

花崗岩山地斜面の表層地盤構造について

—愛知県小原村における風化状況による地盤区分の試み—

中川 鮮・春日 茂・前田 憲二
奥西 一夫・飯田 智之

SUBSURFACE STRUCTURE OF GRANITIC MOUNTAIN SLOPES

—An Approach to the Classification of Subsurface Structure According to the
Weathering Conditions at Obara, Aichi Prefecture—

By *Akira NAKAGAWA, Shigeru KASUGA, Kenji MAEDA*
Kazuo OKUNISHI and Tomoyuki IIDA

Synopsis

Weathering conditions on the mountain slopes in Obara Village, Aichi Prefecture was classified into eight types according to the ground-surface examination and the seismic prospecting of P-wave. More detailed survey of the landslide scars which belong to different weathering types was carried out to estimate the underground structure of the slopes. It was revealed that the slip surface of the landslides dominantly occur in the weathering zones classified as Aw-1 and Aw-2.

1. はじめに

著者らの一部によって、先に、花崗岩山地斜面における土壌水と基岩の風化について論じたことがある¹⁾。そこでは、水が基岩を形成している花崗岩にあたる化学的または物理的な風化の要因として、大きな役割をもつと考え土壌水の挙動を調査し考察を行なった。しかし、本論文では花崗岩の風化機構そのものについて取り扱うのではなく、花崗岩山地斜面の表層地盤が風化によってどのような土層構造を形成しているかを知るために、まず、花崗岩について風化度合に注目して観察を行ない、一般に、フィールドで見かける花崗岩を区分する方法を考えてみた。ここで得られた区分法によって、崩壊地などで出合う露頭を調べ、同一の基準によって土層構造を調査してみた。

従来、花崗岩の風化区分を試みるのに参考となる知見がいくつか発表されている。それらには取り扱いにおける傾向に特徴がみられるが、今回の調査を行なうにあたり参考とした論文について2, 3概説すると次のようである。花崗岩の風化状態と地形との関係を詳しく観察し、考察したものが池田によって発表されている²⁻⁵⁾。これらは多くの現地写真を使用して、花崗岩の風化状況を説明している。花崗岩地帯に発生する山地崩壊に関連して、主に島根県における調査結果が大八木によって報告されている^{6,7)}。また、田中によって実施されてきた花崗岩地帯における山崩れに関する一連の研究結果を発表した論文⁸⁾には花崗岩地帯の土層構造を風化度合で区分するのに多くの示唆をあたるものがある。また、最近のもので、花崗岩斜面の土層構造と崩壊発生深さについて論じた沖村らの論文⁹⁾は花崗岩山地斜面に発生する山崩れを取り扱うための土層構造区分を目的とする筆者らの今回の調査にはきわめて参考となった。

花崗岩山地斜面の基岩を形成している比較的新鮮で固いものから、主に表土を形成している土壌化した軟弱なものまでを区分するために、自然の崩壊地ばかりでなく、土地造成地、道路工事、山砂採集地、石切

場など、花崗岩のさまざまな産状のみられるところで観察を行なった。肉眼観察の他には、現場で計測できるものとして、簡易な弾性液（P波）測定を実施した。これまでの調査地における花崗岩風化の特徴として、8型に区分してみた。しかし、花崗岩はその成因と生成過程において、それぞれ固有な性質を帯びるものであるが、風化過程においては雑多な特徴を呈し、複雑な風化機構と相まってきわめて類型化しにくい状態にあるといえる。肉眼観察と弾性波速度とを対比するだけで花崗岩の風化区分は十分とはいえない。今後のより適切な調査法の導入による本格的な調査研究のために、本小論が序報として、なんらかの足がかりの役目を果たせば幸である。

2. 調査地

調査地は、愛知県西賀茂郡小原村を中心とした地域で、西三河地方の一面をなしている花崗岩山地である（Fig. 1 参照）。この地域一帯には、1972年7月12日から13日にかけて、豪雨をきっかけとした土砂災害が発生した。土砂災害の原因となった山地斜面の山崩れは、今なお幾多の崩壊地を残している。1972年災害について小原村で整めた資料¹⁰⁾によると、村内の山地崩壊地数があり、4,774カ所となっている（この時の災害は、小原村以外の地域にも多数発生して

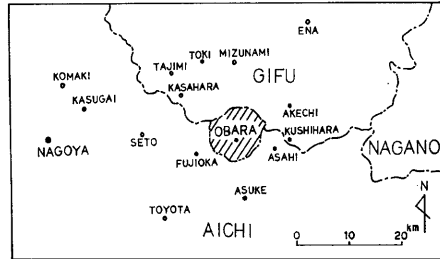


Fig. 1. Location of the test fields.

いる）。この地域で発生したような高い密度で崩壊地が分布した例を、1945年（戦後）以後の顕著なもの37事例について大八木によって整められている¹¹⁾。ちなみに、山崩れ発生個数が記載されているものの中で、多いものを2,3例転載してみると、京都府丹後地方（1953年）5,185カ所、長野県伊那谷地方（1961年）2,111カ所、島根県東部地方（1964年）10,000カ所以上となる。これらの事例と比較してみると、調査地の小原村一帯もいかに崩壊地数が多いかがわかる。同地域は、当時の崩壊地が今なお残っていることは前にもふれたが、その他、災害復旧工事などで露頭を使用する諸調査に適した条件を備えている。したがって、現在に至っても山崩れ災害に関連した各種の基礎的調査研究が続けられている。筆者らの京大防災研グループのほかにも、羽田野らの建設省国土地理院グループ、沖村らの神戸大グループによってフィールド・ワークが続行されている。

3. 調査法

土層構造を崩壊地において観察する方法として、例えば Photo. 1 に示した崩壊地内の測線（白点線）にそって調査を行なうものとする。その際の手順としては、Fig. 2 の模式図 (A) の a から d 地点において簡易なレベリングを行ない、その資料に基づいて (B) に示したような断面図を作成する。崩壊発生前には、崩土となった土層の中にも、この (B) で示したような構造が連続していたことが推定される。条件がよければ、崩壊地内の左右において、同じ調査を行ない対比するとよい。このとき、土層構造の境界は肉眼観察によって決める。断面図内の土層を表示する模様は、今回は土層を観察スケッチしたものではなく、その特徴を表現するのに都合よく書き表わしたもので、一種の記号の意味しかもっていない。しかし、次章で説明するが、区分を行なうときに、同じ土層については常に同一の断面模様を使用することとし、別に定めた文字記号と併記して使用する。それは連続的に調査記載するときのミスを除けるための効果があると思われる。その他、土層区分断面図には、土層観察によって得られる諸種の観察事項が詳細に記録される方がよいこと

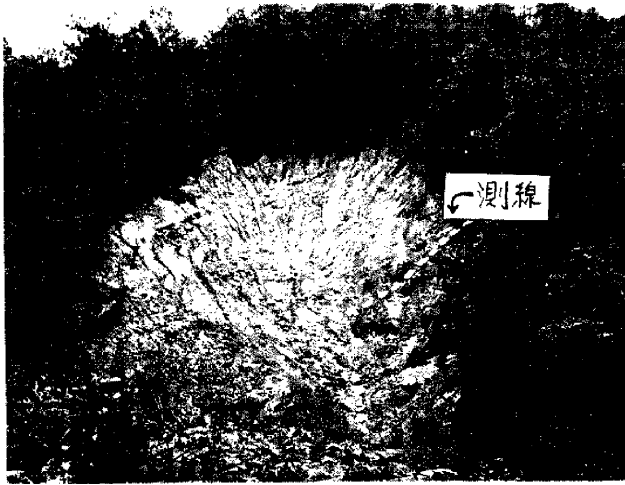


Photo. 1. The measure line in a landslide scar.

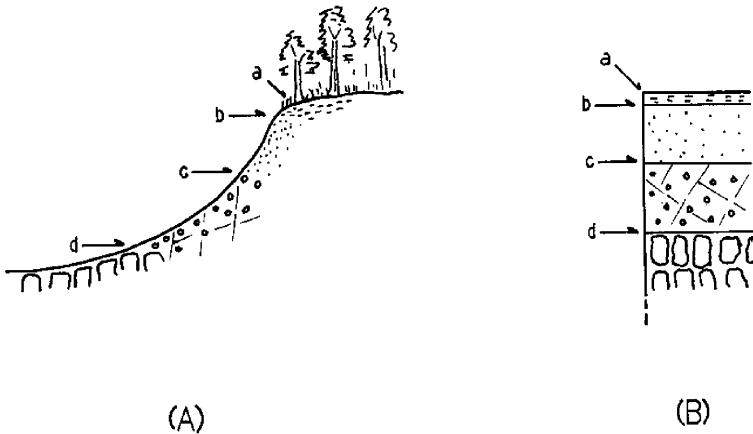


Fig. 2. Schematic illustration of the outcrops of the weathering zones at a landslide scar (A) and the columnar section (B).

は言うまでもない。

区分した土層の連続性がよい場合には弾性波（P波）測定を実施する。今回使用した測定器は応用地質調査事務所製のハンディーサイズ PS-1 という最も簡易な弾性波探査器である。測定記録をデジタル表示している。測定は、1点に受振器を固定しておいて、ハンマーにトリガースイッチを固定して、他の1点をハンマリングする。この2点間を伝播する弾性波の走時をデジタルで表示するようになっている。一般に使用される波形記録に比べて、簡易な点はあるが記録の信頼度の上でやや問題点がある。従って広範な使用は全く望めないものと思われる。同一測定点で10回くらいの測定をくりかえし、データの再現性を確認することが必要である。

4. 調査結果

花崗岩の風化度合による区分を行なうために、調査地を広範囲に踏査し、産状の異なった露頭において肉眼観察を行ない、類型的に分ける作業を実施した。

4.1 肉眼観察による区分

調査地内の露頭から花崗岩の風化状態を示す典型的な例を **Photo. 2** の (1) から (8) に示す。これらは風化度合により 8 型に区分した各々の型を示したものである。肉眼観察で得られた特徴を次に記す。

Ad-1 : 花崗岩風化物の土壌、砂質土が移動堆積したもので、斜面凹状地、斜面脚部、小谷の出口に分布することが多い。記号としては、礫石の混入していないものを Ad-1 としたが、Ad の d は堆積を意味している。**Photo. 2** (1) は崩壊地下部に円錐状に堆積したものである。

Ad-2 : 成因、産状ともに Ad-1 と同じであるが、崩土の中に礫が混在しているものを Ad-2 とした。**Photo. 2** (2) は古い山崩れによって形成した土層である。

Aw-1 : 母岩の花崗岩が風化して軟弱化したもので、シャベルで容易に掘り取ることができる程度のものである。砂質のもの粘性の強いもの等、母岩の性質、土壌化の程度により、かなり異なった産状を示す場合がある。**Photo. 2** (3) は表土が崩れ落ちた斜面で観察された。この区分による土層は山崩れの崩土の主体を形成することが多いので、さらに詳しく調べる必要がある。Aw の w は風化を意味している。

Aw-2 : 母岩の風化はかなり進行しているが、ジョイントが残存している。ハンマーでたたけば壊れるが、シャベルでは掘れない。**Photo. 2** (4) は工事による露頭であるが、内部まで風化している。

Bw-1 : 母岩の風化が一律でなく、玉ねぎ状の風化を受けている礫が散在している。マトリックスはよく風化している。**Photo. 2** (5) は人為的に削られた露頭である。差別侵食を受けるので、斜面の維持は難しい。

BW-2 : ジョイントにそって風化が進行しており、ブロック化はかなり進行しているが、よくかみ合っている。**Photo. 2** (6) の露頭は人為的に削り取ったもので写真の中段にみられるものを BW-2 とする。

Cw-1 : 母岩にジョイントが入っているがジョイントにそった風化は顕著に表われていない。**Photo. 2** (7) は人為的に削られた露頭で、表層部は風化が進行しており、Aw-1 に区分される。Cw-1 の区分に対応するのは、写真の下部にみられるものが該当する。

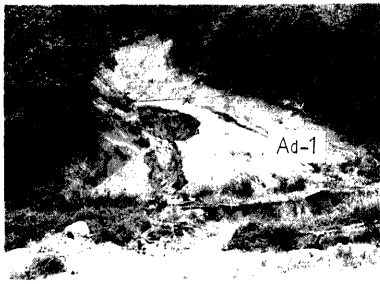
C-2 : ジョイントの発達は認められるが、各ブロックは新鮮な岩である。**Photo. 2** (8) は石切場の露頭で、写真の中央に C-2 に当る花崗岩がある。

4.2 弾性波 (P波) の測定

前節のように調査地の花崗岩について風化度合の状態と産状によって 8 型に区分した。明らかに区分することの可能な露頭において弾性波速度を求め、結果を **Fig. 3** の右側に示した。それぞれの区分型の土層ないし炭層で、測定回数をできるだけ多くし、少ないものでも 52 回 (C-2) ある。多いものは、Aw-1, Aw-2 で両型とも 280 回以上の測定例を得た。これらの結果では、Aw-2 が 320~800 m/sec, Bw-1 が 550~1100 m/sec, Bw-2 が 1200~2500 m/sec の速度を示し、測定値にかなりのバラツキがあることがわかった。Cw-1, C-2 では速い伝播速度を示すので、測定間隔を 1~3 m に多く設定したが、現地の状況からしてあまり条件のよい露頭が得られなかった。ジョイントの影響があると考えられたので各々 3800 m/sec, 4000 m/sec 以上とした。

4.3 崩壊地での調査例

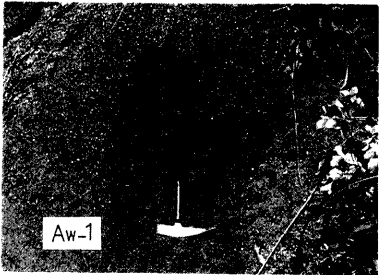
花崗岩の露頭を 8 型に区分し、各々測定された弾性波 (P 波) を対比してみたが、この区分法を用いて、1972 年の崩壊地において応用的に調査を試みてみた。その中の特徴のある調査例を **Fig. 4** に示した。**Fig.**



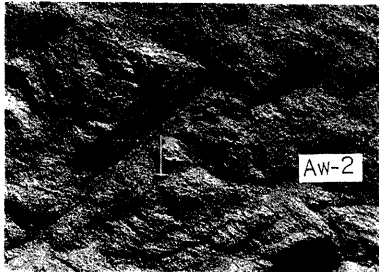
(1)



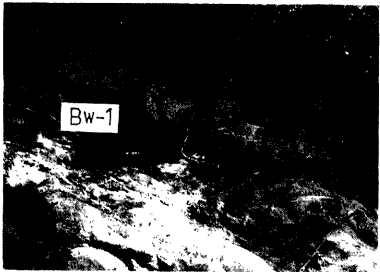
(2)



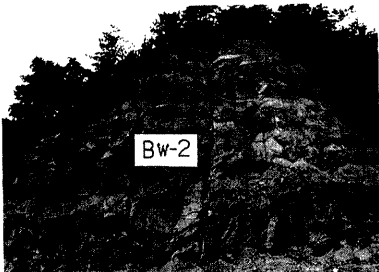
(3)



(4)



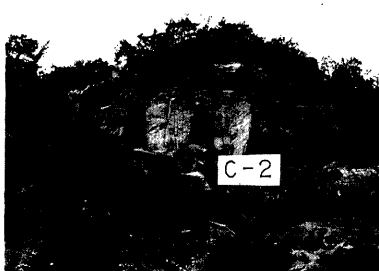
(5)



(6)



(7)



(8)

Photo. 2. Typical outcrops of different types of the weathering zones.

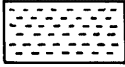
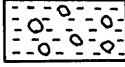
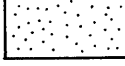

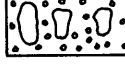
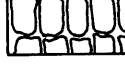
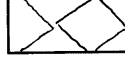
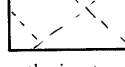
	(MARK)		V_p (m/sec)
1	Ad-1		240 ~ 380
2	Ad-2		280 ~ 450
3	Aw-1		250 ~ 380
4	Aw-2		320 ~ 800
5	Bw-1		550 ~ 1100
6	Bw-2		1200 ~ 2500
7	Cw-1		3800 ~
8	C-2		4000 ~

Fig. 3. Symbolic display of the weathering types and the P-wave velocity.

4 の (1) は Photo. 3(1) に示した崩壊地で調査した結果である。崩壊地の中央部には Bw-2 に区分した層が部分的ではあるが露出している。Fig. 4 の (2) は Photo. 3 (2) に示したように崩壊地が比較的浅い例である。最表部の Ad-1 も薄層のため $V_p=320$ m/sec の値は下層の Aw-1 の影響を受けているものであろう。Fig. 4 の (3) は Photo. 3(3) に示した崩壊地で調査して得られたものである。Ad-1 が比較的厚く、崩壊地周辺部の観察ではかなり安定しているようであった。Fig. 4 の (4) は Photo. 3(4) に示した崩壊地が浅い状態の例である。下部には Bw-1 に対応する層が露出していて、 $V_p=800$ m/sec であった。Fig. 4 の (5) は Photo. 3(5) に示したように、崩壊地がきわめて浅く、Bw-1 に対応する層が露出している例である。上部の Ad-1 は崩壊地周辺部で観察したものである。Fig. 4 の (6) は Photo. 3(6) に示したように比較的深い崩壊地の例である。崩壊地には全体的に薄く崩落した崩土(崩壊後のもの)がのっているが、シャベルで容易に排除でき、露頭観察は可能である。最深部には Bw-2 に対応する層があり、 $V_p=1800$ m/sec が得られた。

5. 考 察

花崗岩山地斜面は、一般に花崗岩の風化した土層でカバーされている。山崩れはカバーしている風化土層内もしくは風化土層と下部の基岩との境界面で発生していることが多い。このことは、ここで記述した調査法で調べてみた結果明らかかなことのように思える。これまでに調べた例では、崩壊面は Aw-1, Aw-2, Bw-1,



(1)



(2)

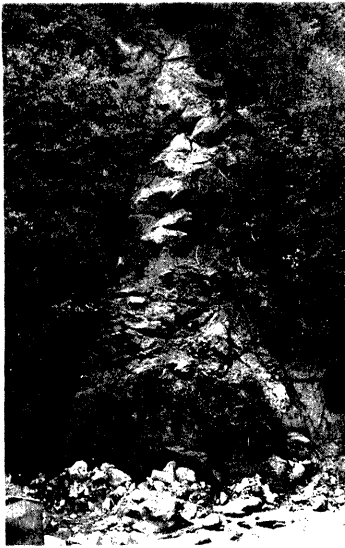


(3)

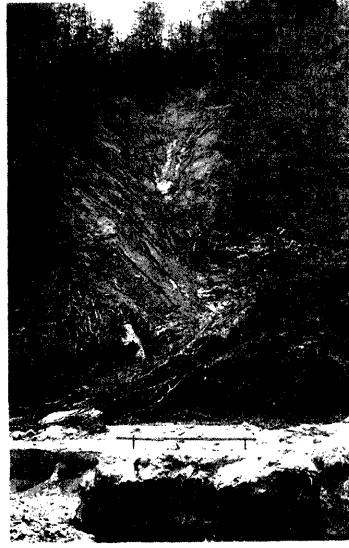


(4)

Photo. 3.



(5)



(6)

Photo. 3. The landslide scars at which the subsurface structure was investigated.

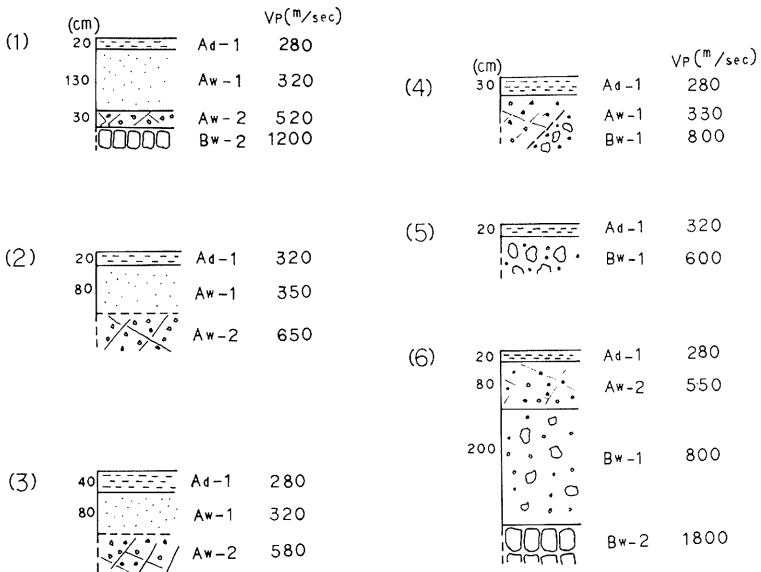


Fig. 4. Cross sections of the mountain slopes according to the field survey.

Bw-2 の4つの区分型で表示される土層の境界面に発生していることが多いことがわかった。これらについては、今後、今回の調査地のように、山崩れによる崩壊地が集中的に数多く発生した地域において調べていけば明確にすることができるであろう。

山崩れにより崩土となって崩れ落ちてしまった土層構造について推定する一手段として、ここで記述してきた方法によれば近似的にその断面形状が画がける。また、山崩れの発生機構を取り扱うときに重要な意味をもつ崩壊面（スベリ面）の形成層を知ることができる。このようにして得られる資料は、未崩壊地の花崗岩山地斜面で実施する風化帯土層構造の調査資料と合わせ利用することにより、事前に崩壊面の形成層、深さを推定するのに役立つものである。山崩れを予知的に取り扱うのに有効な情報と考えられる。

花崗岩の風化現象は時間的には連続して進行しているものであるが、山地斜面という特定の条件下に形成する風化帯の土層構造はかなり変化に富んでいる。このことは、母岩の不均質さにも関係しているであろうが、風化過程の現段階においては、地形的条件が卓越的に関与しているように考えられる。今回の調査の中で、山地斜面の地形的条件である山頂、山腹、溪岸などの場所の異なることによる土層構造のちがいのあることに気づいている。また、山腹の中においても、凹状地、凸状地など斜面の微地形によっても土層構造に変化があるらしい。斜面での土層構造は、風化作用の結果として生成し、形成しているものだが、一方では、表面侵蝕や崩壊によって取り残されているものとも考えられる。したがって、土層構造と斜面形との関係は山崩れを予知するためには見逃がせない重要な関係にあると考えられる。

花崗岩の風化度合の状態を区分的に取り扱うときに、今回は肉眼的観察法と弾性波（P波）測定法を併用したが、後者においてはまだ十分な適用方法とはいえない。今回は一つのめやすとしての役割でしかなかった。肉眼的に風化状況を判断することは、一見あいまいさがあるように思えたが、実際実行してみるとわかったことは、風化過程のいろいろな特徴を認めながら行なえるので、貴重な手法である。しかし、今回区分した8型より適切な類型に区分する方法が、他の物理的・化学的調査法の導入によって確立されていくべきであると考える。

山崩れに強く関係している土層は、今回の区分法による Aw-1, Aw-2 であるため、これらの土層が分布する場所に有効な調査法の確立が必要である。

5. お わ り に

今回の調査地は、1974年より3年間続けられた田中茂代表による文部省科学研究費自然災害特別研究「山くずれと地質・地形構造の関連性に関する研究」のフィールドとなった場所で、この研究が発端となっている。筆者らのうち、中川、奥西はグループのメンバーとして研究に参加する機会が与えられたが、その後、文部省科学研究費（一般研究）の補助のもとに研究が続けられている。これらの研究を進めるにあたり、関係機関の諸氏に助力、助言を得ているが、ここに深謝の意を表する次第である。特に建設省国土地理院、神戸大学、国立防災センター、筑波大学の諸機関から、この調査地での研究に参加される方達にお世話になり、また、京大防災研究所地すべり部門、地形土壌災害部門の方には研究活動を続ける上で助力を受けています。深く感謝申し上げる次第である。

参 考 文 献

- 1) 飯田智之・奥西一夫・中川 鮮：愛知県小原村周辺の山崩れについて(Ⅱ)、京都大学防災研究所年報、第23号B-1、昭55.4、pp. 395-403.
- 2) 池田 碩：花崗岩山地の解体過程について——信楽山地北縁田ノ上山地を事例として——、京都府私学論集、第5号、昭39.
- 3) 池田 碩：六甲山系花崗岩地域における風化状況調査報告、建設省近畿地方建設局、昭44.

- 4) 池田 碩：六甲山系花崗岩地域における地形と風化状況調査（その3）——宇治川流域——，建設省近畿地方建設局六甲山系砂防調査報告書，第7号，昭45.
- 5) 池田 碩：大戸川流域山地の地形と花崗岩の風化状況調査——馬門川・飯道山地区——，建設省近畿地方建設局琵琶湖工事事務所，昭48.
- 6) 大八木則夫：花崗岩類地帯の崩壊と風化帯構造の関係——島根県大原郡地方の一例——，災害地質討論集，昭42，pp. 26-42.
- 7) 大八木則夫：島根県加茂・大東花崗岩地帯における風化帯の構造と崩壊，防災科学技術総合研究報告，14，昭43.
- 8) たとえば，田中 茂ほか：山くずれと地質・地形構造の関連性に関する研究，文部省科学研究費自然災害特別研究成果，No. A-15-4，昭52.
- 9) 沖村 孝・田中 茂：一試験地における風化花こう岩斜面の上層構造と崩壊発生深さに関する研究，新砂防，Vol. 33，No. 1，昭55.
- 10) 小原村：災害の記録，昭和47.7豪雨，昭53，pp. 1-76.
- 11) 大八木則夫：花崗岩地帯における戦後の顕著な崩壊地域の分布，第13回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集，昭51，pp. 231-232.