべり岩塊が次々と破碎され風化され、順次押し流されれば、斜面の下方に崖錐層ないし崩積層が形成されていく。このような目でみると、新しい地すべり地の両隣りには、高さを異にした緩斜面と、その背後に滑落崖を思わせる急緩面が並んでおり、したがって緩斜面の形成に関しては、岩塚(1954)の考えかたのものがすべてであるとはいい切れない。ここにくわしい地質の調査が待たれる。

以上、北松型地すべりを現象としてとらえてみたが、その地質的な素因について、野田(1957)は、石英粗面岩質凝灰岩または凝灰質頁岩の粘土化にあるとしている。科学技術庁(1963)は、岩盤内のすべりを起すような岩盤内部の物理的または化学的变化はきわめて徐々に進行しているに過ぎないと考えられ、岩盤の変化を促進させる物質が降水を源とする滲透水であると

するならば、夾炭第三紀層の内部に水がしみわたるような割れ目の集中している箇所があるとしている。泊(1965)は、この研究地域の膨脹性頁岩について報告しているが、とくに世知原層の最下部(松浦三尺層の直上)に発達する有孔虫含有の黒色～暗褐色頁岩層が非常に良く膨脹する事を記述している。

岩橋(1962)は、本研究地域の石炭の石炭化作用を促したものととして、根源植物の相違・生物化学的段階での変質・物理化学的変質段階での変質・地質構造・火成岩や温泉熱の影響を挙げ、それぞれの場合を細かく吟味して、結局炭層の被覆岩の厚さが最も石炭化度に影響を与えたと考え、さらに鹿町半ドーム構造区のドーム中心付近地下に火成岩体の存在が予想されるのも無視できないとしている。本地域の石炭層と凝灰岩層とは密接に関連していることは前に述べたが、凝灰岩層の粘土化に上記のような影響も考慮しなければならない。

池田(1964)などの観察によれば、第三系の砂岩・泥岩互層中の地下水は、1つの層準に沿ってかなり離れた距離を流動することが示されている。また熔岩流・凝灰角礫岩等は極めて水を含みやすく、岩盤中の割れ目に対して水タンクの役目を果している。このような事例を総合してみると、ケスタ地形の形成は層すべり型地すべりの結果であり、北松型地すべりは、この地域の地形発達の1つの過程であるとしてよい。

岩橋(1962)の地質構造図によれば、愛宕山南方に中心をもつ局所的なドーム構造がある。ドーム構造の中心部は開いた割れ目が出来やすい条件にあると言つてよいが、この構造が現在も生成しつつあるものかどうかは、地すべり現象の素因を考察するのに見逃してはならないと思われる。

7. 結 び

北松浦半島における地すべり現象に関係した地形を、地質との関連のもとに考察してみた。しかし、地質・地質構造・岩質にコントロールされた地形を考察する場合には、基礎となる地質構造が充分把握されたものでなければならない。この研究地域では、玄武岩が地表を覆っているために、その下に伏在する第三系の地質構造を把握するのは容易でなく、本文で資料とした岩橋(1962)の総括地質図についても、まだ検討しなければならない問題点がある。そこで今後の問題として、

1. 玄武岩に覆われた地域の、伏在第三系の地質構造の再検討
2. 山麓緩斜面の中には、ケスタ地形の性質をもつものもあり、また玄武岩流出後の海岸段丘など侵食地形面もあるかも知れぬが、その区別が困難で

ある。この差を地質構造にもとづいて明らかにすることが挙げられる。

参 考 文 献

- 1) 芥川真知・金子幸子(1966): 空中写真による地すべり地形の判読, 土木研報告, 117, 115~131.
- 2) 地質調査所(1959): 20万分の1地質図幅「唐津」
- 3) 地質調査所(1960): 日本鉱産誌 V-a (主として燃料となる鉱石)
- 4) 地質調査所(1965): 20万分の1地質図幅「長崎」
- 5) 波多江信広・有吉正夫・田代信夫(1961): 佐世保炭田志佐川上流地域の地質, 特に加勢層の異常発達について, 九州鉱山誌, 29, 4, 167~178.
- 6) 池田俊雄(1964): 国鉄新幹線弁天山トンネル内の地質と湧水について, 応用地質, 5, 2, 71~80.
- 7) 今井 功・沢村孝之助・吉田 尚(1958): 5万分の1地質図幅「伊万里」及同説明書, 地質調査所.
- 8) 岩橋 徹(1960): 長崎県北松浦郡九十九島・佐々地区の杵島層群の層序と地質構造—“佐世保炭田”の研究(その1), 九大理研報(地質学), 5, 1, 1~13.
- 9) 岩橋 徹(1961a): 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—“佐世保炭田”の研究(その2), 九大理研報(地質学), 5, 2, 80~97.
- 10) 岩橋 徹(1961b): 佐世保炭田に分布する相ノ浦層群の綜括的層序・岩相変化・堆積状況について—“佐世保炭田”の研究(その3), 九大理研報(地質学), 5, 111~1288.
- 11) IWAHASHI, T.(1961c): Study of the Sasebo coal field, northwestern Kyushu, Japan. Part 1, Stratigraphy of the Tertiary Sasebo group, Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geology, 11, 3, 419~439.
- 12) 岩橋 徹(1962): “佐世保炭田”炭の石炭化度の地質学的研究, 九大理研報(地質学), 6, 2, 95~134.
- 13) 岩塚守公(1994): 長崎県北部の地じりとその一般的特性について, 地理学評論, 27, 6, 244~254.
- 14) 科学技術庁研究調整局(1963): 北九工地域地すべり山くずれ等調査—昭和38年度防災科学推進費による現地調査報告書
- 15) 経済審議庁計画部国土調査課(1952): 全国地じり地の概要
- 16) 小林 勇・今井 功・松井和典(1952): 5万分の1地質図幅「唐津」及同説明書, 地質調査所.
- 17) 小出 博(1955): 日本の地じり, 東洋経済新報社.
- 18) 小出 博ほか5名(1963): 地すべり地に生きる, 実業公報社.
- 19) 黒田和男(1963): 山くずれの予知, 地質ニュース, 104, 22~29.
- 20) 黒田和男(1964): 能登半島基部地すべり地帯の地形発達について, 地すべり, 1, 2, 9~18.
- 21) 黒田和男(1966): 地すべり地と地質構造の因果関係について, 地学雑誌, 75, 3, 123~135.
- 22) 黒田和男・白井慶治・吉川恵也(1963): 国鉄新幹線由比すい道の地質とその応用地質学的解釈 応用地質, 4, 3, 150~155.
- 23) 長浜春夫(1963): 長崎県北松浦郡平戸島付近の地質, 地調月報, 3, 11, 583~586.
- 24) 長浜春夫(1953): 佐世保炭田に関する若干の新事実と考察, 地質月報, 4, 1, 63~67.
- 25) 長浜春夫(1954): 佐世保炭田におけるいわゆる佐世保層群上部について, 地質月報, 5, 8, 413~440.
- 26) 長浜春夫・松井和典(1958): 5万分の1地質図幅「壱ノ浦」及同説明書, 地質調査所.
- 27) 長浜春夫(1962): 佐世保層群中上部における炭層・炭層の上・下盤の等層厚線図および鍵層間の等層厚線図について, 地調月報, 13, 11, 67~70.
- 28) NAGAHAMA, H.(1964): Relation between the Azimuths of Diagonal Bedding Pattern and Isopach Map Pattern on the Fukui Formation of the Sasebo Coal Field, Nagasaki Prefecture, Jour. Geol. Soc. Japan, 70, 827, 500~507.
- 29) 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, 211, 地質調査所.
- 30) 中村慶三郎(1934): 山崩, 古今書院.
- 31) 中村慶三郎(1955): 崩災と国土—地じり山崩の研究, 古今書院
- 32) 長崎県地すべり対策本部(1952): 長崎県の地じり.
- 33) 長崎県農業試験場(1960): 20万分の1長崎県地質図.
- 34) 野田光雄(1952): 長崎県北松浦郡地じり予想地調査報告, 長崎県の地じり, 3~14.
- 35) 野田光雄(1957): 唐津佐世保両炭田内の地じりについて, 九州鉱山誌, 25, 11, 443~452.
- 36) 小貫義男(1952): 長崎県北部地方の地じりに就て, 長崎県の地じり, 67~207.
- 37) 大島恒彦(1965): 佐賀県下地じり地区の地質学的背景, 第2回災害科学総合講演会講演論文, 95~98.
- 38) 佐賀県(1954): 5万分の1佐賀県炭田地質図.
- 39) 沢村孝之助(1952): 北松田地帯の玄武岩と断層(演旨), 地質学雑誌, 58, 682, 308.
- 40) 沢田秀穂(1956): 佐々川衝動に関する若干の覚書, 地質月報, 7, 1, 29~32.
- 41) 沢田秀穂(1958): 北松炭田地質図及同説明書, 日本炭田図Ⅱ, 地質調査所.
- 42) 沢田秀穂ほか3名(1955): 5万分の1地質図幅「平戸」及同説明書, 地質調査所.
- 43) 高野秀夫(1960): 地すべりと防止工法, 地球出版.
- 44) 竹原平一(1956): 佐世保炭田の層序学的研究(そのⅠ~Ⅳ), 九州鉱山誌, 24, 8, 411~428, 9, 492, 506, 11, 573~587, 12, 607~611.
- 45) 泊 正雄(1965): 筑豊・佐世保・福岡炭田の一部の膨脹性頁岩, 九州鉱山誌, 33, 3, 98~114.
- 46) 平上誠喜(1959): 鷲尾岳地区地すべり対策工事について, 地じり研究, 第3輯, 25~45.

その他地点に関するものは省略した。