

地下水の地球化学データに基づく 地下水流動評価方法の検討（その2）

－幌延地域への適用例－
（受託研究）

Study on Evaluation Methodology for Groundwater Flow
Based on Geochemical Data (Part II)
- Case Study for Horonobe Area -
(Contract Research)

酒井 隆太郎 武田 聖司 宗像 雅広 木村 英雄

Ryutaro SAKAI, Seiji TAKEDA, Masahiro MUNAKATA and Hideo KIMURA

安全研究センター
リスク評価研究ユニット

Risk Analysis and Applications Research Unit
Nuclear Safety Research Center

July 2013

本レポートは独立行政法人日本原子力研究開発機構が不定期に発行する成果報告書です。
本レポートの入手並びに著作権利用に関するお問い合わせは、下記あてにお問い合わせ下さい。
なお、本レポートの全文は日本原子力研究開発機構ホームページ (<http://www.jaea.go.jp>)
より発信されています。

独立行政法人日本原子力研究開発機構 研究技術情報部 研究技術情報課
〒319-1195 茨城県那珂郡東海村白方白根2番地4
電話 029-282-6387, Fax 029-282-5920, E-mail: ird-support@jaea.go.jp

This report is issued irregularly by Japan Atomic Energy Agency
Inquiries about availability and/or copyright of this report should be addressed to
Intellectual Resources Section, Intellectual Resources Department,
Japan Atomic Energy Agency
2-4 Shirakata Shirane, Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki-ken 319-1195 Japan
Tel +81-29-282-6387, Fax +81-29-282-5920, E-mail: ird-support@jaea.go.jp

© Japan Atomic Energy Agency, 2013

地下水の地球化学データに基づく地下水流動評価方法の検討（その2）
－幌延地域への適用例－
（受託研究）

日本原子力研究開発機構 安全研究センター
リスク評価研究ユニット
酒井 隆太郎*・武田 聖司・宗像 雅広⁺・木村 英雄

（2013年4月18日受理）

放射性廃棄物の地層処分では、人間の生活圏への核種の地下水移行を信頼性高く評価するため、地下深部の地下水流動の評価手法の構築が重要である。我が国の堆積岩地域には、地下深部に停滞性の化石塩水が広く分布しており、天水の侵入・希釈によって中間的な塩分濃度を持つ混合水が浅部に形成されている。混合水の水質形成は、化石塩水の組成と地下水流動による影響を受けている。このため、本研究では、混合水中の $Cl/\delta^{18}O$ 比をトレーサーとして地下水データが整備されている幌延地区に適用し、地下水流動が水質形成プロセスに与える影響について解析的検討を行った。

解析では、幌延地区を模擬した $Cl/\delta^{18}O$ の初期地下水分布を設定したうえで、天水による洗い出し解析を実施した。その結果、天水と化石塩水との混合水の $Cl/\delta^{18}O$ 比から推定される地下水移動距離は、地下水流速から算出された移動距離とおおむね一致することから、混合水の $Cl/\delta^{18}O$ 比は地下水流動の評価に有用であることが示された。幌延地区の混合水の $Cl/\delta^{18}O$ に本方法を適用した結果、HDB-1 孔、SAB-1 孔、HDB-6 孔における混合水の移動距離は 1～2km、HDB-11 孔の移動距離は数 100m と推定された。

本研究は原子力安全・保安院（現 原子力規制委員会原子力規制庁）から受託した「平成 22 年度地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備」において実施したものに、一部、地下水流動解析結果（例えば、 $Cl/\delta^{18}O$ をトレーサーとした解析結果）を加えたものである。

原子力科学研究所（駐在）：〒319-1195 茨城県那珂郡東海村白方白根 2-4

+ 経営企画部

※ 特定課題推進員

Study on Evaluation Methodology for Groundwater Flow Based on Geochemical Data (Part II)
- Case Study for Horonobe Area -
(Contract Research)

Ryutaro SAKAI[※], Seiji TAKEDA, Masahiro MUNAKATA⁺ and Hideo KIMURA

Risk Analysis and Applications Research Unit
Nuclear Safety Research Center
Japan Atomic Energy Agency
Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki-ken

(Received April, 18, 2013)

In the safety assessment for a geological disposal of radioactive waste, it is important to establish evaluation methods for deep groundwater flow to estimate radionuclide migration to human environment through groundwater flow. Coastal sedimentary rocks in our country provide dominant fossil water formed during sub-seabed sedimentation and there are subsurface water having the intermediate salinity compositions of fossil water and meteoric water at a shallower depth due to cultivation and attenuation by meteoric water after emergence. Chemical compositions of the water mixed with meteoric water and fossil water depend on the initial fossil water composition and groundwater flow conditions. Analytical study on the effects of groundwater flow on the mixed water quality as an indicator of its Cl/ $\delta^{18}\text{O}$ ratios was carried out in case of Horonobe district, where geochemical data is now being stored.

In this numerical study, we modeled the spatial distributions of Cl/ $\delta^{18}\text{O}$ ratios of fossil water and conducted seepage flow analysis for Horonobe district. Since the estimated migration lengths of groundwater based on Cl/ $\delta^{18}\text{O}$ ratios of water show good agreement with the lengths calculated from the groundwater velocities, this method is considered to be useful for evaluation of groundwater flow in the deep underground. The migration lengths of groundwater through aquifer to HDB-1, SAB-1 and HDB-6 holes are estimated to be 1 to 2km and to be several hundred meters to HDB-11 hole as a result of application of this method to Horonobe geochemical data.

Keywords: Geological Disposal, Cl/ $\delta^{18}\text{O}$ ratios, Geochemical Data

Main part of this research project has been conducted as the regulatory supporting research funded by Secretariat of Nuclear Regulation Authority, Nuclear Regulation Authority, Japan.

⁺ Policy Planning and Administration Department

[※] Special Topic Researcher

目 次

1. 序論.....	1
2. 地形・地質概要.....	2
3. 地下水流動評価方法.....	3
4. 地下水流動評価結果.....	5
4.1 解析結果.....	5
4.2 考察.....	10
5. まとめと課題.....	14
5.1 まとめ.....	14
5.2 課題.....	14
謝辞.....	14
参考文献.....	15
付録.....	17

Contents

1. Introduction.....	1
2. Geology	2
3. Methodology	3
4. Results and Discussion.....	5
4.1 Results.....	5
4.2 Discussion.....	10
5. Summary and issue	14
5.1 Summary	14
5.2 Issue	14
Acknowledgements.....	14
References.....	15
Appendix.....	17

This is a blank page.

1. 序論

高レベル放射性廃棄物の地層処分において処分場閉鎖後の安全性を評価するためには、人工バリアから漏出した放射性物質を運ぶ地下水の流動や地層中における放射性物質の移行についての長期間にわたる評価を行うことが重要である。このため、処分の対象となる地下 300m 以深の長期的な地下水流動の評価は必要不可欠となる。地下水流動の評価は、一般的に現地の調査結果によって作成された水理地質構造モデルを用いた地下水流動解析等によって実施されるが、広域かつ地下深部の岩盤の水理データの取得には限りがあり、構築される水理地質構造モデルにも不確実性を伴う。一方で地下水の水質や安定同位体比等から地下水起源（涵養域）を特定し、地下水流動状況を推定した例（Shimada and Davison, 1986⁽¹⁾）、あるいは地下水年代と組み合わせることにより平均的な地下水流速や滞留時間を求め、地下水流動解析によって得られた結果と比較し、水理地質構造モデルの妥当性を検証した地球化学的手法の有効性が報告されている（長谷川・中田、2008⁽²⁾、岩月他、1999⁽³⁾）。しかし、地下水の滞留時間が 5 万年よりも長い場合、炭素同位体法の地下水年代への適用は不可能であり、塩素同位体やヘリウム同位体による推定法では、対象とする地下水へ系外からの起源の異なる地下水の混入があった場合、地下水年代の評価結果に不確実性を伴う。また、我が国のような変動帯では、地形・地質構造が複雑であるため、必ずしも地下水の水質、安定同位体を用いた方法だけでは、おおよその涵養源を特定できたとしても、地下水流動評価に関わる地下水流速や地下水の移動履歴等の推定は困難である。

我が国の多くの堆積岩地域においては、堆積当時の化石塩水（地層の堆積時に取り込まれた海水あるいは変質海水）が広く地下深部に分布しており、陸化後の天水の侵入・希釈によって形成された化石塩水と天水との中間的な組成である混合水が形成されている。混合水は、天水が地下に浸透して以降、化石塩水と混合しつつ地下水ポテンシャル分布にしたがって移動しているものと考えられる。もし、混合水の水質形成プロセスを明らかにすることができれば、水質形成に影響を与えている地下水流動の評価も可能であり、従来、推定が困難であった地下水流速や地下水の移動履歴等の推定も可能であると考えた。

日本原子力研究開発機構は、平成 21 年度から地下水混合プロセスに着目した地球化学的手法の地下水流動評価への有効性を検討するため、北海道幌延地区（研究所設置地区）を対象事例とし、これまでに調査されてきた深部の化石塩水、天水と化石塩水との混合水の地球化学データ（水質、水素・酸素同位体比、地下水年代）の整備を進めてきた。幌延地区の場合、地下水の主成分分析から、もともと 2 種類以上の滞留時間の長い化石塩水が地下に広く分布しており、その後の天水の浸透によって数 100m 以浅が淡水化されている（酒井他、2012⁽⁴⁾）。さらに当地域の地下水の特徴として、天水によって希釈されていない化石塩水は、深度方向に地下水組成は一定しているものの、水平方向に大きく異なっており、東の涵養域の方が系統的に塩分濃度が低い傾向にある（甲斐・前川、2009⁽⁵⁾、酒井他、2012⁽⁴⁾）。幌延地区の全体的な地下水の流動方向は東から西である（操上他、2008⁽⁶⁾、井尻他、2008⁽⁷⁾等）ことから、もし、観測点よりも上流側（東側）の低塩分濃度の化石塩水が混合水の形成に関与していることが確認できれば、地下水が混合した地点から観測点までの移動距離の推定が可能である。地下水中の塩素は非反応元素であることから地下水流動途中における水-岩石反応による水質への影響は小さく、地下水混合のトレーサーとして有効であると判断した。本稿では、塩素と同様に非反応性の特徴を持つ酸素同位体比（ $\delta^{18}\text{O}$ ）を組み合わせ、 $\text{Cl}/\delta^{18}\text{O}$ 比をトレーサーとした地下水の移動距離に対する新たな推定法を提案し、地球化学的手法の地下水流動評価への有効性を検討したのでこれについて報告する。

2. 地形・地質概要

当地域は、北西－南東に伸びる背斜向斜が繰り返す構造を示しており、下位より新第三紀の稚内層、声問層、新第三紀～第四系の勇知層、第四系の更別層、更新世末～完新世の堆積物が整合関係で累重している。稚内層および声問層は硬質泥岩および珪藻質泥岩であり、一部に凝灰質岩が挟在するとされている（石井他、2008⁽⁸⁾）。勇知層は軟質な細粒砂岩から構成されており、更別層は礫岩・砂岩・シルト岩の互層から構成されており、いずれも海成層である（石井他、2008⁽⁸⁾）。大曲断層のすぐ東側には、背斜構造があり、背斜中心には稚内層が地表に露出している。また、大曲断層は当地域中央付近で分岐し、断層の走向は北西から北北西に向きを転じている（図 2.1）。

当地域中央には、図に示すようにペンケエベコロベツ川と清水川の 2 河川が存在し、いずれも大曲断層よりも東側に位置する標高 200～230m の丘陵地帯に端を発し、途中蛇行しながら地質構造を横断するように西方～北西に向かって流れており、両河川は下流にある豊富町で合流する。これまでペンケエベコロベツ川流域においては数 100m 長のボーリングが実施されており（HDB-8 孔、HDB-4 孔、HDB-5 孔、HCD-2 孔、HDB-10 孔）、このうち HCD-2 孔は電力中央研究所によるコントロールボーリングのうちの 1 本である。清水川流域においては、途中、数 100m～1,000m 長の HDB-1 孔、HDB-11 孔、HDB-6 孔、HDB-3 孔、HDB-7 孔、最上流部に北進 R-1 孔と SAB-2 孔のボーリング孔が位置する。SAB-2 孔は、平成 21～22 年度、地下水流動解析モデルの総合的検証手法の検討の一環として掘削されたボーリング孔であり（日本原子力研究開発機構、2011⁽⁹⁾）、清水川上流の大曲断層の東側に位置する。これまで清水川、ペンケエベコロベツ川沿いのボーリング孔および北海道北部の温泉井戸、石油・ガス調査用井戸から地下水が採水され、多くは地下水の水質、水素同位体比、酸素同位体比、一部には地下水年代が測定されている。

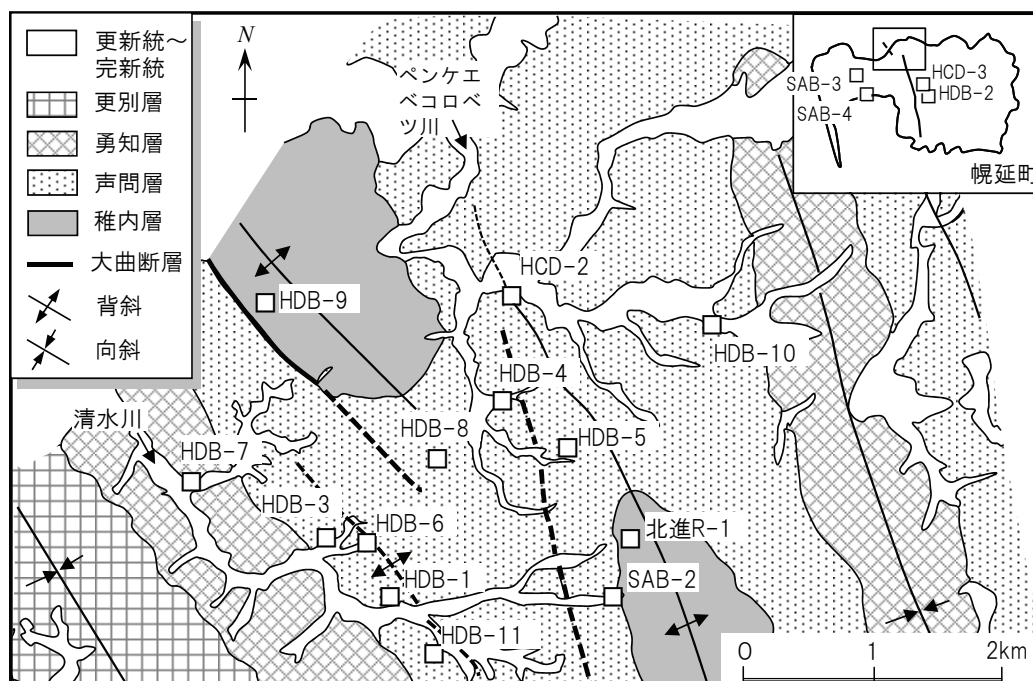


図 2.1 幌延地域のボーリング孔、井戸の位置
(地質図は石井他、2008⁽⁸⁾を基に作成)

3. 地下水流動評価方法

幌延地区周辺の場合、清水川流域の鉛直 2 次元断面（図 3.1 (a)、(b)）に示すように、既往の研究（濱他、2006⁽¹⁰⁾、酒井他、2011⁽¹¹⁾）によれば、地下深部の化石塩水の酸素同位体比（ $\delta^{18}\text{O}$ ）の観測値の最大を 1、河川水を 0 として正規化した値に換算）は $C_{\delta^{18}\text{O}}=0.8\sim 0.95$ と水平方向の組成変化は比較的小さい。一方、塩分濃度（海水を 1、淡水（河川水）を 0 に正規化）に関しては、HDB-7 孔と SAB-2 孔のたかだか 4km 区間において、 $C_{\text{Cl}}=0.2$ 、および $C_{\text{Cl}}=0.76$ と東と西で 0.56 の差があり、東方に向かうにつれ系統的に低下する特徴を持っている。前述のとおり、化石塩水を希釈している天水起源の淡水系地下水（天水+化石塩水の混合水）は、当地域の全水頭分布から東の SAB-2 孔周辺あるいはさらに上流側の涵養域から、HDB-7 孔方向に流動している。もし、化石塩水の塩分濃度が水平方向に一様な組成（例えば $C_{\text{Cl}}=1.0$ ）を保持していれば、天水の涵養が始まって以降、移流が支配的な場においては天水（ $C_{\text{Cl}}=0$ ）と化石塩水（ $C_{\text{Cl}}=1.0$ ）とは直線的な 2 成分混合となる（付録の $\text{HG}=0.03$ 参照）。しかし、化石塩水の正規化濃度が水平方向に不均質であれば、上流側の低塩分濃度の化石塩水が天水と混合し、観測点に移動してくるため、単純な 2 成分混合とはならず、地下水の移動距離に応じて混合水の地下水組成が低塩分濃度側に変化することとなる。一方、幌延地区の酸素同位体比の場合、図 3.1(b)に示すように塩分濃度と異なり、上流側の化石塩水の酸素同位体比（ $C_{\delta^{18}\text{O}}=0.8$ ）と下流側の化石塩水の酸素同位体比（ $C_{\delta^{18}\text{O}}=0.95$ ）との差が小さいため、地下水の移動による酸素同位体比の変化量は小さいことが予想される。

そこで、上流側の化石塩水の混合への影響を見るため、化石塩水と天水との混合水中の $\text{Cl}/\delta^{18}\text{O}$ 比に着目し、観測点における 2 成分混合の線形性からのずれの量と地表から天水が涵養して化石塩水と混合した後、現在の位置に至るまでの移動距離との関係を検討することとした。このため、まず、幌延地区の水理地質構造を模擬・簡略化し、初期条件として全域を化石塩水で満たした状態から、上方境界に降雨条件を与えて 2 次元非定常浸透流解析を行い、過去～現在までの水質分布の再現計算を行った。そして、流速から計算される地下水の移動距離と $\text{Cl}/\delta^{18}\text{O}$ 比との関係から推定される地下水の移動距離を比較することにより、 $\text{Cl}/\delta^{18}\text{O}$ 比を用いた方法の有効性を確認した。その後、幌延地区の深度方向の地下水の観測データに適用し、地下水の移動距離の推定を行った。

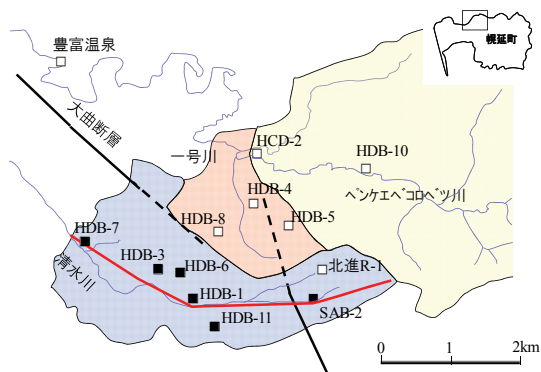
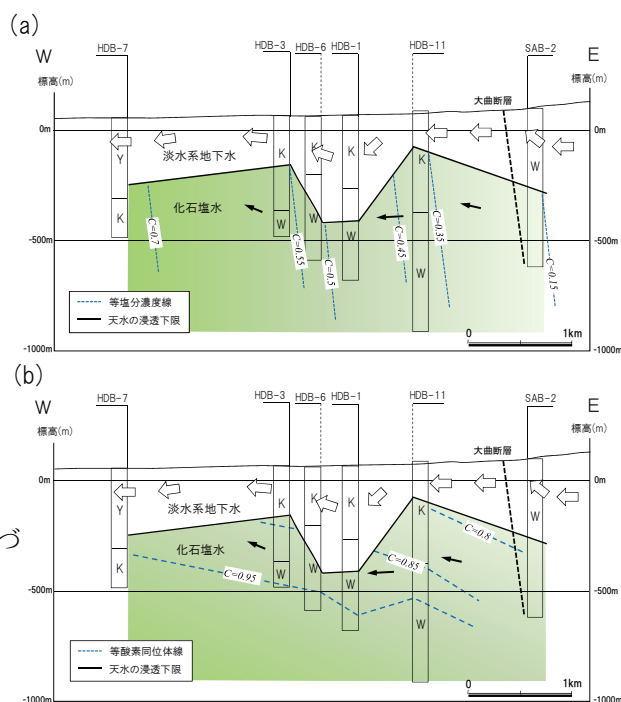


図 3.1 幌延地区の地下水の正規化塩分濃度分布 (a)と正規化酸素同位体比分布(b) (天水の浸透下限深度は、酒井他 (2011) ⁽¹¹⁾に基づき、地下水の主成分分析、酸素同位体比から推定。Y:勇知層、K:声間層、W:稚内層) □、■ : ボーリング位置



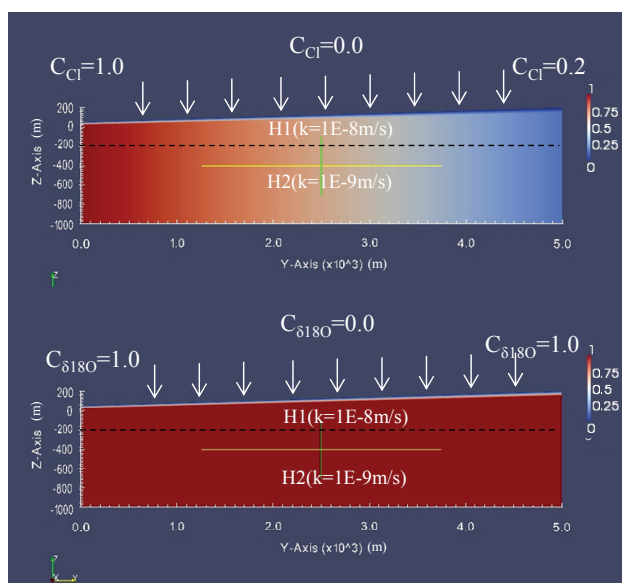


図 3.2 幌延地区周辺を模擬した初期地下水の設定
(上：塩分濃度分布、下：酸素同位体比分布、図はモデル 1 のケース)

図 3.2 は解析に用いたモデルと初期地下水の塩分濃度と酸素同位体比分布の設定を示したものである。ここでは、解析範囲を清水川流域の東西 5 km、地表面は東端を EL200m、西端を EL50m とし、西に一定勾配で傾斜するとして単純化した。また、当地域には EL-200～-400m 以浅は声間層～稚内層、一部勇知層からなる比較的透水係数の高い堆積岩が、それ以深には透水係数の低い稚内層が分布している。解析においては、下方境界を EL-1,000m とし、EL-200～-400m 以浅を H1、それ以深を H2 とした。境界条件は操上他 (2008)⁽⁶⁾等を参考とし、H1 の透水係数を $k=1E-8m/s$ 、H2 の透水係数を $k=1E-9m/s$ とした。初期条件として、図 3.1(a)(b)をもとに化石塩水の塩分濃度は、鉛直方向の組成一定、東から西に一定勾配 ($C_{Cl}=0.2\sim 1.0$) で増加させ、酸素同位体比は、鉛直・水平方向ともに組成変化なし ($C_{\delta 18O}=1.0$) とした。図に示すように全域を化石塩水で満たした状態から、幌延地区と同等の降雨条件 (涵養量=10mm/yr : 伊藤他、2004⁽¹²⁾参照、 $C_{Cl}=0$ 、 $C_{\delta 18O}=0$ 、) を与え、洗い出し解析を実施した。なお、側方、下方は不透水とした。解析上、塩分濃度の計算と酸素同位体比の計算を同時に行うことができないため、別々に境界条件を与えて計算を行った。H1 の厚さは幌延地区の場合、200～400m と変化していることから、解析では H1/H2 境界を EL-200m (モデル 1) とした場合と EL-400m (モデル 2) とした場合の 2 ケースとした。水理定数の設定の詳細は表 3.1 のとおりである。幌延地区の場合、H1 の下限付近まで淡水化が進んでいることから、解析では H1/H2 境界まで淡水化が進む 10 万年後までの非定常計算を行った。なお、解析コードは、Dtransu2D・EL⁽¹³⁾を用いた。

表 3.1 水理定数の設定

	H1	H2	備考
透水係数	1E-8 m/s	1E-9 m/s	操上他 (2008) ⁽⁶⁾ 等を参考に設定
有効間隙率	0.4	0.3	
貯留係数	5E-6/m		
縦分散長	100m		
横分散長	10m		
拡散係数 (Cl)	5.3E-10m ² /s	4.3E-10 m ² /s	電力中央研究所(2012) ⁽¹⁴⁾ を参照
拡散係数 ($\delta^{18}O$)	1.2E-9m ² /s	1.0E-9m ² /s	δD と $\delta^{18}O$ の挙動は、高本他(2012) ⁽¹⁵⁾ から類似するとし、電力中央研究所(2012) ⁽¹⁴⁾ の δD の実効拡散係数を参照

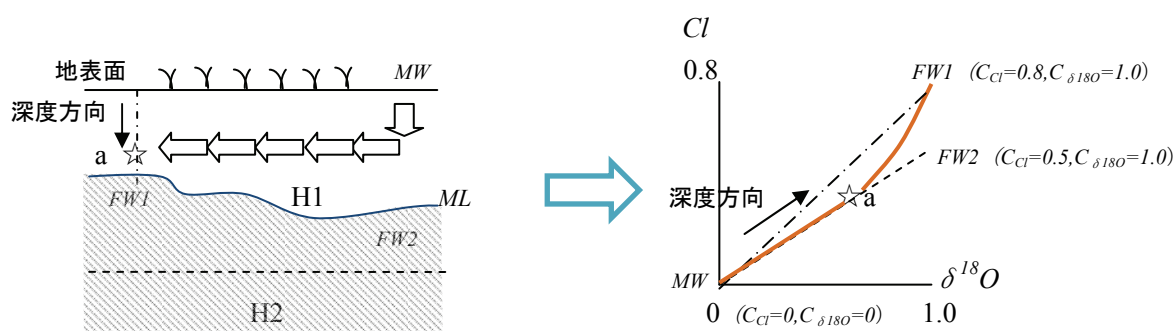


図 3.3 地下水流動による天水 (MW) と化石塩水 (FW1,FW2) との混合プロセス、ML:時刻 t における天水浸透下限、破線: H1/H2 境界、右図一点鎖線: FW2=FW1 の場合の地下水混合線、実線: a 点における FW1 と天水 (MW) との地下水混合線

図 3.3 に水平方向の地下水流動が存在する場合の天水と化石塩水との混合プロセスを示す。もし、化石塩水が水平方向に均質 (FW1=FW2) であると仮定すると、観測点における地下水混合線は、右図に示すように FW1 と天水 (MW) 間は直線状となる。しかし、上流側の化石塩水 (FW2) と観測点直下の化石塩水 (FW1) の酸素同位体比が同じで、FW2 の塩分濃度 C_{Cl} が FW1 の塩分濃度 C_{Cl} より低い場合、地表から浸透した MW と化石塩水 (FW1) と混合線は下に凸の形状となることが予想される。すなわち、観測点 a で観測される混合水は、涵養後に FW2 と混合した後、現在の位置に移動したものと想定される。ここでは化石塩水の初期の酸素同位体比を $C_{\delta 180}=1.0$ としているため、MW と a 点を結んだ線を $C_{\delta 180}=1.0$ 方向に延長した地点が FW2 となる。実際、FW1 と MW との混合線の形状は、地表地形や H1 の水理特性、初期の塩分濃度以外に、天水が涵養を開始してからの経過時間 (t)、H1/H2 境界の深度・形状、a 点の水平方向 (y) の位置にも左右されるため、時刻 t における FW2 の組成、FW1 と FW2 間の距離と a 点における地下水流速から算出される地下水移動距離とを比較・検証し、幌延地区への適用にあたっての有効性を検討することとした。

幌延地区のような地形勾配が 0.03、浅部の透水係数が $1E-8m/s$ 前後の流動場においては予察的な検討 (付録参照) から、拡散による水質への影響は小さく、移流・分散が支配的な場であるものと判断し、上記方法の適用可能であるものと考えた。幌延地区の場合、既往の研究から清水川流域においては、東から西への地下水流動が想定されており (図 3.1)、各ボーリング孔において深度 1,000m までの地下水の Cl 濃度、 $\delta^{18}O$ を含む水質データが数多く報告されている (國丸他、2007⁽¹⁶⁾、産業技術総合研究所、2011⁽¹⁷⁾、日本原子力研究開発機構、2011⁽⁹⁾)。本稿では、各ボーリング孔における既往の地下水の Cl 濃度、 $\delta^{18}O$ の鉛直プロファイル (酒井他、2011⁽¹¹⁾、寺本他、2006⁽¹⁹⁾) をもとに上記方法をこれに適用し、地下水の移動距離 (FW1~FW2) の推定を行った。

4. 地下水流動評価結果

4.1 解析結果

図 4.1 にモデル 1 の地下水の塩分濃度分布、酸素同位体比の 10 万年後の計算結果を示す。地下水は地形の傾斜方向である西方に一様に流動している。塩分濃度分布、酸素同位体比分布を見ると全体的には H1 の下限近くまで地表から淡水化しており、涵養域周辺 (y=4~5km) では淡水化が H2 の上部まで進行している。

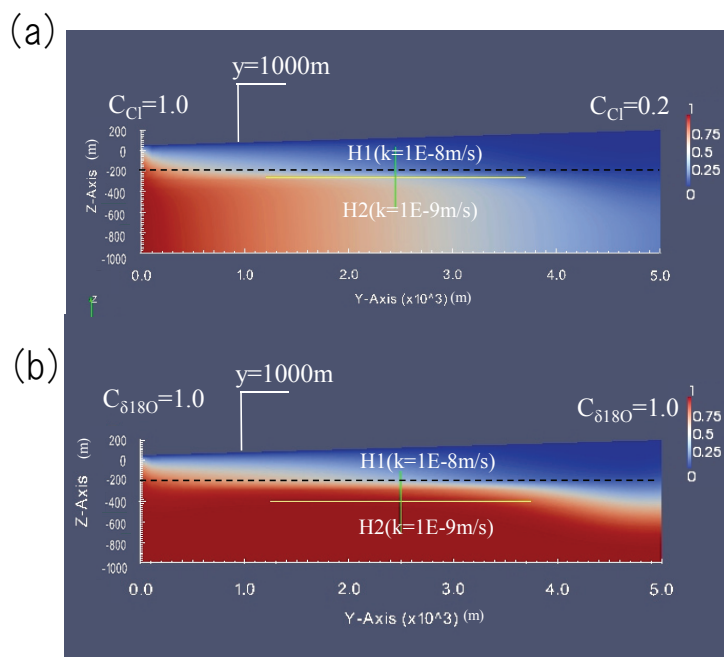


図 4.1 モデル 1 の解析結果 (t=10 万年経過後の (a) 塩分濃度分布および (b) 酸素同位体比分布)

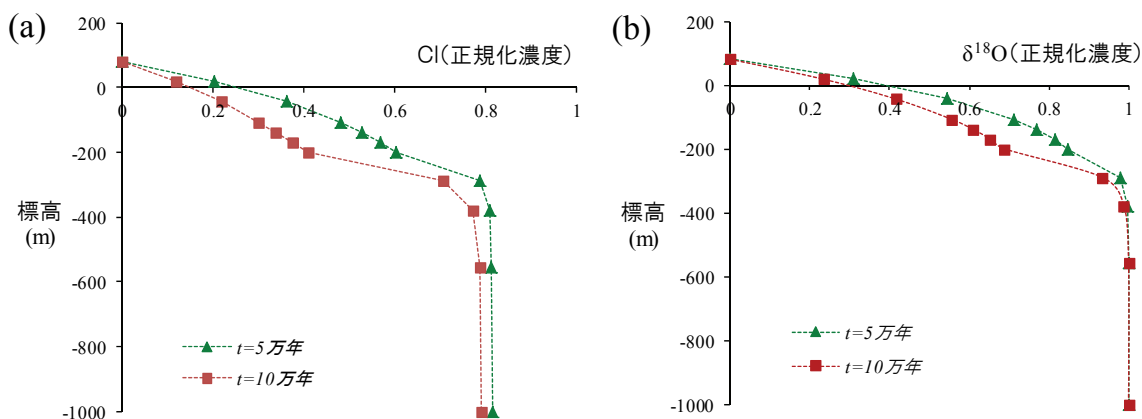


図 4.2 y=1,000m (図 4.1) における鉛直方向の地下水の (a) 塩分濃度プロファイル、(b) 酸素同位体比プロファイル (モデル 1 のケース)

図 4.2 は、y=1,000m における鉛直方向の地下水の塩分濃度プロファイルと酸素同位体比プロファイルである。図にはそれぞれ天水が地下に浸透を開始してから t=5 万年、t=10 万年後の計算結果を示している。図に示すように EL80m~EL-200m 間の H1 では塩分濃度、酸素同位体比ともに時間の経過とともに淡水化が進むが、同一深度を比較した場合、酸素同位体比に比べて塩素濃度の低下量が大きく (例えば EL-200m では 10 万年で $C_{Cl}=0.85 \rightarrow 0.4$ に塩分濃度が約半減しているのに対して酸素同位体比の場合、 $C_{\delta^{18}O}=1.0 \rightarrow 0.68$)、Cl と $\delta^{18}O$ の初期地下水の濃度分布の違いが影響しているものと推測される。

図 4.3 にモデル 1 の場合の y=1,000m における $\delta^{18}O$ -Cl 図 (左図) および $\delta^{18}O$ -Cl 図から推定される z (標高) = -100m における地下水の移動履歴 (右図) を示す。y=1,000m における初期の化石

塩水の塩分濃度、酸素同位体比 (C_0) は 0.85、1.0 であり、天水 (0.0、0.0) との混合線は直線にはならず、下に凸のカーブ (左図) となる。すなわち、図中 $z=-100\text{m}$ における天水と化石塩水との混合水を見ると、5 万年、10 万年と時間が経過するにつれ地下水組成は C_0 から天水 (原点) 方向へ希釈されつつも、図の矢印の方向、すなわち低塩分濃度側に組成変化する傾向がある。混合水の組成を酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$) が 1.0 の方向に延長するとその端成分は $t=5$ 万年では C_1 、 $t=10$ 万年では C_2 となり、該当する化石塩水はそれぞれ $y=1,000\text{m}$ (塩水の組成が C_0) よりも上流側の $y=2,000\text{m}$ 付近、 $y=3,000\text{m}$ 付近の化石塩水に由来するものと思われる (右図)。すなわち、図に示すように $t=5$ 万年後は $y=2,000\text{m}$ 付近で涵養された天水が C_1 の組成を持つ化石塩水と混合し、 C_0 まで移動したとすると説明可能である。また、 $t=10$ 万年後は $y=3,000\text{m}$ 付近で涵養された天水が C_2 の組成を持つ化石塩水と混合し、 C_0 まで移動したものと考えられる。地下水中の塩素、水分子中の酸素の遅延効果は無いと考えられるため、おおむねこの移動距離は 5 万年間、10 万年間の平均的な地下水流速から算出される移動距離に等しいことが予想される。ただし、EL-100m \sim -200m においては、 $t=10$ 万年の場合、 C_2 から C_0 まで地下水の移動中に C_2 と C_0 間の中間的な化石塩水とも混合するため、端成分の組成 C_2' (図 4.3 の $z=200\text{m}$ の Cl、 $\delta^{18}\text{O}$ から $\delta^{18}\text{O}=1$ へ外挿) はわずかに C_2 よりも塩分濃度が高くなり、 C_2' から推定した移動距離は C_2 から推定した移動距離よりも小さくなる。

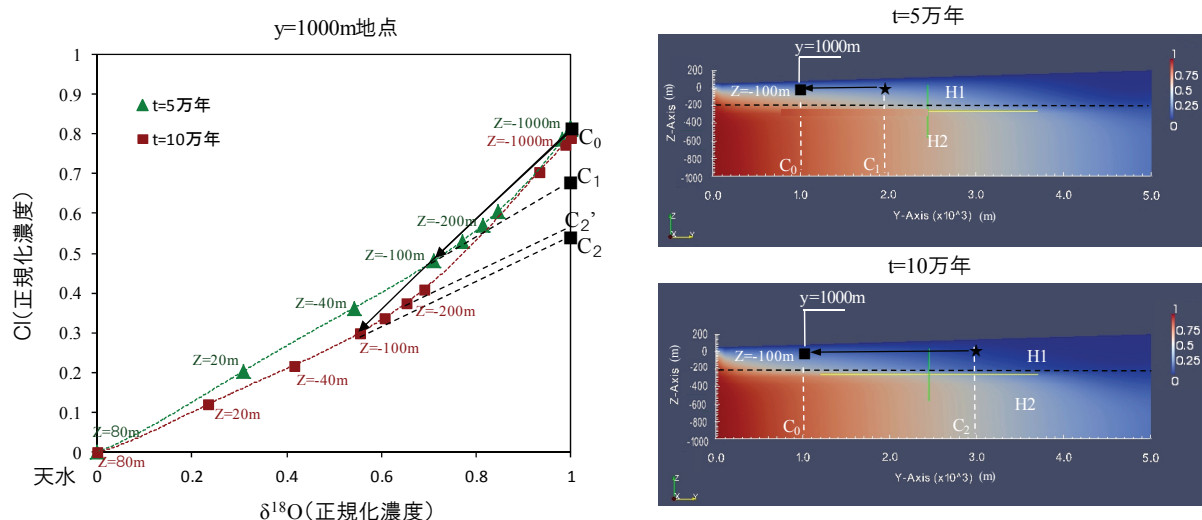


図 4.3 $y=1,000\text{m}$ 地点における $\delta^{18}\text{O}$ -Cl 図 (左図) および $z=-100\text{m}$ における地下水組成から推定される地下水移動履歴 (右図、基図は $t=5$ 万年、 $t=10$ 万年の塩分濃度分布)

表 4.1 水質分布から推定した 10 万年間 ($t=10$ 万年) の地下水移動距離と地下水流速から算出した移動距離 ($y=1,000\text{m}$ 地点)

標高 (z)	モデル 1 (H1/H2=-200m)		モデル 2 (H1/H2=-400m)	
	水質から推定値 (m)	流速からの計算値 (m)	水質から推定値 (m)	流速からの計算値 (m)
20m	2,042	2,347	2,299	2,333
-40m	2,000	2,339	2,275	2,310
-100m	1,900	2,330	2,255	2,288
-140m	1,670	2,327	2,239	2,278
-200m	1,538	790	2,200	2,261
-300m	-	-	1,990	2,235
-400m	-	-	1,720	1,265

表 4.1 に $y=1,000\text{m}$ 地点における鉛直方向の $\delta^{18}\text{O}\text{-Cl}$ プロファイルから推定した地下水移動距離と地下水流速から算出した移動距離（地下水流速 \times 10 万年として計算）の例を示す。モデル 1、モデル 2 のいずれの場合も地下水流速から求めた 10 万年間の地下水移動距離は、H1/H2 境界（ $z=-200\text{m}$ および $z=-400\text{m}$ ）を除いて 2.2~2.3km でほぼ一定している。一方、水質分布から推定した地下水移動距離はモデル 1 については EL-100m 以浅、モデル 2 については EL-200m 以浅の値は一定しており、地下水流動途中における流速のばらつきが 5~10%程度存在することを考慮すると、両者はおおむね一致していると考えられる。このことから、図 4.3 の水質分布から読み取った $C_0\text{-}C_2$ 間の距離は、H1/H2 境界付近を除いて地表から地下水が涵養して以降の地下水移動距離を表しているものと考えられる。

図 4.4 に起点からの水平距離（ y ）と端成分の正規化塩分濃度との関係を示す。図中、モデル 1 の場合、EL-100m 以浅の $\delta^{18}\text{O}$ 、Cl 値から読み取った化石塩水の端成分 C_1 、 C_2 を、モデル 2 については、EL-200m 以浅の化石塩水の端成分 C_1 、 C_2 を図化している。モデル 1 の $y=1,000\text{m}$ 地点における 10 万年後の端成分 C_2 は、 $y=3,000\text{m}$ の化石塩水に由来し、約 2 km移動していることがわかる。一方、 $y=0\text{m}$ 周辺においては下降流、 $y=5,000\text{m}$ 周辺においては上昇流が支配的になるため、涵養域、流出域に近づくにつれ水平成分の地下水移動距離は小さくなる。また、モデル 1 とモデル 2 を比較した場合、モデル 2 のほうが全体的に地下水移動距離は大きい、その差は 5~10% 内程度である。したがって、水質から推定した地下水移動距離は、帯水層の境界深度よりも起点からの距離に強く影響を受けているものと思われる。もし涵養域・流出域の特定、地下水年代が推定できれば、平均的な地下水流速の推定も可能である。

図 4.5 に幌延地区の清水川流域の各ボーリング孔（図 3.1 参照）における地下水の観測値をもとに作成した $\delta^{18}\text{O}\text{-Cl}$ 図、図 4.6 に起点からの距離と地下水の正規化塩分濃度との関係を示す。地下水データのうち HDB-1 孔、HDB-3 孔、HDB-6 孔、HDB-7 孔、HDB-11 孔のデータは國丸他（2007）⁽¹⁶⁾より、SAB-1 孔のデータは産業技術総合研究所（2011）⁽¹⁷⁾、SAB-2 孔のデータは日本原子力研究開発機構（2011）⁽⁹⁾を引用した。ボーリング地点直下の化石塩水（ C_0 ）は、酒井他（2011）⁽¹¹⁾に基づき天水の浸透下限深度（ ML ）以深の化石塩水の平均値を示しており、端成分 C は、天水を通り浅部の近似直線を混合線と考え、 $C_{\delta^{18}\text{O}}=1$ 方向に延長した値とした。解析では化石塩水の正規化酸素同位体比を $C_{\delta^{18}\text{O}}=1$ としたが、幌延地区の場合 1 でないため、化石塩水の $\delta^{18}\text{O}$ と Cl 濃度との関係を求め、混合線上においてこの関係を満たす組成をもって C とした。図中 SAB-1 孔は HDB-6 孔と 100m しか離れていないため、同じ図上にデータをプロットした。

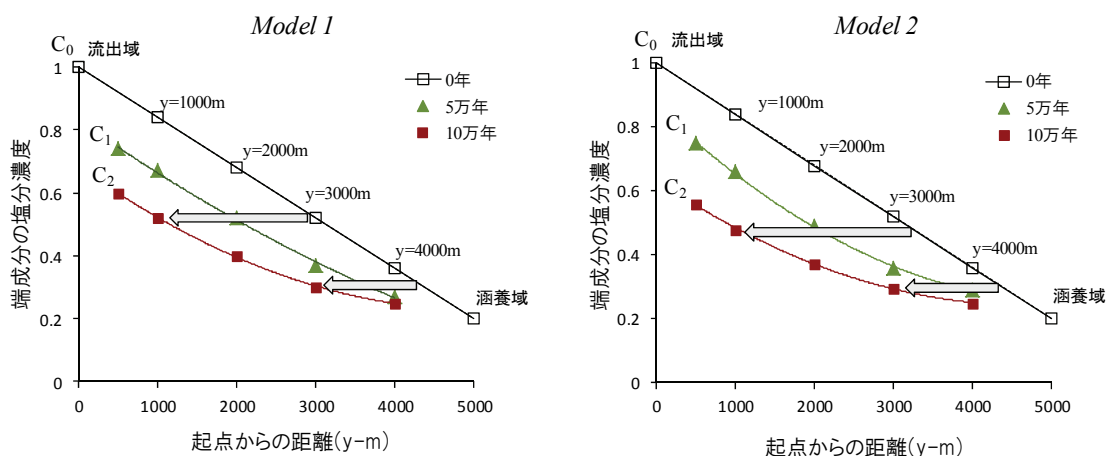


図 4.4 起点からの距離（ y ）と地下水の正規化塩分濃度との関係（ C_0 ：初期化石塩水、 C_1 ：5 万年後の混合水の端成分、 C_2 ：10 万年後の混合水の端成分）

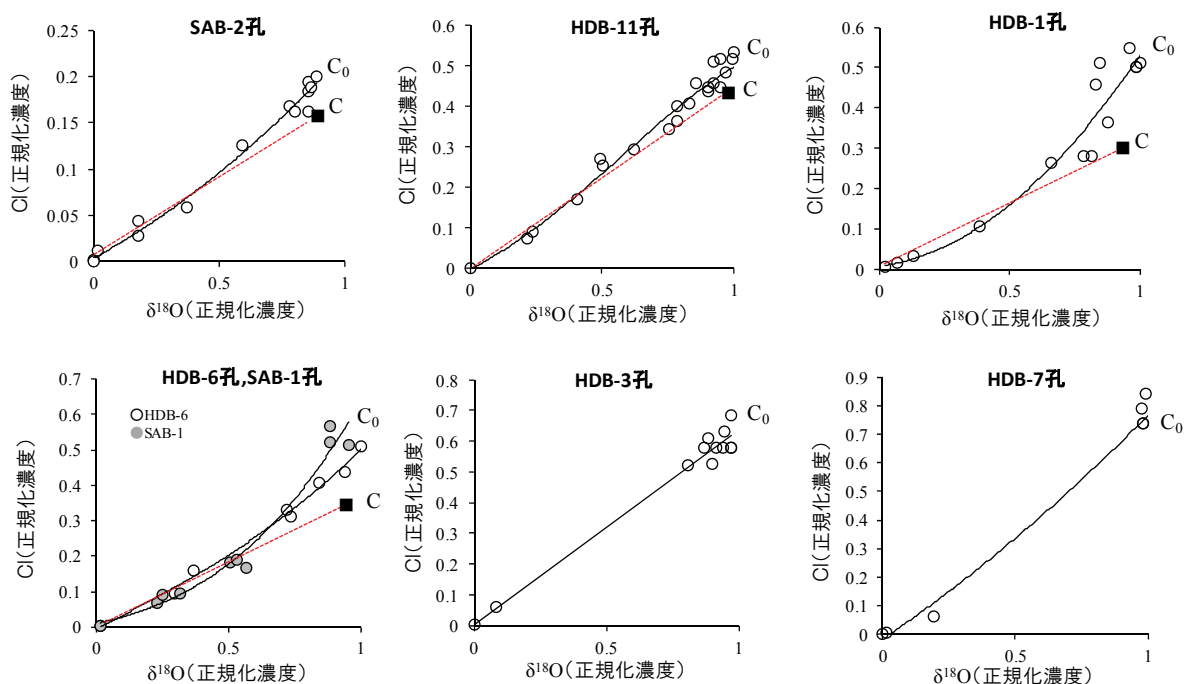


図 4.5 ボーリング孔位置における地下水の $\delta^{18}\text{O}$ -Cl 図（酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$) については $\delta^{18}\text{O}=+3\text{‰}$ を 1 に、周辺の河川水 ($\delta^{18}\text{O}=-10\text{‰}$) を 0 に正規化し、Cl については海水を 1 に、周辺の河川水を 0 に正規化。C₀ : ボーリング直下の化石塩水、C : 混合水の端成分、黒実線 : 最小二乗法による近似曲線、赤実線 : 浅部の混合線)

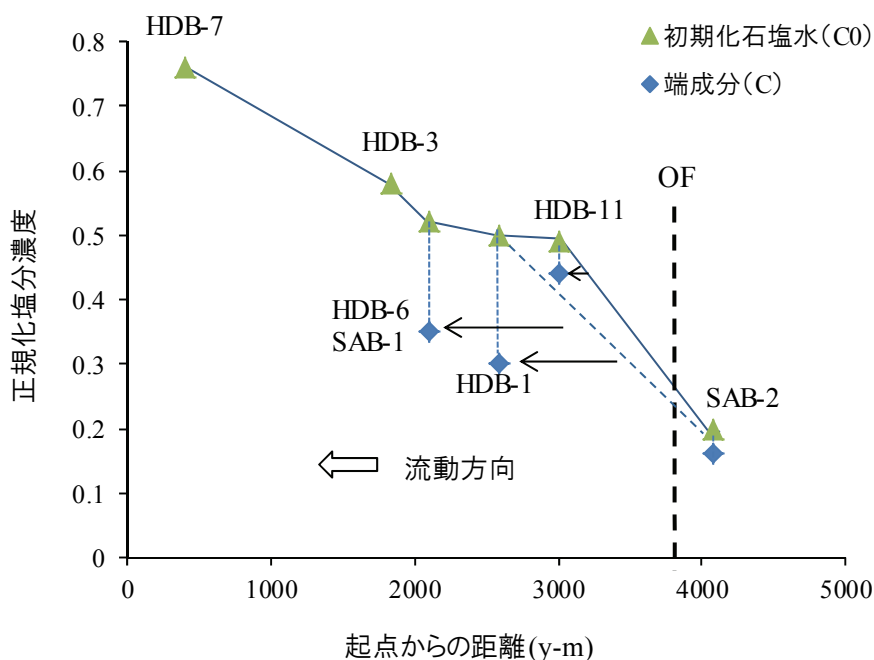


図 4.6 起点からの距離と地下水の正規化塩分濃度との関係 (OF : 大曲断層)
 実線 : 清水川沿いのボーリング 6 孔の C₀ を結んだ線、破線 : HDB-11 孔が断面図からオフセットの位置にあるため、HDB-11 孔を除いた残りのボーリング 5 孔の C₀ を結んだ線

図 4.5 に示すようにボーリング 7 孔のうち、SAB-1 孔、HDB-6 孔、HDB-1 孔、SAB-2 孔については、河川水 ($C_{Cl}=0$ 、 $C_{\delta_{180}}=0$) と直下の化石塩水 (C_0) との混合線が下向きに凸の形状を示す。特に HDB-6 孔、SAB-1 孔、HDB-1 孔は C_0 と C との間の組成の差が他に比べて大きい特徴が見られ、混合後の地下水移動距離が大きいことが予想される。一方、HDB-11 孔の場合、混合線は直線形状に近く、HDB-6 孔や HDB-1 孔に比べると地下水の移動距離は小さい可能性が考えられる。HDB-3、HDB-7 は、中間深度のデータの欠如により混合線の形状が不明であり、 C の特定はできない。図中の地下水データは、ボーリングコアから抽出された間隙水と揚水によって採取された地下水の両方が含まれており、近似式の相関係数は 0.93 以上、また分析誤差によるずれは $C = \pm 0.01 \sim 0.02$ であることから、データのばらつきによるものではなく、 C の推定は有意であると思われる。既往の研究によると、当地域のボーリング孔から採水された揚水地下水と同一深度のコアの間隙水とはおおむね組成が一致するとされている（濱他、2005⁽¹⁸⁾）ことから、図 4.5 は当地域の代表的な地下水流動を反映した水質分布の現れであるものと判断した。

図 4.6 に図 3.1 の断面線の起点（HDB-7 孔の西 400m 地点）から上流方向への距離と地下水の正規化塩分濃度との関係を示す。図中には各ボーリング孔直下の化石塩水の正規化塩分濃度 (C_0) と図 4.5 から読み取った端成分 (C) を示している。ボーリング孔直下の化石塩水の塩分濃度 (C_0)、すなわち天水の混入の影響を受けていない初期化石塩水の塩分濃度は、前述のとおり起点からの距離 (y) が増すにつれ低下する傾向にあり、SAB-2 孔では 0.2 となる。図に示すように HDB-1 孔、SAB-1 孔、HDB-6 孔の端成分 (C) は、直下の C_0 よりも正規化塩分濃度は約 0.2 低い値を示しており、HDB-11 孔と SAB-2 孔との中間付近の化石塩水に起源を求めることができる。大曲断層より東側に位置する SAB-2 孔、および調査範囲外ではあるが HDB-5 孔と HDB-2 孔はいずれも化石塩水の正規化塩分濃度は 0.2 あるいはそれ以下であるため、これらを起源とする化石塩水が断層を越えて山側から HDB-6 孔周辺に供給された可能性は低いと推定される。すなわち、HDB-6 孔、SAB-1 孔、HDB-1 孔における天水と化石塩水との混合水は 1~2km 東方の断層西側から移動したものと考えられる。一方、HDB-11 孔は C_0 に対する端成分の塩分濃度の低下幅は 0.05 と小さく、地下水移動距離も図 4.6 から数 100m 前後と推定される。SAB-2 孔については、それよりも上流側の化石塩水に関する情報が欠如しているため、地下水移動距離の特定はできない。

4.2 考察

図 4.7 は地下水組成、落水線図から推定した地下水流動方向を示した図である。矢印の方向が現在の清水川流域の地形に基づく落水線から推定した各ボーリング地点への地下水の流向であり、このうち、HDB-11 孔、HDB-6 孔、HDB-1 孔（青矢印）については、図 4.6 から推定した地下水移動距離を矢印の長さで表している。図に示す通り、HDB-6 孔、HDB-1 孔の地下水の給源は大曲断層付近あるいは断層の西側に求められ、HDB-11 孔については、HDB-11 孔よりも東方数 100m に求められる。

図 4.8 は、図 4.7 を考慮した地下水流動概念図である。図中、既往の調査に基づく全水頭分布（操上他、2008⁽⁶⁾）、高圧地下水観測点、Li/Cl 比から推定した断層深部からの上昇流（酒井他、2012⁽⁴⁾）も同時に表示している。図 4.8 の断面図上、HDB-11 孔と同様に断層よりも西側に位置する HDB-8 孔や HDB-4 孔は HDB-11 孔と異なり、天水の浸透下限が EL-250~300m である点（寺本他、2006⁽¹⁹⁾）、HDB-6 孔と HDB-1 孔の地下水が前述の検討から 1~2km 上流に起点が求められる（図 4.6）点から、HDB-6 孔、HDB-1 孔の地下水は、HDB-11 孔の北側の EL-250~300m を通過し、ボーリング位置よりも 1~2km 上流からボーリング地点に向かって流動しているものと推定される。一方、HDB-11 孔については、HDB-11 孔よりも数 100m 東方を起点として、大曲断層とボーリング間の狭い範囲を流動していることが想定される。

また、正規化塩分濃度が 0.2 以下の低塩分濃度地下水が大曲断層を越えて下流側に見られない (図 4.6) ことから、SAB-2 孔の地下水は、大曲断層を越えて西側へは流動しておらず、涵養域 (清水川流域の東端) と大曲断層間の限られた範囲を流動している可能性が考えられる。このことは大曲断層が水理的バリアの役割を果たしており、深部から低 Li/Cl 比を持つ塩水が上昇しており、断層よりも西側には低 Li/Cl 比の塩水は全く見られないこと (産業技術総合研究所、2011⁽¹⁷⁾、酒井他、2012⁽⁴⁾) とも整合的である。

当地域の全水頭値は高圧地下水が観測されている東端の EL-500m 以深において 110m 以上、HDB-7 孔の表層において 50m 前後と東方の深部から西端の表層部に向かって全水頭が低下している。すなわち、水理ポテンシャルに基づく地下水の流向は、東から西であり、やや上向きである。EL-500~-600m 付近には 1E-11m/s の低透水性のゾーンが存在し、その透水性境界を境としてそれ以深にのみ高圧地下水が観測されている。伊藤他 (2004)⁽¹²⁾ は、逆解析的手法による水理特性の評価結果から高圧地下水の直上の低透水性層がキャップロックの役割を果たしている可能性を指摘している。EL-500~-600m 以深は閉塞性環境にあり、それ以浅が地下水ポテンシャル分布に従うとすれば、図 4.8 に示すように全体的に流向はやや上向きを保ちつつ東から西へ向かっての水平流が存在しているものと考えられる。しかし、今回の水質分布の検討結果が正しいとすると深部の化石塩水を希釈している天水起源の地下水 (混合水) の流れは、必ずしも東から西に一樣に流れているわけではなく、大曲断層を挟んで流向が変化していることが示唆された。すなわち大曲断層が流出域になっている一方で、すぐ西側においては涵養域となっている。確かな証拠はないが、横田他 (2011)⁽²⁰⁾ による断層周辺の浅層ボーリングを用いた地下水観測によると、断層を含む幅 400~500m のゾーンにおいては断層周辺部に比べて季節に関係なく 20m 前後水位が低く、大曲断層が地下深部へ天水を浸透させる高透水性の特性を示しているとしている。また、石井他 (2006)⁽²¹⁾ の断層周辺の比抵抗断面の解析によると深度 500m~800m 程度まで化石塩水に比べて高比抵抗を持つ淡水が、断層沿いに浸透している兆候があることが報告されている。すなわち、大曲断層近くの高透水性ゾーン周辺が涵養域としての役割を果たしており、涵養された地下水が HDB-6 孔や HDB-1 孔周辺に移動した可能性が考えられる。

今回、幌延地区を対象として地下水の $\delta^{18}\text{O}$ 、Cl を地下水流動経路のトレーサーとして適用し、その有効性の検討を行った。もし、幌延地域のように地表からの天水の浸透速度に比べて化石塩水の流速が十分遅く、地下水の流動方向に対して不均質な塩分濃度を示している場合、天水と化石塩水との混合水の Cl/ $\delta^{18}\text{O}$ 比が有効な地下水流動の指標となることが示された。HDB-3 孔や HDB-7 孔のように一部の混合水の地下水データが不足しているものや、SAB-2 孔のような観測地点よりも上流側の化石塩水の情報が欠如している場所においては地下水流動経路の評価が困難であるが、それ以外の地点においては当地域が陸化・離水し、天水が涵養を開始して以降、地下水がボーリング地点まで移動する距離は、数 100m~2km であるものと推定される。幌延地区の場合、1.3~1.0Ma 以降に隆起が始まっており (岩月他、2009⁽²²⁾)、21 万年前以降は少なくとも陸化していたとされていること (新里他、2007⁽²³⁾) から、数 10 万年前には天水の浸透が開始していたと考えられる。ただし、この間、永久凍土等の発達や降雨がほとんど無い期間を含んでいるため、天水の浸透による影響を受けていた期間を 20~30 万年と仮定し、水平方向の移動距離を 2km とした場合、平均流速は 0.007m/yr~0.01m/yr と算出され、仮に移動距離を 1km とした場合 0.0035~0.005m/yr となる。ただし、水平流と鉛直流の両方が存在している涵養域や流出域では、この値は流速の水平成分を表しており、過小評価となっている可能性を否定できない。

我が国のような沿岸域に堆積岩が多く分布する地域においては、幌延地区のように地下深部に堆積当時に取り込まれた化石塩水が普遍的に存在していると考えられており、その水質や地下水年代等の特徴、成因に関しても近年、整理されつつある (馬原・中田、2003⁽²⁴⁾ 等)。我が国の場

合、多くの堆積岩中の化石塩水は海水起源であり、幌延地区と同様、天水起源の地下水の滞留時間に比べるとはるかに長いことから、もし、天水によって希釈される前の化石塩水の空間分布がわかれば、化石塩水の $Cl/\delta^{18}O$ 比が地下水混合・流動のトレーサーとして有用である。図 4.9 は、幌延、新潟県長岡、北海道釧路 3 地域を例に地下水賦存状況および地下水流動を模式的に示した図である。いずれも堆積岩を主体とした沿岸域に分布している地域であり、ボーリング等による地下水データが採取されている地域であり、主成分分析から化石塩水と天水との関係が整理されている。長岡地域は幌延地区同様、深部に高圧地下水が確認されている。長岡地域、釧路地域については既往の文献（加藤・梶原、1986⁽²⁵⁾、馬原他、2006⁽²⁶⁾）を参照し、地下水賦存状況、流動を概念的に図化している。図中、天水の浸透下限は、地下水の一般水質、酸素・水素同位体比を用いた主成分分析に基づく境界であり、これより以深には天水が混入していないことを示している。化石塩水 A~C（仮称）は互いに地下水組成は連続的に移り変わっており、ここでは化石塩水の相対的な位置関係を示すため、仮想的な混合境界を表示している。幌延地域の場合、東に低塩分濃度の化石塩水 B、西に高塩分濃度の化石塩水 A が存在し、前述のとおり大局的な流動方向は東から西であり、天水起源地下水（混合水）の水質は地下水流動によって影響を受けている。長岡地域、釧路地域の場合、2~3 種類の組成の異なる化石塩水が地下数 100m 以深に存在するが、天水起源地下水と混合しているのは最上位にある化石塩水 A のみである。長岡地域の場合、化石塩水 A は水平方向の塩分濃度の組成変化は小さく、深度方向に塩分濃度が変化している（酒井他、2011⁽¹¹⁾）ため、天水によって洗い出される前の浅部の化石塩水の塩分濃度の空間分布を復元することは困難である。釧路地域の場合、化石塩水 A の Cl 濃度は、6,000~10,000ppm と水平方向にばらつきがあるが、その空間的分布の詳細は不明である。もし、何らかの方法によって初期塩水の $Cl/\delta^{18}O$ 比の空間分布の推定が可能となれば、地下水流動の関する情報を得ることが可能であると考えられる。

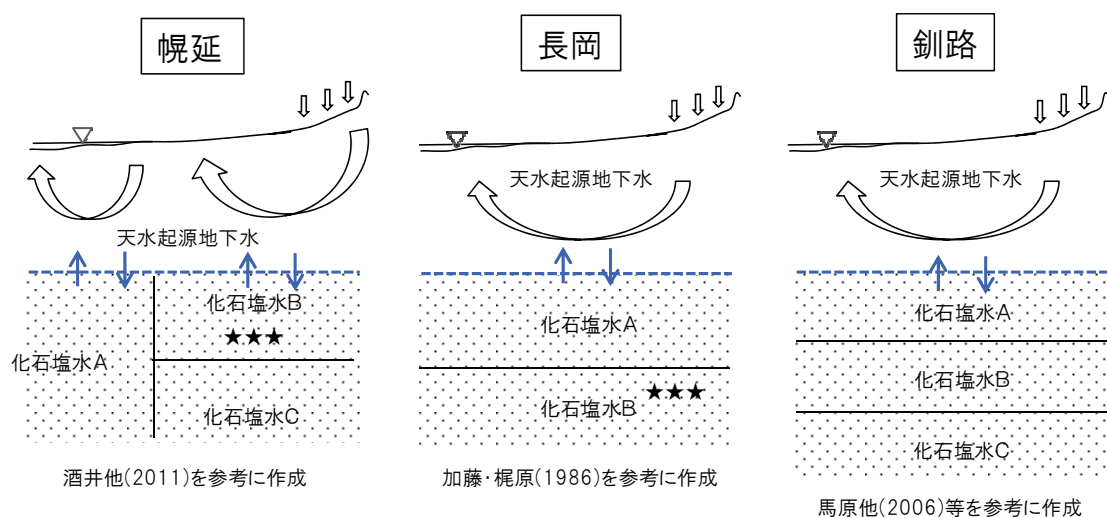


図 4.9 沿岸堆積岩地域の地下水賦存状況と地下水流動概念図（破線：天水浸透下限、実線：主成分分析による化石塩水間の仮想境界、化石塩水 A,B,C：仮称、★：高圧地下水）

5. まとめと課題

5.1 まとめ

- 幌延地区のような化石塩水が広く地下に分布する多くの沿岸堆積岩地域においては、陸化後の天水の浸透によって天水と化石塩水との混合水が地下数 100m にわたって賦存している。本稿では、この混合水の $Cl/\delta^{18}O$ 比に着目し、水質形成プロセスを通して地下水流動の評価を試みた。
- 天水の涵養以前の初期の化石塩水の塩分濃度が、水平方向に不均質性を有している幌延地区の場合、解析的な検討から、混合水の地下水組成は、対象地点 (*FW1*) よりも上流側の低塩分濃度の化石塩水の影響を受け、 $\delta^{18}O-Cl$ 図において下向きに凸の混合線を示す。 Cl の低濃度側へのシフト量は、天水が涵養した直後に混合した地点 (*FW2*) の化石塩水の組成によって決まることから、*FW1* と *FW2* との水平距離を測ることによって対象地点における涵養後の地下水移動距離を推定できることが示された。
- 地下水流動解析によって得られた地下水流速から算出した地下水移動距離と地下水の $Cl/\delta^{18}O$ 比から推定した地下水移動距離とを比較した結果、涵養域や流出域のような鉛直流が卓越する場所を除いてはおおむね両者の一致が見られ、その有効性が確かめられた。
- 幌延地域のボーリング孔における地下水の Cl 、 $\delta^{18}O$ 観測点に本手法を適用した結果、HDB-1 孔、SAB-1 孔、HDB-6 孔における天水と化石塩水との混合水は、1~2km 東方から移動したと考えられ、一方、HDB-11 孔の移動距離は数 100m 前後と推定された。この結果、大曲断層よりも西側に位置するこれらのボーリング孔で観測されている地下水は、大曲断層東側において涵養された地下水が移動したものではなく、断層西側を涵養域とする狭い範囲の地下水流動によって規制されているものと考えられる。
- 本方法の他地域への適用にあたっては、初期の化石塩水の $Cl/\delta^{18}O$ 比の空間分布が既知であることが前提となる。長岡地域のように鉛直方向に化石塩水の組成が変化している場合や釧路地域のように地下水データに関する空間情報が限られる場合、適用は困難である。もし、何らかの方法によって初期地下水の $Cl/\delta^{18}O$ 比の空間分布の推定が可能となれば、本方法は地下水流動評価のための有効な手段となるものと思われる。

5.2 課題

- 混合水の $Cl/\delta^{18}O$ 観測値から求めた地下水移動距離は、初期の化石塩水の $Cl/\delta^{18}O$ 比の空間分布の推定精度に依存する。本稿で報告した幌延地区のケースでは、ボーリング孔が存在する観測地点間を内挿しているため不確実性が残る。今後、他の事例への適用に際しては、これらの点に留意する必要がある。

謝 辞

本稿作成にあたって、日本原子力研究開発機構関係者には原稿の査読、御指導・御協力を賜りました。また、幌延地圏環境研究所、幌延深地層研究センターの関係者からは関連資料のご提供・ご協力をいただきました。以上の方々に深く感謝の意を表します。

参考文献

- (1) Shimada, J. and Davison, C.C., Environmental isotopes in groundwater at the URL site, Atomic Energy of Canada Ltd. Technical Report, no.388, p.34, 1986.
- (2) 長谷川琢磨・中田弘太郎、地下水年代測定評価技術の開発（その7）－大鑽井盆地の³⁶Clと⁴Heによる地下水年代測定結果の地下水流動解析による検証－、電力中央研究所報告、N07037、23p.、2008.
- (3) 岩月輝希・徐勝・伊藤茂・阿部雅人・渡辺雅人、¹⁴C同位体による地下水流動状態の推定、サイクル機構技報、No.4、pp.93-100、1999.
- (4) 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.
- (5) 甲斐邦男・前川恵輔、北海道幌延地域の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、第74巻、第1号、pp.96-106、2009.
- (6) 操上広志・竹内竜史・藪内聡・瀬尾昭治・戸村豪治・柴野一則・原稔・國丸貴紀、幌延深地層研究計画の地上からの調査研究段階における地下水流動に関する調査研究、土木学会論文集C、64、No.3、pp.680-695、2008.
- (7) 井尻裕二・多田和広・田原康博・森康二・登坂博行・伊藤成輝・丸井敦尚、47.沿岸域における塩淡境界評価技術の高度化研究（その2）幌延沿岸域における広域地下水流動の評価、日本地下水学会秋季講演会講演要旨、pp.222-227、2008.
- (8) 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、pp.286-299、2008.
- (9) 日本原子力研究開発機構、平成21～22年度地下水流動解析モデルの総合的検証手法の検討（幌延ボーリング調査）報告書、平成23年3月、2011.
- (10) 濱克宏・國丸貴紀・操上広志・笹本広・高橋康裕・萩沼真之・石井智子・松尾雄司、幌延深地層研究計画における地下水水質・水理モデルの信頼性向上に関する研究－2005年度成果報告－（共同研究）、JAEA-Research 2006-070、93p.、2006.
- (11) 酒井隆太郎・宗像雅広・木村英雄・大岡政雄・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.
- (12) 伊藤一誠・唐崎建二・畑中耕一郎・内田雅大、間隙水圧観測結果を用いた逆解析による堆積岩地域の水理地質構造把握－幌延深地層研究計画サイトへの適用－、応用地質、45、3、pp.125-134、2004.
- (13) 西垣誠・三菱マテリアル株式会社・株式会社ダイヤコンサルタント、“オイラリアン・ラグランジアン飽和・不飽和浸透流－移流・分散解析プログラムデータ入力マニュアル Dtransu2D・EL”、42p.、2004.
- (14) 電力中央研究所、平成23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、388p.、2012.
- (15) 高本尚彦・嶋田純・徳永朋祥、46.銚子コア間隙水の水環境変遷に関する研究、日本地下水学会秋季講演会講演要旨、pp.206-207、2012.
- (16) 國丸貴紀・柴野一則・操上広志・戸村豪治・原稔・山本肇、幌延深地層研究計画における地下水、河川水および降水の水質分析、JAEA-Data/Code 2007-015、113p.、2007.
- (17) 産業技術総合研究所、平成21～22年度地下水流動解析モデルの総合的検証手法の検討（幌延変動観測調査）最終報告書、pp.1-1～8-1、2011.

- (18)濱克宏・國丸貴紀・嶋田純、21.堆積岩中の地球化学特性調査方法について－幌延の新第三紀堆積岩を例として－、日本地下水学会秋季講演会講演要旨、pp.106-109、2005.
- (19)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流動の兆候、応用地質、47、2、pp. 68-76、2006.
- (20)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、地下水学雑誌、53、2、pp.193-206、2011.
- (21)石井英一・安江健一・田中竹延・津久井朗太・松尾公一・杉山和稔・松尾重明、北海道北部、幌延地域における大曲断層の三次元分布と水理特性、地質学雑誌、112、pp.301-314、2006.
- (22)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、118、pp.700-716、2009.
- (23)新里忠史・舟木泰智・安江健一、北海道北部、幌延地域における後期鮮新世以降の古地理と地質構造発達史、地質学雑誌、113、pp.119-135、2007.
- (24)馬原保典・中田英二、化石海水の同定手法の提案－太平洋炭鉱における地下水水質・同位体分布と³⁶Cl測定による地下水年代評価－、電力中央研究所報告U03019、15p、2003.
- (25)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、51、2、pp. 1-10、1986.
- (26)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－、地下水学雑誌、48、1、pp.17-33、2006.

付 録

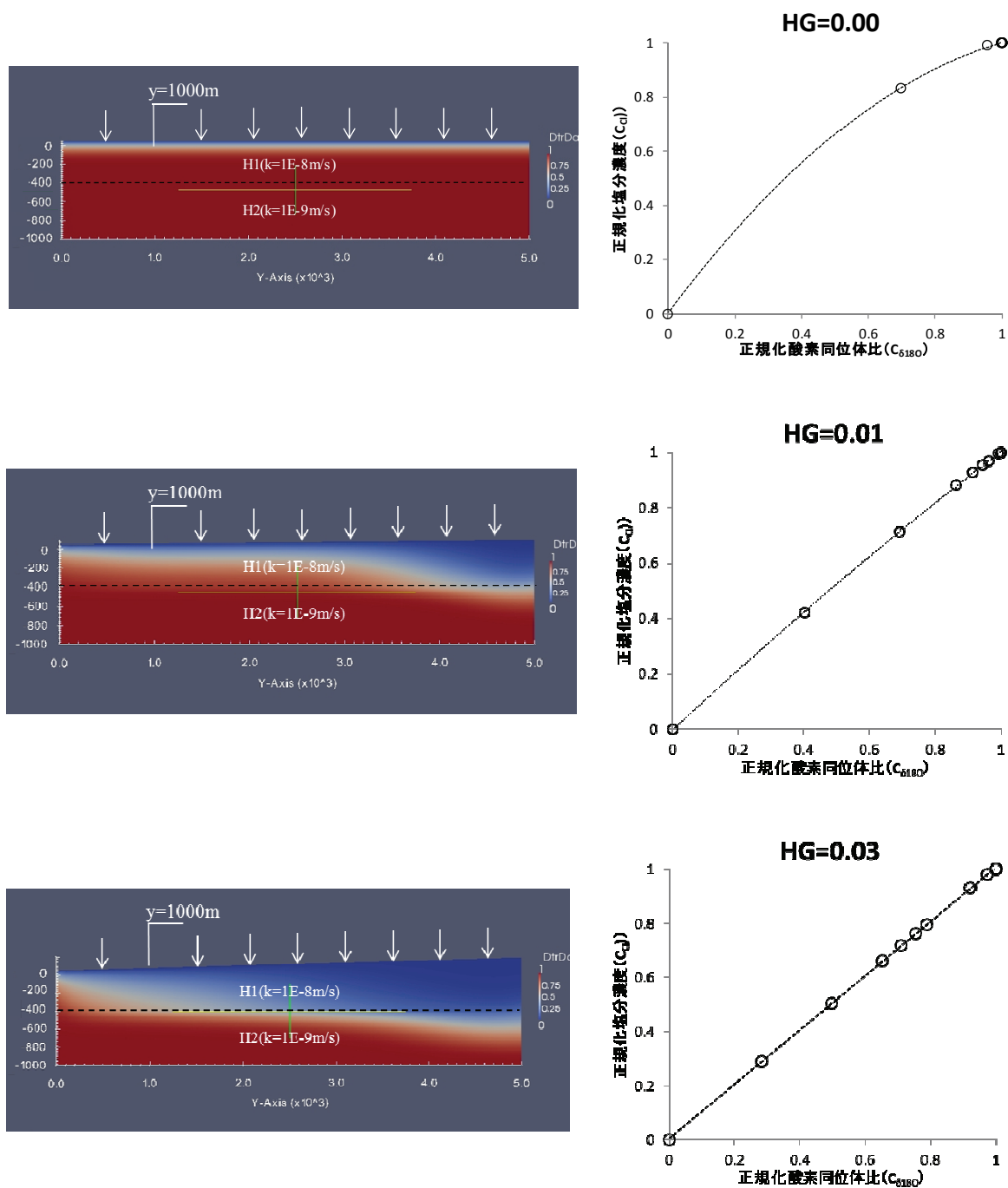


図-I 化石塩水が一様な組成 ($C_{Cl}=1.0$, $C_{\delta^{18}O}=1.0$) を持つ場合の2次元非定常解析例 (天水: $C_{Cl}=0.0$, $C_{\delta^{18}O}=0.0$)

(上図: HG (地形勾配) =0.00、中図: HG (地形勾配) =0.01、下図: HG (地形勾配) =0.03 の10万年後の塩分濃度分布図と $y=1,000\text{m}$ における深度方向の $\delta^{18}\text{O}-\text{Cl}$ 図 (解析条件、評価結果は表-I 参照、HG=0.03 が幌延地区のモデル2に同じ。)

表- I 解析条件と評価結果

	解析モデル の地形形状	解析条件	H1 中の水平方向の 平均流速 (y=1,000m 地点)	評価結果
HG=0.0 (流速≒0)	西端:EL=50m、東 端:EL50m	初期地下水 ($C_{Cl}=1.0$ 、 $C_{\delta_{180}}=1.0$)以外の条 件は、本文中の モデル2の解析 と同じ	6E-16m/yr	拡散支配による2相混合
HG=0.01 (流速>0)	西端:EL=50m、東 端:EL100m		7E-3m/yr	移流支配による2相混合* (初期地下水が一樣であ る場合、 $\delta^{18}O$ とClとの関 係は高い直線性を持つ)
HG=0.03 (流速>0)	幌延地区のモデル 2と同じ(西端: EL=50m、東 端:EL200m)		2E-2m/yr	

*幌延地区と同程度の地形勾配の下では、図-1のHG=0に示すような拡散による混合は無視できる。

国際単位系 (SI)

表1. SI基本単位

基本量	SI基本単位	
	名称	記号
長さ	メートル	m
質量	キログラム	kg
時間	秒	s
電流	アンペア	A
熱力学温度	ケルビン	K
物質の量	モル	mol
光度	カンデラ	cd

表2. 基本単位を用いて表されるSI組立単位の例

組立量	SI基本単位	
	名称	記号
面積	平方メートル	m ²
体積	立方メートル	m ³
速度	メートル毎秒	m/s
加速度	メートル毎秒毎秒	m/s ²
波数	毎メートル	m ⁻¹
密度, 質量密度	キログラム毎立方メートル	kg/m ³
面積密度	キログラム毎平方メートル	kg/m ²
比体積	立方メートル毎キログラム	m ³ /kg
電流密度	アンペア毎平方メートル	A/m ²
磁界の強さ	アンペア毎メートル	A/m
量濃度 ^(a) , 濃度	モル毎立方メートル	mol/m ³
質量濃度	キログラム毎立方メートル	kg/m ³
輝度	カンデラ毎平方メートル	cd/m ²
屈折率 ^(b)	(数字の)	1
比透磁率 ^(b)	(数字の)	1

(a) 量濃度 (amount concentration) は臨床化学の分野では物質濃度 (substance concentration) ともよばれる。
 (b) これらは無次元量あるいは次元1をもつ量であるが、そのことを表す単位記号である数字の1は通常は表記しない。

表3. 固有の名称と記号で表されるSI組立単位

組立量	SI組立単位			
	名称	記号	他のSI単位による表し方	SI基本単位による表し方
平面角	ラジアン ^(b)	rad	1 ^(b)	m/m
立体角	ステラジアン ^(b)	sr ^(c)	1 ^(b)	m ² /m ²
周波数	ヘルツ ^(d)	Hz		s ⁻¹
力	ニュートン	N		m kg s ⁻²
圧力, 応力	パスカル	Pa	N/m ²	m ⁻¹ kg s ⁻²
エネルギー, 仕事, 熱量	ジュール	J	N m	m ² kg s ⁻²
仕事率, 工率, 放射束	ワット	W	J/s	m ² kg s ⁻³
電荷, 電流量	クーロン	C		s A
電位差 (電圧), 起電力	ボルト	V	W/A	m ² kg s ⁻³ A ⁻¹
静電容量	ファラド	F	C/V	m ⁻² kg ⁻¹ s ⁴ A ²
電気抵抗	オーム	Ω	V/A	m ² kg s ⁻³ A ⁻²
コンダクタンス	ジーメンズ	S	A/V	m ⁻² kg ⁻¹ s ³ A ²
磁束	ウェーバ	Wb	Vs	m ² kg s ⁻² A ⁻¹
磁束密度	テスラ	T	Wb/m ²	kg s ⁻² A ⁻¹
インダクタンス	ヘンリー	H	Wb/A	m ² kg s ⁻² A ⁻²
セルシウス温度	セルシウス度 ^(e)	°C		K
光照度	ルーメン	lm		cd sr ^(c)
放射線量	ルクス	lx		lm/m ²
放射線種の放射能 ^(f)	ベクレル ^(d)	Bq		m ² cd s ⁻¹
吸収線量, 比エネルギー分与, カーマ	グレイ	Gy	J/kg	m ² s ⁻²
線量当量, 周辺線量当量, 方向線量当量, 個人線量当量	シーベルト ^(g)	Sv	J/kg	m ² s ⁻²
酸素活性化	カタール	kat		s ⁻¹ mol

(a) SI接頭語は固有の名称と記号を持つ組立単位と組み合わせても使用できる。しかし接頭語を付した単位はもはやコヒーレントではない。
 (b) ラジアンとステラジアンは数字の1に対する単位の特別な名称で、量についての情報をつたえるために使われる。実際には、使用する時には記号rad及びsrが用いられるが、習慣として組立単位としての記号である数字の1は明示されない。
 (c) 測光学ではステラジアンという名称と記号srを単位の表し方の中に、そのまま維持している。
 (d) ヘルツは周期現象についての、ベクレルは放射性核種の統計的過程についてのみ使用される。
 (e) セルシウス度はケルビンの特別な名称で、セルシウス温度を表すために使用される。セルシウス度とケルビンの単位の大きさは同一である。したがって、温度差や温度間隔を表す数値はどちらの単位で表しても同じである。
 (f) 放射性核種の放射能 (activity referred to a radionuclide) は、しばしば誤った用語で"radioactivity"と記される。
 (g) 単位シーベルト (PV,2002,70,205) についてはCIPM勧告2 (CI-2002) を参照。

表4. 単位の中に固有の名称と記号を含むSI組立単位の例

組立量	SI組立単位		
	名称	記号	SI基本単位による表し方
粘力のモーメント	パスカル秒	Pa s	m ⁻¹ kg s ⁻¹
表面張力	ニュートンメートル	N m	m ² kg s ⁻²
角速度	ニュートン毎メートル	N/m	kg s ⁻²
角加速度	ラジアン毎秒	rad/s	m m ⁻¹ s ⁻¹ =s ⁻¹
熱流密度, 放射照度	ラジアン毎秒毎秒	rad/s ²	m m ⁻¹ s ⁻² =s ⁻²
熱容量, エントロピー	ワット毎平方メートル	W/m ²	kg s ⁻³
比熱容量, 比エントロピー	ジュール毎ケルビン	J/K	m ² kg s ⁻² K ⁻¹
比エネルギー	ジュール毎キログラム毎ケルビン	J/(kg K)	m ² s ⁻² K ⁻¹
熱伝導率	ジュール毎キログラム	J/kg	m ² s ⁻²
体積エネルギー	ワット毎メートル毎ケルビン	W/(m K)	m kg s ⁻³ K ⁻¹
電界の強さ	ジュール毎立方メートル	J/m ³	m ³ kg s ⁻²
電荷密度	ボルト毎メートル	V/m	m kg s ⁻³ A ⁻¹
表面電荷	クーロン毎立方メートル	C/m ³	m ³ s A
電束密度, 電気変位	クーロン毎平方メートル	C/m ²	m ² s A
誘電率	クーロン毎平方メートル	C/m ²	m ² s A
透磁率	ファラド毎メートル	F/m	m ³ kg ⁻¹ s ⁴ A ²
モルエネルギー	ヘンリー毎メートル	H/m	m kg s ⁻² A ⁻²
モルエントロピー, モル熱容量	ジュール毎モル	J/mol	m ² kg s ⁻² mol ⁻¹
照射線量 (X線及びγ線)	ジュール毎モル毎ケルビン	J/(mol K)	m ² kg s ⁻² K ⁻¹ mol ⁻¹
吸収線量率	クーロン毎キログラム	C/kg	kg ⁻¹ s A
放射線強度	グレイ毎秒	Gy/s	m ² s ⁻³
放射線輝度	ワット毎ステラジアン	W/sr	m ² m ⁻² kg s ⁻³ =m ² kg s ⁻³
酵素活性濃度	ワット毎平方メートル毎ステラジアン	W/(m ² sr)	m ² m ⁻² kg s ⁻³ =kg s ⁻³
	カタール毎立方メートル	kat/m ³	m ³ s ⁻¹ mol

表5. SI接頭語

乗数	接頭語	記号	乗数	接頭語	記号
10 ²⁴	ヨタ	Y	10 ⁻¹	デシ	d
10 ²¹	ゼタ	Z	10 ⁻²	センチ	c
10 ¹⁸	エクサ	E	10 ⁻³	ミリ	m
10 ¹⁵	ペタ	P	10 ⁻⁶	マイクロ	μ
10 ¹²	テラ	T	10 ⁻⁹	ナノ	n
10 ⁹	ギガ	G	10 ⁻¹²	ピコ	p
10 ⁶	メガ	M	10 ⁻¹⁵	フェムト	f
10 ³	キロ	k	10 ⁻¹⁸	アト	a
10 ²	ヘクト	h	10 ⁻²¹	zepto	z
10 ¹	デカ	da	10 ⁻²⁴	yocto	y

表6. SIに属さないが、SIと併用される単位

名称	記号	SI単位による値
分	min	1 min=60s
時	h	1 h=60 min=3600 s
日	d	1 d=24 h=86 400 s
度	°	1°=(π/180) rad
分	'	1'=(1/60)°=(π/10800) rad
秒	"	1"=(1/60)'=(π/648000) rad
ヘクタール	ha	1 ha=1 hm ² =10 ⁴ m ²
リットル	L, l	1 L=1 l=1 dm ³ =10 ³ cm ³ =10 ⁻³ m ³
トン	t	1 t=10 ³ kg

表7. SIに属さないが、SIと併用される単位で、SI単位で表される数値が実験的に得られるもの

名称	記号	SI単位で表される数値
電子ボルト	eV	1 eV=1.602 176 53(14)×10 ⁻¹⁹ J
ダルトン	Da	1 Da=1.660 538 86(28)×10 ⁻²⁷ kg
統一原子質量単位	u	1 u=1 Da
天文単位	ua	1 ua=1.495 978 706 91(6)×10 ¹¹ m

表8. SIに属さないが、SIと併用されるその他の単位

名称	記号	SI単位で表される数値
バール	bar	1 bar=0.1 MPa=100 kPa=10 ⁵ Pa
水銀柱ミリメートル	mmHg	1 mmHg=133.322 Pa
オングストローム	Å	1 Å=0.1 nm=100 pm=10 ⁻¹⁰ m
海里	M	1 M=1852 m
バイン	b	1 b=100 fm ² =(10 ⁻¹² cm) ² =10 ⁻²⁸ m ²
ノット	kn	1 kn=(1852/3600) m/s
ネーパ	Np	SI単位との数値的な関係は、対数量の定義に依存。
ベベル	B	
デジベル	dB	

表9. 固有の名称をもつCGS組立単位

名称	記号	SI単位で表される数値
エルグ	erg	1 erg=10 ⁻⁷ J
ダイン	dyn	1 dyn=10 ⁻⁵ N
ポアズ	P	1 P=1 dyn s cm ⁻² =0.1 Pa s
ストークス	St	1 St=1 cm ² s ⁻¹ =10 ⁻⁴ m ² s ⁻¹
スチルブ	sb	1 sb=1 cd cm ⁻² =10 ⁻⁴ cd m ⁻²
ファ	ph	1 ph=1 cd sr cm ⁻² 10 ⁴ lx
ガル	Gal	1 Gal=1 cm s ⁻² =10 ⁻² ms ⁻²
マクスウェル	Mx	1 Mx=1 G cm ² =10 ⁻⁸ Wb
ガウス	G	1 G=1 Mx cm ⁻² =10 ⁻⁴ T
エルステッド ^(c)	Oe	1 Oe ≐ (10 ³ /4π) A m ⁻¹

(c) 3元系のCGS単位系とSIでは直接比較できないため、等号「≐」は対応関係を示すものである。

表10. SIに属さないその他の単位の例

名称	記号	SI単位で表される数値
キュリー	Ci	1 Ci=3.7×10 ¹⁰ Bq
レントゲン	R	1 R=2.58×10 ⁻⁴ C/kg
ラド	rad	1 rad=1 cGy=10 ⁻² Gy
レム	rem	1 rem=1 cSv=10 ⁻² Sv
ガンマ	γ	1 γ=1 nT=10 ⁻⁹ T
フェルミ	f	1 f=1 fm=10 ⁻¹⁵ m
メートル系カラット		1メートル系カラット=200 mg=2×10 ⁻⁴ kg
トル	Torr	1 Torr=(101 325/760) Pa
標準大気圧	atm	1 atm=101 325 Pa
カロリ	cal	1 cal=4.1858 J (「15°C」カロリ), 4.1868 J (「IT」カロリ), 4.184 J (「熱化学」カロリ)
マイクロン	μ	1 μ=1 μm=10 ⁻⁶ m

