The Japanese Geotechnical Society

風化残積土の特性と工学的問題

Engineering Properties and Problems of Residual Soils

西　田　一　彦（にしだ　かずひこ）
関西大学教授　工学部土木工学教室

1. はじめに

土木の実務では風化岩とともに風化土という用語が一般的に用いられ，本小特集号でもこれらが使われている。一方，地質学，土壌学の分野では残積土（residual soil）という用語が古くから用いられていたが，土木分野では比較的なじみの薄いものであった。最近では，諸外国の土質工学関連文献でこのresidual soil の用語に出くわす機会が増えているが，定義についてはまだ議論の多いところである。例えば，Deer（デア）と Patton（パットン）は，土壌学でいうA，B，C層を residual soil とすべきとしている[1]一方，Sowers（ソワーズ）は，風化しても母岩の組織を残すものはサプロライト（saprolite）とし，residual soil と区別している[2]。したがって residual soil は，ラテライトのように母岩の組織を失うほど極端に風化して土壌化したものという狭義の見方もできる。また多くの国々では，崩積土(colluvial soil) まで residual soil の範ちゅうに入れている[3]。既述の風化土という用語がどの範囲を対象とするか不明確な点もあるので，広義の residual soil に当たる用語として，ここでは風化残積土の用語を用いることにするが，用語の定義の詳しいことは文献を参照されたい[4]。

風化残積土が世界的に注目されるようになった理由は，中，低緯度の地域にある国々で，国土の保全，開発，防災といった問題がクローズアップされ，そこに存在する風化残積土の工学的情報が急速に必要となったことによるものと考えられる。国際土質工学会でも，この状況にかんがみ，Technical Committee (T. C 25) が設けられ，ホンコン，ハワイ，ブラジルなどで国際会議が開かれている。

我が国における風化残積土の代表的なものはまさ土であり，建設材料としての研究はかなり進められているが地盤としての研究は大幅に遅れていた。そこで，土質工学会においても，研究委員会を設けこの分野の研究を進めて来た。

風化残積土に関する研究は地質学，土壌学，土質工学などの各分野でも行われており，かなりの情報が蓄積されている。しかし，地盤工学的観点からの研究は比較的新しくまだ不明な点も多い。

そこで，この機会に，主として，地盤工学的立場から風化残積土の特性と問題点を述べるつもりである。

2. 地盤の成因と特徴

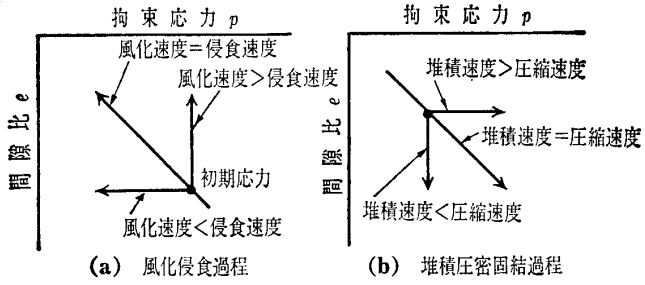
風化残積土が岩石の風化産物であるとすると，その性質は風化のプロセスに依存する。岩石の風化に対し，Ollier（オーリア）は，「風化は地表近くの物質の分解と変質であり，新たに課せられた物理，化学的条件によりよく平衡する生成物を作り出すこと」とされている[5]。そして，風化には従来からいわれているように，物理的，化学的，生物的要因に分けられ，一般に物理的作用は初期段階に，化学，生物的作用は最終段階に現れるとされている。

これらの詳細は多くの成書があるのでそれらを参考にしていただくことにする。

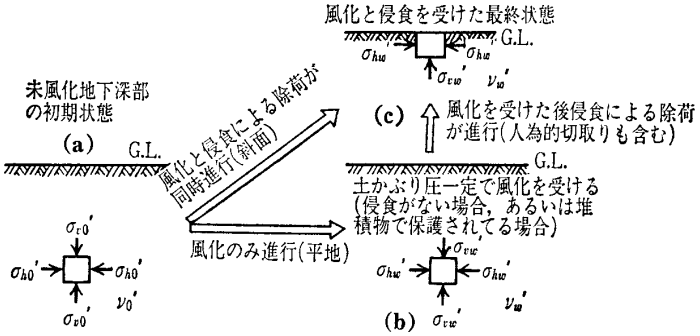
一般に風化残積土は高温多湿の中・低緯度で，地形的には起伏が少なく，地史的にみて安定した場所に広く分布する。そして，その分布量が多いか少ないかは母岩の性質とともに風化の速度と侵食の速度のかねあいで決まる。風化，侵食の過程は別の見方をすれば，堆積土における堆積，圧密，固結過程とちょうど逆であって，図—1に示したように，堆積土の場合の堆積速度と圧縮速度が，風化残積土の場合の風化速度と侵食速度に対比される[6]。侵食速度

NII-Electronic Library Service

The Japanese Geotechnical Society



図—1　風化残積土と堆積土の比較



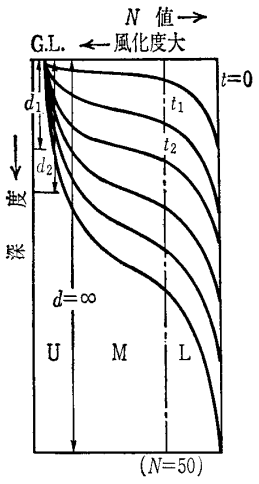
図—3　地盤の形成と応力状態

が風化速度に比べて極端に大きければ，地表近くはいつも新鮮な岩石が露出し，その逆の場合は地下深部まで風化して，厚い風化層が残存することになる。

さて，この風化速度と侵食速度がどの程度のものであろうか。一次鉱物が粘土鉱物に変わるほど風化するにはかなりの時間を要し，その変化は緩慢なものと推定される。エジプトの花崗岩では風化の進行速度が5～10 mm／5000年とされ，日本の花崗岩では，引張り強度250 kgf/cm² のものが0.02 kgf/cm² になるには500万年を要するとされている[7]。また一方では，我が国の山地の平均侵食速度が100 mm/1000年といわれるので，そこに風化残積土が存在するとすれば，風化の速度は少なくともそれ以上ということになる[8]。Ollier はまた，風化の進む速度が時間の対数に比例するとして実験式を示している。これによれば，風化は初期段階では速く，徐々に速度が減少して来るようなパターンをとるはずである。野崎は，この概念を現地でN値の変化として**図—2**のように示した[9]。これから明らかなように，N値が50程度の部位が時間とともに深部に及んでいる。そして，初期は速度が大きく徐々に減少する傾向が見られるという。

また，堆積土では，基本的に圧密によって強度が増加し，応力履歴によって力学的性質が支配されるが，風化残積土の場合，これと異なり，**図—3**に示したように，侵食によって除荷される過程で，風化，変質，溶脱，二次的な物質の沈積による結合力の回復が同時に進む(a)から(c)の過程と，土かぶり圧は変わらないままで風化変質を受けたのち除荷される(a)から(b)を経て(c)に至る過程が考えられる。Vaughan（バグハン）は，弾性係数やポアソン比を仮定して，これらの過程における応力条件の変化を理論的に解析し，静止土圧係数は(a)から(c)の場合かなり大きくなるが，(a)から(b)(c)では小さくなることを示した[10]。

このような種々の条件で生産される風化産物は，当然母岩の種類や組織によって異なったものとなる。結晶性の花崗岩では礫，砂，粘土といった系列を示すが，もともと結晶の小さい安山岩，頁岩などは中間の砂を経ないで直接粘土化する。また，風化のしやすさも母岩の種類で異なる。最近，風化産物の粘土



図—2　泥岩の風化進行概念図(野崎)

表—1　風化残積土関連用語の対比

Deere, Patton(1971)		Sowers(1963)	Nogami(1985)	ローカルネーム 外国	ローカルネーム 日本	
	崩積土	崩積土	崩積土	崩積土	崩積土	
IA	残積土	残積土 N=5～50	ラテライト質土	ラテライト 熱帯性土 アンド土 粒状風化土 まさ土 レゴリス	表土 赤色風化土 おんじゃくじ 国頭まあじ 風化土 まさ土	風化残積土
IB						
IC		サプロライト N=5～50	サプロライト質土			
IIA	風化岩	やや風化した N>50	風化岩	風化岩	風化岩	岩盤
IIB						
III	未風化岩	岩 RQD 75%	未風化岩	未風化岩	未風化岩	

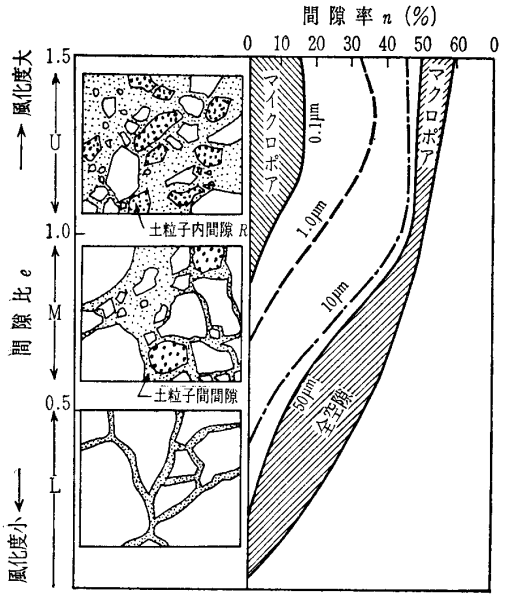
NII-Electronic Library Service

The Japanese Geotechnical Society

鉱物や化学組成について詳しい研究が多数報告されているので，それらは文献を参照していただくこととして，ここでは，風化産物に対する種々の用語について**表—1**のように示しておく[4]。

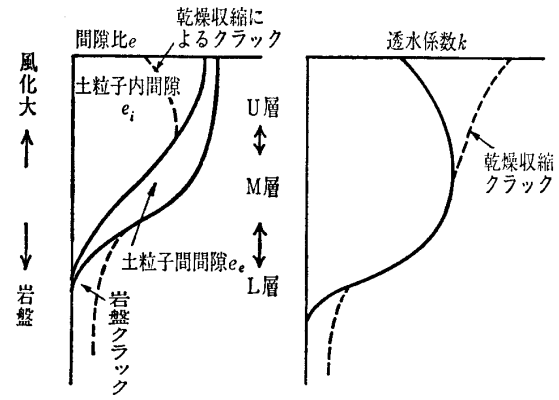
3.　風化層の特異性と判別

岩石の風化過程で生ずる風化産物は硬い岩石から軟らかい土壌まで一般には連続的に変化すると見られる。しかし細かく見ると，風化産物は風化の程度によって種々の特異な構造と組織を持っている。風化度の低い状態では，**図—4**のように，クラック状の土粒子間間隙が現れるが，結晶粒子の変質は少ないL層，結晶粒子間の結合が切れ，水分は固相に不可逆的に吸着され，結晶内部にも土粒子内間隙が発達するM層，さらに風化が極端に進むと結晶は粘土鉱物に変化するとともに母岩の元の組織は保ち得ず外部環境に順応するため構造の再調整が行われ，0.1 μm 以下のミクロポアが発達し，間隙比は少し減少ぎみになるU層，のような定性的区分が可能である。そして，U層では二次的な結合力が現れる場合もある。

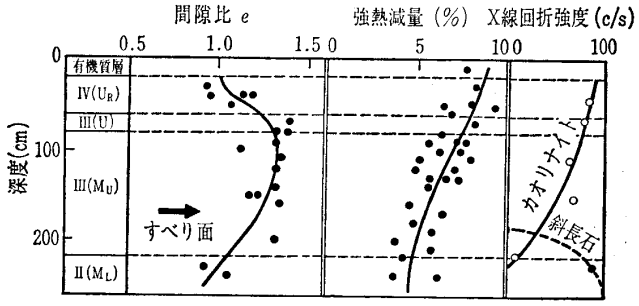


図—4　風化層の土構造

このような風化層の物性上の特性は最近末岡[11]，相良[12]ら，ホンコンの Massey（マシー）[13]らの研究でも確認されている。そして，これらの特異性は，当然，透水性にも反映されるはずである。それを模式的に示したのが**図—5**である。すなわちM層のように間隙比が大きく，マクロポアに富む部分では透水係数 k が大きいが，U層のように間隙比が大きくても間隙の大きさが小さい部分では k はかえって減少する。このことは，自然斜面の崩壊機構を考える上で重要である。**図—6**は閃緑岩風化残積土地帯の自然斜面の崩壊現場の調査結果を総合したものであるが，すべり面の位置が間隙比の大きいM層を通過すること，そして，その部位はちょうど構成鉱物が一次鉱物の斜長石からカオリナイトに変化する境界部に相当している[14]。このことから，M層は強度が小さく，透水性が大きく，雨水を容易に導き，自ら貯水槽の役目をはたし，すべり面は必然的にこの部分を通過することになる。すなわち，すべり面の位置が風化層構造に決定的に支配されていることを示している。このことについては，三浦[15]の研究や最近ではブラジルで Wolle の（ウオル）[16]らの研究でも指摘されているところである。



図—5　土の間隙構造と透水係数



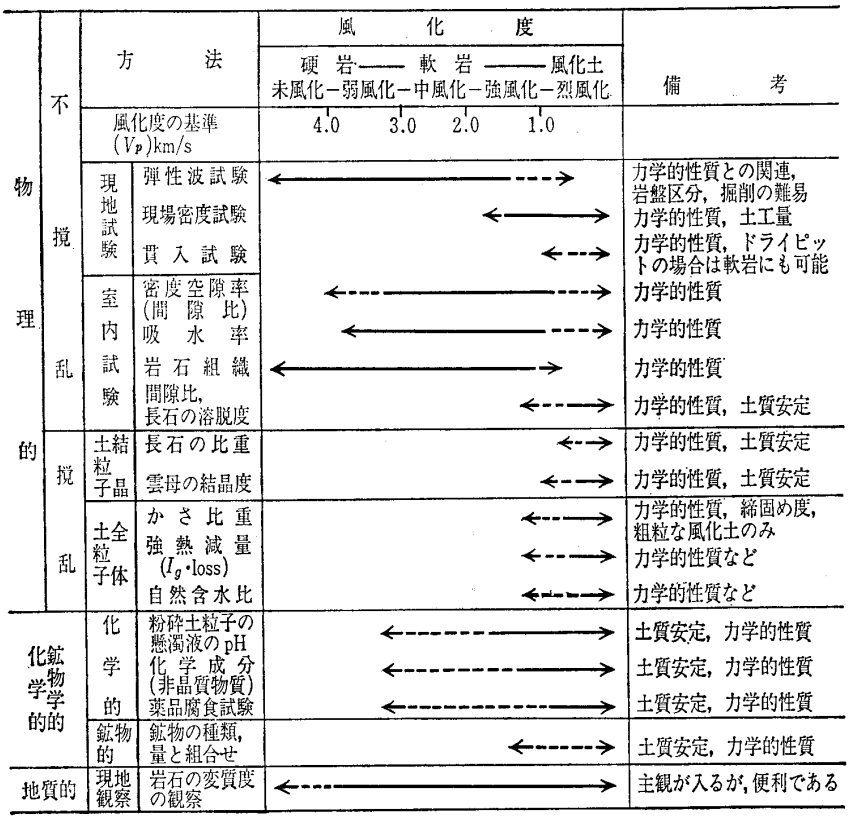
図—6　土層構造とすべり面

このような風化に伴う物理・力学的，化学・鉱物学的変化は一方向の不可逆的連続的変化であるとすると，風化の程度は何らかの尺度を決めると判定できることになる。

風化の尺度としては，種々のものが考えられ実施されている。それらを示したのが**図—7**である。

NII-Electronic Library Service

The Japanese Geotechnical Society



図—7　岩石の風化度判定法と有効範囲

このうち，弾性波速度(P波速度)は広く用いられるが極端に風化して地下水下にあるものは適用しにくい。N値も一つの基準になるが風化度の低いものには適用が難しく，これに代わって火薬の爆発エネルギーを用いた鋲打ち銃によるものなども利用されている。一方，密度，間隙率，吸水率などもよく使われるが，これも既述のように極端に風化の進んだものでは逆転することがあるので無理な場合もある。

比較的手軽に利用されるのは強熱減量値であるが，これも有機物の影響，母岩の材質によるばらつきの影響を考慮する必要がある。Lamb（ラム）は長石の溶脱度で判定することを提案しているが，実務的ではない。一方，自然含水比は，強熱減量値とも対応があり案外簡易な風化度判定法であるとともに現場の土性判別に使われた実績を持つ。さらに，すこし手間はかかるが，粘土鉱物の組合わせや化学組成で判定する方法も提案され，母岩の材質によらない表示法が工夫されている[11]。このように，風化の尺度としては種々のものが用いられ，風化層の区分も各人各様のものが提案されており，相互比較が非常に困難な状態にある。そして，風化現象が一方向の連続的性格を持つとすれば，いくらでも細区分が可能ということになる。しかし工学的，実用的観点に立つと，粒径区分と同様，工学的性質の上で不連続的に変化する部分に境界を設けること，判定法が簡便で汎用性を有すること，設計に直結していることなどが必要条件となろう。

4.　地盤の不均一性の評価

風化残積土地盤の取扱いを困難にしているもう一つの要素は不均一性とばらつきの要素である。これは，必ずしも風化残積土のみに限ったことではないが，この土の場合とくに極端に現れるのがその特徴である。

不均一性をさらに細かく見ると，その一つは，風化の不連続性によるものである。母岩がもともと節理などの不連続面を持ち，そこが選択的に風化変質を受け，土壌化される一方，節理で囲まれた部分は岩塊または巨礫として残され，岩塊と土が共存する状態になる場合である。このことは，えてして地盤の工学的評価を困難にし，技術者の判断を狂わせる元となる。

森田も風化残積土の場合，堆積土よりN値は大きめに出るので注意すべきと指摘している[17]。松浦らも，まさ土地盤で，N値とスウェーデン貫入試験値N_{SW}を比較すると，同一N_{SW}のとき，まさ土は堆積土よりN値が大きくなることを示している[18]。これは多分上述の不均一風化の要素が関係するものと考えられる。

不均一性の第2の要素は，母岩の材質の差による土性のばらつきである。風化残積土では母岩の性質を強く継承しているので，同一現場でも母岩の材質が変われば，土性はがらりと一変する。例えば，母岩が花崗岩と花崗閃緑岩の場合の物性値を文献から調べるとそれらの集中する範囲は**表—2**のようになる。

表—2　母岩の岩質と土性

母岩の種類	G_s	e	ρ_t	I_g. Loss
花　崗　岩	2.59～2.63	0.50～1.50	1.40～1.58	2.0～8.0
花崗閃緑岩	2.67～2.72	0.52～1.40	1.50～2.00	3.0～9.0

NII-Electronic Library Service

The Japanese Geotechnical Society

花崗岩起源のものの値が花崗閃緑岩起源のものより小さくなるのは鉱物組成による。したがって，間隙比 e や強熱減量値 I_g. Loss が風化残積土全体に共通した風化度の尺度になり得ないことになる。しかし，工学的性質は上記の物性値に密接に関係しているので，逆に物性値を工学的性質の判別のためのインデックスに用いることも可能である。

つぎに不均一性の第3の要素は，母岩の欠陥，すなわち節理面などの不連続面ならびにその部分を充填する異質物質が地盤の強度，変形，透水性に及ぼす影響である。

古い節理面あるいは亀裂が熱水の作用で変質を受けているものは節理部に比較的厚くて，不規則な形態をもつ粘土を伴っており，結晶性のよいモンモリロナイトを含んでいることが多い。また，亀裂などに貫入した岩脈が風化したものもなかなかやっかいである。

強度，変形に及ぼす不均質物質の要素は**表—3**のとおりである。

表—3　不連続不均一性の要因

要　因	内　容
1) 不連続面の成因	引張り亀裂または節理，せん断節理，小断層
2) 不均質物質，充填物質の有無と成因	せん断に伴う破砕物質，地表からの侵入物質，母材の溶脱物質の沈殿物，熱水変質物質，貫入岩脈，などの区別
3) 不均質物質，充填物質の性質	粒度，含水比，厚さなど，鉱物組成，方向，化学組成，強度
4) 不均質物質，充填物質と母材との関係	接触面がスムーズかどうか，スリッケンサイドなどのすべりの形跡の有無と方向

実務面でこの要素が最もむつかしい問題を提起するのは斜面の安定であり，この場合，えてして土質力学的解析手法は無力となることが多い。最近，岩盤力学の手法の適用も試みられているが，風化残積土地盤の場合，むつかしい点の一つは，風化の要素と不均一性の要素の両者をあわせ考慮しなければならない点である。風化の程度によっても不均一性の要素の安定に及ぼす影響が異なるからである。また，不連続面を充填する物質自身の工学的性質の変化も合わせ考慮する必要が生じる。例えば，降雨にさらされると粘土シームの強度は時間とともに極端に減少することもあり，これが安定を支配する。まさ土地帯の崩壊現場で実測された粘土シームの強度定数は $c'=0.08\,\mathrm{kgf/cm^2}$，$\phi'=11.0°$，風化したまさ土のインタクトの部分のそれらは $c'=0.06\,\mathrm{kgf/cm^2}$，$\phi'=28.5°$ と報告されている。これらの粘土シームの強度特性については最近データが蓄積されつつある。

5.　環境と地盤の挙動

地表に露出した地盤は応力解放を受け，外気に接し，乾湿，加熱冷却を繰り返し受け，さらに，雨水，地下水の浸透を受ける過程でその性質が経時的に変化する。このような環境変化に対する地盤の反応は様々な形態を取って現れる。奥園はこれを**表—4**のように分類して説明している。このうち，一次風化は，いわゆる既述の長い地質時代を通じて起こる変化を意味する。緩みと称される現象は切土，発破による弾性変形，吸水膨張による強度低下を示すものである。二次風化は換言すると劣化と呼ばれる現象であり，切土後に地表面が比較的急速に強度低下を起こす現象と説明されている。そして，緩みや二次風化は，風化残積土地盤では工学的に重要な意味を持っている。

緩み現象は，地山の切取り前後の弾性波速度や，変形係数の変化によって判定することができ，極端に緩みの現れるのは地表面下数メートルの範囲とされている。

また，この現象は，単位体積重量 γ_t の変化としても測定されていて，風化花崗岩では地表の γ_t が地下深部のものに比べ $0.05\,\mathrm{gf/cm^3}$ から $0.15\,\mathrm{gf/cm^3}$ 範囲で小さくなっているとされている。そして，

表—4　劣化の定義（奥園）

用　語	説　明
一次風化（地質学的風化）	長期の自然の外力によって風化（物理，化学的）を受け，ゆっくりと強度低下してきた状態をいう。
緩　み	切土（掘削）時の重機，発破等による乱れおよび応力解放に伴う弾塑性変形，吸水膨張による強度低下をいう。
二次風化（劣化）	切土後新しく地表面（のり面）となった部分がその後の外力（乾湿繰返し，凍結融解繰返し，表層水による溶脱等）によって比較的急速に強度低下する現象をいう。

NII-Electronic Library Service

The Japanese Geotechnical Society

風化の進んだものほど緩みは急速かつ顕著に現れるが，粒度分布は緩みの影響をあまり受けず質的な風化の程度を示すことが明らかにされている[20]。

地山の切取りによる二次的風化，すなわち劣化現象については，最近，現場のデータがどんどん集積されつつある。その一例を示すと，劣化の進行速度は第三紀層の泥岩で 30 cm/年，砂岩で 8 cm/年となり，破砕帯ではさらに速くなるとされている[21]。二次風化の進行のパターン，すなわち切取り直後に変化が速く，後ほど遅くなる傾向は一次風化と共通するものであるが，速度そのものは一次風化と比べものにならないほど速くなること，またもともと一次的風化の進んだものは二次的風化の速度も大きいことが知られている。

つぎに，地盤として，あるいは材料としての土質工学的性質の劣化について考えてみよう。

まず，化学的要因から考えると，風化の極端に進んだものは，非晶質の酸化鉄によって土粒子は二次的に結合されてアグリゲート化しているので，応力履歴に関係のないみかけの圧密降伏応力（pseudo-preconsolidation pressure）が現れる[22]。しかし，鉄分を除去すると LL, PL が減少し，外力に対する抵抗も減少する。したがって，長年地下水にさらされると，土中の化学成分の一部が溶脱され，土性は不可逆的に変化する可能性がある。

つぎに水分の劣化に及ぼす作用であるが，**表—5** の三つの場合が考えられる。風化残積土が，地表に露出して初めて多量の水分と接触する場合，水と固相との間で吸着，あるいは脱着といった相互作用が現れ，これには大きな水分のエネルギーレベルの変化を伴い地盤の強度や透水性を不可逆的に減少させる。これはむしろ土そのものが別のものに変化すると考える方がよい。一度，乾湿を受けると土性が大きく変わるのもこれに起因していると考えられる。

つぎの負圧領域での水の役割であるが，この場合いわゆるサクションは，土のみかけの有効応力を増加させ，地盤の強度や透水を支配するものである。土構造がしっかりしておれば，履歴現象はなく可逆的であるが，土構造が不安定であれば，いわゆるコラップスなどの不可逆的変化として表現され，極端な沈下や破壊につながる。しかし，自然斜面などでは長年一定領域の水分変化を受けているので，崩壊の原因のすべてをこの要因に求めるわけにはいかないと著者は考えている。

表—5　劣化の要因

要　因		表　現　形　態
1) 化学成分の変化		酸化鉄の溶脱，アグリゲートの分解，イオンの溶脱による LL, PL, ϕ_r の変化，透水性の変化で不可逆的
2) 水分量とエネルギー状態の変化	a) 固相に吸着された水分	乾湿繰返しによる水と固相の結合形態の変化，水のエネルギーレベルの変化，LL, PL，強度，透水性などの変化で不可逆的
	b) 負圧領域での水分	水は負圧の発生に寄与し，強度，透水性を支配，土構造の変化，コラップスなどがなければ可逆的
	c) 正圧領域での水分	水圧負荷による浸透破壊，パイピング破壊などの組織の破壊がなければ可逆的
3) 外的機械的エネルギー負荷		締固めによる土粒子破砕，変形，土構造破壊で不可逆的

つぎに，正圧領域の水の場合，構造組織の安定性と水圧の大小関係で可逆的領域の変化にとどまる場合と浸透破壊のような非可逆的変化に表現される場合に分けられる。そして後者は斜面崩壊機構に深い関係を持っている。

しかし，**表—5** の 2)の b)，c) は風化残積土に限ったことではなく，可逆的プロセスでは土質力学的アプローチも可能であるが，2) の a) の要因はとくに風化残積土で重要であり，工学的取扱いの難しい要素である。そして，b)，c) の場合でも骨格構造組織の安定性に大きな役割を果たしているはずである。例えば，乱さないまさ土の ϕ_d，c_d が，浸水を受けると大きく変化して戻らないことなどもこれと関係する。これは，浸水が 2)の a) のプロセスによることを示すものである。

風化残積土のもう一つの特徴は外的作用力あるいは一定応力下での土粒子の破砕・変形の問題である。これは，一見，工学的に不都合に見えるが締固め密度の増大，透水性の減少という点からはむしろ好ましい場合もある。ただし，締固め後に生ずる土粒子の細粒化は，むしろ工学的に問題であり，盛土の沈下，強度低下に結びつく重要な要因である。その本質は**表—5** の化学組成の変化や水分と固相の相互作用に依存するものと考えられる。

NII-Electronic Library Service

The Japanese Geotechnical Society

6. 今後の課題

地盤としての風化残積土は，既述のような工学的取扱いの困難な要因を含んでいるため，今後の研究に待つところが多い。以下まとめを兼ねていくつかの問題点を紹介する[23]。

まず第1は，不均質でばらつきの多い地盤の構造や，物理・力学的パラメーターをいかに合理的に評価するかである。それには，従来の調査法では限界があり，何らかの新しい手法の開発が望まれる。最近，ジオトモグラフィーなどの手法も開発され，少しは見通しが明るくなりつつあるが，実務への適用についてはまだ検討すべき事もあろう。

とにかく，現実の地盤についての情報を少しでも多く蓄積し，その実態に即した扱いをしなければならない。そのための第1歩は，実務的に利用できる簡便で汎用性のある風化度の尺度を設定し，それで一般的で実用的な土の判別を行い，地盤の区分や分類に利用することであろう。

第2は，サウンディング，サンプリング，ならびに試験法の検討である。従来，堆積土については，種々の手法が開発され，精度は格段に向上している。しかし，風化残積土の場合，従来，堆積土用に開発されたものをそのまま借用することが多く，土の実態に立脚したものは少ない。サンプリングにおいてもコアさえ取れればよいといった安易な見方をしているが，場合によっては，土構造が採取中に決定的損傷を受け，設計を危険側に導く可能性もある。

つぎに乱さない試料についての物理・力学的性質の究明も必要なことである。とくに水分の影響は重要であるがむつかしいテーマである。そして，設計に用いるパラメーターをいかに合理的に評価するかが今後の問題であろう。

第3は，風化残積土の最大の特性である地盤の環境へのレスポンスとその評価である。これも，重要であるが，その解明には時間と労力と忍耐力を必要とする割に結果の見ばえがよくないのか，情報は比較的少ない。今後，多方面から地盤の劣化，経時変化などのデータを蓄積し，評価法を確立することが望まれる。

参考文献

1) Deere, D. U., Patton, F. D. : Slope Stability in Residual Soils, Proc. 4th Pan-American Conf. S. M. F. E., Vol. 1, pp. 87～170, 1971.
2) Sowers, G. F. : Engineering Properties of Residual Soil Derived from Igneous and Metamorphic Rocks, Proc. 2nd Pan-American Conf., S. M. F. E., Vol. 1, pp. 39～62, 1963.
3) Brand, E. W., Phillipson, H. B. : Review of International Practice for Sampling and Testing of Residual Soils, Sampling and Testing of Residual Soils, (TC. 25)I. S. S. M. F. E., pp. 7～22, 1985.
4) 西田一彦：風化残積土，土と基礎，Vol. 37, No. 5, pp. 86～87, 1989.
5) Ollier, C. D., 松尾新一郎 監訳：風化--その 理論と実態，ラテス社，pp. 176～186, 1971.
6) 西田一彦：風化残積土の工学的性質，鹿島出版，pp. 5～188, 1986.
7) 木宮一郎：花コウ岩類の物理風化指標としての引張強度，地質学雑誌，Vol. 81, No. 6, pp. 80～85, 1974.
8) 水谷伸治郎：岩石の風化—緩慢な表層過程，自然災害と水，災害科学総合研究班，pp. 30～36, 1980.
9) 野崎　保：第三紀層黒色泥岩の風化区分および風化機構，地すべり，Vol. 16, No. 2, pp. 28～33, 1979.
10) Vaughan, P. R., Kwan, C. W. : Weathering, Structure and in situ Stress in Residual Soils, Geotechnique, Vol. 34, No. 1, pp. 43～59, 1984.
11) 末岡　徹：化学的風化指標を使った花崗岩風化残積土の判別分類，風化残積土に関するシンポジウム論文集，土質工学会，pp. 89～94, 1988.
12) 相良和広・川崎逸郎・新藤静夫：北上山地遠野接触変成岩帯における変成度—風化過程—組織地形の関係，応用地質，Vol. 31, No. 4, pp. 1～14, 1990.
13) Massey, J. B., Irfan T. Y., Cipullo, A. : The Characterization of Granitic Saprolitic Soils, Proc. The Int. Conf. S. M. F. E., Vol. 1, pp. 533～542, 1989.
14) 西田一彦・青山千彰：Failure Mechanism of a Weathered Residual Soil Slope, Proc. 8th Asian Regional Conf. S. M. F. E., Vol. 1, pp. 197～200, 1987.
15) 三浦　清：島根地方の近年における豪雨災害とその特徴—特に地質・岩石的側面から，第21回自然災害科学シンポジウム講演集，pp. 435～438, 1984.
16) Wolle, C. M., Hachich W. : Rain-induced Landslides in Southeastern Brazil, Proc. the Int. Conf. S. M. F. E., Vol. 3, pp. 1639～1644, 1989.
17) 森田紀元：断層への工学的アプローチ，森田紀元先生遺講集刊行会，pp. 112～113, 1988.
18) 松浦　誠・芳賀保夫：直接基礎の地盤としてのマサ地盤，第18回土質工学シンポジウム—マサ土—論文集，pp. 89～92, 1973.
19) 稲毛　武・入佐純治・本庄　充：マサ土のり面の破壊形態の一例，第18回土質工学研究発表講演集，pp. 476～481, 1983.
20) 山田勝彦・石川浩次：風化花崗岩と橋梁基礎における岩盤評価とその問題点について，風化残積土に関

NII-Electronic Library Service

The Japanese Geotechnical Society

するシンポジウム論文集，土質工学会，pp. 223～234，1988.

21) 太田秀樹・大森晃治・坂口皆栄・中道育夫：砂岩泥岩互層での風化進行速度の実測例，風化残積土に関するシンポジウム論文集，土質工学会，pp. 189～194，1988.

22) Wesley, L. D. : Influence of Structure and Composition of Residual Soil, Proc. J. Geotech. Eng., A. S. C. E., Vol. 116, No. 4, pp. 589～607, 1990.

23) 土質工学会：Residual Soils in Japan, 土質工学会, pp. 2～20, 1990.

（原稿受理　1991. 2. 27）

NII-Electronic Library Service