

島根県加茂・大東花崗岩類地帯における風化帯の  
構造と崩壊

大八木 規夫

国立防災科学技術センター第2研究部地表変動防災研究室

Weathering-Zone Structure and  
Landslides of the Area of Granitic Rocks in  
Kamo-Daito, Shimane Prefecture

By

Norio Oyagi

National Research Center for Disaster Prevention, Tokyo

ABSTRACT

Kamo-Daito area is mainly occupied by hornblende-biotite granodiorite and biotite granite which intruded into Cretaceous volcanic rocks during the period from Late Cretaceous to Early Paleogene. A thick weathering zone is developed under a surface soil layer in these granitic rocks, particularly in granodiorite. The weathering zone can be divided into three zones, I, II and III, by the state of weathering. In the zones, original textures are generally preserved in the weathered rocks, which are called *grass*, *saprolite*, or "masa" in Japanese. Rocks of the zone I are slightly weathered rocks of brown colour and of hardness slightly smaller than that of fresh rocks. In the zone II, rocks are more weathered than in the zone I and likely to be crushed into sandy substance poor in clay. While rocks in the zone III are remarkably soft with considerable amount of clay-size substance. This zoning is fairly conformable with changes in bulk density (or apparent density), *N*-value and constituent minerals.

Flat surfaces and rectangular flat-floor surfaces of dales are developed mainly in three levels of 150-200 m, 80-120 m, and 30-60 m. It is considered that these surfaces of the three levels formed by intermittent lowering of the base level or by intermittent uplift of the area in the period from Early to Late Pleistocene. In general, the weathering zone, the zone III particularly, is remarkably developed above the surfaces in each of the levels and poorly beneath them in the area. From this relation between the weathering-zone structure and the topographic features, it is considered that the main part of the weathering-zone structure and the zone III were formed during Pleistocene Epoch and that

they may not be changed in future in such a short time as several decades.

On July 18, 1964, landslides occurred predominantly in the surface soil layer of an area where the zone II is remarkably developed, and the zone III poorly; and in another area of remarkable development of the zone III, landslides occurred predominantly in deep weathering zone. Recovery of potential for future landslide may be ready in the zone III and slow in the zone II.

## 目 次

<p>1. 序 言 .....111</p> <p>2. 調査地域の一般地質 .....115</p> <p>3. 花崗岩類における風化帯 .....116</p> <p>  3.1 未風化帯 .....116</p> <p>      花崗せん緑岩 .....116</p> <p>      黒雲母花崗岩 .....116</p> <p>  3.2 風化帯の分帯 .....117</p> <p>      I 帯 .....117</p> <p>      II 帯 .....117</p> <p>      III 帯 .....117</p> <p>  3.3 風化帯の岩石学的特徴 .....117</p> <p>      みかけ比重と粘土分含有量の変                化 .....117</p> <p>      組織と組成鉱物の変化 .....118</p>	<p>3.4 風化帯構造の概要 .....119</p> <p>      風化帯の分布と地形, 原岩地質                との関係 .....119</p> <p>      風化断面 .....120</p> <p>4. 討 論 .....121</p> <p>  4.1 崩壊と風化帯の分帯および構造と                の関係 .....121</p> <p>  4.2 原岩質の風化帯形成に対する影響...123</p> <p>  4.3 地形発達史からみた風化帯の形成...123</p> <p>      地形面 .....123</p> <p>      地形面と風化帯構造との関係...125</p> <p>      地形面発達史からみた風化帯構                造の発達史 .....125</p> <p>  4.4 崩壊のポテンシャルと風化帯構造...126</p>
---	---

### 1. 序 言

花崗岩類地帯には、近年しばしば大災害が発生している。その例として、1938年7月の六甲山(災害科学研究所, 1938), 1953年8月の南山城(京都府, 1957), 1961年6月の伊那谷(林野庁治山課, 1964), そして、1964年7月の島根県大原郡加茂・大東地方等をあげることができる。これらの例では、山腹、谷頭、溪岸などにおける著しい崩壊、土砂の流出、河川のはんらんが引き起こされている。これらの災害発生の重要な原因とみなされるものは、これらの地帯を構成する花崗岩類が著しく風化していること、および、そのような地帯に記録的集中豪雨があったこととされている。

花崗岩類地帯では、一般に「まさ」とよばれる原岩の組織を残し、しかも砂質あるいは粘土質の厚い風化帯が地表下に形成されている(たとえば、小出, 1952)。この上には、主としてこのような風化帯からもたらされた表層土壌、崖錐、沖

積堆積物がおおっている場合が多い。上記の災害は斜面表層部を構成するこれら風化帯と、土壌や堆積物からなる部分の崩壊・浸食と、これによってもたらされた土砂れきの運搬の過程とみなすことができる。この場合に、崩壊がどのような位置において、どのような規模と形態をとるかという問題がある。また、一度大きな災害の発生した地帯では一種の免疫性(小出, 1955)を獲得し次のかなり大きな降雨によっても崩壊を起こすことがないのに対し、他の場所では崩壊を繰り返したり、著しく浸食を受け続ける場合がある。このような差は何に起因するであろうか。このような違いをもつ種々の場所は空間的にどのようなひろがりをもつであろうか。これらの問題の解明には風化帯の立体像を明らかにしなければならない。本報ではこれを風化帯構造とよぶことにする。

花崗岩地帯風化の研究は、一方において、土壌学的興味の対象として主として土壌断面における化学的、鉱物学的変化を対象としている。この種

の研究では、母材の「まさ」からの土壌形成に重点がおかれ、原岩の「まさ化」については重点がおかれていない。また、他方では土木関係者による研究があり、土木構造物の基盤としての花崗岩類と、その風化帯に関心が払われている。しかし、この場合には「まさ」をとりぞいた木風化岩あるいは、軽度風化した部分を問題としている。これら両種の研究は花崗岩類地帯の風化について寄与するものである。しかし、いずれの

場合にも、崩壊に重要な関連をもつ「まさ」の部分には重点がおかれていないようであり、「まさ」を含めて風化帯の立体的ひろがりについては、ほとんど関心ははらわれていなかったようである。

本報では筆者は、島根県加茂・大東地域に分布する花崗岩類地帯において、風化帯構造のはあくを試み、その発達史および崩壊との関係を考察した。

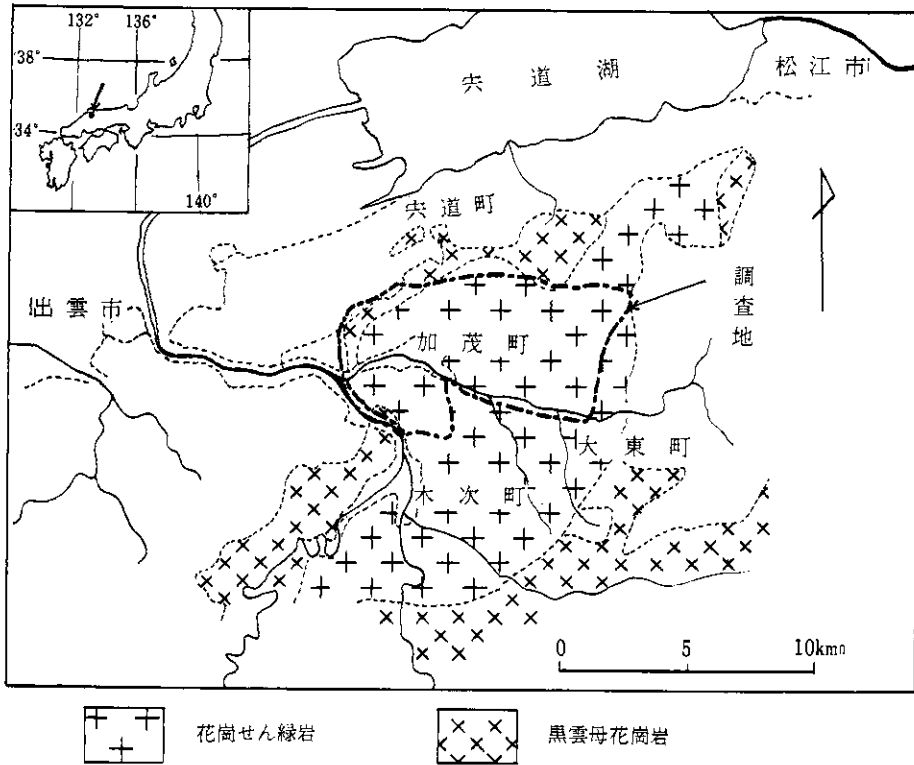


図-1 調査地の位置

## 2. 調査地域の一般地質

当調査地域は宍道湖の南方、また大東モリブデン鉱床群の北東方に位置している。地域の地質は島根県地質図(西山・三浦, 1963), 三浦(1966), 安藤ら(1968)に記載されている。それらを要約すると、地域西端部に上部白亜系の流紋岩・石英安山岩質溶結凝灰岩類が分布し、これを貫く花崗せん緑岩体が地域の大部分をしめ、この北側に黒雲母花崗岩体が帯状に分布している。

地域の西北端部には、中新統大森果層の安山岩類があり、黒雲母花崗岩とは断層関係で接している。赤川およびその支流の河岸には、しばしば段丘面があり風化した花崗せん緑岩の上になれき・砂・粘土からなる末、または半固結の堆積物、および、その上に未固結の浮石質火山灰層がのっている。前者の一部は松江付近の更新統乃木層に対比される。後者は三瓶火山の新期の活動に由来し、松江付近の古志原浮石層に対比されている(三浦,

1966)。

地域周辺部の火山岩類からなる地帯は標高300 m以上のややけわしい地形をなしているのに対し、花崗せん緑岩の地帯は標高100m~200mの起伏のゆるやかな丘陵性の地形を示している。また、黒雲母花崗岩の地帯は花崗せん緑岩地帯よりも起伏の大きい地形となっている。当地域の花崗せん緑岩に類似した岩質をもつ花崗せん緑岩は頓原町付近、横田町付近、仁多町などに分布し、それらの花崗せん緑岩地帯は周囲の花崗岩やその他の岩石の地帯より標高が低く起伏の小さい地形を示し、当地域と類似の地形的特徴をもっている。このことはこれらの地方では花崗せん緑岩が周囲の岩石よりも侵食されやすい特徴をもつことを暗示している。

### 3. 花崗岩類における風化帯

本報では風化帯、未風化帯という語を次の意味で使う。岩石の新鮮な部分を未風化帯と呼び、やや風化して鉱物・化学的変化、軟弱あるいはもろくなりかけた部分から表土層をのぞく「まさ」状の部分までを風化帯と呼ぶ。したがって土壌断面

の主としてC層と、D層の一部が風化帯にはいる。また、B層の一部がこれにはいることもありうる。なお、「まさ」という語は花崗岩類の組織を保存したまま風化した部分、および、そのような部分から由来する砂質土の二つおりに使用されているが、本報では前者の意味に使うことにする。

#### 3.1 未風化帯

##### 花崗せん緑岩

本岩は当地域の主要部をしめていて、山本(1954)の大東花崗せん緑岩、石原(1966)のせん雲花崗岩(Gd)と同一岩体である。当地域では本岩の未風化帯は、大東町北東部遠所の溪流ぞいにみられるほかは谷の遷急点付近にごく小さな露頭あるいは玉石としてみられるにすぎない。

本岩は完晶質、等粒状、中粒、やや優黒色で、露頭程度のスケールでは、かなり均質な岩体である。しかしこぶし大の捕獲岩状包有物をしばしばもつこと、および西縁部に縁辺相とよばれている(三浦, 1966)本岩の主要部と黒雲母花崗岩との中間的鉱物組成のもの、および局所的にやや優白質の部分をもつことがある。本岩体中にはアブ

表-1 花崗岩類の鉱物量比

岩石名	試料番号	石英								石英ナカリ長石	有色鉱物 合計(色指数)	試料採集地
		石英	カリ長石	斜長石	角せん石	黒雲母	緑でい石	その他	合計			
花 崗 せん 緑 岩	a. D18-1A	27.1	8.9	53.8	2.2	5.5	1.7	0.8	100.0	3.60	10.2	三刀屋町東谷
	b. 65 21-6	23.9	10.0	58.0	1.7	3.2	2.3	0.8	99.9	3.39	8.0	大東町八十道路
	c. 65 19-1	26.5	14.9	46.8	2.9	6.2	1.7	1.0	100.0	4.14	11.8	加茂町崩屋谷西方
	d. 65 5-7C	29.2	18.3	43.5	1.7	4.5	1.9	0.9	100.0	4.75	9.0	加茂町岩倉
	e. 65 19-7	21.1	13.7	60.1	1.1	2.6	0.9	0.6	100.1	3.48	5.2	加茂町崩屋谷
	f. 65 20-6C	24.8	10.9	54.0	4.2	3.7	1.7	0.8	100.1	3.57	10.4	大東町上仁和寺
	g. 65 20-7B	28.2	13.0	48.9	1.2	5.8	2.1	0.8	100.0	4.12	9.9	同上露頭の上
	h. 65 21-5	27.8	9.8	52.3	1.1	2.8	4.9	1.4	100.1	3.76	10.2	大東町別所谷中流部

ライトは少なく、ペグマタイトはほとんどみられない。本岩の主要鉱物と量比は(表-1)、石英21~29%、斜長石44~60%、カリ長石9~18%、角せん石1~4%、黒雲母(緑でい石も含む)4~8%であるが、縁辺相では石英、カリ長石が増加し、斜長石、有色鉱物が著しく減少している。本岩主要部では、石英、斜長石、カリ長石は径0.5~1cmの優白色集合体をなし、その周囲を有色鉱物が細長く、ほぼ連続的に包み肉眼的規模では網状の組織が認められる。この組織は本岩の風化しやすさに重要な意味をもつと考えられる。

##### 黒雲母花崗岩

本岩は花崗せん緑岩の北側に、当地域東部から北部へかけて分布している。本岩は完晶質、等粒状、中粒でやや赤味を帯びた優白色を呈し、本岩体中にはアブライト脈が多い。本岩の主要鉱物は石英30~37%、斜長石23~39%、カリ長石27~39%、黒雲母2~4%(三浦, 1966)で角せん石は含まない。有色鉱物が著しく少なく、花崗せん緑岩にみられるような網状組織はほとんどみられない。

### 3.2 風化帯の分帯

風化帯では、未風化帯付近から表土層近くまでの間において、力学的諸量、比重、孔けき率、粒度分布などの物理量、化学組成、鉱物組成などの諸性質について、広い範囲にわたって変化する。しかしながら、これら諸量を野外で広域にわたり測定し、その変化の立体像をはあくすることは困難である。ハンマーの打撃に対する風化帯の抵抗は広い範囲の差があり、しかも、のちにのべるように  $N$  値、硬度、比重、粒度、あるいは肉眼的、顕微鏡的規模の風化程度、X線分析による構成鉱物の変化との対応が認められる。したがって、本報ではこれをおもな基準にして、次のように風化帯の分帯を試みた。

#### I 帯

本帯の岩石は褐色を帯びているほかは原岩の組織、組成鉱物に著しい変化のない風化岩である。これは、ハンマーの打撃に対してはかたく、ハンマーが岩石中にめり込むことはない、しかし未風化岩に比較してかなり割れやすい。本帯は未風化帯に接し、一般的にその上にあり、しばしば未風化岩の玉石をもつ。

#### II 帯

本帯の岩石はかっ色ないし灰かっ色を呈するかたい「まさ」である。これは肉眼では黒雲母、角せん石がかなり風化したように見える。しかし、原岩の組織はほとんど乱されていない。本帯の岩石は約1 m上から自重でおろしたハンマーが1~2 cm しかはいらぬかたさを持ち、さらに強い打撃に対して、直径1 cm 以下の小れき、砂粒状に散乱するのみで粘ちょう性に欠けている。このため塊状試料の採集が困難である。この場合、やや大きな粒子は、先にのべた石英、斜長石、カリ長石からなる優白色集合部であって、黒雲母、角せん石などからなる優黒部によって0.5~1 cm の網目状に区切られた部分である。

#### III 帯

本帯の岩石はかっ色、黄かっ色ないし灰かっ色を呈し、著しく風化して軟弱、かつ多小粘ちょう性をもつ「まさ」である。これは、肉眼的規模では、原岩の組織はあまり乱されていない。約1 m上から自重でおろしたハンマーは、本帯中に数 cm 以上は入り、あるいは露頭の表面を容易にくずしてしまう。本帯は粘ちょう性があるために塊状試料を取りやすい。本帯に属するものは、II 帯

に近い性質のものから表土層に近い性質のものまでであるので、以下のように本帯を三つに区分される場合がある。

IIIa 帯 これはII帯に近い性質をもつ部分であり、一般にII帯の直上に位置する。

IIIb 帯 これはIII帯の代表的な部分であって、上のIII帯の記載は主としてIIIb帯を表わしている。

IIIc 帯 これは表土層に近い性質をもち、非常にやわらかい部分である。

### 3.3 風化帯の岩石学的特徴

上の各帯の立体的ひろがりについては3.4にのべる。これに先立って各帯の岩石学的特徴の概要を記載しておく。

#### みかけ比重と粘土分含有量の変化

花崗岩の風化程度が増大するにつれて、その風化岩のみかけ比重(または全比重 bulk density)が減小し、風化岩中のカオリン鉱物の量が増加する例が知られている (Grant, 1963)。当地域の花崗せん緑岩帯の「まさ」についてみかけ比重

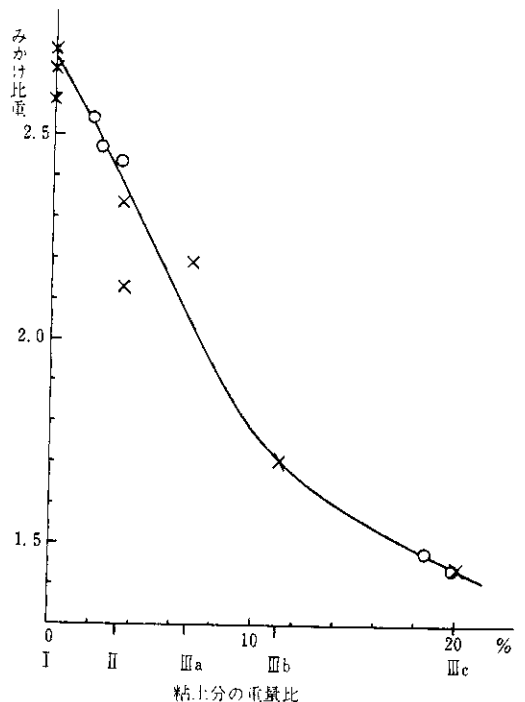


図-2 「まさ」のみかけ比重と粘土分重量比との関係

I, II……は風化帯分帯の各帯における「まさ」に含まれる粘土分の平均重量比

と「まさ」中の粘土分重量比との関係を図-2に示した。みかけ比重はGrant(1963)の方法により、粘土分は水澱法により分離し測定した。

みかけ比重は花崗せん緑岩の未風化帯では2.71~2.59、Ⅱ帯では2.54~2.13、Ⅲ帯では2.19~1.44の範囲にある。各帯の粘土分平均値はⅡ帯3.4%、Ⅲa帯6.8%、Ⅲb帯11.3%、Ⅲc帯20.0%である。図-2は、未風化帯からⅢc帯へ変化するにつれて、風化岩は急激にみかけ比重を減じ、粘土分が増加することを示している。みかけ比重1.7以下では粘土分の増加に比し、みかけ比重の減少ははぶつている。

三浦(1966)の測定した硬度と、筆者の分帯との関係についていえば、Ⅱ帯は $35 \text{ kg/cm}^2$ 以上、Ⅲ帯は $35 \sim 3 \text{ kg/cm}^2$ の範囲にはいる。また安藤ら(1968)の行った標準貫入試験との関係は試験地点の露頭観察から、Ⅱ帯はN値35ないし40以上、Ⅲ帯は35以下と推定される。

#### 組織と組成鉱物の変化

さきに、「まさ」は原岩の組織を残存したまま風化した部分であるとのべた。しかし鏡下で観察すると、風化の程度に応じて組織の乱れが認められる。花崗岩類の多くの組成鉱物は地表付近の温度、圧力、その他の諸条件下では不安定であるので、風化作用の進行にしたがって変化する。

#### 1) I 帯

本帯に属する岩石の組織は鏡下でも原岩のそれとほとんど変わっていない。しかし、組成鉱物には多小の変化がみられる。黒雲母では粒子の末端部から底面にそってくさび状にZ=黄色の層状鉱物が形成している。この場合、黄色の層状鉱物は、黒雲母とへき開面、光学的方向を共有していることから、黒雲母から変化したものと考えられる。黒雲母の母晶はこの部分に向かって扇状にひろがり(図-3)底面に垂直方向に膨張したことを示している。未風化帯の花崗せん緑岩には緑でい石が存在したが、本帯においては緑でい石は著しい変化はみられない。また角せん石にも変化はみられない。

#### 黒雲母



図-3 黒雲母母晶における変化

斜長石、石英ではこれらを切る亀裂ないし割れ目は未風化岩よりも増加し、これらの割れ目をかっ色の物質がみたしている。カリ長石にはほとんど変化はみられない。

#### 2) II 帯

本帯の岩石(「まさ」)では石英、斜長石、カリ長石を切る規則的(平行な)、あるいは、不規則な割れ目が全体に発達している。これらの割れ目には、黄色の層状鉱物がいっていることがある。

黒雲母はすべてZ=黄~黄かっ色に変化し、結晶の外形は著しく湾曲している。角せん石は細粒物によってやや不透明化しているほかは著しい変化はない。斜長石はへき開に平行、あるいは網状の割れ目が多く、細粒の物質が増加して不透明になる。カリ長石と石英は割れ目が発達するが新鮮である。

本帯の粉末試料をI帯のそれとX線回折によって比較すると、図-4に示すように、黒雲母の底面の回折線は著しく弱くなる。これに対して、長石の回折線は著しくは弱くならない。角せん石の場合は両者の中間的である。

#### 3) III 帯

肉眼では組織の変化は明らかではないが、鏡下では0.5mm前後の幅をもつ一種の“破碎帯”が

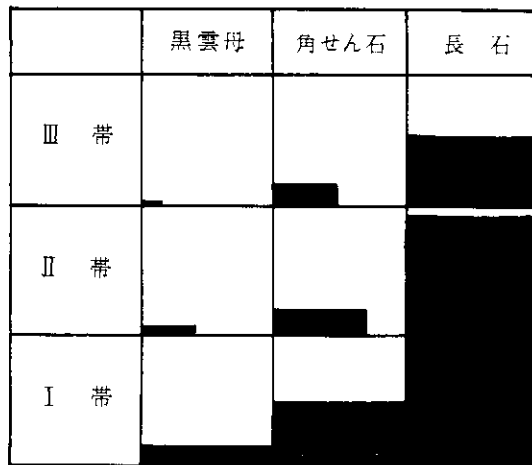


図-4 風化帯分帯における原岩の構成鉱物の減少

注 黒色部分は横軸に出現度数、縦軸に回折線の平均強度をとり、鉱物のおおよその含有量を示している。

顕著に発達している場合が多い。この部分は石英、長石（主としてカリ長石）、無色～黄色の層状鉱物の小片（0.1mm前後）と、微粒状鉱物（0.01mm以下）の集合からなっている。

黒雲母はすべてZ=無色～黄色、または灰色～黒色、X=無色の層状鉱物に変わっており、しばしば湾曲し、あるいは小粒に分離している。X線回折では10Åの回折線はほとんどみとめられない。角せん石はへき開にそり割れ目に層状鉱物はいり、全体に著しく不透明化する。斜長石は、ほとんど微細粒子がおきかえ、不透明になり、割れ目には層状鉱物はいっている。しかし、かなり風化した斜長石でも、粘土鉱物の回折線はほとんど現われない。カリ長石は多少不鮮明になり、石英は亀裂が多いほかは著しい変化は認められない。

以上のことから、当地域の花崗せん緑岩、黒雲母花崗岩における主要造岩鉱物の風化しやすさの序列は、黒雲母一角せん石—斜長石—カリ長石—石英の順になる。この序列は、黒雲母と角せん石の順序が逆になっている点においてGoldich（1938）のものとは異なっている。岩石を構成する鉱物が、上の序列の左側のものが多いほど、その岩石は、鉱物粒径、組織が同程度ならば、すくなくとも当地域の受けた地質、気候条件下では、風化しやすく、右側のものが多いほど風化しにくいといえることができる。

また、風化作用の進行につれて岩石組織がだいに乱れていくことも見のがすことはできない。風化の進行につれて、力学的強度の減少が対応するのは、風化による個々の鉱物粒子の力学的強度の減少のほか、上に述べた組織の乱れも影響するであろう。

#### 3.4 風化帯構造の概要

先にのべた各帯は一般に深部から表層へ向かって未風化帯、I帯、II帯、IIIa帯、IIIb帯、IIIc帯、表土層という順序の累帯（zoning）を示している。これは、全体としてこの系列をもつということであって、一つの露頭ですべての帯が必ず見られるということではない。

各帯の厚さは地域によって著しい差異が認められる。たとえば、加茂町大竹付近ではIII帯の厚さは1m以下で、しばしば表土層の下はすぐII帯とみなすことができる。また、加茂町加茂中付近では表土層の下に10m以上の厚さを有するIII帯があ

り、露頭ではII帯、I帯、未風化帯を観察することができない。このような、各帯の地表付近における分布状態のかたよりはどのようなひろがりをもつであろうか。図-5\*は、この点を表現するために、表土層下に発達している風化帯の分布を示したものである。この図をもとにして、各帯の分布と地形、原岩地質との関連性を以下にのべる。

#### 風化帯の分布と地形、原岩地質との関係

1) 未風化帯、およびI帯の露出しているのはおもに地域の東部であって、遠所川中・上流、山田川上流、および幡屋川上流などの河岸、河床にみられる。未風化帯はとくに、これらの谷の狭さく部、遷急点付近に多く見られる。

地域北東部の丸倉山、大平山、八十山は標高400m前後の当地域としてはけわしい連峰となっていて、未風化帯、あるいはI帯の広大な地域となっている。この原因は、これらの山体は熱水変質作用を受けて硬化した花崗岩からなっている（三浦、談話）ことによるのであろう。

地域中・西部では、未風化帯、I帯は散点的にしか分布していない。これらは、一般に玉石の多い部分として小さい谷の遷急点付近に存在している。このことは、東部の例とともに、後にのべる風化帯の形成、地形発達に関連し重要な問題をもっている。

2) II帯の卓越している地帯は、a) 東部の大東町針江—西谷を結ぶ線より以東の地域、b) 中央部の加茂町加茂中の西から湯屋谷へいたる帯状の地帯、c) 西北部の加茂町大竹から中山へいたる帯状地帯である。

a) の地帯では遠所川、別所谷、山田川に沿う斜面において未風化帯、およびI帯をとりまいてII帯の分布がみられる。地形は後述する中央部、南西部のIII帯の卓越している地域に比較して起伏量は大きく（60m以上/250m方眼、河野ら、1968）、谷のこう配は急であり、谷幅は狭く、全体としてけわしい。

針江から西谷を結ぶ線を境として、その東にII帯が卓越する地帯があることは、この方向の断層の存在、あるいは、この線を境として原岩質の相異などが考えられる。しかし、野外では断層の証拠は認められない。この地帯には、カリ長石、石英のやや多い優白質の部分が局所的にあり、そのような所は針江小学校北のように周囲よりも比高

\* I帯は、一般に未風化帯とII帯との境界付近にみられるが、きわめて薄いので図には表現しなかつた。

の高い部分がある。しかし、未風化岩のモード分析では他の地帯と明らかな差は認められない。

b) の地帯では大西から高麻山を経て北東へ伸びる尾根は標高190mに達する部分があり、付近の地帯よりもけわしい地形をもっている。この特徴は、この地帯の尾根付近を走る幅の広い安山岩質岩脈によるものと考えられる。しかし、Ⅱ帯の卓越する原因は明らかではない。

c) の地帯は大竹から中山へかけて分布する黒雲母花崗岩、および、この南、延野、神原へかけて分布する花崗せん緑岩縁辺相(三浦, 1966; 安藤ら, 1968)とほぼ一致する。したがって、この地帯に関するかぎり、Ⅲ帯があまり発達せずⅡ帯が卓越していることは原岩質の性質によるということがいえる。この地帯は、他のⅡ帯の卓越した地帯と同様に、Ⅲ帯の卓越した地帯に比較してけわしい地形を示す。

3) Ⅲ帯の卓越した地帯はa) 地域南東部の大東町下分(針江の南)から幡屋、仁和寺へいたる地帯、b) 地域中・西部の加茂町東谷、新宮、猪尾、南加茂を含む広大な部分、および、c) Ⅱ帯の卓越した地帯に小面積で点在するものなどである。

a), b), の両地帯は標高100~120m以下、起伏量小さく0~50m(河野ら, 1968)の丘陵性地帯となっている。こう配のゆるやかな、幅の広い“平底で長方形に近い(黒田, 1966)”小谷が無数に発達し、水田として農耕に利用されている。以下、このような谷底面を平たん谷底面とよぶことにする。これらの小谷を隔てる丘陵は、脚部の急傾斜を凸地形(convex hill, あるいは上昇斜面)、または、脚部が崩壊によって形成された急崖からなる特異な形態を示している。

c) の地帯ではⅡ帯の卓越する地帯に点在するⅢ帯の分布地は、付近の谷底から30~50m上の平たん面、あるいは小起伏の丘陵となっており、標高は120~180mぐらいである。この一例は大東町宮内谷の尾根にみられる。この付近では、谷底とそれにそう道路にはⅠ帯、あるいは玉石の露出がみられ、Ⅱ帯が谷底から20~30mの高さまであり、この上にⅢ帯がみられる。その上部には厚さ10m以上のⅢc帯があり、さらにこの上に三瓶火山に由来したと思われる火山灰がおおっており、またシルト層がおおっている場所もある。速所川の中流付近は溪谷的である。しかし、河床か

ら比高30~60m上にある下鴨、あるいは越木谷付近では、a), b)地帯のような丘陵性の地形を示し、こう配のゆるやかな長方形の平たん谷底面が良く発達している。Ⅲ帯はこの平たん谷底面上にのる小起伏の丘陵にみられる。

#### 風化断面

Ⅱ帯、あるいはⅢ帯の卓越した地帯で、地表から地下へむかって風化帯はどのような分布構造をもっているのだろうか。Hongkongの花崗岩地帯では凹形の丘陵(concave hill)では上部は斜面の急速な後退によって新鮮な岩盤が露出し、斜面中腹部、脚部、ベディメントの部分では風化帯が厚くなるような断面を示し、地形の回春によって下流に生じた支谷のまわりには凸形の丘陵(convex hill)が生じ、ここでは風化帯はほぼ水平な層状となっていて尾根線直下が風化帯の最も深いところとなっている(Berry and Ruxton, 1959)。三河高原、吉備高原、西条盆地などでも、上の二つのタイプが認められ、この場合にはconvex hillにおける風化帯の水平化は老年期的地形による侵食速度の低下によるという考え方がある(柏木, 1963)。いずれにしても、風化断面などで代表される風化帯構造の解明は風化帯発達史の地史を考える上で重要である。花崗岩地帯の崩壊がどのような形をとるかという問題も、風化帯構造に大きく左右されるであろう。この場合には、精度の高い丘陵単位の断面が要求される。

風化帯構造は通常地質図学的方法では描くことはできない。路面の切取部分は地表付近に限られるので、深部の状態は試錐、あるいは、これによって十分対比された物理探査によらなければならない。当地域で行なった試錐は深度、本数ともに不十分であったが、それにもかかわらず重要な情報が得られた。

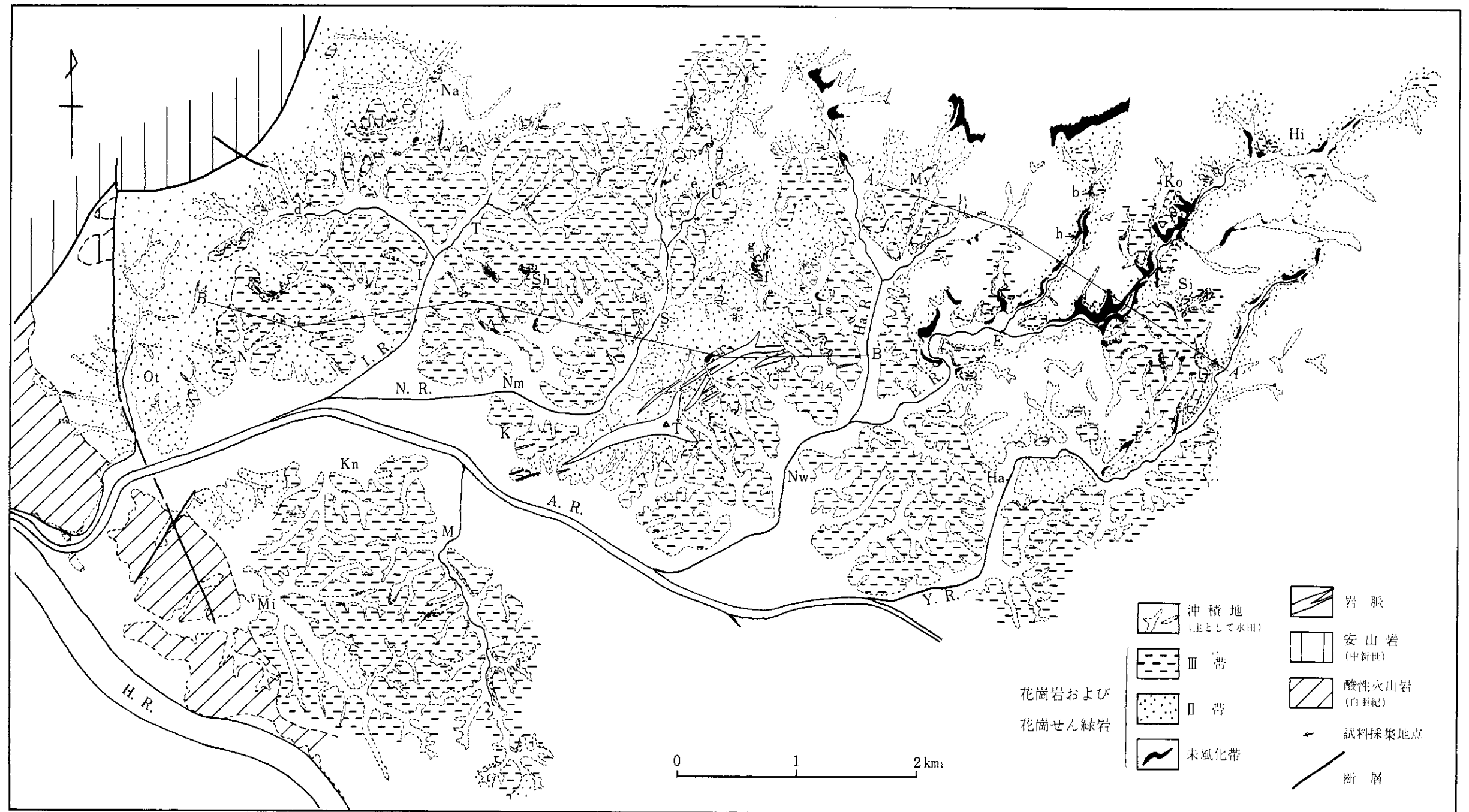
#### 1) 小丘陵の横断面

(1) Ⅲ帯の卓越した地帯における風化断面は加茂町中村(図-6a)、および大東町上佐世(図-6b)によって代表される。これら2断面では等N値線は山脚付近において地表にやや平行であるが、尾根の下方では地表の傾斜よりはるかに緩傾斜になり水平的になる。したがって、N値から推定したⅢ帯は山脚部では薄く、尾根では厚い。

(2) Ⅲ帯の薄い延野における断面(図-6c)では、等N値線は山脚から尾根付近まで地表面に



図-5 加茂・大東地域花崗岩類の風化分帯地質図



Ot 大竹	N 延野	Na 中山	T 東谷	Sh 新宮	U 湯屋谷	Ni 西谷	My 宮内谷	Ko 越木谷	Hi 鴨
	Mi 三代	I 猪尾	Nm 中村		S 砂子原	Is 石井谷	E 遠所	Si 下鴨	
H. R. 斐伊川	Kn 神原	M 南加茂	K 加茂中		T 高麻山	Nw 仁和寺	Ha 針江		
	I. R. 猪尾川	A. R. 赤川				Ha. R. 幡屋川	E. R. 遠所川	Y. R. 山田川	

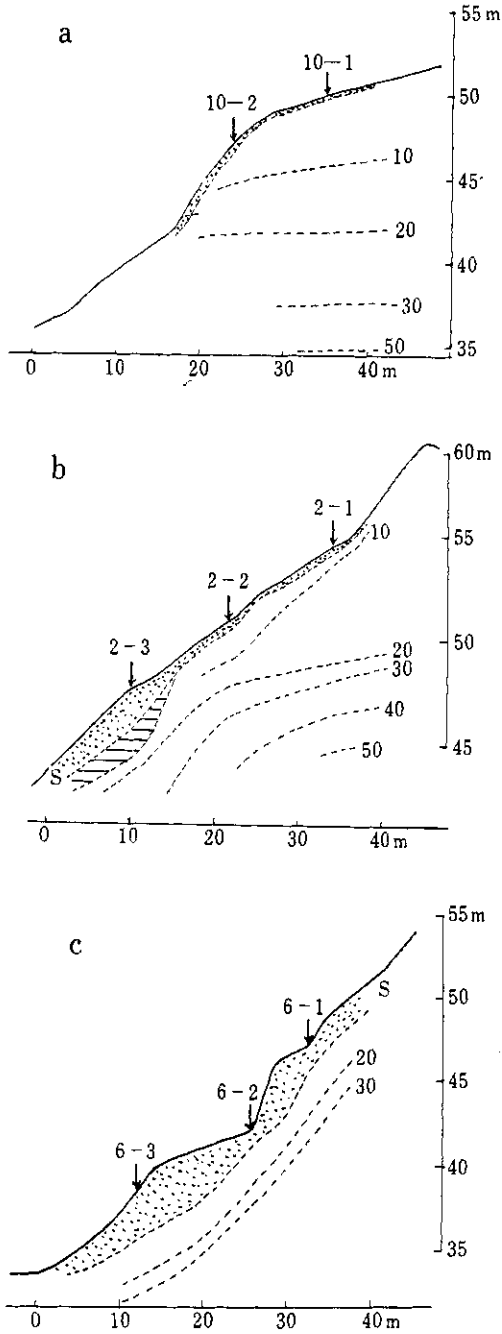


図-6 N値断面図

- a : 大東町上佐世
- b : 加茂町中村
- c : 加茂町延野

矢印は試錐位置, 2-1, 2-2, ……は試錐番号, 断面内の数値はN値, Sは表土層, dは崖錐をあらわす.

ほぼ平行であり, N値から推定した■帯の厚さもほぼ一様である.

(3) II帯の卓越する地帯では試錐資料を欠いている, 崩壊あとの観察によると, 表土層とII帯, あるいはごく薄いII帯とIII帯の境界は斜面に平行的である. I帯とII帯の境界は, 大竹北方の例では, 地表下12m付近で地形に平行的に分布している(安藤ら, 1968, 試錐No.5および電探測線No.13から推定).

#### 2) 地域の断面

上の風化断面, 分帯地質図, 試錐資料, 電探資料をもとに当地域の風化帯の断面図を図-7に示した. III帯の厚い場所は標高30~80mの丘陵性地帯, 標高80~120mの尾根, 谷頭付近, および, 東部の標高110~190mの所にみられる. これらは分帯地質図におけるIII帯の卓越した地帯にほぼ一致する. なお, これら三つのそれぞれ標高の異なる地帯は, 地形的に別の位置にあり, この問題については後に考察する.

#### 4. 討 論

##### 4.1 崩壊と風化帯の分帯および構造との関係

河野ら(1968)による崩壊悉皆調査の原資料をもとにして, 崩壊と風化帯との関係を試みよう.

図-8はII帯, およびIII帯の卓越した地帯における崩壊の深さの度数分布である. II帯の卓越した地帯では, 崩壊の深さは40cmが最大で, 40~60cmの範囲が多い. これに対し, III帯の卓越した地帯では, 崩壊の深さは80cmが最大であり, かつ200cm以上のものが3%もある. 後者は大部分地すべりの形態をもつものである. II帯の卓越した地帯とIII帯の卓越した地帯との間で, このような差が生じた理由は何によるのだろうか.

表-2は上に取扱った崩壊の崩壊面が風化断面のどの位置にあるかを表わしている. この表において, 「まさ1」は風化帯のごく表層部, あるいは最上部を表わし, 「まさ2」は風化帯の内部, あるいは深部を表わしている(河野ら, 1968). II帯の卓越した地帯における崩壊は「まさ1」, すなわち, 風化帯の最上部で滑落するものが多く, 66.7%に達するのに対し, 「まさ2」, すなわち, 風化帯の深部におよぶものは30.0%と少ない. 一方, III帯の卓越した地帯の崩壊では, 「まさ1」で滑落するものが32.9%, 「まさ2」に及ぶものが65.8%となっている. したがって,

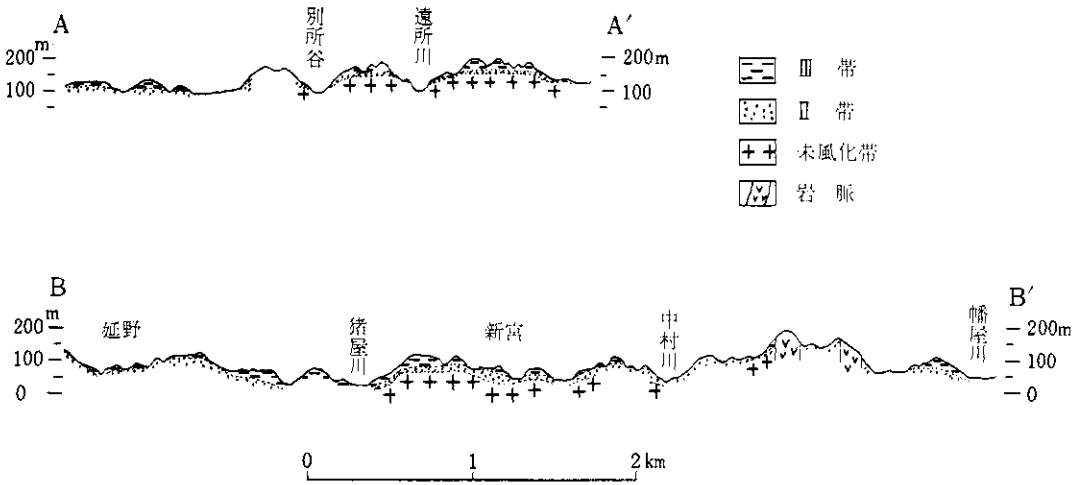


図-7 地域の断面図

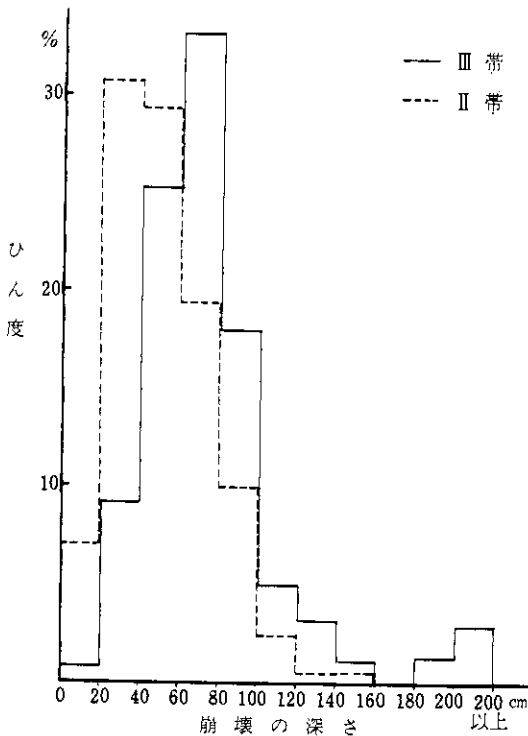


図-8 II帯またはIII帯の卓越した地帯における崩壊の深さ  
河野ら(1968)の悉皆調査原資料にもとづく。

崩壊面はIII帯の卓越した地帯では風化帯を深く切りやすく、II帯の卓越した地帯では風化帯を深くは切りにくいといえる。そして、このことは、崩壊面がIII帯は切りやすいのに対し、II帯は切りにくいことを暗示しているのである。

これら二つの帯における崩壊の代表的例を図-9に示した。II帯の卓越した大竹の例では、風化帯分帯の境界面は地表面に平行的であり、III帯はごく薄いか、あるいはほとんど欠いている。そのため表土層と風化帯との境界は硬度あるいは透水性の差が大きい。崩壊面はII帯をほとんど切ることがない。この場合の典型的崩壊は、主として表土層と風化帯最上部からなる表層板状体(小出、

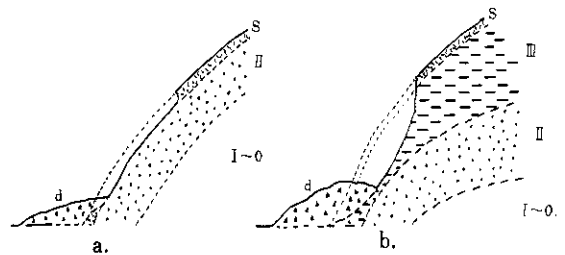


図-9 崩壊の断面

- a: II帯の卓越した斜面における典型的な崩壊(表層型)
- b: III帯の発達した斜面における典型的な崩壊(深部型)

表-2 崩壊面の位置

崩壊面の位置%	表土A	表土B	マサ1	マサ2	基岩%
Ⅱ帯の卓越している地帯	-	2.7	66.7	30.0	0.7
Ⅲ帯の卓越している地帯	-	2.5	32.9	65.8	1.3

この表は河野ら(1968)の原資料から、著者の分帯にもとづいて再編した。

1955)の崩落した、表層型崩壊(三浦, 1966; 安藤ら, 1968)とでもいうべきタイプのものである。Ⅲ帯の卓越している地帯では、風化帯分帯の境界は地形断面よりも水平的であり、しかも、Ⅲ帯は通常深く発達している。崩壊面はⅢ帯を深く切るのが一般的であって、崩壊は深部型といえるタイプである。この場合の崩壊面は節理面に一致する場合が多く(三浦, 1966; 安藤ら, 1968)、また節理面のない部分を切る場合もある。

#### 4.2 原岩質の風化帯形成に対する影響

花崗岩類が古生層、中生層、火山岩類、変成岩類(片麻岩をのぞく)と接する地方では、一般に、前者の占める地帯は後者の占める地帯よりも標高の低い起伏のゆるやかな地形をなしている。その原因は花崗岩類がこれら他の岩石よりも風化・浸食されやすいためとされている。当地域の地形的特徴は、上の一般的経験論と矛盾していない。

大東町飯田の段丘堆積物のれき種(表-3)は、大部分は安山岩その他の火山岩で占められ、花崗岩類としては、風化したアブライトおよびアブライト質花崗岩は13.8%ある。しかし花崗せん緑岩は全くみとめられない。露頭の基底、および周囲は花崗せん緑岩であるので、このれきがないことは、堆積当時花崗せん緑岩が著しく風化し、近くへの運搬作用に対してもれきとして残らなかったためと考えるべきであろう。なお、アブライト、

およびアブライト質花崗岩は花崗岩類の中でもっとも風化しにくい岩石といえる。

大竹付近には黒雲母花崗岩、および花崗せん緑岩縁相(鉱物組成のうえでは黒雲母花崗岩と花崗せん緑岩との中間的性質をもつ)が分布している。この地帯はⅡ帯の卓越した、ややけわしい地帯となっており、隣接する花崗せん緑岩の地帯はⅢ帯が卓越し、よりゆるやかな地帯となっている。このような、風化帯の発達状態のちがいは、花崗せん緑岩と黒雲母花崗岩あるいは花崗せん緑岩縁相との風化しやすさ、風化速度のちがいによるのであろう。これらの岩石の間には、破碎程度、粒度に関して大きな相異は認められないので、そのような風化速度のちがいは、花崗せん緑岩では風化序列(3.3)の左側に属する風化の容易な黒雲母、角せん石、斜長石を他の二つの岩石よりもはるかに多く含有しているという鉱物組成の差、これに関連して化学組成の差(表-1)、および組織の差によるのであろう。

しかしながら、かなり均質な花崗せん緑岩の分布地帯のうちで、地域東部遠所川、別所谷河岸にⅠ帯、Ⅱ帯が広く露出することは、原岩質のちがいで理解できないことである。この地帯と地域中央部との間に風化帯形成後の新しい断層の証拠はなく、後者の地帯に破碎作用の著しい証拠もない。したがって、この地帯の風化帯の特徴は地形発達史の面から理解しなければならないと考えられる。

#### 4.3 地形発達史からみた風化帯の形成

##### 地形面

白亜紀末に花崗岩類がへい入後、地域およびその周辺では浸食作用がいちじるしく行なわれたにちがいない。中新世にいたって、地域付近では東の大東町東部・八雲村・東出雲村・広瀬町付近、および西の出雲市・佐田村・掛合町付近に大きな湾入を生じた。これら両地域の花崗岩類は他の白亜紀火山岩類とともに中新世堆積盆の基盤となった。この時期に、当地域の花崗岩類は半島状に中

表-3 段丘堆積物れき層中のれき種  
大東町飯田木次線沿線露頭

岩石名	個数	%
アブライト、アブライト質花崗岩	9	13.8
安山岩、玄武岩	26	40.0
流紋岩、石英はん岩	16	24.6
凝灰岩、凝灰角れき岩	7	10.8
砂岩、シルト岩	7	10.8
頁岩	1	1.5
計	65	100.0

表-4 加茂・大東地域の地史

1. 酸性火山活動	白亜紀後期
2. 花崗岩類のへい入	白亜紀末 — 古第三紀初期(?)
3. 浸食作用, 準平原化 (中国脊稜準平原, 吉備高原面?)	漸新世 — 中新世
4. 付近の地帯の灣入 堆積作用, 火山活動	中新世
5. 瀬戸内面の形成 (当地域周辺の300m面)	鮮新世 — 更新世初期
6. 何段かの小平たん面, 平たん谷底面	更新世中期 — 後期の中期
7. -20 m までの赤川の下刻	更新世後期の末期
8. 海水面の上昇, 赤川とその支川, 支谷の埋積	現世

新世の海面上に露出して、風化・浸食作用を受けたであろう。当地域の周辺部には、標高300～400m前後の峰が連なっている。これは島根県東部の日本海側に帯状に発達する300～400m切峰面の一部となっている(大石, 未発表資料)。山口県北西海岸に発達している200m前後の面は瀬戸内面とされており(貝塚, 1950), そこでの第四紀以降の総上昇量は300～400mである。一方、当地域付近では第四紀以降の総上昇量は400～600m(Hatori et al., 1964)であって、総上昇量と切峰面の標高との比は山口県北西海岸におけるそれとほぼ同程度である。両地域における上昇の時期に大差がなければ、当地域の300～400m切峰面は瀬戸内面に対比されるであろう。この場合には、300～400m面は鮮新世末期～更新世初期に形成されたことになる。

その後、当地域には現在、小平たん面、平たん谷底面として残された地形が形成された。それらは、次のようなものである。

地域東部遠所川、山田川の中・上流域には標高150～200mの平たん谷底面が発達している。地域中央部には標高80～120mの尾根線と、標高70～100mの小規模な平たん谷底面で特徴づけられる部分があり、またシルト層でおおわれた小平たん面もある。谷底面付近にはしばしば青灰色の水平ないし、緩傾斜で成層したれき、砂、シルトの互層が残存している。

当地域には斐伊川、赤川河岸に標高30～60mの河岸段丘面がある。これはれき、砂、シルト層におおわれ、その上に茶かつ色ローム層、黒色バンド、黄色火山灰層が載っている。れき、砂、シ

ルト層は松江付近の乃木層、および大山付近の高姫層に対比されており(三浦, 1966), 後者は30,200±3,500年より古いので、40m段丘性平たん面は洪積世後期、とくに約30,000年前までに形成されたことになる。地域南西部の南加茂一帯には、標高30～40mの密に発達した平たん谷底面と、比高30m前後の小丘陵とによって特徴づけられる地形がある。この平たん谷底面の一部には、さきの段丘面に連続する部分が残存している。したがって、30～40m谷底面はさきの段丘面形成時期に形成されたと考えられる。

上のべた三つのレベルの地形面形成に関する時間的相互関係については、次の場合が考えられる。

- (1) すべて同一の時期のものである。
- (2) すべて別の時期のものである。
- (3) そのうち二者が同一の時期で他は別の時期である。

(1)の場合には、下限はわからないが、上限は約30,000年前である。(2)、あるいは(3)の場合には、第四紀のほぼ連続的な海水準の低下あるいは陸地の上昇(小林, 1963)を考えると、先にのべた平たん面、平たん谷底面の三つのレベルは、より上位のものほどより古期のものであろう。これらの面の形成時は、瀬戸内面に対比されると考えた300～400m面形成後から30～60m段丘面形成時期にわたるから、早期洪積世後期から後期洪積世中ごろにわたるものと考えられる。

30～60m段丘面形成後、赤川流域の浸食基準面は-20m(現在の海水準に対し)前後まで下がった。<sup>\*</sup>この時期はウルム氷期の第Ⅲ～第Ⅳ亜氷

期にあたるであろう。その結果、浸食作用が進み 30~60 m 段丘面、および、この面に関連して形成された 30~40 m 平たん谷底面はかなり浸食し去った。氷期が終わり、海水面が上昇しはじめること（後氷期の海退）によって、斐伊川、および、赤川の運搬力が衰えはじめた。これにつれて赤川流域では、とくに浸食作用が衰え、堆積作用が増大した。この傾向は、海水面が現海水準、あるいは、それよりやや上に達したといわれる 5,000 年前ごろ以降（小林、1962）著しくなったであろう。

#### 地形面と風化帯構造との関係

1) さききのべたように、地域東部、遠所川、山田川の中上流部下轄、越木谷付近には、150~200 m の平たん面、あるいは平たん谷底面が発達している。ここでは、巨視的風化帯構造は地域の断面図（図-7）に示されたように、水平的であり、Ⅲ帯は平たん面の上部、あるいは平たん谷底面の上側に位置する小起伏の丘陵群にある。Ⅰ帯、Ⅱ帯、Ⅲ帯、Ⅳ帯はそれぞれ下に水平的に分布している。

2) 地域中央部の猪尾川東側山地では、標高 80~120 m の谷頭、尾根線付近にⅢ帯がよく発達している。谷の遷急点は 70~80 m 付近にあり、そこにⅠ帯、あるいはⅡ帯が露出している。図-7に示されているように、Ⅰ帯（およびⅡ帯）とⅢ帯、Ⅲ帯とⅣ帯との境界面は山頂下付近のある範囲にわたってほぼ水平的である。このような特徴は湯屋谷付近、砂子原、石井谷、宮内谷付近等にもみることができる。

3) 地域南西部、南加茂・神原・三代の地区では、尾根線は標高 60~80 m と低く、平たん谷底面は標高 30~40 m であるので、起伏量は 30~40 m ときわめて小さい。Ⅲ帯は尾根線、および山腹斜面に広く分布している、しかし、谷底付近にはⅡ帯、あるいはⅠ帯が露出することが多い。電探測定結果（側線 No. 15、安藤ら、1968）では山頂下約 40 m 付近（ほぼ谷底面のレベルに相当する）に高比抵抗値があらわれている。これらのことから推定すると、風化帯、とくにⅢ帯の部分はこの地区に発達する 30~40 m 平たん谷底面より上側に存在し、水平的な構造をもっていると考えられる。

#### 地形面発達史からみた風化帯構造の発達史

\* 粟川平野の深井戸資料（経産庁、1964）、および加茂町中村付近の電探 No. 2 の資料（安藤ら、1968）から推定。

上の考察によって、風化帯の主要な部分、とくにⅢ帯の発達した部分は地域東部では 150~200 m の平たん谷底面、中央部では 70~80 m の遷急点、そして、南西部では 30~40 m の平たん面、平たん谷底面で代表される各レベルの上側に、ある範囲の広がりをもって、水平的に分布していることが明らかになった。

筆者は、このような風化帯構造の成因に関して、次のような仮説を考えている。

風化帯が形成される時、ある期間、ある領域にわたって、風化作用がこれより下側にはほとんど進行しないという風化作用の下限面の存在が想定される。下限面が上の領域においてかなりの長期間一定の高度に固定されれば、気候、岩質その他の風化作用に関係をもつ要因が一定なら、下限面より上側によく風化した風化帯を形成することになる。この場合、風化帯の下底面はその位置に風化作用の下限面が停滞していたことを示している。下限面を長期間、一定の高度に固定するか、あるいは、急速に下降するか、という下限面の位置を制御する要因は、その領域を含む流域における浸食の基準面の変動であろう。

浸食の基準面を重視した理由は下のようなことによる。

さきにあげた、当地域の例は、風化帯の下底面がある領域にわたって、平たん谷底面群のレベルにほぼ一致、またはやや下側に、これに平行的あるいは水平的であって、両者の形成は相互に密接な関係にあることを示している。一方、あるレベルの平たん谷底面群の形成を制御する要因は、浸食の営力、岩質などの要因を別にすれば、平たん谷底面群の含まれる流域における浸食の基準面の変動であるとみなされる。これら二つの関係から、風化作用の下限面の位置を制御する重要な要因として、浸食の基準面の変動が注目されるのである。

上の仮説をもとに、当地域における風化帯の構造発達史を考察してみよう。ただし、ここでは、さきに示した地形面形成に関する三つの場合のうち、(2)の場合についてのみ、のべることにする。

1) 瀬戸内面形成後、おそらく洪積世前期の末期~洪積世中期の初期にかけて、現在の標高で 150~200 m 付近に浸食基準面が下がり、150~200 m 平たん面、平たん谷底面を形成した。地域

東部のこのレベルより上側の主要な風化帯の構造はこの時期に形成されたものであろう。なお、この地区では、現在の河岸、河床にほとんど風化していない部分が露出している理由は、この地区における谷の下刻は、ごく新しい時代に急激に行なわれたことを示している\*。

2) その後、おそらく洪積世中期の中ごろ、現在の標高で80~120 m に侵食基準面が下がり、このレベルの小平坦面、平坦谷底面が形成し、大竹付近から新宮、湯屋谷、石井谷付近へかけての尾根線ぞいにみられる風化帯を形成した。しかし、これらの地区でも、猪尾川、中村川、幡屋川の中・下流流域の河岸斜面にみられる風化帯は、これよりも後の時期の風化によると考えられる。

3) その後、洪積世後期の前期にいたって、現在の標高で30~60 m に侵食基準面が下がり、段丘面が形成された。この時期には、地域中央部および西部に位置し、沖積地に接する山体の30~80 m の部分ははじめて風化作用を受けたであろう。この代表的地帯は南加茂・神原・三代の一帯、猪尾川、中村川、幡屋川の中・下流流域である。

(1)の場合(p. 124)では、三つのレベルの上側の風化帯は、ともに洪積世後期ころ形成されたことになる。そして、(1)~(3)いずれの場合によっても、地域の主要な風化帯構造の骨格は洪積世後期の中ごろ、約30,000年前までに形成されたことになる。

#### 4.4 崩壊のポテンシャルと風化帯の構造

上の考察によって、表土層形成の問題をのぞけば、地域の風化帯の形成は10~20年のオーダーの問題を取扱う場合には、しかも人工的刺戟が著しくない場合には、問題にしなくても良いことが明らかになった。この考えにもとづいて、当地域における崩壊のポテンシャルの変化について考察してみよう。

1) II帯の卓越した地帯では、一度崩壊した地点は表層型崩壊に対しては、III帯の卓越した地域に比較してより長い期間、崩壊のポテンシャルを失っているとみてよいであろう。表層型崩壊のポテンシャルは、かなりの厚さの表土層が形成されなければ回復しない。II帯とIII帯を比較すると、これらの諸性質から考えて、II帯の方がIII帯におけるよりもはるかに土壌化しにくいと考えられる。したがって、II帯の卓越した地帯では斜面の側方

\*この点は、(2)の考え方の難点である。

への(面的な)拡大崩壊か、あるいは新生崩壊が重要な問題であろう。なお、表土層形成の時間的問題については土壌学の分野からの研究が必要である。

2) III帯の卓越した地帯では、一度崩壊した地点であっても、表層型崩壊のポテンシャルを長期間失ったとは考えられず、また深部型崩壊に対しても著しくはポテンシャルを失ったとは考えられない。表層型崩壊のポテンシャルは、先にあげた理由によって回復が早いであろう。この地帯では、III帯は谷底面上に水平的に広く分布しているの、崩壊しやすい物質の存在量に関しては、小々の崩壊によっても大きな変化がないわけである。

III帯の卓越した地帯の崩壊あとは、その後の降雨によって表面侵食がはげしく、これによって下流の河川への土砂の供給が問題になっている。また、III帯は軟弱な風化帯であるので人為的作用を加えやすく、そのために崩壊のポテンシャルを高める場合が多い。III帯の卓越した地帯は上にみてきたように防災上問題の多い地帯であると考えられる。

謝辞：丸山文行部長、大石道夫室長には原稿校閲を、大阪大学武司秀夫教授、東京工業大学小坂丈予助教授、地質調査所藤井紀之氏にはご指導を、当部鈴木宏芳氏にはご助力を、林農試験場河野良治氏には原資料使用許可を、島根県工業試験所三浦清氏、総合振興室、土木部の方には多大の便宜を賜わった。記して謝意を表したい。

#### 引用文献

- 1) 安藤武・黒田和男・柴藤喜平・三浦清 (1968) : 島根県大原郡地方における崩壊とそれに関連する花崗岩の風化機構について。防災科学技術総合研究報告、第14号、31-75。
- 2) Berry, L. and B. P. Ruxton (1959): Notes on weathering zones and soils on granitic rocks in two tropical regions. *J. Soil Sci.*, 10, 54-63.
- 3) Goldich, S. S. (1938) : A study in rock weathering. *J. Geol.*, 46, 17-58.
- 4) Grant, W. H. (1963): Weathering

- of stone mountain granite.  
*Clay and Clay Minerals*, 13,  
 65-73.
- 5) Hatori, K., S. Kaizuka, Y. Naruse,  
 Y. Ota, A. Sugiura and T.  
 Yoshikawa (1964) : Quaternary  
 tectonic map of Japan (A  
 preliminary note), 測地学会誌,  
 10, 111-115.
- 6) 石原舜三(1966) : 島根県東部の花崗岩類  
 とモリブデン鉱床の地質的位置, 地質学  
 雑誌, 72, 553-572.
- 7) 小林国夫(1962) : 第四紀(上), 地学団  
 体研究会.
- 8) 貝塚爽平(1950) : 中国地方西部の地形,  
 東京大学地理学研究, 1, 87-97.
- 9) 柏木日出治(1963) : 花崗岩風化の研究  
 (予報), 広島大学地学研究報告, 第12  
 号, 319-342.
- 10) 経済企画庁総合開発局国土調査課(1964) :  
 全国地下水(深井戸)資料台帳, 中国・  
 四国編.
- 11) 小出博(1952) : 応用地質 — 岩石の風化  
 と森林の立地 —, 古今書院.
- 12) 小出博(1955) : 山崩れ, 古今書院.
- 13) 河野良治・難波宣士・滝口喜代志・北村嘉  
 一・小林忠一・黒鳥忠・有光一登・宮川  
 清(1968) : 風化花崗岩地帯における崩  
 壊に関する研究 — 地形・土壌・森林と  
 崩壊 —, 防災科学技術総合研究報告, 第  
 14号, 77-112.
- 14) 黒田和男(1966) : 風化花崗岩による山く  
 ずれ多発地帯の地質・地形上の特性につ  
 いて, 第3回災害科学総合シンポジウム  
 論文集, p. 70-73.
- 15) 京都府土木部砂防課(1957) : 砂防調査報  
 告書(昭和31年度).
- 16) 三浦清(1966, 1967) : 島根県加茂町付  
 近の花崗岩類とその崩壊について(I), (II),  
 日本岩石鉱物鉱床学会誌, 56, 256-  
 283; 57, 11-24.
- 17) 西山省三・三浦清(1963) : 島根県地質図  
 および図幅説明書, 島根県.
- 18) 林野庁治山課(1964) : 伊那谷治山災害調  
 査報告書(昭和36年梅雨前線豪雨), 治  
 山事業調査報告Ⅶ.
- 19) 災害科学研究所(1938) : 昭和13年7月5  
 日阪神大水害調査報告, 災害科学研究所  
 報告, 第1号.
- 20) 山本豊穂(1954) : 島根県大東鉱山付近の  
 地質および鉱床について, 広島大学地学  
 研究報告, 第4号, 1-13.