斜面を構成する岩石・岩盤の風化速度

松倉 公憲*

1. はじめに

近年, 道路, 鉄道, 宅地造成などの建設に伴う切り取り工事が盛んに行われ, その規模も著しく大きくなっている。切り取りを行うと, 土かぶり荷重の除去や発破や重機の振動などを受けることにより地盤は緩む。また時間の経過とともに風化が進行し, 地盤の強度は徐々に低下する。これらの作用によってのり面の安定性が減少し, 場合によっては崩壊にいたることもある。自然斜面の崩壊にも, 風化現象が重要な役割を果たしていることは, 花崗岩地域のまさ土の表層崩壊の例を示すまでもなく明らかである。

したがって, のり面や自然斜面の崩壊などによる災害を防止する(あるいは崩壊の時間的予知をする)ためには, 斜面の安定性の減少過程, いい換えると, のり面・自然斜面を構成する岩石・岩盤の風化による強度低下のプロセス(とくに強度低下速度)を明らかにすればよいことになる。しかし, 岩石・岩盤の風化はきわめて緩慢に起こる現象であり, そのためその速度の見積もりは容易ではない。

最近, この風化速度に関係した研究がいくつかなされ新しい知見が集積しつつある。そこで, 本稿ではこのような風化速度, とくに岩石・岩盤強度の低下速度に関する最近の研究成果を紹介するとともに, 今後取り組むべき課題についても若干ふれる。

なお, 切り土のり面の調査, 設計, 対策等に関しては, すでに, 地盤工学会(土質工学会)によりまとめられたもの^{1),2)}があるので, それらを参照されたい。また, 風化作用(物理的風化作用や化学的風化作用)そのもののメカニズムに関する研究の最近の進展についても, 紙数の関係で本稿ではふれられないので, 成書^{3)~13)}やレビュー論文^{14),15)}を参照されたい。

2. 風化による物性変化

1980年前後には, 切り取りのり面や自然露頭を利用して, それらの崖面でどのような風化プロセスが起こるのかがしばしば検討された。たとえば, ローム切り取り面での乾湿風化や凍結破砕^{16)~18)}, 泥岩露頭での剝離量や含水比の計測^{19),20)}, 軽石流堆積物のつくる崖面での塩類風化や凍結・融解風化^{21),22)}などである。しかし, これらは比較的風化・浸食が速やかに進行する土や軟岩が対象になっており, ある意味では特殊な例であろう。

また, このころには, 露頭を用いて風化による岩盤物性変化過程が盛んに追跡された。たとえば, 図-1は, 鈴木ほか(1977)²³⁾による六甲花崗岩の研究例である。同様の研究は, 稲田花崗岩を対象に, 松倉ほか(1983)²⁴⁾によってもなされている。これらの研究の基本的な考えは以下のようなものである。風化作用が及ぶ最深部(風化部と新鮮部の境界)は一般に風化前線(weathering front)と呼ばれているが, 風化は地表面から始まり, その風化前線が時間とともに深部に進行する, と考える。すなわち地表面がもっとも風化にさらされている時間(風化経過時間と呼ぶ)が長く, 深部ほどその時間が短いことになる。したがって, 深部(風化前線付近)が風化初期に相当する物性を示し, 地表付近がもっとも風化の進んだ物性を示していると読み替えることもできる。すなわち, 空間配置(この場合, 深さ方向の変化)を時間経過に読み替える空間-時間置換(space-time substitution)が可能である。

このような物性計測の研究から, (1) 風化の初期に強度低下が起こっていること, (2) 化学種の変化は風化の初期には小さいが風化の進行に伴い徐々に加速すること, などが分ってきた。

ところで, 風化速度を議論するためには, 風化経過時間の見積もりが必要であるが, 残念ながらこれらの露頭の地表面がいつから風化にさらされているかが不明である。したがって, 1980年代のこれらの研究がなされた時点では, 風化の速度についての議論はあまりなされなかった。

* 筑波大学地球科学系 Institute of Geoscience, University of Tsukuba E-mail matukura@atm. geo. tsukuba. ac. jp

図-1 六甲花崗岩の風化による物性の鉛直方向の変化(鈴木ほか, 1972²³⁾, による)。

風化分帯は、木宮²⁵⁾に従っており、Nは風化花崗岩A、VはマサA、VIはマサB、VIIは土壌を表す。 ρ_t : 真比重、 ρ_a : かさ比重、 n : 間隙率、 V_p : 弾性波速度、 K : 熱電導率、 S_t : 引張強度、 P : コーン圧入硬度、 R : シュミット・ハンマー反撥値、B: 黒雲母、Hb: 角閃石、Q: 石英、Or: 正長石、Al: 曹長石、H: ハロイサイト、M: モンモリロナイト、HyH: 加水ハロイサイト

このように、切り取りのり面は風化断面の観察・調査に利用できるが、一方、切り取りによって、ある場合には未風化の新鮮な岩盤を現出させることもある。この岩盤表層では、切り土することによって地表にさらされた瞬間から風化が始まり、時間の経過とともに、その風化前線はのり面内部に徐々に進行する。したがって、切り取りのり面を経時観察することにより、のり面を構成する岩石の風化速度(表層の劣化速度や風化前線の進行速度)を知ることができるという利点もある。あるいは、自然斜面の場合でいえば、崩壊により風化層が除去され、新鮮面が露出するので、崩壊後にそこから新たに風化が始まるということもあり、これらの利点をうまく利用した研究例もある。

たとえば、高速道路の建設のために切り土したのり面の風化状況を、20年間にわたり弾性波探査で追跡した研究がある^{26), 27)}。それによれば、P波が風化帯を伝播するのに要する時間(風化帯走時)は、切り土後の時間経

過とともに増加し、風化層が徐々に深くなっていることを示している。また最近、志田原ほか(1994)²⁸⁾は、房総半島久留里近傍の掘削後4年が経過した切り取りのり面において、砂質泥岩(上総層群・柿の木台層)を表層から順に、酸化帯(褐色で方解石、石膏が認められず、スメクタイト存在)、溶解帯(暗灰色で鉱物の溶解認められる)、新鮮帯(暗灰色で方解石、黄鉄鉱を含む)に分帯し、それぞれの分帯での岩石物性を計測し、以下のような結論を得ている。(1) 掘削後の4年間で斜面表層の岩石の色調の変化(褐色化)と、硫化物、硫酸塩の酸化や溶解が生じている。(2) 斜面掘削前は新鮮帯であった箇所では、6 cm/yr 程度の速度で褐色化し、溶解帯であった箇所では11 cm/yr 程度の速度で褐色化および硫化物、硫酸塩の酸化や溶解が生じている。(3) しかし、掘削後4年程度では粘土鉱物の変化や物理・力学的特性の顕著な変化は認められなかった。また、横田・岩松²⁹⁾は鹿児島県のシラス地帯において、シラス堆積後の

表-1 墓石ほかの人工構造物の風化(溶食・剝落)速度

岩石	速度* (mm/1,000 y)	地域	出典	備考
石灰岩	1,320	ウクライナ	Akimtzev (1932)	要塞
凝灰岩 (大谷石)	250-33	日本	糟谷 (1979, 1982)	墓石・石塀・石倉
石灰岩	200	エジプト	Emery (1960)	ギザのピラミッドからの剝落
石灰岩	100-50	ヨークシャー	Goodchild (1890)	墓石
大理石	90	エジンバラ (スコットランド)	Geikie (1880)	墓石
石灰岩	78	ロンドン	Trudgill et al. (1989)	セントパウル寺院の欄干
大理石	35	インディアナ (USA)	Winkler (1966)	墓石の上部
大理石	34-2	フィデラリア (USA)	Feddema and Meierding (1987)	墓石 (都市域で大)
大理石	15	USA	Meierding (1981)	墓石
花崗岩	15	日本	糟谷 (1979, 1982)	墓石・石塀・石倉
砂岩	14-11	日本	糟谷 (1979, 1982)	墓石・石塀・石倉
砂岩 (アルコース)	11	コネチカット (USA)	Matthias (1987)	墓石
大理石	10-2	北イングリランド	Attewell and Taylor (1990)	墓石
花崗岩	9	エジンバラ (スコットランド)	Geikie (1880)	墓石
安山岩	9-5.6	日本	糟谷 (1979, 1982)	墓石・石塀・石倉
花崗岩	7.6	ニューヨーク	Winkler (1965)	クハガトラ・ノードル
花崗岩	7.1-2.9	香川県五色台 (日本)	飯島 (1974)	石塔
大理石	6-1	東オーストラリア	Neil (1989)	墓石
花崗岩	5.7-3.6	エジプト	Barton (1916)	古代建築物の剝落
石灰岩	平均 2.5	リージュ (ベルギー)	Kupper and Pissart (1974)	墓石 (工業地区で大)
石灰岩	2.5	イスラエル	Klein (1984)	墓石
大理石	2.5-1.7	東オーストラリア	Dragovich (1986)	墓石 (工場地帯で大)
大理石	1	南オーストラリア	Cann (1974)	墓石
砂岩	200年でも風化程度小	エジンバラ (スコットランド)	Geikie (1880)	墓石

*それぞれの論文で、扱われている風化継続期間は異なっている (したがって、風化速度の単位はまちまちである) が、ここでは、比較しやすいように、すべて1,000年あたりの風化速度に換算し直してある。この表は、松倉 (1994)³⁰⁾の表3を整理し直したものであり、出典については、その参考文献欄を参照されたい。

25,000年間浸食されなかった自然斜面やごく最近崩壊した斜面などを対象に、表層から内部への土壌硬度の分布を計測した。その結果、(1) 風化・劣化層 (10 Å ハロイサイトの形成に対応) は約0.03 cm/yr の割合 (25,000年間で7 m の厚さの劣化層形成) で斜面表層から内部に進行している、(2) 風化・劣化の速度は風化開始直後で大きい (5-10 cm/yr : 崩壊後2年間で形成された劣化層の厚さが10-20 cm) こと、などを示している。

3. 風化による岩石の強度低下速度

3.1 岩石の「風化速度」

岩石・岩盤の風化速度を正確に把握することはなかなか難しい。その研究の困難さの最大の理由は、(1) 一般に、岩石・岩盤の風化量は数年では計測できないほど小さいこと、(2) 風化の開始時期や継続時間の認定が難しいこと、などである。地質学者はしばしば墓石を利用して「風化速度」の見積もりを行ってきた。墓石には建立した年が刻まれており、建立時点から調査時点までの期間 (風化継続期間) における風化速度を見積もることが可能となる。また、建築年代の分かっている石造り建築物を利用してそれを知ることができる。このような従来の研究例を、風化速度の大きい順に整理したのが表

-1である。風化速度の大きいものは炭酸塩岩石 (石灰岩や大理石) に集中しており、その平均風化速度は速いものでは1,000年に数十 cm にも及んでいる。炭酸塩岩は溶解という化学的風化作用により、数十年、数百年で墓石の銘が判読できないほどになる。一方、表中の炭酸塩岩以外の岩石のデータは、厳密には「風化速度」とはいえない。墓石や石材の表面が風化により劣化し、それが何らかの浸食作用によって剝離や崩落をした量である。しかし、風化により何らかの劣化が起こらなければ剝落も起こらないであろうから、「風化速度」の一種の目安にはなるであろう。

ところで、上述の例でもわかるように、「風化速度」という用語は、研究者によって多種・多様に使われているが、それらは、(1) 化学的溶出 (剝削) 速度、(2) 風化生成物の形成速度、(3) 岩石物性の変化速度、などに分けられる³⁰⁾。(1) の化学的溶出速度は前述したように炭酸塩岩の場合にとくに重要であり、欧米でのデータが蓄積されている。(2) の風化生成物の形成速度は、土層の発達速度という意味では、表層崩壊の周期性との関係などで重要なテーマである。この問題に関連して、近年は風化皮膜の形成速度などの議論もされるようになってきた。しかし、(3) の岩石物性の変化速度に

図-2 花崗岩礫の風化による強度減衰曲線(木宮; 1975³¹⁾, による)

関する研究はきわめて少ないようである。しかも、応用地質学的(構造物の建設地盤, トンネル掘削, フィルダムのコア材選定, 切り土・盛り土の施工等々)には, 岩石物性の変化速度, とくに強度低下(劣化)速度の問題がもっとも重要であろう。そこで, 以下にはこの問題を扱った二, 三の研究例を少し詳しく解説することにする。

前述したように, 風化速度の研究では, 風化の開始時期と風化継続時間の見積もりが難しい。以下に紹介する研究は, これらを上手く行っているものである。

3.2 岩石の強度低下速度に関する二, 三の研究例

(1) 花崗岩の礫の風化による強度低下速度

木宮(1975)³¹⁾は, 愛知県三河高原と長野県富草地区において, 堆積年代(新鮮な礫が供給された年代)が既知の段丘や扇状地の礫層(たとえば, 400–600万年前に堆積した明智礫層, 30–37万年前に堆積した挙母層, 12–13万年前に堆積した碧海層など)の中の花崗岩の礫の引張強度を計測し, 強度が250 kgf/cm² から0.02 kgf/cm² に低下するには, 約500万年の期間が必要であることを示した。また, 図-2はその強度の時間的変化を示している。縦軸のTSI値は, 非整形(点載荷)引張試験により計測された引張強度を対数で表現したもの(log₁₀ S_t; ここでS_tは引張強度で単位はkgf/cm²)の平均値である。横軸は風化経過年数(段丘の離水したときから現在までの時間)を示す。これは, 礫が堆積したときは現河床に堆積しているものと同じ程度の風化程度(かなり新鮮な状態)であったと仮定し, 段丘が離水した直後から風化が始まったという仮定に基づいている。

図から, 強度の時間的変化は直線的ではなく, 減衰曲線で近似されることがわかる。すなわち, 風化の初期に強度(TSI値)の減少が大きく, 風化の後期になるとそ

の減少は小さくなる。

(2) 多孔質流紋岩の風化による強度低下

伊豆七島の一つ神津島には, 噴出年代の異なる多数の溶岩円頂丘が存在する。小口ほか(1994)³²⁾と小口・松倉(1996)³³⁾は, これらの中から, 噴出時の岩石物性が非常に似ていたと思われる黒雲母流紋岩からなる4つの溶岩円頂丘を選び出し, 風化速度の研究対象とした。この場合, 溶岩噴出(円頂丘形成)直後から風化が始まった, すなわち噴出年代から現在までを風化継続時間と仮定した。たとえば, 4万年前に噴出した阿波命山をつくる流紋岩は4万年間の風化にさらされており, 1.1千年前の噴出した天上山は1.1千年間しか風化にさらされていないという仮定である。

いずれの溶岩円頂丘も溶岩冷却時にできた鉛直方向のジョイントやクラックが無数に入っていることと, 流紋岩自体が極めて多孔質な性質(間隙率で30%以上)をもっており, そのため円頂丘全体に一樣に風化が進行する(すなわち, 後述するように, 地表から強風化層, 弱風化層, 未風化層といったような風化分帯をもたない)という特殊なものである。したがって, 物性値の計測に用いるサンプルは露頭のどの位置から採取してもよいことになる。

図-3は圧縮強度と引張強度(圧裂引張強度)の結果を示している。この図も, 前述した花崗岩の礫同様, 風化の初期における強度(圧縮強度, 引張強度の両者)の低下が著しいことを示している。このメカニズムとしては, 流紋岩に水がアタックするとき, 水和反応により岩石を構成するガラスの表面が膨張することによるミクロなクラック(1 μm程度の大きさ)が形成され, これがいわゆる「切り欠き」の効果をもたらすためであろうと推定し

図-3 神津島の多孔質流紋岩の風化による力学的性質の時間変化(小口・松倉; 1994³³⁾, による)

ている。

なお、この研究では強度低下速度のみならず、物理的性質や化学的性質の変化速度についても議論されているが、それによれば、化学的指標は時間とともに加速し、力学的強度の減衰が風化の初期に大きいことと異なった変化傾向を示している。このことは、前述した花崗岩の風化断面において、力学的変化が最初にレスポンスするということが調和的であり興味深い。もっとも前述したように、掘削後4年程度では力学的性質に顕著な変化がみられなかったという志田原らの報告²⁸⁾もあるので、風化のごく初期の物性変化については、さらに検討が必要であろう。

(3) 砂岩岩盤の風化による強度低下

(1)で述べたように、木宮³¹⁾は河岸段丘の離水年代を風化継続時間と読み替えた。当然海成段丘でもこの考

図-4 大正面の砂岩岩盤の風化による深さ方向の強度変化(データおよび破線の傾向線はSUZUKI and HACHINOHE; 1995³⁴⁾によるものであり、実線および帰帰式はSUNAMURA, 1996³⁵⁾による)

え方が使えるはずである。SUZUKI and HACHINOHE (1995)³⁴⁾は、房総半島南端の千倉周辺に発達する完新世の海成段丘を構成する基盤岩石(主に砂岩)を、その風化程度によって強風化帯(highly weathered zone)、中風化帯(moderately weathered zone)、弱風化帯(weakly weathered zone)、微風化帯(faintly weathered zone)に分帯し、各分帯ごとの岩盤物性を詳細に調査した(この風化分帯は、英国地質学会の地質工学グループによって提唱されたもの³⁵⁾を基準にしている)。

たとえば、図-4は、大正面(1923年の関東大地震によって隆起し離水した波食棚)を構成している鮮新統の細粒砂岩(調査時点の1992年までに69年間の風化を受けている)の、地表から25 cmの深さまでのボーリングコアの物性変化の計測結果である。針貫入試験による圧縮強度をみると、未風化帯のところで14 MPaであるのに対し、69年間の風化によって、表層の強風化帯では、およそ2 MPaまで低下している。

また、この論文³⁴⁾では、風化帯ごとに、その厚さが時間とともに増加する速度についての議論を行い、以下の式を提示した。

$$dZ_H/dt = 0.30 \times 10^{-3} t^{-0.26} \quad (1)$$

$$dZ_M/dt = 0.83 \times 10^{-3} t^{-0.25} \quad (2)$$

$$dZ_S/dt = 1.4 \times 10^{-3} t^{-0.19} \quad (3)$$

ここで、 Z_H , Z_M , Z_S は、それぞれ地表面から強風化帯、中風化帯、弱風化帯までの厚さを表している。各風化帯までの増厚速度は、風化時間の経過とともに徐々に遅くなることが示されている。

4. 風化による強度低下速度を表す式

4.1 強度低下速度を表す一般式

最近、SUNAMURA (1996)³⁶⁾が、風化による強度低下を表す一般解を示し、それに前述の小口ほか(1994)³²⁾とSUZUKI and HACHINOHE (1995)³⁴⁾のデータをあてはめている。以下にこの論文の内容を少し詳しく紹介しよう。

まず、岩盤表面での強度低下を考えることにする。ある時間 t における強度 $S(t)$ が微小時間 Δt 後、すなわち、 $t + \Delta t$ 時間後に $S(t + \Delta t)$ に変化するとする。この時、微小時間 Δt における強度変化(低下)量は、 $S(t) - S(t + \Delta t)$ となり、これは $kS(t)\Delta t$ と表される。

$$S(t) - S(t + \Delta t) = kS(t)\Delta t \quad (4)$$

ここで、 k は次元 [T^{-1}] をもつ、単位時間あたりの低下(減衰)係数である。 $S(t) - S(t + \Delta t) = \Delta S$ であるから、式(4)は次式のように変形される。

$$\frac{\Delta S}{\Delta t} = -kS \quad (5)$$

$\Delta t \rightarrow 0$ とすると、以下のような微分方程式が得られる。

$$\frac{dS}{dt} = -kS \quad (6)$$

$t=0$ で、 $S=S_0$ という条件でこれを解くと次式が得られる。

$$S = S_0 \exp(-kt) \quad (7)$$

ここで、 S_0 は風化開始時における岩石・岩盤強度である。

この式の妥当性は、小口ほか(1994)³²⁾のデータがこの関数形にフィットする(以下の式で表される)ことで証明された。

乾燥状態の圧縮強度においては、 $S = 155 \exp(-3.87 \times 10^{-5} t)$

乾燥状態の引張強度においては、 $S = 22 \exp(-6.50 \times 10^{-5} t)$

ここで S と S_0 の単位は kgf/cm^2 , k , t の単位はそれぞれ、 yr^{-1} , yr である。

ところで、風化は、初期には岩盤表面でのみ起こるが、時間経過とともに岩盤内部に進行する。したがって、深さ方向の時間的強度低下をモデリングする必要がある。図-1でも判るように、一般的には、岩盤内部に向かって風化程度が徐々に弱くなっていく(岩盤表面がもっとも風化が進行しており、深部ほど新鮮になる)ことが知られているので、式(7)の低下係数 k は、以下のように深さの減少関数で表されなければならない。

$$k = f(z) \quad (8)$$

ここで、 z は岩盤表面からの深さを示す： $z=0$ が地表面、 $z=z_c$ が風化前線(z_c より深部では風化が起こっていない深さ、すなわち、 $z=z_c$ で $k=0$)。式(8)を(7)に代入すると次式が得られる。

$$S = S_0 \exp[-f(z)t] \quad (9)$$

風化断面において、強度変化勾配は風化前線($z=z_c$)でゼロになるはずであるから、

$$\left(\frac{\partial S}{\partial z}\right)_{z=z_c} = 0 \quad (10)$$

$z=z_c$ で $k=0$ となる z のもっともシンプルな関数を、

$$f(z) = A(z - z_c)^2 \quad (11)$$

と仮定する。ここで、 A は定数で [$T^{-1}L^{-2}$] の次元をもつ。この式は $0 \leq z \leq z_c$ においてのみ成り立つ。式(11)を(9)に代入すると以下の式が導かれる。

$$S = S_0 \exp[-A(z - z_c)^2 t] \quad (12)$$

この式を図-4のデータを用いてチェックしてみよう。前述したように、このデータは、大正地震で隆起した波食棚(薄く堆積物に覆われている)を構成する細粒砂岩のボーリングコアの深さ方向の強度変化を示したものである。肉眼では13 cmの深さまで風化が進行しているように観察されているが、強度のデータからは風化前線が15 cmほどであることが読み取れる(それ以深では、14 MPaの強度が変化しない)。そこで、式(12)に $S_0 = 14 \text{ MPa}$, $t = 69 \text{ yr}$, $z_c = 15 \text{ cm}$ を代入し、図-4のデータに最適なフィッティングをさせると、 $A = 8.9 \times 10^{-5} \text{ yr}^{-1} \text{cm}^{-2}$ が得られ、図中の実線がそのラインを示している。この結果は、式(12)が岩盤強度低下の深さと時間の関係をうまく表すことを示している。

4.2 岩石の強度低下速度に関する今後の研究課題

以上のように、SUNAMURA 1996)³⁶⁾は、岩盤表面における強度低下は式(7)によって表されることを示した。従来、風化開始時の岩盤の圧縮強度や引張強度(新鮮な岩盤の強度に置き換えてよい)については、岩種

によって異なるものの、データの蓄積がなされている。したがって、係数 k の値がわかれば、岩盤の風化による強度低下の予測が可能となる。神津島の流紋岩の圧縮強度では $k=3.87 \times 10^{-5} \text{ yr}^{-1}$ であったが、岩種が異なれば k の値も異なる。したがって、岩種ごとの k の値を決めることが風化研究者の当面の課題ということになる。

また、SUNAMURA (1996)³⁶⁾は、ある深さ z における強度は式(12)によって表されることを示した。この式で、任意の深さにおけるある風化経過時間後の強度を推定するためには、風化開始時の(新鮮な)岩盤強度のほかに、風化前線の深さ z_c と係数 A の値が必要となる。風化前線の深さも風化継続時間の関数(風化継続時間の経過とともに増加する)であるので、 z_c と A とを決めることはかなり難しいが、それらの値を岩種ごとに決められれば、強度変化の推定が可能となる。

以上のことから、岩種ごとに式(7)と(12)中の係数が決定されれば、任意の時間における岩盤表面および任意の深さにおける強度が推定できるはずである。

ただし、実際にこの作業をするにあたっては、もう一つの重要な問題を考慮しなければならない。それは、風化速度には、岩種の差異のほかに、風化環境の差異が影響することである。すなわち、係数を決めた風化環境と空間的にも時間的にも同じ条件ならば、その係数が使えるが、もし、それが異なれば(たとえば、気温や雨量の変化、地中水の水温・pH・CO₂濃度などの変化など)、その係数がまた異なってくるというやっかいな問題があるのである(実は3.2で紹介した3つの研究^{31),33),34)}は、対象としている風化期間内では風化環境の顕著な変化はなかったということを仮定した上で議論が進められている)。したがって、風化環境の差異をも考慮した上で、上記の係数を決めることが、風化研究者に課せられた最終目標となろう。

5. お わ り に

岩盤の風化速度(とくに強度低下速度)に関する最近の二、三の研究例を紹介した。のり面や自然斜面を構成する岩盤の風化による劣化を考える際の参考にしていただければ幸いである。ただし、本稿では主に供試体オーダーのスケールでの強度しか議論できなかった。構造物の建造や大規模なマスマーブメント等を考慮する場合には、地山に存在する数mから数十mオーダーのジョイントやクラックを含むような岩体レベルの強度の議論が必要であろう。しかし、このような大きいスケールでの強度についての知見はほとんどないようである。

ミクロな鉱物レベルから岩石、岩体レベルまで、それ

らの風化に関する研究は膨大な量があるにもかかわらず、本稿でとりあげたような強度低下の速度に関する研究はきわめて少ない。この辺の事情については別稿³⁰⁾でも論じたが、この理由としては、とくにわが国においては風化研究者の数が少ないことと無縁ではないであろう。今後、若い風化研究者が数多く育ち、この方面の研究が盛んになることを大いに期待したい。

参 考 文 献

- 1) 土質工学会編(1976): 切り土のり面, 土質工学会, 395p.
- 2) 土質工学会(1985): 切り土のり面および斜面の風化と安定に関するシンポジウム, 土質工学会, 122p.
- 3) COOKE, R. U. and DOORNKAMP, J. C. (1990): *Geomorphology in Environmental Management*, Clarendon Press, Oxford, 410p.
- 4) CARROLL, D. (1970): *Rock Weathering*, Plenum, 203p.
- 5) EMBLETON, C. and THORNS, J. ed. (1979): *Process in Geomorphology*, Edward Arnold, London, pp. 73 - 129.
- 6) WILSON, R. C. L., ed. (1983): *Residual Deposits: Surface Related Weathering Processes and Materials*, The Geological Society of London, by Blackwell Scientific Publications, Oxford, 258p.
- 7) GOUDIE, A. S. and PYE, K., ed. (1983): *Chemical Sediments and Geomorphology*, Academic Press, London, 439p.
- 8) OLLIER, C. (1984): *Weathering*, Longman, London, 270p.
- 9) COLMAN, S. M., and DETHIER, D. P. (1986): *Rates of Chemical Weathering of Rocks and Minerals*, Academic Press, Orland, 603p.
- 10) GERRARD, A. J. (1988): *Rocks and Landforms*, Unwin Hyman, London, 319p.
- 11) YATSU, E. (1988): *The Nature of Weathering: An Introduction*, Sozisha, Tokyo, 624p.
- 12) ROBINSON, D. A., and WILLIAMS, R. B. G. (1994): *Rock Weathering and Landform Evolution*, John Wiley and Sons, Chichester, 519p.
- 13) WINKLER, E. M. (1994): *Stone in Architecture* (3rd edition), Springer - Verlag, Berlin, 313p.
- 14) WHALLEY, W. B. and McGREEVY, J. P. (1983 and 1987): *Weathering, Progress in Physical Geography*, Vol. 7, pp. 559 - 586, 1983; Vol. 11, pp. 357 - 369, 1987; Vol. 12, pp. 130 - 143, 1987.
- 15) McGREEVY, J. P. and WHALLEY, W. B. (1984): *Weathering, Progress in Physical Geography*, Vol. 8, pp. 543 - 569.
- 16) 前門 晃・松倉公憲・木股三善(1979): ローム切り取り面におけるクラックの形成条件と受食性について, 地理学評論, Vol. 52, pp. 643 - 649.
- 17) MAEKADO, A. (1984): *Differential erosion on artificially cut slopes made of loosely consolidated Quaternary deposits in Kanto district, Japan*, Trans. Japan. Geomorph. Union, Vol. 5, pp. 79 - 109.
- 18) MAEKADO, A. and MATSUKURA, Y. (1985): *Reces-*

- sion of cutting slope made of loosely consolidated Quaternary deposits due to freeze-thaw action, *Zeit. Geomorph.*, N.F., Vol. 29, pp. 213-222.
- 19) 藁谷哲也(1986): 上総丘陵を開析する谷でみられる谷壁の剥離と乾湿風化, *地理学評論*, Vol. 59, pp. 505-522.
- 20) 藁谷哲也・松倉公憲(1988): 上総丘陵の谷壁斜面における含水比変化に伴うスレーキング剥離, *地形*, Vol. 9, pp. 135-144.
- 21) MATSUKURA, Y. and KANAI, H. (1988): Salt fretting in the valley cliff of the Asama volcano region, Japan, *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 13, pp. 85-90.
- 22) MATSUKURA, Y. (1990): Notch formation due to freeze-thaw action in the north-facing valley cliff of the Asama volcano region, Japan, *The Geogr. Bull.*, Vol. 32, pp. 118-124.
- 23) 鈴木隆介・平野昌繁・高橋健一・谷津榮壽(1977): 六甲山地における花崗岩類の風化過程と地形発達との相互作用, 第一報, 六甲花崗岩風化物質の鉛直的变化, *中央大学理工学部紀要*, Vol. 20, pp. 343-389.
- 24) 松倉公憲・前門 晃・八田珠郎・谷津榮壽(1983): 稲田花崗岩の風化による諸性質の変化, *地形*, Vol. 4, pp. 65-80.
- 25) 木宮一邦(1975): 花こう岩類の物理的風化指標としての引張強度—花こう岩の風化・第1報—, *地質学雑誌*, Vol. 81, pp. 349-364.
- 26) 奥園誠之(1978): 切り取りノリ面の風化とその対策, *土と基礎*, Vol. 26-6, pp. 37-44.
- 27) 多賀直大・田山 聡・奥園誠之・矢木沢孝哉(1991)長期追跡調査による切土のり面の風化の進行と安定性, *土と基礎*, Vol. 39-6, pp. 41-47.
- 28) 志田原巧・大山隆弘・千木良雅弘(1994): 砂質泥岩の化学的風化のメカニズム—自然斜面での長期的風化と切り取り斜面での短期的風化—, *電力中央研究所報告*, U94001, pp. 1-37.
- 29) 横田修一郎・岩松 暉(1997)シラスの劣化分布における空間的連続性の研究, *科学研究費補助金研究成果報告書* (07640608), 29p.
- 30) 松倉公憲(1994): 風化過程におけるロックコントロール—従来の研究の動向と今後の課題—, *地形*, Vol. 15, pp. 202-222.
- 31) 木宮一邦(1975): 三河・富草地域の花崗岩礫の風化速度—花こう岩の風化・第2報—, *地質学雑誌*, Vol. 81, pp. 683-696.
- 32) 小口千明・八田珠郎・松倉公憲(1994): 神津島における多孔質流紋岩の風化とそれに伴う物性変化, *地理学評論*, Vol. 67A, pp. 775-793.
- 33) 小口千明・松倉公憲(1995): 風化による多孔質流紋岩の組織変化とそれに伴う強度低下, *地形*, Vol. 16, pp. 1-15.
- 34) SUZUKI, T. and HACHINOHE, S. (1995): Weathering rates of bedrock forming marine terraces in Boso Peninsula, Japan, *Trans. Japan. Geomorph. Union*, Vol. 16, pp. 93-113.
- 35) Geological Society, Engineering Group Working Party (1977): The description of rock masses for engineering purposes, *Quat. Jour. Engng. Geol.*, Vol. 10, pp. 355-388.
- 36) SUNAMURA, T. (1996): A physical model for the rate of coastal tafoni development, *Jour. Geol.*, Vol. 104, pp. 741-748.

(1997年4月30日受付, 1997年6月18日受理)

Weathering Rates of Bedrocks in Artificial and Natural Slopes

Yukinori MATSUKURA