さく孔深さの影響を考慮した長尺さく孔データと 岩盤特性の関係に関する検討*

山下 雅之¹ 福井 勝則² 大久保 誠介³

Correlation between Drilling Data and Rock Mass Properties Focused on the Effect of Hole Length

by Masayuki YAMASHITA^a, Katsunori FUKUI^b and Seisuke OKUBO^b

a. Technical Research Institute, Nishimatsu Construction Co., Ltd., 2570-4, Shimoturuma, Yamato,
Kanagawa, 424-8520, Japan

(Corresponding author: E-mail masayuki_yamashita@nishimatsu.co.jp)

b. Department of Geosystem Engineering, The University of Tokyo

On tunnel excavation, a prediction of geological conditions ahead of face is of the utmost importance to keep rapid driving and safety works. Fukui et al. in 2004 investigated the drilling performance at Suzuka tunnel with special care to the effect of hole length up to 50 m, and proposed V^* (normalized penetration rate) to estimate rock mass properties ahead of face. In this study, the method proposed by Fukui et al. was fully discussed and slightly modified. Thereafter, the method was applied to estimate rock mass properties at Suzuka tunnel and systematic in-situ measurements of V^* were carried out through the tunnel. It was found that the reciprocal of V^* is a good indicator for rock mass properties and suits the in-situ usage. The reciprocal of V^* has strong correlation with rock mass strength estimated by TBM cutting force and very useful to estimate and predict the rock mass properties ahead of face. For example, a fracture zone can be predicted by an abrupt change of the magnitude.

KEY WORDS : Rock Drill, Long-Hole Drilling, Tunnel, Forefield Exploration, Rock Mass Property

1. はじめに

TBM (全断面トンネル掘進機) 工法は他工法に比べて高速掘進が期待される反面、予期せぬ地山脆弱層や大量湧水に遭遇した場合に長期の掘削停止を強いられる場合も少なくない。そのため、高速掘進を確保するためには切羽およびその前方の地質性状を迅速かつ精度よく把握することが重要となる。

掘削切羽の地質性状の把握については、福井ら¹⁾により TBM の掘削抵抗から岩盤強度を推定する手法が提案されており、これまでに TBM トンネルへの適用事例が多数報告されている²⁻⁴⁾。切羽前方地質の把握については、その簡便性から TBM に搭載されたさく岩機による長尺さく孔探査 (ノンコア先進ボーリング) が用いられることが多く⁵⁻⁹⁾、例えば山本ら⁹⁾はさく孔データと TBM 掘削データの関係に基づき岩盤特性の把握に関する検討を行っている。

長尺さく孔では、岩盤特性の評価をさく孔速度やさく孔速度等から求めた掘削体積比エネルギーを用いて行う場合が多いが、さく孔深さの増加に伴うロッド中での弾性波の減衰や、孔壁とロッドの摩擦等によるエネルギー損失の増大がさく孔速度に影響を及ぼすことが以前より指摘されていた¹⁰⁾。これに対して福井ら¹¹⁾は、同一トンネルで得られた 68 回の長尺さく孔データを用いてさく孔速度が受けるさく孔深さの影響について検討し、その影響を

除去する手段として各深度の平均さく孔速度で探査データを正規化する手法を提案した。

本研究では、福井ら¹¹⁾の提案した手法により得られたさく孔深さの影響を考慮したさく孔データと TBM 掘削データおよび地質観察等による岩盤性状を比較し、さく孔データと岩盤特性の関係に関する検討を行った。

2. トンネルの概要およびさく孔探査・TBM 掘削データ

2・1 トンネルの概要

対象としたトンネルは、第二名神高速道路鈴鹿トンネル上り線工事である。図 1 に示すように、本トンネルは鈴鹿山脈の南端部を東西に貫く延長約 3.9km の長大トンネルであり、掘削は三重県の東側坑口付近に設けられた作業横坑から 2% の上り勾配で滋賀県の西側坑口へ (図中右側から左側へ) と進められる。また、トンネル断面は片側 3 車線を確保するために約 190m² の大断面を形成しており、掘削工法は直径 5.0m の TBM による約 20m² の導坑先進工法が採用されている。

トンネル周辺には中生代白亜紀の花崗岩 (鈴鹿花崗岩) および第三紀中新世の砂岩、泥岩および礫岩からなる鮎川層群が広く分布している。鈴鹿花崗岩は主に三重県側に分布し、鮎川層群は滋賀県側に広く分布しており、両者は黒滝断層によって境されている。また、黒滝断層付近の花崗岩部には中生代ジュラ紀のホルンフェルス (田村川層) が部分的に分布している。これら地質の物性値については、ボーリング試料の一軸圧縮強度として鈴鹿花崗岩で 6.1 ~ 91.5MPa、鮎川層群の砂岩・泥岩層で 1.8 ~ 44.3MPa という値が事前調査で報告されている。

2・2 さく孔データ

* 2004 年 5 月 31 日受付 8 月 4 日受理

1. 普通会員 西松建設 (株) 技術研究所

2. 普通会員 工博 東京大学助教授 工学系研究科 地球システム工学専攻

3. 普通会員 工博 東京大学教授 工学系研究科 地球システム工学専攻

[著者連絡先] FAX 046-275-6796 (西松建設 (株) 技術研究所)

E-mail : masayuki.yamashita@nishimatsu.co.jp

キーワード : さく岩機, 長尺さく孔, トンネル, 前方探査, 岩盤特性

図1 鈴鹿トンネルの地質概要

図2 さく孔探査の概念図

さく孔探査はTBM先進導坑掘削時の切羽前方探査としてTBMトンネル全線で行われた。探査にはTBMに装備されている油圧さく岩機を使用し、図2に示すように切羽後方約5m（ルーフサポート後端付近）の天端部より約50mのさく孔深さでさく孔検層を行った。この際、前回の探査区間と約5m重なるように連続的に実施した。

計測項目はさく孔時のダンピング圧、回転圧、打撃圧、スラスト圧の各油圧データおよびさく孔深さであり、これらのデータを各油圧配管中に設置した油圧計または油量計を介してデータレコーダに1秒間隔で記録した。なお、本研究で利用したさく岩機の種類、ロッド・ビット等のさく孔部材の仕様およびさく孔条件の概要を表1に示すが、その詳細については福井ら¹¹⁾を参照されたい。

2・3 TBM掘削データ

本トンネルの先進導坑掘削に使用したTBMの諸元を表2に示す。本研究ではTBM掘削時の推力、トルク、貫入量（カッターヘッド1回転あたりの掘進長）等を約2cm間隔で計測し、1ストローク（約1.5m）毎の各項目の平均値を求めた。TBM掘削データから岩盤性状を把握する手法として次式に示す福井ら^{1,12)}による掘削抵抗からの岩盤強度の算定手法を用いた。

$$\sigma_c = F / (C_1 \cdot p) = T / (C_2 \cdot p^{1.5}) \quad (1)$$

ここで、 σ_c :岩盤強度(Pa)、 F :推力(N)、 T :トルク(N・m)、 p :貫入量(m)、 C_1 、 C_2 :TBMの諸元より求めた定数、である。

本研究では式(1)中の推力を用いた算出式を使用し、1ストローク区間毎の平均岩盤強度を求めた。以降の検討で使用する岩盤強度はこの値を用いることとする。

3. 正規化したさく孔速度と掘削体積比エネルギー

さく岩機やTBM、自由断面掘削機等の掘削効率や機械掘削時の岩盤評価手法として広く利用されている評価パラメータの1つに掘削体積比エネルギーがある¹³⁾。

長尺さく孔の場合には、ロッド中で弾性波が減衰するので、ロッドにおけるエネルギー伝達係数(=)を T_R として、ビット先端における掘削体積比エネルギーは次式で表される。

表1 さく孔の諸元

さく岩機の種類	アラスコフ社製 COP1440
使用ビット	φ64ボタンビット
先頭ロッド(チューブロッド)	φ45、L=3.0m×1本
中継ロッド(スビードロッド)	φ32、L=3.0m×16本
スラスト	10.0kN
打撃圧	17.5MPa

表2 TBMの諸元

型 式	オープン型TBM
掘削径(m)	5.00
最大推力(kN)	9800
カッター径(mm)	432(17inch)
カッターヘッド回転速度(rpm)	0.8~10.0
カッター数(個)	35
最大トルク(kN・m)	2430
定数 C_1 (m)	16

$$E = (E_i \times b \times T_R) / (A \times V) \quad (2)$$

E :掘削体積比エネルギー(J/m³)、 E_i :ピストンの1打撃直後のロッド中の弾性波エネルギー(J)、 b :打撃数(blow/s)、 A :さく孔断面積(m²)、 V :さく孔速度(m/s)

$E_i \times b \times T_R$ および $A \times V$ はそれぞれ、ビット先端での単位時間あたりの入力エネルギー、単位時間あたりの掘削体積に相当する。長尺さく孔では、 E_i 、 b 、 T_R はさく孔深さによって変化する、原位置において E_i 、 T_R を求めることは困難であるため、式(2)より掘削体積比エネルギーを求めることは難しい。

$E_b (= E_i \times b \times T_R)$ はさく孔深さ L の関数で、掘削体積比エネルギー E は岩盤特性 σ の関数であるので、次式のようにさく孔速度は σ と L の関数となる¹¹⁾。

$$V(\sigma, L) = E_b(L) / \{A \times E(\sigma)\} \quad (3)$$

何回か行ったさく孔試験において、さく孔深さ L_0 でのさく孔速度 $V(\sigma, L_0)$ を、 L_0 でのさく孔速度の平均値 $\bar{V}(L_0)$ で割ると式(3)から次式を得る。

$$V^*(\sigma, L_0) = V(\sigma, L_0) / \bar{V}(L_0) \\ = [E_b(L_0) / \{A \times E(\sigma)\}] / [E_b(L_0) / \{A \times E(\sigma)\}] \quad (4)$$

E_b はさく孔深さのみの関数であるので、 $E_b(L_0)$ は定数である。よって次式を得る。

$$V^*(\sigma, L_0) = \{1/E(\sigma)\} / \{1/E(\sigma)\} \quad (5)$$

式(5)を書き換えると次式を得る。

$$E(\sigma) = 1 / [V^*(\sigma, L_0) / \{1/E(\sigma)\}] \quad (6)$$

$1/E(\sigma)$ はさく孔試験の回数が多くなると、大数の法則よりある値に近づいていることから定数とみなせるので、掘削体積比エネルギーは $1/V^*$ に比例することとなる。

$$E \propto 1/V^* \quad (7)$$

図3 さく孔速度のさく孔深さによる変化¹¹⁾ 図5 鮎川層群におけるさく孔深さに対する $1/V^*$ の分布 図4 鈴鹿花崗岩におけるさく孔深さに対する $1/V^*$ の分布

鈴鹿花崗岩（さく孔回数 42 回）および鮎川層群（さく孔回数 26 回）を対象にした、さく孔探査での各さく孔深さにおけるさく孔速度 $\bar{V}(L_0)$ を図 3¹¹⁾ に示すが、さく孔速度と $\bar{V}(L_0)$ から $1/V^*$ を求めることは容易であり、本研究では、掘削体積比エネルギーに比例する $1/V^*$ と岩盤特性を議論していくことにする。

図 4、図 5 に鈴鹿花崗岩および鮎川層群におけるさく孔深さに対する $1/V^*$ の分布を示す。ここで、鈴鹿花崗岩の出現区間に部分的に認められるホルンフェルスのさく孔データも鈴鹿花崗岩のさく孔データに含めた。さく孔探査によって得られた $1/V^*$ は、それぞれ岩種の平均的な岩盤性状を示す $1/V^* = 1.0$ を中心とした水平領域に分布しており、さく孔深さの影響が取り除かれていることがわかる。また、 1.0 を中心とした $1/V^*$ の変動は岩盤性状の変化を示しており、鈴鹿花崗岩の $1/V^*$ が鮎川層群のそれよりも変動幅が大きくなる傾向が認められた。

4. TBM データから求めた岩盤強度と地質性状の関係

TBM データから求めた岩盤強度と地質性状の関係については、例えば花崗岩地山における検討結果から岩盤強度と岩盤等級の相関が高いことが報告されている¹²⁾。本トンネルにおける TBM データから得られた岩盤強度および実施支保パターンの掘進距離程 (TD) に伴う変化傾向を図 6 に、坑壁観察に基づく掘削区間の地質概要および岩盤強度の傾向を表 3 にそれぞれ示す。なお、図中の横軸に示した距離程表示は図 1 に示したトンネルの掘進方向（右側から左側）に合わせ、以降の掘削またはさく孔探査の距離程を横軸とする図についても同様の表示方法とする。

4・1 岩盤強度と坑壁観察に基づく地質性状の関係

主として鈴鹿花崗岩が分布する区間の岩盤強度分布を図 6(a) に

示す。この中で、TD150 ～ 1,345m 区間の岩盤強度は 20 ～ 100MPa を示し、その変動幅は比較的大きい。それに対し、TD1,345m 以降では岩盤強度の変動幅が小さくなるとともに、黒滝断層に近づくに従い岩盤強度が概ね 40MPa から 15MPa へと低下していく傾向が認められた。表 3 に示すように、TD150 ～ 1,345m 区間の地質性状は比較的新鮮で硬質な花崗岩中に熱水変質部や小規模断層、亀裂密集部などの脆弱層が部分的に繰り返して分布するような性状を呈している。岩盤強度の変動幅の大きさはこのような岩盤性状を強く反映したものと考えられる。一方、TD1,345m 以降の区間では岩芯まで変質を受けたやや脆弱な花崗岩を主体とし、岩盤の硬軟の変化が TD1,345m までの区間に比べて比較的小さくなっており、岩盤強度の傾向と概ね一致している。

鮎川層群の出現区間の岩盤強度分布を図 6(b) に示す。この区間の岩盤強度は前述の変質花崗岩区間と同様に変動幅が小さく概ね 20 ～ 40MPa を示すが、10MPa 程度にまで低下する区間が一部認められた。表 3 に示すように、この区間の鮎川層群はやや軟質なシルト質泥岩、砂岩を主体としており、その中に変質帯や亀裂密集もしくは粘土が介在するような小規模破砕帯が数条認められた。岩盤強度の低下区間はこれらの変質帯や小規模破砕帯の出現区間に概ね一致している。

4・2 岩盤強度と支保パターンの関係

岩盤強度と地質性状との関係を掘削時の実施支保パターンとの関係から求めた。本トンネルにおける支保パターンの選定は、日本道路公団の基準に従って求めた切羽評価点、岩盤の崩落状況等を考慮して行った。表 4 に示すように鈴鹿花崗岩および鮎川層群の岩盤強度は、何れの場合も支保パターンが軽くなるに従い平均値が大きくなる傾向が認められ、各岩種において岩盤強度と支保パターンの良好な相関関係が認められる。両岩種における各支保パターンと岩盤強度の平均値の関係を見てみると、同じ岩盤強度に対して、鮎川層群の方が概ね 1 ランク軽い支保パターンで評価される傾向がある。

図 7 に各支保パターンにおける岩盤強度の累積確率分布を鈴鹿花崗岩と鮎川層群の岩種別に示す。鈴鹿花崗岩では支保パターンが軽くなるに従い累積確率分布曲線の傾きが小さくなる（強度分布の範囲が広がる）傾向が認められるが、その傾きの変化は C II パターンと C I パターンの間で顕著である。図 6(a) および表 3 に示すように、鈴鹿花崗岩において C II、D I パターンが適用された区間の多くは変質花崗岩（およびホルンフェルス）に相当している。このような岩相の違いが累積確率分布曲線の傾きの顕著な変化に表れたものと考えられる。鮎川層群の場合、C I および C II パターンの傾きの変化は鈴鹿花崗岩と同様の傾向を示すが、D

(a) 鈴鹿花崗岩 / ホルンフェルス

(b) 鮎川層群区間

図6 TBM データから求めた岩盤強度、さく孔データ ($1/V^*$) および実施支保パターンの掘進距離 (TD) に伴う変化
(a) 鈴鹿花崗岩を主体とする区間 (b) 鮎川層群区間

表3 坑壁観察に基づく地質概要と TBM データ (岩盤強度) の傾向

TD3600	TD3445	← TBM掘進方向	TD1938	TD1926	←	TD1345	TD150	TD(m)
鮎川層群			黒滝断層	鈴鹿花崗岩				地質区分
砂岩・礫岩 ¹	砂岩・泥岩	断層	変質花崗岩（一部ホルンフェルス） ¹		花崗岩（一部変質）			
軟岩～中硬岩			軟岩～中硬岩		中硬岩～硬岩			
<p>シルト質の砂岩・泥岩を主体とするが、TBM終点側付近では礫岩層が特徴的に分布する。部分的に認められる層理面は低角度（10～20°）で東側（TBM発進点側）に傾斜している。新鮮部の岩盤強度はそれほど大きくないが、変質部では亀裂面への粘土の介在や含まれる軽石粒の粘土化等により強度低下が著しくなる。</p> <p>変質による脆弱化が著しい区間では下半部の押出しが認められる（TD2467～2475）。</p> <p>③断層破砕帯（TD2333付近） 幅約100cmにわたって多亀裂帯（N30E75W）を形成し、10L/minの湧水が認められる。</p>		<p>幅約100cmの断層粘土と破砕を受けた泥岩層からなる断層破砕帯で、泥岩部は亀裂質で部分的に断層粘土を含み脆弱化している。</p> <p>岩盤の脆弱化に伴い、著しい下半部押出しが認められる。</p>	<p>岩芯まで変質を受けた花崗岩を主体とし、部分的に同じく変質を受けたホルンフェルスが捕獲岩様に分布する。岩盤性状は黒滝断層に近づくほど変質の程度が強くなり、脆弱化の傾向が認められるが、区間全体の岩盤性状の変動は小さい。</p> <p>岩盤の脆弱化に伴い、掘削後の下半部押出しが部分的に認められる。</p>	<p>比較的新鮮で硬質な花崗岩中に変質を受けてやや脆弱な花崗岩が繰り返し分布し、本区間全体の岩盤性状の変動は大きい。</p> <p>硬質部においても亀裂が発達する場合があります。特にTD558～770区間の硬質部ではトンネル軸に対して平行に近い亀裂が特徴的に認められる。また、変質部には亀裂面に変質粘土が介在する場合があります。</p> <p>①断層破砕帯（TD255付近） 赤色粘土を主体とする幅約40cmの破砕帯（N15E80E）。 ②強熱水変質部（TD271付近） 黄灰～灰白色粘土を主体とする幅約50cmの強変質帯（N25E65E）。</p>	地質概要			
<p>・岩盤強度は10～40MPaで変動はかなり小さい ・岩盤強度の低い区間は断層破砕帯および変質を受けた脆弱層に対応している</p>		<p>・岩盤強度は10～20MPaであり、変動は比較的小さい</p>	<p>・岩盤強度は15～40MPaであり、変動は比較的小さい ・黒滝断層に近づくにつれて岩盤強度が徐々に低下していく傾向がある</p>	<p>・TBMデータによる岩盤強度は20～100MPaの範囲で変動する ・岩盤強度の高い区間は比較的新鮮な花崗岩出現部に対応している ・岩盤強度の低い区間は変質を受けた花崗岩部に対応している</p>				
								TBMデータ （岩盤強度）

表4 鈴鹿花崗岩および鮎川層群の支保パターンごとの岩盤強度

岩 種	岩盤強度 (MPa)	支保パターン			
		B	C I	C II	D I
鈴鹿花崗岩	平均値	55.8	46.6	28.7	23.6
	標準偏差	14.7	16.5	7.9	5.5
	最大値	89.4	102.2	63.4	42.9
	最小値	23.5	14.8	15.2	13.9
鮎川層群	平均値	—	29.0	24.6	21.1
	標準偏差		5.2	4.9	6.1
	最大値		44.5	45.8	41.0
	最小値		12.7	13.9	8.6

I パターンの曲線の傾きはC IおよびC IIに比べて小さくなる傾向が認められる。その要因の1つとして鮎川層群のD Iパターンでは岩盤強度に比較的大きな値(30MPa程度)を示すものが多く含まれていることが挙げられる。これは、比較的岩盤が硬質であっても低角度傾斜(10～20°)の層理面に沿って岩塊が崩落しやすいような区間にD Iパターンを適用したことが原因と考えられる。

5. さく孔データと岩盤強度・地質性状の関係

TBMの掘削距離に対するさく孔データ $1/V^*$ の分布状況を図6に示す。なお、ここでの $1/V^*$ は1m区間平均値を示している。全区間を大局的に見てみると、 $1/V^*$ のばらつきや増加・減少といった変動傾向は4・1節で述べた岩盤強度の傾向と概ね一致している。

ただし、TD500～TD750m付近では岩盤強度の上昇区間において $1/V^*$ の明瞭な上昇傾向が認められず、両者の乖離が一部顕著になっている。これら乖離区間の地質性状の特徴としては、表3の地質記事に記述したように硬質な花崗岩中にトンネル軸に平行に近い方向に延びる亀裂密集部がさく孔探索孔周辺に分布していることが挙げられる。このような局所的な地質性状の影響をさく孔データがより強く受け、岩盤強度と $1/V^*$ の乖離が生じたものと考えられる。

上述のような局所的な地質性状の変化が少ないと考えられる区間から、表5に示すように岩種・性状別に代表的な区間を4区間(区間①～④)抽出し、各区間における $1/V^*$ と岩盤強度、地質性状の詳細比較を実施した。

5・1 区間①(TD850m～1,320m)

表5 区間①～④の岩盤性状

		鈴鹿花崗岩／田村川層群		鮎川層群	
区 間 番 号		①	②	③	④
区 間 T D		TD 850-1,320m	TD 1,650-1,920m	TD 2,650-2,900m	TD 2,920-3,120m
支 保 パ タ ー ン		B-C II	D I	C I	C II-D I
岩 種		花崗岩	変質花崗岩/ホルンフェルス	砂岩/シルト質泥岩	シルト岩/シルト質砂岩
岩 盤 性 状	亀裂間隔	20-50cm	5-50cm	20-50cm	20-50cm
	割目状態	一部開口 挟在物なし	開口 粘土挟む	一部開口	多くが開口 一部粘土挟む
	風化変質	割目沿いに風化・変質 一部岩芯まで変質	岩芯まで風化・変質 強度低下	概ね新鮮	割目沿いに風化・変質 一部岩芯まで変質

図7 鈴鹿花崗岩および鮎川層群の各支保パターンにおける岩盤強度の累積確率分布

この区間は岩芯まで変質の影響を受けておらず、比較的硬質な花崗岩を主体とするが、亀裂の発達や亀裂に沿った変質作用等により岩盤強度(性状)の変動が大きくなっている。亀裂性状は一般に20～50cm間隔であり、一部開口するものの挟在物は含まれない。実施支保パターンはB～C II(一部D I)である。

図8に示すように本区間の $1/V^*$ は0.7～3.0程度の幅(標準偏差:0.386)で変動が認められ、概ね1.0を超えた領域(平均値:1.26)に分布している。この結果は、本トンネルにおける平均的な花崗岩よりも概ね硬質な性状を示すことを示唆している。このような $1/V^*$ の変動傾向は岩盤強度の傾向(20～70MPaの間で大きく変動)とも概ね一致している。

5・2 区間②(TD1,650m～1,920m)

この区間は岩芯まで変質の影響を受けて強度が低下した花崗岩(一部ホルンフェルス)を主体としており、表3の変質花崗岩区間に含まれる。亀裂性状は一般に5～50cm間隔であり、開口部に変質粘土の挟在が認められる。区間①の岩盤に比べて軟質ではあるが、亀裂の影響による岩盤性状のばらつきは小さく比較的均質な性状を呈する。実施支保パターンはD Iである。

図9に示すように本区間における $1/V^*$ の変動幅は0.5～1.2程度(標準偏差:0.235)と区間①の花崗岩に比べて小さい。また、 $1/V^*$ の多くは1.0を下回る領域(平均値:0.82)に分布しており、本トンネルにおける平均的な花崗岩よりも脆弱な性状を示している。このような $1/V^*$ の傾向は、上述の地質性状や岩盤強度の変動幅(25MPa)が区間①の花崗岩よりも小さいという結果とも一致する。

5・3 区間③(TD2,650m～2,900m)

この区間の地質は概ね新鮮な鮎川層群の砂岩およびシルト質泥岩であり、花崗岩に比べて軟質である。亀裂性状は一般に20～50cm間隔で一部開口部が認められるものの、亀裂の影響による岩盤性状のばらつきは小さく比較的均質な性状を呈する。実施支保パターンはC Iである。

図10に示すように本区間における $1/V^*$ の変動幅は1.0～1.3程度(標準偏差:0.130)を示し、変動幅は区間②の変質花崗岩よりも更に小さくなる傾向が認められる。また、 $1/V^*$ の多くは1.0を上回る領域(平均値:1.08)に分布しており、本トンネルにおける平

図8 区間①(鈴鹿花崗岩:B/C IIパターン主体)における $1/V^*$ と岩盤強度の比較

図9 区間②(一部ホルンフェルスを含む鈴鹿花崗岩:D Iパターン)における $1/V^*$ と岩盤強度の比較

図 10 区間③ (鮎川層群: CI パターン) における $1/V^*$ と岩盤強度の比較

図 11 区間④ (鮎川層群: CII/DI パターン) における $1/V^*$ と岩盤強度の比較

均的な鮎川層群よりもやや硬質な性状を示している。この傾向は、上述の地質性状や岩盤強度の傾向とも概ね一致している。

5・4 区間④ (TD2,920m ~ 3,120m)

この区間は部分的に風化・変質を受けた鮎川層群のシルト岩およびシルト質砂岩からなる。また、TD2,980m 付近には幅約 1.0m の断層破碎帯が認められ、その前後の区間は破碎帯の影響による脆弱化が認められる。亀裂は区間③の鮎川層群と概ね同様の性状を呈するが、上述の脆弱化区間では亀裂の開口や変質粘土の挟在が一部認められる。実施支保パターンは脆弱化区間が D I、その他の区間は C II となっている。

図 11 に示すように、 $1/V^*$ は C II 区間において 1.0 付近ではば一定 (平均値: 0.97, 標準偏差: 0.104) となっているのに対し、D I 区間では 0.4 ~ 0.8 程度までの低下 (平均値: 0.85, 標準偏差: 0.139) が認められる。岩盤強度においても C II 区間は 20 ~ 30MPa の間で安定し、D I 区間では 10 ~ 15MPa にまで低下しており、 $1/V^*$ と同様の傾向が認められる。

6. 断層破碎帯におけるさく孔データ

前章では、数百 m 程度の区間におけるさく孔データと岩盤強度・地質性状の関係について述べた。このような岩盤の平均的な性状の把握以外に、さく孔探査の重要な目的の一つとして、断層破碎帯や大量湧水等の突発的な地質性状の悪化を事前に察知することが挙げられる。本トンネルにおいても複数の断層破碎帯が出現しており、その中から 3 事例の探査結果について以下にその詳細を述べる。なお、断層の出現想定を詳細に行うため、以下の検討では 1m 区間平均データではなく 1 秒間隔 (2.5cm 前後) の詳細さく孔データを用いた。

6・1 鈴鹿花崗岩中の小断層

本断層は TD255m 付近に出現し、高角度傾斜でトンネル軸に高角度で交差する走向を持つ小断層 (N15E80E) で、幅約 0.4m の赤色粘土を主体とする。断層周辺は全体的に熱水変質を受けており脆弱化が進んでいる。また、断層部およびその周辺には少量の湧水が認められ、部分的に粘土が流出している。

さく孔探査は TD248.1m 地点のトンネル天端部から前方に向けて約 9° 上向きに実施された。探査によって得られた断層周辺のさ

図 12 $1/V^*$ の変動による鈴鹿花崗岩中の小断層の探査事例
図中の粘土層 (断層) および変質層は探査孔における出現位置を示す

図 13 $1/V^*$ の変動による鮎川層群中の小断層の探査事例
図中の亀裂密集層 (断層) は探査孔における出現位置を示す

く孔深さに対する $1/V^*$ の変動およびさく岩機のスラスト力を図 12 に示す。また、図中には探査後の掘削によって坑壁に出現した対象断層の探査孔における想定位置を示しており、以降に示す出現位置も探査孔への想定位置を示している。図中の区間における $1/V^*$ は概ね 0.8 ~ 2.0 の範囲で変動しているが、さく孔深さ 7.6 ~ 8.2m の約 0.6m 区間において 0.4 ~ 0.7 程度までの低下している。この低下区間は約 1.0m の誤差があるもの、さく孔深さ 6.6 ~ 7.0m 区間に想定される断層部に対応しているものと考えられる。

6・2 鮎川層群中の小断層

本断層は TD2,333m 付近に出現し、TBM 掘進方向に約 75° の傾斜角を持ち約 55° でトンネル掘進方向と交差するような走向を持つ小断層で、幅約 1.0m の亀裂密集帯を主体としている。断層およびその周辺部では熱水変質による粘土の挟在は認められないが、断層部の亀裂からは掘削時において約 10l/min の湧水が認められた。

ここでのさく孔探査は、TD2,326.5m 地点のトンネル天端部から前方に向けて約 13° 上向きに実施された。図 13 に示した探査区間における $1/V^*$ は概ね 1.0 程度で一定であるが、さく孔深さ 6.5 ~ 7.5m の約 1.0m 区間において 0.3 ~ 0.8 にまで低下している。この低下区間は図に示した断層部想定位置にほぼ一致している。

6・3 鈴鹿花崗岩と鮎川断層の境界断層 (黒滝断層)

黒滝断層は鈴鹿花崗岩と鮎川層群を境する断層であり、その出現区間は TD 1,922 ~ 1,938m の約 16m 区間にも及んでいる。黒滝断層の主体をなすのは TD1,926m 付近に出現する幅約 1.0m の断層粘土部であり、その前後の断層部は破碎を受けた鈴鹿花崗岩および鮎川層群からなる。断層区間には湧水は認められないが、脆弱

図14 1/V*の変動による鈴鹿花崗岩と鮎川層群を境する黒滝断層の探査事例
図中の黒滝断層は探査孔における出現位置を示す

化によりトンネル下半部の著しい押出しが発生した。

断層近傍のさく孔探査はTD1,898.7m地点のトンネル天端部から前方に向けて約14°上向きに実施された。図14の探査区間における1/V*は概ね0.5～1.0程度の幅で変動しているが、さく孔深さ約25.5～約32.5mの約8.0m区間において概ね0.3～2.0の範囲の著しい変動が認められる。また、この区間ではこれまでに述べた断層区間と異なり、さく岩機のスラストが設定値の10kNを保持することができず、約5kNにまで低下する区間が一部見られた。これは、ビット先端の岩盤がスラストを保持できないほど脆弱化が激しいことを表している。図14に示すように、さく岩機のスラストの変動区間と黒滝断層の出現区間は概ね一致しており、断層部の脆弱化・不均質化がスラストの変動を招き、1/V*の大きな変動もそれに強く影響を受けたためと考えられる。

以上、3つの事例に関して述べたが、それ以外にもさく孔データやスラストから事前予知が可能であった小断層(幅40cm前後)もいくつか認められた。一方、熱水変質粘土を含む幅数cm～20cm程度の脆弱層(シーム)については、本手法による事前予知が困難である場合もあったが、それらは施工に大きな影響を与えるものではなかった。

7. まとめと今後の課題

本研究では、鈴鹿トンネルTBM導坑掘削時に実施された切羽前方への長尺さく孔探査データを用いて、1/V*を求めるとともに、1/V*と岩盤特性の比較を行った。

1/V*の優位性を再度確認するため、岩盤性状が比較的均質で一定している鮎川層群のC Iパターン区間を例にとり、1/V*とさく孔深さ補正前のさく孔データ(1/V)を比較してみた(図15)。なお、Vは、図3に示した鮎川層群の初期深度における平均さく孔速度(3.58cm/s)で正規化した。1/V*は滑らかに変化し、TBMの掘削抵抗から推定した岩盤強度との整合性がよかった。一方、1/Vは、さく孔が切り替わる2,850m付近、2,900m付近、2,940m付近で急激に変化した。図に示した例では、両者の差(図中の⇄)は最大で30%とかなり大きかった。

掘削岩盤の特性については、1/V*の変動傾向により、硬質岩盤中の亀裂の発達による岩盤性状の変化や、変質作用による軟質化等を比較的正確に評価することができた。これは、さく孔探査が支保パターンの事前想定やトンネル内空の変形挙動の推定にも応用できる可能性を示している。ただし、さく孔探査による岩盤評価範囲はトンネル断面に対して著しく小さいので、掘削断面全体に対する岩盤評価との乖離が一部の区間で認められた。このよう

図15 さく孔データのさく孔深さによる影響の補正前後の比較例(鮎川層群)

な場合には、さく孔箇所を増やす必要があろう。

本トンネルに出現した幅0.4～1.0mの粘土層や亀裂密集層を主体とする小断層を、1/V*の急激な低下によって事前予知することができた。また、幅10mを超える比較的規模の大きい断層については、さく岩機のスラストの低下を伴う1/V*の変動によって把握することができた。

1/V*を求めるために、 $\overline{V(L_0)}$ を事前に求めておく必要がある。 $\overline{V(L_0)}$ は岩盤を掘削した際の平均さく孔速度であるため、なるべく多くの本数のデータを用いることが望ましい。これまでの経験的では、比較的均質な岩盤であれば5本程度、不均質な岩盤であれば10本程度のデータが必要であった。また、今回は鈴鹿花崗岩と鮎川層群の2つに区分してそれぞれの $\overline{V(L_0)}$ を求めたが、全区間の $\overline{V(L_0)}$ を用いても、1/V*の値は変化するが、距離に対する1/V*の変動傾向はほぼ同じであった。今回の計測結果に関する限り、工区内の地質区分にとらわれることなく、掘削初期のデータから $\overline{V(L_0)}$ を求めておけば、1/V*の変動傾向が得られるといえる。

本研究で行った1/V*による岩盤特性評価は、現在のところ、平均的な岩盤特性を基準とした相対評価に留まっている。さく孔データによる岩盤特性の定量的な評価を行うためには、1/V*から岩盤強度を推定する手法について検討を進めていく必要がある。そのための課題として、さく孔距離による打撃数の変化や、スリーブでの弾性波の減衰に関するデータの蓄積が挙げられる。今後、岩盤特性の定量的な評価手法を開発するとともに、切羽前方の地下水やガスの賦存状況調査における100mを超える長尺さく孔調査への本手法の適用を視野において研究を進める予定である。

本研究を進めるにあたり、日本道路公団中部支社亀山工事事務所、西松・三井住友・東洋建設共同企業体および古河機械金属(株)にご協力いただいた。以上の方々に深く感謝の意を表する。

References

- 1) K. Fukui and S. Okubo: Tonneru-to-Chika, **29**(1997), 123-131.
- 2) T. Tani and T. Aoki: Reports of Technical research Institute of Taisei Corporation, **31**(1998), 165-168.
- 3) T. Yoshiki, Y. Naito, K. Nagase and Y. Ota: Tonneru-to-Chika, **35**(2004), 21-27.
- 4) K. Fukui and S. Okubo: 9th Int. Congress on Rock Mechanics, (1999), Vol.2, pp.1217-1220.
- 5) H. Schunnesson: Int. J. Rock Mech. Sci., **35**(1998), 711-725.
- 6) S. Hasidume, K. Ito, M. Arakawa and S. Minagawa: Proc. JSCE Annual Meeting, (1998), Part3, 246-247.
- 7) D. Ishimaru, S. Jinbo, K. Itakura, K. Sato, M. Nakata and H. Yamaji: Proc. MMIJ Spring Meeting, (2001), 258-259.
- 8) T. Kimura, M. Yamashita and S. Nishiyama: J. Soc. Mat., **52**(2003), 494-499.
- 9) T. Yamamoto, S. Shirasagi, S. Yamamoto and K. Aoki: Proc. 31th Symposium of rock mechanics, (2001), 186-190.
- 10) B. Lundberg: Int. J. Rock Mech. Sci. & Geomech. Abstr., **24**(1987), 213-222.
- 11) K. Fukui, S. Okubo and M. Yamashita: Shigen-to-Sozai, **120**(2004), 146-151.
- 12) K. Fukui, S. Okubo, K. Matsumoto, Y. Nawa, T. Sakai and I. Nishizawa: Shigen-to-Sozai, **116**(2000), 831-838.
- 13) K. Ryoke, T. Aoki, Y. Tamura, K. Fukui, S. Okubo, K. Matsumoto and Y. Miyamoto: JJSCE, **603**(1998), PartIII-44, 89-100.