

簡易的現地測定による岩石の定量的強度指標の検討

サンコーコンサルタント株式会社 ○西 右京, 松崎 達二, 小西 祐樹, 森山 哲朗

1. はじめに

ボーリングコアの判定は、肉眼観察やハンマーによる打撃などの感覚的な方法で行うため、判定する技術者によっては誤った評価をしてしまうことがある。一方、ボーリングコアを現地で簡易かつ定量的に評価する方法は少なく、定性的な判定をしているのが現状である。

本稿では、簡易的に現地で測定できるエコーチップ硬さ試験機により、ボーリングコア（岩石試料）の定量的な強度指標を検討した事例を紹介する。エコーチップ試験は、ダム事業では岩盤分類や岩石材料評価を目的に活用例が多くあるが、一方で道路事業では活用例が少ない。今回、紹介する事例は、道路事業におけるトンネル設計のための地質調査での適用事例である。

2. 測定内容・方法

エコーチップ硬さ試験機は、テストチップをスプリングで試料に当て、その衝突前後の速度比から硬さ（L 値）を求める携帯型の反発硬さ試験機である。

$$L = V/V_0 \times 1000 \quad \dots \text{式-1}$$

ここで、V：打撃速度

V₀：反発速度

今回は、スイスのプロセック社製エコーチップ 550 を使用し、ボーリングコアを 50cm 間隔で各点 5 回測定して平均した値（平均 L 値）を求めた。測定には、長崎市で採取した新第三紀長崎火山岩類の凝灰角礫岩及び安山岩のボーリングコアを用いた。



写真-1 測定状況

3. 測定結果

(1) 岩級区分と L 値

図-1 に凝灰角礫岩の L 値の深度分布図の例を示す。凝灰角礫岩の L 値の分布は、CM 級で 300~400、CH 級で 700~800 に集中する結果となり、岩級区分ごとに明瞭な差があることがわかる。

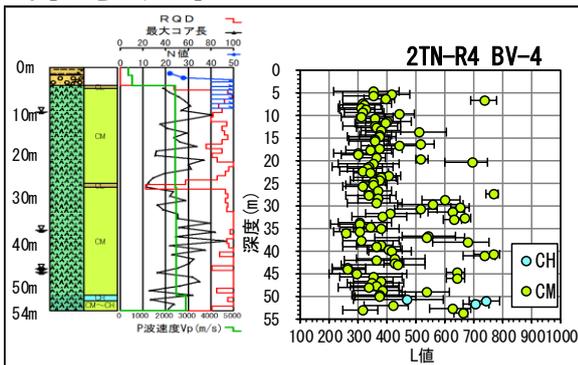


図-1 L 値の深度分布図(凝灰角礫岩の例)

図-2は、安山岩の L 値の深度分布図の例である。安山岩も凝灰角礫岩と同様に岩級区分ごとに明瞭な差があることがわかる。

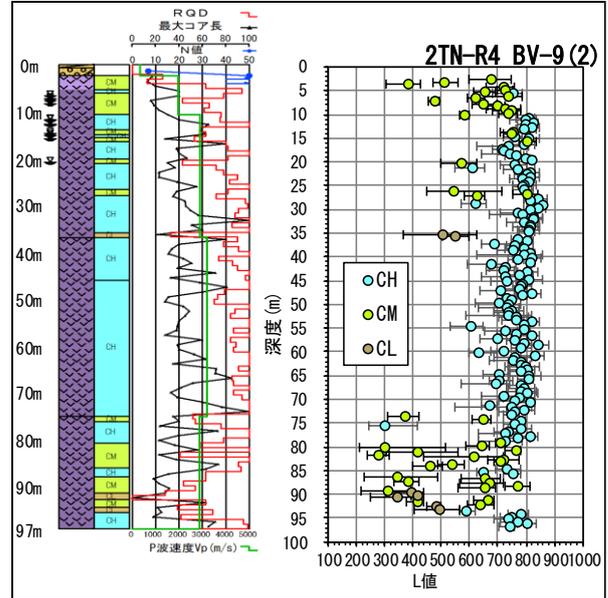


図-2 L 値の深度分布図(安山岩の例)

図-3に安山岩の L 値の頻度分布図、表-1に今回測定した安山岩の L 値の集計を示す。これらからも、L 値には岩級区分ごとに明瞭な差があり、岩級と L 値には良い正の相関があることがわかる。

ただし、D、CH 級に比べると、CM、CL 級は分散する範囲が広い。これは、風化や変質、割れ目による強度低下影響を多く内包している結果と考えられる。

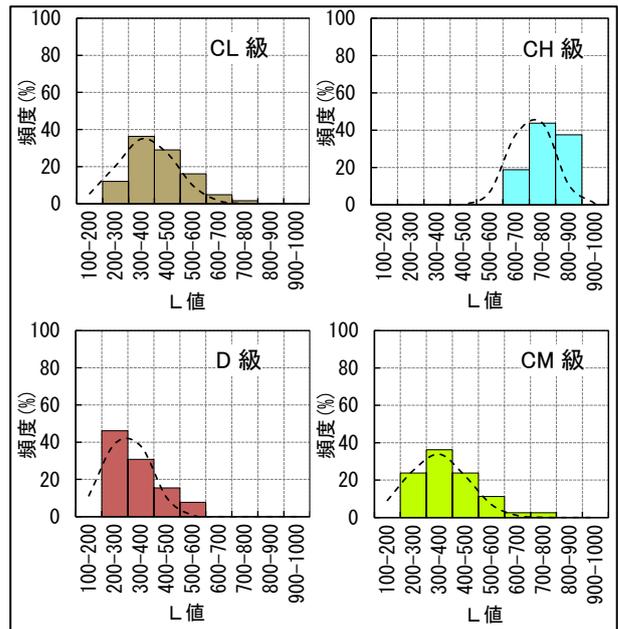


図-3 L 値の頻度分布図(安山岩)

表-1 L 値の測定結果(安山岩, 全3孔)

岩級区分		CH	CM	CL	D
測定データ数		16	80	124	13
平均値	Lave	758.13	389.43	417.14	346.31
最小値	Lmin	612	220	229	267
最大値	Lmax	854	786	785	557
標準偏差		80.00	117.50	112.65	88.13
変動係数		0.11	0.30	0.27	0.25

(2) 硬さ区分と L 値

図-4~5は硬軟区分ごとにL値を整理したものである。硬軟区分とL値には明瞭な正の相関があり、エコーチップ試験は、ボーリングコアの強度変化を敏感にとらえられていることがわかる。

一方で、単純な硬さで決まる硬軟区分ごとに整理してもL値に多少のばらつきが生じている。これは、潜在亀裂等の影響に加えて、同一点での繰返し測定による打撃面のめり込みや、測定点のズレなど測定方法にも原因があるものと考えられる。

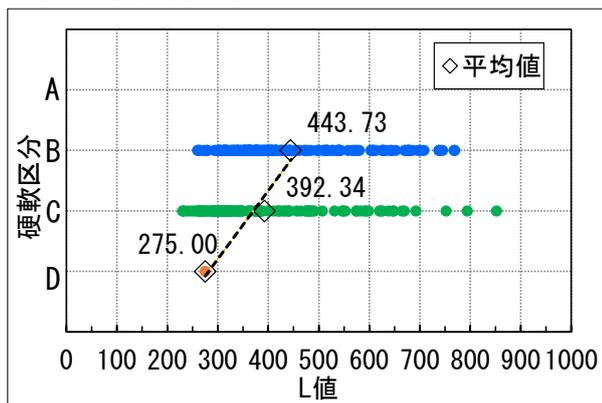


図-4 硬軟区分ごとの L 値(凝灰角礫岩)

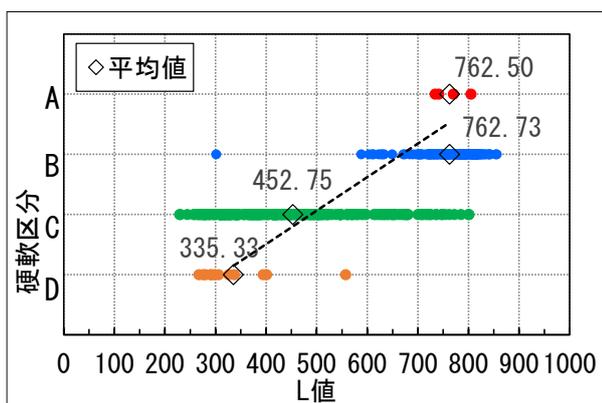


図-5 硬軟区分ごとの L 値(安山岩)

(3) 一軸圧縮強度との比較

凝灰角礫岩, 安山岩ごとに整理したL値と一軸圧縮試験結果を図-6~7に示す。これらの図より、いずれの岩種もL値と一軸圧縮強度には、片対数上で指数近似としての正の相関があることがわかる。特に、安山岩は良好な相関関係を示す。一方で、凝灰角礫岩は、安山岩と比較

するとばらつきが大きい、これはデータ数が少なかったことや基質と礫からなる不均一な岩であること、場所によって固結度が異なっていたことなどが原因と考えられる。

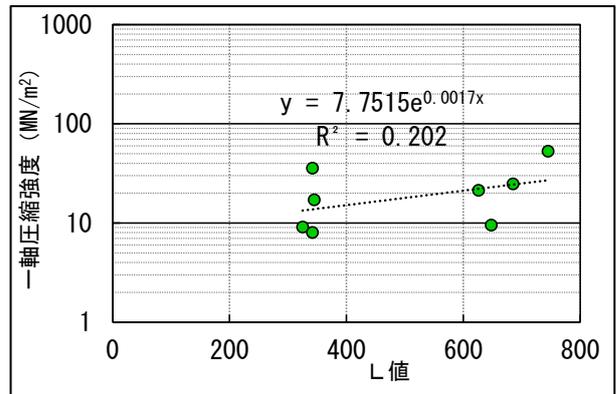


図-6 L 値と一軸圧縮強度(凝灰角礫岩)

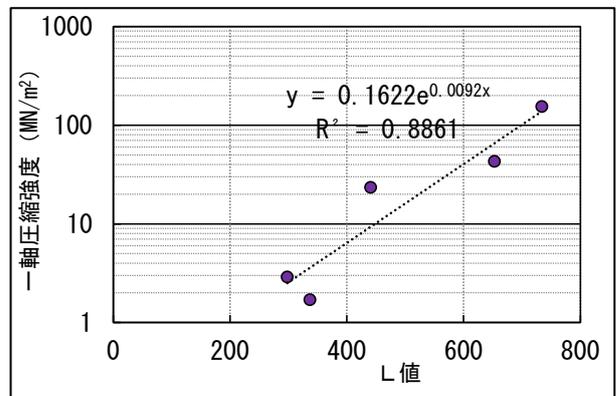


図-7 一軸圧縮強度とL値(安山岩)

4. まとめ

今回実施したエコーチップ試験結果から、①エコーチップ試験は現地で簡易に測定でき、ボーリングコア(岩石試料)の強度変化を敏感にとらえること、②L値と一軸圧縮強度には正の相関があることがわかった。これにより、エコーチップ試験は、ボーリングコア判定時に設定した岩級区分の強度ばらつきを定量的に評価でき、相関関係を求めることでL値から物理・力学特性を推定できる可能性があると考えられる。

一方、留意点として、測定時にはボーリングコアの状況から測定方法を十分検討する必要があることがわかった。

今後期待できることとして、①簡便かつ安価(多量の定量値を取得可能)な試験として活用されること、②L値を介して岩石試験結果の確度が高まること、③定量的指標として岩盤分類や岩盤構造物建設時の評価(に活用されること、などが考えられる。

針貫入試験を用いた風化区分の評価について

明治コンサルタント株式会社 ○大場 悠希, 鶴見 昌法

1. はじめに

岩盤における調査ボーリングではしばしば風化の程度の差を「弱風化～中風化～強風化」等と区分し評価する。しかし、コア観察における風化区分は、コア鑑定者ごとの熟練度等の違いからしばしば判定が異なる場合がある。風化の程度を区分する際の1つの目安として、N値や室内試験結果、速度検層結果を用いる場合もあるが、水平ボーリングではN値が得られない、室内試験は試料長さの十分確保できる各層の代表的な箇所にはしか実施できないなどの理由により、風化区分をコア観察のみでおこなう場合がある。

そこで、針貫入試験をコア全体 10cm 毎に行い強度の違いを求めることで、岩盤の風化区分の再評価を試みた。

2. 本事例の条件

(1)地質

本事例では、新第三紀中新世の砂岩礫岩互層を対象とし、岩質を砂岩・含礫砂岩・礫岩の3区分、風化の程度を強風化・中風化・弱風化の3区分に分け評価した。



写真-1 強風化部



写真-2 中風化部(左:砂岩部 右:礫岩部)



写真-3 弱風化部(左:砂岩部 右:礫岩部)

このうち、針貫入試験は送水掘削で短柱状～に採取された中風化・弱風化部に対して実施した。

(2)調査本数・掘削方向

距離の近い2つの岩体に対して水平ボーリングを2本(A-1, A-2)行っており、ボーリングの掘削方向と斜面の傾斜の関係より、中風化部を2回確認している。

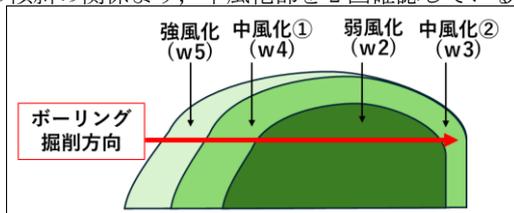
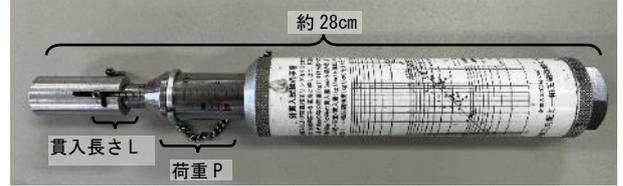


図-1 地質断面のイメージ

3. 針貫入試験について

針貫入試験は、土・岩の貫入抵抗を測定するものである。試料に針を貫入したときの貫入長さLとその時の荷重Pから針貫入勾配が得られ、そこから一軸圧縮強度を

換算することができる。今回用いた携帯型針貫入試験機は長さ28cm程度とコンパクトであり、簡易的に試験を



行うことができることが特徴の1つである。

写真-4 針貫入試験器

4. 調査方法

①針貫入試験の実施

地盤工学会基準(JGS3432)に示されている方法に沿って、中風化・弱風化のコアに対し10cm毎に試験を行い、針貫入勾配(Np)および換算一軸圧縮強度(qu)を求めた。ただし、破壊できない室内岩石試験試料箇所や一部土砂状に採取された箇所等は省いた。

<換算一軸圧縮強度の換算式>

$$y = 0.978x + 2.621 \quad \dots \text{式1}$$

ここでy=換算一軸圧縮強度

x=針貫入勾配(NP=貫入力(N)/貫入量(mm))

②風化区分の再評価

針貫入試験より求めた換算一軸圧縮強度を整理し、コア判定による風化区分と比較した。

5. 結果と考察

(1)風化区分の再評価について

試験対象コア計32m分に対して、風化区分、岩質区分と一軸圧縮強度値の比較を行った。

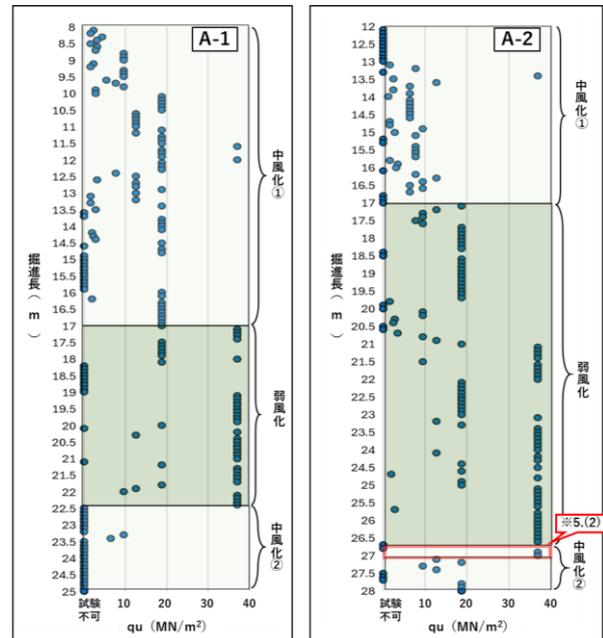


図-2 コア観察時の風化区分と換算一軸圧縮強度

表-1 岩質・風化区分毎の圧縮強度平均(MN/m²)と試験数

全体	砂岩		含礫砂岩		礫岩		合計	
	qu平均	試験数	qu平均	試験数	qu平均	試験数	qu平均	試験数
中風化①	12.2	65	9.7	24	9.6	20	11.2	109
弱風化	25.7	35	24.0	20	27.4	80	26.5	135
中風化②	17.6	5	8.0	2	11.1	2	14.0	9
A-1	砂岩		含礫砂岩		礫岩		合計	
	qu平均	試験数	qu平均	試験数	qu平均	試験数	qu平均	試験数
中風化①	14.0	50	10.3	14	11.8	12	13.0	76
弱風化	31.7	15	29.2	7	31.9	21	31.4	43
中風化②			8.0	2			8.0	2
A-2	砂岩		含礫砂岩		礫岩		合計	
	qu平均	試験数	qu平均	試験数	qu平均	試験数	qu平均	試験数
中風化①	6.1	15	8.9	10	6.3	8	7.0	33
弱風化	21.2	20	21.3	13	25.8	59	24.2	92
風化②	17.6	5			11.1	2	15.7	7

試験の結果、A-1孔では掘進長17.0m、22.0~23.4m付近、A-2孔では17.0m、21.0m、27.0m付近で換算一軸圧縮強度の変化が確認された。このうち、A-2孔の21.0mを除く4つの変化点は、コア観察時の風化区分の境界と一致したことから、「コア観察の風化区分は概ね妥当であった」と判断した(図-2;参照)。また、集計結果によると、岩質に関わらず中風化部と弱風化部で約10MN/m²の強度の違いがみられた(表-1;参照)。

当初の風化区分の境界と換算一軸圧縮強度の変化の場所がずれていたA-2孔の掘進長26.8~27.0m区間については、針貫入試験結果をもとに微修正した(下記)。

(2)A-2孔の弱風化~中風化②境界について

A-2孔の26~28mは、マトリックスや亀裂面に変化があまり見られず、風化の程度の違いがやや不明瞭であった。コア観察時は26.85mの角礫状の亀裂をきっかけに26.8mを弱風化~中風化②の境界としたが、針貫入試験の結果27mと27.1mに明瞭な強度の違いが確認されたことから、境界を27.0mと修正し、評価した。

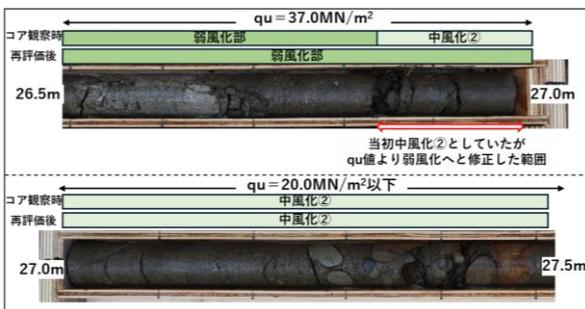
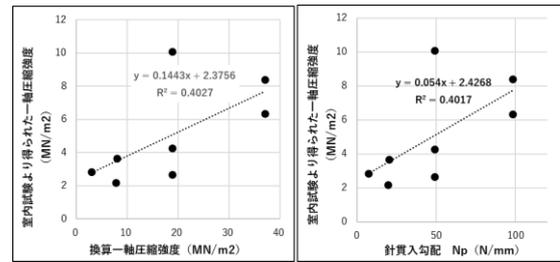


図-3 Br-2孔コア写真(26.5~27.5m)

6. 換算一軸圧縮強度の留意点

本事例では換算一軸圧縮強度をもとに再評価をおこなったが、この換算一軸圧縮強度と別途行った室内試験で得られた一軸圧縮強度には離れが生じた(図-4;参照)。

換算一軸圧縮試験quと針貫入勾配Npの関係について整理している文献はまだ少なく、本事例のように代表的な関係式と実測値が一致しない場合がある¹⁾ため、針貫入試験より求めた換算一軸圧縮強度を数値として用いる際には十分なキャリブレーションをおこなうことが重要である²⁾。



※室内試験試料のすぐ側でおこなった針貫入試験結果(換算一軸圧縮強度)を比較した。

図-4 一軸圧縮強度と換算一軸圧縮強度 図-5 一軸圧縮強度と針貫入勾配

7. まとめ

(1)風化区分の再評価について

今回の試みの題材とした堆積岩は非常に不均質だったが、針貫入試験結果を用いた再評価は非常に有効であった。風化区分の確認だけでなく、違いを定量的に示すことができた。

ただし、試験箇所を細かくみていくと弱風化部と中風化部で強度が逆転してる箇所が多々見られた。これは針貫入試験が点による試験であることや、コア表層からしか試験位置を選択できず、内部の礫にまで配慮できないこと等が理由と考えられる。そのため、針貫入試験を用いた岩の評価は、一点一点の結果ではなく多点の結果を整理し考えることが重要である³⁾。

(2)換算一軸圧縮強度を用いる際の留意点

針貫入試験結果による換算一軸圧縮強度を数値として用いる際には、室内試験より得られる一軸圧縮強度と値が異なる場合があることに留意し、十分なキャリブレーションを行うことが必要である²⁾。

8. おわりに

本事例では針貫入試験による風化区分の再評価が非常に有効であった。しかし、岩種によっては新たな課題や傾向がみられることが考えられる。今回は新第三紀の堆積岩を対象としたが、今後様々な岩盤に対して試験を実施し、検証を行っていきたい。

《引用・参考文献》

- 1) 宗村知明, 北村晴夫 (2009): 針貫入試験により一軸圧縮強度の推定例, 全地連技術フォーラム2009論文集, 論文No. 59.
- 2) 地盤調査の方法と解説 (2013): 公益社団法人地盤工学会, pp. 429-431
- 3) 山口嘉一, 中村洋祐, 中村真, 箱石憲昭, 山谷政彦, 加藤康徳 (2005): 針貫入試験によるダムソフト基礎の設計強度検討, 応用地質第46巻第1号, pp20-27

岩屑なだれ堆積物の地山区分評価事例

サンコーコンサルタント株式会社 ○田中 良樹、金森 潤

1. はじめに

トンネル切羽の安定性を評価する場合、一軸圧縮強度やN値による強度や固結度、岩質や亀裂状況などが重要な要素として扱われる。岩盤地山では、一軸圧縮強度やN値による安定性評価は経験則が示されているため、よく用いられている指標である。一方で、未固結の砂質地山では物性値が良好であっても、砂層の流動化による切羽の不安定化が生じる可能性があり、地質の流動特性についても事前に把握しておくことが必要である。本論では、岩屑なだれ堆積物により構成された土砂地山において、トンネル地山の流動性評価を行った事例を紹介する。

2. トンネル地山の岩屑なだれ堆積物について

トンネル地山は、標高600～700mの緩やかな丘陵地である。地質は、第四紀前期更新世の礫岩・シルト岩を基盤岩とし、丘陵地の高標高部では中期更新世の岩屑なだれ堆積物が厚く基盤岩を被覆して分布している。

当該地の岩屑なだれ堆積物は、火山体の大規模な山体崩壊によって生じた雪崩状の土砂流動現象による堆積物である。火山体を構成していた源岩である玄武岩・安山岩角礫の岩塊相と、それらが破碎された細粒の基質、その他、流下時に巻き込んだ表土や基盤岩由来の物質を含む雑多な層相で特徴づけられる。露頭やボーリングコア試料では、φ2～5cmの安山岩・玄武岩の角礫と中～粗粒砂の粒径不均質な礫混じり砂～砂礫状として確認される(写真-1、写真-2)。本層は、ボーリングコアにおいては棒状コアとして採取されることが多く、一見すると礫岩状に見えるが、指圧で容易に崩壊し、加水によって砂分が流動化し土砂状に崩壊するという脆弱さをもつ。



写真-1 露頭における当該地の岩屑なだれ堆積物

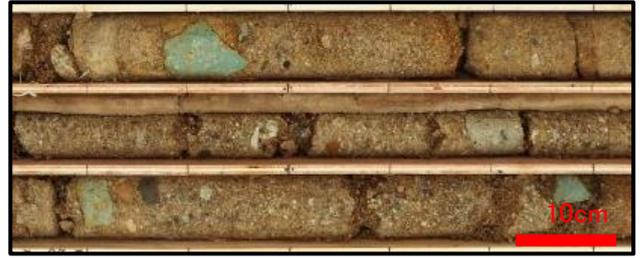


写真-2 当該地の岩屑なだれ堆積物のコア試料

3. 地山分類

当該地の岩屑なだれ堆積物は容易に土砂化・流動化し崩壊するが、その一方で、N値や孔内水平載荷試験で得られた変形係数は軟岩程度の高い値を示した(図-1)。

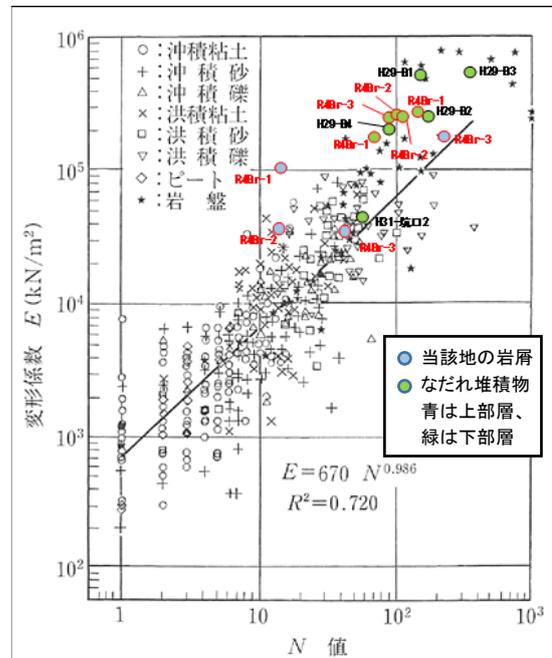


図-1 N値と変形係数Eの関係図^{1),2)}

N値や変形係数からは軟岩相当の評価ができるが、露頭・コアの層相は未固結の土砂である。この相反する特性を示す地山地質を評価するために、調査結果の整理と追加の検証を実施した。

(1) 掘削時のケーシング管の挿入状況

これまでに実施したボーリング調査では、掘削時に孔壁の崩壊が著しいことから、ケーシング管の挿入による孔壁保護を行っている。ボーリング孔壁が崩壊する状況がトンネル計画天端・断面の深度まで続いたことより、トンネル計画断面深度まで地山地質は崩壊しやすいと推測された

(2) 地山弾性波速度

トンネル区間の弾性波速度は、坑口部では0.6～1.1km/s、一般部では0.9～1.3km/sであった。低固結な地質や強風化を被った岩盤、崖錐や含水砂礫等の未固結な地層の速度に相当し、当該地の露頭やコア試料で確認された地質状況と整合する。

(3) 粒度試験結果による地山流動性の評価

ボーリングコア試料の粒度試験によって得られた均等係数 U_c および細粒分含有率 F_c を用いて、地山流動性の評価を行った。均等係数 U_c は式-1より求められる。

$$U_c = D_{60} / D_{10} \quad \dots \text{式-1}$$

ここで、 D_{60} ：通過百分率60%に相当する粒径

D_{10} ：通過百分率10%に相当する粒径

細粒分含有率 F_c は粒度試験における砂以下の粒子の含有率を意味する。

評価にあたっては、トンネル標準示方書山岳工法編・同解説(2016)³⁾で示される既往調査・研究で検討された地山流動性の評価指標から、最も安全側での評価となる均等係数 $U_c \leq 6\%$ と細粒分含有率 $F_c \leq 10\%$ を採用した。検討の結果、当該トンネル地山地質の均等係数 U_c は6.3～18.7% (平均12.3%) で、全ての試料で流動化を示す指標である6%を上回るものの、6%に近い値を示すものがあった。一方、細粒分含有率 F_c は4.2～16.0% (平均8.6%) で、ほとんどの試料で流動化を示す指標である10%を下回り、トンネル地山の流動化の可能性が推測された。

(4) 浸水崩壊度試験

固結した岩層なだれ堆積物の加水時の挙動の評価することを目的とし、岩石の浸水崩壊度試験(NEXCO 試験法722)を実施した。本試験はNEXCOで基準化された試験法であり、風乾させた試料へ加水した後に、試料の状態の経時変化を観察し、A～Dの4段階に区分を行うものである。ボーリング調査で得られた固結した棒状コアの一部を用いて試験を行った結果、加水後直ちに試料は原型を保たないほど崩壊し土砂状を呈し、最も崩壊しやすいD評価であった(写真-3)。このことから、地山の流動化する可能性が高いと考えられた。

(5) 地山の地下水分布

地山の地下水位は、ボーリング調査時の水位および地下水観測孔水位から、概ねトンネル計画高さ付近に存在することが認められた。そのため、切羽からの湧水が想定され、地質の流砂化に伴う切羽・天端の崩壊が懸念された。

N値や変形係数で高い値を示す当該地の岩層なだれ堆積物であるが、以下の特性を示した。

①ボーリング掘削時にはトンネル計画高さ付近までケーシング管による孔壁保護が必要なほど、孔壁が自立しない地質である。②トンネル区間の弾性波速度が未固結な地質に相当する。③細粒分含有率が流動化を示す指標値

より低い。④浸水崩壊度試験によって加水後直ちに崩壊する。

以上のことから、当該トンネル地山地質を構成する岩層なだれ堆積物は、地下水流動や掘削による応力解放により流砂現象を引き起こす可能性があり、施工中の切羽の崩壊やトンネル天端の肌落ち、落盤が懸念される。そのため、一般的な物性値で評価する地山分類よりも安全側の評価を行うことが、施工中のトラブルを避けるうえでも望ましいと発注者に提案した。

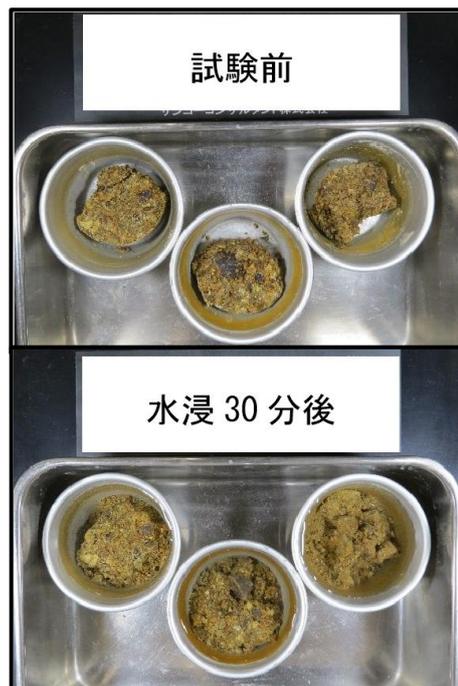


写真-3 浸水崩壊度試験の試験状況

4. まとめ

本事例の岩層なだれ堆積物は、ボーリングコア試料が半固結～固結した棒状コアで採取されることが多く、N値や変形係数も高い値を示した。そのため、施工の安定性に適切な地質評価を行うために、弾性波速度や粒度試験結果といった定量的な指標の整理を行うとともに、ケーシング管の挿入状況や浸水崩壊度試験など定性的な評価を加えて、総合的にトンネル地山地質の特性を「土砂地山」として評価した。

《引用・参考文献》

- 1) 地盤調査の方法と解説 (2013) : 公益社団法人地盤工学会、pp. 687.
- 2) 土屋尚、豊岡義則 (1980) : SPT の値とプレシオメータの測定値 (P_f 、 E_p) の関係について、サウンディングシンポジウム、土質工学会、pp. 101-108.
- 3) トンネル標準示方書山岳工法編・同解説 (2016) : 公益社団法人土木学会、pp44.

【CO83】

ボーリング調査と既存資料を用いた破碎帯分布範囲の推定例

株式会社 KGS ○柳澤 拓哉、大野 克己

1. はじめに

地盤調査時において、限られたボーリング地点数で、地盤状況を把握する必要がある場合、ボーリング調査で得たデータの他に、現地踏査や地形図の情報が、地盤状況を把握するのに有効ことがある。

今回は、ボーリング調査で確認した破碎帯の分布範囲を現地踏査や地形図で推定した方法について紹介する。

2. ボーリング調査

(1) 調査概要

東海地方の砂防堰堤計画地において、堰堤の設計に必要な資料を得るためにボーリングによる地盤調査を行った。

調査地点は、本堤中央 No. 5、右岸 No. 6、左岸 No. 7と、下流の副堤中央 No. 8である。

図-1に調査地点を示す。

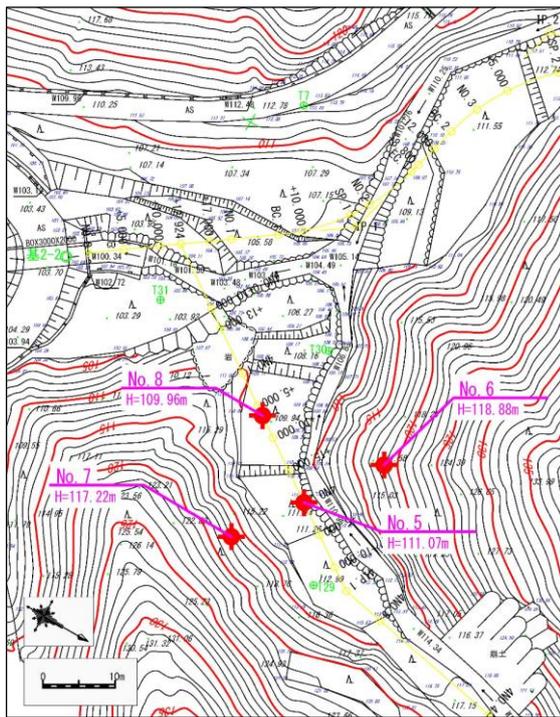


図-1 ボーリング調査位置図

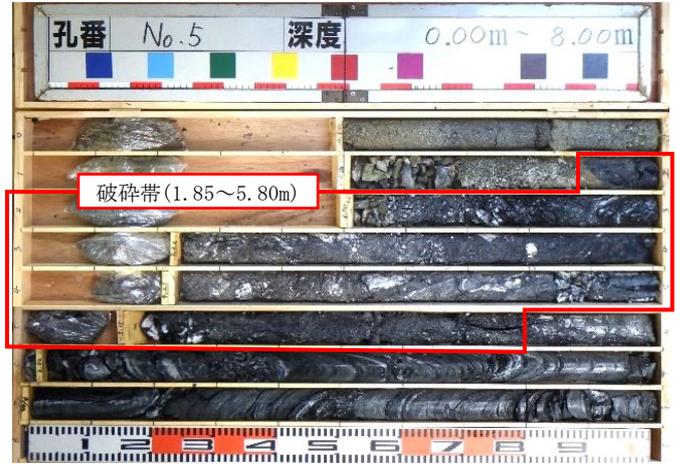
(2) 調査結果

調査地には、基盤岩として三波川帯の泥質片岩が分布し、一部に砂質片岩を挟んでいる。

基盤岩の上位には、表土を含む崖錐堆積物や、河床堆積物が分布する。

ボーリングの結果から、堰堤中央の No. 5 の GL-1.85 ~ 5.80m 間にて破碎帯を確認し、他の No. 6 ~ 8 地点では破碎帯は確認されなかった。

写-1に No. 5 のコア写真、図-2にて柱状図を示す。



写-1 ボーリング No.5コア写真

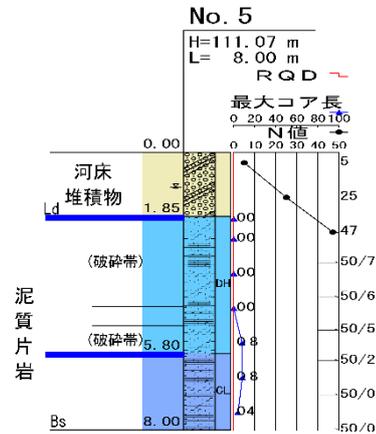


図-2 ボーリング No.5柱状図

3. 破碎帯分布範囲推定のためのデータ収集

堰堤計画箇所において、1箇所で破碎帯を確認したことから、地質断面図を作成する上で堰堤基礎部における破碎帯の分布範囲を推定する必要があった。今回、表-1に示す6つの点に着目して破碎帯分布範囲の推定を行った。

表-1 破碎帯推定のための着目点

着目点	調査結果
① ボーリング調査	・4箇所のボーリング調査の結果、破碎帯を確認したのはNo. 5のみ。 ・No. 6~8では破碎帯は見られず。
② 露岩箇所	・現地踏査の結果、No. 5付近の河川側面、谷の両岸 No. 6と7付近、下流No. 8付近の露岩部で、未破碎の岩盤の分布を確認。 ・破碎された岩盤の分布は本堰堤周辺では確認されず。
③ 滑落崖	・現地踏査の結果、調査地上流に滑落崖の一部が直線状の崩壊地が分布。 ・崩壊地の下方には崩土が堆積。
④ 等高線、地形	・地形図を読み取った結果、調査地下流側の対岸に、特徴的な直線状の谷が分布。 ・現地においても直線状の細い谷を確認。
⑤ 片理面の走向傾斜	・現地踏査の結果、片理面の走向傾斜は場所によって変化するが、大局的にはN75° E80° N程度。
⑥ 破碎帯と片理面の走向関係	・片理面と同じ方向の破碎帯を近傍の他堰堤にて確認。

4. 破碎帯分布範囲の推定結果

表-1の着目点をもとに破碎帯の分布範囲を推定した。

表-2に推定手順を示す。

表-2 破碎帯分布範囲の推定手順

	内容
手順1	未破碎の岩盤が河川側面、谷の両岸と下流側に広く分布していることから、破碎帯の規模は小さく、かつ河川と平行な方向に分布していると推定。
手順2	⑥から、破碎帯の方向は片理面と類似する方向と想定し、⑤片理面の走向傾斜とボーリングコアから、破碎帯の方向と角度を推定。
手順3	③滑落崖と④直線状の谷は、破碎帯により形成されたと考え、それらの位置関係とボーリングNo.5の位置から、破碎帯が分布する方向を推定。
手順4	手順1～3を踏まえて図面上に破碎帯の位置、幅を示した。

※①～⑥は、表-1の①～⑥に対応する。

図-3に、①～⑤の着目点について表示した(⑥は図の外にある)。

③、④は破碎帯に起因すると考えられる地形の箇所ので、これらの箇所と破碎帯が確認されたボーリング No.5を結んだ方向に破碎帯が分布すると想定した(青色の線の破碎帯推定ライン)。

この破碎帯推定ラインは、泥質片岩の片理の方向と同じような方向である。

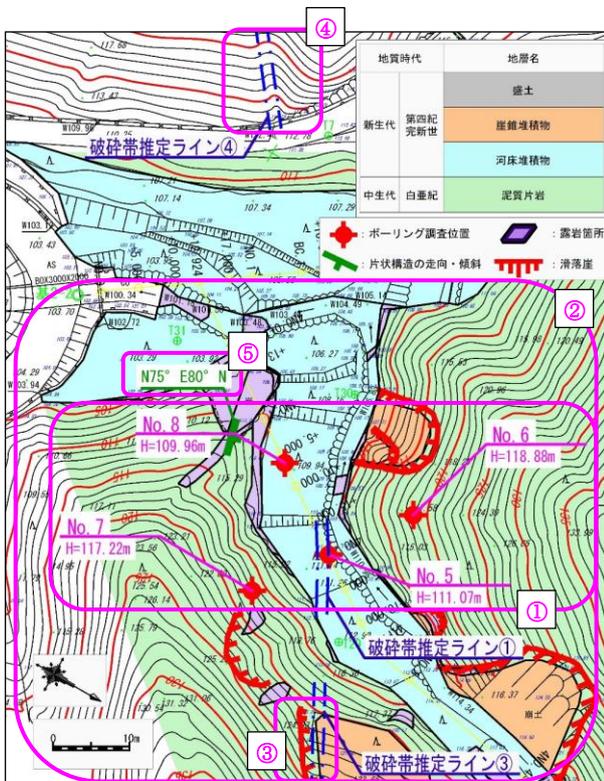


図-3 破碎帯推定ライン明示図

この結果をもとに、図-4 計画堰堤の推定地質断面図へ破碎帯を記載した。

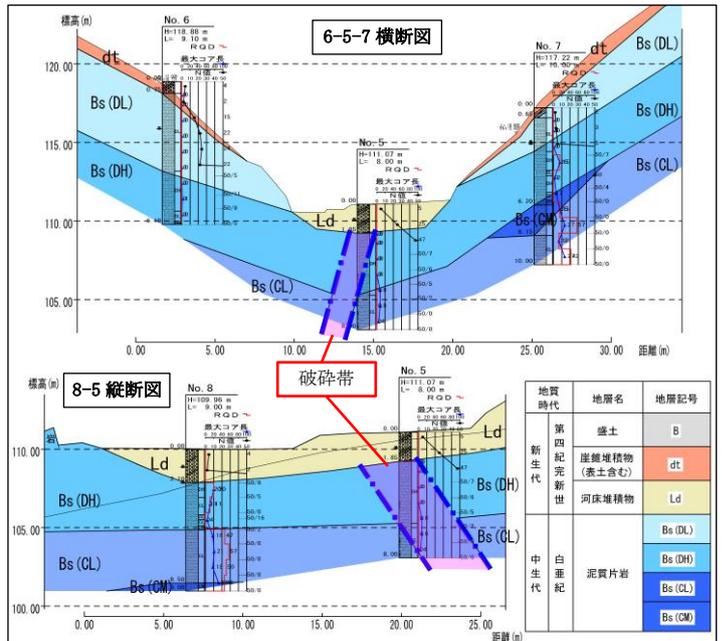


図-4 推定地質断面図

5. まとめ

破碎帯の分布範囲を推定するのに必要な点は、以下の(1)～(3)であり、事前に習得しておくべき知識と現場における判断が必要となる。

- (1) ボーリングコアを詳細に観察して、破碎帯と判断する。
- (2) 破碎帯が調査地に分布しているという視点で、現地踏査を行い、破碎帯によると考えられる地形(直線状の谷や滑落崖等)に着目する。
- (3) 露頭の有無や分布する岩盤の硬軟、走向傾斜等を詳細に観察する。

本調査では「ボーリング調査結果」、「地形図」、現地踏査結果の「露岩データ」「露岩箇所の片理面の走向傾斜の記録」「滑落崖の記録」などから、ボーリング調査で確認した破碎帯がどのように分布しているか推定した。

地質の問題点を総合的に判断するには、破碎帯の形成過程や、破碎帯等に起因する地形等の情報や知識を持つ必要がある。また、技術者としての知識量や現場での着目点の幅広さの他、経験的要素が必要であると実感した。

私自身は、ボーリングコアの観察による破碎帯らしき脆弱な岩盤の確認までを行ったが、破碎帯(コア)の判定や、地形図等による破碎帯の分布の推定は地質技術者の手を借りつつ行った。

今回は、地質断面図の作成にあたり、地形等の情報を活用して堰堤基礎部の破碎帯の分布範囲を推定したが、今後も、これらの知識の習得と活用(破碎帯の認定等)や適切な判断(破碎帯分布域推定のための適切な情報収集)を行えるように自己研鑽に努める。

マルチスペクトルカメラを用いた ダム基礎掘削面における岩盤評価の検討事例

川崎地質株式会社 ○窪島 光志, 榊原 信夫,
西松建設株式会社 黒田 卓也, 白武 知浩, 水野 直希

1. はじめに

近年、ハイパースペクトルカメラの普及により、トンネル切羽では地山評価等の自動化が試みられている¹⁾。一方、屋外現場での適用事例は少ない。その理由は、気象条件等によって光源である日光の照射状況が変化するため、物質表面の反射強度がばらつくためである。

上記を踏まえ、筆者らは、ダムの基礎掘削岩盤の評価を効率的かつ定量的に行うべく、その検討手法の開発を進めている²⁾。本稿では、その一環として、UAVとマルチスペクトルカメラを用いて、ダムの基礎掘削面における岩級評価を検証した事例を報告する。

2. 検討対象

検討対象は、宮城県名取市における治水ダムとして、現在建設が進められている重力式コンクリートダムの川内沢ダムの基礎岩盤である。本ダムサイトでは、主に新第三紀 前期中新世 高館層の安山岩部層が分布する³⁾。本地層の特徴は、その大部分が堅硬な塊状岩盤をなす一方、一部で潜在割れ目の発達した自破碎状部の存在等が挙げられる(図-1)。



図-1 安山岩の塊状部と自破碎部

2. 検討手法

(1) 手法の開発条件

本検討の手法開発にあたっては、下記の3条件を満足する必要があった。

- ① ダムサイト(広範囲の岩盤)における迅速な調査
- ② 正確なオルソ画像データの取得
- ③ 高い汎用性と経済性

上記した3条件を満たすため、本検討では、農業分野で

植物の生育状況などを把握するために活用されているUAV(DJI社製)と、そのUAVに搭載可能な5バンドの画像(RGBおよび、Red-Edge, NIR)を同時撮影できるマルチスペクトルカメラ(MicaSense社製)を、使用機器として選定した(図-2)。解析ソフトも、汎用性の高い画像解析ソフトであるPIX4Dmapper(Pix4D社製)を使用した。



図-2 使用したUAVとマルチスペクトルカメラ

(2) マルチスペクトルデータとその解析方法

ダム基礎掘削工事での撮影・解析に先立ち、転流工およびトレンチ掘削箇所、事前検証を実施した。事前検証では、地質技術者による評価結果と相関性のある周波数帯や、反射強度比を検証した。

その結果、本ダムサイトに分布する岩盤のスペクトルパターンは、CL級とCM級以上の岩盤で傾向が異なることを確認した(図-3)²⁾

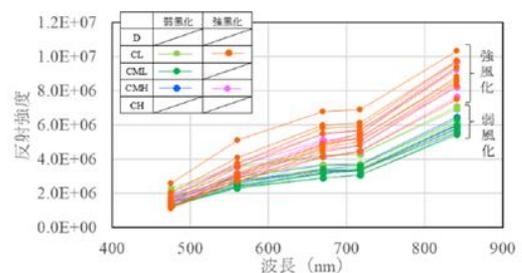


図-3 各岩級のスペクトルパターン²⁾

岩石や鉱物の可視光領域における反射強度の違いについては、リモートセンシングの分野で古くから研究されており、Red(650nm)/Blue(450nm)やRed(650nm)/Green(550nm)の反射強度比は、鉄鉱物の抽出に用いられている⁴⁾。

本ダムサイトでも、反射強度比の分布と、地質の専門技術者が岩級区分した結果を比較検証した結果、Red(650nm)/Green(550nm)の反射強度比が最も整合する

ことが確認できた。また、Red (650nm) /Green (550nm) の反射強度比が1.3を境界として、CL級とCM級以上の岩級に区分できることも確認した²⁾ (図-4)。

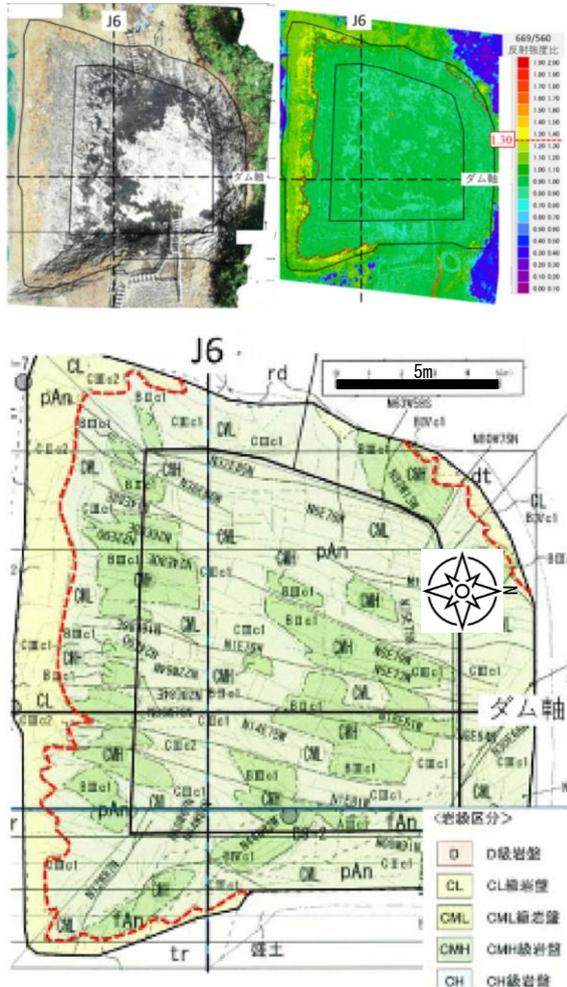


図-4 トレンチにおける比較検討結果

(左上: RGB オルソ画像, 右上: Red/Green の反射強度比スペクトルカラーマップ, 下中央: 地質技術者による岩級区分図)²⁾

3. 検討結果

前述した指標を基に、本ダムサイト右岸部における基礎掘削法面の岩級評価への適用を試みた。その結果を図-5および以下に示す。

- ① 日々、気象条件が異なる屋外現場において、Red/Green の反射強度比を用いることで、褐色酸化に起因した岩級低下部 (CL 級岩盤以下) と、CM 級以上の岩盤を概ね区分することができた。
- ② ①の結果は、岩級区分における三要素区分 (硬さ、割れ目の分布、割れ目の状態) のうち、割れ目の状態を区分する指標にも適用できる²⁾。
- ③ 法面下部では、前日までの降雨 (降雪) の影響を受け、Red/Green の反射強度比が著しく低下する箇所も認められた (図-5)。

4. 今後の課題

今後の課題としては、前述した検討結果③に対する補正方法の検討と、褐色酸化色を呈する高岩級部および、安山岩部 (自破砕状部) における評価手法の検討が挙げられる。自破砕状部については、粘土鉱物を多く含む岩盤が他の岩盤よりも、湿潤状態を相対的に長期間維持することを踏まえ、マルチスペクトル空撮の定期実施による反射強度の差分解析等を実施する計画である。それを基に、褐色酸化色を呈さない低岩級部の抽出を試みる。

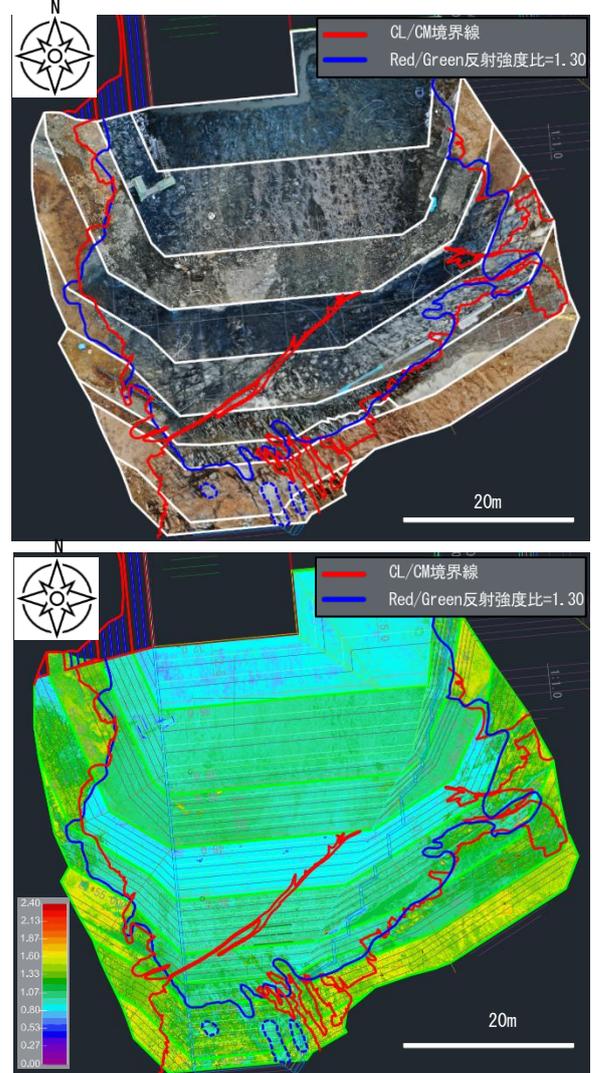


図-5 本ダムサイト右岸部における検討結果

(上: RGB オルソ画像, 下: Red/Green の反射強度比スペクトルカラーマップ)

《引用・参考文献》

- 1) 株式会社 安藤ハザマ: マルチスペクトル画像を利活用した地質状況自動評価システムの構築, (最終閲覧2024/06/01). <https://mapps.gsi.go.jp/maplibSearch.do#1>.
- 2) 小野雄司ほか (2023) : 川内沢ダムの堤体基礎掘削時における定量的な岩盤評価手法の適用, 令和5年度 ダム工学会 研究発表会 論文集
- 3) 生出慶司, 藤田至則 (1975) : 岩沼地域の地質, 地域地質研究報告, 5万分の1図幅, 秋田 (6) 第108号 (最終閲覧2024/06/01) .
- 4) 井上大榮, Lyon Ronald J, P. (1984) : リモートセンシングによる地熱変質帯の抽出, 応用地質学25-4, pp. 158-170.

【CO85】

井戸ボーリングの CUTTINGS 試料と物理量測定による地質区分

株式会社レアックス ○越前賢哉, 大山朝之, 向井和行, 加藤欣也

1. はじめに

大口径の井戸ボーリングでは、掘削に伴い排出される CUTTINGS の観察と、ボーリング孔で実施された各種検層結果等から地質の特徴を判定することになる。さらに、帯磁率や自然ガンマ線などの簡便に測定できる物理量は、地質区分に有効であることが知られている。

本稿は沖積平野(石狩平野)で行われた深度 203m の大口径ノンコア土質ボーリング¹⁾において、高頻度の CUTTINGS 観察と物理量の測定から、地質区分を検討した事例である。

2. 調査地の概要

調査地は石狩低地帯北部に広がる石狩湾岸低地²⁾の南側に位置する。豊平川から約 3 km, 石狩川の本流から約 8.5 km, 石狩湾からは約 13 km の距離に位置する(図-1)。

地形的には札幌市街の南から北に向かって発達する豊平川扇状地の北方に広がる氾濫平野に位置する。調査地の地盤標高は約 10m で、周辺はほぼ平坦な面からなる市街地が広がる。

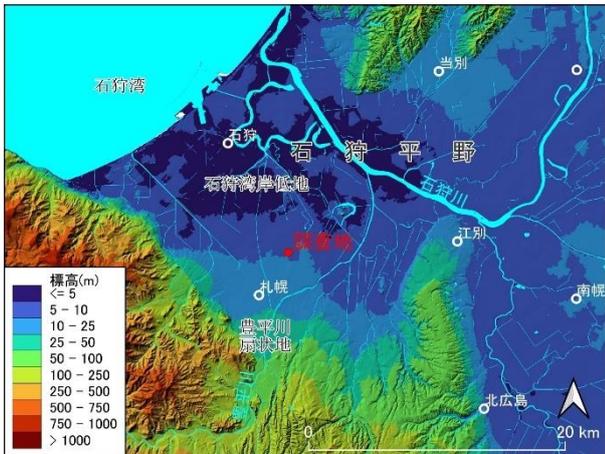


図-1 調査地周辺の地形³⁾

3. 調査方法

(1) 試料採取

CUTTINGS 試料は、掘削泥水の循環に伴い地上に上がってくるものをマッドスクリーンで受けて、深度ごとに採取した。採取頻度は 1m 掘進ごとに 1 試料とした。

(2) 自然ガンマ線

自然ガンマ線は、地層中に存在するカリウム、ウラン、トリウム等の放射性同位体元素の壊変の際に発する電磁波である。天然放射性元素の存在量は、岩石の種類によって異なり、自然ガンマ線検層は、地層の判別・破碎帯の検知などに用いられる。測定は、マウントソプリス社製の QL40-GR を用いて井戸内を検層した。

(3) 帯磁率

帯磁率は、与えた磁場の強さ (H) に対する誘導磁化の強

さ (M) の比である ($M = \chi H$, χ : 帯磁率)。一般に、苦鉄質の火山岩・深成岩で $10^{-3} \sim 10^{-1} \text{SI}$ 程度と大きく、堆積物・堆積岩では 10^{-3}SI 以下と小さい。測定は、テラプラス社製の携帯型帯磁率計 KT-10 をペネ試料瓶に納められた状態の CUTTINGS 試料に接触させることにより行った。

(4) 電気検層

測定は電極間隔 50 cm のノルマル検層で行った。ケーシングプログラムの関係から、測定は深度 0~28m と、深度 30~203m の 2 回に分けて実施した。

4. 層序区分

CUTTINGS 試料の観察と各種測定結果の特徴から層序を区分し、下位から U1~U5 に区分した(図-2)。なお、最上位の深度 3~0m は埋め土であり、層序区分には含めていない。

U1 層(深度 200~160m): 細粒分を含む砂質土で構成される。帯磁率にみられる明瞭なコントラストから、下部の 1-L 部層と上部の 1-U 部層に区分できる。

1-L 部層(深度 200~180m): 上位層に比べてやや粗粒で、粗砂~細礫をわずかに含む。また、帯磁率が相対的に大きく、自然ガンマ線の増減が相対的に大きい。

1-U 部層(深度 180~160m): 微細砂~細砂を主体とし、相対的に均質である。相対的に帯磁率が小さく、自然ガンマ線の増減が小さい。

U2 層(深度 160~110m): 全体に砂質シルトが優勢で、一部に均質な粘土やシルト質砂が挟在する。最上部や深度 132~131m には貝化石片がみられる。また、深度 125m 付近では有機質、あるいは繊維質の有機物を含む。帯磁率は深度方向にばらつきが大きい。自然ガンマ線はおおむね 50CPS 前後を推移するが、有機質な箇所では急減する。比抵抗値は全体に小さい。

U3 層(深度 110~50m): 一部に粘性土が挟在するが、全体に砂相が優勢で、帯磁率は浅部に向かい増大する傾向がみられる。深度 75m 付近で自然ガンマ線に明瞭なコントラストが認められ、下部を 3-L 部層、上部を 3-U 部層に区分した。

3-L 部層(深度 110~76m): 砂相は微細砂~粗砂まで多様な層相を示す。最下部 1m では貝化石片が多く混じる。上位層に比べて有機質土や有機物の混入が少ない。深度 100m 付近の帯磁率が相対的に大きい箇所には、火山岩類の細礫が混じる。深度 90m 以深は比抵抗値が相対的に大きい。

3-U 部層(深度 76~50m): 砂相は微細砂~中砂で構成される。下位層に比べて有機質土や有機物の混入が多く、

深度 64~60m に有機質な粘性土が挟在する。下位層に比べて自然ガンマ線が小さい。

U4 層 (深度 50~17m) : 深度 38m 以深は礫を含む砂相を、以浅は砂礫相を主体とする。帯磁率が相対的に大きく、比抵抗値も大きい。深度 31m 付近で自然ガンマ線に明瞭なコントラストが認められ、下部を 4-L 部層、上部を 4-U 部層に区分した。

4-L 部層 (深度 50~31m) : 砂相は細粒分を含む細砂から礫を多く含む粗砂まで多様な層相を示す。一部に砂質シルトや砂礫が挟在し、最上部は火山灰質である。上位層に比べて自然ガンマ線が大きな値を示す。

4-U 部層 (深度 31~17m) : 砂礫相を主体とし、砂・粘土が挟在する。下位層に比べて自然ガンマ線が小さい。

U5 層 (深度 17~3m) : 細砂を主体とし、砂質シルトが挟在する。帯磁率が相対的に大きく、自然ガンマ線・比抵抗値が小さい。

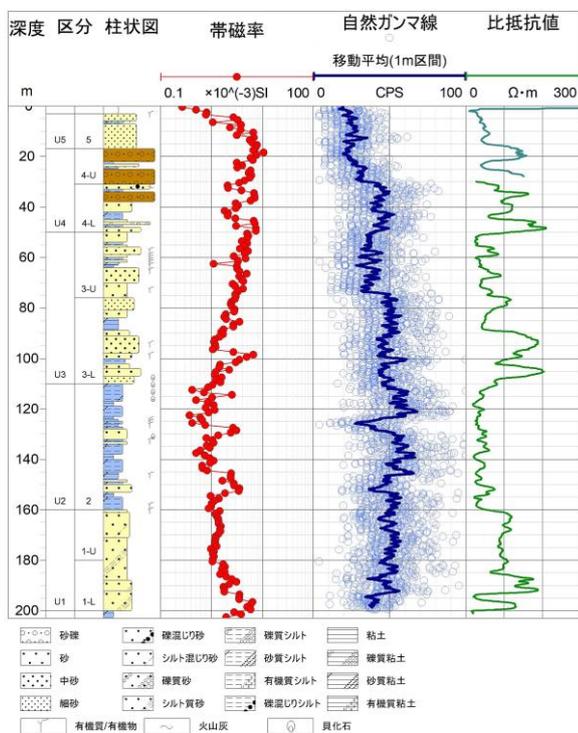


図-2 カッティングス試料観察による柱状図と各種測定結果

5. 石狩湾岸低地の地下地質との対比と地層区分

赤松・松下(1984)⁴⁾では標高-125~-95m 付近で、前~中期更新世の下野幌層相当層とされている層準の中間に泥炭層の挟在が示されている。本地点では深度 125m(≒標高-115m)に有機質土あるいは有機物が多く混入しており、また、自然ガンマ線が急減している本層が上記の泥炭層と連続する可能性がある。

嵯峨山ほか(2018)⁵⁾は、本地点より北に約 1km 離れた地点のボーリングコアで、深度 41~21m に分布する礫主体層中(Unit-II)に挟在する火山灰を洞爺火山灰や支笏火山灰の再堆積と推定し、その下位を海洋酸素同位体ステージ(MIS)5d~5e 期に、上部を MIS2~3 期に相当するとしている。本地点では 4-L 部層最上部が火山灰質であ

り、含まれる火山灰はそれらの可能性がある。さらに、嵯峨山ほか(2018)⁵⁾の Unit-II の下部は上部更新統に、上部は完新統としている。本地点の 4-U 部層で、特に自然ガンマ線が小さい最上部(深度 22~17m)は、豊平川扇状地の札幌面⁶⁾から連続する完新統の可能性もある。

上記の対比と嵯峨山ほか(2007)⁷⁾を参考に、本地点の地質を区分した(表-1)。層序の特徴と対比から U1 と U2 層は下野幌層相当層に、U3 層はもみじ台層相当層に、U4 層は札幌扇状地堆積物相当層に、U5 層は完新統に対比されると推定した。

表-1 地質区分

地質時代	嵯峨山ほか(2007) ⁷⁾	本稿			
完新世	完新統	HU-9	U5	5	—
	札幌扇状地堆積物相当層	HU-8 HU-7	U4	4-U 4-L	←火山灰
更新世	後期	もみじ台層相当層	HU-5	U3	3-U 3-L
		下野幌層相当層	HU-2	U2	2
	前期		HU-1	U1	1-U 1-L

6. おわりに

井戸ボーリングでは、得られるカッティングス試料の観察や電気検層によって、地層や帯水層構造の概要を把握できる。詳細な地質区分は、花粉や珪藻分析などの堆積環境の検討や年代測定などが有効であるが、帯磁率や自然ガンマ線などの現地調査レベルの簡便な物理量の測定も、地質区分の一助となることが期待できる。

《引用・参考文献》

- 1) 大山朝之・喜多淳滋・加藤欣也(2019) : ノンコア土質ボーリングでのカッティングスと電気検層結果による地層の判定事例, 全地連「技術フォーラム2019」岡山, No. 2019_44.
- 2) 尾崎正紀・小松原琢(2014) : 石狩低地帯及び周辺地域の20 万分の1 陸域地質図及び説明書, 海陸シームレス地質情報集, 石狩低地帯南部沿岸域, 海陸シームレス地質図 S-4, 28p.
- 3) 基盤地図情報(より編集・追記), (ダウンロード日2024年5月10日) .
<https://fgd.gsi.go.jp/download/menu.php>
- 4) 赤松守雄・松下勝秀(1984) : 石狩平野西部地下における更新等の貝化石群と層序区分, 第四紀研究, 23, pp. 183-195.
- 5) 嵯峨山積・佐藤昭・井島行夫・岡村聡(2018) : 北海道札幌市東区のボーリングコアにおける上部更新統~完新統の堆積環境と層序, 総合地質, 2(1), pp. 1-11.
- 6) 藤木忠美(1974) : 北海道主部における最終氷期の河川地形変動, 第四紀研究, 12, pp. 211-221.
- 7) 嵯峨山積・五十嵐八重子・近藤務・鎌田耕太郎・吉田充夫・地徳力・外崎徳二・工藤千春・岡村聡・加藤誠(2007) : 札幌市域における 150m 掘削コアの第四系層序. 地質学雑誌, 113(8), pp. 391-405.