

広島大学学術情報リポジトリ
Hiroshima University Institutional Repository

Title	花崗岩体表層部に発達する面状破壊構造に関する研究
Author(s)	橋川, 邦武
Citation	広島大学地学研究报告, 25 : 1 - 37
Issue Date	1985-06-30
DOI	
Self DOI	10.15027/52886
URL	https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052886
Right	
Relation	



花崗岩体表層部に発達する 面状破壊構造に関する研究 *

橋 川 邦 武

Studies on the Planar Fracturing Structures Developed in the Surficial Part of Granite Mass

By

Kunitake HASHIKAWA

ABSTRACT : In this paper are dealt the planar fracturing structures in the surficial part of granites at the several localities in the Hiroshima Pref. with special reference to the significance of the sheeting joint (nearly horizontal joint) in the processes of weathering. The sheeting joint seems not only to affect the weathering process but also to give rise to the anisotropy in physical properties such as P-wave velocity and elastic moduli of the weathered granites.

Important result of this study are summarized as follows :

1. Horizontal or nearly horizontal fracture surfaces are characteristic in the weathered granites examined here, irrespective of the grade of weathering. They have about the same orientation as that of the sheeting joint in comparatively unweathered rocks which are subparallel to the land surface. This suggests that they in question are mostly derived from the fracture structure in the rocks prior to the weathering. The sheeting joints may have been formed as shear and/or extension fractures as a result of release in lithologic burden in the vertical direction by removal of rocks by erosion. That at least some of the sheeting joint represent shear fracture stems from the fact that the so-called rib-structure, wedge splitting, or conjugate set of joints are observed relating to some of the sheeting joint.

2. Another type of horizontal fracture, here termed the "lamination" in the purely descriptive sense, is frequently observed in weathered granites. Characteristic features of the lamination are that (a) it develops at an interval of the millimeter order, (b) it is nearly parallel to the sheeting joint, (c) it develops on a regional scale, (d) it is most conspicuous just prior to complete disintegration of constituent mineral grains, (e) it cuts through mineral grains such as quartz and feldspars, (f) it forms the surface most readily split off in the weathered granites. The lamination may have emerged during the weathering from the sheeting joint and the latent fracture, e.g., horizontal microfractures or incompletely developed fracture.

3. Laboratory and in situ measurements of the P-wave velocity in weathered granites of various degrees of weathering reveal an anisotropy of the granites as high as up to 50 percents with respect to the P-wave velocity and the elastic moduli. The anisotropy is characterized by the vertical axial symmetry ; that is, the P-wave velocity in the horizontal direction is 0.4 to 4.0 km/sec, and the velocity in the vertical direction is always smaller than this by up to 50 percents. Likewise the elastic moduli in the vertical direction is 0.2 to 0.5 times lower than those in the horizontal direction.

4. The internal structures of the weathered granites can be classified into three types, each of which corresponds to the topography of the region ; i.e., (a) the erosional surface with

* Doctoral thesis (Science) presented to the Hiroshima University in 1979

low relief, (b) the piedmont gentle slope, or (c) the slope of the V-shaped valley. The degree of weathering decreases in this order. The weathered granite under the piedmont gentle slope consists of two nearly horizontal layers with different rates of increase in the P-wave velocity with depth. The structure of the weathered granite under the erosional surface with low relief is similar to that of the above type, but the lower weathered zone is thinner in this type owing to the progressive weathering from the upper zone into the lower in the above type. The weathered granite under the erosional slope of the V-shaped vally is composed of a single mirage layer.

From the fact described above, the author has concluded that (a) differences of the weathering structure of granites reflect the history of topographic development and the development of the horizontal fractures (b) the fracture-like sheeting joint and lamination were formed primarily during various stages of offloading pressure release resulted from denudation, and have been emerged finally in conformable situation to the present topography, and (c) the character of dynamical anisotropy in the weathered granites is important on the stand point of fundamental design of civil engineering and stability of slopes.

目 次

I. 序 論	3
II. 花崗岩類の風化ならびに構造に関する従来の見解	4
III. 研究の方法	5
IV. 研究地域の地形・地質概要	7
V. 花崗岩盤の水平系破壊構造	7
A. sheeting joint の記載	7
B. sheeting joint の起源	13
C. lamination の記載	17
D. lamination の起源	19
VI. 花崗岩類の力学的異方性	20
A. P 波速度異方性	21
B. 弾性係数等の異方性	22
C. 軸対称異方性体モデル	24
VII. 花崗岩類の風化帯構造	24
A. 風化帯の地形学的位置	24
B. 風化帯の P 波速度構造	25
C. 風化帯構造	29
VIII. 結 論	30

I. 序 論

我が国においては中生代末から新生代初頭にかけて活動した花崗岩質岩石が広く分布する。特に西南日本内帯の広島県を中心とする中国地方一帯はその占める比率が高く、基盤を構成する主要なメンバーの一つとなっていることは周知の事実である。

花崗岩類は他の基盤岩類にくらべて一般に風化しやすく、その風化土は通称“マサ土”と呼ばれている。マサ土は低平な丘陵性山地（山麓緩斜面）や、より高位の侵食小起伏面に厚く分布する。このようなマサ土地帯は近年都市の拡大により人間の生産または都市の居住空間としても大幅に利用されるに到り、改めてその特異な風化現象およびそれともなって派生する種々の工学的問題は学際的な課題として解明を待たれているものである。

マサ土の土質工学的ならびに鉱物学的特性については今日ではかなり明らかにされつつあるが、その風化帯構造（大八木，1967）や風化の機構についてはまだ体系的説明がなされていない。

この研究は花崗岩類の特異な風化現象である深層風化帯*の空間的分布形態と内部構造をマクロ的にとらえることにより、その風化現象をおもに物理的風化の観点から明らかにしようとするものである。ここで深層風化帯の空間的分布形態とは地形学的単位（ここでは中～小地形区分）のもとに把握され、弾性波速度や標準貫入試験値等の物理的指標の示す構造に対比されうるものである。

内部構造としてはそのような物理量の発生する原因の一つとなったとみられる水平系破断面を主とする花崗岩中の破壊系の配列と上記の物理量の分布パターンを取り扱う。

また物理的風化の過程を理解するにはマサ土の引きがねとなったとみられる破壊系の時空間的発生の様子とその風化過程とのかかわり合いを調べるのが重要である。

したがって研究の順序としては、地表ならびに地表近傍の花崗岩類にみられる破壊系の発達の様子を県内数カ所の広島花崗岩体の野外調査によって記載分類し、その発生の機構を力学的に考察する。次にさまざまな風化段階における花崗岩のP波速度および弾性係数等の異方性を検証する。この過程で風化花崗岩体は巨視的に見て軸対称の力学的異方性体として認識されるべきであることが論じられる。

このモデルにもとづいて深層風化帯の三次元的風化帯構造を明らかにし、花崗岩類の風化現象を総合的に理解することを試みる。

謝辞：本稿を草するにあたり、研究テーマの選定、ならびに野外において直接御指導賜るとともに、粗稿の御校閲の労までとっていただき、終始温かい御配慮を惜しまれなかった広島大学小島丈児名誉教授に厚く御礼申し上げます。また同大学長谷晃教授、柿谷悟教授、吉田博直助教授、原郁夫助教授には温かい御支援と激励を賜った。本稿をとりまとめるにあたり、同大学鈴木盛久博士には貴重な御討論と御助言を賜った。同じく嶋本利彦博士には野外ならびに研究室において有益な御助言をしていただいた。さらに復建調査設計株式会社の松村恭

* “深層風化(作用)”という語は小出(1952)によってはじめて用いられたという。その後小出(1968, 1972)はこの語のかわりに“変質作用”および“マサ土化作用”の語を使用しているが、今日では深層風化(帯)の語は一般化しているのでただ単に深い風化帯(おおよそ10 m以上)の意味で使用する。

二社長をはじめとし、羽原俊行博士、宮原健二博士、加治家隆史氏、西尾喬夫氏、低引洋隆氏、ならびに地質調査部の方々には多大の御援助を賜るとともに、業務上の便宜を計っていただいた。これらの方々の御厚意に対して、記して感謝の意を表する。

II. 花崗岩類の風化ならびに構造に関する従来知見

物理的風化作用：花崗岩類の風化作用に関しては、これまで鉱物学的ならびに工学的研究が数多くなされ、多くの重要な知見が得られている。厚い風化帯が単に化学的な分解 (decomposition) でのみ生じうるものであると考える人は少なく、化学的な変化に先だってなんらかの物理的変化があると考えるのが普通であった。

大杉・田中 (1927) はすでに早くから花崗岩類の風化による鉱物の変化および風化生成物の機械的成分の比較から物理的崩壊作用 (disintegration) がマサ土化の主因であると述べ、斎藤 (1956) も化学的成分の変化が小さいことから、マサは花崗岩の物理的崩壊作用により形成されたと論じ切っている。しかし風化による化学的变化は REICH (1943) の風化ポテンシアル指数 ($W \cdot p \cdot I$) や三浦 (1973) の化学的新鮮度 ($D \cdot F$) で追跡可能であるので、彼等のように極論するには問題がある。また最近火山灰中の斜長石について、田崎 (1978) が電子顕微鏡観察で示したように、X線回折では風化生成物が認められない新鮮な場合でも風化の初期形態と思われる種々の結晶表面のくぼみが認められるという。このような報告例は花崗岩においても各結晶表面の風化による微弱な形態変化が造岩鉱物の結合をゆるめる一因になっているのではないかという予測を抱かせる。

松尾・澤 (1972) は、風化花崗岩の引張試験後の試験片の鏡検結果から、花崗岩の風化はまず長石-石英間の粒界が弱体化することにはじまると述べている。このような結晶粒子の結合のゆるみの原因を、単に花崗岩が異方性鉱物の集合体であるという理由だけで、温度変化による体積膨張率のちがいに帰することはできない。なぜなら風化深度は 50~60 m 以上に及ぶこともまれではないにもかかわらず、地下恒温面の深さはせいぜい 10 m 以下であることが知られているからである。

中沢 (1958) は、六甲花崗岩の例から花崗岩中にみられる種々の片状節理が何らかの原因でかなり深部まで開口していることがマサ土の主因であると考えた。彼によればこの片状節理とは広域的な造構応力のもとで発生した高角度で傾斜する破断系である。小出 (1968, 1972) も同様に、広いマサ土地帯は地塊運動によって花崗岩の内部構造が破壊され、主として破壊面に沿う変質作用を受けて生じた、という見解を発表している。

中沢や小出の主張は、地殻の広域的な造構力による disintegration → decomposition というマサ土化の経緯であり、構造地質学的観点からも花崗岩の風化の研究に取り組んでいく必要のあることを示唆している。このような意味で大八木 (1967) の風化帯構造の概念は重要である。

花崗岩類の破壊系：1920年代に H. CLOSS らによって始められた花崗岩体の内部構造に関する研究は、BALK (1937) によってまとめられている。これらの成果によると、花崗岩類の初生構造は主に初生流動構造 (流動線と流動面) と初生破壊系 (Q: cross joints, S:

longitudinal joints, L : primary flat-lying joints) からなる。さらに、これとは別に分離の難易度によって、*k*-hardway planes, *s*-rift planes, *l*-bedding or sheeting planes が区分されている。この *k*, *s*, *l* 面が我が国でいう“め”または“石め”に対応するものであると言われる。

地表またはその近傍における花崗岩体の破壊構造を物理的風化の観点から取り扱う場合、最も重要な水平方向の破壊系は、BALKの示すところの L-joints, *l* 面および本論文で詳細に検討される sheeting joints (あるいは単に Sheeting または Sheet structures), その他である。

本邦において花崗岩質岩体の併入機構を granite tectonics の観点から研究した例としては、四国高縄半島花崗岩類 (NUREKI, 1958), 木曾駒花崗閃緑岩 (土屋, 1967), 阿武隈高原 (丸山; 1970, 1972, および大平; 1973) があるが、比較的均質な広島花崗岩体についてはほとんどなされていない。

しかし小島 (1963) は、ペグマタイト、アプライト、基性混成物質による流状シュリーレン構造が広島岩体にもよくみられることを指摘している。したがってこれらの初生流動構造を手がかりに広島岩体の初生破壊系等を識別することは可能であるとみられる。

sheeting joints の成因については、非常に古くから議論がなされているという (TWIDALE; 1973)。19世紀後半には内因的成因論、すなわち岩石の初生的構造の一つであると考えられていたが、GILBERT (1904) 以来、一般に地形の削剝に伴う圧力解放による外因的成因論が主流を占めるようになった。諸外国では大陸の島状丘や氷蝕谷に sheeting joints がきわめて顕著にみられることもあって多くの記載や成因に関する議論がなされている (例えば, BILLING; 1942, CHAPMAN & RIAUX; 1958, PRICE; 1966)。一方、我が国では岡村 (1965) の研究例を除いてはほとんどかえりみられなかった。

III. 研究の方法

研究地域：広島県内の広島花崗岩 (複合) 体の分布地域である (FIG. 1)。

野外調査：花崗岩中に発達する初生構造、各種の二次的破壊系ならびに風化変質の程度をダムサイトの基礎調査のために設けた横坑や露出のよい峡谷、ならびにマサ土の切取斜面から記載した。なお横坑記載の一部は広島県の資料を参考にさせていただいた。

原位置の弾性波 (P 波) 探査：宅地造成やトンネル等の土木事業の予備調査として実施した測線長 100~1,000 m の屈折法弾性波探査の測定データを整理見直し再解析した。これらの測定では起震間隔約 25 m, 受震間隔約 5.0 m ピッチで密にとってある。またボーリング孔を利用して P 波速度検層を行い、屈折法の結果と対照している。速度分布の解析は、走時曲線よりハグトリ法 (往復走時による表層除去法) やミラージュ型走時曲線による方法によった。

室内の超音波 (P波) 速度測定：試料は、ボーリングコア、デニソンサンプラーによる不攪乱マサ土、原位置から取りはずした未整形の方型試料等である。P 波速度測定はチタン酸バリウム加圧振動子を用いた超音波速度測定器で行い、水平ならびに鉛直両方向について測定し、対照した。なおボーリングコアの水平方向は、加圧振動面が付着できるようにカッター

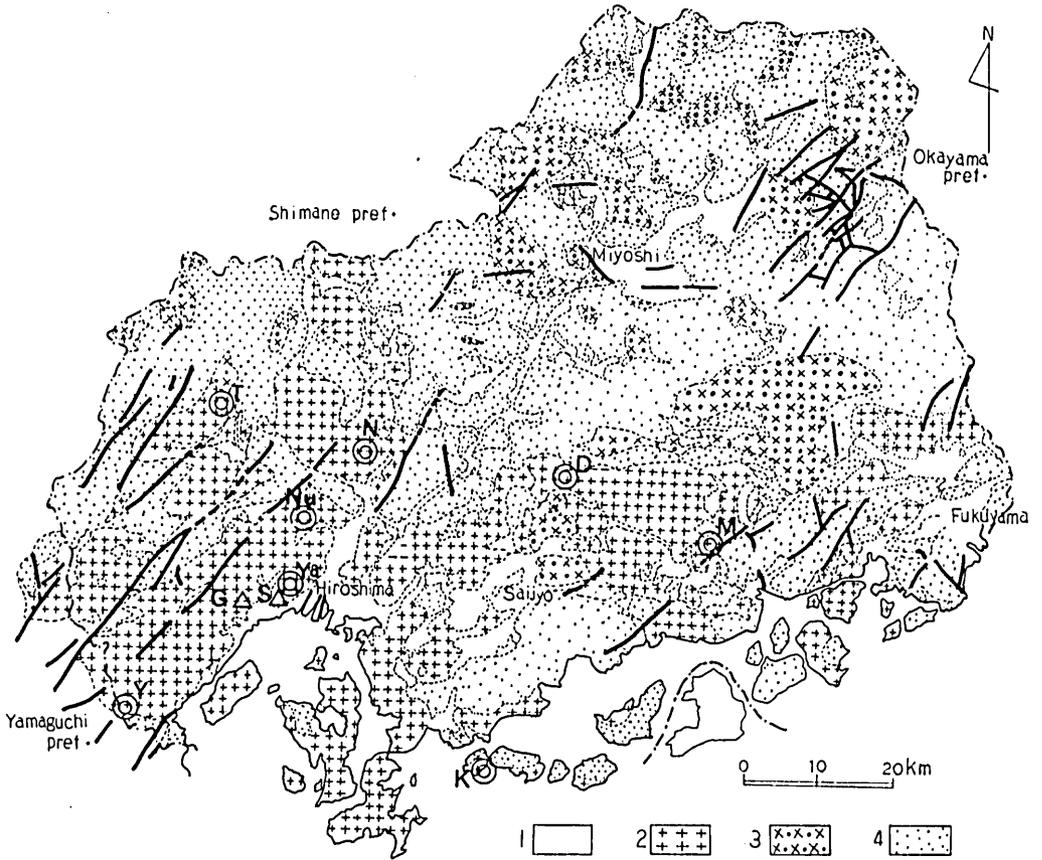


FIG. 1. Geological map and the locations surveyed in Hiroshima prefecture, Japan. (compiled from the geological map of the Hiroshima Pref. ; 1963, partly revised by the author)

- | | |
|----------------------------|---------------------------------------|
| 1 : Genozoic formation | 2 : Hiroshima granite complex |
| 3 : Central plutonic group | 4 : Mesozoic and Paleozoic formations |
| D : Daiwa-cho | G : Gokurakuji-san |
| K : Kamagari-cho | M : Mitsuki-cho |
| N : Nabara | Nu : Numata-cho |
| S : Suzugamine-san | T : Takiyama-canyon |
| Y : Yasaka-canyon | Ya : Yamada |

で切りおとし整形した。

IV. 研究地域の地形・地質概要

中国山地の地形発達については、小藤(1908)が吉備高原の隆起準平原説をとなえて以来、道後山面と吉備高原面の形成に関して、大出(1912)のモナドック説と辻村(1952)に代表される同時異高説の対立があった。この長い歴史的論争に対して、最近道後山面に対比される標高996mの吾妻山山腹から発見された海成中新統の存在は辻村らの同時異高説を支持する(多井, 1975)とみられ、意義が深い。

また貝塚(1950)の瀬戸内面に関しては、最近岡田(1973)によって新しい知見が加えられた。それによると、広島県東部から岡山県西部にかけての従来吉備高原とされていた地域に分布する山砂利層の追跡から、瀬戸内面は3段の侵食小起伏面に分けられ、階段的に瀬戸内低地帯においていることが明らかになった。

広島花崗岩体は、広島県地質図および同説明書によると、広島市周辺一帯から山陽地方を東に延びる東西方向と、広島市付近から北ないし北東に湾入する二方向に分枝する。広島市より東方では、その分布の北限は世羅台地の南縁をかすめ応中市北方を通る。この東西線は先に述べた吉備高原(岡田によると標高500m以上)の南限にほぼ一致し、広島岩体は瀬戸内面地域にのみ分布することになる。一方広島市西方から北方にかけては、高度900m程度のかなり高位まで分布するが、いわゆる道後山面に対比される1,000m以上の高位侵食面にはほとんど分布しない。小島(1963)によると広島花崗岩(複合体)はかなり均一性を保って連続し、主岩相は粗粒黒雲母花崗岩であるが、混成相(角閃石黒雲母粗粒花崗岩)も稀ではない。これに密接に関係して混成石英閃緑岩ないし斑れい岩の小岩体も見いだされる。

深層風化帯は、中～粗粒岩相によく発達し、ルーフ接触相としての細粒岩相では発達しないのが普通である。しかし西条盆地等の中位侵食小起伏面等では細粒相にも発達する例がある。

深層風化帯の発達する地形学的位置は、山麓緩斜面、侵食小起伏面であるが、新期のV字谷斜面にも10数mに達する風化帯が見られることもある。風化層が最も厚層に発達するのは山麓緩斜面で、この地形は赤木(1961, 1962, 1975)の開析ペディメントに相当する。西条盆地や世羅台地をはじめ、広島市西部の極楽寺山頂付近のいわゆる侵食小起伏面の風化層は山麓緩斜面ほど厚くは分布しないが、山麓緩斜面より一般に風化度の強いすなわち粘土化の著しいマサ土が分布する。

V. 花崗岩盤の水平系破壊構造

A. sheeting joint の記載

滝山峡：太田川の支流の滝山川は標高500～600mの侵食起伏面から、深さ200m以上にわたって切り込んだV字型の峡谷である。Fig. 2に示したのはその流域の一部で流路が南北

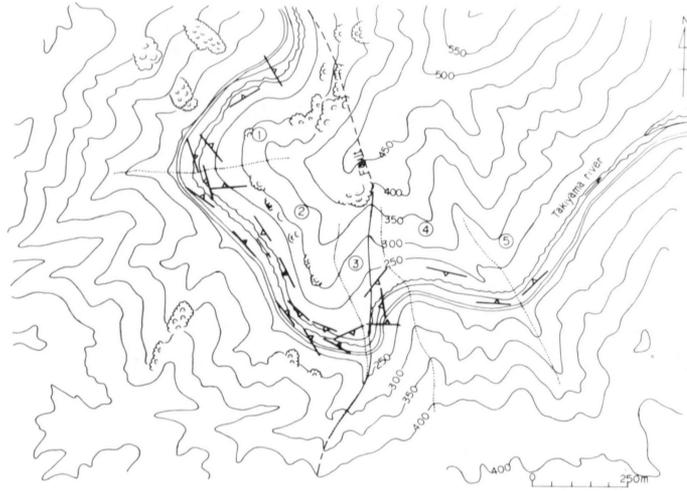
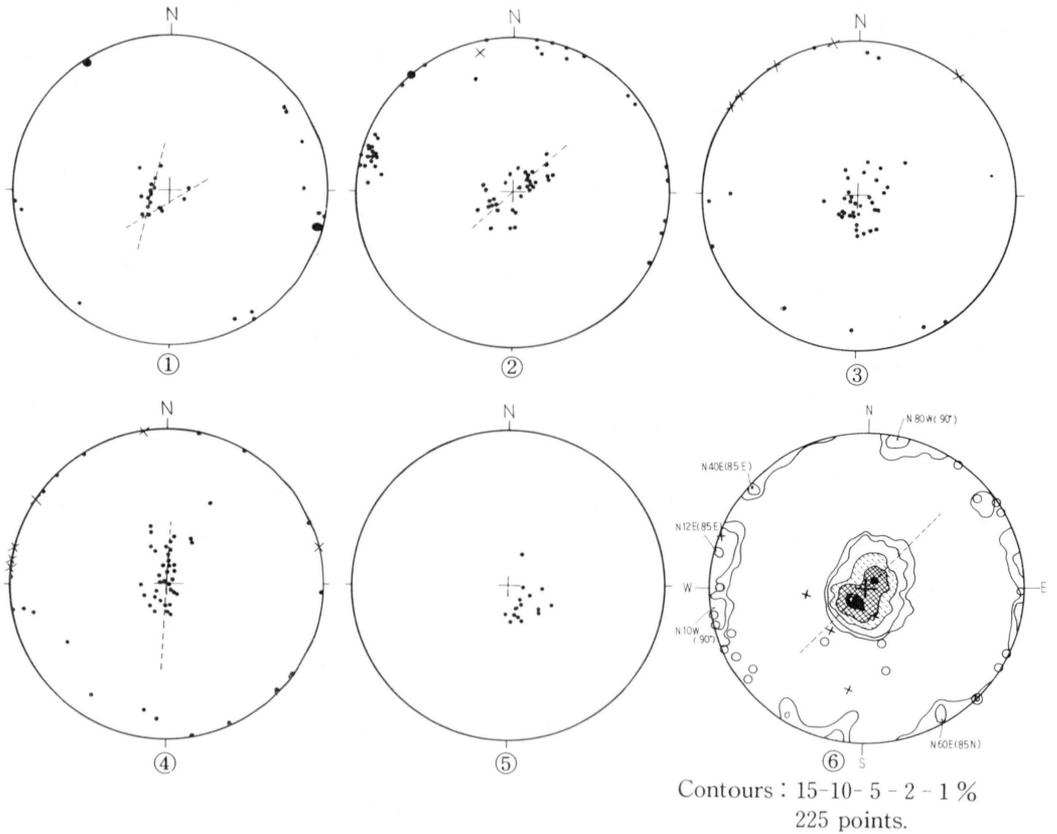


FIG. 2. Topographical map of the Takiyama canyon.



Contours : 15-10-5-2-1 %
225 points.

FIG. 3. π -diagram of joints of each domain in Fig. 2 (①~⑤) and synoptic diagram(⑥). Solid circles ; π -pole of joints. Open circles ; π -pole of aplite vein surface. Broken line ; π -circle. Double-open circles ; π -axis. Crosses ; π -pole of biotite schlieren.

～東西方面に複雑な蛇行を示す地域であり、sheeting jointsが斜面の向きとどのように対応するかを検討するのに都合の良い地域である。河床の両側には連続して露頭があり、一部では建築用石材として切り出されている。

FIG. 2 に示す地域の広島花崗岩は角閃石黒雲母粗粒花崗岩である。地域中央付近には幅数 10 cm 以上の破砕帯をもつ断層が存在する。

河床を 5 区域に分けて測定した節理の π ダイアグラムを FIG. 3 に示す。これらの図で、ネットの中央付近に位置する節理はすべて sheeting joint である。これらの π -pole は統計的に一定した走行を有し、特定の大円上にのる傾向を示している。この大円の極 (π -axis) は FIG. 3-①を除いてはいずれも河川方向、すなわち斜面の走向にほぼ一致している。区域②、④、⑤のそれぞれにおいては sheeting joints は河川の流心へ、斜面と同じ方向に向かって 20° 以下の緩傾斜を示す。しかし地域①、③のような河川の屈曲点付近では、sheeting joints の走行は河川と平行するものと著しく斜交するものとの両者が認められる。

FIG. 3-⑥は、全域の傾向をみるために①～⑤の全測点をまとめたものである。同図に測点数は少ないけれどもアプライト脈、黒雲母シュリーレンの π -pole を落としてある。黒雲母シュリーレンはアプライトやペグマタイト脈をともなって北東(上流側)へ $15\sim 55^\circ$ 傾斜している。アプライト脈はシュリーレンに平行するものと高角度で傾斜するものがあり、その方向は NE-SW 系および NW-SE 方向である。これらの初生構造と同方向の破壊系はそれほど顕著に表されていない。鉛直方向の節理に若干の集中が見られる。N 12° E, N 40° E 付近の集中点は共役の剪断面であることが露頭から確認されている(Plate I-B)。その剪断角は必ずしも一定しないがおおよそ $30\sim 40^\circ$ で、NNE-SSW 方向の最大主応力軸が導かれる。

弥栄峡：広島県と山口県の県境をなす小瀬川の中流域は粗粒黒雲母花崗岩地帯である。FIG. 4 に示す地域は標高 400～500 m の侵食小起伏面から、標高 100 m 前後の小瀬川河床まで約 300～400 m の深い V 字型をなす峡谷である。

節理の測定は露出の卓越している右岸河床ならびに河床より 6～7 m 高い位置で行った。

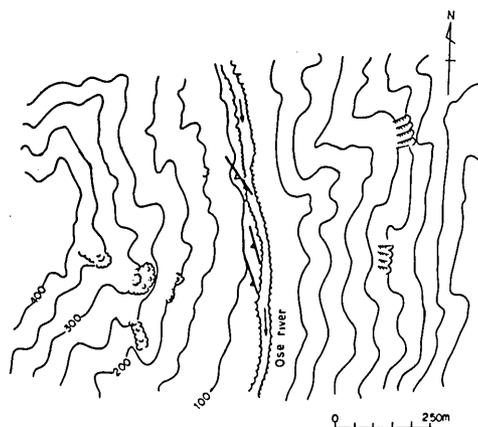


FIG. 4. Topographical map of the Yasaka canyon.

花崗岩には、基性シュリーレンは観察されていない。高角度に傾斜するアプライト脈が2～3条存在する。sheeting jointは全般にきわめて明瞭に発達し、その間隔は10数cmから1～2mのオーダーである (Plate I-A)。

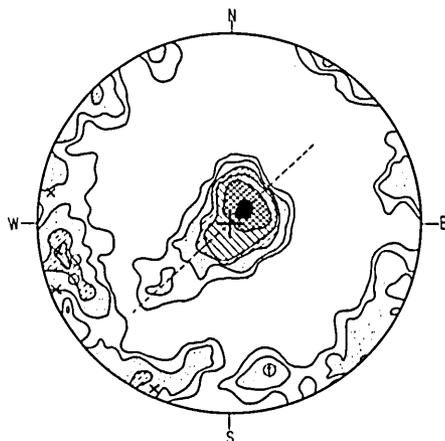


FIG. 5. π -diagram of joints along the Yasaka canyon.

Open circle ; aplite vein surface
 Cross ; Axes of the rib structure
 Broken line ; π -circle
 Double open circles ; π -axis
 Contours : 17-10-4-3-1-0.5%
 164 points

節理の π ダイアグラムを FIG. 5 に示す。sheeting joint は全体に西側へ傾斜するものが多く地形の傾斜方向とは逆行して、統計的に 5° ～ 10° 付近に集中している。しかし 15° ～ 20° とやや急斜しているものは河川軸方向へ傾斜する。アプライト脈や鉛直方向の節理は、滝山峡の場合と比較的一致した方向性を有している。一カ所のみ測定された共役の剪断面は $N75^{\circ}E$ ($69^{\circ}N$), $N9^{\circ}E$ ($55^{\circ}E$) でその剪断角は 33° , 最大圧縮応力軸は $S30^{\circ}W$ ($37^{\circ}SW$) の方向となる。

魚切ダムサイト付近：広島市西部の五日市町へ流れ出る八幡川中流域は粗粒黒雲母花崗岩から成り、河床勾配の急選点を形成する魚切付近に目下ダム建設中である。ダムサイトは斜面傾斜角約 40° のV字型の横断面を有し、河床付近の露出は良好である。

ダムサイト右岸には変石英ひん岩脈が EWE-WSW 方向に延びる (FIG. 6)。さらに同方向および NNW-SSE 方向の二本の右横ズレの小断層が発達する。左岸山腹にはほぼ水平方向のアプライトが2～3本発達する。右岸の脚部の河床レベルよりも数 m 高い位置に旧河床礫層が発達する。

節理の測定は、ダムサイトより下流の蛇行している河川の両岸で行った。FIG. 6 の①～⑤の各区域毎に π ダイアグラムを作成して FIG. 9 の①～⑤に、その全域を総合して FIG. 9-⑥に示した。またダムサイトに設けた計9本の横坑観察結果を総合して、その sheeting joint の

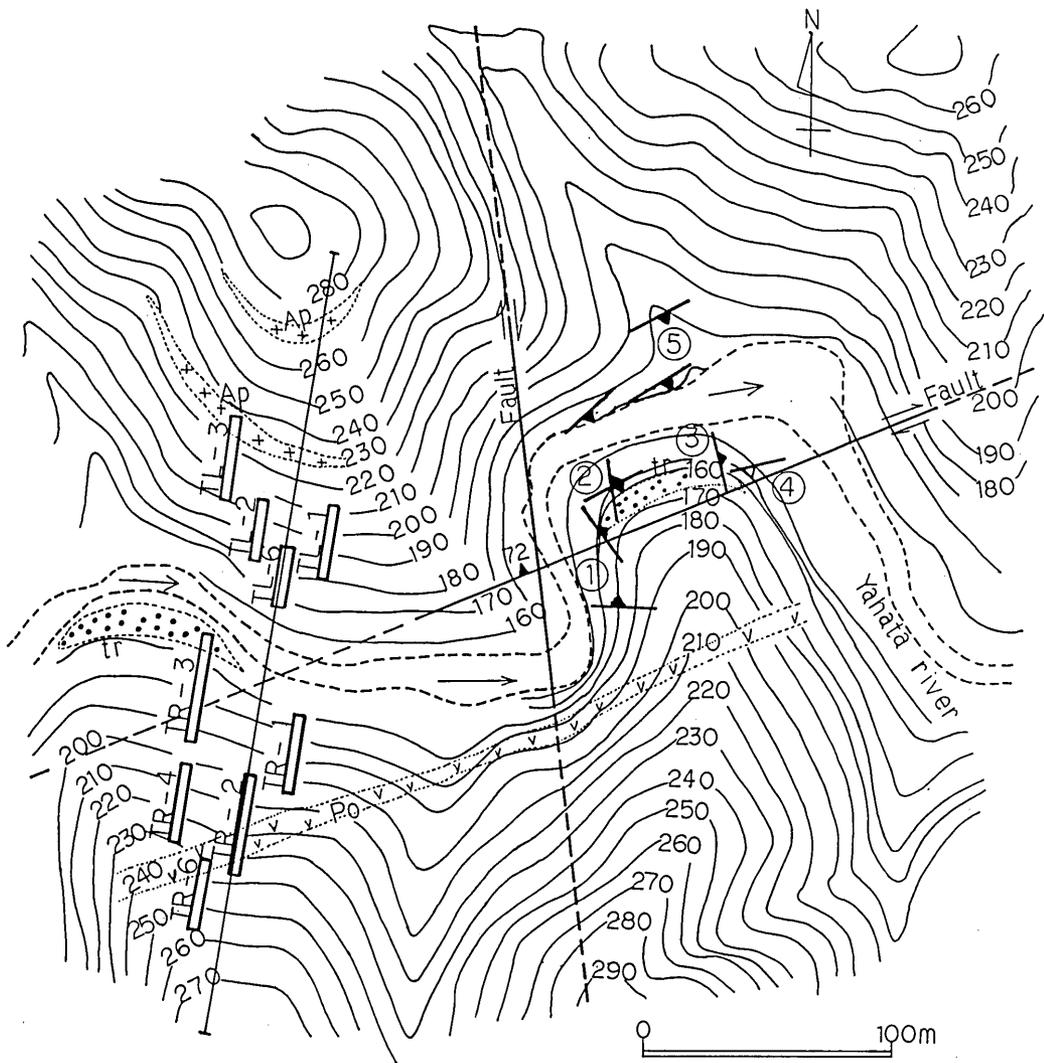


FIG. 6. Geological map and the locations surveyed around the Uokiri dam site.
 tr : Terrace gravel. Po : Meta-quartz porphyrite.
 Ap : Aplite. blank : Granites.

卓越方向を FIG. 7 の横断面に、その代表的スケッチを FIG. 8 に示した。

FIG.s 6-9 から、sheeting joint はそれぞれ斜面とほぼ同じ走行を有している。傾斜方向も区域③を除いては、斜面と同一方向であるが河川軸から離れるにしたがいやや大きくなる傾向を有する。区域③は旧河床礫の堆積している部分でこの付近ではほとんど水平に近いがそれよりもやや南傾斜で斜面の方向とは逆である。sheeting joint の全体の傾向は FIG. 9-⑥において、その π -pole は南北方向の大円にのる。このことは河川の基本的な方向である東西方

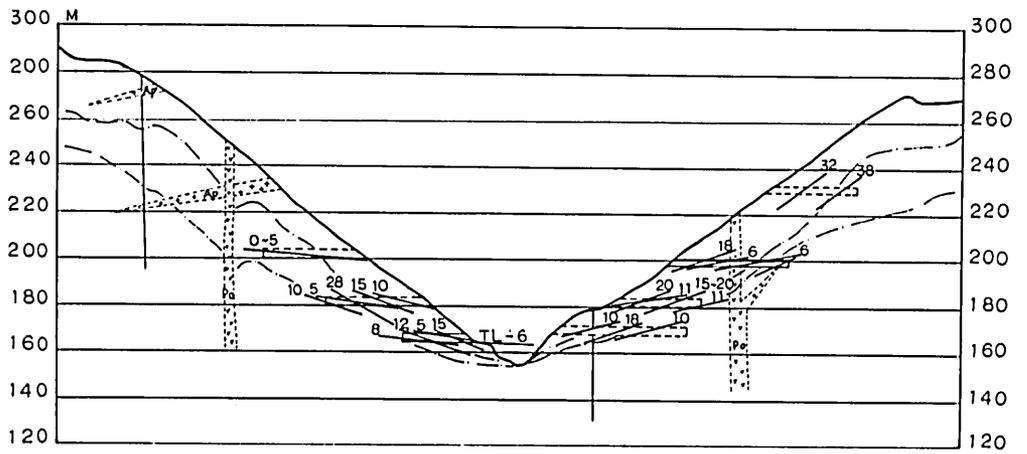


FIG. 7. Relation between the inclination of sheeting joints and that of the slope in galleies at Uokiri dam site.

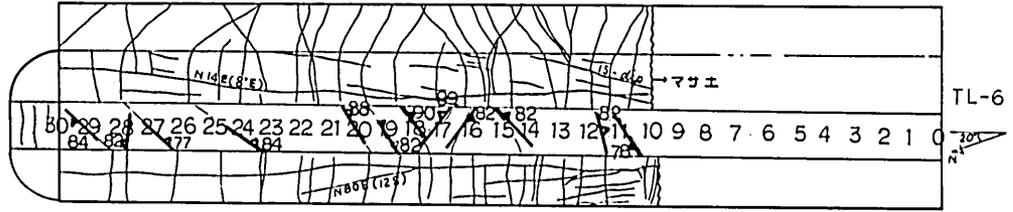


FIG. 8. Sketch of joints in galleies at the Uokiri dam site.

向に sheeting joint の走向が調和していることを示している。

上述のような sheeting joint の傾向はダムサイトの横坑においても確認される。FIGS 7, 8 で sheeting joint は V 字型の地形においては、さらにこの V 字型を開いた形で対称的に発達する。

一方鉛直方向の節理は二本の断層 (FIG. 9-⑤, ⑥) 付近に集中する。共役の剪断角は 30° 前後で、二本の断層とそれぞれ低角度で交わる二方向の最大圧縮応力軸が推定される。

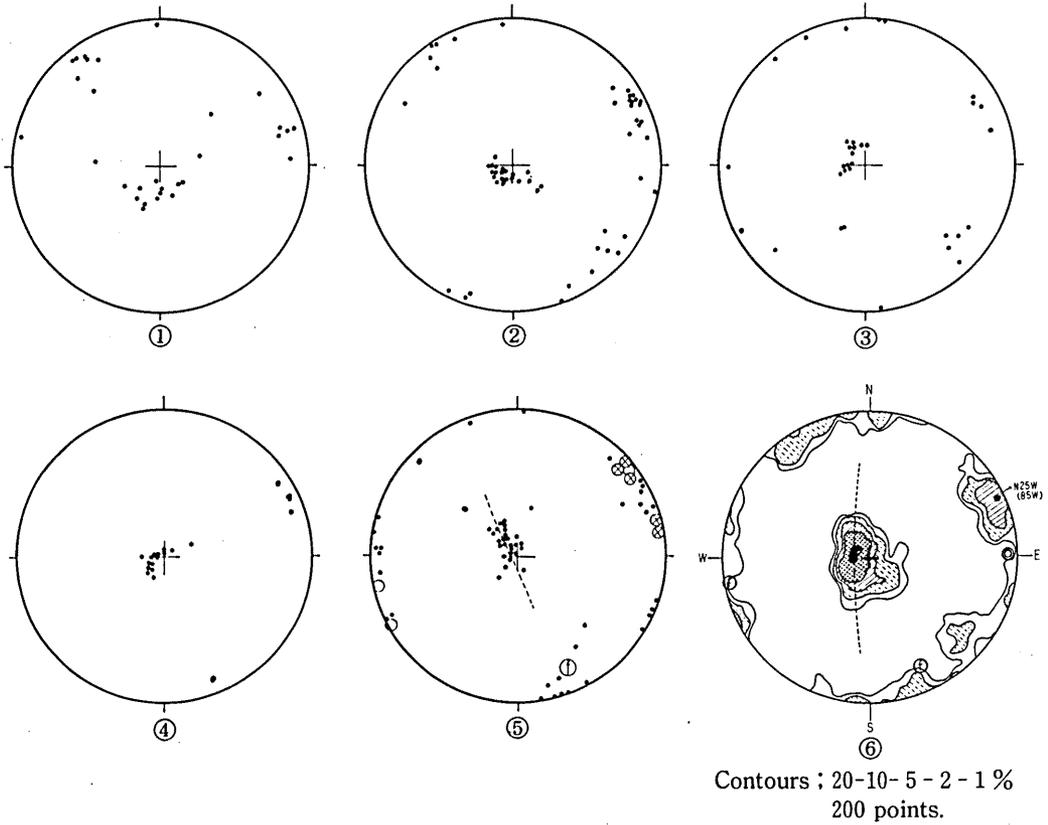


FIG. 9. π -diagrams of joints observed at each point in Fig. 6 (①~⑤) and the synoptic diagram ⑥ around the Uokiri dam site.

Solid circles ; joints. Double open circles ; π -axis.
Broken lines ; π -circle of joints.
f ; π of faults.

B. sheeting joint の起源

前節でみてきたように、比較的新鮮な花崗岩の露出するV字谷の河床およびその近傍での sheeting joint は、その走向が河川の流れる方向にほぼ一致するとともに、傾きは地形の傾斜方向と一致している (FIG. 10-a)。しかし弥栄峡や魚切の一部のように現在の河川がV字谷の中心よりそれで左右兩岸のどちらかに偏している場合は、旧河川礫や地形の横断形状から判断して旧河川軸と考えられる付近が sheeting joint の傾斜の変化点、すなわち向斜状の sheeting joint の crest となっている (FIG. 10-b)。

したがって sheeting joint は現地形または旧地形に調和的であると言える。

次に sheeting joint に密接してみられる波状構造について述べる。これは大きく分けて次の2種類のタイプが認められる。

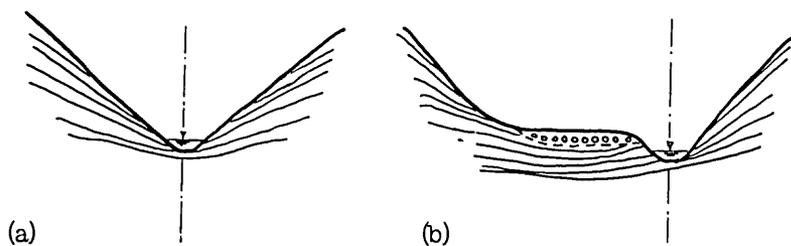


FIG. 10. Schematic relation between the inclination of sheeting joints and that of the slope.

① 波長が10数m以上にわたるゆるやかな場合で波状構造の軸は特に一定しない（例えば Plate I -A）。

② 波長が数10cmから数m以内でシャープな屈曲を伴う場合（例えば Plate I -C）。sheeting joint の起源を考察するのにこの二番目のタイプの構造に着目してみたい。

この波状構造の平面形状は、PRICE (1966) の rib structure あるいは rib mark に酷似している。平面的に見て波状構造を示すこのような破断の組み合わせは、(a) 平行する複数の破壊面がクラックの拡大にともなってとなりどうし連結したり、(b) クラック先端がなんらかの現象で角度をかえて進展するような場合でも生じうる。このような平行2亀裂の干渉は脆性材料で起こることが知られている（陶山他, 1975）。しかし FIG. 11 のスケッチや Plate II -A に示すように、波状構造の向斜の底では、共役的な二つの面がこの部分を通り越して明らかに延びており、一見共役的な剪断破壊面を想起させる。

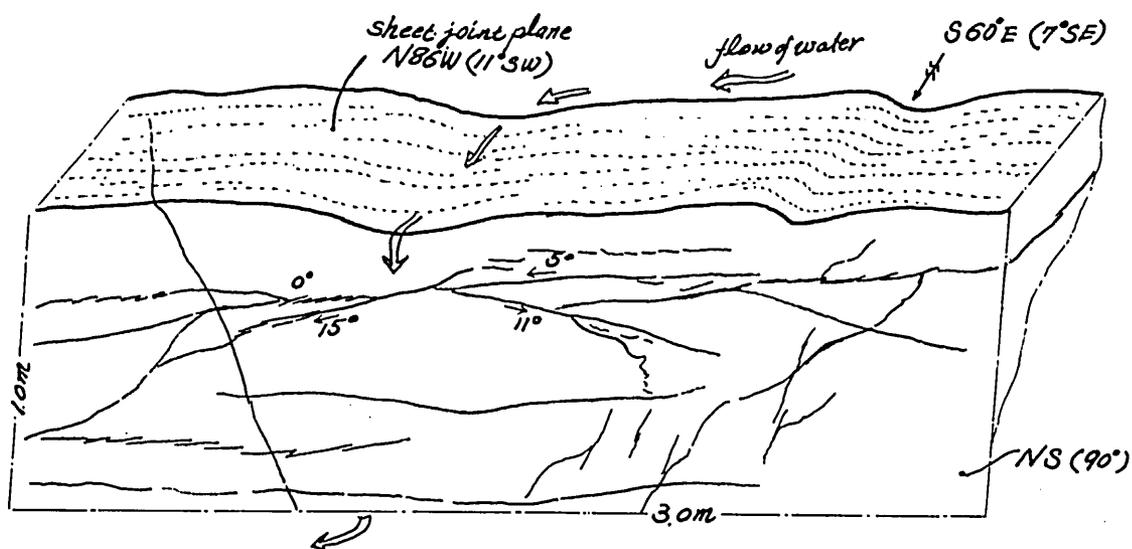


FIG. 11. Sketch showing the relation of sheeting joint and rib structure. The latter appears to relate to conjugate failure set by shearing, at Uokiri.

FIG. 11 は、魚切ダムサイト下流左岸の河床から約 5 m 程度高い枝谷に見られるもので、沢の方向に平行した面をみている。上面の S60°E (7°SE) の軸を有する小さい波状構造は先に述べたクラック先端の条件によって生じた局所的な破壊構造であると思われる。前面に見える共役な破壊面の剪断角は約 15° ではあるが、鋭角側のくさびの押し込み現象は識別できない。このようなくさび型の岩片が sheeting joint に多数ともなってみられることは TWIDALE (1973) も報告しており、彼もまた圧縮による剪断破壊によって生じたものであると考えている。PRICE (1966) によると砂岩中の rib structure において、両面の交角のうち小さい方はほぼ 30° であることから、一方の面は剪断破壊面で、他の一方はその補足的な剪断面かあるいは引張破壊面の可能性があるとして述べている。

そこで滝山峽、弥栄峽、魚切等においてこの rib structure と思われる波状構造についてももう少し詳しくみてみることにする。

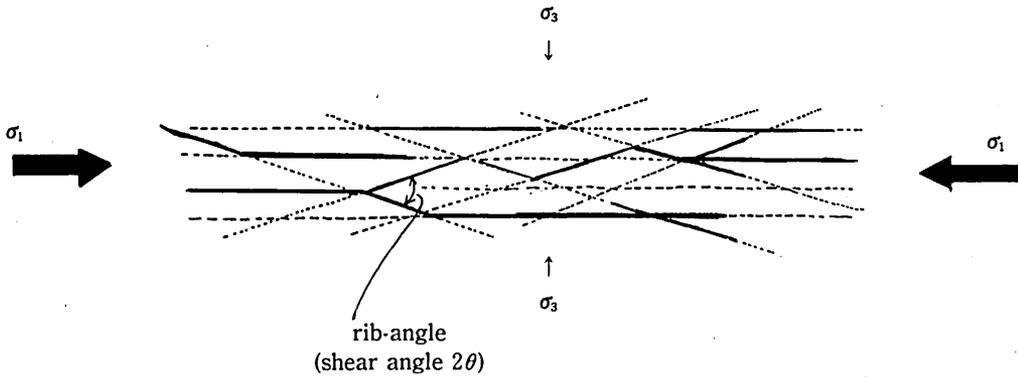


FIG. 12. Relation of sheeting joints with rib structure to the principal stress axes under horizontal compression. Fractures parallel to the maximum compressional axis (σ_1) are sheeting joints formed as extension fracture. Fracture with an acute angle to the maximum compressional axis are sheeting joints formed as conjugate shear fracture.

FIG. 12 に示すように両面の交角のうち小さい方を今 rib angle と称することにする。測点数は少ないくらいはあるが、各地点の rib angle と共役な鉛直系の剪断面の剪断角 2θ を TABLE 1 にまとめた。

この結果から剪断角 2θ と rib angle はほぼ似たような傾向を示し、brittle な花崗岩の剪断破壊角としては妥当な値である。しかしこの表の rib angle のばらつきは大きく、特に大きい角度のものは他の原因で生じた可能性も否定できない。

sheeting joint の成因については、地形の削剝による上載荷重の除荷によるものとする考えが最も有力である。この説では地形と sheeting joint の従属関係は後者が前者に従属するものであるが、TWIDALE (1973) はこのような考えに否定的である。その理由は地形と逆傾斜の sheeting joint が存在することや、上述のくさび状の破壊を伴う点をあげ、さらに岩石の単なる膨張は破断を生じえないと述べている。前二者の特徴は、著者も確認している。以上の議論により sheeting joints の特徴として剪断破壊面を密接にとまることが明らかである。

TABLE 1. RELATION OF THE RIB ANGLE TO THE SHEAR ANGLE 2θ

angle locations	shear angle 2θ (average)	rib angle (average)
Yasaka canyon	33° (33°)	33°, 31°, 29°, 31°, 22°, 34°, (30°)
Uokiri dam site	23°, 30°, 50° (31°)	15°, 35°, 16°, 26°, 20°, 34°, 30°, 23°, 27°, 31°, 39°, 40°, (29°)
Takiyama canyon	30°~40° (35°)	45°, 52°, 20°, 43°, 15°, 33°, (35°)

BILLING (1954) は sheeting joint は extension fracture であると述べている。この extension fracture は GRIGGS & HANDINE (1960) によると、封圧が小さい場合の brittle な破壊で、最大圧縮応力軸に平行（最小主応力軸に直交）する。我が国では“引き延び破壊”と一般に訳されている。

LEON (1934) によると引張破壊は、モールの包絡線が σ 軸と直交する場合で $2\theta = 0$ の特殊な状態である。

NUEHELBLERGER (1961) は extension fracture の特徴である羽状紋様 (plum structure) を有する砂岩石に $10\sim 30^\circ$ (平均 19°) と小さい角度の共役剪断面が存在することを報告している。

GRIGGS & HANDINE (1960) によると脆性物質では、extension fracture と shear fracture が同時に発生する。圧縮応力下で extension fracture が発生するのは、剪断破壊によってできるくさびが局所的な応力集中により引張力を発生させるからであると述べている。

以上の点より sheeting joints は rib-structure やくさび型岩片あるいは共役剪断面にみられる剪断破壊面と extension fracture の両者に相当する。これらの破壊面は複雑に連結しあって、全体として地形に平行的な破壊系を形成している。

FIG. 12 はこの様子を主応力軸との関係で示したものである。図中点線の部分は、開口していない latent joints を示し、岩体のより完全な露出あるいは斜面のクリープ変位等の進展に伴って sheeting joints として開口する可能性がある。剪断破壊面は必ずしも共役面が顕在化していることはなく、斜面に対して最も不安定な面のみが open crack としてみられることもありうる。

次に sheeting joints を発生させる応力配置について考えてみる。sheeting joints の配列が地形に平行または準平行的であるということは、最大圧縮応力軸が地形に平行または準平行的でなければならないことを意味している。

トンネル等の地山内空洞で相当の土被り荷重がかかっている場合、側壁に山ハネ (rock bursting) が発生することがある。この原因は、側壁の上下方向に圧縮が働き、縁応力を生ぜしめる。このため側壁表面の地山切り込み地点から岩石のすべり破壊を生じ、くさび型の岩片が飛び出す (KASNER, 1971)。この岩片が飛び出したあとの形状は“く”の字型を呈し、もとの位置に岩片をはめこむことができないくらいに弾性膨張を起こしているという（下河

内他, 1977)。このような“く”の字型の形状は rib structure によく似ており, sheeting joint の発生の応力配置と同様である。

自然の地山は, 深度に相当する荷重を受けているので, 岩石にはそれに対応して応力が発生している。地殻造構力を考えない場合, いっばんに最大主応力軸 σ_3 は水平にあるとみなされる。表層の削剝により上載荷重が除かれると, 蓄えられている歪エネルギーにより岩石は膨張しようとする。鉛直方向には膨張可能で, このために鉛直方向の応力は減少する。しかし側方には依然として拘束されているから, 応力の減少は少ない。このため主応力軸の入れかわりが生じ, σ_1 が水平に σ_3 が鉛直になると考えられる。岩石は地下数 km ですでに通常の一軸圧縮破壊強度相当の荷重を受けているので, 蓄えられる歪エネルギーはそれが地表近傍で解放される場合には岩石を破壊するに足る応力に転化する可能性は十分にある。しかし岩石には低角度の初生破壊系がすでに存在している場合には, そのような弱面に沿うすべりを起こすだけで新たな破壊面は発生しないであろう。

川本他 (1968) は斜面型の応力状態について FEM による数値解析を行い, その結果, 斜面には平行に σ_1 , 垂直に σ_3 が配置する。 σ_3 は地山内部に向かって, 地山に異方性がある場合のみ斜面の肩の部分や脚部で引張として作用するが, 一般には圧縮である。したがって地下のある程度の深さから極く表層に到るまで sheeting joints を発生せしめる応力配置は常に存在しうる。特にある程度の深さで静水圧的応力状態に達していれば, 更に一般的となる。

C. lamination の記載

風化花崗岩体には特徴的に水平系の細密な間隔の剝離面がよく発達する。この剝離面は mm オーダーの間隔を有し, 風化花崗岩の中で一般に最も分離しやすい面を形成している*。

sheeting joint についてはそれが比較的新鮮な岩盤に目だつ破壊面であるために, 外国でも注目されてきたが, この細密剝離面についての記載は乏しい。特に我が国ではこれにふれた文献は全く見あたらない。

今, この剝離面を TWIDALE (1973) と同様に, 記載的意味でひとまず “lamination” と呼ぶことにする。lamination は TWIDALE によれば次のようなさまざまな名称で呼ばれているという。すなわち, flaking, spalling, pseudobedding rebound joints, liftseam, exfoliation。

lamination は特に広島花崗岩体の風化帯によく発達している。その他の地区の花崗岩体にも程度の差こそあれほとんど例外なく認められる。次に lamination の発達の様式を各地の例で説明する。

広島市山田 : 広島市西方の標高 200 m 付近には, 比高差が約 20~30 m に達する小規模な侵食小起伏面が広がる。この地域の粗粒な広島花崗岩は, 深さ 40~50 m 以上におよぶ深層風化帯となっている。この侵食小起伏面の上層部数 10 cm から 2~3 m は赤色風化作用を蒙っている。

Plate II-C から Plate III はこの地区の一部のカット面である。カット面の中ほどにはほぼ水平方向に幅 20~30 cm 以下のアプライト脈が在り, その上位に黒雲母の濃集するシュリーレ

* 先の橋川他の報告ではこの地区の lamination は sheeting joint として記載してあるが, その後の検討により両者を区分して考える必要があるという結論に達した。

ンとペグマタイトの小脈が平行している。鉛直方向には、幅数mm以下の青色粘土脈や同様の粘土をともなう小断層および幅数cmのアプライト脈が1条認められる。

粗粒黒雲母花崗岩の風化状況は以下のとおりである。最上部1~2 mはやや粘土質化した赤色風化土であるが、これ以深はやや硬いマサ土で、石英や桃色の正長石の風化は肉眼的には認められない。斜長石はかなり変質しており、手指により容易に粉碎できるが、完全には粘土化していない。カット面の脚部、すなわち地表から7~10 mの深さでは、手指では破砕しにくい程度の(「軟岩」状)マサ土となっている。

laminationは、水平の未風化のアプライト、熱水脈、小断層を除くすべての部分に発達するが、最上部の赤色風化帯では明瞭ではない。さらに、Plate II-Cでみられるように、地形の概形に調和して、向かって左側へ5°~10°の緩傾斜をなし、花崗岩の初生構造としての水平のアプライト、シュリーレン、ペグマタイト脈とは斜交する。laminationはPlate III-Bでみられるように花崗岩の石英・長石類をほぼ平面的に切断し、鉱物の粒界に沿う分離面ではない。Plate III-Cでは、鉛直方向に発達するアプライト脈をもlaminationは切断する。このばあい母岩に発達する場合よりも間隔が広がるけれども、同一の方向性を示している。

南原ダムの横坑：この地点については橋川他(1974)に位置図、横坑展開図およびダムサイトの横断図を付して詳述してあるのでここではその概要を述べる。

南原ダムは広島市の北方約30 kmに位置する。ダムサイトは標高約350 mの山頂から深さ約200 mにわたって開析されたやや谷幅の広いV字谷で、両斜面の傾斜角は約40°に達する。地質は粗粒黒雲母花崗岩で、マサ状風化帯がやや厚く、10~15 mに達する。石英・正長石の風化は肉眼的にはほとんど認められない。斜長石は表層でわずかに風化しているが、手指では破壊しにくい。

ダムサイト横坑のマサ状風化帯に見られるlaminationはきわめて規則正しく発達し、谷の横断形状と密接な関係がある。すなわち、laminationの走向は、ほぼ谷壁斜面方向に一致し、傾斜角は、地表近傍では斜面の傾斜に一致するかそれよりも小さい。地表から一定距離だけ水平に奥に入ると緩傾斜となり、水平深度が30 m程度で約10°となる。横坑の一部には、laminationと平行に厚さ数mmの黒雲母の濃集する粘土ゾーンがあり、上盤側が下盤に対して10 cm前後滑動している現象も認められた。

弥栄峡の道路カット面：先にsheeting jointを記載した小瀬川河床より約1 km上流で、左岸の山腹に設けられた新設の道路カット面である。この道路沿いは粗粒黒雲母花崗岩から成り、すべてのカット面でsheeting jointやlaminationがきわめて明瞭に発達する。Plate II-Bに示した地点では未風化岩盤とマサ状風化帯が混在する中間的風化段階を示す。水平方向にアプライト、ペグマタイト、シュリーレンが認められる。これらの初生構造と水平系破壊構造は、ほとんど一致しているようにみられる。laminationの発達で細片化したマサ状風化帯は、sheeting jointで区切られた未風化岩盤と互層状を成す。sheeting jointとlaminationは約5°~10°の傾斜角で斜面と同方向(約35°)に傾いている。

瀧山峡：先に述べた地点とほぼ同じである。ここでもsheeting jointに沿ってlaminationが発達する。laminationの発達するゾーンの厚さは10~30 cm程度で、ほとんど風化作用を受けていない岩盤から直接laminationが発生している。laminationの発達するゾーンの風化花崗岩は、全体がやや酸化されて、わずかに黄褐色化しているが、肉眼的にみてそれほど化

学的変化を受けているようには見られない。laminationの発達するゾーンの両端の境界からさらに未風化岩側へは、数cm間隔で、数cmから数10cmの範囲にわたり、lamination(その境界に平行する)と平行に微小なクラックが発達する。この地点では、sheeting joint, lamination, および lamination の発達で特徴づけられるゾーンの境界、未風化岩盤中の微小クラックがすべて平行関係にある。

D. lamination の起源

以上の各地域の lamination の発達様式から、その特徴は次のようにまとめられる。

- (a) mmオーダーで風化花崗岩(特にマサ)中に発達する。
- (b) すべての造岩鉱物を切断して平面的に延びる。
- (c) 花崗岩の初生流動構造とは一般に斜交することが多い。
- (d) 地形に調和して、きわめて広範囲に連続性を保って発達する。
- (e) sheeting joint にほぼ平行する。
- (f) 未風化岩盤から直接発生する。

これらの諸特性から、その起源について考察する。

岩石の物理的風化過程でいわゆる玉ねぎ構造とか、鱗脱作用(exfoliation)と呼ばれている剝離現象がある。これは日射、寒暖等の温度変化や化学的変質による体積膨張の差によって、変化を受けない核からはがれおちる現象で、砂岩や火成岩でよくみられる。花崗岩の風化したマサ土中にも、明らかにこのような過程を経て形成されたと思われる核岩が見うけられることもあるが、laminationは地表下数10mの風化層にも発達し、このようなごく表層の現象ではありえないことは確かである。特に地形に調和して広域に発達する特性等はこのことを支持すると考えられる。言いかえれば、laminationは花崗岩体の風化帯における en masse の面構造の一種と考えねばならない。

岡村(1965)は徳山湾に浮かぶ黒髪島の広島花崗岩体の節理の研究において、open crackとしての sheeting joint の他に、特定の割れやすい“め”または“石目”について報告している。彼によると水平系の“め”は sheeting joints にほぼ平行するが完全には一致しない。この最も割れやすい水平系の“め”は sheeting joint と同様にドーム状の島全体の地形にほぼ調和的に発達するという。さらに鏡下では石英および長石類にこの“め”の方向に一致してクラックが圧倒的に多く発達し、石英中のクラックは粒界で止まることもあるが、粒界を越えて長石類まで延びているものもあるという。このような現象は、風化はしているが、lamination が石英や長石類を切断して平面的に延びる先の(b)の特性に一致している。

第II章で述べたように、BALK(1937)は岩石の初生構造として artificial parting plane を区分し、これを岩石の分離しやすさの程度により、 k , s , l 面 ($k < s \leq l$) に分けた。 k , s , l はそれぞれ Q, S, L 面に一致することが多いが必ずしも一致することはないという。

ここで l : bedding plane に関する定義は H. CLOOS により次のように与えられている。すなわち「水平に位置する分離しやすい面で、流線を含むこともある。地表の侵食による sheeting に平行なこともある。分離のしやすさは s 面と同じかまたはそれよりも良好であ

る。より良好である場合は、通常 rift planes と呼ぶ s 面を grain (石目) と呼ぶことにする。」

H. CLOOS や BALK の言う artificial parting planes のうち l 面は我が国で言う水平系の最も割れやすい“め”にほぼ相当するであろうことは上の定義から予想される。したがって、この“め”すなわち l 面は黒髪島花崗岩体等の例からすると、岩石に latent joint として存在する brittle fracture である。もしそうであるとすれば、この l 面を H. CLOOS や K. BALK のように初生破壊系として認識するのには問題があると言える。

l 面の特性は、先に述べた lamination の特性と基本的によく合致している。したがって lamination とは l 面 (すなわち水平系の“め”) が風化にともなって顕在化したものである可能性がきわめて高い。

実際、未風化岩盤においてこのような latent joint としての“め”が存在することは、まれにはあるが肉眼で識別可能なこともある。

また FIG. 13 に示す、open crack としての sheeting joint を含まない一見塊状の供試体においても、P 波速度が 4.0~5.0 km/sec とほとんど風化の影響を蒙っていない領域で異方性が存在することは、潜在的に水平系の fracture が存在することを示している。同様に DOUGLASS, P. M. & VOIGHT, B (1969) は、北米のデボン紀の Barre および Stanstead 花崗岩 (いずれも中粒の半自形等粒状) や先カンブリア紀の Laurentian 花崗岩 (細~中粒他形等粒状) において sheeting にほぼ平行する方向に microfracture が卓越的に存在し、これらは rift または grain (すなわち l 面) に相当することを明らかにした。

次にこのような lamination の素因となった“め”がどのようにして硬岩盤に発生するかという点について黒髪島の例から考察する。

岡村が明らかにしたように、黒髪島での“め”は島全体の地形に調和しているから、その生成は sheeting joint と同様の環境条件下であると考えられる。

sheeting joint は花崗岩盤に発生した剪断破壊面を伴う extension fracture であるが、“め”も同様な破壊力学的成因を有している可能性が高い。

近年岩石の破壊試験では、破断に先だって微小な破壊音が変形の増加につれて漸次増加していくことが確認され、この破壊音を測定して主破壊の先行現象をとらえる試み (acoustic emission) が多くなされている。ここで主破壊を sheeting joint に微小な破裂音を伴う潜在的微小破壊を l 面に対比できるのではないかと考えられる。岩石中の微小破壊面が発生時から地形に平行的 (すなわち定方向性を得て) に発生しているものであるのか、あるいはランダムに発生しているものであるかは明瞭には把握されていない。もし後者であったとしても、削剝された地形の二次的応力配置に応じて、ランダムな方向性を有する無数の微小クラックのうち最も破壊されやすい方向にクラックが連結していくことが予想される。したがっていずれにせよ、風化によって“め”が最終的に顕在化してくるときには、これらの“め”は地形に調和してくる。

VI. 花崗岩類の力学的異方性

未風化岩盤から風化したマサ土に到るまでの表層の花崗岩体には、風化の段階に応じて sheeting joint, lamination 等の水平系面構造 (破壊面) が密に発達していることが明らかと

なった。したがって花崗岩体は、風化の強度に応じて力学的に異方性を示すことが当然予想される。以下、弾性波速度と弾性係数等に関する花崗岩の異方性について述べる。

A. P 波速度異方性

まず花崗岩の供試体のP波速度の異方性について述べる。試料は県内各地のさまざまな風化段階を示す花崗岩から採取し、室内の自然状態で超音波速度測定を行った、その結果は FIG. 13 (橋川, 1978 a より) に示す。

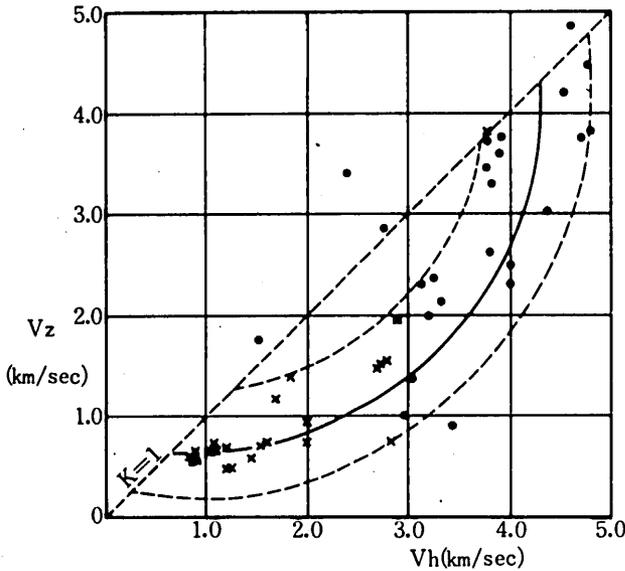


FIG. 13. Anisotropy of P-wave velocity of granite specimens. (after HASHIKAWA, K. 1978 a)

水平方向と鉛直方向の速度を V_h , V_z とすれば、おおよそ次の円の式に近似できる。

$$V_h = 4.15 - \sqrt{12.11 - (V_h - 0.84)^2} \quad \dots\dots\dots (6-1)$$

今、 V_h と V_z の比を異方係数 K で表すと、 V_h が $0.4 \sim 4.5$ km/sec において $K \approx 1.0 \sim 2.0$ である。

次に原位置の P 波速度異方性については、県内各地の、屈折法弾性波探査、孔内速度検層等から得られた結果を FIG. 14 (橋川, 1978 a より) に示す。この場合も供試体と同様に $V_h > V_z$ の関係があり、 V_h は 0.5 km/sec 以上でおおよそ $k = 1.0 \sim 2.0$ となっている。 V_z と V_h は次の対数増殖方程式に近似できる。

$$V_z = 0.3 e^{0.4817 V_h} \quad \dots\dots\dots (6-2)$$

供試体の P 波速度異方性は、岩石中の潜在的な micro-fissure に、現位置のそれは同じく micro-fissure と sheeting joint の存在に起因するものである。

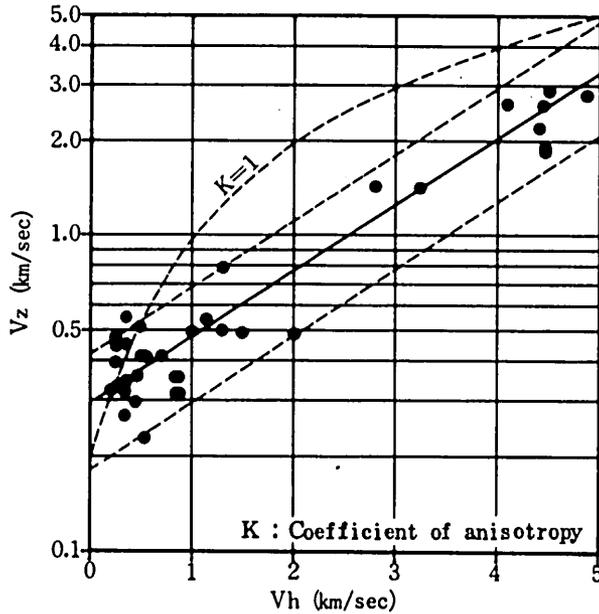


FIG. 14. Anisotropy of P-wave velocity of in situ granite.
(after HASHIKAWA, K. 1978 a)

B. 弾性係数等の異方性

花崗岩の弾性波速度値に 6-1 式や 6-2 式で示される異方性があるとすれば、当然弾性係数等にも異方性が存在するはずであるが、公表されている資料は少ない。

媒質を弾性体と見なせば、P 波と弾性係数：E の間には、密度を ρ 、ポンプ比を ν 、重力の加速度を g とすると次の関係式がある。

$$E = \frac{(1 + \nu) \cdot (1 - 2\nu)}{(1 - \nu) \cdot g} \times VP^2 \quad \dots\dots\dots (6-3)$$

今水平方向と鉛直方向の動的弾性係数をそれぞれ Ed_h , Ed_z とし、P 波速度の異方係数 K の逆数 k (逆異方係数) を用いて両者の関係を表すと次の式が得られる。

$$Ed_z = k^2 Ed_h \quad \dots\dots\dots (6-4)$$

すなわち Ed_z は Ed_h の逆異方係数の平方に比例する。同様の関係は静的弾性係数(一般に動的弾性係数より小さい)においても成立するはずである。

SERAFIM (1964) は Alto Rabãgo ダムの供試体と現位置の花崗岩盤から FIG. 15, 16 の結果を報告している。これによると水平方向と鉛直方向の静弾性係数 (E_{sh} , E_{sd}) の比は約 2 倍である。すなわち次の関係がある。

$$E_{sz} = 0.70^2 E_{sh}$$

同じく SERAFIM は Virar ダムの供試体試験から $E_{sh} = 147 \times 10^3 \text{kg/cm}^2$, $E_{sz} = 33 \times 10^3 \text{kg/cm}^2$ を得ている。この比はおおよそ 5 である。6-4 式で示すと

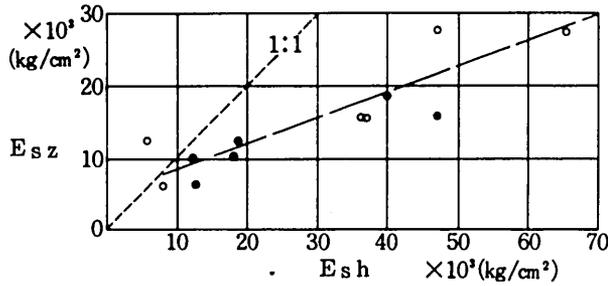


FIG. 15. Anisotropy of moduli of elasticity of granite specimens. Alto Rabago dam site.
(after SERAFIM, J. L. 1964)

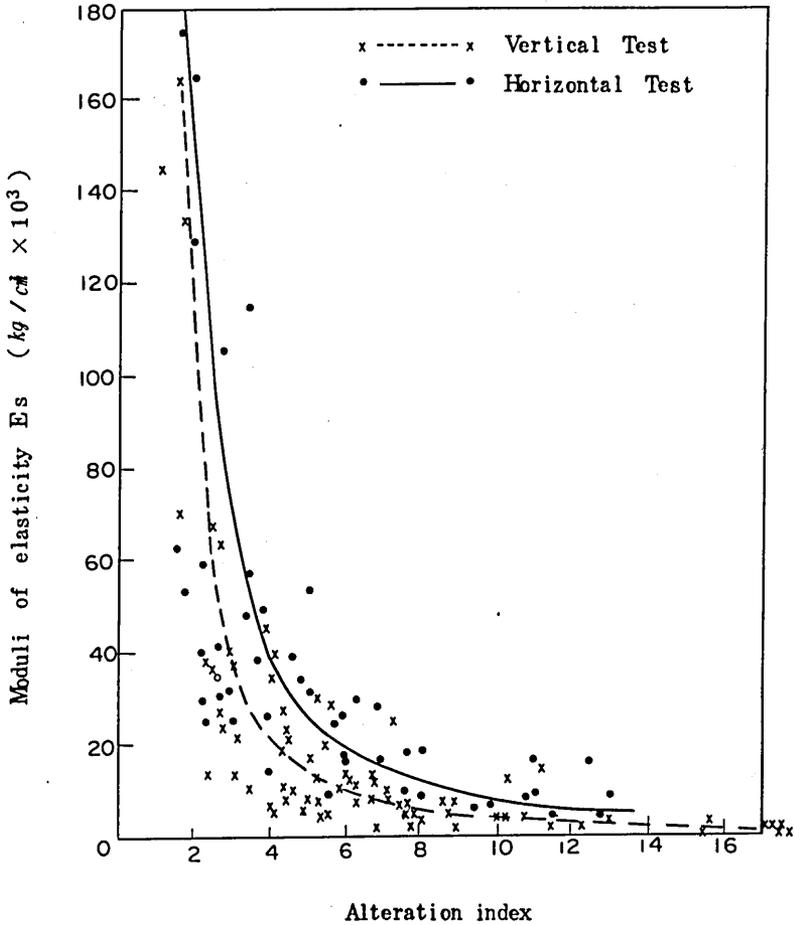


FIG. 16. Anisotropy of moduli of elasticity obtained in situ granite Alto Rabago dam site.
(after SERAFIM, J. L. 1964)
Alteration index correspond to a rate of porosity.

$$E_{sz} = 0.47^2 E_{sh}$$

以上の例では $K=0.70\sim 0.47$ ($K=1.4\sim 2.1$) となり P 波速度の異方性に照らしてみても妥当な値である。

また先に述べた北米の Barre, Stanstead, Laurentian の各花崗岩では軸応力が 67~584 bars の応力段階でそれぞれの E_{sh}/E_{sz} が 2.24~1.18, 1.42~1.16, 2.87~1.32 の異方性が供試体から得られている (DOUGLASS, P. M. & VOIGHT, B. 1969)。平均した割線弾性係数の異方性の比はそれぞれ, 1.39, 1.83, 1.25 が得られており, これを 6-4 式の k の値にするとそれぞれ 0.52, 0.30, 0.64 となる。この値は Stanstead の花崗岩の異方性がやや大きい以外は, ほとんど P 波速度から予想される異方性の範囲に入っている。

一方我が国では瀬戸内の架橋地点において高橋他 (1973), 高木他 (1972) の鋼体載荷板による変形係数の結果から E_{sz}/E_{sh} は約 2.0 が得られており, k になおすと 0.7 である。

C. 軸対称異方性体モデル

花崗岩体は, sheeting や lamination 等の発達により, 水平な地層面を有する堆積岩のような層状岩体と同様に, 力学的に異方性体であることが確かめられた。現実には, これらの水平系面構造要素は一般に若干傾斜しているけれども, 対称軸をこれらの構造面に垂直にとると, 力学的性質の回転対称性が層の面内にある。このような軸対称異方性体は, 工学的には直交異方性体 (Cross-anisotropic, または transversely isotropic) と呼ばれる。三次元における応力-ひずみ関係は一般に 36 個の弾性定数で与えられるが, 対称性が存在することによりこれらは減少し, さらに軸対称異方性では, 二次元の平面状態で取り扱うことができるようになり, 弾性体としての取り扱いには 5 個の弾性定数を与えるだけで記述できるようになる。

VII. 花崗岩類の風化帯構造

第 V 章において, sheeting joint や lamination 等の水平系破壊構造は現在の地形または旧地形に平行に発達することが明らかとなった。とくに lamination は風化の進行にともなって顕在化してくるので, これらの水平系破壊構造が, 花崗岩類の風化帯構造を決定している重要な因子であると考えられる。

花崗岩類の風化帯がどのような空間的広がりをも有し, その内部構造がどのような性質を持つかを明らかにし, それを地形発達史の中に位置づけて解釈することにより, 花崗岩の風化現象を巨視的に理解することができる。

A. 風化帯の地形学的位置

広島花崗岩体は, 第 V 章で概略述べたように, 山陽路に並走する東西方向と, これから北へ分枝する二方向に分布し, いずれもマサ土化した深層風化帯をとまなう。しかし全域にわ

たって風化層が厚く分布するのではなく、風化帯、未風化帯あるいは弱風化帯等は、ある地形的広がりをも有し、その広がりの中で特徴づけることが可能である。すなわち、地形を見ることによって巨視的に風化帯をとらえることができる。

岡田 (1973) によると、吉備高原は海拔 500~700 m で、450 m 以下に 3 段の侵食面、すなわち、瀬戸内 I 面 (450~300 m)、同 II 面 (300~140 m)、同 III 面 (100 m 以下) が区分できる。広島岩体の深層風化帯をこの分類と対照させると、およそその標高が 300 m 以上の世羅台地は瀬戸内 I 面に、西条、黒瀬、熊野等の内陸盆地状の侵食小起伏面は同 II 面、海岸沿いから広島市西部の山麓緩斜面は同 II~III 面に属することになる。一方広島市より西北部では、侵食小起伏面の発達断片的となるが、県西北部の千代田、大朝、県西部の佐伯町等は標高 300 m 以上で、ほぼ瀬戸内 I 面相当である。ただし、大朝北方から県境にかけての広島岩体は吉備高原相当の標高 500 m 以上に達する。また、広島市西部の低地帯から急に高度を上げ標高 600 m 以上に達する極楽寺山頂平坦面は、吉備高原相当で瀬戸内面の中のモノドック的存在である。これらの平坦地形はいずれも深層風化帯分布地域である。

岡田によればこれらの侵食小起伏面は、侵食面の形成 → 隆起 → 破壊 (下刻) → 山砂利層の埋積 → 侵食小起伏面の形成、というサイクルが数回くりかえされて形成されたものであるとしている。藤原 (1968) も同様にこのサイクルを認め、山砂利層の埋積および削剝過程は氷河性海面変動によるものであると考えているが、岡田はその時期を鮮新世末~更新世中期と考えている。この時期に氷河性海面変動があったかどうかは別として、これらの侵食小起伏面の形成時期は古く、古いものほど削剝期を何回か経ている点は風化帯構造を理解する上で重要な点である。

三野 (1942) により小奴可変地形と呼ばれた山麓緩斜面は、赤木 (1961) により乾燥気候下で生じたペディメントであるとされた。ペディメントが乾燥気候を示す代表的地形かどうかは別としても、この種の斜面の切峰面が一定の特徴ある形態を示すということは、その面を形成した営力とその範囲内で均一であったことを物語る。

この山麓緩斜面は、やや箱型の横断型を示す小さい谷によってその傾斜方向に開折されており、侵食からとり残された尾根は、ほぼ原面の状態を残している場合が少なくない。

この山麓緩斜面は、傾斜角数° から 10 数° で、斜面長 1 km 前後に達する concave な縦断形を有している。concave な斜面は W. PENK (1924) がその地形分析の基本的概念として強調したように、削剝基準面が一定している状態、すなわち山地の昇隆運動が停止ないしは削剝速度が山地の隆起よりも大きい場合に生じる下降斜面である。小奴可地形、ペディメントとも呼ばれる下降斜面としての山麓緩斜面が、花崗岩類の最も典型的な深層風化帯を形成している。よって花崗岩類の風化帯構造を、まずこの山麓斜面で検討し、次に瀬戸内 II 面に相当する西条盆地、最後に新期 V 字谷の南原ダムサイト斜面のそれぞれの P 波速度構造をとおしてみていく。

B. 風化帯の P 波速度構造

深層風化帯の P 波走時曲線は、速度が深さに対して直線的に増加する型のミラー層を成すことはすでに橋川 (1978 a, b) で述べた。すなわち次の関数型で示される。

$$V = V_0 + az \quad \dots\dots\dots (7-1)$$

ここで、 V_0 は地表での初速度、 z は深度、 a は速度の見掛増加率、 V は深度 z での速度である。異方性の影響を考慮して真の深度を求めるために、逆異方係数 k と6-2、および7-1式より7-2式を導いた(橋川, 1978 a)。

$$D = \frac{1}{a} \int_{V_0}^V 0.3 Vh^{-1} e^{0.4817Vh} dVh \quad \dots\dots\dots (7-2)$$

ここで D は真の深度、 Vh は水平方向の速度である。

等方性体と仮定した見かけ深度を7-2式によって修正し、真のP波速度分布が求められる。その具体的方法はすでに報告してあるので、ここではP波走時曲線のタイプと速度構造がどのように対応しているかという点について述べる。

山麓緩斜面：この地形については橋川(1978 b)に詳述してあるが、そのP波走時曲線の代表例をFIG. 17に示す。

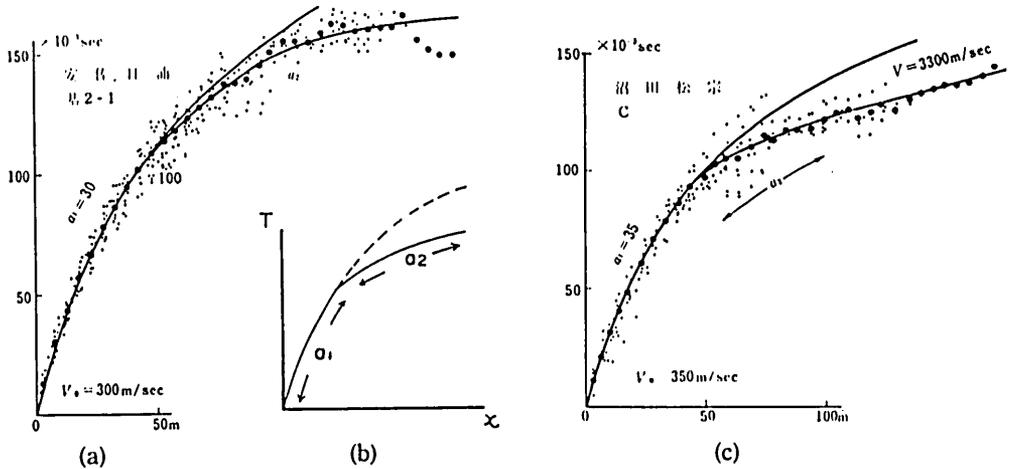


FIG. 17. Time distance curves of the mirage type in the western part of Hiroshima city.

山麓緩斜面の原面の尾根に配置した測線におけるP波走時曲線は、FIG. 17-bの模式図に示すように a_1 、 a_2 という二つの見掛速度増加率を有する。すなわち風化帯は二つのミラー層から成っている。ここで a_1 より a_2 は大きく、広島市西部では25~40m/sec(平均30)、 a_2 は45~290(平均95m/sec)で、その境界の速度は700~1700m/sec(平均1100m/sec)、その深度は10~23 m(平均16 m)である。またボーリングによる標準貫入試験値等においても同様の深度で増加率に変化が認められる(橋川, 1978 b)。

そこで、見掛速度増加率 a_1 、 a_2 を有する風化帯をそれぞれ上部風化帯、下部風化帯と称することにする。

両風化帯の下底はFIG. 22-(a)に示すように山麓緩斜面の風化帯の中間の深度に、下部風化帯の下底は、開析谷の底かそれよりもやや低い位置にある。

侵食小起伏面：瀬戸内II，I面に相当する西条盆地および世羅大地大和町の場合を例にする。瀬戸内沿岸部の山麓緩斜面に比較して，全般に風化の程度が大きく，斜長石のかなりの量が粘土化している場合が多い。

FIG. 18 は西条盆地内の標高 250~260 m の平坦な丘陵性山地における P 波走時曲線の代表的 2 例である。一方 FIG. 19 は世羅台地大和町の標高 430~450 m の侵食小起伏面の P 波走時曲線である。

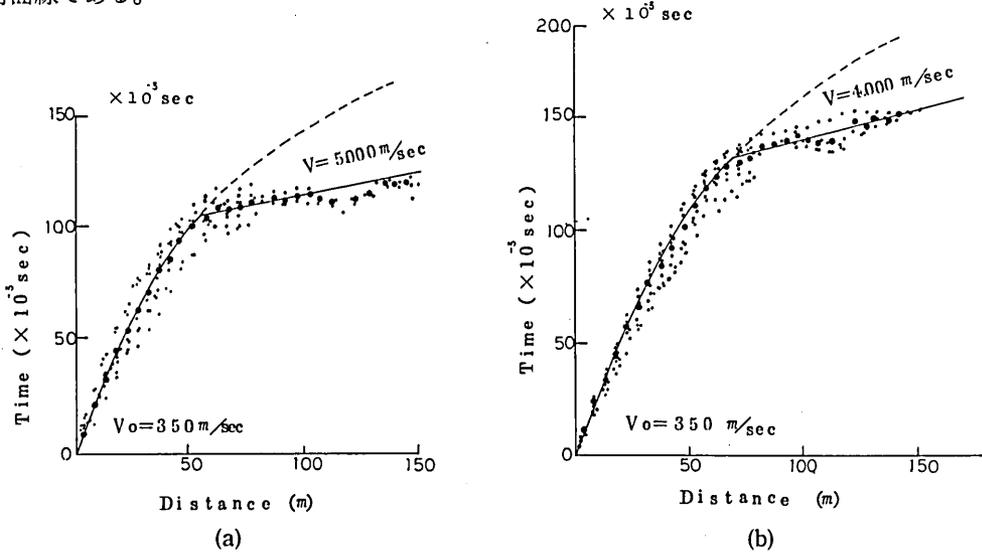


FIG. 18. Time distance curves of the mirage type in Saijo basin corresponding to the Setouchi surface II after OKADA (1973).

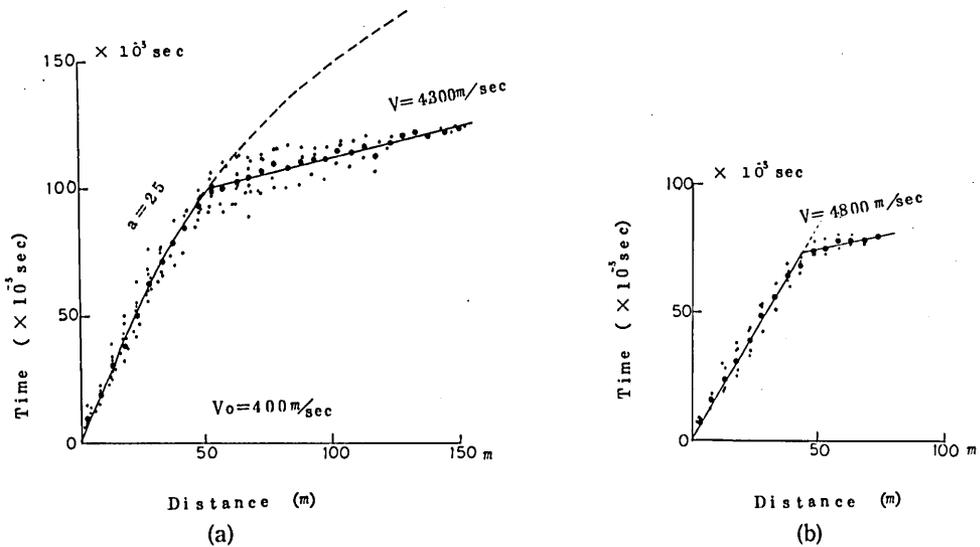


FIG. 19. Time distance curves of the mirage type in the Sera plateau corresponding to the Setouchi surface I after OKADA (1973).

FIG. 19 b は典型的な二層構造を示しているが、第一層を速度増加率のきわめて小さい（恐らく $a_1 = 10 \sim 20$ ）のミラー型走時曲線として解析してもよい。

まず FIG. 18, 19 の共通点からみていくことにする。両走時曲線の共通点は、上部風化帯のミラー型走時曲線のあとに直接未風化岩盤に相当する最終速度の走時曲線が表れ、下部風化帯相当のミラー型走時曲線がほとんど表れない点にあり、この点が山麓緩斜面の場合と異なる最も大きな特徴である。この場合二層目のミラー型走時曲線が表れないからと言って必ずしもそれが実際に存在しないことを意味するのではなく、その点については走時曲線のみからは判断できず、他のボーリング資料等を参考にしなければならない。

走時曲線のみから、風化帯深度を異方性の影響を考慮して算出すると、おおよそその深度は 10 数 m となり、P 波水平速度はこのときに 1000 m/sec 前後でいきなり最終速度に達することになり、この 10 数 m という深度はボーリングによって確認された深度より浅い。例えば西条では深度 25 m 程度でまだ硬岩盤に達しない (FIG. 20)。これらの点から下部風化帯は存在するのであるが、走時曲線に表れない blind layer となっていることが明らかである。ミラー型走時曲線で blind layer が生じる場合は、 a_2 が a_1 に対して非常に大きく、しかも a_2 を持つ層は a_1 の層に対してかなり薄いのが一般的である。これらの特徴は FIG. 20 の西条盆地のボーリングにおける標準貫入試験結果において深度 15 m 付近までの N 値の増加率は約 3.3、それ以深は約 27.8 となっている事実からも裏づけられる。

次に FIG. 18, 19 のちがいに目をつけると、 a_1 はより高位の世羅台地の方が小さい傾向にあり、 a_1 の層厚も世羅台地の方が小さい。このことは、より高位の侵食小起伏面の風化帯ほど、均質化する一方、削剝作用により層厚を減じていることを示している。

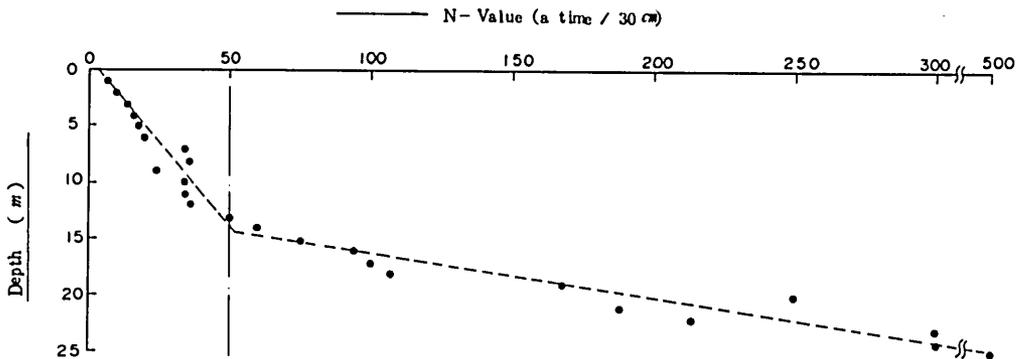


FIG. 20. Correlation between a change of N-value of the standard penetration test and the increasing depth of testing point in the Saijyo basin.

新期解析谷 (V字谷) の斜面 : V字谷の急斜面の風化帯における P 波速度構造はダムサイトの調査から得られる。その一例を FIG. 21 に示す。

FIG. 21 は広島市北方の南原ダムサイトの P 波走時曲線で、橋川 (1974) に示す横断面右岸の斜面の測定例である。FIG. 21 (a) は斜面の上下方向で、横軸は斜距離に修正してある。一

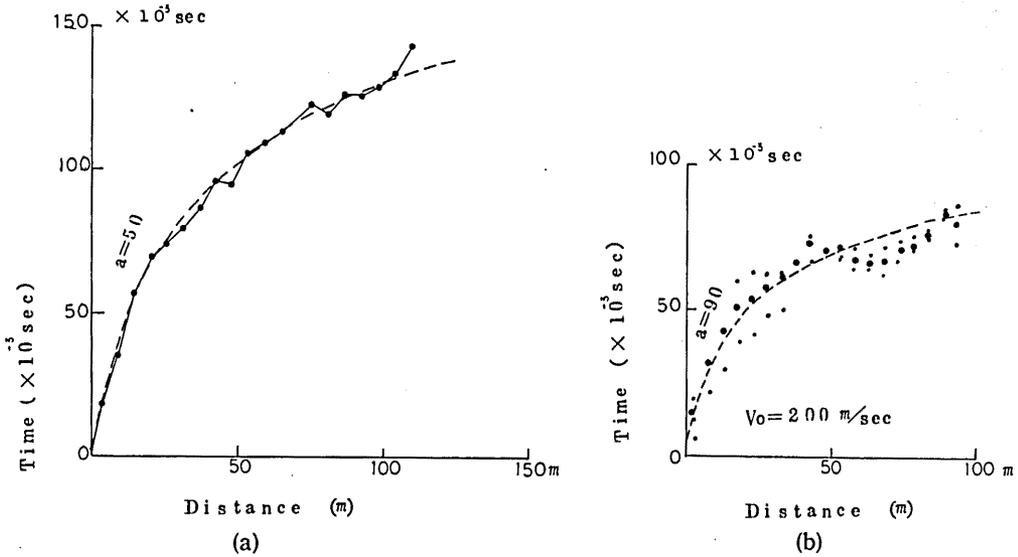


FIG. 21. Time distance curves of the single mirage type at slope of the Nabara dam site showing V-shaped Valley.
 (a) : parallel to the inclination of slope.
 (b) : parallel to the contour lines of slope.

方 FIG. 21 (b) はそれと直交する斜面の走向方向で、斜面のやや脚部寄りである。

両走時曲線ともに、初速度 200 m/sec, a_1 は 50, および 90 の標準走時曲線にほぼ一致する。

この走時曲線の特徴は、2.5 km/sec 程度の速度を示す岩盤まで単一のミラー型走時曲線に載り、下部風化帯相当層は存在しない。

C. 風化帯構造

以上県内各地の広島花崗岩体の風化帯を P 波速度構造の上からみると、地形区分に対応して三種の型を区分できる。風化帯には地形と調和して sheeting joint や lamination 等の水平系破壊構造が発達しているので、これらと総合して地形の横断型で示すと FIG. 22 のようになる。

FIG. 22-(a) は橋川 (1978 a) に詳述したものである。山麓緩斜面上の無層理で淘汰の悪い亜円礫層が軟岩程度に風化しているが、上部風化帯よりは風化の程度が弱い点から、山麓緩斜面 (その原面) 形成は当初半風化状況の岩盤の削剝によってなされたことが結論される。その後、この山麓緩斜面が再度深層風化を受け、現在の風化構造が形成されたと考えられる。最初の風化作用の産物の上部は山麓緩斜面形成の削剝により消失し、風化下部が残り、2 回目の風化作用で、さらに残りの下部層から現在の上部風化帯が発生したもので、この上部風化帯は 2 サイクルの風化産物である。

FIG. 22-(b) は形態的には (a) の型が更に進行し、下部風化帯が縮少したもので、この型の極端な場合は上部風化帯と未風化岩盤層の二層構造から成る。この型も (a) と同様に 2 サイク

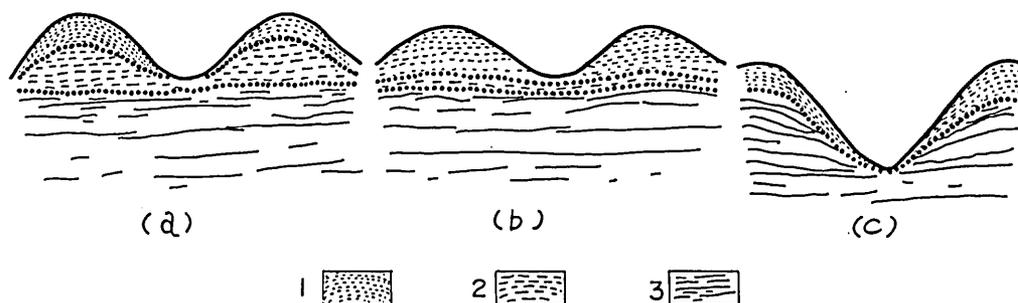


FIG. 22. Weathering structure of granitic rocks.

1 : Upper weathering zone with lamination.

2 : Lower weathering zone with both sheeting joint and lamination.

3 : Unweathered bed rocks with sheeting joint.

(a) : Deep weathering structure of the piedmont gentle slope.

(b) : Deep weathering structure of the erosional surface with lower relief.

(c) : Weathering structure of slope of the V-shaped Valley.

ルまたはそれ以上の風化過程を経たものと思われる。

FIG. 22-(c) は、最も単純で単一の風化過程を経たものである。

これらの風化帯構造を決定した第一の因子は水平系破壊構造であり、次に地形の削剝営力であると言うことができる。

VIII. 結 論

中生代末から新生代初頭にかけて活動した広島花崗岩体の地質学的研究から、深層風化帯の空間的分布形態ならびにその内部構造が明らかにされ、これらの風化帯構造を決定した重要な一つの因子としての水平破壊系の発生の様子が明らかとなった。

この水平破壊系とは、比較的風化の影響の少ない硬岩盤に数 10 cm 以上の間隔で発達する sheeting joint と、マサ土を主とする風化帯で顕著にみられる mm オーダーの lamination である。いずれも現在の地形に平行もしくは準平行的に発達する。sheeting joint は、地形の削剝による鉛直荷重の除荷によって引き起こされる主応力軸の転換に起因して発生した extension fracture が主と考えられるが、しばしば、いわゆる畝状構造 (rib-structure) や、クサビ型岩片、共役的な破断面等を密接にともなうことから、同時に shear fracture を含んでいると考えられる。一方の lamination は、次のような諸特性、すなわち、① mm mm オーダーで発達、② sheeting joint に平行、③ 広域的に発達、④ マサ土化に先行して発生、⑤ 造岩鉱物を直線的に横断する、⑥ 風化花崗岩で最も分離しやすい面を成す、という諸特性を有している。

このような点から lamination は sheeting とほぼ同様の起源を有し、岩石中の潜在性破壊面としての micro-fracture が風化の過程において顕在化したものであると言える。

花崗岩類にはこのような水平破壊系が密に発達することにより、力学的に軸対称の異方性(回転軸はほぼ鉛直)を有していることが、P波速度や弾性係数の異方性から明らかとなった。その異方性の程度は、P波速度に関しては、おおよそ2倍(鉛直方向速度の方が小)、弾性係数等にしてはさらに大きくなる。この軸対称モデルは花崗岩盤の工学的性質の解析に際しては重要な前提条件となる。

深層風化帯の空間的広がりとその内部構造は、地形区分、ならびに水平破壊系の密度に支配されたP波速度の異方性を考慮したミラー型走時曲線の解析から次の3型が導かれる。

地形的には山麓緩斜面(あるいは開析ペディメント)において最も厚い風化帯を形成する。この種の地形では中に一度の不完全な削剥期をはさむ前後2回の風化作用によって深層風化帯が形成されたことが、ミラー型風化帯中に二つの異なる見掛速度増加率が認められることから予想される。

より高位の侵食小起伏面においては、上に述べた二度目の風化作用が極度に進行し、均質な風化帯を形成する一方、侵食により層厚を減少している。

一方、より新期のV字谷の谷壁斜面は、単一の見掛速度増加率を有する最も単純な風化帯である。

このような花崗岩類ならびにその風化帯における諸特性は、広島花崗岩体のみでなく、他の岩体においてもさまざまな割合でそなわっているものであり、地表近傍における基本的特性であると言える。

今後の問題として、特に次の3点について解明していく必要があると思われる。

まずその第一は、ミクロ的取り扱いで、岩石の潜在的破壊面の実態とその力学的効果を吟味する必要がある。次にマクロ的に力学的強度異方性がどの程度深部の花崗岩にまで追跡できるのか、長尺のボーリング資料等をもとに検討することによって、花崗岩の地表近傍の破壊現象が明らかになってくると思われる。さらに、本論文ではほとんど触れなかった地表近傍の重力によるクリープの進行が、斜面をどのように変位させ不安定化させているかという点について、風化花崗岩体の構造解析の延長線上に位置づけて究明していく必要があると考える。

参 考 文 献

- 大八木規夫(1967):花崗岩類地帯の崩壊と風化体構造の関係—島根県大原郡地方の一例。災害地質討論会論文集, 26~42。
- 小出 博(1968):花崗岩地帯崩壊分類調査—花崗岩地帯の荒廃について—。防災科学技術研究報告書, 14, 1~22。
- (1972):日本の国土(上)。東京大学出版会。
- 大杉 繁・田中武夫(1927):花崗岩の風化二例。農芸化学雑誌, 3, 765~780。
- 斎藤 実(1956):カコウ(花崗)岩のマサ状風化。土と基礎, 4, 32~33。
- REICHE, P. (1943): Graphic representation of chemical weathering. *T. sed. Pet.* 13, 58~68。
- 三浦 清(1973):深成岩類の風化に関する研究—第1報 新第三紀末の赤色風化作用による江津深成岩体の風化。応用地質, 14, 87~102。
- 田崎和江(1978):斜長石の風化初期における微形態。地球化学, 32, 58~63。

- 松尾新一郎・澤 孝平 (1972) : 風化花こう岩の破断面観察に基づく風化形式およびその判定. 土質工学会論文報告集, 12, 105~112.
- 中沢圭二 (1958) : 花崗岩の深層風化について. 土質工学会マサ土研究委員会資料.
- BALK, K. (1937) : Structural Behavior of Igneous Rocks (with special reference to interpretations by H. Cloos and collaborators). *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 5, 1~177.
- NUREKI, T. (1958) : On the Granitic complex in the northern part of the Takanawa Peninsula, Ehime Prefecture. *Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C.*, 2, 109~127.
- 土屋 篁 (1967) : 木曾駒花崗閃緑岩の構造. 地質雑, 73, 453~462.
- 丸山孝彦 (1970) : 阿武隈高原, 鮫川~石川地方の地質と構造 — 特に古期型花崗岩質の構造に関連して, その1. 地質雑, 76, 355~366.
- (1972) : 阿武隈高原, 鮫川および石川複合岩体の構造 — 特に古期型花崗岩質岩類の構造に関連して, その2. 地質雑, 78, 117~128.
- 大平芳久 (1973) : 中部阿武隈山地好間川花崗岩質岩体の構造と併入運動について. 地質雑, 79, 119~133.
- 小島丈児 (1963) : 広島県地質図説明書 — 深成岩類 —. 87~101.
- TWIDALE, C. R. (1973) : On the Origine of Sheet Jointing. *Rock Mech.* 5, 163~187.
- GILBERT, G. K. (1904) : Domes and Dome Structures of the High Sierra. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 15, 29~36.
- BILLING, M. P. (1942) : *Structural Geology*, 121~123.
- CHAPMAN, C. A. & RIOUX, R. L. (1958) : Statistical Study of Topography, Sheeting, and Jointing in Granite, Acadia National Park, Maine. *Amer. Jour. Sci.* 256, 111~127.
- PRINCE, N. J. (1966) : Fault and Joint Development. (in brittle and semi-brittle rock).
- 小藤文次郎 (1908) : 中国筋の地貌式. 震災予防調査会報告, 63, 1~15.
- 大出 稔 (1912) : 中国筋の地貌に就て. 地質雑, 19.
- 辻村太郎 (1952) : 日本の準平源問題. 東大地理研, 2, 1~21.
- 多井義郎 (1975) : 中新世古地理からみた中国山地の準平源問題. 地質雑, 84, 3, 133~139.
- 貝塚爽平 (1950) : 中国地方西部の地形. 東大地理研, 1, 87~98.
- 岡田篤正 (1973) : 吉備高原中部の地形発達. 日本地理学会講演予稿集, 2~3.
- 赤木祥彦 (1961) : 中国山地のペディメント. 地理評, 34, 55~67.
- (1962) : 安芸山地のペディメント. 地理評, 35, 570~586.
- (1975) : 気候の乾燥化の証拠としての東アジアの開析ペディメント. 地学雑, 84, 20~35.
- 陶山正憲・結城良治・北川英夫 (1975) : き裂材としての岩盤強度の破壊力学的考察. 土木学会, 第9回岩盤力学に関するシンポジウム講演概要, 76~80.
- GRIGGS, D. & HANDIN, J. (1960) : Observations on Fracture and a Hypothesis of Earthquakes. *Geol. Sci. Amer. Mem.* 79, Rock Deformation (A Symposium).
- MUEHLBERGER, W. R. (1961) : Conjugate joint sets of small dihedral angle. *Geol. soc. Amer.* 72, 211~219.
- KASTNER, H. (1971) : トンネルの力学 (金原 弘訳)
- 下河内 稔・小田重夫・木沢恒雄 (1977) : 大清水トンネルにおける山ハネ現象からの一考察. 第5回岩の力学国内シンポジウム講演集, 79~84.
- 川本眺万・藤田益夫 (1968) : 自由斜面の変形と応力状態について (その1, 等方性および異方性線形弾性斜面). 土と基礎, 16, 37~46.
- 岡村義彦 (1965) : 山口県徳山市黒髪島花崗岩体の構造. 今村外治教授退官記念論文集.
- 橋川邦武・宮原健二 (1974) : 風化花こう岩類の構造とその工学的意義について. 応用地質, 15, 2, 47~57.
- ・西尾喬夫・寺田章憲 (1974) : 花崗岩類の風化構造についての考察. 土木学会第29回年次学

術講演概要集第3部, 420~421.

- (1978. a) : 風化花崗岩類に発達する sheeting joint の P 波速度におよぼす異方性とその解析. 応用地質, 19, 21~29.
- (1978. b) : 開析ペディメントにおける花崗岩類の風化帯構造. 応用地質, 19, 45~69.
- SERAFIM, J. L. (1964) : Rock Mechanics Considerations in the Design of Concrete Dams. *State of Stress in the Earth's Crust*. 611~650.
- 高木一裕・児玉健三・加治屋隆史 (1972) : 早瀬大橋におけるマサ土の変形特性. 応用地質, 13, 112~121.
- 高橋幸蔵・高田志郎・石川浩二・羽竜忠男 (1973) : 孔内測定を利用した岩盤調査 (風化花崗岩の場合). 土と基礎, 21, 15~23.
- 藤原健蔵・長松睦子 (1968)・神石高原の地形. 豊松民俗緊急報告, 3~13.
- PENK, W. (1924) : 地形分析 (町田 貢訳, 1971)
- DEUGLASS, P. M. & VOIGHT, B. (1969) : Anisotropy of Granites : A Reflection of Microscopic Fabric. *Geotechnique*, 3, 376~398.

(昭和 54 年 5 月 1 日)

大成基礎設計株式会社福岡事務所

福岡市博多区寿町 3-5-29

EXPLANATION OF PLATE I

- A : Sheeting joints showing comparatively large-scale undulation in the coarse-grained biotite granite, Yasaka canyon.
- B : Conjugate shear fracture with shear angle of about 30° , due to the compression with the maximum principal axis of N-S direction, Takiyama canyon.
- C : "Rib structure" (after PRICE 1966) with "rib angle" of about 30° , Takiyama canyon.

EXPLANATION OF PLATE II

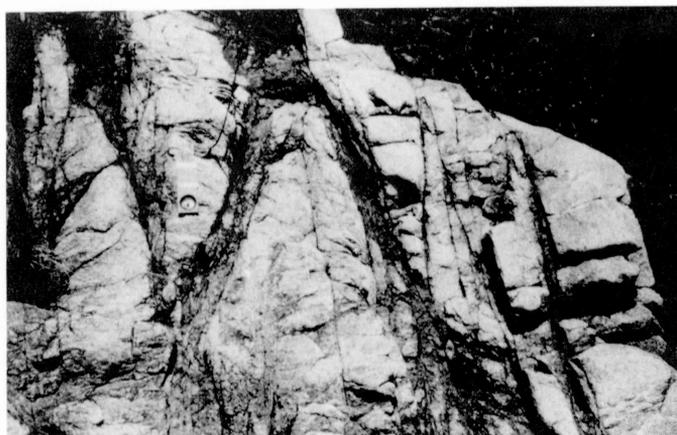
- A : Conjugate failure set with the horizontal intermediate principal stress axis and with a low shear angle (2θ).
Such failure result in the wedge splitting and rib structure suggesting brittle shearing, Takiyama canyon.
- B : Lamination dwindles gradually towards the fresh bed rock in the left half of photograph, Yasaka canyon.
- C : Deeply weathered granite with primary flow structure, pegmatite, aplite and biotite schlieren. The lamination runs discordantly with the primary flow structure, Yamada.

EXPLANATION OF PLATE III

- A : Slightly inclined lamination developed in the deeply weathered granite, Yamada.
- B : Magnified view of the photo A, lamination develops penetrating each mineral grain.
- C : Lamination penetrating a vertical aplite vein, Yamada.



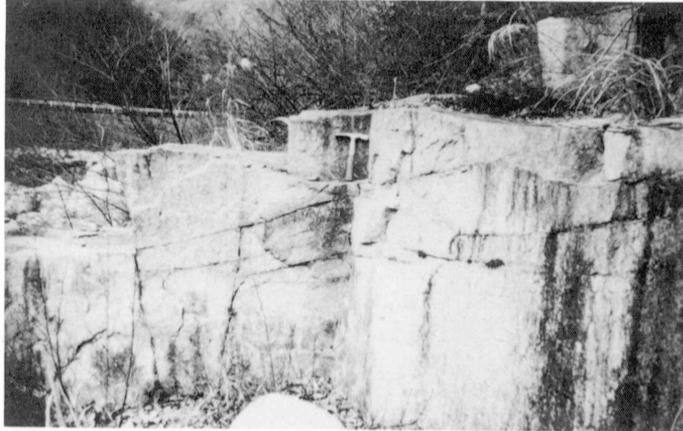
A



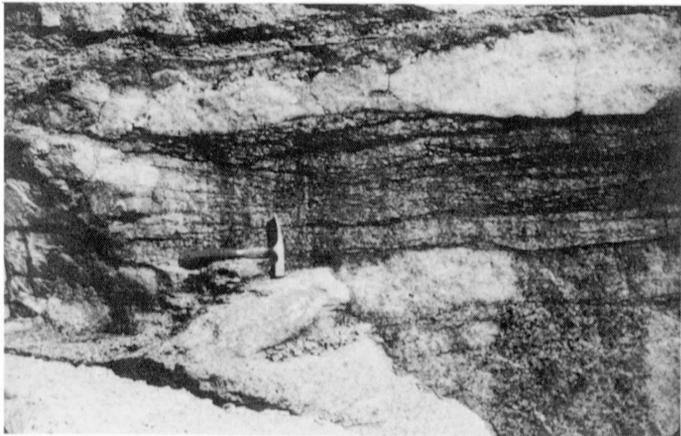
B



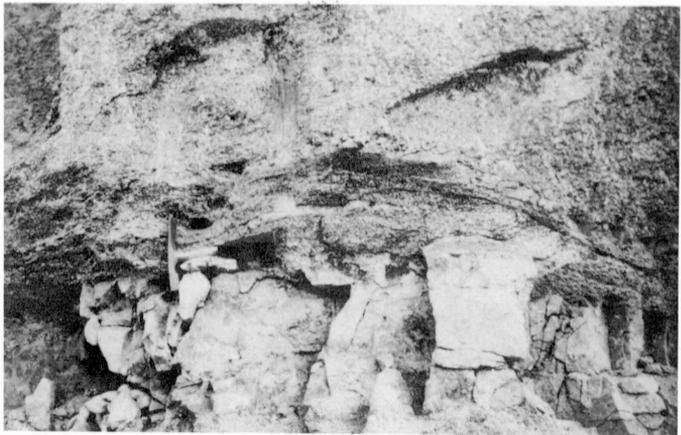
C



A



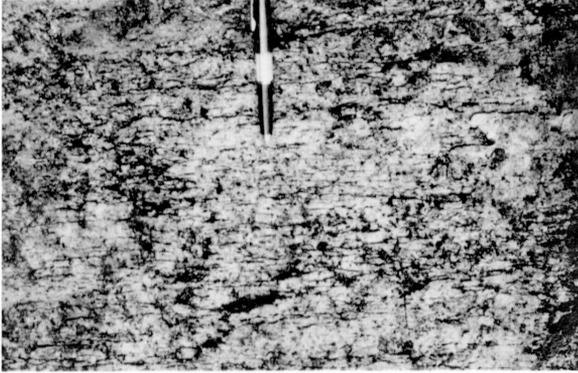
B



C



A



B



C

