令和２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

令和３年３月

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構
一般財団法人電力中央研究所

目次

1. はじめに 1-1
1.1 背景と目的 1-1
1.2 事業の全体概要 1-3
2. 令和 2 年度の実施概要 2-1
2.1 内陸部の広域的な地下水流動を評価するための技術の高度化 2-1
2.1.1 広域スケールの地下水流動・物質移行解析技術の高度化 2-1
2.1.2 地下水年代測定技術の高度化〈実施者：電力中央研究所〉 2-4
2.1.3 内陸部の移流場を対象とした概要調査への反映 2-4
2.2 内陸部の地下深部に存在する長期的に安定な水理場・化学環境を評価するための技術の高度化 2-5
2.2.1 低流動域の分布を概要調査で効率的に把握するための技術の高度化〈実施者：日本原子力研究開発機構〉 2-5
2.2.2 低流動域の存在を確認するための技術の開発〈実施者：電力中央研究所〉 2-6
2.2.3 低透水領域を含めた広域スケールでの水理場・化学環境の評価技術の開発〈実施者：日本原子力研究開発機構〉 2-7
2.2.4 長期的に安定な水理場や化学環境の三次元分布を地表から把握する調査・評価技術の体系的な方法論の整理 2-8
3. 内陸部の広域的な地下水流動を評価するための技術の高度化 3-1
3.1 背景と目的 3-1
3.2 アプローチ 3-2
3.3 広域スケールの地下水流動・物質移行解析技術の高度化 3-7
3.3.1 地下水年代を対象とした解析技術の開発 3-7
3.3.2 水理パラメータの設定手法の開発 3-27
3.3.3 物質移行パラメータの設定手法の開発 3-57
3.4 地下水年代測定技術の高度化 3-91
3.4.1 背景と目的 3-91
3.4.2 ^{81}Kr の評価下限の検討 3-91
3.4.3 地下水年代評価を目的とした有機物の採取方法の検討 3-92
3.4.4 地下水年代測定技術高度化のまとめ 3-99
3.5 原位置調査結果 3-100
3.5.1 調査地点 3-100
3.5.2 調査結果 3-100
3.5.3 考察および提言 3-103
3.6 内陸部の移流場を対象とした概要調査への反映 3-104
3.6.1 検討の前提条件 3-104
3.1.1 概要調査の実施手順とデータフロー 3-105
3.6.2 瑞浪を事例とした概要調査の考え方 3-108
3.6.3 まとめ 3-121

参考文献 3-121
4. 内陸部の地下深部に存在する長期的に安定な水理場・化学環境を評価するための技術の高度化 4-1
4.1 背景と目的 4-1
4.2 アプローチ 4-1
参考文献 4-5
4.3 低流動域の分布を概要調査で効率的に把握するための技術の高度化 4-6
4.3.1 既存のボーリング孔データに基づく低流動域の特徴の整理 4-7
4.3.2 化石海水の三次元分布とその地質構造との関係を推定する物理探査 4-11
参考文献 4-41
4.4 地下水の同位体比に着目した古水理地質学的指標の開発 4-43
4.4.1 拡散で分離・分別する指標を用いた拡散場調査の有効性の検討 4-44
4.4.2 ^{81}Kr を用いた地下水年代測定の有効性の検討適用の目的 4-53
4.4.3 地史を踏まえた水質形成機構の検討 4-63
4.5 低流動域を含めた広域スケールでの水理場・化学環境の評価技術の開発 4-98
4.5.1 モデル化・解析手法の整備 4-98
参考文献 4-107
4.5.2 天水浸透影響の小さい領域を推定するための解析的検討 4-108
4.5.3 物理探査とボーリング調査を組み合わせた手法に基づく低流動域の三次元分布の推定結果と調査データ量の関係に関する分析 4-126
参考文献 4-148
4.6 長期的に安定な水理場や化学環境の三次元分布を地表から把握する調査・評価技術の体系的な方法論の整理 4-149
4.6.1 方法論整理の前提条件 4-149
4.6.2 方法論の整理方法 4-150
4.6.3 低流動域の三次元分布を調査・評価する方法論の整理結果 4-151
4.6.4 広域スケールを対象とした調査 4-153
4.6.5 施設スケールを対象とした調査 4-163
4.6.6 概要調査への反映に資する方法論の整理のまとめと今後の課題 4-166
参考文献 4-169
5. まとめ 5-1
5.1 内陸部の広域的な地下水流動を評価するための技術の高度化（瑞浪） 5-1
5.1.1 広域スケールの地下水流動・物質移行解析技術の高度化 5-1
5.1.2 地下水年代測定技術の高度化 5-2
5.1.3 原位置調査結果 5-3
5.1.4 内陸部の移流場を対象とした概要調査への反映 5-3
5.2 内陸部の地下深部に存在する長期的に安定な水理場・化学環境を評価するための技術の高度化（幌延） 5-3
5.2.1 低流動域の分布を概要調査で効率的に把握するための技術の高度化 5-3
5.2.2 低流動域の存在を確認するための技術の開発 5-4
5.2.3 低流動域を含めた広域スケールでの水理場・化学環境の評価技術の開発 5-5
5.2.4 長期的に安定な水理場や化学環境の三次元分布を地表から把握する調査・評価技術の体系的な方法論の整理発 5-7

図　目　次

図 1.1-1　広域を対象とした地下水流動の調査・解析の流れ 1-1
図 1.1-2　本事業で取り組む地下水流動解析のフロー 1-2
図 1.2-1　事業の全体概要 1-3
図 3.1-1　地下水シナリオの概念図 3-1
図 3.2-1　水理および物質移行パラメータの統合化と広域スケールへの反映の流れ 3-4
図 3.2-2　地下水年代測定法の種類と評価時間スケール 3-5
図 3.3-1　地下水年代を用いた解析のフローの変更点 3-7
図 3.3-2　逆解析の推定値と推定誤差のイメージ 3-9
図 3.3-3　Pest のデータフローの概念図 3-11
図 3.3-4　地下水流動の概念モデル 3-11
図 3.3-5　地下水年代の概念モデル 3-12
図 3.3-6　解析モデル 3-13
図 3.3-7　地下水流動の境界条件 3-13
図 3.3-8　^{4}He 濃度の境界条件 3-14
図 3.3-9　^{14}C 濃度の境界条件 3-14
図 3.3-10　実測値を取得したボーリング孔の位置 3-15
図 3.3-11　全水頭の実測値（標高 0 m を基準） 3-15
図 3.3-12　^{4}He 年代の実測値 3-16
図 3.3-13　^{14}C 年代の実測値 3-16
図 3.3-14　^{4}He と ^{14}C の輸送形態の違い 3-17
図 3.3-15　各パラメータの推定値と推定誤差 3-18
図 3.3-16　断面図を作成した側線 3-19
図 3.3-17　コンター図（南北断面、東西断面） 3-20
図 3.3-18　各パラメータに対する各指標の感度解析結果 3-21
図 3.3-19　各パラメータに対する全指標の誤差の感度 3-22
図 3.3-20　各実測値の各指標に対する感度 3-24
図 3.3-21　瑞浪超深地層研究所周辺の地質・地質構造モデル（石橋ほか, 2013 に追記） 3-27
図 3.3-22　瑞浪超深地層研究所における坑道壁面観察結果 3-28
図 3.3-23　冠水坑道周辺で観測された地下水の水圧および水質変化の一例（12MI33 号孔） 3-29
図 3.3-24　坑道冠水前の水圧分布に基づく水理学的な連続性の推定結果 3-30
図 3.3-25　坑道冠水時の水圧変化に基づく水理学的な連続性の推定結果 3-30
図 3.3-26　冠水坑道と観測区間との水理学的な連続性の空間分布 3-31
図 3.3-27　地下水中の Cl 濃度変化に基づく深度方向の水理学的な連続性の推定 3-32
図 3.3-28　岩盤中における深度方向の水理学的な連続性の空間分布 3-32
図 3.3-29　坑道周辺岩盤の割れ目の連続性や不連続性の解釈結果 3-33
図 3.3-30　DFN モデルの構築手法 3-34
図 3.3-31　DFN モデルを用いた透水量係数分布の推定方法（LSFD） 3-36
図 3.3-32　割れ目の透水量係数分布の変数の推定結果（LSFD） 3-37
図 3.3-33　構築した DFN モデル（LSFD：1 リアライゼーション） 3-37
図 3.3-34　DFN モデルを用いた等価透水係数の推定方法 3-38

図 3.3-35　等価透水係数の推定結果（LSFD） 3-38
図 3.3-36　ECPM モデル 3-39
図 3.3-37　ボーリング調査結果に基づく DFN モデルの不均質性評価 3-40
図 3.3-38　坑道掘削後の地下水圧分布の推定結果（DFN モデル） 3-41
図 3.3-39　坑道掘削の延伸による地下水圧低下分布の推定結果（Re01 モデル） 3-42
図 3.3-40　坑道周辺の局所的割れ目ネットワークと割れ目の関係（Re01 モデル） 3-42
図 3.3-41　ボーリング調査結果に基づく ECPM モデルの不均質性評価 3-43
図 3.3-42　坑道掘削後の地下水圧分布の推定結果（ECPM モデル_1m グリッド） 3-44
図 3.3-43　坑道掘削後の地下水圧分布の推定結果（ECPM モデル_2.5m グリッド） 3-45
図 3.3-44　坑道掘削後の地下水圧分布の推定結果（ECPM モデル_5m グリッド） 3-46
図 3.3-45　DFN モデルと ECPM モデルの比較（Re01 モデル） 3-47
図 3.3-46　データセット毎の割れ目の走向傾斜分布 3-48
図 3.3-47　DFN モデルを用いた透水量係数分布の推定方法（坑道 DS の場合） 3-51
図 3.3-48　DFN モデルを用いた透水量係数分布の推定方法（地上 DS の場合） 3-51
図 3.3-49　割れ目の透水量係数分布の変数の推定結果（坑道 DS） 3-52
図 3.3-50　構築した DFN モデル（坑道 DS：1 リアライゼーション） 3-53
図 3.3-51　割れ目の透水量係数分布の変数の推定結果（地上 DS） 3-53
図 3.3-52　構築した DFN モデル（地上 DS：1 リアライゼーション） 3-53
図 3.3-53　等価透水係数の推定結果（UHFD） 3-54
図 3.3-54　水みち割れ目および健岩部試料に含まれる鉱物のモード測定結果 3-58
図 3.3-55　水みち割れ目とその周辺マトリクスの概念モデル 3-60
図 3.3-56　水みち割れ目周辺の物質移行パラメータの概念モデル 3-61
図 3.3-57　17MI60 孔 22.12m N28W76E の研削写真 3-63
図 3.3-58　17MI61 孔 21.75m N3E25E の研削写真 3-63
図 3.3-59　17MI61 孔 21.75m N3E25E の研削写真（倍率 190） 3-64
図 3.3-60　17MI61 孔 22.53m N19W87E の研削写真 3-64
図 3.3-61　17MI62 孔 24.38m N31W82SW の研削写真（倍率 90） 3-65
図 3.3-62　レジン充填個所の概念モデル 3-66
図 3.3-63　原位置トレーサー試験における試験孔の配置 3-68
図 3.3-64　T9 試験におけるアミノ G 酸の破過曲線と回収率 3-68
図 3.3-65　T9 試験の注水区間と揚水区間と交差する決定論的割れ目 3-70
図 3.3-66　解析に使用した決定論的割れ目と半径 5 m 以上の割れ目群の例 3-71
図 3.3-67　境界条件に坑道の影響を考慮した範囲 3-71
図 3.3-68　DFN モデルを用いた数値解析による破過曲線と実測値の比較 3-72
図 3.3-69　19W6663TS1 試験での試験対象区間 3-73
図 3.3-70　19W6663TS1 試験の結果 3-74
図 3.3-71　割れ目内流速と分散長の関係 3-75
図 3.3-72　推定値での破過曲線 3-75
図 3.3-73　割れ目内流速と分散長の関係 3-76
図 3.3-74　推定値での破過曲線 3-76
図 3.3-75　割れ目内流速と分散長の関係 3-77
図 3.3-76　推定値での破過曲線 3-77
図 3.3-77 移行経路長と推定された収着分配係数 3-78

図 3.3-78 推定された収着分配係数での破過曲線 3-78
図 3.3-79　物質移行解析に用いた離散フラクチャーモデル 3-80
図 3.3-80　離散フラクチャーモデルを用いた物質移行解析の境界条件 3-80
図 3.3-81　坑道 DS に基づく 20 リアライゼーションの割れ目群の X 方向の破過曲線 3-80
図 3.3-82　坑道 DS に基づく 20 リアライゼーションの割れ目群の Y 方向の破過曲線 3-81
図 3.3-83　坑道 DS に基づく 20 リアライゼーションの割れ目群の Z 方向の破過曲線 3-81
図 3.3-84　一次元多孔質媒体モデルによる破過曲線のフィッティング結果の例 3-81
図 3.3-85　地上 DS に基づく 20 リアライゼーションの割れ目群の X 方向の破過曲線 3-83
図 3.3-86　二重間隙モデルの割れ目面付近のマトリクスの要素分割の拡大図 3-85
図 3.3-87　二重間隙モデルによる定常状態の割れ目とマトリクス内の C-14 の濃度分布 .. 3-86
図 3.3-88　多孔質媒体モデルによる C-14 濃度分布のフィッティング結果（坑道 DS） ... 3-86
図 3.3-89　二重間隙モデルのパラメータ値が割れ目内 C-14 濃度分布へ与える影響（その１） 3-87
図 3.3-90　二重間隙モデルのパラメータ値が割れ目内 C-14 濃度分布へ与える影響（その２） 3-87
図 3.3-91　多孔質媒体モデルによる C-14 濃度分布のフィッティング結果（地表 DS） ... 3-88
図 3.4-1　ウラニン溶液を用いた樹脂選定のための吸着・回収試験の結果 3-94
図 3.4-2　フミン酸溶液を用いた樹脂選定のための吸着・回収試験の結果 3-95
図 3.4-3　実規模カラムでウラニンの吸着・回収試験を実施した結果 3-96
図 3.4-4　原位置地下水を用いた有機物回収試験の結果 3-98
図 3.5-1　瑞浪広域ボーリングと調査対象ボーリング孔の位置図 3-100
図 3.5-2　^{4}He 濃度と標高の関係 3-101
図 3.5-3　^{4}He 濃度の既存と新規の比較結果 3-101
図 3.5-4　^{14}C 濃度と標高の関係 3-102
図 3.5-5　^{14}C 濃度の既存(沈殿法)と新規（ガス化法）の比較結果 3-102
図 3.5-6　^{4}He 濃度と未補正 ^{14}C 年代との関係 3-103
図 3.6-1　内陸部の移流場を対象とした概要調査の実施手順 3-106
図 3.6-2　地下水流動系におけるボーリング孔の配置と間隙水圧の深度分布 3-109
図 3.6-3　月吉断層近傍の間隙水圧の深度分布 3-109
図 3.6-4　概要調査段階における調査の進め方のイメージ 3-110
図 3.6-5　概要調査段階における調査工程のイメージ 3-111
図 3.6-6　概要調査段階における水理試験の区間設定の基本的な考え方 3-116
図 3.6-7　地下水流動のモデル化/解析の実施概要とその反映先 3-121
図 4.2-1　本事業で想定する幌延地域の広域地下水流動概念および各研究開発項目の関係 . 4-5
図 4.3-1　本事業で実施する物理探査の範囲と既存のボーリングの位置を示した地質図 4-7
図 4.3-2　ボーリング孔の地層と酸素同位体比の鉛直分布 4-8
図 4.3-3　ボーリング孔（HDB-1～11）における酸素同位体比と声問層/稚内層境界からの鉛直方向距離の関係 4-9
図 4.3-4　ボーリング孔（HDB-1～11）における酸素同位体比、塩化物イオン濃度、比抵抗検層の関係 4-10
図 4.3-5　ボーリング調査の比抵抗検層により得られた比抵抗値の累積頻度分布 4-10
図 4.3-6　ボーリング孔（HDB-1～11）における透水係数、水頭と酸素同位体比の関係 .. 4-11
図 4.3-7　平成 13 年度空中電磁探査で取得された見掛比抵抗分布図 4-13

図 4.3-8　平成 13 年度 MT 法探査で取得された比抵抗分布図 4-13
図 4.3-9　平成 14 年度 AMT 法探査で取得された鉛直断面図 4-13
図 4.3-10　既存の電磁探査の再解析結果 4-14
図 4.3-11　平成 14 年度反射法地震探査の側線位置図 4-15
図 4.3-12　平成 14 年度反射法地震探査の深度断面図 4-15
図 4.3-13　平成 16 年度反射法地震探査の側線位置図 4-16
図 4.3-14　平成 16 年度反射法地震探査の反射断面解釈の一例（Line-C） 4-16
図 4.3-15　令和 2 年度 MT 法探査の測点位置図 4-17
図 4.3-16　リモート点位置　(a) AMT 法および MT 法の同時測定のリモート点、(b) MT 法単独の測定のリモート点 4-19
図 4.3-17　解析対象範囲における三次元解析ブロック分割図 4-20
図 4.3-18　測線配置 4-21
図 4.3-19　震源：広帯域バイブレータ UV2 および中型バイブレータ Enviro VIB 4-21
図 4.3-20　受振器・データ収録装置・接続ケーブル展開の模式図 4-23
図 4.3-21　準三次元反射法ショット記録例（VP2073, UV2） 1 発震点に対して、全受振点で観測した記録であり、横軸は受振点の番号、縦軸は時間となっている。 4-24
図 4.3-22　反射法地震探査解析処理フロー 4-24
図 4.3-23　三次元比抵抗モデルの水平断面図 4-26
図 4.3-24　測線 A および測線 B における三次元比抵抗モデルの鉛直断面図 4-27
図 4.3-25　三次元解析結果とボーリング孔の比抵抗検層データの比較 4-27
図 4.3-26　鳥観図（南西方向から俯瞰）：反射法解析結果 4-29
図 4.3-27　鳥観図（南西方向から俯瞰）：反射法解析結果+トモグラフィー結果（弾性波速度） 4-29
図 4.3-28　HDB-3 孔および HDB-6 孔付近を通る地震探査断面図 4-30
図 4.3-29　HDB-3 孔, HDB-8 孔および HDB-4 孔付近を通る地震探査断面図 4-30
図 4.3-30　HDB-9 孔付近を通る地震探査断面図 4-31
図 4.3-31　地質構造解釈結果 4-31
図 4.3-32　既存地質構造モデル 4-32
図 4.3-33　Line1-2 における PSDM 解析結果と電磁探査結果（比抵抗分布）の重ね合わせ 4-33
図 4.3-34　比抵抗断面図（LX22 断面）に相当する地震探査断面 4-34
図 4.3-35　比抵抗断面図（LX22 断面） 4-34
図 4.3-36　高比抵抗アノマリとサイスミックアトリビュート（シミラリティ）との重ね合わせ 4-35
図 4.3-37　Line1-1 における PSDM 解析結果と電磁探査結果（比抵抗分布）の重ね合わせ 4-35
図 4.3-38　LX5 断面における比抵抗分布と反射法解析断面の重ね合わせ 4-36
図 4.3-39　疎解析に用いた測点配置 4-37
図 4.3-40　密解析と疎解析による比抵抗水平断面の比較 4-38
図 4.3-41　令和 2 年度 MT 法の解析結果と比抵抗検層を用いたクリギングによる比抵抗分布の比較 4-40
図 4.3-42　誤差率分布の解釈イメージ 4-41
図 4.4-1　幌延地区における水素酸素同位体比の分布(JAEA, 2012) 4-43

図 4.4-2　幌延深地層研究センターでの Cl 濃度分布と拡散場・^{81}Kr 年代測定法の概念図 4-44
図 4.4-3　Through-diffusion 試験の概念図 4-45
図 4.4-4　ヘリウム拡散試験のための試験系 4-46
図 4.4-5　Through-Diffusion 試験での濃度と同位体比の変化（SAB02:264.90-265.00 m） 4-47
図 4.4-6　SAB02 での Cl 濃度と δ^{37}Cl の分布 4-49
図 4.4-7　HDB-3 での Cl 濃度と δ^{37}Cl の分布 4-50
図 4.4-8　HDB-6 での Cl 濃度と δ^{37}Cl の分布 4-51
図 4.4-9　来待砂岩・和泉砂岩における低濃度側セルの He 濃度経時変化の様子 4-51
図 4.4-10 メタンの燃焼試験における反応管温度と反応管通過後のメタン濃度 4-54
図 4.4-11　メタン燃焼-水・二酸化炭素トラップ試験の試験系 4-55
図 4.4-12　二酸化炭素トラップ試験の試験系と二酸化炭素捕捉後のリソライム外観 4-56
図 4.4-13　実規模メタン燃焼-水・二酸化炭素捕捉試験の試験系概念図 4-57
図 4.4-14　チタンによるメタン除去試験の試験系 4-58
図 4.4-15　チタンスポンジの反応管温度とメタン除去率の関係 4-59
図 4.4-16 Kr 吸着試験の試験系 4-60
図 4.4-17 コア試料から得られた圧縮抽出水の酸素同位体比と Cl^-濃度の関係図 4-66
図 4.4-18 本地域の天水および地下水の酸素水素同位体比の関係図 4-67
図 4.4-19 耐圧容器の模式図 4-71
図 4.4-20 シリカゲルの熱重量測定結果 4-72
図 4.4-21 シリカゲルの昇温に伴う示差熱測定結果 4-72
図 4.4-22 ろ液試料の Si 濃度、Cl^-濃度、酸素水素同位体比の時間変化 4-74
図 4.4-23 白色粒子の SEM 画像 4-75
図 4.4-24 透明粒子の SEM 画像 4-75
図 4.4-25 固体試料の熱重量・示差熱分析結果 4-76
図 4.4-26 ユニットの構成 4-79
図 4.4-27 ユニットの追加による深度の増加の模式図 4-80
図 4.4-28 水の混合計算の概念図 4-82
図 4.4-29 水の混合計算の順序 4-83
図 4.4-30 間隙率、温度および各構成要素の長さの深度分布 4-86
図 4.4-31 Cl^-濃度と酸素水素同位体比の深度分布の解析結果 4-86
図 4.4-32 水質形成プロセスの解析結果（Cl^-濃度） 4-87
図 4.4-33 水質形成プロセスの解析結果（酸素同位体比） 4-88
図 4.4-34 水質形成プロセスの解析結果（水素同位体比） 4-89
図 4.4-35 酸素水素同位体比の計算結果 4-90
図 4.4-36 酸素同位体比と Cl^-濃度の計算結果 4-90
図 4.4-37 水素同位体比と Cl^-濃度の計算結果 4-91
図 4.5-1 幌延地域を対象とした水理地質構造モデルの構築における空間スケールとモデル化手法（日本原子力研究開発機構，2019） 4-100
図 4.5-2 稚内層における深度と透水係数 4-101
図 4.5-3 稚内層に分布する断層（日本原子力研究開発機構，2020 を編集） 4-103
図 4.5-4 水理解析の概要 4-103
図 4.5-5 HydroGeoSphere を用いた亀裂部とマトリクス部の二重空隙モデル構築の概念図（日

本原子力研究開発機構，2017）..... 4-104
図 4.5-6 HydroGeoSphere の解析結果；流入面から流入した塩分の総量，（左図は亀裂とマトリクスの両方が物質移行に寄与する概念②のモデル、右図は概念③に基づく均質モデル）..... 4-106
図 4.5-7 HydroGeoSphere の解析結果；流出面から流出した塩分の総量，（左図は亀裂とマトリクスの両方が物質移行に寄与する概念②のモデル、右図は概念③に基づく均質モデル）..... 4-106
図 4.5-8 地下水流動解析における境界条件..... 4-113
図 4.5-9 海水準の時間変化特性..... 4-113
図 4.5-10 涵養量の時間変化特性..... 4-114
図 4.5-11 物質移行解析境界条件..... 4-114
図 4.5-12 地質区分..... 4-114
図 4.5-13 不飽和特性（飽和度と相対透水係数、サクションの関係）..... 4-115
図 4.5-14 全水頭分布..... 4-116
図 4.5-15 濃度分布..... 4-117
図 4.5-16 幌延地域を事例とした SMS のイメージ（日本原子力研究開発機構, 2016）... 4-119
図 4.5-17 解析モデルの概要（現在）..... 4-120
図 4.5-18 海水準の変動..... 4-121
図 4.5-19 涵養量の変動..... 4-121
図 4.5-20 ケース 1 の解析結果（現在）..... 4-123
図 4.5-21 ケース 2 の解析結果（現在）..... 4-123
図 4.5-22 ケース 3 の解析結果（現在）..... 4-124
図 4.5-23 ボーリング調査時の水質分析結果との比較（現在）..... 4-124
図 4.5-24　ブラインドテストに使用したボーリング孔の位置とケース一覧..... 4-129
図 4.5-25 Gocad-SKUA™に表示させた地層境界及び地質構造（左）と構築されたグリッドのイメージ（右）..... 4-130
図 4.5-26 Gocad-SKUA™に表示させた地層境界面や断層面の位置を示す点群データ..... 4-130
図 4.5-27 Gocad-SKUA™により構築した構造モデル（左）とグリッド（右）..... 4-131
図 4.5-28 ボーリング孔の各種データの頻度分布..... 4-132
図 4.5-29 物理探査およびボーリング孔の比抵抗検層により取得された比抵抗の頻度分布... 4-132
図 4.5-30 物理探査の比抵抗値とボーリング孔の比抵抗検層の比抵抗値の相関..... 4-133
図 4.5-31 ボーリング孔の比抵抗検層データとボーリング調査の各データとの相関..... 4-133
図 4.5-32 ボーリング孔の各データの深度に対する分布..... 4-134
図 4.5-33 ボーリング孔の各データのトレンドマップ..... 4-134
図 4.5-34 バリオグラムの概念..... 4-136
図 4.5-35 ボーリング孔データの実験バリオグラム..... 4-137
図 4.5-36 電磁探査データの実験バリオグラム..... 4-137
図 4.5-37 クリギングによる物性分布推定のイメージ..... 4-139
図 4.5-38 クリギングにおける座標設定..... 4-139
図 4.5-39 トレンドマップ間の誤差のイメージ..... 4-140
図 4.5-40 クリギングにより推定した Cl^- 濃度、酸素同位体比、水素同位体比の三次元分布（鉛直断面、正解ケース）..... 4-141

図 4.5-41 クリギングにより推定した Cl-濃度（鉛直断面、ケース 2-1～10）..... 4-142
図 4.5-42 クリギングにより推定した Cl-濃度（鉛直断面、ケース 3-1～10）..... 4-142
図 4.5-43 クリギングにより推定した Cl-濃度（鉛直断面、ケース 4-1～10）..... 4-143
図 4.5-44 クリギングにより推定した酸素同位体比（鉛直断面、ケース 2-1～10）..... 4-143
図 4.5-45 クリギングにより推定した酸素同位体比（鉛直断面、ケース 3-1～10）..... 4-144
図 4.5-46 クリギングにより推定した酸素同位体比（鉛直断面、ケース 4-1～10）..... 4-144
図 4.5-47 クリギングにより推定した水素同位体比（鉛直断面、ケース 2-1～10）..... 4-145
図 4.5-48 クリギングにより推定した水素同位体比（鉛直断面、ケース 3-1～10）..... 4-145
図 4.5-49 クリギングにより推定した水素同位体比（鉛直断面、ケース 4-1～10）..... 4-146
図 4.5-50 クリギングにより推定した Cl-濃度（標高-300 m 水平断面、正解ケース）..... 4-146
図 4.5-51 クリギングにより推定した Cl-濃度（標高-300 m 水平断面、ケース 2-1～10）.... 4-147
図 4.5-52 クリギングにより推定した Cl-濃度（標高-300 m 水平断面、ケース 3-1～10）.... 4-147
図 4.5-53 クリギングにより推定した Cl-濃度（標高-300 m 水平断面、ケース 4-1～10）.... 4-148
図 4.6-1　方法論の整理における概要調査における手順の設定 4-152
図 4.6-2　地下水の低流動域の三次元分布の評価と概要調査の現地調査との関係を表す系統図（概略版）..... 4-153
図 4.6-3　幌延地域における調査スケール（図中※1：前川ほか，2010、図中※2：日本原子力研究開発機構，2016，2017）..... 4-154
図 4.6-4　幌延地域を対象とした主な電磁探査および電気探査の配置図（表 4.6-2 における No.2～8 を示す）..... 4-156
図 4.6-5　空中電磁探査の探査地域 4-157
図 4.6-6　空中電磁探査の結果（左）深度 20m の見掛け比抵抗分布（中）深度 100m の見掛比抵抗分布（右）地質図..... 4-157
図 4.6-7　再解析に用いた MT 法データ 4-159
図 4.6-8　二次元比抵抗モデルとボーリング調査の比抵抗検層データとのマッチング..... 4-160
図 4.6-9　幌延地域における広域スケールを対象とした MT 法の結果例（上の図は地質断面、下の図は二次元解析によって得られた比抵抗分布を示す。）..... 4-160
図 4.6-10　HDB-11 において取得された各種データの比較..... 4-162
図 4.6-11　令和 2 年度に実施した電磁探査の測点配置..... 4-164
図 4.6-12　概要調査段階における調査の進め方のイメージ（幌延地域の調査事例に基づく）..... 4-168

表　目　次

表 3.3-1　各指標での誤差相関マトリックス 3-23
表 3.3-2　日本と海外における結晶質岩の特徴の比較（深度 500 m 付近） 3-28
表 3.3-3　UHFD と LSFD における割れ目の分布特性の比較（細谷ほか, 2015） 3-29
表 3.3-4　LSFD を対象とした DFN モデル構築のためのデータセット 3-33
表 3.3-5　モデル化割れ目の設定条件 3-34
表 3.3-6　割れ目のパラメータの推定手法（LSFD） 3-35
表 3.3-7　割れ目のパラメータの推定結果（LSFD） 3-36
表 3.3-8　坑道スケールにおける亀裂性岩盤の水理パラメータ設定手法 3-48
表 3.3-9　UHFD を対象とした DFN モデル構築のためのデータセット 3-49
表 3.3-10　割れ目のパラメータの推定手法（UHFD） 3-50
表 3.3-11　割れ目のパラメータの推定結果（UHFD） 3-52
表 3.3-12　水みち割れ目周辺マトリクスの室内試験結果 3-59
表 3.3-13　水みち割れ目周辺の物質移行パラメータ 3-61
表 3.3-14　レジンが充填した割れ目の特徴 3-62
表 3.3-15 レジン充填割れ目の物理パラメータ 3-66
表 3.3-16　割れ目のパラメータの推定結果（UHFD）（表 3.3-11 再掲） 3-70
表 3.3-17　T9 試験の注水区間と揚水区間と交差する水みち割れ目 3-70
表 3.3-18　19W6663TS1 試験の条件 3-74
表 3.3-19　推定値（ウラニン、1 流路） 3-75
表 3.3-20　推定値（ウラニン、1 流路、推定方法変更） 3-76
表 3.3-21　推定値（ウラニン、2 流路） 3-77
表 3.3-22　フィッティングで得られた分散長の平均値と標準偏差 3-82
表 3.3-23　二重間隙モデルによる解析に用いたパラメータ値 3-85
表 3.4-1　^{14}C と ^{81}Kr から評価された年代の比較 3-92
表 3.6-1　本事業の成果の概要調査への反映先 3-104
表 3.6-2　概要調査の考え方を整理する上での前提条件 3-105
表 3.6-3　内陸部の移流場を対象とした概要調査のデータフロー 3-107
表 3.6-4　概要調査段階における調査の概要 3-111
表 4.3-1　測定機器仕様一覧 4-18
表 4.3-2　データ処理に用いたパラメータ 4-25
表 4.4-1　幌延のボーリングコアでの拡散係数と分別係数 4-48
表 4.4-2　来待砂岩・和泉砂岩における形状因子の値 4-52
表 4.4-3　北海道幌延地域（研究坑道内）で取得したガスにおける主要な成分の組成 4-53
表 4.4-4 Kr 捕捉試験の結果まとめ 4-61
表 4.4-5 各試料の加熱前後の重量 4-73
表 4.4-6 ろ液試料の分析結果 4-74
表 4.4-7 水質パラメータの一覧表 4-84
表 4.5-1 亀裂沿いにおける天水浸透メカニズム（物質移行概念）とモデル化手法に対して必要なパラメータ（日本原子力研究開発機構，2019） 4-101
表 4.5-2 稚内層浅部に分布する斜交断層の亀裂パラメータ 4-102
表 4.5-3 三つの物質移行概念に対するモデル構築と解析条件の一覧 4-105
表 4.5-4 調査資料 4-109

表 4.5-5 調査資料の記載概要 4-109
表 4.5-6 透水係数、間隙率、比貯留係数 4-115
表 4.5-7 解析ケース 4-116
表 4.5-8 水理区分および水理パラメータの設定 4-122
表 4.5-9 解析ケース 4-122
表 4.6-1 概要調査の考え方を整理する上での前提条件 4-150
表 4.6-2 幌延地域を対象とした主な電磁探査および電気探査 4-155
表 4.6-3 概要調査段階における調査の概要（幌延地域の調査事例に基づく） 4-169

1. はじめに

本事業は、令和２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）として、経済産業省資源エネルギー庁から、日本原子力研究開発機構（以下、原子力機構）、電力中央研究所（以下、電中研）の二機関が共同で受託したものである。

1.1 背景と目的

地下水の流動方向や、流速、移行経路、移行時間は、地下水の駆動力である動水勾配および岩盤の透水性の空間的な不均質性に影響を受けている。原子力発電環境整備機構（NUMO）が行う概要調査では、地下水の涵養域から流出域までを包含する広域スケール（数 km～数十 km）を対象とした地下水流動解析が行われ、地下水の流動方向や、流速、移行経路、移行時間が評価される。地下水流動解析を行う際には、岩盤の透水性の空間分布を推定した水理地質構造モデルを構築する必要がある。また、調査の進展とともに評価対象となる主な空間スケールが広域スケールから施設スケール（数 100 m～数 km）、坑道スケール（数 m～数 100 m）と変化する。そのため、それぞれの空間スケールに応じた岩盤の透水性の空間分布を推定するための手法を整備する必要がある。さらに、狭い空間スケールで推定した岩盤の透水性の空間分布をより広い空間スケールにどのように反映させるのかといった空間スケールによって見え方が異なる岩盤の透水性の空間分布を空間スケール間でつなぐための手法や考え方の整備が重要となる。

広域スケールの水理地質構造モデルを用いた地下水流動解析による地下水圧の空間分布の算出結果の妥当性は、地下水圧の算出結果と原位置での観測結果とを比較することによって確認されることが一般的である（図 1.1-1）。加えて、断層などの大規模な不連続構造や岩盤中の割れ目ネットワーク（連続性など）に起因する不均質な岩盤の透水性の空間分布の推定結果の妥当性を確認する上では、地下水圧の経時変化を用いることが有効である。

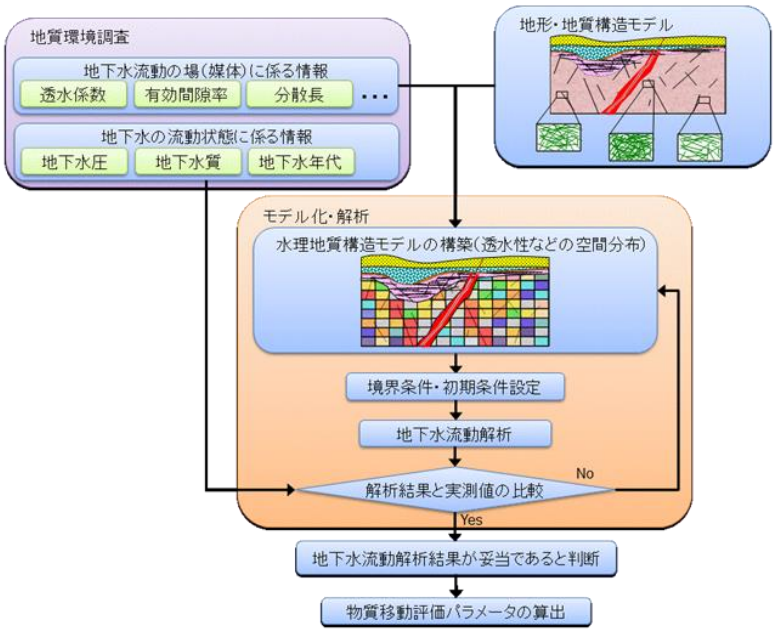


図 1.1-1　広域を対象とした地下水流動の調査・解析の流れ

地層処分において対象となる地下深部の地下水流動を対象とした場合、物質移動の評価に必要となる地下水の流速や移行時間（地下水流動解析によって算出）については、その算出結果の妥

当性を示すためには、地下水流動の結果である地下水水質分布や地下水年代との整合性も確認する必要がある。しかしながら、地下水年代や水質分布と地下水流動解析との整合的な解釈に係る事例は少ないのが現状である。

天水の浸透（涵養）を起源とした地下水が動水勾配を駆動力として移流する環境においては、地下水の涵養域から流出域への流動に伴って、地下水の水質や年代が変化していく。従来は、地下水流動解析から算出される地下水圧の分布と地下水圧の実測データとの比較など、主に地下水の「流れ方」に係る情報に基づき解析結果の妥当性が確認され、地下水の「流れ方」に伴う「変化」に係る情報（実測データから推定される地下水の水質や地下水年代の分布など）は、地下水流動解析結果の妥当性を示す傍証とされてきた。本事業においては、地下水流動に伴う水質の変化を解析に取り組むことを検討する。これにより、従来の地下水の「流れ方」に基づく解析だけでなく、「流れ方」に伴う「変化」を加味した解析方法の構築に取り組む（図 1.1-2）。この結果、解析結果と現場で取得される「データ」を直接比較することが可能になり、地下水流動解析結果の信頼性が向上する。さらに、結晶質岩では地下水流動は亀裂や断層の分布に規制されるが、それらの分布は不均質である。そのため、本事業においては、結晶質岩中での地下水流動を規制する地質構造の不均質性の理解を深め、それに基づく広域の地下水流動解析手法を提案する。これらの検討の結果として、調査・解析の体系的な手法を整備することを目的とする。

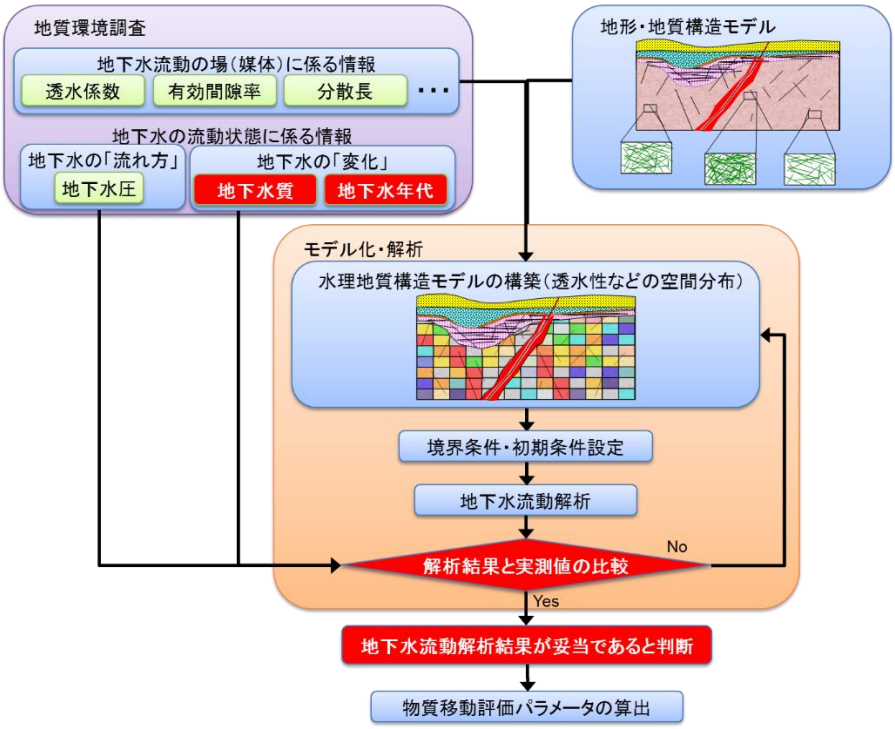


図 1.1-2　本事業で取り組む地下水流動解析のフロー

一方、堆積岩分布地域の深部領域においては、しばしば古い化石海水が存在することが報告されているが、そのような場は天水起源の地下水流動を前提とした地下水流動解析の適用が困難な場である。地下水年代についても、堆積岩では埋没過程において初期の間隙水の大部分が置き換わり得るため、地下水年代の評価も単純ではない。したがって、このような場を対象に地下水年代を用いた地下水流動解析結果の妥当性の検証を行うことは困難であるため、アプローチを分ける必要がある。地下浅部の天水浸透領域については、水質の実測値を用いた地下水流動解析結果

の妥当性の検証方法を整備する一方で、古い化石海水が残存するような深部低流動域については、その三次元分布、水理学的特性、形成要因を明らかにするための調査・解析手法の開発を目的とする。

1.2 事業の全体概要

1.1 に述べたとおり、本事業では地層処分事業の概要調査において重要となる涵養域から流出域までの広域的な地下水流動（移流場）や地下水が長期にわたり滞留する領域（拡散場）の三次元分布に係る調査・評価の信頼性向上に向け、これまでに整備された水理・物質移動場の特性に係る調査・評価技術の妥当性の確認および高度化を通じて、それぞれの水理・物質移行場に応じた方法論を整備するために、以下の課題に取り組む。

(1)内陸部の広域的な地下水流動を評価するための技術の高度化
(2)内陸部の地下深部に存在する長期的に安定な水理場・化学環境を評価するための技術の高度化

上記の技術開発課題については、原子力機構が保有する 2 つの地下研究施設周辺を事例として取り組む。具体的には、結晶質岩が分布する東濃地域にある瑞浪超深地層研究所周辺地域を移流場の事例とし、堆積岩が分布する幌延地域にある幌延深地層研究センター周辺地域を拡散場の事例とする。両地域を事例とした研究開発成果を統合することで、広域スケールを対象として移流場と拡散場に応じた水理・物質移動場の特性の調査・評価できる汎用的な技術の整備を図る（図 1.2-1）。

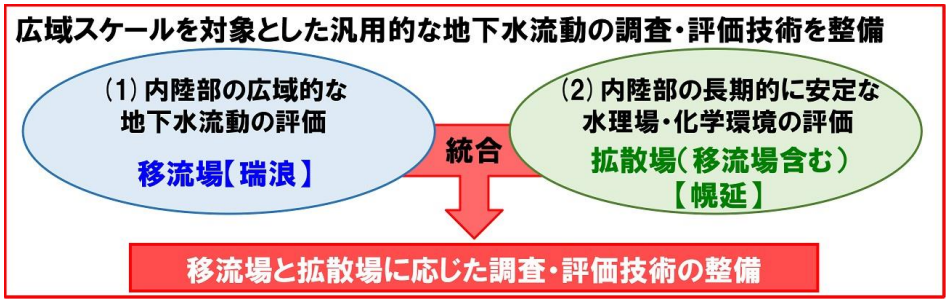


図 1.2-1　事業の全体概要

2. 令和 2 年度の実施概要

1.2 に示した各研究開発課題の分野毎の研究開発目標および実施内容は以下のとおりである。

2.1 内陸部の広域的な地下水流動を評価するための技術の高度化

地下水シナリオでは、漏出した核種の地下水による輸送を評価するため、処分施設周辺の地下水流動を精度良く把握することが重要となる。そのため、これまでに地下水の涵養域や流出域の把握や滞留時間を評価する地下水年代測定技術を開発してきた。しかしながら、地下水年代を用いた地下水モデルの検証は十分に行われていない。このため、地下水年代を対象に、地下水流動・物質移行解析を行うことにより、地下水モデルの妥当性を示す方法を開発する必要がある。これによって、従来の水理的な観点だけでなく、地球化学的な観点からも地下水モデルの妥当性を示すことが可能となる。また、結晶質岩に代表される亀裂性岩盤を対象として広域の地下水流動モデルを構築するに当たっては、地下水の主要な水みちとなる割れ目の方向、大きさなどの幾何学的特性（地質学的特性を含む）や水理学的特性、物質移行特性及びそれらの不均質性の取り扱いが重要となる。しかし、坑道スケール（数 m～数 100 m）や微視スケール（10 cm 以下）で取得された割れ目特性の情報を、広域スケールの地下水流動モデルに反映させるための考え方や手法は十分に整備されていない。このため、空間スケールが異なる地質環境特性情報の統合化やモデル化手法を整備する必要がある。あわせて、地下水年代測定技術についても、近年、計測技術の発達により、新たな物質の分析が可能となるとともに、前処理及び計測方法の改良によって測定精度の向上が図られている。これらについても調査・整備し、今後の調査に反映することにより、地下水年代測定の適用性向上を図る必要がある。

これらの課題について、具体的には下記の内容について取り組む。

2.1.1 広域スケールの地下水流動・物質移行解析技術の高度化

広域的な地下水モデルの妥当性を示すには、地下水年代を用いた検証が有効であると考えられる。このため、これまでに地下水年代を用いた検証を実施してきた。ただし、地下水年代は、天然に存在する放射性物質などの輸送を評価するため、地下水流動・物質移行が組み合わさる複合的な現象となっており、評価が難しい。現状、物質移行特性（有効間隙率、分散長など）を固定した状態で最適な透水係数を推定しているが、物質移行特性が変化すれば、最適な透水係数も変化するという相互依存的な関係にある。この依存性を解消するため、複数の指標（全水頭、^{4}He、^{14}C など）に基づいて評価を行い、地下水流動・物質移行の両方について、総合的に最適な特性値を求めていく必要がある。また、この相互依存性を解消するために、水理・物質移行特性のそれぞれについて、広域スケールでの特性値を評価する方法を検討する必要がある。

亀裂性岩盤の地下水流動特性を評価するに当たっては、地下水の水みちとなる割れ目の位置、方向、大きさなどの幾何学的特性（地質学的特性を含む）や水理学的特性を把握し、地下水流動モデルに適切に反映することが重要である。広域スケールにおいては、地下水の涵養域から流出域までの 1 つの地下水流動系としての大局的な地下水の移行経路などが評価対象となるが、坑道スケール（数 m～数 100 m）では、坑道周辺岩盤中の個々の割れ目や、複数の割れ目で形成されたネットワーク状の地下水の移行経路などが評価対象となる。つまり、それぞれの空間スケールで地下水流動モデルにおける岩盤の水理学的な不均質性のモデル化手法が異なる。そのため、異なるモデル化手法で設定された岩盤の水理パラメータが、複数の空間スケール間でどのように関連しているかを明確にすることが重要となる。特に、広域スケールを対象とした地下水流動モデルにおいて、坑道スケールで評価される個々の割れ目に起因した岩盤の水理学的な不均質性を表

現するための水理パラメータの設定手法については十分に整備されていない。

亀裂性岩盤においては、地下水は主に割れ目の中を選択的に流れていく。そして、地下水中の溶存物質は地下水とともに割れ目中を移流分散により下流へと移動していく過程で、割れ目周辺のマトリクスへも拡散・吸着し、地下水より遅い速度で移動する。したがって、亀裂性岩盤において物質の移動を精度良く推定するには、岩盤中の割れ目の分布と周囲のマトリクスを忠実に再現した解析モデルにより地下水流動・物質移行解析を行うのが理想である。比較的狭い領域であればそれは不可能ではないが、広域スケールの解析では現実的でなく、割れ目を含む岩盤を多孔質媒体で表現した解析モデルを用いざるを得ない。そこで、亀裂性岩盤を対象とした広域スケールの解析を高精度に行うためには、できるだけ等価な多孔質媒体の物質移行パラメータ（間隙率、分配係数、分散長等）の設定手法を構築する必要がある。

これらの検討結果を組み合わせることにより、詳細スケールから広域スケールまでを包含できる水理・物質移行特性を評価する方法を開発する。

(1) 地下水年代を対象とした解析技術の開発〈実施者：電力中央研究所〉

これまでに、地下水年代を用いて地下水モデルを検証する方法を提示するとともに、パラメータの推定誤差を評価する方法を整備してきた。この結果、地下水年代を用いることにより、地下水モデルのパラメータをより狭い推定誤差で精度よく推定でき、校正に有効であることが確認できた。さらに、実測値が多くなるほどパラメータの推定精度も高く、測定結果によってパラメータへの感度が異なることが期待できる。このため、種々の測定結果（全水頭、^{14}C、^{4}He など）を用いてモデルの校正を行い、どのような測定結果がどのパラメータの校正に有効か、どのような組み合わせが有効か、どのような地点（涵養域、流出域、地層など）での調査結果が有効か、などについて検討する。

令和 2 年度は、これまでに検討してきた ^{4}He 年代だけでなく、他の測定結果（^{14}C、全水頭など）やそれらの組み合わせを用いて、地下水モデルの校正を行う。これにより、各測定結果でどのパラメータの推定精度が高いか、どのパラメータとの相関が高いかなどを明らかにする。これにより、どのようなパラメータに対して、どのような測定結果がモデルの校正・検証に有効かを明らかにする。

令和 3 年度は、後述する広域の再計測結果に基づいて、地下水年代測定結果を再検討し、これらを概念モデルに反映する。また、この測定結果を用いてモデルの校正を行い、パラメータの推定値や推定誤差を明らかにする。また、どのような地点（涵養域、流出域、地層など）でのどのような調査結果が、地下水モデルの校正において有効であるかについて検討を行い、地下水モデルの校正方法を提案する。

(2) 水理パラメータの設定手法の開発〈実施者：日本原子力研究開発機構〉

これまでの調査研究で割れ目データが蓄積されている瑞浪超深地層研究所周辺岩盤を事例として、坑道スケールで評価した岩盤の水理学的な不均質性を広域スケールの地下水流動モデルに反映するための水理パラメータの設定手法を整備するための検討を行う。

1) 坑道スケールの岩盤の水理パラメータ設定手法の整備（令和 2 年度）

例えば釜石鉱山の調査研究では、亀裂性岩盤内には割れ目の分布に起因して水理学的な連結性が乏しい数 10 m 規模の複数の領域（コンパートメント）の存在が確認されている。このような水理学的な不均質性は、地層処分事業における地下施設の計画や施工、安全評価などを行う上で評価しておく必要がある。そこで、瑞浪超深地層研究所を事例として、既存の調査密度が高い領域である深度 500 m の冠水坑道周辺岩盤（土岐花崗岩）の水理学的な不均質性の程度を把握し、その不均質性を坑道スケールの地下水流動モデルに反映するための水理パラメータの設定手法を整備する。深度 500 m の冠水坑道周辺岩盤を対象に実施された既往研究や本事業で昨年度までに

取得した調査データを用いて、坑道スケールを対象として岩盤内の割れ目の連続性や不連続性に起因した水理学的な不均質性を概念化及び定量化する。岩盤の水理学的な不均質性のモデル化に当たっては、割れ目ネットワークモデルや等価不均質連続体モデルを用いて、坑道周辺岩盤内の割れ目の影響を考慮した地下水流動解析を実施し、岩盤の透水性のばらつきや水理学的な不均質性（コンパートメント構造の規模など）を再現するために最適な割れ目の表現方法やメッシュサイズといった水理パラメータの設定手法について検討する。なお、モデルの再現性の評価には冠水坑道の掘削や再冠水に伴う岩盤の水圧変化データを用いる。

2) 施設スケールの岩盤の水理パラメータ設定手法の整備（令和３年度）

瑞浪超深地層研究所を事例として、施設スケール（数 100 m～数 km）の水圧変化を再現するために考慮すべき地質構造や岩盤の水理学的な不均質性の程度を把握し、その不均質性を施設スケールの地下水流動モデルに反映するための水理パラメータの設定手法を整備する。地質構造や岩盤の不均質性のモデル化に当たっては、割れ目ネットワークモデルや等価不均質連続体モデル、均質連続体モデルを用いて、研究坑道周辺に分布する断層や岩盤内の割れ目の影響を考慮した水理特性の推定を目的とした地下水流動解析を実施し、研究坑道周辺で観測された水圧変化のばらつきを再現するために最適な地質構造や割れ目の表現方法やメッシュサイズといった水理パラメータの設定手法について検討する。なお、モデルの再現性の評価には研究坑道の掘削や埋め戻しに伴う岩盤の水圧変化データを用いる。

3) 空間スケールに応じた岩盤の水理パラメータ設定手法の構築（令和 3 年度）

上記 1）と 2）の検討結果に基づき、空間スケール毎で考慮すべき岩盤の透水不均質性の程度や空間スケールに応じた岩盤の水理パラメータの設定手法を体系的に整理する。構築した岩盤の水理パラメータの設定手法は、(1）における広域スケールの地下水流動モデルに適用し、地下水年代などの情報との比較によって、その妥当性を確認する。

(3) 物質移行パラメータの設定手法の開発〈実施者：電力中央研究所〉

これまでの調査研究で割れ目データが蓄積されている瑞浪超深地層研究所周辺岩盤を事例として、坑道スケールや微視スケールで評価した岩盤の物質移行に関わる不均質性を広域スケールの地下水流動モデルに反映するための物質移行パラメータ（間隙率、分散長等）の設定手法を整備するための検討を行う。

令和 2 年度は、瑞浪超深地層研究所の深度 300mボーリング横坑において取得した岩石コアなどを用いて、水みち割れ目近傍のマトリクス内の微細間隙構造や鉱物分布と拡散試験等の結果などを物質移動モデルに反映させる。そして、その物質移動モデルに基づき、単一割れ目とマトリクスを考慮した単純な二重間隙モデルを用いて、マトリクスへの拡散を考慮した物質移行解析を実施する。一方、多孔質媒体モデルでも物質移行解析を実施し、両者の濃度破過曲線を比較し、単一割れ目とマトリクスの二重間隙モデルと等価な多孔質媒体モデルの間隙率についての検討に着手する。

また、同ボーリング横坑において昨年度までに取得したデータを基に構築した水理地質構造モデルを用いて、水みち割れ目の分布による透水異方性や不均質性を考慮した解析モデルを作成し、数値シミュレーションによるトレーサー試験の再現解析を実施する。そして、実測値と解析結果を比較することにより、水理地質構造モデルの修正を行う。続いて、その水理地質構造モデルを基に、割れ目ネットワークモデル等の不均質性を考慮した解析モデルを用いたより大きなスケールの物質移行解析に着手する。その際、均質な多孔質媒体モデルを用いた分散長をパラメータとする物質移行解析も実施し、不均質性を考慮したモデルによる下流側の物質濃度破過曲線を近似できるような分散長の同定を試みる。

令和３年度は、割れ目とマトリクスを考慮したより複雑な二重間隙モデルでも物質移行解析を

実施し、多孔質媒体モデルの濃度破過曲線と比較することにより、二重間隙モデルと等価な多孔質媒体モデルの間隙率についての検討を実施する。

また、割れ目ネットワークモデル等の不均質性を考慮した解析モデルを用いて、様々なスケールの物質移行解析を実施する。その際、均質な多孔質媒体モデルを用いた分散長をパラメータとする物質移行解析も実施し、下流側の物質濃度破過曲線が不均質性を考慮したモデルの解析結果とできるだけ一致するような分散長を同定する。そして、物質移行スケールと分散長の相関の関係性を導く。

さらに、広域スケールの解析に使用する物質移行パラメータの設定手法を提案するとともに、設定に必要なデータの種類や取得方法、密度等について整理する。

2.1.2 地下水年代測定技術の高度化〈実施者：電力中央研究所〉

地下水シナリオでは、漏出した核種の地下水による輸送を評価する。核種は放射壊変で濃度が低下するため、滞留時間が長ければ、放射毒性が低下する。このため、滞留時間を正確に評価することが重要である。このような必要性から、地下水に溶存する物質やガスの量や同位体から、地下水の滞留時間を評価する方法を整備してきた。これによって、数万年から数百万年のような滞留時間の長い地下水が国内にも存在することを確認することができた。ただし、どの方法にも長所・短所があるため、複数の方法で評価を行い、整合性を示すことが結果の信頼性を示すうえで重要である。近年、新しい技術（^{39}Ar、^{81}Kr、^{129}I など）が開発されてきており、既存技術（^{4}He、^{14}C、^{36}Cl、希ガス温度計など）についても、前処理・分析方法の改良によって、測定精度や適用性の向上が図られている。これらの最新技術を整備し、原位置での適用性を確認することと、既存技術を改良し精度向上を図ることは、地下水年代測定技術の信頼性向上を図るうえで重要である。

これまでに、瑞浪地区では、^{4}He 年代と ^{14}C 年代とから、瑞浪地区では 2 万年程度で地下水が循環していることを確認することができた。また、^{81}Kr 年代を試行した結果や前処理をガス化法にした ^{14}C 年代測定を適用した結果、立坑周辺の地下水年代は 2 万年以上であることが確認できた。さらに、希ガスの溶解度による涵養温度推定から、氷期に涵養した降水であることを確認できた。ただし、^{81}Kr や希ガスの分析には、溶存ガスからの Kr の分離・精製と回収率の向上、希ガスによる涵養温度推定には、各希ガス（He、Ne、Kr、Xe）の単離と高精度な分析が必要になる。あわせて、これまで開発してきた技術を、広域地下水調査に適用し、有効性を確認することは、地下水年代の信頼性向上を図るだけでなく、地下水モデルの校正にも有用であると考えられる。

令和 2 年度は、希ガスについて、定量の高精度化を図るために、希ガスの分離・精製方法を検討する。これらの技術に基づいて、^{81}Kr を分析するために、ガスから Kr を回収する方法を整備する。あわせて、広域ボーリングで採取した地下水について、これまでに開発・改良してきた方法で分析を実施し、これまでの調査結果との整合性を確認する。

令和 3 年度は、希ガスについて、分離・精製方法を整備し、希ガス温度計技術を確立する。また、放射性希ガス年代測定（^{39}Ar、^{81}Kr、^{85}Kr）について、採取から分析までの一連の技術を整備し、適用性を確認する。あわせて、広域ボーリングでの地下水年代測定結果の妥当性を複数の年代測定の相互比較によって示し、広域の地下水流動概念モデルを更新する。

2.1.3 内陸部の移流場を対象とした概要調査への反映

地層処分事業における概要調査に資する情報として、瑞浪地域を事例に内陸部の移流場を対象とした概要調査の考え方を整理する。令和 2 年度は、既往の研究成果を参考に、概要調査におけ

る概略的な物理探査の範囲やボーリングの配置、手順、工程の検討などの全体計画について取りまとめる。具体的には、内陸部の移流場を対象とした概要調査の実施手順とデータフロー、ならびに概要調査段階で精密調査地区を選定するために最低限必要と考えられる調査の概要や工程のイメージを検討する。また、調査項目毎に個別技術の基本的な考えの要点を整理する。

2.2 内陸部の地下深部に存在する長期的に安定な水理場・化学環境を評価するための技術の高度化

これまでの研究開発では、岩盤中の水みちの透水性を把握するための調査技術や水理学的な不均質性をモデル化・解析する技術の整備が進められ、対象とする場を網羅的に調査・解析・評価するための手法が構築されている。今後はこれまでの成果を踏まえつつ、地下深部に化石海水が滞留しているような、水理学的に閉鎖的な環境の形成・維持が推定される領域における巨視的な透水性を評価するとともに、水理場・化学環境の古水理地質学的変遷などの評価を行い、長期的に安定な水理場・化学環境の三次元分布を地表から把握する調査・評価技術の体系化を図る必要がある。

上述の必要性に対して、下記の内容について取り組む。

2.2.1 低流動域の分布を概要調査で効率的に把握するための技術の高度化〈実施者：日本原子力研究開発機構〉

これまでの調査により、幌延地域の地下深部には化石海水の存在や地下水の流れが非常に遅い地層の存在が確認されている。一方、両者の関連性について検討するためには、独立した複数の調査結果（地質調査、物理探査、ボーリング調査〔透水性調査、水質・年代調査等〕）の比較に基づいた検証が重要になる。以上のような課題認識から、本事業では、幌延地域に分布する堆積岩を対象とし、地下深部に存在する化石海水の三次元分布を効率的に把握するための方法論を整備・検証するとともに、低流動域の分布との関連性を評価する。

これまでに幌延深地層研究センター周辺で実施された地質調査、物理探査、ボーリング調査の結果を踏まえ、地下施設周辺の地下に存在する化石海水の三次元分布が概ね推定された。一方、このような推定における課題として、物理探査やボーリング調査によりデータが得られた箇所の情報をもとに、地球統計学的手法によりデータが欠落している箇所を含めた推定がなされているが、推定結果の確からしさの評価はなされていない。そこで、追加の物理探査（地震探査、電磁・電気探査）や地上からのボーリング調査を行い、推定結果の確からしさを確認するためのデータを拡充する。また、これらのデータを基に化石海水の三次元分布推定方法の適切性を評価すると共に、見直しを図るべき点等についても整理する。

令和 2 年度は、令和元年度までの成果に基づき提示する化石海水の三次元分布の推定結果の適切性を確認する上で必要な物理探査データを拡充するため、追加調査（地震探査、電磁・電気探査）を行う。これらの調査に当たっては、近年の最新の技術や手法を駆使した調査手法を選定し、地質構造や比抵抗値の三次元分布の推定に当たり必要な高精度のデータを取得する。また、得られたデータを基に地質構造との関連性を踏まえ、比抵抗値の三次元分布の再評価を行う。さらに、比抵抗値を塩濃度に変換することで得られる塩濃度の三次元分布の再評価結果と令和元年度までの成果に基づき推定された塩濃度の三次元分布の結果を比較し、これまでにデータが欠落していた領域での推定結果の確からしさを評価する。これらの検討を踏まえ、次年度以降に実施する追加ボーリング孔の掘削位置や調査仕様等についても具体化する。

令和 3 年度は、令和 2 年度の検討結果を踏まえ、化石海水の三次元分布の推定結果の確からしさを確認すると共に、化石海水分布域での透水性・水質・地下水年代等を把握し、低流動性との

関係を確かめるための追加のボーリング調査を行う。

令和 4 年度は、令和 3 年度に掘削したボーリング孔を用い、化石海水の分布と低流動領域との関係を検討する上で必要なデータ（透水性・水質・地下水年代等）を拡充するための追加調査を行う。なお、低流動域と化石海水の分布が不整合な場合、その要因を検討すると共に、不整合の要因を考慮しつつ、低流動域の三次元分布を評価する方法を検討する。

2.2.2 低流動域の存在を確認するための技術の開発〈実施者：電力中央研究所〉

地下水が長期にわたり滞留していたことを示すことは、地下水シナリオの評価において非常に重要である。この要因を検討するためには、過去から現在に至る古水理地質学的変遷の理解が不可欠であり、そのための評価指標の開発が重要になる。このため、地下水の流動性が低下し、拡散が支配的となってからの時間や、新しい地下水の深部への浸入速度などを評価するために、地下水の同位体に着目した古水理地質学的指標の開発を進める。

(1) 拡散で分離・分別する指標を用いた拡散場調査の有効性の検討

これまでに、拡散が支配的な場を識別するために、拡散で分離・分別する指標として、δD、Cl とδ^{37}Cl のボーリング孔での分布を調査するとともに、岩石コアを用いて、δD と Cl の拡散係数の違いやδ^{37}Cl の分別係数の計測を実施してきた。この結果、δD と Cl の分離、δ^{37}Cl の分別が進んでいる地点があることを確認することができた。しかしながら、拡散だけでなく、そのほかの現象（水岩石相互作用、移流、イオンフィルトレーションなど）の影響を受けている可能性が明らかとなった。

令和 2 年度は、拡散が支配的と考えられる地点について、蒸気法やリーチング法により、高密度にδD、Cl、δ^{37}Cl のデータを採取する。また、δD と Cl の拡散係数やδ^{37}Cl の分別係数の計測を継続する。これらのデータに基づいて、拡散方程式で分布の評価を試みる。

令和 3 年度は、拡散が支配的と考えられる地点について、リーチング法により、δ^{37}Cl の分布のデータを拡充する。また、δD と Cl の拡散係数やδ^{37}Cl の分別係数の計測は継続して実施する。あわせて、拡散方程式だけでなく移流・拡散方程式など異なる概念モデルで、分布の評価を試みる。

令和 4 年度は、これまでの調査結果に基づいて、拡散が支配的な地点と移流が支配的と考えられる地点について、地史などとの整合性を確認する。また、拡散場を評価するうえで有効な指標や評価方法について取りまとめる。

(2) ^{81}Kr を用いた地下水年代測定の有効性の検討

^{81}Kr は半減期約 23 万年の放射性核種であり、降水起源のため、地表からの地下水の流入や流入速度の評価に有効である。このため、幌延立坑において ^{81}Kr を用いた年代測定を開始した。これまでに、降水の浸入率の異なる地点（Cl やδD が異なる地点）や地層の異なる地点で溶存ガスを採取し、^{81}Kr の分析を試みたが、メタンなどの妨害ガスが多く、定量がうまくいっていない。このため、溶存ガスを再採取するとともに、分離・精製技術を用いて、Kr を精製し、定量を容易にする必要がある。

令和 2 年度は、降水の浸入率が異なる複数の地点で、水上置換などにより大量に溶存ガスを採取し、Kr の分離を試みる。また、分離したガスの ^{81}Kr 濃度の定量を試みる。

令和 3 年度は、水上置換だけでなく、真空脱ガス法や中空糸膜などによるガス採取を試み、^{81}Kr 年代測定の適用を行う。また、大気の混入や降水起源地下水の混合率などを考慮して降水の ^{81}Kr 年代を評価する。

令和 4 年度は、複数の地点に ^{81}Kr 年代測定を適用し、降水起源地下水の滞留時間を評価するとともに、降水流入の概念モデルを提示する。また、^{81}Kr 年代と他の方法との整合性を検討する

とともに、^{81}Kr 年代測定法の適用方法を提案する。

2.2.3 低透水領域を含めた広域スケールでの水理場・化学環境の評価技術の開発〈実施者：日本原子力研究開発機構〉

幌延地域には多孔質岩盤である堆積岩が分布しているが、地層によっては亀裂性岩盤と同様に亀裂が発達しているため、地下水流動を評価する上では亀裂特性の把握が重要と考えられる地層も分布する。このため、亀裂の発達した地層については、対象とするスケールに応じた地層の透水不均質性をどのように取り扱うかを検討することも重要になる。また、幌延地域では、これまでの調査により、浅部には地表から浸透した天水と元々存在していた化石海水の一部が混合している領域が分布することが確認されている。一方、深部には、天水の浸透影響をほとんど受けていない化石海水の存在も確認されており、このような領域は、地下水の流れが非常に遅い領域（低流動域）であると推察される。

地下深部に存在する化石海水の三次元分布は、物理探査とボーリング調査を組み合わせた調査により推定可能と考えられる。このような調査結果の解釈にあたり、広域スケールでの地下水流動モデルにより、天水の浸透影響の小さい領域を評価することで解析側からも検討できる可能性がある。また、本事業を通じ、実測値と解析結果の比較により、モデル化・解析手法の適切性が評価された後、幌延の地質環境を一例とし、地層処分のセーフティケースを構築する上で重要となる安全機能に着目し、主要な物質移行経路の抽出を試みることも重要である。

上記のような課題認識から、本事業では、以下のことを実施する。

(1) モデル化・解析手法の整備

幌延地域に分布する地層（声問層、稚内層等）を対象に、スケールの違いによる地層の透水不均質性（透水性のバラつき）の要因とその取り扱いについて、亀裂特性に関わる情報等を用いた水理解析により検討する。また、スケールの違いにより適用する水理地質構造モデルの使い分けについても検討し、幌延地域を例とした場合の広域・施設・坑道スケールにおけるモデル化・解析手法を提案する。

令和２年度は、坑道スケールでの検討として、地層の透水不均質性の大きい稚内層を対象にした評価を個々の亀裂を直接表現した亀裂ネットワークモデルを適用可能な解析コード（例えば、FracMan や HydroGeoSphere など）を用いて検討する。

令和３年度は、令和２年度までの坑道スケールでの検討結果を踏まえ、より大きなスケール（施設・広域）でのモデル化・解析手法を検討する。

令和４年度は、令和３年度までの検討結果を踏まえ、幌延地域を例とした場合の広域・施設・坑道スケールにおけるモデル化・解析手法を提示する。

(2) 天水浸透影響の小さい領域を推定するための解析的検討

2.2.1 項で得られる化石海水の三次元分布に関わる調査結果や天水と化石海水の混合域における年代測定結果等をもとに、これらの調査結果の確からしさを評価するため、(1)での検討結果を踏まえつつ、以下のような解析的検討を行う。

a　地下水移行時間の評価（水理解析）

b　塩濃度分布の評価（水理・物質移行解析）

令和２年度は、令和元年度までの検討により構築した三次元水理地質構造モデルを基に、広域スケールでの水理解析を行い、深度・地質構造・地層分布等の違いと地下水移行時間との関係を整理する。また、塩濃度分布に関しては、均質連続体モデル（Tough コード）による水理・物質移行解析で推定された解析結果と 2.2.1 項での調査結果とを比較し、両者の整合・不整合に関わる要因を分析する。

令和３年度は、令和２年度までの検討を踏まえつつ、広域スケールでの水理解析を継続すると共に、地下水年代に関わる実測値の分布（年代分布）との比較を行い、両者の整合・不整合に関わる要因を分析すると共に、不整合箇所を低減するための改良を試みる。また、塩濃度分布に関しても、令和２年度の要因分析結果を踏まえ、不整合箇所を低減するための改良を図る。

令和４年度は、令和３年度までの検討結果を踏まえ、年代分布及び塩濃度分布に関して、モデル化・解析手法の適切性について再検討する。

(3) 物理探査とボーリング調査を組み合わせた手法に基づく低流動域の三次元分布の推定結果と調査データ量の関係に関する分析

本事業の成果を踏まえ、幌延を一例に物理探査やボーリング調査といった地上からの調査に基づく調査・評価の方法に加え、水理場・化学環境の古水理地質学的変遷などの評価と合わせて、長期的に安定な水理場や化学環境の三次元分布を地上から把握する調査・評価に関する方法論を体系的に整理する。その際、最適な物理探査仕様やボーリング調査位置などを見極め効率的な調査計画に資する成果としてまとめる必要がある。

令和２年度は、これまでの本事業における成果や既往研究などに基づき、長期的に安定な水理場や化学環境の三次元分布を地上から把握する調査・評価技術の体系的な方法論の概略的な全体像を検討するとともに、物理探査とボーリング調査を組み合わせた手法に基づく低流動域の三次元分布の推定結果と調査データ量の関係について検討するブラインドテストを実施する。

令和３年度は、令和２年度に実施した物理探査データを加えて物理探査とボーリング調査を組み合わせた手法に基づく低流動域の三次元分布の推定結果と調査データ量の関係を検討するブラインドテストを継続し、2.2.4 項における方法論の整理内容を拡充する。

令和４年度は、令和３年度に実施するボーリング調査の結果を踏まえて、ブラインドテストの結果を検討するとともに、瑞浪の成果である移流場を対象とした調査評価技術の考え方も踏まえて、2.2.4 項における方法論の整理をまとめる。

2.2.4 長期的に安定な水理場や化学環境の三次元分布を地表から把握する調査・評価技術の体系的な方法論の整理

幌延地域を事例に進めている長期的に安定な水理場や化学環境の三次元分布を地表から把握する調査・評価技術の体系的な整理として、化石海水の三次元分布を推定する方法論を地層処分事業における概要調査に資する情報として整理する。

令和２年度は、既往の研究成果を参考に、物理探査範囲や仕様、ボーリングの配置、調査手順などについて概要調査における概略的な方法論を整理する。

令和３年度は、令和２年度の物理探査に基づき推定する化石海水分布を確認するボーリング調査を実施し、さらに、取得した電磁探査と反射法地震探査のデータを組み合わせてより信頼性のある三次元比抵抗分布を再解析により推定する。それらの結果を加えてブラインドテストの結果を拡充する。これらの検討を通じて方法論の整理を進める。

上述した 2.2.1～2.2.4 項の成果を踏まえ、幌延を一例にボーリング調査や物理探査などを組み合わせた調査・評価の方法を整備し、長期的に安定な水理場や化学環境の三次元分布を地表から把握する調査・評価技術の体系的な方法論として取りまとめる。

3. 内陸部の広域的な地下水流動を評価するための技術の高度化

3.1 背景と目的

地下水シナリオでは、図 3.1-1 に示すように、漏出した核種の地下水による輸送を評価するため、処分施設周辺の地下水流動を精度良く把握することが重要となる。そのため、これまでに地下水の流況（流向や流速の分布）の把握や滞留時間を評価する地下水年代測定技術を開発してきた。しかしながら、地下水年代を用いた地下水流動モデルの検証は十分に行われていない。このため、地下水年代を対象に地下水流動・物質移行解析を行うことにより、地下水流動モデルの妥当性を示す方法を開発する必要がある。これによって、従来の水理的な観点だけでなく、地球化学的な観点からも地下水モデルの妥当性を示すことを目指す。また、結晶質岩に代表される亀裂性岩盤を対象として広域の地下水流動モデルを構築するにあたっては、地下水の主要な水みちとなる割れ目の方向、大きさなどの幾何学的特性（地質学的特性を含む）や水理学的特性、物質移行特性およびそれらの不均質性の取り扱いが重要となる。しかし、坑道スケール（数 m～数百 m）や微視スケール（十 cm 以下）で取得された割れ目特性の情報を、広域スケールの地下水流動モデルに反映させるための考え方や手法は十分に整備されていない。このため、空間スケールが異なる地質環境特性情報の統合化やモデル化手法を整備する必要がある。あわせて、地下水年代測定技術についても、近年の計測技術の発達により新たな物質の分析が可能となるとともに、前処理および計測方法の改良によって測定精度の向上が図られている。これらについても調査・整備し、今後の調査に反映することにより、地下水年代測定の適用性向上を図る必要がある。

これらの課題について、下記の項目について取り組む。

○広域スケールの地下水流動・物質移行解析技術の高度化（3.3 章）
- 地下水年代を対象とした解析技術の開発（3.3.1 章）
- 水理パラメータの設定手法の開発（3.3.2 章）
- 物質移行パラメータの設定手法の開発（3.3.3 章）

○地下水年代測定技術の高度化（3.4 章）

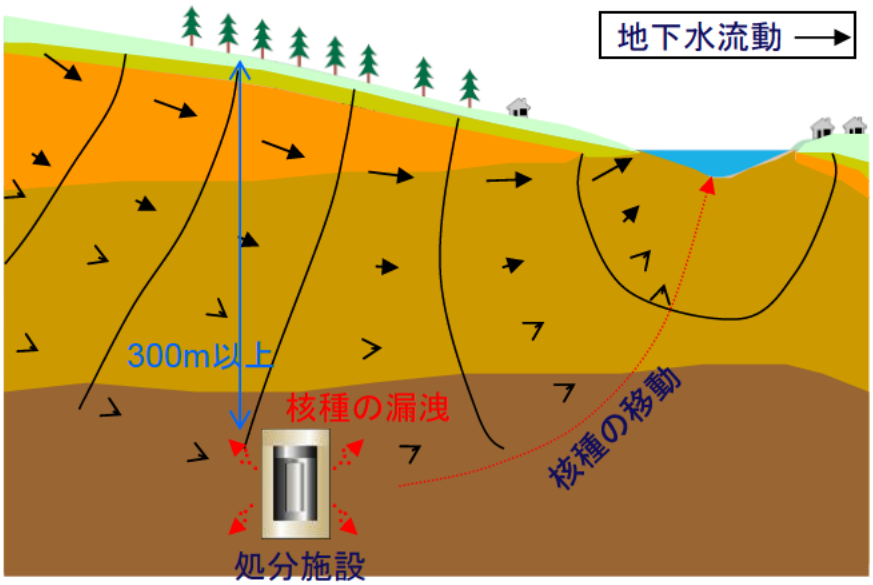


図 3.1-1　地下水シナリオの概念図

3.2 アプローチ

○広域スケールの地下水流動・物質移行解析技術の高度化

・地下水年代を対象とした解析技術の開発

広域的な地下水モデルの妥当性を示すには、地下水年代を用いた検証が有効であると考えられる。このため、これまでに地下水年代を用いた地下水モデルの検証を実施してきた。ただし、地下水年代は、天然に存在する放射性物質などの輸送を評価するため、地下水流動・物質移行が組み合わさる複合的な現象となっており、評価が難しい。現状、物質移行特性（有効間隙率、分散長など）を固定した状態で最適な透水係数を推定しているが、物質移行特性が変化すれば、最適な透水係数も変化するという相互依存的な関係にある。この依存性を解消するため、複数の指標（全水頭、^{4}He、^{14}C など）に基づいて評価を行い、地下水流動・物質移行の両方について、総合的に最適な特性値を求めていく必要がある。また、この相互依存性を解消するために、水理・物質移行特性のそれぞれについて､広域スケールでの特性値を評価する方法を検討する必要がある。このため、後述の水理パラメータの設定手法の開発および物質移行パラメータ設定手法の開発を実施している。

地下水年代を対象とした解析技術の開発では、これまでに、地下水年代を用いて地下水モデルを検証する方法を提示するとともに、パラメータの推定誤差を評価する方法を整備してきた。この結果、地下水年代を用いることにより、水圧を用いる場合に比べ、地下水モデルのパラメータをより狭い推定誤差で精度よく推定でき、校正に有効であることが確認できた。これにより、地下水年代を用いてモデルの校正を行うことの優位性が示せたものと考えられる。さらに、異なる種類の測定結果は、パラメータへの感度が異なることが期待できる。このため、種々の測定結果（全水頭、^{14}C 年代、^{4}He 年代など）を用いてモデルの校正を行い、どのような測定結果がどのパラメータの校正に有効か、どのような組み合わせが有効か、どのような地点（涵養域、流出域、地層など）での調査結果が有効か、などについて検討する。

令和 2 年度は、これまでに検討してきた ^{4}He 年代だけでなく、他の測定結果（^{14}C、全水頭など）やそれらの組み合わせを用いて、地下水モデルの校正を行う。これにより、各測定結果でどのパラメータの推定精度が高いか、どのパラメータとの相関が高いかなどを明らかにする。これにより、どのようなパラメータに対して、どのような測定結果がモデルの校正・検証に有効かを明らかにする。

・水理パラメータの設定手法の開発

亀裂性岩盤の地下水流動特性を評価するにあたっては、地下水の水みちとなる割れ目の位置、方向、大きさなどの幾何学的特性（地質学的特性を含む）や水理学的特性を把握し、地下水流動モデルに適切に反映することが重要である。広域スケールにおいては、地下水の涵養域から流出域までの 1 つの地下水流動系としての大局的な地下水の移行経路などが評価対象となるが、坑道スケール（数 m～数百 m）では、坑道周辺岩盤中の個々の割れ目や、複数の割れ目で形成されたネットワーク状の地下水の移行経路などが評価対象となる。つまり、それぞれの空間スケールで地下水流動モデルにおける岩盤の水理学的な不均質性のモデル化手法が異なる。そのため、異なるモデル化手法で設定された岩盤の水理パラメータが、複数の空間スケール間でどのように関連しているかを明確にすることが重要となる。特に、広域スケールを対象とした地下水流動モデルにおいて、坑道スケールで評価される個々の割れ目に起因した岩盤の水理学的な不均質性を表現するための水理パラメータの設定手法については十分に整備されていない。

そこで、これまでの調査研究で割れ目データが蓄積されている瑞浪超深地層研究所周辺岩盤を事例として、坑道スケールで評価した岩盤の水理学的な不均質性を広域スケールの地下水流動モ

デルに反映するための水理パラメータの設定手法を整備するための検討を行う。

令和 2 年度は、坑道スケールの岩盤の水理パラメータ設定手法の整備を行う。岩盤の水理学的な不均質性は、地層処分事業における地下施設の計画や施工、安全評価などを行う上で評価しておく必要がある。そこで、瑞浪超深地層研究所を事例として、既存の調査密度が高い領域である深度 500m の冠水坑道周辺岩盤の水理学的な不均質性の程度を把握し、その不均質性を坑道スケールの地下水流動モデルに反映するための水理パラメータの設定手法を整備する。深度 500m の冠水坑道周辺岩盤を対象に実施された既往研究や本事業で昨年度までに取得した調査データを用いて、坑道スケールを対象として岩盤内の割れ目の連続性や不連続性に起因した水理学的な不均質性を概念化および定量化する。岩盤の水理学的な不均質性のモデル化にあたっては、割れ目ネットワークモデル（Discrete fracture network model；以下、DFN モデル）や等価不均質連続体モデル（Equivalent continuous porous media model；以下、ECPM モデル）を用いて、坑道周辺岩盤内の割れ目の影響を考慮した地下水流動解析を実施し、岩盤の透水性のばらつきや水理学的な不均質性を再現するために最適な割れ目の表現方法やメッシュサイズといった水理パラメータの設定手法について検討する。なお、モデルの再現性の評価には冠水坑道の掘削や再冠水に伴う岩盤の水圧変化データを用いる。さらに、深度 300m の岩盤を対象として、物質移行パラメータの設定に必要となる水理パラメータを推定する。

・物質移行パラメータの設定手法の開発

亀裂性岩盤においては、地下水は主に割れ目の中を選択的に流れていく。そして、地下水中の溶存物質は地下水とともに割れ目中を移流分散により下流へと移動していく過程で、割れ目周辺のマトリクスへも拡散・吸着し、地下水より遅い速度で移動する。したがって、亀裂性岩盤において物質の移動を精度良く推定するには、岩盤中の割れ目の分布と周囲のマトリクスを忠実に再現した解析モデルにより地下水流動・物質移行解析を行うのが理想である。比較的狭い領域であればそれは不可能ではないが、広域スケールの解析では現実的でなく、割れ目を含む岩盤を多孔質媒体で表現した解析モデルを用いざるを得ない。そこで、亀裂性岩盤を対象とした広域スケールの解析を高精度に行うためには、できるだけ等価な多孔質媒体の物質移行パラメータ（間隙率、分配係数、分散長等）の設定手法を構築する必要がある。

そこで、これまでの調査研究で割れ目データが蓄積されている瑞浪超深地層研究所周辺岩盤を事例として、坑道スケールや微視スケールで評価した岩盤の物質移行に関わる不均質性を広域スケールの地下水流動モデルに反映するための物質移行パラメータ（間隙率、分散長等）の設定手法を整備するための検討を行う。

令和 2 年度は、瑞浪超深地層研究所の深度 300m ボーリング横坑において取得した岩石コアなどを用いて、水みち割れ目近傍のマトリクス内の微細間隙構造や鉱物分布と拡散試験等の結果などを物質移動モデルに反映させる。そして、その物質移動モデルに基づき、単一割れ目とマトリクスを考慮した単純な二重間隙モデルを用いて、マトリクスへの拡散を考慮した物質移行解析を実施する。一方、多孔質媒体モデルでも物質移行解析を実施し、両者の濃度破過曲線を比較し、単一割れ目とマトリクスの二重間隙モデルと等価な多孔質媒体モデルの間隙率についての検討に着手する。また、同ボーリング横坑において昨年度までに取得したデータを基に構築した水理地質構造モデルを用いて、水みち割れ目の分布による透水異方性や不均質性を考慮した解析モデルを作成し、数値シミュレーションによるトレーサー試験の再現解析を実施する。そして、実測値と解析結果を比較することにより、水理地質構造モデルの修正を行う。続いて、その水理地質構造モデルを基に、割れ目ネットワークモデル等の不均質性を考慮した解析モデルを用いたより大きなスケールの物質移行解析に着手する。その際、均質な多孔質媒体モデルを用いた分散長をパ

ラメータとする物質移行解析も実施し、不均質性を考慮したモデルによる下流側の物質濃度破過曲線を近似できるような分散長の同定を試みる。

水理パラメータおよび物質移行パラメータの設定手法の開発については、図 3.2-1 に示すように、両者の検討結果を組み合わせることにより、詳細スケールから広域スケールまでを包含できる水理・物質移行特性を評価する方法を開発する。

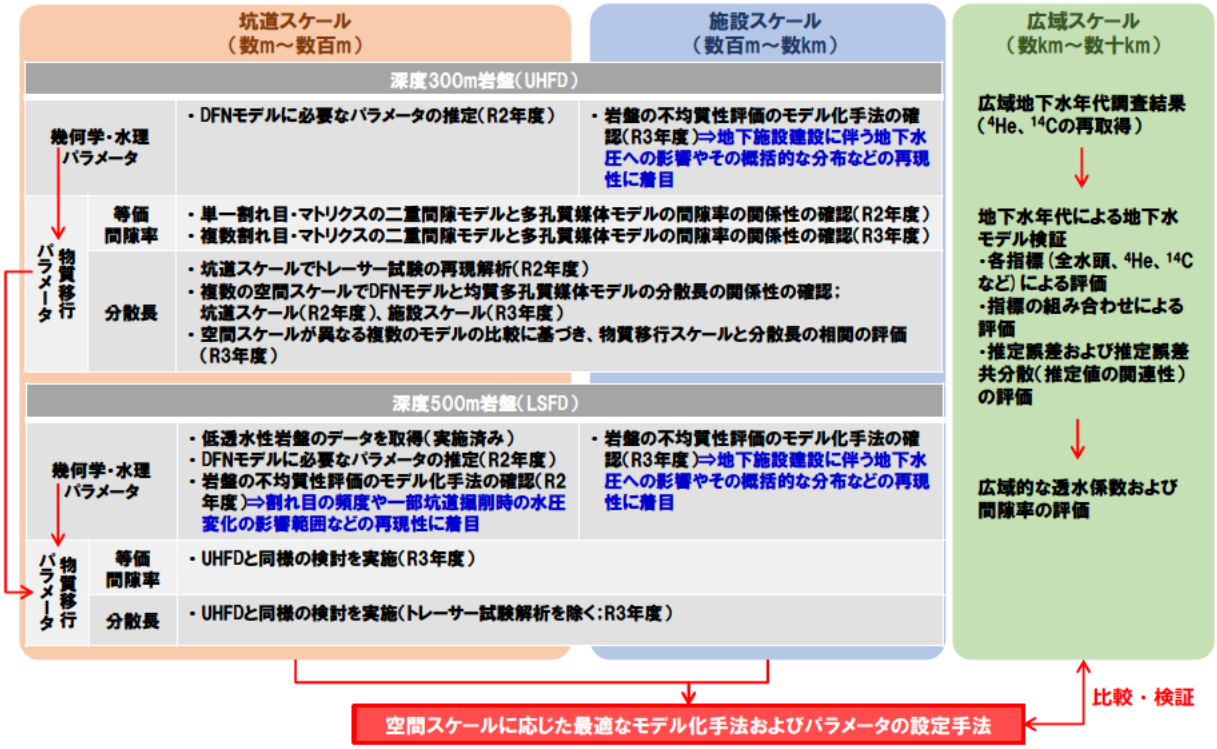


図 3.2-1　水理および物質移行パラメータの統合化と広域スケールへの反映の流れ

○地下水年代測定技術の高度化

地下水シナリオでは放射性核種の壊変による減衰を評価するため、放射性廃棄物の処分場周辺は地下水流動がほとんど動かないか極めて遅い速度で流動していることが望ましい。地下水流速を評価する方法として、例えば透水試験や流向流速測定といった手法があるが、透水係数は試験を実施した局所的な値であり、処分場スケールの場全体を把握することは難しく、透水係数から流速を求めるにはさらに動水勾配や有効間隙率のパラメータが別途必要である。流向流速測定は、直接的に地下水流速が測れるという意味で有益であるが、流速測定が数 cm/年以下のような遅い流速を評価するのは、ボーリング掘削や計測装置の設置による擾乱の影響が大きく、拡散の影響を受けるため、困難であると考えられる。一方、地下水の地下での滞留時間（地下水年代）は広域における長期の地下水流動を推定するのに、有用な情報である。評価対象となる場における地下水年代の分布を明らかにすることで、涵養域・流出域を特定し、地下水の流向を明らかにすることができる。さらに、地下水年代と涵養域との距離から広域のマクロな（局所的ではない）地下水流速を算出することが可能であり、これらの情報は放射性廃棄物処分場の選定や安全評価に重要な情報となる。

図 3.2-2 に示すように、これまでに地下水に溶存する溶存イオンやガスの濃度およびそれらの同位体比から、地下水年代を評価する方法を整備してきた。これによって、数万年から数百万年のような滞留時間の長い地下水が国内にも存在することを示すことができた。一方、それぞれの

手法には長所と短所が存在し、適用する上で必要な条件も存在する。このため、対象となる地下水に複数の年代評価法を適用し、整合性を確認することが結果の信頼性向上のために必要とされている。近年の技術開発により、^{39}Ar・^{81}Kr・^{129}I などは新たに地下水年代のトレーサーとして使用できる可能性が指摘されている。これらの適用性を確認することにより、適用可能な年代評価法を増やすことができ、結果として地下水年代評価法の精度を高めることが可能となる。また、^{4}He・^{14}C・^{36}Cl・希ガス温度計などの既存技術についても、前処理方法や分析方法の改良によって、測定精度や適用性の向上が期待できる。処分場の選定や安全評価に必要とされる精度を意識しつつも、測定等の精度を向上できる技術を開発しておくことは、安全評価の精度向上に資するものと考えられる。

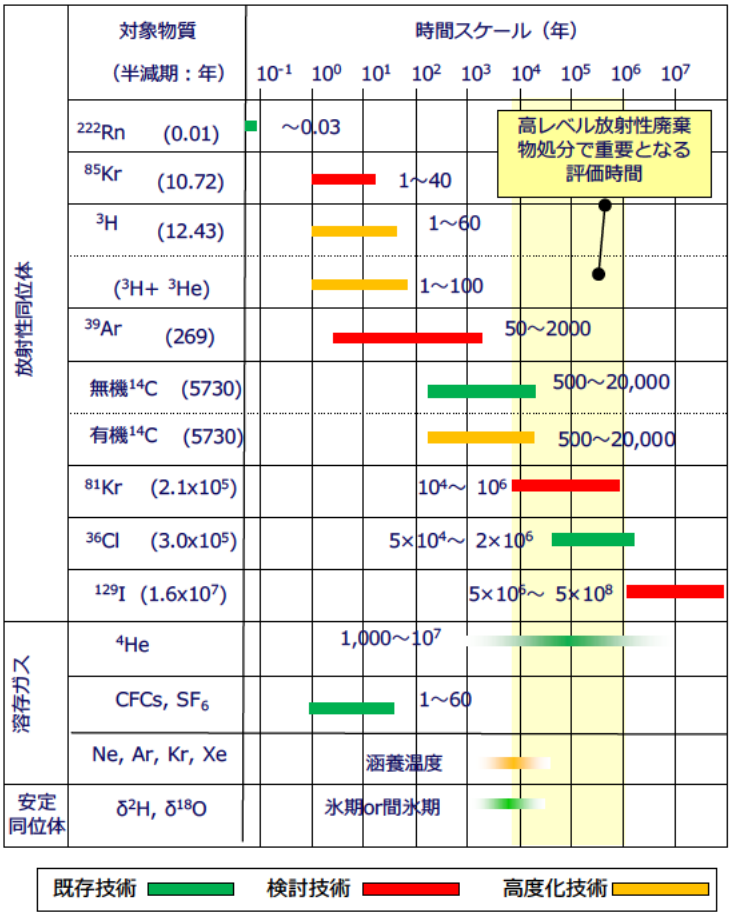


図 3.2-2　地下水年代測定法の種類と評価時間スケール

これまでに、瑞浪超深地層研究所周辺を対象とした調査検討では、^{4}He 年代と ^{14}C 年代とから 2 万年程度で地下水が循環していることを確認することができた。また、^{81}Kr 年代を試行した結果や前処理をガス化法にした ^{14}C 年代測定を適用した結果、瑞浪超深地層研究所の研究坑道近傍の地下水年代は 2 万年以上であることが確認できた。さらに、希ガスの溶解度による涵養温度推定から、氷期に涵養した降水であることを確認できた。あわせて、これまで開発してきた技術を、広域地下水調査に適用して有効性を確認することは、地下水年代の信頼性向上を図るだけでなく、地下水モデルの校正にも有用であると考えられる。ただし、^{81}Kr や希ガスの分析には、溶存ガスからの Kr の分離・精製と回収率の向上、希ガスによる涵養温度推定には、各希ガス(He, Ne, Kr, Xe)の単離と高精度な分析が必要になる。

そこで、令和 2 年度は希ガスについて定量の高精度化を図るために、希ガスの分離・精製方法を検討する。また、これらの技術に基づいて ^{81}Kr を分析するために、ガスから Kr を回収する方法を整備する。あわせて、平成 31 年度に瑞浪超深地層研究所周辺にある地上ボーリング孔で採取した地下水について、これまでに開発・改良してきた方法で分析を実施し、これまでの調査結果との整合性を確認する。

3.3 広域スケールの地下水流動・物質移行解析技術の高度化

3.3.1 地下水年代を対象とした解析技術の開発

(1) 評価方法

1) 解析フロー

図 3.3-1 に示すように、平成 31 年度までは電力中央研究所開発の地下水流動・物質移行解析コード（FEGM・FERM）と非線形逆解析のプログラムを用いて数値解析を実施してきた。しかし、今年度から、FEFLOW（Diersh, 2014）と PEST（Doughty, 2015）を用いて数値解析を実施することとした。FEFLOW のような商用コードや PEST のような公開コードは、ベンチマークテストや適用事例が多数報告されており、解析能力や性能が公認されている。また、ソフトウェア内部は最適化されており、高速に問題を解くことが期待される。

地下水流動・物質移行解析コード FEGM・FERM は、開発からかなり長い時間が経過している。ソースコードを調査した結果、適宜修正やメンテナンスは行われていたものの、プログラム内部が煩雑化し、抜本的な更新が必要であることが分かった。逆解析を実施するため、順解析の高速化を検討していたが、大規模な修繕を行いつつ、最新技術を適宜取り入れることは困難であると考えられた。一方、FEFLOW は物質移行解析を定常解析できる機能を有しており、^{14}C や ^{4}He の解析で必要となる崩壊や発生を考慮できるため、FEGM・FERM と同様に地下水年代の解析が実施できる。また、一定期間ごとにメンテナンスが行われ、定期的に最新の解析技術も導入される。代数マルチグリッド法などのマトリックスソルバーも有しており、高速に問題を解くことが期待できるため、本研究では、FEFLOW を採用した。逆解析コードとしては、PEST と呼ばれる非線形最適化手法を用いたソフトウェアが、地下水流動・物質移行解析に特化した形で開発されている。PEST は機能が多く、導入が簡単で、かつ性能が公認されていることから採用に至った。なお、PEST は、FEFLOW にも FePEST と呼ばれるモジュールとして実装されている。

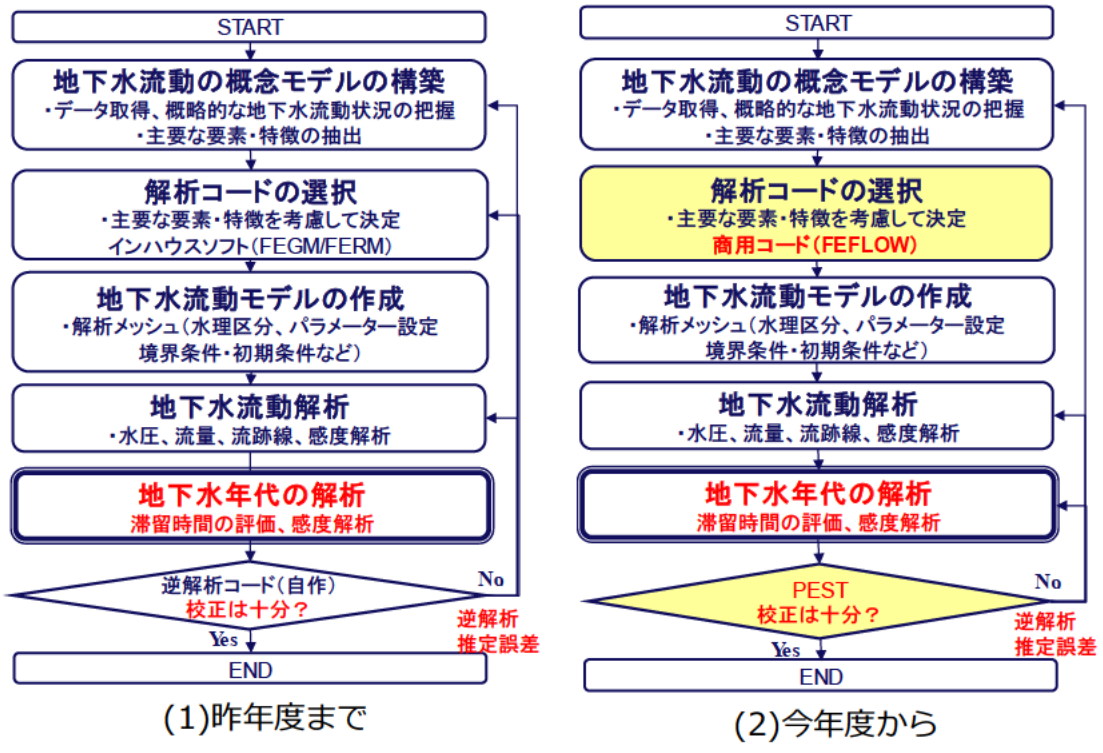


図 3.3-1 地下水年代を用いた解析のフローの変更点

2) 最適化方法

地下水流動・物質移行解析には FEFLOW、逆解析には PEST を用いている。PEST で用いている逆解析法は、昨年度までと同様に最小二乗法に基づく最適化法である。具体的には、実測値と解析値の最小二乗和を最小とするように、修正マルカート法による逆解析を行い、透水係数の推定値と推定誤差を求める（Sun,1994）。目的関数は以下に示すとおりであり、これに対して、実測値の全水頭と ^{4}He 濃度を対象とした。

$$\mathrm{E}(k)=\sum_{n=1}^{N} w_n\left(C_{on}-C_{sn}(k)\right)^2=\sum_{n=1}^{N} f_n{}^2(k) \qquad (3.3\text{-}1)$$

ここに、E(k)は目的関数、k はパラメータベクトル、n は実測点数（1~N）、C_{sn} は n 地点での解析値、C_{on} は n 地点での実測値である。また、w_n は重みである。なお、ここでは、複数の指標の実測値を用いる場合、各指標の実測値の標準偏差の逆数を重みとして使用した。

ここで、^{4}He 年代については、値が大きく変化し、^{4}He 年代とするため、以下に示すように対数スケールでの値を対象として実施した。

$$C_{on}-C_{sn}(k)=\log {}^4He_{age\ obs}-\log {}^4He_{age\ sim}$$

^{14}C 年代についても、^{4}He 年代と同様に値が大きく変化するため、以下に示すように対数スケールでの比較とするとことした。

$$C_{on}-C_{sn}(k)=\log {}^{14}C_{age\ obs}-\log {}^{14}C_{age\ sim}$$

逆解析は、ガウス・ニュートン法で実施した。ガウス・ニュートン法では、パラメータは以下のように変化させる。

$$k^{s+1}=k^s-H^{-1}g$$

ここに、H は目的関数 E のヘキシアンマトリックス、g は後述する E の勾配ベクトルである。

目的関数 E の一次と二次の微分は以下のように与えられる。

$$g=\frac{\partial \mathrm{E}}{\partial k_i}=2\sum_{n=1}^{N} f_n\frac{\partial f_n}{\partial k_i}$$

$$H=\frac{\partial^2 \mathrm{E}}{\partial k_i \partial k_j}=2\sum_{n=1}^{N}\left[\frac{\partial f_n}{\partial k_i}\frac{\partial f_n}{\partial k_j}+f_n\frac{\partial^2 f_n}{\partial k_i \partial k_j}\right]\approx 2\sum_{n=1}^{N}\frac{\partial f_n}{\partial k_i}\frac{\partial f_n}{\partial k_j}=2\sum_{n=1}^{N} J_{in}J_{jn}$$

k_i, k_j はパラメータを表しており、i, j ともに 1~m、m はパラメータ数である。二次の微分は、高次項を省略して近似している。J はヤコビアンマトリックスであり以下で表される。

$$J_{ij}=\frac{\partial C_{ij}}{\partial k_j}=\begin{bmatrix} \frac{\partial C_{11}}{\partial k_1} & \frac{\partial C_{12}}{\partial k_2} & \cdots & \frac{\partial C_{1m}}{\partial k_m} \\ \frac{\partial C_{21}}{\partial k_1} & & & \vdots \\ \vdots & & \ddots & \\ \frac{\partial C_{n1}}{\partial k_1} & \cdots & & \frac{\partial C_{nm}}{\partial k_m} \end{bmatrix}$$

上の式を用いると、誤差の変化は、以下のようにあらわされる。

$$k^{s+1} = k^s - \left(J^T J\right)^{-1} J^T f \quad \left(\left(J^T J\right)\Delta k = J^T f\right)$$

ここに、$\Delta k = k^{s+1} - k^s$ である。

ただし、このままでは収束しない場合が多いため、修正マルカート法を用いて以下のように計算して、Δk を決める場合が多い。

$$\left(J^T J + \lambda D\right)\Delta k = J^T f$$

ここに、D は単位行列、λ はマルカート法のパラメータで、対角項を補強する意味を持つ。

パラメータの共分散マトリックス V は、Hill and Tiedeman(2007)に示されているように、以下の式を用いた。

$$V(k) = \varepsilon\left(J^T J\right)^{-1} = \begin{bmatrix} Var(1) & Cov(1,2) & \cdots & Cov(1,M) \\ Cov(2,1) & Var(2) & & \\ \vdots & & \ddots & \\ Cov(M,1) & & & Var(M) \end{bmatrix} \qquad (3.3\text{-}2)$$

ε は、E(k)を自由度（実測点数 n － パラメータ m）で除したものである。$V(k)$は、非線形最小二乗法を適用して求めたものであり、推定パラメータベクトル k 周辺でのパラメータの共分散マトリックスを表している。対角項は各パラメータの誤差分散であり、それ以外は共分散である。また、共分散行列を$\sigma_{ij}/\sigma_i\sigma_j$で規格化したものを誤差相関マトリックスである。たとえば、誤差相関係数ρ_{12}を求める場合、$Cov(1,2)/(\sqrt{Var(1)}\sqrt{Var(2)})$で計算できる。

理論的に厳密ではないが、逆解析は概念的には、図 3.3-2 に示すように、ある点から目的関数の微分を求めて最適に近づいていく。推定値は、目的関数が最も小さくなるところであり、推定誤差は、その周辺の目的関数を、最適値での微分で割ることで求めている。

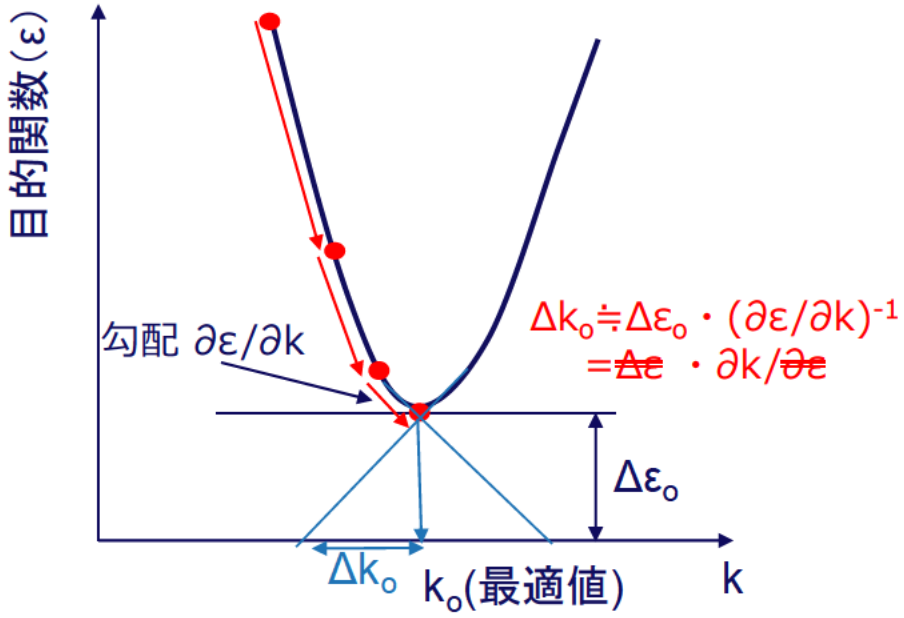


図 3.3-2　逆解析の推定値と推定誤差のイメージ

3)　FEFLOW の特徴

FEFLOW は、地下水流動、汚染物質、地下水年代、熱輸送を解析可能なソフトウェアである。

FEFLOW はプリポストプロセッサを含む構成になっており、高機能な Graphical User Interface(GUI)を備えている。GUI を用いて物性値や境界条件の設定を視覚的に行うことができ、操作性に長ける。主な特徴を以下に示す。

・プリプロセッサに、TetGen などのメッシュジェネレーターを備えている。一からメッシュを構成できるだけでなく、CAD などで作成した複雑な形状の地層なども、有限要素メッシュに分割する機能を備えている。
・物性値や境界条件の設定を視覚的に行える(Graphical User Interface を備えている)。
・一般的な第 1、2 種境界条件に加えて、境界条件を関数形でも設定でき、流量依存性や圧力依存性の境界条件、時間依存性の非線形の境界条件も記述が可能である。
・定常の地下水流動解析だけでなく、定常の物質移行解析が実施できる。
・行列ソルバーは、並列化に対応している。直接法では PARDISO、反復法は BiCGSTAB など複数の行列解法を備えている。また、代数マルチグリッド法の SAMG ソルバーも選択可能である。
・ポストプロセッサとして、解析結果の３D 可視化が容易である。等圧力値などを 3D アイソサーフェスで可視化、流速ベクトルの出力、などが可能で、解析結果を即座に評価可能である。

特に、定常の物質移行解析に対応している点は、他のソフトに比べて優れている。これにより、濃度分布が安定するまで非定常過程を解く必要がなく、瑞浪地域のように地下水流動場が定常的と考えられる濃度分布を評価する場合には、計算時間をかなり節約できる。

4) PEST の特徴

PEST は Model-Independent Parameter Estimation and Uncertainty Analysis と名付けられており、図 3.3-3 に示すように、解析モデルに依存せず、パラメータの推定とその不確実性を解析するソフトウェアである。PEST は、昨年度までに実施してきた逆解析と同様に、非線形最小二乗法に基づいて、パラメータの推定値と推定誤差を求める。具体的には、解析コードのインプットデータへの書き込みとアウトプットデータの取り込みを行うことにより、逆解析時に用いる感度マトリックスの計算、パラメータの修正ベクトルを計算し、最適なパラメータを求める。このため、解析コードに依存せず、外部から線形および非線形最小二乗法を適用できる。また、事前情報や事後情報も考慮できるように設計されている。PEST は地下水流動解析コードでは、FEFLOW に実装されている。MODFLOW にも対応しており、一般的に使われる逆解析コードの一つであると考えられる。

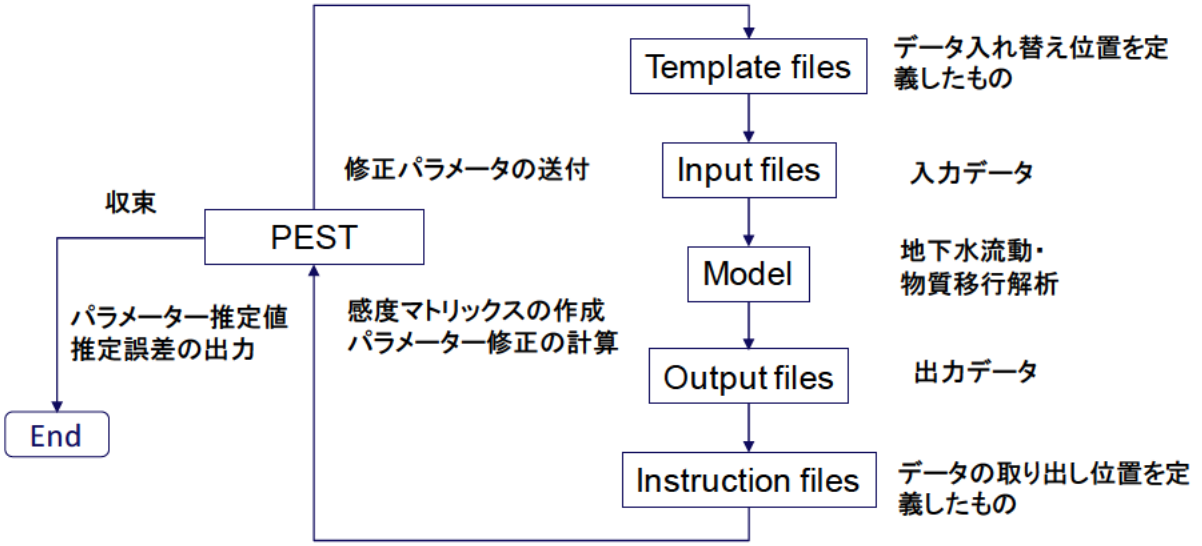


図 3.3-3　Pest のデータフローの概念図

(2)　評価対象

1)　対象地点

瑞浪地域における地下水流動の概念モデルについては、これまでに（三枝ほか, 2007）などにおいて、図 3.3-4 のようにまとめられている。瑞浪地域周辺の地質は、白亜紀の花崗岩（土岐花崗岩）が広く分布し、これを基盤として、堆積岩（瑞浪層群）と砂礫層（瀬戸層群）が不整合に覆う。また、土岐花崗岩は、上部に低角度傾斜（30° 以下）の割れ目が卓越する岩盤領域（上部割れ目帯）と、下部に比較的割れ目密度が低い岩盤領域（下部割れ目低密度帯）の 2 つに大きく区分できることが知られている。また、主要な断層としては月吉断層が確認されている（三枝ほか, 2007；尾上ほか, 2015）。地下水年代の概念モデルについては、（Hasegawa et al., 2016）により、図 3.3-5 のようにまとめられている。^{4}He については、涵養域から中間域では主に原位置生成で蓄積しているが、流出域では外部フラックスの影響が顕著になるため、流出域では ^{4}He 年代の推定が困難である。^{14}C については、涵養域において、地化学反応（炭酸塩鉱物の溶解など）の影響を受けて希釈されるものの、涵養域で溶解平衡に達した後は、主に放射壊変で濃度変化している。^{14}C についても、流出域においては、地下水中の C が少ないため、バラつきが大きく ^{14}C 年代の推定が困難になっている。^{4}He 年代と ^{14}C 年代については相関があり、この相関から、^{4}He の原位置生成速度、^{14}C の涵養域における地化学反応による希釈が推測されている。

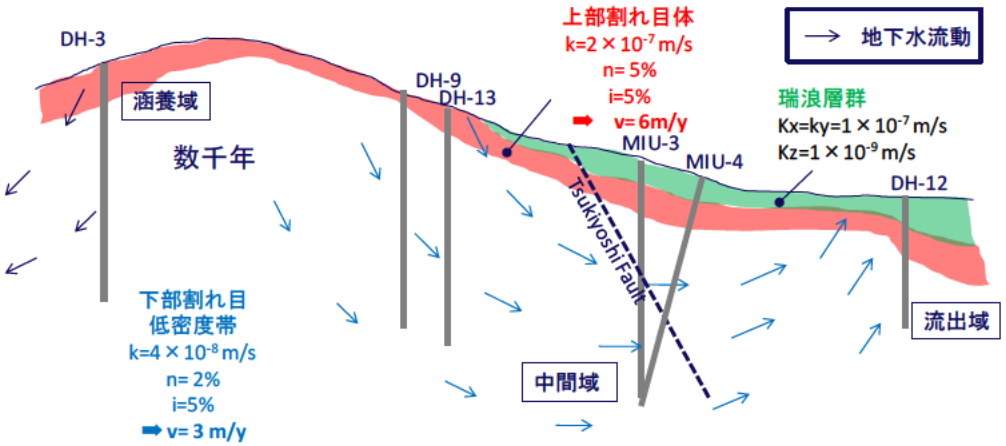


図 3.3-4　地下水流動の概念モデル

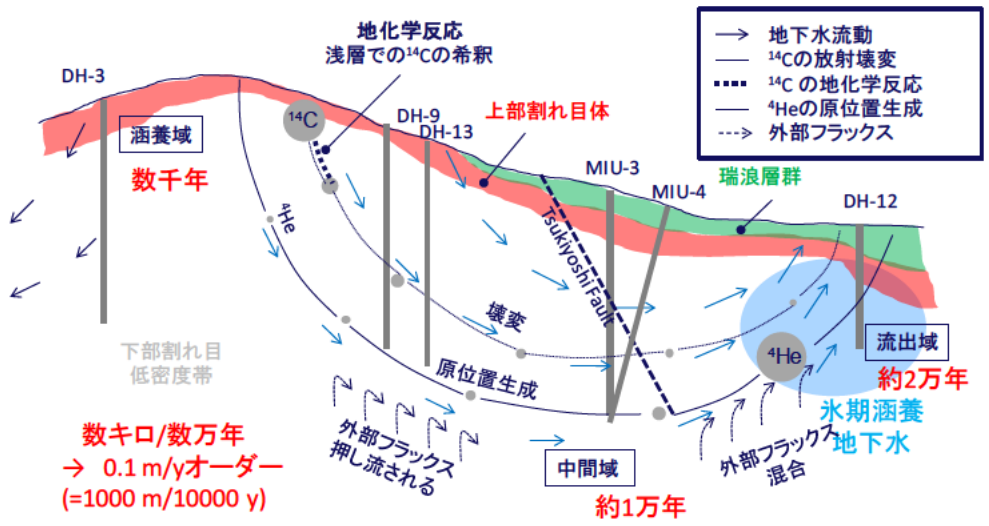


図 3.3-5　地下水年代の概念モデル

2)　解析モデルの概要

解析モデルは、(尾上ほか, 2007) に基づいて、図 3.3-6 のように作成した。解析メッシュは、南北方向 9,600 m を 192 分割、東西方向 9,100 m を 182 分割、鉛直方向を地表面から標高-2,000 m を 73 分割程度で分割した。総節点数は 2,613,606、総要素数は 2,550,912 である。地層は、瀬戸層群、瑞浪層群、土岐花崗岩の上部割れ目帯と下部割れ目低密度帯、主要な断層である月吉断層をモデル化した。その他の断層は下部割れ目低密度帯と同じ材質区分とした。解析コードは FEGM・FERM から FEFLOW に変更したが、解析モデル自体は同じモデルを用いた。

地下水流動の境界条件は図 3.3-7 に示すように、側面および底面を不透水境界とした。地表面の境界条件は、降雨境界条件を設定した。昨年度までは、透水係数の初期設定（瀬戸層群：1.0×10^{-5} m/s、瑞浪層群（水平方向：kh）：1.0×10^{-7} m/s、瑞浪層群（鉛直方向：kv）：1.0×10^{-9} m/s、上部割れ目帯：1.0×10^{-7} m/s、下部割れ目低密度帯：1.0×10^{-8} m/s、月吉断層：1.5×10^{-11} m/s）において、降雨涵養量が 20 mm/y の時に実測値と解析値の整合性が良い。降雨涵養量が 20 mm/y での透水係数の感度解析によると（日本原子力開発機構・電力中央研究所, 2019）、透水係数が小さいときは実測値と計算値の誤差が変化せず感度は小さい。一方、透水係数が大きくなると地下水位が低下するため、実測値と計算値の誤差が大きくなる。そのため、昨年度の逆解析では降雨涵養量は推定対象から外していたが、今年度は降雨涵養量についても、推定対象とした。

^{4}He 年代の境界条件は、図 3.3-8 に示すように側面および底面をゼロフラックス境界、地表面を濃度固定境界として原位置生成を考慮した。流出域の ^{4}He 濃度の実測値は底部からのフラックスの影響を受けているものの、数値解析では考慮しない。^{4}He 年代の解析では、縦分散長 100 m、横分散長 10 m とした。これは、(Gelhar et al, 1992)が示しているように、縦分散長は移行距離の 1/10、横分散長は縦分散長の 1/10 に基づいて設定した。また、間隙率は炉乾燥によって求めた 2%を使用した。この値は想定される最大の値であり、不確実性が高い。割れ目のみでの輸送を想定すると、この値の 1/10~1/100 程度になる可能性がある。

^{14}C 年代の境界条件は、図 3.3-9 に示すように地表面を濃度固定境界として放射壊変を考慮した。浅部で地化学反応を受けて希釈されるため、地表面の濃度はこれをあらかじめ考慮して 0.41 と設定した。その他の分散長、間隙率などのパラメータは、^{4}He 年代の境界条件と同じである。ただし、後述するように、^{14}C については、間隙率についても感度がある可能性が高い。

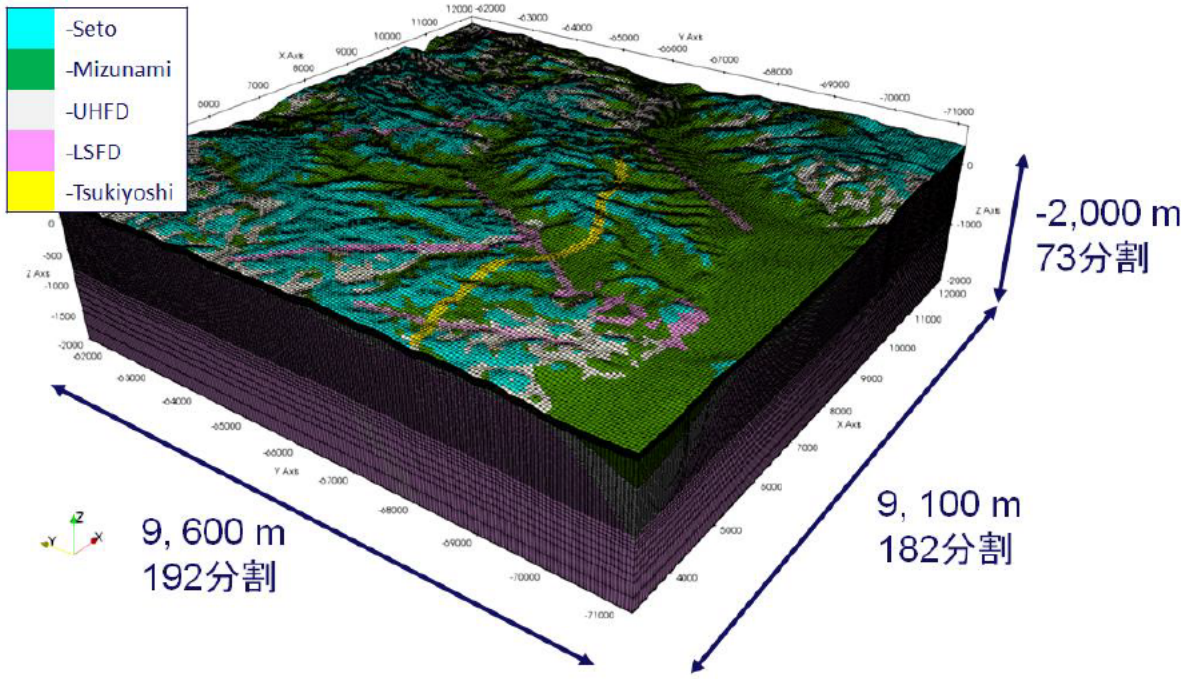


図 3.3-6　解析モデル

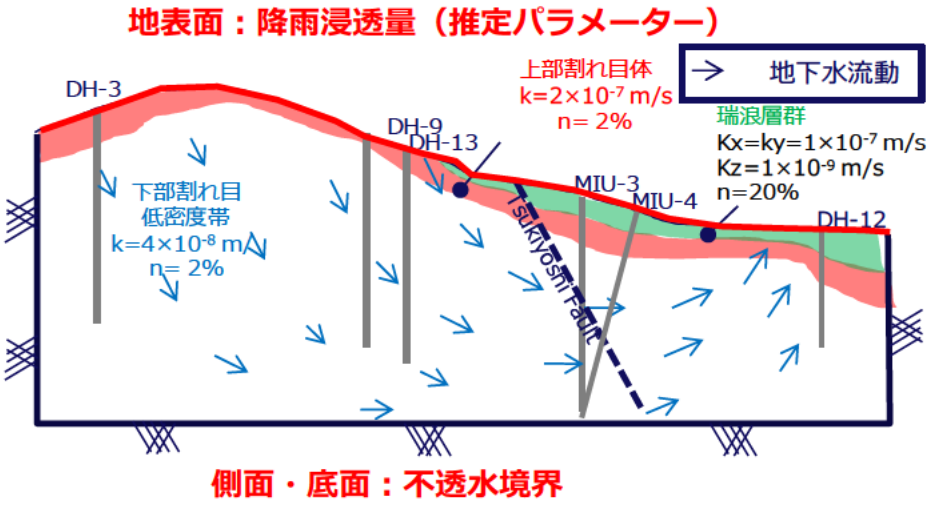


図 3.3-7　地下水流動の境界条件

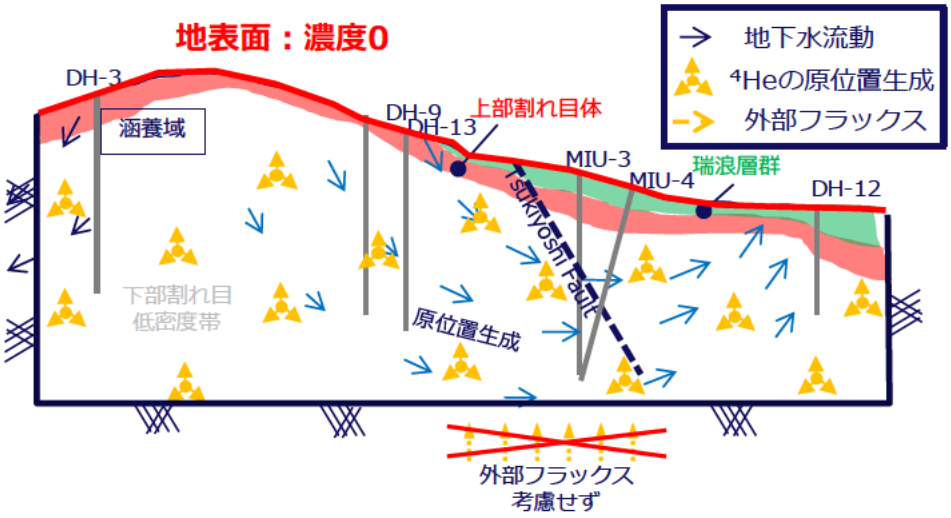


図 3.3-8 ⁴He 濃度の境界条件

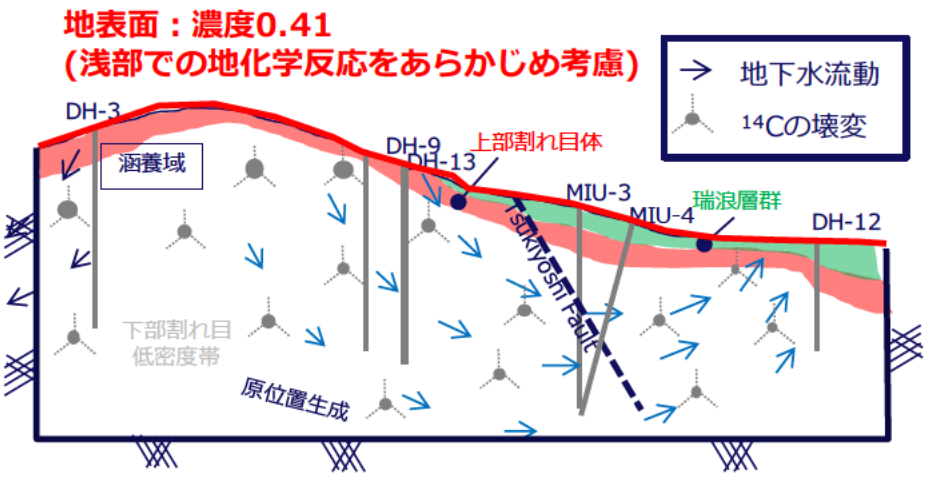


図 3.3-9 ¹⁴C 濃度の境界条件

3) 使用する実測値とデータセットについて

瑞浪地域で掘削された地上からのボーリング孔の位置を図 3.3-10 に示す。DH-3、DH-9,DH-13 が涵養域、MIU-1～4、DH-11 が中間域、MSB-1～4、MIZ-1、DH-2、DH-12, DH-15 が流出域に位置している。全水頭、⁴He、¹⁴C は、これらのボーリング孔において調査された結果である。解析に用いた全水頭の実測値を図 3.3-11 に示す。全水頭は、深度方向にほとんど変化がなく、浅部から深部までほぼ同じ値を示している。MIU-2～4 は、月吉断層と交差していることから、同断層の上流側（浅部）と下流側（深部）で全水頭が大きく変化している。全水頭は、流況を反映している場合、涵養域では深度とともに減少、流出域では深度とともに増加する深度分布を示す。しかし、地下水流動が少ないためか、そのような流況を反映した分布とはなっていない。

⁴He 年代の実測値を、図 3.3-12 に示す。また、図 3.3-11 に示すように、全水頭の実測値はボーリング孔の標高で決まり、深度方向に対して概ね一定であることが分かる。一方、図 3.3-12 に示す ⁴He 年代の実測値は、涵養域、中間域、流出域と徐々に古い年代値を示しており、流況を反映した年代となっていることが分かる。

¹⁴C 年代の実測値を、図 3.3-13 に示す。¹⁴C 年代についても、⁴He 年代と同様に、涵養域、中

間域と古くなっており、涵養域で深度とともに増加する傾向が顕著である。

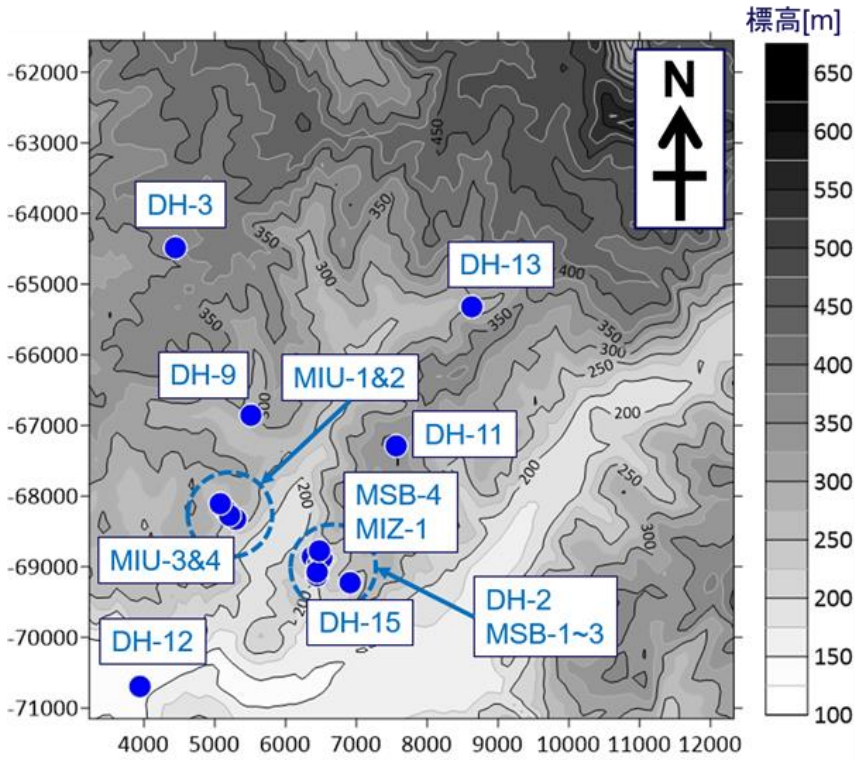


図 3.3-10　実測値を取得したボーリング孔の位置

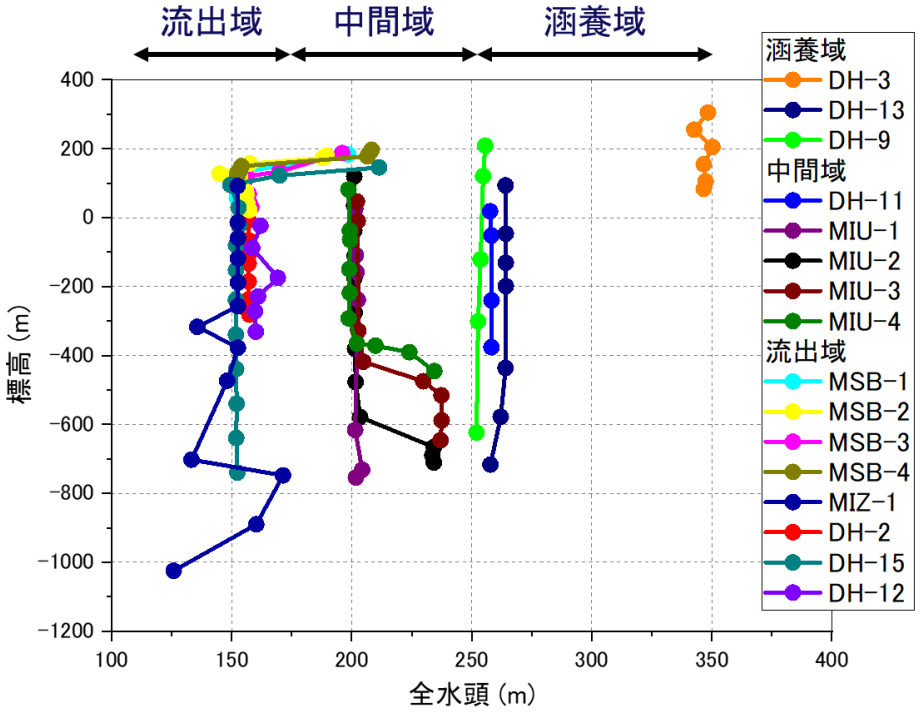


図 3.3-11　全水頭の実測値（標高 0 m を基準）

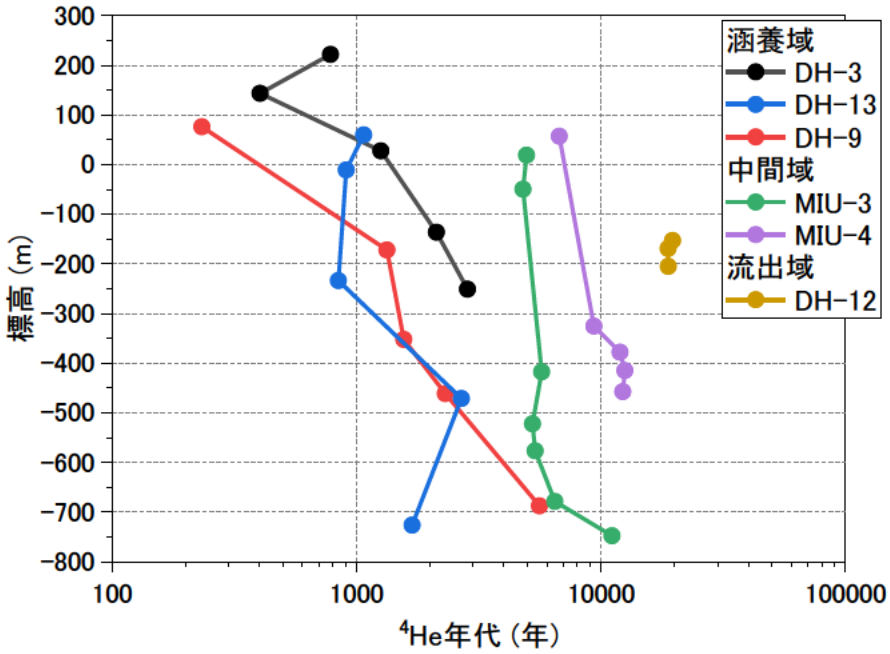


図 3.3-12 ^{4}He 年代の実測値

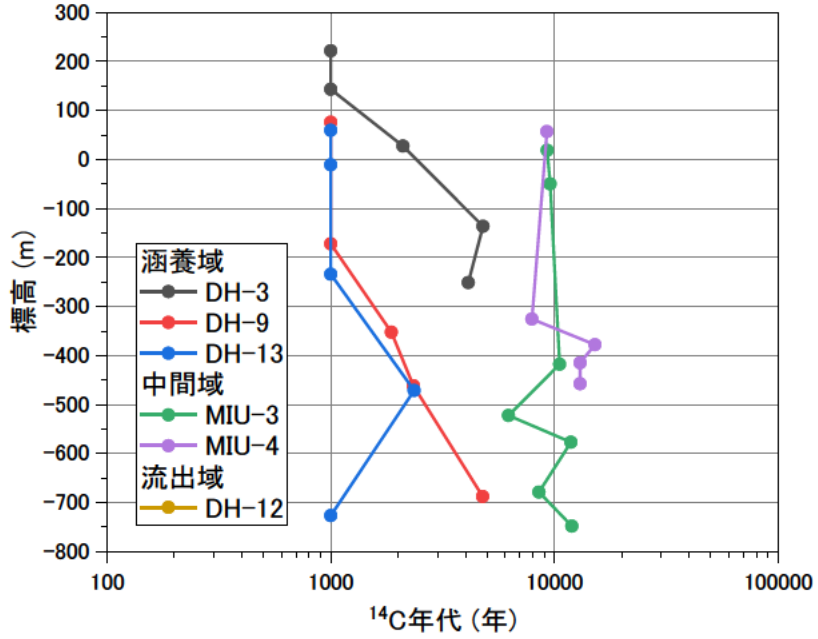


図 3.3-13 ^{14}C 年代の実測値

(3) 解析条件

地下水流動・物質移行解析は、FEFLOW で実施した。地下水流動の基礎方程式は以下のとおりである。ここでは、定常状態を仮定して評価するため、右側の式を解くことになる。

$$Ss\frac{\partial h}{\partial t}=k\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}+Q \quad \text{－定常状態→} \quad k\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}+Q=0$$

ここに、Ssは比貯留係数、kは透水係数、hは全水頭、Qは流入量である。

花崗岩や瑞浪層群などの不飽和浸透特性が不明なため、地表面の境界条件を降雨境界条件として解析した。これにより、不飽和帯での地下水流動の厳密ではないものの、不飽和帯から地下水が優位に流入することはなくなる。また、瑞浪地域では、地表面付近に地下水位があることから、おおむね妥当な境界条件であると考えられる。

物質移行の基礎方程式を以下に示す。物質移行でも定常状態を仮定して評価するため、右側の式を解くことになる。

$$n\frac{\partial C}{\partial t}=-V\frac{\partial C}{\partial x}+D\frac{\partial^2 C}{\partial x^2}-n\lambda C+M+F \text{ －定常状態→} -V\frac{\partial C}{\partial x}+D\frac{\partial^2 C}{\partial x^2}-n\lambda C+M+F=0$$

ここに、nは間隙率、Cは間隙中の濃度、Vはダルシー流速、λは壊変定数、Mは単位体積当たりの生成速度、Fはフラックスである。

^{14}C の解析では壊変項を考慮し、^{4}He の解析では生成速度を考慮する。一般的には、^{4}He の解析では、フラックスも考慮するが、ここではフラックス分は実測値からも除外して評価している。

昨年度までに解析を実施してきた ^{4}He では、図 3.3-14 と以下の式に示すように地盤内で発生した ^{4}He がダルシー流速に希釈されて濃度が形成される。このため、濃度はダルシー流速に依存する。

$$-V\frac{\partial C}{\partial x}+M=0 \text{ －解→} C=C_o+\frac{M}{V}x$$

一方で、^{14}C の場合、濃度は以下に示すように実流速に依存する。

$$V\frac{\partial C}{\partial x}+n\lambda C=0 \text{ －解→} C=C_o\exp\left(-\frac{\lambda x}{V/n}\right)$$

これは、^{4}He は原位置で生成した ^{4}He がダルシー流速で希釈されて濃度が形成されるのに対して、^{14}C は地表で与えられた濃度が、移行しながら放射壊変するため、濃度分布は実流速に依存する。このように、^{4}He と ^{14}C とでは、起源が異なるため移行形態が異なる。このため、^{14}C は間隙率に対する感度を有していると考えられる。

(1) ^{4}Heの輸送 ダルシー流速に依存

(2) ^{14}Cの輸送 実流速に依存

図 3.3-14 ^{4}He と ^{14}C の輸送形態の違い

(4) 解析結果

1) 逆解析

ここでは、図 3.3-1 に示すように、FEFLOW を用いて、地下水流動、^{4}He、^{14}C の順解析を実施した。PEST では、全水頭、^{4}He、^{14}C の実測値を用いて逆解析を実施した。逆解析の対象としたパラメータは、降雨涵養量(r)、瑞浪層群の水平と鉛直の透水係数(k_{mh}, k_{mv})、花崗岩上部割れ目帯と下部割れ目低密度帯の透水係数(k_{gu}, k_{gl})、月吉断層の 6 種のパラメータを推定対象とした。

逆解析は、それぞれの解析対象の有効性を確認するために、P(全水頭)、^{4}He、^{14}C の単独指標に基づいて実施した場合、P+^{4}He、P+^{14}C、^{4}He＋^{14}C の 2 指標に基づいて実施した場合、P+^{4}He+^{14}C の 3 指標すべてを用いて実施した場合の 7 種類の逆解析を実施した。複数の指標で逆解析を実施する際は、各指標の残差二乗和をそれぞれの実測値の標準偏差で除した。

この結果を図 3.3-15 に示す。図は、各パラメータについて、上記の 7 種類での透水係数の推定値と推定誤差を示している。降雨涵養量についても単位は m/s と表現することができるが、一般的な単位は mm/y のため、どの程度の量に相当するかを示すため、図 3.3-15 に mm/y も併せて示した。図には、尾上ほか(2015)でまとめられている透水係数の対数平均値を実測値（★）として、尾上・三枝(2005)の瑞浪地域を対象とした地下水流動解析で推定されている透水係数の推定値を赤の点線でも示している。

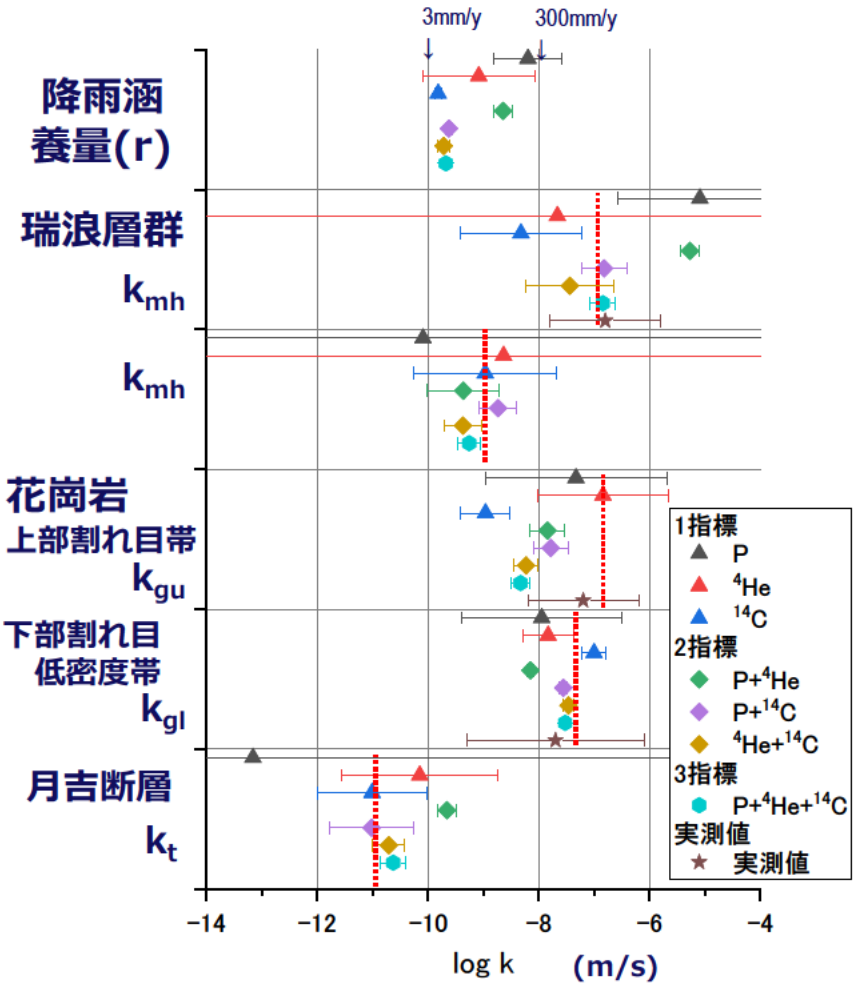


図 3.3-15 各パラメータの推定値と推定誤差

単独指標を対象に解析を実施した場合、全水頭のみを対象とした逆解析では、全体に推定誤差が大きく、特に瑞浪層群の鉛直の透水係数、月吉断層で推定誤差が大きい。^{4}He のみを対象とした解析では、瑞浪層群の水平および鉛直の透水係数の推定誤差が大きい。^{14}C のみを対象とした解析では、比較的推定誤差が小さい結果となっているが、相対的には瑞浪層群で 1 オーダー程度の推定誤差がある。

2 指標を対象に解析を実施した場合、全水頭と ^{4}He を対象とした場合には、推定誤差は大幅に小さくなったものの、降雨涵養量の推定値は他の結果に比べて 1 オーダー程度大きかった。この影響で、瑞浪層群の鉛直方向の透水係数、月吉断層の透水係数が大きくなった。詳しくは後述するが、全水頭の場合、涵養量と透水係数のバランスで全水頭が決まり、^{4}He の場合、ダルシー流速と発生量のバランスで濃度が決まる。そのため、降雨涵養量や透水係数が全体に大きくなったり、小さくなったりするものと考えられる。全水頭と ^{14}C については、瑞浪層群の水平及び鉛直および月吉断層で推定誤差が 0.5 オーダー程度あるものの、尾上ほか(2015)や尾上・三枝(2005)の結果と整合している。^{4}He と ^{14}C の場合は、全水頭と ^{14}C の場合よりもさらに推定誤差が小さくなる傾向がある。

最後に、全ての指標を用いた場合には、尾上ほか(2015)や尾上・三枝(2005)の結果と整合するだけでなく、推定誤差も非常に小さくなった。このため、全ての指標を用いた場合が最も良い推定結果が得られたと考えられる。

P+^{4}He+^{14}C の 3 指標全てを使用した逆解析について、推定値での水圧、^{4}He、^{14}C の解析結果の深度断面を示す。断面図を作成した側線を図 3.3-16 に示す。南北断面は DH-9 や DH-12 ボーリング孔を通過する側線での断面とした。また、東西断面は DH-13 や DH-11 ボーリング孔を通過する側線での断面とした。

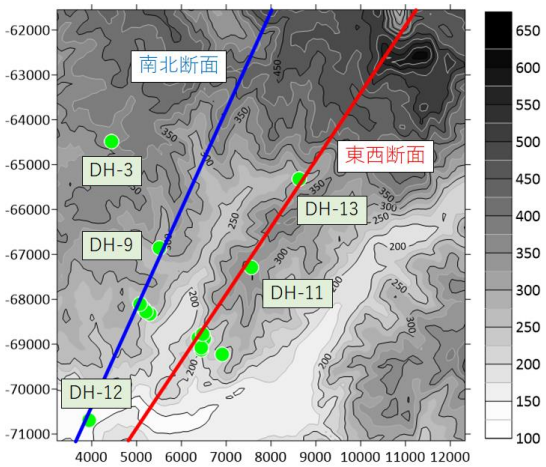


図 3.3-16　断面図を作成した側線

南北、東西断面での水圧、^{4}He、^{14}C を使用した逆解析結果でのコンター図を図 3.3-17 に示す。全水頭では、南北断面と東西断面ともに流出域側で全水頭が低下していることが分かる。これは、月吉断層が低透水性であるためである。^{4}He 年代では、解析領域内の地層の中で比較的低透水であり、深部の下部割れ目低密度帯で古い結果となった。また、東西断面の流出域では著しく古くなった。^{14}C 年代は、放射壊変するほど年代が古くなる。つまり、^{14}C 年代のコンター図では、寒色系の部分で年代が古い。年代が古い傾向は、^{4}He と同様で、深部の下部割れ目低密度帯で古い。また、東西断面の流出域で著しく古い。これらから、水圧、^{4}He、^{14}C を同時に使用した逆解析では、それぞれの指標の解析結果が同等の傾向になるように透水係数が推定されたと言える。

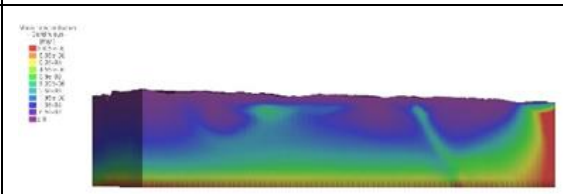
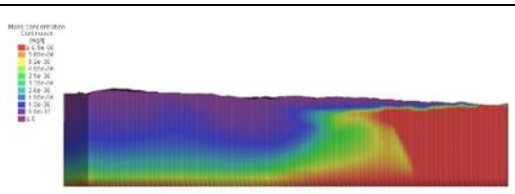
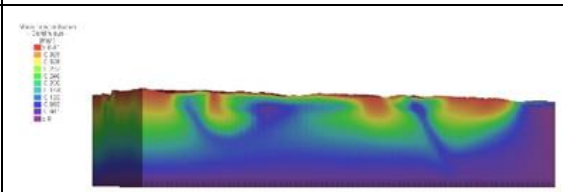
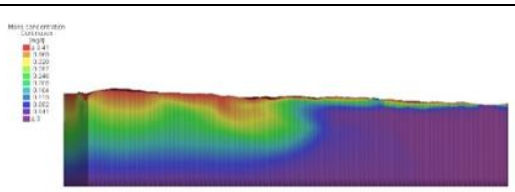
	南北断面	東西断面
全水頭		
^{4}He 年代		
^{14}C 年代		

図 3.3-17　コンター図（南北断面、東西断面）

2)　感度解析

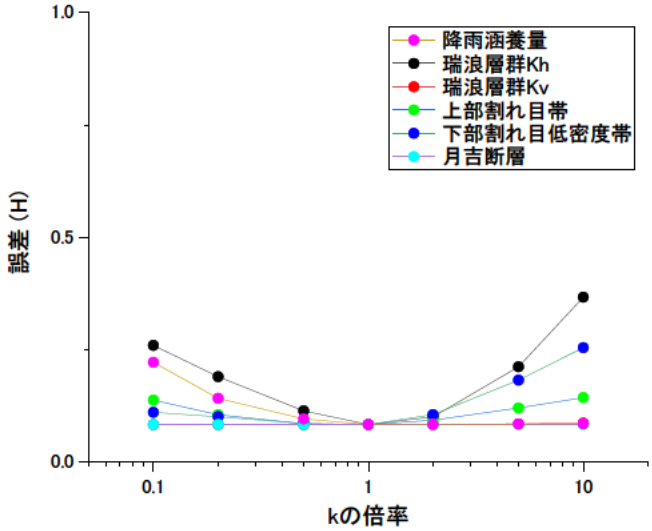
逆解析結果で得られた推定値や推定誤差の挙動を検討するために、感度解析を実施した。感度解析は、最適値から各パラメータを 1/10,1/5,1/2,1,2,5,10 と変化させることにより、目的関数がどの程度変化するかを検討した。この結果を図 3.3-18 に示す。誤差が下に凸になる傾向は極小値が存在することを示す。なお、縦軸の誤差は、複数指標で逆解析した際と同様で、残差二乗和を各指標の実測値の分散で除した。

全水頭では、感度が大きい順に、瑞浪層群の水平方向の透水係数、降雨涵養量、上部割れ目帯となった。全水頭は降雨涵養量と透水係数とのバランスで決まるため、降雨涵養量や上部の地層の透水係数で感度が高かったと考えられる。ただし、全水頭に対する感度解析結果では、他の指標に比べて、誤差の変化が少ない。縦軸が他の指標では 2~3 まで変化したが、全水頭では 0.5 以下である。これは透水係数や降雨涵養量に感度が全体に小さいことを示している。

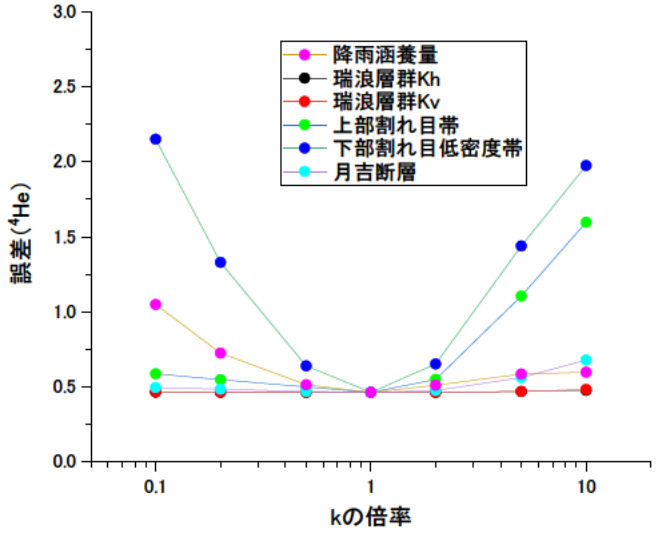
^{4}He では、感度が大きい順に、下部割れ目低密度帯、上部割れ目帯、降雨涵養量となった。ただし、上部割れ目帯は透水係数が大きい方に感度が大きく、降雨涵養量は透水係数が小さい方に感度が大きい。下部割れ目低密度帯の感度が大きいのは、^{4}He のデータが主に下部割れ目低密度帯に存在するためと考えられる。上部割れ目帯は透水係数が大きい方に感度が大きい理由として、上部割れ目帯の透水係数が大きくなりすぎると、下部割れ目低密度帯への地下水の供給が減少する。加えて、涵養量が小さくなりすぎても、下部割れ目低密度帯への地下水の供給が減少するためであると考えられる。

^{14}C では感度が大きい順に、降雨涵養量、下部割れ目低密度帯、上部割れ目帯となった。降雨涵養量の感度が大きいのは、前述のように ^{14}C は実流速に依存するため、間隙率を一定としている状態では、降雨涵養量が変わると実流速の変化が著しいためと考えられる。また、下部割れ目低密度帯の感度が大きいのは、^{14}C の実測点もほぼ下部割れ目低密度帯に存在するためと考えられる。

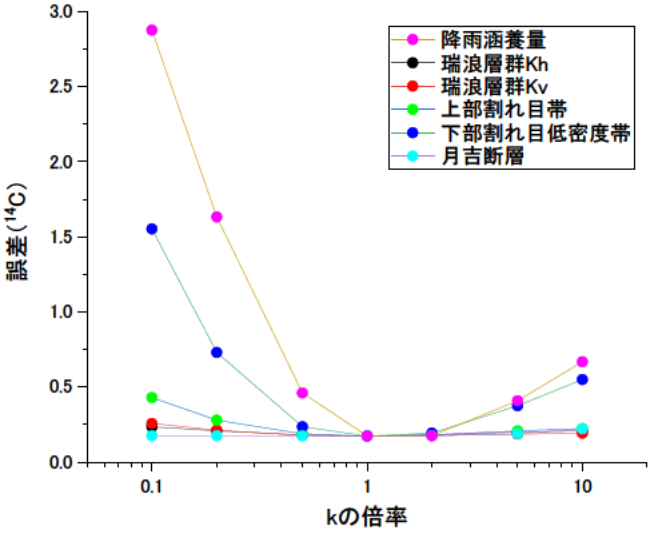
これらの結果から重要な点は、それぞれの対象指標（全水頭、^{4}He、^{14}C）について、感度が強いものが異なる点である。これは、全水頭や濃度形成形態が異なるためと考えられる。



(1) 全水頭の感度



(2) ^{4}Heの感度



(3) ^{14C}の感度

図 3.3-18　各パラメータに対する各指標の感度解析結果

全ての指標に対する結果を重ね合わせたものが図 3.3-19 になる。図から、パラメータで感度が大きいものは、下部割れ目低密度帯と涵養量であることがわかる。全水頭、^{4}He、^{14}C を組み合わせて逆解析をしたときに、単独指標で解析したよりも推定値が水理試験での実測値に近づき、推定誤差が小さくなった。この理由は、以上の感度解析の結果から、単純に実測値の数が増えただけではなく、全水頭や濃度の分布の形成や移行形態の特徴（放射壊変や原位置生成）に起因していると考えられる。

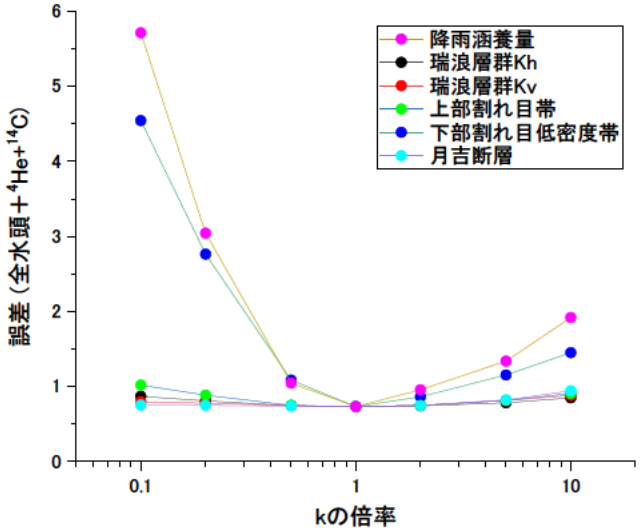


図 3.3-19　各パラメータに対する全指標の誤差の感度

3)　誤差の相関係数

各指標での誤差相関係数マトリックスを表 3.3-1 に示す。この表は、パラメータ同士の関係性が強いものを示している。全水頭では、月吉断層と瑞浪層群の鉛直方向透水係数（kmv）を除いてすべてのパラメータで相関が強くなった。このため、パラメータに独立性がなく、連動して変化することを示している。すなわち、一つのパラメータで全水頭が決まるのではなく、全体の相対的なバランスで全水頭が決まることを意味している。どのパラメータが変化しても水位が大きく変化する可能性を示していると考えられる。

^{4}He では、降雨涵養量と月吉断層で正の相関係数が高く、降雨涵養量と瑞浪層群の水平方向透水係数(kmh)で負の相関が高い。これは、降雨涵養量が増えた場合、月吉断層の透水係数が大きくなり、瑞浪層群の水平方向の透水係数(kmh)が小さくなることを示している。それ以外については、明確な相関がない結果となっている。

^{14}C については、上部割れ目帯と下部割れ目低密度帯の相関が大きい。それ以外について、明確な相関がない結果となった。これは上部割れ目帯の透水係数が大きくなると下部割れ目低密度帯の透水係数も大きくなることを示している。

最後に、全水頭＋^{4}He+^{14}C を使用した逆解析では、相関の高いパラメータがない。最も相関が高いのは、瑞浪層群の水平方向と鉛直方向の透水係数である。推定対象としたパラメータ同士の相関性がないため、適切にパラメータを推定できたと考えられる。

表 3.3-1　各指標での誤差相関マトリックス

(1)　全水頭の誤差相関マトリックス

	降雨涵養量	瑞浪層群kh	瑞浪層群kv	上部割れ目帯	下部割れ目低密度帯	月吉断層
降雨涵養量	1.00	0.96	-0.16	0.93	0.95	0.03
瑞浪層群kh	0.96	1.00	-0.22	0.98	0.99	0.02
瑞浪層群kv	-0.16	-0.22	1.00	-0.39	-0.29	-0.06
上部割れ目帯	0.93	0.98	-0.39	1.00	0.99	0.02
下部割れ目低密度帯	0.95	0.99	-0.29	0.99	1.00	0.02
月吉断層	0.03	0.02	-0.06	0.02	0.02	1.00

(2)　^{4}Heの誤差相関マトリックス

	降雨涵養量	瑞浪層群kh	瑞浪層群kv	上部割れ目帯	下部割れ目低密度帯	月吉断層
降雨涵養量	1.00	-0.88	0.56	0.65	-0.12	0.82
瑞浪層群kh	-0.88	1.00	-0.55	-0.84	-0.22	-0.59
瑞浪層群kv	0.56	-0.55	1.00	0.24	-0.15	0.25
上部割れ目帯	0.65	-0.84	0.24	1.00	0.57	0.25
下部割れ目低密度帯	-0.12	-0.22	-0.15	0.57	1.00	-0.49
月吉断層	0.82	-0.59	0.25	0.25	-0.49	1.00

(3)　^{14}Cの誤差相関マトリックス

	降雨涵養量	瑞浪層群kh	瑞浪層群kv	上部割れ目帯	下部割れ目低密度帯	月吉断層
降雨涵養量	1.00	-0.27	-0.16	0.51	0.33	0.25
瑞浪層群kh	-0.27	1.00	-0.25	-0.23	-0.27	0.06
瑞浪層群kv	-0.16	-0.25	1.00	0.06	0.15	0.00
上部割れ目帯	0.51	-0.23	0.06	1.00	0.88	0.16
下部割れ目低密度帯	0.33	-0.27	0.15	0.88	1.00	-0.21
月吉断層	0.25	0.06	0.00	0.16	-0.21	1.00

(3)　全水頭+^{4}He+^{14}Cの誤差相関マトリックス

	降雨涵養量	瑞浪層群kh	瑞浪層群kv	上部割れ目帯	下部割れ目低密度帯	月吉断層
降雨涵養量	1.00	-0.20	-0.09	0.11	-0.28	-0.09
瑞浪層群kh	-0.20	1.00	-0.42	0.03	0.12	-0.37
瑞浪層群kv	-0.09	-0.42	1.00	0.14	0.33	0.05
上部割れ目帯	0.11	0.03	0.14	1.00	-0.01	-0.32
下部割れ目低密度帯	-0.28	0.12	0.33	-0.01	1.00	-0.30
月吉断層	-0.09	-0.37	0.05	-0.32	-0.30	1.00

4)　観測値の感度

地下水モデルの校正（逆解析）を実施する際に、どの指標が、どの位置のデータが重要かは、効率的に調査計画を立案するうえで重要である。このため、データ（実測値）の感度について検討した。データの感度は、Doherty(2015)によれば、逆解析時の感度マトリックスを用いて以下のように計算できるとしている。

$$cso_i = \frac{\left[\mathbf{Q}^{1/2}\mathbf{X}\mathbf{X}^T\mathbf{Q}^{1/2}\right]_{ii}^{1/2}}{m}$$

ここに、Q は重み行列、X は感度マトリックス(Xij：i=1~n は観測点、j=1~m はパラメータ数)

である。

重み行列を単位行列として計算すると、以下のように n×n の行列になる。このため、前述のパラメータの感度情報と同様に、節点の感度情報がマトリックスとして表されている。この対角項が観測点の感度情報となる(Doherty, 2015)。

$$cso_{ij} = \frac{dC_{ij}}{dP_j}\left[\frac{dC_{ij}}{dP_j}\right]^T = \begin{bmatrix} \frac{\Delta C_{11}{}^2}{\Delta P_1^2} + \frac{\Delta C_{12}{}^2}{\Delta P_2^2} + \cdots + \frac{\Delta C_{1m}{}^2}{\Delta P_m{}^2} & \cdots & \frac{\Delta C_{11}\Delta C_{n1}}{\Delta P_1^2} + \frac{\Delta C_{12}\Delta C_{n2}}{\Delta P_2^2} + \cdots + \frac{\Delta C_{1m}\Delta C_{nm}}{\Delta P_m{}^2} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{\Delta C_{n1}\Delta C_{11}}{\Delta P_1^2} + \frac{\Delta C_{n2}\Delta C_{21}}{\Delta P_2^2} + \cdots + \frac{\Delta C_{nm}\Delta C_{1m}}{\Delta P_m{}^2} & \cdots & \frac{\Delta C_{n1}{}^2}{\Delta P_1^2} + \frac{\Delta C_{n2}{}^2}{\Delta P_2^2} + \cdots + \frac{\Delta C_{nm}{}^2}{\Delta P_m{}^2} \end{bmatrix}$$

この感度情報に基づいて、全水頭、^{4}He や ^{14}C の実測値を指標とした逆解析結果を図化すると、図 3.3-20 のようになる。図は、実測値と解析値の関係を示したものであり、同時に感度の大きさを面積比で表している。この結果から、全水頭のプロットの面積が、^{4}He や ^{14}C に比べて小さいことがわかる。これは、全水頭の感度が、^{4}He や ^{14}C に比べて小さいことを示している。特に、流出域での感度が小さい。これは、涵養域の全水頭は、透水係数の変化に敏感であるが、流出域は透水係数などの変化に敏感でない。すなわち、水位はほぼ地表面にあり、全水頭（水位）が変化しにくいためと考えられる。^{14}C では、実測値と計算値の整合性は良い。また、全領域で感度が大きい。^{4}He は ^{14}C とほぼ同様で、実測値と計算値の整合性は高い。また、全領域で感度が大きい。これは、^{14}C と ^{4}He の年代を対数上で比較したことで、年代が大きく異なる実測値から計算される目的関数が平滑化されたた影響によると推測している。

地下水年代（^{14}C と ^{4}He 年代）の観測点の感度が、水圧に比べて高いことから、地下水年代の観測点がパラメータの校正に寄与したと考えられる。これは、感度解析の部分でも見られたように、地下水年代が広域的な地下水流動に影響を与える透水係数や降雨涵養量などに感度が高く、パラメータの校正に有効であることを示していると考えられる。

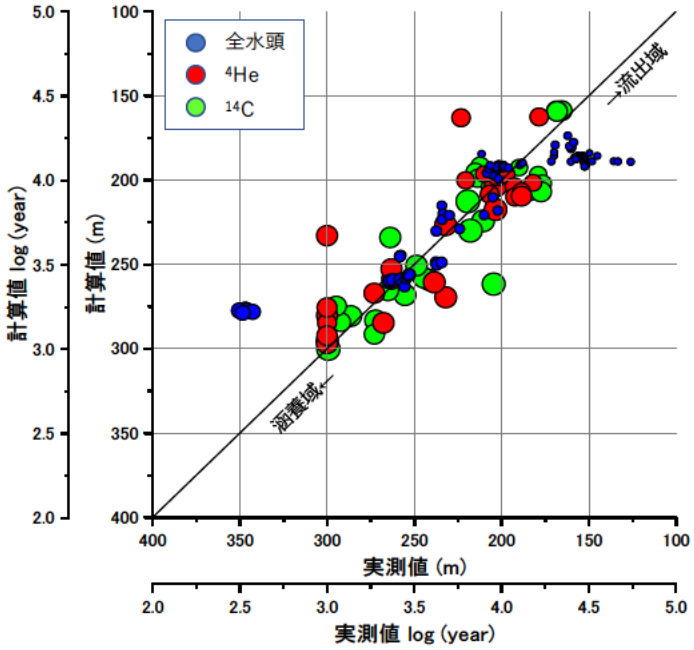


図 3.3-20　各実測値の各指標に対する感度

(5) 考察および提言

地下水年代測定結果を用いて逆解析を行い、降雨涵養量および各地層と断層の透水係数の推定値と推定誤差を求めた。これまでは、全水頭と ^{4}He をそれぞれ別々に考慮して逆解析を実施したが、今年度は、新たに ^{14}C を考慮するとともに、それらを組み合わせた 7 種類の逆解析を実施した。具体的には、単独指標で 3 種類（全水頭、^{4}He、^{14}C）、2 指標で 3 種類（全水頭＋^{4}He、全水頭＋^{14}C、^{4}He＋^{14}C）、最後に 3 指標全ての 1 種類（全水頭、^{4}He、^{14}C）である。

単独指標では、推定誤差が大きかったものの、複数指標にすると推定値が実測値に近づき、推定誤差が小さくなる傾向が見られた。特に、降雨涵養量については、透水係数と相対的な関係にある。言い換えると、降雨涵養量が大きくなると、透水係数も大きくなり、互いに独立でないため、うまく推定できない可能性がある。このような相対的な関係は、全水頭での逆解析は顕著であったが、^{4}He と ^{14}C ではそれほど顕著でなかった。

最適値周辺でパラメータの感度解析をした結果、全水頭、^{4}He、^{14}C はそれぞれに感度があるパラメータが異なり、この相互補間的な影響により、各パラメータの推定が改善されたと考えられる。全指標を用いた逆解析では、誤差の相関が低く、パラメータの独立性が確保された。

観測値の感度については、^{4}He と ^{14}C については、涵養域～流出域までほぼ同程度の感度であった。一方で、全水頭の感度は、^{4}He と ^{14}C に比べて小さく、涵養域では高いものの、流出域では低い傾向がある。これは、瑞浪での全水頭の実測値が標高への依存性が高く、全水頭の感度は、涵養域ではパラメータの変化で水位が変化するため大きいが、流出域では水位は地表面に近く、変動幅が小さくなるためと考えられる。

これらの結果から、^{4}He と ^{14}C などの地下水年代測定結果は、全水頭とは異なる観点での評価となるため、パラメータの推定に有効であると考えられた。この異なる観点が重要で、これらが組み合わさることにより、よりパラメータの感度がよくなり、推定誤差が小さくなるものと考えられる。このため、複数の指標を用いてパラメータの推定を行うことが有効であると考えられる。

概要調査においては、どの地点でどのような指標を調査するということが調査計画の立案において重要である。ここで、実施したように、ボーリング孔の増加に伴う透水係数の推定値や推定誤差の変化を評価すれば、調査計画およびその指針が整理できる可能性がある。今後、ボーリング孔や評価指標を増やしながら、どのように推定値や推定誤差が変化するかを検討する予定である。また、今回の解析では間隙率については推定していないが、これについても検討する予定である。間隙率は、特に物質移行特性において透水係数と相関が高いと考えられるが、これらの誤差相関を検討することで、どのような指標を用いれば、推定誤差が小さくなるかについて検討する予定である。最後に、これらの結果を例示するとともに、モデルの校正方法を提案することとしたい。

参考文献

Diersch, Hans-Jörg G., *FEFLOW – Finite element modeling of flow, mass and heat transport in porous and fractured media*, Springer, 2014, Berlin Heidelberg, XXXV, 996p., ISBN 978-3-642-38738-8, ISBN 978-3-642-38739-5 (eBook), doi:10.1007/978-3-642-38739-5.

Doherty, J., 2015. Calibration and Uncertainty Analysis for Complex Environmental Models. Watermark Numerical Computing, Brisbane, Australia. ISBN: 978-0-9943786-0-6.

Hasegawa, .T, Nakata. K., Tomioka, Y., Kazuyuki G., Kashiwaya, K., Hama, K., Iwatsuki, T., Kunimaru, T. and Takeda, M.,Cross-checking groundwater age by ^{4}He and ^{14}C dating in a

granite, Tono area, central Japan, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.192, pp.166-185, 2016.

Hill, M.C and Tiedeman,C.R, Effective groundwater model calibration with analysis of data, sensitivities, predictions, and uncertainty, Wiley Inter-Science, p.455, 2006.

尾上博則、三枝博光、ローカルスケールの地下水流動解析－サイトスケールにおけるステップ 3 前半の地下水流動解析の境界条件の設定－、JNC TN7400 2005-011, 2005.

尾上博則、小坂寛、竹内竜史、三枝博光, 超深地層研究所計画(岩盤の水理に関する調査研究); 第 2 段階におけるサイトスケールの水理地質構造モデルの構築、JAEA-Research2015-008, 146p, 2015.

日本原子力研究開発機構・電力中央研究所、岩盤中地下水移行評価手法高度化開発、2019.

Sun, N-Z., Inverse Problems in groundwater modeling, Kluwer Academic Publisher, 337p, 1994.

三枝博光,瀬野康弘,中間茂雄,鶴田忠彦,岩月輝希,天野健治,竹内竜史,松岡稔幸,尾上博則,水野　崇,大山卓也,濱　克宏,佐藤稔紀,久慈雅栄,黒田英高,仙波　毅,内田雅大,杉原弘造,坂巻昌工, 超深地層研究所計画における地表からの調査予測研究段階（第 1 段階）研究成果報告書,JAEA-Research 2007-043, 337p, 2007.

3.3.2 水理パラメータの設定手法の開発

(1) 調査対象領域の概要

瑞浪超深地層研究所周辺の地質は、白亜紀後期の花崗岩（土岐花崗岩）からなる基盤を、新第三紀中新世の堆積岩（瑞浪層群）が不整合で覆う（糸魚川, 1980；陶土団体研究グループ, 1999）（図 3.3-21）。立坑の掘削地点においては、深度約 170 m 以深に土岐花崗岩が分布し、不整合を介して瑞浪層群が分布する。土岐花崗岩では、上部の低角度の傾斜を有する割れ目の分布密度が有意に高い岩盤領域（上部割れ目帯、Upper Highly Fractured Domain；以下、UHFD）と、下部の割れ目の分布密度が低い岩盤領域（下部割れ目低密度帯、Lower Sparsely Fractured Domain；以下、LSFD）とに区分されている（石橋ほか, 2013）。水理パラメータの設定手法の開発は、図 3.3-21 に示す深度 500 m 研究アクセス北坑道の冠水坑道周辺の LSFD と深度 300 m ボーリング横坑周辺の UHFD を事例として実施した。

冠水坑道周辺に分布する土岐花崗岩の LSFD とスウェーデンの Forsmark 周辺における深度 500 m 付近の岩盤について比較すると、日本の結晶質岩の方が、形成年代が若く割れ目の頻度は一次元割れ目密度で 4 倍程度多い（表 3.3-2）。さらに、割れ目の透水性は高い傾向にあることがわかる。

瑞浪超深地層研究所周辺に分布する土岐花崗岩についてみると、立坑の深度 460 m 付近が UHFD と LSFD の境界と解釈されており、図 3.3-22 に示す坑道壁面観察結果から、UHFD と比較して LSFD の割れ目密度が低いことがわかる。研究坑道の壁面観察結果を用いて、UHFD と LSFD の割れ目の分布特性を定量的に比較した結果、UHFD と LSFD における割れ目の卓越方位分布に違いがあるとともに、LSFD の三次元割れ目密度は UHFD の 40 %程度である（表 3.3-3）。また、割れ目の大きさを表す指標であるべき乗数をみると、UHFD と比較して LSFD のほうが小さいことから、LSFD に分布する割れ目は比較的長い傾向がある。

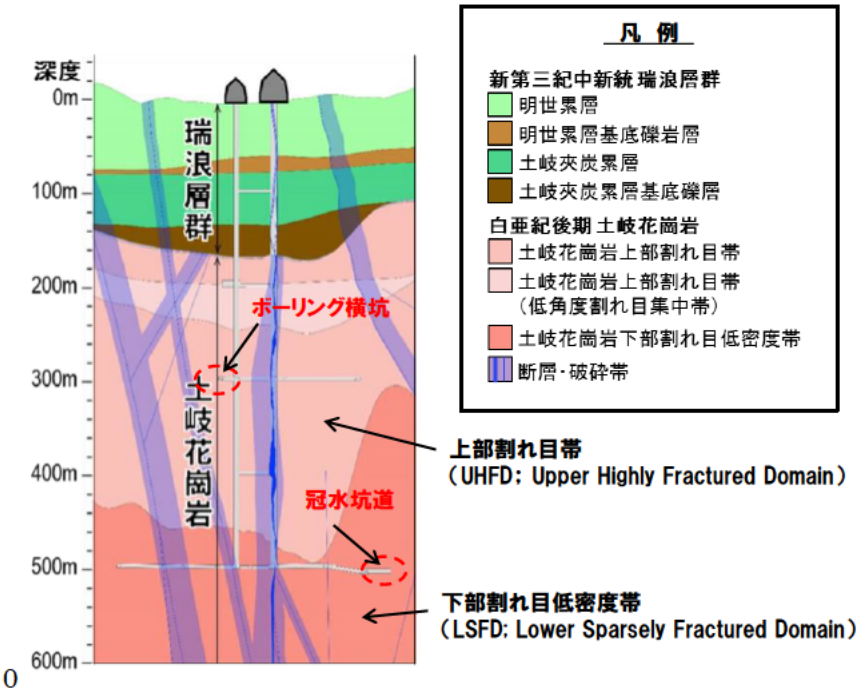
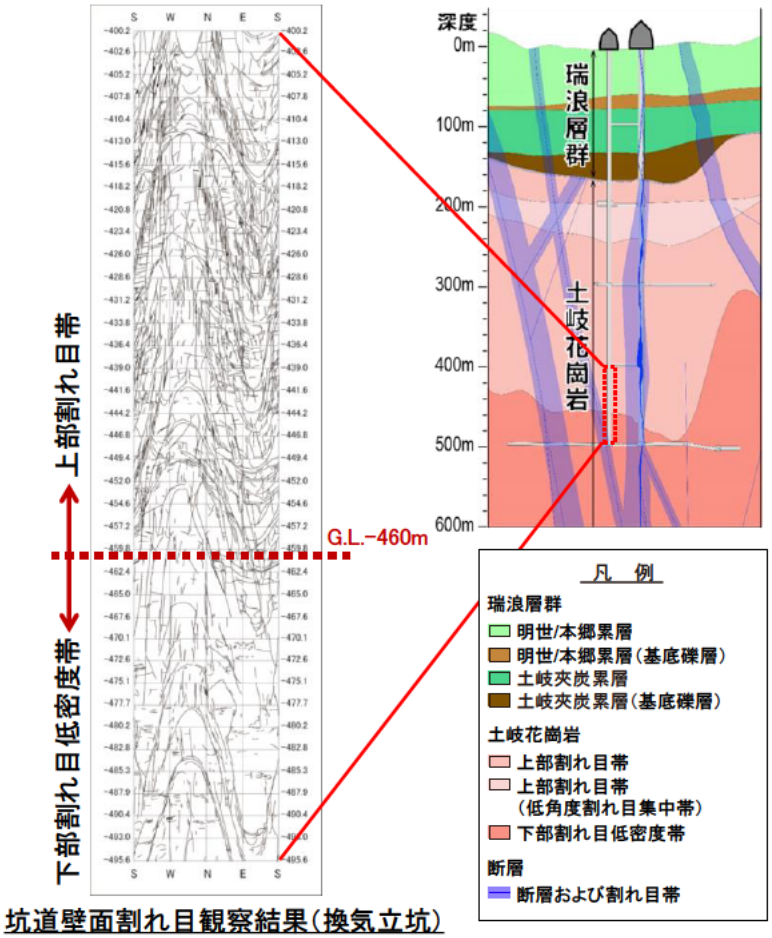


図 3.3-21　瑞浪超深地層研究所周辺の地質・地質構造モデル（石橋ほか, 2013 に追記）

表 3.3-2　日本と海外における結晶質岩の特徴の比較（深度 500 m 付近）

要　素	日本（瑞浪超深地層研究所）*1	スウェーデン（Forsmark）*2
母岩の形成年代	7,000万年前	18～19億年前
割れ目の頻度（本/m） ※ボーリング調査結果	1.96	0.54
割れ目の透水量係数（m^2/s）	1.3×10^{-10}～6.2×10^{-6}	6.2×10^{-10}～8.9×10^{-8}

*1 Ishibashi et al., 2016、 *2 SKB, 2008



坑道壁面割れ目観察結果（換気立坑）

図 3.3-22　瑞浪超深地層研究所における坑道壁面観察結果

表 3.3-3　UHFD と LSFD における割れ目の分布特性の比較（細谷ほか, 2015）

土岐花崗岩	坑道名称 延長方向/長さ(m)	方位セット	方向分布 方向	方向分布 Fisher定数	一次元割れ目密度 P_{10}※1 (本/m)	三次元割れ目密度 P_{32} ※2(m^2/m^3)		半径分布 べき乗数
UHFD	深度300mボーリング横坑 N24.767E/16.05	NW系	N29W 87N	12.7	1.34	1.81	2.65	4.0
		NE系	N43E 88N	11.0	0.12	0.38		
		低角度系	N25E 8S	7.6	0.12	0.46		
LSFD	深度500m冠水坑道 N10.231W/46.5	NW系	N62W 83S	17.9	0.24	0.32	1.03	3.4
		NE系	N66E 84S	20.1	0.10	0.11		
		NS系	N7W 84N	17.1	0.09	0.45		
		低角度系	N65W 31S	11.5	0.06	0.16		

※1：スキャンライン調査結果に基づく単位長さあたりの割れ目数
※2：スキャンライン調査結果に基づく単位体積あたりの割れ目の総面積

(2)　坑道スケールの水理学的な不均質性の解釈

坑道スケールの水理学的な不均質性を把握することを目的として、瑞浪超深地層研究所の深度 500 m にある冠水坑道の掘削および坑道の再冠水に伴い観測された地下水の水圧変化と Cl 濃度変化（図 3.3-23）に基づき、坑道周辺岩盤の割れ目の連続性や不連続性を解釈した。

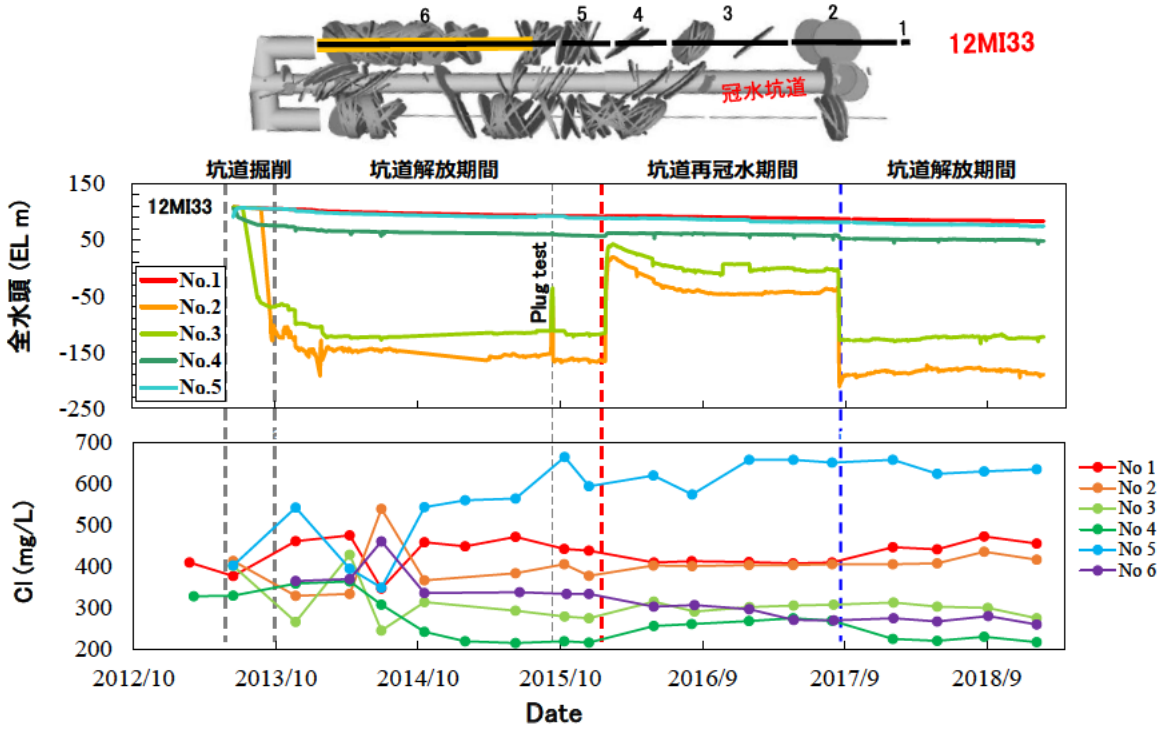


図 3.3-23　冠水坑道周辺で観測された地下水の水圧および水質変化の一例（12MI33 号孔）

1)　冠水坑道と観測区間との水理学的な連続性の推定

ボーリング孔の各観測区間における地下水の水圧変化の有無やその大きさからは、冠水坑道との水理学的な連続性が推定できる。ここでは、坑道の冠水前（2016 年 1 月 25 日時点）の水圧分布と坑道冠水時の水圧変化に着目して、冠水坑道と観測区間との水理学的な連続性を推定した（図 3.3-24）。冠水坑道を掘削したことで、大きな水圧低下が観測された区間（12MI33_No.2、13MI41_No.3, 4）は、冠水坑道との水理学的な連続性が高い領域に位置していると考えられる。また、水圧低下がほとんど生じていない区間（12MI33_No.1,5、13MI39_No.1、13MI40_No.1～3、13MI41_No.1）は、冠水坑道との水理学的な連続性が低い領域に位置していると考えられる。

鉛直断面図からは、冠水坑道との水理学的な連続性が高い領域は、13MI41 号孔側に広がっている傾向が認められる。

図 3.3-25 に、坑道冠水時の水圧変化に基づく水理学的な連続性の推定結果を示す。各観測区間の水圧変化傾向は、デリバティブプロット（圧力変化の時間微分値）の形状で分析した。デリバティブプロットの形状が冠水坑道と類似している観測区間は、冠水坑道との水理学的な連続性が高い領域に位置し、デリバティブプロットの形状が冠水坑道と異なる観測区間は、冠水坑道との水理学的な連続性が低い領域に位置すると解釈した。坑道冠水時の水圧変化に基づく水理学的な連続性の推定結果は、図 3.3-24 に示した坑道冠水前の水圧分布に基づく推定結果と整合している。

図 3.3-26 に、図 3.3-24 と図 3.3-25 を総合的に解釈した冠水坑道と観測区間との水理学的な連続性の空間分布を示す。冠水坑道との水理学的な連続性が高い領域は、平面的に見ると、くの字型に分布しており、坑道壁面観察で確認された湧水を伴う割れ目の分布と整合している。また、水理学的な連続性が高い領域と低い領域の間には、割れ目の連結性が乏しい境界があると考えられる。

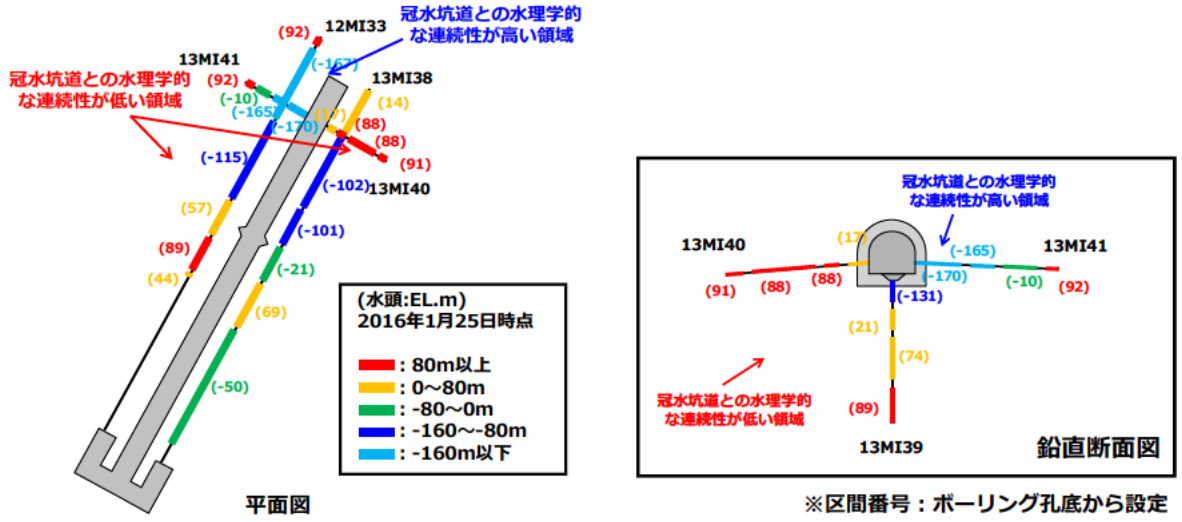


図 3.3-24　坑道冠水前の水圧分布に基づく水理学的な連続性の推定結果

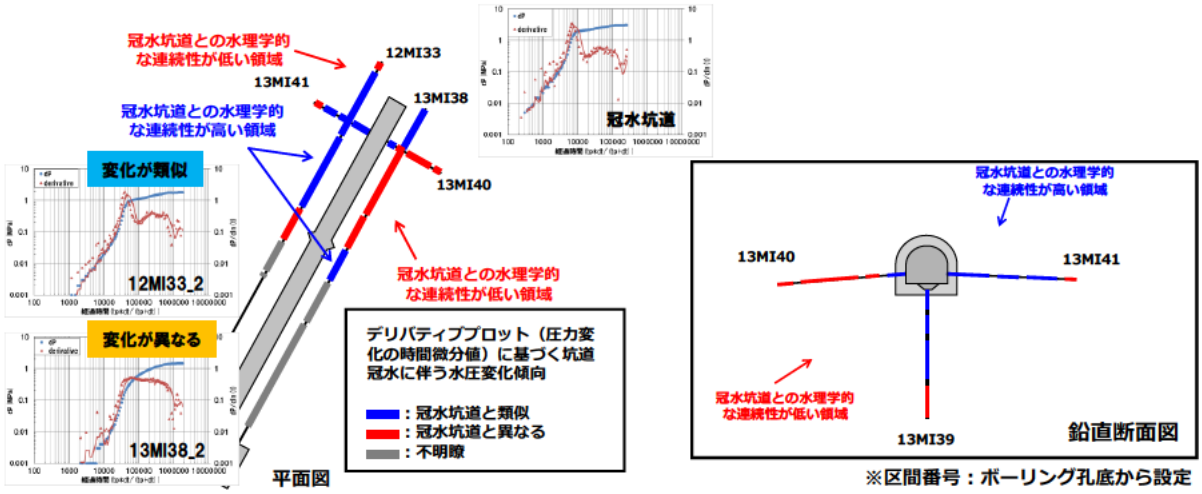


図 3.3-25　坑道冠水時の水圧変化に基づく水理学的な連続性の推定結果

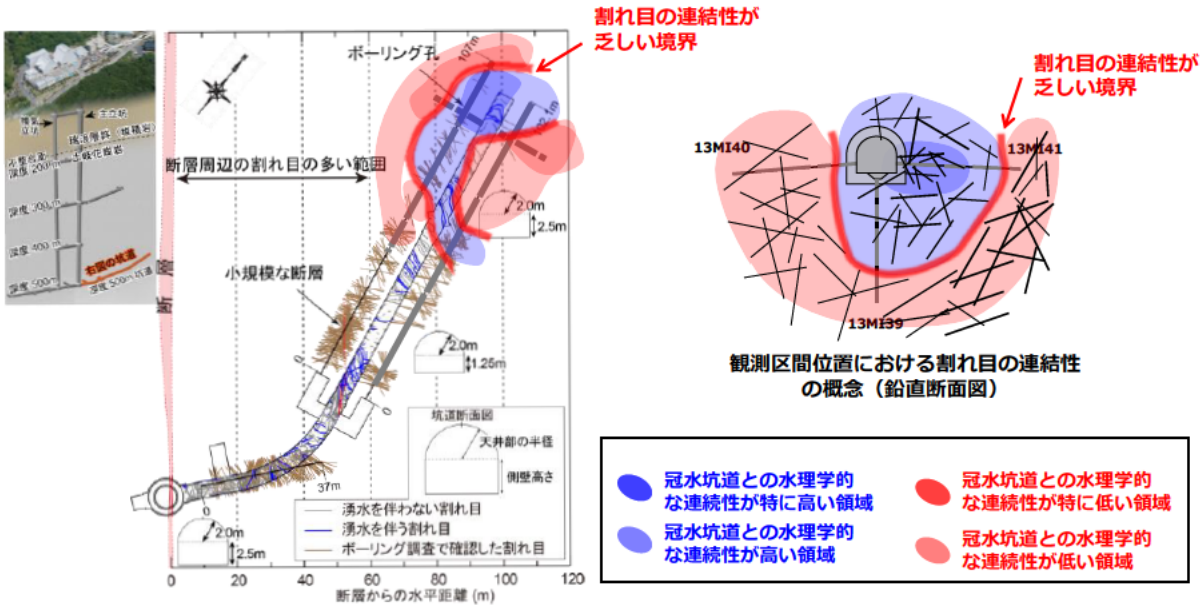


図 3.3-26　冠水坑道と観測区間との水理学的な連続性の空間分布

2)　深度方向の水理学的な連続性の推定

瑞浪超深地層研究所周辺においては、地下水中の塩化物イオン濃度は深度とともに増加することが確認されており（尾上ほか, 2014）、冠水坑道が位置する深度 500 m における平均的な塩化物イオン濃度は 330～410 mg/L 程度（以下、初期濃度）である。そのため、ボーリング孔の各観測区間における地下水の Cl 濃度の変化からは、岩盤中における深度方向の水理学的な連続性が推定できる。ここでは、各ボーリング孔の掘削直後（12MI33 号孔：2013 年 3 月末、それ以外の孔：2014 年 3 月末時点）と坑道排水後（2019 年 1 月末時点）の Cl 濃度分布に着目して、深度方向の水理学的な連続性を推定した（図 3.3-27）。

冠水坑道周辺の Cl 濃度の変化をみると、ボーリング孔掘削直後から初期濃度より高い区間（13MI38_No.5、13MI39_No.2～4、13MI40_No.1,2,4）や低い区間（13MI38_No.2、13MI41_No.1,2）が局所的に分布していたが、5～6 年経過した坑道排水後は全ての観測区間の Cl 濃度が初期濃度から変化していることがわかる。これらの変化から、主要な水みちの分布や割れ目による水理学的な連続性の広がりが、図 3.3-28 のように推定できる。ボーリング孔掘削直後の時点で初期濃度より低い Cl 濃度の地下水が分布している領域には浅部につながる主要な水みちが分布しており、初期濃度より高い Cl 濃度の地下水が分布している領域には深部につながる主要な水みちが分布していると考えられる。その後、時間の経過とともに主要な水みちと他の割れ目との連結性が高い領域に、浅部もしくは深部から流動してきた地下水が広がり、濃度差が大きい領域と領域の間には、割れ目の連結性が乏しい境界があると考えられる。

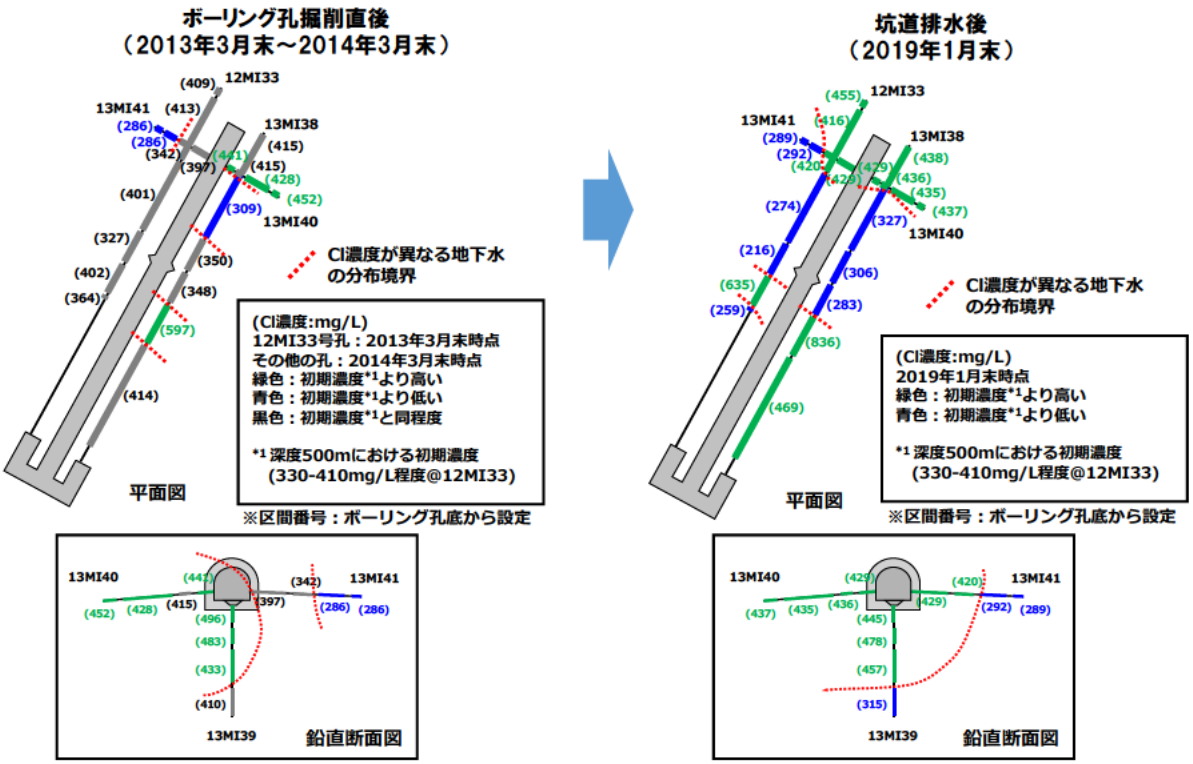


図 3.3-27　地下水中の Cl 濃度変化に基づく深度方向の水理学的な連続性の推定

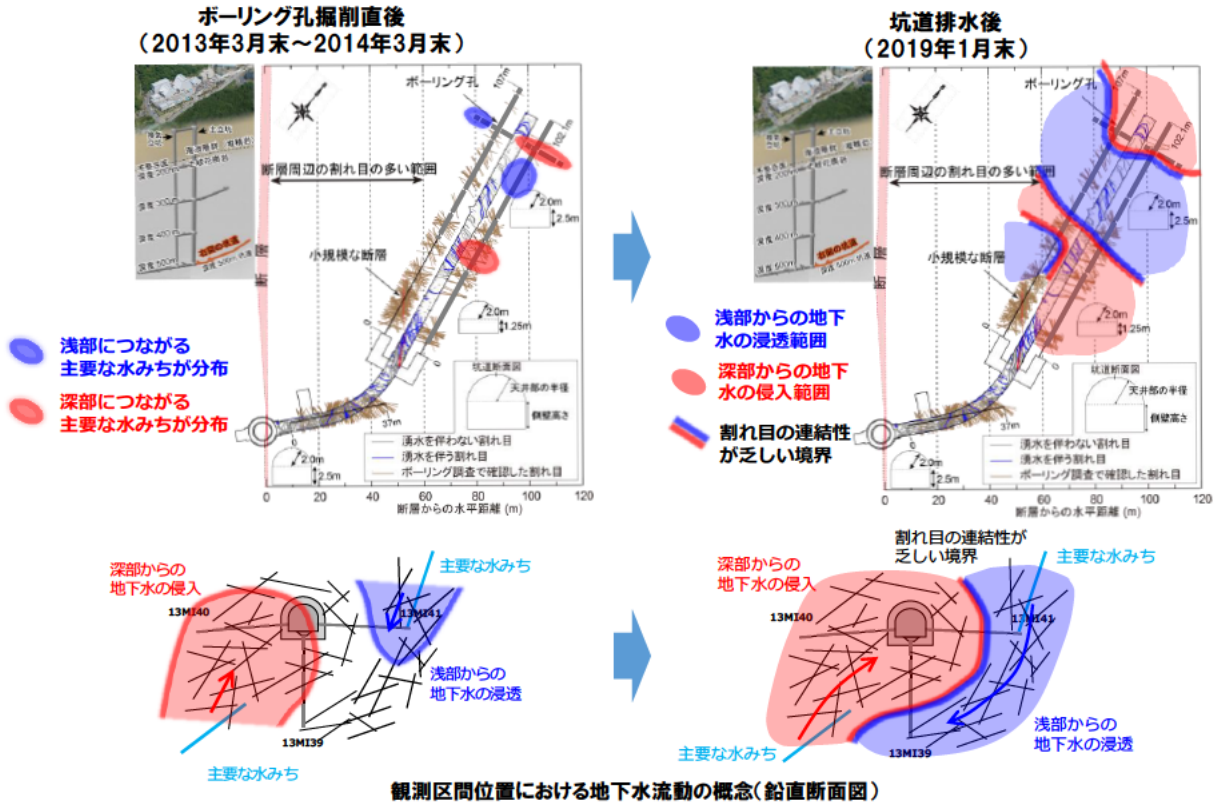


図 3.3-28　岩盤中における深度方向の水理学的な連続性の空間分布

3)　坑道周辺岩盤の割れ目の連続性や不連続性の解釈

冠水坑道と観測区間との水理学的な連続性と深度方向の水理学的な連続性の推定結果に基づき、冠水坑道との割れ目の連結性、鉛直方向の割れ目の連結性を指標として、坑道周辺岩盤の割れ目を四つのグループに分類した（図 3.3-29）。割れ目の連結性の特徴から、冠水坑道周辺岩盤内には複数の十数 m～数十 m 規模の割れ目群（以下、局所的割れ目ネットワーク）が形成されていると解釈できる。釜石鉱山の調査研究においても、局所的割れ目ネットワークと同様の水理学的連結性が乏しい数十 m 規模の複数の領域（コンパートメント構造）の存在が確認されており（井尻ほか, 1999）、この局所的割れ目ネットワークは広域スケールの地下水流動に影響を与えうる亀裂性岩盤の水理学的な不均質性と考えられる。

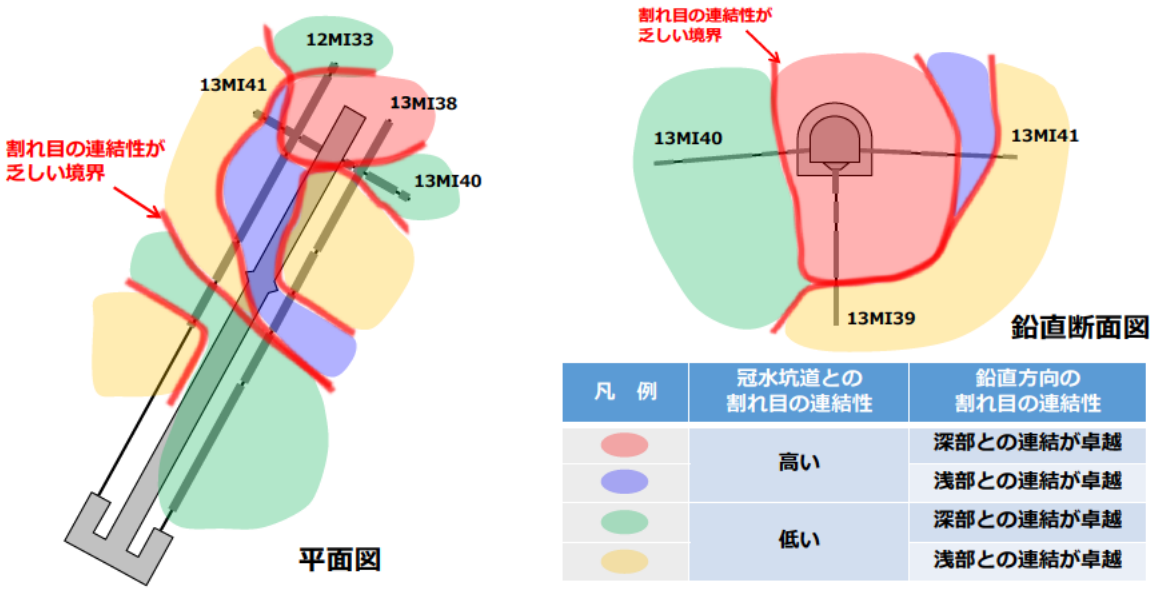


図 3.3-29　坑道周辺岩盤の割れ目の連続性や不連続性の解釈結果

(3)　坑道スケールの岩盤不均質性のモデル化手法の検討

1)　DFN モデルの構築

坑道スケールの岩盤の水理学的な不均質性をモデル化することを目的として、表 3.3-4 に示すデータセットを用いて LSFD を対象とした DFN モデルを構築した。

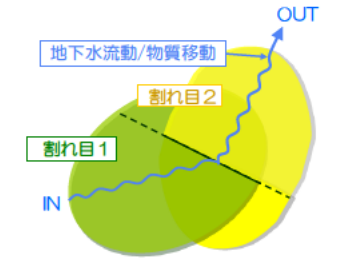
表 3.3-4　LSFD を対象とした DFN モデル構築のためのデータセット

調査段階	データセット	データ項目	調査データ
坑道からの調査段階	坑道DS	割れ目の幾何特性	坑道壁面観察結果 【総延長約90 m：冠水坑道部および斜坑部（主立坑断層影響領域除く）[*1]】
		岩盤の水理特性	水理試験結果 【坑道BH調査（冠水坑道周辺）：12MI33号孔[*2]、13MI38号孔[*2]、18MI65号孔[*2]】

[*1] 川本ほか, 2014、[*2] 尾上・竹内, 2020

DFN モデルを構築するためには、調査データに基づき図 3.3-30(a)に示すパラメータを推定する必要がある。そこで、本事業では既往研究（例えば、三枝ほか, 2015）を参考に、図 3.3-30(b)

に示す手順で DFN モデルを構築した。最初に、モデル化対象領域で取得された調査データの分析を行い岩盤の特徴を把握する。次に、割れ目の密度、走向傾斜、長さ分布といった幾何学的パラメータを推定して、割れ目の幾何学的特性を統計的に再現した GeoDFN モデルを構築する。さらに、割れ目の透水量係数分布を推定して GeoDFN モデルに水理学的な情報を付加した HydroDFN モデル（以降、HydroDFN モデルを DFN モデルと称す）を構築する。なお、DFN モデルに発生させる割れ目の大きさや透水量係数の設定条件は、表 3.3-5 の通りとした。割れ目のパラメータは、既往研究（三枝ほか, 2015；細谷ほか, 2015；石橋ほか, 2017）を参考に推定した。表 3.3-6 に、割れ目のパラメータの推定手法を示す。割れ目の透水量係数分布については、図 3.3-31 に示す手順で岩盤の透水係数分布の実測値の再現性が高い変数の組み合わせを解析的に推定した。



DFNモデル構築に必要なパラメータ	
幾何学的パラメータ	密度分布 走向傾斜分布 長さ分布
水理学的パラメータ	透水量係数分布

(a)推定パラメータ

(b)構築フロー

図 3.3-30　DFN モデルの構築手法

表 3.3-5　モデル化割れ目の設定条件

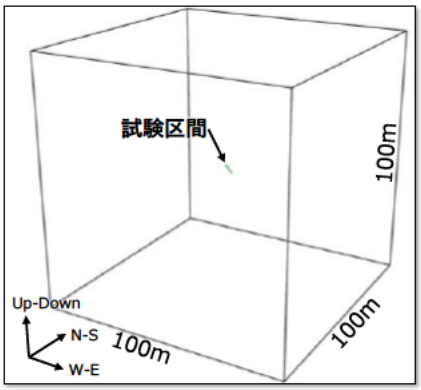
項目		設定値	設定理由・根拠・仮定
割れ目半径（割れ目の大きさ）	最小値	2 m	・割れ目半径（割れ目の大きさ）と透水量係数との相関によって、小さな割れ目は透水量係数が低く設定されるため、水みちへの寄与は少ない ・微細な割れ目は、岩盤のマトリックス部に相当すると仮定して、その発生を制限するために下限値を設定 ・割れ目の長さと密度のパラメータ推定においては、統計的に十分にデータが得られているトレース長2 m以上の範囲でフィッティングを実施[*1] ・上記との整合性を図るため、半径1 m以上の割れ目をモデル化対象と設定
	最大値	100 m	・断層以外の割れ目がモデル化対象となるため、サイトスケールの地質構造モデル[*2]に基づき上限値を設定 ・深度300 mと500 mの水平断面にある断層のトレース長を参考に断層の最小規模を100 mと設定
割れ目の透水量係数	下限値	1E-11 m^2/s	・透水量係数が低い割れ目は水みちへの寄与が少ないため、岩盤のマトリックス部に相当すると仮定して下限値を設定 ・原位置での水理試験には測定限界があるが、水みちに寄与する割れ目の下限値は抑えられていると判断し、18MI65号孔の水理試験結果[*3]に基づき下限値を1E-11 m^2/sと設定
	上限値	1E-4 m^2/s	・割れ目半径（割れ目の大きさ）と透水量係数との相関によって、透水量係数が極端（現実的ではない）に高い割れ目が発生すると解析の収束性が悪くなるため、14MI49号孔の水理試験結果[*3]に基づき上限値を1E-4 m^2/sと設定

[*1] 細谷ほか，2015、[*2] 石橋ほか，2013、[*3] 尾上・竹内，2020

表 3.3-6　割れ目のパラメータの推定手法（LSFD）

割れ目特性	推定手法
走向傾斜分布	○フィッシャー分布【式①】を仮定し、卓越方位セットごとの平均方位（傾斜・傾斜方位）と広がり（フィッシャー係数）を算定 $f(\theta)=\frac{1}{2\pi}\frac{\kappa\sin\theta}{e^{\kappa}-e^{-\kappa}}e^{\kappa\cos\theta}$　式① θ：割れ目の集中方向（極）との交角（$0<\theta<\pi$） K：フィッシャー係数 ○数m離れた地点からの目視による観察で抽出された割れ目に基づく解釈結果[*1]を適用
長さ分布	○べき乗分布【式②】を仮定 $f(r)=\frac{b-1}{r_{\min}}\left(\frac{r_{\min}}{r}\right)^{b}=(b-1)\cdot {r_{\min}}^{b-1}\cdot r^{-b}$　式② r：割れ目半径（m），r_{min}：最小半径（m），b：べき乗数 ○坑道壁面における割れ目のトレース長の頻度分布（の傾き）を再現した既存の解釈結果（べき乗数）[*1]を適用
密度分布	○坑道壁面における割れ目のトレース長の頻度分布（の頻度）を再現した既存の解釈結果[*1]を適用
透水量係数分布	○割れ目半径と透水量係数の準相関モデル【式④】を仮定 $T = lognorm(\mu,\sigma)\times r^{C}$　式④ T:透水量係数，μ:対数平均，σ:対数標準偏差 r:割れ目半径，C:定数 ○透水係数分布を再現する透水量係数分布のパラメータを算定

[*1] 石橋ほか，2017



【解析条件】

○解析領域：100 m立方

○試験区間：長さ12. 2m, 方位350°
傾斜0°

○境界条件：

・モデル外側：固定水頭（1.0 m）

・試験区間：固定水頭（0.0 m）

【実施手順】

① 透水量係数分布の変数を設定し、HydroDFNモデルを構築（50リアライゼーション）

○透水量係数分布の変数の組合せ：

μ＝1E-10～1E-17（log10(0.2)ピッチ）

σ＝0.0（割れ目半径と透水性に相関があると仮定し、σ＝0.0で固定）

C=6.0～8.0（0.2ピッチ）

② 定常解析（50リアライゼーション）を実施して、試験区間の湧水量を算出

③ 区間湧水量からThiemの平衡式を用いて透水係数を算出

④ 解析結果から透水係数分布を作成

⑤ 変数の組み合わせを変更して①～④を繰り返し実施

⑥ 実測値と解析値との二乗平均平方根誤差（RMSE）が最小となる変数の組み合わせを抽出

Thiemの平衡式

$$T = \frac{Q \ln\left(R/r_w\right)}{2\pi \Delta h}$$

$$K = T/L$$

T：透水量係数（m²/s）　Q：流量（m³/s）　R：影響半径（m）　r_w：ボーリング孔半径（m）

Δh：水位低下量（m）　K：透水係数（m/s）　L：試験区間長（m）

図 3.3-31　DFN モデルを用いた透水量係数分布の推定方法（LSFD）

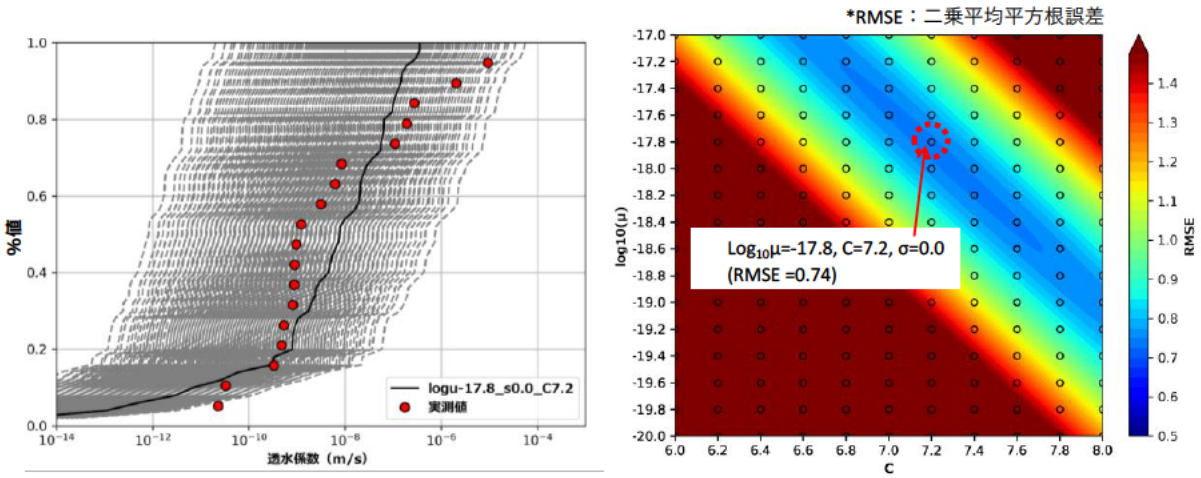
表 3.3-7 に、割れ目のパラメータの推定結果を示す。図 3.3-32 と図 3.3-33 に、割れ目の透水量係数分布の変数の推定結果と表 3.3-7 に基づき構築した DFN モデルの一例を示す。図 3.3-32 を見ると、透水係数が 1.0×10^{-9} ～ 1.0×10^{-8} m/s の範囲と 1.0×10^{-7} m/s 以上の範囲で実測値と推定値の誤差が大きい。本解析では、割れ目半径と透水性に相関があると仮定し割れ目の透水量係数分布のパラメータのうち σ を 0 と固定した。σ も推定パラメータとすることで、この誤差を小さくできる可能性が考えられる。透水量係数分布のパラメータ推定方法の違いによる実測値の再現性の確認は、今後の課題である。また、1.0×10^{-7} m/s 以上の範囲については、原位置調査で確認した透水性の高い水みち割れ目を決定論的に考慮するといったモデル化手法を用いることも有効と考えられる。

表 3.3-7　割れ目のパラメータの推定結果（LSFD）

データセット	卓越方位セット	傾斜方位/傾斜*1 [deg.]	Fisher定数*1 [-]	長さ*1（最小割れ目長さ[m], べき指数 [-]）	三次元密度*1 [m²/m³]		透水量係数（対数平均, 定数, 対数標準偏差）
坑道DS	Set 1	202.9 / 87.8	18.5	2.0, 3.1	0.43	0.69	-17.8, 7.2, 0.0
	Set 2	150.6 / 89.6	17.8	2.0, 3.4	0.13		
	Set 3	80.7 / 86.2	15.3	2.0, 4.7	0.05		
	Set 4	210.7 / 30.3	12.1	2.0, 3.3	0.08		

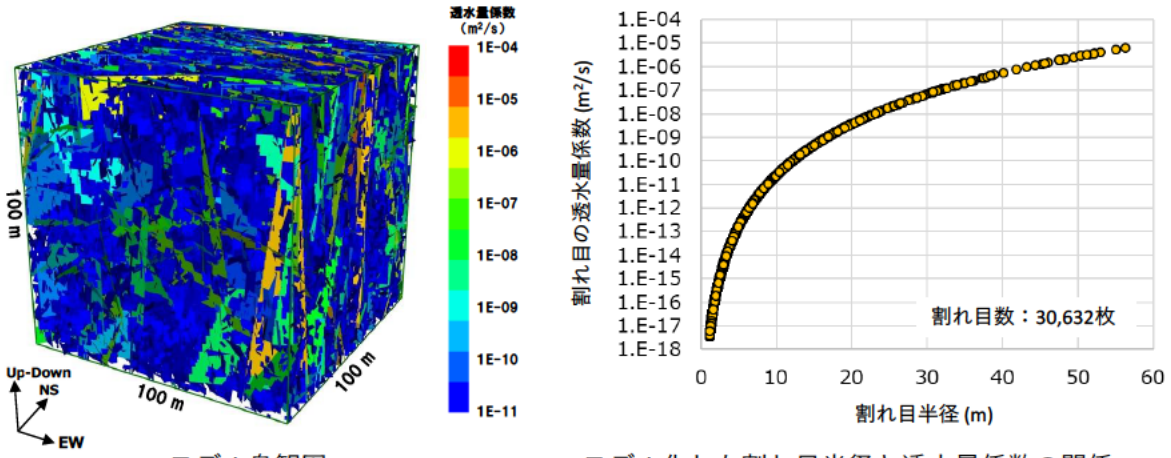
※方位記載は北から時計回り・水平下向きの角度を示す。

*1 石橋ほか，2017



透水係数分布　　RMSEマップ

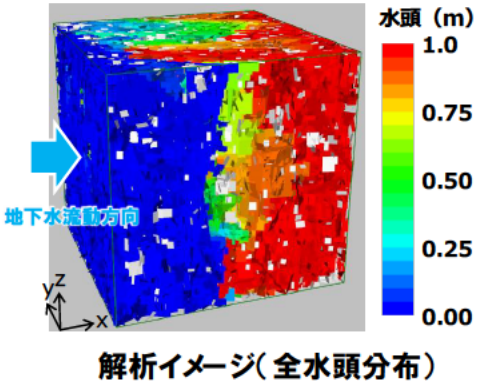
図 3.3-32　割れ目の透水量係数分布の変数の推定結果（LSFD）



モデル鳥観図　　モデル化した割れ目半径と透水量係数の関係

図 3.3-33　構築した DFN モデル（LSFD：1 リアライゼーション）

また、DFN モデルを用いて、図 3.3-34 に示す方法で 100 m ブロックの等価透水係数を推定した（図 3.3-35）。三方向の等価透水係数を比較すると、X 方向（E-W）と Z 方向と比較して Y 方向（N-S）の値が 1 オーダー程度低い結果が得られた。表 3.3-7 に示したとおりモデル化した割れ目の多くは Set1 の西北西方向の高角度割れ目であり、かつ Set1 の割れ目はべき乗数が最も小さいことから大きな割れ目が多い特徴がある。さらに、本検討では割れ目の大きさと透水性に相関を持たせていることから、Set1 の割れ目には透水性が高い割れ目が多く含まれている。そのために、X 方向と Z 方向に比べて Y 方向の水理学的な連続性が乏しくなっていると解釈できる。



解析イメージ（全水頭分布）

【等価透水係数の推定方法】

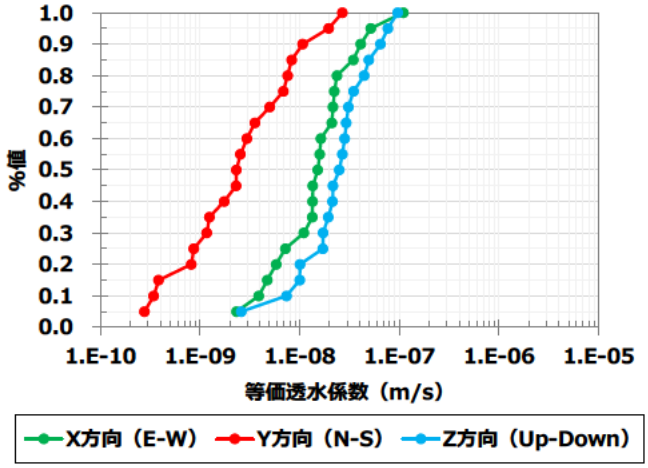
① 100m立方のDFNモデルを構築（20リアライゼーション）

② 上記モデルから1m、2.5m、5m立方のブロックを切り出し

③ 各ブロックを用いて定常浸透流解析（X,Y,Z方向に動水勾配1%の流動場、対象方向以外は不透水境界）を実施し、モデル下流面を流れる地下水流量を算出

④ 地下水流量から等価透水係数を推定

図 3.3-34　DFN モデルを用いた等価透水係数の推定方法



等価透水係数（m/s）

	X方向	Y方向	Z方向
中央値	1.6E-08	2.4E-09	2.6E-08
最大値	1.1E-07	2.7E-08	9.7E-08
最小値	2.3E-09	2.8E-10	2.6E-09

図 3.3-35　等価透水係数の推定結果（LSFD）

2)　ECPM モデルの構築

ECPM モデルの構築にあたっては、100 m 立方の領域で構築した DFN モデルを 1 m、2.5 m、5 m 立方のグリッドに分割した。それぞれのグリッドに対して、図 3.3-34 の条件で定常浸透流解析を実施し、各グリッドの等価透水係数を推定することで、割れ目の空間分布の解像度が異なる三種類の ECPM モデルを構築した（図 3.3-36）。ECPM モデルのグリッドが細かいほど割れ目の空間分布が明瞭にモデル化されており、グリッドが粗くなるに伴い割れ目と母岩部が平均化されていく様子が確認できる。

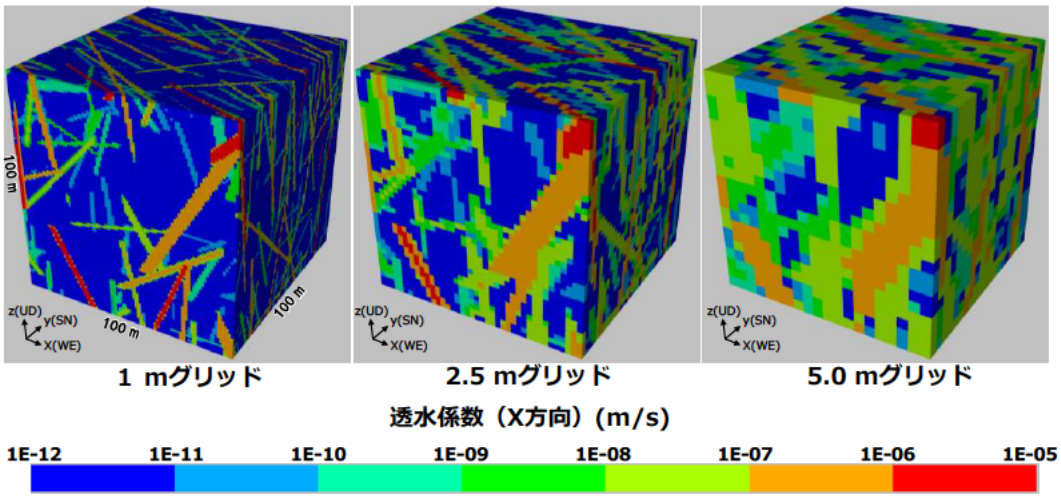


図 3.3-36　ECPM モデル

3)　モデルの不均質性の評価

①DFN モデルの不均質性

1)で構築した DFN モデルが岩盤の不均質性をどの程度再現できているかの確認を行った。DFN モデルを構築する際の割れ目の幾何特性の推定には坑道壁面の情報を用いたため、ボーリング調査で得られた情報に基づき、DFN モデルにおける割れ目の密度と透水量係数分布の再現性を評価した（図 3.3-37）。比較に用いた実測値は、18MI65 号孔で実施した BTV 観察結果による割れ目の本数と、水理試験結果から解釈した割れ目の透水量係数である。割れ目の本数は、開口割れ目と明瞭割れ目をプロットした。割れ目の透水量係数については、水理試験結果を試験区間にある開口・明瞭割れ目の本数で除すことで 1 本あたりの透水量係数を算出した。一方で推定値には、100 m 立方の DFN モデルを 20 リアライゼーション構築し、それらモデルの中央部に 18MI65 号孔を模擬した線要素（N10° W、下向き 0° 、長さ 60 m）をモデル化し、線要素と交差する割れ目の本数と透水量係数を算出したものを使用した。割れ目の透水量係数は、各割れ目の湧水量から推定した。なお、原位置における水理試験の測定限界が 1.0×10^{-11} m/s 程度であることが確認されているため（日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 2020）、透水量係数の比較にあたっては 1.0×10^{-11} m²/s 以上の割れ目を比較対象とした。比較の結果、20 リアライゼーションの DFN モデルによる推定結果は実測値と類似した傾向であり、かつ実測値を包含していることから、岩盤の水理学的な不均質性の要因である割れ目の密度や透水性といった統計的な分布特性を概ね再現できていると考えられる。このことは、本検討で適用した DFN モデルの構築手法が妥当であることを示唆する。

また、(2)で観測データに基づき解釈した局所的割れ目ネットワークの再現性を確認した。DFN モデルにおいては、冠水坑道を模擬したソリッド要素（N10° W、下向き 0° 、長さ 40 m）をモデル化し、20 リアライゼーションの定常浸透流解析を実施した。坑道は、8 ステップで総延長 40 m となるようにステップ毎に掘削長 5 m ピッチで延伸させ、各ステップで定常浸透流解析を行い、坑道周辺の地下水圧低下範囲を図化した。図 3.3-38 に、20 リアライゼーションの DFN モデルによる坑道掘削後の地下水圧分布の推定結果を示す。リアライゼーション毎に坑道での割れ目との遭遇状況や割れ目の連続性や不連続性が異なるため、坑道周辺岩盤内の水圧低下の広がりやその分布形状が不均質に生じていることがわかる。また、図 3.3-39 に Re01 モデルに基づく坑道の延伸に伴う地下水圧分布の推定結果を示す。坑道の掘削が進むに伴い、坑道周辺の水圧低下の範囲が広がっていくものの、Step1 から Step2 のように水圧低下範囲が顕著に変化しない場合

や、Step2 から Step3 のように水圧低下範囲が小さい場合、Step3 から Step4 のように水圧低下範囲が大きく広がる場合がある。これらは、坑道と割れ目の交差状況や割れ目の連続性や不連続性に起因した違いである。図 3.3-40 を見ると、坑道周辺には十数 m～数十 m 規模の六つの局所的割れ目ネットワークが形成されている。本研究で構築した DFN モデルでは、実測値に基づく解釈結果（図 3.3-29）と同規模の局所的割れ目ネットワークが再現できた。これらのことから、DFN モデルは、亀裂性岩盤の水理学的な不均質性である局所的割れ目ネットワークの再現に有効なモデル化方法である。また、局所的割れ目ネットワークは、坑道に交差する割れ目のうち 1.0×10^{-9} m²/s 以上の割れ目による影響を受けている傾向が確認できる（図 3.3-40）。このことから、冠水坑道周辺岩盤においては 1.0×10^{-9} m²/s 以上の透水性を有する割れ目が主要な水みちとなっている可能性が示唆される。

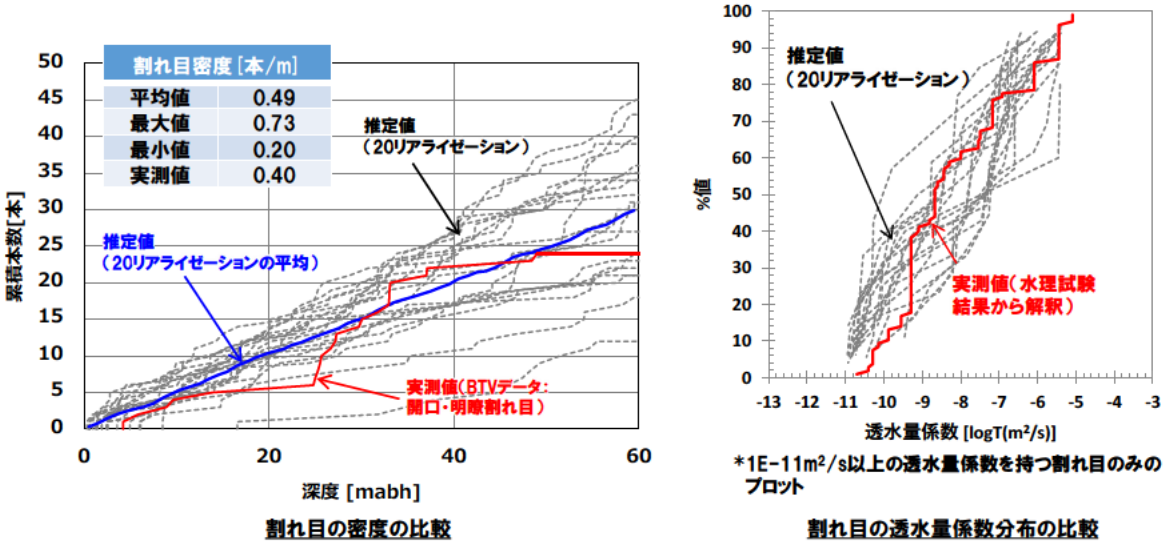


図 3.3-37　ボーリング調査結果に基づく DFN モデルの不均質性評価

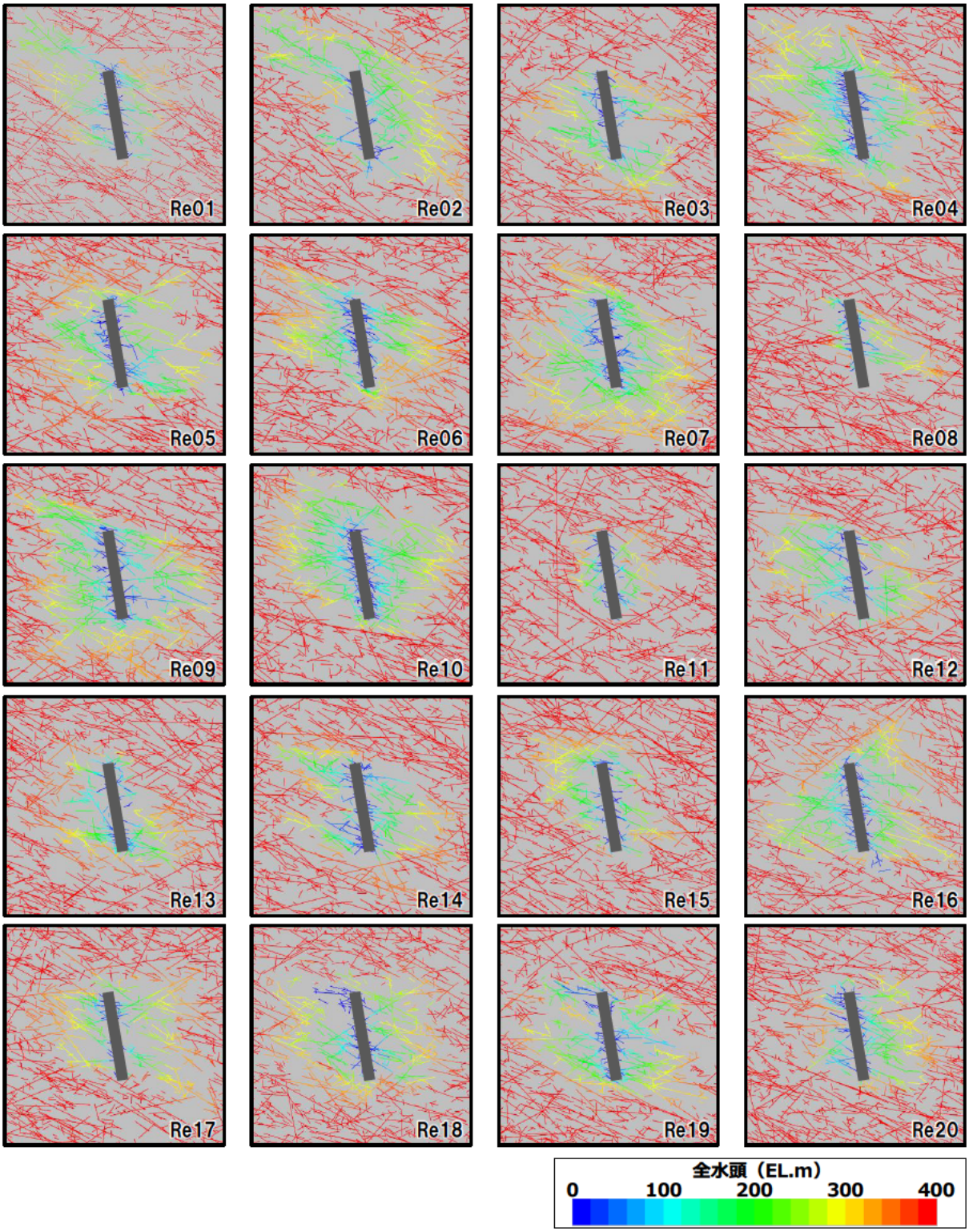


図 3.3-38　坑道掘削後の地下水圧分布の推定結果（DFN モデル）

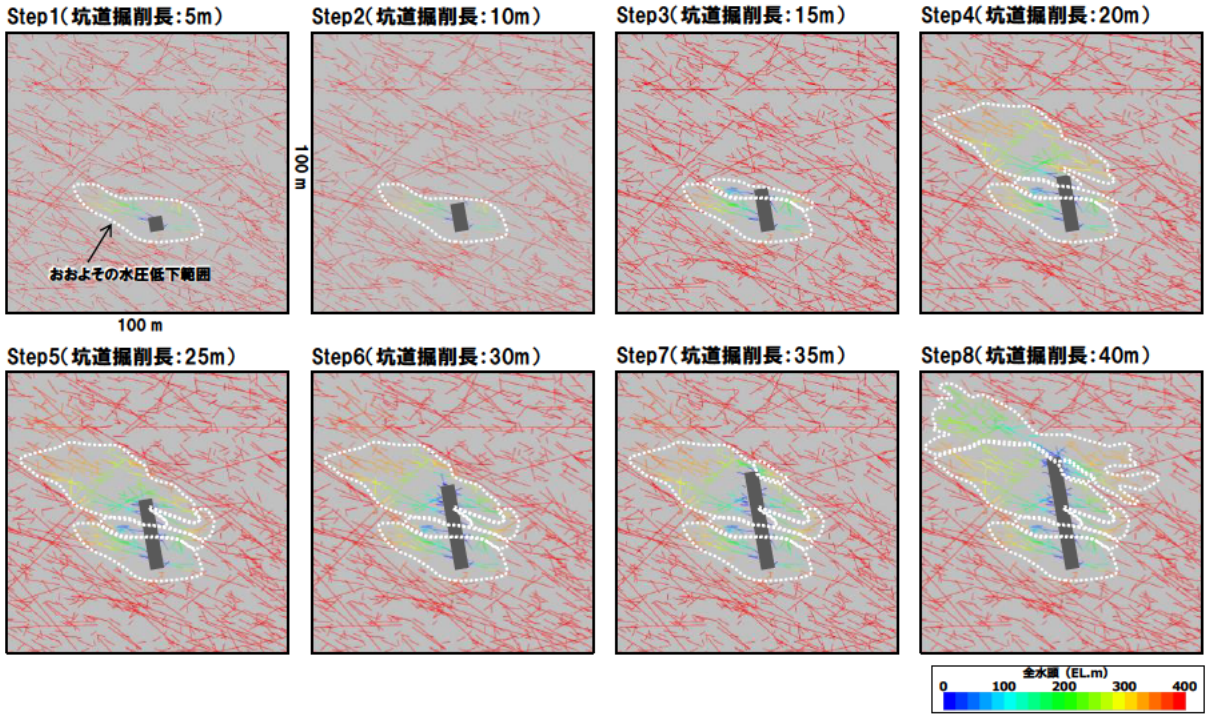


図 3.3-39　坑道掘削の延伸による地下水圧低下分布の推定結果（Re01 モデル）

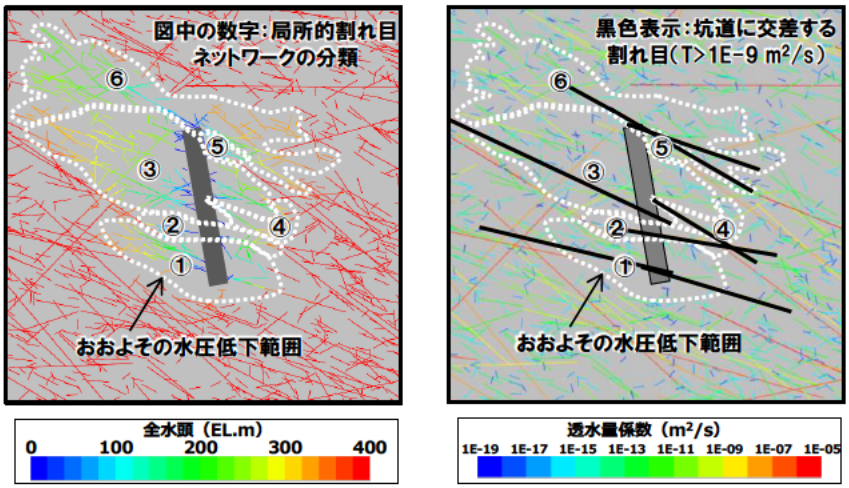


図 3.3-40　坑道周辺の局所的割れ目ネットワークと割れ目の関係（Re01 モデル）

②ECPM モデルの不均質性

2)で構築した ECPM モデルが岩盤の不均質性をどの程度再現できているかの確認を行った。図 3.3-41 に、岩盤の透水係数分布の実測値と推定値との比較結果を示す。実測値は、12MI33、13MI38、18MI65 号孔で実施した水理試験のうち試験区間長が 5～10 m の結果をプロットした。推定値については、ECPM モデルにおける各グリッドで 3 方向の平均透水係数を算出し、100 m 立方の領域内の透水係数分布を作成した。グラフには、20 リアライゼーションの ECPM モデルにおける透水係数分布の中央値をプロットした。グラフからは 5 m のグリッドサイズの ECPM モデルが、他のモデルに比べて実測値の透水係数分布の再現性が高いことがわかる。このことから、適切なグリッドサイズを設定することで、ECPM モデルでも岩盤の透水性のばらつきを概ね再現できると考えられる。つまり、ECPM モデルは岩盤の水理学的な不均質性のモデル化手法の

一つとして有効であると言える。

ECPM モデルにおける局所的割れ目ネットワークの再現性についての確認を行った。ECPM モデルを用いた定常浸透流解析の概要は、DFN モデルと同様である。図 3.3-42～図 3.3-44 に、20 リアライゼーションの ECPM モデルによる坑道掘削後の地下水圧分布の推定結果を示す。これらの結果からは、ECPM モデルでも DFN モデルで表現されていたリアライゼーション毎の不均質な地下水圧分布が、よく再現できていることがわかる。また、図 3.3-45 に、DFN と ECPM の Re01 モデルの比較結果を示す。ECPM モデルのグリッドサイズが大きくなるとともに、DFN モデルに見られる坑道近傍の局所的な水圧分布の再現性は低下するものの、ECPM モデルでも坑道周りの全体的な水圧分布の不均質性は再現可能であることがわかる。

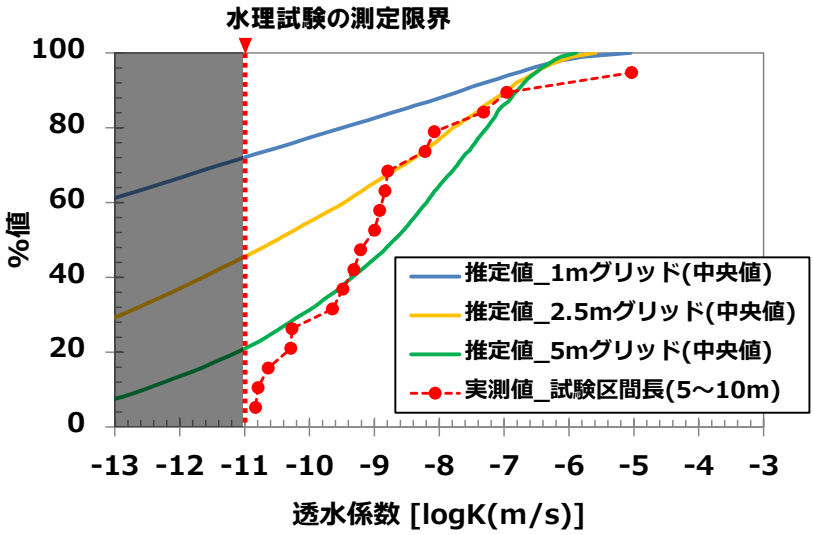


図 3.3-41　ボーリング調査結果に基づく ECPM モデルの不均質性評価

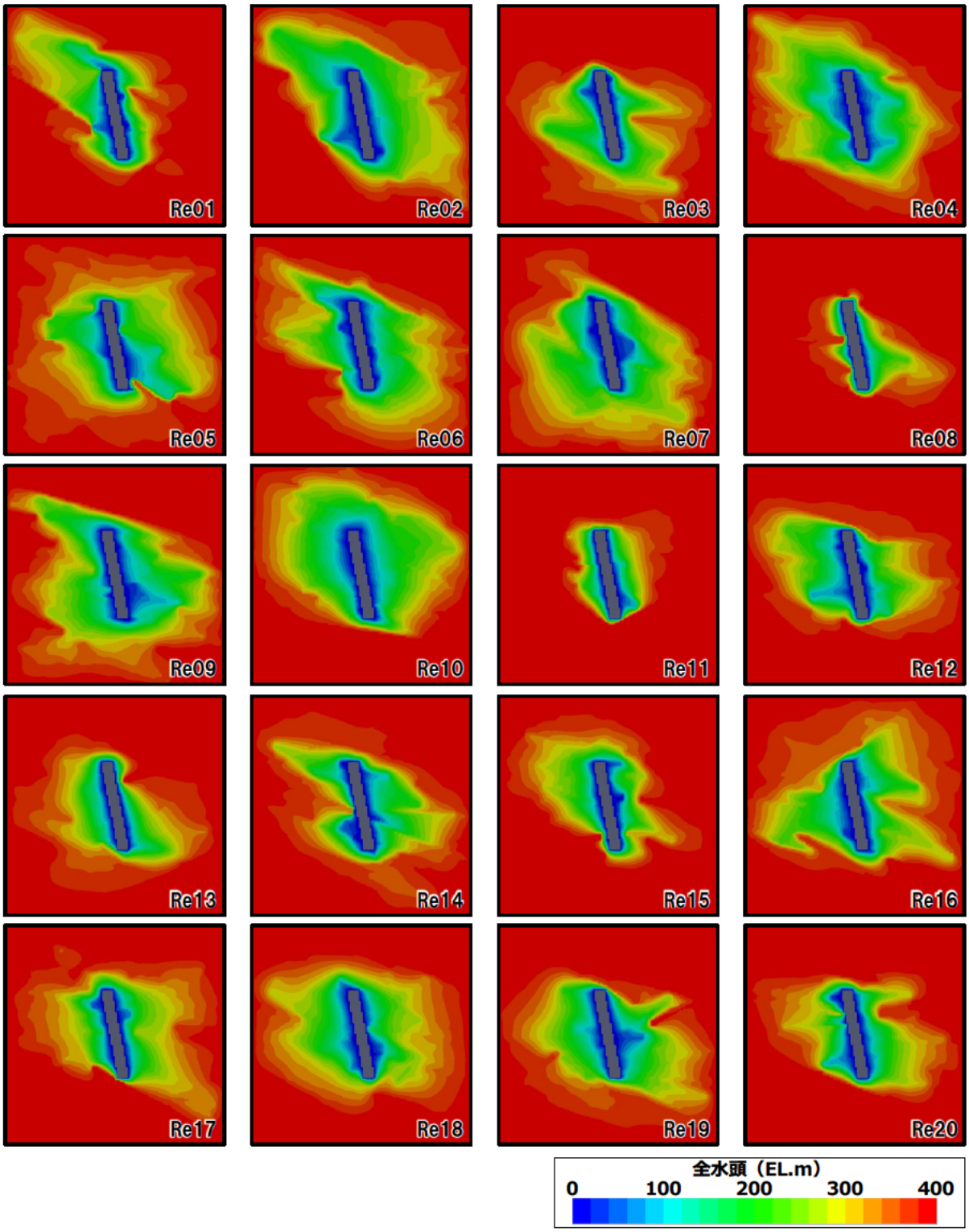


図 3.3-42　坑道掘削後の地下水圧分布の推定結果（ECPM モデル_1m グリッド）

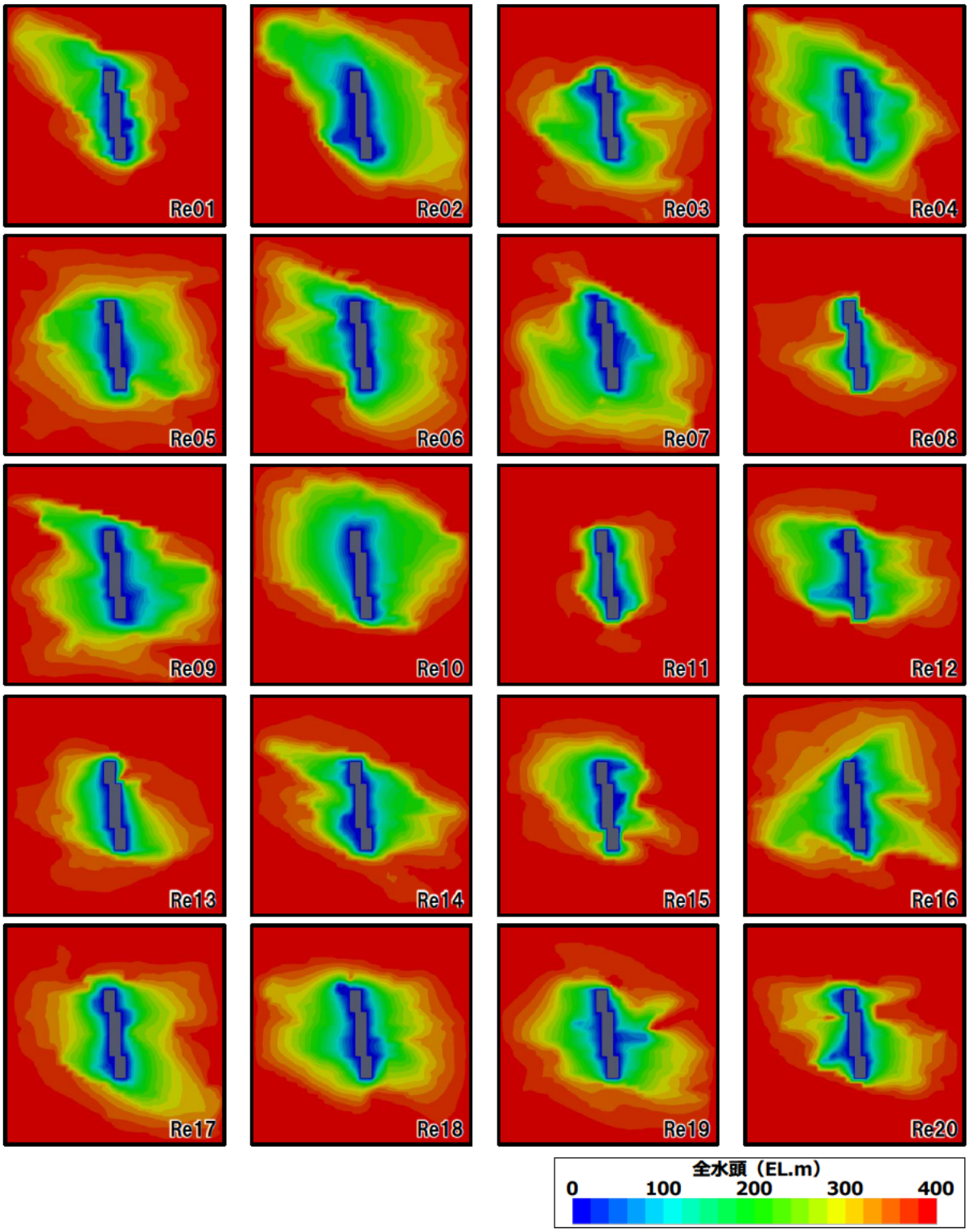


図 3.3-43　坑道掘削後の地下水圧分布の推定結果（ECPM モデル_2.5m グリッド）

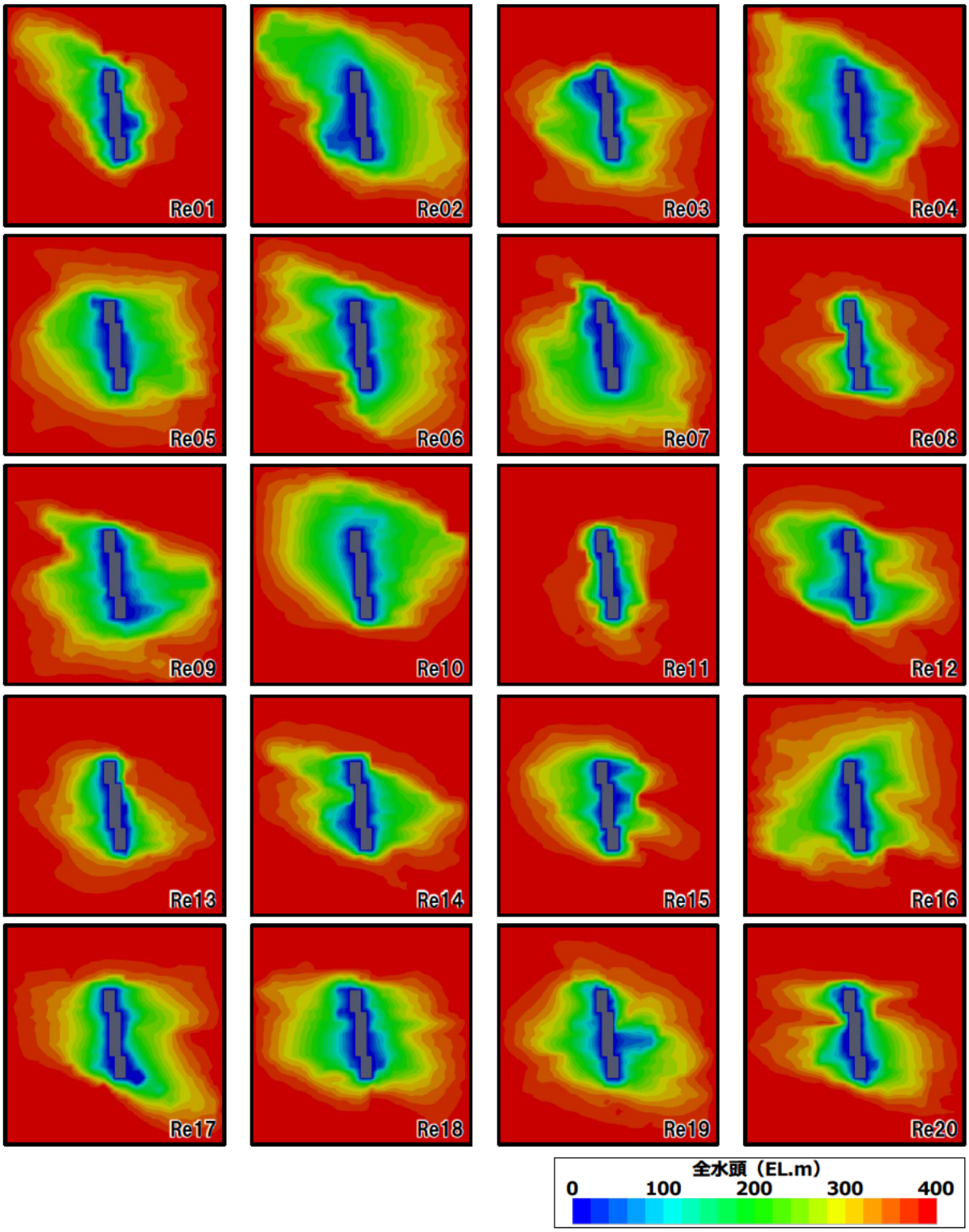


図 3.3-44　坑道掘削後の地下水圧分布の推定結果（ECPM モデル_5m グリッド）

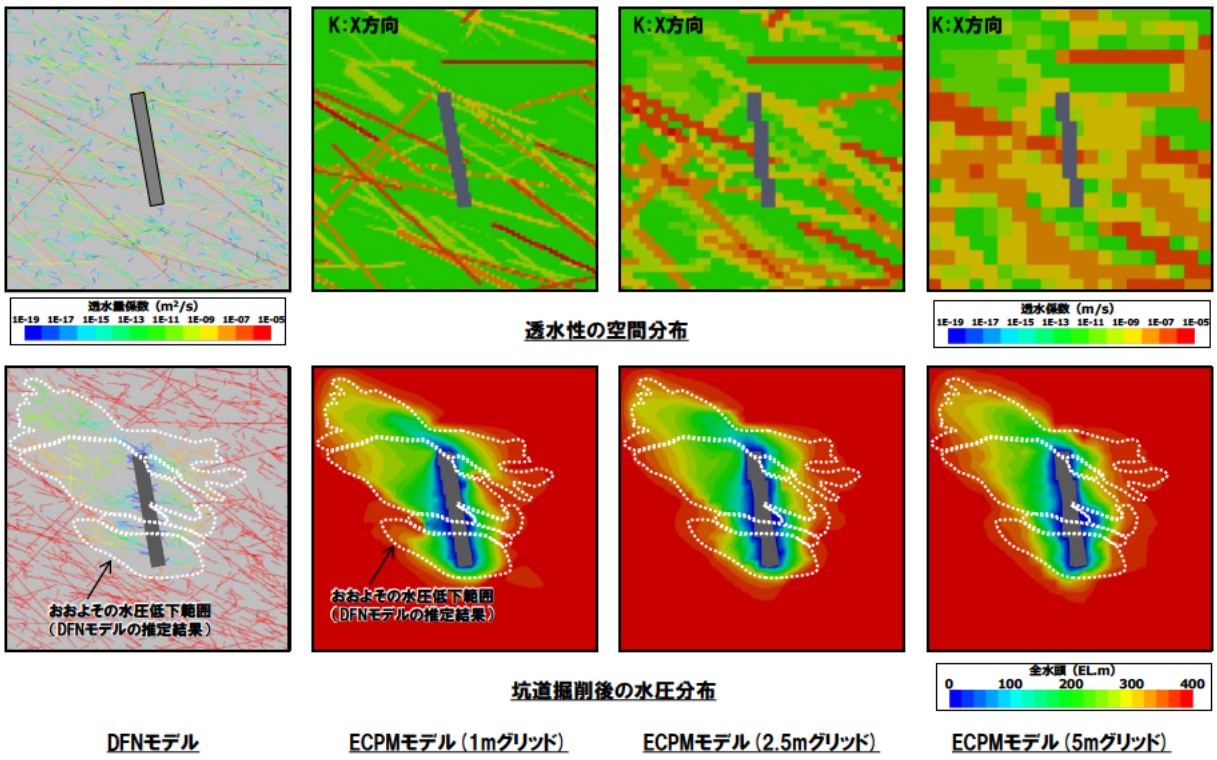


図 3.3-45　DFN モデルと ECPM モデルの比較（Re01 モデル）

4)　坑道スケールの最適な水理パラメータの設定手法

観測データに基づく坑道周辺岩盤の水理学的な不均質性の解釈結果、ならびに DFN モデルおよび ECPM モデルによる水理学的な不均質性の再現結果に基づき、坑道スケールにおける亀裂性岩盤の水理パラメータ設定手法を整理した（表 3.3-8）。

坑道スケールの評価対象として、主要な水みち割れ目周辺の水理学的挙動、局所的割れ目ネットワークを考慮した水理学的挙動、岩盤全体の割れ目特性を考慮した水理学的挙動の三つを設定した。以下に、それぞれについての概要をまとめる。

○主要な水みち割れ目周辺の水理学的挙動とは、数 m 程度の空間スケールの不均質性の影響を受けたものと考えている。地下水流動モデルに考慮すべきモデル化要素は、その不均質性の要因となる割れ目であり、割れ目近傍の水理学的挙動を精度よく把握するためには、割れ目を直接的にモデル化できる DFN モデルの適用が有効である。

○局所的割れ目ネットワークを考慮した水理学的挙動とは、数十 m 程度の空間スケールの不均質性の影響を受けたものと考えている。地下水流動モデルに考慮すべきモデル化要素は、主要な水みち割れ目周辺の水理学的挙動と同様に割れ目であり、割れ目を直接的にモデル化できる DFN モデルの適用はもちろんのこと、割れ目を任意のグリッドサイズの等価な透水係数として間接的にモデル化する ECPM モデルの適用も有効である。本事業の事例研究に基づくと、グリッドサイズの設定は、1～2. 5m 程度が妥当と考えられる。

○岩盤全体の割れ目特性を考慮した水理学的挙動とは、数百 m 程度の空間スケールの不均質性の影響を受けたものと考えている。地下水流動モデルに考慮すべきモデル化要素は、割れ目に加えて破砕帯や断層などの規模の大きな不連続構造である。割れ目を直接的にモデル化できる

DFN モデルと、割れ目を間接的にモデル化する ECPM モデルの適用が可能である。本事業の事例研究に基づくと、ECPM モデルのグリッドサイズは、5m 程度に設定することが妥当と考えられる。なお、これらのモデルにおいて規模の大きな不連続構造は、調査データに基づき決定論的にモデル化される。

上記にまとめたように、坑道スケールでは評価対象となる不均質性の規模によって最適な水理パラメータ設定手法が異なる。数 m 程度の不均質性を評価する場合には DFN モデルを用いた水理パラメータの設定が有効で、数十 m および数百 m 程度の不均質性の評価にあたっては、ECPM モデルの適用も可能である。

表 3.3-8　坑道スケールにおける亀裂性岩盤の水理パラメータ設定手法

評価対象	不均質性の規模	モデル化要素	モデル化の考え方	モデル化手法
主要な水みち割れ目近傍の水理学的挙動	・数m程度	・割れ目	・直接的にモデル化	・DFNモデル
局所的割れ目ネットワークを考慮した水理学的挙動	・数十m程度	・割れ目	・直接的にモデル化	・DFNモデル
			・間接的にモデル化	・ECPMモデル（参考グリッドサイズ：1～2.5m）
岩盤全体の割れ目特性を考慮した水理学的挙動	・数百m程度	・割れ目 ・規模の大きな不連続構造（破砕帯、断層など）	・直接的にモデル化	・DFNモデル
			・間接的にモデル化	・ECPMモデル（参考グリッドサイズ：5m～）

(4)　UHFD を対象とした坑道スケールの水理パラメータの推定

1)　データセットと水理パラメータの推定手法

3.4 の物質移行パラメータの設定に必要となる水理パラメータを推定することを目的として、表 3.3-9 に示す調査段階が異なる二つのデータセットを用いて UHFD を対象とした DFN モデルを構築した。坑道からの調査段階である坑道 DS に比べて地上からの調査段階である地上 DS は、より広範囲の割れ目特性が反映されたデータセットである。データセット毎の割れ目の走向傾斜分布を比較すると、坑道 DS と地上 DS では、割れ目の走向傾斜分布の傾向が異なっており、データセットの空間スケールの違いが顕著である（図 3.3-46）。

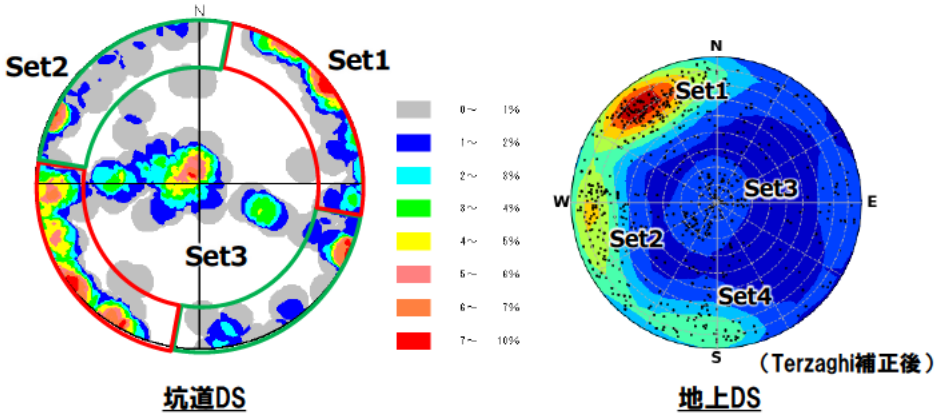


図 3.3-46　データセット毎の割れ目の走向傾斜分布

表 3.3-9　UHFD を対象とした DFN モデル構築のためのデータセット

調査段階	データセット	データ項目	調査データ
坑道からの調査段階	坑道DS	割れ目の幾何特性	坑道壁面観察結果 【坑道壁面調査(総延長約16 m)；深度300 m ボーリング横坑[*1]】
		岩盤の水理特性	区間湧水量測定結果 【坑道BH調査；18MI63号孔[*2]、18MI64号孔[*2]、19MI66号孔[*3]】
地上からの調査段階	地上DS	割れ目の幾何特性	BTV観察結果 【地上BH調査；MIZ-1号孔[*4]、DH-2号孔[*4]、DH-15号孔[*4]】
		岩盤の水理特性	水理試験結果 【地上BH調査；MIZ-1号孔[*5]、DH-2号孔[*5]、DH-15号孔[*5]】

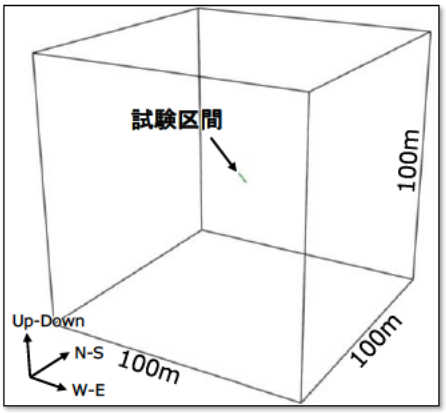
[*1] 川本ほか, 2012、[*2] 日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 2019、[*3] 日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 2020、[*4] 石橋・笹尾, 2015、[*5] 尾上・竹内, 2020

DFN モデルを構築するにあたっては、LSFD と同様の手法を適用した。表 3.3-10 に、割れ目のパラメータの推定手法を示す。割れ目の透水量係数分布については、図 3.3-47 と図 3.3-48 に示す手順で岩盤の透水係数分布の実測値の再現性が高い変数の組み合わせを解析的に推定した。

表 3.3-10　割れ目のパラメータの推定手法（UHFD）

割れ目特性	推定手法
走向傾斜分布	○フィッシャー分布【式①】を仮定し、卓越方位セットごとの平均方位（傾斜・傾斜方位）と広がり（フィッシャー係数）を算定 $f(\theta)=\frac{1}{2\pi}\frac{\kappa\sin\theta}{e^{\kappa}-e^{-\kappa}}e^{\kappa\cos\theta}$　式① θ：割れ目の集中方向（極）との交角（0<θ<π） K：フィッシャー係数 ○坑道DS：数m離れた地点からの目視による観察で抽出された割れ目に基づく解釈結果[*1]を適用 ○地上DS：BTV観察結果のうちヘアークラック以外の割れ目をモデル化対象の割れ目と設定。ボーリング孔方位による偏りをTerzaghi の補正法で補正したデータを適用
長さ分布	○べき乗分布【式②】を仮定 $f(r)=\frac{b-1}{r_{\min}}\left(\frac{r_{\min}}{r}\right)^{b}=(b-1)\cdot {r_{\min}}^{b-1}\cdot r^{-b}$　式② r：割れ目半径（m），r_{min}：最小半径（m），b：べき乗数 ○坑道壁面における割れ目のトレース長の頻度分布（の傾き）を再現した既存の解釈結果（べき乗数）[*1]を適用
密度分布	○坑道DS：坑道壁面における割れ目のトレース長の頻度分布（の頻度）を再現した既存の解釈結果[*1]を適用 ○地上DS：BTV観察結果のうちヘアークラック以外の割れ目の1次元密度に基づき、式③を用いて3次元密度を算定 $P_{32}=\frac{\sum Area}{Volume}=\frac{\sum \pi r_1 r_2}{l\pi {r_1}^2}=\frac{\sum \pi {r_1}^2 f_{Terzaghi}}{l\pi {r_1}^2}=\frac{\sum f_{Terzaghi}}{l}$　式③ $r1$：ボーリング孔と交差する割れ目面の最小長さ $r2$：ボーリング孔と交差する割れ目面の最大長さ $f_{Terzaghi}$：Terzaghi係数，l：ボーリング観測長
透水量係数分布	○割れ目半径と透水量係数の準相関モデル【式④】を仮定 $T = lognorm(\mu,\sigma)\times r^{C}$　式④ T:透水量係数，μ:対数平均，σ:対数標準偏差 r:割れ目半径，C:定数 ○坑道DS：区間湧水量分布を再現する透水量係数分布のパラメータを算定 ○地上DS：透水係数分布を再現する透水量係数分布のパラメータを算定

[*1] 細谷ほか, 2015



【解析条件】

○解析領域：100 m立方

○試験区間：長さ2.5 m，方位108.7°
傾斜：31.8°

○境界条件：

・モデル外側：固定水頭（16 0m）
※湧水量計測時の条件に基づき設定

・試験区間：大気圧開放

【実施手順】

① 透水量係数分布の変数を設定し、HydroDFNモデルを構築（50リアライゼーション）

○透水量係数分布の変数の組合せ：

μ＝1E-10～1E-7（log10(0.2)ピッチ）

σ＝0.0（割れ目半径と透水性に相関があると仮定し、σ＝0.0で固定）

C＝2.2～3.0（0.2ピッチ）

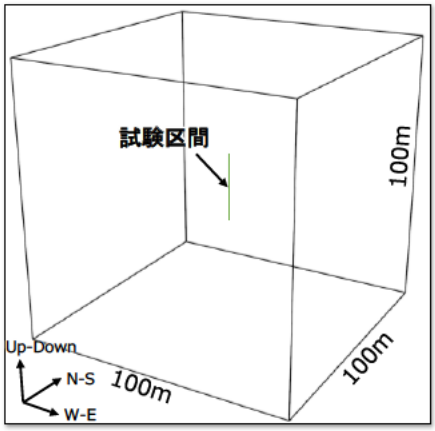
② 定常解析（50リアライゼーション）を実施して、試験区間の湧水量を算出

③ 解析結果から区間湧水量分布を作成

④ 変数の組み合わせを変更して①～③を繰り返し実施

⑤ 実測値と解析値との二乗平均平方根誤差（RMSE）が最小となる変数の組み合わせを抽出

図 3.3-47　DFN モデルを用いた透水量係数分布の推定方法（坑道 DS の場合）



【解析条件】

○解析領域：100 m立方

○試験区間：長さ25 m，方位0°，傾斜0°

○境界条件：

・モデル外側：固定水頭（1.0 m）

・試験区間：固定水頭（0.0 m）

【実施手順】

① 透水量係数分布の変数を設定し、HydroDFNモデルを構築（50リアライゼーション）

○透水量係数分布の変数の組合せ：

μ＝1E-12～1E-9（log10(0.2)ピッチ）

σ＝0.0（割れ目半径と透水性に相関があると仮定し、σ＝0.0で固定）

C＝2.0～5.0（0.2ピッチ）

② 定常解析（50リアライゼーション）を実施して、試験区間の湧水量を算出

③ 区間湧水量からThiemの平衡式を用いて透水係数を算出

④ 解析結果から透水係数分布を作成

⑤ 変数の組み合わせを変更して①～④を繰り返し実施

⑥ 実測値と解析値との二乗平均平方根誤差（RMSE）が最小となる変数の組み合わせを抽出

Thiemの平衡式

$$T = \frac{Q\ ln(R/r_w)}{2\pi\ \Delta h}$$

$$K = T/L$$

T：透水量係数（m²/s）　Δh：水位低下量（m）
Q：流量（m³/s）　K：透水係数（m/s）
R：影響半径（m）　L：試験区間長（m）
r_w：ボーリング孔半径（m）

図 3.3-48　DFN モデルを用いた透水量係数分布の推定方法（地上 DS の場合）

2)　水理パラメータの推定結果

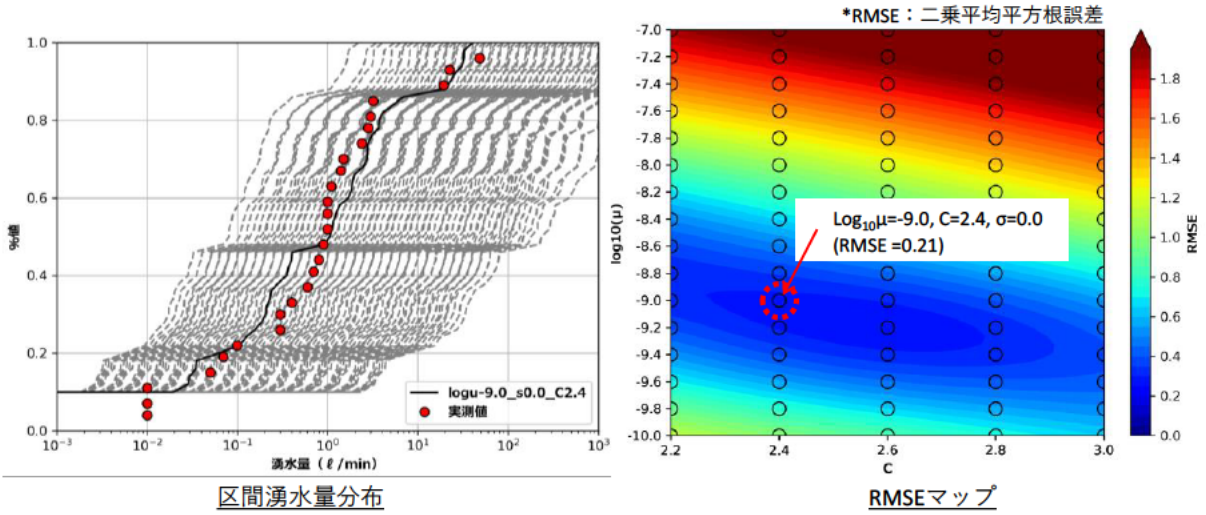
表 3.3-11 に、割れ目のパラメータの推定結果を示す。図 3.3-49 と図 3.3-50 に、坑道 DS における割れ目の透水量係数分布の変数の推定結果と表 3.3-11 に基づき構築した DFN モデルの一例を示す。また、図 3.3-51 と図 3.3-52 に、地上 DS における割れ目の透水量係数分布の変数の推定結果と表 3.3-11 に基づき構築した DFN モデルの一例を示す。

推定した割れ目のパラメータや構築した DFN モデルを比較すると、坑道 DS に比べて地上 DS のほうが割れ目の透水量係数のばらつきが大きい結果となった。これは、坑道 DS と地上 DS の空間スケールの違いが、割れ目の走向傾斜分布と同様に透水量係数分布にも反映されたものと考えられる。

表 3.3-11　割れ目のパラメータの推定結果（UHFD）

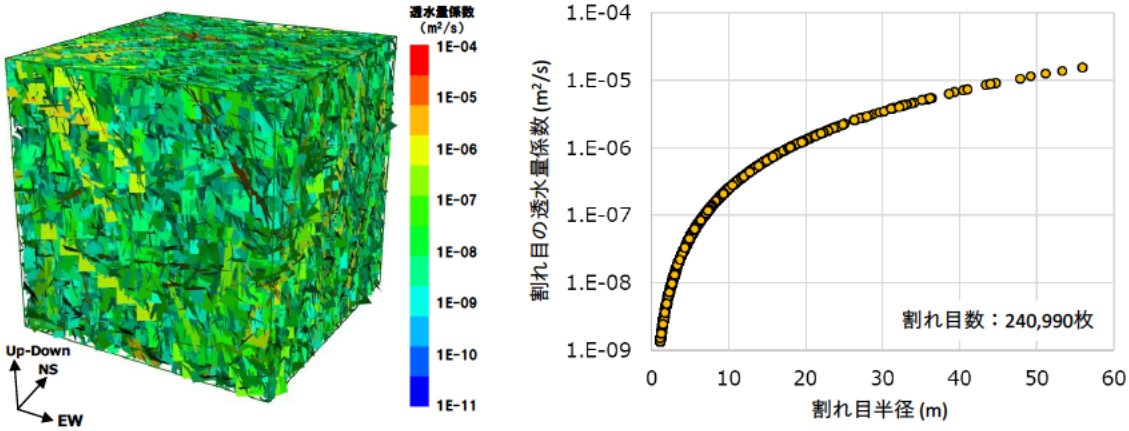
データセット	卓越方位セット	傾斜方位/傾斜 [deg.]	Fisher 定数 [-]	長さ（最小割れ目長さ[m]，べき指数 [-]）	三次元密度 [m^2/m^3]		透水量係数（対数平均，定数，対数標準偏差）
坑道DS	Set 1	61.0 / 86.6	12.7	2.0，4.0	1.81	2.65	-9.0，2.4，0.0
	Set 2	312.9 / 88.3	11.0		0.38		
	Set 3	114.5 / 8.1	7.6		0.46		
地上DS	Set 1	150.9 / 72.3	12.3	2.0，4.0	0.85	2.34	-11.8，4.8，0.0
	Set 2	76.1 / 75.0	13.4		0.56		
	Set 3	141.6 / 3.2	17.7		0.08		
	Set 4	334.5 / 51.7	2.1		0.85		

※方位記載は北から時計回り・水平下向きの角度を示す。



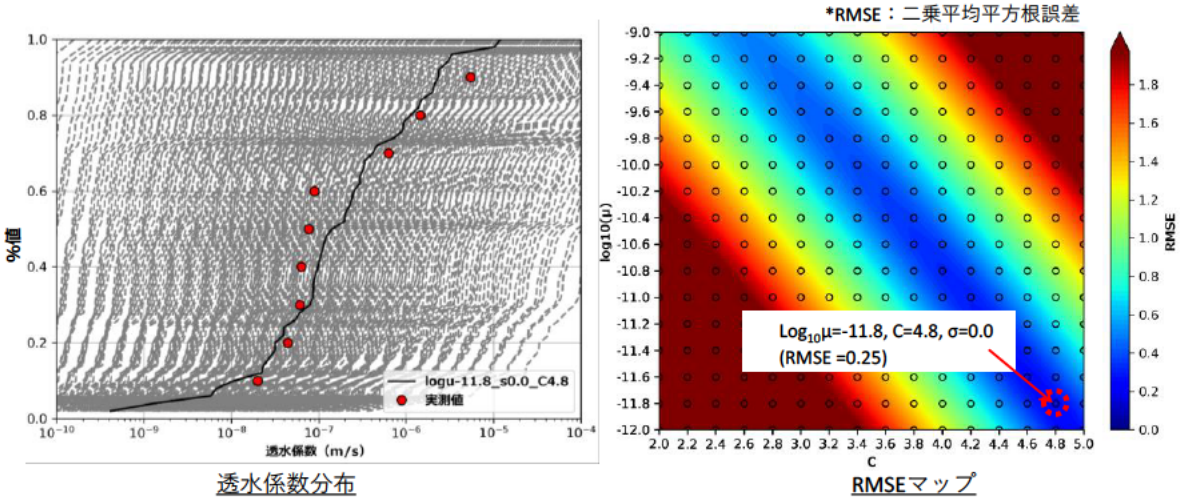
区間湧水量分布　　RMSEマップ

図 3.3-49　割れ目の透水量係数分布の変数の推定結果（坑道 DS）



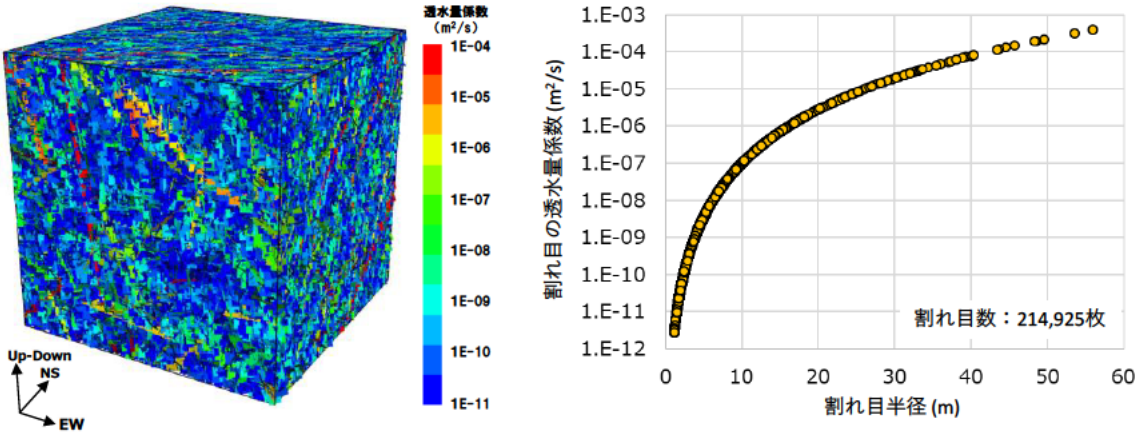
モデル鳥観図　　モデル化した割れ目半径と透水量係数の関係

図 3.3-50　構築した DFN モデル（坑道 DS：1 リアライゼーション）



透水係数分布　　RMSEマップ

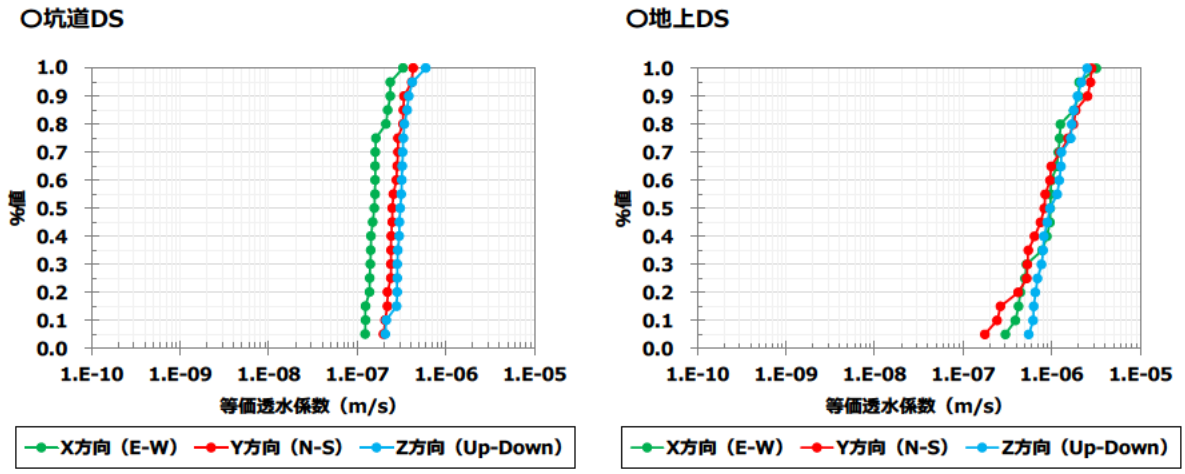
図 3.3-51　割れ目の透水量係数分布の変数の推定結果（地上 DS）



モデル鳥観図　　モデル化した割れ目半径と透水量係数の関係

図 3.3-52　構築した DFN モデル（地上 DS：1 リアライゼーション）

坑道 DS と地上 DS の DFN モデルを用いて、LSFD と同様の方法で 100 m ブロックの等価透水係数を推定した（図 3.3-53）。坑道 DS においては、Y 方向（N-S）と Z 方向に比べて X 方向（E-W）の等価透水係数がやや小さい値となっている。これは、割れ目密度が最も高い Set1 の割れ目の卓越方位が北北西方向であるため、X 方向に比べて Y 方向の水理学的な連続性が高くなっていると解釈できる。坑道 DS と地上 DS を比較すると、地上 DS の透水性の方が全体的に高く、ばらつきが広い。この違いは、両 DS の空間スケールの違いや割れ目の透水量係数分布パラメータの推定に用いたデータの種類の違い（坑道 DS は湧水量分布、地上 DS は透水係数分布）によるものと考えられる。



等価透水係数（m/s）

	X方向	Y方向	Z方向
中央値	1.6E-07	2.5E-07	3.1E-07
最大値	3.3E-07	4.3E-07	5.9E-07
最小値	1.2E-07	2.0E-07	2.1E-07

等価透水係数（m/s）

	X方向	Y方向	Z方向
中央値	9.7E-07	8.4E-07	1.1E-06
最大値	3.2E-06	2.8E-06	2.5E-06
最小値	3.0E-07	1.8E-07	5.5E-07

図 3.3-53　等価透水係数の推定結果（UHFD）

(5) まとめ

令和 2 年度事業では、瑞浪超深地層研究所の深度 500 m の岩盤を事例としたデータ解釈とモデル化を行い、その結果に基づき坑道スケールの岩盤の水理パラメータ設定手法について検討した。検討には、既往の調査研究で得られた調査結果ならびに平成 30 年度および平成 31 年度事業において瑞浪超深地層研究所で実施したボーリング調査結果を用いた。

深度 500m にある冠水坑道の掘削および坑道の再冠水に伴い観測された地下水の水圧変化と Cl 濃度変化に基づく解釈の結果、広域スケールの地下水流動に影響を与えうる亀裂性岩盤の水理学的な不均質性として、坑道周辺岩盤内には複数の十数 m～数十 m 規模の局所的割れ目ネットワークが形成されていることが推定された。

DFN モデルと ECPM モデルを用いて亀裂性岩盤の水理学的な不均質性の再現性を検討した。その結果、本事業で構築した DFN モデルでは、岩盤の水理学的な不均質性の要因である割れ目の密度や透水性といった統計的な分布特性を概ね再現できており、適用したモデル化手法の妥当性が示された。また、DFN モデルは、亀裂性岩盤の水理学的な不均質性である局所的割れ目ネットワークの再現に有効なモデル化方法であることが示された。また、適切なグリッドサイズを設定することで、ECPM モデルが岩盤の水理学的な不均質性をモデル化するための手法として適用可能であることが確認できた。

観測データに基づく坑道周辺岩盤の水理学的な不均質性の解釈結果、ならびに DFN モデルおよび ECPM モデルによる水理学的な不均質性の再現結果に基づき、坑道スケールにおける亀裂性岩盤の水理パラメータ設定手法として、不均質性の規模に応じた DFN モデルと ECPM モデルの使い分けが整理できた。数 m 程度の不均質性を評価する場合には DFN モデルを用いた水理パラメータの設定が有効で、数十 m および数百 m 程度の不均質性の評価にあたっては、DFN モデルに加えて ECPM モデルの適用も可能であることが確認できた。

令和 3 年度は、施設スケール（数百 m～数 km）を対象とした場合の岩盤内の割れ目をモデル化するための水理パラメータの設定手法について検討を行い、今年度に実施した坑道スケールでの検討結果と合わせて、空間スケール毎で評価すべき対象や考慮すべき岩盤の水理学的な不均質性を整理し、空間スケールに応じた岩盤の水理パラメータの設定（モデル化）手法を体系的に取りまとめる。

参考文献

細谷真一, 鈴木一成, 石橋正祐紀, 澤田 淳, 渥美博行, 岩野圭太, 深度 300 m と 500 m における割れ目の分布特性の違いが地下水流動特性に与える影響に関する研究（その 2）―割れ目の分布特性の比較―, 土木学会第 70 回年次学術講演会論文集, Ⅲ-181, pp.361-362, 2015.

井尻裕二, 澤田 淳, 赤堀邦晃, 我が国の岩盤における亀裂特性について, JNC-TN8400 99-091, 69p, 1999.

石橋正祐紀, 笹尾英嗣, 窪島光志, 松岡稔幸, 深地層研究所計画におけるサイトスケール地質構造モデルの構築－第 2 段階における Shaft460 から Shaft500 地質構造モデルへの更新－, JAEA-Research 2013-019, 31p, 2013.

石橋正祐紀, 笹尾英嗣, 深層ボーリング調査によって確認された土岐花崗岩中の割れ目データ集, JAEA-Data/Code 2015-004, 8p, 2015.

Ishibashi, M., Yoshida, H., Sasao, E. and Yuguchi, T., Long term behavior of hydrogeological structures associated with faulting: an example from the deep crystalline rock in the Mizunami URL, Central Japan. Engineering Geology, Vol.208, pp.114-127, 2016.

石橋正祐紀, 澤田 淳, 田中達也, 尾上博則, 地下坑道調査結果に基づく亀裂ネットワークモデルの構築, 日本応用地質学会平成 29 年度研究発表会講演論文集, pp.65-66, 2017.

糸魚川淳二, 瑞浪地域の地質, 瑞浪市化石博物館専報, 第 1 号, pp.1-50, 1980.

川本康司, 窪島光志, 石橋正祐紀, 鶴田忠彦, 笹尾英嗣, 池田幸喜, 見掛信一郎, 原 郁夫, 山本勝, 超深地層研究所計画, 瑞浪超深地層研究所；研究坑道の壁面調査データ集, JAEA-Data/Code 2012-009, 47p, 2012.

川本康司, 村上裕晃, 石橋正祐紀, 笹尾英嗣, 渡辺和彦, 見掛信一郎, 池田幸喜, 超深地層研究所計画, 瑞浪超深地層研究所；深度 500 m ステージの壁面地質調査データ集, JAEA-Data/Code 2014-014, 27p, 2014.

尾上博則, 前村庸之, 木村 仁, 菱谷智幸, 水野 崇, 竹内竜史, 岩月輝希, 超深地層研究所計画（岩盤の水理に関する調査研究）研究坑道掘削に伴う地下水流動場および地下水水質の変化を考慮した地下水流動のモデル化・解析（2011 年度）, JAEA-Research 2014-010, 35p, 2014.

尾上博則, 竹内竜史, 超深地層研究所計画における単孔式水理試験結果;2016 年度～2019 年度, JAEA-Data/Code 2020-011, 50p, 2020.

日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 平成 30 年度　高レベル放射性廃棄物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）, 経済産業省資源エネルギー庁,

381p, 2019.
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）, 経済産業省資源エネルギー庁, 466p, 2020.
三枝博光, 尾上博則, 石橋正祐紀, 田中達也, 鐙 顕正, 橋本秀爾, Bruines, P., 割れ目分布に起因した水理特性の不均質性を考慮した水理地質構造のマルチスケールモデル化手法開発に関わる検討, JAEA-Research 2015-011, 78p, 2015.
SKB, Bedrock hydrogeology Forsmark, Site descriptive modelling, SDM-Site Forsmark, SKB R-08-95, Svensk Kärnbränslehantering AB, 2008.
陶土団体研究グループ, 断層境界を伴う多数の基礎ブロックからなる内陸盆地－岐阜県多治見市周辺の東海層群堆積盆地の例－, 地球科学, Vol. 53, pp.291-306, 1999.

3.3.3 物質移行パラメータの設定手法の開発

(1) 亀裂性岩盤内の水みち割れ目の微視的な物質移行特性モデル

日本国内の亀裂性岩盤における水みち割れ目および割れ目周辺のマトリクスの地質、水理特性を推定するための技術開発の有効性評価を目的として、電力中央研究所では平成 24 年度から平成 29 年度にかけて、瑞浪超深地層研究所深度 300 m ボーリング横坑および深度 500 m 研究アクセス南坑道 125 m 計測横坑西側孔壁において、φ76 mm およびφ116 mm のボーリング掘削を複数実施し、地質環境および水理特性の調査を実施した（電力中央研究所, 2013；2014；2015；2016；2017；2018)。複数のボーリング孔間において地質学的特徴が連続的に認められ、かつ水理試験により比較的高い透水量係数が計測された割れ目を、”水みち割れ目”と呼称する。地下水に溶存する物質は水みち割れ目内で動水勾配にしたがって流動する地下水とともに下流へと移動すると同時に、割れ目からマトリクスの間隙へ濃度勾配にしたがって拡散し、さらに、岩石を構成する鉱物に対する核種の収着特性により移動が遅延することも予想される。そこで、続く平成 30 年度および平成 31 年度には、上記の地質環境調査で得られたコア試料を用い、亀裂性岩盤における水みち割れ目周辺の物質移動特性を評価するため、原位置トレーサー試験で試験対象となった水みち割れ目周辺のコア試料を用い、微細間隙の可視化や室内における拡散試験、鉱物割合に着目した収着バッチ試験など、水みち割れ目周辺マトリクスにおける微細間隙構造および物質移行特性を調査する研究を実施した（日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 2019；2020)。ここでは、これまでに実施した地質・水理・物質移動試験の結果に基づき、水みち割れ目および周辺のマトリクスに関する水理地質概念モデルを提案し、亀裂性岩盤の地下水流動・核種移行解析モデルに導入する物質移行パラメータを設定する。

1） 水みち割れ目周辺の物質移行特性試験

物質移行特性試験には、深度 300 m ボーリング横坑西側岩盤における水みち割れ目（12MI30 号孔 22.77 mabh、14MI49 号孔 19.50 mabh）および深度 500 m 研究アクセス南坑道 125 m 計測横坑西側岩盤における水みち割れ目（15MI53 号孔 15.07 mabh、15MI53 号孔 21.41 mabh）周辺のコア試料を用いた。各水みち割れ目周辺で計測された透水量係数は文献（濱田, 2019）を参考にされたい。また、割れ目から離れた健岩部の試料（17MI61 号孔 16.35 mabh）についても同様に物質移行特性試験を実施した。表 3.3-12 と図 3.3-54 に室内試験結果をまとめる。試験方法・分析装置については、過去の文献を参考とし（日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 2019；2020)、以下には各値の取得方法をについて簡単に述べることとする。

・間隙率

試料の間隙率を水銀ポロシメータにより測定した。測定試料は割れ目面から 10 mm 幅間隔で加工した。測定には micrometrics AutoPoreⅣ9500（島津製作所製）を使用した。

・実効拡散係数

水みち割れ目面から厚み 10 mm ずつカットして製作したディスク状岩石試料を用い、拡散試験は Through Diffusion 法を採用した。非収着性トレーサーとして Cl および Br、また収着性トレーサーとして Rb および Ba を添加した。試験期間は 6.5 ヵ月とした。Cl および Br 濃度はイオンクロマトグラフ、Rb および Ba 濃度は ICP-MS により分析を行った。なお、12MI30 号孔 22.77 mabh および 15MI53 号孔 21.41 mabh については、連続的にディスク状試料を整形することが困難であったため、それぞれ 20～30 mm の間の値は取得できていない。

・分配係数

試料の分配係数は、岩石粉末を用いた収着バッチ試験により取得した。試料は割れ目面より 30

mm までの範囲を採取して粉砕し、粒径 250～1,000 μm に揃えたものを用いた。収着性トレーサーとして Rb および Ba を添加した。Rb および Ba の濃度分析には ICP-MS（Agilent Technology 製、7500ce）を用いた。

・比表面積

収着バッチ試験で用いた岩石粉末試料について、BET1 点法による比表面積測定を実施した。

・岩石薄片による鉱物のモード測定

ディスク状岩石の幅に合わせ、割れ目面から垂直に 30 mm 幅の範囲について岩石薄片を製作し、偏光顕微鏡による鉱物同定およびモード測定を行った。モード測定は割れ目面（0 mm）から垂直に 10 mm 幅間隔で測定範囲を区切り、ポイントカウント法により測定を行った。

コア試料の肉眼観察および偏光顕微鏡観察結果より、水みち割れ目面（0 mm）から 30 mm までの範囲に過去のせん断活動や熱水変質を被った痕跡が認められた。また、室内試験の結果より、この範囲内では概ね割れ目面近傍ほど間隙率が大きく、割れ目面から遠ざかるにつれて間隙率は小さくなり、実効拡散係数にも同様の傾向が認められた。分配係数については、水みち割れ目周辺マトリクスに含有される二次鉱物（セリサイト、緑泥石、スメクタイトなど）の量が多いものほど値が大きくなっている。比表面積も同様に、二次鉱物の量が多いほど大きな値を示した。

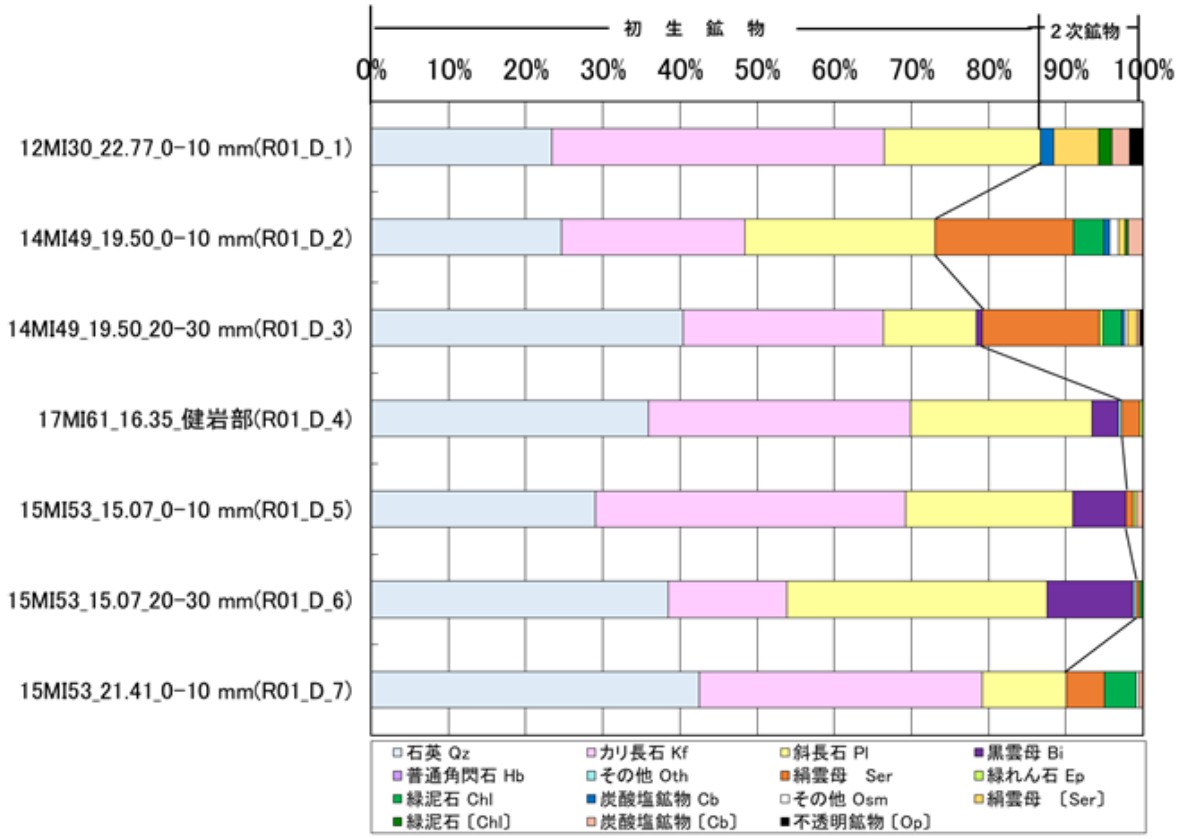


図 3.3-54　水みち割れ目および健岩部試料に含まれる鉱物のモード測定結果

〔 〕で示される鉱物は、2 次鉱物の中でも岩石組織のなかで脈やプールとして含まれているものを示す。

表 3.3-12　水みち割れ目周辺マトリクスの室内試験結果

	コア試料			試験項目		単位	割れ目面からの距離（mm）	
	孔名	深度（mabh）	走向傾斜				0－10	20－30
水みち割れ目	14MI49	19 50	N17W87W	試料の厚み		mm	1	1.06
				試料の直径		mm	4.9	4.93
				試料の断面積		cm^2	18.86	19 08
				間隙率		%	0.48	0.47
				実効拡散係数	Cl	m^2/s	1.43E-12	9.45E-13
					Br		1.44E-12	9.12E-13
					Rb		1.62E-12	1.06E-12
					Ba		6 93E-13	4.41E-13
					重水		1 83E-12	1.27E-12
				分配係数	Rb	mL/g	0.6	
					Ba		4.1	
				比表面積		m^2/g	0.112	
	12MI30	22.77	N25W87E	試料の厚み		mm	0 91	-
				試料の直径		mm	4 98	-
				試料の断面積		cm^2	19.48	-
				間隙率		%	0.65	-
				実効拡散係数	Cl	m^2/s	3.67E-12	-
					Br		3 93E-12	-
					Rb		3.79E-12	-
					Ba		3.46E-12	-
					重水		7 83E-12	-
				分配係数	Rb	mL/g	2 8	
					Ba		13.6	
				比表面積		m^2/g	0.146	
	15MI53	15 07	N22W79W	試料の厚み		mm	0 85	1
				試料の直径		mm	4 97	4.97
				試料の断面積		cm^2	19.4	19.41
				間隙率		%	0.76	1.05
				実効拡散係数	Cl	m^2/s	1 52E-12	4.14E-13
					Br		1.41E-12	4.78E-13
					Rb		1 86E-12	5.40E-13
					Ba		7 57E-13	2.29E-13
					重水		1 98E-12	6.74E-13
				分配係数	Rb	mL/g	3 0	
					Ba		11.5	
				比表面積		m^2/g	0.0682	
	15MI53	21.41	N26E88W	試料の厚み		mm	0 95	-
				試料の直径		mm	4 98	-
				試料の断面積		cm^2	19.48	-
				間隙率		%	0 93	-
				実効拡散係数	Cl	m^2/s	1 98E-12	-
					Br		2 04E-12	-
					Rb		2 55E-12	-
					Ba		1.67E-12	-
					重水		2.46E-12	-
				分配係数	Rb	mL/g	0.6	
					Ba		0 9	
				比表面積		m^2/g	0.100	

	コア試料			試験項目		単位	割れ目面からの距離（mm）	
	孔名	深度（mabh）	走向傾斜				0－10	20－30
健岩部	17MI61	16 35	-	試料の厚み		mm	1	
				試料の直径		mm	4.98	
				試料の断面積		cm^2	19.47	
				間隙率		%	0.75	
				実効拡散係数	Cl	m^2/s	1 21E-12	
					Br		1.17E-12	
					Rb		1 38E-12	
					Ba		6.17E-13	
					重水		1.70E-12	
				分配係数	Rb	mL/g	0 3	
					Ba		1 2	
				比表面積		m^2/g	0.096	

以上の室内実験結果、またコア試料の肉眼観察および偏光顕微鏡観察結果に基づき、図 3.3-55 には、水みち割れ目周辺の地質構造および物質移行の概念モデルを示す。割れ目面から 30 mm までの範囲に対して 10 mm の幅毎に室内試験より得られた物質移行パラメータを設定し、割れ目面から 30 mm 以上離れた領域については、参考値として健岩部の値を導入することが妥当と考えられた。

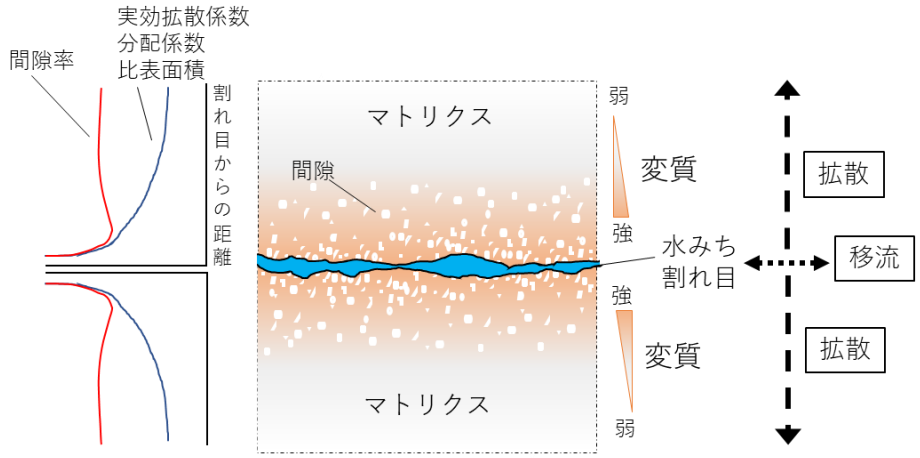


図 3.3-55　水みち割れ目とその周辺マトリクスの概念モデル

水色は水みち割れ目の間隙を示す（3）水みち割れ目の幾何学的情報にて詳細を述べる）

2） 水みち割れ目周辺の物質移行パラメータの概念モデル

図 3.3-55 で示した水みち割れ目周辺の地質構造・物質移行の概念モデルを地下水流動・物質移行の解析に反映するための物質移行パラメータの概念モデルを図 3.3-56 に示す。亀裂性岩盤では割れ目面からその周辺マトリクスに拡散が進行すると考えられるため、割れ目面から 10 mm ずつ区間を設けた。区間 1 は割れ目面（0 mm）より 10 mm までの間、区間 2 は割れ目面から 10～20 mm の間、区間 3 は割れ目面から 20～30 mm の間で、それぞれに割れ目面からの距離に応じた間隙率、実効拡散係数（m^2/sec）、分配係数（mL/g）、比表面積（m^2/g）をパラメータとして設定した。この概念モデルにおいて、表 3.3-12 において拡散試験を実施し実効拡散係数を取得した範囲（～30 mm まで）では、肉眼観察および偏光顕微鏡観察の結果から、割れ目面周辺で過去に熱水変質やせん断活動によりダメージを受けていることが確認され、かつ鉱物のモード測定結果（図 3.3-54）から、二次鉱物の割合が割れ目面から減少する傾向にあった。この範囲においては、割れ目面から遠ざかるにしたがって、間隙率も減少傾向にあった。表 3.3-13 には、深度 300 m ボーリング横坑西側岩盤における水みち割れ目および深度 500 m 研究アクセス南坑道 125 m 計測横坑西側岩盤における水みち割れ目について、室内試験の結果で 20～30 mm の値も取得できている試料を各深度の代表的な水みち割れ目とし、水みち割れ目周辺の物質移行パラメータを掲載した。10～20 mm の間は拡散試験を行っていないため、この範囲の実効拡散係数については、0～10 mm と 20～30 mm の実験結果の対数平均を記載した。深度 300 m においては、上記のような割れ目面周辺の二次鉱物の減少が見られない部分（30 mm よりも離れた範囲）は、花崗岩の健岩部の参考値として 17MI61 号孔 16.35mabh の試料を用いて取得した値を採用した。(4) で実施する C-14 を対象とした物質移行解析では、室内試験で得られた塩素イオンと臭素イオンの実効拡散係数をそれぞれの自由水中の拡散係数で除した数値の平均値に対し、炭酸イオン（HCO_3^-）の自由水中の拡散係数をかけた数値を、C-14 の実効拡散係数として使用した。一方、

深度 500 m においては、15MI53 号孔 15.07mabh の 20～30 mm の間の鉱物のモード測定結果より、二次鉱物がほとんど含まれていないことから、30 mm よりも離れた範囲も一様に、20～30 mm の間の値を健岩部相当として用いることとした。

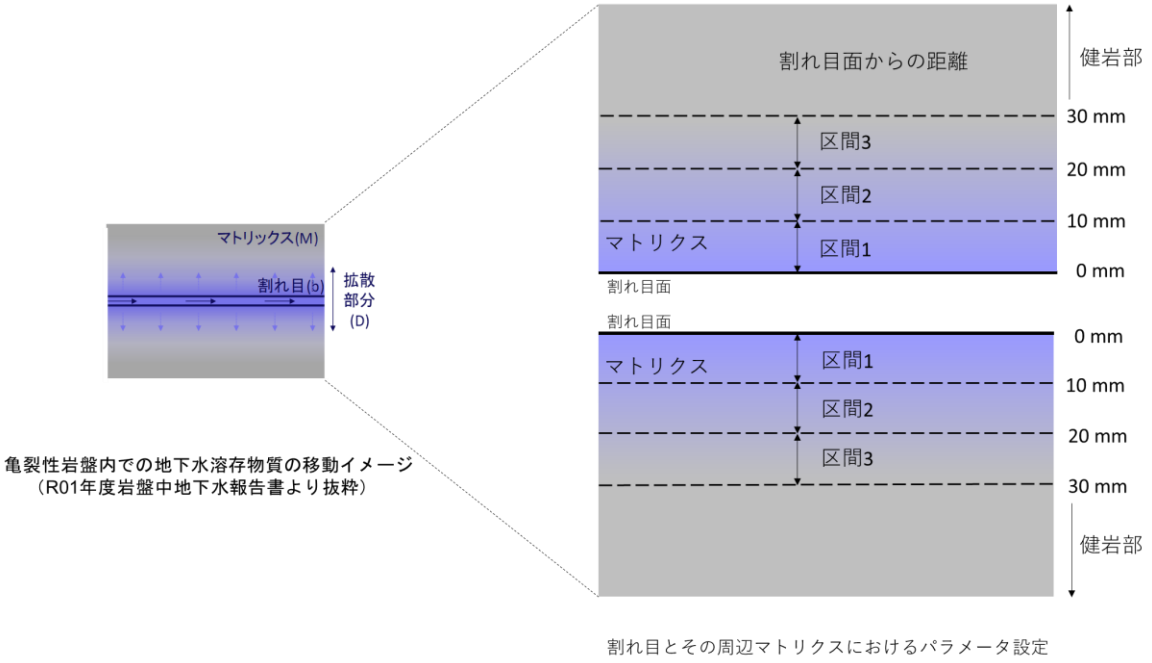


図 3.3-56　水みち割れ目周辺の物質移行パラメータの概念モデル

表 3.3-13　水みち割れ目周辺の物質移行パラメータ

深度300mの代表的な水みち割れ目の物質移行パラメータ

割れ目面からの距離	間隙率	試料名	実効拡散係数 m^2/sec					分配係数 mL/g		比表面積
mm	–	–	Cl–	Br–	Rb+	Ba2+	重水	Rb	Ba	m^2/g
0 – 10	0.0048	14MI49号孔19.50mabh下盤	1.4E−12	1.4E−12	1.6E−12	6.9E−13	1.8E−12	0.6	4.1	0.112
10 – 20	0.0040	14MI49号孔19.50mabh下盤	1.2E−12[1)]	1.1E−12[1)]	1.3E−12[1)]	5.6E−13[1)]	1.5E−12[1)]			
20 – 30	0.0047	14MI49号孔19.50mabh下盤	9.4E−13	9.1E−13	1.1E−12	4.4E−13	1.3E−12			
30 以上	0.0075	17MI61号孔16.35mabh下盤	1.2E−12	1.2E−12	1.4E−12	6.2E−13	1.7E−12			

1)：0−10mmと20−30mmの実効拡散係数の対数平均値

深度 500mの代表的な水みち割れ目の物質移行パラメータ

割れ目面からの距離	間隙率	試料名	実効拡散係数 m^2/sec					分配係数 mL/g		比表面積
mm	–	–	Cl–	Br–	Rb+	Ba2+	重水	Rb	Ba	m^2/g
0 – 10	0.0076	15MI53号孔15.07mabh下盤	1.5E−12	1.4E−12	1.9E−12	7.6E−13	2.0E−12	3.0	11.5	0.0682
10 – 20	0.0053	15MI53号孔15.07mabh下盤	7.9E−13[2)]	8.2E−13[2)]	1.0E−12[2)]	4.2E−13[2)]	1.2E−12[2)]			
20 – 30	0.0105	15MI53号孔15.07mabh下盤	4.1E−13	4.8E−13	5.4E−13	2.3E−13	6.7E−13			
30 以上	0.0118	15MI53号孔15.07mabh下盤	4.1E−13[3)]	4.8E−13[3)]	5.4E−13[3)]	2.3E−13[3)]	6.7E−13[3)]			

2)：0−10mmと20−30mmの実効拡散係数の対数平均値

3)：20−30mmの実効拡散係数の数値

3） 水みち割れ目の幾何学的情報

水みち割れ目の構造を把握するために、電力中央研究所では平成 29 年度において、瑞浪超深地層研究所の深度 300m ボーリング横坑西側岩盤に掘削した複数のボーリング孔間にわたって連続する単一割れ目（水みち割れ目）に対し、低粘性のレジンを注入ののち、硬化後のレジン充填割れ目をオーバーコアリングした（電力中央研究所, 2018）。割れ目内に十分レジンが充填され、割れ目面が密着した状態であったレジン充填割れ目について、平成 30 年度および平成 31 年度には、X 線 CT 法および逐次研削法による可視化を試みた（電力中央研究所, 2019; 2020）。研削画像の微視的観察からレジンが充填した割れ目を以下の①～⑤のタイプに整理した。なお①は破砕

された岩片を含む黒色脈状の組織を伴う割れ目で、後述する先行研究では熱水破砕の可能性が示されているが、本報告書ではカタクレーサイトと仮称する。

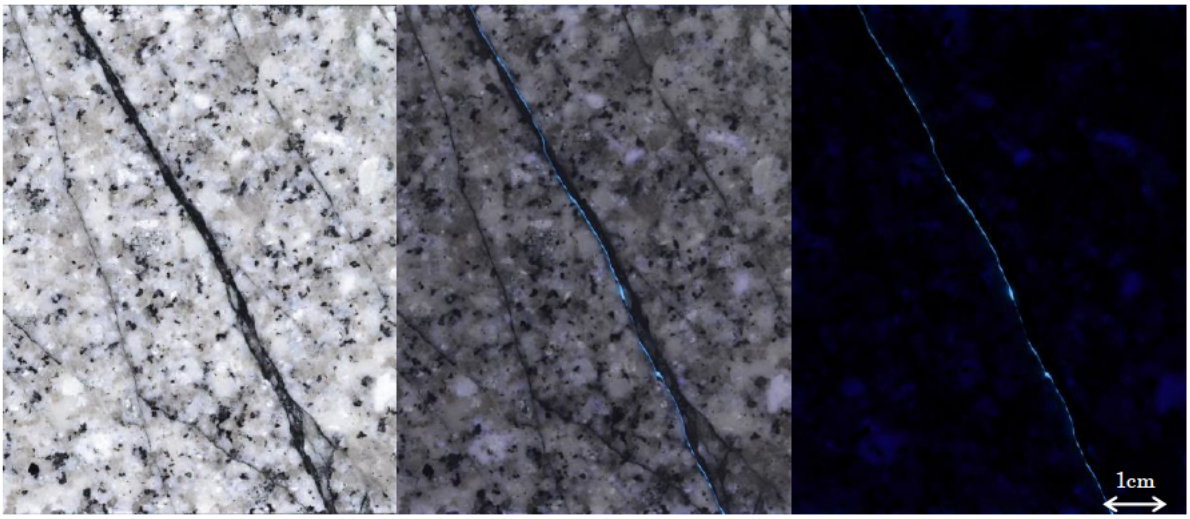
① カタクレーサイト
② 方解石で膠結された砂状または破砕状鉱物を伴う割れ目
③ 自形針状方解石の晶洞を伴う割れ目
④ 小断層等の構造運動の特徴を残す割れ目
⑤ 癒合や交差割れ目からの鉱物充填により不連続または不規則な形状となった割れ目

表 3.3-14 に研削に供したレジンが充填された割れ目の特徴について記載する。図 3.3-57～図 3.3-61 にはレジンが充填した各割れ目のタイプを示す。

表 3.3-14 レジンが充填した割れ目の特徴

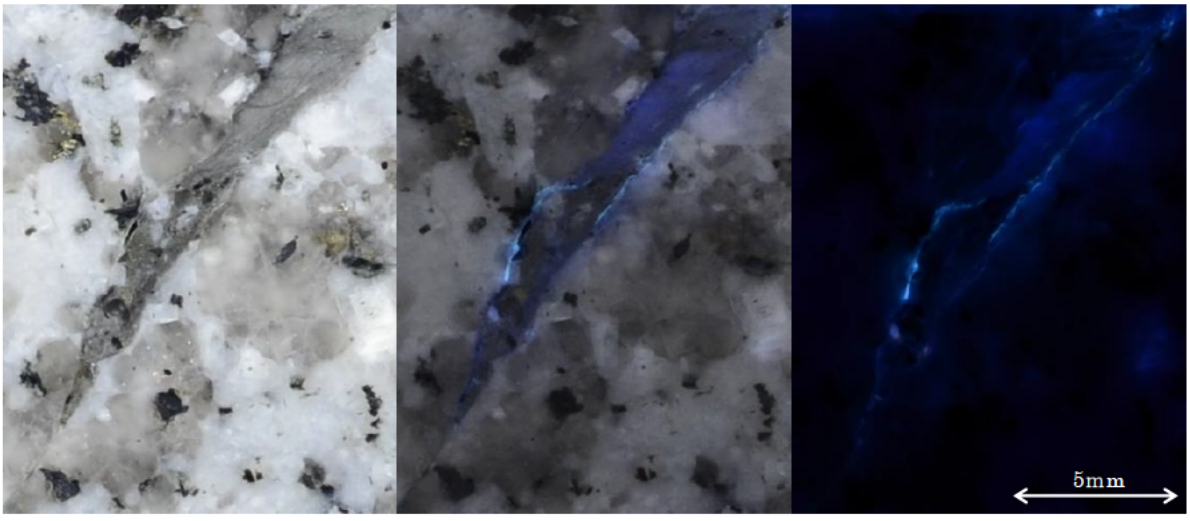
孔	走向傾斜	深度	タイプ	記 載
17MI60	N28W76E	22.12m	①	レジンはカタクレーサイトに充填している。カタクレーサイトはジョグ部（割れ目の連結する部分）で分岐するなど複合した内部構造を呈するが、レジンは内部には充填せず、カタクレーサイトと岩盤（母岩）境界部のみに充填する。
17MI61	N3E25E	21.75m	②、③	レジンは細粒な方解石脈が認められる箇所と方解石のガマ（晶洞）に充填が認められる。前者の場合、レジンは方解石と母岩の間に充填する。方解石には内部に砂状物質もしくは母岩構成鉱物（石英、雲母、長石類）のフラグメントを含んで膠結している。砂状物質を取り込んでいる箇所は、僅かに暗藍色の蛍光を放つことからレジンが浸透している可能性も考えられる。後者はレジンが針状自形の方解石が晶出する晶洞の空洞部分を充填する。針状結晶と母岩との間には、ところどころで砂状物質を膠結した方解石が痕跡状に認められる。
	N39W84NE	22.47m	⑤	N39W84NE は母岩内の割れ目で、他の割れ目と交差や分岐が認められる。石英や長石に比較し黒雲母箇所で割れ目幅を減じる。交差や並走する不連続な割れ目にもレジン広がる。一方でレジンが未充填な空隙が存在し、その表面は滑らかでガラス状の光沢を呈し、飛び石状に、かつ直線的に配列することから、古い割れ目が癒合しレジンが流れ込まない閉じた空隙（間隙）として存在すると考えられる。
	N19W87E	22.53m	④	右横ずれのリーデルせん断割れ目（R1）に対して斜交する割れ目にレジンの充填が認められる。レジンが充填する割れ目は、異なる運動センスに伴って開口した展張割れ目の可能性がある。R1 などの既存の割れ目が弱線となり、同箇所にオーバープリントした開口割れ目にレジンが充填したと考えられる。
17MI62	N29E80W	22.48m	④	２つの割れ目の間（同方向微小断層の連結部）がプルアパート状に開口し、レジンが充填したと考えられる。割れ目の他の部分には方解石が充填している。レジンが充填する間隙は、割れ目面内でパイプ状に連続しており、割れ目内でチャネリングの存在を示している。
	N31W82SW	24.38m	⑤	割れ目（31W82SW）は交差割れ目（N59E38SE）の周辺のみ薄黄土色の鉱物（方解石）が充填し、他の部分にレジンが充填するため開口部が不連続になっている。N59E38SE の割れ目には全体に方解石が充填されており、この割れ目から 31W82SW の割れ目へ方解石を沈殿させた溶液が供給され可能性がある。N31W82SW のレジンが充填された間隙は、本来割れ目全体的に方解石脈が充填されていたが N59E38SE の交差部周辺を残し方解石が溶解・空洞化したか、あるいは方解石の充填時は N59E38SE の交差部周辺しか開口しておらず他の部分はその後に開口し間隙となったと考えられる。

①のカタクレーサイトに沿って認められるレジンは、カタクレーサイトと母岩との境界部に充填する（図 3.3-57）。②では割れ目と細粒の方解石との境界にレジンが充填する。方解石は図 3.3-58 の上部では、砂状物質を方解石が膠結しており、下部ではフラグメント化した母岩の構成鉱物を伴う。砂状物質は僅かに暗い藍色の蛍光を放つことから、レジンが浸透している可能性がある。



自然光　　自然光+紫外光　　紫外光

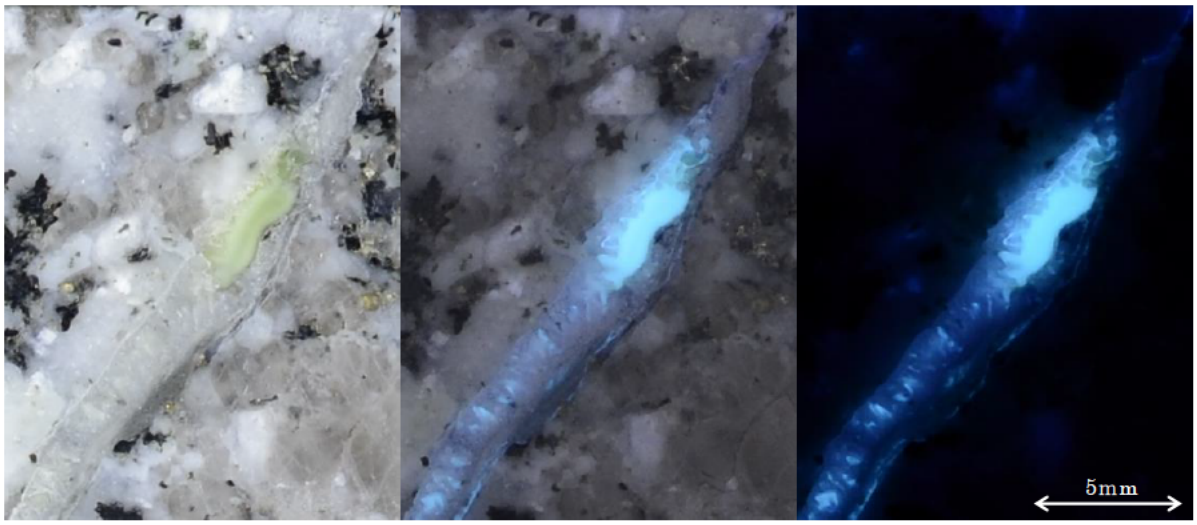
図 3.3-57　17MI60 孔 22.12m N28W76E の研削写真



自然光　　自然光+紫外光　　紫外光

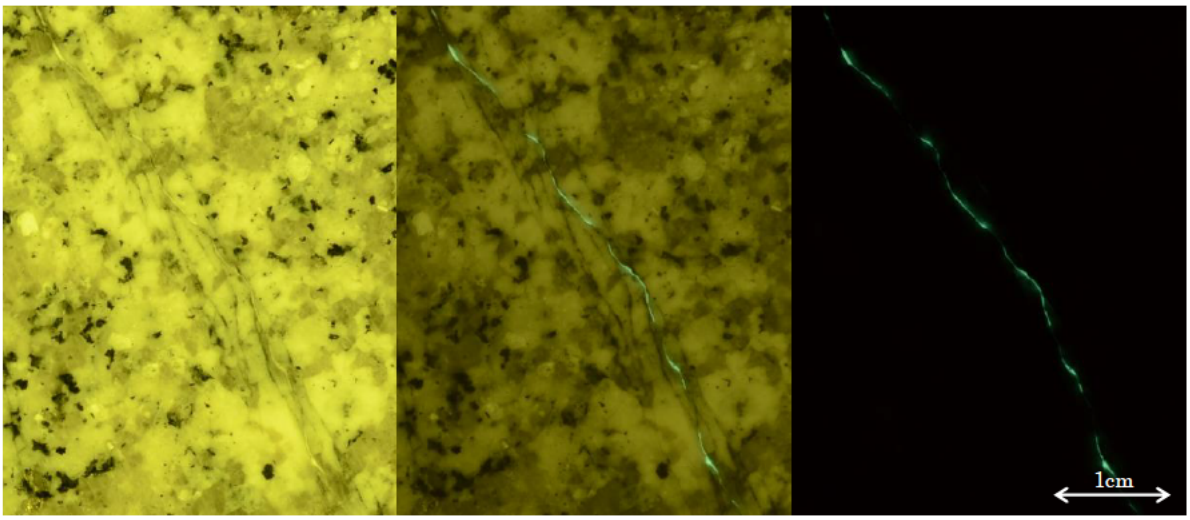
図 3.3-58　17MI61 孔 21.75m N3E25E の研削写真

③は針状自形の結晶の方解石が発達する大きな晶洞を伴う割れ目で、晶洞を埋めてレジンが充填されている（図 3.3-59）。また自形針状方解石の下盤に②の砂状方解石と思われる充填物が認められ針状自形方解石よりも古い時代に充填されたと考える。④は小断層など構造的運動の結果として生じた間隙にレジンが充填したものである。図 3.3-60 は右横ずれのセンスで雁行配列する微小割れ目（R1）に対し、R1 の領域を弱線として別の構造運動によって開口したと考える。



自然光　　自然光+紫外光　　紫外光

図 3.3-59　17MI61 孔 21.75m N3E25E の研削写真（倍率 190）

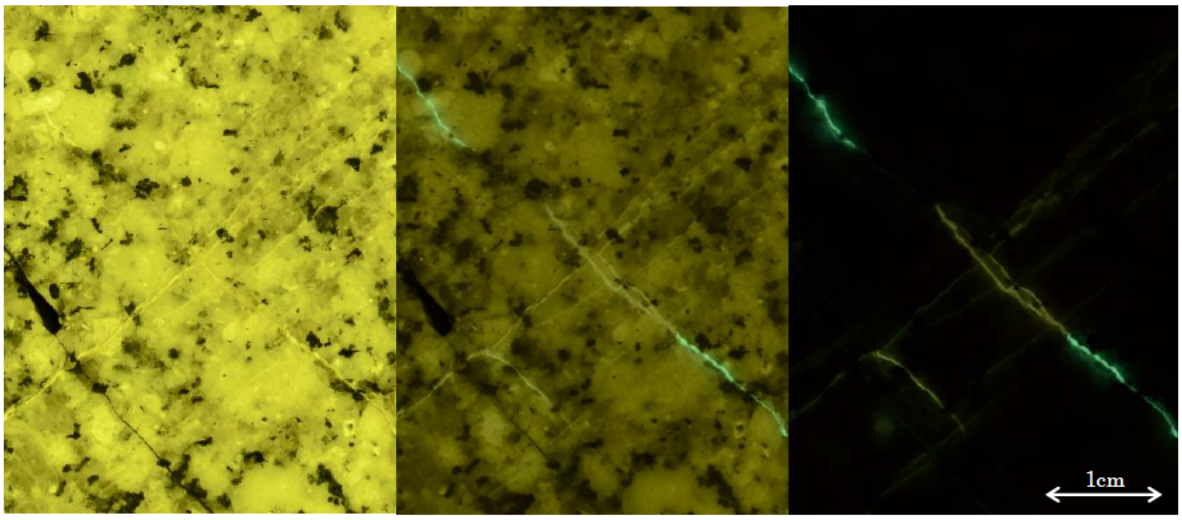


自然光　　自然光+紫外光　　紫外光

図 3.3-60　17MI61 孔 22.53m N19W87E の研削写真

すべての画像について、レジン充填箇所をみやすくするために、黄色のフィルターを用いている。

⑤は開口割れ目の治癒や、交差割れ目からの鉱物充填により閉塞し、開口部が飛び石状なった不連続または不規則な割れ目において、レジンの充填が認められる場合である。図 3.3-61 に示す例では、レジンが充填した割れ目は、薄黄土色に蛍光する充填鉱物によって開口部が分断されている。この充填鉱物は左下から右上に伸びる鉱物脈（方解石：N59E38SE）によってもたらされており、レジンが充填した割れ目間隙の一部を閉塞させている。



自然光　　自然光+紫外光　　紫外光

図 3.3-61　17MI62 孔 24.38m N31W82SW の研削写真（倍率 90）

すべての画像について、レジン充填箇所をみやすくするために、黄色のフィルターを用いている。

上記①～⑤の微視的観察からレジンが充填した間隙の形成時期について考察する。②の破砕された母岩の構成鉱物は方解石充填時の熱水破砕によって形成された可能性がある。本報でカタクレーサイトとした黒色脈が、緑泥石主体であり、構成鉱物の岩片が①と同じく熱水破砕によって形成されたと考えると、それぞれ、石橋（2014）が述べる白色充填物および緑色充填物に対応し、岩体が貫入・定置し、350～400℃程度まで岩体温度が低下した時期（Stage Ⅱa）である約 70Ma 以降に形成され、間隙の形成はさらにそれ以降と考えることができる。一方、Nohara et al.（2019）が述べるように黒色脈は超臨界流体によって形成されたとすれば、①の形成時期は石橋（2014）が述べる時期より古いと考えられる。③は方解石結晶の C 軸が伸長した針状結晶を呈することから、Mizuno et al.（2010）が新第三紀中新世の瑞浪層群堆積時に浸透した海水起源の地下水から沈殿したと推論するものに相当する。また③の方解石結晶と母岩との間には、②の方解石脈が痕跡状に存在することから、③は②よりも後に晶出したことを示している。④、⑤の割れ目には、方解石の充填が認められるが①～③の割れ目の特徴はなく、④のリーデル形態の割れ目の形成時期や、⑤の割れ目の癒合時期、薄黄土色の方解石を充填させた割れ目や脈の形成時期は不明である。以上のことを整理すると、レジンが充填した①～⑤の割れ目の間隙は、少なくとも③の形成時期以降であり、花崗岩岩体が再上昇（隆起）し、時には構造運動を被りつつ、天水が地下水としての割れ目に浸透している現在までの間に生じたものと考える。①、②の母岩と充填物との境界部、④の断層箇所に充填したレジンは、これらを弱線として間隙が生じたものである。⑤の癒合割れ目に充填した割れ目も、癒合し残した空隙が弱線となったものと考える。③は針状方解石の晶出で埋めきれなかった間隙が残ったものであり、⑤のうち図 3.3-59 に示した間隙は、薄黄土色方解石の充填し残しか、逆に薄黄土色充填物が溶解することによって生じた間隙の可能性がある。

①~⑤の割れ目におけるレジンの充填個所を間隙の分布様式を概念モデルとして示した（図 3.3-62）。レジンはカタクレーサイトや、破砕した母岩の構成鉱物を方解石が膠結した脈と母岩の境界の生じた間隙に充填したもの（①、②）、方解石晶洞や割れ目の癒合し残した開口部など間隙に充填したもの（③、⑤）、断層等で生じた既存の割れ目を弱線として後の構造運動などで開口した割れ目間隙に充填したもの（④）が認められる。間隙幅ならびに開口率などの物理パラ

メータについて、
表 3.3-15 に示す。①のタイプの割れ目である N28W 76E は連続性が良く、開口幅が比較的一定であり、その特徴は他の割れ目に比べ相対的に開口率が大きく、割れ目幅のばらつきが少ない傾向に反映されている。②は晶洞箇所では間隙が大きいが、③の方解石と母岩との間の間隙は小さい。N3E 25NE の割れ目には②と③の両方が認められるが、③が優勢のために、相対的に開口率が小さい値となったと推定される。⑤の割れ目である N3E25NE と N31W82SW ともに間隙幅が相対的に小さい。開口率は方解石の充填によって間隙が不連続となっている N31W82SW の割れ目が最も小さい値となっている。④の N19W 87E の割れ目は①および②、③と、⑤との中間的な値となっている。
今年度の本事業では、原位置でのレジン注入試験に得たレジン充填コアの研削から、水みち割れ目の幾何学的情報を得た。その結果、レジンの充填する割れ目の特徴を整理し、その割れ目間隙幅や開口率などを評価した。しかしながら原位置試験から研削に供する試料を数多く得ることは難しい。このため、今回、レジンが充填した割れ目の特徴に基づいた割れ目の整理をコア調査や、高精度ボアホール TV などへフィードバックして評価することで割れ目の間隙などに関する情報を拡充することができると考える。

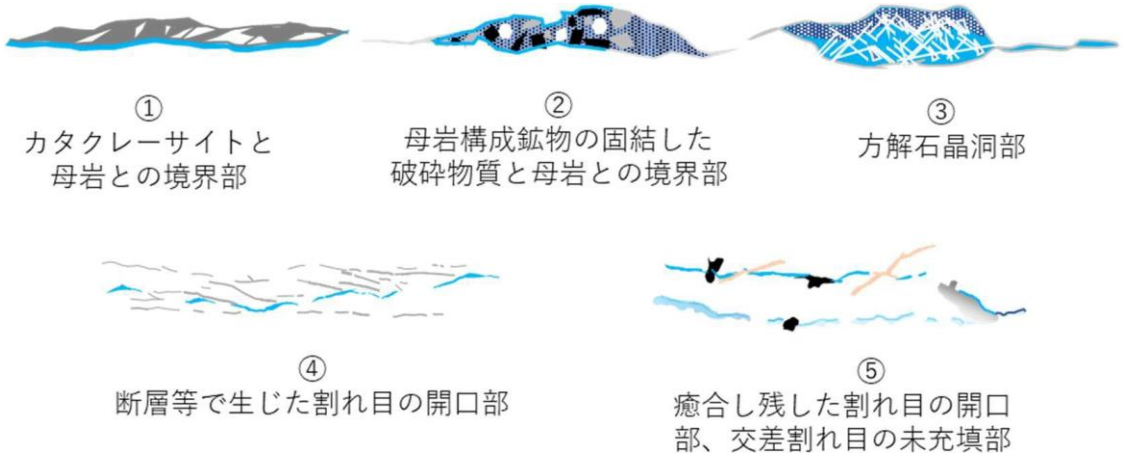


図 3.3-62　レジン充填個所の概念モデル

表 3.3-15 レジン充填割れ目の物理パラメータ

孔　名	17MI60	17MI61			17MI62
走向/傾斜	N28W 76E	N3E 25NE	N39W 84NE	N19W 87E	N31W 82SW
割れ目タイプ	①	②、③	⑤	④	⑤
平均値(mm)	0.14	0.25	0.11	0.12	0.07
中央値(mm)	0.13	0.00	0.12	0.11	0.00
標準偏差(mm)	0.09	0.36	0.11	0.12	0.11
分散(mm^2)	0.009	0.13	0.013	0.014	0.012
最大値(mm)	0.94	2.33	0.70	0.63	0.72
最小値(mm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
開口面積(%)	94.3	≒50	72.5	67.4	41.7
分布傾向	対数正規	対数正規	対数正規	対数正規	対数正規

(2) 原位置トレーサー試験の再現解析

割れ目を含む岩盤の地下水流動・物質移行の解析方法には、解析対象となる岩体に内在する割れ目性状などを表現するため、様々な解析方法が提案されている。たとえば、割れ目ネットワークモデル（DFN モデル）や確率論的不均質連続体モデル（ECPM モデル）、チャネルネットワークモデルが挙げられる。一方、高レベル放射性廃棄物地層処分の安全評価では、天然バリア中での核種移行評価方法として、一次元平行平板モデルの重ね合わせによる手法が適用されている（核燃料サイクル開発機構, 1999）。一次元平行平板モデルの重ね合わせによる手法は、原位置トレーサー試験解析にも適用されている（たとえば、畑ほか, 2004；井尻ほか, 2004）。

ここでは、3.3.2 等で推定した割れ目のパラメータの妥当性を確認するために、平成 31 年度に日本原子力研究開発機構瑞浪超深地層研究所で実施した原位置トレーサー試験の結果を、割れ目ネットワークモデルを用いる手法と、一次元平行平板モデルの重ね合わせによる手法とで再現解析を行った結果について述べる。

1) 離散フラクチャーネットワークモデルを用いた解析

平成 31 年度には、日本原子力研究開発機構瑞浪超深地層研究所の深度 300 m ボーリング横坑東側の岩盤を対象として、孔間距離 7.9～21.3 m のトレーサー試験を 11 回実施した。ここでは、離散フラクチャーネットワークモデル（以下、DFN モデル）を用いて、原位置トレーサー試験の再現解析を試みる。対象としたのは、孔間距離が長く、比較的回収率も高い 19W6364T9 試験（以下、T9 試験）である。

T9 試験は、18MI63 号孔の 25.84～29.24 mabh をトレーサー注入区間、18MI64 号孔の 24.00～39.00 mabh を揚水区間として実施した（図 3.3-63）。注入区間の中心と揚水区間の中心との直線距離は 15.20 m であった。同試験では、試験開始前に 30 分間程度、試験場の岩盤から事前に採取した地下水を注入区間から試験時と同じ 0.30 L/min の流量で岩盤に注入するとともに揚水区間から 5.4 L/min の流量で揚水を行い、試験場周辺岩盤の地下水流動場が安定した後に、トレーサー溶液の注入を開始した。トレーサー溶液の注入を 5 時間継続した後に、注入孔内に残留したトレーサー溶液を洗い出すために、続けて 20 分間地下水の注入を継続した後、注水を停止した。一方、揚水は注水を停止した後も継続し、トレーサー溶液の注入開始後 190 時間までトレーサーの回収を行った。同試験では、非収着性トレーサーとしてアミノ G 酸と重水素、収着性トレーサーとしてルビジウムとバリウムを用いた。

ルビジウムとバリウムは揚水孔（18MI64 号孔）から検出されず、重水素は検出されたものの著しい濃度のバラツキが見られた。そのため、唯一安定した破過曲線が得られたアミノ G 酸を解析の対象とすることとした。揚水孔におけるアミノ G 酸の破過曲線と回収率を図 3.3-64 に示す。投入濃度 C_0 に対する揚水のアミノ G 酸濃度 C の比率 C/C_0 は試験開始後 34 時間で最大値 0.00186 となり、試験開始後 190 時間の回収率は 64.0 %であった。

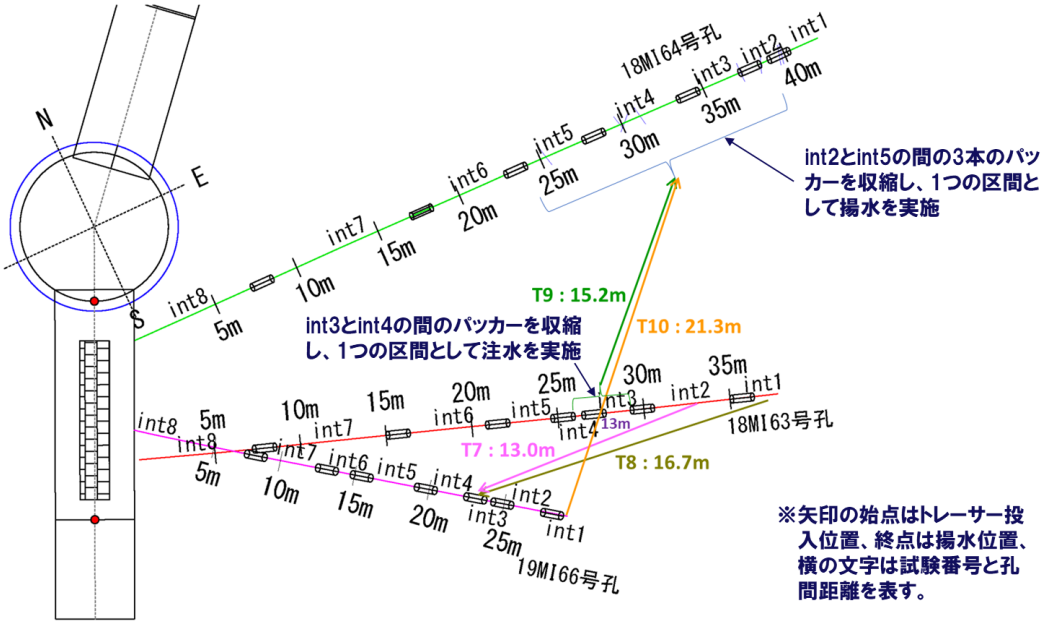


図 3.3-63　原位置トレーサー試験における試験孔の配置

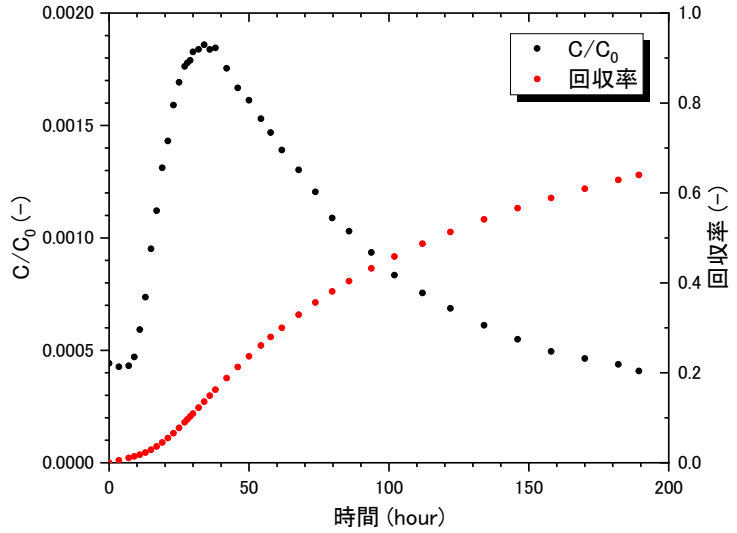


図 3.3-64　T9 試験におけるアミノ G 酸の破過曲線と回収率

解析領域は、トレーサー注入区間や揚水区間をほぼ中央に含む一辺の長さが 50 m の立方体とした。まず、表 3.3-16 に示す坑道 DS の割れ目パラメータに基づき、割れ目群を確率的に発生させた。その際、割れ目密度に偏りが生じないように、割れ目の発生は一辺 50 m の立方体を中心とした一辺 300 m の立方体領域で行い、その後一辺 50 m の立方体でトリミングを行った。割れ目群は 10 リアライゼーション作成した。

一方、深度 300 m ボーリング横坑壁面での割れ目観察によれば、スキャンラインと交差する割れ目のうち、地下水の滴水・滲出が認められた割れ目の比率は 18 %であった（中嶌ほか, 2014）。そのため、解析領域内に実際のスキャンラインと同じ方向の直線を設定し、交差する割れ目の半径と数量の関係を調べた。その結果、スキャンラインと交差する割れ目を大きいものから順に並べた場合、半径 5 m 以上の割れ目が上位 18 %に相当することがわかった。したがって、ここで

は半径 5 m 以上の割れ目を水みち割れ目と考え、半径 5 m 未満の割れ目は作成した割れ目群から削除することとした。

平成 30 年度、31 年度に実施した高解像度 BTV 検層、水理試験によれば、T9 試験の注水区間と揚水区間は、表 3.3-17 に示すようにそれぞれ複数の水みち割れ目と交差する。3.3.2(4)において、割れ目の半径 r (m)と透水量係数 T (m^2/sec)との間には、次式で表される関係があると推定されている。

$$T = 1.0 \times 10^{-9} \times r^{2.4} \tag{3.3-3}$$

表 3.3-17 には、式(3.3-3)により推定される各割れ目の半径も記載した。表 3.3-17 に記載した水みち割れ目は実際にその位置に存在することが確認されているため、上記の作成した割れ目群に決定論的割れ目として加えることとした。ただし、これらの割れ目を単純に加えると、割れ目群の統計量が表 3.3-16 に示されたものとは異なるものになってしまう。そのため、これら決定論的割れ目を加える代わりに、決定論的割れ目と同一のセットに属し半径も近い割れ目を発生した割れ目群から削除することとした。図 3.3-65 に決定論的割れ目とボーリング孔の位置関係を、図 3.3-66 に解析に使用した決定論的割れ目と統計的に発生させた半径 5 m 以上の割れ目群の分布の例を示す。

Dershowitz et al. （2003）によると、透水量係数 Tの割れ目の物質移行に関する開口幅 e_tは次式で表される。

$$e_t = a\sqrt{T} \tag{3.3-4}$$

ここで、a は比例定数である。

比例定数 a は、DFN モデルを用いた数値解析による破過曲線と実測値とを比較することにより同定することとした。

同様に、縦分散長と横分散長も数値解析による破過曲線の実測値との比較により推定した。ただし、その際、横分散長は縦分散長の 10 分の 1 という制限をつけた。

境界条件については、昨年度実施した間隙水圧計測を基に、境界 6 面の全水頭は原則として 64.05 m に固定し、図 3.3-67 に水色で示す換気立坑および水平坑道の近傍のみそれより低い 33.5 m に固定した。

比例定数を 8、縦分散長を 1.0 m、横分散長を 0.1 m とした場合に、図 3.3-68 に示すように 10 リアライゼーションの DFN モデルのうちの半数で、数値解析による破過曲線は実測値と比較的良い一致を見せた。今回解析に用いた DFN モデルでは半径 5 m 以上の割れ目のみを考慮しており、同定された縦分散長、横分散長は最小割れ目の直径のそれぞれ 10 分の 1、100 分の 1 に相当し、Gelhar et al.(1992）に整合的である。

このように、3.3.2(4)や昨年度までの水理地質環境特性調査を基に構築した DFN モデル、水理パラメータおよび境界条件の下で、数値解析により原位置トレーサー試験の破過曲線を再現可能なことを示すことができ、これら DFN モデルや水理パラメータの妥当性が示唆された。また、トレーサー試験の再現解析を通じて、上部割れ目帯の水みち割れ目の透水量係数と物質移行開口幅の関係や分散長を推定することができた。

表 3.3-16　割れ目のパラメータの推定結果（UHFD）（表 3.3-11 再掲）

データセット	卓越方位セット	傾斜方位/傾斜 [deg.]	Fisher 定数 [-]	長さ（最小割れ目長さ[m], べき指数 [-]）	三次元密度 [m^2/m^3]		透水量係数（対数平均，定数，対数標準偏差）
坑道DS	Set 1	61.0 / 86.6	12.7	2.0, 4.0	1.81	2.65	-9.0, 2.4, 0.0
	Set 2	312.9 / 88.3	11.0		0.38		
	Set 3	114.5 / 8.1	7.6		0.46		
地上DS	Set 1	150.9 / 72.3	12.3	2.0, 4.0	0.85	2.34	-11.8, 4.8, 0.0
	Set 2	76.1 / 75.0	13.4		0.56		
	Set 3	141.6 / 3.2	17.7		0.08		
	Set 4	334.5 / 51.7	2.1		0.85		

※方位記載は北から時計回り・水平下向きの角度を示す。

表 3.3-17　T9 試験の注水区間と揚水区間と交差する水みち割れ目

	ボーリング孔	交差位置 (mabh)	Set No.	透水量係数 (m^2/sec)	推定半径 (m)
注水区間	18MI63	26.37	3	1.58×10^{-6}	21.5
		27.89	1	3.58×10^{-6}	30.3
揚水区間	18MI64	25.26	1	8.03×10^{-8}	6.2
		29.82	1	6.96×10^{-8}	5.9
		30.10	3	1.28×10^{-7}	7.6
		30.62	1	1.06×10^{-7}	7.0
		36.97	1	1.29×10^{-7}	7.6
		38.48	2	2.09×10^{-7}	9.3

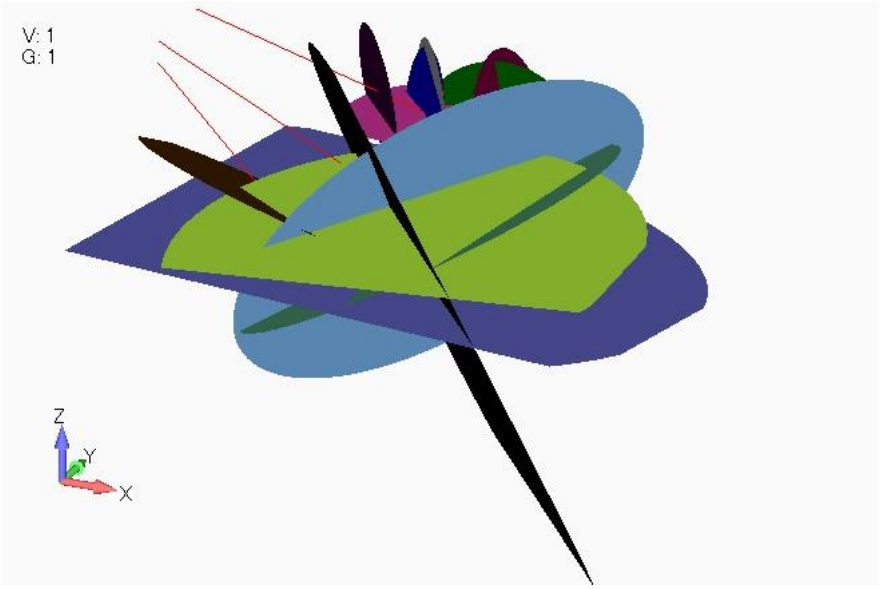


図 3.3-65　T9 試験の注水区間と揚水区間と交差する決定論的割れ目

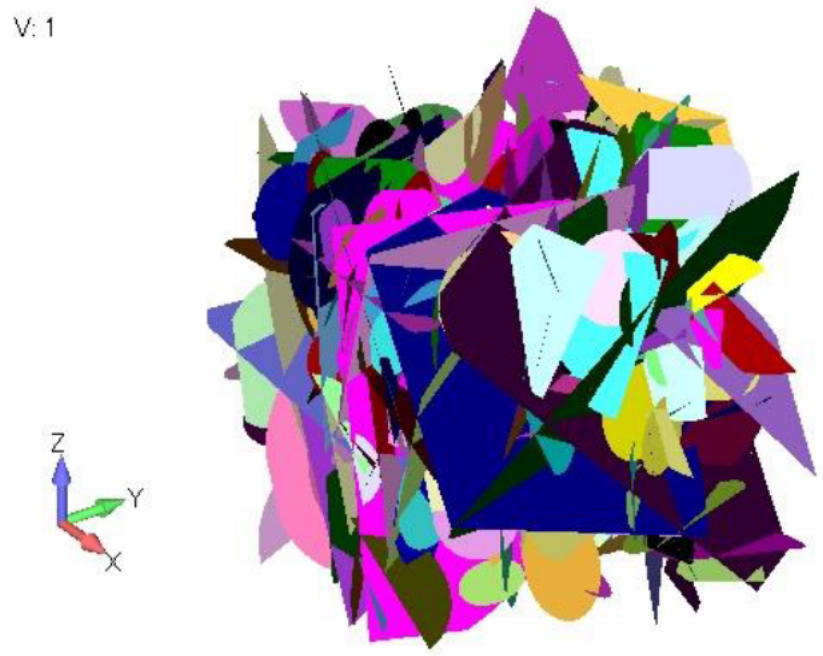
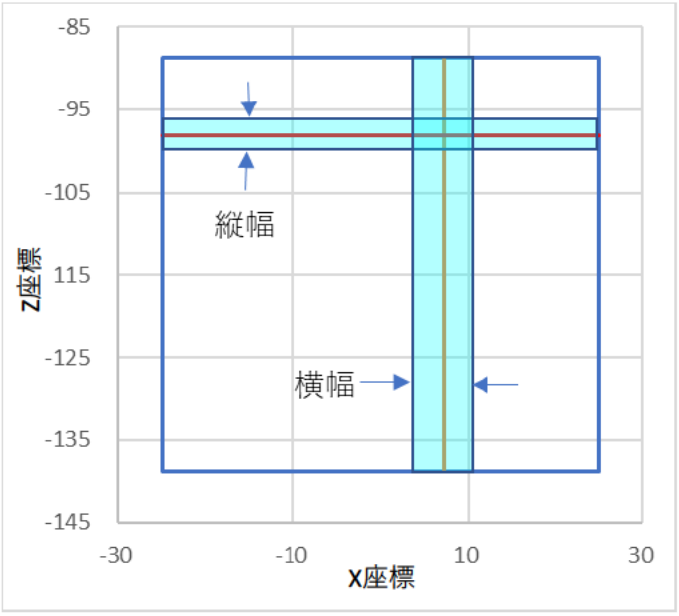


図 3.3-66　解析に使用した決定論的割れ目と半径 5 m 以上の割れ目群の例



※水色の範囲では境界水位を周囲に比べ 30.55 m 低く設定した。黄色と赤の線は、それぞれ換気立坑と深度 300 m の水平坑道の中心線の境界面への正射影である。

図 3.3-67　境界条件に坑道の影響を考慮した範囲

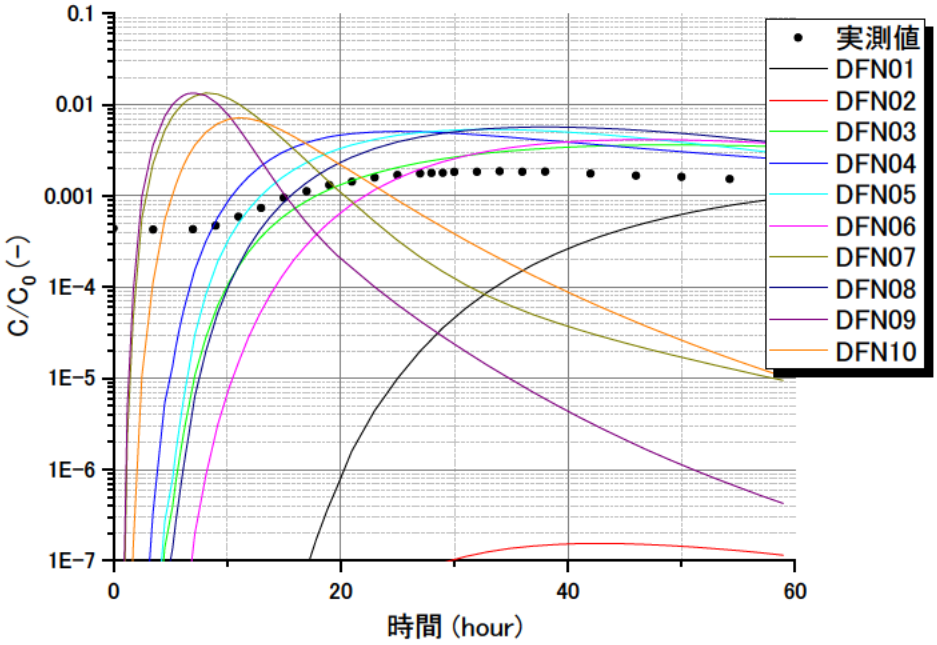


図 3.3-68　DFN モデルを用いた数値解析による破過曲線と実測値の比較

2)　平行平板モデルの重ね合わせによる原位置トレーサー試験の評価

平行平板モデルは、DFN モデルなどの複雑な概念モデルのように、原位置トレーサー試験条件や現場の割れ目性状などを精緻に解析モデルに反映することは難しい。一方、平行平板モデルは、複雑な概念モデルと比較して、解析モデルの構築が比較的容易であり、解析時の計算負荷も小さいことが多い。また、単純なモデルを用いて物質移行パラメータを評価する方が、解析結果から評価領域内の物質移行場を理解し易いと考えられている（畑ほか, 2004）。以上のことから、ここでは、平行平板モデルを用いた単流路および複数流路による原位置トレーサー試験の評価解析を行う。

① トレーサー試験の概要と試験結果

昨年度実施したトレーサー試験条件 19W6663TS1 について数値解析を行い、物質移行パラメータを推定した。19W6663TS1 試験では、昨年度掘削した 19MI66 号孔の int3 区間を注水孔に設定し、一昨年度掘削した 18MI63 号孔の int3-4 区間を揚水孔に設定した。18MI63 号孔の int3 と int4 の間に位置するパッカーを収縮させ、int3-4 区間を形成した。図 3.3-69 に、換気立坑および試験対象区間の位置関係を示す。注水孔と揚水孔の孔間距離は 7.86 m であった。注水孔の 19MI66 号孔 int3 区間ならびに揚水孔の 19MI63 号孔 int3-4 区間は、割れ目が発達した深度を含み、フローメータ検層では流量変化が確認された。また、孔間の水圧応答などでは、複数の割れ目で連結していると予想されており、トレーサー物質の移行経路長は孔間距離長くなると考えられる。

19W6663TS1 試験条件の概要を、表 3.3-18 に示す。表 3.3-18 に示すように、非収着性トレーサーとしてウラニンと重水素（δD）、収着性トレーサーとして Rb^+を使用した。重水素は蛍光染料であるウラニンより岩石マトリクス部へ拡散し易い。そのため、岩石マトリクスへの拡散を評価するため添加した。トレーサー溶液作成に使用する溶媒（チェイサー）は 18MI64 号孔 int2 の地下水を使用した。本試験では、夜間や休日の管理体制上の制約により、注入側はモーノポンプを使用して、トレーサーおよびチェイサー注入を試験開始日の日中のみとした。揚水側はモー

ノポンプを使わず、揚水区間の採水・圧力計測用バルブの開放による自然排水により、サンプルを採取した。トレーサー試験前には、試験区間の流動場を安定させることを目的に、1.0 L/min で 40 分間チェイサー注入を注入した。トレーサー試験では、トレーサーを 1.0 L/min で 60 分間送液した後、チェイサーを同流量で 20 分間だけ送液した。その後はトレーサーおよびチェイサーの注入を停止した。トレーサー試験装置の詳細は、日本原子力研究開発機構・電力中央研究所（2019）を参照されたい。

トレーサー試験の結果を図 3.3-70 に示す。δD については、トレーサー溶液中のδD 濃度に対する割合で示した。また、それぞれのトレーサーについて、地下水溶存分の濃度は差し引いていない。ウラニンのピーク高さは 221 ppb で、ピーク時間は 1.38 hour であった。δD のピーク高さは 2.26 %で、ピーク時間は 1.33 hour であった。Rb^+のピーク高さは、20.9 ppb で、ピーク時間は 4.67 hour であった。孔間距離をピーク時間で除して、参考までの移行速度を計算した。それぞれ、ウラニンで 5.70 m/hour、δD で 5.91 m/hour、Rb^+で 1.68 m/hour であり、トレーサーの移行速度は速い。これは、注水量と揚水量は既往研究（畑ほか, 2004）と比較して大きいことに起因する。加えて、試験対象岩盤の割れ目の連結性は比較的良いと考えらえる。ウラニンのピーク高さでの比濃度は 2.2 %であり、δD と比較すると、テール部で僅かに差異はあるものの、ピークの位置・高さは概ね同等である。ウラニンとδD の破過曲線が同等であることから、マトリクスへの拡散が発生していないと考えられる。そこで、解析ではウラニンと Rb^+の実験値を対象に物質移行パラメータの推定を行った。

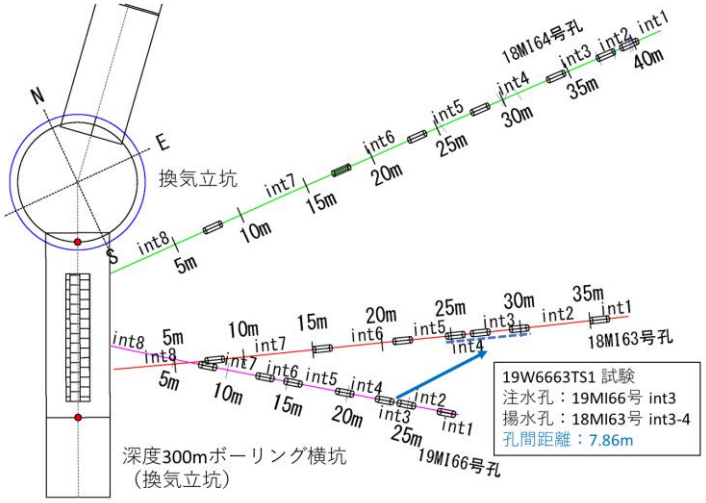


図 3.3-69　19W6663TS1 試験での試験対象区間

表 3.3-18　19W6663TS1 試験の条件

試験開始日			2019/11/27					
試験終了日			2019/11/29					
トレーサー	ウラニン	ppm	10					
	Rb	ppm	49.97					
	重水素(δD)	‰	1					
地下水溶存分（バックグランド濃度）	ウラニン	ppm	0					
	Rb	ppm	0.003					
	重水素(δD)*1	%	0.16	*1　トレーサー溶液に対する割合				
トレーサー溶液		L	60					
注水	区間	mabh	19MI66 int3 23.615 | 24.215 (0.6 m)	揚水	区間	mabh	18MI63 int3-4 26.110 | 29.510 (3.4 m)	
	使用ポート		int3採水		使用ポート		int3,4採水 int4圧	
	流量	L/min	1		流量	L/min	6.6	
	注水時間	min	60 (トレーサー) 20 (チェイサー)		パルプ開放による自然排水			

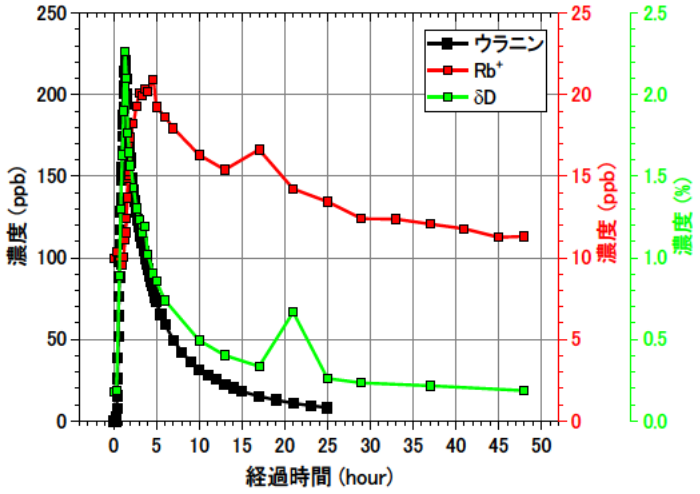


図 3.3-70　19W6663TS1 試験の結果

② 1 流路によるウラニン破過曲線の評価解析

割れ目部と岩石マトリクス部から構成される平行平板モデルを仮定して、物質移行パラメータを推定した。平行平板モデルでは、以下の 2 点について仮定した。①割れ目内について、流体の流動方向に垂直する方向の濃度は、常に瞬時的に混合する。②マトリクス部は透水性が非常に小さく、拡散による濃度の拡がりが支配的である。解析メッシュは二次元で構築し、割れ目部とマトリクス部の物性割り当てを行った。地下水流動･物質移行解析コードは FEGM（河西ほか, 1994）を使用した。原位置トレーサー試験では、注水孔・揚水孔周辺からの地下水の流入によって濃度が希釈される。平行平板モデルは、この地下水による希釈を再現することは難しい。そのため、実験値・解析値ともにそれぞれの濃度最大値で正規化した。なお、実験値は、原位置地下水に含まれるバックグラウンド濃度を差し引いた後、濃度最大値で正規化した。

ウラニンの実験値を対象として、割れ目内流速と割れ目内の縦分散長を推定した。逆解析では非線形最小二乗法を用いた。移行経路長は、孔間距離よりも長くなる可能性が考えられる。そこで、移行経路長を孔間距離の 1.00 倍、1.25 倍、1.50 倍、1.75 倍、2.00 倍とし、逆解析を 5 ケース実施した。推定結果を表 3.3-19、推定値の割れ目内流速と分散長の関係を図 3.3-71 に示す。表 3.3-19 および図 3.3-71 によると、移行経路長が長くなるほど、割れ目内流速は大きく推定されるが、それに伴い残差二乗和も大きくなった。設定した 5 つの移行経路長の内、移行経路長が

孔間距離である 7.86 m の時に残差二乗和が小さくなった。一方、移行経路長と推定された縦分散長に規則性はなかった。また、推定された縦分散長は移行経路長の 1/10 以上であり、Gelhar et al. (1992) とは異なる傾向となった。推定値での破過曲線を図 3.3-72 に示す。破過曲線の立ち上がり部は良好なフィッティングができた。一方、3 時間以降のテール部で実験値と解析値の破過曲線は乖離し始めた。また、そのテール部の乖離は、移行経路長が長くなるに伴って大きくなった。これより、移行経路長が長くなるにつれ、テール部でのフィッティングが悪くなり残差二乗和が大きくなったと考えられる。

表 3.3-19　推定値（ウラニン、1 流路）

移行経路長 [m]	孔間距離に対する倍率 [-]	流速 [m/hour]	縦分散長 [m]	残差二乗和
7.86	1	4.61	4.78	0.550
9.83	1.25	6.12	5.02	0.727
11.79	1.5	6.62	8.67	0.663
13.76	1.75	8.60	6.26	1.125
15.72	2	11.27	4.13	2.046

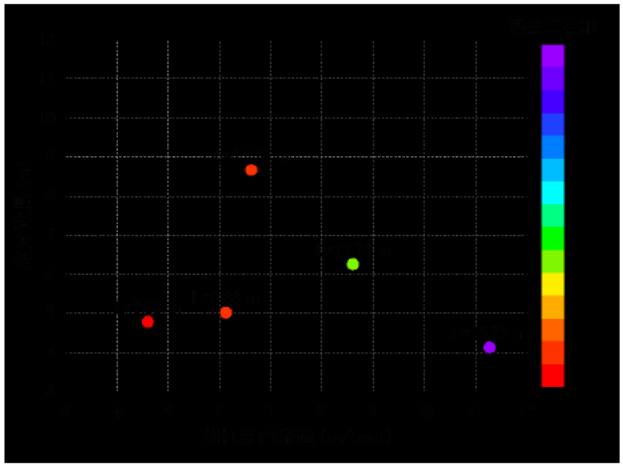


図 3.3-71　割れ目内流速と分散長の関係

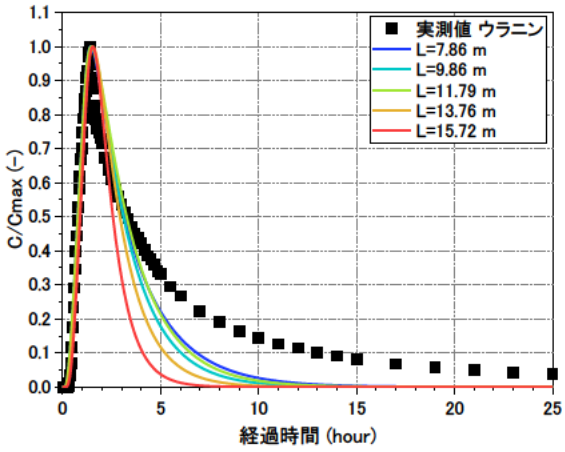


図 3.3-72　推定値での破過曲線

ここで実施したトレーサー試験では、トレーサーを 60 分間送液、チェイサーを 20 分間送液した後、注水を完全に停止した。そのため、試験開始からの経過時間が 80 分までと、注水を停止した経過時間 80 分以降では、地下水流動場（割れ目内流速と縦分散長の値）が大きく異なっていると考えられる。そこで、地下水流動場が変わる経過時間 80 分を境として、割れ目内流速と割れ目内縦分散長を 2 回推定することを試みた。まず、1 回目の推定として、経過時間が 80 分までのウラニンの実験値を使用して、割れ目内流速と縦分散長を推定した。次に、2 回目の推定として、経過時間が 80 分以降のウラニンの実験値を使用して、割れ目内流速と縦分散長を推定した。なお、2 回目の割れ目内流速と縦分散長を推定する際は、経過時間 80 分までの割れ目内流速と縦分散長（1 回目）の推定値で計算された濃度を初期値とした。

推定結果を表 3.3-20 に示す。推定値の割れ目内流速と縦分散長の関係を図 3.3-73 に示す。表 3.3-20 および図 3.3-73 によると、1 回目の推定結果（~ 80 min）では、割れ目内流速は大きく、縦分散長は小さく推定された。一方、2 回目の推定結果（80 ~ min）では、80 分までの推定結果と比べて、割れ目内流速は小さく、縦分散長は大きく推定された。推定結果での破過曲線を図

3.3-74 に示す。移行経路長が孔間距離である 7.86 m のときに、実験値と解析値が良くフィッティングしており、表 3.3-20 に示す残差二乗和は小さい。地下水流動場が経過時間 80 分を境に大きく変わったことを解析で表現したため、図 3.3-72 よりフィッティング精度が高くなったと考えられる。移行経路長 7.86 m のとき、1 回目の推定結果（~80 min）での、割れ目内流速は 9.29 m/hour、と推定された。この推定値は、実験値のピーク時間を孔間距離で除した 5.70 m/hour よりも大きい。また、2 回目の推定結果では、分散長は 7.46 m と推定された。推定された分散長を移行経路長 7.86 m で除すと 0.95 となり、推定された縦分散長は非常に大きい。これらの結果から、ここでのウラニンの実験値は、平行平板モデルかつ 1 流路でも解析上では解釈可能であった。しかし、実際の場は複数の割れ目で連結されており、流路が複数かつ移行距離が孔間距離より長くなっているため、推定された割れ目内流速や縦分散長は大きく推定された可能性がある。

表 3.3-20　推定値（ウラニン、1 流路、推定方法変更）

移行経路長 [m]	孔間距離に対する倍率[-]	流速 [m/hour]		縦分散長 [m]		残差二乗和	
		~ 80 min	80 ~ min	~ 80 min	80 ~ min	~ 80 min	80 ~ min
7.86	1.00	9 29	2.33	0.83	7.46	0.031	0.034
9.83	1 25	11.79	3.16	1.00	6.43	0.034	0.078
11.79	1.50	12.42	4.45	2.03	2.77	0.017	0.656
13.76	1.75	17.76	3.54	0.62	8.49	0.121	0.150
15.72	2.00	17.14	4.85	2 29	6.98	0.023	0.414

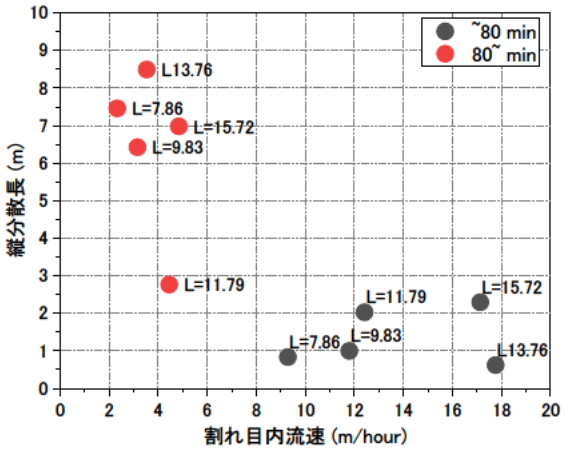


図 3.3-73　割れ目内流速と分散長の関係

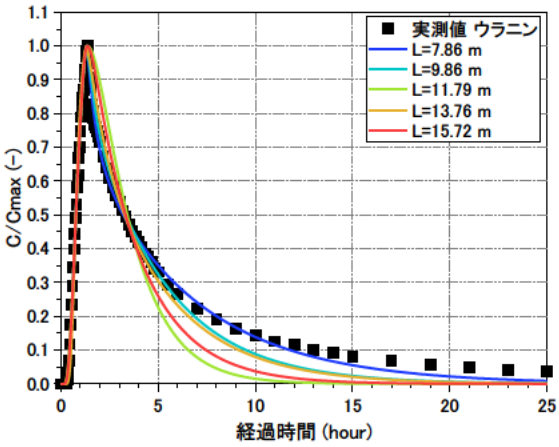


図 3.3-74　推定値での破過曲線

③ 2 流路によるウラニン破過曲線の評価解析

平行平板モデルが 2 流路と仮定して、ウラニンの破過曲線から割れ目内流速と割れ目内縦分散長を推定した。使用する解析モデルと解析コードはこれまでの解析と同じものを使用する。また、移行経路長は孔間距離の 1.00 倍、1.25 倍、1.50 倍、1.75 倍、2.00 倍として、逆解析を実施した。移行経路長は 2 流路とも同じ長さに設定して解析を実施した。使用する実験値は、試験期間全てを使用した。つまり、流路毎に割れ目内流速と縦分散長をそれぞれ 1 回だけ推定した。

推定結果を

表 3.3-21 に示す。また、推定値の割れ目内流速と縦分散長の関係を図 3.3-75 に示す。

表 3.3-21 と図 3.3-75 によると、割れ目内流速が速く、縦分散長が小さい流路と、割れ目内流速が小さく、縦分散長が大きい流路の二つとして推定された。推定結果での破過曲線を図 3.3-76 に

示す。これまでの解析の推定結果と同様で、移行経路長が孔間距離である 7.86 m のとき、残差二乗和が小さく、実験値と解析値のフィッティングは良好である。

表 3.3-21　推定値（ウラニン、2 流路）

移行経路長 [m]		流速 [m/hour]		縦分散長 [m]		残差二乗和
Path1	Path2	Path1	Path2	Path1	Path2	
7.86	7.86	2.38	11.91	3.85	0.44	0.085
9.83	9.83	3.49	15.33	3.39	0.37	0.156
11.79	11.79	18.61	4.88	0.12	2.48	0.397
13.76	13.76	5.06	21.54	4.72	0.47	0.221
15.72	15.72	4.83	24.95	8.43	0.44	0.158

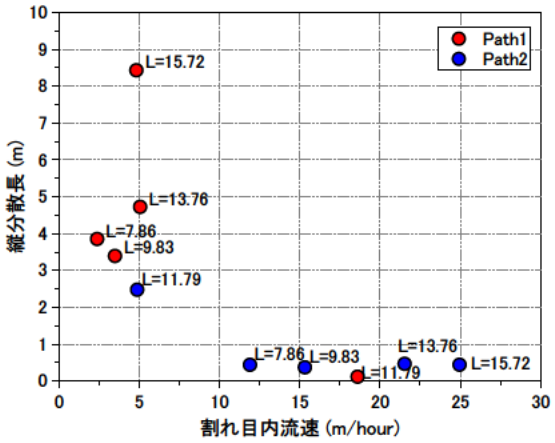


図 3.3-75　割れ目内流速と分散長の関係

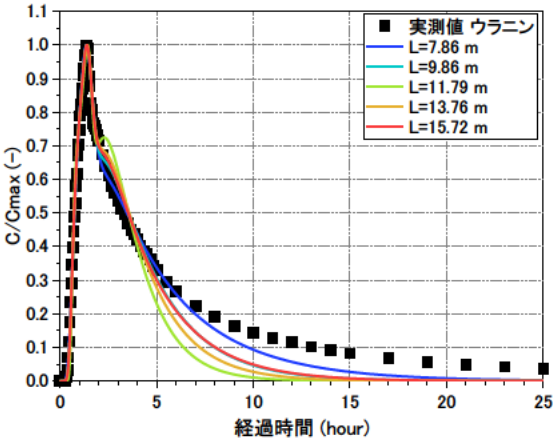


図 3.3-76　推定値での破過曲線

④ Rb^+破過曲線の評価解析

平行平板モデルが 1 流路と仮定して Rb^+の破過曲線に対してカーブフィッティングを行った。推定するパラメータは岩石マトリクス部の収着分配係数である。ここでは、割れ目表面へ収着が起こらない（遅延係数 R を 1 に固定）とした。また、マトリクス部における Rb^+の実効拡散係数は 3.7×10^{-12} m^2/s に固定した。ここでの解析では、ウラニンの破過曲線から推定された割れ目内流速と縦分散長を使用した。使用した割れ目内流速と縦分散長は試験期間全てのウラニンの実験値から推定した結果である（表 3.3-19）。また、岩石マトリクス部の収着分配係数を推定する際は、試験期間全ての Rb^+の実験値を使用して推定した。収着分配係数の推定には、これまでと同様で非線形最小二乗法による逆解析を行った。また、逆解析開始時における収着分配係数の初期値は 1.0 m^3/kg とした。

推定された収着分配係数と移行経路長の関係を図 3.3-77 に示す。また、推定された収着分配係数での破過曲線を図 3.3-78 に示す。推定された収着分配係数は移行経路長が長くなると小さくなる傾向がある。一方、実験値と解析値のフィッティングはテール部で非常に悪い。フィッティング精度が悪い理由として、以下の 3 点が考えられる。①割れ目表面への収着を仮定していないこと、②マトリクス部における Rb^+の実効拡散係数を固定したこと、③逆解析で推定した収着分配係数が局所解であったことが可能性として考えられる。

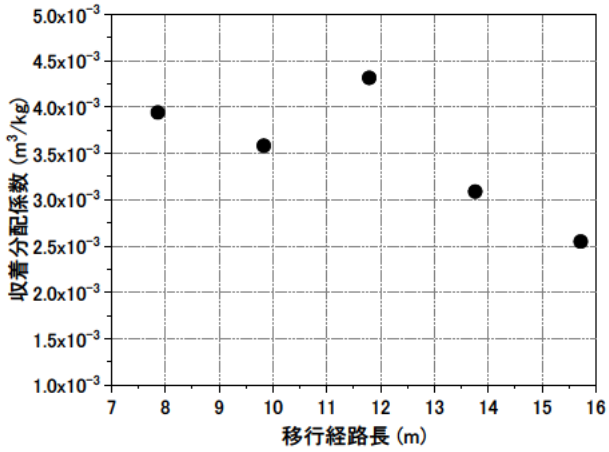


図 3.3-77 移行経路長と推定された収着分配係数

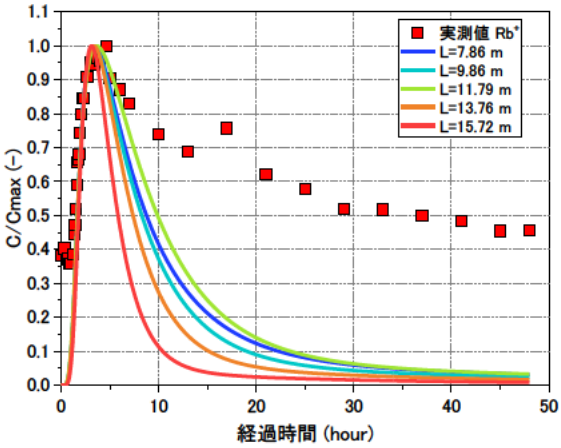


図 3.3-78 推定された収着分配係数での破過曲線

⑤ まとめ

原位置で実施したトレーサー試験（19W6663TS1）で得られたウラニンの破過曲線と Rb^+の破過曲線について、割れ目と岩石マトリクスを考慮した平行平板モデルによる実験値のカーブフィッティングを実施した。ウラニンの破過曲線からは、割れ目内流速と割れ目内の縦分散長を推定した。また、Rb^+の破過曲線からは、岩石マトリクス部の収着分配係数の推定を行った。

ウラニンの破過曲線に対するカーブフィッティングによると、平行平板モデルが 2 流路と仮定した場合より、1 流路と仮定して地下水流動場が変わる経過時間 80 分を境に、割れ目内流速と縦分散長を 2 回に推定した方がフィッティング精度は高かった。ここでの実験結果については、注水とその停止による地下水流動場の変化を解析上で表現することが重要であることが分かった。

解析対象としたトレーサー試験領域は、複数の割れ目で連結されていると考えられており、孔間距離以上の移行経路長になると予測されている。しかし、ウラニンの破過曲線によるカーブフィッティングでは、どの解析ケースでも移行経路長が孔間距離の時に、実験値と解析値のフィッティングが良かった。ここでのウラニンの実験値は、平行平板モデルかつ 1 流路でも解析上は解釈可能であったが、推定された割れ目内流速や縦分散長は大きく推定された可能性がある。

Rb^+の破過曲線に対する解析では、破過曲線のテール部で実験値と解析値のフィッティングが悪かった。フィッティング精度が悪い理由としては、以下の 3 点が考えられる。①割れ目表面への収着を仮定していないこと、②マトリクス部における Rb^+の実効拡散係数を固定したこと、③逆解析で推定した収着分配係数が局所解であったことが可能性として考えられる。

(3) 多数の割れ目を含む岩盤における物質移動に関する分散長の同定

1) 坑道調査データに基づく上部割れ目帯（UHFD）の分散長の推定

多数の割れ目を含む岩盤では、大きさや透水量係数、開口幅が異なる割れ目がネットワーク状に連なることで、地下水とともに岩体を通過する物質の移行時間にばらつきが生じ、それが分散となって現れる。ここでは、坑道調査データに基づいて構築した DFN モデルを用いて、亀裂性岩盤内での地下水溶存物質の移動に関する数値シミュレーションを実施し、一次元多孔質媒体モデルでシミュレーション結果を近似することにより、亀裂性岩盤の分散長の定量化を試みる。

今年度は、多数の割れ目を含む一辺の長さが 50 m の立方体状の仮想の岩盤を均質な多孔媒体で近似した場合の分散長を同定することとした。花崗岩の割れ目は一般に、互いに直交する三つの卓越方向を有することが多く、表 3.3-16 に示した坑道 DS の場合でも、Set の極の卓越方向の

なす角は、Set 1 と Set 2 で 108.0°、Set 1 と Set 3 で 81.8°、Set 2 と Set 3 で 96.0°といずれも 90°に近い。ここで行う分散長の推定は岩盤の透水性の主軸に沿った方向に対して実施するのが望ましいと考えられるが、透水性の主軸方向は Set の極の卓越方向にほぼ一致すると考えられる。そこで、ここで行う解析では、座標軸を上記の三つの Set の極の卓越方向にほぼ一致する方向に設定し直した。具体的には、東を X 軸、北を Y 軸、鉛直上向きを Z 軸とした元々の座標系に対して、(0.788, 0.616, 0)の方向を X 軸、(-0.616, 0.788, 0)の方向を Y 軸、(0, 0, 1)の方向を Z 軸と改めた。

(2)と同様に、一辺 50 m の立方体を中心に含む一辺 300 m の立方体領域に、表 3.3-16 の坑道 DS のパラメータに基づき半径 1 m 以上の割れ目群を発生させた後に、50 m の立方体領域でトリミングを行った。割れ目群は 20 リアライゼーション作成した。そして、(2)と同様に半径 5 m 以上の割れ目を水みち割れ目と考え、半径 5 m 未満の割れ目を削除したものを物質移行解析用の離散フラクチャーネットワークモデル（以下、DFN モデル）とした。解析に使用した DFN モデルの例を図 3.3-79(a)に示す。

個々の割れ目の透水量係数 T (m^2/sec)は、3.3.2(4)で得られた次式により設定した。

$$T = 1.0\times10^{-9}\times r^{2\,4} \qquad (3.3\text{-}3\ 再掲)$$

ここで、r (m)は割れ目の半径である。

また、個々の割れ目の厚さ e_t (m)は、(2)で得られた次式で与えた。

$$e_t = 8\sqrt{T} \qquad (3.3\text{-}5)$$

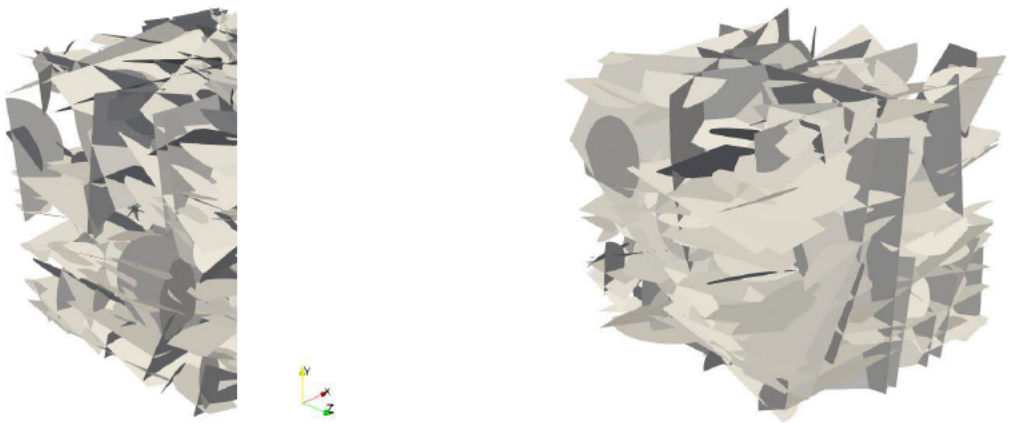
縦分散長は水みち割れ目の直径の最小値 10 m の 1/10 である 1 m とし、横分散長はさらにその 1/10 の 0.1 m とした。

解析では、図 3.3-80 に示すように、50 m の立方体領域の相対する二つの境界面に水位差を与え、他の四つの境界面は不透水とした。そして、水位差を与えた二つの境界面のうち上流側の境界面と割れ目との交線に、流速の直交成分に濃度 1 ppm を乗じた物質 Flux を 1 時間与え、下流側境界面での流出 Flux を計算した。

20 リアライゼーションの割れ目群の X、Y、Z 各方向の下流側境界面での流出 Flux の破過曲線を図 3.3-81、図 3.3-82、図 3.3-83 にそれぞれ示す。これらの図より、リアライゼーションにより、また、同じ割れ目群でも方向により破過曲線が異なることがわかる。

続いて、長さ 50 m の一次元多孔質媒体モデルに対して、DFN モデルの単位断面積を通過する地下水流量を流速とし、その流速に濃度 1 ppm を乗じた物質 Flux をモデル上流端に 1 時間与え、50 m 下流での破過曲線が DFN モデルによるものに近くなるような分散長を同定した。

DFN モデルで得られた破過曲線に対する、一次元多孔質媒体モデルによるフィッティング結果の例を図 3.3-84 に示す。また、フィッティングにより得られた各方向の分散長の平均値と標準偏差を表 3.3-22 にまとめて示す。ただし、平均値と標準偏差は、各方向の 20 リアライゼーションに対する分散長のうち長いものと短いもの 2 つずつを除いた 16 の数値に対するものである。分散長の同定値で、元々設定した縦分散長 1 m を超える部分は水みち割れ目の分布による不均質性に起因するものと考えられる。また、3 方向のうち Z 方向（鉛直）方向の分散長が最も長くなっている。これは、水平に近い割れ目に比べ鉛直に近い割れ目が多いためと推測される。



(a) 坑道 DS に基づくモデルの例　　(b) 地上 DS に基づくモデルの例

図 3.3-79　物質移行解析に用いた離散フラクチャーモデル

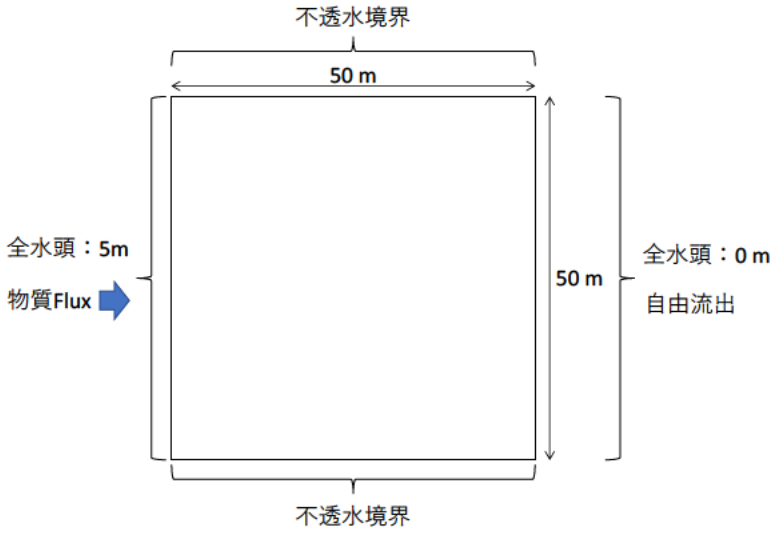


図 3.3-80　離散フラクチャーモデルを用いた物質移行解析の境界条件

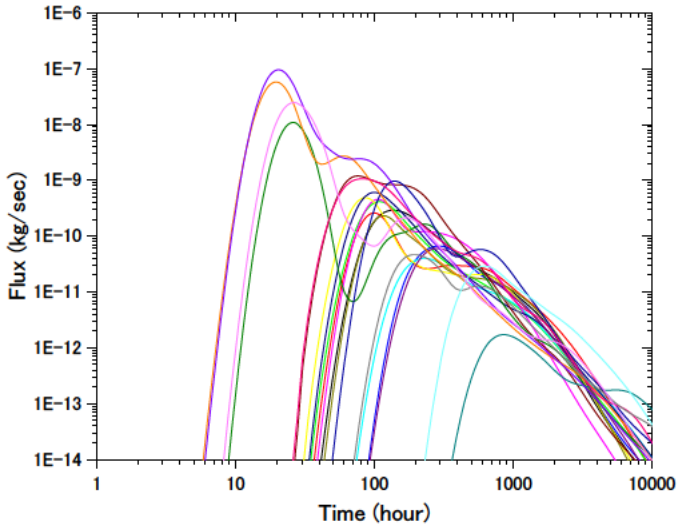


図 3.3-81　坑道 DS に基づく 20 リアライゼーションの割れ目群の X 方向の破過曲線

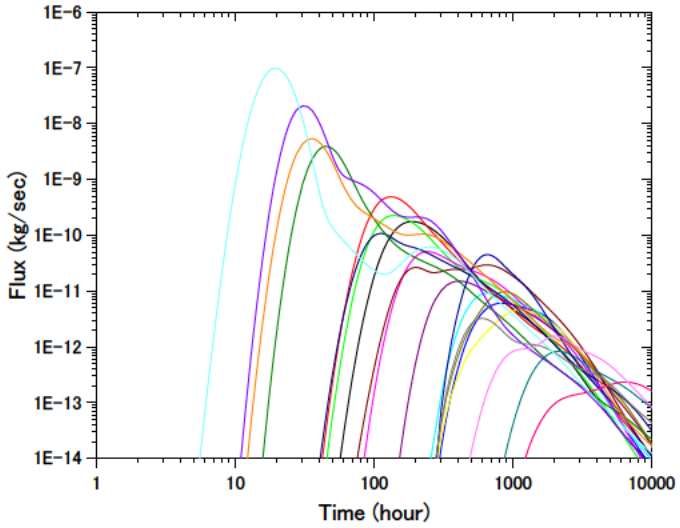


図 3.3-82　坑道 DS に基づく 20 リアライゼーションの割れ目群の Y 方向の破過曲線

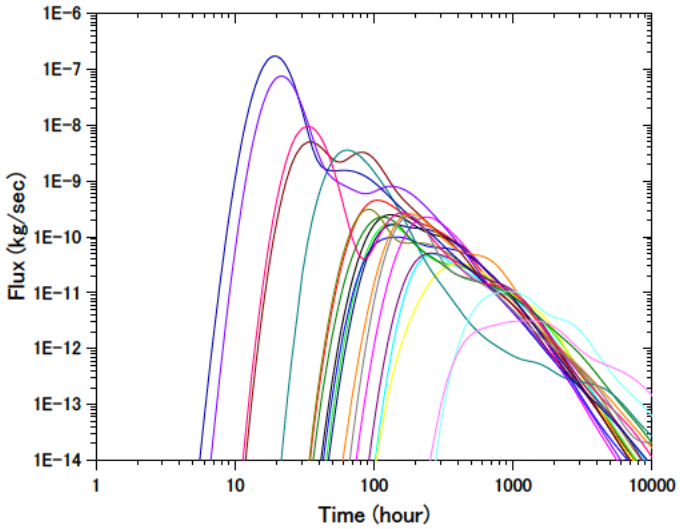


図 3.3-83　坑道 DS に基づく 20 リアライゼーションの割れ目群の Z 方向の破過曲線

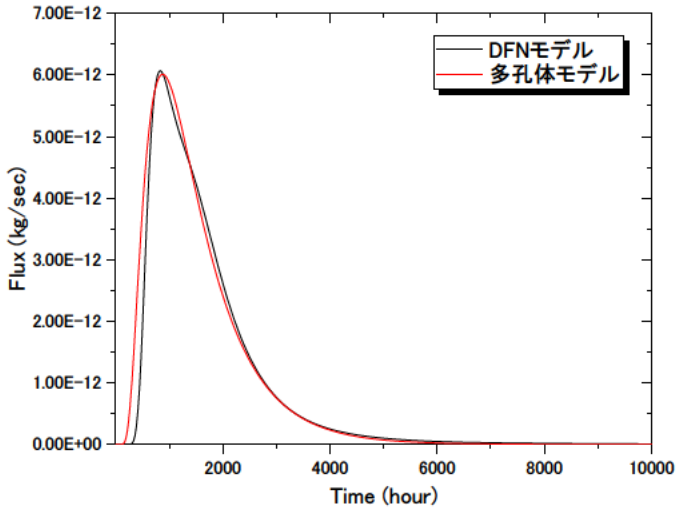


図 3.3-84　一次元多孔質媒体モデルによる破過曲線のフィッティング結果の例

表 3.3-22　フィッティングで得られた分散長の平均値と標準偏差

データセット	坑道 DS			地上 DS		
方向	X	Y	Z	X	Y	Z
平均値	8.1	9.2	10.1	7.4	4.8	7.4
標準偏差	4.0	4.7	4.8	4.9	2.8	5.6

単位：m

2)　地上調査データに基づく上部割れ目帯（UHFD）の分散長の推定

解析領域は一辺の長さ 50 m の立方体とした。ただし、1)と同様に東を X 軸、北を Y 軸、鉛直上向きを Z 軸とした元々の座標系に対して、(0.875, 0.485, 0)の方向を X 軸、(-0.485, 0.875, 0)の方向を Y 軸、(0, 0, 1)の方向を Z 軸と改めた。

一辺 50 m の立方体を中心に含む一辺 300 m の立方体領域に、表 3.3-16 の地上 DS のパラメータに基づき半径 1 m 以上の割れ目群を発生させた後に、50 m の立方体領域でトリミングを行った。割れ目群は 20 リアライゼーション作成した。

3.3.2(4)では調査データに基づき、割れ目の半径 r(m)と透水量係数 T(m^2/sec)との関係を次式のように推定している。

$$T = 1.58\times10^{-12}\times r^{4.8} \tag{3.3-6}$$

また、個々の割れ目の厚さ e_t(m)は次式で与えた（核燃料サイクル開発機構, 1999）。

$$e_t = 2\sqrt{T} \tag{3.3-7}$$

坑道調査では壁面観察等により、どの程度のトレース長の割れ目に湧水割れ目が多いか、すべての割れ目のなかで湧水割れ目の割合はどの程度かといった情報を得られる。しかし、概要調査段階の地上からのボーリング孔による調査では、そのような情報を得ることは困難である。そのため、ここでは、透水量係数が 1×10^{-8} m²/sec を上回る割れ目を水みち割れ目と設定した。それは、式(3.3-6)によれば半径がおおよそ 6 m 以上の割れ目に相当する。そこで、発生させた割れ目群から半径 6 m 未満の割れ目を削除し、半径 6 m 以上の割れ目から成る DFN モデルを用いて物質移行解析を実施することとした。解析に使用した DFN モデルの例を図 3.3-79(b)に示す。地上 DS に基づく DFN モデルの方が、坑道 DS に基づくモデルに比べて解析で考慮された割れ目の密度が低いのがわかる。

縦分散長は水みち割れ目の直径の最小値 12 m の 1/10 である 1.2 m とし、横分散長はさらにその 1/10 の 0.12 m とした。

解析は、1)と同じ境界条件で実施した。

20 リアライゼーションの割れ目群の X 方向の下流側境界面での流出 Flux の破過曲線を図 3.3-85 に示す。図 3.3-81 に示した坑道 DS に基づく破過曲線に比べて、破過曲線の幅がやや狭まっており、分散長が小さいことを示唆している。

続いて、長さ 50 m の一次元多孔質媒体モデルに対して、50 m 下流での破過曲線が DFN モデルによるものに近くなるような分散長を同定した。フィッティングにより得られた各方向の分散長の平均値と標準偏差を表 3.3-22 に示す。地上 DS に基づく DFN モデルでも、Z 方向（鉛直）方向の分散長は長い。これは、水平に近い割れ目に比べ鉛直に近い割れ目が多いためと考えられ

る。また、地上 DS に基づく DFN モデルの分散長は、坑道 DS の 0.6～0.8 倍と短い。これは、地上 DS でモデル化した半径 6m 以上の割れ目の密度が、坑道 DS 半径 5m 以上の割れ目の密度の 0.56 倍と低く、割れ目ネットワークが坑道 DS の DFN モデルほど発達せず分散の効果が小さいものと推測される。

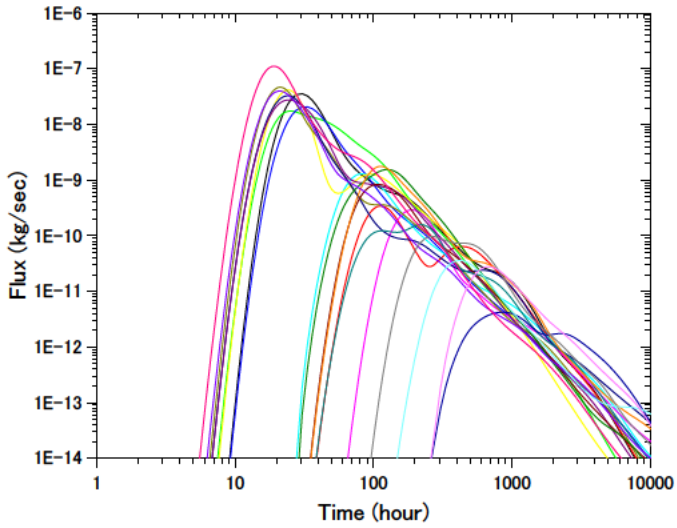


図 3.3-85　地上 DS に基づく 20 リアライゼーションの割れ目群の X 方向の破過曲線

(4) マトリクス拡散を伴う単一割れ目の物質移動に関する見かけの間隙率

1) 坑道調査データに基づく上部割れ目帯（UHFD）の見かけの間隙率の推定

花崗岩のような割れ目系岩盤においては、地下水溶存物質は割れ目内を地下水とともに移流分散により移動する過程でマトリクスへ拡散するため、本来は多数の割れ目とともにマトリクスも考慮した解析モデルで解析を行うのが理想である。しかし、広域スケールでの地下水溶存物質の移行を解析するには、現実には断層など大規模構造以外は多孔質媒体モデルで計算せざるを得ない。そこで、割れ目系岩盤における地下水溶存物質の移行を多孔質媒体モデルで計算する場合の等価な間隙率（見かけ間隙率）の設定方法を開発する必要がある。

今年度は、まず、単一の割れ目とそれに隣接するマトリクスからなる単純な二重間隙モデルを用いて、割れ目内での移流分散とマトリクスへの拡散が同時に起こる場合の物質移行を、一次元の多孔質媒体モデルで近似するための見かけ間隙率について検討を行った。断層ではない単一の割れ目が数百 m も連続することは本来あり得ないが、今回は多数の水みちが連なって形成する単一の移行経路を”単一割れ目“としてモデル化し、その周囲のマトリクスを加えた二重間隙モデルとした。

(2)の検討で、水みち割れ目に相当する半径 5 m 以上の割れ目のスキャンライン上での平均間隔は 3.34 m であった。そこで、ここでは割れ目の両側に隣接するマトリクスの厚さを、水みち割れ目の平均間隔の 2 分の 1 の 1.67 m に設定した。ただし、計算を効率的に行うために、解析には、割れ目の中心を対称面とし、その片側だけ（割れ目の半分と片側のマトリクスのみ）を考慮した 1/2 モデルを用いることとした。一方、モデルの流下方向の長さは 1000 m に設定した。

解析モデルでは、(1)の検討結果に基づき、マトリクス内を割れ目面～1 cm、1 cm～2 cm、2 cm～3 cm、3 cm～外側の四つの範囲に分割し、それぞれに異なる物性を設定できるようにした。割れ目面付近のマトリクスの要素分割の拡大図を図 3.3-86 に示す。二重間隙モデルの全節点数は 114,382、全要素数は 114,280（割れ目の線要素 1,160、マトリクスの四角形要素 113,120）であ

る。

解析は、地下水年代を推定するための指標物質の 1 つ C-14（半減期 5,730 年）を対象として実施した。解析では、地下水は割れ目内のみを流れ、マトリクス内では拡散による物質の移動のみが生じるものとし、C-14 の放射壊変による減衰を考慮した。また、二重間隙モデルによる解析に用いたパラメータ値を表 3.3-23 にまとめて示す。割れ目の透水量係数と開口幅は、水みち割れ目のうち最小の半径 5 m の割れ目の数値である 4.8×10^{-8} m²/sec と 1.75 mm に設定した。モデルの長さは 1,000 m、動水勾配は 0.01 に設定し、割れ目内の分散長は Gelhar et al.（1992）にしたがいモデル長さの 10 分の 1 となる 100 m に設定した。マトリクスの間隙率は、表 3.3-13 に示したように、割れ目面から 1 cm までの範囲は 0.0048、1 cm～2 cm の範囲は 0.0040、2 cm～3 cm の範囲は 0.0047、3 cm から外側の範囲は 0.0075 にそれぞれ設定した。また、割れ目内の地下水中の C-14 の拡散係数は 1.18×10^{-9} m²/sec に設定するとともに、マトリクス内での C-14 の実効拡散係数は、表 3.3-13 に示した塩素イオンと臭素イオンの実効拡散係数をそれぞれの自由水中の拡散係数で除した数値の平均値に対し、炭酸イオン（HCO_3^-）の自由水中の拡散係数をかけた数値を、C-14 の実効拡散係数として使用した。すなわち、割れ目面から 1 cm までの範囲は 8.18×10^{-13} m²/sec、1 cm～2 cm の範囲は 6.65×10^{-13} m²/sec、2 cm～3 cm の範囲は 5.40×10^{-13} m²/sec、3 cm から外側の範囲は 7.01×10^{-13} m²/sec にそれぞれ設定した。割れ目面のうち開口しマトリクスへの拡散に寄与する面積の割合であるマトリクス拡散寄与面積率は(1)の検討に基づき 60 %に設定したが、解析では割れ目面から 1 cm までの範囲のマトリクスの実効拡散係数を 60 %に減じることにより表現した。なお、C-14 は、割れ目面やマトリクスへは収着しないものとした。

二重間隙モデルによる解析では、割れ目内地下水流量に一定濃度 C_0 を乗じた C-14 の Flux を X=0 において割れ目のみに投入し続けた場合の流下方向 X=1000 m までの割れ目内およびマトリクス内の定常状態での濃度分布を計算した。その際、割れ目面から 1.67 m 離れたマトリクス境界面では、濃度勾配はゼロに設定した。解析により得られた割れ目およびマトリクス内の C-14 の濃度分布を図 3.3-87 に示す。C-14 濃度は、下流ほど、また割れ目面から離れるほど低下しているのがわかる。一定の Flux を投入し続けているにもかかわらず、定常状態で解析領域内での濃度が均一にならないのは、C-14 が放射壊変を起こすためである。

一方、幅 1.67 m、長さ 1000 m の一次元多孔質媒体モデルに対して、二重間隙モデルと同じ地下水流量と C-14 の投入フラックスを与えて間隙率をパラメータとした移行解析を実施し、定常状態での投入点からモデル下流端までの C-14 の濃度分布が二重間隙モデルによる割れ目内の濃度分布と一致するような間隙率を同定した。その結果、多孔質媒体モデルの間隙率を 0.0077（=0.77 %）とした場合に、図 3.3-88 に示すように、投入点から下流方向への C-14 の濃度分布は二重間隙モデルの割れ目内の濃度分布とほぼ一致した。つまり、二重間隙モデルでの定常状態の C-14 の下流方向への濃度分布を多孔質媒体モデルにより近似する場合の等価な（見かけの）間隙率は 0.0077 と推定された。

二重間隙モデルの解析に使用した各パラメータの値が定常状態の割れ目内濃度分布に与える影響を調べるために、坑道 DS のパラメータ値を基本としてパラメータ値を 1 つずつ変更して感度解析を実施した。その際、割れ目開口幅についても、透水量係数を坑道 DS と同じ 4.8×10^{-8} m²/sec にしたままで、開口幅のみを変更した。その結果を図 3.3-89、図 3.3-90 に示す。これらの図より、坑道 DS のパラメータ値を基本とした場合、特にマトリクスの厚さや間隙率が定常状態の割れ目内の C-14 濃度分布に影響を与えることがわかる。

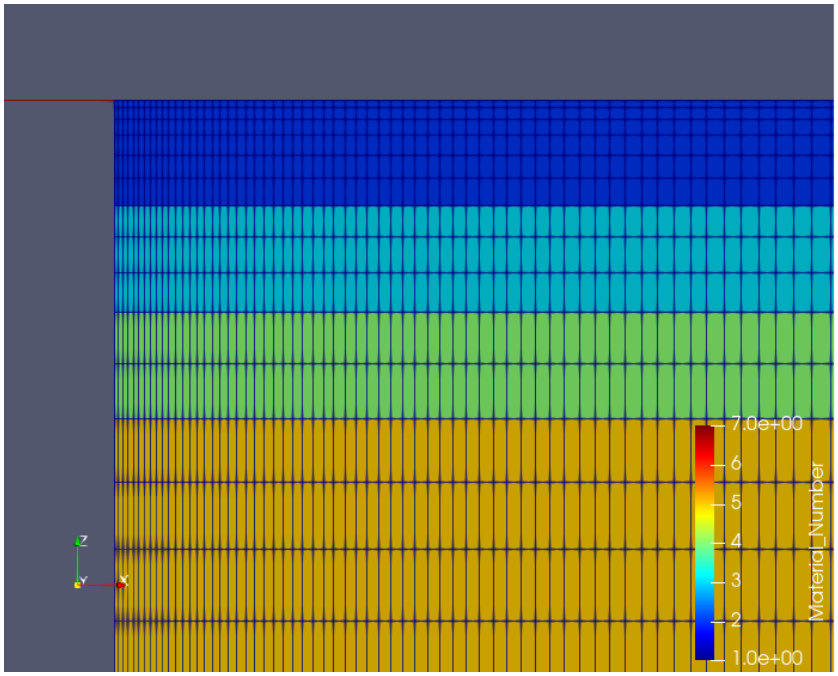
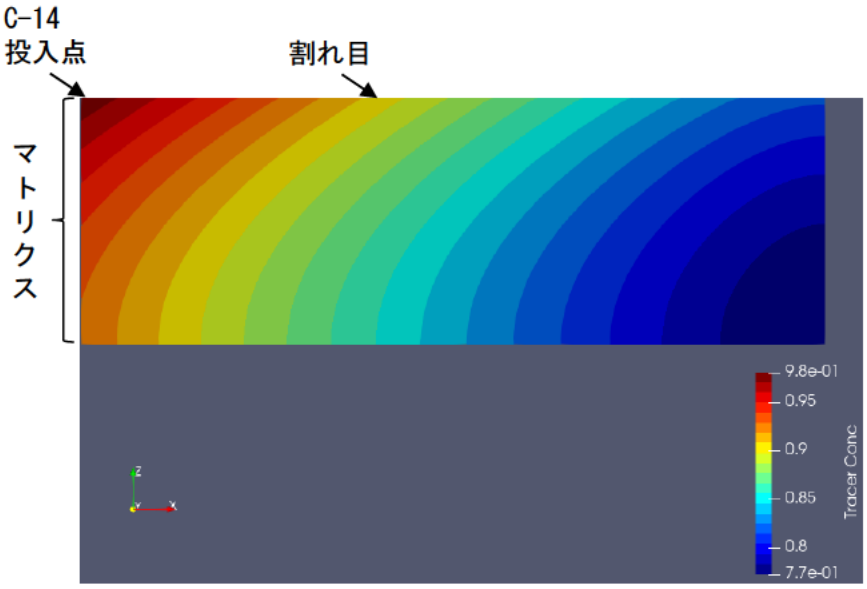


図 3.3-86　二重間隙モデルの割れ目面付近のマトリクスの要素分割の拡大図

表 3.3-23　二重間隙モデルによる解析に用いたパラメータ値

パラメータ	坑道 DS	地上 DS
割れ目透水量係数（m^2/s）	4.8×10^{-8}	1.0×10^{-8}
割れ目開口幅（mm）	1.75	0.2
マトリクス厚（m）	1.67	3.00
モデル長さ（m）	1000	1000
動水勾配（-）	0.01	0.01
割れ目内分散長（m）	100	100
マトリクス間隙率（-）		
割れ目面から 0～1 cm	0.0048	0.0075
1～2 cm	0.0040	
2～3 cm	0.0047	
3cm～	0.0075	
マトリクス実効拡散係数（m^2/s）		
割れ目面から 0～1 cm	8.18×10^{-13}	7.01×10^{-13}
1～2 cm	6.65×10^{-13}	
2～3 cm	5.40×10^{-13}	
3cm～	7.01×10^{-13}	
マトリクス拡散寄与面積率	60%	100%



濃度は投入フラックスの濃度 C_0 で正規化している

図 3.3-87　二重間隙モデルによる定常状態の割れ目とマトリクス内の C-14 の濃度分布

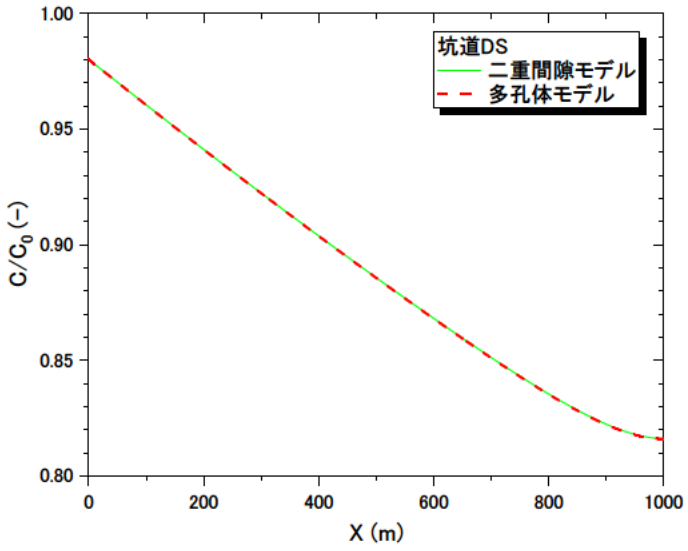


図 3.3-88　多孔質媒体モデルによる C-14 濃度分布のフィッティング結果（坑道 DS）

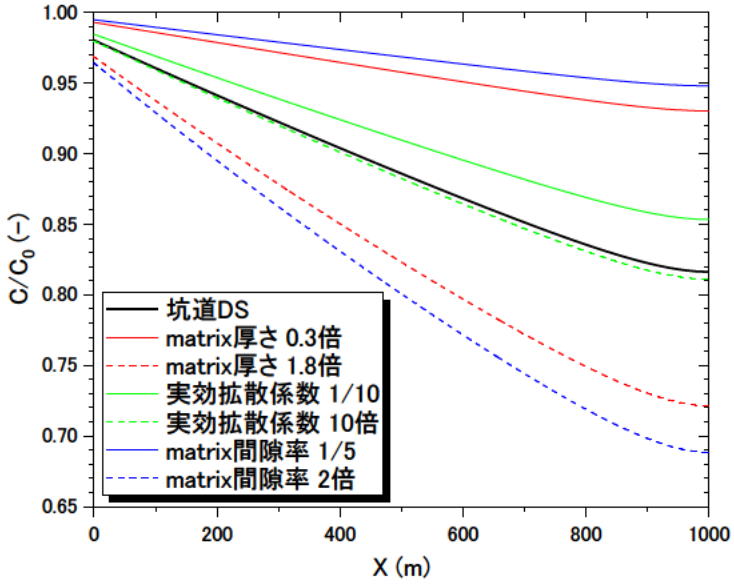


図 3.3-89　二重間隙モデルのパラメータ値が割れ目内 C-14 濃度分布へ与える影響（その１）

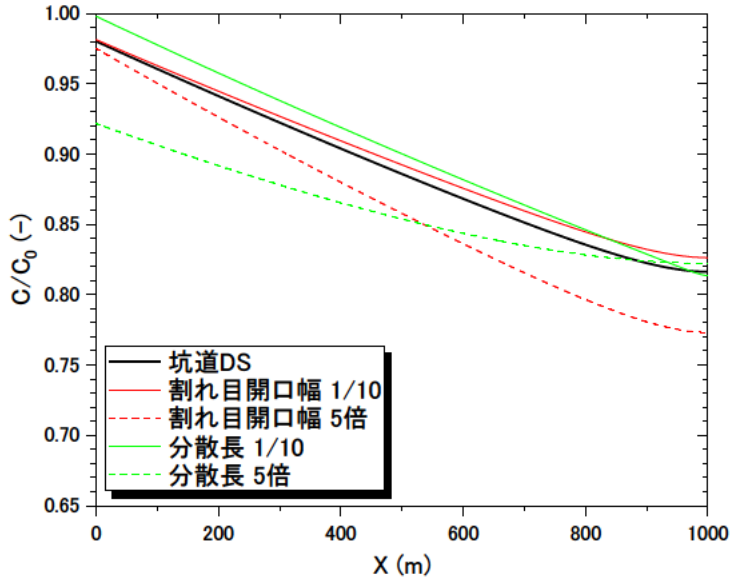


図 3.3-90　二重間隙モデルのパラメータ値が割れ目内 C-14 濃度分布へ与える影響（その２）

2)　地表調査データに基づく上部割れ目帯（UHFD）の見かけの間隙率の推定

ここでは、概要調査段階をイメージした地表調査 DS に基づいて、二重間隙モデルでの定常状態の C-14 の下流方向への濃度分布を多孔質媒体モデルにより近似する場合の等価な(見かけの)間隙率の推定を行った。

地表調査 DS に基づく二重間隙モデルのパラメータとして、表 3.3-23 に示す数値を設定した。すなわち、割れ目の透水量係数、割れ目の開口幅には、(3)2)の検討で仮定した最小の水みち割れ目の数値を設定した。また、(3)2)の半径 6 m 以上の割れ目の平均間隔が 6 m であったため、割れ目の両側に隣接するマトリクスの厚さをその 2 分の 1 の 3.0 m に設定した。モデルの流下方向の長さと動水勾配、割れ目内の分散長、それぞれ 1)と同じ 1000 m、0.01、100 m に設定した。マトリクスの間隙率とマトリクス内での C-14 の実効拡散係数は、健岩部の数値である 0.0075 と 7.01×10^{-13} m²/sec にそれぞれ設定した。また、概要調査段階では水みち割れ目に関する詳細なデ

ータは取得できないと考え、マトリクス拡散寄与面積率は 100 %とした。

二重間隙モデルに表 3.3-23 に示したパラメータ値を与えて、割れ目内地下水流量に一定濃度 C_0 を乗じた C-14 の Flux を X=0 において割れ目のみに投入し続けた場合の流下方向 X=1000 m までの割れ目内およびマトリクス内の定常状態での濃度分布を計算した。

一方、幅 3.0 m、長さ 1000 m の一次元多孔質媒体モデルに対して、二重間隙モデルと同じ地下水流量と C-14 の投入フラックスを与えて間隙率をパラメータとした移行解析を実施し、定常状態での投入点からモデル下流端までの C-14 の濃度分布が二重間隙モデルによる割れ目内の濃度分布と一致するような間隙率を同定した。

二重間隙モデルによる解析で得られた投入点から下流方向への C-14 の濃度分布と、最も良く一致した一次元多孔質媒体モデルの濃度分布を図 3.3-91 に示す。多孔質媒体モデルの間隙率を 0.0067（=0.67 %）とした場合に、濃度分布は二重間隙モデルとほぼ一致した。つまり、二重間隙モデルでの定常状態の C-14 の下流方向への濃度分布を多孔質媒体モデルにより近似する場合の等価な（見かけの）間隙率は 0.0067 と推定された。等価な間隙率は、地上 DS に基づく解析の方が坑道 DS に比べてやや小さい値となった。これは、主にマトリクス厚さと割れ目開口幅の違いによるものと考えられる。

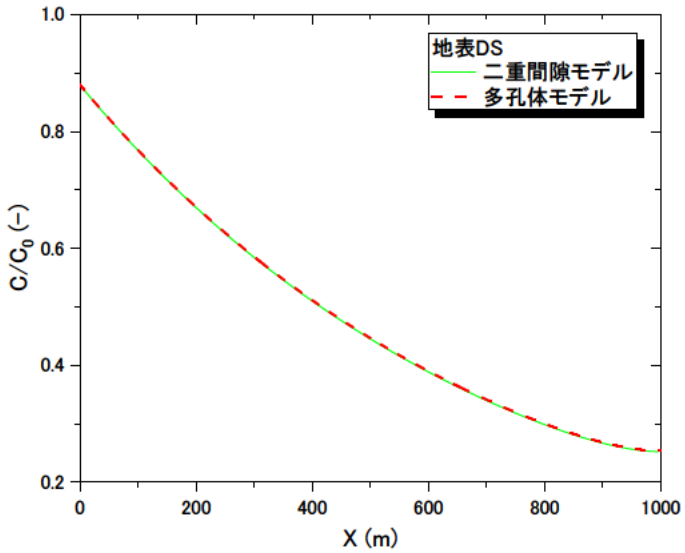


図 3.3-91　多孔質媒体モデルによる C-14 濃度分布のフィッティング結果（地表 DS）

(5) まとめ

これまでの調査研究で割れ目データが蓄積されている瑞浪超深地層研究所周辺岩盤を事例として、坑道スケールや微視スケールで評価した岩盤の物質移行に関わる不均質性を広域スケールの地下水流動モデルに反映するための物質移行パラメータ（間隙率、分散長）の設定手法を整備するための検討を行った。

まず、これまでの坑道での地質・水理調査やコア試料を用いた物質移動に関わる室内試験の結果に基づき、水みち割れ目や周辺のマトリクスに関する水理・物質移動特性に関する検討を行った。水みち割れ目周辺のマトリクスは、概ね割れ目面から 30 mm 程度の範囲で過去のせん断運動や熱水変質を受けた痕跡が認められ、間隙率や実効拡散係数は割れ目面近傍ほど大きく、割れ目面から遠ざかるにつれて間隙率は小さくなる傾向が認められた。分配係数・比表面積については、二次鉱物の量が多いものほど値が大きくなっていた。一方、水みち割れ目の開口部について、

レジンを充填したコア試料の研削画像から、カタクレーサイトもしくは熱水破砕に伴った脈と母岩の境界部（①、②）、晶洞や割れ目の癒合し残した開口部（③、⑤）、既存の微小断層を弱線として生じた割れ目の間隙部（④）に分類し、幾何形状や開口幅、開口面積率の違いを明らかにした。これらの結果から、水みち割れ目と周辺マトリクスの概念モデルを提案した。

続いて、瑞浪超深地層研究所の坑道内で実施した地質・水理調査により取得したデータセットを基に推定した土岐花崗岩上部割れ目帯の水みち割れ目の分布特性や水理特性の妥当性を示すために、平成 31 年度に深度 300 m ボーリング横坑で実施したトレーサー試験の再現解析を実施した。上記の水理地質特性を基に構築した 10 リアライゼーションの DFN モデルの半数で、割れ目の透水量係数と開口幅の関係や分散長を調整することで、トレーサー試験の破過曲線を概ね再現することができ、坑道内調査によるデータセットから推定した水みち割れ目の分布・水理特性の妥当性が示唆された。また、平行平板モデル 1 流路での計算でも、トレーサー破過曲線の再現は可能ではあったが、割れ目内流速や縦分散長が大きく推定される可能性が課題として残った。

そして、上記の水みち割れ目の分布・水理特性を基に一辺の長さ 50 m の立方体状の DFN モデルを構築し、トレーサー試験の再現解析を通じて推定した割れ目の透水量係数と開口幅の関係や分散長を考慮した物質移動の数値シミュレーションを実施した。多孔質媒体モデルによる数値シミュレーションも実施し、物質移動に関して DFN モデルと類似の結果が得られる多孔質媒体モデルの分散長を同定した。その結果、土岐花崗岩上部割れ目帯では、50 m スケールの物質移動に関して、縦分散長が 8～10 m 程度、横分散長が 0.8～1.0 m 程度になると推定された。

さらに、最初に述べた水みち割れ目や周辺のマトリクスに関する水理・物質移動特性を考慮して、単一割れ目とマトリクスからなる二重間隙モデルを用いて、地下水年代測定の指標の 1 つである C-14 の移動に関する数値シミュレーションを実施した。多孔質媒体モデルでも数値シミュレーションを実施し、破過曲線を比較することにより、C-14 の移動に関して二重間隙モデルと等価な（見かけの）多孔質媒体モデルの間隙率を同定した。感度解析の結果、坑道内調査によるデータセットから推定したパラメータ値を基本とした場合、特にマトリクスの厚さや間隙率が定常状態の割れ目内の C-14 濃度分布に影響を与えることがわかった。

分散長や等価な間隙率の推定は、概要調査をイメージした主に地表からのボーリング調査で得られたデータセットによっても実施した。その結果、概要調査段階で取得されるデータでも、広域スケールの解析に必要な物質移行パラメータの概略の数値を推定できる可能性が示唆された。

令和 3 年度は、より複雑な二重間隙モデルやより大きなスケール（100 m～）の DFN モデルを用いた数値シミュレーションによる検討を行い、広域スケールの解析に使用する物質移行パラメータの設定手法を提案するとともに、設定に必要なデータの種類や取得方法、密度等について整理する。また、概要調査段階での調査や広域スケールのモデル化・解析に関する知見を整理する。

参考文献

電力中央研究所, 平成 26 年度地層処分技術調査等事業（岩盤中地下水移行評価確証技術開発）－岩盤中物質移行特性評価技術の確証－, 2015.

電力中央研究所, 平成 27 年度地層処分技術調査等事業（岩盤中地下水移行評価確証技術開発）－岩盤中物質移行特性評価技術の確証－, 2016.

電力中央研究所, 平成 28 年度地層処分技術調査等事業（岩盤中地下水移行評価確証技術開発）－岩盤中物質移行特性評価技術の確証－, 2017.

電力中央研究所, 平成 29 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（岩盤中地下水移行評価確証技術開発）－岩盤中物質移行特性評価技術の確証－, 2018.

Dershowitz, W., Winberg, A., Hermanson, J., Byegård, J., Tullborg, E.-L., Andersson, P. and Mazurek, M., A semi-synthetic model of block scale conductive structures at the Äspö HRL, Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Company. Äspö Hard Rock Laboratory. International Progress Report IPR-03-13., 2003.

Gelhar, L. W., Welty, C. and Rehfeldt, K. R., A critical review of data on field-scale dispersion in aquifers, Water Resources Research, vol. 28, no. 7, pp.1955-1974, 1992.

濱 克宏, 岩崎理代, 森川佳太, 土岐花崗岩のブロックサンプルを用いた拡散試験, JAEA-Technology 2017-015, 2017.

濱田 藍, 土岐花崗岩中の水みち割れ目とその周辺マトリクスの微細間隙構造, 電力中央研究所報告, 研究報告:N18004, 2019.

畑 明仁, 井尻裕二, 細野賢一, 澤田 淳, 原位置トレーサー試験の逆解析による同定パラメータ値の不確実性評価, 原子力バックエンド研究, Vol. 10, No.1-2, pp.47-56, 2004.

井尻裕二, 畑 明仁, 細野賢一, 澤田 淳, 原位置トレーサー試験により得られる核種移行パラメータ値の不確実性について, 土木学会論文集, No. 778, III-69, pp.85-97, 2004.

石橋正祐紀, 笹尾英嗣, 濱 克宏, 深部結晶質岩マトリクス部における微小移行経路と元素拡散現象の特徴, 原子力バックエンド研究, vol. 23, pp.121-130, 2016.

岩崎理代, 濱 克宏, 森川佳太, 細谷真一, 物質移動に関わるパラメータ値の取得, JAEA-Technology 2016-037, 2016.

核燃料サイクル開発機構, わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性―地層処分研究開発第 2 次取りまとめ―総論レポート、JNC TN1400 99-020, 1999.

核燃料サイクル開発機構, わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性―地層処分研究開発第 2 次取りまとめ―分冊 3　地層処分システムの安全評価、JNC TN1400 99-020, 1999.

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）―割れ目系岩盤中の地下水流動解析手法―, 電力中央研究所報告, U93054, 1994.

國丸貴紀, 森川佳太, 舘 幸男, 久野義夫, 細谷真一, 下田紗音子, 加藤博康, 中澤俊之, 生瀬博之, 久保田政子, 花崗岩試料を用いた収着・拡散試験および間隙率測定, JAEA-Data/Code 2012-013, 2012.

中嶌誠門, 瀬尾昭治, 尾上博則, 石橋正祐紀, 三枝博光, 澤田 淳, 地下坑道での調査データに基づく坑道周辺領域における水理地質構造モデルの構築（その 2）, 第 42 回岩盤力学に関するシンポジウム講演集, pp.107-112, 2014.

Neretnieks, I., Diffusion in the Rock Matrix: An Important Factor in Radionuclide Retardation?, Geophys. Res., vol. 85, no. B8, p.4379-4397, 1980.

日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 平成 30 年度　高レベル放射性廃棄物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）, 経済産業省資源エネルギー庁, 381p, 2019.

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）, 経済産業省資源エネルギー庁, 466p, 2020.

山下理代, 濱 克宏, 竹内竜史, 森川佳太, 細谷真一, 中村敏明, 田中由美子, 花崗岩試料を用いた拡散試験環境の整備と間隙率測定および鉱物試験, JAEA-Technology 2014-029, 2014.

3.4 地下水年代測定技術の高度化

3.4.1 背景と目的

3.2 に記載したように、地下水年代は広域の長期にわたる地下水流動について重要な情報を与えるため、放射性廃棄物の処分地選定や安全評価で重要な情報となると考えられる。処分場選定における信頼性や安全評価の精度を向上させるため、新たな地下水年代指標の検討や既存の手法の精度を高めるための前処理・分析方法を検討することで地下水年代測定技術をより高度化することが必要とされている。ここでは瑞浪地域の地下水を対象として、地下水年代測定技術の高度化について検討した結果について報告する。

既往の研究によって瑞浪地域の地下水は、地下水年代が数千から数万年程度であると評価されており、この年代領域における地下水年代の指標を検証するために適した場である。ここではまず新しく開発されつつある地下水年代評価手法として ^{81}Kr に着目し、瑞浪地域の地下水に適用した結果を報告する。^{81}Kr は半減期が 2.29×10^5 年の放射性核種であるため、10 万年から 80 万年程度の地下水年代評価に有用であると考えられる。本研究ではさらに ^{81}Kr で評価可能な年代の下限を明らかにすることを目的として、数万年程度の地下水に ^{81}Kr を適用した場合と ^{14}C（無機）で評価された場合の年代を比較した。また、既存の手法の採取・前処理手法の改良として有機 ^{14}C に着目し、有機 ^{14}C を用いた地下水年代評価に適した有機物の採取法の提案することを目的として、有機物の採取法を変えた場合の有機物の回収率と ^{14}C 年代を比較した。

3.4.2 ^{81}Kr の評価下限の検討

(1) 目的と実施事項

放射性廃棄物処分の安全評価には数万年から数百万年の地下水年代評価が重要であると考えられる。数万年から 10 万年程度の地下水年代に着目すると、2 万年以下程度の年代であれば半減期が 5,730 年を適用して評価することが可能である。また、塩素の放射性同位体である ^{36}Cl は、半減期が 3.0×10^5 年であるため、5～200 万年程度の地下水年代を評価することができる。2 万年以上、5 万年以下程度の地下水は ^{14}C や ^{36}Cl がともに評価が難しい年代となっているため、現状では正確な地下水年代評価が困難となっている。前述のように ^{81}Kr の半減期は 2.1×10^5 年と ^{36}Cl よりも短く、数万年程度の地下水年代が評価可能であることが期待できる。

そこで、ここでは数万年程度の地下水年代評価に ^{81}Kr が適用できる可能性について評価することを目的として検討を行った。^{14}C による評価結果から、瑞浪地域には地下水年代が数万年程度であると考えられる地点が複数存在する。これらの地点における ^{81}Kr と ^{14}C の年代評価結果を比較し、^{81}Kr が評価できる年代の下限について議論した。

(2) 試験手法

瑞浪超深地層研究所の深度 300 m ステージで掘削された 2 本のボーリング孔（09MI20 区間 1 および 10MI23 区間 3）から地下水およびガスを採取し、^{81}Kr および ^{14}C 年代を評価した。地下水から抽出したガスを加熱したチタンと接触させ、窒素・酸素等を除去した後、Atom Trap Trace Analysis（ATTA）によって ^{81}Kr の濃度を評価した（Lu et al., 2014）。^{14}C 評価用のサンプルは上記の地点の地下水をテフロンのチューブで、高密度ポリエチレンの容器底部に導き、地下水で容器体積の 3 倍程度オーバーフローさせた後ボトルに採取した。採取した地下水にはリン酸を添加してヘリウムガスでバブリングし、気化した二酸化炭素を炭素に還元して得られた炭素ターゲットとし（Nakata et al., 2016）、加速器質量分析（AMS）にて ^{14}C を評価した。^{14}C についてはサンプリング・測定におけるばらつきを把握するため、同地点で 3 本のサンプルを採取し、分析に供した。

(3) 結果と考察

坑道内ボーリング孔(09MI20 区間 1 および 10MI23 区間 3)から採取した地下水における ^{81}Kr と ^{14}C 年代の比較結果を表 3.4-1 に示した。^{14}C の年代を 3 回評価した場合の値は比較的安定しており、09MI20 号孔で 12,000 年程度、10MI23 号孔で 25,000～32,000 年程度の値を示した。一方 ^{81}Kr で評価された年代を見ると、09MI20 号孔の地下水年代は Modern と評価されたのに対して、10MI23 号孔の地下水年代は数百年から 2 万年程度であると評価された。

10MI23 号孔で ^{81}Kr によって評価された年代が、09MI20 号孔で評価された年代に比べて若いことから、数万年以下程度の地下水においても ^{81}Kr は定性的に地下水が「若い」「古い」を判断する指標として使うことができることが示唆された。さらに、10MI23 号孔のサンプル 1 において評価された 17,000 年という年代は ^{14}C で評価された年代とオーダーでは一致している。しかし、^{81}Kr で評価された年代が三つのサンプルで数百年のオーダーから数万年のオーダーまでばらつきが見られることから、^{81}Kr のサンプリング分析を通じた評価精度は、数万年の地下水年代が評価できるほどではないと推察される。

表 3.4-1　^{14}C と ^{81}Kr から評価された年代の比較

地点名	サンプル	^{14}Cから評価された年代（年）		^{81}Krから評価された年代（年）
09MI20区間1	1	12,260	平均	Modern
	2	12,220	12,190±83	Modern
	3	12,100		
10MI23区間3	1	24,860	平均	17,600
	2	31,150	29,280±3,840	661
	3	31,820		7,690

以上のことから、^{81}Kr を用いた地下水年代測定では 3 万年程度の地下水年代の「若い」「古い」を定性的に判断する材料としては有用である可能性があるが、定量的に評価する指標としては適用が難しいことが示された。今後、もう少し年代が古い（5 万年程度）の地下水を対象に調査を実施することができれば、^{81}Kr と ^{36}Cl あるいは ^{4}He 年代を比較すること、および同一地点での繰り返し測定の回数を増やすことで、^{81}Kr 測定のサンプリング分析における精度、および ^{81}Kr を用いた年代評価の下限値について明らかにしていく。

3.4.3 地下水年代評価を目的とした有機物の採取方法の検討

(1) 目的と実施事項

地下水に溶存する有機物は、ある程度の大きさを持ち、岩石と同じ電荷に帯電する可能性が高いことから、マトリクス拡散の影響を受けにくく、岩石に吸着せずに地下水と同じ速度で流れる可能性が高いと考えられる（Atringer et al., 1998)。また、無機の炭素と比べて地化学反応に関与しにくいため、面倒な補正計算をすることなく、得られた ^{14}C 年代がそのまま地下水の年代を表している可能性もある（Thomas et al., 2021)。このように、溶存有機物（DOC）に含まれる炭素の ^{14}C (DO^{14}C) 年代による地下水年代評価は、無機 ^{14}C 年代評価と比較しても利点があり、^{14}C や ^{4}He と相補的に地下水年代評価に用いることで、評価される年代の精度を高めることができると考えられる。

DO^{14}C を評価するためには、まず地下水から DOC を抽出する必要がある。DOC を水試料から抽出・濃縮する方法として、(1)疎水性の樹脂を用いる方法（Thurman and Malcolm, 1981; Aiken 1985)、(2)ナノフィルター（NF）あるいは逆浸透膜を用いる方法（Sun et al., 1995)、(3)

陰イオン交換樹脂を用いる方法（Croué et al., 1999）が挙げられる。これらの手法が河川水など表層水に適用され、得られた有機物の分光学的な特性などの比較は既往の研究でも実施されているが、^{14}C に着目して比較された例はほとんどない。さらに、地下水中の DOC の回収率（抽出・濃縮できた DOC の、地下水にもともとあった DOC に対する割合）が低いことが報告されており、^{14}C の評価と併せて地下水から効率よく DOC を得ることができる手法の検討が必要である。

今年度の研究では、DOC を濃縮する方法として陰イオン交換樹脂を用いる手法について検討した。陰イオン交換樹脂は上述の三つの手法の中でも回収率が高いとされており、少量の地下水サンプルしか得られない場合への適用方法として最も適している可能性がある。しかし、実際の地下水に陰イオン交換樹脂が適用された例がほとんどないうえ、以前は DEAE セルロースを陰イオン交換樹脂として用いる方法が「標準的な手法」として確立されたにもかかわらず（渡辺ほか, 2007）、現在 DEAE セルロース製薬メーカーで廃盤になっており入手が困難である。このため、地下水の DOC を回収するために最適な樹脂を選定し、その吸着・回収に適した条件を選定するところから検討する必要がある。

上記のことから、本研究では最終的に $DO^{14}C$ を評価するための最適手法を提案することを目的とした。この中で今年度の検討では地下水の中から、陰イオン交換樹脂を用いて DOC を回収する手法を確立することを目標とし、検討を実施した。まずは DOC の模擬物質として蛍光染料であるウラニンと市販のフミン酸を用い、DOC 回収に最適な陰イオン交換樹脂を選定するための試験を実施した。選定した樹脂を用いて、60 L 程度のサンプルが処理できることを確認したあと、瑞浪地域の広域井戸から取得した地下水の有機物を、陰イオン交換樹脂を用いて濃縮した。

(2) 最適な樹脂の選定

① 候補となる樹脂の選定と試験方法

地下水から陰イオン交換樹脂を用いて DOC を濃縮するには、DOC を陰イオン交換樹脂に吸着させたあと、吸着した DOC を脱離させて回収する必要がある。このため、DOC 濃縮に適した樹脂とは、溶離液を用いてこれらが回収できる必要がある。過去には DEAE セルロースとよばれる樹脂がこれに適した樹脂として確立されていたが、現在 DEAE セルロースは主な試薬メーカーでの販売が中止されており、入手が困難である。このため、本研究では DEAE セルロースに代わって DOC 回収に適した樹脂を選定することから開始した。

上述のように陰イオン交換樹脂に有機物が強固に吸着した場合、これを溶離液で回収することが困難である。このため、強塩基性の樹脂を避け、イオン交換クロマトグラフィーの担体として使われるような樹脂をピックアップした。さらに、樹脂の構造がスチレン系のものである場合、DOC が疎水性の吸着により樹脂に強固に吸着し、回収が難しくなる可能性があるため、樹脂の骨格がスチレン系であるものは除外した。上述の基準で樹脂を選定した結果、(1)TOYOPEARL DEAE-650（東ソー、以下 DEAE-650 と記載する）、(2)ダウエックス 66（富士フイルム和光純薬）、(3)DEAE セファロース（シグマアルドリッチ）の三種がピックアップされたため、これらの吸着・脱離挙動について検討した。

内径 1 cm のカラムに充填高さが 2 cm となるように、評価対象となる樹脂を予備洗浄（酸およびアルカリによる洗浄）したものを充填した。試験前に十分に純水をカラムに流したあと、約 4.0 mL/min の流速でウラニン 1 mg/L、塩化物イオン 10 mg/L を含む溶液（ウラニン溶液）を 1,000 mL カラムに流した。カラムにウラニン溶液を滴下中、カラム流下液を 100 mL ずつ採取しウラニンの濃度を評価した。1,000 mL のウラニン溶液滴下後、1.0 mol/L 水酸化ナトリウムを 4.0 mL/min で滴下し、カラム流下液を 10 mL ずつ 10 本採取してそれぞれのフラクションに含まれるウラニン濃度を分析した。上記の試験を以下では、ウラニンの吸着-回収試験と記載する。

また、いくつかの樹脂については市販のフミン酸（和光純薬）溶液を用いて同様の試験を実施した。

② 試験結果と考察

1,000 mL のウラニン溶液におけるウラニンの吸着-回収試験の結果を図 3.4-1 に示した。図から明らかなように、三つの樹脂の中でダウエックス 66 はウラニンの回収率が低く、一度ダウエックス 66 に吸着した有機物を回収することが困難であることがわかった。このため DEAE-650 と DEAE セファロースを、実地下水に適用する候補の樹脂として考え、これらの二種類の樹脂に対してフミン酸の吸着－回収試験を実施した。1,000 mL のフミン酸溶液における吸着－回収試験の結果を図 3.4-2 に示した。図からわかるように、二種類の樹脂におけるフミン酸の回収率はほぼ同様の挙動を示したが、わずかに DEAE-650 の方が高い回収率を示した。また、DEAE セファロースがかなり高価なのに対して、DEAE-650 は比較的安価に入手することが可能である。これらのことから、DEAE-650 を地下水から DOC を濃縮するために最適な樹脂と考え、さらに検討を進めた。

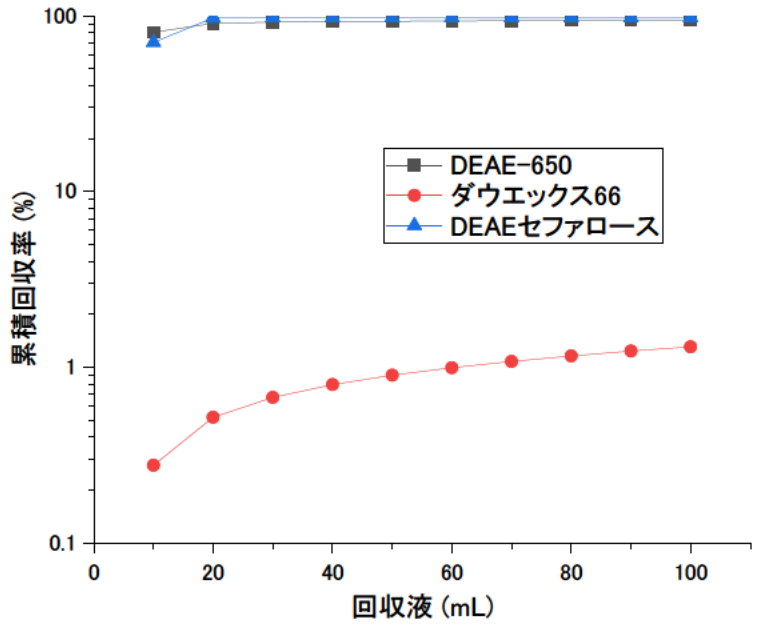


図 3.4-1　ウラニン溶液を用いた樹脂選定のための吸着・回収試験の結果

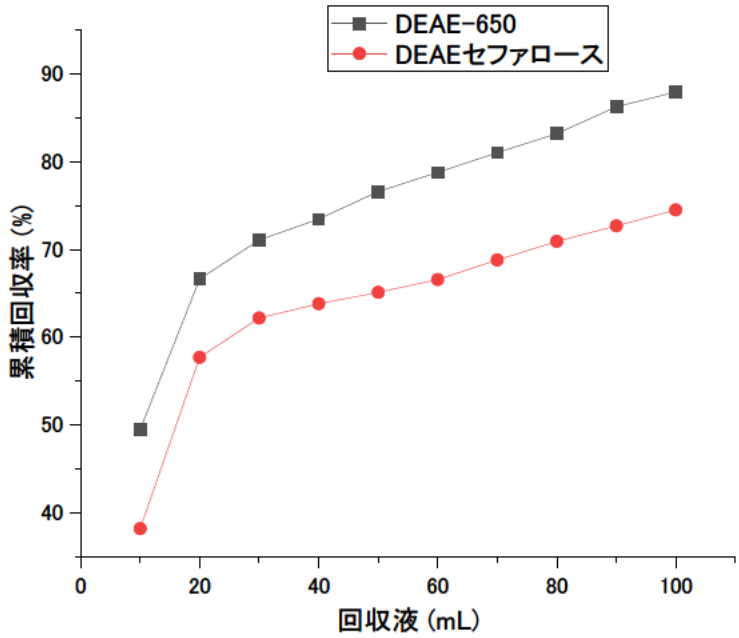


図 3.4-2　フミン酸溶液を用いた樹脂選定のための吸着・回収試験の結果

(3)　試験系のスケールアップと模擬サンプルへの適用

①　試験方法

(2)に記載したように、検討した樹脂の中では DEAE-650 が地下水から DOC を濃縮するために最適な樹脂であると考えられた。ここではさらに、DEAE-650 で数百 L の地下水を処理するために、試験系をスケールアップし、実地下水に適用できるように条件を検討した。

まず、内径 1.0 cm のカラムに充填高さ 2.0 cm で DEAE-650 を充填し、模擬地下水をベースとしたウラニン溶液 4 L を(2)に記載したとの同様の手順で樹脂に流したあと、1.0 mol/L の水酸化ナトリウム溶液を用いて吸着したウラニンを回収した。

上記の試験（4 L での試験）で、内径 1.0 cm、カラム充填高さ 2.0 cm の場合には流速 4.0 ml/min で 4 L の地下水が処理可能であると判断されたため、カラムの内径を 4.0 cm にスケールアップし、60 mL/min の流速で 60 L の後述の模擬地下水をベースとしたウラニン溶液を処理して、ウラニンの回収率を確認した。

陰イオン交換樹脂を用いて DOC を回収する対象としたのは、瑞浪地域の MIU-3 号孔、パッカー区間 16 であるため、NaF、NaCl を純水に適量溶解させ、F^-イオン濃度：10 mg/L、Cl^-イオン濃度：1.8 mg/L 溶液を調製して模擬地下水とした。地下水には炭酸水素イオンが 66 mg/L 程度含まれており、陰イオンの吸着挙動に影響を与えると考えられたが、実地下水に適用する際には炭酸水素イオンを除去する処理を実施するため、模擬地下水には炭酸水素イオンを添加しなかった。当該地下水の総炭素濃度（TOC）としての有機物濃度が 2 mg/L であったため、炭素量を合わせるためウラニン濃度を 4 mg/L になるように模擬地下水に加え、模擬溶液とした（ウラニン分子中の炭素原子の割合は重量で 63.8 %である）。

②　結果と考察

内径 1.0 cm のカラムに DEAE-650 を充填高さ 2.0 cm（樹脂体積 1.57 mL）なるように充填し、4.0 L のウラニン溶液を処理した場合には、30 mL の回収液で 99 %程度のウラニンを回収す

ることができた。このため、体積 1.57 mL の樹脂で 4.0 L の地下水を処理可能であると考えられた。

内径 4.0 cm のカラムに DEAE-650 を充填高さ 2.0 cm で充填し、ここに 60 L の模擬溶液を流したあと、1.0 mol/L の水酸化ナトリウムで吸着したウラニンを回収した結果を図 3.4-3 に示した。カラムが大きくなったことから、溶出が始まるまでに 30 mL 程度の溶液が必要とされているが、回収液 4 から累積の回収率は大きく上昇し、回収液 10 では 98 %程度に達した。このことから、どの回収液を集めるのかを適切に設定することができれば、内径 4.0 cm のカラムに DEAE-650 を高さ 2.0 cm に充填したカラムを用いて 60 L の地下水から有機物を濃縮可能であることが示された。

回収液 4-10 を回収した場合、濃縮率は 1,000 倍となる。半透膜を用いる方法では、回収率はイオン交換樹脂と同様に高いものの、濃縮中に生じる硫酸塩などで膜が目詰まりする「ファウリング」が起きるため、100～200 倍程度までしか濃縮率を上げることができない。今回の試験を通じて、イオン交換樹脂を用いる手法では、高い回収率が期待できることに加えて、濃縮率他の手法と比較してかなり上げられることが利点の一つであることが示された。

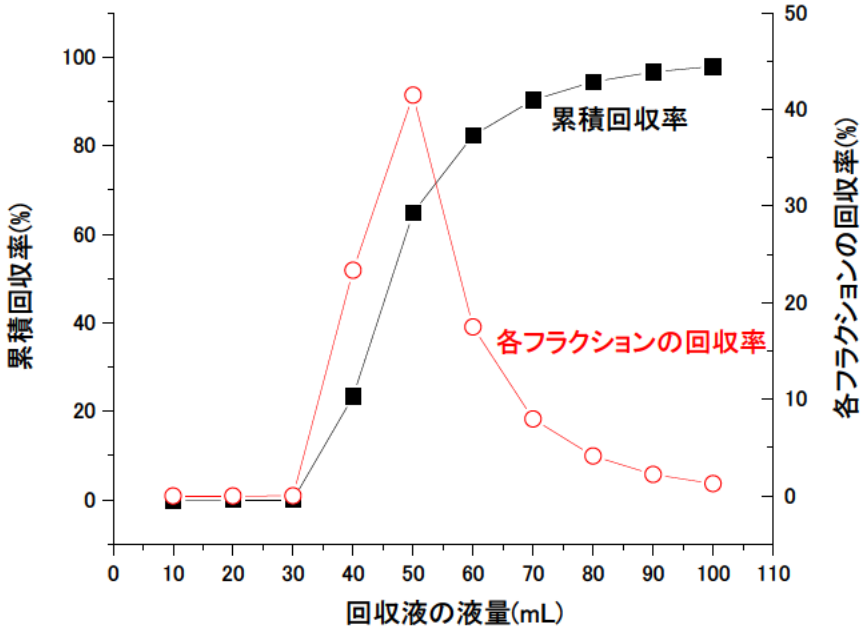


図 3.4-3　実規模カラムでウラニンの吸着・回収試験を実施した結果

(4)　原位置地下水への適用

①　試験方法

瑞浪地域の MIU-3 号孔、パッカー区間 16 から採取した地下水に、上記の予備的試験で確立・有効性確認した手法を適用し、陰イオン交換樹脂による濃縮を試みた。試験手順を以下に示す。

(a)陽イオン交換樹脂の洗浄：1,000 mL ビーカーに 200 mL 程度の陽イオン交換樹脂（XSC-1614：室町ケミカル）を入れ、1.0 mol/L の硝酸溶液を 500 mL 程度添加した。溶液を 10 分間緩やかに攪拌し、硝酸と樹脂を接触させた後、静置して樹脂を沈降させたうえで上澄み液

を廃棄した。この操作を 6 回繰り返したあと、さらに純水で同様の作業を 5 回繰り返した。さらに使用直前に純水で同様の洗浄を実施し、樹脂上澄みの pH が 4.0 以上になるまで純水でのリンスを繰り返した。

(b)カラムの準備 : 塩酸と水酸化ナトリウムで予備的に洗浄した陰イオン交換樹脂（DEAE-650）を内径 4 cm のカラムに充填高さが 2.0 cm となるように充填した。さらに使用直前にこのカラムに 1.0 mol/L 水酸化ナトリウム溶液を 500 mL、純水を 250 mL 滴下してカラム内の樹脂を洗浄した。

(c)地下水からの炭酸水素イオンの除去 : 20 L のバロンボックスに保管されている地下水に対して、150 g の陽イオン交換樹脂（(a)で洗浄したもの）を入れ、スターラーで攪拌しながら 1 時間、樹脂と地下水を接触させた。地下水の pH が 5.0 以下になっているのを確認したあと、上澄み液を 0.45 µm のフィルタに通し、濾液を試験に使用した。

炭酸水素イオンを溶液から除去するには、溶液の pH を下げるのが最も簡易な方法の一つである。しかし、溶液の pH を下げるために酸を添加すると、対イオンである陰イオンが発生し（例えば塩酸の場合、Cl-イオン）、次のステップでこの陰イオンが陰イオン交換樹脂のサイトを占有して有機物の吸着を阻害する可能性がある。一方、水素型に調製した陽イオン交換樹脂を溶液に浸漬すると、溶液中の陽イオン（Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}）と水素イオンが交換して結果的に陰イオンの濃度を増やすことなく pH を下げ、炭酸水素イオン濃度を低下させることが可能である。

(d)陰イオン交換樹脂への有機物の吸着 : (b)で準備したカラムに、(c)で pH を下げ、0.45 µm のフィルタに通した濾液を流速 14 mL/min 程度で滴下した。カラムから流下する液をタンクに採取して重量を測定し、カラムを通過した溶液の量を定量した。約 60 L の溶液がカラムを通過したところで滴下を終了した。

(e)吸着した有機物の回収 : 内径 4 cm のカラムの下部のバルブを開けて、カラム内の溶液を排出した後、カラム上部から 1 cm の着色が顕著な樹脂を採取し、内径 1 cm のカラムに充填した。1.0 mol/L の水酸化ナトリウム溶液を流速 2.0 mL/min で滴下し、カラムから流下する溶液を 10 mL ずつ 10 本取得した。それぞれの溶液について、TOC 計を用いて NPOC の濃度を測定した。

② 結果と考察

元々の地下水における TOC 濃度、各回収溶液における TOC 濃度とそれぞれの液量から算出した回収率を、それぞれのフラクションで足し合わせた「積算回収率」として図 3.4-4 に示した。図 3.4-4 からわかるように、回収率は 2 番目の回収液で大きく上昇し、積算回収率は回収液の量が 100 mL では約 80 %に到達した。このためウラニンやフミン酸を模擬物質として確立した手法が対象とした瑞浪地域の地下水に対しても適用が可能であることがわかった。

このため、上記の方法を合計 400 L の地下水に対して、60 L ずつ繰り返して適用し瑞浪地域の地下水から陰イオン交換樹脂を使って有機物を濃縮した。

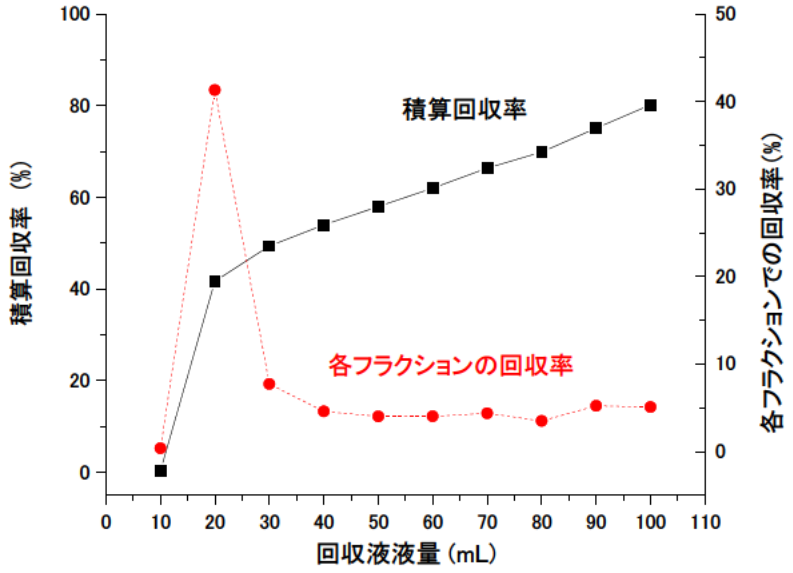


図 3.4-4　原位置地下水を用いた有機物回収試験の結果

(5) まとめ

今フェーズの検討では、最終的に $DO^{14}C$ 分析を目的としたときの地下水からの有機物回収方法を提案することを目的として研究を進めている。今年度はまず、陰イオン交換樹脂を用いて地下水から有機物を濃縮・回収する手法を確立し、実際に瑞浪地域で取得した地下水から有機物を回収することを目的として検討を実施し、以下の知見を得た。

・地下水から有機物を回収するための最適な陰イオン交換樹脂の選定：既往の研究で使われてきた DEAE セルロースが現在製造中止になっていることから、これに代わる樹脂を選定するところから、検討を開始した。ウラニンや市販のフミン酸を溶解した溶液を模擬地下水として吸着・回収試験を実施した結果、DEAE-650 という陰イオン交換樹脂がウラニンやフミン酸を吸着し、回収も容易であることから、最適な樹脂であると判断された。

・試験系の大規模化：最終的には $DO^{14}C$ の分析に供することができる有機物の量を確保するため、60 L の溶液を処理できるように試験系をスケールアップした。内径 1 cm のカラムを内径 4 cm のカラムにスケールアップすることで、60 L の模擬溶液が流速 60 mL/min で処理可能であることがわかった

・実地下水への適用：実際に MIU-3 号孔、パッカー区間 16 から採取した地下水に、上記の方法を適用し、60 L の地下水をカラムに流した後、40 mL の回収液で有機物を回収した。TOC をベースにすると、このときの回収率（40 mL に回収できた有機物の 60 L の地下水に存在した有機物に対する割合）は 60 %程度であり、高い濃縮率と回収率を実現可能であることが示された。

・今後の展開としては、今後は回収した有機物をさらに精製して $DO^{14}C$ 分析に供し、$DO^{14}C$ 年代を明らかにしていく。すでに他の手法で取得された年代と比較し、陰イオン交換樹脂で採取された有機物が年代的にはどのような特性を持つのかを明らかにしていく。この情報を基にして、有機物を用いた年代測定法として、どのような採取の仕方が適切であるかを明らかにしていく。

3.4.4 地下水年代測定技術高度化のまとめ

瑞浪地域の地下水の年代は数万年程度であることから、数万年程度の地下水年代の指標の有用性等を確認するために適した地下水である。ここでは、^{81}Kr の評価下限値の確認および $DO^{14}C$ による地下水年代評価のためのサンプル採取法の提案を目的として、検討を実施した。

瑞浪地域の二地点の地下水において ^{14}C（無機）を指標として評価される地下水年代と ^{81}Kr を指標として評価された地下水年代を比較したところ、^{14}C と ^{81}Kr で評価される年代は定性的に一致したことから、数万年程度の地下水であっても ^{81}Kr を用いて定量的に若い・古いを議論することは可能であることが示唆された。一方、^{81}Kr で評価された年代は ^{14}C で評価された年代と比較して、繰り返し評価した場合のばらつきが大きく、2～3 万年程度の地下水を定量的には評価できていないことが示唆された。

$DO^{14}C$ については、陰イオン交換樹脂を用いた回収法における回収率と、陰イオン交換樹脂を用いた場合の $DO^{14}C$ の情報を得るため、まず陰イオン交換樹脂を用いた手法の最適な条件を設定することを試みた。ウラニンやフミン酸を溶解した溶液を模擬地下水として、三種類のイオン交換樹脂への吸着・脱離挙動を明らかにし、その結果から有機物の回収に最適な陰イオン交換樹脂を選定した。また、数百 L の地下水から有機物を回収できるように試験系をスケールアップし、内径 4 cm のカラムを使うことで、60 L の地下水が流速 60 mL/min で処理可能であることを示すことができた。検討した手法を実際に MIU3 号孔、パッカー区間 16 で得られた地下水に適用し、合計 400 L の地下水から有機物を濃縮することができた。

参考文献

Artinger R., Kienzler B., Schüßler W. and Kim J.I., Effects of humic substances on the 241Am migration in a sandy aquifer: column experiments with Gorleben groundwater/sediment systems. J. Contam. Hydrol. 35, pp.261-275, 1998.

Nakata K, Hasegawa T, Iwatsuki T, and Kato T., Comparison of ^{14}C collected by precipitation and gas-strip methods for dating groundwater. Radiocarbon 58, pp.491-503, 2016.

Lu Z.-T., Schlosser P., Smethie W.M., Sturchio N.C., Fischer T.P., Kennedy B.M., Purtschert R., Severinghaus J.P., Solomon D.K., Tanhua T. and Yokochi R, Tracer applications of noble gas radionuclides in the geosciences, Earth-Science Reviews, 138, pp.196-214, 2014.

Sun L., Perdue E.M. and McCarthy J.F., Using reverse osmosis to obtain organic matter from surface and ground waters. Water Res. 29, pp.1471-1477, 1995.

Thomas J.M., Hershey R.L., Fereday W. and Burr G., Using Carbon-14 of dissolved organic carbon to determine groundwater ages and travel times in aquifers with low organic carbon, Applied Geochemistry, 124, pp.196-214, 2021.

Thurman E.M. and Malcolm R.L., Preparative isolation of aquatic humicsubstances. Environ. Sci. Technol. 15(4), pp.463–566, 1981.

Croué J.-P., Violleau D., Bodaire C. and Legube B., Removal of hydrophobic and hydrophilic constituents by anion exchange resin, Water Science and Technology 40, pp.207-214, 1999.

渡辺 彰, 藤嶽暢英, 長尾誠也（編）, 腐植物質分析ハンドブック：標準試料を例にして, p15, 2007.

3.5 原位置調査結果

3.5.1 調査地点

昨年度、広域調査ボーリング孔において、地下水年代調査を実施した。実施地点は、図 3.5-1 に示すように、DH-13、MIU-2～4、MSB-2 および 4 である。これらの地点について、主に過去に採水した地点と同地点で採水を行い、調査結果を比較した。特に、^{14}C については、沈殿法からガス化法に変更したことにより、測定精度の向上が期待できる（Nakata et al., 2016）。また、^{4}He については、原位置採水を実施したことで脱ガスや大気汚染などの低減が期待できる（Nakata et al., 2019）。

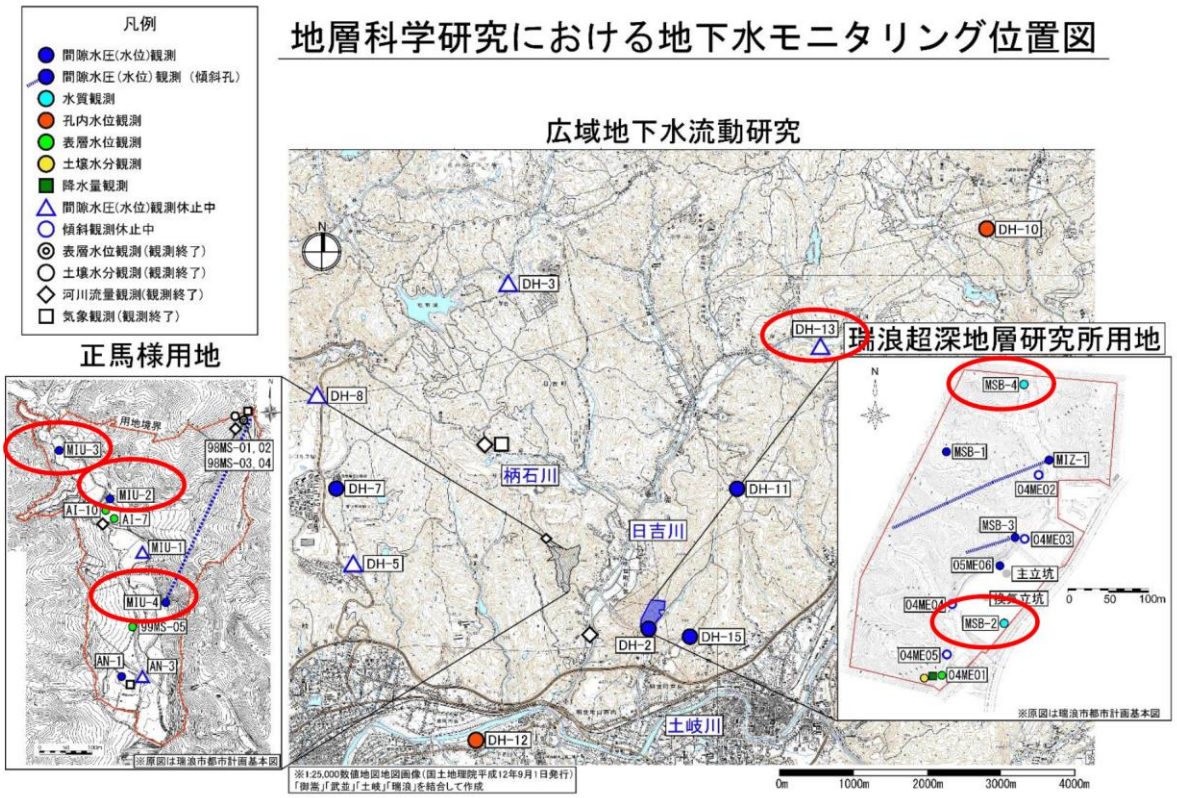


図 3.5-1　瑞浪広域ボーリングと調査対象ボーリング孔の位置図

3.5.2 調査結果

^{4}He の分析結果を図 3.5-2 に示す。ここでは、^{4}He 濃度と標高の関係を図に示した。図からわかるように、涵養域～流出域に向けて ^{4}He 濃度に増加傾向があることがわかる。^{4}He は、滞留時間とともに蓄積するため、涵養域～流出域に向けて、滞留時間が増加していることがわかる。この傾向はこれまでの結果とかわらない。さらに、^{4}He 濃度の過去の結果(長谷川ほか、2012)と新規の結果を比較した結果を図 3.5-3 に示す。図から過去の結果と新規の結果はほぼ同じであるが、MSB-4 においてやや増加傾向にある。さらに、全体に過去の結果の方が特に濃度の高い部分において、低い傾向にある。原因については、今後検討するとともに、データの再分析を行う。

^{14}C の分析結果を図 3.5-4 に示す。図からわかるように、涵養域～流出域に向けて ^{14}C 濃度に低下傾向があることがわかる。^{14}C は、滞留時間とともに放射壊変によって減少するため、涵養域～流出域に向けて、滞留時間が増加していることがわかる。この傾向はこれまでの結果とかわらない。さらに、^{14}C 濃度の過去の結果(長谷川ほか、2012)と新規の結果を比較した結果を図 3.5-5

に示す。図から過去の結果と新規の結果はほぼ同じであるが、濃度が 10pMC 以下の低い領域で、ガス化法(新規)の方が ^{14}C 濃度の低いことがわかる。これは、沈殿法では前処理の過程で 1 mgC の大気が混入するためと考えられる (Nakata et al., 2016)。また、ボトル採水と揚水採水とでは、揚水採水の方が ^{14}C 濃度が低い傾向にある。これは、ボトル採水では、採取後に容器に入れ替えるなど大気に触れる機会が多くなるためと考えられる。

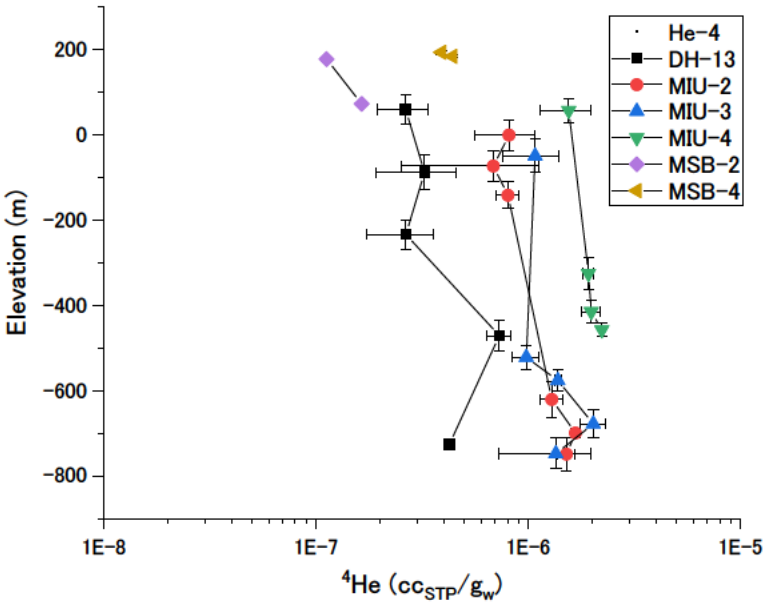


図 3.5-2　^{4}He 濃度と標高の関係

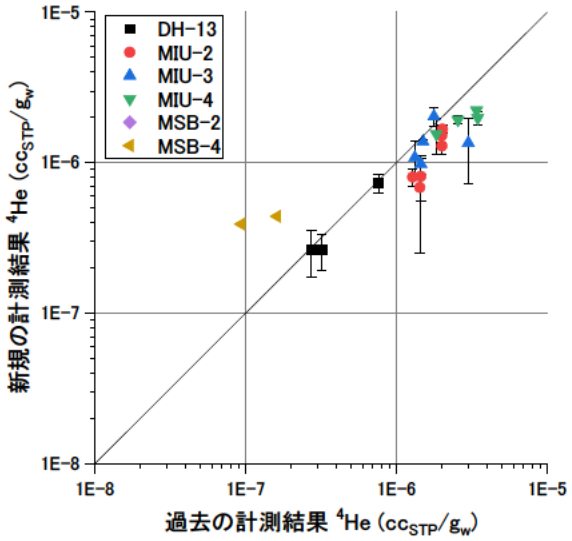


図 3.5-3　^{4}He 濃度の既存と新規の比較結果

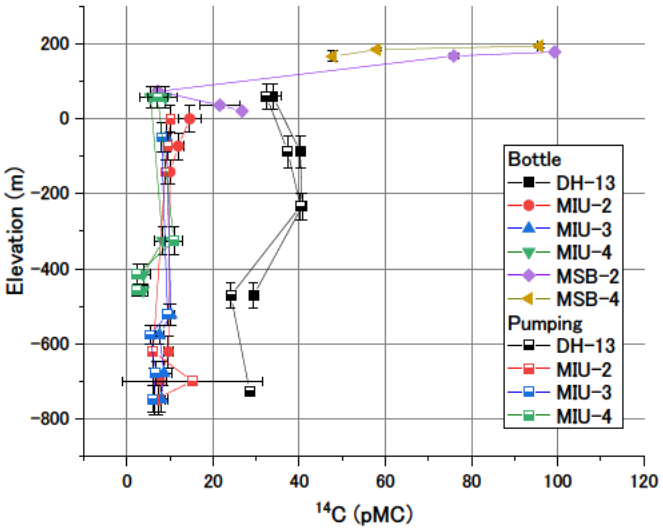


図 3.5-4　^{14}C 濃度と標高の関係

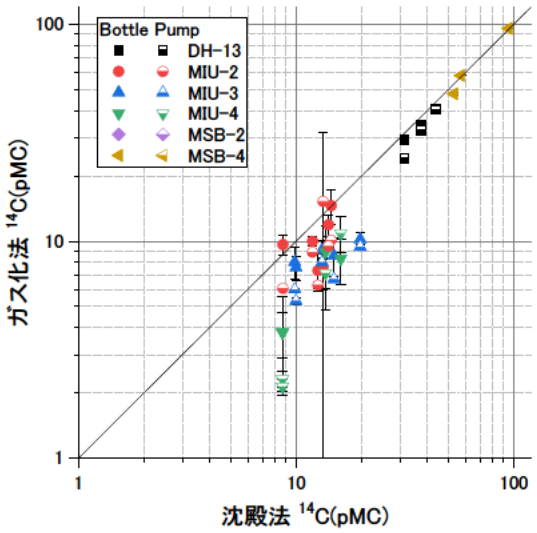


図 3.5-5　^{14}C 濃度の既存(沈殿法)と新規（ガス化法）の比較結果

^{14}C 年代を、初期値 100 pMC として、計算した結果と ^{4}He 濃度の関係を図 3.5-6 に示す。図には回帰直線も併せて示した。これまでの調査結果と同様に ^{4}He と ^{14}C 年代には相関があるように見受けられる。ただし、MIU-3 および MIU-4 でやや傾向が異なる部分もある。回帰分析の結果は、切片が 4,000 年、傾きが 1.2×10^{10} となっており。この傾きから ^{4}He の蓄積速度を求めると、8.1×10^{-11} cc_{STP}/g_{wy} となり、Hasegawa et al.(2016) よりも 1/2～1/3 程度に小さくなっている。これは、ガス化法により ^{14}C 年代が適切に求められるようになり、これまでのよりも ^{14}C 年代が非常に大きくなったことが大きいと考えられる。既存の調査では、最も小さい ^{14}C 濃度は 10 pMC 程度で、未補正の ^{14}C 年代は 20,000 年程度であったが、今回の調査では、2 pMC 程度で、未補正の ^{14}C 年代は 30,000 年を超えるレベルになっている。さらに ^{4}He 濃度もやや低い傾向にあるため、このような小さい ^{4}He の蓄積速度になったと考えられる。

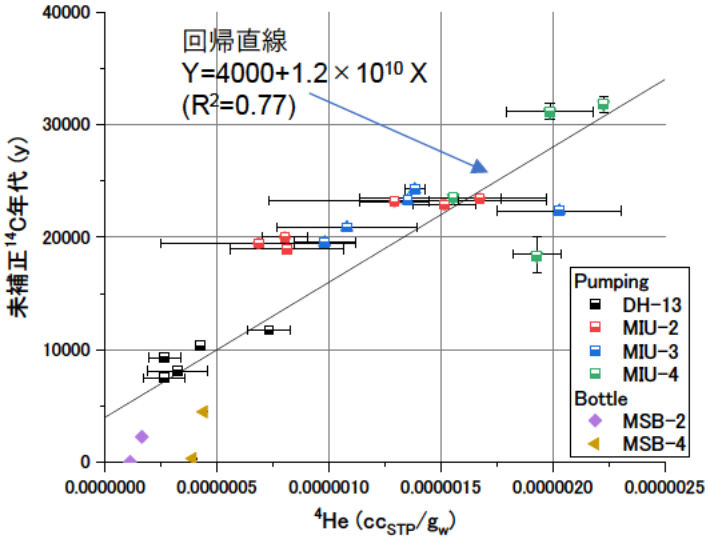


図 3.5-6　^{4}He 濃度と未補正 ^{14}C 年代との関係

3.5.3 考察および提言

地下水モデルの信頼性向上を図るために、新しい方法（採取方法、前処理方法）で、広域での地下水調査を実施した。調査結果は概ねこれまでの結果と整合するものの、^{14}C 年代については、沈殿法からガス化法に変えたことにより、大気の混入が減り、^{14}C 年代が古くなった。また、^{4}He については、原因は不明だが、濃度がやや低くなっている。新規の調査結果においても、^{14}C と ^{4}He に相関はあり、相補的に妥当性を説明できると考えられる。ただし、^{14}C 年代が古くなったため、地下水年代が全体に古くなる傾向にある。さらに、^{14}C 濃度は、測定下限と考えられるレベルにあり、^{14}C 年はより古い可能性もある。今後、これらの調査結果について、地下水モデルに反映していく予定である。これらの結果を反映すると、透水係数はやや小さく、間隙率はやや大きくなる可能性がある。

参考文献

長谷川琢磨、中田弘太郎、富岡祐一、後藤和幸、柏谷公希、濱　克宏、岩月輝希、武田匡樹、小坂　寛（2010）：地下水年代測定評価技術の開発（その 12），―東濃地域における ^{4}He と ^{14}C 地下水年代測定の適用性検討―．電力中央研究所報告、N10001.

Hasegawa, T, Nakata. K., Tomioka, Y., Kazuyuki G., Kashiwaya, K., Hama, K., Iwatsuki, T., Kunimaru, T. and Takeda, M.(2016):Cross-checking groundwater age by ^{4}He and ^{14}C dating in a granite, Tono area, central Japan, Geochimica et Cosmochimica Acta, 192, 166-185.

Nakata, K., Hasegawa, T., Iwatsuki,T. Kato, T.(2016): Comparison of ^{14}C collected by precipitation and gas-strip methods for dating groundwater, Radiocarbon, 58, 491-503.

Nakata, K., Hasegawa, T., Solomon, D.K., Miyakawa, Y., Tomioka, Y., Ohta, T., Matsumonot, T., Hama, K., Iwatsuki, T., Ono, M. and Marui, A.(2019) Degassing behavior of noble gases from groundwater during groundwater sampling, Applied geochemistry, 104, 60-70.

3.6 内陸部の移流場を対象とした概要調査への反映

3.6.1 検討の前提条件

本章では、地層処分事業へのタイムリーなアウトプットを目的として、本事業で得られた成果に基づき、内陸部の移流場を対象とした場合の概要調査における地下水流動評価の手順や考え方について整理する。表 3.6-1 に、本事業の成果の概要調査への反映先を示す。成果の反映は、全体計画と個別計画に大別できる。全体計画は、概略的な物理探査の範囲やボーリングの配置、手順、工程の検討などへの反映を目的としたものであり、その反映時期は概要調査開始前の文献調査段階を想定する。また、個別計画はボーリング調査や物理探査といった個々の調査の仕様の策定などへの反映を目的としたものであり、その反映時期は概要調査段階初期の個別調査開始前を想定する。今年度は、概要調査の全体計画についての検討結果を取りまとめる。なお、取りまとめにあたっては、瑞浪超深地層研究所周辺地域（以下、瑞浪地域）を事例として、内陸部の移流場を対象とした概要調査の考え方を整理する。

原子力発電環境整備機構（2018）を参考にして、前提条件を設定した（表 3.6-2）。地層処分事業においては、文献調査、概要調査、精密調査の三段階の調査により調査する区域を段階的に絞り込んだうえで、最終的に処分施設建設地が選定される。このうち、概要調査では処分場に適した場所があることの見通しを得ることを主な目的として、対象区域において地表踏査や空中・地上からの物理探査、さらにボーリング調査を実施し、広域スケール（数十 km 四方）および処分場スケール（数 km 四方）の地下水流動モデルが構築される。概要調査の地下水流動評価においては、涵養域から流出域までの地下水の移行経路や移行時間といった広域的な地下水流動特性を評価することが重要となるため、本検討では広域的な地下水流動特性評価に必要となる広域スケールの地下水流動モデルの構築を目標として設定する。本事業では、結晶質岩が分布する瑞浪地域を移流場の事例として技術開発を推進してきたことから、新第三紀・先新第三紀の深成岩類を検討対象母岩として設定する。広域スケールは、文献調査で選定された処分場候補サイトを包含し、涵養域から流出域までの地下水の移行経路や分水嶺などの水理境界を含む範囲とする。地下水流動モデルに考慮する水理地質構造は、花崗岩、堆積岩および 1 km 以上の規模の大きな断層とする。なお、概要調査開始時には、文献調査段階で取得することができる地形や活断層の分布が考慮された概略の広域スケールの地下水流動モデルが構築されている。

表 3.6-1　本事業の成果の概要調査への反映先

実施項目	反映項目	反映先	反映時期	反映方法	備　考
移流場を対象とした調査・解析・評価の方法論	調査・解析・評価計画策定時の留意事項や根拠等	全体計画	文献調査段階	R2年度末 報告書 （R3年3月）	・概要調査段階における調査・解析・評価の全体計画立案に活用
広域的な地下水流動・物質移行解析技術の高度化	地下水年代を対象とした解析技術	個別計画	概要調査段階初期の個別調査開始前	R3年度末 報告書 （R4年3月）	・概要調査段階におけるボーリング調査および地質環境モデルの構築の技術仕様策定に活用
	水理パラメータ設定手法				
	物質移行パラメータ設定手法				
	広域スケールの水理・物質移行パラメータの評価手法				
地下水年代測定技術の高度化	地下水年代測定技術				・新規性の高い個別調査技術についての妥当性確認が必要

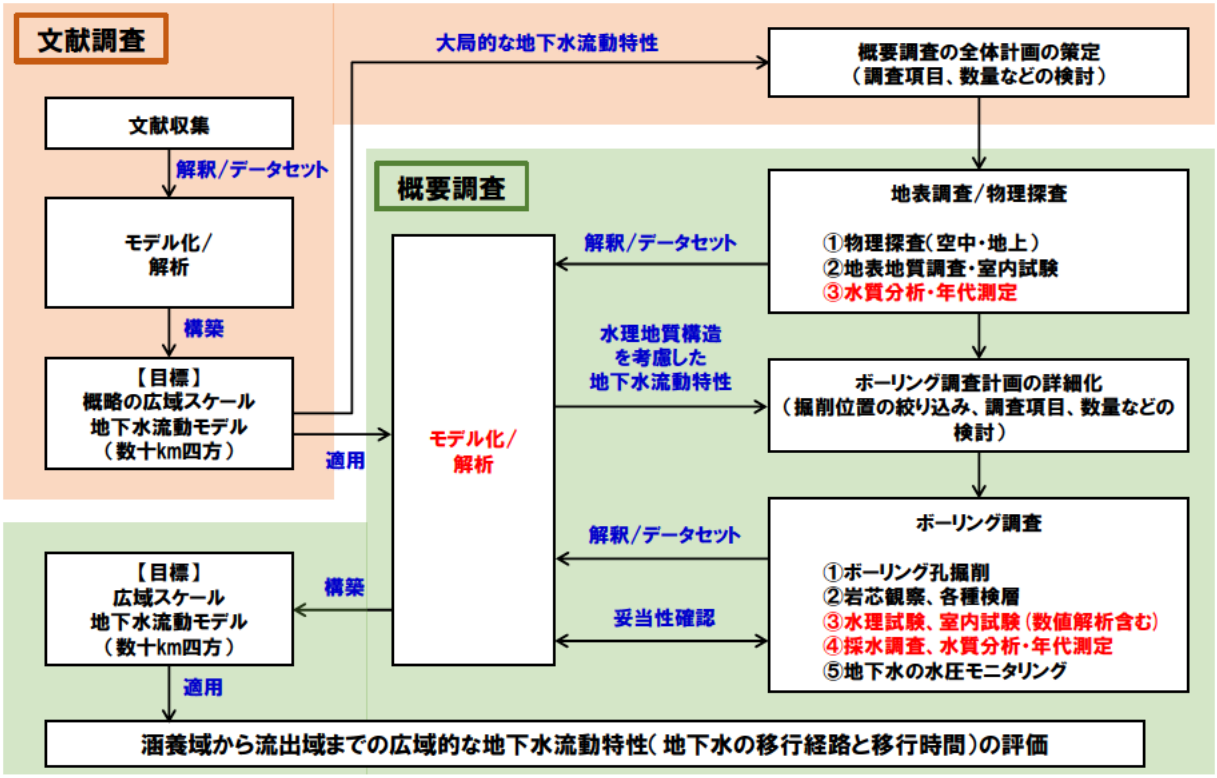
表 3.6-2　概要調査の考え方を整理する上での前提条件

目　標	・広域スケール（数十 km 四方）の地下水流動モデルの構築
検討対象母岩	・新第三紀・先新第三紀の深成岩類
広域スケール	・文献調査で選定された処分場候補サイトを包含し、涵養域から流出域までの地下水の移行経路や分水嶺などの水理境界を含む範囲
モデル化対象の水理地質構造	・花崗岩、堆積岩および 1 km 以上の規模の大きな断層
その他	・概要調査開始時には、文献調査段階で取得することができる地形や活断層の分布が考慮された概略の広域スケールの地下水流動モデルが既存情報として存在

3.1.1 概要調査の実施手順とデータフロー

表 3.6-2 に示した前提条件に基づき、内陸部の移流場を対象とした概要調査の実施手順とデータフローを、それぞれ図 3.5-4 と表 3.6-3 に整理した。広域スケールを対象とした地上からの調査については、超深地層研究所計画の研究成果（例えば、核燃料サイクル開発機構, 2005；日本原子力研究開発機構, 2007）で基本的な考え方や実施手順が整備されているため、それらの成果を再整理した。広域スケールを対象とした場合の調査アプローチは、大きく 2 段階の調査から構成される。具体的には、調査の第 1 ステップとして面的に調査できる地表調査や物理探査を実施し、広い領域を概略的に把握・概念的にモデル化する。第 2 ステップでは、第 1 ステップの調査結果を踏まえて詳細な情報を必要とする調査対象を抽出し、それらをボーリング調査によって更に精緻化するといった調査アプローチである。本事業で取り組んでいる検討は、概要調査全体をより高い信頼性をもって進めるための個別技術の高度化に資するものである。3.3.1 の地下水年代を対象とした解析技術の開発は、モデル化/解析の高度化を目的としたものである。3.3.2 と 3.3.3 の水理/物質移行パラメータ設定手法の開発は、ボーリング調査における水理試験や室内試験ならびに、モデル化/解析の高度化に反映できる。3.4 の地下水年代測定技術の高度化については、地表調査やボーリング調査で採取した試料で実施される水質分析や年代測定に反映できる。

また、概要調査のデータフローには、日本原子力研究開発機構（2007）を参考に、各調査で取得すべきデータと、データに基づく解釈/データセットおよびモデル化/解析の関係を整理した。なお、データについては、モデル化/解析の入力用データとモデル化/解析結果の妥当性確認用データを区別して表示した。



赤字：本事業で高度化した技術の反映先

図 3.6-1　内陸部の移流場を対象とした概要調査の実施手順

表 3.6-3　内陸部の移流場を対象とした概要調査のデータフロー

<table>
<tr><th>調査段階</th><th>目標</th><th>モデル化/解析</th><th>解釈/データセット</th><th>データ
青字：モデル化/解析の入力用データ
赤字：モデル化/解析結果の妥当性確認用データ</th><th>調査
（概要調査には文献収集を含む）</th></tr>
<tr><td rowspan="6">文献調査</td><td rowspan="6">概略の広域スケール
地下水流動モデル
（数十km四方）</td><td rowspan="6">水理地質構造・地下水流動概念（広域スケール）
↓
水理地質構造モデル（広域スケール）
↓
地下水流動解析（広域スケール）</td><td>地形分布</td><td>地形データ</td><td rowspan="6">文献収集</td></tr>
<tr><td>活断層分布</td><td>活断層分布図</td></tr>
<tr><td>リニアメント分布</td><td>衛星画像、航空写真</td></tr>
<tr><td>水理パラメータ
（花崗岩）</td><td>深層水理特性データ（透水係数、透水量係数など）</td></tr>
<tr><td>物質移行パラメータ
（花崗岩）</td><td>物質移行特性データ（有効間隙率、拡散係数など）</td></tr>
<tr><td>上部境界条件</td><td>表層水理特性データ（地下水位、涵養量など）</td></tr>
<tr><td rowspan="16">概要調査</td><td rowspan="14">広域スケール
地下水流動モデル
（数十km四方）</td><td rowspan="14">水理地質構造・地下水流動概念（広域スケール）
↓
水理地質構造モデル（広域スケール）
↓
地下水流動解析（広域スケール）
↓
水理地質構造モデルおよび地下水流動解析結果
の妥当性確認</td><td>水質分布</td><td>化学成分データなど</td><td rowspan="2">文献収集</td></tr>
<tr><td>リニアメント分布</td><td>地質構造データ（重力分布、比抵抗分布、磁気異常分布など）</td><td>空中物理探査（放射能探査、磁気探査、電磁探査など）</td></tr>
<tr><td rowspan="3">断層分布</td><td>地質構造データ（重力分布、比抵抗分布、磁気異常分布など）</td><td>空中物理探査（放射能探査、磁気探査、電磁探査など）</td></tr>
<tr><td>地質構造データ（弾性波速度分布、比抵抗分布、磁気異常分布など）</td><td>地上物理探査（弾性波探査、電磁法探査、高密度電気探査など）</td></tr>
<tr><td>地表地質データ</td><td>地表地質調査（地表踏査）</td></tr>
<tr><td rowspan="4">不整合面分布</td><td>地質構造データ（重力分布、比抵抗分布、磁気異常分布など）</td><td>空中物理探査（放射能探査、磁気探査、電磁探査など）</td></tr>
<tr><td>地質構造データ（弾性波速度分布、比抵抗分布、磁気異常分布など）</td><td>地上物理探査（弾性波探査、電磁法探査、高密度電気探査など）</td></tr>
<tr><td>地表地質データ</td><td>地表地質調査（地表踏査）</td></tr>
<tr><td>地質記載データ</td><td>ボーリング調査（岩芯観察）</td></tr>
<tr><td>水理パラメータ
（花崗岩、堆積岩）</td><td>深層水理特性データ（透水係数、透水量係数など）</td><td>ボーリング調査（水理試験）
室内試験</td></tr>
<tr><td>物質移行パラメータ
（花崗岩、堆積岩）</td><td>物質移行特性データ（有効間隙率、拡散係数など）</td><td>ボーリング調査（水理試験）
室内試験</td></tr>
<tr><td>上部境界条件</td><td>表層水理特性データ（地下水位、涵養量など）</td><td>地表地質調査（地表踏査、湧水調査、河川流量測定、井戸調査）</td></tr>
<tr><td>水圧分布</td><td>地下水圧データ</td><td>ボーリング調査（水理試験）
地下水の水圧モニタリング</td></tr>
<tr><td>水質分布</td><td>化学成分データなど</td><td rowspan="2">地表地質調査（湧水調査、井戸調査）
ボーリング調査（採水調査）
水質分析・年代測定</td></tr>
<tr><td>地下水年代</td><td>同位体データなど</td></tr>
<tr><td>処分場スケール
地下水流動モデル
（数km四方）</td><td>水理地質構造・地下水流動概念（処分場スケール）
↓
水理地質構造モデル（処分場スケール）
↓
地下水流動解析（処分場スケール）</td><td colspan="3">広域スケールの地下水流動モデルから、処分場スケールの領域を切り出して、より高い解像度（地形や地質構造分布の詳細化）で構築
（堆積岩の詳細化、花崗岩の上部と下部の分類が可能な場合はモデル化）</td></tr>
</table>

3.6.2 瑞浪を事例とした概要調査の考え方

本節では、図 3.6-1 に示した五つのボックス毎（概要調査の全体計画の策定、地表調査/物理探査、ボーリング調査計画の詳細化、ボーリング調査およびモデル化/解析）に、各調査や解析を実施するにあたっての目的と仕様、数量、組み合わせの考え方や留意事項などを取りまとめる。

(1) 概要調査の全体計画の策定

文献調査段階では、処分場として明らかに不適格な場所を避けた上で、概略的な広域スケールの地質環境モデルに基づく処分場の設計や安全性の評価が実施され、概要調査地区が選定される。地下水流動評価の観点からは、処分施設建設予定位置（深度 300 m 以深）を含む領域の涵養域から流出域までの大局的な地下水流動系の特性を把握する必要がある。対象の地下水流動系は、概要調査地区を包含する領域を対象として、後背地地形や活断層などの不連続構造を考慮した概略の広域スケールの地下水流動モデルを構築し、そのモデルを用いた地下水流動解析によって推定することができる。

瑞浪地域の場合、概要調査地区相当の領域として、土岐川と木曽川の分水嶺となる尾根部を涵養域、土岐川を流出域とするローカルスケールの研究領域（約 9 km 四方）が抽出されている（図 3.6-2）。図 3.6-2 をみると、尾根部近傍に位置する DH-10 号孔では涵養傾向の間隙水圧分布を、土岐川近傍に位置する DH-12 号孔では流出傾向の間隙水圧分布を示しており、それ以外のボーリング孔では概ね静水圧分布を示している。つまり、ローカルスケールの研究領域においては DH-10 号孔付近を涵養域とし、DH-12 号孔付近を流出域とする北東方向から北西方向の地下水流動系が存在する。このことから、選定された概要調査地区の地下水流動系を確認するためには、間隙水圧の深度分布を観測するためのボーリング孔を少なくとも涵養域、流出域とそれ以外の中間域の 3 地点に配置する必要がある。処分場建設前の地下水圧分布などの初期状態を把握しておく必要性を考えると、このうちの 1 本のボーリング孔は、処分場に適格な場所である見通しが得られた地点に配置することが望ましい。これらのボーリング孔では、処分場の想定設置深度（300 m 以深）を包含する 1,000 m 級とし、水理地質構造の地質環境特性や地下水の水圧分布、水質分布や地下水年代の情報を取得するための調査およびモニタリングを実施することが前提となる。

また、瑞浪地域においては、地下水流動系の中間域に月吉断層が東西方向に分布しており、断層の上流側と下流側で 35 m 程度の水圧差があることから、同断層が低透水性の水理地質構造であり、ある程度の広がりをもった水理境界として機能していることが推定されている。このように概要調査地区において規模の大きな断層が分布する場合には、その断層が地下水流動に及ぼす影響を確認する必要がある。特に、地下水流動系に直交する方向に断層が分布する場合には、その影響は大きい可能性があるため留意が必要である。断層の水理特性に着目した感度解析を実施することで、断層が地下水流動に及ぼす影響の有無を推定することができる。実際に断層が地下水流動に及ぼす影響を確認するためには、断層の上流側と下流側で地下水の水圧分布、水質分布や地下水年代の情報を取得する必要がある。その際、断層を貫通するように 1 本のボーリング孔を掘削する方法と、断層の上流側と下流側にそれぞれ 1 本ずつボーリング孔を掘削するレイアウトが考えられる。1 本のボーリング孔を掘削する場合は、断層を的確に捉えるために傾斜ボーリングやコントロールボーリングが必要になる可能性があり、高い掘削技術が要求される。さらに、調査終了後には、水圧差がある環境でのボーリング孔の閉塞技術も必要となる。断層近傍のボーリング孔は、処分場の想定設置深度の地質環境特性を把握するために数百 m 程度の掘削深度とし、水理地質構造の地質環境特性や地下水の水圧分布、水質分布や地下水年代の情報を取得するための調査およびモニタリングを実施することが前提となる。これらのボーリング孔の具体的な掘削位置は、地理的、社会的制約条件に加え、地表調査や物理探査の結果を考慮して決定する。

図 3.6-4 に上述した調査の進め方のイメージを示す。また、表 3.6-4 と図 3.6-5 に、概要調査段階で精密調査地区を選定するために最低限必要と考えられる調査の概要と工程のイメージを示す。

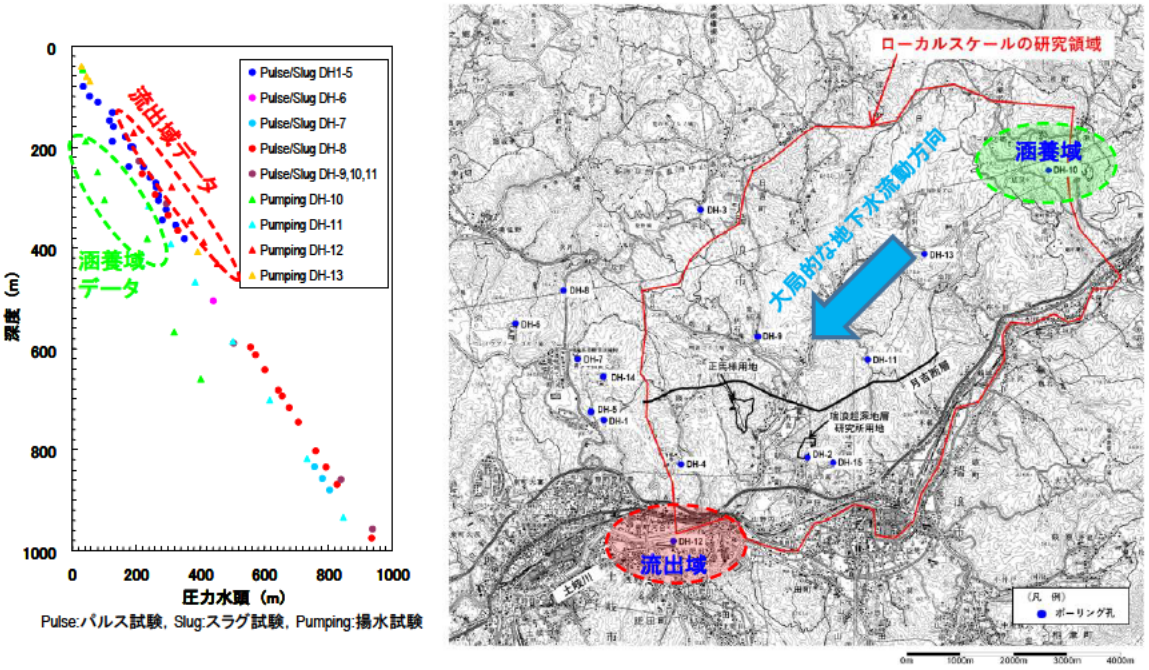


図 3.6-2　地下水流動系におけるボーリング孔の配置と間隙水圧の深度分布

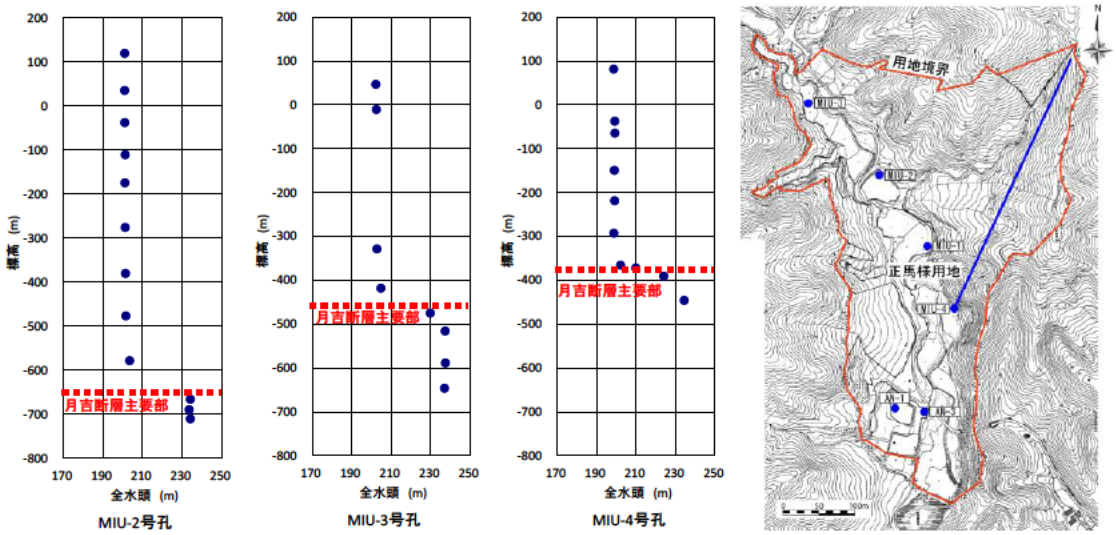
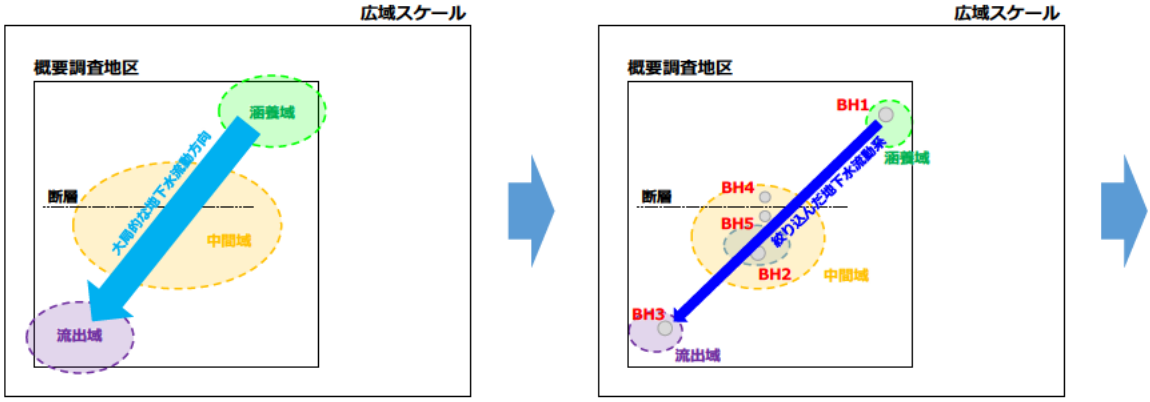
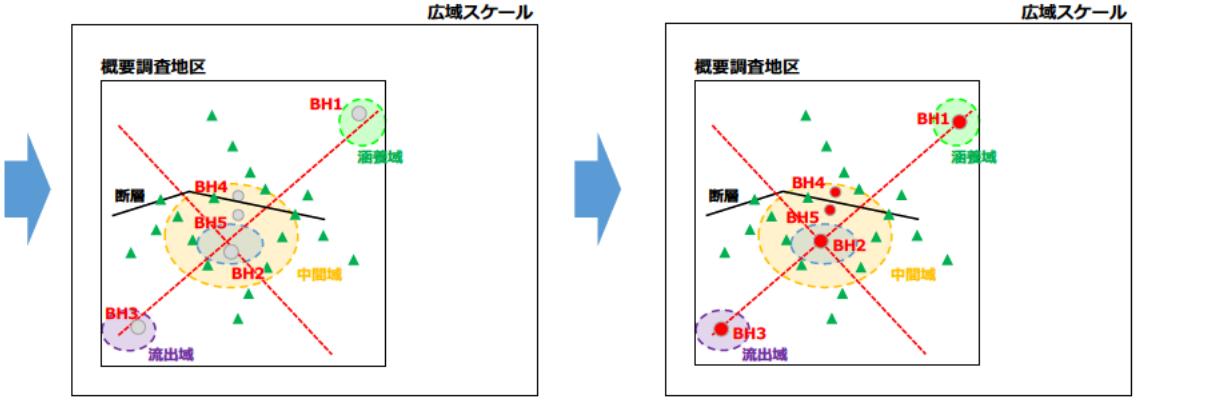


図 3.6-3　月吉断層近傍の間隙水圧の深度分布



【手順①：概要調査地区の選定】
- 文献調査段階で構築した概略の広域スケールの地下水流動モデルを用いて、涵養域から流出域までの地下水流動系を包含する概要調査地区を抽出

【手順②：ボーリング孔配置の概略検討】
- 概要調査地区から処分場に的確な場所である見通しが得られた地域を抽出し、評価対象の地下水流動系を絞り込む
- 地下水流動系の涵養域、流出域および処分場に適格な場所である見通しが得られた地域にボーリング孔を1本ずつ配置
- 地下水流動系に影響を及ぼしうる規模の大きな断層が分布する場合には、その断層周辺にボーリング孔を配置（1～2本）



【手順③：地下深部の地質構造分布の推定】
- 概要調査地区内で地形判読、空中物理探査、地表地質調査を実施
- 地質構造の分布を三次元的に推定できるように地上物理探査の側線や側点を配置
- 上記結果に基づき、地下深部の地質構造分布を推定

【手順④：ボーリング孔掘削位置の決定】
- 地質構造分布の推定結果を考慮して、ボーリング孔の掘削位置を決定
- ボーリング調査結果と物理探査結果を統合的に解釈できるように、物理探査側線近傍にボーリング孔を配置することが望ましい

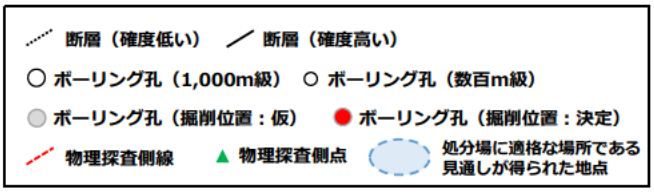


図 3.6-4　概要調査段階における調査の進め方のイメージ

表 3.6-4　概要調査段階における調査の概要

調査種別	仕様	数量	備　考
空中物理探査	放射能探査、磁気探査、電磁探査など	概要調査地区内(処分場に適格な場所である見通しが得られた地点を中心に実施)	詳細な調査仕様や数量は、対象領域の大きさや、文献調査での取得情報で異なる
地表地質調査	地質調査、湧水点調査、河川流量測定、既存井戸の水位計測、採水など		詳細な調査仕様や数量は、文献調査や空中物理探査等の結果を踏まえて決定
地上物理探査	弾性波探査、電磁探査、電気探査など		詳細な調査仕様や数量は、文献調査や空中物理探査、地表地質調査の結果を踏まえて決定
ボーリング調査	1,000m級	最低3本	地下水流動系の涵養域、流出域、中間域に1本ずつ掘削
	数百m級 ※傾斜ボーリング、コントロールボーリングについても検討	1～2本 (断層の存在が確認された場合)	1本：断層を貫通するレイアウト 2本：断層の上流側と下流側に1本ずつ掘削するレイアウト
地下水の水圧・水質モニタリング	マルチパッカーシステムによる多区間観測	最低6区間/本	詳細な区間設定は、ボーリング調査結果を踏まえて決定
室内試験	岩石薄片観察、鉱物組成分析、化学分析、K－Ar年代測定など	－	地表地質調査やボーリング調査で採取した岩石試料を使用
水質分析・年代測定	化学組成分析、溶存イオン・ガス濃度・同位体比分析など	－	地表地質調査やボーリング調査で採取した採水試料を使用

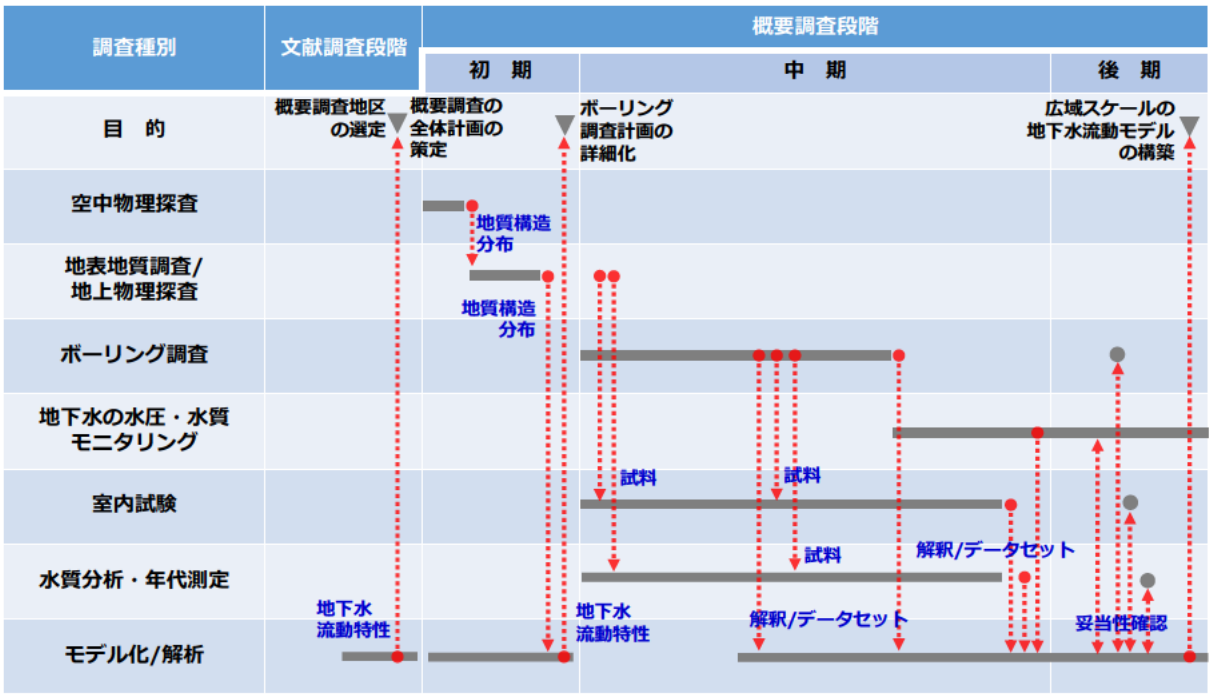


図 3.6-5　概要調査段階における調査工程のイメージ

(2) 地表調査・物理探査

地表調査や物理探査は、概要調査地区内において処分場に適格な場所である見通しが得られた地点を中心として実施する。調査項目や調査の仕様、数量は調査対象となる領域の大きさや、文献調査で取得された情報によって異なるが、表 3.6-3 に示した調査が一般的なものである（瑞浪

地域の場合、ウラン資源探鉱や東濃鉱山における調査試験研究で取得された情報が既にあったが、一般的にはそれほど多くの情報は存在しないと思われるため、ここでは先行の調査・研究で取得された情報は考慮しない)。

地表調査と物理探査の調査結果は、地下深部の水理地質構造や地球化学環境といった地質環境の空間分布を推定する基礎情報となる。例えば、岩相や断層などは地下水流動を規制する要因であることから、花崗岩の分布範囲や上位の堆積岩との不整合深度分布、堆積岩の岩相分布、断層などの不連続構造の分布、割れ目の方位や密度など地質に関する情報は、水理地質構造モデルを構築するために必須である。また、地下水の水質は、単純な例では天水が地下に浸透し周囲の岩石と反応して形成されることから、各岩相の鉱物組成の情報も必要となる。以下に、文献調査段階と概要調査段階で実施される地質環境モデルの構築に必要な調査の概要を整理する。

1) 文献調査段階の調査概要

文献調査においては、既存の文献等から情報が収集される。地形は地質環境モデルの上部境界となるほか、地下水涵養量を推定するためのパラメータの一つである河川流出量の推定に活用される（竹内ほか, 2011)。地形分布は数値標高モデル（Digital Elevation Model ; DEM）から作成することができる。また、地質に関しては、産業技術総合研究所地質調査総合センターの「地質図 Navi」により地表地質や断層といった主要な不連続構造の分布を知ることが可能である（なお、瑞浪地域では 5 万分の 1 地質図幅は出版されていない（昭和 2～3 年に出版された 7 万 5 千分の 1 多治見図幅があるのみ）が、月吉断層は地質図 Navi で確認できる)。また、同センターや地方独立行政法人北海道立総合研究機構エネルギー・環境・地質研究所から 5 万分の 1 スケール等の地質図幅が発行されている場所では、図幅に示された断面図から三次元的な地質・地質構造を推定することもできる。このほか、衛星画像や航空写真を使ってリニアメントの抽出を行い、断層や地域の大局的な地質構造分布に反映させる。

水理や地球化学、岩盤力学に関する情報を、文献調査の段階で取得することは容易ではないと思われるが、地球化学に関しては対象地域に深井戸が存在する場合には地下水位や水質データとして活用できる可能性がある。水理と岩盤力学に関する情報（透水性や一軸圧縮強度など）はダムなどの土木構築物が無い地域では情報を取得することは困難であると思われる。ただし、透水性や岩石の物性は、核燃料サイクル開発機構（1999）に基づいて推定することが可能である。

2) 概要調査段階の調査概要

概要調査の段階では、空中および地上物理探査、地表での地質調査を行う。空中物理探査としては、放射能探査、磁気探査、電磁探査などがある。このうち、放射能探査と磁気探査は広域の地質分布を把握するために行うが、結果の解釈が困難な場合もあるので、目的に応じて調査仕様を設定することや解析方法を選定するなどの注意を払う必要がある（例えば、長谷川ほか, 2013)。電磁探査は地質比抵抗構造を把握するために行う。電磁探査では、地質・地質構造（堆積岩と花崗岩の不整合深度を含む）の分布、大規模な断層などを把握できる可能性があるが、一方で本調査の段階では岩石ごとの比抵抗値が不明であることが多いと考えられ、調査の結果として出力される比抵抗分布が地質の分布とは一致しない可能性があることに注意が必要である。

地上物理探査としては、弾性波探査、電磁探査、電気探査などがある。このうち、弾性波探査は主に堆積岩と花崗岩の不整合の形状把握と断層などの不連続構造の確認を目的とするが、花崗岩中に低角度傾斜の割れ目帯が存在する場合には、その分布を把握できることもある（ただし、探査結果のみでは割れ目帯の存在を特定することは困難であり、ボーリング調査の結果と比較して結果を解釈することが重要である)。また、電磁探査と電気探査は比抵抗構造を把握するために

行うものであり、地質分布や断層などの不連続構造の分布を推定することが可能である。さらに、電気探査を高密度で実施することにより、花崗岩上部に発達することがある風化帯の分布を把握することができる場合がある。断層などの不連続構造の捕捉を目的とした物理探査を行う場合には、不連続構造に対して直交する方向に測線を設定することが望ましい。このため、地上物理探査の実施項目・仕様については、文献調査や空中物理探査等の結果を踏まえて決定することが重要である。

地表調査としては地表踏査による地質調査が主になるが、河川最上流部での湧水点の調査や河川流量測定、井戸が存在する場合には水位の計測および採水・分析を行う。地質調査は、地質分布の詳細な把握、割れ目分布および断層などの不連続構造の把握を目的として行う。地質分布については、文献調査においても概略を把握できるが、より詳細に把握することを目的として、花崗岩においては貫入面や不整合面の把握、花崗岩体内での岩相変化を対象とした調査を行う（山井ほか, 1997）。また、花崗岩の露頭については、割れ目分布を調査する。割れ目調査では、割れ目の数、形状、走向・傾斜、充填物の有無、開口幅などを記載する（具体的な調査内容は、山井ほか, 1997；藤井, 2000 を参照）。さらには、地下水流動に影響を及ぼす可能性のある不連続構造の分布を把握するため、リニアメント周辺の調査を行い、断層などの有無を確認する。また、文献調査および物理探査で存在が明らかな断層や存在が推定される断層を対象に、断層の位置を確認するための調査を行うとともに、断層露頭においては産状（破砕帯の幅や破砕の程度、変位量と変位の向きなど）を記載する（山井ほか, 1998）。

地質調査においては岩石等を採取し、鉱物組成と化学組成の分析を行う。特に、花崗岩のような火成岩では、鉱物組成や化学組成の分析は、岩石の成因や岩体の構造解釈への使用が期待される。また、鉱物組成は、地下水の水質が天水と岩石との反応によって形成される場所においては、地下深部の水質を推定するうえで重要な情報であり、鉱物組成が明らかであれば地下水の水質を理論的に推定できる可能性がある（岩月・村上, 2019；村上・岩月, 2020）。断層露頭においては、断層の影響範囲を把握するために、断層コアから母岩までの範囲で割れ目分布や充填物の有無の変化を調査するとともに、岩石試料を採取して岩石薄片観察、鉱物組成分析、化学分析を行う（例えば、吉田ほか, 2009；長友・吉田, 2009）。また、可能であれば断層コアを含む試料を採取する。活動度が不明な断層においては、断層コアの微細な構造から活動時期を推定できることもありうる。また、断層コアの鉱物組成や鉱物の形状から、大まかな活動時期を推定できる場合があることに加え、カリウムを含む鉱物が多産する場合にはカリウムーアルゴン年代測定によって活動時期を検討することが可能となる（Niwa et al., 2016a；Niwa et al., 2016b）。

河川においては、最上流部の湧水点の調査を行うことより、地下水涵養域における地下水面分布の推定に有効な情報が得られる。また、河川流量は地下水涵養量を気象データから簡易に推定するために必要な河川流出量を算定するために活用する。井戸が存在する場合には、地下水位の計測を行う。ただし、一般家庭の井戸は浅層地下水を用いることが多いと思われ、地下深部の情報を反映していない可能性に留意すべきである。このため、井戸所有者には井戸の深度を確認する必要がある。花崗岩では、温泉として利用される深井戸が存在することがあり、このような井戸では、水位計測に加えて地下水の採水・化学組成分析を行うことが望まれるが、ストレーナーの位置が不明であることや複数深度にストレーナーが設置されていることもあるので、注意が必要である。

(3) ボーリング調査計画の詳細化

ボーリング調査では、1 本のボーリング孔からできる限り品質の良い情報を取得することが重要となる。このため、ボーリング孔内で実施する調査や試験を見据えて孔の仕上げ方を検討する

ことや、掘削中に得られる情報を取得・整理しつつ、その後の試験方法や試験位置を決める等の手順が求められる。また、調査計画の立案段階では、それまでの地質環境の理解に基づき調査対象を特定してその目標を明確にするとともに、調査対象の地質環境の予測結果、時間や予算などの制約条件を踏まえて、ボーリング孔のレイアウトや個別の調査項目・手法などの最適化・合理化を図る必要がある。地下深部の地質構造の三次元分布を推定するにあたっては、ボーリング調査結果と物理探査結果とを統合的に解釈することが有効であり、より高い確度で推定するためには、物理探査側線近傍や側線と側線が交差する位置にボーリング孔を配置することが望ましい。したがって、地表調査および物理探査結果に基づき文献調査段階で仮設定したボーリング孔の掘削位置の最適化を図る。

概要調査段階で実施するボーリング調査では、水理地質構造モデルの更新と妥当性確認のためのデータの取得が主な目的となる。概要調査地区における涵養域、中間域および流出域と推定される場所に配置されるボーリング孔では、空中および地上物理探査、地表での地質調査で解釈された地質・地質構造分布の確認や再解釈を行うためのデータの取得、ならびに概要調査地区内における全体的な地下水流動系の間隙水圧分布を把握するためのモニタリングを実施する必要がある。また、規模の大きな断層の近傍に配置されるボーリング孔では、地下深部における断層の地質学的特性や水理学的特性を取得し、この断層が概要調査地区における地下水流動系に影響を及ぼしうるかどうかを確認することが重要である。断層を対象としたボーリング調査の考え方として、断層を貫通するようにボーリング孔を配置し断層部およびその周辺の物性値を直接取得する方法と、断層の両側にそれぞれボーリング孔を配置しボーリング孔間を利用した物理探査や孔間水理試験を行い、断層の分布や物性値を解析的に推定する方法がある。

ボーリング調査では、コアリング掘削、コア観察、物理検層、流体検層、水理試験、採水調査、室内試験の実施が基本となる。地下深部における地下水の流動状態を評価するためには、地下水の水みちとなる地層や割れ目帯などの分布や性状を把握することが特に重要である。そこで、ボーリング掘削によって得られたボーリングコアの岩芯記載を実施するとともに、ボーリング孔を用いた物理検層や流体検層を実施し、割れ目の分布、ボーリング孔径、岩盤の電気的性質、速度伝播性などのデータを取得する。さらに、水理試験、採水調査および室内試験を行い、ボーリング孔周辺の地質学的・水理学的・物質移行特性を統合的に整理する。上記の調査や試験を実施した後は、ボーリング孔内にマルチパッカーシステムを挿入し、多区間での地下水の水圧・水質観測を開始する。

(4) ボーリング調査

1) ボーリング孔掘削

掘削するボーリングの孔径は、日本では 66 mm、86 mm、116 mm が一般的であり、調査目的に応じて選択することが必要である。孔壁の崩壊が予想される場合は、鋼製のケーシングチューブを挿入して崩壊を防ぐ手段があるが、これを採用する場合、ケーシングの肉厚を想定して孔径を決める必要がある。また、一般的に地表付近の孔口部分は崩壊を防ぐ観点で掘削予定の孔径よりも大きな孔径のケーシングチューブを設置することが望ましい（例えば、加藤ほか, 1998）。ボーリング孔内では水理試験や採水調査を実施することが前提であるため、可能な限り泥水を使わない「清水掘削」を行い、掘削水による孔内の汚染を低減させる必要がある。

2) 岩芯観察・BTV 観察

岩相の違いや割れ目頻度の違いは地下水流動に寄与する地質構造として重要であることから、ボーリングコア試料を対象に、コアの色調、構成鉱物の種類や量、粒度などの記載岩石学的情報

を観察するとともに、薄片を用いた顕微鏡観察、化学組成分析などを行い、ボーリングコアを構成する岩石や鉱物の種類、鉱物の変質度合、割れ目や断層の量や分布、割れ目内や断層内の鉱物等の種類といった情報を記載する （例えば、阿部ほか, 2000）。

また、ボーリング孔内では、BTV（Borehole Television）検層により取得した孔内画像を観察し、ボーリング孔内に分布する割れ目や岩脈の分布位置、走向傾斜、開口量といった情報を整理する。これらの情報をボーリングコアの観察結果と比較し、割れ目の形状、成因による分類、充填幅、変質幅等の情報を整理する。岩相や割れ目頻度などの地質学的な不均質性は、対象とする地域の地史に依存することから、対象地域の地質構造の発達履歴を明らかにすることで、得られた地質学的情報の理解向上に役立てることができる。

3) 物理検層

物理検層では、掘削したボーリング孔に測定機器（ゾンデ）を降ろし、電気検層、密度検層、速度検層、中性子検層、孔径・孔曲がり検層などを実施して、孔内の物理的性質を連続的に取得する（例えば、松岡・桜井, 1998）。物理検層で得られたデータは、岩芯記載で取得した情報と統合して柱状図の形で整理する。割れ目が密に発達する割れ目帯のような構造は、岩盤の水理学的特性に影響を与えると考えられるため、その分布や地質学的・水理学的特性を把握することは重要な調査項目である。一般に、割れ目帯は岩盤中の物性値を示す各検層結果において、健岩部とは顕著な相違が認められるが、一種目の検層結果に着目して割れ目帯の評価をした場合、その検層が有する固有のバイアスが反映されてしまう可能性がある。そのため、複数の検層データなどを主成分分析によって割れ目帯と健岩部を区分する評価手法（鐙ほか, 2011）を用いて割れ目帯を客観的に抽出することが有効である。

4) 流体検層

結晶質岩のような割れ目（帯）が地下水の主要な移動経路（水みち）となる岩盤を対象としたボーリング調査では、流体検層を実施し水みちの位置やその水理特性に関する情報を取得することが重要となる。流体検層には、スピンナー式フローメータ検層、ヒートパルス検層、電磁フローメータ検層、温度検層、電気伝導度検層などがある。瑞浪地域の事例では、電気伝導度検層が、より高い精度で水みちが把握できることが確認されている（竹内ほか, 2004）。流体検層全般の課題としては掘削泥水やボーリング孔径の影響が挙げられる。ボーリング孔の掘削に泥水を使用した場合には、泥水によって水みちに目詰まりが生じ、ボーリング孔近傍の透水性が低下する可能性があることに留意する必要がある。流体検層ではボーリング孔近傍の透水性が検層結果に反映されることから､流体検層の結果は本来の水みちの透水性より低く評価してしまう可能性がある。また、ボーリング孔径の変化によって孔内流体の流速変化が生じることから、流体検層結果を評価する際には、ボーリング孔径の変化を考慮することが重要となる。ボーリング孔に沿った透水性の調査での品質を担保するためには、流体検層で抽出された水みちの透水性を水理試験によって確認することが有効である。

5) 水理試験

幅広い透水性を有する岩盤を対象として効率的に水理試験を実施するためには、岩盤の透水性に適した試験方法を選択する必要がある。水理試験の種類としては，主としてパルス試験，スラグ試験，ならびに揚水試験があるが、各試験方法の特徴に基づき、効率的に試験区間に相応しい試験手法を選定するための方法として、一つの区間で異なる複数の試験を行う「シーケンシャル試験」手法（竹内ほか, 2007）を実施することが有効である。水理試験結果の品質を担保するた

めには、試験区間とその外側区間との遮断状況を確認する必要があり、試験区間だけでなく、その上下区間にも圧力センサーを設置し、試験中に上限区間の水圧が変動しないことを確認することが重要である。

水理試験の結果は、岩盤や断層などの水理地質構造全体の水理特性評価に加えて、花崗岩のような亀裂性岩盤の水理特性の不均質性評価に適用されるため、試験区間設定の考え方は重要である。図 3.6-6 に、試験区間設定の基本的な考え方を示す。堆積岩については、地質学的に区分された層序・岩相ごとに透水性のコントラストを確認する必要がある。また、本事業の検討結果からは、花崗岩の水理学的な不均質性を適切に評価するためには岩盤中の主要な水みちとなる湧水割れ目や割れ目帯を含む区間だけではなく、それ以外の低透水性の岩盤部を対象とした区間を対象とした水理試験データの蓄積が重要であることが示されている（日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 2020）。割れ目の透水量係数については、DFN モデルを用いた解析的な手法で設定することが可能であるため、概要調査段階においては、単一割れ目を対象とした短区間の水理試験は必ずしも必要ではなく、花崗岩部全体を数十 m～100 m ピッチで網羅的にその透水性を把握するための試験を優先的に行うことが有効である。一方、処分場に適格な場所である見通しが得られた地点のボーリング孔では精密調査段階での地下施設設計に備えて、岩盤中の主要な水みちとなる湧水割れ目や割れ目帯の透水性を把握することが重要である。したがって、岩盤部全体の透水性を把握するための試験と、透水性の高い区間を対象とした試験を組み合わせた試験プログラムを検討する必要がある。

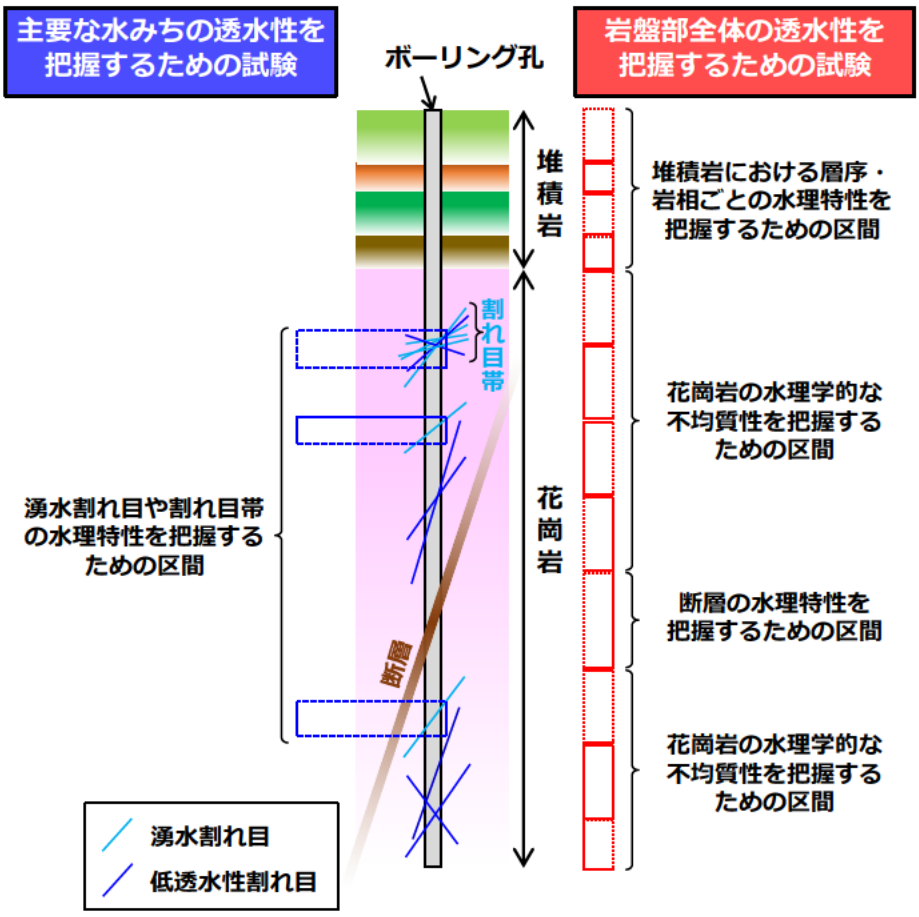


図 3.6-6　概要調査段階における水理試験の区間設定の基本的な考え方

6) 室内試験

概要調査では、原位置で実施できる調査は時間的にも空間的にも限られている。そのため、ボーリング孔掘削により取得した岩芯を用いた室内試験は、原位置での調査・試験の結果の解釈に必要であることに加えて、概要調査地区における地質・地下水・力学特性を評価する上での基礎となる貴重な情報源となり得る。

概要調査段階において実施すべき室内試験項目は多岐にわたるが、以下のように整理される。

・地質学的・鉱物学的分析
　偏光顕微鏡観察、X 線分析、年代測定（岩石）、古地磁気等
・室内化学分析（核種移行パラメータ取得）
　化学分析（岩石）、CEC 試験、収着試験、拡散試験
・室内物理試験
　比重試験、密度試験、間隙率試験、超音波速度試験、熱的性質試験、室内透水試験
・室内力学試験
　一軸圧縮試験、三軸圧縮試験、引張試験、剪断試験、動的試験等

例えば、拡散試験や間隙率試験の結果は、3.3.3(4)に示したような割れ目内の移流分散とマトリクスへの拡散を考慮した物質移行解析に用いることにより、(5)に後述する地下水年代を用いた水理地質構造モデルの校正を行う際の、割れ目とマトリクスの両方の特性を加味したみかけの間隙率の設定に寄与することもできる。

7) 採水調査

地下水の pH、酸化還元電位、イオン濃度、溶存ガス濃度は地下水中の放射性核種の化学形態や吸着挙動に影響を与えるほか、人工バリア材の性能にも影響がおよぶ可能性があるため、これらの情報について空間分布を取得しておく必要がある。また、地下水の起源・滞留時間を推定するために水素・酸素安定同位体比やトリチウム、放射性炭素同位体やヘリウムをはじめとする希ガス濃度などの分析も行う。さらに、処分場に適格な場所である見通しが得られた地点に位置するボーリング孔においては、将来の地下施設建設時の周辺環境管理に必要な情報を得るため、水質汚濁防止法における排水基準・環境基準項目の濃度も取得する。

ボーリング孔内での採水作業に関しては、異なった深度の地下水の混入を防止するため、パッカーにより採水区間を上下深度から隔離して地下水を採取する。品質の高い水質データを取得するため、圧力解放による溶存ガスの脱ガスや大気による酸化などの影響を最小限にすることが必要である。このため採水方法は、水理試験時に地上に揚水される地下水を採取する方法、採水区間にバッチ式ボトルを接続して採取する方法など（古江ほか, 2003 ; 古江ほか, 2005）を適切に組み合わせる。マルチパッカーシステムによる地下水の水圧モニタリング装置を設置した後も定期的にサンプリングすることで、地下施設建設前の地下水環境の初期状態を把握することができる。

8) 水質分析・年代測定

ボーリング孔内の複数深度で採水した地下水について水質分析、年代測定をすることで、広域的な水質の空間分布や広域・長期の地下水流動を概念化することができる。また、岩盤中の断層・破砕帯などの地下水流動に影響を与えうる地質構造や地層、鉱物分布などとの関連性を予察的に解釈する。これらは、地下水流動モデルの妥当性確認に有益な情報となる。各ボーリング孔で得られた水質の深度分布に基づいて、ボーリング調査を行っていない領域の水質分布を内・外挿して、空間分布を図化する。また、地下水年代や水質形成機構に関わる情報も図に示し、広域の地

球化学環境のイメージを構築するとともに、地下水流動モデルと比較する。また、トリチウム（^{3}H）、放射性炭素（^{14}C）、放射性塩素（^{36}Cl）などの天然に存在する放射性同位体、ヘリウムなどの希ガス濃度や同位体に基づいて地下水年代を推定し、推定した年代値を水質分布図に重ね書きすることで、滞留時間と水質の関連性について確認する。

9) ボーリング孔間を利用した物理探査と孔間水理試験

ボーリング孔周辺における不連続構造の分布特性を推定する物理探査手法として、マルチオフセット VSP 探査がある（石垣ほか, 2005）。マルチオフセット VSP 探査では、反射法弾性波探査結果を補完するとともに、ボーリング孔周辺に複数の発震点を設けることによって、ボーリング孔周辺における反射法弾性波探査よりも詳細に不連続構造や割れ目帯の分布を推定することや他の調査データと組み合わせることで、より精度の高い地質構造解釈が期待される。

また、複数のボーリング孔を用いた孔間水理試験で観測された水圧応答の変化や大きさは、ボーリング孔周辺における断層などの水理地質構造の分布や透水性を解釈する情報として有益であるとともに、その水圧応答データを用いた地下水流動解析を実施することで、これらの水理地質構造の水理特性を定量的に推定することができる（尾上ほか, 2008）。孔間水理試験の代替調査として、掘削応答モニタリングを適用する手法がある。掘削応答モニタリングは、ボーリング孔掘削中にその周辺の別のボーリング孔で水圧応答を観測するものであり、不連続構造の分布や水理学的連続性の評価に有効な調査手法である（尾上ほか, 2005）。そのため、規模の大きな断層の両側に配置されるボーリング孔については、工程に余裕があれば同時に掘削するよりも 1 本ずつ順次掘削調査を実施し、終了後に地下水の水圧・水質モニタリングシステムを設置して、次の掘削調査による水圧応答モニタリングを実施するといった段階的な実施が有効である。

10) 地下水の水圧・水質モニタリング

概要調査段階で設置される 1,000 m 級および数百 m 級のボーリング孔では、パッカーを用いて 1 本のボーリング孔に複数の観測区間を設置することができる、マルチパッカーシステムを用いた地下水の水圧・水質モニタリングを実施する。概要調査段階で開始する地下水の水圧・水質モニタリングは、その後の精密調査段階においても継続して実施される可能性があるため、観測地点での長期的な水圧・水質変化を予察的に予測した上で、目的に応じたモニタリングシステムを選定することが重要である。

モニタリングの観測区間は、ボーリング孔沿いの水理地質構造の分布といったボーリング調査結果に基づき決定する必要がある。本検討では、表 3.6-2 に示した通り堆積岩と花崗岩、さらに花崗岩の浅部には上部割れ目帯の存在を前提条件としている。そのため、それぞれの水理地質構造の浅部と深部の最低二区間でモニタリングを行うことを想定して、最低 6 区間と設定した。このように、概要調査地区における涵養域、中間域および流出域と推定される場所に配置されるボーリング孔では、水理地質構造単位で複数の観測区間を設定し、深度方向の間隙水圧分布を把握することで、広域スケールの地下水流動モデルの妥当性確認に有効な観測データが取得できる。処分場に適格な場所である見通しが得られた地点のボーリング孔で堆積岩部に複数の岩相の存在が確認された場合は、精密調査段階での地下施設建設の影響を把握する観点からは、可能な限り岩相毎に観測区間を設定する。また、断層を貫通するようにボーリング孔を配置した場合には、断層部とその断層の上盤・下盤の間隙水圧が観測できる区間設定とし、地下水流動に及ぼす影響を確認する。

モニタリング終了後のボーリング孔の埋め戻し･閉塞方法は技術開発段階にある。現時点では、モニタリング終了後のモニタリングシステムの回収事例は乏しいことから、モニタリングシステ

ムの回収方法の確立や、モニタリング終了後の回収を前提としたモニタリングシステムの開発が今後の課題の一つである。

(5) 地下水流動のモデル化/解析

水理地質構造や地下水流動の概念化、水理地質構造モデルの構築および地下水流動解析（以下、地下水流動のモデル化/解析）は、調査の進展とともに繰り返し実施される（図 3.6-5）。文献調査段階と概要調査段階に実施される地下水流動のモデル化/解析の実施概要を以下に整理する。

文献調査段階で実施する地下水流動のモデル化/解析は、概要調査地区の選定と概要調査の全体計画の策定に資する情報提供が主な目的となる（図 3.6-7）。概略の広域スケールの地下水流動モデルを用いて、涵養域から流出域までの地下水流動系を解析的に推定し、その地下水流動系を包含する概要調査地区を選定する。この段階では、地質環境に関する情報は文献情報に限定されるため、地下水流動のモデル化/解析は、概略的なものにならざるを得ない。地下水流動を引き起こす要因の一つである動水勾配は地形の影響を強く受けており、地下水流動系の空間的な広がりは主に後背地地形に支配されている。そのため少なくとも地形分布は適切にモデル化すべきであり、対象区域周辺の特徴的な後背地地形を含む範囲を地下水流動のモデル化/解析の実施領域として設定する。また、活断層などの大規模断層は広域的な地下水流動に影響を及ぼす可能性があることから、水理地質構造モデルに考慮してその影響の有無や程度を確認しておく必要がある。地下水流動解析結果は、対象区域周辺の水圧分布から全体的な地下水の流動方向を確認するとともに、可視化した地下水の流線から涵養域と流出域の位置を確認し、その地下水流動系を抽出する。抽出した地下水流動系毎に概略的な安全評価を実施し、その結果に基づいて概要調査地区を選定する。抽出された地下水流動系とその涵養域と流出域などの情報は、処分場に適格な場所である見通しが得られた地点の選定および概要調査段階におけるボーリング孔配置の概略検討、地上物理探査の側線検討に活用される。

概要調査段階で実施される地下水流動のモデル化/解析は、その目的や実施内容によって大きく初期（1 年目）と中期（3 年目）以降の二つに区分される（図 3.6-7）。概要調査段階の初期（1 年目）に実施されるモデル化/解析は、ボーリング調査計画の詳細化に資する情報提供が主な目的となる。この段階では、地表調査/物理探査で得られた地質構造分布の解釈/データセットに基づき、文献調査段階で構築された概略の広域スケールの地下水流動モデルが更新される。地表調査/物理探査では、堆積岩と花崗岩の地層境界および断層などの不連続構造の分布位置や地下への連続性に関する概括的なデータを取得することができるが、深度分布の予測位置は不確実性が多く含まれる。また、各地質構造の水理特性は直接取得できていない。そのため、地層境界の分布形状や断層の傾斜角度、地質構造の水理特性といった不確定要素に基づき、複数パターンの水理地質構造モデルを構築し、それらの不確定要素を感度パラメータとした感度解析を実施する。感度解析結果から、処分場に適格な場所である見通しが得られた地点周辺の地下水流動特性に及ぼす影響の程度を分析し、ボーリング調査で把握すべき重要な不確定要素を特定するとともに、ボーリング孔配置の最適化、調査項目や調査数量などの調査計画の詳細化に反映させる。

概要調査段階の中期（3 年目）以降に実施されるモデル化/解析は、涵養域から流出域までの広域的な地下水流動特性を評価するために必要となる広域スケールの地下水流動モデルの構築が主な目的となる。この段階では、ボーリング調査によって直接取得された地層境界や断層の分布特性、水理特性に関するデータがモデル化/解析に活用できる。地表調査/物理探査結果とボーリング調査結果を組み合わせて地質構造分布に関する再解釈とデータセットを構築し、それらを用いて水理地質構造モデルのパターンの絞り込みと更新を行う。また、この段階のモデル化/解析については、V&V（Verification(検証)&Validation(妥当性確認)）が重要となる。このうち、モデル化/解

析結果の妥当性確認のためのデータとしては、地下水位、間隙水圧だけでなく、水質や地下水年代などの地球化学特性が有効である。これらのデータを用いた妥当性確認の結果、モデル化/解析結果が処分場に適格な場所である見通しが得られた地点周辺の地下水流動特性を十分に再現できていないと判断される場合は、必要に応じて再現性を向上させるために、パラメータの修正など水理地質構造モデルの校正を実施することになる。本事業の検討結果で示されたとおり、瑞浪地域では、従来の地下水の水位や水圧による方法に比べて、地下水年代を用いたモデルの校正が有効である。これは、水位・水圧がおおむね地形（ボーリング孔掘削地点の標高）に従っており、涵養域での深度にともなう水圧の減少や、流出域での深度にともなう水圧の増加が明確でなかったためであると考えられる。このような涵養域や流出域での水圧の変化は、流域が狭い場合にしか顕著にならない可能性がある。一方で、地下水年代などの滞留時間による指標は、涵養域、中間域、流出域と滞留時間が増加するため、変化が明確である。また、滞留時間と透水係数は、ほぼ反比例な関係にあるため、校正に有効であったと考えられる。また、水理地質構造モデルの校正では、非線形最小二乗法を応用し、推定されるパラメータの推定誤差を示した。これにより、推定したパラメータの確からしさについても示すことができるようになり、どのような地点で取られたどのようなデータがパラメータの推定に有効であるかを確認することができる。このため、パラメータの推定誤差や地点やデータの感度は、地下水モデルの不確実性の低減に定量的に寄与できるものと考えられる。言い換えると、不確実性の高いパラメータについて、どのような地点のどのデータが有効であるかを検討する際に有効である。このため、概要調査段階や精密調査段階の計画立案にも寄与できると考えられる。

また、数万年以上の時間スケールで生じる地形変化や気候変動に基づき解析条件が異なる複数の定常状態の地下水流動解析を実施し、解析条件の違いが地下水流動特性に及ぼす影響の程度や空間的な広がりを定量的に評価することができる（尾上ほか, 2019）。この評価手法を適用することで、地形変化や気候変動に加えて、例えば調査によって把握できていない断層などの水理地質構造の透水性が異なる条件下においても地下水流動特性が影響を受けにくい場所を絞り込むことができると考えられる。さらに、地形変化などの影響因子の変化を連続的に考慮した解析手法（SMS；Sequential Modeling System of geological evolution impact on groundwater flow）（今井ほか, 2009）を用いて、過去から現在にかけての地下水流動や水質の変化を定量的に推定することで、地下水の起源や地下水が流動してきた地質条件や滞留時間などを予察的に評価できる。解析結果は、水質分析や年代測定で推定された地下水の塩分濃度や地下水年代と比較することで、その結果の妥当性確認やモデルの更新も可能である。

このように、複数の解析手法を用いることで、構築した広域スケールの地下水流動モデルの信頼性を向上させることが必要である。

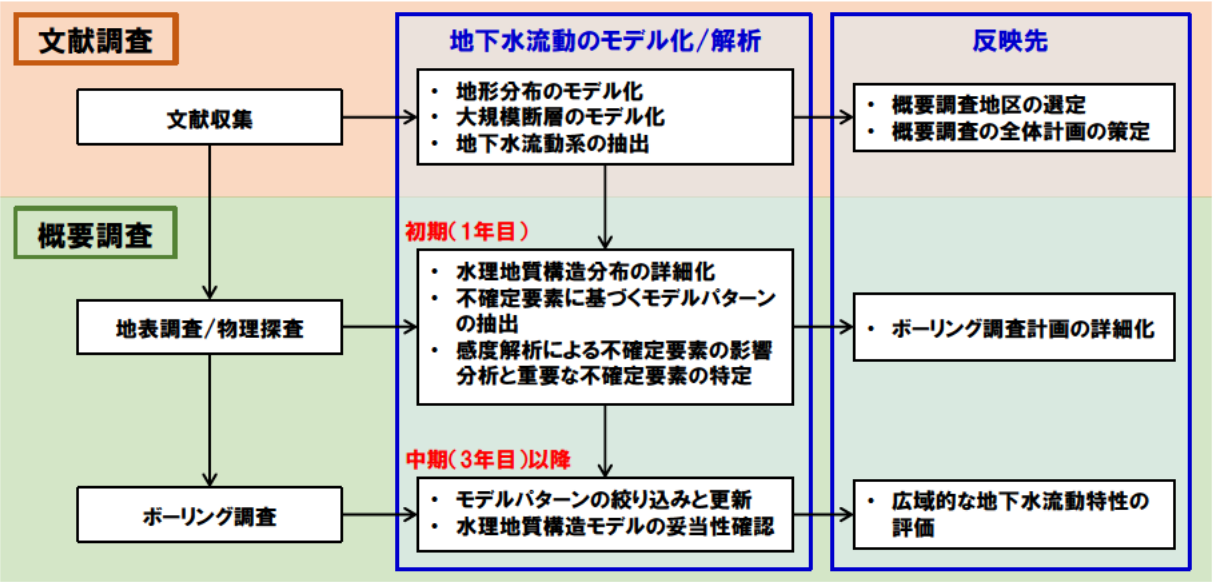


図 3.6-7　地下水流動のモデル化/解析の実施概要とその反映先

3.6.3 まとめ

地層処分事業における概要調査に資する情報として、瑞浪地域を事例に内陸部の移流場を対象とした概要調査の考え方を整理した。本年度は、既往の研究成果を参考に、概要調査における概略的な物理探査の範囲やボーリングの配置、手順、工程の検討などの全体計画について取りまとめた。具体的には、内陸部の移流場を対象とした概要調査の実施手順とデータフロー、ならびに概要調査段階で精密調査地区を選定するために最低限必要と考えられる調査の概要や工程のイメージを示した。また、調査項目毎に個別技術の基本的な考えの要点を整理した。

今後は、本事業で得られた成果を全体計画のブラッシュアップならびに個別技術の高度化に反映させて、地層処分事業の概要調査に資する知見の拡充を図る。

参考文献

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－　レビュー版　概要編, NUMO-TR-18-02, 133p, 2018.

三枝博光, 瀬野康弘, 中間茂雄, 鶴田忠彦, 岩月輝希, 天野健治, 竹内竜史, 松岡稔幸, 尾上博則, 水野 崇, 大山卓也, 濱 克宏, 佐藤稔紀, 久慈雅栄, 黒田英高, 仙波 毅, 内田雅大, 杉原弘造, 坂巻昌工, 超深地層研究所計画における地表からの調査予測研究段階（第 1 段階）研究成果報告書, JAEA-Research 2007-043, 337p, 2007.

核燃料サイクル開発機構, 高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する知識基盤の構築－平成 17 年取りまとめ－　分冊 1　深地層の科学的研究, JNC TN1400 2005-014, 415p, 2005.

竹内竜史, 小坂 寛, 佐藤敦也, 富山眞吾, 景山宗一郎, 池田 誠, 東濃地域を対象とした数値標高モデルを用いた統計量解析手法による流出量の推定, JAEA-Research 2011-008, 77p, 2011.

核燃料サイクル開発機構, わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性－地層処分研究開発第 2 次取りまとめ－分冊 1　わが国の地質環境, JNC TN1400 99-021, 559p, 1999.

長谷川健, 山田信人, 遠藤令誕, 小出 馨, ヘリコプターを用いた空中物理探査データの再解析,

JAEA-Research 2013-028, 83p, 2013.
山井忠世, 若松尚則, 和知 剛, 小田川信哉, 概査領域を対象とした地質構造調査, JNC TJ7440 2000-027, 140p, 1997.
藤井幸泰, 中部日本東濃地方, 土岐花崗岩中の割れ目解析, 地質学雑誌, Vol.106, No.4, pp.249-263, 2000.
山井忠世, 若松尚則, 和知 剛, 小田川信哉, 地表地質および水圧調査, JNC TJ7440 2000-001, 81p, 1998.
岩月輝希, 村上裕晃, 花崗岩中の地下水水質の再現解析手法の提案, 日本原子力学会 2019 年秋の年会予稿集, 1C08, 2019.
村上裕晃, 岩月輝希, 結晶質岩地域における地下水の水質形成に関する解析, 日本原子力学会 2020 年春の年会予稿集, 1D02, 2020.
吉田英一, 大嶋章浩, 吉村久美子, 長友晃夫, 西本昌司, 断層周辺に発達する割れ目形態とその特徴－阿寺断層における‘ダメージゾーン’解析の試み－, 応用地質, 第 50 巻, 第 1 号, pp.16-28, 2009.
長友晃夫, 吉田英一, 断層と割れ目系およびその充填鉱物を用いた阿寺断層の地質的履歴解析, 地質学雑誌, Vol.115, No.10, pp.512-527, 2009.
Niwa, M., Shimada, K., Aoki, K. and Ishimaru, T., Microscopic features of quartz and clay particles from fault gouges and infilled fractures in granite: discriminating between active and inactive faulting, Engineering Geology, vol.210, pp.180-196, 2016a.
Niwa, M., Shimada, K., Tamura, H., Shibata, K., Sueoka, S., Yasue, K., Ishimaru, T. and Umeda, K., Thermal constraints on clay growth in fault gouge and their relationship with fault zone evolution and hydrothermal alteration; Case study of gouges in the Kojaku Granite, Central Japan, Clays and Clay Minerals, vol.64, pp.86-107, 2016b.
加藤邦明, 栗原正治, 笠原秀外, 岡崎 薄, 谷藤吉郎, 工藤 敏, 角田晴信, 森林成生, 飯田幸平, 田所洸夫, 菊池秀也, 小原 賢, 佐藤健二, 岩谷正巳, 濱野幸治, 広域地下水流動研究における試錐調査（DH-8 号孔）, JNC TJ7440 99-025 VOL.3, 1075p, 1998.
阿部 信, 石川 清, 甲斐昌宣, 地質構造把握のための岩芯観察, JNC TJ7440 2000-015, 907p, 2000.
松岡清幸, 桜井 豊, TFA-1 号孔における物理検層作業, JNC TJ7586 98-002, 63p, 1998.
鐙 顕正, 天野健治, 小池克明, 鶴田忠彦, 松岡稔幸, 多変量解析を用いたボーリング孔での断層の区間判定と岩盤区分；瑞浪超深地層研究所における深層ボーリング孔での事例, 情報地質, 22 巻, 4 号, pp.171-188, 2011.
竹内真司, 下茂道人, 城まゆみ, Chin-Fu Tsang, 電気伝導度検層による深部花崗岩中の水みちの抽出と水理特性の評価, 第 33 回岩盤力学に関するシンポジウム論文講演集, pp.451-456, 2004.
竹内真司, 中野勝志, 平田洋一, 進士喜英, 西垣 誠, 深層岩盤を対象としたシーケンシャル水理試験手法の開発と適用, 地下水学会誌, 第 49 巻, 第 1 号, pp17-32, 2007.
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）, 経済産業省資源エネルギー庁, 466p, 2020.
古江良治, 岩月輝希, 水野 崇, 彌榮英樹, 試錐孔を利用した地下水の地球化学特性調査手法と品質管理, JNC TN7520 2003-001, 74p, 2003.
古江良治, 岩月輝希, 濱克 宏, 深層ボーリング孔を用いた地下水の地球化学調査の課題に対する

試み, 応用地質, Vol.46, No.4, pp.232-236, 2005.
石垣孝一, 松岡稔幸, 上原大二郎, 花崗岩を対象とした断層調査技術の開発－高密度電気探査, マルチオフセット VSP 探査の適用性評価－, JNC TN7400 2005-009, 32p, 2005.
尾上博則, 三枝博光, 大山卓也, 孔間水理試験による水圧応答に基づく地下深部の水理地質構造の解析的推定, 地下水学会誌, 第 50 巻, 第 4 号, pp.251-274, 2008.
尾上博則, 三枝博光, 遠藤令誕, 繰り返しアプローチに基づくサイトスケールの水理地質構造のモデル化・地下水流動解析（ステップ 3 前半）, JNC TN7400 2005-012, 76p, 2005.
尾上博則, 小坂 寛, 松岡稔幸, 小松哲也, 竹内竜史, 岩月輝希, 安江健一, 長期的な地形変化と機構変動による地下水流動状態の変動性評価手法の構築, 原子力バックエンド研究, Vol. 26, No.1, pp.3-14, 2019.
今井 久, 山下 亮, 塩﨑 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変遷の影響に関する研究, JAEA-Research 2009-001, 116p, 2009.

4. 内陸部の地下深部に存在する長期的に安定な水理場・化学環境を評価するための技術の高度化

4.1 背景と目的

これまでの調査研究において、堆積岩中の地下深部には化石海水（本事業では、堆積時の海水が埋没続成過程で変化し、その後、天水浸透の影響を受けていない地下水を化石海水と称す）に代表されるように、長期にわたり地層中に残留していると考えられる地下水の存在が確認されている（例えば、Pearson et al., 2003；馬原ほか、2006）。また、化石海水が残留しているような場所では、地下水流動が遅く、拡散による物質輸送が支配的である例も報じられている（例えば、Mazurek et al., 2009）。拡散による物質輸送は最も遅い輸送であり、拡散による輸送が支配的であることを示すことができれば、天然バリア性能が高いことの証左となる。実施主体が行う概要調査では、このような地下水の流れが非常に遅く、拡散が支配的な場の空間的な拡がりを把握できることが重要となる。

これまでの事例研究により、岩盤中の水みちの透水性を把握するための調査技術や水理学的な不均質性をモデル化・解析する技術の整備が進められ、対象とする場を網羅的に調査・解析・評価するための手法が構築されてきた（例えば、太田ほか，2007；佐藤ほか，2017）。今後は、それらの成果を踏まえ、水理学的に閉鎖的な環境の形成・維持が推定される領域に対して、水理場・化学環境の古水理地質学的変遷などの評価を行い、長期的に安定な水理場・化学環境の三次元分布を地表から把握するための調査・評価技術の体系化を図る必要がある（地層処分研究開発調整会議，2018）

このような背景を踏まえ、本事業では、実施主体が行う概要調査を念頭に、これまでに新第三紀堆積岩を対象に地質環境データが蓄積されている幌延地域を一例とし、長期的に安定な水理場・化学環境の三次元分布を地表から把握可能な調査・評価技術を整備することを目的とする。この目的に対する実施内容として、以下の 3 つの研究開発項目を設定した。

- 低流動域の分布を概要調査で効率的に把握するための技術の高度化
- 低流動域の存在を確認するための技術の開発
- 低流動域を含めた広域スケールでの水理場・化学環境の評価技術の開発

4.2 アプローチ

図 4.2-1 に、4.1 で述べた本事業で取り組む 3 つの研究開発項目について、各項目の目的と実施項目や、項目間の関係について整理した。また、本事業において想定する幌延地域の地下水流動概念も併せて示す。浅部の地質環境は、地下水が涵養域から地下を経由し流出域まで流動する領域（流動域）であり、深部は、化石海水が存在し、拡散が支配的な低流動域である。そして、地下水の起源は、天水、現海水、化石海水の三つの端成分を想定している。本事業では、化石海水を指標として、長期的に安定な水理場・化学環境である低流動域の三次元的な拡がりを地上からの調査により調査・評価する技術を体系化することを目指している。本事業では、化石海水を地層の堆積当時に地層中に取り込まれた海水が地質学的な長い時間をかけて変質した古海水としている。そのため、化石海水の存在を確認するための指標は、それが海水に由来していることから、塩濃度と水の安定同位体比（$\delta^{18}O$ および δD）である。海水中の塩濃度は、おおむねナトリウムイオンと塩化物イオン（Cl^-）により占められており、反応性の低い Cl^-が指標に適しており、地下水の起源を推定できる水の安定同位体比と組み合わせる必要がある。これらの指標として物理探査とボーリング調査を組み合わせた手法により、現在の化石海水の三次元分布を推定することが可能であると考える。一方は、化石海水が存在する領域が低流動域である指標として適用することが妥当であることは、異なるアプローチにより確認する必要がある。具体的には、化

石海水が存在する領域は、地下水流動・物質移行の観点から拡散が支配的な領域として評価できるのか、地下水年代はどの程度なのか、あるいは、現在の化石海水の分布がどのような経緯を経て形成されたのかといった古水理地質学的変遷から低流動域であると評価できるかといった検討が必要である。以上のアプローチから長期的に安定な水理場・化学環境である低流動域の三次元的な拡がりを地上からの調査により調査・評価することが可能であると考える。本事業では、既往研究などや本事業の中で実際に行う調査により、これらのアプローチの適用性を確認することで調査技術の整備を進めるが、その際、地層処分事業の概要調査に資する方法論として体系化していくことが重要である。以上の理由から三つの研究開発項目を設定した。

一つ目の研究開発項目である「低流動域の分布を概要調査で効率的に把握するための技術の高度化」では、物理探査やボーリング調査といった地上からの調査により、現在の化石海水の三次元分布を推定する手法を整備することを目的とする。これまでに幌延深地層研究センター周辺で実施された地質調査、物理探査、ボーリング調査の結果を踏まえ、地下施設周辺の地下に存在する化石海水の三次元分布が概ね推定された。一方、このような推定における課題として、物理探査やボーリング調査によりデータが得られた箇所の情報をもとに、地球統計学的手法によりデータが欠落している箇所を含めた推定がなされているが、推定結果の確からしさの評価はなされていない。そこで、追加の物理探査（地震探査、電磁・電気探査）や地上からのボーリング調査を行い、推定結果の確からしさを確認するためのデータを拡充する。また、これらのデータを基に化石海水の三次元分布推定方法の適切性を評価すると共に、見直しを図るべき点等についても整理する。

令和２年度は、令和元年度までの成果に基づき提示する化石海水の三次元分布の推定結果の適切性を確認する上で必要な物理探査データを拡充するため、追加の電磁探査及び反射法地震探査を実施した。電磁探査は、過去に幌延深地層研究センター周辺において取得された物理探査データと比較して、より三次元的かつ高解像度のデータを取得することができる測点（線）配置にして実施し、取得データの解析により比抵抗三次元分布を得た。その結果から平成 31 年度（令和元年度）までの成果に基づき推定された塩濃度の三次元分布の結果について、特にデータが欠落していた領域での推定結果について、確からしさを確認した。また、比抵抗あるいは塩濃度の分布と地質構造分布との関係を確認するために、準三次元反射法地震探査の実施により、地層・地質構造の三次元的なフレームを取得した。これらの結果を踏まえ、令和３年度以降に実施するボーリング調査の掘削位置や調査仕様等について検討した。これらの成果は、本章の 4.3 節で述べる。

二つ目の研究開発項目である「低流動域の存在を確認するための技術の開発」では、化石海水が分布する領域が、どの程度の低流動性を有するのか、また、その領域がどのような経緯で現在の状況になったのか（古水理地質学的変遷）を明らかにすることを目的とする。地下水が長期にわたり滞留していたことを示すことは、地下水シナリオの評価において非常に重要である。この要因を検討するためには、過去から現在に至る古水理地質学的変遷の理解が不可欠であり、そのための評価指標の開発が重要になる。このため、地下水の流動性が低下し、拡散が支配的となってからの時間や、新しい地下水の深部への浸入速度などを評価するために、地下水の同位体に着目した古水理地質学的指標の開発を進める必要がある。二つ目の研究開発項目については、以下の三つのテーマに取り組んだ。

- 拡散で分離・分別する指標を用いた拡散場調査の有効性の検討
- ^{81}Krを用いた地下水年代測定の有効性の検討
- 地史を踏まえた水質形成機構の検討

「拡散で分離・分別する指標を用いた拡散場調査の有効性の検討」に関して、これまでに、拡散が支配的な場を識別するために、拡散で分離・分別する指標として、δD、Cl とδ^{37}Cl のボーリング孔での分布を調査するとともに、岩石コアを用いて、δD と Cl の拡散係数の違いやδ^{37}Cl の分別係数の計測を実施してきた。この結果、δD と Cl の分離、δ^{37}Cl の分別が進んでいる地点があることを確認することができた。しかしながら、拡散だけでなく、そのほかの現象（水岩石相互作用、移流、イオンフィルトレーションなど）の影響を受けている可能性が明らかとなった。

令和２年度は、拡散が支配的と考えられる地点について、蒸気法やリーチング法により、高密度にδD、Cl、δ^{37}Cl のデータを採取する。また、δD と Cl の拡散係数やδ^{37}Cl の分別係数の計測を継続する。これらのデータに基づいて、拡散方程式で分布の評価を試みた。

「^{81}Kr を用いた地下水年代測定の有効性の検討」に関して、^{81}Kr は半減期約 23 万年の放射性核種であり、降水起源のため、地表からの地下水の流入や流入速度の評価に有効である。このため、幌延立坑において ^{81}Kr を用いた年代測定を開始した。これまでに、降水の浸入率の異なる地点（Cl やδD が異なる地点）や地層の異なる地点で溶存ガスを採取し、^{81}Kr の分析を試みたが、メタンなどの妨害ガスが多く、定量がうまくいっていない。このため、溶存ガスを再採取するとともに、分離・精製技術を用いて、Kr を精製し、定量を容易にする必要がある。

令和２年度は、降水の浸入率が異なる複数の地点で、水上置換などにより大量に溶存ガスを採取し、Kr の分離を試みる。また、分離したガスの ^{81}Kr 濃度の定量を試みた。

「地史を踏まえた水質形成機構の検討」に関して、本事業では、地層の堆積時に間隙中に含まれる海水が埋没続成過程で変質したものを「化石海水」と呼んであり、水理学的に閉鎖的な環境の形成・維持が推定される領域に存在するものであるが（地層処分基盤調整会議，2018）、「化石海水」の具体的な水質やその形成機構が明示されているわけではない。幌延地域の地下深部に存在する地下水は、「化石海水」と天水を端成分に持つと考えられおり（寺本ほか，2006）、「化石海水」の特徴を有する地下水は、水理学的な観点のほか、地史や地下水年代等と合わせて考えると、流動性の低い領域に存在していることが分かってる（例えば、Nakata et al., 2018; Ishii, 2018）。一つ目の研究開発項目のように、「化石海水」を低流動性の指標として調査を実施する場合、「化石海水」の特性を把握しておく必要がある。幌延地域以外において、「化石海水」に特徴的な酸素・水素同位体比を持つ地下水には、比較的低い Cl$^-$濃度を示す地下水の報告がある（北海道、秋田、山形、新潟、宮崎など）。Cl$^-$濃度の希釈の理由として、生物起源シリカや粘土鉱物からの脱水の影響が考えられるが、十分な説明が与えられていない。よって、「化石海水」に特徴的な酸素・水素同位体比と、低い Cl$^-$濃度を持つ地下水の水質形成機構に合理的な解釈を与える。これにより、地下水年代と地史の比較や拡散場評価と合わせて、海水由来の地下水でありながら Cl$^-$濃度が低い場所でも、低流動域である可能性を示すことができる。

令和２年度は、生物起源シリカの続成作用を模擬した室内試験および生物起源シリカおよび粘土鉱物からの脱水を考慮した水質形成に関するモデル構築と数値解析を実施した。これらの成果は、本章の 4.4 節で述べる。

三つ目の研究開発項目である「低流動域を含めた広域スケールでの水理場・化学環境の評価技術の開発」では、一つ目と二つ目の研究開発項目の成果を踏まえた広域スケールでの水理場・化学環境の評価手法を整備するとともに、低流動域の三次元分布を推定する方法論を体系的に整理し、概要調査へのフィードバックを提示することを目的とする。図 4.2-1 に示す各研究開発項目の関係の通り、一つ目の研究開発項目において、物理探査とボーリング調査により推定される現在の化石海水の三次元分布は、二つ目の研究開発項目の検討において必要な情報である。一方、二つ目の研究開発項目の検討は、化石海水が低流動域の指標とすることの根拠を提供する。よっ

て、一つ目と二つ目の研究開発項目の調査を組み合わせて、長期的に安定な水理場・化学環境の三次元分布を推定することが可能になる。また、これらの調査により推定された低流動域の三次元分布の解釈にあたっては、広域スケールや施設スケールの地下水流動や物質移行の解析を通じた検討も有効であり、さらには、安全評価に適用する広域スケールの水理・物質移行モデルを構築するといった観点からも、調査によって推定された低流動域の三次元分布と矛盾しないモデルを構築する方法を整備しておくことが肝要である。

令和 2 年度は、広域スケールを対象とした水理・物質移行解析におけるモデル化・解析手法の整備として、スケールに応じた水理・物質移行概念とモデル化手法の使い分け（アップスケール）の考え方について整理し、亀裂の水みちとしての機能が顕著な稚内層浅部を対象に、個々の亀裂を直接表現したモデルを用いた物質移動解析を通じて、均質なモデルが適用されているより広域スケールでの塩濃度分布の解析結果の妥当性を検討した。この成果は、4.5.1 項で述べる。さらに、地下水移行時間に係る地下水流動解析を行う際に、過去の地形の変遷が古水理地質学的変遷の考慮において重要な視点のひとつであることから、この点を踏まえてより厳密な解析とするために、隆起・侵食による古地形変化を解析モデルにおいて直接表現するための予察的な解析を行った。この成果は、4.5.2 項で述べる。

また、令和 2 年度における長期的に安定な水理場・化学環境の三次元分布を地上から把握する調査・評価技術の体系的整理では、地層処分事業の概要調査への反映を念頭に、幌延地域を事例としてボーリング調査や物理探査といった地上からの調査に基づく調査・評価の方法に加え、水理場・化学環境の古水理地質学的変遷などの評価と合わせて、長期的に安定な水理場や化学環境の三次元分布を地上から把握する調査・評価に関する方法論の概略的な全体像を検討した。この成果は、4.6 節で述べる。さらに、既往のボーリング調査データに基づき、ボーリング調査の位置や数量と化石海水の三次元分布の推定結果との関係について検討した。この成果は、4.5.3 項でのべる。

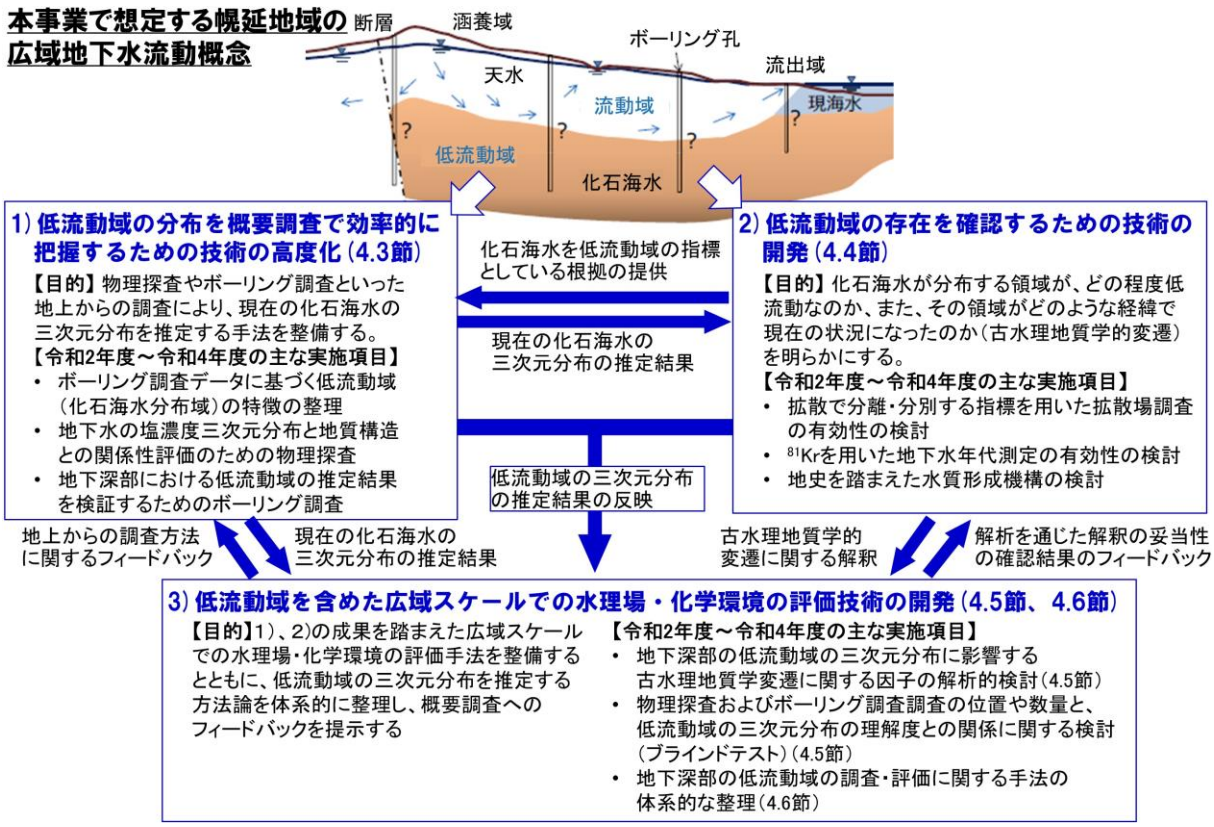


図 4.2-1　本事業で想定する幌延地域の広域地下水流動概念および各研究開発項目の関係

参考文献

地層処分基盤調整会議, 地層処分研究開発に関する全体計画（平成 30 年度～平成 34 年度）, 2018.

Ishii, E., Assessment of hydraulic conductivity of fractures I mudstones by single-borehole investigations, Water Resource Research, vol. 54, pp.3335–3356, 2018.

馬原保典, 中田英二, 大山隆弘, 宮川公雄, 五十嵐敏文, 市原義久, 松本裕之, 化石海水の同定法の提案－太平洋炭鉱における地下水水質・同位体分布と地下水年代評価－, 地下水学会誌, vol.48, no.1, pp.17-33, 2006.

Mazurek, M., Alt-Epping, P., Bath, A., Gimmi, T. and Waber, H.N., Natural tracer profiles across argillaceous formations: The CLAYTRAC project. OECD/NEA Report 6253, OECD Nuclear Energy Agency, Paris, France, 2009.

Nakata,K., Hasegawa,T., Oyama,T. and Miyakawa,K., Evaluation of ^{2}H and ^{18}O of water in pores extracted by compression method -effects of closed pores and comparison to direct vapor equilibration and laser spectrometry method-, Journal of hydrology, vol. 561, pp.547–556, 2018.

太田久仁雄, 阿部寛信, 山口雄大, 国丸貴紀, 石井英一, 操上広志, 戸村豪治, 柴野一則, 濱　克宏, 松井祐哉, 新里忠史, 高橋一晴, 丹生屋純夫, 大原英史, 浅森浩一, 森岡宏之, 舟木泰智, 茂田直孝, 福島龍郎, 幌延深地層研究計画における地上からの調査研究段階（第 1 段階）研究成果報告書 分冊「深地層の科学的研究」, JAEA-Research 2007-044, 2007.

Pearson, F.J., D. Arcos, A. Bath, J.Y. Boisson, A.M. Fernandez, H.E. Gäbler, E. Gaucher, A. Gautschi, L. Griffault, P. Hernan and H.N. Waber., Mont Terri project – Geochemistry of

water in the Opalinus Clay formation at the Mont Terri Rock Laboratory. Federal Office for Water and Geology Report 5, Bern, Switzerland, 2003.
佐藤稔紀，笹本　広，石井英一，松岡稔幸，早野　明，宮川和也，藤田朝雄，棚井憲治，中山　雅史，武田匡樹，横田秀晴，青柳和平，大野宏和，茂田直孝，花室孝広，伊藤洋昭，幌延深地層研究計画における坑道掘削（地下施設建設）時の調査研究段階（第 2 段階：深度 350m まで）研究成果報告書，JAEA-Research 2016-025, 2017.
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，vol. 47, no. 2, pp.68–76, 2006.

4.3 低流動域の分布を概要調査で効率的に把握するための技術の高度化

化石海水の存在は、実際にボーリング孔を掘削して、地下水の Cl^-濃度と酸素・水素同位体比（$\delta^{18}O$、δD）を測定することにより確かめることができる。しかし、ボーリング調査で取得されるデータは、掘削された場所に限られるため、点の情報でしかない。そこで昨年度は、ボーリング調査によって得られたデータを地球統計学的手法により空間補間し、化石海水の三次元分布の推定を試みた。しかしながら、この手法で推定された三次元分布は、ボーリング孔のデータがない領域では不確実性を有している。一方、電磁・電気探査では、塩濃度と相関する比抵抗について広域的なデータの取得が可能である。そのため、物理探査を補助情報として地球統計学的手法に組み込むことで、空間分布の推定精度を向上させることができる（本多ほか, 2010）。

図 4.3-1 に本事業における物理探査の探査範囲と地上からのボーリング孔（HDB-1～11）を示した幌延深地層研究センター（以下、「センター」とする）周辺の地質図を示す。設定した探査範囲は、センターを含む 3 km 四方である（図 4.3-1 に示す四角枠内）。センター周辺の幌延地域には、掘削長約 400～1,000 m 程度のボーリング孔が 10 数本掘削されており、膨大な地質環境データが蓄積されている。そのため、本事業が目的とする「低流動域の分布を概要調査で効率的に把握するための技術の高度化」を実施する際の最適な事例と言える。昨年度の検討では、化石海水の分布を把握するための手法を整備する一環として、既存研究（本多ほか, 2010；岩月ほか, 2012）を参考にして整理した手法に基づき、センター周辺において取得された電気探査あるいは電磁探査のデータと 10 本の地上からのボーリング孔のデータを用いて、クリギングにより Cl^-濃度と酸素・水素同位体比（$\delta^{18}O$、δD）の三次元分布を推定することを試みた。しかしながら、推定した三次元分布には、実際の地層や地質構造の分布の影響、特に大規模な断層や難透水層などの場の特徴が極端に変わる場所の影響が反映されにくく、塩濃度などの三次元分布の推定結果の信頼性を向上させるために、地層・地質構造の分布と関係付けられた比抵抗分布のデータの拡充が課題として挙げられた（日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 2020）。既存の電気探査および電磁探査の側線あるいは測点の配置は、大曲断層の位置を確認することを目的として、直線状に測点が配置され二次元的な比抵抗分布が推定されている。一方で、本事業では数 km 四方の施設スケールの具体的な三次元比抵抗分布を必要としている。そのため、例えば、探査深度が浅い部分から深い部分まで対象とできる AMT 法と MT 法と併用した測点を、一定の範囲において可能な限り高密度かつ格子状に配置にさせた新たな電磁探査の実施が課題として挙げられていた。

以上を踏まえて、今年度の検討では、センターを含む 3 km 四方の範囲を調査範囲として、AMT 法と MT 法を併用した高密度電磁探査を実施した。さらに、地層や地質構造分布と関係付けた比抵抗分布を得るために、反射法地震探査も併せて実施した。これらの物理探査の実施にあたっては、改めてセンター周辺において化石海水が分布する場の特徴を改めて整理するために、既存のボーリング調査データを用いて、酸素同位体比を化石海水の指標にして、地層やそれぞれのデータ（比抵抗検層、Cl^-濃度、水理試験結果）を整理した。その際、化石海水の分布を推定する際の

比抵抗値の目安を明らかにした。この結果は 4.3.1 項で述べる。今年度の物理探査については、4.3.2 項で述べる。

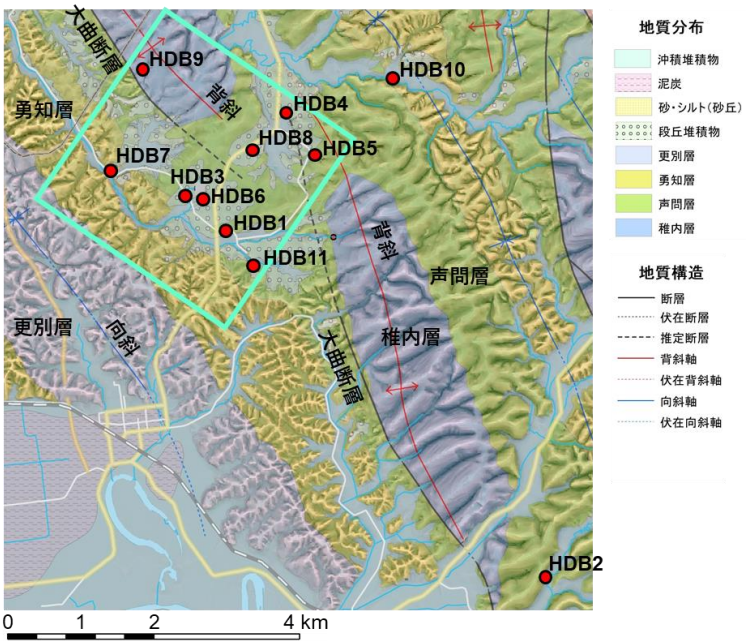


図 4.3-1　本事業で実施する物理探査の範囲と既存のボーリングの位置を示した地質図

4.3.1 既存のボーリング孔データに基づく低流動域の特徴の整理

既存のボーリング調査（HDB-1～11 孔，図 4.3-1）で得られたデータ（太田ほか, 2007；天野ほか, 2012）を用いて、化石海水が分布する場の特徴を整理した。まずは、ボーリング孔ごとに、地層の分布、透水係数、水頭、岩石の間隙率、比抵抗、Cl-濃度、$\delta^{18}O$、δD の各データを比較した。ボーリング孔ごとの各データを比較した図については付録 1 参照とする。化石海水は、天水に比べて高い水素・酸素安定同位体比で特徴づけられることから、水素・酸素安定同位体比により判別できる。幌延地域の地下水は、酸素同位体比と水素同位体比の間に強い相関がみられることから、主に天水と化石海水の 2 成分による混合により構成される（4.4.3 項参照）。化石海水に相当する端成分の値は、$\delta^{18}O$ が 0‰以上、δD が-30～-20‰である。ここでは、$\delta^{18}O$ が 0‰以上であることを化石海水の指標値として、まず、化石海水が分布する深度と地層との関係を調べた。続いて、電磁探査により岩盤の比抵抗が得られることから、化石海水の目安となる比抵抗値や塩濃度を調べるために、比抵抗、塩化物イオンについて、化石海水の特徴を整理し、$\delta^{18}O$ との関連を調べた。最後に、$\delta^{18}O$ と水試験結果との関係を調べた。

図 4.3-2 に各ボーリング孔における地層と $\delta^{18}O$ の鉛直分布を示す。この図では西から東の並びで各ボーリング孔を並べることとした。センター周辺では大曲断層がオーバーステップする形状であるため明確な位置を決めることはできないが、HDB-6 と HDB-8 の間に大曲断層が位置するとした。大曲断層の東側近傍には褶曲の背斜が分布しており、南側に大きく外れた位置にある HDB-2 を除いて、HDB-9 を境に西側あるいは東側ほど声問層/稚内層の地層境界深度が深くなっていることが分かる。$\delta^{18}O$ は、いずれのボーリング孔においても、地表付近は約-12～-7‰と低いものの、深度とともに上昇し、ある深度からは高い値（約 0～4‰）でほぼ一定になる傾向がみられた。$\delta^{18}O > 0$ ‰の時に化石海水に相当する地下水であると判断でき、図 4.3-2 ではこの領域の背景色を薄い青色とし、さらに、酸素同位体比が 0‰を超えた深度に赤い破線を示す。この $\delta^{18}O$

の分布から、化石海水が存在する深度は、ボーリング孔により大きな違いがみられ、化石海水は地表から深度約 100～500 m より深い領域に存在する。この化石海水が存在する深度の違いは、地質構造に関係している可能性がある。センターの東側には大曲断層が分布する。また、センター周辺では褶曲が発達しており、大曲断層の東側には背斜軸、センターの南西側には向斜軸が分布する（図 4.3-1）。向斜軸に比較的近い HDB-7、11、3 孔では、稚内層の上位である勇知層あるいは声問層から地下水の $\delta^{18}O$ が 0‰を上回っており、すなわち、化石海水が存在する領域である（図 4.3-2）。一方、背斜軸に比較的近い HDB-1 より東側のボーリング孔では、稚内層から $\delta^{18}O$ が 0‰以上であり、声問層/稚内層境界から下方 180 m から 300 m の位置より深い領域から化石海水が存在する（図 4.3-2）。図 4.3-3 に、HDB-1～11 孔で得られた $\delta^{18}O$ と声問層/稚内層境界からの鉛直方向距離との関係を示す。声問層/稚内層境界を赤い破線で示しており、そこから鉛直方向の距離を示しており、プラス側が声問層、マイナス側が稚内層となる。また、化石海水に相当する $\delta^{18}O > 0$‰の範囲の背景色を薄い青とした。酸素同位体比が 0‰以上の領域は、声問層と稚内層どちらにも確認されているが、特に、地層境界から 200 m より深い稚内層深部では、そのほとんどが化石海水であることがわかる。このように、化石海水の分布は地層や地質構造の分布と関係しており、地層・地質構造の違いが天水浸透の程度に影響している可能性がある。

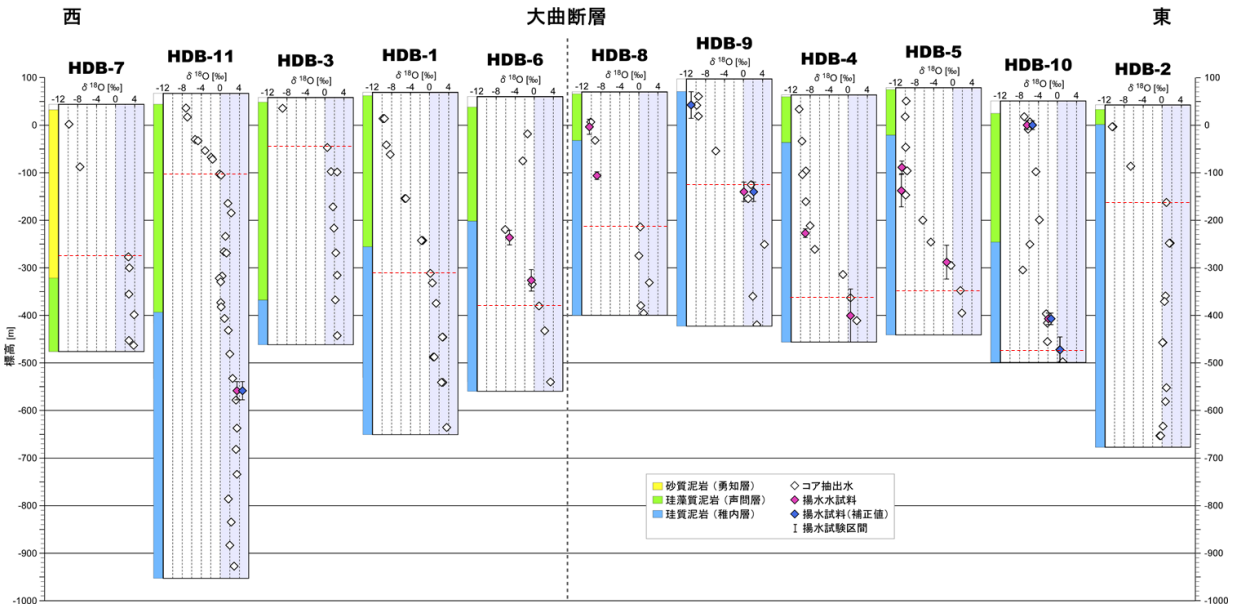


図 4.3-2　ボーリング孔の地層と酸素同位体比の鉛直分布

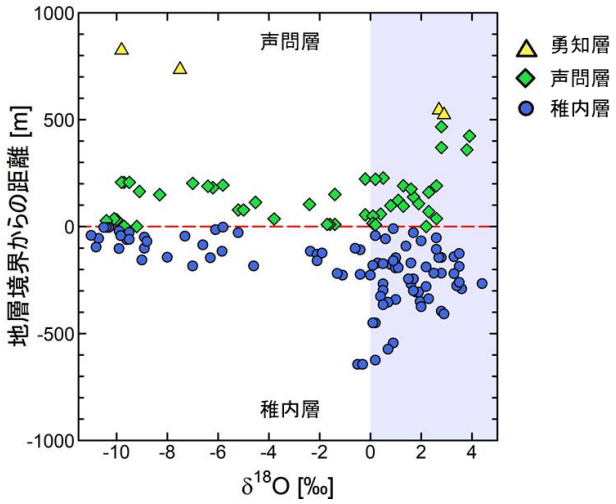


図 4.3-3　ボーリング孔（HDB-1～11）における酸素同位体比と声問層/稚内層境界からの鉛直方向距離の関係

続いて、図 4.3-4 に Cl-濃度と検層の比抵抗値と $\delta^{18}O$ の関係を示す。$\delta^{18}O$ と Cl-濃度の間には正の相関が認められる。化石海水（$\delta^{18}O$> 0‰）に相当する範囲（図 4.3-4 の背景色が薄い青の領域）において $\delta^{18}O$ に対する Cl-濃度のバラつきが大きいため、化石海水に相当する Cl-濃度を一意に決めることはできないが、その下限は約 3,000 mg/L である（図 4.3-4 の赤い破線）。Cl-濃度が 3,000 mg/L であっても、化石海水ではない地下水が含まれることに留意する必要がある。この値より高い範囲では、Cl-濃度に対する $\delta^{18}O$ の変化量が小さくなっていた。比抵抗と $\delta^{18}O$ や Cl-濃度の間には負の相関が認められた。既往研究（例えば、水野ほか, 2017）や昨年度の検討（日本原子力研究開発機構・電力中央研究所，2020）から、声問層、稚内層においては、比抵抗を塩濃度に換算する手法が適用できることが確認されており、比抵抗と Cl-濃度が深く関係することが分かっており、このことは図 4.3-4 に示した比抵抗と Cl-濃度の関係と矛盾しない。化石海水（$\delta^{18}O$> 0‰）に相当する比抵抗値の範囲は、1.2～5.9 Ω·m であった。この分布の 95 パーセンタイル値を化石海水の目安の上限値に設定すると、1.2～2.4 Ω·m となった。図 4.3-5 にボーリング調査の比抵抗検層により得られた比抵抗値の累積頻度分布を示す。ボーリング調査により酸素同位体比が得られている深度における比抵抗値を抽出し（n=127）、オレンジ色の三角をプロットした。このうち酸素同位体比が 0‰を超えるデータ（n=63）を青い丸でプロットした。比抵抗の累積頻度分布からみても、$\delta^{18}O$ が 0‰以上だった点の大部分は 1.2~2.4 Ω·m の範囲にある。比抵抗が 1.2 ～2.4 Ω·m の範囲では、全データのプロット（オレンジ色の三角）と $\delta^{18}O$ が 0‰以上のデータのプロット（青い丸）がほぼ重なるように分布しているが、比抵抗が 2.4 Ω·m を超えると、$\delta^{18}O$ が 0‰以上のデータのプロットが、全データのプロットよりも下側に分布する。すなわち、化石海水（$\delta^{18}O$> 0‰）に相当する比抵抗値の中でも、2.4 Ω·m より小さい比抵抗値の場合はほとんどが化石海水に相当すると判断でき、一方で、2.4 Ω·m を超えると徐々に化石海水ではない地下水が含まれるようになり、5.9 Ω·m 以上は化石海水である可能性がほとんどないことを示している。この結果は電磁探査で得られた比抵抗分布から化石海水を判断する際の目安となる。ただし、地域によりこの値は異なる可能性があり、ここでの値は幌延地域固有の値として扱うべきであると考える。

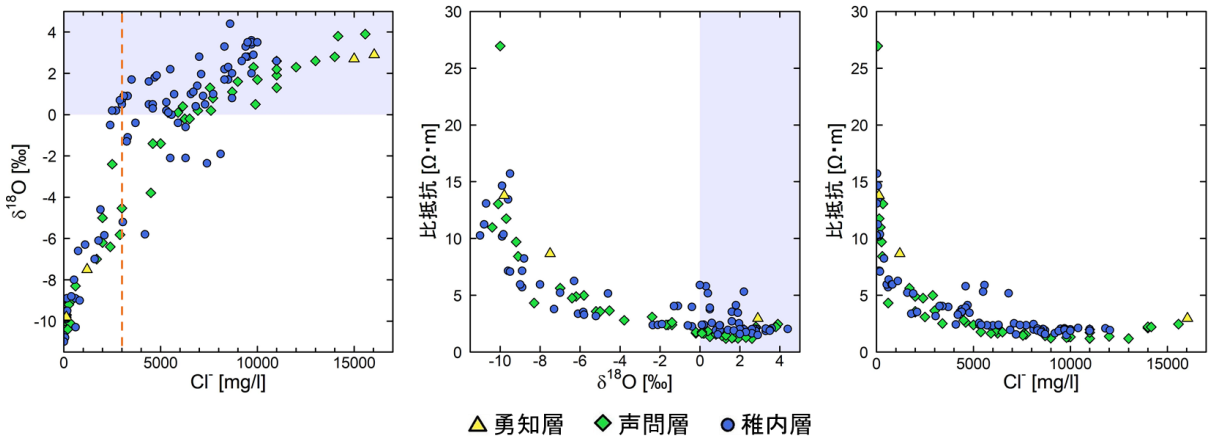


図 4.3-4　ボーリング孔（HDB-1～11）における酸素同位体比、塩化物イオン濃度、比抵抗検層の関係

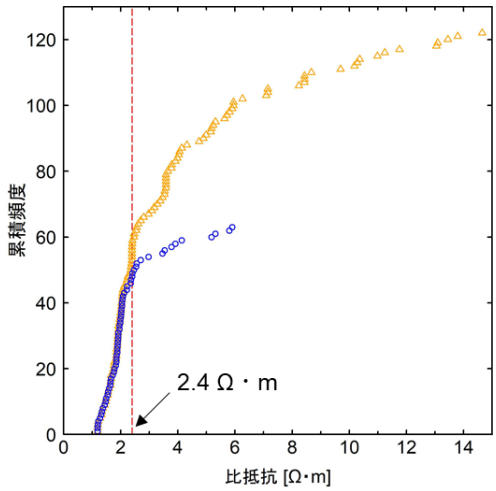


図 4.3-5　ボーリング調査の比抵抗検層により得られた比抵抗値の累積頻度分布

図 4.3-6 に、水理試験結果として透水試験および水頭と、$\delta^{18}O$ との関係を示す。透水係数および水頭の結果は、Nagra（2010）に示された再解析の結果を用いることとし、水理試験の試験区間内で得られている $\delta^{18}O$ と関係づけた。$\delta^{18}O$ が高いほど透水係数が低くなる傾向が認められ、その傾向は声問層より稚内層がより顕著である。しかし、透水係数のばらつきが大きく（10^{-11}～10^{-5}m/s オーダー）、化石海水（$\delta^{18}O$> 0‰）に相当する透水係数の範囲（図 4.3-6 の背景色が薄い青の範囲）においても、10^{-11} m/s から 10^{-7} m/s と大きな幅があった。透水係数が 5×10^{-11} m/s 以下の極めて透水性が低い地層は、HDB-1、6、8、11 孔の稚内層深部でみられる。このような低透水性の範囲には､透水に寄与する水みちがなく､ほぼマトリクス部に相当する透水係数であり、$\delta^{18}O$ が高く（0.3～3.5‰）、化石海水の存在が認められる。比較的透水性が高い（透水係数；10^{-6} m/s から 10^{-5} m/s オーダー）地層は、HDB-4、5、6、8 孔の稚内層浅部で認められる。これらでは、$\delta^{18}O$ が低いことから（-11～-9‰程度）、淡水の混入が進んでいると考えられる（寺本ほか, 2006）。以上から、化石海水が存在する領域は、透水性に関係すると考えられるが、化石海水に相当する範囲であっても、透水性のバラつきが大きいため、透水係数だけで化石海水の領域か否かを判断することはできない。水頭と $\delta^{18}O$ の間の関係では、ほとんどが静水圧程度であるのに対し化石海水（$\delta^{18}O$> 0‰）に相当する透水係数の範囲では、水頭のバラつきがやや大きく、HDB-

11 孔では、水頭値が G.L.+43.9 m と静水圧を大きく上回る異常高圧が認められている（太田ほか, 2007）。この異常高圧を有する間隙水は、$\delta^{18}O$ が高いことから（2～2.9‰）、化石海水であると判断される。異常高圧が存在する深度は、約 960 m であり、ボーリング孔において化石海水の存在が認められる領域の中でも最も深い。

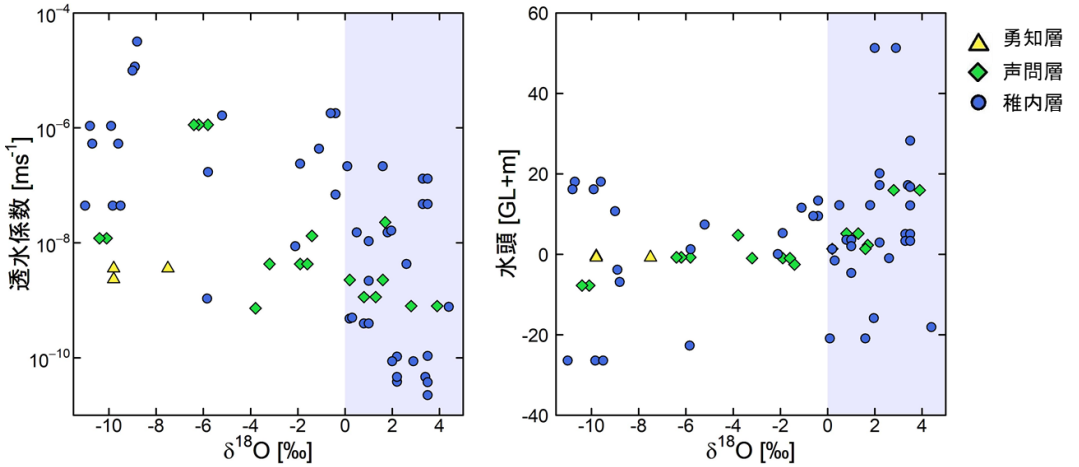


図 4.3-6　ボーリング孔（HDB-1～11）における透水係数、水頭と酸素同位体比の関係

4.3.2 化石海水の三次元分布とその地質構造との関係を推定する物理探査

令和 2 年度は、センターを含む 3 km 四方の範囲を調査範囲として、化石海水の三次元分布を推定するために、AMT 法と MT 法を併用した高密度電磁探査を実施した。さらに、地層や地質構造分布と関係付けた比抵抗分布を得るために、反射法地震探査も併せて実施した。幌延地域においては、過去にいくつかの電磁探査や反射法地震探査が実施されていることから、それらを参考にして探査計画を策定すると同時に、既往の物理探査と本事業の物理探査の相違点も明らかにしておく必要がある。はじめに、既往の物理探査の目的や実施概要について述べたのち、その後に今年度の物理探査の実施内容（計画）について述べる。次に、高密度電磁探査の結果と反射法地震探査の結果としてそれぞれの解析結果について述べたのち、最後に、化石海水の三次元分布とその地質構造との関係や今後の課題について述べる。

(1) 既往の物理探査

本事業で実施した物理探査は、センターを含む 3 km 四方を対象としており、この範囲を含む幌延地域において実施された物理探査を参考にする。日本原子力研究開発機構が進める幌延深地層研究計画における地上からの調査研究段階（第 1 段階）では、大曲断層の形状や地質構造の把握を目的とし、いくつかの電磁探査・反射法地震探査が実施された（太田ほか, 2007）。また、これ以外のプロジェクトにおいて他機関による物理探査もいくつか実施されている。以下に、電磁探査および反射法地震探査について、参考となる既往物理探査の概要を述べる。

1) 既往の電磁探査

幌延地域において実施された電磁探査は、「広域かつ浅部探査の空中電磁探査」、「広域・深部探査の MT 法探査」、「狭域・浅部探査の AMT 法探査」の三つに大別することができる。

「広域かつ浅部探査の空中電磁探査」として、平成 13 年度に幌延深地層研究計画の第 1 段階調査の一環として空中電磁探査が実施された（五十嵐ほか, 2001）。この探査では、幌延町の広域（日本海沿いから内陸にかけての広範囲）における岩盤の地質学的不均質性や物質の移動経路として重要な構造の概要把握の一環として、地層の分布や断層の位置を把握することを主目的とし

て、約 150 m 程度までの浅部の比抵抗分布が得られた。ここでは、地表付近は高比抵抗で地下深部になるほど低比抵抗になっていること、深度 70 m 以深では砂岩、礫岩を主体とする更別層、勇知層の分布域は高比抵抗を示し、泥質岩を主体とする声問層、稚内層、増幌層（上部泥岩層）分布域は低比抵抗を示すことを明らかにした（図 4.3-7）。

「広域・深部探査の MT 法探査」として、平成 13 年度に幌延深地層研究計画の第 1 段階調査の一環として MT 法電磁探査が実施された（岸本ほか, 2001）。この探査もまた、空中磁気探査と同じ目的として実施されており、空中電磁探査と同様の範囲について、より深部（地表から地下 1,000 m 程度）の比抵抗分布を推定している。地表～標高-200 m 程度では、空中電磁探査の結果と同様に、更別層・勇知層（砂岩・礫岩）は高比抵抗、声問層・稚内層・増幌層上部泥岩層は低比抵抗を示していた（図 4.3-8）。一方、標高-500 m 以深では、総じて低比抵抗であった。また、大曲断層と推定されているところを境にして、西側では 1～3 Ω·m 程度と低く、東側では 3～7 Ω·m 程度と高い傾向にあった。なお、この MT 法による探査では、日本海沿いからセンター付近にかけての広域を対象として 60 点の測点が配置されているが、そのうち 3 点が今回の探査範囲と重複しており、そのデータを利用することが可能である。

「狭域・浅部探査の AMT 法探査」として、平成 14 年度に幌延深地層研究計画の第 1 段階調査の一環として AMT 法探査が実施された。この探査は、センター周辺における物質移動経路として重要な構造の把握の一環として、大曲断層の位置や形状を把握することを目的として実施された（松尾ほか, 2004；石井ほか, 2006）。その結果、200 m から 400 m の幅をもち地表から地下深部にかけて帯状に連続する高比抵抗ゾーンがいくつか抽出された（図 4.3-9）。この高比抵抗ゾーンのうちの一つは、大曲断層の推定位置と一致しており、フラワー構造のような形状を示すことを明らかにした。前述の MT 法データは岩相分布といった地質構造をよく反映していたが、AMT 法により推定した比抵抗分布は、岩相よりは地下水の塩濃度に規制されている可能性が指摘されている（石井ほか, 2006）。さらに、平成 13 年度 AMT 法探査データとそれと探査範囲が重複する平成 14 年度 MT 法探査のデータ 4 測点分データを用いた再解析が実施された。その結果を図 4.3-10 に示す。再解析では、比抵抗モデル作成の際に、ボーリング孔の比抵抗検層データにより拘束を与えた。この解析結果からも、大曲断層の推定位置の表層から標高約-250 m にかけて、高比抵抗（約 10 Ω·m）を示す領域が明瞭に認められた。

このように、既存の電磁探査は、いずれも地質・地質構造の把握を主な目的とした測点配置および探査深度になっており、本事業における約 3 km 四方の範囲対象として化石海水の三次元分布を把握することを目的とした場合には、それに適した測点配置および探査深度とする必要がある。電磁探査では電磁波の周波数が低いほど探査深度は大きくなる。幌延地域のような厚い均質な低比抵抗の堆積岩が分布するような場においては、高周波数帯を対象とする AMT 法の探査深度は深度約 10～500 m 程度であるとされている（原子力環境整備促進･資金管理センター, 2007）。$\delta^{18}O$ の分布に基づくと、化石海水は深度 100～500 m 以深（4.3.1 項参照）に存在しており、それよりも十分に深い探査深度とする必要がある。そのため、AMT 法だけでは、探査深度が不十分である。一方、低周波数帯を対象とする MT 法では、深部に対する感度が高い。特に、長周期 MT 法の場合は、深度 10 km までが探査範囲となる（原子力環境整備促進･資金管理センター, 2007）。今年度の物理探査は、4.3.1 項で述べた化石海水の分布する深度の特徴、また、既往ボーリング孔あるいは今後実施予定のボーリング孔との比較、さらには、概要調査への反映する手法整備の観点から地下施設が建設される深度を考慮して、探査深度を 1,500 m 程度とし、少なくともこの深度までの三次元比抵抗分布を高解像度で取得することとした。既往の MT 法のデータだけでは、高解像度の三次元比抵抗分布を推定することができないため、今年度の電磁探査では MT 法と AMT 法を併用した測点を可能な範囲内で格子状かつ高密度で配置させることとした。

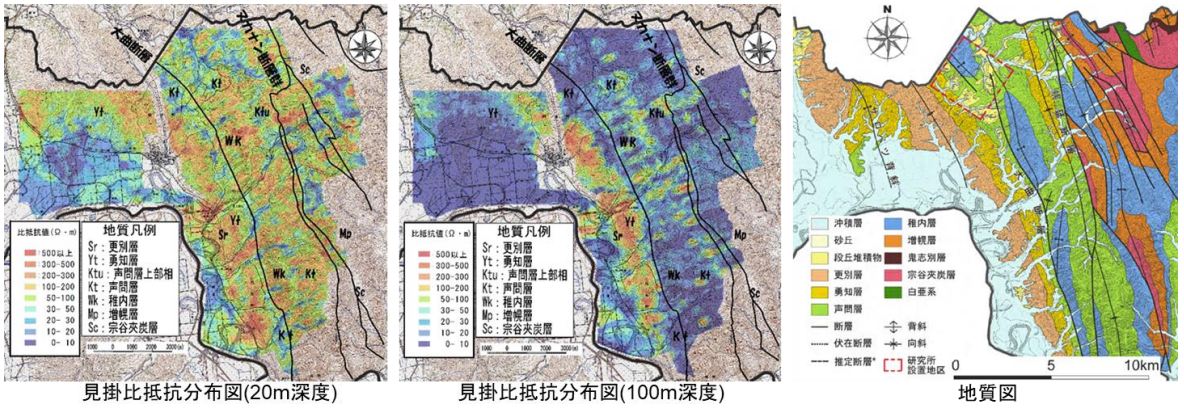


図 4.3-7　平成 13 年度空中電磁探査で取得された見掛比抵抗分布図
（太田ほか（2007）に加筆）

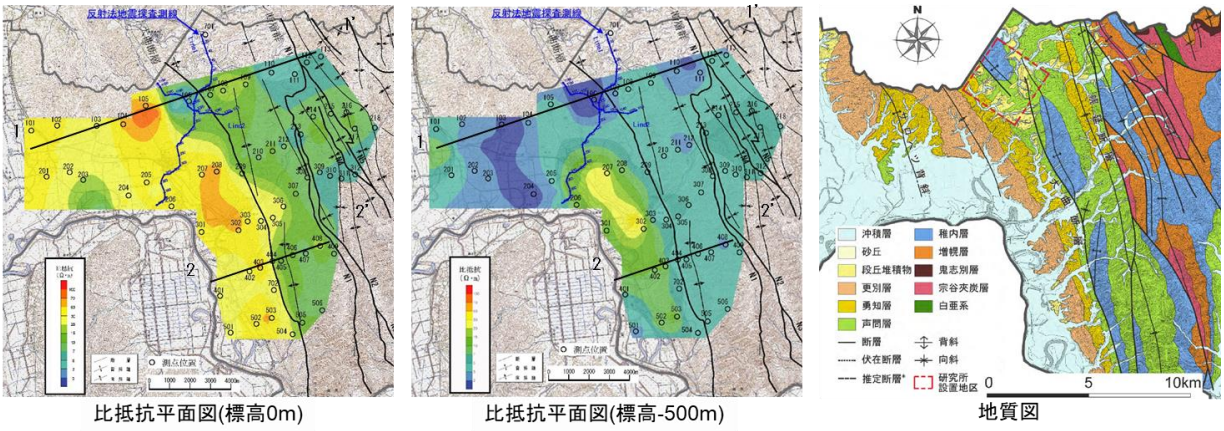


図 4.3-8　平成 13 年度 MT 法探査で取得された比抵抗分布図
（太田ほか（2007）に加筆）

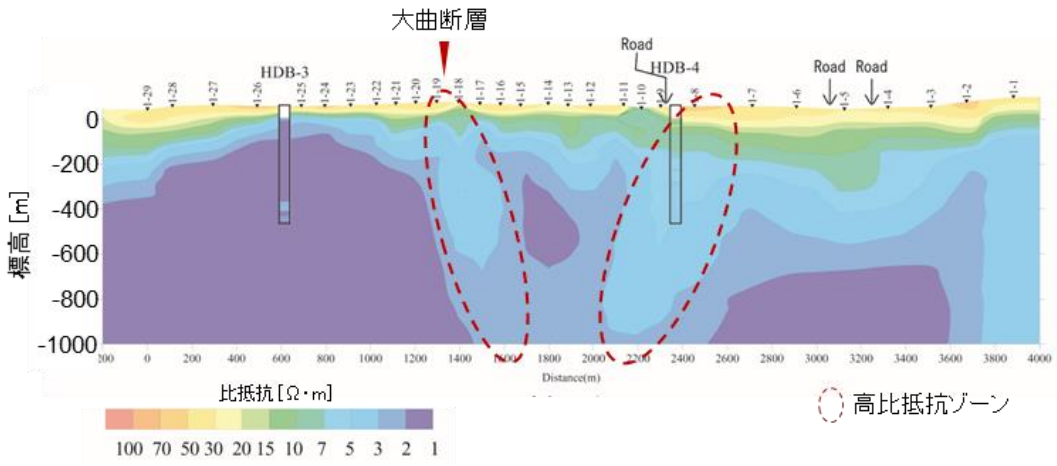


図 4.3-9　平成 14 年度 AMT 法探査で取得された鉛直断面図
（松尾ほか（2004）に加筆）

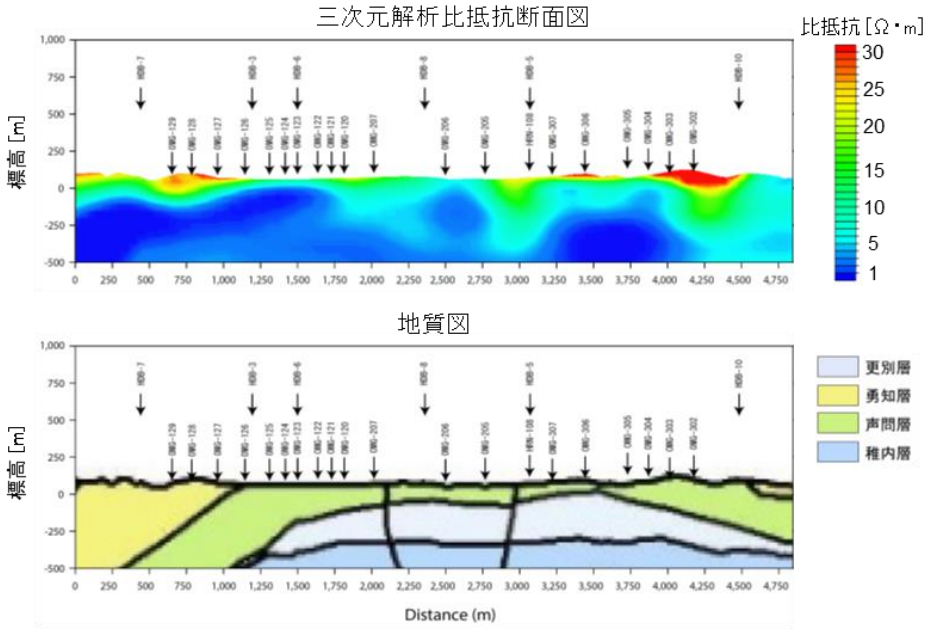


図 4.3-10　既存の電磁探査の再解析結果

2) 既往の反射法地震探査

幌延地域において実施された反射法地震探査には、幌延深地層研究計画の第 1 段階調査の一環として、平成 14 年と平成 16 年に反射地震探査が実施されている。平成 14 年度の探査は、深度 2,000m 程度までの地層の分布や断層、褶曲などの地質構造を推定することを目的として実施された（東中ほか, 2002）。この探査では、図 4.3-11 に示すとおり 2 本の測線（Line1，Line2）が設定された。図 4.3-12 に示す反射断面では、更別層と勇知層の境界、勇知層と声問層の境界と想定される連続性の良い強反射面が確認できた。HDB-1 孔から HDB-4 孔にかけての反射面は、何箇所にも分断されており、不連続が認められた。この不連続は、地表位置は、既存断層推定位置の近傍にあたり、大曲断層の存在を示すものと考えられた（石井ほか, 2006）。

続いて、平成 16 年の探査は、深度 1,000m 程度までを対象として実施された（津久井ほか, 2006）。2 本の測線が設定された平成 14 年の探査だけでは、十分に地質構造の変化を把握することが困難であったため、平成 16 年度の探査では、高密度反射法地震探査として 6 測線（約 13.5 km）でデータ取得が実施された。側線位置図を図 4.3-13 に、反射断面を図 4.3-14 に示す。この調査では、ボーリング孔で観測された声問層/稚内層境界に基づき、反射法断面の解釈を行った結果、２つの断層系が解釈された。一つは調査地域南西端に近い、幌延市街への南西急傾斜面東に位置する断層系であり、もう一つは調査域中央からやや北東の北北西-南南西走行断層系であった。２つの断層系間は褶曲の背斜と解釈できる反射イベントがあり、緩やかな連続性のよい北東傾斜面に対して、南西の傾斜面は反射イベントが錯綜する傾向があった。

4.3.1 項で述べたように化石海水の分布は、褶曲の背斜軸や向斜軸の位置と関係しており、さらに、電磁探査の結果から大曲断層に沿って天水が浸透することが指摘されている（石井ほか, 2006 ; 横山ほか, 2011）。化石海水の三次元分布を推定するためには、地質構造地下水の塩濃度と深く関係する比抵抗分布を推定できる電磁探査などが有望な探査手法であるが、電磁探査だけでは地質構造フレームを正確に推定することは難しいとされている。効率的に化石海水の三次元分布を推定するためには、地層や地質構造との関係評価できる地質構造フレームを取得できる反射法地震探査も必要である。

これまで幌延地域で実施されてきた上述の反射法地震探査は二次元測線での探査であるが、これは、測線間の断層の空間的なつながりを解釈することが難しい。一方で、近年の三次元反射法地震探査技術の進展により、三次元的な断層の形態をより正確に表現できるようになった。今年度の反射法地震探査は、アクセス可能な道路を最大限活用した準三次元反射法地震探査として実施することとした。その際、平成 16 年度の高密度反射法地震探査において実施されていない、今年度の探査範囲の西側に測線を展開し、大曲断層や褶曲構造の拡がりに関する情報の拡充することを目的とした。

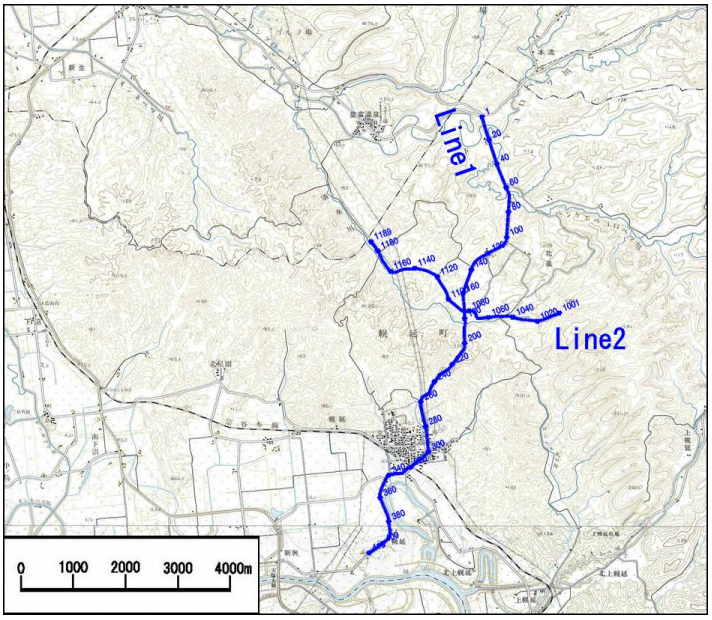


図 4.3-11　平成 14 年度反射法地震探査の側線位置図

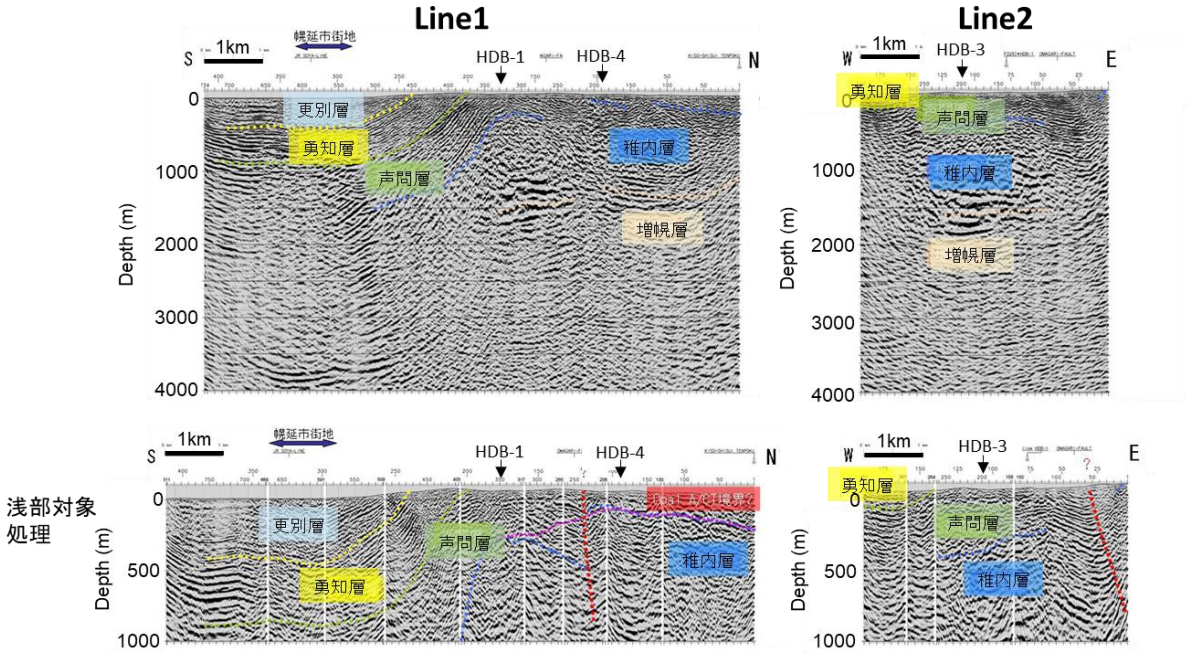
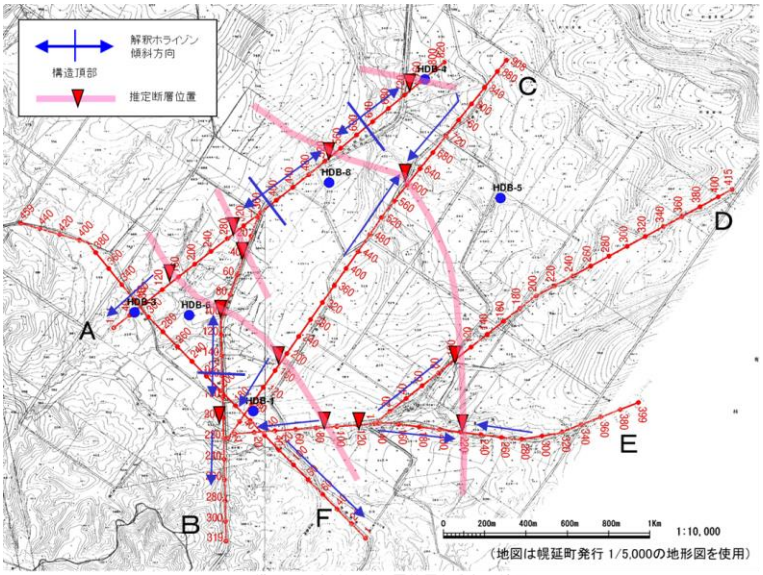


図 4.3-12　平成 14 年度反射法地震探査の深度断面図
（浴ほか（2003）に加筆）



（予備図面） 解釈した断層位置と重合測線図

図 4.3-13　平成 16 年度反射法地震探査の側線位置図

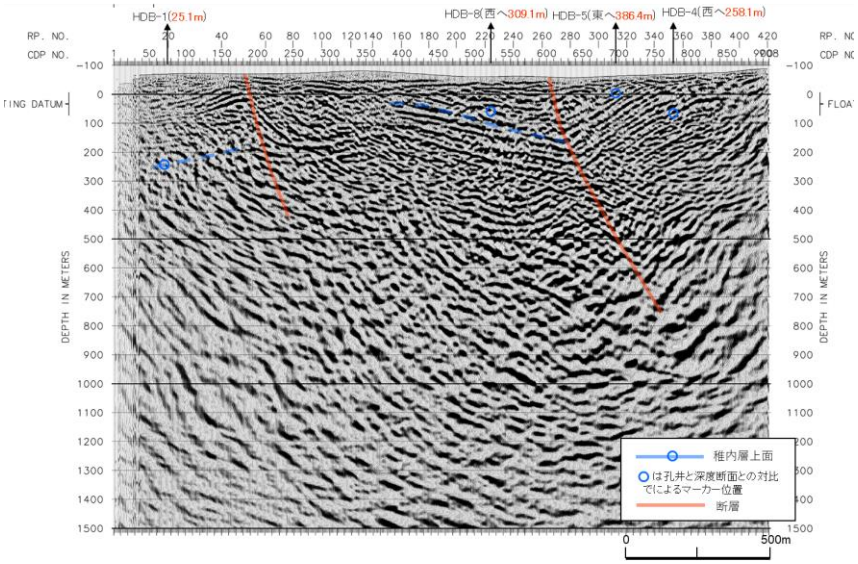


図 4.3-14　平成 16 年度反射法地震探査の反射断面解釈の一例（Line-C）

(2)　令和 2 年度の物理探査の実施内容

1) AMT 法と MT 法を併用した高密度電磁探査

①　探査概要

前述の通り今年度は、三次元比抵抗分布から化石海水の三次元的な広がりを推定するために、センターを含む 3 km 四方を対象とした高密度電磁探査を実施した。その際、少なくとも 1,500 m までの三次元比抵抗分布を高解像度で推定するために、MT 法と AMT 法を併用した測点を可能な範囲内で格子状かつ高密度で配置させることとした。また、本探査は、化石海水の三次元分布を推定する際の探査仕様の検討に資することを目的としている。探査を効率的に実施するためには、評価の目的に対して最低限の測点や最適な測点配置を見極めておくことが必要である。そ

こで、すべての測点のデータを使って三次元インバージョン解析（密解析）のほかに、測点データを間引いた解析（疎解析）を実施し、その場合の解析結果に対する影響を予備的に検討した。

測点位置図を図 4.3-15 に示す。測点の位置については、ノイズ源になると高圧電線の位置や、作業者の安全面の観点からアクセスの難易度、地権者の承諾の可否などを考慮して、最終的な 60 点の測点配置を決定した。すべての測点において AMT 法および MT 法の測定を実施した。なお、解析の際には、前述の MT 法および AMT 法の測点（最大 39 点）を加えて、合計 99 点で取得されたデータを用いた。調査地域には牧草地が広く分布し、隣接して山林、原野が分布している。測点 60 点のうち 32 点が牧草地であった。これらの牧草地に測定機器を設置するにあたり、農地一時転用申請の許認可手続きを行った。また、すべての測点において、当該土地の地権者の許可取得作業を周到に行った。農地一時転用の申請は令和 2 年 9 月 15 日に行い、最終的な許可が下りたのは 10 月 27 日であった。一連の農地法に基づく許認可手続きや地権者の許可取得作業は、7 月中旬から開始しており、おおよそ 3 か月程度の期間を要した。現地におけるデータ取得作業は、10 月 19 日に原野または山林にあたる測点から開始し、農地一時転用の許可が下りるのを待って牧草地での作業を行った。全ての現地作業が終了したのは 11 月 14 日であった。

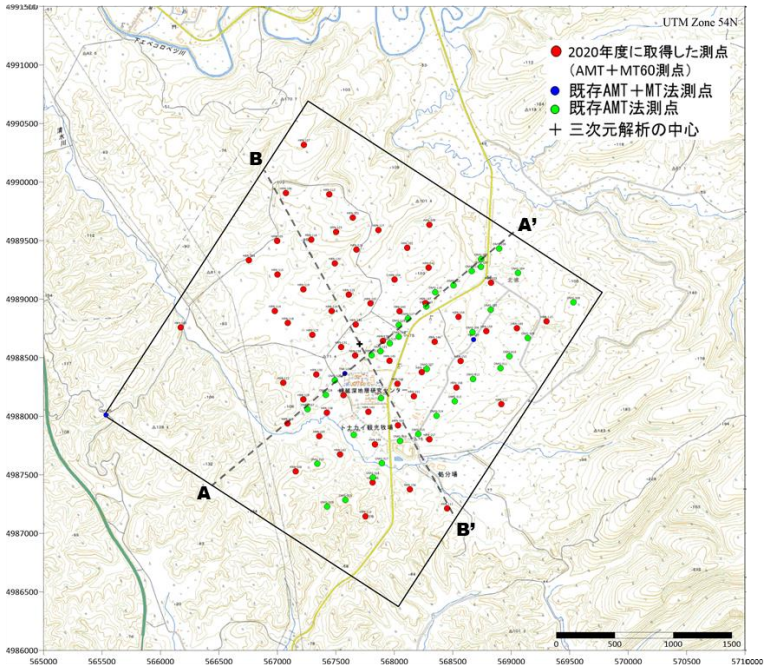


図 4.3-15　令和 2 年度 MT 法探査の測点位置図
破線は解析結果を示した二つの断面線を示す。

② データ取得仕様およびデータ処理

以下に、主なデータ取得に関する仕様を示す。

<測点配置>

測定間隔　：　解析領域の中心部で 200～300 m 間隔、端部で 400～1,000 m 間隔
測点数　　：　AMT 法 60 点、MT 法 60 点、MT 法観測点と AMT 法観測点は同一箇所
リモート点：　AMT+MT は北海道天塩郡幌延町字問寒別、MT のみ岩手県西和賀町の長期観測点のデータを使用

<測定仕様>

測定成分　：　電場 2 成分＋磁場 3 成分

電場長　　：　原則として 30 m 以上
測定帯域　：　MT のみの測定：　318～0.00034 Hz の 80 周波数
　　AMT+MT 測定：　10,400～0.00034 Hz の 100 周波数
測定時間　：　午後 5 時～午前 8 時までを含 15 時間以上、1 点につき 2 晩以上測定

データ取得には、カナダ Phoenix Geophysics 社製の AMT／MT 探査システムを最大 17 セット（2 セットはリモート・リファレンス点）使用した。表 4.3-1 に測定機器の仕様を示す。測定時間は原則として人工ノイズの少ないと想定される午後 5 時から翌朝 8 時までを含む 15 時間以上とした。また、低周波数帯のデータは、一晩では十分な品質のデータ取得が困難であることを考慮して、1 点あたりの測定日数を原則 2 日間（2 晩）とした。2 晩測定でも十分な品質のデータ取得ができなかった場合には最大で 9 晩の測定を行った。調査地域西部に送電線が位置していたが、測定期間を延長する等により、概ね良好な品質のデータを取得できた。

各地点では、磁場 3 成分と電場 2 成分の計 5 成分の測定を行った。取得したデータは、ノイズを除去するために、リモートレファレンス処置を行った。AMT 法および MT 法の同時測定におけるリモート点は、調査範囲から南東方向に約 17 km 離れた間寒別地区（図 4.3-16）に設置した。MT 法のみの測定では、調査地域南方約 650 km に位置する岩手県西和賀町における長期観測点のデータを用いた（図 4.3-16）。ノイズを除去したデータは、インダクション・ベクトルやフェーズ・テンソルなどの構造パラメータを算出し、見掛比抵抗と位相を求めた。

表 4.3-1　測定機器仕様一覧

名称		仕様	
測定器	MTU－5A MTU-RT	入力チャンネル	電場2ch＋磁場3ch
		AD変換	24ビット
		データ記録メディア	コンパクトフラッシュ
		電源	12Vバッテリー
		サイズ	23×22.5×11cm
		重量	4kg
		機器間同期	GPS同期
		(*)MTU-5AはAMT測定兼用機、MTU-5Sは連続観測用(リモート点)	
	MTC－80	測定周波数範囲	0.0001～400Hz
		サイズ	ｺｲﾙ長 97cm、外径　6.0cm、重量 5kg
	MTC-150	測定周波数範囲	0.0001～10,000Hz
		サイズ	ｺｲﾙ長 144cm、外径　6cm、重量 6kg
	MTC-180	測定周波数範囲	0.0004～10400Hz
		寸法及び重量	ｺｲﾙ長 86cm、外径　7.0cm、重量 4.4kg
	接続ケーブル		直径1.0cm、長さ20m、重量2kg
電場センサー	PE4 型電極	型式	Pb-$PbCl_2$非分極電極
		サイズ	高さ20cm、設置面径 10cm、重量 1.5kg
	接続ケーブル		同軸電線RG58A/Uを使用

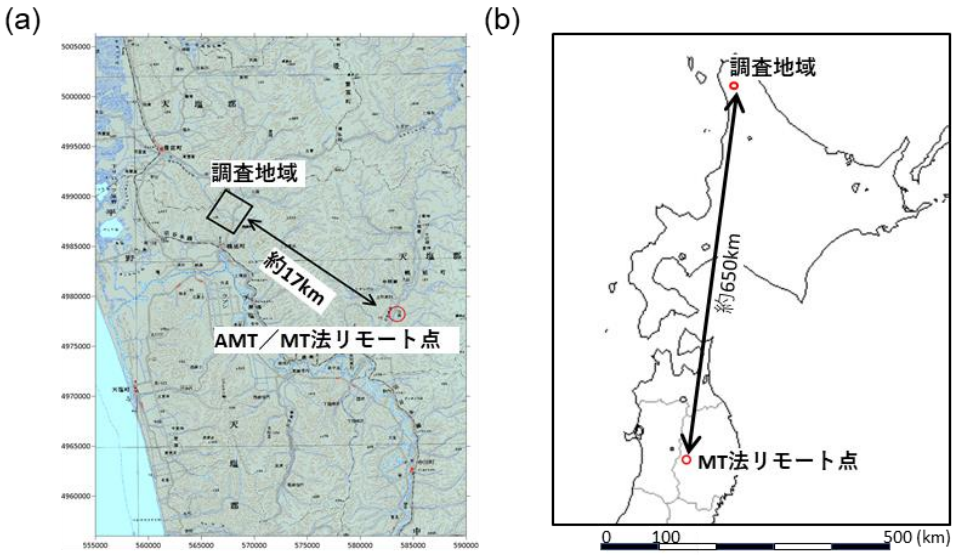


図 4.3-16　リモート点位置　(a) AMT 法および MT 法の同時測定のリモート点、(b) MT 法単独の測定のリモート点

③ 三次元インバージョン解析

三次元解析には、今回取得した測点（60 点）と既存の電磁探査の測点（最大 39 点）を合わせて、99 点で取得されたデータを用いた。周波数は、3000 Hz～0.0092 Hz 間の 12 周波数を用いた。図 4.3-17 に、解析対象範囲（調査範囲）において使用したブロック分割モデルを示す。深度方向ブロックは 30 層に区切り、第 1 層は 0.025 km と薄く、深度が増すと厚くなるように区切った（解析領域内最下層は厚さ約 0.2 km）。水平方向については、解析領域中心部は 0.1 km、同端部は 0.2 km の幅で設定した。なお、今回作成した比抵抗モデル全体の範囲は、解析対象区域よりも広い範囲に設定しており、水平方向約 140 km×深度方向約 70 km である。

インバージョンの初期値として、均質 7 Ω·m（平均見掛比抵抗値）を与え、そのモデルから各測点における解析見掛比抵抗と解析位相を算出し、実際の測定結果との残差が小さくなるように比抵抗モデルを更新した。最終モデルの決定には L-Curve 法（Hansen, 1997）を用いた。

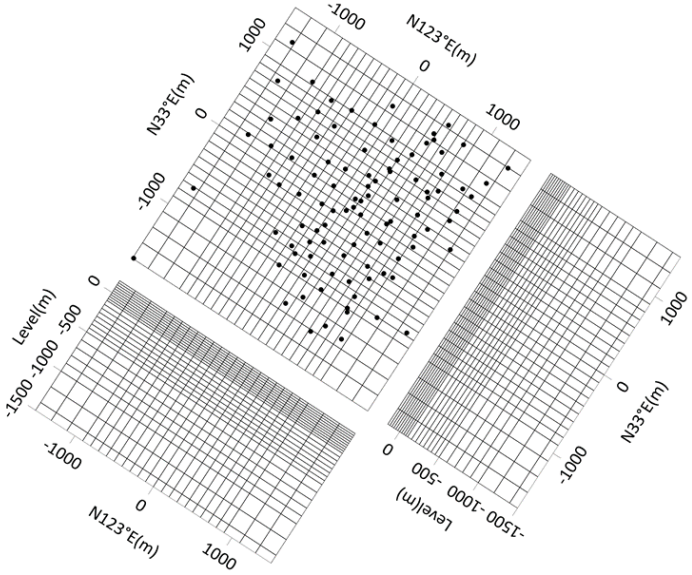


図 4.3-17　解析対象範囲における三次元解析ブロック分割図
黒丸は MT 法探査の測点を示す。

2) 準三次元反射法地震探査

① 調査概要

化石海水の三次元分布の推定を効率的に進めるために必要な地質構造フレームを得るために、反射法地震探査を実施する。今年度の反射法地震探査は、最新の手法であるアクセス可能な道路を最大限活用した準三次元反射法地震探査として実施した。高い解像度で地質構造の三次元形状を捉えることで化石海水の三次元分布と地質構造との関係性を評価する。調査測線図を図 4.3-18 に示す。調査範囲に 8 測線（Line1～8）を設定した。総延長は約 15km である。測線の位置に関しては、大曲断層や褶曲構造の拡がりに関する情報の拡充することを目的として、平成 16 年度の高密度反射法地震探査において実施されていない今年度の探査範囲の西側に測線を展開した。受振点は 10m 間隔で道路路肩に設定し、1491 チャンネルを設置した。発振点は各受振点の中点とした。震源には、主に広帯域バイブレータ 1 台を用い、狭隘区間および広帯域バイブレータの整備中には中型バイブレータ 1 台を用いた（図 4.3-19）。現地調査期間は、令和 2 年 10 月 6 日から 23 日の 18 日間であった。具体的には、令和 2 年 10 月 6 日より受振点杭の設置などの測量作業を行い、10 月 10 日より受振器・ケーブル等の設置作業を行った。測定作業は 10 月 12 日より開始し、10 月 20 日に全測定作業を終了した。その後、測定機器等の撤収、資機材の搬出作業を行い、10 月 23 日に作業工程を終了した。なお、陸上において地震探査を行う際には鉱業法に基づく探査許可申請の手続きが必要であり、本探査も該当となるため、必要な許可申請手続きを行った。また、道路における探査であるため、探査範囲内の道路管理を管轄する関係機関と相談の上、必要な手続きを行った。これらの手続きには、おおよそ 2 か月の期間を要した。

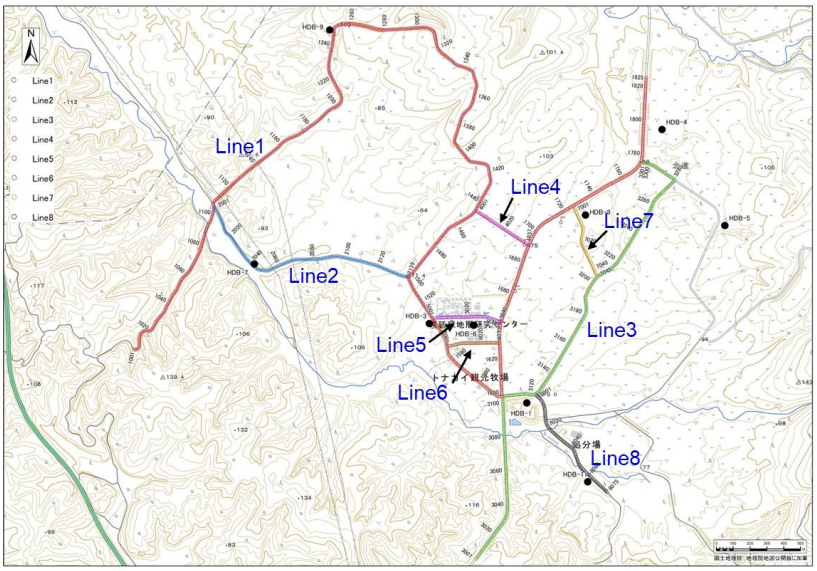


図 4.3-18　測線配置

バイブレータ振源

形式	UNIVIB2	EnviroVIB
全長	7.95 m	6.1 m
全幅	2.31 m	1.83 m
全高	3.01 m	2.59 m
車両重量	16,750 kg	8,100 kg
最小回転半径	5.34 m	4.29 m
原動機排気量	4,480 cc	4,500 cc
最大起振力（基本波成分）	26,000 lbf	12,000 lbf
マスストローク	10.16 cm (4.0 in)	6.99 cm (2.75 in)
マス質量	1,828 kg (4,029 lbs)	794 kg (1,750 lbs)
ベースプレート重量	913 kg (2,012 lbs)	388 kg (855 lbs)
ベースプレート面積	10,200 cm^2	11,675 cm^2
ホールドダウンウェイト	15,422 kg (34,000 lbs)	7,409 kg (15,000 lbs)
周波数範囲	1-400 Hz	10-250 Hz

（村上, 2020を編集）

UV2（UNIVIB2）

EnviroVIB

図 4.3-19　震源：広帯域バイブレータ UV2 および中型バイブレータ Enviro VIB

② 探査仕様、データ取得仕様

以下に、探査仕様を示す。

<震源仕様>

震源　　：広帯域バイブレータ車 UV2（1 台）、中型バイブレータ車 Enviro VIB（1 台）

※中型バイブレータは狭隘路での発震や広帯域バイブレータ車の予備として使用

標準発震点間隔：　10.0m

発震点数　　：　1,441 点

標準スィープ数：　3～10 回

標準スィープ長： 15 秒
スィープ周波数： 10～200 Hz

<受振仕様>

受振器 ： 上下動ジオフォン SG5, SM5(固有周波数 5Hz)
受振測線数： 8
受振点間隔： 10m
受振点数 ： 1,491 点
展開長 ： 固定展開

<記録仕様>

記録システム： 24 ビット A/D 変換を行うテレメトリ型 Sercel 428XL およびオフライン型 Sercel UNITE
サンプル間隔： 2 ミリ秒
記録長（相互相関後）： 4 秒

測線上に設置された受振器で取得された反射波データは、Sercel 428XL 型探鉱機および独立型受振記録装置 UNITE によって記録された（図 4.3-20）。現場記録例を図 4.3-21 に示す。

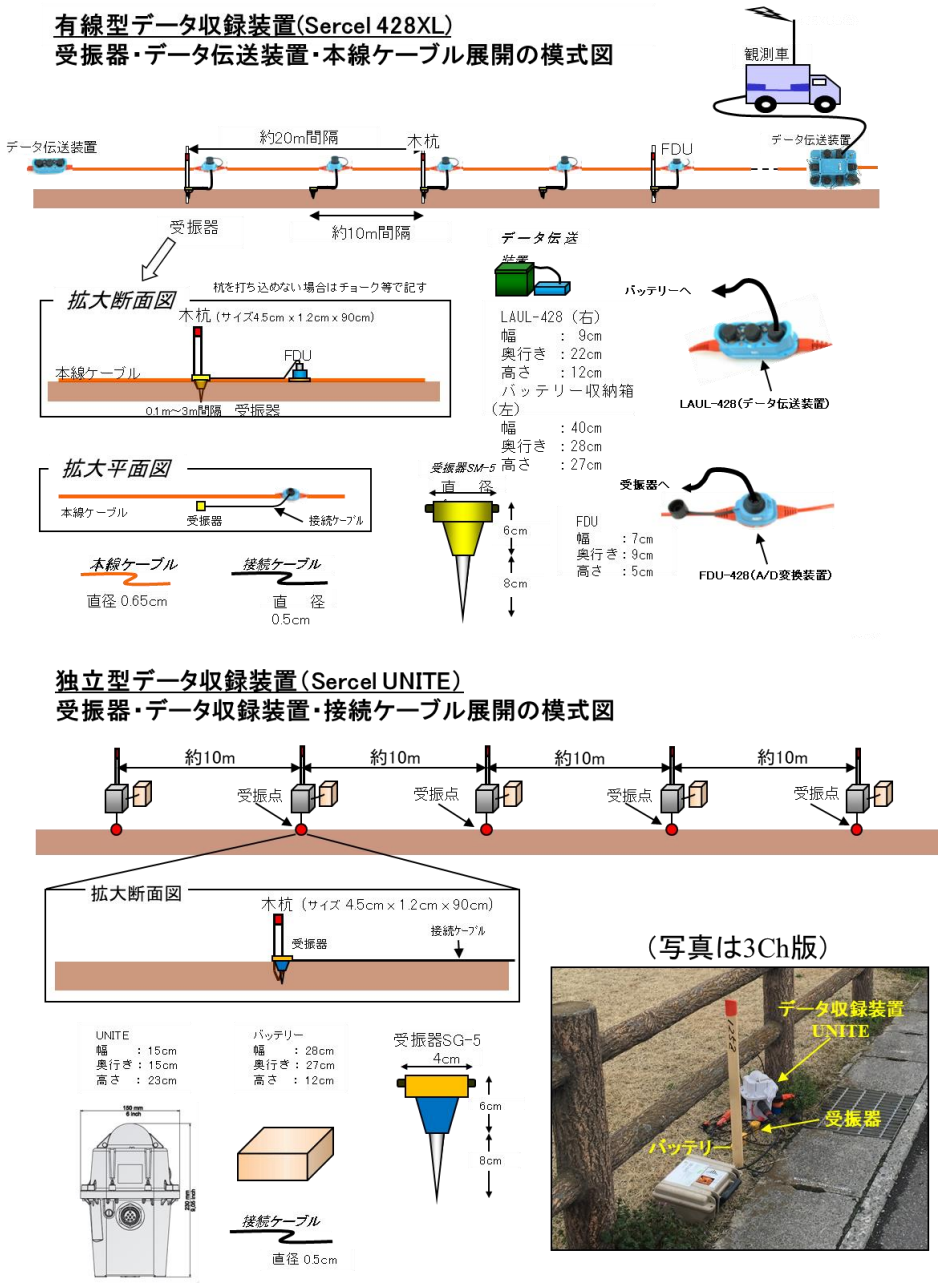


図 4.3-20　受振器・データ収録装置・接続ケーブル展開の模式図

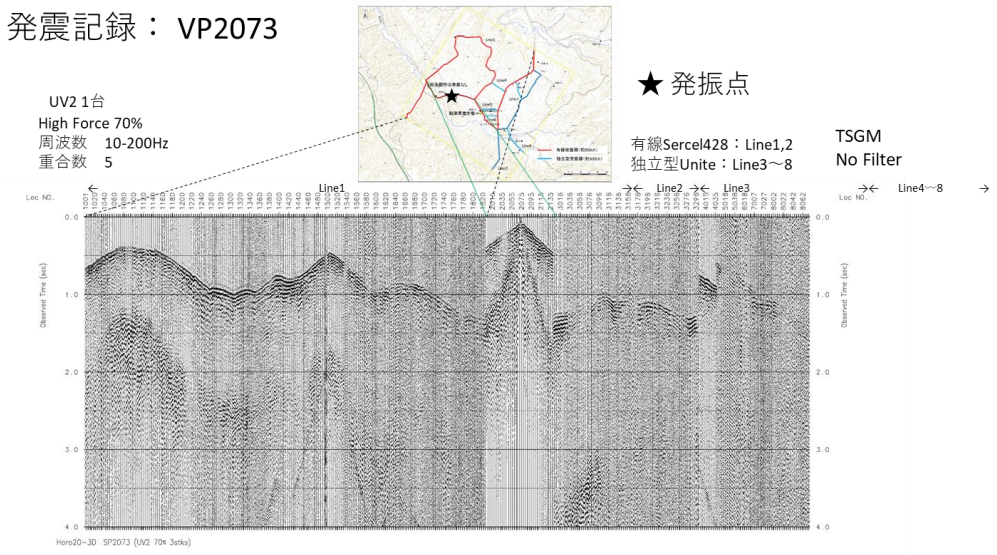


図 4.3-21　準三次元反射法ショット記録例（VP2073, UV2）
1 発震点に対して、全受振点で観測した記録であり、横軸は受振点の番号、縦軸は時間となっている。

③ データ処理および解析

取得された発振記録に対し、NMO 補正と重合前深度マイグレーション（PSDM）を中心とした反射法データ処理を実施した。ここで用いた重合前深度マイグレーション（PSDM）は、高精度なイメージング手法である。初期 PSDM 速度モデルにはサイスミックアトリビュート解析に示す屈折トモグラフィー解析により推定された P 波速度構造モデルを使用した。データ処理のフローチャートを図 4.3-22 に、処理に用いたパラメータを表 4.3-2　データ処理に用いたパラメータ表 4.3-2 に示す。反射断面の解釈に加え、サイスミックアトリビュート解析を行った。今回適用したサイスミックアトリビュートは、シミラリティー、センブランス、瞬間振幅、瞬間周波数である。また屈折トモグラフィー解析による速度情報もアトリビュートとして示した。

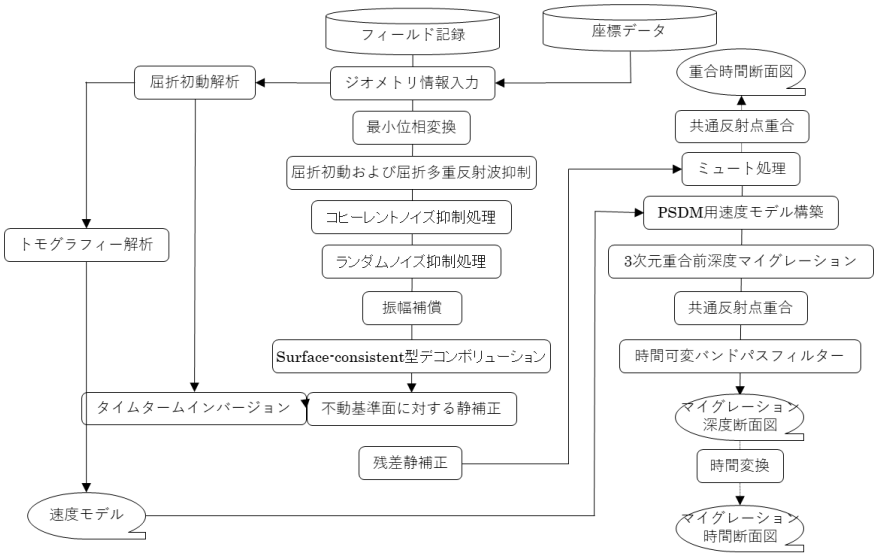


図 4.3-22　反射法地震探査解析処理フロー

表 4.3-2　データ処理に用いたパラメータ

フォーマット変換	
トレースヘッダーへの測線情報の入力	
CMP間隔	10.0m
重合測線からの最大許容偏倚	制限無し
屈折初動解析	
初動読み取り位置	正のピーク位置
屈折波インバージョン実施オフセット	50～150mまで
浮動基準面に関する静補正	
補正内容	表層補正および標高補正
浮動基準面定義に用いたオフセット範囲	制限なし
屈折初動および屈折多重反射波の抑制1	
手法	屈折初動位置でトレースを整列後に 水平成分をF-X速度フィルターで抽出し原記録から除去
適用領域	発振記録
オペレータ長	31トレース
除去する速度帯域	90000/91000～99999/99999m/sec（対称オペレータ）
屈折初動および屈折多重反射波抑制2	
手法	屈折初動位置でトレースを整列後に 水平成分をF-X速度フィルターで抽出し原記録から除去
適用領域	共通受振点記録
オペレータ長	31トレース
除去する速度帯域	90000/91000～99999/99999m/sec（対称オペレータ）
コヒーレントノイズ抑制	
適用領域	発振記録
オペレータ長	15トレース
除去する速度帯域	0/0～1800/2000m/sec
AGCゲート長	300 msec
ランダムノイズ抑制1	
適用領域	発振記録
オペレータ長	7トレース
ゲート長	49トレース
時間ゲート長	500msec
時間ゲートオーバーラップ長	250msec
ランダムノイズ抑制2	
適用領域	共通受振点記録
オペレータ長	7トレース
ゲート長	49トレース
時間ゲート長	500msec
時間ゲートオーバーラップ長	250msec
デコンボリューション	
アルゴリズム	時間領域トレース単位適用型
前提とするウェーブレット位相	最小位相
零オフセット位置における設計ゲート	20～1000msec（Non-TV）
ゲートスライディング速度	2000m/sec
オペレータ長	240msec
予測距離	2msec
プリホワイトニングファクター	0.50%
残差静補正	
ソフトウェア	MASTT（TECHCO社）
時間シフトの最大許容値	12msec
時間ゲート	100～2000msec
ミュート	
手法	アングルミュート
重合前深度マイグレーション	
アルゴリズム	キルヒホッフ型
時間可変バンドパスフィルター	
オペレータ長	300msec
通過帯域	14/16 - 120/130 Hz (0.0 - 1.0 sec)
	14/16 - 100/110 Hz (1.0 - 2.0 sec)
	14/16 - 80/90 Hz (2.0 - 4.0 sec)
基準面補正	
基準面	平均海水面

(3) 解析結果

1) 高密度の AMT 法と MT 法を併用した電磁探査における解析結果

図 4.3-23 に、三次元インバージョン解析結果の結果として、各深度の比抵抗水平断面図を示す。また、探査範囲に対して二つの交差する鉛直断面側線 A および測線 B を設定し（図 4.3-15

の断面 A-A’および断面 B-B’)、三次元解析結果から抜き出したそれぞれの断面における比抵抗分布を図 4.3-24 に示す。比抵抗は 1～50 Ω·m であり、大局的にみると、地表から高－低－高の 3 層構造であった。浅部の高比抵抗層は、10～50 Ω·m を有し、地表から深度約 50 m 程度まで分布していた。その中でも、南西側の勇知層に対応する領域では、特に高い値（> 30 Ω·m）がみられた。2 層目の低比抵抗層は、1～5 Ω·m の低比抵抗を有し、深度約 50～1,000 m の領域に分布していた。深度 1,000 m 以深からは、深度とともに高くなる傾向がみられた。

低比抵抗層を詳細にみると、例えば、標高-325 m では大曲断層推定位置に対して西側の領域ではおおよそ 1～4 Ω·m であるのに対し、東側の領域は 4～10 Ω·m と比較的高く、比抵抗のコントラストが認められた。同様の傾向は、既存の電磁探査でも認められている。また、低比抵抗層の厚さは、北西側は厚く、南西側では薄い。大曲断層と推定されている領域では、既存の AMT 法探査と同様に、地表から陥入するように周囲よりも高い比抵抗値が認められた。比較的高い比抵抗は声問層と稚内層の境界付近でも確認された。

次に、三次元インバージョン解析の確からしさを検証するために、解析結果と既往のボーリング孔における比抵抗検層データと比較した（図 4.3-25)。その結果、解析結果と比抵抗検層結果の深度に対する変化の様子は比抵抗検層データと整合的であった。特に、HDB-1、3、5、6、11 孔ではよく一致していた。一方、HDB-10 孔は、調査範囲の外に位置するため、解析結果と比抵抗検層結果とのマッチングが悪い。解析結果と比抵抗検層結果とのマッチングが良い範囲においては、4.3.1 項で比抵抗検層データと酸素同位体比の関係から求めた化石海水の目安（比抵抗< 2.4 Ω·m）を用いて、電磁探査の解析結果である三次元比抵抗分布から化石海水分布を評価することが可能である。一方、既存 AMT 法と既存 MT 法のデータの一部を使用した再解析結果（図 4.3-25 の赤丸）についても実測値と比較した。既存の解析値と今年度の解析値のそれぞれは実測値比較する際、定量的に比較するために平均二乗誤差（RMSE）を求めた。その結果、RMSE は昨年度の再解析結果の方が低くなっていた。これは、既存データの再解析では、比抵抗検層データにより拘束条件を与えてインバージョン解析を行ったことによる。上述のとおり、今年度の解析では、特に条件を与えていなくてもフィッティングが良かったが、今後、インバージョン解析の際に比抵抗検層データで拘束を与えることでよりボーリング孔における実測をより再現する三次元比抵抗分布にできる可能性があることがわかる。

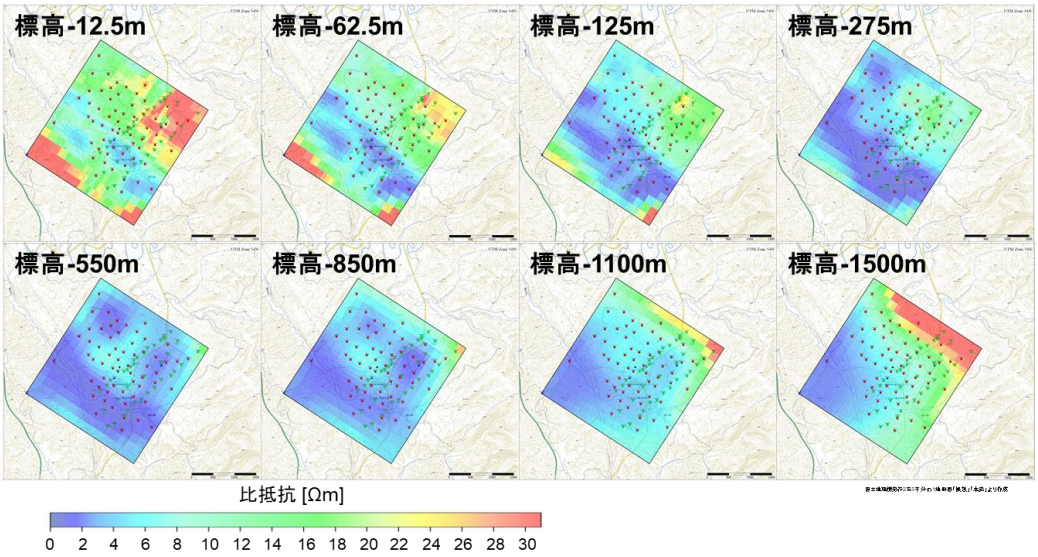


図 4.3-23　三次元比抵抗モデルの水平断面図

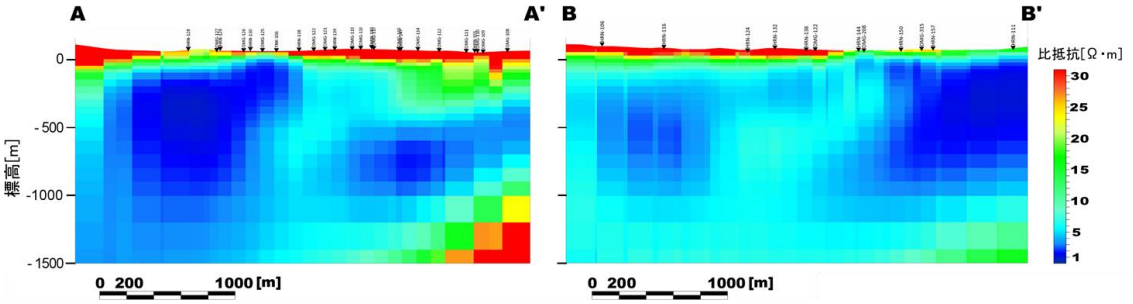


図 4.3-24　測線 A および測線 B における三次元比抵抗モデルの鉛直断面図

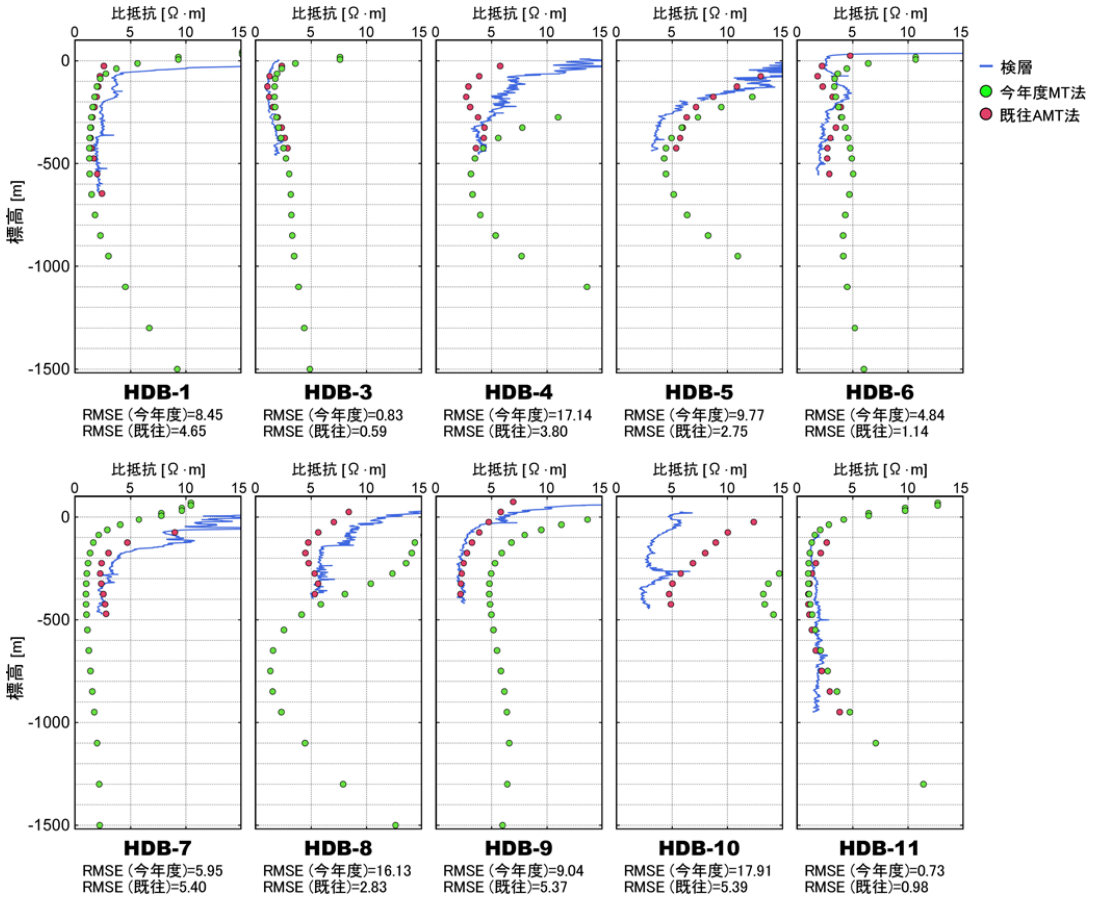


図 4.3-25　三次元解析結果とボーリング孔の比抵抗検層データの比較

2) 準三次元反射法地震探査における解析結果

図 4.3-26 に、反射法解析結果を南西方向から俯瞰した鳥観図を示す。また、図 4.3-27 に、反射法解析結果とトモグラフィー結果（弾性波速度）を重ねた鳥観図を示す。反射断面とトモグラフィー解析結果は概ね整合的である。ただし、深度 1 km 以深に関しては、有意な情報が得られていない可能性があるので注意が必要である。

今回取得した準三次元反射法地震探査の解析結果に基づき地質解釈を行い、幌延地域の地質構造の推定を試みた。探査範囲内には、9 孔のボーリング孔（HDB-1, HDB-3～9, HDB-11）が含まれており、地質構造の推定に際しては、各調査孔において確認された地層境界位置を参照しなが

ら地層境界面を追跡し、地質構造の推定を行った。図 4.3-28 は、調査孔 HDB-3 孔と HDB-6 孔を通る東西断面の地震探査断面図（In-line189）である。この断面図中に位置する HDB-3 孔と HDB-6 孔の間の距離は近接する距離にあるものの、両孔における声問層と稚内層の境界面の深度については、ボーリング孔の孔跡に黄色のマーカーで示してあるとおり 150 m 程度ずれている。反射法解析結果においては、黒色の破線で示したような箇所を境に反射面が変位している様子を判読することができた。これらは、小規模断層に相当する可能性もあることから、HDB-3 孔と HDB-6 の比較により確認された地層境界面深度の「ずれ」については、複数の断層による変位の累積によって形成された可能性も考えられるが、地層の走向・傾斜も考慮してより詳細に検証する必要がある。図 4.3-29 は HDB-3 から HDB-8 を経て HDB-4 に至る北東-南西方向の地震探査断面図である。新里ほか（2007）の地質図と対比すると、大曲断層の主断層は、この断面図において HDB-8 孔の西側の青色矢印で示した付近に位置するものと推定される。HDB-8 孔および HDB-4 孔の位置する大曲断層の東側においては稚内層の上面の深度は浅く、地表付近に位置しているものと解釈される。これに対して HDB-3 孔の位置する断層の西側は複数の断層を判読することができ、一連の断層を介して稚内層の上面の深度は、HDB-3 に向かって徐々に深度を増している様子を判読することができる。また大曲断層と推定される断層に接する付近においては褶曲の背斜を形成している様子を判読することができる。図 4.3-30 は HDB-9 孔に最も近い地震探査断面図（In-line13）である。この断面図においては、HDB-9 孔の深度 150～200 m 付近において、大曲断層の延長部と考えられる不連続面がボーリング孔の孔跡を横切っている様子を判読することができる。

図 4.3-31 に、準三次元反射法地震探査データの地質解釈の結果として、声問層基底面（声問層/稚内層境界面）の地質判読結果に基づいて三次元表示した地質構造図を示す。三次元の地質判読は、受発信点の密度が高く、連続的に三次元地質判読が可能なセンター近傍について実施した。解釈結果においては、大曲断層の主断層と考えられる断層のほかに、HDB-3 孔および HDB-6 孔などが掘削されている大曲断層の西側の領域に複数の逆断層群を判読することができた。また、大曲断層の断層面の走向は概ね北西－南東方向で、傾斜は地表付近で北東側に 70 度程度傾斜している。また、断層の上盤側には背斜状の隆起構造が形成されている様子を読み取ることができる。一方、断層の下盤側の HDB-3 孔および HDB-6 孔が位置する付近には、北北西－南南東方向の走向を持つ複数の断層が判読されている。断層群は東傾斜の逆断層であり、断層の変位は HDB-3 孔に近接する断層で最も大きい。そのほかの断層に伴う変位量についてはこれと比較して比較的小さい。また、HDB-1 孔付近には東西方向の走向で南に高角で傾斜する断層が判読されている。図 4.3-32 は酒井・松岡（2019）において構築された地質構造モデルを比較のために示した。今回の判読結果においてより詳細な地質構造に関する情報が取得できた可能性があり、今後、さらに判読を進めるとともに既存のボーリング孔のコア観察結果やセンターの地下施設での坑道壁面地質観察結果との比較などの詳細な分析が必要である。

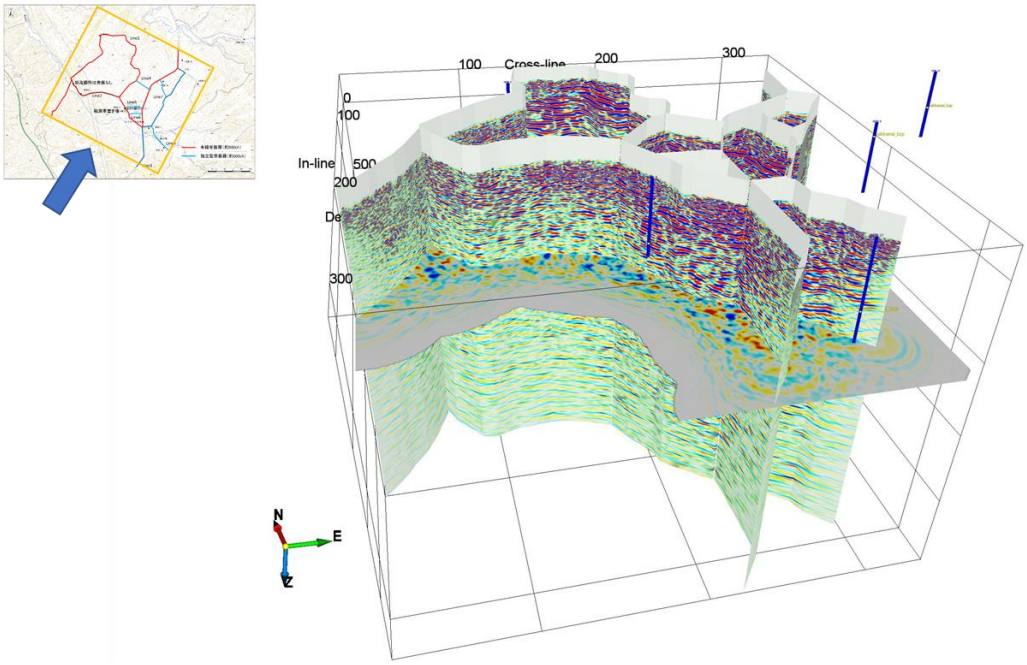


図 4.3-26　鳥観図（南西方向から俯瞰）：反射法解析結果

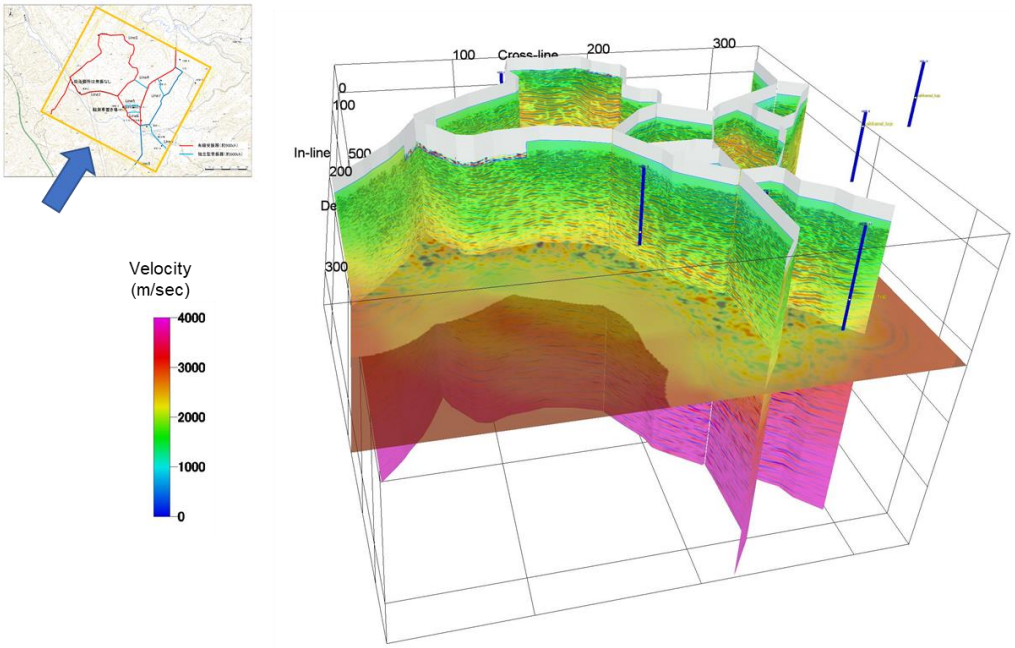


図 4.3-27　鳥観図（南西方向から俯瞰）：反射法解析結果+トモグラフィー結果（弾性波速度）

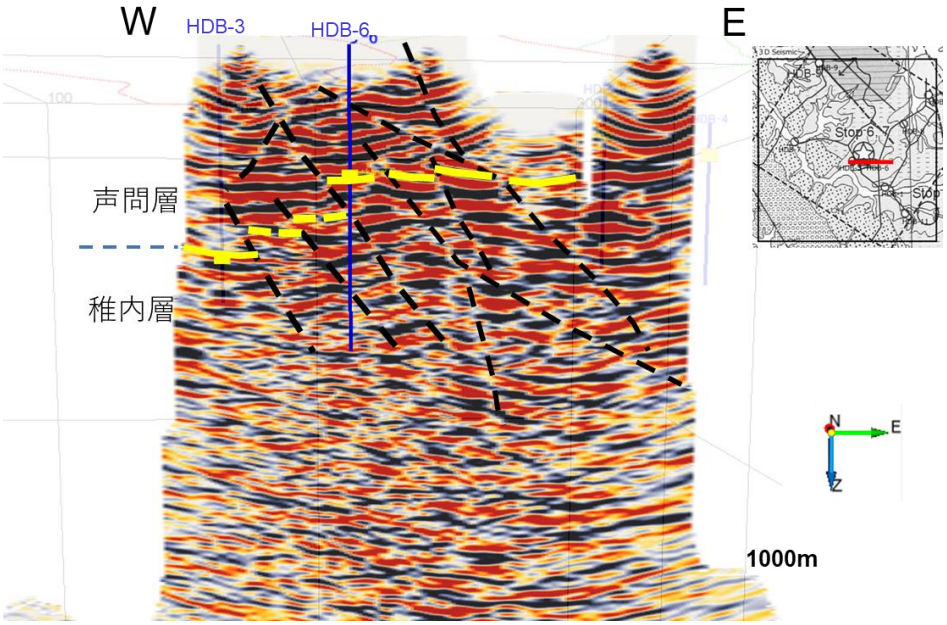


図 4.3-28　HDB-3 孔および HDB-6 孔付近を通る地震探査断面図

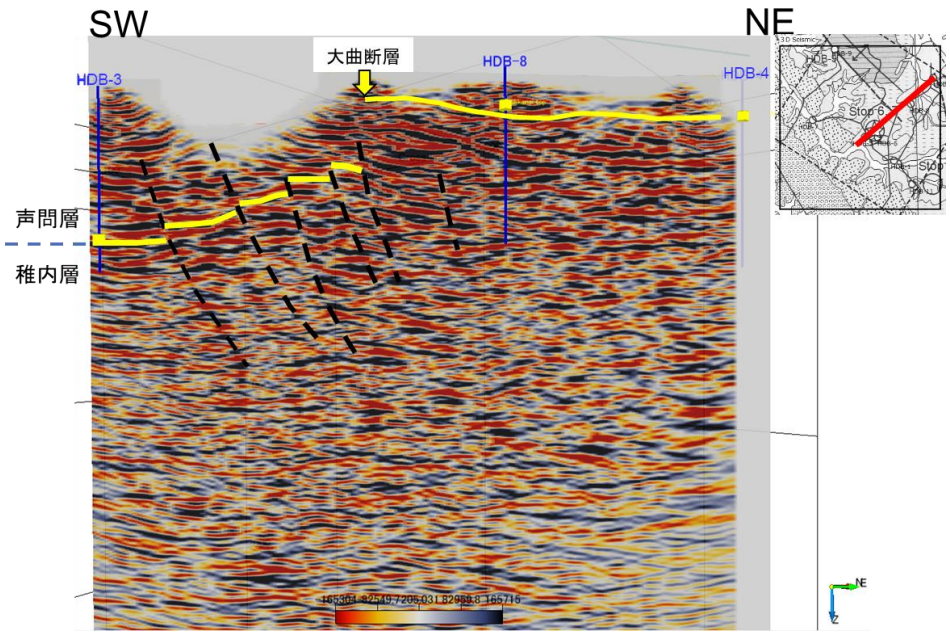


図 4.3-29　HDB-3 孔, HDB-8 孔および HDB-4 孔付近を通る地震探査断面図

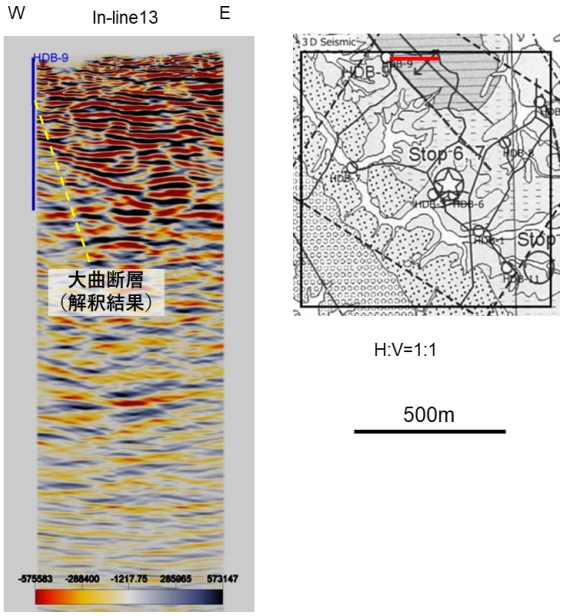


図 4.3-30　HDB-9 孔付近を通る地震探査断面図

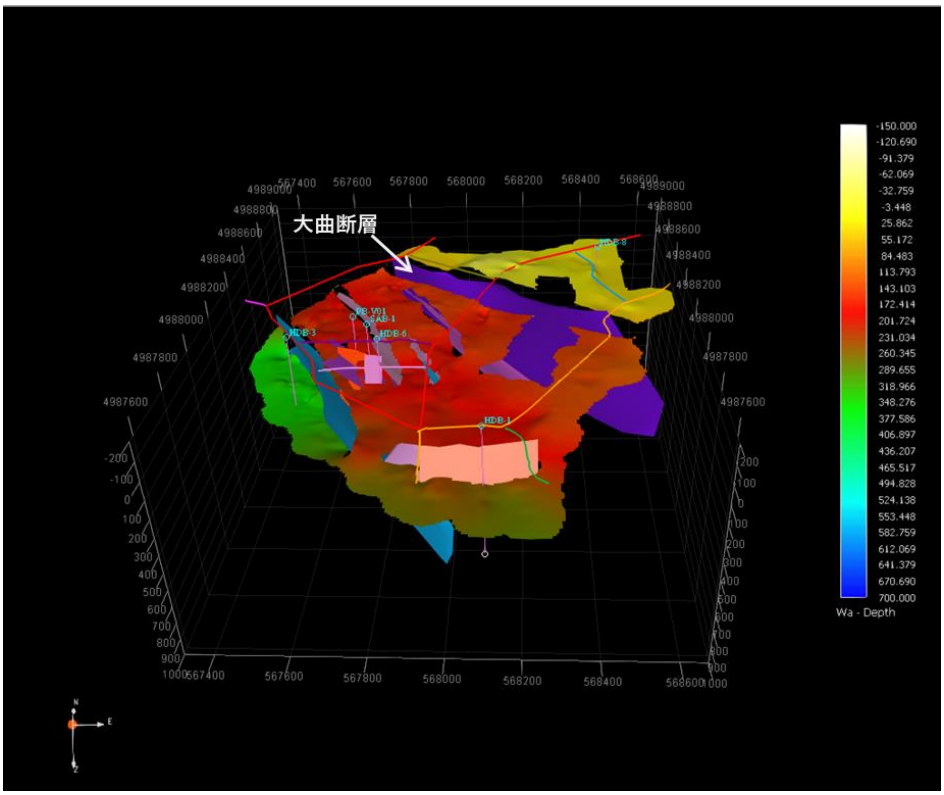


図 4.3-31　地質構造解釈結果

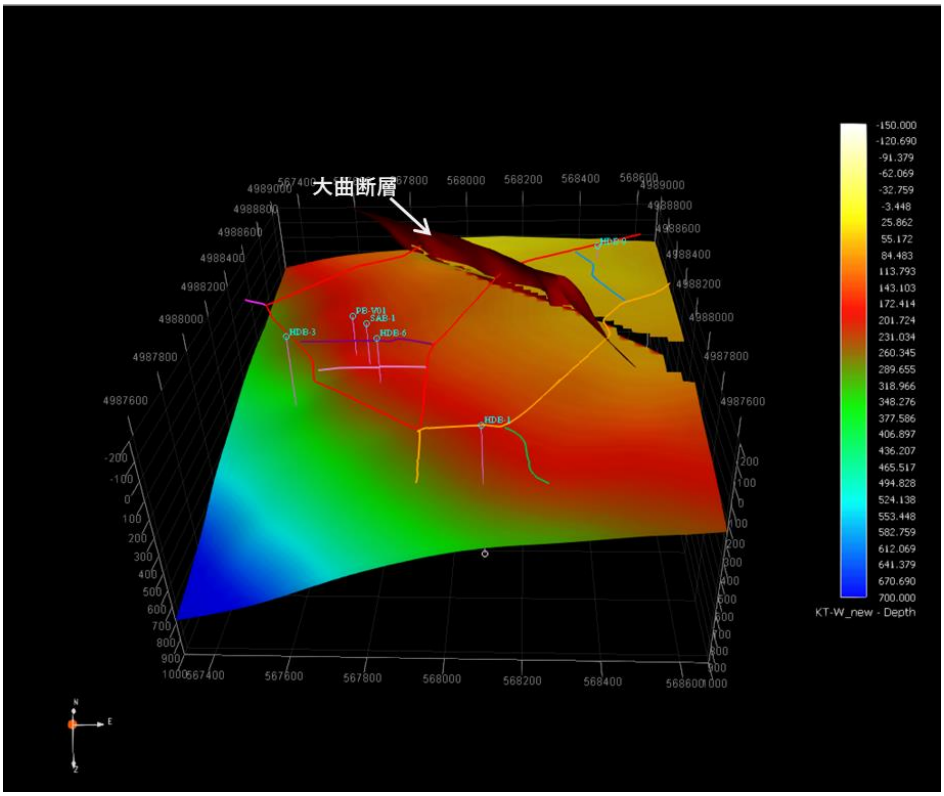


図 4.3-32　既存地質構造モデル

(4) 化石海水の三次元分布とその地質構造との関係に関する考察

化石海水の三次元分布と地層・地質構造との関係性を評価するために、反射法地震探査の解析結果や地質構造判読結果と電磁探査解析結果である三次元比抵抗分布を比較した。図 4.3-33 に、Line1-2 における PSDM（重合前深度マイグレーション）解析結果と電磁探査解析結果である比抵抗分布を重ね合わせた図を示す。500 m 以浅では反射面の連続性が比較的良好な領域は低比抵抗であり、一方、反射面の連続性に乏しい領域は比較的高比抵抗である傾向が認められる。反射面の連続性が良好な領域は断層などの分布が少ない健全な岩盤領域であり、反射面の連続性に乏しい領域は断層などの分布が多い領域は断層が多い箇所であると推察される。このことが化石海水の有無に関係している可能性がある。

図 4.3-34 に、反射法地震探査の Line1 の反射法解析断面を示す。また、図 4.3-35 に反射法地震探査の Line1 に対応する XL22 断面の比抵抗分布を示す。この断面上では、大曲断層推定位置と HDB-8 の北東側において顕著な不連続構造が抽出されており（図 4.3-34）、これらの箇所は高比抵抗のアノマリと対応する（図 4.3-35）。また、増幌層に相当する北東側の深度 1,500 m 付近に高比抵抗のアノマリが存在するが、これについては後述の等価層問題により実際より高比抵抗になっている可能性がある。図 4.3-36 に、図 4.3-35 により抽出した高比抵抗アノマリとサイスミックアトリビュート（シミラリティ―）を重ね合わせた図を示す。サイスミックアトリビュートでは黒色部分が不連続箇所に対応しており、大曲断層付近でが、黒色箇所が連続する箇所を断層トレースとして判読できる。一方、HDB-8 付近の背斜軸付近においては、黒色箇所の連続性は良くないものの、黒色箇所が多数抽出されている。これらについては、地層中の亀裂が多く存在することが示唆される領域に相当するものと考えられるため、このことが化石海水の有無に関係している可能性がある。一方、深度 1,500 m 付近の高比抵抗アノマリについては、シミラリテ

ィのアノマリからは、面的に広く広がる様子を説明することは難しいが、当該深度においては稚内層の下位の地層（＝増幌層）が分布する深度に相当すると考えられることから、地層自体が特徴的に持つアノマリ、あるいは地層中に含まれる流体の組成の違いに起因するアノマリである可能性が考えられる。あるいは、後述の等価層問題に対処した後の比抵抗分布を用いて改めて検証する必要がある。

図 4.3-37 に、Line1-1 における PSDM（重合前深度マイグレーション）解析結果と電磁探査解析結果である比抵抗分布を重ね合わせた図を示す。この断面においては、南側から勇知層、声問層、稚内層に対応する。南側の勇知層では反射面が細かく分布するのに対し、稚内層では反射面が明瞭である。これは、それぞれの岩石の硬さの違いに対応していると考えられ、より硬い稚内層の方の反射面が明瞭である。比抵抗分布を見てみると勇知層に対応する領域で高比抵抗の領域が深くなっている。図 4.3-38 は、Line1-1 に対応する断面（XL5 断面）における比抵抗分布と反射法解析断面図を重ね合わせた図である。XL5 断面は HDB-9 付近を通る。この断面図においても、勇知層の分布領域において、高比抵抗のアノマリを読み取ることができ、また、大曲断層近傍の地下浅部において高比抵抗のアノマリを読み取ることができる。高比抵抗の原因として、大曲断層近傍については、地層中の亀裂の発達に伴う天水の浸透が考えられる。勇知層は細粒砂岩を主体とする更新統であり、声問層・稚内層と比較して固結度が低く、天水浸透の特徴に違いがあると考えられる。また、珪藻化石の分析結果から上位の地層ほど淡水棲種の珪藻化石を含むようになることが指摘されていることから（嵯峨山 2003）、地層中の間隙水が天水起源の流体で満たされていることにより比抵抗値が高くなっている可能性も考えられる。

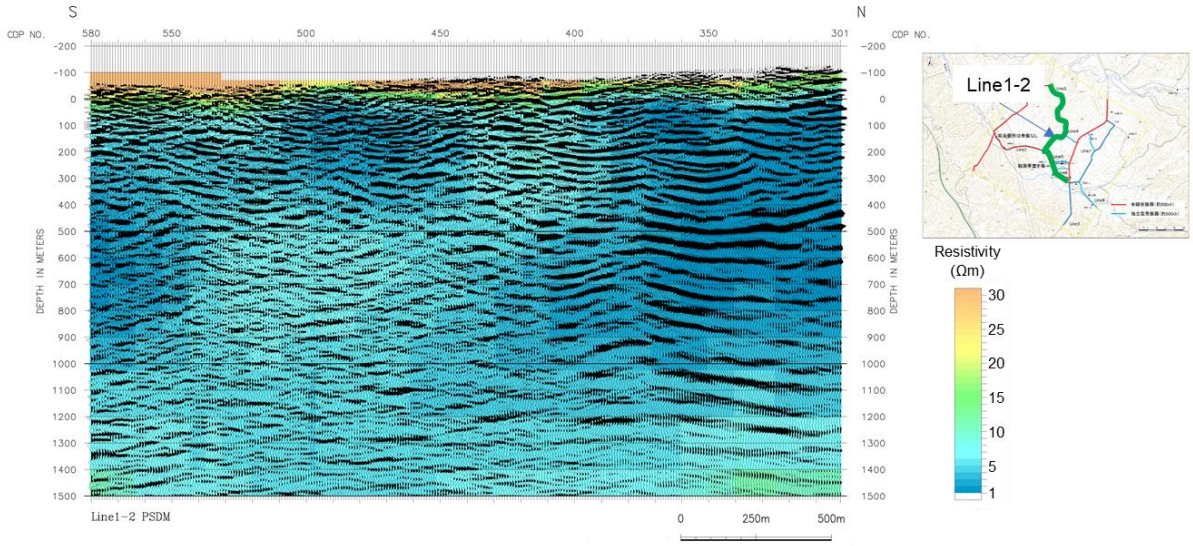


図 4.3-33　Line1-2 における PSDM 解析結果と電磁探査結果（比抵抗分布）の重ね合わせ

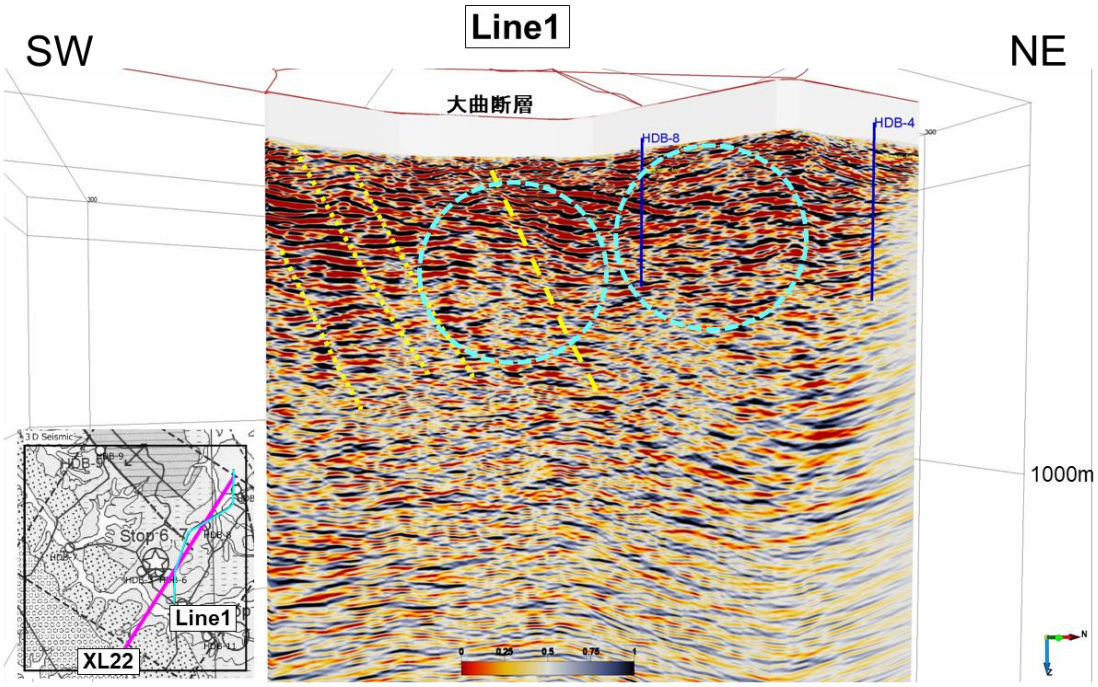


図 4.3-34　比抵抗断面図（LX22 断面）に相当する地震探査断面

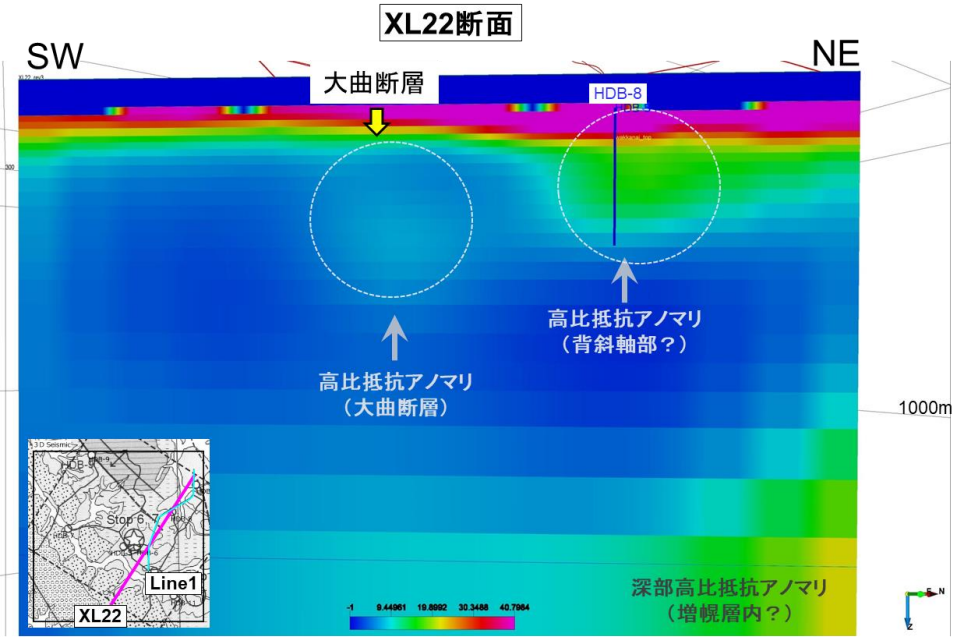


図 4.3-35　比抵抗断面図（LX22 断面）

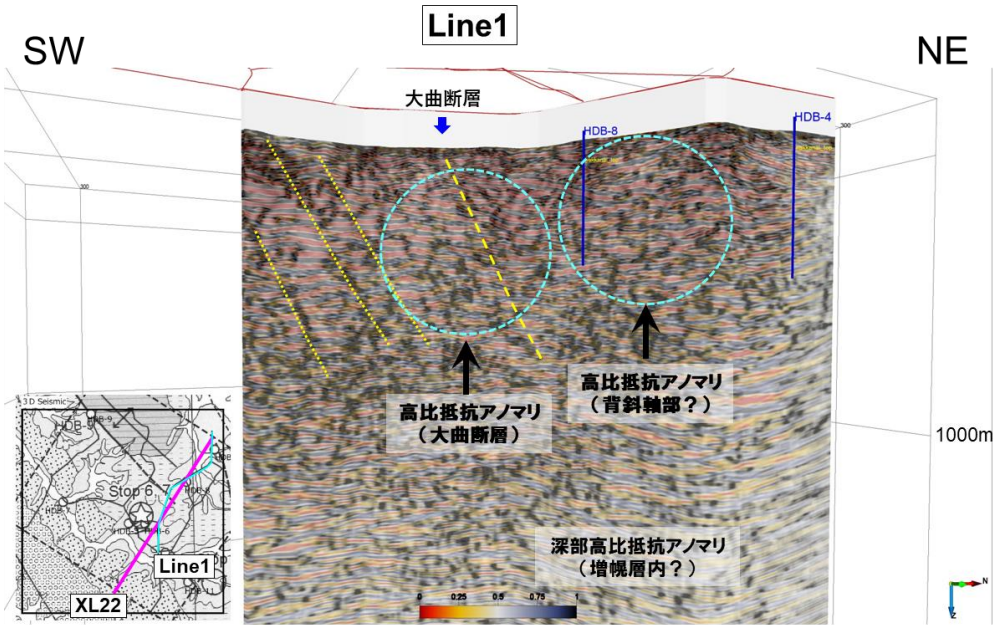


図 4.3-36　高比抵抗アノマリとサイスミックアトリビュート（シミラリティ）との重ね合わせ

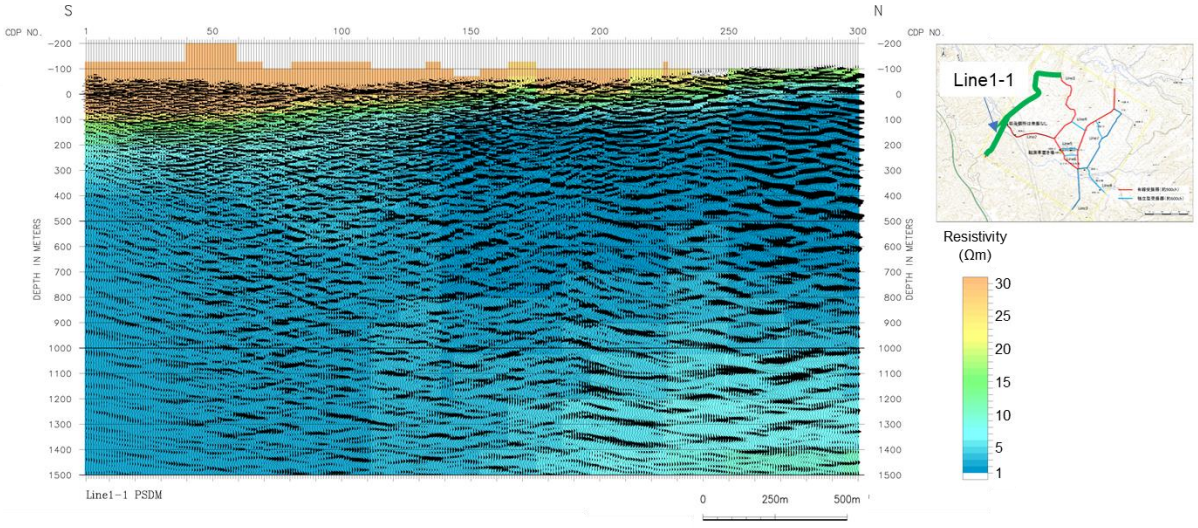


図 4.3-37　Line1-1 における PSDM 解析結果と電磁探査結果（比抵抗分布）の重ね合わせ

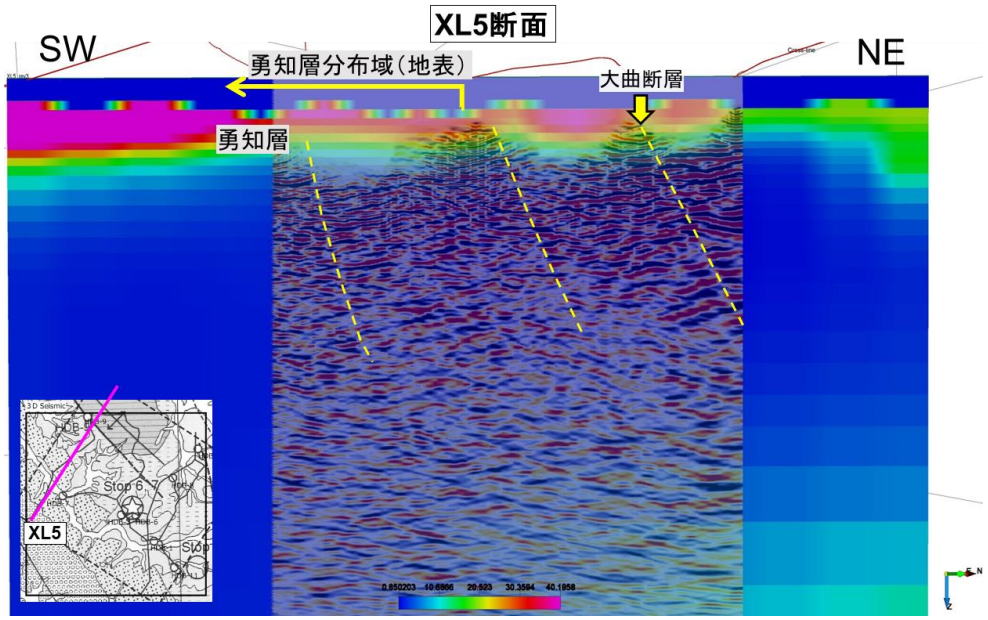


図 4.3-38　LX5 断面における比抵抗分布と反射法解析断面の重ね合わせ

(5) 今後の課題

今年度の物理探査では、AMT 法と MT 法を併用した高密度物理探査によりセンターを含む 3 km 四方の範囲の比抵抗三次元分を推定することができ、さらに準三次元反射法地震探査の実施により地層や地質構造との関係を示すことができた。今後は、地層処分事業の概要調査への反映に向けて、化石海水の三次元分布の推定を効率的に実施するための物理探査仕様について検討する必要がある。例えば、評価の目的に対して最低限の測点数や最適な測点配置を見極めておくことが必要である。この課題に取り組むために、次年度においては、今年度取得した物理探査データを追加したブラインドテストを実施する。また、今年度の物理探査により推定した化石海水分布の正確性をボーリング調査により確認することが課題である。これらについて、以下に述べる。

1)　物理探査データを追加したブラインドテストについて

今後の課題の一つは、探査を効率的に実施するために、評価の目的に対して最低限の測点や最適な測点配置を見極めておくことが必要である。そこで、すべての測点のデータを使って三次元インバージョン解析（密解析）のほかに、測点データを間引いて解析（疎解析）を実施し、その場合の解析結果に対する影響を予備的に検討した。今年度については予備的な解析として点解析測点の数により三次元解析比抵抗が受ける影響の程度を調べるため、既に述べた 99 測点のデータを用いた解析（密解析）のほかに、この中から 30 点だけを用いた解析（疎解析）を実施し、これらを比較した。疎解析に用いた測点のデータはすべて今年度取得したデータであり、その位置を図 4.3-39 に示す。

図 4.3-40 に、密解析と疎解析により推定されたそれぞれの比抵抗水平断面を示す。疎解析の比抵抗分布は、大局的には密解析と同様であったが、いくつか異なる構造も認められた。標高-12.5 m と-62.5 m の水平断面において、密解析において認められる大曲断層西側の低比抵抗領域が、疎解析では不明瞭であった。また、標高-850 m 以深においても、密解析において認めれた低比抵抗領域が、疎解析では狭くなっており、全体的に比抵抗値が高くなる傾向が見られた。さらに、標高 0 m 以深に分布する 2 層目の低比抵抗層の下面は、密解析のそれよりも全体的に浅い傾向であった。このように層厚に変化が現れる要因として等価層問題が考えられる。等価層問題とは、層厚と比抵抗の組合せが一意的に決まらないというものであり、これらの組み合わせは平滑化拘

束条件の重みの影響を受けやすい。今回は、測点の数を減少させたことで平滑化拘束条件の相対的な重みが大きくなり、平滑化が強く効いたモデルが構築されることが予想されたため、測点の減少割合に応じて拘束条件をあらかじめ弱めて解析を行った。これにより、データ数と平滑化拘束の重みのバランスは密解析と同一となり、疎解析は密解析と同様なモデルを得ることができた。しかし、2 層目の低比抵抗層の下面は、密解析のそれよりも全体的に浅い傾向となった。仮に平滑化拘束の重みをもう少し大きくすると、2 層目の低比抵抗層の下面は深くなるかもしれないが、モデル全体としては平滑化が強くなると予想される。このことから、本地域においては、30 点での解析は十分ではないと考えられる。等価層問題に起因するこのような解の不確実性を低減するには、物理検層データや反射法データ等の地球物理学的データを用いることによる複合的な解析が有効であると考えられる。次年度実施するブラインドテストにおいては、電磁探査データのみならず反射法地震探査のデータも用いて、最適な物理探査仕様を検討する必要がある。

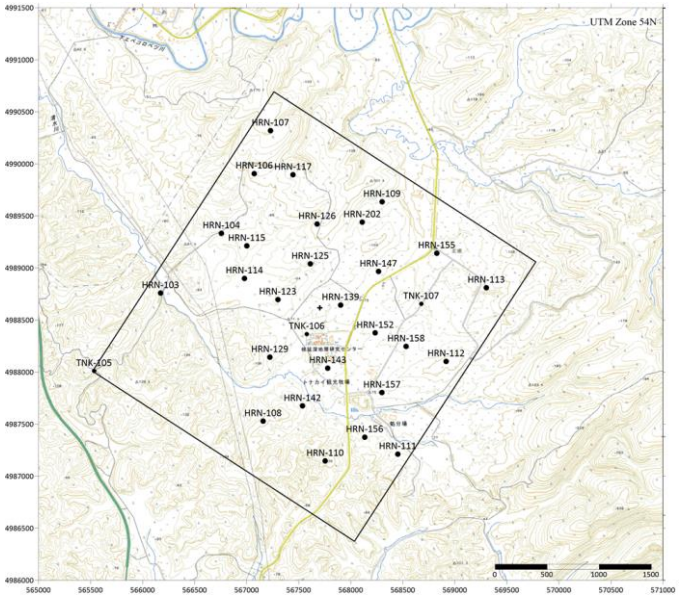


図 4.3-39　疎解析に用いた測点配置

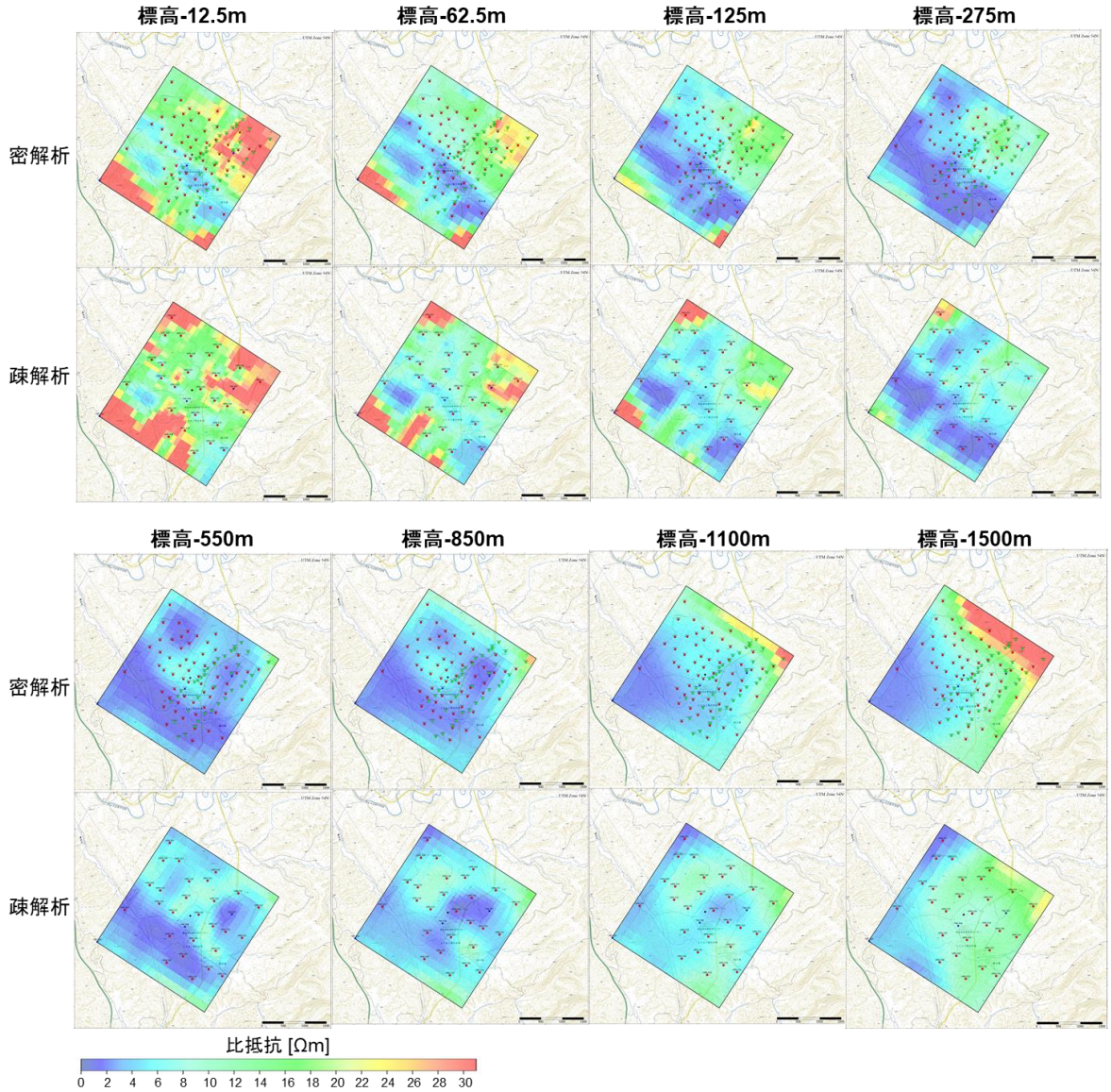


図 4.3-40　密解析と疎解析による比抵抗水平断面の比較

2) 化石海水分布を確認するボーリングの調査について

今年度の物理探査では、AMT 法と MT 法を併用した高密度物理探査によりセンターを含む 3 km 四方の範囲の三次元比抵抗分布を推定することができ、これを用いて化石海水の三次元分布を推定することが可能である。4.3.1 項で述べた通り、化石海水の目安は 2.4 Ω·m 以下であり、また、5.9 Ω·m 以下であれば化石海水である可能性がある。これを目安としておおよその化石海水の分布を推定することができるが、その推定の正確性は実際にボーリングを掘削して確認する必要がある。

次年度のボーリング調査を実施する位置については、「今回推定した三次元比抵抗分布が正解と仮定して、既存のボーリング孔のみを用いたクリギングの結果と比較し、誤差の大きい領域がデータの不足する場所と考え、その位置でボーリングを実施する」ということを、調査位置決定方法の一つと仮定した。

図 4.3-41 に、今年度の電磁探査の解析結果と既存ボーリング孔の比抵抗検層を用いたクリギ

ングによる推定結果の比較を示す。併せて、比較の結果として推定誤差分布図を示す。今年度の解析結果とクリギングの推定結果はともに、大曲断層の南東側で高比抵抗を、大曲断層の西側で低比抵抗を示しており、比抵抗の変化の傾向はおおむね整合していた。クリギングの推定誤差率をみると、高比抵抗から低比抵抗に変化する境界付近で誤差率が小さくなる傾向がみられた。この原因に関する解釈のイメージ図を図 4.3-42 に示す。今年度の解析結果とクリギングの推定結果では、低比抵抗領域と高比抵抗領域の絶対値が異なっており、今年度の解析結果の方が低比抵抗領域と高比抵抗領域の比抵抗値の差が大きい。そのため、その領域では誤差が大きくなる。一方でそれぞれの領域の境界付近では、図 4.3-42 に示すイメージの通り誤差が小さくなっている。以上の結果から調査位置決定方法の一つと仮定した「今回推定した三次元比抵抗分布が正解と仮定して、既存のボーリング孔のみを用いたクリギングの結果と比較し、誤差の大きい領域がデータの不足する場所と考え、その位置でボーリングを実施する」を適用するためには、電磁探査の再解析において、既存ボーリング孔の比抵抗値を拘束条件にすることや、等価層問題への対処などを行い、より信頼できる比抵抗分布を検討する必要がある。

上述のボーリング調査位置の決定方法については、ボーリング調査データが多数あることを前提としており、ボーリング調査データ数が限られる概要調査のへの反映のために、別の方法を設定した。次年度のボーリング調査位置の考え方は以下の通り整理した。

- 今年度の物理探査の範囲でとする。
- 化石海水の存在がより期待できる声問層および稚内層を対象とする。
- 大曲断層（大規模断層）は天水浸透が生じていると解釈されており、その位置は避ける。
- 低比抵抗が拡がる中心は間違いなく化石海水が分布する位置である一方で、境界付近は化石海水が存在するかいないが不確実であるため、そのような位置の化石海水の存在を確認する。

一つ目から三つ目の条件については、既存の地質構造や今年度の反射法地震探査の結果に基づき、決定することが可能である。四つ目に示す三次元比抵抗分布から推定する化石海水分布の境界については、4.3.1 項で述べた比抵抗値に対する化石海水の目安を参考にする。化石海水とする比抵抗値の目安は 2.4 Ω·m 以下であり、また、5.9 Ω·m 以下であれば化石海水である可能性がある。よって、幅があるが 2.4～5.9 Ω·m の範囲に化石海水の境界があると考えられ、2.4 Ω·m に近いほど化石海水である可能性が高い。次年度においては、これらの条件に基づき、実際にボーリングを実施可能な位置を決定し、ボーリング調査を実施することとしたい。

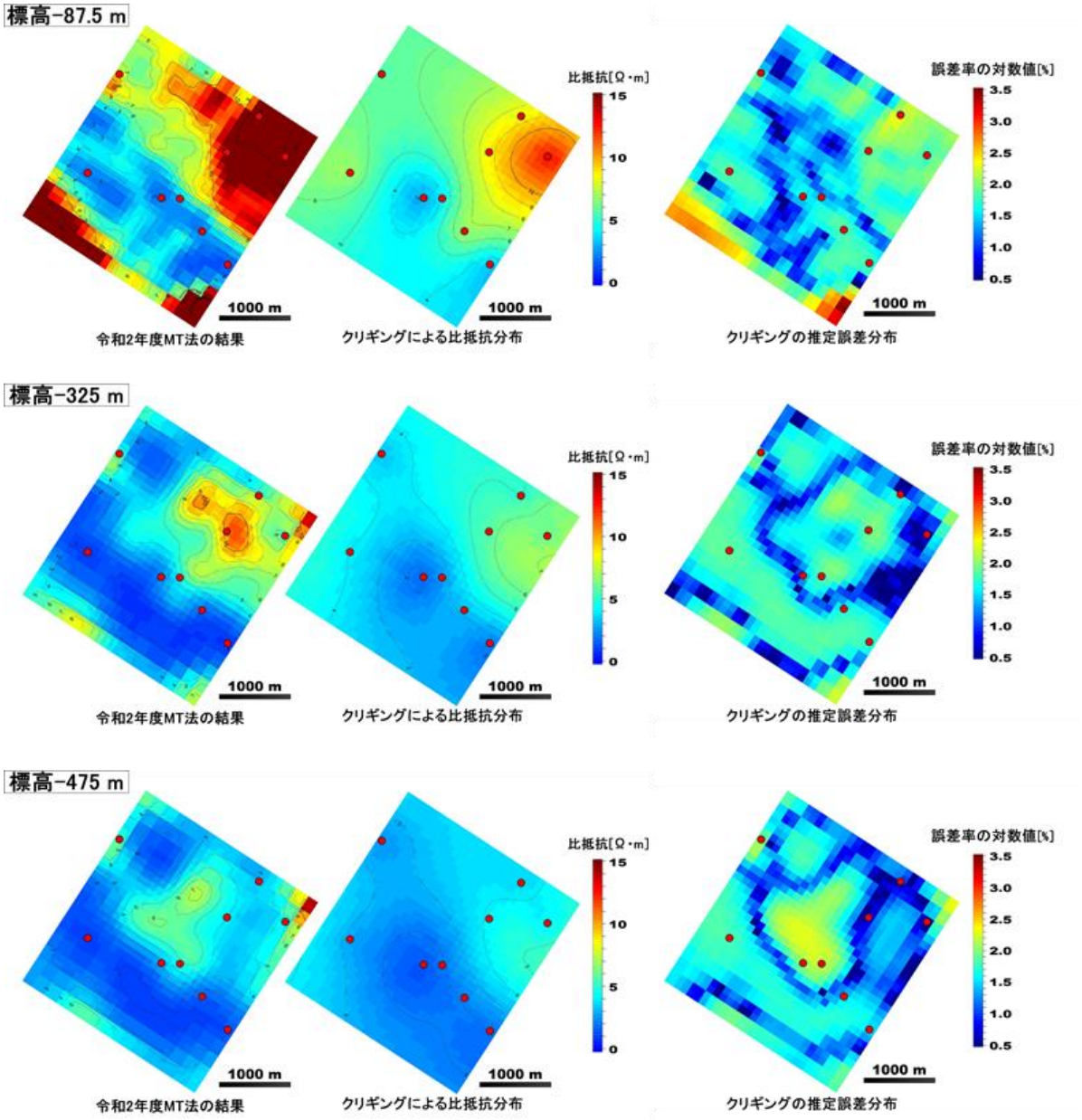


図 4.3-41　令和 2 年度 MT 法の解析結果と比抵抗検層を用いたクリギングによる比抵抗分布の比較
クリギングによる推定値の誤差分布図を示す。赤丸はボーリング孔の位置を示す。

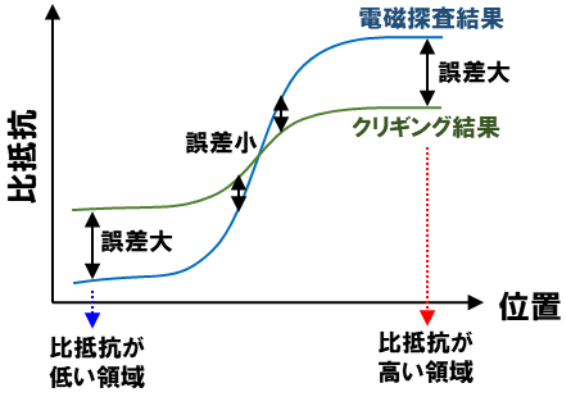


図 4.3-42　誤差率分布の解釈イメージ

参考文献

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, 2012.

浴信博，東中基倫，太田陽一，幌延深地層研究計画における堆積岩を対象とした物理探査(2)，物理探査学会学術講演会講演論文集, pp.206-209, 2003.

原子力環境整備促進・資金管理センター，平成 18 年度地層処分技術調査等高精度物理探査技術高度化調査報告書－物理探査技術信頼性確証試験－, 2007.

Hansen P.C., Rank-deficient and discrete ill-posed problems: numerical aspects of linear inversion, SIAM, Philadelphia, 1997.

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, 2002.

本多眞，山本真哉，櫻井英行，鈴木誠，真田祐幸，杉田裕，松井裕哉，地球統計学的手法を用いた地下水水質分布の推定とその不確実性の評価，土木学会論文集 C，vol. 66, no. 3, pp.609-624, 2010.

五十嵐亨，池田和隆，東宏幸，今村杉夫，大島雅浩，ヘリコプターを用いた空中物理探査，JNC TJ1420 2001-035, 2001.

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，vol. 112, no. 5, pp.301-314, 2006.

岩月輝希，水野崇，國丸貴紀，天野由記，松崎達二，仙波毅，地層処分事業に関わる地球化学分野の技術者が継承すべき知見のエキスパート化-文献調査から精密調査段階における地球化学解析手順について-，原子力バックエンド研究，vol. 19, no. 2, pp51-64, 2012.

岸本宗丸，高山純一，横井浩一，電磁法による地上物理探査，JNC TJ1420 2001-036, 2001.

松尾公一，根木健之，横井浩一，高橋武春，手島稔，幌延深地層研究計画における電磁法による大曲断層調査, JNC TJ5410 2004-002, 2004.

Nagra, Project Report NPB-10-05, 2010.

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, 468p., 2020.

村上文俊, 最新型ブロードバンドバイブレーター震源のご紹介, 物理探査ニュース, No. 48, 2020
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，vol. 113, pp119-135, 2007.
太田久仁雄，阿部寛信，山口雄大，国丸貴紀，石井英一，操上広志，戸村豪治，柴野一則，濱　克宏，松井祐哉，新里忠史，高橋一晴，丹生屋純夫，大原英史，浅森浩一，森岡宏之，舟木泰智，茂田直孝，福島龍郎，幌延深地層研究計画における地上からの調査研究段階（第 1 段階）研究成果報告書 分冊「深地層の科学的研究」，JAEA-Research 2007-044, 2007.
嵯峨山積，北海道北部地域の遠別層・声問層と勇知層の地層境界の年代: ルベシュベ川と上ヌカナン川ルート，地質学雑誌, vol. 119, no. 6, pp.310-323, 2003.
酒井利啓，松岡稔幸，幌延深地層研究計画における広域スケールを対象とした地質構造モデルの構築データ集，JAEA-Data/Code 2019-007, 2019.
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，vol. 47, no. 2, pp. 68-76, 2006.
津久井朗太，西木司，東中基倫，津信宏，幌延深地層研究計画における高密度反射法地震探査、マルチオフセット VSP 探査、重力探査, JAEA-Data/Code 2006-026, 2006.
横田秀晴，山本陽一，前川恵輔，北海道幌延地域における地下水位と地質構造に基づく浅部地下水流動に関する検討, vol. 53, no. 2, pp.193-206, 2011.

4.4 地下水の同位体比に着目した古水理地質学的指標の開発

これまでの調査で、幌延地区の地下深部には化石海水が長期にわたり残留していることが確認されている(Nakata et al., 2018)。ただし、図 4.4-1 に示すように、幌延地区の地下水は、化石海水と降水の二成分混合で表され、混合が進んでいるように見える。この混合速度は、地下水の安定性を評価するうえで重要である。すなわち、化石海水が存在していても、それが短時間で洗い流される場合、地下水が安定とは言えない。このため、この降水の混合速度を評価するために、図 4.4-2 に示すように、拡散指標や ^{81}Kr など地下水に含まれる同位体に着目した検討を実施している。

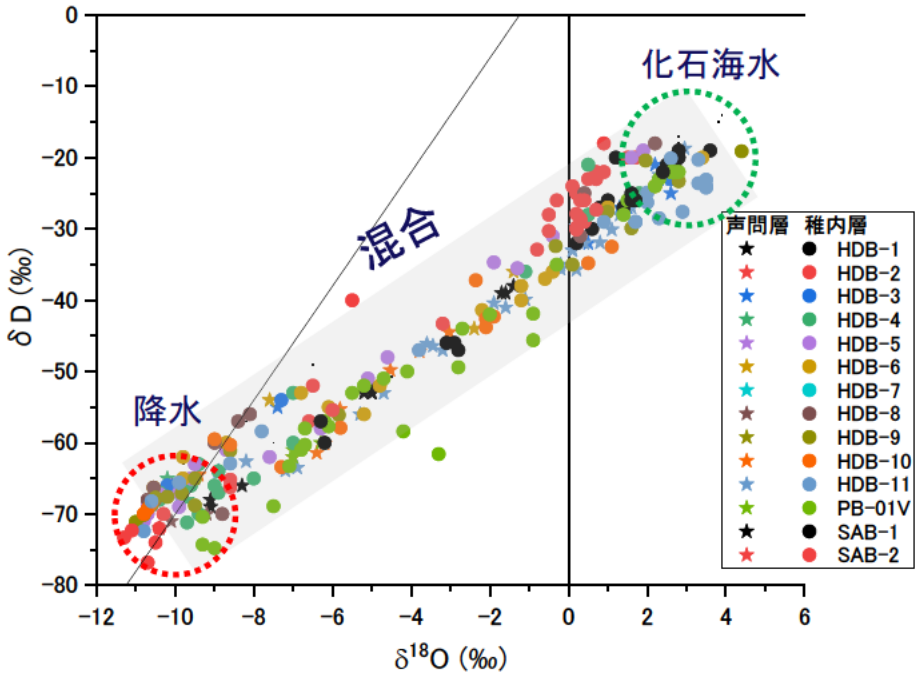


図 4.4-1　幌延地区における水素酸素同位体比の分布(JAEA, 2012)

混合が発生していても、この混合が拡散で発生していることを示せれば、地下水流動が遅いことを示すことができる。拡散係数は、物質によって異なり、水分子と Cl とでは数倍程度異なることが知られている(例えば、Muzurek et al., 2011)。また、Cl の同位体（^{35}Cl と ^{37}Cl）は拡散によって分別することが知られている(例えば、Desaulniers et al.,1986; Hasegawa et al.,2016b)。

このため、拡散が支配的な場であることを、概要調査段階で得られる水質や同位体などから明らかにする方法論の整備を開始した。拡散試験を実施し、δD と Cl の拡散係数の違い、$\delta^{37}Cl$ の分別係数について取得するとともに、既存のボーリング孔において、δD、Cl、$\delta^{37}Cl$ のプロファイルの再確認を実施している。

化石海水のように長い滞留時間を持つことが予想される地下水の年代測定は、$^{36}Cl/Cl$ の平衡値や ^{4}He の蓄積に基づいて評価されてきた。しかし、これらの物質は原位置での生成に基づいた評価になっており、主に化石海水の年代を反映しており、浅層水が混合しても、年代値が大きく変化しないという課題がある。このため、浅層水の年代を評価するために、^{81}Kr による年代測定の適用を開始した。^{81}Kr は近年 Atom Trap Trace Analysis の開発により、計測が可能になり、原位置適用が実施されるようになってきた。^{81}Kr は半減期が約 23 万年で、浅層水には含まれるが、化石海水には含まれない。このため、^{81}Kr は、 ^{36}Cl や ^{4}He と異なり、浅層水の年代測定に有効

であり、浅層水の流動性の評価に有効であると考えられる。

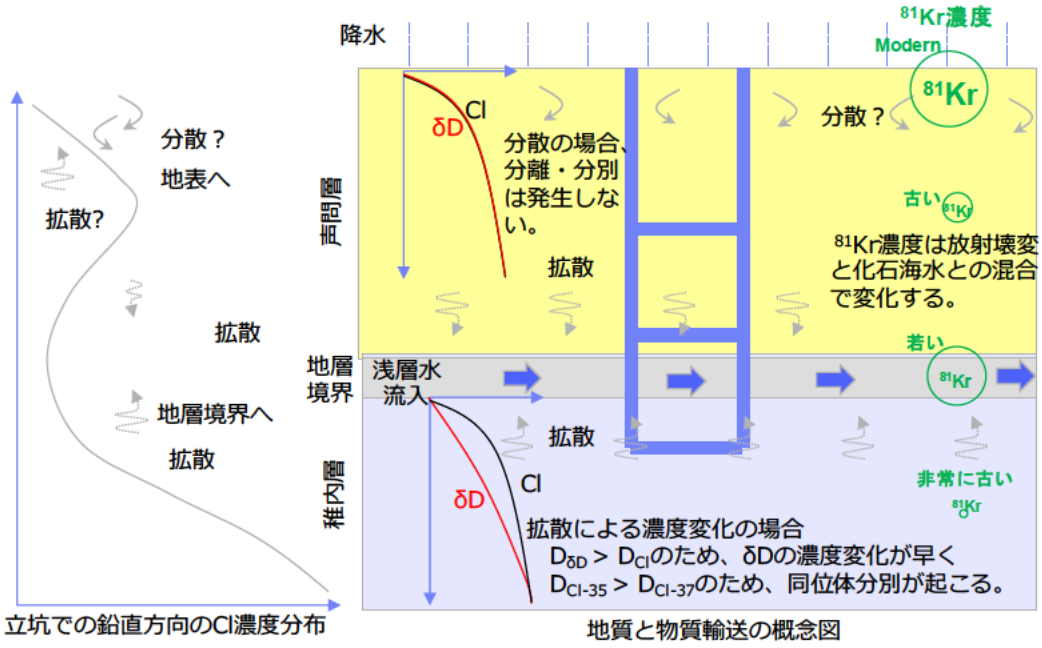


図 4.4-2　幌延深地層研究センターでの Cl 濃度分布と拡散場・^{81}Kr 年代測定法の概念図

4.4.1 拡散で分離・分別する指標を用いた拡散場調査の有効性の検討

(1) 背景と目的

拡散は最も遅い輸送形態であり、拡散が支配的であることを示すことができれば、輸送が遅いことを示すことができる。このため、幌延地区を対象に、拡散によって分離分別する物質・同位体の調査を開始した。具体的には、声問層や稚内層の δD と Cl の拡散係数や δ^{37}Cl の分別係数を計測するとともに、既存のボーリング孔から試料を採取し、δD、Cl、δ^{37}Cl の分布を再評価する。これにより、δD と Cl の分離や δ^{37}Cl の分別から拡散が支配的であることを示す。

昨年度までに、声問層や稚内層の拡散試験を行った。この結果、δD と Cl の拡散係数が 2~4 倍程度異なること、δ^{37}Cl の分別係数が 1.0020 程度であることを確認した。このため、拡散が支配的であれば、δD と Cl の分離、δ^{37}Cl の分別が優位に発生すると考えられる。

δD と Cl の分離については、δD と Cl の関係をプロットし、その関係が直線でなく曲線になることから、混合でなく拡散が寄与していることを示した。そのシナリオを検討した結果、拡散だけでなく移流も寄与している可能性があることがわかった。SAB02 孔において、Cl と δ^{37}Cl の分布について調査した結果、深部から浅部に向けて拡散が発生している可能性が高いことが明らかになった。

(2) 調査方法

昨年度に引き続き、ボーリング孔での Cl、δD、δ^{37}Cl のデータの拡充と、拡散試験を実施した。ボーリング孔は、SAB02 だけでなく、HDB-6、HDB-3 についても実施した。これらのボーリング孔は、褶曲軸に対して、近い（SAB02）、中間（HDB-6）、遠い（HDB-3）という位置にある。また、既存調査の結果から深部での Cl 濃度も、低い（SAB02）、中間（HDB-6）、高い（HDB-3）という傾向がある。また、拡散試験もこれらのボーリング孔での分離・分別を評価する目的からこれらのボーリング孔のコアで実施した。

拡散試験は、図 4.4-3 に示すように Through-diffusion 試験を実施した。昨年度までは、ポーラスストーンで挟んで試験を実施していたが、岩石コアが割れる可能性が低いと考えられたため、今年度は、ポーラスストーンを挟まず直接実施している。

高濃度タンクから低濃度タンクへと輸送される物質のフラックスから拡散係数を計算する。また、分別係数の計測については、高濃度タンクから低濃度タンクに拡散で輸送されることにより分別が発生するため、両タンクの $\delta^{37}Cl$ の差から分別係数を求めた(Hasegawa et al., 2018)。

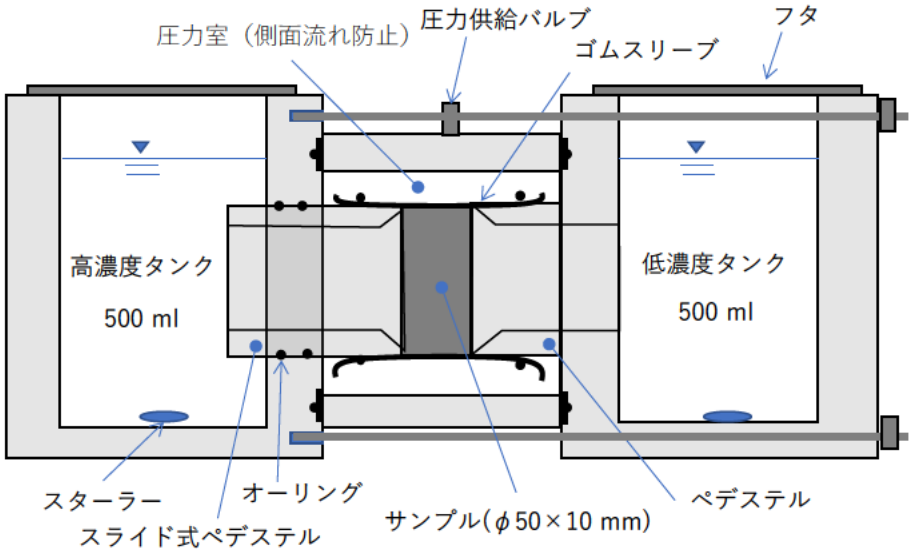


図 4.4-3　Through-diffusion 試験の概念図

ボーリング孔での Cl、δD、$\delta^{37}Cl$ の調査は、前述のように、SAB02、HDB-6、HDB-3 で実施した。これらのボーリング孔から採取したコアでリーチング、圧縮抽水、蒸気法を行った。リーチングは、岩石の一部を蒸留水に浸漬し、間隙水を蒸留水に希釈して間隙中の物質を取り出す方法である。圧縮抽水は、コアを圧縮することにより間隙水を取り出す方法である。蒸気法は、岩石コアの水分を蒸気として取り出して、δD と $\delta^{18}O$ を計測する方法である。リーチングと圧縮抽水は Hasegawa et al.(2016b)、蒸気法は Nakata et al.(2018b)と同様の方法で実施した。

既存のコアは一部保存状態が悪く乾燥しているものがあり、厳密に間隙水の値を反映していないものがある。これは、乾燥によって、間隙水が減少し濃度が上昇するためである。特に蒸発した場合、同位体比の軽い水ほど蒸発しやすいため、間隙水に残る水は重くなる可能性がある。乾燥していると Cl 濃度は適切に求めることができないが、$\delta^{37}Cl$ は同位体比であり、乾燥しても影響がない。このため、乾燥した試料は主にリーチングで処理し、Cl の抽出を試みた。既存の調査結果（天野ほか、2012）において、おおむね各ボーリングでのプロファイルは把握できているため、これに基づいて拡散が発生していそうな領域、δD や Cl の濃度変化が大きい部分について、概ね 20m 間隔でコアを採取し、リーチングなどを行った。圧縮抽水と蒸気法については、乾燥している場合に適切な値が取れないので、比較という意味で一部でのみの実施とした。

さらに、ヘリウムの拡散係数についても調査した。ヘリウムは溶存ガスであるため、サンプリングにおける脱ガスや大気による汚染の影響を受けやすい。このため、低濃度側セルにおいて He 濃度を評価する際には、サンプリングによる影響を少なくするための工夫が必要とされる。本試験では低濃度側セルの濃度評価における擾乱を減らすため、「拡散サンプラー」（Gardner and Solomon, 2009）を用いて He 濃度の経時変化を分析した。拡散サンプラーは「ガス水分離部」

「ガスリザーバー」から構成されており、ガス水分離部で分離したガスがガスリザーバーに溜まる仕組みになっている。スイッチングバルブを用いて、ガス水分離部・ガスリザーバー・GC をつなぎ、分離部で分離したガスをリザーバーに溜め、溜まったガスを GC に送って分析をすることができる。サンプリングのために低濃度側のセルを開けることがないため、サンプリングにおける脱ガスや大気汚染の影響をほとんど受けないと考えられる。また、He は固体中も拡散しやすいため、プラスティックの容器を用いた場合には、容器壁を通じて He が試験系の外に漏出し、結果として He の拡散係数を低く見積もってしまう可能性が高い。このため、低濃度側のセルはステンレス製のものを用い、容器壁を通じた He の漏出を防止した。高濃度側のセルはアクリル製であるが、常に一定速度で He をバブリングし、溶液中の He 濃度が飽和濃度を保つようにした。試験系の概念図を図 4.4-4 に示した。

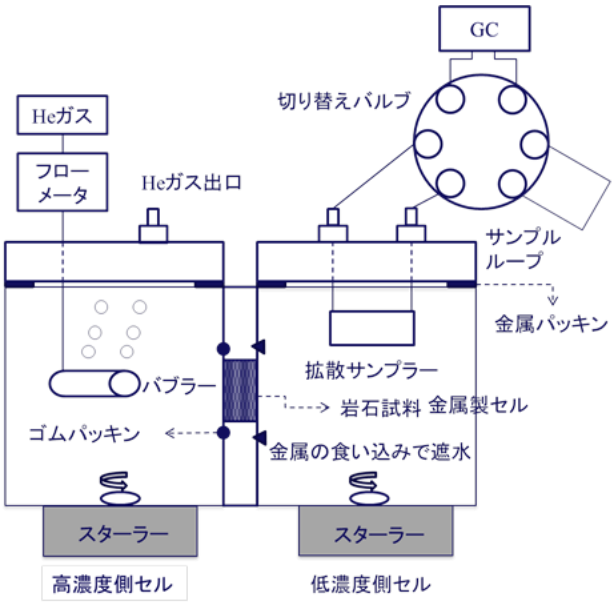


図 4.4-4　ヘリウム拡散試験のための試験系

(3) 調査結果

Through-Diffusion 試験の結果の例を図 4.4-5 に示す。ここでは、片側のタンクには、Cl^-、Br^-、δD の高濃度溶液、もう一方のタンクには NO_3^-、$\delta^{18}O$ の高濃度溶液を入れ、両方で拡散が発生するようにすることで、移流の発生を確認している。移流が発生した場合、移流によるフラックスが拡散に付与されるため、一方の拡散係数が大きくなる。ここではそのような結果になっていないため、拡散が支配的であり、拡散試験が成立していると考えられる。

拡散試験結果を拡散係数と分別係数を表 4.4-1 に示す。Through-Diffusion 試験では、低濃度側の濃度変化は次式で与えられる(Hasegawa and Nakata, 2018)。

$$C_{L,t} = \frac{1}{\beta} C_{H,0} \left[1 - \exp\left(-\frac{\beta \mathrm{DA}}{\mathrm{VW}} t \right) \right]$$

ここに、$C_{L,t}$ は低濃度側タンクの濃度、β は濃度条件(トレーサー濃度を一定に保つ場合 β=1、保たない場合 β=2)、$C_{H,0}$ は高濃度側タンクの初期濃度、D は拡散係数、A は試料面積、V はタンクの体積、W は試料幅、t は時間である。

低濃度側の同位体比の変化は以下のように与えられる。ここで、質量数の大きい同位体と小さい同位体の低濃度タンク側での濃度をそれぞれ $C_{h,t}$ と $C_{l,t}$、また拡散係数は、D_h と D_l とした。ま

た、 α は分別係数で、 $\alpha = D_l / D_h$ である。

$$R_{L,t} = \frac{C_{h,t}}{C_{l,t}} = R_{H,0} \frac{\left[1 - \exp\left(-\frac{\beta D_h A}{VW} t\right)\right]}{\left[1 - \exp\left(-\frac{\beta D_l A}{VW} t\right)\right]} = R_{H,0} \frac{\left[1 - \exp\left(-\frac{\beta D_l A}{\alpha VW} t\right)\right]}{\left[1 - \exp\left(-\frac{\beta D_l A}{VW} t\right)\right]}$$

この結果、濃度変化に伴う分別係数は次式で与えられる(Hasegawa et al., 2021)。

$$\alpha = -\frac{\beta D_l A t}{VW} \frac{1}{\ln\left\{1 - \frac{R_{L,t}}{R_{H,0}}\left[1 - \exp\left(-\frac{\beta D_l A t}{VW}\right)\right]\right\}}$$

上式を用いて、計測値ごとの分別係数を計算し、平均と標準偏差を求めたものを　表 4.4-1 に示した。

声問層では δ D の拡散係数は Cl よりも大きいものの、ほぼ同じになっている。稚内層では、δ D の拡散係数は、Cl の倍程度となっている。反対向きの拡散係数もほぼ同じ傾向を持っており、拡散で輸送が発生していると考えられる。Cl の分別係数は、1.0012～1.0019 となっており、Br の分別係数は 1.0006～1.0009 となっている。Cl の分別係数の方が、Br の分別係数よりも大きく、Enrichment Factor(α -1)は倍程度の差がある。この結果は、これまでの結果と整合的であり、質量数の軽い Cl の方が重い Br よりも Enrichment Factor が大きい傾向にある。1×10^{-10} m²/s よりも大きくなっている。稚内層では、声問層よりもやや低い傾向がある。また、SAB02 での拡散係数の変化をみると、深度依存性があるようにも見える。

従来の声問層および稚内層では、δ D と Cl の拡散係数は、数倍程度大きかったが、今回は声問層では数十パーセント程度の差、稚内層では数倍程度の差となっている。この拡散係数の差は、試料表面が負に帯電している場合に大きくなるが、今回の試料では、負に帯電する粘土の含有率が少なかったと考えられる。この影響で、分別係数もそれほど大きくないと考えられる。

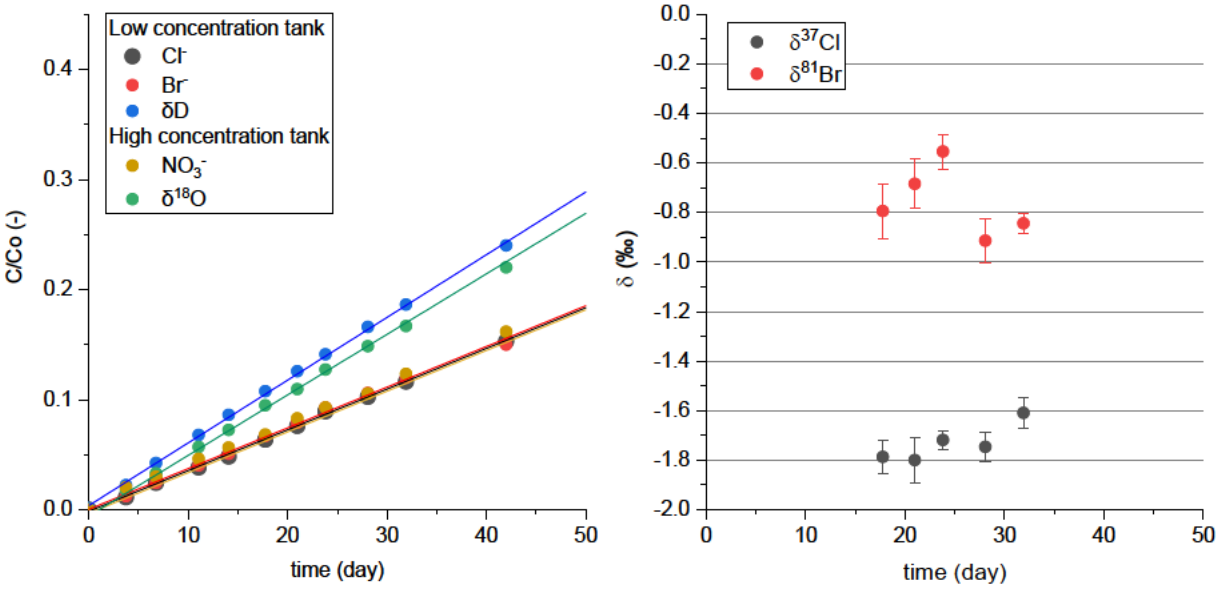


図 4.4-5　Through-Diffusion 試験での濃度と同位体比の変化（SAB02:264.90-265.00 m）

表 4.4-1　幌延のボーリングコアでの拡散係数と分別係数

(1)拡散係数

ボーリング孔名	深度 (m)		拡散係数 (m^2/s)					
			高→低濃度タンク				低→高濃度タンク	
			δD	Cl^-	Br^-	NAP	$\delta^{18}O$	NO_3^-
SAB02	264.90 ~	265.00	1.9E-10	1.2E-10	1.3E-10	N.D.	1.8E-10	1.2E-10
SAB02	565.00 ~	565.20	1.0E-10	5.4E-11	5.6E-11	N.D.	1.2E-10	5.5E-11
SAB02	624.90 ~	625.00	1.6E-10	8.9E-11	9.1E-11	N.D.	1.5E-10	9.4E-11
SAB02	704.50 ~	704.60	8.7E-11	3.7E-11	3.7E-11	N.D.	9.3E-11	4.2E-11
HDB-3	287.80 ~	288.00	1.5E-10	1.1E-10	1.1E-10	N.D.	1.4E-10	1.2E-10
HDB-3	377.88 ~	378.00	1.8E-10	1.4E-10	1.4E-10	N.D.	1.8E-10	1.5E-10
HDB-6	231.42 ~	234.52	1.8E-10	1.6E-10	1.5E-10	N.D.	1.8E-10	1.6E-10
HDB-6	417.40 ~	417.60	1.4E-10	9.9E-11	9.9E-11	N.D.	1.5E-10	1.1E-10

(2)分別係数

ボーリング孔名	深度 (m)		分別係数 (α)			
			高→低濃度タンク			
			Cl isotope	n	Br isotope	n
SAB02	264.90 ~	265.00	1.0019 ±0.0001	5	1.0008 ±0.0002	6
SAB02	565.00 ~	565.20	1.0018 ±0.0001	6	N. M.	
SAB02	624.90 ~	625.00	1.0012 ±0.0001	6	1.0006 ±0.0002	5
SAB02	704.50 ~	704.60	1.0018 ±0.0002	6	N. M.	
HDB-3	287.80 ~	288.00	N. M.		N. M.	
HDB-3	377.88 ~	378.00	1.0018 ±0.0001	5	1.0009 ±0.0002	5
HDB-6	231.42 ~	234.52	1.0016 ±0.0003	5	1.0009 ±0.0001	5
HDB-6	417.40 ~	417.60	1.0015 ±0.0001	6	1.0009 ±0.0001	6

*ハッチング部分は声問層

SAB02、HDB-3、HDB-6 での Cl 濃度と $\delta^{37}Cl$ の関係を図 4.4-6~図 4.4-8 に示す。

SAB02 では、深度とともに Cl 濃度が増加し、深部では 3800 mg/l 程度となっている。圧縮抽水に対してリーチングの濃度が低いのは、粘土粒子表面がマイナスに帯電しており、陰イオンの排斥効果によって、陰イオンが存在できない領域があるためと考えられる(Mazurek et al.,2010)。リーチングでは、粘土粒子表面の水も考慮して濃度を求めるため、Cl 濃度がやや低くなる傾向にある。このため、リーチングの Cl 濃度は圧縮抽水と比較して補正した。$\delta^{37}Cl$ は浅部では+1.2‰程度であるが、深部とともに減少し-0.5‰程度に落ち着く。ところどころ変動が激しいところがあるが、原因は不明である。Cl 濃度からは、浅部から降水が混合していることがわかり、$\delta^{37}Cl$ からは、拡散が発生して浅部に Cl が流出していると考えられる。これは、もともとあった Cl が拡散で流出することにより、相対的に拡散係数の大きい ^{35}Cl が流出、拡散係数の小さい ^{37}Cl が残留し、$\delta^{37}Cl$ がプラスにシフトしたと考えられる。$\delta^{37}Cl$ が深部で-0.5‰程度で一定な原因はイオンフィルトレーションの影響と考えられる。

拡散方程式で評価すると、図に示すような曲線となり、約 100 万年程度の深部から浅部への拡散でプロファイルを表現できる。ここでは、240 m 以深での Cl 濃度の変化と $\delta^{37}Cl$ を拡散現象

であるとして評価を行った。深度 200 m を起点とした場合、非常に長い拡散時間と非常に大きい分別係数が必要になり、現実的ではない。

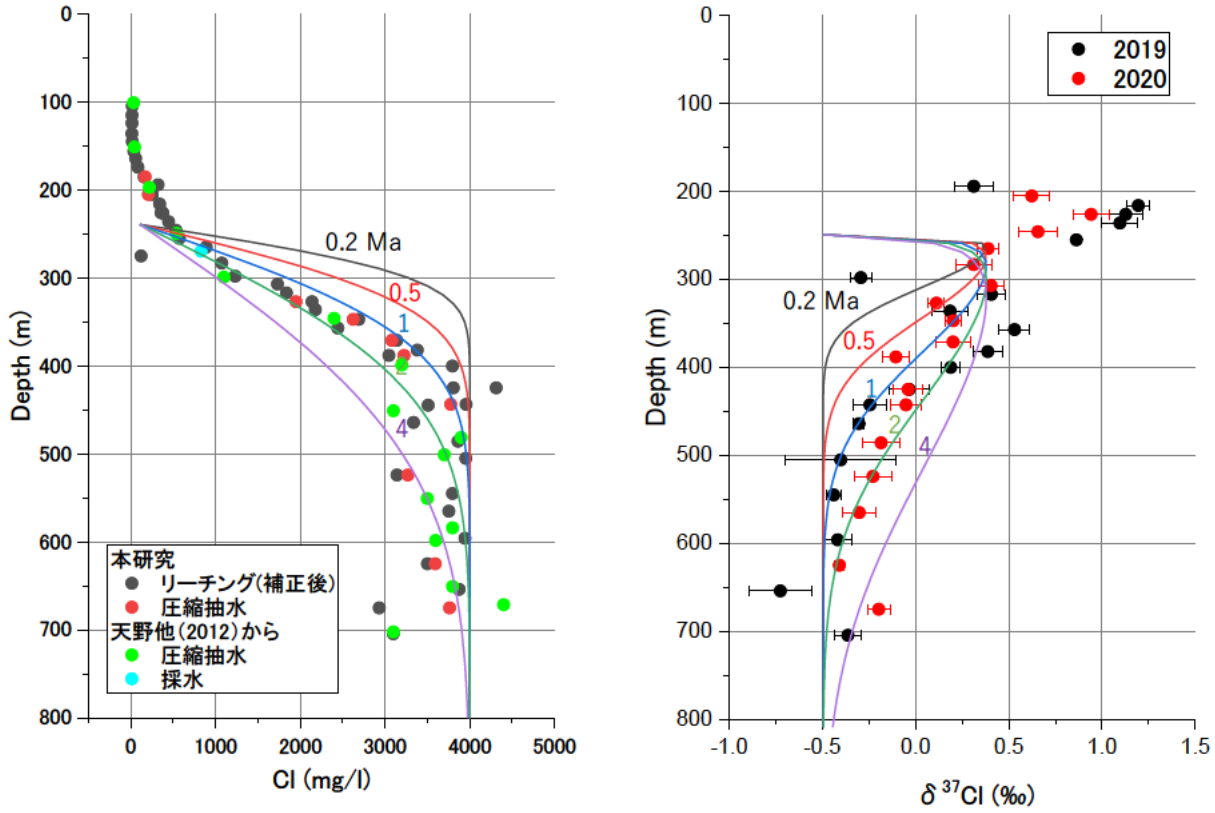


図 4.4-6　SAB02 での Cl 濃度と δ^{37}Cl の分布

（拡散方程式 : $D=5\times10^{-11}$ m²/s, n=0.3, α =1.0020、Co=3800 mg/l, Cc=100 mg/l, δ^{37}Clo=-0.5‰）

HDB-3 については、深度とともに Cl 濃度が増加し、深度 150 m 以深では 10,000 mg/l 程度となっている。圧縮抽水に対してリーチングの濃度が低いのは、SAB02 と同様に陰イオンの排斥効果と考えられる。ここでも、リーチングの Cl 濃度は補正を実施した。δ^{37}Cl は浅部では-1.3‰程度であるが、深部とともに減少し-2.0‰程度に落ち着く。Cl 濃度からは、深部から浅部に拡散が発生しているように推定され、δ^{37}Cl からも、Cl が拡散で深部から浅部に流出していると考えられる。これも、SAB02 とほぼ同じ現象で、もともとあった Cl が拡散で流出することにより、δ^{37}Cl がプラスにシフトしたと考えられる。δ^{37}Cl が深部で-2.0‰程度で一定な原因は、イオンフィルトレーションと考えられる。深度 400 m 以深で δ^{37}Cl の変化がみられるが、これ以深は稚内層であり、地層の違いによりイオンフィルトレーションの影響が異なるものと推定される。

拡散方程式で評価すると、図に示すような曲線となり、約 50~100 万年程度の深部から浅部への拡散でプロファイルを表現できる。ここでは、地表面からの Cl 濃度の変化と δ^{37}Cl を拡散現象であるとして評価を行った。評価対象は声問層であるため、拡散係数と間隙率は声問層の計測値を参考に設定した。

HDB-6 では、声問層と稚内層の境界は深度 260m 程度である。Cl 濃度は浅部で 5,000 mg/l 程度であるが、深度とともに低下し、深度 200 m 程度で 1,000 mg/l 程度、その後は深度とともに増加し、最深部の深度 600m では 10,000 mg/l 程度となっている。δ^{37}Cl は、浅部では-0.6‰程度であるが、深度ともに急激に低下し、深度 200 m で-2.5‰、その後急激に増加し深度 250 m 付近で-1‰、その後、深度とともに低下し深度 450 m 付近で-1.5‰、さらに深度方向に増加し、深

度 600 m で-0.8‰に到達している。浅部の深度 200 m までの挙動は、深度とともに低下しており、浅部から深部に拡散による輸送が発生したものと考えられる。δ ^{37}Cl がマイナスにシフトするためには、Cl 濃度が低いところに Cl が拡散で供給される必要がある。このことから、深度 50-200 m は一度 Cl 濃度が低下し、その後 Cl が拡散で供給されたと考えられる。深度 200 m以深の挙動も同様で、Cl 濃度が低くなった地点に Cl が拡散で輸送された際の挙動である。深度 260 m 以深では δ ^{37}Cl が一定値となっている。これ以深は稚内層であり、δ ^{37}Cl がマイナスにシフトしていないのは、移流によって Cl 濃度が低下しなかったためと考えられる。ただし、深度方向に δ ^{37}Cl が低下することから、深部から浅部に拡散が発生している可能性がある。

このように HDB-6 については単純な拡散では評価できないため、拡散方程式による評価は行っていない。

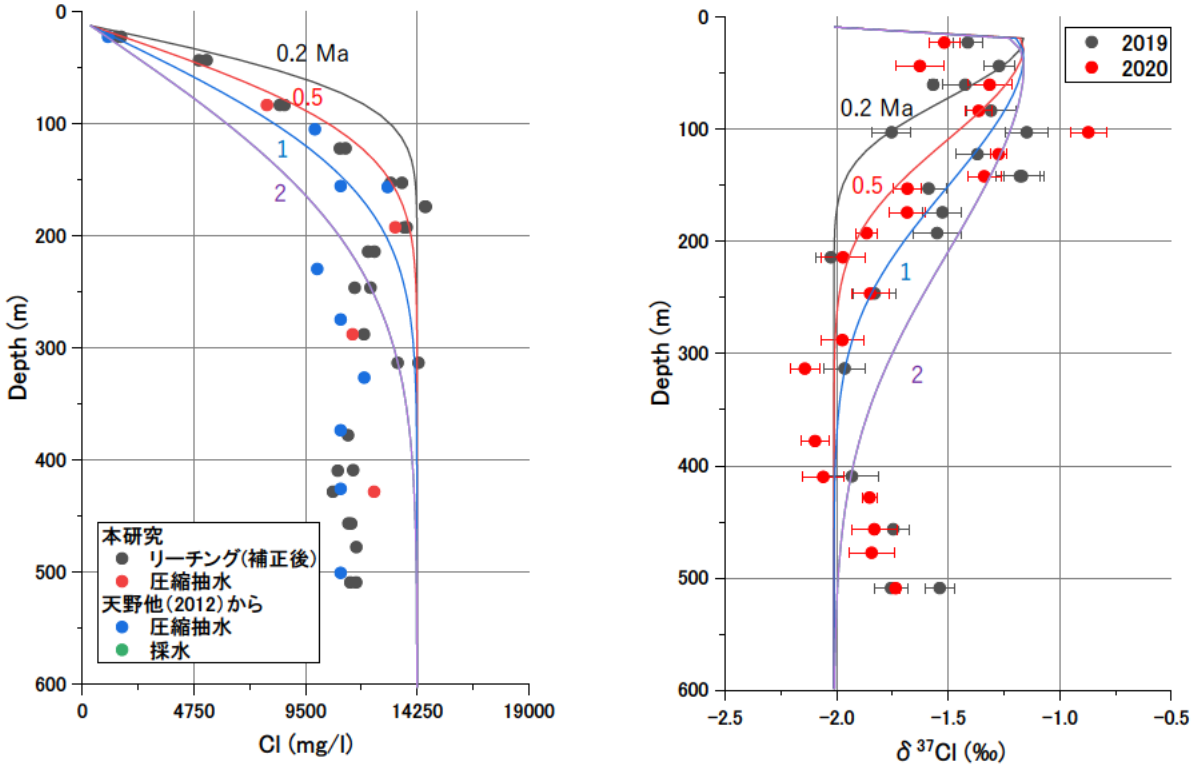


図 4.4-7　HDB-3 での Cl 濃度と δ ^{37}Cl の分布

（拡散方程式：D=1×10^{-10} m^2/s, n=0.5, α=1.0018、Co=14,000 mg/l, Cc=100 mg/l, δ ^{37}Clo=-2.0‰）

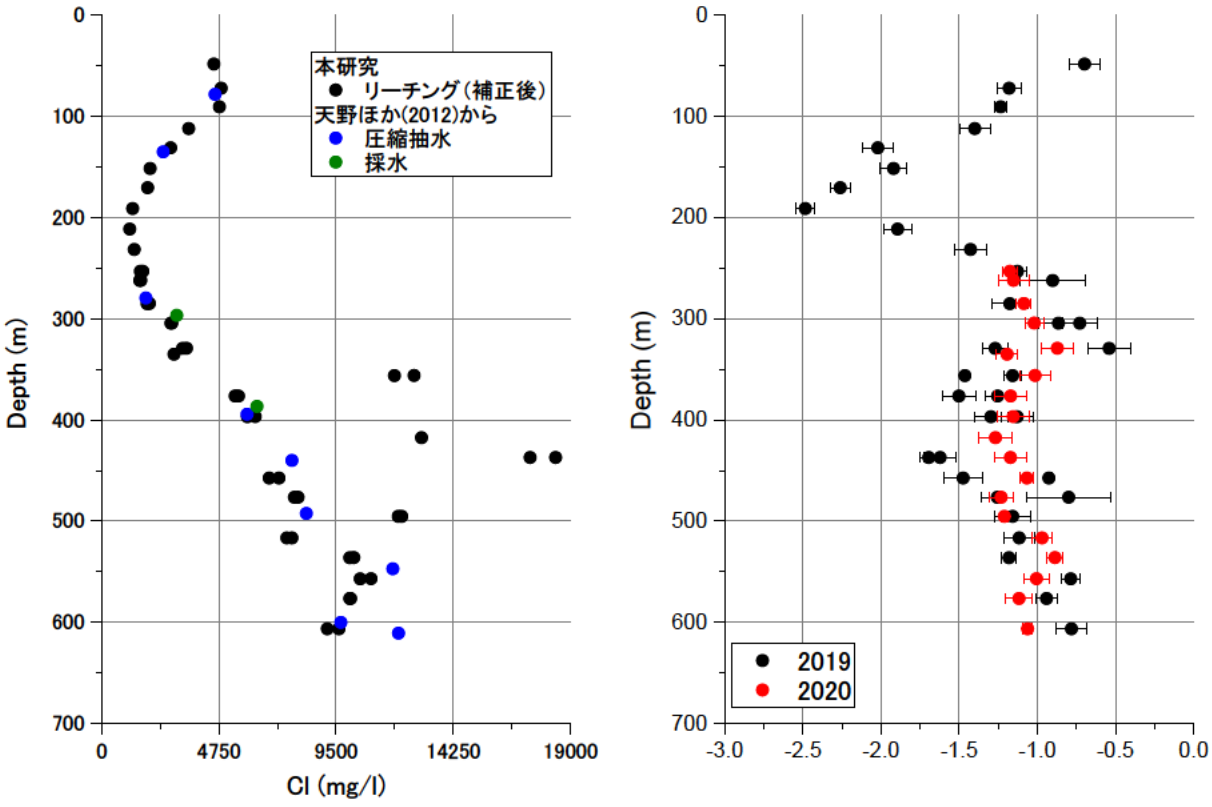


図 4.4-8　HDB-6 での Cl 濃度と δ^{37}Cl の分布

来待砂岩および和泉砂岩における低濃度側セルの He 濃度経時変化を図 4.4-9 に示した。He 濃度は時間に対して直線的に増加する様子が確認できた。直線の傾きから算出した He の拡散係数は来待砂岩で 1.0×10^{-10} m²/s 和泉砂岩で 2.0×10^{-11} m²/s となった。直線性の良いデータが得られたことから、上述の試験系で He 岩石間隙水における拡散係数が評価可能であることが示された。

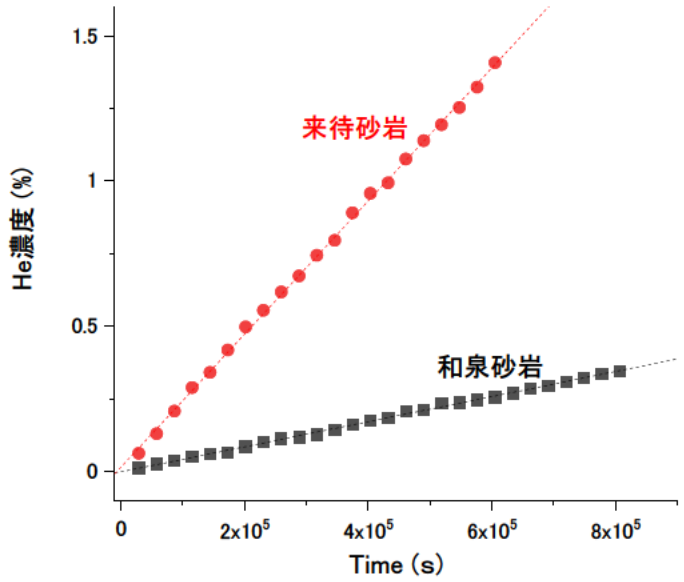


図 4.4-9　来待砂岩・和泉砂岩における低濃度側セルの He 濃度経時変化の様子

(4)　　考察

SAB02、HDB-3、HDB-6から岩石コアを採取し、拡散係数と分別係数の計測、Clとδ^{37}Clの分布を調査した。拡散試験では、Cl、Br、δD、δ^{18}O、Na、NO_3など複数のトレーサーを用いて拡散係数を計測するとともに、δ^{37}Clとδ^{81}Brの分別係数を計測した。この結果、拡散係数はClで3.7×10^{-11}～1.6×10^{-10} m^2/s程度の値であった。今回の結果では、δDとClの拡散係数比は、1.2～2倍程度であった。拡散係数が小さい方が、この拡散係数比は大きい傾向にあり、従来の結果に比べてやや拡散係数比が小さい結果となった。このため、δDとClは拡散によって十分に分離しない可能性がある。

Clとδ^{37}Clの分布は、SAB02とHDB-3では、深度方向のCl濃度が増加し、δ^{37}Clが低下する傾向が見られた。このため、深部から浅部にClの拡散が発生していると考えられた。拡散方程式で評価した結果、拡散が発生してからの時間は、SAB02で約100万年、HDB-3で50～100万年であった。これらは概ね地史と整合していると考えられる、一方で、HDB-6では、Cl濃度は深度とともに低下した後、上昇する傾向にあり、δ^{37}Clも深度方向に低下した後、上昇する傾向にあった。HDB-6では降水で洗われた後に拡散が発生するなど複合的な現象の影響を受けていると考えられた。ボーリング孔ごとに、深部でのCl濃度やδ^{37}Clが異なるため、異なる変遷を経ていると想像される。これらについても今後検討していく必要がある。

塩化物イオン、重水、Heの自由水中での拡散係数から、それぞれの岩石での形状因子を計算した結果を表 4.4-2に示した。表から分かるように、塩化物イオンに比べると重水・Heでは形状因子が大きく計算されており、水や溶存Heが拡散できる経路が塩化物イオンよりも大きいことが示唆されている。一方重水とHeの形状因子は同程度の値となり、砂岩においては水と溶存ヘリウムが移行可能な経路の大きさが同程度である可能性が高いことが分かった。このことから、砂岩においては重水の拡散係数（形状因子）から溶存Heの拡散係数を推定可能であることが示唆された。

表 4.4-2　来待砂岩・和泉砂岩における形状因子の値

岩石	形状因子の値		
	塩化物イオン	重水	ヘリウム
来待砂岩	8.5×10^{-3}	1.2×10^{-2}	1.2×10^{-2}
和泉砂岩	1.0×10^{-3}	2.8×10^{-3}	2.9×10^{-3}

4.4.2 ^{81}Kr を用いた地下水年代測定の有効性の検討適用の目的

(1) 背景と目的

Kr は希ガスであり化学的な活性がないため地化学反応に関与せず、地下水の流動とともに移動する可能性が高いと考えられる。また Kr の放射性同位体の一つである ^{81}Kr は地下での発生源がないと考えられることから、半減期に従って減少していくと考えられる（Gerber et al., 2017）。この特性から ^{81}K は評価対象となる地下水において、天水由来の地下水の浸入の程度や天水浸入がどのくらい過去に起きたかを知るための重要な情報を与えることが可能であると考えられる。さらに ^{81}Kr の半減期は 2.29×10^{5}(年)であり、^{36}Cl や ^{4}He と相補的に数十万年から数百万年の地下水年代を評価するのに適している。以上のような Kr あるいは ^{81}Kr の特性から、81Kr を利用した地下水年代評価方法を確立することは、特に天水の浸入の有無やその天水が何年前に浸入したかを評価できる可能性があることから、放射性廃棄物処分場の選定において極めて有用であると考えられる。

^{81}Kr の分析は過去には加速器質量分析装置（AMS）を用いて実施されており、分析に必要な量の Kr を抽出するために 10 トン以上の地下水が必要であった（Lehmann et al., 2003）。現在では Atom Trap Trace Analysis(ATTA)法の開発により、数百 L 程度の地下水から 10 L 程度のガスを抽出することで ^{81}Kr を分析することが可能となった（Yokochi , 2016）。しかし、現時点では ATTA で ^{81}Kr を分析できる機関は世界でも限られており、^{81}Kr を分析するためにはそれらの機関に抽出したガスを送付する必要がある。日本において一部の地域の地下水では、原位置でメタンガスが発生して地下水中に蓄積し、地下水中の溶存ガスにおける主要成分となっている（Miyakawa et al., 2017）。例として北海道幌延地域の地下水から抽出したガスにおける、主要なガスの組成を表 4.4-3 に示した。このような地下水においては、①涵養時の溶存ガスにメタンが付加されているため地下水の溶存ガスにおける Kr 濃度が低下しており必要とされるガスのサンプル量が多い（100～200 L 程度のガスサンプルが必要とされる）、②メタンが可燃性のガスであるため安全な輸送が困難である、といった問題点が分析機関へのサンプルの送付を困難にする可能性が高い。今後メタン濃度が高い地域が処分場の候補地点となった場合でも、^{81}Kr の分析を円滑に実施するためには、地下水から抽出したガスからメタンを減量し、安全かつ簡易にサンプルを輸送する方法の確立が必要とされている。

そこで、今年度は地下水から抽出したガスがメタンを多く含む場合における ^{81}Kr を分析するための前処理方法を確立することを目的とし、メタンを減量したり Kr を抽出するための手法について検討した。

表 4.4-3 北海道幌延地域（研究坑道内）で取得したガスにおける主要な成分の組成

深度　地点名	窒素 (%)	二酸化炭素(%)	メタン（%）
140m　07-V140-M01	1.5	9.5	88.2
250m　09-V250-M02	1.9	8.9	88.1
350m　12P350-M02	1.7	74.2	23.1

(2) 検討した手法

メタンを含むガス状のサンプルから、メタンを減量するための手法として 2 つの方法を検討した。1 つめはメタンを高温の酸化銅と接触させて酸化し、水と二酸化炭素に変換した上でそれぞれをトラップして減量する手法であり、以下では「酸化銅による燃焼法」と記述する。2 つめの手法は、加熱したチタンとガスを接触させ、チタンの表面に反応性のガスを吸着させるあるいは

チタンに吸蔵させる方法であり、以下では「チタンによるガスの除去法」と記述する。

Kr をガスから抽出するための手法として、メタンと Kr の凝固点や低温での物質への吸着挙動の差異を利用する方法について検討した。これを以下では「Kr の吸着法」と記載する。

以下では、それぞれの方法の検討結果について示した。

(3)酸化銅による燃焼法の検討

1) 手法における課題の整理

昨年度までの検討によって、加熱した酸化銅を用いてメタンが二酸化炭素と水に変換可能であること、上記の反応がほぼ完全に起きるためには 750 ℃以上の温度が必要とされること（図 4.4-10）、内径 60 mm の反応管に酸化銅を充填し 750 ℃に加熱した場合 500 mL/min の速度でメタンを処理可能であることが明らかになってきている。

メタンを燃焼させた場合、以下の反応のとおりメタンと同じモル数の水と二酸化炭素が発生するが、発生する水はほぼ全量がモレキュラシーブのトラップを使って吸着・除去可能であることも確認をしている。しかし現時点では二酸化炭素を効率よく減量する手法が確立されておらず、これを検討することが必要である。以下では、二酸化炭素を減量する手法について検討した結果について示した。

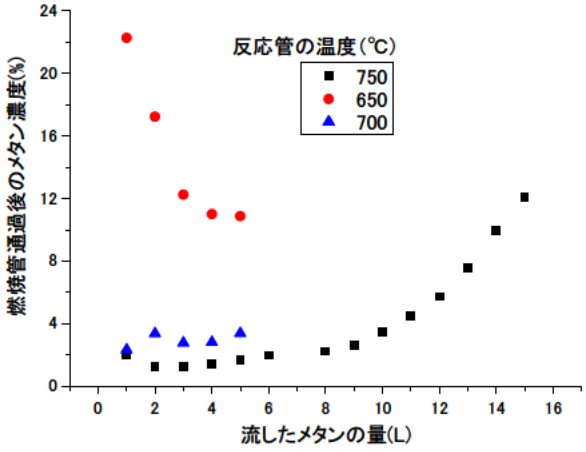


図 4.4-10 メタンの燃焼試験における反応管温度と反応管通過後のメタン濃度

2) 試験手法

メタン燃焼に伴って発生する二酸化炭素の減量方法として、冷却トラップによる方法と二酸化炭素吸収剤による 2 つの方法を検討した。また、最終的には 100～200 L の地下水から抽出したガスを処理する必要があるが、ここでは 1 回の処理目標を 50 L と設定した。これは、現場からサンプルを持ち帰るために「ガスバッグ」と呼ばれる袋にガスを封入して輸送するが、100 L のガスバッグではその大きさから輸送が困難であり、50 L 程度が適切であると判断したためである。

① 冷却トラップ法の検討

二酸化炭素の沸点は-78.5 ℃であり、Kr の沸点は-153.2 ℃であるため、Kr の融点よりも十分高く、二酸化炭素の融点よりも十分に低い温度を設定すれば二酸化炭素のみをトラップすることが可能であると考えられた。このため、内径 9 cm、高さ 11 cm のステンレス容器にスチールウールを充填したものをコールドトラップとし、これをエタノールのコールドバスに浸漬して発生した二酸化炭素の捕捉を試みた。エタノールの融点は-114.1 ℃であることから、エタノールの氷

が常に存在するような液体を調製することで液体の温度を-114 ℃程度に保つことが可能であると考えられた。

試験系の概念図を図 4.4-11 に示した。50 L のガスバッグにメタンを充填し、ポンプを使ってガスバッグ内のメタンを流速 500 mL/min で酸化銅を充填し 750 ℃に加熱した反応管に流した。反応管の下流にはモレキュラーシーブ（3A）を充填したカラムを設置し、発生した水蒸気をトラップした。さらに下流には上述のコールドトラップを設置し、試験実施中エタノールバスにおいて常にエタノールの氷が存在するように、時折エタノールバスに液体窒素を加えた。試験中エタノールの温度を実測したところ、-120～-114 ℃であった。

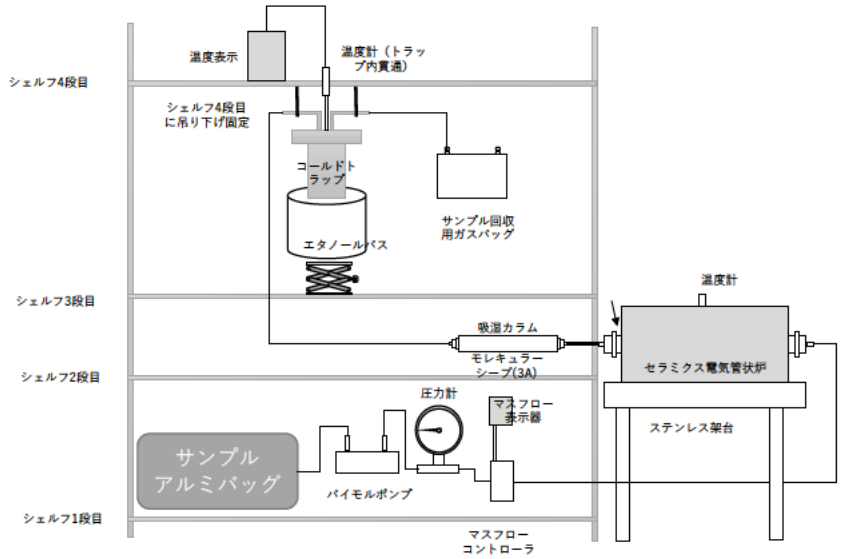


図 4.4-11　メタン燃焼-水・二酸化炭素トラップ試験の試験系

② 二酸化炭素吸収剤による二酸化炭素減量の検討

二酸化炭素吸収剤として、Apled Health Products 社製の Litholyme（リソライム）を用いた。リソライムは二酸化炭素を吸収すると紫色に変色し、色の変化は不可逆的であることから、色を指標として二酸化炭素を吸着するのに必要な量を知ることが可能である。まずはリソライムによる二酸化炭素の吸収量を確認するため、メタンではなく二酸化炭素を開始物質として、試験を実施した。

内径 67 mm、高さ 290 mm のカラムに 340 g のリソライムを充填し、二酸化炭素吸着用のカラムとした。二酸化炭素ガス 5 L をガスバッグに封入したあと、ポンプ、マスフローメーター、二酸化炭素吸着用カラムを接続し、カラムを通過したガスがガスバッグに戻るような試験系を構築した。

流速を 100 mL/min としてカラムに二酸化炭素ガスを流し、ガスバッグ内のガスが目視でなくなるまでガスを流し続けた。試験終了後、リソライムのうち変色した箇所を取り出し重量を測定した。

3) 結果と考察

① 冷却トラップ法

試験開始後、最も下流側に接続したガスバッグは目視で膨らみが観察されず、冷却トラップに二酸化炭素が捕捉されたことが示唆された。上記のことから今回試験に用いた冷却トラップが二

酸化炭素の捕捉に有効であることが示された。

しかし、冷却による二酸化炭素トラップではたびたびポンプでガスを流すことができなくなるという現象が観察された。二酸化炭素用コールドトラップを回収して確認したところ、流路となる SUS 管に固体になった二酸化炭素が付着し、流路を塞ぐためであることが確認された。このため、冷却トラップ法で二酸化炭素を除去するには、配管は凍結しないように加温しトラップ本体は冷却するという複雑な温度制御が必要とされる可能性が示唆された。

以上のように冷却トラップは二酸化炭素捕捉に有効であることがわかったが、50 L 以上の大量の二酸化炭素を継続的に捕捉するには、配管内での二酸化炭素の凍結を防ぐなど、複雑な温度制御が必要とされることがわかった。

② 二酸化炭素吸収剤による二酸化炭素減量

試験開始後、二酸化炭素を入れたガスバッグが減量していることが目視で確認され、カラム上部のリソライムにも紫色の着色が見られたことから、二酸化炭素がリソライムに捕捉されていることが示唆された（図 4.4-12）。60 分後、ガスバッグは膨らみが確認できなくなったことからポンプを止め、リソライムの変色を確認したところ変色した領域はカラム上部から 1.2cm であり、リソライムの体積として 42 cc 程度であった。変色した部分を取り出して重量を測定したところ 42.4 g であった。

この試験結果から、リソライムは 100 mL/min の速度で二酸化炭素を吸着することが可能であり、5 L の二酸化炭素を吸収するために 42 g 程度のリソライムが必要であることがわかった。このため、420 g 程度のリソライムによって、50 L の二酸化炭素を吸着可能であることが示唆された。

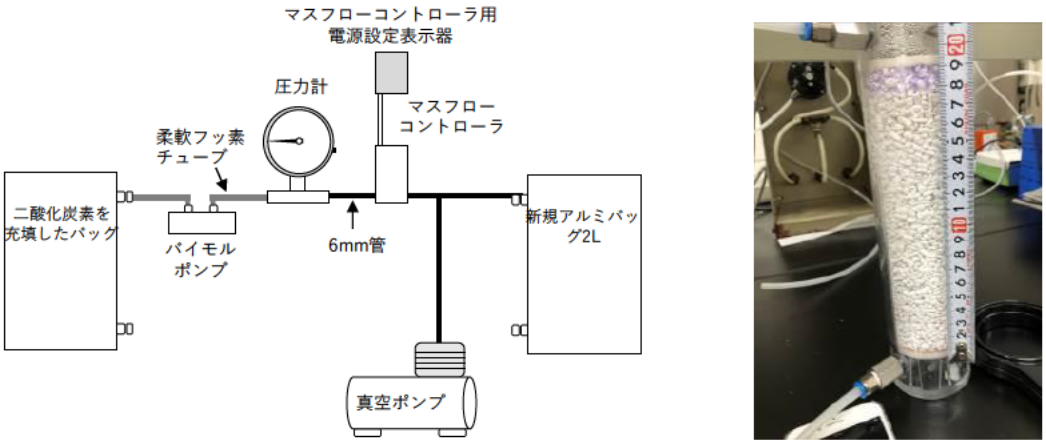


図 4.4-12　二酸化炭素トラップ試験の試験系と二酸化炭素捕捉後のリソライム外観

③ Kr 分析前処理法としてのメタン燃焼-水・二酸化炭素トラップ法

上記の結果から、酸化銅によるメタンの燃焼（水と二酸化炭素への変換）、モレキュラーシーブによる水の捕捉、リソライムによる二酸化炭素の捕捉、を通じてメタンを減量可能であることが示された。この手法の利点として、(1)燃焼性のガスであるメタンが、不燃性の二酸化炭素ガスに変換されるため輸送中の発火のリスクが低減できること、(2)発生する二酸化炭素ガスが Kr ガスのキャリアとして働くため、Kr の回収について別途検討する必要がないこと、(3)二酸化炭素を多く含むサンプルにも対応可能であることが挙げられる。図 4.4-13 に示すような処理系を構築

することで、サンプルのガス量を減じ、最終的には二酸化炭素・窒素をベースのガスとした Kr を含むガスとして、^{81}Kr 分析用の送付サンプルとすることが可能である。

一方で、処理が 3 段階（燃焼、水トラップ、二酸化炭素トラップ）となり煩雑であること、高温（750 ℃）が必要であり、現場での利用には適していないこと、がデメリットとして挙げられる。

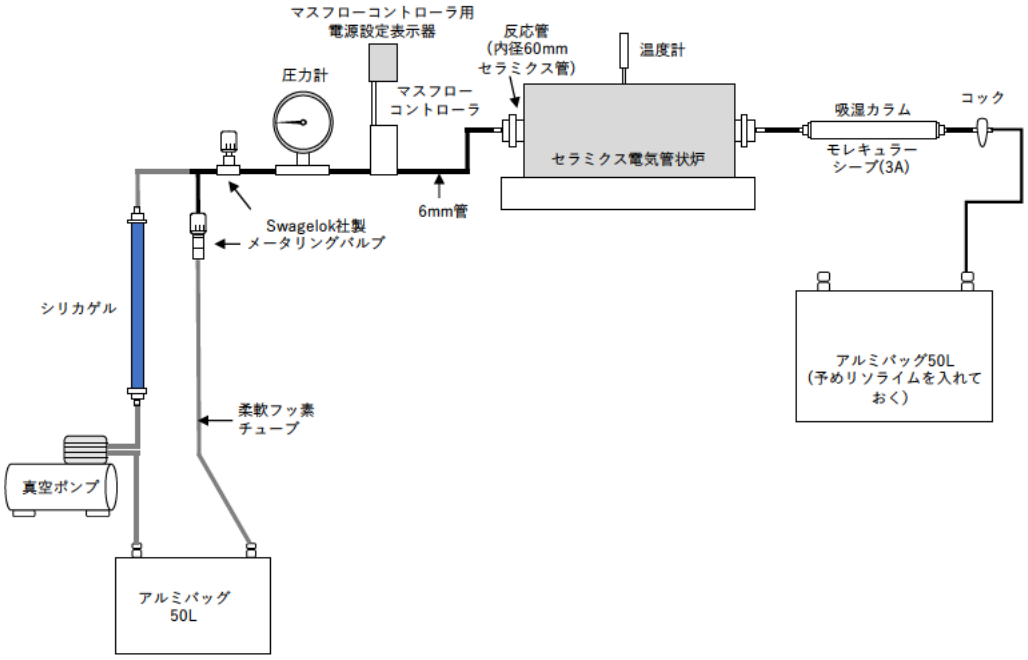


図 4.4-13　実規模メタン燃焼-水・二酸化炭素捕捉試験の試験系概念図
下流の 50 L アルミバッグにリソライムを入れておくと、バッグの中で二酸化炭素が吸収されてサンプルが減量される。Kr は二酸化炭素をキャリアとして下流のバッグまで移送される。

(4) チタンによる反応性ガスの除去法検討

1)　手法における課題の整理

加熱したチタンは窒素、酸素、二酸化炭素などの反応性のガスを吸蔵することが知られており、このチタンのゲッター作用は高真空を得るための「ゲッターポンプ」としても利用されている。チタンのゲッター作用を、Kr を含むメタンガスに適用することで、メタンやそのほかのガスを減量し、Kr の濃度を高めることができる可能性がある。

メタンを処理するために使用するチタンの種類、適切な温度、処理可能なガスの量、処理可能な速度などの情報を得ることができれば、加熱したチタンによるメタンの減量が可能になると考えられたことから、ここでは上記の情報を得るための検討を実施した。

2) 試験手法

チタンのゲッター作用を利用してメタンを減量するための方法を検討するために、まずは内径 26 mm のセラミクス管にチタンを充填した反応管を用いて、条件の検討をした。

試験には大阪チタニウムテクノロジーズから購入した、チタンスポンジを 3 mm 以下程度に粉砕したものを用いた。現在試薬メーカー等ではチタンスポンジを販売しておらず、チタン箔など

の加工されたチタンは高価である。一方工業用のチタンスポンジは販売単位が大きいというデメリットがあるものの、安価であり安定した入手が可能である。チタンスポンジのチタン含有率は92 %以上、鉄の含有率が 7 %以下である。試験に使用した電気管状炉の加温可能部分の長さは 30 cm であるため、加温部の 30 cm にチタンが充填されるよう、端にスチールウールを充填したセラミクス管に 3 mm 以下に粉砕したチタンスポンジを 30 cm 充填し、さらにスチールウールでフタをしたものを反応管とした。上記の充填で約 160 g のチタンスポンジが反応管に充填された、

条件検討のために利用した試験系を図 4.4-14 に示した。まずは反応管の最適な温度を検討するために、反応管に流すメタンの流速を 20 mL/min とし、温度を 700～850 ℃に変えて 1 L のメタンを流す試験を実施した。反応管に流したメタンガスの量はフローメーターと時間で制御し、下流側のガスバッグ内のガス量を測定することで反応管を通過したガス量を評価し、流したガス量と通過したガス量の比からメタンの除去率を計算した。

次に流速依存性や処理可能な量を確認するために、反応管の温度を 850 ℃で固定し、流速や流すガスの量を変えて除去率を確認するための試験を実施した。

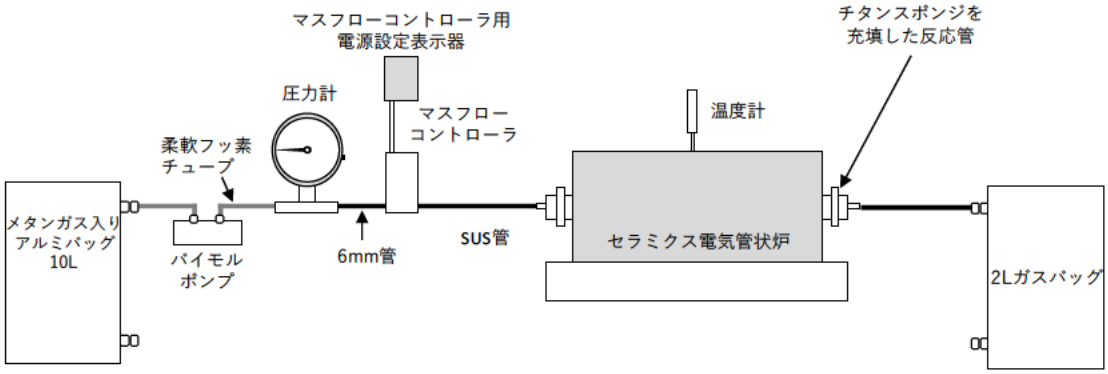


図 4.4-14　チタンによるメタン除去試験の試験系

3) 結果と考察

① チタンによるメタンの除去

メタン除去率と反応管の温度の関係を図 4.4-15 に示した。700 ℃ではメタンの除去率は 23 %程度であったが、反応管を昇温させるとともにメタン除去率は増加し、850 ℃では 100 %に達した。850 ℃の試験では、チタンのゲッター作用により反応管内の圧力が低下し、反応管下流に取り付けたガスバッグは取り付け時に中にわずかに残ったガスが反応管ないに吸引され、試験中ガスバッグは吸引された状態のまま膨らむことはなかった。この結果から、チタンによるメタンの除去には 850 ℃以上の温度が必要であることがわかった。

温度を 850 ℃にして、流速を上げていった結果、100 mL/min までの流速であれば 1 L のメタンを流しても反応管下流のガスバッグは膨らまず、100 %のメタンが除去されたが、流速を 150 mL/min に上げるとガスバッグが膨らみメタンの除去率が 30 %程度まで低下した。さらに、流速を 150 mL/min にしてガスバッグの膨らみが観察されたあと、流速を 100 mL/min に落としたがメタンの除去率は低いままであった。チタンによるゲッター作用は、チタン表面の反応性の高い膜が反応する段階と、膜に吸着されたガスが熱による拡散でチタンの内部に吸収される段階の 2 段階が存在すると考えられる。大きな流速でガスを流し、チタンの表面が全てメタン等のガスで覆われた場合、チタン表面からの吸収が反応速度を律速するようになるため、流速を落としても除去率が回復しなかったと推察される。このため、できるだけ大きな流速でメタンを処理したい

場合には、チタンの表面が一気にメタンなどの反応性ガスで覆われない程度の流速を上限として処理をする必要があると推察される。

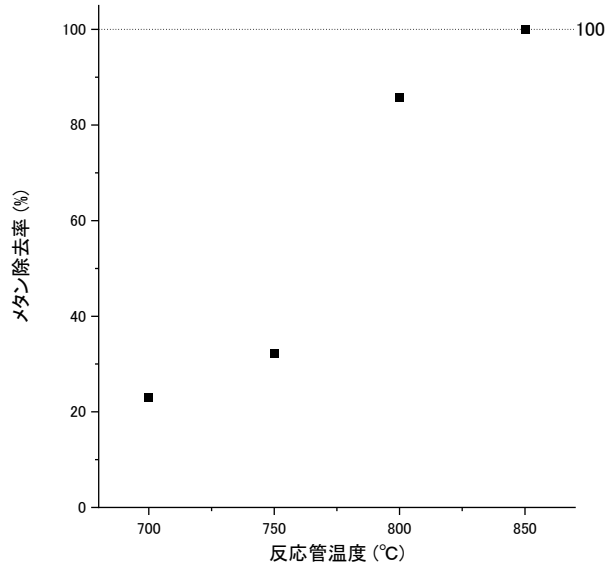


図 4.4-15　チタンスポンジの反応管温度とメタン除去率の関係

次に流速を 100 mL/min でメタンを反応管に流し続け、どの時点でバッグに有意な膨らみが観察されるかを確認する試験を実施したところ、チタンのゲッター作用で収縮したガスバッグがメタンを反応管に流してから 26 分後に緩むのが確認された。このため、160 g のチタンスポンジに流速 100 mL/min でメタンを流した場合、処理可能なメタンの量は 2.6 L である。同じチタンの量でメタンの処理可能な量をさらに上げるために、反応管前後のバルブを閉鎖して 850 ℃で加温した状態を 30 分間保ち、再度メタンガスを流す試験も実施した。この 30 分間の「再生運転」後、新しいガスバッグを反応管下流に取り付け、反応管前後のバルブを開いたところ、ガスバッグ内にわずかに残ったガスが反応管に吸引され、30 分の再生運転である程度はチタンの反応性を取り戻すことができたことが示唆された。しかし、再度流速 100 mL/min でメタンを反応管に流すと 5 分程度でガスバッグが緩むのが確認された。このことから、30 分程度「再生運転」の時間を設けた場合、処理可能なメタンの量は 3.1 L まで増加することがわかった。上述の試験結果から、50L のメタンを含むサンプルを処理したい場合、再生運転をしない場合で 3,100 g 程度のチタンが、再生運転をする場合だと 2,600 g 程度のチタンが必要であると考えられる。

② チタンによるメタンの除去法の利点と欠点

加熱したチタンとガスを接触させる方法については、以下の利点があると考えられる。(1)加熱したチタンがメタンと反応しガスを吸蔵するため処理自体は 1 段階で済む（燃焼法のように発生したガスをさらに除去する必要はない）、(2)加熱したチタンがメタンだけでなく窒素・酸素・二酸化炭素とも反応するため地下水から抽出したガスがメタン以外を多く含む場合でも対応が可能となる。一方で、加熱したチタンのゲッター作用により反応管内の真空が上がるため周辺の大気による汚染がおきやすくなる、3 kg 程度の大量のチタンが必要とされる、酸化銅による燃焼よりもさらに高温が必要とされる、Kr が反応管内に残るためこれを回収するための手法開発・検証が必要とされるなどの欠点がある。

地下水から抽出したガスが窒素を多く含み、減量の対象がメタン以外にもおよぶ場合には酸化銅による燃焼法だけでは対応が難しいため、チタンによる手法を選定するのが良いと考えられる。

(5) Kr 吸着法の検討

1) 手法における課題の整理

Kr をサンプルから直接抽出する方法は、上述の方法のような高温を使う必要がないため、例えば地下水採取現場で Kr 以外のガスの量を低減し、国内でのサンプル移送の手間も含めて大きく低減できる可能性がある。また、サンプル量を低減することができれば、上述の燃焼等の手法も規模を小さくできるため、吸着等により Kr を濃縮する手法を確立することは利点が大きいと考えられる。

一方、Kr の沸点は-153.2 ℃であり、メタンの沸点である-161.6 ℃と近い。このため、通常の冷却トラップではメタンを吸着させずに Kr のみを吸着させることができる状況を構築することが困難であることが予想される。このため、メタンと Kr を分離可能な条件（温度、吸着材）の設定、その場合の Kr の回収率（およびメタンの除去率）について情報を得ていく必要がある。本研究では、種々の条件で Kr の回収率とメタンの除去率を調べた。

2) 試験手法

外径 6 mm、内径 4 mm、長さ 1 m の銅管に吸着材（細かく裁断した銅線、モレキュラーシーブ、活性炭）を充填して Kr 捕捉用カラムとし、メタンガスに濃度 1 ppm 程度になるように Kr を添加したガスを模擬サンプルとして、Kr およびメタンのカラムへの捕捉率を評価した。試験系の概念図を図 4.4-16 に示した。試験前ガスにおける Kr 濃度およびカラム通過後のガスにおける Kr 濃度を測定し、それらの比からカラムによる Kr の捕捉率を評価した。また、試験後にはカラムとガスバッグを接続したうえでガスバッグをドライヤーで加温し、ガスバッグ内に放出されたガス量を測定することでメタンの捕捉率についても評価した。

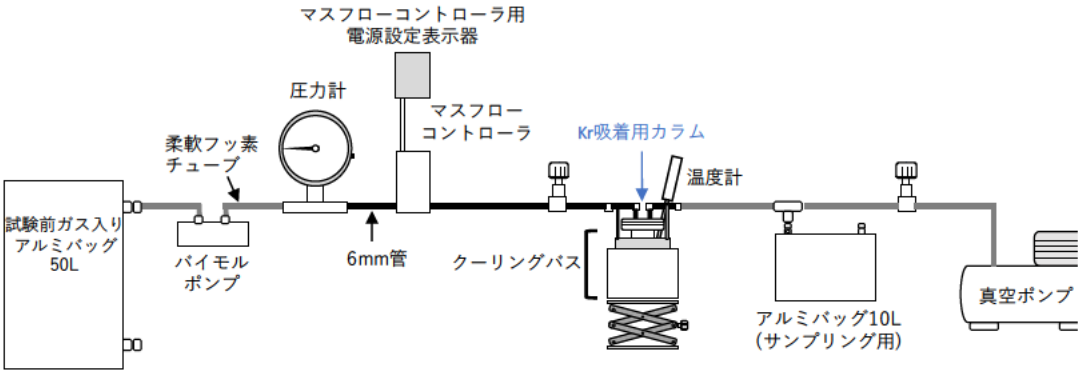


図 4.4-16 Kr 吸着試験の試験系

上述の通りメタンの沸点は-161.6 ℃、Kr の沸点が-153.2 ℃であることから、捕捉カラムを-160 ℃に温度制御できれば、Kr を濃縮できる可能性があると考えた。2 メチルブタンは融点が-159.9 ℃であることから、2 メチルブタンの氷浮いている 2 メチルブタン（以下メチルブタンのコールドバスと記載する）に浸漬することで比較的容易に（温度コントローラーを使うことなく）温度を-160 ℃程度に制御できると考えた。実際にこの方法で温度制御をした結果、2 メチルブタン内に浸漬した温度計の温度はほぼ-160 ℃で安定していた。

銅線、モレキュラーシーブを用いた試験では、上記のコールドバスにトラップを浸漬し、流速

を 20～50 mL/min に調整して Kr を含むメタンガスをカラムに流した。一方活性炭については、希ガス分析の前処理における検討において、活性炭を冷却ステージに塗布したクライオスタットへの Kr の吸着挙動の報告を基にして、エタノール＋ドライアイスのコールドバス（温度-72 ℃）に浸漬した場合の挙動を調べた。

3) 結果と考察

試験を実施した条件と Kr の捕捉率、メタンの捕捉率を表 4.4-4 にまとめた。銅針金をトラップの充填物質とした場合、トラップの長さを 2 m、流速を 20 mL/min とした場合でも Kr のトラップ率は 17.6 %に留まった。一方、この条件で最後にカラムを加温したときに得られたガスはごく微量であり、メタンのトラップ率はほとんど 0 であったと考えられる。一方同じ流速、同じトラップ長さで、カラムの充填物をモレキュラーシーブ（3A）に変更した場合、銅針金の場合と同様にメタンのトラップ率はほとんど 0 であったが、Kr のトラップ率は 41.6 %に上昇した。さらにカラム充填物を活性炭に変更すると、Kr のトラップ率は 60.0 %に達した。回収率は最大で 60.0 %程度と大きくはなく、さらに現在のところ適用できる流速も大きくはない。しかし、例えば、地下水採取現場で地下水からガスが遊離して自噴しているような場合、ガスをカラムに導入しカラムを冷却することで Kr を濃縮して扱いやすい体積のサンプルを持ち帰ることが可能となる。手法が確立できた場合のメリットが大きいため、引き続き検討を実施していく。

表 4.4-4 Kr 捕捉試験の結果まとめ

カラム充填物	トラップ長さ (m)	流速 (ml/min)	Krトラップ率 (%)
銅針金	1	50	14.6
銅針金	2	20	17.6
モレキュラーシーブ	1	20	26.3
モレキュラーシーブ	2	20	41.6
活性炭	2	20	60.0

(6) メタン減量・Kr 抽出法の検討まとめ

地下水に溶存するガスがメタンガスである場合に ATTA を用いて ^{81}Kr を分析するための前処理方法として、メタンを減量したり、Kr を抽出する方法について検討し、以下のような知見を得た。

・酸化銅による燃焼法：酸化銅でメタンを酸化し、水と二酸化炭素に変換したうえで水や二酸化炭素を除去していく手法は、今回検討した試験系を用いて実行可能であることが確認できた。この手法はメタンの酸化と生成物の除去という 2 段階で実施されるため手間がかかるというデメリットがある。一方で、生成物である二酸化炭素をキャリアとして Kr ガスを二酸化炭素ごとガスバッグに集め、ガスバッグ内に設置した二酸化炭素吸収剤で二酸化炭素を吸着・除去することで、容易に送付が可能な形態でサンプルを準備することができるというメリットがある。また、メタンと同時に二酸化炭素の濃度が高い場合にも対応が可能である。

ガスバッグを用いたサンプルの輸送を想定する場合には、この手法を適用するのが良いと考えられる。

・チタンによる反応性ガスの除去：上述の検討により、850 ℃以上に加熱したチタンに処理したいガスを接触させることで、メタン他反応性のガスを除去し、サンプルの体積を顕著に減少させることができることがわかった。上述の酸化銅による燃焼法と比較して、1 段階の処理で共存ガスが除去されるという利点があるが、その分反応管内に濃縮した Kr を ^{81}Kr 分析サンプル分取用容器に移し替えるプロセスが必要となる。チタンによってメタンだけではなく、窒素や酸素も除去されるため、メタンの含有量が多くかつ窒素の含有量も多いサンプルについてはこの方法を採用するのが良いと考えられる。また、輸送についてガスバッグではなくより小さな容器を選択する場合には、希ガス以外の共存ガスをほぼなくすことができるこの手法の方が適している。ただし、チタンの表面が全てメタンなどのガスで覆われた場合、ガスの処理速度が極端に遅くなる（チタン表面から内部への吸蔵が反応律速になる）ことから、処理可能な量と流速については慎重に検討する必要がある。

・Kr の吸着（抽出）：モレキュラシーブ粉末を充填したカラムを 2 メチルブタンのコールドバスに浸漬することにより、メタンの量を大きく減らし、約 40 %程度の Kr を捕捉することが可能であることがわかった。活性炭粉末を充填剤として使うことで、より Kr の捕捉率を上げることができる可能性がある（最終報告書にて報告する）。この手法は高温での加熱などの面倒な処理をせずに、サンプル中のメタンの割合を大きく減らすことができるという利点があるが、現在のところ Kr の捕集率が低く、サンプルが豊富に得られた場合に使用が限定されるという欠点がある。サンプル量が多くとにかくガス量を減らしたい場合、現場あるいはその近くに作業場を確保することが可能で、輸送のためにサンプル量を減らすことがどうしても必要な場合などに、この方法を適用するのが良いと考えられる。この手法と上述の加熱法を組み合わせることで、まずはメタンの量を大きく減らし、小規模で精度良く共存ガスを減らすという手法も採用することが可能となる。

上記のように、今年度の検討では 3 種類のメタン減量あるいは Kr 濃縮法を検討し、それぞれの方法でメタンを減量したり、Kr を濃縮したりすることが可能であることを示した。各手法には利点・欠点や適した条件があることから、サンプルの条件などにより適宜使い分けていくのが良いと考えられる。

参考文献

Desaulniers, D.E., Kaufmann, R.S., Cherry, J.A. and Bentley, H.W. , ^{37}Cl–^{35}Cl variations in a diffusion-controlled groundwater system. Geochim. Cosmochim. Acta vol.50, pp.1757–1764, 1986.

Gerber C., Vaikmäe R., Aeschbach W., Babre A., Jiang W., Leuenberger M., Lu Z.-T., Mokrik R., Müller P., Raidla V., Saks T., Waber H. N., Weissbach T., Zappala J.C., Purtschert R. Using ^{81}Kr and noble gases to characterize and date groundwater and brines in the Baltic Artesian Basin on the one-million-year timescale, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.205, pp.187-210, 2017.

Hasegawa, T., Nakata, K., Mahara, Y., Habermehl, M.A., Oyama, T. and Higashihara, T., Characterization of a diffusion-dominant system using chloride and chlorine isotopes (^{36}Cl, ^{37}Cl) for the confining layer of the Great Artesian Basin, Australia. Geochimica et Cosmochimica Acta , vol.192, pp.279-294, 2016.

Hasegawa, T. and Nakata, K., A measurement method for isotope fractionation of ^{35}Cl and ^{37}Cl by a conventional through-diffusion experiment. Chemical Geology, vol.483, pp.247-253,

2018.
Hasegawa, T.; Nakata, K.; Gwynne, R. Measurement on Diffusion Coefficients and Isotope Fractionation Factors by a Through-Diffusion Experiment. Minerals 2021, vol.11, pp.208. https://doi.org/10.3390/min11020208, 2021.
Lehmann, B.E., Love, A., Purtschert, R., Collon, P., Loosli, H.H., Kutschera, W., Beyerle, U., Aeschbach-Hertig, W., Kipfer, R., Frape, S.K., Herczeg, A., Moran, J., Tolstikhin, I.N., Gröning, M., A comparison of groundwater dating with ^{81}Kr, ^{36}Cl and ^{4}He in four wells of the Great Artesian Basin, Australia, Earth and Planetary Science Letters, vol.211, pp.237-250, 2003
Mazurek, M., Alt-Epping, P., Bath, A., Gimmi, T., Niklaus Waber, H., Buschaert, S., Cannière, P.D., Mieke De Craen, M, Andreas Gautschi, A., Savoye, S., Vinsot,A., Wemaere, I. and Wouters, L. , Natural tracer profiles across argillaceous formations, Applied Geochemistry, vol.26, pp.1035-1064, 2011.
Miyakawa, K., Ishii, E., Hirota, A., Komatsu, D., Ikeya, K., and Tsunogai, U., The role of low-temperature organic matter diagenesis in carbonate precipitation within a marine deposit. Applied Geochemistry, vol.76, pp.218–231, 2017.
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, vol. 2018, Article ID 7823195, 21p, doi:10.1155/2018/7823195, 2018.
Nakata,K., Hasegawa,T., Oyama,T. and Miyakawa,K., Evaluation of ^{2}H and ^{18}O of water in pores extracted by compression method -effects of closed pores and comparison to direct vapor equilibration and laser spectrometry method-, Journal of hydrology, vol.561, pp.547-556, 2018.
Yokochi, R., Recent developments on field gas extraction and sample preparation methods for radiokrypton dating of groundwater, Journal of Hydrology, vol.540, pp.368-378, 2016.

4.4.3 地史を踏まえた水質形成機構の検討

(1) 背景と目的

高レベル放射性廃棄物の地層処分における安全性を確保するための一つの要件として、地下水の流動速度が十分に遅いことが挙げられる。長期的に地下水流動が緩慢であることを示すためには、水理学的な指標からのみによってこれを検証するのではなく、化学的に不活性な元素濃度や地下水の起源や流動状態を反映する同位体組成の分布から地下水水質の形成プロセスを把握し、それに基づいた地下水流動状態の理解が試みられる。本事業では、地層の堆積時に間隙中に含まれる海水（connate marine water（White et al., 1963））が埋没続成過程で変質したものを化石海水と呼んでいる。ここでの化石海水とは、水理学的に閉鎖的な環境の形成・維持が推定される領域に存在するものであるが（地層処分基盤調整会議, 2018）、化石海水の具体的な水質や水質の形成機構が明示されているわけではない。幌延地域の地下深部に存在する地下水は、化石海水と現在または過去の氷期の天水を端成分に持つと考えられている（寺本ほか, 2006）。この化石海水は、水理の他に地史や地下水年代を考慮することで、流動性の低い領域に存在していることが分かっている（Nakata et al., 2018）。化石海水を低流動性の指標とする場合、化石海水という水の特性を把握しなければいけない。例えば、化石海水は海水を起源とした地下水であるが、寺本ほか（2006）で示される化石海水の端成分に近い酸素水素同位体比を持つ幌延地域の地下水の塩化物イオン濃度（以降、Cl^-濃度）は、低いものでは約 3,000ppm であり、海水の Cl^-濃度（約

19,500ppm）と比較すると低濃度である。この場合、化石海水と呼ばれる水が持ちうる Cl^-濃度を明らかにしなければ、地上からの比抵抗探査などにより得られる比抵抗分布の結果のみでは化石海水の分布領域を判断できない。Cl^-濃度の低い化石海水の形成要因を 4.4.1 項および 4.4.2 項で取り組んでいるような拡散場の評価や地下水年代と地史との比較と合わせて理解することで、海水を起源とする地下水でありながら Cl^-濃度の低い領域においても、低流動域である可能性を示すことができる。本項では、地史を踏まえた化石海水の水質形成機構を理解することで、化石海水の特性を把握することを目的とする。このことにより、4.3 節で示した物理探査とボーリング調査を組み合わせた調査により化石海水の分布を調査する際の指標を明確にすることができる。

以上のことから、本検討では次の項目に取り組んだ。（2）幌延地域を例とした水質形成と地史の概要の整理、（3）生物起源シリカの続成作用の影響評価を目的とした室内試験、（4）水質形成機構のモデル構築と数値解析。以下に各項目の詳細を順に報告する。

(2) 幌延地域を例とした水質形成と地史の概要の整理

1) はじめに

幌延地域で化石海水として報告されるような酸素同位体比が 0‰より重く、水素同位体比が−10‰～−20‰程度の地下水は、海水より低い Cl^-濃度を示し、最大で～約 80%低い値を示す。なお、本項で示す酸素水素同位体比は全てウィーン標準平均海水（VSMOW）の同位体比に対する差をデルタ値として表したものである。本地域に見られる化石海水に特徴的な酸素水素同位体比と Cl^-濃度を示す地下水は、幌延地域の他にも本邦の油・ガス田を産する堆積岩地域において報告されている。Ueda et al.（2010）は、幌延地域を含む北海道北西部の温泉水などを調べ、幌延地域と同様の水質を持つ地下水が豊富や遠別、芦別などの第三紀堆積岩地域でも観測されることを報告している。このような水質の形成には、生物起源シリカの相変化に伴う脱水の影響の他にスメクタイトからイライトへの相変化に伴う脱水が寄与していると考察されている。新潟水溶性ガス田の地層水の多くは、酸素同位体比が 0‰より重く、水素同位体比が−10‰～−20‰程度を示すと同時に低い Cl^-濃度（～約 4,000ppm）を示すことが報告されている（加藤・梶原, 1986; 伊藤ほか, 2004; Xu et al., 2006; 加藤, 2018）。このような水は、海水を起源として有機物を含む岩石・水反応や粘土鉱物の層間水の希釈などを経て形成されたと考えられている（加藤, 2018）。また、地層が古くなるほど酸素同位体比が増加し、Cl^-濃度が減少する傾向が見られ、化石海水に特徴的な水質は新第三紀の地層で確認されている（伊藤ほか, 2004）。同様の状況は、秋田・山形地域の新第三紀堆積層に産する油・ガス田においても報告されている（加藤ほか, 2000）。宮崎ガス田の主な産出層準である新第三紀層である宮崎層群においても、同様の水質を示す地層水が見られ、地層の堆積時に間隙に取り込まれた海水が変質した化石海水と天水との混合により形成されたと考えられている（加藤ほか, 2011）。

海外においても、本地域の化石海水と同様の酸素水素同位体比および Cl^-濃度を持つ地下水が報告されている。例えば、アメリカのカリフォルニア州の San Joaquin Valley に位置する Lost Hills 油田では、新第三紀堆積層である Monterey 層において $\delta^{18}O$ が約 0‰～+6‰、Cl^-濃度が約 10,000ppm～17,000ppm の地下水が報告されている（McMahon et al., 2018）。このような水は、堆積時に間隙に取り込まれた海水が、埋没に伴う温度上昇による岩石・水反応により変質したものと解釈されており、例えば水和されたシリカ鉱物や有機物との同位体交換反応が要因と考えられている。同じくカリフォルニア州の Kettleman North Dome 油田においても、古第三紀～新第三紀の堆積層（McAdams 層および Temblor 層）から同様の水質を持つ地下水が報告されている（Kharaka et al., 1973）。両層の水質形成には粘土鉱物による限外濾過効果が大きく寄与してい

ると考えられており、Temblor 層の地下水は天水が主な起源と考えられている一方で、McAdams 層の地下水は堆積時に間隙に取り込まれた海水が変質したものと考えられている。

上述の例における地質環境に共通する点は、現在の内陸部に位置する古第三紀～新第三紀の厚い海成堆積層であることが挙げられる。そのような環境では、地層の堆積時に間隙に取り込まれた海水が、シリカや粘土鉱物などとの岩石・水反応や埋没続成作用により変質したことで、現在見られる化石海水の水質が形成されたと考えられている。次に、本事業における幌延地域を例とした水質形成機構のモデル構築において水質の形成に大きく影響すると考えられるプロセスを抽出するために、本地域の水質形成と地史の概要を再度整理した。

2) 幌延地域の水質形成と地史の整理

幌延地域における古水理地質学的変遷の中で、地史については Niizato et al.（2010）に網羅的にまとめられている。幌延地域は、北海道北部に位置する新第三系から第四系の堆積層に覆われた堆積岩地域であり、地下施設近傍は、稚内層（主にオパール CT よりなる珪質泥岩）、声問層（主にオパール A よりなる珪藻質泥岩）、勇知層（細粒砂岩）、更別層（礫・砂・シルト・泥・亜炭の互層）および更新世末～完新世の堆積物により覆われている。本地域において石油資源開発の目的で掘削された深層ボーリング（基礎試錐「天北」）によると、稚内層以深においても深度約 5,000 m 以深まで堆積岩が分布しており、下部から順に白亜紀の蝦夷層群（砂岩と泥岩の互層）、白亜紀の函淵層群（砂岩と泥岩の互層、凝灰岩、石炭層）、古第三紀の羽幌層（砂岩、泥岩、石炭層）、古第三紀の曲淵層（砂岩と泥岩の互層）、新第三紀の増幌層（礫岩、砂岩、泥岩）が分布している。稚内層、声問層、勇知層、および更別層は深海成→浅海成→陸成の一連の堆積物であり、増幌層を不整合に覆う（福沢, 1985; 石井ほか, 2006）。これらの新第三紀堆積層の層圧は累計で約 4 km にも達する。

本地域には、西傾斜の逆断層である大曲断層が北西–南東に走り、その東側では背斜構造が形成されている（石井ほか, 2006）。大曲断層とその近傍の褶曲構造は約 2.2～1.0 Ma の間に始まり、0.3～0.2 Ma には終了していたと考えられている（岩月ほか，2009）。声問層と稚内層は、約 1.3～1.0 Ma の間に最大埋没し、その後に隆起に転じた（石井ほか，2008）。堆積に伴う地層の圧密については、13～1 Ma の間の現象と考えられ、両層の見かけの空隙率の減少は、3/4～1/2 と推察されており、稚内層ではシリカの続成作用によりオパール A からオパール CT への相変化により圧密の程度が大きい（岩月ほか，2009）。幌延地域の属する天北地域においても、生物起源シリカが埋没続成作用により石英へと相変化したと考えられており（Mitsui and Taguchi, 1977）、稚内層下部では、オパール CT から石英への相変化が見られる。増幌層以深では、スメクタイトからイライトへの粘土鉱物の相変化が確認されている。地下施設近傍の領域は、約 21 万年前の間氷期に浅海域に面していた可能性や、また、10～100 万年の間に、汎地球的な海水準変動変動の他に、褶曲作用によっても海岸線の位置が変動してきた可能性が示唆されており（新里・安江, 2005）、涵養する地表水の水質も時代ごとに淡水から海水までの範囲で変動してきたことが推察されている（岩月ほか，2009）。

Togo et al.（2016）は、本地域の地下水や岩石中のヨウ素濃度および同位体比（$^{129}I/^{127}I$）を調べ、堆積盆の発達に伴う下位層からの間隙水の上昇移動が示唆されることを報告している。このように、堆積層の埋没過程では、間隙水は、続成作用に伴う深部からの上昇流による影響を受けることが考えられる。地層が隆起に転じた後では、埋没続成作用に伴う上昇流の影響は弱まると考えられるが、一方で、褶曲運動や泥岩の持つ半透膜性による化学的浸透圧により圧力勾配が生じ（竹田ほか, 2013; Takeda et al., 2014 and 2019, Takeda and Manaka, 2018）、断層周辺などの局所的な高透水性領域を通して、深部から上昇流が生じている可能性が考えられる。

図 4.4-17 に地上からのボーリング調査時に得られたコア試料からの圧縮抽出水の酸素水素同位体比と塩化物イオン濃度（天野ほか，2012）と深度の関係図を示す。図中の深度 0 m は、声問層と稚内層との地層境界を意味する。酸素水素同位体比から天水浸透の影響を受けていないと判断されるような地下水においても、塩化物イオン濃度は場所により大きく異なる。このような水質変化は、地層の埋没時の続成作用に伴う生物起源シリカの相変化による脱水反応が要因の一つとして考えられている（甲斐・前川，2009）。一方で岩月ほか（2009）では、声問層と稚内層に含まれる生物起源シリカからの脱水量では、間隙水の希釈効果はせいぜい 1 割強であると試算しており、生物起源シリカの脱水のみでは塩濃度の希釈を説明することができないと述べている。

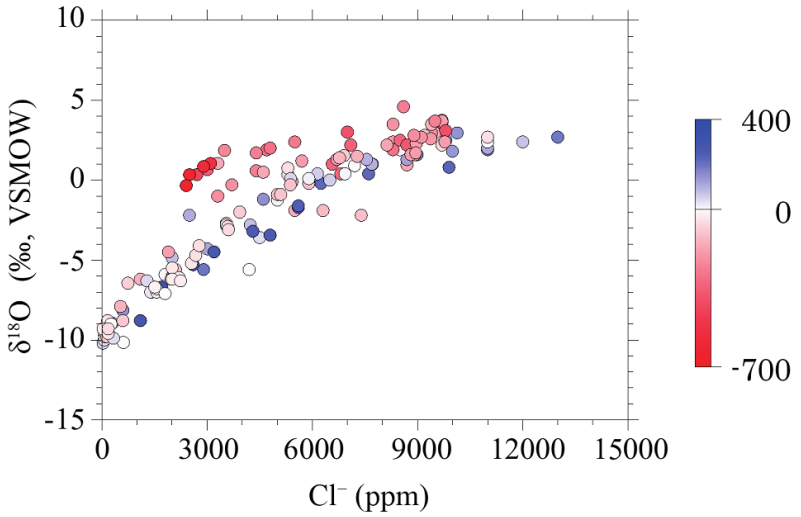


図 4.4-17 コア試料から得られた圧縮抽出水の酸素同位体比と Cl^-濃度の関係図

本地域における地下水の水質形成機構について整理するために、**図** 4.4-18 に地上からのボーリング調査および地下施設から得られた間隙水中の酸素水素同位体比と深度の関係を示す。図中の天水線は、本地域における降水データ（天野ほか, 2012）および北海道石狩市厚田区における降水データ（寺本ほか, 2006）を用いて作成された回帰直線である。また、地下水データに重ねて図示される橙色の直線は、HDB1 と HDB3 の深部のデータを用いた回帰直線である。寺本ほか（2006）は、これらの直線が天水線と交わる点（$\delta^{18}O = -13.1‰$、$\delta^{2}H = -85.3‰$）が過去の氷期の天水を代表する表層水とすることで、本地域の地下水が、現在の天水（$\delta^{18}O = -10.2‰$、$\delta^{2}H = -64.4‰$）と氷期の天水、堆積時に地層中に取り込まれた後に変質した化石海水の三つの端成分から形成されることを述べている。同様の結果は、本地域の沿岸域におけるボーリング調査からも報告されている（Ikawa et al., 2014）。図中の URL の値は、地下施設を利用して得られた地下水の分析結果（笹本ほか，2015；宮川ほか，2017）である。Opal-CT として示される値は、Knauth and Epstein（1974）で報告される深海底掘削で得られた海底堆積物中のオパール CT の分析結果である。図中のシリカ水の値は、石英と水の酸素同位体分別係数（Kawabe, 1978）と粘度鉱物と水の水素同位体分別係数（Yeh, 1980）を用いて、40～70℃における Opal-CT と同位体交換平衡にある水の値を計算したものである。続成作用により海水が変質による影響を受ける過程は、図中の海水の値（$\delta^{18}O = 0‰$、$\delta^{2}H = 0‰$）とシリカ水の値とを結ぶ水色の混合線で一次的に近似されると考えられる。本地域に存在する上幌延泥火山から湧出する地下水は、白亜紀の堆積層から湧出している可能性が示されており（Miyakawa et al., 2013）、その酸素水素同位体比は、シリカ水で示される値に近い値を示す。地上からのボーリング孔や URL で示される

変質した海水と氷期の天水とを結ぶ混合線の下側にデータが存在しないことは、海水がシリカ鉱物からの脱水反応の影響を受ける過程と、天水が地下水と混合する過程が同時に起きていないことを示していると考えられる。また、HDB や URL のデータが含まれる地下施設周辺領域では、変質した海水と氷期の天水とを結ぶ混合線の直線性が比較的良いことから、地層の隆起・侵食の際に海水準の変動に伴い海水が地下に涵養される影響もあまり見られないことが分かる。

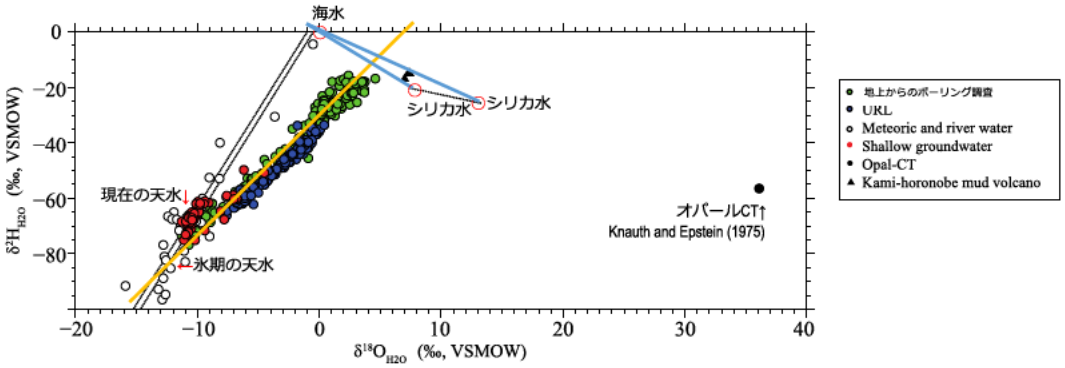


図 4.4-18 本地域の天水および地下水の酸素水素同位体比の関係図

本地域の地下施設周辺領域における水質形成機構について、主要なプロセスをまとめると次のようになる：（i）地層の堆積時に間隙中に含まれていた海水が、地層の埋没時の続成作用に伴うシリカの相変化の脱水反応により希釈されるプロセス。このプロセスは、1.3～1.0 Ma 頃まで続いたと考えられる。（ii）地層の隆起・浸食に伴い岩盤中に透水性の割れ目が形成され、地表から天水あるいは海水が地下へ浸透を開始したプロセス。本地域の褶曲構造運動が、約 0.3～0.2 Ma 頃には終了していたと考えられることから、海水が浸透した影響が残されていないことを踏まえると、本地域が浅海域に属していたと考えられる約 0.2 Ma 以降の氷期に天水が浸透した可能性が考えられる。

(3) 生物起源シリカの続成作用の影響評価を目的とした室内試験

1) はじめに

幌延地域には海成層の珪藻質泥岩である声問層が分布する。生物起源シリカである珪藻は、非晶質のオパール A であり内部に水を含む。海底で堆積したオパール A は、その後の埋没続成作用によりオパール CT、石英に相変化することが知られている。続成作用によるシリカの相変化の進行は、温度や圧力、時間、間隙水の組成などに影響されるが、主要因は時間と温度と考えられている（Mizutani, 1970; Kastner et al., 1977）。ここではオパール A やオパール CT に含まれる水を甲斐・前川（2009）に倣いシリカ水と称する。珪藻骨格などの低温で形成されたシリカ粒子は微小空隙を有し、その表面に水がシラノール基（Si-OH）として保持されている（Iler, 1979）。微小空隙に保持されているシリカ水は閉鎖的な環境にあるため（Kondo et al., 1976）、周囲の間隙水の水質変化の影響を受けにくいと考えられる。甲斐・前川（2009）の整理によると、オパール A からオパール CT への相変化の際に、シリカ水は周囲の間隙水と同位体交換反応を起こした後、再びオパール CT にシリカ水として取り込まれ、更なる埋没の後にオパール CT から石英への相変化の際にシリカ水が間隙に放出されると考えられている。また、石英にはシリカ水はほとんど含まれない。本実験は、オパール A からオパール CT、石英への相変化が周囲の間隙水中の塩化物イオン濃度および酸素水素同位体比に与える影響を定量的に評価することを目的とする。相変化に伴うシリカ水の脱水量の評価は、塩化物イオン濃度の希釈に与える影響を検討すること

を狙いとしており、酸素水素同位体比の影響の評価は、化石海水に特徴的な海水と比べて重い酸素同位体比と軽い水素同位体比の水質形成の理解を狙いとしている。

2) 実験方法の検討

実験手順の概要は、次の通りである。耐圧容器にオパール A と反応溶液を入れ、高温高圧条件にて数日間反応を進行させ、反応が終了した試料を採取し、各種分析の供試体とする。実験条件を検討するために、シリカの相変化に関する既存の実験例を整理した。先行研究の多くが X 線回折分析（XRD）やフーリエ変換赤外分光法（FTIR）、ラマン分光法を用いたシリカ鉱物の構造解析を目的としたものであり、シリカの相変化の際にシリカ水が間隙水の酸素水素同位体比に与える影響の評価を目的とした実験例は、1 例（Kashiwaya et al., 2013）しかない。

Kano（1979）は、第四紀の珪藻質堆積物を過酸化水素水と塩酸で処理して得られた珪藻化石（オパール A）を出発物質として、10 MPa、200–270℃の熱水条件において～200 時間の実験を実施し、約 50 時間後にオパール A が全て石英に相変化したことを報告している。高アルカリ溶液は、シリカの相変化を促進させることから（Campbell and Fyfe, 1960）、反応溶液に 0.1N の KOH 溶液を用いている。シリカゲルと反応溶液の固液の重量比は、1:5 である。Kano（1979）は、シリカの相変化には温度と時間が支配的な影響を持つことを述べている。Kano and Taguchi（1982）は、オパール A としてシリカゲルを出発物質に用い、10 MPa、200–310℃の熱水条件において～140 時間の実験を実施し、約 90 時間後にオパール A が全て石英に相変化したことを報告している。反応溶液には、0.1 N の KOH 溶液を用いている。シリカゲルと反応溶液の固液の重量比は、1:5 である。彼らの実験系では、途中生成物として天然には見られないシリカ X とシリカ K が得られている。加川ほか（1991）は、800℃、1 気圧の条件でシリカ鉱物の加熱実験を実施し、溶存アルカリ金属イオンがシリカの相変化を促進させることを実験的に示している。Li イオンが最も変化を促進させ、次に Na イオンが変化を促進させると報告している。LiCl を添加した場合は、24 時間以内に Opal-A から石英が生成されるが、温度を 550℃まで下げると 78 時間経過しても石英の生成が認められないことを報告している。加川ほか（1991）は、溶液中のアルカリ土類金属イオンが相変化を抑制することを報告しているが、Kastner et al.（1977）は高濃度の Mg^{2+}イオンがオパール CT の生成を促すと報告していることから、実験系にアルカリ土類金属イオンが多く含まれる場合は注意が必要である。また、溶液中にシリカ以外の不純物が含まれない場合は、オパール CT を経ずに石英が生成されることが報告されている（Lancelot, 1973）。Huang（2003）は、Monterey 層の珪藻質泥岩を出発物質として用い、生物起源シリカの相変化が圧力に強く依存することを報告しており、圧力が低いほどその影響が強くなることを述べている。例えば、0.2 GPa、400℃の条件で試料中の 40wt%の珪藻が石英に相変化するまでに約一週間を要したのに対し、3 GPa、100℃では 1 日で達成されたことを報告している。反応溶液は、海水または蒸留水を用いていおり、固液の重量比は 1:1 である。Carr and Fyfe（1958）は、シリカの相変化には温度より圧力が大きく影響することを報告している。Kyono et al.（2017）は、滋賀県余呉湖から採取した珪藻を室内で培養し、これを出発物質として、0.3–5.7 GPa、100℃の乾燥条件で 7 日間の実験を実施し、石英が生成することを報告している。XRD と FTIR の結果から、珪藻の構造と水和させたシリカゲルの構造がかなり似ていることを確認している。実験の終了時には珪藻骨格は無くなっており、球状の形態に変化したことを報告している。一方で、シリカ水を含まない焼結シリカガラスを出発物質とした場合、乾燥条件では 100 GPa の圧力においても結晶化しないことが報告されている（Sato and Funamori, 2010）。Kyono et al.（2017）は実験結果を第一原理計算による原子構造解析結果と合わせて解釈することで、シリカの相変化の

メカニズムとして、シリカ水などのシリカと共存する水の水素結合がシリカ中の Si-O-Si 結合を回転させることで、結晶構造が変化する（相変化する）と考えられることを述べている。

Kashiwaya et al.（2013）は、オパール A としてシリカゲル（Sigma-Aldrich, 70–230 mesh）を出発物質に用い、5 MPa、200℃の熱水条件において～10 日間の実験を実施し、石英が確認できるまでに 5 日間を要している。反応溶液には、0.1 N の KOH 溶液を 3.5wt%の NaCl 溶液にしたものを用いている。相変化の影響を見やすくするために、反応溶液の水素同位体比を+80‰に調整している。固液の重量比は 1:2 としている。反応終了後に 0.5 mL の試料溶液を採取し、室温にて静置後に 0.45 μm フィルタで過飽和のシリカを取り除いて水の酸素水素同位体比の分析に供している。反応後の固体試料は、60℃で乾燥させた後に XRD 分析や走査型電子顕微鏡（SEM）観察、酸素水素同位体比分析に供している。その結果、反応開始 3 時間以内に同位体比の大きな変化が観測されており、シラノール基と反応溶液の同位体交換反応が起きたと考えられている。その後、溶液中の酸素同位体比は徐々に変化し、10 日後には同位体交換平衡に近い値が確認されている。XRD 分析の結果から、10 日後には全てのシリカが石英に変化したことが報告されている。しかしながら、シリカの相変化に伴う脱水反応による反応溶液組成への明確な影響は確認されていない。出発物質に用いたシリカゲルの含水量は 12%未満と報告されていることから、反応溶液の希釈効果は最大で 5%程度であることが予想されるが、Na^+イオンおよび K^+イオンの濃度変化はこれより大きな結果が得られており、彼らはこれをシリカ表面への陽イオンの吸着が主要因であると述べている。また、反応溶液に高濃度 NaCl 溶液を用いたことによるハライトの析出が認められるが、シリカの相解析には邪魔にならない。

シリカ表面はシラノール基で覆われており、そこに水分子などの極性分子が水素結合により吸着しており、吸着水は常温での真空引きあるいは 150℃の加熱で取り除かれる（Iler, 1979）。しかしながら、110℃では大気中に水分が含まれていた場合、完全には取り除かれないことが報告されている（De Boer and Vleeskens, 1958）。Lange (1965)は、25–105℃で取り除かれる水を物理的吸着水（physically adsorbed）、105–180℃で取り除かれる水を水素結合水（hydrogen bonded）として、区別している。表面のシラノール基は、微小空隙の水と比較して取り除かれ易いが（Iler, 1979）、微小空隙の水は 200℃から脱水を始め 400℃まで継続し、それ以上の昇温では Si–O–Si 結合により微小空隙が閉塞してしまい、脱水しなくなることが報告されている（Thompson, 1965）。BET 法による N_2 吸着量の評価からも同様の結果が報告されている（Kondo et al., 1976）。一方で、シリカ表面のシラノール基の脱水量は、400℃で半分程度、750℃で 1/7～1/8 程度との報告もあり（Thorp, 1962）、このような昇温脱水によりシリカ水（微小空隙中の水）とシラノール基からの脱水を区別することは難しいことが考えられる。

本事業や Kashiwaya et al.（2013）のように、シリカ水と反応溶液の間の同位体交換反応を対象とする場合、シリカ表面における吸着反応やシラノール基との同位体交換反応を、微小空隙中からのシリカ水の脱水反応と区別しなければならない。珪藻泥岩中の生物起源シリカに含まれるシリカ水の割合は 12～14.8wt%であり（Brandriss et al., 1998）、Kashiwaya et al.（2013）で用いられたシリカゲルの含水量と同程度であることを踏まえると、Kashiwaya et al.（2013）で用いられた固液比より小さな割合の場合、塩濃度の希釈効果は検出できる可能性がある。そのためには、Na^+や K^+などの陽イオンではなく、鉱物表面に吸着しにくい陰イオンである Cl^-を分析対象とすべきであると考えられる。Kashiwaya et al.（2013）の酸素水素同位体比の結果に、シリカ水の脱水の影響が明確に見られなかった要因として次の 2 つの可能性が挙げられる。1 つ目の可能性は、シリカ表面における水の物理的吸着反応や水素結合反応、シラノール基の水和反応などの比較的容易に生じる反応の影響が大きかったことが挙げられる。この点については、実験の開始前に出発物質を予め反応溶液と触れさせ、シリカ表面で生じる水和反応などを平衡状態に

しておくことで影響を低減できると考えられる。2 つ目は、人工物であるシリカゲルのシリカ水の酸素水素同位体比が反応溶液の酸素水素同位体比に近い値を持っていた可能性が挙げられる。この場合は、シリカ水の脱水の影響と反応溶液とシリカとの同位体交換反応とを区別することができない。Kashiwaya et al.（2013）では、反応溶液の水素同位体比を実験室で用いられる通常の水より遥かに重い+80‰に調整しているが、一方で結果の議論においては同位体比を調整していない酸素同位体比を用いている。これはシリカの水素同位体比の分析結果が約 20‰程度の大きなばらつきを示すことから、議論を進めることができなかったことが理由であると推察される。約 20‰の変動は、実験開始直後に見られた吸着反応や水和反応による影響と同程度であることから、実験終了後のシリカを分析に供する際の扱いによっては、同位体比を大きく変動させてしまっていた可能性が考えられる。このことは、反応溶液の酸素水素同位体比を通常の水とは異なる値に調整する必要性を示唆すると同時に、実験終了後の試料の取扱い方法に入念な注意が必要であることを示唆している。ただし、非晶質シリカの酸素同位体比の測定の困難さについては、既に多くの議論がなされていることから（e.g.,Labeyrie and Juillet, 1982; Brandriss et al., 1998）、解決は容易ではないと思われる。

以上の検討から、本事業における実験条件を次のように整理した。出発物質には、シリカゲル（Sigma-Aldrich, 70–230 mesh）を用いた。新第三紀の固結した珪藻質泥岩である声問層のコア試料から生物起源シリカのみを固相として抽出することは難しく、また、珪藻の培養に関してはいくつかの研究例があるものの（e.g., Schmidt et al., 1997; Brandriss et al., 1998; Kyono et al., 2017）、微生物の培養に関する専門性が必要とされることから実施は難しいと判断し、先行研究で多く用いられているシリカゲルを選択した。反応溶液は 0.1 N KOH 溶液を 3.5wt%の NaCl 溶液に調整したものを用いた。海成堆積層におけるシリカ続成作用を模擬したいため、塩濃度を海水と同程度にし、反応を促進させるために先行研究に従い pH をアルカリ性とした。また、反応を見やすくするため、反応溶液に重水（99.9%、富士フイルム和光純薬製）を加え、δ^2H が+500 程度になるように調整した。耐圧容器は、内側が PTFE でコーティングされた内容積 60 mL、耐圧性能 10 MPa の容器（耐熱硝子工業社製, SR-50）を用いた（図 4.4-19）。シリカゲルと反応溶液の重量比は、7:10 とした。声問層の間隙率を 0.5、岩石中の珪藻化石の重量比を 0.4（JNC, 2005）、岩石の粒子密度を 2.5 g/cm^3 とした場合、珪藻化石と間隙水の重量比は 7:5 程度になるが、シリカゲルの粒子が小さく表面積が大きいため、固液比が 7:5 の場合、分析に必要な液体の試料量を得ることができないと判断した。反応温度は 180℃とし、反応時間は～300 時間とした。圧力は、耐圧容器内の 180℃における蒸気圧により決まり、約 1 MPa となる。先行研究では、耐圧容器にガスラインを接続し、Ar ガスまたは N_2 ガスによる加圧により 10 MPa 程度の高圧条件を達成していたが、本年度は、必要なデータを得るための各種分析に必要な試料の処理方法などの検討を優先することとし、まずは 1 MPa を超えない簡易な実験系で試行することとした。

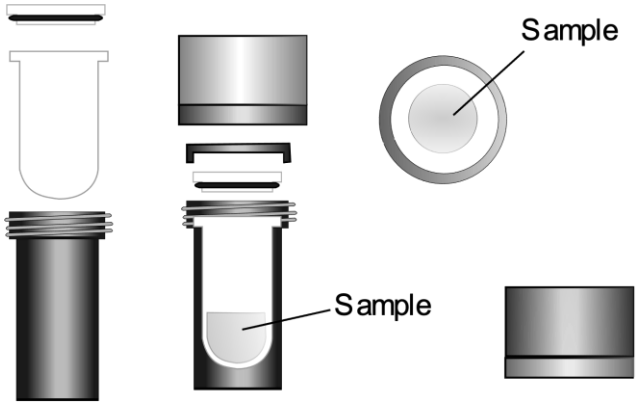


図 4.4-19 耐圧容器の模式図

固相のシリカに含まれる水の量や同位体比に関する情報を実験的に得、これを正しく理解することには困難が伴うことが予測されるため、本試験に先立ち、シリカゲルの熱重量測定（TG 分析）および示差熱測定（DTA 分析）により、シリカゲルからの昇温脱水の様子を調べた。試料には、純水に一晩浸漬したシリカゲルを 80℃で 24 時間乾燥させたものを供した。試料 9 mg をアルミナ容器に入れ、ネッチ ジャパン製の装置 TD-DTA2000SA を用いて、毎分 5℃の昇温速度で 500℃まで昇温させ、試料からの脱水量および示差熱を測定した。TG 分析と DTA 分析の結果を図 4.4-20 と図 4.4-21 にそれぞれ示す。約 100℃まで水が放出された後、約 200℃まで水の放出が緩やかになり、200℃以上において再びゆっくりと昇温に伴って水が放出されることが分かった。先にまとめた情報と合わせて考えると、約 100℃以下で放出される水が表面の物理的吸着水であり、約 200℃までの温度で放出される水が表面の水素結合水、それ以上の温度で放出される水が微小空隙中の水もしくはシラノール基の水と考えられる。示差熱の測定結果については、吸熱反応が生じる場合は下に凸の変化が見られ、発熱反応が生じる場合は上に凸の変化が見られると考えられるが、今回の結果は一様に上に凸の結果となり、上記の脱水反応による違いは見られなかった。このことから、微小空隙中の水（シリカ水）とシラノール基からの脱水は区別することが困難であることが確認された。一方で、鉱物表面の吸着水については、物理的吸着水が大半を占めると考えられることから、試料の予備乾燥は 100℃で十分であることが分かった。

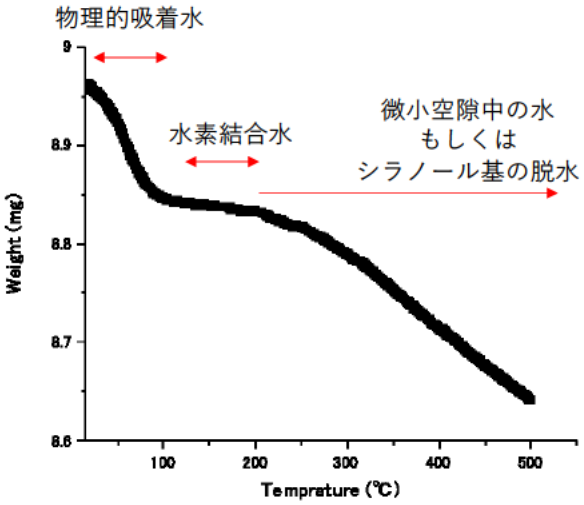


図 4.4-20 シリカゲルの熱重量測定結果

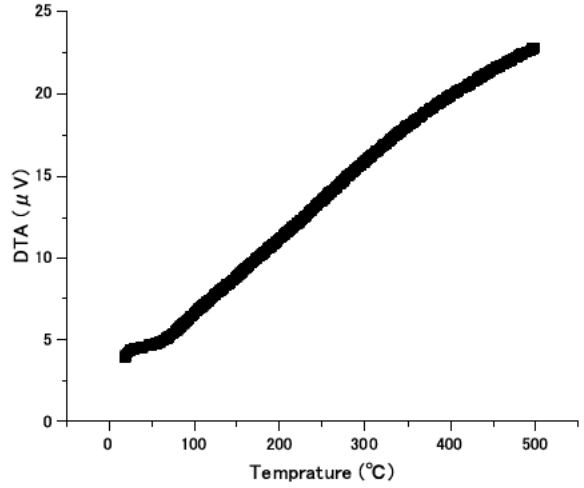


図 4.4-21 シリカゲルの昇温に伴う示差熱測定結果

加熱試験の手順は次の通りである。実験の開始前にシリカゲルを 100℃で 24 時間乾燥させ、真空引きしたデシケータ内で保管したものを実験および各種分析に供した。耐圧容器にシリカゲルを約 20 g と反応溶液を約 30 mL 入れたものを 6 セット用意し、シリカゲル表面における吸着反応やシラノール基の水和反応が平衡状態になるのを待つため、室温にて 24 時間静置した。このうち 1 セットについては、0.1 N の KOH 溶液を加えず、反応溶液の pH を中性の状態とした。試料を入れた耐圧容器を 180℃に加熱したオーブン（ヤマト科学、DY300）に入れ、耐圧容器をオーブンに入れた時間を反応の開始時間とし、5 時間後、25 時間後、50 時間後、100 時間後、200 時間後、300 時間後に耐圧容器をオーブンから取り出し、各種分析に供するまで室温で保管した。表 4.4-5 に各試料の加熱前と加熱後の重量を示す。全ての試料において加熱前後で重量差がほとんど無いため、加熱による水蒸気の漏れはほとんど無いと判断される。

表 4.4-5 各試料の加熱前後の重量

サンプル名	試験前重量（g）	試験後重量（g）
5H	1545.4	1545.4
25H	1548.0	1548.0
50H	1541.1	1541.1
100H	1544.8	1544.8
200H	1548.3	1548.3
300H	1544.5	1544.1

加熱試験後に室温で保管された耐圧容器から、0.2 μm のフィルタを付けた 100 mL のシリンジに試料を入れ、シリンジ内のヘッドスペースガスにより液体を押し出し、ろ液の最初の 3 滴を廃棄し、残りをろ液試料とした。ろ液試料は、酸素水素同位体比の測定（Elementar 社製、安定同位体比質量分析装置、Iso-Prime）、Cl^-濃度分析（メトローム製、イオンクロマトグラフ、コンパクトプロフェッショナル IC881）、Si 濃度分析（アジレントテクノロジー製、誘導結合プラズマ質量分析装置、ICP-MS7800）に供した。残った固体試料の表面を純水ですすぎ、100℃で 24 時間乾燥させ、真空引きしたデシケータ内で保管し、TG・DTA 分析、SEM 観察（日本電子製、JSM-7001F）に供した。

3) 結果と考察

ろ液試料の分析結果を図 4.4-22 および表 4.4-6 に示す。加熱の開始から 50 時間まで Si 濃度が増加し、その後に低下した。このことから、加熱開始から 50 時間まではシリカの溶解反応が卓越し、それ以降はシリカの沈澱反応が卓越したと考えられる。Cl^-濃度は、加熱の開始から 50 時間まで減少し、その後わずかに増加した。Cl^-イオンは陰イオンであるため、吸着による濃度変化が無視できると仮定した場合、Cl^-濃度の減少は液量にすると約 1 mL の増加に相当する。この増加した液量が非晶質シリカ中からの脱水に因るものであるとすると、約 5wt%の脱水量に相当することから、シリカの溶解によりシリカ水が脱水し、Cl^-濃度が希釈されたと考えて矛盾しない。δ^2H は、最初の 5 時間で大きく低下し、その後、わずかな増加と低下が見られた。$\delta^{18}O$ は、最初の 5 時間で大きく増加し、その後、100 時間までゆっくりと増加を続け、200 時間後にわずかに減少した。今回の試験では、試験開始直後の固相表面における同位体交換反応の影響を避けるために、加熱前に室温で 24 時間かけシリカと反応溶液表面をなじませた。しかしながら、加熱後 5 時間で大きな酸素水素同位体比の変化が生じていることから、室温で 24 時間の前処理では表面における同位体交換反応が平衡に達していない可能性が考えられる。先に述べたようにシリカ水の脱水量が約 1 mL とした場合、得られた同位体比変化を反応溶液とシリカ水との混合のみで説明することは難しい。このことからも、同位体交換反応が強く影響していることが示唆される結果となった。

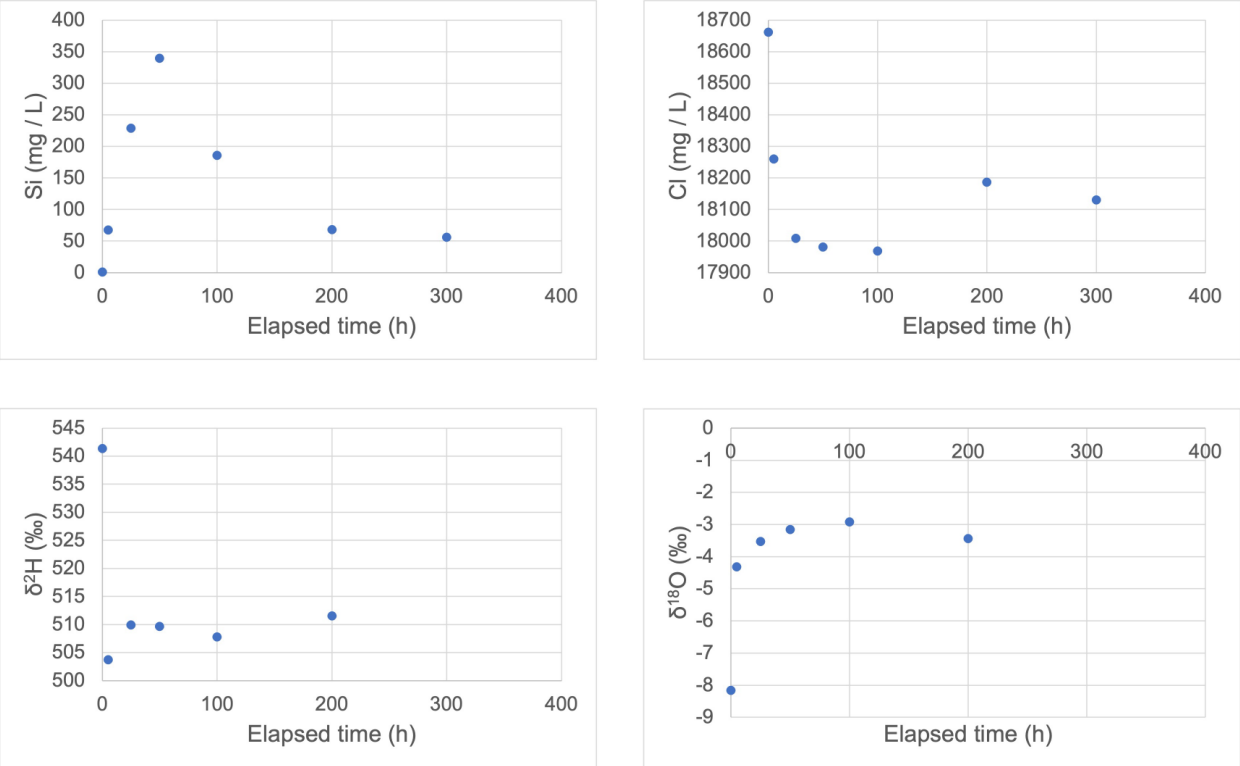


図 4.4-22 ろ液試料の Si 濃度、Cl^-濃度、酸素水素同位体比の時間変化

表 4.4-6 ろ液試料の分析結果

	経過時間 (h)	Si (mg/L)	Cl^- (mg/L)	δ^2H (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)
初期溶液	0	1.13	18700	541	−8.2
5H	5	67	18300	504	−4.3
25H	25	230	18000	510	−3.5
50H	50	340	18000	510	−3.2
100H	100	185	18000	508	−2.9
200H	200	68	18200	512	−3.4
300H	300	56	18100		

シリカ試料を顕微鏡で観察すると、白色粒子と透明粒子の 2 種類が存在することが分かった。図 4.4-23 に白色粒子の SEM 画像を、図 4.4-24 に透明粒子の SEM 画像をそれぞれ示す。白色粒子については、5 時間以降は直径が数十 nm の微小粒子に覆われており、特に 25 時間以降に微小粒子の沈澱が顕著であることが分かる。一方で透明粒子については、5 時間以降に溶解ピットのような穴が形成されており、特に 25 時間以降はその進行が顕著であることが分かる。Kashiwaya et al.（2013）では、数 μm～数十 μm の粒状あるいはシート状の沈澱物が観察されているが、本実験ではそのような比較的大きな沈殿物の生成は確認されなかった。

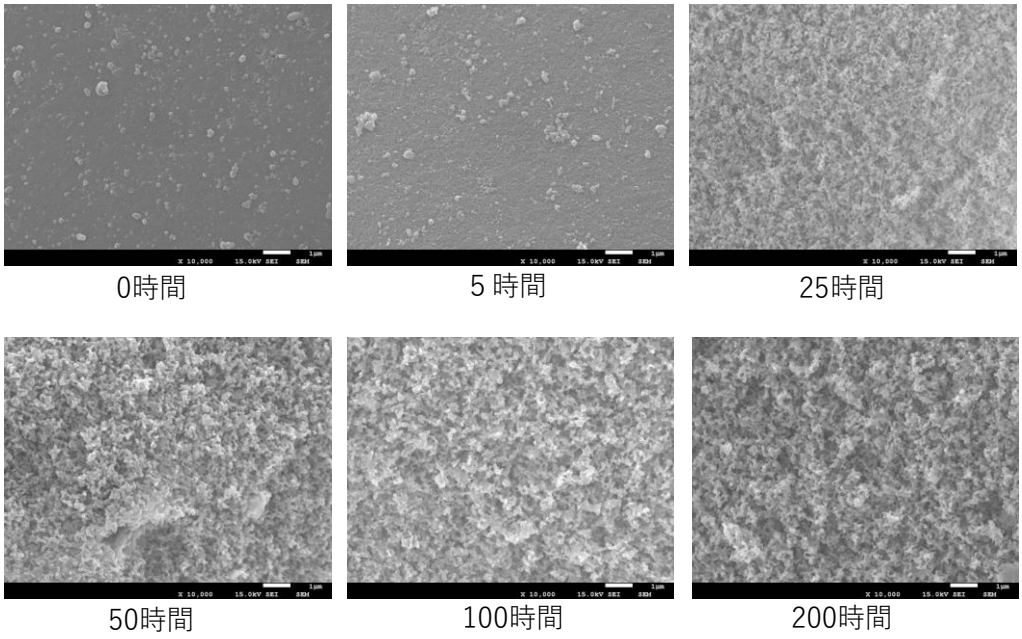


図 4.4-23 白色粒子の SEM 画像

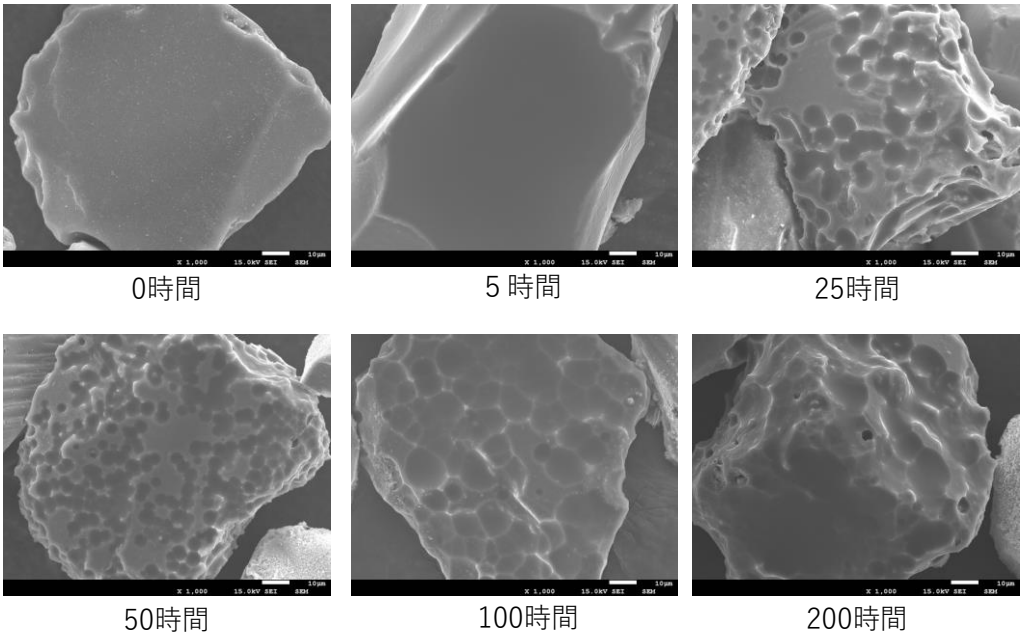


図 4.4-24 透明粒子の SEM 画像

固体試料約 20 mg を 10℃/min の昇温速度で TG・DTA 分析した結果を図 4.4-25 に示す。TG 分析の結果（左図）は、昇温前の重量を基準とした変化割合として示される。反応前の試料の TG 分析の結果については、200℃にかけて約 5%の水分が脱水していることが分かり、図 4.4-20 に示される結果と同様の結果が得られていることから、この約 5%の脱水は表面の吸着水である可能性が高いと考えられる。5 時間後の試料の TG 分析の結果については、200℃にかけての脱水量が小さくなり、200℃～600℃にかけて約 2%の脱水が見られた。加熱時間が 25 時間を超える試

料の TG 分析の結果については、どの試料も 200℃～600℃にかけて約 5～6%の脱水が見られた。このことから、吸着水を保持するような固相表面の反応サイトは 5 時間の加熱後も残っており、25 時間後にはほとんど無くなっていることが分かる。一方で、600℃までの加熱により脱水される水分量には、5 時間後の試料を除いて、反応前後において大きな差が無いことが分かる。反応前の DTA 分析結果（右図）は、600℃においても右肩上がりの変化曲線を示すが、反応後の試料については約 500℃以上では傾きが小さくなっていることが分かる。このことから、反応前の試料については 600℃以上の加熱でも脱水が継続することが予想されるが、反応後の試料ではこれ以上脱水が起きにくいことが予想される。

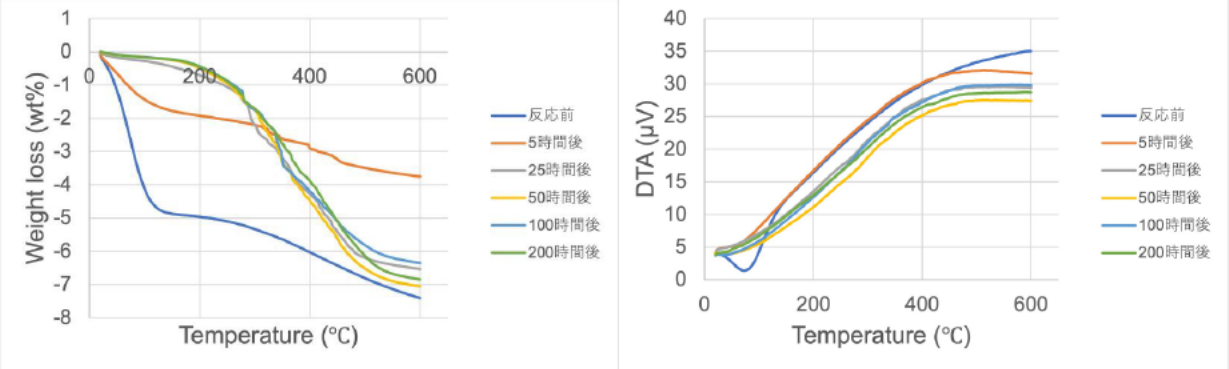


図 4.4-25 固体試料の熱重量・示差熱分析結果

以上のことから、今年度の試験で見られたシリカからの脱水の主な要因は、シリカの相変化に伴う脱水ではなく、鉱物表面の吸着水の脱水であることが示唆される。シリカの相変化に伴う変化を議論するためには、鉱物表面の吸着水の脱水反応が終了した時点を基準とすることが必要である。今年度は、必要なデータを得るための各種分析に必要な試料の処理方法などの検討を優先し、1 MPa を超えない簡易な実験系で試行したが、比較的短期間の室内試験でシリカの相変化を捉えるためには、反応速度を上げる必要があることが分かった。従って、今後はより高温高圧で実施する必要がある。

(4) 水質形成機構のモデル構築および数値解析

1) 背景

幌延地域に見られる化石海水の特徴について、水野ほか（2014）は地上からのボーリング調査による水質分析結果（天野ほか, 2012）を整理し、次のようにまとめている：①各ボーリング孔のある深度以深では Cl^-濃度が一定になる、②Cl^-濃度の最大値は大曲断層を境に東側では約 5,000ppm であるのに対し、西側では約 10,000ppm になる、③Cl^-濃度が最大値を示す深度における酸素水素同位体比はそれぞれ 0～5‰程度と−30～−20‰程度であり、大曲断層を境に見られる Cl^-濃度の違いとは相関が見られない。Cl^-濃度が高い大曲断層西側においてもその濃度は海水の約半分であり、一方で声問層の上位に位置する勇知層では Cl^-濃度が最大で約 16,000ppm であることから、Cl^-濃度は稚内層～声問層の堆積時に希釈された可能性が指摘されている（水野ほか, 2014）。南海トラフや Barbados Ridge、Peru Margin などの沈み込み帯においては、海水と比較して最大 50%程度低い Cl^-濃度を示すなど、Cl^-濃度の低い地下水の湧出が普遍的に見られている。Kastner et al.（1991, 1993）はその主要因について次の 5 点を挙げている：（i）オパール A や粘度鉱物からの脱水、（ii）メタンハイドレートの分解、（iii）脱炭酸反応および二酸化炭素還元反応、（iv）粘度鉱物の半透膜性によるイオンフィルトレーション、（v）天水との混合。中で

も最も重要なプロセスが、スメクタイトのイライト化に伴う脱水反応と考えられている。これらの水を上昇させるメカニズムとして、圧密など続成作用に伴う間隙率の減少が考えられている（e.g., Kharaka and Thordsen, 1992）。日本海の海底掘削によっても、間隙水中の Cl^-濃度が深度とともに約 10%低下していることが確認されており（Sturz, 1992）、堆積層の埋没過程において既に Cl^-濃度の低い間隙水が形成されていることが分かる。また、海成堆積物中の間隙水の酸素水素同位体比を変動させる岩石・水反応として、地下深部の熱水環境における海洋底玄武岩の変質、ケイ酸塩鉱物の水和反応に伴う同位体分別、含水鉱物の生成および脱水（有機物を含む）、粘土鉱物の生成、粘土鉱物による限外濾過、天水との混合、ガスハイドレートの形成および分解、炭酸塩鉱物との同位体交換反応、CO_2 ガスや H_2S ガスとの同位体交換などが考えられている（Craig, 1963; Clayton et al., 1966; Truesdell and Hulston, 1980; Kastner et al., 1991; Clark and Fritz, 1997）。このような反応の影響が観察されるためには、岩石/水比が低いことや長い地質スケールの時間が必要と考えられる。

粘土鉱物を含む低透水性の地層中では、粘土鉱物が持つ半透膜性により限外濾過に伴う同位体比の増加が知られているが（Hitchon and Friedman, 1969; Coplen and Hanshaw, 1973, Phillips et al., 1986; Phillips and Bentley, 1987）、幌延地域の稚内層においても、粘度鉱物の半透膜性が化学的浸透圧を生じ、これが異常間隙水圧の一因として考えられていることから（竹田ほか, 2013; Takeda et al., 2014 and 2019, Takeda and Manaka, 2018）、地下水の酸素水素同位体比および Cl^-濃度が限外濾過の影響を受けている可能性が考えられる。微生物の有機物分解による CO_2 や CH_4 の生成および炭酸塩鉱物や H_2O の生成プロセス（Claypool and Kaplan, 1974）もまた、続成作用における Cl^-濃度や水の酸素水素同位体比を変化させる要因として考えられている（Kastner et al., 1991）。幌延地域の地下水中には有機物の微生物分解起源と考えられる多量のメタンガスが含まれており、二酸化炭素還元反応とともに炭酸塩沈澱反応が進行していると考えられている（Miyakawa et al., 2017）。珪藻化石であるオパール A が含まれる声問層中では、微生物による有機物分解が進行していることから（玉澤ほか, 2019）、これらのプロセスが幌延の地下水に少なからず影響を与えている可能性が考えられる。また、CO_2 ガスは水と速やかに酸素同位体交換を行うため、地層中に多量の CO_2 ガスが含まれる場合、地下水の酸素同位体比が軽くなる可能性が考えられるが、この影響を強く受けたと考えられる地下水がほとんど見られないことから、影響は限定的であるとも考えられている（Clark and Fritz, 1997）。水野ほか（2014）は、ガスハイドレートの分解による水の放出量がシリカ鉱物からの脱水と比較して単位体積当たり約 30 倍大きいことから、ガスハイドレートの分解が幌延地域の Cl^-濃度の希釈に寄与している可能性を述べている。ガスハイドレート形成時には同位体組成の重い水が取り込まれるため（Kano et al., 2017）、ガスハイドレートの形成時には周囲の間隙水の酸素水素同位体比は軽くなり、分解時には周囲の間隙水の酸素水素同位体比は重くなることが考えられる。

2) 数値モデルの構築

（2）で述べた本地域の地史を踏まえて、幌延における地下水の水質形成過程の要点を次のように整理した。①地層の埋没過程における主要プロセスとして a. 生物起源シリカからの脱水、b. 粘土鉱物からの脱水、c. 圧密による間隙水の上方移動による混合、d. ガスハイドレートの生成・分解、e. 有機物からの脱水、f. 海洋底玄武岩の変質、②地層の隆起・侵食以降の主要プロセスとして g. 拡散による同位体分別、h. 粘土鉱物の半透膜性による限外濾過、i. 天水の浸透による混合。甲斐・前川（2009）は、幌延地域の地下深部に見られる酸素水素同位体比（$\delta^{18}O = 0 \sim 5‰$、$\delta^{2}H = -30 \sim -20‰$）と低い Cl^-濃度との関係について、①a の生物起源シリカからの脱水のみでの説明を試みている。彼らは、間隙水の移動は考慮せず、圧密により減少した海水組成を持つ間

隙水とシリカ水との混合のみを計算し、化石海水の端成分の分布をおおむね説明できることを報告しているが、一方で、Cl^-濃度の希釈については稚内層や声問層の埋没深度では説明できず、粘土鉱物からの脱水を考慮する必要があることを述べている。

そこで今年度は、生物起源シリカからの相変化に伴う脱水と粘土鉱物の層間水の脱水の影響および圧密に伴う間隙水の上方移動による混合の影響が大きいと考え、これらのプロセスをモデル化した数値解析を実施した。数値解析モデルの考え方を次に示す。鉛直準一次元のモデル化により、圧密による間隙率の変化を模擬する。時間ステップごとに容積可変のユニットを順次積み上げていき、深度が 4000 m に達した時点で解析を終了する。容積可変のユニットは、間隙部と岩石部で構成され、岩石部は鉱物 1 と鉱物 2 から構成され、鉱物 1 と鉱物 2 はそれぞれ水とシリカ骨格から構成される（図 4.4-26）。間隙部は間隙水で満たされ、間隙水の水質の初期値は海水の組成を示す。鉱物 1 は生物起源シリカを模擬しており、45℃まではオパール A、45℃～69℃はオパール CT、69℃以上は石英とし、シリカ水（W_1）はオパール CT から石英へ相変化する際に全て間隙に放出されるとした。微生物起源シリカの相変化の温度は、Aoyagi and Kazama（1980）を参考にした。温度分布についても天北地域の調査結果として Aoyagi and Kazama（1980）の報告に従い、地表を 15℃とし、地温勾配を 3℃/100 m とした。海底下における埋没続成過程を模擬するため、最上部の温度は地表部のような 15℃ではなく、例えば水の密度が最も高い 4℃付近であると考えられるが、適切な引用データを見つけられなかったため、ここでは仮に 15℃とした。この温度差は、約 400～500 m の深度の差に相当する。間隙率の深度分布は、甲斐・前川（2009）と同様に、オパール A/CT の遷移帯までは本地域におけるボーリング調査結果に従い、

$$\phi(z) = 80 - \frac{z}{45} \qquad z \leq 900 \qquad \text{式 4.4-1}$$

$$\phi(z) = 60 - 0.153(z - 900) \qquad 900 < z \leq 1000 \qquad \text{式 4.4-2}$$

とし、それ以深については Magara（1978）で報告されている関係式を用い、

$$\phi(z) = 90e^{-0.0007z} \qquad z > 1000 \qquad \text{式 4.4-3}$$

とした。ϕは間隙率、zは深度（m）である。鉱物 2 は粘土鉱物としてスメクタイトを模擬しており、層間水（W_2）はイライトへ相変化する際に全て間隙に放出されるとした。スメクタイトがイライトに相変化する温度は、青柳・下田（1991）で示される本邦新第三紀堆積層における埋没深度と温度、鉱物相変化の平均的な関係を参考に、モンモリロナイトがイライト混合層に変わり始める 104℃とした。モデル化では、104℃で全てのスメクタイトがイライトに瞬時に相変化する、という単純化を行った。

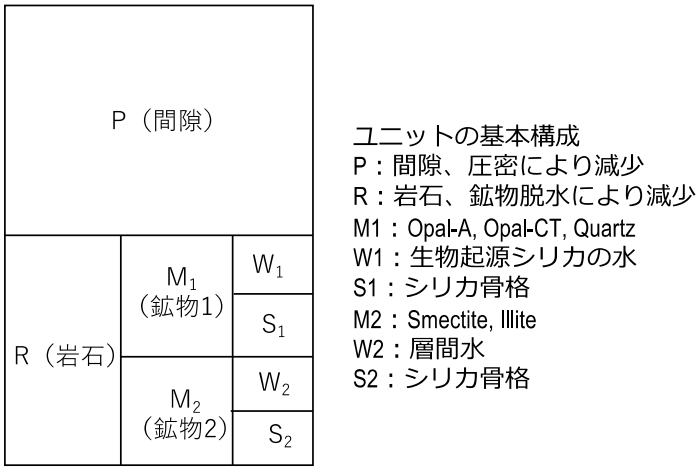


図 4.4-26 ユニットの構成

ユニットの体積は単位面積当たりとし、長さで表す：$m^3/m^2 = m$。ユニットの長さは、初期値が 1 m であり、ユニットが追加される度に深度が増加する。1 つのユニット内部では、深度は一定の値とし、ユニット上端の値をユニットの深度の値とする。深度の増加に伴い間隙 P のユニットの長さに対する割合が間隙率と深度の関係式（式 4.4-1～式 4.4-3）に従うことで、間隙 P が減少する。間隙率の減少によりユニットから溢れた水は、1 つ上のユニットに移動する。シリカ水（W_1）の扱いについては、次のように単純化した。オパール A のシリカ水は、45℃に達するまで間隙と混合することは無く、45℃に達した時点で一旦間隙に放出され混合した後に、再び同じ容積の水がオパール CT のシリカ水として固定される。この時、オパール CT のシリカ水の組成は、間隙水の影響を受けずに、入力パラメータで固定されるとした。その後、69℃までシリカ水は間隙水と混合することは無く、69℃に達した時点で全て間隙に放出され、間隙水と混合するとした。粘土鉱物の層間水（W_2）については、次のように単純化した。104℃に達する深度まで層間水の容積は変化せず、104℃に達した時点で全ての層間水が瞬時に間隙に放出され混合するとした。また、Savin and Epstein（1970a）は、スメクタイトの層間水は容易に周囲の水と同位体交換することを報告していることから、本モデルでは、スメクタイトの層間水の酸素水素同位体比は常に周囲の間隙水と同じになる（混合する）とした。一方で、粘土鉱物骨格と間隙水は水素同位体に関して、熱水条件下で比較的容易に同位体交換することが実験的に示されているが（O'Neil and Kharaka, 1976）、今年度のモデル構築ではこの点を考慮しない。最上位に位置するユニットから溢れた水は、モデルの系外へ排出される。ユニットの追加による深度の増加の模式図を図 4.4-27 に示す。

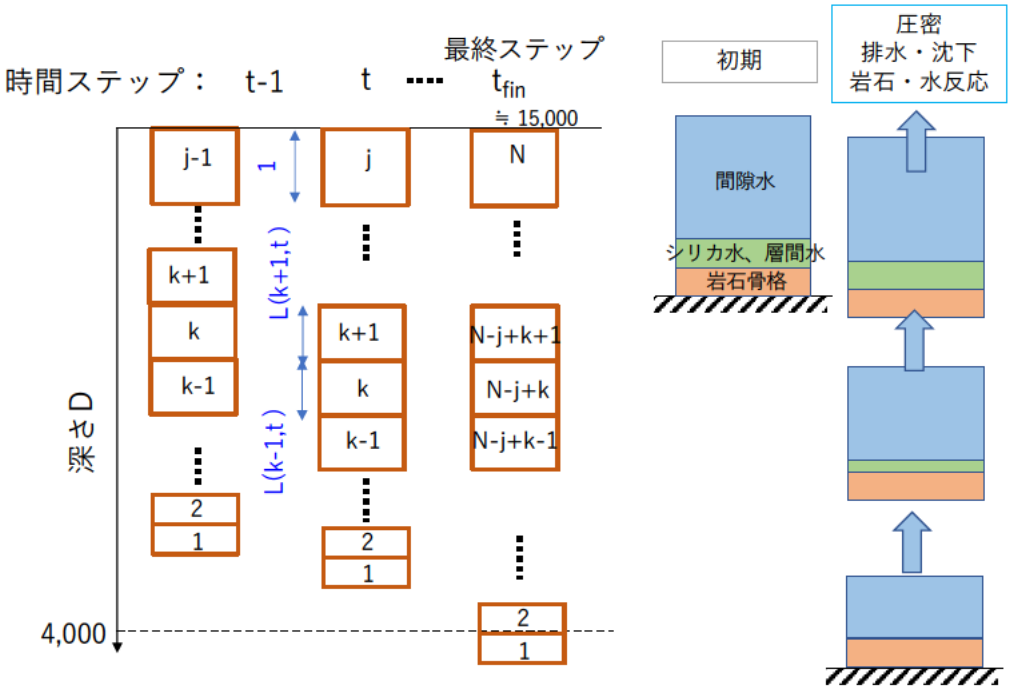


図 4.4-27 ユニットの追加による深度の増加の模式図

ユニットの長さと各構成要素の関係式は式 4.4-4～式 4.4-9 のようになる。

$$L_{k,j} = P_{k,j} + R_{k,j} \qquad \text{式 4.4-4}$$

$$R_{k,j} = M_{1_{k,j}} + M_{2_{k,j}} \qquad \text{式 4.4-5}$$

$$M_{1_{k,j}} = W_{1_{k,j}} + S_{1_{k,j}} \qquad \text{式 4.4-6}$$

$$M_{2_{k,j}} = W_{2_{k,j}} + S_{2_{k,j}} \qquad \text{式 4.4-7}$$

$$S_{1_{k,j}} = S_{1_{1,1}} \qquad \text{式 4.4-8}$$

$$S_{2_{k,j}} = S_{2_{1,1}} \qquad \text{式 4.4-9}$$

ここで、

$L_{k,j}$ ：時間ステップ j におけるユニット k の体積（長さ、m）

$P_{k,j}$ ：時間ステップ j におけるユニット k の間隙の体積（長さ、m）

$R_{k,j}$ ：時間ステップ j におけるユニット k の岩石の体積（長さ、m）

$M_{1_{k,j}}$ ：時間ステップ j におけるユニット k の鉱物 1 の体積（長さ、m）

$M_{2_{k,j}}$ ：時間ステップ j におけるユニット k の鉱物 2 の体積（長さ、m）

$W_{1_{k,j}}$ ：時間ステップ j におけるユニット k の鉱物 1 の水の体積（長さ、m）

$S_{1_{k,j}}$ ：時間ステップ j におけるユニット k の鉱物 1 の骨格の体積（長さ、m）

$W_{2_{k,j}}$ ：時間ステップ j におけるユニット k の鉱物 2 の水の体積（長さ、m）

$S_{2_{k,j}}$ ：時間ステップ j におけるユニット k の鉱物 2 の骨格の体積（長さ、m）

である。ユニット k の間隙率$\phi_{k,j}$は、

$$\phi_{k,j} = \frac{P_{k,j}}{L_{k,j}} \times 100 = \frac{P_{k,j}}{P_{k,j} + R_{k,j}} \times 100 \qquad \text{式 4.4-10}$$

となる。ユニット k の間隙の長さは、

$$P_{k,j} = \frac{R_{k,j}\phi_{k,j}}{100 - \phi_{k,j}} \qquad \text{式 4.4-11}$$

となる。ユニット k の深度は、

$$z_{k,j} = \sum_{i=k+1,N} L_{k,j} \qquad \text{式 4.4-12}$$

となる。解析終了の条件は、タイムステップ N における深度が次式を満たすことと定義される。

$$z_{k,N} > 4000 \qquad \text{式 4.4-13}$$

間隙水の水収支は次のようになる。埋没による間隙の容積変化でユニット k から溢れた余剰水 ΔP_kは式 4.4-14 で表される。

$$\Delta P_k = P_{k+1} - P_k \qquad \text{式 4.4-14}$$

ユニット k−1 からユニット k への流入水U_kは、ユニット 1 からユニット k−1 の余剰水の合計であり、流入水であることを負で表すと

$$U_k = -(\Delta P_1 + \Delta P_2 + \Delta P_3 + \cdots + \Delta P_{k-1}) \qquad \text{式 4.4-15}$$

式 4.4-15 と式 4.4-14 から式 4.4-16 の関係が得られる。

$$U_k = -[(P_2 - P_1) + (P_3 - P_2) + (P_4 - P_3) + \cdots + (P_{k-1} - P_{k-2}) + (P_k - P_{k-1})]$$
$$\therefore U_k = P_1 - P_k \qquad \text{式 4.4-16}$$

したがって、間隙水と流入水との水収支は、全ユニットにおいて共通の値P_1となる。

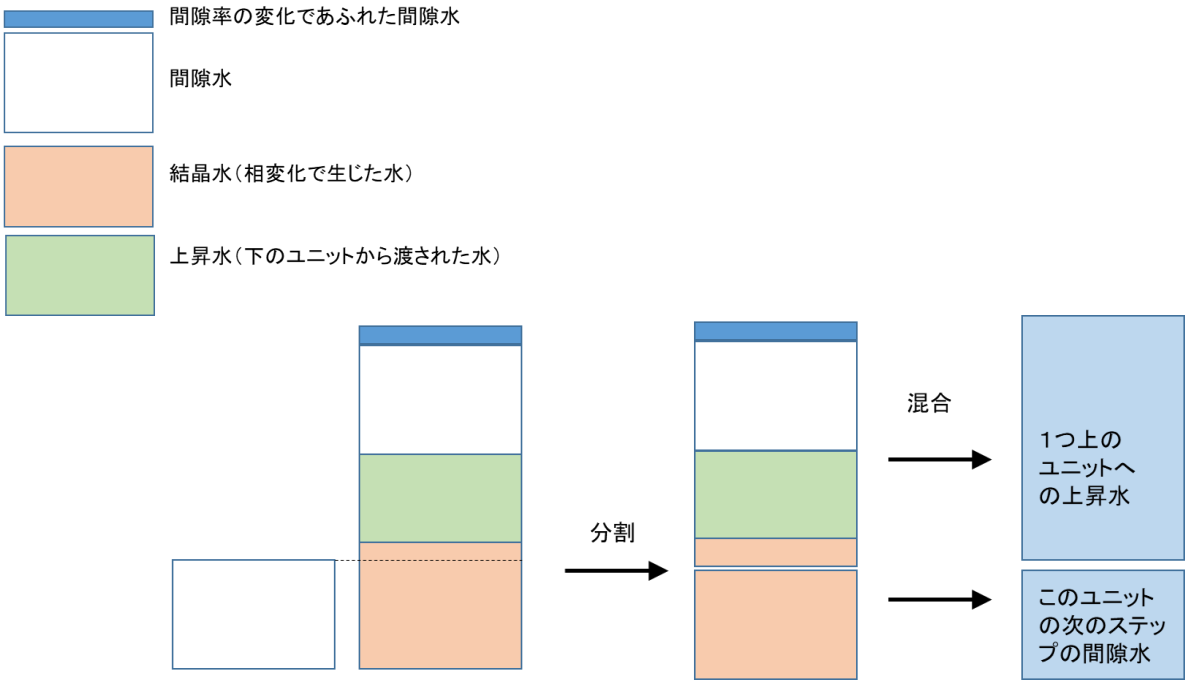
$$P_k + U_k = P_k + (P_1 - P_k) = P_1 \qquad \text{式 4.4-17}$$

シリカ水、または層間水の放出$\Delta R(p,q)$を考慮すると式 4.4-17 は次式のようになる。

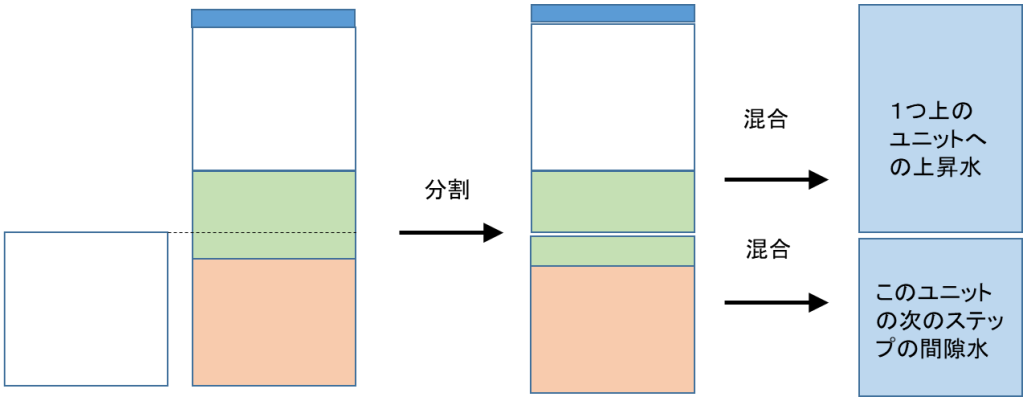
$$U_k = P_1 - P_k - \Delta R(p,q) \qquad \text{式 4.4-18}$$

あるタイムステップにおける水の混合計算の概念図を図 4.4-28 および図 4.4-29 に示す。埋没による間隙率の低下により溢れた余剰水や下のユニットからの上昇水（流入水）、シリカ水や層間水などの岩石・水反応により間隙に放出された水（本パラグラフでは結晶水と呼ぶことにする）など一時的に間隙の体積を超えた水は、次の優先順位で間隙中に残留することとした。1）結晶水、2）流入水、3）間隙水（あるタイムステップの間隙の体積に等しい量の間隙水）、4）余剰水。これら 4 種類の水について、間隙に残る分と溢れて上のユニットへ移動する分とを、4 種類の水のそれぞれの体積の重み付けで混合計算を行った。45℃におけるオパール A からオパ

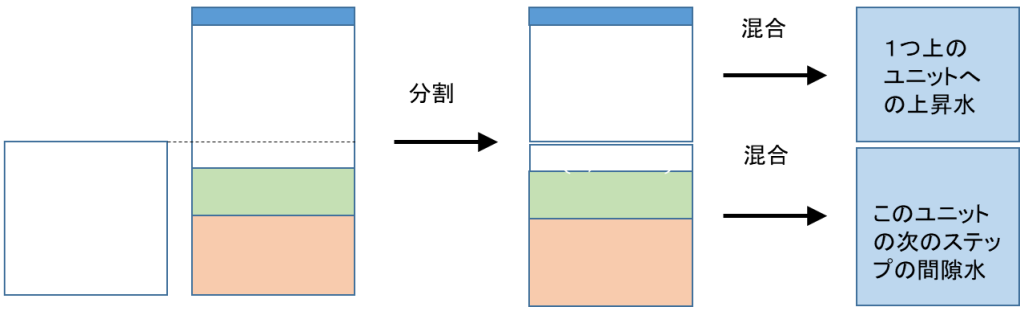
ール CT への相変化において再びオパール CT に取り込まれる水の体積については、あるタイムステップにおいて一つ上のユニットに移動する水からオパール CT のシリカ水（結晶水）に相当する体積を差し引いた。



（a）結晶水の体積が間隙水の体積より大きい場合

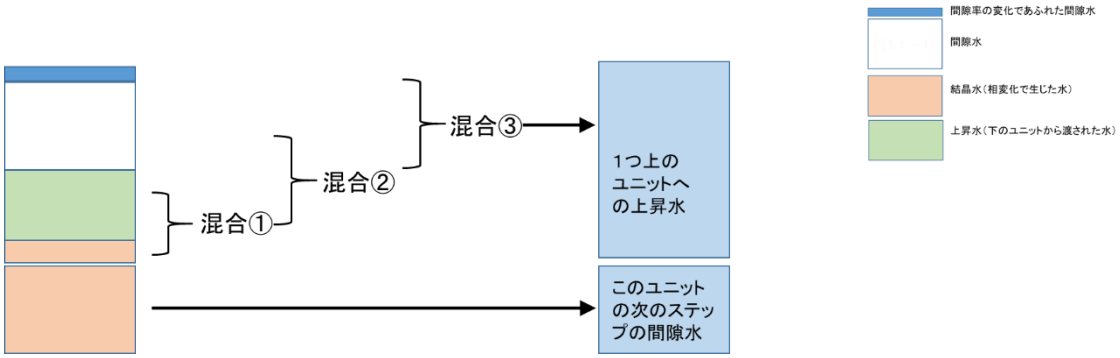


（b）結晶水と流入水を併せた体積が間隙水の体積より大きい場合

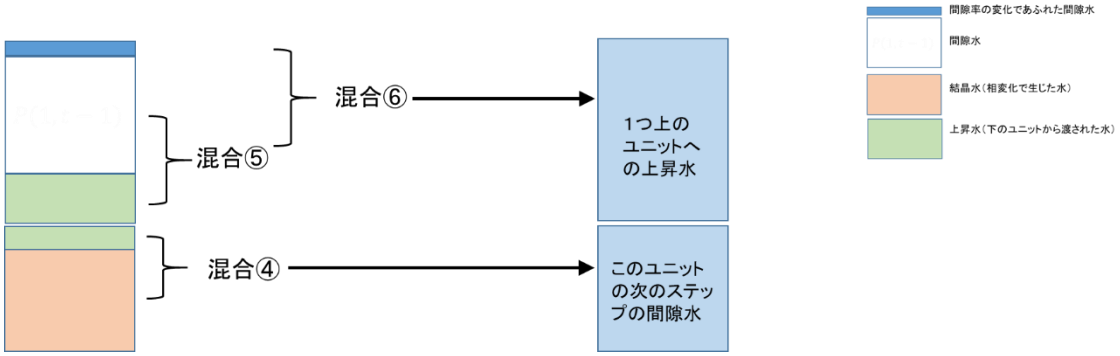


（c）上記以外

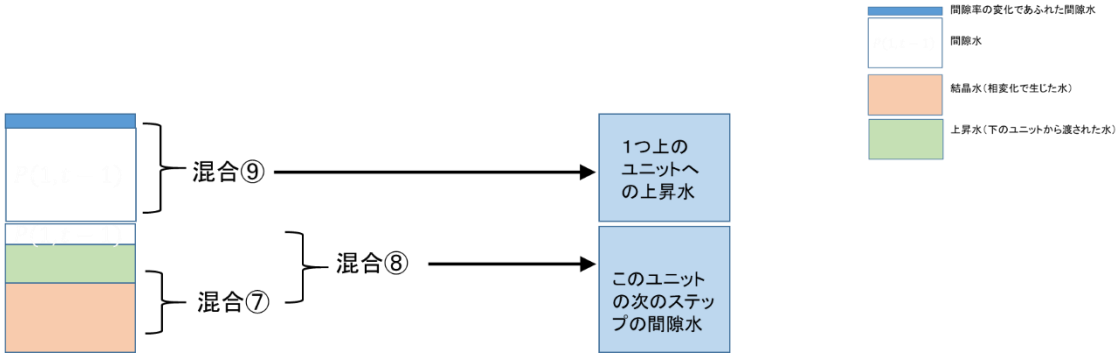
図 4.4-28 水の混合計算の概念図



（a）結晶水の体積が間隙水の体積より大きい場合



（b）結晶水と流入水を併せた体積が間隙水の体積より大きい場合



（c）上記以外

図 4.4-29 水の混合計算の順序

オパール A またはオパール CT を含む岩石部（R）の密度を、甲斐・前川（2009）と同様に 2,500 kg/m^3 とした。間隙水やシリカ水、スメクタイトの層間水の密度は、1,000 kg/m^3 とした。S_1 の密度として石英の密度である 2,650 kg/m^3 を用いた。オパール A およびオパール CT の質量に対するシリカ水の質量の割合は（M_1 に対する W_1 の割合）、甲斐・前川（2009）と同様に 0.15 とした。幌延地域の珪藻質泥岩が平均 40wt%のオパール A を含むことから（JNC, 2005）、岩石部（R）に対する鉱物 1（M_1）の質量割合を 0.4 とした。粘土鉱物の含水比（M_2 に対する W_2 の質量割合）は、0.1 とした。間隙率の初期値が 80%であることを踏まえると、ユニット全体の体積（L）に対するシリカ（M_1）の体積の比の初期値は、0.094 となり、粘土鉱物（M_2）の体積の

比は 0.106 となる。シリカ（M_1）の体積に対するシリカ水（W_1）の体積の比は、0.319 となり、スメクタイト（M_2）の体積に対する層間水（W_2）の体積の比は、0.2855 となる。この時、S_2 の密度は約 3,500 kg/m^3 となるが、この見かけ上の大きな値は、今回のモデル化で考慮していない長石類や沸石類、黄鉄鉱などの重鉱物、炭酸塩などのその他の鉱物の情報が集約してしまうため生じるものである。

初期に間隙を満たす海水の Cl^- 濃度は 545.9 mM とし、酸素水素同位体比はそれぞれ 0‰とした。オパール A とオパール CT のシリカ水およびスメクタイトの層間水の Cl^- 濃度は、常に 0 とした。

オパール A とオパール CT のシリカ水の酸素同位体比について、甲斐・前川（2009）は、Murata et al.（1977）で報告されるシリカと海水との分別係数を用いている。Murata et al.（1977）は、モンテレー層中のオパール A、オパール CT、石英の酸素同位体比が海水（酸素同位体比が 0‰の水）との同位体分別で説明できることを報告しており、その理由の 1 つとして、近海域における深海底掘削計画（DSDP）による間隙水の酸素同位体比の深度プロファイルが 0‰でおよそ一定の値を示すこと（Lawrence et al., 1975）が挙げられている。一方で、海洋底堆積物中の間隙水の酸素水素同位体比が深度依存性を示すことが多く報告されている。例えば、海洋掘削計画（ODP）による日本海の海洋底掘削では、深度 1 km 以浅において酸素同位体比が～約−5‰深度とともに減少していることが報告されており（Matsumoto, 1992; Brumsack et al., 1992）、必ずしもシリカと同位体平衡にあった水が海水相当の水とは限らない。海水から生成した生物起源シリカの酸素同位体比は、その後の埋没に伴う温度の上昇により多少変化するものの、10 万年以上の期間に亘り保存されるとの考えから（Wang and Yeh, 1985）、古気候温度の推定が試みられており（Shemesh et al., 1995）、生物起源シリカと水との酸素同位体分別については、多くの報告がある（e.g., Kita et al., 1985）。Brandriss et al.（1998）は室内で珪藻を培養することにより 3.6–20.0℃における分別係数を報告しているものの、本事業で扱う温度範囲はこれを超える。非晶質シリカと水の酸素同位体分別については、石英と水との酸素同位体分別の関係性と似ているため（e.g., Clark and Fritz, 1997）、本モデル化では適用温度範囲の広い Kawabe（1978）で報告される石英と水の酸素同位体分別係数を用い、Knauth and Epstein（1975）で報告される海洋底堆積物中のオパール CT の酸素同位体比（+36.1‰）を鉱物 1（S_1）の酸素同位体比と見做して、これと同位体交換平衡にある水の酸素同位体比を計算した。オパール A とオパール CT のシリカ水の水素同位体比については、甲斐・前川（2009）に倣い、モンモリロナイトの OH^- 基と水との同位体分別係数（Yeh, 1980）を使用し、Knauth and Epstein（1975）で報告される海洋底堆積物中のオパール CT の水素同位体比（−56.5‰）を鉱物 1（S_1）の水素同位体比と見做して、これと同位体交換平衡にある水の水素同位体比を計算した。スメクタイトの層間水の酸素水素同位体比については、先に述べた通り常に周囲の間隙水と同じとし、具体的には、一つ前のタイムステップにおける間隙水と同じ値とした。表 4.4-7 に水質パラメータの一覧をまとめる。

表 4.4-7 水質パラメータの一覧表

	Cl^- 濃度, mM	$\delta^{18}O$, ‰	δ^2H, ‰	含水率, wt%
海水	545.9	0	0	
シリカ水 （オパール A）	0	+9.1	−19.9	15
シリカ水 （オパール CT）	0	+13.6	−24.2	15
スメクタイト 層間水	0	周囲の間隙水と 同じ値	周囲の間隙水と 同じ値	10

3）結果と考察

解析終了時のタイムステップ数は、16,674 であった。この時の間隙率と温度、ユニットの長さ（L）、間隙の長さ（P）、岩石の長さ（R）それぞれの深度分布を図 4.4-30 に示す。図中の total は L、solid は R、pore は P にそれぞれ対応する。図 4.4-31 に、この時の Cl^-濃度と酸素水素同位体比の深度分布を示す。Cl^-濃度は、深度 900 m 付近までは海水相当の濃度を示すが、深度 900 m 付近と深度 2,200 m 付近で 0 mM まで低下する結果が得られた。酸素同位体比については、深度 500 m 付近までは海水相当の値を示すが、その後ステップ状に増加し、深度 1,000 m 付近で最大値 13.6‰を示し、深度 2,000 m 以深では約 8‰の一定値を示した。水素同位体比については、深度プロファイルの形は酸素同位体比と同じであり、深度 1,000 m 付近で最小値−24.2‰を示し、深度 2,000 m 以深では約−15‰の一定値を示した。次に、深度の増加に伴う水質の形成過程を見るために、深度 1,000 m、2,000 m、2,500 m、3,000 m、3,500 m、4,000 m に達した瞬間の Cl^-濃度分布と酸素同位体比分布、水素同位体比分布をそれぞれ図 4.4-32、図 4.4-33、図 4.4-34 に示す。Cl^-濃度については、オパール CT から石英への相変化の際に初めて変化が生じるため、温度が 69℃に相当する深度約 1,800 m に達した時点で Cl^-濃度の低下が始まる。この変化点では、次々とシリカ水が間隙へ放出されるため、しばらくすると Cl^-濃度は 0 mM になってしまう。深度約 3, 000 m では温度が 104℃に達するためスメクタイトから層間水が放出され、ここでもまた Cl^-濃度が 0 mM になっていることが分かる。そして埋没が進むにつれ、間隙水が上方に最大で約 1,000 m 移動していることが分かる。このことは、式 4.4-16 からも明らかなように、深部ほど圧密による間隙水の上方移動の影響を強く受けることと整合的である。酸素同位体比と水素同位体比については、深度約 1,000 m で 45℃に達した際のオパール A からオパール CT への相変化に伴い、同位体比がステップ状に変化していることが分かる。続いて深度約 1,800 m で 69℃に達した時点でオパール CT からシリカ水が脱水し、同位体比が大きく変化していることが分かる。深度約 3,000 m では、スメクタイトの層間水が脱水するが、層間水の酸素水素同位体比が間隙水と同じ値を持つため、同位体比の変化は生じない。深度 3,000 m では間隙の大きさが小さいため、スメクタイトから脱水する層間水により、間隙内が全て置き換えられてしまっていることが分かる。今年度のモデル化では、岩石・水反応が指定の温度に達した瞬間に生じ、同タイムステップ内に反応が完了する、つまり、シリカ水や層間水が全量放出されるという極端な仮定を置いている。深度分布に見られるステップ状の変化や、間隙水がシリカ水や層間水で全量置換されてしまうなどの状況は、この極端な仮定に因るものと考えられる。深度約 1,000 m 付近や深度約 2,200 m 以深で Cl^-濃度が 0 mM を示しているが、この仮定が強く影響していると考えられる。また、シリカ水や粘土鉱物の層間水の含水率の設定が高めであることと、岩石・水反応の結果、シリカ水や層間水が全量放出されるとした仮定も、Cl^-濃度が低下し過ぎる結果に繋がっていると考えられる。幌延地域で化石海水に特徴的な水質を持つ地下水は、声問層と稚内層の両層で観測されているが、特に稚内層深部に多く見られる傾向がある（Ishii, 2018）。今回のモデル化は、埋没過程のみを模擬しているため、単純に隆起・侵食を経た現在の声問層と稚内層の状況と比較することは出来ないが、最大埋没深度という意味では、稚内層深部は深度約 2,000 m 程度に相当する。今年度の数値解析の結果では、粘土鉱物の脱水の水質に対する影響は、深度約 2,000 m 程度までしか及んでおらず、それ以浅の深度に対しては間隙水を上方移動させる間接的な影響しか及んでいないことが分かる。今年度のモデル化数値解析における間隙水を上方移動させるメカニズムは、式 4.4-16 と式 4.4-18 で表されるように間隙率の低下と岩石・水反応による脱水であるが、先に述べたように岩石・水反応による脱水量をこれ以上多く設定することは現実的では無いことと、間隙率の深度分布が観測結果に従っていることから、現在のモデルを用いた数値解析ではこれ以上に上昇流の影響を強くすることは出来ない。このことから、一次元モデルを用い

てより強い上昇流を検討しなければならない場合は、ガスハイドレートや有機物の影響などを考慮する必要がある。

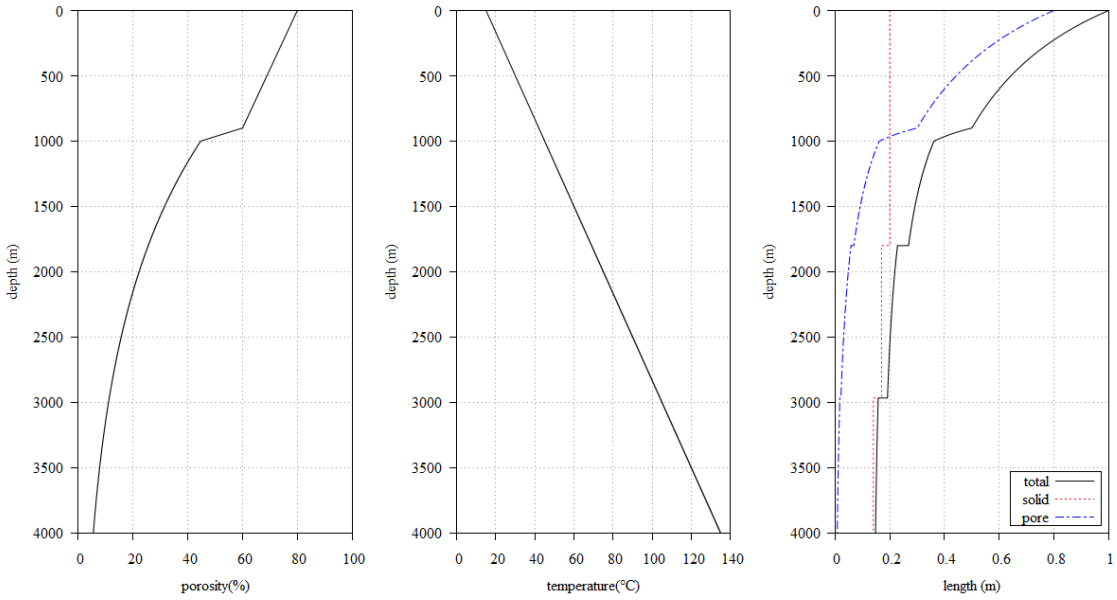


図 4.4-30 間隙率、温度および各構成要素の長さの深度分布

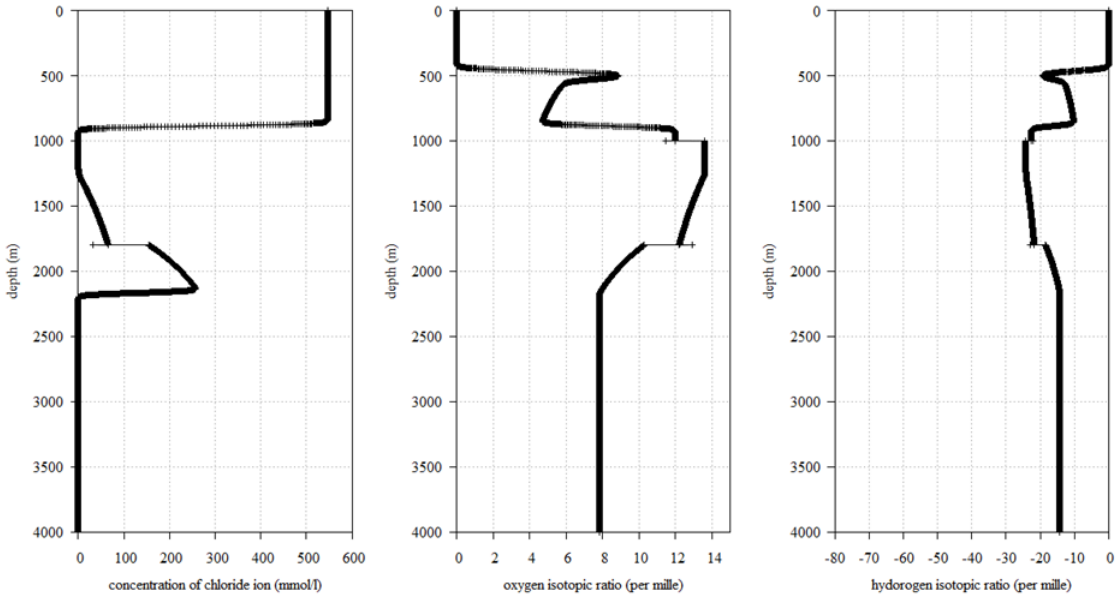


図 4.4-31 Cl^-濃度と酸素水素同位体比の深度分布の解析結果

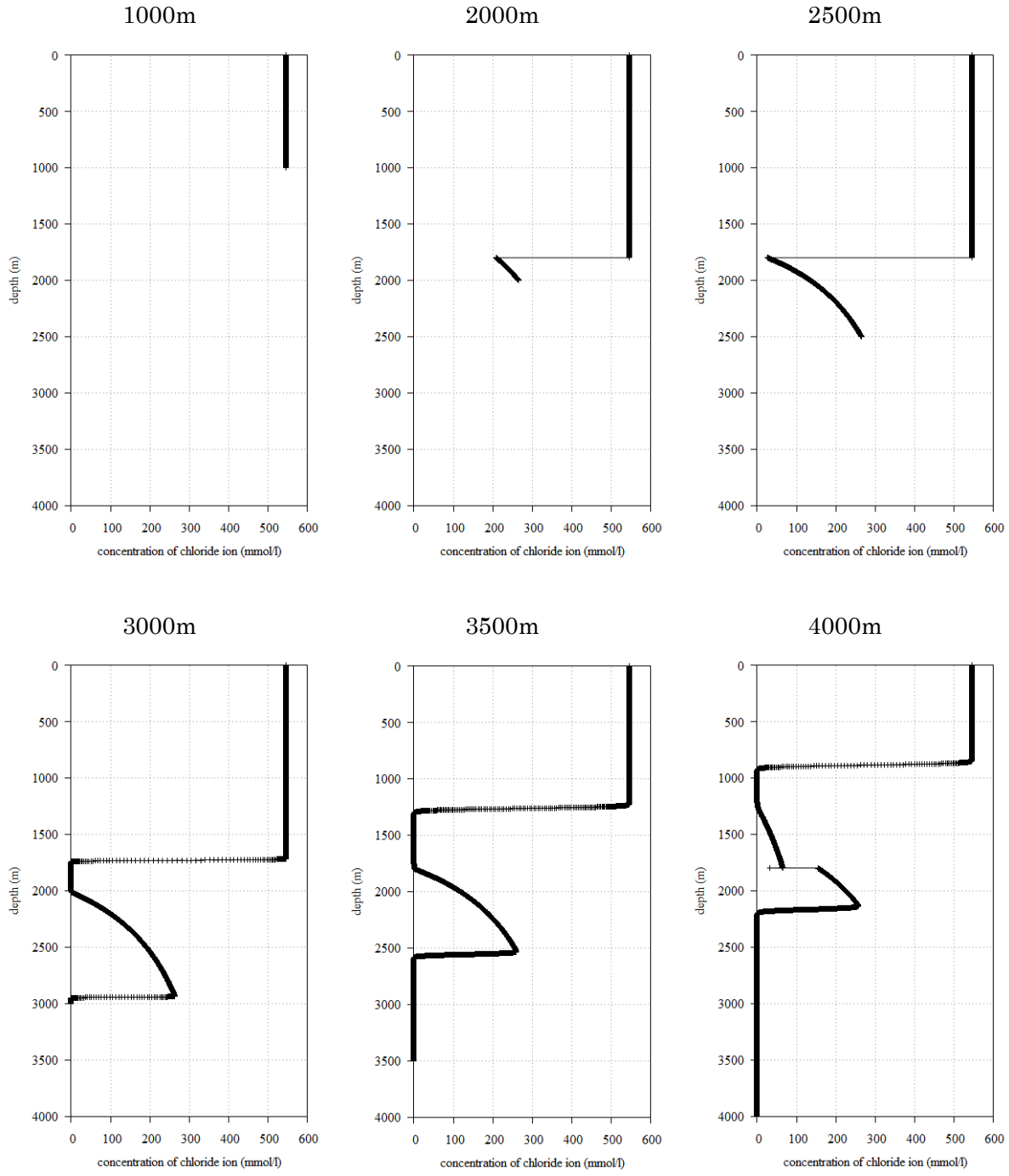


図 4.4-32 水質形成プロセスの解析結果（Cl^-濃度）

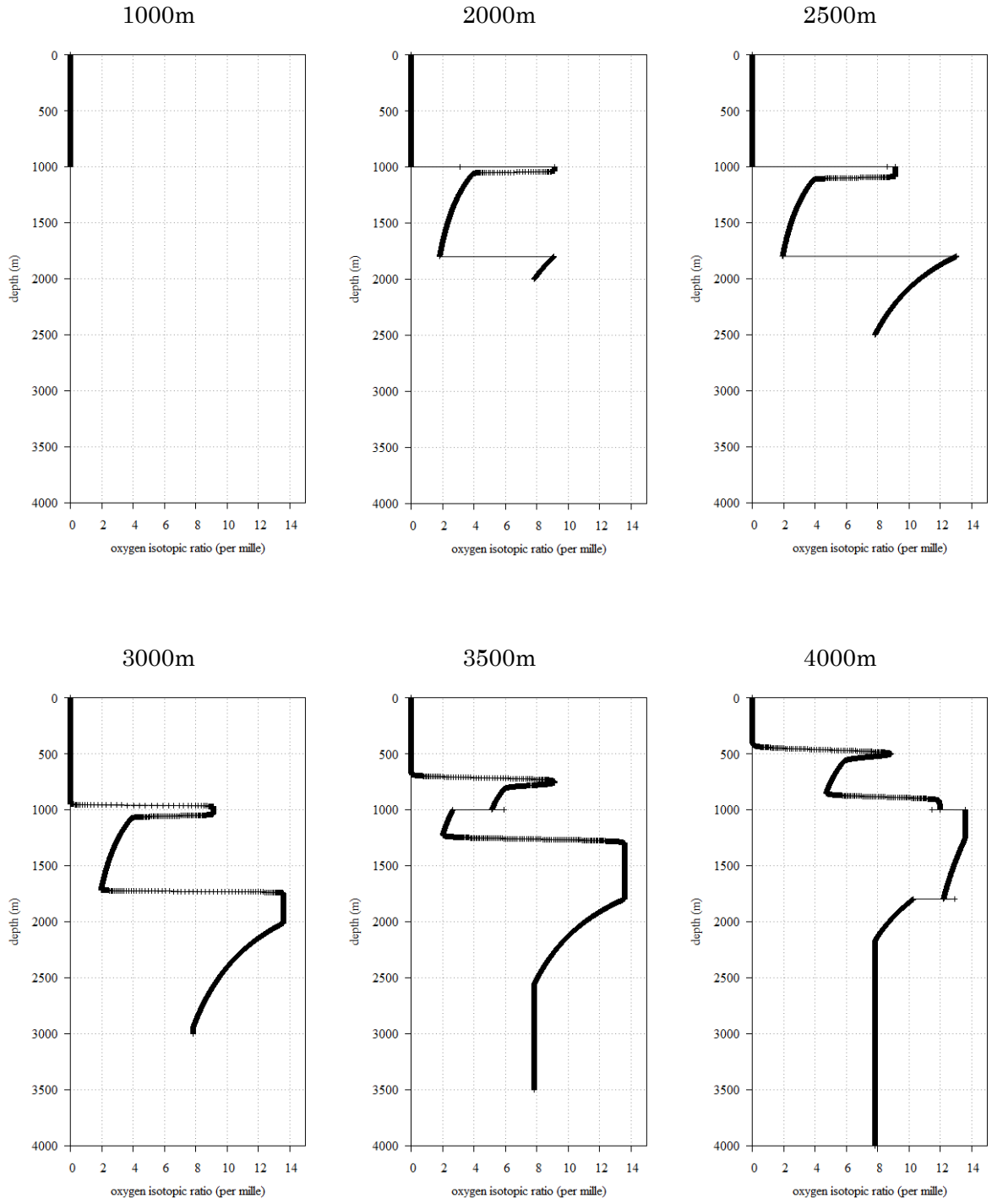


図 4.4-33 水質形成プロセスの解析結果（酸素同位体比）

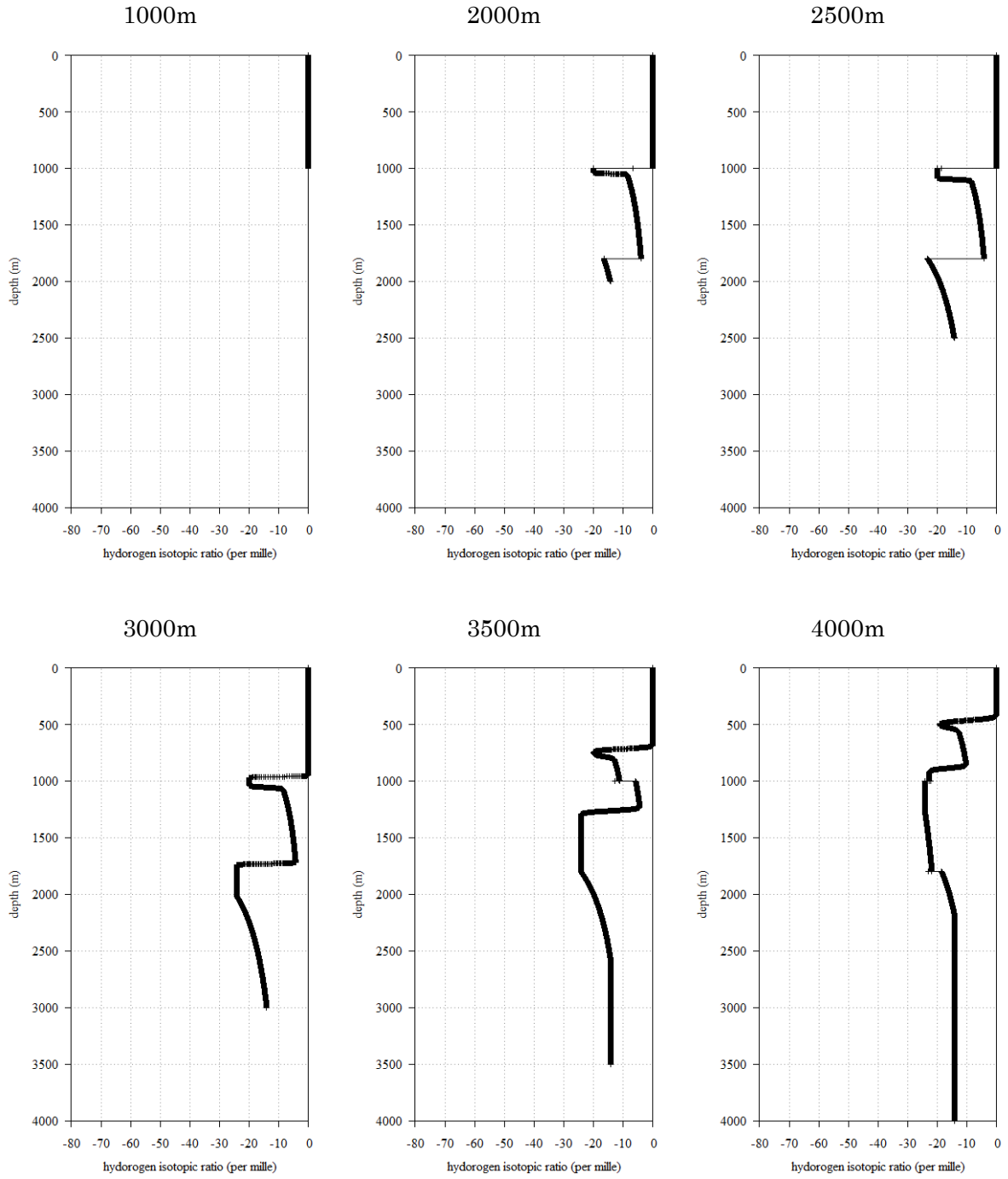


図 4.4-34 水質形成プロセスの解析結果（水素同位体比）

深度 2,000 m までの計算結果について、酸素水素同位体比の関係性を図 4.4-35 に、酸素同位体比と Cl^-濃度の関係性を図 4.4-36 に、水素同位体比と Cl^-濃度の関係性を図 4.4-37 に示す。図中の円は、地上からのボーリング調査時に得られたコア試料からの圧縮抽出水の分析結果（天野ほか, 2012）であり、青色は声問層を示し、赤色は稚内層を示している。黒色の四角は、深度 2,000 m までの数値解析結果である。海水を出発点として、酸素同位体比が正の値にシフトし、水素同位体比がマイナスの値にシフトし、同時に Cl^-濃度が低下しており、寺本ほか（2006）で述べられるところの化石海水と同様の水質を持つ間隙水が形成されうることが分かる。この水質は、主に海水と生物起源シリカからの脱水により形成されており、粘土鉱物からの層間水の脱水

は直接的に影響していない。しかしながら、先にも述べたように、間隙水が全てシリカ水で置き換わるほどの局所的な影響が強く見られており、この点において観測結果と整合しない。このことは、先に述べた岩石・水反応に関わるモデル化に修正の余地があることを示唆している。

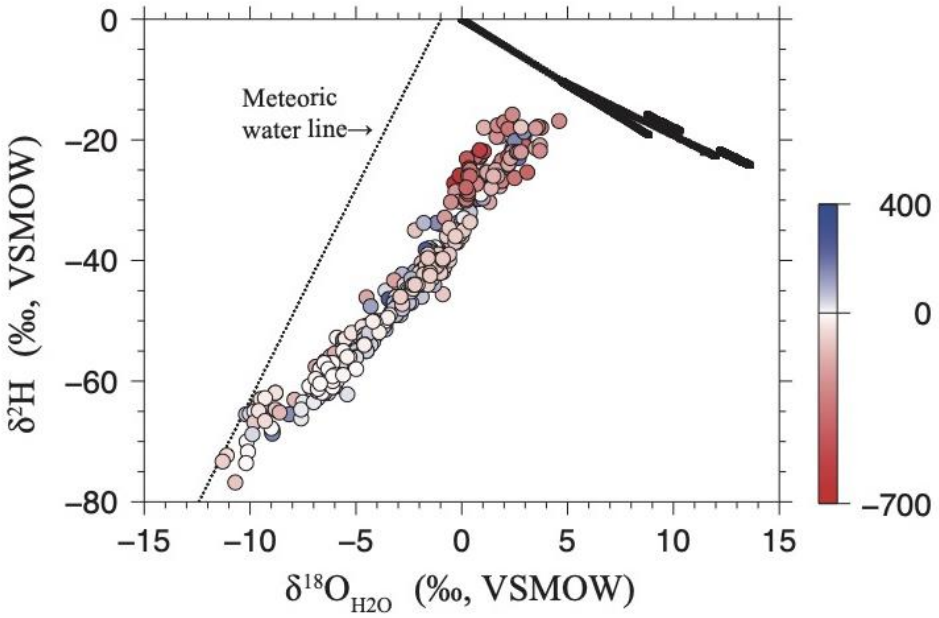


図 4.4-35 酸素水素同位体比の計算結果

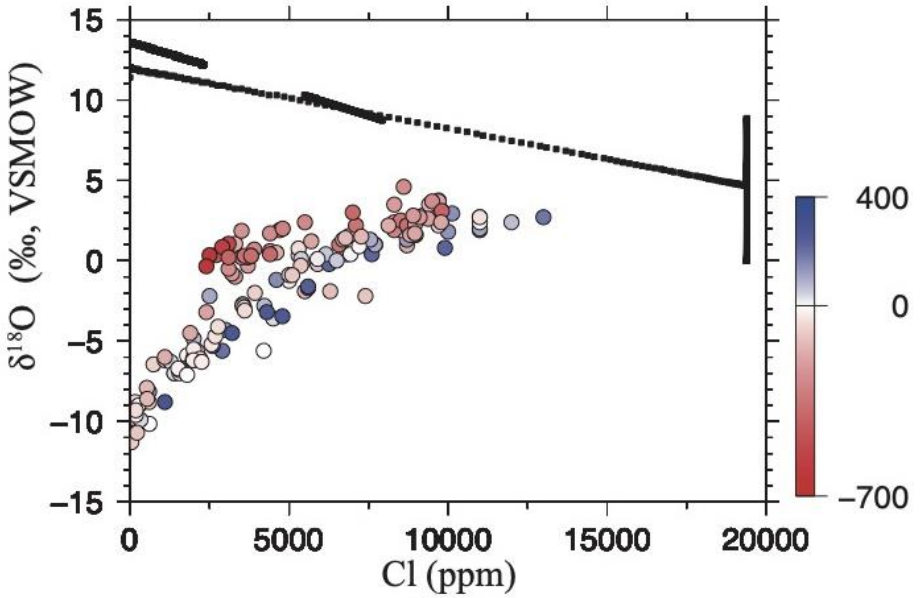


図 4.4-36 酸素同位体比と Cl^-濃度の計算結果

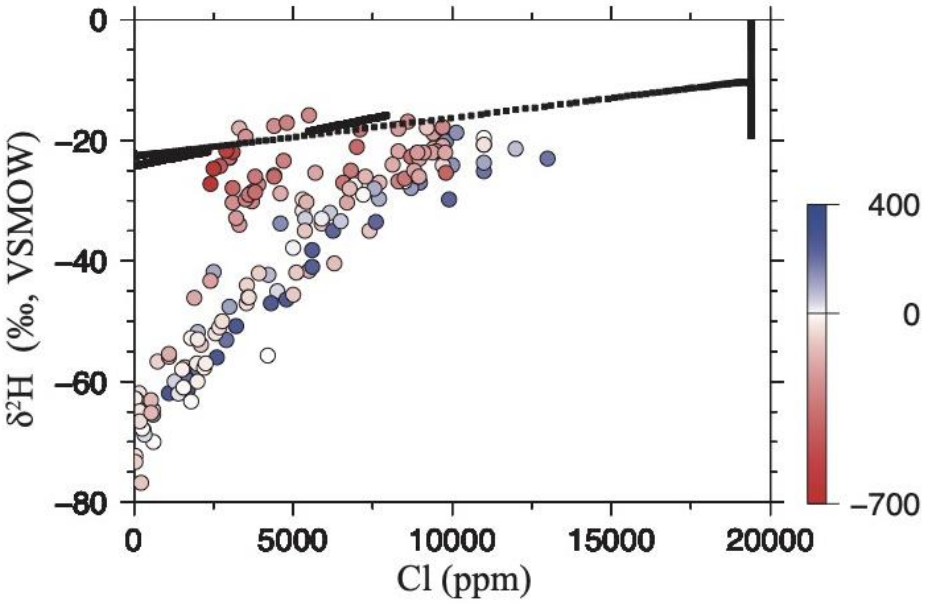


図 4.4-37 水素同位体比と Cl^-濃度の計算結果

4) まとめ

今年度は、地層の埋没に伴う間隙率の減少による上昇流と生物起源シリカおよび粘土鉱物の相変化による脱水を模擬したモデル化数値解析を実施し、幌延地域の地下深部に見られるような酸素同位体比が 0‰より重く、水素同位体比が−10‰～−20‰程度、且つ、海水より最大で～約 80%低い Cl^-濃度を示す地下水の水質が形成されうるか検討した。その結果、幌延地域の地下深部に見られるような酸素同位体比が 0‰より重く、水素同位体比が−10‰～−20‰程度、且つ、海水より最大で～約 80%低い Cl^-濃度を示す地下水の水質の形成に、間隙率の減少による上昇流と生物起源シリカからの脱水が大きく影響している可能性が示唆された。一方で、上昇流の影響が及びうる範囲は、鉛直方向で約 1,000 m 上方までとなり、深度にして約 3,000 m 以上の深さで生じる粘土鉱物からの層間水の脱水については、今回対象とした水質の形成には寄与しないことが分かった。今後は、シリカ水や層間水の含水率の見直しや、岩石・水反応の反応速度の考慮などを見直した上で、ガスハイドレートの生成・分解の影響や有機物からの脱水などを踏まえた丁寧な議論が必要である。

参考文献

Aoyagi, K. and Kazama, T., Transformational changes of clay minerals, zeolite and silica minerals during diagenesis, Sedimentology, vol. 27, pp. 179–188, 1980.

青柳宏一，下田 右，泥質堆積物および泥質岩における続成作用，粘土科学, vol. 31, no. 1, pp. 23–31, 1991.

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, 312p., 2012.

Brandriss, M.E., O'Neil, J.R., Edlund, M.B. and Stoermer, E.F., Oxygen isotope fractionation between diatomaceous silica and water, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 62, no. 7, pp. 1119–1125, 1998.
Brumsack, H.J., Zuleger, E., Gohn, E. and Murray, R.W., Stable and radiogenic isotopes in pore waters from Leg 127, Japan Sea, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 127/128, Pt. 1, pp. 635–650, 1992.
Campbell, A.S. and Fyfe, W.S., Hydroxyl ion catalysis of hydrothermal crystallization of amorphous silica: A possible high temperature pH indicator, American Mineralogist, vol. 45, pp. 464–469, 1960.
Carr, R.M. and Fyfe, W.S., Some observations on the crystallization of amorphous silica, American Mineralogist, vol. 43, pp. 908–916, 1958.
地層処分基盤調整会議, 地層処分研究開発に関する全体計画（平成 30 年度～平成 34 年度）, 2018.
Clark, I. and Fritz, P., Environmental Isotopes in Hydrogeology, Lewis Publishers, New York, 328p., 1997.
Claypool, G.E. and Kaplan, I.R., The origin and distribution of methane in marine sediments, In: Kaplan, I.R., (Ed.), Natural gases in marine sediments, pp. 91–140, Plenum Press, New York, 1974.
Clayton, R.N. and Mayeda, T.K., The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 27, pp. 43–52, 1963.
Clayton, R.N., Fiedman, I., Graff, D.L., Mayeda, T.K., Meents, W.F. and Shimp, N.F., The origin of saline formation waters, 1. Isotopic composition, Journal of Geophysical Research, vol. 71, pp. 3869–3882, 1966.
Coplen, T.B. and Hanshaw, B.B., Ultrafiltration by a compacted clay membrane – I. Oxygen and hydrogen isotopic fractionation, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 37, pp. 2295–2310, 1973.
Craig, H., The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas. In: E. Tongiorgi, (Ed.), Nuclear Geology on Geothermal Areas, Spoleto, 1963, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa, pp. 17–53, 1963.
De Boer, J. H. and Vleeskens, J. M., Chemisorption and physical adsorption of water on silica. V. The various dehydration process, K. Ned Akad. Wet. Proc. Ser. B, vol. 61, pp. 85–93, 1958.
福沢仁之, 北海道天北-羽幌地域の上部新第三系層序の再検討–とくに“稚内”・“声問”層について–, 地質学雑誌, vol. 91, pp.833–849, 1985.
Hitchon, B. and Friedman, I., Geochemistry and origin of formation waters in the western Canada sedimentary basin–I. Stable isotopes of hydrogen and oxygen, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 33, pp. 1321–1349, 1969.
Huang, W.L., The nucleation and growth of polycrystalline quartz: Pressure effect from 0.05 to 3 GPa, European Journal of Mineralogy, vol. 15, pp. 843–853, 2003.

Iler, R. K., The Chemistry of Silica, A Wiley-Interscience publication, New York, 1979.
岩月輝希，石井英一，新里忠史，北海道幌延地域における深部地球化学環境の長期変遷シナリオの構築，地学雑誌，vol. 118, no. 4, pp. 700–716, 2009.
Ikawa, R., Machida, I., Koshigai, M., Nishizaki, S., Marui, A., Coastal aquifer system in late Pleistocene to Holocene deposits at Horonobe in Hokkaido, Japan, Hydrogeology Journal, vol. 22, pp. 987–1002, 2014.
Ishii, E., Assessment of hydraulic connectivity of fractures in mudstones by single-borehole investigations, Water Resources Research, doi:10.1029/2018WR022556, 2018.
石井英一，安江健一，田中竹延，津久井郎太，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, vol. 112, no. 5, pp. 301–314, 2006.
石井英一，安江健一，大平寛人，古澤明，長谷川健，中川光弘，北海道北部，大曲断層近傍の背斜成長の開始時期，地質学雑誌，vol. 114, pp.286–299, 2008.
伊藤俊方，小松原岳史，佐藤 修，北部フォッサマグナ地域における深層地下水の水質特性，応用地質, vol. 45, no. 1, pp. 22–30, 2004.
JNC，堆積岩を対象とした調査研究，高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する知識基盤の構築–平成 17 年度取りまとめ．分冊 1　深地層の科学的研究, JNC TN1400 2005-014, 415p., 2005.
甲斐邦男，前川恵輔，北海道幌延地域の新第三系珪藻質泥岩中の地下水の酸素・水素同位体比と塩化物イオン濃度，石油技術協会誌, vol. 74, no. 1, pp. 96–106, 2009.
加川博敏，富田克利，河野元治，シリカ物質の結晶化および相転移に及ぼす陽イオンの影響，鹿児島大学理学部紀要．地学・生物学, vol. 24, pp. 1–22, 1991.
Kano, K., Deposition and diagenesis of siliceous sediments of the Onnagawa Formation, The Science reports, Tohoku University, Series 3: Mineralogy, petrology, and economic geology, vol. 14, pp. 135–189, 1979.
Kano, K. and Taguchi, K., Experimental study on the ordering of opal-CT, Geochemical Journal, vol. 16, pp. 33–41, 1982.
Kano, A., Miyahara, R., Yanagawa, K., Mori, T., Owari, S., Tomaru, H., Kakizaki, Y., Snyder, G., Shimono, T., Kakuwa, Y. and Matsumoto, R., Gas hydrate estimates in muddy sediments from the oxygen isotope of water fraction, Chemical Geology, vol. 470, pp. 107–115, 2017.
Kashiwaya, K., Hasegawa, T. and Nakata, K., Effect of silica phase transformations on hydrogen and oxygen isotope ratios of coexisting water, Procedia Earth and Planetary Science, vol. 7, pp. 401–404, 2013.
Kastner, M., Keene, J.B. and Gieskes, J.M., Diagenesis of siliceous oozes–1., Chemical controls on the rate of opal-A to opal-CT transformation–an experimental study, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 41, pp. 1041–1059, 1977.
Kastner, M., Elderfield, H. and Martin, J.B., Fluids in convergent margins: what do we know about their composition, origin, role in diagenesis and importance for oceanic chemical fluxes?, Philosophical Transactions of the Royal Society of

London. Series A: Physical and Engineering Sciences, vol. 335, pp. 243–259, 1991.
Kastner, M., Elderfield, H., Jenkins, W.J., Gieskes, J.M. and Gamo, T., Geochemical and isotopic evidence for fluid flow in the western Nankai subduction zone, Japan, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 131, pp.397–413, 1993.
加藤 進, 新潟地域における油・ガス田地層水の地球化学, 石油技術協会誌, vol. 83, no. 4, pp. 257–266, 2018.
加藤 進, 梶原義照, 新潟地域油・ガス田付随水の水素および酸素の同位体組成, 石油技術協会誌, vol. 51, no. 2, pp. 113–122, 1986.
加藤 進, 安田善雄, 西田英毅, 秋田・山形地域油・ガス田の地層水の地球化学, vol. 65, no. 3, pp. 229–237, 2000.
加藤 進, 早稲田周, 岩野裕継, 宮崎県の水溶性天然ガス田における地球化学, vol. 76, no. 3, pp. 244–253, 2011.
Kawabe, I., Calculation of oxygen isotope fractionation in quartz–water system with special reference to the low temperature fractionation, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 42, pp. 613–621, 1978.
Kharaka, Y.K. and Thordsen, J.J., Stable isotope geochemistry and origin of water in sedimentary basins, In: Clauer, N. and Chaudhuri, S. (eds.) Isotope Sigunatures and Sedimentary Records, pp. 411–466, Springer, Berlin, 1992.
Kharaka, Y.K., Berry, F.A.F. and Friedman, I., Isotopic composition of oil-field brines from Kettleman North Dome, California, and their geologic implications, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 37, pp. 1899–1908, 1973.
Kita, I., Taguchi, S. and Matsubaya, O., Oxygen isotope fractionation between amorphous silica and water at 34–93℃, Nature, vol. 314, pp. 83–84, 1985.
Knauth, L.P. and Epstein, S., Hydrogen and oxygen isotope ratios in silica from the JOIDES deep sea drilling project, Earth and Planetary Science Letters, vol. 25, pp. 1–10, 1975.
Kondo, S., Fujiwara, F. and Muroya, M., The effect of heat-treatment of silica gel at high temperature, Journal of Colloid and Interface Science, vol. 55, pp. 421–430, 1976.
Kyono, A., Yokooji, M., Chiba, T., Tamura, T. and Tuji, A., Pressure-induced crystallization of biogenic hydrous amorphous silica, Journal of Mineralogical and Petrological Sciences, vol. 112, pp. 324–335, 2017.
Labeyrie, L.D. and Juillet, A., Oxygen isotopic exchangeability of diatom valve silica; interpretations and consequences for paleoclimatic studies, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 46, pp. 967–975, 1982.
Lancelot, Y., Chert and silica diagenesis in sediments from the Central Pacific, In: Wintere, E.L., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 17, Washington (U.S. Government Printing Office), pp. 377–506, 1973.
Lange, K. R., The characterization of molecular water on silica surfaces, Journal of Colloid Science, vol. 20, pp. 231–240, 1965.

Lawrence, J.R., Gieskes, J.M. and Broecker, W.S., Oxygen isotope and cation composition of DSDP pore waters and the alteration of layer II basalts, Earth and Planetary Science Letters, vol. 27, pp. 1–10, 1975.
Magara, K., Compaction and fluid migration, Development in Petroleum Science, vol. 9, Elsevier, 1978.
Matsumoto, R., Causes of the oxygen isotopic depletion of interstitial waters from sites 798 and 799, Japan Sea, Leg 128, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 127/128, Pt. 1, pp. 697–703, 1992.
McMahon P.B., Kulongoski, J.T., Vengosh, A., Cozzarelli, I.M., Landon, M.K., Kharaka, Y.K., Gillespie, J.M. and Davis, T.A., Regional patterns in the geochemistry of oil-field water, southern San Joaquin Valley, California, USA, Applied Geochemistry, vol. 98, pp. 127–140, 2018.
Mitsui, K. and Taguchi, K., Silica mineral diagenesis in Neogene Tertiary shales in the Tempoku district, Hokkaido, Japan, Journal of Sedimentary Petrology, vol. 47, no. 1, pp. 158–167, 1977.
Miyakawa, K., Tokiwa, T., Murakami, H., The origin of muddy sand sediments associated with mud volcanism in the Horonobe area of northern Hokkaido, Japan, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, vol. 14, no. 12, pp. 4980–4988, 2013.
宮川和也, 女澤徹也, 望月陽人, 笹本広, 幌延深地層研究計画で得られた地下水の水質データ（2014 年度～2016 年度）, JAEA-Data/Code, 2017–012, 60p., 2017.
Miyakawa, K., Ishii, E., Hirota, A., Komatsu, D.D., Ikeya, K. and Tsunogai, U., The role of low-temperature organic matter diagenesis in carbonate precipitation within a marine deposit, Applied Geochemistry, vol. 76, pp. 218–231, 2017.
水野崇, 南條 功, 山本信幸, 宮川和也, 村上拓馬, 幌延深地層研究所における地球化学研究, 日本原子力学会 2014 年春の年会, 東京都, 2014.
Mizutani, S., Silica minerals in the early stage of diagenesis, Sedimentology, vol. 15, pp. 419–436, 1970.
Murata, K.J., Friedman, I. and Gleason, J.D., Oxygen isotope relations between diagenetic silica minerals in Monterey shale, Temblor range, California, American Journal of Science, vol. 277, pp. 259–272, 1977.
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, vol. 2018, Article ID 7823195, p. 21, 2018.
新里忠史, 安江健一, 幌延地域における地質環境の長期安定性に関する研究―長期安定性の評価・予測における地域特性の考慮―, 原子力バックエンド研究, vol. 11, no. 2, pp. 125–138, 2005.
Niizato, T., Amano, K., Ota, K., Kunimaru, T., Lanyon, B. and Alexander, W.R., Development of comprehensive techniques for coastal site characterization (3) Conceptualisation of long-term geosphere evolution, Proceedings of the ASME

13th International Conference on Environmental Remediation and Radioactive Waste Management ICEM2010, 40052, p. 10, 2010.
O'Neil, J.R. and Kharaka, Y.K., Hydrogen and oxygen isotope exchange reactions between clay minerals and water, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 40, pp. 241–246, 1976.
Phillips, F.M., Bentley, H.W., Davis, S.N., Elmore, D. and Swanick, G., Chlorine-36 dating of very old groundwater. 2. Milk River aquifer, Alberta, Canada, Water Resources Research, vol. 22, pp. 2003–2016, 1986.
Phillips, F.M. and Bentley, H.W., Isotopic fractionation during ion filtration: I. Theory, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 51, pp. 683–695, 1987.
酒井隆太郎，宗像雅広，木村英雄，大岡正雄，瀬口真理子，広域地下水流動モデル検証のためのデータ整備方法の検討–幌延地域、新潟堆積盆の例–（受託研究），JAEA-Research 2011-029, 24p., 2011.
酒井隆太郎，宗像雅広，木村英雄，地下水の地化学データに基づく地下水流動評価方法の検討–幌延地域の例–（受託研究），JAEA-Research 2011-054, 19p., 2012.
笹本広，山本信幸，宮川和也，水野崇，幌延深地層研究計画で得られた地下水の水質データ（2011 年度～2013 年度）, JAEA-Data/Code, 2014–033, 43p., 2015.
Sato, T. and Funamori, N., Sixfold–coordinated amorphous polymorph of SiO2 under high pressure, Physical Review Letters, vol. 101, pp. 255502, 2008.
Savin, S.M. and Epstein, S., The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 34, pp. 25–42, 1970a.

Shemesh, A., Burckle, L.H. and Hays, J.D., Late Pleistocene oxygen isotope records of biogenic silica from the Atlantic sector of the Southern Ocean, Paleoceanography, vol. 10, pp. 179–196, 1995.
Sturz, A.A. and Hanan, B.B., Emanuele, G., Geochemistry of sediments and interstitial waters from Oki ridge and Kita-Yamato trough, Japan Sea, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 127/128, Pt. 1, pp. 605–621, 1992.
Takeda, M. and Manaka, M., Effects of confining stress on the semipermeability of siliceous mudstones: Implications for identifying geologic membrane behaviors of argillaceous formations, Geophysical Research Letters, doi:10.1029/2018GL078591, 2018.
竹田幹郎，間中光雄，平塚 剛，三好 悟，徳永朋祥，伊藤一誠，堆積岩地域における化学的浸透現象の地下水流動への影響，地学雑誌, vol. 122, no. 1, pp. 192–213, 2013.
Takeda, M., Hiratsuka, T., Manaka, M., Finsterle, S. and Ito, K., Experimental examination of the relationships among chemico-osmotic, hydraulic, and diffusion parameters of Wakkanai mudstones, Journal of Geophysical Research, doi:10.1002/2013/JB010421, 2014.
Takeda, M., Manaka, M. and Ito, K., Potential geologic osmotic pressure in the Wakkanai Formation: Preliminary estimation based on the dynamic

equilibrium between chemical osmosis and advection, Journal of Hydrology, vol. 579, doi:10.1016/j.jhydrol.2019.124166, 2019.
玉澤聡，上野晃生，玉木秀幸，玉村修司，村上拓馬，木山 保，猪股英紀，宮川和也，長沼 毅，金子勝比古，陸域深部地下珪藻質泥岩から単離した鉄還元能を有する新規 Bacteroidetes 門発酵性細菌の機能解析，日本微生物生態学会第 33 回大会，甲府市, 2019.
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，vol. 47, no. 2, pp. 68–76, 2006.
Thompson, W. K., An infrared study of water adsorbed on silica, Proc. Brit. Ceram. Soc., vol. 5, pp. 143–151, 1965.
Thorp, J. M., The dielectric behavior of vapors adsorbed on porous solids, The Journal of Physical Chemistry, vol. 66, pp. 1086–1092, 1962.
Togo, Y.S., Takahashi, Y., Amano, Y., Matsuzaki, H., Suzuki, Y., Terada, Y., Muramatsu, Y., Ito, K. and Iwatsuki, T., Age and speciation of iodine in groundwater and mudstones of the Horonobe area, Hokkaido, Japan: Implications for the origin and migration of iodine during basin evolution, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 191, pp.165–186, 2016.
Truesdell, A.H. and Hulston, J.R., Isotopic evidence of environments of geothermal systems, Chapter 5. In: P. Fritz and J.-Ch. Fontes (Eds.), Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol. 1, The Terrestrial Environment., A. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, pp. 179–226, 1980.
Ueda, A, Nagao, K., Shibata, T. and Suzuki, T., Stable and noble gas isotopic study of thermal and groundwaters in northwestern Hokkaido, Japan and the occurrence of geopressured fluids, Geochemical Jorunal, vol. 44, pp. 545–560, 2010.
Vennemann, T.W. and O'Neil, J.R., A simple and inexpensive method of hydrogen isotope and water analyses of minerals and rocks based on zinc reagent, Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), vol. 103, pp. 227–234, 1993.
Wang, C.H. and Yeh, H.W., Oxygen isotopic compositions of DSDP Site 480 diatoms: implications and applications, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 49, pp. 1469–1478, 1985.
White, D.E., Hem, J.D. and Waring, G.A., Chemical composition of subsurface waters, Data of Geochemistry, US Geological Survey Professional Paper, 440F, 1963.
Yeh, H.W., D/H Ratios and late-stage dehydration of shales during burial, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 44, pp. 341–352, 1980.

4.5 低流動域を含めた広域スケールでの水理場・化学環境の評価技術の開発

4.5.1 モデル化・解析手法の整備

(1) はじめに

4.3 節で述べた物理探査とボーリング調査を組み合わせて現在の化石海水の分布を調査する手法であり、モデル化・解析を介さずに水理学的に閉鎖的な環境が形成・維持されている領域を推定する手法である。一方、広域スケールないし施設スケールを対象とした水理地質構造モデルの構築やそれを用いた地下水流動解析によって推定される地下水の流速、動水勾配や移行時間といった水理学的特性の三次元分布もまた、水理学的に閉鎖的な環境が形成・維持されている領域を推定する際の検討材料になると考えている。さらに、前者の調査結果と矛盾しない水理地質構造モデルを前者の調査とは独立して構築することが、信頼性のあるモデル構築に繋がると考えている。

水理・物質移行特性の観点から岩盤は、多孔質媒体と亀裂性媒体に分けられる。前者は、砂岩、泥岩などに代表される主として粒子空隙中を地下水が移動する岩盤であり、後者は花崗岩などに代表される主として亀裂中を地下水が移動する岩盤である。幌延地域における主要な評価対象となる地層は、新第三紀の稚内層とそれを整合に覆う声問層であり、稚内層は塊状な珪質泥岩、また、声問層は塊状な珪藻質泥岩から構成される。稚内層では一部において弱い層理が認められるものの、いずれの地層も均質無層理である。すなわち、これらの岩相の特徴は、どちらの地層の透水性も同一地層内では均質であることを示唆する。これらの地層も構成する泥岩のマトリクス部は、空隙率が 30～60%程度の多孔質な岩盤であり（例えば, 太田ほか, 2007; 大野ほか, 2016）、水理・物質移行特性の観点では多孔質媒体の特徴を有する。一方、稚内層には層理面に平行な断層（層面断層）とそれに斜交する断層（斜交断層）が発達することが、地表露頭調査、坑道壁面の地質観察やボーリングコアの観察により確認されており、このうち斜交断層が水みちに寄与することが分かっている（例えば、石井ほか，2006；舟木ほか，2009；Ishii et al., 2010；Hayano et al., 2016；Ishii, 2016）。また、稚内層では岩石強度と応力状態により断層近傍に発達する割れ目タイプが異なる（Ishii, 2016）。岩石強度と応力状態を定量化する指標として、岩盤にかかる平均有効応力をその健岩部の引張強度で除した値として定義されるダクティリティインデックス（DI）が提案されており（Ishii, 2015）、この値に基づき稚内層を浅部と深部を分けている。稚内層において DI が 2 未満となる浅部では、引張／ハイブリッド割れ目が断層運動に伴って断層近傍に発達しており、断層が水理的に連結している。一方、DI が 2 以上になる深部では、せん断割れ目も断層近傍に形成されるようになり、引張／ハイブリッド割れ目の発達が抑制され、断層の水理的連結性が乏しいと推定されている（Ishii, 2016）。このことから、少なくとも稚内層浅部は多孔質媒体と亀裂性媒体の特徴を併せ持った水理・物質移行特性を有すると考えられる。このような両方の特徴を有する地層を対象として、地下水流動のみならず塩水の分布する地下深部への天水浸透といった物質移行現象を解析する場合には、亀裂中の移流のみならず亀裂からマトリクス部への拡散（マトリクス拡散）の影響を考慮する必要がある。さらに、地層中における水みちに寄与する断層の存在は、水理・物質移行特性の評価に影響する不均質性の要因であり、その影響の程度を把握し、影響が大きい場合には、水理地質構造モデルの構築において考慮する必要がある。

図 4.5-1 に、幌延地域を対象とした水理地質構造モデルのスケールと採用されるモデル化手法を示す。幌延地域に対して構築される水理地質構造モデルのスケールは、涵養域から流出域を包含するスケール（数 km～数十 km）、地下施設周辺の地質環境特性を調査するための複数の地上からのボーリング孔を包含する施設スケール（数百 m～数 km）、地下施設の坑道周辺のより詳細な地質環境特性を評価するための坑道スケール（数 m～数百 m）のおおよそ三つに区分される。

坑道スケールのモデル化において断層などの亀裂が不均質性の要因となる場合、それをモデルにおいて表現するために亀裂を直接的に表現できる亀裂ネットワークモデルがモデル化手法として選択される。一方、施設スケールや広域スケールのより大きいスケールに対して亀裂に伴う不均質性を表現する場合、モデル化手法として亀裂ネットワークモデルも選択肢の一つであるが、数値解析に適用する際の数値モデルの容量や解析に要する時間が膨大になる場合に、より合理的なモデル化手法として等価不均質連続体モデルが選択される。具体的には、不均質性を考慮する必要がある地層に限って、亀裂ネットワークモデルからある一定のスケールごとあるいは地層（地質構造区分）ごとに等価な均質多孔質媒体に置き換えてモデル化される（柴田ほか、2012）。また、広域スケールでは、不均質性を直接的に考慮することは行われず、均質連続体モデルが選択され、平均値といった代表値としてパラメータが地層ごとに決定されることが多い（柴田ほか，2012）。

亀裂ネットワークモデルと等価不均質連続体モデルでは、設定されるパラメータは異なり、また、モデル化の際に考慮する天水浸透メカニズムによってことなり、それらの関係を表 4.5-1 に整理した。水みちや物質移行経路となる亀裂が存在する地層をモデル化する際の前提となる物質移行概念は、大まかに、①亀裂内の移流・分散のみが生じる、②亀裂内の移流・分散と同時に亀裂面からマトリクスへの拡散が生じる、③亀裂とマトリクスに関係なく一様に移流・分散が生じているとみなすの三つが考えられる。亀裂ネットワークモデルにおける①の概念の場合、確率統計亀裂の幾何学パラメータと水理パラメータとして亀裂の透水量係数分布や動水勾配が設定され、マトリクス拡散（②の概念）が加わるとそれに関連するパラメータが設定される。なお、亀裂ネットワークモデルは亀裂を直接表現するモデルであるため、③の概念はそれに反するため採用されない。一方、等価不均質連続体モデルにおいて、亀裂ネットワークモデルから等価な透水係数を求める点は、すべての概念に共通するが、①の概念と③の概念では、有効間隙率の設定が異なる。①の概念の場合、亀裂のみが対象であることから亀裂の開口幅に基づいて単位体積あたりの亀裂体積の割合が設定される。一方、③の概念では、厳密には亀裂中の空隙の体積とマトリクス中の空隙の体積の両方を考慮する必要があるが、亀裂に対する間隙率よりマトリクス中の間隙率の方が桁違いで大きいため、結果として亀裂の間隙率が無視される形となる。堆積岩は一般的に多孔質媒体として取り扱われるため、③の概念が採用され、広域スケールや施設スケールを対象とした既往の解析では、これが採用されている。図 4.5-2 に、稚内層における透水係数と深度の関係図を示す。この透水係数は、地上からのボーリング調査における単孔式透水試験および健岩部分のボーリングコアを用いた室内での透水試験によって計測された。稚内層には透水に寄与する断層が分布しており、透水試験の試験区間において断層岩を伴う割れ目が認められた区間の透水係数は全体的に 10^{-8} m/s よりも高い傾向を示し、稚内層浅部は特に高い。断層岩を伴う割れ目が認められない区間の透水係数は、10^{-11}～10^{-10} m/s 程度が多いが、室内試験によって得られている稚内層のマトリクス部の透水係数は 10^{-11} m/s 程度であることから、この透水係数はマトリクス部相当である。よって、マトリクス部相当の低い透水係数に対しては、③の概念に基づいてモデル化することは適当であるが、高い透水係数に対しては、断層などの亀裂の寄与が大きいと考えられ、厳密には、亀裂とマトリクスを分けてモデル化することも必要である。そのため、等価不均質連続体モデルであっても、マトリクス拡散を考慮したモデル（②の概念）が必要であり、稚内層浅部のような断層が高い透水性に寄与している地層の物質移行を③の概念で評価している場合には、②の概念のモデルとの比較により、スケール間の整合性の確認が必要であると考える。

平成 30 年度の検討（日本原子力研究開発機構，2019）では、格子状に亀裂を配列させた簡易的な亀裂モデルを用いた物質移行解析を行い、マトリクス拡散の考慮の有無が解析結果に大きな違いを生じさせることを示した。これにより、亀裂性媒体である稚内層浅部を含めた領域を対象

とした物質移行解析において稚内層浅部を均質なモデルに置き換えて解析する場合であっても、マトリクス拡散の効果を適切に考慮すべきであることを示した。

平成 31 年度の検討（日本原子力研究開発機構，2020）では、亀裂性媒体の特徴を有すると考えられる稚内層浅部を対象に、坑道スケールの亀裂ネットワークモデルに基づく水理解析により、斜交断層が分布することによる透水不均質性の影響とスケールの関係を検討した。その結果、モデルサイズと等価透水係数のバラつきの関係から、おおよそ 200m よりも大きいスケールで透水係数が一定の値に収束するといった代表要素体積（REV）の特徴や透水異方性の特徴が認められた。このことは、広域スケールの解析では、透水不均質性を無視できる可能性を示す反面、解析の目的やスケールに応じて、異方性を含め透水不均質性を適切に考慮する必要があることを示した。また、構築した亀裂ネットワークモデルのパラメータに基づき、稚内層浅部を対象に物質移行解析を実施する場合に、亀裂内の移流とそれに接する亀裂面からのマトリクス拡散のどちらが支配的な移行プロセスなのかについて、ダムケラー数（Damköhler number：DaI）（例えば、Haggerty and Gorelick, 1995; Holt., 1997）を算出し検討した。その結果、ほとんどの条件では、亀裂内の移流のみならずマトリクス拡散の影響を考慮する必要があることが示された。

以上の背景を踏まえ、マトリクス拡散の考慮が必要な地層中の物質移動現象の解析では、構築する水理地質構造モデルを坑道スケールから施設スケールないし広域スケールにアップスケールする際の考え方を整理しておく必要がある。表 4.5-1 に示す亀裂沿いの天水浸透メカニズム（物質移行概念）とモデル化手法の違いが解析結果に与える影響を調べるために、令和 2 年度の検討では、稚内層浅部を対象とした具体的な亀裂ネットワークモデルを用いて、亀裂部とマトリクス部の両方における移流・拡散を考慮した三次元の水理・物質移行解析を試みた。今年度は、この解析の実行可能性を探る予備的な検討として実施し、具体的には、面要素と体積要素を同時に扱うことが可能な表層水／地下水流動・物質移行解析コード HydroGeoSphere（Aquanty, 2015）を使用して、稚内層浅部を対象とした実際の亀裂ネットワークモデルを基に、亀裂部とマトリクス部のそれぞれを有限要素に離散化した二重空隙モデルを構築し、塩水を浸透させる物質移行解析を実施した。

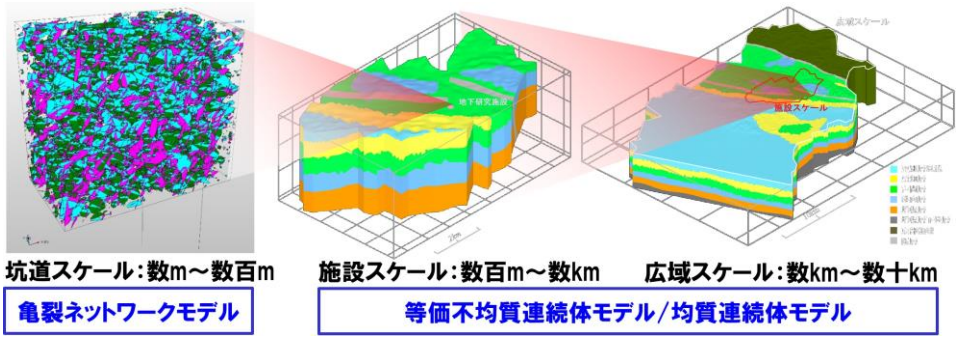
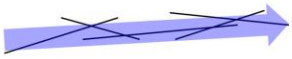
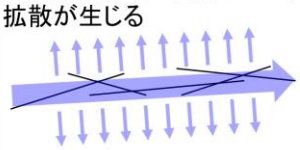
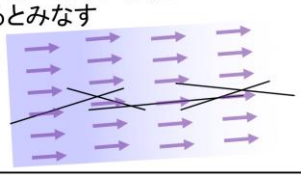


図 4.5-1 幌延地域を対象とした水理地質構造モデルの構築における空間スケールとモデル化手法（日本原子力研究開発機構，2019）

表 4.5-1 亀裂沿いにおける天水浸透メカニズム（物質移行概念）とモデル化手法に対して必要なパラメータ（日本原子力研究開発機構，2019）

概念＼モデル	亀裂ネットワークモデル（確率論モデル）	等価不均質連続体モデル
①亀裂内の移流・分散のみが生じる 	•亀裂の幾何学パラメータ •透水量係数分布 •亀裂開口幅 •動水勾配（境界条件）	•等価透水係数 •動水勾配（境界条件） •有効間隙率 →亀裂開口部のみを考慮
②亀裂内の移流・分散と同時に亀裂面からマトリクスへの拡散が生じる 	上記パラメータに加えて、 •マトリクス拡散寄与面積 •マトリクス拡散深さ •マトリクス部拡散係数 •マトリクス部間隙率	上記パラメータに加えて、 •等価なマトリクス拡散を表すパラメータ
③亀裂とマトリクスに関係なく一様に移流・分散が生じているとみなす 	亀裂ネットワークモデルの概念に反する	•等価透水係数 •動水勾配（境界条件） •有効間隙率 →亀裂開口部とマトリクスの両方を考慮するが、それらはオーダーで異なるので、マトリクスの間隙率が使われる

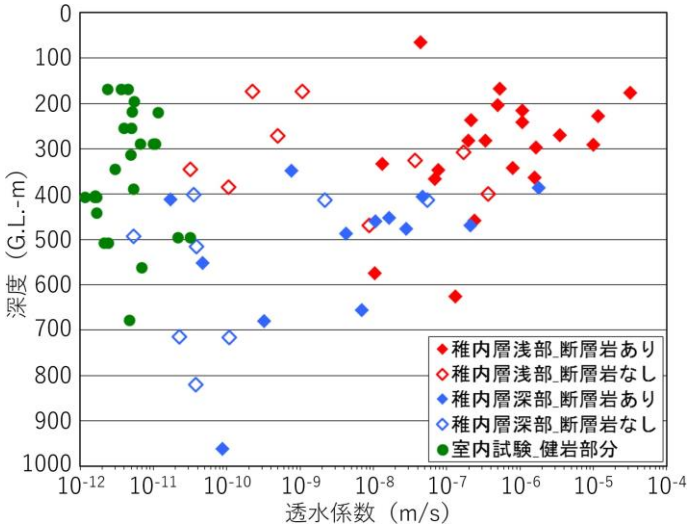


図 4.5-2 稚内層における深度と透水係数

(2) 稚内層浅部を対象とした亀裂ネットワークモデルの構築

稚内層浅部を対象とした亀裂ネットワークモデルの構築には FracMan®を使用し、図 4.5-2 に示す稚内層浅部の斜交断層の亀裂パラメータに基づき、個別の断層を確率論的に表現する亀裂ネットワークモデル（以下、DFN モデル）を構築する。DFN モデルの構築に必要なパラメータのうち、幾何学形状に関するパラメータは、方位分布、3 次元密度、半径分布である。方位分布および 3 次元密度の設定には、地上からのボーリング調査のうち、大曲断層の影響がない PB-V01、SAB-1、HDB-1、HDB-3、HDB-6、HDB-11 のデータを用いて設定した。それらの断層の分布深度を示したボーリング柱状図を図 4.5-3 に示す。一方、半径分布は、調査データから直接設定す

ることができないため、幌延深地層研究センターの地下施設のうち換気立坑の坑道壁面において観察されたトレース長分布を再現する半径分布を探し出すシミュレーションによる設定した（早野ほか，2018）。

水理学的なパラメータについては、亀裂の透水量係数分布を設定する必要があり、開口幅は亀裂の透水量係数との関係式に基づいて設定する。亀裂の透水量係数分布についても、原位置調査により個々の亀裂の透水量係数を取得することは難しいが、本検討では、地上からのボーリング調査において実施された流体電気伝導度検層（Flowing Fluid Electric Conductivity logging:FFEC 検層）の結果を再現できる透水量係数分布を探し出すシミュレーションにより設定した。その際、亀裂の透水量係数分布は対数正規分布を仮定し、対数平均値と対数標準偏差を求めた。その詳細については、付録 2 に示す。本検討のモデル構築では、FFEC 検層の結果を良く再現する透水量係数分布の中から、対数平均値が-5.2、対数標準偏差が 1.6 の組合せを適用した。

後述する(3)の検討に適用するモデルは、FracMan®を使用した水理解析を実施し、その結果に基づき決定した。具体的には、モデルサイズを 200m 立方とし、上述の亀裂パラメータに基づき 100 個の DFN モデルを構築した後、それぞれのモデルに対して水理解析を行った。水理解析の概要を図 4.5-4 に示す。水理解析では、向かい合う 2 つの面の片方を水頭 1m の流入面、もう片方を水頭 0m の流出面とし、それ以外の 4 つの面を不透水面として、東西、南北、鉛直の 3 つの方向の流量を求め、その値から等価透水係数を算出した。そして、その結果に基づき、最も等価透水係数が大きいモデルを一つ抽出し、それを後述する(3)の検討に適用した。なお、適用するモデルの等価透水係数は、東西方向が最も大きく、5.14×10^{-4} m/s であり、この方向を適用する。

表 4.5-2 稚内層浅部に分布する斜交断層の亀裂パラメータ

亀裂特性パラメータ		設定方法	稚内層浅部のパラメータ値			
幾何学的特性	方位分布	ボーリング調査から直接取得できる方位データに基づき、FracMan®の分析ツールによりセット分けを行い、Fisher分布を仮定して卓越方位を設定		Trend	Plunge	K
			セット1	198.8	40.6	23.7
			セット2	131.0	36.5	10.5
			セット3	353.6	40.0	13.4
	密度	ボーリング調査から直接取得できる1次元頻度（P10）と方位分布に基づき、FracMan®の分析ツールにより換算係数(C31)を求め、P10を3次元密度（P32）に変換		1次元頻度 [1/m]		3次元密度 [m^2/m^3]
			セット1	0.0360		0.0589
			セット2	0.0389		0.0757
			セット3	0.0115		0.0234
	半径分布	換気立坑壁面の斜交断層のトレース長分布を最も再現する半径分布を探し出すシミュレーション	指数分布（Exponential）：平均半径 2.8 m			
水理学的特性	透水量係数分布	地上からのボーリング調査において実施されたFFEC検層の結果を再現できる透水量係数分布を探し出すシミュレーションを実施し、透水量係数が対数正規分布に従うと仮定し、対数平均値と対数標準偏差を設定	logT = -5.2 Σ(logT) = 1.6 ただし、 5.1×10^{-4} [m^2/s]を上限とする			
	開口幅	亀裂の透水量係数との関係式（経験則）に基づく	$2\sqrt{T}$			

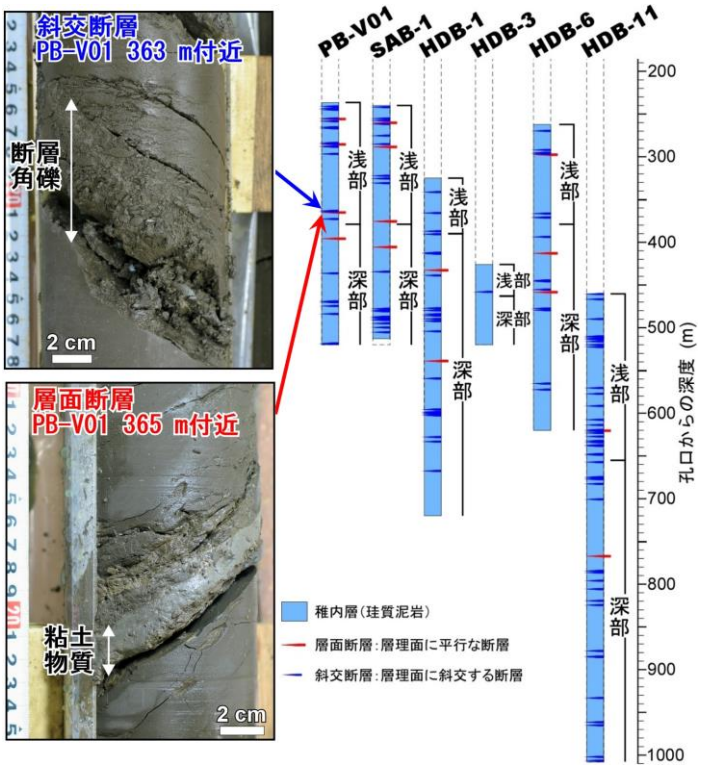


図 4.5-3 稚内層に分布する断層（日本原子力研究開発機構，2020 を編集）

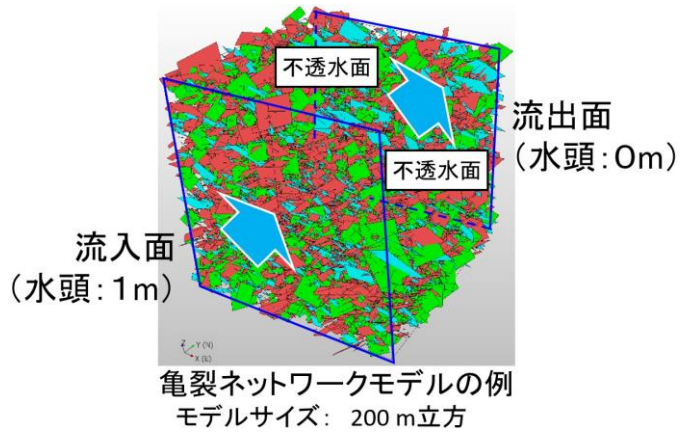


図 4.5-4 水理解析の概要

(3) 亀裂沿いの天水浸透メカニズム（物質移行概念）とモデル化手法の違いが解析結果に与える影響の検討方法

本検討では、稚内層浅部を対象とした具体的な亀裂ネットワークモデルを用いた三次元水理・物質移行解析を通じて、表 4.5-1 に示す亀裂沿いの天水浸透メカニズム（物質移行概念）とモデル化手法の違いが解析結果に与える影響について検討する。表 4.5-1 の②の概念について解析する場合、亀裂部の移流・分散とマトリクス拡散の両方を考慮する必要があるため、三次元の亀裂のネットワーク構造を基に亀裂部とマトリクス部のそれぞれを有限要素に離散化した二重空隙モデルに基づく解析を実施した。二重空隙モデルの構築には、面要素と体積要素を同時に扱うことが可能な表層水／地下水流動・物質移行解析コード HydroGeoSphere（Aquanty, 2015）を適用した。その際、図 4.5-5 に示すように、亀裂ネットワーク構造のうち亀裂部を三角形要素で、亀

裂に囲まれたマトリクス部を三角柱で表現することで、亀裂部とマトリクス部のそれぞれを有限要素に離散化した二重空隙モデルを作成した。

モデルサイズは 200m 立方とし、前述の(2)において抽出した DFN モデルを用いて、表 4.5-1 に示す三つの概念のモデルを構築した。それぞれのモデルや解析条件については、表 4.5-3 に整理した。概念①と概念②のモデル化については、FracMan®で構築した DFN モデルに基づき HGS のための二重空隙モデルを図 4.5-5 に示す概念の通り構築した。概念①と概念②は共通のモデルを用いることになるが、概念①がマトリクス部における拡散効果「なし」のケース、概念②がマトリクス部における拡散効果「有り」のケースとなる。概念③については、実際には亀裂とマトリクス部のそれぞれの存在に起因する不均質な物質移行現象を均質なモデルに対して等価なパラメータを設定することで解析を実施する。具体的には、FracMan®で解析した等価透水係数をこのモデルに設定した。図 4.5-4 に示す水理解析と同様に、ある面を流入面、その反対側の面を流出面とし、塩水を浸透させる解析を行った。表 4.5-3 に示すとおり、どのケースにおいても共通の条件とした。モデル全体を淡水（濃度 0）で満たした状態を初期条件に設定して、上流側から濃度 1 の塩水を浸透させた。動水勾配については、0.001、0.01、0.1 の三つの条件を設定することとし、これにより動水勾配の違いによるマトリクス拡散の効果の度合いの違いを確認する。

なお、今年度については、実際には概念②と概念③のケースについて解析を実施した。

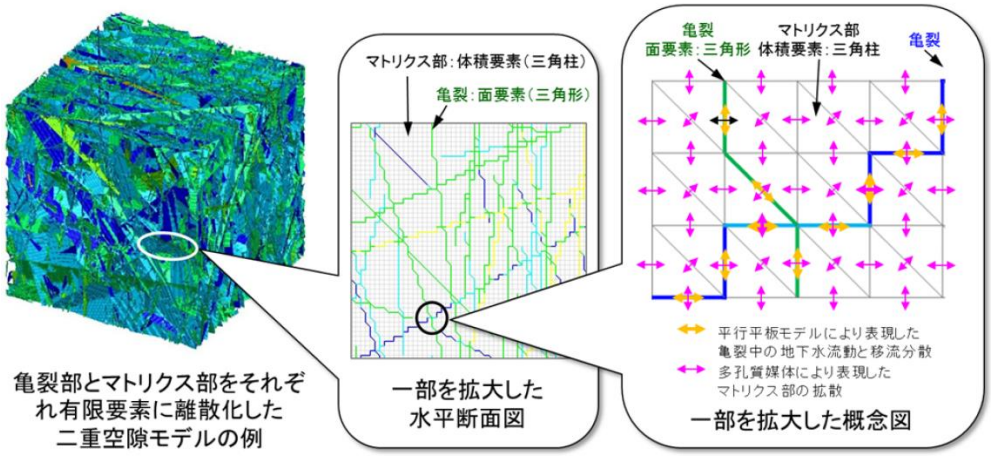
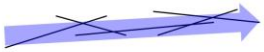
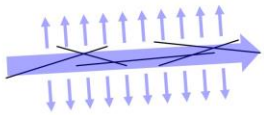
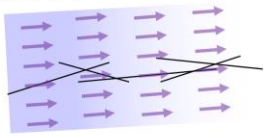


図 4.5-5 HydroGeoSphere を用いた亀裂部とマトリクス部の二重空隙モデル構築の概念図
（日本原子力研究開発機構，2017）

表 4.5-3 三つの物質移行概念に対するモデル構築と解析条件の一覧

物質移行概念	構築するモデル	主なモデルの設定値	解析条件の設定値
①亀裂内の移流・分散のみが生じる 	DFNモデル （亀裂部の移流・分散のみ考慮、実際は②と同じ形状のモデルを使用し、マトリクス拡散無しと設定する）	• 亀裂の幾何学形状：FracManによるDFNモデルに基づく • 亀裂開口幅：$2\sqrt{T}$※ ※Tは亀裂の透水量係数であり、DFNモデルでは対数正規分布を仮定してそれぞれの亀裂に異なる値が設定されている	三つのモデルに対して共通の条件を設定 • 初期の濃度条件：亀裂とマトリクス部がすべて淡水（濃度0）で満たされている条件 • 境界条件 【上流側】 水頭条件：固定水頭※ 濃度条件：濃度1（塩水） 【下流側】 水頭条件：固定水頭※ 濃度条件：流出濃度 ※三つの一定の動水勾配0.001, 0.01, 0.1を設定することとし、それを満たす固定水頭を設定
②亀裂内の移流・分散と同時に亀裂面からマトリクスへの拡散が生じる 	2重空隙モデル	上記の亀裂部のパラメータに加えて、マトリクス部のパラメータを設定 • マトリクス部透水係数：1.0×10^{-11} m/s • マトリクス部実効拡散係数：2.0×10^{-11} m/s • マトリクス部有効間隙率：0.4	
③亀裂とマトリクスに関係なく一様に移流・分散が生じているとみなす 	均質モデル	• 透水係数：5.14×10^{-5} m/s※ ※FracManで計算したモデル全体の東西方向の等価透水係数 • 実効拡散係数：2.0×10^{-11} m/s • 有効間隙率：0.4※ ※厳密には亀裂開口部とマトリクスの両方を考慮する必要があるが、それらはオーダーで異なるのでマトリクスの間隙率を設定	

(4) 解析結果と考察

HydroGeoSphere の解析結果として、図 4.5-6 に流出面から流入した塩分の総量と時間の関係、図 4.5-7 は流出面から流出した塩分の総量と時間の関係を示す。それぞれ、左の図は概念②に基づく亀裂とマトリクスの両方において塩水が浸透する亀裂モデルの結果であり、右の図は概念③に基づく亀裂とマトリクスに関係なく一様に塩水が浸透する均質モデルの結果である。流入量については、動水勾配が 0.1 および 0.001 の場合は亀裂モデルの方が大きく、動水勾配が 0.001 の場合は、均質モデルの方が大きい。流出量についても同様の結果であるが、亀裂モデルの動水勾配が 0.001 の場合と均質モデルの動水勾配が 0.01 および 0.001 の場合は、流出面から塩水が流出していない状態で解析が終了となっている。そこで、図 4.5-8 に、均質モデルにおける 1,000 日後の塩濃度分布について、各動水勾配の比較を示す。動水勾配が 0.1 の場合は全体にわたり濃度が上限の 1.0 g/L に達しているが、動水勾配が小さいほど塩水の浸透は少ない。解析する日数の設定については、本解析が予備的なものであったこともあり、1000 日に設定した。これについては、今後、条件を見直す必要がある。

亀裂モデルにおいて動水勾配が大きく流速が早い条件の場合はマトリクス拡散の効果が発現しにくく、一方で動水勾配が小さく流速が遅い条件の場合はマトリクス拡散の効果が発現し、物質移行がより一層遅延することは、昨年度までに検討において示した（日本原子力研究開発機構, 019, 2020）。今回の解析結果は、それと整合する結果であり、亀裂モデルにおいて動水勾配が小さい条件、すなわち、流速が小さい条件では、塩分の流入量と流出量ともに極端に小さくなっている。しかしながら、概念①に基づく亀裂モデルにおいて亀裂のみ物質移行が生じる場合の解析を実施していないため、今回の解析結果だけでは、マトリクス拡散による遅延の効果を解析により再現できているか確認することはできない。

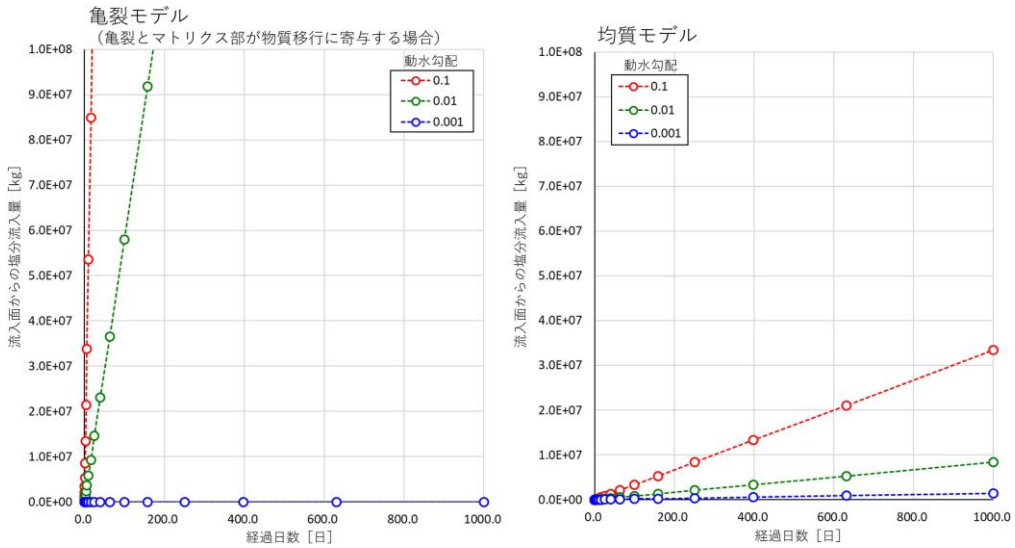


図 4.5-6 HydroGeoSphere の解析結果；流入面から流入した塩分の総量，（左図は亀裂とマトリクスの両方が物質移行に寄与する概念②のモデル、右図は概念③に基づく均質モデル）

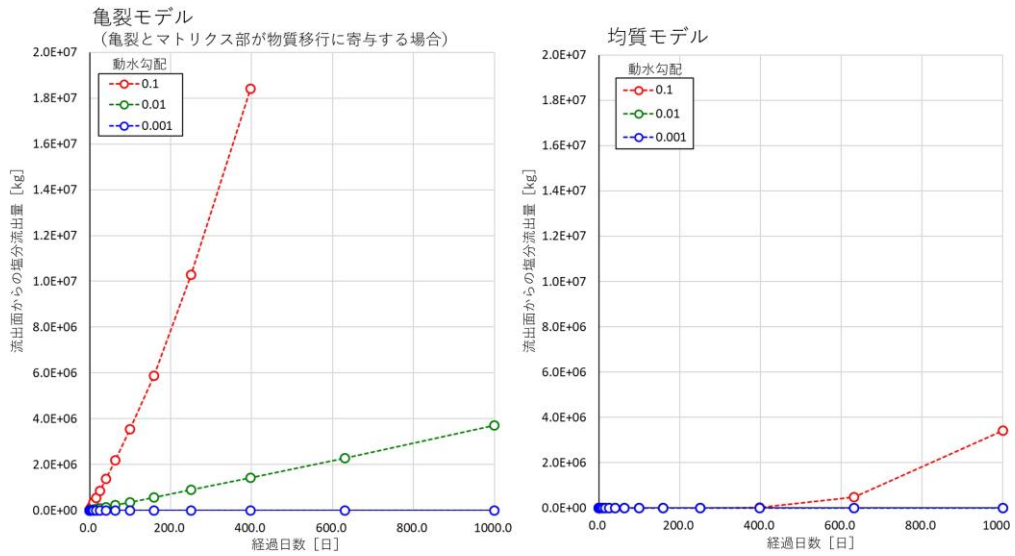


図 4.5-7 HydroGeoSphere の解析結果；流出面から流出した塩分の総量，（左図は亀裂とマトリクスの両方が物質移行に寄与する概念②のモデル、右図は概念③に基づく均質モデル）

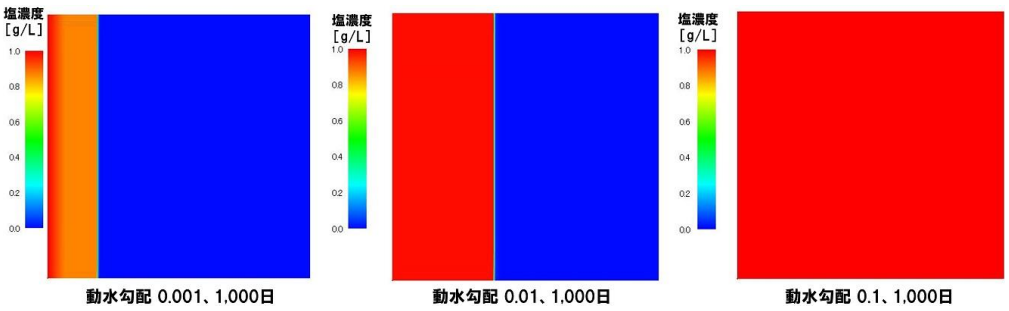


図 4.5-8　HydroGeoSphere の解析結果；均質モデルの鉛直断面における 1,000 日後の塩濃度分布の比較

(5) まとめと今後の課題

構築する水理地質構造モデルを坑道スケールから施設スケールや広域スケールへアップスケールする際に、地層が本来有している不均質性を等価な均質媒体に置き換えて解析する手法は、一般的に適用されている手法である。しかしながら、稚内層浅部のように亀裂が水みちや物質移行経路として機能する地層における物質移行現象を解析する場合、亀裂沿いの天水浸透メカニズム（物質移行概念）とモデル化手法の違いは解析結果に影響することが予想され、注意が必要である。そのため、マトリクス拡散の考慮が必要な地層中の物質移動現象の解析では、モデルのアップスケールの考え方を整理しておく必要がある。このようなアップスケールの考え方や留意点を検討し整理するためには、亀裂部とマトリクス部の両方における移流・拡散を考慮した三次元の水理・物質移行解析の実行が必要である。稚内層浅部を対象とした具体的な亀裂ネットワークモデルを用いて、亀裂部とマトリクス部の両方における移流・拡散を考慮した三次元の水理・物質移行解析を試みた。具体的には、面要素と体積要素を同時に扱うことが可能な表層水／地下水流動・物質移行解析コード HydroGeoSphere（Aquanty, 2015）を使用して、稚内層浅部を対象とした実際の亀裂ネットワークモデルを基に、亀裂部とマトリクス部のそれぞれを有限要素に離散化した二重空隙モデルを構築し、塩水を浸透させる物質移行解析を実施した。

今年度はこの解析が実行可能性を検討する予備的な試行ではあったが、二重空隙モデルでの解析を実行できることを確認することができた。また、亀裂モデルとそれと水理学的に等価な均質モデルを使用したそれぞれの解析結果の比較から、異なる結果が得られる場合があることが示された。境界条件について動水勾配を大きく（流速を早く）した場合、マトリクス拡散の効果がほとんど発現しなくなるため亀裂モデル（二重空隙モデル）と均質モデルの解析結果の差は大きくなるが、一方、動水勾配を小さくした（流速を遅く）場合はマトリクス拡散の効果が大きくなり、亀裂モデル（二重空隙モデル）と均質モデルの解析結果の差は小さくなると考えられる。今後、解析データを拡充して、二重空隙モデルを使用し解析の際にマトリクス拡散が発現する条件を整理するとともに、亀裂モデルとそれと等価な均質モデルのそれぞれの解析結果が異なる条件（または、同じになる条件）を整理しすることが課題である。

参考文献

Aquanty, HydroGeoSphere Verification Manual Release1.0，Aquanty Inc., Canada, 86p., 2015.

舟木泰智，石井英一，常盤哲也，新第三紀堆積岩中の割れ目は主要な水みちとなり得るか?，応用地質 50 巻，4 号，pp.238-247，2009.

Haggerty, R. and Gorelick, S. Multiple-rate mass transfer for modeling diffusion and surface reactions in media with pore-scale heterogeneity, Water Resources Research, VOL. 31, NO. 10, pp.2383-2400, 1995.

Hayano, A., Ishii, E., Relationship between faults oriented parallel and oblique to bedding in Neogene massive siliceous mudstones at the Horonobe Underground Research Laboratory, Japan, IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, 44, p.022004_1 - 022004_8, 2016.

早野　明，石井英一，新第三紀塊状珪質泥岩に分布する断層を対象とした亀裂ネットワークモデル，平成 30 年度(2018 年)資源・素材学会春季大会資源・素材講演集(インターネット), 5(1), 9p., 2018.

Holt., R., Conceptual Model for Transport Processes in the Culebra Dolomite Member, Rustler Formation, SAND97-0194, Sandia National Laboratories, U.S.A, 160p., 1997.

石井英一，福島龍朗，新第三紀珪質岩における断層の解析事例，応用地質 47 巻，5 号，pp.280-291，2006.
Ishii, E., Funaki, H., Tokiwa, T., Ota, K., Relationship between fault growth mechanism and permeability variations with depth of siliceous mudstones in northern Hokkaido, Japan, Journal of Structural Geology 32, pp.1792-1805, 2010.
Ishii, E., Predictions of the highest potential transmissivity of fractures in fault zones from rock rheology: preliminary results, vol.120, pp.2220-2241, 2015.
Ishii, E., The Role of bedding in the evolution of meso- and microstructural fabrics in fault zones, Journal of Structural Geology 89, pp.130–143, 2016.
日本原子力研究開発機構，電力中央研究所，平成 30 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, 383p., 2019.
日本原子力研究開発機構，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, 468p., 2019.
大野 宏和, 武田 匡樹, 松岡 稔幸, 深層ボーリング孔を利用した地質学的調査および力学試験データ集(HDB-1～11 孔), JAEA-Data/Code 2015-021, 2016.
太田久仁雄，阿部寛信，山口雄大，国丸貴紀，石井英一，操上広志，戸村豪治，柴野一則，濱　克宏，松井祐哉，新里忠史，高橋一晴，丹生屋純夫，大原英史，浅森浩一，森岡宏之，舟木泰智，茂田直孝，福島龍郎，幌延深地層研究計画における地上からの調査研究段階（第 1 段階）研究成果報告書 分冊「深地層の科学的研究」，JAEA-Research 2007-044, 2007.
産業技術総合研究所，日本原子力研究開発機構，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 27 年度地層処分技術調査等事業 沿岸部処分システム高度化開発 報告書,

4.5.2 天水浸透影響の小さい領域を推定するための解析的検討

本事業では、内陸部の地下深部に存在する長期的に安定な水理場・化学環境を評価するための技術の高度化の一環として、低流動域の分布を概要調査で効率的に把握するための技術の高度化を進めている。本項では、低流動域に影響する古水理地質学的変遷に関する因子を抽出することを目的として、既存の地下水流動解析の結果に基づき、低流動域における長期的な地下水流動に関する水理解析に必要な考慮事項を検討した。次に、過去 100 万年前から現在までの地形の変化や海水準変動などを考慮した地下水流動を実施するために解析モデルを構築した。また、構築したモデルを用いた試解析を実施した。

(1) 既往の解析結果の整理

均質かつ亀裂の少ない泥岩のような低透水性の岩盤を対象とした地下水流動および物質移行解析では、通常、涵養域から流出域までを包含するように解析領域が設定され、天水が地下に浸透し地下水となって流動することを前提として、ある特定の区間の移行時間や流出点などが推定される。しかし、地下深部の低流動域は、古い化石海水の存在から示唆されるように長期にわたって海水起源の地下水が滞留するような場であるため、涵養域から流出域までの移行時間は、極めて長い時間スケールになる。その時間スケールに対応した地下水流動解析における地質構造モデルや解析条件の不確実性はきわめて大きくなる。また、上記のような解析により算出される移行時間を化石海水のように滞留していた地下水の年代と直接的に比較することは適切ではない。したがって、上記のような広域地下水流動解析とは異なる考え方や手法を構築する必要がある。平

成 30 年度の検討では、フランス、スイス、カナダ、フィンランドといった諸外国の地層処分におけるセーフティケースでの安全戦略の中で実施されている地下水流動モデルや物質移動モデルの構築および解析の事例を調査し、幌延地域への適用性と課題を整理した。

上述の諸外国の事例調査結果を踏まえて、低流動域における長期的な地下水流動解析を実施する際に必要となる主な考慮事項として、1) 隆起・侵食による古地形変化を考慮する点について、2) 密度流を考慮する点について、3) 異常高圧を考慮する点について、4) 海水準変動を考慮する点について、5) 涵養量変化を考慮する点について、6) 塩濃度分布の初期条件の与え方について、を抽出した。令和２年度の検討では、これらの考慮事項に対して、幌延地域における既存の解析的検討例に基づき、地下深部の低流動域における長期的な地下水流動に与える影響の大きさや範囲を定量的に整理した。対象とした調査資料の資料名、著者、報告時期を表 4.5-4 に示す。各資料で示される解析モデルおよび考慮する点を表 4.5-5 に示す。

表 4.5-4 調査資料

資料 No.	資料名、報告時期	著者
1	平成24年度地層処分技術調査等事業（地層処分共通技術調査：岩盤中地下水移行評価技術高度化開発）－地下水年代測定技術調査－報告書、2013年3月	一般財団法人 電力中央研究所
2	平成28年度原子力発電施設等安全技術対策委託費（自然事象等の長期予測に関する予察的調査）事業平成28年度事業報告、2017年3月	国立研究開発法人 産業技術総合研究所
3	平成29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地質環境長期安定性評価確証技術開発報告書、2018年3月	国立研究開発法人 日本原子力研究開発機構
4	JNC TJ1410 2001-002 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（核燃料サイクル開発機構 委託研究成果報告書）、2001年8月	株式会社 間組
5	地質環境の長期的変遷を考慮した水理モデル構築に関する研究(2)((独)日本原子力研究開発機構　契約業務報告書) 2007年1月	株式会社 間組
6	JNC TJ1410 2002-004 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（核燃料サイクル開発機構　委託研究成果報告書）2002年3月	株式会社 間組

表 4.5-5 調査資料の記載概要

資料No.	解析モデル	1)	2)	3)	4)	5)	6)
1	幌延2D		○	○			○
2	幌延2D	○	○	○	○	○	○
3	幌延3D		○	○	○	○	
4	仮想2D					○	
5	幌延2D	○		○	○	○	
6	－			○			

1)：隆起・侵食による古地形変化を考慮する点について
2)：密度流を考慮する点について
3)：異常高圧を考慮する点について
4)：海水準変動を考慮する点について
5)：涵養量変化を考慮する点について
6)：塩濃度分布の初期条件の与え方について

1) 地下水年代測定技術に関わる解析検討（資料 No.1）

地下水年代測定技術は高レベル放射性廃棄物処分に適する低流動域を評価するために必要な技術である。地下水年代を評価する際には、地形・地質条件の複雑さなどの影響で、地下水年代の妥当性の判断が難しい。このような観点から、地下水流動に影響を与える要素を総合的に考慮できる地下水流動解析により地下水流動とその滞留性を評価し、地下水年代の妥当性を確認しておくことが重要であると考えられる。本資料では幌延地域での地下水流動解析を通じて、本地域沿岸域の浜里地点における地下水年代測定結果と照らし合わせ、地下水流動・物質移行解析により地下水年代測定化学種の数値解析と比較し、感度解析的アプローチにより地下水流動・物質移行解析における影響要因の調査を行い、数値解析技術による地下水年代評価技術の精度向上に資する要件の抽出を行っている。

定常解析では、観測値の塩濃度や ^{4}He 濃度、$\delta^{2}H$、$\delta^{18}O$ の観測値分布の再現が困難であった。これは、定常状態では地形勾配が小さいため、Ghyben-Helzberg 則などからも明らかなように、塩淡境界が浅くなる流動系が得られるためであると考えられる。このことから、浜里地点での塩淡境界は定常状態で形成されたものではなく、海水準変動や堆積環境など古水理地質環境の変遷の影響を強く受けていると考えられる。

解析メッシュモデルによる感度解析では、評価地点以外のメッシュを粗くした場合においても、ボーリング孔周辺への影響は小さいことがわかった。これは、本地点が動水勾配の小さい領域に位置するため、水平方向の影響より鉛直方向の影響が大きいためと考えられる。降水量の影響は 100 mm/y 以上であれば、更別層の透水係数が低くかつ地形勾配が緩く、涵養できる降雨が少ないため、地下水位が地表面に付近にあり影響は少なかった。このため、氷期などに涵養量が減少しても地下水流動に影響はほとんどないと考えられる。ただし、降水量を 10 mm/y と極端に小さくした場合は天水浸透の影響が小さくなり、地下水の流れが遅くなる結果が得られている。地熱による密度変化の影響は、解析領域内の温度を 4℃で一定とした場合と比較してほとんど影響は無かった。非定常解析においては、境界条件だけでなく初期条件が重要であるが、沖積層と更別層では海水準変動のたびに地下水が入れ替わるため初期値の影響が無い。勇知層においても影響は小さく、初期条件の影響は小さいと考えられる。海水準変動についても同様に、氷期・間氷期を線形に結んだ単純なモデルと古気候変動をできるだけ再現した複雑な海水準変動を与えたモデルの両モデルの解析結果に大きな違いは見られないため、海水準変動の影響は小さいことが分かる。

これらの結果から、勇知層以深における地下水流動には、涵養量、地熱、初期条件、海水準変動の影響は小さい結果が報告されている。一方で、地層の透水係数を変えた場合、地下水流動への影響が大きかった。

2) 自然事象等の長期予測に関する予察的調査（資料 No.2）

地質学的変動・海水準変動等がもたらす水文地質学的変動とそのモデル化に関する検討のまとめと課題として、幌延地域を対象に、海進・海退を含む 12 万年を 1 周期とした 3 周期（36.4 万年）の海水準変動の影響を考慮した地下水流動・物質移行解析が実施されている。地質学的変動として、海水準変動の違いとして相対的に最大で 100 m の差を与えることで隆起の影響を考慮している。涵養量は間氷期を 100 mm/y、氷期を 0 mm/y として線形に結んだ涵養量変化を与えている。その結果、隆起量の考慮と涵養量変化の考慮は、全水頭には影響しなかった。一方で、塩濃度分布に対しては影響が見られるものの、その因果関係は隆起や涵養量変化の有無で明確に区別できるほど単純ではなく、その他の境界条件を踏まえた総合的な判断が求められた。最終的な

解析結果では、違いが小さいが、氷期・間氷期ごとに浅部では地下水が大きく入れ替わる結果が得られている。地下深部では、この影響がやや遅れを伴う形で生じていた。

3) 移流分散解析による地球化学特性の長期変遷の解析事例（資料 No. 3）

幌延地域を対象として、地下水流動に影響を与える天然現象（堆積、圧密、隆起・侵食、涵養量変化、海水準変動など）を解析に考慮する手法である三次元地質構造モデルおよび複数の時間断面における変遷を考慮できる地下水流動解析手法（Sequential Modeling System of geological evolution impact on groundwater flow：SMS）（今井ほか, 2009）が適用されている。解析モデルの三次元メッシュについては、地形・地質モデルに表現されている主要な谷や尾根といった地形起伏の特徴や水理地質構造の分布形状の再現性を確認することで、基本的なメッシュ間隔（水平方向：500 m（陸域）～2,300 m（海域）、深度方向：30 m（浅部）～1,200 m（深部））が設定されている。また、断層はスメアード割れ目モデル（河西ほか, 1994）を用いてモデル化されている。水理に関しては、100 万年前の水理モデルでの海水準（標高 0 m）に基づく静水圧分布を初期条件として設定されている。塩濃度に関しては、初期条件として解析領域全体が海水相当または海水の半分の塩水で満たされている条件が設定されている。解析結果は、浜里地域や地下施設周辺地域におけるボーリング調査で観測された地下水年代と整合性を示すことが報告されている。地下施設周辺地域における塩濃度分布については、塩濃度を海水の半分としたモデルにおいて、比較的良い再現性が得られていた。浜里地域の位置する沿岸部と地下施設周辺の内陸部を比較すると、相対的に沿岸部の方が長期的な地下水流動の変動域であることが示され、一方で、内陸部では浅部の声問層においても非常に古い地下水年代の解析結果が得られている。

4) 広域地下水流動解析実施上の課題に関する検討（資料 No. 4）

堆積岩を対象とした広域の地下水流動解析の課題として今井ほか（2001）では、① 解析領域範囲の設定が解析結果に与える影響の検討、② 涵養量の設定方法の検討、③ 断層のモデル化の検討、④ 海底部の地形・塩淡境界の影響の検討に対し、鉛直二次元断面モデルを用いた解析的検討がなされている。

① 解析領域範囲の設定が解析結果に与える影響の検討では、水平方向 23.5 km、鉛直方向 2.5 km のモデル I、水平方向 37.6 km、鉛直方向 2.5 km のモデル II、水平方向 37.6 km、鉛直方向 5 km のモデル III の 3 種類の解析領域が用いられた。3 種類の解析領域設定で全体的な流動傾向はほぼ同じであった。深度方向に解析領域を大きく設定すると、山地部の高い水頭が回り込むことにより、平野部の全水頭分布に影響することがわかった。ここでは飽和解析を実施しているため、地形の影響が大きく、また均質として解析しているため深度方向に解析領域を大きく取った影響が全水頭分布に表れたものと考えられる。水平方向の解析領域の設定に関しては、モデル I とモデル II の全水頭・流入出量にほとんど差が見られないことから、水平方向の領域設定に関してはモデル I の範囲までを対象とすれば十分と考えられる。実際の環境においては、山地部では地下水位が飽和解析で示される結果より低くなり、また、透水係数は深部ほど小さい傾向があるため、モデル III の場合も、モデル I やモデル II と類似した結果となると推察される。

深部を対象としたボーリング調査においても、通常調査する深さは最大でも 1500m程度であり、より深部で直接透水係数を計測することはないと考えられる。このため、ボーリング調査以深の透水係数に関しては、物理探査等による深部地質構造の推定結果と既存の透水係数深度依存性のデータから推定して設定することとなる。透水係数深度依存性は深部ほど透水係数が小さい傾向を示し、深部まで解析領域を設定しても解析領域設定の解析結果への影響は小さくなる。この観点から、非常に大きな深度までを対象とした解析を実施する必要はないと考えられる。ただ

し、物理探査等により特別な地質構造が推定された場合は深部の対象領域を確保し、その物理パラメータと透水係数の相関性等を加味して考えられるケースに関して検討する必要があると考えられる。

② 涵養量の設定方法の検討では、2 種類の地質構造モデル（typ1,typ2）に対し、表層水理区分を考慮しているものと考慮していないもの、基盤下流部の透水係数の大きいものと小さいもの、涵養量 100 mm/y と 400 mm/y の組み合わせに対し解析を実施し、全水頭分布、流速ベクトル分布、パーティクルトラッキングによる地下水流動経路、地下水位、表層部の水収支に関する比較検討が実施されている。この結果、透水係数の大きい表層部の影響は、水理地質構成・涵養量により変化するものの、地下水流動系に大きく影響することが報告されている。その働きは主に次の 3 点である。（a）基盤上面に水位を保持し、表層部に水みちを維持する役割。（b）地表から供給された水分を下方に伝達するとともに、斜面に沿った下流部への水みちとなる役割。（c）基盤部からの流出を受け入れ、さらに下流へ運び再涵養する役割。

涵養量が少ない場合は、地下水位は基盤面下方に存在し、地下水は主に基盤部を流動し表層部は上方から下方に水分が移動するにすぎない。涵養量が多くなると地下水面は基盤面の上にある表層部に存在し、通常透水係数が大きいと考えられる表層部は斜面方向の重要な地下水流動経路となる。したがって、涵養量が多く、透水係数の高い表層部に地下水面が形成されるような場合は、表層部をモデル化に反映する必要がある。さらに、表層部を考慮しないモデルでの解析結果から、涵養量は透水係数と密接に関係し、与えられた水理地質モデルの透水係数に見合った涵養量を設定する必要性が示唆されている。一方で、不均質性に富んだ水理地質モデルに対して、細かな涵養量設定をするのは難しい。このような場合、透水係数の大きな表層部を設定し、涵養量設定と不均質な透水係数区分から成る水理地質モデルとのバッファーとして透水係数の大きな表層部を利用する方法が考えられる。設定した涵養量を始めに透水係数の大きな表層部に入力し、表層部によりその下の水理地質モデルへの涵養量を再配分させることで、あまり細かな涵養量分布を設定せず、涵養量設定を容易にすることができると考えられる。したがって、広域の地下水流動を把握する際、表層部の地下水流動特性を把握することの必要性・重要性も示唆された。

③ 断層のモデル化の検討については、解析モデルメッシュの要素分割時点から断層を忠実にモデル化するもの、線状の一次元要素で断層をモデル化するもの、スメアードモデル（河西ほか, 1994）で断層構造をモデル化するものが比較されており、結果を次の（a）～（d）に示す。（a）階段状のモデル化は断層の厚さを大きく評価するため、断層部の透水係数が大きい場合、小さい場合ともに断層の効果を過大評価する傾向がある。（b）断層部の透水係数が大きい場合に断層の効果をやや過小評価する傾向があり、断層部の透水係数が小さい場合は断層の効果をほとんど評価しない。（c）スメアードモデルは、断層部の透水係数が大きい場合に断層の効果をかなり過小評価する傾向があり、断層部の透水係数が小さい場合は断層の効果をやや過小評価する傾向がある。一次元要素化モデルやスメアードモデルなどの断層の近似モデルは、地下水流動の全体的な傾向をある程度表現していることが確認されたものの、要素分割時点から断層を忠実にモデル化するものに比べ断層効果が小さく表現されることが示され、モデル化に際しては解析目的等を踏まえて、適切なモデルを選択する必要性が示唆された。

④ 海底部の地形・塩淡境界の影響の検討では、（a）標準ケース（実際の傾斜を再現したケース）と（b）海底地形の傾斜を変化させたケース、（c）海岸での境界形状を鉛直としたケースが検討されている。（a）標準ケースでは、海岸から開進地区付近にいたる平野部では、標高が 5 m 前後と低いため、海水がかなり内陸まで浸透し、比濃度が 0.3 の領域が開進地区付近まで及ぶ結果が得られている。ただし、開進地区付近における塩淡境界は、深度 1,000 m 以深となっている。一方で、Ghyben-Herzberg の関係によると、地下水位の 40 倍の深さに塩淡境界があるとされて

おり、これは水位が標高 3～5 mの場合、深度 120～200 mに塩淡境界が位置することが予想される。解析では溶質の分散現象を考慮しているため、境界面はそれほど明確ではない。(b) 海底地形の傾斜を変化させたケースでは、海底地形の傾斜を実際の 20%あるいは 500%としているが、標準ケースの結果とほとんど違いが認められていない。(c) 海岸での境界形状を鉛直としたケースでは、他のケースと同様塩淡境界が開進地区付近に及んでいる。海岸付近では、塩濃度の高い領域が陸地部で広がっており他のケースとは異なる結果となっている。

間隙水圧の観測値の分布は、深部ほど静水圧を超える結果が得られており、解析結果では深度 800 m付近まで、同様の分布が得られている。塩濃度の分布の観測結果においても、深度 1,000 m 付近で高い塩濃度が観測されていることから、高い間隙水圧が海水侵入あるいは残存している過去の海水の影響によるものである可能性が考えられ、広域地下水流動モデルを詳細に検討する際の重要な課題になるものと考えられる。

5) 隆起・沈降などによる地質構造の変化が地下水流動へ与える影響の検討（資料 No. 5）

ここでは、SMS の開発時の計算事例を示す。地下水流動の境界条件を図 4.5-8 に示す。解析領域側部、底部は不透水とし、海底部は海水から算定される水位を固定水位とし、陸部には涵養量とともに自由浸出条件を設定した。図中の両向きの矢印は固定水位および涵養量変化の概要を示したものである。海水準変動は図 4.5-9 に示す海水準変動曲線を適用し、涵養量は凍土の発生する際にかん養量が 0 となる設定を適用している（図 4.5-10）。

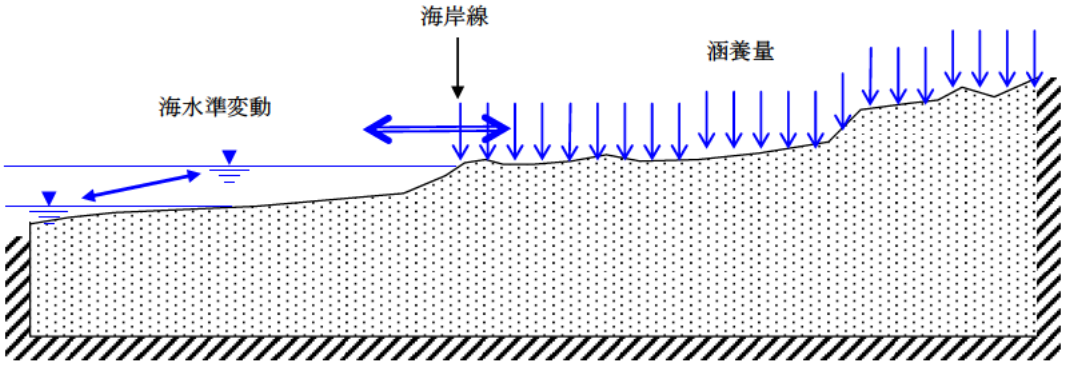


図 4.5-8 地下水流動解析における境界条件

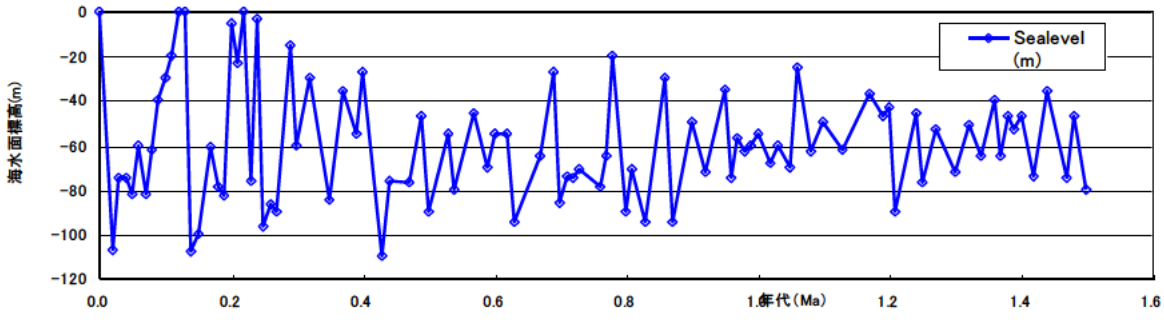


図 4.5-9 海水準の時間変化特性

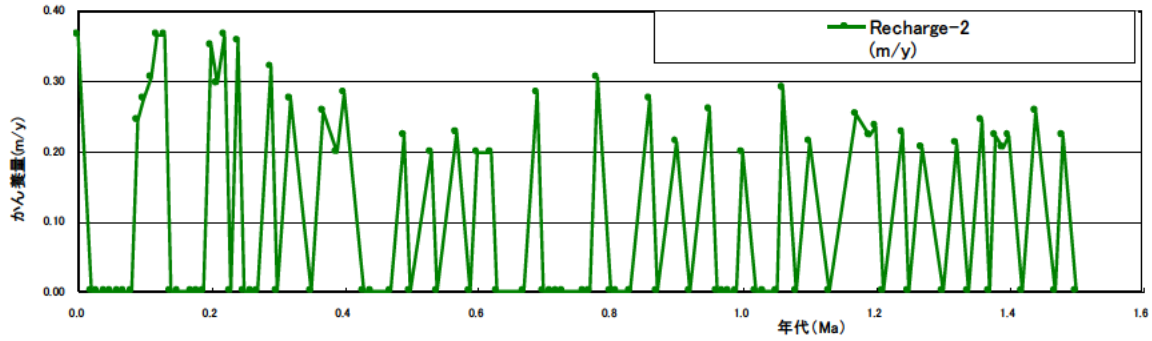


図 4.5-10 涵養量の時間変化特性

物質移行解析の境界条件を図 4.5-11 に示す。モデル側部、底部は不透水境界でゼロフラックスとし、陸部表面では比濃度 0 の天水が涵養されるとした。海部では比濃度 1.0 として海水であることを示す。厳密には流出箇所では濃度を有した地下水の湧出も想定されるが、設定した初期濃度分布から濃度を有した湧出の可能性が小さいこと、計算の収束性を確保する観点からこの境界条件とした。他の境界部に関しては特に境界条件を設置していない。海進、海退に伴い沿岸海底部は境界が移動する。

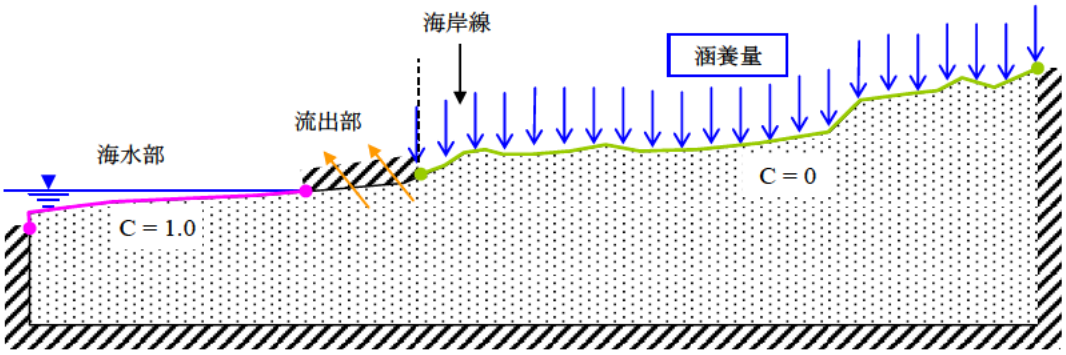


図 4.5-11 物質移行解析境界条件

現在の海水準と涵養量を与えた条件で地下水の定常解析を実施し、この結果を初期条件とした。比濃度の初期条件は、全領域において 1.0 とした。水理地質区分の設定や透水係数や間隙率、比貯留係数などのパラメータの設定を図 4.5-12 と表 4.5-6 に示す。すべての地質区分について図 4.5-13 に示す不飽和特性を用いた。不飽和特性は実データに基づいたものではなく、計算時の収束性を重視し、ある程度の不飽和領域や地下水面の表現が可能な設定とした。分散長は、縦分散長 α_L＝100 m、横分散長 α_T＝20 m とした。

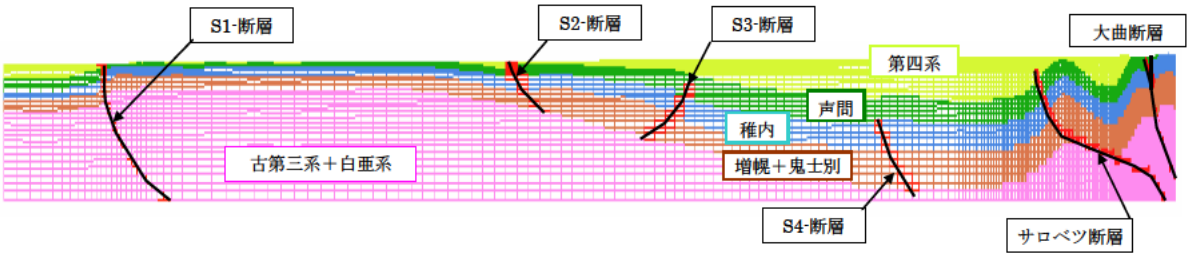


図 4.5-12 地質区分

表 4.5-6 透水係数、間隙率、比貯留係数

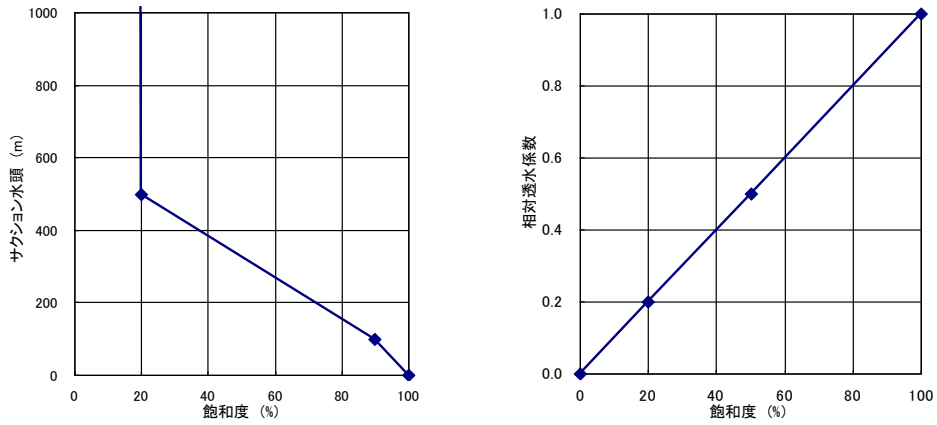
No	地質	透水係数(m/s)	間隙率(%)	比貯留係数(1/m)
1	古第三系＋白亜系	1.0E-11	20	1.0E-05
2	増幌＋鬼士別	5.0E-10	30	1.0E-05
3	稚内	Depth_Wk	40	1.0E-05
4	声問	Depth_Kt	60	1.0E-05
5	勇知・更別・第四系	Depth_Yt	60	1.0E-05
6	大曲断層	1.0E-08	50	1.0E-05
7	サロベツ断層	1.0E-08	50	1.0E-05
8	S1-断層	1.0E-08	50	1.0E-05
9	S2-断層	1.0E-08	50	1.0E-05
10	S3-断層	1.0E-08	50	1.0E-05
11	S4-断層	1.0E-08	50	1.0E-05
12	表層（地表より10m程度）	1.0E-06	60	1.0E-05

※表中の Depth_Yt 、Depth_Kt 、Depth_Wk は各層の深度依存性モデルを示す。
透水係数 k（m/s）、深度 Z(m)とするとそれぞれ次式で表される。また上下限を設定した。

Depth_Yt：log10(k)= −0.0034Z−8.3665（上限：1×10^{-8}m/s、下限：1×10^{-11} m/s）

Depth_Kt：log10(k)= −0.0039Z−7.5935（上限：1×10^{-7} m/s、下限：1×10^{-11} m/s）

Depth_Wk：log10(k)= −0.0061Z−5.5626（上限：1×10^{-6} m/s、下限：1×10^{-11} m/s）



(a)水分特性曲線　　(b)相対透水係数

図 4.5-13 不飽和特性（飽和度と相対透水係数、サクションの関係）

解析は、地質構造の遷移（時間的変化）の有無、透水係数の遷移の有無の観点から 3 ケースを実施した（表 4.5-7）。透水係数の変化は深度依存性のある勇知層、声問層、稚内層を対象にし、それ以外は不変とした。透水係数 k は深度 z を用いて$log_{10}(k) = az + b$で表現され、1.5 Ma では定数 b を 1 大きい値とし、現在の値との間で時間に線形に変化する設定とした。解析期間は、150 万年とした。

表 4.5-7 解析ケース

	地質構造	透水係数
Case1	現在のまま不変	不変
Case2	遷移	不変
Case3	遷移	遷移

解析結果として、現在の全水頭および塩分濃度分布を図 4.5-14 と図 4.5-15 にそれぞれ示す。全水頭は、丘陵部では Case1 が大きな値を示すが、分布形状は 3 ケースとも類似しており、浅部では沿岸域、海域ともに 3 ケースともほぼ同じ値である。一方で、Case2 は深部ほど値が小さくなった。沿岸域では、Case1 と Case3 は類似した全水頭分布を示す。塩濃度については、Case2 が最も淡水化域が少なく、海域では 3 ケースともほとんど比濃度が 1.0 となっている。また、透水係数の大きい Case3 が最も深部まで淡水化する結果が得られている。

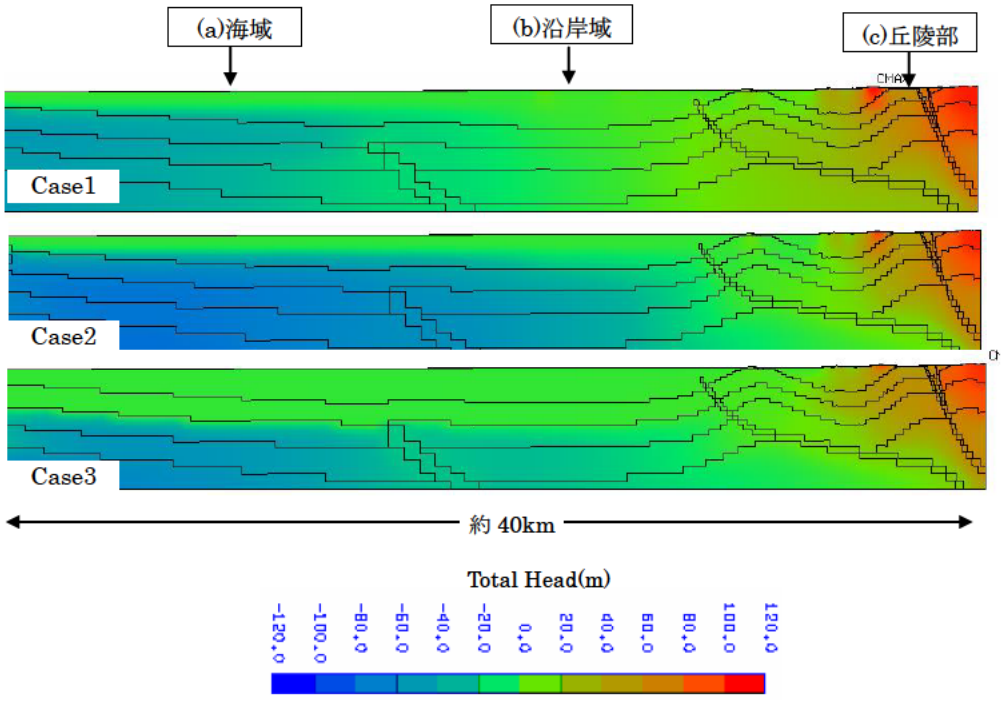


図 4.5-14 全水頭分布

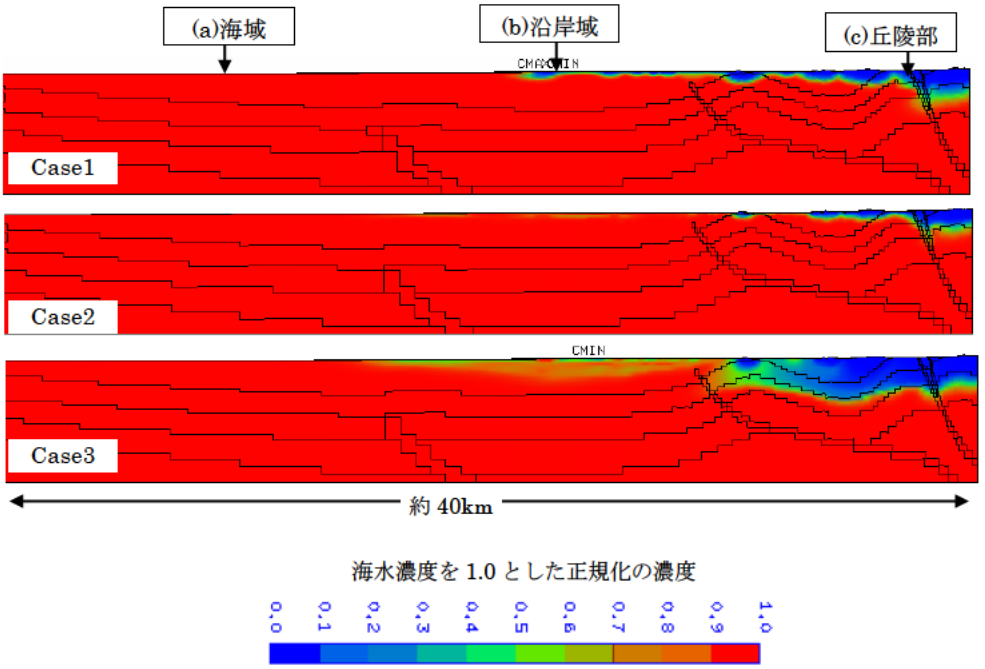


図 4.5-15 濃度分布

6) ガスの発生原因と異常高圧の関連について（資料 No. 6）

今井ほか（2002）では、ガスの発生原因と付随する現象（異常高圧）をまとめている。ガスの溶解度は圧力に比例して増加することから、地層中に閉じ込められているガスはボーリングや立坑掘削に伴う圧力解放により気化する。このとき、発生する気体の量は、もともと溶存している気体の量、圧力解放時の間隙水圧、地下水温に依存する。気化したガスは、地下水と一緒に地層中を流動するが、その移動現象は次章で述べる多相流解析手法によりモデル化することができる。

地下深部の間隙水圧が静水圧以上の圧力を有し、その圧力が非常に高い場合は異常高圧と呼ばれ、異常高圧が保持されている箇所は異常高圧帯あるいは異常高圧層と呼ばれる。千木良（1998）はこの異常高圧帯に関し、その成因を以下の 5 項目のように整理している。① 急激な堆積作用による下位の未固結層の圧縮、② 衝上断層の発達による構造的な圧縮あるいは褶曲運動の際の横圧力、③ 泥質堆積物中の有機物からのガスの発生、④ 粘土鉱物などの変化に伴う脱水作用、⑤ メタンハイドレートの分解。①と②は応力増加による堆積層の変形に伴う間隙圧の上昇、③と⑤は間隙内のガスの発生（主にメタンガス）による間隙圧の上昇、④は地層中の粘土鉱物が保持する結晶水としての水が温度の増加に伴い相変化する際の脱水による間隙水量の増加である。

わが国では、秋田県から新潟県にかけての日本海側の油田地域に異常高圧帯が存在している（千木良, 1998）。また、異常高圧帯のもたらす自然現象として泥火山現象が考えられている。これは地下深部の高い間隙水圧の解放によるもので、非火山性地域において泥が噴き出して泥火山と呼ばれる小山を形成する。温泉にもしばしば小規模な泥火山（例えば秋田県の後生掛温泉にあるようなもの）が見られるが、ほとんどの泥火山は実際の火山活動とは無関係である。高さは一般に数 m から数 10 m であるが、中には 500 m に達するものもあり、油田地域やプレート収束域に多く分布する。わが国の陸域においては、幌延地域の上幌延泥火山（Miyakawa et al., 2013）、北海道南部の新冠泥火山（千木良・田中, 1997）や、新潟県十日町市の泥火山（e.g., Etiope et al., 2011）が知られている。

堆積岩の間隙率は圧密履歴、上載荷重（有効応力）の影響で深部ほど間隙率が小さくなる傾向がある。砂泥互層では一般に砂岩部は透水性が高く、泥岩部では透水性が低いために砂岩部での排水は速やかに進行し、泥岩部では遅れる傾向にある。このため泥岩部では圧密進行が遅れ間隙率の高い箇所が存在しこのような箇所は間隙水圧が高い状態で保持されやすい（藤田, 1981）。この点に関して、真柄（1981）は次のようにまとめている。砂岩層に最も近接した泥岩層の部分は水の排水に伴って圧密が進むが、砂岩層からやや離れた部分の泥岩層では圧密が遅れる。この部分では間隙率が異常に高くなり、荷重圧の影響で間隙水圧も高くなる。圧密異常による流体の移動方向は近接する比較的高透水性の砂岩層の方向になる。温度の増加による水の膨張による圧力増加は温度上昇が比較的一定の場合、水の量に支配される。水の量の多い部分（間隙率の大きい部分）ではより多くの膨張が生じるため、より高い圧力上昇が起こると考えられる。

また、本報告書 4.4.3 項でも述べたように、間隙水が塩水である場合、泥岩層が圧密作用を受ける段階で排水される水の塩濃度はもともと間隙中に存在していた塩濃度よりも小さいことが知られている。これは室内での実験でも確認されており、間隙水中の溶存陰イオンが泥岩中の粘土にフィルターされた結果生じるものと考えられている。

7) まとめ

隆起・侵食による古地形変化を考慮する点について、天水浸透に伴う塩水の洗い出し解析では、隆起に伴う下方からの塩水を含む地層隆起の影響で、考慮しないケースに比べ塩濃度が高くなることが解析的にも表現されることが確認された。密度流を考慮する点については、地温による密度流の地下水年代評価に与える影響解析がなされていたが、その影響は小さいことがわかった。異常高圧を考慮した広域地下水流動解析事例については、検討事例を確認できなかったが、例えば HDB2 孔や 11 孔では、異常高圧が確認されており、地下水流動に影響を与えることは自明である。異常高圧に関しては、ガス、上載荷重による過剰間隙水圧、温度のよる膨張効果（Aquathermal Effect）、塩分濃度差による半透膜現象（Osmotic effect）の影響を検討・考慮する必要性が挙げられる。海水準変動を考慮する点については、多くの解析事例で約 12 万年の周期で約 120 m の変動が設定され、この影響が評価されており、いずれの場合も現時点の水頭分布、塩濃度分布は類似した分布を示しており、現状の水頭分布、塩濃度分布に対する海水準変動の履歴の影響は大きくないと考えられる。涵養量変化も海水準と同様に氷期の周期と連動して変化すると考えられており、地下水年代評価における涵養量の感度解析結果より、涵養量の地下水流動への影響は特に表層部において大きく、慎重に考慮すべきことが確認された。塩濃度分布の初期条件の与え方については、調査した解析事例の多くでは、初期条件として全解析領域で間隙が海水で満たされている条件が設定されている。一例だけ、全領域淡水として解析された事例があり、この事例では、海退海進のある海岸付近表面で塩水域が見られるものの、多くの領域で淡水のままという結果が示されていた。この事例から、初期濃度条件の影響は大きいと考えられた。

その他の留意点として、広域流動解析のおける底面の設定に関する解析事例から、地表の高低差約 200 m、解析領域 10 km 程度のモデルでは深度 2,000 m程度に底面を設定することで流動特性を評価できることが示された。また、断層のモデル化に関し、断層を面として評価するケース、格子モデルの一部として評価するケースの比較がなされ、断層近傍ではその差が認められるものの、広域的流動特性への影響は小さいことが示された。一方、塩濃度分布については、断層部を高透水性の水みちとして設定した場合では、天水浸入が進み易く、濃度のコントラストが強調される傾向が確認された。

(2) 低流動域に影響する古水理地質学的変遷に関する因子の抽出のための予察解析 解析フロー

1) 解析方法および解析モデル

SMS は、隆起･沈降、褶曲や断層の発達などの地形や地質構造の形状変化や透水係数などの物性の経時変化の影響を考慮して、海水準や涵養量の長期的な変遷の地下水流動への影響を評価するために検討、開発されてきた（今井ほか, 2009）。SMS では、海水準や涵養量の変遷は時間と共に変化する境界条件として考慮され、地形･地質構造の形状や物性の経時変化は解析モデル（解析メッシュ、地質などに起因する物性区分）の変化として考慮される。解析対象時間を有限のタイムステップに分割し、各タイムステップでそれぞれの時代に応じて異なる解析モデル（解析メッシュ）を用いるが、1 つのタイムステップ内では変化はないものとする。あるタイムステップの最終時点の結果（圧力水頭や濃度）は、次のタイムステップの初期値として引き継がれ、連続的に非定常解析が実施される。本事業では、日本原子力研究開発機構（2016）で構築された SMS モデル（図 4.5-16）に基づき、Dtransu3D を用いて解析を実施した。

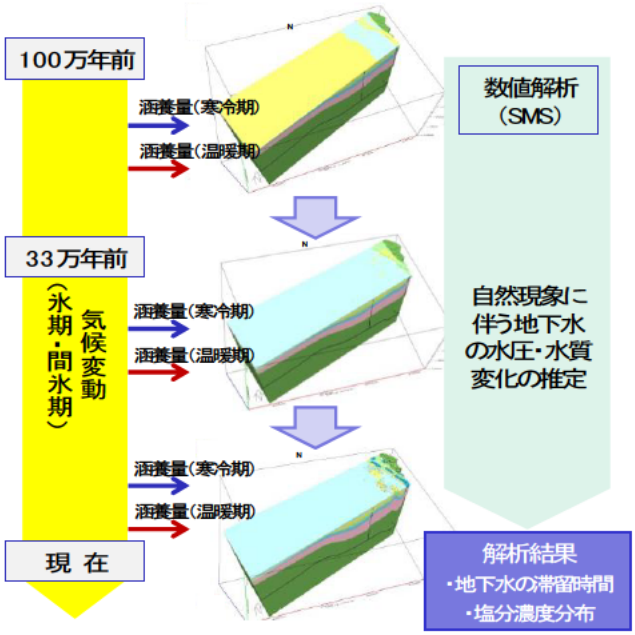
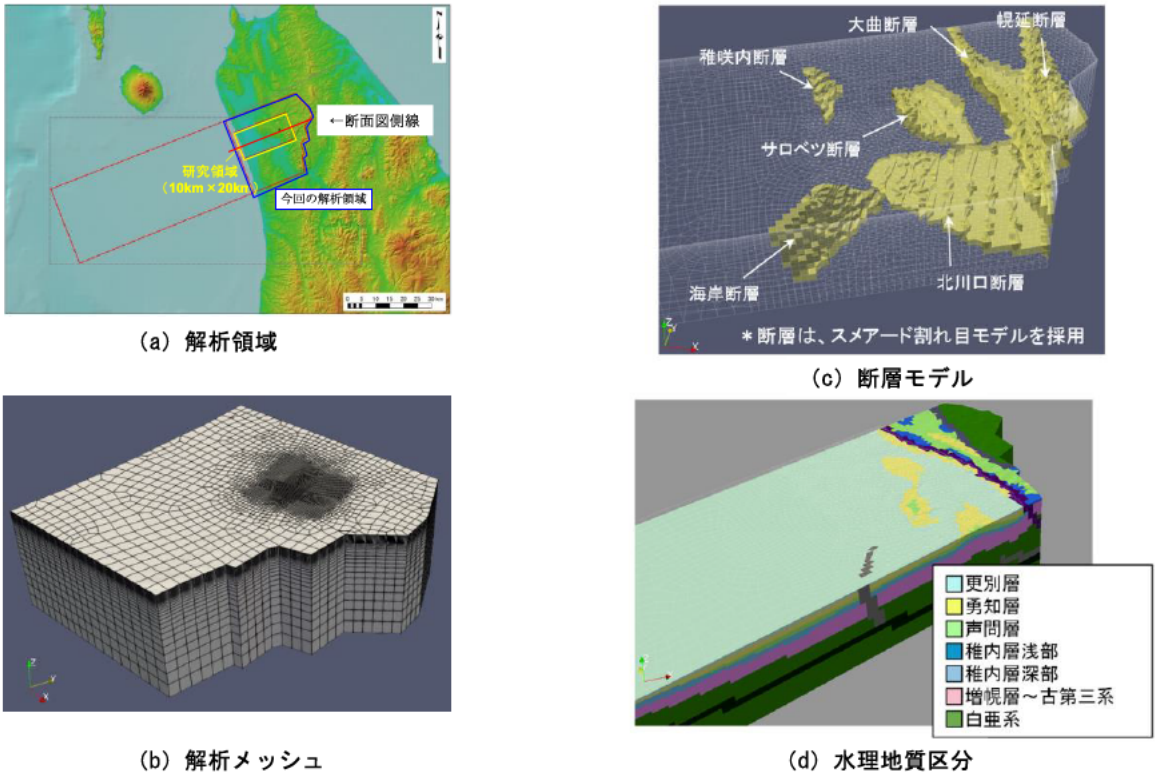


図 4.5-16 幌延地域を事例とした SMS のイメージ（日本原子力研究開発機構, 2016）

解析領域および解析メッシュ、断層モデル、水理地質区分を図 4.5-17 に示す。本事業では、1 つの要素内に地上からのボーリング孔（HDB）が 2 つ以上属さないように、幌延深地層研究センターの周辺領域のメッシュを細かく分割した。深度方向には、深度約 1,000 m 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。最深部は深度 10,000 m である。断層は、スメアード割れ目モデル（河西ほか, 1994）を用いてモデル化した。スメアード割れ目モデルは、断層を考慮していないメッシュを作成したうえで、各メッシュ体積に対する断層部の体積比率に応じて断層の透水性の影響を各メッシュの透水性に反映させる手法である。



（a）解析領域

（c）断層モデル

（b）解析メッシュ

（d）水理地質区分

図 4.5-17 解析モデルの概要（現在）

2) 解析条件

初期水頭の設定に関しては、解析領域全体で全水頭が 0 m とした。また、100 万年前の時点の定常状態を想定した解析では、その時点における涵養量、海水準、地質、地形の条件を固定した状態で非定常解析を実施し、その結果を全水頭の初期値とした。本事業における解析の起点となる 100 万年前の時点においては、解析領域の一部は既に海水面より上であったと推定されているが、ここでの基本条件としては、解析領域全体において海水相当の濃度（比濃度が 1）であると仮定した。また、100 万年前の時点において定常地下水流動を想定したケースでは、その時点における涵養量が変化しないとして約 100 万年の移流分散解析を実施し、その結果を比濃度の初期として用いた。

水理境界として、陸域の上部境界には涵養量を与え、また、気候変動に伴う涵養量の時間変化を考慮できるように飽和時は圧力を 0 とする自由浸出条件を設定した。海域の上部境界を気候変動に伴う海水準の時間変化を考慮できるように固定水頭境界とした。涵養量および海水準の時間変化については、既往の気候変動に伴う海面変化の推定結果（Rohling et al., 2014）から氷期・間氷期サイクルの時間を抽出し、既往研究（日本原子力研究開発機構, 2016）により示される涵養量と海水準の変動幅を適用した。海水準より下方となる節点には、海水準変動に準じた水頭を与えた。その他の側面と底面は不透水境界とし、また、物質移行の無い境界とした。モデル上面から涵養される水の比濃度は 0 とした。海岸部における標高 0 m～−120 m の領域では、海水準変動に応じて流入水の比濃度を 0 または 1 とした。海岸部における標高−120 m 以深の領域では流入水の比濃度を 1 とした。モデル上面のうち、海面下となる領域については、全水頭が一定となる条件を設定した。図 4.5-18 に与えた海水準変動を示し、図 4.5-19 に涵養量の変動を示す。涵養量は、海水準変動に連動すると仮定し、氷期の涵養量を 0 とするケースと、50 mm/y とする

ケースの 2 種類の涵養量変動を設定した。透水係数や間隙率、比貯留係数などの水理地質区分を表 4.5-8 に示す。

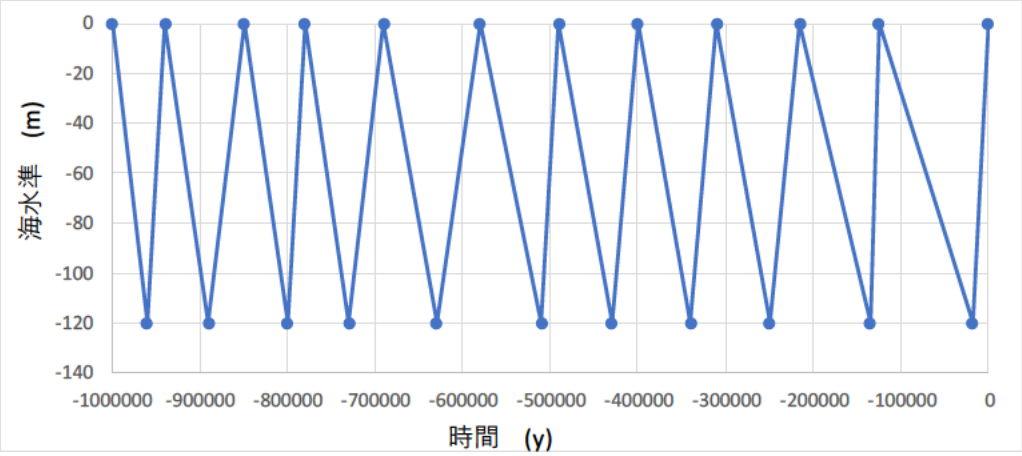


図 4.5-18 海水準の変動

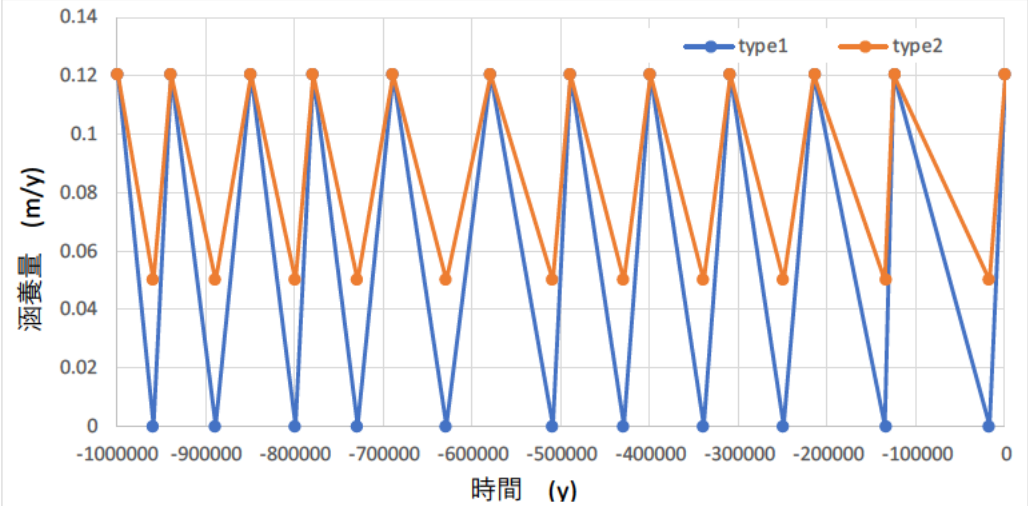


図 4.5-19 涵養量の変動

表 4.5-8 水理区分および水理パラメータの設定

水理地質区分名	透水係数（断層面方向）	透水係数（断層直交方向）	比貯留係数	間隙率	縦分散長	横分散長	遅延係数	減衰係数	有効拡散係数
	$m\ s^{-1}$	$m\ s^{-1}$	m^{-1}		m	m			$m^2\ s^{-1}$
更別層	1.0E-06	1.0E-06	1.00E-05	0.45	100	20	1.0	0.0	1.78E-10
勇知層	9.4E-10	9.4E-10	1.00E-05	0.45					1.78E-10
声問層	6.5E-09	6 5E-09	1.00E-05	0.5					1.98E-10
稚内層浅部	1.6E-08	1.6E-08	1.00E-05	0.4					1.58E-10
稚内層深部	5.9E-10	5 9E-10	1.00E-05	0.4					1.58E-10
増幌層～古第三系	5.0E-11	5.0E-11	1.00E-05	0.1					3.95E-11
白亜系	5.0E-12	5.0E-12	1.00E-05	0.1					3.95E-11
表層	1.0E-05	1.0E-05	1.00E-05	0.2					7.90E-11
大曲断層	1.5E-09	1.42E+06	1.00E-05	0.3	100	20	1.0	0.0	1.19E-10
幌延断層	1.5E-09	1.42E+06	1.00E-05	0.3					1.19E-10
北川口断層	1.5E-09	1.42E+06	1.00E-05	0.3					1.19E-10
海岸断層	1.5E-09	1.42E+06	1.00E-05	0.3					1.19E-10
サロベツ断層	1.5E-09	1.42E+06	1.00E-05	0.3					1.19E-10
稚咲内断層	1.5E-09	1.42E+06	1.00E-05	0.3					1.19E-10
デタッチメント	1.5E-09	1.42E+06	1.00E-05	0.3					1.19E-10

透水係数、比貯留係数、間隙率は、産業技術総合研究所（2012）、太田ほか（2007）、操上ほか（2008）、電力中央研究所（2011）、今井ほか（2001）、下茂・熊本（2004）、縦分散長および横分散長は Gelhar et al.（1992）に基づく。有効拡散係数は塩分の分子拡散係数を 1.3×10^{-9} m^2/s として Yokoyama（2013）に基づき算出した。

3) 解析ケースと解析結果

表 4.5-9 に 3 つの解析ケースを示す。本項（1）で示した既往の解析結果の整理を踏まえて、今年度は、涵養量の多いケースを設定した（ケース 2）。また、地上部は高透水性の表層土に覆われ、表層の涵養量に与える影響が大きいと考えられることから、水理地質区分として透水係数の大きい表層区分を設定し、モデル陸域最上部を覆うように設定した（ケース 3）。

表 4.5-9 解析ケース

ケース番号	涵養量	水理地質区分モデル
1	type1	表層を考慮しない
2	type2	表層を考慮しない
3	type1	表層を考慮する

解析結果の一例としてケース 1～3 の現在における水頭分布と比濃度分布を、図 4.5-20～図 4.5-22 にそれぞれ示す。全水頭は地形形状を反映した分布傾向を示す。また、海岸面の境界の海水準変動を受け、水理地質構造（透水係数）の影響を受けた分布傾向がみられる。今回のモデル化では現時点の海岸線にモデル境界を設定し、この境界面に海水準変動に応じた非定常な水位設定をしているため、海底までモデル化したケースと比べ深部の水頭変動の応答が早い傾向があると考えられる。ケース 2 の全水頭が最も高い値を示すが、これは涵養量および表層の透水係数設定の影響を反映した結果であると考えられる。一方で、比濃度分布には、全体的に見た場合ではケースによる大きな違いが見られない。従来のモデルでは、メッシュが荒いため、ボーリング孔

ごとの比較はできないため、詳細な検討ができなかったが、今年度はボーリング孔ごとに比較ができるようにメッシュを細かく分割している。図 4.5-23 に、幌延深地層研究所周辺の地上からのボーリング調査時の水質分析結果（天野ほか, 2012）との比較を示す。全てのケースにおいて天水浸透の影響は、標高−1,000 m〜−2,000 m まで及んでおり、明らかに天水が浸透し過ぎていることが分かる。ボーリング調査時の水質分析結果と比較すると、塩濃度分布が比較的良く再現できているように見える結果もあるが、これは比濃度 1 の海水と比濃度 0 の天水の混合の結果であり、一方で、本報告書 4.4.3 項で検討しているように、本地域の地下深部の化石海水の比濃度が 1 ではなく 0.3〜0.8 程度と考えられることから、今年度に実施した解析条件については再検討が必要であることが分かる。

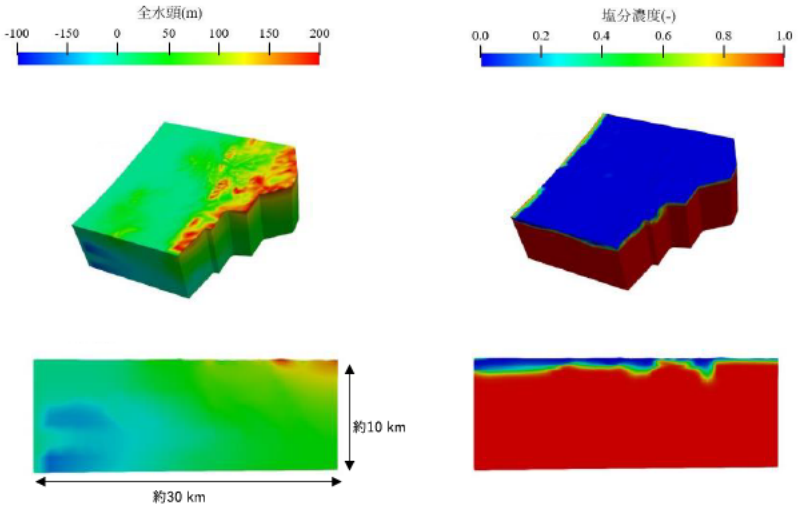


図 4.5-20 ケース 1 の解析結果（現在）

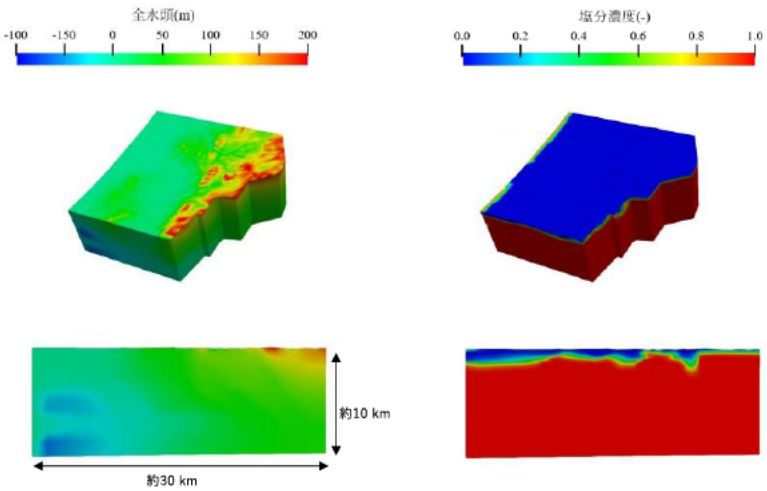


図 4.5-21 ケース 2 の解析結果（現在）

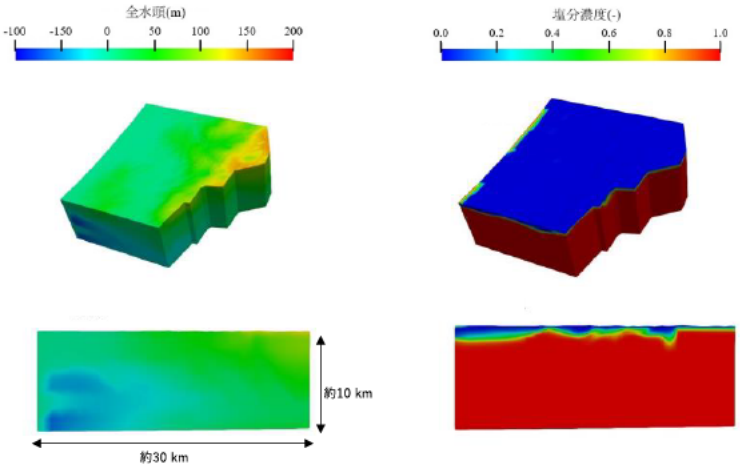


図 4.5-22 ケース 3 の解析結果（現在）

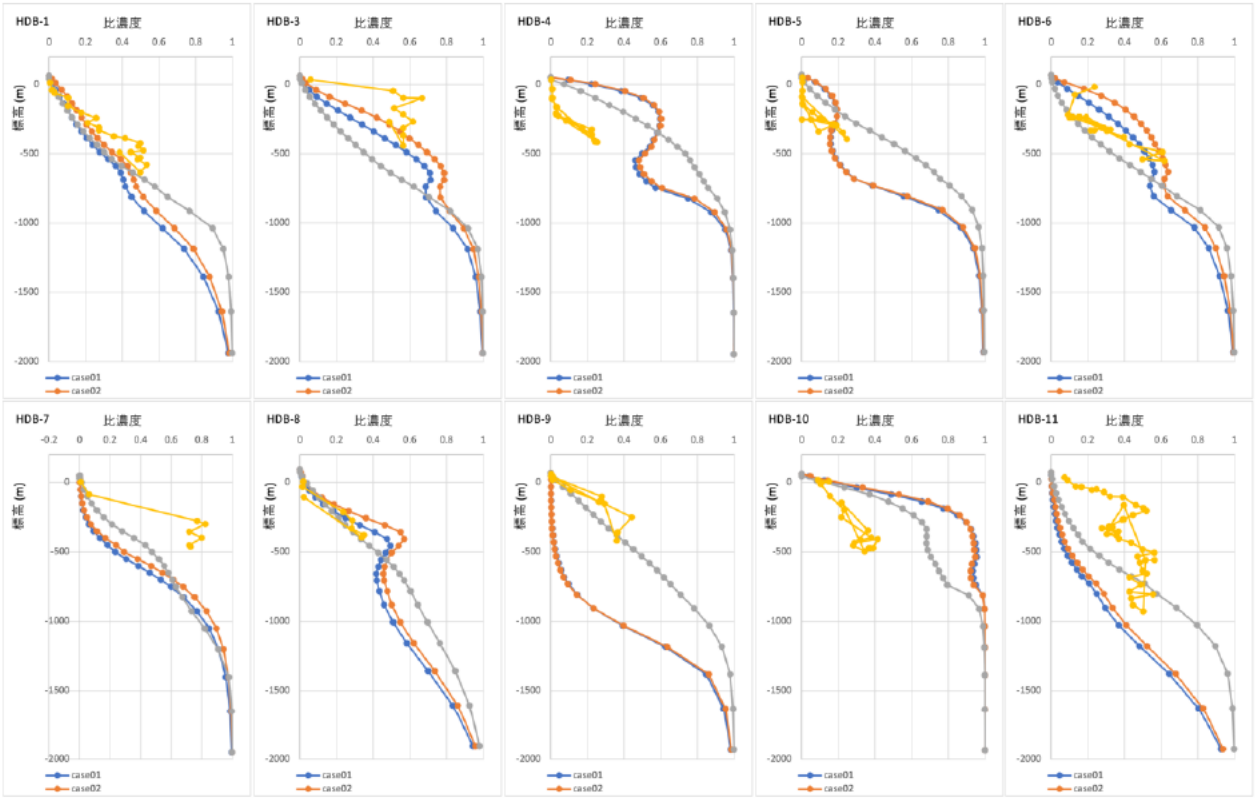


図 4.5-23 ボーリング調査時の水質分析結果との比較（現在）

4) まとめ

幌延深地層研究センターを含む内陸部を対象に地形、水理地質構造の三次元モデルを 100 万年前から現在まで 5 万年ごとに作成し、この間の海水準変動、涵養量変動を考慮した地下水・物質移行解析を実施した。この解析では（1）の既存研究事例の検討から影響が大きいと考えられた涵養量に着目し、涵養量変動パターン、表層面を設定したケースについて予察的に比較検討を実施した。この結果、天水の浸透が大きく進み、表層面の設定が全水頭分布、塩濃度分布に与える影響が大きいことが明らかになった。

参考文献

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, 312p., 2012.

千木良雅博，災害地質学入門，近未来社, pp. 122–127, 1998.

千木良雅博，田中和広，北海道南部の泥火山の構造的特徴と活動履歴，地質学雑誌, vol. 103, pp. 781–791, 1997.

Etiope, G., Nakata, R., Tanaka, K. and Yoshida, N., Gas seepage from Tokamachi mud volcanoes, onshore Niigata Basin (Japan): Origin, post-genetic alterations and CH_4–CO_2 fluxes, Applied Geochemistry, vol. 26, pp. 348–359, 2011.

藤田嘉彦，石油の生成と一次移動，堆積盆中の流体移動，東海大学出版会, pp. 5–26, 1981.

Gelhar, L.W., Welty, C. and Rehfeldt, K.R., A critical review of data on field-scale dispersion in aquifers, Water Resources Research, vol. 28, pp. 1955–1974, 1992.

今井 久，山下 亮，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, 318p., 2001.

今井 久，前田信行，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, 357p., 2002.

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, 116p., 2009.

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）―割れ目系岩盤中の地下水流動解析手法―，電力中央研究所報告, U93054, 46p., 1994.

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，vol. 64, no. 3, pp. 680–695, 2008.

真柄欽次，堆積盆内での圧密水、続成水、天水の移動と石油の集積，堆積盆中の流体移動，東海大学出版会, pp.27–36, 1981.

Miyakawa, K., Tokiwa, T. Murakami, H., The origin of muddy sand sediments associated with mud volcanism in the Horonobe area of northern Hokkaido, Japan, Geochemistry Geophysics Geosystems, vol. 14, no. 12, pp. 4980–4988, 2013.

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, 265p., 2016.

日本原子力研究開発機構，平成 29 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地質環境長期安定性評価確証技術開発報告書, 217p., 2018.

太田久二雄，阿部寛信，山口雄大，國丸貴紀，石井英一，操上広志，戸村豪治，柴野一則，濱 克宏，松井裕哉，新里忠史，高橋一晴，丹生屋純夫，大原英史，浅森浩一，森岡宏之，舟木泰智，茂田直孝，福島龍郎，幌延深地層研究計画における地上からの調査研究段階（第 1 段階）研究成果報告書 分冊「深地層の科学的研究」，JAEA-Research, 2007-044, 434p., 2007.

Rohling, E.J., Foster, G.L., Grant, K.M., Marino, G., Roberts, A.P., Tamisiea, M.E. and Williams, F., Sea-level and deep-sea-temperature variability over the past 5.3 million years, Nature, vol. 508, pp. 477–482, 2014.
産業技術総合研究所，沿岸域塩淡境界・断層評価技術高度化開発平成 23 年度成果報告書, 275p., 2012.
産業技術総合研究所，平成 28 年度原子力発電施設等安全技術対策委託費（自然事象等の長期予測に関する予察的調査）事業 平成 28 年度事業報告, 310p., 2017.
下茂道人，熊本 創，亀裂を有する軟岩中の流れと移行現象に関する研究（II）, JNC-TJ8400, 2004–011, 198p., 2004.
Yokoyama, T., Diffusivity of dissolved silica in rock pore water at 25℃ as characterized by through-diffusion experiments, Water Resources Research, vol. 49, pp. 8299–8309, 2013.
財団法人電力中央研究所，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, 722p., 2011.
財団法人電力中央研究所，平成 24 年度地層処分技術調査等事業（地層処分共通技術調査：岩盤中地下水移行評価技術高度化開発）―地下水年代測定技術調査―報告書, 402p., 2013.

4.5.3 物理探査とボーリング調査を組み合わせた手法に基づく低流動域の三次元分布の推定結果と調査データ量の関係に関する分析

(1) 背景と目的

幌延地域の地下深部に存在する地下水は、地層の堆積時に間隙中に取り込まれた海水が長い地質時間の中で岩石・水反応などの続成作用により組成が変化したものである。海水中の塩濃度は概ねナトリウムイオンと塩化物イオン（Cl^-）により占められ、反応性が低いCl^-は、特に、このような高塩濃度の地下水の指標として適している。しかしながら、続成作用におけるシリカ鉱物からの脱水による地下水中のCl^-濃度の希釈と、天水の地下への浸透などの異なる組成を持つ地下水や表層水との混合によるCl^-濃度の希釈については、Cl^-濃度だけでは区別できない。このため、化石海水を判断するための地下水の指標として、Cl^-濃度のほかに、水の酸素・水素同位体比（$\delta^{18}O$、δD）を用いる必要がある。

昨年度の検討では、ボーリング調査における比抵抗検層などのデータを用いて、ボーリング孔に沿って塩濃度分布を推定できること、さらに、電気探査や電磁探査といった地下深部の比抵抗の空間分布を推定した結果が概ねボーリング調査の比抵抗検層と整合することを確認した（日本原子力研究開発機構・電力中央研究所，2020）。このことから地下の比抵抗分布を推定できる物理探査とボーリング調査を組み合わせて、低流動域の指標である地下水中の塩濃度の三次元分布を推定できることが示された。一方、地下水の酸素・水素同位体比の三次元分布は、物理探査によって直接推定することができない。概要調査段階において得られる情報は、ボーリング調査時におけるコア試料からの圧縮抽出水および透水試験時の揚水試料の分析結果のみである。そこで昨年度は、空間的に離散的なボーリングデータを地球統計学的手法により空間補間する手法の適用性について検討に着手した。本多ほか（2010）では、これまでに幌延深地層研究計画で得られた電磁探査による比抵抗値とボーリング調査による比抵抗検層地およびコア試料からの圧縮抽出水の水質分析結果の間に相関関係が認められることに着目し、クリギングによる塩濃度の三次元分布モデルを構築する手法が提案されている。クリギングを実施する際、ボーリング孔位置など

の観測点と空間補間する評価点の間の空間的な相関を示す関数(バリオグラム)が必要になるが、地下水の酸素・水素同位体比と物理探査結果との間における直接的・物理的な相関関係についてはさらなる検討・議論が必要であることを踏まえ、昨年度の検討では、クリギングの手法として、空間相関のランダム関数モデルのみによる単純クリギング法を用いた。これにより酸素・水素同位体比についても、三次元分布を推定することが試みられた。

一方、地層処分事業における概要調査において実施される調査において、特に、ボーリング調査については、実施できる位置・数量が限定される可能性が考えられる。そのため、物理探査とボーリング調査のデータを組み合わせて地下深部の化石海水の分布を推定する手法の整備にあたっては、推定する範囲における最低限の調査数量や最適な調査位置に関する考え方を整理しておく必要がある。そこで、本年度の検討では、幌延深地層研究センター周辺において取得された物理探査やボーリング調査の既存データに基づき、ボーリング調査の位置や数量の違いが化石海水の三次元分布の推定結果にどのように関係しているかを分析するいわゆるブラインドテストを実施した。

(2) ボーリング調査の位置や数量と化石海水の三次元分布の推定結果との関係の分析方法

化石海水の指標は、Cl^-濃度と酸素・水素同位体比であり、物理探査と地上からのボーリング調査のデータを用いて、化石海水の指標の三次元分布の推定おける調査データの位置や数量と地球統計学的手法による空間補間結果との関係について分析する。本事業においてはこの分析のことを「ブラインドテスト」と呼ぶことにする。例えば、幌延深地層研究計画における地上からの調査研究段階（第1段階）では、幌延深地層研究センターの周辺において10本（HDB-1～11（HDB-2を除く））のボーリング調査が実施されており、このデータをすべて使用した推定した結果を正解とした場合、10本から任意の数本を選択して、そのデータのみを使用して推定した結果がどの程度正解と一致しているのかといった分析のことを意味している。

本検討におけるブラインドテストでは、幌延深地層研究センターの周辺において10本（HDB-1～11（HDB-2を除く））のボーリング調査のデータをすべて使用してCl^-濃度および酸素・水素同位体比の三次元分布を推定した結果を正解ケースとした。なお、各ボーリング孔のデータについては、付録2に示している。一方、正解ケースと比較する検証モデルの構築に使用するデータについては、図 4.5-24に示した30ケースを設定した。検証モデルのケースについては、ボーリング孔が2本、3本、4本の場合を設定した。10本からそれぞれの本数を抽出する場合の組合せはそれぞれ55通り、165通り、330通りであるが、以下に示す考え方に基づき、それぞれ10通りを設定した。

【ボーリング調査前の前提条件】

- ボーリング調査は2～4本掘削される。
- 2本目のボーリング調査が終了するまでに、物理探査データも取得されている。
- 文献調査により概略的な地質構造モデルが構築され、また、概略的な地下水流動の方向が把握されている。
- 大曲断層といった大規模断層は天水が浸透しやすい箇所と認識されてる。
- 各地層の透水性は不明であるが、対象層である声問層および稚内層は泥岩を主体とし低透水性を有しており、上位層である勇知層は細粒砂岩を主体とすることから対象層より透水性が高いと認識されている。

【ボーリング孔の位置の考え方】

1本目

- 対象層の特性を把握することとし、HDB-6を基本とする。（ケース2-1～5）
- HDB-11はHDB-6の代替ケースであり、HDB-6より掘削長が長く、調査範囲の南東端を把握するケースである。（ケース2-6～8）
- HDB-3はHDB-6の代替ケースであり、HDB-6より稚内層が短いケースである。（ケース2-9）
- HDB-10はHDB-6の代替ケースであり、調査範囲の地下水流動系の上流側かつ大曲断層の上盤側を把握するケースである。（ケース2-10）

2本目

- HDB-5は大曲断層近傍を把握するケースである。（ケース2-1,6,9）
- HDB-10は引き続き対象層の特性を把握し、調査範囲の地下水流動系の上流側かつ大曲断層の上盤側を把握するケースである。（ケース2-2,7）
- HDB-7は対象層の上位層を把握し、調査範囲の地下水流動系の下流側を把握するケースである。（ケース2-3,8,10）
- HDB-8は引き続き対象層の特徴を把握し、背斜付近の特徴を把握するケースである。（ケース2-4）
- HDB-11は調査範囲の南東端ではあるが、対象層の特徴をより深部まで把握するケースである。（ケース2-5）

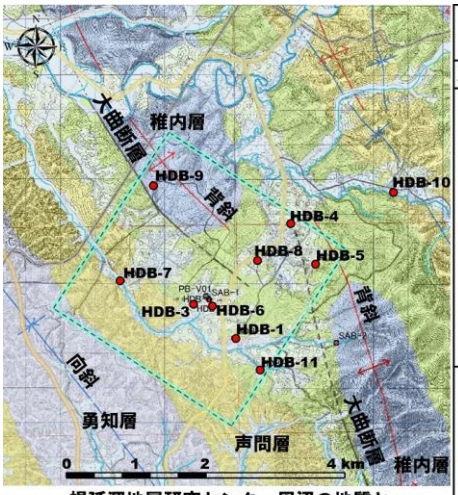
3本目

- ケース3-1～10はケース2-1,2,6,9に引き続きHDB-7,8,10,11のボーリング孔を追加するケースである。ボーリング孔の位置付けは2本目と同様である。

4本目

- ケース4-1～9はケース3-1,2,5,6に引き続きHDB-4,7,8,9,11のボーリング孔を追加するケースである。HDB-4,9を追加した場合は大曲断層近傍の特徴を拡充するケースであり、それ以外のボーリング孔の位置付けは2本目と同様である。
- ケース4～10は調査範囲の四つの端を調査したケースである。

なお、上記のボーリング孔の位置の考え方については 1 本目から 4 本目まで掘削順があるような記述をしたが、空間補間の実施においてはボーリング孔の掘削順は推定結果に関係しない。例えば、ケース 2-1 では 1 本目に HDB-6、2 本目に HDB-5 を掘削した場合としたが、1 本目に HDB-6、2 本目に HDB-5 を掘削した場合と見做すことができるということである。ブラインドテストでは、正解ケースのケースを含む合計 31 通りの空間補間を行い、それぞれのケースを比較することにより、調査位置や数量の違いが化石海水指標の三次元分布の推定結果に対してどのように関係しているか分析した。また、離散データであるボーリング調査データの空間補間は、クリギングにより行うこととした。その方法について(3)で述べる。



幌延深地層研究センター周辺の地質とボーリング孔位置

HDB-1 :対象層の把握（調査範囲南東側）
HDB-3 :対象層の把握（調査範囲中心）
HDB-4 :大曲断層近傍の把握
HDB-5 :大曲断層近傍の把握
HDB-6 :対象層の把握（調査範囲中心）
HDB-7 :対象層の上位層の把握
HDB-8 :対象層の把握（背斜付近）
HDB-9 :大曲断層近傍の把握
HDB-10:対象層の把握（調査範囲外）
HDB-11:対象層の把握（調査範囲南東側）

ケース		使用するボーリング孔（HDB- ）									
		1	3	4	5	6	7	8	9	10	11
正解ケース		○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
ボーリング孔を2孔の場合	2-1				○	○					
	2-2					○				○	
	2-3					○	○				
	2-4					○		○			
	2-5					○					○
	2-6				○						○
	2-7									○	○
	2-8						○				○
	2-9		○		○						
	2-10						○			○	
ボーリング孔を3孔の場合	3-1				○	○				○	
	3-2				○	○	○				
	3-3				○	○		○			
	3-4				○	○					○
	3-5					○	○			○	
	3-6					○		○		○	
	3-7				○					○	○
	3-8				○		○				○
	3-9				○			○			○
	3-10		○		○		○				
ボーリング孔を3孔の場合	4-1				○	○	○			○	
	4-2				○	○		○		○	
	4-3				○	○				○	○
	4-4			○	○	○				○	
	4-5				○	○			○	○	
	4-6				○	○	○	○			
	4-7				○	○	○				○
	4-8					○	○			○	○
	4-9					○	○	○		○	
	4-10						○		○	○	○

図 4.5-24　ブラインドテストに使用したボーリング孔の位置とケース一覧

(3) クリギングの方法

1) 使用データ

本検討には、幌延深地層研究センター周辺の 10 本（HDB-1～11（HDB-2 除く））のボーリング調査において取得されたデータとして、水質分析データである Cl-濃度と酸素・水素同位体比、比抵抗検層データである比抵抗の深度プロファイルデータを使用した。それらのデータの詳細は 4.3.1 項および付録 2 に示したとおりである。また、クリギングの際には、グリッドを作成する必要があり、酒井・松岡ほか（2019）の地質構造モデルを使用することとした。情報および各ボーリング孔での測定深度毎の酸素同位体比、水素同位体比、塩素濃度、比抵抗、水頭の測定値が提供された。また、バリオグラムモデルの作成には、既往の電磁探査データ（岸本ほか，2001，JNC TJ1420 2001-036；松尾ほか，2004，JNC TJ5410 2004-002）のデータを用いた再解析により推定した三次元比抵抗分布を使用した。

2) 構造モデルおよびグリッドの構築

幌延深地層研究センター周辺には新第三紀堆積岩類から構成される地層が分布し、褶曲が認められる。また、大規模な断層として大曲断層が分布する（図 4.5-25）。このような地層・地質構造が分布する場における物性分布は、褶曲した地層に沿って連続し、また、大曲断層で不連続になることが考えられる。一般的な格子グリッドによる断層や褶曲構造の表現は図 4.5-25 の右上のようなイメージであるが、こうしたグリッドをクリギングに適用すると褶曲や断層の影響を考慮することが困難になる。そこで、図 4.5-25 の右下に示したイメージのような、地層面・断層面

に沿うグリッドを構築した。

グリッドの構築には、三次元地質モデリングソフトウェア Gocad-SKUA™を使用した。酒井・松岡ほか（2019）の地質構造モデルは、地層境界面や断層面の位置を示す点群データとして公開されており（図 4.5-26）、断層間の接触、地層面間の接触（地表面を不整合面として設定）、断層と地層面の接触を確認した後、図 4.5-27 左に示す構造モデルを構築した。Gocad-SKUA™では、地層境界面を等時間面として時間軸（地層境界面に直交する方向）を推定し、深度軸に代えて時間軸に即してグリッドを構築する機能が利用可能である。こうして構築したグリッドの断面を図 4.5-27 の右に示す。グリッドの連結方向が地層面に沿っていることが確認できる。

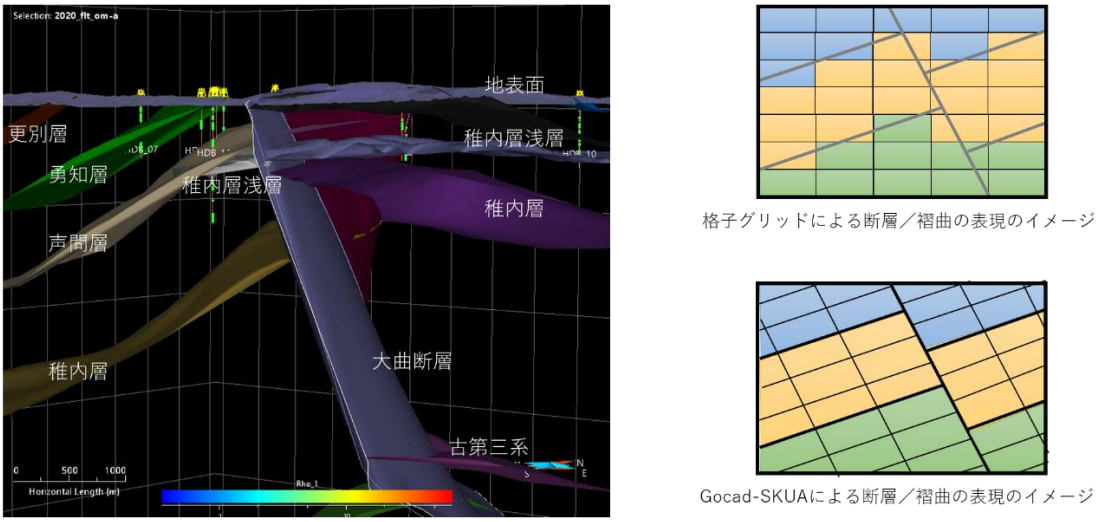


図 4.5-25 Gocad-SKUA™に表示させた地層境界及び地質構造（左）と構築されたグリッドのイメージ（右）

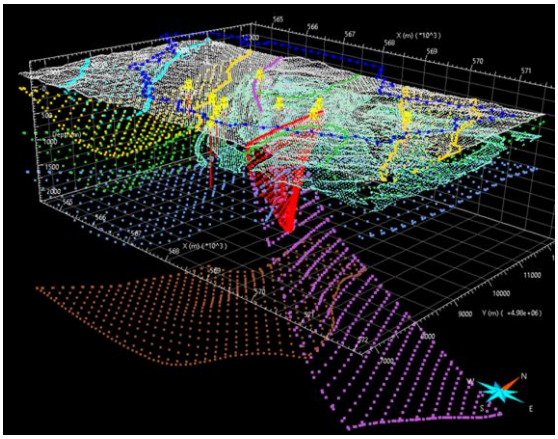


図 4.5-26 Gocad-SKUA™に表示させた地層境界面や断層面の位置を示す点群データ

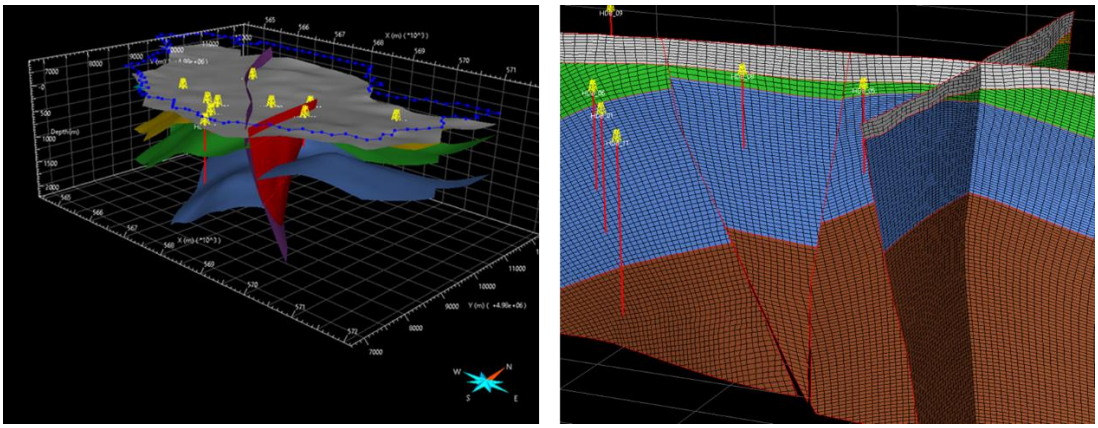


図 4.5-27 Gocad-SKUA™により構築した構造モデル（左）とグリッド（右）

3) データ分析

クリギングの適用に先立ち、使用するボーリング調査データおよび物理探査データについて分析を行った。図 4.5-28 にボーリング調査の各種データについて、10 本分すべてを合わせた頻度分布を示す。また、図 4.5-29 に物理探査およびボーリング孔の比抵抗検層により取得された比抵抗値の頻度分布を示す。物理探査である電磁探査や電気探査、また、ボーリング調査の比抵抗検層は、それぞれ異なる頻度分布を示している。これは、電磁探査と電気探査は、そもそも手法が異なっており、探査範囲や深度が異なっていることが原因であると推察される。また、物理探査データとボーリング孔の比抵抗検層データを比較しても、それらは異なっており、これも比較している範囲が異なることが原因であると推察される。一方、ボーリング孔の位置で比較すると、物理探査データと比抵抗検層データの間には、図 4.5-30 に示すとおり有意な相関が認められる。さらには、図 4.5-31 に示すとおりボーリング孔における酸素同位体比、水素同位体比、Cl-濃度のデータは、それぞれ比抵抗と比較的高い相関が認められる。

図 4.5-32 にボーリング孔の各データの深度に対する分布を示す。深度が増加するにつれて、酸素同位体比、水素同位体比、Cl-濃度、水頭は増加する傾向が認められ、比抵抗は減少する傾向が認められる。各データの深度に対する分布のトレンドは、ボーリング孔毎に異なっており、側方方向へのトレンドの存在も示唆される。図 4.5-33 に、10 本のボーリング孔における酸素同位体比、水素同位体比、Cl-濃度、比抵抗（検層）、水頭を用いて作成したトレンドマップを示す。このトレンドマップは、各ボーリング孔での各データの平均値を平面に投影し内外挿したマップである。すなわち、水平方向の各データの偏りを表しており、高い値の傾向であれば赤、低い値の傾向であれば青である。水頭以外については、断層または背斜軸を境として平均観測値が変化していることが認められ、比抵抗（検層）が減少するる。すなわち、図 4.5-33 で示唆されたとおり側方方向へのトレンドが明確に認められる。

クリギングでは、周囲の観測点における観測データの加重平均を用いて未観測位置での観測値を推定するが、その際の加重は観測点間の共分散を用いて決定する。共分散を有意に推定するためには、ある程度のデータ数が必要である。しかし、ある 1 つの時期の地下の物性分布の推定を考える場合、 1 つの観測点から得られる観測データは 1 つだけである。そこで地球統計学では、時間方向ではなく空間方向からデータを集めてデータ数を大きくする。すなわち、隔てる距離が等しい観測点間においては相関関係も等しいと考えて、それらの観測データを集めて共分散を推定する。そのためには、共分散が場所に依存せず距離のみの関数であること（定常性）が必要である。幌延地域で得られたデータからは、上述のとおり深度方向にも側方にもトレンドの存在が示唆されることから、地球統計学的手法の適用においては注意が必要である。

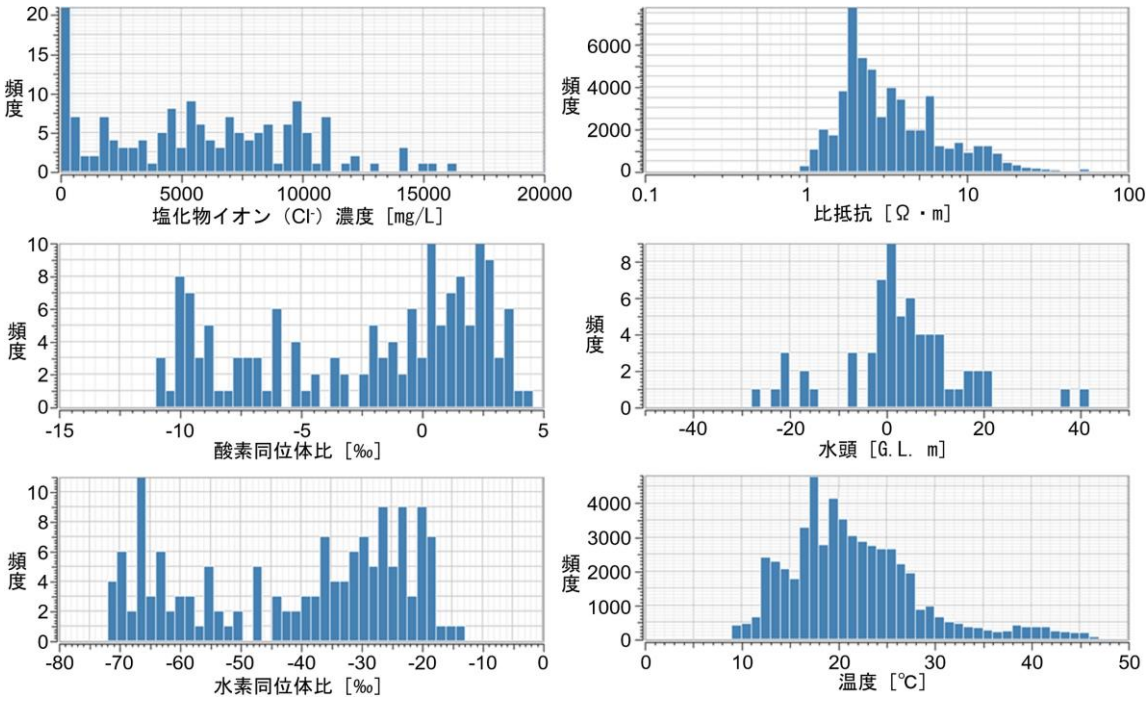


図 4.5-28 ボーリング孔の各種データの頻度分布

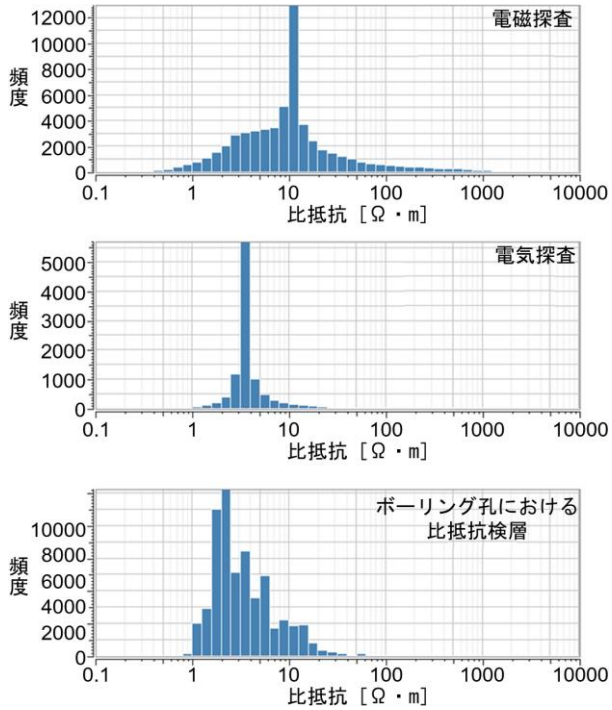


図 4.5-29 物理探査およびボーリング孔の比抵抗検層により取得された比抵抗の頻度分布

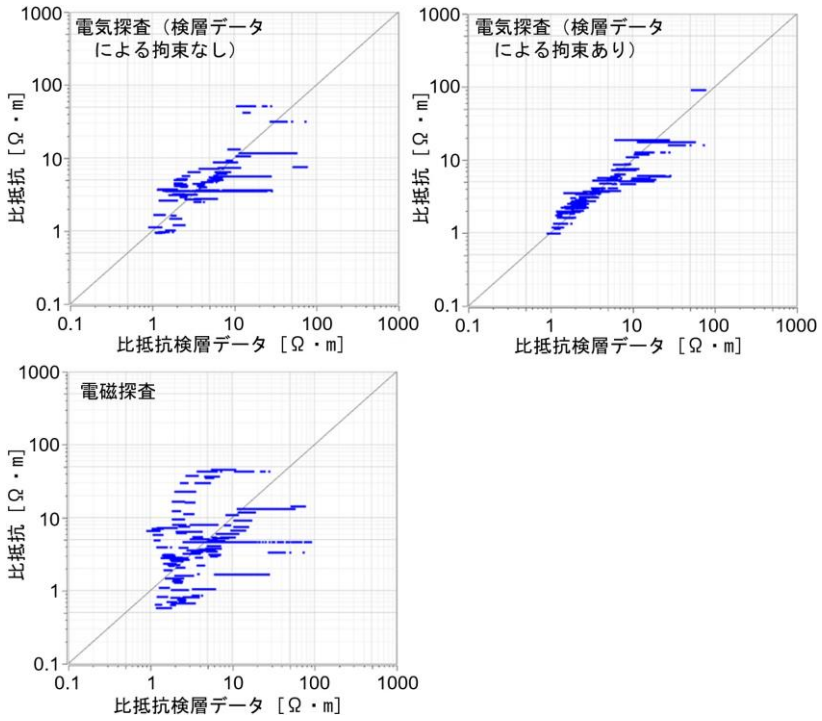


図 4.5-30 物理探査の比抵抗値とボーリング孔の比抵抗検層の比抵抗値の相関

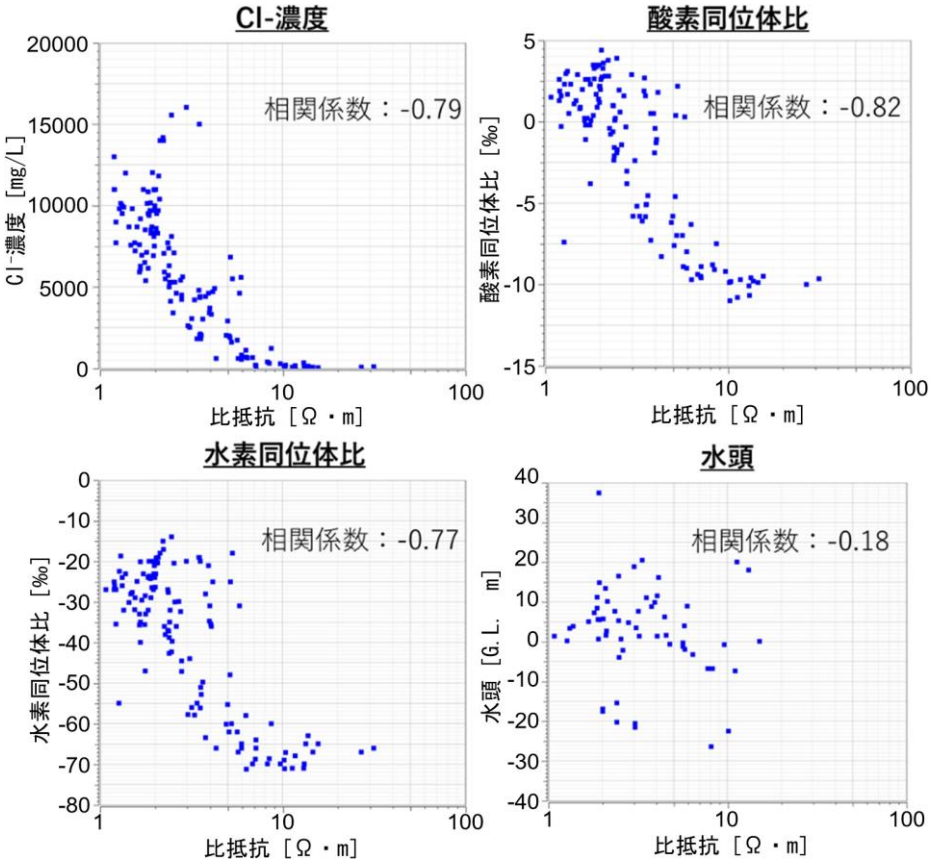


図 4.5-31 ボーリング孔の比抵抗検層データとボーリング調査の各データとの相関

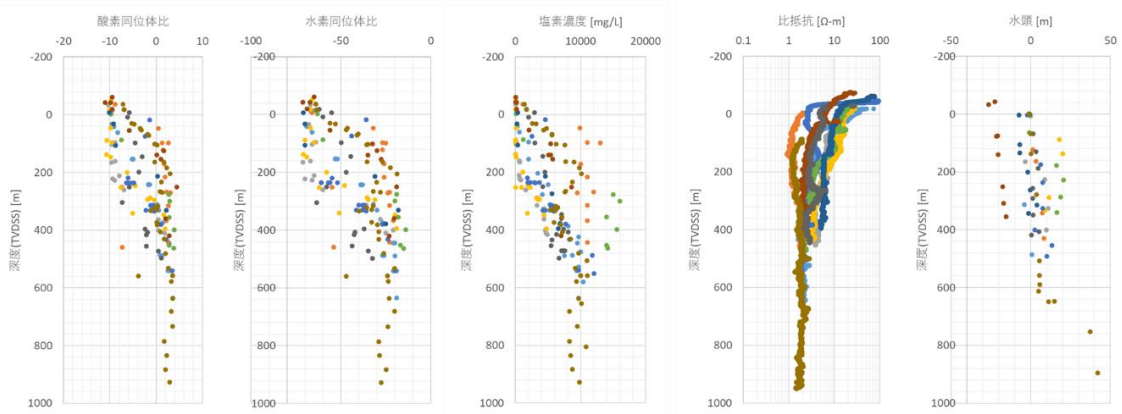


図 4.5-32 ボーリング孔の各データの深度に対する分布

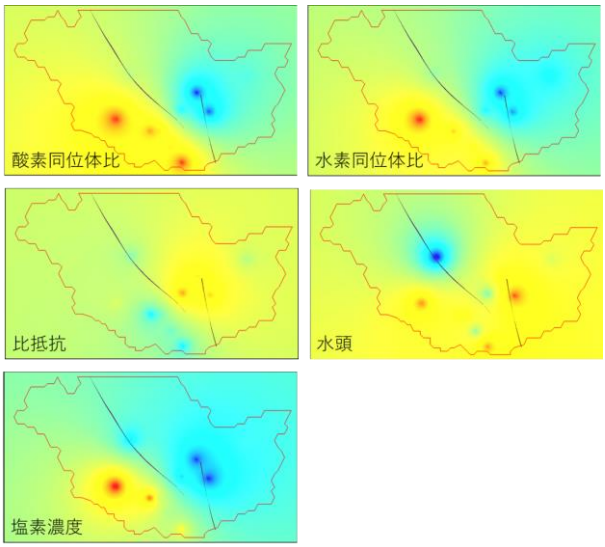


図 4.5-33 ボーリング孔の各データのトレンドマップ

4) バリオグラム解析

観測点間の相関の程度を定量的に推定する手段としてバリオグラム解析がある。距離$\boldsymbol{h}$を隔てる二点間のバリオグラムは次式によって推定される。

$$\gamma(\boldsymbol{h}) = \frac{1}{2N}\sum_{i=1}^{N}(x_i - x_{i+h})^2$$

x_iおよびx_{i+h}は各観測点の観測データである。定常性が成立する時、バリオグラムと共分散は以下の関係で結ばれる。

$$\gamma(\boldsymbol{h}) = C(0) - C(\boldsymbol{h})$$

ここで$C(0)$は距離 0 での共分散、すなわち観測データ$\boldsymbol{x}$の分散である。したがって分散とバリオグラムが推定されれば共分散も求まることになる。

バリオグラム解析では、まず、距離が$\boldsymbol{h}$の観測点の組み合わせを全て集めてバリオグラム$\boldsymbol{\gamma(h)}$を推定する。これを実験バリオグラムと呼ぶ。実験バリオグラムは距離が大きくなるにつれて大きな値を取る（図 4.5-34 の○印）ことが想定される。これは、距離が増加するにつれて相関が低下することを表している。

次に、疎らな観測点のデータから求めた離散的な実験バリオグラムは、クリギングで使用するために連続関数で近似する。これをバリオグラムモデルと呼ぶ（図 5.2-1 の曲線）。バリオグラムモデルには、球関数、指数関数、ガウス関数などが用いられる。バリオグラムモデルを定義する重要なパラメータが、シル、レンジ、ナゲットである。距離の増加につれてバリオグラムは一定値に近付くが、その値をシルといい、観測データの分散に等しい。また、シルに達する時の距離がレンジであり、観測点から離れて観測量を推定する際の影響の及ぼす範囲の指標であり、相間距離とも呼ばれる。ナゲットは距離が 0 に近付く時のバリオグラムの極限値であり、測定誤差などに由来する。実際の地質を対象とした物性分布では、バリオグラムは距離および方向に依存する場合が多く、バリオグラムモデルを複数の方向で構築する必要がある。特に、レンジは鉛直方向と水平方向で大きく異なることが普通である。幌延地域のボーリングデータから得られる実験バリオグラムの特徴を調べた。ボーリングデータの実験バリオグラムの例として、全 10 本の酸素同位体比を用いた場合の実験バリオグラムを図 4.5-35 に示す。図 4.5-35 の緑色の直線は全データの分散を表し、シルの推定の参考とする。垂直バリオグラムに関しては、比較的解釈しやすい実験バリオグラムが得られる。一方、水平バリオグラムに関しては解釈が困難である。特に、ここでは、周方向の異方性の有無を調べるために北から 0 度、45 度、90 度、135 度の方位に区切って実験バリオグラムを求めた。このため個々の方位ではデータ点数が減少し、実験バリオグラムの推定誤差が大きくなったことで、バリオグラムの解釈はより一層困難となった。さらに、本検討では、10 本中の 2 本～4 本を用いた場合の物性分布の推定といったブラインドテストの実施を前提としているが、そのような場合には距離を変えた実験バリオグラムが得られない。よって、ボーリング孔のみのデータからバリオグラムを解釈することは難しい。

図 4.5-36 に物理探査データの実験バリオグラムの例として、電磁探査による比抵抗データの実験バリオグラムを示す。物理探査データの場合は水平面内に無数の観測データが存在するため、方位を分割しても解釈が可能なデータ数の実験バリオグラムを得ることができる。物理探査データと比抵抗検層データの間には、図 4.5-30 に示したとおり、有意な相関が認められる。さらに、比抵抗検層データと酸素同位体比、水素同位体比、Cl^-濃度のデータの間には、図 4.5-31 に示したとおり、比較的高い相関が認められる。これらのことから物理探査データによって得られる比抵抗分布は、その他の物性分布の情報を反映していると仮定して、本検討では、物理探査データのうち電磁探査データから推定される水平バリオグラムのレンジを参考にして、ボーリングデータの水平バリオグラムのレンジを決定することとした。

電磁探査データのバリオグラムでは、垂直方向にはシルを超えて実験バリオグラムが上昇しているのに対し、水平バリオグラムはシルに達していない。これは層状の地質構造においてしばしば見られる特徴である。つまり、垂直方向では性状の異なる複数の地層を貫くことになるため、物性値のバラつきが大きくなり分散が大きくなるのに対し、水平方向には同じ地層が連続するため、類似の物性値が得られ分散が小さくなる。また、水平バリオグラムは 1000 m付近で一定値に落ち着いた後、更に距離が大きいところで値が上昇する。これは相関距離の異なる複数の要因が物性分布を支配しているためと解釈され、例えば、図 4.5-36 に示した浅部の短周期変動成分と深部の長周期変動成分の混在で説明できる可能性がある。このような実験バリオグラムが得られた場合、二層構造のバリオグラムモデルを用いてフィッティングすることができる（図 4.5-36 の赤線）。同図では次の 2 つのバリオグラムモデルを使用した。

階層	関数型	寄与	方位 [deg]	垂直レンジ [m]	水平レンジ 1 [m]	水平レンジ 2 [m]
1	ガウス関数	0.55	0	500	1200	1200
2	ガウス関数	0.45	0	1000	5500	10000

2 層目のバリオグラムは、水平レンジが 5500 mおよび 10000 mとモデリング対象領域を超えるもので、前述のトレンドに対応するものと考えられる。モデリングの対象は 1 層目のバリオグラムで表されるべく、水平レンジは 1200m程度と解釈した。なお、トレンド成分の再現については拘束データに任せることとして、クリギングでは、1 層構造のバリオグラムモデルを使用する。

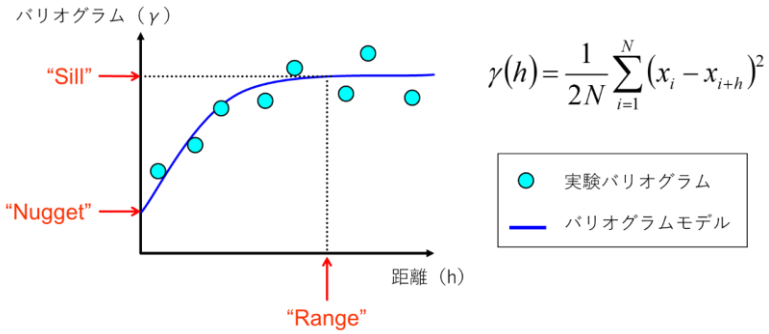
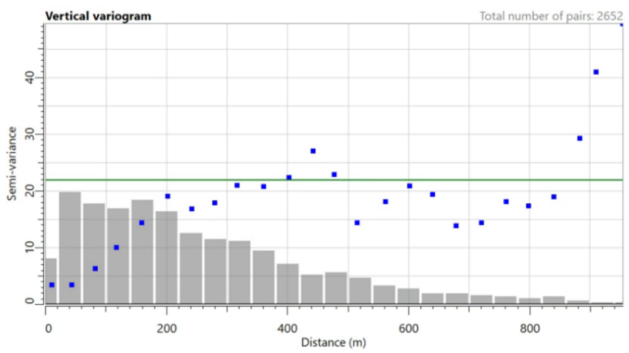


図 4.5-34 バリオグラムの概念

垂直バリオグラム



水平バリオグラム

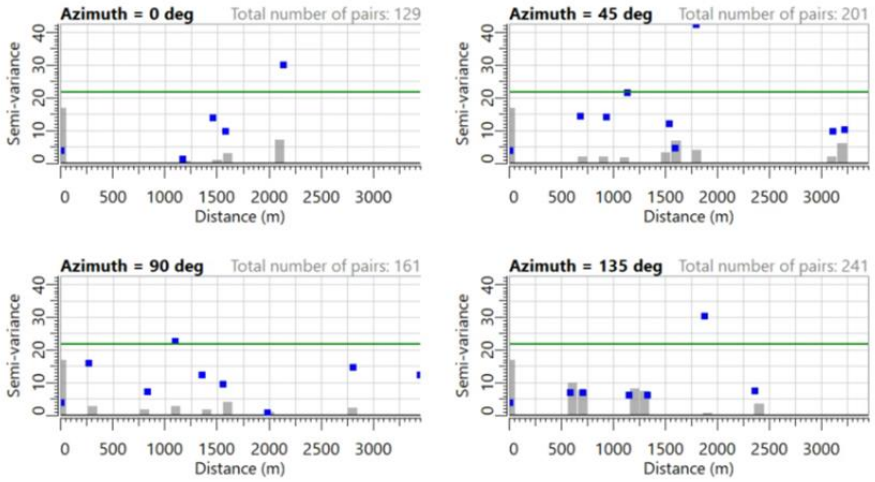
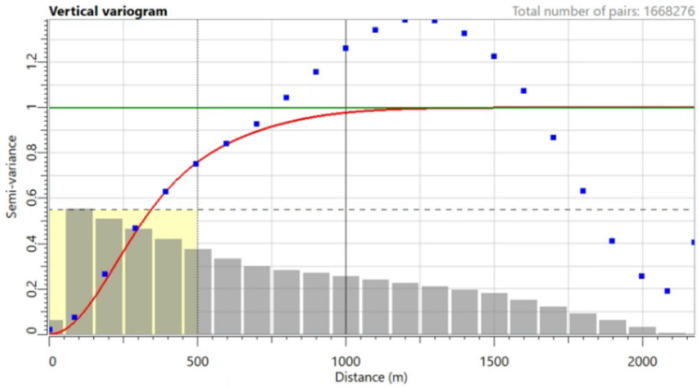


図 4.5-35 ボーリング孔データの実験バリオグラム

垂直バリオグラム



水平バリオグラム

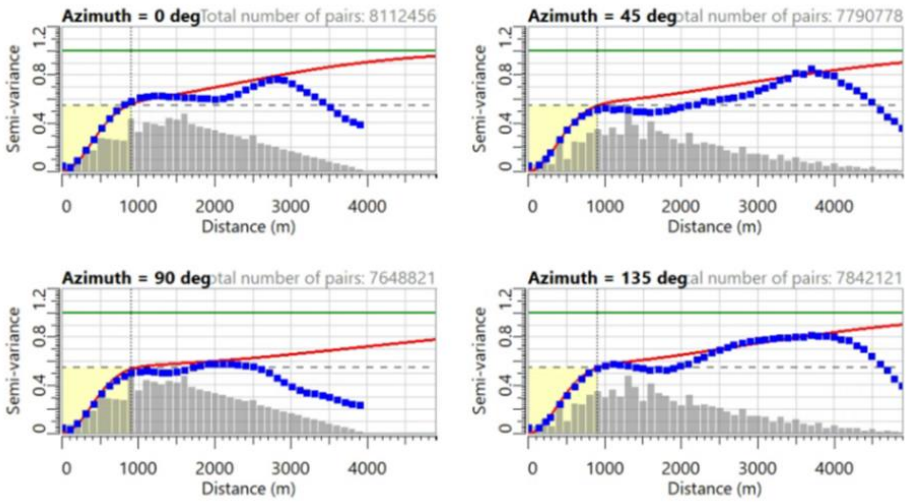


図 4.5-36 電磁探査データの実験バリオグラム

5) クリギング

クリギングについても Gocad-SKUA™上で実施した。クリギングは周囲の観測データの内挿から滑らかな物性分布図を作成する手法の 1 つであり、当初は地下の金属資源の分布を推定する手法として開発された経緯がある。未観測位置の推定値x^*を周辺の観測データx_iの線形結合として次式のとおり記述する。

$$x^* - m = \sum_{i=1}^{N} \lambda_i (x_i - m)$$

mは各観測点に想定する観測量の平均値である。この時、誤差分散は推定値と真の値の差の二乗平均によって与えられる。

クリギングの特徴は、誤差分散を最小化するように重みλ_iを決定することにある。現実には、真の値は未知であるが、定常性を仮定すると、観測点間の共分散を要素とする次式の共分散行列を解くことで誤差分散を最小とする重みが得られる。

$$\begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & \cdots & C_{1N} \\ C_{21} & C_{22} & \cdots & C_{2N} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ C_{N1} & C_{N2} & \cdots & C_{NN} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \vdots \\ \lambda_N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} C_{10} \\ C_{20} \\ \vdots \\ C_{N0} \end{bmatrix}$$

ここで、全ての共分散は距離の関数であり、バリオグラム解析から推定することができる。各観測点の重みが求まると、推定値x^*および誤差分散σ^2が得られる。

$$x^* = \sum_{i=1}^{N} \lambda_i (x_i - m) + m$$

$$\sigma^2 = C(0) - \sum_{i=1}^{N} \lambda_i C_{i0}$$

図 4.5-37 はクリギングにより作成した物性分布図の例である。比較のため、同じデータセットを用いた逐次ガウスシミュレーションにより作成した物性分布図の例を並べた。クリギングでは上述の誤差分散を含んでいないため、逐次ガウスシミュレーション等と比較して滑らかな物性分布図を得る。また、観測点よりレンジを超えて離れた場所の推定値は上述の平均値に近づく。

クリギングに使用する周辺データについては、バリオグラム解析により推定したレンジの範囲内にある既知データを近距離から探索し、設定した数のデータを集める。この時、ボーリングデータ等の場合は垂直方向にデータ点が連続するため、垂直方向のデータばかりを集めてしまうことがある。一方、物理探査データは水平方向および垂直方向に無数のデータ点が存在するため、推定点の極近傍のデータだけで設定数に到達してしまうことがある。このような場合、偏った方向、あるいは局所的な範囲のデータのみを用いてクリギングを行うこととなる。これを避けるため、本検討では、最大探索数を 16 から 64 に大きくするとともに、特定の方向からの探索数に制限なしから 8 に制限を設ける等の工夫を施した。また、比抵抗に関しては、その対数の分布をクリギングによって推定し、これを線形の比抵抗に戻す手順とした。

前述のとおり、物性値は地層面と平行に連続すると考えることが妥当な場合がある。これは堆積当時の物性やその後の埋没続成作用によって変化した物性が、その後の隆起・侵食を受けてたとしても堆積岩中の等時間面ではおおよそ物性が維持されていることを期待するものである（図 4.5-38）。この場合、構築した構造面に沿うグリッドの並び方向を座標軸（以下、UVW 座標と称す）とする空間にてモデリングを行うことが有効である。一方、物性によっては現在の深度に分布が規制されると考える方が自然な場合もある。この場合は、鉛直下向きの Z 軸を持つ直交座標（以下、XYZ 座標と称す）空間にてモデリングを実施する方が有効である。本検討では、酸素同位体比、水素同位体比、Cl^-濃度は等時間面（地層境界面）に規制されると仮定した。なお、本検討のブラインドの対象ではないが、水頭（圧力）分布は深度に規制されると仮定する方が自然であると考える。

クリギングには、トレンドへの対処を主な目的として開発された幾つかの手法がある。しかし、それらは何らかの方法でトレンドを推定し、これを上記のクリギングの式中の平均値として利用するものである。本検討では、使用するボーリングデータの位置や数が異なるケースを設定してクリギングを実施し、ケース間の予測誤差を評価する。この場合、推定するトレンドもケース間で異なり（図 4.5-39）、その差異が予測誤差に重なって評価を困難にすることが懸念された。本作業においては、トレンドへの対処を目的とするクリギング手法を採用せず、シンプルクリギングを用いることとした。シンプルクリギングでは上述の平均値が場所に依存せず、モデリング領域内で一定であることを前提として一定値を設定する。今回は入力データの平均値を与えることとした。

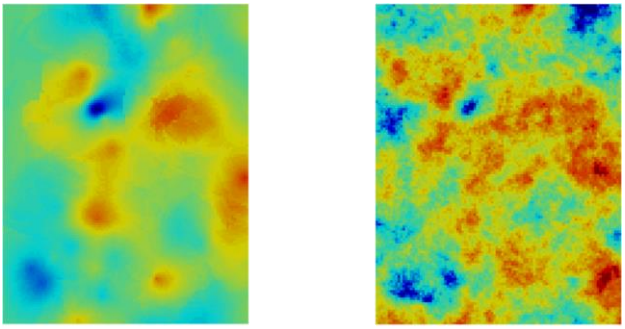


図 4.5-37 クリギングによる物性分布推定のイメージ

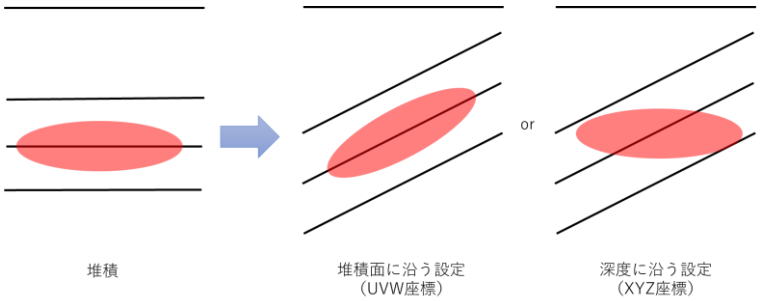


図 4.5-38 クリギングにおける座標設定

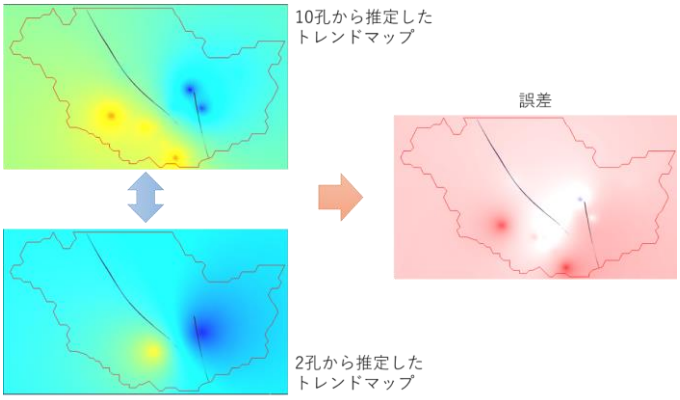


図 4.5-39 トレンドマップ間の誤差のイメージ

(4) ブラインドテストの結果と考察

ボーリング調査で取得された酸素同位体比、水素同位体比、Cl-濃度の各データを用いて、それらの三次元分布を推定した。全10本のボーリング調査データを使用したケースを正解ケースとし、使用するボーリング孔データを2本～4本とした各10ケース（計30ケース）のCl-濃度、酸素同位体比、水素同位体比の分布を正解ケースと比較した。各ケースで使用したボーリング孔の組み合わせは、前述の図 4.5-24のとおりである。推定手法はクリギングとし、ボーリング調査データを拘束データ（ハードデータ）とした。それぞれのケースについてバリオグラム解析を実施し、垂直バリオグラムのレンジのみを決定した。水平バリオグラムのレンジについては、前述のとおり電磁探査データのバリオグラム解析で推定したレンジと同じ値に設定した。推定した三次元の物性値分布の例として、正解ケースのCl-濃度、酸素同位体比、水素同位体比を図 4.5-40に示す。推定結果はHDB-6、HDB-8、HDB-4のボーリング孔を通過する鉛直断面で表示した。この断面は、地層の走向方向に直交する方向であり、推定範囲の特徴を網羅的に把握できているのか確認する際に適している。この断面上で正解ケースと各ケースを比較することとし、以下、比較断面と呼ぶ。比較断面の端の方や標高1000m以深では、平均化された一様の値の分布になっており、これはボーリングデータが存在しない領域であることに起因しており、信頼性の低い評価結果である。Cl-濃度分布については、大曲断層の下盤側の深度300 m以深では9000 mg/L程度の高く、下盤側では6000 mg/L程度と比較的低い。酸素・水素同位体比については、大曲断層の上盤側・下盤側の位置に関係なく稚内層の深度300ないし400 m以深において化石海水に相当する同位体比である。酸素・水素同位体比から化石海水と判断できる地下水においてであってもCl-濃度にバラつきがあることは、4.4.3項で述べたとおりである。使用するボーリング孔データを2本～4本とした各10ケース（計30ケース）の結果については、図 4.5-41～図 4.5-43にCl-濃度分布、図 4.5-44～図 4.5-46に酸素同位体比、図 4.5-47～図 4.5-49に水素同位体比の結果をそれぞれ示す。Cl-濃度分布のケースに関して、大曲断層の下盤側のケース2-1～5はHDB-6が含まれており正解ケースの同断面と比較した場合、当然のことながらHDB-6周辺で正解に近い結果となっている。さらに、大曲断層の上盤にあるHDB-5を2本目としたケース2-1や断面中心にあるHDB-8を2本目としたケース2-4は、より正解ケースに近い結果となっている。ケース2-9は、HDB-6の近くにあるHDB-3を1本目にしており、高い塩濃度の特徴を捉えているものの、より浅い部分から塩濃度が高くなっている。これはHDB-3とHDB-6とのデータの傾向が若干異なることに起因する。ケース2-6～8は比較断面の特徴を全くとらえておらず、平均化された一様な分布になっておる。これは比較断面に近いデータが含まれていないことに起因する。また、HDB-7はCl-濃度が最も高い傾向を示すボーリング孔であるが、これを含むケース2-3,7では、平均値が高くなりその結果、データがない領域では値

が高くなる。ボーリング孔の数が3本、4本となる場合は、特に比較断面に近いボーリング孔が追加されたケースでは正解に近づく傾向が認められる。ケース4-10は、比較断面に近いデータは含まれていないものの、推定範囲全体の傾向を捉えることを期待して、10本のボーリング孔が分布する範囲の四つの端に位置するボーリング孔を選択したケースである。しかしながら、全く正解ケースの特徴を捉えることができていない。この傾向は、酸素・水素同位体比でも同様である。図 4.5-40に、標高-300mの水平断面における正解ケースのCl^-濃度分布を示す。また、図 4.5-51～図 4.5-53に使用するボーリング孔データを2本～4本とした各10ケース（計30ケース）の標高-300mの水平断面におけるCl^-濃度分布を示す。正解ケースでは、前述の通り大曲断層の西側で相対的にCl^-濃度が高く、東側で低い傾向の特徴を表現できているが、ボーリング孔から離れた場所では、平均化されたCl^-濃度になっている。ボーリング孔の数が2本の場合、大曲断層を境に西側と東側でそれぞれにおいて声問層および稚内層を調べるボーリング調査を1本ずつ実施したケース（ケース2-1,4,6,9）では、大曲断層を境界としたCl^-濃度のコントラストを捉えることができているが、その範囲はボーリング孔の周辺に限定されていることがわかる。ボーリング孔の数が3本、4本と追加されると、徐々に正解に近づく傾向が認められる。

今回のブラインドテストの結果は、当然予想していた通り、ボーリング調査を実施した位置が正解に近く傾向を示した。その一方で、今回のブラインドテストの条件では、一本目にどこを掘削したらより広い範囲の特徴を捉えることができるかといった事は見出すことができなかった。このことから、一本目の掘削する前に、物理探査などにより全体の傾向を把握し、その上で化石海水の分布を効率的に把握できる位置を選定する必要があると言える。幌延地域の場合、大曲断層の上盤と下盤で分布の傾向が異なり、少なくともそれぞれの特徴を把握するために2本のボーリングが必要であり、深度方向に対しても推定精度を向上させるために偏りなく各地層の特徴を捉えることができる位置にする必要がある。全体の特徴を効率的に把握するためには、ボーリング調査の前に物理探査などによって空間的な推定結果が必要であるが、今回のブラインドテストにおけるクリギングを通じて、物理探査がバリオグラムモデルを構築する際に必須のデータであることが分かった。データ分析やバリオグラム解析のところで述べたとおり、ボーリングデータだけでは特に側方方向に対して信頼性のあるバリオグラムモデルを構築することができず、空間分布を推定したいデータと相関性が説明できる広く空間分布の特徴を捉えた調査データが必要となる。化石海水の指標であるCl^-濃度、酸素同位体比、水素同位体比は比抵抗と良い相関性があり、空間分布の特徴を捉えることができる物理探査データは重要である言える。効率的に把握できるボーリング位置を決めるために必要である。

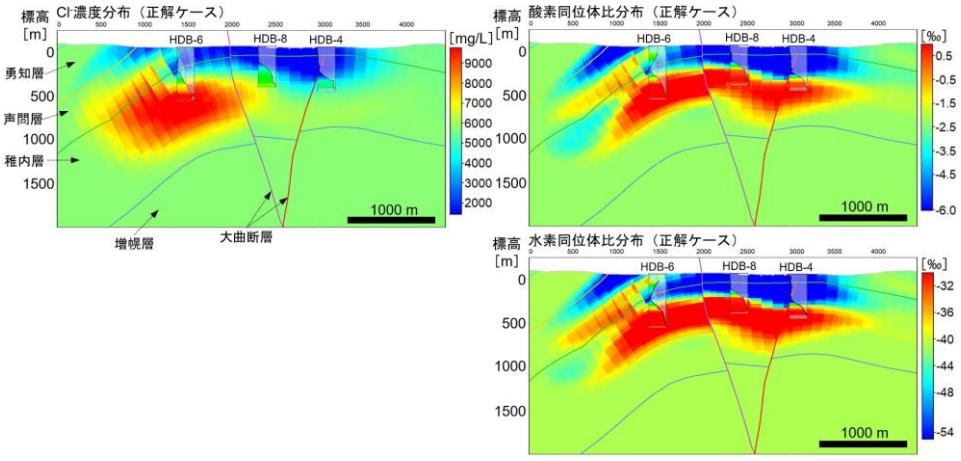


図 4.5-40 クリギングにより推定した Cl^-濃度、酸素同位体比、水素同位体比の三次元分布（鉛直断面、正解ケース）

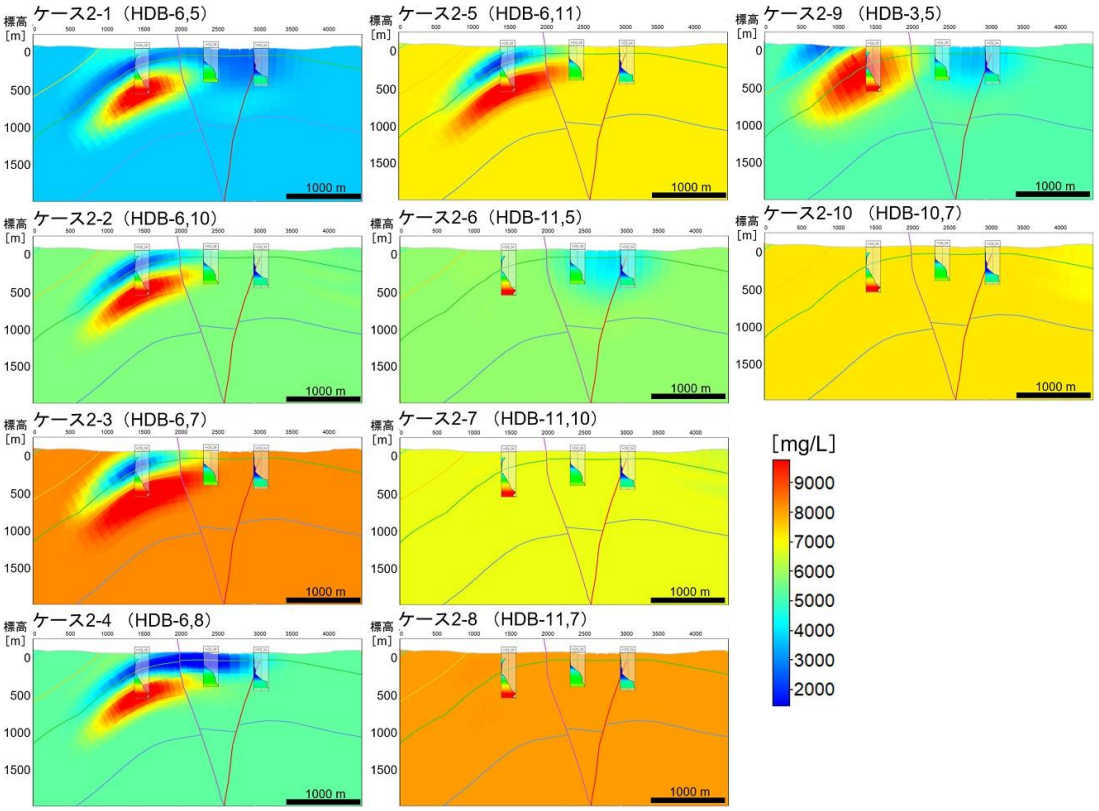


図 4.5-41 クリギングにより推定した Cl⁻濃度（鉛直断面、ケース 2-1～10）

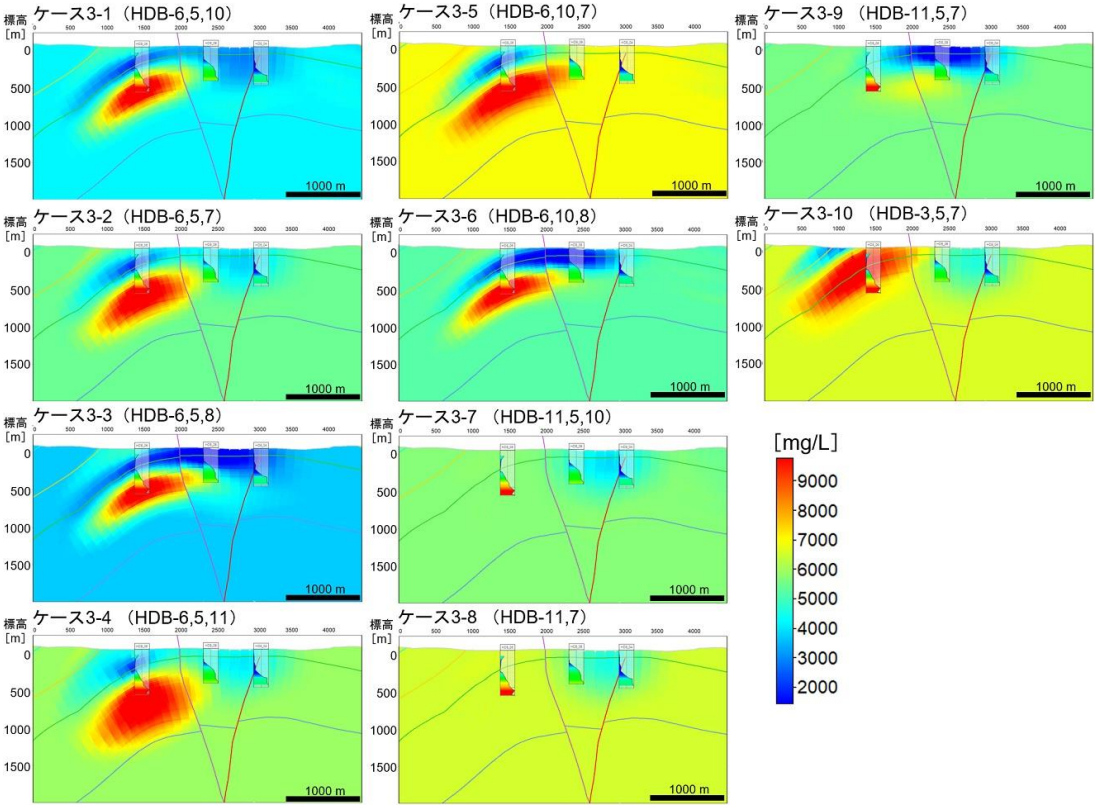


図 4.5-42 クリギングにより推定した Cl⁻濃度（鉛直断面、ケース 3-1～10）

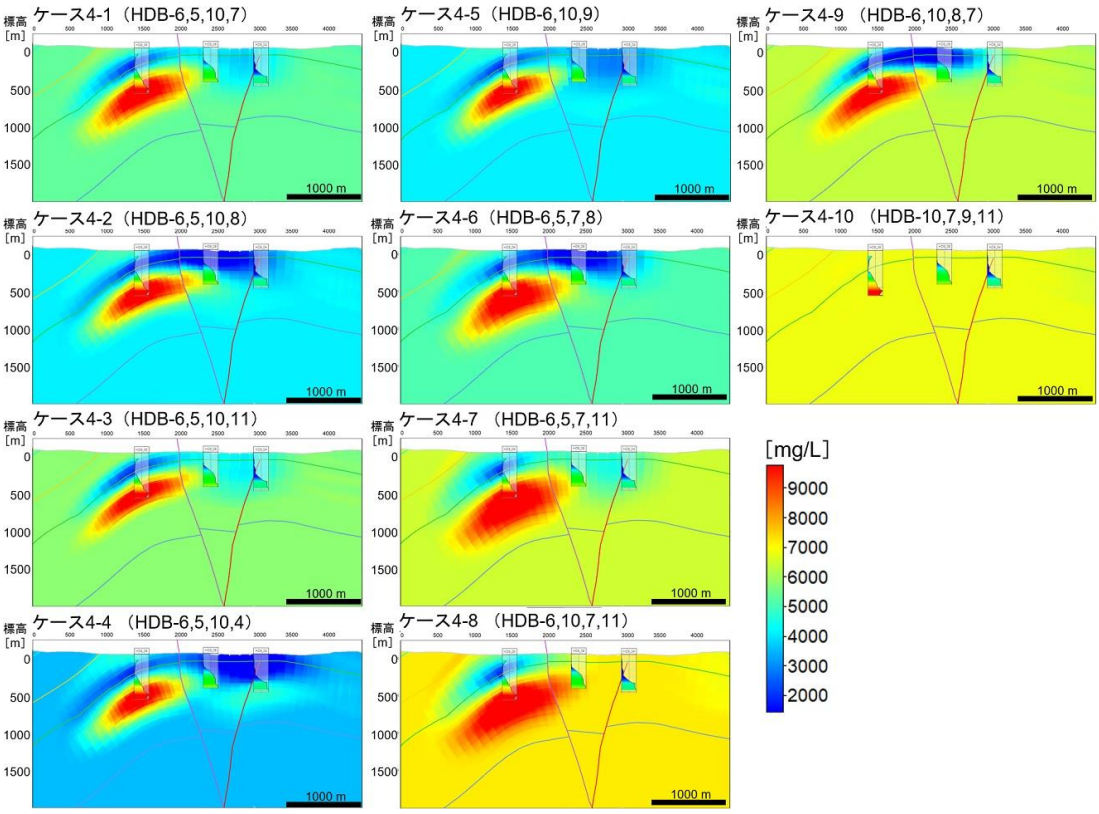


図 4.5-43 クリギングにより推定した Cl^- 濃度（鉛直断面、ケース 4-1～10）

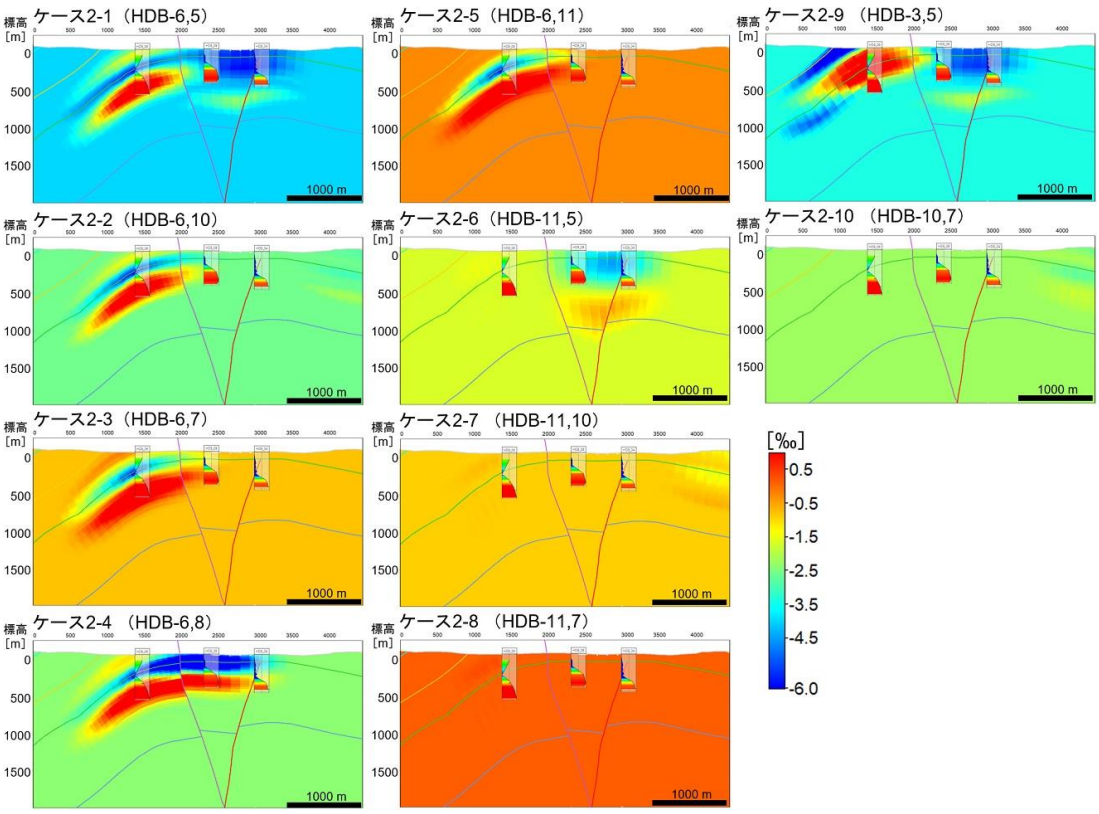


図 4.5-44 クリギングにより推定した酸素同位体比（鉛直断面、ケース 2-1～10）

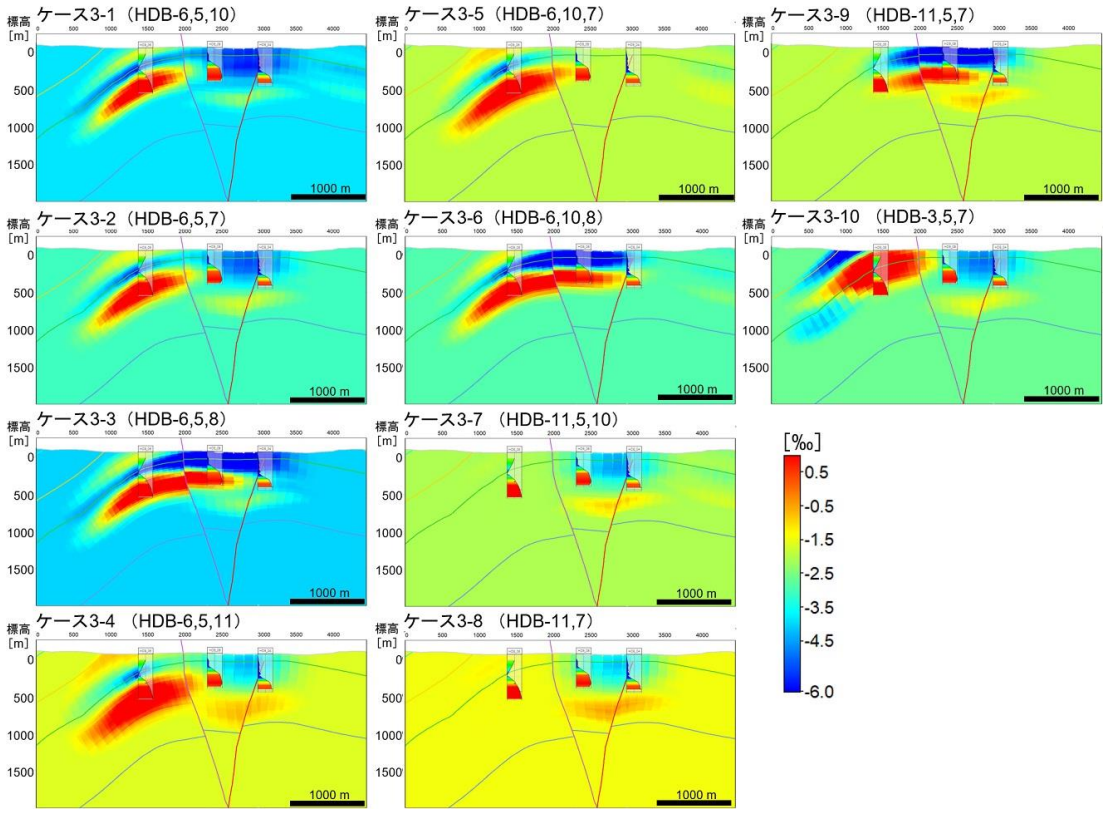


図 4.5-45 クリギングにより推定した酸素同位体比（鉛直断面、ケース 3-1～10）

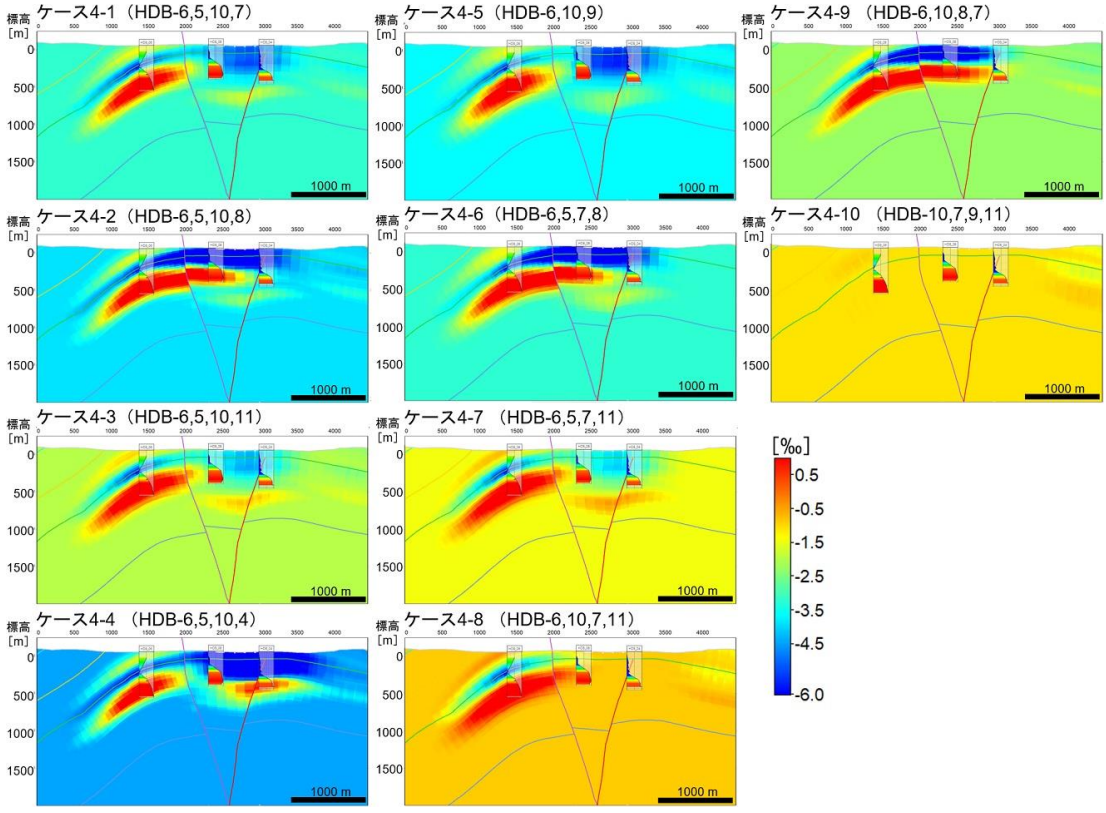


図 4.5-46 クリギングにより推定した酸素同位体比（鉛直断面、ケース 4-1～10）

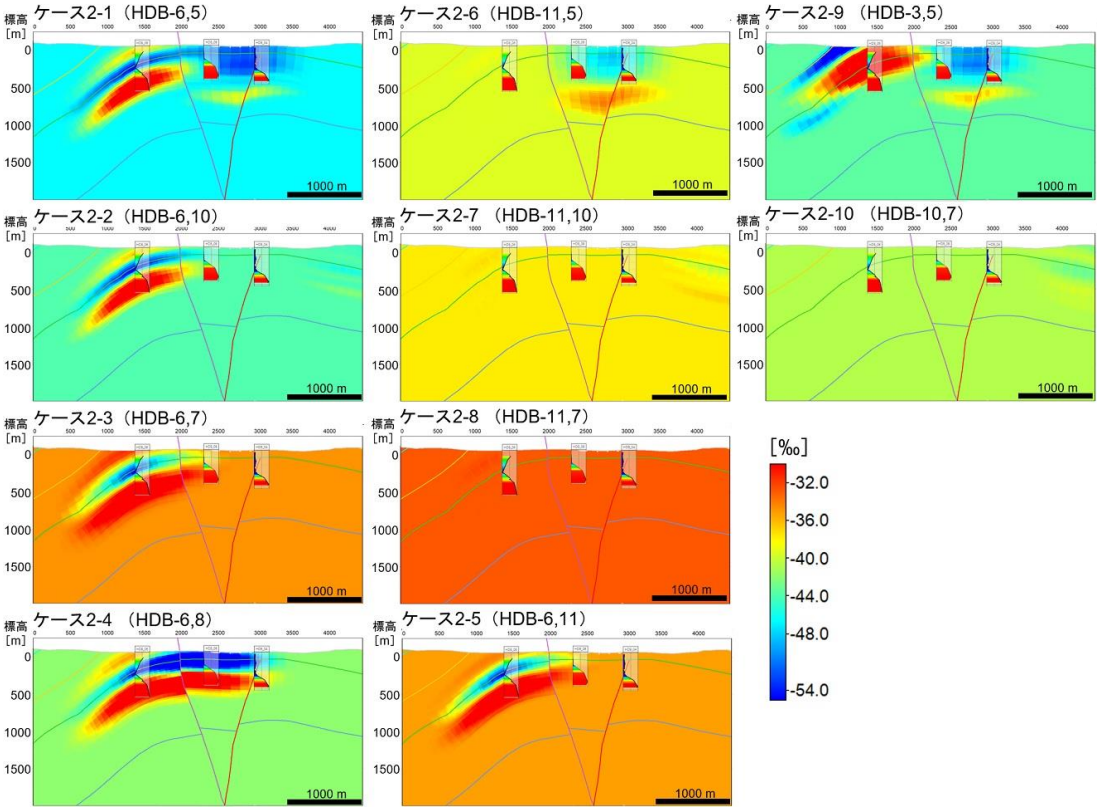


図 4.5-47 クリギングにより推定した水素同位体比（鉛直断面、ケース 2-1～10）

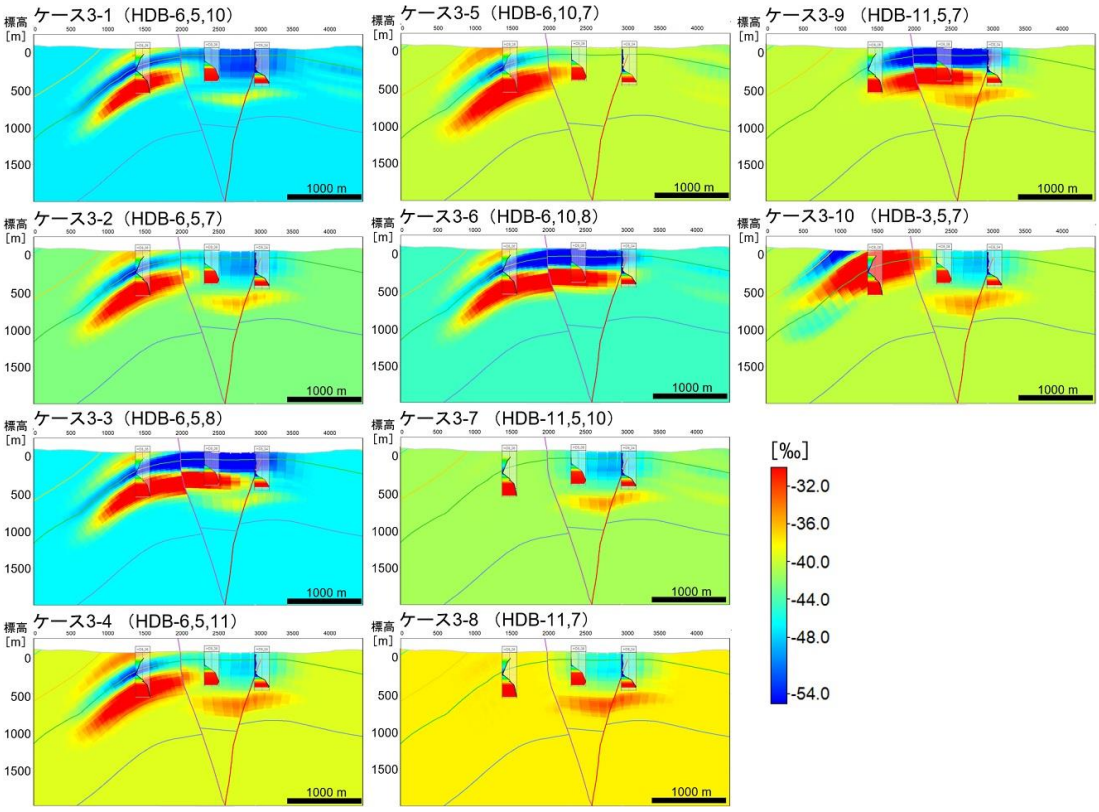


図 4.5-48 クリギングにより推定した水素同位体比（鉛直断面、ケース 3-1～10）

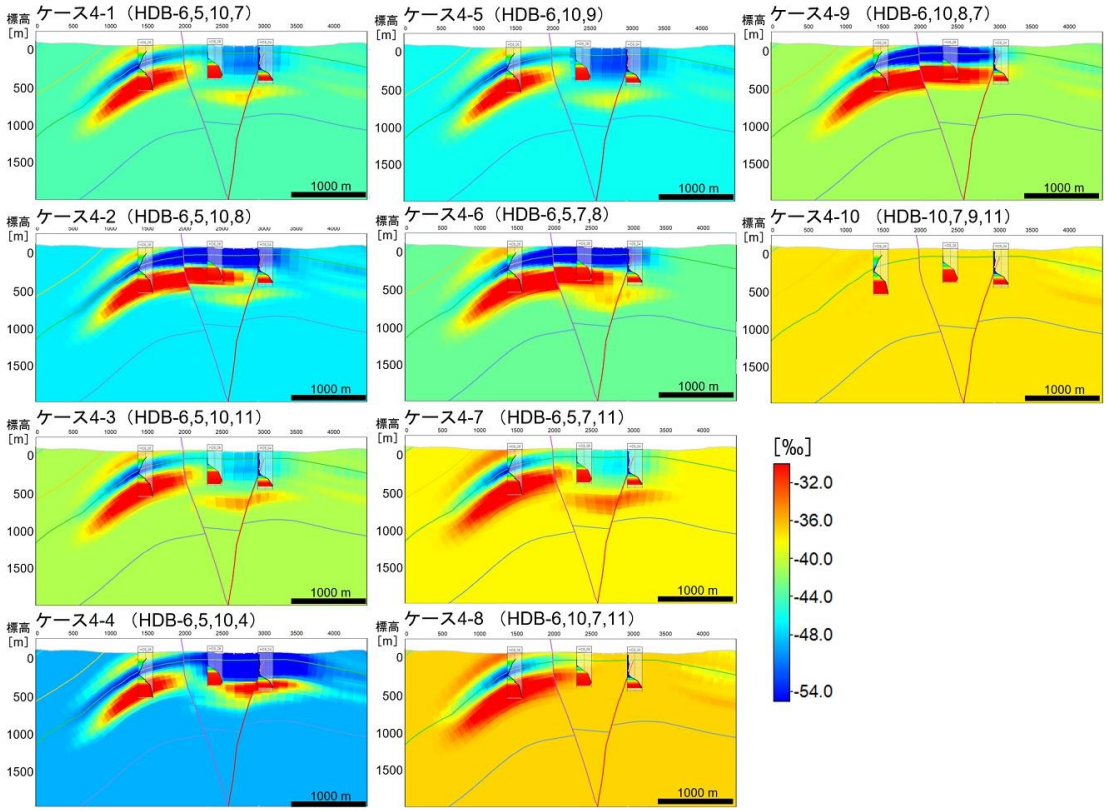


図 4.5-49 クリギングにより推定した水素同位体比（鉛直断面、ケース 4-1～10）

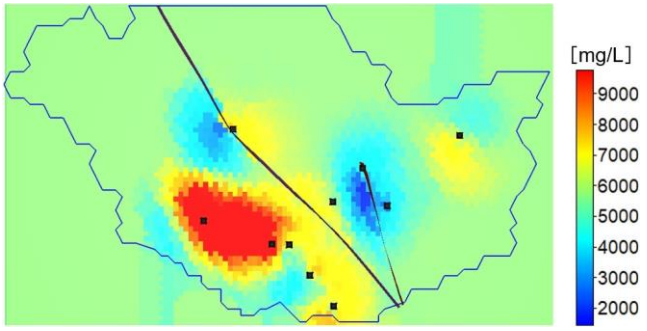


図 4.5-50 クリギングにより推定した Cl-濃度（標高-300 m 水平断面、正解ケース）

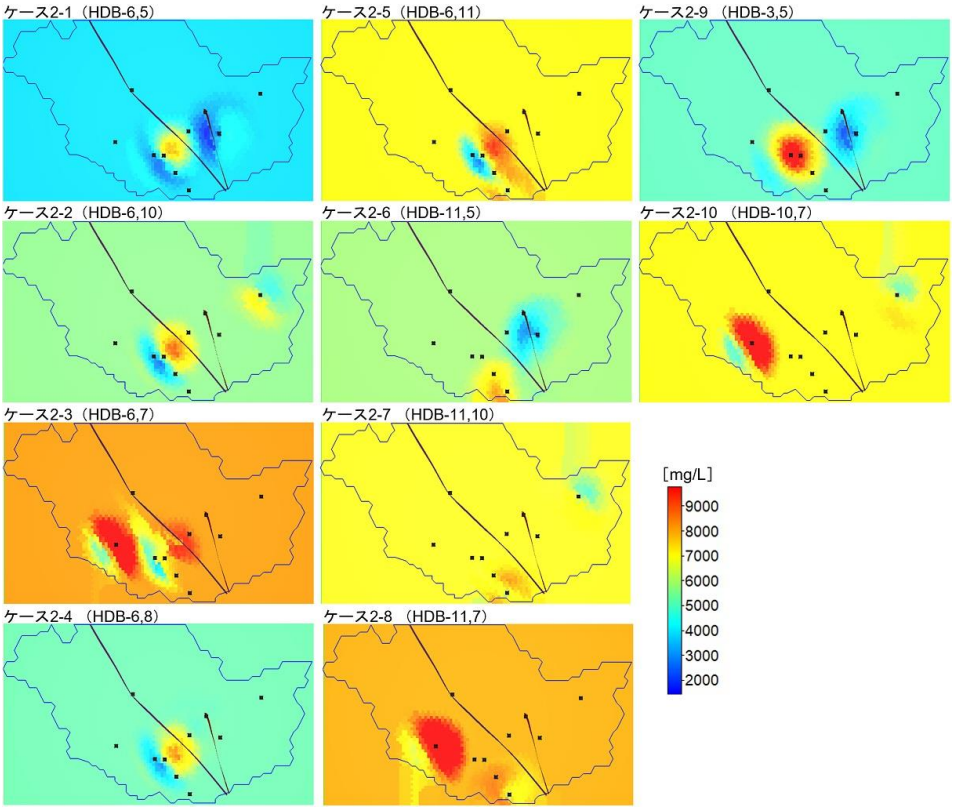


図 4.5-51 クリギングにより推定した Cl^-濃度（標高-300 m 水平断面、ケース 2-1～10）

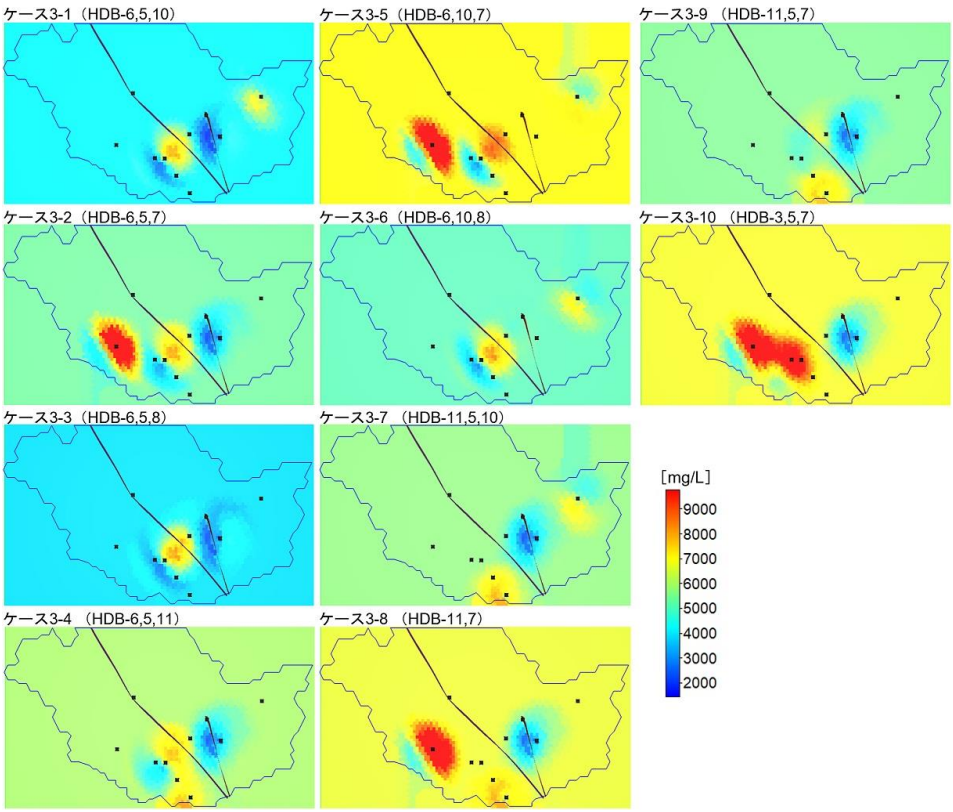


図 4.5-52 クリギングにより推定した Cl^-濃度（標高-300 m 水平断面、ケース 3-1～10）

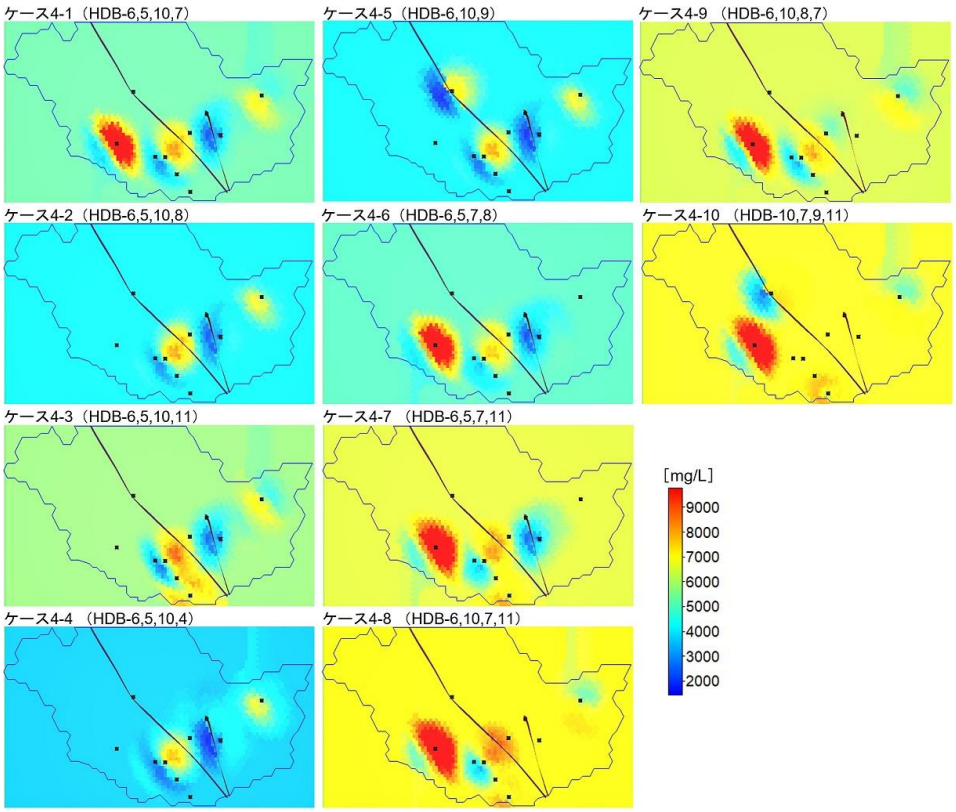


図 4.5-53 クリギングにより推定した Cl^-濃度（標高-300 m 水平断面、ケース 4-1～10）

(5) 今後の課題

上述の通り、Cl^-濃度、酸素同位体比、水素同位体比に対してクリギングを実施する際には、比抵抗の空間分布を直接推定できる電気探査や電磁探査が必要であることが分かった。本検討にもしいた電気探査や電磁探査のデータは、範囲が限定されており、今年度、高密度で取得した電磁探査データを用いて改めてブラインドテストを実施することが課題である。

参考文献

本多眞，山本真哉，櫻井英行，鈴木誠，真田祐幸，杉田裕，松井裕哉，地球統計学的手法を用いた地下水水質分布の推定とその不確実性の評価，土木学会論文集 C，vol. 66, no. 3, pp.609–624, 2010.

岸本宗丸，高山純一，横井浩一，電磁法による地上物理探査，JNC TJ1420 2001-036，2001.

松尾公一，根木健之，横井浩一，高橋武春，手島稔，幌延深地層研究計画における電磁法による大曲断層調査，JNC TJ5410 2004-002，2004.

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, 468p., 2020.

酒井利啓，松岡稔幸，幌延深地層研究計画における広域スケールを対象とした地質構造モデルの構築データ集，JAEA-Data/Code 2019-007，2019.

4.6 長期的に安定な水理場や化学環境の三次元分布を地表から把握する調査・評価技術の体系的な方法論の整理

本項では、本事業の成果を地層処分事業の概要調査に資する形としてまとめるために、本事業で得られた成果をはじめ、幌延地域を対象とした関連する既往の成果に基づき、内陸部の地下深部に存在する長期的に安定な水理場・化学環境の三次元分布を地表から把握する調査・評価に関する方法論を体系的に整理する。本事業の成果の概要調査への反映先は、全体計画と個別計画に大別できる。全体計画は、概略的な物理探査の範囲やボーリングの配置、手順、工程などへの反映を目的としたものであり、その反映時期は概要調査開始前（文献調査段階）を想定する。一方、個別計画は、ボーリング調査や物理探査といった地表から実施される個々の調査の詳細な仕様の策定などへの反映を目的としたものであり、その反映時期はその調査開始前（概要調査直前から初期段階）を想定する。今年度においては、概要調査の全体計画への反映を念頭に置いて、幌延地域において実施された物理探査とボーリング調査を事例として、長期的に安定な水理場や化学環境の三次元分布を地表から把握する調査・評価に関する方法論の整理を行う。

4.6.1 方法論整理の前提条件

実施主体が行う概要調査は、精密調査地区選定段階において行われる調査であり、この結果に基づき、概要調査地区の中から精密調査地区が選定される（原子力機構環境整備機構，2002）。概要調査の方法としては、ボーリング、地表踏査、物理探査（空中、地上または水上において行うものに限る）およびトレンチの掘削が挙げられている（原子力発電環境整備機構，2002）。一方、幌延地域では、幌延深地層研究計画における地上からの調査段階において、ボーリング、地表踏査および物理探査が実施され、これらの調査結果を踏まえ、地下に分布する地層や地下水の空間分布の評価などが行われた（太田ほか，2007）。これらを踏まえ、方法論整理の前提条件を設定した（表 4.6-1）。この方法論の整理は、新第三紀堆積岩類が分布する地質環境において、広域スケール（数 km～数十 km 四方）の範囲から処分場を建設する深度に低流動域が分布する領域を抽出し、その中から施設スケール（数百 m～数 km 四方）の調査範囲を絞り込み、その範囲にける低流動域の三次元的な拡がりを評価することを対象とする。広域スケールは、涵養域から流出域までの地下水の移行経路や分水嶺などの水理境界に囲まれた範囲とし、その範囲の地下深部には化石海水の存在から説明される拡散が支配的な場が拡がる地質環境を想定する。概要調査開始時には、文献調査段階で取得された情報により、概略的な地質・地質構造モデルや水理地質構造モデルが構築されていることとし、概要調査で実施される調査のうち物理探査とボーリング調査に着目する。物理探査は、広域スケールから施設スケールに絞り込む過程においてそれぞれのスケールで必要な探査手法が適用され、ボーリング調査は 1～3 箇所程度で実施されることとする。

表 4.6-1　概要調査の考え方を整理する上での前提条件

調査の目標	・ 広域スケール（数十km四方）の調査範囲から処分場を建設する深度（深度300～500 m程度）に低流動域が十分な拡がりをもって分布する施設スケール（数km四方）を抽出 ・ 施設スケール（数百m～数km四方）の調査範囲において、処分場レイアウト検討に資する具体的な低流動域の三次元的な拡がりを推定
対象とする母岩の地質時代・岩種	・ 新第三紀堆積岩類
広域スケールの範囲	・ 涵養域から流出域までの地下水の移行経路や分水嶺などの水理境界を含む範囲
想定する地下水流動概念	・ 浅部は地下水が涵養域から地下を経由し流出域まで流動する領域 ・ 深部は化石海水が存在し、拡散が支配的な低流動域 ・ 地下水の起源は、天水・現海水・化石海水の3つが端成分
その他	・ 概要調査開始時には、文献調査段階で取得された情報により、概略的な地質・地質構造モデルや水理地質構造モデルが存在 ・ 「化石海水」とする地下水が水理学的に閉鎖的な環境に存在すること、すなわち、「化石海水」を低流動性の指標とできることを確認するために、「化石海水」の特徴を明らかにする調査も併行して行う必要があるが、ここでは、物理探査とボーリング調査を組み合わせて化石海水分布を把握する調査が対象 ・ 物理探査は広域スケールから施設スケールに絞り込む過程においてそれぞれのスケールに応じた探査手法を適用 ・ ボーリング調査は1～3箇所程度で実施

4.6.2 方法論の整理方法

方法論の整理においては、はじめに、地層処分事業の概要調査において想定される調査や 4.6.1 節に示した前提条件に基づき、概要調査における物理探査とボーリング調査を組み合わせた手法によって化石海水分布を把握する調査の進め方を設定した。次に、設定した調査の進め方に対して、どのように物理探査やボーリング調査を適用することが可能なのかについて、幌延地域における既往の調査事例や本事業における成果に基づき検討する。最後に、検討した結果に基づき、現段階において考えうる調査の進め方や調査数量・仕様などをまとめる。

方法論の整理にあたっては、評価の目標である低流動域の三次元分布を起点として、解析手法、パラメータの設定、データセットの整備、調査データ、調査手法などの関係を系統図に整理する。調査手法やその取得データを起点としたボトムアップ的なデータの流れを表す「統合化データフロー」（例えば、太田ほか，2007，付録 6）や「調査システムフロー」（例えば、RWMC，2010）は調査データから評価の目標に至る一連の流れを分かりやすく示すことができる。一方、調査の進展状況とその時のデータの取得状況に応じて適切な手法を選択できることが肝要であり、オプションを整理するにはトップダウン的なアプローチによる方法論の整理が向いている。今年度においては、全体計画への反映に資すること、すなわち、物理探査における適用手法や範囲、あるいはボーリング調査の位置、手順、工程などの概略的な考え方を提示することを目的として、まずは、系統図の整理では、物理探査やボーリング調査といった地上からの調査から低流動域の三次元分布の評価に至る一連の全体像を示す。一方、次年度以降は、物理探査やボーリング調査の

個々の調査の詳細な計画立案に資することを目的とすることから、調査仕様と推定精度の関係を検討し、計画策定時の留意事項や根拠などを整理する。その際、調査仕様や調査データ量が異なる様々な状況を仮定し、それぞれの推定精度を比較することから、オプションを示しやすいトップダウン的な方法論の整理を行うこととする。

4.6.3 低流動域の三次元分布を調査・評価する方法論の整理結果

概要調査の段階では、概要調査地区およびその周辺の地域を対象とした一連の地質環境調査・評価が段階的かつ体系的に実施される（原子力発電環境整備機構，2011）。はじめに、広域的かつ概略的な調査として地表踏査や空中･地上からの物理探査などを組み合わせた調査が実施される。ここでは、文献調査において評価された概要調査地区としての適格性の妥当性が確認されるとともに、地質構造発達史に係る情報の拡充が図られ、文献調査の段階で構築された広域スケールの地質環境モデルが更新される。これにより、処分場スケールの地質環境モデルおよび地質環境特性の長期変遷モデルが構築される（原子力発電環境整備機構，2018）。次に、地下深部の特性の直接的な調査として、大深度のボーリング調査や高密度物理探査などが実施される。ここでは、精密調査地区選定のための法定要件および考慮事項に照らして、自然現象の影響範囲や将来の自然現象の発生可能性に加え、地下施設の建設や処分場の安全機能への影響などの観点から精密調査地区としての適格性が明らかに劣る範囲が除外される。また、広域スケールおよび処分場スケールの地質環境モデルとともに、地質環境特性の長期変遷モデルが精緻化される（原子力発電環境整備機構，2018）。

以上の調査の流れを踏まえ、概要調査において物理探査とボーリング調査を組み合わせた手法によって化石海水の分布を把握する調査の進め方を設定した（図 4.6-1）。はじめに、既往情報に基づき、地下水の低流動域や化石海水の分布に関する情報を整理し、それに基づき、化石海水が存在する可能性の高い広域スケール（数 10km×数 10km）を設定する。広域スケールの設定では、既往情報によって構築される概略的な地質構造モデルや水理地質構造モデルに基づく地下水流動解析や地形解析により同一の流動系の範囲にする必要があり、さらに、化石海水の存在に関する既往情報があることが好ましい。次に、設定した広域スケールを対象として空中物理探査と地上物理探査を、そして化石海水の存在を確認するためのボーリング調査を実施し、化石海水分布を概略的に把握し、施設スケール（数 km×数 km）の調査範囲を抽出する。施設スケールの範囲は、地下施設が建設される深度に化石海水が十分な拡がりを持っている可能性の高い範囲とする必要がある。最後に、設定した施設スケールを対象に高密度物理探査や追加のボーリング調査を実施し、地下施設のレイアウト検討に資する程度の精度で化石海水の三次元分布を把握する。広域スケールでの調査および施設スケールでの調査において、物理探査とボーリング調査を組み合わせた手法が化石海水の三次元分布の推定に対して、どのように適用できるのかを幌延地域の調査事例に基づき説明することとし、広域スケールについては 4.6.4 節、施設スケールについては 4.6.5 節で述べる。

低流動域の三次元分布を調査・評価する方法を概略的に整理した系統図を図 4.6-2 に示す。低流動域の三次元分布を推定に関する調査は、概要調査において実施することが挙げられているボーリング調査、地表踏査、物理探査（空中、地上または水上において行うものに限る）およびトレンチの掘削といった地上からの調査によって現在の化石海水の三次元分布を推定する調査と、地下水の水質分析や同位体測定、年代測定といった地球化学的アプローチによって、化石海水が分布する領域が低流動性や古水理地質学的変遷を明らかにすることで化石海水を低流動の指標とする根拠を示す調査から成り立つ。

前者の調査では、主に物理探査とボーリング調査を組み合わせた手法により、現在の化石海水

の三次元分布を推定する。化石海水の存在を確認するための指標は、それが海水に由来し長期間にわたり地下に留まっていたことから、地下水の塩濃度と酸素・水素同位体比とすることが有効である。塩濃度に関しては、海水中では、おおむねナトリウムイオンと塩化物イオンが占めており、反応性の低い塩化物イオンが指標に最適である。物理探査は、岩盤を掘削することなく地下の物理的特性の空間分布を推定できる手法であり、化石海水の三次元分布を把握するために最も有効な手法である。化石海水の指標のうち地下水の塩濃度が岩盤の比抵抗に大きく相関することから、地下の比抵抗構造を推定できる電磁探査あるいは電気探査を適用することにより地下深部の塩濃度の三次元分布を推定できる。一方、地下水の酸素・水素同位体比の三次元分布は、物理探査によって推定することができず、ボーリング調査時のコア試料の圧縮抽出水および透水試験時の揚水試料の分析でのみ直接データを得ることができる。

後者の調査では、これらを化石海水の指標として用いることの妥当性さらには化石海水を低流動域の指標とすることの妥当性を確認する必要がある。4.6 節では、概要調査の調査の展開に関係ある物理探査とボーリング調査を組み合わせた手法である前者の調査に主に着目して、方法論を整理することとし、後者の方法論については、4.4 節参照とする。

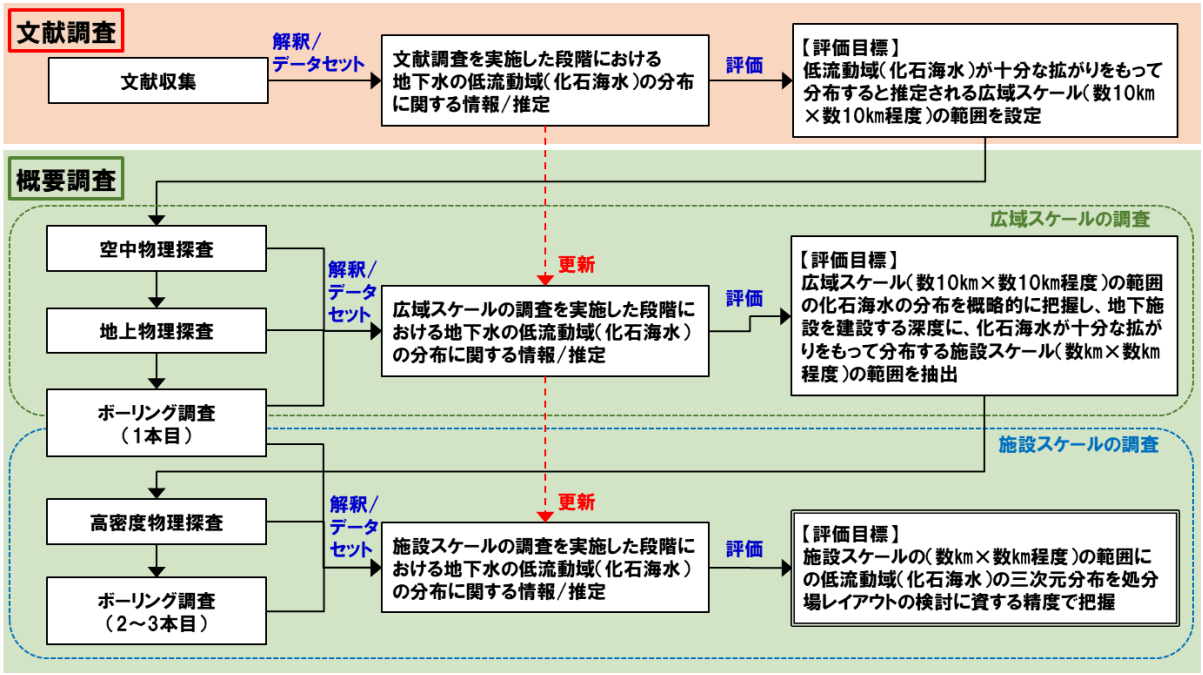


図 4.6-1　方法論の整理における概要調査における手順の設定

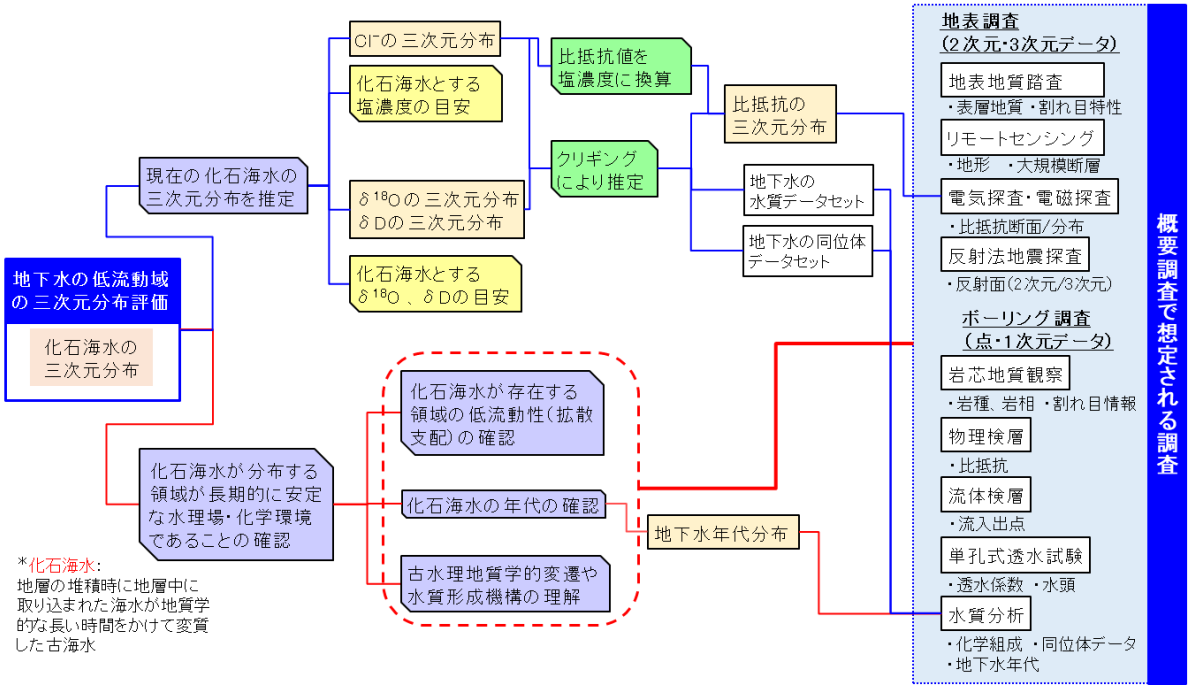


図 4.6-2　地下水の低流動域の三次元分布の評価と概要調査の現地調査との関係を表す系統図（概略版）

4.6.4 広域スケールを対象とした調査

概要調査では、サイトを包含する数十 km×数十 km の広域な領域を対象に調査が展開されることとしている。広域スケールを対象とした調査では、化石海水の分布を概略的に把握し、その結果から地下施設を建設する深度に、ある一定の拡がりをもって化石海水が分布する可能性がある領域を抽出することが目的となる。

幌延地域において広域スケールを設定する際には、百万年の時間スケールでの変動が想定される隆起場（山地、丘陵）や沈降場（平野）、さらに氷期において陸域となることが想定される大陸棚などの地形的特徴を考慮する必要がある。幌延地域を対象とした既往の地下水流動解析（日本原子力研究開発機構，2017）では、地形的な高所である天塩山地や宗谷丘陵および氷期において陸域となることが想定される日本海沿岸の大陸棚を包含する東西約 130 km、南北約 75 km の領域（図 4.6-3）を対象としており（前川ほか，2010）、その範囲から水理モデルの妥当性確認に適用可能な地球化学データが取得されている領域として、丘陵・平野・海域を含む 10 km×20 km 四方程度の領域が設定され、その領域を通過する地下水流動系がパーティクルトラッキング解析により抽出されている（日本原子力研究開発機構，2017）。その結果、現在の地形条件においては、その領域内を通過する地下水は、宗谷丘陵から涵養して西方に流動し、沿岸部周辺で流出する傾向が示され、地下水流動系は、概ね図 4.6-3 に示す約 100 km×約 30 km に範囲内に留まる結果が得られている。この範囲は一つの地下水流動系であり、最終的に幌延深地層研究センター（以下、「センター」と呼ぶ）が設置されている範囲に施設スケールが設けられるためには、少なくとも陸域においては約 30 km×約 30 km の範囲で調査を展開する必要があると考えられる。これらの調査範囲の設定は、文献調査の結果に基づき構築される広域スケールの地質環境モデルや地質環境特性の長期変遷の概念的評価により実施可能であると考えられる。

広域スケールでの調査では、広域スケールの地質・地質構造分布と化石海水分布を概略的に把握し、施設スケールの調査の候補となる地域を抽出する。その際、広域スケールの概略的な地質・

地質構造モデルと化石海水分布の情報が必要となる。地質・地質構造モデルについては、文献調査の情報から得ることができる。一方、広域スケールの概略的な化石海水分布は、現地調査により把握する必要がある。その際、まずは、広範囲を効率的に調査できる物理探査が有効である。ボーリング調査は調査位置に限定されたデータ取得であり、大まかな化石海水の分布を把握した後、その確からしさを確認する際に必要になる調査となる。幌延地域を対象に実施された既往の主な電磁探査および電気探査を表 4.6-2 に示す。また、既往の電磁探査および電気探査の測点・側線の位置を図 4.6-4 に示す。広域スケールを対象とした物理探査としては、表 4.6-2 の No.1 の空中物理探査および No.2～5 の電磁探査が挙げられる。

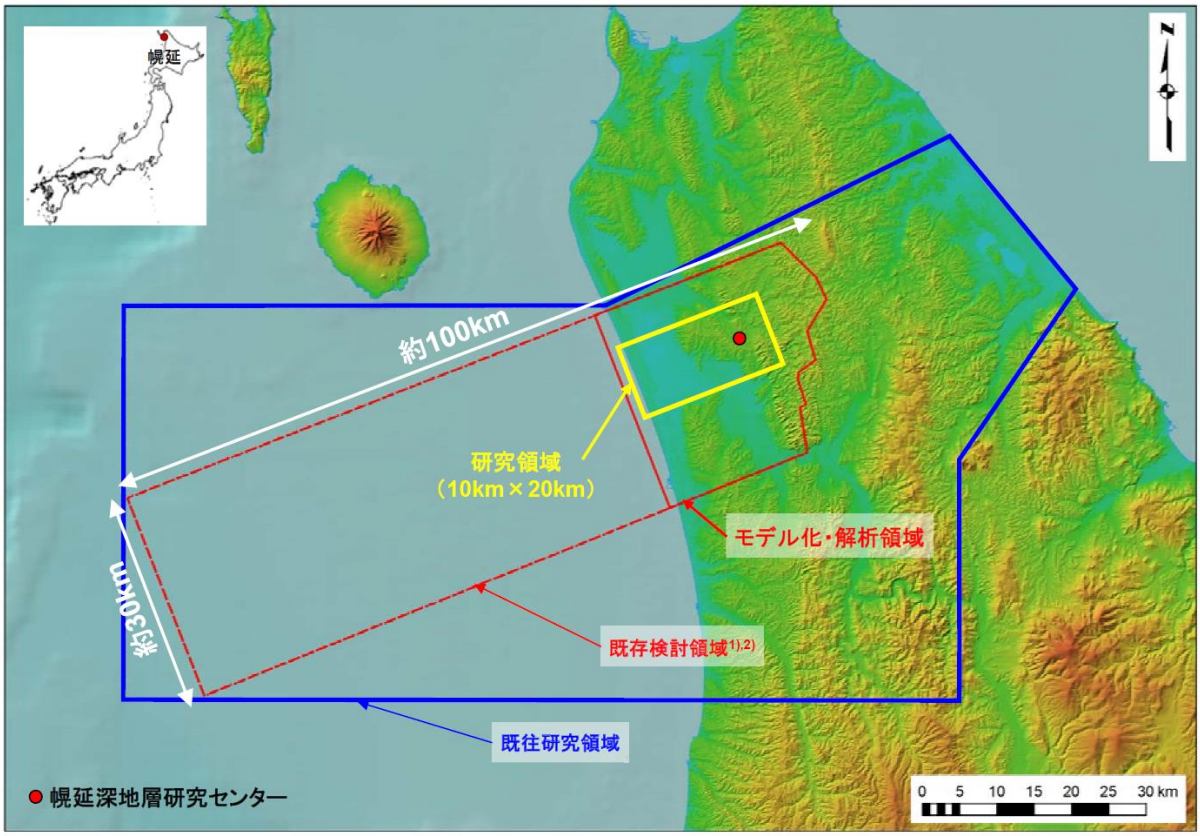


図 4.6-3　幌延地域における調査スケール（図中※1：前川ほか，2010、図中※2：日本原子力研究開発機構，2016，2017）

表 4.6-2　幌延地域を対象とした主な電磁探査および電気探査

No.	手法 現地探査実施期間 （日数）	仕様など	実施機関 参考となる公開報告書類
1	空中電磁探査 2001年6月 （5日間）	探査範囲：約150km^2 測定帯域：385～56kHzの範囲の5周波数 探査深度：地表～地下浅部（150m程度）	日本原子力研究開発機構 ・JNC TJ420 2001-035 ・JAEA-Research 2007-044
2	電磁探査 MT/AMT法 2001年7～8、10月 （39日間）	探査範囲：150km^{2}の範囲を対象に6測線 測点数　：60点 測定成分：水平電場2成分、磁場3成分 測定帯域：MT法_0.00055～320Hz（40周波数） AMT法_9.375～8.8kHz（40周波数） 探査深度：地表～標高-3000m程度	日本原子力研究開発機構 ・JNC-TJ1420 2001-036 ・JAEA-Research 2007-044
3	電磁探査 MT/AMT法 2007年10～12月 （25日間）	探査範囲：2測線（約11km×2本） 測点数　：AMT法_59点、MT法_31測点（AMT法と重複） 測定成分：水平電場2成分、磁場3成分 測定帯域：MT法_0.001～300Hz（50周波数以上） AMT法_0.35～10.4kHz（30周波数以上） 探査深度：地表から標高-7000m以上	産業技術総合研究所 ・沿岸域塩淡境界・断層評価技術高度化開発 成果報告書(平成19年度)
4	電磁探査 MT法 2009年10～11月 （17日間）	探査範囲：No.3の測線の周辺 測点：20点 測定成分：水平電場2成分、磁場3成分 測定帯域：0.00031～320Hz（80周波数） 探査深度：地表から標高-7000m以上	産業技術総合研究所 ・沿岸域塩淡境界・断層評価技術高度化開発 成果報告書(平成21年度)
5	電磁探査 MT法 2006年10月後半	探査範囲：約60km^2 測点：37点 測定成分：水平電場2成分、磁場2成分 測定帯域：0.01～100Hz 探査深度：地表から標高-5000m程度	原子力発電環境整備促進・資金管理センター ・平成18 年度 地層処分技術調査等高精度物理探査技術高度化調査物理探査技術信頼性確証試験　報告書
6	電磁探査 AMT法 2003年9～10月 （21日間）	探査範囲：主に2測線（約3.9km×2本） 測点：59点 測定成分：水平電場2成分、磁場3成分 測定帯域：1.016～10.4kHz（54周波数） 探査深度：地表から地下-1000m程度	日本原子力研究開発機構 ・JNC-TJ5410 2004-002 ・JAEA-Research 2007-044
7	2極法電気探査 2006年10～11月 （20日間）	探査範囲：2測線（測線1：約2.1km、測線2：約3.1km） 電極数　：測線1_42本、測線2_61本 探査深度：750m（疑似探査深度）	日本原子力研究開発機構 ・JAEA-Research 2007-044
8	電磁探査 AMT法 2005年10月中旬～	探査範囲：約3.2×1.6km 測点数　：109点 測定成分：水平電場2成分、磁場2成分 測定帯域：1.0～50kHz 探査深度：深度600m程度	原子力発電環境整備促進・資金管理センター ・平成17 年度 地層処分技術調査等高精度物理探査技術高度化調査物理探査技術信頼性確証試験　報告書
9	電磁探査 MT法 2020年10～11月 （28日間）	探査範囲：約3×3km 測点数　：60測点（全点MT法とAMT法と重複） 測定成分：水平電場2成分、磁場3成分 測定帯域：MT法_0.001～256Hz（15周波数以上） AMT法_1～8kHz（15周波数以上） 探査深度：地表から標高-1500m以上	日本原子力研究開発機構 （本事業）

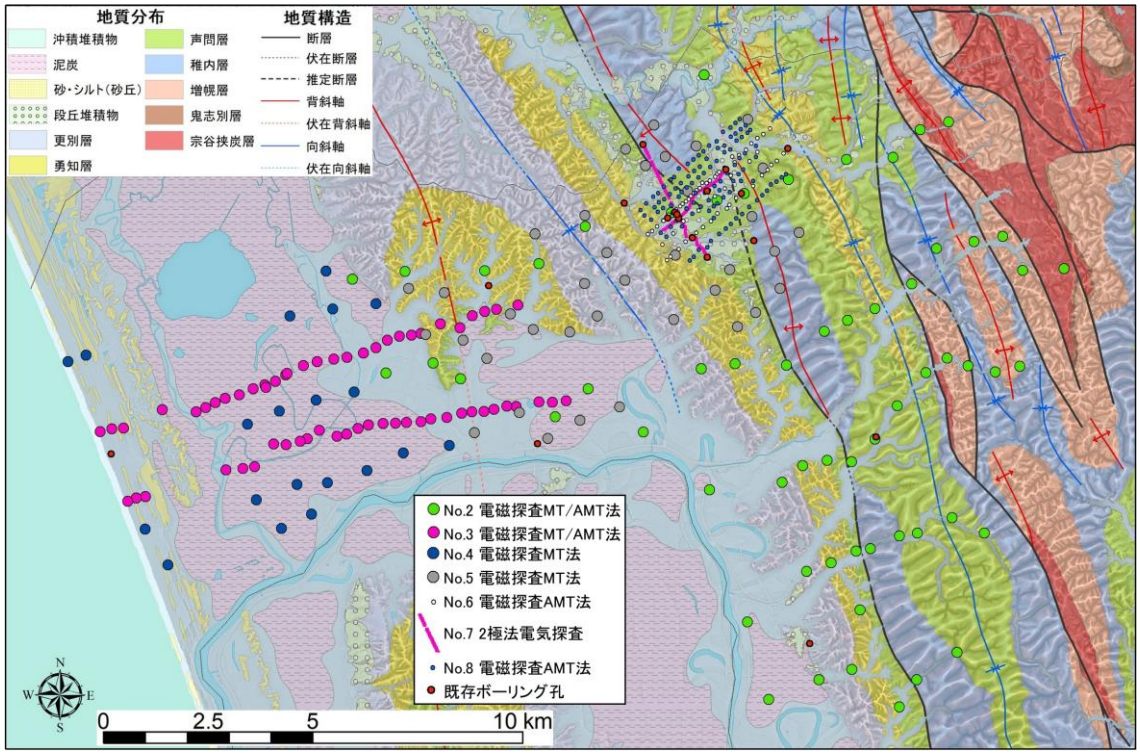


図 4.6-4　幌延地域を対象とした主な電磁探査および電気探査の配置図（表 4.6-2 における No.2～8 を示す）

(1) 空中物理探査

【調査の目的と手法の概要】

表 4.6-2のNo.1の空中物理探査は、2001年度に実施された。既存地質情報などから幌延町内において新第三紀堆積岩類が、深度500 m程度に十分な広がり・厚さをもって分布していると推定される地域を対象として、空中から電磁、磁気、放射能を測定・解析し、地表～地下浅部（約150 m程度）の地層・岩石の分布や断層・破砕帯を含む地質構造を推定することを目的としていた。空中電磁探査は、地表からのアクセスが悪い地域、また、広範囲の比抵抗分布を短期間で現地調査する場合に有効であるが、探査深度は5～150 mに限定される（物理探査学会，2008）。空中物理探査では、広域で大局的な地質構造などを把握できるため、広域スケールでの調査の初期段階において有効な調査と言える。

ここでは、化石海水分布の推定に関係する空中電磁探査について取り上げる。探査地域を図 4.6-5に示す。探査地域は約150 km^2であり、A～Eの5つのブロックに分割され、現地での調査期間はそれぞれのブロックで1日間、計5日間で探査が実施された。空中電磁探査では、5つの周波数（385 Hz、900 Hz、5000 Hz、7200 Hz、56 kHz）の多重コイルを内蔵した電磁バードをヘリコプターにより曳航し、電磁誘導作用を使用して岩石の見掛比抵抗分布が測定された。

【調査結果】

図 4.6-6に幌延地域において実施された空中電磁探査の主な結果を示す。空中電磁探査により得られた見掛比抵抗構造は、地層の分布との対応がみられ、砂岩・礫岩などの粗粒な岩石を主体とする勇知層や更別層の分布領域では、30～500 Ω·m程度の高比抵抗であり、泥岩・頁岩などの細粒な岩石を主体とする稚内層や声問層の分布領域では、地表から深度数10 m程度までは50～200 Ω·m程度と高比抵抗を示す場所もあるが、深度数10 m以深では1～10 Ω·m程度の低比抵抗であった（太田ほか，2007）。幌延地域に分布する新第三紀の地層のうち、勇知層や更別層といっ

た上位の地層が地表付近分布する箇所は褶曲の向斜と、一方、下位の地層である声問層や稚内層が分布する箇所は褶曲の背斜と対応しており、結果的には、褶曲と比抵抗構造との関係性も認められる。一方、大曲断層が分布すると推定される位置付近では低比抵抗の分布が認められたが、大曲断層の分布位置やその分布形状を推定できる明瞭な結果を取得することは困難であった（太田ほか，2007）。

【化石海水の三次元分布の推定への適用性】

空中電磁探査は、広域の概略的な比抵抗構造を短期間で把握できる手法である。そのため、この段階では、化石海水が地下施設を建設する深度に一定の拡がりをもって分布していると期待される地層を抽出することが目的となる。空中電磁探査の結果をみると、褶曲の背斜に分布する声問層および稚内層では、低比抵抗（<10 Ω·m）を示していた。化石海水が分布する有望な領域として、声問層および稚内層を抽出することが可能である。しかしながら、空中電磁探査の探査深度は約 150 m であり、地下施設が建設される深度 300 m 以深の比抵抗を確認することはできない。

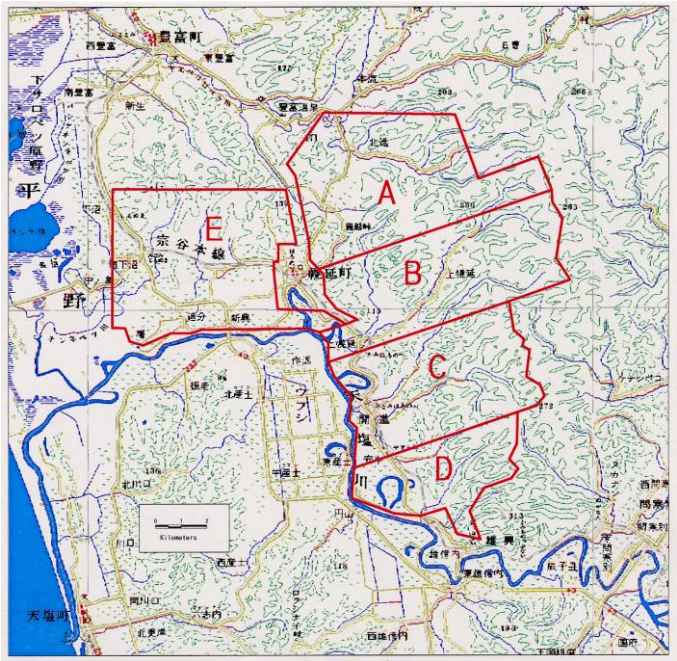


図 4.6-5　空中電磁探査の探査地域

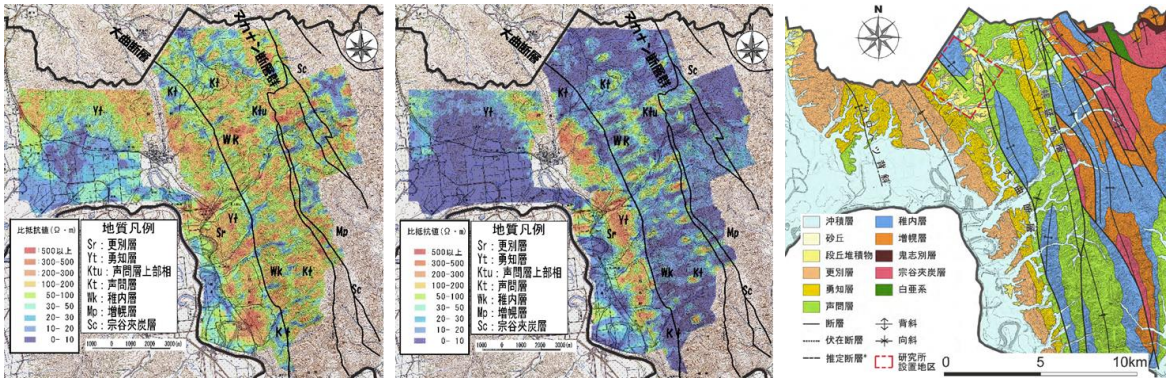


図 4.6-6　空中電磁探査の結果（左）深度 20m の見掛け比抵抗分布（中）深度 100m の見掛比抵抗分布（右）地質図
（太田ほか，2007 を編集）

(2) 地表からの電磁探査

【調査の目的と手法の概要】

広域スケールを対象とした地上からの電磁探査は、表 4.6-2 に示した電磁探査うち、No.2～6 が参考になる。

表 4.6-2 の No.2 の電磁探査は 2001 年度に、幌延町の広域における岩盤の地質学的不均質性や移動経路として重要な構造の把握の一環とした地質構造の把握を目的として実施された。おおよそ空中電磁探査を実施した範囲を網羅するように、センターを含む幌延町の丘陵地（図 4.6-4 に示す地図の東側約 150 km²）において実施された。幌延深地層研究計画では、地下施設を建設する深度を考慮して、地表から深度 500 m 程度までの範囲で精度の良いデータを必要としており、さらに、広域の地下水流動研究や地球化学研究にも活用することを踏まえ、地表から深度 2,000m を超える範囲（結果的には、地表～標高-3,000 m 程度）で比抵抗情報を取得するために、探査深度の大きい MT 法および浅部探査に適した AMT 法を併用した電磁探査が実施された。測点位置は、地層の走向方向や大曲断層に直交するするようにおおよそ東西に設定した 5 測線上に合計 58 測点が配置され、さらに南北方向にも解析断面を設けるために、5 測線以外の場所にも 2 測点が配置された。探査期間については、一部の調査地点が牧草地に含まれていたため、その地点における測定を耕作期間後の 10 月に行う必要があったため、探査期間は夏期と秋期に分けられ、夏期に 40 測点を 24 日間、秋期に 20 測点を 15 日間で実施された。

表 4.6-2 の No.3 の電磁探査は 2007 年度に、幌延地域の沿岸域から内陸部にかけて深部地質構造および高塩分地下水分布の把握を目的として、MT 法および AMT 法の電磁探査が実施された。日本海海岸付近から内陸部にかけて幌延市街地まで横断する範囲（図 4.6-4 に示す地図の西側の範囲）で実施された。二次元的な比抵抗構造の把握を目的としていたことから測線は東西に 2 本の測線を配置させ、内陸部の既存 MT データ測点（前述の No.2）に接合できるように配置された。測点 A では 29 測点、測点 B では 30 測点の合計 59 測点が設けられ、全測点で AMT 法、59 測点のうち 31 測点で MT 法のデータ取得が行われた。59 測点のち、42 測点が牧草地にあたり、農地法などに従い必要な許認可手続きおよび用地使用許可取得作業が周到に行われ、最終的な測点位置が決定された。探査は、2 つの期間に分けて実施され、合計 25 日間で実施された。

表 4.6-2 の No.4 の電磁探査は、No.3 の電磁探査の範囲において三次元的な深部地質構造および高塩分地下水分布の把握を目的として、MT 法の補足調査として実施された。測点は、海岸付近から内陸部にかけて､既存 MT 法測点と接合して解析できるように 20 点の測点が設けられた。No.3 同様、農地法などの必要な手続きを行った後、最終的な測点位置が決定された。探査は 17 日間で実施された。

例えば、広域スケールを対象とした地上からの電磁探査を実施する場合、No.2～4 の電磁探査をすべて実施するような規模になる。表 4.6-2 の No.2～4 の地上において実施された電磁探査は、現地での測定は、1 か月間程度で実施している。しかしながら、幌延地域での事例に基づくと、広域スケールで電磁探査する場合、牧草地や国立公園など測定位置となる場合があるため、法令に基づく許認可手続きや自治体、関係機関・団体そして地権者への説明および用地使用許可の取得作業を周到に行う必要があるため、その準備には 3～6 か月程度必要とする。また、田畑や牧草地の場合、耕作期間を避ける必要があり、さらに冬季は積雪のため厳しい作業条件となるため、1 年間の中で探査を実施できる期間は非常に限定される。以上のことを踏まえると、春から夏にかけて準備を行い、秋に現地でのデータ取得を行い、冬に取得データに基づく解析を行うことになり、少なくとも 1 年間の期間を要する。さらに、探査期間が限定されることを考慮すると、相当数の作業人員と測定器を用意する必要がある。

【調査結果】

広域スケールを対象とした電磁探査の場合、幌延地域では、日本海海岸付近からセンターが位置する丘陵地の範囲での規模となる。ここでは、日本海海岸付近からセンターが位置する丘陵地に至る約20 kmの区間を対象とした二次元解析による再解析結果を示す。この解析では、表 4.6-2のNo.2とNo.3のうち図 4.6-7に示す24測点分のMTデータを用いた。二次元比抵抗モデルを作成する際に、ボーリング調査で得られた比抵抗検層データとモデルの比抵抗値を比較して、複数のモデルの中から両者のマッチングが最も良いモデルを選定した（図 4.6-8）。図 4.6-9に、地表から標高-4,000 mまでの二次元比抵抗断面と地質構造モデルとの比較を示す。地質構造と整合する比抵抗構造が捉えられており、上位の地層が地表に露出する向斜軸周辺では、30 Ω·m程度の高い比抵抗が認められる。また、地層別に比抵抗値の傾向が把握できており、上位更別層および勇知層は20～30 Ω·m程度、その下位の声問層・稚内層は5 Ω·m以下である。さらに下位の増幌層は稚内層よりやや高い傾向があり5 Ω·m程度、そして基盤である白亜系は15～20 Ω·m程度である。

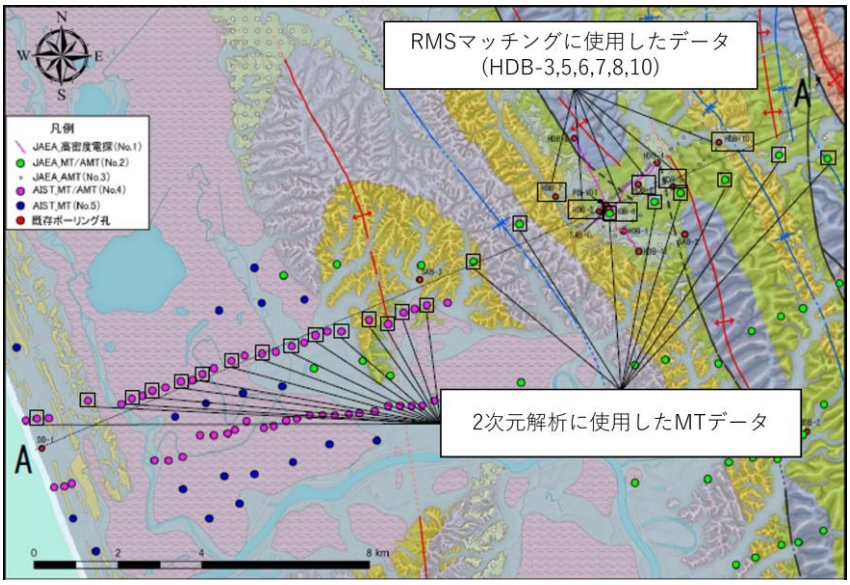


図 4.6-7　再解析に用いた MT 法データ

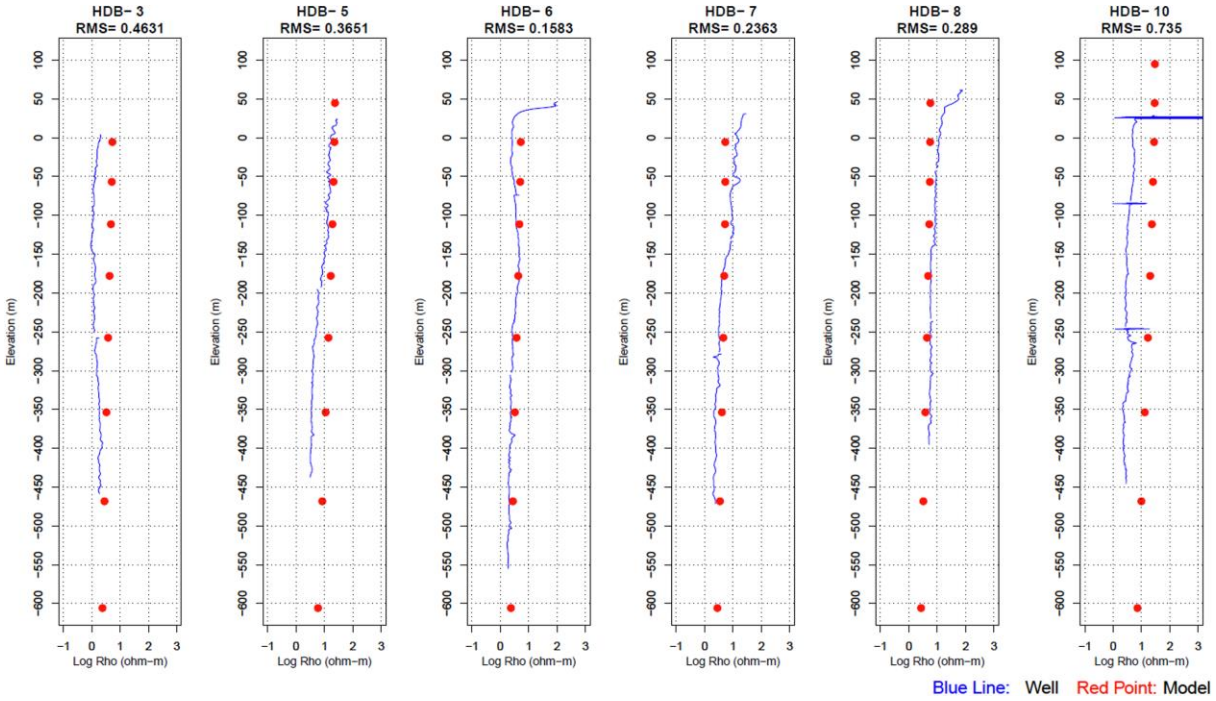


図 4.6-8　二次元比抵抗モデルとボーリング調査の比抵抗検層データとのマッチング

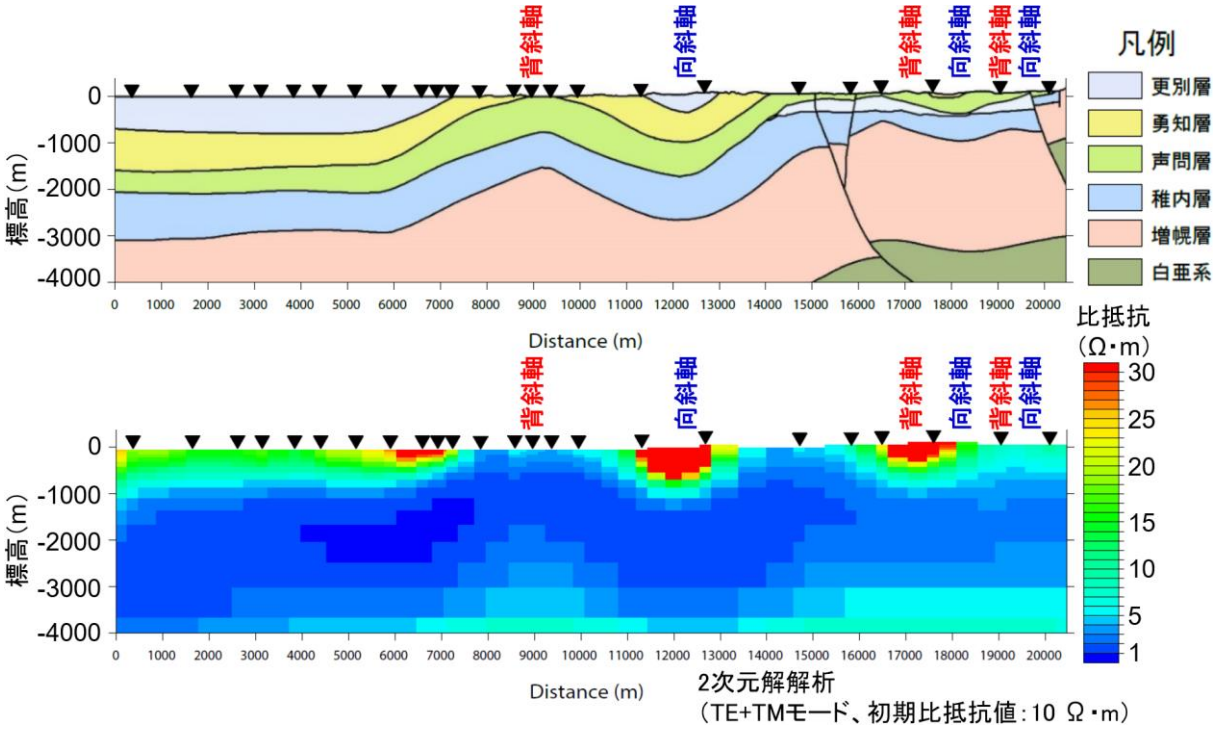


図 4.6-9　幌延地域における広域スケールを対象とした MT 法の結果例（上の図は地質断面、下の図は二次元解析によって得られた比抵抗分布を示す。）

【化石海水の三次元分布の推定への適用性】

広域スケールを対象とした電磁探査では、空中電磁探査において把握した広域の概略的な比抵抗分布に対して、より深部の比抵抗構造を補完する役割がある。空中電磁探査より深部の比抵抗

構造について解像度を上げて捉えることができる一方、空中磁気探査と同じ範囲全域を三次元的に捉えるだけの探査規模とすることは現実的ではない。文献調査により把握する地層や地質構造の分布に関する情報や空中電磁探査の情報を踏まえて、探査を効果的に実施できる最適な測線配置を設定することが肝要である。幌延地域の場合は、地層の走向方向あるいは褶曲軸が南北に伸長しているため、東西の二次元断面を調べることで概略的な比抵抗分布を効率的に把握することができる。

地上からの電磁探査では、より深部の比抵抗分布を捉えることができることから、化石海水が分布する地層とともに、その深度を概略的に把握し、施設スケールの調査を実施する候補となる範囲を抽出することが目的となる。広域スケールを対象としたMT法の二次元解析結果（図 4.6-9）をみると、声問層および稚内層では、最も低い比抵抗値（<5 Ω·m）を示しており、化石海水が存在する場として、有望な候補となる。地下施設を建設する深度300～500 m程度の範囲に着目すると、声問層と稚内層は、褶曲の背斜付近でみられる。これらの結果は、空中電磁探査の結果と整合しており、地上からの電磁探査により空中電磁探査の妥当性を確認することができることを示している。また、地上からの電磁探査は、より深部の比抵抗分布の情報を得ることができるため、施設スケールの調査を実施する範囲の候補を抽出できると言える。

(3) ボーリング調査

【調査の目的と手法の概要】

空中電磁探査や地上からの電磁探査により得られる比抵抗分布により、施設スケールの調査を実施する候補となる範囲を抽出するが、その結果は比抵抗値から化石海水の分布の存在を間接的に推定した結果であり、化石海水の存在を直接確認するためには、ボーリング調査を実施し、実際の地層分布、岩盤の透水性、水質分布、地下水年代、岩石の比抵抗など化石海水の推定に必要な情報を取得する必要がある。その際、ボーリング孔の掘削位置は、候補として抽出した範囲かつ候補となる地層がおおよそ深度300～500 mの範囲に分布する箇所にする必要がある。

幌延地域においては、声問層あるいは稚内層が分布し、それらの地層がより地表に近い深度で分布する褶曲の背斜付近を抽出した。センターは褶曲の背斜から西方向に1,500 m程度離れた場所に位置し、地表付近から声問層や稚内層が分布する。これまでに幌延深地層研究計画において地上からのボーリング孔が複数本（HDB-1～11）掘削されている。地下施設が建設される深度300～500 mを十分にカバーすることを考慮して、ここでは深度1,020 mのボーリング調査が実施されたHDB-11孔を例に挙げる。

化石海水の存在を確認するためのボーリング調査では、地層境界位置の正確な把握のためだけでなく、岩石の間隙水をサンプリングする必要があるため、オールコアで掘削する必要がある。調査項目は、コア観察、透水試験、物理検層、地下水（揚水、間隙水）の水質分析、地下水の年代測定が必要になる。物理検層については、電磁探査により測定した比抵抗分布の確からしさを確認するために比抵抗検層が必須である。また、比抵抗値を塩濃度に換算には、温度および岩石の間隙率が必要であるため、それらを計測できる検層を加える必要がある。

【調査結果】

図 4.6-10 に HDB-11 のボーリング調査結果を示す。HDB-11 は深度 1,020 m まで掘削されており、調査結果の要点を以下に示す。

- 深度460.36 mにおいて地層境界が確認され、上位が声問層、下位が稚内層である。
- 声問層の透水係数は10^{-9} m/s程度である。稚内層では透水に寄与する断層が確認されており、その部分の透水透水係数は10^{-7} m/s程度と高いが、深度700 m以深の透水係数は10^{-10}

m/s程度と非常に低い。

- 透水係数が非常に低い深度700 m以深では、水頭が地表面よりも高い異常高圧が認められる。
- 比抵抗検層は深度180 m以深において実施され、比抵抗値は2 Ω·m程度とほぼ一定である。
- 塩化物イオン濃度は、地表から深度180 m程度にかけては、深度が増加するほど高くなる傾向を示し、高いところで約10,000ppmである。深度180 m以深で声問層と稚内層の地層境界付近において5,000ppm程度に低くなる領域もあるが、さらに深い領域では、約10,000ppmと一定である。
- 酸素・水素同位体は、地表から深度180 m程度にかけては、深度が増加するほど高くなる傾向を示し、深度180 m以深では、酸素同位体比が0‰以上の範囲、水素同位体比が-30～-20‰の範囲にあるが、声問層と稚内層の境界付近では、低くなる傾向が認められる。

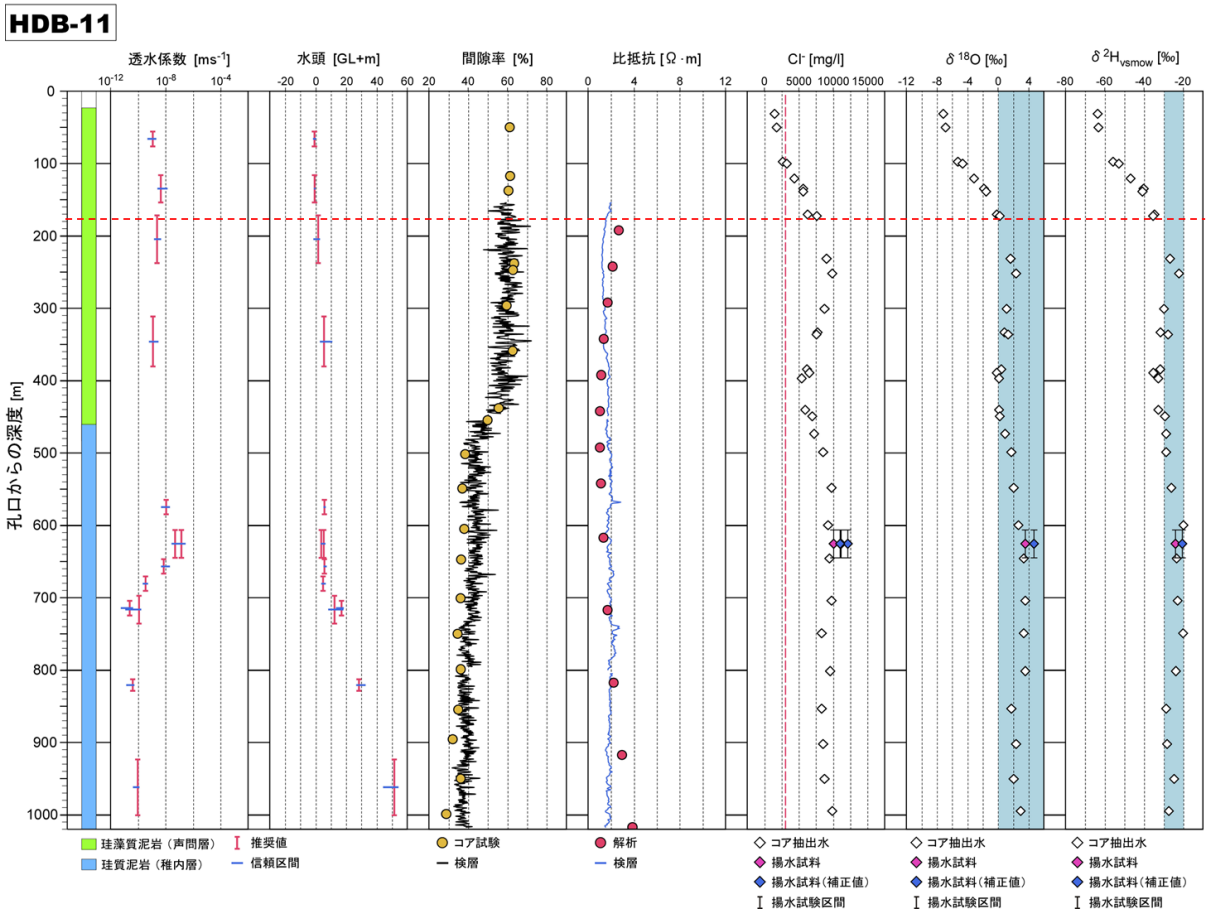


図 4.6-10　HDB-11 において取得された各種データの比較

【化石海水の三次元分布の推定への適用性】

広域スケールを対象としたボーリング調査では、空中電磁探査および地上からの電磁探査により推定した概略的な化石海水分布の推定結果の確からしさを確認するとともに、抽出された施設スケールを実施する範囲の候補において具体的に化石海水の存在を確認することが目的となる。

地上からの電磁探査の結果、声問層や稚内層が地表付近から分布する褶曲の背斜付近を施設スケールの調査範囲の候補として抽出した。HDB-11 では、対象となる声問層が地表から分布し、深度 460.36 m 以深から稚内層が分布する。比抵抗検層の結果から、HDB-11 の深度 180 m 以深

では比抵抗値が 2 Ω·m 程度と一定であった。地上からの電磁探査の結果（図 4.6-9）をみると、HDB-11 近傍では地表付近から 5 Ω·m 以下の低比抵抗であり、深度 200～300 m 程度の深度に達する 2～3 Ω·m 程度とさらに低比抵抗であると予想される。これは、ボーリング調査の比抵抗検層の結果と一致する。

ボーリング調査により地下水の水質データが得られる場合、化石海水の存在の確認には、地下水の起源の判断指標となる酸素・水素同位体比を用いる。化石海水に相当する酸素同位体比は 0‰以上、水素同位体比は-30～-20‰を目安としており、HDB-11 では深度 180 m 以深において化石海水に相当する地下水が分布することが確認できる。ボーリング調査では、さらに、化石海水が分布する範囲のより詳細な特徴を明らかにすることができる。塩化物イオン濃度が 5,000～10,000ppm と幅があるが、声問層と稚内層の地層境界付近で低く、酸素・水素同位体比についても、化石海水の範囲から若干外れる。このことは、化石海水が一度確認された深度以下であっても、断層などの水みちの存在により化石海水の有無に対して不均質性が生じていると考えられる。このような不均質な分布の把握を含め、より具体的な化石海水の拡がりについては、施設スケールを対象とした調査により明らかにする必要がある。

4.6.5 施設スケールを対象とした調査

施設スケールを対象とした調査は、地層処分事業においては、処分場全体を包含する数 km×数 km 程度の処分場スケールを対象とした地下深部の特性の直接的な調査であり、大深度のボーリング調査や高密度物理探査などが実施され、廃棄体を定置する区画のレイアウトなど地下施設全体を設計するための地質環境モデルが構築される（原子力機構環境整備機構，2018）。この結果に基づき、精密調査地区選定のための法定要件および考慮事項に照らして、自然現象の影響範囲や将来の自然現象の発生可能性に加え、地下施設の建設や処分場の安全機能への影響などの観点から精密調査地区としての適格性が明らかに劣る範囲が除外される（原子力機構環境整備機構，2018）。よって、低流動域の三次元分布の評価においては、施設スケールを対象とした調査によって、処分場レイアウトの検討に資する精度で化石海水の三次元分布を推定することが目的となる。施設スケールを対象とした調査では、まず高密度物理探査によって、化石海水のより詳細な三次元分布を把握するとともに、その推定結果のか確からしさを確認するために数本のボーリング調査が追加されると想定する。このような調査の展開により、化石海水分布の不均質性やそれと地質・地質構造との関係性に関する情報を取得し、より詳細な三次元分布の把握につなげる必要がある。さらに、ボーリング調査における地下水分析や年代測定といった地球化学的なアプローチによって化石海水が分布する場の低流動性を示すことも重要である。

今年度、本事業において実施した物理探査は、高密度物理探査として位置づけられる。また、幌延地域における既往の物理探査のうち表 4.6-2 の No.6 の電磁探査や No.7 の電気探査は、数 km×数 km の範囲の三次元を対象として物理探査ではないが、施設スケールの範囲内で実施された物理探査であり、化石海水の三次元分布の推定への適用性を検討する際の参考となる。これらに基づき施設スケールにおける物理探査の適用性について述べる。また、ボーリング調査については、幌延地域において実施された地上からのボーリング調査（HDB-1～11）に基づき適用性について述べる。

(1) 地上からの高密度物理探査

【調査の目的と手法の概要】

施設スケールを対象とした地上からの電磁探査は、より具体的な比抵抗の三次元分布を取得するために、高密度かつ三次元での探査を実施する必要がある。幌延地域において参考となる施設

スケールを対象とした高密度物理探査は、表 4.6-2のNo.9の本事業において今年度実施した電磁探査である（4.3項参照）。高密度物理探査として今年度の電磁探査は、センターを包含する約3 km四方の範囲を対象として、化石海水の三次元分布を把握し、不均質な分布の要因として化石海水の分布と地質構造分布との関係性を評価できる精度でデータを取得することを目的とした。そのため、電磁探査のほかに、地質構造のフレームを得ることを目的とした反射法地震探査も併せて実施した。図 4.6-11に、今年度実施した電磁探査の測点配置の考え方を示す。調査の目的を満たすには、施設スケールの調査範囲において、地下施設が建設される範囲をより十分に深い範囲を、満遍なく一定の精度で三次元比抵抗分布を推定できる測点配置とする必要がある。探査に実施おいて制約が何もない場合には、“三次元”の結果を得るために、図 4.6-11に示す通り、規則正しく格子状に測点を配置させることが理想的である。しかしながら、実際には、高圧電線や地権者・土地利用者の承諾、探査の作業者の安全性を考慮して、図 4.6-11に示すとおり60測点を配置した。また、堆積岩地域では最大深度500 mの位置まで地下施設が建設されると仮定すると、探査深度はそれよりも十分に深く設定する必要がある。図 4.6-11にある青い点は表 4.6-2のNo.6の電磁探査の測点位置である。この探査における測定帯域は、1.016～10,400 Hzでありと AMT法として実施された。探査深度は深度1,000 m程度としているが、昨年度実施した再解析の結果から、精度よく比抵抗分布を推定できる深度は400～500 m程度までであることが分かっている。そこで、今年度の電磁探査では、浅い深度の精度を損なうことなく、より深い位置まで探査を実施するために、1～8,000 Hzの周波数帯であるAMT法のデータだけでなく、0.001～256 Hzの周波数帯であるMT法のデータも併せて取得した。探査期間については、表 4.6-2のNo.2やNo.3の広域スケールを対象とした電磁探査と同様、一部の測点は牧草地であったため、農地法などに従い必要な許認可手続きおよび用地使用許可取得作業を周到に行い、また、耕作期間の後の10月中旬から23日間で実施した。

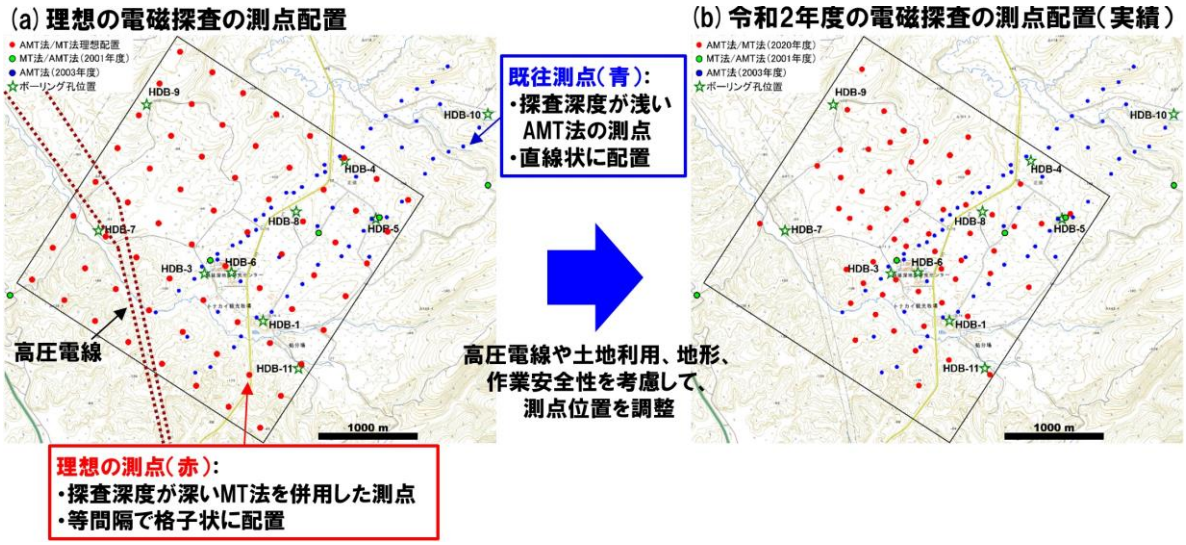


図 4.6-11　令和２年度に実施した電磁探査の測点配置

【調査結果】

設定した約 3 km 四方の施設スケールの範囲において取得された 60 測点の MT データのほかに、既往電磁探査（表 4.6-2 の No.2（MT 法）、No.6（AMT 法））のデータの一部を加えて、合計 99 測点のデータを用いて三次元比抵抗分布を解析により推定した。その結果は、4.3.4 節で述べたとおりである。今年度の解析により、設定した施設スケールにおいて十分な深さをもった三次元比抵抗分布を取得することができたが、深度 800 m 以深から全体的に比抵抗値が高くなる傾

向が見られた（図 4.3-24）。これは、既存ボーリング孔の比抵抗検層データとの比較（図 4.3-25）から誤差の大きい領域があると見るのが妥当である。次年度以降、実際の層厚の考慮（等価層問題への対処）や表層付近の薄い高比抵抗の考慮などの最適化を行うことを課題として挙げた。

【化石海水の三次元分布の推定への適用性】

施設スケールを対象とした電磁探査では、数 km×数 km 程度の範囲の低流動域（化石海水分布域）の三次元分布を処分場レイアウトの検討に資する精度で把握することが目的となる。処分場レイアウトの検討の際には、処分場を展開する母岩における地層境界の分布や断層などの不連続構造の情報が必要になる。ここで言う処分場レイアウトの検討に資する精度とは、例えば、具体的な地層や地質構造分布と関係づけられた三次元比抵抗分布のことを意味する。今年度実施した高密度電磁探査の結果、今後いくつか対処すべき点が残されているが、3 km 四方の範囲に対して地層や地質構造の分布と関係づけられた三次元比抵抗分布を取得することができた。地層や地質構造との関係性については、4.3.2 項(4)で述べた。センターを含む 3 km 四方の範囲では、大曲断層を境に比抵抗分布の特徴が異なり、北東側で相対的に高い比抵抗を示し、南西側が相対的に低い比抵抗を示すことが分かった。この結果から大曲断層の南西側で化石海水が広く分布していると予想することができる。比抵抗分布から具体的な化石海水の分布を評価するためには、化石海水とする比抵抗値の目安を決める必要がある。その決定方法については、4.3.1 項に示した。センター周辺の既存のボーリング調査データに基づき、化石海水とする比抵抗値の目安は 2.4 Ω·m 以下であり、また、5.9 Ω·m 以下であれば化石海水である可能性がある。よって、幅はあるが 2.4 ～5.9 Ω·m の範囲に境界があると考えられ、2.4 Ω·m に近いほど化石海水である可能性が高い。実際の境界位置は、次に実施する施設スケールを対象としたボーリング調査により確認する必要がある。概要調査の適用を考えた際、センター周辺のように既往のボーリング調査が多数存在することは想定できず、広域スケールを対象とした 1 本目のボーリング調査の取得データを参照することになるため、1 本目のボーリング調査は施設スケールの調査を展開する場所にすることが望ましい。以上の方法により、化石海水の分布を推定することが可能であるが、化石海水の存在を確認するためには、比抵抗だけでなく、Cl^-濃度と酸素・水素同位体比の三次元分布を明らかにしておく必要がある。これらは、地球統計学的手法であるクリギングにより三次元分布を推定することが可能であり、高密度物理探査による推定された三次元比抵抗分布はクリギングの際のバリオグラム解析において必須のデータとなる（4.5.3 項）。しかしながら、クリギングを実施する場合には、2 本目、3 本目のボーリング調査が必要であり、次に述べるボーリング調査後に実施可能である。

(2) ボーリング調査

【調査の目的と手法の概要】

施設スケールのボーリング調査は、高密度物理探査により推定した化石海水の三次元分布の推定結果を確認するために実施される。この段階のボーリング調査は、化石海水の存在を確認するだけでなく、高密度物理探査により推定した結果の正確性の確認として、化石海水分布域とそうでない領域の境界を明確にする必要がある。化石海水分布域とそうでない領域の境界については、前述のとおり、幌延地域の場合、比抵抗が2.4～5.9 Ω·mであり2.4 Ω·mに近いほど化石海水である可能性が高いと設定できる。これも含めボーリング調査位置の考え方については、4.3.2項 (5) 2)に示した。なお、広域スケールのボーリング調査が施設スケールの範囲で実施された場合は、それを1本目のボーリングと見做すことができ、さらに2本目あるいは3本目のボーリング調査により化石海水の境界を明確にする。

施設スケールのボーリング調査の調査プログラムは、化石海水の存在を確認するという視点は

変わらないため、基本的に広域スケールを対象としたボーリング調査と同様の調査プログラムが想定される。

【調査結果】

施設スケールのボーリング調査における結果の事例については、広域スケールのボーリング調査の事例と同様である。その内容は前述の通りである。なお、次年度予定しているボーリング調査は、ここに相当するボーリング調査であり、その結果に基づき、概要調査への反映事項を拡充することが今後の課題である。

【化石海水の三次元分布の推定への適用性】

化石海水の存在を確認する際の適用性については、広域スケールのボーリング調査のところで述べたとおりである。一方、2 本目あるいは 3 本目とボーリングを展開する際、より効率的に調査を展開できる位置を選定する必要がある。化石海水分布の境界を明確にするという場合には、前述のとおりで良いと考えるが、施設スケール全体の化石海水分布の特徴をよく把握するといった視点では、調査位置の選定方法が異なる。

今年度の検討では、センター周辺の既往のボーリング孔（HDB-1～11（HDB-2 を除く）の 10 孔）のデータを用いて、ボーリング調査の位置と数量が化石海水分布の推定結果とどのような関係があるのかを分析するブラインドテストを実施した。しかしながら、今年度のブラインドテストでは、ボーリング調査を実施した位置の周辺が正解ケースに近づく傾向が強く表れた結果となり、今年度のブラインドテストの条件では、一本目にどこを掘削したらより広い範囲の特徴を捉えることができるかといった事を見出すことができなかった。ブラインドテストについては、今後、再解析によってより信頼性のある三次元比抵抗分布を用いてバリオグラムモデルを構築することが課題として挙げられた。次年度においてさらに検討を進める必要があるが、現段階においては、施設スケールのボーリング調査位置を決める際には、高密度物理探査により地層や地質構造と関係づけた三次元比抵抗分布により全体の傾向を把握し、その上で化石海水の分布を効率的に把握できる位置を選定する必要がある。幌延地域の場合、大曲断層の上盤と下盤で分布の傾向が異なり、少なくともそれぞれの特徴を把握するために 2 本のボーリングが必要であり、深度方向に対しても推定精度を向上させるために偏りなく各地層の特徴を捉えることができる位置において実施する必要がある。ボーリング調査位置選定の考え方については、次年度も引き続き実施するブラインドテストに結果に基づき具体化していくことが今後の課題である。

4.6.6 概要調査への反映に資する方法論の整理のまとめと今後の課題

今年度においては、概要調査の全体計画への反映を念頭において、幌延地域を対象に実施された物理探査およびボーリング調査を事例として、長期的に安定的な水理場や化学環境の三次元分布を地表から把握する調査・評価に関する方法論を整理した。実施主体が行うと想定される概要調査に基づき、数 10 km 四方の広域スケールから化石海水が十分な拡がりをもって分布する可能性の高い数 km 四方の施設スケールを抽出し、施設スケールの範囲内における具体的な化石海水の三次元分布を推定する手順を設定した（図 4.6-1）。そして、幌延地域を対象として実施された物理探査やボーリング調査に基づき、設定した手順における各調査の適用性について 4.5.5 項で述べた。その結果から概要調査における化石海水の分布を推定する一連の概略的な調査手順を図 4.6-12 に整理した。また、一連の調査における物理探査やボーリング調査の仕様概要を表 4.6-3 に整理した。

図 4.6-12 の手順①は、数 10 km 四方の広域スケールの調査範囲を設定する段階であり、文献調査により収集された情報や概要調査開始前に構築される地質構造モデルなどに基づき設定される。概略的な地下水流動解析や地形解析の結果などから広域スケールの調査範囲は同一流動系の

範囲とする。さらに、既存情報の中に化石海水の存在を示す情報が含まれていると、それは調査地域を設定する際に重要な情報になる。

図 4.6-12 の手順②は、広域スケールを対象に概略的な化石海水の分布を推定するための調査を実施する段階である。はじめに空中電磁探査により、探査深度が 150 m 程度と浅いが数 10 km 四方という広範囲の比抵抗分布を短期間で把握し、次に、MT 法電磁探査を実施し、より深い部分の比抵抗を補完する比抵抗分布を推定する。MT 法電磁探査の測点配置に関して、数 10 km 四方の範囲を対象に対して満遍なく三次元分布を推定できる等間隔で格子状の測点配置とした探査は、測点数が多くなるため、現実的ではない。一方、比抵抗分布は化石海水分布と関係するだけでなく、それぞれ地層や地質構造とも関係していることから地層や地質構造の分布を考慮して効率的な測点配置にすることが可能である。例えば、手順②のイメージの通り、地層の走向（褶曲軸の方向）や断層の方向に対して直交させた方向の測点配置が効率的であると考えられる。

図 4.6-12 の手順③は、手順②において推定した広域スケールの概略的な比抵抗分布に基づき、化石海水が存在する可能性が高い場所を抽出し、ボーリング調査により実際に化石海水の存在を確認した上で、数 km 四方の施設スケールを設定する段階である。設定される施設スケールは、地下施設が建設される深度に化石海水が存在する可能性が高い場所、すなわち、低比抵抗がより浅い部分に広く分布する箇所が候補となる。1 本目のボーリング調査は、化石海水の存在を直接確認する最初の調査であることから、堆積岩地域であれば、深度 500 m 以浅において化石海水が存在すると予測される位置で実施することが好ましいと考える。

図 4.6-12 の手順④は、施設スケールの範囲の詳細な三次元比抵抗分布を推定する段階である。施設スケールの調査結果は、処分場レイアウトを検討できる程度の精度とする必要があると想定され、例えば、それは化石海水の不均質な分布について、地層や地質構造の分布と関係付けて説明することが必要になると考えられる。そのため、高密度測点で MT 法電磁探査により、施設スケールの範囲において深度 500 m よりも十分に深い深度で満遍なく比抵抗の分布を推定する。その際、測点は範囲内において規則的に格子状に配置させるが、範囲内に広域スケールでの MT 法のデータがあれば、それを活用することができる。高密度の MT 法電磁探査により推定した三次元比抵抗分布に基づき化石海水の具体的な三次元分布を推定する。最後に推定した解析海水の分布の確からしさや境界位置を明確にするために 2 本目ないし 3 本目のボーリング調査を実施する。

次年度においては、今年度の高密度物理探査で推定した化石海水の境界を確認するボーリング調査を実施する。さらに、今年度取得した電磁探査と反射法地震探査のデータを組み合わせてより信頼性のある三次元比抵抗分布を推定し、その結果はクリギングのバリオグラム解析やブラインドテストに反映する予定である。これらの検討を通じて、図 4.6-12 の手順③ないし手順④の方法論を具体化することが今後の課題である。

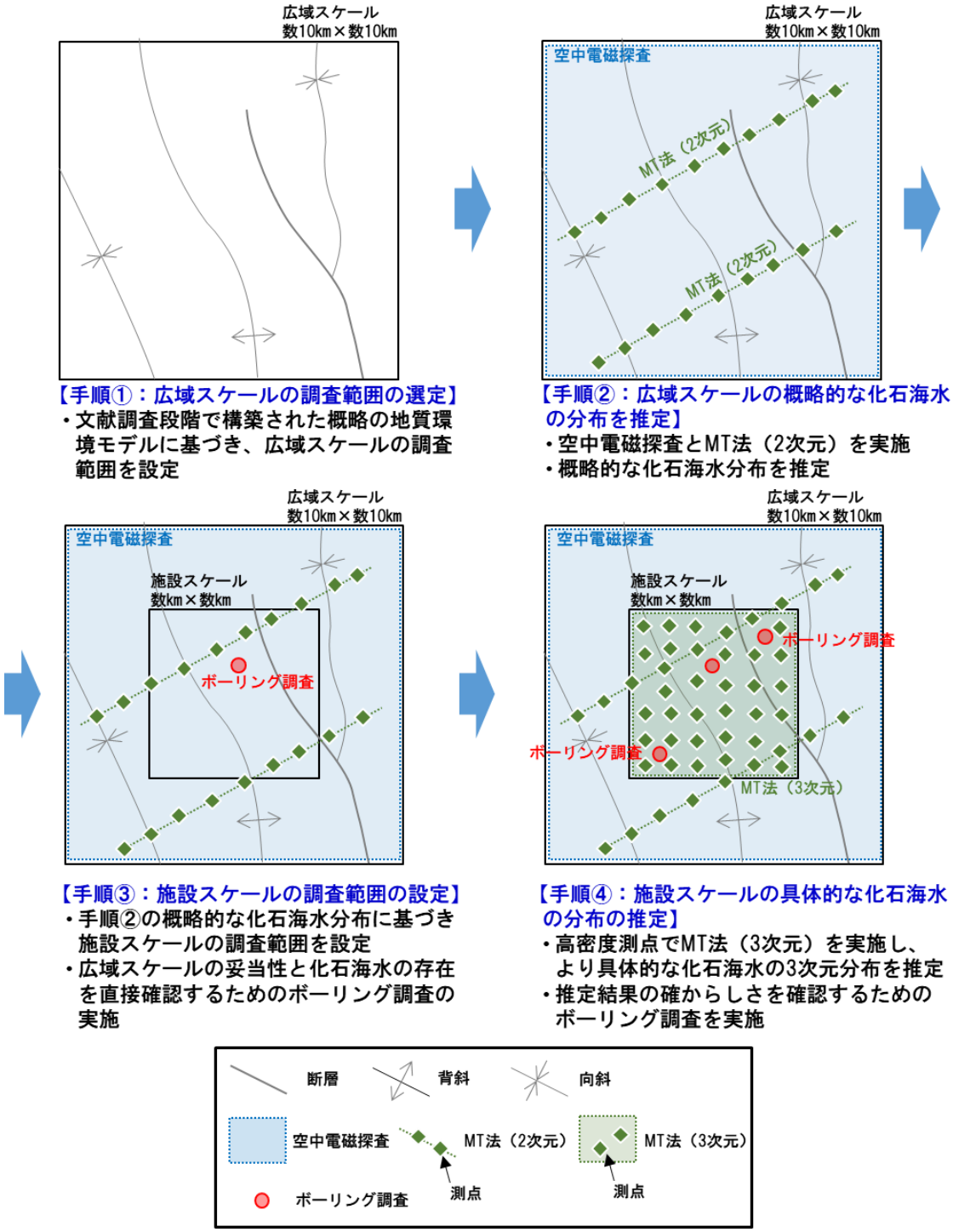


図 4.6-12　概要調査段階における調査の進め方のイメージ（幌延地域の調査事例に基づく）

表 4.6-3　概要調査段階における調査の概要（幌延地域の調査事例に基づく）

調査種別	スケール	仕様上の留意点	数量・広さ・期間	備　考
空中物理探査	広域	・塩濃度の推定に必要な電磁探査を項目に加える ・探査深度150m程度の周波数帯に限られる	・1回実施 ・数10×数10 ㎞ ・現地調査は数日程度	・詳細な調査数量は、実際に対象とする面積や土地利用により異なる
地上物理探査	広域	・自然電磁波を利用したMT法とする ・地表付近から深部まで把握するため広帯域の測定とする ・地質・地質構造分布を考慮した2次元測線配置とする	・1回実施 ・測線長：数10㎞ ・500～1000m程度の間隔で測点を配置 ・調査期間：1か月間程度、土地利用により実施可能な時期が限定	・詳細な調査数量は、実際に対象とする面積や土地利用、さらには、地質・地質構造分布を考慮した測線配置の計画により異なる
	施設	・自然電磁波を利用したMT法とする ・地表付近から深部まで把握するため広帯域の測定 ・具体的な比抵抗分布把握のため3次元測線配置	・1回実施 ・数㎞×数㎞の範囲に、300～500m間隔で格子状に測点を配置 ・測線数：60～100点程度 ・調査期間：1か月間程度、土地利用により時期が限定	・広域スケールを対象とした調査により抽出した施設スケールの調査範囲 ・詳細な調査数量は、実際に対象とする面積や土地利用により異なる
ボーリング調査	広域	・対象とする地層やその上下層をカバーできる深度 ・比抵抗検層 ・透水性や水頭などを測定する透水試験	・　1本 ・　1000m程度	・施設スケールを対象とした1本目でもある
	施設		・　2～3本程度	・施設スケール内における化石海水の分布の不均質な分布を考慮
水質分析・年代測定	広域	・　地下水の塩濃度 ・　地下水の酸素・水素同位体 ・　地下水の年代	・水質データについては1000m程度のボーリングで30点程度 ・地下水年代については、対象層を中心に数点程度	・ボーリング調査でサンプリングした揚水およびコアからの間隙水を使用
	施設			

参考文献

物理探査学会，新版 物理探査適用の手引き－土木物理探査マニュアル 2008－, p.589, 2008.

原子力発電環境整備機構，概要調査地区選定上の考慮事項の背景と技術的根拠－「概要調査地区選定上の考慮事項」の説明資料－，NUMO-TR-04-02，2002.

原子力発電環境整備機構，地層処分事業の安全確保（2010 年度版）－確かな技術による安全な地層処分の実現のために－, NUMO-TR-11-01, 2011.

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－　レビュー版　概要編, NUMO-TR-18-02, 133p, 2018.

原子力環境整備促進・資金管理センター，地下水流動を説明するための調査システムフローの評価―RWMC と NDA の共同研究報告書―，原環センター技術報告書，RWMC-JRJ-09001, 2010.

前川恵輔，三枝博光，稲葉 薫，下河内隆文，幌延沿岸域を対象とした地下水流動評価のためのモデル化・解析(受託研究), JAEA-Research 2010-001, 238p, 2010.

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, 265p, 2016.

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, 230p, 2017.

太田久仁雄，阿部寛信，山口雄大，国丸貴紀，石井英一，操上広志，戸村豪治，柴野一則，濱　克宏，松井祐哉，新里忠史，高橋一晴，丹生屋純夫，大原英史，浅森浩一，森岡宏之，舟木泰智，茂田直孝，福島龍郎，幌延深地層研究計画における地上からの調査研究段階（第 1 段階）研究成果報告書 分冊「深地層の科学的研究」，JAEA-Research 2007-044, 2007.

5. まとめ

5.1 内陸部の広域的な地下水流動を評価するための技術の高度化（瑞浪）

5.1.1 広域スケールの地下水流動・物質移行解析技術の高度化

(1) 地下水年代を対象とした解析技術の開発

地下水年代測定結果を用いた地下水モデルの校正を行っている。昨年度までに、圧力と ^{4}He を用いた逆解析を実施し、圧力よりも ^{4}He の方がモデルの校正に有効であることが確認できた。今年度は、新たに ^{14}C を考慮するとともに、圧力、^{4}He を組み合わせた 7 種類の逆解析を実施した。具体的には、単独指標で 3 種類（圧力、^{4}He、^{14}C）、2 指標で 3 種類（圧力＋^{4}He、圧力＋^{14}C、^{4}He＋^{14}C）、最後に 3 指標全ての 1 種類（圧力、^{4}He、^{14}C）である。

単独指標では、推定誤差が大きかったものの、複数指標にするほど推定値が実測値に近づき、推定誤差が小さくなる傾向が見られた。最適値周辺でパラメータの感度解析を実施した結果、全水頭、^{4}He、^{14}C はそれぞれに感度があるパラメータが異なり、この相互補間的な影響で、各パラメータの推定がうまくいったと考えられる。誤差の相関を調査した結果、全指標を用いた逆解析では、誤差の相関が低く、パラメータの独立性が確保されていた。

逆解析に対する観測値の感度は、^{4}He と ^{14}C については、涵養域から流出域までは、ほぼ同程度の感度であった。一方で、全水頭の感度は、^{4}He と ^{14}C に比べて小さく、涵養域では高いものの、流出域では低い傾向があった。

これらの結果から、^{4}He と ^{14}C などの地下水年代測定結果は、全水頭とは異なる観点で評価できるため、パラメータの推定に有効であると考えられた。このため、複数の指標を用いてパラメータの推定を行うことが有効であると考えられた。

本方法は、概要調査において、どの地点でどのような指標を調査することで、モデルの推定精度が上昇するなど、調査計画の立案においても有効であると考えられる。今後このような活用方法について検討していく予定である。

(2) 水理パラメータの設定手法の開発

令和 2 年度事業では、これまでの調査研究で割れ目データが蓄積されている瑞浪超深地層研究所周辺岩盤を事例として、坑道スケールで評価した亀裂性岩盤の水理学的な不均質性を広域スケールの地下水流動モデルに反映するための水理パラメータの設定手法を整備するための検討を実施した。検討にあたっては、既往の調査研究で得られた調査結果ならびに平成 30 年度および平成 31 年度事業において深度 500m における冠水坑道周辺岩盤を対象に実施したボーリング調査結果を用いた。検討の結果、坑道周辺の地下水環境の変化からは、広域スケールの地下水流動に影響を与えうる亀裂性岩盤の水理学的な不均質性として、岩盤内に複数の十数 m～数十 m 規模の局所的割れ目ネットワークが形成されていることが推定された。また、DFN モデルと ECPM モデルを用いてその不均質性の再現性を検討した結果、坑道スケールにおける亀裂性岩盤の水理パラメータ設定手法として、評価対象となる不均質性の規模に応じた DFN モデルと ECPM モデルの使い分けや適切なグリッドサイズといったモデル化手法が整理できた。

令和 3 年度は、施設スケール（数百 m～数 km）を対象とした場合の岩盤内の割れ目をモデル化するための水理パラメータの設定手法について検討を行い、今年度に実施した坑道スケールでの検討結果と合わせて、空間スケール毎で評価すべき対象や考慮すべき岩盤の水理学的な不均質性を整理し、空間スケールに応じた岩盤の水理パラメータの設定（モデル化）手法を体系的に取りまとめる。

(3) 物質移行パラメータの設定手法の開発

瑞浪超深地層研究所周辺岩盤を事例として、広域スケールの物質移動解析に用いる物質移動パラメータ（間隙率、分散長）の設定手法を整備するための検討を行った。

まず、これまでの坑道での地質・水理調査やコア試料を用いた物質移動に関わる室内試験の結果に基づき、水みち割れ目と周辺マトリクスの概念モデルを提案した。

続いて、坑道内調査により推定した土岐花崗岩上部割れ目帯の水みち割れ目の分布特性や水理特性を基に構築した DFN モデルで、トレーサー試験の破過曲線を概ね再現することができ、推定した水みち割れ目の分布・水理特性の妥当性が示唆された。1 流路の平行平板モデルでも破過曲線の再現は可能ではあったが、流速や分散長が過大評価される可能性が課題として残った。

そして、水みち割れ目の分布・水理特性や周辺のマトリクスの物質移動特性を考慮して、一辺の長さ 50 m の立方体状の DFN モデルや単一割れ目とマトリクスからなる二重間隙モデルを構築し、地下水年代測定の指標の１つ C-14 等の物質移動に関する数値シミュレーションを実施した。多孔質媒体モデルでも数値シミュレーションを実施し、C-14 等の物質移動に関して DFN モデルや二重間隙モデルと類似の結果が得られる多孔質媒体モデルの分散長や等価な（見かけの）間隙率を同定した。分散長や等価な間隙率の推定は、概要調査をイメージした主に地表からのボーリング調査で得られたデータセットによっても、広域スケールの解析に必要な概略の数値を推定できる可能性が示唆された。

令和 3 年度は、より大きなスケールの DFN モデルやより複雑な二重間隙モデルを用いた検討により、広域スケールの解析に使用する物質移動パラメータの設定手法を提案するとともに、設定に必要なデータの種類や取得方法、密度等について整理する。

5.1.2 地下水年代測定技術の高度化

既往の検討から、瑞浪地域の地下水年代は最大で数万年程度であると評価されているため、瑞浪地域は数万年程度の地下水年代評価技術の適用性を検証する場として適している。

令和 2 年度の検討では、3 万年以下程度の地下水年代評価の高精度化を目指し、^{81}Kr の評価下限値の評価および有機物に含まれる放射性炭素（DO^{14}C）の評価を目的とした地下水からの有機物採取法について、瑞浪地域の地下水を用いて検討した。^{81}Kr の評価下限値の評価では、瑞浪地域の 2 地点において、無機 ^{14}C から評価された年代と ^{81}Kr で評価された年代を比較した。無機 ^{14}C 年代が 1 万年程度の地下水においては、^{81}Kr は大気由来のものから減少が観察されず、具体的な年代が評価できなかった。一方無機 ^{14}C 年代が 3 万年程度の地下水では ^{81}Kr 年代は 700～17,600 年程度の値を示し、3 つのサンプルで大きなばらつきが見られた。この結果から、3 万年以下程度の地下水においても ^{81}Kr を用いた評価によって定性的な年代の評価は可能であるが、定量的な評価が難しいことが示唆された。DO^{14}C を評価するためには、地下水から有機物を濃縮・抽出する必要があり、令和 2 年度は陰イオン交換樹脂を用いて地下水から有機物を濃縮する方法について検討した。蛍光染料や試薬として販売されている有機物の溶液を用いて、地下水中の有機物を吸着し吸着した有機物を容易に回収できる樹脂を選定する試験を実施した。さらに、液量や樹脂への接触速度などを最適化し、最適化した条件で瑞浪地域の実地下水に含まれる有機物を回収することができた。

令和 3 年度は、^{81}Kr および DO^{14}C ともに、瑞浪地域での適用結果を受けて、評価可能な範囲・取得方法・得られる条件・適用可能な地下水の条件などをとりまとめる。

5.1.3 原位置調査結果

昨年度、瑞浪地区での広域的な地下水年代調査を再度実施した。これは、これまでに開発してきた新しい方法（^{4}He の採取方法、^{14}C の前処理方法）で、地下水年代測定を再度実施することで、地下水年代の妥当性を確認するためである。今年度これらの計測と取り纏めを実施した。新規の調査結果は、概ねこれまでの結果と整合するものの、^{14}C 年代については、沈殿法からガス化法に変えたことにより、大気の混入が減り、^{14}C 年代が古くなった。また、^{4}He については、原因は不明だが、濃度がやや低くなっている。新規の調査結果においても、^{14}C と ^{4}He に相関はあり、相補的に妥当性を説明できると考えられる。ただし、^{14}C 年代が古くなったため、地下水年代が全体に古くなる傾向にある。さらに、^{14}C 濃度は、測定下限と考えられるレベルにあり、^{14}C 年はより古い可能性もある。今後、これらの調査結果について、地下水モデルに反映していく予定である。

5.1.4 内陸部の移流場を対象とした概要調査への反映

地層処分事業における概要調査に資する情報として、瑞浪地域を事例に内陸部の移流場を対象とした概要調査の考え方を整理した。令和 2 年度は、既往の研究成果を参考に、概要調査における概略的な物理探査の範囲やボーリングの配置、手順、工程の検討などの全体計画について取りまとめた。具体的には、内陸部の移流場を対象とした概要調査の実施手順とデータフロー、ならびに概要調査段階で精密調査地区を選定するために最低限必要と考えられる調査の概要や工程のイメージを示した。また、調査項目毎に個別技術の基本的な考えの要点を整理した。

今後は、本事業で得られた成果を全体計画のブラッシュアップならびに個別技術の高度化に反映させて、地層処分事業の概要調査に資する知見の拡充を図る。

5.2 内陸部の地下深部に存在する長期的に安定な水理場・化学環境を評価するための技術の高度化（幌延）

5.2.1 低流動域の分布を概要調査で効率的に把握するための技術の高度化

これまでの調査研究において、堆積岩中の地下深部に存在する化石海水（本事業では、堆積時の海水が埋没続成過程で変化し、その後、天水浸透の影響を受けていない地下水を化石海水と称す）が、地下水の流れが非常に遅いことの証左となると考えている。化石海水の存在は、実際にボーリング孔を掘削して、地下水の Cl-濃度と酸素・水素同位体比（δ^{18}O、δD）を測定することにより確かめることができる。Cl-濃度は地下における比抵抗と相関することが分かっており、地下空間における Cl-濃度の分布を広く効果的に推定するには電磁探査あるいは電気探査が有効である。一方、地層処分事業における概要調査において数 km 四方のスケールを対象とした調査では、低流動域のより具体的な三次元分布を推定することが必要になると想定される。

令和 2 年度は、その際の物理探査計画の策定に資する検討を実施する必要があるとの認識のもと、センターを含む 3 km 四方の範囲において、AMT 法と MT 法を併用した高密度電磁探査を実施した。さらに、地層や地質構造分布と関係付けた比抵抗分布を得るために、反射法地震探査も併せて実施した。これらの物理探査の実施に先立ち、改めてセンター周辺において化石海水が分布する場の特徴を整理し、比抵抗値から化石海水分布を読み取る際の目安を検討した。そして、センターを含む 3 km 四方の範囲において地層や地質構造との関係性が推察された三次元比抵抗分布を整備することができた。

令和 3 年度は、今年度取得した物理探査データを追加したブラインドテストを実施する。また、今年度の物理探査により推定した化石海水分布の正確性をボーリング調査により確認することが課題である。

5.2.2 低流動域の存在を確認するための技術の開発

(1) 拡散で分離・分別する指標を用いた拡散場調査の有効性の検討

幌延地域の地下水水質を理解する上で､間隙水から地表付近の水への評価が必要である｡また、拡散を評価するための手法を確立することにより、評価対象とした場における物質移行が緩やかであることを示すことができるほか、隆起・沈降が過去に起きた地層でも現在の状態になってから安定していること・その状態になってから経過した年代を推定することが可能である。このため、拡散場調査手法の確立は処分場選定に有用であると考えられる。

令和2年度は、SAB02、HDB-3、HDB-6から岩石コアを採取し、拡散係数と分別係数の計測、Clとδ^{37}Clの分布を調査した。拡散試験を実施し、拡散係数およびδ^{37}Clとδ^{81}Brの分別係数を計測した。この結果、拡散係数はClで3.7×10^{-11}～1.6×10^{-10} m^2/s程度の値であった。今回の結果では、δDとClの拡散係数比は、1～2倍程度であった。拡散係数が小さい方が、この拡散係数比は大きい傾向にあり、従来の結果に比べてやや拡散係数比が小さい結果となった。このため、拡散係数が大きい地点では、δDとClは拡散によって十分に分離しない可能性がある。

Clとδ^{37}Clの分布は、SAB02とHDB-3では、深度方向のCl濃度が増加し、δ^{37}Clが低下する傾向が見られた。このため、深部から浅部にClの拡散が発生していると考えられた。拡散方程式で評価した結果、拡散が発生してからの時間は、SAB02で約100万年、HDB-3で50～100万年であった。これらは概ね地史と整合していると考えられる。一方で、HDB-6では、Cl濃度とδ^{37}Clは深度方向に低下と上昇を繰り返しており、拡散だけでなく複合的な現象の影響を受けていると考えられた。これらのことから、Cl濃度やδ^{37}Clの分布から拡散場であることや拡散が起き始めてからの年代を評価できる可能性が示唆された。また、室内試験においては拡散による分別の指標として有用である可能性が高い、溶存ヘリウムの拡散係数を評価する手法を確立した。

令和 3 年度はさらに既存のボーリング孔や新しく掘削するボーリング孔で取得するコアを用いて、同様の検討の評価例を増やし、この手法の有用性を確認する。また、ヘリウム濃度や同位体比(^{3}He/^{4}He)の分布を明らかにし､ヘリウムやその同位体比が拡散の指標となる可能性を検証する。

(2) ^{81}Kr を用いた地下水年代測定の有効性の検討

^{81}Kr は地下での発生がほとんど無視できる程度であることから、地表の水がどの程度地下に影響を与えているかについて重要な情報を与えると考えられ、概要調査において重要な指標となる可能性が高い。日本の地下水では、そもそも ^{81}Kr を適用した年代評価の例がないうえ、溶存ガスにおけるメタンの割合が高い場合がありメタンが ^{81}Kr を分析可能な機関にサンプルを送るための障害となる。

このため、令和 2 年度は地下水から抽出したガスにおいてメタンを減量するための手法の確立を目標として、検討を実施した。冷却した充填剤に Kr をトラップする方法（冷却法)、メタンを酸化させて水と二酸化炭素をトラップする方法（燃焼法)、チタンスポンジとガスを反応される方法（ゲッター方)、の 3 つの方法について検討し、それぞれの手法における利点と欠点を示すことができた。現時点では燃焼法が最も実現性が高いと考えられ、燃焼法を用いることで 20L のメタンを 0.4 L まで減らすことができた。

令和 3 年度は、幌延地域における ^{81}Kr の適用性を検討するため、既存のボーリング孔や新規で掘削するボーリング孔から取得した地下水溶存ガスを取得する。取得したガスに令和 2 年度検討したメタン減量法を適用して ^{81}Kr を分析し、^{81}Kr の空間分布を明らかにする。他の年代指標や地史とも比較し、^{81}Kr の有用性を議論する。

(3) 地史を踏まえた水質形成機構の検討拡

長期的に地下水流動が緩慢であることを示すためには、水理学的な指標からのみによってこれを検証するのではなく、化学的に不活性な元素濃度や地下水の起源や流動状態を反映する同位体組成の分布から地下水水質の形成プロセスを把握し、それに基づいた地下水流動状態の理解が試みられる。本事業では、地層の堆積時に間隙中に含まれる海水が埋没続成過程で変質したものを化石海水と呼んでいる。本項は、地史を踏まえた化石海水の水質形成機構を理解し、化石海水の特性を把握することを目的とする。このことにより、物理探査とボーリング調査を組み合わせた調査により化石海水の分布を調査する際の指標を明確にすることをねらいとする。

令和 2 年度は、幌延地域を例とした水質形成と地史の概要の整理した上で、生物起源シリカの続成作用の影響評価を目的とした室内試験と水質形成機構のモデル構築と数値解析に取り組んだ。生物起源シリカの続成作用の影響評価を目的とした室内試験では、実験条件を整理した上で、予察試験を実施した。水質形成機構のモデル構築と数値解析では、地層の埋没に伴う間隙率の減少による上昇流と生物起源シリカおよび粘土鉱物の相変化による脱水を模擬したモデル化数値解析を実施し、幌延地域の地下深部に見られるような酸素同位体比が 0‰より重く、水素同位体比が−10‰～−20‰程度、且つ、海水より最大で～約 80%低い Cl^-濃度を示す地下水の水質が形成されうるか検討した。その結果、化石海水の水質の形成に、間隙率の減少による上昇流と生物起源シリカからの脱水が大きく影響している可能性が示唆された。

令和 3 年度は、生物起源シリカの続成作用の影響評価を目的とした室内試験の本実験を実施し、シリカの相変化に伴う脱水や同位体交換反応の影響を明らかにし、モデル化数値計算に必要なパラメータを取得する。モデル化数値解析では、シリカ水や層間水の含水率の見直しや、岩石・水反応の反応速度の考慮などを見直した上で、ガスハイドレートの生成・分解の影響や有機物からの脱水などを踏まえた検討を実施し、本地域に見られるような化石海水の特性の理解を深める。

5.2.3 低流動域を含めた広域スケールでの水理場・化学環境の評価技術の開発

(1) モデル化・解析手法の整備

水理地質構造モデルを坑道スケールから施設スケールや広域スケールへアップスケールする際に、地層が本来有している不均質性を等価な均質媒体に置き換えて解析する手法は、一般的に適用されている手法である。しかしながら、稚内層浅部のように亀裂が水みちや物質移行経路として機能する地層における物質移行現象を解析する場合、亀裂沿いの天水浸透メカニズム（物質移行概念）とモデル化手法の違いは解析結果に影響することが予想され、注意が必要である。そのため、マトリクス拡散の考慮が必要な地層中の物質移動現象の解析では、モデルのアップスケールの考え方を整理しておく必要がある。このようなアップスケールの考え方や留意点を整理するためには、亀裂部とマトリクス部の両方における移流・拡散を考慮した三次元の水理・物質移行解析の実行が必要である。

令和２年度は、稚内層浅部を対象とした具体的な亀裂ネットワークモデルを用いて、亀裂部とマトリクス部の両方における移流・拡散を考慮した三次元の水理・物質移行解析を試みた。その結果、この解析が実行可能性を検討する予備的な試行ではあったが、二重空隙モデルでの解析を実行できることを確認することができた。また、亀裂モデルとそれと水理学的に等価な均質モデルを使用したそれぞれの解析結果の比較から、異なる結果が得られる場合があることが示された。境界条件について動水勾配を大きく（流速を早く）した場合、マトリクス拡散の効果がほとんど発現しなくなるため亀裂モデル(二重空隙モデル)と均質モデルの解析結果の差は大きくなるが、一方、動水勾配を小さくした（流速を遅く）場合はマトリクス拡散の効果が大きくなり、亀裂モデル（二重空隙モデル）と均質モデルの解析結果の差は小さくなると考えられる。

令和３年度は、解析データを拡充して、二重空隙モデルを使用し解析の際にマトリクス拡散が発現する条件を整理するとともに、亀裂モデルとそれと等価な均質モデルのそれぞれの解析結果が異なる条件（または、同じになる条件）を整理しすることが課題である。

(2) 天水浸透影響の小さい領域を推定するための解析的検討

幌延地域では、これまでの調査により、浅部には地表から浸透した天水と元々存在していた化石海水の一部が混合している領域が分布することが確認されている。一方、深部には、天水の浸透影響をほとんど受けていない化石海水の存在も確認されており、このような領域は、地下水の流れが非常に遅い領域（低流動域）であると推察される。本項では、化石海水の分布領域の調査結果の確からしさを評価するための広域地下水流動・物質移行解析に関するモデル化・解析手法を検討する。

令和２年度は、低流動域に影響する古水理地質学的変遷に関する因子を抽出することを目的として、既存の地下水流動解析の結果に基づき、低流動域における長期的な地下水流動に関する水理解析に必要な考慮事項を検討した。その上で、過去 100 万年前から現在までの地形の変化や海水準変動などを考慮した地下水流動を実施するために解析モデルを構築した。既存研究事例の検討から影響が大きいと考えられた涵養量に着目し、涵養量変動パターン、表層面を設定したケースについて予察的に比較検討を実施した。涵養量が大きくなることで、天水の浸透が大きく進み、表層面の設定が全水頭分布、塩濃度分布に与える影響が大きいことが明らかになった。

令和３年度は、令和２年度までに検討した塩濃度分布や地下水移行時間（地下水年代）の調査データと解析結果に関わる不整合の要因の検討結果を踏まえ、広域スケールでの水理・物質移動解析を継続し、その結果から改めて調査データと解析結果の不整合に関わる要因を分析し、その不整合箇所の低減に向けた対処方法を検討する。

(3) 物理探査とボーリング調査を組み合わせた手法に基づく低流動域の三次元分布の推定結果と調査データ量の関係に関する分析

幌延地域の地下深部に存在する地下水は、地層の堆積時に間隙中に取り込まれた海水が長い地質時間の中で岩石・水反応などの続成作用により組成が変化したものである。海水中の塩濃度は概ねナトリウムイオンと塩化物イオン（Cl^-）により占められ、反応性が低い Cl^-は、特に、このような高塩濃度の地下水の指標として適している。しかしながら、続成作用におけるシリカ鉱物からの脱水による地下水中の Cl^-濃度の希釈と、天水の地下への浸透などの異なる組成を持つ地下水や表層水との混合による Cl^-濃度の希釈については、Cl^-濃度だけでは区別できない。このため、化石海水を判断するための地下水の指標として、Cl^-濃度のほかに、水の酸素・水素同位体比（$\delta^{18}O$、δD）を用いる必要がある。これらのデータはボーリング調査により取得されるデータであり、これまでの検討では、空間的に離散的なボーリング調査データを地球統計学的手法により空間補間する手法であるクリギングにより、Cl^-濃度のみならず酸素・水素同位体比についても空間分布を推定できることが確認された。一方、地層処分事業における概要調査において実施される調査において、特に、ボーリング調査については、実施できる位置・数量が限定される可能性が考えられる。そのため、物理探査とボーリング調査のデータを組み合わせて地下深部の化石海水の分布を推定する手法の整備にあたっては、推定する範囲における最低限の調査数量や最適な調査位置に関する考え方を整理しておく必要がある。

令和２年度は、幌延深地層研究センター周辺において取得された物理探査やボーリング調査の既存データに基づき、ボーリング調査の位置や数量の違いが化石海水の三次元分布の推定結果にどのように関係しているかを分析するいわゆるブラインドテストを実施した。その結果、一本目

のボーリングをどこに掘削したらよいかということは、今回のブラインドテストの条件では見出すことができなかった。しかしながら、センター周辺の化石海水分布に関する全体的な特徴を把握するには、センター周辺の場合は最低２本のボーリング調査が必要であり、それは事前に物理探査により化石海水分布の傾向を把握できていることが条件であることを示した。

令和３年度は、今年度取得した物理探査データを追加したブラインドテストを実施する。

5.2.4　長期的に安定な水理場や化学環境の三次元分布を地表から把握する調査・評価技術の体系的な方法論の整理発

幌延地域を事例に進めている長期的に安定な水理場や化学環境の三次元分布を地表から把握する調査・評価技術の体系的な整理として、化石海水の三次元分布を推定する方法論を地層処分事業における概要調査に資する情報として整理することに着手した。令和 2 年度は、既往の研究成果を参考に、物理探査範囲や仕様、ボーリングの配置、調査手順などについて概要調査における概略的な方法論の整理を行った。

令和 3 年度は、今年度の高密度物理探査で推定した化石海水の境界を確認するボーリング調査を実施し、さらに、今年度取得した電磁探査と反射法地震探査のデータを組み合わせてより信頼性のある三次元比抵抗分布を推定する予定である。そして、これらのデータを加えてブラインドテストを拡充する予定である。これらの検討を通じて、方法論の整理をさらに進める。

令和２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－

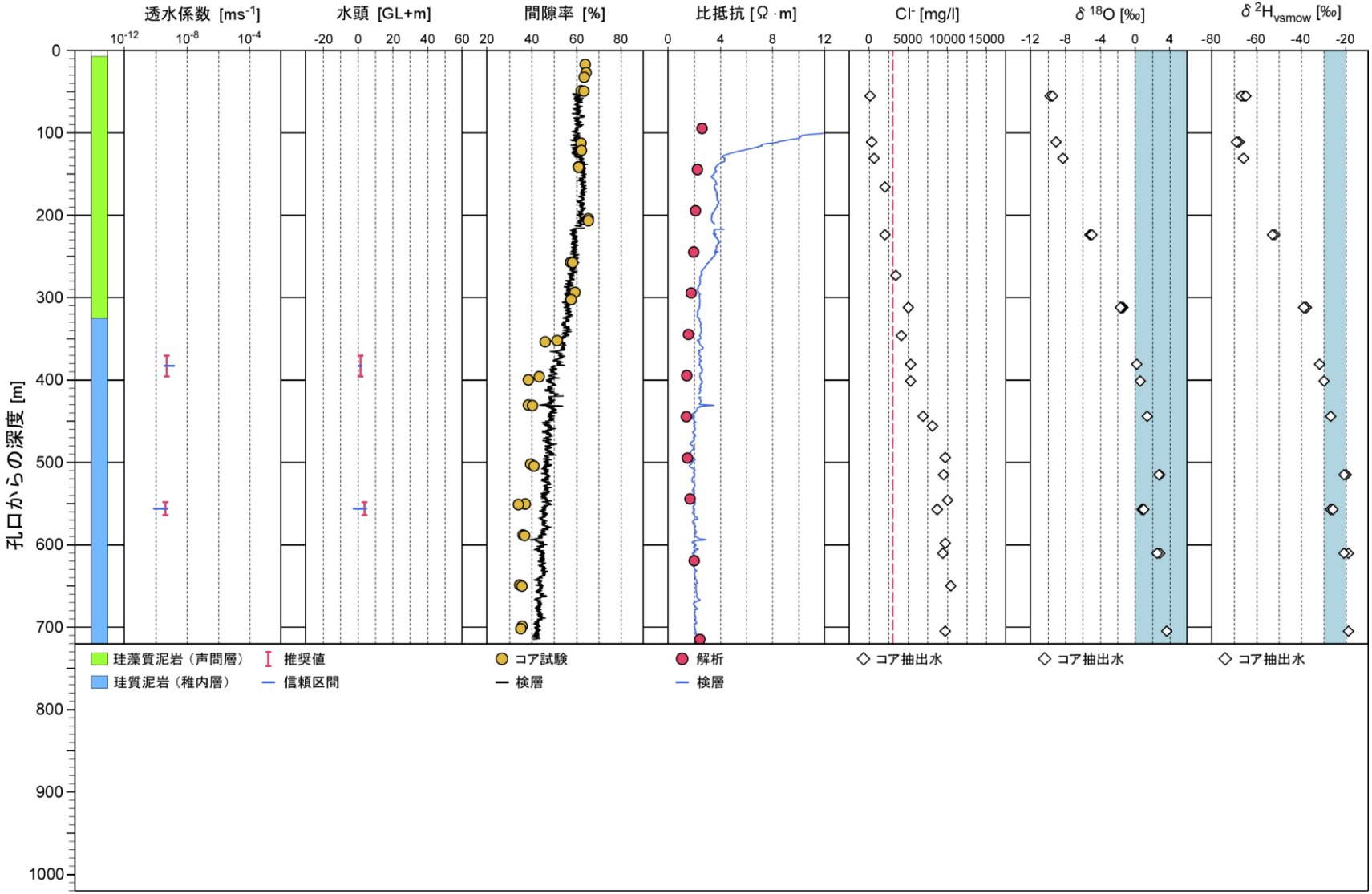
報　告　書
付　録　集

付録 1 地上からのボーリング調査で得られた各種データ（地層分布、透水係数、水頭、間隙率、比抵抗、Cl-濃度、酸素・水素同位体比）

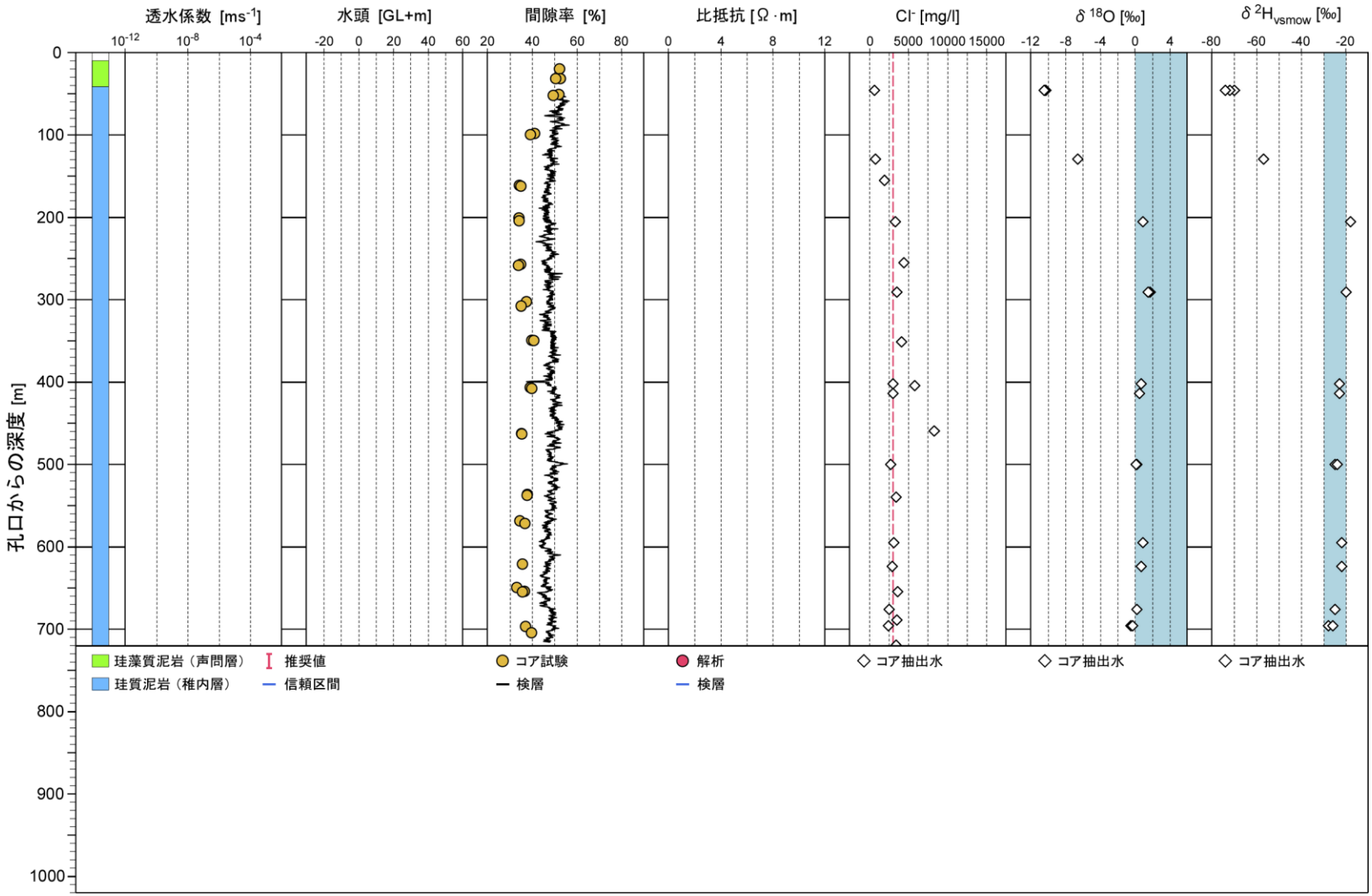
付録 2 稚内層浅部を対象とした亀裂ネットワークモデルの構築

付録１
地上からのボーリング調査で得られた各種データ（地層分布、透水係数、水頭、間隙率、比抵抗、Cl-濃度、酸素・水素同位体比）

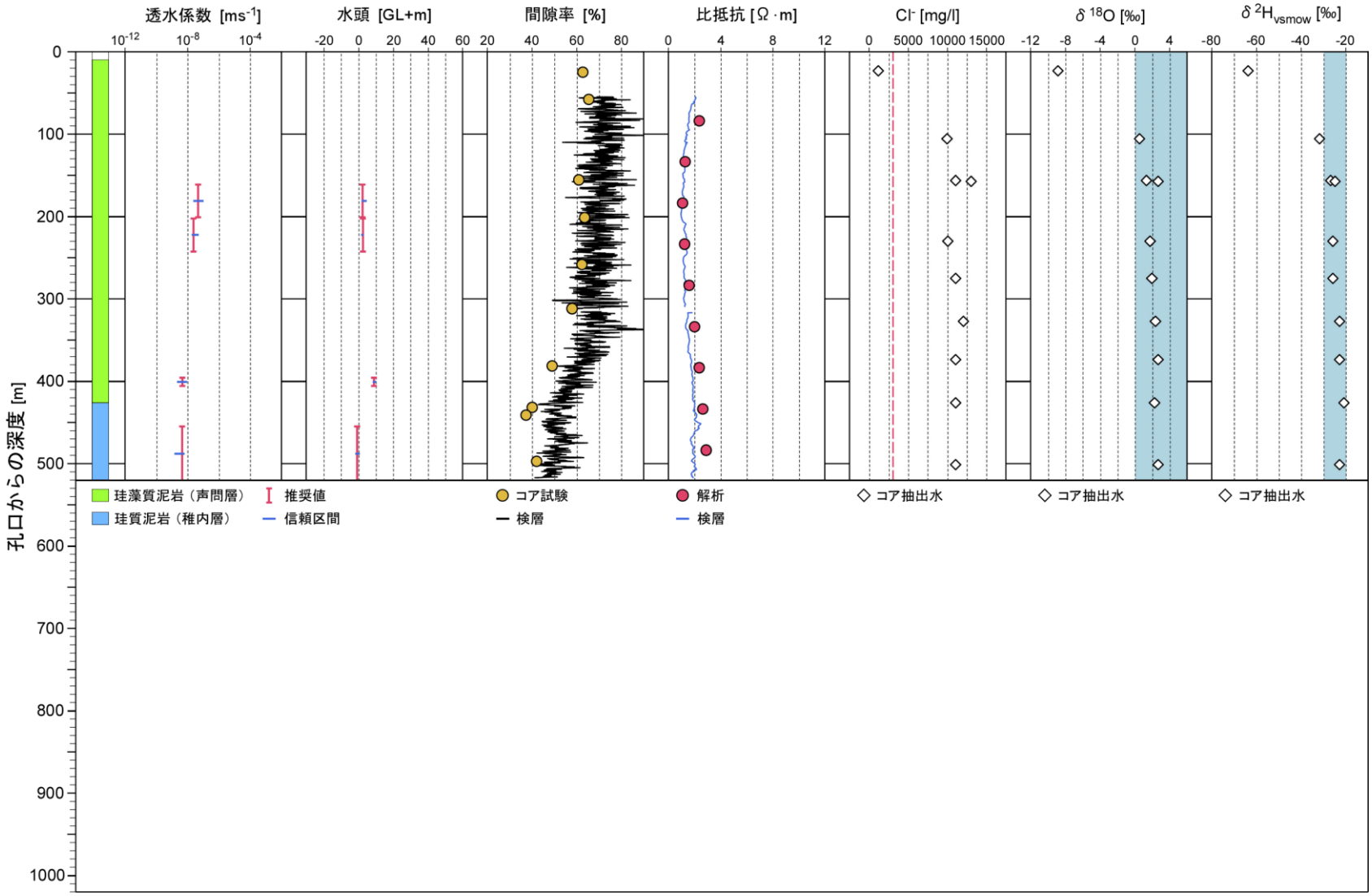
HDB-1

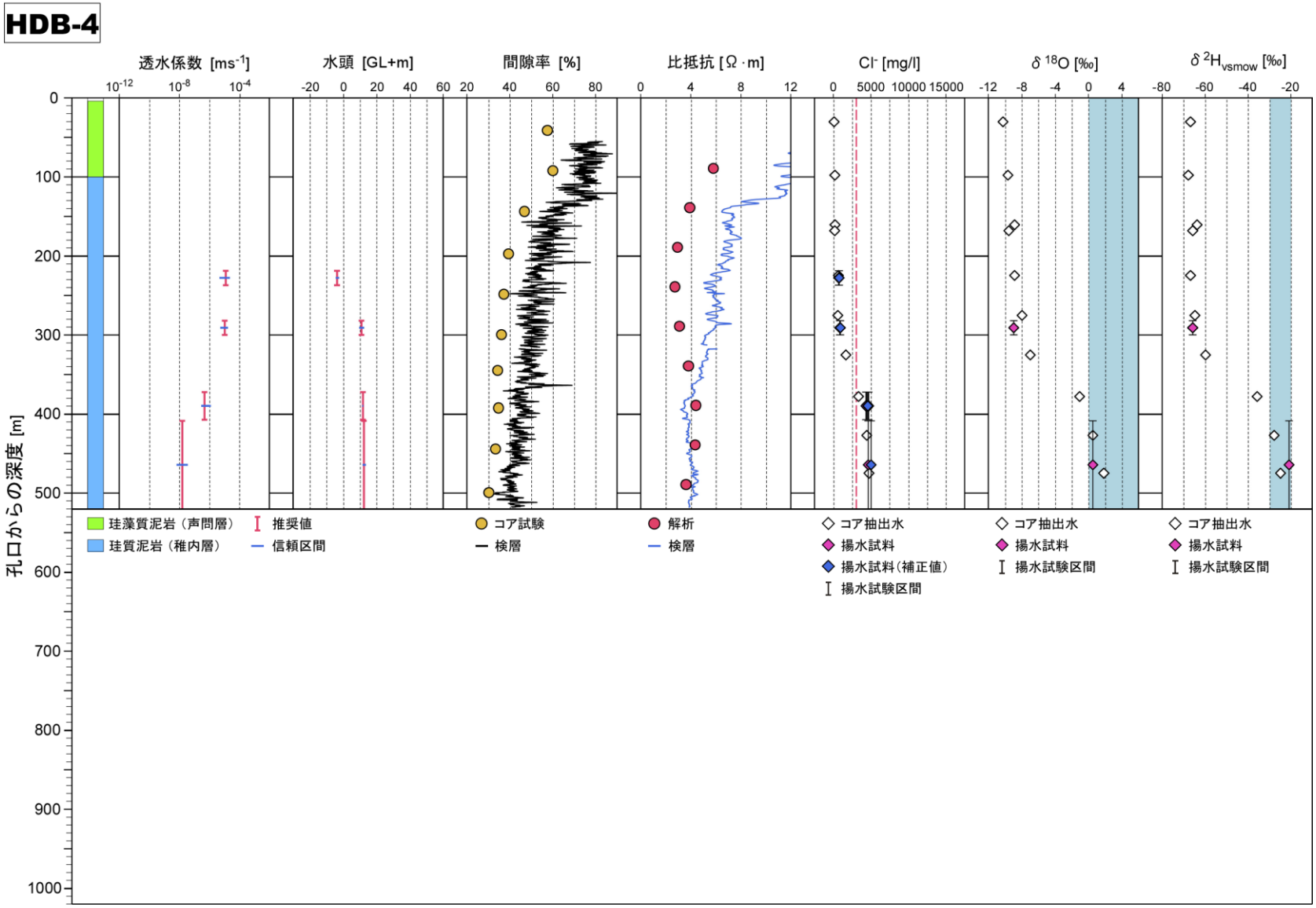

透水係数 [ms-1]
水頭 [GL+m]
間隙率 [%]
比抵抗 [Ω・m]
Cl- [mg/l]
δ 18O [‰]
δ 2Hvsmow [‰]
孔口からの深度 [m]
珪藻質泥岩（声問層）
珪質泥岩（稚内層）
推奨値
信頼区間
コア試験
検層
解析
検層
コア抽出水
コア抽出水
コア抽出水

HDB-2

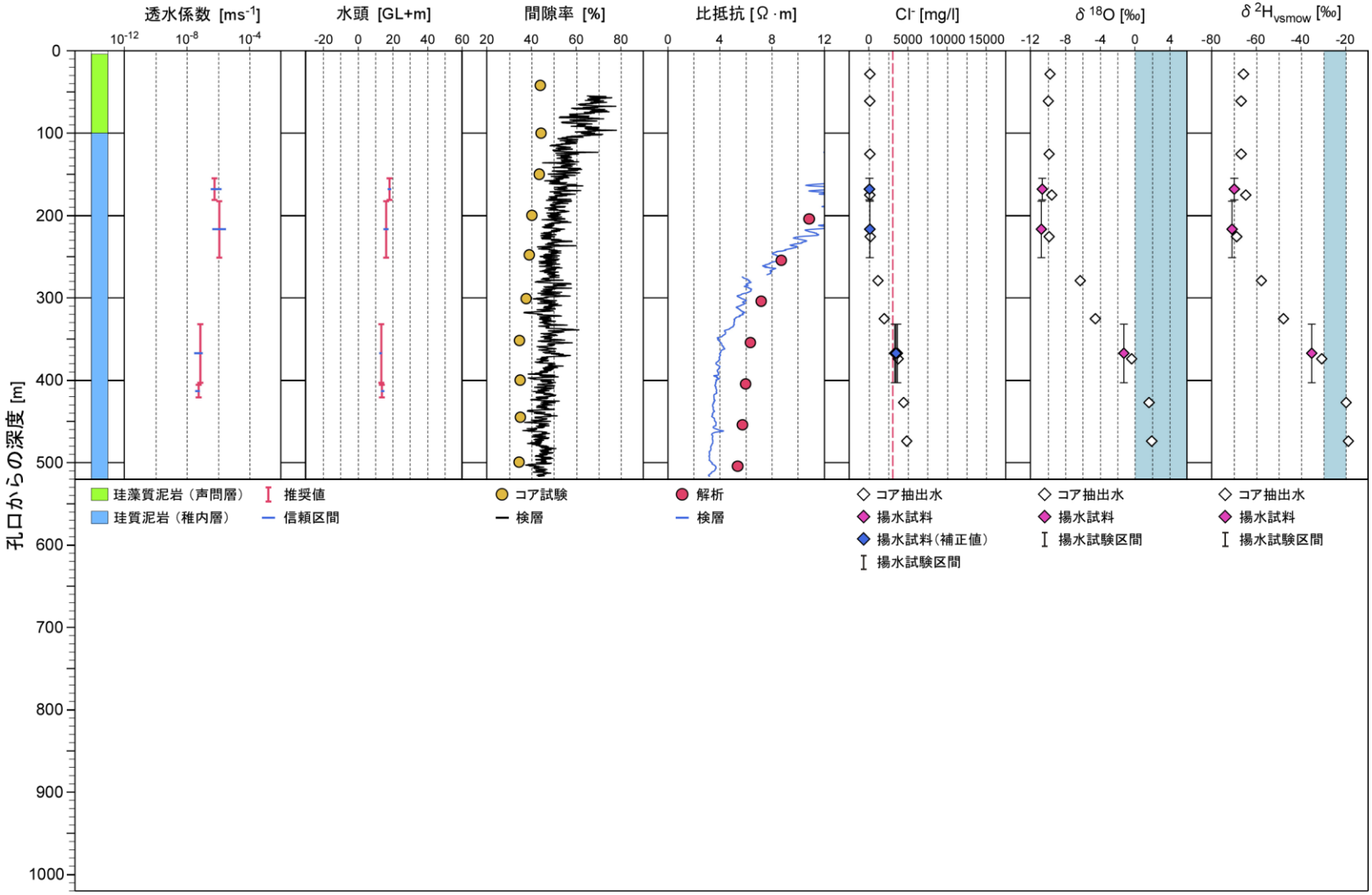

透水係数 [ms-1]
水頭 [GL+m]
間隙率 [%]
比抵抗 [Ω·m]
Cl- [mg/l]
δ 18O [‰]
δ 2Hvsmow [‰]
孔口からの深度 [m]
珪藻質泥岩（声問層）
珪質泥岩（稚内層）
推奨値
信頼区間
コア試験
検層
解析
検層
コア抽出水
コア抽出水
コア抽出水

HDB-3

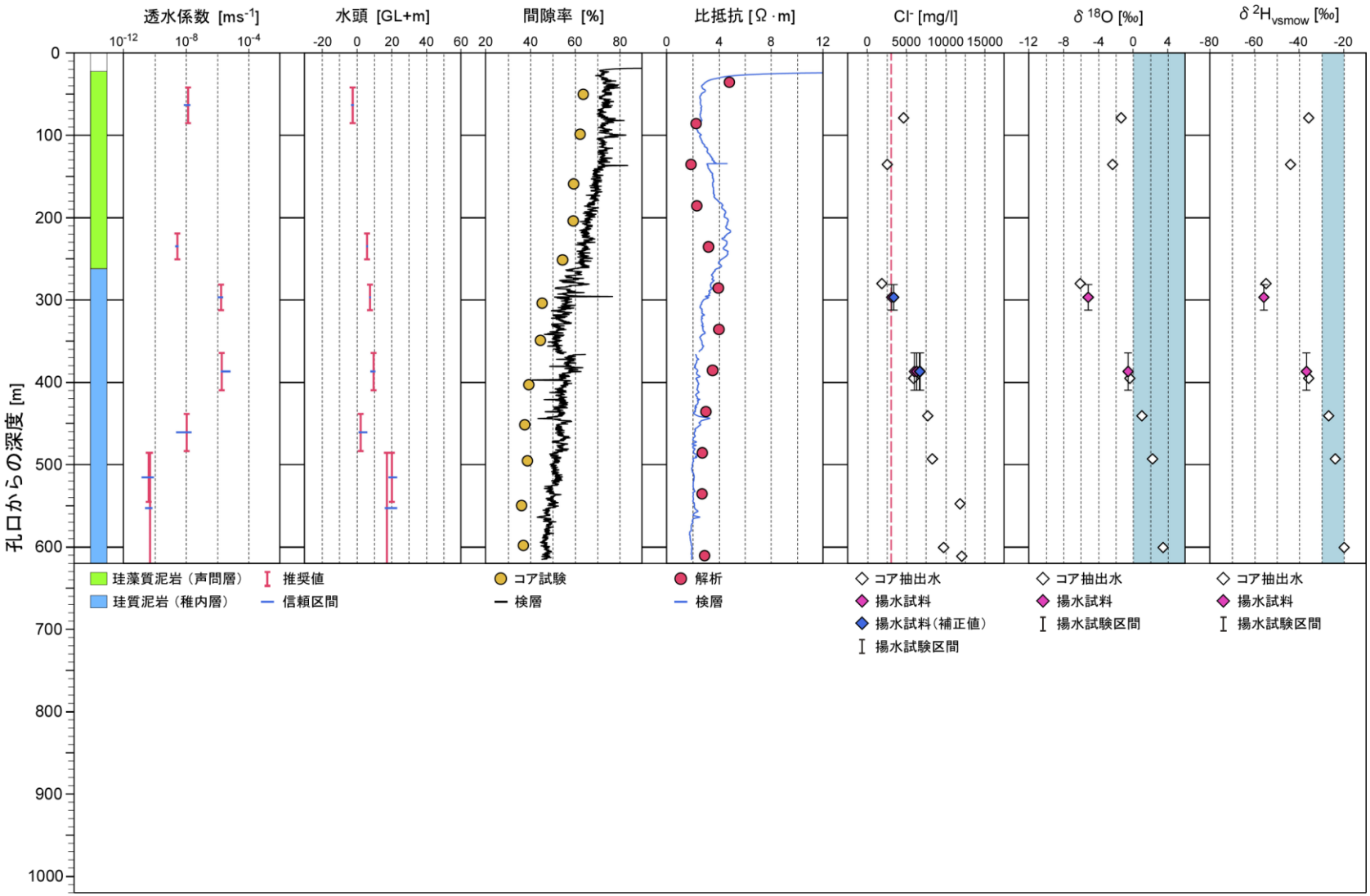

透水係数 [ms-1]
水頭 [GL+m]
間隙率 [%]
比抵抗 [Ω·m]
Cl- [mg/l]
δ 18O [‰]
δ 2Hvsmow [‰]
孔口からの深度 [m]
珪藻質泥岩（声問層）
珪質泥岩（稚内層）
推奨値
信頼区間
コア試験
検層
解析
検層
コア抽出水
コア抽出水
コア抽出水


HDB-4
透水係数 [ms-1]
水頭 [GL+m]
間隙率 [%]
比抵抗 [Ω·m]
Cl- [mg/l]
δ 18O [‰]
δ 2Hvsmow [‰]
孔口からの深度 [m]
珪藻質泥岩（声問層）
珪質泥岩（稚内層）
推奨値
信頼区間
コア試験
検層
解析
検層
コア抽出水
揚水試料
揚水試料（補正値）
揚水試験区間
コア抽出水
揚水試料
揚水試験区間
コア抽出水
揚水試料
揚水試験区間

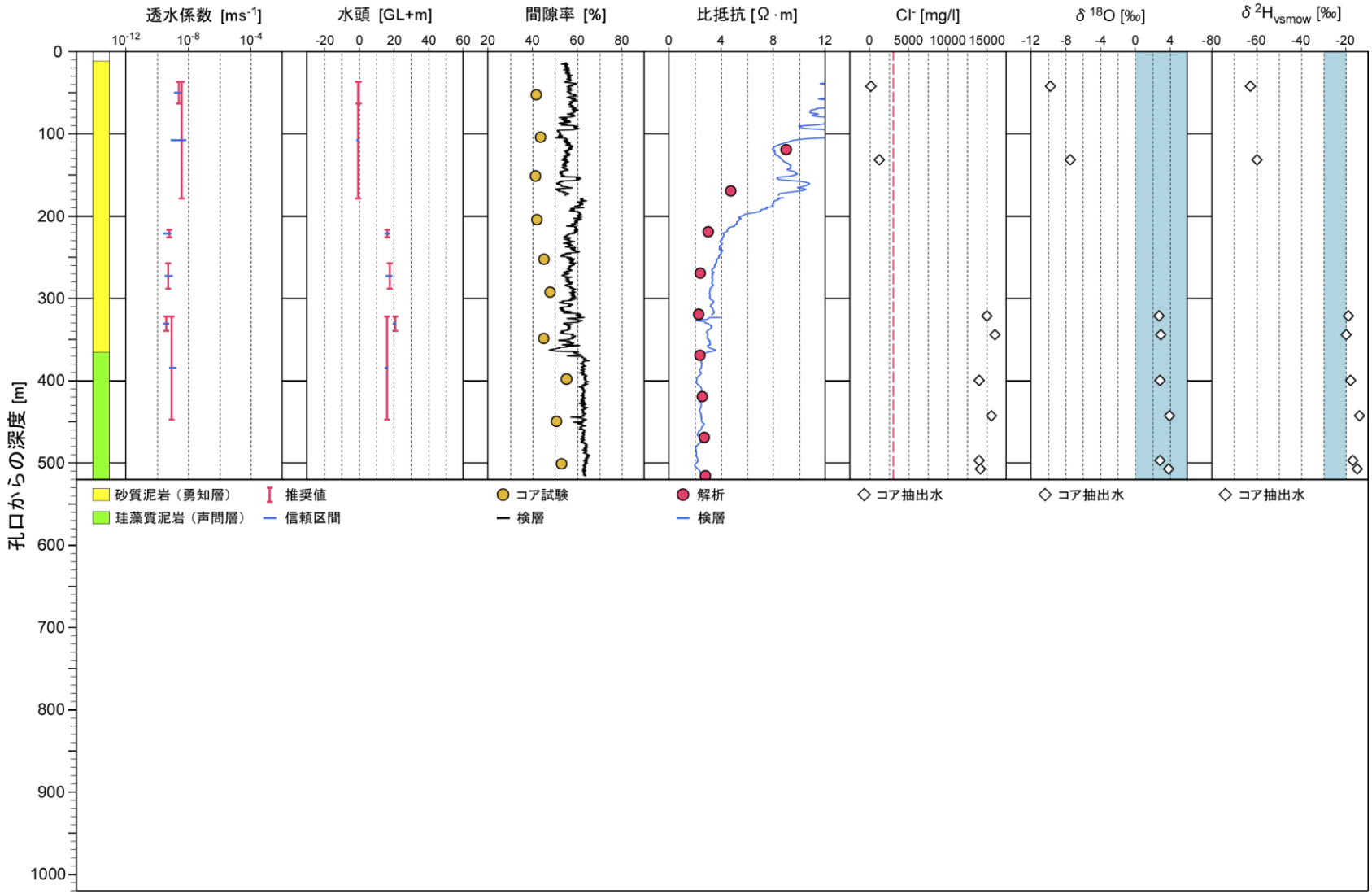
HDB-5


透水係数 [ms-1]
水頭 [GL+m]
間隙率 [%]
比抵抗 [Ω·m]
Cl- [mg/l]
δ 18O [‰]
δ 2Hvsmow [‰]
孔口からの深度 [m]
珪藻質泥岩（声問層）
珪質泥岩（稚内層）
推奨値
信頼区間
コア試験
検層
解析
検層
コア抽出水
揚水試料
揚水試料（補正値）
揚水試験区間
コア抽出水
揚水試料
揚水試験区間
コア抽出水
揚水試料
揚水試験区間

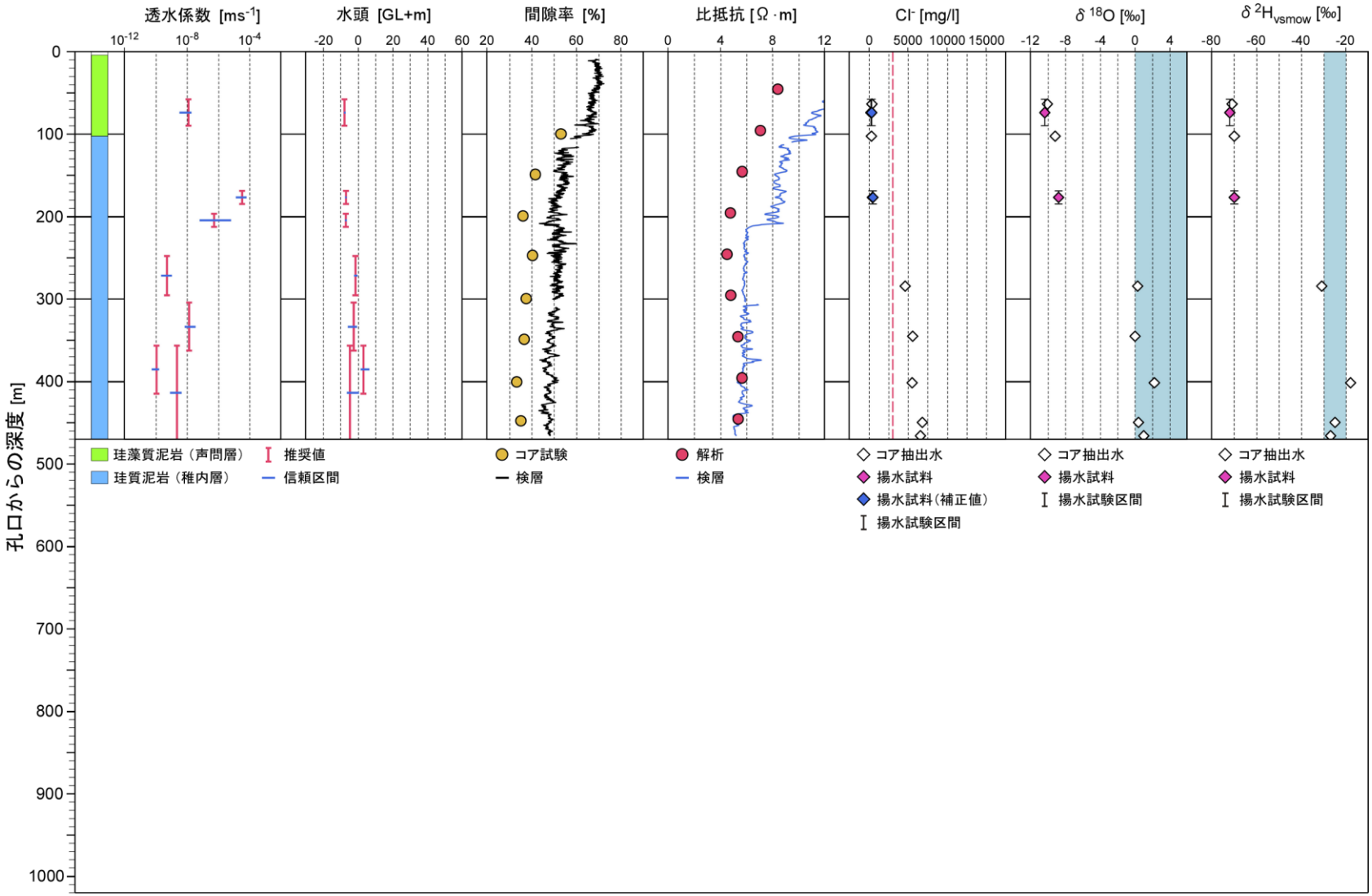
HDB-6


透水係数 [ms-1]
水頭 [GL+m]
間隙率 [%]
比抵抗 [Ω·m]
Cl- [mg/l]
δ 18O [‰]
δ 2Hvsmow [‰]
孔口からの深度 [m]
珪藻質泥岩（声問層）
珪質泥岩（稚内層）
推奨値
信頼区間
コア試験
検層
解析
検層
コア抽出水
揚水試料
揚水試料（補正値）
揚水試験区間
コア抽出水
揚水試料
揚水試験区間
コア抽出水
揚水試料
揚水試験区間

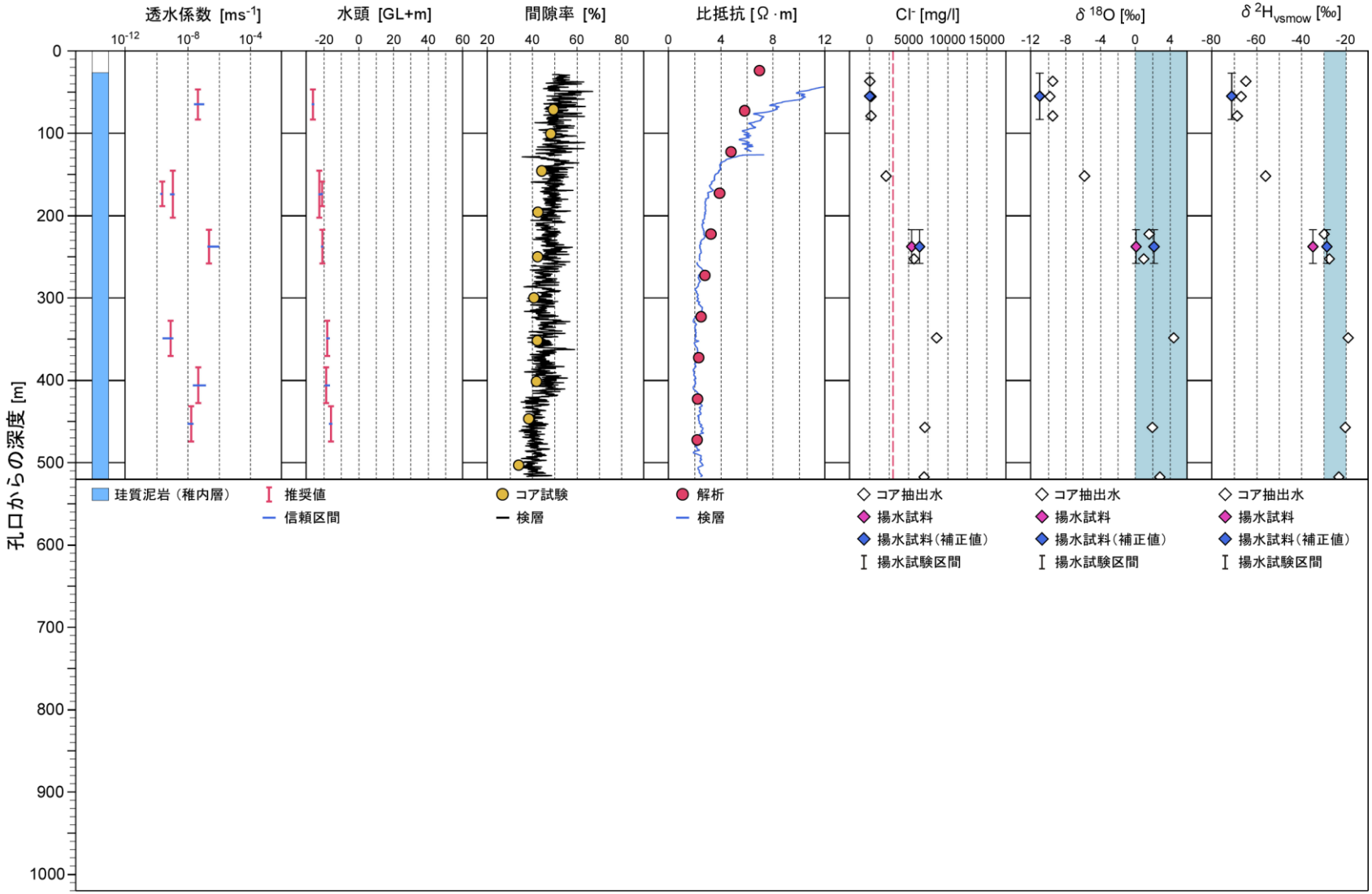
HDB-7


透水係数 [ms-1]
水頭 [GL+m]
間隙率 [%]
比抵抗 [Ω·m]
Cl- [mg/l]
δ 18O [‰]
δ 2Hvsmow [‰]
孔口からの深度 [m]
砂質泥岩（勇知層）
珪藻質泥岩（声問層）
推奨値
信頼区間
コア試験
検層
解析
検層
コア抽出水
コア抽出水
コア抽出水

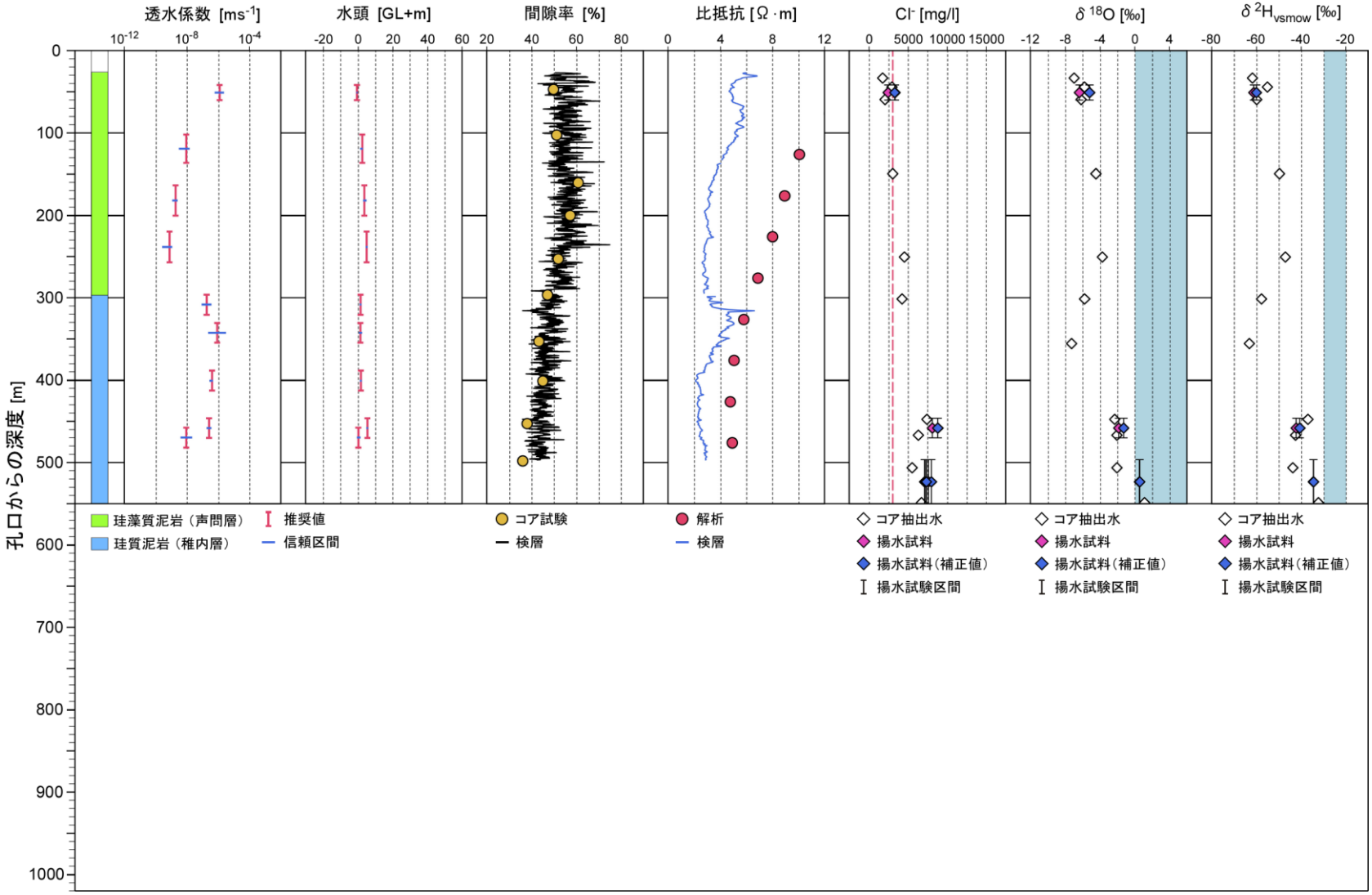
HDB-8

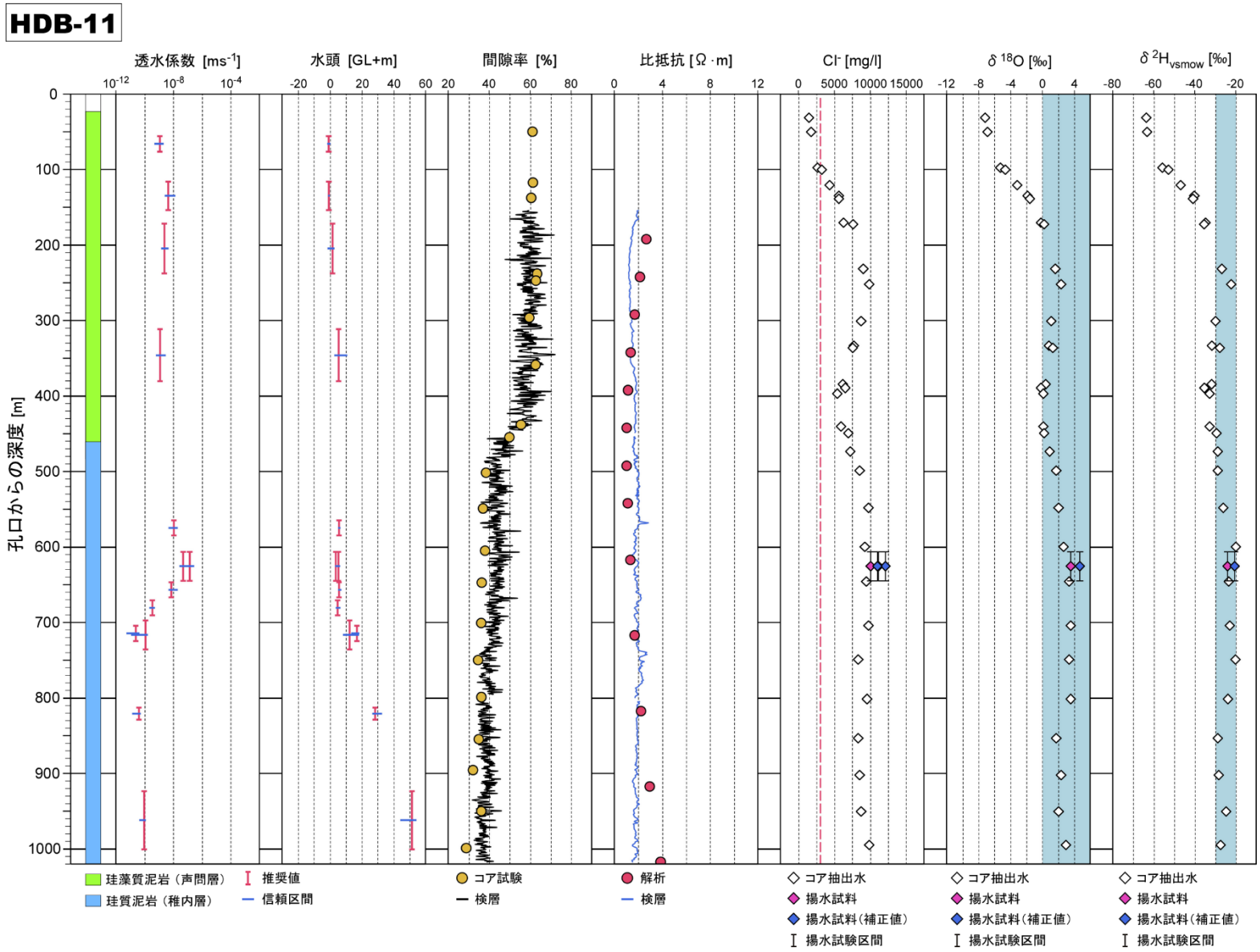

透水係数 [ms-1]
水頭 [GL+m]
間隙率 [%]
比抵抗 [Ω・m]
Cl- [mg/l]
δ 18O [‰]
δ 2Hvsmow [‰]
孔口からの深度 [m]
珪藻質泥岩（声問層）
珪質泥岩（稚内層）
推奨値
信頼区間
コア試験
検層
解析
検層
コア抽出水
揚水試料
揚水試料（補正値）
揚水試験区間
コア抽出水
揚水試料
揚水試験区間
コア抽出水
揚水試料
揚水試験区間

HDB-9


透水係数 [ms-1]
水頭 [GL+m]
間隙率 [%]
比抵抗 [Ω·m]
Cl- [mg/l]
δ 18O [‰]
δ 2Hvsmow [‰]
孔口からの深度 [m]
珪質泥岩（稚内層）
推奨値
信頼区間
コア試験
検層
解析
検層
コア抽出水
揚水試料
揚水試料（補正値）
揚水試験区間

HDB-10


透水係数 [ms-1]
水頭 [GL+m]
間隙率 [%]
比抵抗 [Ω·m]
Cl- [mg/l]
δ 18O [‰]
δ 2Hvsmow [‰]
孔口からの深度 [m]
珪藻質泥岩（声問層）
珪質泥岩（稚内層）
推奨値
信頼区間
コア試験
検層
解析
検層
コア抽出水
揚水試料
揚水試料（補正値）
揚水試験区間


HDB-11
透水係数 [ms-1]
水頭 [GL+m]
間隙率 [%]
比抵抗 [Ω·m]
Cl- [mg/l]
δ 18O [‰]
δ 2Hvsmow [‰]
孔口からの深度 [m]
珪藻質泥岩（声問層）
珪質泥岩（稚内層）
推奨値
信頼区間
コア試験
検層
解析
検層
コア抽出水
揚水試料
揚水試料（補正値）
揚水試験区間

付録 2
稚内層浅部を対象とした亀裂ネットワークモデルの構築

(1) はじめに

幌延深地層研究センターの周辺の稚内層には、層理面に平行な断層（以下、層面断層）とそれに斜交する断層（以下、斜交断層）が分布する（太田ほか，2007；Hayano and Ishii, 2016）。そのうち斜交断層は水みちとして機能することが示唆されており、稚内層の水理学的特性は多孔質媒体のみならず亀裂性媒体としての特性も有している（石井・福島，2006；舟木ほか，2009）。すなわち、水みちとなる断層の存在が地層の透水不均質性に影響しており、そのような水理・物質移行場をモデル化する場合、個別の断層を確率論的に表現する亀裂ネットワークモデル（以下、DFN モデル）も選択肢の一つになる。DFN モデルにおける個別の亀裂の空間分布は、調査データから同定される割れ目特性データの統計的分布に基づき確率論的に表現することが可能である。亀裂の空間がランダムであり、亀裂の形状が一様かつ亀裂同士の切断関係を考慮しないと仮定すると、亀裂の空間分布のモデル構築に必要となるパラメータは、方位分布、三次元密度および半径分布である。これらのパラメータについては、既往検討（早野・石井，2018）において、ボーリング調査と坑道壁面の地質観察により取得された地質データに基づき検討された。一方、DFN モデルを水理解析に用いる場合には、亀裂の透水量係数分布を設定する必要があり、既往の検討（中山・雑賀（編），2021）において、稚内層浅部に分布する斜交断層を対象とした検討が行われた。この検討では、地上からのボーリング調査における流体電気伝導度検層（Flowing Fluid Electric Conductivity logging:FFEC 検層）（HDB-11（Doughty et al., 2008）、PB-V01（Doughty et al., 2013）、SAB-2（Bruines et al., 2013）により取得されたボーリング孔内の流出点の透水量係数を観測値として、これを再現する亀裂の透水量係数分布を探すシミュレーションが行われた。その際、設定された亀裂の透水量係数分布には上限が設定されておらず、構築される DFN モデルにおいてはごく少数ではあるが、実測値よりはるかに高い透水量係数が含まれていた。そこで本検討では、稚内層浅部を対象として、亀裂の透水量係数の上限を設定し、実測である FFEC 検層の結果を再現する亀裂の透水量係数分布を検討した。

(2) 稚内層浅部を対象とした亀裂ネットワークモデルの構築

図 1 に、検討の際に実施した DFN モデルでの水理解析の概念を示す。解析には、米国 Golder 社が開発した FracMan®を使用した。一辺 200 m の立方体をモデル領域とし、その中心に 100 m の鉛直ボーリング孔の試験区間を配置した。この解析は、フローログ検層の解析的なシミュレーションである。試験区間を注入区間（水頭 1 m）として、六つの外側境界面（水頭 0 m）に向けて地下水を流し、試験区間と亀裂が交差する位置すなわち流出点の個々の流量を解析により取得する。その流量から個々の流出点の透水量係数を算出する。表 1 に、本検討で用いた DFN モデルのパラメータを示す。DFN モデルの構築には、既往検討（早野・石井，2018）により設定された亀裂特性（方位分布、三次元密度、半径分布）を用いることとし、亀裂の透水量係数分布を変動値とした。稚内層浅部に分布するそれぞれの斜交断層の透水量係数にはバラつきがあり、本検討の DFN モデルでは、そのバラつきが対数正規分布に従うと仮定した。その場合、亀裂の透水量係数分布として、具体的には、対数平均値と対数標準偏差が設定される。表 2 に、本検討の仮想透水試験において用いた DFN モデルの透水量係数分布の一覧として、対数平均値と対数標準偏差の組合せを示す。本検討では、合計で 247 通りの亀裂の透水量係数分布を設定し、その中から最も FFEC 検層の結果を再現する組合せを探し出すシミュレーションを行った。DFN モデルは、確率論的に構築されるモデルである。例えるならば、DFN モデルの一つのパラメータセットはサイコロであり、サイコロを振る度に異なる数字が出ることと同様に、同一の亀裂の透水量係数分布を設定していても、DFN モデルも構築する度に異なる亀裂配置のモデルが構築される。そのため、一つの亀裂の亀裂の透水量係数分布に対して 100 リアライゼーションの DFN モ

デルを構築し、100 回の仮想透水試験を実施した。シミュレーションの結果は、ボーリング孔の試験区間における透水に寄与する亀裂が交差する箇所（流出点）の透水量係数として得られる。この結果と実測の FFEC 検層の結果を比較することにより、FFEC 検層の結果を再現する亀裂の透水量係数分布を検討する。図 2 に、実測値と解析値の比較の際の具体的な誤差の計算方法を概念的に示す。実測値と解析値の比較の際には、流出点の透水量係数とその累積頻度（透水量係数の大きい割れ目からカウント）の関係図において、実測値の回帰直線と解析値の差の二乗平均平方根（Root Mean Square Error: RMSE）を算出し、その値が小さくなる場合を実測である FFEC 検層の結果を再現する亀裂の透水量係数分布とした。なお、累積頻度は透水量係数が高い方からカウントした累積頻度とし、実測値と解析値を比較する際には、100 回分の仮想透水試験の累積頻度を、実測である 3 孔の FFEC 検層の稚内層浅部における試験区間長の合計に合うように正規化した。

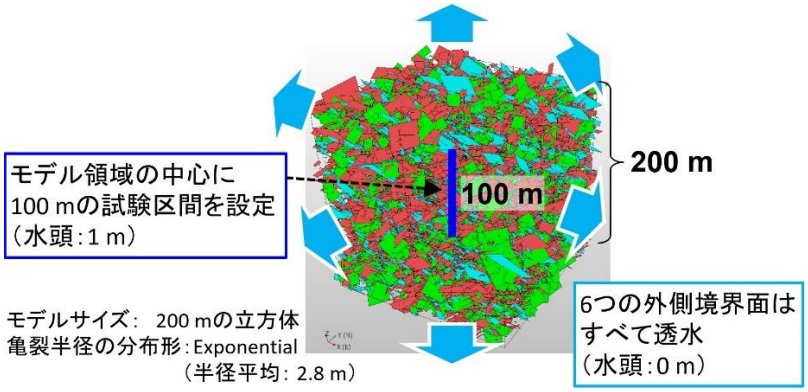


図 1　亀裂ネットワークモデルを用いた仮想透水試験の概要（中山・雑賀（編），2021）

表 1　亀裂ネットワークモデルのパラメーター覧およびその設定方法

亀裂特性パラメータ		設定方法	稚内層浅部のパラメータ値		
幾何学的特性	方位分布	ボーリング調査から直接取得できる方位データに基づき、FracMan®の分析ツールによりセット分けを行い、Fisher分布を仮定して卓越方位を設定		Trend	Plunge	K
			セット1	198.8	40.6	23.7
			セット2	131.0	36.5	10.5
			セット3	353.6	40.0	13.4
	密度	ボーリング調査から直接取得できる1次元頻度（P10）と方位分布に基づき、FracMan®の分析ツールにより換算係数(C31)を求め、P10を3次元密度（P32）に変換		1次元頻度 [1/m]	3次元密度 [m^2/m^3]	
			セット1	0.0360	0.0589	
			セット2	0.0389	0.0757	
			セット3	0.0115	0.0234	
	半径分布	換気立坑壁面の斜交断層のトレース長分布を最も再現する半径分布を探し出すシミュレーション	指数分布（Exponential）：平均半径 2.8 m			
水理学的特性	透水量係数分布	対数正規分布に従うと仮定し、対数平均値と対数標準偏差を設定	（表2参照）			
	開口幅	亀裂の透水量係数との関係式（経験則）に基づく	$2\sqrt{T}$			

表２　仮想透水試験を実施した亀裂の透水量係数分布における対数平均値と対数標準偏差の組合せ一覧

対数平均値 ＼ 対数標準偏差	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0	1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7	1.8	1.9	2.0	2.1	2.2	2.3	2.4	2.5
-4.5														○	○	○	○	○	○	○	○
-4.6														○	○	○	○	○	○	○	○
-4.7											○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
-4.8											○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
-4.9								○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
-5.0								○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
-5.1	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
-5.2	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○					
-5.3	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○					
-5.4	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○					
-5.5	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○					
-5.6	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○					
-5.7	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○					
-5.8	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○					
-5.9	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○					
-6.0	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○					
-6.1	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○					

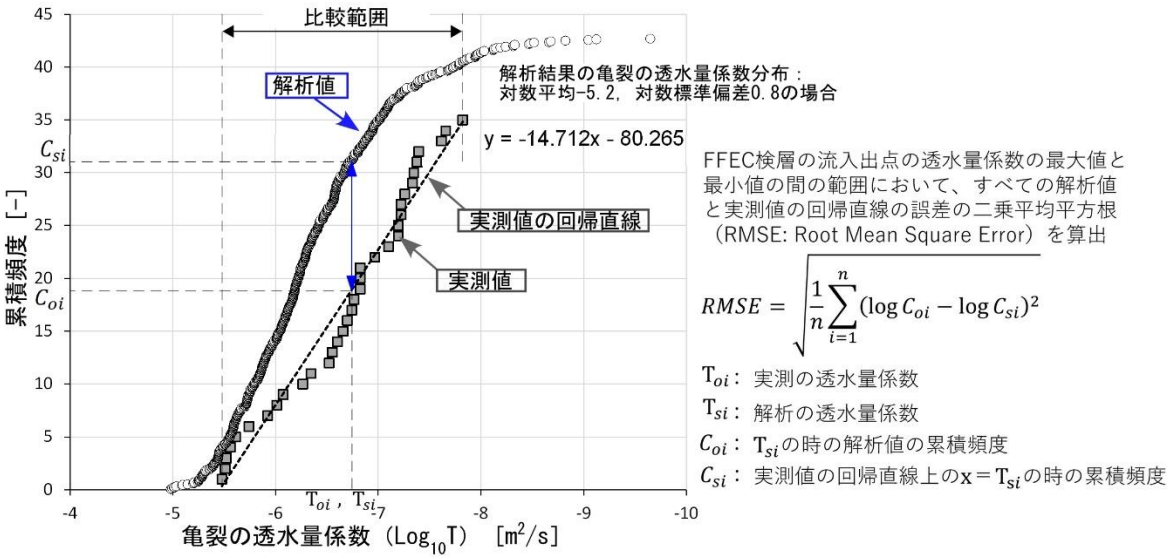


図２　実測値と解析値の比較における誤差算出方法

(3) 割れ目の透水量係数分布の検討結果

図３にシミュレーションの結果の一例として、実測値と解析値の比較を示す。実測値である３孔の FFEC 検層では、合計で 35 箇所の流出点が観測され、それぞれの透水量係数が求められている。今回のシミュレーションでは、FFEC 検層から取得される流出点が仮想透水試験の試験区間と交差する個々の斜交断層に対応すると仮定した。また、DFN モデルにおける亀裂の透水量係数分布については、表２における 247 通りを設定したが、個々の亀裂の透水量係数の上限は、地上からのボーリング調査（HDB-1,3～11、PB-V01）における透水試験において測定された透水量係数の最大値である 5.1×10^{-4} m²/s とした。解析値については、100 回分の仮想透水試験の結果をプロットするが、図３の（a）には、同じ対数標準偏差 1.6 の場合における対数平均値-5.7、-5.2、-4.7 の三つの解析をプロットしている。一方、図３の（b）には、同じ対数平均値-5.2 の場

合における対数標準偏差 1.2、1.6、2.0 の三つの解析値をプロットしている。対数標準偏差は透水量係数のバラつきの大小を表しており、その値が小さいほど、バラつきは小さくある。すなわち、対数標準偏差が小さいほど、透水量係数分布の幅が狭くなるので、解析値のプロットが描く直線の傾きは、対数標準偏差が小さいほど大きくなる。

図 4 に、仮想透水試験を実施した対数平均値と対数標準偏差の組合せと、その場合の RMSE の一覧を示す。シミュレーションの結果、実測の FFEC 検層を再現する亀裂の透水量係数分布として、RMSE が 1 未満の場合は、対数平均値-5.3 と対数標準偏差 1.4、対数平均値-5.2 と対数標準偏差 1.6、対数平均値-5.1 と対数標準偏差 1.5、対数平均値-4.8 と対数標準偏差 1.9 の組合せであり、今回のシミュレーションの条件では、実測をよく再現する場合の亀裂の透水量係数分布として設定される対数平均値および対数標準偏差には幅が認められた。その中で対数平均値-4.8 と対数標準偏差 1.9 の組合せが最も実測を再現する亀裂の透水量係数分布となった。

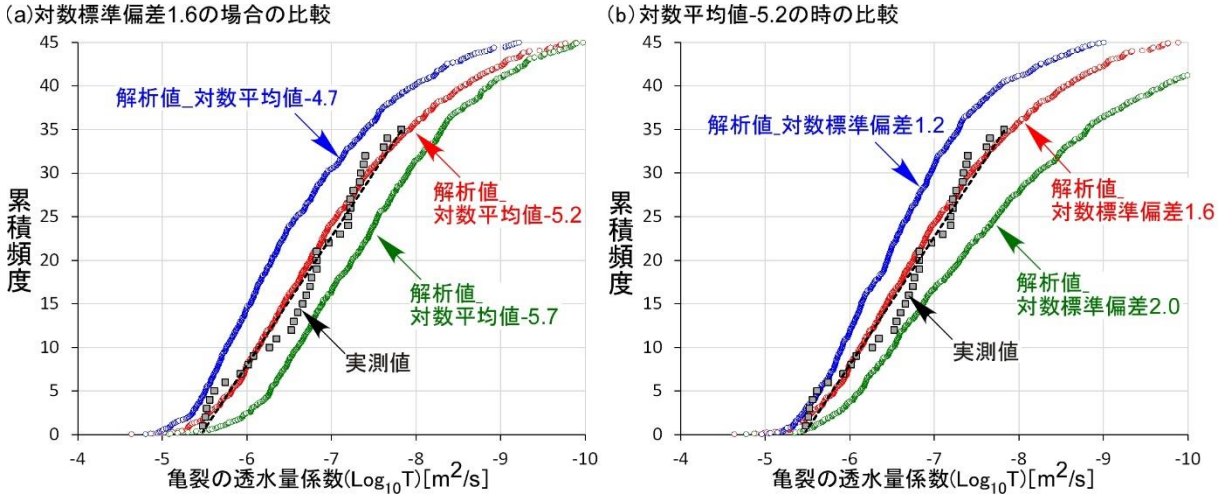


図 3　シミュレーション結果の一例（実測値と解析値の比較）

対数標準偏差

対数平均値	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0	1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7	1.8	1.9	2.0	2.1	2.2	2.3	2.4	2.5
-4.5														4.84	3.74	1.55	1.52	1.53	3.39	4.12	5.67
-4.6														5.74	3.56	2.17	1.63	1.42	3.61	4.40	6.33
-4.7											7.94	6.84	5.25	3.12	1.83	1.74	1.74	2.37	4.34	5.18	7.14
-4.8											5.22	4.67	4.46	1.98	0.59	1.97	3.36	4.79	5.33	4.83	7.22
-4.9								8.76	7.14	5.62	5.60	4.39	2.62	2.04	1.23	1.74	3.95	5.88	6.74	7.21	7.81
-5.0								6.88	7.57	3.37	3.78	2.94	1.27	1.83	1.63	2.26	4.46	4.38	7.01	8.51	9.61
-5.1	15.47	14.70	13.40	14.07	12.14	9.48	8.17	5.03	4.50	4.73	0.95	2.34	1.34	1.76	3.12	3.37	6.06	6.55	9.71	9.27	10.08
-5.2	15.22	14.43	13.65	9.15	12.86	9.44	7.63	6.06	4.89	4.01	2.48	0.85	1.53	2.62	3.91	5.99					
-5.3	12.33	12.01	11.81	11.13	6.88	6.26	4.63	4.02	2.24	0.87	2.92	1.37	2.92	3.85	6.27	6.69					
-5.4	11.37	12.15	9.30	6.30	9.11	7.55	4.26	2.71	1.76	1.92	1.56	2.95	3.89	5.98	5.82	7.48					
-5.5	9.75	9.29	9.50	9.13	4.45	4.03	2.43	2.71	1.73	1.61	1.88	3.62	5.07	6.13	7.37	8.22					
-5.6	8.64	8.66	8.14	7.51	4.07	3.67	2.02	2.23	2.12	2.78	3.04	3.96	6.68	7.78	7.64	9.06					
-5.7	7.79	8.64	6.01	3.59	5.32	3.72	2.60	3.64	3.05	2.99	5.30	6.25	6.78	9.54	8.44	10.05					
-5.8	6.82	6.57	6.21	5.61	3.14	3.31	3.58	3.79	4.44	4.79	5.10	7.45	7.67	9.49	10.92	11.79					
-5.9	6.36	6.44	4.55	4.01	3.83	3.68	5.05	5.60	5.97	6.80	8.53	9.46	9.93	11.49	12.68	12.67					
-6.0	6.05	5.72	5.17	4.96	4.58	5.36	6.11	5.52	6.79	8.19	9.01	10.25	11.45	12.08	12.29	14.35					
-6.1	6.22	6.00	5.45	5.42	6.44	6.63	7.74	8.00	8.90	9.30	10.73	11.59	12.65	13.59	14.09	15.16					

0　3　6

誤差（RMSE）

図 4　シミュレーション結果一覧（実測値と解析値との誤差（RMSE））

参考文献

Bruines, P., S. Niunoya, M. Munakata, H. Kimura, and H. Kawamura, FEC analysis carried out in SAB-2 borehole located near Horonobe, in 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.

Doughty, C., C.-F. Tsang, K. Hatanaka, S. Yabuuchi, and H. Kurikami, 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.

Doughty, C., C.-F. Tsang, S. Yabuuchi, and T. Kunimaru, Flowing fluid electric conductivity logging for a deep artesian well in fractured rock with regional flow, J. Hydrol., 482, 1–13, 2013.

舟木泰智，石井英一，常盤哲也，新第三紀堆積岩中の割れ目は主要な水みちとなり得るか?，応用地質，50 巻，4 号，pp.238-247，https://doi.org/10.5110/jjseg.50.238, 2009.

Hayano, A. and Ishii, E., Relationship between faults oriented parallel and oblique to bedding in Neogene massive siliceous mudstones at the Horonobe Underground Research Laboratory, Japan, IOP Conference Series; Earth and Environmental Science, Vol. 44, pp.022004_1 - 022004_8, DOI:10.1088/1755-1315/44/2/022004, 2016.

早野明, 石井英一, 新第三紀塊状珪質泥岩に分布する断層を対象とした亀裂ネットワークモデル, 平成 30 年度(2018 年)資源・素材学会春季大会資源・素材講演集(インターネット), 5(1), 9p., 2018.

石井英一，福島龍朗，新第三紀珪質岩における断層の解析事例，応用地質，47 巻，5 号，pp.280-291，http://doi.org/10.5110/jjseg.47.280, 2006.

中山雅、雑賀敦(編), 幌延深地層研究計画　令和元年度調査研究成果報告書, JAEA-Review 2020-042，116p，2021.

太田久仁雄，阿部寛信，山口雄大，国丸貴紀，石井英一，操上広志，戸村豪治，柴野一則，濱克宏，松井祐哉，新里忠史，高橋一晴，丹生屋純夫，大原英史，浅森浩一，森岡宏之，舟木泰智，茂田直孝，福島龍郎，幌延深地層研究計画における地上からの調査研究段階（第 1 段階）研究成果報告書 分冊「深地層の科学的研究」，JAEA-Research 2007-044, 2007.

（様式２）

二次利用未承諾リスト

報告書の題名　令和2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）

委託事業名

受注事業者名　国立研究開発法人　日本原子力研究開発機構
一般財団法人　電力中央研究所

頁	図表番号	タイトル
3-15	図3.3-11	全水頭の実測値（標高0 mを基準）
3-16	図3.3-12	4He年代の実測値
3-16	図3.3-13	14C年代の実測値
3-18	図3.3-15	各パラメータの推定値と推定誤差
3-21	図3.3-18	各パラメータに対する各指標の感度解析結果
3-22	図3.3-19	各パラメータに対する全指標の誤差の感度
3-23	表3.3-1	各指標での誤差相関マトリックス
3-24	図3.3-20	各実測値の各指標に対する感度
3-58	図3.3-54	水みち割れ目および健岩部試料に含まれる鉱物のモード測定結果
3-68	図3.3-64	T9試験におけるアミノG酸の破過曲線と回収率
3-70	表3.3-17	T9試験の注水区間と揚水区間と交差する水みち割れ目
3-72	図3.3-68	DFNモデルを用いた数値解析による破過曲線と実測値の比較
3-74	図3.3-70	19W6663TS1試験の結果
3-75	表3.3-19	推定値（ウラニン、1流路）
3-75	図3.3-71	割れ目内流速と分散長の関係
3-75	図3.3-72	推定値での破過曲線
3-76	表3.3-20	推定値（ウラニン、1流路、推定方法変更）
3-76	図3.3-73	割れ目内流速と分散長の関係
3-76	図3.3-74	推定値での破過曲線
3-77	表3.3-21	推定値（ウラニン、2流路）
3-77	図3.3-75	割れ目内流速と分散長の関係
3-77	図3.3-76	推定値での破過曲線
3-78	図3.3-77	移行経路長と推定された収着分配係数
3-78	図3.3-78	推定された収着分配係数での破過曲線
3-92	表3.4-1	14Cと81Krから評価された年代の比較
3-101	図3.5-3	4He濃度の既存と新規の比較結果
3-102	図3.5-4	14C濃度と標高の関係
3-102	図3.5-5	14C濃度の既存(沈殿法)と新規（ガス化法）の比較結果
3-103	図3.5-6	4He濃度と未補正14C年代との関係
4-17	図4.3-15	令和2年度MT法探査の測点位置図
4-18	表4.3-1	測定機器仕様一覧
4-19	図4.3-16	(a) AMT法およびMT法の同時測定のリモート点、(b) MT法単独の測定のリモート点
4-20	図4.3-17	解析対象範囲における三次元解析ブロック分割図
4-21	図4.3-18	測線配置
4-21	図4.3-19	震源：広帯域バイブレータUV2および中型バイブレータEnviro VIB
4-23	図4.3-20	受振器・データ収録装置・接続ケーブル展開の模式図
4-24	図4.3-21	準三次元反射法ショット記録例（VP2073, UV2）
4-24	図4.3-22	反射法地震探査解析処理フロー
4-25	表4.3-2	データ処理に用いたパラメータ
4-26	図4.3-23	三次元比抵抗モデルの水平断面図
4-27	図4.3-24	測線A および測線B における三次元比抵抗モデルの鉛直断面図

（様式２）

4-27	図4.3-25	三次元解析結果とボーリング孔の比抵抗検層データの比較
4-29	図4.3-26	鳥観図（南西方向から俯瞰）：反射法解析結果
4-29	図4.3-27	鳥観図（南西方向から俯瞰）：反射法解析結果+トモグラフィー結果（弾性波速度）
4-30	図4.3-28	HDB-3孔およびHDB-6孔付近を通る地震探査断面図
4-30	図4.3-29	HDB-3孔，HDB-8孔およびHDB-4孔付近を通る地震探査断面図
4-31	図4.3-30	HDB-9孔付近を通る地震探査断面図
4-31	図4.3-31	地質構造解釈結果
4-32	図4.3-32	既存地質構造モデル
4-33	図4.3-33	Line1-2におけるPSDM解析結果と電磁探査結果（比抵抗分布）の重ね合わせ
4-34	図4.3-34	比抵抗断面図（LX22断面）に相当する地震探査断面
4-34	図4.3-35	比抵抗断面図（LX22断面）
4-35	図4.3-36	高比抵抗アノマリとサイスミックアトリビュート（シミラリティ）との重ね合わせ
4-35	図4.3-37	Line1-1におけるPSDM解析結果と電磁探査結果（比抵抗分布）の重ね合わせ
4-36	図4.3-38	LX5断面における比抵抗分布と反射法解析断面の重ね合わせ
4-37	図4.3-39	疎解析に用いた測点配置
4-38	図4.3-40	密解析と疎解析による比抵抗水平断面の比較
4-40	図4.3-41	令和2年度MT法の解析結果と比抵抗検層を用いたクリギングによる比抵抗分布の比較
4-41	図4.3-42	誤差率分布の解釈イメージ
4-47	図4.4-5	Through-Diffusion試験での濃度と同位体比の変化（SAB02:264.90-265.00 m
4-48	表4.4-1	幌延のボーリングコアでの拡散係数と分別係数
4-49	図4.4-6	SAB02でのCl濃度とδ37Clの分布
4-50	図4.4-7	HDB-3でのCl濃度とδ37Clの分布
4-51	図4.4-8	HDB-6でのCl濃度とδ37Clの分布
4-51	図4.4-9	来待砂岩・和泉砂岩における低濃度側セルのHe濃度経時変化の様子
4-52	表4.4-2	来待砂岩・和泉砂岩における形状因子の値
4-53	表4.4-3	北海道幌延地域（研究坑道内）で取得したガスにおける主要な成分の組成
4-54	図4.4-10	メタンの燃焼試験における反応管温度と反応管通過後のメタン濃度
4-59	図4.4-15	チタンスポンジの反応管温度とメタン除去率の関係
4-61	表4.4-4	Kr捕捉試験の結果まとめ