


# 火山性熱水・深部流体の分類に 応じた影響評価手法の整備



2020年3月

原子力発電環境整備機構

2020年3月 初版発行

本資料の全部または一部を複写・複製・転載する場合は、下記へお問い合わせください。

〒108-0014 東京都港区芝4丁目1番地23号 三田 NN ビル 2階

原子力発電環境整備機構 技術部  
電話 03-6371-4004 (技術部) Fax 03-6371-4102

Inquiries about copyright and reproduction should be addressed to:  
Science and Technology Department  
Nuclear Waste Management Organization of Japan  
Mita NN Bldg. 1-23, Shiba 4-chome, Minato-ku, Tokyo 108-0014 Japan  
Phone +81-3-6371-4004 Fax +81-3-6371-4102

©原子力発電環境整備機構  
(Nuclear Waste Management Organization of Japan) 2020

# 火山性熱水・深部流体の分類に 応じた影響評価手法の整備

2020年3月  
原子力発電環境整備機構

(空白ページ)

# 火山性熱水・深部流体の分類に応じた影響評価手法の整備

近藤 浩文<sup>\*1</sup>, 後藤 淳一<sup>\*2</sup>

## 要旨

NUMO の高レベル放射性廃棄物等の処分地選定においては、文献調査や概要調査により将来にわたり火山・火成活動等の自然現象の著しい影響の及ばないサイトを選定する。選定したサイトにおける将来 10 万年程度を超える長期の安全性は、将来予測に伴う大きな不確実性を考慮したうえで、発生可能性は極めて小さいものの、サイトの地質環境（熱的、水理的、地化学的な状態等）に著しい影響が及ぼす可能性が想定される事象の発生を想定したシナリオを設定し、数値シミュレーションを行うことにより確率論的に評価する。考慮すべき自然現象のうち、火山性熱水および深部流体の流入については、特に深部流体に関する知見が少なかったことから、これまでサイトの地質環境に及ぼす影響とその時間変化の評価手法に係る具体的な進め方や手順等を整備してこなかった。近年、深部流体に関する知見が蓄積され、その発生・移動・流入プロセスが異なる深部上昇水および長期停滞水では、サイトの地質環境への影響とその時間変化の特徴が異なることが明らかになってきた。

以上の背景を踏まえ、NUMO では火山性熱水を含めた流体の分類ごとに、それらの流入に伴うサイトの熱・水理・地化学的な変遷をモデル化し、数値解析により影響の時空間的な分布を評価するための手法の整備を行った。まず、各流体に係る最新の文献情報の収集・整理を行い、情報量の多い地点の事例を代表として、流体の発生・胚胎・移動等の条件や活動履歴等を整理した。次に、流体の流入に伴うサイトの地質環境への影響とその時間変化に係る具体的なシナリオおよび各種パラメータを設定することにより概念モデルおよび評価モデルを構築し、数値解析を含めた評価を試行した。その結果、初期状態から約 1 万年経過した時点で現在と同様の熱・水理・地化学的な状態に達し、その状態が 100 万年程度継続していることが再現された。この長期的な変遷は、現地における地質学的観察結果に整合的であることから、本手法の有効性を確認することができ、これを実際のサイト調査における火山性熱水・深部流体の地質環境への影響の長期評価に適用可能であるとの見通しを得た。さらに、得られた知見や情報を基に、熱・熱水の影響に係る調査・評価の進め方を整理し、地下の温度分布、熱水対流、地下水の地化学特性（特に、起源水の種類・組成、混合の程度・広がり等）について調査・評価する際の留意点を整理した。

---

<sup>\*1</sup> 原子力発電環境整備機構 技術部（現所属：電力中央研究所 地球工学研究所 バックエンド研究センター）

<sup>\*2</sup> 原子力発電環境整備機構 技術部

# **Development of methods for modeling and evaluation of the impacts of volcanic hydrothermal fluids and deep-seated fluids on the geological environment in consideration of their classification**

Hirofumi KONDO<sup>\*1</sup> and Junichi GOTO<sup>\*2</sup>

In the literature surveys and preliminary investigations for selecting a site for high-level radioactive waste disposal, NUMO will preclude the potentially significant impacts of natural phenomena such as volcanic and igneous activities in the future. The safety of the selected site will be evaluated probabilistically over a time period beyond about 100,000 years in the future by numerical simulations based on the scenarios that assume the occurrences of extremely unlikely events with potentially significant impacts on the geological environment (thermal, hydrological, geochemical conditions, etc.). Methods and procedures for evaluating the impacts of inflow of the volcanic hydrothermal fluids and deep-seated fluids on the geological environment of the site and their temporal changes have not been developed so far, due specifically to the lack of knowledge on the deep-seated fluids (the deep-rising waters and long-term stagnant waters). In recent years, knowledge of the deep-seated fluids has been accumulated and it has become clear that the differences in generation, migration, and inflow processes yield the characteristics of their impacts on the geological environment of the site and their temporal changes.

Based on the above background, NUMO have started a study to develop methods for modeling the transition of thermal, hydrological and geochemical conditions of the site associated with the inflow of three types of fluids (volcanic hydrothermal, deep-rising and long-term stagnant waters), and also for evaluating their impacts quantitatively by numerical analysis. First, the state-of-the-art knowledge on these fluids has been captured, and the conditions of fluid generation, storage and migration and the history of activities in the representative sites of the three types compiled. Then, specific scenarios and various parameters related to the impact of the fluid inflow on the geological environment of the sites and its temporal change have been developed. Based on these, conceptual models and evaluation models of the three types of fluids have been developed and evaluation including numerical analysis conducted for demonstration. As a result, the current thermal, hydrological and geochemical conditions of the sites can be reproduced after about 10,000 years from the initial states and their simulated long-term transitions are consistent with the interpretations based on the field observations. This supports the prospect that the method would be applicable to the investigation and evaluation of long-term natural phenomena in the specific sites. In addition, based on the knowledge captured, the procedure of investigation and evaluation related to the impacts of heat and hydrothermal water has been updated and the points to be noted summarized.

---

<sup>\*1</sup> Science and Technology Department, Nuclear Waste Management Organization of Japan (NUMO)  
(Current affiliation: Nuclear Fuel Cycle Backend Research Center, Civil Engineering Research Laboratory,  
Central Research Institute of Electric Power Industry (CRIEPI))

<sup>\*2</sup> Science and Technology Department, Nuclear Waste Management Organization of Japan (NUMO)

## 目 次

1. はじめに .....	1
2. 既往検討における課題と開発の目標設定 .....	3
2.1 火山性熱水・深部流体が地質環境の状態設定に及ぼす影響の概要 .....	3
2.2 熱・熱水の影響に係る既往の調査・評価技術の現状と課題 .....	4
2.3 火山性熱水・深部流体に係る知見の蓄積を踏まえた技術開発に向けた情報整理 .....	7
2.3.1 火山性熱水に係る情報整理 .....	7
2.3.2 深部流体に係る情報整理 .....	8
2.4 技術開発の目標設定 .....	11
3. 検討の方法 .....	12
3.1 モデル化のための代表事例の選定 .....	12
3.2 モデル化のための条件整理 .....	13
3.3 概念モデル・評価モデルの構築 .....	14
3.4 数値解析の実施 .....	15
3.5 影響評価の考え方等の取りまとめ .....	16
4. 検討結果 .....	17
4.1 火山性熱水 .....	17
4.1.1 概念モデル・評価モデルの構築と物性値の設定 .....	17
4.1.2 数値解析のための条件設定 .....	24
4.1.3 解析結果 .....	26
4.2 深部上昇水 .....	34
4.2.1 概念モデル・評価モデルの構築と物性値の設定 .....	34
4.2.2 数値解析のための条件設定 .....	44
4.2.3 解析結果 .....	46
4.3 長期停滞水 .....	53
4.3.1 概念モデル・評価モデルの構築と物性値の設定 .....	53
4.3.2 数値解析のための条件設定 .....	61
4.3.3 解析結果 .....	63
5. 影響評価の考え方等の取りまとめ .....	69
5.1 検討結果を反映した調査・評価フロー（案） .....	69
5.2 火山性熱水・深部流体の分類に応じた影響評価の留意点 .....	71
6. 結論 .....	72
謝辞 .....	72
参考文献 .....	73

## 図目次

図 2.1-1	火山性熱水・深部流体の移動・流入に係る地質環境への影響 .....	3
図 2.2-1	熱・熱水の影響に係る調査・評価の考え方 .....	5
図 2.2-2	熱・熱水活動の影響（火山性熱水および深部流体）にかかわる調査・評価の流れ..	6
図 4.1-1	火山性熱水の移動・流入に係る概念モデル .....	17
図 4.1-2	火山性熱水の移動・流入に係る評価モデル .....	18
図 4.1-3	数値解析（750℃解析）の入力モデルとパラメータの設定 .....	26
図 4.1-4	火山性熱水に係る数値解析結果（750℃解析，温度分布） .....	27
図 4.1-5	火山性熱水に係る数値解析結果（750℃解析，流動ベクトル・流向） .....	27
図 4.1-6	火山性熱水に係る数値解析結果（750℃解析，流動ベクトル・流量） .....	27
図 4.1-7	火山性熱水に係る数値解析結果（350℃解析，自然冷却ケース，温度分布） .....	29
図 4.1-8	火山性熱水に係る数値解析結果（350℃解析，自然冷却ケース，流動ベクトル・流 向） .....	29
図 4.1-9	火山性熱水に係る数値解析結果（350℃解析，自然冷却ケース，流動ベクトル・流 量） .....	30
図 4.1-10	火山性熱水に係る数値解析結果（350℃解析，自然冷却ケース，塩分濃度分布）	30
図 4.1-11	火山性熱水に係る数値解析結果（350℃解析，温度一定ケース，温度分布） .....	31
図 4.1-12	火山性熱水に係る数値解析結果（350℃解析，温度一定ケース，流動ベクトル・ 流向） .....	31
図 4.1-13	火山性熱水に係る数値解析結果（350℃解析，温度一定ケース，流動ベクトル・ 流量） .....	32
図 4.1-14	火山性熱水に係る数値解析結果（350℃解析，温度一定ケース，塩分濃度分布）	32
図 4.2-1	有馬－高槻構造線周辺における地形と活断層，温泉・鉱泉の分布 .....	35
図 4.2-2	有馬温泉・白水峡・蓬莱峡を通る地質断面図.....	36
図 4.2-3	深部上昇水の形成および胚胎・上昇の概念モデル.....	37
図 4.2-4	熱・熱水活動の履歴を考慮した深部上昇水の上昇に係る概念モデル .....	37
図 4.2-5	深部上昇水の移動・流入に係る評価モデル（地下の温度構造を併せて表示） .....	38
図 4.2-6	深部上昇水の移動・流入に係る評価モデル（Cl濃度分布を併せて表示） .....	38
図 4.2-7	有馬－高槻構造線（六甲断層）におけるダメージゾーンの分布 .....	40
図 4.2-8	深部上昇水の数値解析の入力モデルと初期条件.....	45
図 4.2-9	深部上昇水に係る数値解析結果（基本ケース，温度分布） .....	48
図 4.2-10	深部上昇水に係る数値解析結果（基本ケース，温度分布，モデルとの比較） .....	48
図 4.2-11	深部上昇水に係る数値解析結果（基本ケース，塩分濃度分布） .....	49
図 4.2-12	深部上昇水に係る数値解析結果（基本ケース，塩分濃度分布，モデルとの比較） .....	49
図 4.2-13	深部上昇水に係る数値解析結果（基本ケース，流動ベクトル・流向） .....	50
図 4.2-14	深部上昇水に係る数値解析結果（基本ケース，流動ベクトル・流量） .....	50



図 4.2-15	深部上昇水に係る数値解析結果（オプションケース 1, 温度分布）	51
図 4.2-16	深部上昇水に係る数値解析結果（オプションケース 1, 塩分濃度分布）	51
図 4.2-17	深部上昇水に係る数値解析結果（オプションケース 4, 温度分布）	52
図 4.2-18	深部上昇水に係る数値解析結果（オプションケース 4, 塩分濃度分布）	52
図 4.3-1	松之山温泉周辺地域における地質概略図と坑井位置等	54
図 4.3-2	儀明 SK-1 および松之山 N-1 を通る地質断面図	55
図 4.3-3	長期停滞水の移動・流入に係る概念モデル	55
図 4.3-4	長期停滞水の移動・流入に係る評価モデル	56
図 4.3-5	松之山温泉周辺地域における地質構造発達史に沿った情報の整理	57
図 4.3-6	新潟県南部地域において掘削された坑井における地層圧分布	58
図 4.3-7	松之山温泉および新潟地域の油・ガス田の地層水の水素・酸素同位体比	59
図 4.3-8	松之山温泉周辺地域の各地層における間隙率の設定	61
図 4.3-9	長期停滞水に係る数値解析結果（基本ケース, 温度分布）	65
図 4.3-10	長期停滞水に係る数値解析結果（基本ケース, 塩分濃度分布）	65
図 4.3-11	長期停滞水に係る数値解析結果（基本ケース, 流動ベクトル・流向）	66
図 4.3-12	長期停滞水に係る数値解析結果（基本ケース, 流動ベクトル・流量）	66
図 4.3-13	長期停滞水に係る数値解析結果（オプションケース, 温度分布）	67
図 4.3-14	長期停滞水に係る数値解析結果（オプションケース, 塩分濃度分布）	67
図 4.3-15	長期停滞水に係る数値解析結果（オプションケース, 流動ベクトル・流向）	68
図 4.3-16	長期停滞水に係る数値解析結果（オプションケース, 流動ベクトル・流量）	68
図 5.1-1	本業務の検討結果を反映した熱・熱水の影響に係る調査・評価フロー（案）	70

## 表目次

表 2.3-1	深部流体の移動・流入に係る調査・評価内容の整理結果	8
表 4.1-1	火山性熱水の評価モデルに係る物性値の設定	23
表 4.1-2	火山性熱水の解析条件（境界条件・初期条件）の設定	25
表 4.2-1	深部上昇水の評価モデルに係る物性値の設定	44
表 4.2-2	深部上昇水の解析条件（境界条件・初期条件）の設定	46
表 4.2-3	深部上昇水の解析ケースの条件	46
表 4.3-1	長期停滞水の評価モデルに係る物性値の設定	62
表 4.3-2	長期停滞水の解析条件（境界条件・初期条件）の設定	63

(空白ページ)

## 1. はじめに

地層処分の観点から好ましい地質環境特性に影響を与える可能性のある自然現象（火山・火成活動、火山性熱水・深部流体の移動・流入、地震・断層活動、隆起・侵食等）については、国の審議会の作業部会（地層処分技術 WG）により、処分場の閉鎖後長期の安全確保の観点から、隔離や閉じ込めに係る安全機能（自然現象の著しい影響からの防護、放射性物質の溶出抑制および移行抑制）に対する著しい影響を回避するための調査・評価の基本的な考え方が提示され、併せて地層処分の技術的信頼性向上に向けた今後の研究課題が示された（総合資源エネルギー調査会，2014）。

これらの自然現象のうち火山性熱水<sup>\*1</sup>・深部流体<sup>\*2</sup>の移動・流入が、処分場の閉鎖後長期の地質環境に求められる安全機能に及ぼす影響としては、地温の上昇に伴う熱環境への影響、および地下水の pH の低下または炭酸化学種濃度の上昇に伴う化学場への影響等が挙げられる（総合資源エネルギー調査会，2014，2017）。火山性熱水に係る地熱活動の領域は火山の分布と密接に関連し、高温異常域（例えば、 $T > 10$  °C/100 m）や低 pH 領域（例えば、 $\text{pH} < 4$ ）は第四紀火山の噴出中心の周囲に分布することから、火山中心からの距離に応じた影響回避の考え方が提示されている（土木学会，2006；総合資源エネルギー調査会，2014）。深部流体については、低 pH，高炭酸化学種濃度で、一部は高温流体であり、構造線や大断層を主経路として上昇する際の偏在性に着目した影響回避の考え方が提示されている。ただし、その形成・移動メカニズム等の調査事例の蓄積と影響回避に係る整理・検討を今後も継続する必要があるとされている（総合資源エネルギー調査会，2014）。

サイト調査を通じて自然現象の著しい影響を回避して選定したサイト<sup>\*3</sup>でも、将来 10 万年程度を超えるような長期的な安全評価では、著しい影響の回避に係る不確実性に起因して新規に発生する可能性のある事象について、シナリオに基づく安全性の確認が必要である（地層処分研究開発調整会議，2018；NUMO，2018a）。そのために、自然現象が地質環境に及ぼす影響（熱的、水理学的、地球化学的な状態等の変化）を評価するための手法の整備がサイトの安全評価に必要である。火山性熱水・深部流体については、起源となる熱水・流体の分類に応じてその発生および地下施設の設置深度への移動・流入のプロセスが異なることが想定される（産総研，2007，2012）が、各熱水・流体の移動・流入のプロセスの違いを考慮して処分場周辺の地質環境（熱環境、水理場、化学場）へ及ぼす影響を評価するためのモデル化・解析手法は、サイト調査の実施に向けてこれまで未整備の状況にあった。一方、地層処分の技術的信頼性向上に向けた研究課題として抽出された前記の深部流体の形成・移動メカニズム等の検討（総合資源エネルギー調査会，2014）、および火山性熱水・深部流体を含めた自然現象の地域的な変動傾向を踏まえた長期的なシナリオ設定と地質環境の状態変化に係る評価技術の整備は、2018 年度から 5 ヶ年度に取り組むべき研究開発課題に係る全体計画（地層処分研究開発調整会議，2018）および原子力発電環境整備機構（以下、NUMO という）の技術開発計画（NUMO，2018b）において抽出がなされており、今後各々の計画に沿って関係研究機関および NUMO により継続した取り組みが行われる。

以上の技術開発の現状と今後の見通しを踏まえ、NUMO では、サイト調査の開始までに実施主体として喫緊に取り組むべき技術開発課題の 1 つとして、自然現象のうち「火山性熱水・深部流体の影響の調査・評価・モデル化技術の高度化」を掲げ、2016 年度の各熱水・流体の分類に応じた基本情報の収集・整理を経て、2017 年度には、処分場の閉鎖後長期の安全機能に及ぼす影響の評価に向

<sup>\*1</sup> 火山性熱水：マグマを熱源とする（第四紀火山や地下に伏在する高温岩体に係る）熱水

<sup>\*2</sup> 深部流体：深部上昇水（スラブ脱水起源）、長期停滞水（化石海水起源）等の非天水起源の地下水・流体

<sup>\*3</sup> サイト：調査の対象となる区域や、処分施設の建設地（処分地）として最終的に選定される区域を幅広く意味する語

けたシナリオの具体化および核種移行パラメータの設定に資するために、各熱水・流体の移動・流入のプロセスの違いを考慮したモデル化・解析手法を整備することを目的として、火山性熱水、深部上昇水、長期停滞水の代表事例に係る現状での現象理解に基づき、それらの胚胎・上昇等の条件や活動履歴等の整理、評価モデルの構築、および数値解析を含めた評価の試行を実施した。その結果、当該モデル化・解析手法の長期評価への適用の見通しを得たことから、今回までに得られた知見や情報を基に、成果内容を技術報告書として取りまとめるものである。

本報告書では、まず第2章において、火山性熱水・深部流体の調査・評価の関連技術に係る既往の検討状況、現状の技術における課題、技術開発の目標等について述べる。第3章では、検討の方法として、モデル化のための代表事例の選定、条件整理、概念モデル・評価モデルの構築、数値解析の実施、および影響評価の考え方等の取りまとめに係る作業の概要を述べる。第4章では、検討結果として、3つの代表的な熱水・流体の各々について概念モデル・評価モデルの構築と物性値の設定、数値解析に向けた初期条件・境界条件の設定、解析結果および熱・水理・地化学的な状態変化の特徴と要因について記述を行う。第5章では、本業務の検討結果を反映した既往の体系的な調査・評価フローの更新版（案）を提示するとともに、火山性熱水・深部流体の分類に応じた影響評価の留意点について取りまとめ、第6章では、本業務の実施結果を概括する。

## 2. 既往検討における課題と開発の目標設定

### 2.1 火山性熱水・深部流体が地質環境の状態設定に及ぼす影響の概要

ここでは、本報告書で扱う火山性熱水・深部流体の定義や特徴と、それらの移動・流入に伴って地層処分に係る地質環境の状態設定に及ぼす影響について整理する。図 2.1-1 に、総合資源エネルギー調査会（2014）、川村ほか（2010）、産総研（2007、2012）等に基づいて、火山性熱水・深部流体の移動・流入に係る地質環境への影響の概要を整理した結果を示す。

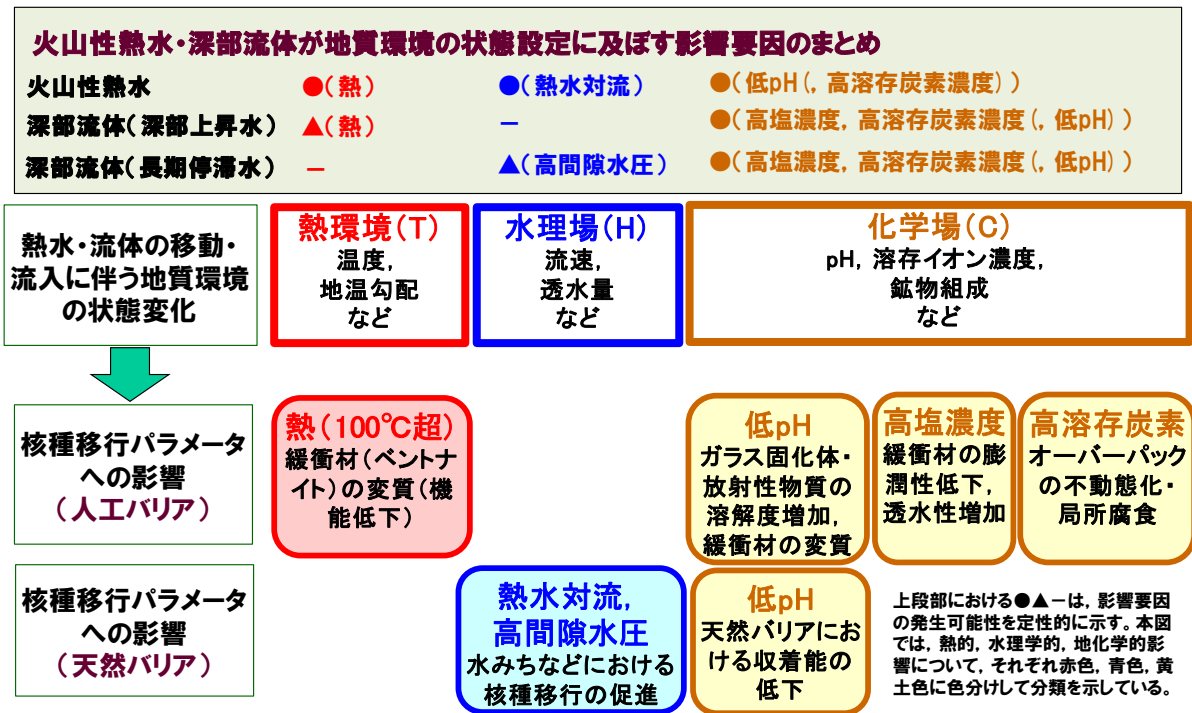


図 2.1-1 火山性熱水・深部流体の移動・流入に係る地質環境への影響

総合資源エネルギー調査会（2014）、川村ほか（2010）、産総研（2007、2012）等に基づき作成

本報告書で扱う火山性熱水は、第四紀火山や地下に伏在する高温岩体に係るマグマを熱源とする熱水であり、地下のマグマの存在や熱水の上昇に係る地熱活動は、熱源の周辺で地温を著しく上昇させるため、熱環境に対しては、緩衝材であるベントナイトが長期にわたり 100 °C を大きく超える期間が継続した場合に、膨潤性粘土鉱物の熱変質（モンモリロナイトのイライト化）により機能低下が生じる可能性がある。また、水理場に対しては、地温の上昇に伴い浮力が発生し熱水対流系を形成した場合に、上昇流・下降流の発生により核種移行を促進させる可能性がある。化学場に対しては、マグマに含まれる揮発性成分は、火山ガスの組成等から水 (H<sub>2</sub>O)、二酸化炭素 (CO<sub>2</sub>)、二酸化硫黄 (SO<sub>2</sub>)、硫化水素 (H<sub>2</sub>S)、塩化水素 (HCl) を主成分とすることから、これらがマグマの上昇に伴う圧力の低下によって揮発し地下水に溶解することにより pH を低下させた場合に、ガラス固化体・放射性物質の溶解度の増加、緩衝材の変質（透水性の増加や収着能の低下）、天然バリアの収着能の低下等が生じる可能性がある。

深部流体には、成因的に沈み込むスラブやマントル起源の流体が断層・構造線等を通じて地表付近に上昇すると考えられる有馬温泉型（松葉谷ほか、1974）に代表される高温、高塩濃度、低 pH

(有馬型熱水の場合、深度 1,000 m における CO<sub>2</sub> の飽和条件下で pH=3、産総研、2007) で多量の CO<sub>2</sub> を含む深部上昇水、およびガス成分 (CH<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub> 等) に富み化石海水・油田鹹水と呼ばれている流動せずに地層中に長期的に停滞している塩水である長期停滞水がある (産総研、2012)。深部流体が低 pH の場合には、火山性熱水と同様に、化学場に対してガラス固化体・放射性物質の溶解度の増加、緩衝材の変質 (透水性の増加や収着能の低下)、天然バリアの収着能の低下等が生じる可能性がある。溶存無機炭素濃度が高い場合 (例えば、炭酸化学種濃度  $\geq 0.5$  mol/L、谷口ほか、1999) に、オーバーパックが不動態化し局部腐食を招き易くなると考えられる。また、高塩濃度の場合に、緩衝材の膨潤性低下や透水性の増加が生じる可能性がある。なお、深部上昇水には、有馬温泉型の温泉水のように地表で沸騰温度のものがあることから、地下で高温の場合に、火山性熱水と同様に熱環境に対して緩衝材の熱変質により機能低下が生じる可能性がある。一方、長期停滞水の胚胎は、高い間隙水圧が発生し易い場所 (地質・地質構造) と関連していることから、特に泥火山 (泥ダイアピル) の形成を伴う場合に、水理場に対して核種移行を促進させる原因となると考えられる。

## 2.2 熱・熱水の影響に係る既往の調査・評価技術の現状と課題

サイト調査において、地下のマグマの存在や熱水の上昇に係る地熱活動に伴う熱・熱水の影響 (火山性の熱・熱水の影響) の評価に必要な情報を取得するための調査については、新エネルギー・産業技術総合開発機構 (以下、NEDO という) の地熱開発促進調査等の地熱資源開発で進められてきた調査の考え方を参考として、調査・評価の基本的な考え方・進め方がフローとして例示されている (例えば、土木学会、2006、図 2.2-1)。また、熱源 (マグマ溜り) 周辺の熱・熱水影響の程度・範囲等の概念的なモデル化や解析手法の検討 (マグマ溜りの冷却に伴う周辺岩盤への影響に係る三次元熱・水連成解析コードの開発) も進められてきた (例えば、川村ほか、2010 ; JNC, 2005)。火山性の熱・熱水の影響については、①熱源の位置・規模、②熱・熱水活動を規制する貯留構造、③熱水の地化学・流動特性等の情報に基づき、熱源 (地下のマグマ供給系や高温岩体) からの距離に応じた熱・水理・地化学的な影響 (地下の温度分布、熱水対流、地下水の地化学的特性等) の程度・範囲について評価を行うことを基本とする (土木学会、2006)。将来における熱・熱水の影響については、熱・水理・地化学的な影響の空間変化の現況に対して、過去から現在までの地熱活動の履歴に基づき影響の程度・範囲の時間変化を把握するとともに、熱源との関係を考慮することにより、影響の時間変化をモデル化し将来的な変化を予測・評価する。NUMO (2018a) に示された熱・熱水の影響に係る調査・評価フロー (図 2.2-2) では、この考え方が反映されている。ただし、これまで土木学会や NUMO によって提示されたこれらの熱・熱水の影響に係る調査・評価フローでは、過去の地熱活動の履歴 (例えば、熱源となるマグマの定置後の地熱系の発達・衰退等の履歴) を考慮して熱源の周辺の熱・水理・地化学的な状態変化をモデル化し解析するための進め方・手順等は具体化されておらず、そのための手法の整備は取り組むべき課題である。

非火山性の深部流体に係る熱・熱水の影響については、土木学会 (2006) の調査・評価フローにおいて、地下の温度分布、熱水対流、地下水の地化学特性等を検討の対象とする点では、マグマや高温岩体を熱源とする場合の調査・評価を参考とすることができ、前記①～③のうち、②熱・熱水活動を規制する貯留構造 (熱水の胚胎や上昇に係る地質構造や断裂系) と③熱水 (流体) の地化学・流動特性に重点を置いた調査・評価を行うことが重要である点が示されている。NUMO (2018a) に示された調査・評価フローでもこの点が踏襲されている。わが国における深部流体 (深部上昇水、長期停滞水等) の分布の概要、化学・同位体組成の特徴と判別方法、上昇経路としての断層・構造

線等との関連性等については、近年知見の蓄積がなされてきたものの（例えば、産総研，2007，2012；風早ほか，2014），これまでに提示された熱・熱水の影響に係る調査・評価フロー（土木学会，2006；NUMO，2018a）では、深部流体の分類（深部上昇水，長期停滞水）に応じた胚胎・上昇および流入のプロセスの違いを考慮して胚胎・上昇箇所周辺の熱・水理・地化学的な状態変化をモデル化し解析するための進め方・手順等は具体化されておらず，そのための手法の整備は取り組むべき課題である。

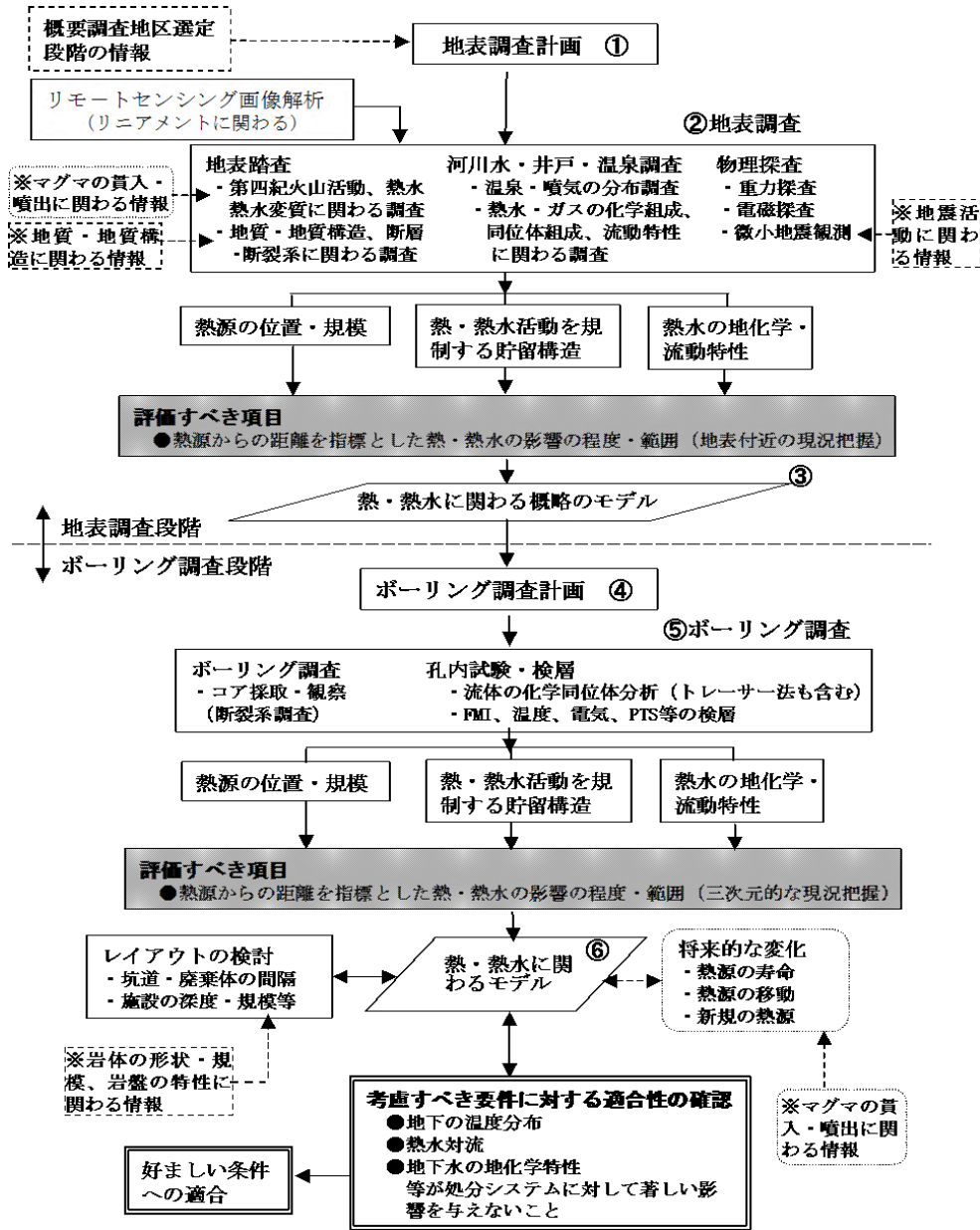


図 2.2-1 熱・熱水の影響に係る調査・評価の考え方

出典：土木学会（2006）



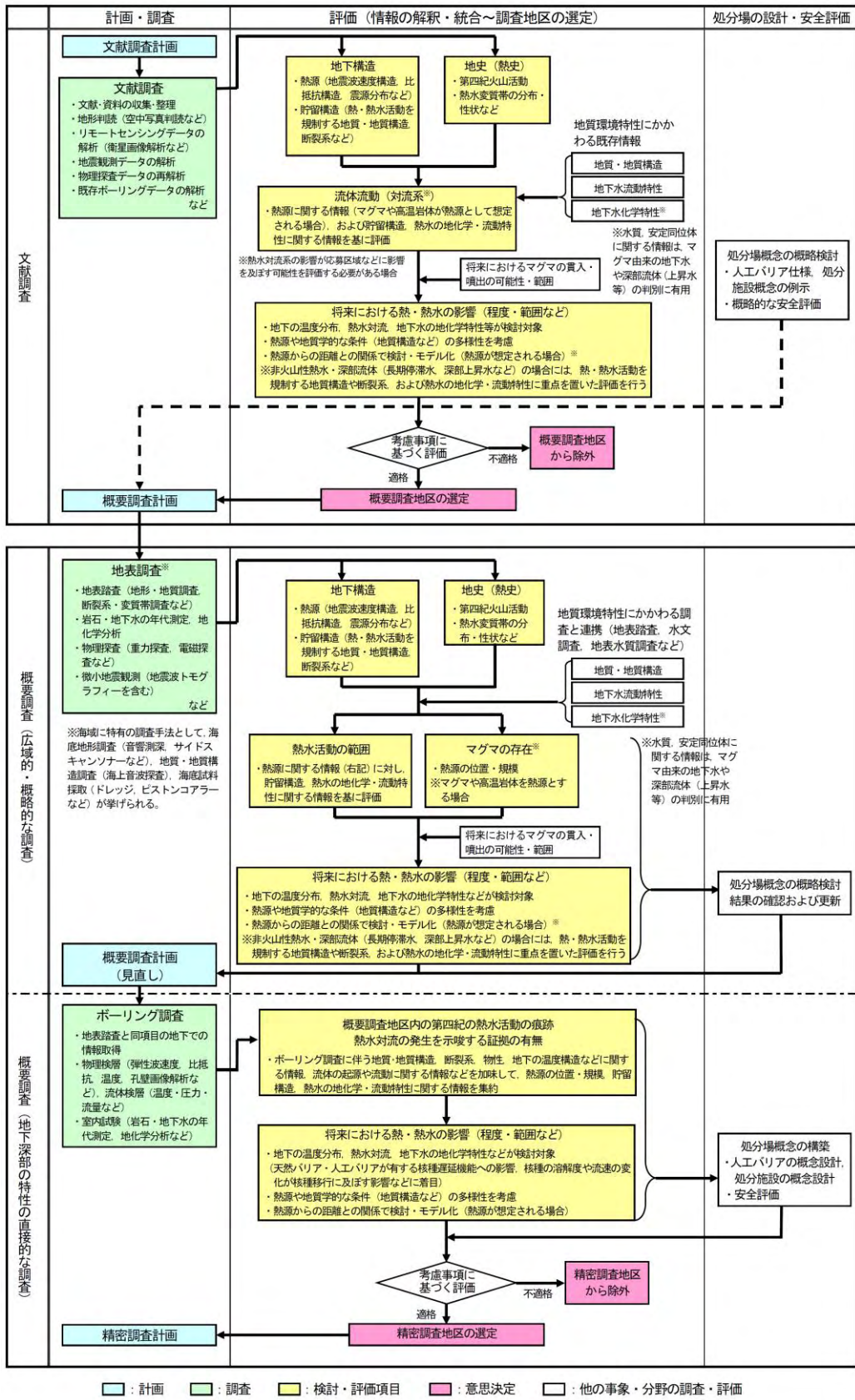


図 2.2-2 熱・熱水活動の影響（火山性熱水および深部流体）にかかわる調査・評価の流れ

出典：NUMO（2018a）



## 2.3 火山性熱水・深部流体に係る知見の蓄積を踏まえた技術開発に向けた情報整理

ここでは、2.2 節で示された既往の調査・評価技術の現状と課題を念頭に置き、火山性熱水・深部流体に係る近年の知見の蓄積を踏まえて、火山性熱水・深部流体の移動・流入に伴う熱・水理・地化学的な状態変化をモデル化し解析するための手法の整備に係る技術開発を進める際に参照すべき基本情報を整理する。

### 2.3.1 火山性熱水に係る情報整理

火山性の熱・熱水が処分場周辺の地質環境へ及ぼす熱・水理・地化学的な影響の時間変化をモデル化し、将来の影響評価を行うためには、現在の地熱活動（熱源の周辺の地下の温度分布、熱水の地化学・流動特性等の現況）を地表調査（地表地質踏査、水文調査、地表水質調査等）、坑井試験を含めたボーリング調査、および地化学分析等を通じて把握するとともに、過去の地熱活動の履歴（熱・水理・地化学的な状態変化の履歴）を地質学的手法（熱水変質鉱物の種類・分布に基づく鉱物分帯や年代測定、流体包有物<sup>4</sup>の分析等）に基づいて把握することが必要である。

地熱活動の熱源となるマグマの貫入・定置の年代とそれ以降の温度変化の履歴について参考となる情報として、例えば葛根田地熱地域の事例では、花崗岩中のメルト包有物<sup>5</sup>や熱水性鉱物脈中の流体包有物の均質化温度、および閉鎖温度の異なるカリウム系鉱物を対象としたカリウム・アルゴン年代測定法（K-Ar 法）を含めた検討が行われている（笹田・佐々木，2004；蟹沢ほか，1994）。なお、熱履歴の調査手法については、前記のカリウム系鉱物の K-Ar 法の他に、ジルコンやアパタイトを対象としたフィッション・トラック年代測定法（FT 法）や石英粒子を対象とした熱ルミネセンス年代測定法（TL 法）等があり（金沢ほか，2005 等）、これらを組み合わせることにより、高温から低温に至るステージに対して熱年代学的手法に基づいたより詳細な冷却・削剥史の検討が可能になると考えられる。

国内の地熱地域では、地熱資源開発に係る地表変質帯調査、ボーリング調査等を通じて熱水変質鉱物の種類・分布に基づく鉱物分帯や年代測定、流体包有物の分析等が行われ、地熱系（地熱貯留層）に係るモデル構築の一環として、過去から現在に至る地熱活動の履歴が整理されている。例えば葛根田地熱地域では、熱源となる貫入岩体まで到達する複数のボーリングデータにより、花崗岩体（熱源）から地熱貯留層に至る範囲の熱変成鉱物や熱水変質鉱物の分帯、および熱水性鉱物脈中の石英・方解石の流体包有物（初生包有物および二次包有物）の均質化温度およびカリ長石の年代測定（K-Ar 法）に基づいて温度構造の時間変化が把握されている。また、地熱流体の地化学的な特性については、流体包有物の氷点降下温度の測定から塩分濃度、破碎試験から半定量的な CO<sub>2</sub> 濃度等が、熱水変質鉱物の種類から定性的な液性（pH）の時間変化が各々把握されている（加藤・佐藤，1995；村松，1987；村松・小松，1996 等）。なお、熱水活動の履歴（温度条件）に関して、活動度（水の沸騰曲線に対する坑井内の温度分布で示される地熱系の温度条件を示す指標、林，1982）が異なる地熱地域の流体包有物の均質化温度の比較・検討結果に基づき、活動が活発な八丁原地熱地域では均質化温度の分布幅が狭く、活動がやや低下し冷却している霧島地熱地域では均質化温度の分布幅が広くその最低値は温度検層による温度の深度プロファイルと概ね一致することから、流体包有物の均質化温度の深度プロファイルは地熱系の活動度の低下等の温度変化の指標となることが示されている（田口，1982）。水理学的変化については、葛根田地熱地域では、鉱物脈中の流体包有

<sup>4</sup> 流体包有物：鉱物中に捕獲された流体を主体とする包有物

<sup>5</sup> メルト包有物：マグマ中で鉱物（斑晶）が晶出する際に、鉱物中に珪酸塩メルトが捕獲された包有物

物の最高均質化温度と最低均質化温度の平面的な分布を把握することにより、過去および現在の流動パターン（熱水の上昇域等）の推定がなされている（村松，1987；村松・小松，1996）。しかしながら、それらは熱水活動の一時期の状態を断片的に示しているものであり、熱水対流系の形成・発達等の連続的な熱水流動の時間変化を検討するためには、江原ほか（2001）に示されるように、数値解析（熱・水連成解析）に基づく補完的な情報が必要と考えられる。

### 2.3.2 深部流体に係る情報整理

深部流体の分類（深部上昇水，長期停滞水）に応じた胚胎・上昇および流入のプロセスを考慮した熱・水理・地化学的な状態変化のモデル化に向けては，a. 深部流体の胚胎の場の分布・広がり，b. 上昇経路としての構造線や断裂系およびその周辺岩盤への熱・水理・地化学的な影響，c. 起源水（スラブ脱水起源，古海水起源等）の流入に伴う水質変化等の一連のプロセスを理解することが重要であり，そのために必要な情報についてサイト調査を通じて取得し整理しておくことが肝要である。したがって，ここでは深部流体に係る近年の知見の蓄積を踏まえ，現状での現象理解に基づいて，モデル化の際に参照すべき情報を得るための調査・評価の内容について，以下の3つの観点から整理を行った（表 2.3-1）。

- a. 深部胚胎の場の分布・広がり
- b. 上昇経路および影響範囲
- c. 深部流体の流入に伴う水質への影響

表 2.3-1 深部流体の移動・流入に係る調査・評価内容の整理結果

<b>c. 流入に伴う水質への影響</b>
<ul style="list-style-type: none"> <li>➤ 地表湧出水・地下水採水を対象とした水・ガスの水質・同位体分析。</li> <li>➤ <b>既知の起源水</b>（端成分）の<b>化学・同位体組成</b>を指標に，<b>デルタ</b>（同位体比）<b>ダイアグラム</b>等で，<b>流入の判別と混合の関係</b>を把握（<b>水質の変化幅</b>を検討）。</li> <li>➤ 流体の判別において，<math>^3\text{He}/^4\text{He}</math>，<math>\text{Li}/\text{Cl}</math>，<math>\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}</math>，<math>\text{B-Li-Cl}</math>の相対組成等に着目。</li> </ul>
<b>b. 上昇経路および影響範囲</b>
<ul style="list-style-type: none"> <li>➤ <b>地表湧出点</b>の分布・産状，<b>胚胎・上昇に関連する地質・地質構造</b>（<b>断裂系</b>，<b>変質帯</b>，<b>褶曲</b>を含む）に係る地表地質踏査，ボーリング調査，トレンチ調査，物理探査（CSAMT，反射法等）等（～地下数km）。</li> <li>➤ 断層に伴う‘<b>ダメージゾーン</b>’の調査（<b>過去の熱水活動の痕跡</b>，<b>地表水の流入・溶脱</b>等の観点）。</li> </ul>
<b>a. 深部胚胎の場の分布・広がり</b>
<ul style="list-style-type: none"> <li>➤ <b>地球物理学的手法</b>（<b>微小地震観測</b>，<b>電磁探査</b>等）による<b>速度・比抵抗構造</b>等の把握（～地下数十km）。</li> </ul>

赤文字下線部は，調査・評価に際して特に留意すべきと考えられる事項

深部流体のうち有馬型深部流体（あるいは有馬型深部熱水）（風早ほか，2014；産総研，2012）は，深部上昇水の代表的な起源水（初生的な流体）と考えられている。有馬型深部流体は，海洋プレートの沈み込みに伴いスラブから高温・高圧下（西南日本弧のフィリピン海プレートの場合，510 °C以上・深さ 50 km 以深）における脱水分解反応により放出された水が，直上のマントルを蛇紋岩化しつつさらに熱水として高温・高圧下のマントル中を上昇することにより地下深部に胚胎した流体であり，有馬一高槻構造線，中央構造線等の事例で示されるように，断層・構造線等に係る水みちを通じて地表付近まで上昇している（益田，2011；風早ほか，2014；産総研，2012）。一方，長期停滞水は，堆積盆において地層の堆積の過程で泥質の堆積物が厚く堆積し，不透水層（シール層）が形成されるといった条件が揃うことにより，水文循環から孤立した状態が維持され地質学的時間スケールで地層中に長く留まるような場で胚胎し形成される（加藤・梶原，1986；産総研，2012等）。長期停滞水が胚胎し形成されるような場（新第三紀以降の堆積盆，油ガス田分布地域等）においては，上位層の堆積による地層の圧密の進行，粘土鉱物からの層間水の排出および油ガスの生成によって，地層の内部の圧力が上昇し異常間隙水圧が発生する場合がしばしば認められる。長期停滞水は，褶曲構造の形成に伴い背斜軸部でキャップロックの役割を果たしていたシール層に断裂系（断層・割れ目等）が生じた場合等に，この異常高圧が原因となり断裂系に沿って地表付近まで上昇する（加藤ほか，2009；渡部ほか，2009）。

以上の深部流体の形成，胚胎，上昇および流入のプロセスを把握するためには，表 2.3-1a に示す深部上昇水の胚胎の場の分布・広がりに係る地下数十 km 程度までを対象とした微小地震観測や MT（Magnetotelluric）法等の電磁探査（風早ほか，2014；産総研，2012）により震源分布や地震波速度・比抵抗構造に関する情報を，また表 2.3-1b に示す長期停滞水の胚胎や深部上昇水の上昇経路に係る地下数 km までを対象とした地表からの調査として地表地質踏査，ボーリング調査等に加えて，CSAMT（Controlled Source Audio-frequency Magnetotelluric）法等の電磁探査や反射法地震探査等（西山ほか，2016；産総研，2012）により地質・地質構造（断裂系，変質帯，褶曲を含む）に関する情報を取得することが重要と考えられる。さらに，上昇に伴う影響範囲については，地表湧出点とともに断層に伴うダメージゾーン（吉田ほか，2009）を念頭に置いて，熱水活動（および地表水の流入・溶脱等）の履歴を含めた割れ目の分布・性状を把握すること（表 2.3-1b）が重要と考えられる。

深部上昇水の起源水と考えられる有馬型深部流体は，塩分濃度が非常に高く塩素（Cl）濃度は海水の 2 倍であり，重炭酸イオン（ $\text{HCO}_3^-$ ）等の溶存無機炭素を多く含む（最大数千 mg/L）（松葉谷ほか，1974；西村ほか，2006）。ホウ素（B）やリチウム（Li）の濃度も高く，特に Li は温度上昇とともに固相（岩石）から液相（流体）に溶出することから，熱水における高い Li 濃度は熱水が深部から上昇し高温（350 °C 以上）を経験したことの指標となると考えられる。有馬型深部流体は Li/Cl 比（重量比）が 0.001 以上であり，地殻深部において高温熱水であったことを示す（風早ほか，2014）。pH は概ね中性ないしは酸性であり，既に述べたように深度 1,000 m における  $\text{CO}_2$  による飽和条件下では pH=3 を示すとされている（産総研，2012）。水素・酸素同位体比は，有馬型深部流体において  $\delta^{18}\text{O}$  が +6 ‰， $\delta\text{D}$  が -35 ‰ 程度であり（風早ほか，2014），有馬型深部流体が関与する地下水の同位体組成はこの同位体組成と天水線との混合線の範囲にプロットされる。海洋プレートの沈み込みの過程において，スラブ起源の脱水流体（スラブを起源として放出され上昇する流体）は，続成作用による脱水（粘土鉱物層間水の脱水）から変成作用による脱水（含水鉱物の分解による脱水）といった温度・圧力に応じた組成変化（進化）が生じると考えられ，有馬型深部流体の水素・酸素同

位体比は変成岩と平衡にある流体と類似していることから、スラブの変成作用による脱水流体が有馬型深部流体に大きく寄与していることが示唆される(網田ほか, 2014)。なお、有馬型深部流体が関与する地下水において、水素同位体比は Cl 濃度と明瞭な相関関係を示す(風早ほか, 2014)。一方、ヘリウム同位体比 ( $^3\text{He}/^4\text{He}$ ) は大気 ( $R_A: 1.4 \times 10^{-6}$ ) と地殻 ( $10^{-7} \sim 10^{-8}$ ) で明確に区別されるが、有馬型深部流体はマントル中を通過したと考えられるため、マントル ( $10^{-5}$ ) の値に近い(Sano and Wakita, 1985 ; Kusuda et al., 2014)。この観点から、マントル由来の流体(希ガスを含む)を伴うマグマが関与して形成される火山性熱水も、同様に大気より高い値を示すと考えられる。深部上昇水(有馬型深部流体)と火山性熱水(マグマ起源水)は、どちらもスラブから脱水した流体が関与している(後者はマグマの発生を伴う点が異なる)ことから、水素・酸素同位体比等の同位体的特徴は互いに類似している。

長期停滞水は、pH は概ね中性(一部は酸性)で、海水由来の高い濃度のナトリウム(Na)およびClで特徴づけられる。塩分濃度は一部に海水の濃度を超えるものもあるが、堆積岩の続成作用の進行に伴って粘土鉱物から排出される層間水により希釈されて現海水の半分程度まで低下する(加藤・梶原, 1986)。また、重炭酸イオン等の溶存無機炭素を多く含む場合がある(最大数千 mg/L)。溶存成分は、水-岩石反応によって現海水と比較して変化に富む。水素および酸素の安定同位体組成は、天水による希釈が少ないものは、酸素同位体比 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) は概ね4~6 ‰の範囲に、水素同位体比 ( $\delta\text{D}$ ) は概ね4~-20 ‰の範囲に入るが(加藤・梶原, 1986 ; 風早ほか, 2014 等)、岩石と海水(古海水)との反応のトレンド上にあると考えられ、海水を起源とし地層中で長期間にわたり停滞することにより岩石と反応し得る環境にあったことを示唆する(加藤・梶原, 1986)。長期停滞水の形成に係る続成作用の過程では、Bは粘土鉱物(スメクタイト)の層間にホウ酸( $\text{B}(\text{OH})_3$ )として、電荷を帯びない分子状態で存在し層間水と一緒に放出されるのに対して、Liは陽イオンとして存在するため層間に残り易いことから、粘土鉱物の層間脱水流体は、現海水や海底堆積物間隙海水に比べて塩分濃度が低くBに富む(B/Cl比が高い)という特徴を有する(大沢ほか, 2010)。また、長期停滞水には、有機物起源の炭化水素ガスが普遍的に見られることから、炭素同位体組成や炭化水素組成から起源や成因の推定が可能である。

上記の深部上昇水、長期停滞水の起源水に係る化学組成および同位体組成の特徴を考慮した場合、深部流体の流入に伴う水質への影響については、表 2.3-1c に示すように、起源水の指標となる $^3\text{He}/^4\text{He}$ (マントル起源のヘリウムの混入により、 $R > R_A = 1.4 \times 10^{-6}$ )、Li/Cl比(スラブ脱水に伴う水-岩石反応によりLiが流体相に濃集)、B-Li-Clの相対組成(粘土鉱物の層間脱水流体でB/Cl比が高い)、溶存無機炭素(DIC : Dissolved Inorganic Carbon)濃度と炭素安定同位体比( $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ )の関係(スラブ等の海成炭酸塩起源成分で両者が高い、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ は堆積物中の有機物起源で低い、熱分解起源で高い)等に基づく流入の判別、および水素同位体比と酸素同位体比の関係を示すデルタダイアグラム( $\delta\text{D}$ - $\delta^{18}\text{O}$ )等を用いた起源水と天水(あるいは浅部における地下水)との混合関係(起源水の希釈に係る水質変化)の把握が重要である。また最近では、海水と含水鉱物が反応して形成された鉱物水のBr/Cl比は海水よりも低くなることから、含水鉱物が深部で分解された鉱物脱水流体のBr/Cl比が低いこと、その一方で、有機物の分解の影響を受けた油田鹹水ではBr/Cl比が高くなること、さらに、ヨウ素(I)は生物や有機物に濃縮され易く、海水、堆積物間隙水、続成流体、鉱物脱水流体で各々異なるI/Cl比を示すこと等から、I/Cl比とBr/Cl比の関係を利用した深層地下水(深部流体)の混合状況に係る分類指標も提案されている(産総研, 2016, 2017)。

## 2.4 技術開発の目標設定

既に述べたように、火山性熱水、および非火山性の深部流体（深部上昇水、長期停滞水）は、その形成および移動のメカニズムやプロセスが多様であり、各々が異なる地球化学的特性を有する。そのことに起因して、各熱水・流体の移動・流入に伴って地層処分に係る地質環境の状態設定に及ぼす影響（熱・水理・地化学的な状態変化）の要因が異なるとともに、核種移行パラメータに及ぼす影響には違いがある（図 2.1-1）。これらの知見を踏まえ、処分場の閉鎖後長期の安全機能に及ぼす影響の評価に向けたシナリオの具体化および核種移行パラメータの設定に資するために、火山性熱水・深部流体の分類に応じて、各熱水・流体の移動・流入のプロセスの違いを考慮することにより、熱源や胚胎・上昇箇所周辺の熱・水理・地化学的な状態の時間的・空間的变化をモデル化し、影響の程度・範囲等の長期的な予測・評価を可能とする手法を整備することを技術開発の目標とした。

### 3. 検討の方法

第2章で提示した目標を達成するために、本業務では、火山性熱水、深部上昇水、長期停滞水の各ケースについて、熱源や起源水に係る成因、および熱水・流体の胚胎・上昇等の条件や活動履歴等に関する情報が豊富な代表事例を選定し、各々の事例を参照することにより、モデル化・解析のために必要な情報の収集および条件整理を行った。そのうえで、地質構造発達史や熱水・流体の活動履歴を踏まえて、各熱水・流体の移動・流入に伴う熱・水理・地化学的な状態変化に係る傾向や特徴を概念化した概念モデル、および地質構成・地質構造や水理地質区分に応じた物性値や熱・水理・地化学連成解析に向けた初期条件の設定を示した評価モデルを構築し、さらに数値解析に基づく現況の再現性の確認を含めた影響評価を試行することを通じて、一連の手法の長期評価への適用性を確認することとした。以下では、実施項目に沿ってこれらの検討方法を具体的に述べる。

#### 3.1 モデル化のための代表事例の選定

本検討を進めるにあたり、わが国における代表的な火山性熱水・深部流体（火山性熱水、深部上昇水、長期停滞水の各ケース）について、モデル化・解析やパラメータ設定の観点から参照すべき科学的な知見や情報を拡充し、それらの胚胎、上昇・移動、および起源水の流入に伴う混合のプロセス等に係る条件を整理することを目的として代表事例を選定した。選定に際し、火山性熱水については、熱源とその周辺の貯留構造や物性、熱的・水理的・地化学的な影響、および過去から現在に至る地熱活動の履歴等に関する情報が豊富である点、深部流体については、地下での胚胎・上昇に係る地質構造や物性、および水質・同位体データ等に基づく水質形成等に関する情報が豊富である点等を考慮した。

火山性熱水については、わが国では第四紀火山の分布域に密接に関連して顕著な地熱地域（東北地方では岩手県の葛根田地熱地域および松川地熱地域、宮城県の大川地熱地域、九州地方では大分県の大岳一八丁原地熱地域、鹿児島県の大霧地熱地域および山川地熱地域等）が発達している（日本地熱学会ホームページ;石油天然ガス・金属鉱物資源機構ホームページ）。これらの地熱地域では、地熱エネルギー利活用（地熱発電等）のための調査・開発が行われ（NEDOによる地熱開発促進調査、精密調査等の調査井や事業者による生産井・還元井の掘削）、地下の地質学的・地化学的なデータ等が取得されている。各地熱地域では、それらの情報を基に地熱系（地熱貯留層）のモデル化とともに、熱水対流の状況についての検討が行われている（玉生編, 1991; 村岡, 2011; 江原, 2011等）。このうち既に言及した葛根田地熱地域は、1950年代以降に調査・開発が進められ、その後1990年代のNEDOによる深部地熱資源調査の過程において、複数の調査ボーリングにより深度約1,960 m以深に第四紀の葛根田花崗岩（蟹澤ほか, 1994）が伏在しており、現在でも500℃を超えるような熱源であることが判明している（笹田・佐々木, 2004）。さらに、この熱源から地熱貯留層に至る範囲の熱変成鉱物や熱水変質鉱物の分布状況、温度構造、地熱流体の地化学的な特性等が明らかになっている（加藤・佐藤, 1995等）。このように葛根田地熱地域は、地下の熱源（葛根田花崗岩）に至るまでの調査データがボーリングにより直接取得されており、熱源となるマグマの貫入以降現在に至るまでの地熱活動に係る熱・水理・地化学的な状態変化の履歴を検討するための情報が他の地域に比較して豊富である点、また地熱貯留層に係る水理地質学的特徴（主に透水性を有する小規模な断裂群がネットワーク状に発達）や関連する各種物性値等のデータも豊富である点で、定量的なモデル化・評価に有利と考えられることから、当該地域を代表事例として選定した。

深部上昇水については、既に述べたように、有馬型深部流体は非火山地域において湧出する温泉

水で深部上昇水の代表的な起原水と考えられており（風早ほか，2014；産総研，2012），海水の2倍程度の塩分濃度，海水と比較すると低い硫酸イオン濃度，高い溶存無機炭素濃度等の特徴を有し，マントル起源の希ガスを伴い（ $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比が高い），現海水や化石海水（長期停滞水）では説明できない同位体組成を示すことで特徴づけられる。このような特徴を示す深部流体（深部上昇水）は，有馬型深部流体が認識された有馬－高槻構造線周辺の兵庫県の有馬温泉のほか，中央構造線に沿った大阪府の石仏湧水群（松葉谷ほか，1974），長野県の鹿塩温泉（益田ほか，1988），大分－熊本構造線に沿った大分県の大分平野（網田ほか，2005）等において分布が認められる。このうち，有馬温泉も含む有馬－高槻構造線周辺地域は研究事例が特に多く，現在の高温（地表で沸騰温度）の熱水活動の場である有馬温泉，断層破碎帯に沿った過去の熱水活動の痕跡が認められる白水峡・蓬莱峡があり（産総研，2016），深部上昇水の上昇に係る熱・水理・地化学的な影響のモデル化・評価に有利と考えられることから，当該地域を代表事例として選定した。

長期停滞水については，既に述べたように海水と同程度かそれよりも低い塩分濃度，高い溶存無機炭素濃度等の特徴を有し，北海道から東北日本の日本海側や，関東平野において新第三紀以降に形成された堆積盆で堆積岩が厚く堆積したエリアの地層中に胚胎し（鈴木・柴田，2007；太秦・那須，1960；加藤ほか，2000；加藤・梶原，1986；渡辺ほか，1996；高村・丸井，2006；網田ほか，2014；大沢ほか，2010等），その多くは油・ガス田分布地域（水溶性ガス田を含む）と重なっている。このうち，日本海側の油・ガス田開発地域（新潟・山形・秋田等）においては，石油・天然ガスの生産の際の付随水として産出する長期停滞水について多くの知見が得られている（加藤・梶原，1986；加藤ほか，2000等）。その中でも新潟県の松之山温泉地域では，海水起源の化石水と考えられる地下水が温泉として自噴しており，長期停滞水が地表まで到達するような地質構造や水理学的な条件を有していると考えられる点，松之山温泉地域を含む新潟地域は，長年にわたり石油・天然ガスの探鉱が進められた結果，地下深部の岩相，地質構造，温度・間隙水圧分布，地下水の化学・同位体組成等に関する情報が多く蓄積されている点（竹内ほか，2000；横倉ほか，2008；高倉ほか，1997；高畑，2004；渡部ほか，2009；加藤ほか，2009），さらに中越地震以降に多くの活断層調査（例えば，横倉ほか，2008）がなされており，地質・地質構造に関する知見が新規に多く取得されている等の点において，長期停滞水の胚胎・上昇に係る地質・地質構造を含めた定量的なモデル化・評価に有利と考えられることから，松之山温泉周辺地域を代表事例として選定した。

### 3.2 モデル化のための条件整理

代表事例として選定した各々の地域について，各熱水・流体に係るモデル化・解析やパラメータ設定の観点から参照すべきと考えられる以下の項目に関係する科学的な知見や情報を収集し，必要に応じて考慮した。なお，選定した地域で十分な情報が得られない場合には，類似した条件にあると考えられる地域における情報を適宜収集し補完した。収集した情報については，検討に必要な時間・空間スケールを考慮して取りまとめた。

- ・ 地形条件と時間変化要因（隆起・侵食等）
- ・ 地質構成・地質構造および地質構造発達史
- ・ 水理地質構造（基質の性状，断層・割れ目の分布・性状，ダメージゾーンの扱い等）
- ・ 水理地質区分に応じた各種物性（水理特性，熱特性等）
- ・ 熱・熱水活動の履歴と熱源の設定可能性（有無および位置・規模等）

- ・ 地下の温度構造の特徴と時間変化要因（熱源の状態変化，断裂系等の規制要因との関係等）
- ・ 地下水流動場の特徴と時間変化要因（熱水対流系の発生の有無，地表からの涵養との関係等）
- ・ 水質の形成と時間変化要因（起源水の発生・流入，天水による混合・希釈との関係等）

上記に係る情報の収集・整理結果を基に，火山性熱水，深部流体の熱源の有無および位置・規模等の取り扱いに係る条件（熱源の種類・成因，熱源の温度変遷や持続性とその要因等）についての検討を行った。また，地形・地質構造発達史および熱・熱水活動の履歴等の情報を踏まえ，熱水・流体の胚胎や上昇・移動の原因・プロセス，およびそれらと関連する起源水の流入に伴う混合のプロセス等に係る条件を整理した。ここで整理した結果は，次の 3.3 節で述べる概念モデルおよび評価モデルにおける基本的な条件として反映させた。

熱水・流体の胚胎の場は 3 つの各事例で異なることから，そのモデル化・解析における取扱いは，評価の対象とする時間・空間スケールを決定する上で重要な要素となる。熱水・流体の分類に応じて初生的な（起源水の）組成を設定するためには，胚胎の場における起源水の生成に係るプロセスを考慮する必要がある。具体的には，火山性熱水におけるマグマ水-岩石反応に係る水質形成の取り扱いの設定，深部上昇水に係るスラブを起源として放出され上昇する流体（起源水）の組成の設定，長期停滞水に係る古海水の地層中におけるトラップおよび埋没・続成等のプロセスを経た組成の設定等がそれに該当する。したがって，既往の知見を基にこうしたプロセスについての概要を把握し，さらに起源水の流入の判別と混合（天水による希釈等）のプロセスを含めて，後述の概念モデルにおける補足情報として考慮した。そのため，ここで取り扱う時間スケールは，上記の一連のプロセスに関連する地形・地質構造発達史や熱・熱水活動の履歴等を考慮し，数十万年から必要に応じて数百万年まで遡ったものとなっている。

熱水・流体の上昇や移動に係る条件としては，流体の温度，流体の上昇・移動に係る環境（被圧状態もしくは対流状態），貯留層の広がりもしくは上昇経路の幅およびその物性の与え方等について検討を行った。例えば，火山性熱水における熱水対流系の形成発達に係る地熱貯留層における断裂系の発達や透水性状の取り扱い，深部上昇水における上昇の駆動力としての浮力に起因する流体のフラックスの設定，長期停滞水における上昇の駆動力となる各層の間隙水圧の設定等は，各熱水・流体の移動・流入に係る熱・水理・地化学的な影響の評価モデルの構築やパラメータ設定の観点で重要な要素である。上昇経路の幅およびその物性の与え方については，調査に基づく変質帯の幅，基質の性状，断層・割れ目の分布・性状，およびダメージゾーンの扱い（吉田ほか，2009 等）等から推定することが可能と考えられるため，収集した情報のうち，これらに関連する情報を抽出した。

### 3.3 概念モデル・評価モデルの構築

各熱水・流体に係る科学的な知見や情報，および熱源の取り扱い，各熱水・流体の胚胎や上昇・移動，起源水の流入に伴う混合のプロセス等に係る条件整理の結果を踏まえ，熱水・流体の移動・流入に伴う地質環境への影響（熱・水理・地化学的な状態変化）に係る概念モデルを構築した。概念モデルの構築にあたっては，地質構造発達史や熱・熱水活動の履歴を踏まえて評価に必要な時間・空間スケールを考慮し，各熱水・流体の移動・流入に係る水理地質構造および地下水流動を概念化するとともに，熱源や胚胎・上昇箇所周辺の熱・水理・地化学的な影響の程度・範囲およびその時間変化に係る傾向や特徴を概念化した。

上記の概念モデルを基に，評価（解析）の対象とする時間・空間スケールを設定し，各熱水・流



体の移動・流入に係る熱・水理・地化学的な影響の評価に向けて評価モデルを構築した。評価モデルでは、地質構成・地質構造や水理地質区分に応じた物性値（浸透率、密度、間隙率、熱伝導率等）を設定するとともに、熱・水理・地化学連成解析に向けて地温勾配、地下水流動場、熱水・流体の上昇駆動力、水質形成に係るモデル等の初期条件（および境界条件）を設定した。また、モデル構築における仮定や物性値の扱い等に起因する評価モデルに内包する不確実性要因を抽出した。

### 3.4 数値解析の実施

数値解析は、各熱水・流体に係る評価モデルで示された物性値や初期条件を入力パラメータとして、概念モデル・評価モデル等により示された熱・水理・地化学的な状態変化に係る現況の再現性を確認することを目的として実施した。併せて、影響の程度・範囲に係る将来的な変化の予測、解析結果に係る不確実性要因の検討を行った。

数値解析で使用した解析コード TOUGH2 は、米国 Lawrence Berkeley 国立研究所の K. Pruess 博士を中心としたグループにより開発された多成分・多相流での地下水流動に係る熱・水理・地化学的状态を3次的に再現することが可能な有限差分法を用いた汎用的な解析コードであり (Pruess et al., 2012), 様々な地化学成分を含む流体の演算に対応できることから、石油・天然ガス資源開発, 地熱, 放射性廃棄物処分, CCS (二酸化炭素回収貯留) 等の分野で利用されている。TOUGH2 では、取り扱う流体の組み合わせに応じて状態方程式 (EOS : Equation of State) モジュールを選択し、流体の密度や粘性などの物性を計算することで多様な地下水流動を取り扱うことが可能である。ただし、いずれも温度・圧力の適用範囲は水の臨界点を超えない範囲で、温度は概ね 350 °C を上限とする。ここでは、火山性熱水で高温域 (>374 °C) を取り扱う必要があることから、超臨界状態に対応した EOS を採用した改良版の TOUGH2 (EOS11, Kissling, 2004) を使用し、熱・水連成解析を実施した。深部上昇水、長期停滞水を含めて、未臨界状態での塩水の物性・溶解度変化等を考慮した熱・水・地化学 (塩分濃度) 連成解析については、EWASG (Water-Salt-Gas) モジュール (Pruess et al., 2012) を使用した。

数値解析に際して作成する解析モデルは、選定した3つの代表事例の情報を基に作成した評価モデル (各ケースにおいて、断層・褶曲等の地質構造や流体流動の特徴を捉えた代表的な二次元断面) に対して、グリッドモデルとして作成した。解析モデルの範囲については、以下を含むことを目安とした。

- ・ 火山性熱水：熱源の位置・規模、熱水活動を規制する貯留構造、熱水の地化学・流動特性等の現況を考慮した地熱活動の熱源周辺における、熱・水理・地化学的な影響の範囲
- ・ 深部上昇水：スラブ脱水起源流体の断層・構造線 (断層破碎帯, ダメージゾーンを伴う) に沿った上昇, および浅部の地下水への流入等のプロセスに留意した上昇経路周辺の影響の範囲
- ・ 長期停滞水：地層中に胚胎された化石海水を起源とする流体の分布域, 断層系等に沿った上昇経路, および浅部の地下水への影響の有無を考慮できる範囲

解析によって、各熱水・流体の胚胎・上昇箇所周辺の熱水対流系の有無や形成発達を含めた熱・水理・地化学的な状態変化の確認・評価を行った。後述するように、いずれのケースでも、水質形成に関しては組成の異なる地下水の混合 (起源水と天水の混合) による希釈の問題として取り扱うことから、起源水の流入に伴う地化学的な影響については、溶存イオンの指標として塩分濃度に対してその時間的・空間的变化に着目した検討を行った。入力パラメータに関しては、例えば断層 (破

砕帯、ダメージゾーン)の透水性(浸透率)の設定には不確実性を伴うことから、代表的と考えられる物性値に基づく基本ケースに対して、パラメータ設定の不確実性を考慮したオプションケースによる解析を必要に応じて実施し、その影響についての検討を併せて行った。

### 3.5 影響評価の考え方等の取りまとめ

ここでの火山性熱水および深部流体(深部上昇水、長期停滞水)のモデル化に基づく影響評価の試行によって得られた各熱水・流体の移動・流入に伴う熱・水理・地化学的な状態とその時間変化の知見や情報(火山性熱水・深部流体の最新の知見、モデル化に必要な情報、モデル化の手順・条件設定、数値解析の適用性、モデルの解釈の仕方や評価の考え方、評価結果に対する不確実性要因等)を踏まえて、既往の体系的な調査・評価フロー(土木学会, 2006を踏まえて構築された NUMO, 2018a のフロー)の更新版(案)を提示するとともに、火山性熱水・深部流体の分類に応じた影響評価の留意点について取りまとめた。

## 4. 検討結果

### 4.1 火山性熱水

#### 4.1.1 概念モデル・評価モデルの構築と物性値の設定

##### (1) 情報および条件整理

第3章に示した検討方法に沿って作成した火山性熱水の移動・流入に係る概念モデルおよび評価モデルを、各々図 4.1-1, 4.1-2 に示す。葛根田地熱地域は、奥羽山脈のほぼ東端付近に分布する岩手山（標高 2,038 m）や秋田駒ヶ岳（標高 1,637 m）等の新期火山に挟まれ、乳頭山（標高 1,478 m）、三ツ石山（標高 1,466 m）等に囲まれた葛根川沿いに位置する。地形は急峻な山地で、地表では変質帯や温泉・噴気帯が一部に分布している。なお、葛根田地熱地域における地形変化については、村松（1987）による地表での熱水性鉱物脈および地熱井の掘削時に採取されたカッティングス試料中の石英・方解石に含まれる流体包有物（過去の熱履歴を示す初生包有物）の分析結果に基づく最高均質化温度の深度プロファイルとそれに該当する塩分濃度 2 wt%（NaCl 相当）の沸騰曲線との比較から、石英・方解石等の主要脈鉱物が生成した時期（カリ長石の K-Ar 年代  $0.2 \pm 0.1$  Ma, 越谷ほか, 1993）以降現在に至るまでに、少なくとも 900 m 削剥されたと考えられている。この地形変化が評価結果に及ぼす影響については、評価結果に係る不確実性要因の検討の中で言及する。

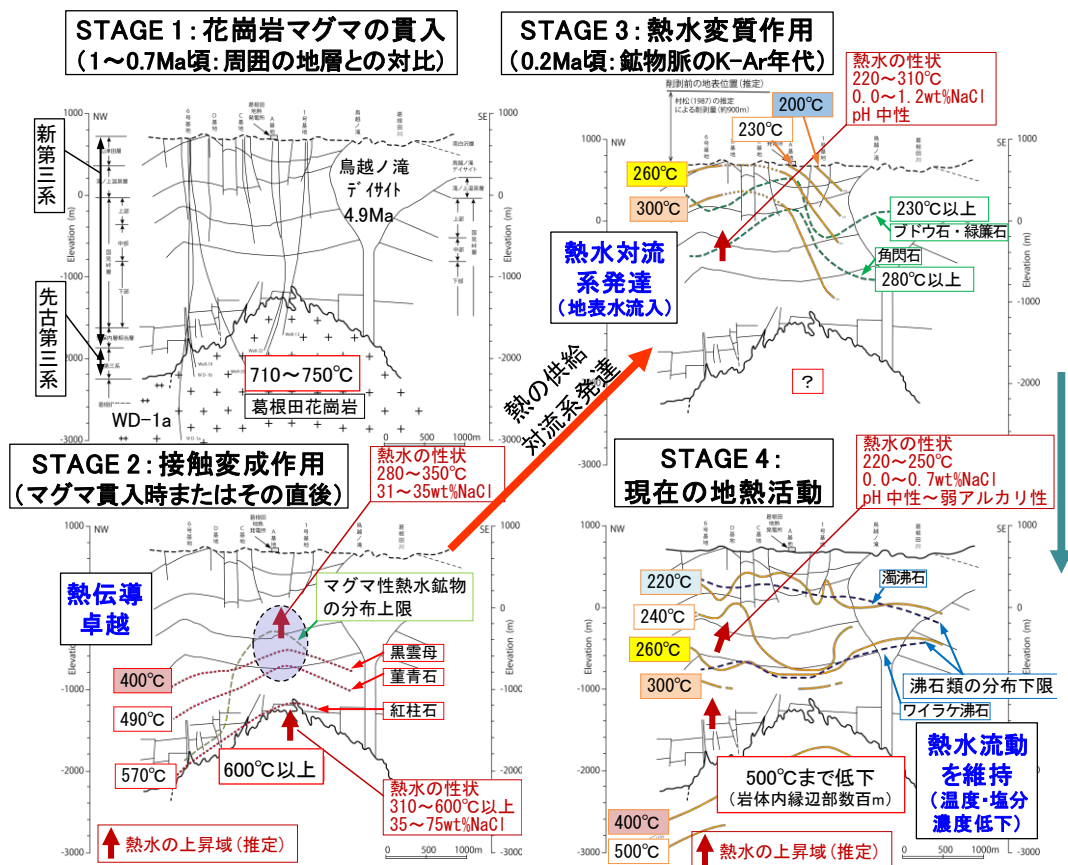


図 4.1-1 火山性熱水の移動・流入に係る概念モデル

葛根田地熱地域における地熱活動に係る既存文献として、蟹沢ほか（1994）、加藤・佐藤（1995）、越谷ほか（1993）、村松（1987）、村松・小松（1996）、NEDO（1999a, b, 2002）、笹田・佐々木（2004）、佐脇ほか（1999）、柳谷ほか（1996）、井上（2003）、竹野ほか（2000）、吉村（2001）に基づき作成

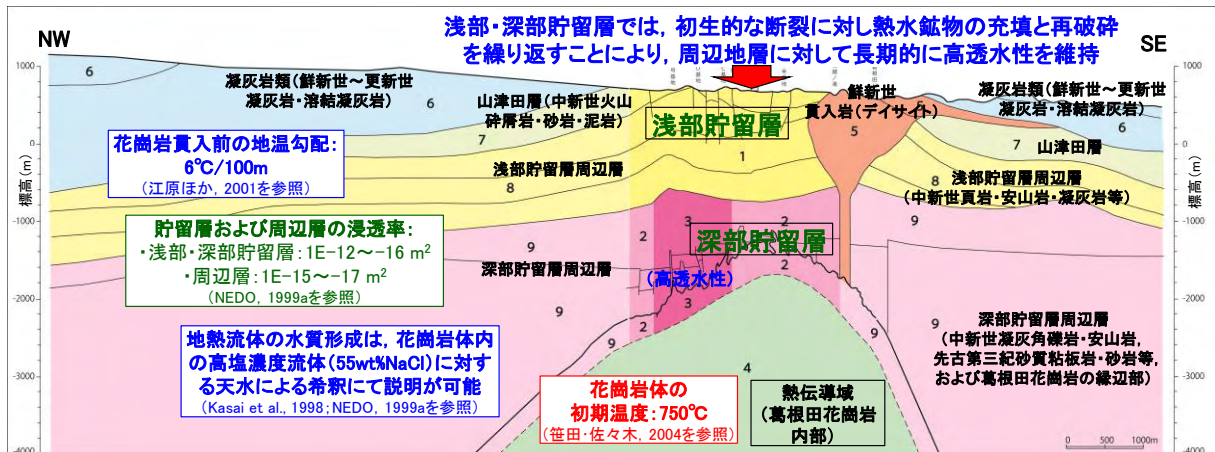


図 4.1-2 火山性熱水の移動・流入に係る評価モデル

仙岩地熱地域地質図編集グループ (1985), 加藤・佐藤 (1995), NEDO (1999a, b), 笹田・佐々木 (2004), 江原ほか (2001), Kasai et al. (1998) に基づき作成, 図中の番号については, 番号 1:「浅部貯留層」(滝ノ上温泉層, 国見峠層上部, 国見峠層中部および国見峠層下部の一部等), 番号 2:「深部貯留層」(国見峠層下部の一部, 古期貫入岩類, 先古第三系および葛根田花崗岩の縁辺部), 番号 3:「深部貯留層 (高透水性)」(番号 2「深部貯留層」と同様の地質構成), 番号 4:「熱伝導域」(葛根田花崗岩の内部), 番号 5:「貫入岩 (デイサイト)」(鳥越ノ滝デイサイト), 番号 6:「凝灰岩類」(玉川溶結凝灰岩類), 番号 7:「山津田層」, 番号 8:「浅部貯留層周辺層」(番号 1「浅部貯留層」と同様の地質構成), 番号 9:「深部貯留層周辺層」(番号 2「深部貯留層」と同様の地質構成) に対応, 以上, 本文の 4.1.1 項 (2) を参照

葛根田地熱地域の地熱貯留層およびその周辺の主要な地層は, 下位より先古第三系の粘板岩, 安山岩～デイサイト質凝灰岩等, および新第三紀中新統 (国見峠層, 滝ノ上温泉層, 山津田層等) の安山岩～デイサイト質凝灰岩・頁岩, 砂岩・泥岩等からなり, それらに第四紀の葛根田花崗岩が貫入している (村松・小松, 1996)。地域南東部には鳥越ノ滝デイサイト (4.9 Ma; 玉生, 1980) が山津田層等に貫入し, 主にトータル岩からなる古期貫入岩類やひん岩, 安山岩等が国見峠層と先古第三系に貫入している。葛根田花崗岩は熱水変質が非常に弱く新鮮で, トータル岩・花崗閃緑岩・花崗岩・石英閃緑岩等岩相変化が著しく, 先古第三系および国見峠層に熱変成を与え, 各種貫入岩類もこの熱変成を受けている。山津田層の上位には, 新第三紀鮮新世～第四紀更新世前期の玉川溶結凝灰岩類, 松川安山岩類が分布しており, それらを覆って地域の東側および南西側にはそれぞれ第四紀更新世の新期火山噴出物 (岩手山火山噴出物および秋田駒ヶ岳火山噴出物) が分布している。これらの構成地質と図 4.1-2 の評価モデルにおける地質構成の番号との対応関係については, 4.1.1 項 (2) で述べる。

現在の地熱貯留層は, 地層温度が急上昇する深度 1,500 m (標高-800 m) 付近を境に深部貯留層 (葛根田花崗岩の縁辺部, 先古第三系, 国見峠層下部層等: 図 4.1-2 の番号 2 と 3) と浅部貯留層 (国見峠層の下部層の一部および中・上部層, 滝ノ上温泉層等: 図 4.1-2 の番号 1) とに区分されている (村松・小松, 1996; NEDO, 1999a)。葛根田花崗岩は, 深度約 1,960 m 以深に確認され (蟹澤ほか, 1994), K-Ar 年代は角閃石が 0.24~0.11 Ma, 黒雲母が 0.21~0.08 Ma, カリ長石が 0.14~0.07 Ma と極めて若く (NEDO, 2002) 測定鉱物の閉鎖温度が大きいものほど年代値が古いことから, 葛根田花崗岩の温度が各鉱物の閉鎖温度まで低下した以降の年代と考えられる。それらに基づく冷却速度や玉川溶結凝灰岩の榎内層 (1~0.7 Ma) との関係性を考慮し, マグマの貫入年代は 1~0.7 Ma 程度

と考えられている\*<sup>6</sup>(蟹澤ほか, 1994)。花崗岩体に到達する調査井(WD-1a, 位置は図 4.1-1 の STAGE 1 を参照)において, 岩体境界部(深度 2,860 m)から 870 m 内部(深度 3,730 m 付近)での実測温度は 500 °C 以上であり(温度プロファイルの特徴から, 深度約 3,100 m 以浅は熱水対流域, 以深は熱伝導域), 岩体内部は溶融温度に達すると考えられること, 同岩体は周囲の全ての岩石に熱変成作用を与えた最新期の貫入岩体であること等から, 葛根田地熱系における熱源岩と考えられている。同位置から採取された花崗岩の石英中のメルト包有物の均質化温度からは 710~750 °C の値が得られており, 岩体縁辺部における温度の時間変化としても花崗岩マグマの貫入時期の 700 °C 程度以上から現在の 500 °C 程度まで冷却している(現在冷却中の岩体)と考えられる(NEDO, 1999b; 笹田・佐々木, 2004)。熱源(葛根田花崗岩)の形状に関しては, 熱変成鉱物の分布, 比抵抗構造, 微小地震震源分布, 重力探査結果に基づいて北北西-南南東方向に長軸をもつ楕円形の形状が推定されており, その大きさは標高-2,200 m で 8 km×5 km 程度とされている(NEDO, 1999b)。

葛根田地熱地域の地質構造は概略的に, 北西-南東方向~北北西-南南東方向の軸を持つ褶曲と, これを切る北北西-南南東系および東西系の断層が特徴的に分布している。地表には石英脈, 方解石脈等を含む多くの断裂系(断層, 鉱物脈, 節理等)が観察されているが, 現在の熱水流動系を規制する断裂系は, 北北西-南南東走向(低~中角度南西傾斜), 北西-南東走向(高角度北東傾斜), 北東-南西または東-西走向(高角度北西または南東傾斜), および水平等であり, それらのうちの北東~東西走向のカリ長石脈から前記の年代(0.2±0.1 Ma)が得られている(越谷ほか, 1993)。上記の褶曲構造や断層(断裂系)は, 中新世中期~鮮新世頃の国見峠層等の新第三系の堆積以降に形成されたと考えられている。これらの断層(断裂系)について褶曲軸(背斜軸)付近や地表付近では透水性が比較的高いとされており, 地熱貯留層の範囲はこの褶曲軸(背斜軸)付近の高透水性の断裂系の分布範囲に関係し, 側方の境界は特定の地質構造で画されていない。浅部貯留層と深部貯留層とは水理的に一連であるが, 浅部貯留層では透水性が高く, 深部貯留層はそれと比較して低いとされる。これらの地熱貯留層は, 初生的には基盤岩(新第三系)の褶曲構造の形成に伴う断裂系(更新世前期の葛根田花崗岩の貫入の前までに形成)が主な原因となっており, 花崗岩マグマの貫入時の熱変成によって岩体近傍の透水性が低下することにより, 現在の浅部/深部貯留層の透水性の違いの原型が形成されたと考えられる。その後(第四紀の後半以降), 現在と同様の広域応力場(東西圧縮場)で断裂系が逐次形成されるものの, 同時に熱水活動が起こり, それによる熱水性鉱物の充填と断裂系の再破砕が繰り返されることにより, 浅部/深部貯留層の透水性の違いが現在に至るまで大局的には維持されているものと考えられている(NEDO, 1999a, b)。

葛根田地熱地域における地下水流動については, 涵養域は北西から南東方向に流下する葛根田川の周囲の標高千数百 m 程度の山岳部であり(北西-南東方向に約 14 km, 北東-南西方向に約 8 km の稜線に囲まれた範囲), 葛根田地熱発電所の位置する谷部(標高 700 m 程度)が流出域となっている。葛根田地熱地域における地熱系モデル(NEDO, 1999a, b)によると, 地熱貯留層内の熱水は同位体組成から天水起源とされており, 概略的に地下深部の熱源によって温められ, 葛根田地域で上昇しており, 深部貯留層の流体は標高 1,200 m 付近の降水が 350 °C 程度の温度条件で一部蒸気を失いながら形成され, 浅部貯留層の流体は標高 900~1,200 m 付近の降水が水-岩石反応を経て形

\*<sup>6</sup> 伊藤(2016)による最近の研究では, 葛根田花崗岩中のジルコンの U-Pb 年代値として約 0.1Ma(平均 0.09±0.01Ma)という非常に若い年代が示されており, 当該年代については新規のマグマ活動の存在を示唆する。ここでは, このことを念頭に置く一方, 蟹澤ほか(1994)において考察された周囲の地層との関係や角閃石等の閉鎖温度が大きいものほど K-Ar 年代値が古い傾向を示すこと等を踏まえ, 従来の 1~0.7Ma を葛根田花崗岩マグマの初期的な貫入年代として扱うこととした。

成されたと考えられている。葛根田地熱系における地熱流体の特徴として、浅部井・深部井を問わず NaCl および KCl を主成分とし、自然状態の塩分濃度 (NaCl 濃度) は、浅部貯留層で 800 mg/kg 程度、深部貯留層で 1,300 mg/kg 程度である一方で、深部調査井 (WD-1a) 坑底 (花崗岩体) から採取された熱水の塩分濃度 (NaCl 濃度) は約 15 wt%, 塩化物総和で約 40 wt% 程度であり、貯留層内の流体に比べて 2 オーダー高い傾向にあるとされている。Kasai et al. (1998) は、WD-1a 坑底付近から採取された熱水について、掘削循環水 (河川水) との間でのトリチウム濃度を基にした混合モデルを想定することにより、起源水の塩分濃度を見積った結果 55 wt% (NaCl 相当) としている (水素・酸素同位体比は、 $\delta D = -33 \text{ ‰}$ ,  $\delta^{18}O = -1 \text{ ‰}$ )。以上から、葛根田地熱貯留層中を流動する地熱流体は、主に葛根田花崗岩内の孔隙中に濃集した塩類が、後に現在の対流域に拡散して形成されたと考えられており、熱伝導域の高塩濃度流体からは塩類の供給が現在も継続している可能性がある一方で、対流域では天水が貯留層深部 (花崗岩体が冷却した縁辺部 250~600 m 程度) まで流下・循環し熱と化学成分を取り込むことにより希釈されると考えられている。

## (2) 概念モデル・評価モデルの構築と物性値の設定

概念モデル (図 4.1-1) の構築にあたっては、葛根田地熱地域の地質構造発達史 (地熱貯留層の構造発達過程)、熱変成鉱物・熱水変質鉱物の分布等の地質学的情報や流体包有物の分析に基づく熱・熱水活動の履歴、熱源の位置・規模、状態変化 (温度変遷等) 等に関する情報を踏まえ、以下の 5 つのステージを想定してモデル化に係る検討を行った。検討にあたっては、葛根田地熱地域の大局的な地質構造として北西-南東方向の褶曲軸があること、また熱源となる葛根田花崗岩は北北西方向に主軸をもつ上面形状が推定されていることから、葛根田川に沿う北西-南東方向の鉛直断面を基本断面とした。この北西-南東方向の基本断面には、加藤・佐藤 (1995) および NEDO (1999a) で示されている地質、熱変成・熱水変質の状況、および流体包有物の分析に基づく熱・水理・地化学的な状態変化に係る情報を、ステージごとに適宜抽出して示した。

- STAGE 0 : 花崗岩マグマの貫入以前
- STAGE 1 : 花崗岩マグマの貫入 (1~0.7 Ma 頃)
- STAGE 2 : 接触変成作用およびマグマ性熱水変質作用 (マグマ貫入時またはその直後)
- STAGE 3 : 熱水変質作用・熱水性鉱物脈の形成 (0.2 Ma 頃)
- STAGE 4 : 現在の地熱活動 (地熱発電所運転開始まで)

花崗岩マグマの貫入時期 (STAGE 1) は 1~0.7 Ma と同じかやや若く (蟹沢ほか, 1994), この時の岩体内の温度はメルト包有物の分析結果から 710~750 °C を示す (笹田・佐々木, 2004)。花崗岩マグマ貫入以前 (STAGE 0) の中新世中期~更新世前期までには脊梁山脈の隆起に伴い褶曲構造の発達や断層 (断裂系) の形成があったと考えられ (NEDO, 1999b), 地熱貯留層の形成に係る基本的な地質構造はこの時期に形成されていたと判断される。概念モデルの検討においては、現在の地熱貯留層の主要部で STAGE 1 以降を対象として図化を行った (図 4.1-1)。

接触変成作用およびマグマ性熱水変質作用 (STAGE 2) は、花崗岩マグマ貫入またはその直後の花崗岩マグマの冷却に伴って起ったと考えられる。接触変成作用については、竹野ほか (2000) により各変成鉱物の出現を示すアイソグラッドの最低温度が推定されており、各々の貫入岩体からの距離 (加藤・佐藤, 1995) は、黒雲母アイソグラッド (約 400 °C) が 0.7~1.2 km, 堇青石アイソグラッド (約 490 °C) が 0.6~0.7 km, 直閃石アイソグラッド (約 530 °C) が 0.4~0.6 km, 紅柱石ア



イングラッド (約 570 °C) が 0.01~0.3 km と概算されている。また、マグマ性熱水変質作用 (加藤・佐藤, 1995) については、電気石、斧石、螢石等の分布から岩体中央部に集中した概ね上に凸の分布形状が推定される。この時期にマグマから放出された高温高塩濃度流体については、流体包有物の分析から、花崗岩内部で 310~600 °C 以上、塩分濃度 35~75 wt%, 浅部貯留層位置で 280~350 °C, 塩分濃度 31~35 wt% とされている (佐々木ほか, 1995 ; 村松・小松, 1996)。

熱水変質作用・熱水性鉍物脈の形成 (STAGE 3) は、低塩濃度鉍化流体の活動の時期 (鉍物脈中のカリ長石の K-Ar 年代から 0.2 Ma 頃) と考えられる (越谷ほか, 1993 ; 村松・小松, 1996)。地表付近において石英、カリ長石、方解石、沸石類のほか、浅部貯留層においてブドウ石、緑簾石、角閃石 (アクチノ閃石) もこの時期に形成したと考えられ、高温熱水の上昇を示唆する。ブドウ石、緑簾石、アクチノ閃石の生成環境は中性変質で各生成温度は 230 °C 以上、230 °C 以上、280 °C 以上であり (吉村, 2001 ; 井上, 2003), 岩体中央に集中した概ね上に凸の分布形状である (加藤・佐藤, 1995 ; NEDO, 1999a)。一方、流体包有物の分析によると、坑井のカッティングス中の流体包有物の最高均質化温度は、最低均質化温度 (現在の温度分布を示す検層温度と一致) よりも 50~120 °C 程度高い傾向にあり、地表における最高均質化温度の分布からこのステージの地下の浅部地熱貯留層の温度構造は北西側がより高温であった可能性が考えられる (村松, 1987 ; 村松・小松, 1996)。このことを踏まえ、当該ステージの温度分布については、坑井掘削時のカッティングス (石英および硬石膏試料) から得られた流体包有物の最高均質化温度データ (佐脇ほか, 1999) に基づく概略的なコンターを併せて考慮することとした。これらの最高均質化温度に基づく温度コンターは、変質鉍物の分布形状を包含するように北西部から中央部にかけて上に凸の形状を示し、地下の温度分布からこのステージの熱水活動は対流型温度変化を示していたことが考えられる。なお、このステージの流体については、浅部貯留層位置で温度 220~310 °C, CO<sub>2</sub> 濃度 0.0 wt% および 0.4~2.0 wt% 程度、塩分濃度 0.0~1.2 wt% (平均 0.5 wt%) とされている (村松・小松, 1996)。

現在の地熱活動 (STAGE 4) は、熱水性鉍物脈形成の時期以降で浅部貯留層が自然状態にあったと考えられる期間 (1978 年の葛根田地熱発電所運転開始まで) であり、深度 1,500 m 付近以浅の浅部貯留層は地層温度が 230~260 °C, 透水性は比較的高く (坑井試験による浸透率一層厚積 (kh) は 10<sup>-13</sup>~10<sup>-10</sup> m<sup>3</sup> のオーダー, NEDO, 2002), 噴出流体は pH=8 程度の弱アルカリ性熱水 (柳谷ほか, 1996) で特徴づけられる。一方、深度 1,500 m 付近以深の深部貯留層は、地層温度が 300 °C 以上、透水性は相対的に低く (kh は 10<sup>-14</sup>~10<sup>-12</sup> m<sup>3</sup> のオーダー, NEDO, 2002), 大気圧下で pH=3.2~5.1 の酸性~弱酸性熱水 (柳谷ほか, 1996) で特徴づけられるとされている。ただし、大気圧下で酸性~弱酸性を示す深部貯留層の熱水の pH は、噴気に伴う酸化還元反応等により二次的に変化したもので、貯留層内での流体の pH は中性に近いと考えられている (NEDO, 1999a, b)。熱水変質鉍物の分布と地下の温度分布を比較すると、セリサイト/モンモリロナイト混合層鉍物とセリサイトとの境界深度および濁沸石の分布下限深度は 220 °C の温度分布曲線と調和的、また、ワイラケ沸石の分布下限深度は 260 °C の温度分布曲線と調和的であり、後者は、浅部貯留層と深部貯留層の境界に概ね一致する (加藤・佐藤, 1995)。現在の地表付近における熱水性鉍物脈中の流体包有物の分析による最低均質化温度の平面分布、坑井のカッティングス中の流体包有物の最低均質化温度と検層温度等によれば、このステージの熱水活動は地下の温度分布から対流型温度変化を示し、北西側が中央部に比べてより高温を示している (村松・小松, 1996)。なお、このステージの流体については、温度 220~250 °C, CO<sub>2</sub> 濃度 0.2~0.3 wt% 程度、塩分濃度 0.0~0.7 wt% (平均 0.1 wt%) 程度とされている (村松・小松, 1996)。

以上から、葛根田地熱地域における花崗岩マグマの貫入以降の熱的な状態変化（温度構造の履歴）については、花崗岩中のメルト包有物分析の分析、周辺地層における熱変成鉱物や熱水変質鉱物の分布、熱水性鉱物脈中の流体包有物の均質化温度の分布、調査ボーリングの温度検層結果等に基づき、熱源である貫入岩体（STAGE 1 で 710~750 °C→STAGE 2 で 600 °C以上→STAGE 4 で 400 °C程度~500 °C以上）だけでなく熱水流動域の温度（例えば、現在の深部貯留層内部の標高-1,000 m レベルで STAGE 2 以降 STAGE 4 までに 400~500 °C程度→300 °C程度に低下、標高±0 m レベルで STAGE 3 以降 STAGE 4 までに 230~300 °C程度→220 °C程度に低下）や熱水（流体）の主要温度においても時間（ステージ）の推移とともに温度の低下傾向が確認できる。なお、STAGE 2 から STAGE 3 に至る過程における温度構造に関して、STAGE 2 は熱伝導により熱が供給される過程であり、高温熱水が推定される分布域が局所的である一方で、STAGE 3 に至る熱水対流系の形成・発達の過程（発達途上の段階）において、熱水対流による地下深部からの効率的な熱の供給により、例えば標高±0 m レベル付近の地下浅部では全体的に温度が上昇した可能性も考えられる。

水理学的な状態変化については、例えば、鉱物脈中の流体包有物の最低均質化温度と最高均質化温度の水平鉛直 2 方向の面的分布の比較により、過去および現在の流動パターン（熱水の上昇域）が推定できる。熱変成の時期（STAGE 2）の貫入岩体（葛根田花崗岩）に接する領域では熱伝導が示唆され、一部でマグマ性流体の局所的な上昇もあったが、その後の熱水性鉱物脈形成の時期（STAGE 3）では北西部から中央部にかけての熱水の上昇域が発生・変遷し、さらに現在（STAGE 4）では北西部に熱水の上昇域が示唆され、上部では南東側に傾き中央部で下降域になっているような熱水対流系に変遷することが読み取れる。

地化学的な状態変化については、過去の状態は鉱物脈中の流体包有物の氷点降下温度等から塩分濃度を、流体包有物の破碎試験から半定量的な CO<sub>2</sub> 濃度を、熱水変質鉱物の種類から定性的に pH を把握し、現在の状態は噴出熱水の地化学分析等によって把握した。それらの結果から、既に述べたように、塩分濃度（STAGE 2 以降）および CO<sub>2</sub> 濃度（STAGE 3 以降）は時間の推移とともに濃度低下の傾向にあること、pH（STAGE 3 以降）は中性の状態から中性~弱アルカリ性の状態に変化していることが確認できる。

評価モデル（図 4.1-2）の構築においては、前述の葛根田地熱地域における降雨等による地表からの涵養域を想定した範囲（葛根田川の周囲の稜線で囲まれた北西-南東方向に約 14 km、北東-南西方向に約 8 km の範囲、鉛直方向は標高 4 km 程度まで）を対象とし、概念モデルと同様に葛根田川に沿う北西-南東方向の鉛直断面を基本断面の方向とした。地質区分や貯留層区分については仙岩地熱地域地質図編集グループ（1985）、加藤・佐藤（1995）、NEDO（1999a, b）等の情報を参照するとともに、各地質区分や貯留層区分に対応した透水性等の物性値については NEDO（1993, 1998, 1999a）等のデータを参照し、コンパイルした。構築した評価モデルの地質構成（岩相）については、番号 1「浅部貯留層」は滝ノ上温泉層、国見峠層上部、国見峠層中部および国見峠層下部の一部等（頁岩、変質安山岩、デイサイト質凝灰岩等）、番号 2「深部貯留層」は国見峠層下部の一部、古期貫入岩類、先古第三系および葛根田花崗岩の縁辺部（安山岩質凝灰角礫岩、安山岩、砂質粘板岩、砂岩、花崗閃緑岩等）、番号 3「深部貯留層（高透水性）」は番号 2「深部貯留層」と同様の地質構成（岩相）、番号 4「熱伝導域」は葛根田花崗岩の内部（トータル岩）、番号 5「貫入岩（デイサイト）」は鳥越ノ滝デイサイト（デイサイト質の貫入岩）、番号 6「凝灰岩類」は玉川溶結凝灰岩類（デイサイト質凝灰岩、安山岩質溶結凝灰岩）、番号 7 は「山津田層」（デイサイト~安山岩質の火山碎屑岩、砂岩、泥岩等）、番号 8「浅部貯留層周辺層」は番号 1「浅部貯留層」と同様の地質構成（岩相）、番



号9「深部貯留層周辺層」は番号2「深部貯留層」と同様の地質構成（岩相）からなる。透水性については、坑井試験結果や圧力干渉試験結果を踏まえて NEDO（1999a）により貯留層や周辺地層ごとに設定された浸透率の値を参考として、代表値が幅で示されている場合には透水性のコントラストを反映する観点から、透水性の高い（浸透率のオーダーが大きい）値を代表値として採用した。その他の各種物性値については、NEDO（1999a）では貯留層や周辺地層を構成する地層（あるいは岩相）1つに対し1～数個の岩石について試験を行っており、統計的にデータを扱うためにはサンプル数が少ないこと、NEDO（1993）では、貯留層や周辺地層を構成する地層（あるいは岩相）1つに対し多くの試験を実施しているものの最大値・最小値・平均値として測定値が提示されており、統計的にデータを扱うには難点があること等の理由から、前記の地質構成に応じてデータを勘案し、NEDO（1999a）に基づく場合は算術平均を代表値とし、NEDO（1993）に基づく場合は提示されている平均値を代表値として採用した（表 4.1-1）。

表 4.1-1 火山性熱水の評価モデルに係る物性値の設定

番号	1	2	3	4	5	6	7	8	9
地質構成	浅部貯留層	深部貯留層	深部貯留層 (高透水性)	熱伝導域 (花崗岩内部)	貫入岩 (デイサイト)	凝灰岩類	山津田層	浅部貯留層 周辺層	深部貯留層 周辺層
浸透率(水平) [m <sup>2</sup> ]	1E-12	5E-16	5E-16	1E-16	1E-15	1E-15	1E-15	1E-15	1E-17
浸透率(鉛直) [m <sup>2</sup> ]	1E-13	1E-16	1E-15	1E-16	1E-15	1E-17	1E-17	1E-17	1E-17
密度 [g/cm <sup>3</sup> ]	2.2*	2.8	2.8	2.7	2.5*	2.0*	2.2*	2.2*	2.8
有効間隙率 [%]	2.1	1.3	1.3	1.5	6.3*	18.6*	15.2*	2.1	1.3
熱伝導率 [W/m·K]	3.6	2.1	2.1	2.0	2.0*	1.2*	1.7*	3.6	2.1

\*は NEDO（1993）に基づき、その他のデータは NEDO（1998, 1999a）に基づき設定

構築した評価モデルに対して、数値解析に向けた初期条件として、花崗岩岩体の初期温度については、岩体内の石英中のメルト包有物の測定温度 710～750 °C（笹田・佐々木, 2004）から最大値である 750 °Cを、花崗岩岩体以外の周辺岩盤の初期温度は、産総研（2004）「地温勾配及び地殻熱流量データベース」による葛根田川流域の地熱井から得られた地温勾配（9.5～27.9 °C/100 m）と、江原ほか（2001）による地殻熱流量と放射発熱量を考慮した地下温度構造を参照し、地熱系が発達する前の地温勾配を想定した江原ほか（2001）から 6 °C/100 m として設定した。地熱流体の水質形成（水質変化）については、前述の花崗岩体内の高塩濃度流体の天水による希釈を考慮し、起源水の水組成として Kasai et al.（1998）による塩分濃度を 55 wt%（NaCl）（水素・酸素同位体比:  $\delta D = -33$  ‰,  $\delta^{18}O = -1$  ‰）と定め、天水の初期温度は 20 °C, 天水の水組成として Kasai et al.（1998）による河川水を想定し、塩分濃度は Cl 濃度 2.3 mg/kg から換算した 0.00038 wt%（NaCl）、ただし起源水の水組成と比較して 5 桁のオーダーで小さいことからほぼ 0 wt% に近似すること（水素・酸素安定同位体比は  $\delta D = -65.4$  ‰,  $\delta^{18}O = -10.9$  ‰）とした。

モデル構築に係る不確実性については、花崗岩マグマの貫入時期について、蟹澤ほか（1994）による角閃石、黒雲母等の K-Ar 年代や周囲の地層との関係から 1～0.7 Ma としている一方で、伊藤（2016）によりジルコンの U-Pb 年代法に基づく約 0.1 Ma という非常に新しい年代が得られていることから、地下深部からの花崗岩マグマの供給については、1～0.7 Ma 頃の 1 回の供給だけでなく、0.1 Ma 頃までの間で断続的にマグマの供給があった可能性が考えられる。したがって、数値解析に

において、例えば 1 Ma 頃の貫入時に初期温度を与えその後は単純に冷却される場合と、貫入後に岩体内部の温度が一定程度保持される場合の違いを不確実性要因として考慮しておく必要がある。一方、前述のとおり、村松 (1987) 等による鉱物脈中の流体包有物の分析や年代測定に基づく削剥量の推定では、0.2 Ma 頃の主要脈鉱物が生成した時期以降現在に至るまでに少なくとも 900 m 削剥されていると推定されている。熱源より上位の地層が削剥されることにより、削剥がない場合よりも熱源の冷却が急速に進むことが想定でき、それによる熱水対流の発達・衰退の時間スケール (発達速度や衰退速度) に対して影響を及ぼすことが考えられる。本検討における透水性については、当地域の既存情報 (NEDO, 1999a, b 等) において坑井試験や圧力干渉試験に係る元データすべてに立ち返ることができず、NEDO (1999a) による浅部貯留層や深部貯留層ごとにコンパイルされた透水性に係る設定値の実績 (浸透率のオーダー) を基に浸透率を設定している。透水性に係るパラメータ (浸透率等) は一定の幅をもって実測され、そのことを考慮して設定されていることから、最大値もしくは最小値のどちらかを設定値 (代表値) として採用した場合の任意性そのものが不確実性要因となる可能性がある。このような不確実性は透水性だけでなく、各種物性値についてもデータ数が少ないなどの理由から統計処理できない場合にもあてはまるものと考えられる。なお、葛根田地熱系の貯留層では、地質学的な情報に基づく想定として、広域応力場での断裂が逐次形成されるものの同時に熱水活動が起こり、熱水性鉱物の充填と断裂の再破碎が繰り返されることにより透水性が大局的に維持されていることが考えられ、透水性の時間変化については考慮していない。

#### 4.1.2 数値解析のための条件設定

数値解析の入力モデルについては、4.1.1 項の評価モデル (図 4.1-2) を参照して離散化をはかるとともに、必要に応じて形状などを簡略化した。数値解析で使用する入力パラメータは表 4.1-1 の物性値を参照して設定した。花崗岩体の初期温度、花崗岩体貫入以前の地温勾配、起源水や天水の水質の初期設定等の解析の初期条件については、4.1.1 項 (2) における数値解析に向けた初期条件の検討結果を参照した。解析の初期条件に関して、花崗岩体の初期温度は 750 °C を基本とするものの、高温域 (>374 °C) を取り扱うこととなり、その場合、TOUGH2 の通常の状態方程式モジュールの適応温度範囲を超えており、臨界点付近における流体物性の急激な変化に係る収束安定性の確保とともに、複雑な入力モデルへの安定的な対応が課題となる。このため、超臨界域まで対応できるよう開発された改良版の TOUGH2 (EOS11, Kissling, 2004) を使用して熱・水連成解析を実施することにより、熱水流動の時間変化を大局的に把握することとした (以下、「750 °C 解析」と称する)。750 °C 解析では、TOUGH2 の通常の状態方程式モジュールの適応温度範囲を超えており、塩の溶解度や密度などの塩水の物性値を連成することはできない。このため、熱水対流形成後の長期的な熱・水理・地化学的な状態変化を把握することを主目的として、熱源温度を水の臨界点を超えない 350 °C に設定し、EWASG モジュール (Pruess et al., 2012) を使用することにより、密度、比エンタルピー等の塩水の物性や溶解度の変化等を考慮した連成解析を実施することとした (以下、「350 °C 解析」と称する)。

地表温度は 20 °C で一定、花崗岩貫入以前の温度構造については地温勾配を 6 °C/100 m として考慮することとした。750 °C 解析および 350 °C 解析について、それぞれの初期条件や解析領域の境界条件を表 4.1-2 に示す。なお、起源水の塩分濃度に関しては、750 °C 程度の熱水中の塩分濃度として 55 wt% (NaCl) は溶解できるものの、350 °C まで温度が低下すると飽和溶解度も低下することを考慮し (Potter et al., 1977)、350 °C 解析においては 36 wt% (NaCl) を塩分濃度の初期条件として採

用した。この塩分濃度については、起原水の塩分濃度を検討した Kasai et al. (1998) による深部調査井坑底付近の花崗岩中から採取された熱水の Cl 濃度 (19 wt% :  $19 \times 1.65 \div 31$  wt% (NaCl)) や、村松・小松 (1996) による浅部貯留層位置で採取された石英片中の流体包有物の塩分濃度 (31~35 wt% (NaCl)) の実測値と同程度のものであり、図 4.1-1 に示した概念モデルの STAGE2 において花崗岩体から放出された高塩濃度流体の塩分濃度に匹敵するものと位置づけられる。

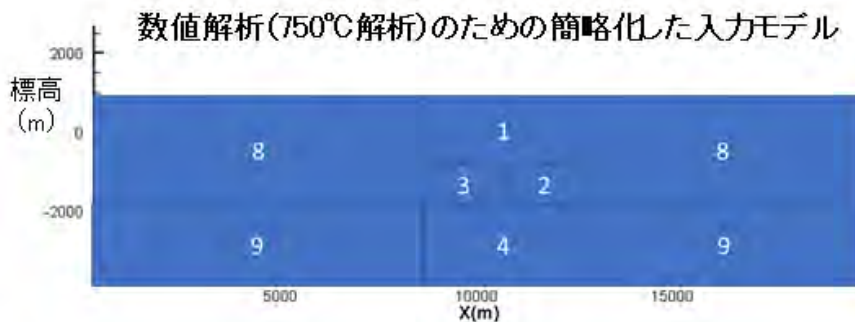
表 4.1-2 火山性熱水の解析条件 (境界条件・初期条件) の設定

	境界条件/初期設定			
	大気部	底部	左側部	右側部
火山性熱水 (葛根田) 熱源750°C 底部のみ温度維持	開放	閉鎖	閉鎖	閉鎖
	温度: 20°C一定	花崗岩内部の温度: 750°C(底部は一定) それ以外の温度: 表層 温度より6°C/100m		
	圧力: 1.013E5 Pa一定	圧力: 表層(大気圧) より静水圧力勾配 (底部で50MPa一定)		
火山性熱水 (葛根田) 熱源350°C 自然冷却	開放 <sup>※1</sup>	開放 <sup>※2</sup>	閉鎖	閉鎖
	温度: 20°C一定	花崗岩内部の温度: 350°C(花崗岩最下位 は地温勾配から算定し た平均温度296°C一定) それ以外の温度: 表層 温度より6°C/100m		
	圧力: 1.013E5 Pa一定	圧力: 表層(大気圧) より静水圧力勾配		
火山性熱水 (葛根田) 熱源350°C 底部のみ温度維持	開放 <sup>※1</sup>	開放 <sup>※2</sup>	閉鎖	閉鎖
	温度: 20°C一定	花崗岩内部の温度: 350°C(花崗岩底部を 350°C一定) それ以外の温度: 表層 温度より6°C/100m		
	圧力: 1.013E5 Pa一定	圧力: 表層(大気圧) より静水圧力勾配		

※1 表層よりも上の要素(大気の部分)に大きなボリュームと比熱を与えることによって一定圧力温度条件を設定

※2 最下位の要素に大きなボリュームと比熱を与えることによって一定圧力温度条件を設定

750 °C解析においては、解析における安定性の観点から、評価モデルにおける地質区分と境界形状を図 4.1-3 のように簡略化し概念的なモデルとしたうえで解析モデルを作成した。750 °C解析に用いた解析モデルでは、鉛直方向のセルサイズを 200 m としセル数は 24 に分割した。水平方向については熱源を想定した中心部においてセルサイズ 200 m を基本としセル数は 20 に分割し、さらに中心部からみて左右両側の周辺部において、中心側から外側に向かって徐々にセルサイズを粗くしていくように分割した(セルサイズは 308 m~最大 1,590 m)。350 °C解析に用いた解析モデルでは、水平方向・鉛直方向ともにセルサイズを 100 m とし、水平方向のセル数は 150、鉛直方向のセル数は 60 に分割した。



番号	1	2	3	4	8	9
地質構成	浅部貯留層	深部貯留層	深部貯留層 (高透水性)	熱伝導域 (花崗岩内部)	浅部貯留層 周辺層	深部貯留層 周辺層
浸透率(水平) [m <sup>2</sup> ]	1E-12	5E-16	5E-16	1E-16	1E-15	1E-17
浸透率(鉛直) [m <sup>2</sup> ]	1E-13	1E-16	1E-15	1E-16	1E-17	1E-17
密度 [g/cm <sup>3</sup> ]	2.2	2.8	2.8	2.7	2.2	2.8
有効間隙率 [%]	2.1	1.3	1.3	1.5	2.1	1.3
熱伝導率 [W/m·K]	3.6	2.1	2.1	2.0	3.6	2.1

図 4.1-3 数値解析 (750 °C解析) の入力モデルとパラメータの設定

図表中の番号は、表 4.1-1 における番号と対応

表層と大気部の境界は、大気側のボリュームと比熱を大きくとることで大気温・大気圧を一定に保つように設定し、降雨浸透については、雨水の大半は河川や低部を伝って移動することを前提として、表層へ天水を積極的に浸透させるような境界条件は与えていない。底部境界については、350 °C解析において、下方からの熱供給はなく花崗岩周囲の地温勾配（花崗岩最下部は地温勾配から算定した平均温度 296 °Cで一定）にさらされることで冷却されていく（ただし、花崗岩最下部のボリュームと比熱を大きく与えることによってその深度での地温、静水圧力を一定に保つ）ように設定した自然冷却ケース、および下方からの熱供給を想定して花崗岩最下部のボリュームと比熱を大きく与えることによって温度を 350 °C、圧力をその深度での静水圧力を一定に保つように設定した熱源温度一定ケースについて検討を行った。なお、750 °C解析における解析モデルの底部の境界条件は、計算の安定性の観点から閉鎖系として設定しており、上記の 350 °C解析の境界条件とは異なっている。モデル側面（地層部）については、温度分布や地化学成分の影響範囲を想定し、それより離してモデル化することとし、温度は地温勾配、圧力は静水圧勾配に沿って初期設定を行った。

#### 4.1.3 解析結果

##### (1) 750 °C解析

750 °C解析の結果を、図 4.1-4～4.1-6 に示す。750 °C解析にあたり、数十万年オーダーでの解析を試行したところ、計算開始（熱源貫入）から 40 万年後まで計算が進行したものの、10 万年後以降 40 万年後までの流体移流に係る計算結果から、質量保存則や内部エネルギー保存則において相平

衡状態に達せず計算誤差が蓄積されている兆候が見られた。このことから、数値解析の結果としては、品質上計算開始から10万年後までを示すこととした。

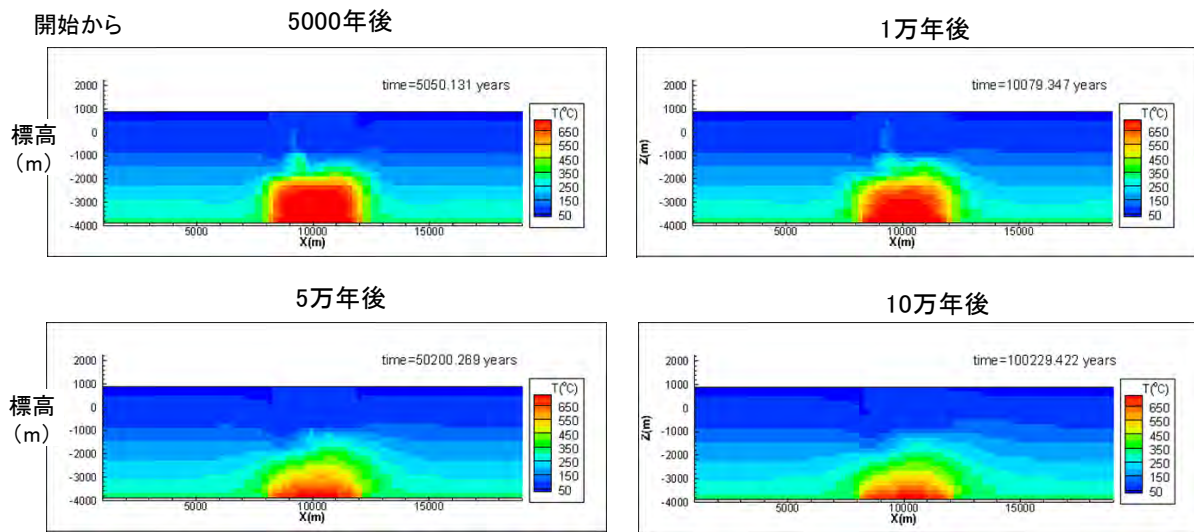


図 4.1-4 火山性熱水に係る数値解析結果 (750 °C解析, 温度分布)

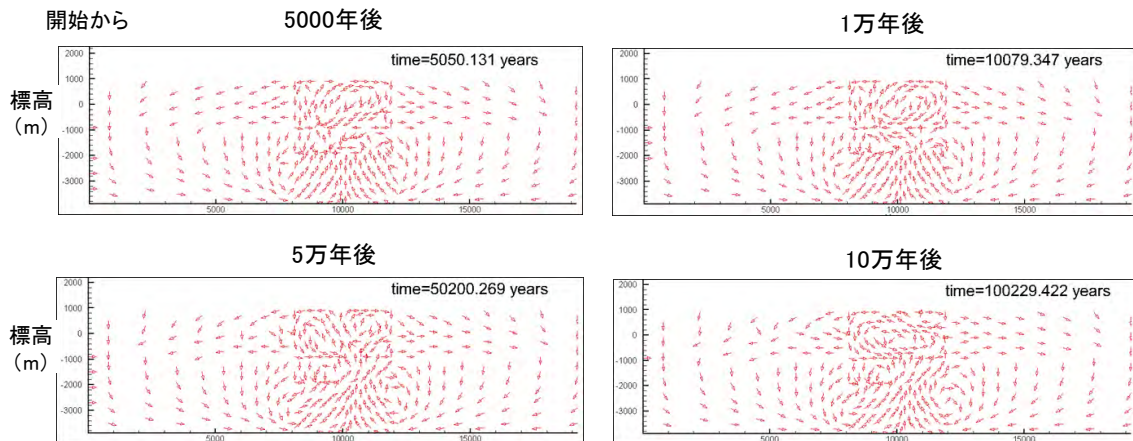


図 4.1-5 火山性熱水に係る数値解析結果 (750 °C解析, 流動ベクトル・流向)

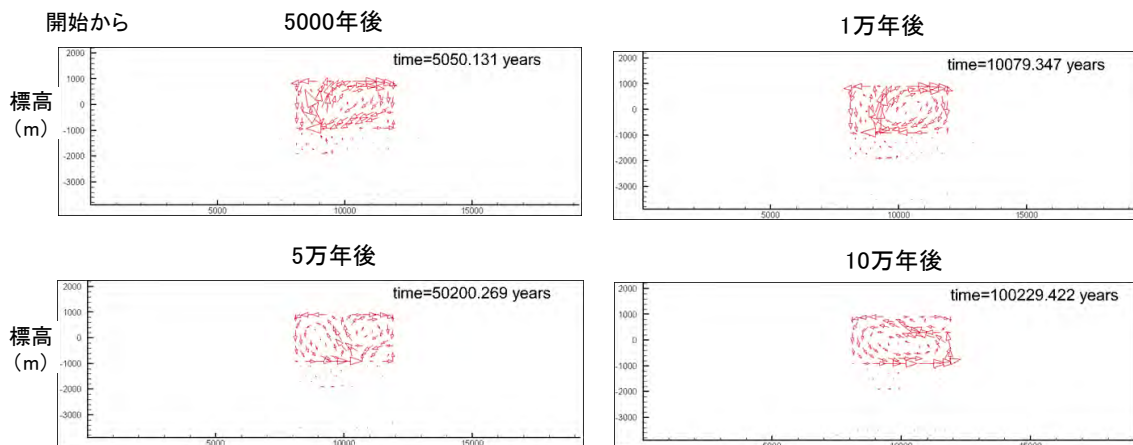


図 4.1-6 火山性熱水に係る数値解析結果 (750 °C解析, 流動ベクトル・流量)

温度分布の変化に関しては(図 4.1-4), 熱伝導域である花崗岩内部(番号 4)は, 初期温度として 750 °Cを与えたものの, 番号 4(花崗岩内部)のブロックの縁辺部から自然に冷却されていく様子が見られる。熱源上部に隣接する部分(現在の貯留層のうち深部貯留層を想定した部分)を見ると, 5,000 年後では 450 °C程度, 1 万年後で 400 °C程度, 5 万年後で 350 °C程度, 10 万年後で 300 °C程度のように温度が低下していることが読み取れる。このことから, 熱源に隣接する部分では, 熱変成作用に相当する 400~450 °C程度までの温度上昇が少なくとも貫入後 1 万年程度までに生じていることが示唆される。熱源内部の温度分布から, 初期温度を 750 °Cとしても, モデル化領域の地温勾配に打ち勝って花崗岩内部の温度を 400~500 °C程度に保持するためには, 10 万年程度までの時間スケールであっても地下からの熱の供給がある程度必要であることが示唆される。

熱水流動の変化(熱水対流の形成)に関しては(図 4.1-5, 4.1-6), 天水の浸透域と熱伝導域の花崗岩との位置関係が支配的であり, 浸透率等の不均質性を簡略化しても(図 4.1-3), 貫入後 5,000 ~1 万年程度で後述する 350 °C解析と概ね同様に熱水対流を形成することがわかる。流動ベクトルの流向から, 大きく 2 種類の熱水対流系, すなわち 1 つは花崗岩体の上部の主として浅部貯留層内で生じている大きな時計回りないしは反時計回りに時間変化する熱水対流, もう 1 つは熱源および熱水貯留層の範囲の外側背後にみられる熱水対流(花崗岩内部から上昇流によって浅部貯留層上部まで上昇し, 左右両側方向へ広がった後に温度低下に伴う下降流によって再び花崗岩へ戻る)が認められる。前者は, 流動ベクトルの流量からも後者に比較して大きい流量で生じている(前者で最も大きな流量は 0.1 kg/sec 程度, 後者の流量は 0.001 kg/sec 程度であり 2 オーダー程度の違いを有する)。このことから, 熱源上方の浅部貯留層では, 貫入後 5,000~1 万年程度の時間スケールで現在の熱水対流に近い流動方向を示す熱水対流系が形成され, その後流動方向に変化が見られるものの主要な熱水対流系の範囲は周辺よりも透水性の高いゾーンに対応し, 想定よりも低温でありながら少なくとも 10 万年後まで維持される可能性が示唆される。

なお, 解析モデル底部の境界条件は計算の安定性の観点から 350 °C解析とは異なる閉鎖系として設定しているため, モデル全体の冷却の度合いとモデル側面での下降流の影響が 350 °C解析よりも大きい結果となっていることが考えられる。

## (2) 350 °C解析

前述の 750 °C解析では, 計算開始後 10 万年までの期間について温度分布および熱水流動の変化についての数値解析を行った。この結果を踏まえ, 熱水対流形成後のより長期的な(計算開始後 10 万年以降)熱・水理・地化学的な状態変化を把握するため, 温度や塩分濃度に依存する塩水の物性値の変化を考慮した数値解析(350 °C解析)を行った。熱源の初期温度を 350 °Cに設定し, 熱源が自然冷却した場合の数値解析の結果を図 4.1-7~4.1-10 に, 熱源の温度(花崗岩の底部)が一定に保持された場合の数値解析の結果を図 4.1-11~4.1-14 に示す。350 °C解析においては, 温度分布・熱水流動・塩分濃度について 100 万年後までの数値解析結果が得られた。

温度分布の変化に関しては, 地下からの熱供給を想定しない自然冷却ケース(図 4.1-7)では熱源の冷却が非常に速く, 初期温度が 350 °Cであるという制約があるとしても 1 万年後には熱源全体が 300 °Cを多少超える程度となり, それ以降地温勾配に基づく温度分布と同程度となっている。熱供給を想定した温度一定ケース(図 4.1-11)でも熱源の縁辺部からの冷却が見られ, 1 万年後までは熱源中心部の温度が保持されているが, それ以降は熱供給されている熱源底部の温度のみが保持さ



れている結果となっている。このことから、数十万～100 万年程度の時間スケールで熱源内部を高温状態に保持するためには、750 °C解析の場合と同様に、地下からの熱供給がある程度必要であることが示唆される。

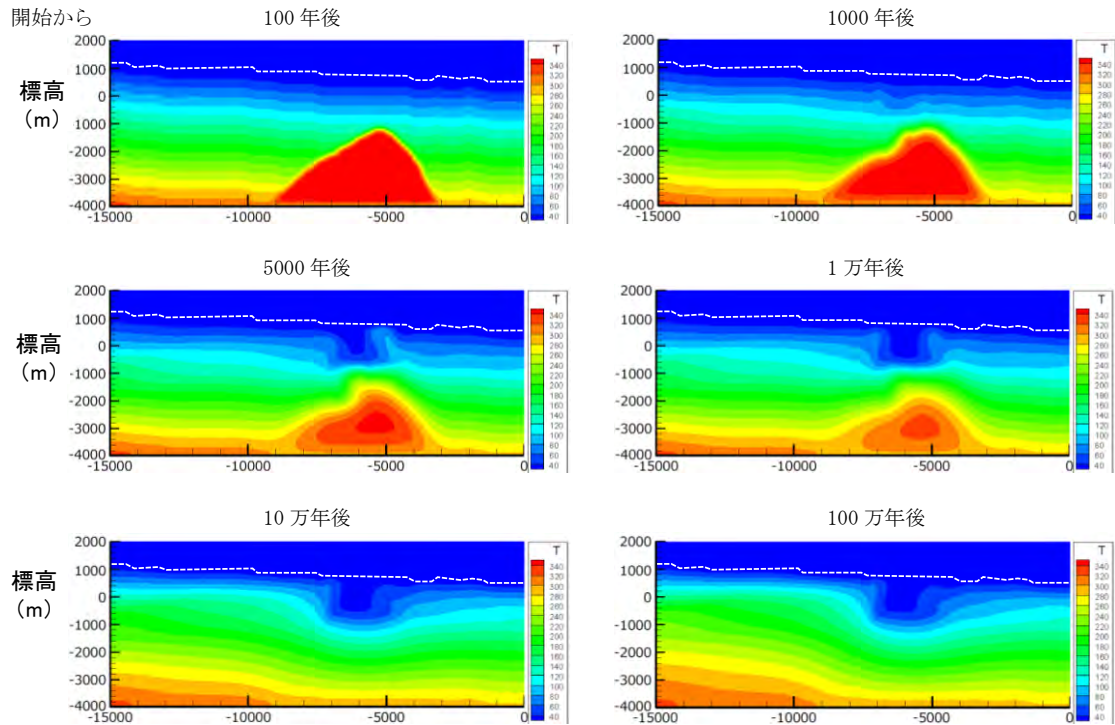


図 4.1-7 火山性熱水に係る数値解析結果 (350 °C解析, 自然冷却ケース, 温度分布)  
凡例の単位は[°C]

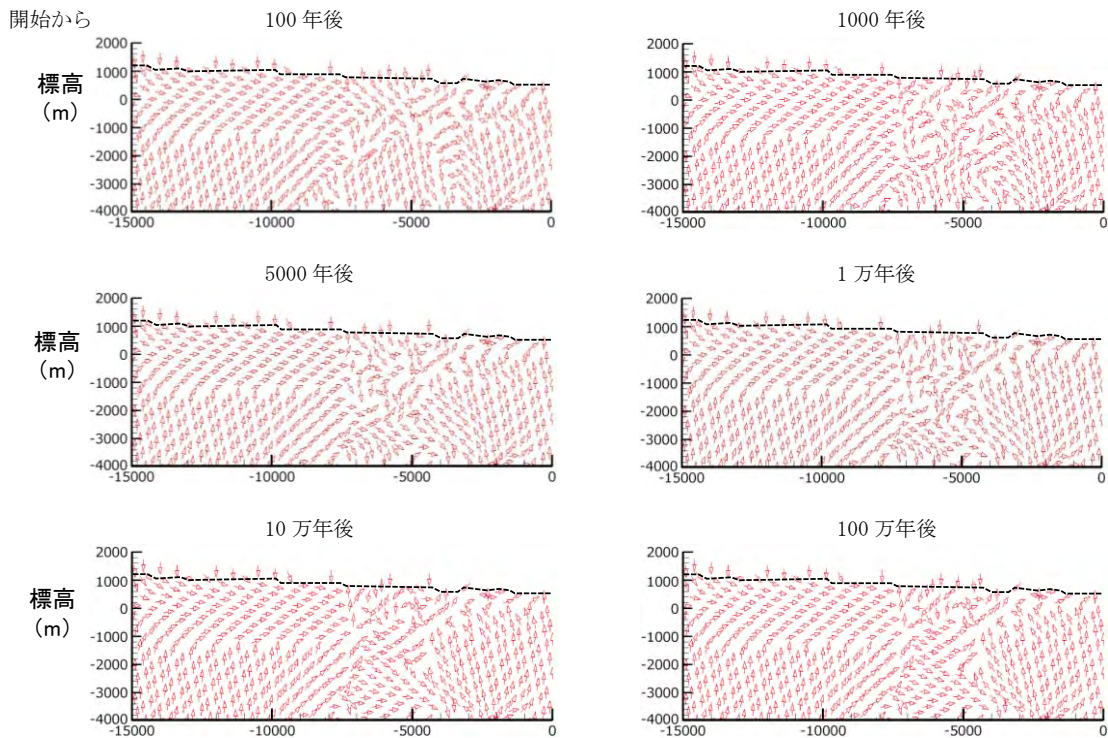


図 4.1-8 火山性熱水に係る数値解析結果 (350 °C解析, 自然冷却ケース, 流動ベクトル・流向)

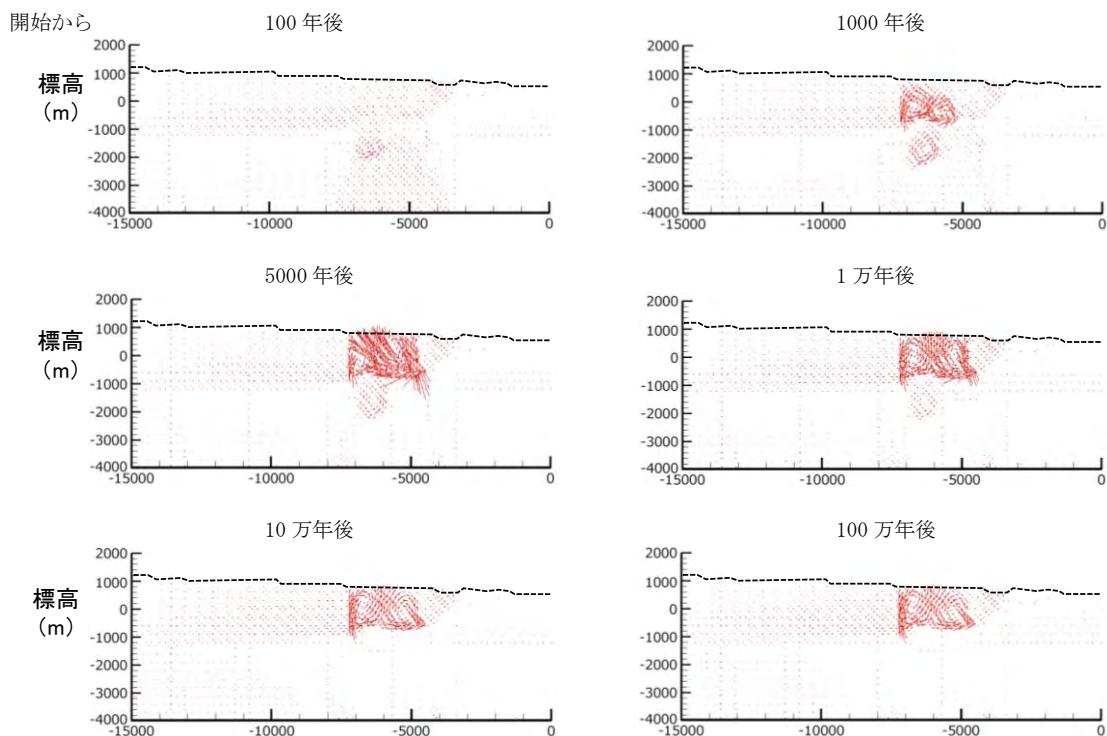


図 4.1-9 火山性熱水に係る数値解析結果 (350 °C解析, 自然冷却ケース, 流動ベクトル・流量)

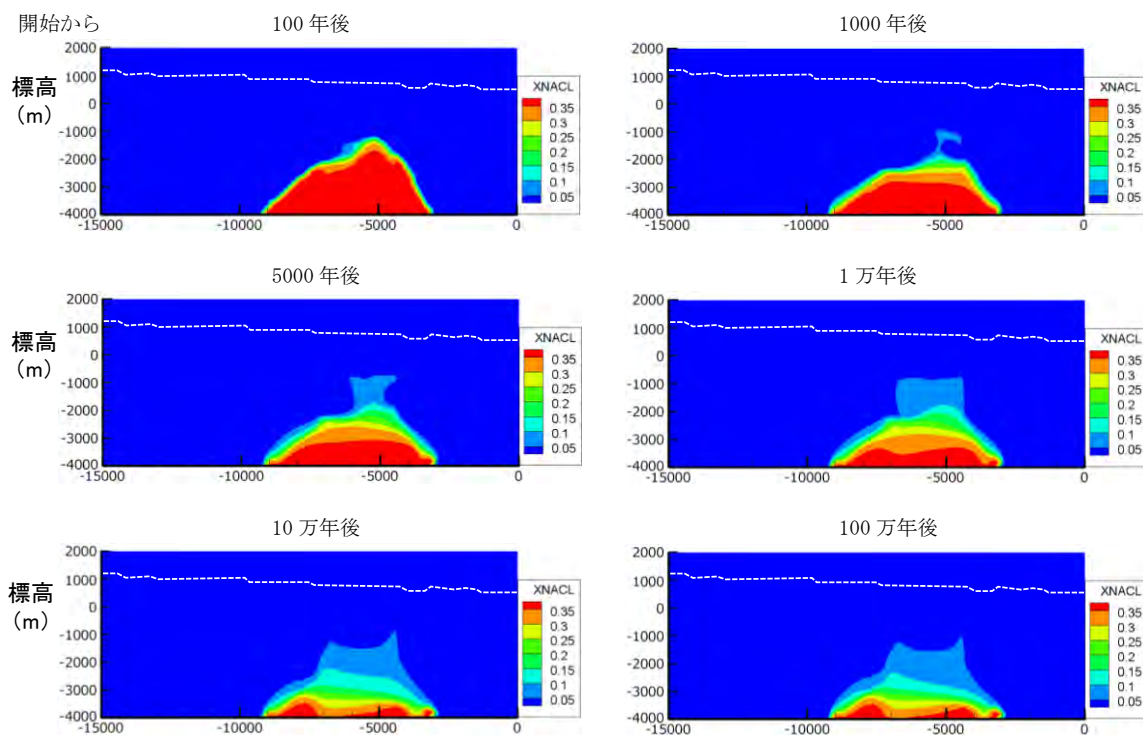


図 4.1-10 火山性熱水に係る数値解析結果 (350 °C解析, 自然冷却ケース, 塩分濃度分布)  
凡例の単位は[kg/kg] (NaCl 濃度)



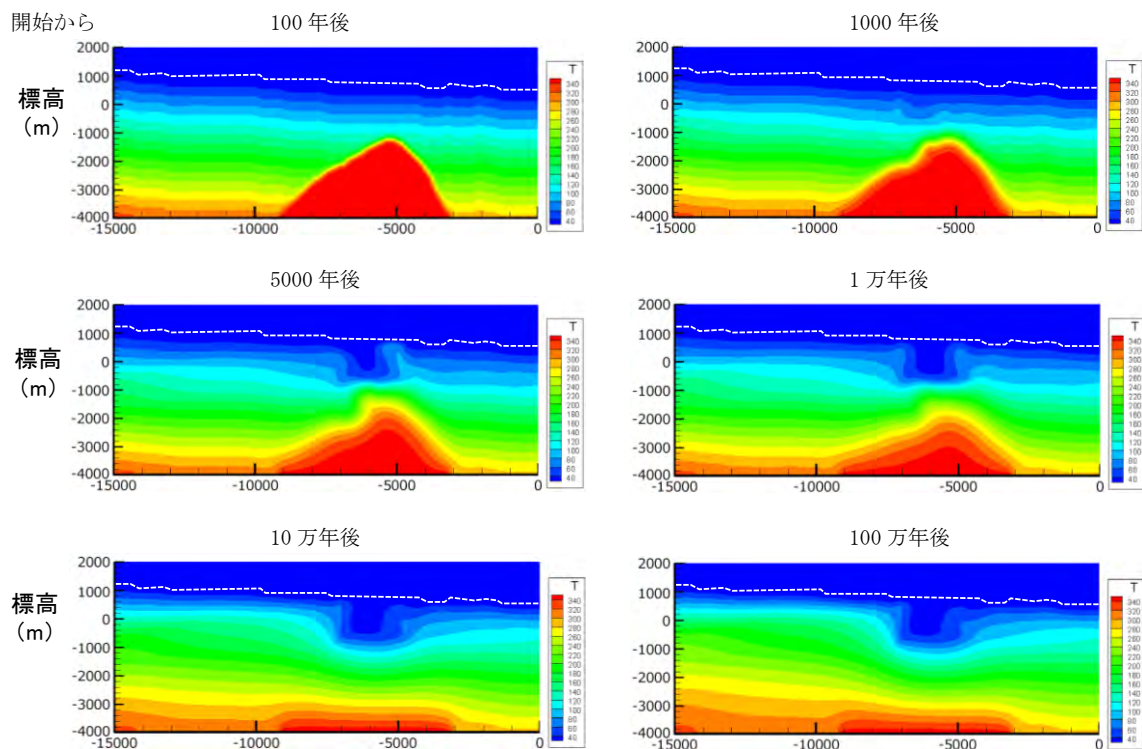


図 4.1-11 火山性熱水に係る数値解析結果 (350 °C解析, 温度一定ケース, 温度分布)  
凡例の単位は[°C]

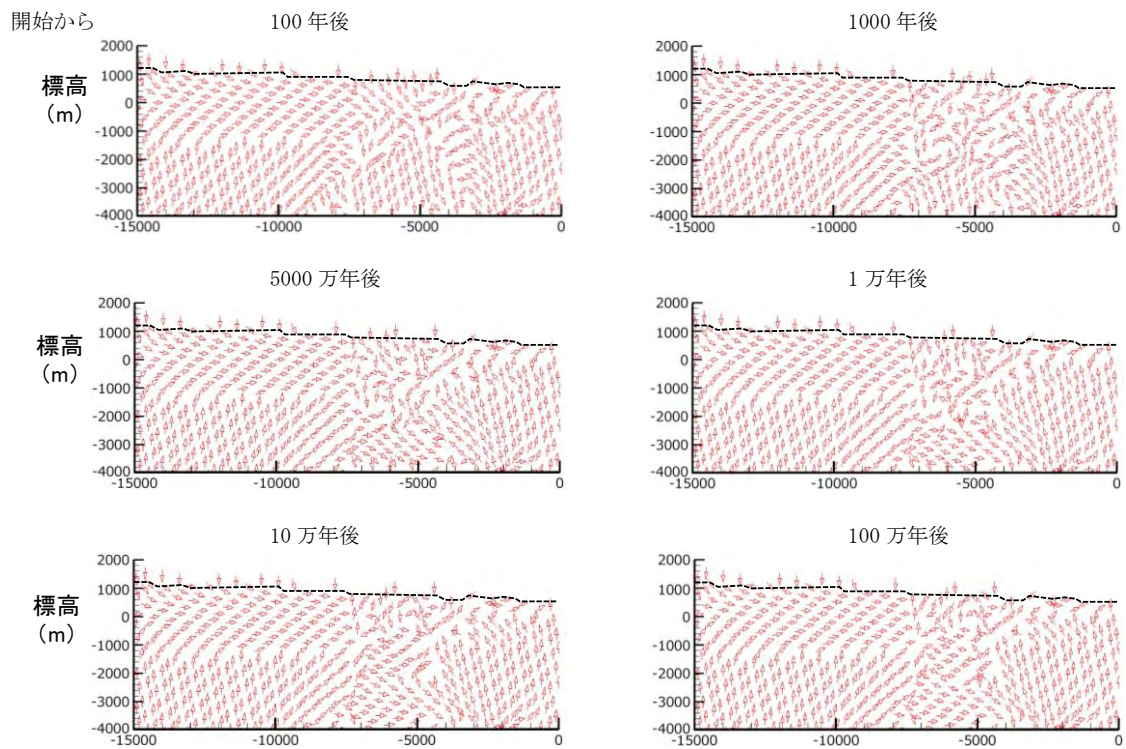


図 4.1-12 火山性熱水に係る数値解析結果 (350 °C解析, 温度一定ケース, 流動ベクトル・流向)

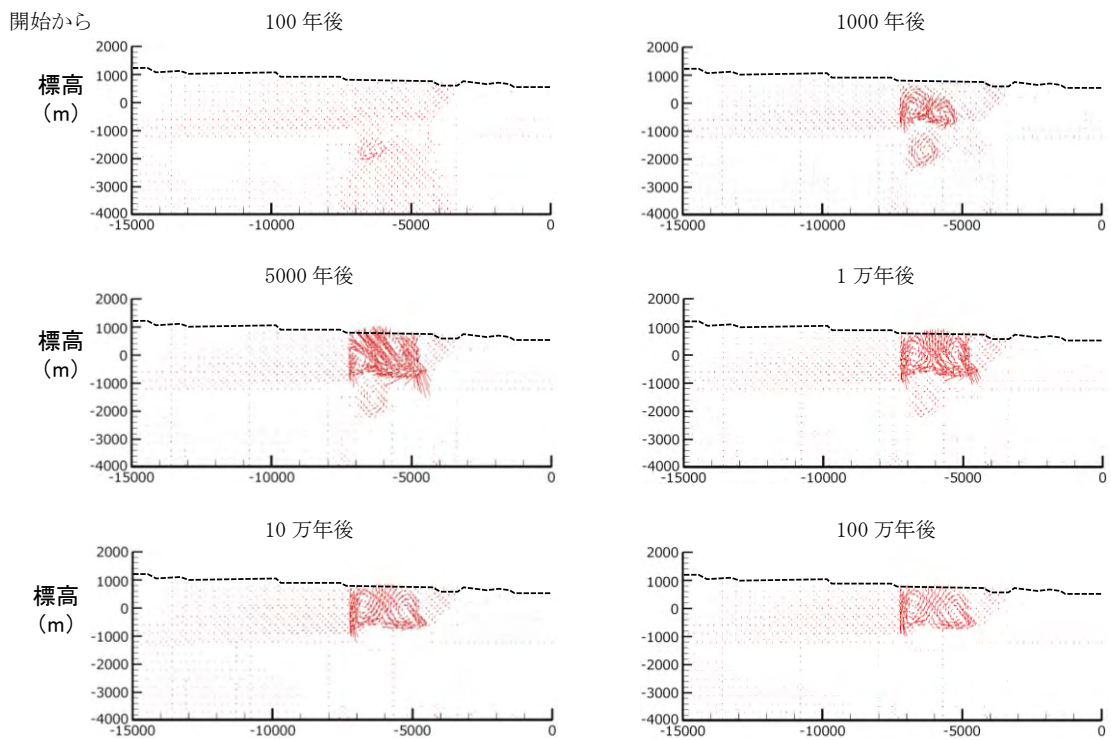


図 4.1-13 火山性熱水に係る数値解析結果 (350 °C解析, 温度一定ケース, 流動ベクトル・流量)

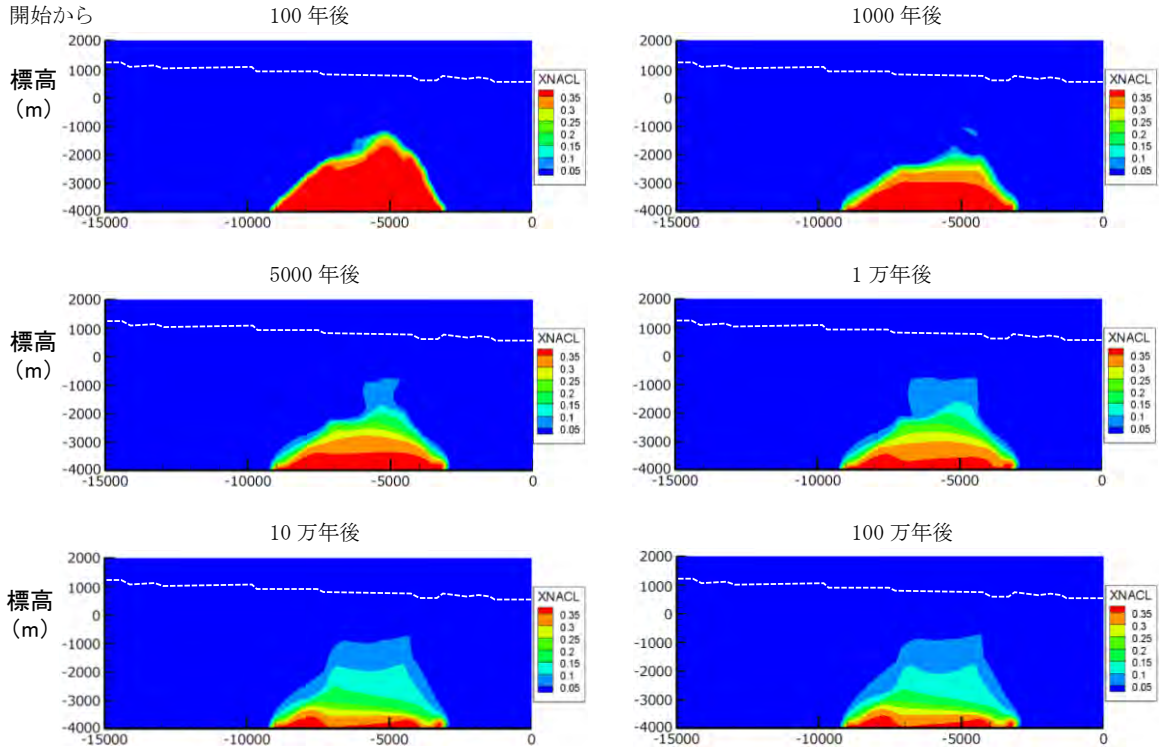


図 4.1-14 火山性熱水に係る数値解析結果 (350 °C解析, 温度一定ケース, 塩分濃度分布)  
凡例の単位は[kg/kg] (NaCl 濃度)

熱水流動の変化（熱水対流の形成）に関しては（図 4.1-8, 4.1-9, 4.1-12, 4.1-13）、主要な熱水対流が1,000年後から、750 °C解析と同様に花崗岩体の上部の浅部貯留層内で形成されはじめており、さらに深部貯留層内の上流側（北西側）にも微弱な反時計回りの熱水対流が見られる。350 °C解析では、750 °C解析と比較してより詳細な地質分布や透水性分布を反映した入力モデルを使用していることから、浅部貯留層に隣接している高透水性の深部貯留層や貫入岩・火山岩の分布境界で相対的に流量の大きい上昇流を生じることによって、熱水対流をより複雑なものにしていると考えられる。流動ベクトルの流量図から、浅部貯留層内で形成されている主要な熱水対流については、その範囲は周辺よりも透水性の高いゾーンに対応し、1 万年後以降 100 万年後まで概ね同様の傾向が継続していると考えられる（自然冷却ケースおよび温度一定ケースともに同様の傾向を示す）。

塩分濃度の分布推移に関しては（図 4.1-10, 4.1-14）、100 年後には花崗岩体の全体に高塩濃度が維持されているものの、1,000 年後以降には花崗岩体の内部でも希釈が見られ、1 万年後以降はさらに希釈が進んで、モデル化された花崗岩体の底部付近のみ高塩濃度が維持されている。また、花崗岩体の上方の深部貯留層には、1,000 年後以降に初期塩分濃度から 1 オーダー程度の低濃度に希釈された浸みだしが見られはじめ、1 万年後以降は周辺よりも透水性の高い深部貯留層の範囲全体に広がっている。浅部貯留層では塩分濃度は上昇せずに天水が卓越する状況が継続しているものと考えられる（自然冷却ケースおよび温度一定ケースともに同様の傾向を示す）。

### (3) 解析結果のまとめ

750 °C解析においては、モデルの簡略化や計算期間が約 10 万年という制約があったものの、温度の時間変化から熱源（貫入岩体）に隣接する部分において熱変成作用に相当する温度まで温度上昇が少なくとも貫入後 1 万年程度までに見られることが確認され、また、熱源内部の温度を一定程度高温に保持するためには、地下からの熱の供給が必要であることが示唆された。熱水流動の時間変化からは、浅部貯留層に相当する部分において、想定より低温であるものの貫入後 5,000~1 万年程度で現在の熱水対流に近い流動方向を示す熱水対流系が形成され、その後透水性の高いゾーンに対流系が維持される可能性があることが示唆された。

350 °C解析においては、熱源の初期温度が 350 °Cと低温であるという制約があったものの、100 万年程度まで計算期間が確保できており、温度の時間変化から熱源内部の温度を一定程度高温に保持するためには、750 °C解析と同様に地下からの熱の供給が必要であることが示唆された。熱水流動の時間変化からは、変化の時間間隔が短いものの、貫入後 1,000 年程度から熱水対流系が形成されはじめ、1 万年後以降 100 万年後まで透水性の高いゾーンに対流系が維持されるという一連の熱水対流系の発達過程を把握できたものと考えられる。また、塩分濃度分布の時間変化については、熱水流動と同様に変化の時間間隔が短いものの、1,000 年後以降に比較的塩分濃度の高い熱水が深部貯留層を主体として広がり、浅部貯留層では天水が卓越する状況が維持されるという過程が把握できたものと考えられる。

このように、750 °C解析では熱源貫入後 10 万年程度までの温度と熱水流動の時間変化（熱水対流系の形成・維持）について検討を行うことができ、350 °C解析では初期温度が低温であるものの、熱水対流形成以降 100 万年程度までの温度と熱水流動、および塩分濃度の時間変化について検討を行うことにより、750 °C解析で得られた結果を補足する検討を行うことができたと考えられる。以上のことから、火山性熱水に係る葛根田地熱地域の事例で示されたように、数値解析において 750 °C程度の高温の熱源を想定する場合、水の超臨界状態に対応した解析が必要となるため、簡略

化したモデルを用いて温度や熱水流動の時間変化を大局的に把握することとしたが、水の臨界点以下での詳細なモデルを用いて熱水流動や塩分濃度等の時間変化を併せて把握することが有用と考えられる。その結果として、熱水対流系の形成発達に関して、想定よりも時間間隔が短く（計算開始から1万年程度まで）、温度もより低温であるものの、周辺よりも高透水性の浅部・深部貯留層の範囲において形成後長期間（計算開始から100万年程度まで）維持されること、および花崗岩体由来の高塩濃度流体が天水による希釈の影響を受ける範囲は浅部・深部貯留層の範囲に長期間限定されること等は、現況の再現性を示すとともに地質学的な想定と合致する。

上記のモデル化・解析を通じた評価に係る不確実性については、貯留層や周辺地層の透水性に関して、坑井試験結果や圧力干渉試験結果を踏まえた浸透率の代表値（NEDO, 1999a）が幅で示されている場合には、透水性のコントラストを反映する観点から、透水性の高い（浸透率のオーダーが大きい）値を採用した。その他の各種物性値については、NEDO（1993, 1998, 1999a）で示された貯留層や周辺地層を構成する各地層（あるいは岩相）に対し複数個のデータがある場合は算術平均を、個々のデータではなく平均値で提示されている場合は平均値を代表値として採用した。したがって、これらの代表値の設定には不確実性が含まれるが、貯留層や周辺地層における物性値の相対的なコントラストの関係が代表値に反映されているとすれば、上記の結論は基本的に変わらないと考えられる。一方、いずれの解析結果も、設定した解析条件よりも地下からの熱供給が必要であることを示唆している。また、モデル化・解析において、地形面については熱源よりも上位の地層の削剥による地形変化（例えば、0.2 Ma以降少なくとも900 m, 村松, 1987）は考慮していない（現状の地形面と同様として設定した）。実際には、熱源よりも上位の地層が削剥を受けているとすれば、削剥による地形変化を考慮していない今回の解析では、実際よりも熱源の冷却が急速に進むことが想定され、熱水対流の発達・衰退の時間変化（発達速度や衰退速度）へ影響を及ぼした可能性が考えられる。

## 4.2 深部上昇水

### 4.2.1 概念モデル・評価モデルの構築と物性値の設定

#### (1) 情報および条件整理

有馬一高槻構造線周辺における地形と活断層、温泉・鉱泉の分布を図4.2-1に、有馬温泉・白水峡・蓬萊峡を通る地質断面図を図4.2-2に示す。第3章に示した検討方法に沿って作成した深部上昇水の移動・流入に係る概念モデルを図4.2-3, 図4.2-4に、および評価モデルを各々図4.2-5, 4.2-6に示す。図4.2-1において、断層、構造線・リニアメントは産総研の5万分の1地質図幅の「神戸」（藤田・笠間, 1983）、「大阪西北部」（藤田・笠間, 1982）、「三田」（尾崎・松浦, 1988）、「広根」（松浦ほか, 1995）から抽出して作成した。図中の四角の枠の範囲は、産総研（2016）による白水峡および蓬萊峡の調査範囲である。凡例に示されている断層の分類は上記の文献に従っているが、図幅の説明書に「第四系に変形・変位を与えている多数の大断層」の存在が記述されていることから、大部分は第四紀以降に活動した「第四紀断層」に該当するものと考えられる。なお、これらの文献において、断層の変位のセンスについては、「逆断層・衝上断層」や「横ずれ断層」等のセンスの明瞭なものを線種や色を分けて表示し、それ以外の縦ずれ成分と横ずれ成分の両方のセンスを含むものについては種分けせずに一括して「断層」（赤実線）と表示しているものと考えられる。



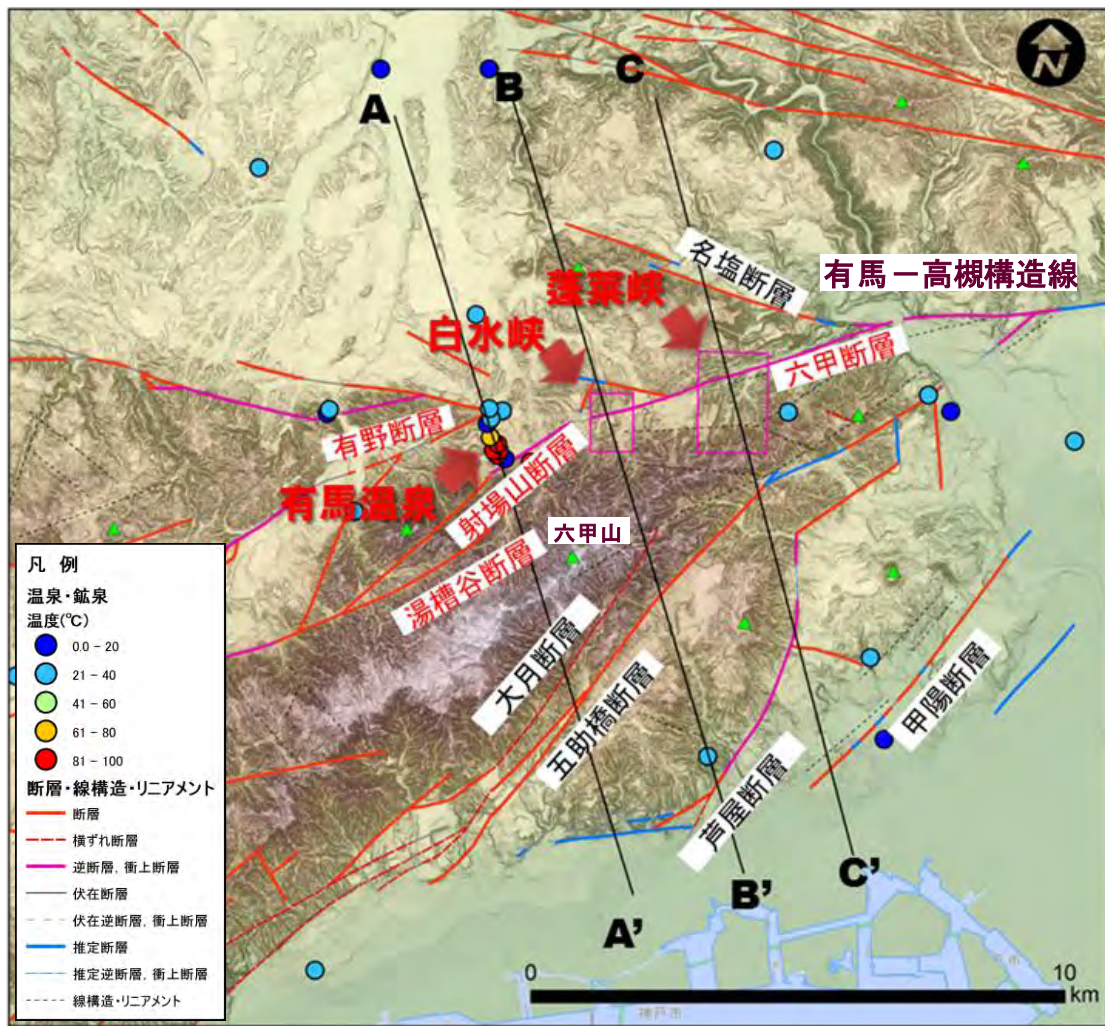


図 4.2-1 有馬一高槻構造線周辺における地形と活断層，温泉・鉱泉の分布

国土地理院発行の基盤地図情報数値標高モデル（10 m メッシュ）を基図とし，断層，構造線・リニアメントは産総研の5万分の1地質図幅「神戸」（藤田・笠間，1983），「大阪西北部」（藤田・笠間，1982），「三田」（尾崎・松浦，1988），「広根」（松浦ほか，1995）から，温泉・鉱泉は「日本温泉・鉱泉分布図及び一覽」（産総研地質調査総合センター，2005）および Kusuda et al.（2014）から抽出して作成，図中の四角の枠の範囲は産総研（2016）による白水峡および蓬莱峡の調査範囲，凡例に示されている断層の分類については本文を参照

有馬一高槻構造線周辺地域は，六甲山（標高 932 m）を最高点として，その南側と北側に東一西～北東一南東走向の数多くの活断層が分布する。南側はこれら断層によって階段状の台地が分布し，大阪や神戸の市街地が広がる低地へと至る。有馬一高槻構造線は，大阪府北西部から神戸市北部にかけて分布する断層群であり， $N80^{\circ} E$  の一般走向で高角度北傾斜を示し，断層の長さは 55 km に及ぶ（地震調査研究推進本部，2001）。これを構成する主要な断層として図 4.2-2 の範囲では，有馬温泉以東で六甲断層が分布し，有馬温泉以西では有野断層，射場山断層，湯槽谷断層等に分岐している。こうした断層に関連してこの地域には数多くの温泉・鉱泉が点在するが，そのいくつかは断層の交差部に位置し，断層系が温泉・鉱泉水の上昇に影響を与えていることが示唆される。本検討において着目した地点は，有馬一高槻構造線周辺地域のうち，現在の温泉活動の主要な地点で数多くの温泉が分布する有馬温泉と，過去の熱水活動の痕跡が侵食によって地表に露出し熱水変質鉱物が確認できる白水峡および蓬莱峡である。有馬温泉は，射場山断層と有野断層の間の北方向に流下

する河川周辺に位置する。蓬萊峡・白水峡は、六甲断層のすぐ南側の東北東方向に伸びる谷部に位置する。これらの地点の標高は300~400 m程度である。六甲山地の隆起（六甲変動）については、大阪層群中の海成粘土層 Ma1（約100万年前）の分布から、過去約100万年で少なくとも500 m隆起したと考えられる（藤田, 1995）。有馬—高槻構造線の活動としては、地震調査研究推進本部（2001）によると、西暦1596年の慶長伏見地震、奈良時代以後鎌倉時代以前、縄文時代晩期の紀元前1,000年頃が報告されており、平均的な活動間隔は1,000~2,000年程度、変位速度は1.5 m/千年程度（横ずれ成分）とされている。

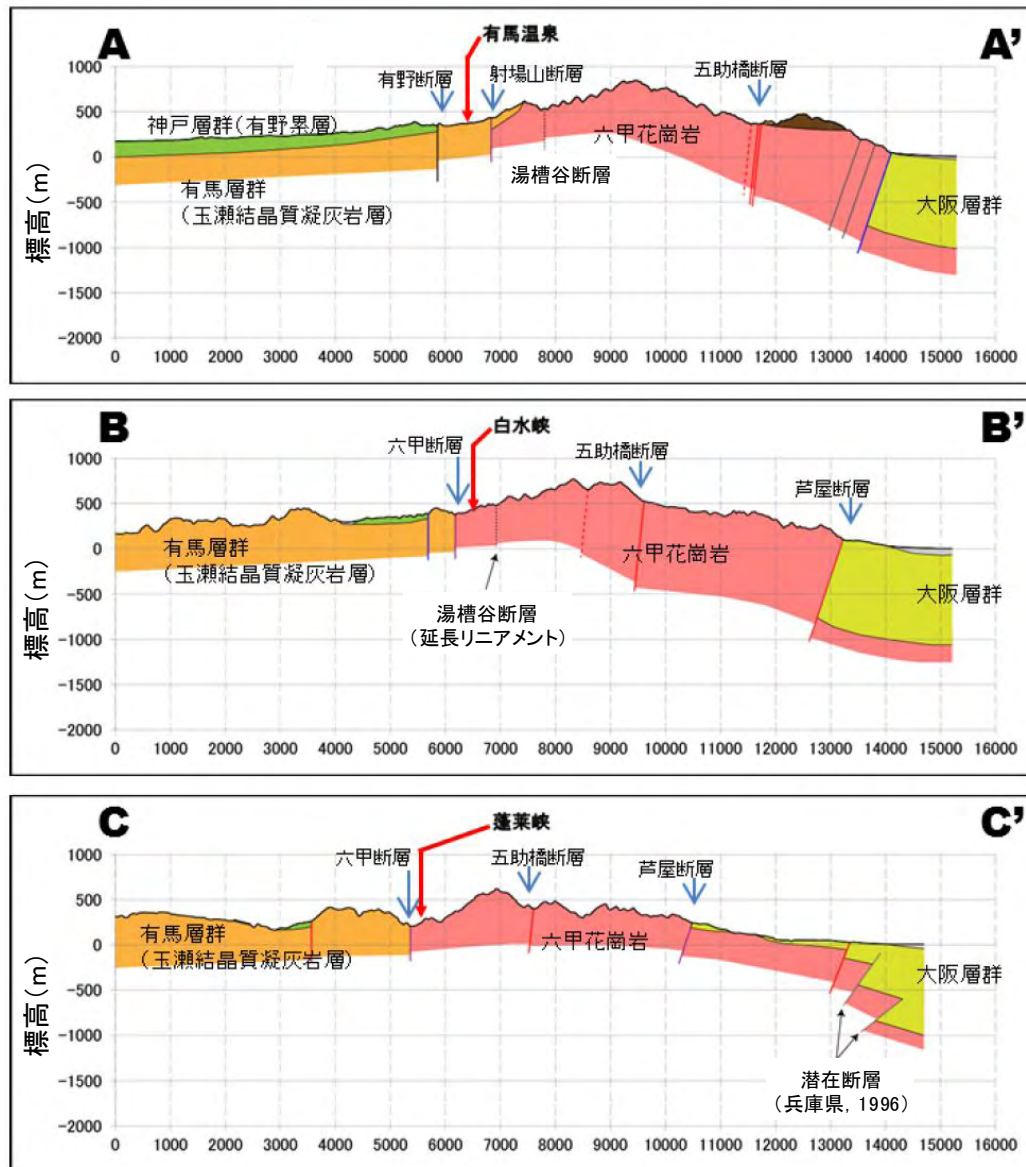


図 4.2-2 有馬温泉・白水峡・蓬萊峡を通る地質断面図

各断面位置は図 4.2-1 の断面線 (A-A', B-B', C-C') に対応, 各断面の縦横比は 2:1, 地質情報については, 産総研の 5 万分の 1 地質図幅「神戸」(藤田・笠間, 1983), 「大阪西北部」(藤田・笠間, 1982), 「三田」(尾崎・松浦, 1988), 「広根」(松浦ほか, 1995) に基づき作成



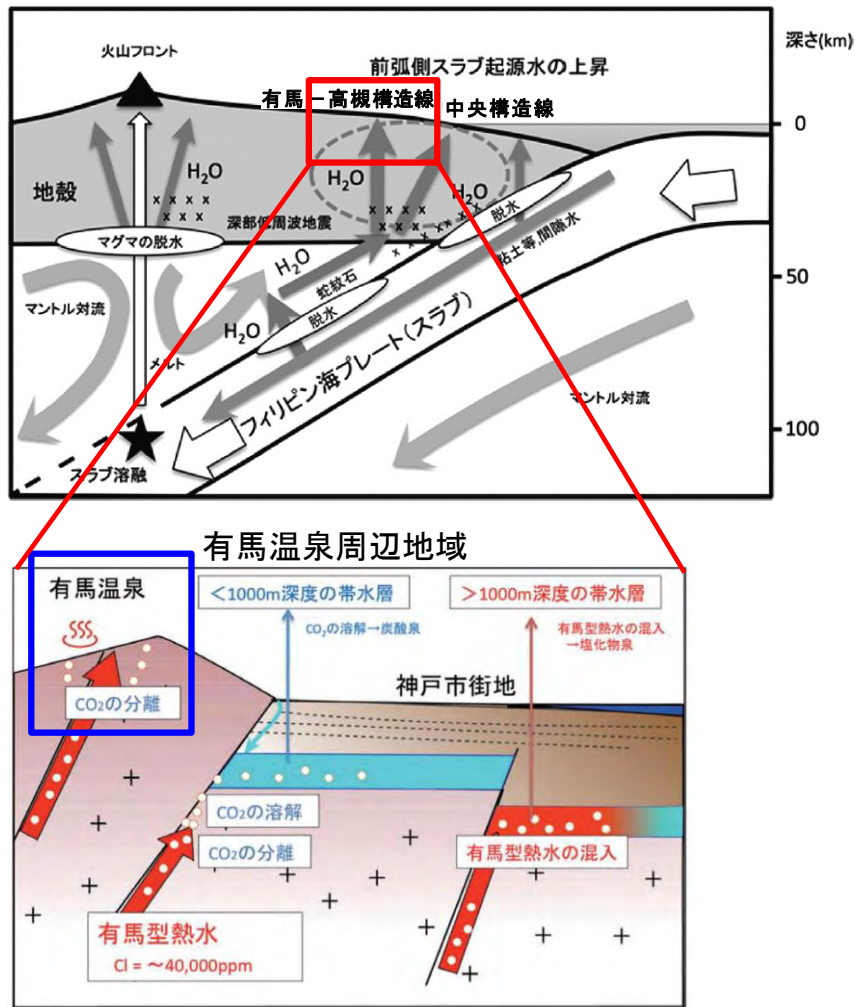


図 4.2-3 深部上昇水の形成および胚胎・上昇の概念モデル  
 風早 (2014) (上) および産総研 (2012) (下) に一部加筆

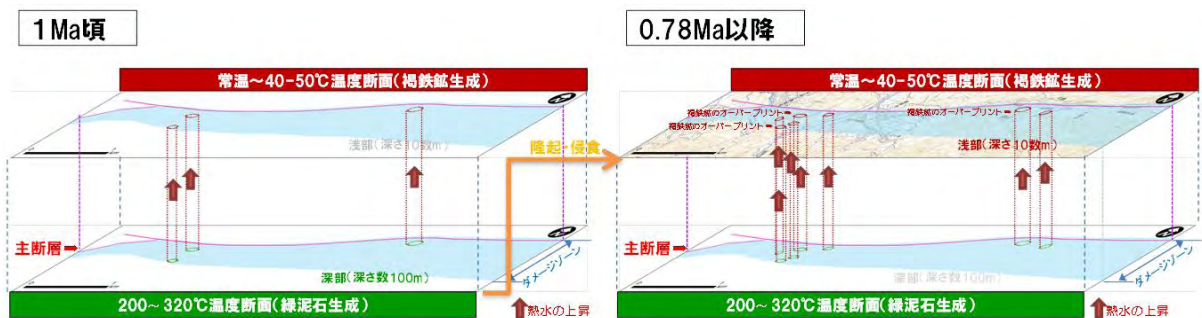


図 4.2-4 熱・熱水活動の履歴を考慮した深部上昇水の上昇に係る概念モデル  
 有馬-高槻構造線(六甲断層)のダメージゾーンに沿った深部上昇水の上昇, 緑泥石と褐鉄鉱の分布と形成深度の違い, 隆起・侵食等を考慮して作成, ダメージゾーンの分布はLin and Yamashita (2013) に基づく

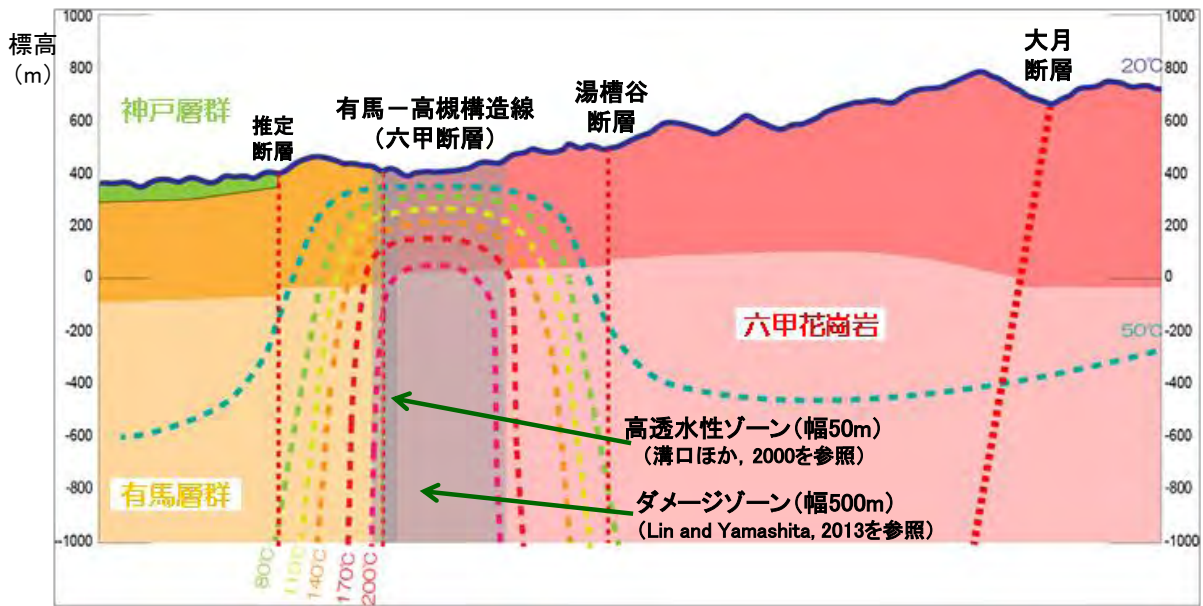


図 4.2-5 深部上昇水の移動・流入に係る評価モデル (地下の温度構造を併せて表示)

六甲断層 (ダメージゾーン) およびその周辺の地下の温度分布については、有馬温泉付近の温泉開発のためのボーリング調査に基づく深度 350 m 程度までの温度分布 (上月, 1962 ; 益田, 2011) を参考に、さらに周辺域における地下の温度分布はこの地域の地温勾配 (約 30 °C/km, 田中ほか, 2004) に基づき作成、ダメージゾーンの分布と幅は Lin and Yamashita (2013) を、高透水性ゾーンの分布と幅は溝口ほか (2000) を参照し設定

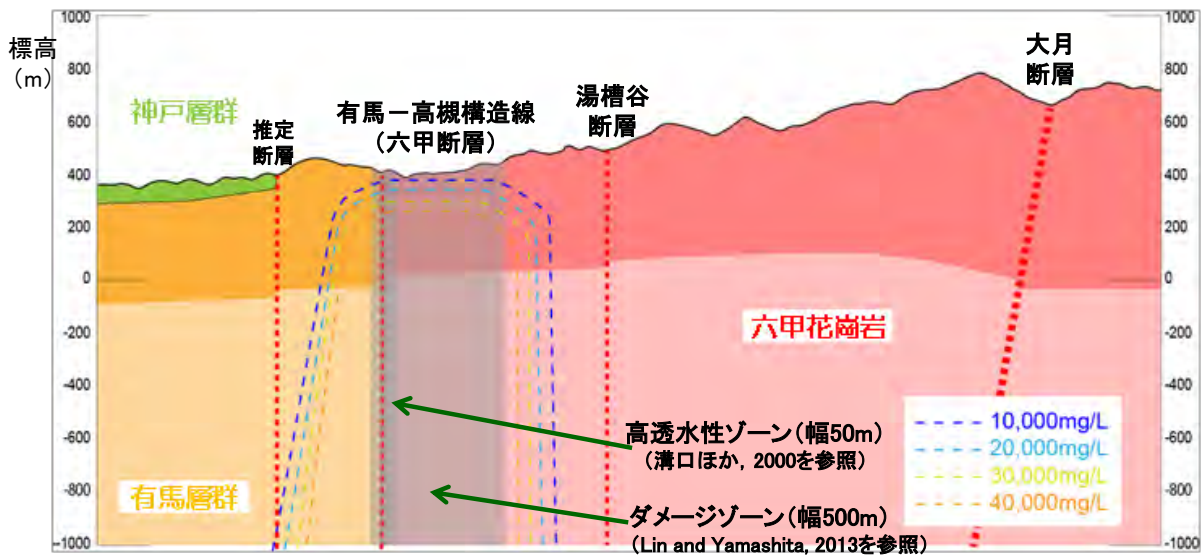


図 4.2-6 深部上昇水の移動・流入に係る評価モデル (Cl 濃度分布を併せて表示)

六甲断層 (ダメージゾーン) およびその周辺の地下の Cl 濃度分布については、有馬温泉付近の温泉開発のためのボーリング調査に基づく深度 350 m 程度までの Cl 濃度分布 (上月, 1962 ; 益田, 2011) を参考に作成、ダメージゾーンの分布と幅、高透水性ゾーンの分布と幅は図 4.2-5 と同じ

有馬一高槻構造線は、南側の六甲花崗岩と北側の有馬層群との地質境界部に係る断層となっており、有馬温泉は断層より有馬層群側、白水峡・蓬莱峡は断層より六甲花崗岩側に位置する。また有馬層群は神戸層群に薄く覆われる。有馬層群は、主に流紋岩、溶結凝灰岩、凝灰角礫岩からなり、



六甲山地の北側を中心に分布する。白亜紀後期の火山活動に由来する珪長質マグマのうち、地表に噴出し急冷されたものが有馬層群、地下深部のマグマ溜まりで徐冷されたものが六甲花崗岩になったと考えられている（新修神戸市史編集委員会編，1989）。六甲花崗岩（77.8～71.2 Ma：末岡ほか，2010）は、六甲山地の主要部を構成する主に中～粗粒の黒雲母花崗岩で、鉛直方向に漸移的に粒度が変化し山頂付近には細粒のものが存在する。神戸層群（36.9～30.4 Ma：尾崎・松浦，1988；尾崎ほか，1996）は、古第三紀後期始新世～前期漸新世の湖沼性の礫岩、砂岩、泥岩等からなり、六甲花崗岩や有馬層群を不整合に覆っている。大阪層群は、主に砂層、礫層、粘土層からなる鮮新世以降の堆積物であり、約1 Ma以降の層序に注目すると、ほぼ10万年周期で非海成層と海成粘土層の互層構造が見られ、氷期-間氷期サイクルに伴う海退と海進による堆積作用を示している。このような互層構造が連続的に保存されたことから、約1 Ma以降、大阪湾の沈降（およびこれと対となる六甲山地の隆起）は連続的に継続したと考えられる。高位段丘面や中位段丘面が部分的に分布し、高位段丘は大阪層群上部亜層群の堆積面であり、中位段丘は、神戸層群や大阪層群で構成される丘陵を開析する河川沿いに分布する薄い礫層、および六甲山の南側では比較的厚い山麓扇状地砂礫層からなる。各地質はほぼ鉛直に近い断層によってブロック状に分断されている（藤田・笠間，1983）。

地質構造発達史については、藤田（1968）によれば、15 Ma以降から2 Ma頃まで西南日本では、南北圧縮の応力場で大きな変化はなく、有馬-高槻構造線を含む兵庫県南部から大阪府北部は1.5 Ma頃には六甲準平原と呼ばれる平坦面が広がっていた。これに対し、2 Maから1.5 Maにかけて著しい応力場の変化（南北圧縮から東西圧縮）があり、それに伴い基盤褶曲運動を開始し、0.5 Ma以降に断層地塊運動により六甲山地の上昇が著しくなり、各段丘面を形成したとされている。加藤ほか（2008）では、大阪湾周辺の古地理の変化として、1 Ma以降六甲山地東麓では東西方向の圧縮応力の集中とそれに伴う活断層の分化が、六甲山地西麓から播磨地域にかけては西への傾動運動がそれぞれ始まったとしている。さらに、0.4 Ma以降は大阪湾断層帯の活動が北東へ延長し、これらの地点が相対的な隆起域に取り込まれたとしている。藤田・笠間（1983）は、六甲山地周辺の中期更新世の古地理をまとめており、中期更新世以降（0.5 Ma頃）の断層地塊化した六甲山地の上昇に伴って、有馬-高槻構造線沿いの破砕帯（Lin and Yamashita, 2013のダメージゾーン、産総研，2016のカタクレ-サイトゾーン）は容易に侵食され、幅広い地溝状の断層谷を形成したとしている。また、この断層崖に沿って崖錐性の砂礫が地溝状の谷を埋める形で、白水峡・蓬萊峡付近の大阪層群上部亜層群が堆積したとしている。以上から、地質構造発達史において重要となる代表的時間断面は下記の3つの時期と考えられる。

- 1.5 Ma：南北圧縮応力場から東西圧縮主応力場への変換
- 1 Ma：応力集中と六甲変動の開始
- 0.5～0.4 Ma：断層地塊運動とそれに伴う急速な隆起、および大阪層群上部亜層群の堆積

なお、有馬-高槻構造線の活動については、加藤ほか（2008）では1 Ma頃、藤田（1968）では2 Ma頃に描かれており、さらに丸山（2004）によると第三紀後期まで遡るとされている。

有馬-高槻構造線のうち、六甲断層（六甲山地の北側を通り有馬と宝塚を結ぶ断層）の南側の花崗岩体は著しく破砕されており（カタクレ-サイトゾーン、産総研，2016）、白水峡や蓬萊峡周辺では幅500～1,000 mにわたって破砕部がさらに深部風化を受けている（藤田・笠間，1982，1983）。断層は蓬萊峡東方あたりから分岐し、有馬温泉周辺で多数の鉱泉ないしは温泉が湧出する。白水峡の北側では流紋岩体と花崗岩体が断層関係で接触しているが、断層粘土は10 cm程度であり、流紋

岩の側は破碎の程度が弱く、主に花崗岩の側で破碎帯の幅が広く破碎が著しい。その理由は、流紋岩の側が固定的であるのに対して花崗岩の側の隆起が著しかったためと考えられている（藤田・笠間，1982）。一方、六甲断層の西側には、射場山断層、湯槽谷断層等が分布する。射場山断層については、流紋岩に幅 30 m に達する破碎帯を形成し、同断層は炭酸泉の自然湧出の通路となっている（藤田・笠間，1983）。湯槽谷断層については、花崗岩に幅 100 m に達する破碎帯、15 m に達する断層粘土を形成している。Lin and Yamashita (2013) は、有馬—高槻構造線 (ATTL) とその南の五助橋断層 (RAFZ) について割れ目密度を計測し、ダメージゾーンを定量的に設定している。割れ目密度は主断層から十分に離れた地点で 150 本未満/m<sup>2</sup>、主断層付近で 800~900 本としており、割れ目密度 200 本/m<sup>2</sup> をダメージゾーンの境界部として定義している。図 4.2-7 はこの定義に基づいて設定されたダメージゾーンであり、これによると有馬—高槻構造線 (六甲断層) のダメージゾーンは、既に述べたように流紋岩に対して花崗岩の側に厚く形成されており、東に向かうにしたがって幅が増加する。深部上昇水の上昇経路となる断層破碎帯の透水性については、有馬—高槻構造線に隣接する野島断層のデータ (溝口ほか，2000) が参考となる。野島断層において、粘土質断層ガウジ帯は花崗岩 (原岩) と比較すると透水性はあまり変わらないが、その周辺の細粒断層角礫帯は、透水係数に 2~3 桁程度の違いがあり、この領域は実際に流体が移動するゾーン (高透水性ゾーン) と考えられている (溝口ほか，2000)。野島断層の破碎帯幅は 100 m 程度、高透水性ゾーンの幅は 1 m 程度であり、後者は前者の約 100 分の 1 である。有馬—高槻構造線においても、破碎帯の幅 (500~1,000 m) に対して同様の比率で、高透水性ゾーンを設定する。

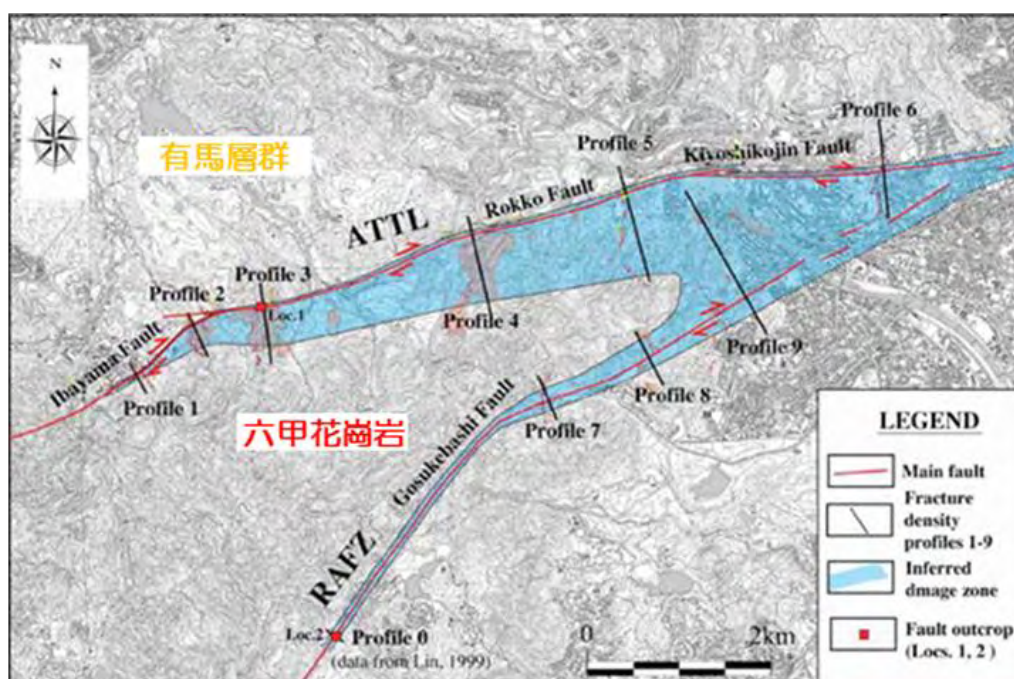


図 4.2-7 有馬—高槻構造線 (六甲断層) におけるダメージゾーンの分布

Lin and Yamashita (2013) に一部加筆，評価モデルの断面は六甲断層のダメージゾーンに対し Profile 3 の近傍で交差

有馬温泉の主要泉源の化学組成 (Cl 濃度と他の溶存イオン濃度との関係図) と同位体組成 (水素・酸素同位体比に係るデルタダイアグラム) において、各泉源の化学組成・同位体組成はほぼ直線的な組成トレンドを示すことから、この組成トレンドは天水とスラブ起源水の混合で説明できるとさ

れている (Kusuda et al., 2014)。端成分である深部上昇水の起源水の化学組成・同位体組成については、それについての具体的な記述がある Masuda et al. (1985) では、Cl 濃度は 54,000 mg/L (水素・酸素同位体比は、 $\delta D = -32 \text{ ‰}$ ,  $\delta^{18}O = 10 \text{ ‰}$ ) とされている。後述する熱・熱水活動の履歴を含むモデル化では、活動履歴に係るデータが把握されている有馬温泉東方の白水峡・蓬莱峡の観察事実をベースに実施するが、起源水については上記で言及した有馬温泉のデータを使用することとした。なお、白水峡・蓬莱峡では現在の有馬温泉のような顕著な温泉活動はないが、産総研 (2016) によると、蓬莱峡 (座頭谷下流域) では河床での塩水の湧出が確認されている。この塩水を含む、有馬-高槻構造線周辺と大阪府河内長野の塩水における水質分析結果に基づく検討 (酸素同位体比と Cl 濃度の関係等) が産総研 (2016) によってなされている。その結果、蓬莱峡の塩水は、ほとんどの成分で有馬温泉の 15 分の 1 程度、宝塚温泉の 10 分の 1 程度の濃度しかないが、有馬温泉や宝塚温泉が示す右上がりの組成トレンドに乗ることから、これらの温泉と同様にスラブ起源水の混入が考えられ、当該塩水は有馬温泉水 (起源水) と同様のグループであり、天水の混入により希釈されたものとして考えることができるとしている。

前述のとおり、深部上昇水は高温・高圧下におけるスラブの脱水反応を経てマントルウェッジ下部付近で胚胎するが、胚胎した深部上昇水は、マントル、地殻を経て断層・構造線等に沿って地表へと湧出する。この駆動力としては、深部でのリソスタティックな圧力に起因する強力な浮力であると考えられる。また、起源がスラブから直接放出される熱水 (深部上昇水) であれば、マントルの熱的状态とそれに関連する深部上昇水の胚胎に大きな変化はなく、スラブからマントルを経由して地殻浅部にもたらされる深部上昇水の流量 (フラックス) も長期的には大きな時間変化はないものと考えられる (産総研, 2012)。

## (2) 概念モデル・評価モデルの構築と物性値の設定

図 4.2-3 (上) は、西南日本弧を横断する深さ 100 km 程度まで考慮した深部上昇水の胚胎・上昇のマクロな概念モデル (風早, 2014 に加筆) であり、深部上昇水の形成およびその胚胎・上昇のプロセスについては、既に述べた通りである。図 4.2-3 (下) は、上の図の赤枠内の六甲山周辺の深さ数 km 程度まで考慮した深部上昇水のローカルな上昇の概念モデル (産総研, 2012 に加筆) である。有馬温泉付近では上昇の途中に帯水層はない。一方、神戸市街地では、上昇してきた深部上昇水は、帯水層が深度 1,000 m 以深にある場合には有馬型熱水として混入するが、帯水層が深度 1,000 m 以浅にある場合には、 $CO_2$  のみを放出して炭酸泉を形成する (産総研, 2012)。有馬温泉では、このプロセスが地表付近の狭い範囲で発生している。

有馬-高槻構造線 (六甲断層) に沿った概念モデルの構築に必要な情報のうち、熱・熱水活動の履歴については、有馬温泉では、現在の熱水活動を把握することはできるが、ボーリングデータをはじめとする地下深部の情報やそこから得られる過去の熱水活動の情報が乏しいことから、産総研 (2016) の調査結果を基に有馬温泉の東方で過去から現在にわたって同様な活動をしていたと考えられる白水峡・蓬莱峡を対象として、熱水上昇の痕跡に係る検討を行った。産総研 (2016, 2017) は、この地域で見られる変質を化学的風化変質、広域熱水変質、局所的熱水変質に区分してその分布・範囲を議論している。六甲断層沿いの破碎帯 (カタクレイサイトゾーン、蓬莱峡付近で主断層から南の花崗岩の側に幅約 500 m) には、このうち局所的熱水変質による変質鉱物 (緑泥石、褐鉄鉱、スメクタイト、炭酸塩鉱物、一部に濁沸石) が分布している。これらの変質鉱物は、ゾーンに沿った熱水上昇の痕跡を示すが、ゾーンの中でも脈の中心部から数 m 離れると痕跡がなくなること

から、変質は局所的であるとされている。また、六甲断層沿いにはこれらを部分的に覆う大阪層群上部亜層群が分布する。この地域は有馬温泉のような顕著な温泉水の湧出は現在ないが、前述のとおり蓬萊峡（座頭谷下流域）にはスラブ起源水の混入が示唆される塩水（水温 19 °C）が湧出しており、湧出箇所近傍の下流域で褐鉄鉱が沈澱している（褐鉄鉱層が約 10 m 四方にわたりマウンドを形成している場合もある）。白水峡（白水峡広場）の地表露頭では、褐鉄鉱層の脈（方解石が共存）が緑泥石脈を切って接し、脈内では褐鉄鉱が複数の層をなしており、断層中に繰り返し熱水が通ったことを意味する。この露頭の解釈として、局所的熱水変質により地下深部（中性の環境）で 200 ~ 320 °C (Reyes, 1990) の高温熱水から緑泥石が形成され、その後削剝を受けた後、浅部（弱酸性の環境）で低温熱水（常温もしくは高くても 40~50 °C の熱水、神谷ほか, 1971）から褐鉄鉱一方解石脈が形成されることで変質が重複したと説明されている（産総研, 2016）。さらに、白水峡（白水峡広場南東崖）では、六甲花崗岩と大阪層群上部亜層群の不整合面に最大幅 10 m, 厚さ 1 m の褐鉄鉱層が認められる。また、有馬街道沿いでも、熱水湧出孔と考えられる褐鉄鉱細脈と褐鉄鉱層が不整合面に認められる。以上から、褐鉄鉱層は、現世の鉱泉湧出に伴って堆積するとともに、六甲花崗岩とその上部の大阪層群上部亜層群との地層境界に分布する褐鉄鉱層については、同亜層群形成以前（更新世中期以前）の鉱泉（または温泉）湧出に伴う堆積物であったと考えられ、いずれも局所的に湧出したスラブ起源水由来の熱水の関与により形成されたと考えられている（産総研, 2016）。これらの事実から、少なくとも過去数十万年にわたり、断続的にスラブ起源水が断層に沿って上昇していることが考えられる。白水峡において確認された緑泥石脈に対し褐鉄鉱層の脈（方解石が共存）が重複する関係については、当地域における隆起・侵食を考慮し、過去に深部で生成した緑泥石が隆起・侵食により地表に移動したことを想定することにより、図 4.2-4 のように概念的にまとめられる。局所的熱水変質による変質鉱物の分布から、深部上昇水による熱的影響範囲は深部・浅部ともにスポット的であり、いずれも破碎帯（主断層からの距離 500 m 程度）の範囲内に収まっている。

評価モデル（図 4.2-5, 4.2-6）については、既に述べた有馬温泉周辺地域における地質構造発達史や断層（破碎帯）に沿った熱・熱水活動の履歴等を考慮し、六甲花崗岩と白亜系有馬層群の境界の有馬一高槻構造線（六甲断層）の破碎帯（水理学的観点から、Lin and Yamashita, 2013 のダメージゾーン）に沿った起源水の長期的な上昇を想定したモデルを構築した。白水峡は、深部上昇水に係る熱水活動の履歴や関連する地質構造発達史の情報が揃っていることから、白水峡付近を通る鉛直二次元断面を代表的な断面と定めた。なお、断面図上の六甲断層の位置は、ダメージゾーンの幅を参照した Lin and Yamashita (2013) の平面図と整合させた。評価モデルの水平方向の範囲は、浅部の地下水への流入等のプロセスを含めた地下水流動における地表からの涵養域を考慮し、深部上昇水の上昇経路となっている六甲断層を挟んだ北側の稜線と南側の稜線を含む南北 4 km 程度とした。鉛直方向については、地形勾配に支配された地下水流動に対する深部上昇水の上昇に伴う影響に係る検討を行うことを考慮し、標高-1 km 程度までとした。図中の淡色の部分は、地表付近の地質を深部（標高-1 km 程度）まで拡張した部分である。ダメージゾーンの幅については、Lin and Yamashita (2013) の平面図（図 4.2-7）を参照し、主断層からの幅として北側（有馬層群側）に 37 m, 南側（六甲花崗岩側）に 465 m をそれぞれ読み取って設定に用いた（解析では、セルサイズの制約から前者を 50 m, 後者を 450 m として設定した）。野島断層の例を参考として、ダメージゾーンの内部（主断層から六甲花崗岩側）に高透水性ゾーンを併せて設定した。高透水性ゾーンの幅は、溝口ほか (2000) を参照すれば、破碎帯（ここではダメージゾーンとみなす）の幅の 100 分の 1 としてこ

ここでは5 m程度となるが、後述の数値解析のセルサイズの制約上から50 mとして設定した。六甲断層以外のダメージゾーンの幅については、湯槽谷断層（断層長14 km）の破碎帯の幅が最大でも100 m程度（藤田・笠間，1983）であることを参考として、断層長に対して100分の1の幅を算出し、数値解析のオプションケースで必要が生じた場合にセルサイズの制約を考慮して設定することとした。

評価モデルの作成にあたっては、前述の有馬温泉と蓬莱峡における湧出水に係る起原水の共通性等を踏まえ、六甲断層に沿った過去の熱水活動の履歴（熱水変質鉱物の分布等）で示された熱水活動が、現在の有馬温泉付近の活動と同等の活動によってもたらされたとの仮定を置き、熱的な状態の指標（地下の温度構造）と地化学的な状態の指標（Cl濃度分布）における現況を重ねて示し、数値解析によってその再現性を確認することとした。有馬温泉付近の地下の温度分布とCl濃度分布については、温泉開発のためのボーリング調査に基づく深度350 m程度までの分布がコンター図として示されていることから（上月，1962；益田，2011），それらの情報を基に断層（ダメージゾーン）およびその周辺の等温線および等濃度線を描くことにより、再現性の確認の目安とした。なお、周辺域における地下の温度分布は、この地域の地温勾配（約30 °C/km，田中ほか，2004）を考慮した。

評価モデルにおいて、既に述べたようにダメージゾーンについては、その中（主断層から六甲花崗岩側）に高透水性ゾーンを設定することとした。ダメージゾーンおよび高透水性ゾーンの透水性については、野島断層における花崗岩を母岩とする破碎帯の中でも比較的透水性の高いゾーンの浸透率が概ね $10^{-14} \text{ m}^2$ であり、上限は $10^{-13} \text{ m}^2$ に近い値を示す（溝口ほか，2000）ことから、これらを参照してダメージゾーンの浸透率を $1\text{E-}14 \text{ m}^2$ に、高透水性ゾーンの浸透率を $1\text{E-}13 \text{ m}^2$ に設定した。六甲花崗岩の浸透率については、野島断層周辺の六甲花崗岩の新鮮部のデータを参照し（古屋・児玉，1999）， $1\text{E-}15 \text{ m}^2$ に設定した。神戸層群の浸透率はそれと同程度の、有馬層群の浸透率はそれより2桁低い値を設定することとし（両者の関係は、古屋・児玉，1999および内藤・田中，1984を参照），それぞれ $1\text{E-}15 \text{ m}^2$ ， $1\text{E-}17 \text{ m}^2$ とした（表4.2-1）。その他の各種物性値（間隙率，密度，熱伝導率等）については、古屋・児玉（1999），村田ほか編（1991），下岡ほか（1980）に集約された国内の各岩体・地層を構成する岩石等に係る物性値のデータを参照し、地層（あるいは岩相）による物性値のコントラストを考慮して設定した（表4.2-1）。

構築した評価モデルに対して、数値解析に向けた初期条件として、地温勾配は3 °C/100 m（地表温度は20 °Cで一定）として設定した。深部上昇水（起原水）の上昇の初期条件としては、産総研（2012）が求めた有馬温泉地域における深部流体（深部上昇水）の流量（1.3 L/sec）を参照し、起原水のフラックスとしてダメージゾーンの下面に一定流量（1.3 L/sec）を与えるものを基本ケースとした。深部上昇水の初期温度は、Reyes（1990）の緑泥石生成温度の上限を参照し320 °Cとし、Cl濃度は、Masuda et al.（1985）を参照し54,000 mg/kg（54,000 mg/Lを便宜的に読み替える，5.4 wt%： $5.4 \times 1.65 \approx 8.9 \text{ wt\%}$ （NaCl）（水素・酸素同位体比： $\delta \text{D} = -32 \text{ ‰}$ ， $\delta \text{ }^{18}\text{O} = +10 \text{ ‰}$ ）とした。天水の初期温度は20 °C，Cl濃度はMasuda et al.（1985）を参照し0 mg/kg（水素・酸素安定同位体比は $\delta \text{D} = -50 \text{ ‰}$ ， $\delta \text{O} = -8 \text{ ‰}$ ）とした。

表 4.2-1 深部上昇水の評価モデルに係る物性値の設定

番号	1	2	3	4	5
地質構成	六甲花崗岩	有馬層群 (流紋岩質凝灰岩)	神戸層群	断層 (ダメージゾーン)	断層 (高透水性ゾーン)
浸透率 [m <sup>2</sup> ]	1E-15	1E-17	1E-15	1E-14	1E-13
密度 [g/cm <sup>3</sup> ]	2.6	2.3	2.4	2.3 <sup>※1</sup>	2.1 <sup>※1</sup>
有効間隙率 [%]	3	4	10	15 <sup>※2</sup>	20 <sup>※2</sup>
熱伝導率 [W/m・K]	2.2	0.6	2.2	2.2 <sup>※3</sup>	2.2 <sup>※3</sup>

※1 番号4 (ダメージゾーン) および番号5 (高透水性ゾーン) の密度については、間隙率が各々15 %、20 %であることを考慮し、母岩である六甲花崗岩 (番号1) の密度と間隙率の設定値に基づき、間隙率 (各々15 %、20 %) に該当する密度 (各々2.3 g/cm<sup>3</sup>、2.1 g/cm<sup>3</sup>) を設定した。※2 番号5 (高透水性ゾーン) の間隙率については、古屋・児玉 (1999) の野島断層の間隙率を参照して設定した (20 %)。番号4 (ダメージゾーン) の間隙率については、高透水性ゾーンと神戸層群の中間的な値を設定した (15 %) ※3 母岩である六甲花崗岩の熱伝導率と同じ値とした。

モデル構築に係る不確実性については、大きくは当地域のダメージゾーンに沿った深部上昇水の活動が、有馬温泉地域と同様なフラックスの下に行われていることを前提としている点にあり、有馬温泉地域の地下で想定されるような熱・水理・地化学的な状態の再現性を数値解析によって確認できるかに評価の主眼を置くこととしている。また、既存情報から、有馬一高槻構造線 (六甲断層) は第四紀より以前に形成され、その後現在と同様な活動が過去少なくとも数十万年に渡って断続的に行われ、将来も同様な活動が継続することを想定している。このことを前提として概略的な検討を行うことを目的としており、熱水活動の影響範囲に制約を与えているダメージゾーンについては、幅や性状の時間変化に関する直接的なデータはなく、隆起・侵食に係る地形変化についても六甲変動以降の起伏は現在と概ね同様と考え、モデル化における入力条件として扱われていない。評価モデルでは、流体の上昇域をゾーンとして表示している。実際の流体の上昇はこのゾーン (ダメージゾーン) 内にある局所的な割れ目に沿って上昇しており、割れ目と割れ目の間はほとんど熱水活動の影響は受けていない状況にある (産総研, 2016) が、ここでは高透水性ゾーンを含めてダメージゾーンの幅全体に均等に、下からフラックスを与え大局的な状態変化を確認するものとする。なお、再現性の確認の対象とするダメージゾーンに沿った地下の温度構造と Cl 濃度分布については、深い部分は外挿であり不確実性が大きい。

#### 4.2.2 数値解析のための条件設定

数値解析は、ダメージゾーンに沿った深部上昇水の上昇に伴う熱・水理・地化学的な影響範囲とダメージゾーンとの関係や、地形条件に係る天水 (降雨水) による深部上昇水 (起源水) の希釈の影響を確認することを目的として実施した。数値解析の入力モデルについては、六甲断層を挟んだ北側の稜線と南側の稜線を含む南北方向に4 km 程度、標高-1 km 程度までの範囲を対象とした4.2.1項の評価モデル (図4.2-5, 4.2-6) を参照して離散化をはかることとした (図4.2-8)。図中の①~⑤の番号は数値モデルの構成要素を示す。数値解析で使用する入力パラメータは表4.2-1の物性値を参照して設定した。深部上昇水の上昇以前の地温勾配、起源水の温度や水質の初期設定、起源水の



上昇のフラックス等の解析の初期条件については、4.2.1 項 (2) における数値解析に向けた初期条件の検討結果を参照した。なお、解析モデルにおいて六甲断層以外の断層については性状が不確かであることから、それらの断層を省略(周辺地質と同じ物性に設定)したものを基本ケースとした。

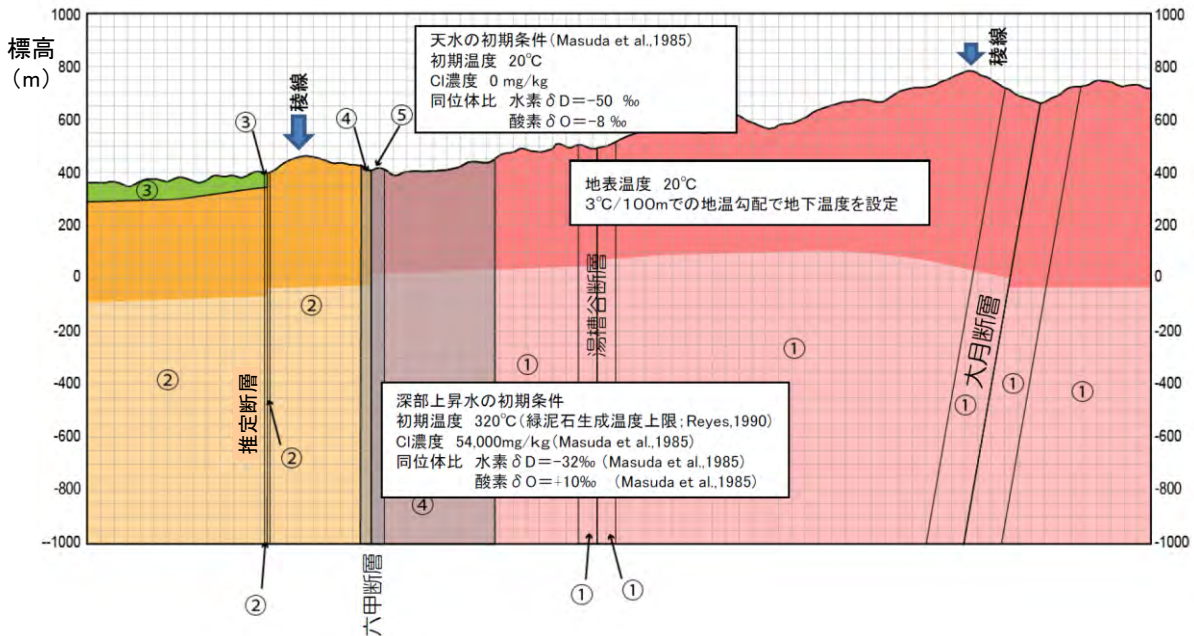


図 4.2-8 深部上昇水の数値解析の入力モデルと初期条件  
 図中の①～⑤の番号は、表 4.2-1 における地質構成の番号と対応

解析における初期条件や解析領域の境界条件を表 4.2-2 に示す。解析に使用した状態方程式モジュールは、深部上昇水の上昇に伴う熱・水理・地化学的な状態変化として温度、流動ベクトル、NaCl 濃度の変化について連成解析を実施し確認するために、EWASG (Pruess et al., 2012) を使用した。なお、EWASG の計算では、起原水の初期設定 Cl 濃度を NaCl 濃度に換算して計算した。解析で実施したケースの条件を表 4.2-3 にまとめて示す。解析モデルのセルサイズは水平方向・鉛直方向ともに 50 m とし、水平方向のセル数は 80、鉛直方向のセル数は 40 に分割することにより、評価モデルに整合するように解析モデルの地表面や地質境界等の位置を微調整した。表層と大気部の境界は、大気側のボリュームと比熱を大きくとることで大気温・大気圧を一定に保つように設定し、降雨浸透については、雨水の大半は河川や低部を伝って移動することを前提として、表層へ天水を積極的に浸透させるような境界条件は与えていない。



表 4.2-2 深部上昇水の解析条件（境界条件・初期条件）の設定

	境界条件／初期設定			
	大気部	底部	左側部	右側部
深部上昇水 (有馬温泉周辺)	開放※1	閉鎖	閉鎖	閉鎖
	温度: 20°C一定	起源地水流入口の温度: 320°C それ以外の温度: 表層 温度より3°C/100m		
	圧力: 1.013E5 Pa一定	圧力: 表層(大気圧)より 静水圧力勾配 (起源地水の流入量は, 流入口より1.3L/sec(基本 ケース), 0.4L/sec (オプションケース))		

※1 表層よりも上の要素（大気の部分）に大きなボリュームと比熱を与えることによって一定圧力温度条件を設定

表 4.2-3 深部上昇水の解析ケースの条件

解析ケース	解析条件	ダメージゾーン内の浸透率	起源地水のフラックス
基本ケース	ダメージゾーンの底面にフラックス(1.3L/sec)を与える	高透水性ゾーン: 1E-13(m <sup>2</sup> ) ダメージゾーン: 1E-14(m <sup>2</sup> )	ダメージゾーンの底面にフラックス(1.3L/sec)を与える (起源地水の初期温度は 320°C, Cl濃度は 54,000mg/L)
オプション1	高透水性ゾーンの透水性を一桁高く設定する	高透水性ゾーン: 1E-12(m <sup>2</sup> ) ダメージゾーン: 1E-14(m <sup>2</sup> )	
オプション2	周辺断層の透水性を一桁低く(遮水性として)設定する	基本ケースと同じ	
オプション3	周辺断層の透水性を一桁高く(水みちとして)設定する	基本ケースと同じ	
オプション4	ダメージゾーンの底面のフラックスを0.4L/secとする	基本ケースと同じ	

### 4.2.3 解析結果

基本ケースにおける数値解析の結果を図 4.2-9～4.2.14 に示す。なお、温度分布と塩分濃度分布については、地下の温度分布と Cl 濃度分布の現況（図 4.2-5, 4.2-6）を併せて重ね合わせてその再現性を確認することとした（図 4.2-10, 4.2-12）。温度変化（図 4.2-9, 4.2-10）については、六甲断層に沿った部分で見ると、計算開始から 100 年後ではダメージゾーンに沿った温度構造を再現するような高温領域は形成されていないが、1 万年後以降ではダメージゾーン内に温度が 200 °C 以上の高温領域が広く形成されていることが読み取れ、現況の再現性を示している。10 万年後以降では、六甲断層の左側（北側）に温度の高い領域が広がる傾向を示すものの、ダメージゾーンの領域に着目すると 1 万年後以降は温度分布に大きな変化は見られない。塩分濃度（Cl 濃度から換算した NaCl 濃度）（図 4.2-11, 4.2-12）については、六甲断層に沿った部分で見ると、100 年後ではダメージ

ーンに沿った高塩濃度の領域は表層部では形成されていないが、1 万年後以降ではダメージゾーン内に高塩濃度の領域が地表近くまで上昇していることが読み取れ、地下で想定される現況の再現性を示している。10 万年後以降では、六甲断層の左側（北側）に塩分濃度の高い領域が広がる傾向を示すものの、ダメージゾーンの領域に着目すると1 万年後以降は塩分濃度分布に大きな変化は見られない。このように数値解析結果において深部上昇水の流入により上昇経路となる六甲断層のダメージゾーンの範囲の中に高温および高塩濃度の領域が長期にわたり基本的に収まっていること、および地形勾配に支配された地下水流動の下流側に温度や塩分濃度の分布が非対称に広がる傾向を示す点は、地質学的な観点から想定し得る現象と考えられる。

感度解析で、六甲断層のダメージゾーン内の高透水性ゾーンの透水性を一桁高く設定したケースでは（オプション 1：図 4.2-15, 4.2-16）、基本ケースと比較して、温度分布について概ね同じ形状を示すが、塩分濃度分布に関してはダメージゾーン内の高塩濃度の領域の広がりが狭くなっており、深部上昇水の上昇経路は流れやすい高透水性ゾーンにより限定される傾向が確認された。周辺断層の透水性の影響については、周辺断層のダメージゾーンを周囲の岩盤より透水性を一桁低く（遮水性として）設定した場合（オプション 2）と一桁高く（水みちとして）設定した場合（オプション 3）についての比較を行い、温度分布については両ケースとも基本ケースと大きな違いはないが、塩分濃度分布に関しては、前者では地下水流動の下流側へのシフトが抑制され、後者では促進される傾向があることが確認された。ただし、これらのケースにおいて基本ケースに示された傾向と大きな違いは生じていない。なお、ダメージゾーンに沿った起源水の上昇のフラックスを蓬莱峡（座頭谷）における流量値である 0.4 L/sec（産総研，2012）としたケース（オプション 4：図 4.2-17, 4.2-18）では、基本ケース（1.3 L/sec）と比較して温度分布・塩分濃度分布ともに高透水性ゾーンやダメージゾーンに沿った影響の程度・範囲が小さくなっているが、基本的な傾向は類似する。

上記のモデル化・解析を通じた評価に係る不確実性のうち、モデルの構成要素（断層や周辺地層）に対する各種物性値の入力パラメータについては、既存情報に基づく代表的な値を設定し統計的な扱いはしていない。したがって設定には不確実性が含まれるが、断層（ダメージゾーン、高透水性ゾーン）や各地層（あるいは岩相）の間隙率や浸透率等の物性値の相対的なコントラストの関係は考慮している。当地域のダメージゾーンに沿った深部上昇水の活動については、有馬温泉地域と同様なフラックスの下に行われていることを前提としているが、感度解析において起源水上昇のフラックスを低下させた場合の影響の変化傾向は前記の通りである。六甲断層のダメージゾーン内部の高透水性ゾーンの透水性や周辺断層の透水性の変化の影響も感度解析で確認し、温度分布や塩分濃度分布の基本的な傾向に大きな違いはないことを確認している。

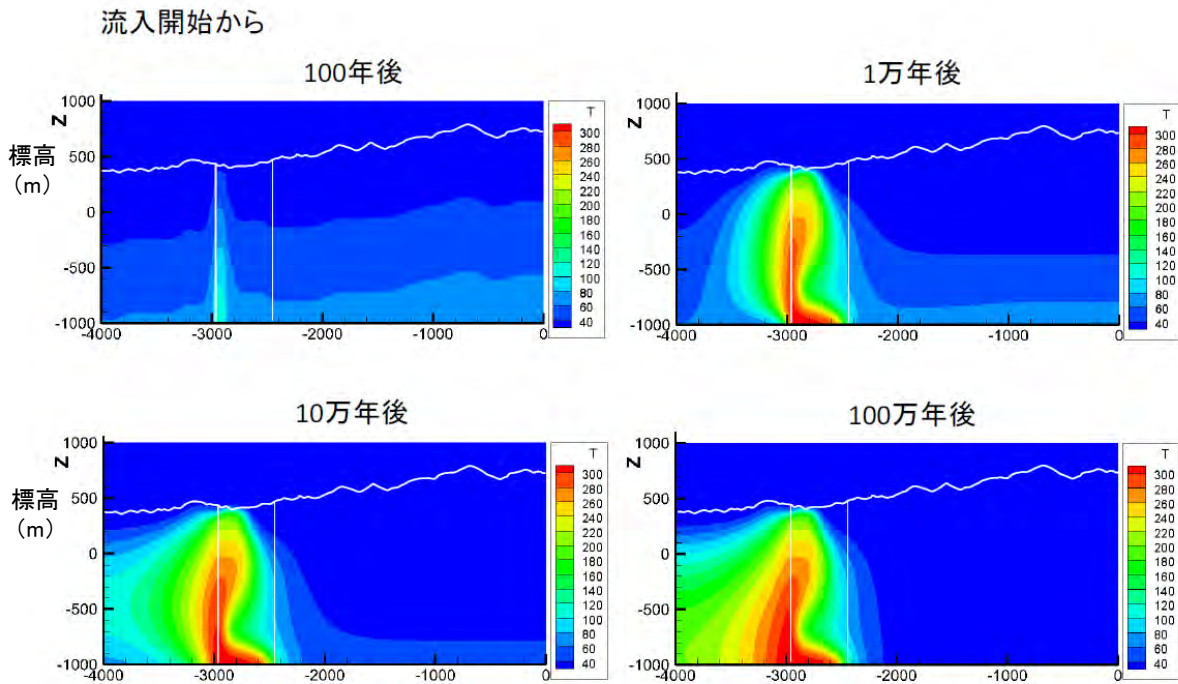


図 4.2-9 深部上昇水に係る数値解析結果（基本ケース，温度分布）  
凡例の単位は[°C]，図中の鉛直線はダメージゾーンの両端

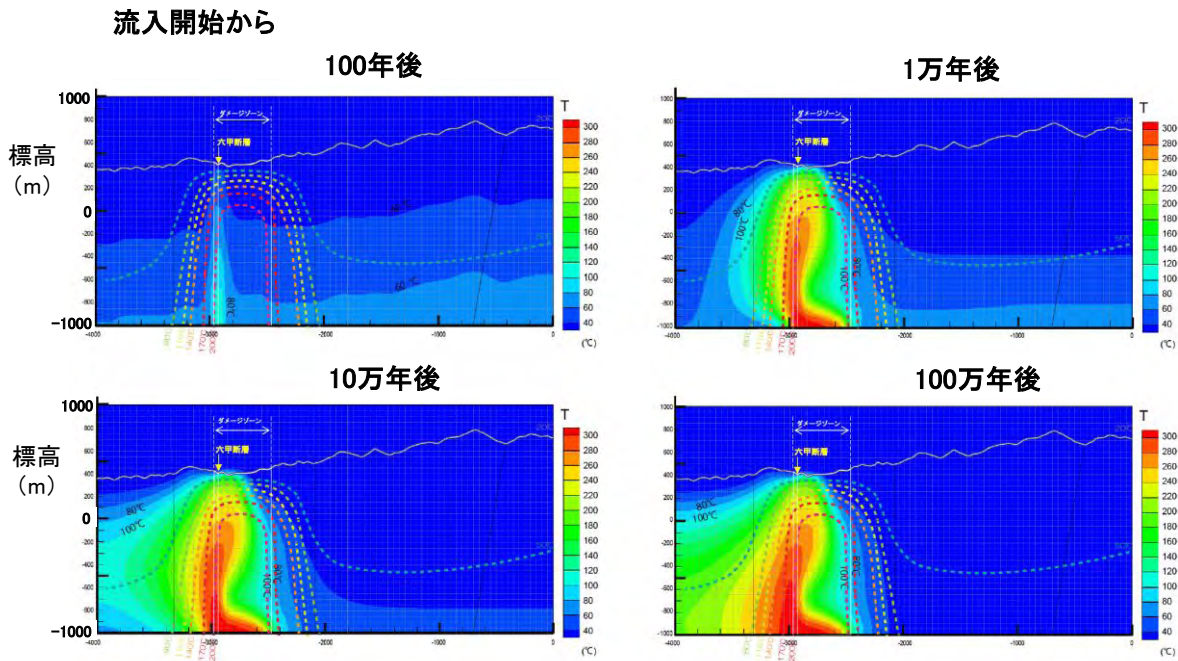


図 4.2-10 深部上昇水に係る数値解析結果（基本ケース，温度分布，モデルとの比較）  
凡例の単位は[°C]，図 4.2-5 の評価モデルの温度構造と図 4.2-9 の解析結果の重ね合わせ

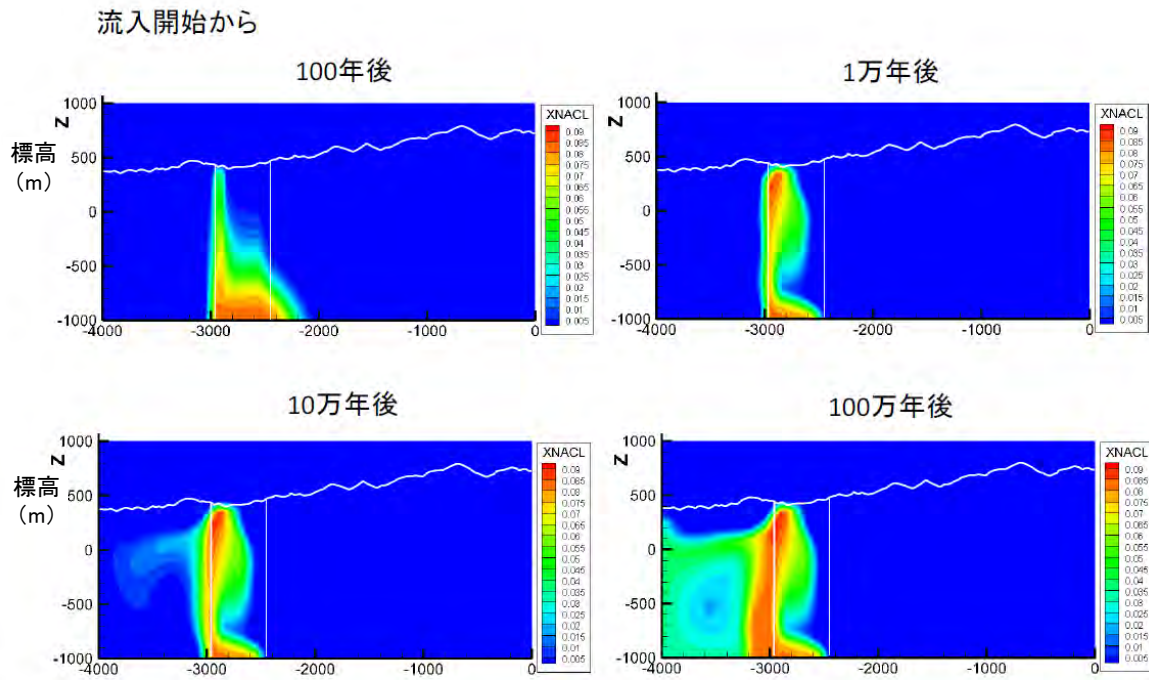


図 4.2-11 深部上昇水に係る数値解析結果（基本ケース，塩分濃度分布）  
凡例の単位は[kg/kg] (NaCl 濃度)，図中の鉛直線はダメージゾーンの両端

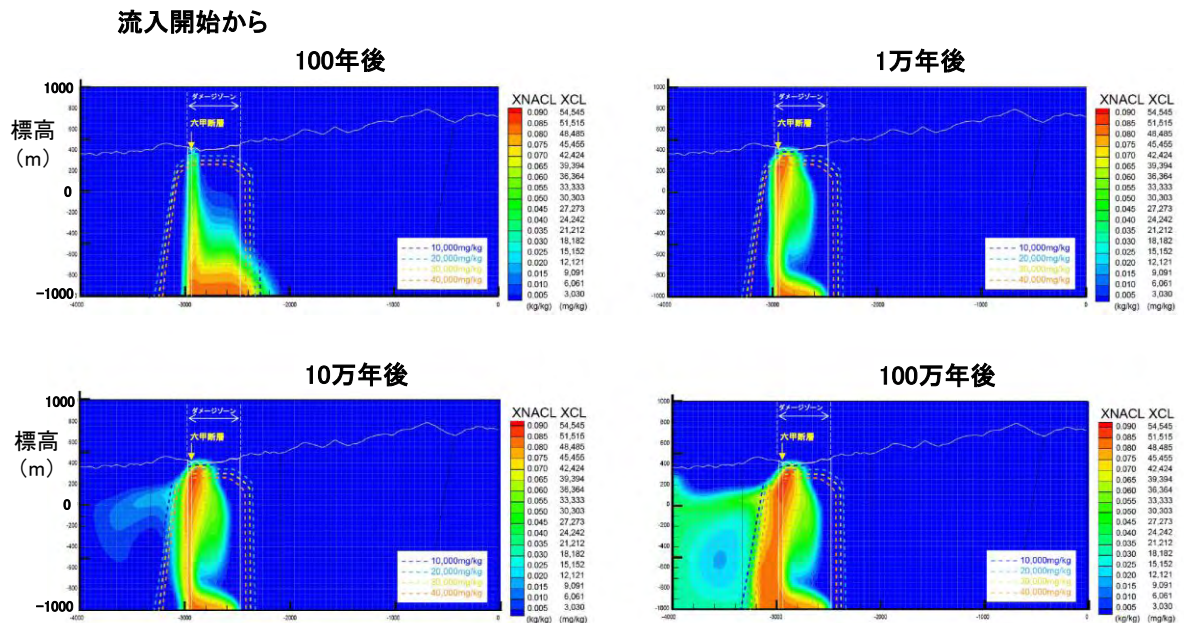


図 4.2-12 深部上昇水に係る数値解析結果（基本ケース，塩分濃度分布，モデルとの比較）  
凡例の単位は[kg/kg] (NaCl 濃度，換算した Cl 濃度)，図 4.2-6 の評価モデルの Cl 濃度分布と図 4.2-11 の解析結果の重ね合わせ



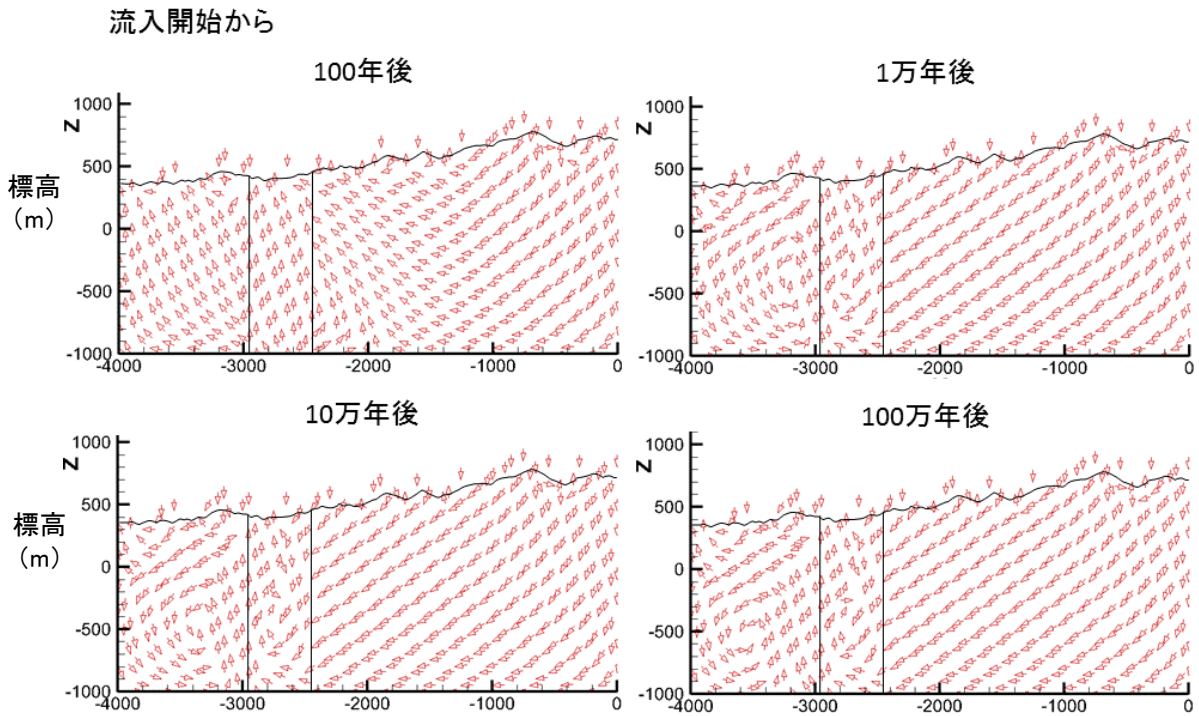


図 4.2-13 深部上昇水に係る数値解析結果（基本ケース，流動ベクトル・流向）  
 図中の鉛直線はダメージゾーンの両端

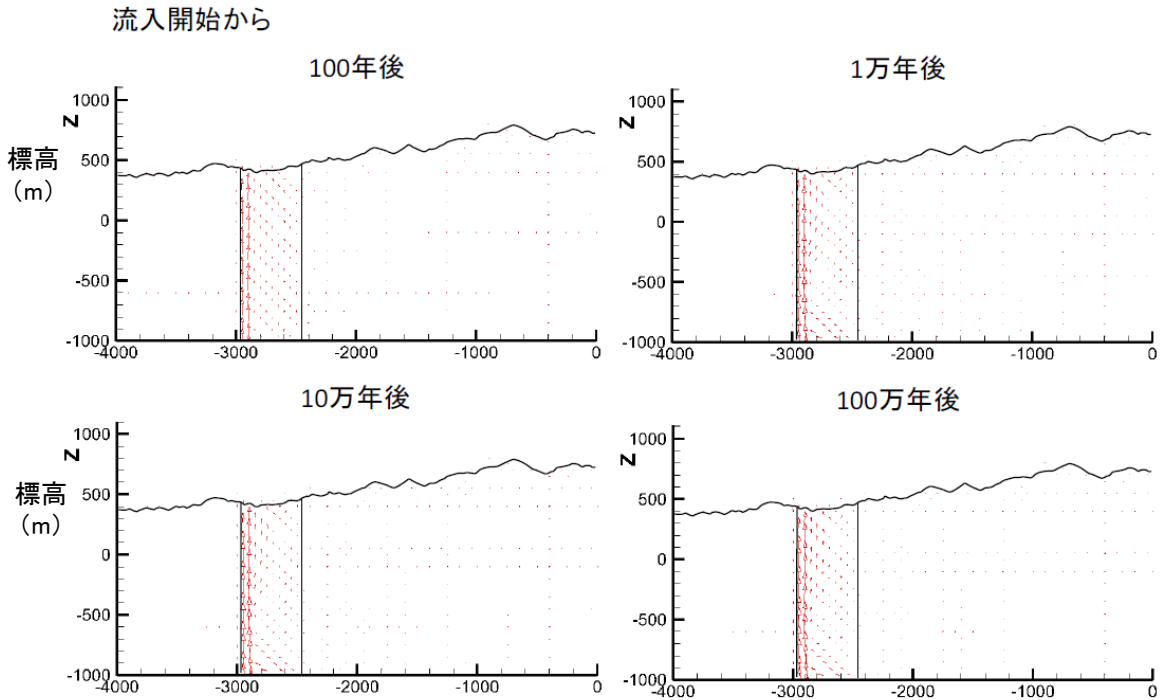


図 4.2-14 深部上昇水に係る数値解析結果（基本ケース，流動ベクトル・流量）  
 図中の鉛直線はダメージゾーンの両端

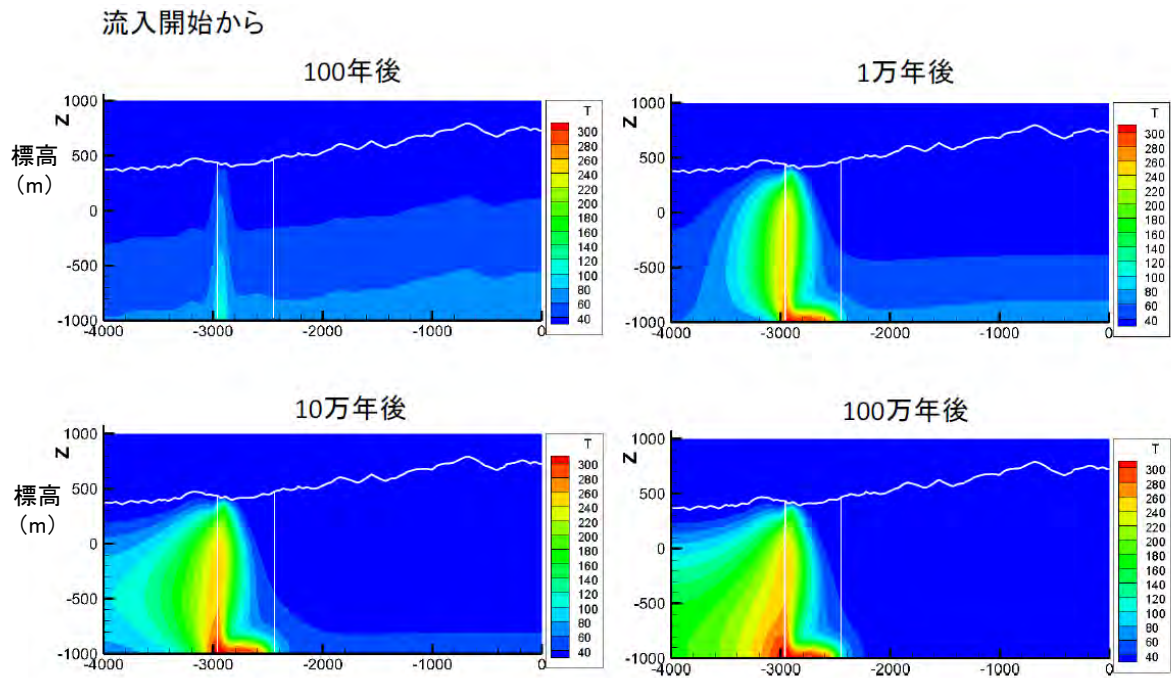


図 4.2-15 深部上昇水に係る数値解析結果（オプションケース 1，温度分布）  
凡例の単位は[°C]，図中の鉛直線はダメージゾーンの両端

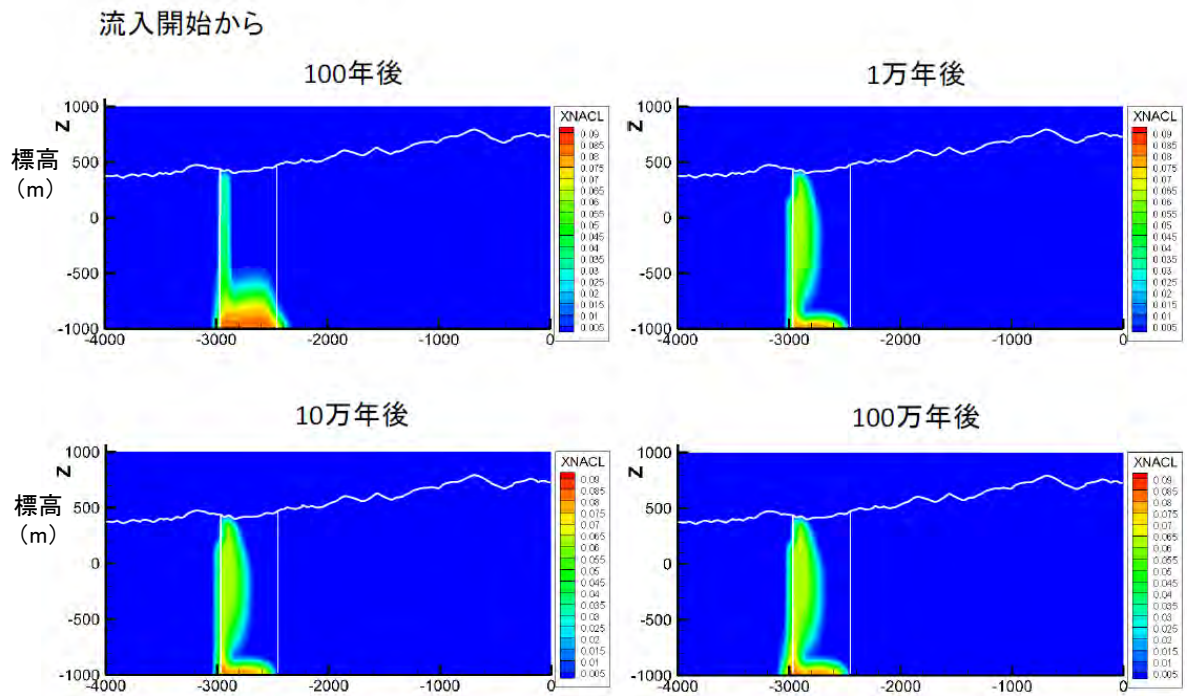


図 4.2-16 深部上昇水に係る数値解析結果（オプションケース 1，塩分濃度分布）  
凡例の単位は[kg/kg] (NaCl 濃度)，図中の鉛直線はダメージゾーンの両端

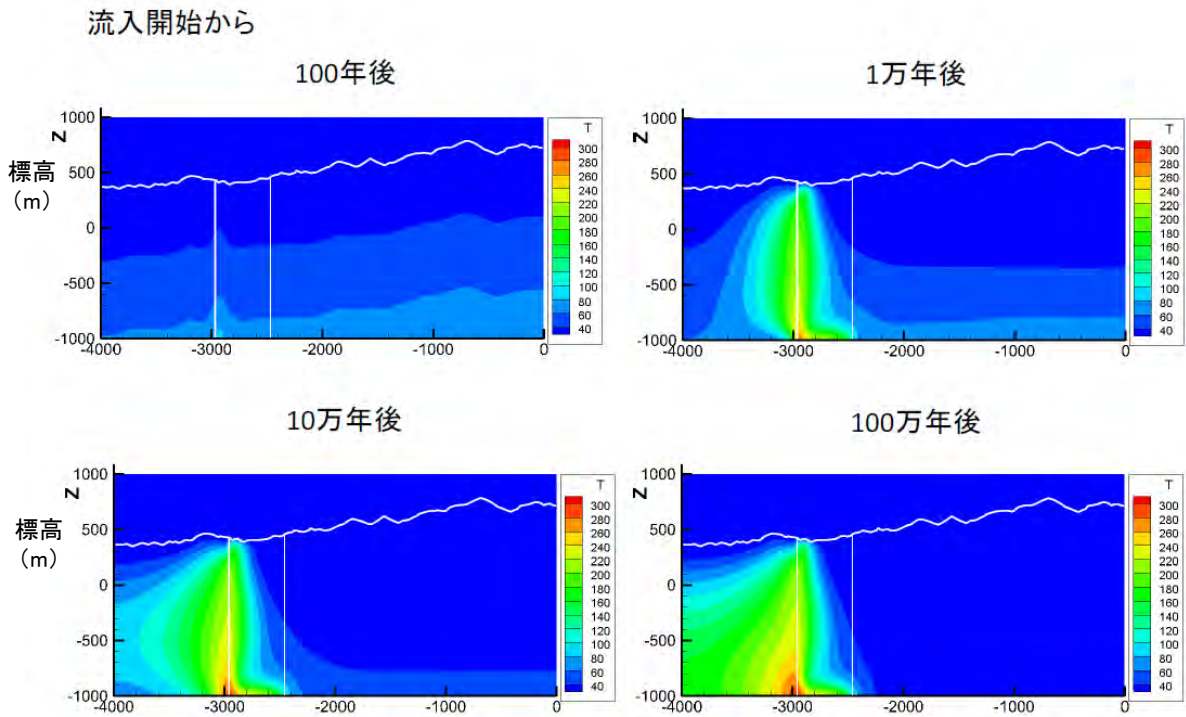


図 4.2-17 深部上昇水に係る数値解析結果（オプションケース 4，温度分布）  
凡例の単位は[°C]，図中の鉛直線はダメージゾーンの両端

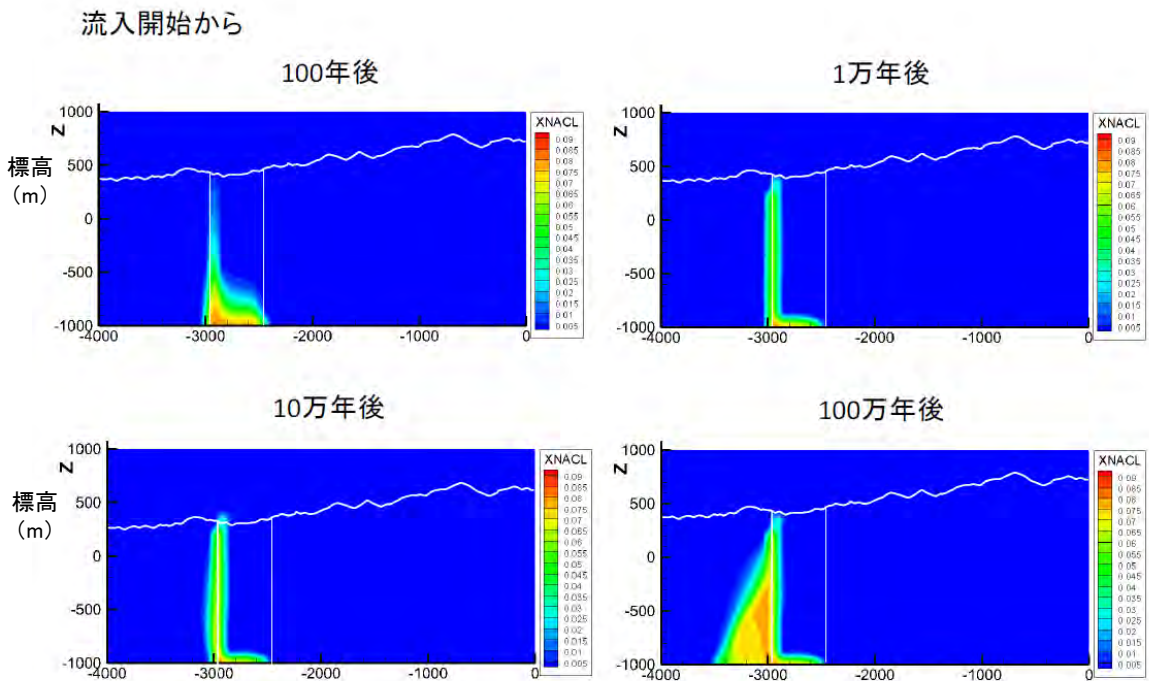


図 4.2-18 深部上昇水に係る数値解析結果（オプションケース 4，塩分濃度分布）  
凡例の単位は[kg/kg]（NaCl 濃度），図中の鉛直線はダメージゾーンの両端



### 4.3 長期停滞水

#### 4.3.1 概念モデル・評価モデルの構築と物性値の設定

##### (1) 情報および条件整理

松之山温泉周辺地域における地質概略図と坑井位置等を図 4.3-1 に、当該エリア内に存在する 2 本の坑井（儀明 SK-1 および松之山 N-1）を通る地質断面図を図 4.3-2 に示す。第 3 章に示した検討方法に沿って作成した長期停滞水の移動・流入に係る概念モデルおよび評価モデルを、各々図 4.3-3, 4.3-4 に示す。当地域は標高数百 m 程度の丘陵地形を呈する。儀明 SK-1 および松之山 N-1 の層序については、米谷（1982）を参照した。松之山温泉周辺地域には、新第三系中新統の寺泊層相当層の上位に鮮新統の椎谷層相当層、鮮新統～更新統の西山層相当層、更新統の魚沼層が分布する。当地域においては、北東－南西方向に軸をもつ褶曲構造が発達しており、背斜構造および向斜構造が繰り返し見られる。このうち、松之山地域には松之山背斜、儀明地域には儀明背斜が存在する。儀明 SK-1 と松之山 N-1 の層序を凝灰岩の鍵層で対比した結果から、松之山 N-1 の坑口の地層は儀明 SK-1 の坑口と比べて 2,000 m 程度下位の地層であると考えられる（竹内ほか、2000；加藤ほか、2009）。当地域においては、背斜軸および断層面に沿って油・ガス徴が多く見られる傾向にある。採取したガスの同位体組成からは、いずれのガスも熱分解起源のガスであることを示す（加藤ほか、2009）。松之山温泉の北西に位置する儀明や蒲生において、背斜軸付近の一部では泥火山に伴って海水起源の化石水の湧出が認められている（石原・田中、2009）。このような特徴から、松之山地域で産出する流体は地下深部で海水起源の化石水として胚胎し、断層等に沿って地表に到達したことが想定される（渡部ほか、1996、2009）。

地質構造発達史については、新潟地域における新第三系の層序と古地理の変遷（小林・立石、1992、年代は竹内ほか、2010 に基づく）等を参照し、以下のようにまとめられる。津川－七谷期（前期～中期中新世、18～16 Ma 頃）に、先新第三系の基盤岩に陥没性の堆積盆が生じ酸性～塩基性の火山砕屑物が堆積したが、松之山地域周辺は陸域であった。七谷期（中期中新世、16～12 Ma）に、松之山地域周辺で堆積盆が生じ、崖錐～扇状地性ないし三角州性の堆積物が局地的に堆積した。その後の海進に伴い、下部寺泊期（中期～後期中新世、12～8 Ma）には、松之山地域周辺の堆積物はタービダイト相を呈し、海底扇状地が発達した結果、全層厚 2,000～2,800 m の砂岩泥岩互層と硬質黒色頁岩が分布している。これらの地層の上位は泥岩相を呈し、新潟油田地域北部から佐渡地域にかけて層厚 500 m 以上の暗灰色泥岩層ないし珪藻土が分布している。これらの泥岩相がシール層として機能することにより、下位のタービダイト相では地層水が長期停滞水として胚胎しはじめるとともに、地層の圧密および粘土鉱物からの排水により、この時期に異常高圧層が形成し始めたと考えられる。上部寺泊期（後期中新世、8～5 Ma）には、海域は広く深海となり海底扇状地の発達も弱まり、松之山地域周辺においては黒色泥が、新潟油田地域北部から佐渡地域にかけては引き続き珪質軟泥が厚く堆積した。泥岩相からなる地層が厚く堆積するのに伴い、下位のタービダイト相からなる地層中に胚胎された地層水は長期停滞水として隔離され、荷重による地層の圧密と地温上昇に伴う粘土鉱物からの排水によって異常高圧がさらに高まった。椎谷期（前期鮮新世、5～4 Ma 頃）には、寺泊期から続く深海性の海盆は緩やかな隆起を開始し、北北東－南南西方向に延びた沈降域と隆起域とが顕在化することにより、堆積盆の分化が見られるようになった。この時期の堆積相は珪藻質泥岩相・黒灰色泥岩相・砂岩泥岩互層相（タービダイト相）・火砕岩相の 4 相に大きく区分され、いずれも半深海の堆積物からなると考えられている。松之山地域では、須川層（暗灰色塊状泥岩）および田麦川層（砂岩泥岩互層、トラフ充填型タービダイト相を呈する）が堆積した。西山期

前半（後期鮮新世，4～3 Ma 頃）には，新潟油田地域では西山層が堆積し，堆積相はトラフ型扇状地性の砂岩泥岩互層相，半深海成の青緑色塊状泥岩相，陸棚相の砂質泥岩相，海底の隆起部に堆積した砂岩相に区分される。松之山地域では，田麦川層（砂岩泥岩互層）が引き続き堆積した。西山期後半～灰爪期前半（後期鮮新世～前期更新世，3～2 Ma）には，海域が浅海化するとともに越後山地側の隆起部が陸化をはじめ，沿岸部には粗粒砂が，沖合の浅海には砂質泥が厚く堆積した。松之山地域では，東川層（砂質泥岩），および魚沼層（海成砂岩，シルト岩等）が堆積した。灰爪期後半（前期更新世，1 Ma 頃）には，東西圧縮場において越後山地，日本アルプス等の陸起が進行する一方で，その前縁に粗粒の砕屑物が厚く堆積した。魚沼地域においては陸域から沿岸域の堆積環境を維持しながら，1,500 m 以上の堆積物を伴う沈降性の堆積盆が存在した。一方，松之山地域および儀明地域は逆断層・褶曲構造を伴う隆起の場となり陸化し侵食が進んだ結果，松之山地域は下部寺泊層の松之山凝灰岩層，儀明地域は下部寺泊層の泥岩層が背斜軸部において地表に露出している。

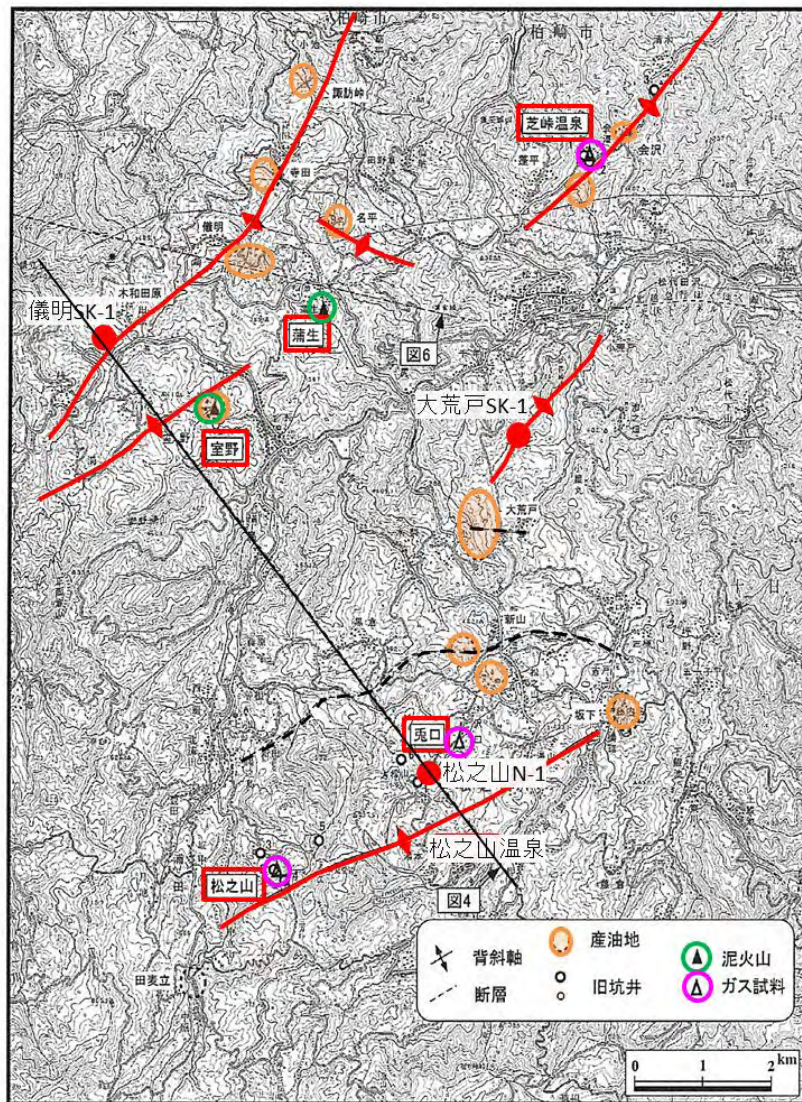


図 4. 3-1 松之山温泉周辺地域における地質概略図と坑井位置等

加藤ほか (2009) に一部加筆，地質要素として褶曲軸，断層等の位置を表示，坑井位置は赤丸で表示



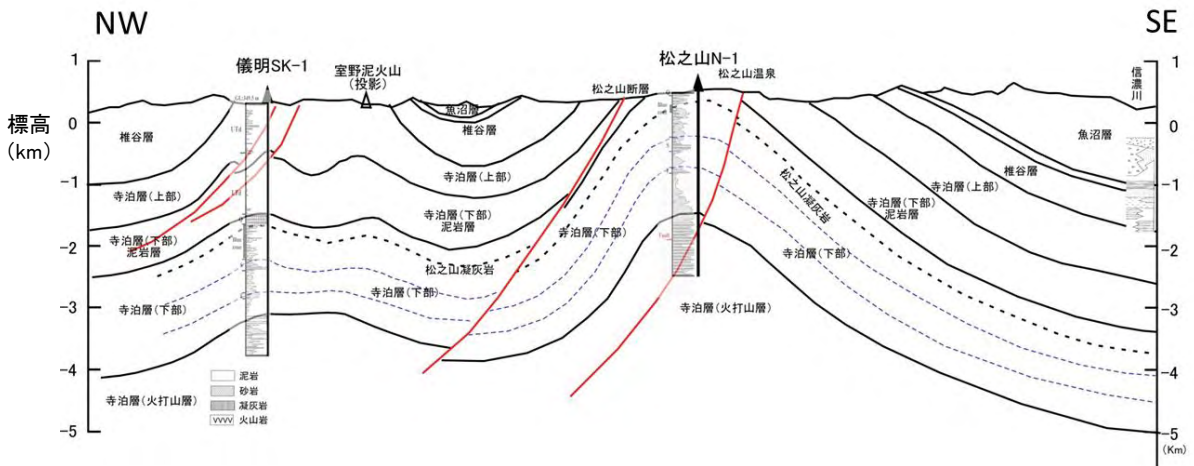


図 4.3-2 儀明SK-1 および松之山N-1 を通る地質断面図

地質断面図は加藤ほか (2009) に加筆, 赤線は断層, 坑井位置のグラフは米谷 (1982) に基づく岩相の比率

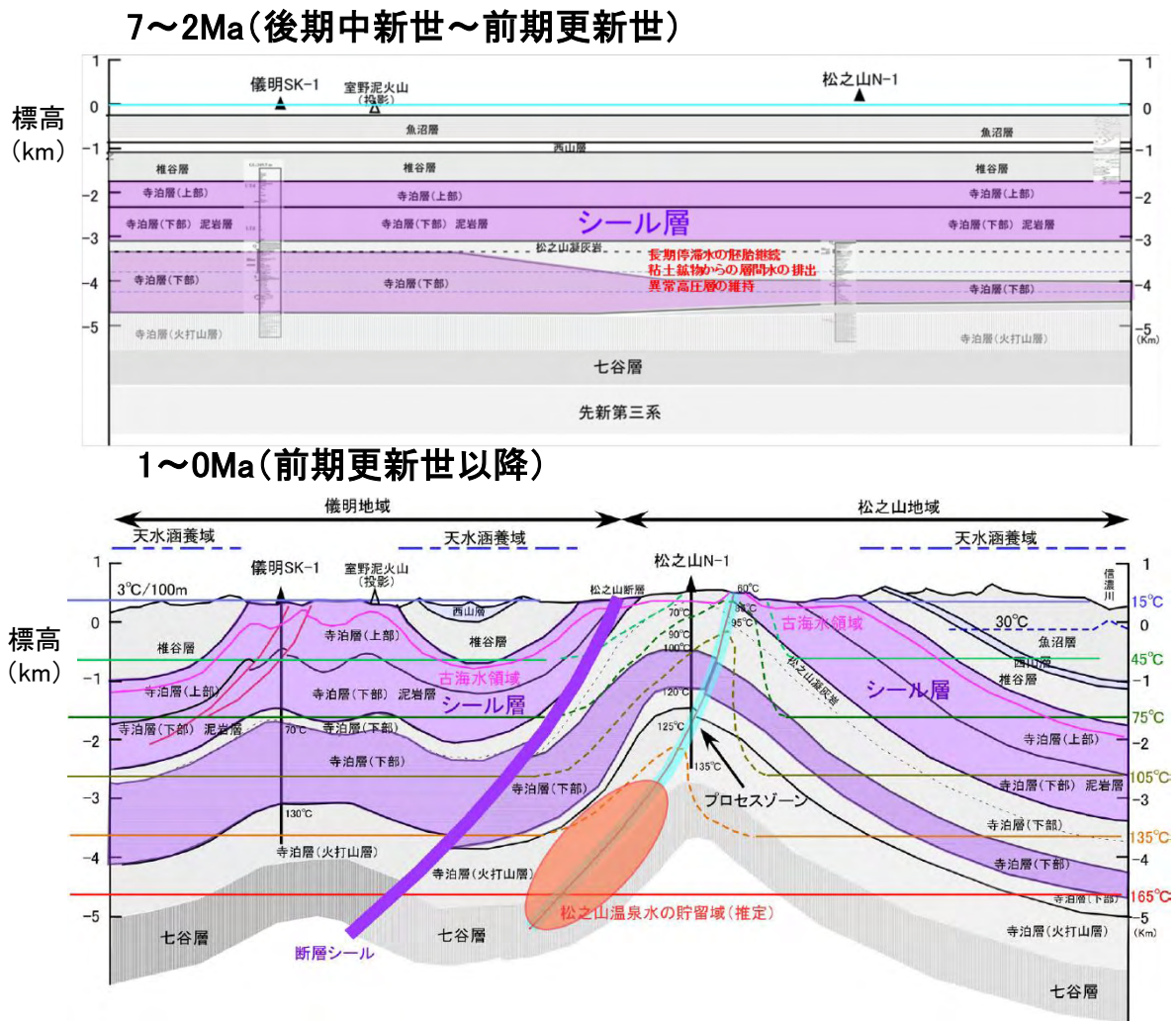


図 4.3-3 長期停滞水の移動・流入に係る概念モデル

加藤ほか (2009), 米谷 (1982), 小林・立石 (1992) に基づき作成, 地温分布は石油資源開発株式会社が保有する温度検層データ (未公表) に基づく

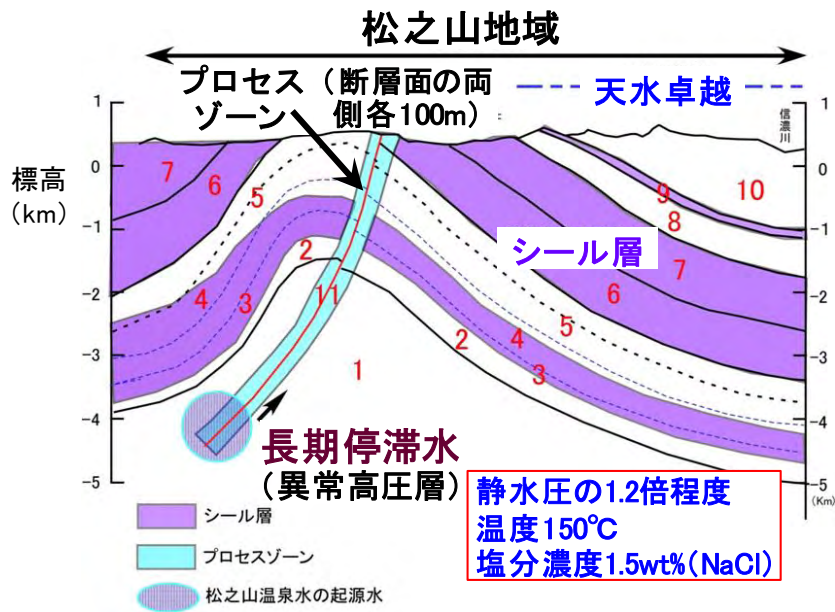


図 4.3-4 長期停滞水の移動・流入に係る評価モデル  
 図中の地質構成の番号は、表 4.3-1 と対応

松之山温泉周辺地域（松之山地域，儀明を含む）における地質の特徴は，地質構造発達史に沿って図 4.3-5 のようにまとめられる。両地域における地質層序は概ね共通しており，背斜構造を伴う地層の隆起が生じる以前の地質構造発達史は共通していたと考えられる。松之山 N-1 と儀明 SK-1 の岩相を同一層準について比較すると，儀明 N-1 の方が細粒の堆積物が含まれる割合が高くなっているが，この違いは，儀明 SK-1 は松之山 N-1 より北西側に位置しており，碎屑物の供給域（南東側の陸域）からより遠い位置にあったことを反映していると考えられる。前期更新世以降，日本列島は東西圧縮の場となり，対象地域内においても，断層・褶曲構造を伴う地層の圧縮が進行し松之山地域および儀明地域においてはそれぞれ背斜構造が形成された。それぞれの背斜軸部において地表に露出する地層は，儀明の背斜構造においては上部寺泊層の泥岩であるのに対して，松之山地域においてはより下位の下部寺泊層の松之山凝灰岩層（および砂岩泥岩互層）まで削剥され地表に露出している。このことは，松之山地域の背斜の方が背斜軸部における隆起量（隆起速度）が大きかったことを示している。背斜軸部に露出する地層（岩相）の違いにより，地表部に厚い泥岩層が分布する儀明地域においては泥火山が一部で見られるのに対して，凝灰岩（および砂岩泥岩互層）が地表に露出する松之山地域においては，背斜構造の形成に寄与したと考えられる逆断層近傍において，地下深部の被圧地層水が上昇することにより湧出したジオプレッシャー型の温泉が生じている。

両地域における水理地質学的特徴については，地下における間隙水圧の分布について，坑井の地層圧力情報や調査区域内で掘削された坑井の泥水比重の情報に基づいて，おおよその地下の間隙水圧の推定を行うことが可能である。調査地域を含む新潟県南部地域において掘削された坑井における地層圧分布（図 4.3-6，加藤ほか，2009）では，泥岩層が卓越する寺泊層（図中○印）においては，静水圧比で 1.4 以上の異常高圧を示していることを読み取ることができる。儀明 SK-1 の例では，地表から深度 3,500 m 付近まで寺泊層の泥岩卓越層が分布しており，泥水比重を上げて（1.3～1.5 g/cm<sup>3</sup>）掘削していることから，地下に異常高圧層が存在している可能性が示唆される。なお，掘削泥水の比重は，掘削泥水が坑口から溢れないように間隙水圧より若干高めに設定するため，実際の

間隙水圧は、掘削泥水の比重より1割程度低いものと推定される。一方、松之山N-1の例では、泥水比重1.1~1.3 g/cm<sup>3</sup>の範囲で掘削しており、儀明と比較して異常高圧の程度は小さいものと想定される(以上の泥水比重は、石油資源開発株式会社が保有する坑井掘削に係る未公表データに基づく)。松之山背斜では、褶曲運動に伴う背斜構造の形成により地層が隆起することにより、元々あった厚いシール層が削剥されたため、儀明地域と比べて地層の間隙水圧が低くなっていると考えられる。一方で、儀明地域では地表近くに寺泊層の低透水性の泥岩層が厚く分布しており、異常高圧層が地表近くまで維持されやすくなっていることが考えられる。なお、距離的にはあまり離れていない儀明地域と松之山地域の圧力差を維持するメカニズムの1つの可能性としては、両者の間に断層シール等の圧力コンパートメント(高畑, 2004)が存在する可能性が考えられる。松之山地域では、儀明地域に比べてより陸域に近い堆積環境にあったと考えられ、同じ層準でもより粗粒な岩相が出現する可能性が高いことから、儀明地域に比べて断層ガウジの透水性が高くなる可能性がある。松之山温泉が自噴している状況を併せて考慮すると、松之山温泉付近に存在する断層は、地下深部から長期停滞水を上昇させる経路としての役割を果たしていることが考えられる。

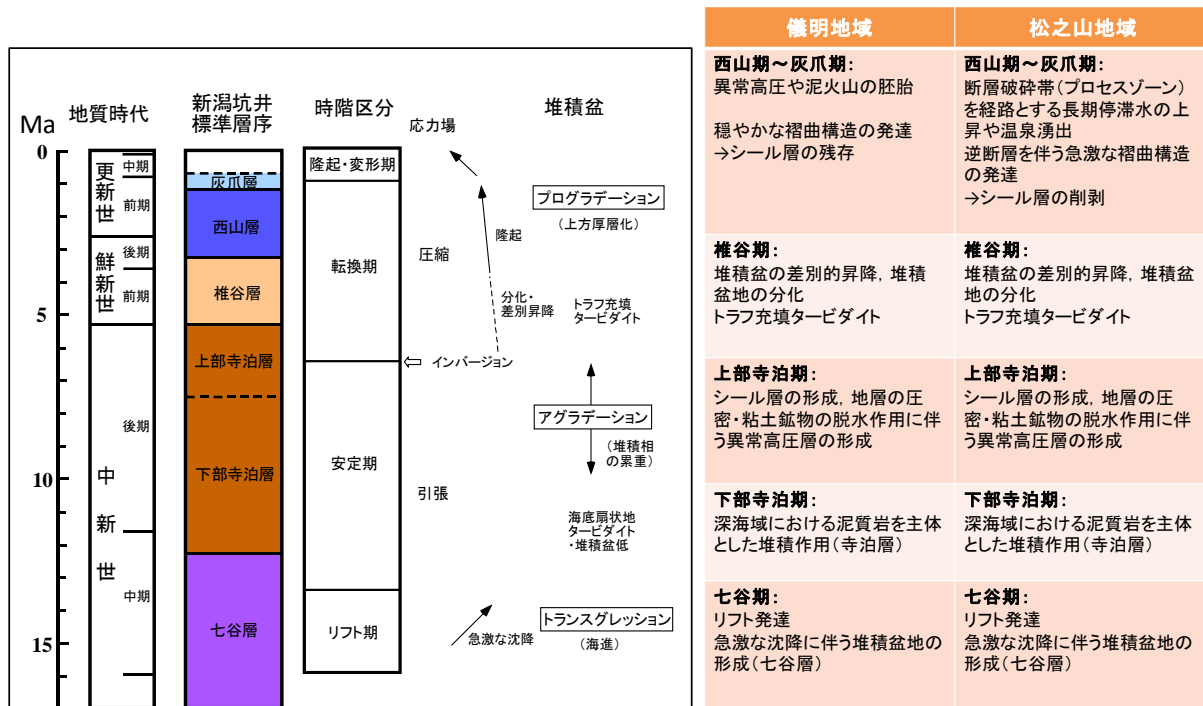


図 4.3-5 松之山温泉周辺地域における地質構造発達史に沿った情報の整理  
加藤ほか(2009), 米谷(1982), 小林・立石(1992)に基づき作成

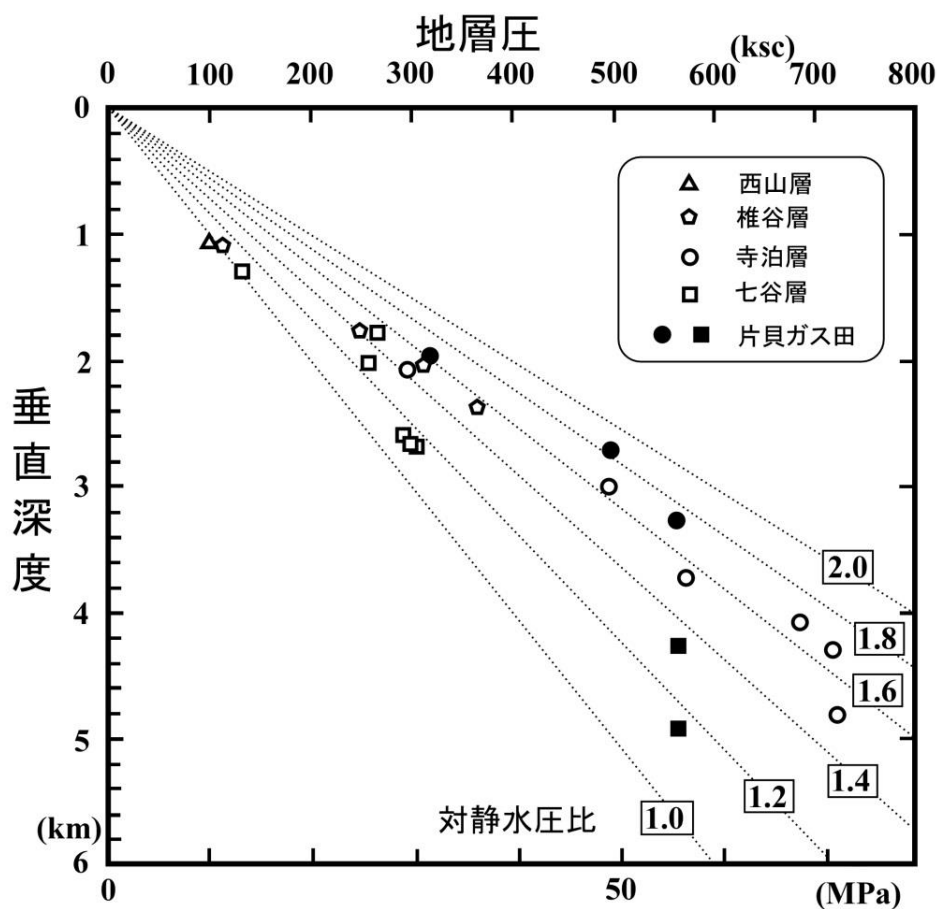


図 4.3-6 新潟県南部地域において掘削された坑井における地層圧分布  
出典：加藤ほか（2009）

松之山温泉および新潟地域の油・ガス田の地層水の水素・酸素同位体比（図 4.3-7, 渡部ほか, 2009；加藤・梶原, 1986）において、長期停滞水を起源とする温泉水の水質は、椎谷層・七谷層から産出する地層水とともに岩石と海水（古海水）との反応のトレンド上にあると考えられる。したがって、七谷層・椎谷層から産出する地層水と松之山温泉から産出する温泉水がいずれも海水を起源とし、地層中で長期間にわたり岩石と反応し得る環境にあったことを示唆する。なお、七谷層、寺泊層および椎谷層においては NaCl 濃度については現世の海水の半分程度であるが、これらの地層中においては、堆積岩の続成作用の進行に伴って粘土鉱物から排出される層間水は、上位層にシール層が存在することにより行き場を失い長期停滞水中に留まるため、結果的に長期停滞水の NaCl 濃度を薄めることとなったものと推定される（加藤・梶原, 1986）。



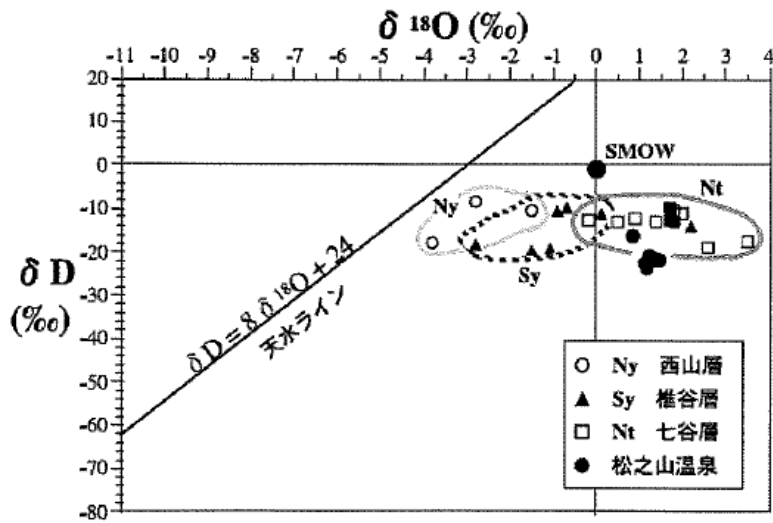


図 4.3-7 松之山温泉および新潟地域の油・ガス田の地層水の水素・酸素同位体比  
出典：渡部ほか（2009）

## (2) 概念モデル・評価モデルの構築と物性値の設定

概念モデル（図 4.3-3）構築の範囲は、異常高圧層に係る長期停滞水の胚胎と上昇のプロセスの検討を行うことを考慮し、儀明地域と松之山地域の背斜構造を横断し信濃川に至る鉛直二次元断面（図 4.3-2 に示した地質断面図と同じ範囲）で設定した。構築にあたっては、既に述べた地質構造発達史の中での両地域における岩相の時代変化と水平方向の岩相の違い、褶曲構造の発達に伴う隆起・削剥に伴うシール層の残存や削剥の程度の違い、水理地質学的な特徴、断層の両側の地層中に含まれる泥質岩の割合に依存し断層がシール層として機能する可能性（Yielding et al., 1997）、水質形成のプロセス等を踏まえ、さらに地下の温度分布として、松之山温泉およびその周辺地域の坑井における地温分布（松之山 N-1 の地表付近で 60 °C、深度 1 km 付近で 115 °C 程度（5 °C/100 m 程度）、深度 3,000 m 付近で通常の地温勾配と同程度（3~3.5 °C/100 m）、儀明 SK-1 で 3 °C/100 m、石油資源開発株式会社保有の未公表データ）を考慮した。概念モデルは、それ以降に松之山温泉周辺地域で逆断層・褶曲構造を伴う隆起の場となった前期更新世頃を境として、それ以前（後期中新世～前期更新世、7~2 Ma）と以降（前期更新世以降、1~0 Ma）に分けて図化を行った。当地域では、魚沼層の堆積時期以降、東西圧縮の場となり急激に地層が短縮され逆断層の発達と褶曲構造の形成が進行した。松之山地域では、背斜部の隆起と侵食が進み上位のシール層が削剥されるとともに、背斜軸付近の断層沿いに長期停滞水の上昇経路が形成された。一方、儀明地域においては、松之山地域に比べて隆起・侵食量が少なく、地表近くに厚いシール層が保持されることにより松之山地域に比べて高い間隙水圧が維持されている。また、泥質岩が卓越する地層中に形成された断層においては細粒の断層ガウジが形成されることにより透水性の低い（シール性能の高い）面的構造が形成された可能性が考えられる。松之山背斜頂部の地下には、下部寺泊層に含まれる松之山凝灰岩層（および砂岩泥岩互層）が分布し、厚い泥岩層は認められていない。このため松之山背斜頂部付近は、天水の流入域として機能している可能性が考えられる。したがって、松之山背斜の頂部付近の地下は、地表から浸透した天水と断層を通じて地下深部から上昇してきた地層水（長期停滞水）が混合する場となっている可能性が考えられる。

評価モデル（図 4.3-4）においては、松之山地域を対象に、異常高圧層に伴う圧力勾配を駆動力と

して、地下 3,000～4,000 m 付近から断層沿いに上昇する流体の移動に伴う影響領域の評価を行うことを考慮した。モデルの構成要素となる各地層に対する物性値の設定のうち、透水性の設定の基本となる間隙率の設定に関しては、対象地域において掘削された 2 本の坑井（松之山 N-1、儀明 SK-1）で取得された音波検層データ（P 波の通過時間、石油資源開発株式会社保有の未公表データ）に基づき推定した（図 4.3-8）。各地層の透水性については、間隙率から透水係数（または浸透率）を求める経験式、すなわち砂質岩については Berg 式（Berg, 1975）（式（1））、泥質岩については Bryant 式（Bryant et al., 1975）（式（2））を適用して算出し、さらに水平方向と鉛直方向の透水性の違いも考慮して各々の地層に対応する浸透率を設定することとした。

$$k=5.3 \times 10^3 \times n^{5.1} \times Dn^2 \quad (1)$$

ここで、

k：浸透率 [md], n：間隙率 [%], Dn：粒径分布 P90 値もしくは [算術平均値－標準偏差]

$$k=e^{14.30 \times n - 26.30} \quad (2)$$

ここで、

k：透水係数 [cm/sec], n：間隙率 [v/v]

対象地域においてシール層の役割を果たしたと考えられる地層は、泥質岩を主体とする下部寺泊層および上部寺泊層のうち、泥岩を主体とする地質ユニットである。泥質岩を主体とする下部寺泊層および上部寺泊層の透水係数は  $10^{-8} \sim 10^{-11}$  cm/sec のレンジにある。シール層の厚さは松之山 N-1 に比べて儀明 SK-1 の方が厚くなる傾向にあるが、これは儀明 SK-1 の方が常に海岸線から遠い堆積環境にあったことに起因する可能性が考えられる。断層の形成発達に起因し割れ目が分布する範囲はプロセスゾーンと呼ばれ、プロセスゾーンの幅（片側幅）は断層長さの 1/100 程度とされている（Vermilye and Scholz, 1998）。吉田ほか（2009）は地下水流動や物質移動などに関わる機能的な面に注目し‘ダメージゾーン’と称しているが、ここではそれと同義として扱う。松之山地域の場合、断層は松之山背斜の背斜軸付近（現在の地表位置では南側の翼部）に形成された逆断層である。松之山背斜の長軸の長さが約 10 km であることから、断層の長さも 10 km 程度のオーダーになるものと考えられる。その場合断層による影響幅（プロセスゾーンの幅）は、100 m 程度（片側）と推定されることから、ここでは片側幅を 100 m として設定することとした。プロセスゾーンの透水性については、古屋・児玉（1999）は国内各地の断層破碎帯の透水係数について調査を行い、断層破碎帯の透水係数については  $10^{-6} \sim 10^{-4}$  cm/sec のオーダーが多いことを報告しており、堆積岩を母岩とする断層破碎帯にも適用できるものと考えられることから、ここではプロセスゾーンの透水性について平均的な値である  $10^{-5}$  cm/sec に対して浸透率を設定することとした。各地層に対するその他の物性値のうち、密度については、堆積岩の粒子密度を  $2.7 \text{ g/cm}^3$ （青柳, 1974）と仮定し、各地層の間隙率を加味して算出した。熱伝導率については、各地層の間隙率を基に、北野ほか（1988）に示された堆積岩（砂岩）における熱伝導率と間隙率の関係図（含水飽和状態）を参照して設定した。

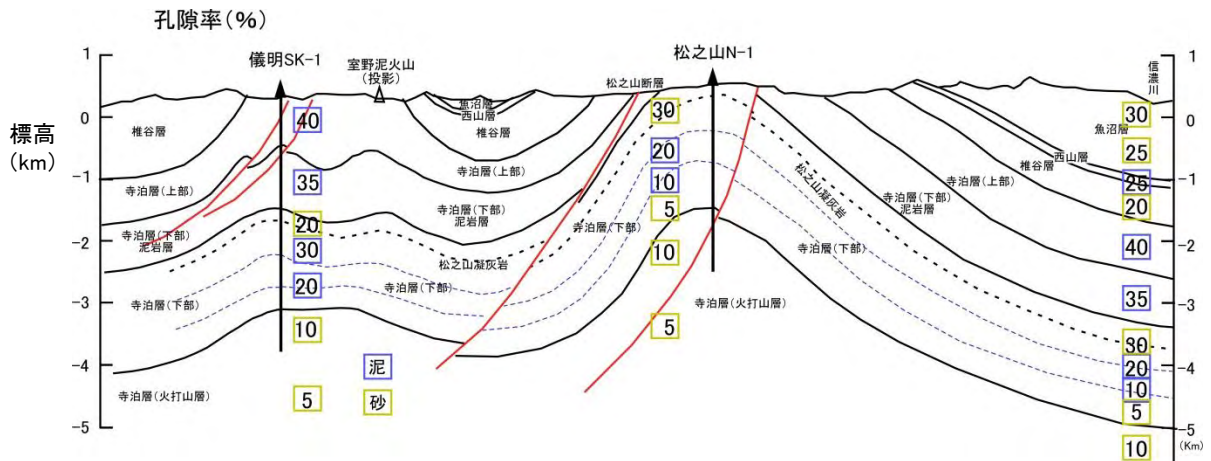


図 4.3-8 松之山温泉周辺地域の各地層における間隙率の設定

間隙率は、松之山N-1、儀明SK-1で取得された音波検層データ（P波の通過時間、石油資源開発株式会社保有の未公表データ）に基づき設定

構築した評価モデルに対して、数値解析に向けた初期条件として、地温勾配は $3\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ （地表温度は $15\text{ }^{\circ}\text{C}$ で一定）として設定した。長期停滞水の起源水が流入してくるプロセスゾーンの底部には、坑井における温度・圧力データを踏まえて、温度 $150\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、圧力は静水圧力の1.2倍を一定に保つような条件を与えることとした。塩分濃度等の各地層における地層水（起源水）の水質については、加藤・梶原（1986）等々に示された各地層の化学組成・同位体組成を参照して設定した（モデル最下位の寺泊層（火打山層）で、塩分濃度 $1.5\text{ wt}\%$ （ $\text{NaCl}$ ）、 $\delta\text{D}=-20\text{ }_{\text{‰}}$ 、 $\delta^{18}\text{O}=1.2\text{ }_{\text{‰}}$ ）。

モデル構築に係る不確実性については、松之山背斜における断層の性状は坑井データからは不確定であることから、プロセスゾーンの幅（片側幅）は断層長さの $1/100$ 程度として設定した。流体の移動経路としてのプロセスゾーンの透水性については、断層破碎帯に係る既存情報に基づく一般的な値を設定するが、数値解析ではプロセスゾーンの透水性を変化させたケースについても取り扱う。各地層の間隙率、浸透率、密度、熱伝導率等の物性値の設定については、対象地域内に掘削された坑井において取得された物理検層データ等に基づき、既存文献において提唱された主に間隙率等を指標とした関係式等を用いて設定していることから、不確実性を有する。過去の熱水活動の履歴については直接的なデータはないため、地下深部に存在する異常高圧層に起因する長期停滞水の上昇に伴う地下の温度分布や塩水の分布等の再現性や継続性を数値解析により確認することに評価の主眼を置く。松之山背斜における断層の形成は前期更新世以降に顕在化した褶曲運動に伴うものと考えられるが、流体の移動経路としての断層形成以降の隆起・侵食に係る地形変化の起伏は現在と概ね同様と考え、モデル化において扱っていない。

#### 4.3.2 数値解析のための条件設定

数値解析は、松之山地域を対象として、地下深部に胚胎する長期停滞水が、断層沿いに設定したプロセスゾーンを通じて上昇した場合の周辺地層への熱・水理・地化学的な影響範囲、およびシール層を挟んで南東方に位置する信濃川に沿って分布する、天水の涵養が卓越する領域との関係について確認することを目的として実施した。数値解析の入力モデルについては、松之山地域の背斜軸部から信濃川までを含む北西-南東方向に $10\text{ km}$ 程度、標高 $5\text{ km}$ 程度までの範囲を対象とした4.3.1項の評価モデル（図4.3-4）を参照して離散化をはかることとした。数値解析で使用する各地層の入

カパラメータの設定値を表 4.3-1 に示す。ここに示された各地層やプロセスゾーンの物性値、水質（塩分濃度）、間隙水圧の初期設定、および長期停滞水の上昇以前の地温勾配、プロセスゾーン底部の温度・圧力等の解析の初期条件については、4.3.1 項 (2) における物性値の設定や数値解析に向けた初期条件の検討結果を参照した。

解析における初期条件や解析領域の境界条件を表 4.3-2 に示す。状態方程式モジュールは、深部上昇水の上昇に伴う熱・水理・地化学的な状態変化として温度、流動ベクトル、NaCl 濃度の変化について連成解析を実施し確認するために、EWASG (Pruess et al., 2012) を使用した。解析ケースとして、松之山地域を対象とした基本ケース（プロセスゾーンの浸透率は  $1E-14 \text{ m}^2$ ）に対して、同浸透率に振幅を与えたオプションケース（浸透率は  $1E-15 \text{ m}^2$ ）を設定した。解析モデルのセルサイズは水平方向・鉛直方向ともに  $100 \text{ m}$  とし、水平方向のセル数は 110、鉛直方向のセル数は 60 に分割することにより、評価モデルに整合するように解析モデルの地表面や地質境界等の位置を微調整した。表層と大気部の境界は、大気側のボリュームと比熱を大きくとることで大気温・大気圧を一定に保つように設定した。また、最下位のセルに大きなボリュームと比熱を与えることによって一定の圧力・温度条件を設定した。降雨浸透については、雨水の大半は河川や低部を伝って移動することを前提として、表層へ天水を積極的に浸透させるような境界条件は与えていない。

表 4.3-1 長期停滞水の評価モデルに係る物性値の設定

番号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
地質構成	寺泊層 (火打山層)	寺泊層下部 (砂質部)	寺泊層下部 (泥質部1)	寺泊層下部 (泥質部2)	寺泊層下部 (松之山凝灰岩)	寺泊層下部 (泥質部3)	寺泊層上部 (泥岩層)	椎谷層	西山層	魚沼層	プロセスゾーン
浸透率(水平) [ $\text{m}^2$ ]	$1E-16$	$1E-17$	$1E-20$	$1E-19$	$1E-14$	$1E-18$	$1E-18$	$1E-14$	$1E-19$	$1E-13$	基本ケースで $1E-14$ (オプションケー スで $1E-15$ )
浸透率(鉛直) [ $\text{m}^2$ ]	$1E-17$	$1E-18$	$1E-21$	$1E-20$	$1E-15$	$1E-19$	$1E-19$	$1E-15$	$1E-20$	$1E-14$	
密度 [ $\text{g}/\text{cm}^3$ ]	2.4	2.5	2.4	2.2	1.9	1.8	1.8	2.2	2.0	2.0	2.0
有効間隙率 [%]	10	5	10	20	30	35	35	20	25	25	25
熱伝導率 [ $\text{W}/\text{m}\cdot\text{K}$ ]	6.3	7.1	6.3	4.6	3.4	2.5	2.5	4.6	4.2	4.2	4.2
塩分濃度 [wt%(NaCl)]	1.5	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	0.3	1.3
間隙水圧 (静水圧比)	1.2	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.0	火打山層内で 1.2、他は1.1

番号 1 (火打山層) の浸透率については、水みちとなる断層が火打山層上部～下部に及んでおり、断層に沿った長期停滞水の上昇に対して、火打山層の全体が（さらには下位の七谷層の一部も）貯留層として関与していると判断されることから、火打山層上部と下部の間隙率（それぞれ 10 %、5 %）の平均値に基づき設定した（水平： $1E-16 \text{ m}^2$ 、鉛直： $1E-17 \text{ m}^2$ ）。番号 5 (寺泊層下部、松之山凝灰岩) の浸透率については、間隙率は 30 %程度あるものの、過去に深度 2,000 m 程度まで埋没し圧密された際に粒子間が結晶で充填され、導通性のない孤立した空隙が形成されることを考慮し設定した（水平： $1E-14 \text{ m}^2$ 、鉛直： $1E-15 \text{ m}^2$ ）。番号 10 (魚沼層) の浸透率については、埋没深度が浅く、番号 5 に比べて圧密を受けていないことから、粒子間の空隙の多くが「水みち」として機能することを想定し設定した（水平： $1E-13 \text{ m}^2$ 、鉛直： $1E-14 \text{ m}^2$ ）。なお、間隙率設定の上限は 35 %とした。

表 4.3-2 長期停滯水の解析条件（境界条件・初期条件）の設定

	境界条件／初期設定			
	大気部	底部	左側部	右側部
長期停滯水 (松之山)	開放 <sup>※1</sup>	開放 <sup>※2</sup>	閉鎖	閉鎖
	温度:15°C一定	起源地流入口の温度: 150°C それ以外の温度:表層 温度より3°C/100m		
	圧力: 1.013E5 Pa一定	圧力:表層(大気圧)より 静水圧力勾配の1.1倍 (魚沼層は1.0倍) 起源地流入口の圧力: 静水圧力の1.2倍 (火打山層)		

※1 表層よりも上の要素（大気の部分）に大きなボリュームと比熱を与えることによって一定圧力温度条件を設定

※2 最下位の要素に大きなボリュームと比熱を与えることによって一定圧力温度条件を設定

#### 4.3.3 解析結果

基本ケースにおける数値解析の結果を図 4.3-9～4.3.12 に、オプションケースにおける結果を図 4.3-13～4.3-16 に示す。基本ケースにおける温度分布（図 4.3-9）では、計算開始から 1 万年後以降に、断層に沿って周囲に比べて温度が高くなっている領域が形成され、この時点で地表付近の温度は 100 °C 程度に上昇し松之山温泉の現在の地下における温度分布と概ね整合していることから、現況の再現性を示している。温度変化については、1 万年後の段階では高温域の幅は断層の両側 1.5～2.0 km 程度であり、温度差は 20～30 °C 程度であるが、10 万年後および 100 万年後においては断層の両側に高温域が広く分布するようになり、地表付近の温度は 120～130 °C に達する。一方、解析エリアの右端部の魚沼層分布域においては、天水の浸透に伴い地表付近の温度が時間の経過とともに低下する。なお、10 万年後と 100 万年後の温度分布状況については大差がないことから、10 万年後以降は地下の温度分布は安定した状態が続いているものと考えられる。塩分濃度（NaCl 濃度）分布（図 4.3-10）においては、1 万年後の時点で断層沿いに上昇した長期停滯水が地表に達するとともに、比較的透水性の高い下部寺泊層の地質ユニット（番号 5）内において側方に移動する状況を示す結果が得られている。10 万年以降においては、塩分濃度が高い領域がこの地質ユニット内全体に広がる状況が確認できる。この一方で、透水性の低い下部および上部寺泊層の泥岩中（番号 6, 7 等）には、地下深部から上昇した長期停滯水は浸透せず、影響領域はシール層を超えて広がらない状況にあることが再現されている。この上位の魚沼層の分布域（番号 10）においては、100 万年後の状態においても初期の塩分濃度（0.3 wt%（NaCl））を超えることはなく、天水の支配領域となっている状況が継続することが確認でき、地質学的な観点から想定し得る現象と考えられる。長期停滯水の断層（プロセスゾーン）に沿った上昇と側方の地層への移動、および魚沼層における天水の地層への涵養等の現象については、流動ベクトル（図 4.3-11, 4.3-12）からも読み取ることができる。

基本ケースに対してプロセスゾーンの浸透率を 1 桁低く設定したオプションケースにおける温度



分布（図 4.3-13）では、基本ケースにおいて見られたような断層に沿った温度の上昇域が形成されておらず、地温分布は流入開始前の状態と比較して急激に変化する様子は認められない。一方、解析エリアの右端部の魚沼層分布域においては、天水の浸透に伴い地表付近の温度が時間の経過とともに低下する。塩分濃度分布（図 4.3-14）においては、計算開始から 10 万年後および 100 万年後に、松之山背斜の軸部において塩分濃度が高くなる領域が形成されていく状況が確認できる。この塩分濃度の高い領域は、深度 300 m 以深の領域には広く分布しているのに対して、300 m より浅い領域では塩分濃度が低く、地表から天水が浸透する領域を形成し希釈されている可能性が考えられる。流動ベクトル（図 4.3-15, 4.3-16）からも上記の現象が示唆される。また、流動ベクトル（流量）においては、断層（プロセスゾーン）に沿った流量が基本ケースと比較して小さくなっており、浸透率を 1 桁低く設定したことにより、地表に到達する長期停滞水の量が基本ケースと比べて少なくなっていることを示唆している。

以上から、数値解析結果のうち基本ケースにおいては、断層沿いに形成されたプロセスゾーンを通じた長期停滞水の地下深部からの上昇に伴い、計算開始から 1 万年後には現在の松之山温泉周辺の温度分布から想定される等温線の形状を再現でき、塩分濃度分布からは影響領域がシール層を超えて上位（魚沼層分布域）に広がらずに天水の支配領域が長期的に維持されることが確認された。一方、プロセスゾーンの浸透率を 1 桁低くしたオプションケースにおいては、プロセスゾーンを移動する長期停滞水の量が抑制されるため地下の温度分布は低めとなり、地表付近では天水の流入量の割合が高くなり、地下 300 m 付近まで天水が流入し塩分濃度が高くない領域が長期間にわたり形成される可能性があることが示された。したがって、上昇経路における浸透率の少しの変化で、特に長期停滞水の上昇に伴う影響範囲に大きな違いが生じる可能性があることを示唆する結果が得られた。

上記のモデル化・解析を通じた評価に係る不確実性のうち、モデルの構成要素（各地層）に対する各種物性値の入力パラメータについては、対象地域内に掘削された坑井において取得された物理検層データ等に基づくが、各地層の間隙率等を指標として設定していることから、各種物性値における地層の違いによる物性値の相対的なコントラストの関係は考慮している。当地域のプロセスゾーンに沿った長期停滞水の上昇に係る透水性については、透水性を変化させたケースをオプションケースとして実施しその影響を確認している。プロセスゾーンの幅や流体上昇の駆動力となる地下深部の間隙水圧（異常高圧）の大きさについても不確定要素はあったが、今回の設定に基づく解析で計算開始から一定時間を経て現況の再現性の確認に至っている。

流入開始から

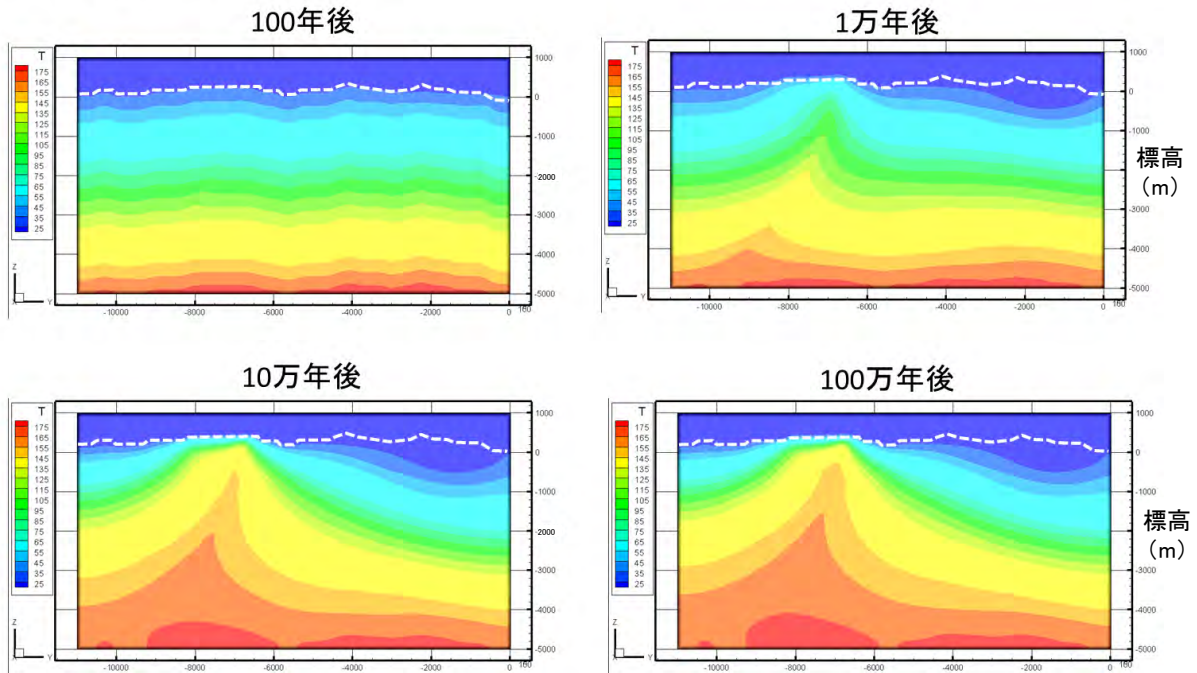


図 4.3-9 長期停滞水に係る数値解析結果（基本ケース，温度分布）  
凡例の単位は[°C]

流入開始から

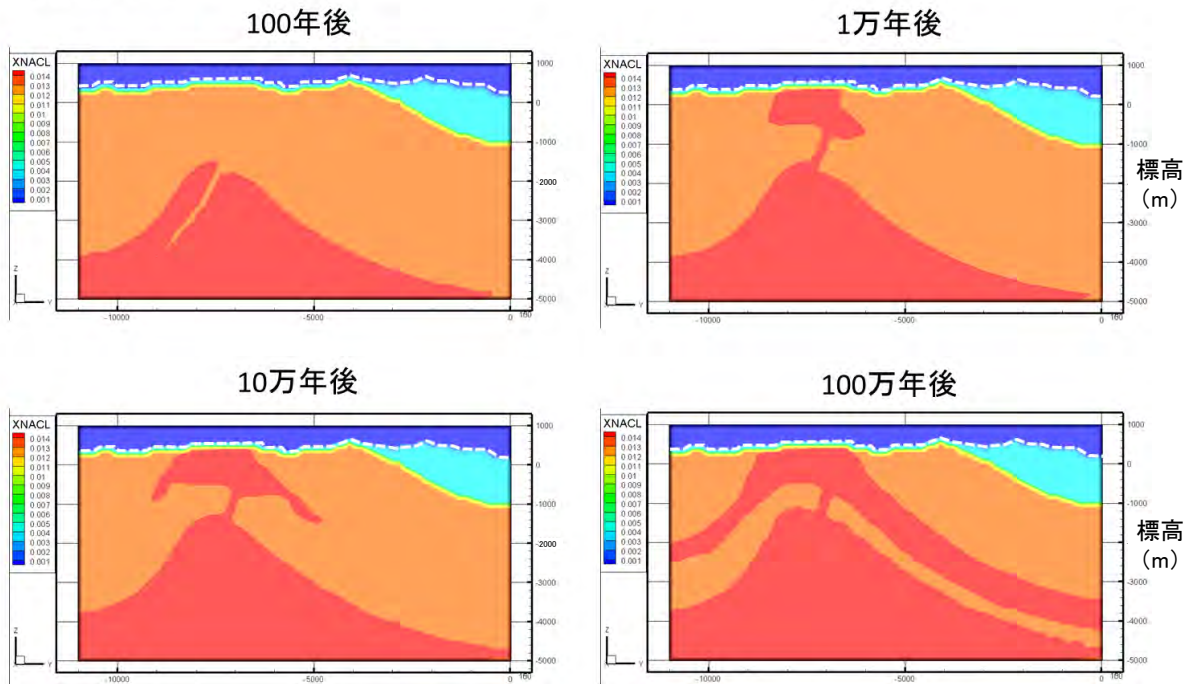


図 4.3-10 長期停滞水に係る数値解析結果（基本ケース，塩分濃度分布）  
凡例の単位は[kg/kg] (NaCl 濃度)

流入開始から

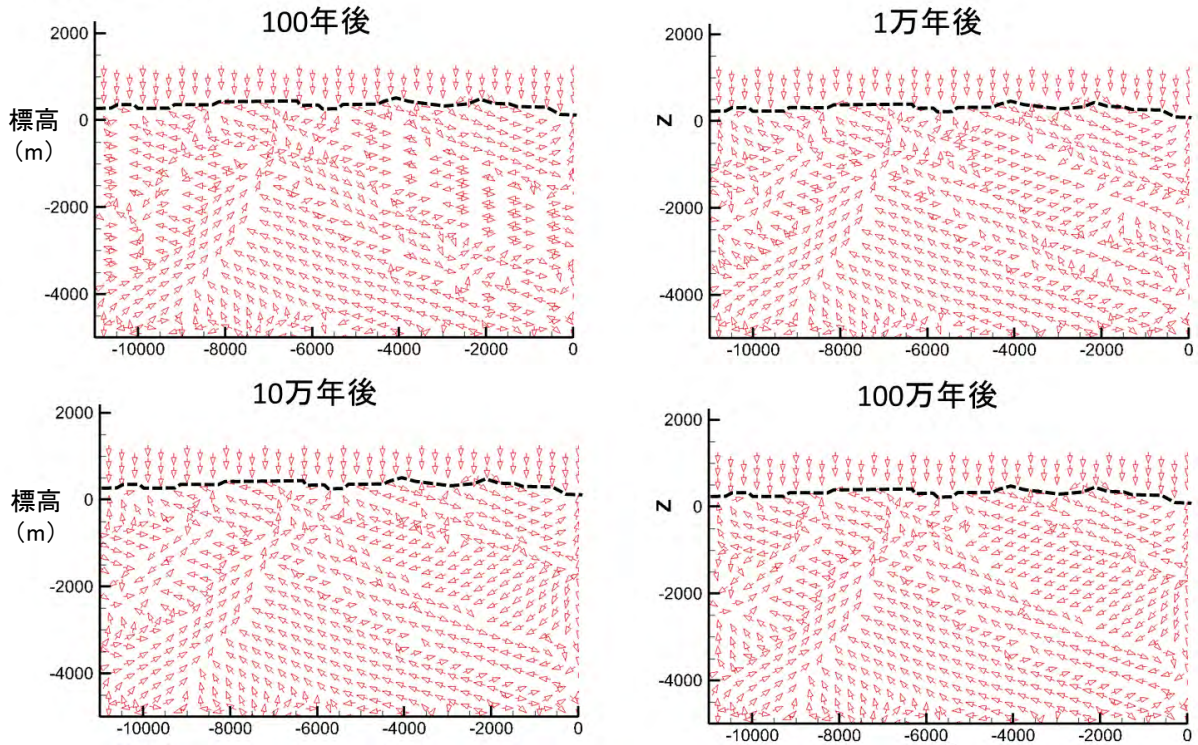


図 4.3-11 長期停滞水に係る数値解析結果 (基本ケース, 流動ベクトル・流向)

流入開始から

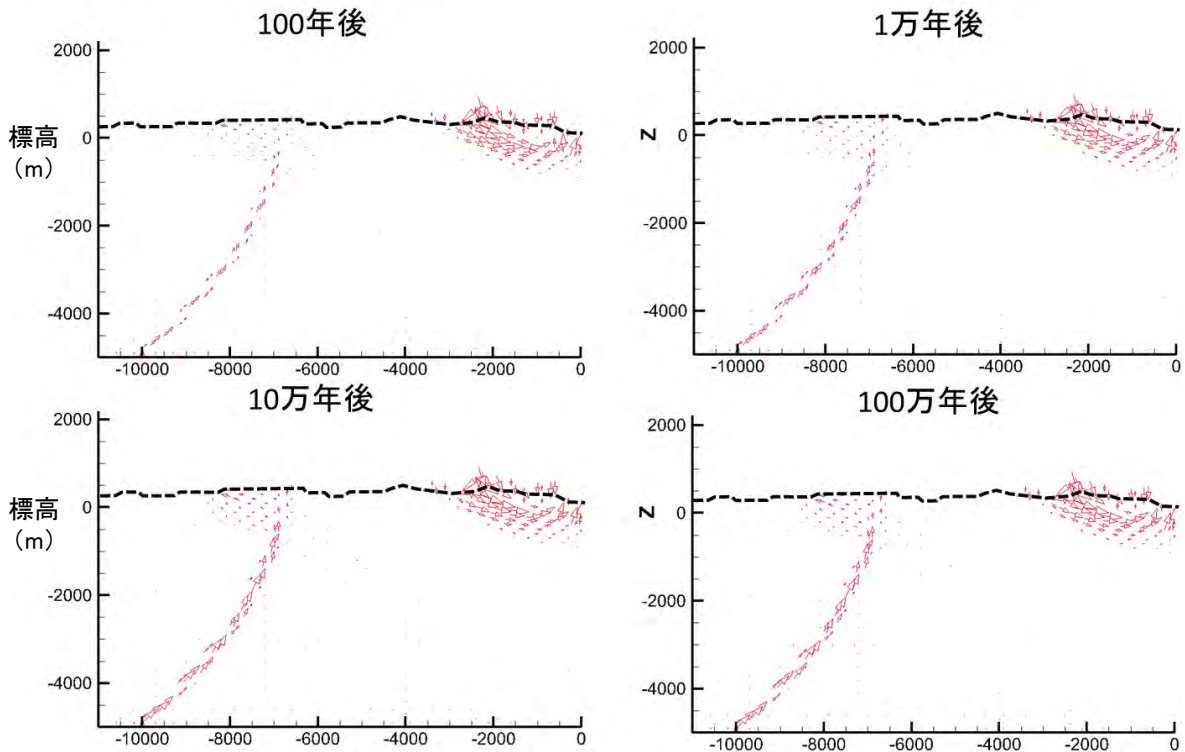


図 4.3-12 長期停滞水に係る数値解析結果 (基本ケース, 流動ベクトル・流量)

プロセスゾーンにおける上昇流のベクトルは 0.05 kg/sec のオーダー



流入開始から

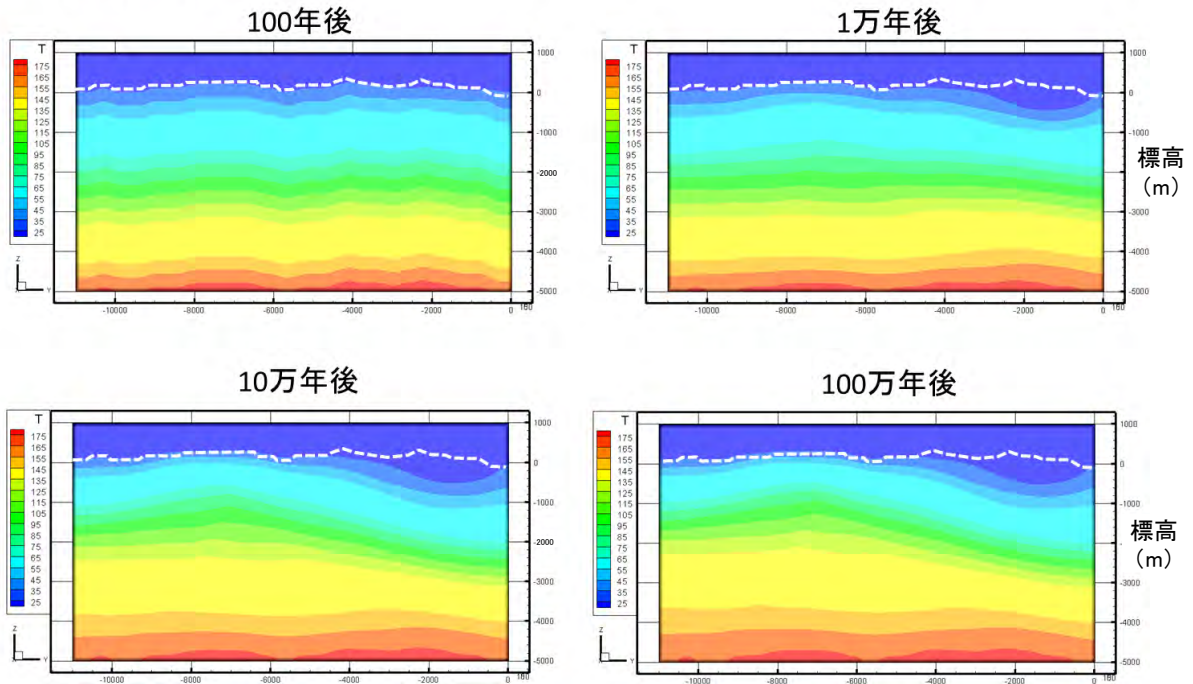


図 4.3-13 長期停滞水に係る数値解析結果 (オプションケース, 温度分布)  
凡例の単位は[°C]

流入開始から

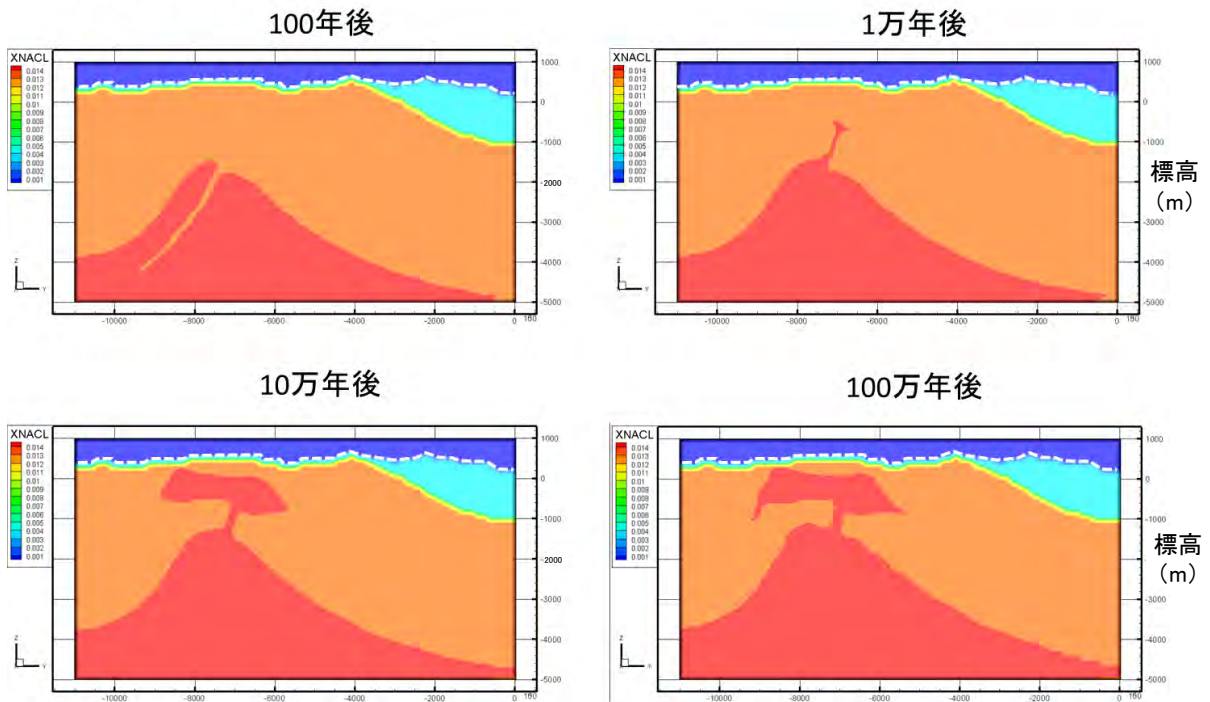


図 4.3-14 長期停滞水に係る数値解析結果 (オプションケース, 塩分濃度分布)  
凡例の単位は[kg/kg] (NaCl 濃度)

流入開始から

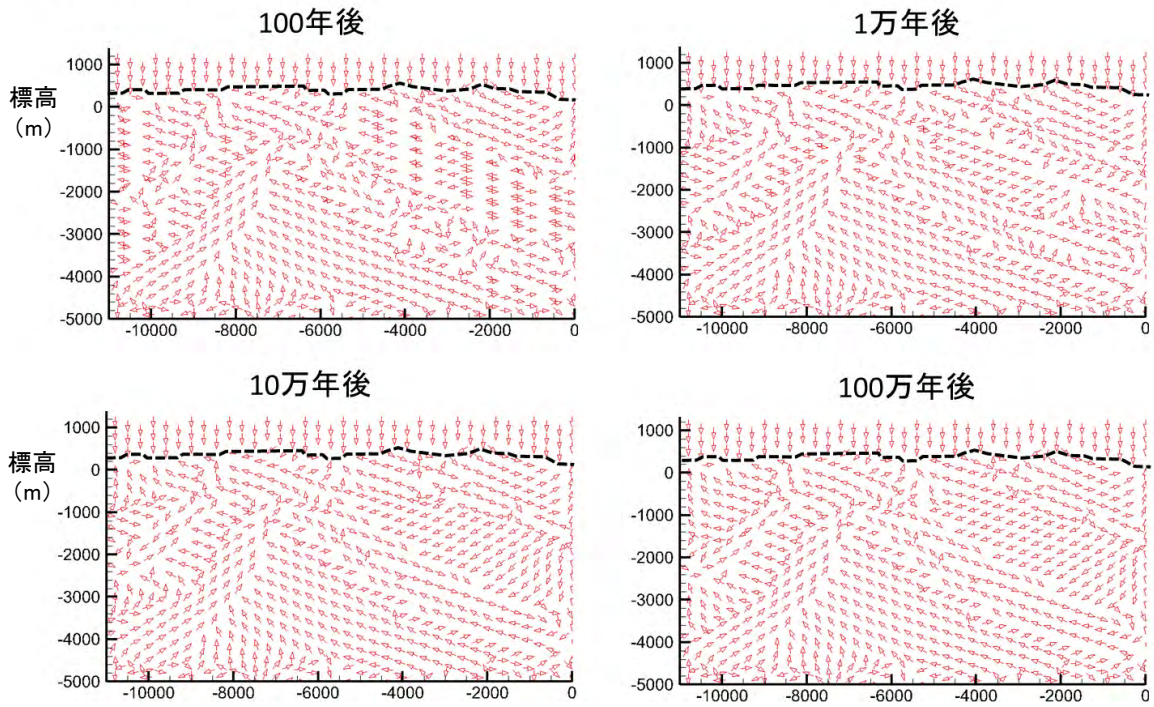


図 4.3-15 長期停滞水に係る数値解析結果 (オプションケース, 流動ベクトル・流向)

流入開始から

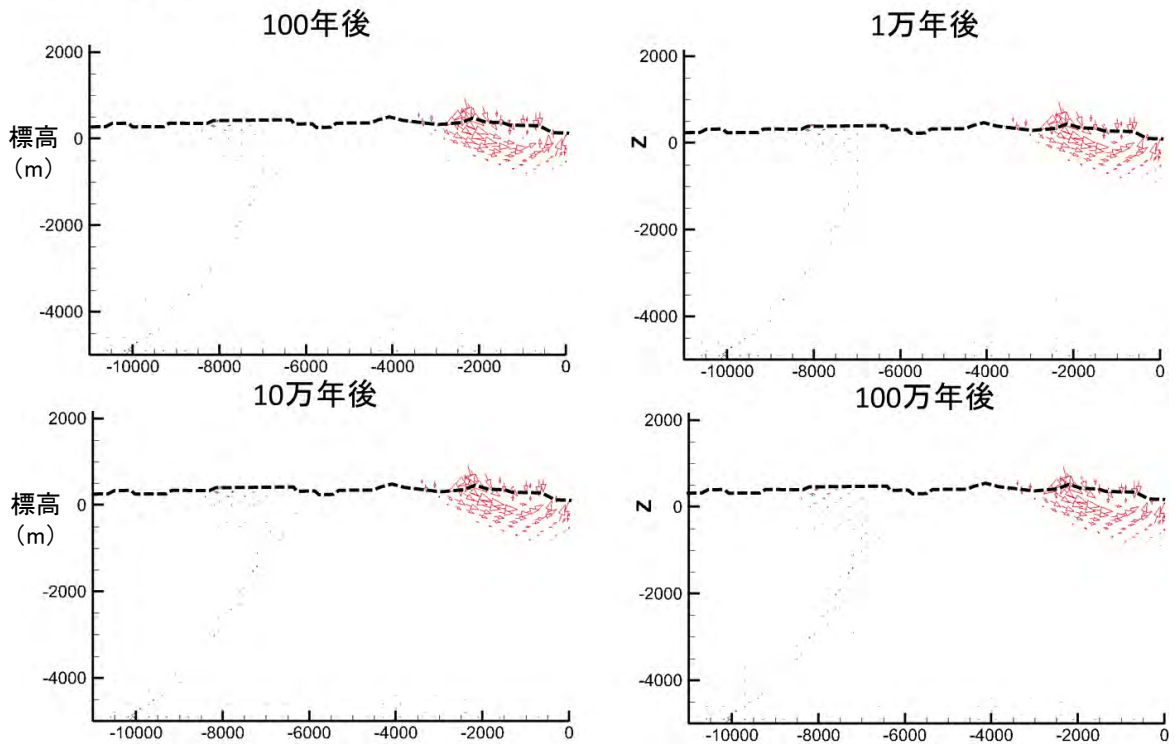


図 4.3-16 長期停滞水に係る数値解析結果 (オプションケース, 流動ベクトル・流量)

プロセスゾーンにおける上昇流のベクトルは 0.005 kg/sec のオーダーで基本ケースより一桁小さい



## 5. 影響評価の考え方等の取りまとめ

### 5.1 検討結果を反映した調査・評価フロー（案）

これまでに述べた一連の検討において、火山性熱水、深部上昇水、長期停滞水の各ケースについて、熱源や起源水に係る成因、および熱水・流体の胚胎・上昇等の条件や活動履歴等に関する情報が豊富な代表事例を選定し、モデル化・解析のために必要な情報を整理した。そのうえで地質構造発達史や熱水・流体の活動履歴を反映した熱・水理・地化学的な状態変化に係る概念モデル、およびモデルの構成要素に応じた物性値や数値解析に向けた初期条件を整理した評価モデルを構築し、さらに数値解析を通じて熱水・流体（起源水）の移動・流入に伴う熱・水理・地化学的な状態変化を確認することにより、影響の程度・範囲とその時間変化の評価を試行した。

火山性熱水では、マグマの貫入・定置後、熱源周囲での温度上昇に伴う熱水対流系の形成発達（計算開始後 5,000～1 万年程度）は周辺よりも高透水性の浅部・深部貯留層の範囲に限定的に生じ、その後温度低下を伴いながらも対流系はこの範囲内に長期間（計算開始から 100 万年程度まで）維持され、高塩濃度流体の天水による希釈もこの範囲内で限定的に生じること等が確認された。深部上昇水では、ダメージゾーンに沿った起源水の長期的な上昇を想定し一定流量のフラックスを下面に与えることにより、温度および塩分濃度の高い領域がダメージゾーンに沿って形成され（計算開始後 1 万年程度）、その後この高温・高塩濃度の領域が長期間（計算開始から 100 万年程度まで）維持されること、およびこれらの分布が地形勾配に支配された天水の浸透に伴う地下水流動の下流方向に非対称に広がる傾向を示すこと等が確認された。長期停滞水では、厚いシール層に覆われた異常高圧層に胚胎する化石海水を想定して断層（プロセスゾーン）の底部に該当する温度・圧力を与えることにより、断層に沿った塩水の上昇と温度上昇が生じ（計算開始後 1 万年程度）、その後も地下の温度分布は長期間（計算開始から 100 万年程度まで）維持されること、および塩分濃度が高い領域も厚いシール層を超えてそれより上位には広がらずに天水の支配領域が長期的に維持されること等が確認された。

以上から、いずれのケースにおいても本検討で実施したモデル化・解析結果は、初期状態から一定期間で熱・水理・地化学的な状態の現況を再現し、その長期的変化は地質学的想定と合致することから、当該手法の長期評価への適用性が確認できたと判断できる。今回の火山性熱水および深部流体（深部上昇水、長期停滞水）のモデル化に基づく影響評価の試行によって得られた各熱水・流体の移動・流入に伴う熱・水理・地化学的な状態とその時間変化の知見や情報（火山性熱水・深部流体の最新の知見、モデル化に必要な情報、モデル化の手順・条件設定、数値解析の適用性、モデルの解釈の仕方や評価の考え方、評価結果に対する不確実性要因等）を踏まえて、熱・熱水の影響に係る既往の体系的な調査・評価フロー（NUMO, 2018a）の更新案を図 5.1-1 に示す。既往の調査・評価フロー（土木学会, 2006 ; NUMO, 2018a）では、各熱水・流体の分類に応じた胚胎・上昇および流入等のプロセスの違いを考慮し、地質構造発達史や過去の熱・熱水活動の履歴を踏まえて、熱源や胚胎・上昇箇所周辺の熱・水理・地化学的な状態変化をモデル化し解析するための進め方・手順等は具体化されていなかったことから、提示したフローでは、調査（文献調査の段階、および概要調査の段階）による必要な情報の取得の後、影響評価に至までのモデル化・解析の流れの概要を具体化して示すこととした。

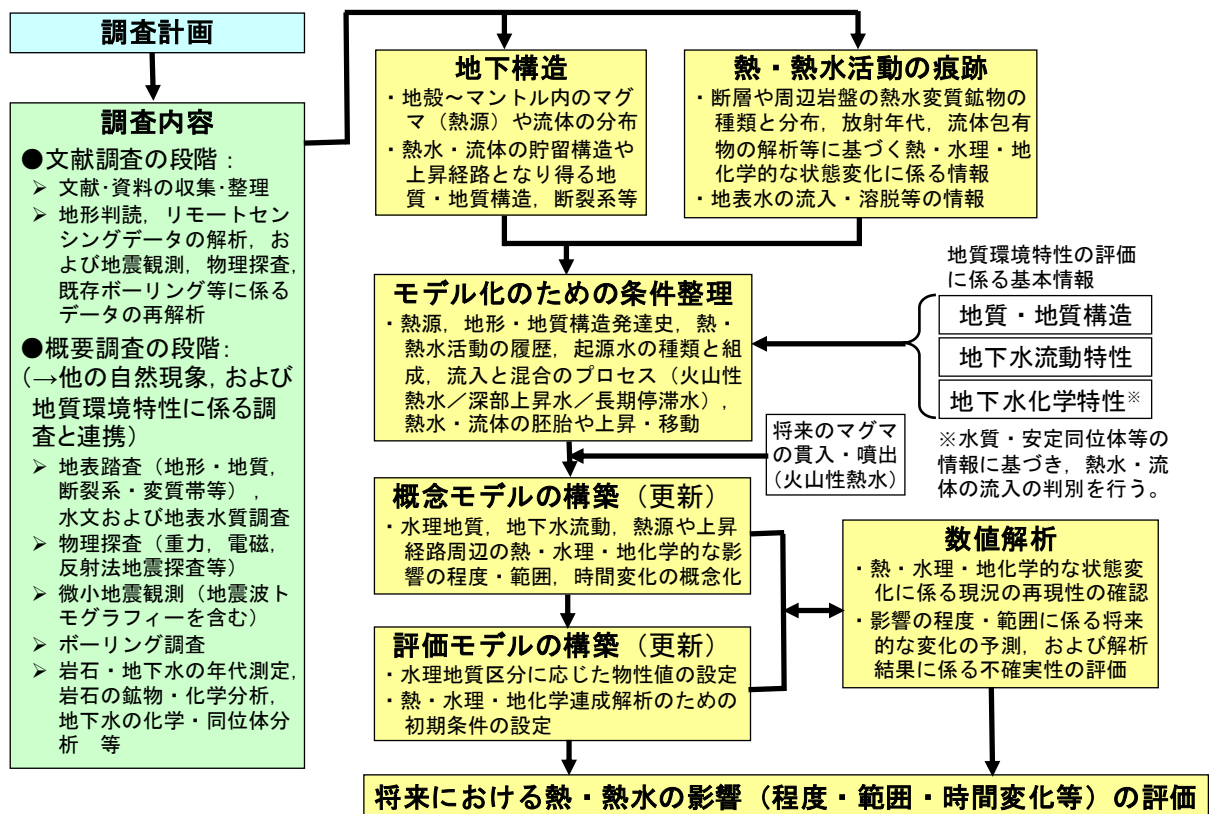


図 5.1-1 本業務の検討結果を反映した熱・熱水の影響に係る調査・評価フロー (案)

NUMO (2018a) における「熱・熱水活動の影響」に係る調査・評価フローに基づき加筆・修正

評価に必要な情報は、サイト周辺の「地下構造」(地殻～マントル内のマグマ(熱源)や流体の分布、および熱水・流体の貯留構造や上昇経路となり得る地質・地質構造、断裂系等)、「熱・熱水活動の痕跡」(断層や周辺岩盤の熱水変質鉱物の種類と分布、放射年代、流体包有物の解析等に基づく熱・水理・地化学的な状態変化に係る情報、および地表水の流入・溶脱等の情報等)であり、さらに地質環境特性に係る調査とも連携し、その評価に係る基本情報(地質・地質構造、地下水流動特性、地下水の地化学特性)を併せて、「モデル化のための条件整理」(熱源の扱い、地形・地質構造発達史、熱・熱水活動の履歴、起源水の種類と組成、流入と混合のプロセス、熱水・流体の胚胎や上昇・移動の原因・プロセス等)に係る検討を行う。「概念モデルの構築(更新)」では、地質構造発達史や熱・熱水活動の履歴を踏まえて評価に必要な時間・空間スケールを考慮し、各熱水・流体の移動・流入に係る水理地質構造および地下水流動を概念化するとともに、熱源や胚胎・上昇箇所周辺の熱・水理・地化学的な影響の程度・範囲およびその時間変化に係る傾向や特徴を概念化する。また、「評価モデルの構築(更新)」では、評価(解析)の対象とする時間・空間スケールを設定し、地質構成・地質構造や水理地質区分に応じた物性値を設定するとともに、熱・水理・地化学連成解析のための初期条件(および境界条件)を設定する。「数値解析」では、各熱水・流体に係る評価モデルで示された物性値や初期条件を入力パラメータとして、概念モデル・評価モデル等により示された熱・水理・地化学的な状態変化に係る現況の再現性を確認するとともに、影響の程度・範囲に係る将来的な変化の予測、解析結果に係る不確実性要因の検討を行う。これらの結果に基づき、「将

来における熱・熱水の影響（程度・範囲・時間変化等）の評価」を行う。

## 5.2 火山性熱水・深部流体の分類に応じた影響評価の留意点

将来における熱・熱水の影響（程度・範囲・時間変化等）の評価にあたっては、地下の温度分布、熱水対流、地下水の地化学特性（特に、起原水の種類・組成、および混合の程度と広がり等）等を検討の対象とし、熱水・流体の特徴に応じて以下の諸点を考慮することが必要と考えられる。

- ・ 火山性熱水：マグマや高温岩体などの熱源の条件とその状態変化、および熱源の周辺の熱・水理・地化学的な状態変化（熱源からの距離や貯留構造（高透水性部）の空間的偏在性と熱水対流系の形成・発達や衰退との関係等に留意）
- ・ 深部上昇水：上昇経路の水理地質学的特徴に応じた上昇のプロセス（起原水上昇のフラックス・頻度等）、および広域的な地下水流動の中での上昇水の移動・流入に伴う周辺岩盤への広がり方（ダメージゾーンの分布・性状や交差する断裂系等が影響の程度・範囲の空間的不均質性に与える要因等に留意）
- ・ 長期停滞水：貯留構造（シール層による異常高圧層（上昇駆動力）の保持）および上昇経路（断裂系）に係る水理地質学的特徴（透水性のコントラスト等）の相互関係、ならびに停滞水の移動・流入に伴う周辺岩盤への広がり方（停滞水が胚胎する領域／天水の浸透が卓越する領域の区分、およびそれらに対するシール層の果たす役割等に留意）

## 6. 結論

サイト調査を通じて自然現象の著しい影響を回避して選定したサイトでも、将来10万年程度を超えるような長期的な安全評価では、著しい影響の回避に係る不確実性に起因して新規に発生する可能性のある事象について、シナリオに基づく安全性の確認が必要である。そのために、自然現象が地質環境に及ぼす影響（熱的、水理的、地球化学的な状態等の変化）を評価するための手法の整備がサイトの安全評価に必要である。

火山性熱水・深部流体については、起源となる熱水・流体の分類に応じてその発生および地下施設の設置深度への移動・流入のプロセスが異なることが想定されるが、各熱水・流体の移動・流入のプロセスの違いを考慮して処分場周辺の地質環境（熱環境、水理場、化学場）へ及ぼす影響を評価するためのモデル化・解析手法は、サイト調査の実施に向けてこれまで未整備の状況にあった。このことを踏まえ NUMO では、サイト調査の開始までに実施主体として喫緊に取り組むべき技術開発課題の1つとして、自然現象のうち「火山性熱水・深部流体の影響の調査・評価・モデル化技術の高度化」を掲げ、2016年度の各熱水・流体の分類に応じた基本情報の収集・整理を経て、2017年度には、処分場の閉鎖後長期の安全機能に及ぼす影響の評価に向けたシナリオの具体化および核種移行パラメータの設定に資するために、各熱水・流体の移動・流入のプロセスの違いを考慮したモデル化・解析手法を整備することを目的として、火山性熱水、深部上昇水、長期停滞水の代表事例に係る現状での現象理解に基づき、熱・水理・地化学的な観点での影響評価の試行を実施することとした。

検討にあたっては、火山性熱水、深部上昇水、長期停滞水の各ケースについて、熱源や起源水に係る成因、および熱水・流体の胚胎・上昇等の条件や活動履歴等に関する情報が豊富な代表事例を選定し、モデル化・解析のために必要な情報を整理し、そのうえで地質構造発達史や熱水・流体の活動履歴を反映した熱・水理・地化学的な状態変化に係る概念モデル、およびモデルの構成要素に応じた物性値や数値解析に向けた初期条件を整理した評価モデルを構築し、さらに数値解析を通じて熱水・流体（起源水）の移動・流入に伴う熱・水理・地化学的な状態変化を確認することにより、影響の程度・範囲とその時間変化の評価を試行した。

検討の結果、いずれのケースにおいても本検討で実施したモデル化・解析結果は、初期状態から一定期間で熱・水理・地化学的な状態の現況を再現し、その長期的変化は地質学的想定と合致することから、当該手法の長期評価への適用性が確認できたと判断できた。今回の火山性熱水および深部流体（深部上昇水、長期停滞水）のモデル化に基づく影響評価の試行によって得られた各熱水・流体の移動・流入に伴う熱・水理・地化学的な状態とその時間変化の知見や情報（火山性熱水・深部流体の最新の知見、モデル化に必要な情報、モデル化の手順・条件設定、数値解析の適用性、モデルの解釈の仕方や評価の考え方、評価結果に対する不確実性要因等）を踏まえて、熱・熱水の影響に係る既往の体系的な調査・評価フローへの反映を検討するとともに、火山性熱水・深部流体の分類に応じた影響評価の留意点を整理して示した。

## 謝辞

本業務の実施にあたり、西日本技術開発株式会社、株式会社地球科学総合研究所、石油資源開発株式会社の関係各位には多大なご協力をいただいた。また、石油資源開発株式会社には、長期停滞水に係る坑井データ等に関し国内探鉱の知見に基づいた助言を頂いた。ここに記して謝意を表す。

## 参考文献

- 網田和宏, 大沢信二, 杜建国, 山田誠 (2005) : 大分平野の深部に賦存される有馬型熱水の起源, 温泉科学, 55, pp. 64-77.
- 網田和宏, 大沢信二, 西村光史, 山田誠, 三島壯智, 風早康平, 森川徳敏, 平島崇男 (2014) : 中央構造線沿いに湧出する高塩分泉の起源—プレート脱水流体起源の可能性についての水文化学的検討—, 日本水文科学会誌, 44, pp. 17-38.
- 青柳宏一 (1974) : 石油貯留岩の堆積学的な評価法とその実例, 石油技術協会誌, 39, pp. 269-278.
- Berg, R. R. (1975) : Capillary Pressure in Stratigraphic Traps, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 59, pp. 939-956.
- Bryant, W. R., Hottman, W. and Trabant, P. (1975) : Permeability of unconsolidated and consolidated marine sediments, Gulf of Mexico, Marine Geotechnology, 1, p. 1-14.
- 地層処分研究開発調整会議 (2018) : 地層処分研究開発に関する全体計画 (平成 30 年度～平成 34 年度) .
- 土木学会 (2006) : 精密調査地区選定段階における地質環境調査と評価の基本的考え方, 土木学会 原子力土木委員会 地下環境部会.
- 江原幸雄, 藤光康宏, 山川修平, 馬場秀文 (2001) : 熱源の伝導的冷却に伴って発達する熱水系—葛根田地熱系の例—, 日本地熱学会誌, 23, pp. 11-23.
- 江原幸雄 (2011) : 九州の地熱開発, 地熱発電の潮流と開発技術, サイエンス&テクノロジー, pp. 58-72.
- 古屋和夫, 児玉敏雄 (1999) : 断層活動が地下の水理に与える影響に関する調査, 核燃料サイクル 開発機構 契約業務報告書, JNC-TJ7420 2005-039.
- 林正雄 (1982) : 地熱指数の提唱と地熱探査への応用, 日本地熱学会誌, 21, pp. 29-35.
- 兵庫県 (1996) : 平成 7 年度地震調査研究交付金 六甲断層帯に関する調査成果報告書.
- 藤田和夫 (1968) : 六甲変動, その発生前後, 第四紀研究, 7, pp. 248-260.
- 藤田和夫 (1995) : 近畿の第四紀テクトニクスからみた兵庫県南部地震—神戸の地震に“六甲変動”を見た—, 地質ニュース, No. 490, pp. 7-13.
- 藤田和夫, 笠間太郎 (1982) : 大阪西北部地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所.
- 藤田和夫, 笠間太郎 (1983) : 神戸地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所.
- 井上厚行 (2003) : 熱水変質作用, 資源環境地質学—地球史と環境汚染を読む—, 資源地質学会, pp. 195-202.
- 石原朋和, 田中和広 (2009) : 泥火山周辺の地質構造と地下水の地化学特性—新潟県十日町市蒲生における検討—, 地学雑誌, 118, pp. 350-372.
- 伊藤久敏 (2016) : ジルコンの U-Pb 年代から推定される八幡平地熱地域とガイザース地熱地域の熱源の比較, 日本地熱学会誌, 38, pp. 53-60.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001) : 有馬—高槻断層帯の評価.
- JNC (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の構築—平成 17 年取りまとめ—, 分冊 1「深地層の科学的研究」, JNC TN1400 2005-014.



- 神谷宏, 尾崎敦子, 功刀正仁, 小林俊光, 下方鉦蔵 (1971) : 鉄鉦物に伴う若干の微量元素, 名古屋工業大学学報, 23, pp. 139-146.
- 金沢淳, 富山眞吾, 及川輝樹, 梅田浩司 (2005) : 地質温度計による熱履歴の調査手法について, サイクル機構技報, 26, pp. 1-18.
- 蟹澤聰史, 土井宣夫, 加藤修, 石川賢一 (1994) : 岩手県, 葛根田地熱地域に伏在する第四紀葛根田花崗岩, 岩鉦, 89, pp. 390-407.
- Kasai, K., Sakagawa, Y., Komatsu, R., Sasaki, M., Akaku, K. and Uchida, T. (1998) : The origin of hypersaline liquid in the Quaternary Kakkonda Granite, sampled from well WD-1a, Kakkonda geothermal system, Japan, *Geothermics*, 27, pp. 631-645.
- 加藤進, 梶原義照 (1986) : 新潟地域油・ガス田付随水の水素および酸素の同位体組成, 石油技術協会誌, 51, pp. 113-122.
- 加藤修, 佐藤浩 (1995) : 第四紀花崗岩をターゲットにした葛根田地熱地域の深部貯留層開発について, 資源地質, 45, pp. 131-144.
- 加藤進, 安田善雄, 西田英毅 (2000) : 秋田・山形地域油・ガス田の地層水の地球化学, 石油技術協会誌, 65, pp. 229-237.
- 加藤茂弘, 岡田篤正, 寒川旭 (2008) : 大阪湾と六甲山, 淡路島周辺の活断層と第四紀における大阪・播磨灘堆積盆地の形成過程, 第四紀研究, 47, pp. 233-246.
- 加藤進, 早稲田周, 西田英毅, 岩野裕継 (2009) : 新潟県東頸城地域における泥火山および周辺の原油・ガスの地球化学, 地学雑誌, 118, pp. 455-471.
- 川村淳, 牧野仁史, 笹尾英嗣, 新里忠史, 安江健一, 浅森浩一, 梅田浩司, 石丸恒存, 大澤英昭, 江橋健, 小尾繁, 柴田雅博, 稲垣学 (2010) : 高レベル放射性廃棄物地層処分に係わる天然現象影響に関する研究, *JAEA-Research* 2010-027.
- 風早康平 (2014) : 西南日本における温泉水の成因について : スラブ起源深部流体の特徴と分布, 温泉科学, 64, pp. 282-288.
- 風早康平, 高橋正明, 安原正也, 西尾嘉朗, 稲村明彦, 森川徳敏, 佐藤努, 高橋浩, 北岡豪一, 大沢信二, 尾山洋一, 大和田道子, 塚本斉, 堀口桂香, 戸崎裕貴, 切田司 (2014) : 西南日本におけるスラブ起源深部流体の分布と特徴, 日本水文科学会誌, 44, pp. 3-16.
- Kissling, W. M. (2004) : Deep hydrology of the geothermal systems in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, Doctor of Philosophy thesis, Department of Engineering Science, School of Engineering, University of Auckland.
- 北野晃一, 新孝一, 木下直人, 奥野哲夫 (1988) : 高温下岩石の力学特性, 熱特性および透水特性に関する文献調査, 応用地質, 29, pp. 242-253.
- 小林巖雄, 立石雅昭 (1992) : 新潟地域における新第三系の層序と新第三紀古地理, 地質学論集, No. 37, pp. 53-70.
- 国土地理院 : 基盤地図情報数値標高モデル (10 m メッシュ) .
- 上月順治 (1962) : 有馬温泉の研究, 日本書院, 東京.
- 越谷信, 大上和良, 菊地康, 平山拓哉, 早坂祐里, 宇沢政晃, 本間健一郎, 土井宣夫 (1993) : 滝の上地熱地域に発達する断裂系, 日本地熱学会誌, 15, pp. 109-139.
- Kusuda, C., Iwamori, H., Nakamura H., Kazahaya, K. and Morikawa, N. (2014) : Arima hot spring waters as a deep-seated brine from subducting slab, *Earth, Planets and Space*, 66: 119.

- Lin, A. and Yamashita, K. (2013) : Spatial variations in damage zone width along strike-slip faults: An example from active faults in southwest Japan, *Journal of Structural Geology*, 57, pp. 1-15.
- 米谷盛寿郎 (1982) : 新潟・長野地域層序概説, 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会編, 日本の石油・天然ガス資源, pp. 151-173.
- 丸山正 (2004) : 西南日本の主要横ずれ活断層の断層運動史に関する研究, 地質調査研究報告, 55, pp. 105-106.
- 益田晴恵, 橋爪伝, 酒井均 (1988) : 鹿塩地域に湧出する塩水の季節変動とその要因について, 地球化学, 22, pp. 149-156.
- 益田晴恵 (2011) : 地球深部の窓—有馬温泉—, 温泉科学, 61, pp. 203-221.
- Masuda, H., Sakai, H., Chiba, H. and Tsurumaki, M. (1985) : Geochemical characteristics of Na-Ca-Cl-HCO<sub>3</sub> type waters in Arima and its vicinity in the western Kinki district, Japan, *Geochemical Journal*, 19, pp. 149-162.
- 松葉谷治, 酒井均, 鶴巻道二 (1974) : 有馬地域の温泉, 鉱泉の水素と酸素の同位体比について, 岡山大学温泉研究所報告, 43, pp. 15-28.
- 松浦浩久, 栗本歴史, 寒川旭, 豊遥秋 (1995) : 広根地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所.
- 溝口一生, 廣瀬丈洋, 嶋本利彦 (2000) : 野島断層の透水性構造—兵庫県津名郡北淡町舟木露頭の解析, 月刊地球号外, No. 31, pp. 58-65.
- 村松容一 (1987) : 葛根田地熱地域の熱水脈とその流体包有物の研究, 岩石鉱物鉱床学会誌, 82, pp. 216-229.
- 村松容一, 小松亮 (1996) : 岩手県葛根田地熱地域の浅部貯留層における地熱流体の変遷過程—流体包有物研究—, 岩鉱, 91, pp. 145-161.
- 村岡洋文 (2011) : 東日本の地熱開発, 地熱発電の潮流と開発技術, サイエンス&テクノロジー, pp. 73-84.
- 村田泰章, 須田芳朗, 菊地恒夫 (編) (1991) : 日本の岩石物性値—密度, 磁性, P 波速度, 有効空隙率, 熱伝導率—, 地質調査所報告, No. 276, pp. 1-302.
- 内藤光雄, 田中茂 (1984) : 神戸層群に属する—地すべり地における層別地下水の分類方法並びにその挙動について, 日本地下水学会誌, 26, pp. 167-183.
- NEDO (新エネルギー・産業技術総合開発機構) (1993) : 地熱開発促進調査報告書 No.31 岩手山西部地域.
- NEDO (新エネルギー・産業技術総合開発機構) (1998) : 平成 8 年度地熱探査技術等検証調査 深部地熱資源調査報告書, 2 分冊.
- NEDO (新エネルギー・産業技術総合開発機構) (1999a) : 平成 9 年度地熱探査技術等検証調査 深部地熱資源調査報告書, 2 分冊.
- NEDO (新エネルギー・産業技術総合開発機構) (1999b) : 平成 10 年度地熱探査技術等検証調査 深部地熱資源調査報告書, 2 分冊.
- NEDO (新エネルギー・産業技術総合開発機構) (2002) : 地熱探査技術等検証調査 深部地熱資源調査 総括成果報告書.
- 日本地熱学会ホームページ : 日本の地熱資源と地熱発電所, [http://grsj.gr.jp/jgea/index1\\_2.html](http://grsj.gr.jp/jgea/index1_2.html) (2019 年 6 月 1 日閲覧) .

- 西村進, 桂郁雄, 西田潤一 (2006) : 有馬温泉の地質構造, 温泉科学, 56, pp. 3-15.
- 西山成哲, 田中和広, 鈴木浩一 (2016) : 電磁探査および地質・地下水調査による深部流体の移動経路の可視化ー山口県北東部徳佐盆地における適用ー, 応用地質, 57, pp. 102-112.
- NUMO (原子力発電環境整備機構) (2018a) : 包括的技術報告: わが国における安全な地層処分の実現ー適切なサイトの選定に向けたセーフティケースの構築ー, レビュー版, NUMO-TR-18-02.
- NUMO (原子力発電環境整備機構) (2018b) : 地層処分事業の技術開発計画 (2018 年度~2022 年度), NUMO-TR-18-01.
- 大沢信二, 網田和宏, 山田誠, 三島壮智, 風早康平 (2010) : 宮崎平野の大深度温泉井から流出する温泉水の地化学特性と成因: 温泉起源流体としての続成脱水流体, 温泉科学, 59, pp. 295-319.
- 尾崎正紀, 松浦浩久 (1988) : 三田地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所.
- 尾崎正紀, 松浦浩久, 佐藤喜男 (1996) : 神戸層群の地質年代, 地質学雑誌, 102, pp. 73-83.
- Potter, R. W. II, Babcock, R. S. and Brown, D. L. (1977) : New method for determining the solubility of salts in aqueous solutions at elevated temperatures, Journal of Research of the U. S. Geological Survey, 5, pp. 389-395.
- Pruess, K., Oldenburg, C. and Moridis, G (2012) : TOUGH2 User's Guide, Version 2, Lawrence Berkeley National Laboratory.
- Reyes, A. G (1990) : Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 43, pp. 279-309.
- Sano, Y. and Wakita, H. (1985) : Geographical distribution of  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratios in Japan: Implications for arc tectonics and incipient magmatism, Journal of Geophysical Research, 90, pp. 8729-8741.
- 産総研 (産業技術総合研究所) 地質調査総合センター (2005) : 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧 (第 2 版) CD-ROM 版.
- 産総研 (産業技術総合研究所) (2007) : 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料ー長期変動と地質環境の科学的知見と調査の進め方ー, 産業技術総合研究所 深部地質環境研究センター, 地質調査総合センター研究資料集, no. 459.
- 産総研 (産業技術総合研究所) (2012) : 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料ー立地要件への適合性とその根拠となる調査結果の妥当性, 産業技術総合研究所 地質調査総合センター, 地質調査総合センター研究資料集, no. 560.
- 産総研 (産業技術総合研究所) (2016) : 平成 27 年度原子力発電施設等安全技術対策委託費 (自然事象等の長期予測に関する予察的調査) 事業 平成 27 年度事業報告.
- 産総研 (産業技術総合研究所) (2017) : 平成 28 年度原子力発電施設等安全技術対策委託費 (自然事象等の長期予測に関する予察的調査) 事業 平成 28 年度事業報告.
- 笹田政克, 佐々木宗建 (2004) : 冷却しつつある高温花崗岩ー500°C葛根田花崗岩など地熱地帯の花崗岩の特徴についてー, 地質ニュース, No. 593, pp. 49-58.
- 佐々木宗建, 笹田政克, 藤本光一郎, 村松容一, 小松亮, 佐脇貴幸 (1995) : 流体包有物に記録された若い花崗岩貫入後の熱水活動ー葛根田地熱地域と乳頭地熱地域を例にー, 資源地質, 45,

pp. 303-312.

- 佐脇貴幸, 佐々木宗建, 小松亮, 村松容一, 笹田政克 (1999) : 葛根田地熱地域における浅部貯留層の流体包有物のガス組成, 日本地熱学会誌, 21, pp. 127-141.
- 石油天然ガス・金属鉱物資源機構ホームページ : 日本の地熱発電, <http://geothermal.jogmec.go.jp/information/geothermal/japan.html> (2019年6月1日閲覧) .
- 仙岩地熱地域地質図編集グループ (1985) : 10万分の1仙岩地熱地域地質図および同説明書, 特殊地質図 21-2, 地質調査所.
- 下岡謙司, 石崎寛治郎, 岡本雅道, 熊田政弘, 荒木邦夫, 天野 恕 (1980) : 高レベル廃棄物の処分岩体および処分地層としての岩石の熱特性, JAERI-M 9247, 日本原子力研究所, pp. 1-28.
- 新修神戸市史編集委員会 (編) (1989) : 新修神戸市史 歴史編I自然・考古, 神戸市.
- 総合資源エネルギー調査会 (2014) : 最新の科学的知見に基づく地層処分技術の再評価—地質環境特性および地質環境の長期安定性について—, 総合資源エネルギー調査会 電力・ガス事業分科会 原子力小委員会 地層処分技術 WG
- 総合資源エネルギー調査会 (2017) : 地層処分に関する地域の科学的な特性の提示に係る要件・基準の検討結果 (地層処分技術 WG とりまとめ), 総合資源エネルギー調査会 電力・ガス事業分科会 原子力小委員会 地層処分技術 WG
- 末岡茂, 田上高広, 堤浩之, 長谷部徳子, 田村明弘, 荒井章司, 山田隆二, 松田達生, 小村健太郎 (2010) : フィッション・トラック熱年代に基づいた六甲地域の冷却・削剥史, 地学雑誌, 119, pp. 84-101.
- 鈴木隆広, 柴田智郎 (2007) : 北海道, 日本海側北部の温泉資源, 北海道立地質研究所報告, 78, pp. 15-20.
- 田口幸洋 (1982) : 流体包有物の均質化温度分布から見た地熱帯の地下熱構造, 日本地熱学会誌, 3, pp. 165-177.
- 高畑伸一 (2004) : 地下の圧力構造の把握と石油地質学的解釈, 石油技術協会誌, 69, pp. 167-180.
- 高倉伸一, 中神康一, 光畑裕司, 村山隆平 (1997) : 新潟県東頸城地域の比抵抗構造の石油地質学的解釈—MT法と基礎試錐のデータに基づいて—, 石油技術協会誌, 62, 58-68.
- 高村弘毅, 丸井敦尚 (2006) : 地下鹹水の定義と事例, 日本海水学会誌, 60, pp. 86-90.
- 竹野直人, 村岡洋文, 佐脇貴幸, 佐々木宗建 (2000) : 葛根田花崗岩周辺の接触變成作用 : 自由エネルギー最小化法化学平衡計算に基づく解析, 地質調査所報告, No. 284, pp. 17-33.
- 竹内圭史, 吉川敏之, 釜井俊孝 (2000) : 松之山温泉地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所.
- 竹内圭史, 尾崎正紀, 小松原琢 (2010) : 新潟沿岸域の20万分の1地質図, 地質調査総合センター速報, No. 54, 平成21年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, pp. 105-115.
- 玉生志郎 (1980) : 仙岩地域放射年代測定, 昭和53・54年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 地熱地域の熱水系に関する研究, pp. 15-23.
- 玉生志郎 (編) (1991) : 日本の地熱資源評価に関する研究, 地質調査所報告, No. 275.
- 田中明子, 山野誠, 矢野雄策, 笹田政克 (2004) : 日本列島及びその周辺域の地温勾配及び地殻熱流量データベース, 数値地質図 DGMP-5, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 谷口直樹, 森本昌孝, 本田明 (1999) : ベントナイト中における炭素鋼の不動態化条件の検討, サイクル機構技報, No. 4, 87-91.

- 太秦康光, 那須義和 (1960) : 温泉の化学的研究 (第 51~54 報) (第 52 報) 油田塩水と温泉水の化学成分の比較, 日本化学雑誌, 81, pp. 401-404.
- 渡部直喜, 大木靖衛, 佐藤修, 日下部実 (1996) : 新潟県松之山地すべり地の Na-Cl 型地下水の起源, 新潟大学積雪地域災害研究センター年報, No. 18, pp. 81-92.
- 渡部直喜, 佐藤壽則, 古谷元 (2009) : 新潟地域の大規模地すべりと異常高圧熱水系, 地学雑誌, 118, pp. 543-563.
- 柳谷茂夫, 笠井加一郎, Brown, K. L., Giggenbach, W.F. (1996) : 岩手県葛根田地熱地域における深部地熱流体の化学的特性, 地熱, 33, pp. 1-18.
- Yielding, G, Freeman, B. and Needham, D. T. (1997) : Quantitative Fault Seal Prediction, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 81, pp. 897-917.
- 横倉伸, 伊藤忍, 山口和雄, 加野直巳, 大滝壽樹, 牧野雅彦, 住田達哉 (2008) : 反射法地震探査による新潟県十日町断層帯周辺の地下構造, 地質ニュース, No. 649, pp. 23-31.
- 吉田英一, 大嶋章浩, 吉村久美子, 長友晃夫, 西本昌司 (2009) : 断層周辺に発達する割れ目形態とその特徴—阿寺断層における‘ダメージゾーン’解析の試み, 応用地質, 50, pp. 16-28.
- 吉村尚久 (編著) (2001) : 粘土鉱物と変質作用, 地学団体研究会.





原子力発電環境整備機構

(略称：原環機構)

Nuclear Waste Management Organization of Japan (NUMO)