



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)

Study on Validation Method of Regional Groundwater Flow Model  
—Case Study for Horonobe Area and Niigata Basin—  
(Contract Research)

酒井 隆太郎 宗像 雅広 木村 英雄 大岡 政雄  
瀬口 真理子

Ryutaro SAKAI, Masahiro MUNAKATA, Hideo KIMURA, Masao OHOKA  
and Mariko SEGUCHI

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

November 2011

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

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)

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・大岡 政雄\*・瀬口 真理子\*

(2011年9月5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、地下深部の広域地下水流動モデルの検証（モデルの妥当性の確認）方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が存在する可能性があるため、地下水システムの流動特性や地下水システム間の流動境界を検証する必要がある。このため、本稿では地下水データが比較的多く存在する幌延地域と新潟堆積盆を事例対象として、深度方向の水理、地下水化学、熱、地下水年代等の指標データの空間分布の比較・検討を行うことにより、流動特性や流動境界に関する検証データの整備方法の検討を行った。

幌延地域（北進地区）のケースでは、地化学データを用いた混合解析によって地下水起源を推定するとともに、熱データ、地化学データの空間分布を比較することにより、検証データの評価が可能であることが示された。また、新潟堆積盆（長岡地区）においても同様に地化学データを用いた混合解析、水理データ、地化学データの空間分布の比較を行うことにより、検証データの整備が可能で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

※ 特定課題推進員

\* 応用地質株式会社

**Study on Validation Method of Regional Groundwater Flow Model**  
**—Case Study for Horonobe Area and Niigata Basin—**  
**(Contract Research)**

Ryutaro SAKAI\*, Masahiro MUNAKATA, Hideo KIMURA, Masao OHOKA\* and Mariko SEGUCHI\*

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

(Received September 5, 2011)

In the safety assessment for a geological disposal of radioactive waste, it is important to establish validation methods for regional 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 assessment methods of model validation for groundwater flow system based on spatial analyses with multiple indicators such as hydrological pressures, groundwater chemistry, temperature and age of groundwater in case of Horonobe area and Nagaoka basin where a lot of well water were measured.

This results show that mixing analysis based on hydrochemical data and spatial plotting with hydrochemical data and thermal data are applicable to validate groundwater flow pattern and groundwater flow boundary in case of Horonobe area. It also demonstrates that mixing analysis based on hydrochemical data and spatial plotting with hydrological and hydrochemical data are applicable to validate the model including the idea of groundwater flow property and groundwater flow boundary in case of Nagaoka area.

Keywords:

Validation Method, Geological Disposal, Multiple Indicators, Groundwater Flow Boundary

---

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.

\* Special Topic Researcher

\* Oyo Corporation

目 次

1. 序論.....	1
2. 研究方法.....	2
3. 結果と考察.....	3
3.1 幌延地域（北進地区）のケース.....	3
3.2 新潟堆積盆（長岡地区）のケース.....	14
3.3 検証データの整備方法の検討.....	20
4. まとめ.....	21
謝辞.....	22
参考文献.....	22

Contents

1. Introduction.....	1
2. Methodology .....	2
3. Result .....	3
3.1 Case study of Horonobe region(Hokushin district) .....	3
3.2 Case study of Niigata basin(Nagaoka district).....	14
3.3 Discussion of the varidation methods.....	20
4. Summary .....	21
Acknowledgements.....	22
References.....	22

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、放射性物質を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 以深の流動を含む長期的な広域地下水流動評価のための解析モデルの検証（解析モデルの妥当性の検討）に関する方法論の構築が重要となる。地下浅部の重力流支配下の地下水環境においては、一般的には原位置で取得された水位・水頭分布の再現により、モデル検証が試みられている。一方、深部の地下水流動場においては、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、水位・水頭分布のみのデータによる検証は困難である。産業技術総合研究所（2007）<sup>1)</sup>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一定の涵養量を与え、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がなされた場合、算出された水理水頭値は観測データと異なる可能性が生じる。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系が保持されている可能性があるためである。このため、本研究では、初期の調査段階においては、各地下水システムの流動特性（重力流以外の駆動力の有無、地下水流速の大小、流動方向）、地下水システム間の流動境界（局所～広域流動系の各流動系間の境界、あるいは広域流動系と停滞性の深部地下水との境界）の有無・位置を検証項目とすることが重要であると考えた。地下水システムの流動特性、地下水流動境界を推定するためには、水理データ以外の熱、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、得られた情報・知見を集約する必要がある。

ただし、地下深部の指標データの取得にあたっては、実際さまざまな技術的制約を受けるため、十分な地下水データの取得が困難な場合が多い。すなわち、調査対象領域のスケールの違いにより、取得データの質（採取地点の位置・深度の不確実性、観測時の表層地下水の混入、人的な揚水の影響によるデータのばらつき等の品質）、データ量（連続観測データの有無、観測データの偏在等）に差が生じ、検証レベル（検証項目の定性的あるいは定量的な評価の程度）にも差が現れる。酒井他（2010）<sup>2)</sup>は、房総半島を対象に熱、水理、地下水化学、地下水年代に関する既存データの情報量が比較的多く存在する房総半島北西部と中西部の沿岸域を中心とする狭領域、地下水関連データの少ない房総半島全域を広領域として、検証項目の評価法と検証データの整備方法について調査対象スケールに応じた比較を行った。この結果、狭領域については熱、地下水化学に関する既存データを組み合わせれば、地下深部の古海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について評価可能であるが、地下水関連データの少ない広領域に関しては、既存のデータのみでこの境界に関するデータを整備することが困難であることが示された。

房総半島のケースは、地下 1,000m 付近まで第四系が広く分布しており、透水性の大きい砂岩、砂岩・泥岩互層が主体で地下水流速の速い場である。このため、本稿では、地下水流速の遅い第三紀の堆積岩が分布する幌延地域の北進地区と新潟堆積盆の長岡地区を対象に房総半島と同様な方法を適用した。北進地区は平成 13 年から日本原子力研究開発機構（旧核燃料サイクル開発機構）が現地調査を実施しており、一方、長岡地区については、石油関係の調査において過去に地下深部の地下水データや地温データなど数多く取得されており（谷口、1987<sup>3)</sup>、加藤・梶原、1986<sup>4)</sup>等）、北進地区同様、地下数 100 m 以深に停滞性の低塩分濃度地下水が存在することが古くから知られている地域でもある。この 2 地域について、既存の熱、水理、地下水化学、地下水年代データを用いて地下水流動特性、流動境界に関する検証データの整備方法に関する検討を行った。

## 2. 研究方法

図 2.1 に検証データの整備方法に関する検討の流れを示す。個々の領域の既存の地下水関連データを収集・整理し、独立した地質データ、水理データ、地化学データ、熱データ、地下水年代データなどの検証データとなりうる複数の指標データを抽出・分析し、前述の地下水流動に関する検証項目の評価結果を集約・整理する。「地質」データは、地下水流動に影響を与える地形・地質データであり、「水理」データは、地下水流動に関する直接的な時空間データであり、水位、水圧に関する情報を含む。「地化学」データは地下水の水質や安定同位体比（水素・酸素同位体比）等の空間データ、「熱」データは、地下水の水温、岩盤の温度、「年代」データは地下水年代に関する時空間データである。ここで地質データ、水理データ、地化学データ、熱データ、地下水年代データの深度方向の空間分布に不連続（例えば温度勾配の変曲点、地質境界等）が存在する場合、単独あるいは複数の指標データを組み合わせる（例えば、温度分布と地下水の水質・同位体分布、あるいは温度分布と地下水年代の空間分布などの組み合わせ）ことにより、地下水流動境界に関する情報を取得できる可能性がある。ただし、①流動境界付近のデータ不足、②地下水流動に対する指標データの応答特性の低さが原因で地下水流動特性、地下水流動境界が認識できない場合もある。したがって、①、②を区別した上で、複数の指標データの整理・分析結果から導かれる地下水流動特性、地下水流動境界に関する知見・情報を統合し、検証データとして整理するとともに、データの品質やデータ誤差などに由来する検証データの持つ不確実性等についても取りまとめる。また、地下深部については、情報の欠如によって地下水流動特性、流動境界に関して評価できない可能性があり、対象とする深度の違いに起因する課題についても整理を行う。以下に、幌延地域、長岡地区における検討結果と検証データの整備方法に関する検討結果について報告する。

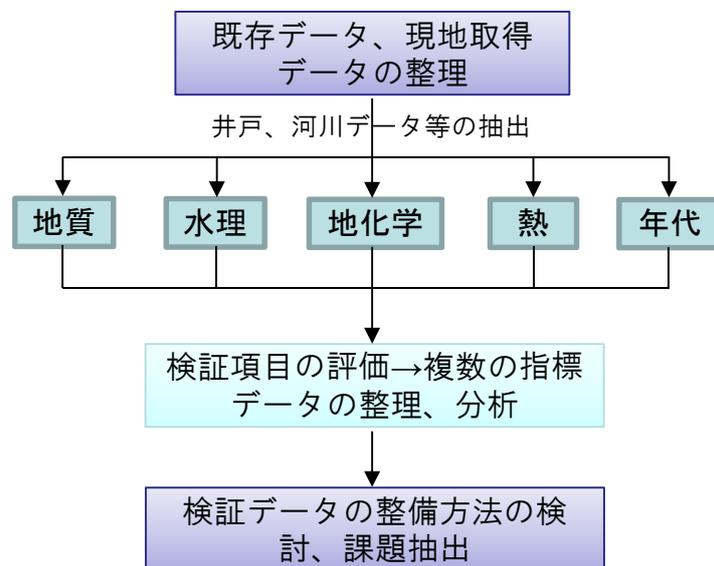


図 2.1 検証データの整備方法に関する検討の流れ

### 3. 結果と考察

#### 3.1 幌延地域（北進地区）のケース

北進地区は、大曲断層の西側に位置する新第三紀の堆積岩地域であり、平成 13 年から日本原子力研究開発機構（旧核燃料サイクル開発機構）が地表踏査、地上物理探査、ボーリング調査などの地上からの第一段階の調査を実施し、平成 18 年度以降、坑道掘削段階の第二段階の調査進行中の場所である。このため、北進地区においては深度数 100 m～1,000 m のボーリング調査が実施されており、地下深部の地下水関連データが数多く整備されている。一方、幌延サイト周辺地域においては、地下水データとしては豊富温泉やサロベツ湿原周辺の井戸データ等（幌延地圏環境研究所、2006<sup>5)</sup>、Ueda et al, 2010<sup>6)</sup>）が存在する他、平成 21～22 年度にかけては、北進地区（HDB-6 孔）から東に約 2km 離れた位置において SAB-2 孔、西南西に約 5 km 離れた位置において SAB-3 孔、南西に約 6 km 離れた位置において SAB-4 孔のボーリング調査（松末他、2011<sup>7)</sup>）が実施されており、研究所用地に比べると地下水に関するデータは少ないが、これらの地下水データは、現在の沿岸域と研究所用地の地下水環境との対比、研究所用地を含む広域の地下水流動特性の評価に関しては貴重なデータである。ここでは、これらのデータをもとに幌延町北進地区周辺地域を対象に複数の指標データを用いた検証データの整備方法の検討を行った。

##### （1）地形・地質

図 3.1 に北進地区の地質分布と既往のボーリング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からなり、しばしば凝灰質岩が挟在するとされている（石井ほか、2008<sup>8)</sup>）。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いる（石井ほか、2008<sup>8)</sup>）。いずれも海成層であり、北進地区に主に分布する稚内層、声問層中の C/S 比は数 100m 以深の地下深部においては 0～1、数 100m 以浅においては 1～2 である（山本他、2004a<sup>9)</sup>）。通常、地層中に含まれる C/S 比が 5 以下であれば、堆積環境が海域あるいは汽水域、それ以上であれば陸域（堆積当時、酸化環境）とされている（山本他、2004a<sup>9)</sup>）。当地域の場合、基本的に C/S（全炭素/全イオウ比）の組成からすると海域環境下にあったものと推定され、おおむね化学的には堆積当時の地化学的環境が保持されているものと考えられる。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、両河川は下流域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 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（松末他、2011<sup>7)</sup>）、清水川上流の大曲断層よりも東側に位置する。本調査では、清水川上流域のデータを含めた清水川流域全域について地下水の化学、水理、熱（地下水温）、地下水年代の観点からデータを分析・整理し、地下水環境特性に関して考察を行った。以下に各種データに基づく検討結果を示す。

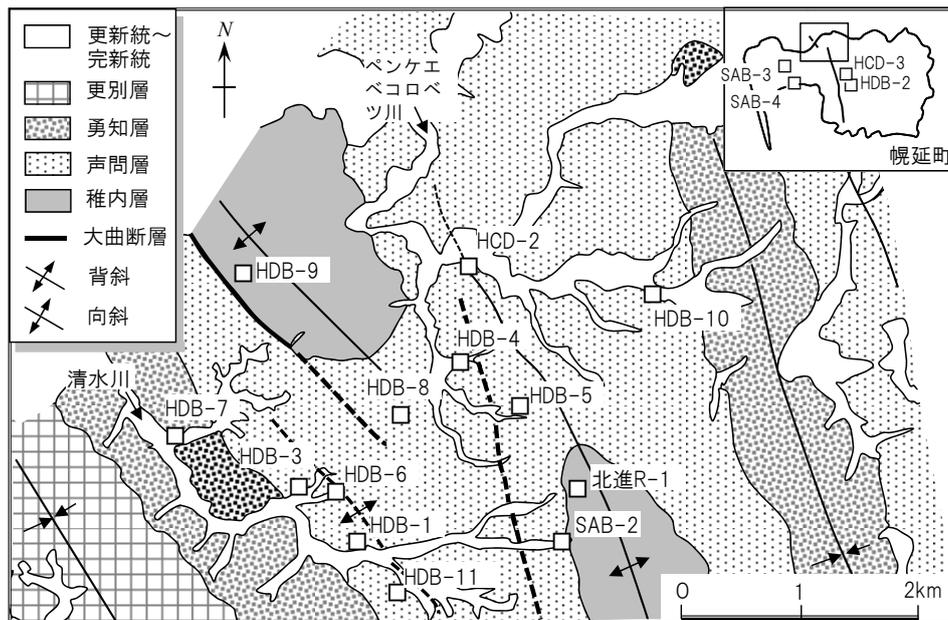


図 3.1 北進地区周辺のボーリング孔、井戸の位置  
(地質図は石井ほか (2008) <sup>8)</sup>を基に作成)

(2) 地下水の水理データ

図 3.2 は、HDB 孔の全水頭を清水川沿いの断面に投影した図である。なお、全水頭は繰上 (2007)<sup>10)</sup>、藪内他 (2006)<sup>11)</sup>から引用した。全水頭分布から推定される地下水の流動方向は東から西である。ただし、HDB-1 の GL -600 m、HDB-11 の GL -800 m~-1,000 m には、それぞれ全水頭が 83 m、104~109 m と静水圧分布からすると 10 m~30 m 前後高い値を示す地下水 (高圧地下水) が存在する。GL-600~-800m には  $2.2 \times 10^{-11} \sim 1.2 \times 10^{-12}$  m/s の難透水性 (図中 1E-11m/s) 層が存在し (データは繰上、2007<sup>10)</sup>、松末他、2011<sup>7)</sup>)、これが水理的な境界としての機能を果たしている可能性がある。

図 3.3 は、北進地区の地下水位の水位変動幅 (1 年以上の観測期間を通じての最高水位と最低水位との差) と深度との関係を図化したものである。HDB-6 孔の水位変動データは 2005 年 3 月~2006 年 2 月の約 1 年間のモニタリングデータ (日本原子力研究開発機構、2006<sup>12)</sup>)、表層地下水は、H15、H16 年の浅層ボーリング孔において 2003 年 12 月~2006 年 12 月の約 3 年間観測された水位データ (戸村他、2007<sup>13)</sup>、瀬尾他、2006<sup>14)</sup>) のうち、北進地区で観測された連続水位データに基づく地下水変動幅を投影したものである。図中、HDB-6 孔の GL -60 m 以深の水位変動幅は数 10 cm 以下であり、この変動は気圧の変動パターンと一致する (藪内他、2006<sup>11)</sup>) ことから、季節変動は無視できる程度である。一方、GL -40 m 以浅は、最大 6 m 前後水位が変動しており、横田他 (2009)<sup>15)</sup>によれば、これら浅井戸の水位は、主として融雪期である春期および雨量の多い秋期に高くなっていることから、融雪や降雨の影響を受けているとされている。このことから HDB-6 孔付近の季節変動による水位への影響は GL -40 m~60 m 以浅と考えられ、この深度に水理的な境界 (短期的な地下水流入による水圧変化の及ぶ下限深度) が存在する可能性がある。なお、HDB-6 孔以外の地点については藪内他 (2006)<sup>11)</sup>による水圧モニタリングデータから、全水頭に換算すると HDB-7 孔の深度 45m で変動幅は約 0.5m/年間、HDB-3 孔の深度 94m において約 0.3m/年間程度である。その他の孔については不明であるが、HDB-6 孔同様、深度数 10m 以深は季節変動による影響は存在していたとしても極めて小さいものと推定される。

HDB-6 孔の GL -60 m~70 m 以浅の透水係数は  $1.8 \times 10^{-8}$  m/s、それ以深については亀裂密集部を

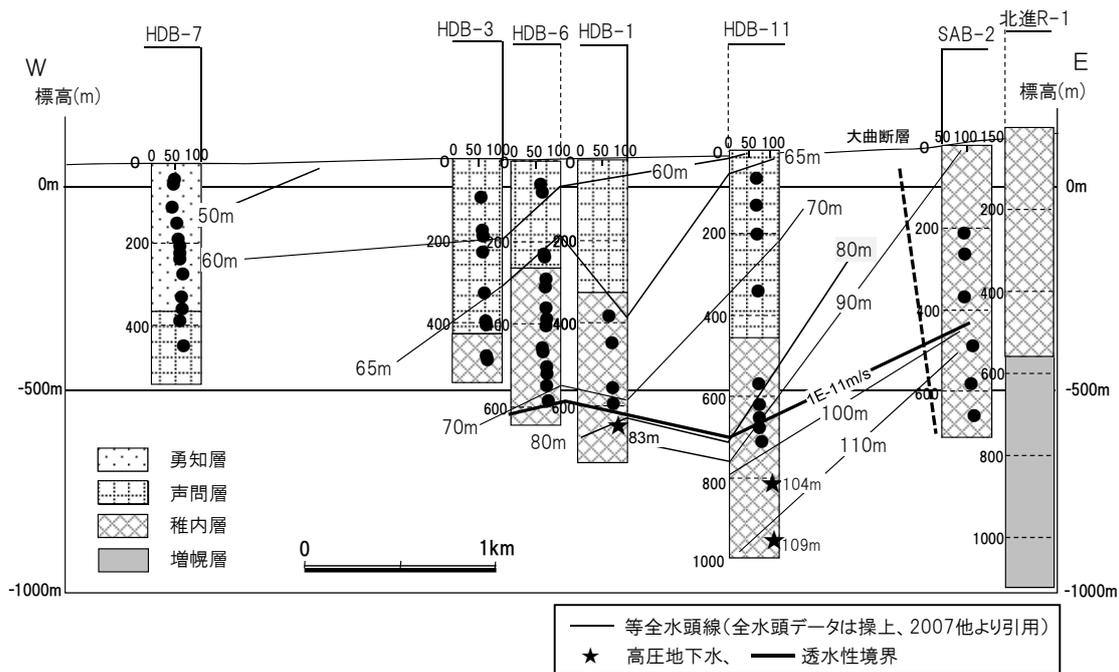


図 3.2 清水川沿いの全水頭分布

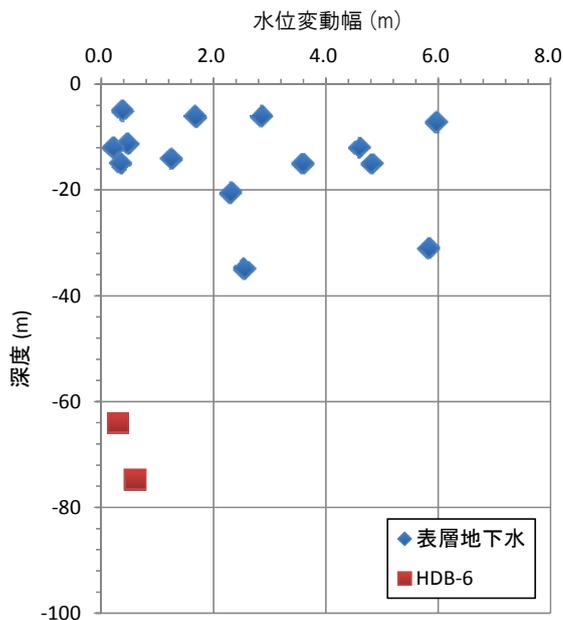


図 3.3 北進地区の地下水の水位変動幅の深度分布 (-60m 以深は HDB-6 孔、それ以浅は研究所周辺の浅部ボーリング孔における観測データ)

除いて  $1.5 \times 10^{-9} \sim 2.6 \times 10^{-11}$  m/s (日本原子力研究開発機構, 2004<sup>16)</sup>) とされていることから GL -40m ~ -60 m 付近が水理的な境界として機能しているものと考えられる。

(3) 地化学データ

地下水の水質、水素・酸素同位体比等の地化学データは、現在の地下水環境を推定するのみならず、過去の地下水環境からの地下水の進化・混合履歴等に関する情報を得る手段として重要で

ある。地下深部の地下水の水質・同位体データから地下水の起源の空間分布が把握できれば、地下水混合系が複数存在する場合、分離が可能であると考えられる。

これまで、幌延地域では、國丸他（2007）<sup>17)</sup>、寺本他（2006）<sup>18)</sup>、石井他（2007）<sup>19)</sup>などによって HDB 孔に関する地下水の水質、同位体比のデータが整備されている。この他 SAB 孔に関しては、昨年までに原子力機構が現地調査を行い、取得したデータ（松末他、2011<sup>7)</sup>）があり、HCD 孔に関しては一部データが公表されている（電力中央研究所、2009<sup>20)</sup>）。寺本他（2006）<sup>18)</sup>は、地下水の水素・酸素同位体比から見た場合、当地域の地下水は、現在の降水、塩水、氷期の地下水の3成分に分かれるとし、地下深部には地層堆積当時に取り込まれた化石海水（成因不明のため本稿では以下、深部地下水と称す。）が存在し、地下400m以浅には、氷期の地下水、現在の地下水が存在しているとしている。また、濱他（2006）<sup>21)</sup>は、地下水の主成分分析を行い、当地域の深部地下水は、現海水、HDB-5孔、HDB-7孔に代表される3種類の地下水を端成分とする混合水であることを報告している。Kunimaru et al (2010)<sup>22)</sup>は、揚水された地下水試料のM3解析から、やはり、現海水とは組成の異なるHDB-7孔に代表される地下水が端成分として抽出されることを示している。また、深部地下水の起源については、甲斐・前川（2009）<sup>23)</sup>によれば、地層中のシリカの変質と圧密による間隙水の脱水によって観測されている地下水の組成の説明が可能であるとされているが、成因についてはまだ解明されていない。いずれにせよ、地下数100m以深に存在する低塩分濃度地下水は単純に天水の混合による深部地下水の希釈では説明できない。すなわち、地下浅部の天水起源の地下水と深部の地下水とは地下水混合系が異なり、この間に地下水混合境界（異なる地下水混合系が接する境界）が存在する可能性がある。このため、本稿では、上記境界を確認するため、主成分分析に基づく地下水混合解析結果を深度断面図上に空間投影した。

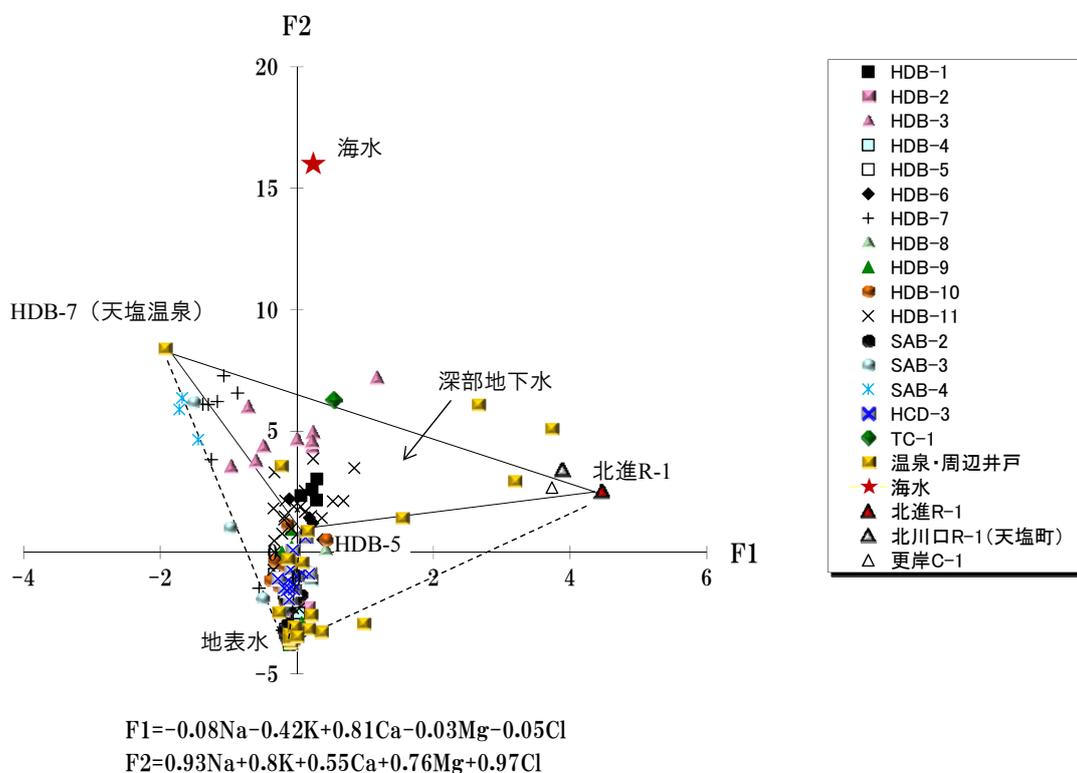


図 3.4 主要 5 成分に基づく主成分分析結果（データ：HDB 孔：國丸他、2007<sup>17)</sup>、SAB 孔：松末他、2011<sup>7)</sup>、他のデータ：Ueda et al、2010<sup>6)</sup>、松波、1993<sup>25)</sup>、動力炉・核燃料開発事業団、1998<sup>26)</sup>、幌延地圏環境研究所、2006<sup>5)</sup>、電力中央研究所、2009<sup>20)</sup>）

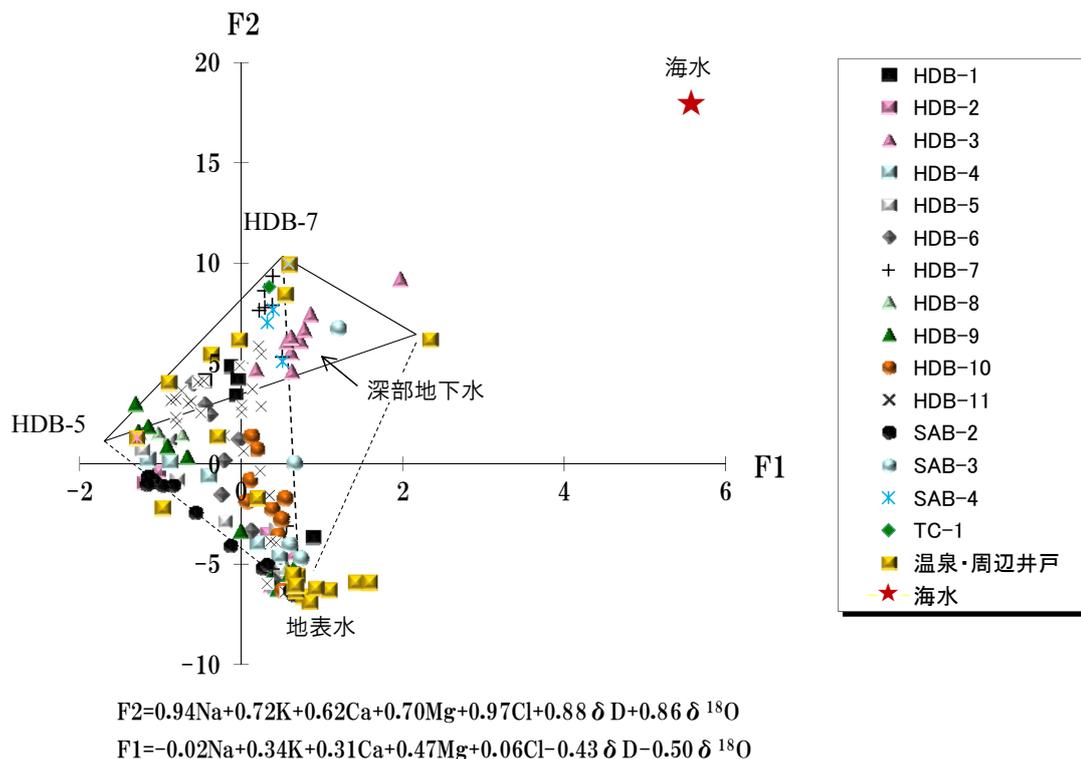


図 3.5 主要 7 成分に基づく主成分分析結果 (データ : 図 3.4 に同じ)

図 3.4、図 3.5 は、幌延地域を含む北海道北部の地下水の主成分分析結果を図示したものである。HDB 孔、SAB 孔、HCD 孔のデータは間隙水の一般水質、水素・酸素同位体比を用い、それ以外は温泉、周辺浅井戸の地下水データを使用している。図 3.4 は一般水質のうち主要 5 成分、図 3.5 は主要 5 成分に酸素・水素同位体比を加えた 7 成分の主成分分析結果である。ただし、一部、間隙水抽出時の酸化の影響を受けている可能性のある試料は除外した。図 3.4 に示すように主要 5 成分の分析結果では地表水 (幌延地域の河川水の平均的な値)、HDB-7 孔 (天塩温泉)、北進 R-1 を代表とする 3 つの端成分が抽出される。一方、酸素・水素同位体比を加えた 7 成分の主成分分析結果 (図 3.5) からは、上記以外にさらに HDB-5 孔で代表される端成分が抽出される結果となった。7 成分の主成分分析結果において北進 R-1 に代表される F1 得点の高い Ca-rich の端成分が抽出されないのは、北進 R-1 や更岸 C-1 などは同位体比が測定されておらず、7 成分の主成分分析においてはこれらが反映されていないためである。しかし、図 3.5 において HDB-7 と地表水を結ぶ線よりも F1 軸方向 (Ca-rich) に北進 R-1 と類似組成を持つ温泉データが存在している。したがって、幌延地域を含む北海道北部地域の地下水の端成分としては、①地表水、②Ca に富む塩水 (北進 R-1)、③低 Cl 地下水 (HDB-5)、④やや高 Cl 地下水 (HDB-7) の 4 種類の地下水成分が抽出され、現海水は抽出されないことがわかる。ただし、この 4 種類の地下水は均質に混合しているわけではなく、例えば SAB-2 孔は、HDB-5 孔と地表水との混合線上 (図 3.5)、HDB-11 孔は上記②③④の深部地下水の中間組成と地表水とが混合する特徴が見られる (図 3.4、図 3.5)。

図 3.6 に北進地区の地下水の酸素同位体比と塩素濃度との関係を示す。地下水の塩素濃度、酸素・水素同位体比は、水-岩石反応の影響を受けにくい非反応成分であり、これを用いて地表水と深部地下水との混合についてさらに詳細な検討を行った。図 3.6 には HDB-5、HDB-7 の端成分で代表される深部地下水の範囲も併せて図示している。図中、ボーリング孔別に見ると、おおむね酸素同位体比が -10~-12‰ の地表水と HDB-5 と HDB-7 の中間の組成を持つ深部地下 ( $O^{18}=0\text{‰} \sim +2\text{‰}$ 、Cl=3,000~6,000ppm の地下水) との混合で説明可能である。

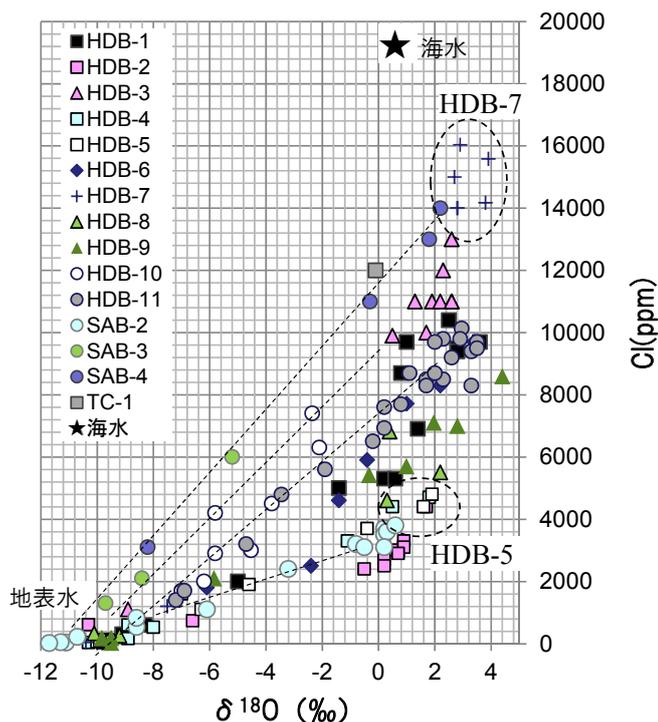


図 3.6 北進地区の地下水の酸素同位体比と塩素濃度との関係（丸破線：主成分分析に基づく HDB-5,HDB-7 の端成分の範囲、破線：孔別の地下水混合線、HDB 孔のデータ：國丸他、2007<sup>17)</sup>、SAB-2 孔のデータ：松末他、2011<sup>7)</sup>、TC-1 孔：幌延地圏環境研究所、2006<sup>5)</sup>）

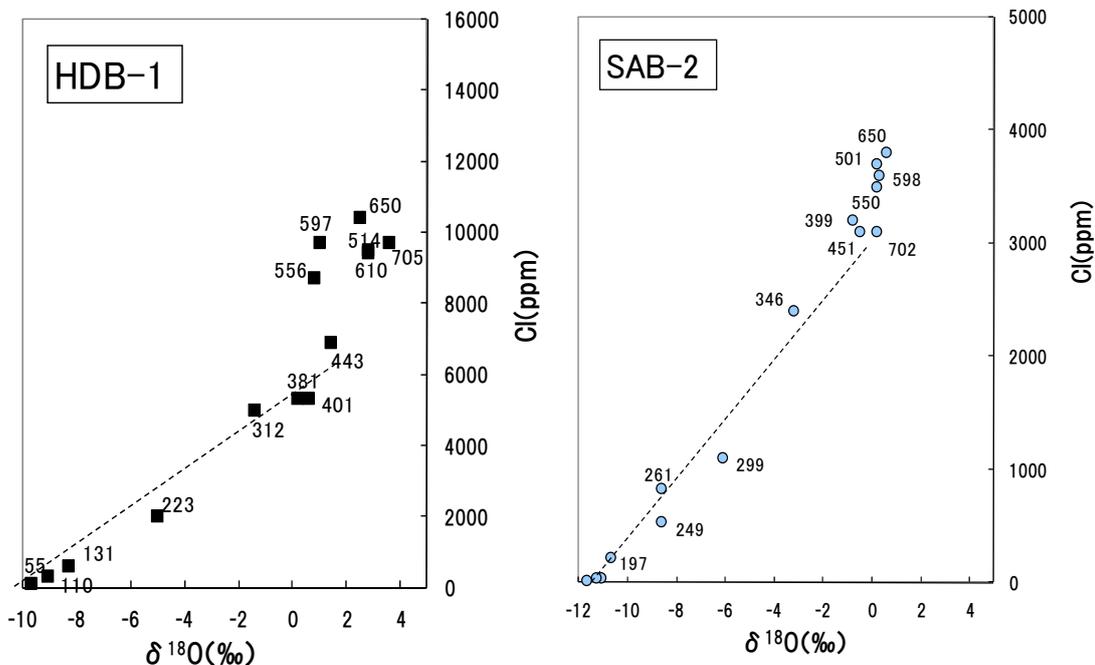


図 3.7 HDB-1 孔、SAB-2 孔の地下水の酸素同位体比と塩素濃度関係（数値は地下水採取深度（GL-m）、データ：図 3.6 に同じ）

図 3.7 に図 3.6 のうち、HDB-1 孔および SAB-2 孔の地下水の酸素同位体比と塩素濃度との関係の例を示す。図中、試料採取深度も併せて投影した。図に示すように HDB-1 孔の地下水の場合、深度 450m 付近までは深度とともに混合線上を酸素同位体比と塩素濃度はともに増加するが、深度 450 m 以深については混合線からはずれ、酸素同位体比が+2 ‰、塩素濃度が 6,000 ppm~11,000 ppm の範囲でばらついている。また、SAB-2 孔の地下水については深度 350~400 m 前後までは深度とともに混合線上を酸素同位体比と塩素濃度はともに増加するが、それ以深は深度との相関はなく、酸素同位体比は 0‰、塩素濃度は 3,000 ppm~4,000 ppm の範囲でばらついている。すなわち、HDB-1 孔は深度 450 m 付近まで、SAB-2 孔は深度 350 m~400 m 付近までは、少なくとも地表から浸透した天水起源の淡水系地下水と深部地下水の混合で説明可能である。しかし、それ以深については図 3.6 の HDB-5 と HDB-7 間にプロットされることから、天水の関与しない深部地下水の混合域であり、HDB-5、HDB-7、北進 R-1 からなる混合系であると想定される。

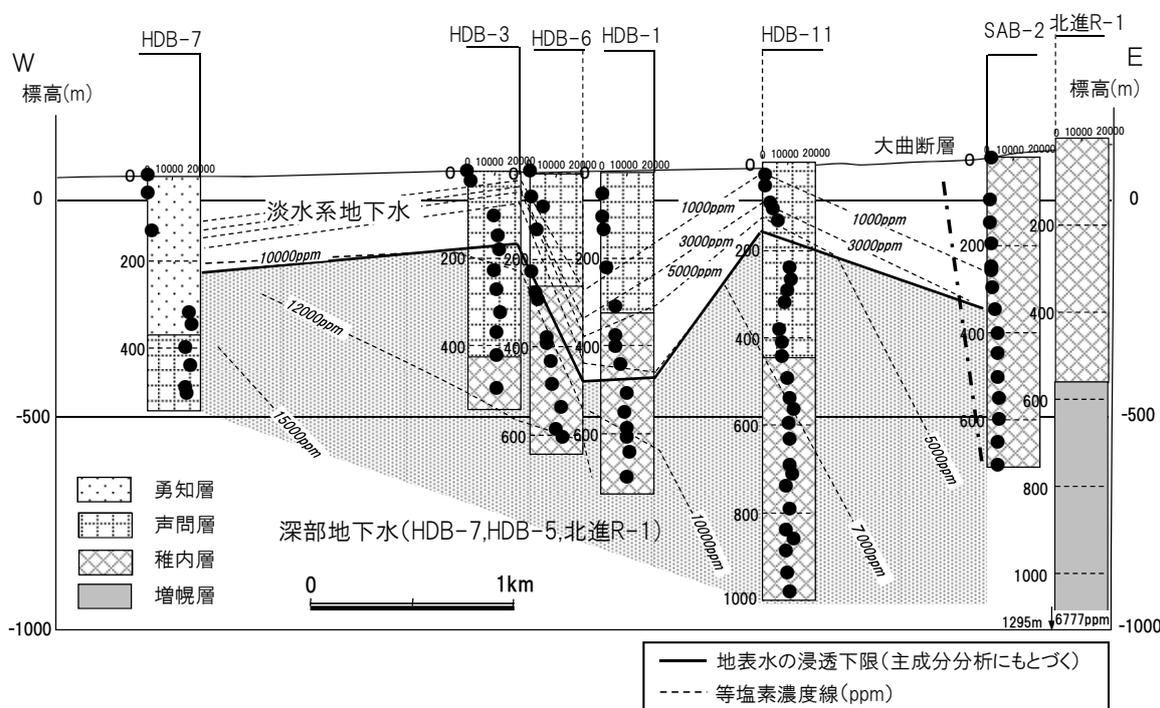


図 3.8 清水川沿いの地下水の塩素濃度分布と主成分分析結果に基づく地下水混合境界 (●: 地下水の塩素濃度)

図 3.8 は、図 3.6、図 3.7 から酸素同位体比と塩素濃度との相関がなくなる深度を地表水の浸透下限とし、各孔において推定された天水の浸透下限深度を清水川沿いの地下水の等塩素濃度分布図に投影したものである。図に示すように、天水起源の淡水系地下水の浸透下限は 200 m~450 m であり、200 m~450 m 以深は天水が関与しない HDB-7、HDB-5、北進 R-1 の 3 成分からなる深部地下水の混合領域であると推定される。すなわち、この深度に地下水混合境界が存在するものと思われる。図中、深部地下水は、西から東（高標高側）に向かうにつれ塩素濃度が低下する一方、地表から浸透する淡水系地下水は深部に向かうにつれ、塩素濃度が上昇する傾向にある。

(4) 熱データ

熱データのうち、地下温度分布は、深部からの地殻熱流量に左右されるだけでなく、地下水流動に伴う熱移流の影響を受ける。温度を指標とした地下水環境の評価に関しては、佐倉 (1984)<sup>26)</sup>、谷口 (1990)<sup>27)</sup>などがその有用性について指摘しており、温度プロファイルの形状から対象地点が地下水涵養場にあるのか流出場にあるのか言及している。また、日本国内において特に平野部、盆地においては地下水温度分布と地下水流動との関係について既往の報告例があり(谷口、1987<sup>3)</sup>、内田、1988<sup>28)</sup>等)、一部には地下水流速の遅い地下水環境への適用例もある。池田他 (2000)<sup>29)</sup>は、十勝平野の第三紀の堆積岩を対象に地下水温度データをもとに、 $10^{-6} \sim 10^{-7} \text{cm/s}$  程度の遅い地下水流速に対しても計算を行い、水理的な解析結果と整合する結果が得られたとしている。幌延地域については、十勝平野よりも低流速であることが予想されるため定量的な評価は困難であるが、定性的には地下浅所の比較的流速の速い天水浸透がどの深度まで温度分布に反映されるか把握できるものと考え、HDB 孔、SAB 孔等で観測されている既往の温度検層データ、地下水温度データを用いて熱的な流動の可能性を検討した。

図 3.9 は、清水川沿いの地下温度プロファイルと地下水温度を断面図上に投影した図である。HDB 孔の温度検層データについては山本他 (2002)<sup>30)</sup>、山本他 (2003)<sup>31)</sup>、山本他 (2004a)<sup>9)</sup>、山本他 (2004b)<sup>32)</sup>、太田他 (2007)<sup>33)</sup>、SAB-2 孔については、松末他 (2011)<sup>7)</sup>を参考とし、地下水温度については國丸 (2007)<sup>17)</sup>を参考とした。なお、地下水温度は同一深度の温度検層データよりも低い可能性があるため参考値とし、等温線図は温度検層データをもとに作成した。地温勾配は全体的には  $2 \sim 3^\circ\text{C}/100\text{m}$  であり、深度とともに温度は上昇するが、HDB-11 孔、HDB-1 孔付近は、SAB-2 孔、HDB-3 孔周辺に比べると同一深度で比較した場合、 $5^\circ\text{C}$  前後高温を示している。図 3.10 は、HDB-3 孔と HDB-11 孔の地下温度プロファイルと地温勾配図である。HDB-11 孔は図 3.9 において高温域が浅部まで存在する地点、HDB-3 孔は相対的に低温域が深部にまで存在している地点である。

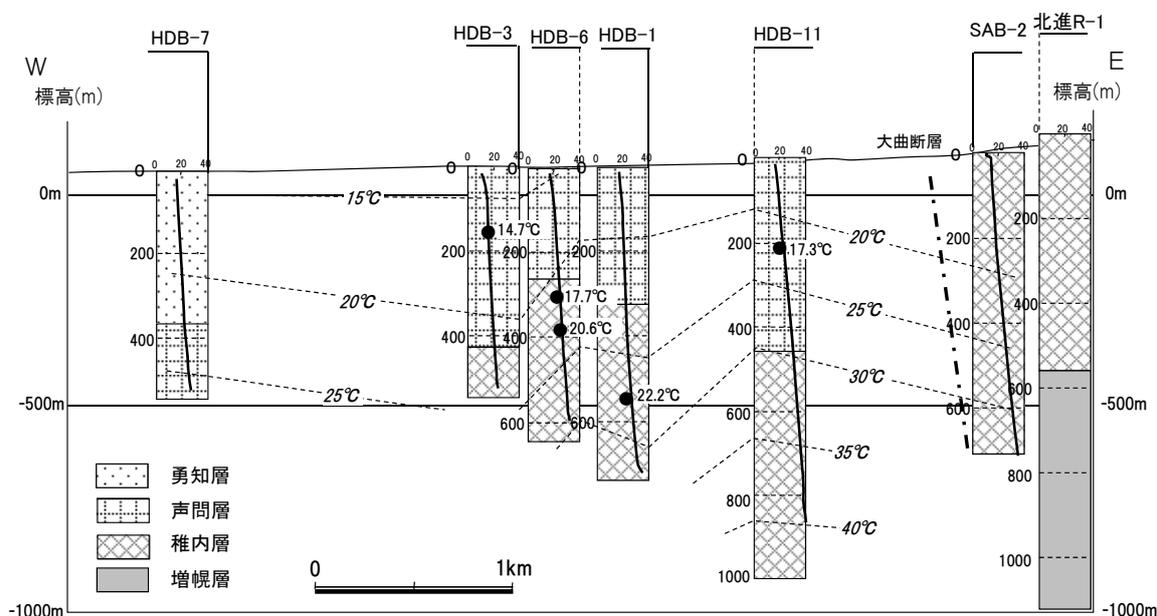


図 3.9 清水川沿いの地下温度分布図 (破線：等温線、●：地下水温度、柱状図中の温度検層データ：山本 (2002)<sup>30)</sup>他、SAB-2 孔：松末他 (2011)<sup>7)</sup>)

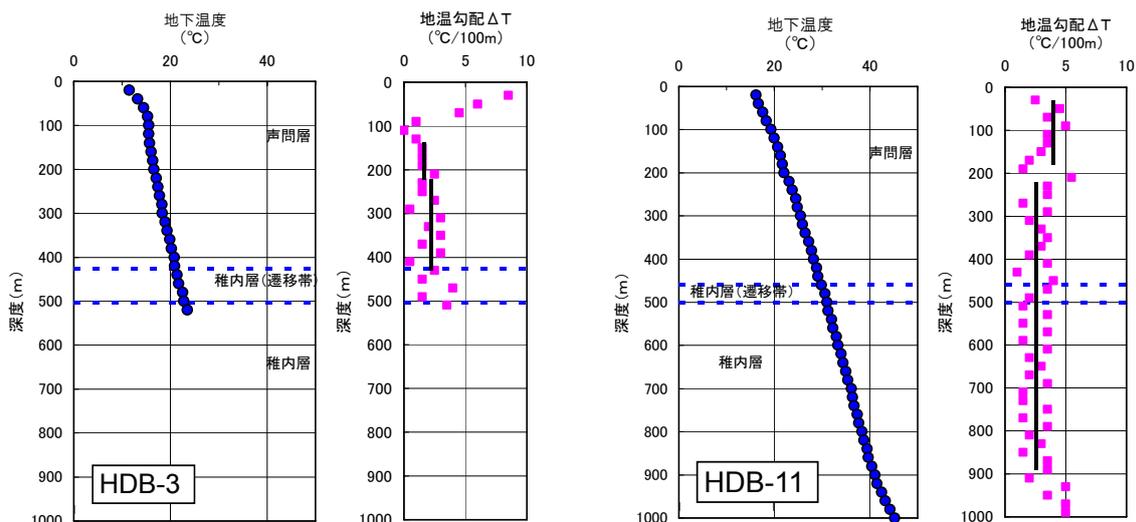


図 3.10 HDB-3 孔 (左図) と HDB-11 孔 (右図) の温度プロファイル (山本他、2002<sup>30)</sup>他からの読み取り値) と地温勾配 (温度検層からの計算値)

ここで地表面から数 10m 間は、地温勾配が大きく変動しており、地表付近の気温の影響あるいは一部捕泥した泥水の影響があるとされており、孔底近くは掘削後の熱的影響が残っているとされている (山本他、2002<sup>30)</sup>) ため、この区間については地下温度分布が擾乱している可能性がある。上記の区間を除いた場合、HDB-3 孔の深度 120m~400m 間の温度プロファイルは、平均的な地温勾配の低い (1.8-2°C/100m) 深度 120m~200m の区間と地温勾配の高い (2.3°C/100m 前後) 深度 200m~400m の区間に区分される。HDB-11 孔は地温勾配が 3-4°C/100m の深度 40m~200m の区間と地温勾配が 2.5°C/100m の 200m~900m の区間に区分される。図 3.9 において高温域が浅部まで分布する HDB-11 孔については、深度 40m~200m 前後の浅部区間の温度プロファイルは、高温側に緩やかな凸形状が認められる。そこで地下水流速を求めるタイプカーブ (佐倉、1984<sup>26)</sup>) をこの区間に適用すると上向きの流動が算出されることが示された。仮に声間層の熱伝導率 ( $K=1.0\text{w/m}\cdot\text{k}$ 、山本他、2005<sup>34)</sup>) を用いて流速を計算すると 0.04m/yr 程度となる。一方、HDB-11 孔の深部区間の地温勾配はほぼ一定であり、タイプカーブの  $\beta \approx 0$  であるため、地下水流動による熱移流の影響が存在するとしても極めて小さいものと推定される。HDB-3 孔については、流動を示すような温度プロファイルの兆候は不明瞭であるが、深部区間に比べて浅部区間は地温勾配が小さい(図 3.10)ことから、下降流が存在している可能性がある。また、深部区間について HDB-11 孔同様地温勾配はほぼ一定であり、流動があったとしても非常に流速が遅いことが想定される。

今回、温度検層データの分解能が 0.1°C (山本他、2002<sup>30)</sup>他) とされており、読み取り精度の問題もあり、詳細な検討には至らなかったが、他の孔についても HDB-3 孔、HDB-11 孔同様、HDB-8 孔や HDB-1 孔などでは深度 200~300m 前後に地温勾配の不連続点が存在し、この付近は声間層内であり、物性値に違いがないことから、流動性の違いによる熱的な不連続境界に起因する可能性がある。また、この境界は図 3.8 の地下水混合境界とおおむね一致する。

#### (5) 地下水年代データ

当地域の地下水年代については、これまで HDB シリーズについては  $^4\text{He}$ 、 $^{36}\text{Cl}$  値 (下茂他、2005<sup>35)</sup>、中田他、2009<sup>36)</sup>、長谷川他、2005<sup>37)</sup>) が測定されており、SAB-2 孔については深度 700 m までの  $^{36}\text{Cl}$  が測定されている (松末他、2011<sup>7)</sup>)。下茂他、2005<sup>35)</sup>、中田他、2009<sup>36)</sup>、長谷川他、2005<sup>37)</sup> によれば、当地域における深部地下水が分布する深度に相当する地下水は 100 万超の滞留時間の長

い地下水であることが示されており、一方、淡水系地下水の分布する浅部の地下水はおおむね He 年代から 100 万年以下の可能性があるとしている。また、SAB-2 孔についても  $^{36}\text{Cl}$  の分析結果は長谷川他、2005<sup>37)</sup> らと同様な傾向を示している (松末他、2011<sup>7)</sup>)。ただし、長谷川他、2005<sup>37)</sup> によって示された  $^{36}\text{Cl}$  年代は地下水混合が考慮されておらず、見かけの年代を表している可能性もあり、下茂他 (2005)<sup>35)</sup> によれば年代値はあくまで参考値扱いとすべきとしている。しかし、天水の関与のない深部地下水 (HDB-5 孔、HDB-7 孔の深部など) については、おおむね地下水の  $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$  比が周辺の岩石の放射平衡値に近づく点、深部地下水の  $^4\text{He}$  蓄積速度から求めた地下水年代は 100 万年を超えている点など (長谷川他、2005<sup>37)</sup>) から、深部地下水についてはおおむね 100 万年以上経過しているものと推定される。

(6) 地下水環境特性

図 3.11 に北進地区の地質、水理、地下水化学、熱、地下水年代の複数の指標から得られた情報を取りまとめた地下水環境特性図を示す。図は HDB-11 孔周辺の地下水環境特性を概念的に表現している。図中、地下数 10m までの表層地下水は水理的、熱的に季節変動の影響を受けており、最近涵養した地下水の流動による影響の及ぶ範囲と推察される。この間の地下水は Na-HCO<sub>3</sub> 型であるが、寺本他 (2006)<sup>18)</sup> に従って酸素・水素同位体比の重い“現在の地下水”であることから、表層地下水として“過去の淡水系地下水”と区別した。前述のとおり、声問層下部には、熱的に地下水流動の兆候のある下限境界が存在し、主成分分析や同位体分析結果から過去の淡水系地下水と深部地下水との地下水混合境界とおおむね一致する。しかし、水理的に異常高压が観測されている高压地下水の分布範囲は、深部地下水の範囲とは一致しない。

なお、当地域に分布する稚内層、声問層、勇知層は海成層であり、更別層は浅海成層であるが、一部は河成起源の堆積物も含まれるとされている (新里他、2007<sup>38)</sup>)。産業技術総合研究所 (2010)<sup>39)</sup> によると更別層の C/S 比は更別層全域において 4 以下であり、更別層堆積当時は、地表水による地下水交替はほとんど行われていないとされている。すなわち、地表から天水の浸透は、海面が低下して最初に離水し始めた更別層堆積後期以降の可能性が高く、過去の淡水系地下水はこれ以降に形成された可能性が考えられる。

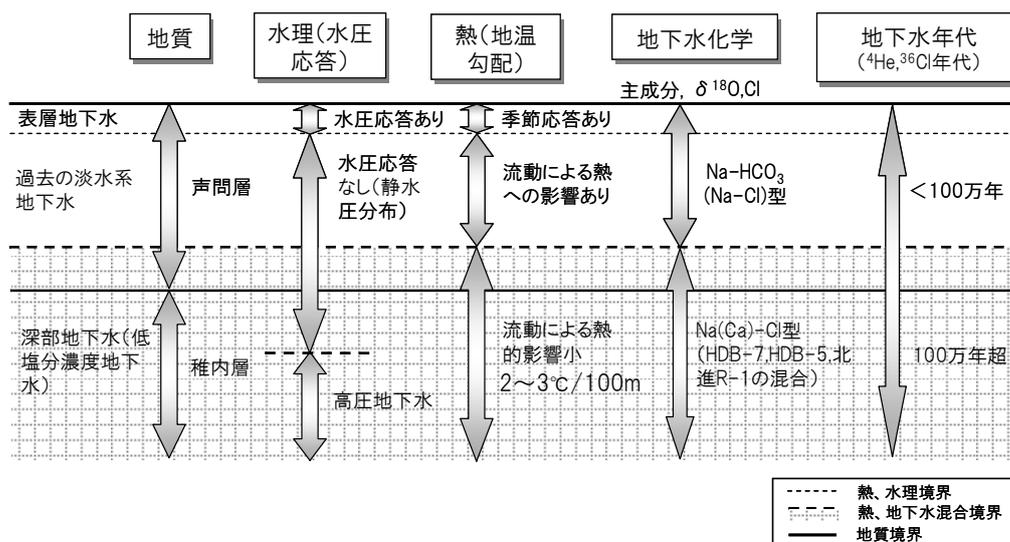


図 3.11 北進地区 (HDB-11 孔周辺) の地下水環境特性概念図の例  
 (矢印の範囲は指標データに基づく特性が同一または連続的に変化する領域)

(7) 検証項目としての地下水流動境界の取り扱い

今回の検討結果によれば当地域の場合、図 3.11 に示すように、地層の堆積当時に取り残された深部地下水は、流動の有無、形成時期の詳細については不明であるが、少なくとも起源を異とする 3 種類の地下水の混合 (3 相混合) 系からなっており、天水起源の地下水混合系とは区別されるものであることが示された。したがって、図 3.12 に示すように従来想定されているような現海水相当の塩分濃度 (C=1) の地下水が地層中に分布し、地表から天水によって洗い出されるような単純なモデルではなく、もともと現海水とは地下水組成を異とする 3 種類の深部地下水の混合によって、当地域の西から東に向かって塩分濃度が低下するような地下水分布が存在し、その後、深度 200 m~450 m まで天水による希釈が進み、現在見られるような水質分布が形成されたものと推定される。また、前述のとおり、深部地下水は 100 万年超の長い滞留時間を示す可能性があること、熱的に流動の兆候がほとんど存在しないことなどから、地表から洗い出しが始まる 30~25 万年前以前頃までにはすでに深部地下水分布域では現在と同様な塩素濃度プロファイルがすでに形成されていたものと想定される。

したがって、図 3.12 に示すように、塩素濃度を考慮した地下水流動解析の条件設定として、初期地下水を C=1 として与えるのではなく、HDB-7、HDB-5、北進 R-1 の 3 相の混合によって示される塩素濃度分布を初期地下水として与え (C≠1)、地表からの淡水の浸透による塩分の洗い出し解析を行う。その結果、淡水部分の塩分濃度分布、あるいは塩水と淡水との境界位置が観測値と合致しない場合、水理地質構造モデルあるいは初期地下水以外の境界条件や水理パラメータなどを現実的な範囲で見直しを行い、モデル改良を図る必要がある。とくに今回の調査によって得られた天水起源の地下水と深部地下水との境界位置が、解析結果と整合性が図られているかが解析モデルの妥当性を確認する上で重要であり、これが検証データとして有効であるものと考えられる。

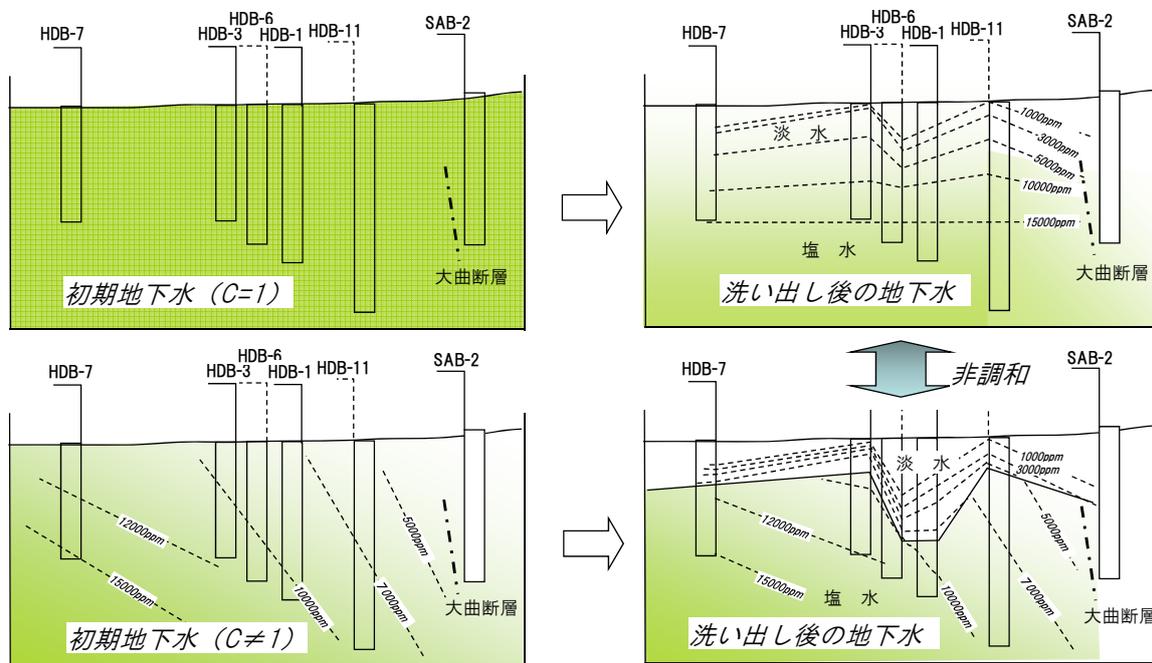


図 3.12 深部地下水の洗い出し過程に関する概念の比較 (上図：初期地下水を C=1 としたケース、下図：C≠1 とし、現実的な初期地下水を設定条件として与えたケース、図中の破線：等塩素濃度線)

### 3.2 新潟堆積盆（長岡地区）のケース

長岡平野は新第三紀後期の火山性砕屑岩を含む堆積岩からなり、北東 - 南西走向の褶曲軸を持つ堆積盆中心に位置する。当地域は、古くから石油・ガス賦存把握のため、深度 1,000~4,000 m のボーリング調査が実施されており、これに伴って地下深部の地層水のデータが取得されているとともに、地下水の成因に関する調査・研究が他に比べると進んでいる場所である。また、当地域には幌延地域と類似した高圧地下水（静水圧より高い圧力を示す地下水）の存在が報告されており（真柄、1966<sup>40)</sup>）、特定の層準（泥岩主体の西山層以深）において見られることから、泥岩がキャップロックとなって深部の流体が閉塞されたため、圧力上昇が生じたものであるとされている。加藤・梶原（1986）<sup>4)</sup>は、ガス付随水の水質、酸素・水素同位体比を測定し、西山層～椎谷層以深の深部地下水は、それより浅所の地下水が天水線上にあるのに対して、天水線からはずれ酸素同位体比が重い方向に投影されることから、両者は異なる地下水混合系にあると指摘している。すなわち、当地域は、天水を起源とする地下水流動系と独立した深部の閉塞性の地下水システムが存在する可能性がある。しかし、これまで高圧地下水と地化学データから推定されている深部地下水との関係、高圧地下水と地質構造との関係についての詳細は議論されてこなかった。したがって、幌延地域や房総半島に用いたと同じ複数種の地下水関連データ（水理、熱、地下水化学、地下水年代）を指標データとしたデータ整理・解析方法を長岡地区の地下水環境に適用した。以下にその概要と検討結果を示す。

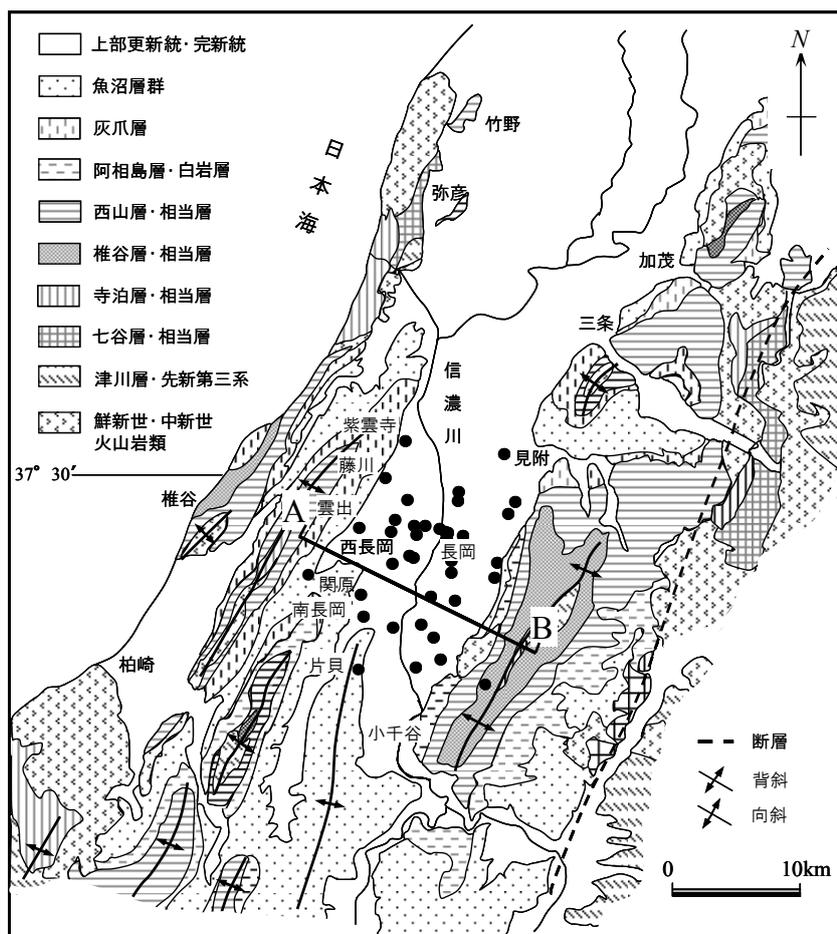


図 3.13 長岡平野の地質平面図（地質調査所、1991<sup>41)</sup>をもとに編集、AB：断面投影位置、●：温泉井、浅井戸等の位置）

(1) 地形・地質

長岡平野は標高 200~300 m の東頸城丘陵と標高 300~600 m の魚沼丘陵とに挟まれる構造性的平野である。図 3.13 に示すように平野中央部の標高は 10~20 m であり、信濃川が北上している。地質構造は、北北東 - 南南西方向の断層や褶曲軸に支配され、丘陵地が背斜軸、平野部が向斜軸に相当する。当地域の地質は、新第三紀後期の火山性碎屑岩を含む堆積岩を主体とし、深部から先第三系、津川層、七谷層、寺泊層、椎谷層、西山層、阿相島層（和南津層）までが第三紀であり、灰爪層、魚沼層、上部更新統が第四紀層である。平野中央部にはこのうち、七谷層~魚沼層が分布することがボーリング調査等から知られている。

図 3.13 に長岡平野の位置データ、地下水観測位置に関する深度データ（ストレーナー位置）が既知の井戸、ボーリングの位置を示す。図中、地質、水圧、水温（あるいは温度検層）データが存在する井戸が 4 孔、地質、水圧データが存在する井戸が 3 孔、水質、水温データが存在する井戸は 36 孔である。水圧データは、真柄（1966）<sup>40)</sup>、地下水温データは、谷口（1987）<sup>3)</sup>、田中・佐藤（1977）<sup>42)</sup>、地下水の水質データについては加藤・梶原（1986）<sup>4)</sup>、加藤（1987）<sup>43)</sup>、伊藤他（2004）<sup>44)</sup>、蔵田他（1958）<sup>45)</sup>、阿部他（2010）<sup>46)</sup>、三戸他（2008）<sup>47)</sup>などが報告されている。

(2) 水理データ

当地域において水圧データが存在するのは、長岡市街地の浅井戸（谷口、1987<sup>3)</sup>）と深度 700 m 以深の水圧が観測されている 9 地点（雲出、藤川他）（千木良・中田、1994<sup>48)</sup>、真柄、1966<sup>40)</sup>）である。当地域の浅井戸の水位は、季節変動以外に市街地における消雪用の揚水によって冬場最大 10 m 低下する年があるとされている（谷口、1987<sup>3)</sup>）。平野中央部の沖積層の厚さは 50~60 m 程度であり、浅井戸データの地下水ポテンシャル分布から、地下水は沖積層中を南から北に向かって流れている。また、平野北部（涵養域）に位置する井戸の深度 55.8 m においても年間の水位変

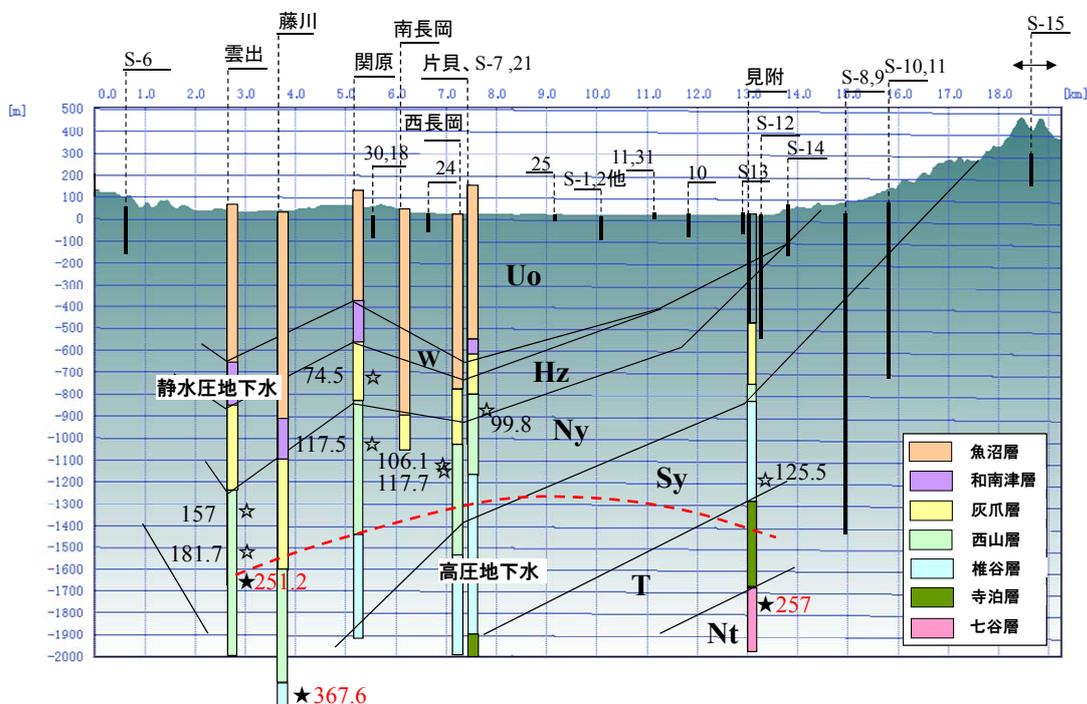


図 3.14 A-B 断面における地質断面図と水圧観測値 (kg/cm<sup>2</sup>) (★：高压地下水、☆：静水圧地下水、Uo：魚沼層、W：和南津層、Hz：灰爪層、Ny：西山層、Sy：椎谷層、T：寺泊層、Nt：七谷層)、地質境界は真柄（1966）<sup>40)</sup>等をもとに推定

動は消雪期を除いて最大 1.1m 存在するが、浅井戸の水位変動は井戸の深度が増すとともに減少する（谷口、1987<sup>3)</sup>）。

図 3.14 は長岡平野を東西に横断する地質断面図と水圧観測値を投影している。静水圧分布から高压側に大きくはずれ、高压地下水として観測されるのは、藤川周辺においては、EL-1,600m の西山層 (Ny) 下部以深においてであり、東部の見附においては寺泊層上部である。連続データが存在しないため詳細は不明であるが、全体的には西山層～椎谷層中に水理的境界が位置する。

(3) 地化学データ

図 3.15 は、長岡平野の東西方向の地質断面図に地下水の塩素濃度分布を投影したものである。長岡市街の深度 100 m 以浅の浅井戸は蔵田他 (1958)<sup>45)</sup>、阿部他 (2010)<sup>46)</sup>、温泉データ (S-No.) については地質調査所 (1993)<sup>49)</sup>、深部のガス田のデータは加藤 (1987)<sup>43)</sup>を用いた。なお、南長岡の地下水データは CO<sub>2</sub> 圧入実証試験の際に測定されたデータ (三戸他、2008<sup>47)</sup>) である。図に示すように、浅所の魚沼層中の地下水は塩素濃度が数 ppm～数 10 ppm の淡水である。灰爪層～西山層においては地下水の Cl 濃度は増加傾向にあるが、西山層中部においては 19,000 ppm を最大として椎谷層以深では塩素濃度は逆に低下する傾向にある。

図 3.16 に長岡市以外の新潟市周辺の地下水データも含めた  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta\text{D}$  図を示す。図中、新潟市周辺のデータも併せて投影した。加藤・梶原 (1986)<sup>4)</sup>によって指摘されているように地下水は天水線に分布するグループと天水線からはずれ、酸素同位体比の高い方に分布するグループとが存在する。また、図 3.17 は、長岡市周辺の地下水の主要溶存 5 成分を用いた主成分分析結果である。図に示すとおり、 $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta\text{D}$  図同様、2 種類の地下水混合系のグループが識別できる。 $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta\text{D}$  図、主成分分析結果図から、1 つは地表水と変質海水 (海水よりも低酸素同位体比を持つ塩水) を端成分とする地下水混合系、もう 1 つは、変質海水と酸素同位体比が +4 ‰ 前後の深部地下水 (非天水起源の Ca-rich の低塩分濃度地下水) とを端成分とする地下水混合系である。

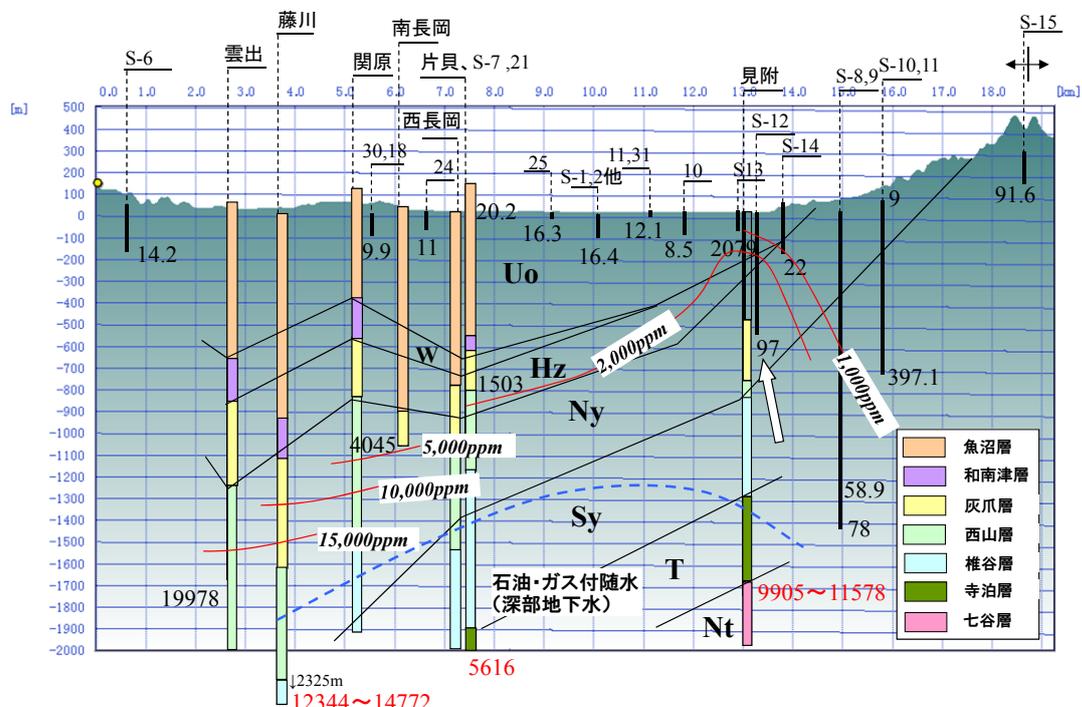


図 3.15 A-B 断面における地質断面図と地下水の塩素濃度分布 (数値：地下水の塩素濃度 (ppm)、破線：地下水混合境界、地質記号凡例：図 3.14 に同じ)。

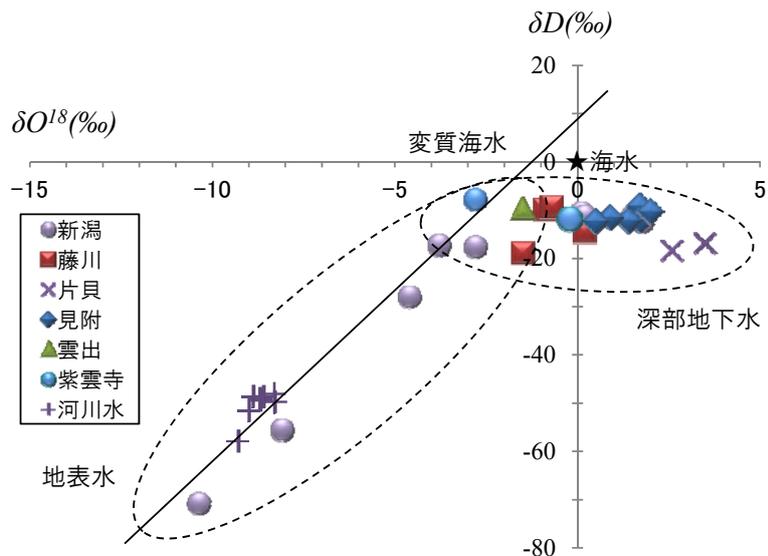
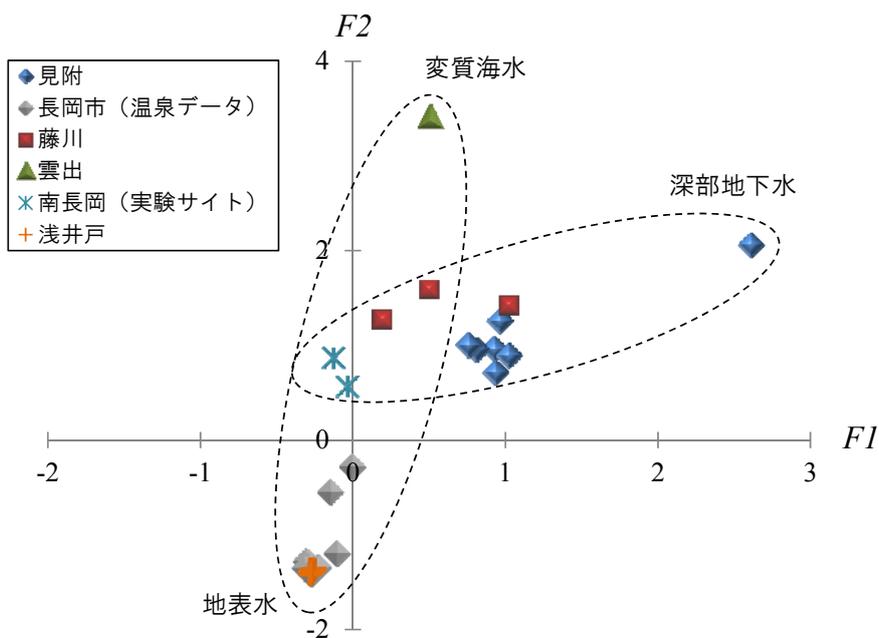


図 3.16 地下水の水素 - 酸素同位体比関係図 (実線：天水線)



$$F1 = -0.001Na^+ - 0.21K^+ + 0.88Ca^{2+} - 0.40Mg^{2+} + 0.14Cl^-$$

$$F2 = 0.54Na^+ + 0.49K^+ + 0.19Ca^{2+} + 0.36Mg^{2+} + 0.56Cl^-$$

図 3.17 地下水の主成分分析結果

図 3.16、図 3.17 の見附、藤川、片貝など深部地下水の範囲に含まれる地下水は図 3.15 において七谷層～椎谷層中に位置し、一方、図 3.16、図 3.17 の南長岡や雲出など地表水と変質海水との混合領域にプロットされる地下水は図 3.15 における西山層以浅の層準に位置する。これらの地下水の空間分布から、上記 2 種類の地下水混合境界は、盆地中央においては、図 3.15 に示すように椎谷層上部付近にあると推定される。ただし、S-8,9 周辺では寺泊層付近の深度まで地表水と変質海水との混合水 (図 3.17 の長岡市の温泉データ) が存在することから、見附より東側において上記地下水混合境界は寺泊層以深にあるものと推定される。

(4) 熱データ

図 3.18 は、長岡平野の東西方向の地質断面図に水温分布を投影した図である。データは、阿部他 (2010)<sup>46)</sup>、田中・佐藤 (1977)<sup>42)</sup>、地質調査所 (1993)<sup>49)</sup>、三戸他 (2008)<sup>47)</sup>を引用した。なお、当地域の地表付近は気温の影響を受け、地下 10~25 m までは年間を通じて水温は大きく変動するとされている (谷口、1987<sup>3)</sup>) ため、図 3.18 には深度 25 m 以深の孔底の水温データを投影した。地下水温の一部は孔口で観測されているため、原位置の水温はそれよりも高い可能性はあるが、全体に深度とともに上昇し、EL-1,000~1300 m では 46~48 °C 前後まで達している。

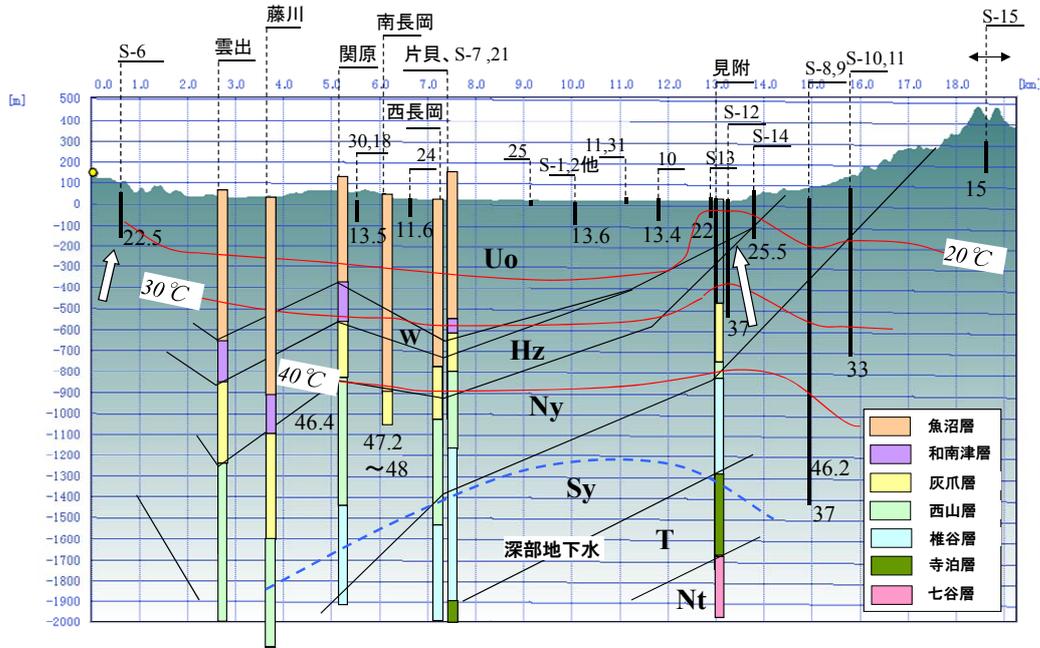


図 3.18 A-B 断面における地質断面図と地下水の水温分布 (数値: °C)、破線: 図 3.15 の地下水混合境界、地質記号凡例: 図 3.14 に同じ。

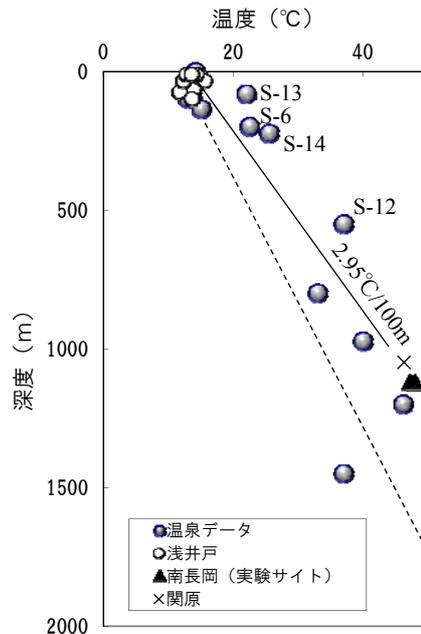


図 3.19 地下水温の深度プロファイル (x 関原: 温度検層に基づく孔底温度 (田中・佐藤、1977)<sup>42)</sup>、実線: 関原における地温勾配、破線: 平均的な地温勾配)

S-6 と見附 (S-12、S-13、S-14) の温泉データは周囲に比べて高い温度を示しており、図 3.19 に示す関原の温度検層データと地表面温度から推定した地温勾配線 (2.95 °C/100 m) よりも高温側に位置する。また、図 3.18 にも見られるように S-13 の地下水の塩素濃度は 2,000 ppm 以上と周囲に比べて高いことから、深部から高温、高 Cl 地下水が上昇している可能性 (図 3.18 の矢印) が考えられる。なお、EL-1,000~1,300m 以深の深部地下水分布域については、温度データが欠如しており、詳細については不明である。

(5) 地下水環境特性

図 3.20 に長岡平野の堆積盆中心部における地下水環境特性図を示す。図中、前述の地質、水理、熱、地下水化学に関する指標データから推定された知見を整理・図化した。複数の指標データから、当地域の地下水環境は、地表から表層地下水、過去の淡水系地下水、深部地下水に大別される。表層地下水は、深度数 10m まで水理的、熱的な季節変動による影響を受けており、沖積層基底境界とおおむね一致する。過去の淡水系地下水は、酸素・水素同位体比が表層地下水に比べて低いこと (加藤・梶原、1986<sup>4)</sup>) や地下水組成は Na-HCO<sub>3</sub> 型地下水の組成を持った溶存イオン濃度の高い地下水であること (阿部他、2010<sup>46)</sup>) などから、滞留時間の長い地下水であり、Ca-HCO<sub>3</sub> 型の表層地下水と区別される。ただし、Ca-HCO<sub>3</sub> 型地下水から Na-HCO<sub>3</sub> 型地下水への深度方向の組成変化は連続的であるため、地下水化学では一連の地下水系としている。

また、地下水の主成分分析、水素・酸素同位体比から、盆地中央部においては西山層下部あるいは椎谷層と西山層との境界付近に天水起源の地下水を含まない深部地下水と淡水系地下水との混合境界が存在する。前述のとおり、高圧地下水は西山層下部あるいは西山層と椎谷層との境界以深において観測されており、その分布範囲は、地化学に基づく深部地下水分布領域の分布範囲とおおむね一致する。したがって、高圧地下水と低塩分濃度の深部地下水とが同一起源である可能性は高い。しかし、深部地下水に関する流動特性等のデータはなく、成因については今後の課題である。なお、前述のとおり、地下水温度データと地化学データから、盆地-丘陵境界に位置する見附付近では、周囲よりも温度の高い天水成分を含む塩水が深度数 100m から上昇している兆候があることから、東側丘陵部では、地表から涵養された地下水が深部の塩水を希釈しながら盆地縁辺部に向かって湧出しているものと想定される。

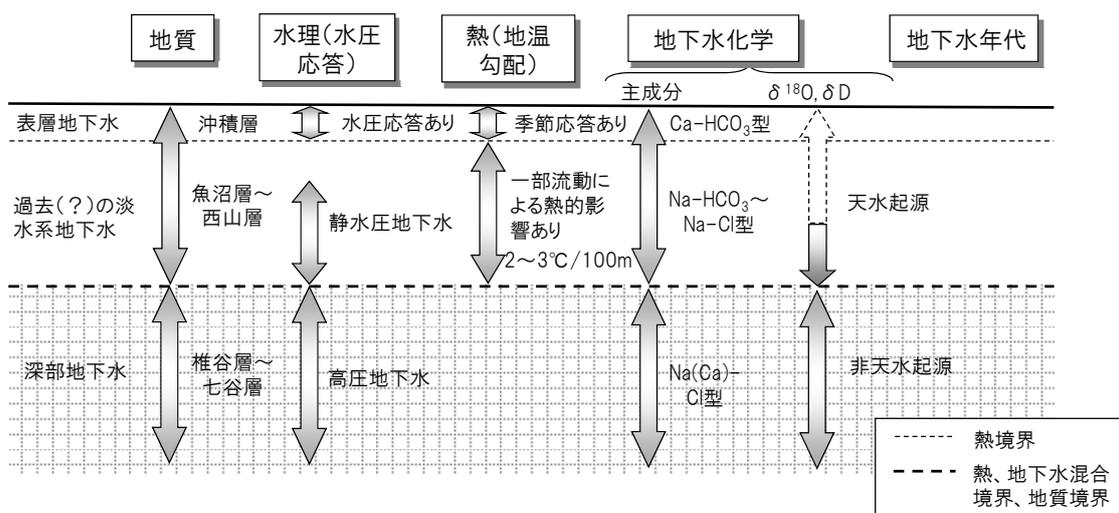


図 3.20 長岡平野の堆積盆中央部における地下水環境特性図  
(矢印の範囲は指標データに基づく特性が同一または連続的に変化する領域)

### 3.3 検証データの整備方法の検討

表 3.1 は、幌延地域（北進地区のうち HDB-11 孔周辺）および長岡地区（盆地中央部）における指標データと検証項目との関係を図 3.11、図 3.20 の地下水環境特性図を基に作成した表である。ここでは、検証項目として各地区において対象とする地下水の流動方向、水理境界、熱境界、地下水混合境界などの各種境界を示すとともに、熱あるいは水理境界と地下水混合境界の両方が認識でき、複数の地下水システムの存在が示唆される場合、その境界を地下水流動境界とした。表中、それらの検証項目に対して地質、水理、熱、地下水化学、地下水年代に関する指標データの適用状況と有効性を示した。表中、データの使用・不使用、データの欠如等を区別したうえで、データの有効性について○△×で表示し、複数の指標データの組み合わせで総合的に判断して境界が評価可能なものを●とした。

表に示すように北進地区については、表層地下水とその下位の過去の淡水との境界は水理的、熱的に明瞭であることから、各種境界は○としているが、境界付近において水質的な変化は見られないことから、地下水流動境界は×とした。また、過去の淡水は、全水頭データが存在するため、おおむね地下水流動方向の推定が可能であり、○としているが、熱データについては流動方向・流動の有無による熱的兆候は一部においてしか見られないことから△とした。

過去の淡水と深部地下水との境界は、熱、地下水化学に関する指標データに基づく境界が認識でき、両者間でおおむね一致することから、その境界を挟んで上下間で流動性、物質移動特性の違いが存在しているものとし、●とした。ただし、水理に関しては、深度 600m～700m 以深に高圧地下水の存在が観測されており、直上に低透水性（ $10^{-11}$ m/s 前後）のゾーンが存在することから、水理境界が存在する可能性はあるが、この境界と地化学データや熱データから推定される境界との関係が不明であることから×とし、地下水流動境界についても×とした。また、上記境界は地質境界とも一致しない。今後は水理境界付近の水質、熱特性に関する詳細なデータとの比較を行う必要がある。

表 3.1 指標データと検証項目との関係

地域名	指標データの種類 検証項目		地質	水理		熱		地下水化学		地下水年代	
				T	M	T	M	T	M	T	M
				北進	表層地下水と過去の淡水	各種指標境界			○		○
地下水流動境界			×				×	×	—	×	—
過去の淡水	地下水流動方向・特性		○			△					
過去の淡水と深部地下水との境界	各種指標境界		×		—	△	—	○	—	×	—
	地下水流動境界		×		—	●	—	●	—	×	—
長岡	表層地下水と過去の淡水	各種指標境界			△		○	×	—	—	—
		地下水流動境界			×		×	×	—	—	—
	過去の淡水	地下水流動方向・特性		—		△					
	過去の淡水と深部地下水との境界	各種指標境界		△	—	—	—	○	—	—	—
		地下水流動境界	●	●	—	—	—	●	—	—	—

T:1 時期のデータ、M:長期観測データあるいは多時期のデータ、“各種指標境界”：各種データに対応する地質境界、水理境界、熱境界、地下水混合境界のいずれかの境界、○：検証項目に対して必要なデータが存在し、かつ有効、△：検証項目に対して必要なデータが存在するが、データが偏在、あるいはデータの特性上、一部有効、×：検証項目に対して必要なデータが存在するが、データが偏在あるいはデータの特性上の理由から有効性が不明なもの、●：他の指標データとの組み合わせで有効、—：検証項目に対して必要なデータが存在しない、空欄：データ不使用

長岡地区については、表層地下水と過去の淡水との境界は、多時期にわたって観測されている水理、熱データが存在し、境界深度の特定が可能であるため、それぞれ△、○とした。過去の淡水と深部地下水との境界については、地下水化学に関する指標データに基づく地下水混合境界と高圧地下水が出現し始める水理的な深度（水理境界）とがおおむね一致することから、その境界を挟んで上下間で流動性、物質移動特性の違いが存在しているものとし、●とした。ただし、水理についてはある程度傾向は把握できるものの盆地中央の深部データが欠如していることから水理境界については△としたが、地下水化学に関しては、一部データが欠如しているもののおおむね全域の水質のデータから地下水混合境界を推定できるため○とした。

指標データと検証項目との関係の整理結果から、北進地区および長岡地区ともに複数の指標データのうち地化学データ（水質、水素・酸素同位体データ）を用いることによって①天水起源の地下水と深部地下水との混合からなる過去の淡水、②天水を起源としない地下水どうしの混合からなる深部地下水が存在し、互いに独立した地下水システムを形成していることが示された。また、地化学データと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一部においては、上記①②の地下水システムの定性的な地下水流動特性や流動範囲を推定することができ、解析モデルの妥当性の確認のための検証データが取得できたものと思われる。ただし、②の深部地下水の成因や流動特性については十分な情報を得ることができず、これについては今後の課題である。

今回、既往の文献データに基づく検討であるため、測定データの誤差、データの品質、存在するデータの粗密による検討結果への影響を考慮していない。地下水流速の小さい地下深部においては、熱や水理データなどに関して応答性が低いため、測定誤差が熱的境界位置あるいは水理的境界位置の有意性を左右する可能性を否定できない。このため、今後は、指標データの持つ測定誤差、品質に関する不確実性を可能な範囲で考慮したうえで検証データの整備手法の検討を行っていく必要がある。また、本稿で取り扱ったデータは、特定の2地域についての数km～10数km四方の限られた領域の空間情報であるため、数10km～100kmの広域の流動特性との整合性を図る必要があるとともに、今後は堆積岩以外の地下水環境の事例についても検討する必要がある。

#### 4. まとめ

本稿では幌延地域（北進地区）、新潟堆積盆（長岡地区）を対象に地下水流動特性、地下水流動境界の地下水環境特性にかかわる検証項目を評価するため、水理、熱、地下水化学、地下水年代に関する複数の指標データについての整備を行った。以下に本検討のまとめと課題を示す。

- 幌延地域北進地区は、深度200 m～450 mより深部には地下水年代から100万年前よりも古い時代の深部地下水が存在し、熱的にも流動の兆候はない。地下水の主成分分析、同位体組成によれば、深部地下水は、3種類の端成分の混合によって形成されたものであり、現在見られる塩分濃度分布は、天水による希釈ではないと推定される。一方、深度200 m～450 m以浅には、地表から浸透した天水起源の淡水が存在し、天水の浸透下限がほとんど流動を伴わない深部地下水との流動境界になっている可能性が高い。
- 長岡地区は、盆地中央部において、天水起源の淡水が椎谷層上部あるいは西山層と椎谷層境界付近まで浸透しており、それ以深に高圧地下水で特徴づけられる深部地下水が存在しており、両者間に地下水流動境界が存在しているものと推定される。
- 今回、北進地区および長岡地区ともに複数の指標データのうち地化学データを用いることによって、互いに地下水交流のない独立した地下水システム（過去の淡水と深部地下水）が存在し、地下水システム間の地下水混合境界の位置を特定することができた。また、地化学デ

ータと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一部においては、地下水システムの流動特性や流動範囲を推定することができた。ただし、北進地区に関しては地化学的な深部地下水分布域と高圧地下水の分布範囲との関係が不明であり、今後の課題である。

- 今後、過去から現在までの長期的な海面変化、地質・地質構造変化等を考慮した熱一水連成による地下水流動解析結果と現在の観測データとの整合性が検討されるものと思われる。これら解析結果の妥当性の評価に使用される項目は、まずは地下水流動境界や地下水流動特性（流向、流動経路）であり、今回、これらの特性に着目したデータ整備を行った。
- 今回、地下水流動境界についてはその位置をおおむね特定することができ、また、地下水流動特性については一部において上昇流の位置を確認することができ、有用なデータが整備できたものと考えられる。
- 今回、測定データの誤差、データの品質等の検討結果への不確実性については検討していない。また、堆積岩地域以外の地質環境についても検討しておらず、結晶質岩地域についても事例を増やす必要があるとともに、今後、整備されたデータを地下水流動解析モデルの検証に反映させていく予定である。

## 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.、2011.
- (3) 谷口真人、長岡平野における地下水温の形成機構、地理学評論、60(Ser.A)-11、pp.725-738、1987.
- (4) 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.
- (5) 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.
- (6) 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 gopressured fluids, *Geochemical Journal*, 44, pp.545-560, 2010.
- (7) 松末和之・宗像雅広・久田公一・木村英雄、地下水流動解析モデル検証のための原位置データの取得、日本地球惑星科学連合 2011 年大会予稿集、SCG068-06、2011.
- (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) 山本卓也・下茂道人・藤原靖・服部弘通・名合牧人・田所照夫・中垣真一、幌延深地層研究計画における試錐調査（HDB-6,7,8 孔）のうち HDB-6 孔報告書、JNC TJ5400 2005-004、2004a.
- (10) 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

- えた再解析一、JAEA-Research 2007-036、39p.、2007.
- (11) 藪内聡・繰上広志・瀬尾昭治・原稔・國丸貴紀・竹内竜史、幌延深地層研究計画におけるボーリング孔を用いた地下水の水圧の長期モニタリング、JAEA-Research 2006-056、32p.、2006.
- (12) 日本原子力研究開発機構、幌延深地層研究計画平成 17 年度調査研究報告、83p.、2006.
- (13) 戸村豪治・繰上広志・柴野一則・國丸貴紀・原稔、幌延深地層研究における表層水理調査の現状、JAEA-Research 2007-063、46p.、2007.
- (14) 瀬尾昭治・繰上広志・藪内聡・原稔、浅層ボーリング孔を利用した地下水位観測、JAEA-Research 2006-079、22p.、2006.
- (15) 横田秀樹・山本陽一・前川恵輔、北海道幌延地域における浅層ボーリング孔を用いた地下水位観測、日本地下水学会秋季講演会講演要旨、pp250-255、2009.
- (16) 日本原子力研究開発機構、幌延深地層研究計画平成 15 年度調査研究報告、69p.、2004.
- (17) 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.
- (18) 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.
- (19) 石井英一・濱克宏・國丸貴紀・佐藤治夫、海成堆積物の地下浅部における天水の浸透に伴う地下水の pH 変化、地質学雑誌、113、2、pp. 41-52、2007.
- (20) 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.
- (21) 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 年成果報告一、Jaea-Research 2006-070、93p.、2006.
- (22) 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.
- (23) 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 卷、第 1 号、pp.96-106、2009.
- (24) 松波武雄、北海道中央部第三系堆積盆の塩水について、地下資源調査所報告第 65 号、pp55-72、1993.
- (25) 動力炉・核燃料開発事業団、貯留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.
- (26) 佐倉保夫、温度による地下水調査法、日本地下水学雑誌、26、pp.193-197、1984.
- (27) 谷口真人、温度による地中水流動量の推定、京都大学防災研究所水資源研究センター研究報告、10、pp.17-27、1990.
- (28) 内田洋平、濃尾平野における揚水の地下温度に与える影響について、日本水文科学会誌、28、pp.169-179、1998.
- (29) 池田光良・繰上広志・三浦均也、地下水温と安定同位体比から推定した十勝平野の地下水流動系、地下水学会誌、42、1、pp.3-26、2000.
- (30) 山本卓也、下茂道人、藤原靖、服部弘通、田所照夫、岩間彦衛、名合牧人、熊本創、幌延深地層研究センターにおける試錐調査(HDB-1 孔)、JNC TJ1400 2002-010、2002.
- (31) 山本卓也、下茂道人、藤原靖、服部弘通、名合牧人、田所照夫、久慈雅栄、幌延深地層研究計画における試錐調査(HDB-3 孔)、JNC TJ5420 2004-003、2003.
- (32) 山本卓也、下茂道人、藤原靖、服部弘通、名合牧人、田所照夫、中垣真一、幌延深地層研究

- 計画における試錐調査(HDB-6,7,8 孔)のうち HDB-7 孔、JNC TJ5400 2005-005、2004b.
- (33)太田久仁雄、阿倍寛信、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、福島龍朗、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-Resarch 2007-044、2007.
- (34)山本卓也、松井裕哉・堀内康光・富永栄治、幌延深地層研究計画における堆積軟岩の熱特性について、第 34 回岩盤力学に関するシンポジウム講演要旨集、pp.1-6、2005.
- (35)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.
- (36)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  $^4\text{He}$ ・ $^{36}\text{Cl}$  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.
- (37)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.
- (38)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.
- (39)産業技術総合研究所、沿岸域塩淡水境界・断層評価技術高度化開発 成果報告書、325p.、2010.
- (40)真柄欽次、長岡平野の火山岩油層について、石油技術協会誌、31、1、pp. 22-29、1966.
- (41)地質調査所・猪木幸男・山田直利・加藤碩一、日本地質図大系 中部地方、136p.、朝倉書店、1991.
- (42)田中隆・佐藤勝義、東北日本の油田地域における地下温度の推定、石油技術協会誌、42、4、pp. 1-9、1977.
- (43)加藤進、グリーンタフ貯留岩の地層流体、石油技術協会誌、52、5、pp. 33-42、1987.
- (44)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、45、1、pp. 22-30、2004.
- (45)蔵田延男・村下敏夫・比留川貴、新潟県新潟市・長岡市および新発田市工業用水源調査報告、地質調査所月報、9、12、pp. 19-26、1958.
- (46)阿部博昭・林祐美・福井貴之・近藤昭彦、長岡平野における地下水質の変化に関する考察、日本地下水学会春季講演会講演要旨、pp. 26-29、2010.
- (47)三戸彩絵子・薛自求・大隅多加志、二酸化炭素地中貯留における地球化学反応特性について—長岡実証試験サイトの地層水分析例—、地学雑誌、117、4、pp. 753-767、2008.
- (48)千木良雅弘・中田英二、堆積岩の続成作用（その 1）—圧密・脱水と水理地質特性—、電力中央研究所報告、U94026、45p.、1994.
- (49)地質調査所、新潟県地熱資源図説明書（特殊地質図 31-1）、1993.

# 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 <sup>2</sup>
体積	立法メートル	m <sup>3</sup>
速度	メートル毎秒	m/s
加速度	メートル毎秒毎秒	m/s <sup>2</sup>
波数	毎メートル	m <sup>-1</sup>
密度, 質量密度	キログラム毎立方メートル	kg/m <sup>3</sup>
面積密度	キログラム毎平方メートル	kg/m <sup>2</sup>
比体積	立方メートル毎キログラム	m <sup>3</sup> /kg
電流密度	アンペア毎平方メートル	A/m <sup>2</sup>
磁界の強さ	アンペア毎メートル	A/m
量濃度 <sup>(a)</sup> , 濃度	モル毎立方メートル	mol/m <sup>3</sup>
質量濃度	キログラム毎立方メートル	kg/m <sup>3</sup>
輝度	カンデラ毎平方メートル	cd/m <sup>2</sup>
屈折率 <sup>(b)</sup>	(数字の)	1
比透磁率 <sup>(b)</sup>	(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 <sup>(b)</sup>	rad	1 <sup>(b)</sup>	m/m
立体角	ステラジアン <sup>(b)</sup>	sr <sup>(c)</sup>	1 <sup>(b)</sup>	m <sup>2</sup> /m <sup>2</sup>
周波数	ヘルツ <sup>(d)</sup>	Hz		s <sup>-1</sup>
力	ニュートン	N		m kg s <sup>-2</sup>
圧力, 応力	パスカル	Pa	N/m <sup>2</sup>	m <sup>-1</sup> kg s <sup>-2</sup>
エネルギー, 仕事, 熱量	ジュール	J	N m	m <sup>2</sup> kg s <sup>-2</sup>
仕事率, 工率, 放射束	ワット	W	J/s	m <sup>2</sup> kg s <sup>-3</sup>
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 <sup>2</sup> kg s <sup>-3</sup> A <sup>-1</sup>
静電容量	ファラド	F	C/V	m <sup>2</sup> kg <sup>-1</sup> s <sup>4</sup> A <sup>2</sup>
電気抵抗	オーム	Ω	V/A	m <sup>2</sup> kg s <sup>-3</sup> A <sup>-2</sup>
コンダクタンス	ジーメン	S	A/V	m <sup>2</sup> kg <sup>-1</sup> s <sup>3</sup> A <sup>2</sup>
磁束	ウエーバ	Wb	Vs	m <sup>2</sup> kg s <sup>-2</sup> A <sup>-1</sup>
磁束密度	テスラ	T	Wb/m <sup>2</sup>	kg s <sup>-2</sup> A <sup>-1</sup>
インダクタンス	ヘンリー	H	Wb/A	m <sup>2</sup> kg s <sup>-2</sup> A <sup>-2</sup>
セルシウス温度	セルシウス度 <sup>(e)</sup>	°C		K
光照射度	ルーメン	lm	cd sr <sup>(c)</sup>	cd
放射線量	ルクス	lx	lm/m <sup>2</sup>	m <sup>-2</sup> cd
放射性核種の放射能 <sup>(f)</sup>	ベクレル <sup>(d)</sup>	Bq		s <sup>-1</sup>
吸収線量, 比エネルギー分与, カーマ	グレイ	Gy	J/kg	m <sup>2</sup> s <sup>-2</sup>
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 <sup>(g)</sup>	Sv	J/kg	m <sup>2</sup> s <sup>-2</sup>
酸素活性化	カタール	kat		s <sup>-1</sup> 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間は同一である。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 <sup>-1</sup> kg s <sup>-1</sup>
表面張力	ニュートンメートル	N m	m <sup>2</sup> kg s <sup>-2</sup>
角速度	ニュートン毎メートル	N/m	kg s <sup>-2</sup>
角加速度	ラジアン毎秒	rad/s	m m <sup>-1</sup> s <sup>-1</sup> = s <sup>-1</sup>
熱流密度, 放射照度	ラジアン毎秒毎秒	rad/s <sup>2</sup>	m m <sup>-1</sup> s <sup>-2</sup> = s <sup>-2</sup>
熱容量, エントロピー	ワット毎平方メートル	W/m <sup>2</sup>	kg s <sup>-3</sup>
比熱容量, 比エントロピー	ジュール毎ケルビン	J/K	m <sup>2</sup> kg s <sup>-2</sup> K <sup>-1</sup>
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 <sup>2</sup> s <sup>-2</sup> K <sup>-1</sup>
熱伝導率	ジュール毎キログラム	J/kg	m <sup>2</sup> s <sup>-2</sup>
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 <sup>-3</sup> K <sup>-1</sup>
電界の強さ	ジュール毎立方メートル	J/m <sup>3</sup>	m <sup>-1</sup> kg s <sup>-2</sup>
電荷密度	ジュール毎立方メートル	J/m <sup>3</sup>	m kg s <sup>-3</sup> A <sup>-1</sup>
電表面電荷	クーロン毎立方メートル	C/m <sup>3</sup>	m <sup>-3</sup> s A
電束密度, 電気変位	クーロン毎平方メートル	C/m <sup>2</sup>	m <sup>-2</sup> s A
誘電率	クーロン毎平方メートル	C/m <sup>2</sup>	m <sup>-2</sup> s A
透磁率	ファラド毎メートル	F/m	m <sup>3</sup> kg <sup>-1</sup> s <sup>4</sup> A <sup>2</sup>
モルエネルギー	ヘンリー毎メートル	H/m	m kg s <sup>-2</sup> A <sup>-2</sup>
モルエントロピー, モル熱容量	ジュール毎モル	J/mol	m <sup>2</sup> kg s <sup>-2</sup> mol <sup>-1</sup>
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 <sup>2</sup> kg s <sup>-2</sup> K <sup>-1</sup> mol <sup>-1</sup>
吸収線量率	クーロン毎キログラム	C/kg	kg <sup>-1</sup> s A
放射線強度	グレイ毎秒	Gy/s	m <sup>2</sup> s <sup>-3</sup>
放射輝度	ワット毎ステラジアン	W/sr	m <sup>4</sup> m <sup>-2</sup> kg s <sup>-3</sup> = m <sup>2</sup> kg s <sup>-3</sup>
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 <sup>2</sup> sr)	m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup> kg s <sup>-3</sup> = kg s <sup>-3</sup>
	カタール毎立方メートル	kat/m <sup>3</sup>	m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> mol

表5. SI接頭語

乗数	接頭語	記号	乗数	接頭語	記号
10 <sup>24</sup>	ヨタ	Y	10 <sup>1</sup>	デシ	d
10 <sup>21</sup>	ゼタ	Z	10 <sup>2</sup>	センチ	c
10 <sup>18</sup>	エクサ	E	10 <sup>3</sup>	ミリ	m
10 <sup>15</sup>	ペタ	P	10 <sup>6</sup>	マイクロ	μ
10 <sup>12</sup>	テラ	T	10 <sup>9</sup>	ナノ	n
10 <sup>9</sup>	ギガ	G	10 <sup>12</sup>	ピコ	p
10 <sup>6</sup>	メガ	M	10 <sup>-15</sup>	フェムト	f
10 <sup>3</sup>	キロ	k	10 <sup>-18</sup>	アト	a
10 <sup>2</sup>	ヘクト	h	10 <sup>-21</sup>	ゼプト	z
10 <sup>1</sup>	デカ	da	10 <sup>-24</sup>	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 <sup>2</sup> =10 <sup>4</sup> m <sup>2</sup>
リットル	L, l	1 L=1 dm <sup>3</sup> =10 <sup>3</sup> cm <sup>3</sup> =10 <sup>-3</sup> m <sup>3</sup>
トン	t	1 t=10 <sup>3</sup> 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 <sup>-19</sup> J
ダルトン	Da	1 Da=1.660 538 86(28)×10 <sup>-27</sup> 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 <sup>11</sup> 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 <sup>5</sup> 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 <sup>-10</sup> m
海里	M	1 M=1852 m
バイン	b	1 b=100 fm <sup>2</sup> =(10 <sup>12</sup> cm) <sup>2</sup> =10 <sup>-28</sup> m <sup>2</sup>
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 <sup>-7</sup> J
ダイン	dyn	1 dyn=10 <sup>-5</sup> N
ポアズ	P	1 P=1 dyn s cm <sup>-2</sup> =0.1 Pa s
ストークス	St	1 St=1 cm <sup>2</sup> s <sup>-1</sup> =10 <sup>-4</sup> m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup>
スチルブ	sb	1 sb=1 cd cm <sup>-2</sup> =10 <sup>4</sup> cd m <sup>-2</sup>
フオト	ph	1 ph=1 cd sr cm <sup>-2</sup> 10 <sup>4</sup> lx
ガリ	Gal	1 Gal=1 cm s <sup>-2</sup> =10 <sup>-2</sup> ms <sup>-2</sup>
マクスウェル	Mx	1 Mx=1 G cm <sup>2</sup> =10 <sup>-8</sup> Wb
ガウス	G	1 G=1 Mx cm <sup>-2</sup> =10 <sup>-4</sup> T
エルステッド <sup>(c)</sup>	Oe	1 Oe <sub>e</sub> =(10 <sup>3</sup> /4π) A m <sup>-1</sup>

(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 <sup>10</sup> Bq
レントゲン	R	1 R=2.58×10 <sup>-4</sup> C/kg
ラド	rad	1 rad=1 cGy=10 <sup>-2</sup> Gy
レム	rem	1 rem=1 cSv=10 <sup>-2</sup> Sv
ガンマ	γ	1 γ=1 nT=10 <sup>-9</sup> T
フェルミ	f	1 フェルミ=1 fm=10 <sup>-15</sup> m
メートル系カラット		1メートル系カラット=200 mg=2×10 <sup>-4</sup> 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 <sup>-6</sup> m

