

地盤災害に関わる厚層風化帯の形成について

FORMATION OF THICK WEATHERED ZONES WHICH ARE RELATED TO GROUND DISASTERS

吉村 辰朗¹・縄田 徳広²

Tatsuro YOSHIMURA and Tokuhiro NAWATA

¹明大工業株式会社 (〒874-0922 別府市船小路町 3-43)

E-mail: yoshimura@meidai-k.co.jp

²明大工業株式会社 (〒874-0922 別府市船小路町 3-43)

E-mail: nawata@meidai-k.co.jp

Key Words: *thick weathered zone, foundation disaster, gamma-ray survey*

1. はじめに

斜面を構成する岩石は風化によって脆弱化し、そこに豪雨や地震などが作用したときに斜面が崩壊する。花崗岩地域の深層風化帯では豪雨によって自然斜面の崩壊が発生し、その結果、土石流が引き起こされ多くの被害を与えてきた。深層風化とは地下深所でのみ風化が生じることを意味するわけではなく、風化殻が厚くなることを意味しているため本稿では厚層風化と称する¹⁾。花崗岩の厚層風化をもたらす要因は、マサ化によって地表からの浸透水が容易に地下深くまで到達することが考えられているが、浸透水の通路となる割れ目分布と風化帯形成の関連性が明確ではない。

Ollier²⁾は、「風化作用を地表近くにおける物質の破碎と変質現象であり、新たに置かれた物理化学的条件下における安定な生成物を作り出す作用である」としている。一般に風化作用の要因は、岩石の破壊に関わる物理的要因と岩石の変質に関わる化学的要因に分けられている。岩石の風化現象を引き起こす物理的要因(地質的要因)として、断層運動とそれに伴う割れ目の形成、広域応力場による破壊が挙げられる³⁾。この地質的要因によって形成された地質的弱線部(破碎帯、変形帯、変質帯)では、風化帯の落込みが認められる。今回は、断層分布と地震時の幅および風化状況を対応させ、厚層風化帯の形成について考察した。

2. 測定方法と破碎幅の検出方法

地質的弱線(以後、“弱線”と記す)の分布と地質状況を把握する調査手法として、 γ 線探査・弾性波探査・ボーリング調査を行った。 γ 線探査は、地殻変動に伴う破断・変形・変質を受けた地質体(破碎帯・変形帯・変質帯)では、その作用によって物質(地盤・岩盤)の磁性が変化し、 γ 線強度異常値が生じることを利用した物理探査法である。 γ 線探査の測定方法はトータルカウント法で、 γ 線強度をシンチレーションサーベイメータ TCS-151(アロカ社製)を用いて測定した。 γ 線強度の単位は1cm線量当量率(Sv/h)で、測定誤差は3%以下である。測線は推定される断層伸長方向にほぼ直交するように設定し、尾根において測定した。測点間隔は3mで、 γ 線強度異常値が出現した地点では10cm間隔で測定し γ 線強度異常値区間を詳細に求めた。この測定法で異常値区間境界点(α 点)を求め、測線より50cm~1mシフトさせて同様に境界点(β 点)を10cmオーダーで求め、 α 点と β 点を結んだ方向を破碎帯の走向とした。走向に直交する γ 線強度異常値区間を破碎幅と定義した(図-1)。

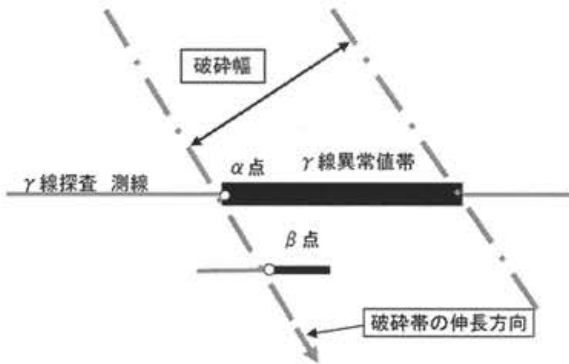


図-1 γ線探査で検出した破碎幅

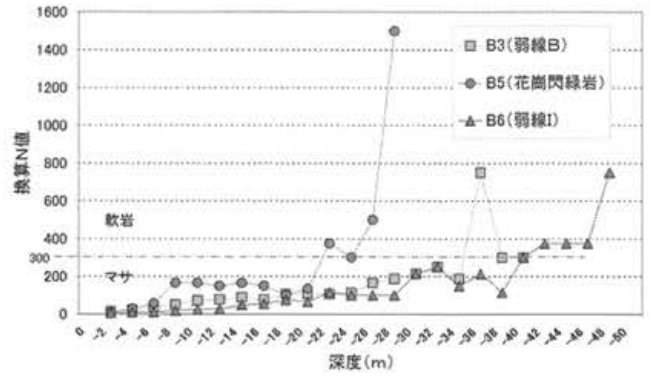


図-4 地質的弱線部のN値

3. 地質的弱線部の地質状況

調査対象のトンネルは、花崗閃緑岩が分布する熊本県玉名市に敷設してある。トンネルが通過する尾根でγ線探査を実施した結果を図-2に示す。花崗閃緑岩の平均値は $9.36 (\times 10^{-2} \mu \text{Sv/h})$ で、弱線部の平均値は $8.00 (\times 10^{-2} \mu \text{Sv/h})$ となり、相対的に低いγ線強度である。γ線異常区間(弱線B)で弾性波探査・ボーリング調査(B3)を実施した結果、尾根において約40mのマサが確認され、弾性波速度層の落込みが認められた(図-3)。他の非γ線異常域の尾根においては風化帯(マサ)の層厚は約20mであるため、破碎幅20m程度の規模の大きい弱線部では厚層風化帯が形成されていると考えられる(図-4)。

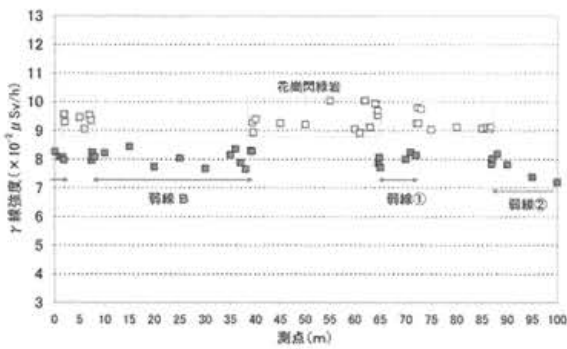


図-2 γ線探査結果(弱線B)

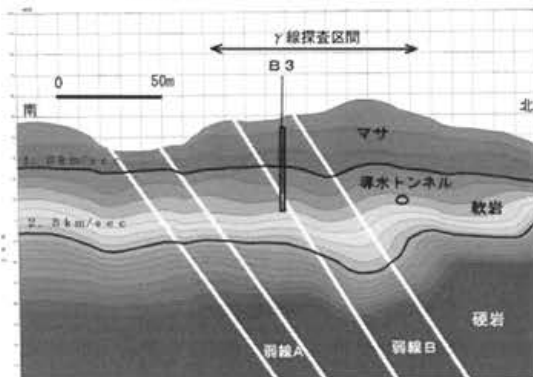


図-3 弾性波探査結果(花崗閃緑岩)

4. 断層密度と風化状況

次の調査区間は、佐多伊座敷から南大隅町大浜の国道269号である。国道沿いの地形は、南側の伊座敷から石走の急崖地形と北側の石走から小浜の扇状地との二つに分けられる(図-5)。

伊座敷から浮津までの洞門が多い区間は、断層は多いが風化が進んでいないため落石が多い。石走～小浜区間は、断層は少ないが風化帯が厚く土石流が頻発している⁴⁾。

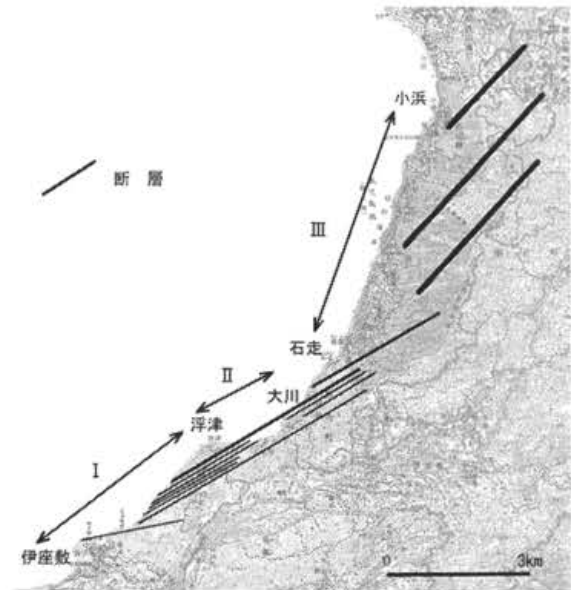


図-5 調査地の断層分布

調査地に分布する基盤岩は、新第三紀の花崗岩類で大隅花崗岩と称される。調査地の北側では北東-南西方向、南側では東北東-西南西方向のリニアメントが読み取れたため、リニアメント付近で破碎帯の分布・規模を把握するためにγ線探査を実施した。γ線探査で検出した断層の破碎幅と分布数を表-1に示す。地質踏査・落石調査とγ線探査の結果から、調査区間を下記の3区間に分けて地質状況を述べる。

表-1 各区間の破碎幅と断層数

	平均破碎幅	断層数
I. 亀裂区間	5.1m	8条
II. 風化区間	6.9m	5条
III. 土石流区間	20.3m	3条

(1)伊座敷～浮津区間（亀裂区間）

急崖地形を呈する。表層に強風化帯はほとんど見られず、岩盤には縦亀裂が多く認められる。γ線探査では平均破碎幅 5.1m の断層が 8 条検出され、断層密度は高い。当区間では落石が多いため、洞門や落石防止工が数多く設置されている（写真-1）。



写真-1 伊座敷～浮津区間 I (亀裂区間)

(2)浮津～大川区間（風化区間）

道路沿いに露岩は認められず、斜面にも転石は少ない。γ線探査では平均破碎幅 6.9m の断層が 5 条検出され、断層密度は低い。風化が進んだ区間であるため、洞門の上位の斜面は風化防止のためのモルタル吹付が施してある。

(3)石走～小浜区間（土石流区間）

扇状地には、径 2m～3m の巨礫を含む土石流堆積物が分布する。山体ではマサが見られ、厚層風化帯をなしている（写真-2）。



写真-2 土石流区間に見られる厚層風化帯

γ線探査では平均破碎幅 20.3m の断層が 3 条検出され、断層密度は低い。この区間では、土石流が頻発している（写真-3）。また、調査地の北部では深層崩壊が発生している。



写真-3 石走～小浜区間 III (土石流区間)

5. 厚層風化帯の形成

本章では、破碎幅の関係式から導かれる断層分布と前記の地質弱線部の地質状況から厚層風化帯形成について考察した。

近畿地方を主に約 50 箇所、γ線探査によって 239 断層を抽出し破碎幅を計測した。その結果、破碎幅 2m・5m・8m・11m・14m・17m・20m を階級値(w)とした場合（図-6）、破碎幅(FW)と断層数(N)には下記のべき乗式が認められる⁵⁾。

$$N = 150 \cdot w^{-1.73}, \quad w = (FW+1)/3 \quad (1)$$

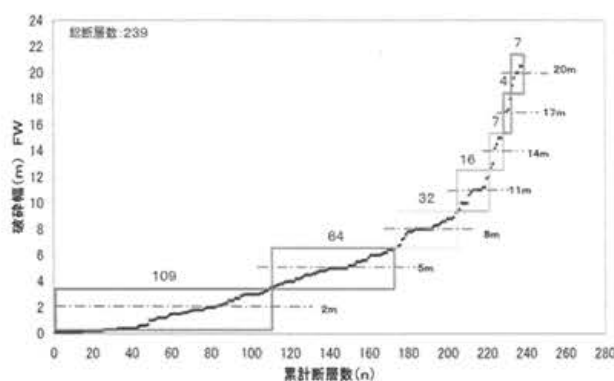


図-6 破碎幅と累計断層数

活断層図で記載された断層長が長いほど破碎幅が広くなる傾向がみられたため、図-7 に破碎幅と断層長に関して整理した。断層長は、既往資料⁶⁾より決定した。破碎幅[FW(m)]と断層長[L(km)]には下式の関係が認められる⁷⁾。

$$L = 0.36FW + 0.62 \quad (2)$$

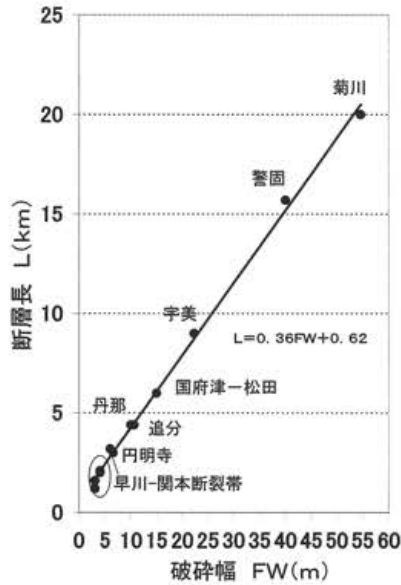
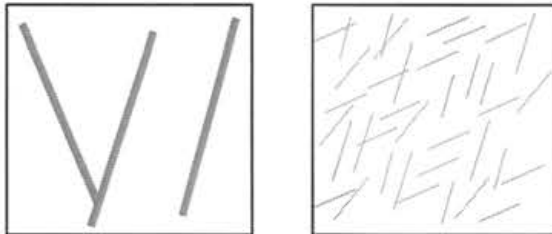


図-7 破砕幅と記載された断層長の関係図

上記の2式より、断層の規模（破砕幅）が大きいかほど断層長が長い、断層数は少ないと予測される。この関係を図-8に模式的に示すと、断層の規模が大きい場合には断層密度が低くなり、断層の規模が小さい場合には断層密度が高くなる。



断層密度が低い 断層密度が高い
図-8 断層数と断層長と破砕幅の模式図
断層の規模（破砕幅）を線の太さで表した

内陸活断層で発生する大地震の多くは、すべり開始点が震源断層の最下部、深さにすると10～15kmにある。破壊面（断層面）の形状は、矩形で近似でき、その長さとの関係も多く地震で、ほぼ2:1の関係が成り立っている。図-9に断層長と幅と破砕幅の関係図を模式的に示す⁸⁾。地殻変動等により破壊面の分布深度は変化しても、破砕幅が大きく断層長が長い程、幅が大きくなり深部まで破壊面が分布すると推定される。

表-2 風化状況と崩壊形態

	断層密度	
	低い	高い
断層数	少ない	多い
風化帯	厚層	薄層
崩壊形態	土石流・深層崩壊	落石

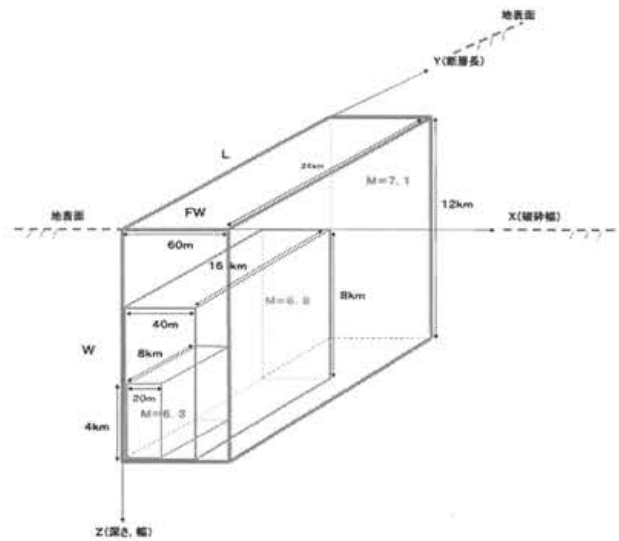


図-9 断層長と幅と破砕幅の関係図

断層密度を指標にして、前述の大隅半島の風化状況に対応する崩壊形態を表-2にまとめた。この表より、断層密度が低いほど、厚層風化帯を形成し、大規模崩壊を発生しやすいと推定される。

以上の現象を図-10に、断層密度と風化帯形成の概念図としてまとめた。この図より、断層密度が低いほど地下深部まで破壊面が分布することによって、厚層風化帯を形成しやすくなり大規模崩壊を発生する可能性が高まると考えられる。

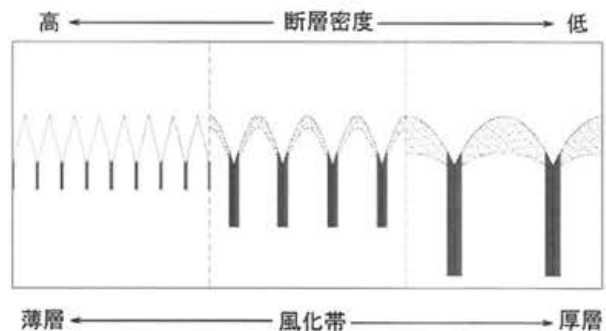


図-10 断層密度と風化帯形成の概念図
縦線で破砕幅、点群で風化帯を表した。

6. まとめ

破砕幅20m以上の大規模な地質的弱線部（破砕帯、変形帯、変質帯）では、厚層風化帯が形成されている。大隅半島の崩壊地調査では、断層密度が低いほど、厚層風化帯を形成し、大規模崩壊を発生していることが認められた。γ線探査で検出した破砕幅の関係式から、断層の規模（破砕幅）が大きいかほど断層長が長い大断層となるが、断層数は少ないと予測される。内陸活断層で発生する地震の破壊面分布よ

り、破碎幅が大きく断層長が長いほど、破壊面は深部まで分布し、厚層風化帯を形成しやすいと考えられる。

参考文献

- 1) 町田 貞, 井口正男, 貝塚爽平, 佐藤 正, 樫根 勇, 小野有五編: 地形学辞典, 二ノ宮書店, 767p, 1981.
- 2) Ollier, C. : Salt weathering, in: Weat-hering, Longman pub. 12-14, 1969.
- 3) 北川隆司: 花崗岩のマサ化のメカニズムと斜面崩壊, 粘土科学, 39, 1, 37-44, 1999.
- 4) 吉村辰朗: 断層数の関係式から予想される深層崩壊の場所, 日本地質学会学術大会講演要旨, R18-0-4, 2012.
- 5) 吉村辰朗: 破碎幅の成長過程から推定される活断層の発生数と発生時期—破碎幅の累積性とべき乗則—, 活断層研究, 26, 7-14, 2006.
- 6) 活断層研究会編: 新編 日本の活断層—分布と資料—, 東京出版会, 437p, 1991.
- 7) 吉村辰朗: 破碎幅を尺度とした活断層の活動度評価—破碎幅と断層長の関係式—, 活断層研究, 33, 39-49, 2010.
- 8) 吉村辰朗: 断層の発達過程(成熟度)と地震活動—内陸での大地震と小地震の違い—, 日本地球惑星科学連合大会, 2008.

(2016. 5. 31 受付)