

図 77 HDB-6 孔の水圧観測結果（平成 20 年 10 月 9 日以降の水圧変化量）と数値解析により推定される水圧変化量<sup>(49)</sup>

数値解析では地下施設における湧水箇所的位置の不確実性を考慮して、ケース 1 とケース 2 の 2 つのケースを実施しています。観測値は、ケース 1 とケース 2 の解析値の間の範囲に近い値を示しており、解析結果と観測結果が整合的であることを示しています。

稚内層中の DI と断層/割れ目の水理学的連結性の関係については、地下水の安定同位体比から推定される地下水の流れの有無（図 78）との整合性も確認することができました。その結果によれば、地下水の流れが検出される領域は DI が 2 未満の領域に限られ、さらに DI が 2 未満の領域であっても、地下水を動かす駆動力（動水勾配）が乏しいために、地下水の流れが非常に遅い領域が広く存在することなどが確認できました<sup>(50, 51)</sup>。



(a) 割れ目に沿って地下水の流れが生じている場合 (b) 割れ目に沿って地下水の流れが生じていない場合

図 78 割れ目水および間隙水の水質（同位体比）と地下水の流れの有無との関係<sup>(49, 50)</sup>

## 6.1.2 地下水の流れが非常に遅い領域を調査・評価する技術の高度化

令和2年度以降は、地下水の流れが非常に遅い領域を調査・評価する技術の高度化が課題であり、このような領域を調査してモデル化する技術の実証を行います。処分事業のサイト選定において、地層処分における閉鎖後長期の地質環境に求められる要件は、水理場の観点では、「地下水流動に伴う放射性物質の移行時間を増大させ、その間の放射性崩壊により移行率を低減させるため、動水勾配が小さいまたは岩盤の透水性が低いことにより「地下水流動が緩慢である」こと」とされており<sup>(19)</sup>、この研究課題で整備される技術は、これを評価する際に役立ちます。本研究課題においては、化石海水が存在するような地下水の動きが非常に遅い環境を調査してモデル化する技術（三次元の分布図として示す技術）を実証するため、具体的には、以下を実施します。

- ① 地下水の流れが非常に遅い領域（化石海水領域）の調査・評価技術の検証
- ② 化石海水領域の三次元分布に係る調査・評価手法の検証
- ③ 広域スケール（十数 km×十数 km）を対象とした水理・物質移動評価手法の検証（地下水滞留時間評価）のための水理解析および塩濃度分布評価のための水理・物質移動解析

①では、地上からの物理探査とボーリング調査について、化石海水の分布を把握するための調査技術としての適用性や、化石海水の分布をより効率的に把握するための調査仕様や手順などを検証します。②では、幌延地域において取得されたデータを用いて化石海水の分布を三次元的に推定し、化石海水を指標として地下水の流れが非常に遅い領域を推定するための一連の手法を整理します。③では、古水理地質学的変遷<sup>\*78</sup>が、化石海水の三次元分布に及ぼす影響について解析を行うとともに、化石海水領域の三次元分布の評価結果を踏まえた広域スケールの解析手法について検討します。

令和4年度も令和3年度に引き続いて、経済産業省資源エネルギー庁の委託事業（令和4年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業[JPJ007597]：岩盤中地下水流動評価技術高度化開発）を活用して、上記の課題に取り組みました。

---

\*78：地質環境中における過去から現在までの地下水の流動や化学的状態などの移り変わりのことです。

## ① 地下水の流れが非常に遅い領域（化石海水領域）の調査・評価技術の検証

令和2年度に実施した電磁探査により推定した化石海水の三次元分布の推定結果およびその推定方法の妥当性を確認するために、令和3年度に引き続きHFB-1孔（図4参照）でのボーリング調査を実施しました。令和4年度は、令和3年度に深度200 mまで掘削したHFB-1孔を深度500 mまで延長しました。化石海水は海水を起源とすることから、その存在を確認するための指標として、地下水の塩濃度と酸素同位体比および水素同位体比が利用できます。また、幌延地域では地下水の塩濃度は地下の比抵抗（電気の流れやすさ）と相関することが分かっており<sup>(52)</sup>、塩濃度が高い場合は比抵抗値が低く（電気が流れやすく）、塩濃度が低い場合は比抵抗値が高く（電気が流れにくく）なります。このことから、地下の比抵抗分布を推定できる電磁探査は、地下深部の化石海水分布を広範囲にわたり効率的に把握できる手法であると考えられ、令和2年度に幌延深地層研究センターを含む約3 km四方を調査範囲とした電磁探査を実施し三次元比抵抗分布を取得しました。これらの結果を図79（鉛直断面）および図80（水平断面）に示します。

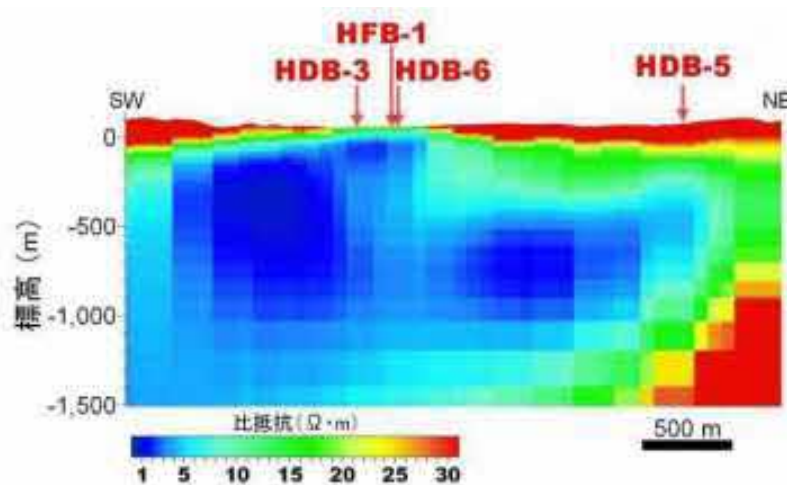


図79 令和2年度の電磁探査で得られた比抵抗分布（99測点、拘束なしの解析結果、HFB-1孔およびHDB-5孔を通過する鉛直断面図）<sup>(19)</sup>

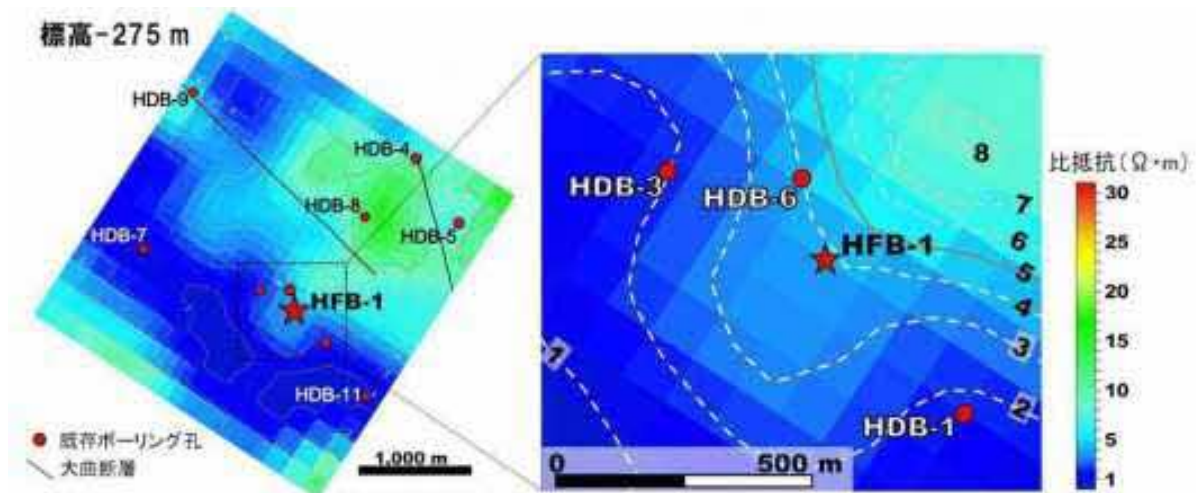


図 80 令和 2 年度の電磁探査で得られた比抵抗分布 (99 測点、拘束なしの解析結果、標高-275 m における水平断面図) <sup>(19)</sup>

右の図で、点線は比抵抗が 1  $\Omega \cdot m$  ごとの等値線、実線は 5  $\Omega \cdot m$  ごとの等値線です。

電磁探査の結果に基づくと調査範囲における比抵抗値は、大半は 0.1  $\Omega \cdot m$  ~ 30  $\Omega \cdot m$  の範囲にあります。比抵抗値から厳密に化石海水の有無を判断することは難しいですが、比抵抗が相対的に低い領域に化石海水が分布すると推定されます。幌延地域の場合、図 80 に示す既存孔から比抵抗と酸素同位体比が取得されており、これらのデータ比較に基づくと、比抵抗が 2.4  $\Omega \cdot m$  以下の場合、高い確率で化石海水が存在することが分かっています<sup>(46)</sup>。なお、ここで化石海水の目安とした「2.4  $\Omega \cdot m$  以下」は、幌延地域固有の値であることに注意が必要です。これを目安として、図 79 に示す比抵抗の鉛直断面図では、化石海水は青色の領域に分布すると推定し、調査範囲の南西側では深度約 100 m 以深に、北東側では深度約 400 m 以深に化石海水が分布すると推定しました。また、図 80 に示す標高-275 m (幌延深地層研究センターの地表 (標高 60 m) を基準とした場合、深度 335 m) における比抵抗の水平断面からも南西側と北西側の比抵抗の違いを読み取ることができ、南西側において化石海水が分布すると推定しました。

令和 3 年度から実施した HFB-1 孔のボーリング調査では、電磁探査により捉えられた調査範囲の南西側の深度 100 m 以深に広がる化石海水の分布が妥当な結果であったかを確認するために、その領域の端をボーリング調査地点としました。その地点は図 79 や図 80 に示す比抵抗の分布図においては、青色から緑色に移り変わる地点です。HFB-1 孔の調査では、化石海水の分布を確認するために、ボーリング孔に沿って比抵抗を測定する検層を行うとともに、

深度 500 m まで岩石コアを採取し、その間隙に含まれる地下水の塩化物イオン濃度と酸素同位体比を取得しました。

図 81 に HFB-1 孔、HDB-3 孔、HDB-5 孔および HDB-6 孔における検層と電磁探査の三次元比抵抗分布に基づく比抵抗の深度分布を示します。また、図 82 に塩化物イオン濃度と酸素同位体比の深度分布を示します。検層によって取得されるボーリング孔内の比抵抗は、ボーリング孔内に測定機器を降下させ岩盤内において直接測定した値であり、その測定結果は電磁探査の解析により推定した値とは異なり、より実際に近い値として扱うことができます。電磁探査により推定した HFB-1 孔の比抵抗の深度分布は、ボーリング孔内において計測された比抵抗の深度分布とおおむね整合しています。HDB-3 孔、HDB-5 孔、HDB-6 孔も同様に、それぞれの深度分布は概ね整合しています。よって、電磁探査により推定された調査範囲の三次元比抵抗分布は、少なくとも HFB-1 孔の周辺の深度 500 m までの範囲では、実際の比抵抗値を精度よく推定できた妥当な結果であると評価できます。

HFB-1 孔の比抵抗の深度分布に基づく、地表から深度約 100 m にかけて比抵抗値が急に低くなり、それ以深では比抵抗値が低い状態が続きます（図 81(a)）。このことから、深度 100 m 以深から化石海水が分布する可能性があるかと予想されていました。しかしながら、実際には HFB-1 孔の塩化物イオン濃度は、地表から深度約 100 m までは、深度とともに増加しますが、深度約 100 m から 340 m までは概ね一定の値で推移し、深度約 340 m 以深で再び増加する傾向が認められました（図 82(a)）。酸素同位体比も塩化物イオン濃度と同様の傾向が認められ、酸素同位体比で 0‰<sup>\*79</sup>以上を化石海水とした場合、深度約 400 m 以深から化石海水であると判断できます（図 82(b)）。

---

\*79 : ‰ (パーミル) は、1,000分の1を1とする単位で千分率とも呼ばれます。1‰=0.001 (0.1%) です。



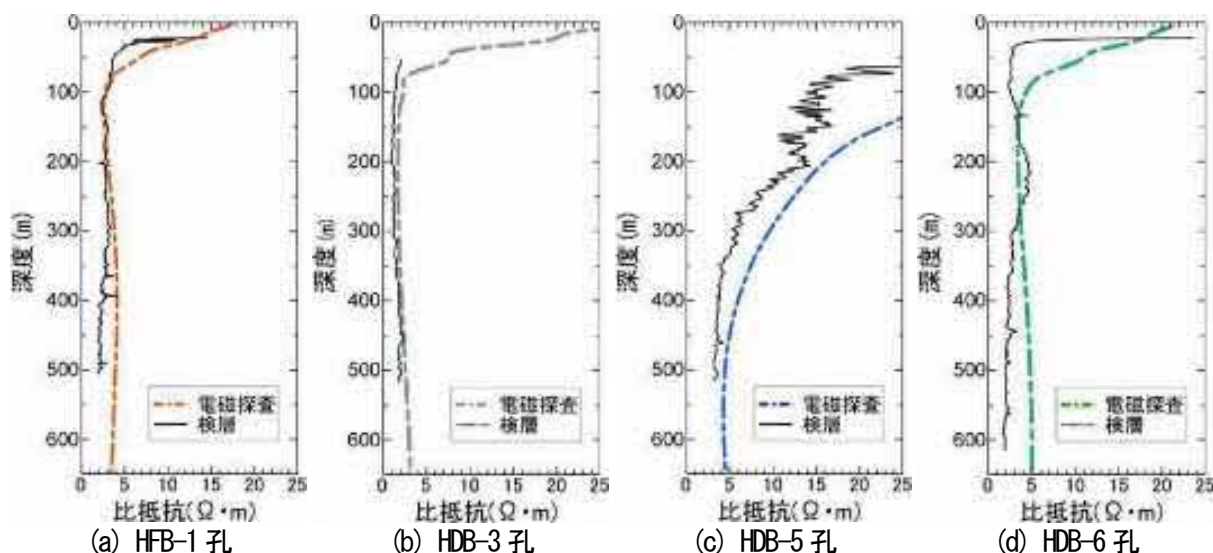


図 81 検層と電磁探査の三次元比抵抗分布に基づく比抵抗の深度分布

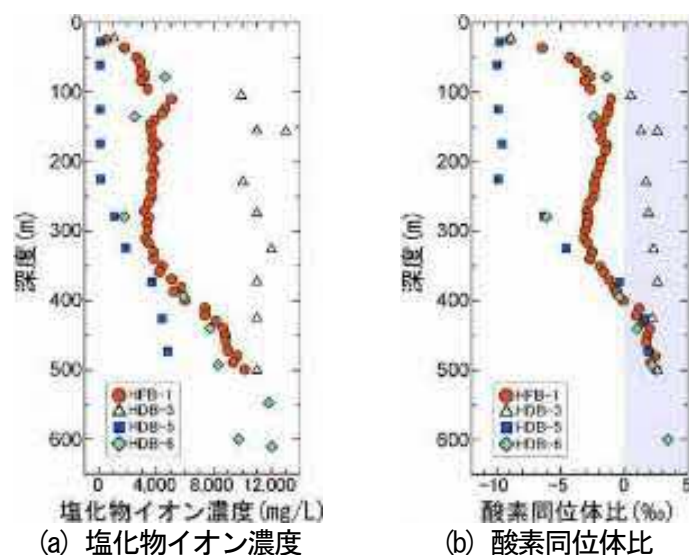


図 82 ボーリング調査から得られた塩化物イオン濃度、酸素同位体比の深度分布

岩石コアからの圧縮抽出水の塩化物イオン濃度と酸素同位体比の分析結果を示しています。酸素同位体比の水色の領域は、化石海水の目安となる値を示しています。

既存孔である HDB-3 孔および HDB-5 孔の地点 (図 80 参照) では、電磁探査の結果に基づき、それぞれ深度約 100 m および深度約 400 m から化石海水が出現すると推定することができ (図 81 (b)、(c))、ボーリング調査により取得された酸素同位体比の深度分布から判断できる化石海水が出現する深度と大きな違いは認められていません (図 82 (b))。また、HDB-5 孔は HFB-1 孔とは異なり、地表から深度約 250 m までは塩化物イオン濃度と酸素同位体比ともに値の増加は認められていません (図 82)。一方、HFB-1 孔は、HDB-6 孔の塩化

物イオン濃度および酸素同位体比と類似した値を示しており、深度約100 mから400 mにかけて、地下水の塩化物イオン濃度と酸素同位体比が増加し化石海水の特徴に近づきました。この様子は、深度の増加とともに地表付近に分布する天水を起源とする地下水に対して化石海水が混合する割合が徐々に増加する様子を示していると考えられます。

図 83 は、図 79 に示した比抵抗の鉛直断面に、HDB-3 孔、HFB-1 孔、HDB-6 孔および HDB-5 孔の酸素同位体比の深度分布に基づき解釈した天水と化石海水の分布に関する解釈を書き加えたものです。それぞれのボーリング孔において、酸素同位体比が最も低い-10‰程度の場合は「天水が浸透している領域」、酸素同位体比が-10‰から 0‰の間にある場合は「天水と化石海水が混合している領域」、酸素同位体比が 0‰より大きい場合は「化石海水が分布する領域」と解釈しました。電磁探査の比抵抗分布から予測したとおり、HDB-5 孔では深度約 250 m までは塩化物イオン濃度や酸素同位体比の増加は認められず、天水が浸透している領域であると解釈できます。一方、HDB-3 孔では、化石海水が出現する深度 100 m 以浅の間隙水のデータがほとんど取得されていませんが、地表付近において天水が分布し深度数十 m から深度 100 m の間においては、天水と化石海水が混合する領域であると解釈できます。HFB-1 孔では、HDB-3 孔と同様に深度数十 m から塩化物イオン濃度や酸素同位体比が増加しましたが、深度約400 mまで化石海水と判断できる地下水は認められず、天水と化石海水が混合する領域でした。よって、電磁探査の予測のとおり、HFB-1 孔が調査範囲の南西側の深度 100 m 以深に広がる化石海水の領域の端に位置することが確認できました (図 83)。

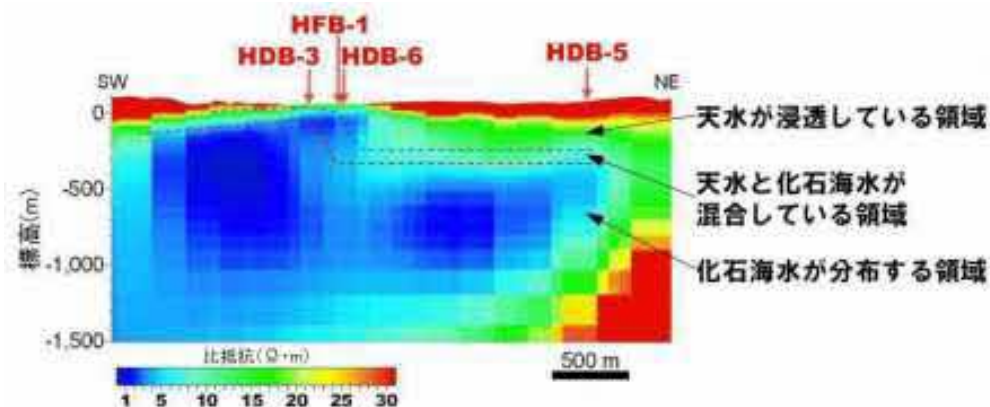


図 83 天水と化石海水の分布に関する解釈と比抵抗分布 (99 測点、拘束なしの解析結果、HFB-1 孔および HDB-5 孔を通過する鉛直断面図) <sup>(19)</sup>

## ② 化石海水領域の三次元分布に係る調査・評価手法の検証

地球統計学的手法を用いて化石海水領域の三次元分布推定を効率的に行うためのボーリング調査地点の選定方法を検討しました。地球統計学的手法では、調査地点の場所と数を適切に設定することが、妥当な推定値を得るために重要です。ボーリング調査で得られる塩化物イオン濃度や酸素同位体比および水素同位体比（ボーリング調査データ）からは、化石海水を判別する上で精度の高い情報が得られます。しかし、この方法では調査地点における鉛直方向のデータしか得られません。一方、電磁探査では、塩化物イオン濃度と相関する比抵抗値の分布を三次元的に得ることができます。ただし、ボーリング調査データよりも化石海水の三次元分布を推定する際の精度は低くなります。そのため、ボーリング調査で得られた点データに、電磁探査の比抵抗分布を組み合わせることで、それぞれの手法を単独で使うよりも化石海水の三次元分布の精度を高めることができると期待されます。

これを実現する方法が地球統計学的手法のひとつであるコロケーテッド・コクリギングと呼ばれる方法です。この方法では、ボーリング調査と電磁探査で得られたデータに基づき、観測データが得られていない未知の地点の値を推定することができます。このとき、ある未知の地点の推定値は、個々の既知の観測データに重みを付けて加算することで計算されます。この重みは、測点がどのくらい離れているときにどのくらい類似するかという関係性をモデル化し、既知の観測データの空間的な位置に応じて決定します。よって、ボーリング調査の地点数が多いほど精度の高い推定ができます。しかし、ボーリング調査にかかるコストは大きく、かつ地盤を乱してしまうため、効率的に化石海水の三次元分布を推定するには、少ない地点数で、高い推定精度が得られるようにボーリング調査の計画を策定することが必要です。

そこで本研究では、ボーリング調査の地点選定が、コロケーテッド・コクリギングによる化石海水の三次元分布の推定にどのように影響するかを評価しました。まず、既往の10点のボーリング孔（HDB-1孔およびHDB-3孔～HDB-11孔）と上述のHFB-1孔の全11孔（図84）の調査結果を一次データ、電磁探査の比抵抗分布を二次データとしたコロケーテッド・コクリギングを行い、化石海水の指標である酸素同位体比の三次元分布を推定しました。以後、この推定結果をフルモデルと呼びます。次に、上記11孔から、比抵抗分布、地



質、位置関係に基づいて任意の 1~3 孔を選んだ計 20 ケースについて、同様の方法でコロケートッド・コクリギングを実行しました。推定精度は、フルモデルで得られた推定値と各ケースで得られた推定値から計算される二乗平均平方根誤差 (RMSE) によって評価しました。RMSE が小さいほど、フルモデルで得られる推定値とそのケースから得られる推定値が近いことを表します。これによって良好な推定精度が得られるボーリング調査地点の選定方法を検討しました。

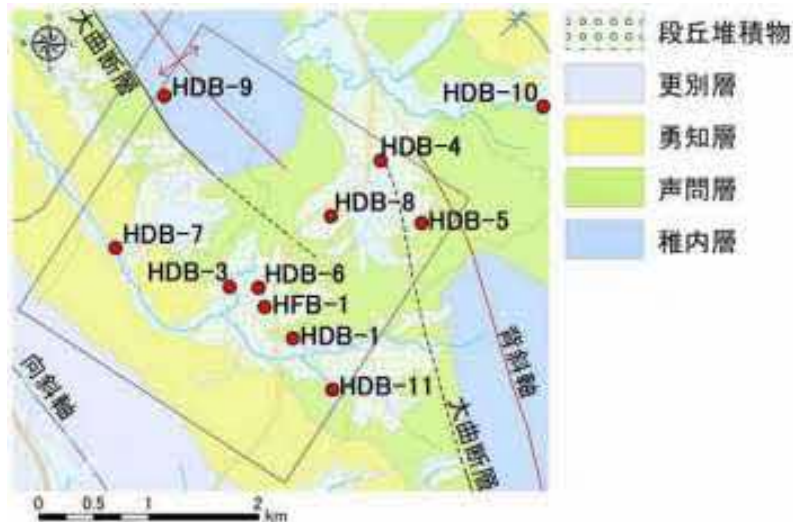


図 84 地球統計学的解析で使用したボーリング孔の位置図

地質図は参考文献 (53) に基づいています。

図 85 には、各ケースのデータを用いて得られた酸素同位体比の推定値とフルモデルで得られた推定値との間の、深度ごとに算出した RMSE の分布を箱ひげ図で示しました。箱ひげ図の中央の水平な線はデータの中央値を表しています。箱の上端と下端は、それぞれデータ数の上位 25%と下位 25%の値 (四分位数範囲) を示しています。また、箱の上部と下部に伸びている線は、全体のデータの範囲を表しています。箱の上端または下端から四分位数範囲の 1.5 倍の範囲を超える値があった場合は、その値は外れ値として黒い点で表します。

今回調査したうち、RMSE が最も小さい範囲にあり、かつ、ばらつきも小さい組み合わせは、低比抵抗領域 (の境界) と高比抵抗領域 (HDB-5 孔) から 1 孔ずつ選んだ 3 ケース (HDB-1 孔と HDB-5 孔、HDB-5 孔と HDB-6 孔および HDB-5 孔と HFB-1 孔) でした。これらのケースでは、それぞれの 1 孔のみのケース

ではRMSEが大きくばらついていましたが、もう1孔を加えることでRMSEのばらつきが小さくなり、精度が高くなったことが分かります。一方で、2孔を使用したケースであっても、低比抵抗領域の境界や、勇知層を加えた場合は、それほど精度は高くなりませんでした。なお、一般に、ボーリング調査データが増えるとRMSEのばらつきが減少すると予想されますが、実際には、2孔のデータを使ったケースと3孔のデータを使ったケースで、顕著なRMSEのばらつきの減少は認められませんでした。

フルモデルとHDB-1孔とHDB-5孔を選んだケースで得られた推定値の誤差（両者の差の絶対値）の空間分布（図86）をみると、HDB-1孔のみのケースでは、標高-106mの解析領域の北東部に誤差が非常に高い領域がありました。北東部に位置するHDB-5孔（高比抵抗領域）を加えることで、この領域の誤差を小さくすることができました。このことから、全体的な推定精度を改善するためには、化石海水が存在する可能性が高い低比抵抗領域だけでなく、高比抵抗領域にもボーリング孔を掘削することで、2孔だけの選択でも全11孔のデータを用いた場合と類似した推定結果が得られることが示されました。

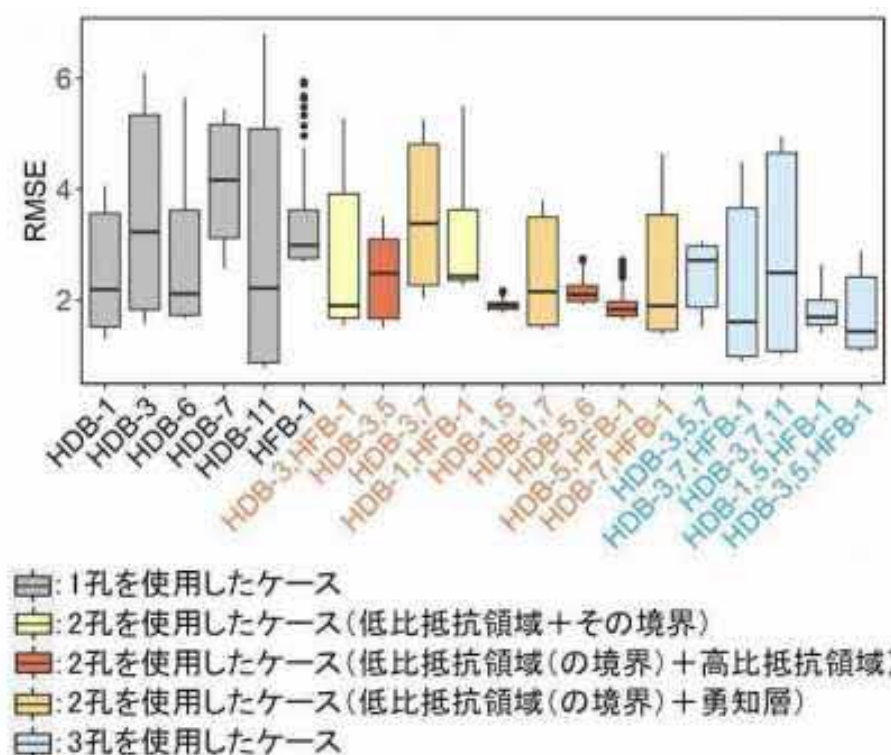


図 85 フルモデルで得られた酸素同位体比の推定値と各ケースで得られた酸素同位体比の推定値との間の、深度ごとの RMSE

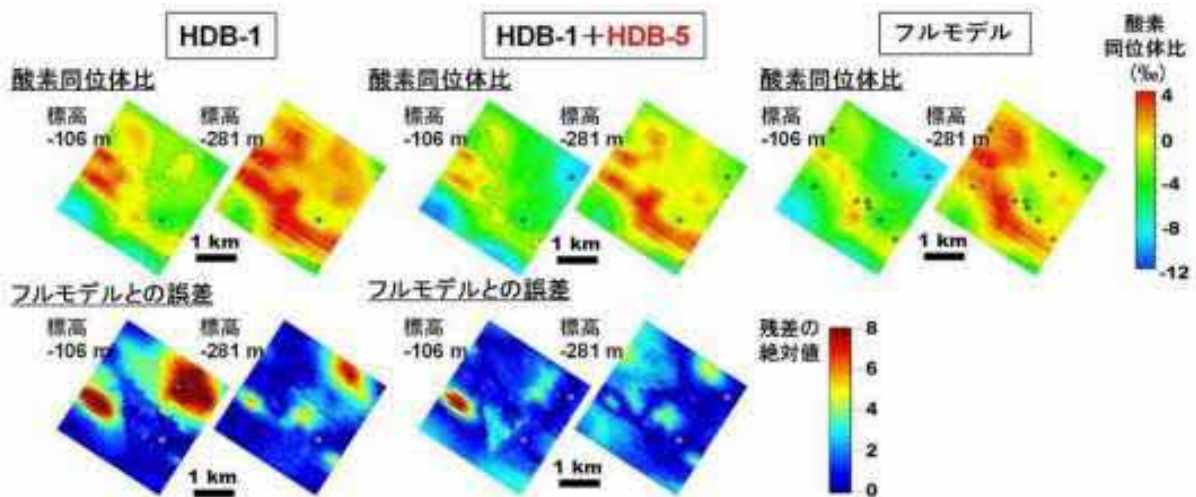


図 86 高比抵抗領域のボーリング孔を追加する前後での酸素同位体比の分布とフルモデルにより得られた分布との差

左の図は HDB-1 孔のみ使ったケース、中央の図は HDB-1 孔に HDB-5 孔を追加したケース、右の図はフルモデルのケースを示しています。上段は酸素同位体比の分布を示しています。黒線は酸素同位体比が 0‰となる等値線を示しており、それを境に酸素同位体比が高い（色が赤い）範囲は、化石海水が存在すると推定されます。下段はフルモデルによる推定値との誤差（残差の絶対値）の分布を示しています。

一方、低比抵抗領域のボーリング孔に HFB-1 孔を追加した場合、化石海水の推定範囲の精度が向上しました。図 87 では、HDB-1 孔または HDB-3 孔に HFB-1 孔を追加することにより、化石海水が存在すると推定される範囲（酸素同位体比  $\geq 0\%$ ）がどのように変化するかを比較しました。HFB-1 孔を追加したケースは、もともとのケース（HDB-1 孔または HDB-3 孔）に比べ、全体の推定値が低下し、フルモデルで推定された三次元分布と類似した結果が得られました。また、HFB-1 孔を追加することで、その地点の推定値が HFB-1 孔の実測値と一致することで、HFB-1 孔から離れた領域の推定値もフルモデルの推定値と類似する結果となりました。その結果、化石海水が存在すると推定される範囲が狭まり、化石海水の推定範囲はフルモデルのそれと近くなりました。

①で示したとおり、電磁探査により得られた比抵抗分布をみると、HFB-1 孔では、標高 -400 m ~ -100 m の比抵抗がやや高く、化石海水分布の境界であると考えられます（図 79、図 83）。そのため、HFB-1 孔周辺は、比抵抗と水質の変化が大きく、不確実性が高い領域と考えられます。本研究の結果から、1 孔目では低比抵抗領域でボーリング調査を行い、化石海水の存在を確認した後、2 孔目では HFB-1 孔のような境界と考えられる領域に掘削すれば、少ないボーリング孔でも化石海水が存在する範囲を絞り込むことができると考え



られます。

上述の①と②の取り組みにより、幌延地域の地質環境を事例として、地上からの調査である物理探査とボーリング調査によりデータを取得し、それらのデータを組み合わせて地下水の流れが非常に遅い領域の三次元分布を推定する効率的な手順を具体的に示すことができました。

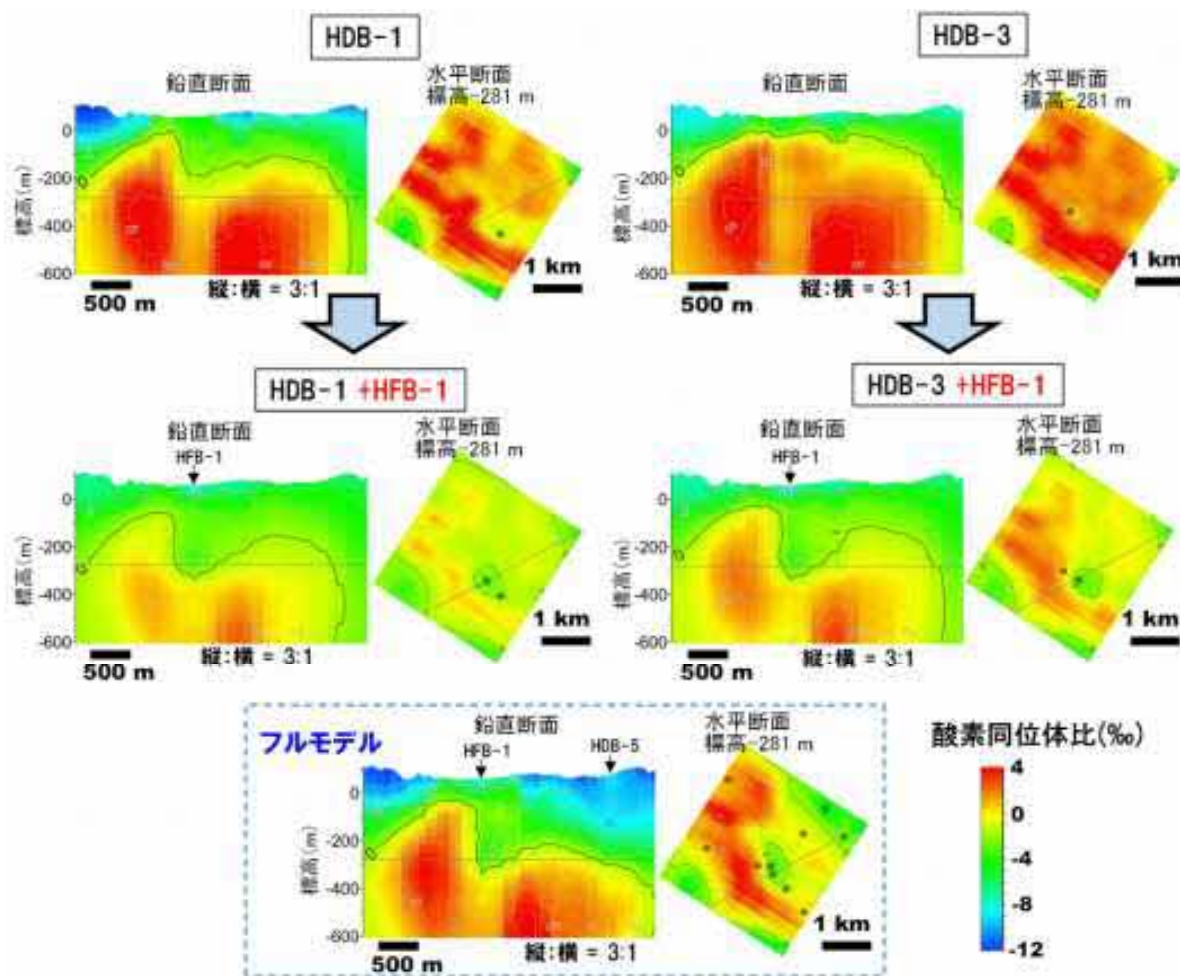


図 87 地球統計学的手法で得られた酸素同位体比の分布の例

上段はHDB-1孔とHDB-3孔のそれぞれ1孔ずつ使ったケース、中段はそれらにHFB-1孔を追加したケース、下段はフルモデルのケースを示しています。また、鉛直断面に示す点線は標高-281 mを示し、水平断面の点線は鉛直断面の位置を示しています。黒線は、酸素同位体比が0‰となる等値線を示しており、それを境に酸素同位体比が高い（色が赤い）範囲は、化石海水が存在すると推定されます。

### ③ 広域スケール（十数 km×十数 km）を対象とした水理・物質移動評価手法の検証（地下水滞留時間評価）のための水理解析および塩濃度分布評価のための水理・物質移動解析

令和 3 年度に、広域スケールの地下水流動解析を実施する上で考慮すべき古水理地質学的変遷に関する因子を抽出するために、地形や海水準（陸地に対する海面の相対的な高さ）、涵養量（降水や地表水が地下に浸透して地下水として加わる水の量）などの長期的時間変化を考慮した感度解析<sup>\*80</sup>を実施しました。令和 4 年度は地形や海水準、涵養量を連続的に変化させながら地下水流動解析し、解析結果をボーリング調査から得られた観測値と比較することで、解析手法の妥当性を確認し、令和 3 年度の結果と合わせて取りまとめました<sup>(54)</sup>。

数値解析において対象とした解析領域を図 88 に示します。図 88(c)の黒色枠で示される領域を数値解析の対象とし、さらに、内陸部の地下深部における地下水流動に着目する観点から、解析結果の着目範囲は、図 88 に示される幌延深地層研究センター近傍を通る A-A' 断面としました。地下水流動解析には、三次元地下水解析コード「オイラリアン・ラグランジアン飽和・不飽和浸透流－移流・分散解析プログラム（Dtransu3D・EL）」を使用しました。Dtransu3D・EL は、三次元モデルにおける密度勾配を考慮した飽和・不飽和浸透流解析および移流・分散問題を対象とした有限要素法<sup>\*81</sup>を用いた解析コードです。本解析に使用した解析モデルを図 89 に示します。本解析では、100 万年前、33 万年前および現在の 3 つの時間のモデルを構築し、これらを使用しました。

\*80：モデルに含まれるパラメータの重要度の分類などを行うための手法のひとつで、結果に対するそのパラメータの影響の度合いを定量化するために、パラメータの値を様々に変化させて行う解析のことです。

\*81：数値解析手法のひとつで、対象を微小で単純な要素の集合体とみなして、それぞれの要素に分割して解析を行い、全体の挙動を求める方法です。





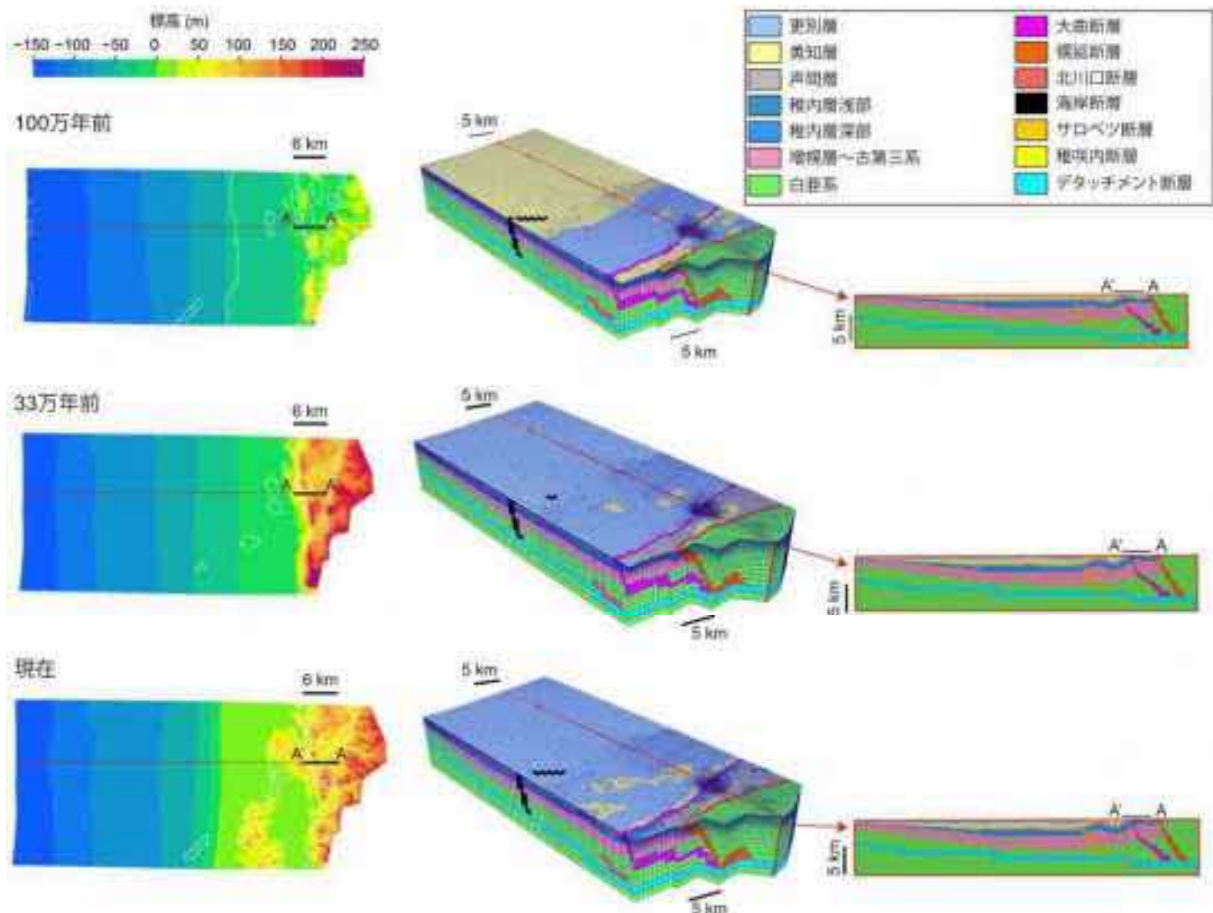


図 89 100 万年前、33 万年前および現在の解析モデル

左は真上から見た図、中央は鳥瞰図、右は A-A' 断面を含む解析領域全体の断面図を示します。

令和 4 年度の解析では、図 89 に示される 100 万年前の地形から解析を開始し、時間経過とともに 33 万年前の地形を経て現在の地形になるまでの 100 万年間の地下水流動を計算しました。その間、海水準と涵養量は古気候変動に伴い連続的に変動すると仮定しました。海水準は間氷期の標高 0 m から氷期の標高 -120 m にかけて約 10 万年周期で一律線形に変動すると仮定し、涵養量についても海水準変動と連動して 0.12 m/year と 0.05 m/year との間で変動するように設定しました。今回用いたパラメータに基づく解析結果として、幌延深地層研究センター近傍を通る A-A' 断面（図 88）における全水頭分布、地下水滞留時間分布、実流速分布、動水勾配分布、溶存イオンの比濃度分布を図 90 に示します。溶存イオンの比濃度とは、海水の溶存イオン濃度に対する地下水の溶存イオン濃度の比を意味し、海水の値が 1、天水の値が 0 となります。地下水滞留時間分布は、解析領域の上面や側面、下面などの境界部から評価点までの流線上の実流速分布から求めました。このため、地下水の流れ

の遅い領域では解析期間の 100 万年を超える値が得られることがあります。解析では本地域に見られる異常高水圧分布を反映させるために、ボーリング調査により得られた水圧の観測値を基に、稚内層深部以深の水圧を高い値に固定する条件を設けています。このことにより、令和 3 年度に実施した水圧を固定しない条件の解析結果と比較すると稚内層浅部以浅の実流速と動水勾配が約 1 桁高い値を示しました。地下水の流れは深部から浅部への上昇流が卓越し、地表部付近まで 100 万年以上の移行時間を持つ地下水が広く分布する結果が得られました。一方で、大曲断層の地表部付近や A 地点の地表部付近には滞留時間が 100 万年未満の領域が見られました。溶存イオンの比濃度分布を見ると、濃度 0 の領域の広がりや地下水滞留時間分布の標高-500 m 以浅に見られる 100 万年未満の分布領域と同じであることから、上記の領域は天水の浸透領域であることが推察されます。

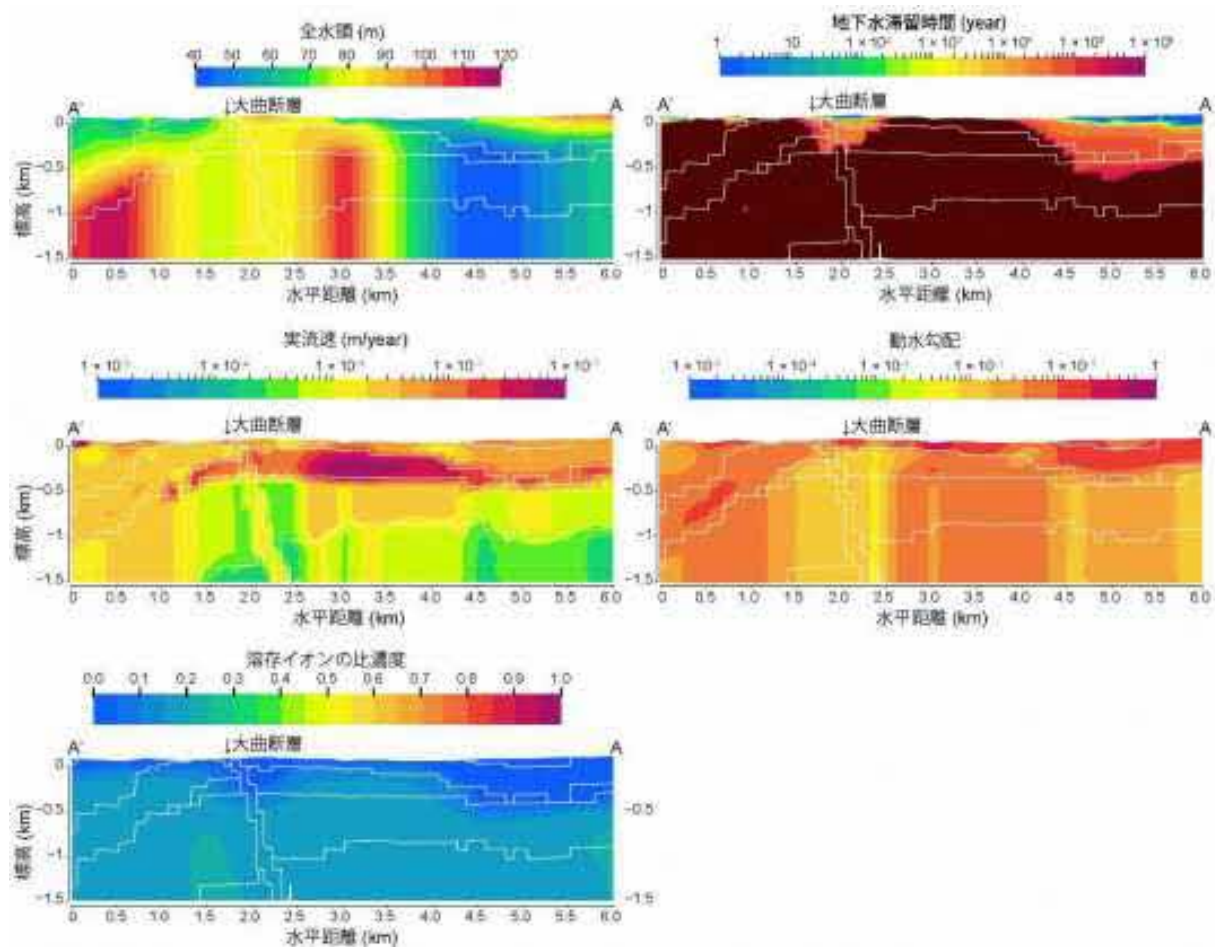


図 90 地形変化、海水準・涵養量変化を連続的に考慮した解析結果



図 91 および図 92 に今回の解析結果とボーリング調査（例として HDB-3、6、9 および 11 孔）から得られた観測値との比較として、全水頭、実流速、動水勾配、地下水滞留時間の解析結果の深度分布を示します。図にはボーリング調査から得られた観測値として、全水頭<sup>(55)</sup>と酸素同位体比<sup>(56)</sup>の深度分布を合わせて示します。全水頭の深度分布を見ると、全体的に解析結果は観測値よりやや高めの値を示すものの、概ね観測値と近い値であることが分かります。解析結果がやや高めの値を示す要因は、稚内層深部以深に与えた異常高水圧分布や設定した解析パラメータの推定精度によるものと考えられます。

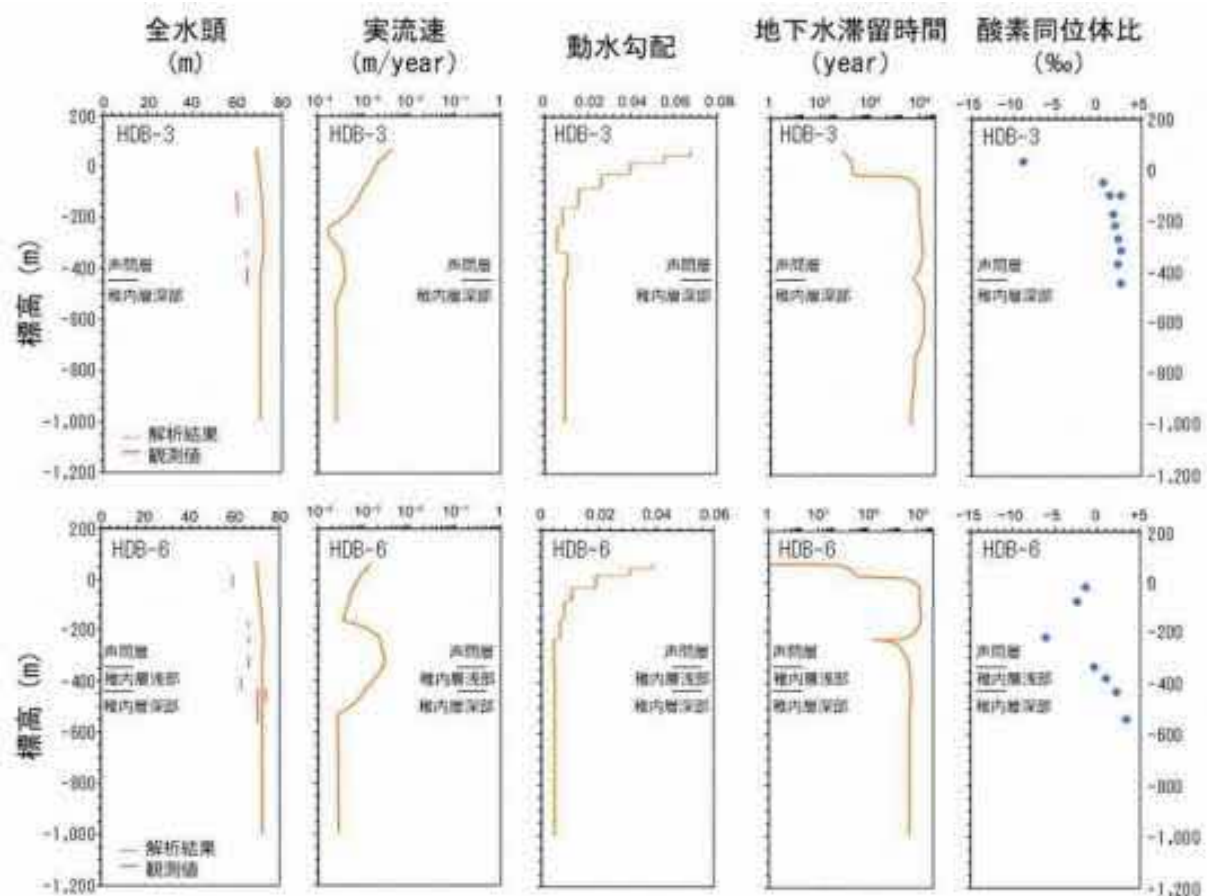


図 91 解析結果と HDB-3 孔および HDB-6 孔の調査から得られた観測値との比較

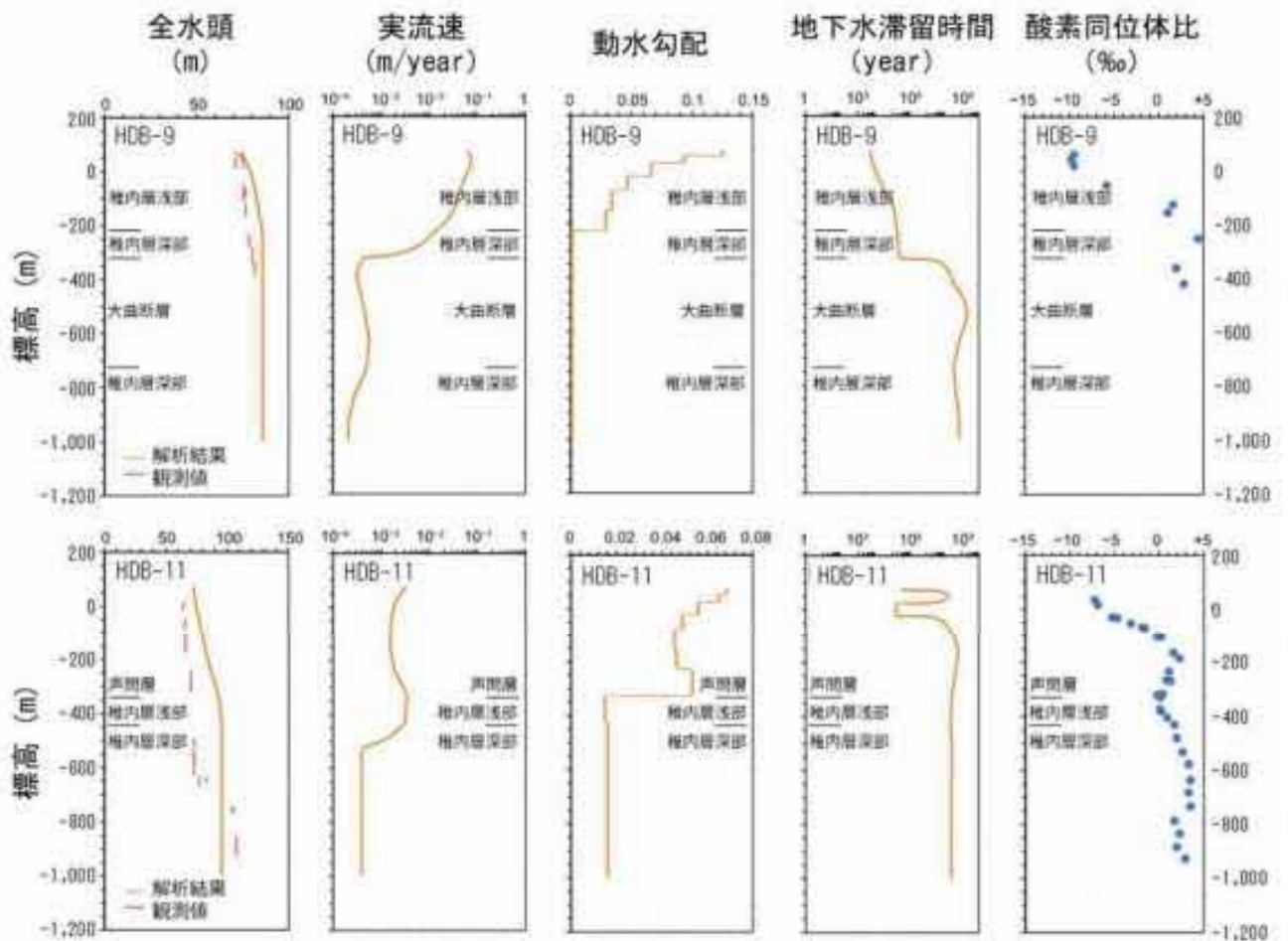


図 92 解析結果と HDB-9 孔および HDB-11 孔の調査から得られた観測値との比較

各ボーリング孔で観測された酸素同位体比値の深度分布を見ると、天水（酸素同位体比 $\approx -10\text{‰}$ ）と化石海水（酸素同位体比 $>0\text{‰}$ ）の混合が見られます。HDB-3 孔では、地下水滞留時間の低下が見られる深度約 100 m において、同時に天水の混合が生じていることが分かります（図 91）。同深度における実流速と動水勾配の解析結果はそれぞれ  $10^2$  m/year 未満と 0.1 未満であり（図 91）、ゆっくりとした地下水の流れによって混合が生じた可能性が推察されます。HDB-6 孔では、声問層と稚内層の地層境界部の上部における地下水滞留時間の局所的な低下領域において、天水との混合が見られ、解析結果は同深度では上下深度と比較して、わずかな実流速の増加を示します（図 91）。HDB-9 孔では、深度約 150 m 以浅において天水との混合が見られ、解析結果は同深度では約 0.01 m/year $\sim$ 0.1 m/year の比較的大きな実流速を示します（図 92）。HDB-11 孔では、深度約 200 m 以浅および稚内層浅部において天水との混



合が見られますが、同深度における実流速と動水勾配の解析結果は、それぞれ約  $10^{-3} \sim 10^{-2}$  m/year と約 0.04~0.06 であり、稚内層深部と比較すると高いものの他のボーリング孔と比較すると低い値を示します (図 92)。したがって、ゆっくりとした地下水流動によって混合が生じた可能性が推察されます。化石海水の分布深度の実流速は、どのボーリング孔においても  $10^{-4} \sim 10^{-3}$  m/year 程度の解析結果が得られ、非常にゆっくりとした流れであることが推察されます。このようなゆっくりとした地下水の流れは地層の隆起速度と同程度であるため、化石海水は地形変化に伴って動いているように見えることになります。

上記のように解析結果と観測結果との比較的良い一致が得られたことから、解析手法は妥当であったと考えられ、本地域の地下水の流れが非常に遅い領域の分布を水理解析の面から示すことができました。処分事業のサイト選定において、化石海水の分布する地下水の流れが非常に遅い領域の広がり把握する場合には、物理探査やボーリング調査を基にした地球統計学的手法や拡散場の評価手法、地下水年代測定技術、地下水の水質形成機構の理解などの複数の手法を組み合わせた総合的な地下水流動状態の理解が重要になります。本項における取り組みは、この総合的な理解に必要な 1 項目である水理解析手法の構築に貢献するものになります。

## 6.2 地殻変動による人工バリアへの影響・回復挙動試験

令和 2 年度以降は、地殻変動による緩衝材や埋め戻し材の掘削損傷領域への自己治癒能力の実証が課題となります。そのため、掘削損傷領域のひび割れに対する自己治癒能力の実証を行います。具体的には、緩衝材や埋め戻し材が掘削損傷領域の力学的・水理学的な緩衝能力（自己治癒能力）に与える影響を把握する解析手法の開発を行います。本課題においては、6.1.1 で述べたダクティリティインデックス (DI) などを活用して検討します。

令和 4 年度は、坑道埋め戻し後の緩衝材や坑道埋め戻し材の膨潤が掘削損傷領域の透水性に与える影響の評価手法の構築を目的に、掘削損傷領域の割れ目を対象とした既往の注水試験のデータ解析を行いました。図 93 の H4-1 孔および H4-3 孔の区間 2 で実施した段階注水試験のデータ (図 94) を解析した結果、試験中の割れ目の透水性は概ね図 95 の予測値の曲線 (黒実線で表

記；黒破線は $\pm 2\sigma$ の誤差を表す) に沿って変化し (図 95 の○と□)、同試験で行ったシミュレーションにおいても概ね予測値の曲線に沿って透水性が変化することを確認することができました (図 95 の赤曲線)。さらに、図 93 の他の区間で実施した通常の注水試験においても、得られた透水性が予測値の範囲 ( $\pm 2\sigma$ ) に収まることを確認することができました (図 95 の◇)。

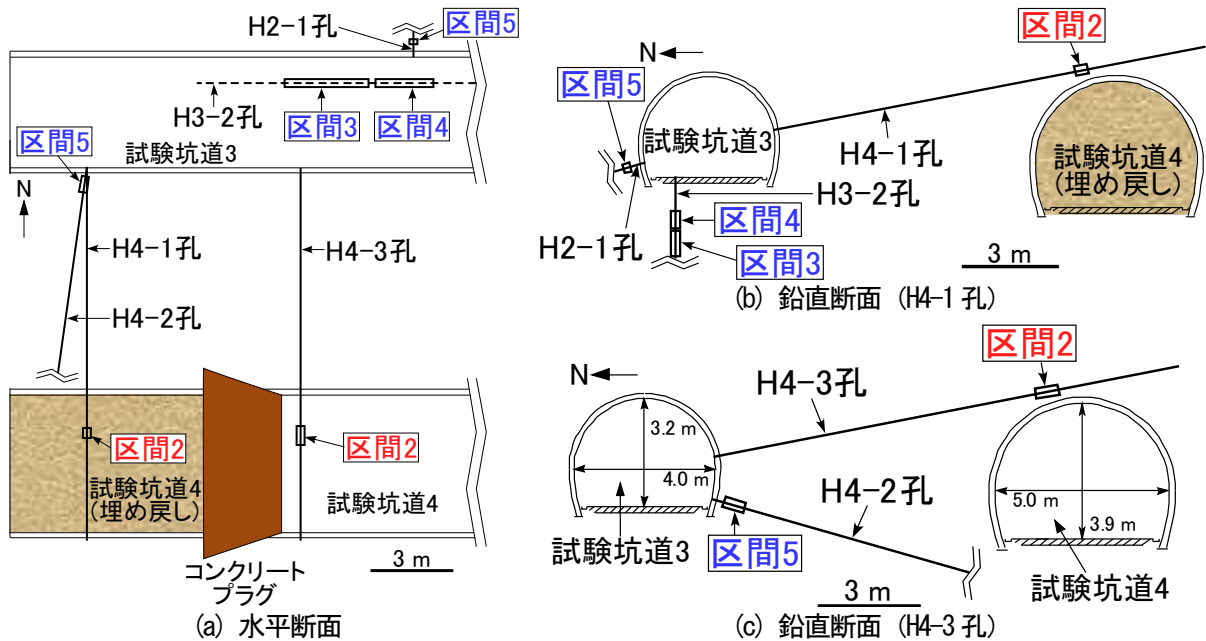


図 93 試験坑道 3 および試験坑道 4 の掘削損傷領域の割れ目を対象に実施した注水試験区間<sup>(5, 6, 57)</sup>

段階注水試験を実施した区間を赤字、通常の注水試験を実施した区間を青字で示します。

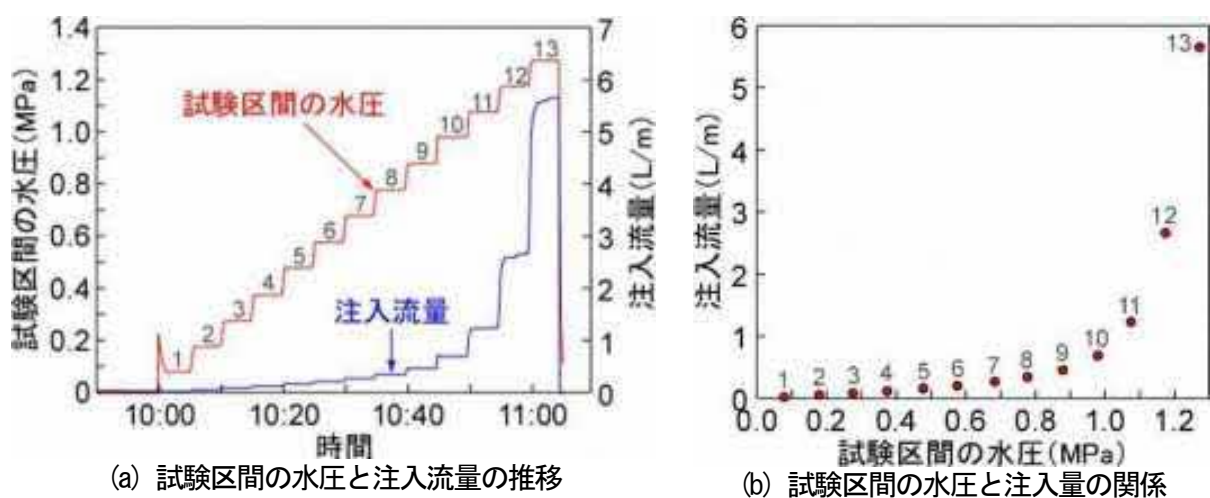


図 94 掘削損傷領域の割れ目を対象に実施した段階注水試験のデータ (H4-3 孔の例)

図中の 1~13 の番号は試験中の段階の番号を表します。

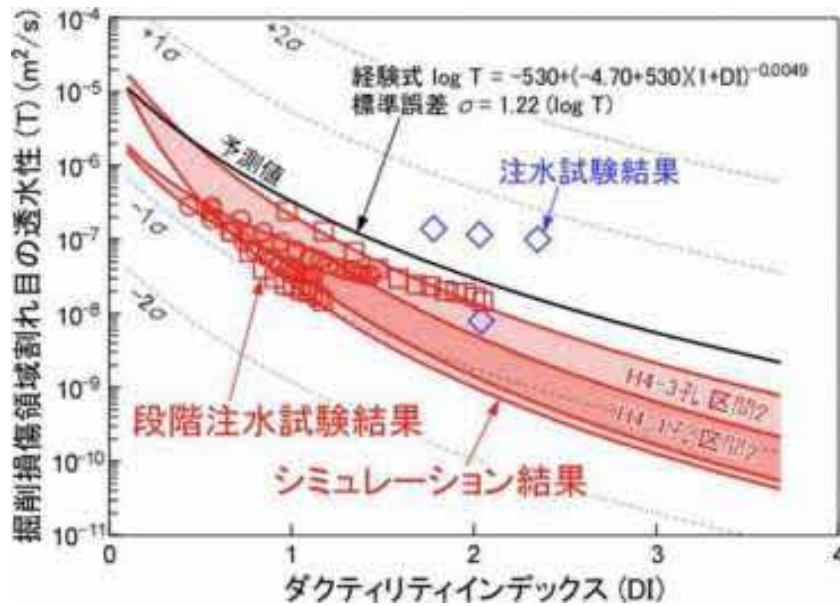


図 95 注水試験結果と DI モデルの比較

赤字で示す H4-1 孔と H4-3 孔の区間 2 を対象とした段階注水試験結果（○が H4-1 孔で□が H4-3 孔）とその結果に基づくシミュレーション結果（赤い曲線）は参考文献(5)に、青字で示すその他の区間を対象とした注水試験結果（◇）は参考文献(57)に、そして黒の曲線で示す予測値（実線が対数平均値、破線が誤差 $\pm 2\sigma$ ）は参考文献(2)に基づきます。段階注水試験とそのシミュレーションの結果は、割れ目面に垂直にかかる力と割れ目に平均的にかかる力の比の推定誤差を考慮しており、DI の値に幅を持たせています（薄い赤色の範囲）。

図 95 の予測値の曲線は、国内外の様々な堆積岩や結晶質岩中のボーリング孔の断層交差部で確認された地下水の主要な水みち割れ目の透水性と DI の関係を表しており<sup>(2)</sup>、掘削損傷領域の割れ目の透水性の予測にも適用できると考えられます<sup>(57)</sup>。すなわち、地層中の天然の割れ目と掘削損傷領域の割れ目はそれぞれ形成過程が異なりますが、いずれの場合も、割れ目が充填物などによって閉塞されていない限り、その透水性は岩石にかかる力、岩石の硬さ、そして割れ目のかみ合わせの程度によって決まります<sup>(2, 58)</sup>。岩石にかかる力と岩石の硬さは地層中の天然の割れ目も掘削損傷領域の割れ目も DI により表現することが可能です。割れ目のかみ合わせの程度は割れ目の初期開口幅（割れ目面に垂直にかかる力が無視できるほど小さい時の開口幅）で数値化することが可能で（割れ目のかみ合わせが悪いほど初期開口幅が大きい）<sup>(2)</sup>、掘削損傷領域の割れ目の初期開口幅は天然割れ目の初期開口幅の範囲内に収まることが分かっています<sup>(2, 59)</sup>。したがって、図 95 の予測値の曲線は掘削損傷領域割れ目の透水性の予測にも適用できます。

図 95 に示すように、予測値の曲線と今回行った段階注水試験（あるいは注

水試験)の結果が整合するという事は、予測値の曲線が緩衝材や埋め戻し材の膨潤に伴う掘削損傷領域の透水性変化の推定に適用可能であることを示しています。掘削損傷領域の透水性の変化は、次のように推定できると考えられます。例えば、緩衝材や埋め戻し材で 0.9 MPa の膨潤圧が発生し<sup>(49)</sup>、この力が直接、掘削損傷領域に作用すると仮定した場合、緩衝材や埋め戻し材に最も近い場所の掘削損傷領域の DI が最大で 0.3 増加します(岩石の引張強度が 1.8 MPa で、処分孔もしくは坑道の延長方向に平行な力が最も大きいと仮定した場合)。膨潤が発生する前の DI が 0.1~1.5 の範囲の値である場合、DI の曲線の傾き(図 95)により、DI が 0.3 増加するとその場所の割れ目の透水性は 1/4~1/2 まで低下することが推定されます。緩衝材や埋め戻し材に最も近い場所の透水性は一般に掘削損傷領域の中で最も割れ目の開口幅が大きく<sup>(50)</sup>、割れ目の本数も多い場所に相当することから<sup>(57)</sup>、掘削損傷領域の透水性を実質的に支配する場所と考えられます。したがって、この場所の透水性が 1/4~1/2 まで低下することは掘削損傷領域の透水性も同程度低下することを意味します。緩衝材や埋め戻し材の膨潤による掘削損傷領域の透水性の変化は、このように DI の変化と図 95 の予測値の曲線から見積もることができ、予測値の曲線の信頼性あるいは適用性は今回実施したような段階注水試験(あるいは注水試験)を行うことで確認することができます。

図 95 に示す予測値の曲線は膨大な試験データとシミュレーション結果から導き出される透水性と DI の間の平均的な関係を表すものであるため、図 95 の予測値の曲線に基づく透水性の変化の推定は、その変化の幅の期待値を推定することになります。掘削損傷領域の個々の割れ目について、その位置や諸特性が特定できる場合は、以下の式<sup>(2)</sup>を掘削損傷領域の個々の割れ目に適用することにより、掘削損傷領域の透水性の変化を具体的に推定することも可能です。

$$e = E^2 / JRC_0^{2.5} \quad (e > E \text{ となる場合は } e = E) \quad \text{(式 8)}$$

$$E = E_0 (1 + bDI / 0.2899)^{-1} \quad \text{(式 9)}$$

ここで、 $e$  は割れ目の水理的開口幅 ( $\mu\text{m}$ 、割れ目の透水性)、 $E$  は割れ目の力学的開口幅 ( $\mu\text{m}$ 、割れ目内の物理的な隙間の大きさ)、 $JRC_0$  は 10 cm スケールでの割れ目表面の粗さを表す数値(通常は 0~20 の範囲の値をとり、値が大きいほど面が粗いことを示します)、 $E_0$  は初期開口幅(割れ目面に垂直にかかる力が無視できるほど小さい時の割れ目の力学的開口幅)、 $b$  は割れ目の方向性に依存する係数(通常は 0.5~1.5 の範囲の値)を表しています。

これらの諸特性は段階注水試験やボーリングコア観察、孔壁観察を行うことにより推定可能であり<sup>(2, 5)</sup>、個々の割れ目の透水性の変化量は図 95 のシミュレーション結果に示すように推定することができます。このような個々の割れ目の透水性の変化量を足し合わせることで、掘削損傷領域の透水性の変化量を求めることができます。

坑道埋め戻し後の掘削損傷領域の透水性は緩衝材や埋め戻し材の膨潤によってDIの増加とともに低下する可能性があるほか、掘削損傷領域の割れ目がずれることにより増加する可能性もあります。図 95 の予測値はこのような可能性を既に考慮した値となっており、割れ目のずれによって図 95 の予測値を有意に上回る可能性は低いと考えられますが<sup>(2, 58)</sup>、割れ目のずれが透水性に与える影響を原位置で確かめる方法として、令和 3 年度に掘削損傷領域割れ目を対象とした樹脂注入試験<sup>(59)</sup>の適用性を確認しました。この試験で既に生じている割れ目のずれ幅と開口幅の関係を直接観察することにより、割れ目のずれが開口幅（透水性）に与える影響を評価することができます。試験坑道 3（図 2 参照）で実施した既往の試験結果を検討した結果、割れ目のずれ幅の増加に伴う開口幅の変化はほとんど確認されませんでした。このことはシミュレーションでも確認することができました（図 96）。したがって、今後、割れ目がずれたとしても開口幅（透水性）は増加しないと推定できます<sup>(59)</sup>。掘削損傷領域の割れ目のずれが開口幅（透水性）に与える影響は、このように掘削損傷領域割れ目を対象とした樹脂注入試験を行うことにより評価することが可能です。



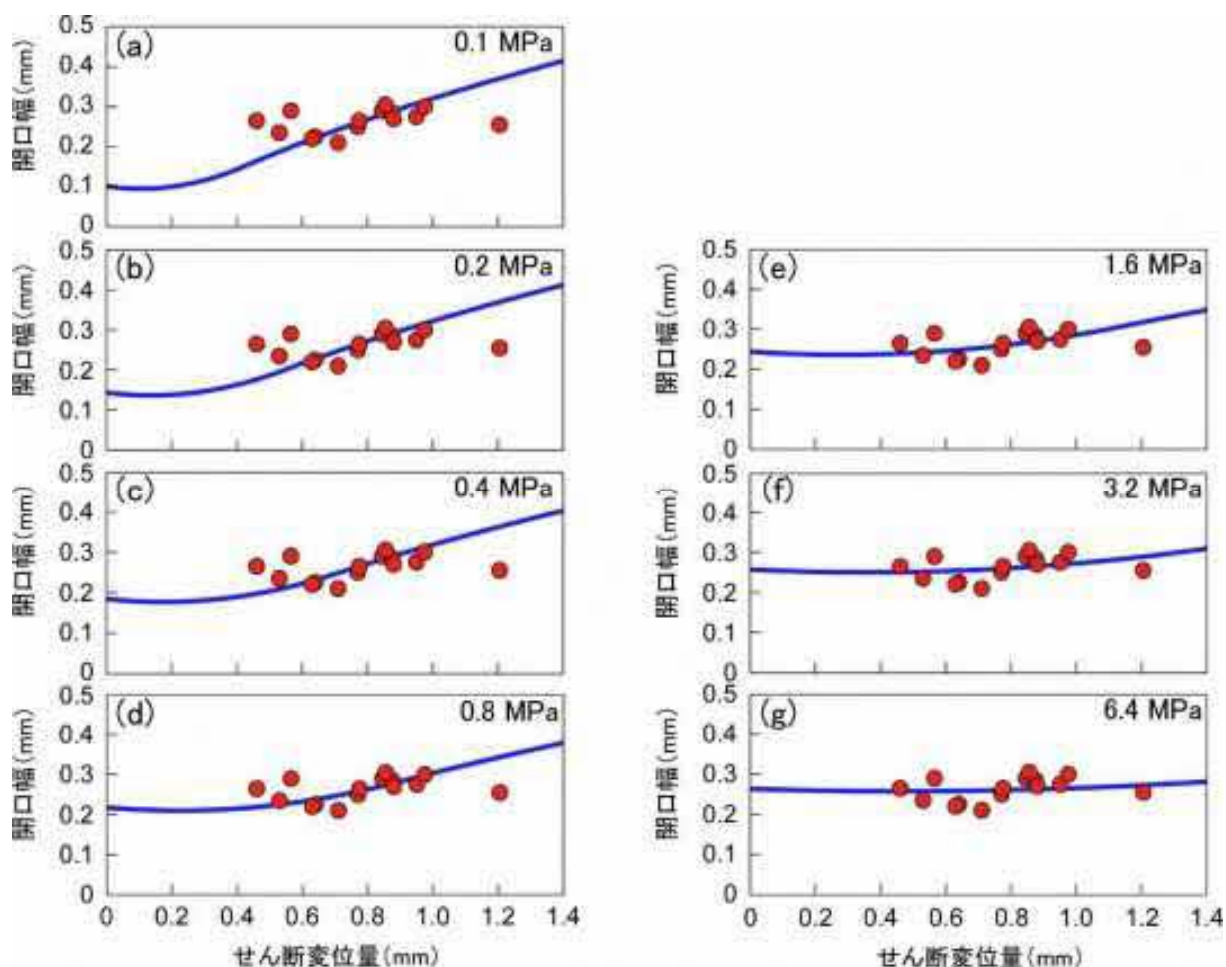


図 96 樹脂注入後の掘削損傷領域の割れ目試料で観察された開口幅とせん断変位量の関係（赤丸）とシミュレーション結果（青線）<sup>(59)</sup>

各グラフの右上の数値は、各シミュレーションで想定した割れ目面にかかる力の大きさを示しています。シミュレーションでは、Asadollahi and Tonon のモデル<sup>(60)</sup>を用いて、せん断変位量に応じた開口幅の変化を計算しています。

令和 2 年度から 3 年間にわたり、坑道埋め戻し後の緩衝材や埋め戻し材の膨潤が掘削損傷領域の透水性に与える影響の評価手法を構築するために、既往の試験結果を用いた机上検討を行ってきました。その結果、坑道埋め戻し後の緩衝材や埋め戻し材の膨潤による掘削損傷領域の透水性の変化は、推定される DI の変化と図 95 に示す予測値の曲線<sup>(2)</sup>から見積もることができ<sup>(57)</sup>、この曲線の信頼性あるいは適用性は掘削損傷領域の割れ目を対象とした段階注水試験<sup>(5)</sup>や樹脂注入試験<sup>(57)</sup>を行うことにより確認できることが分かりました。掘削損傷領域の透水性の変化は、個々の割れ目の透水性の変化量を参考文献(5)や参考文献(57)で行ったシミュレーションの方法により評価し、それらを足し合わせることにより推定することも可能です。これらにより、坑道

埋め戻し後の緩衝材や埋め戻し材の膨潤が掘削損傷領域の透水性に与える影響を評価する手法を整備することができ、所期の目標を達成することができました。

今後は、参考資料の令和 2 年度以降の研究工程に示すとおり、「坑道スケール～ピットスケールでの調査・設計・評価技術の体系化」を実施する中で、情報の不足などがあつた場合に追加で試験や解析を実施します。