

2. 東北地方における土質工学的諸問題

東北地方の軟岩

Chap. 2 Geotechnical Problems

On the Soft Rock Mass ("Nangan") in Tohoku District

あ べ まさ ひろ
阿 部 正 宏*

1. はじめに

東北地方には、“軟岩”に相当する地層や岩石が広範囲にわたって分布している。軟岩を基盤とした工事や構造物の建設に際し軟岩に対する岩盤の評価について、的確で精度の高いものが近年要求されてきている。

“硬岩”については、今日まで多くのダム・トンネル・橋梁の基盤調査等の実績によって、ある程度の岩盤の力学定数を推定することができるようになり、岩盤の評価についても比較的容易になった。“軟岩”については、岩質が多様で、力学的測定値も幅があつて、岩盤の硬さの判定も難しく、岩盤分類の方法も確たるものがない。

2. 軟岩の種類と特徴

“軟岩”の定義についてみても明確なものはない。建設省土木研究所では次のように定義している。「割れ目のない岩片で一軸圧縮強度 q_u が 200 kgf/cm^2 程度以下であり、岩片そのものが軟らかく変形性の大きい岩石」を軟岩としている。東北地方を構成している地質は複雑であつて、岩盤・岩質も多種多様である。軟岩は、初生的軟岩と後生的軟岩の二つに大別することができる。

初生的軟岩は、初生的にもともとから軟弱・軟質であつて、埋没深度も小さく地殻応力をあまり受けていないため、ダイアゲネシス（続成作用）が進んでいない岩石である。工学的特徴として、岩質が軟らかであり、塑性的な挙動を呈している。地質的には、生成年代の新しい岩石であつて、第四紀と第三紀の地層・岩石がこれに相当している。初生的軟岩をみてみると、堆積性軟岩と火山性軟岩に分けることができる。

後生的軟岩とは、もともと硬かった地層・岩石が物理的・化学的作用（風化作用、浸食作用、変質作用等）によって劣化して軟らかになった地層・岩石である。地質技術者は、後生的軟岩をよく破碎岩、変質岩あるいは風化岩という名称でよんでいる。

軟岩の起源と特徴については、建設省土木研究所、市川慧ほか⁶⁾によって分類されているが、東北地方の軟岩について示してみると、表-1のようにまとめられる。

軟岩の工学的な諸性状は、軟岩を構成している地質体の

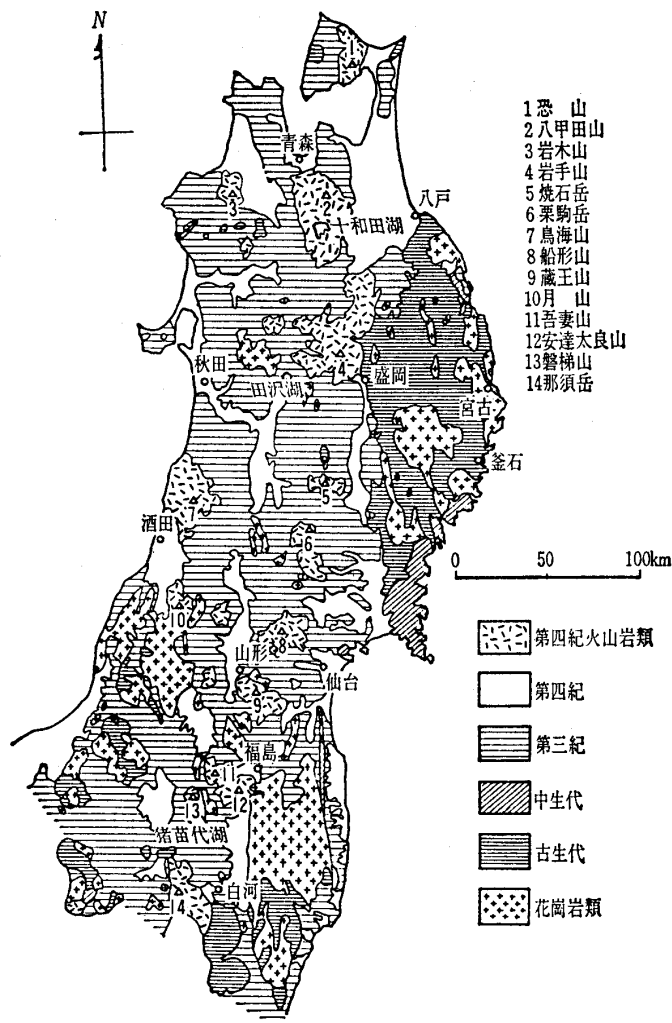


図-1 東北地方の地質図

「生成(できた)」とその後の「履歴(経歴)」に深くかかわっている。軟岩の現時点における性状は、

- 1) その地質体が生成された時のごく新鮮な状態での強度・変形・透水などの諸特性を出発点として、
- 2) 生成後に起こった風化作用、変質作用、火成作用や断層運動等によって初生的特性が次第に変化しあるいは劣化している。

3. 東北地方の軟岩

東北地方の地質を概観してみると、北上山地、阿武隈山地と朝日山塊は、中・古生界の古い時代の地層・岩石の分布が広く、奥羽脊梁山脈や出羽丘陵の大部分は、新しい時

* 崎長谷地質調査事務所 代表取締役社長

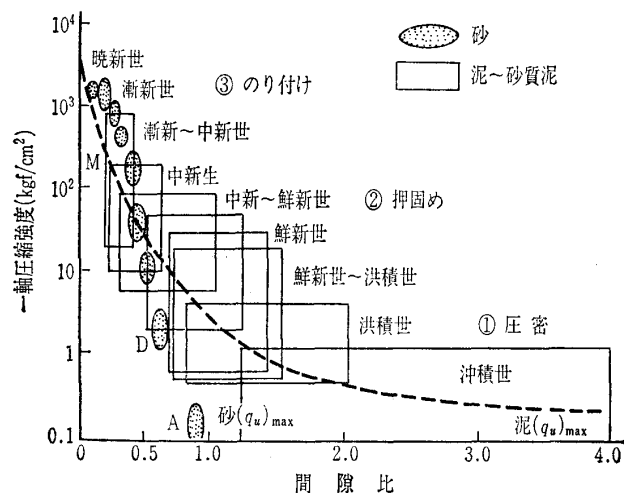
表—1 軟岩の起源と特徴（市川慧ほか（1987）⁶⁾ に一部加筆）

起	源	特	徴
初 生 的 軟 岩	① 堆 積 性 軟 岩	新第三系～第四系が主で、一部古第三系の砂岩、泥岩、シルト岩、凝灰岩などの堆積岩で、堆積物が応力や熱の作用とともに焼成作用が進んでゆく過程の途中の地層・岩石で、固結度が十分に進んでいない軟質なものを。グリーンタフ地域の新第三紀の堆積岩が主体。	
	② 末～中溶結の溶結凝灰岩	グリーンタフ地域の新第三系や第四系で、流紋岩質～石英安山岩質の火砕流からできているが、熱や上載荷重の不足によって、溶結作用が十分に進んでいない軟質な岩石。青森県八甲田山代平、十和田湖、岩手県八幡平、秋田県玉川地方、湯の岱、山形県射折、赤倉、宮城県川渡地方、福島県白河地方等。	
	③ 自破碎溶岩*	新第三系～第四系の安山岩質の火山岩に多いもので、火山活動によりマグマが冷却固結しながら流動によって破碎された軟質の岩石。枕状溶岩も含む。	
	④ 多孔質溶岩	水蒸気等の火山性ガスを多量に含んだマグマが溶岩流として噴出する際に発泡して多孔質となり、空隙がある軟質の岩石となる。スコリア・浮石等も含む。	
	⑤ 周縁急冷相	マグマが浅部または地表付近で貫入する際、あるいはマグマが地表を流れ溶岩流となった下盤等接触部が急冷したり、貫入運動で破碎され細粒鉱物質またはガラス質となり、ルーズで軟質となった岩石。	
後 生 的 軟 岩	⑥ 破 碎 岩	断層運動、褶曲等の運動によって、岩石の構成粒子の単位に達するような微細な破碎を密に受け、亀裂を伴って軟質となったもの。	
	⑦ 変 質 岩	マグマの活動、火山活動に伴った熱水溶液（鉱化作用、温泉水も含めて）の化学的な作用によって、岩石を構成している鉱物変質して粘土鉱物に変わり軟質となった岩石。グリーンタフ変質とよばれている広域の変質作用から温泉水による局部変質まで東北地方ではこの変質の範囲が広い。	
	⑧ 風 化 岩	風化作用によって、鉱物変質したり溶脱したりして、もともとの硬い岩石が軟質となった岩石。阿武隈山地の花崗岩類は風化作用によって“まさ”と呼ばれる砂状の堆積物に移化している。	

*自破碎溶岩：溶岩が流出し、流動するとき、地表側や空気に触れる部分が先に冷却固結しても、内部がまだ流動しやすい状態にあり、一部固化したものが流動によって破碎される自破碎溶岩を形成する。

代の新生界の地層・岩石が広く分布している。東北地方の地質略図を図—1に示した。この図中で白地の部分は第四系（第四紀層）の分布する地域であって、ほとんどが未固結な堆積物を主としている。特に、今から約1万年までに堆積した堆積物（沖積層）は、粒子がばらばらの状態であって締まりが悪く、一軸圧縮強度も100 kgf/cm²にはほど遠い値で、軟岩とはよんでいない。第四紀層としてよばれる洪積世の堆積物（洪積層）（今から1万年より古く170万年までの堆積物）の下部では、圧密領域を終了し、押固め領域に入って固結度が増加し、地質技術者が地層として表現している堆積層には軟岩とよばれるものがある。物性面からみると、一軸圧縮強度が100 kgf/cm²以下で含水比が10～50%の範囲を示している。

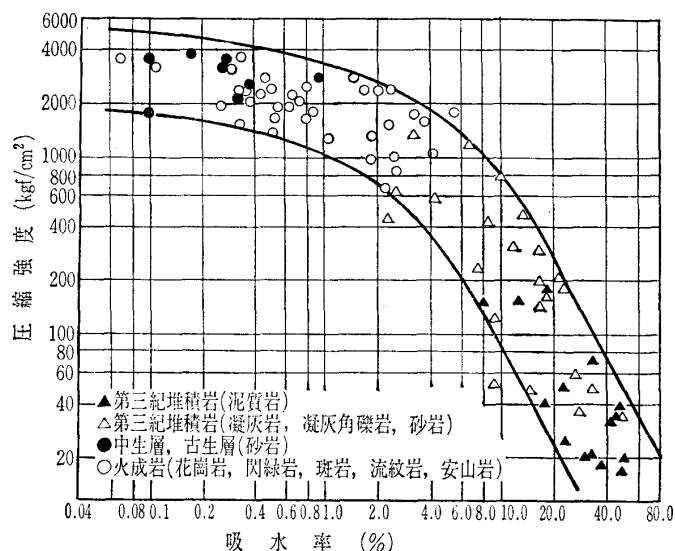
堆積物が堆積した後の時間の経過とともに変化し、一軸

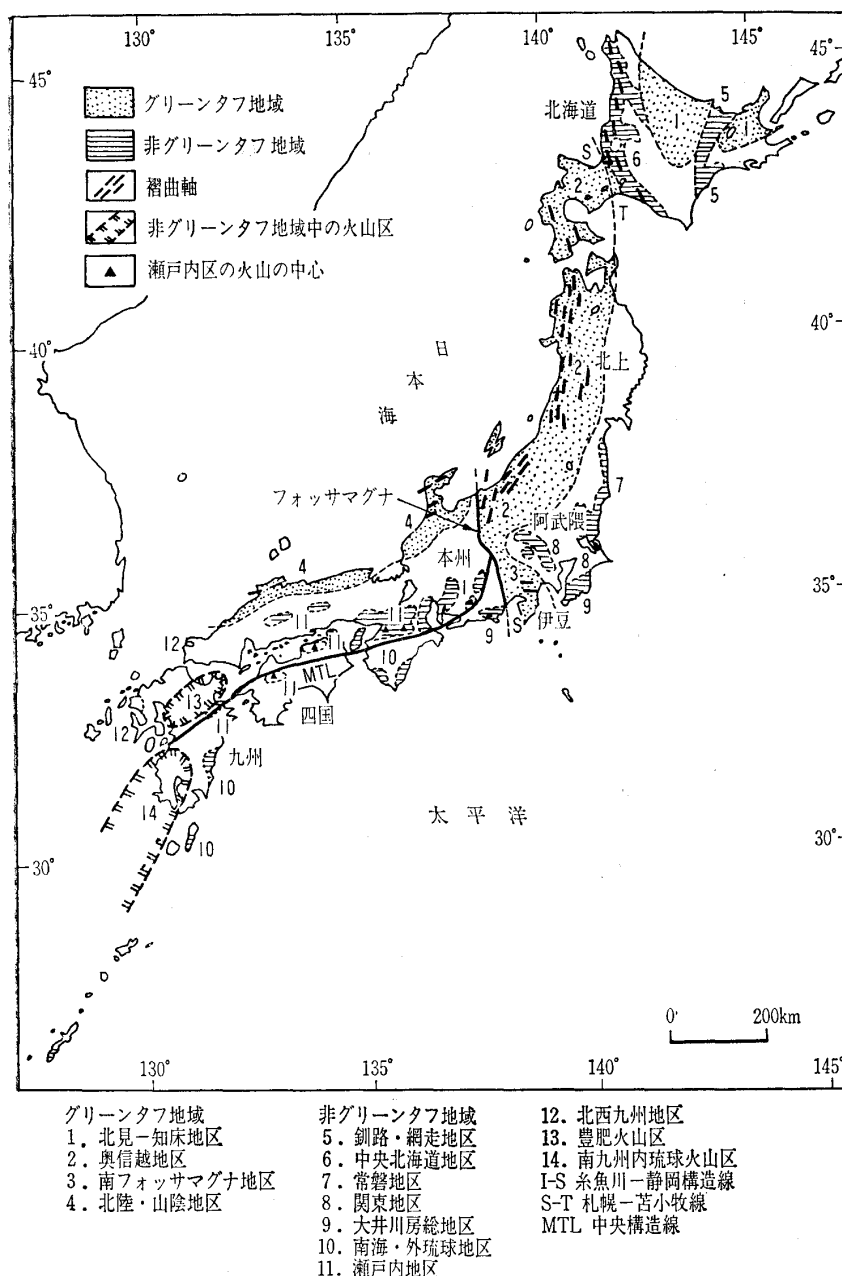
図—2 岩石化に伴う新生代堆積物の物性変化¹⁸⁾

圧縮強度の増加する傾向については、岡本隆一ほか¹⁸⁾によって図—2のようにまとめられている。

この図で注目すべき点は、沖積世の泥～砂質泥の堆積物が間隙比に大きなひらきがある。この間隙比は時代が古くなるにつれて、ひらきが小さくなっている。同時に砂質の堆積物と泥～砂質泥の堆積物とのひらきも小さくなっていることである。

今から6500万年より古い時代一中・古生界一の堆積岩は一般に割れ目が多くなり、岩盤の工学的性質は割れ目に支配されることが多く、新鮮な岩石を軟岩とすることが難しくなる。図—3に主な岩石の吸水率と一軸圧縮強度の関係を示した。この図で一軸圧縮強度が400 kgf/cm²付近から変化傾向を示していることが分かる。吸水率も4～5%程

図—3 吸水率と一軸圧縮強度の関係（菊地宏吉（1979）⁷⁾



図一4 日本新第三系地質区 (62地調第430号)

度を境にして変化していることが読みとれる。岩盤強度を表す場合、耐圧 400 kgf/cm² 以上、弾性波速度 3.0 km/s 以上を硬岩とすれば、軟岩と硬岩との境を、この値近辺と考えることが妥当のように思う。

3.1 グリーントフ地域の軟岩

グリーントフという言葉は、もともと緑色を呈する凝灰岩の岩石名として用いられていた。その後、グリーントフが広がりをもって地層を形成していることが分かり、変質して緑色を呈する酸性～塩基性の火山岩類と砂岩・泥岩・礫岩をも含めてグリーントフ層と呼ぶようになった。

狭義のグリーントフは、新第三系中新統中期の女川層より下位の火山噴出物を主とする新第三系（下位より門前階・台島階・西黒沢階に分けられている）の一般的名称として用いられてきた。1952年湊 正雄によって、このグリーントフとこれより上位の含油第三系をも含めた新第三系の

分布する地域を“グリーントフ地域”とよんでいる。グリーントフ地域の分布地域を図一4に示した。東北地方では、北上山地、阿武隈山地の西側、日本海までの地域をグリーントフ地域とよんでいる。グリーントフ地域には南北に伸びる隆起帯があって、脊梁山脈、出羽丘陵、男鹿半島の高まりを形成している。グリーントフ地域の軟岩の地質構成をみると、新第三系中新統の初期の岩石は、火山岩や火山砕屑流を主としている。これらの岩石は、広域変質（グリーントフ変質）とその後の鉱化・熱水変質を受けている。上記の変質作用によって、生成した当時は硬かった岩石も劣化して軟岩になっているものが認められる。中新統中期の地層・岩石は、火山活動は減少して、正規の堆積岩（礫岩、砂岩、泥岩、シルト岩、頁岩等）が主となっている。今日油田の石油母層と考えられている泥岩・シルト岩・頁岩はこの時代に海底で生成された地層である。このような堆積岩は、その後の変質作用の影響を受けて、所によっては粘土鉱物の生成などが顕著である。特にモンモリロナイト粘土鉱物を多く含んだ地層の分布地域では、地すべり、スレーキング、スエリング等の諸現象が現れている。中新統後期の地層・岩石は、脊梁山脈中に盆状の分布を示し湖沼堆積物（湖成層）を形成している。花山層、三途川層、瑞山層、白沢層の地層名でよばれ、埋没深度も浅く続成作用も弱く堆積性軟岩とよばれる岩石が多くなる。細粒質堆積岩には、粘土鉱物が含まれる場合が多く、構成鉱物

粒子間のセメンテーションも前記の岩石に比べると弱い。透水性もよく、堆積性軟岩を対象としたトンネル・ダム・橋梁・斜面切土にあたって、膨張性地圧の問題、基礎の支持特性の問題、工事にあつてのスレーキングやスエリングの問題を生じうる可能性のあることを忘れてはならない。

3.2 鮮新世以降の軟岩

今から約 510 万年前を境として新第三紀時代は中新世から鮮新世の時代に移り変わっている。仙台市の広瀬川沿いには鮮新世を代表する化石を多産する亀岡層・龍ノ口層とよばれる地層が分布している。亀岡層は浅い環境での堆積層で植物化石を産し、龍ノ口層は貝化石を多産する海成堆積層である。これらの化石を産出する同時代の堆積層は、北上川沿いに、小牛田・一ノ関・花巻近くまで分布している。南では亘理・新地・鹿島・原町・双葉と、福島県の双葉構造線の東側に細長く連続して分布している。一方、日

表-2 東北地方の主な地層の対比

年代	Ma	日本海沿岸地域					脊梁山地		東緑部地域			
		男鹿	秋田	新潟	会津	長野	和賀	新庄	仙台	一関	三戸	常盤
第四紀	0	N23 脇本*	笹岡*	灰瓜*	七折坂			山屋	大年寺*			
	2	N22 北浦*				猿丸			向山*			
鮮新世	5	N21 船川*	天徳寺*	西山*	和泉	藤	泉川清水八向	野口古口	竜ノ口		三戸層群	多賀
	10	N19 船川*	船川*	椎谷*	藤峠	小川	野口古口	草薺	竜ノ口		三戸層群	多賀
後期	15	N18 船川*	船川*	椎谷*	藤峠	小川	野口古口	草薺	竜ノ口		三戸層群	多賀
	20	N17 真山珪藻土*	寺	塩坪	青木	別所	大石	大荒沢	旗立*	下黒沢	末ノ松山	湯長谷層群
中期	25	N16 真山珪藻土*	寺	塩坪	青木	別所	大石	大荒沢	旗立*	下黒沢	末ノ松山	湯長谷層群
	30	N15 女川*	女川*	漆窪	萩野	利田	大石	大荒沢	旗立*	下黒沢	末ノ松山	湯長谷層群
前期	35	N14 女川*	女川*	漆窪	萩野	利田	大石	大荒沢	旗立*	下黒沢	末ノ松山	湯長谷層群
	40	N10 西黒沢*	砂子淵	七谷*	利田	内村	大石	大荒沢	旗立*	下黒沢	末ノ松山	湯長谷層群
前期	45	N9 西黒沢*	砂子淵	七谷*	利田	内村	大石	大荒沢	旗立*	下黒沢	末ノ松山	湯長谷層群
	50	N8 台島	大倉又			守屋	大石	大荒沢	旗立*	下黒沢	末ノ松山	湯長谷層群
	55	N7 門前	萩形			守屋	大石	大荒沢	旗立*	下黒沢	末ノ松山	湯長谷層群
	60	N6 西男鹿				守屋	大石	大荒沢	旗立*	下黒沢	末ノ松山	湯長谷層群

印の地層の年代的位置は土(1979)による。**鈴木ら(1977*)などによる。***Taguchi (1962*), 中川ら(1971*)などによる。---の位置は(1978*)による。

本海地方では秋田県で天徳寺層とよばれる地層が同時代の化石を産している。この天徳寺層に相当する堆積層は北は青森県の津軽半島から南は福島県の会津盆地まで、広範囲にわたって分布し、これら同時代の地層の対比がなされている。これらの堆積層は地中応力の影響が少なく、続成変質も弱く、下位の堆積岩に比べて軟質であり、ほとんどが軟岩の仲間に入る。表-2に東北地方の主な地層の対比を示した。

東北地方の地質の特徴として、第四紀火山の分布が南北方向に配列して分布している。これらの火山活動に先がけて、鮮新世の後期から第四紀にかけて、流紋岩質～石英安山岩質の火山活動が顕著である。東北地方では莫大な量のデイサイト質火砕流が広く分布している。青森県八甲田の田代平～青森市周辺、十和田湖周辺、秋田県玉川地方、湯の岱～秋の宮付近、宮城県鬼首～大崎北部、山形県折衝～銅山川、向町盆地、福島県郡山～白河、南会津地域等が代表的な分布地域である。これらの火山噴出物や火砕流は、多孔質なしらすのような未固結堆積物から、溶結作用によって硬岩とかわらない物性を示す高溶結凝灰岩までいろいろの物性を示す。高溶結凝灰岩は、工学的に溶岩(火山岩)に非常に近似した性質を示すが、低溶結凝灰岩は未固結な火山灰状、軽石火山灰状のものまであって物性に大きなひらきがあり、軟岩に相当する堆積層を形成して分布している。これらの堆積層は、耐力も小さく、パイピング現象もおこしやすく、透水性の問題を含めて取扱いに注意が肝要である。軟岩の物性については、場所によってその値を異にする上に、測定値にもばらつきがあることを認識しておく必要がある。

3.3 変質作用・風化作用による軟岩

変質作用とは「比較的低温、低圧のもとで岩石および未固結堆積物に生ずる化学的、鉱物学的変化であり、その際

各種の溶液や熱や化学成分の移動に極めて重要な役割を演じている作用」として、温度や圧力が増大し、系内での溶液の存在あるいは移動が困難になるにつれて、変質作用は変成作用に移行するものとしている。変質作用については表-3のようにまとめられている。

グリーンタフ地域と非グリーンタフ地域を比較してみると、前者は変質、割れ目が問題となるが、後者では続成作用が弱く地殻変動が緩やかで著しい褶曲構造はみられない。変質作用はグリーンタフ地域の特徴であるとともに、広域変質、熱水変質が著しい。鉍化変質、温泉変質、構造変質は局所的に分布し、緑泥石、モンモリロナイト等の粘土鉱物が生成され、もともと硬かった岩石もぜい弱劣化して

軟岩としてグリーンタフ地域に分布している。

地表に長い間露出している地層や岩石は、風化作用の影響を受け、同時にシーティング作用によって劣化の方向に進んでゆく。もともと硬岩とされた岩石も次第に砂状の未固結物質に変化している。かつて地下深い所で生成した花崗岩類が、まさ状花崗岩やまさとなって砂状の未固結物質に変わっている。阿武隈山地の三春町、船引町や岩手県の山田町、三陸町には、花崗岩のまさがよく分布している。これらは後生的軟岩の代表である。

4. 軟岩の地質工学的問題点

軟岩の分布地域について、東北地方の新第三系の碎屑性の堆積岩、第四系の火山性堆積岩と新第三系の基盤を構成している地層・岩石の風化岩があるが、中でもグリーンタフ地域に軟岩とよばれるものが多いことを述べた。

軟岩の地質工学的性質を既存の資料でみると、自然含水比や間隙比などの物理的性質と密接な関連を有していることが分かる。軟岩の物理試験は、一般の土と同様に大きな意味を有している。

軟岩の室内力学試験は、一軸圧縮試験を主体としているが、地山の応力状態に見合った形でのせん断強度を求めようとすれば、三軸圧縮試験によることが望ましい。通常はUU試験が実施されているが、10 kgf/cm²前後の一軸圧縮強度を有し、かつ地下水位以下にある軟岩に対しては、所定の拘束圧を負荷して圧密させた後、せん断試験を行うと、正確な強度評価ができる。長期安定問題にはCU試験、地震時のような短期安定問題にはCU試験による強度・変形定数が用いられる。

超音波試験もコアの品質判定や力学的性質を評価するためのインデックス試験として重要な試験であり、微小ひずみレベル下の動せん断剛性率や動ポアソン比を求めるため

表一3 各種変質作用の特徴 (杉山明 (1971))²¹⁾

名 称	風 化 変 質		続 成 変 質	埋 没 変 成	熱 水 変 質
場	大気下	海水下	未固結堆積物下	岩石および未固結堆積物下	岩石および未固結堆積物下
関与する物質	変質する物質	粘土鉱物、碎屑物、海底火山から溢流した溶岩など	未固結堆積物	岩 石	岩石および未固結堆積物
	溶 液	雨水、地表水、地下水	間隙水	結晶水	循環水、マグマ水、間隙水起源の熱水
特 徴	気候と母岩の種類により、溶脱・残留成分が異なるので地域性が強い。機械的の砕片化作用を伴う。	海緑石化作用、パラゴナイト化作用などにより代表される海水との陽イオン交換で、Kの付加を特徴とする。	堆積盆地単位で一定の傾向を有するが、同一層準あるいは同一地域内でも部分的な不均質がある。	再結晶作用を主体とし、広域的かつ均質に行われる。	割れ目や断層に支配されることが多く溶岩の反応能力が高いために母岩との成分の交換が活発。
代表的研究例	水 谷 (1966)	吉 村 (1960) Takahashi and Yagi (1927)	Utada (1968) 藤岡・佐々木 (1971)	Coombs (1954)	Sumi (1968) Steiner (1953)

の試験として用いられている。軟岩の調査や試験項目は図一5のように示されているが、軟岩には、節理・亀裂・断層などの割れ目の多い亀裂性軟岩から、均一質の堆積岩、低溶結の凝灰岩、風化花崗岩(まさ)などの亀裂の少ないものまであって、同じような扱い方をとることは危険である。

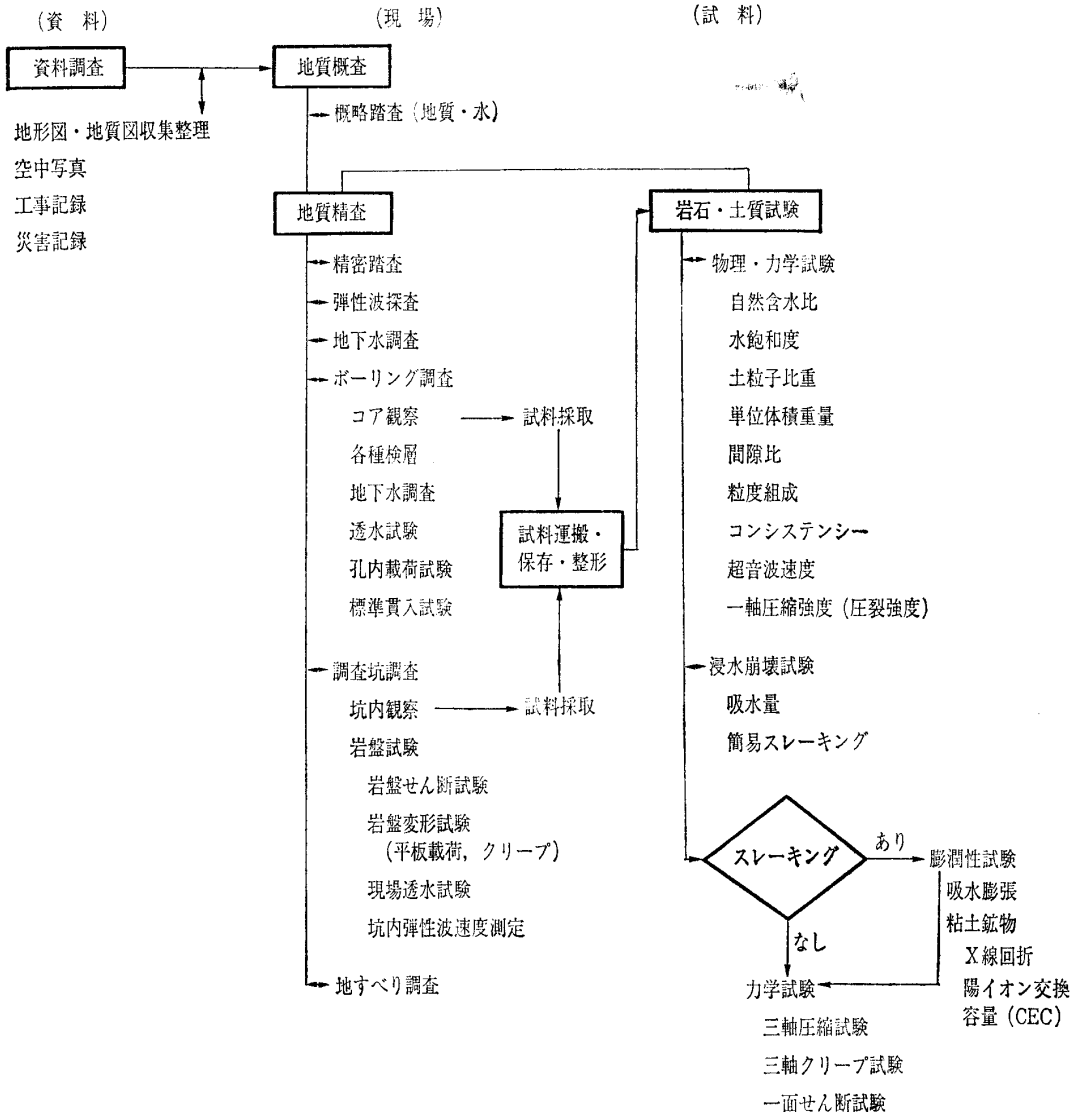
地下水位の変動しやすい場所で、施工期間中の乾湿繰返

しが予想される場所では、スレーキング特性を把握する必要がある。また、透水性の評価、止水処理工法の選択にあたっては、硬岩の場合には、ルジオン値で透水性について検討しているが、限界圧力の低い軟岩では、 $P-Q$ 履歴曲線から透水性を吟味する必要がある。

軟岩は力学的には一般に弾性体として扱えるが、長時間

の载荷に対してはクリープ変形を生じやすい。地すべりのように、すべりが何度か生じ、乾燥・湿潤の繰返しや応力解放の影響を強く受けている場合には、すべり面上のせん断強度は残留状態の強度にまで低下している。!

不攪乱試料と攪乱試料とでは、力学的性質が全く異なり、いったん粒子の結びつきを壊せば、元の性質へは戻らない特徴がある。三軸圧縮試験で残留強度を把握することは可能であるが、生じたひずみの大きさには試験実施の上で限度があるので、一面せん断試験装置による繰返しせん断試験や、 45° 前後の角度で乱さない供試体に切断面を与えたソーカットもしくはプレカット供試体を対象とした三軸圧縮試験あるいは



図一5 軟岩の調査・試験項目³⁾

表—4 堆積性軟岩の分類基準案¹⁸⁾

区 分	地 質 要 素 の 特 徴	岩質による等級 区分の可否	岩盤の物性値範囲例*			注意すべき工学的性質
			q_u (kgf/cm ²)	V_p (kms)	V_s (km/s)	
準硬質軟岩 (軟岩Ⅰ類)	新第三系中新統を主とし、一部鮮新統および古第三系に属する砂岩・頁岩・均質な凝灰岩質岩石およびそれらの互層等、固結度大で新鮮な部分は緻密な岩質を示すが、ハンマーの打撃により鈍い音を発し、表面の構成粒子が変形、分離しやすいなど硬質岩と異なった特徴を有する。場合により節理が発達し、また層理面沿いに岩質の劣化がみられる。	岩塊の風化および節理の発達程度により2～3段階の等級区分が可能で、工学的性質と対応させ得る。	400～50	3.5～2.0	1.9～0.9	強度・変形特性、場合によりその異方性など、おおむね硬岩の場合に準じる。
新期軟質岩 (軟岩Ⅱ類)	鮮新統を主とする泥岩ないし頁岩・砂岩およびその互層等、固結度小でハンマーの打撃により容易に崩れる。岩質は均質でおおむね単純な地質構造を示し、節理は少数である。場合により節理面・層理面沿いに汚染がみられる。	一般には困難であり、また不要の場合が多い。節理の発達状況の差により区分が可能な場合もある。	100～10	2.3～1.6	1.0～0.5	静的強度・変形特性 動的強度・変形特性 クリープ特性 スレーキング特性など。
不均質軟岩 (軟岩Ⅲ類)	中新統および鮮新統に属する火山砕屑岩類のうち基質が軟質で硬質としての分類基準に適さないもの。肉眼的に不均質な岩質を示す部分が多く、礫類は主に火山岩類、時に基質と同質の軟質礫より成る。硬質火山岩類としばしば互層、あるいはその貫入を受ける。節理面は多く不規則に発達し、面沿いに汚染・岩質劣化がみられる。	岩相によるグルーピングが適切。同一岩相内の等級区分は地質要素では困難である。	300～10	3.3～2.0	1.7～0.8	基質の性状により、Ⅰ類またはⅡ類に準じる。特に不均質性、ばらつきの程度に重点。

*目安値であって区分け数値ではない。

リングせん断試験、スラリー状に練り返した試料を再圧密した供試体を用いた三軸試験によって、残留状態での強度特性を把握することが必要である。

土木工学上で注意しなければならない軟岩は、グリーンタフ地域に広く分布している。中でも、凝灰岩、凝灰質堆積岩、固結度の低い砂岩・泥岩などで、堆積した後に変質作用を受けている凝灰質堆積岩の一部には、スレーキングやスエリングの起こしやすい部分がある。また、新第三系中新統の泥岩・シルト岩類（船川層・古口層・黒沢層）で含有粘土鉱物の量によって、スレーキングやスエリング現象がみられる。

トンネル掘削に際しては、膨張性地圧の問題、大型構造物の建設に際しては、支持特性の問題、斜面その他の掘削に伴う工事に際しては、軟岩に対する取扱い方に注意すべきであり、雨水、地下水の侵入によって、スレーキング・スエリングが発生する問題がつきまとっている。

東北地方に分布する軟岩は、新第三系から洪積統にかけて生成した堆積層・岩石が主体となっており、堆積性軟岩の物性値範囲例が岡本隆一¹⁸⁾によって分類基準案として表—4のようにまとめられている。一軸圧縮強度が10 kgf/cm²前後の軟岩の場合には、動的強度試験を実施し、繰返し荷重下での強度特性を把握することが必要である。軟岩の物性値をみると、基本的には硬岩よりはむしろ土に近い物性を示している場合が多い。したがって土質調査・土質試験法を準用もしくは応用した形で軟岩の性質を把握すべきものと考えられる。

参 考 文 献

- 1) 阿部正宏：岩盤の評価について，岩鉱，79，pp.334～343，1983。
- 2) 阿部正宏・長谷弘太郎：地層・岩石の膨潤について，北村

信教授記念地質学論文集，pp.1～5，1986。

- 3) 土木学会編：軟岩—調査・設計・施工の基本と事例，土木学会，1984。
- 4) 土木研究所地質研究室編：岩盤分類とその現場への適用，土木研究所資料，No.1907，pp.23～136，1983。
- 5) 土質工学会編：堆積軟岩の工学的性質とその応用，土質工学会，p.387，1987。
- 6) 市川 慧・平野 勇・神保 悟：軟岩を対象としたダム基礎の岩盤分類のための調査（その1），土木研究所資料，No.2506，pp.1～31，1987。
- 7) 菊地宏吉：ダム基礎岩盤の地質工学的評価に関する研究，1979。
- 8) 北村 信：グリーンタフ地域の研究の意義，地球，Vol.1，No.2，pp.114～119，1979。
- 9) 北村 信：東北地方の基盤地質，地すべり学会東北支部，pp.1～37，1985。
- 10) 勘米良亀齡・橋本光男・松田時彦編：日本の地質，岩波講座地球科学15，岩波書店，p.387，1980。
- 11) 国土開発技術研究センター：グリーンタフ地域におけるダム建設に関する調査解析業務報告書，資料集，pp.1～51，1984。
- 12) 小島圭二・齋藤保佑：軟岩の膨張・スレーキング特性（その1），応用地質，Vol.25，No.1，pp.10～22，1984。
- 13) 桑原啓三：岩石の圧縮強度と剪断強度による分類の試み，応用地質特別号，pp.25～33，1984。
- 14) 桑原啓三・平野 勇・神保 悟：軟岩の吸水劣化試験，土木研究所資料，No.1930，No.2067，1983～1984。
- 15) 日本地質学会：グリーンタフに関する諸問題，総合討論資料，p.282，1969。
- 16) 日本岩石鉱物鉱床学会・日本鉱山地質学会：グリーンタフ地域の変質，シンポジウム資料，p.206，1968。
- 17) 西 好一・猪原芳樹・岡本敏郎：軟岩の調査と評価，地質と調査，No.36，pp.40～47，1988。
- 18) 岡本隆一・緒方正徳・小島圭二：土木地質，新体系土木工学14，技報堂，1984。
- 19) 小貫義男・北村 信・中川久夫：北上川流域地質図説明書，長谷地質調査事務所，p.308，1981。
- 20) 佐武正雄・伊藤 驍：膨潤性地盤の災害解析，自然災害資料解析，8，pp.111～122，1981。
- 21) 杉山 明：地質学と変質作用，地団研専報，1971。
- 22) 吉村尚久・藤田至則・山口猪久馬：グリーンタフ変動における変質作用，地質学論集，第9号，1973。