いわゆる破碎帯地すべりの性格について

On Some Characters of the So-Called Fractured Zone Type Landslides

—On the Basis of the Landslide Areas in Shikoku Island
and in northern part of the Akaishi mountains—古 谷 尊 彦*
Takahiko FURUYA

Abstract

From the view points of geology and geomorphology, the writer treated the so-called fractured zone type landslides, and pointed out their characters.

The one is a large scale landslide caused by a certain character of deep-seated shear plane and tectonic movements, and has often a uphill-facing scarplets and double ridges at adjacent areas.

The other occurs in the areas with Quaternary detrital deposits which is often originated from the large Scale landslides.

1. はじめに

筆者は主として地形学的観点から、地質分類小委員会の中で、中・四国地方の地すべりの分類について分担してきた。もとより、中・四国地方すべてを網羅して調査・研究してきたわけではなく、ごく一部を検討してきたに過ぎない。ここでは、特に地すべり分布が多く、かつ多くの分類上の問題を含んでいる(谷津1965, 黒田 1966, etc.)^{1), 2)} 四国地方のいわゆる破碎帯地すべりについて、いくつかの地質的・地形的に見た分類上の、また、地すべり研究上の問題点の一考察を試みる。多くの御批判・御教示を得たい。

2. いわゆる破碎帯地すべり地の堆積物について

1) 堆積物の性質

既に多くの報告(日本国有鉄道1964, 古谷1968)^{3), 4)}によって指摘されているように、四国のいわゆる破碎帯地すべり地の表層地質は、基岩から由来した風化角礫・岩塊などと、それらの間を充填する多量の風化土から構成される。この地層の堆積構造は、一般に乱雑で層理を持たず、基岩を不整合に被覆し、基岩との間に埋没地形面を形成している。また、この基岩の表面はしばしば風化が進み、基岩と岩屑堆積物との間に粘土層を生じている、などの特徴がある。

図-1は、徳島県三好郡三加茂町毛田の木藤地すべり地の観測堅坑の地質断面の例である(木野ほか1978)⁵⁾。この断面では、木野ほか(1978)や筆者の観察によると次のようであった。

地表から深さ約5mまでは岩屑堆積物、即ち崩積土層

図-1 木藤地すべり地堅坑内地質断面(木野ほか1978を一部省略)

1: 岩屑堆積物, 2: 粘土層, 3: 黒色片岩, 4: 緑色片岩

がある。これは上部と下部に分かれ、両者の間の深さ3~4m付近に灰白色の粘土層が挟在する。上部の崩積土層は、地表に近い部分で腐植物片を含むシルト質粘土、その下位へ向って主として緑色片岩からなる角礫が多くなる。下部の崩積土層は深さ3~5m付近にあり、基岩の黒色片岩を不整合に被覆している。不整合面は凹凸に富む埋没地形面になっていて、崩積土層は凹所を埋める形をとる。下部崩積土層は上部崩積土層より粗大礫が多い傾向にあり、礫質は緑色片岩礫が主である。しかし、基底付近では黒色片岩礫を多く伴うようになる。

地表より3~4mの深さに挟在する灰白色の粘土層は厚さ30~80cm、主として緑色片岩起源と考えられる粘土である。しかし、ほとんど原岩の構造は認められないが、黒色片岩起源と考えられる破碎粘土層も伴われる。また、かなりの部分で暗褐色のMnの沈積・酸化鉄の汚

* 千葉大学

染が認められる。この粘土層の堆積状態は崩積土層の基底、即ち埋没地形面に調和的であるが、南から北（ほぼ地表傾斜の方向）へ 20° 前後で傾斜し、崩積土層を上部と下部に切断したような形で挟んでいる。すべり面粘土であろう。

基岩は黒色片岩と緑色片岩からなり、この両者の間に約 1 m の厚さで粘土層（下部粘土層）が挟まる。黒色片岩は深さ 3~10 m の間に見られ、しばしば割れ目が発達し、そこに粘土の薄層をはさむことがある。緑色片岩は部分的に黒色片岩を伴って 8~11 m 以下の深さに位置する。また、この下部粘土層は、上位にある黒色片岩と下位にある緑色片岩とに漸移している。この粘土層は片理が発達し、原岩の構造を残す程度の風化粘土であるが、ところによっては極めて脆弱になっている。

ここに述べた木藤地すべり地の土層構造はいわゆる破砕帯地すべりの典型例の一つであり、ここに見られる大まかな崩積土層と基岩からなる地下構造は、善徳（徳島県 1971）⁶⁾・江島（徳島県）⁷⁾・長者（高知県）⁸⁾などの地すべり地においても類似していて、四国の地すべり地の大部分を占めていると考えられる。そして、ここに見られる地下構造は、多くの場合、現時点で基岩が滑動し、岩屑堆積物を生産し、崩積土層を生成しつつある状況にはない。これは小出（1973）⁹⁾の見解に一致する。

一方、上記したような堆積物からなる地すべり地の垂直的分布は、吉野川の支流祖谷川の例（古谷 1977, 1980）¹⁰⁾、¹¹⁾では段丘面との対応が示唆され、前輪廻の地形と関係しているとの見解（市瀬 1963）もある。これは岩屑生産の激しかった時期が何度か存在したことを予想させる資料である。

2) 堆積物の年代

近年、地層中の炭化木や炭質物を使用して行なわれる ¹⁴C 年代測定の成果がかなり集積され、第四紀の地形変化の過程が高精度で明らかになってきたが、地すべり地でも同様崩積土層中より産出した炭化木・炭質物の ¹⁴C 年代測定結果が集積されつつある。図-2は地すべり地の崩積土層中より産出した炭化木・炭質物などから明らかになった

¹⁴C 年代測定の結果を一括整理したものである^{13), 14)}。

図-2* に見られる ¹⁴C 年代測定値の特徴は過去 1 万年前後かそれ以後、2.5 万年~1.5 万年、3 万年以前にやや多く認められる。しかし、いわゆる破砕帯地すべりと第三紀層地すべりとでは測定値の出現傾向が少し異なり、第三紀層地すべり地は 1 万年以降現代に多くなる傾向を示す。いずれにしても、まだまだ資料が少なく、きめ細かい論議を尽すまでには到っていないが、ここに示されたデータの多くは、大多数の地すべり地の崩積土層の成立がかなり古いものであることを示唆している。

3. いわゆる地すべり性大規模崩壊とその前駆現象

1) 古期崩壊地の分布

我が国の歴史時代の大規模崩壊は稗田山の崩壊、眉山の崩壊、綿雲山の崩壊などかなりの数にのぼる。四国島では加奈木の崩えがよく知られる。また、近年発生した高知県繁藤の崩壊は耳目に新しいし、明治 25 年の徳島県高磯山の崩壊をはじめ、保瀬の崩壊・山犬岳の崩壊・茶園岳の崩壊などを数えることができる（寺戸 1970, 1975, 古谷 1976）^{15), 16), 17)}。

これらの崩壊は多くの場合岩盤内部から崩壊し、これによって生産された土量の多さもあって、しばしば山地斜面に崩積土層として残存していることがある。この現象は、崩積土層から構成されている大部分の、いわゆる破砕帯地すべりを考える上で 2 つの重要な意味を持っている。一つは小出（1955）¹⁸⁾のいう破砕帯の特性に原因した岩盤内部の破砕に起因して大規模な地すべり性崩壊を引き起しているという問題であり**、他の一つは生産されたその崩積土層が地すべり地を構成しているのではないか、という疑問である。例えば、山犬岳・保瀬の崩壊はその前面に多量の崩積土層を残し、徐動性地すべりの滑動土塊を準備しているし（寺戸 1975, 古谷 1976）、この崩壊と崩積土層の関係は、岩盤内からの崩壊→崩積土の生産→徐動性の地すべり地の成立、という親子の関係と見てよい関係になっている。

既に 2 の項で述べたが、¹⁴C 年代測定値や地形的環境から見て、地すべり地を構成する崩積土層の多くは最近の生産によるものではない。この点から見ると、過去にかなりの頻度で大規模な崩壊が発生して崩積土層を生産したと考えて見てもよい状況にある。この問題と関連して、寺戸（1981）¹⁹⁾、寺戸ほか（1980）²⁰⁾は四国の中起伏以上の山地で、(i)直線あるいはカーブした崖線、(ii)その前面に水平的に凸型の山脚状緩斜面を有し、そして、(iii)末端は急崖で河谷に接し、河道を変更させ、付近に遷急

図-2 破砕帯地すべり地・第三紀層地すべり地で得られた¹⁴C年代測定値(宮城 1981, 寺川ほか 1981, その他より作図)

* 宮城（1981）、寺川ほか（1981）、その他によりコンパイルした。

** 黒色片岩地帯の地すべりについては自ら否定的見解を示した（小出，1973）。

図-3 地すべり防止指定区域と危険箇所および大規模崩壊地の分布 (寺戸 1981 に一部加筆)

1: 地すべり防止指定区域と危険箇所, 2: 大規模崩壊地 (大は 10^6m^3 以上, 小は $10^6\sim 10^3\text{m}^3$ 未満), 3: 断層, 4: 沖積地, A-A: 中央構造線, B-B: 御荷鉾構造線, C-C: 仏像構造線

点を持つ, などの特徴的地形を指摘し, 抽出してこの地形がノーマルな線状侵蝕では形成され難く, 末端崖が主に更新世後～末期に滑動した化石地すべりであるとした。そして, 四国山地全域にわたってこれらの地形および明らかに滑落を表現する地形の空中写真判読を行ない, 10^5m^3 以上と判断される崩壊地形を取りあげ, 図-3のような分布図を作成している。

図-3からは, 10^5m^3 以上と判断される崩壊地は四国島全域で 1,647 カ所, そのうち 94.7% が古期崩壊の分布を表現しているものと見てゐる。また, 古期崩壊と地質との関係では, 地質帯ごとに 100km^2 当りの数で見ると, 領家帯 2.8, 三波川帯 19.2, 秩父帯 13.0, 四万十帯 2.2 カ所となるという。同じ地質帯の中でも地域によって異なり, 例えば四国東部の御荷鉾帯では地すべり最多発地域を形成し, 古期崩壊も多いが, 西部の大洲市周辺ではほとんど認められない。また, 主要構造線に沿う古期崩壊は中央構造線 4, 御荷鉾構造線 28, 仏像構造線 4, となっており, 岩質・地質構造とは必ずしも一致していないという。また, 徐動性地すべりの大半を表現していると考えられる地すべり防止指定区域の分布と古期崩壊の分布とはその間の地域的差があり, 密接にかさなり合っていない。これは 10^5m^3 以上の古期崩壊による堆積物→徐動性地すべり地との関係に必ずしもなっていないことを示している。

2) 大規模崩壊の前駆的現象

1) で述べた古期崩壊地が地質的条件や地すべり防止指定区域の分布と必ずしも一致しないという原因についてはさまざまな理由が考えられる。その主なものの一つとして山地の開析の過程があげられよう。

図-4 は四国山地中央部の三嶺・天狗塚・京柱峠付近の崩壊地形である。表層すべりは大部分稜線付近に広がる緩やかな山頂平坦面の範囲より下方の急な斜面にあり, 表層すべりの下方への延長はしばしば土石流になっている。この侵蝕平坦面と下方の急な斜面の境界は多くの場合規模の大きな崩壊地の滑落崖になっていて, その冠頂線の連なりからなることが多い。

ところで, ここで重要な問題は, これら崩壊地形の先に, 即ち稜線付近や山頂平坦面に線状の凹地や直線あるいはカーブした小規模な崖の連なりが見られることである。かつて二重山稜と呼ばれ, 気候的原因や岩層組織などによると考えられてきた地形 (小林 1958, 金子 1956, etc.)^{21), 22)} で, 近年, 小崖地形・線状凹地などと呼ばれ, 今日の見解ではその多くが重力性のすべりによって形成された地形 (Jarh 1964, Zischinsky 1966, Nemčok 1972, 清水ほか 1978・1980, etc.)^{23), 24), 25), 26)} の存在である。

芥川ほか (1979)²⁷⁾ は大井川中流部智恵山付近の二重山稜の例をあげ, この種の地形が高山帯に珍しくないと述べ, この成因が斜面崩壊の前段階を示す潜在的な先駆現

図4 三嶺・天狗塚・京柱峠付近の小崖地形・線の凹地・大規模崩壊跡地・侵蝕平坦面の分布

1:断層, 2:活断層, 3:リニアメント, 4:地層の境界, 5:小崖地形, 6:線の凹地, 7:大規模崩壊跡地, 8:崩壊物質, 9:侵蝕平坦面, M:三嶺, T:天狗塚, Tsu:綱附森, K:京柱峠

象, 即ち岩盤のクリープによる地形と述べている。そしてベースフリクション法によるモデル実験でその再現状態を検討した。この考えは江川ほか(1976)によっても既になされ, 古谷(1979)もまた四国山地の山稜部に見られる小崖地・形線状凹地がGravitational Creepで, 大規模崩壊前駆現象らしいことを指摘している。しかし, 寺戸ほか(1980)は過去の大規模なすべりの結果形成されたもので, 将来の大規模なマス・ムーブメントの先駆的な現象とは必ずしも考えていない。むしろ死滅したものに近いとの見解である。

ところで、図-4に示した御荷鉾緑色岩類・秩父古生層からなる四国山地中央部の小崖地形・線状凹地の分布は次のような特徴を備えている。半円形に近い小崖地形（いわば滑落崖）は稜線を越えて反対側の斜面に及ぶ場合や、半円形の小崖地形の前面に主稜線から派生した支尾根を含む場合もある。しかし、小崖地形・線状凹地ともほぼN75°E方向を示す稜線に並走する傾向があり、これはいわゆる四国方向と呼ばれる地質構造と一致する。寺戸ほか（1980）が報告した四国山地西部の高知県中津山付近に分布する小崖地形・線状凹地の例はその地域の堆積盆の構造の影響を受けている。

図-5は赤石山脈北部の笹山(2717.6m)以北、野呂川次南、西側は大井川と野呂上流を結ぶ線以东、東側は野呂川以西の範囲の小崖地形・線状凹地の分布図である。小崖地形は主に稜線の直下で山側に崖面を向けた直線ないしゆるやかに湾曲した数mの崖の地形を示している。線状凹地は稜線直上ないし直下で、一般に数m~10数mの深さの直線状または楕円形を示す窪地である。これらの分布の特徴は、①北岳(3,192.4m)から大籠岳(2,767m)に連なる主稜線に沿って分布密度が高く、海拔高度の低くなる地帯の池山小屋(2,060m)から雨池山(1,936.6m)を結ぶ南北方向の線上と、北岳(3,192.4m)から東へのびる稜線上(約2,800m)に若干の分布が認められる。

図 5 赤石山脈北部の小崖地形・線状凹地の分布 (古谷ほか 1981)

1: 小崖地形, 2: 線状凹地(1), 3: 線状凹地(2), 4: 顕著の大規模崩壊, 5: カール, I: 伊那荒倉岳, Y: 横川岳, M: 三峰岳, Ab: 安倍荒倉岳, S: 新蛇拔山, Ko: 小太郎山, K: 北岳, Ns: 中白根山, A: 間ノ岳, Nn: 西農島山, N: 農島岳, H: 広河内岳, O: 大籠岳, Ik: 池山小屋, Ok: 大唐松山, Am: 雨池山

められるが、分布密度は非常に小さくなる。そして、森林限界より上方に多いという特徴を備えている。②小崖地形の崖の延びる方向、および線状凹地の長軸の方向は南北から数度東に傾むく走向を有し、この地域を構成する四万十層群に属する中生界白亜系の千枚岩質黒色頁岩やタービダイトなどの走向と一致する傾向にある。

一方、この地域のいくつかの大規模崩壊地と判断できる地形の分布は図-5に示されるようである。一部間ノ岳（3,189m）の北西のものや西農鳥岳（3,050m）～農鳥岳（3,025.9m）間の小崖地形・線状凹地の痕跡が消失していてよくわからないものを除けば、大部分小崖地形・線状凹地の延長上に接して位置する。したがって、それらについては少なくとも大規模崩壊と小崖地形・線状凹地が深くかかわっていると考えられる。なお、赤石山脈北部の地帯は小出（1955）のいう大井川-安部川破砕帯群に属する。

4. まとめに代えて

従来、破砕帯地すべりと呼ばれてきた四国島の地すべりを中心に、地形的・地質的現象の関りでその性格の一端を総括的に述べてきた。また、関連して赤石山脈の地すべり性大規模崩壊の前兆を示すと思われる地形についても触れた。それらの現象はいずれも大かれ少なかれ岩盤の、ことに岩質を含めた地質構造に規制されていることが明らかであった。また、四国島の徐動性地すべり地と 10^5m^3 以上の古期崩壊地の分布が必ずしも一致しない

という問題はあったが、四国山地中央部の図-4に示される地域では大規模崩壊地の前面に明らかに崩土を伴っていると判断されるものがある。例えば、京柱峠と綱附森(1,643.1m)の中間に位置する1,606.5mの三角点の北側の小川谷に面する斜面、京柱峠の南東約2kmの稜線から樫尾谷の支流に達する斜面、綱附森の南西斜面などがそれである。これらの詳細は今後の研究に負うところが多いが、それらの現象を整理すると大よそ次のようになる。

第四紀を通じて、山地斜面は地質構造に規制されながら、

このような過程は小出(1955)の定義に整合的である*。したがって、いわゆる破砕帯地すべりの問題は種々の程度の岩盤破砕といわゆる一次すべり・2次すべりの関係、滑動中・休眠中、地形発達過程などから、時系列的にさらに深く追究しなければならないと考えられる。

参考文献

- 1) 谷津栄寿 (1965): 地すべりの分類について, 地球科学, Vol 19, No. 1, pp. 34-37.
- 2) 黒田和男 (1966): 地すべり地と地質構造の因果関係について, 地質学雑誌, 75-3, pp. 1-33.
- 3) 日本国有鉄道 (1964): 土讃線防災対策委員会報告書, および付属資料。
- 4) 古谷尊彦 (1973): 破砕帯地すべりにみられる堆積物と埋没地形面について, 日本地理学会予稿集, 4, pp. 10-11.
- 5) 木野義人・黒田和男・金原啓司・藤井紀之・牧本博・服部仁・安藤武・石井武政・永井茂 (1978): すべり面形成に関する地質鉱物学的研究, 結晶片岩地帯地すべり発生機構に関する総合研究報告書, pp. 75-121. 科学技術庁研究調整局。
- 6) 徳島県 (1971): 善徳地すべりについて, 139pp.
- 7) 〃 (1976): 江島地すべり, 65pp.
- 8) 高知県 (1972): 長者地すべり, 全国地すべり対策協議会, 地すべり記録集, No. 6, 57pp.
- 9) 小出博 (1973): 日本の国土(下), pp. 459-467.
- 10) 古谷尊彦 (1977): 変成岩帯地すべりにについての私見, 農業土木学会中国四国支部51年度シンポジウム講演論文集, pp. 36-42.
- 11) 武居有恒監修 (1980): 地すべり・崩壊・土石流, pp. 204-205.
- 12) 市瀬由自 (1964): 写真判読による地すべりの地形学的研究—吉野川流域の場合—, 資源科学研究所彙報, 第62号, pp. 13-22.
- 13) 宮城豊彦 (1981): 仙台都市圏の地形的基盤—とくに仙台周辺の古期崩壊地形について—, 東北文化研究所紀要, 第12号, pp. 176-184.
- 14) 寺川俊浩・白石秀一・西田彰一 (1981): 地すべり発生期の一考察—特に¹⁴Cによる解析—, 第20回地すべり学会研究発表論文集, pp. 74-75.
- 15) 寺戸恒夫 (1970): 徳島県高磯山崩壊と貯水池防災, 地理科学, No. 14, pp. 22-28.
- 16) 〃 (1975): 四国東部における大規模崩壊, 阿南高専紀要, No. 11, pp. 91-100.
- 17) Takahiko, Furuya (1976): Geological and Geomorphological Factors at some Landslide Areas in Shikoku, Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute, Kyoto Univ. Vol. 26, pp. 101-118.
- 18) 小出博 (1955): 日本の地すべり。
- 19) 寺戸恒夫 (1981): 古期崩壊による山地の開析—四国島の場合—, 地理学, 19, pp. 8-9.
- 20) 寺戸恒夫・甲藤次郎 (1980): 四国山地中央部の“古期崩壊”とその背景—特に高知県吾川郡吾川村中津川流域を中心として—, 四万十帯の地質学と古生物学—甲藤次郎教授還暦記念論文集—, pp. 17-26.
- 21) Kunio, Kobayashi (1958): Quaternary glaciation of the Japan Alps, Journal of the Faculty of Liberal Arts and Sciences, Shinshu Univ., No. 8, Part 2, pp. 13-67.
- 22) 金子四郎 (1956): 後立山連峯北部の非対称山稜, 地理学評論, 29-8, pp. 170-184.
- 23) Jahn, A. (1964): Slope morphological features resulting from gravitation, Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. Band, 5, pp. 59-72.
- 24) Zischinsky, U. (1966): On the deformation of high slopes. Proceedings of the First Congress of the Int. Soc. of Rock Mechanics, Lisbon, 6-11, pp. 179-185.
- 25) Nemcok, A. (1972): Gravitational slope deformation in high mountains, Intern. Geol. Congress 24th. Session, Section 13, Engineering Geology, pp. 132-141.
- 26) 清水文健・東郷正美・松田時彦 (1980): 日本アルプス・野口五郎岳付近における小崖地形の成因, 地理学評論, Vol. 53, No. 8, pp. 531-541.
- 27) 芥川真知・吉中龍之進 (1979): 斜面崩壊発生前の潜在的な先駆現象, 第16回自然災害科学総会シンポジウム講演論文集, pp. 357-360.
- 28) 江川良武・庄司浩・星埜由尚・星野実 (1976): 航空写真による崩壊調査法, 同図集および写真集, 建設省国土地理院。
- 29) 古谷尊彦 (1979): 四国山地の Gravitational Slide の予察的研究 三嶺・天狗塚・綱附森・京柱峠付近の航空写真判読を例に, 千葉大学教養部研究報告, B-12, pp. 63-68.

* しかし、その後、黒色片岩の分布地帯の例で基岩の深部までの破砕に基因することを否定的に述べた見解(小出, 1973)とはあわない。