



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)

Study on Evaluation Methodology for Groundwater Flow Based on Geochemical Data

- Case Study for Horonobe Area -

(Contract Research)

酒井 隆太郎 宗像 雅広 木村 英雄

Ryutaro SAKAI, Masahiro MUNAKATA and Hideo KIMURA

安全研究センター

サイクル施設等安全研究ユニット

Fuel Cycle Safety Research Unit

Nuclear Safety Research Center

March 2012

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, 2012

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)

日本原子力研究開発機構 安全研究センター
サイクル施設等安全研究ユニット
酒井 隆太郎*・宗像 雅広⁺・木村 英雄

(2011年12月16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、深部での地下水流動の評価手法の構築が重要である。地下深部には地下水起源、地下水流動特性の異なる複数の地下水システム（広域地下水流動や停滞性地下水分布域等の単一の地下水特性を持つシステム）が存在する可能性があるため、地下水システム間の流動境界や流動特性を評価する必要がある。このため、本研究では多くの地下水データが存在する幌延地域を事例対象として、地下水の化学データを用いた主成分分析、および主成分分析結果と年代、微量元素等の他のデータの組み合わせにより、地下水混合状況を推定し、地下水流動境界、流動特性の評価に反映させる方法論の整備を進めている。

主成分数を3とした地下水の主成分分析結果から、当地域の地下水システムは、3種類の深部起源水が混合する深度200～400m以深の深部地下水領域と深部地下水と地表水とが混合する淡水領域とに識別されることが明らかとなった。また、深部起源水は、塩素同位体比から数10万年～100万年前よりも古い地下水年代を示している。さらに、地下水中の微量元素の賦存状況から、一部の起源水は大曲断層を通して地表に湧出している可能性があることが示された。

本研究は原子力安全・保安院「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」として実施した。

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
- Case Study for Horonobe Area -
(Contract Research)**

Ryutaro SAKAI^{*}, Masahiro MUNAKATA⁺ and Hideo KIMURA

Fuel Cycle Safety Research Unit
Nuclear Safety Research Center
Japan Atomic Energy Agency
Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki-ken

(Received December, 16, 2011)

In the safety assessment for a geological disposal of radioactive waste, it is important to establish validation methods for deep groundwater flow system to estimate radionuclide migration to human environment through groundwater flow. It is necessary to validate the groundwater flow property and flow boundary, as multi-groundwater systems including the different groundwater origins are possible to exist at deep underground. This study discussed the method which estimates groundwater mixing condition and groundwater flow process using three principal component analysis(three-dimensional PCA) to groundwater chemistry and isotopic compositions, together with data of groundwater age and trace element in case of Horonobe area where a lot of water chemistry were measured.

The results of three-dimensional PCA show that hydrological system can be divided into two areas: three deep groundwater mixing area at depths greater than 200 to 400m, mixing area of deep groundwater and surface water at depths less than 200 to 400m. The residence time of deep groundwater estimated by chlorine isotopic method shows over several hundred thousand years to 1 million years ago. Deep groundwater is suggested to be discharged at surface through Omagari Fault based on the concentrations of trace dissolved constituents.

Keywords:

Geological Disposal, Principal Component Analysis(PCA), Groundwater Mixing

This work was performed by Japan Atomic Energy Agency under contract with the Nuclear and Industrial Safety Agency in Ministry of Economy, Trade and Industry.

⁺ Policy Planning and Administration Department

^{*} Special Topic Researcher

目 次

1. 序論.....	1
2. 研究方法.....	2
3. 結果と考察.....	3
3.1 地形・地質概要.....	3
3.2 ケース 1-1～1-3.....	4
3.3 ケース 2-1～2-3.....	6
3.4 地下水混合に関する検討.....	10
4. まとめと課題.....	17
4.1 まとめ.....	17
4.2 課題.....	17
謝辞.....	17
参考文献.....	18

Contents

1. Introduction.....	1
2. Methodology	2
3. Discussion	3
3.1 Geological setting.....	3
3.2 Case 1-1～1-3.....	4
3.3 Case 2-1～2-3.....	6
3.4 Groundwater mixing.....	10
4. Summary and issue	17
4.1 Summary	17
4.2 Issue	17
Acknowledgements.....	17
References.....	18

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、処分深度である地下 300m 以深の流動を含む地下水流動の長期的な挙動の評価は必要不可欠となる。地下浅部の重力流支配の地下水流動は、一般的には原位置で取得された水位分布や水理パラメータに基づいて地下水流動解析等によって評価される。一方、深部の地下水流動場には異なる地下水起源、異なる駆動力が複雑に影響する複数の地下水システムが存在する可能性があるため、水理データによる評価だけでは不十分である。産業技術総合研究所 (2007)¹⁾によっても指摘されているように、地下水システムの水理的連続性が保証されない範囲において、水理地質構造モデルに平均的な水理パラメータと涵養量を与え、地形のみによる重力流支配を前提とした地下水流動解析を行った場合、算出された水理水頭は観測データと整合しない可能性が生じる。これは、対象地盤内において水理的不均質や異方性に由来する難透水層が存在すると、その構造を境として深部地下水は浅部の地下水流動系と分断され、浅部とは異質の流動特性を持つ流動系が保持され、地下水流動境界 (局所～広域地下水流動系の各流動系間の境界、あるいは広域地下水流動系と停滞性の深部地下水との境界) が形成されている可能性があるためである。特に堆積岩地域では、地下深部の地下水システムにおいて堆積当時に取り込まれた化石塩水が長期間に亘って停滞していることが知られている。

酒井他 (2011a)²⁾では、房総半島を研究対象として水理データ以外の既往の熱、地下水化学、地下水年代等の複数の指標データの空間分布の整理や深度方向のデータ解析を行い、深部の地下水システムの流動特性と地下水流動境界の推定を行った。さらに酒井他 (2011b)³⁾では、地下深部に停滞性の低塩分濃度地下水が存在する北海道幌延地域と新潟県長岡地域を研究対象に同方法を適用した。この結果、房総半島については、熱、地下水化学に関する既存データを組み合わせれば、地下深部の化石塩水が停滞する領域と重力流支配による淡水の流動領域との間の境界の評価が可能であり、一方、幌延、長岡地域については、地下水の化学データ、熱データあるいは水理データを組み合わせることによって、互いに地下水交流のない独立した地下水システム (過去の淡水系地下水と深部地下水)、および地下水システム間の境界位置を特定することができた。

幌延地域の場合、地下水の化学データを用いた主成分分析 (多くの化学組成を少数の本質的特徴を持つ主成分で代表させる多変量解析の一種) によって 4 種類の起源水 (主成分値の示す同じ特徴の組み合わせによって抽出される地下水組成) が存在する可能性が推定できたが、抽出された起源水間の地下水混合の詳細の推定までは至らなかった。もし、この混合の詳細を明らかにし、地下水年代データなどと組み合わせれば、地表水を含む 4 種類の起源水がどのような時間軸で混合したのか推定でき、地下水流動評価の一助となる可能性がある。これまで、幌延地域においては濱他 (2006)⁴⁾、Kunimaru et al (2010)⁵⁾、甲斐・前川 (2009)⁶⁾らによって、北海道北部については Ueda et al (2010)⁷⁾によって地下水、温泉水の一般水質、水素同位体比、酸素同位体比を用いた主成分分析が行われているが、いずれも地下水の起源水の抽出に止まっている。本研究では、この課題を解決するため、主成分数を 3 に増やし 3 次元の主成分分析を行い、起源水間の空間的な地下水混合の詳細を推定することとした。本研究では、幌延地域を事例対象地域として、既往の地下水データを収集し、主成分数を 2 とした 2 次元の場合と主成分数を 3 とした 3 次元の主成分分析結果とを比較するとともに、それらの結果を過去に測定された地下水年代や他の地下水の微量元素データ等と組み合わせることにより、主成分分析が地下水流動評価の有効な手段となるかどうかについて検討を行った。

2. 研究方法

幌延地域の場合、酒井他（2011b）³⁾の調査から、地表水を含めて地下水混合の起源水が4種類存在する可能性が示された。しかし、前述のとおり主成分数が2の場合（以下、2次元の主成分分析）、起源水の数を見誤る可能性があり、起源水間の混合状況の評価も不十分である。図2.1に示すように、本来起源水の数4であるにもかかわらず、起源水dは起源水bとcと混合線近くに位置するため、識別が困難である。安池（1994）⁸⁾らは、主成分分析において第3主成分以降を設ける必要性のある場合は、第2主成分までの累積寄与率（主成分の分散の和に対する各主成分の成分の分散の割合（%）の積算値）が80%以下であり、データのばらつきが大きい場合としている。しかし、たとえ第2主成分までの累積寄与率が80%以上あり、データのばらつきが小さい結果であったとしても、投影された起源水dがbとcの混合線付近に位置している場合、起源水dの識別は困難となり、さらに誤った地下水混合の判断に繋がる可能性がある。このため、本稿では、主成分分析の主成分数を3とし（以下、3次元の主成分分析）、幌延地域を含む北海道北部を対象に既往の地下水データを用いて地下水混合に関する検討を行った。

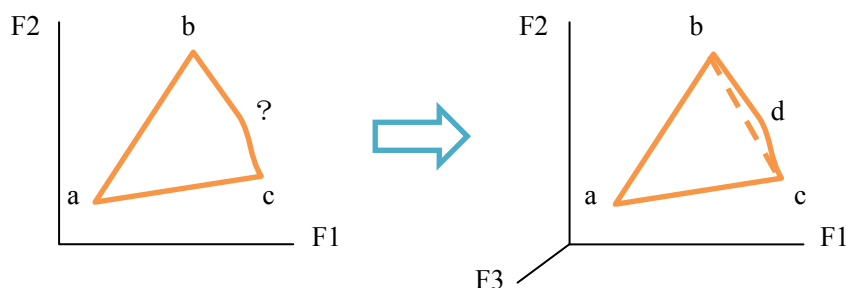


図 2.1 主成分数 2 の場合と主成分数 3 とした場合の主成分分析結果の比較
(a～d は抽出される起源水)

今回、分析に使用した地下水データは、これまで過去に報告されている幌延地域のボーリング調査による採取地下水（HDB 孔：國丸他、2007⁹⁾、HCD 孔：電力中央研究所、2009¹⁰⁾）、北海道北部の温泉水（天塩温泉他：Ueda et al、2010¹⁰⁾、幌延地圏環境研究所、2006¹¹⁾）、石油・ガス付随水（北進 R-1 他：動力炉・核燃料開発事業団、1987¹²⁾）と日本原子力研究開発機構安全研究センター他が平成 21～22 年度に北進地区において調査した SAB-1～SAB-4 孔から採取した地下水（産業技術総合研究所、2011¹³⁾、日本原子力研究開発機構、2011¹⁴⁾）などの水質、水素同位体比（ δD ）、酸素同位体比（ $\delta^{18}O$ ）とした。ただし、上記地下水試料のうち、コアから抽出された水試料については、間隙水抽出時の酸化の影響を受けている可能性のあるデータを除外した。また、揚水された地下水についてはトレーサー濃度から掘削水による影響が見られる試料については対象から除外し、計 170 試料とした。例えば HDB-1 孔、HDB-2 孔のコアから抽出された水試料のうち、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 SO_4^{2-} が著しく高い値を示しているもの（核燃料サイクル開発機構、2005¹⁵⁾）については、同一深度付近において揚水により採取された地下水試料の値とのずれが大きいため、真の値を示していないものと判断した。その他一般水質に関しては、イオンバランスの成立していないものなどは除外した。

水質項目としては、一般には、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Cl^- の 5 項目を用いる場合、あるいはこれに加えて地下水の δD と $\delta^{18}O$ を加えた 7 項目を入力データとして用いられることが多い。これ以外に HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 3H などを加える（Laaksoharju et al.、1999¹⁶⁾）ケースもある。コアから

抽出された地下水試料の場合、 HCO_3^- 、 SO_4^{2-} については、試料採取後に酸化による濃度変化する可能性があること、また、 ^3H については分析に時間がかかり、全試料分析されていないことが多いため、通常は上記5項目と水素同位体比および酸素同位体比を加えた7項目が主成分分析に採用されることが多い。このため、本検討でもこれに従った。主成分分析により正しく起源水が抽出されている場合は、水質項目を増やすと抽出される起源水の数も増えるが、あるところで水質項目を増やしても抽出される起源水の数是一定に収束し、真値に近づくことが予想される。

本検討ではまず、2次元の主成分分析結果を示し、次に3次元の主成分分析の結果を示した後、両者の分析結果の比較を行う。主成分分析のケースを表2.1に示す。なお、主成分分析結果の散布図への投影は、Golden Software社の3D作成ソフトboxlerを用いた。

表 2.1 主成分分析のケース

分析ケース	主成分数	水質項目の数	分析に用いた水質項目
1-1	2	3	Cl, δD , $\delta^{18}\text{O}$
1-2		5	Na, Ca, K, Mg, Cl
1-3		7	Na, Ca, K, Mg, Cl, δD , $\delta^{18}\text{O}$
2-1	3	3	Cl, δD , $\delta^{18}\text{O}$
2-2		5	Na, Ca, K, Mg, Cl
2-3		7	Na, Ca, K, Mg, Cl, δD , $\delta^{18}\text{O}$

分析ケース 1-1、2-1 は、Cl, δD , $\delta^{18}\text{O}$ の3項目のデータを用いて主成分分析を行うケースである。この3項目は、地下水の水質項目の中では水-岩石反応による変化が小さい非反応化学種であるため、混合解析には有効である。ケース 1-2、2-2 は水素同位体比と酸素同位体比を除く水質5項目のケース、ケース 1-3、2-3 は水素同位体比と酸素同位体比を含む7項目のケースである。

3. 結果と考察

3.1 地形・地質概要

図 3.1 に対象地域の地質分布と地下水採取されたボーリング孔位置との関係を示す。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珪質岩であり、一部に凝灰質岩が挟在するとされている（石井他、2008¹⁷⁾）。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、2008¹⁷⁾）。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 3.1）。

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、HDB-4、HDB-5、HCD-2、HDB-10）、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、HDB-11、HDB-6、HDB-3、HDB-7、最上流部に北進 R-1 と SAB-2 のボーリング孔が位置する。SAB-2～SAB-4 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、2011¹⁴⁾）、SAB-2 孔は、清水川上流の大曲断層の東側に位置する。前述のとおり、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。

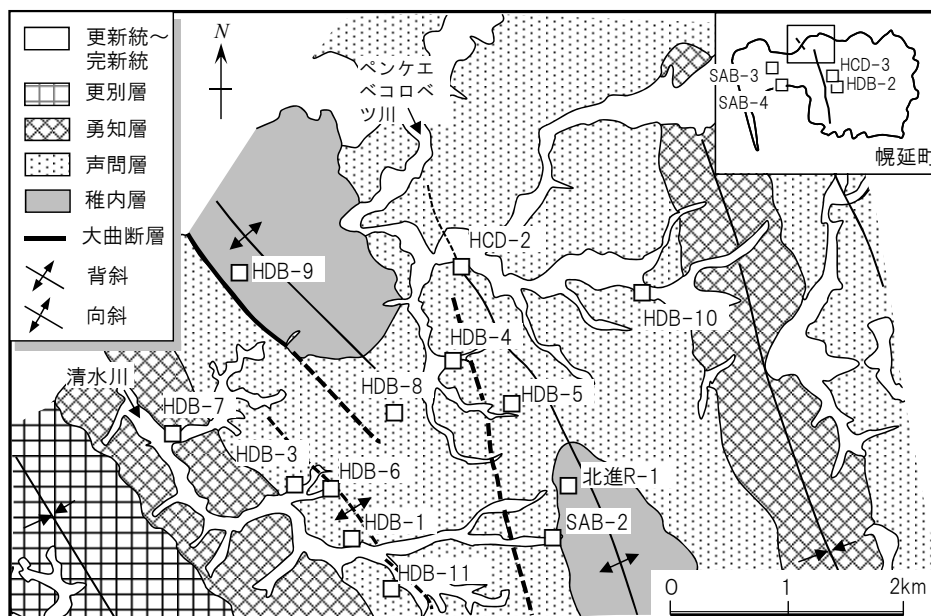


図 3.1 幌延地域のボーリング孔、井戸の位置
(地質図は石井他 (2008)¹⁷⁾を基に作成)

3.2 ケース 1-1~1-3

図 3.2 は、表 2-1 のケース 1-1 の場合の主成分分析結果であり、F1 (第 1 主成分) は、Cl イオン、水素同位体比、酸素同位体比が、F2 (第 2 主成分) は水素同位体比、酸素同位体比が支配的な因子である。図に示すように、F1 値の低い地表水 (図中 MW)、F2 値の高い HDB-5 (深度 400 m 以深) で代表される地下水 (以下、「HDB-5 地下水」)、F1 値の高い HDB-7 孔 (深度 350m 以深) に代表される地下水 (以下、「HDB-7 地下水」) の 3 つの起源水が抽出される。図 3-3 は表 2-1 のケース 1-2 の場合の主成分分析結果であり、水素同位体比、酸素同位体比を除く 5 項目の水質を用いた場合である。F1 は、全イオンが、F2 は Ca イオンが支配的な因子である。ケース 1-1 の場合と異なり、Ca イオンに富む北進 R-1、深度数 100m 以深の温泉水 (以下、「北進 R-1 地下水」) が抽出され、「HDB-5 地下水」は抽出されない。図 3-4 は表 2-1 のケース 1-3 の場合の主成分分析結果であり、水質に水素同位体比と酸素同位体比を加えた 7 項目の場合である。F1 は、全イオンが、F2 は Ca、Mg、K イオンが支配的な因子である。ケース 1-1 の場合と同様、地表水、「HDB-7 地下水」、「HDB-5 地下水」は抽出されるが、「北進 R-1 地下水」は抽出されていない。本来水質項目数が 3 と 7 あるいは、5 と 7 のケースを比較した場合、水質項目数が 7 の場合では、3、5 と同じ水質項目を含んでいるため、抽出される起源水の数と同じか、水質項目数が 7 のほうが多数抽出されることが予想される。しかし、ケース 1-2 において抽出される「北進 R-1 地下水」は、ケース 1-3 では抽出されていない。北進 R-1 孔の地下水は、酸素同位体比や水素同位体比が測定されておらず、これが 1 つの要因と考えられるが、北進 R-1 孔と類似した化学組成を持つ温泉水は、ケース 1-3 の主成分分析結果においては「HDB-7 孔地下水」近くにプロットされており、「北進 R-1 地下水」と「HDB-7 孔地下水」とがうまく分離できていない可能性がある (図 3-4)。

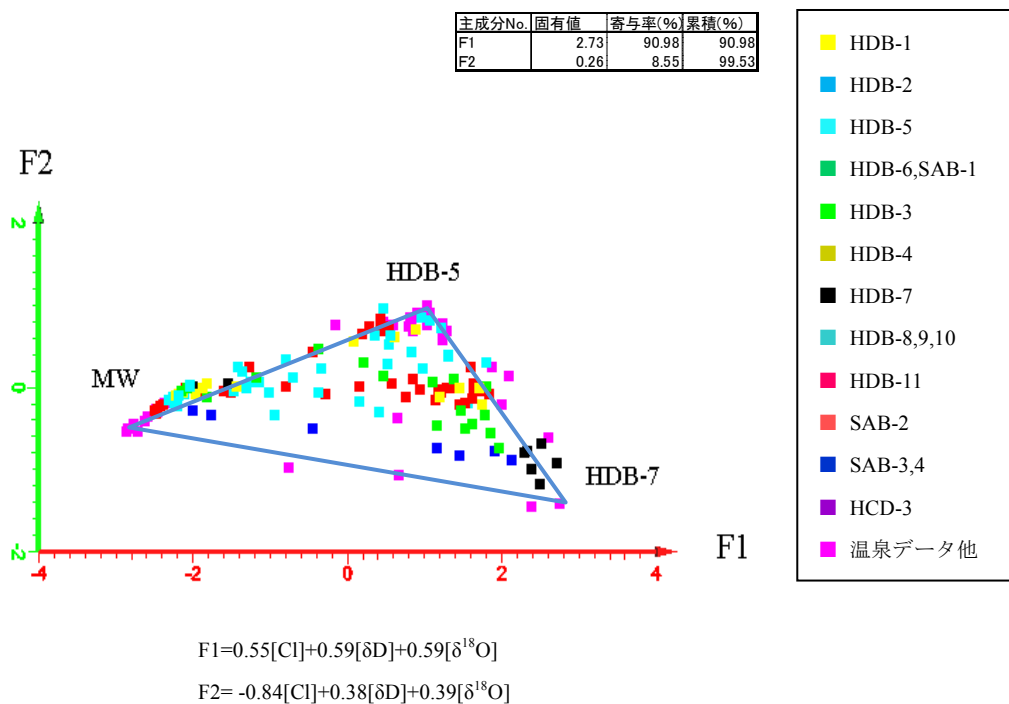


図 3.2 ケース 1-1 の主成分分析結果 (MW : 地表水)

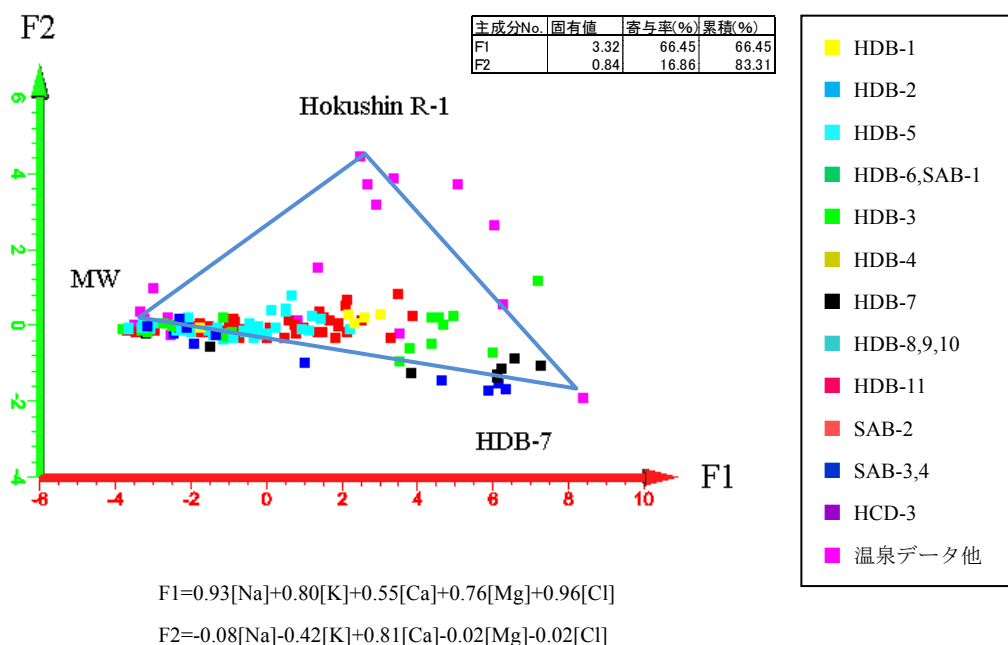


図 3.3 ケース 1-2 の主成分分析結果 (MW : 地表水)

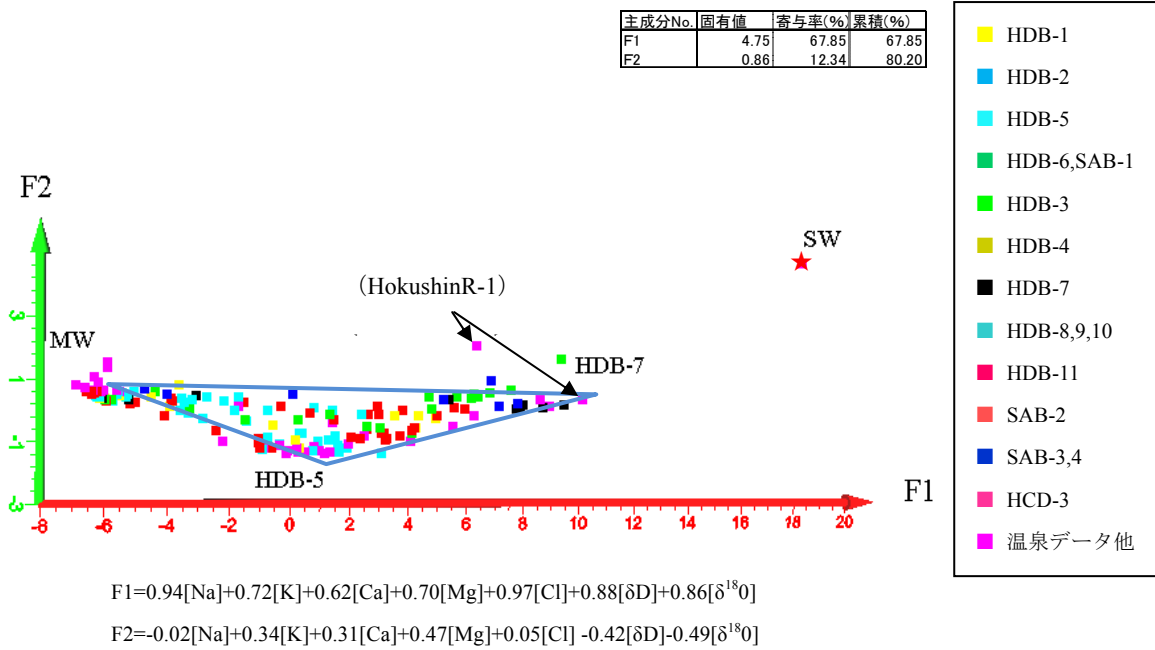


図 3.4 ケース 1-3 の主成分分析結果 (MW : 地表水、(HokushinR-1) : 北進 R-1 と類似した化学組成をもつ温泉水)

3.3 ケース 2-1~2-3

図 3.5 は、ケース 2-1 の場合の主成分分析の結果であり、F1 は、Cl イオン、水素同位体比、酸素同位体比が、F2 は水素同位体比、酸素同位体比が支配的な因子である。ケース 2-1 の場合、第 2 主成分まで累積寄与率は 99%以上 (第 3 主成分の寄与率が 0.47%) であることから、図に示すように、F3 方向へのデータの広がりほとんどない。したがって、抽出される起源水はケース 1-1 と同じく地表水 (MW)、「HDB-5 地下水」、「HDB-7 地下水」の 3 つである。

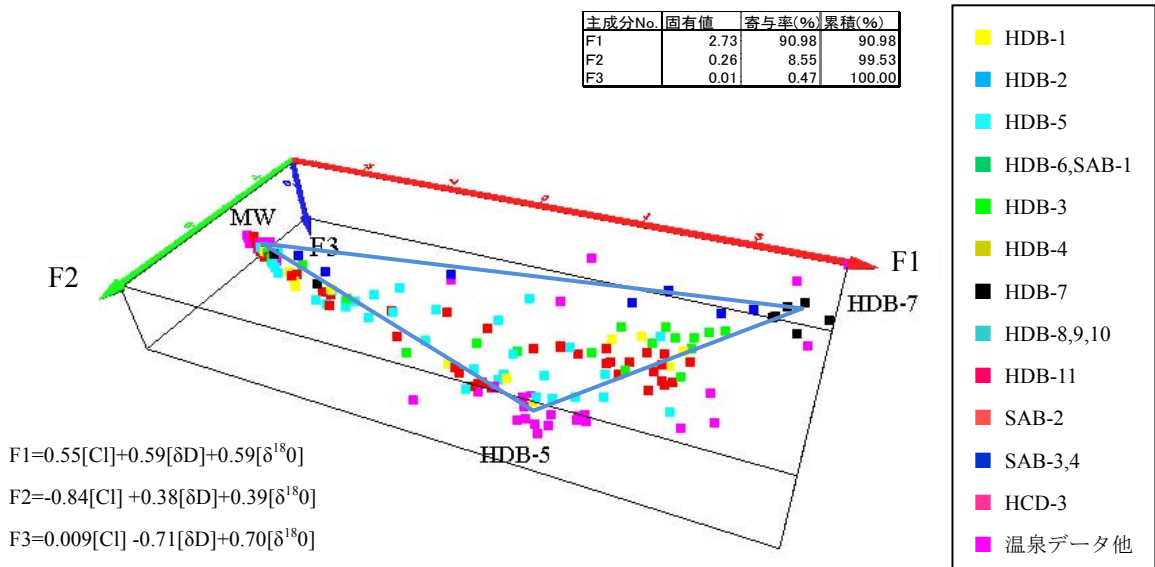


図 3.5 ケース 2-1 の主成分分析結果 (MW : 地表水)

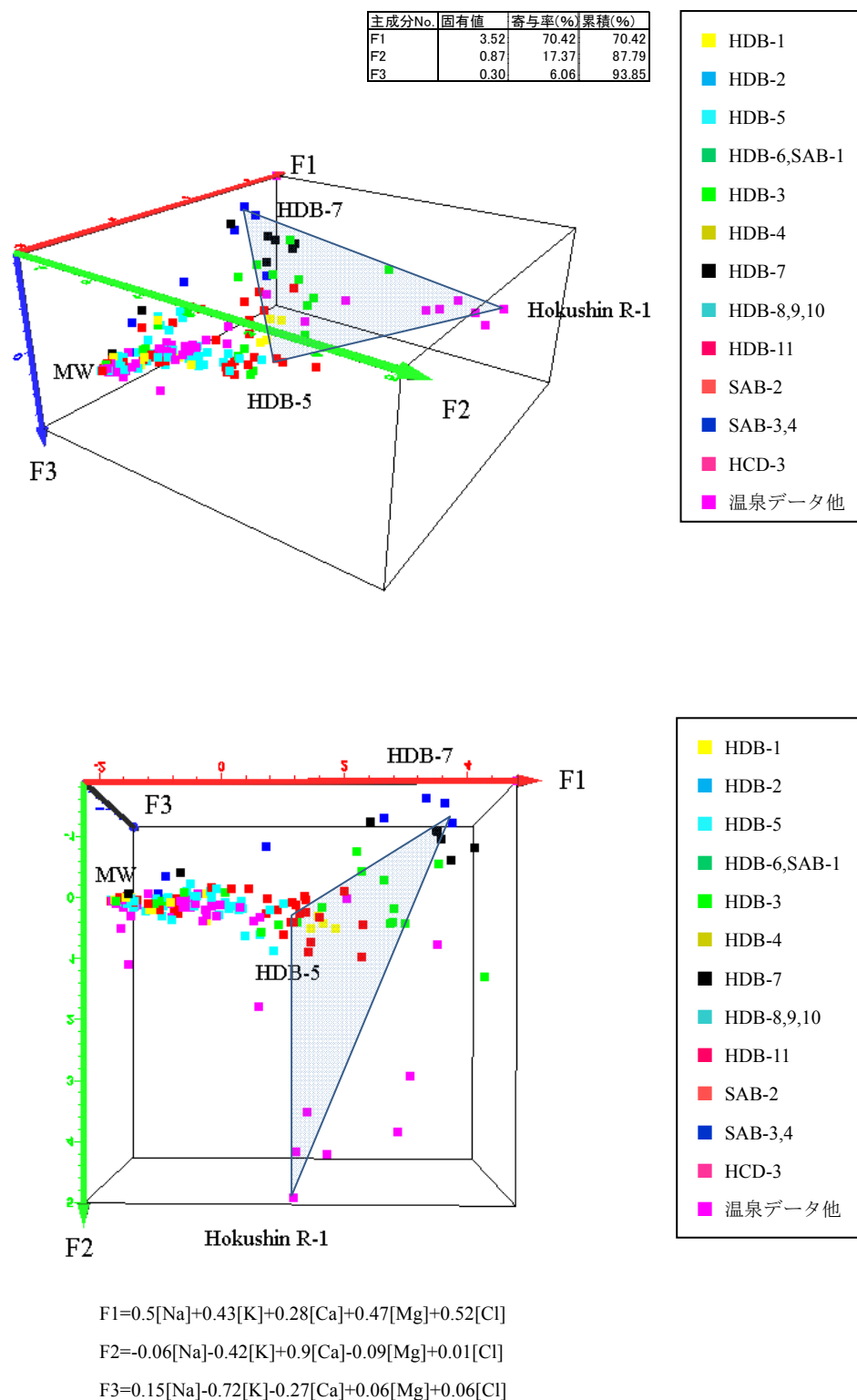


図 3.6 ケース 2-2 の主成分分析結果（上図：F2 軸上方から見た 3 次元散布図、下図：F3 軸下方から見た 3 次元散布図、実線で囲まれた範囲：3 種類の起源水の混合領域、MW：地表水）

図 3.6 は、ケース 2-2 の場合の主成分分析結果（5 項目）を散布図に 3 次元投影したものを 2 方向から見た図である。F1 は、全溶存イオン、F2 は Ca イオン、F3 は K、Ca イオンが支配的な因子となっている。ケース 2-2 の場合、第 3 主成分の寄与率は 6% と他に比べると低い値を示すが、F3 方向のデータのシフトが見られ、ケース 1-2 で抽出された地表水（MW）、「HDB-5 地下水」「北進 R-1 地下水」以外に「HDB-5 地下水」が抽出される。

図 3.7 は、ケース 2-3 の場合の主成分分析結果（7 項目）を散布図に 3 次元投影したものを 2 方向から見た図である。F1 は、全溶存イオン、F2 は水素同位体比、酸素同位体比、K、Ca イオン等、F3 は Ca イオンが支配的な因子となっている。ケース 2-3 の場合、第 2 主成分、第 3 主成分の寄与率はそれぞれ 12.3%、10.5% となっており、ケース 2-2 に水素同位体比と酸素同位体比を加えたことで第 3 主成分（F3）の寄与率が上昇したものと推定される。主成分の累積寄与率も第 1、第 2 主成分の累積寄与率の合計は 80.2%、第 3 主成分までの累積寄与率は 90.7% となる結果となった。図に示すようにケース 1-3 で抽出されなかった F3 の主成分の値の高い「北進 R-1 地下水」が起源地水として抽出されており、ケース 2-2 の場合と同様、地表水（MW）、「HDB-5 地下水」「北進 R-1 地下水」「HDB-5 地下水」の計 4 種類の地下水が起源地水として存在している可能性が高いことが示された。表 3.1 に分析ケースごとの起源地水の抽出数を、表 3.2 に主成分分析の主成分値（F1～F3 の座標値）の傾向から、抽出された起源地水の組成の特徴を示す。

表 3.1 起源地水の抽出数（MW：地表水）

分析ケース	主成分分析に用いた水質項目	起源地の種類	起源地の数
1-1	Cl, δD , $\delta^{18}O$	MW,HDB-5,HDB-7	3
1-2	Na, Ca, K, Mg, Cl	MW,Hokushin-R1,HDB-7	3
1-3	Na, Ca, K, Mg, Cl, δD , $\delta^{18}O$	MW,HDB-5,HDB-7	3
2-1	Cl, δD , $\delta^{18}O$	MW,HDB-5,HDB-7	3
2-2	Na, Ca, K, Mg, Cl	MW,Hokushin-R1, HDB-5,HDB-7	4
2-3	Na, Ca, K, Mg, Cl, δD , $\delta^{18}O$	MW,Hokushin-R1, HDB-5,HDB-7	4

表 3.2 起源地水の地下水組成の特徴

起源地	地下水の種類	特徴
MW（地表水）	Na-HCO ₃ 型	低溶存イオン、低 δD 、低 $\delta^{18}O$ 地下水
HDB-5	NaCl 型	高 $\delta^{18}O$ 、低塩分濃度（低 K、低 Ca）地下水
HDB-7		高 $\delta^{18}O$ 、高塩分濃度地下水（海水より塩分濃度は低い）
Hokushin-R1		高 Ca 塩水（海水より塩分濃度は低い）

表 3-1 に示すように、3 次元の主成分分析であるケース 2 の場合、ケース 1 の場合と比べて多くの起源地水が抽出されることが示された。したがって、主成分数が 2 の場合、たとえ累積寄与率が 80% 以上の場合であっても、対象地域の起源地水がすべて抽出されている保証がない。ただし、ケース 2-1 のように第 3 主成分の寄与率が 0.47% と他の主成分に比べて寄与率が十分低い場合は第 2 主成分までの結果と第 3 主成分まで含めた主成分分析とはほぼ同じ結果になった。次に水質項目の数の違いが起源地水の抽出に与える影響をケース 2-1～ケース 2-3 間で比較すると、ケース 2-1 では「北進 R-1 地下水」が抽出されていない。これは、ケース 2-1 の場合、水質項目の中に「北進 R-1 地下水」に特徴的な Ca イオンが含まれていないためである。すなわち、当地域の場合、たとえ 3 次元の主成分分析であっても水質項目の数は、Ca イオンを含む 5 種類以上を用いた主成分分析（ケース 2-2、ケース 2-3）が必要であると考えられる。

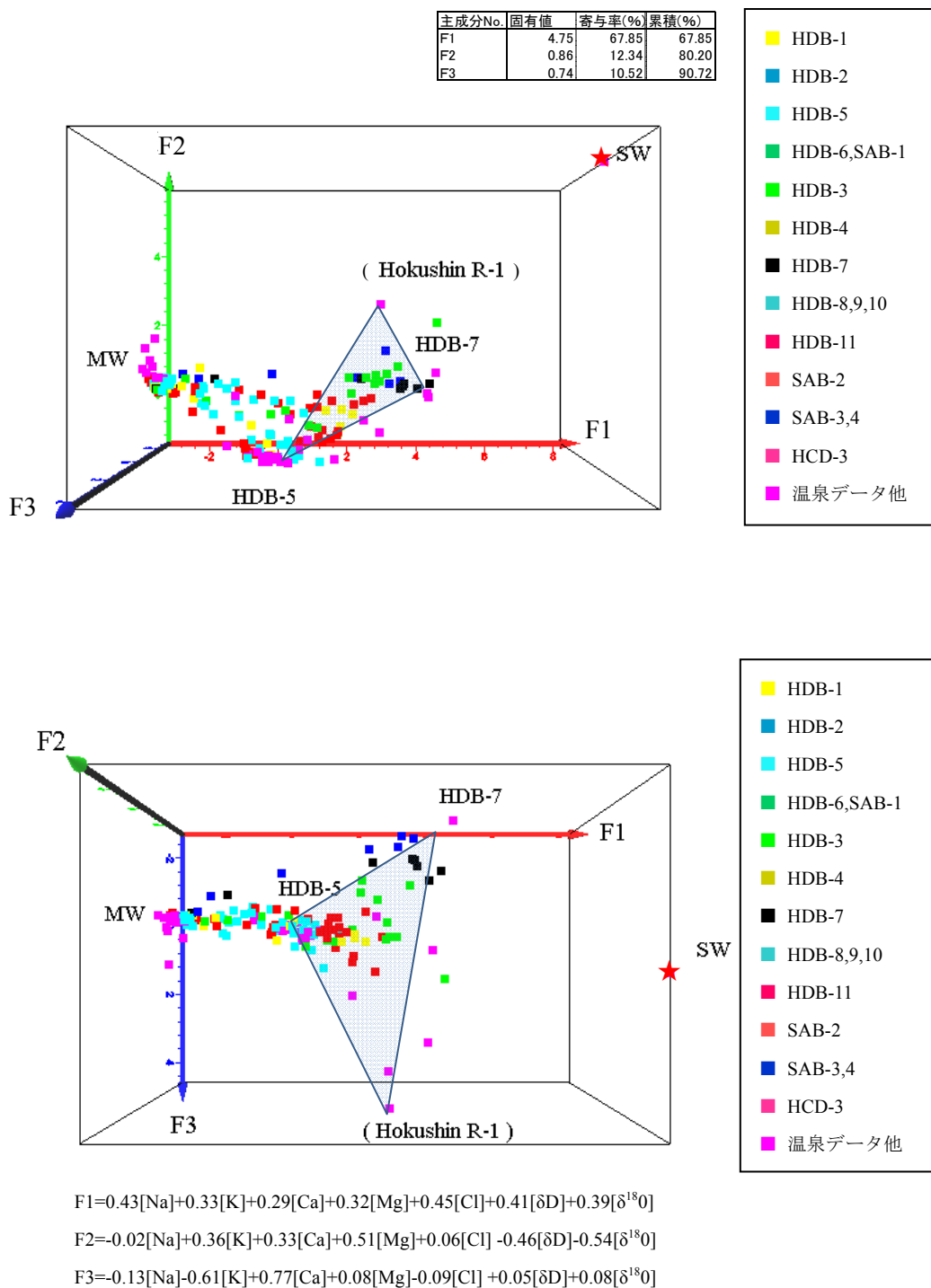


図 3.7 ケース 2-3 の主成分分析結果（上図：F3 軸方向から見た 3 次元散布図、下図：F2 軸上方から見た 3 次元散布図、実線で囲まれた範囲は 3 種類の起原水の混合領域、MW：地表水、SW：海水、(Hokushin R-1)：HokushinR-1 と類似組成を持つ温泉水）

3.4 地下水混合に関する検討

3.4.1 主成分分析結果に基づく地下水混合状況

前述のようにケース 2-2、2-3 の主成分分析結果から、当地域の地下水は、地表水を含む 4 種類の起源水が混合しているものと推定される。ただし、図 3.7 に示すように、これら 4 つの起源水が一様に混合しているわけではない。地表水 (MW) は、一部に「HDB-7 地下水」のみと混合している以外、大半が「HDB-5 地下水」あるいは「HDB-5 地下水」、「HDB-7 地下水」、「北進 R-1 地下水」で囲まれる範囲の組成を持つ地下水 (以下、深部地下水) との混合であり、「北進 R-1 地下水」と直接混合しているものは存在しない。

図 3.8 にケース 2-3 の主成分分析結果のうち、ボーリング孔別の散布図の例を示す。図中、地下水採水深度も併せて表示している。図に示すように、各孔の地下水は、特定の深度までは地表水 (MW) と特定の起源水との混合線上、あるいは地表水と深部地下水との混合線上にプロットされ、孔ごとに混合する相手が異なる (例えば SAB-2 孔の場合、MW と「HDB-5 地下水」との混合、HDB-3 孔と HDB-11 孔の場合、MW と「HDB-5 地下水」、「HDB-7 地下水」、「北進 R-1 地下水」からなる深部地下水との混合)。このことから、深部地下水の形成は、地表水の浸透以前に完了していたものと考えられる。

また、混合線上の地下水は、特定の深度までは深度とともに起源水、あるいは深部地下水組成に近づく (地表水による希釈) ことから、特定の深度を天水を起源とする地表水の浸透下限と見ることができる。図中、SAB-2 孔の例では、地表水の浸透下限は 400m 前後、HDB-7 孔では 320 m 前後、HDB-11 孔では 200m 前後、HDB-3 孔では 230m 前後である。

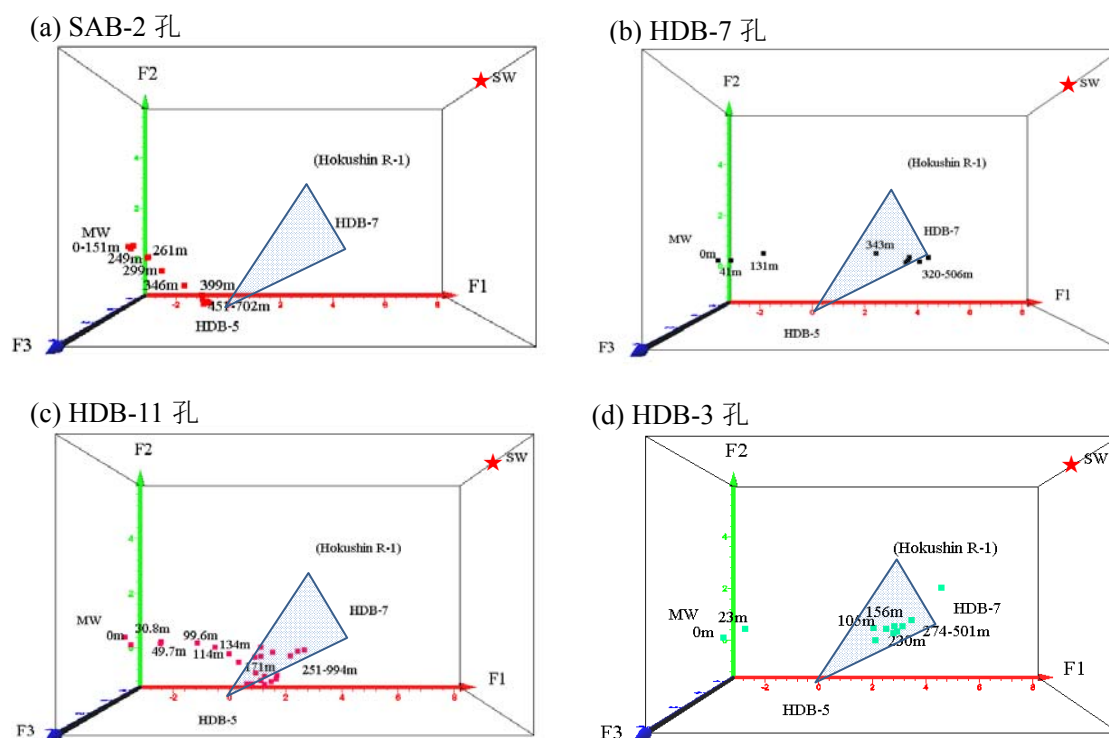


図 3.8 ボーリング孔別地下水混合状況 (散布図はケース 2-3 の主成分分析結果を投影したもの、数値は地下水採水深度 : m、MW : 地表水、SW : 海水)

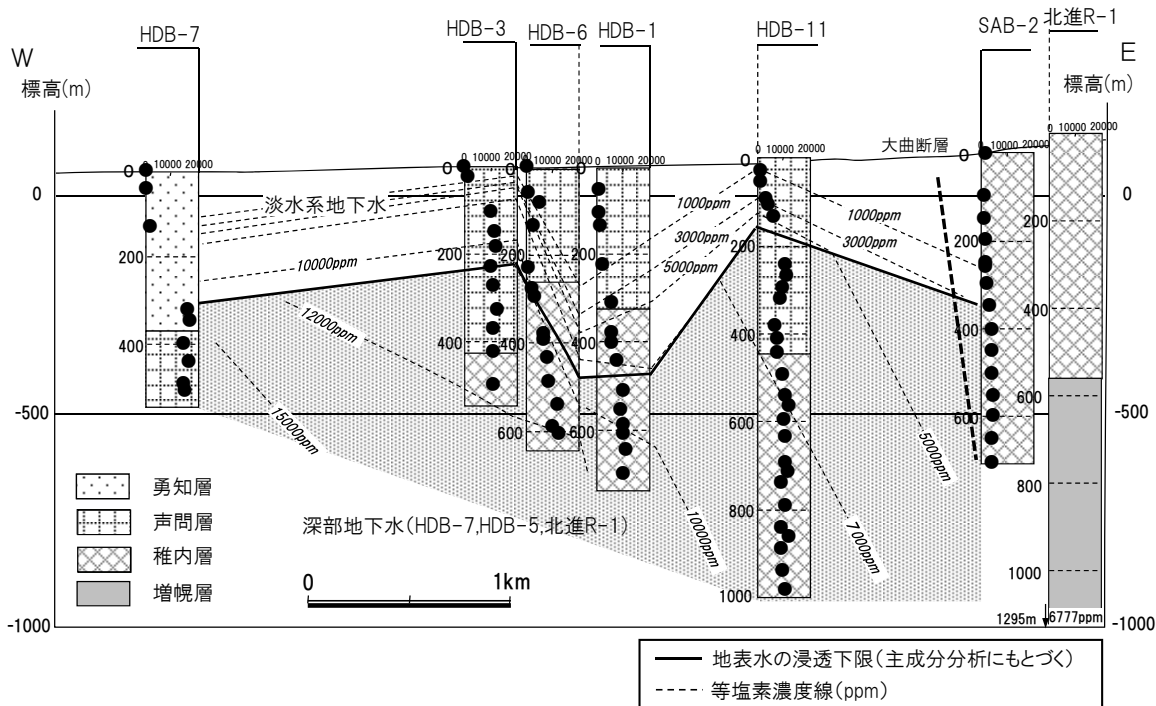


図 3.9 清水川沿いの地下水の塩素濃度分布と地表水の浸透下限 (断面図位置は図 3.1 の清水川沿い、●: 地下水の Cl 濃度、破線: 地下水の等 Cl 濃度線)

地表水の浸透下限を清水川沿いのボーリング柱状断面図にプロットした図を図 3.9 に示す。図に示すように地表水と深部地下水との混合水 (以下、淡水系地下水) は、地表から標高 200~400m まで分布しており、それ以深は「HDB-5 地下水」、「HDB-7 地下水」、「北進 R-1 地下水」からなる深部地下水領域である。なお、図中、地表水の浸透下限は地下水試料の採取間隔が 20~50m 前後、最大 200m であるため、上下数 10~100m 程度は主成分分散布図からの読み取り誤差を含む。深部地下水中の Cl 濃度は、数 1,000~10,000ppm であり、現海水に比べると低い値を示し、「HDB-5 孔地下水」の混合割合の高い SAB-2 孔周辺で低く、HDB-7 孔に向かって高くなる傾向にある。

3.4.2 地下水混合と地下水年代との関係

当地域の深部地下水の地下水年代については、中田・長谷川 (2010)¹⁸⁾、下茂他 (2005)¹⁹⁾ によって HDB 孔の地下水の ³⁶Cl 年代が、中田・長谷川 (2010)¹⁸⁾ によって HCD 孔の地下水の ⁴He、³⁶Cl 年代が推定されている。また、研究所用地の東側に位置する SAB-2 孔の地下水の ³⁶Cl 年代については日本原子力研究開発機構 (2011)¹⁴⁾ が推定している。下茂他 (2005)¹⁹⁾、中田他 (2009)²⁰⁾、長谷川他 (2005)²¹⁾ によれば、当地域における深部地下水は 100 万年以上の長い滞留時間を持つ地下水であることが示されており、一方、標高-200m 以浅についてはとくに ³⁶Cl 年代についての評価はなされていないが、He 年代から 100 万年以下である可能性が高いとされている。しかし、長谷川他 (2005)²¹⁾、中田・長谷川 (2010)¹⁸⁾ によって示された ³⁶Cl 年代は、地下水混合による影響が考慮されておらず、見かけの年代を表している可能性がある。³⁶Cl 年代の場合、深部地下水に地表水が混合すると見かけ ³⁶Cl/Cl 値が高くなるため、放射平衡に達しているのか、混合による影響なのか判別できないとしている。地下水混合に関しては、Phillips et al (1986)²²⁾ らが、地表から涵養した地表水と放射平衡に達した地下水とが混合した場合を考慮して混合地下水の塩素濃度(A)を従来の式に加えて下記の式から地下水の涵養年代を推定した例がある。

$$^{36}\text{Cl} = \text{RA} = \text{R}_0 \text{A}_0 e^{-\lambda_{36}t} + \text{R}_{\text{se}} \text{A}_0 (1 - e^{-\lambda_{36}t}) + \text{R}_{\text{se}} (\text{A} - \text{A}_0)$$

ここで、R：地下水の³⁶Cl/Cl、R₀：涵養した地表水の³⁶Cl/Cl、R_{se}：地下での³⁶Cl/Clの放射平衡値、A：地下水の塩素濃度、A₀：涵養した地表水の塩素濃度、λ₃₆：崩壊定数 (ln2/T_{1/2} = 2.303 x 10⁻⁶/年)、t：時間（年）である。しかし、この場合、混合する相手の地下水は放射平衡に達している水と仮定しており、R₀に関しては現在の地表水の値と涵養当時の地表水の値を同じとした混合モデルに基づいている。久田他（2011）²³⁾は、Phillips et al（1986）²²⁾の式を幌延地域のSAB-2孔の地下水に適用したが、深度100mの地下水の混合年代は10万年程度という値を得たが、それ以深については計算不可となり、A₀やR₀の値の設定方法や混合モデルに課題が残るとしている。

本研究においては、前述のとおり、地下水組成の主成分分析から複数起源の地下水を分離し、地表水の浸透下限を推定した。さらに例えばSAB-2孔の450m以深、HDB-7孔の320m以深には、それぞれ地表水が関与しない「HDB-5地下水」や「HDB-7地下水」等の起源水（単一の起源の水）（図3.8）が存在することが主成分分析の結果から示した。「北進R-1地下水」に関しては³⁶Cl/Clのデータは存在しないが、SAB-2孔やHDB-7孔については各起源水の³⁶Cl/Cl比の測定データが存在する。そこで、SAB-2孔やHDB-7孔のような単一の起源水の地下水年代の見直しを行い、深部起源水の形成時期を推定し、地下水混合時期との関係について考察することとした。ここで、後述する地下水の微量元素の特徴から、当地域の地下水は、有馬型温泉水で代表されるような深部上昇流体起源のものではなく、海水あるいは長期停滞性の地層水であるとされている（産業技術総合研究所（2011）¹³⁾）。したがって、R₀を海水の値（1x10⁻¹⁵）を用い、R_{se}は稚内層の場合は中田・長谷川（2010）¹⁸⁾による実測値を参照し、8.1x10⁻¹⁵、声問層の場合は2.2x10⁻¹⁵を用いて既往のRの値からtを算出した。

$$R = \text{R}_0 e^{-\lambda_{36}t} + \text{R}_{\text{se}} (1 - e^{-\lambda_{36}t})$$

表 3.3 起源水の地下水年代

起源水の種類	ボーリング孔	中央深度（地質）	R（ ³⁶ Cl/Cl測定値）	文献	t（地下水年代算出値）
「HDB-5地下水」	HDB-5	420m（稚内層）	5.4E-15	國丸他(2007)	419,819yr
		464m（稚内層）	5.7E-15		470,962yr
	SAB-2	364.18m（稚内層）	4E-15	日本原子力研究開発機構(2011)	238,432yr
		399.17m（稚内層）	4.4E-15		283,006yr
		451.18m（稚内層）	3.6E-15		198,010yr
	HCD-3	700m（稚内層）*	6E-15	電力中央研究所（2009）	528,944yr
		750m（稚内層）*	3.2E-15		161,033yr
800m（稚内層）*		7.2E-15	896,854yr		
「HDB-7地下水」	HDB-7	442.2m（声問層）	5.3E-15	國丸他(2007)	>100 万年
		496m（声問層）	3.4E-15		>100 万年
		506.6m（声問層）	3.6E-15		>100 万年

*：孔口からの斜距離

表 3.3 に起源水の地下水年代の一覧を示す。表中、測定値 R は±1.5 程度の誤差を含んでいるため、年代値は-20 万年～+40 万年程度の誤差を含む。表に示すように「HDB-5 地下水」は放射平衡に達しておらず数 10 万年程度の年代値を示す。一方、「HDB-7 地下水」は測定誤差を考慮しても放射平衡に達しており、100 万年超の年代値を示す。産業技術総合研究所（2011）¹³⁾は稚内層のHDB-9～HDB-11孔の岩石コアを用いて独自にR_{se}を測定しており、7.2x10⁻¹⁵という値を算出している。算出誤差は±1.3 x10⁻¹⁵としており、中田・長谷川（2010）¹⁸⁾による実測値とも誤差範囲で一致しており、±1 x10⁻¹⁵程度の誤差を含んでいるとしても、おおむね深部地下水は数 10 万年という年代値となる。しかし、もともと周辺母岩である声問層、稚内層の堆積年代は2Ma～13Ma

であり、数 10 万年前以降、当地域は陸化していた（岩月他、2009²⁴⁾）とされているため、数 10 万年以降に調査地において海水が侵入し、「HDB-5 地下水」が形成されたとは考えにくい。「HDB-5 地下水」や「HDB-7 地下水」のような低塩分濃度、高酸素同位体比の特徴を持つ深部地下水の成因は、甲斐・前川（2009）⁶⁾によれば、粘土鉱物の濾過効果や天水による希釈ではなく、鉱物中に取り込まれた水が排出された可能性が高いとされている。

海水起源の水が、その後の圧密・続成過程等によって鉱物中に鉱物水の形で取り込まれ、さらに脱水した場合の塩素同位体年代値への影響は不明である。しかし、Ransom et al.(1995)²⁵⁾によると地下深部において地層が圧密を受けると、地層中の初期海水に比べて含水鉱物から脱水した地下水のほうが低い $^{37}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ を示す傾向にあるとされている。 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ($^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$) に関しても $^{37}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ と同様な挙動をするとすれば、粘土鉱物の脱水過程において地下水中の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比は初期海水に比して低下し、上記「HDB-5 地下水」の年代値にも影響を与えた可能性があると考えられる。一方、「HDB-7 地下水」は「HDB-5 地下水」に比べると塩分濃度の低下量は小さい（海水の $\text{Cl}=19,000\text{ppm}$ に対して $\text{Cl}=15,000\text{ppm}$ ）。このことは、「HDB-7 地下水」の場合、塩素同位体比を変化させるほど続成、脱水による影響を受けていないか、あるいは甲斐・前川（2009）⁶⁾が指摘しているように地下水の塩素同位体比に影響を与えないようなオパール相転移による脱水があったとすれば、上記年代値の説明は可能である。

以上のことから、過去に塩素同位体比が測定されている地下水のうち、今回、主成分分析によって特定された深部起源水について地下水年代の見直しを行った結果、「HDB-7 地下水」は、放射平衡に達していることから 100 万年前以前、「HDB-5 地下水」については、続成・脱水過程で地下水年代がリセットされたとすると、その形成時期は、数 10 万年前よりも古い地下水年代を持つものと推定される。すなわち、当地域の起源水の形成時期は数 10 万年～100 万年前よりも古いと考えられる。

3.4.3 地下水混合と地下水中の微量成分との関係

深部地下水の起源については、地下水中の微量元素や同位体比に基づいて産業技術総合研究所（2011）¹³⁾によって論じられている。産業技術総合研究所（2011）¹³⁾は有馬温泉を代表とする深部上昇流体や海水あるいは油田鹹水に代表される国内のさまざまな長期停帯水の Sr、B、Ba、Li、V、Mn、Cs、Pb 濃度を Ga 濃度で除した微量成分の濃度パターンを作成し、幌延地域の地下水の値と比較がなされている。この結果、幌延地域の地下水は、V や Rb の量比のパターンが長期停帯水と類似しており、有馬温泉のものとは異なること、アルカリ土類金属イオン濃度を Na 濃度で正規化したパターンのうち、Rb/Na、Cs/Na 比も海水や長期停帯水と類似していることから、当地域においては有馬型の深部上昇流体の影響は見られないとしている。

さらに産業技術総合研究所（2011）¹³⁾は、大曲断層周辺の河川水中の地下水の B、Li 濃度を調査し、河川水に断層を通して地下水が地下深部から供給されている可能性についても言及している。海水中、地表水中には Li や B 濃度は非常に少量しか含まれておらず（Li 濃度の場合、地表水は 0.001ppm、海水は 0.18ppm）、一方、当地域の深部地下水中の Li 濃度については、数 ppm～数 10ppm 程度含まれている（國丸他、2007⁹⁾）こと、および大沢他（2010）²⁶⁾によると高い Li/Cl や B/Cl を持つ地下水は、泥岩等の堆積岩が埋没する過程においてスメクタイトーイライト転移する際に地下深部から排出される水に特徴的であるとしていることが知られている。産業技術総合研究所（2011）¹³⁾は、大曲断層周辺の河川水の調査の結果から、断層周辺の特に上盤側で Li や B 濃度の高い河川水が検出されたとしており、地下深部から断層を通じて上昇流が発生し、河川水中に湧出している可能性を指摘している。

そこで、本研究では、大曲断層周辺において湧出している地下水の給源を確かめるため、主成

成分分析結果に基づく地下水の散布図に、地下水の Li 濃度の分布を重ね合わせ、高 Li 濃度の河川水と深部地下水中に含まれる Li 濃度分布との比較を行った。図 3.10 は、ケース 2-3 の主成分分析に基づく地下水データの散布図と地下水の Li 濃度分布を示した図である。170 試料の地下水データのうち、Li 濃度が測定されているのは HDB 孔のみであるため、図中、Li 濃度の測定値のあるもののみをケース 2-3 の主成分分析結果の散布図上に投影している。図に示すように「HDB-5 地下水」の Li 濃度は数 ppm 前後、「HDB-7 地下水」の Li 濃度は 10 数 ppm 前後と地表水や海水(0ppm)に比べると高い値を示している。地表水 (MW) と深部地下水との間に位置する混合地下水はそれぞれ混合の程度に応じて中間的な組成を示しており、起原水と地表水 (MW) との混合で説明可能である。なお、現海水の Li 濃度から考えて深部地下水の形成に現海水 (図中の SW) が混合に関与したとは考えにくい。

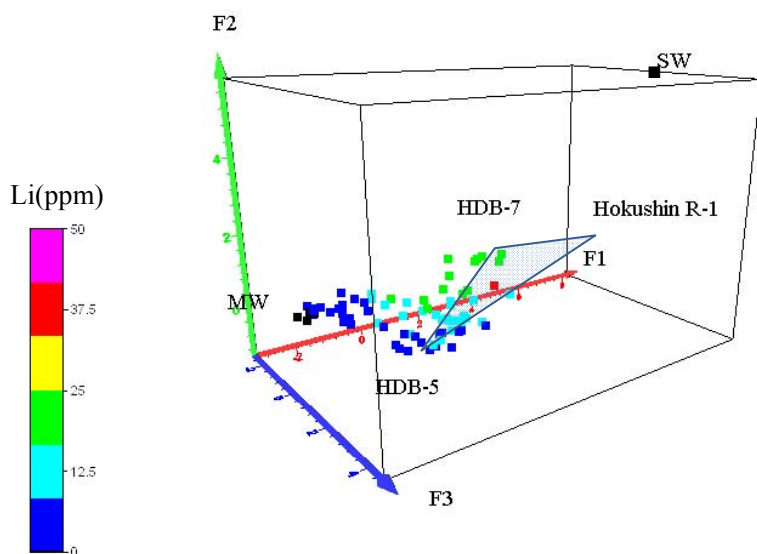


図 3.10 ケース 2-3 の主成分分析に基づく散布図と地下水の Li 濃度分布 (SW : 海水)

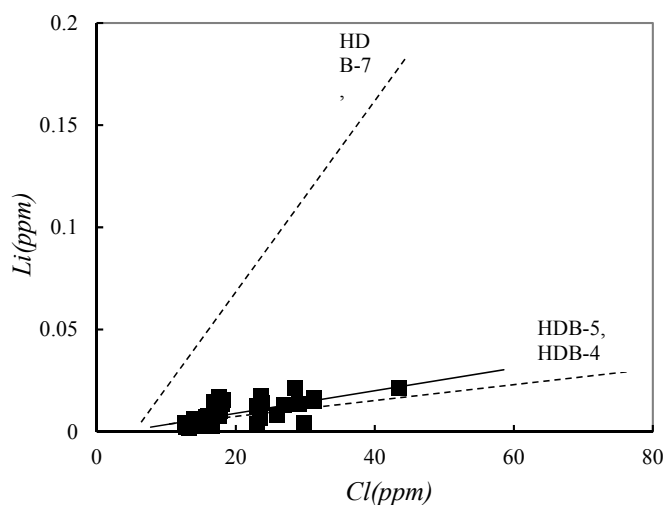


図 3.11 大曲断層周辺の河川水中の Li と Cl 濃度との関係 (データ：産業技術総合研究所 (2011) ¹³⁾、破線は HDB 孔の Li-Cl トレンド)

図 3.11 は、大曲断層周辺の河川水中の Li 濃度（産業技術総合研究所（2011）¹³⁾）と Cl 濃度との関係を示した図である。図中には併せて HDB 孔（データは國丸他、2007⁹⁾を用いた。）の Li-Cl トレンドを投影している。図中の破線は、HDB-5 孔、HDB-4 孔、HDB-7 孔の Li-Cl トレンドを低濃度側に延長した地表水との混合線である。破線の傾き（Li/Cl）は混合する起原水の種類によって異なり、HDB-7 孔の地下水は、HDB-4 孔や HDB-5 孔の地下水に比べて高い Li/Cl 比を持っている。図に示すように、大曲断層周辺の河川水は、HDB-7 孔の地下水のトレンドからはずれ、HDB-5 孔や HDB-4 孔の地下水の Li-Cl トレンド近くにプロットされることから、「HDB-5 地下水」による起原水の影響を強く受けているものと考えられる。前述のとおり、大曲断層近くの河川水において特に高い Li が検出されている（産業技術総合研究所（2011）¹³⁾）ことを考慮すると、今回の検討の結果、大曲断層周辺の河川水中の Li の給源は、深度 400~500m に存在する「HDB-5 地下水」である可能性が高いと推定される。

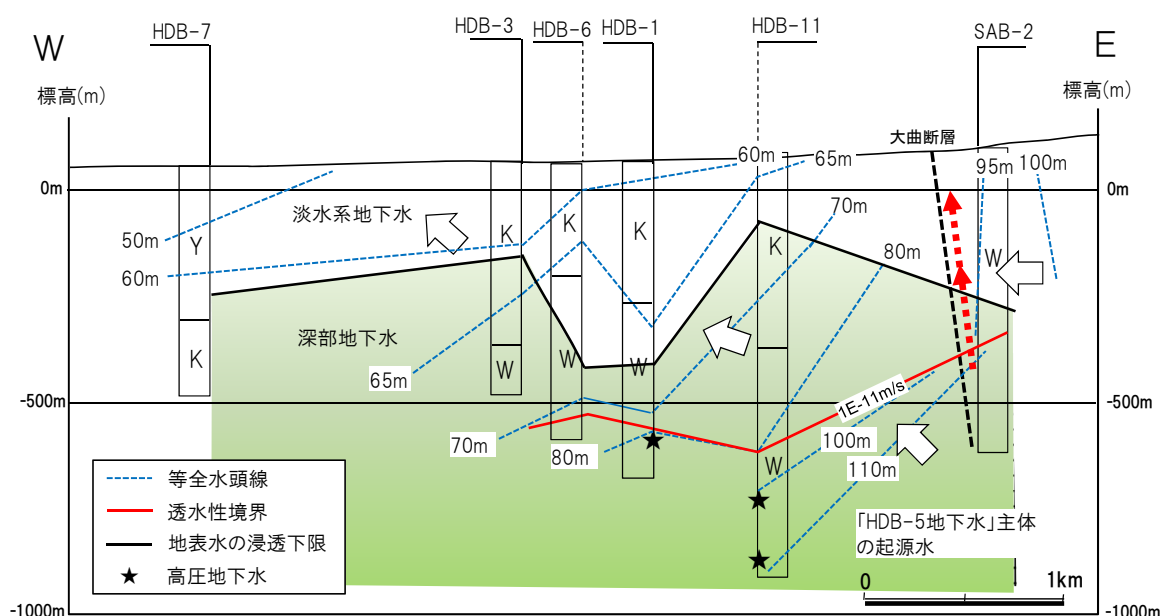


図 3.12 清水川沿いの全水頭分布と大曲断層沿いの深部地下水の上昇イメージ (矢印：全水頭分布に基づく地下水流動方向、破線矢印：上昇流、W:稚内層、K:声間層、Y:勇知層)

図 3.12 は、図 3.9 の主成分分析結果に基づく淡水系地下水と深部地下水との境界および既往のデータ（繰上、2007²⁷⁾から推定した全水頭分布図である。図中には併せて深度 500m 前後を境とする透水性境界（繰上、2007²⁷⁾、日本原子力研究開発機構、2011¹⁴⁾を基に作図)、高圧地下水観測位置（繰上、2007²⁷⁾）を図示している。透水性境界は、繰上（2007）²⁷⁾、日本原子力研究開発機構（2011）¹⁴⁾を基に地盤の透水係数が深度方向に急激に低下する領域（例えば HDB-11 孔の深度 700m 付近では透水係数が $1E-9m/s \rightarrow 1E-12m/s$ に低下）があり、深度 400~600m 前後の $k=1E-11m/s$ 付近をもって図化した。当地域周辺の深度数 100m 以深に $1E-11m/s$ 前後の低透水性のゾーンが存在することは、伊藤他（2004）²⁸⁾による逆解析的手法による水理特性の推定結果からも支持されている。透水性境界を境としてそれ以深の透水係数はおおむね $2E-10 \sim 1E-12m/s$ 、それ以浅は $1E-8 \sim 1E-10m/s$ を示しており、高圧地下水はこの透水性境界より深い位置で観測されている。

図に示すように大曲断層近傍の SAB-2 孔における地表水の浸透下限は 350~400m であり、同じく断層近くに位置する HDB-4 孔や HDB-5 孔の地表水の浸透下限は 400m 前後であり、断層西側の HDB-11 孔における地表水の浸透下限に比べると相対的に深い位置にある。また、SAB-2 孔、HDB-4 孔、HDB-5 孔においては、淡水系地下水の分布域の全水頭は、深度方向に向かって同程度か低下している（繰上、2007²⁷⁾）ことから、地下水の流動方向は鉛直下向きあるいは水平である。一方、400~600m 以深の高圧地下水が分布する領域には、前述の主成分分析結果から、「HDB-5 地下水」を起源地とする水が存在する可能性が高い。もし、「HDB-5 地下水」が断層直下の地下深部に被圧された状態で存在しており、断層の一部が水みちとして機能しているとするれば、図に示すように下降流成分を持つ水平流に反して深部から地表に向かう上昇流が存在している可能性が考えられる。この場合、河川水で希釈される深部起源地は、図 3-11 から「HDB-7 地下水」など他の深部起源地を含まないことから、上昇経路となる水みちは断層近傍のごく狭い範囲に限られるものと推察される。地下深部の高間隙水圧を駆動力とし、断層を通して地下深部から地下水が上昇するケースは、幌延以外に十勝平野などでも報告されており、ここでは十勝中央断層が水みちとしての機能を果たしているとされている（宮川・馬原、2005²⁹⁾）。表 3-4 に地下水の化学データに基づく本地域での地下水の特徴、流動特性に関する整理結果を示す。

表 3.4 地下水の化学データに基づく地下水の特徴、流動特性

起源地	特徴	流動特性
MW (地表水)	低溶存イオン、低 δD 、低 $\delta^{18}O$ 地下水	200m~400m まで浸透
HDB-5	高 $\delta^{18}O$ 、中~高 Li、低塩分濃度（低 K、低 Ca）地下水	数 10 万年超の滞留時間、深度 200~400m 以深に分布、大曲断層を通じて地表に湧出
HDB-7	高 $\delta^{18}O$ 、高 Li、高塩分濃度地下水（海水より塩分濃度は低い）	100 万年超の滞留時間、深度 200~400m 以深に分布
Hokushin-R1	高 Ca 塩水（海水より塩分濃度は低い）	深度 200~400m 以深に分布

深部高圧地下水が賦存する地下水システムから地表への流体移動の代表的な例として、新潟堆積盆や新冠などで見られるような泥火山の存在が指摘されており、特に堆積岩地域における広域地下水流動に与える影響は無視できない可能性があることが指摘されている（田中、2009³⁰⁾）。泥火山は石油に関係するガス、火山性のガスによって噴出した泥によって形成された円錐状の地形的高まりとされており（Bates and Jackson, 1987³¹⁾）、泥火山直下の温度構造や、泥火山形成に関与した地下水が高酸素同位体比、低水素同位体比を持つことなどから、移動流体は粘土鉱物からの脱水によるものであるという説が有力視されている（新谷・田中、2009³²⁾、井尻、2009³³⁾）。幌延地域の場合は、泥火山のような急激な流体の上昇は見られないものの、深部に高間隙水圧が存在する点、「HDB-5 地下水」が高い酸素同位体比を示す点でこれらと共通している。泥火山の活動は、地震がトリガーとなり流体内のガス圧の上昇が 1 つの原因とされているが、地球潮汐等の地殻歪変化などによってもわずかながら影響を受けている可能性もあることから、流体の移動は定常時にも起こっている可能性があるとしてされている（Matsumoto et al., 2001³⁴⁾）。幌延地域の場合、泥火山を引き起こすほど高い間隙水圧を保持していないため、地殻歪変化等によって被圧された深部地下水の一部が断層近傍で開放され間欠的に地表へ流動している可能性が考えられる。ただし、上昇流が観測されたわけではなく、上昇プロセスの詳細については今後の課題である。

4. まとめと課題

4.1 まとめ

- 幌延地域を含む北海道北部を対象に地下水の化学データを用いた地下水流動の評価方法の検討を行った。3次元主成分分析を地下水混合に適用することにより、幌延地域のケースでは地表水を含む4種類の起源水が識別された。水質項目については、幌延のケースでは、起源水抽出には一般水質5項目以上が必要であることが示された。
- 主成分分析に基づく起源水の混合状況から、当地域の地表水の浸透下限は地下200~400m程度であり、それ以深に存在する「HDB-5地下水」、「HDB-7地下水」、「北進R-1地下水」の混合からなる深部地下水の水質形成は、地表水の浸透以前に完了していた可能性が高いことが明らかとなった。
- 過去に塩素同位体比が測定されている地下水のうち、今回、主成分分析によって特定された深部起源水について地下水年代の見直しを行った。その結果、「HDB-7地下水」は、放射平衡に達しており、「HDB-5地下水」については、続成・脱水に伴う同位体比のリセットを考慮すると、数10万年前よりも古い地下水年代を持つものと推定された。また、主成分分析結果と地下水年代データとを考え合わせると深部地下水の水質形成時期（深部起源水の混合時期）は、数10万年~100万年前以降であり、地表水の浸透以前と推定されることが示された。
- 深部地下水の微量元素のうちLi/Clの特徴、全水頭分布、主成分分析結果等から、大曲断層周辺のごく狭い範囲において流出している地下水は「HDB-5地下水」起源であり、断層直下の深度400~600m以深から供給されている可能性が示唆された。
- 本研究において、地下水の混合解析への3次元主成分分析の適用、および地下水年代、地下水の微量元素などの化学データと主成分分析結果とを組み合わせた手法は、地下水流動に関与する地下水混合プロセスの評価に有効であると思われる。

4.2 課題

- 幌延地域のケースには見られない岩石-水反応の進んだ地下水システムに対しても、今回の主成分分析による混合解析が適用できるかについて今後検討する。また、複数の地下水システムを持つ他の堆積岩地域や結晶質岩地域に対しても同様な方法を適用し、手法の有効性を検討する必要がある。

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) 産業技術総合研究所、概要調査の調査・評価項目に関する技術資料－長期変動と地質環境の科学的知見と調査の進め方－、197p.、2007.
- (2) 酒井隆太郎・宗像雅広・木村英雄・市川八州夫・中村克、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－房総半島の例－、JAEA-Research 2010-066、20p.、2011a.
- (3) 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－、JAEA-Research 2011-029、24p.、2011b.
- (4) 濱克宏・國丸貴紀・繰上広志・笹本広・高橋康裕・萩沼真之・石井智子・松尾雄司、幌延深部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年成果報告－、JAEA-Research 2006-070、93p.、2006.
- (5) Kunimaru T., Ota K., Russell W. and Yamamoto H., Groundwater/porewater hydrochemistry at Horonobe URL: Data Freeze I –Preliminary data quality evaluation for boreholes HDB-9,10 and 11-, JAEA-Research 2010-035, 109p., 2010.
- (6) 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.
- (7) 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 gropressed fluids, *Geochemical Journal*, 44, pp.545-560, 2010.
- (8) 安池慎治、多変量解析を用いた地下水の混合状況の推定方法の開発－結晶質岩体内の地下水水質データへの適用－、地下水学会誌、36、4、pp.405-422,1994.
- (9) 國丸貴紀・柴野一則・繰上広志・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.
- (10) 電力中央研究所、平成20年度地層処分技術調査等委託費（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）報告書、379p.、2009.
- (11) 幌延地圏環境研究所、平成17年度地圏環境研究事業 研究成果報告書、258 p, 2006.
- (12) 動力炉・核燃料開発事業団、貯蔵工学センター立地環境調査 深層ボーリング報告書、PNC TJ1027 98-012、227p.、1987.
- (13) 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.
- (14) 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.
- (15) 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地質基盤の構築－平成17年とりまとめ－ 分冊1 深地層の科学的研究”、JNC TN1400 2005-014、2005.
- (16) Laaksoharju, M, Skarman, C., and Skarman, E., Multivariate Mixing and Mass-balance (M3) calculations, a new tool for decoding hydrogeochemical information., *Applied Geochemistry*, 14, pp. 861-871., 1999.
- (17) 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.
- (18) 中田弘太郎・長谷川琢磨、地下水年代測定評価技術の開発（その10）－北海道幌延地域における⁴He・³⁶Cl法適用の試み－、電力中央研究所報告 N09027、21p.、2010.
- (19) 下茂道人・山本肇・熊本創・小野誠・藤原靖、幌延深地層研究計画における地質環境のモデ

- ル化研究、核燃料サイクル開発機構 委託研究成果報告書、pp. 1-1～13-3、2005.
- (20)中田弘太郎・長谷川琢磨・岩月輝希、北海道幌延地域における⁴He・³⁶Clによる地下水年代評価の試み、日本地下水学会秋季講演要旨、pp. 352-357、2009.
- (21)長谷川琢磨・中田弘太郎・東原知広・大山隆弘・木方建造、47. 幌延サイトでの水質調査結果による地下水年代の推定、日本地下水学会秋季講演要旨、pp. 214-217、2005.
- (22)Phillips, F. M., H. W. Bentley, S. N. Davis, D. Elmore, and G. B. Swanick : Chlorine 36 dating of very old groundwater: 2. Milk River Aquifer, Alberta, Canada. *Water Resources Research*, 22, 2003-2016., 1986.
- (23)久田公一・宗像雅広・木村英雄、北海道幌延地域、SAB-2 孔における塩素同位体を用いた地下水年代の推定に関する調査、日本地球惑星科学連合 2011 年大会予稿集、SCG068-07、2011.
- (24)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.
- (25)Ransom B., Spivack A.J. and Kastner M., Stable Cl isotope in subduction-zone pore waters: Implications for fluid-rock reactions and the cycling of chlorine, *Geology*, 23, 8, pp.715-718, 1995.
- (26)大沢信二・山田誠・三島壮智、宮崎平野の大深度温泉井から流出する温泉水の地化学特性と成因－温泉起源流体としての続成脱水流体－、*温泉科学*、59、4、pp.295-319、2010.
- (27)繰上広志、幌延深地層研究計画における地下水流動解析－平成 17 年度までの調査結果を踏まえた再解析－、*JAEA-Research 2007-036*、39p.、2007.
- (28)伊藤一誠・唐崎健二・田中耕一郎・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.
- (29)宮川公雄・馬原保典、地下水流動における断層破碎帯影響評価手法－地下水化学的調査の適用と系統的評価手段の提案－、*電力中央研究所報告*、No4039、26p.、2005.
- (30)田中和弘、泥火山および泥火山の生成に係わる地質・地下水現象の応用地球科学的意義、*地学雑誌*、118、pp.578-586、2009.
- (31)Bates R. and Jackson J., *Glossary of Geology*, American Geological Institute, 788p., 1987.
- (32)新谷俊一・田中和弘、新潟県十日町における泥火山噴出物の起源、*地学雑誌*、118、pp.340-349、2009.
- (33)井尻暁、海底泥火山堆積物中の間隙水の起源、*地学雑誌*、118、pp.435-454、2009.
- (34)Matsumoto K., Sato T., Takanezawa T. and Ooe M., GOTIC2: A program for computation of oceanic tidal loading effect, *Journal of Geological Society of Japan*, 47, pp.243-248, 2001.

This is a blank page.

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	立法メートル	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, 電気量	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	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
光照射度	ルーメン	lm	cd sr ^(c)	cd
放射線量	グレイ	Gy	J/kg	m ² s ⁻²
放射性核種の放射能 ^(f)	ベクレル ^(d)	Bq		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, 方向性線量当量, 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み、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
角加速度	ニュートン毎メートル	N/m	kg s ⁻²
角加減	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 ⁻¹ kg s ⁻²
電荷密度	ジュール毎立方メートル	J/m ³	m kg s ⁻³ A ⁻¹
電表面電荷	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
放射輝度	ワット毎ステラジアン	W/sr	m ⁴ 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	ゼプト	z
10 ¹	デカ	da	10 ⁻²⁴	ヨクト	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 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単位との数値的関係は、 対数量の定義に依存。
ベレル	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	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
フオト	ph	1 ph = 1 cd sr cm ⁻² = 10 ⁴ lx
ガリ	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 フェルミ = 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

