

## 岩盤の風化・劣化過程における節理面の役割

### Role of Joint Planes in Weathering Process of Rock Masses

横田修一郎\*  
Shuichiro Yokota\*

**Abstract:** Engineering grade of the rock mass of which distribution is important for engineering geology can be regarded as the result of a complicated weathering process within it. Field evidences on excavated surfaces of rock mass show the close relation between the distribution of weathered grade and that of joint planes. The process is considered to have proceeded within the rock mass under the influence of joint planes as boundary conditions. Probably, physical and chemical changes of the process may have proceeded from such joint planes into the another portion within the rock mass.

Based on geometrical point of view, not only joint planes but also rock masses have fractal characteristics in their distribution. This means also that the distribution of rock mass and its weathering process depend on that of joint planes.

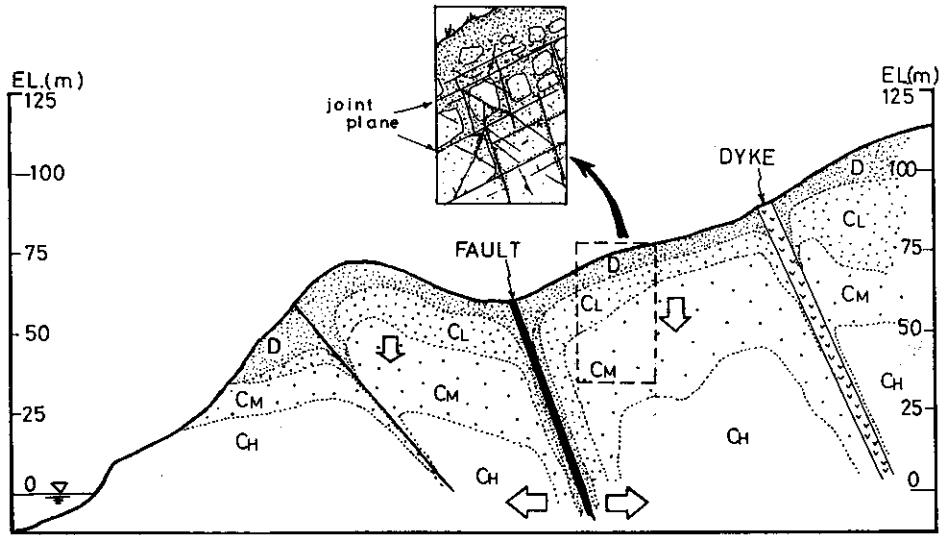
#### はじめに

一般に風化・劣化過程はその空間的広がりにおいて様々であり、山地の風化帯形成といった大規模なものから、露頭で見られる岩盤(rock mass)レベルのもの、あるいはもっと小さい岩石・鉱物レベルのものがあり、それらが同時に進行していると考えられる。このような過程のうち、山地全体に関しては地形発達史の面から多くの研究があり、また岩石・鉱物を対象としたものも Goldich (1938)や Brock (1943)以来数多くなされている。これに対し、両者の中間的な規模である岩盤を対象とした研究は Ruxton & Berry (1957)や Dearman (1974)などごくわず

かな例しかなく、しかも定性的・概念的な段階にとどまっている。これは、岩盤規模での風化・劣化過程は土木構造物に関連しては重要であるものの、山地の形成や鉱物の変質に直接結びつくものでないため、これまで一般の地質学者の興味を引かなかったことも原因と思われる。

岩盤中での風化・劣化の程度は経験的には地下深部よりも地表に近いほど著しく、また断層面・節理面や変質部に沿っても著しい。すなわち風化・劣化は巨視的には地表から地下に向かって進行するが、同時に断層面・節理面等の力学的不連続面からまわりに向かって進行すると考えられる。風化・劣化が水や空気の浸透、温度変化等に起因する様々な物理的・化学的変

\*鹿児島大学理学部地学教室  
Institute of Earth Sciences, Faculty of Science, Kagoshima University, 21-35, 1-chome, Korimoto, Kagoshima 890, Japan.



第1図 花崗岩のような塊状硬質岩盤における一般的な風化・劣化状態  
 風化・劣化状態を岩盤等級(D, CL, CM, CH)で表している。風化・劣化は白い矢印  
 で示されるように巨視的には地表から地下深部へ進行するが、実際には小規模な  
 断層面・節理面からも同時に進行する。もう少し小さいスケールでみたときの風  
 化・劣化パターンを中央上図に示すが、節理面に規制されるようになる。

化であることから、花崗岩のように塊状硬質で節理面等の発達した岩盤の場合、節理面・断層面の分布や性質がそのような変化の境界条件として過程全体に大きく影響することが予想される。したがって、このような岩盤レベルでの風化・劣化状態の分布は一般には第1図のようなイメージでとらえられる。

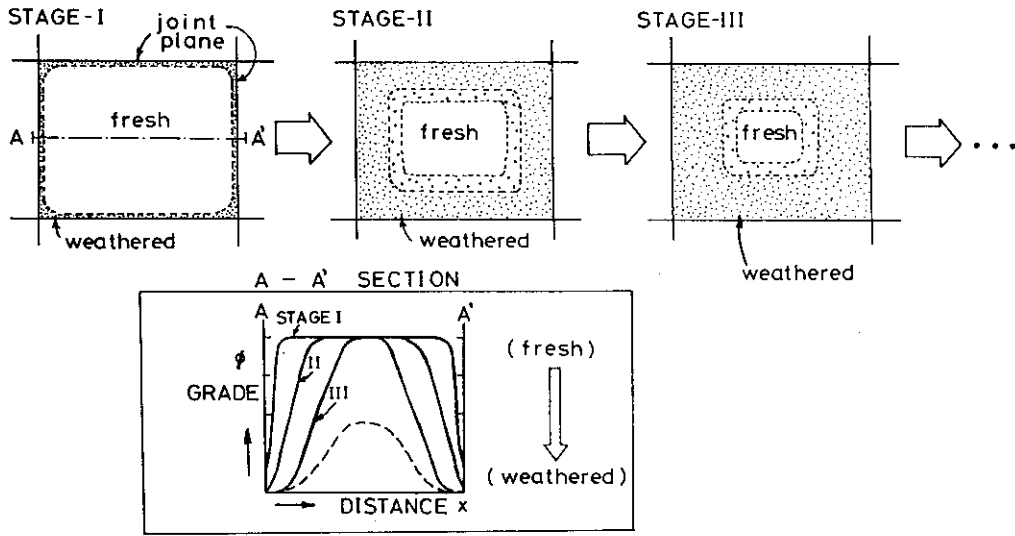
島弧変動帯に位置して断層や節理の分布密度が高く、かつ湿潤で風化・劣化を助長するわが国の自然環境からみても、このような節理面等に依存した進行が大きなウェイトを占めているに違いない。そこで本稿では花崗岩質の岩盤中での風化・劣化の進行における断層面・節理面の役割、そして風化・劣化過程を通じて形成される岩盤の分布について考察してみる。

### 節理面からまわりへの風化作用の進行

岩盤での風化・劣化状態は人工的に掘削された道路路面や土木構造物の基礎岩盤面で詳しく

観察することができる。岩盤中の節理面・断層面とそのまわりでの風化・劣化状態との関係に着目すると、風化・劣化状態のグレード(程度)は節理面・断層面の近くで著しく、これから離れるにつれてしだいに軽微となっていることが多い。風化・劣化の程度を岩盤等級(田中, 1964)を指標として表現すれば、節理面・断層面に沿ってはD級であっても、離れるにつれてCL, CM, CH級と変化し、それらが節理面を中心として帯状分布していることが多い。これは、力学的不連続面である節理面・断層面上での局所的な角礫化・粘土化がはじめにあり、隣接部に形成される透水性や強度分布に関する特殊な環境が周辺に新たな劣化をもたらす。そして、この過程が順次外側に波及していったためと考えられる。地表近くで岩盤の緩みに伴って節理面等が開口し、外部から水・空気の浸透しやすくなる状態を想定すれば、その周辺での微小クラックの伸張や鉱物粒子の分離・間隙変化がその進行に重要な役割を果たすに違いない。

岩盤の風化・劣化過程における節理面の役割



第2図 節理面に囲まれた長方形ブロック内での岩盤の風化・劣化過程のモデル。  
 2つの節理面に囲まれた基本ブロック内では風化・劣化は節理面に沿った部分から内部へ進行する。その結果、パターンはSTAGE-I, STAGE-II, STAGE-IIIのような順で変化していくものと考えられる。下図は各ステージでの左右方向の断面(A-A')上におけるグレード $\phi$ の概念的な空間分布を表したもの。

上記のような関係を基にすれば、節理面に囲まれた基本岩盤ブロック内での風化・劣化過程として第2図のようなモデルが考えられる。初期のSTAGE-Iで風化・劣化の著しいのは節理面に沿った部分だけであるが、STAGE-II, STAGE-IIIと進むにつれて次第に岩盤ブロック内部に向かって進行する。そして、風化・劣化から取り残されたかたちで中央部にコアストーン(玉石)が形成されるようになる。

岩石・岩盤における風化・劣化の機構には様々なものが含まれている。grain disintegrationやblock disintegration (Barton, 1916)とよばれる力学的な分離とともにdecompositionとよばれる様々な化学的分解も含まれ、それらが錯綜しているのであろう。このため、岩盤レベルになると個々の具体的な機構や特定の物理的・化学的変化の解明は困難となるが、様々な機構の複合したものとしての風化・劣化の全体的な進行については節理面との関係での議論は可能であろう。ここでは上記(第2図上図)のモデルを第

2図の下図のように表現し、これを通して関係を考察する。

基本単位ブロック内での数学的モデル

いま、任意の位置での風化・劣化状態のグレード(程度、岩盤等級のような指標)を $\phi$ で表し、節理面からの距離を $x$ とすると、 $\phi$ は時間的にも変化するから、 $\phi(x, t)$ のように表せる。新鮮な岩盤状態を $\phi$ が高いとすると、 $\phi(x, t)$ は第2図の下図のように節理面の近くで低く、節理面から離れるにつれて高くなっているような分布と考えられる。また、風化・劣化作用が最も急速に進行するのは(すなわち風化・劣化速度 $-\partial\phi/\partial t$ が最も大きいのは)水の浸透しやすい節理面近くであろうから、風化・劣化速度 $-\partial\phi/\partial t$ は $\phi$ の分布形状となんらかの関係をもつに違いない。そこで、 $-\partial\phi/\partial t$ が、(i)  $\phi$ そのものに比例する、(ii)  $\phi$ の $x$ に関する1階微分(勾配)に比例する、あるいは(iii)  $\phi$ の $x$ に關

する2階微分に比例する、といった様々な関係が考えられる(第3図)。これら(i),(ii),(iii)をまとめて、

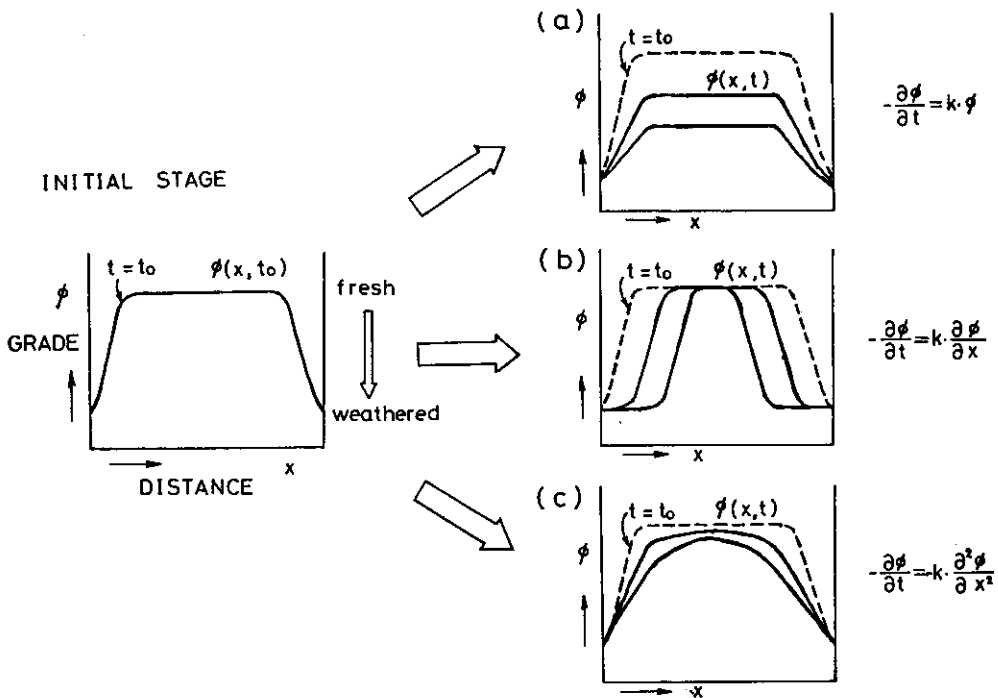
$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = k_3 \cdot \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} - k_2 \frac{\partial \phi}{\partial x} - k_1 \cdot \phi \quad (1)$$

のようなかたちにすれば、風化・劣化過程をある程度数学的に取り扱えるようになる(横田, 1990)。ただし、STAGE-IIIのようにもコアストーン部分が比較的新鲜なことが多いという経験に基づけば、上記の(i),(ii),(iii)のうち、主体は(ii)であろう。すなわち、

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = -k_2 \cdot \frac{\partial \phi}{\partial x} \quad (2)$$

となる。この一般解は $t=t_0$ のとき $\phi = \phi_0(x, t_0)$ とすると $\phi(x, t) = \phi_0(x - k_2 t, t_0)$ となる。この関数形は、第3図(b)に示すように初期パターンが時間とともにx方向へ平行移動(後退)するものである。そして(2)の係数 $k_2$ はこのときのx方向への後退速度の大きさにほかならない。なお、これまで多くの研究者が試みてきた“風化速度”(たとえばEmery, 1960; Hay, 1960; 飯島, 1974; 木宮, 1975; 水谷, 1976)はほぼこの係数 $K_2$ に相当する。

もし1つの岩盤ブロック内で境界条件となる節理面分布と係数値が与えられていれば、(1)または(2)を用いることによって、ある時点の状態から将来の岩盤分布をある程度予測するこ



第3図 岩盤の風化・劣化速度 $\frac{\partial \phi}{\partial t}$ を $\phi$ ,  $\frac{\partial \phi}{\partial x}$ などと関係づけたときの様々な $\phi$ の時間的変化パターン。

- (a)  $-\frac{\partial \phi}{\partial t}$  が  $\phi$  に比例する場合、
- (b)  $-\frac{\partial \phi}{\partial t}$  が  $\phi$  の  $x$  に関する1階微分(勾配)に比例する場合、
- (c)  $-\frac{\partial \phi}{\partial t}$  が  $\phi$  の  $x$  に関する2階微分に比例する場合

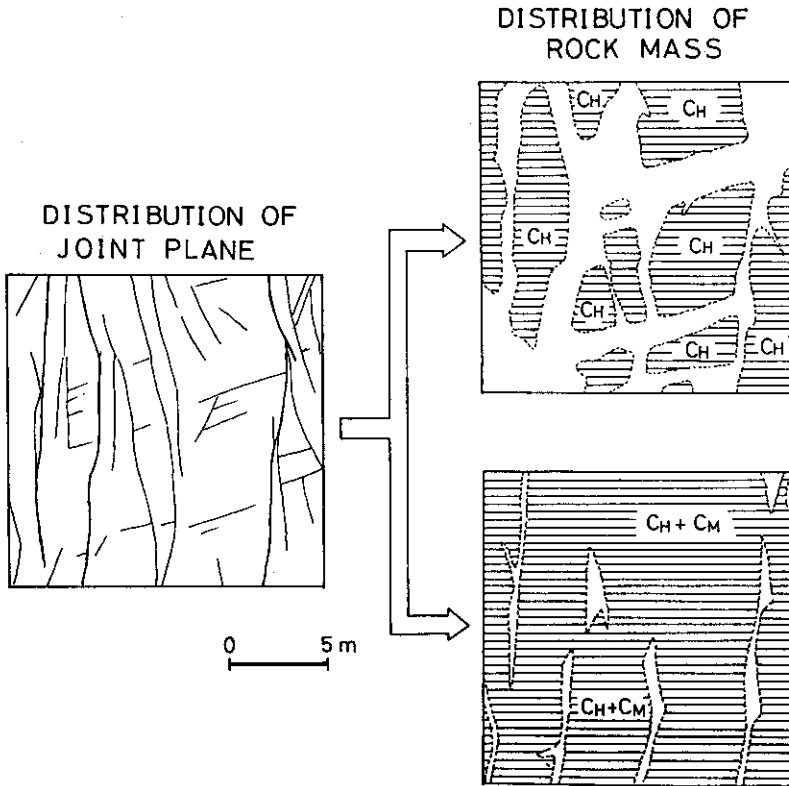
とが可能となる。

**境界条件としての節理面分布と岩盤分布**

さて、一定の広がりをもつ実際の岩盤は第2図のような基本ブロックが多数集まったものであるから、そこでの風化・劣化は節理面によって形成されるブロックごとに独立して進行すると考えられる。その際、(1)のようなモデルで進行するとしても節理面はそれぞれでの境界条件を形成することになる。節理面は大きさが様々であることを考慮すれば、基本ブロックも大きさに関しては様々であり、その結果岩盤全体としてはそれぞれでの風化・劣化過程がオーバーラップしたものになるであろう。

土木構造物の基礎岩盤としてみれば風化・劣化から取り残された新鮮な岩盤がどのように分布しているかが重要であることから、つぎに境界条件となる節理面の分布と風化・劣化の結果として形成される岩盤分布との関係について考察する。

第4図は花崗岩の岩盤上での節理面の分布ならびに岩盤の風化・劣化程度(グレード)の分布を岩盤等級を指標として表したものである。節理には微小クラックとよぶべきもっと細かいものもあるが、ここでは肉眼的に明瞭なある程度連続性のあるもののみを示している。また、岩盤等級については岩塊の硬軟や微小クラックの間隔等の観察から一定の基準(田中, 1964)に基づいたものである。



第4図 花崗岩岩盤中の節理分布(左)と岩盤分布の例。  
 右上は $C_H$ 級岩盤の分布、右下は $C_H$ 級+ $C_M$ 級岩盤の分布を表す。いずれも白い部分は $C_L$ 級およびD級の岩盤。

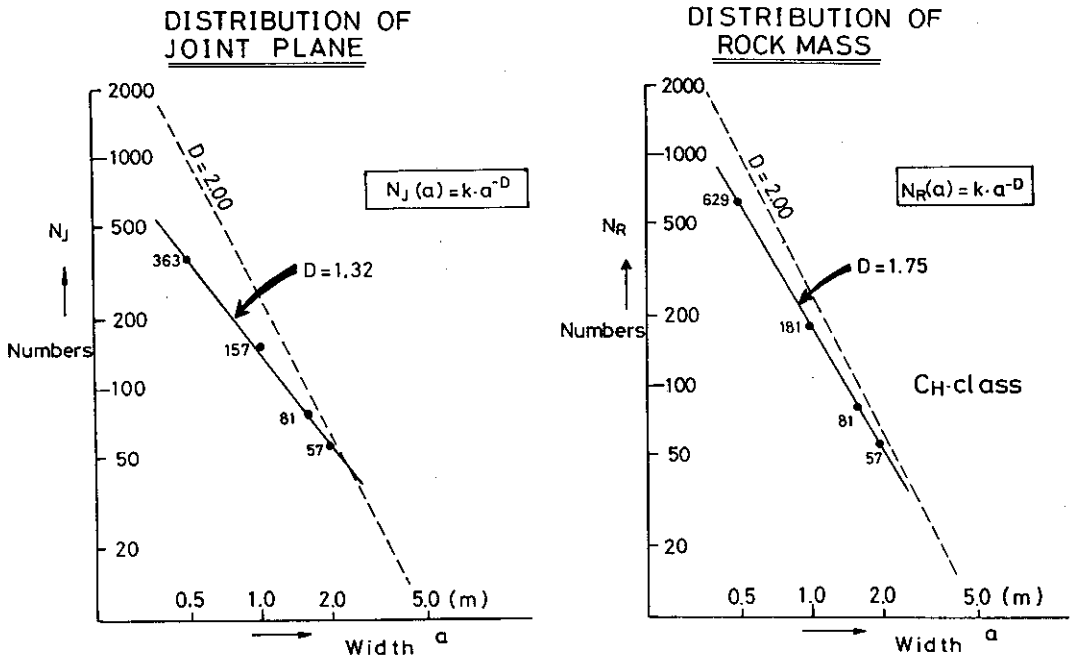
この例では新鮮なC<sub>H</sub>級岩盤とやや風化したC<sub>M</sub>級岩盤が広い面積を占め、風化・劣化の著しいC<sub>L</sub>級、D級岩盤は顕著な節理面に沿って細長く分布している。左右の図を比べれば、各岩盤等級の分布は節理面分布と密接な関係を示しているといえよう。節理面に沿ってのみ分布するC<sub>L</sub>、D級が節理面に規制されているのはいうまでもない。相対的に新鮮なC<sub>H</sub>級は節理面から離れた位置にしか残存しないため、形状は第2図STAGE-Ⅲのコアストーンのようになっているが、分布位置は結果的に節理面分布に規制されたものといえる。ただし、岩盤等級のレンジをC<sub>M</sub>级以上(C<sub>M</sub>級+C<sub>H</sub>級)と広くとると、分布はC<sub>H</sub>級のように一様近くなるから、節理面による影響は相対的に小さいといえる。

第4図から岩盤分布の時間的変化を考えれば、C<sub>L</sub>、D級岩盤は風化・劣化の進行に伴って分布は広がるのに対して、風化・劣化から取り残される新鮮な岩盤は分布が狭くなる。そし

て後者は初期には節理面付近を除いて2次元的に様に分布するものの、コアストーン化したそれらの分布位置は節理面のそれに大きく規制されたものとなる。その結果、一定の風化・劣化段階についてみると、新鮮な岩盤ほどその分布位置は節理面分布に支配されているといえよう。ただし、個々の岩盤の分布面積や形状は節理面からの風化・劣化の進行速度に左右されることから、節理面の性質とともに前述の後退速度 $k_2$ も関係するであろう。

### 節理分布による岩盤評価

一般にフラクチャーの分布は一定の規模のものなかでは方向や間隔など規則的なことがあるが、全体としてみれば、様々な長さのものが様々に分布している。しかし、分布の仕方にもある程度の規則的特性があり、フラクタル性(自己相似性)があるといわれている。



第5図 第4図における節理面分布のフラクタル性(左)とC<sub>H</sub>級の岩盤分布のフラクタル性(右)。いずれも横軸には粗視化におけるメッシュの幅を、縦軸にはカウント数をとっている。Dはフラクタル次元。

第5図は第4図の例における節理分布とともに岩盤分布( $C_H$ 級岩盤)におけるフラクタル性を粗視化法(高安, 1986)によって調べたものである。フラクチャー分布のフラクタル性はこれまでも大野・小島(1988)による例などが知られている。粗視化の間隔(幅)とカウント数をそれぞれ両対数にとるといずれも直線にのることから、節理分布だけでなく岩盤分布もフラクタルであるということが出来る(第5図)。

フラクタル次元を調べると節理分布では $D=1.32$ 、岩盤分布では $D=1.75$ であった。2次元分布であるから岩盤上を一様に覆うような分布であれば $D=2.00$ となるはずであるから、節理面、 $C_H$ 級岩盤の分布はいずれも平面上で一様ではないといえる。次元の大きさでみると、 $C_H$ 級岩盤の分布に関する値は節理面分布のそれより大きく、これは前述のように節理面からの風化・劣化に取り残された部分がこの岩盤に相当すると考えれば当然かも知れない。

前述のように新鮮な $C_H$ 級だけでなく多少風化・劣化した $C_M$ 級岩盤も含めればより一様に近い分布となることから、このような一定の風化・劣化段階でみると、岩盤等級を広いレンジにとるにつれて次元は2.00に近づき、逆に新鮮な岩盤のみに限定すれば、次元は2.00からはずれて節理面分布のそれに近づくといえよう。これは前節でのことを数値で示したものと

いえる。これは岩盤状態の複雑な分布も基本的には節理面分布のそれと同様の規則性を持っていることを示しており、今後岩盤予測等をしていくうえで重要な鍵になると思われる。そして土木構造物の基礎岩盤でも、多少風化した岩盤の場合には山地全体の風化帯といったことがその評価に大きく影響するが、ダム基礎等の極めて新鮮な岩盤に限れば、岩盤分布はほとんど節理(クラック)面の分布と性質、そしてそこでの後退速度 $k_2$ に依存するといえよう。

#### あとがき

小断層や節理の応用地質学的な面からの研究

例として、それらと岩盤の風化・劣化との関わりを示した。小断層面や節理面は岩盤レベルの風化・劣化過程ではその境界条件となることから、結果として岩盤分布を大きく左右していることになる。ここでは単純化して考えたが、実際には過程の進行中に新たな要因が大きく影響することも考え得る。

露頭でみられるなげない節理や小断層といえども岩盤レベルでは1本1本が風化・劣化の原因になり、場合によっては応用地質的に深刻な状況をつくり出すこともある。したがって、小断層や節理に関しては単にそのフラクチャーとしての成因を構造運動の立場から追求するだけの研究では不十分であり、構造地質学の知識をベースにした研究を今後も発展させていく必要があろう。

**謝 辞** 本稿をまとめるにあたって、大阪市立大学の平野昌繁教授には貴重な御意見をいただいたのをはじめ、川崎地質(株)の横山俊治博士には粗稿を読んでいただき御意見をいただいた。これらの方々に記して謝意を表します。

#### 文献

- Barton, D. C., 1916: Notes on the disintegration of granite in Egypt. *Jour. Geol.*, v. 24, 382-393.
- Brock, R. M., 1943: Weathering of igneous rocks near Hong Kong. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 54, 717-738.
- Dearman, W. R., 1974: Weathering classification in the characterization of rock for engineering purposes in British practice. *Bull. Int. Ass. Eng. Geol.*, v. 9, 33-42.
- Emery, K. O., 1960: Weathering of the Great Pyramid. *Jour. Sed. Pet.*, v. 30, 140-143.
- Fookes, P. G., Dearman, W.R. & Franklin, J. A., 1971: Some engineering aspects of rock weathering. *Quat. J. Eng. Geol.*, v. 4, 139-185.

- Goldich, S. S., 1938: A study in rock-weathering. *J. Geol.*, v. 46, 17-58.
- Hay, R. L., 1960: Rate of clay formation and mineral alteration in a 4000-year-old volcanic ash on St. Vincent, BWI, *Amer. Jour. Sci.*, v. 258, 354-368.
- 飯島 東, 1974: 瀬戸内地区の風化侵食について—特に地史的観点からその概略—。本四連絡架橋に伴う周辺地域の自然環境保全のための調査報告書, 国立公園協会, 地形・地質, 80-85.
- 木宮一邦, 1975: 三河・富草地域の花こう岩礫の風化速度—花こう岩の風化・第2報—。地質学雑誌, v. 81, 683-696.
- 水谷伸治郎, 1976: 頁岩の風化—その変質過程の速度論的考察—。新潟大学理学部地質学鉱物学教室研究報告 (西田彰一教授退官記念論文集), no. 4, 445-457.
- 大野博之・小島圭二, 1988: 岩盤中の割れ目系にみられるフラクタル。応用地質, v. 29, 295-302.
- Ruxton, B. P. & Berry, L., 1957: The weathering of granite and associated erosional features in Hong Kong. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 68, 1263-1292.
- 高安秀樹, 1986: フラクタル。朝倉書店, 186.
- 田中治雄, 1964: 土木技術者のための地質学入門。山海堂, 169.
- 横田修一郎, 1990: 節理系に支配された花崗岩岩盤の風化・劣化過程。日本地質学会第97回大会講演要旨, 542.