



地層処分事業に関わる地球化学分野の 技術者が継承すべき知見のエキスパート化

Expertize of Hydrochemical Investigation Know-how for Deep Underground

岩月 輝希 水野 崇 天野 由記 國丸 貴紀
仙波 毅

Teruki IWATSUKI, Takashi MIZUNO, Yuki AMANO, Takanori KUNIMARU
and Takeshi SEMBA

地層処分研究開発部門

Geological Isolation Research and Development Directorate

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

地層処分事業に関わる地球化学分野の技術者が継承すべき知見のエキスパート化

日本原子力研究開発機構 地層処分研究開発部門
岩月 輝希, 水野 崇, 天野 由記, 國丸 貴紀, 仙波 毅

(2011年12月13日受理)

本報告書は、資源エネルギー庁からの受託事業「地質環境総合評価技術高度化開発：次世代型サイト特性調査情報統合システムの開発」の成果に基づくものであり、地層処分に関わる地質環境特性調査のうち、主に地球化学特性の調査について、既存情報の分析・解析手法、ボーリング調査の計画立案方法、ボーリング調査手法、調査結果を用いた解析・地球化学モデルの構築手法について、留意点、ノウハウを整理したものである。

報告書内に記載した内容は、標記受託事業で別途開発されたエキスパートシステムに反映されており、インターネットによりウェブ上から利用可能である。

Expertize of Hydrochemical Investigation Know-how for Deep Underground

Teruki IWATSUKI, Takashi MIZUNO, Yuki AMANO, Takanori KUNIMARU
and Takeshi SEMBA

Geological Isolation Research and Development Directorate
Japan Atomic Energy Agency
Horonobe-cho, Teshio-gun, Hokkaido

(Received December 13, 2011)

This report summarizes technical basis and the Know-how on hydrochemical investigations for deep underground as a part of METI* project “Development of Information Synthesis and Interpretation System (ISIS)”. We describe the procedures and methods of hydrochemical investigation in following stages; 1) initial analysis of previous information, 2) planning of borehole investigation, 3) borehole investigation at field, and 4) construct the “hydrochemical model” representing hydrochemical condition and the evolution process.

The contents of this report are inputted to “Expert system” developed by METI project and are available on WEB system (internet).

*METI: Ministry of Economy, Trade and Industry

Key-words: METI Project (ISIS), Technical Basis and Know-how, Hydrochemical Investigation, Expert System

目次

1. はじめに.....	1
2. エキスパートシステムの概要.....	2
3. 地球化学調査・解析に関わるルールベースの整備.....	3
3.1 既存情報に基づく予察的地球化学モデルの構築.....	4
3.1.1 既存情報の収集.....	4
3.1.2 水質形成プロセスに関わる予察.....	6
3.1.3 予備解析.....	8
3.2 ボーリング孔を利用した地球化学調査の計画立案.....	9
3.2.1 調査環境, 既存情報量に応じた留意点の確認.....	9
3.2.2 ボーリング掘削方法・掘削水の検討.....	13
3.2.3 トレーサーの選択.....	15
3.2.4 分析項目の設定.....	16
3.2.5 採水方法の選択.....	17
3.2.6 採水区間の選択.....	19
3.2.7 分析精度管理.....	20
3.2.8 定量下限の設定.....	21
3.2.9 取得データの整理.....	21
3.2.10 立案した計画の整理.....	21
3.3 ボーリング孔を利用した採水調査.....	26
3.3.1 ボーリング孔掘削時の掘削水管理.....	26
3.3.2 採水時期の判断.....	27
3.3.3 物理化学パラメータのモニタリング.....	28
3.3.4 地下水・岩石試料の採取, 分析.....	29
3.3.5 品質管理.....	33
3.3.6 データセットの構築.....	34
3.4 調査結果に基づく地球化学モデルの構築.....	35
3.4.1 空間分布の解析.....	37
3.4.2 地下水の起源の解析.....	37
3.4.3 水質形成プロセスの解析.....	38
3.4.4 pH・Eh 解析.....	41
3.4.5 地下水の滞留時間解析.....	44
3.4.6 結果の取りまとめモデル化.....	51
3.5 地球化学環境の長期変遷の解析.....	53
3.5.1 水理地質構造に基づくシステム区分・シナリオ構築.....	54
3.5.2 過去の化学条件変動幅の推測.....	56
3.5.3 まとめ.....	60
4. まとめ：地球化学エキスパートシステムの発展性と課題.....	61
付録 ルールベース作成時に参考にした文献, ウェブアドレス.....	62

Contents

1. Introduction.....	1
2. Expert system.....	2
3. Rule base on hydrochemical investigation	3
3.1 Preliminary model construction of hydrochemistry	4
3.1.1 Review of previous information	4
3.1.2 Expectation of deep groundwater chemistry.....	6
3.1.3 Analysis of groundwater evolution process.....	8
3.2 Planning of borehole investigation.....	9
3.2.1 Note of investigation depending geological environments	9
3.2.2 Borehole drilling methods and drill fluids	13
3.2.3 Tracers	15
3.2.4 Analysis items	16
3.2.5 Water sampling methods	17
3.2.6 Sampling intervals.....	19
3.2.7 Quality control of analysis	20
3.2.8 Detection limit.....	21
3.2.9 Data management.....	21
3.2.10 Summary of planning.....	21
3.3 Borehole investigation	26
3.3.1 Management of drill fluids.....	26
3.3.2 Timing of water sampling.....	27
3.3.3 Know-how of physico-chemical parameter monitoring.....	28
3.3.4 Sampling and analysis of groundwater, rock and microbe.....	29
3.3.5 Quality control.....	33
3.3.6 Data set.....	34
3.4 Hydrochemical modeling	35
3.4.1 Analysis of spatial distribution.....	37
3.4.2 Analysis of groundwater origin	37
3.4.3 Analysis of groundwater evolution process.....	38
3.4.4 Analysis of pH and Eh process	41
3.4.5 Analysis of groundwater residence time	44
3.4.6 Model construction	51
3.5 Modelling of long-term variation of hydrochemistry	53
3.5.1 Scenario analysis of hydrochemical process.....	54
3.5.2 Estimation of long-term variation of hydrochemistry	56
3.5.3 Summary	60
4. Possibilities and problems of Expert system	61
Appendix: References.....	62

図表目次

図 2-1 エキスパートシステムを利用した知識管理の概要	2
図 3-1 地球化学調査に関わるエキスパートシステム	3
図 3.1-1 予察的地球化学モデルの構築イメージ	4
図 3.1-2 ヘキサダイアグラムによる水質分布の俯瞰イメージ	5
図 3.2-1 ボーリング孔を利用した地球化学調査計画立案の流れ	9
図 3.3-1 ボーリング孔を利用した採水調査の流れ	26
図 3.3-2 花崗岩のボーリング孔壁全面に生成した二次鉱物（硫化鉄）の沈殿の例	30
図 3.4-1 解析用 Excel を利用した解析支援の流れ	36
図 3.4-2 水質の深度分布図作成イメージ（解析用 Excel によるグラフ出力例）	37
図 3.4-3 地下水の水素・酸素同位体比の特徴	38
図 3.4-4 海水（古海水）由来成分の寄与の確認イメージ（解析用 Excel による出力例）	39
図 3.4-5 相関係数解析イメージ（解析用 Excel による出力例）	40
図 3.4-6 ボーリングコア観察に基づく pH・酸化還元状態の推測事例	42
図 3.4-7 地下水の pH と炭酸塩鉱物の飽和指数の確認事例	43
図 3.4-8 酸化還元電位の解析イメージ（解析用 Excel によるグラフ出力例）	44
図 3.4-9 地下水の滞留時間情報に基づく地下水流動状態イメージの構築	45
図 3.4-10 地球化学モデルの構築イメージ	52
図 3.5-1 地球化学環境の長期変遷解析フロー	53
図 3.5-2 連関図表形式による地質現象の整理（幌延地域の事例）	55
図 3.5-3 pH や酸化還元電位に関わる主要反応に基づく化学条件変動幅の推測（幌延地域の事例）	57
図 3.5-4 炭酸塩鉱物の分布に基づく pH 環境の推測	58
図 3.5-5 方解石の結晶系に基づく過去の地下水の塩分濃度の推測	59
図 3.5-6 方解石の同位体比に基づく過去の地下水の起源の推測（瑞浪地域）	60
表 3.2-1 分析項目表（測定方法は参考）	22
表 3.2-2 月次精度管理表の一例	23
表 3.2-3 性能確認管理表の一例	24
表 3.2-4 分析シートの一例	25

Figure and Table

Figure 2-1 Knowledge management using Expert system	2
Figure 3-1 Hydrochemical Expert system	3
Figure 3.1-1 Image of preliminary model construction	4
Figure 3.1-2 Bird view of water chemistry by hexa-diagram	5
Figure 3.2-1 Procedure of planning regarding borehole investigation.....	9
Figure 3.3-1 Procedure of water sampling from borehole.....	26
Figure 3.3-2 Example of secondary mineral precipitation on borehole wall.....	30
Figure 3.4-1 Procedure of analysis using prearranged Excel.....	36
Figure 3.4-2 Image of chemical profile of groundwater (output of prearranged Excel)	37
Figure 3.4-3 Hydrogen, oxygen stable isotope diagram.....	38
Figure 3.4-4 Analysis of Seawater (fossil seawater) mixing (output of prearranged Excel)	39
Figure 3.4-5 Relationship analysis (output of prearranged Excel)	40
Figure 3.4-6 Inference of redox condition by drill core	42
Figure 3.4-7 Saturation index and pH of groundwater	43
Figure 3.4-8 Analysis of redox potential (output of prearranged Excel).....	44
Figure 3.4-9 Image of groundwater flow condition based on residence time.....	45
Figure 3.4-10 Model construction	52
Figure 3.5-1 Procedure of analysis on long-term variation	53
Figure 3.5-2 Illustration of geological process.....	55
Figure 3.5-3 Estimation of long-term redox variation	57
Figure 3.5-4 Estimation of pH condition by carbonate minerals	58
Figure 3.5-5 Estimation of salinity in past groundwater based on morphology.....	59
Figure 3.5-6 Estimation of origin of past groundwater based on isotopes.....	60
Table 3.2-1 Analytical item sheet	22
Table 3.2-2 Monthly quality control sheet.....	23
Table 3.2-3 Quality control sheet on analytical equipment.....	24
Table 3.2-4 Analytical report sheet	25

1. はじめに

高レベル放射性廃棄物の地層処分事業では、文献調査から概要調査段階の地質環境調査において、既存情報の収集整理、予察的地質環境モデルの構築、概要調査計画の立案、調査の実施、調査結果に基づく地質環境モデルの更新といった作業を行っていく。この事業は長期にわたって実施され、分野・世代・経験量の異なる多数の技術者・研究者が携わる。そのため、その知見、経験・ノウハウ及び意思決定過程を技術者間で継承していく仕組みが不可欠である。従来、このような経験則やノウハウは、経験者から未経験者への直接的な伝承、マニュアルや論文などによる間接的な伝達により引き継がれてきたが、近年、コンピュータソフトウェアやインターネットを活用した情報管理技術の進歩とともに、エキスパートシステムを用いた知識管理が試みられつつある。

筆者らは、日本原子力研究開発機構（以下、JAEA）が岐阜県東濃地域、北海道幌延地域で進めてきた深部地質環境の調査技術開発を通して蓄積した知見や経験、国外の地層処分に関わる研究機関で得られた知見を事例集（以下、事例ベース）として整理し、それらから抽出できる汎用的な地質環境調査の経験則、ノウハウをウェブ上で利用できるエキスパートシステムとして再構築してきた（資源エネルギー庁・日本原子力研究開発機構，2007，2008，2009，2010）。

本報では、地質環境を理解するための地質調査や水理学的調査など様々な分野のエキスパートシステムのうち、特に地球化学分野の技術者が参照、活用するために継承すべき知見、ノウハウについてエキスパート化した内容について述べる。エキスパートシステムは地層処分事業が継続する限り、次世代の技術者・研究者により新たに得られる知見、経験、ノウハウを追加、反映し、改良・高度化していくものであり、本報で示す内容はそのバージョン0として位置付けられる。

なお、実際のエキスパートシステムは（<http://kms1.jaea.go.jp/ES/eslist.html>）で使用することができる。

2. エキスパートシステムの概要

エキスパートシステム (ES) は、調査研究の事例を整理した事例ベース、事例に基づいて汎用的な知見、経験則などを整理したルールベース、それらを作成、ウェブ上に公開、管理 (編集・更新) するためのソフトウェア (ルール作成インターフェイス、ES 画面作成インターフェイス) などから構成される (図 2-1)。

このシステムでは、ウェブ上で以下の行為が可能である。

- 事例ベースから抽出される様々な経験則やノウハウを汎用的なルールとして再整理した知見を、推論エンジンを介して、ある選択枝に対する実行方法、考え方などを IF-THEN 方式でウェブ上に順次表示する。
- 記述内容の理解を容易にするため、語句などにその記述内容を説明する外部ホームページ (HP) にリンクする。
- Excel や Word など汎用的なソフトウェアで作成したデータファイルをシステムからダウンロード/アップロードすることにより、データ集の保管・更新 (バージョン管理)、専門家が設定した計算や編集を行う。

使用者 (地層処分事業の実施や規制に関わる技術者、基礎研究を行う研究者などを想定) は、ウェブ上で調査に関わる制約条件、環境条件等を選択し、選択項目に応じて調査、解析手法のノウハウ、留意点などを閲覧し、調査研究に反映するとともに、調査によって得られたデータを用いた一連の解析を行うことができる。

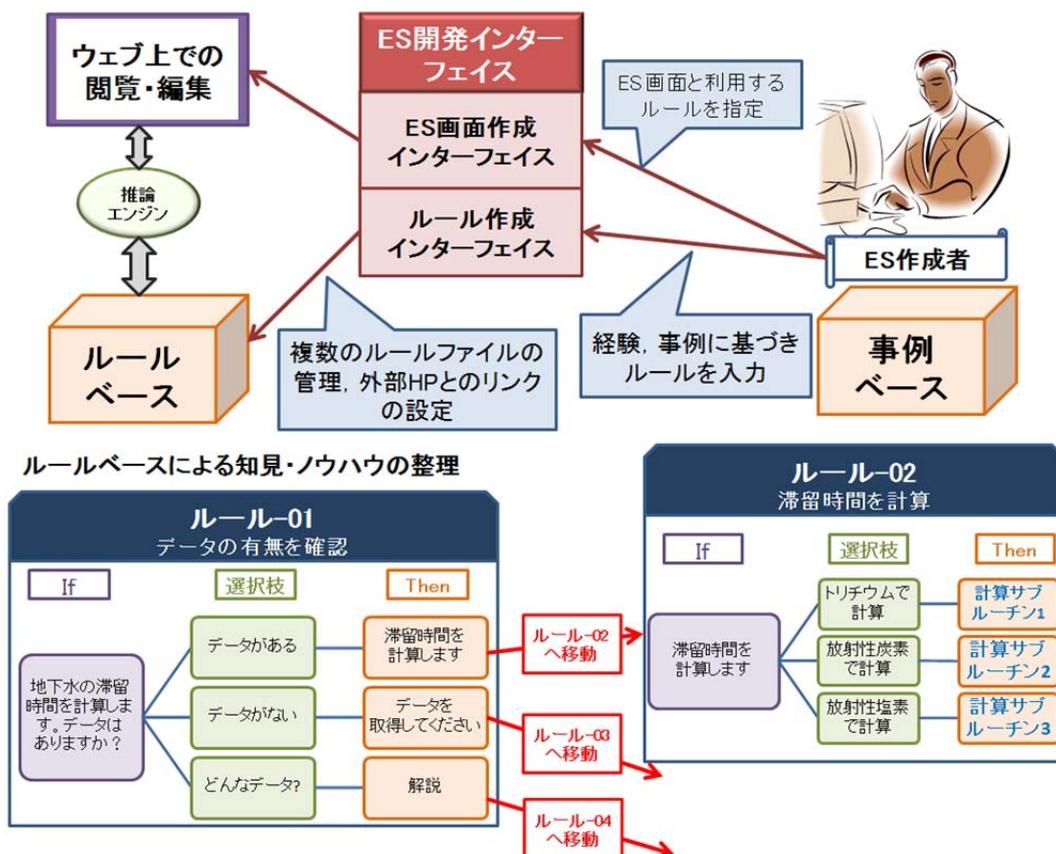


図 2-1 エキスパートシステムを利用した知識管理の概要

3. 地球化学調査・解析に関わるルールベースの整備

文献調査から概要調査時の地球化学調査に関わる以下の項目について支援エキスパートシステムを構築した。

- ① 既存情報に基づく予察的地球化学モデルの構築
- ② ボーリング孔を利用した地球化学調査計画立案
- ③ ボーリング孔を利用した採水調査
- ④ 調査結果に基づく地球化学モデルの構築
- ⑤ 地球化学環境の長期変遷の解析

ここでいう地球化学モデルとは、想定される地下水水質の分布、起源、水質形成プロセスなどを図示したものを指す。また、各エキスパートシステムの相互関係は図 3-1 のようになる。

3.1 節以降にウェブ上のエキスパートシステム内に記述されているルールの内容について示す。文中の「選択肢」は判断を伴うルールの「IF」、選択肢後の説明文は「THEN」に相当する。なお、ウェブ上の記載内容を反映して敬体（「です・ます」調）で記述している。

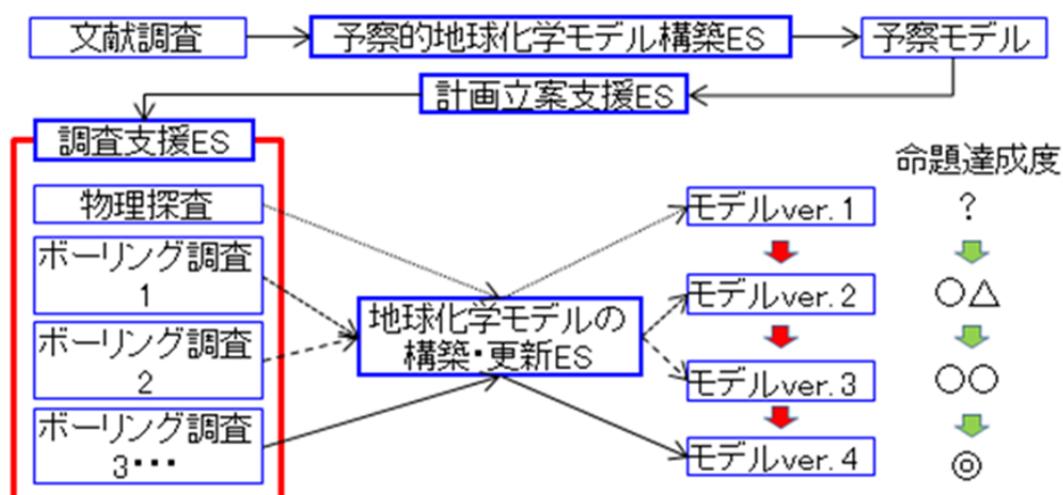


図 3-1 地球化学調査に関わるエキスパートシステム

地球化学調査及びモデルの構築・更新は、計画時に設定した命題（対象領域の水質、pH、酸化還元電位の三次元分布とその長期変動幅に関して、施設設計、安全評価を実施可能な十分な情報を取得できているか否か？の明確化など）を達成するまで繰り返し行う。各エキスパートシステムは、それぞれの調査段階で繰り返し使用し、命題の達成に関わる知見の過不足を明確にし、施設設計、安全評価を支援するために使用する。

3.1 既存情報に基づく予察的地球化学モデルの構築

既存情報に基づく予察的地球化学モデルの構築においては、既存情報の整理・分析により、対象地域の深部地球化学環境に関わる予察的概念を構築します。一般的に、表層水、浅層地下水の情報が多く、品質が担保された深層地下水の情報が少ないことが想定されるため、構築したモデルについては、専門家としての錯覚により予断を行わないように注意します。

地下深部の地球化学環境を考える上で、調べるべき重要な項目は、地下水の物理化学パラメータ（温度や電気伝導度、pH、酸化還元電位など）、地下水の化学組成、同位体組成などです。pHや酸化還元電位、地下水の化学組成は、地下水に溶けている物質の化学形に影響を与え、同位体組成は地下水の起源や流動状態を反映しています。そのため、これらを調べることで、地下水の地球化学環境だけでなく、地下水自体の流動状態や地下水中の物質の移動に関わる考察をすることができます。

予察的地球化学モデルは、深部地下水の物理化学パラメータや化学組成、同位体組成の情報を整理した概念図であり、地下水の涵養域から流出域までを含む地質断面図に地球化学的な情報を付記します（図 3.1-1）。

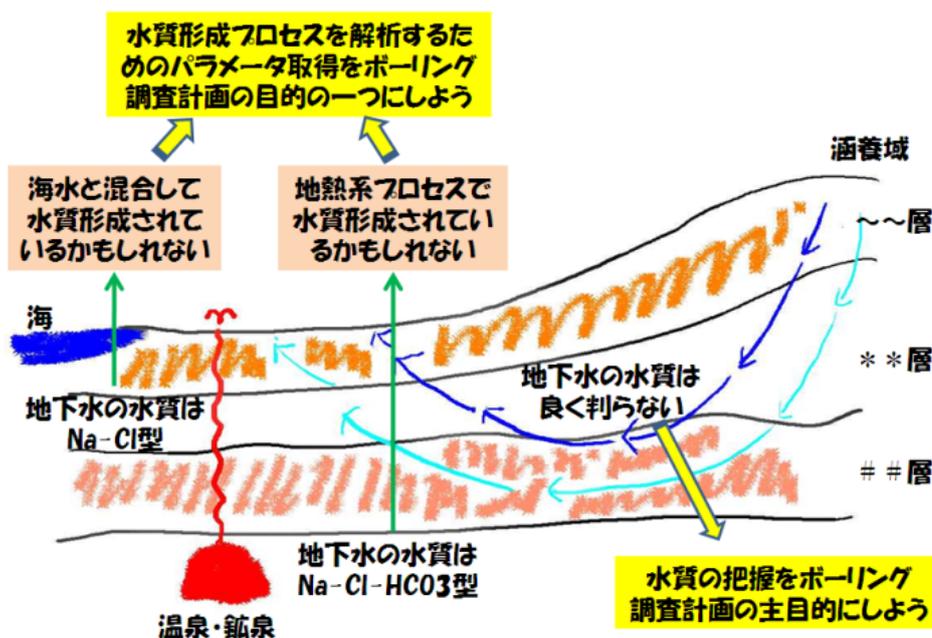


図 3.1-1 予察的地球化学モデルの構築イメージ

3.1.1 既存情報の収集

はじめに、既存情報の収集を行います。情報収集においては、地質や地下水流動に関わる情報に加えて、地下水水質に関わる情報を取得するため、以下の情報源を基に対象地域の情報を収集します。

- ・ 全国版地下水データベース（いどじびき）（産業技術総合研究所）
- ・ 水文水質データベース（国土交通省）
- ・ 温泉地化学データベース（JAEA）
- ・ 2万5千分の1地形図（国土地理院）
- ・ 20万分の1地質図（産業技術総合研究所）

- ・資源探査関連資料
- ・学術論文
- ・湧き水情報
- ・自治体の温泉・鉱泉登録
- ・自治体の地下水工業利用登録

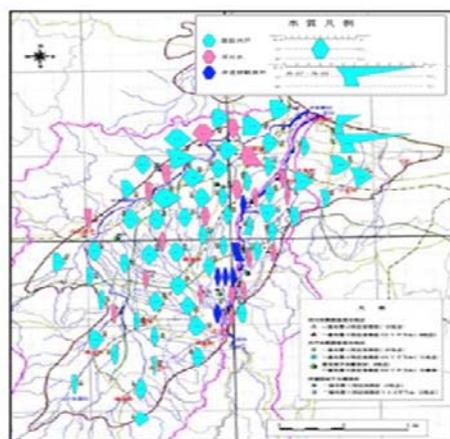
得られた情報を表に整理します。表には以下の情報を明記します。

- ・座標情報
- ・品質情報（地下水の利用目的、採水方法、ボーリング孔の掘削状況など）
- ・地下水水質（採水日・分析日を必ず確認します）

この段階では、一般的に深部の地下水に関わる情報（深度情報）が少なく、水質データの品質を確認、保証できないことが多いため概略的な考察しかできないことに留意します。

図 3.1-2 のように、地図上に水質をヘキサダイアグラム形式で表示します（ヘキサダイアグラムの形の特徴から判る相対的に高濃度の陽イオン、陰イオンの組み合わせを水質型と呼ぶことにします。例えば、Na-Cl 型など）。

対象地域における帯水層の分布や地質構造、地下水流動状態との関連性を理解するため、水質の分布状態を俯瞰するとともに、地質・地質構造、地下水流動の予察モデル構築エキスパートシステムにより構築された予察概念を参照して、地質・地質構造と水質型の関連の有無、地下水流動方向と水質型の関連がないか確認して下さい。



地表面におけるヘキサダイアグラムの表示例

図 3.1-2 ヘキサダイアグラムによる水質分布の俯瞰イメージ

選択肢1. : 水質分布が地質・地質構造や地下水流動と関連している（地質の違う領域間で地下水の水質型が異なる、断層の両側で地下水の水質型が異なる、推測された地下水流動の上流側と下流側で水質型や塩分濃度が異なる、または、水頭分布と水質に相関性があるなど）

水質分布が地質・地質構造、地下水流動に影響を受けている可能性があります。地質・地質構造により水質型が複数に区分されている場合は、地下水流動系も複数存在している可能性があります。地質・地質構造および地下水流動の予察モデルと地球化学の予察モデルを比較し、水質を区分する地質構造を推定し、領域内を推定した地質構造に沿って区分してください。

各区分内において、地下水流動の上流側から下流側に向かって、水質が変化する場合は、異なる水質をもつ地下水の混合や水-岩石反応の程度の違いなどを反映している可能性もあります。地下水の混合がある場合は、複数の水質型とそれらの中間型のヘキサダイアグラムの平面分布が観察されることがあります。水-岩石反応による水質形成が主体の場合は、同じ水質型で地下水の流動経路に沿って（深度とともに）ヘキサダイアグラムが大きくなる（塩分濃度が高くなる）傾向が観察されることがあります。

地図上に表示したヘキサダイアグラムに以上の様な傾向が無いか確認して下さい。以降の検討では、個々の地質区分、地下水流動系区分毎に水質情報を見直し、区分毎の水質について考察します。

選択肢2.: 水質分布と地質・地質構造には関連性が認められない（水質型や塩分濃度に大きな違いはない）

情報が少ないため関連性が認められないのか、真に関連性が無いのか判断できませんので、情報の蓄積を待ちます（不用意な仮説構築は、場の概念構築時に誤ったイメージを与える可能性があります）。

3.1.2 水質形成プロセスに関わる予察

地下水の水質は、表層水が地下に浸透していく過程での水-岩石反応により形成されます。また、海水（化石海水）や温泉水に由来する高塩分濃度の地下水が調査領域内に存在する場合は、それらとの混合状態により水質が形成されます。したがって、地下水の起源を理解しておくことも必要です。

地下水の起源は、地史や水質型を基に推測します。まず、対象領域とその周辺に海水が浸透した可能性があるか（海成層が分布していないか）、地熱活動の影響を受けた可能性があるか（高温の温泉が周辺にないか、火成活動が終息してからどの程度経っているか）といった情報も整理しておきます。

まず水質型を確認し、塩分濃度の高い地下水が観察される場合は、周辺の温泉・鉱泉の情報から地熱系プロセス（高温環境下での水-岩石反応、深部熱水の混入など）の有無や、地史に基づき海水系地下水の長期滞留、混入の有無の可能性について考察します。

調査領域内に高塩分地下水が存在する場合と、そうでない場合とでは、考慮すべき事項が異なります。最初に地下水の塩分濃度と地史を判断基準として水質形成プロセスを予察します。なお、この段階では得られる情報の品質が低いと予想されること、様々なグラフを描いて解析を進める上で、相関性を考察するためには塩分濃度がある程度高くないと解析できないという経験に基づいて、簡易的に塩分濃度 1g/L を判断上の閾値とします。

選択肢1.: 塩分濃度が 1g/L 以上の場合（高塩分地下水との混合を想定した解析）

塩分濃度の高い地下水が観察される場合、海水（化石海水）や温泉水に由来する地下水が存在している可能性があります。したがって、地史を確認してその可能性について検討します。以下のどちらかを選択して下さい。

選択肢1): 対象地域において、過去に海水が涵養していた可能性がある。

このような場においては、過去に涵養した海水が残留し、長期の水-岩石反応や天水との混合により水質が形成されている可能性があります。一般的に海水系地下水（化石海水）においては、

海水に比べ硫酸イオンやマグネシウムイオン、カリウムイオンが減少し、臭素やホウ素、無機炭素イオンが増加する傾向があります。得られた水質情報を基に、海水の組成とともに化学成分間の相関をグラフ上にプロットすることで、海水系地下水の寄与を確認する事ができます。特に、臭素イオン／塩素イオン比 (Br/Cl) , ホウ素イオン／塩素イオン比 (B/Cl) , 水素・酸素同位体比 ($\delta D - \delta 18O$) などを指標にすることができます。

ボーリング孔を利用した調査計画の立案時には、深部において同様の水質型でより塩分濃度の高い地下水が存在する可能性を想定して、掘削水の選定などを行うように留意します。

選択肢1): 対象地域において、過去に海水が涵養していた可能性がない。

このような場においては、高温環境下での水-岩石反応により形成された高塩分地下水との混合により水質が形成されている可能性があります。

周辺の温泉・鉱泉の情報から地熱系プロセス（高温環境下での水-岩石反応、深部熱水の混入など）の有無について推察します。地熱系プロセスを経た地下水においては、海水系地下水に認められる化学成分の増減（海水に比べ硫酸イオンやマグネシウムイオン、カリウムイオンが減少、臭素やホウ素、無機炭素イオンが増加）がなく、高温下での水-岩石反応により鉱物と地下水間の反応が平衡状態に近づきます。そのため、海水の組成とともに相関グラフ上にプロットすることで、海水系地下水と区別することができます。また、周辺の温泉などで溶存ガスにかかわる情報がある場合は、火山性の温泉かどうか文献などで確認します。

ボーリング孔を利用した調査計画の立案においては、深部において同様の水質型でより塩分濃度の高い地下水が存在する可能性を想定して、掘削水の選定などを行うように留意します。

選択肢2.: 塩分濃度が 1g/L 未満の場合（主に水-岩石反応を想定した解析）

このような場では天水起源の地下水が岩石と反応することにより水質が形成されている可能性があります。ただし、情報の少ない深部領域に過去に涵養した海水（化石海水）や温泉水が存在している可能性も否定できません。

水素・酸素同位体のデータが存在する場合は、そのデータをグラフ化し、天水線周辺にプロットされるかどうかを指標として、天水起源かどうかを判断することができます。また、このような地下水の場合、天水の塩分濃度が低いいため岩盤中の鉱物との反応状態を反映した水質になります。岩石中に一般的に含まれる鉱物には、石英や長石類などのケイ酸塩鉱物、炭酸塩鉱物、硫化鉱物が挙げられます。このような鉱物と反応した地下水は、 $Si \cdot Na \cdot Ca - HCO_3 \cdot SO_4^{2-}$ の組み合わせで表現できる水質型となることが多いため（深度と共に $Si \cdot Na \cdot Ca - HCO_3 \cdot SO_4^{2-}$ 型から $Na - HCO_3$ 型に変化するなど）、そのような傾向が認められないか確認します。

また、塩分濃度が低い地下水については、海水成分や温泉成分との明瞭な相関性を確認することが難しいため、この段階では、地下水の起源として海水や温泉水の寄与を否定することができません。特に、深部地下水の水質型として1点でも $Na-Cl$ 型の地下水の情報がある場合は、希釈された化石海水や温泉水が存在する可能性があります。一般的に海水系地下水（化石海水）においては、海水に比べ硫酸イオンやマグネシウムイオン、カリウムイオンが減少し、臭素やホウ素、無機炭素イオンが増加する傾向があります。そのような特徴がないか確認して下さい。

3.1.3 予備解析

ボーリング孔を利用した調査計画の立案に先立ち、これまでの仮説に関わる予備解析を実施します。本格的な解析は、ボーリング調査により得られたデータを基に行いますが、既存情報として解析上不足している項目を認識するために、通常実施すべき解析内容を事前に入力した Excel ファイル（以下、「解析用 Excel」）を使用して、既定の解析を行います。

エキスパートシステムから解析用 Excel をダウンロードし、データを上書き入力します。ダウンロードした解析用 Excel を用いて解析を行った後は、解析に用いたデータのバージョン情報（日付など）を付記したファイル名で保存し、次回、新たなデータを加えて解析を行う時に情報の増加に伴う解析結果の違いが判るように留意します。具体的には、ボーリング調査の進展に合わせて新規の情報が得られる度に解析を行い、目的を達成するまで繰り返し解析を行います。

解析用 Excel の出力図から、化学成分濃度の深度プロファイル図、各化学成分間の相関を確認します。先に述べた海水系地下水、熱水系プロセス、水-岩石反応を経た地下水の寄与について確認し、この時点で、データの品質（信頼性）や量（情報が少ない）の問題から、水質分布や形成プロセス、起源に対して明確な仮説を立てられない場合は、その内容を整理して、ボーリング孔を利用した調査計画の立案時に調査目的の項目として設定します。

3.2 ボーリング孔を利用した地球化学調査の計画立案

このエキスパートシステムでは、文献調査段階で構築された予察的地質環境モデル（作業仮説）に基づき、ボーリング位置を選定した後の具体的なボーリング掘削、採水調査の調査計画書（技術仕様書）の作成を支援します。制約・前提条件に応じて図 3.2-1 の項目に関わる方法の選定、留意点の確認を行います。

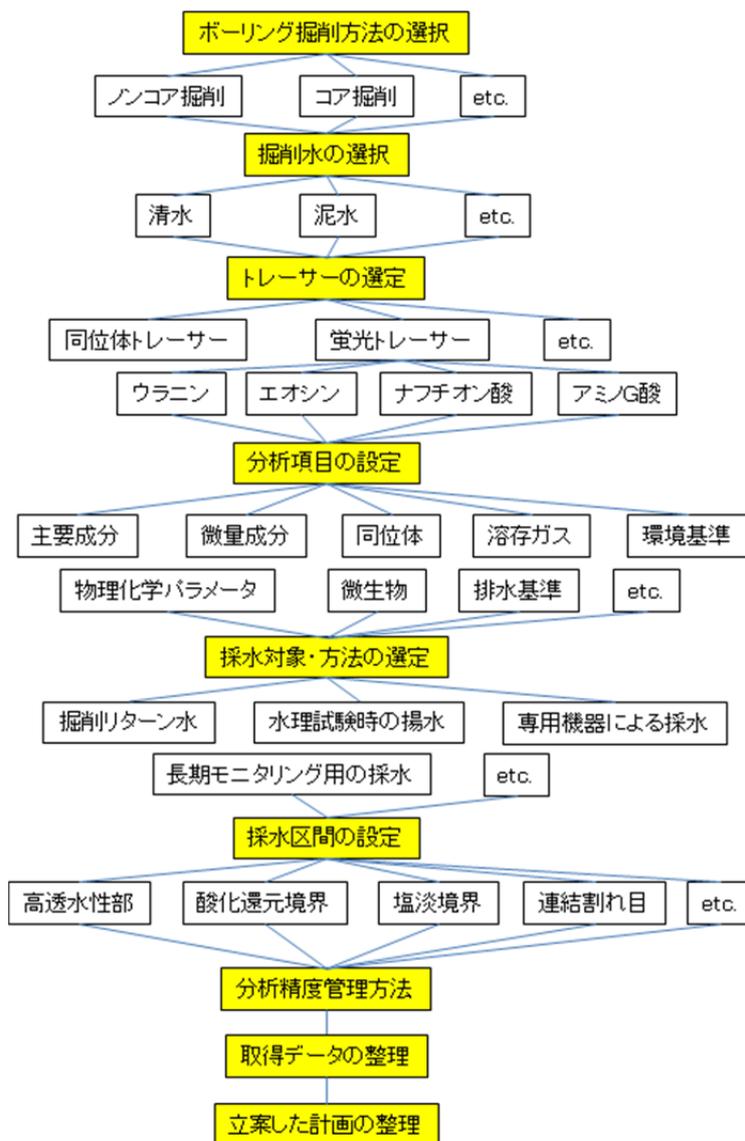


図 3.2-1 ボーリング孔を利用した地球化学調査計画立案の流れ

3.2.1 調査環境、既存情報量に応じた留意点の確認

既存情報に基づいて構築された予察的地質環境モデルに基づき、予想される岩種・地下水タイプ・調査段階を選択して下さい。ここでは、塩分濃度 1g/L 以上の地下水を塩水系地下水とします。また、水質の空間分布が描けるまでの情報が蓄積していない段階を初期のボーリング調査、空間分布が推測出来ており、それを確認する段階を後期のボーリング調査と呼ぶことにします。

以下に環境条件や段階条件毎の一般的な留意点を示します。

選択肢1.: 堆積岩／塩水系地下水／情報が少ない初期のボーリング調査

- ・沿岸域の場合は上部にもろい沖積層があることが多く、初期のボーリングではプロジェクト成功のため泥剤掘削や脆弱部へのケーシング挿入等、自立性の高いボーリング孔の施工を念頭におきます。
- ・地下での電気の流れやすさは、存在する地下水の塩分濃度と相関するため、ボーリング孔での採水調査、電気伝導度測定、比抵抗検層、地表における電気・電磁探査を組み合わせることで各調査結果を相互に補間することが可能になります。
- ・未明な領域の地下水の地球化学特性を把握するための採水については、予算や工程などの検討において長期間の調査を前提に計画立案します。ボーリング孔掘削途中での採水調査では、各区間で数週間程度の工程を想定します。
- ・ボーリング調査終了後に水質の長期モニタリングを行う場合は、地質構造や水理特性の分布に応じて区間設定し、数週間～数ヶ月かけて掘削水を排水した後に採水することが望ましいです。

以下、基本的技術仕様。

- ・主要目的：地下水水質の深度分布の把握
- ・掘削方法：淡水を用いた泥剤掘削を基本とするが、岩盤の状態が良いことが想定される場合には清水掘削とする。塩分濃度分布を確認するため、掘削リターン水の電気伝導度をモニタリングする。一定深度毎に掘削と調査（水理試験と採水調査）を繰り返す調査方法を検討する。
- ・採水位置：水質の深度分布を把握するため、予察的概念モデルで予想した塩分濃度分布に応じて一定深度毎に採水を行う。
- ・採水方法：ポンプ揚水による採水を基本とするが、可能な場合にはバッチボトル採水による被圧・嫌気状態での採水を行う。岩盤が低透水性である場合は、コア抽出水も利用する。

選択肢2.: 堆積岩／塩水系地下水／情報が多い後期のボーリング調査

- ・既に地球化学分野での情報が十分ある場合、必要な深度までノンコア掘削を行い予算・工期を節約することが可能です。
- ・ボーリング調査終了後に水質の長期モニタリングを行う場合は、地質構造や水理特性の分布に応じて区間設定し、数週間～数ヶ月かけて掘削水を排水した後に採水することが望ましいです。

以下、基本的技術仕様。

- ・主要目的：特定深度の水質確認、長期モニタリング装置の設置
- ・掘削方法：ノンコア泥剤掘削（採水区間はコア掘り）
- ・採水位置：海域や地下施設予定地に繋がる高透水性部など
- ・採水方法：揚水試験とバッチボトル採水を行う。岩盤が低透水性である場合は、コア抽出水も利用する。また、モニタリング装置により長期的な排水（採水）を行う。

選択肢3.: 堆積岩／淡水系地下水／情報が少ない初期のボーリング調査

- ・沿岸域の場合は上部にもろい沖積層があることが多く、初期のボーリングではプロジェクト成功のため泥剤掘削や脆弱部へのケーシング挿入等、自立性の高いボーリング孔の施工を念頭におきます。

- ・未明な領域の地下水の地球化学特性を把握するための採水については、予算や工程などの検討において長期間の調査を前提に計画立案します。ボーリング孔掘削途中での採水調査では、各区間で数週間程度の工程を想定します。
- ・ボーリング調査終了後に水質の長期モニタリングを行う場合は、地質構造や水理特性の分布に応じて区間設定し、数週間～数ヶ月かけて掘削水を排水した後に採水することが望ましいです。
以下、基本的技術仕様。
- ・主要目的：地下水水質の深度プロファイルの把握
- ・掘削方法：淡水を用いた泥剤掘削を基本とするが、岩盤の状態が良いことが想定される場合には清水掘削とする。塩分濃度分布を確認するため、掘削リターン水の電気伝導度をモニタリングする。一定深度毎に掘削と調査（水理試験と採水調査）を繰り返す調査方法を検討する。
- ・採水位置：予察的地質環境モデルで予想した水質の深度分布を把握するため、一定深度毎に採水を行う。
- ・採水方法：ポンプ揚水による採水を基本とするが、可能な場合にはバッチボトル採水による被圧・嫌気状態での採水を行う。岩盤が低透水性である場合は、コア抽出水も利用する。

選択肢4.: 堆積岩／淡水系地下水／情報が多い後期のボーリング調査

- ・既に地球化学分野での情報が十分ある場合、必要な深度までノンコア掘削を行い予算・工期を節約することが可能です。
- ・ボーリング調査終了後に水質の長期モニタリングを行う場合は、地質構造や水理特性の分布に応じて区間設定し、数週間～数ヶ月かけて掘削水を排水した後に採水することが望ましいです。
以下、基本的技術仕様。
- ・主要目的：特定深度の水質確認、長期モニタリング装置の設置
- ・掘削方法：ノンコア泥剤掘削（採水区間はコア掘り）
- ・採水位置：地下施設予定地に繋がる高透水性部など
- ・採水方法：揚水試験とバッチボトル採水を行う。岩盤が低透水性である場合は、コア抽出水も利用する。また、モニタリング装置により長期的な排水（採水）を行う。

選択肢5.: 結晶質岩／塩水系地下水／情報が少ない初期のボーリング調査

- ・沿岸域の場合は上部にもろい沖積層があることが多く、該当地層のみ泥剤掘削を念頭におきます。
- ・地下での電気の流れやすさは存在する地下水の塩分濃度と相関するため、ボーリング孔での採水調査、電気伝導度測定、比抵抗検層、地表における電気・電磁探査を組み合わせることで各調査結果を相互に補間することが可能になります。
- ・未明な領域の地下水の地球化学特性を把握するための採水については、予算や工程などの検討において長期間の調査を前提に計画立案します。ボーリング孔掘削途中での採水調査では、各区間で数週間程度の工程を想定します。
以下、基本的技術仕様。
- ・主要目的：地下水水質の深度プロファイルの把握

- ・掘削方法：淡水を用いた清水掘り。塩分濃度の変化を見るため、掘削リターン水の電気伝導度をモニタリングする。一定深度毎に掘削と調査（水理試験と採水調査）を繰り返す調査方法を検討する。
- ・採水位置：水質の深度分布を把握するため、予察的地質環境モデルで予想した塩分濃度分布に応じて一定深度毎に採水を行う。岩盤が低透水性である場合は、割れ目帯など高透水性部を対象とする。
- ・採水方法：ポンプ揚水による採水を基本とするが、可能な場合にはバッチボトル採水による被圧・嫌気状態での採水を行う。

選択肢6.： 結晶質岩／塩水系地下水／情報が深い後期のボーリング調査

- ・既に地球化学分野での情報が十分ある場合、必要な深度までノンコア掘削を行い予算・工期を節約することが可能です。
- ・ボーリング調査終了後に水質の長期モニタリングを行う場合は、地質構造や水理特性の分布に応じて区間設定し、数週間～数ヶ月かけて掘削水を排水した後に採水することが望ましいです。
以下、基本的技術仕様。
- ・主要目的：特定深度の水質確認、長期モニタリング装置の設置
- ・掘削方法：ノンコア泥剤掘削（採水区間はコア掘り）
- ・採水位置：海域や地下施設予定地に繋がる高透水性部など
- ・採水方法：揚水試験とバッチボトル採水を行う。岩盤が低透水性である場合は、モニタリング装置により長期的な排水（採水）を行う。

選択肢7.： 結晶質岩／淡水系地下水／情報が少ない初期のボーリング調査

- ・初期のボーリングではプロジェクト成功のため、上部にもろい地層がある場合は泥剤掘削を念頭におきます。
- ・未明な領域の地下水の地球化学特性を把握するための採水については、予算や工程などの検討において長期間の調査を前提に計画立案します。ボーリング孔掘削後（掘削を中断した時の最深部に相当する）、数週間程度の採水工程を想定します。

以下、基本的技術仕様。

- ・主要目的：地下水水質の深度プロファイルの把握
- ・掘削方法：淡水を用いた清水掘削。塩分濃度の変化を見るため、掘削リターン水の電気伝導度をモニタリングする。一定深度毎に掘削と調査（水理試験と採水調査）を繰り返す調査方法を検討する。
- ・採水位置：予察的地質環境モデルで予想した水質の深度分布を把握するため、一定深度毎に採水を行う。低透水性岩盤である場合は、割れ目などの高透水性部を対象とする。
- ・採水方法：揚水試験とバッチボトル採水を行う。岩盤が低透水性である場合は、モニタリング装置により長期的な排水（採水）を行う。

選択肢8.： 結晶質岩／淡水系地下水／情報が深い後期のボーリング調査

- ・既に地球化学分野での情報が十分ある場合、必要な深度までノンコア掘削を行い予算・工期を節約することが可能です。

・ボーリング調査終了後に水質の長期モニタリングを行う場合は、地質構造や水理特性の分布に応じて区間設定し、数週間～数ヶ月かけて掘削水を排水した後に採水することが望ましいです。

以下、基本的技術仕様。

- ・主要目的：特定深度の水質確認，長期モニタリング装置の設置
- ・掘削方法：ノンコア泥剤掘削（採水区間はコア掘り）
- ・採水位置：地下施設予定地に繋がる高透水性部など
- ・採水方法：揚水試験とバッチボトル採水を行う。岩盤が低透水性である場合は、モニタリング装置により長期的な排水（採水）を行う。

3.2.2 ボーリング掘削方法・掘削水の検討

はじめに、ボーリング掘削方法・掘削水について検討します。ボーリング孔の掘削方法は、調査の主目的と上位のボーリング調査計画立案により概要が決定されるため、ここではボーリング調査計画立案時に仕様として検討すべき地球化学に関わる留意点について示します。

- ・既に知見が蓄積されており、地球化学調査の優先度が低く他分野においてもコアを回収する必要がない場合は、必要深度までノンコア（パーカッション）掘削を行います。
- ・逆に、初期段階の調査であり、コアの回収率を重視する場合は、三重管掘削工法などを採用します。
- ・掘削時に生じる掘削ずりを効率的に排除するためには、比重が清水より高い泥水を掘削水として使用するほか、浅部大孔径部でのエアリフト揚水（ボーリング孔内の任意の深度にガスを吹き込み、ガスバブルで地下水や掘削ズリを孔口に輸送する方法）が有効です。
- ・孔内・孔壁洗浄は、物理化学的影響の小さいブラシによる洗浄とエアリフトを併用することで効果的に行うことができます。
- ・ボーリング孔掘削状況の把握、掘削後の水理試験、採水のための品質管理として、送排水の水質、トレーサー濃度、掘削パラメータ等をモニタリングします。
- ・検層時の正確な深度を確認するための品質管理として、岩盤が固く孔内崩壊が懸念されない場合は、孔壁へのマーキング手法（一定深度毎に孔壁を彫り込みする）が有効です。

掘削水は、一部の工法（パーカッション工法、ミスト工法等）以外の掘削方法では必ず必要となります。掘削水はビットの摩耗を抑える、掘削に伴う掘削ズリを排出する等の役割があります。一方で、掘削水は調査対象の地下水に対して主要な汚染源となるため、可能な限り元来の地下水の地球化学的特性に影響を与えないように塩分濃度の低い水（水道水や近くの河川水等）を使用することが重要となります。掘削水には清水、泥水があり、泥水に加える泥剤にはベントナイトなどのシリケート、ポリマー（高分子有機物）などがあります。

掘削水は掘削により生じた岩石ズリとの反応や地下水との混合により、ボーリング掘削中に徐々にその組成が変化していきます。そのため、掘削中において、掘削水の pH や電気伝導度など、電極により連続観測できる項目については連続観測を行い、掘削水の水質が一定に保たれていることを概略的に把握します。これらの観測値が一定の閾値を超過した場合、掘削水の水質が変化していると判断し、掘削を中断して掘削水の入れ替えを行います。閾値の設定については、想定される地下水の水質の最大値に基づき決定します。一般的に大量の地下水湧水がない状態において、掘削水は岩石ズリとの反応により

電気伝導度、pH ともに上昇する傾向を示すことが多いので、それぞれについて上限を設定することが合理的です。ただし、水質が深度依存性を示す場合、一定の閾値で管理する事ができませんので、トレーサー濃度のみを管理指標とします。

定めた濃度範囲から外れる場合には掘削を停止し、掘削水を入れ替える必要があります。掘削効率を低下させないためにも、添加した蛍光染料濃度を定量分析できる蛍光光度計を掘削現場に準備することが望ましいです。

また、蛍光染料は紫外線により分解する性質を持つため、試料採取後は紫外線（主に日光）が当たらないように保存し、分析する必要があります。掘削水に添加する試薬についても、アルミホイルにより保護し、希釈しない状態で保存することが必要です。

掘削過程において、逸水等により大量の掘削水が必要になる場合に備えて、掘削水の予備タンクについても準備しておきます。また、対象領域の透水性や水頭分布、水理地質構造などの情報に基づき、事前に逸水箇所を想定することが有効です。

以上を理解した上で掘削水の選定を行います。判断基準を、プロジェクト管理上の地球化学調査の優先度とします。ボーリング調査の位置付けは以下のどちらですか？

調査区域における1次ボーリングでありボーリング掘削の成功が必須の場合、または、既に地球化学的知見が蓄積されており、当該ボーリング孔では地質構造や水理特性の把握が第一目的の場合は、「地球化学調査の優先度が低い」を、地下水流動解析の検証や予察的安全評価、地下施設設計のために水質や溶存ガス・同位体に関わる情報が不可欠な場合、予算・工程の制約を受けない場合、岩盤強度が高くトラブル可能性が低い場合は、「地球化学調査の優先度が高い」を選択して下さい。

選択肢1.: 地球化学調査の優先度が低い

プロジェクト管理において地球化学調査の優先順位が低い場合や以下のような場合は、掘削水としてボーリング掘削時の孔壁の維持や掘削ズリ排出が容易な泥水を選定します。

- ・ 主要な調査目的が地質構造（断層の有無など）の確認であり、プロジェクト管理の面からボーリング掘削を成功させることが第一目的（調査区域における1次ボーリングなど）
- ・ 岩盤が脆くボーリング掘削時に孔崩壊等のトラブルが発生する可能性が高い。
- ・ 予算の制約により、水理試験、採水試験を実施できない。
- ・ 透水性が低く採水調査が困難である。

泥水掘削を行う場合は、以下の方法で地球化学に関わる予察的知見を取得します。

- ・ 一定深度毎に掘削を一時中断し、ボーリング孔最深部の採水を行う。
- ・ ボーリングコアからの抽出水もしくは溶出水を採取し、塩分濃度に関わる情報を得る。
- ・ ボーリングコアを用いた鉱物観察により酸化領域・還元領域を確認する。

泥水により掘削されたボーリング孔においては、採水ができた場合においても泥水中の粘土鉱物によるイオン交換や泥剤に含まれる成分に影響を受ける項目（Na, Ca 濃度、炭素同位体組成や微生物など）の品質が低下する可能性があります。

また、泥水掘削を行う場合でも、当該ボーリング孔において採水、水質モニタリングを行う可能性がある、周辺に地球化学調査を行うボーリング孔が存在する、もしくは掘削予定がある場合は、掘削水に

トレーサーを添加します。この場合、トレーサーの分析のため可能な限りポリマーを添加しないペントナイト泥水を使用することが必要です。

選択肢2.： 地球化学調査の優先度が高い

プロジェクト管理において、地球化学調査の優先度が高く予算・工程の制約を勘案して容認できる場合は、採水調査を前提として化学的汚染が相対的に少ない掘削水を選択します。

採水調査では、予察的地球化学モデルを確認・更新することが達成目標であり、地下水水質の深度分布の概要把握が調査の目的となります。したがって、元々地層中にあった地下水の地球化学特性を変化させないために、掘削水に清水を使用します。加えて以下の場合には、塩分濃度の低い清水（淡水）を使用します。

- ・地下水の塩分濃度が低いと想定される、もしくは地下水の塩分濃度が深度とともに変化することが予想される（沿岸域等）。
- ・地下水の滞留時間調査の優先順位が高い。
- ・ボーリング調査終了後にモニタリング装置を設置する。

掘削水には、トレーサーを添加します。なお、ボーリング孔を掘削する領域において、水圧が静水圧分布しておらず、深部に浅部よりも水頭が低い領域があることが予想される場合には、高水頭領域から低水頭領域へと、掘削中のボーリング孔を水みちとして地下水が流入する可能性があります。そのため、ボーリング孔掘削を中断して低水頭領域での採水を優先的に実施するか、もしくはモニタリング装置設置後に十分な排水を行った上で採水することが必要となります。

3.2.3 トレーサーの選択

地下水を採水する際に、掘削水による汚染程度を定量的に把握できなければ、地下水の化学組成データの品質を評価することができません。そのため、掘削水にはトレーサーを加えることが必要です。採取した地下水試料に掘削水が残留していた場合においても、トレーサーを加えておくことで試料を掘削水と地下水の混合物と想定して、その補正を行うことで地下水の組成を推定することが可能となります。この補正を行うためには、トレーサーによる掘削水の混入率が定量的に把握できるほか、掘削水の化学組成、トレーサー濃度が掘削中に一定である（もしくは各掘削深度での化学組成が把握できている）ことが条件となります。

トレーサーとして使用可能な物質には、蛍光染料や特定の元素（ヨウ素やリチウムなど）、同位体比を調整した試薬などがありますが、ここでは、蛍光染料トレーサーについて示します。

JAEAにおいて適用実績のあるトレーサーは、ウラニン、エオシン、アミノG酸、ナフチオン酸ナトリウムなどです。これらをボーリング孔毎あるいは岩盤毎に使い分けます。蛍光染料トレーサーを用いる場合は、掘削水中、地下水中の腐植物質などと、使用する蛍光染料の蛍光特性が類似していないことを確認する必要があります。特に、掘削泥剤を用いる場合、有機物に富む堆積岩を調査対象とする場合、蛍光染料トレーサーと同様の蛍光特性を示す溶存腐植物質の存在により、見かけ上蛍光染料濃度が高く検出されることがあります。

蛍光染料の添加濃度は、掘削水が地下水によって希釈された場合の定量下限値、着色による BTV 調査への影響、岩盤への吸着特性、pH 依存性等、経済性を考慮して決定しますが、対象とする岩盤の種類に依存しますので、利用する分析方法の検出下限濃度の 100 倍程度を基本濃度とします。なお、複数のボーリング孔を掘削することがあらかじめ計画されている場合には、対象地域で利用可能なトレーサーを選択し、近隣のボーリング孔と重複しない組み合わせを検討する必要があります。

また、調査計画書の作成に先立ち、掘削水、地下水の蛍光特性と蛍光染料トレーサーの蛍光特性を比べ、蛍光特性が異なっていることを確認してください（励起波長、蛍光波長を三次元グラフ化すると明確になります）。事前に地下水などを得られず、この確認が出来ない場合は、蛍光染料トレーサーの分析手法として、高速液体クロマトグラフにより天然由来の腐植物質と蛍光染料を分離してから蛍光特性を分析する計画として下さい。

3.2.4 分析項目の設定

地表調査やボーリング調査で得られる水試料の分析項目には、物理化学パラメータ、主要化学成分、微量化学成分、同位体組成、溶存ガス組成・同位体、微生物量・種組成・活性などがあります。

主要化学成分、微量化学成分に関わる分析項目については、地下施設建設時に発生する湧水が環境に与える影響を事前評価するため、水質汚濁防止法に関わる排水基準、環境基準に関わる項目を含めることが不可欠です。

また、水質汚濁防止法に定められる排水基準項目、環境基準項目以外の項目として、地質環境モデルの構築に必要な分析項目については、地下水の塩分濃度や pH、酸化還元電位およびその形成プロセス、それらの長期変遷を推察する上で必要な分析項目として表 3.2-1 のような項目が挙げられます。

各段階のボーリング調査では、掘削方法や掘削水による汚染の状況に応じてデータの品質を担保できない項目も生じ得ることから、費用対効果を勘案して、試料の素性に依じた分析項目数を設定する必要があります。例えば、地下水の滞留時間の推測に必要な同位体データ ($\delta^{13}\text{C}$, ^{14}C など) は、掘削水汚染による品質低下が著しい場合は解析に使用できないため、相対的に汚染の小さい掘削方法 (清水掘削)、採水方法を採用された試料においてのみ分析対象となります。

また、表 3.2-1 に示される項目において、分析の前段階において各項目ともに以下の様な品質低下の要因がありますので、分析に至るまでの試料採取、保管などの管理状況を理解した上で分析・報告を行う必要があります (↑↓は値の増減を表します)。

- ・試料採取時・保管時の溶存ガスの脱ガス：pH↑, 各種溶存ガス濃度↓, 無機炭素濃度↓
- ・試料保管時の酸化還元： NO_2^- , NO_3^- ↑, SO_4^{2-} ↑↓, 無機炭素↑↓
- ・大気に触れることによる酸化：DO↑, Eh↑, NH_4^+ ↓, Fe^{2+} ↓, NO_2^- , NO_3^- ↑, SO_4^{2-} ↑, S^{2-} ↓, 各種溶存ガス↑↓, ^{14}C ↑, 無機炭素濃度↑
- ・懸濁物やコロイド生成に伴う液相から除去： Ca^{2+} ↓, T-Fe↓, Si↓

以上の点を踏まえて、試料採取および保管時の品質が担保できない (上記の現象が起こった可能性のある) 試料については、分析項目を削減するか、分析値に参考値である旨を明記するようにします。また、分析技術の進歩に伴いより高精度、低定量下限の方法が確立した場合は、それらの適用を検討します。例えば、表 3.2-1 においては、蛍光染料の測定方法を蛍光光度法としてありますが、最新の技術で

は高速液体クロマトグラフィー（HPLC 法）を適用することにより、複数の蛍光染料が混入した試料を対象として、個々の蛍光染料濃度を同時測定することが可能です。

3.2.5 採水方法の選択

次に地下水の採取方法の選定を行います。採水方法には、

- ① 掘削中の掘削リターン水の採水
- ② 水理試験（揚水試験）時の揚水の採水
- ③ ボーリング孔掘削中もしくは掘削後の地球化学調査を主目的とする採水
- ④ 長期モニタリング装置設置後の定期的採水

などがあります。②水理試験（揚水試験）時の揚水の採水は水理試験が主目的であり、コスト削減のため水理データ取得後、掘削水の排除が十分でなくても採水を終了せざるを得ない場合があります。③ボーリング孔掘削中もしくは掘削後の地球化学調査を主目的とする採水では、原位置（採水区間）に物理化学パラメータ測定プローブを挿入したり、掘削水が十分に排除されるまで排水を行います。

調査段階やボーリング孔の目的（既存の知見の確認や未明な地下水水質の把握など）や分析が必要な項目に応じて、要求品質を考慮して採水方法を選択します。

なお、ボーリング孔を有効利用するため、掘削したボーリング孔には最終的に水圧・水質の定期観測が可能なモニタリング装置を設置することを基本計画としますが、経済的にモニタリング装置を確保できない、借地権などの制約によりモニタリング装置を設置できないといった場合もあることから、モニタリング装置の設置の可否毎に採水方法を選択します。

以下を選択して下さい。

選択肢1.： モニタリング装置の設置を前提とした計画

以下を選択して下さい。

選択肢2.)： 地球化学調査の優先度が低い場合

既に調査領域内の地下水水質分布の概要が明らかになっており、詳細な調査を行う必要がない場合（原位置の物理化学パラメータの測定や同位体比測定用の汚染の少ない地下水を採取する必要がない場合）は、予算や工期など経済性管理を優先して、掘削中の掘削リターン水の採水、水理試験（揚水試験）時の揚水の採水を選択します。品質の低い試料で取得可能なデータのみで我慢し、掘削直後の各種試験に関わる工期の短縮によりコスト削減を行う一方で、モニタリング装置を利用して掘削水の排除を行った後に品質の高い試料を採取します。

なお、低透水性岩盤で長期モニタリングを行う場合は、岩盤の透水性に応じて長期にわたる汚染水の排水を行った上で採水を行う必要があります。そのため、汚染水の自動排水が可能な採水装置（フィンランドの Posiva などで使用されています）を設置することで、低コストかつ自由度の高い採水調査計画が可能になります。

選択肢1): 地球化学調査の優先度が高い場合

調査領域内の地下水水質分布の概要が未明であり、原位置の物理化学パラメータの測定や同位体比測定用の汚染の少ない地下水を採取し、詳細な調査を行う必要がある場合は、予算や工期を確保した上で、相対的に高透水性部において、水理試験（揚水試験）時の揚水の採水またはボーリング孔掘削中もしくは掘削後の地球化学調査を主目的とする採水を利用します。

水理試験（揚水試験）時に地上で試料を採取する場合には、掘削水を十分に排除するまで揚水を行います。試料採取の判断基準は、電気伝導度の安定とトレーサー濃度の収束（計画設定値以下となること）です。ボーリング掘削時の汚染水を完全に排除できない時の対応策は、トレーサー濃度と揚水された地下水の化学成分濃度の相関に基づいて、汚染の無い地下水の水質を外挿して求めます。また、汚染水が排除された段階で封圧採水用ボトルによる試料採取を行います（溶存ガスの脱ガスを防止するため）。ボーリング孔掘削中もしくは掘削後の地球化学調査を主目的とする採水においては、掘削水を十分に排除するとともに、原位置物理化学パラメータの測定値が一定になるまで数週間から2か月間程度にわたって、地下水の揚水を継続します。

なお、モニタリング装置設置後は、揚水試験時の揚水またはボーリング孔掘削後の地球化学調査により得られたデータを確認するための採水を行うとともに、低透水性部において長期にわたる汚染水の排水を行った上で採水します。低透水性岩盤で長期モニタリングを行う場合は、岩盤の透水性に応じて長期にわたる汚染水の排水を行った上で採水を行う必要があります。そのため、汚染水の自動排水が可能な採水装置（フィンランドの Posiva などで使用されています）を設置することで、低コストかつ自由度の高い採水調査計画が可能になります。

選択肢2.: モニタリング装置を設置しない計画

以下を選択して下さい。

選択肢3): 地球化学調査の優先度が低い場合

既に調査領域内の地下水水質分布の概要が明らかになっており、詳細な調査を行う必要がない場合（原位置の物理化学パラメータの測定や同位体比測定用の汚染の少ない地下水を採取する必要がない場合）は、予算や工期など経済性管理を優先して、掘削中の掘削リターン水の採水、水理試験（揚水試験）時の揚水の採水を選択します。品質の低い試料で取得可能なデータのみで我慢し、掘削直後の各種試験に関わる工期の短縮によりコスト削減を行います。

選択肢4): 地球化学調査の優先度が高い場合

調査領域内の地下水水質分布の概要が未明であり、原位置の物理化学パラメータの測定や同位体比測定用の汚染の少ない地下水を採取し、詳細な調査を行う必要がある場合は、予算や工期を確保した上で、相対的に高透水性部において、水理試験（揚水試験）時の揚水の採水またはボーリング孔掘削中もしくは掘削後の地球化学調査を主目的とする採水を利用します。

水理試験（揚水試験）時に地上で試料を採取する場合には、掘削水を十分に排除するまで揚水を行います。試料採取の判断基準は、電気伝導度の安定とトレーサー濃度の収束（計画設定

値以下となること)です。ボーリング掘削時の汚染水を完全に排除できない時の対応策は、トレーサー濃度と揚水された地下水の化学成分濃度の相関に基づいて、汚染の無い地下水の水質を外挿して求めます。また、汚染水が排除された段階で封圧採水用ボトルによる試料採取を行います(溶存ガスの脱ガスを防止するため)。ボーリング孔掘削中もしくは掘削後の地球化学調査を主目的とする採水においては、掘削水を十分に排除するとともに、原位置物理化学パラメータの測定値が一定になるまで数週間から2か月間程度にわたって、地下水の揚水を継続します。

3.2.6 採水区間の選択

地下水の採水区間は、地球化学特性の三次元分布やその形成プロセスなどを効率的に把握するため、水理地質構造や地下水流動との相互関連を理解できるように設定する必要があります。

また、対象とする地下水も調査段階や知見の蓄積度に応じて、掘削リターン水やパッカーを用いて得られる特定地層の地下水など様々な選択肢があります。ここでは、それらの選択方法、地下水採取箇所の決定時の留意点を示します。

採水対象とする地下水は以下のどちらですか？

沿岸域のように水質の異なる地下水が存在している可能性があり、その境界深度などに関わる情報を掘削時に予備的に取得したい場合、既に地球化学的知見が蓄積されており当該ボーリング孔でパッカーを用いた採水を行わないで概要の確認のみを行う場合などは、掘削リターン水(パッカーを用いた採水に先立つ予備調査)を選択します。また、地下水の水質に関する既存情報が少なく、どのような水質の地下水が分布しているのか不明な場合にも、掘削リターン水の分析による水質情報を取得は有益と考えられます。

地球化学調査の優先度が高く、地下水流動解析の検証や予察的安全評価、地下施設設計のために水質や溶存ガス、同位体に関わる情報が不可欠な場合は、パッカーを用いた採水を選択します。

選択肢1.: 掘削リターン水(“パッカーを用いた採水”に先立つ予備調査)

掘削リターン水は、掘削水とボーリング孔内の地下水が混合したものであり、地下水の塩分濃度が低い場合は、地下水水質の正確な指標にはなりません。したがって、経済性管理などの理由で、採水調査を主目的としないボーリング孔において、低品質の予察的な情報を取得せざるをえない場合などに実施します。

掘削リターン水の採水を実施する場合の採水箇所の判断根拠は、

- ・掘削速度の変動や送水圧の変化
- ・掘削水の電気伝導度の変化
- ・コア観察時の高透水性部(割れ目部や変質帯など)の観察結果

などです。また、既存情報が少ない場合には、任意の掘削長もしくは掘削時間により一定間隔で掘削リターン水を採水、分析することも選択肢として挙げられます。

選択肢2. : パッカーを用いた採水

地表からの調査段階で考慮すべき点は、水理地質構造モデルにおいて地下水流動に関わる重要な構造（断層や海域と繋がっていると予想される地質構造など）や、事前に物理探査などに基づき推察した塩分濃度分布です。なお、パッカーを設置する場合には、事前の孔内検層やコア観察により、パッカーが設置可能な深度を選定しておくことが重要です。パッカーの設置可能性を検討する際に重要な情報は、孔径（孔径検層データ）、割れ目の有無（コア観察結果、コア写真、BTV データ）、岩盤の状態（コア観察結果、コア写真）等があります。これらの情報を考慮し、パッカーが遮水機能を維持することができ、外部との連結を遮断できる区間を選定します。例えば、ボーリング孔に沿った割れ目がある場合、他の区間との連結が遮断できずに、パッカー設置区間以外から地下水を採水してしまう可能性があります。

以上を踏まえて、パッカーを用いた採水区間は、以下のように設定します。

- ・ 水理試験（揚水試験）が主要な地下水採水手段の場合は、区間決定の基準は水理試験区間設定の考え方に準拠
 - ・ 掘削水を効率的に除去するため、水理試験により検出された相対的に透水性が高い区間（割れ目や礫岩部など）
 - ・ 連結性の高い地下水流動経路（主に周辺ボーリング孔に水圧モニタリング装置が設置されている場合に、割れ目帯などの連結性を確認するためボーリング掘削後、100m³ 前後の地下水を数日間かけて排水し、周辺ボーリング孔で水圧モニタリングデータを取得するために設定します）
- また、施設建設段階やモニタリング区間の設定では、以下のように考えます。
- ・ 全深度掘削終了後に検層結果やコア観察結果に基づいて、優先順位付けする。
 - ・ 地下施設建設に伴う酸化還元境界深度の変化の観察を目的としてその上下深度
 - ・ 地質構造モデルで表層の帯水層や海域と繋がっていると予想される水理地質構造（長期揚水中の塩分濃度を指標として、表層や海域に繋がる割れ目帯の情報を取得する）。
 - ・ 物理探査で事前に推察した塩分濃度分布を確認できる一定深度毎の区間配置
 - ・ 水圧モニタリングの結果で水圧分布に顕著な差が確認できる境界の上下深度

3.2.7 分析精度管理

水試料の分析精度管理に関わる留意点の確認を行います。以下の管理を行って下さい。

- ・ イオンクロマトグラフ法、蛍光光度法、比色法、赤外線吸光法、ICP 質量分析法、ICP 発光分光法、電気加熱－原子吸光法、ガスクロマトグラフ法、pH、EC などの計測器においては、測定日に 1 回、標準溶液について所定の操作により検量線を作成、もしくは標準品により所定の操作を行い、その値の標準値に対する誤差範囲を確認し、測定値に併記する（経験的には±10%以内とする）。
- ・ アルカリ度は、測定日に 1 回、pH 計の校正を実施する。
- ・ 月に一度、月次精度管理報告書（表 3.2-2）を用いて測定機器の精度について確認する。部品交換など装置の整備を行った際には、性能確認管理報告書（表 3.2-3）を用いて同様の確認及び報告する。
- ・ 精度の確認については、測定可能な成分に関して、河川水認証標準物質無機成分分析用 JSAC0302（日本分析化学会）を参照する。

3.2.8 定量下限の設定

水試料の分析定量下限値の考え方に関わる留意点の確認を行います。以下のように定量下限値の設定を行って下さい。

- ・現場分析室においては、検量線作成時の最低濃度の標準溶液について、所定の操作により 5 回測定して標準偏差を算出する。検量線の最低濃度と標準偏差の 10 倍の値を比較し、高い値を定量下限値とする（目標定量下限値）。
- ・検出下限値は、標準偏差の 3 倍とし、検出下限値以上で定量下限値未満の値は参考値として表示する（この場合、精度に関しては保証外）。検出下限値未満の時は、未検出「ND」と表示する。
- ・アルカリ度は滴定量の最小目盛である 0.1mL(0.02meq/L に相当)に、容量器具の精度、温度の影響、読みの誤差を考慮して最小目盛の 3 倍である 0.06meq/L を定量下限値とする。

3.2.9 取得データの整理

採水調査により取得したデータについては、データセットとしてまとめる他、各採水試料に対応する個別のシート（表 3.2-4）を作成し、ファイル管理することで、データの追跡性を確保します。また、分析シートに記載されている分析項目に対する分析手順を作成し、分析手順のうちの重要な項目をまとめた分析管理シートを各試料に対して作成することで、分析作業の追跡性を確保できます。

得られた水質データについては、Excel による管理が簡便です。ただし、複数のボーリング孔においてモニタリングを開始した場合には管理すべきデータ量が増加するため、データを管理するためのデータベースシステムを構築することにより、効率的なデータ管理を行います。

3.2.10 立案した計画の整理

これまでに選択した項目、留意点などを計画立案に関わる参照資料として関係者に周知します。

表 3.2-1 分析項目表（測定方法は参考）

測定項目		測定方法
一般 化学 成分 分析	pH	JIS K0102.12.1
	EC	JIS K0102.13
	Temp.	JIS K0102.7.2
	DO	JIS K0102.32.3
	Eh	衛生試験法
	Na ⁺	JIS K0102.48.3(イオンクロマトグラフ法)
	K ⁺	JIS K0102.49.3(イオンクロマトグラフ法)
	NH ₄ ⁺	JIS K0102.42.5(イオンクロマトグラフ法)
	Ca ²⁺	
	Mg ²⁺	
	Mn	JIS K0102.56.1(比色法)
		JIS K0102.56.4(ICP質量分析法)
	Fe ²⁺	JIS K0102.57.1 備考(比色法)
	Total-Fe	JIS K0102.57.1(比色法)
		JIS K0102.57.2(電気加熱-原子吸光法)
		ICP質量分析法
	Si	JIS K0101.44.1.2(比色法)
	Al	衛生試験法(比色法)
		JIS K0102.56.4(ICP質量分析法)
	F ⁻	環境庁告示59号付表6(イオンクロマトグラフ法)
	Cl ⁻	JIS K0102.35.3(イオンクロマトグラフ法)
	Br ⁻	
	I ⁻	
	NO ₃ ⁻	JIS K0102.43.2(イオンクロマトグラフ法)
	NO ₂ ⁻	JIS K0102.43.1(イオンクロマトグラフ法)
	SO ₄ ²⁻	JIS K0102.41.3(イオンクロマトグラフ法)
	S ²⁻	JIS K0102.39.1(比色法)
	PO ₄ ³⁻	JIS K0102.46.1.1(イオンクロマトグラフ法)
	アルカリ度	JIS K0102.15.1
	全炭素	JIS K0102.22.1
	全無機炭素	
	全有機炭素	
	蛍 光 染 料	ウラニン
アミノG酸		
ナフチオン酸		
ナトリウム		
B	JIS K0102.47.3(ICP発光分光法)	
U	ICP質量分析法	
溶 分 析 ガ ス	H ₂ , O ₂ , N ₂ , CH ₄ , C ₂ H ₆ , CO, CO ₂ , He, Ar, H ₂ S	ガスクロマトグラフ法
同 位 体 分 析	δ D, δ ¹⁸ O	質量分析法
	トリチウム	シンチレーションカウンター法
	¹³ C	質量分析法
	¹⁴ C	グラファイトターゲットを用いる加速器質量分析法

表 3.2-2 月次精度管理表の一例

月次精度管理報告書						
						平成 年 月 日
項目	実施方法	判定基準	結果	合否	実施者	実施日
pH	校正後、標準液(pH6.86)を測定する。	6.76~6.96				
EC	0.01 mol/L KCl溶液を測定する。	1.337~1.479mS/cm				
DO	空気校正を実施する。	-				
ORP	ORP標準液(中性リン酸塩+キヒドロン)を測定する。	測定時の温度に対する別表中の指示値±15mV以内				
ウラニン	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
アミノG酸	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
ナフチオン酸Na	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
Na ⁺	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
NH ₄ ⁺	3点以上で検量線を作成し、河川水認証標準地質(JSAC 0302)を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
K ⁺	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
	3点以上で検量線を作成し、河川水認証標準地質(JSAC 0302)を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
Mg ²⁺	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
	3点以上で検量線を作成し、河川水認証標準地質(JSAC 0302)を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
Ca ²⁺	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
	3点以上で検量線を作成し、河川水認証標準地質(JSAC 0302)を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
F ⁻	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
Cl ⁻	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
NO ₂ ⁻	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
Br ⁻	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
NO ₃ ⁻	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
SO ₄ ²⁻	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
PO ₄ ³⁻	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
I ⁻	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
Si	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
T-Fe, Fe ²⁺ (比色法)	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
	3点以上で検量線を作成し、河川水認証標準地質(JSAC 0302)を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
Al (比色法)	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
	3点以上で検量線を作成し、河川水認証標準地質(JSAC 0302)を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
Mn (比色法)	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
	3点以上で検量線を作成し、河川水認証標準地質(JSAC 0302)を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
S ²⁻	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
全炭素(TC)	TC3mg/L, 30mg/L溶液を測定する。	TC 3mg/Lの測定濃度が2.7~3.3mg/L TC 30mg/Lの測定濃度が27~33mg/L				
全無機炭素(IC)	IC3mg/L, 30mg/L溶液を測定する。	IC 3mg/Lの測定濃度が2.7~3.3mg/L IC 30mg/Lの測定濃度が27~33mg/L				
T-Fe (電気加熱-原子吸光光度法)	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
	3点以上で検量線を作成し、河川水認証標準地質(JSAC 0302)を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
Al (ICP質量分析法)	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
	3点以上で検量線を作成し、河川水認証標準地質(JSAC 0302)を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
Mn (ICP質量分析法)	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(μg/L)の±10%以内				
	3点以上で検量線を作成し、河川水認証標準地質(JSAC 0302)を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(μg/L)の±10%以内				
U	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(μg/L)の±10%以内				
	3点以上で検量線を作成し、河川水認証標準地質(JSAC 0302)を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
B	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				
	3点以上で検量線を作成し、河川水認証標準地質(JSAC 0302)を測定する。	検量線のR ² 値≧0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内				

表 3.2-3 性能確認管理表の一例

性能確認管理報告書							平成 年 月 日		
性能確認を実施した理由:									
装置	項目	実施方法	判定基準	結果	校正確認	実施者	実施日		
pH計	pH	校正後、標準液(pH6.86)を測定する。	6.76~6.96						
EC計	EC	0.01 mol/L KCl溶液を測定する。	1.337~1.479mS/cm						
DO計	DO	空気校正を実施する。	-	-	-				
ORP計	ORP	ORP標準液(中性リン酸塩+キンドロン)を測定する。	測定時の温度に対する別表中の指示値±15mV以内						
分光 紫外 光度計	ウラニン	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≥0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内						
	アミノG酸	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≥0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内						
	ナフチオン酸Na	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≥0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内						
イオン クロマト グラフ	カチオン	Na ⁺	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≥0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内					
		NH ₄ ⁺	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≥0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内					
		K ⁺	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≥0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内					
		Mg ²⁺	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≥0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内					
		Ca ²⁺	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≥0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内					
		F ⁻	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≥0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内					
	アニオン	Cl ⁻	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≥0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内					
		NO ₂ ⁻	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≥0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内					
		Br ⁻	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≥0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内					
		NO ₃ ⁻	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≥0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内					
		SO ₄ ²⁻	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≥0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内					
	アニオン	PO ₄ ³⁻	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≥0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内					
	紫外可 視分光 光度計	Si	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≥0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内					
T-Fe,Fe ²⁺		3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≥0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内						
Al		3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≥0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内						
Mn		3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≥0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内						
S ²⁻		3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≥0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内						
有機炭 素計		全炭素(TC)	TC 3mg/L, 30mg/L溶液を測定する。	TC 3mg/Lの測定濃度が2.7~3.3mg/L TC 30mg/Lの測定濃度が27~33mg/L					
	全無機炭素(IC)	IC 3mg/L, 30mg/L溶液を測定する。	IC 3mg/Lの測定濃度が2.7~3.3mg/L IC 30mg/Lの測定濃度が27~33mg/L						
原電 分子吸 加光熱 計	T-Fe	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≥0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内						
		3点以上で検量線を作成し、河川水認証標準地質(JSAC 0302)を測定する。	検量線のR ² 値≥0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内						
ICP 質量 分析計	Al	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≥0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内						
		3点以上で検量線を作成し、河川水認証標準地質(JSAC 0302)を測定する。	検量線のR ² 値≥0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内						
	Mn	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≥0.995 設定濃度(μg/L)の±10%以内						
		3点以上で検量線を作成し、河川水認証標準地質(JSAC 0302)を測定する。	検量線のR ² 値≥0.995 設定濃度(μg/L)の±10%以内						
U	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≥0.995 設定濃度(μg/L)の±10%以内							
分I 光C 分P 析亮 計光	B	3点以上で検量線を作成し、その濃度範囲の中央値付近の調整試料を測定する。	検量線のR ² 値≥0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内						
		3点以上で検量線を作成し、河川水認証標準地質(JSAC 0302)を測定する。	検量線のR ² 値≥0.995 設定濃度(mg/L)の±10%以内						
別表 ORP標準液(中性リン酸塩+キンドロン)の各温度における指示値(mV)									
温度(°C)		5	10	15	20	25	30	35	40
指示値(mV)		+111.9	+106.9	101.0	+95.0	+89.0	+82.7	+76.2	+69.0

3.3 ボーリング孔を利用した採水調査

このエキスパートシステムでは、ボーリング孔を利用した採水調査を支援するため、調査に関わる留意点・ノウハウを示します。ボーリング孔を利用した採水調査においては、調査計画書、作業手順書に従って、図 3.3-1 の項目を実施します。

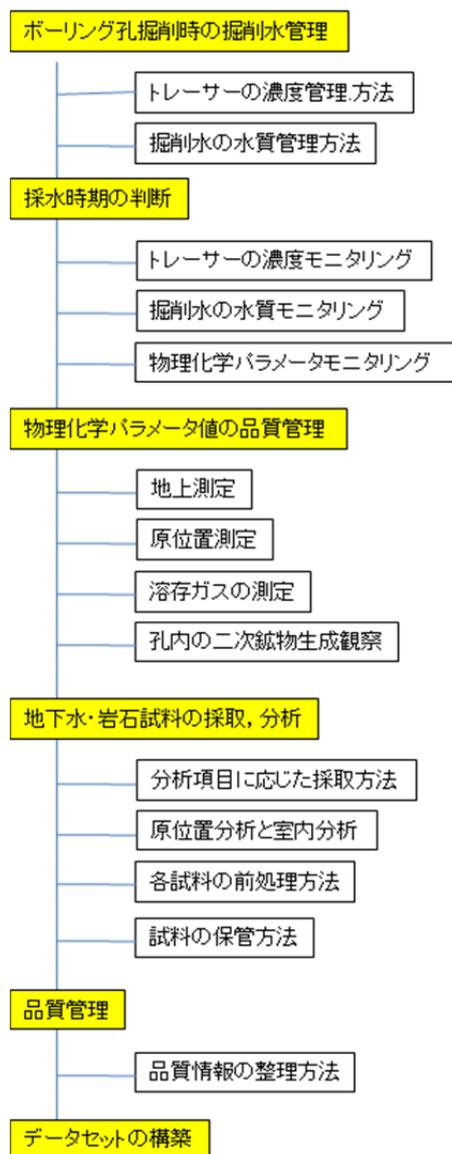


図 3.3-1 ボーリング孔を利用した採水調査の流れ

3.3.1 ボーリング孔掘削時の掘削水管理

ボーリング孔掘削に使用する掘削水は、掘削時に岩盤の割れ目や高透水性部に浸入し、地下水の汚染原因となりやすいため、汚染源として掘削水の組成を把握しておく必要があります。また、混入した掘削水の量を定量的に評価し、掘削水が除去できない場合には、その影響を除去した水質を推定する必要があります。そのため、掘削水に添加したトレーサーについても一定濃度に保つ必要があります。

ボーリング孔の掘進速度によりませんが、ボーリング掘削中は数時間～1日毎に掘削水を採取し、割れ目などで逸水が発生した場合は、そのたびに分析用試料を採取します。また、トレーサーの濃度も、地下水との混合や逸水により変化する場合がありますので、以下のような濃度管理を行います。

- ・濃度調整の場所：掘削現場に設置された（マリン）タンク。
- ・濃度調整の手法：掘削水タンクの水位から算出できる水量に対し、規定濃度となるように蛍光染料を添加する。経験上、概ね3回程度の調整で規定範囲内（規定量の±10%）に収束。
- ・掘削中の濃度管理：掘削水に蛍光染料の添加後は必ず蛍光染料濃度測定を行い、蛍光染料濃度が定められた値に対して±10%の範囲にあることを確認。また、蛍光染料の添加は原則として、掘削水の使用直前に実施。ボーリング掘削中は、1時間間隔で掘削リターン水を採取し、蛍光染料濃度を現場で測定し、蛍光染料濃度が定めた値の±10%の範囲にあることを確認。蛍光染料濃度が指定濃度範囲を外れた場合は、掘削を一時中断し濃度を再調整。

3.3.2 採水時期の判断

分析用の地下水試料を採取するためには、掘削水に添加してあるトレーサー濃度を指標として、掘削水による汚染の割合をできるだけ低減するために汚染水を排水する必要があります。さらに、物理化学パラメータや主要化学成分濃度が一定値に収束していることを確認する必要があります。調査中に得ておくべき試料品質に関わる情報の取得方法について示します。

揚水量とトレーサー濃度、物理化学パラメータ、化学成分濃度の相関をグラフ化して以下の点を確認して下さい。

選択肢1.： 現時点で物理化学パラメータ、トレーサー濃度測定値が一定になっている。

物理化学パラメータ、トレーサー濃度の記録をとり、分析用の地下水を採取して下さい。また、掘削水も採取して分析を行います。

選択肢2.： 現時点で物理化学パラメータ、トレーサー濃度測定値が変化途上にある。

揚水量とトレーサー濃度、物理化学パラメータ、化学成分濃度の相関グラフを先の工程に外挿し、測定値が一定になると予想される工期を推測します。工程、予算上許容される揚水（排水）期間内に測定値が一定になるか否かを判断します。

選択肢3.)： 工期内に一定になる可能性がある。

揚水（排水）を継続します。

選択肢4.)： 工期内に一定にならない。

トレーサー濃度、物理化学パラメータ、化学成分濃度が一定になるまでの工期を外挿し、地球化学データの優先度を見直したうえで、工期を延長するかどうか検討します。工期の延長が可能でな

い場合は、揚水（排水）のトレーサー濃度、物理化学パラメータ、化学成分濃度の相関グラフに基づきトレーサー濃度が0になった時の物理化学パラメータ、化学成分濃度を算出して下さい。

ただし、水質形成プロセスの解析に必要なアルミニウムや鉄イオンなど、濃度が低く、トレーサー濃度との相関が認められない化学成分については、外挿することができません。

なお、トレーサー濃度（掘削水排除）の達成目標は以下の考え方に基づいて分析項目に応じて設定します。

- 例えば、放射性同位体であるトリチウム（ ^3H ：半減期約12年）のデータを取得するためには、以下のように設定します。地表におけるトリチウム濃度は約10T.U.であり、深部地下水は年代が古いためトリチウムを含んでいない事が多い。現在の分析技術では、トリチウムの検出下限は0.3T.U.程度であり、使用した掘削水に10T.U.含まれているとすると、地下水試料を得てトリチウムが検出された場合に、もともと地下水中に含まれていたものか、掘削水中に含まれていたものか判断するためには、掘削水（トレーサー）の残留率が3%以下になるまで排水しておく必要があります。

計算は以下の式により行います。

$$\text{掘削水の残留率 (\%)} < [\text{トリチウム検出下限}] / [\text{掘削水中のトリチウム濃度}] \times 100$$

例：掘削水のトリチウム濃度が最大7.5T.U.の場合は、 $0.3/7.5 \times 100 = 4\%$

- 地下水年代の推定に必要な放射性炭素（ ^{14}C ）の場合、地表付近で100pMC（pMC：%モダンカーボンの略）含まれており、地下水中には0～数十pMC含まれています。例えば、分析精度と同等の約1%の誤差を目標値としてデータを取得するための掘削水残留率目標は、約1%となります。
- また、分析に時間を要し調査期間中にデータが得られない項目（同位体比等）については、汚染率と分析値間の相関式を構築可能かどうか判らないので、可能な限り掘削水を排水した試料を得る必要があります。

3.3.3 物理化学パラメータのモニタリング

物理化学パラメータ（温度、電気伝導度、pH、酸化還元電位、溶存酸素濃度）は、様々な解析を行う上で不可欠なパラメータであり、調査において確度の高い値を取得する必要があります。また、予備排水時に揚水する地下水の物理化学パラメータは、汚染水（掘削水）の排水割合の確認にも利用できません。物理化学パラメータの測定は主に電極により行いますが、測定場所により次のように分けられます。どちらの方法で計画しているか選択して下さい。

選択肢1.： 揚水試料を対象として地上で測定

地上において、揚水を対象として物理化学パラメータを測定する場合は、大気に地下水が触れないように密閉型フローセル電極を用いる必要があります。この場合、圧力減圧時の溶存ガスの脱ガスに起因するpH変化を免れないため、要求品質は、揚水の変化を把握できる程度と考える必要があります。測定値に不確実性を与える要因は以下の通りです。

- 温度：地下水揚水時の溶存ガスの脱ガスに伴う断熱膨張により、原位置の水温に比べ地上の水温は低くなります。

- ・電気伝導度：掘削水による希釈などにより変化します。
- ・pH：溶存ガス（炭酸ガス）の脱ガスにより原位置の pH に比べ、地上の測定値はアルカリ側に変化します。
- ・酸化還元電位：pH の変化に伴い変化する可能性があります。揚水過程で化学成分濃度が変化し、それに伴い測定値が変化する可能性があります。
- ・溶存酸素濃度：地下水は還元的であり、溶存酸素を含まないことが多いため、溶存酸素が検出される場合は、フローセルの気密性が担保されていない可能性があります。また、気密性が担保されていても、溶存酸素濃度が 1ppm 以下の還元的地下水の場合は、経験的に電極により正しい値が測定できないことがあります。電極による測定値の信頼性が担保できない場合（酸化還元電位がマイナスの値を示すのに、溶存酸素濃度が 0 でない場合）は、空気に触れないように採取した地下水試料を用いてウインクラ法により分析を行って下さい。

pH、酸化還元電位実測値の信頼性については、溶存化学成分濃度から理論的に得られる計算値と比較して妥当性を確認するため、計算に必要な酸化還元反応に関わる化学種（鉄や硫黄などの化学種）の分析を非酸化条件で行っておくことが不可欠です。

また、溶存ガスの脱ガス量とその組成を分析しておくことで、脱ガスに伴う pH 変化を補正できる可能性があります。

選択肢2.： 原位置（採水区間深度）において測定

原位置における物理化学パラメータの測定は、対象とする地下水の水圧などを変化させないため、脱ガスによる pH、酸化還元電位の変化を受けることがなく、最も信頼性の高い方法です。この方法に関わる不確実性要因には以下の様なものがあります。

ボーリング孔掘削から数日後に孔壁に硫化物などの二次鉱物やバイオマットが生成する場合があります（図 3.3-2）。この場合、二次鉱物相と地下水の反応により、酸化還元電位が変化する可能性があります。このような場合は、測定値の信頼性が担保できなくなるため、ボーリング孔掘削直後、早期に原位置測定を行うことが不可欠です。ボーリング孔掘削直後に測定できない場合は、原位置測定前に孔壁画像観察により孔壁に二次鉱物が生成していないか確認して下さい。二次鉱物が生成していた場合は、測定値の品質を担保できないため参考情報として取り扱います。

実測値の信頼性については、溶存化学成分濃度から理論的に得られる計算値と比較して妥当性を確認するため、計算に必要な酸化還元反応に関わる化学種（鉄や硫黄などの化学種）の分析を非酸化条件で行っておく必要があります。

3.3.4 地下水・岩石試料の採取、分析

地球化学に関わる分析試料には、地表調査やボーリング調査を通じて得られる岩石、水（溶存ガスを含む）、微生物試料等があります。

これらの試料の分析品質は、最終的な地質環境モデル（地球化学）の不確実性の元になります。また、解析や考察結果の品質保証、透明性の確保といった観点からも品質保証を念頭に置いた分析作業を行っていく必要があります。以下にそれぞれの試料の分析に関わる手順、ノウハウ、留意点を示します。

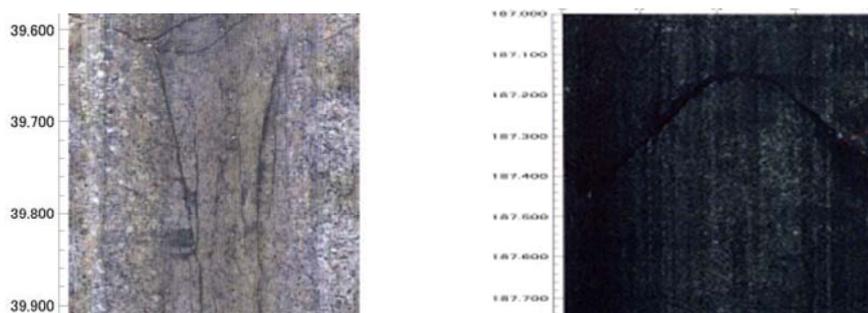


図 3.3-2 花崗岩のボーリング孔壁全面に生成した二次鉱物（硫化鉄）の沈殿の例

花崗岩に掘削されたボーリング孔内をカメラで撮影した結果、ボーリング孔掘削直後（左）では掘削面が明瞭に観察できるものの、数か月後には掘削面が黒色の二次鉱物に覆われている（右）。二次鉱物は、その化学組成から、ボーリング孔掘削水中に含まれた鉄分が還元され沈殿したものと推測される。また、地下水中の溶存鉄濃度に比べ、絶対量が多いことから、地下水の酸化還元電位を自然状態の真値から変化させる可能性がある。

選択肢1.： 水（溶存ガス）試料の採取・分析

試料の採取

地下水試料には、品質の追跡性を担保するため、試料名、採取深度、採取日時、特徴（匂いなど）、試料の内容（掘削水・揚水・特定の成分分析用など）、採取方法（大気との接触の有無など）、気温、外観（脱ガスの有無など）、試料採取者、分析までの保管方法などを記したラベルを貼ります。

特に溶存ガスの分析などに用いる試料は、大気と接触することなく、脱ガスの状態を観察しながら採取する必要があります。

以下に作業用試料採取目的・前処理方法を示します。

・水質基本情報の確認

主要化学成分：1L（ポリ瓶）。3回程度共洗い後満水まで採取。空気が入らないように密栓する。

微量元素：1L（テフロン瓶）。テフロン瓶は希硝酸にて洗浄後、3回共洗い。採取後、試料のpHが<1になるように高純度硝酸を添加して保存。

ウラン系列核種：20L（ポリタンク）。共洗い後採取。

有機酸：0.5L（ガラス瓶。共洗い後採取。可能な限り早く冷凍保存（容器を満水にしない）。

・起源・滞留時間の推測

水素・酸素安定同位体・トリチウム：2L（ポリ瓶）。共洗い後採取。

ストロンチウム同位体：1L（ポリ瓶）。共洗い後採取。

放射性炭素同位体：2L（ガラス瓶）。共洗い後、試料は瓶の壁に沿って泡立てないように入れる。満水になる前に5N NaOH・10mlと塩化ストロンチウム2N・10mlを加え、空気が入らないように密栓する。

放射性塩素：1～5L（ポリ瓶）。共洗い後採取。

希ガス：数十～数百cc（希ガス用ガラス瓶または銅管）。空気が入らないように地下水を1～2分間オーバーフローさせ、密栓。

・微生物活性の推測

硫黄同位体：1L（ガラス瓶）。共洗い後、試料は瓶の壁に沿って泡立てないように入れる。満水になる前に、NaOH 5N・1ml と酢酸亜鉛溶液 1N・1.5ml を加え、空気が入らないように密栓する。室内で 0.45 μ m ろ過。沈殿した硫化物を回収して凍結乾燥。ろ液は、塩酸と塩化バリウムを加え蒸発乾燥後、固相を保存。

・その他

バックアップ試料：20L（ポリタンク）。共洗い後採取、冷暗所で保存。

分析

分析は、地下水の性質や起源、形成プロセスなどを解析するための分析項目と定量下限値・精度を参照して実施して下さい。

これらの項目の中には、空気に触れることで値が変化する成分があります。特に、無機炭素成分（炭酸イオンや炭酸水素イオン）、二価鉄イオンや硫化物、硝酸・亜硝酸・アンモニウムイオンについては、pH、酸化還元電位の解析を行う上で重要な成分であり、かつ空気に触れることで値が変化し易いので、現場において分析を行う事を心がけて下さい。

また、溶存ガスの分析に用いる試料は、絶対量を知るためにバッチ式ボトルを用いて、原位置の圧力環境条件を維持して採取する必要があります。分析時には全量脱ガスさせた後、ガスクロマトグラフにより組成・量の分析を行います。

選択肢2.： 岩石・鉱物試料の採取・分析

岩石・鉱物試料の採取は、

- ・採水区間深度
- ・対象岩盤の均質性・不均質性を確認するために、一定深度毎（例えば 50m 毎）
- ・浅層部の酸化還元境界付近（酸化鉄鉱物が観察されなくなる深度や硫化鉄物が観察され始める深度など）
- ・相対的に透水性の高い部分（割れ目部、断層破碎帯や砂礫層など）

を対象として行います。熱力学解析に必要な鉱物組成データを得るため、薄片観察、XRD、XRF、EPMA、SEM-EDS による鉱物組成分析を行います。

また、割れ目部においては、割れ目充填鉱物など二次鉱物の層構造（層状沈殿の産状など）の観察を行い、化学組成や同位体分析を行う際には、沈殿状態の異なる試料を混合して分析することのないように注意します。

選択肢3.： 微生物試料の採取・分析

微生物分析のための試料採取箇所を選定する場合、分析結果の解釈の観点から、地下水水質、ガス、岩石・鉱物分析を行う試料と同じ箇所で行う必要があります。微生物分析としては、主に微生物量、微生物種、微生物活性について行います。微生物量については、蛍光顕微鏡による微生物細胞の直接計数が一般的です。微生物種・微生物活性については、試料中に存在する DNA を対象とした遺伝子解析や特定の微生物種を対象とした培養法を用いて評価します。

微生物分析のための試料採取には、あらかじめ滅菌処理を施した器具類（容器や採水チューブ等）を用いる必要があります。滅菌方法は、一般的にオートクレーブ滅菌、ガンマ線滅菌等が用いられます。滅菌処理を施すことができない器具類については、アルコールや塩化ベンザルコニウム溶液等による消毒処理を施します。

試料採取時には、手からの汚染（外来微生物の混入）を防ぐために、（滅菌）手袋を着用し、唾液からの汚染を防ぐために極力会話を慎みます。特に、培養試験などに用いる試料は、大気と接触することなく採取する必要があります。

採取試料には、品質の追跡性を担保するため、試料名、採取深度、採取日時、特徴（臭い・気泡・色・濁りなど）、試料の種類（掘削水・揚水・特定の成分分析用など）、採取方法、試料採取者、分析までの保管方法などを記したラベルを貼り、容器の口にビニールテープを巻きます。

以下に作業用者の試料採取目的・前処理方法を示します。

・微生物現存量・多様性・活性の確認（地下水試料の場合）

全菌数：10 ml（滅菌済みポリプロピレン容器）。採取後中性化したホルマリン溶液にて直ちに細胞を固定（終濃度約4%）。固定試料は冷蔵保存。

生菌数（直接計数）：10 ml（滅菌済みポリプロピレン容器）。大気の混入を防いだ状態で採取。採取後直ちに、適宜前処理を施し顕微鏡にて計数。

生菌数（培養法）：1 L（滅菌済みポリプロピレン容器）。3回共洗い後採取。大気の混入を防いだ状態で採取・嫌気保存。

群集組成解析：1~20 L（滅菌済みポリプロピレン容器）。3回共洗い後採取。採取後直ちに滅菌済み0.2 μm メンブレンフィルターにて濾過。微生物細胞を捕集したフィルターを冷凍保存。

微生物活性：1 L（滅菌済みポリプロピレン容器）。3回共洗い後採取。大気の混入を防いだ状態で採取・嫌気保存。

・微生物現存量・多様性・活性の確認（岩石試料の場合）

全菌数：10 g（滅菌済みポリプロピレン容器）。採取後粉碎し、0.2 マイクロメートルフィルターを通した滅菌水に懸濁させ、ホルマリン溶液にて直ちに固定（終濃度約4%）

生菌数（直接計数）：10 g（滅菌済み容器）。大気の混入を防いだ状態で採取。採取後直ちに顕微鏡にて計数。

生菌数（培養法）：50-100 g（滅菌済み容器）。大気の混入を防いだ状態で採取・嫌気保存。

群集組成解析：50-100 g（滅菌済み容器）。冷凍保存。

微生物活性：50-100 g（滅菌済み容器）。大気の混入を防いだ状態で採取・嫌気保存。

ボーリング孔掘削で得られる岩石試料は、掘削時の掘削水やボーリング装置からの地表由来微生物の汚染が考えられるので、分析結果の考察や品質保証には十分留意する必要があります。岩石試料がどの程度掘削水による汚染されているのかを評価するために、掘削水と合わせた分析をする必要があります。また、掘削水に微生物と同様のサイズの微細な蛍光ビーズを添加して、ボーリングコアの汚染度を評価する方法もあります。

3.3.5 品質管理

地下水水質データの取得に関わる品質管理を行います。データセットには、試料採取時や分析時の品質管理情報を付記し、様々な解析への利用の可否を判断できるようにする必要があります。例えば、同位体データに基づく地下水の滞留時間の推測では、得られた地下水に掘削水がどの程度混入しているかといった情報により、解析の可否を判断します。また、pH や酸化還元電位の解析では、大気に触れずに試料を採取・分析しているかといった品質情報が重要になります。

水試料測定データの管理に関わる留意点には以下のようなものがあります。

選択肢1. : 人為ミスの防止

- ・責任者は、生データのデータシートの転記ミスの有無、日付、測定担当者の記載ミスの有無を確認する。
- ・採水容器の妥当性や試料の保管状況、試料採取から分析開始までの経過時間など、データの品質に影響すると想定される要因については情報を取得し、記録として保存することが重要です。

選択肢2. : イオンバランスによる確認

各測定項目において、明らかに測定値に異常値が出た時やイオンバランスが下記計算式①，②，③で示した範囲に入らない場合、測定データに問題がないか確認するため、再測定を行うなどの措置をとります。再測定用試料として現場測定項目の測定結果の提出後 1 週間試料を冷蔵庫に保管します。

① Σ 陰イオンが 0-3.0meq/L の時

$$\Sigma \text{陽イオン} - \Sigma \text{陰イオン} = \pm 0.2 \text{meq/L 以内}$$

② Σ 陰イオンが 3.0-10.0meq/L の時

$$(\Sigma \text{陽イオン} - \Sigma \text{陰イオン}) / (\Sigma \text{陽イオン} + \Sigma \text{陰イオン}) \times 100 = \pm 2\% \text{ 以内}$$

③ Σ 陰イオンが 10.0-800meq/L の時

$$(\Sigma \text{陽イオン} - \Sigma \text{陰イオン}) / (\Sigma \text{陽イオン} + \Sigma \text{陰イオン}) \times 100 = \pm 2-5\% \text{ 以内}$$

参考文献)日本分析化学会北海道支部編:水の分析, 第4版, 化学同人, p.35(1994)

選択肢3. : 測定値の有効数字

- ・分析過程の誤差や精度などを考慮し、測定値の有効数字桁数を決定します。
- ・有効数字の桁数は、分析方法の種類、使用機器や器具、分析試料量、分析項目の量、分析操作上の誤差、定量値限界などの要素により決定します。

選択肢4. : 再測定値の取り扱い

イオンバランスの確認において、イオンバランスが前述の計算式の範囲からはずれ、再測定を実施した場合の再測定値の取り扱い。

- ・再測定のイオンバランスが基準内に収まった場合は、再測定結果を採用する。

- ・再測定 of イオンバランスが再度基準内に収まらなかった場合は、測定に再現性があると判断し、最初の測定結果を採用する（測定値が基準内に収まらない理由として、試料採取時の溶存ガスの脱ガスなどが考えられます）。

3.3.6 データセットの構築

得られた水質データをデータセットとして整理します。ここでは解析用 Excel を利用して整理を進めます。解析用 Excel を開き、得られているデータを上書きして、不要なデータを削除して下さい。データセットの取りまとめを終了したら、データセットにバージョン情報（データをフリーズした日付など）を付記します。

3.4 調査結果に基づく地球化学モデルの構築

このエキスパートシステムでは、解析作業を行う技術者向けに、一般的に利用されている表計算ソフト（Excel）、無償の地球化学計算ソフト（PHREEQC）とリンクして、取得した地下水水質データを入力することで、品質情報に基づいた解析用データの自動抽出、相関解析、水質分布のグラフ化、理論的酸化還元電位計算、主要な水 - 鉱物反応の明確化、地下水の滞留時間の補正計算を自動的に行いながら、地球化学モデルの構築・更新を行います。

また、このエキスパートシステムを概要調査の進展に応じて繰り返し使用することで、情報量の増加に伴うモデルの更新過程について情報管理を行います。また、地球化学モデルに示された地球化学特性については、地層処分 の時間スケールにおける長期変動幅を推測します（3.5章）。3.5章では特に、鉱物と地下水の滞留時間に関わる情報に基づく長期的な pH 変動幅の解析手順を示し、解析作業を支援します。

このエキスパートシステムの構造は、

- ・空間分布の解析
- ・地下水の起源の推測
- ・水質形成プロセスの解析（海水由来成分の確認、混合解析、熱力学解析、鉱物の反応状態の観察）
- ・pH、酸化還元プロセスの解析
- ・地下水の滞留時間解析
- ・モデルの構築

となっています（図 3.4-1）。

地球化学モデルの構築に関わる解析は、図 3-1 に示したように調査の各段階、新しい情報が得られた各段階において実施します。構築された地球化学モデルが、施設設計や安全評価上必要とされている命題（対象岩盤において地下水の水質や pH、酸化還元電位などの地球化学特性分布が把握されていること）を満たすまで、調査解析を繰り返し実施します。

以下の解析・モデル化作業においては、エキスパートシステムからダウンロード可能な解析用 Excel を利用して、一括計算を行うことができます。また、PHREEQC による試計算を行うことができます。お使いのコンピュータに Excel、PHREEQC がインストールされていることを確認して下さい（インストールされていない場合は、PHREEQC をダウンロードして下さい）。

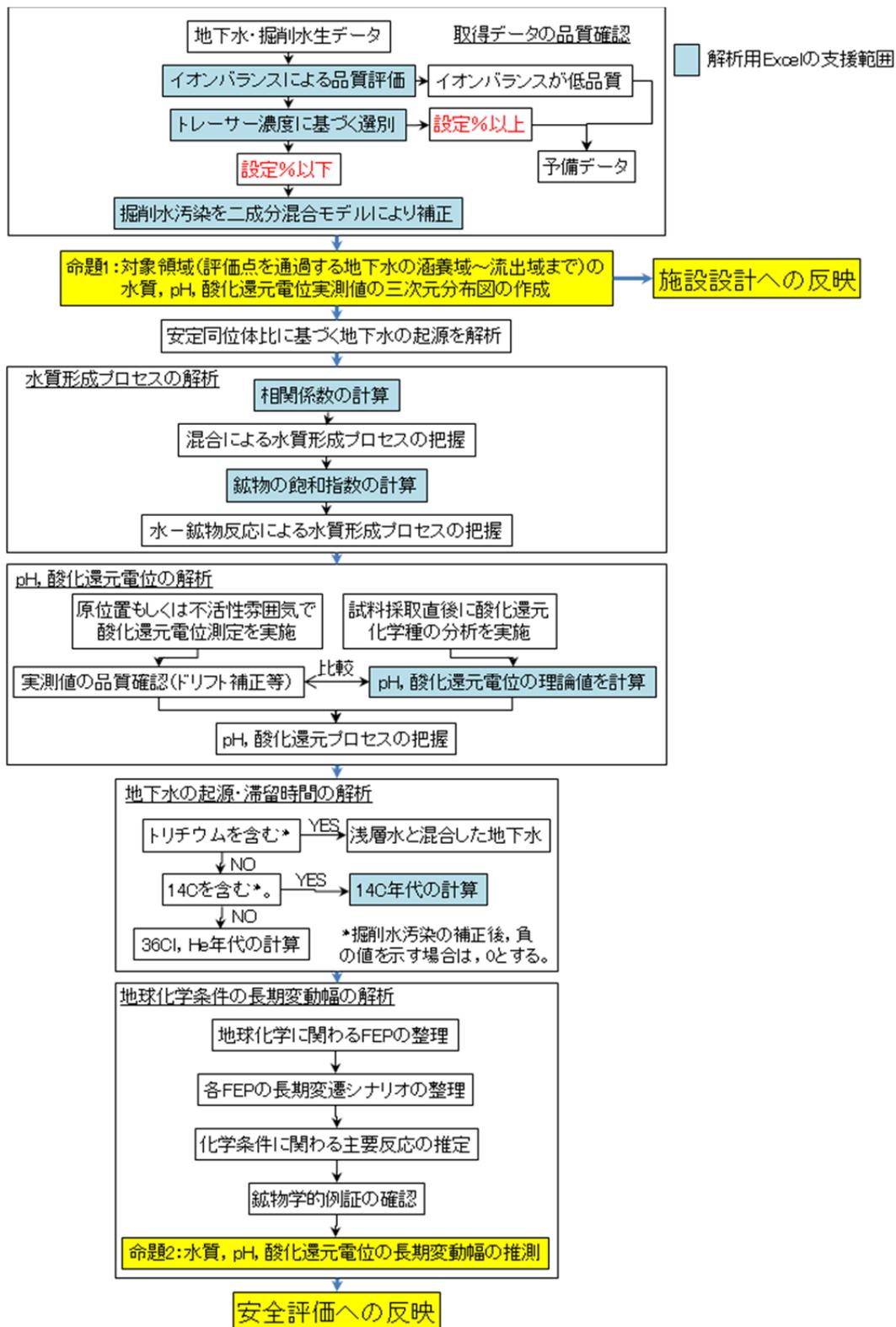


図 3.4-1 解析用 Excel を利用した解析支援の流れ

解析用 Excel ではイオンバランスによるデータ品質確認，ボーリング孔掘削時の掘削水汚染の補正，水質の深度分布や水質成分間の相関図，ヘキサダイアグラムなどの基本的グラフ図の作成，水質成分間の相関係数の計算，酸化還元電位の計算，地下水の滞留時間の計算を容易に実行できるようになっている。

3.4.1 空間分布の解析

現在の地球化学特性の空間分布に関わる解析を開始します。この解析には、対象岩盤において地球化学特性の均一性、得られているデータの代表性を示すため、以下のデータが必要です。

- ・地下水の化学成分濃度、同位体組成
- ・岩盤の鉱物組成、同位体組成
- ・試料採取地点の三次元座標

解析用 Excel を起動し、データを入力して下さい。なお、ダウンロードした解析用 Excel を用いて解析を行った後は、解析に用いたデータのバージョン情報などを付記したファイル名で保存し、次回新たなデータを加えて解析を行う時に、情報の増加に伴う解析結果の違いが判るように留意します。

解析用 Excel の出力図（図 3.4-2 例）から、化学成分濃度の深度プロファイル図を確認して下さい。なお、三次元的空間分布を図示するソフトウェアを使用すると、ボーリング孔間の水質分布をクリギング手法等により補間することができます。

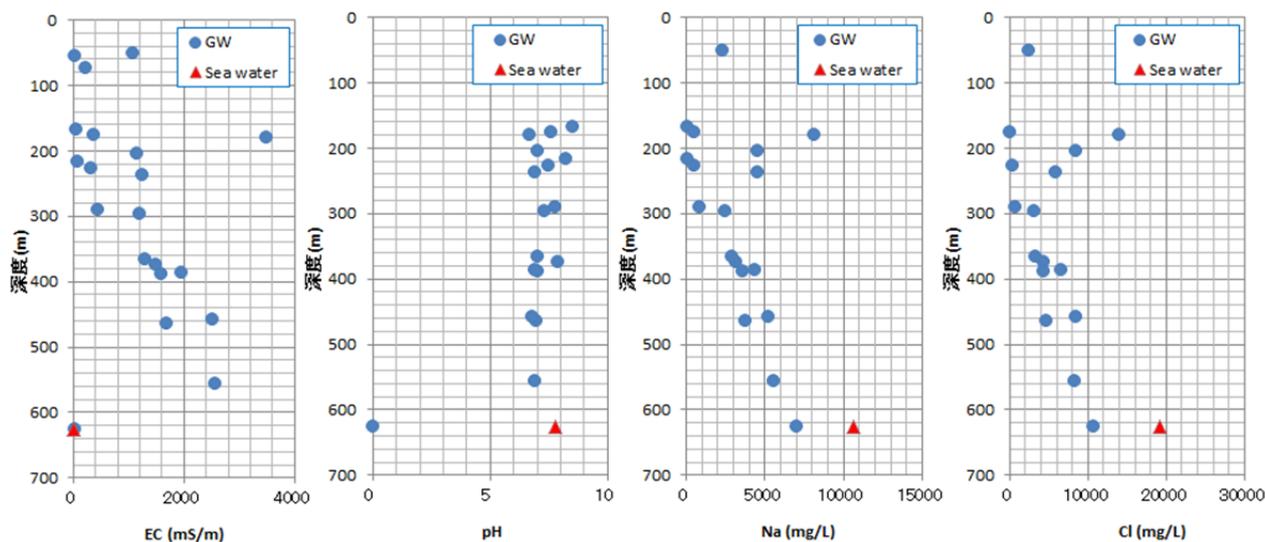


図 3.4-2 水質の深度分布図作成イメージ（解析用 Excel によるグラフ出力例）

3.4.2 地下水の起源の解析

地下水水質の空間分布を俯瞰したら、水素・酸素同位体比に基づいて地下水の起源の推測を行います。一般的に、水素・酸素同位体比のグラフでは、海水（化石海水）は原点付近、降水や降雪などの天水は天水線付近にプロットされるため（図 3.4-3）、得られた同位体データを水素・酸素同位体比のグラフにプロットし、各領域・深度の地下水の起源を推測します。

なお、温泉水や化石海水など水-岩石反応が進んだ地下水は、酸素同位体比が正の方向にシフトすることが知られています。原点や天水線から離れてプロットされる地下水については、それらの可能性も考慮して下さい。また、天水線に沿ってプロットされる地下水については、水素・酸素同位体比が軽い

ほど（負の値を示すほど），相対的に低い年平均気温で，もしくは標高の高い地点で涵養したと考えられます。

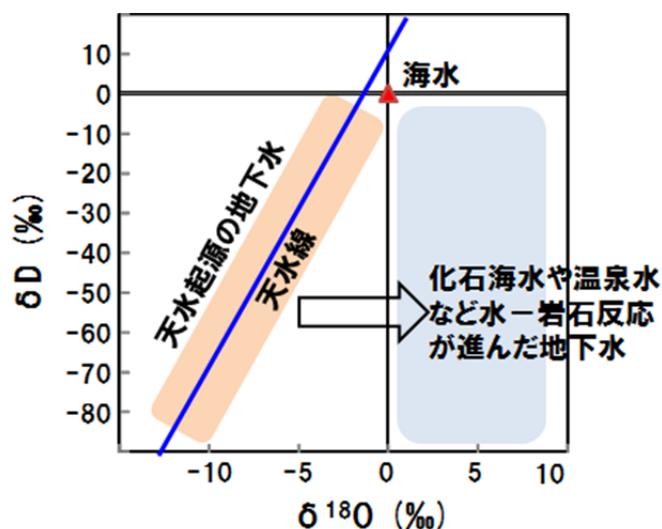


図 3.4-3 地下水の水素・酸素同位体比の特徴

3.4.3 水質形成プロセスの解析

水質形成プロセスに関わる解析には，地下水の起源に加えて以下のデータが必要です。

- ・調査地域の地史
- ・周辺の温泉情報

地下水の水質形成プロセスには大きく分けて，以下の二つのプロセスがあります。

- ・水-鉱物反応による水質形成プロセス
- ・異なる水質の地下水の混合による水質形成プロセス

塩分濃度の高い地下水は，後者の混合プロセスの端成分になっていることが多いことから，簡易的に地下水の塩分濃度を指標として解析手順を選択します。

ボーリング調査で得られたデータの塩分濃度の最大値が 1g/L 以上ですか？

選択肢1. : 1g/L 以上

塩分濃度の高い地下水は，海水(化石海水) や温泉水，長期的な水-岩石反応を経て形成されたかん水との混合によりその水質が形成されている可能性があります。

文献調査段階の予察的地質環境モデルおよび水質データに基づいて，調査地域において，以下の可能性の有無を確認して下さい。

- ・海成層が存在し，過去に海水が地下に浸透した可能性がある。
- ・水温の高い温泉が近隣に存在し，調査地域の地下深部にも温泉が存在する可能性がある。
- ・調査対象が火成岩であり，過去の熱水が冷却され保存されている可能性がある。

高塩分濃度地下水の起源を推測するため各化学成分濃度の相互関係グラフを確認します。相関グラフには海水の値をプロットし、海水の値が相関線付近に位置するか否かを確認して、混合端成分として海水の寄与があるか否かを判断します。

海水に特有な化学成分として、特に、

- ・ Cl vs. Br
- ・ Cl vs. B
- ・ Cl vs. 水素・酸素同位体比

のグラフに着目します。

解析用 Excel の出力グラフ（図 3.4-4 例）を確認して相関解析を行います。なお、酸素同位体比については、長期的水-岩石反応により値が変化するため相関線付近に位置しないこともあります。

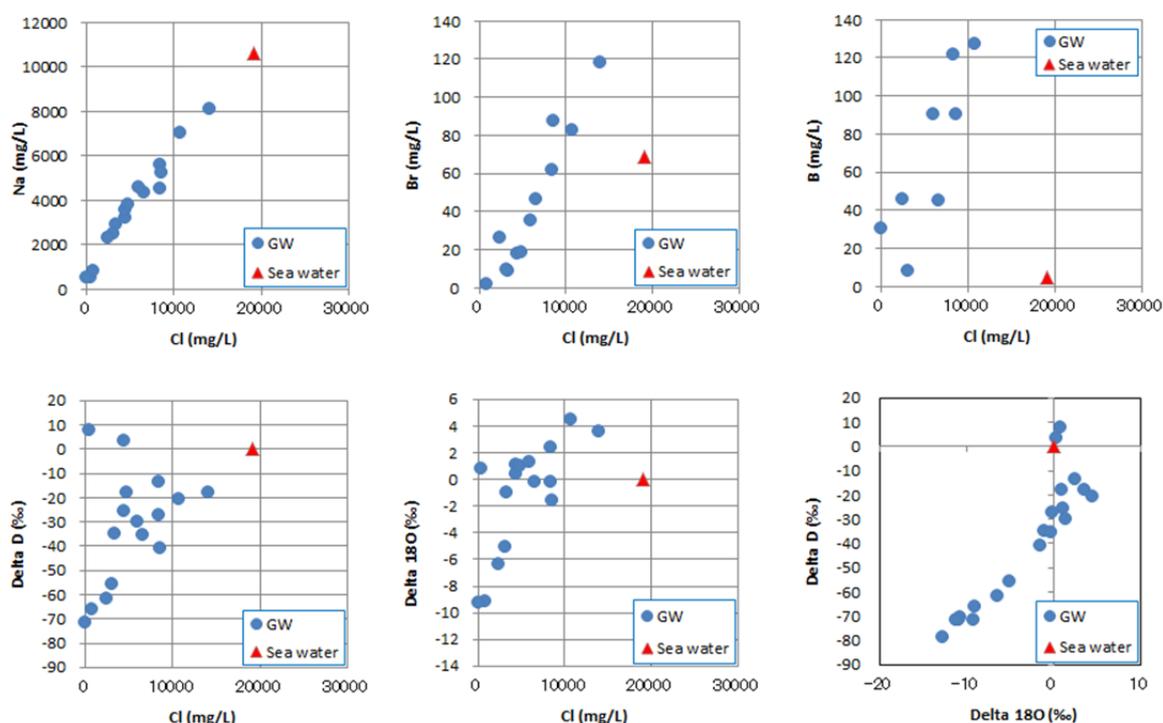


図 3.4-4 海水（古海水）由来成分の寄与の確認イメージ（解析用 Excel による出力例）

臭素（Br）やホウ素（B）などと塩化物イオン濃度の相関をグラフ化します。グラフには海水の値もプロットし、海水（化石海水）成分の寄与がないか確認します。

選択肢7)： 海水の値と相関が認められる。

海水(化石海水) が混合の端成分になっており、混合プロセスにより水質が形成されている可能性があります。

地史に関わる情報から、対象領域に海水が涵養していた事実があるか？海水が存在していた時代はいつか？を確認して下さい。これらの情報は、地下水の滞留性（海水が存在した時代から現在までの間に、どの程度海水が洗い出されたか？）などの地下水流動を推測するための情報、炭酸塩鉱物などを指標として地下水の pH の長期安定性を推測するための情報として有用です。

選択肢イ): 海水の値との相関は認められない。

海水の値との相関は認められないが、長期的な水-岩石反応、高温環境での水-岩石反応などにより地下水に供給される Cl, Na, F などの濃度に相関が認められる場合は、温泉水やかん水、化石海水との混合により水質が形成されている可能性があります。

次に、混合プロセスにより水質の空間分布を説明可能か否か確認するための相関解析を行います。混合プロセスの解析に有効な手法は多変量解析です。

解析用 EXCEL の相関係数解析表を用いて図 3.4-5 のように相関の強い成分を明確にします。また、塩分濃度の高い地下水の化学組成と塩分濃度の低い地下水の化学組成を端成分として、その混合割合を計算します。混合の端成分が 3 つ以上あり水-岩石反応の寄与も考えられる場合は、マスバランス解析を組み合わせた多変量解析が有効です。

解析時のノウハウとして、水-鉱物反応によって濃度が変化しにくい化学成分 (Cl や同位体) に着目します。



図 3.4-5 相関係数解析イメージ (解析用 Excel による出力例)

各深度の化学成分濃度を端成分地下水の混合割合の違いで説明できますか？

選択肢ア): YES

地下水の水質分布が端成分地下水の混合で形成されていると解釈します。この場合、水-鉱物反応による水質の変化は小さいと考えられ、混合状態に影響を与える地下水流動が水質分布を決定していると考えられます。

したがって、水理地質構造モデル、地下水流動モデルを参照して、それらと水質分布の関連性を確認して下さい。

選択肢イ): NO (一部でも説明できない成分がある場合はこちら)

端成分地下水の混合により濃度を説明できない化学成分については、水-鉱物反応によりその濃度が増減している可能性があります。

この様な成分には、水-鉱物反応によって値が変化し易い、ナトリウム、カリウム、カルシウム、マグネシウム、硫酸、炭酸水素イオンなどがあります。関連する水-鉱物反応を同定するために更に熱力学解析を行います。

選択肢2. : 1g/L未満

特異（高塩分濃度）な端成分地下水が存在している可能性が低いと考えられるため、水-鉱物反応による水質形成プロセスについて熱力学解析を行います。

熱力学解析では、化学成分濃度に基づき地下水に対する鉱物の溶解易さ、鉱物の沈殿し易さ（飽和指数）を計算し、表に整理して主要な水-鉱物反応を同定します。飽和指数の計算には、市販の計算ソフト、無料の計算ソフト（PHREEQC）が便利です。

ボーリング調査の鉱物データセットに示される各鉱物の地下水に対する飽和指数を計算し、表にしてまとめます（計算のノウハウとして、ケイ酸塩鉱物の飽和指数の計算に不可欠なアルミニウム濃度のデータは、分析下限値以下となっていることが多いので、その場合は、分析下限値で代用します）。

鉱物データセットに整理した鉱物組成を参考にして、実際に存在する鉱物の飽和指数を表に整理して下さい。各鉱物の地下水に対する溶解・沈殿状態は、飽和指数の計算値に応じて以下のように判断することができます（留意点：一般的に一次鉱物（正長石や曹長石等）に比べ、二次鉱物（炭酸塩鉱物等）の水-鉱物反応速度は速く、その水-鉱物反応は平衡状態にあることが多いため、解析においては、二次鉱物の飽和指数に注意します）。

選択肢ア.) : 0付近（簡易的に-1~+1とします）

地下水に対して平衡状態にあると判断され、現在の水質形成に関わる主要な水-鉱物反応である可能性があります。特に、地下水のpH、酸化還元電位に関わる炭酸塩鉱物、含鉄鉱物、含硫黄鉱物などの二次鉱物について、この範囲にある鉱物を確認して下さい。

選択肢イ.) : -1以下

地下水に対して未飽和な状態（溶解し得る）と判断され、今後長期的な地下水水質の変化に関与する可能性があります。ただし、未飽和であると計算された一次鉱物の溶解速度は非常に遅いことが多く、将来的な水質変化に与える影響は小さい可能性があります。

選択肢ウ.) : +1以上

地下水に対して飽和状態（沈殿し得る）と判断され、地下水に溶解することはありません。

3.4.4 pH・Eh 解析

水質形成に関わる主要な水-鉱物反応を同定したら、pH、酸化還元電位に関わるプロセスの解析に進みます。

この解析には、以下のデータが必要です。

- ・地下水の pH, 酸化還元電位
- ・地下水の化学成分濃度, 同位体組成
- ・地下水, 岩石試料採取地点の三次元座標
- ・鉱物組成及び鉱物の飽和指数計算表
- ・地下水のガス分析値 (炭酸ガス, メタンガスなど)

pH・酸化還元電位形成プロセスの解析では,

- ・場の理解のため, 地下水中の pH・酸化還元電位に関わる化学成分や鉱物の分布を俯瞰し,
- ・それらの反応に関わる熱力学解析を行い,
- ・深度・領域毎の主要プロセスを同定します。

水質分布に関わる解析は既に行われているものとして, 鉱物指標を用いた解析を行います。ボーリングコア観察データから, pH・酸化還元状態に関わる鉱物 (炭酸塩鉱物や鉄水酸化物, 硫化鉱物等) の深度分布を図 3.4-6 の例のように整理し, 鉱物分布から pH・酸化還元電位の分布に関わる概念モデルを構築します。

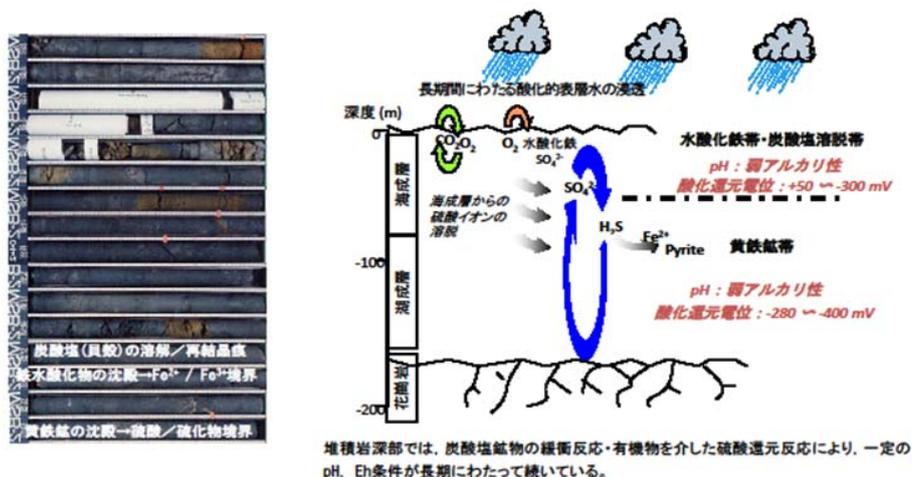


図 3.4-6 ボーリングコア観察に基づく pH・酸化還元状態の推測事例

選択肢1. : pH の解析

一般的に, 浅部では中性～弱酸性の涵養水により炭酸塩鉱物が溶脱しており, 長期的な視点で化学的擾乱領域に相当します。炭酸塩鉱物が観察できる深度から中性～弱アルカリ性の pH 条件になっていると判断します。

pH については, 炭酸塩鉱物 (方解石やアラレ石, 菱鉄鉱等) の溶解・沈澱反応が主要反応であることが多いため, 最初にそれらの飽和指数を確認します。図 3.4-7 例のように, pH と飽和指数の深度分布図と鉱物分布図と比較し, 以下の点が成り立つか否か確認して下さい。

- ・ pH が深度とともに一定になり, 飽和指数が同深度で飽和平衡状態を示す (0 に近づく)。
- ・ 同深度から炭酸塩鉱物の存在を確認できる。

選択肢ア)： 以上の点が成り立つ

pH が弱アルカリ性になる深度で、地下水が方解石に対して飽和状態になり、方解石が同深度から沈殿を観察できる場合や、その方解石が放射性炭素を含む場合は、その深度において現在、方解石が沈殿していることが判ります。

pH をコントロールしている主要反応が炭酸塩鉱物の溶解・沈殿反応であると仮定して、酸化還元電位の解析に進みます。

選択肢イ)： 以上の点が成り立たない

成り立たない場合は、炭酸塩鉱物の溶解・沈殿反応以外の反応が pH をコントロールしている可能性があります。まず、飽和指数の計算に用いた pH 測定値、無機炭素濃度（炭酸水素イオン濃度等）が原位置（地下水を採取した深度）の値と異なっている可能性があります。これは、地下水採取時の溶存ガスの脱ガスや大気の影響などに起因することが多く、データセットの品質を確認して下さい。

データの品質が保証されており、かつ炭酸塩鉱物の溶解・沈殿反応以外の反応が pH をコントロールしていると判断される場合は、粘土鉱物やケイ酸イオンによる pH 緩衝反応について検討します。

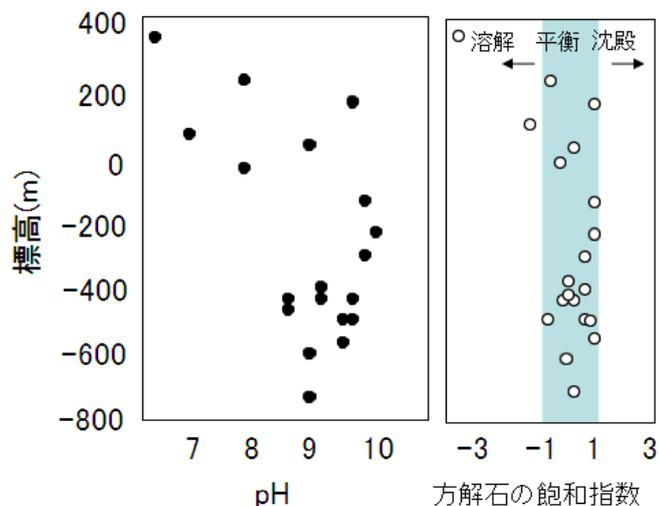


図 3.4-7 地下水の pH と炭酸塩鉱物の飽和指数の確認事例

選択肢2.： 酸化還元電位の解析

地下水中の酸化還元電位に関わる化学成分には、溶存酸素、窒素化合物（硝酸・亜硝酸・アンモニウムイオン）、マンガニオン、鉄イオン、硫酸イオン、硫化水素イオン、炭酸・メタン等があります。

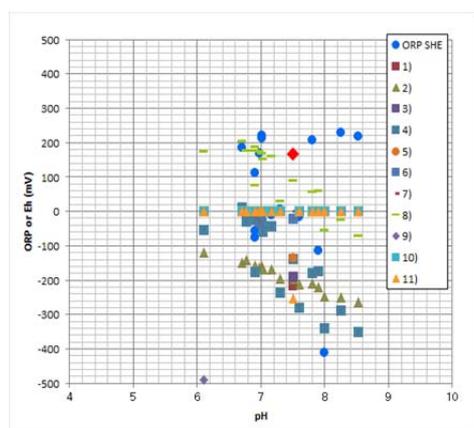
データセットのこれらの化学種の濃度を基にそれぞれの酸化還元反応に関わる平衡電位を計算し、図 3.4-8 の例のように pH と酸化還元電位のグラフを描きます（解析用 Excel の pH-Eh ダイアグラムを参照して下さい）。原位置の実測値がある場合は、理論値との整合性を確認します。

選択肢7)： 原位置の実測値がある

pH-Eh ダイアグラム上に実測値をプロットして下さい。実測値に近い平衡電位の酸化還元反応が主要な酸化還元反応である可能性があります。実測値が平衡電位付近にプロットされない場合については、測定値が安定状態に達する前にデータが取得されているか、酸化還元平衡電位を計算するのに用いた水質データが適切でない（酸化した試料を分析したなど）可能性があります。

選択肢1)： 原位置の実測値がない

原位置の実測値が無い場合は、pH と計算される平衡電位を、図 3.4-6 のような鉱物の分布状態と比較し、矛盾が無いかどうか確認し、矛盾のない水-鉱物反応式から酸化還元状態を推測します。



- 1) $\text{SO}_4^{2-} + 9\text{H}^+ + 8\text{e}^- = \text{HS}^- + 4\text{H}_2\text{O}$ ($E_0=0.249$; Drever, 1988)
- 2) $\text{SO}_4^{2-} + \text{FeCO}_3 + 9\text{H}^+ + 8\text{e}^- = \text{FeS}(s) + \text{HCO}_3^- + 4\text{H}_2\text{O}$ ($E_0=0.280$; Stumm and Morgan, 1996)
- 3) $\text{Fe}^{2+} + 2\text{SO}_4^{2-} + 16\text{H}^+ + 14\text{e}^- = \text{FeS}_2(\text{Pyrite}) + 8\text{H}_2\text{O}$ ($E_0=0.362$; Langmuir, 1997)
- 4) $\text{Fe}_3(\text{OH})_8(s) + 3\text{HCO}_3^- + 5\text{H}^+ + 2\text{e}^- = 3\text{FeCO}_3 + 8\text{H}_2\text{O}$ ($E_0=1.126$; Langmuir, 1997)
- 5) $\text{Fe}_3(\text{OH})_8(s) + 8\text{H}^+ + 2\text{e}^- = 3\text{Fe}^{2+} + 8\text{H}_2\text{O}$ ($E_0=1.102$; Langmuir, 1997)
- 6) $\text{Fe}(\text{OH})_3 + 3\text{H}^+ + \text{e}^- = \text{Fe}^{2+} + 3\text{H}_2\text{O}$ ($E_0=0.95$; Stumm and Morgan, 1996)
- 7) $\text{Fe}(\text{OH})_3(\text{am}) + 3\text{H}^+ + \text{e}^- = \text{Fe}^{2+} + 3\text{H}_2\text{O}$ ($E_0=0.975$; Langmuir, 1997)
- 8) $\text{FeCO}_3 + 3\text{H}_2\text{O} = \text{Fe}(\text{OH})_3 + 2\text{H}^+ + \text{HCO}_3^- + \text{e}^-$ ($E_0=1.078$; Langmuir, 1997)
- 9) $\text{FeCO}_3 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{FeOOH}(s) + 2\text{H}^+ + \text{HCO}_3^- + \text{e}^-$ ($E_0=0.045$; Stumm and Morgan, 1996)
- 10) $\text{CO}_2(g) + 8\text{H}^+ + \text{e}^- = \text{CH}_4(g) + 2\text{H}_2\text{O}$ ($E_0=0.169$; Stumm and Morgan, 1996)
- 11) $\text{HCO}_3^- + 9\text{H}^+ + 8\text{e}^- = \text{CH}_4(aq) + 3\text{H}_2\text{O}$ ($Eh = 0.206 + 0.0074\text{LOG}([\text{HCO}_3^-][\text{H}^+]^9/[\text{CH}_4])$ Langmuir, 1997)

図 3.4-8 酸化還元電位の解析イメージ（解析用 Excel によるグラフ出力例）

3.4.5 地下水の滞留時間解析

次に地下水の滞留時間に関わる解析を行います。地下水の滞留時間（Residence time）は地質環境中での放射性核種などの物質移動時間を推定するために必要な情報の一つです。また、滞留時間の分布に基づいて図 3.4-9 のような地下水流動状態のイメージを構築することで、地下水流動解析結果の妥当性評価に活用でき、地質環境調査では評価しなければならない項目の一つです。

地下水の滞留時間の推定には、一般的にトリチウム（3H）、放射性炭素（14C）、放射性塩素（36Cl）等の天然に存在する放射性元素が用いられます。

3H は半減期約 12 年の放射性元素であり、主に成層圏における窒素と中性子の反応（ $14\text{N} + n \rightarrow 12\text{C} + 3\text{H}$ ）で生成します。北半球の大気中の存在度は、1950 年代の各国の核実験時期に 2200T.U.（Tritium Unit : $3\text{H}/10^{18} \times \text{H}$ ）前後まで濃度が上昇し、現在数・数十 T.U.程度となっています。大気から隔離された地下水中の 3H 濃度を測定する事により、約 50 年程度まで地下水の滞留時間を求める事ができます。また、約 50 年より長い滞留時間を持つ地下水においては、3H がもともと地下水中に存在していないため、3H をボーリング孔掘削時に地下水に混入した掘削水の指標としても用いる事もできます。

14C は半減期約 5,730 年で、主に成層圏における窒素と中性子の反応（ $14\text{N} + n \rightarrow 14\text{C} + 1\text{H}$ ）で生成します。半減期の約 10 倍の 55,000 年前後までの試料の年代測定に使用する事ができます。地下水に

については、溶存している無機炭素中の ^{14}C 濃度に基づき滞留時間を推測する事ができます。ただし、地層中には ^{14}C を含まない炭素化合物（例えば、55,000 年以上前に生成した方解石 $[\text{CaCO}_3]$ や有機物など：デッドカーボンと呼ばれる）が存在しており、これらから地下水中に供給される炭素により、見かけ上、 ^{14}C 濃度が薄められることもあります。したがって、このような希釈率を補正する必要があります。その上で、複数の地点において、各地点間の距離・滞留時間の差から地下水の流動状態を推測することになります。

^{36}Cl は半減期約 301,000 年で成層圏におけるアルゴンと中性子の反応や地表付近あるいは地下深部における中性子による ^{35}Cl の放射化反応により生成します。地下水中の ^{36}Cl は、表層から浸透して時間とともに放射壊変によりその濃度が減少しますが、岩盤中の放射性塩素生成率に依存して、濃度の減少が一定値で留まり平衡状態の放射性塩素濃度になります。したがって、平衡状態の ^{36}Cl 濃度に相当する滞留時間を上限として、相対的な滞留時間を求める事ができます。

放射性同位体の半減期に基づく滞留時間推測手法は、ある濃度の放射性同位体を含む系が異なる濃度の放射性同位体を含む系から独立している必要があります。地下水の滞留時間の推測においてはその流動状態が、涵養源から地下水採取地点までの間に異なる放射性同位体濃度の地下水と混合しないピストン流である必要があります。特に、花崗岩のような割れ目媒体中の地下水については、複雑に連結した割れ目あるいは割れ目帯を優先的に地下水が流れると想定されることから、ピストン流の仮定は成り立たない可能性が高く、放射性元素が検出限界以下の地下水について下限の滞留時間を推測するか、複数の地下水採取地点の相対的な放射性元素濃度の違いから大局的な地下水の流動状態について推定するといった適用性に留まる可能性もあります。

また、溶存物質中の放射性同位体を利用する場合は、岩盤中で地下水-岩石間の反応により放射性同位体濃度の異なる同種の溶存物質が地下水に付加される場合があるため、測定された放射性同位体濃度の補正が必要です。

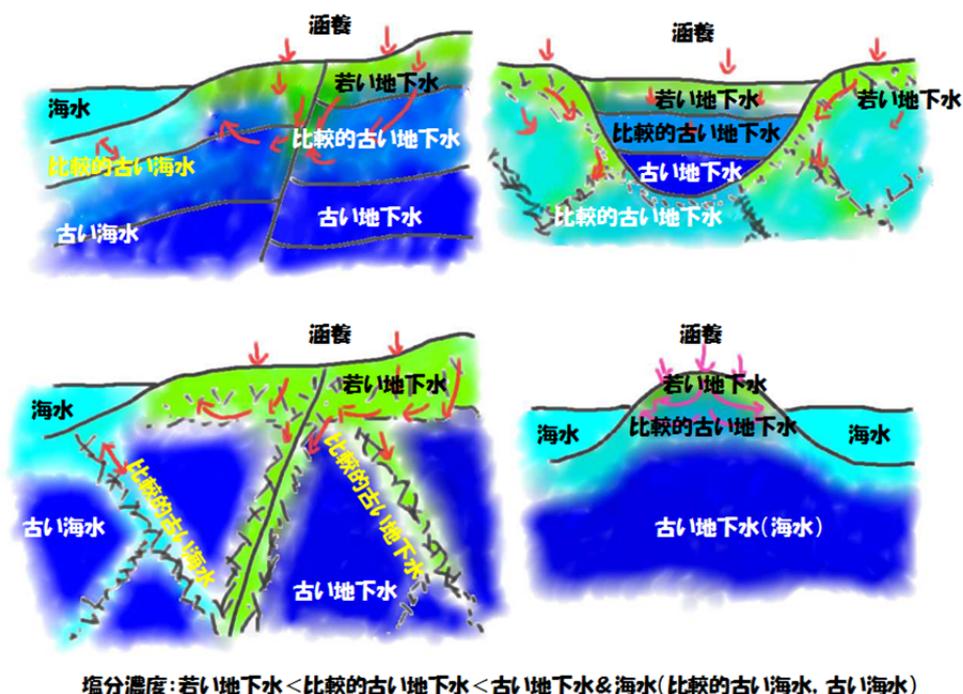


図 3.4-9 地下水の滞留時間情報に基づく地下水流動状態イメージの構築

3.4.5.1 トリチウム (3H) による解析

ボーリング孔を利用して地下水を採取している場合には、掘削水中の 3H と 14C 濃度の定量値と地下水試料中に残留する掘削水の割合に関する定量的なデータを取得していますか？これらのデータがない場合には、滞留時間の推定値の不確実性が大きくなります。

3H から順番に解析を行います。地下水中に 3H が含まれていますか？

選択枝1.: YES

トリチウムが含まれている場合は、地下水の滞留時間が 40 年以下あるいは‘古い’地下水に‘若い’地下水が混入していると推定されます。このような地下水については、半減期が 5730 年の 14C を用いてその滞留時間を推定することができません。

経験的事例として、ボーリング掘削時に、古い年代の地下水にトリチウムが混入しているという事例もあります。これは、試料採取時の品質管理に問題があります。掘削水の残留率を確認してください。

選択枝2.: NO

地下水の滞留時間は 40 年以上と推定されますので、次に 14C を用いて滞留時間を推定します。

14C を用いた滞留時間の推定では、地表から 14C を含む天水が地下に浸透し、表層の地下水系から隔離され大気から 14C が供給されなくなった時点を涵養時点とします。涵養後、地下水中の 14C は時間とともに放射壊変し、その濃度が減少していきます。

この滞留時間は、地下水中の 14C 濃度が放射壊変以外のプロセスで変化しないという前提です。しかしながら、実際の地下水においては、14C を含まない炭素 (デッドカーボン) が岩石から供給されることで、14C 濃度が希釈されるため、その希釈量を補正する必要があります。

3.4.5.2 放射性炭素 (14C) による解析

14C を用いた地下水滞留時間の推定には、次のデータが必要です。

- ・ 地下水の無機炭素濃度、炭素同位体組成
- ・ 炭酸塩鉱物、有機物等、岩盤中に含まれる炭素の同位体組成
- ・ 炭酸塩鉱物の飽和指数

一般的に地下水中の無機炭素の炭素同位体比は、その起源となる表層水中の無機炭素の炭素同位体比 (-25‰前後) と地層中で固相から地下水に加わる無機炭素(有機物由来: -25‰前後, 炭酸塩鉱物由来: +0‰から+10 数‰) の中間的な値として-10 数‰の値を示すことが多く、一方で、有機物に富む堆積岩 (海成層や天然ガスが存在する地層であることが多い) においては、地層の続成作用により地下水中の無機炭素の炭素同位体比が+数‰から+10 数‰の値を示すことがあります。この場合、続成作用に伴う同位体比の変化についても補正を行う必要があります。

また、そもそも 14C が含まれていない場合は、滞留時間が 5 万年以上である可能性があります。この場合は、放射性塩素同位体 (36Cl) を利用して、年代の推測を行いますので、「14C が含まれていない」を選択して下さい。

選択枝1.: 地下水中の無機炭酸の炭素同位体比が負の値を示す。少数のデータを試しで解析してみる。

地下水中の ^{14}C 濃度は、岩石中に含まれるデッドカーボン（炭酸塩鉱物や有機物等）の混入により見掛けの値が変化します。そのため、これらの混入にともなう炭素安定同位体比の変化補正する必要があります。

まずデッドカーボンの混入を想定せずに滞留時間を計算してみます。

$$A=A_0(1/2)^{(t/T)}$$

A : ^{14}C 濃度実測値

A_0 : ^{14}C 濃度の初期値 (100pMC(% Modern Carbon)と仮定)

t : 地下水の滞留時間

T : ^{14}C の半減期 (5730 年)

次に、有機物の酸化により生じたデッドカーボンの地下水への付加を想定して、その補正を行います。

一般的に有機物の酸化は表層の酸化帯で起こり、最大で飽和溶存酸素量（地表の年平均気温下の飽和溶存酸素量に基づいて 0.25mM と計算できる）と同等量の無機炭素が地下水に加わります。ただし、岩石中の鉱物の酸化反応もあることから、溶存酸素が全て有機物の酸化に使われるかどうかは不明です。したがって、有機物酸化を起源とするデッドカーボンの付加量は、0~0.25mM と見積もります。

有機物酸化により地下水へ加わるデッドカーボンを考慮した場合の希釈率 (f1) は、以下の様に見積もります。

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{GW}} \cdot [\text{DIC}_{\text{GW}}] = \delta^{13}\text{C}_{\text{initial}} \cdot [\text{DIC}_{\text{initial}}] + \delta^{13}\text{C}_{\text{om}} \cdot [\text{DIC}_{\text{om}}]$$

$$f1 = [\text{DIC}_{\text{initial}}] / [\text{DIC}_{\text{GW}}]$$

$$= \delta^{13}\text{C}_{\text{GW}} / \delta^{13}\text{C}_{\text{initial}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{om}} / \delta^{13}\text{C}_{\text{initial}} \cdot [\text{DIC}_{\text{om}}] / [\text{DIC}_{\text{GW}}]$$

$$^{14}\text{C} \text{ 濃度補正值} = (^{14}\text{C} \text{ 濃度測定値}) / f1$$

$\delta^{13}\text{C}_{\text{GW}}$: 地下水中の無機炭素の $\delta^{13}\text{C}$ 値

$\delta^{13}\text{C}_{\text{initial}}$: 初期値としての表層水の $\delta^{13}\text{C}$ 値

$\delta^{13}\text{C}_{\text{om}}$: 有機物の酸化を起源とする無機炭素の $\delta^{13}\text{C}$ 値

DIC_{om} : 有機物の酸化により地下水中に供給された無機炭素量

DIC_{GW} : 地下水中の無機炭素量

$\text{DIC}_{\text{initial}}$: 地下水が涵養する時の表層水の無機炭素量

有機物酸化により地下水へ加わるデッドカーボンを考慮した場合の希釈率 (f1) を利用して補正した ^{14}C 濃度(A1)は以下の式で求めます。

$$A1 = A / f1$$

A1 : 補正した ^{14}C 濃度

A : ^{14}C 濃度の分析値

補正した ^{14}C 濃度に基づいた滞留時間は以下の式で求めます。

$$A1 = A_0(1/2)^{(t/T)}$$

A1 : 補正した ^{14}C 濃度

A_0 : ^{14}C 濃度の初期値 (100pMC(% Modern Carbon)と仮定)

t : 地下水の滞留時間

T : ^{14}C の半減期 (5730 年)

次に炭酸塩鉱物の溶解により生じたデッドカーボンの地下水への付加を想定した補正を行います。方解石の存在深度，飽和指数から方解石の溶解深度を推測し，当該深度の方解石の $\delta^{13}\text{C}$ 値をデッドカーボンの値とします。炭酸塩鉱物を起源とするデッドカーボンの希釈率 (f2) は，以下の様に計算します。

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{GW}} \cdot [\text{DIC}_{\text{GW}}] = \delta^{13}\text{C}_{\text{initial}} \cdot [\text{DIC}_{\text{initial}}] + \delta^{13}\text{C}_{\text{om}} \cdot [\text{DIC}_{\text{om}}] + \delta^{13}\text{C}_{\text{ca}} \cdot [\text{DIC}_{\text{ca}}]$$

$$f2 = [\text{DIC}_{\text{initial}}] / [\text{DIC}_{\text{GW}}] = \delta^{13}\text{C}_{\text{GW}} / \delta^{13}\text{C}_{\text{initial}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{om}} / \delta^{13}\text{C}_{\text{initial}} \cdot [\text{DIC}_{\text{om}}] / [\text{DIC}_{\text{GW}}] - \delta^{13}\text{C}_{\text{ca}} / \delta^{13}\text{C}_{\text{initial}} \cdot [\text{DIC}_{\text{ca}}] / [\text{DIC}_{\text{GW}}]$$

また， ^{14}C 補正値は f2 を使って以下のように計算します。

$$^{14}\text{C} \text{ 濃度補正値} = (^{14}\text{C} \text{ 濃度測定値}) / f2$$

$\delta^{13}\text{C}_{\text{ca}}$: 方解石を起源とする無機炭素の $\delta^{13}\text{C}$ 値

DIC_{ca} : 方解石を起源とする無機炭素量

炭酸塩鉱物を起源とするデッドカーボンの希釈率 (f2) は以下のように計算します。

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{GW}} \cdot [\text{DIC}_{\text{GW}}] = \delta^{13}\text{C}_{\text{initial}} \cdot [\text{DIC}_{\text{initial}}] + \delta^{13}\text{C}_{\text{om}} \cdot [\text{DIC}_{\text{om}}] + \delta^{13}\text{C}_{\text{ca}} \cdot [\text{DIC}_{\text{ca}}]$$

$$f2 = [\text{DIC}_{\text{initial}}] / [\text{DIC}_{\text{GW}}]$$

$$= \delta^{13}\text{C}_{\text{GW}} / \delta^{13}\text{C}_{\text{initial}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{om}} / \delta^{13}\text{C}_{\text{initial}} \cdot [\text{DIC}_{\text{om}}] / [\text{DIC}_{\text{GW}}] - \delta^{13}\text{C}_{\text{ca}} / \delta^{13}\text{C}_{\text{initial}} \cdot [\text{DIC}_{\text{ca}}] / [\text{DIC}_{\text{GW}}]$$

炭酸塩鉱物を起源とするデッドカーボンの希釈率 (f2) を利用して補正した ^{14}C 濃度に基づき，滞留時間を計算します。炭酸塩鉱物を起源とするデッドカーボンの希釈率 (f2) を利用して補正した ^{14}C 濃度 (A2) は以下のように計算します。

$$A2 = A1 / f2$$

A1 : 有機物酸化により地下水へ加わるデッドカーボンを考慮した場合の希釈率 (f1) を利用して補正した ^{14}C 濃度

f2 : 炭酸塩鉱物を起源とするデッドカーボンの希釈率

補正した ^{14}C 濃度に基づいた滞留時間は以下の式で求めます。

$$A2 = A_0 (1/2)^{(t/T)}$$

A2 : 補正した ^{14}C 濃度

A0 : ^{14}C 濃度の初期値 (100pMC (% Modern Carbon) と仮定)

t : 地下水の滞留時間

T : ^{14}C の半減期 (5730 年)

選択肢2. : 地下水中の無機炭素の炭素同位体比が正の値を示す。

地下水中の無機炭素の炭素同位体比が正の値を示す場合は，長期的な続成過程において，正の炭素同位体比を示す無機炭素が生成し地下水に付加したか，地下水中の無機炭素そのものが続成過程の同位体分別により，正の値にシフトした可能性があります。

したがって，これらのことを判断するために地下水に付加し得る無機・有機炭素 (炭酸塩鉱物や有機物，炭酸ガスや炭化水素ガスなどの溶存ガス) の炭素同位体比を確認します。固相の無機・有機炭素 (炭酸塩鉱物や有機物，炭酸ガスや炭化水素ガスなどの溶存ガス) の炭素同位体比に基づき，地下水中の無

機炭素の収支に関わるプロセスを推測しますが、一般的に複数の生物・化学反応が異なったタイミングで起こる複雑なプロセスとなるため、 ^{14}C 濃度を補正する事は困難です。したがって、 ^{14}C が検出される場合は、少なくとも5万年より若い炭素を含む地下水であるとしか言えません。

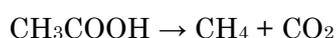
ただし、長期閉鎖系環境にある原位置においては、現在の技術レベルで十分に解明されていない現象として、質量数17の酸素原子、質量数14の窒素原子、質量数11のホウ素原子の放射化により放射性炭素が生成している可能性も考えられます。

選択肢ア): プラスの炭素同位体比をもたらすメカニズムについて考える。

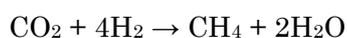
地下水中の無機炭素の元となる、炭酸塩鉱物や有機物、炭酸ガス、炭化水素ガスのうち、プラスの炭素同位体比を示す物質に注目します。既存の研究事例では、炭酸塩鉱物や炭酸ガスの炭素同位体比がプラスの値を示す例が多く、炭酸塩鉱物については、未変質の化石や一次鉱物でない限り、地下水中の無機炭素から沈殿したと考えられるため、炭酸ガスの値に注意しましょう。

プラスの炭素同位体比を示す炭酸ガスは、閉鎖系の堆積岩などにおいて、微生物的メタン生成の過程で形成される事例が多く報告されています。微生物によるメタン生成では、一般的に以下の三つのプロセスがあり、反応時の炭酸ガスの同位体比は微生物群集組成や活動環境、各反応の割合や同位体分別係数に応じて変化します。

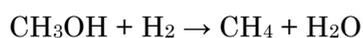
酢酸酸化反応:



炭酸ガス還元反応:



メタノール分解反応:



Whiticar (1999) らは、海成堆積物におけるメタン生成反応と同位体的特徴を整理しており、酢酸酸化反応により生じた炭酸ガスとメタンのうち、炭酸ガスがさらにメタンに還元される際の動的同位体効果により、正の炭素同位体比を示す炭酸ガスが生成される事例を示しています。

メタンと炭酸ガスの炭素同位体比の関係は次のように表されます。

$$\varepsilon = (\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} - \delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}) / (1 + \delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4} \cdot 10^{-3}) \approx \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} - \delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$$

海洋堆積物では、 ε は65~75となる例が示されています。

選択肢イ): 地下水年代が少なくとも5万年未満と判断し、次に進む。

3.4.6 結果の取りまとめモデル化へ

選択肢3.: 多数のデータを一気に解析する（地下水中の無機炭酸の炭素同位体比が負の値を示す場合）。

解析用 Excel をご利用下さい。Excel のデータ入力欄に ^{14}C 濃度、有機物や炭酸塩鉱物の $\delta^{13}\text{C}$ 分析値を入力して、自動計算された値を参照して下さい。

選択肢4. : そもそも ^{14}C が含まれていない。

^{14}C が含まれておらず、5 万年以上の滞留時間を有する可能性のある地下水は、化石海水であったり、水-岩石反応が進んでいたりするため、塩化物イオン濃度が高い傾向にあります。したがって、その塩化物イオンの同位体組成 (^{35}Cl , ^{36}Cl) を分析し、約 30 万年の半減期をもつ放射性塩素同位体 ^{36}Cl の濃度から滞留時間を推測できる可能性があります。

3.4.5.3 放射性塩素 (^{36}Cl) による解析

^{36}Cl 濃度を基にした地下水の滞留時間は、地表からの涵養時を 100% として、時間の経過に伴う放射改変による濃度の減少か、岩盤中における放射平衡濃度 (岩盤中にわずかに存在する放射性元素による放射化に伴い生成する ^{36}Cl の濃度) を基に算出します。以下は電力中央研究所との共同研究により得られた知見を基に構成しています。

^{36}Cl は、大気上層において宇宙線による $\text{Ar}(^{40}\text{Ar} \cdot ^{38}\text{Ar})$ の核破砕反応により生成し、降水に含まれて地表水に供給されます。地表においては、 ^{36}Cl の生成と崩壊の間に放射平衡が成立しており、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ は一定値になっています。ただし、海水由来の ^{36}Cl を含まない塩化物イオンの混入により影響を受けるため、地表における $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ の値は緯度・離岸距離などに依存しています。

地表水が地下に涵養し、地下水となると大気からの ^{36}Cl の供給はなくなります。一方で、岩盤中では、ウランやトリウム等から発生する中性子が塩素安定同位体 (^{35}Cl) に衝突することで、 ^{36}Cl が生成します。このため、地下水中では大気由来の ^{36}Cl の崩壊と中性子による ^{35}Cl からの ^{36}Cl の生成が同時に起きており、その加減によって $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ の値が決まります。

この地下で生成した放射性塩素は、地下水中の放射性塩素濃度を考察する上で、バックグランド値になります。200 万年以上経過した十分に古い地下水の場合には、大気中で宇宙線との反応により生成し、地表から浸透した宇宙線生成起源の ^{36}Cl の寄与率が小さくなり平衡値に達しません (馬原ほか, 2006)。

したがって、地下水中の ^{36}Cl 濃度が、この平衡値より高ければ、半減期を基に塩化物イオンの滞留時間を求めることができ、平衡値より低い場合は、塩化物イオンの滞留時間は、200 万年以上経過しているか、少なくとも地表の放射性塩素濃度が半減期により平衡値まで減少するのに要する滞留時間より長いものと推測できます。なお、この手法の前提として、対象試料が塩素同位体組成の異なる複数の地下水の混合で形成されていないことが必要です。

選択肢1. : 岩盤中のウラン、トリウム濃度のデータがない。

放射平衡時の ^{36}Cl 濃度を見積もるために、ウラン、トリウム濃度を測定して下さい。代表的な値とバラツキを理解するため、自然放射能検層を行うか、複数の岩石試料の分析を行って下さい。

選択肢2. : 岩盤中のウラン、トリウム濃度のデータがある。

地下水中の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 値は以下の式で表現することができます。

$$^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = R_0 \cdot \exp(-\lambda t) + R_{se} \cdot (1 - \exp(-\lambda t))$$

R_0 : $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ の初期値

R_{se} : $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ の地下での放射平衡値

$^{36}\lambda$: ^{36}Cl の壊変定数

t : 経過時間 (地下水年代)

R_0 の値は調査地域の天水を採取し $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ の測定を行うことで値を求めます。ここでは、簡易的に、Andrews et al.(1989)によって提案された下式を用いて R_{se} を計算します。

$$R_{se} = F \times 4.55 \times 10^{-10}$$

R_{se} : $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ の放射平衡値

F : 中性子フラックス ($\text{n}/\text{cm}^2/\text{sec}$)

中性子フラックスは、Lehmann et al.(1991)、Andrews et al.(1989)により、ウラン、トリウム濃度を用いて、以下のように求められます。

$$F = 10^{-5} \times (\alpha[\text{U}] + \beta[\text{Th}])$$

F : 中性子フラックス

α : 0.86 (花崗岩)

β : 0.30 (花崗岩)

堆積岩における α , β 値は、岩石の化学組成により異なるので、Andrews et al. (1989)を参照下さい。

また、 R_{se} が 50×10^{-15} 以下の試料では、実岩石を用いた測定と実測値には大きな差異が生じるサンプルも多く、確実な予測法とはいえないため、 ^{36}Cl の半減期に対して十分に長い (180 万年程度 : 半減期の 6 倍) 時間が経過した地下水試料が得られれば、その値をもって R_{se} とすることを検討します。

3.4.6 結果の取りまとめモデル化

以上の水質形成、pH、酸化還元電位に関わる主要反応の推測が終わりましたら、その空間分布や水理地質特性との関連などを図 3.4-10 のように整理します。

地質環境モデル (地球化学) の構築では、地球化学特性とその形成プロセスを地質、地質構造、水理地質構造、地下水流動状態などとともに図示し、評価対象領域の総合的な地質環境特性に関わる基礎的知見を示します。

なお、以上の解析・モデル化作業については、文献調査段階から概要調査段階の調査において、新しいデータが得られる度に行い、図の作成にあたっては、汎用性のあるソフトウェアを用い、どの時点の情報を基にモデルを構築したのか（バージョン情報）を明記してはなりません。

地質構造	水理地質構造システム区分	地下水水質	pH, 酸化還元電位	滞留時間	水質形成プロセス	備考
表層N層	システム1	Na-HCO ₃ 型	中性・0mV	10ka	水-岩石反応	
上部割れ目帯	システム2	Na-Cl-HCO ₃ 型	中性・-200mV	50ka	化石海水との混合	
深部A層	システム3	Na-Cl型	中性・-300mV	>1.5Ma	化石海水	

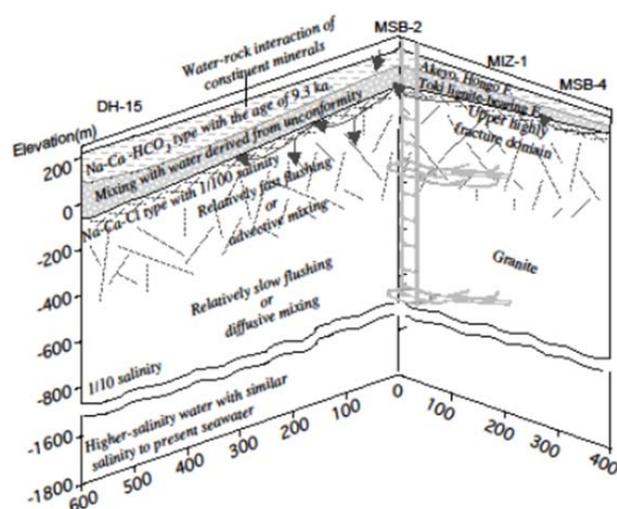


図 3.4-10 地球化学モデルの構築イメージ

3.5 地球化学環境の長期変遷の解析

地下水の滞留時間が安全評価期間より長い場合は、地下水の水質形成プロセスを理解することで、その長期的変遷を概観することができます。一方、地下水の滞留時間が安全評価期間より短い場合は、地下水が入れ替わってきた履歴やそれに関わる地質プロセスをシナリオとして総合的に理解する必要があります。

以下の解析は、図 3.5-1 に示す考え方に沿って行います。

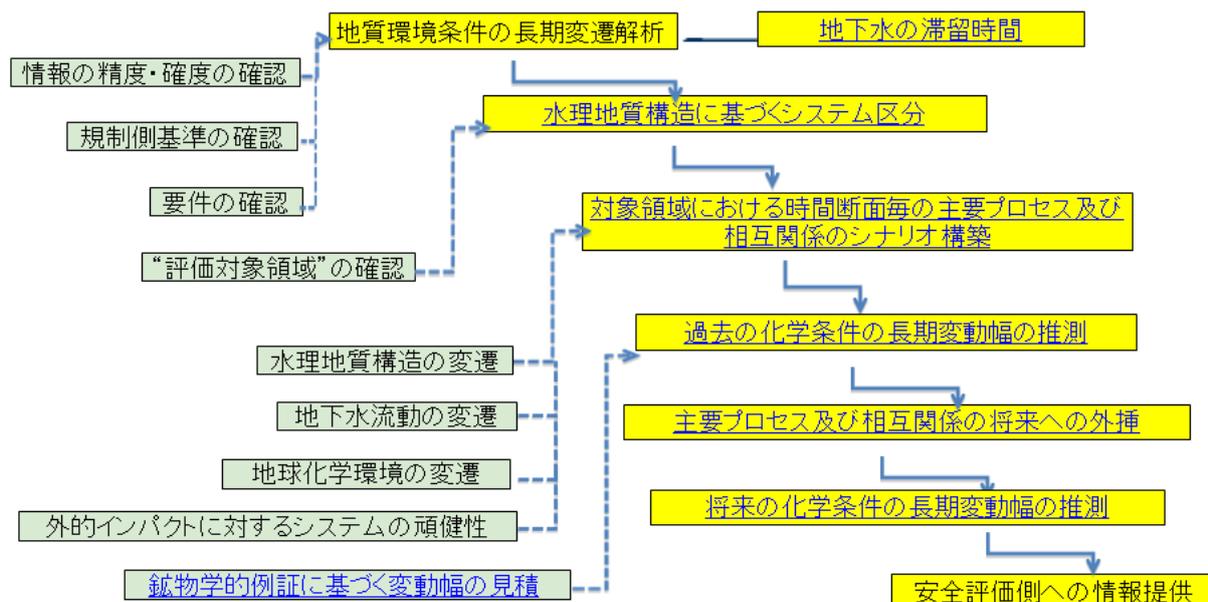


図 3.5-1 地球化学環境の長期変遷解析フロー

1) 地質（地球化学）環境の長期変遷シナリオの構築

過去から現在までの地質・地質構造、水理地質構造、地球化学環境に関わる諸プロセスとそれらの関連性を時間断面毎に整理し、地球化学環境を形成する主要プロセスを定義します。それらのプロセスを将来に外挿し、地球化学環境の変動幅を理解します。

2) 鉱物などに残された古環境の記録に基づく化学条件変動幅の推測

二次鉱物や有機物などに記録された過去の地下水の塩分濃度や pH、酸化還元電位などに関わる情報を読み解き、化学条件の長期変動幅を推測します。この手法は、特に過去に海水が涵養していた地域で有効です。

解析には、地質分野や水理学分野、微生物分野の以下の調査研究成果を用いる必要があります。

- ・地質・水理地質構造の三次元分布などを示す地質・水理地質構造モデル
- ・地史・地形発達モデル
- ・地下水流動モデル
- ・現在の地下水の塩分濃度、pH、酸化還元電位及び関連する主要プロセス、地下水の滞留時間を示す地球化学モデル

・微生物種とその活性

滞留時間に応じて留意点を確認して下さい。

選択肢1.: 地下水の滞留時間が安全評価期間に比べて長い場合

現在観察できる地下水の地球化学特性形成プロセスについて、その持続性を理解することで評価対象領域の将来の地球化学特性変動幅を推測します。

特に、地下水が長期的滞留状態にある地下水流動環境においては、施設建設・操業により回復不可能な擾乱が誘発される可能性があります。そのため、岩盤が持つ地球化学的な緩衝能力を評価することが不可欠です。

また、地下水を長期的に滞留させてきた地質環境がどういったものであるか？外的インパクトの有無や程度についても理解し、地質環境の長期変遷シナリオを整理しておく必要があります。

選択肢2.: 地下水の滞留時間が安全評価期間に比べて短い場合

現在観察される地下水の地球化学特性が、将来にわたって維持されるか否かは、過去の地下水流動、水理地質構造、鉱物特性、気候などの変化に対して、地球化学特性に関わる主要反応が変りなく持続してきたかを明らかにすることによって判断します。そのため、地質や水理特性、鉱物特性などの長期変遷シナリオを構築し、それと対比するように主要な地球化学プロセスの変遷を整理します。

3.5.1 水理地質構造に基づくシステム区分・シナリオ構築

現在の水理地質構造モデルを基に、評価対象岩盤の分布領域の地質環境特性について確認します。地質・水理地質構造の三次元分布図上に地下水の水質やその形成プロセス、滞留時間を表記した地質環境モデルに基づき領域を分類します。

分類の根拠には分野により幾つかの考え方がありますが、ここでは、地球化学及び物質移動プロセスに密接に関わる基本重要項目として、水理地質構造（透水性の違い）に基づいて分類を行います。分類した個々の領域をサブシステムと呼ぶことにします。サブシステム分類の手順は以下の通りです。

- ・地質・水理地質構造モデルに基づき地質・地質構造毎の透水係数または透水量係数を指標とし、相対的に高透水性領域と低透水性領域などに分類します。
- ・評価対象領域（処分場候補深度とその地下水涵養域・流出域を含む領域）に相当するサブシステムの水理特性を確認します。
- ・地史に基づいて、時間断面（例えば、1万年、10万年、100万年）毎に地質・水理・地球化学プロセスを推測します。項目の整理では、海外の研究事例や OECD/NEA の FEP リストを参照し、起こってきた可能性のある FEP を抽出し、見落としている項目がないか確認します。
- ・特に、評価対象サブシステムの形成やその三次元分布の変化に関わる地質現象とそれに付随する水理地質プロセス（隆起・沈降や侵食、断層形成、しゅう曲・とう曲形成それらに伴う水理地質構造の変化など）を重視し、（評価期間と同等の時間スケールで）過去の水理特性の変化、各サブシステムの領域変化を可能な限り定量的に推測します。図 3.5-2 例のように、諸現象を年表として整理して下さい。

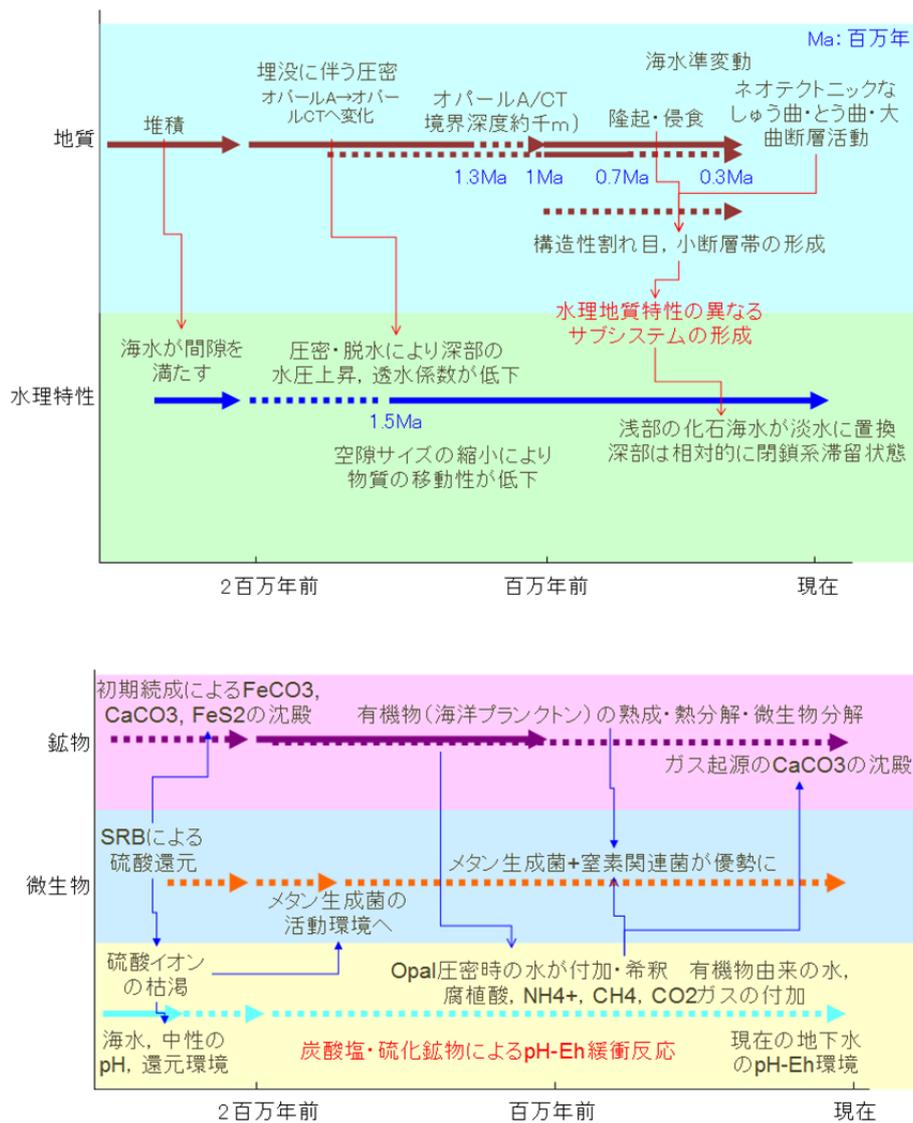


図 3.5-2 連関図表形式による地質現象の整理（幌延地域の事例）

調査結果を基に、対象調査地域で起こってきた地質現象を年表形式で整理します。年表の時間スケールは安全評価の時間スケールを包含し、かつ将来の安全評価期間に各現象を外挿できるように設定します。長期サイクルで繰り返し起こる現象、不可逆的現象など、各現象の普遍性にも注意します。地球化学特性に影響を与える因子として、地下水流動や水-鉱物反応、微生物活動による生物化学反応、地下水-ガス反応などがあります。地質、水理特性に関わる年表や鉱物観察の結果などに基づいて、それらの相互作用、関連性を推測、整理します。

評価期間と同等の時間スケールの過去において、対象領域において隆起・沈降や侵食、断層形成、しゅう曲・とう曲形成などにより、対象サブシステムの水理地質特性、三次元分布が変化してきたと考えられますか？

選択肢1. : YES

対象サブシステムに注目し、時間断面毎の地質・水理特性の変化に関連した地球化学プロセスを推察し、それらの相互関係を相関図に整理し、重要な化学条件（地下水の塩分濃度、pH、酸化還元電位）に関わるシナリオ構築を行うことで、主要プロセスの変遷を把握します。手順は以下の通りです。

- 1) 地球化学に関わる諸現象には、地下水流動、水-鉱物反応、微生物による生物化学反応等があります。各時間断面におけるこれらの主要プロセスを年表に表します。
- 2) 各主要プロセス間の相互関係を線で結びます。相関の強いものほど線を太くするなど二次的情報も読み取れるように配慮します。
- 3) 安全評価上重要なパラメータである塩分濃度、pH、酸化還元電位に関わる主要プロセスを明確化します。

過去の諸現象の推測において参考となるのは、同様の環境条件下にある他の地域において一般的に観察されている現象です。例えば、堆積初期の海底堆積物や海成の地層で一般的に起こる現象として、炭酸塩の溶解・沈殿や硫化鉱物の沈殿などが挙げられます。これらは、現在の海洋底においても観察でき、プロセスの研究が進んでいます。また、結晶質岩体においては、断層の形成に伴う鉱物の変質・高透水性部の形成などが挙げられ、様々な研究地域で同種の研究事例を参考にできます。

現象の抽出・整理においては、鉱物の産状や同位体などに基づき、想定される水-鉱物-微生物反応の内容をピックアップします。それらの各現象の関連については一般的に想定し得る関連を時間軸上に相関図法により整理し、鉱物学的例証などにより妥当性の高い関連について結線します（例：微生物による硫酸還元→黄鉄鉱の沈殿、地下水中の硫酸イオン濃度減少；圧密による間隙サイズの縮小→透水係数の低下、反応物質の供給速度減速など）

選択肢2. : NO

評価期間において、対象サブシステムの水理地質特性、三次元分布が変化していない場合は、主に気候変動に伴う涵養量、涵養水の起源（eg.海水、淡水など）、地下水流動速度の変化などが、地球化学特性に影響を与える因子になります。また、それに対して地球化学特性の主要な形成プロセス（水-鉱物-微生物反応など）を維持させうる岩盤の化学的緩衝能力がそれらの影響による変化を抑制する因子となります。

安全評価に関わる時間スケールで、気候変動周期（局地的変動を含む）を確認し、涵養量を変動パラメータとした地下水流動感度解析を行って下さい。対象岩盤中の地下水の滞留時間を確認し、矛盾のない地下水流動解析結果を抽出し、涵養量の変動幅を推測して下さい。

また、主要な地球化学反応を相関図法により年表に整理して下さい。

3.5.2 過去の化学条件変動幅の推測

想定した主要プロセスに基づき、化学条件の変動幅を計算します。各時間断面において、主要プロセスに関わる化学反応式が平衡状態にあると仮定して、化学反応式に水質変化の上限・下限値を入力し、pH や酸化還元電位の長期変動幅を推測します。

一般的に地下深部の pH や酸化還元電位に関わる主要反応には、炭酸塩鉱物の溶解・沈殿反応や含鉄鉱物、含硫黄鉱物の酸化還元反応などが挙げられます。岩盤中のこれらの鉱物の分布状態や溶解・沈殿状態、熱力学的安定状態の指標となる飽和指数を基に主要な酸化還元反応式を推定します。主要反応の平衡電位を図 3.5-3 の例の様に pH-Eh ダイアグラムに表現します。想定される長期的な水質をもとに反応式の各項の化学成分濃度を入力して、pH、酸化還元電位の変動幅を推測します。

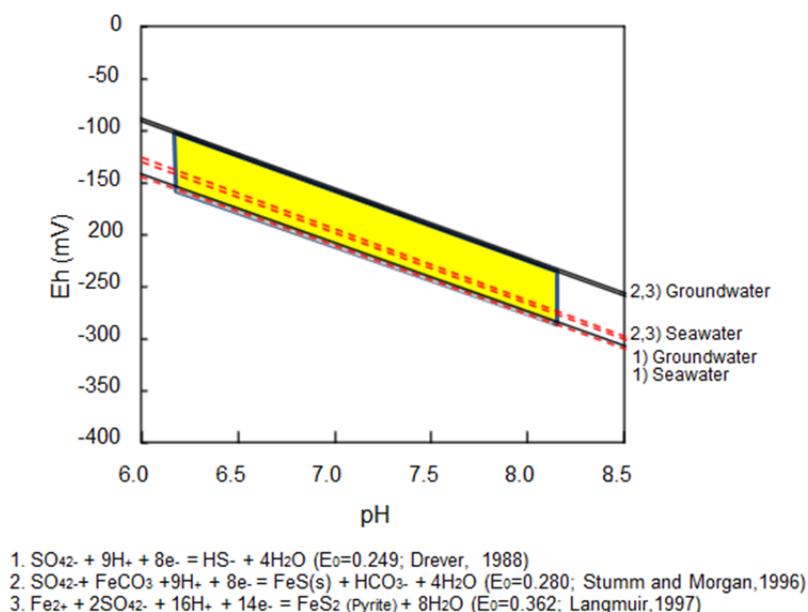


図 3.5-3 pH や酸化還元電位に関わる主要反応に基づく化学条件変動幅の推測（幌延地域の事例）
 幌延地域では、炭酸塩・硫化鉄による pH-Eh 緩衝反応が長期にわたる主要プロセスであり、酸化還元電位に関わる主要な反応は 1), 2), 3) と推測できます。これらの反応式に、過去に存在した地下水として海水と現在観察できる地下水の化学成分濃度を代入することで、長期的な酸化還元電位の変動範囲（影塗部）を推測します。

変動幅を推測できたら、次に、鉱物学的履歴を利用してその検証を行います。鉄物（主に二次鉄物）の分布、化学組成、同位体組成を指標として、直接的に pH と酸化還元電位の（地下水の滞留時間を超える時間スケールの）長期的な変遷を推測します。

この解析には、以下のデータが必要です。

- ・炭酸塩鉄物の三次元分布炭酸塩鉄物の飽和指数表
- ・炭酸塩鉄物の炭素・酸素安定同位体比、放射性炭素濃度
- ・電子顕微鏡、カソードルミネッセンスを利用した結晶形観察像
- ・地史（地層堆積史や海進・海退等の情報）

pH の指標となる鉄物には、中性～アルカリ条件で安定な炭酸塩鉄物(主に方解石) が挙げられ、その分布を調べることで、pH の安定領域の空間分布を推察することができます。一般に地表付近及び浅部においては、長期にわたって弱酸性の表層水が涵養することにより炭酸塩鉄物が溶脱しています。換言すれば、炭酸塩鉄物が分布している深度においては、中性～アルカリ性の化学条件が保たれてきた可能性があります。これらの点を踏まえて、以下の解析を行います。

- ・ 鉱物データセットに基づき炭酸塩鉱物の深度分布を確認する。地下水に対する炭酸塩鉱物の飽和指数を上記深度分布図に併記する。
- ・ 炭酸塩鉱物の飽和指数が未飽和（マイナス値）から飽和（0 付近）に達する深度と、実際の炭酸塩鉱物の分布深度が一致することを確認する。

次に、同位体組成（ $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, ^{14}C ）データ、鉱物の観察像データに基づいて、炭酸塩鉱物の沈殿年代（ \equiv 溶解することなく保存されてきた期間）を見積もり、pH の長期変遷について検証します。評価領域の地史情報を確認して、推測したい時間スケールを選択して下さい。

選択肢1.: 比較的短期（<5 万年）の pH の変遷を推測する。

鉱物中の放射性炭素濃度を測定することで、過去 5 万年以内に沈殿した炭酸塩鉱物を選別することができます。図 3.5-4 のように現在の地下水の pH と炭酸塩鉱物の飽和指数、同位体組成をグラフ化します。現在、炭酸塩鉱物の溶解・沈殿が起こっている深度では ^{14}C を含む炭酸塩鉱物が観察できます。その深度と飽和指数が平衡状態を示す深度がほぼ一致することを確認して下さい。

同深度以深では、少なくとも 5 万年以上の期間にわたって、pH が方解石の溶解しない中性～アルカリ性の条件が維持されてきたと推測されます。

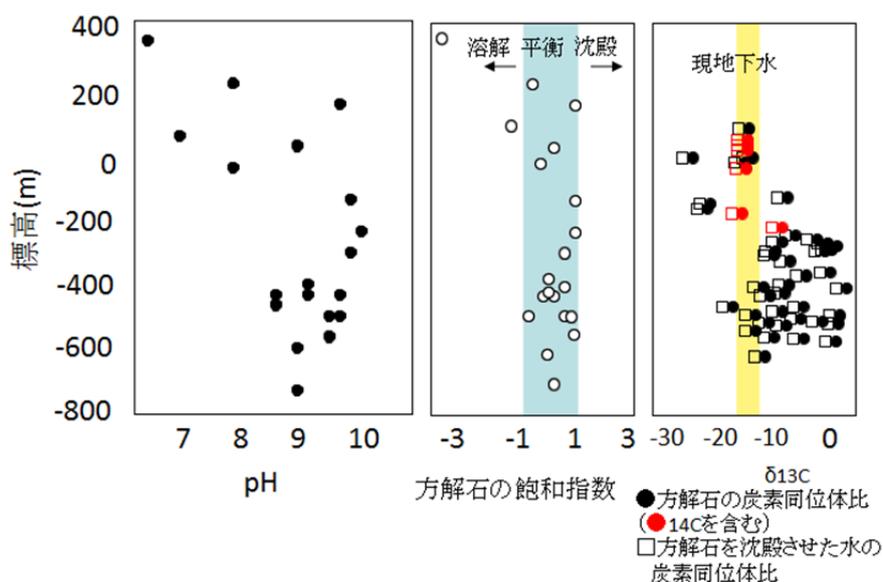


図 3.5-4 炭酸塩鉱物の分布に基づく pH 環境の推測

pH が弱アルカリ性になる深度で、地下水が方解石に対して飽和状態になること、方解石が同深度から沈殿を観察できる事を確認します。方解石が放射性炭素を含む場合は、その深度において現在、方解石が沈殿していることが判ります。

選択肢2.: 超長期の pH の変遷を推測する。

海成層が存在し、過去に海水が浸透していた可能性がある地域においては、地下水の化学組成が時代毎に海水やその他の淡水等と入れ替わってきた可能性があります。そのため同位体組成や結晶形により炭酸塩鉱物の起源（海水或いは特定の時代の淡水等）を明らかにすることで、地史を参照して、その沈殿年代（ \equiv 中性～アルカリ条件が保持されてきた期間）を見積もることができます（注：この手法の適

用条件は、化学組成が大きく異なる地下水が時代によって入れ替わってきたことが必要です。地下水が地層形成時から保持されている環境では利用できないこともあります。

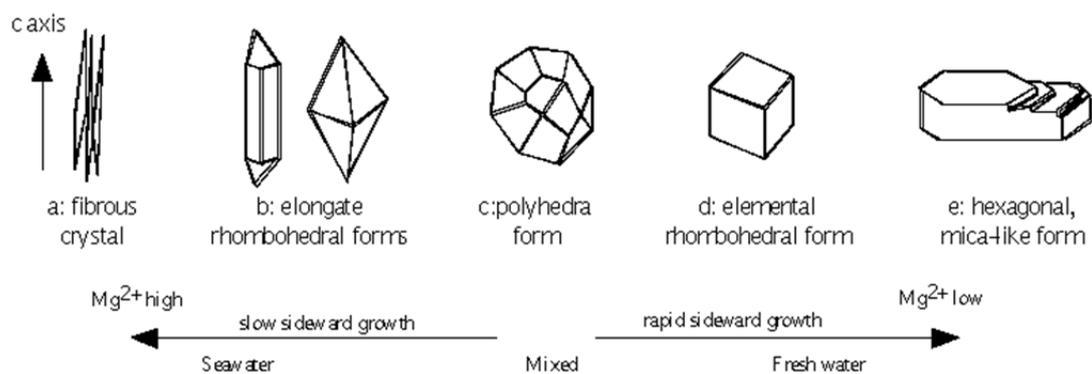
また、炭酸塩鉱物中のフルイドインクルージョンに関わる観察データがある場合は、フルイドインクルージョン冷却時の凍結温度が塩分濃度に依存することを利用して、直接的に炭酸塩鉱物沈殿時の地下水の塩分濃度を求めることが可能です。

海水が涵養していた可能性が無い場合は、主に沈殿温度（古水温）の推測に基づいて熱水起源の炭酸塩鉱物の有無について確認します。

図 3.5-5 のような結晶形の分類を行い、炭酸塩鉱物を沈殿させた地下水の塩分濃度を推測して下さい。また、酸素同位体比に基づき沈殿時の水温を推測して下さい。炭素・酸素安定同位体比を図 3.5-6 のようなグラフに表現し、起源となった水の種類を推測して下さい。

炭酸塩鉱物の起源について、三次元分布を俯瞰して下さい。それぞれの起源の炭酸塩鉱物の分布領域においては、起源となった地下水が涵養していた時代から現在までの期間にわたって、pH が方解石の溶解しない中性～アルカリ性の条件が維持されてきたと推測されます。

以上の解析結果が、先に構築したシナリオと矛盾しないか確認して下さい。



Folk (1974)による方解石の結晶形分類

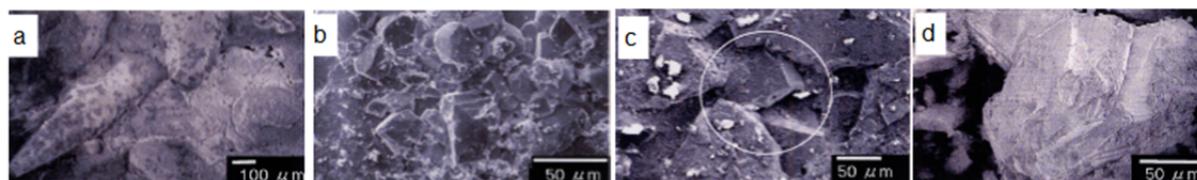


図 3.5-5 方解石の結晶系に基づく過去の地下水の塩分濃度の推測

方解石の沈殿は層状になっていることがあり、層毎の結晶形をカソードルミネッセンスにより判別し、同位体比を確認することで、塩分濃度の変遷を推測することができます。

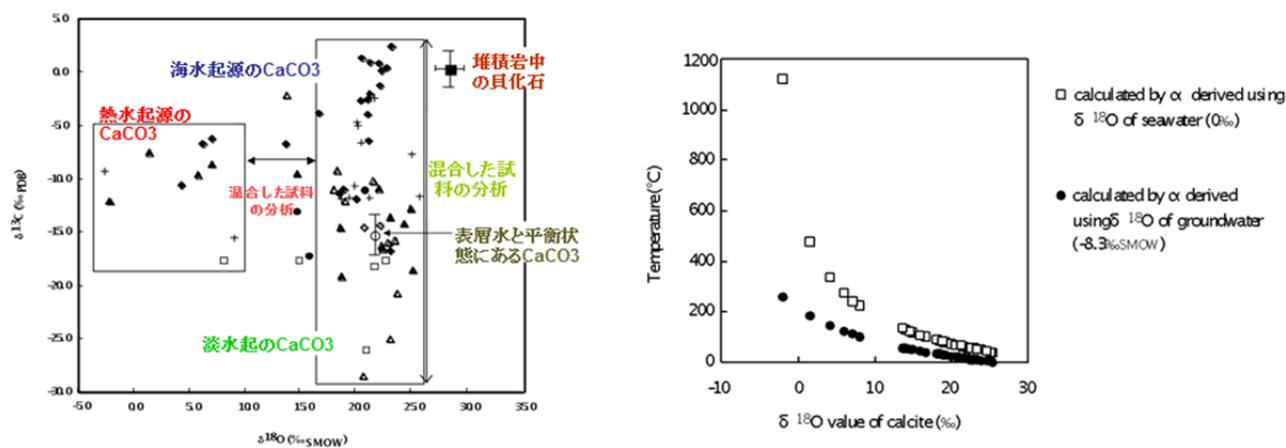


図 3.5-6 方解石の同位体比に基づく過去の地下水の起源の推測（瑞浪地域）

方解石の炭素・酸素同位体比をグラフにすることで、方解石の起源を分類することができます。また、酸素同位体比は沈殿が起こった時の地下水の水温を反映し、過去に熱水が存在したのかを判断できます。

3.5.3 まとめ

過去から現在までの地球化学環境に関わるシナリオ構築，鉱物学的履歴に基づく検証ができましたら，主要な地質・水理・地球化学プロセスを将来に外挿し，安全評価期間における地球化学条件の変動幅を推測します。外挿時には各プロセスの不可逆性・可逆性，繰り返し性，現象の時間スケールに留意します。安全規制に関わる計画，基準に照らし合わせ，解析結果を安全評価のための基礎情報として提供します。

4. まとめ：地球化学エキスパートシステムの発展性と課題

本報で述べたエキスパートシステムは、地質・地質構造や地下水の流動状態を調査・解析するためのエキスパートシステムと併用することで、プロジェクトに関わる異分野の技術者間の連携を支援し、様々な環境条件間の相関性を整理することが可能となる。

一方で、エキスパートシステム内の記載内容の透明性の確保、技術的保証（信頼性の担保）方法の確立などが課題として挙げられる。本報で示した内容は、主に JAEA がこれまでに東濃地域、幌延地域で行ってきた事例、その他の国内外の研究事例などを参考にしており、個々の記載内容は学術論文によるレビューを受けた知見に基づいている。しかしながら、それらから抽出された経験則などは学術論文などでレビューする仕組みがない。

学術論文においては、1～3名程度の匿名の査読者により、記載内容の技術的確認が行われる。数名の専門家が内容を確認し、品質が保証を経て公開された論文は、有用性が認められれば複数の技術者に参照・引用され記載内容が継承されていくが、そうでないものは一つの研究例として、その他数多の情報に埋もれていくことになる。

つまり、前者は本システムでいうルールベースに相当し、後者は事例ベースの一つとなる。換言すればルールベースに述べられる内容は、数多くの調査研究事例に基づいて再現性、汎用性を備えたものである必要があり、今後、JAEA 以外の技術者・研究者も含めて多様な使用者の経験・知見に基づいて改良していくことが不可欠である。

また、それらのルールベースの編集者が、偏った事例情報のみを参照しないようにするため、記述内容に関わる反証事例がある場合は、事例ベースに参照可能な状態で保管していく必要がある。これらは、ウェブ上で複数の専門家が議論、修正可能なシステムとすることで担保していく予定である。

本報は、資源エネルギー庁からの受託事業「地質環境総合評価技術高度化開発：次世代型サイト特性調査情報統合システムの開発」の成果に基づくものである。

付録 ルールベース作成時に参考にした文献，ウェブアドレス

概要

- 原子力安全基盤機構（2008）：地層処分の立地選定段階の調査に関わるガイドラインの検討ー将来の安全評価に必要な調査のあり方と調査活動に関する品質保証についてー。JNES-SS-0802，(独)原子力安全基盤機構規格基準部。
- 原子力発電環境整備機構（2010）：地層処分事業の安全確保（2010年度版）ー確かな技術による安全な地層処分の実現のためにー。原子力発電環境整備機構。NUMO-TR-11-01。
- 原子力委員会（2005）：原子力政策大綱。
- 原子力委員会（2000）：原子力の研究、開発及び利用に関する長期計画。
- 資源エネルギー庁・日本原子力研究開発機構（2007）：地層処分技術調査等委託費 地層処分共通技術調査 地質環境総合評価技術高度化開発報告書，(<http://www.enecho.meti.go.jp/rw/library/library05.html> 2011年11月確認)
- 資源エネルギー庁・日本原子力研究開発機構（2008）：地層処分技術調査等委託費 地層処分共通技術調査 地質環境総合評価技術高度化開発報告書，(<http://www.enecho.meti.go.jp/rw/library/library05.html> 2011年11月確認)
- 資源エネルギー庁・日本原子力研究開発機構（2009）：地層処分技術調査等委託費 地層処分共通技術調査 地質環境総合評価技術高度化開発報告書，(<http://www.enecho.meti.go.jp/rw/library/library05.html> 2011年11月確認)
- 資源エネルギー庁・日本原子力研究開発機構（2010）：地層処分技術調査等委託費 地層処分共通技術調査 地質環境総合評価技術高度化開発報告書，(<http://www.enecho.meti.go.jp/rw/library/library05.html> 2011年11月確認)
- 戸内 順一(1997)：図解エキスパートシステム入門，日本理工出版会。

3.1 既存情報に基づく予察的地球化学モデルの構築エキスパートシステム

- 金原啓司，日本温泉・鉱泉分布図一覧 (http://www.gsi.jp/Map/JP/docs/dgm_doc/dgm_gt02.htm 2011年11月確認)
- 環境省，湧水保全ポータルサイト (<http://www.env.go.jp/water/yusui/> 2011年11月確認)
- 国土交通省，水文水質データベース (<http://www1.river.go.jp/> 2011年11月確認)
- 国土地理院，地図閲覧サービス (<http://watchizu.gsi.go.jp/> 2011年11月確認)
- 日本原子力研究開発機構，温泉地化学データベース (<http://www.jaea.go.jp/04/tono/siryou/dbghs/dbghs.html> 2011年11月確認)
- 松浪武雄（1993）：北海道中央部新第三系体積盆の塩水について。地下資源調査所報告，65，pp.55-72.
- 村下敏夫（1982）：本邦における地下水の塩水化，地質調査所月報，第33巻第10号，pp.479-530.
- 尾山洋一，高橋正明，塚本斉，風早康平，安原正也，高橋浩，森川徳敏，大和田道子，芝原暁彦，稲村明彦（2011）：日本列島の非火山地域における深層地下水水質と地質との関係について，原子力バックエンド研究，18，pp.25-34.
- 産業総合技術研究所，地質図カタログ (<http://www.gsi.jp/Map/JP/dgm.htm> 2011年11月確認)

3.2 ボーリング孔を利用した地球化学調査の計画立案

平賀正人, 石井英一 (2008) : 幌延深地層研究計画 (第 1 段階) において採取されたボーリングコアの
 鉱物組成・全岩化学組成及び地表ガスの化学組成. 日本原子力研究開発機構, JAEA-Data/Code
 2007-022.

池田則生, 永井保弘, 荒屋智史, 重野未来, 大島和夫, 阿部順之, 津崎成幸, 上田晃, 齋藤茂幸 (2000) :
 堆積岩地域における試錐掘削に関する調査・試験, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ1440 2000-003.

核燃料サイクル開発機構 (1999) : わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性—地
 層処分研究開発第 2 次取りまとめ—総論レポート, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN1410 99-020.

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

核燃料サイクル開発機構 (2002) : 東濃地域における地質環境特性に関する調査研究—地表からの調査
 研究の考え方と進め方—, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7410 2002-008.

小出馨, 杉原弘造, 長谷川健, 武田精悦 (2001) : 花崗岩を対象とした深部地質環境の調査技術開発の
 課題と現状—測定データの品質保証の観点で構築した地下水調査法の提案—, 資源と素材, 117,
 pp.85-793.

太田久仁雄, 阿部寛信, 山口雄大, 國丸貴紀, 石井英一, 操上広志, 戸村豪治, 柴野一則, 濱克宏, 松
 井裕哉, 新里忠史, 高橋一晴, 丹生屋純夫, 大原英史, 浅森浩一, 森岡宏之, 舟木泰智, 茂田直孝,
 福島龍朗 (2007) : 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」, 核燃料サイクル開発機構, JAEA-Research 2007-044.

太田久仁雄, 佐藤稔紀, 竹内真司, 岩月輝希, 天野健治, 三枝博光, 松岡稔幸, 尾上博則 (2005) : 東
 濃地域における地上からの地質環境の調査・評価技術, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7400
 2005-023.

3.3 ボーリング孔を利用した採水調査

Hama, K., Yusa, Y. and Seo, T. (1994): A sampling procedure of formation water and its application
 to geochemical investigation of groundwater in the Tono area, Japan, Proceedings of the
 OECD/NEA SEDE CLAY CLUB Workshop, 6, pp.213-226.

古江良治, 岩月輝希, 水野崇 (2005) : MSB-2 号孔・MSB-4 号孔における地下水水質観測 (2003 年 1
 月~2004 年 3 月), 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ7450, 2004-002.

古江良治, 岩月輝希, 濱克宏 (2005) : 深層ボーリング孔を用いた地下水の地球化学調査の課題に対す
 る試み. 応用地質, 46, pp.232-236.

井岡聖一郎, 岩月輝希, 天野由記, 古江良治 (2007) : 地下水の流動経路における原位置の酸化還元緩
 衝能力の評価—特に硫酸還元緩衝能力について—. 日本水文科学会誌, 37, pp.3-8.

岩月輝希, 森川佳太, 細谷真一, 吉川英樹 (2009) : 深部地下水の物理化学パラメータ (pH、酸化還
 元電位) の測定とその留意点. 地下水学会誌, 51 (3), pp.205-214.

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

- 彌榮英樹, 岩月輝希, 古江良治, 水野崇 (2004) : 超深地層研究所計画 (第 1 段階) における地下水の地球化学特性調査, サイクル機構技報, No.23, pp.41-50.
- 太田久仁雄, 佐藤稔紀, 竹内真司, 岩月輝希, 天野健治, 三枝博光, 松岡稔幸, 尾上博則 (2005) : 東濃地域における地上からの地質環境の調査・評価技術, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7400 2005-023.
- Tsuruta, T., Ota, K., Amano, K., Matsuoka, T. and Sasaki, K. (2004): Geological investigations during the surface-based investigations phase of the Mizunami Underground Research Laboratory (MIU) project, In: International Conference on JNC Underground Research Laboratory Projects in Mizunami and Horonobe, Japan (2004) Part 1: International Conference on Geoscientific Study in Mizunami '04 (ICGM'04) -Record-, Japan Nuclear Cycle Development Institute, JNC TN7400 2004-010, pp.83-95.
- 鶴田忠彦, 鐙頭正, 彌榮英樹, 富士代秀之, 藤田有二 (2005): 広域地下水流動研究におけるボーリング調査 (DH-15 号孔), 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7400 2005-025.
- 藪内聡, 國丸貴紀, 石井英一, 初出山吉裕, 井尻裕二, 松岡清幸, 井原哲夫, 松浪伸次朗, 牧野章也 (2008) : 幌延深地層研究計画 換気立坑先行ボーリング (PB-V01 孔) 調査報告書ー岩盤の水理特性調査ー. 日本原子力研究開発機構, JAEA-Data/Code 2008-026.

3.4 調査結果に基づく地球化学モデルの構築

- Andrews, J.N., Edmunds, W.M., Smedley, P.L., Fontes, J-Ch., Fifield, L.K. and Allan, G.L. (1994): Chlorine-36 in groundwater as a palaeoclimatic indicator: the East Midlands Triassic sandstone aquifer (U.K.). *Earth and Planetary Science Letters*, 122, pp.159-171.
- Andrews J. N., Davis S. N., Fabryka-Martin J., Fontes J.-C., Lehmann B. E., Loosli H. H., Michelot J.-L., Moser H., Smith B., and Wolf M. (1989): The in-situ production of radioisotopes in rock matrices with particular reference to the Stripa granite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, pp.1803-1815.
- Andrews J. N., Fontes J. C., Michelot J. L., and Elmore D. (1986): In-situ neutron flux, ³⁶Cl production and groundwater evolution in crystalline rocks at Stripa, Sweden. *Earth and Planetary Science Letters* 77, pp.49-58.
- 阿島秀司, 戸高法文, 岩月輝希, 古江良治 (2006) : 多変量解析による瑞浪超深地層研究所周辺の地下水化学モデルの構築, 応用地質, 47, pp.120-130.
- Barlow, P.M. (2003): Ground water in fresh water-salt water environments of the Atlantic Coast. U.S. Geological Survey Circular 1262, 113 p.
- Black, J.H. and Brightman, M.A. (1996): Conceptual Model of the Hydrogeology of Sellafield. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 29, pp.83-93.
- Hama, K., Kunimaru, T., Metcalfe, R. and Martin, A.J. (2007): The hydrogeochemistry of argillaceous rock formations at the Horonobe URL site, Japan. *Physics and Chemistry of the Earth*, 32, pp.170-180.

- 長谷川琢磨, 馬原保典, 中田弘太郎, 秦野輝儀 (2006): 地下水年代測定評価技術の開発 (その 4) - ^{36}Cl と ^4He による地下水年代測定法のオーストラリア大鑽井盆地における検証-, 電力中央研究所報告, N05068.
- 長谷川琢磨, 中田弘太郎 (2008): 地下水年代測定評価技術の開発 (その 7) -大鑽井盆地の ^{36}Cl 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.
- 長谷川琢磨, 中田弘太郎, 大山隆弘 (2008): 地下水年代測定評価技術の開発 (その 8) - ^{36}Cl による難透水層評価方法の検討-, 電力中央研究所報告, N07038.
- 東原知広, 中田弘太郎, 長谷川琢磨 (2006): 地下水年代測定評価技術の開発 (その 3) -岩石中における溶存 He の拡散係数決定法の提案と陰イオンを用いた拡散係数の間接的評価法の適用性-, 電力中央研究所報告, N05067.
- 石井英一, 濱克宏, 國丸貴紀, 佐藤治夫 (2007): 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, pp.41-52.
- Iwatsuki, T., Furue, R., Mie, H., Ioka, S. and Mizuno, T. (2005): Hydrochemical baseline condition of groundwater at the Mizunami underground research laboratory (MIU)", *Applied Geochemistry*, 20, pp.2283-2302.
- Iwatsuki, T., Mizuno, T., Hama, K. and Kunimaru, T. (2008): Hydrochemical records of long-term changes of deep groundwater system, Japan. *Proceedings of 36th IAH Congress on Integrating groundwater science and human well-being*, Toyama, Japan, 26 Oct. - 1 Nov., 2008.
- Laaksoharju, M., Skårman, C. and Skårman, E. (1999): Multivariate Mixing and Mass-balance (M3) calculations, a new tool for decoding hydrogeochemical information, *Applied Geochemistry*, Vol. 14, pp.861-871.
- Langmuir, D. (1997): *Aqueous Environmental Geochemistry*. Prentice-Hall, New Jersey, 602p.
- Lehmann, B.E. and Loosli, H.H. (1991): Isotopes formed by underground production. In: Pearson, F.J., Balderer, W., Loosli, H.H., Lehmann, B.E., Matter, A., Peters, T., Schassmann, H. and Gautschi, A. (eds), *Applied isotope hydrogeology: a case study in northern Switzerland*. *Studies in Environmental Science*, 43, Elsevier, pp.239-265.
- 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 (2006): 化石海水の同定法の提案: 太平洋炭鉱における地下水水質・同位体分布と地下水年代評価, 地下水学会誌, 8(1), pp.17-33.
- Metcalf, R., Hama, K., Amano, K., Iwatsuki, T. and Saegusa, H. (2003): Geochemical approaches to understanding a deep groundwater flow system in the Tono area, Gifu-ken, Japan, In: Nishigaki and Komatsu (eds.), *Groundwater Engineering*, pp.555-561.
- 村上由記, 岩月輝希, 長沼毅 (2003): 東濃地域における地下水化学と地下微生物の相互作用, 地学雑誌, 112, pp.277-287.
- 中田弘太郎, 長谷川琢磨, 東原知広 (2006): 地下水年代測定評価技術の開発 (その 1) /副表題:地下水年代測定のためのコア間隙水中希ガス抽出技術の確立と適用, 電力中央研究所報告, N05065.

- 中田弘太郎, 長谷川琢磨, 東原知広 (2006): 地下水年代測定評価技術の開発 (その 2) / 副表題: He 濃度の深度方向分布を利用したオーストラリア大鑽井盆地における He フラックスの評価, 電力中央研究所報告, N05066.
- 中田弘太郎, 長谷川琢磨, 大山隆弘 (2007): 地下水年代測定評価技術の開発 (その 5) - 岩石間隙水における同位体比評価のための同位体交換法の開発 -, 電力中央研究所報告, N06034.
- 中田弘太郎, 大山隆弘, 東原知広, 長谷川琢磨, 橋川貴史 (2007): 地下水年代測定評価技術の開発 (その 6) - 低透水性岩盤における地下水抽出法の提案 -, 電力中央研究所報告, N07012.
- 中田弘太郎, 長谷川琢磨 (2010): 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 $4\text{He} \cdot 36\text{Cl}$ 法適用の試み -, 電力中央研究所報告, N09027.
- 中田弘太郎, 長谷川琢磨 (2010): 地下水年代測定評価技術の開発 (その 11) - $36\text{Cl}/\text{Cl}$ 分析の高精度化を目的とした新しい前処理手法の確立 -, 電力中央研究所報告, N09028.
- Stumm, W. and Morgan, J. J. (1996): Aquatic Chemistry - Chemical equilibria and rates in natural waters- 3rd Eds. John Wiley & Sons, New York, 1024p.
- 寺本雅子, 嶋田純, 國丸貴紀 (2006): コア間隙水中の安定同位体比をもとにした低透水性堆積岩盤における地下水挙動の兆候. 応用地質, 47, pp.68-76.
- 富岡祐一, 中田弘太郎, 長谷川琢磨, 後藤和幸 (2008): 地下水年代測定評価技術の開発(その 9) - 溶存有機物を用いた 14C 地下水年代測定方法の開発 -, 電力中央研究所報告, N07039.
- 角皆静男(1969): 海水の組成と化学平衡. 海洋科学, 1, pp.238-243.
- Whiticar, M.J. (1999): Carbon and hydrogen isotope systematics of bacterial formation and oxidation of methane. Chemical Geology, 161, pp.291-314.
- Yamamoto, H., T. Kunimaru, H. Kurikami, M. Shimo, T. Xu (2006): Long-term simulation of ambient groundwater chemistry at Horonobe underground research laboratory, Japan. - Application of coupled hydro-geochemical model-. GEOPROC2006, 2nd International Conference on Coupled Thermo-Hydro-Mechanical-Chemical Processes in Geosystems and Engineering, Nanjing, China, pp.382-387.

3.5 地球化学環境の長期変遷の解析

- Bath, A. (2005): Geochemical Investigations of Groundwater Stability. SKI Report 2006:12.
- Blyth, A., Frapé, S., Ruskeeniemi, T., Blomqvist, R. (2004): Origins, closed system formation and preservation of calcites in glaciated crystalline bedrock: evidence from Palmottu natural analogue site, Finland. Appl. Geochem. 19, pp.675-686.
- Emrich, K., Enhalt, D.H., Vogel, J.C. (1970): Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate. Earth Planet Sci. Lett. 8, pp.363-371.
- Folk, R. L. (1974): The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity, Jour. Sed. Petrol. 44, pp.40-53.
- International Atomic Energy Agency (1983): Advisory Group Meeting on Stable Isotope Reference Samples for Geochemical and Hydrological Investigations, IAEA Vienna.

- 岩月輝希, 石井英一, 新里忠史 (2009): 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.
- Iwatsuki, T., Satake, H., Metcalf, R., Yoshida, H. and Hama, K. (2002): Isotopic and morphological features of fracture calcite from granitic rocks of the Tono area, Japan: a promising paleohydrogeological tool. *Appl. Geochem.* 17, pp.1241-1257.
- 甲斐邦男, 前川恵輔 (2009): 北海道幌延地域の新第三系珪藻質泥岩中の地下水の酸素・水素同位体比と塩化物イオン濃度, 石油技術協会誌, 74, pp.96-106.
- 楠瀬勤一郎, 小出仁 (2001): 地質環境予測期間と不確実性の取り扱い. 資源と素材, 117, pp.801-815.
- Milodowski, A.E., Tullborg, E.-L., Buil, B., Gómez, P., Turrero, M.J., Haszeldine, S., England G., Gillespie, M.R., Torres, T., Ortiz, J.E., Zachariáš, J., Šilar, J., Chvátal A.L, M., Strnad, L., Šebek, O., Bouch, J.E., Chenery, S.R., Chenery, C., Shepherd, T.J., McKervey, J.A. (2005): Application of mineralogical petrological and geochemical tools for evaluating the palaeohydrogeological evolution of the PADAMOT Study sites. PADAMOT Project Technical Report WP2. EU FP5 Contract No. FIKW-CT 2001-2012.
- 新里忠史, 安江健一 (2005): 幌延地域における地質環境の長期安定性に関する研究－長期安定性の評価・予測における地域特性の考慮－. 原子力バックエンド研究, 11, pp.125-137.
- Nirex (1997): Sellafield Geological and Hydrogeological Investigations: An Assessment of the Influence of Basinal Processes on the Hydrogeology of the Sellafield Area. Nirex Report SA/97/055.
- Nissenbaum, A., Preley, B.J. and Kaplan, I.R. (1972): Early diagenesis in a reducing fjord Saanich Inlet, British Columbia. I. Chemical and isotopic changes in major components of interstitial water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36, pp.1007-1027.
- OECD/NEA (2000): Features, Events and Processes (FEPs) for geologic disposal of radioactive waste. An international database. OECD/NEA.
- O'Neil, J.R., Clayton, R.N., Maeda, T.K. (1969): Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *J. Chem. Phys.* 51, pp.5547-5558.
- Paces, J.B., Peterman, Z.E., Neymark, L.A., Whelan, J.F., Marchall, B.D. (1998): Constraints on Quaternary unsaturated-and saturated-zone hydrology from geochronological and isotopic studies of calcite and silica, Yucca mountain, Nevada, USA. In: Use of Hydrogeochemical Information in Testing Groundwater Flow Models. Technical Summary of Workshop, Borgholm, Sweden, September 1997, NEA/OECD, Paris, France.
- Sawagaki, T., Aoki, T., Hasegawa, H., Iwasaki, S., Iwata, S. and Hirakawa, K. (2004): Late Quaternary glaciations in Japan. Ehlers, J. and Gibbard, P.L. eds., *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology*, part III, Elsevier, pp.217-225.
- SKB (2001): Project SAFE Scenario and system analysis. SKB Report R-01-13. ISSN 1402-3091.
- SKB (2001): Hydrochemical stability of groundwaters surrounding a spent nuclear fuel repository in a 100,000 year perspective. Technical Report TR-01-28.

Tullborg, E.-L., Drake H., Landstrom B. (1999): Palaeohydrogeology: A methodology based on fracture mineral studies. *Appl. Geochem.* 23, pp.1881-1897.

Whelan, J.F., Paces, J.B., Peterman, Z.E. (2002): Physical and stable-isotope evidence for formation of secondary calcite and silica in the unsaturated zone, Yucca Mountain, Nevada. *Appl. Geochem.* 17, pp.735-750.

山元孝広, 小玉喜三郎 (2004) : 日本の地層処分で考慮すべき地質及び気候関連事象について. 月刊地球, 26, pp.452-456.

米倉伸之 (1989) : 第四紀の海面変化とその将来予測. 日本第四紀学会編「百年・千年・万年後の日本の自然と人間」, 古今書院, pp.38-59.

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	ウエーバ	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	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のみ、ベクレルは放射性核種の統計的過程についてののみ使用される。
 (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 ⁻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 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単位との数値的關係は、 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 _e =(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

