

亀裂性堆積岩を対象とした地下水流動解析における有効間隙率の与え方 : 北海道幌延に分布する声間層と稚内層浅部の事例

宮川和也*1 石井英一*2 今井久*3 平井哲*3 大野宏和*2 中田弘太郎*4 長谷川琢磨*4

高レベル放射性廃棄物の処分地の選定過程における概要調査では、地下水の涵養域から流出域までを包含する数 km～数十 km の広域を対象とした地下水流動解析により、地下水の移行時間・経路が評価されることが想定される。亀裂の発達する岩盤中の地下水の移行時間を解析的に求める上で、岩盤の水理学的有効間隙率は感度の高いパラメータである。堆積岩ではボーリング調査における原位置水理試験から得られた亀裂の透水性を岩盤の透水性として扱う一方で、別の試験方法から得られた健全部に相当する間隙率を水理学的有効間隙率として扱うなど、有効間隙率の与え方が明確ではない。本研究では低透水性の岩石基質部に亀裂の発達する堆積岩である声間層および稚内層浅部を例として、亀裂の開口幅を基に推定した有効間隙率を用いた場合の移行時間を、ボーリング調査における地下水年代の評価結果と比較することで、有効間隙率の与え方を検討した。その結果、亀裂の開口幅を基に推定した有効間隙率を用いた場合、ボーリング調査から得られた観測結果と整合的な移行時間が得られた。その時の有効間隙率は、健全部の間隙率と比較して1桁～3桁小さい値であった。低透水性の岩石基質部に亀裂部からなる水みちネットワークが形成される堆積岩の場合、亀裂の開口幅を基に有効間隙率を推定することが有効であることが示された。

Keywords: 広域地下水流動解析, 有効間隙率, 堆積岩, 亀裂性泥岩

Groundwater flow analysis is used to evaluate groundwater travel times and pathways over several kilometers to several tens of kilometers, covering the entire groundwater recharge and discharge areas, during preliminary investigations for a potential repository for high-level radioactive waste. A rock's hydraulic effective porosity (kinematic porosity) is a sensitive parameter while analytically determining the travel time of groundwater in the fractured rock. However, the concept of kinematic porosity in fractured sedimentary rock is unclear. For example, the permeability of fractures obtained from in-situ hydraulic packer tests in borehole investigations is treated as the permeability of the rock, while the porosity of the intact rock obtained from other tests is treated as the kinematic porosity. In this study, we examined the method to estimate the kinematic porosity of fractured sedimentary rock by comparing the travel time using the kinematic porosity estimated based on the fracture aperture and intact rock's porosity with the observation results, using the Koetoi Formation and Wakkanai Formation (shallower part), which are sedimentary rocks with fracture development in low-permeability rock matrix, as an example. The travel time was consistent with the observations when the kinematic porosity was estimated based on the fracture aperture; the kinematic porosity was one to three orders of magnitude smaller than the porosity in the intact rock. In the case of sedimentary rocks with a water-conducting-fracture network in low-permeability rock matrix, it was shown that estimating the kinematic porosity based on the fracture aperture width is effective.

Keywords: Groundwater-flow analysis, Kinematic porosity, Sedimentary rock, Fractured mudstone

1 はじめに

1.1 広域地下水流動解析と水理学的有効間隙率

高レベル放射性廃棄物の地層処分において、処分場の閉鎖後長期の地質環境に期待される安全機能を発揮するために求められる要件の一つに、動水勾配が小さいまたは岩盤の透水性が低いことによる放射性物質の移行を抑制する緩慢な地下水流動の水理場であることが挙げられる[1]。処分地の選定過程における概要調査では、地下水の涵養域から流出域までを包含する数 km～数十 km の広域を対象とした地下水流動解析により、地下水の流速や動水勾配、移行時間・経路が評価される[2]。地質調査や物理探査、ボーリング調査などの調査結果に基づいた水理地質構造モデルが

構築され、モデルの妥当性はボーリング調査による原位置での観測結果との比較により更新される。例えば、スウェーデンのフォルスマルクにおける処分場の許認可申請では、約 11 km × 15 km の領域を対象として深さ 2 km までのモデル解析が実施されている[3]。研究開発においても、スウェーデンのエスポ岩盤研究所周辺におけるモデル解析(約 10 km × 10 km × 3 km, [4]) や中国甘粛省の北山地下研究所のサイト選定の一環として実施された新疆ウイグル自治区におけるモデル解析(約 100 km × 80 km × 1 km, [5])、岐阜県東濃地域から愛知県三河湾にかけてのモデル解析(約 130 km × 110 km × 10 km, [6])、静岡県駿河湾から富士山にかけての沿岸部のモデル解析(約 40 km × 40 km × 6 km, [7]) などの広域地下水流動解析が実施されている。

岩盤中において卓越する地下水流動に寄与する水理学的有効間隙率は、亀裂の発達する岩盤中の地下水の移行時間を解析的に求める上で感度の高い重要なパラメータであり[e.g., 8, 9], kinematic porosity や transport porosity, mobile porosity, flow porosity などと称される[e.g., 10, 11]。以降、本稿ではこれを単に有効間隙率(kinematic porosity)と表す。有効間隙率は対象岩盤におけるトレーサー試験などの原位置水理試験の結果から解析的に求めることが一般的であるが[e.g., 12, 13], 広域地下水流動解析における対象岩盤の代表要素体積(Representative Elementary Volume: REV[14])を包含するような広域において原位置試験を実施することは困難であり、報告例は限られている。有効間隙率を求める手法は上記原位置試験の他に、ボーリング調査や露頭調査

Effective porosity in groundwater flow analysis for fractured sedimentary rocks: Case studies of the Koetoi and Wakkanai formations in Horonobe, Hokkaido, Japan by Kazuya MIYAKAWA (miyakawa.kazuya@jaea.go.jp), Eiichi ISHII, Hisashi IMAI, Satoru HIRAI, Hirokazu OHNO, Kotaro NAKATA and Takuma HASEGAWA

*1 日本原子力研究開発機構 核燃料サイクル工学研究所
Nuclear Fuel Cycle Engineering Laboratories, Japan Atomic Energy Agency
〒319-1194 茨城県那珂郡東海村大字村松 4 番地 33

*2 日本原子力研究開発機構 幌延深地層研究センター
Horonobe Underground Research Center, Japan Atomic Energy Agency
〒098-3224 北海道天塩郡幌延町字北進 432 番地 2

*3 株式会社安藤・間
HAZAMAANDO CORPORATION
〒305-0822 茨城県つくば市菊間 515-1

*4 電力中央研究所
Central Research Institute of Electric Power Industry
〒270-1194 千葉県我孫子市我孫子 1646

(Received 28 May 2024; accepted 29 October 2024)

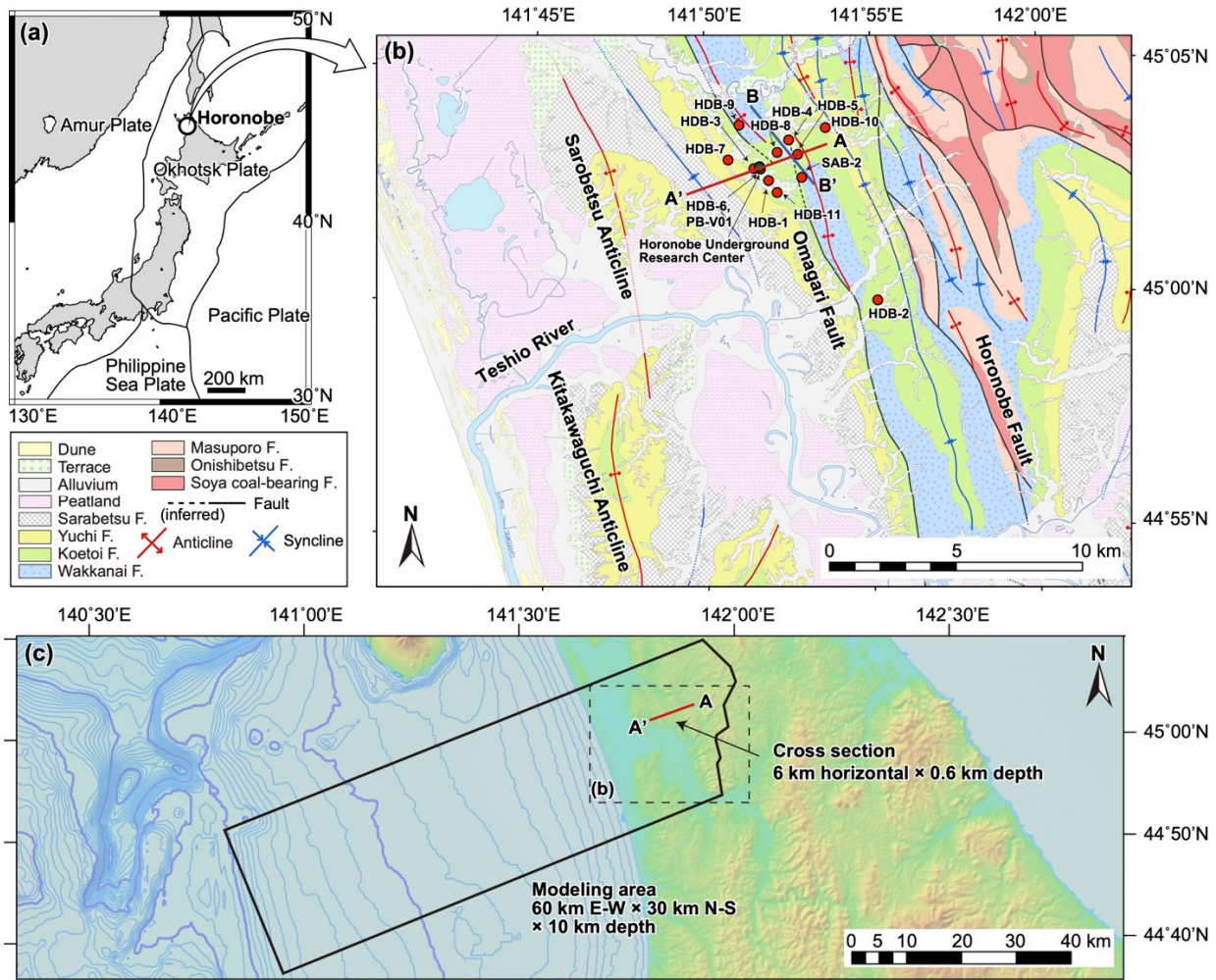


Fig.1 (a) Location map of the Horonobe town, (b) surface geological map around the Horonobe town, and (c) modeling area. Surface geological map is based on Sakai and Matsuoka (2015)[41]. The elevation topographic map (c) is from the Geographical Survey Institute's maps (color-coded elevation maps).

から得られる亀裂の開口幅と亀裂の数，対象区間長に基づく推定手法[8, 15, 16]が検討されている。

有効間隙率の報告例には砂岩や泥岩，頁岩などの堆積岩においても約 16 点の文献値の集約結果から約 $2 \times 10^{-5} \sim 2 \times 10^{-1}$ の値が報告されており[13]，物質移行を考えた場合，堆積岩においても亀裂を介した地下水流動が支配的である場合が多いことが指摘されている [e.g., 8, 9]. 例えば，米国ニュージャージー州の三疊紀 Lockatong 層の泥岩部では，深度～数十メートルにおけるトレーサー試験の結果から， $3 \times 10^{-4} \sim 2 \times 10^{-3}$ の有効間隙率が報告されている[17]. 有効間隙率は，同一の対象岩盤であっても原位置水理試験の対象とする距離や体積への依存性[e.g., 18]の他に，試験手法や試験時間，深度への依存性により異なる値を示すことが報告されている[13, 19, 20]. 比較的短期間の試験である人工的なトレーサー試験では最も地下水が流れやすい連結性の高い亀裂部のみを反映した有効間隙率の値が得られる一方で，環境トレーサーを利用した比較的長期間の地下水流動を反映した推定手法では亀裂周囲の基質部の間隙率も含めた比較的大きな値が得られ，全間隙率 (total porosity) の値に近づく傾向にある[13].

1.2 北海道幌延町の地質概況と水理地質特性

北海道道北地方に位置する幌延町には亀裂の発達する新第三紀～第四紀の珪藻質泥岩 (声問層) とその下位に亀裂の発達する新第三紀の珪質泥岩 (稚内層) が分布する (Fig. 1). 幌延町の地質は白亜系が露出する東部の天塩山地を除き，大半が新第三紀～第四紀堆積岩からなる. 新第三紀～第四紀堆積岩は南北走向の軸を持つ背斜・向斜を繰り返しており，これらの褶曲構造は鮮新世以降に顕著となった東西圧縮の構造運動により，東から順次褶曲構造が形成されたと考えられている[21, 22]. この東西圧縮の構造運動に伴い，南北走向の複数の断層やリアメントが分布する[23, 24]. 本地域の主な新第三紀～第四紀堆積岩は下位より，増幌層 (礫岩，砂岩，泥岩，主に石英よりなる珪質泥岩)，稚内層，声問層，勇知層 (細粒砂岩)，更別層 (礫・砂・シルト・泥・亜炭の互層) からなる[25, 26, 27].

声問層の亀裂の見られない健岩部 (岩石基質部) の全間隙率は約 50%～65%と高い値を示すものの，透水係数は $10^{-11} \text{ m s}^{-1} \sim 10^{-9} \text{ m s}^{-1}$ の値を示し，低透水性である[28]. 稚内層においても亀裂の見られない健岩部の全間隙率は約

35%~45%と高い値を示すものの、透水係数は $10^{-13} \text{ m s}^{-1}$ ~ $10^{-10} \text{ m s}^{-1}$ の値を示し、低透水性である[28]. 原位置水理試験から得られた声問層と稚内層の亀裂部の透水係数はそれぞれ $10^{-10} \text{ m s}^{-1}$ ~ 10^{-7} m s^{-1} と $10^{-12} \text{ m s}^{-1}$ ~ 10^{-5} m s^{-1} であり、健岩部と比較して高い透水性と大きな幅を示す[28].

幌延町周辺を対象とした広域地下水流動解析の結果から、声問層と稚内層が分布する幌延深地層研究センター近傍における地下の動水勾配分布は表層部においても 0.06 程度と小さい値が推定され、標高-200 m 以深では 0.02 未満となり、推定される地下水の移行時間は長い[29]. この解析結果は、地上からのボーリング調査における ^{36}Cl や ^4He を用いた地下水年代評価の結果とも整合し、透水性亀裂の連結性の低い稚内層深部[30]の間隙水の流動状態は、鮮新世以降に顕著となった東西圧縮の構造運動による地層の隆起以降、停滞状態にあると考えられている[31]. ボーリング調査における原位置水理試験の結果を用いた検討結果から声問層と稚内層の REV は明らかではないと報告されているが[28], その指標として声問層については 10 m 以上、稚内層については 100 m ~ 200 m の長さが示唆されている. 既往の広域地下水流動解析では、岩盤の透水係数として、亀裂を含む数十~百 m 程度のボーリング孔試験区間を対象とした原位置水理試験の結果が用いられる一方で、有効間隙率にはボーリング孔内の物理検層から推定される全間隙率(声問層で 53.6%、稚内層で 37.8%) が用いられており、これは健岩部の間隙率に相当する[32, 33].

幌延深地層研究センター近傍の地下水の水質に基づく検討では標高約-400 m まで天水の浸透が認められ、そのうち標高約-160 m までは最終氷期以降の天水の浸透が認められるが、それより深部の天水浸透領域では氷期の天水のみの浸透が認められている[34, 35]. 前者の最終氷期以降の天水の浸透が認められる領域(天水浸透領域浅部)については、亀裂中の地下水と亀裂周囲の基質部中の間隙水の水素酸素同位体比 (δD , $\delta^{18}\text{O}$) に差が見られることから、現在、岩盤の亀裂を介した天水の浸透が活発に起こっていることが指摘されており[35], 天水浸透領域浅部の亀裂中の地下水からは ^{14}C やトリチウムが検出されている[36]. 本稿では以降、亀裂中の地下水を裂か水と呼ぶ. 後者の氷期の天水のみが認められる領域(天水浸透領域深部)については、裂か水と亀裂周囲の基質部中の間隙水の水素酸素同位体比に差が見られないことから、現在は亀裂を介した地下水の移動が停滞していることが指摘されている. 天水浸透領域深部の天水の浸透は、地表付近に深さ最大 50 m 程度の谷地形が発達し、永久凍土が解け始めた最終氷期末期に、鉛直方向の動水勾配が一時的に増加したことにより起こったことが指摘されており、谷地形は現在、沖積層の堆積により完全に埋没している[37].

1.3 課題と目的

以上のように、声問層および稚内層を対象とした既往研究ではボーリング調査における原位置水理試験から得られた亀裂の透水性が岩盤の透水性として扱われ、別の試験方法から得られた健岩部に相当する全間隙率が水理学的有効間隙率として扱われている. 天水浸透領域浅部のような亀

裂内部の移流が支配的であることが示唆される領域は、有効間隙率が全間隙率より有意に小さな値を取ることが考えられ、上記のような有効間隙率の与え方は適切ではない可能性がある. この点については、幌延深地層研究センター周辺の現在の地形分布に基づいた地下水流動解析から得られる天水浸透領域浅部の地下水の移行時間を環境トレーサーから推定される移行時間と比較することにより、有効間隙率の適切な与え方を検証できる可能性がある. 亀裂の発達する堆積岩の有効間隙率の与え方は定まった方法が提案されていないが[e.g., 38], 上記の比較を行うことにより亀裂性堆積岩を対象とした地下水流動解析における有効間隙率の与え方について一つの検討事例を加えることができる可能性がある.

本研究では亀裂性堆積岩における有効間隙率の与え方の検討を目的として、北海道幌延町に分布する亀裂の発達する堆積岩である声問層および稚内層を対象に、亀裂の開口幅を基に算出した岩盤の有効間隙率を用いた場合の地下水の移行時間を、既存の知見から予想される移行時間と比較した.

2 解析方法

2.1 評価範囲および水理モデル

本研究では声問層および稚内層について水理地質学的知見が多く取得されている幌延深地層研究センター周辺における地下水流動に焦点を絞り、解析結果の評価範囲を Fig. 1 に示される A-A'断面(水平 6 km, 深さ約 0.6 km) およびその周囲に位置する地上から掘削されたボーリング孔(HDB) 近傍とした. 水理モデルについては、境界条件の影響を最小限にするため、日本原子力研究開発機構(原子力機構)(2016)[39]において構築された広域モデルを基とした.

原子力機構(2016)[39]において構築されたモデルの概要を以下に述べる. 地質モデルの構築においては水理特性分布と地質分布を同一とし、更別層(沖積層, 段丘堆積物を含む), 勇知層, 声問層, 稚内層, 増幌層~古第三系, 白亜系と区分した. 稚内層については既往研究における亀裂の水理学的な連結性に関する検討結果[30]に基づき、亀裂の水理学的連結性の高い稚内層浅部と亀裂の水理学的連結性の低い稚内層深部に区分した. 解析領域内のマップスケールの断層(大曲断層, 幌延断層など)は単一の面構造としてモデル化した. 陸上の地形面形状については本地域において整備された 10 m グリッドの精密地形図[40, 41]に基づいた. 海底地形については海上保安庁水路部による沿岸の海の 5 万分の 1 基本図および日本海洋データセンターの 500 m メッシュ海底地形データに基づいた. 各地質分布のモデル化については本地域における地表踏査データベースと既存の地質図を地形解析により統合した地表地質分布[41]および深層ボーリングや物理探査に基づく三次元水理地質構造モデルの検討結果[42]に基づいた. ただし、幌延断層以東の領域については地表地質図以外の情報が得られていないため、白亜系が地表から地下深部まで分布するものとして簡略化した.

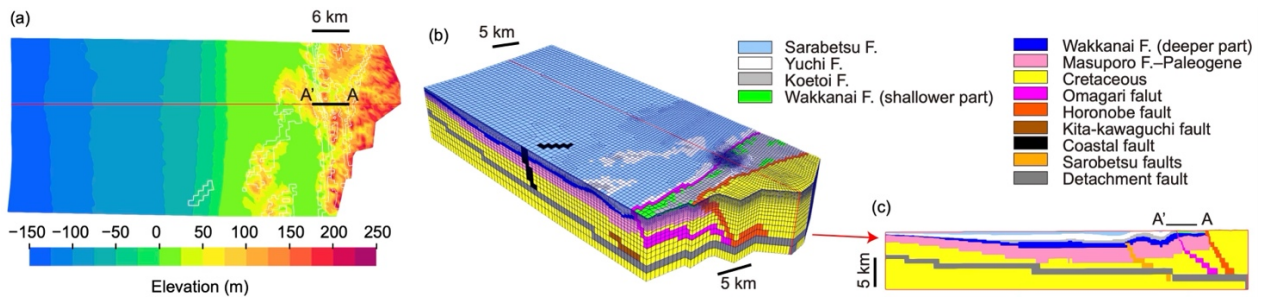


Fig.2 Hydrogeological model: (a) topography, (b) hydrogeological classification, and (c) cross-section along with the A-A' line. The hydrogeological model is based on JAEA (2016)[39].

水理モデルの概要を Fig. 2 に示す。1つの有限要素法メッシュ要素内に HDB が 2 孔以上属さないように、原子力機構(2016)[39]で構築されたモデルを用いて、幌延深地層研究センター周辺のメッシュを細かく分割した。標高約-1 km までは要素分割を 50 m 以内とし、それより深部では要素の厚さが等比級数的に増加するように分割した。最深部は標高-10 km である。

本研究でモデル化した断層の破碎帯の幅については、大曲断層の地表露頭を除くと、具体的な観測データに乏しい。このため、各断層については、計算の収束性を考慮して、厚さ 10 m の 1 枚の面構造としてモデル化した。断層が横切る地層要素を断層要素とし、断層要素の透水係数を、スメアード割れ目モデル[43]を用いて断層の透水性を考慮して求めた等価な透水係数と置き換えた。スメアード割れ目モデルは、特定領域内に断層や母岩等の透水性の異なる物質が混在する場合に、それらの性質が均質化された物質が特定領域内にあるものとして取り扱うものであり、断層に該当するメッシュに対して、断層部の体積比率と断層の方向性の影響を透水異方性として反映させるモデル化手法である。透水異方性については、原子力機構(2016)[39]を基にモデル化した断層の走向と傾斜 (Table 1) から各断層の透水係数テンソルを求めた。ただし、大曲断層の地表露頭では破碎帯の幅が約 120 m と報告されていることから[44]、大曲断層が横切る要素についてはスメアードモデルによる等価な透水係数ではなく、ボーリング調査による原位置試験結果に基づき、稚内層浅部と同等の透水係数を与えた。また、各断層は地表部から深度数 km まで分布しているが、深部ほど実測データが乏しいため、水理パラメータの深度依存性は考慮していない。

2.2 解析条件

地下水流動解析における境界条件については、幌延における既往研究[45, 46]や他地域における広域地下水流動解析例[3, 4, 6, 7]と同様に設定した。解析領域上面の海域を海水の比重を考慮した水頭固定境界とし、陸域を降雨浸透境界とした。また、地表の河川部については、水頭固定境界とした。地形分布から東部の宗谷丘陵から西側の沿岸に向かう東西方向の地下水流動が卓越することが想定されるため、尾根部である東側方境界および南北の側方境界を不透水境界とした。また、西側方境界は本研究の評価範囲である陸域より数十 km 遠方であるため、他と同様に不透水境界とした。下部境界についても標高が-10 km であるため、

Table 1 Strike and dip of faults

Fault	Strike	Dip
Omagari fault	N33°W	49°E
Horonobe fault	N9°W	58°E
Kita-kawaguchi fault	N6°W	19°E
Coastal fault	N20°E	77°E
Sarobetsu faults	N37°W	34°E
Wakasakanai fault	N3°W	47°E
Detachment fault	N0°W	0°

評価範囲における地下水流動には境界条件による顕著な影響は無いと考えて不透水境界とした。

本地域の天水浸透領域浅部に見られる亀裂内部の移流が支配的であることが示唆される状態および天水浸透領域深部に見られる亀裂を介した地下水の移動が停滞していることが示唆される状態は現在の水理条件を反映したものであると考えられることから[35, 37]、海水準については現在の海水準である標高 0 m を用いた。涵養量については、2004 年 12 月～2005 年 12 月に本地域における水文調査から得られた涵養量 (降水量 - 蒸発散量 - 流出高) である 0.12 m yr^{-1} [47]を用いた。

2.3 検討項目

堆積岩および亀裂性岩盤における広域地下水流動解析では、透水性の異方性を考慮した等価連続多孔質媒体モデルが広く用いられる。水理地質構造モデルに与えた透水係数および水理学的有効間隙率を Table 2 に示す。解析コードには、三次元飽和・不飽和浸透流解析プログラム Dtransu3D-EL[48, 49]を使用し、Table 2 に示される 5 ケースについて定常浸透流解析を実施した。本地域を対象として Dtransu3D-EL を用いた既存研究[45]から、広域地下水流動に対する地下水の塩濃度に起因する密度流の影響は、汀線近傍の沿岸部においては僅かに認められるものの、内陸部においては地下深部を含めてほとんど認められないことが報告されていることから、本研究では密度流を考慮していない。塩濃度による密度を考慮した全水頭との差は標高 -500 m において最大で約 3 m 淡水水頭が小さい程度であり、浅部ほど差は小さくなる[45]。

勇知層以浅については全間隙率を岩盤の有効間隙率として与えた。稚内層深部は亀裂の水理的連結性が乏しいことから[30, 50, 51]、そこでの地下水流動は基質部における地下水流動に支配されると考え、全間隙率を岩盤の有効間隙率とした。声間層と稚内層浅部については、全間隙率を岩

Table 2 Hydraulic conductivity and kinematic porosity of each hydrogeological classification

Hydrogeological classification	Hydraulic conductivity	Hydraulic conductivity	Kinematic porosity				
	(Parallel to the fault plane) (m s ⁻¹)	(Perpendicular to the fault plane) (m s ⁻¹)	Case 1	Case 2	Case 3	Case 4	Case 5
Sarabetsu F.	1.0 × 10 ^{-6a}		0.45 ^f	0.45 ^f	0.45 ^f	0.45 ^f	0.45 ^f
Yuchi F.	9.4 × 10 ^{-10b}		0.45 ^g	0.45 ^g	0.45 ^g	0.45 ^g	0.45 ^g
Koetoi F.	5.0 × 10 ^{-9c}		0.50 ^g	1.0 × 10 ⁻⁴	1.0 × 10 ⁻³	1.0 × 10 ⁻²	1.0 × 10 ⁻¹
Shallower part of the Wakkanai F.	2.0 × 10 ^{-8c}		0.40 ^g	1.0 × 10 ⁻⁴	1.0 × 10 ⁻³	1.0 × 10 ⁻²	1.0 × 10 ⁻¹
Deeper part of the Wakkanai F.	1.0 × 10 ^{-11c}		0.40 ^g	0.40 ^g	0.40 ^g	0.40 ^g	0.40 ^g
Masuporo–Paleogene	5.0 × 10 ^{-11d}		0.10 ^h	0.10 ^h	0.10 ^h	0.10 ^h	0.10 ^h
Cretaceous	5.0 × 10 ^{-12e}		0.10 ^h	0.10 ^h	0.10 ^h	0.10 ^h	0.10 ^h
Omagari fault	2.0 × 10 ⁻⁸	2.0 × 10 ⁻⁸	0.30 ^h	0.30 ^h	0.30 ^h	0.30 ^h	0.30 ^h
Horonobe fault	1.5 × 10 ⁻⁹ⁱ	1.4 × 10 ⁻⁹ⁱ	0.30 ^h	0.30 ^h	0.30 ^h	0.30 ^h	0.30 ^h
Kita-kawaguchi fault	1.5 × 10 ⁻⁹ⁱ	1.4 × 10 ⁻⁹ⁱ	0.30 ^h	0.30 ^h	0.30 ^h	0.30 ^h	0.30 ^h
Coastal fault	1.5 × 10 ⁻⁹ⁱ	1.4 × 10 ⁻⁹ⁱ	0.30 ^h	0.30 ^h	0.30 ^h	0.30 ^h	0.30 ^h
Sarobetsu faults	1.5 × 10 ⁻⁹ⁱ	1.4 × 10 ⁻⁹ⁱ	0.30 ^h	0.30 ^h	0.30 ^h	0.30 ^h	0.30 ^h
Wakasakanai fault	1.5 × 10 ⁻⁹ⁱ	1.4 × 10 ⁻⁹ⁱ	0.30 ^h	0.30 ^h	0.30 ^h	0.30 ^h	0.30 ^h
Detachment fault	1.5 × 10 ⁻⁹ⁱ	1.4 × 10 ⁻⁹ⁱ	0.30 ^h	0.30 ^h	0.30 ^h	0.30 ^h	0.30 ^h

^a The value is from Kurikami *et al.* (2008)[47], based on the data from the hydraulic test reported by Osima *et al.* (1995)[72].

^b The value is from JAEA (2017)[73], which is the logarithmic average of data of hydraulic tests from HDB1 to 11.

^c These values are from Ozaki *et al.* (2022)[51].

^d The value is from Kurikami *et al.* (2008)[47]. The permeability of the Masuporo F. is assumed to be higher than that of the Wakkanai F. because the Masuporo F. is composed of alternating beds of conglomerate, sandstone, and mudstone and because the Masuporo F. is estimated to be the source of the springs in the northern part of the area (National Development Agency of Hokkaido, 1971[74]).

^e The value is from Kurikami *et al.* (2008)[47]. The value is one order of magnitude lower than the Masuporo F. because it is a Cretaceous solidified formations.

^f The value is from Imai *et al.* (2001)[75], which is based on the data of a deep drilling survey (PNC, 1987[76]).

^g The value is based on Ishii *et al.*'s (2011)[77] data compilation from HDB3 to 11 (Niunoya and Matsui, 2007[78]; Sanada *et al.*, 2008[79] and 2009[80]).

^h The value is from JAEA and CRIEPI (2020)[81].

ⁱ These values were calculated by the smeared model (Kawanishi *et al.*, 1994)[43]. The original hydraulic conductivity of faults was from the logarithmic average of the data of hydraulic tests at Omagari fault (CRIEPI, 2011)[82] as 2.7 × 10⁻¹⁰ m s⁻¹. The hydraulic conductivity of the element where the fault intersects was assumed to be 1.5 × 10⁻⁹ m s⁻¹ as the logarithmic mean of the entire Sarabetsu to Cretaceous formations.

盤の有効間隙率とした参考ケース (Case 1) と、亀裂の開口幅を基に算出した有効間隙率を用いたケース (Case 2~5) を設けた。後者のケースでは Rhén *et al.*[52]を参考に、ボーリング調査における電気伝導度検層において検出された声間層および稚内層浅部の流入・流出点 (水みち亀裂) の透水量係数から平行平板モデル[53]を用いて水理開口幅を求めた (Table 3)。結晶質岩における算出例[15]を参考に、その水理開口幅の 10 倍の幅を物質移行開口幅として扱った。

電気伝導度検層において水みち亀裂の透水量係数は次のように求めた[54, 55, 56, 57, 58]: 地下水の電気伝導度と異なる電気伝導度を持つ流体で孔内流体を置換することで裂か水の流入・流出点を検出し、この時の揚水量や電気伝導度の深度プロファイルなどを用いて各水みち亀裂の透水量係数を移流拡散方程式を基に当てはめ、求めた。水理開口幅に対する物質移行開口幅の比率は、結晶質岩における原位置トレーサー試験の結果[59, 60]から、5~20 倍程度が典型的な比率であると考えられている[15]。この比率は、本地域の珪質泥岩における原位置トレーサー試験の結果とも整合する[61]。Posiva[15]では、得られた物質移行開口幅の値には不確実性が伴うものの、水理開口幅に対する比率として 10 倍を代表として用いており、本研究でもこれに倣い

10 倍を採用した。

検層区間において求めた物質移行開口幅の平均値を水みち亀裂の平均間隔で除した値を岩盤の有効間隙率として算出した。水みち亀裂の平均間隔は、水みち亀裂の方向が一様で、その方向はその検層区間で最も卓越する亀裂の方向 (傾斜方位と傾斜角度) [62, 63, 64]で代表できると幾何学的に仮定して式(1)から求めた。

$$l = L \cos \theta / n \quad (1)$$

l : 水みち亀裂の平均間隔 [m]

L : 検層区間の長さ [m]

θ : 最も卓越する亀裂の方向 [degree]

n : 検層区間で検出された水みち亀裂の数 [-]

得られた有効間隙率は声間層では 6 × 10⁻⁵ (HDB-11 孔) であり、稚内層浅部では 6 × 10⁻⁵ (HDB-11 孔) と 1 × 10⁻⁴ (PB-V01 孔), 7 × 10⁻⁵ (SAB-2 孔) であった。この時、検層の対象区間長は声間層において 265 m (HDB-11 孔) であり、稚内層浅部において 195 m (HDB-11 孔) と 142 m (PB-V01 孔), 311 m (SAB-2 孔) であることから (Table 3), 声間層および稚内層の両層について REV の指標 (声間層: 10 m 以上, 稚内層: 100 m~200 m) [28]を包含する値であると考えられる。幾何学的仮定に基づき、声間層と稚内層浅部の

Table 3 List of hydraulic fractures detected by the flowing-fluids electric conductivity (FFEC) logging at the Horonobe town, along with the estimated width of open-hydraulic fracture

Koetoi Formation			Shallower part of the Wakkanai Formation								
HDB-11 ^a			HDB-11 ^b			PB-V01 ^b			SAB-2 ^b		
Depth ^c (GL-m)	T^d (m ² s ⁻¹)	Width ^e (m)	Depth ^c (GL-m)	T^d (m ² s ⁻¹)	Width ^e (m)	Depth ^c (GL-m)	T^d (m ² s ⁻¹)	Width ^e (m)	Depth ^c (GL-m)	T^d (m ² s ⁻¹)	Width ^e (m)
190	1.9×10^{-8}	2.9×10^{-5}	463	2.0×10^{-8}	2.9×10^{-5}	254	3.1×10^{-6}	1.6×10^{-4}	100	1.4×10^{-6}	1.2×10^{-4}
201	2.6×10^{-8}	3.2×10^{-5}	473	3.5×10^{-8}	3.5×10^{-5}	258	3.3×10^{-6}	1.6×10^{-4}	124	3.0×10^{-7}	7.2×10^{-5}
211	1.2×10^{-8}	2.5×10^{-5}	478	3.5×10^{-8}	3.5×10^{-5}	266	2.8×10^{-6}	1.5×10^{-4}	127	2.0×10^{-7}	6.3×10^{-5}
219	2.9×10^{-8}	3.3×10^{-5}	484	2.2×10^{-7}	6.5×10^{-5}	274	9.7×10^{-7}	1.1×10^{-4}	128	1.5×10^{-7}	5.7×10^{-5}
220	1.9×10^{-8}	2.9×10^{-5}	522	7.9×10^{-8}	4.6×10^{-5}	278	2.4×10^{-6}	1.4×10^{-4}	131	1.5×10^{-7}	5.7×10^{-5}
226	9.5×10^{-8}	4.9×10^{-5}	530	1.7×10^{-7}	5.9×10^{-5}	285	4.5×10^{-7}	8.2×10^{-5}	133	2.5×10^{-7}	6.7×10^{-5}
248	1.8×10^{-8}	2.8×10^{-5}	544	4.4×10^{-9}	1.8×10^{-5}	288	1.2×10^{-6}	1.1×10^{-4}	136	1.5×10^{-7}	5.7×10^{-5}
259	2.7×10^{-8}	3.2×10^{-5}	566	2.2×10^{-8}	3.0×10^{-5}	322	9.7×10^{-7}	1.1×10^{-4}	140	1.3×10^{-7}	5.3×10^{-5}
262	3.7×10^{-8}	3.6×10^{-5}	575	1.1×10^{-7}	5.1×10^{-5}	331	1.1×10^{-7}	5.2×10^{-5}	210	5.0×10^{-7}	8.5×10^{-5}
278	1.5×10^{-8}	2.7×10^{-5}	591	4.2×10^{-8}	3.7×10^{-5}	358	5.4×10^{-7}	8.7×10^{-5}	261	3.0×10^{-6}	1.5×10^{-4}
282	2.1×10^{-8}	2.9×10^{-5}	603	3.5×10^{-8}	3.5×10^{-5}	363	1.8×10^{-6}	1.3×10^{-4}	296	4.5×10^{-8}	3.8×10^{-5}
287	2.6×10^{-9}	1.5×10^{-5}	611	8.4×10^{-7}	1.0×10^{-4}				309	5.5×10^{-8}	4.1×10^{-5}
292	3.0×10^{-9}	1.5×10^{-5}	618	2.4×10^{-8}	3.1×10^{-5}				316	1.5×10^{-8}	2.6×10^{-5}
299	3.4×10^{-9}	1.6×10^{-5}	629	4.6×10^{-8}	3.8×10^{-5}				329	1.5×10^{-8}	2.6×10^{-5}
312	5.6×10^{-9}	1.9×10^{-5}	633	6.4×10^{-8}	4.3×10^{-5}				333	4.0×10^{-8}	3.7×10^{-5}
316	3.9×10^{-9}	1.7×10^{-5}	648	6.4×10^{-8}	4.3×10^{-5}				336	6.0×10^{-8}	4.2×10^{-5}
325	3.9×10^{-9}	1.7×10^{-5}							352	2.8×10^{-7}	7.0×10^{-5}
332	4.7×10^{-9}	1.8×10^{-5}							369	1.8×10^{-7}	6.0×10^{-5}
338	5.6×10^{-9}	1.9×10^{-5}							374	6.0×10^{-8}	4.2×10^{-5}
348	2.1×10^{-8}	2.9×10^{-5}									
351	2.2×10^{-8}	3.0×10^{-5}									
360	6.0×10^{-9}	1.9×10^{-5}									
370	3.0×10^{-9}	1.5×10^{-5}									
385	2.2×10^{-9}	1.4×10^{-5}									
402	8.2×10^{-9}	2.2×10^{-5}									
417	5.6×10^{-9}	1.9×10^{-5}									

^a The data set is from Ishii (2017)[62]. The borehole interval where FFEC logging was conducted is 265 m. The number of all fractures in the borehole interval of FFEC logging is 1473.

^b The data set is from Ishii (2017)[73]. The borehole intervals where the FFEC loggings were conducted for HDB11, PB-V01, and SAB-2 are 195, 142, and 311 m, respectively.

^c Detection depth of flow anomaly by FFEC logging.

^d Transmissivity in the point of flow anomaly detected by FFEC logging.

^e Hydraulic aperture was calculated from the transmissivity based on the parallel-plate model (Snow, 1968)[53].

有効透水係数を式(2)から求めると、それぞれ $4 \times 10^{-9} \text{ m s}^{-1}$ および $2 \times 10^{-8} \sim 2 \times 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$ と計算され、Table 2 に示す先行研究で設定された有効透水係数と概ね一致する。

$$k = \Sigma T / (L \cos \theta) \quad (2)$$

k : 有効透水係数 [m s⁻¹]

T : 検出された各水みち亀裂の透水量係数 [m² s⁻¹]

亀裂の方向が一樣ではないことや、電気伝導度検層で検出された亀裂部以外においても地下水が流れる可能性があることを考慮すると、実際の有効間隙率は推定値より大きな値を示す可能性がある。有効間隙率は亀裂周辺の基質部に対するトレーサー物質の拡散の影響を受けて変化すると考えられ[65]、対象距離[18]や、試験手法、時間、深度により異なる値を示すことから[13, 19, 20]、本研究では上記の有効間隙率から全間隙率に近い値までの幅を設定することとし、 $1.0 \times 10^{-4} \sim 1.0 \times 10^{-1}$ をそれぞれ Case 2~Case 5 の声間層と稚内層浅部の亀裂の開口幅を基に推定した有効間隙率とした (Table 2)。定常浸透流解析における有効間隙率の違いは、実流速と移行時間に影響を与え、全水頭や動水勾配、移行経路には影響を与えない。

2.4 地下水移行時間

地下水移行時間については、Fig. 2 に示される水理モデルの境界から解析領域内の各節点に到達するまでに要する時間を、解析領域内の各節点を起点とした地下水の流れの逆方向への粒子追跡線解析により求め、これを解析領域内の各節点における地下水移行時間とした。粒子追跡線解析は、Dtransu3D-EL の解析結果である実流速ベクトル分布を用いて可視化ソフト ParaView により実施した。

3 結果と考察

3.1 A-A' 断面における解析結果

Fig. 3 に Case 1 の A-A'断面における全水頭と実流速、動水勾配および地下水移行時間の解析結果を水理地質構造モデル断面図と合わせて示す。全水頭分布については、比較的標高の高い A 地点および水平距離 2.2 km 地点近傍において高い値を示し、地形に従った分布が見られた。動水勾配分布は地表面付近では約 $5 \times 10^{-2} \sim 2 \times 10^{-1}$ の比較的高い値を示し、深部ほど低い値を示し、標高-600 m では約 1×10^{-2} を示した。実流速分布は稚内層浅部以浅において約 1

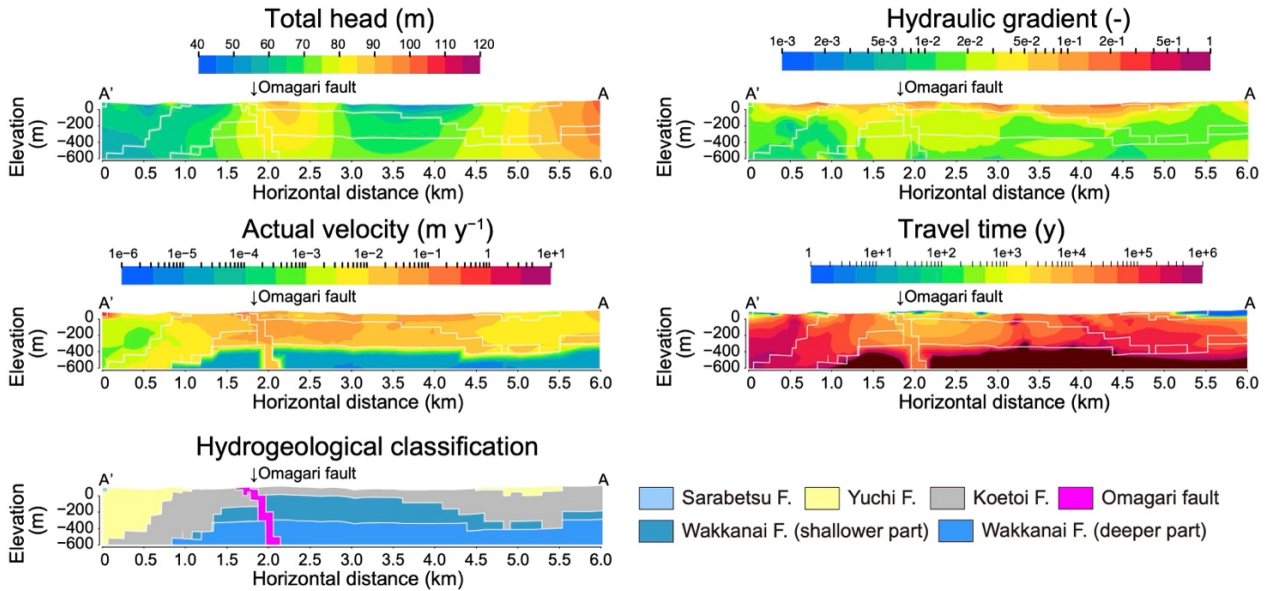


Fig.3 Simulation results of total head, hydraulic gradient, actual velocity, and travel time along with the cross-section of the A-A' line for case 1. White lines are the boundaries of the hydrogeological classifications, and the distribution of the hydrogeological classifications is shown at the bottom.

$\times 10^{-2} \sim 1 \times 10^{-1} \text{ m y}^{-1}$ の比較的高い値が見られ、稚内層深部において最も低い値(約 $1 \times 10^{-5} \text{ m y}^{-1}$)が見られた。大曲断層については、稚内層浅部と同じ透水係数を与えたことにより、浅部から深部まで比較的高い実流速(約 $1 \times 10^{-2} \text{ m y}^{-1}$)を示した。地下水移行時間分布については、全水頭の比較的高い水平距離 2.2 km 地点近傍および A 地点地表部において数年から数十年の若い値を示し、これらの地点から稚内層浅部にまで漸移的な値の増加が見られた。地下水移行時間は声間層や稚内層浅部において大きく増加し、約 $1 \times 10^4 \sim 1 \times 10^5 \text{ y}$ のオーダーであった。稚内層深部では $1 \times 10^6 \text{ y}$ 以上の大きな値が得られた。ただし、大曲断層においては声間層および稚内層浅部と同様の値が得られた。

Case 2~5 の A-A'断面における解析結果の実流速と地下

水移行時間の分布を Fig. 4 に示す。全水頭と動水勾配分布については Case 1 と同じ結果である。Case 2~Case 5 では声間層と稚内層浅部において約 $1 \times 10^{-2} \sim 10 \text{ m y}^{-1}$ 以上の実流速分布が得られた。稚内層深部における実流速分布は Case 1 と同じ結果であった。地下水移行時間分布については、Case 2 では大曲断層地表部および A 地点地表部から数十年未満の比較的低い値を示す分布が稚内層深部との境界部まで広がった。この広がりは、Case 3 では数百年の値を示し、Case 4 では数千年の値を示し、Case 5 では数万年の値を示した。また、全てのケースにおいて稚内層深部では Case 1 と同様に $1 \times 10^6 \text{ y}$ 以上の大きな値が得られた。

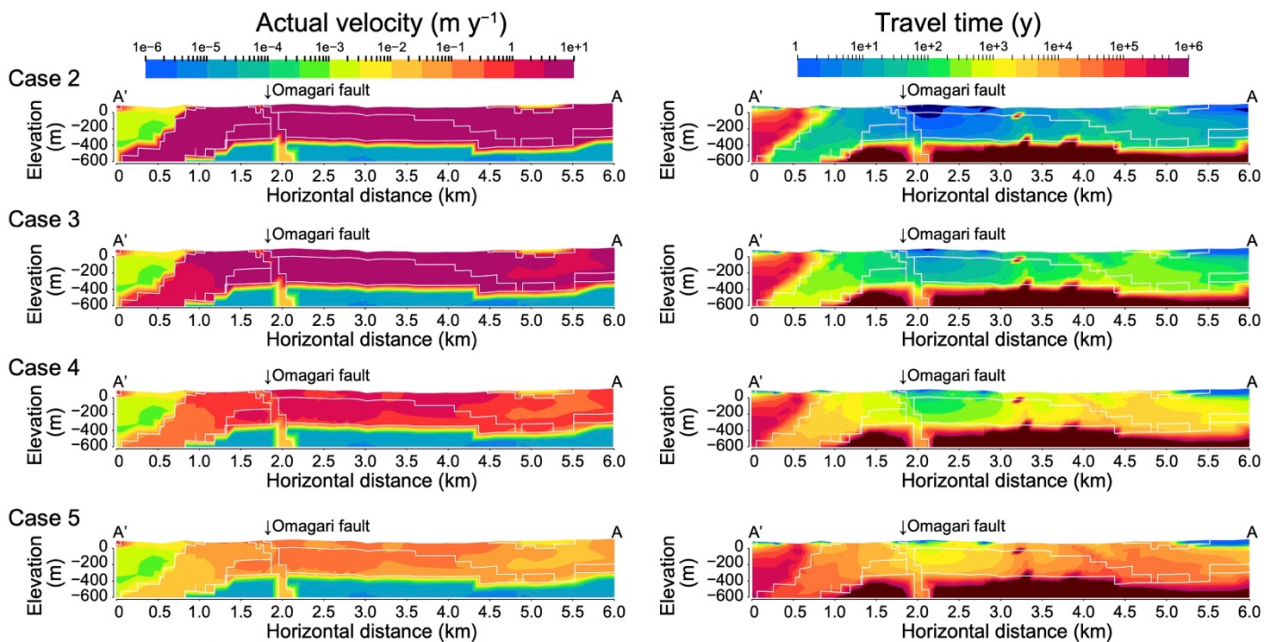


Fig.4 Simulation results of actual velocity and travel time along with the cross-section of the A-A' line for cases 2~ case 5. White lines are the boundaries of the hydrogeological classifications.

3.2 既存ボーリング孔近傍における比較

現在の地形分布に基づく既存の広域地下水流動解析から推定された HDB-5 孔と HDB-6 孔, HDB-9 孔周辺の主な涵養域分布と流出域分布[47]を Fig. 5 に示す. Mochizuki and Ishii (2022; 2023)[35, 37]は, HDB-5 孔と HDB-9 孔におけるボーリング調査結果から最終氷期末期に亀裂を介した天水の浸透が活発化した可能性を指摘しており, HDB-5 孔や HDB-9 孔の天水浸透領域浅部における現在の地下水移行経路は, 周囲の標高の高い涵養地点 (B 地点および B' 地点, Fig. 5) から比較的標高の低い流出域へと向かう流れであり, 水平方向の流動成分が卓越すると指摘している. ここでは, 水平方向の流動成分を側方流動と呼ぶことにする. 定常浸透流解析において特定の移行経路の地下水移行時間に影響を与える解析パラメータは, 有効間隙率の他に透水係数と涵養量が挙げられる. HDB-5 孔近傍および HDB-9 孔近傍の天水浸透領域浅部はそれぞれ異なる流動系に位置していることから (Fig. 5), 解析パラメータ (透水係数と涵養量) および地下水移行時間の解析結果の不確実性を孔毎に独立に扱うことができる.

Fig. 6 に Case 1~Case 5 の結果の各ボーリング孔近傍における全水頭, 実流速, 動水勾配, 地下水移行時間の深度分布を示す. 図には全水頭の観測値[33]と, 裂か水と基質部中の間隙水の δD および $\delta^{18}O$ の比較から得られた最終氷期以降の天水の浸透領域 (天水浸透領域浅部) および氷期の天水浸透領域 (天水浸透領域深部) の推定深度[35]を合わせて示す. ただし, HDB-6 孔では標高約-18 m においても最終氷期以降の天水の浸透は認められておらず, Fig. 6 の HDB-6 孔近傍データに水色で示される領域は 氷期の天水浸透の痕跡が認められる標高約-18 m 以浅を示したものである[35].

3.2.1 HDB-5 孔近傍

HDB-5 孔近傍における全水頭の解析結果は, 本地域を対象とした既存の地下水流動解析結果[47]と同様に, 天水浸透領域浅部における観測値との間に 20 m 程度の違いが認められた (Fig. 6). そのため, 解析結果では観測値とは異なり, 天水浸透領域浅部における地下水の流れは上向きの成分を示した. 動水勾配は浅部の声問層では 0.1 以上の値を示すが, 稚内層との境界部にかけて大きく減少し, 標高 0 m 以深では 0.05 未満の小さな値を示した. Case 1 における実流速は稚内層深部では $1 \times 10^{-4} \text{ m y}^{-1}$ 未満を示すが, 稚内層浅部以浅では約 $1 \times 10^{-2} \text{ m y}^{-1}$ を示し, Case 2~5 では Case 1 の約 $10 \sim 10^4$ 倍の値を示した. 地下水移行時間については, 稚内層深部ではいずれのケースも $1 \times 10^6 \text{ y}$ 以上の値を示した. 声問層および稚内層浅部では, Case 1 の結果は浅部から深部まで $1 \times 10^4 \text{ y}$ 以上の値を示し, Case 2 の結果は $\sim 10 \text{ y}$ の値を示した. Case 3 の結果は数十年の値を示し, Case 4 および Case 5 の結果はそれぞれ数百年および数千年の値を示した.

3.2.2 HDB-6 孔近傍

HDB-6 孔近傍における全水頭の解析結果は声問層部において浅部から深部まで約 70 m の一定の値を示し, 観測値と比較してやや高い値を示すものの, 大きな違いは見られなかった (Fig. 6). 動水勾配は声問層の地表部において

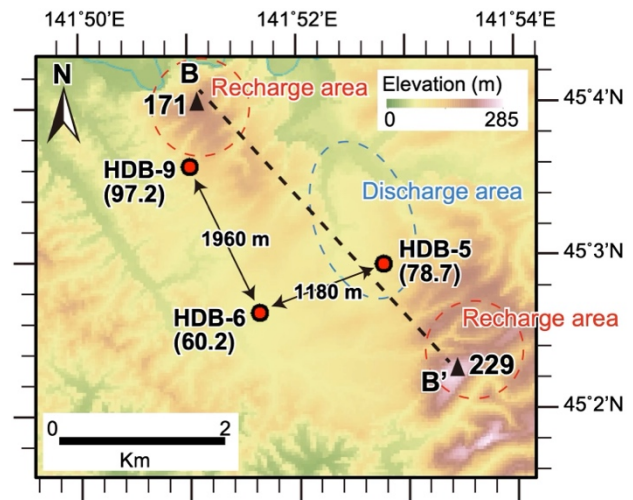


Fig.5 Topographic contour map around HDB-5, 6, and 9. Numbers after the name of borehole represent the elevation of each borehole top. Closed triangles represent the elevation of mountains. The distribution of recharge and discharge areas is based on the groundwater flow simulation of Kurikami et al. (2008)[47]. Two sided arrows represent the distances between boreholes.

も 0.05 程度の小さい値を示したが, 深部ほど低下し標高 -50 m 以深では 0.01 未満の値を示した. Case 1 における声問層での実流速は約 $1 \times 10^{-3} \sim 1 \times 10^{-2} \text{ m y}^{-1}$ を示し, Case 2~5 では Case 1 の約 $10 \sim 10^4$ 倍の値を示した. 地下水移行時間については, 稚内層深部ではいずれのケースも $1 \times 10^5 \text{ y}$ 以上の値を示した. 声問層では Case 1 の結果は地表部から急激に数万年まで増加し, 稚内層との境界部までおよそ一定の値を示した. Case 2 の結果は数十年の値を示し, Case 3 の結果は $\sim 1 \times 10^2 \text{ y}$, Case 4 の結果は数百年, Case 5 の結果は数千年の値であった.

HDB-6 孔周辺は最終氷期以降の埋没谷に位置すると考えられることから[66, 67, 68], 最終氷期末期においては周囲の標高の高い涵養地点 (B 地点および B' 地点, Fig. 5) から涵養された地下水の流出域であったと考えられている [37]. 一方で, HDB-6 孔では最終氷期以降の天水浸透が認められておらず, また, 裂か水と健岩部の間隙水の比較からも有意な地下水流動は検出されていない [35]. このことから, 声問層中の全水頭の観測値に見られるわずかな上向きの動水勾配は必ずしも現在の地形に駆動される地下水流動を反映したものと限らず, 最終氷期末期の影響が現在も残っている可能性を示唆するものと考えられる. 同様に, 前述した HDB-5 孔近傍の全水頭において見られる解析結果と観測値の不整合の原因についても, 本地域の地下水の流れが遅いことにより最終氷期末期から現在にかけて涵養量や海水準の変化による動水勾配などの境界条件の変化に起因する地下水流動の非定常性が考えられるが, その究明は残された課題である.

3.2.3 HDB-9 孔近傍

HDB-9 孔近傍における全水頭の解析結果は, 地表部から標高 0 m にかけて約 68 m から約 76 m まで増加したが, 標

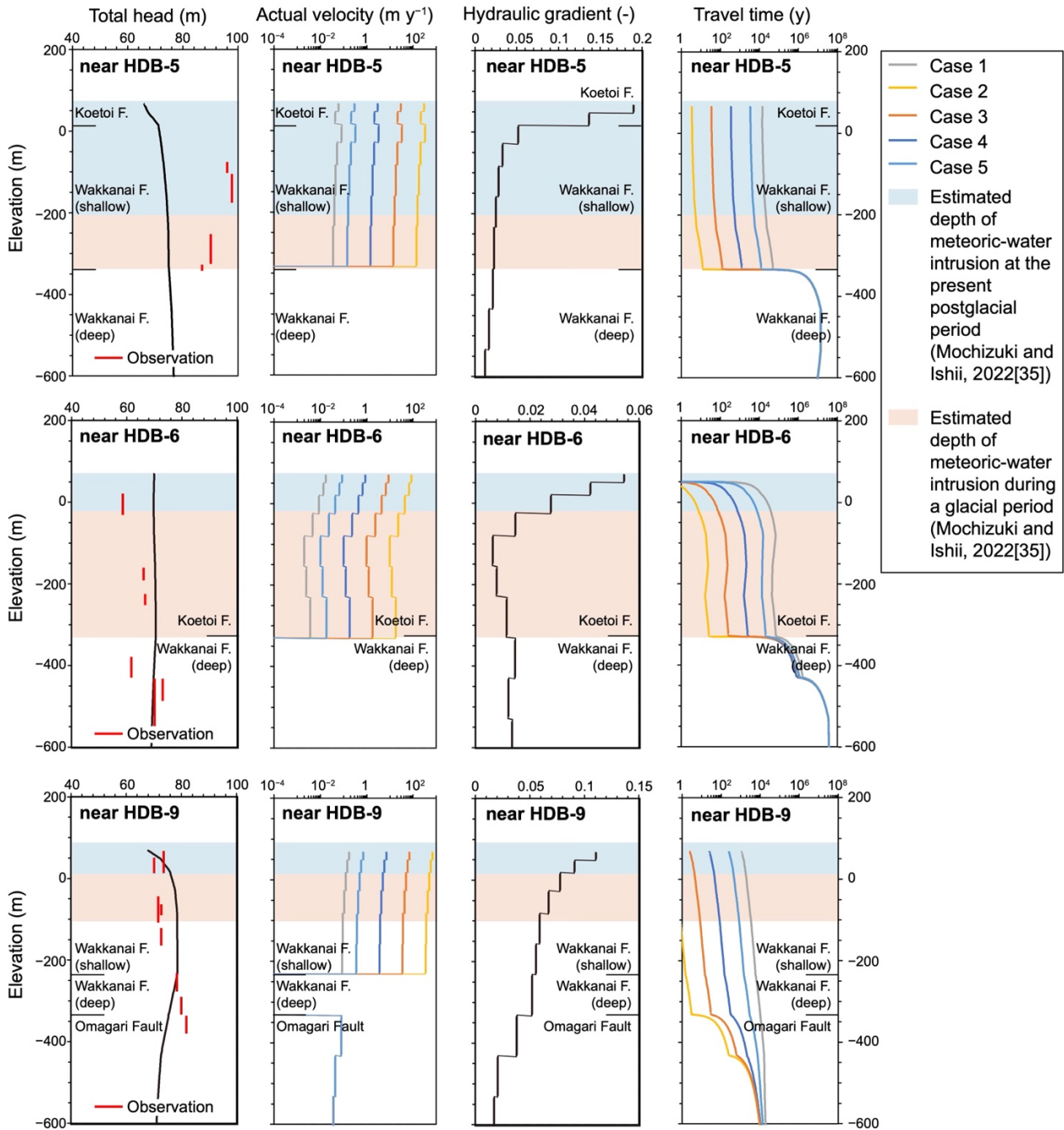


Fig.6 Depth profiles of total head, actual velocity, hydraulic gradient, and travel time near HDB-5, HDB-6, and HDB-9.

高 0 m 以深の稚内層浅部においては約 70~72 m の一定の値を示し、全水頭の観測値との間に顕著な違いは見られなかった (Fig. 6)。稚内層浅部における動水勾配は深度の増加とともに約 0.1 から約 0.05 まで減少した。Case 1 における稚内層浅部での実流速は約 $1 \times 10^{-2} \sim 1 \times 10^{-1} \text{ m y}^{-1}$ を示し、Case 2 では約 $1 \times 10^2 \sim 1 \times 10^3 \text{ m y}^{-1}$ を示した。Case 3 と Case 4, Case 5 ではそれぞれ Case 2 の 10^{-1} 倍と 10^{-2} 倍、 10^{-3} 倍であった。稚内層浅部における地下水移行時間については、Case 1 は数千年の値を示し、Case 2 は 1 年未満の値を示した。Case 3~5 は数年から数百年の移行時間を示した。

3.3 地下水移行時間の比較

3.3.1 不確実性の考慮

Fig. 5 に示される涵養域から流出域に向かう地下水移行

経路において側方流動が卓越する場合、定常浸透流解析から求まる地下水移行時間の不確実性は、移行時間を規定する主要因である水平方向の動水勾配の観測値と解析値との比較から推定できる可能性がある。Table 4 に HDB-5 孔近傍と HDB-6 孔近傍および HDB-9 孔近傍の標高 -100 m における全水頭の観測値[35]と解析結果、および HDB-5 孔と HDB-9 孔から HDB-6 孔に向かう見かけの動水勾配の観測値と解析値の比を示す。HDB-5 孔と HDB-6 孔の間の見かけの動水勾配は解析値より観測値の方が約 9.5 倍大きく、約 1 桁の違いが認められる。HDB-9 孔と HDB-6 孔の間の見かけの動水勾配についてはその比が約 1.7 倍程度であり、大きな違いは認められない。HDB-5 孔と HDB-6 孔の間の見かけの動水勾配に見られる約 1 桁の違いは、天然の岩盤の実際の透水係数が解析で設定した値 (Table 2) より約 1

Table 4 Comparisons of total heads and hydraulic gradients between observations and simulations at -100 m elevation

Borehole name	Elevation (m) at the surface	Total head (m) at -100 m elevation (observation)	Total head (m) at -100 m elevation (simulation)	Hydraulic gradient (-) toward HDB-6 (observation)	Hydraulic gradient (-) toward HDB-6 (simulation)	Ratio of hydraulic gradient (-) (observation / simulation)
HDB-5	78.7 ^a	95.4 ^a	73.3	0.027	0.0028	9.5
HDB-6	60.2 ^a	64.1 ^a	70.0	-	-	-
HDB-9	97.2 ^a	78.3 ^a	78.5	0.0072	0.0043	1.7

^a These data are from Mochizuki and Ishii (2022) [35].

桁小さいこと、あるいは天然の岩盤への実際の涵養量が解析で設定した値 (0.12 m y^{-1}) より約 1 桁大きいことなどに起因する可能性が考えられる。実際の透水係数が定常浸透流解析で設定した値より約 1 桁小さい場合、地下水移行時間に対する影響は約 1 桁大きい動水勾配との積により相殺されるため、環境トレーサーによる地下水移行時間の推定値と解析値の間には大きな違いはないことが考えられる。実際の涵養量が定常浸透流解析で設定した値より約 1 桁大きい場合、HDB-5 孔近傍における地下水移行時間がダルシー則に従い解析結果より約 1 桁小さくなる。以下では、HDB-5 孔近傍における地下水移行時間が解析結果の 0.1~1 倍である可能性を考慮する。HDB-9 孔近傍については、動水勾配の観測値と解析値との間に大きな違いが認められないため、不確実性（誤差）を考慮しない。

3.3.2 環境トレーサーから推定される移行時間との比較

HDB-5 孔の浅部の最終氷期以降の天水浸透領域（天水浸透領域浅部）における裂か水からは、氷期の天水浸透領域（天水浸透領域深部）の地下水と比較して高い ^{14}C 濃度（約 22 pMC）と低い電気伝導度（約 40 mS m^{-1} ）が報告されており（標高約 -102~-75 m 区間の揚水試料[36, 69]）、溶存無機炭素に対する有機物分解由来の炭素の影響を考慮すると約 4.4~6.5 ka の補正 ^{14}C 年代が得られることから、最終氷期以降の現在の天水が比較的多く浸透、混合していることが示唆されている[37]。また、HDB-9 孔の最終氷期以降の天水浸透領域では、亀裂内部の地下水から地表付近の地下水と同程度のトリチウム濃度（2.7 TU）が検出され、本地域の河川水と同程度の電気伝導度（約 16 mS m^{-1} ）が報告されていることから（標高約 15~71 m 区間の揚水試料[36]）、ここで得られた地下水試料の大部分は地表から浸透した天水であり、その地下水移行時間は 10 年未満の比較的小さい値を持つことが示唆される。

HDB-5 孔近傍の最終氷期以降の天水浸透領域（Fig. 6 の水色領域）における地下水移行時間の解析結果は、数百年~数千年の Case 1 や Case 4、Case 5 が ^{14}C 年代を踏まえた観測結果と整合的である。HDB-9 孔近傍の最終氷期以降の天水の浸透領域（Fig. 6 の水色領域）における地下水移行時間の解析結果は、数十年以下の Case 2 や Case 3、Case 4 がトリチウム濃度を踏まえた観測結果と同程度に小さい。以上から、HDB-9 孔近傍での検討結果に基づくと有効間隙率の与え方としては Case 2~4 が適切であったと考えられ、HDB-5 孔近傍の結果も考慮すると Case 4 が適切であった可能性が示唆される。したがって、本解析結果が示す有効間隙率の適切な値には不確実性が含まれるものの、天水浸透領域浅部のような亀裂内部の移流が支配的であることが示唆される領域は、少なくとも、有効間隙率として全間隙

率ではなく亀裂の開口幅から推定される亀裂の間隙率を与えることが適切であると結論される。

4 まとめ

亀裂の発達する岩盤中の地下水の移行時間を解析的に求める上で、岩盤の水理学的有効間隙率は感度の高いパラメータであるが、有効間隙率は同一の対象岩盤であっても原位置水理試験の対象とする距離や体積、試験手法や試験時間、深度に依存し、亀裂部の間隙率から岩盤全体の全間隙率までの値を取り得る[e.g., 13, 18, 19, 20]。本研究では北海道幌延町に分布する亀裂の発達する堆積岩である声間層および稚内層浅部を対象として、亀裂の開口幅を基に算出した亀裂部の間隙率（約 1.0×10^{-4} ）から全間隙率（0.4~0.5）まで有効間隙率を変化させ、地下水流動解析により地下水の移行時間を求め、解析結果と既存の知見から予想される移行時間とを比較することで、亀裂性堆積岩における有効間隙率の与え方を検討した。その結果、比較的浅部の主に亀裂部を介した最終氷期以降の天水の浸透が認められる領域（天水浸透領域浅部）では、有効間隙率として約 1.0×10^{-4} ~ 1.0×10^{-2} の値を採用した解析結果の地下水移行時間が、地下水中の環境トレーサーから推定された地下水年代値と整合的であった。これらのことから、亀裂の発達する堆積岩において、裂か水と基質部の間隙水の水質の違いが認められるような亀裂内部の移流が支配的な領域は、亀裂の開口幅を基に算出した岩盤の有効間隙率を与えることが適切である可能性が具体的な事例検討を通じて示唆された。

氷期の天水のみが浸透する領域（天水浸透領域深部）は、天水浸透領域浅部と同様に亀裂の連結性が高く、比較的高い透水性を示す領域であるが[30]、裂か水と基質部の間隙水の水質の違いが認められず、最終氷期以降である現在の天水の浸透が及ばない領域であると考えられている[37]。天水浸透領域深部への天水の浸透は、氷期において現在とは異なる涵養量や局所的な地形分布などの境界条件のもとで生じた現象であるため、本検討では議論の対象としなかったが、亀裂部の間隙率を与えた解析結果から比較的小さい地下水移行時間が得られたことは、裂か水と基質部の中の間隙水の δD および $\delta^{18}\text{O}$ に差が見られず、最終氷期以降の天水浸透が見られない観測結果[35]と異なる結果であった。地下水移行時間を規定する主要因の 1 つである岩盤の透水係数については、深部ほど小さくなる観測結果が得られており[28]、深部ほど亀裂の連結性が小さくなること[50, 70]が透水係数の低下要因として解釈される。有効間隙率については、亀裂周囲の基質部への拡散の影響により、地下水移行時間が大きくなるほど有効間隙率も大きくなること

^{14}C を例として解析的に示唆されている様に[65], 有効間隙率が増減し得る要因を考慮した広域地下水流動解析手法についてさらなる検討が必要である。

最後に、稚内層深部における実流速は評価範囲の中で最も遅い値 (約 $1 \times 10^{-6} \sim 1 \times 10^{-5} \text{ m y}^{-1}$) を示し、地下水の移行時間についても最も大きい値 ($1 \times 10^6 \text{ y}$ 以上) を示した。この移行時間は非常に大きいことから、この解析結果を扱う際には解析で仮定している境界条件などの不確実性を十分に考慮する必要がある。しかしながら、1.3–1.0 Ma から始まった地層の隆起以降、稚内層深部に見られる化石海水が滞留状態にあることが化石海水中の ^{36}Cl や ^4He を用いた地下水年代評価から示唆されており[31], 得られた解析結果自体は、稚内層深部において観測されている異常間隙水圧や化石海水の存在から示唆される地下水の滞留性[30, 71]と矛盾しない。

謝辞

匿名の査読者2名から頂いた数多くの有益なご助言により、論旨の明確さと分かりやすさが大きく改善された。ここに記して謝意を表します。本研究には、経済産業省資源エネルギー庁委託事業「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)」の成果の一部を利用した。

参考文献

- [1] 三枝博光, 松岡稔幸, 丹羽正和, 笹尾英嗣, 早野 明: 第2回地層処分に関する地質環境評価技術 オールジャパンでとりくむ地層処分のいま. 日本原子力学会誌 64 (1), pp.46-50 (2022).
- [2] 原子力発電環境整備機構: 包括的技術報告: わが国における安全な地層処分の実現—適切なサイトの選定に向けたセーフティケースの構築—. NUMO-TR-20-01, 原子力発電環境整備機構 (2021).
- [3] Joyce, S., Simpson, T., Hartley, L., Marsic, N. and Follin, S.: Groundwater flow modelling of periods with temperate climate conditions – Forsmark. SKB Technical Report R-09-20 (2010).
- [4] Svensson, U.: A regional analysis of groundwater flow and salinity distribution in the Äspö area. SKB Technical Report 97-09 (1997).
- [5] Li, L., Zhang, Q., Zhou, Z., Cui, Y., Zhao, Y., Zhao, J. and Shao, J.: Regional groundwater flow pattern in fractured bedrock with a high-level radioactive waste repository: numerical simulation of the Xinchang site, northwestern China. *Hydrogeol. J.* **31**, pp.2159-2176 (2023).
- [6] 尾上博則, 笹尾英嗣, 三枝博光, 小坂寛: 過去から現在までの長期的な地形変化が地下水流動特性に与える影響の解析的評価の試み. 日本原子力学会和文論文誌, **8**, pp.40-53 (2009).
- [7] 産業技術総合研究所, 原子力環境整備促進・資金管理センター, 電力中央研究所: 平成31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—沿岸部処分システム評価確証技術開発—成果報告書. 経済産業省資源エネルギー庁 (2020).
- [8] Zuber, A. and Motyka, J.: Hydraulic parameters and solute velocities in triple-porosity karstic-fissured-porous carbonate aquifers: Case studies in southern Poland. *Environ. Geol.* **34**, pp.243-250 (1998).
- [9] Worthington, S.R.H.: Examining the assumptions of the single-porosity archetype for transport in bedrock aquifers. *Hydrogeol. J.* **31**, pp.87-96 (2023).
- [10] Worthington, S.R.H.: Diagnostic tests for conceptualizing transport in bedrock aquifers. *J. Hydrol.* **529**, pp.365-372 (2015).
- [11] Rhén, I. (ed.), Svensson, U. (ed.), Andersson, J.E., Andersson, P., Eriksson, C.O., Gustafsson, E., Ittner, T. and Nordqvist, R.: Äspö Hard Rock Laboratory: Evaluation of the combined longterm pumping and tracer test (LPT2) in borehole KAS06. SKB Technical Report 92-32 (1992).
- [12] Zheng, C. and Bennett, G.D.: Applied contaminant transport modeling. Wiley, New York (2002).
- [13] Worthington, S.R.H.: Estimating effective porosity in bedrock aquifers. *Groundwater* **60**, pp.169-179 (2022).
- [14] Bear, J.: Dynamics of fluids in porous media. Dover, New York (1972).
- [15] Posiva Oy: Olkiluoto Site Description 2011. Eurajoki, Finland (2012).
- [16] Earon, R. and Olofsson, B.: Hydraulic heterogeneity and its impact on kinematic porosity in Swedish coastal terrains. *Eng. Geol.* **245**, pp.61-71 (2018).
- [17] Lewis-Brown, J.C., Carleton, G.B. and Imbrigiotta, T.E.: Hydraulic and solute-transport properties and simulated advective transport of contaminated ground water in a fractured-rock aquifer at the Naval Air Warfare Center, West Trenton, New Jersey, 2003. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2005-5049 (2006).
- [18] Schulze-Makuch, D., Carlson, D.A., Cherkauer, D.S. and Malik, P.: Scale dependency of hydraulic conductivity in heterogeneous media. *Groundwater* **37**, pp.904-919 (1999).
- [19] Jiang, X.W., Wang, X.S. and Wan, L.: Semi-empirical equations for the systematic decrease in permeability with depth in porous and fractured media. *Hydrogeol. J.* **18**, pp.839-850 (2010).
- [20] Worthington, S.R.H.: How preferential flow delivers prevent groundwater rapidly to streams. *Hydrol. Processes* **33**, pp.2373-2380 (2019).
- [21] 小椋伸幸, 掃部 満: 天北・羽幌地域の石油地質—深部構造特性と炭化水素ポテンシャル. 石油技術協会誌 **57**, pp.32-44 (1992).
- [22] 岡 孝雄: 北海道付近のネオテクトニクス像—特にネオテクトニクスの地域区分と特徴—. 月刊地球 **21**, pp.549-556 (1999).
- [23] 長尾捨一: 5万分の1地質図幅「豊富」および同説明

- 書, 北海道立地下資源調査所 (1960).
- [24] 岡 孝雄: 北海道天北・間寒別構造盆地のネオテクトニクス. 活断層研究 **1**, pp.19-29 (1985).
- [25] 岡 孝雄, 五十嵐八枝子: 北海道・天塩平野北部の上部新行界一特に勇知層・更別層の堆積相と花粉化石層序について. 加藤誠教授退官記念論文集, pp.341-365 (1997).
- [26] 石油公団: 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「天北」調査報告書 (1995).
- [27] 辻 隆司, 横井 悟: 北海道天北地域における新第三系珪質岩中の炭化水素トラップ. 石油技術協会誌 **59**, pp.283-295 (1994).
- [28] Kurikami, H., Takeuchi, R. and Yabuuchi, S.: Scale effect and heterogeneity of hydraulic conductivity of sedimentary rocks at Horonobe URL site. *Physics and Chemistry of the Earth* **33**, pp.S37-S44 (2008).
- [29] 操上広志, 竹内竜史, 瀬尾昭治: 幌延深地層研究計画における地下水流動解析. JNC TN5400 2005-003, 核燃料サイクル開発機構 (2005).
- [30] Ishii, E.: Assessment of hydraulic connectivity of fractures in mudstones by single-borehole investigations. *Water Resour. Res.* **54**, pp.3335-3356 (2018).
- [31] Nakata, K., Hasegawa, T., Oyama, T., Ishii, E., Miyakawa, K. and Sasamoto, H.: An evaluation of the long-term stagnancy of porewater in the Neogene sedimentary rocks in northern Japan. *Geofluids* **2018**, 7823195 (2018).
- [32] 牧野仁史, 澤田淳, 前川恵輔, 柴田雅博, 笹本広, 吉川英樹, 若杉圭一郎, 小尾繁, 濱克宏, 操上広志, 國丸貴紀, 石井英一, 竹内竜史, 中野勝志, 三枝博光, 竹内真司, 岩月輝希, 太田久仁雄, 瀬尾俊弘: 地質環境の調査から物質移行解析にいたる一連の調査・解析技術-2 つの深地層の研究施設計画の地上からの調査研究段階(第1段階)における地質環境情報に基づく検討-. JNC TN1400 2005-021, 核燃料サイクル開発機構 (2005).
- [33] Ota, K., Abe, H. and Kunimaru, T.: Horonobe underground research laboratory project synthesis of phase I investigations 2001-2005 volume "geoscientific research". JAEA-Research 2010-068, 日本原子力研究開発機構 (2011).
- [34] 寺本雅子, 嶋田 純, 國丸貴紀: コア間隙水中の安定同位体比をもとにした低透水性堆積岩盤における地下水挙動の兆候. 応用地質 **47**, pp.68-76 (2006).
- [35] Mochizuki, A. and Ishii, E.: Assessment of the level of activity of advective transport through fractures and faults in marine deposits by comparison between stable isotope compositions of fracture and pore waters. *Hydrogeol. J.* **30**, pp.813-827 (2022).
- [36] 天野由記, 山本陽一, 南條 功, 村上裕晃, 横田秀晴, 山崎雅則, 國丸貴紀, 大山隆弘, 岩月輝希: 幌延深地層研究計画における地下水, 河川水及び降水の水質データ (2001~2010年度). JAEA-Data/Code 2011-023, 日本原子力研究開発機構 (2012).
- [37] Mochizuki, A. and Ishii, E.: Paleohydrogeology of the Horonobe area, Northern Hokkaido, Japan: Groundwater flow conditions during glacial and postglacial periods estimated from chemical and isotopic data for fracture and pore water. *Appl. Geochem.* **155**, 105737 (2023).
- [38] エネルギー委員会 低レベル放射性廃棄物の余裕深度処分に関する研究小委員会: 余裕深度処分の安全評価における地下水シナリオに用いる核種移行評価パラメータ設定の考え方, 土木学会, 東京 (2008).
- [39] 日本原子力研究開発機構: 平成 27 年度地層処分技術調査等事業地質環境長期安定性評価確証技術開発報告書. 経済産業省資源エネルギー庁 (2016).
- [40] 酒井利啓, 松岡稔幸, 天野健治: 幌延地域を対象とした 10m グリッド数値標高モデルを用いた精密地形解析図の作成. JAEA-Data/Code 2014-005, 日本原子力研究開発機構 (2014).
- [41] 酒井利啓, 松岡稔幸: 幌延地域を対象とした地表踏査および地形データにもとづく地質分布の推定. JAEA-Research 2015-004, 日本原子力研究開発機構 (2015).
- [42] 今井 久, 前田信行, 山下 亮, 塩崎 功, 雨宮 清, 千々松正和: 幌延深地層研究計画における地下水流動解析に関する検討. JNC TJ1400 2002-004, 核燃料サイクル開発機構 (2002).
- [43] 河西 基, 田中靖治, 五十嵐敏文: 高レベル放射性廃棄物地層処分の天然バリア性能評価手法の開発(その1) 一割れ目系岩盤中の地下水流動解析手法一. 電力中央研究所報告 U93054, 電力中央研究所 (1994).
- [44] 石井英一, 安江健一, 田中竹延, 津久井朗太, 松尾公一, 杉山和稔, 松尾重明: 北海道北部, 幌延地域における大曲断層の三次元分布と水理特性. 地質学雑誌 **112**, pp.301-314 (2006).
- [45] 今井 久, 山下 亮, 塩崎 功, 浦野和彦, 笠 博義, 丸山能生, 新里忠史, 前川恵輔: 地下水流動に対する地質環境の長期的変遷の影響に関する研究(委託研究). JAEA-Research 2009-001, 日本原子力研究開発機構 (2009).
- [46] 伊藤成輝, 越谷 賢, 丸井敦尚: 幌延沿岸域における地下水流動・塩淡境界解析の初期モデル構築. 地下水学会誌 **52** (4), pp.381-394 (2010).
- [47] 操上広志, 竹内竜史, 藪内 聡, 瀬尾昭治, 戸村豪治, 柴野一則, 原 稔, 國丸貴紀: 幌延深地層研究計画の地上からの調査研究段階における地下水流動に関する調査研究. 土木学会論文集 **C 64** (3), pp.680-695 (2008).
- [48] 西垣 誠, 菱谷智幸, 橋本 学, 河野伊一郎: 飽和・不飽和領域における物質移動を伴う密度依存地下水流の数値解析手法に関する研究. 土木学会論文集 **511**, pp.135-144 (1995).
- [49] 菱谷智幸, 西垣 誠, 橋本 学: 物質移動を伴う密度依存地下水流の 3 次元数値解析手法に関する研究. 土木学会論文集 **638**, pp.59-69 (1999).
- [50] Ishii, E.: Effects of flow dimension in faulted or fractured rock on natural reductions of inflow during excavation: a

- case study of the Horonobe Underground Research Laboratory site, Japan. *Hydrogeol. J.* doi: 10.1007/s10040-023-02628-3 (2023).
- [51] Ozaki, Y., Ishii, E. and Sugawara, K.: Variation in fault hydraulic connectivity with depth in mudstone: An analysis of poroelastic hydraulic response to excavation in the Horonobe URL. *Geomech. Energy Envir.*, **31**, 100311 (2022).
- [52] Rhén, I. (ed.), Gustafson, G., Stanfors, R. and Wikberg, P.: ÄSPÖ HRL – Geoscientific evaluation 1997/5. SKB Technical Report 97-06 (1997).
- [53] Snow, D.T.: Rock fracture spacings, openings, and porosities. *J. Soil Mech. Found. Div.* **94**, pp.73-92 (1968).
- [54] Bruines, P., Niunoya, S., Munakata, M., Kimura, H. and Kawamura, H.: FEC analysis carried out in SAB-2 borehole located near Horonobe. *Proceedings of the 13th Japan Symposium on Rock Mechanics & the 6th Japan-Korea Joint Symposium on Rock Engineering*, pp.893-898, Japanese Committee for Rock Mechanics, Tokyo (2013).
- [55] Doughty, C., Tsang, C.F., Hatanaka, K., Yabuuchi, S. and Kurikami, H.: Application of direct-fitting, mass integral, and multirate methods to analysis of flowing fluid electric conductivity logs from Horonobe, Japan. *Water Resour. Res.* **44**, W08403, doi:10.1029/2007WR006441 (2008).
- [56] Doughty, C., Tsang, C.F., Yabuuchi, S. and Kunimaru, T.: Flowing fluid electric conductivity logging for a deep artesian well in fractured rock with regional flow. *J. Hydrol.* **482**, pp.1-13 (2013).
- [57] Ishii, E.: Predictions of the highest potential transmissivity of fractures in fault zones from rock rheology: Preliminary results. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **120**, doi:10.1002/2014JB011756 (2015).
- [58] 藪内聡, 國丸貴紀, 石井英一, 羽出山吉裕, 井尻裕二, 松岡清幸, 井原哲夫, 松波伸次朗, 牧野章也: 幌延深地層研究計画 換気立坑先行ボーリング(PB-V01 孔) 調査報告書-岩盤の水理特性調査-. JAEA-Data/Code 2008-026, 日本原子力研究開発機構 (2009).
- [59] Gelhar, L.W.: Applications of stochastic models to solute transport in fractured rocks. SKB Technical Report 87-05 (1987).
- [60] Hjerne, C., Nordqvist, R., Harrström, H. and Geosigma, A.B.: Compilation and analyses of results from cross-hole tracer tests with conservative tracers. SKB Technical Report R-09-28 (2010).
- [61] Ohno, H., Ishii, E. and Takeda, M.: Modelling transport pathways of faults with low hydraulic connectivity in mudstones with low swelling capacity. *Geoenergy* **2**, geoenergy2023-047, doi:10.1144/geoenergy2023-047 (2024).
- [62] Ishii, E.: Estimation of the highest potential transmissivity of discrete shear fractures using the ductility index. *Int. J. Rock Mech. Min.* **100**, pp.10-22 (2017).
- [63] Ishii, E.: Microstructure and origin of faults in siliceous mudstone at the Horonobe Underground Research Laboratory site, Japan. *J. Struct. Geol.* **34**, pp.20-29 (2012).
- [64] 須甲武志, 高野 仁, 内田雅大, 関 陽児, 伊藤一誠, 渡部芳夫, 宗像雅弘, 田中忠夫, 天野健二: 幌延深地層研究施設周辺の地質環境情報に基づく地下水流動評価手法の検証に関する研究. JNES-RE-2013-9032, 原子力安全基盤機構 (2014).
- [65] Neretnieks, I.: Age dating of groundwater in fissured rock: Influence of water volume in micropores. *Water Resour. Res.* **17**, pp.421-422 (1981).
- [66] 東中基倫, 津久井朗太, 太田陽一: 幌延深地層研究計画における反射法地震探査を用いた地質構造調査. JNC TJ1410 2002-002, 核燃料サイクル開発機構 (2002).
- [67] 安江健一, 石井英一, 浴 信博, 福島龍朗: 北海道北部, 幌延町北進地域の段丘堆積物の特徴. 地球惑星科学関連学会 2004 年合同大会, 千葉, 2004 年 5 月 9~13 日, Q042-P004 (2004).
- [68] 新里忠史, 舟木泰智, 安江健一: 北海道北部, 幌延地域における後期鮮新世以降の古地理と地質構造発達史. *地質学雑誌* **113** 補遺, pp.119-135 (2007).
- [69] Kunimaru, T. and Metcalfe, R.: Isotopic study of the groundwater at Horonobe, northern Hokkaido, Japan. In *Abstracts of the 13th annual V.M. Goldschmidt conference* (p. A239). The European Association of Geochemistry and the Geochemical Society (2003).
- [70] Ozaki, Y., Ishii, E.: Relationship among the fault transmissivity, flow dimension, and effective hydraulic conductivity in siliceous mudstone of the Wakkanai Formation around the Horonobe Underground Research Laboratory in Japan. *Geoenergy* doi:10.1144/geoenergy2023-056 (2024).
- [71] Miyakawa, K., Kashiwaya, K., Komura, Y. and Nakata, K.: Evolution of porewater in a Neogene sedimentary formation in the Horonobe area, Hokkaido, Japan: Modeling of burial diagenesis. *Geochem. J.* **57**(5), pp.155-175, doi:10.2343/geochemj.GJ23014 (2023).
- [72] 大島洋志, 西田道人, 前川統一郎, 平山利晶, 藤原幹之, 嵐 正治: 幌延町開進地区における地下水流動解析研究. JNC TJ1400 99-045, 核燃料サイクル開発機構 (1995).
- [73] 日本原子力研究開発機構: 平成 28 年度地層処分技術調査等事業地質環境長期安定性評価確証技術開発報告書. 経済産業省資源エネルギー庁 (2017).
- [74] 北海道開発庁: 北海道地下資源調査資料 第 125 号 豊富背斜地域の天然ガス鉱床. (1971).
- [75] 今井 久, 山下 亮, 雨宮 清, 塩崎 功: 堆積岩地域における広域地下水流動解析手法に関する検討. JNC TJ1410 2001-002, 核燃料サイクル開発機構 (2001).
- [76] 動力炉・核燃料開発事業団: 貯蔵工学センター立地環境調査 – 深層ボーリング報告書. PNC TJ1027 98-012, 動力炉・核燃料開発事業団 (1987).
- [77] Ishii, E., Sanada, H., Funaki, H., Sugita, Y. and Kurikami,

- H.: The relationships among brittleness, deformation behavior, and transport properties in mudstones: An example from the Horonobe Underground Research Laboratory, Japan. *J. Geophys. Res.* **116**, doi: 10.1029/2011JB008279 (2011).
- [78] 丹生屋純夫, 松井裕哉: HDB-3~8 孔における岩盤力学的調査結果及び研究所設置地区の岩盤力学的概念モデル検討. JAEA-Research 2006-086, 日本原子力研究開発機構 (2007).
- [79] 真田祐幸, 丹生屋純夫, 松井裕哉: HDB-9~11 孔における岩盤力学的調査結果及び研究所設置地区の岩盤力学的概念モデル更新. JAEA-Research 2008-069, 日本原子力研究開発機構 (2008).
- [80] 真田祐幸, 丹生屋純夫, 松井裕哉, 藤井義明: 堆積履歴が幌延地域に分布する珪質岩の力学的特性や微視的構造変化に及ぼす影響. *Journal of the Mining and Materials Processing Institute of Japan* **125**, pp.521-529 (2009).
- [81] 日本原子力研究開発機構, 電力中央研究所: 平成 31 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—岩盤中地下水流動評価技術高度化開発—報告書. 経済産業省資源エネルギー庁 (2020).
- [82] 電力中央研究所: 平成 22 年度地層処分技術調査等委託費(地層処分共通技術調査: ボーリング技術高度化開発) 成果報告書. 経済産業省資源エネルギー庁 (2011).
- [83] Ishii, E.: Preliminary assessment of the highest potential transmissivity of fractures in fault zones by core logging. *Eng. Geol.* **221**, pp.124-132 (2017).