

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

安藤 武・黒川和男

地質調査所応用地質部環境地質課

柴藤 喜平

地質調査所物理探査部探査課

三浦 清

島根県工業試験場

Landslides and Weathering Mechanism in Granites,
Ohara-gun, Shimane Prefecture

By

Takeshi Ando, Kazuo Kuroda and Kihei Shibato

Geological Survey of Japan, Tokyo

and

Kiyoshi Miura

Shimane Prefectural Industrial Research Institute, Matsue

ABSTRACT

Landslides occurred in July 1964 at a granitic area in the eastern part of Shimane Prefecture from heavy rainfalls. The area mainly consists of granodiorite and biotite granite which intruded during the period from Late Cretaceous to Paleogene Tertiary. Weathering is particularly remarkable in granodiorite, which turned to a sandy substance called "masa" in Japanese. Granodiorite here consists of medium-grained crystals, the main component minerals being quartz (about 25 %), orthoclase (10-20 %), plagioclase (50 % or more), biotite (6-7 %) and hornblende (2-4 %). In the weathering, biotite changes mineralogically, while plagioclase mechanically segregates, orthoclase and hornblende change a little, and quartz doesn't change essentially.

"Masa" consists mainly of coarse sand and fine gravels, the diameters ranging from 0.5 to 4 mm. By inspection of the cumulative curves, the maximum grain size attains to 6 mm, medium diameter is 1.15 mm, and modal diameter is 0.5-1.0 mm on the average.

Six types of landslides of weathered granites can be recognized from geological and topographical features of the area as follows.

- (1) Joint type. Weathered granodiorite blocks slide downward along joints which are often filled with clay minerals.
- (2) Surface-layer type. Surface layers slide down accompanied with intermediate layers of loose sand.
- (3) Complex type. This is a combination of the types (1) and (2).
- (4) Dike type. Landslides are related to dike rocks.
- (5) Sheared zone type. Landslides in a sheared zone.
- (6) Talus type. Taluses on basement rocks tend to slide down and cause a heavier disaster.

Degrees of weathering and solidification of "masa" could be estimated by using characteristic weathering curves, and weathering indices were obtained from *N*-value measurement.

目 次

<ol style="list-style-type: none"> 1. まえがき 32 2. 研究地域の地質および岩石 33 3. 地形の概要 40 4. 地域内の崩壊の型について 42 5. 試錐調査 48 <ol style="list-style-type: none"> 5.1 目的と地点の選定 48 5.2 調査と測定の方法 48 5.3 調査地区の概況と試錐の結果 49 5.4 電気検層および放射能検層結果 について 53 	<ol style="list-style-type: none"> 6. 電気探査 60 <ol style="list-style-type: none"> 6.1 使用器械および測定方法 60 6.2 測定結果とその解釈 60 7. <i>N</i>値からみたまさの性質 64 8. まさの粒度試験について 65 9. まさのX線分析について 68 10. 花崗岩類の風化機構に対する考察 70 11. まとめ 75
---	--

1. まえがき

昭和39年7月、本邦日本海岸沿いに停滞した梅雨前線は、山陰・北陸地方に多量の降雨をもたらした。とくに島根県東部地域を襲った記録的な集中豪雨は、がけくずれと堤防決壊その他による多くの災害を起こした。その中でも島根県大原郡加茂町・大東町を中心とする花崗岩類の分布する地域では、花崗岩の風化生成物である、いわゆるまさが分布しているが、これらのまさ土からなる丘陵地で崩壊が多発するという特徴が見いだされた。この特徴は斐伊川水系が常時土砂を多量に流し出す天井川であるということにも関係をもち、防災

対策上にも注目しなければならないことである。科学技術庁国立防災科学技術センターでは林野庁林業試験場、当調査所とこれを総合研究としてとりあげたが、地質調査所では、風化花崗岩地域に特徴的に発生する崩壊現象の発生機構を究明し、とくに崩壊を発生しやすいような地質条件を見いだすための研究を実施した。本研究の内容は、一つは個々の崩壊がどのような地形・地質・水理環境条件下に発生したかということを究明しようとするいわば「微視的」なものと、他は集中豪雨の際に認められる山くずれ多発地帯が、どのような地史的ないし地形発達史的経過をたどり、その結果

としてあらわれる地質・地形上の特徴は何かという
 ことを見いだそうとするいわば「巨視的」なもの
 との二通りに分かれるが、後者については別にゆ
 ずり、ここでは前者についての調査研究の要旨を
 とりまとめて報告する。

表-1 研究の内容および担当者

分担項目	担	当	者
研究の総括	安藤	武 (応用地質部)	黒田 和 男 (応用地質部)
地質の調査研究	三浦	清 (島根県工業試験場)	村山 正 郎 (元所員・地質部)
試錐	安藤	武 (応用地質部)	
試錐に伴う検層	柴藤	喜 平 (物理探査部)	
電気探査	柴藤	喜 平 (物理探査部)	
試錐地点の測量	桂島	茂 (技術部)	窪 木 時雨郎 (技術部)
風化状況の地表調査	安藤	武 (応用地質部)	大久保 太 治 (応用地質部)
	岡	重 文 (技術部)	
地表水の調査	大久保	太 治 (応用地質部)	岡 重 文 (技術部)
まさの分析試験	大久保	太 治 (応用地質部)	
風化岩石の薄片作成	宮本	昭 正 (技術部)	
風化機構の調査研究	安藤	武 (応用地質部)	三浦 清 (島根県工業試験場)
写真地質の調査研究	黒田	和 男 (応用地質部)	窪 木 時雨郎 (技術部)

研究の実施にあたっては地質調査所で表-1の
 ような人員構成および分担項目をもって調査研究
 を行なった。本稿の執筆は、安藤が1, 5.1, 5.2
 5.3, 7.1, 8, 9, 11の各項を、三浦が2,
 4, 7.2, 10の各項を、柴藤が5.4, 6の各項
 を、黒田が3の項目を担当した。なお、地質調査所
 地質部山田直利技官から花崗岩類の鑑定その他の
 指導を受け、また地形解析作業には、地質調査所
 技術部茅山芳夫技官をわずらわした。試錐および
 電気探査は、宇部興産K.K. 資源調査部が請負つ
 て行なった。

調査に際しては、島根県総合振興室の協力をい
 いただき、かつ加茂町・大東町および木次町の関係
 各位から多大の便宜をいただいた。ここに謝意を
 表す。

2. 研究地域の地質および岩石

この地域を構成する地質は、後期白亜紀の酸性
 火山岩類、ならびに後期白亜紀から古第三紀にか
 けてへい入したと考えられる花崗せん緑岩、黒雲
 母花崗岩、新第三紀の活動による火山岩類、洪積
 層と考えられる段丘堆積物ならびに浮石層および
 一部の崖錐堆積物（これを古崖錐とよんでおく）
 ならびに沖積層からなる。

図-2は、この地域の地質図である。

後期白亜紀火山岩類

この火山岩類は、地域の西端を占め、斐伊川左
 岸側の出雲市南部から斐伊川を越えて東方に延長
 するものの一部であって、はん状組織をもつ酸性
 火山岩類である。これは筆者が、かつて「石見流
 紋岩石英安山岩類」としたものに對比され、白亜
 紀後期の火山活動によって噴出された主としてそ
 の溶結凝灰岩からなるものである。

鏡下においては、破片状のはん晶を含むはん状
 組織にとむ岩石であるが、明らかに再結晶作用を
 とおして生成されたと思われる自形性の径0.02
 ~ 0.04 mmのけい長質石基とはん晶状の残留鉱
 物からなる完晶質はん岩状の岩石に変じているも
 のもあって、花崗せん緑岩に近い位置で一層その
 ような傾向がある。

はん晶状残留鉱物は、石英、斜長石、カリ長石、
 黒雲母からなるが、石英は普通0.4×1 mm大の
 大きさを持ち、斜長石はこれよりやや大きくて、
 3×2 mm程度のものが多い。またカリ長石は、
 普通1.5×1.5 mmぐらいの大きさである。これ
 らの残留鉱物は、いずれも強く交代作用を受けて
 虫食状の輪郭をもっている。一方、黒雲母は、
 0.1 mm程度のものがクロット状集合物をなして
 不透明鉱物と共生しているが、もともと黒雲母
 から更にこのような形の黒雲母集合物に変わった
 ものと他の鉄苦土鉱物からこの形の黒雲母に変じ

たものがあるのかもしれない。また黒雲母には、けい長質石基中に微小結晶として散点するものもあるが、要するにこれらの黒雲母は熱変成鉱物として新たに生成したものである。

虫食状のはん状残留鉱物ならびにクロット状黒雲母集合物と再結晶したけい長質石基をもつこのような岩石は、溶結凝灰岩の熱変成岩であろうと思われる。

表-2 後期中生代火山岩類のモード

は ん 晶				石 基
石 英	カリ長石	斜長石	クロット状黒雲母	
8.98	9.74	13.39	1.07	66.82
33.18				

表-2は、この地域に多く出現するこの種の完晶質はん状岩についてのモード(体積%)である。また表-4のGは、この岩石の化学分析値およびノルム値が示してあるが、これは、後述するところの花崗せん緑岩縁辺相のもつ化学分析値ならびにノルム値に非常によく類似していることがわかる。

この種の再結晶作用をとおして完晶質はん岩状の岩石に変化したものは、もともとそれが溶結凝灰岩であったものが、後述する花崗せん緑岩のへい入を受けて、成分上の同化をある程度受けると同時に再結晶作用をも行なったと思われる。

花崗せん緑岩類

この岩体は本地域の大部分を占め災害研究の直接の対象となるものである。

本岩体は、地域の南西、掛合付近に始まって、三刀屋、木次をへて加茂・大東地域に至り、この地域の北東、玉造方面に帯状に延長するもので、その延長方向は、ほぼ東北-南西系を示している。

この岩石は中粒完晶質で、やや優黒色の岩石である。しかし、後期白亜紀火山岩類との接触部では、これに比してやや優白質となる。

後期白亜紀火山岩類の変質の状態ならびにこの縁辺相の存在から、花崗せん緑岩類は、後期白亜紀火山岩類にへい入していると考えられる。

表-3は、この地域の花崗岩類のモード(体積

%)であるが、そのうち、1,2,3は花崗せん緑岩の、8,9はその縁辺相に関するものである。

この表において示されるように、元来、この地域の花崗せん緑岩は、石英、カリ長石(正長石)、斜長石($An = 24.5\% \sim 32.5\%$)、黒雲母、角せん石(普通角せん石)を主成分鉱物とする中粒の岩石であるが、その縁辺相には角せん石がほとんどはいつてこないか、あるいは全くない場合もあつて、かつ黒雲母の量も少なくない。やや優白質となる原因はこのためであろう。

花崗せん緑岩縁辺相で構成される山地は、花崗せん緑岩山地に比して、傾斜度、起状量ともにやや大となる傾向がある。

花崗せん緑岩の構成鉱物の粒径を一律に求めることはできないけれども、鏡下において任意方向に引かれた直線が切る鉱物の長さを、多くの方向について求めたものをかりに平均粒径とするならば、大東町遠所産のもので0.91mm、加茂町東谷産のもので0.57mm、三刀屋町町の上産のもので0.63mmである。概して平均粒径は0.5~1.0mm程度のものである。

石英は、全成分鉱物の4分の1程度を占め、各鉱物の粒間を充てんするごとく結晶しており、その結晶輪郭を示すことなく、不規則な形を示すが、大きい石英粒子は、2mm×2mmを越すものもある。

カリ長石は、鏡下においても、またX線実験結果においても、明らかに正長石である。ほとんど同じような鉱物組合せからなる花崗せん緑岩でも、県下の頓原、赤名、三成、横田付近に露出するものには、微斜長石が観察されるから、本地域の花崗せん緑岩は、これら他地域のものに比して、やや条件を異にして生成されたものと考えられる。

カリ長石は、全体の10~20%を占め、一般に不規則な形を示すが大きいものでは、径2.4mm程度のやや短柱状のものがある。一般に双晶をなすことはなく、わずかにパーサイト構造(string-perthite structure)を示すこともあり、patch-perthite structureを示すこともある。ときどき両者が伴っていることもある)を示し、不透明ちり状物を含んでいる。また斜長石との接触部の斜長石側において、しばしば微文象構造が形成されている。

斜長石は、主成分鉱物の中でも、最もその含有率の高いもので、全成分鉱物の半分、あるいはそ

図-1 試錐調査・電気探査および試料採取位置

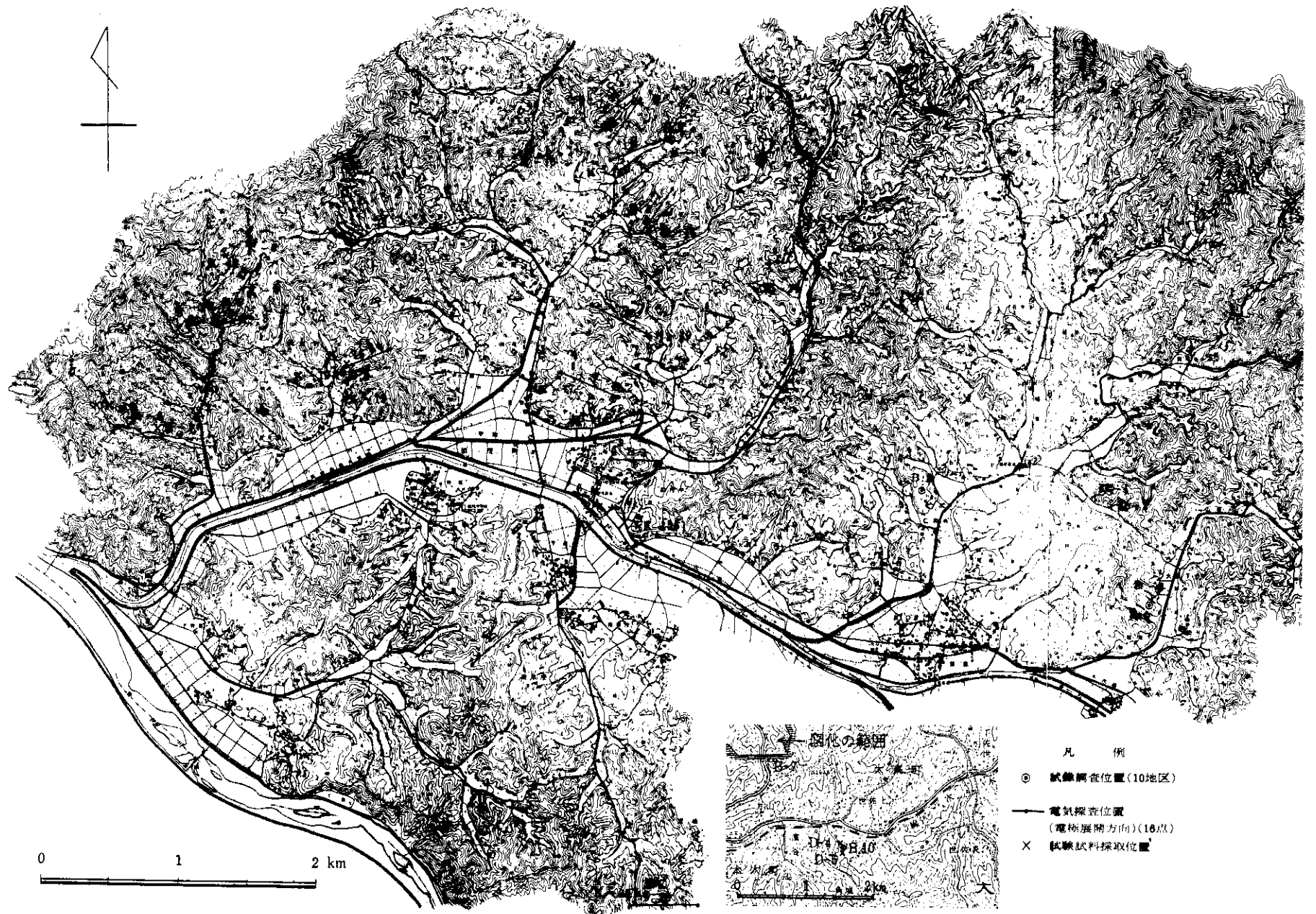
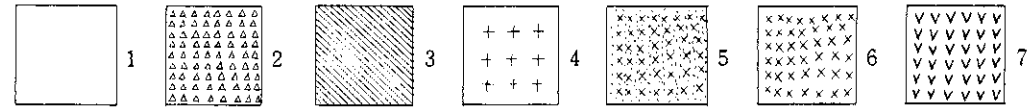
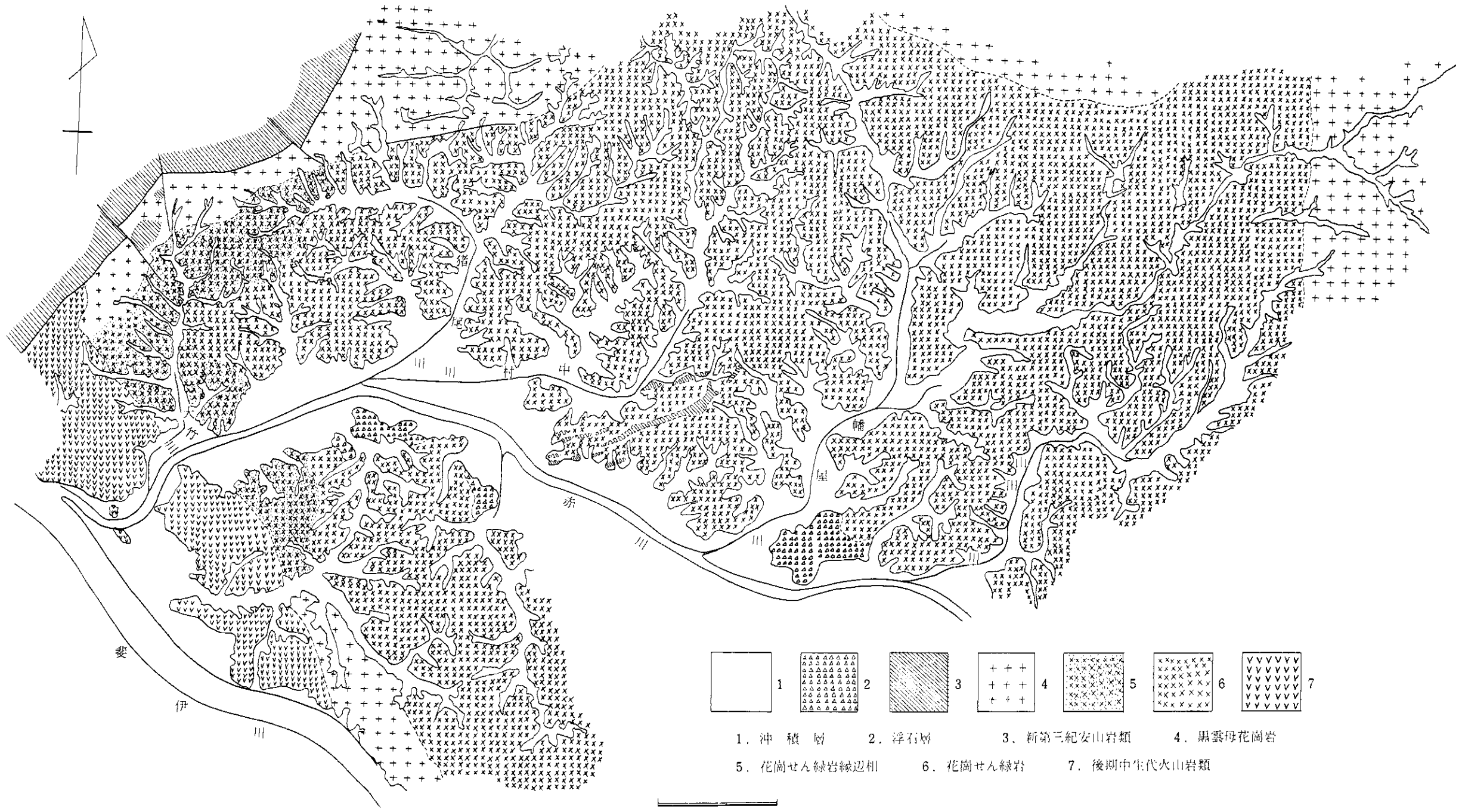


図-2 加茂地域の地質図



1. 沖積層 2. 浮石層 3. 新第三紀安山岩類 4. 黒雲母花崗岩
 5. 花崗せり緑岩縁辺相 6. 花崗せり緑岩 7. 後期中生代火山岩類

1 km

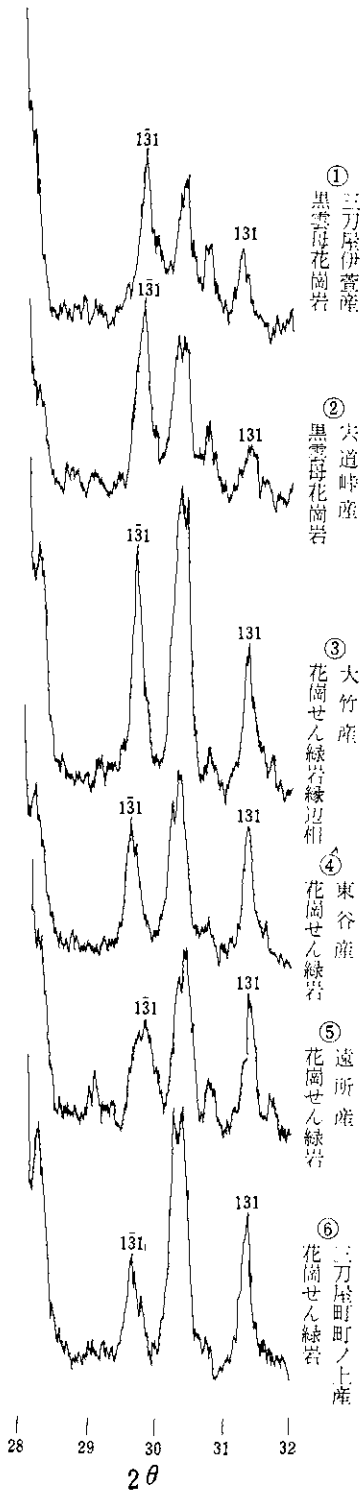


図-3 花崗岩類中の斜長石のX線回折図

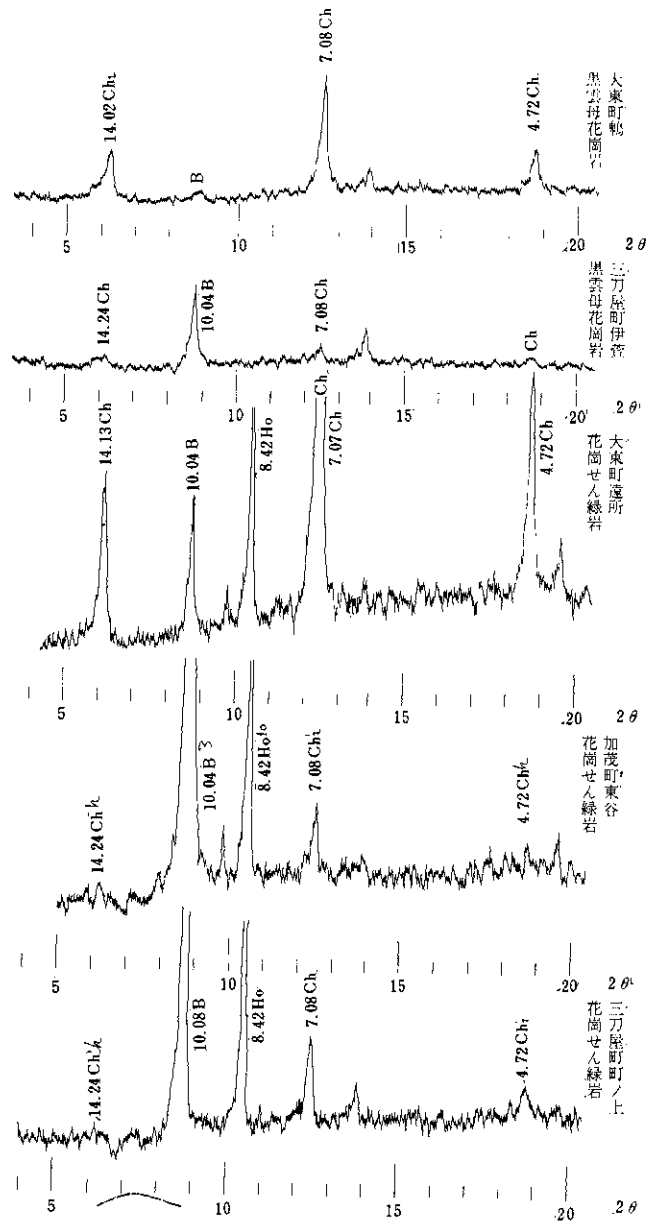


図-4 花崗岩類中の緑でい石のX線回折図

黒雲母の緑でい石化を示す。

試料：電磁分離器による濃縮物

Ch：緑でい石，B：黒雲母，Ho：角せん石

れ以上含まれている。他鉱物に比して、やや明りような結晶輪郭を示し、アルバイト式双晶を呈するのが普通であるが、カールスパット式あるいはペリクリン式双晶を呈することもある。粒径は、大きいもので4.5×2.2mm程度のものが含まれ、しばしば累帯構造が発達する。

累帯構造が発達するものの成分決定には、X線的方法が最もすぐれているといわれるが、いまその決定にあたって、X線回折実験から 2θ ($\overline{131}$)と θ ($\overline{131}$)の差を求め、J. R. Smith 等の求めた曲線からAn (%)を出すと次のようになる。

$$\begin{aligned} \text{大東町遠所産 } 2\theta(\overline{131}) - 2\theta(\overline{131}) \\ = 1.57, \text{ An: } 24.5\% \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{加茂町東谷産 } 2\theta(\overline{131}) - 2\theta(\overline{131}) \\ = 1.74, \text{ An: } 32.5\% \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{三刀屋町町の上産 } 2\theta(\overline{131}) - 2\theta(\overline{131}) \\ = 1.69, \text{ An: } 30.0\% \end{aligned}$$

もちろん、このような単一な成分のものという意味ではないが、とにかく、このような成分にピークのある斜長石である。これによると、いずれも低温型の斜長石で灰そう長石と中性長石の境界付近の成分をもっていると理解される。図-3の4, 5, 6は、花崗せん緑岩の斜長石に関するX線回折

線図である。

黒雲母は、およそ全成分鉱物の6~7%を占め、粒径は大きいもので1.6×1.4mm程度である。一般にへき開面にそって緑でい石化がおこなわれ、それに伴ってしばしば緑れん石が生成される。たとえ、われわれがどんなに新鮮である試料を採取したとしても、黒雲母は、大なり小なり緑でい石化されており、その緑でい石は、X線的に最強線である(002)回折線に対する(001)および(003)回折線の強度比からおそらく鉄質緑でい石である。図-4は、新鮮な花崗せん緑岩の黒雲母についてのX線回折図である。

角せん石は、普通角せん石であって、その量比は全成分の2~4%で黒雲母に比して少ない。一般に新鮮で、軸色は、X:黄緑色、Y:オリーブ黄緑色、Z:緑で高温生成のものである。一般に長柱状で大きいものは4×1.5mm程度のものがある。

このほか、副成分鉱物として、少量の燐灰石、磁鉄鉱、緑れん石、褐れん石、ジルコン等が含有されるが、全体の1%にも満たない。

花崗せん緑岩縁辺相は、表-3に示すように

表-3 花崗岩類のモード (体積%)

試料 造岩鉱物	1	2	3	4	5	6	7	8	9
石英	22.27	23.16	28.27	37.23	29.24	35.73	35.34	30.60	25.10
カリ長石	10.45	17.02	14.85	27.82	27.38	39.06	31.80	25.08	21.85
斜長石	57.76	50.61	48.57	30.51	39.21	22.75	30.73	39.26	48.30
黒雲母	5.53	6.75	6.27	4.03	3.83	1.82	1.89	4.39	4.61
角せん石	3.54	1.69	1.76	-	-	-	-	-	-
その他	0.46	0.77	0.28	0.41	0.34	0.64	0.24	0.67	0.41
計	100.01	100.00		100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.27

花崗せん緑岩 (1.大東町遠所, 2.加茂町東谷, 3.三刀屋町町の上)
 黒雲母花崗岩 (4.大東町鶴, 5.宍道峠, 6.加茂町大竹, 7. 三刀屋町伊萱)
 花崗せん緑岩縁辺相 (8.加茂町大竹, 9.加茂町大竹)

(8, 9), 花崗せん緑岩の本体に比して石英が増加し、斜長石に対する正長石の比も多くなっている。黒雲母は、やや減少し、角せん石は認められ

ない。

X線回折線図は、図-3の3に示されるが、これから前述の方法にしたがって斜長石An%を

表-4 花崗岩質岩石の化学成分

Element	A	B	C	D	E	F	G
SiO ₂	66.63	67.27	66.43	72.21	74.52	73.42	74.33
TiO ₂	0.40	0.14	0.24	0.20	0.08	0.11	0.13
Al ₂ O ₃	14.74	16.81	17.39	15.62	13.31	14.85	14.67
Fe ₂ O ₃	3.39	2.09	1.69	1.59	1.03	0.98	1.09
FeO	2.26	2.08	1.71	0.94	0.96	1.11	0.41
MnO	0.13	0.10	0.13	0.04	0.09	0.01	0.04
MgO	2.07	2.03	1.88	0.83	0.36	0.72	0.53
CaO	3.66	3.65	3.86	1.43	0.88	1.85	0.77
Na ₂ O	3.66	3.10	3.44	3.00	4.03	3.63	3.27
K ₂ O ⁺	2.13	2.46	2.00	2.69	3.48	2.60	3.96
H ₂ O ⁻	1.12	0.39	0.30	0.34	0.43	0.36	0.48
H ₂ O	0.22	0.23	0.37	0.30	0.25	0.13	0.13
P ₂ O ₅	0.14	0.10	0.08	0.03	0.07	0.23	0.03
Total	100.55	100.45	99.52	99.22	99.49	100.00	99.84
q	26.28	28.40	26.21	40.32	35.05	37.42	37.78
c	0.15	2.71	2.84	5.30	1.47	3.23	3.68
or	12.57	14.51	11.79	15.56	20.52	15.35	23.35
ab	30.97	26.20	29.08	25.36	34.11	30.71	27.67
an	17.07	17.29	18.38	7.12	3.95	7.73	3.61
sal total	87.04	89.11	88.30	93.66	95.10	94.44	96.09
wo							
en	5.13	5.03	4.66	2.06	0.89	1.79	1.31
fs	0.94	2.03	2.65	0.24	1.02	1.06	
mt	4.92	3.04	2.06	2.32	1.48	1.42	1.09
hm							0.34
il	0.76	0.26	0.46	0.40	0.15	0.21	0.24
ap	0.34	0.24	0.20	0.06	0.17	0.54	0.07
fem total	12.09	10.60	10.03	5.08	3.71	5.02	3.05
Total	99.13	99.71	98.33	98.74	98.81	99.46	99.14

試料

分析：三浦 清

- 花崗せん緑岩 { A大東町遠所 (表-3の1)
 B加茂町東谷 (表-3の2)
 C三刀屋町町の上 (表-3の3)
- 黒雲母花崗岩 { D宍道峠 (表-3の5)
 E三刀屋町伊萱 (表-3の7)
- 花崗せん緑岩 { F加茂町大竹 (表-3の8)
- 緑辺相
- 後期白亜期
 火山岩 { G加茂町柳原 (表-2)

求めると次のようになる。

$$\text{加茂大竹産 } 2\theta(131) - 2\theta(\overline{131}) = 1.68,$$

$$\text{An} : 28\%$$

この値は、花崗せん緑岩の本体とあまり大差はないけれども、やや酸性側に偏している。

斜長石と正長石の比からみると、それは石英モンソニ岩またはそれに近い花崗せん緑岩である。

正長石は、肉眼的にややピンク色を呈し、string-perthite, braid-perthite structure をしめし、ときに石英と文象構造をつくる。

平均粒径は、大竹産の2点について測定した結果、0.77mm, 0.63mmで花崗せん緑岩の本体とかわらない。

表-4は、この地域の花崗岩類と後期白亜紀の火山岩類についての化学分析値である。この中A, B, Cは、それぞれ大東町遠所, 加茂町東谷, 三刀屋町町の上産の花崗せん緑岩, Fは大竹産の花崗せん緑岩縁辺相の化学分析値とノルム値である。

黒雲母花崗岩

この周辺において帯状に貫入するものの一部が本地域の縁辺部に露出する。

山陰中部地方における黒雲母花崗岩のへい入時期には、大きく分けて2期が区別されるが、ここに露出するものは、そのうち、前期のへい入によるものである。野外で観察するかぎり、これは花崗せん緑岩にへい入しており、この位置に来たのは、少なくとも黒雲母花崗岩がおくれているものの、筆者は黒雲母花崗岩のへい入、つまり黒雲母花崗石をへい入した花崗岩マグマの活動によって花崗せん緑岩が交代変成的に生成されたであろうという立場をとっている。したがって、大きく見ると、花崗せん緑岩と黒雲母花崗岩は、一つの大きい複合岩体存在であると考える。

この種の前期型黒雲母花崗岩は、ときに石英せん緑岩と共生して相互に密接な関係において分布したり、あるいは、石英せん緑岩質の塩基性外来岩片を著しく含んでいたりする。また、成分鉱物の含有率、化学組成も、非常にバラツキが多いというのが特徴で、その点はなほだしく後期型黒雲母花崗岩と異なっている。

この地域における黒雲母花崗岩の主成分鉱物は、石英・正長石・斜長石・黒雲母で、副成分鉱物はわずかの磷灰石、磁鉄鉱、ジルコン、緑れん石等からなる。

石英および正長石は、一般に不規則な外形をしめし、正長石は、string, rod, patch -

perthite structure を示し、それは、花崗せん緑岩におけるよりも明りょうである。石英および正長石はまれに文象構造をつくることがある。

斜長石は試料採取の位置により、ある場所ではそれよりも多く、あるいは少なくともという具合に、正長石との関係において相当のバラツキがある。主として、アルバイト式双晶をなし、またカールスバッド式双晶、ペリクリン式双晶をなすこともある。果帯構造はよく発達する。

斜長石のAn%は、産地、産状によって、かなりの差があるらしく思われる。いま石英せん緑岩塊を捕獲岩塊状に含む穴道峠産の黒雲母花崗岩の斜長石と付近に全く石英せん緑岩を見ない伊萱産の黒雲母花崗岩の斜長石について、An%をX線回折実験から求めると、次のごとくなる。

$$\text{穴道峠産 } 2\theta(131) - 2\theta(\overline{131}) = 1.60,$$

$$\text{An} : 25.0\%$$

$$\text{伊萱産 } 2\theta(131) - 2\theta(\overline{131}) = 1.41,$$

$$\text{An} : 17.0\%$$

表-4のD, Eは、両者の化学分析値およびノルム値であるが、これを見てもわかるように穴道峠産のものがやや塩基性である。これが、斜長石のAn%に反映されているのであろう。

表-3の4, 5, 6, 7は、これらの黒雲母花崗岩のモードであるが、この中でも穴道峠産のものは特に石英が少なく、逆に斜長石が多いが目立つ。このような意味からして、穴道峠産のもののように、石英せん緑岩と共生しているもののAn%は、かなり塩基性で、一方、普通の状態にある黒雲母花崗岩中の斜長石のAn%というのは伊萱産のように、やや酸性のものであろう。

黒雲母の量比も、かなりのバラツキがあるが、全体の4~2%程度におちつきそうである。

岩石は、全体としてやや細粒の感を与えるが、これにも相当の変化があつて、中粒程度のもものかなりある。平均粒径は、次のようなものである。

$$\text{鴨産黒雲母花崗岩 } 0.32 \text{ mm}$$

$$\text{穴道峠産黒雲母花崗岩 } 0.71 \text{ mm}$$

$$\text{大竹産黒雲母花崗岩 } 0.36 \text{ mm}$$

$$\text{伊萱産黒雲母花崗岩 } 0.92 \text{ mm}$$

表-3, 表-4からみると、この地域の黒雲母花崗岩は、石英モンソニ岩的性格をもっている。

図-5は、以上の花崗岩類、後期白亜紀火山岩類の化学分析値を(FeO + Fe₂O₃) - (Na₂O + K₂O) - MgO三角図に投影したものであり、図-

6は、ノルム長石をOr-An-Ab三角形に投影したもので、この両図は、この地域の花崗岩類の特質をよく表現している。

図-7は、表-3のモード値から石英、正長石、斜長石を三角形に投影し、Chayesの分類を試みたのである。

この図によって、以上の花崗岩類をChayesの分類法にしたがって区分すると表-5のようになる。

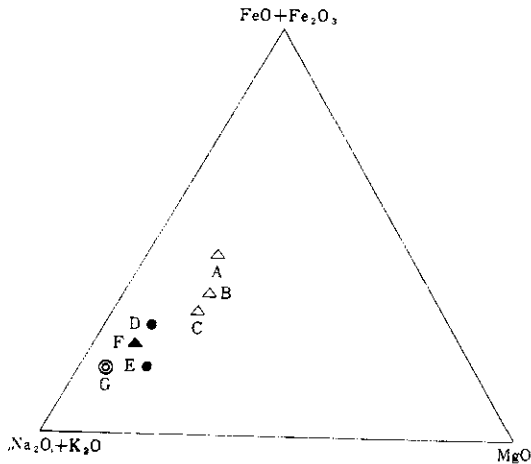


図-5 (FeO + Fe₂O₃) - (Na₂O + K₂O) - MgO 三角形図
記号は表-3による

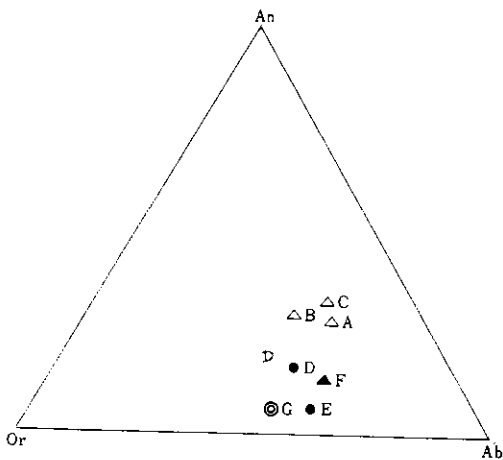


図-6 Or - An - Ab 三角形図
記号は表-4による

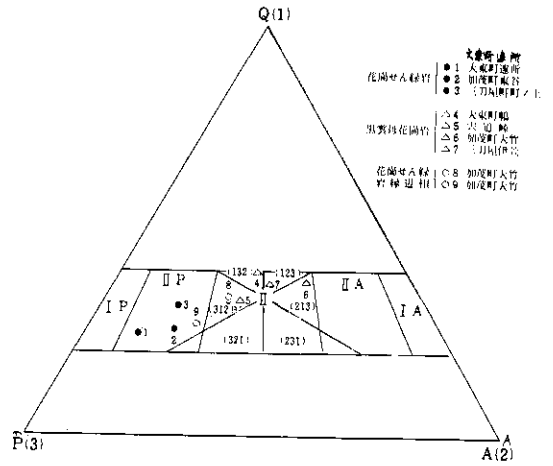


図-7 石英-カリ長石-斜長石 三角形図
()内の数字は dominance symbols を示す。
Q:石英, A:カリ長石, P:斜長石

表-5 Chayesの分類方式による花崗岩類の分類 (番号は表-3に同じ)

1	B/H II P 9.52
2	B/H II P 9.21
3	B/H II P 8.31
4	B II (132) 4.44
5	B II (312) 4.17
6	B II (213) 2.46
7	B II (123) 2.13
8	B II (312) 5.06
9	B I P 4.75

この表中、B/Hは、有色鉱物として黒雲母と角せん石があり、そのうちで黒雲母の方が多いことを示し、II P, II ()は、石英、斜長石、正長石に関する図中の領域である。Bというの、有色鉱物として黒雲母のみが含まれていることを示す、()中の数字は、dominance symbolsとい

われるもので、1は石英、2は正長石、3は斜長石を意味し、数字の順にその含有量が多いことを示す。

右下の添字は、Shandのcolor indexで、石英、正長石、斜長石以外の鉱物の総量をもって示す。

この分類方式は、よく花崗岩類の性質をも表現できて、応用地質学上の分類に適する。

安山岩類

地域の西北隅と加茂付近に見られる。

これは、山陰新第三系の大森累層に対比されるものである。

地域の西北隅に露出するものは、後期白亜紀火山岩類、花崗岩類等に対して断層接触の関係にある。この断層の延長方向は、東北—南西系をしめし、加茂付近の岩脈群の走向にほぼ一致する。このことは、大森時代においては、東北—南西系の断層構造が著しく優勢であることを意味し、新第三紀先大森時代の火山活動の地質学的位置ならびに様式と趣を異にしていることがわかる。

この安山岩類には、石英安山岩から玄武岩質安山岩に至るかなり酸性のものから塩基性のものまで、広い岩石学的幅をもって噴出し、その厚さは、この地域でも100m以上が認められる。

しかしながら、安山岩類に関しては、直接的に関係がないので、これ以上詳述しない。

段丘堆積物

現在、南加茂、幡屋付近で段丘地形をなして小範囲に追跡される。標高は約30m付近でこの地域の沖積層すれすれの位置である。この堆積物は、主としてれき層からなり、れきは主として花崗岩類で少量の安山岩を含む。径10~20cm程度のものが多く、どこでもその最上位置は不整合的關係をもって降下浮石層におおわれている。

この段丘れき層は、その地形発達史上、この地方における中位段丘面を形成するもので、松江付近における乃木層に対比される。

降下浮石層

乃木層に対比される段丘れき層を不整合におおっている。松江付近の古志原浮石層に対比され、三瓶火山の新期の活動に由来する降下物である。

一方、大山火山の火山層序と段丘の関係が表-6に示されているごとく明らかにされている。

この地域の降下浮石層は、中部火山灰を軽微な不整合をもっておおひが、岸本れき層相当の低位

段丘面上には、発見されていないから、少なくとも30,200±3,500年[Gak-225]よりは若く、さらに、17,200±400年[Gak-383]よりは古いことになる。このような理由から、およそ20,000年ぐらいと考えている。

表-6 大山の火山層序

新	上部火山灰……その中部の時代 17,200±400年 [Gak-383]
	岸本れき層……(低位段丘面)
	中部火山灰……その最下部の時代 30,200±3,500年 [Gak-225]
	高姫れき層(赤色土、くさりれき)…… (中位段丘面)
大	下部火山灰
	御来屋れき層(くさりれき、凝灰質)…… (高位段丘面)
	溝口凝灰岩
古 大 山	ヒルセン原層

なお、都野津累層は、この表におけるヒルセン原層に対比される見込みであり、この地域にある段丘れき層は、この表における高姫れき層に対比される。

沖積層

地域のほぼ中心を流れる赤川の沖積地として形成されたものがその代表的なもので、ほとんどその表面は耕地となっている。

赤川の沖積地は、この付近で標高20~30mであり、赤川はこれよりやや高い河床面をもって斐伊川に注ぐが、その合流付近では斐伊川の河床面がさらに高いために、約2.5kmにわたって斐伊川と平行して流下して後合流する。そのために、雨季にはよくはんらんする結果となっている。

3. 地形の概要

この研究の試験地周辺一帯は、神話で有名な出雲の国のほぼ中央部に位置し、宍道湖南方に展開する中国山地の北縁を占めている。地域内は、新第三紀層の分布する地区を除いて、山の尾根線の高さがよく揃っており、いわゆる中国準平原の1

部であることがうかがえる。

地域一帯の地質と地形との関係を知るために、1辺2 kmの正方形のます目に区切り、その中の最高点を選んで作成した切峰面図(図-8)と、20万の1島根県地質図とを対応させると、岩石の種類に応じて、次のような切峰面の高さがあらわれる。

後期白亜紀火山岩類 250～300 m

花崗せん緑岩 100～200 m

黒雲母花崗岩 350～400 m

このような切峰面の高さの差は、地盤の運動(主として断層運動)の結果によるものも若干含まれるかもしれないが、現在の地質図から得られる情報に関する限り、大部分が岩石の風化—浸食に対する抵抗性によるものであり、今回の試験地は、とくに風化—浸食に対して抵抗性の弱い花崗せん緑岩からなる浸食盆地に、そのほとんど全部が含まれている。

試験地は、このような地質の状況から、北側および西側に比較的に高さの著しい部分があり、東端には新第三紀層からなる山がひろがっている。これらの山地は、前にも述べたように頭の揃った低い起伏の多い地ぼりを呈している。

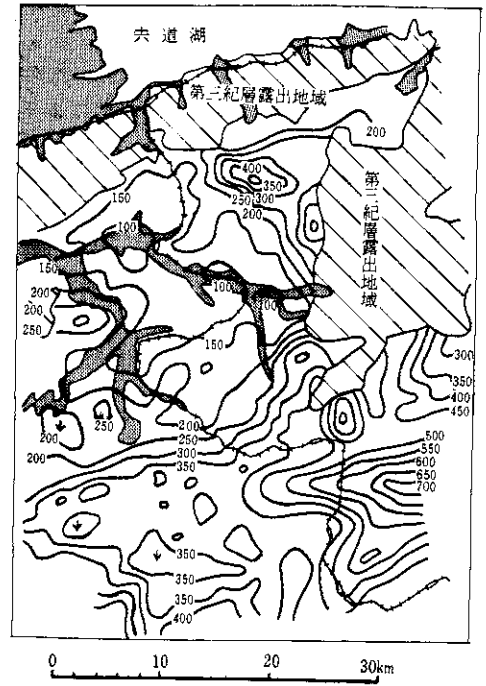


図-8 島根県東部地域の切峰面図

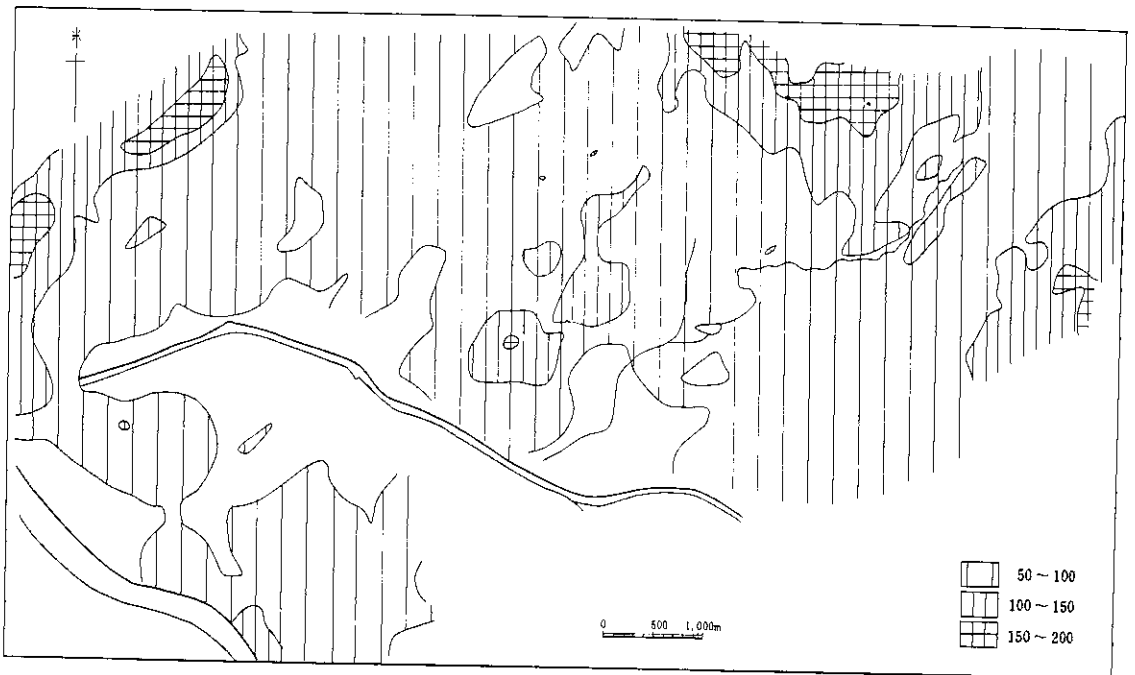


図-9 研究地域の起伏量図

試験地内の起伏の状況を見るために、直径500mの円の中に含まれる最高点と最低点との高度差をもって起伏量とした起伏量図(図-9)によれば、試験地周辺の起伏は非常に大きい、花崗せん緑岩の地域では概して40~60m程度である。ここで直径500mの円を考えた場合、花崗せん緑岩からなる地域では、少なくとも一つのオーダー2の谷が含まれているので、全体的な山の高さは40~60mとみてよい。また少なくとも一つのオーダー2の谷があること、水田の占める率が非常に大きいことから考え、さらに実際に現地をみると、谷壁の傾斜は35°以上の部分が多く、いわゆる風化花崗岩地帯特有の地ぼりを呈している。

谷は多くの場合平底谷の形状を示し、普通は水田としてよく耕作されている。平底谷は、谷の入口から奥深く続き、水田はほとんど谷頭近くまで達し、谷頭には常に湧水が認められ、水田の水源となっている。谷頭は平底谷に伴い通常はカール状に近いもので、この結果として尾根は、鋭く上がったヤセ尾根となっている。

試験地内の段丘の著しいものとしては、幡屋の集落がのっているものがあげられる。山田川、幡屋川、中村川、猪尾川に沿って、この段丘は点々と追跡され、風化花崗岩からなる山の周囲をとりかこむように分布しているが、後述するように、地域東半部には連続しない。

4. 地域内の崩壊の型について

がけくずれは、一般的に崩壊面が割合深い円弧型と浅い表層型に大別されるが、この花崗岩類の分布する地域で多数に発生した崩壊では、次の6個の特徴的な型が認められる。

- ①節理型崩壊
- ②表層滑落型崩壊
- ③複合型崩壊
- ④脈岩型崩壊
- ⑤断層破砕帯型崩壊
- ⑥崖錐型崩壊

節理型崩壊

節理型崩壊というのは、崩壊が花崗岩類の節理面と密接な関係をもって生ずるものを指す。

花崗岩類には、一般に数方向に顕著な節理面があって、風化の進行につれて節理面に沿ってモンモリロナイトの薄層が生成される。したがって、風化が進行して完全にまさ化しても、その面はモンモリロナイト薄層という形で残っている。

このような状態は、花崗せん緑岩において卓越している。節理型崩壊の例は、花崗せん緑岩に特徴的に発生しやすい。

風化した花崗せん緑岩山地では、山腹斜面の傾斜がその底部で著しく不連続をなし、およそ60°~70°以上の急崖をなすことは、きわめて一般的な傾向である。谷はその両側の山地を、かくのごとき急崖をもって侵食し、幅広く奥行き長い地形を示す(図-10参照)。

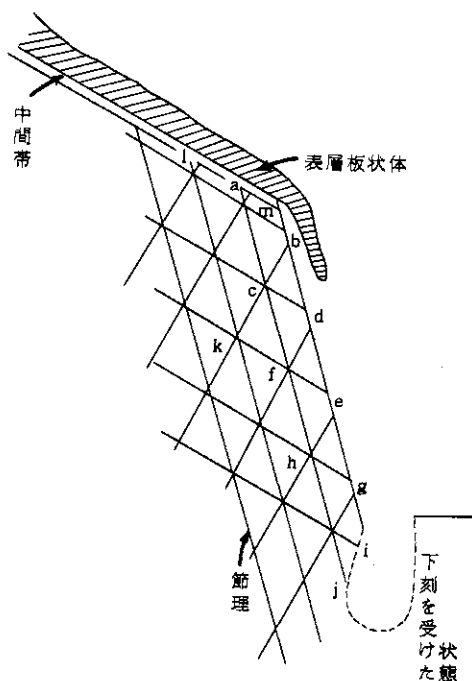


図-10 風化花崗せん緑岩の斜面の断面形態

このような風化した花崗せん緑岩の山腹斜面底部の急斜面には、図-10のようにいくつかの方向に明りょうな節理が発達し、この節理面には普通モンモリロナイトの薄層が生成されていることは前に述べたところである。

節理型崩壊は、主にこのような山腹斜面底部の急崖に発生し、小さいものはたとえば、同図のbcdで囲まれた三角形のブロックが崩壊したり、あるいはやや大きくなってbcfeのような四角形に近い形をしたブロックが崩壊することもある。

さらにこれが大きくなる a h g m, あるいは l k f h g m のごとき大きいブロックの崩壊にまで発展する。これとともに、中間帯も崩壊するか、表層板状体は宙づりになったり、ともにひきちぎれてしまうこともある。

このように大きくなると崩壊の幅も増して 10 m を越えるものもしばしばあるが、ときに数十 m にわたる例もある。

さらに、ノリ先が水路になっている場合（実は水田の両側が水路となっている場合が多いので、このような条件を満たす例が多い。）には、豪雨時に著しく下刻作用が行なわれ、a j i m のごとき部分が支持物体を失い、急激に崩壊することもある。

また、豪雨時には後述する表層板状体滑落后、その面に対する浸食作用が著しく働き、平行な雨裂は深く刻まれ、雨裂と雨裂にはさまれた部分が節理面を底としてすべり落ちることもある。

このような現象が節理型崩壊に属するものである。

このように、急斜面をなす山腹斜面底部では、引張応力、せん断応力のために、節理面がより開いたような形をしており、また、深根性の植物などの根は、以外に深く節理面に沿ってはいる。

このような状態は、まず地表からの雨水の浸透条件をより一層よくすることに役立っている。

一方、まさ状に風化した花崗せん緑岩それ自体も、帯水しやすい状態にあって、直接雨水の浸透をゆるすであろう。そして、このような水理地質学的条件にある花崗せん緑岩山地における雨水は、節理面に沿って容易に浸透すると同時に、まさ状風化物をも浸透することができる。

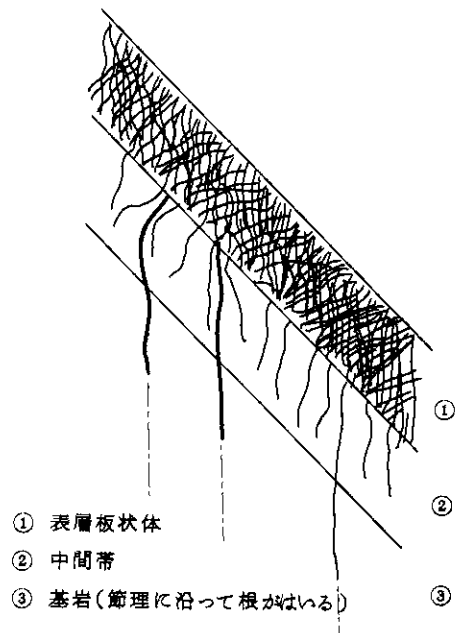
降水の条件しだいでは、このような節理空間および地表付近におけるまさ状風化物の粒子間げきは、水で満たされることになる。かくてまさ状風化物自体の凝結力にゆるみが出てくるとともに、節理面自体は、地下水化した雨水で充滿されて、それを介して両側の部分をはがし、高い間げき水圧を発生することもあるであろう。

また、節理面が斜面と交わる図の g とか e 点から、地下水が湧出するのを見ることがある。このように、節理空間が水の通路となる場合には、通路に沿って 1 種のパイピング作用に似た現象が生ずることが考えられる。

以上のようないろいろの条件が重なって、まさ状風化花崗岩類、わけても花崗せん緑岩にこのような型の崩壊が発生しやすいのであろう。この過程にあって、節理面に沿うモンモリロナイト薄層の果たす役割は、たとえばその膨潤性、不透水性、滑油性等の点で大きいものがあるであろうと思われる。

要するに、節理型崩壊というのには、花崗岩類がまさ状に風化し、ある程度以上の雨水の浸透をゆるす段階まで風化し、そのうえに節理空間がはがれやすい状態になっていて、水が浸透しやすく、また、水の通路にもなりうるものが、その発生の必要条件のようである。この条件に最も適するものが、風化花崗せん緑岩であることはいうまでもない。

かくて崩壊した面は、再び急斜面を呈し、次々と後退していく。この過程は、平坦化過程における最も著しい役割を果たしているものと考えられるのである。



図—11 表層断面

表層滑落型崩壊

一般に、植生によって被覆されている山腹斜面の表層断面は、これを力学的に考えるならば、図-11のごとく3区分すれば充分のように思われる。

図において示す①の部分は、最表層を構成し、植物の無数の根系によって緊縛されて板状を呈する部分である。これを表層板状体と呼ぶことにする。

多くの場合、花崗岩山地におけるこの表層板状体を構成する土粒子は、すべてその位置においてその直下の基岩に由来するものではなくて、一部分、あるいは時には全部が、斜面のより上部の方から、移動して来た場合もある。この表層板状体の厚さは、1mを越すことはきわめてまれであり、普通は数十cm、多くは30～60cm程度というのが多い。

この厚さを規定するのは、与えられた地質条件下では、植物自体の性質と関係するものようである。

②の部分は①の表層板状体とは著しく不連続で、深根性植物を除いて根系はほとんどないか、あってもごくわずかであって、根系による緊縛は全くなされない部分である。これを中間帯と呼ぶことにする。

花崗岩山地の場合には、この中間帯は、多くの場合その直下にある基岩のより風化してゆるんだものであり、本来の基岩との境は不明りょうな場合がある。厚さは数cmから数十cmの範囲で、基岩が新鮮な場合は、この中間帯はほとんど発達しないこともある。

③の部分は、基岩それ自体である。したがって風化が進んでいることもあり、新鮮なこともある。特別な場合を除いてこの中には、根がはいってこない。

以上のようなモデルは、一般にどのような地質においても形成される。ただ風化の機構上の差異から、花崗岩類においては中間帯が砂れき質であるのに対し、他の地質においては粘土質となる。

風化した花崗せん緑岩山地では、上のような組合せは一般に斜面底部の急崖よりも山頂側において緩斜面をなすが、黒雲母花崗岩山地では、斜面底部までこのような関係をもって組み合わせられており、一般に花崗せん緑岩よりも急傾斜をなす。

中間帯は、多くはその下の基岩が物理的性質を

変ずることによって作り出されたものである。一般に基岩がどんなに風化していても、それよりさらにルーズでやわらかい組織をもつのが普通である。また基岩がややかたい時でも、この中間帯というのは、ルーズでやわらかくやや粗粒の物質からなる。

表層滑落型崩壊というのは、この中間帯全体の破壊によってひきおこされる流動化現象と密接な関係をもつところの崩壊の型であり、その中に発生するすべり面的なものは基岩直上にあつて、板状体が大小様々のブロックとなつてすべり落ちる現象である。

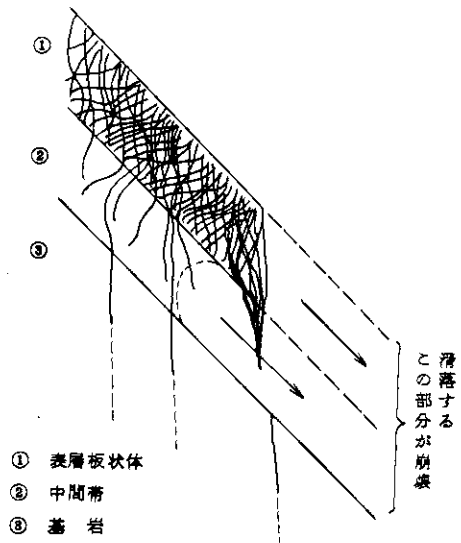


図-12 表層板状体の崩壊の形態

図-12は、それを図化したものである。

山腹斜面にこのような現象が発生すると表層板状体のはぎとられて、基岩が裸出し、それ以来、凍結ならびに降雨によって、著しく浸食を受け、再び植生によって、被覆されるのに時間を要することになる。

表-7は、この地域における表層板状体、中間帯、基岩に関する絶対硬度、透水性の測定値である。

測定は、山中式土壤硬度計、山中式透水性測定器を用いてそのままの状態での測定したものである。

表-7 表層断面の物理性

場 所		木次駅裏	加茂大竹	穴 道	上 佐 世
基 岩 の 種 類		花崗せん緑岩	黒雲母花崗岩	黒雲母花崗岩	花崗せん緑岩
表層板状体	厚 さ (cm)	40	30	30	15
	硬 度 (kg/cm ³)	0.4	—	—	—
	透 水 度 (cm/sec)	7×10^{-3}	1×10^{-2}	—	4×10^{-3}
中 間 帯	厚 さ (cm)	30	40	10	25
	硬 度 (kg/cm ³)	0.3	2.1	1.4	1.1
	透 水 度 (cm/sec)	6×10^{-3}	3×10^{-3}	3×10^{-3}	5×10^{-3}
基 岩	硬 度 (kg/cm ³)	46	363	2123	3.0
風 化 の 状 況		ややかたい	ややかたいが バラバラする。	かたい	やわらかく、 最も風化の進 んでいる状態

基岩は、中間帯直下のものの値であつて、ここに示されたものは、硬度のみであるが、透水性は著しく小さく、本測定器では測定できなかった。

この表を見ると、透水性は、板状体と中間帯は同じ程度の大きさをもっているらしいことがわかり、その値は、かなり大であるといえる。さらに、大切なことは、中間帯とその直下の基岩の間には、透水性、硬度とも著しい不連続が存在することである。特に基岩が締まっている場合（たとえば黒雲母花崗岩風化物とか、風化のおくれている花崗せん緑岩のごとく）には、一層その差は大きくなっている。降水は容易に板状体中を下に向かって浸透し、その下の中間帯に到達することができるが、基岩表面との間には、透水性にいちじるしい差があるため、浸透水はそこに次第に蓄積される傾向がある。

長雨に続く豪雨時のように、浸透雨量が急激に増すと浸透水は中間帯を帯水層とする自由水となり中間帯中を流下する。このことは、実際に観察されることである。

このような状態は、中間帯とその下の基岩の透水性の差が大きい場所とか、水の集まりやすい場所において一層よく観察されるところである。

表層滑落型崩壊が、黒雲母花崗岩地帯あるいは

風化のややおくれている花崗せん緑岩地帯に多いこととか、谷頭に多いことなどは、このような点と密接な関係がありそうに思われる。

表層滑落型崩壊が、異状な降雨強度によって引き起こされやすいのは、この中間帯における自由帯水層形成と密接な関係があるように思われる。

実際に花崗岩に発生するこの種の崩壊をみると、この中間帯の中のある特定の面からすべるといふものではなく、むしろこの中間帯全体が破壊して流動化現象が発生し、流動すべりに似た運動を行なうようである。

つまり中間帯が著しく帯水され、パイピング現象をおしてその中を自由水という形で浸透水が流下するにつれて、それ自身は次第に凝結力を失い、組織が破壊してその中の水とともに、流動すべりを発生するのであろう。

この段階では、凝結力はもとより、内部摩擦角も著しく小さくなり、一方、間げき水圧は異状に高くなることが考えられ、したがって、せん断抗力はきわめて小さいものとなるわけである。

これがすなわち、板状体滑落型崩壊であつて、地表傾斜の大きい、雨水の集まりやすい、基岩と中間帯の透水性の大きい地帯に発生率が高い。このことは特に黒雲母花崗岩地帯、あるいは風化の

おけている花崗せん緑岩地帯に多いこととは関係があるわけである。

この種の崩壊の規模は、幅数mというのが圧倒的に多いが、ときに数十mに達するものもある。

複合型崩壊

複合型崩壊というのは、表層滑落型崩壊が原因で、その運動過程において節理型崩壊を伴うものである。この型のもは花崗せん緑岩地帯に多い。微細に検討してみると、意外にこの型が多いのに気がつく。結局、節理面を境として相互に凝結力を失ったブロックに対して、板状体滑落型崩壊の運動は、引張応力として作用するのであろう。

脈岩型崩壊

脈岩型崩壊というのは、ベグマタイト脈、ベグマタイト質石英脈、ひん岩脈、アブライト脈など、花崗岩類の成因と密接な関係のある脈岩、およびその後貫入した岩脈類と関係をもって発生する崩壊の型である。

これらは、風化したまさ状花崗岩中にあって、多くは地下水の受盤的な役割を果たしている。

普通は、その面にそって小規模な崩壊(たいていは節理面も関与する)をひきおこす。

しかし、ときに規模の大きいものを見ることがある。それは、脈岩の貫入時、それが母岩に対して変質作用を著しく与えているような場合である。特にベグマタイト質石英脈とかベグマタイト脈は、母岩に著しく熱水変質を与えることがあり、それに沿って特にその上盤側がかなりの幅で絹雲母化されているような場合には問題である。

脈岩の厚さが、数cmであって、しかも不連続性に富んでいても、周囲に与える変質作用は大きいことがある。

このように熱水変質を受けた花崗岩類が全体としてまさ状に風化して、多少とも雨水の浸透をゆるす状態になると、この熱水変質を受けている部分は、他に対して特にルーズであり、含水比の高い粘土分の多い状態となって、ある程度透水層的な役割を果たし、この部分から地下水が浸み出すようになる。降雨は、この湧出水量を多くするのは当然で、それはこの部分の組織をますますやわらかくし適当な粘土含有量は、この部分をすべりやすくする。したがって、山腹傾斜の大小によっては、この中にすべり面をもつ地すべり性の崩壊に発展する。

木次線加茂中駅と南穴道駅の間において、し

ばしば崩壊するこの型の現場で測定したところによると、周囲の風化花崗せん緑岩の絶対硬度が $61\text{kg}/\text{cm}^2$ であるのに対して、変質帯ではわずかに、 $2\text{kg}/\text{cm}^2$ となっている。またこの部分の透水度は $5 \times 10^{-3}\text{cm}/\text{sec}$ で水が浸み出している。斜面の傾斜は 65° に切り取られ、知るかぎりでも少なくとも過去数回にわたってかなり大きい崩壊を発生した。

断層破碎帯型崩壊

断層破碎帯型崩壊というのは、文字どおり断層破碎帯に発生する崩壊の形式で、一般には地すべり性の崩壊である。

花崗岩山地にはこの型に属するものは数少ないけれども、新第三系との断層接触帯に沿って、あるいは花崗岩自身にある断層破碎帯内に小規模のものが見られる。

しかし、破碎帯の幅が大きくなると、この型の崩壊もきわめて大きくなってくる。

穴道～加茂間の国道54号線に沿う地すべりは、この例の代表的なものである。

ここでは、花崗せん緑岩と黒雲母花崗岩が断層接触をなし、黒雲母花崗岩側に幅100m以上にわたってNE-SW系の断層群が形成され、地下水が湧出している。

兩種花崗岩類の境界の黒雲母花崗岩側は、幅約50mにわたって破碎帯化され、その網状の割目はベンチジンによって青色化し、かつきわめて膨潤性に富む粘土で充てんされている。そのX線回折線図は、図-80、K-15bに示すごとくで、それがモンモリロナイトであることを示す。

崩壊は、ここに形成されて、断層破碎帯内で幅約50mにわたって発生し、その形式は円弧型の地すべりである。異状な降雨によって破碎帯内に浸透した雨水によるモンモリロナイトの膨潤と大量の地下水はたいによる地盤全体のゆるみが地すべり発生の原因であるが、その運動に際しては、モンモリロナイトが潤滑油作用の役目を果たしたことはいうまでもない。

崖錐型崩壊

崖錐型崩壊というのは、花崗岩類それ自身に発生する崩壊の型式ではなく、過去において発生した崩壊に基づく崩壊土の再崩壊である。

花崗岩山地においては、意外にこの種の崩壊が多くその上に規模も大きくて、被害という点から見ると無視できないものがある。

現実に、昭和39年7月の山陰北陸豪雨によって花崗岩山地に発生した山くずれの大きいものは、この型のものが多く、木次峠、日登駅前、木次駅裏、大東光明寺、三刀屋給下などの崩壊地はすべてこの型のものである。

普通、この種の堆積物は、風化花崗岩に似ていて、ともすると見過ごされているが、崩壊という点から見ると豪雨によって最も不安定な堆積物であり、最も注意されねばならないものである。

この崖錐堆積物は、その厚さ10mを越すようなものがあり、ときには山頂付近にあったりして、

現在の地形的条件ではその堆積を説明しがたい場合が多く、やや縮まっていることを考えるとおそらく洪積世時代のある時期（おそらく2万年以前ごろ）に、このような大規模な崩壊があったのであろう。そのような意味で“古崖錐”と呼んだ方がよいかもしれない。

崩壊はたいてい基岩との境界付近が破碎されて流動すべりのような現象を示すから、基岩との境の帯水の状態と崩壊は直接的な関係があるであろう。

表-8 崖錐堆積物と基岩の物理性

	崖錐堆積物		堆積物直下の基岩	
	硬度 (kg/cm ³)	透水性 (cm/sec)	硬度 (kg/cm ³)	透水性 (cm/sec)
木次峠	3	5×10 ⁻³	35	1.5×10 ⁻³
日登駅前	1.4	3×10 ⁻³	113	2×10 ⁻³
木次駅裏	1.7	7×10 ⁻³	—	—

表-8は、崖錐土とその直下の風化花崗岩の絶対硬度と透水性を示したものである。

とにかく、これらの値を見ると、雨水は容易に浸透し、基岩を受盤とする容水地盤を形成する一方、基岩との境界付近から地下水を湧出するに至る。

豪雨によって地下水位が上昇することは、一層、その動水こう配を増すことになって、パイピング現象を盛んにし、ついにその境界付近を破壊するに至らしめる。ひとたびそれが動きだすと、その中の水と共に、その堆積物は流動化され、結局は流動すべりを発生するに至るであろう。

以上、花崗岩山地に発生する崩壊の種々の型について述べてきたが、要は、花崗岩山地における崩壊の最も特徴的なものは節理型崩壊と板状体滑落型崩壊あるいは、それらの複合型崩壊である。

この発生を見ると、確かに風化の段階によってその型が異なるようで、たとえば花崗せん緑岩のやや風化のおくれた段階にあるものとか、黒雲母花崗岩では、圧倒的に板状体滑落型型式を選びやすく、まさくに風化した花崗せん緑岩では、節理型崩壊の型式を選びやすいのである。また、崖錐型崩壊に関しては、案外気づかないで単に花崗岩

の崩壊として片づけられているのではあるまいか。しかし、それが最も確実に危険度が大きいといえるやうなものである。

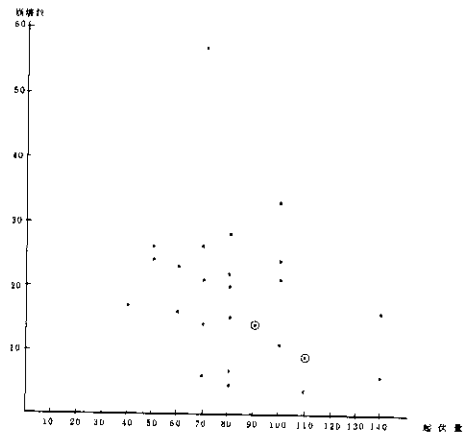


図-13 起伏量と崩壊数〔620m×620m方眼中〕

○印は同一値が二つあることを示す。

図-13は、ある面積における起伏量と崩壊数の関係をしめしたもので、およそ起伏量の小さい所の方が崩壊発生率が高いことを示す。これは、すなわち節理型崩壊の数が非常に多いことと関係があるであろう。

要するに、まさ状に風化した花崗岩類の崩壊は、豪雨時におけるまさの帯水性およびこれに伴う間げき水圧の増大が原因となり、さらに、中間帯・岩脈・節理・尾錐基盤面などにおけるパイピング現象が重なって特徴的な崩壊を発生している。なお、多少規模の大きい崩壊では、含水率の増加によって、くずれた土砂は流動しやすい。

崩壊現象を分類することは困難であり、崩壊面の深さ、発生位置の高さ、発生面積など規模を表わす要素なども必要であろう。このような分類は、花崗岩類の山地における崩壊の形式と特徴あるいは発生機構を理解するに役立つものと思われる。

5. 試錐調査

5.1 目的と地点の選定

岩盤の風化の状況を調査するために、図-1に示すように地域内10か所において計17本のボーリングを行ない、試料を採取するとともに、ボーリング孔については、電気検層および放射能検層を行なって、風化状況の度合を知る手がかりとし、とくに6地点についてはまさ状に風化した花崗岩類の調査としては初めてのところみである標準貫入試験を実施した。

ボーリング孔は観測井として、降雨と地下水の関係を探る予定であったが、これは実施されなかった。

5.2 調査と測定の方法

試錐

試錐機 利根TFP-2E型

コアボーリング まさおよび岩心の採取

表-9 試錐および試験内容

地区 No.	試錐位置	試錐 No.	深 度 m	試 験		
				貫入試験	電気検層	放射能検層
1	加茂町加茂中	1-1	15.3	○	○	○
		1-2	5.3	○		
		1-3	5.3	○		
2	加茂町中村	2-1	15.0	○	○	○
		2-2	5.3	○		
		2-3	5.3	○		
3	加茂町東谷	3	20.1		○	○
4	加茂町谷奥	4	20.1		○	○
5	加茂町大竹	5	20.0	○	○	○
6	加茂町延野	6-1	9.1	○	○	○
		6-1	8.5	○	○	○
		6-2	5.3	○		
		6-3	5.3	○		
7	木次峠(加茂-木次町境)	7	20.2	○	○	○
8	大東町仁和寺	8	20.2		○	○

地区 No.	試錐位置	試錐 No.	深 度 m	試 験		
				貫入試験	電気検層	放射能検層
9	大東町大東下分	9	20.1		○	○
10	大東町上佐世	10-1	20.2	○	○	○
		10-2	5.3	○		
		計	18本	225.9	14	11

標準貫入試験

試験 標準試験法

測定方法 N値50までは0.5mごとに測定し、10cmごとの打撃回数を取り、30cm相当のN値とした。N値50以上は参考として、N=50に対応する深度を求めた。

電気検層

電極配置 ノルマル方式
電極間隔 50cmと1mの2種
測定方法 断続50cm間隔測定

放射能検層

測定対象 天然放射能(γ線)
測定方法 シンチレーションカウンターによる往復断続測定
ロープ速度 2m/min
時定数 5sec
波高弁別単位 200keV

5.3 調査地区の概況と試錐の結果

No. 1 加茂町の中心市街地の背後にある丘陵地で、岸錐型の崩壊が発生した場所と類似の地形を呈している場所があり、その点について、岩盤の深さと、地下水の流動状況を試験する目的のため、深度15.3m1本と5.3m2本を掘削した(図-14、図-15参照)。

No. 2 加茂町中村地区の背後にある丘陵の上部に選定したもので、No. 1と同じような岸錐の分布が予想されるような地形を呈し、南向きの緩斜面でよく風化が進んだと思われる個所である。

ここでは岩盤の風化状況と、地下水の流動状況を試験する目的で、深度15.0m1本と5.3m2本を掘削した(図-14、図-16参照)。

No. 3 加茂町東谷地区で、風化花崗岩地帯特有の細長い丘陵の尾根線近くに選定した。

この付近は丘陵をとりまくようにして段丘が発達しており、岸錐型とも破碎帯型ともいえる崩壊

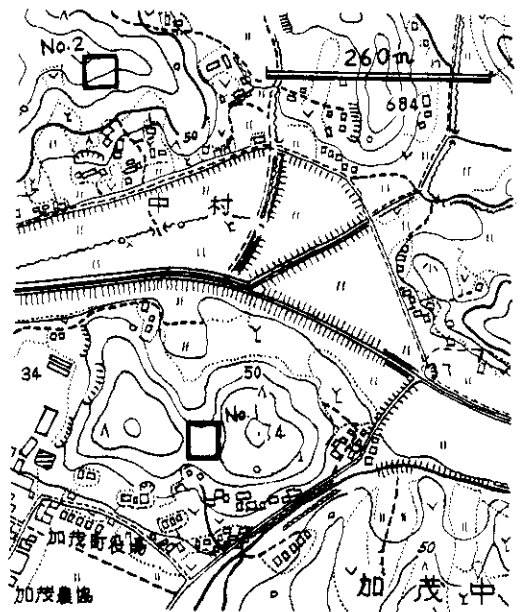


図-14 No. 1, No. 2 地点付近要図

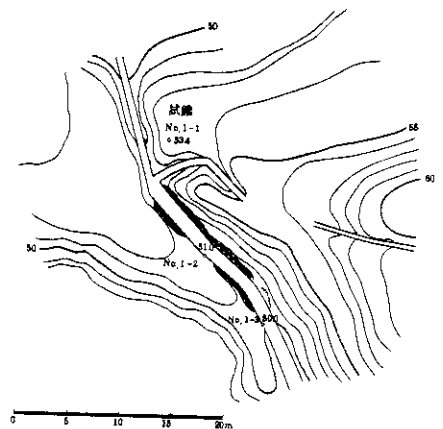


図-15 No. 1 地点地形図

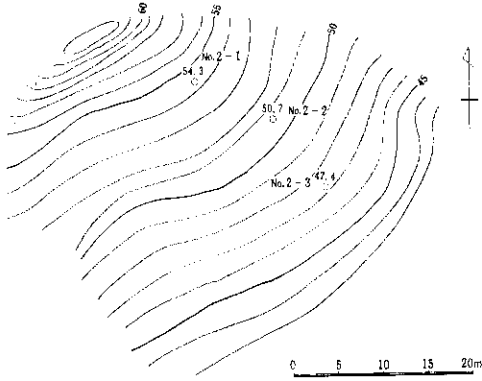


図-16 No.2 地点地形図

が、丘陵の周囲に発達している。ここでは深度20.1mのもの1本を掘削した(図-17, 図-18参照)



図-18 No.3 地点地形図

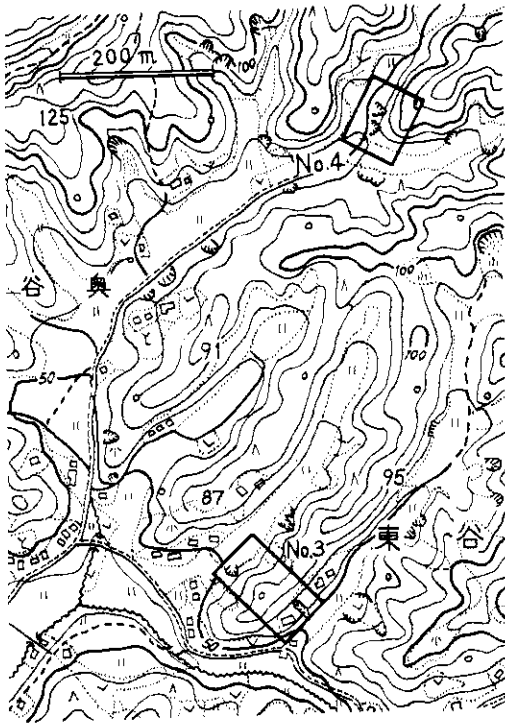


図-17 No.3 No.4 地点付近要図

No. 4 加茂町谷奥地区には多数の節理型崩壊が見られるが、その中の典型的なものについて、岩盤の風化状況を調べるため、崩壊の頭より少し高い位置に20.1mのもの1本を掘削した(図-17, 図-19参照)。

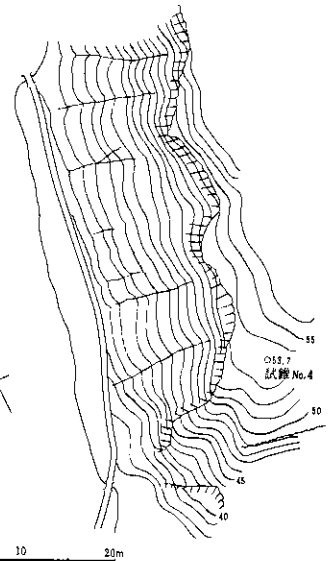


図-19 No.4 地点地形図

No.5 加茂町大竹地区の黒雲母花崗岩あるいは花崗せん緑岩縁辺相の地域に、崩壊の多数集中しているのが見いだされる。

この付近の崩壊生成物には、岩塊もかなり混入し、また河床付近にはかなり固い未風化の花崗岩の岩盤も見られる。この代表的な山腹斜面の表層型崩壊の横位置で深さ20.0m掘削し、岩盤の風化の度合を調べてみた(図-20、図-21参照)。

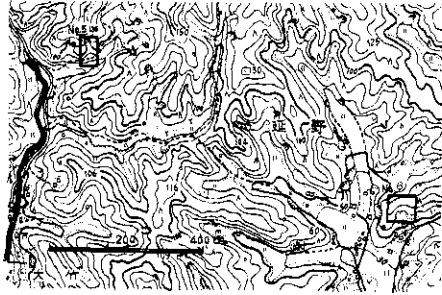


図-20 No.5, No.6 地点付近要図

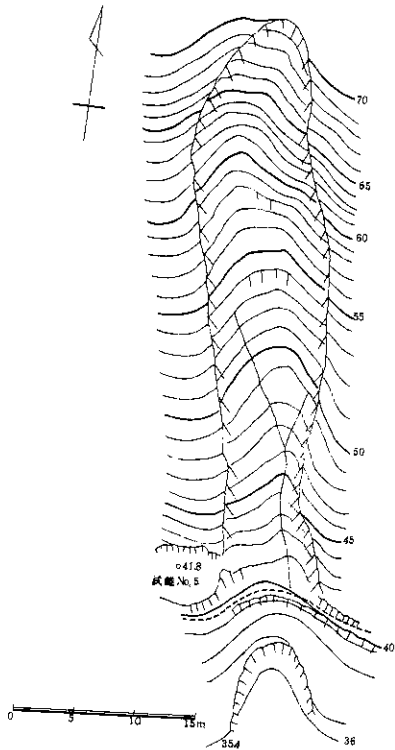


図-21 No.5 地点地形図

No.6 加茂町延野地区は、今回の集中豪雨で、崩壊の集中した場所の一つである。

花崗岩からなる丘陵の周囲には、崖錐層が分布していると思われる地形がところどころに見受けられる。この地形の個所を選んで9.1mの深さのもの2本と、5.3mの深さのもの2本を掘削し、岩盤の風化状況と地下水の流動状況を調査した(図-20、図-22参照)。

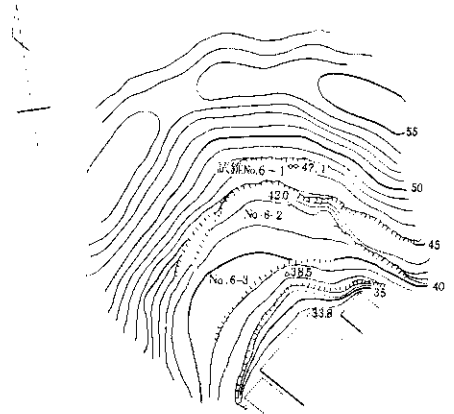


図-22 No.6 地点地形図

No.7 加茂町と木次町を結ぶ国道54号線にそう、町境の峠で、典型的な崖錐型の崩壊が発生した。この崩壊の頭部について、崖錐層の厚さと岩盤の風化状況を調べるため、深さ20.2mを掘削した(図-23、図-24参照)。

No.8 大東町仁和寺地区は、やはり風化花崗岩地帯特有の地ぼうを呈し、丘陵の周囲は段丘が

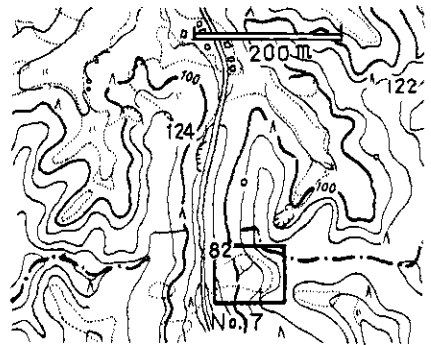


図-23 No.7 地点付近要図

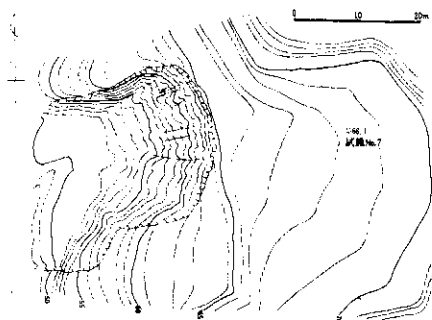


図-24 No.7 地点地形図

とり巻いている。ここでは丘陵と水田との境に相当する斜面で崩壊が多発しているが、とくに丘陵地の花崗岩の風化状況を調べるために、深さ20.2mを掘削した(図-25, 図-26参照)。

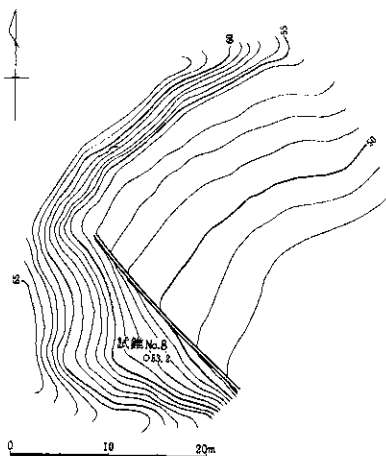


図-26 No.8 地点地形図

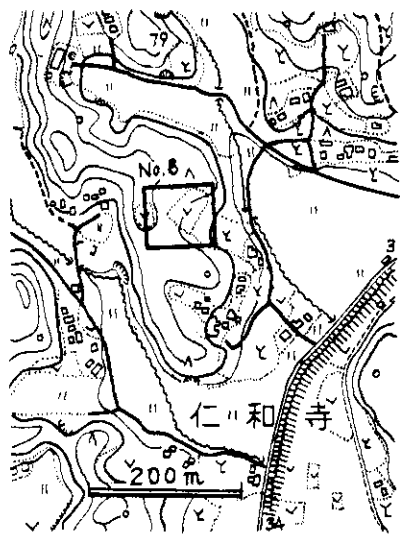


図-25 No.8 地点要図

No.9 大東町大東下分地区には、多数の節理型に類似した崩壊が認められる。しかしこの地区には、アブライトの岩脈の発達著しいので、むしろ岩脈型の崩壊の集中個所ともみられる。ここでは岩脈型の崩壊の代表的なものを選び、その上部に深さ20.1mを掘削した(図-27, 図-28参照)。

No.10 大東町上佐世地区は、深部風化を行

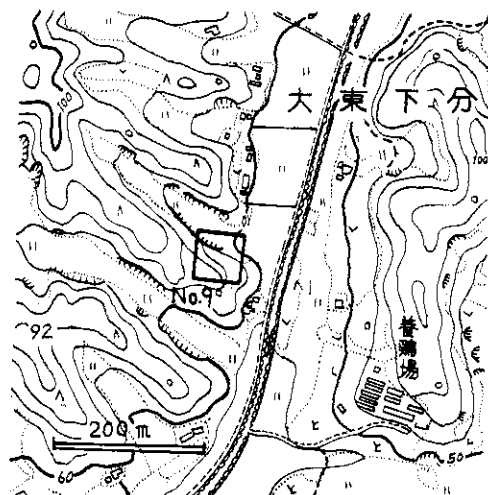


図-27 No.9 地点要図

なった花崗せん緑岩の分布する地帯のほぼ中心部に近く、表土の深さの最も大きいと考えられる個所である。その中にパイピングを起こして崩壊したと思われる典型的な崩壊跡がある。試験はその崩壊位置付近で、岩盤の風化の度合と地下水の流動状況を調査するために、深さ20.2mのもの1本、5.3mのもの1本を試掘した(図-1, 図-29参照)。

なお、まさ状に風化した花崗岩の風化度を定量

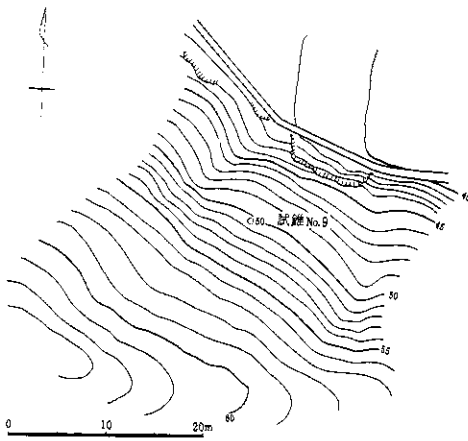


図-28 No. 9 地点地形図

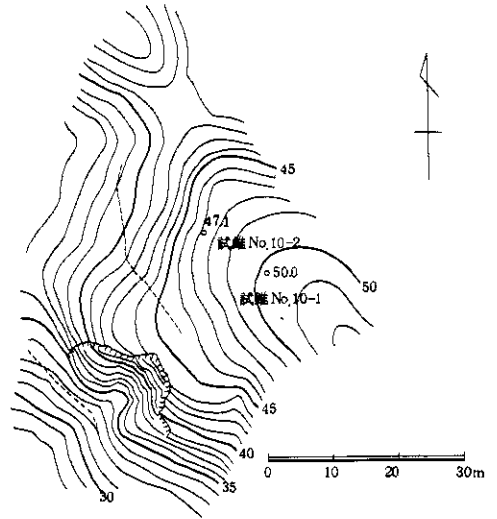


図-29 No. 10 地点地形図

的にさぐる目的をもって、とくにNo. 1, 2, 5, 6, 7および10の6点のそれぞれ深さ20mの試錐について、標準貫入試験を行なうとともに、各孔については電気検層および放射能検層を行なった。

次に試錐調査および検層結果を示す(図-30~図-46参照)。

5.4 電気検層および放射能検層結果について
風化花崗せん緑岩地域では、電気検層の抵抗値は、まさ状になっている風化物の固結度と水分量に関係することが予想される。

一般的には、地表下浅い部分では深さを増すにつれて水分の含有量が増加するため、徐々に抵抗値を減少するが、一定の限界の深さを越えてさらに深い部分では深さを増すにつれて締まりによる含水率が減少し、抵抗値が増加する傾向にあり、まさ状に風化していない部分では抵抗値が急激に増大する。

放射能の自然計数率は、花崗岩類であることから高いことが予想されるが、同じような風化物であるため、深さによる変化はきわめて少ない。主として、電気抵抗値の変化によって測定結果を分

けると次のようになる。

深度の増加につれて抵抗値が減少するもの(第1群)：

No. 1：全般，No. 2：6m以下，No. 3：11.5m以下，No. 7：全般，No. 8：全般，No. 9：13m以下，No. 10：全般。

深度の増加につれて抵抗値が増加するもの(第2群)：

No. 5：全般，No. 6：全般。

第1群は、深層風化が進んだ花崗せん緑岩の状態を示している。第2群では、急激な増加点付近で、割合に新鮮な(ボーリングで砕けない)花崗せん緑岩あるいは割合に大きな半花崗岩岩脈に出会っている。No. 7では、9m付近でN値が急激に変化した。検層ではとくに変化は認められない。このN値の転移点は、古崖錐と風化岩盤との境に相当する。No. 9の放射能検層では、7.3~8mの間で最高値を示したが、この高いところは半花崗岩の岩脈に相当している。半花崗岩岩脈は放射能強度に大きな影響を与えているものがある。

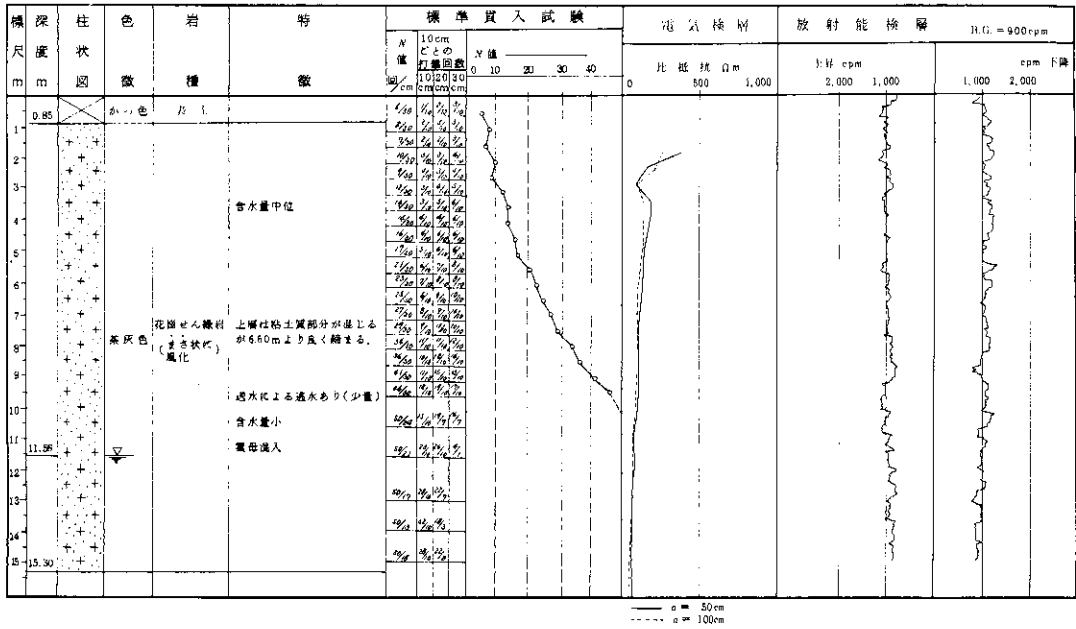


図-30 試錐調査図 No. 1-1 (加茂中地区, 標高 53.5m)

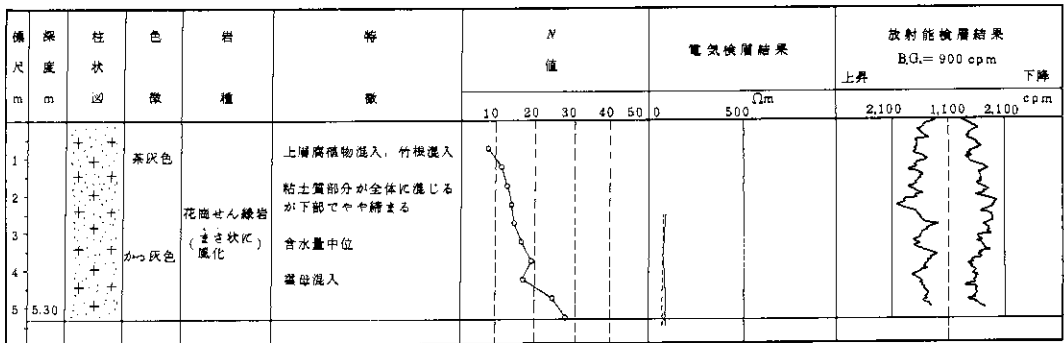


図-31 試錐調査図 No. 1-2

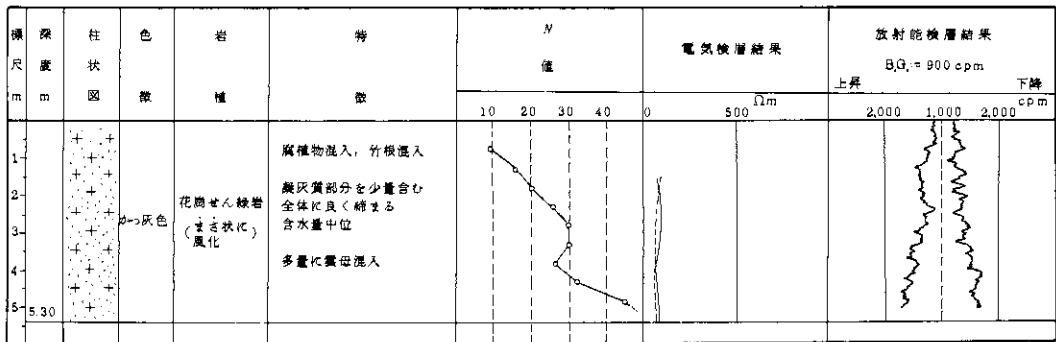


図-32 試錐調査図 No. 1-3

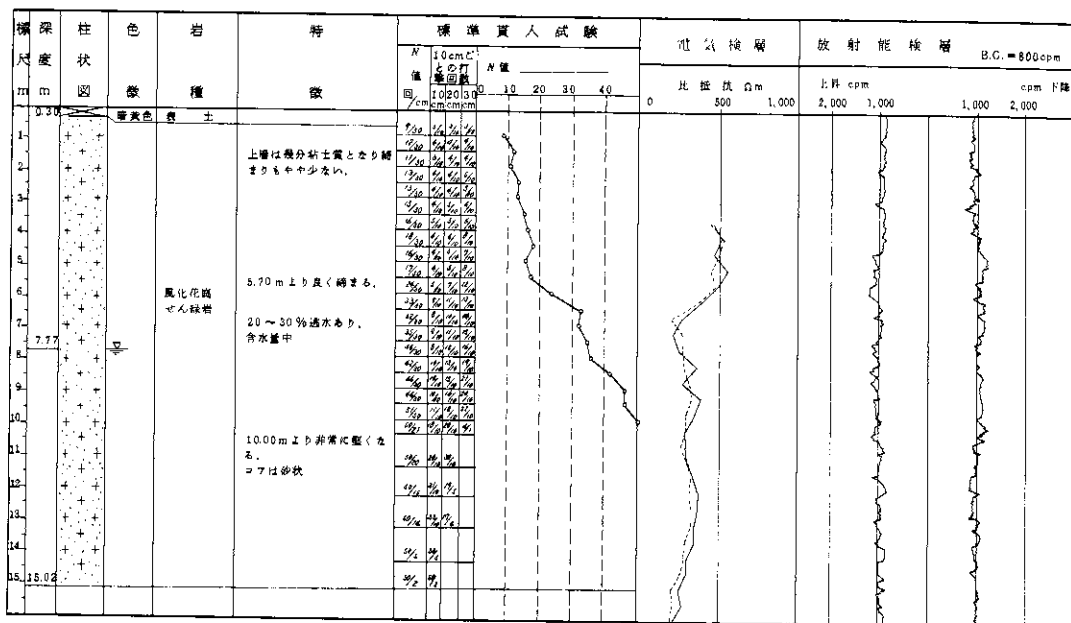


図-33 試験調査図 No. 2-1 (中村地区, 標高 54.5 m)

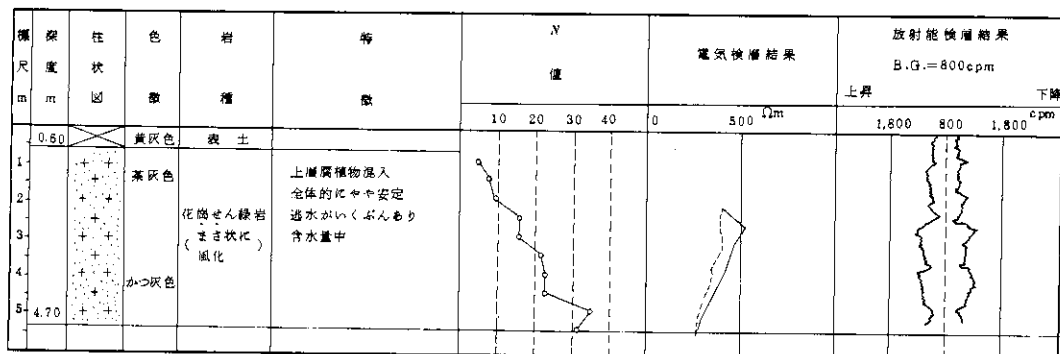


図-34 試験調査図 No. 2-2

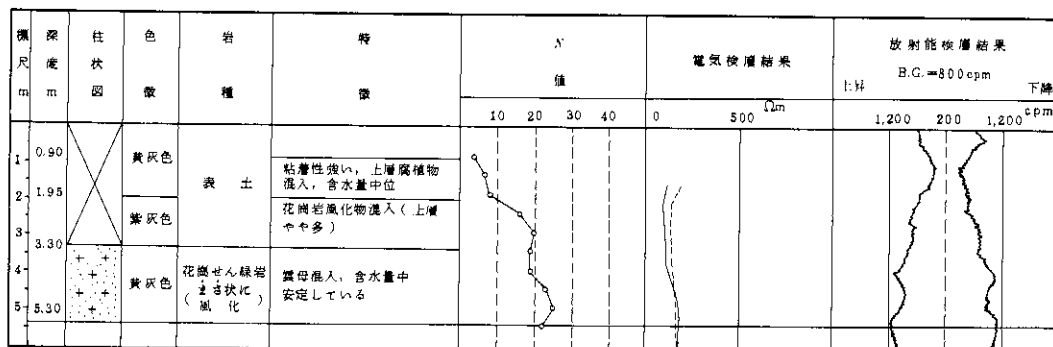


図-35 試験調査図 No. 2-3

風化花崗岩地帯におけるがけくずれ・山くずれ等の機構および予知に関する研究(第1報) 防災科学技術総合研究報告 第14号 1968

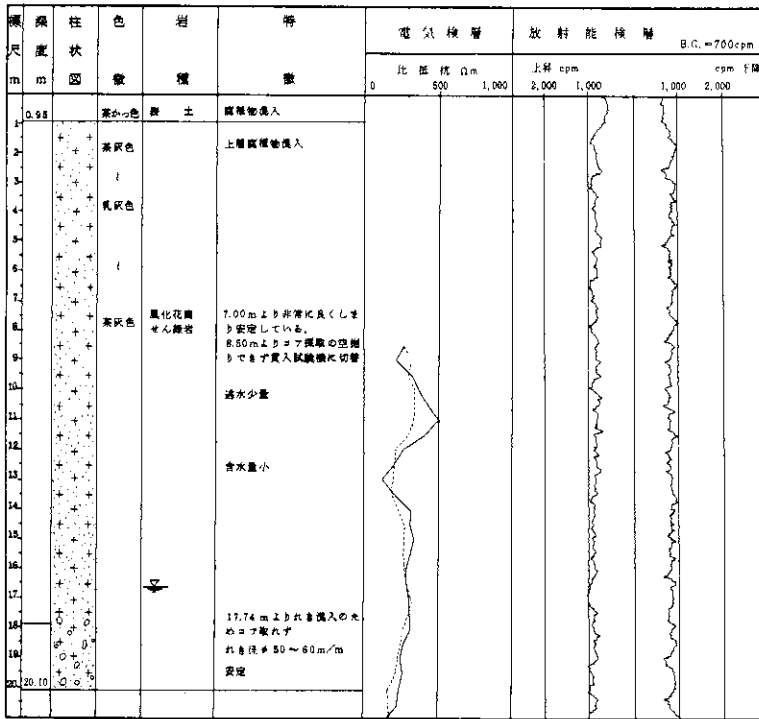


図-36 試錐調査図 No. 3 (東谷地区, 標高 72.5m)

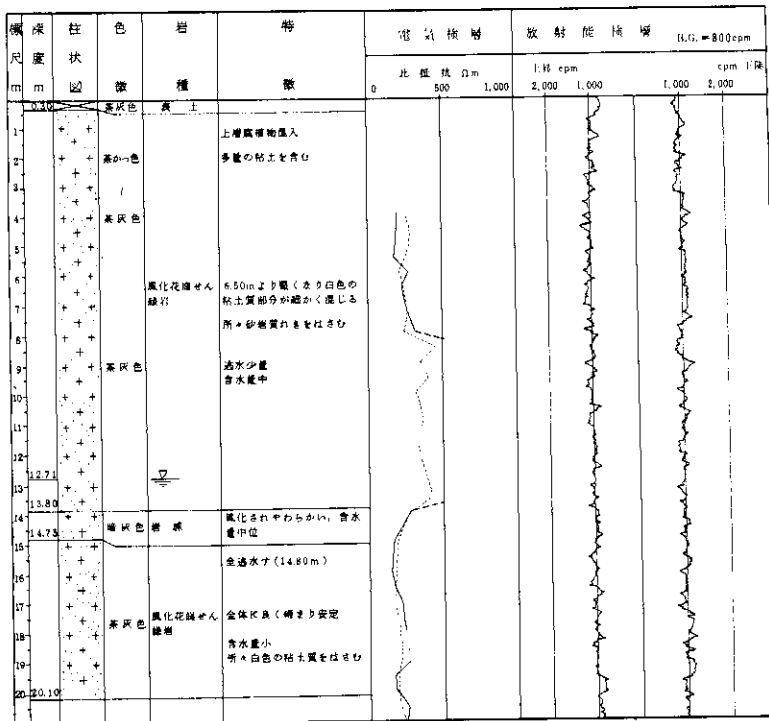


図-37 試錐調査図 No. 4 (谷奥地区, 標高 53.5 m)

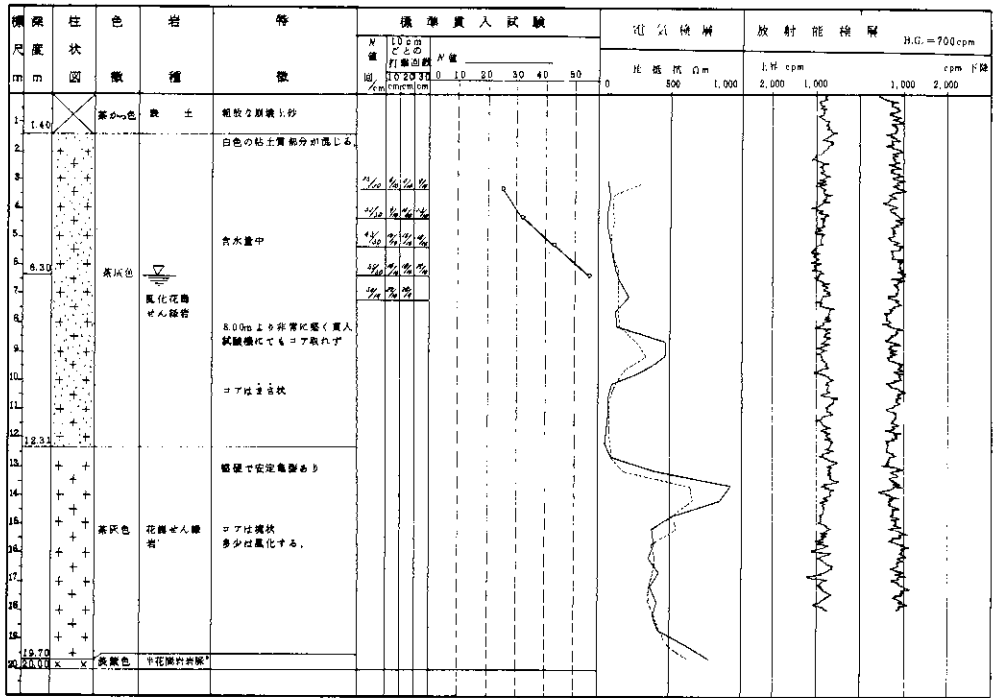


図-38 試錐調査図 No. 5 (大竹地区, 標高43.0m)

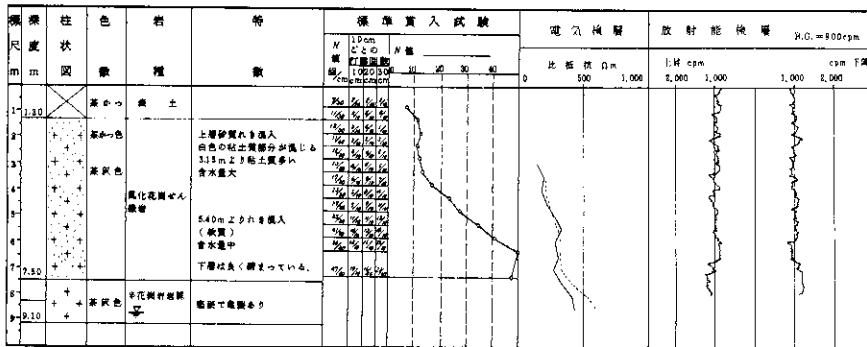


図-39 試錐調査図 No. 6-1 (延野地区, 標高47.0m)

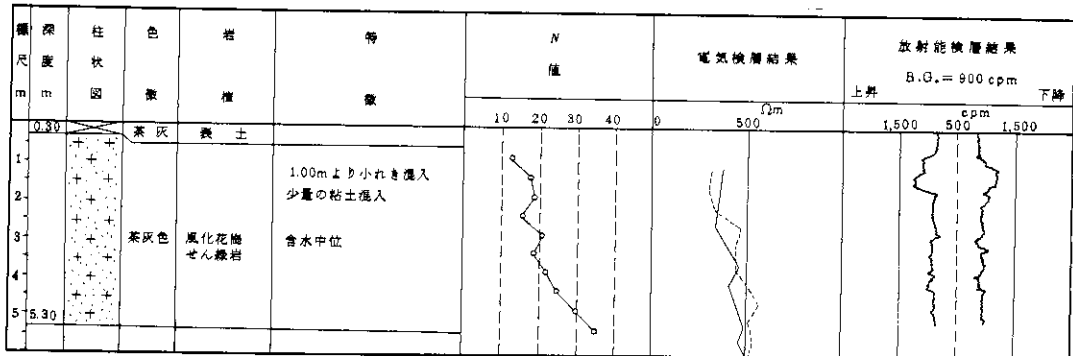


図-40 試錐調査図 No. 6-2

風化花崗岩地帯におけるがけくずれ・山くずれ等の機構および予知に関する研究(第1報) 防災科学技術総合研究報告 第14号 1968

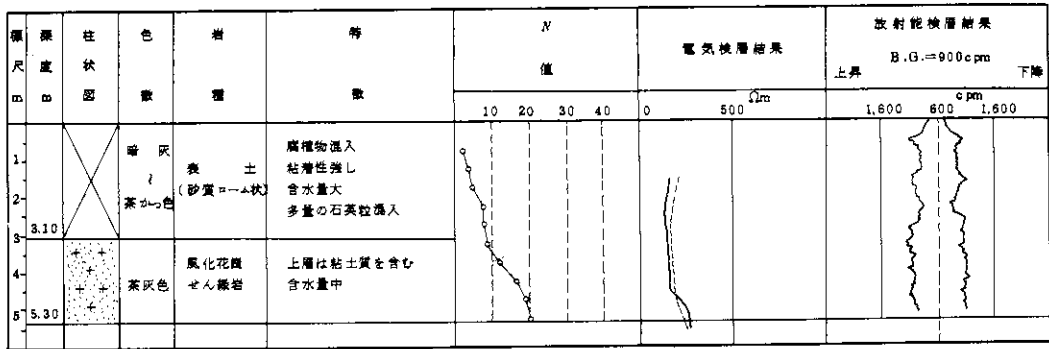


図-41 試錐調査図 No. 6-3

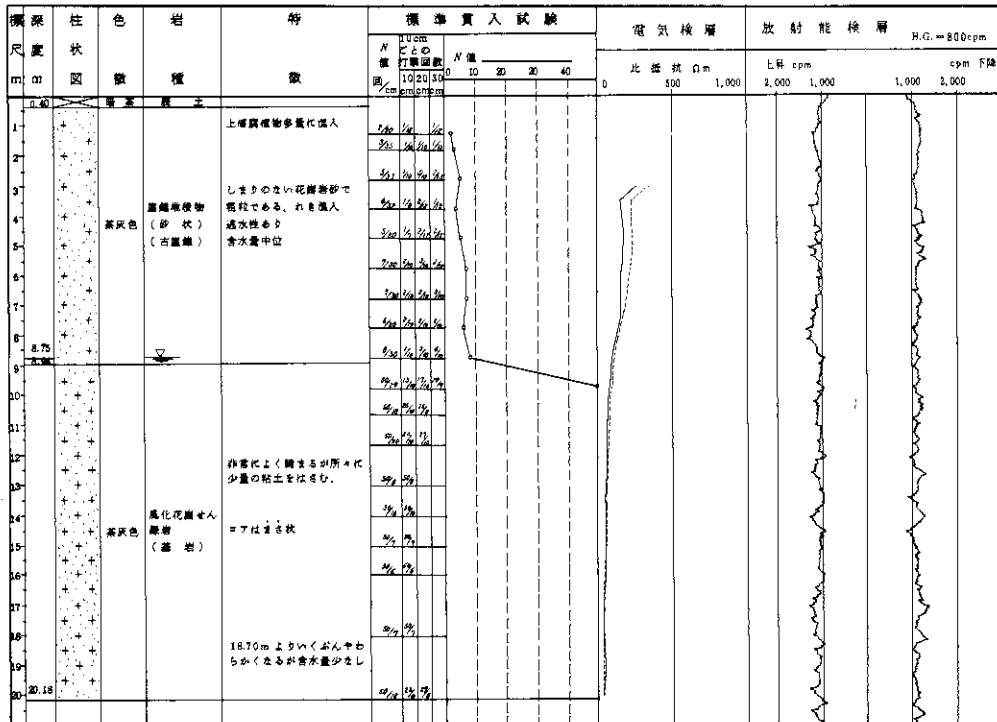


図-42 試錐調査図 No. 7 (木次峠, 加茂・木次町境, 標高 68.1 m)

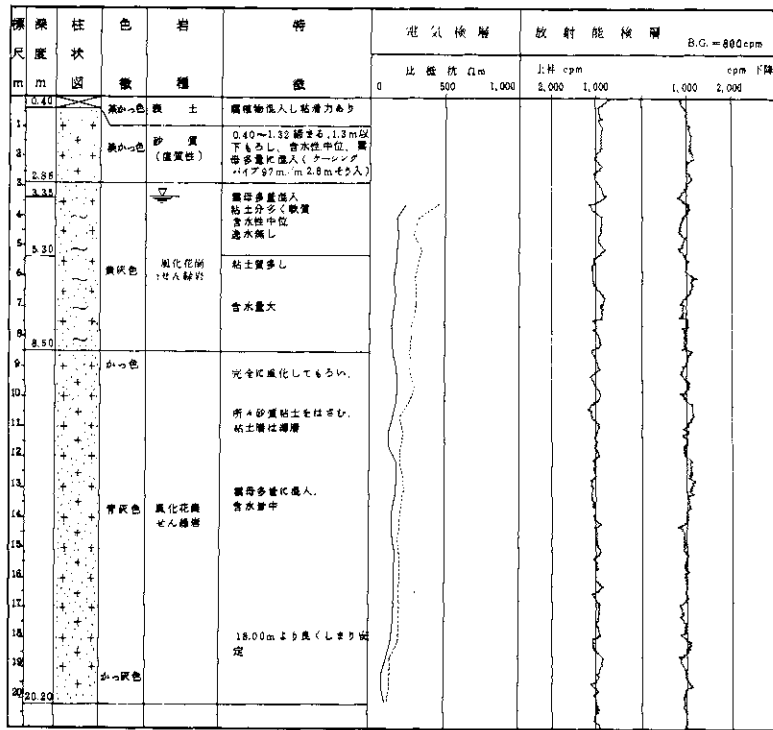


図-43 試錐調査図 No. 8 (仁和寺地区, 標高 50.0 m)

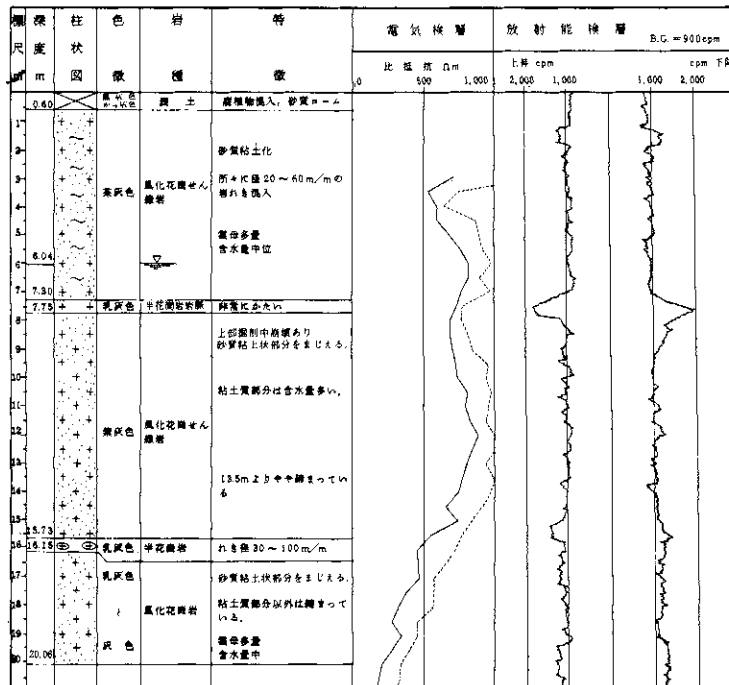


図-44 試錐調査図 No. 9 (大東下分地区)

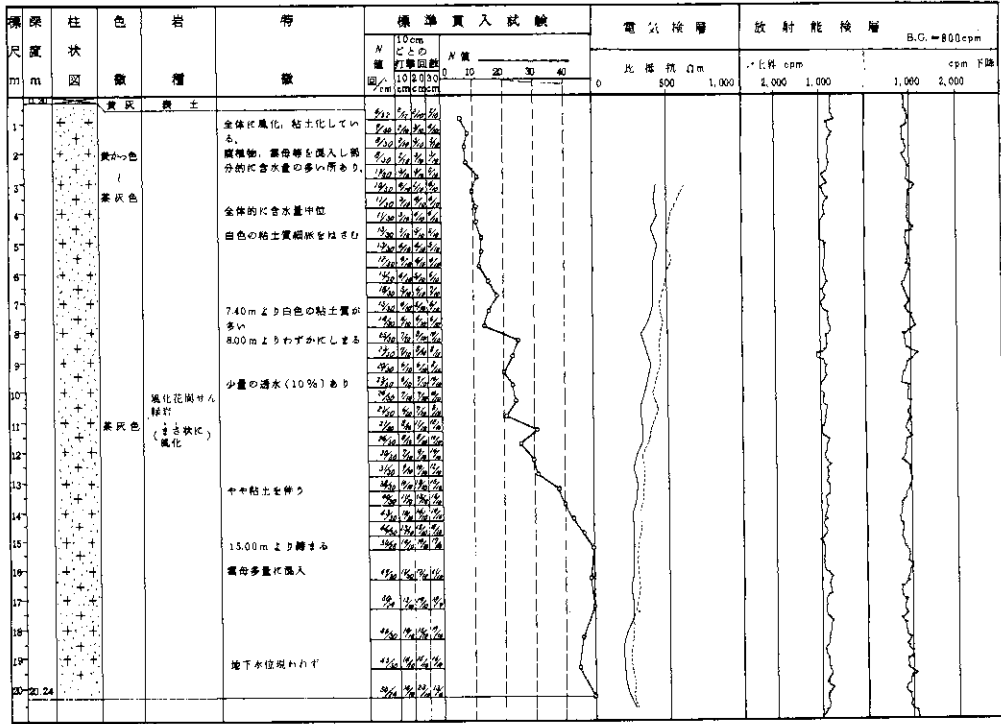


図-45 試錐調査図 No. 10-1 (上佐世地区, 標高 50.0 m)

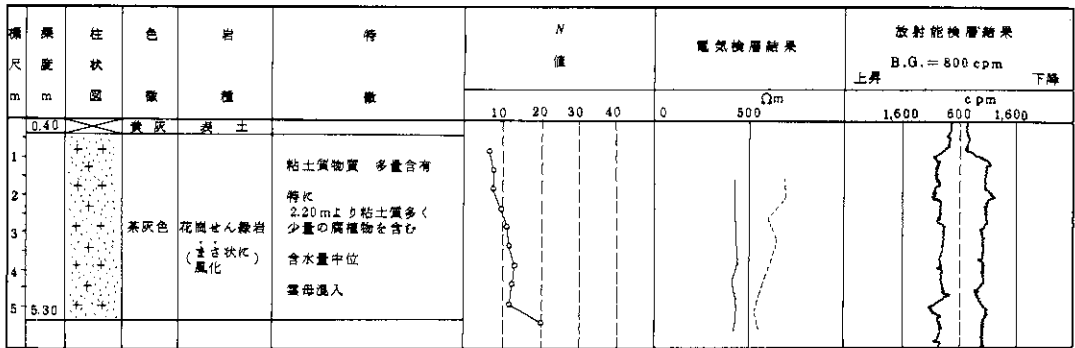


図-46 試錐調査図 No. 10-2

6. 電気探査

6.1 使用器械および測定方法

電気探査は、前述の試錐による調査の補助として、花崗岩からなる丘陵での岩盤の風化状況を推定し、あわせて、岩盤風化の地域性をみるために、加茂中と穴道町中山を結ぶ線上、および大竹と延野を結ぶ線上の適当な位置を選んで実施した。

使用器械はタカヤ電機製、電気探査装置、探査型式はWennerの電極配列による垂直探査

法、電気探査を行なった地点、および電極の展開方向は図-1に、測定結果の $\rho-a$ 曲線は図-47~62に示すとおりである。

以下測定結果については、次に記すように若干の考察を行なった。

6.2 測定結果とその解釈

No. 1 試錐調査 No. 1 付近である。

解析の結果 1.5~7.2 m で 270 Ωm 、7.2 m 以下で 390 Ωm となっている。

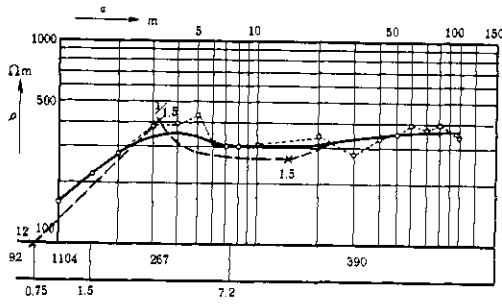


図-47 $\rho - a$ 曲線 No. 1 (N 89° E)

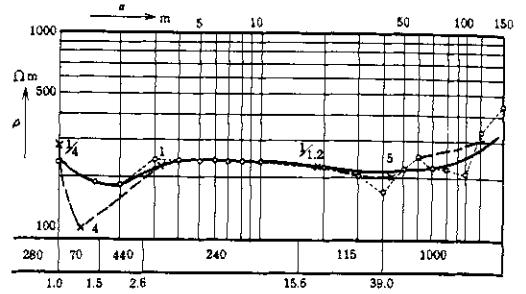


図-51 $\rho - a$ 曲線 No. 5 (N 66° W)

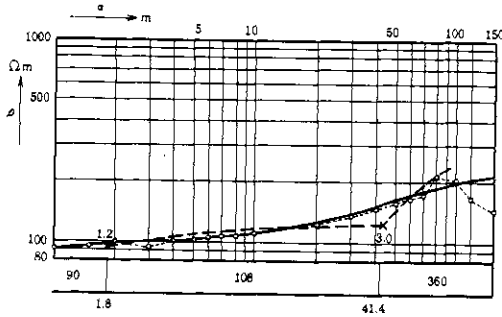


図-48 $\rho - a$ 曲線 No. 2 (N 71° E)

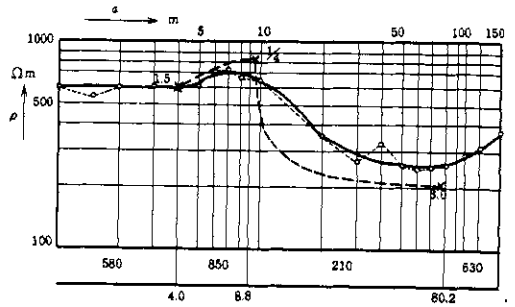


図-52 $\rho - a$ 曲線 No. 6 (N 43° W)

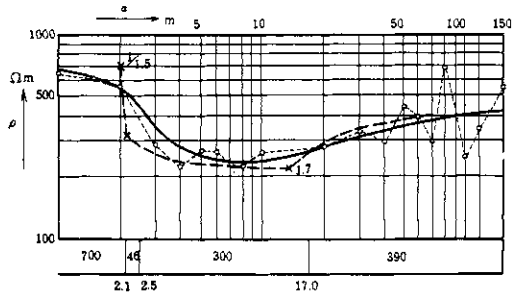


図-49 $\rho - a$ 曲線 No. 3 (N 67° W)

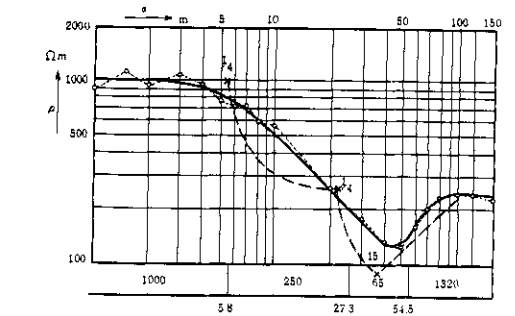


図-53 $\rho - a$ 曲線 No. 7 (N 38° E)

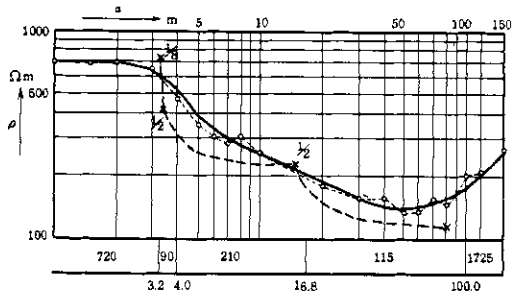


図-50 $\rho - a$ 曲線 No. 4 (N 63° W)

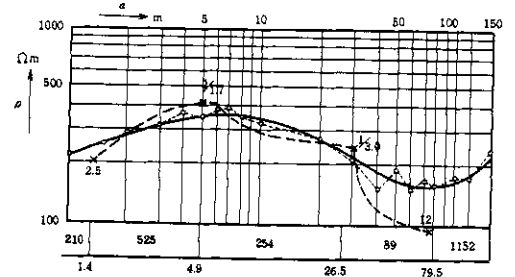


図-54 $\rho - a$ 曲線 No. 8 (N 50° E)

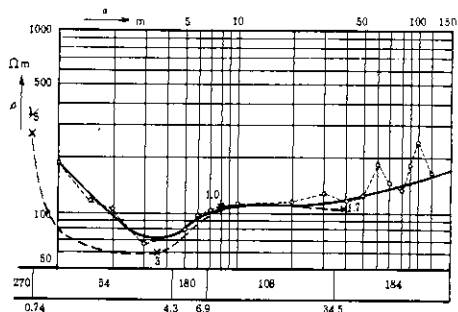


図-55 ρ-a 曲線 No. 9 (N62°E)

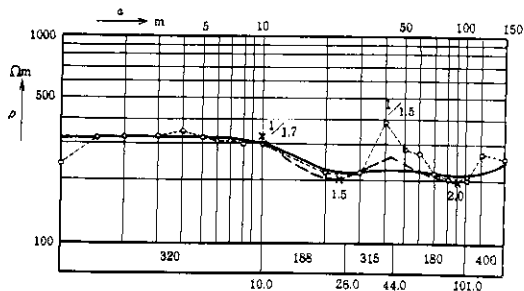


図-59 ρ-a 曲線 No. 13 (N33°E)

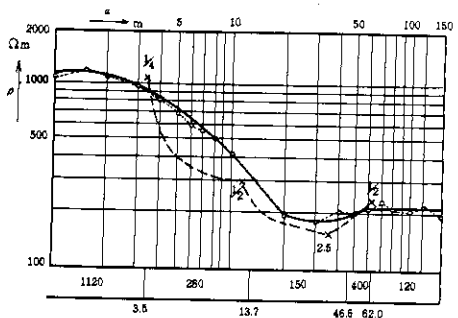


図-56 ρ-a 曲線 No. 10 (N34°E)

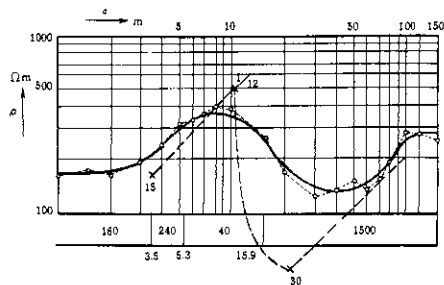


図-60 ρ-a 曲線 No. 14 (N64°E)

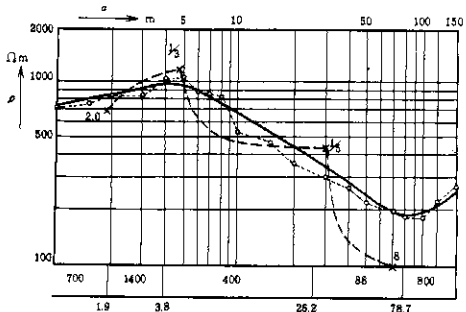


図-57 ρ-a 曲線 No. 11 (N44°E)

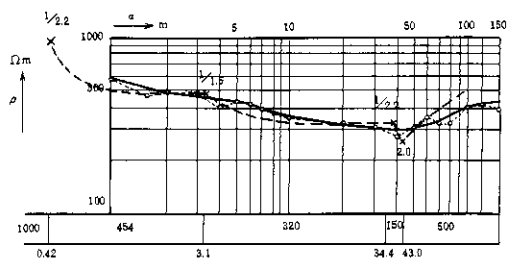


図-61 ρ-a 曲線 No. 15 (N42°E)

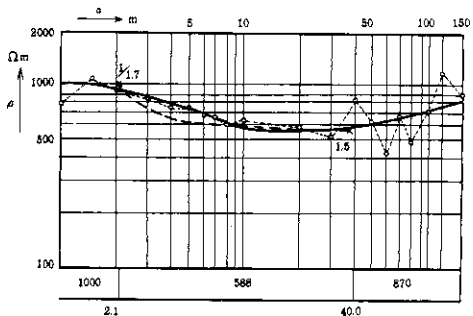


図-58 ρ-a 曲線 No. 12 (N50°W)

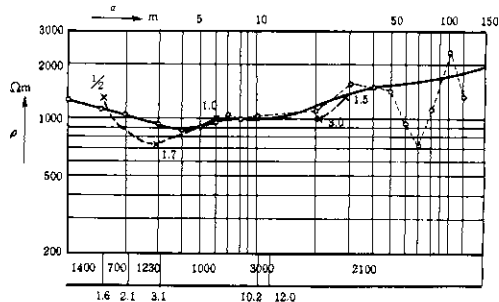


図-62 ρ-a 曲線 No. 16 (N88°E)

No. 2 No. 1の北側の田の中に選定され、丘陵地と平地の比較測定を目的とした。

低抵抗帯が厚く、41m付近から比較的高抵抗(360 Ω m)が推定される。

No. 3 試錐調査No. 2付近の尾根線上に選定された。17m以下からわずかに抵抗が増加している(390 Ω m)。

No. 4 No. 3の北側の尾根線上に選定された。

低抵抗帯が相当に厚く、高抵抗帯(1700 Ω m)のあらわれるのは100m以深と考えられる。

No. 5 東谷部落東部の尾根線上に選定された。豪雨直後の測定のため地表条件が悪く、浅部における低抵抗にはその影響があらわれているものと思われる。

深さ40m付近から高抵抗域(1000 Ω m)が認められる。

No. 6 新宮部落奥の尾根線上に選定された。80m以深に高抵抗域(600 Ω m)が認められる。

No. 7 試錐調査No. 3付近の尾根線上に選定された。

高抵抗域(1300 Ω m)は55m以深と考えられる。

No. 8 No. 7よりさらに東側の尾根線上に選定された。

この尾根線の北側には試錐No. 4がある。測定時は雨上がりの不安定な時期であったため、上部の低抵抗はその影響を受けたものとみなされる。

高抵抗域(1100 Ω m)は80m以深のようである。

No. 9 谷奥部落の山腹を利用して選定されたが、水田が近いため、全般に低抵抗となったようである。

比較的高抵抗(184 Ω m)とみられるのは35m以深である。

No. 10 谷奥部落西の尾根線上に選定された。地表近くに高抵抗(1120 Ω m)がみられるが、これは透水率が高いためとみられる。深部の高抵抗(400 Ω m)は47m以深と考えられる。

No. 11 No. 10の西側の尾根線上に選定された。

地表近くの高抵抗はNo. 10と同様に透水率が高いためとみなされる。深部の高抵抗(800 Ω m)は80m以深と考えられる。

No. 12 大竹部落東側の尾根線に選定された。測定は雨上がり直後に行なったが、全般に高抵抗であった。

40m以深にさらに高抵抗域(870 Ω m)があると考えられる。

No. 13 試錐調査No. 5の上方にある牧場地内に選定された。雨の翌日に山腹で実施したもので、全般に低抵抗である。

No. 14 試錐調査No. 6がある延野地区の尾根線上に選定された。

試錐6-1および6-2では7.5m付近でかたい半花崗岩岩脈に当り、9.1mで中止し、浅い部分しか判明していない。測定結果の16m以深の高抵抗値(1500 Ω m)が、このかたい部分に対比されるものとみなされる。

No. 15 南加茂部落の尾根線上に選定された。ほとんど変化のない形を示した。43m以下に比較的高抵抗域が認められる。

No. 16 試錐調査No. 7があるさらに上方の尾根線上に選定された。

全般に高抵抗を示し、とくに10m以深は2000 Ω mの高抵抗値を示している。両者は少し離れ、かつレベル差があるので、比較することは無理のようである。

全般的傾向

全般に抵抗値の変化が少ないものと、顕著な低抵抗帯と高抵抗帯のあるものの2種類に分けられる。

前者に属するものは(第1群): No. 1, No. 2, No. 12, No. 13, No. 14, No. 15, No. 16。

後者に属するものは(第2群): No. 3, No. 4, No. 5, No. 6, No. 7, No. 8, No. 9, No. 11。

一般に電気検層と同様に、浅部は深度の増加につれて抵抗値が減少し、深部は逆に増加する形が標準である。ただ浅部は降雨の条件に影響されやすいことを考慮する必要がある。

第1群について

第1群に属するもののうちで全般に低抵抗を示すNo. 1, No. 2およびNo. 13は、地表条件の影響をうけて低抵抗を示し、このため深部の探査が困難になった。これに反し、全般に高抵抗であるNo. 12, No. 15およびNo. 16は、風化が進んでいない割合にかたい花崗岩類が比較的低

部に存在することを示すものとみなされる。高抵抗域が比較的浅いNo. 14は、厚い未風化の半花崗岩岩脈の存在によるものとみなされる。

第2群について

いずれも深部に高抵抗帯を有し、花崗せん緑岩地域における風化の発達をよく表わしているものと考えられる。

No. 4, No. 6, No. 8およびNo. 11では、とくに深部で高抵抗域が探査され、80 m 前後以深の高抵抗域は未風化の岩体によるものと考えられる。すなわち、これらの測点における花崗せん緑岩の風化深度は80~100 mとみなしてよいようであり、この地域の深層風化が明らかにされた。しかもこの風化帯は、試錐調査などの状況からみて、ほぼまさ状になっているものと推定される。

7. N値からみたまの性質

試錐柱状図で風化花崗せん緑岩としたものは、そのコアはほとんどまさ状になっているものであり、岩塊状のコアが採取されたものは大竹地区のNo. 5号孔のみであった。しかし、No. 6号孔およびNo. 9号孔の半花崗岩質の岩脈はきわめて硬質なものであった。

風化の程度およびこれに関連する崩壊を考察するには、岩盤固結度を測定するのとも一つの方法であると思われた。ここでは固結度測定の方法として、標準貫入試験でN値を測定し、その結果をもって、花崗岩の岩盤の風化状況の度合を判定することをこころみた。

数地点で行なった標準貫入試験の結果は試錐調査図に示した。

次に風化特性曲線および風化指数の考察を行なった。

(1) 風化特性曲線

深度とN値との関係を図示したものを、風化花崗岩地域の風化特性曲線と呼ぶことにした。図-63, 図-64, 図-65はこれを示したものである。

一般にN値は深度とともに増加するが、N値50付近からはよく縮まっており、急激にN値が上昇する。N値50に相当する深度をゆるみ風化帯とみなしてよいようである。丘陵地の地下水位は、平常時にはこの付近に位置するものが多いようである。しかし、多くのがけくずれ跡の状況、試錐調査などからみると、一般にN値20前後の地点

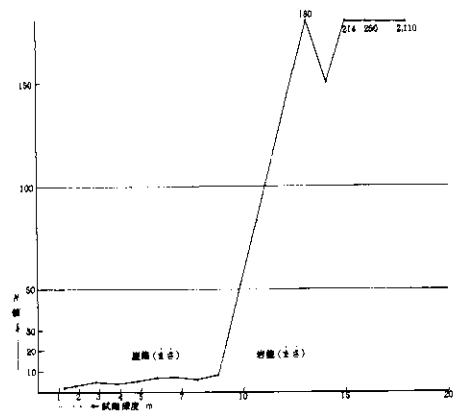


図-63 深度とN値の関係(I) (1号井)

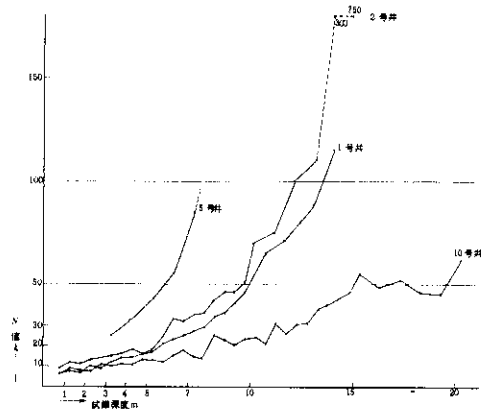


図-64 深度とN値の関係(II) (1号井, 2号井, 5号井および10号井)

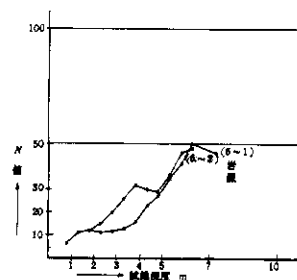


図-65 深度とN値の関係(III) (6号井の1および2)

を崩壊の発生面としているようである。したがって、 N 値 20 前後に相当する深度をとくに危険帯とみなしてよいようである。がけ面付近における危険帯の深さと地形の状態は崩壊の大きな要素となっているものとみなされる。

まさ状の崖錐堆積物は図-63などに示したごとく、 N 値は 10 以下である。岩脈が存在する場合には、岩脈の付近で多少 N 値が低下するようである。

崩壊の発生については、地形・降雨量・地下水などの問題を合わせて検討しなければならないが、風化特性曲線を求めることは、がけずれの規模、性質を考察し、あるいは予知する基礎資料とすることができる。

(2) 風化指数

機械的に花崗岩の風化現象を見るならば、それは見かけ上、ルーズな固結度を失った砂状物質に変ずる（これを俗にまさと呼んでいる）ことである。しかし、それが単に砂状物質と異なる点は、その位置で成分鉱物が相互に位置を変えずに、力学的固結度を失ったという点にある。したがって風化の程度を機械的に見るならば、固結度を見るのが最も良策と考える。固結度を見るのに、ここでは、標準貫入試験法をもってした。

図-66は、この結果にもとづいて、 N 値の対数と深さの関係を図化したものである。

この図からわかるように、いずれも $\log N$ と深さ d との間には、ある範囲において線形関係が成立する。

すなわち、加茂中駅西側尾根では（図-66の①）
 $d = 10 \log N - 7.25$

加茂町中村の尾根では（図-66の②）
 $d = 10.5 \log N - 8.92$

の関係がそれぞれ成立する。この両地点とも、この地域のごく普通の風化状態にある花崗せん緑岩である。

さらに風化の進んだ状態の地点である上佐世付近について行なったものは（図-66の③）

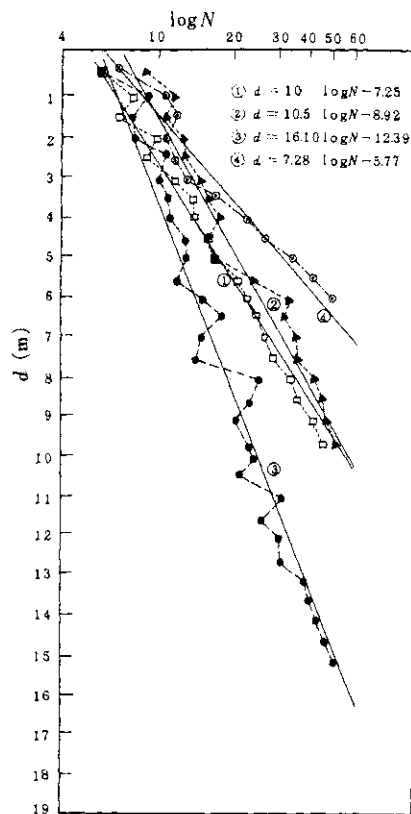
$$d = 16.10 \log N - 12.39$$

の関係にある。

逆に、これらよりも、やや風化のおくれた地帯として加茂町延野地区で行なった結果は（図-66の④）

$$d = 7.28 \log N - 5.77$$

なる関係にある。



- ① 加茂中駅西側尾根（花崗せん緑岩）
- ② 加茂町中村（花崗せん緑岩）
- ③ 大東町上佐世（花崗せん緑岩）
- ④ 加茂町延野（やや酸性な花崗せん緑岩）

図-66 N 値の対数 ($\log N$) と深さ (d) の関係

以上の結果を見ると、いずれにせよ風化作用というものは、地表面からの深さの増加によって、急速に衰えるものであることがわかる。

これを統一的に示すならば

$$d = A \log N - B$$

の形にかくことができ、 A および B は、風化の進んでいる岩体に対して大きい値を示すことができる。

この結果、深層風化が進んだ地域で、風化の状況および崩壊とまさの関係を探査する一つの有効な方法は、 N 値を測定して締まりの程度を調査することであることが明らかにされた。

8. まさの粒度試験について

崩壊地点の代表的な試料 43 点を採取して、粒度試験を行なった結果は表-10のごとくであり、

表-10 まさの粒度分布

No.	試料		種別	粘土,シルト,微細砂		細砂		中粒砂	粗砂	小れき	れき		メジアン径mm	モード径mm	粒度加積曲線
	付図	採取地		0.074以下	0.074~0.105	0.105~0.15	0.15~0.25	0.25~0.5	0.5~1.0	1.0~2.0	2.0~4.0	4.0以上			
1	K-1a	大竹地区,大竹川上流	A	1.10	1.18	1.30	2.21	4.51	13.50	22.70	37.00	16.50	2.15	2.0~4.0	No.1
2	" b	" "	B	1.86	2.14	2.55	5.05	10.30	22.70	24.30	23.30	7.80	1.17	1.0~2.0	"
3	K-2	" "	A	0.52	2.95	2.54	5.84	11.05	19.30	18.15	28.40	10.75	1.35	2.0~4.0	"
4	K-3	" "	C	2.85	0.60	4.95	5.20	20.60	22.70	18.20	17.10	7.80	0.80	0.5~1.0	No.2
5	K-4	" "	A	0.05	0.25	0.75	7.75	21.00	25.85	20.50	18.00	5.85	0.86	"	"
6	K-5	" "	B	2.52	3.68	4.50	7.90	14.20	20.00	15.20	20.70	11.30	0.93	2.0~4.0	"
7	K-6	" "	B	1.36	1.26	1.44	2.95	6.45	13.50	15.70	30.64	26.70	2.35	"	"
8	K-7a	" ,光明寺沢	A	3.52	2.31	2.35	4.17	7.80	15.30	15.15	27.10	22.30	2.00	"	No.3
9	" b	" "	B	1.20	1.52	1.56	3.26	7.15	17.00	19.30	33.23	15.78	2.00	"	"
10	K-8a	" "	A	4.15	4.35	5.20	9.20	17.60	29.00	18.10	10.60	1.80	0.62	0.5~1.0	No.4
11	" b	" "	C	2.35	3.20	3.27	5.00	8.20	20.00	20.10	25.65	12.03	1.35	2.0~4.0	"
12	K-9a	" "	A	5.02	3.60	3.93	5.35	9.30	16.90	20.80	27.00	8.10	1.20	"	No.5
13	" b	" "	C	6.68	4.20	3.77	5.40	11.60	21.40	19.00	18.85	9.10	0.90	0.5~1.0	"
14	K-10	延野地区	B	1.65	3.55	4.25	5.85	9.60	21.00	22.20	23.10	8.80	0.87	2.0~4.0	No.6
15	K-11	" "	B	2.14	2.30	3.40	11.15	10.33	21.10	19.45	24.30	5.83	0.98	"	"
16	K-12	" "	B	1.90	1.60	2.35	5.00	13.30	23.50	24.00	22.00	6.35	1.07	1.0~2.0	—
17	K-13a	谷奥地区	A	0.05	0.15	0.55	3.40	10.00	18.80	18.50	27.55	21.00	1.90	2.0~4.0	No.7
18	" b	" "	B	0.02	0.05	0.10	2.45	16.20	24.20	22.40	27.00	7.60	1.25	"	"
19	K-14a	" "	A	2.42	1.95	2.47	4.80	9.86	20.80	22.10	26.40	9.20	1.28	"	"
20	" b	" "	B	3.32	3.10	3.38	6.50	10.80	21.20	21.50	23.00	7.20	1.05	"	"
21	K-15a	角生地区	A	0.15	1.30	2.80	5.10	10.50	21.10	19.25	23.30	16.50	1.40	"	—
22	K-16a	東谷地区	A	2.05	1.75	2.65	5.05	11.10	23.70	22.50	23.30	7.90	1.12	0.5~1.0	No.8
23	" b	" "	B	1.10	2.66	5.31	10.86	18.00	45.70	19.64	6.10	0.60	0.70	"	"
24	K-17	星野地区	A	4.53	4.82	5.37	8.00	14.60	23.20	20.00	16.90	2.58	0.73	"	No.9
25	K-18	中村地区	B	0.50	0.50	0.80	3.52	11.40	25.20	25.50	29.42	3.16	1.25	2.0~4.0	No.10
26	K-19	昭和地区	B	3.18	3.04	3.88	6.50	13.50	26.10	22.10	19.00	2.70	0.86	0.5~1.0	"
27	K-20a	加茂中地区	A	2.14	3.00	4.50	8.10	15.70	25.60	21.80	16.60	2.56	0.78	"	No.9
28	" b	" "	A	2.10	3.10	3.90	8.00	14.80	29.60	28.80	7.65	2.05	0.76	"	No.11
29	" c	" "	C	1.67	3.85	5.35	7.53	16.10	28.30	21.30	12.10	3.80	0.72	"	"
30	K-21	金原地区	A	1.65	1.70	2.48	3.81	13.10	28.30	23.00	22.90	3.06	0.97	"	—
31	K-22a	加茂木次町境	A	0.10	0.15	0.60	3.35	10.00	22.00	25.50	30.00	8.30	1.45	2.0~4.0	No.12
32	" b	" "	C	3.10	3.10	3.35	5.65	10.40	21.10	23.00	24.70	5.60	1.26	"	"
33	" c	" "	C	2.65	2.65	3.30	5.40	11.20	22.50	24.00	22.10	6.20	1.08	1.0~2.0	—
34	D-1a	下透野地区	A	5.85	5.40	6.75	12.80	22.80	27.80	14.30	4.30	0.00	0.45	0.5~1.0	—
35	" b	" "	A	0.53	3.52	5.90	11.40	19.10	27.10	16.60	13.10	2.75	0.64	"	—
36	D-2	" "	A	1.55	1.97	1.92	4.64	11.60	27.50	25.10	23.25	2.47	1.00	"	—
37	D-3	大東下分地区	A	1.07	1.83	2.40	4.80	12.40	25.30	21.50	24.10	6.60	1.07	"	—
38	D-4	上佐世地区	A	5.40	5.25	5.40	9.60	19.90	25.80	17.80	8.90	1.95	0.56	"	No.13
39	D-5	" "	A	0.45	0.55	0.55	1.50	9.55	4.60	28.70	12.70	0.00	0.88	"	—
40	D-6a	下佐世地区	A	1.70	2.15	2.30	3.20	7.00	16.45	20.00	34.20	13.00	1.85	2.0~4.0	No.13
41	" b	" "	C	3.48	0.52	3.25	3.05	13.30	15.20	16.80	30.80	13.60	1.60	"	"
		平均値 (41個)		2.23	2.36	3.11	5.86	12.82	23.45	20.85	21.86	7.98	1.15	0.5~1.0	
		A平均値 (22個)		2.10	1.15	3.03	6.00	12.87	24.04	20.97	21.05	7.51	1.14	"	
		B " (12個)		1.73	2.10	2.79	5.89	11.77	23.43	20.94	23.48	8.65	1.20	"	
		C " (7個)		3.25	2.59	3.89	5.31	13.06	21.60	20.34	21.61	8.30	1.10	"	
42	K-15b	角生地区		0.70	1.52	1.60	3.00	5.85	12.70	16.20	25.20	33.20	2.50		
43	K-16c	東谷地区		1.10	4.08	4.03	6.23	16.03	27.33	24.00	16.20	1.00	0.80		

備考

種別 A: がけくずれ跡に露出したまさ状の岩盤
 B: 崩落したまさ
 C: 崩壊地の上部に堆積している塵錐状のまさ

試料採取地点は図-1に示した。この中の一部を粒度加積曲線で図-67~78に示した。種別において、Aはがけくずれ跡に露出したまさ状の岩盤から採取したもの、Bは崩落したまさを採取したものである。Dは例外的なもので、K-15bは黒雲母花崗岩の破碎帯で、崩壊跡の岩盤から採取し、大れき質は分離して試験したものである。

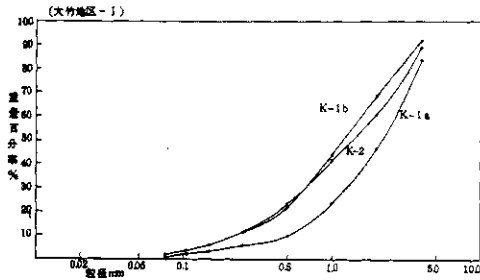


図-67 粒度加積曲線 (大竹地区-I)

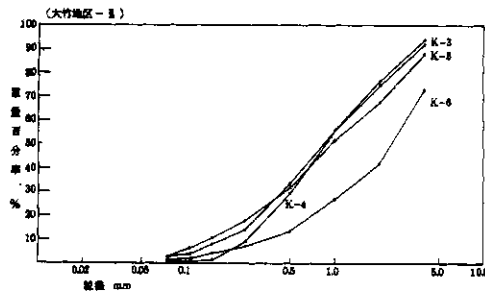


図-68 粒度加積曲線 (大竹地区-II)

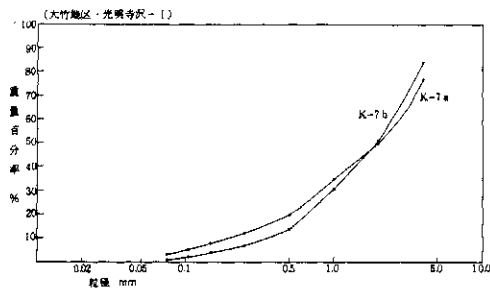


図-69 粒度加積曲線 (大竹地区・光明寺沢-I)

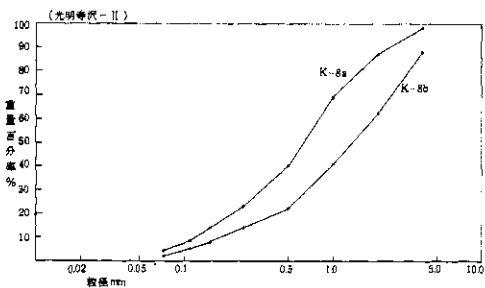


図-70 粒度加積曲線 (光明寺沢-II)

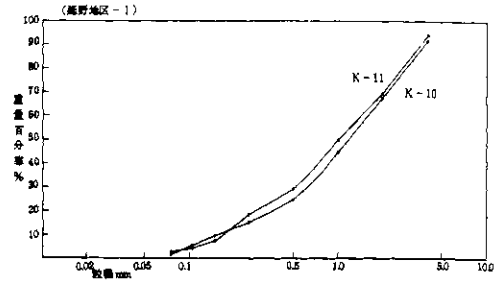


図-71 粒度加積曲線 (延野地区-I)

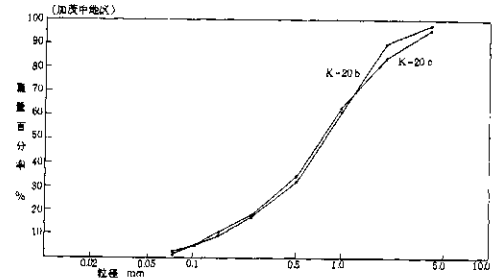


図-72 粒度加積曲線 (加茂中地区)

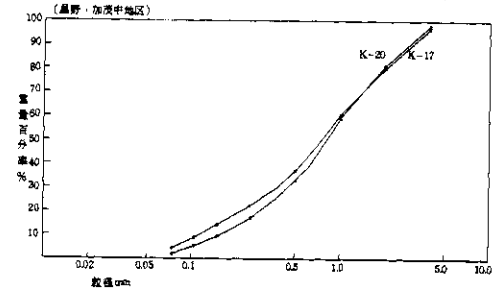


図-73 粒度加積曲線 (星野・加茂中地区)

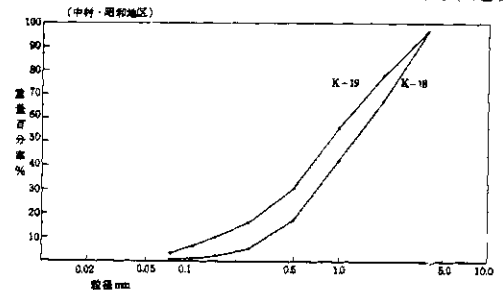


図-74 粒度加積曲線 (中村・昭和地区)

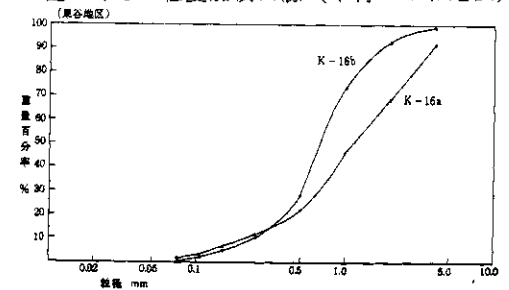


図-75 粒度加積曲線 (東谷地区)

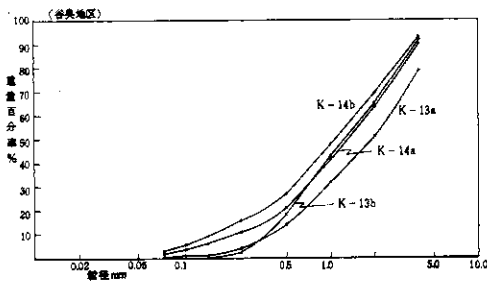


図-76 粒度加積曲線(谷奥地区)

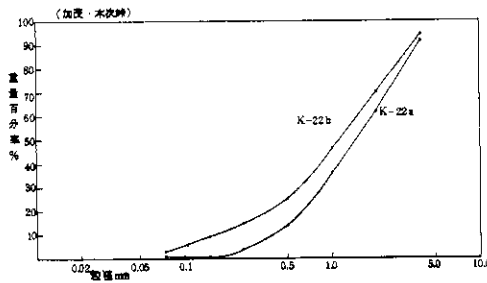


図-77 粒度加積曲線(加茂・木次峠)

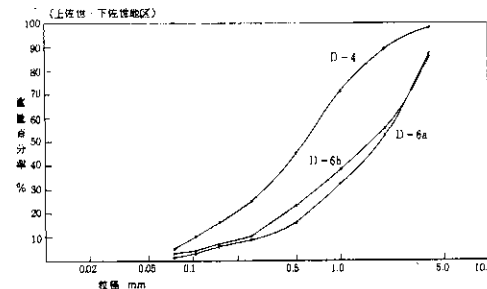


図-78 粒度加積曲線(上佐世・下佐世地区)

最大粒径：一般に、最大粒径は5～6mm程度である。

メジアン径：粒度の中央累積値は、0.6～2.5mmの範囲にある。41個の平均値は1.15mmである。A(22個)の平均値は1.14mm、B(12個)の平均値は1.21mm、C(7個)の平均値は1.09mmであり、とくに目立った相違はみられない。

モード径：もっとも多い粒径として、0.5～1.0mmの粗砂が多いものは18個、2.0～4.0mmのれきが多いものは20個であった。モード径が1.0～2.0mmのものは3個である。41個を平均したものでは、0.5～1.0mmの粗砂の区分に属する。また、砂とれきの区分は取りあつかい方によって異なるが、粒径区分の方法で、2.0mmまでを砂と

する場合に、それぞれのモード径は大部分が粗砂に属する。

この地域でまさと称される風化物は、その大部分が0.5～4.0mmの粒径のもので構成され、全体の50～70% (平均値は66%)を占める。粘土およびシルト分はいちじるしく少ない。風化による粒度の一様性を反映し、全般を通じていちじるしい粒度変化は認められない。ただ同じ地点では、岩盤—崩落物—崖錐質の順にわずかながら細粒化している傾向は存在する。また風化の程度によって粘土・シルト・細砂の含有量に多少の差が認められる。

原岩および風化による相違は、たとえば次のようである。大竹K-1aは、花崗せん緑岩縁相のまさであるが、2.0～4.0mmの粒径がもっとも多く、粘土・シルトの粒径範囲のものはいちじるしく少ない。谷奥K-13aは花崗せん緑岩のまさであるが、やや風化がおくれているものである。この試料では、2.0～4.0mmに最多粒径値があるが、4.0mm以上の粒径をもつものの量が多く、粘土・シルト・細砂側の含有量が少ない。一方、もっとも風化が進んでいる花崗せん緑岩として、上佐世D-4を対比すると、この試料では0.5～1.0mmに最多粒径値があり、粘土・シルト・細砂側の粒径をもつものが多くなり、4.0mm以上のものは、ほとんどなくなっている。

崩壊するまさは節理にそった粘土化など多少は粘土分・シルト分の多い傾向はあるが、一般的に、風化による粒度分布によって崩壊をおこしやすいか否かの程度を知ることとはできなかった。

9. まさのX線分析について

花崗岩類の風化物に含まれる粘土鉱物を検討するため、粒度試験を行なった試料の中から18個を選んで、X線回折を行なった。試料は水簸と遠心分離によって粘土質をとり、ガイガーフレックスによる回折線を得た。その主要回折線は表-11のごとくである。原岩鉱物による石英および長石の回折線を伴うが、粘土鉱物として、15.0、7.3、4.48、4.41、3.0、2.54および14.9Å付近のピークと7.0～14.4Å付近の連続性ピークが認められた。粘土鉱物の結晶度は低いのが3群に分けられた。

A群：主としてハロイサイトあるいは加水ハロイサイトからなると考えられるもの。

B群：A群の粘土にモンモリロナイトあるいは

表-11 まさの粘土質X線回折線

No. 1	No. 2	No. 3	No. 4	No. 5	No. 6	No. 7	No. 8	No. 9	
K-1a	K-1b	K-7a	K-7b	K-8a	K-8b	K-9b	K-13a	K-13b	
d(Å) I	d(Å) I	d(Å) I	d(Å) I	d(Å) I	d(Å) I	d(Å) I	d(Å) I	d(Å) I	鉱物
152 13	147 11		8.8 } 7.2 }	15.5 29b			14.2 7.0	9.9 7.3	Mt, Cl, V
				7.30 10 5.98 13		7.37 8b	7.24 12b		H
4.48 13									Mt
	4.42 12	4.41 14	4.43 13b		4.41 15	4.41 11	4.41 12b	4.41 10	Mt, H
4.24 10	4.22 9		4.24 11	4.24 10		4.22 19			H, Mt
4.03 10	4.01 8		4.03 9	4.03 7	4.01 12	4.00 10		4.01 9	F
3.76 10		3.72 15				3.75 12		3.75 10	F
3.65 10			3.67 9		3.68 10b			3.64 11	F, H, Mt
	3.32 7	3.31 15s	3.33 16	3.57 11 3.34 30s		3.32 46s	3.32 15	3.33 10	H, Mt
3.18 20	3.18 10b	3.16 23	3.19 18	3.22 12b	3.11 20	3.20 14b	3.18 13	3.18 30s	Q
		2.91 6		3.00 7		2.98 7			F
2.54 6b	2.54 7b	2.54 8	2.54 6	2.56 8	2.53 7b	2.54 6	2.54 4b	2.55 6	Mt
						2.44 7			H, Mt
						1.53 6s			Q
1.49 4	1.49 3	1.49 4	1.47 4	1.49 4b	1.48 4	1.49	1.48 3	1.48 4	H, Mt
No. 10	No. 11	No. 12	No. 13	No. 14	No. 15	No. 16	No. 17	No. 18	
K-16a	K-16b	K-16c	K-22a	K-22b	D-1b	D-6a	D-6b	K-15b	
d(Å) I	d(Å) I	d(Å) I	d(Å) I	d(Å) I	d(Å) I	d(Å) I	d(Å) I	d(Å) I	鉱物
1.49 16b	1.42 7			1.44 13		1.42 6	1.40 6	15.2 100+	Mt, Cl, V
		1.47 } 7.3 }	10.7 } 7.3 }	1.44 } 7.0 }		1.42 } 7.3 }	1.40 } 7.2 }		
	7.34 11b		7.24 14b	7.36 13b		7.34 14	7.34 12b	7.24 19b	H
		4.48 16						4.94 16b	Mt
4.45 14	4.43 15		4.41 16	4.43 14	4.42 13	4.41 11	4.41 11	4.47 8	Mt, H
		4.26 11b	4.00 15		4.20 15	4.20 9	4.21 12		H, Mt
					3.73 9	3.98 9	4.00 11		F
		3.67 9							F
			3.54 15b	3.54 13b		3.52 13		3.67 12	F, H, Mt
3.33 11	3.33 11	3.33 11	3.32 18	3.33 14	3.32 33s	3.32 13	3.32 20s	3.57 13	H, Mt
3.20 9	3.19 10	3.18 10	3.17 23s	3.19 14	3.17 34s	3.18 19	3.17 15	3.33 17s	Q
			2.96 10						F
2.54 8	2.54 7b	2.56 7	2.52 9b	2.54 6b		2.53 5b		2.99 12b	Mt
					2.44 12s			2.56 5	H, Mt
					1.53 5				
1.49 4	1.48 5	1.49 5		1.49 3b	1.48		1.48 4	1.49 4	Q
									H, Mt

測定条件 10mA, 30 KVP, 8-1-4

鉱物名 Mt: モンモリロナイト
 H: ハロイサイトまたは加水ハロイサイト
 Cl: 緑でい石, ひる石
 F: 長石
 Q: 石英

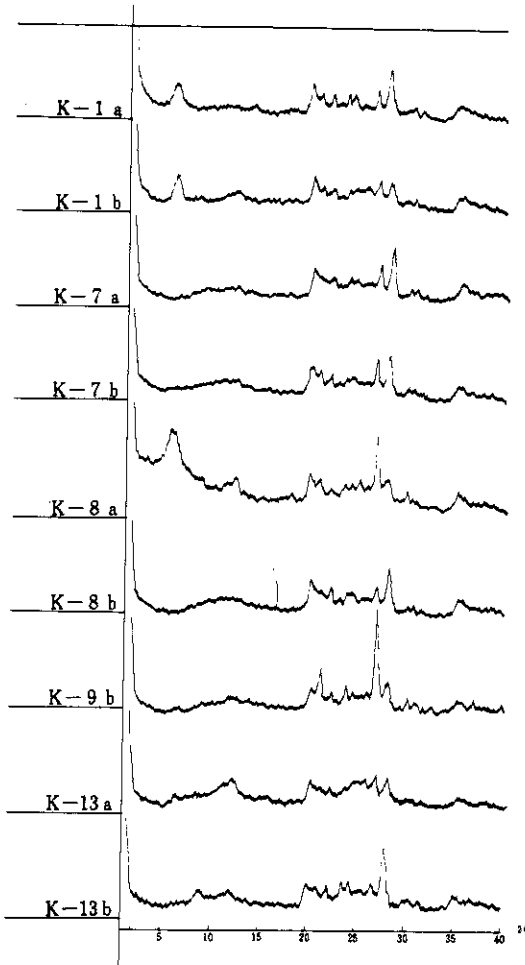


図-79 まさの粘土質X線回折図

緑でい石・ひる石を伴うもの。

C群: A群の粘土に不規則混合層鉱物を伴うもの。No. 18 (K-15b) はモンモリロナイトからなり、きわめて鋭いピークが現われたが、これは黒雲母花崗岩の破碎帯の粘土である。かたい細片質角れき間を網状に充てんしており; 破碎作用の時期に生成されたものと考えられる。

10. 花崗岩類の風化機構に対する考察

後述するように、花崗岩類を構成する鉱物は、風化作用に対して極端に安定な鉱物と、極端に不安定な鉱物が単一結晶のほとんど等粒子集合体として共生するところに特徴がある。

表-12は、加茂中駅付近のかなり風化の進んだ花崗せん緑岩の分析値である。

この値と表-4の加茂東谷産および大東町遠所

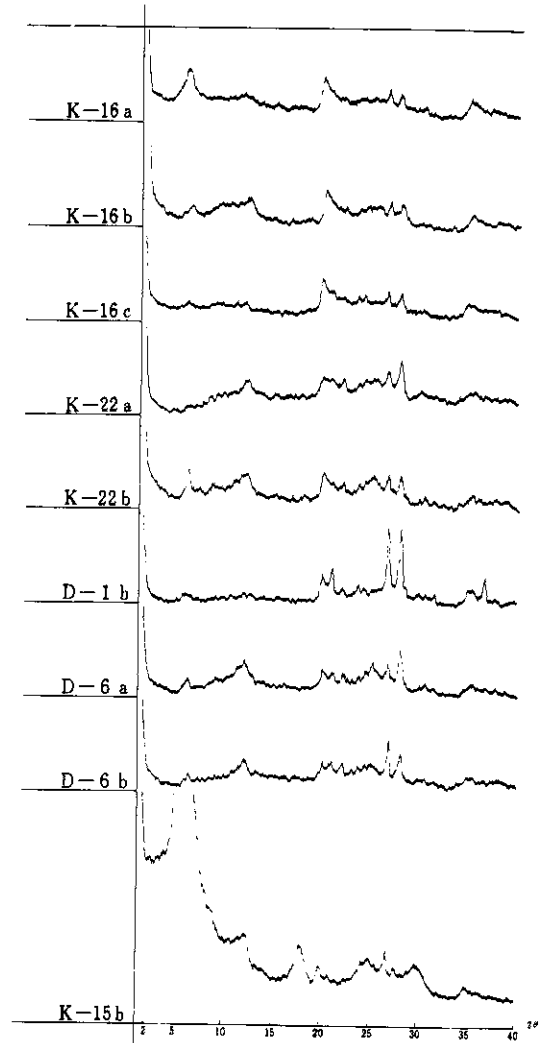


図-80 まさの粘土質X線回折図

産の分析値から、これを 1 m^3 についてのイオン量に換算したものが表-13である。さらにこれらの値から 1 m^3 に含まれるイオン数を算出し、風化物の新鮮な試料に対する差をとって、これを新鮮なもののイオン数で除したものを減少率として示したものが表-14である。

この表によると東谷産花崗せん緑岩ならびに遠所産花崗せん緑岩に対する風化物の各減少率は、大局的には同じような傾向をもっている。Ti⁴⁺、P⁵⁺に関しては、東谷産花崗せん緑岩には、もともと、加茂産風化花崗せん緑岩の源岩におけるよりもはるかに少量しかはいつていなかったものと

表-12 花崗せん緑岩風化物(加茂)の分析値

Element	W _t (%)
SiO ₂	64.10
TiO ₂	0.34
Al ₂ O ₃	16.11
Fe ₂ O ₃	4.41
FeO	0.29
MnO	0.07
MgO	2.14
CaO	2.49
Na ₂ O	2.86
K ₂ O	2.15
H ₂ O ⁺	2.62
H ₂ O ⁻	2.42
P ₂ O ₅	0.17
Total	100.17

分析：三浦清

表-13 イオン含有量

1 m³中の含有量(kg)

イオン	東谷産花崗せん緑岩	遠所産花崗せん緑岩	加茂産花崗せん緑岩風化物
Si ⁴⁺	914.18	877.48	520.86
Al ³⁺	258.77	219.89	148.29
Fe ³⁺	42.51	66.82	53.64
Fe ²⁺	47.03	49.52	3.92
Ti ⁴⁺	2.44	6.76	3.54
Ca ²⁺	75.94	73.80	30.98
Mg ²⁺	35.62	35.20	22.45
Na ⁺	66.94	76.58	36.92
K ⁺	59.42	49.85	31.05
Mn ²⁺	2.25	2.84	0.94
P ⁵⁺	1.27	1.72	1.29

表-14 風化物のイオン減少率

比較イオン 花崗せん緑岩	東谷産花崗せん緑岩に対する 1m ³ 当りのイオン減少率 (⊕は増加率)	遠所産花崗せん緑岩に対する 1m ³ 当りのイオン減少率
	Si ⁴⁺	0.43
Al ³⁺	0.11	0.33
Fe ³⁺	⊕ 0.26	0.20
Fe ²⁺	0.92	0.92
Ti ⁴⁺	⊕ 0.45	0.48
Ca ²⁺	0.51	0.50
Mg ²⁺	0.31	0.31
Na ⁺	0.45	0.52
K ⁺	0.48	0.38
Mn ²⁺	0.59	0.67
P ⁵⁺	⊕ 0.02	0.25

考えねばならないであろう。

問題となるのは、Aが風化によってBとなったという適当な場所がなく、またかりにあったとしても、この種の花崗せん緑岩では、火山岩のそれを比較するようなわけにはいかないので、やむをえず、この三者を比較しているわけである。

遠所産花崗せん緑岩に対する減少率の順位は、 $Fe^{2+} > Mn^{2+} > Na^+ > Ca^{2+} > Ti^{4+} > Si^{4+} > K^+ > Al^{3+} > Mg^{2+} > P^{5+} > Fe^{3+}$ で、また東谷産の花崗せん緑岩に対する減少率の順位は、 Ti^{4+} 、 P^{5+} を除いて

$Fe^{2+} > Mn^{2+} > Ca^{2+} > K^+ > Na^+ > Si^{4+} > Mg^{2+} > Al^{3+} > Fe^{3+}$ となる。

つまり、風化作用に対して、 Fe^{2+} 、 Mn^{2+} は最敏に減少する傾向があり、逆に Fe^{3+} 、 P^{5+} 、 Al^{3+} 、 Mg^{2+} はむしろ鈍感なイオンで Fe^{3+} は見かけ上増加する場合もある。

これらに対して、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 K^+ 、 Si^{4+} は、中間的な性格をもっているといえるだろう。

風化現象を造岩鉱物の立場からみると、特に黒雲母および斜長石の変化が注目される。

黒雲母は、花崗岩形成の末期において、多少とも緑でい石化作用を受けて鉄質緑でい石によって交代作用を受けていることは前にも述べたとおりである。

いまこのような状態にある黒雲母が、風化の進行につれて、どのような変化をたどるのか、三刀屋町町の上採石場の試料その他を用いて検討してみよう。

まず第1段階では、岩石全体が肉眼的にやや褐色味を帯びてくるが、これは黒雲母から鉄がしみだして来た色で、黒雲母の周辺が特に褐色味をおびてくる。この段階では、緑でい石自身にもあまり変化は認められないが d_{001} (Å)の値が14.24 (Å)から14.13 (Å)と減少しているのが見られる。これは、4 (Si, Al)の中のAl含量が増加したことを意味するが、必ずこの現象が生ずるかどうかが、今後さらに研究したい事柄である。さらに注目すべきことは、ハイドロバイオタイトの微弱な回折線がこの段階において出現することである。しかしながら、岩石全体としては、いまだに完全に凝結してかたい。

次の段階となると岩石がある特定の方向に小ブロックをなして割れやすくなるが、造岩鉱物は単一粒子となって、いまだ遊離しない。この段階に

なると、きわめて明りょうなハイドロバイオタイト回折線が認められるのが特徴である。さらに注目すべきは、緑でい石の d_{001} (Å)の値が、岩石の新鮮な状態にあった時の緑でい石の d_{001} (Å)の値と同じ値を示すと同時に(002)回折線に対する(001)、(003)の各回折線強度が若干増加してくることである。このことは、風化の段階で生成される緑でい石は、花崗岩形成の最末期に生成される鉄質緑でい石に比して若干Mg-richのものであることを意味する。またこの段階では、黒雲母の回折線も認められるが、急激に弱くなっている。

第3段階になると、これまで強い回折線を与えていたハイドロバイオタイトは消滅し、緑でい石の(002)回折線も同時に弱くなる。しかし、この段階の著しい特徴は、ひる石の出現である。すなわち緑でい石のこれまで明りょうであった(001)回折線の位置は、14.3 Åから14.8 Åへと変化し、同時に(002)回折線よりも強くなってくる。このことは、緑でい石から新たにひる石が生成され始め、クロライト—パーミキュライト混合層鉱物の形をしていることを意味している。この段階になると、岩石の表面を手でこすると、ザラザラした感じを与えるようになるが、ハンマーでないと破壊することはできない。しかし、とにかく、単粒子として遊離する傾向が見えはじめるのは、この段階である。黒雲母も、まだこの段階で回折線を与えているが、新たに生成されている鉱物はすべて黒雲母仮晶である。

第4段階になると、岩石はバラバラと単粒子化し、手をもって砕くことができるが、完全なまさ状ではない。黒雲母仮晶は茶褐色を帯びてくる。

この段階になると緑でい石は完全に消滅し、ひる石のみのピークが明りょうに残る。しかし黒雲母も不安定な形で微弱な回折線を示す。

このひる石の回折線の d 値は14.7—15.0 Åで、強く明りょうな回折線を与え、エチレングリコール処理で膨張せず、600°C加熱処理によって消失するから、ひる石である。

ただ、花崗岩の種類によって、この d 値は異なり、ある地域の黒雲母花崗岩に含まれるものでは、 $d = 14.3 \text{ \AA}$ となるものもある。

この採石場では、これ以上の試料は採取できないが、この地域のまさ状風化をしている花崗せん緑岩中の黒雲母仮晶は、鋭いひる石の回折線を示

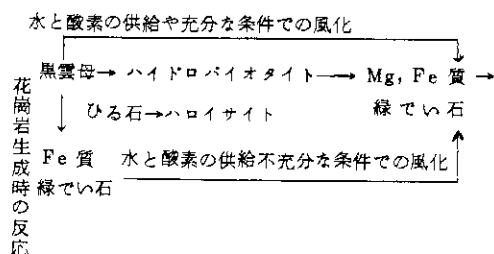
し、緑でい石、黒雲母の回折線はすでに見ることができない。多くは微弱ながらもハロイサイトの回折線を与える。

以上の結果から、黒雲母は花崗岩生成の末期で、すでに緑でい石作用を受けて、多少ともFe質緑でい石によって交代される。

この状態にある黒雲母は、風化作用の影響がおよびはじめる深さに到達すると、ハイドロバイオタイトに変化し、さらにMg、Fe質緑でい石へと変化していく。同時にFe質緑でい石も徐々にMg、Fe質緑でい石に変ずる。このころになると、岩石全体に力学的変化が現われはじめ、特定方向に沿って小塊に割れやすくなる。このような過程は、おそらく酸素も水もきわめて微小な割れ目を通してしか供給されないの、これらの不足な条件で進行するであろう。このような条件では、まだひる石の生成が行なわれない。岩石のその部分が、さらに水と酸素が比較的容易に供給されるような条件におかれると、Mg、Fe質緑でい石は、徐々にひる石へと変化し、おそらく黒雲母からは直接的にMg、Fe質緑でい石が生成されるようである。したがってこの位置では、黒雲母は消滅の一途をたどり黒雲母仮晶としてひる石が盛んに生成される。

この反応の最終的段階がまさ状風化物で、この条件ではさらに水も酸素も容易に供給されるから、ひる石はさらにハロイサイトへと徐々に変化しはじめるものと考えられる。

このような変化を模式的に書くと次のようになると考えられる。



以上用いたX線回折線図を図-81, 82, 83に示す。

以上のように、黒雲母の変化が進行するにつれて、斜長石の変質が進行する。

花崗岩類生成の末期における黒雲母の緑でい石化が著しい場合には、同時に斜長石の変質化も著しく、双晶面・帯構造・へき開面などに沿って絹雲母化・方解石化が進行する。

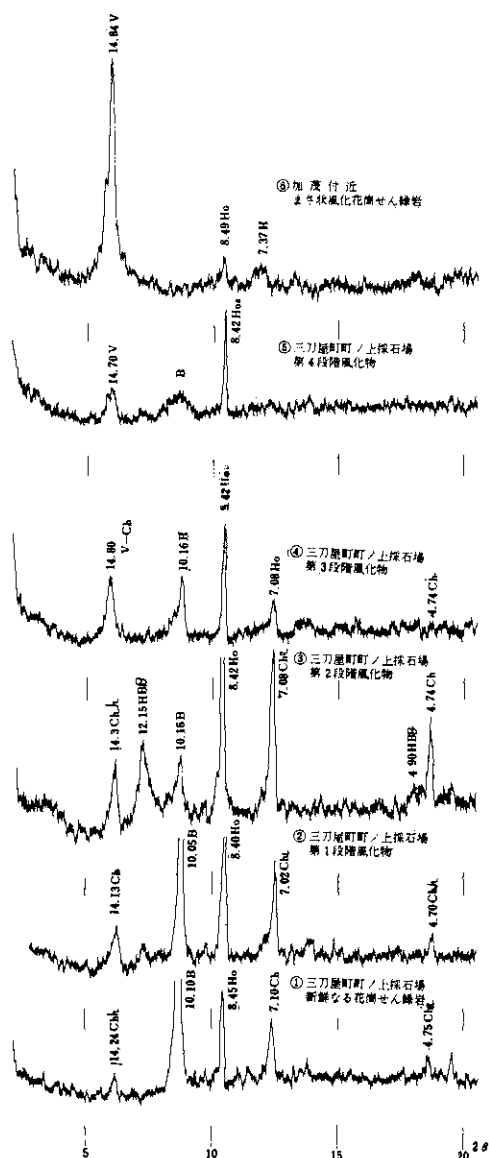


図-81 黒雲母のX線回折図(I)

風化による黒雲母の変化を示す。

試料：電磁分離器による濃縮物

V：ひる石，V-Ch：ひる石・緑でい石混合層鉱物

HB：ヒドロ黒雲母，Ch：緑でい石，

B：黒雲母，Ho：角せん石，

H：ハロイサイト

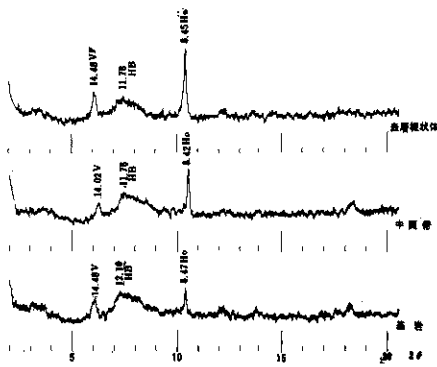


図-82 黒雲母のX線回折図(Ⅰ)
 表層断面の黒雲母仮晶(木次駅裏の花崗せん緑岩崩壊, 基岩はややかたい風化物)
 試料: 電磁分離器による濃縮物。
 V: ひる石, HB: ヒドロ黒雲母,
 Ho: 角せん石

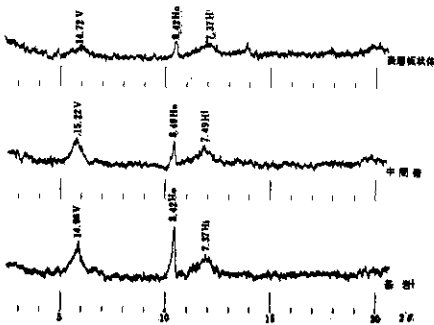


図-83 黒雲母のX線回折図(Ⅱ)
 表層断面の黒雲母仮晶(上佐世, 基岩はきわめて風化の進んだもの)。
 試料: 電磁分離器による濃縮物。
 V: ひる石, H: ハロイサイト,
 Ho: 角せん石

あまり、このような変質作用を受けていない斜長石でも、多くは累帯構造と関係をもって、ソーシユル石化を受けている。ソーシユル石化は、岩石がより塩基性になるほど強く現われている傾向があり、黒雲母花崗岩に比して、花崗せん緑岩の斜長石が著しいように見える。しかし斜長石個体によっては、まったくソーシユル石化作用を受けていないものもある。

斜長石における風化過程の第1段階は、斜長石

に発達する微細な割れ目に沿う変質作用にはじまる。

この割れ目はまったく不規則に発達するもの、累帯構造に沿うもの、へき開面に沿うもの、鉱物粒子との境界に沿うものなど、いろいろであるが、このような微細な割れ目とおして斜長石の粘土鉱物化が進む。同時に、岩石内において、いくつかの鉱物粒子を同時に切るような、やや大きい割れ目もあって、この割れ目には、風化作用の初期においてすでに粘土鉱物が生成している。

この全体を切るような割れ目が斜長石の微細な割れ目と交わると、その付近が特に変質の進行を早める模様である。

以上のような斜長石の状態は、その中の黒雲母からハイドロバイオタイトが明りように認められ、岩石全体にややゆるみができるころの状態にあって、まだ単一粒子となって成分鉱物が遊離しない状態にある。

さらに風化作用が進行するとこの粘土化作用は、斜長石のより内部へと進行すると同時に、他鉱物との境界に沿っても進行し、虫食状の斜長石が形成される。このようになると一つの斜長石粒子もいくつかに分断されて、相互に力学的凝結力は持たない状態になる。この状態になると、岩石は“まさ状”のルーズな組織となる。

もちろん、岩石全体を切るやや大きい割れ目による他の鉱物の細分化も同時に行なわれるわけであるが、斜長石自身の細分化に比してはるかに少ない。このようにして斜長石に生成される粘土鉱物は鏡下において決定しがたいのであるが、風化している斜長石を取り出してX線による同定を試みた結果によると、実は、たしかにモンモリロナイト($d=14.8\text{\AA}$)らしい回折線を認めるのみで、本質はほとんど変化していない。

要するに花崗岩類の風化において、化学的、鉱物学的に積極的にその作用を高めるのは黒雲母であり、機械的にそれを決定づけるのは斜長石であるといえる。

このように、黒雲母がひる石となり、さらにハロイサイトの芽ばえすらあって、斜長石は細分化され全体としてまさ状を呈する状態となっても、正長石はほとんど変化しないで新鮮であるように見える。

角せん石も多少へき開に沿うズレは見られなくとも、本質の変化は認められない。

結局、花崗岩類には、もともとこのような微細な割れ目が発達していて、それを通して下部に風化作用が進行する。そして黒雲母はひる石へと変化し、斜長石は細分化される。この作用をもっともよく受ける条件の適したものが花崗せん緑岩であり、黒雲母花崗岩はあまり適当な条件を具備していないと考える。

11. まとめ

以上、研究地域内の地質と、花崗岩地帯にみられる数多くの崩壊跡の野外観察結果から、これら崩壊の発生機構を定性的に考察・分類し、これに影響を与える花崗岩類の風化機構についての見解

を記述した。しかし、集中豪雨の際に発生する崩壊の機構を明らかにするためには、豪雨時に、どのような量的あるいは時間的経過をもって雨水が地中に浸透し、地中の不連続面に沿って流動していくものかを観測する必要がある。今回は、試錐調査によって地下水位を測定しただけであり、しかも N 値 50 に相当する深度付近に地下水位があるという事実が認められただけである。今後、豪雨時の地下水位の変化の実体、その他地下水の水理状況に関する資料を集積し、いままで述べてきた結果とあわせ考察することが、問題解決のかぎとなるものと思う。